

伊勢平野中～南部地域における第四系地下地質 Subsurface Quaternary in central to southern area of Ise Plain, western coast of Ise Bay, central Japan

佐藤善輝^{1*}・中島 礼¹
SATO Yoshiki^{1*} and NAKASHIMA Rei¹

Abstract: Sedimentary environments and depositional ages of the Quaternary subsurface sediments were reconstructed based on depositional facies, microfossils, volcanic ashes, and radiocarbon dating obtained from the four reference cores in the central to southern part of the Ise Plain, western coast of the Ise Bay. In addition, we suggested stratigraphy and distribution of subsurface Quaternary inferred from borehole logs and data from the reference cores. We divided the subsurface Quaternary into the middle to lower Pleistocene, upper Pleistocene, and alluvium. The alluvium is able to be subdivided into five formations, basal gravel (BG), lower sandy mud (LSM), middle mud (MM), upper sand (US), and uppermost sand and mud (TP). We show the distribution of basement of the alluvium suggesting existence of buried Pleistocene terraces and active faults.

Keywords: Ise Bay, Ise Plain, Eastern margin of the Nunobiki Mountains Fault Zone, Chisato Fault, Tsu-oki Flexure, buried terrace, Quaternary, Alluvium.

要 旨

伊勢湾西岸に位置する伊勢平野の中部～南部地域において、計4地点で掘削した基準ボーリング試料について、層相記載、微化石分析、火山灰分析、放射性炭素年代測定を行い、各コア試料の堆積環境や堆積年代を推定した。さらに、基準ボーリング試料と既存ボーリング資料に基づいて、第四系地下地質について、中部～下部更新統、上部更新統、沖積層（沖積層基底礫層、下部砂泥層、中部泥層、上部砂層、最上部砂泥層）に細分して、その特徴や分布を示した。これらのボーリング資料から推定された沖積層基底深度分布図を作成し、埋没地形及び活構造の分布を推定した。

1. はじめに

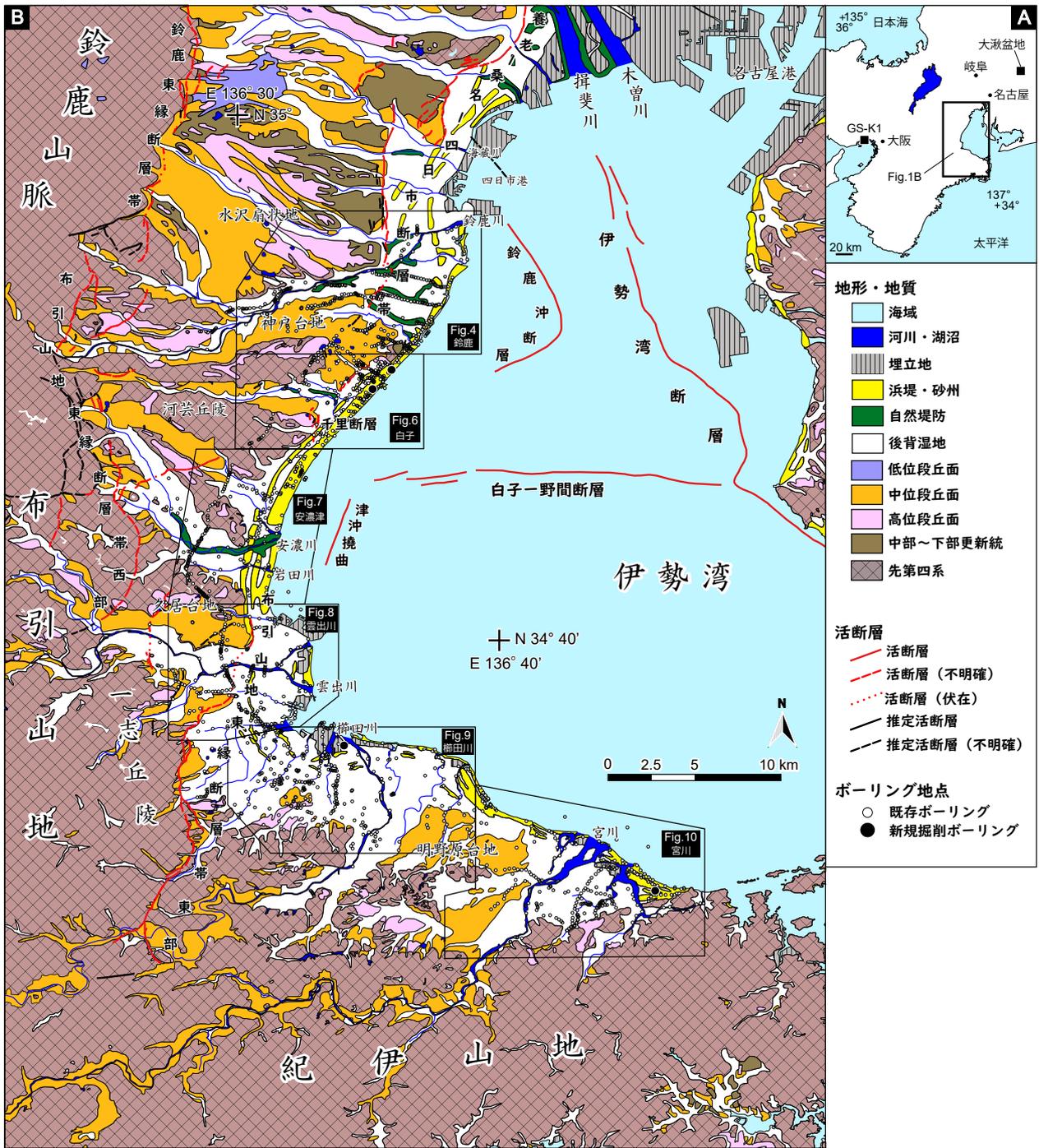
本論では、伊勢湾西岸に位置する沿岸平野である伊勢平野（太田ほか, 2004）のうち、中勢～南勢地域（第1図、鈴鹿川周辺～宮川周辺）を対象として、その第四系地下地質について述べる。なお、地形的な特徴なども考慮し、便宜上、対象地域を鈴鹿川、白子、安濃津、雲出川、松阪及び宮川の計6地域に区分する。

伊勢平野は、大局的にみると、西側を鈴鹿山脈及び布引山地に、南側を紀伊山地によって区切られた沿岸平野である（第1図）。沿岸部には、主に中期更新世以降に形成された段丘群と、それらを開析する谷や沿

岸に沖積低地が分布する（水野ほか, 2009；西岡ほか, 2010 など）。更新世段丘の一部は、沿岸部で沖積低地下に埋没する。更新世段丘構成層や沖積層は、東海層群などの基盤岩類に比べて軟弱であり、その分布や特徴は産業や防災において重要な地質情報となりうる。また、第2章第2節で詳述するように、対象地域の一部や周辺海域には多数の活断層や活撓曲が推定されており、段丘面やその構成層を変形させている可能性が指摘されている（第1図、今泉ほか, 2018 など）。これらの活構造の位置や活動度の推定・評価においても、地下地質情報は有用である。

伊勢平野における第四系層序に関しては、これまで、①陸上の段丘堆積物に関する研究（荒木ほか, 1963；Kimura, 1971, 1972, 1973；荒木, 1980；吉田, 1987；石村, 2013 など）、②既存ボーリング資料の解析に基づく地下層序に関する研究（建設省計画局・三重県, 1962）、③沖積層に関する研究（川瀬, 2003, 2012；Funabiki *et al.*, 2010；佐藤・小野, 2017 など）がある。①では地形分類や陸上踏査に基づいて、中期更新世以降の段丘構成層の区分と伊勢平野内及び伊勢湾周辺地域との地層対比が示されている。また、一部は貝化石や微化石の産出状況から海成層の可能性が指摘されているほか、火山灰層に基づく堆積年代の推定も行われている。②は地盤地質調査を主目的としており、既存ボーリング資料の粒度やN値を参考にして層序区分がなされている。一部で貝化石の産出が報告されているが、堆積環

*Corresponding author: SATO, Y., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail:satou-yoshiki@aist.go.jp
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)



第 1 図 対象地域概観図

A) 対象地域案内図。B) 伊勢平野における地形概略図及び調査位置図。基図は 20 万分の 1 シームレス地質図（産総研地質調査総合センター 2023）を簡略化して作成。活断層分布は鈴木ほか(2010)及び地震調査研究推進本部(2005c, 2005d), 岩淵ほか(2000), 岡村ほか(2013)を参照した。

Fig. 1 Index map of the study area

A) Location of the study area. B) Index map showing distribution of geology and geomorphology and location of the investigated districts. Base map is modified from the 1:200,000 seamless geological map (AIST, 2023). Distribution of active faults are based on Suzuki *et al.* (2010), Headquarter for Earthquake Research Promotion (2005c, 2005d), Iwabuchi *et al.* (2000) and Okamura *et al.* (2013).

境や堆積時期、広域的な層序対比については詳しく検討されていない。③は志登茂川、雲出川及び宮川の沖積低地で実施されており、デルタや浜堤の地形発達過程が復元されている。雲出川（川瀬，2003；Funabiki *et al.*, 2010）と宮川（川瀬，2012）では、ボーリング資料の解析や年代測定結果などに基づいて、一般的な沖積層層序区分（海津，1994）を踏まえた沖積層層序区分が示されている。

このように伊勢平野の中勢～南勢地域では、ある程度の研究の蓄積は進んでいるものの、堆積環境や堆積年代に関する知見が少なく広域的な層序対比の妨げになっている点、ボーリング資料の解析が建設省計画局・三重県（1962）が取りまとめた以降にほとんど実施されておらず、データを追加して検討する必要がある点、などの問題点を指摘できる。他方で、現在、対象地域は第四系、とりわけ中期更新世以降の露頭の露出が少ない。そこで本論では、周辺地域の層序対比の精度向上を目的として、沿岸域において基準ボーリング試料となるオールコア試料を掘削し、その観察と分析に基づいて堆積環境や堆積年代を推定するとともに、既存ボーリング資料を収集し、基準ボーリングコア試料の解析結果なども踏まえながら、第四系地下地質の分布や埋没地形分布について検討した。

なお、本論で示す調査・分析結果の一部は、地質調査総合センター速報（佐藤，2020，佐藤・水野，2018；佐藤ほか，2018，2019，2020）及び地質調査研究報告（佐藤善輝ほか，2021a）において報告している。本論におけるオールコアボーリング試料の記載は、上記文献の記載の一部を修正・簡略化して記載する。

2. 地域概観

2.1 地形・地質

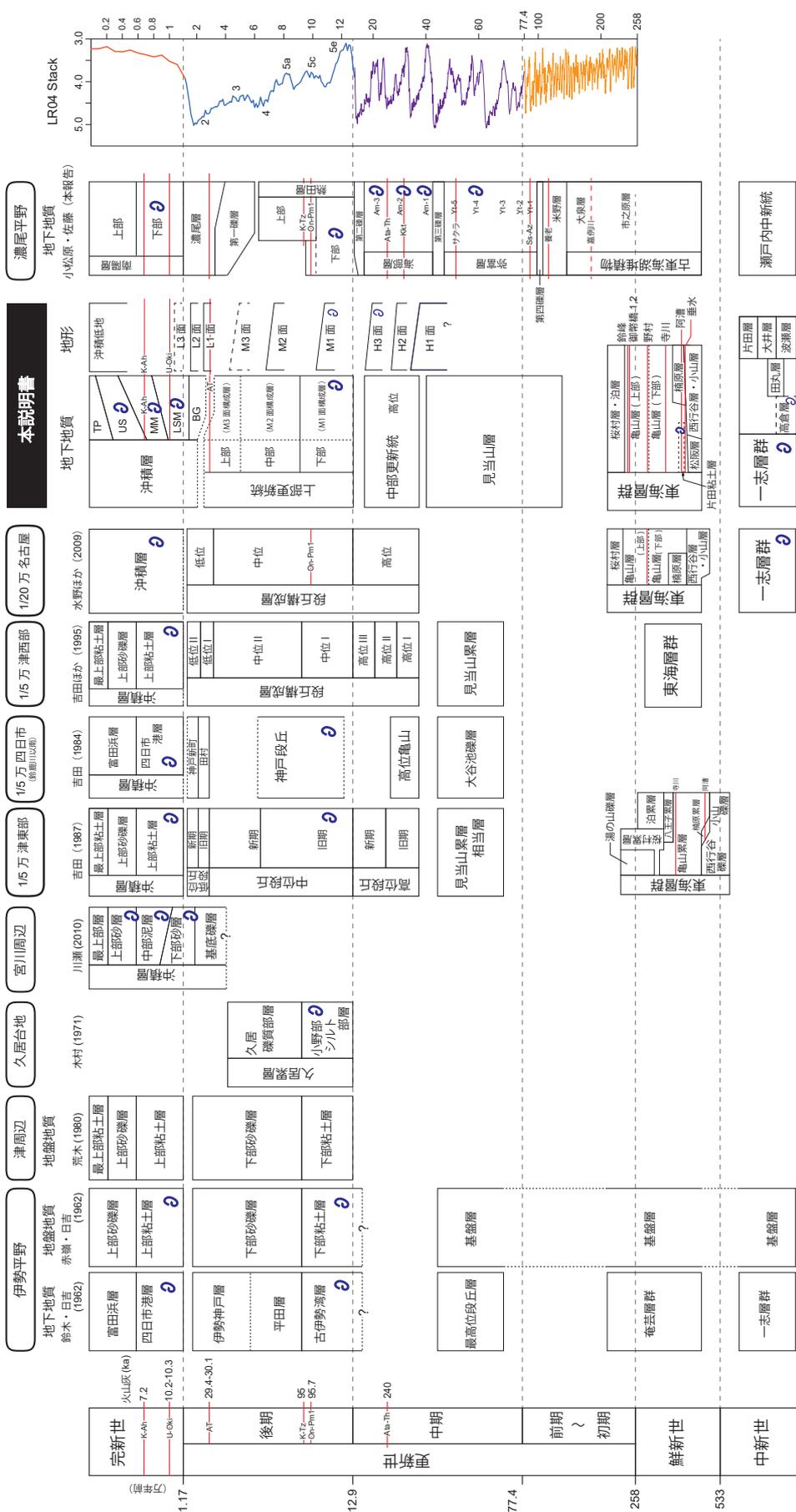
中勢～南勢地域を流れる主な河川としては、北から順に、鈴鹿川、中ノ川、志登茂川、安濃川、岩田川、雲出川、三渡川、阪内川、榎田川、宮川などがある。このうち比較的規模の大きな河川は、鈴鹿川（流路長 38 km，流域面積 323 km²，平均流量 9.4 m³/s），雲出川（流路長 55 km，流域面積 550 km²，平均流量 11.4 m³/s），榎田川（流路長 85 km，流域面積 461 km²，平均流量 14.7 m³/s），宮川（流路長 91 km，流域面積 920 km²，平均流量 32.7 m³/s）である（注 1）。また、伊勢湾内における有義波高は湾口部から湾奥部に向けて減衰する傾向を示し（片岡・藤木，2018），国土交通省リアルタイムナウファス（国土交通省，2024a）の 2022 年観測値に基づく、湾口沖で平均 1.17 m（標準偏差 0.61），湾奥部で平均 0.28 m（標準偏差 0.15）である。沿岸における平均潮位差は、松阪港で 1.96 m（津松阪港港湾管理者，

2002），四日市港で 2.36 m（四日市港管理組合，2024），名古屋検潮所で 2.45 m，鳥羽検潮所で 2.15 m である（気象庁，2024，注 2）。

本地域の地形を概観すると、大きく山地・丘陵と、更新世段丘、沖積低地に区分される（第 1 図）。山地は中央構造線よりも北側（内帯）が主に後期白亜紀の花崗岩類または変成岩類、南側（外帯）が主に三波川変成岩類から成る（水野ほか，2009；西岡ほか，2010）。また、丘陵は中新世の一志層群（柴田，1967；Shibata，1970；吉田ほか，1995；西岡ほか，2010）及び鮮新世～前期更新世の東海層群（石田・横山，1969，奄芸層群）から成る（第 2 図）。

一志層群は主に対象地域中央部（津市～松阪市）の布引山地東麓に分布し、南側は松阪市山添付近まで確認されている（柴田，1967；恒石，1970；西岡ほか，2010）。一志層群は瀬戸内中新統に属する陸成～海成層で、最大層厚は約 1,500 m である。その層序は、下位から家城層、波瀬層、大井層、片田層に区分され（柴田，1967；吉田ほか，1995，第 2 図），各層は上方細粒化傾向を示す堆積サイクルの堆積物から成る。一般に 10 度前後で東北東方向に傾斜し、西から東に向かって下位から上位の地層が分布する（柴田，1967；吉田ほか，1995）。対象地域南部の伊勢市周辺にも分布範囲は狭いものの一志層群相当の高倉層（山田，1953；木村ほか，1965）が分布するとされ、波瀬層に対比されると考えられている（第 2 図，柴田，1967）。大井層及び片田層からは魚類、貝などの化石や有孔虫・珪藻などの微化石が多産し、大井層からは漸深海～深海棲の貝化石が産出する（Shibata，1970；Tomida and Okumura，2008）。また、浮遊性有孔虫化石群集は亜熱帯的な特徴を示す。Yoshida（1991）は浮遊性有孔虫化石から、大井層三ヶ野部層を N.7 帯に、片田層薬王寺泥岩砂岩層を N.8 帯上部に対比した。大信田ほか（2018）は浮遊性有孔虫化石、珪藻化石層序に基づき、N.7 帯/N.8 帯境界を大井層・片田層境界の約 19 m 下位と推定し、N.7 帯/N.8 帯境界の約 2 m 上位の凝灰岩からは 17.03 ± 0.11 Ma の U-Pb 年代が報告されている（Hoshi *et al.*，2019）。

対象地域の松阪市以北には東海層群が広く分布する（Araki，1960；吉田，1988，1990；牧野内，2001；水野ほか，2009；西岡ほか，2010）。東海層群の層序は、下位から順に松阪礫層、小山層、西行谷層、楠原層、亀山層、桜村層、泊層に区分される（第 2 図，水野ほか，2009；西岡ほか，2010）。一部に褶曲や撓曲構造が認められるものの、一般に南北～北西－南東走向で、10 数度以下で伊勢湾側に傾斜する傾向を示し、北側ほど上位の地層が分布する。東海層群には広域テフラを含む多数の火山灰層が挟在し、古地磁気層序や火山灰層序に基づいた層序編年が行われている（吉田，1990，1992；吉川



第2図 対象地域周辺における第四系層序対比。

貝化石のマークを付した地層は貝化石（淡水性のものを含む）の産出が既存研究によって確認されているものを示す。本報告書における沖積層の層序区分の略称は、BG が沖積層基底礫層、LSM が下部砂泥層、MM が中部泥層、US が上部砂層、TS が最上部砂泥層を示す。右端の酸素同位体比曲線（LR04 stack）は Lisiecki & Raymo (2005) に基づく。

Fig. 2 Comparison of Quaternary stratigraphy in and around the study area.

Formations with shell marks indicates that previous studies reported those include fossil shells, including freshwater shells. Abbreviations showing stratigraphy of Alluvium in this study are following; BG, Basal gravel layer; LSM, Lower sandy mud layer; MM, Middle mud layer; US, Upper sandy mud layer; TS, Top sandy mud layer. Right: the LR04 stack, $\delta^{18}\text{O}$ global oxygen isotope curve (Lisiecki & Raymo, 2005).

ほか, 1991; 吉田ほか, 1997; 里口ほか, 1999; 長橋ほか, 2000; 吉川, 2001; 牧野内, 2001; 田村ほか, 2019 など). 一般的に, 東海層群は淡水域の湖沼成または河川成の堆積物から構成されると考えられている(吉田, 1988, 1990; 田中・宇佐美, 2013 など). 森ほか(2014)は, 津市付近の東海層群中に海水生珪藻が認められることから, 一志層群からの再堆積に加えて, 近傍に存在した海域からの海水流入イベントが生じていた可能性も示唆している. 東海層群最下部を構成する松阪礫層・西行谷層・小山層は礫層を主体とし, 松阪市周辺や布引山地東麓に分布する. その上位には砂岩及び泥岩を主体とする楠原層, 亀山層が分布する. 水野ほか(2009)は, 野村火山灰層 (3.1 ± 0.3 Ma, 田中, 2009)を境界として, 亀山層を上部と下部に二分した. このうち, 亀山層下部には垂水火山灰層, 阿漕火山灰層, 大谷池火山灰層 (4.2 ± 0.2 Ma; 吉田ほか, 1997), 寺川火山灰層(約 2.6 Ma; 植木ほか, 2022)などのテフラが挟在する. 津市南部には, 亀山層下部の最下部を構成する片田粘土部層(吉田, 1987の「片田粘土層」を改称)が分布する. 片田粘土部層は塊状の泥岩から成り, コイ科の淡水魚類化石が産出することや, 平行葉理が発達することから淡水湖成の堆積物と解釈されている. 片田粘土部層の最上位には, 阿漕火山灰層(Ak, 森, 1971)が挟まる(第2図). Akは中部日本に広く分布する広域テフラであり, それらは「大田テフラ層(中山・吉川, 1995)」または「Znp-大田テフラ層(Kurokawa and Tomita, 1998)」と総称されている. 同テフラは, 古地磁気層序や微化石層序などから, その噴出年代として 3.94 ± 0.07 Ma の U-Pb 年代, 3.97 ± 0.39 Ma の FT 年代が得られている(植木ほか, 2019). また, 片田粘土部層の下位には垂水火山灰層(Ta, 吉田, 1987)が分布する(吉田ほか, 1995). Taは常滑層群の坂井火山灰層, 掛川層群の B22 火山灰層などに対比され, その噴出年代は 4.1Ma 頃と推定されている(里口ほか, 2005; 田村ほか, 2005). 火山灰層序とその年代値から, 片田粘土部層は概ね 4.0 ~ 3.9 Ma 前後に堆積したと推定される. 亀山層上部には, 御幣橋 1 または 2 テフラ, 鈴峰-牛ノ沢(Reh-Uss) テフラが認められる(水野ほか, 2009; 星ほか, 2013; 納谷ほか, 2021 など).

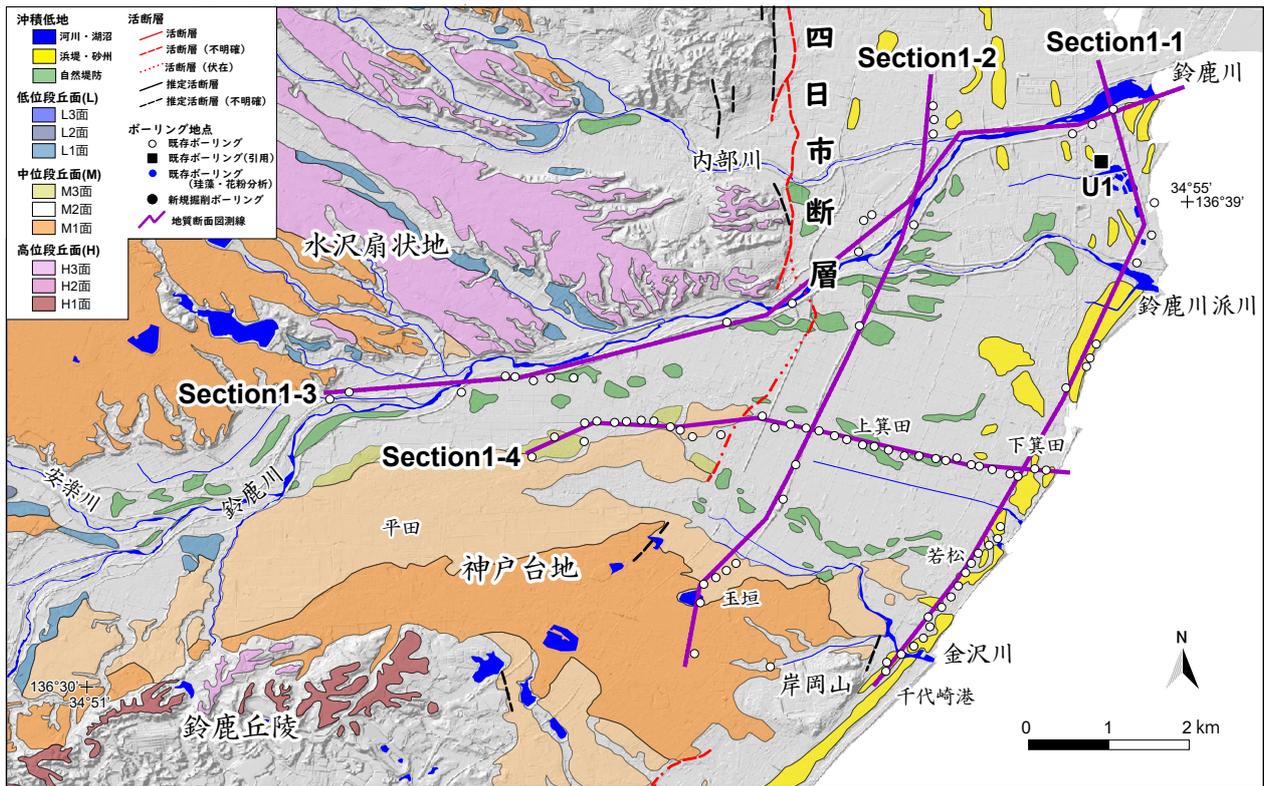
対象地域では, 主に河成段丘である更新世段丘が複数発達する. 本論では 1947 年米軍撮影の空中写真を立体視判読し, 更新世段丘及び沖積低地の地形・微地形分類を行った. 更新世段丘は高位面 3 面 (I ~ III), 中位面を 3 面 (I ~ III 面), 低位面を 3 面 (I ~ III 面) に区分した(第3図). 既存研究では低位, 中位, 高位, 最高位段丘面の 4 面に大別されている(第3図, Araki, 1959; 竹原・木村, 1962; 荒木ほか, 1963; 木村・竹原, 1965, 1969; 木村, 1962, 1964, 1968, 1971, 1979; Kimura,

1971, 1972, 1973; 木村ほか, 1965; 吉田, 1984, 1987; 吉田ほか, 1995; 水野ほか, 2009; 西岡ほか, 2010). これらの段丘面と既存の地形区分との関係については第3図に示すとともに, 以下で各地域について詳述する. 沿岸部には, 海陸方向の幅約 3 ~ 8 km の沖積低地が断続的に発達する(第1図; 水野ほか, 2009; 西岡ほか, 2010). 主要な沖積低地の多くはデルタタイプ(海津, 1994)に該当し, 本論で扱う 6 地域のうち白子地域を除く 5 地域が該当する. デルタタイプの沖積低地の間には, 2 ~ 4 列の浜堤列や砂嘴の発達する小規模な浜堤列平野(海津, 1994)が断続的に分布しており(水野ほか, 2009; 西岡ほか, 2010), 本論における白子地域ではやや広く浜堤列平野が発達する.

2.1.1 鈴鹿川地域

本地域は四日市市最南部及び鈴鹿市東部に位置する. 鈴鹿川やその支流の内部川などが流下し, 伊勢湾に注ぐ. 両河川によって形成された更新世河成段丘が広く分布し, その周辺には主として東海層群から成る丘陵が分布する(第4図). 段丘面は高位段丘面が I 及び III 面, 中位段丘面が I ~ III 面, 低位段丘面が I 面及び II 面に細分される. また, 主に鈴鹿川によって形成されたデルタタイプの沖積低地が広く発達する.

高位段丘 I 面は鈴鹿川右岸の鈴鹿丘陵上に断片的に分布し, 侵食によりわずかに定高性を示す地形面として識別される. 本面は石村(2013)の Hd1 面及び Hd2 面, 片岡・吉川(1997)の大谷池面及び丸岡池面にほぼ対応する(第3図). 分布標高は海岸線から約 14.5 km で標高 90 m 程度, 同 12 km 付近で標高 70 ~ 80 m 程度, 同 9 km 付近で標高 40 ~ 50 m 程度に位置する(第5図). 本面の分布域は木村・竹原(1969)及び吉田(1984)の大谷池礫層, 宮村ほか(1981)の見当山累層相当層のそれと概ね一致する. 石村(2013)や片岡・吉川(1997)が示すように, 本面はさらに複数に細分される可能性がある. 高位段丘 III 面は鈴鹿川左岸の水沢扇状地に広く分布し, 一部は鈴鹿川右岸にも認められる. 本面は木村・竹原(1969)の高位段丘面, 太田・寒川(1984)の M1 面, 山田・森(1970)及び吉田(1983)の水沢扇状地の古期扇状地面, 石村(2013)の Hu3 面に概ね対比される. 水沢扇状地における分布標高は, 海岸線から約 12 km で標高 100 m 付近, 同 8 km で同約 50 ~ 60 m に位置する(第5図). それよりも東側では四日市断層(鈴木ほか, 2010 など)によって段丘面が変位している. また, 鈴鹿川右岸では海岸線から約 11 km で標高 50 ~ 60 m 付近に位置する(第5図). 石村(2013)は貝塚(1969)の段丘形成モデルが適用されると仮定した上で, Hu3 面の形成時期を MIS8 (270 ~ 235 ka) と推定している.



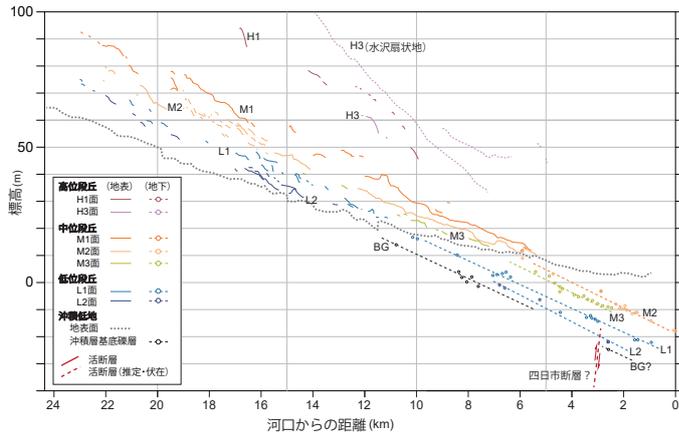
第4図 鈴鹿地域における地形分布及び地質断面図測線位置。
更新世段丘面区分と沖積低地の微地形分類は空中写真判読により作成した。基図は国土地理院標高タイル陰影起伏図を使用。活断層分布は鈴木ほか (2010) 及び岡村ほか (2013) に基づく。

Fig. 4 Distribution map of Quaternary geomorphology and geological sections in the Suzuka district.
Geomorphological classification of Pleistocene terraces and alluvial lowlands were interpreted by aerial photos. Base map is the GSI elevation tile shaded relief map. Distribution of active faults is based on Suzuki *et al.* (2010) and Okamura *et al.* (2013).

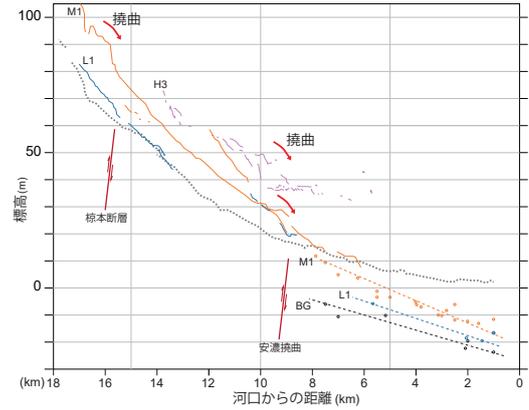
中位段丘 I ~ III 面は神戸台地及び水沢扇状地西部を中心に分布する。これらは木村・竹原 (1969) の中位段丘面に対比されるが、細かくみると少なくとも 3 面に多段化している。最上位の中位段丘 I 面は水沢扇状地と神戸台地の南縁に分布し、鈴鹿川右岸では下流側に向けて分布を広げる。水沢扇状地の中位段丘 I 面は内部川によって形成された河成段丘で、南東側に傾斜する。その分布標高は段丘の南東端から約 9 km で標高 150 m 前後、同約 7 km で標高 100 m 前後、段丘南東端で標高 45 ~ 50 m 前後に位置し、概ね 8 ~ 12 ‰ の傾斜を示す (第 5 図)。また、神戸台地の同面は、現在の海岸線から約 16 km で標高 60 m 前後、同約 12 km で標高 45 ~ 50 m 前後、同約 9 km で標高 40 m 前後、同約 4 km では標高 10 m 前後に位置する (第 5 図)。傾斜は水沢扇状地のものに比べて緩く、概ね 5 ~ 8 ‰ である。本面は竹原・木村 (1969) の最高位段丘に対比されるもので、太田・寒川 (1984) の M2 面、片岡・吉川 (1997) の神戸 1 面、鈴鹿川左岸の水沢扇状地の中期扇状地面 (山田・森, 1970; 吉田, 1983, 1984; 宮村ほか, 1981) に概ね相当する (第 3 図)。また、石村 (2013) の Mu1 面及び Md1 面、さらに海岸線から約 9 km よりも下流側

の Md3 面の一部にも対比される (第 3 図)。中位段丘 II 面は鈴鹿川右岸に広く認められ、石村 (2013) の Md2 面、片岡・吉川 (1997) の神戸 2 面に対比される (第 3 図)。鈴鹿川左岸では高位段丘 II 面あるいは中位段丘 I 面の縁に局所的にみられる。分布標高は現在の海岸線から約 14 km で標高 40 ~ 45 m 付近、同約 8 km で標高 20 m 付近、同約 5.5 km で標高 12 m 付近に位置する (第 5 図)。傾斜は 4 ‰ 程度である。中位段丘 II 面では、鈴鹿川以北の海蔵川 (第 1 図) 右岸において、層厚約 2 m の砂礫層の下位に青灰色粘土層が分布し、汽水~海水生の珪藻化石や海棲のマガキ (*Crassostrea gigas*) (注 3) が産出することから海成層と推定されている (吉田, 1984, 1987)。中位段丘 III 面は鈴鹿川右岸側の神戸台地の北縁に断片的に分布し、片岡・吉川 (1997) の神戸 3 面のうち鈴鹿川右岸沿いのものに対応する (第 3 図)。また、低位段丘面の一部として解釈する既存研究もあり、例えば Kimura (1971, 1972, 1973) が低位段丘、吉田 (1984) が田村段丘及び神戸新町段丘、石村 (2013) が L4 面としている (第 3 図)。分布高度は現在の海岸線から約 9 km で標高 20 m 前後、同 6.5 km で標高 15 m 前後、同 5 km で標高 10 ~ 11 m 前後に位置する (第 5 図)。

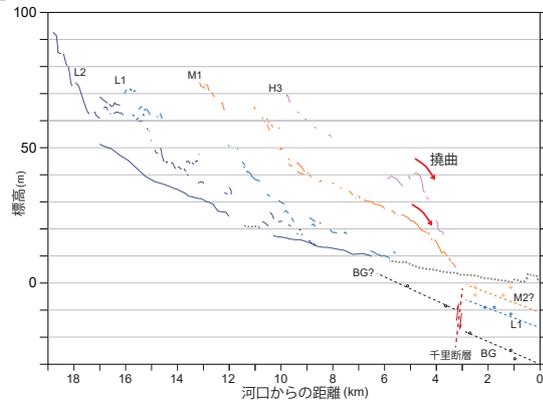
A 鈴鹿川



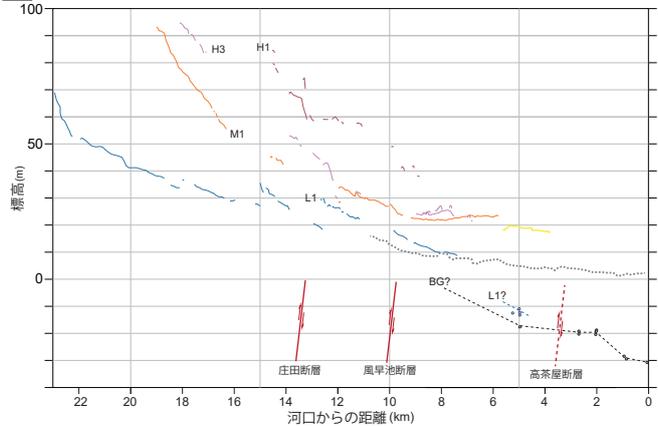
C 安濃津 (志登茂川・安濃川)



B 中ノ川 (白子)



D 雲出川



第 5 図 主要河川の地形断面図。

標高値は国土地理院標高タイル（基盤地図情報数値標高モデル）に基づく。埋没段丘面の頂面高度は各地域の地質断面図（第 16 図, 第 17 図及び第 19～23 図）の解釈結果に基づき読み取った。活断層の通過位置は鈴木ほか（2010）を参照した。

Fig. 5 Geomorphological profiles along the major rivers in the study area.

Surface elevation is based on the GSI elevation tile (detail digital elevation model). Top elevations of buried terraces are based on interpretation of geological sections (Figs. 16, 17, and 19-23). Location of active faults is inferred from Suzuki *et al.* (2010).

吉田（1984, 1987）や片岡・吉川（1997）は海成層の存在や段丘構成層の上位に始良丹沢テフラ（AT ; 30,148～29,498 cal BP, Smith *et al.*, 2013）を乗せることから、中位段丘面群が最終間氷期に形成されたと推定している（第 3 図）。石村（2013）は Md1 面が鬼界葛原テフラ（K-Tz, 約 95ka, 町田・新井, 2003）降灰以前に離水していたことを示し（第 3 図）、上記の堆積時期を支持している。

低位段丘 I 面及び II 面は主に鈴鹿川及びその支流の安楽川沿いに分布し、現在の海岸線から 11 km 付近よりも内陸側に分布する（第 5 図）。また、水沢扇状地においても局所的に分布が認められる。低位段丘 I 面は Kimura (1971, 1972, 1973) の低位段丘面、太田・寒川 (1984) の L1 面、片岡・吉川 (1997) の関 1 面及び 2 面、石村 (2013) の Md3 面及び L2 面の一部にそれぞれ対比される。分布高度は、現在の海岸線から約 15 km

で標高 40～45 m 付近、同約 12 km で標高 30 m 付近に位置する（第 5 図）。片岡・吉川 (1997) は関 1 面の構成層中に AT 火山灰が挟在することを報告し、その形成時期が最終氷期であると推定している（第 3 図）。低位段丘 II 面は太田・寒川 (1984) の L2 面、片岡・吉川 (1997) の古厩面、石村 (2013) の L2 面及び L3 面の一部に対比される（第 3 図）。分布高度は、現在の海岸線から約 15 km で標高 35～40 m 付近に位置する。石村 (2013) は L2 面構成層の上位に AT 火山灰が認められず、鬼界アカホヤテフラ（K-Ah ; 7,303-7,165 cal BP, Smith *et al.*, 2013）のみに覆われることから、その形成時期を 20～15ka 頃と推定している。

沖積低地は、四日市断層の東西で特徴を異にする。東側では幅広い鈴鹿川のデルタが発達し、その範囲は概ね南北に約 8 km、東西に約 3～4 km である。海岸線付近には南北～北北東－南南西方向に伸びる 2～3

列の浜堤列が発達する（第4図）。鈴鹿川沿いでは自然堤防が沿岸部にも連続する。また、現在の鈴鹿川及び鈴鹿川派川よりも南側には少なくとも2条の自然堤防が帯状に集中しており、かつて鈴鹿川が流下していた可能性を示唆する。これらの自然堤防上には、上箕田遺跡などの弥生時代以降の考古遺跡が立地する（三重県埋蔵文化財センター, 2008）。上箕田遺跡では、歴史時代においても旧河道が活動的であり、洪水堆積物が堆積した可能性が示唆されている（安田, 1973）。他方、四日市断層よりも西側では更新世段丘面を開析する幅約1～1.5 kmのやや狭い谷に沿って沖積低地が分布する。

2.1.2 白子地域

本地域は、鈴鹿川と志登茂川・安濃川・岩田川に挟まれ、丘陵（河芸丘陵）が占める割合が大きい（第6図）。本地域の中央部には中ノ川が東流し、伊勢湾に注ぐ。また、鈴鹿川地域との接合部には、東海層群の孤立丘陵である岸岡山が存在する。段丘面は高位段丘面がI及びIII面、中位段丘面がI～III面、低位段丘面がI面に細分される。海岸部には浜堤列平野が発達する。

高位段丘I面は本地域北西側に位置する鈴鹿丘陵に分布する。その特徴は前節で詳述したため、ここでは省略する。高位段丘III面は主に本地域南部の郡山台地に分布し、定高性を示す背面が連続する。本面はKimura (1971, 1972, 1973)の千里面、吉田 (1987)の旧期高位段丘面に対比される（第3図）。詳細な層位・層相は不明であるが、千里面を構成する中部更新統からは海棲の貝化石の産出が報告されている（森, 1970c; Kimura, 1971; 桑原, 1980）。段丘面の分布標高は概ね40 m前後で緩やかに東方に傾斜するが、段丘面東縁部で千里断層（後述）によって撓曲変形する（第5図）。また、郡山台地から約1.5 km南方の本城松にも同程度の開析度を示す地形面が認められ、高位段丘III面と解釈した。同面の分布標高はそれぞれ30 m前後、55～70 m前後である。なお、本城松には高位段丘I面に相当する「本城松面」も分布する可能性が吉田 (1987)によって示されているが、分布が極めて小規模であり、年代対比についても不確定の部分が多いことから、本論では示していない。

中位段丘面I面及びII面は、主に郡山台地や神戸台地、中ノ川の開析谷に分布する（第6図）。郡山台地における中位段丘I面は、高位段丘II面の北側に分布し、より開析度が低く分布が広い。本面はKimura (1971, 1972, 1973)の郡山面、吉田 (1987)の旧期中位段丘面に相当する（第3図）。分布標高は現在の海岸線から約6 kmで標高35 m前後、同4.5 kmで標高25 m前後、同3 kmで標高12 m前後に位置し、上述した高位段丘II面（千

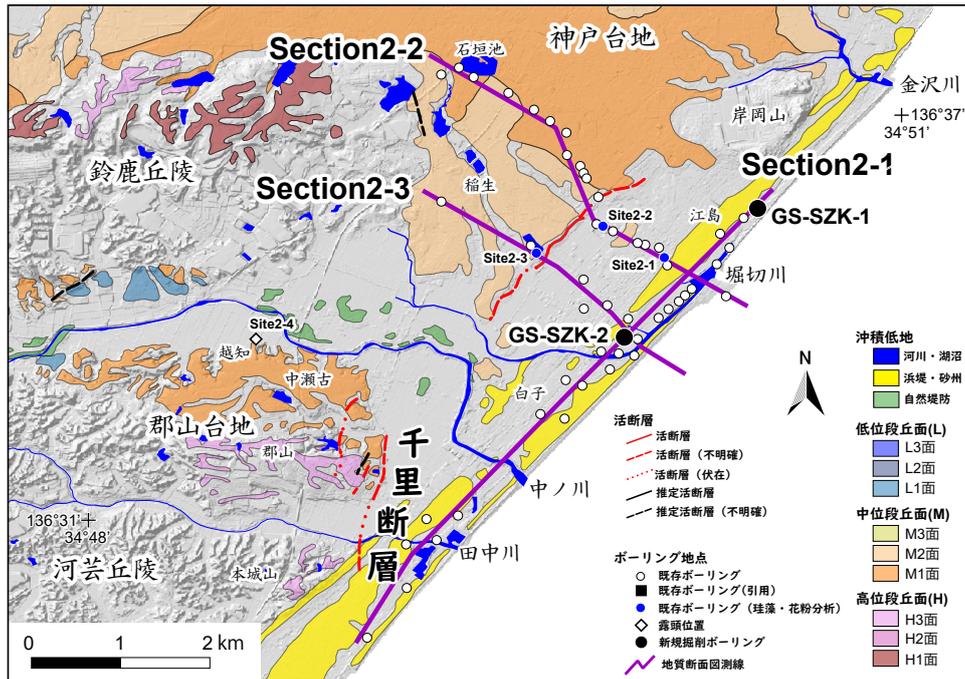
里面）に比べて急勾配である（第5図）。その構成層は、鈴鹿市越智町（第6図中のSite2-4）で海棲貝化石であるアカガイ属（*Anadara inflata*）が産出することから海成層を含むと推定されており（山田・森, 1969; 吉田, 1987）、最終間氷期に形成されたと推定されている（第2図、第3図、吉田, 1987など）。本地域北部では、鈴鹿川周辺から連続する中位段丘面群が岸岡山を南に回り込む形で分布を伸ばしている。中位段丘I面は石垣池付近から南東側に傾斜し、現在の海岸線から約1.3 km付近まで分布する。分布標高は、海岸線から約3.5 kmで標高18 m前後、同約2 kmで標高12 m前後に位置し、概ね4%の傾斜を示す（第5図）。中ノ川左岸では、河口から約4 km内陸側の鈴鹿丘陵の南縁に中位段丘I面が断片的に分布し、標高20～45 m程度で緩やかに東側に傾斜する。これらは吉田 (1987)の旧期中位段丘面または新期中位段丘面に相当する（第3図）。中位段丘II面は主に神戸台地の中位段丘I面の南側に分布し、南東～南に傾斜する。分布標高は現在の海岸線から約4 kmで標高15 m前後、同約2.5 kmで標高6 m前後に位置し、概ね8%程度の傾斜を示す（第5図）。また、分布は狭いが、中ノ川左岸にも認められる。

低位段丘I面は主に中ノ川に沿って分布し、吉田 (1987)の旧期低位段丘面、吉田ほか (1995)の低位I段丘面に相当する。なお、吉田 (1987)及び吉田ほか (1995)はさらに下位に分布する低位段丘面を認定しているが、沖積低地との比高が小さく、分布が不明瞭であるため、本論では認定していない。

本地域では沿岸部に浜堤列平野が広がり、海岸線に平行な2～3列の浜堤列が発達する（第6図）。海岸平野の規模は、北東～南西方向に約8 km、海陸方向の幅が約1.2～1.7 kmである。本地域中央部の堀切川及び中ノ川では、山地・丘陵や更新世段丘を開析する谷に沿って沖積平野が分布し、両河川に沿って小規模な自然堤防が発達する。沖積平野の幅は0.5～1 km程度である。両河川の最下流部では自然堤防が分布せず、浜堤列が北側から引き続いて発達する。これは、両河川の規模が小規模であるために、沿岸部で河川営力よりも波浪営力が卓越していることを示唆する。

2.1.3 安濃津地域

本地域は津市河芸町の豊津浦付近から津市南部の藤方付近に至る地域である（第7図）。河芸丘陵及び見当山丘陵などの丘陵が占める範囲が広いが、一部の丘陵頂部には高位段丘面群が認められる。また、志登茂川及び安濃川沿いに中位段丘面以下の段丘面が分布する。海岸部では、北半分と南端部に海岸平野が分布し、その間に志登茂川、安濃川、岩田川のデルタタイプの沖積低地が発達する。



第 6 図 白子地域における地形分布及び地質断面図測線位置。

更新世段丘区分と沖積低地の微地形分類は空中写真判読により作成した。基図は国土地理院標高タイル陰影起伏図を使用。活断層分布は鈴木ほか (2010) 及び岡村ほか (2013) に基づく。

Fig. 6 Distribution map of Quaternary geomorphology and geological sections in the Shiroko district.

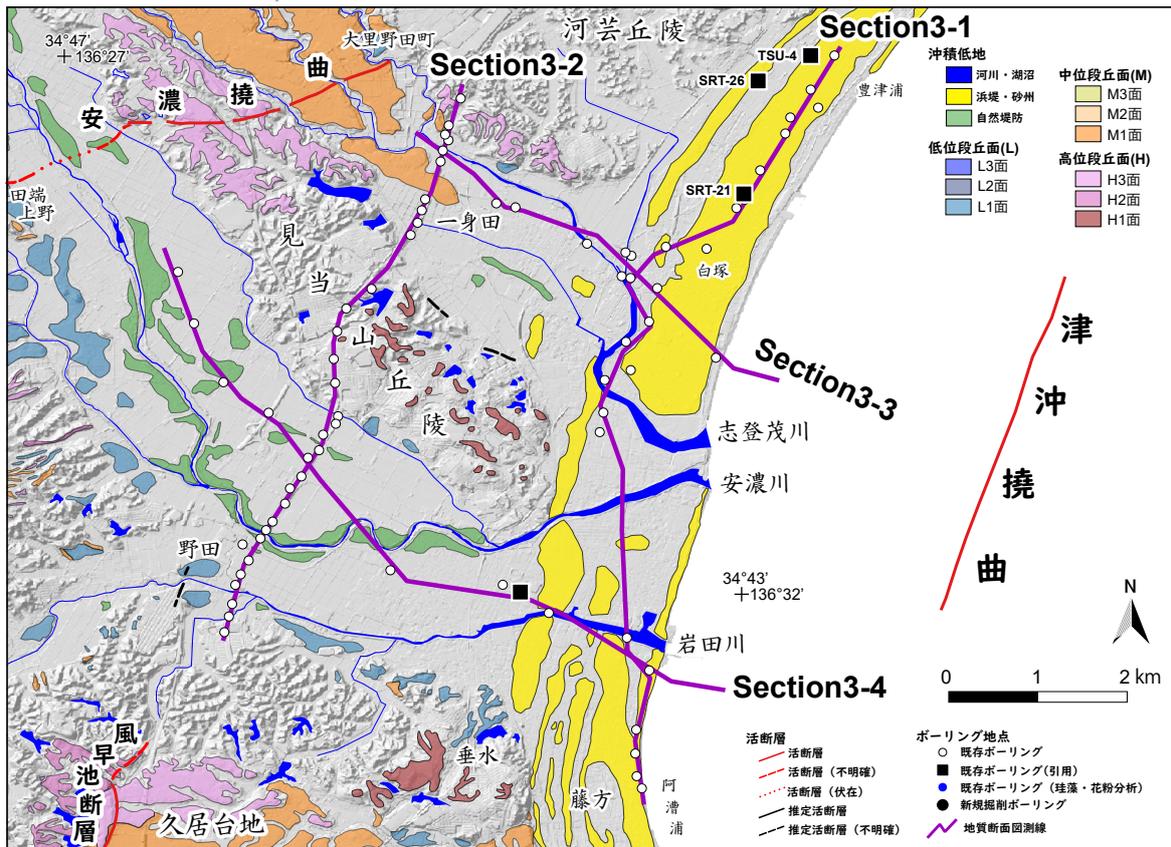
Geomorphological classification of Pleistocene terraces and alluvial lowlands were interpreted by aerial photos. Base map is the GSI elevation tile shaded relief map. Distribution of active faults is based on Suzuki *et al.* (2010) and Okamura *et al.* (2013).

見当山丘陵の南東端には、標高 40 ～ 50 m 前後に定高性を示す地形面が分布し、高位段丘 I 面と解釈した。また、本地城南端にも標高 50 ～ 60 m 前後の開析の進んだ平坦面が認められ、高位段丘 I 面に相当すると推定される。現在、高位段丘 I 面は人工改変が著しく、本来の地形面がほとんど残存していない。本面は木村 (1962) の見当山面に相当し、荒木 (1953) の高位礫層及び吉田ほか (1995) の見当山累層 (荒木, 1953; 吉田, 1987; 吉田ほか, 1995; 小松原ほか, 2025) の分布域に相当する (第 2 図, 第 3 図)。見当山累層は大阪層群最上部に対比されるとされ (牧野内, 1975; 西山ほか, 1975), 牧野内 (1976) は植物化石の産出状況から更新世中期後半 (Ma6 より上位) に対比される可能性を示している。見当山丘陵の北東側と河芸丘陵の南東端には、高位段丘 I 面よりも開析度の低い平坦面が分布し、高位段丘 III 面と解釈される。現在の海岸線から約 13 km 付近まで分布が認められ、その分布標高は標高 35 ～ 70 m 前後に位置する (第 5 図)。傾斜は上流側では概ね 7% 程度であるが、海岸線から約 8 km よりも下流側では緩傾斜となり、一部は逆傾斜する。本面は、木村 (1962) 及び Kimura (1971, 1972, 1973) の古林面、吉田ほか (1995) の高位 III 段丘面に相当する (第 3 図)。高位段丘 I 面及び III 面は活断層によって変形している

可能性が高い (鈴木ほか, 2010)。

中位段丘 I 面は主に志登茂川流域に広く分布し、一部は安濃川右岸にも認められる。本面は、吉田 (1987) の旧期中位段丘面、吉田ほか (1995) の中位 I 段丘面、木村 (1962) の高野尾面に相当する (第 3 図)。本面の分布標高は最上流部 (海岸線から約 15.5 km) で標高 110 m 前後、同 12 km 付近で標高 50 m 前後、同 7 km 付近で標高 25 m 前後に位置し、それよりも下流側では沖積低地下に埋没する可能性がある (第 5 図)。海岸線から 8 ～ 9 km 付近では段丘面が安濃撓曲 (後述) によって変形している (鈴木ほか, 2010)。安濃川右岸は海岸線から約 9 ～ 13 km 付近に分布し、南東～南南東方向に傾斜する。分布標高は標高 30 ～ 110 m 前後である。傾斜や分布から、安濃丘陵から流下する安濃川の支流的扇状地面と推定される。

低位段丘 I 面は主に安濃川沿いに分布しており、安濃川右岸にも断片的に認められる。本面は沖積低地との比高が小さく連続性が不明瞭である。海岸線から 12.5 km 付近よりも上流側ではやや明瞭で、その分布標高は海岸線から 16 km 付近で標高 80 m 前後、同 12.5 km 付近で標高 50 m 前後である。本面は木村 (1962) の多門面及び今徳面、吉田ほか (1995) の低位 I 段丘面及び低位 II 段丘面に相当する (第 3 図)。



第7図 安濃津地域における地形分布及び地質断面図測線位置。

更新世段丘面区分と沖積低地の微地形分類は空中写真判読により作成した。基図は国土地理院標高タイル陰影起伏図を使用。活断層分布は鈴木ほか（2010）及び岡村ほか（2013）に基づく。

Fig. 7 Distribution map of Quaternary geomorphology and geological sections in the Anotsu district.

Geomorphological classification of Pleistocene terraces and alluvial lowlands were interpreted by aerial photos. Base map is the GSI elevation tile shaded relief map. Distribution of active faults is based on Suzuki *et al.* (2010) and Okamura *et al.* (2013).

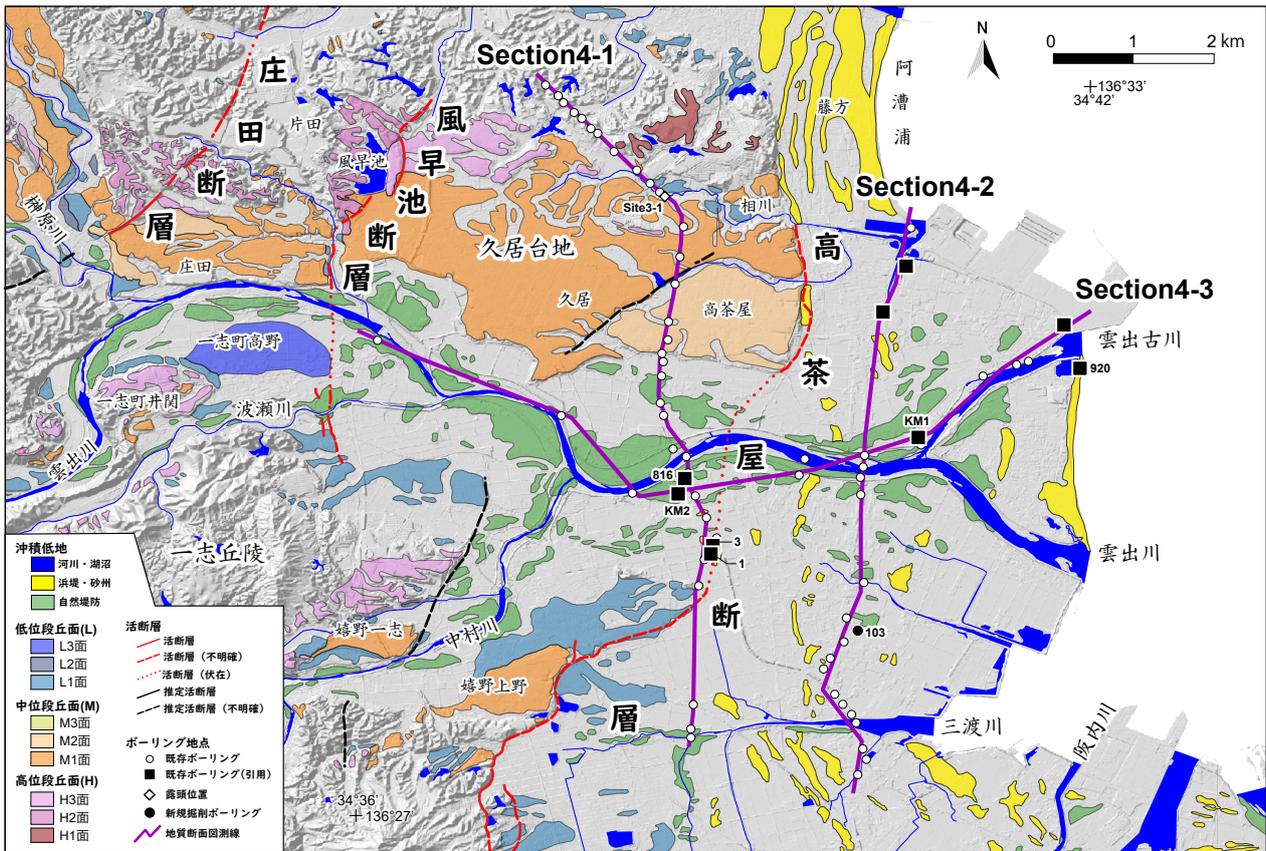
志登茂川、安濃川、岩田川では自然堤防の分布する沖積平野が発達し、特に安濃川沿いでは規模が大きく、連続性も良い。志登茂川よりも北側には、白子地域から連続する2～4列の浜堤列が分布し、一部は安濃川、岩田川の河口部まで伸びる（第7図）。これらの浜堤列は、最も陸側のものが5.7 ka頃以前、その海側のものが3.3～2.7 ka頃、さらに海側のものが2.2～1.5 ka頃に離水したと推定されている（佐藤・小野, 2017）。

2.1.4 雲出川地域

本地域は久居台地から三渡川まで至る範囲で、主に雲出川が形成した沖積低地が広く分布する（第8図）。布引山地と沖積低地の間には一志丘陵が分布する。一志丘陵は主に一志群から成り、その東端を一志断層によって境される（柴田, 1967；吉田ほか, 1995；大信田ほか, 2018 など）。雲出川の南北には更新世段丘面が複数分布し、高位段丘II, III面, 中段丘I, II面, 低位段丘I及びIII面に細分される。

高位段丘II面は久居台地の北縁部に分布し、木村

(1962), Kimura (1971, 1972, 1973) 及び八木・寒川 (1980) の羽野面, 吉田ほか (1995) の高位II段丘面に相当する（第3図）。本面は定高性を示す背面がわずかに残るのみである。分布標高は、現在の海岸線から約14～15 km付近で標高80～90 m前後、同約12 km付近で標高60 m前後、同約10 km付近で標高35～40 m前後に位置する（第5図）。木村 (1962) の指摘するように本面は高位・低位にさらに細分される可能性があり、その高度不連続は鈴木ほか (2010) の椋本-庄田断層に対応する。また、本面東端部は風早池断層によっても変位している可能性がある。高位段丘III面は高位段丘II面と同様に久居段丘北縁に分布し、雲出川右岸の一志町高野付近や嬉野-志付付近にも分布が認められる。本面は開析が進んでいるが、高位段丘II面よりは平坦面が広く残されており、地形面を側方に連続して認識できる（第8図）。本面は木村 (1962), Kimura (1971, 1972, 1973) 及び八木・寒川 (1980) の諸戸山面, 吉田ほか (1995) の高位III段丘面に相当する（第3図）。分布標高は、現在の海岸線から約14～15 km付近で標



第 8 図 雲出川地域における地形分布及び地質断面図測線位置。

更新世段丘区分と沖積低地の微地形分類は空中写真判読により作成した。基図は国土地理院標高タイル陰影起伏図を使用。活断層分布は鈴木ほか (2010) 及び岡村ほか (2013) に基づく。

Fig. 8 Distribution map of Quaternary geomorphology and geological sections in the Kumozu River district
Geomorphological classification of Pleistocene terraces and alluvial lowlands were interpreted by aerial photos. Base map is the GSI elevation tile shaded relief map. Distribution of active faults is based on Suzuki *et al.* (2010) and Okamura *et al.* (2013).

高 50 m 前後、同約 12 km 付近で標高 60 m 前後、同約 10 km 付近で標高 35 ~ 40 m 前後に位置する (第 5 図)。

中位段丘 I 面は久居台地に広く分布し、木村 (1962), Kimura (1971, 1972, 1973) 及び八木・寒川 (1980) の久居面、吉田ほか (1995) の中位 I 段丘面に相当する (第 3 図)。分布標高は、現在の海岸線から約 14 km 付近で標高 45 m 前後、同約 12 km 付近で標高 30 m 前後に位置する (第 5 図)。海岸線から約 9.5 km 付近よりも東では緩傾斜あるいは逆傾斜し、海岸線から約 9 km 付近で標高 22 m 前後、同約 6 km 付近で標高 25 m に位置する。本面を構成する段丘構成層は上下に二分される (吉田, 1987)。木村 (1971) は段丘構成層を久居累層とし、下部を小野辺シルト部層 (荒木, 1953)、上部を久居礫質部層と呼んだ (第 2 図)。小野部シルト部層からはマガキ (*Crassostrea gigas*), ウネナシトマヤガイ (*Trapezium liratum*) などの海棲の貝化石や *Ammomia beccarii*, *Paralia sulcata* などの海水~汽水域の有孔虫・珪藻化石の産出が報告されており (Araki, 1959 ; Shimakura,

1969), 海成層と考えられる。また, Shimakura (1969) は同部層中の花粉化石組成を報告し、モミ属 (*Abies*) やツガ属 (*Tsuga*), マツ属 (*Pinus*) などが優勢であることを示した。雲出川右岸では、雲出川支流の波瀬川沿いの一志町井関付近、中村川沿いの嬉野一志及び嬉野上野の周辺に中位段丘 I 面が分布する。これらはそれぞれの支流が形成した河成段丘面と推定される。その分布標高は、波瀬川沿いで標高 35 m 付近、中村川沿いで標高 20 ~ 25 m に位置する。中位段丘 II 面は中位段丘 I 面の南東端に認められ、木村 (1962), Kimura (1971, 1972, 1973), 八木・寒川 (1980) の高茶屋面、吉田 (1987) の新期中位段丘、吉田ほか (1995) の中位 II 段丘面に相当する。

低位段丘 I 面は、雲出川・榊原川の合流地点よりも上流側や雲出川以南の一志丘陵及び布引山地の東縁に分布し、木村 (1962), Kimura (1971, 1972, 1973) の低位段丘面 (今徳面, 多門面相当), 八木・寒川 (1980) の小森面及び広田面に相当する (第 3 図)。低位段丘 I

面の分布標高は、雲出川・榊原川沿いの海岸線から約 15.5 km 付近で標高 40 m 前後、同約 13 km 付近で標高 20～25 m 前後、同 11 km 付近で標高 20 m 前後、同 7.5 km 付近で標高 9 m 前後に位置し、これよりも下流側では沖積低地に埋没する（第 5 図）。中村川沿いの低位段丘 I 面は北東方向に傾斜し、分布標高は 8～18 m 程度である。さらに南側では布引山地から東流する小河川の形成した扇状地性の河成段丘面が分布し、低位段丘 I 面に対比される。これらの一部は、高茶屋断層によって変位している（鈴木ほか、2010；地震調査研究推進本部、2005b）。低位段丘 III 面は、海岸線から約 10 km の一志町高野付近の雲出川右岸に分布する。分布標高は約 14～18 m で、沖積低地よりも 2 m 程度高位に位置する。このように本面の更新世最末期～完新世に形成された可能性もあるが、その形成時期を特定する資料が得られていないため、本論では便宜的に低位段丘 III 面として示した。なお、本面東端部は風早池断層の南側延長部にあたること（鈴木ほか、2010）から、その形成過程に断層変位が関連している可能性もある。

本地域には雲出川の形成したデルタタイプの沖積低地が広く分布する（第 8 図、川瀬、2003；Funabiki *et al.*, 2010）。雲出川沿いには規模の大きな自然堤防（ポイントバーを含む）が認められる。また、現在の雲出川及び雲出川派川よりも南側にも自然堤防が点在するが、その規模は雲出川沿いのものに比べて小さく、連続性も悪い。沿岸部の海陸方向の幅約 3.5～4 km には 3～4 列の浜堤列が分布する。高橋（1979）は沖積低地を 3 面（I～III 面）に細分し、縄文海進高頂期の海岸線が沖積低地 II 面と III 面の境界付近であったと推定している。この境界線は川瀬（2003）による氾濫原とデルタとの境界にほぼ対応する。デルタでは浜堤列と自然堤防が混在しており、河川・波浪の両営力を受けながらデルタが発達してきたことが示唆される。川瀬（2003）は最も陸側の浜堤が約 3.6 ka に形成を開始し、約 2.6 ka に完成したことを示した。また、雲出川の土砂の堆積場や土砂供給量についても検討し、3 ka 以前に雲出川的主流路が現在よりも南側に位置したことを示した。また、雲出川の土砂の堆積場や土砂供給量が減少して河川氾濫が静穏であった時期があったこと、その後 2 ka 以降に再び河川氾濫が活発となり、主として低地北側を中心に自然堤防が形成されたことを示した。また、高橋（1979）は条里制土地制と自然堤防構成層との関係から、弥生時代遺構に河川氾濫が活発な時期が 2 回あった可能性を指摘している。海側から 2 列目の浜堤よりも海側は、19 世紀中頃以降の干拓地（高橋、1979）や近代以降の埋立地が広がる。本地域の南部では、低位段丘の東側に海岸平野が広がり、雲出川周辺から連続する 3～4 列の浜堤列が発達

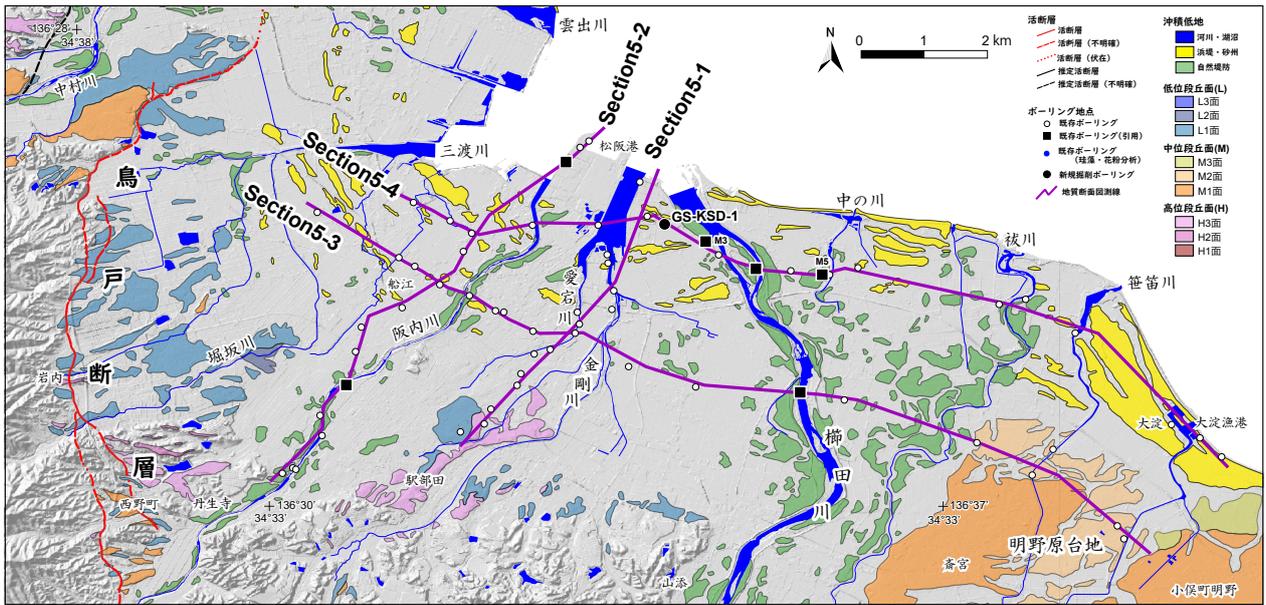
する。三渡川沿いには小規模な自然堤防が認められる。

2.1.5 松阪地域

本地域は、三渡川から大淀漁港付近に至る東西約 16 km、南北約 12 km の範囲である（第 1 図、第 9 図）。本地域の西～南部には、主に領家深成岩類に区分される花崗岩、花崗閃緑岩から成る山地が分布する（西岡、2010）。山地の縁辺部には、局所的に中新統の一志層群や鮮新～更新統の東海層群松阪礫層が分布する（柴田、1967；恒石、1970；西岡、2010）。三渡川～阪内川にかけては、布引山地から流下する小河川が形成した更新世段丘が分布する。また、櫛田川及び祓川よりも東側にも明野原台地と総称される更新世段丘面群が分布する。これらの更新世段丘は高位段丘 III 面、中位段丘 I 及び II 面、低位段丘 I 面に細分される。愛宕川～櫛田川～祓川では、主に櫛田川によって形成されたデルタタイプの沖積低地が広く分布する。

高位段丘 III 面は松阪市^{まへのへた}駅部田町付近から東側に断続的に分布し、木村（1968）及び Kimura（1971、1972、1973）の駅部田面、西岡ほか（2010）の高位段丘面に相当する（第 3 図）。分布標高は 20～25 m 前後で、北東側に傾斜する。本面を構成する地層は駅部田礫層と呼ばれ、東海層群松阪礫層を不整合に覆う（木村、1968）。木村・竹原（1965）や木村（1968）は、駅部田礫層を布引山地沿いの高位段丘面を構成する地層（五輪峠礫層；山田、1953）より新期の堆積物と推定したが、いずれも詳しい堆積年代は明らかでない。

中位段丘 I 面～III 面は主に明野原台地に広く分布し、中位段丘 II 及び III 面は中位段丘 I 面を開析して形成されている（第 9 図）。最上位の中位段丘 I 面は櫛田川右岸及び宮川左岸の伊勢市小俣町^{おぼた}明野付近に広く分布する。本面の分布標高は、櫛田川沿いにおいて、海岸線から約 7.5 km で標高 18 m 付近、同 5 km（斎宮付近）で標高 10 m 付近、同 2.5 km で標高 4 m 付近に位置し、北東側に 2～3 % 程度傾斜する。また、明野付近でも同様に北東に同程度で傾斜し、海岸線から約 4 km で標高 10 m 付近、同約 1.5 km で標高 3 m 付近に位置し、さらに下流側では沖積低地に埋没する。これらは北東～南西方向を軸とする扇状の分布形態を示し、櫛田川及び宮川によって形成された扇状地性の河成段丘と推定される。本面は木村（1968）及び Kimura（1971、1972、1973）の明野原面、西岡ほか（2010）の低位段丘面に相当する（第 3 図）。また、現在の海岸線から約 11 km の櫛田川左岸（多気町^{たき}中万^{ちゅうま}周辺、第 9 図の範囲外）には、山地沿いに標高 25 m 前後の平坦面が認められ、分布標高から中位段丘 I 面に対比した。本面は木村（1968）の中万面に対比される（第 3 図）。中位段丘 II 面は櫛田川右岸の中位段丘 I 面の北東縁辺、及び明野付近の中



第 9 図 松阪地域における地形分布及び地質断面図測線位置。

更新世段丘区分と沖積低地の微地形分類は空中写真判読により作成した。基図は国土地理院標高タイル陰影起伏図を使用。活断層分布は鈴木ほか (2010) 及び岡村ほか (2013) に基づく。

Fig. 9 Distribution map of Quaternary geomorphology and geological sections in the Matsusaka district.

Geomorphological classification of Pleistocene terraces and alluvial lowlands were interpreted by aerial photos. Base map is the GSI elevation tile shaded relief map. Distribution of active faults is based on Suzuki *et al.* (2010) and Okamura *et al.* (2013).

位段丘 I 面との間に分布する。本面は中位段丘 I 面よりも側方への傾斜が緩く、中位段丘 I 面を開析する小河川によって形成されたと推定される。分布高度は中位段丘 I 面よりも 1 ~ 1.5 m 程度低い。中位段丘 I 及び II 面上には、飛鳥 ~ 奈良時代の宮殿・官衙跡である齋宮跡をはじめとする古代の考古遺跡が多数立地する (齋宮歴史博物館, 2023)。中位段丘 III 面は明野付近の中位段丘 I 面の北西縁辺に分布する。沖積低地より 0.5 ~ 1.0 m 程度高いことから認識されるが、その分布範囲は不明瞭である。

低位段丘 I 面は布引山地東縁部に広く分布するほか、松阪市街地 ~ 榎田川にも局所的に分布する。これらは木村 (1968) や西岡ほか (2010) でも低位段丘面として解釈されている。松阪市街地に分布する低位段丘 I 面は人工改変が著しく、その分布は不明瞭である。松阪市街地と榎田川の間では、山地・丘陵の北縁部に断片的に分布しており、分布標高は 5 ~ 15 m 程度である。これらは下流側で沖積低地に埋没する。榎田川中流域の松阪市射和付近 (海岸線から約 14 km, 本論の対象範囲外) に低位段丘 I 面が分布し、木村 (1968) の射和面に対比される。なお、榎田川のさらに上流側に位置する多気町津留付近 (海岸線から約 21 km) では、前田・市村 (1973) が河成段丘面を高位面、中位面、低位面に区分しており、低位面は低位段丘 I 面に対比されると推定される。分布域が連続しないため、中位面及び

高位面の対比については不明である。

本地域の沿岸部には、榎田川、阪内川、三渡川などの形成したデルタタイプの沖積平野が広がる (第 3 図)。特に、榎田川から祓川にかけては、主に榎田川によって形成された沖積平野が広がり、多数の自然堤防が発達する。これらは榎田川の流路が移動しながら自然堤防を形成してきたことを示唆する。例えば、吉田 (1907) には「案ずるに此の川 (著者注: 祓川) は即古の榎田川なり、今の榎田川は永保二年 (著者注: 西暦 1082 年) 七月大洪水の節分派したる者なり」との記載があり、かつての榎田川本流筋は祓川の流路を流下していた可能性が示されている。井関 (1953) は榎田川河口部の河川堆積物の層厚が薄く、榎田川本流が現在の位置に移動した時期が比較的新しい歴史時代であることを示すものと解釈している。谷岡 (1953) は古代条里遺構の分布傾向から、榎田川本流が現在よりも西側に存在した可能性や、条里制形成以前に祓川の河道を流れていた可能性を示した。ただし、榎田川の流路変遷についての地質学的な検証はこれまで十分になされているとはいえない。榎田川 ~ 祓川の沿岸部には浜堤列が認められるが、その分布は海岸線から 1 ~ 2 km 程度の範囲に限られる。また、現在の榎田川の河口部には砂嘴が発達し、その海側に砂質干潟が分布する (中条, 2000)。干潟には波浪によってパーが形成されている (中条, 2000)。祓川よりも東側では、中位段丘 I 及び II 面

の海側に大淀付近を基部として北西側に伸びる複数列の砂嘴が発達する。三渡川～阪内川では、雲出川地域南部から連続する2～4列の浜堤列が分布し、その内陸側に小規模な自然堤防が分布する。また、松阪市街地と櫛田川の間を流れる金剛川にも小規模な自然堤防が認められる。

2.1.6 宮川地域

本地域は明野原台地～宮川の範囲で、南側は地質境界として中央構造線によって境され、それ以南は三波川変成岩類などから成る山地・丘陵が分布する（西岡ほか, 2010）。宮川右岸の伊勢市浦口付近には、山地北縁部に一志層群下部の高倉層（山田, 1953；木村ほか, 1965；柴田, 1967）が分布する。また、明野付近や田丸～小俣付近などに更新世段丘面が分布し、高位段丘II面、中位段丘I～III面、低位段丘I面に細分される（第10図）。宮川下流域には海陸方向に約11 km、海岸線付近での幅（北西—南東方向）約10 kmの沖積低地が広がる。

高位段丘III面は玉城町田宮寺付近付近に広く分布するほか、明星付近～日向付近、伊勢市古市などの勢田川・五十鈴川周辺の山地縁辺部にも断片的に分布する。本面は平坦面が認識されるものの、中位段丘I面以下に比べて起伏に富み、開析が進んでいる。田宮寺付近では外城田川右岸の山地北麓に分布し、その分布標高は概ね35～45 mである。本面は、木村・竹原（1965）の蛟野面・明星面・古市面及び新茶屋面、木村（1979）の高位段丘面群の一部、内野ほか（2017）の高位段丘面に対比される（第3図）。

中位段丘I面は田丸～小俣付近や明野付近に広く分布する。後者は前節で詳述しており、記載を省略する。前者では、海岸線から約11 kmで標高21～22 m、同約8 kmで標高19 m付近、同約5 kmで標高13～14 m付近に位置し、概ね1～2%で北～北東側に傾斜する。宮川沿いでは海岸線から約11 kmよりも上流側に断続的に分布するほか、支流の亀谷郡川沿いや五十鈴川沿いにも分布が認められる。本面は、木村・竹原（1965）の明野原面及び上地面、木村（1979）の中位段丘面群（MH1～ML1面）の一部と高位段丘面群の一部（伊勢市街地付近）、野上ほか（1979）の中位面（棚橋面）の一部（下流側）に対比される（第3図）。野上ほか（1979）は、田丸付近において中位面（棚橋面）の礫層直上に、宮川中流域の大紀町野原（海岸線から約35 km、本論の範囲外）において中位面（棚橋面）を覆う支流性堆積物中に、それぞれAT火山灰が挟在することを報告している（第3図）。中位段丘II面は主に宮川下流域、上述した中位段丘I面の東側に分布する。その分布標高は海岸線から約8 kmで標高15 m付近、同約6 kmで標高10

m付近、同約5 kmで標高6 m付近に位置し、概ね2～3%で北～北東側に傾斜する。本面は木村・竹原（1965）やKimura（1971, 1972, 1973）は本面と中位段丘I面を区別していない。また、木村（1979）の中位段丘面群（MH1～ML1面）の一部に対比されると推定される。中位段丘III面は宮川左岸の相合川沿いに断片的に分布し、沖積低地に比べて0.5～1.5 m程度高位に位置する。

低位段丘I面は主に亀谷郡川や朝川沿いに断片的に分布する（第10図）。本論の対象地域外であるが、本面に対比される可能性のある低位段丘面群は宮川上～中流域にも分布しており、これらは野上ほか（1979）の低位面（曾根面）、木村（1979）の低位段丘面群（LH1及びLH2, LST1～LST3）、植木（2015）の神瀬面、棚橋面、上菅面、曾根面に対比される可能性が高い。なお、木村（1979）は宮川下流域の宮川沿いにも低位段丘面群の一部が分布するとしているが、地形面の連続性や地下地質（後述）との対応関係から、本研究ではこれらは沖積低地の自然堤防であると解釈した。また、植木（2015）は上流域の神瀬面構成層中にAT火山灰を見出し、その形成年代が野上ほか（1979）よりも新しくなる可能性を指摘している（第3図）。このように宮川流域の段丘面の形成年代、対比についてはまだ不明な点が多い。

本地域では主に宮川によって形成されたデルタタイプの沖積低地が発達する（第10図）。宮川の山地出口（岩出付近）から下流側に約7～8 kmの範囲では自然堤防の多数発達する氾濫原が分布し、その下流側にはデルタが広がる（佐藤ほか, 2021a）。デルタは標高1～2 m以下で、傾斜1/1,000未満と低平である。宮川の最下流部では多くの旧河道が分布する。これらは宮川支流の勢田川や五十鈴川、外城田川などにも繋がり、宮川の河口部は多島状デルタの形状を呈する。海岸線から約1.5 kmの範囲には、西～北西方向に伸びる計3列の浜堤列が分布する。現在の宮川河口沖には沿岸州が発達する。

2.2 活構造

対象地域は、大局的にみると「近畿三角帯」（Huzita, 1962）の南東端に位置し、概ね南北～北東—南西走向の活構造が多数分布する。これまで、対象地域周辺の活構造については変動地形学や重力異常調査、海域の音波探査などから多くの調査が実施されている（桑原ほか, 1972；桑原, 1980；太田・寒川, 1984；活断層研究会, 1980, 1991；岩淵ほか, 2000；池田ほか, 2002；中田・今泉, 2002；水本, 2003；地震調査研究推進本部, 2005a, 2005b, 2005c, 2005d；大上・須貝, 2006；鈴木ほか, 2010；岡村ほか, 2013；今泉ほか, 2018など）。本地域周辺では、陸域に養老—桑名—四日市断層帯と布引山

地東縁断層帯東部・西部，が，海域に鈴鹿沖断層及び白子一野間断層が分布する（第1図）．池田ほか（2002）は陸域の活断層を「濃尾-伊勢断層帯」として一括し，養老山地～布引山地東縁に至る東部と，鈴鹿山脈東縁を区切る西部に大きく二分されるとした．同様の指摘は岡村ほか（2013）などによっても指摘されている．また，鈴鹿川河口付近から大阪港付近に至る大規模地震波探査を実施した Sato *et al.* (2009) によると，伊勢平野では新第三紀以降の堆積物が最大で層厚約 2 km に達し，養老-桑名-四日市断層帯と布引山地東縁断層帯によって累積的に変位していることが確認されている．また，ボーリングデータや重力異常などの複数データから構築された地質構造モデル（三重県，2003，2004，2005；堀川ほか，2008）においても，両断層によって基盤岩及び鮮新～更新統が平野部で累積的に沈降していることが示唆されている．

養老-桑名-四日市断層帯は養老山地と濃尾平野の境界を成し，養老山地南方の伊勢平野北部まで至る全長約 60～80 km の活断層で，断層西側が東側に乗り上げる逆断層である（第1図，地震調査推進本部，2005a；鈴木ほか，2010；今泉ほか，2018）．本断層帯は，北側から順に宮代断層，養老-桑名断層，四日市断層及びこれらに付随する小断層群から構成される．本断層帯の平均上下変位速度は 3～4 m/ky と推定されており（太田・寒川，1984；須貝・杉山，1998；須貝ほか，1998a；地震調査推進本部，2005a など），国内でも有数の高い活動度を示す．本断層帯の最新活動イベントは，西暦 1586 年天正地震である可能性も指摘されている（森ほか，1996；吉田ほか，1991；須貝ほか，1998b；丹羽ほか，2009；須貝，2011；岡田，2011 など）．本論の対象地域北部には，本断層帯南部の四日市断層（門村，1961；太田・寒川，1984）が含まれる（第4図，地震調査推進本部，2005a）．鈴木ほか（2010）は四日市断層の南方延長部が鈴鹿川の沖積低地に伏在し，鈴鹿川右岸の更新世段丘を一部変位させていると推定している．また，池田ほか（2002）は四日市断層の南側において，鈴鹿市若松付近及び岸岡山東方に南北方向のトレースを示している．四日市断層の活動性については，変動地形調査や地下地質から検討されている．例えば，太田・寒川（1984）は更新世段丘面の変位に基づき，最終間氷期以降の平均上下変位速度を 0.3～0.4 m/ky 以上と推定している．また，須貝ほか（1998a）は鈴鹿川よりも約 5 km 北に位置する沖積低地に形成された撓曲崖の調査に基づいて，過去 2,000 年間に約 6 m の上下変位が生じた可能性を示した．さらに，大上・須貝（2006）は鈴鹿川よりも約 3 km 北側における沖積層の変位から最近約 1 万年間の活動性を検討し，平均上限変位速度を約 1.2～1.8 m/ky と見積り，最近 3 回の活動イベントとして西暦

1586 年天正地震，西暦 745 年，約 2,100 cal BP を示した．四日市断層の活動開始時期は反射法地震探査結果から更新世前期頃と推定されている（Sato *et al.*, 2009）．

養老-桑名-四日市断層帯と後述する布引山地東縁断層帯東部の境界部に位置する津市河芸町千里付近には，更新世段丘の東縁部に千里断層が認定されている（第1図，第6図，Kimura, 1971, 1972, 1973；吉田，1983, 1987；活断層研究会，1991）．既存研究における千里断層の取り扱いについては現在までに統一的な見解が得られておらず，①養老-桑名-四日市断層帯の南端部とするもの（今泉ほか，2018），②布引山地東縁断層帯東部の北端部とするもの（中田・今泉，2002；地震調査推進本部，2005a, b；岡村ほか，2013）の 2 通りの解釈が併存している．このため，両断層帯とは別に，個別にその詳細を述べる．千里断層は東海層群を傾動させるとともに，中位段丘 I 面及び高位段丘 II 面を東下がりにより撓曲変形させている（森，1970a；吉田，1983, 1987）．吉田（1987）は中位段丘 I 面及び高位段丘 II 面の変形に基づき，それぞれの形成年代を 10 万年前，20 万年前と仮定して，平均上下変位速度を 0.1～0.2 m/ky と推定した．また，水谷（2017）は両段丘面の地形測量を行い，沖積層による埋積の影響も考慮して，それぞれの変位量の最小値として約 15 m，約 32.5 m の値を示した．中ノ川以北における千里断層の延長部についても，①丘陵部東縁を通るとするもの（森 1970a；吉田 1987 など），②中位段丘 I・II 面の東縁部を通るとするもの（鈴木ほか，2010；水谷，2017 など）などの考えが示されており，不明な点が多い．

布引山地東縁断層帯は分布形態から東部と西部に細分されている（地震調査推進本部，2005b）．布引山地東縁断層帯東部は鈴鹿市南部の沿岸部から松阪市，多気町に至る北東-南西走向を示す西側隆起の逆断層で，今泉ほか（2018）の松阪西方断層帯に相当する．千里断層よりも南側では，音波探査によって海域に幅 300～1,000 m，長さ約 7 km に渡って完新統を撓曲変形させる南北走向の構造が存在することが指摘されており（岩淵ほか，2000），岡村ほか（2013）はこれを津沖撓曲と命名した（第7図）．これらの活構造の連続性については不明な点が多いものの，岡村ほか（2013）は津沖撓曲の東方及び南方にも西側隆起の活構造が連続する可能性を指摘している．さらに南方には，北から順に高茶屋断層，鳥戸断層，六呂木断層などが存在する．地震調査推進本部（2005b）は千里断層，津沖撓曲及び高茶屋断層以南の断層群を一連と捉え，その活動性などについて検討・評価している．津沖撓曲は 6,000～6,800 年前頃と 1 万年前頃に活動し，1 回あたりの変位量は 0.5～0.7 m と推定されている（岡村ほか，2013）．高茶屋断層は久居台地東縁から一志丘陵東縁に至る南

北～北北東－南南西走向の逆断層であり（第8図）、東海層群の地質構造を変形させている（吉田, 1987）。久居台地東縁では、波浪による侵食の影響で断層崖が後退している可能性が高く、断層通過位置は段丘崖のやや海側で伏在していると推定されている（鈴木ほか, 2010）。吉田（1987）は久居台地北東端部に高茶屋断層の副次的な断層として青谷断層を認定している。高茶屋断層南部では、松阪市嬉野付近で更新世段丘面を変位させており、その東縁に位置すると推定されている（第8図、地震調査推進本部, 2005b；鈴木ほか, 2010）。久居台地と嬉野上野付近の間では、雲出川の沖積低地に伏在している可能性が高い（池田ほか, 2002；西岡ほか, 2010；鈴木ほか, 2010）。高茶屋断層は見当山層を変位させることから第四紀に活動した可能性が高いことが指摘されているが（吉田, 1987）、その活動履歴や活動性の詳細は不明である。高茶屋断層の南側の布引山地東縁付近には、南北走向の逆断層である鳥戸断層が分布し、一部は更新世段丘を変位させている。三重県（2000）は松阪市岩内町付近に分布する更新世段丘面群の地形測量結果に基づき、鳥戸断層によって低位段丘 I 面が 2.0～3.7 m、高位段丘 II 面が約 8.9 m それぞれ変位していることを示し、平均変位速度を概ね 0.1 m/ky 以下と推定している。また、鳥戸断層の最新活動時期は 900～12,000 yr BP のどこかと推定されている（三重県, 2001）。なお、三重県（2001）は鳥戸断層南部の松阪市西野町付近で P 波浅層反射法弾性波探査を実施し、鳥戸断層が基盤岩（花崗岩類）や一志層群に東側隆起を与えており、現在と逆の変位センスを示す可能性を示している。六呂木断層は阪内川谷口よりも上流、松阪市大河内町（第8図範囲外）よりも南西に分布し、北東－南西走向を示す（地震調査推進本部, 2005b；鈴木ほか, 2010）。谷の屈曲から右横ずれ成分を伴うことが指摘されている（鈴木ほか, 2010）。六呂木断層以南は本論の対象地域の範囲外となるため、詳細は割愛する。

布引山地東縁断層帯西部は鈴鹿東縁断層帯の南側に位置し、ほぼ南北走向に亀山市から松阪市嬉野に至る西側を隆起させる逆断層で、北側から順に白木断層、棕本断層、安濃断層（安濃撓曲）、庄田断層、風早池断層、小山断層などから構成される（地震調査推進本部, 2005b；鈴木ほか, 2010）。なお、今泉ほか（2018）は布引山地東縁断層帯西部を再編しており、鈴鹿坂本断層帯、安濃断層帯、一志断層帯と呼んでいる。宮村ほか（1981）及び吉田ほか（1995）は、白木断層～棕本断層～庄田断層を一志断層として記載している。本論の対象地域内には、棕本断層以南の断層群が含まれる。棕本断層は太田・寒川（1984）によって記載された白木・棕本断層の南半分に相当し、全長は約 11 km とされる

（活断層研究会, 1991）。全体としてはほぼ南北走向であるが、断層南部ではやや東側に張り出す。棕本西方の安濃川左岸では中位段丘 II 面を明瞭に変位させており（太田・寒川, 1984；吉田ほか, 1995）、副次的なバックラストを伴う可能性も指摘されている（鈴木ほか, 2010）。この変動地形学的解釈は、三重県（1998）による反射法地震探査結果からも支持される。三重県（1999）によるボーリング調査、トレンチ調査の結果から、棕本断層は過去 5 万年間に複数回活動しており、平均変位速度は 0.1～0.2 m/ky 程度と見積もられている。棕本断層の南側の津市片田付近～津市庄田付近には、北東－南西走向を示す庄田断層が分布し、更新世段丘面を変位させている。庄田断層は吉田ほか（1995）の加村断層に対比される。地形的特徴や反射法地震探査の結果から西側隆起の逆断層と推定されている（岡田, 1979；八木・寒川, 1980；三重県, 1998, 1999；鈴木ほか, 2010）。庄田断層の上下変位量は約 7～9 m と見積もられ、さらに形成時期による違いがほとんどないことから中位段丘面形成後に庄田断層が活動を開始した可能性が指摘されている（八木・寒川, 1980）。三重県（1999）は段丘面の変位量から、庄田断層の平均変位速度を 0.04～0.10 m/ky と推定した。庄田断層の東方約 2～2.5 km には南北走向の風早池断層が認められ（第8図）、高位段丘 II 面を約 11 m 変位させる（八木・寒川, 1980）。三重県（1999）は高位段丘面の変位量に基づいて、平均上下変位速度を 0.08～0.09 m/ky と推定した。一方で、八木・寒川（1980）は風早池断層が中位段丘以降の段丘面を変位させていないとし、更新世後期に活動を停止した可能性を示した。風早池断層は左ステップしながら南側に連続し、小山断層に連続する可能性が指摘されている（鈴木ほか, 2010）。小山断層は雲出川以南に分布する更新世段丘面を変位させており、その変位量から平均上下変位速度が 0.03～0.05 m/ky と推定されている（三重県, 2000）。

安濃撓曲は、津市大里野田町付近から同市田端上野付近に至る東北東－西南西走向、全長約 6.5 km の北西側隆起の逆断層である（第7図、活断層研究会, 1980, 1991；吉田ほか, 1995；地震調査推進本部, 2005b；鈴木ほか, 2010）。安濃撓曲は高位段丘 II 面及び中位段丘 I 面を 10 m 程度撓曲変形させている（活断層研究会, 1991；池田ほか, 2002；鈴木ほか, 2010）。なお、今泉ほか（2018）は安濃撓曲を安濃断層帯の東端として解釈している。また、吉田（1987）は、東海層群の変形に基づき安濃撓曲にやや斜交する東西走向の豊野向斜を示し、一部は安濃撓曲に対応する可能性を示している。さらに、分布形態などから安濃撓曲は白子－野間断層の陸側延長部に相当する可能性も指摘されている（鈴木ほか, 2010；今泉ほか, 2018）。

鈴鹿沖断層（桑原ほか，1972；岩淵ほか，2000）は四日市沖から鈴鹿沖に至る西側隆起の逆断層である（第1図，第4図，岡村ほか，2013）。北半部は北西-南東走向であるが，四日市沖で大きく屈曲し，南半部では北東-南西走向となる（岩淵ほか，2000；地震調査推進本部，2005c；岡村ほか，2013）。鈴鹿沖断層の北端部には四日市港断層が認められ，一連の断層帯を構成する可能性が指摘されている（岩淵ほか，2000）。また，岡村ほか（2013）は鈴鹿沖断層の南西側延長部で音波探査を実施し，上部更新統が変形している可能性があることを示したものの，情報不足を理由として断層の存否については不明としている。八木ほか（2019）は鈴鹿沖断層の北端部で実施した音波探査結果に基づき，完新世に活動した可能性があることを示し，更新世以降の平均隆起速度が最大で0.8 m/ky程度であり，北側ほど活動度が高くなる可能性を示した。

白子一野間断層（桑原ほか，1972；岩淵ほか，2000）は伊勢湾中央部に存在する東西走向，北側隆起の逆断層である（第1図，地震調査推進本部，2005c）。白子一野間断層の西側延長に関しては不明な点が多く，安濃撓曲に連続する可能性（鈴木ほか，2013），高野尾背斜に連続していたが現在は活動を停止している可能性（岡村ほか，2013）などが示されている。海域での音波探査結果から，白子一野間断層は完新世にも活動した可能性が高く，最新活動時期は5,000～6,500年前（地震調査推進本部，2005c）あるいは5,000～8,000年前と推定している（八木ほか，2019）と推定されている。また，平均上下変位速度は0.1～0.3 m/kyと見積もられている（地震調査推進本部，2005c；八木ほか，2019）。

なお，伊勢平野では，東海層群の変形から，高野尾背斜（荒木，1953），豊野向斜，一身田背斜（荒木，1980）などの北西-南東～東西走向の構造が推定されている（吉田，1987；吉田ほか，1995など）。上述した豊野向斜の一部を除き，これらの構造は沖積低地や更新世段丘面に明瞭な変形を与えていないと考えられる（小松原・佐藤，2025）。

2.3 既存の第四系地下地質層序

伊勢平野全体の第四系地下地質に関しては，これまで主にボーリング資料に基づく層序区分が示されている（建設省計画局・三重県，1962；吉田，1984）。それらに基づくと，当該地域の第四系地下地質層序は，下位から順に，古伊勢湾層，平田層，伊勢神戸層，四日市港層，^{とみだはま}富田浜層に大別される（第2図）。伊勢平野の第四系地下地質に関する研究では，基本的にはこの区分を踏襲している（荒木，1980；吉田，1984，1987；赤嶺，1986，1987；吉田ほか，1995；川瀬，2012など）。赤嶺・日吉（1962）による地盤地質区分では，平田層と伊勢

神戸層を一括し，下位から順に下部粘土層，下部砂礫層，上部粘土層，上部砂礫層に区分している（第2図）。また，鈴木ほか（1967）は下部粘土層を最下部層と下部粘土層に，上部泥層を上部粘土層と上部粘土基底砂層に，上部砂礫層を最上部層と上部砂層に細分している。

古伊勢湾層はシルト～砂混じり粘土を主体とする堆積物で，東海層群を覆って分布する。N値は概ね10～20程度で，一部は貝化石を含むことから海成層と考えられている。丘陵沿いでは粗粒となるため，上位の伊勢神戸層との識別が困難である（吉田1984）。建設省計画局・三重県（1962）は古伊勢湾層を上部更新統と解釈し，MIS5eの高海水準期の堆積物，すなわち濃尾平野における熱田層下部（牧野内ほか，2022など）に対比される可能性を示唆している（第2図）。上述したように，鈴鹿地域の中位段丘II面構成層として貝化石混じりの青灰色粘土層が認められ，古伊勢湾層に対比されている（吉田，1984）。また，久居台地の中位段丘I面構成層である小野部シルト部層（Araki，1959；木村，1971）も古伊勢湾層相当層と考えられている（第2図，吉田，1987）。中村（1973）は鈴鹿川河口部で掘削されたボーリング試料の花粉分析を実施し，深度36.5～31.5 m付近に古伊勢湾層と推定される貝化石混じり泥層が認められ，*Abies* や *Tsuga*，*Pinus* が多産し，コナラ属アカガシ亜属（*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis*）やサルスベリ属（*Lagerstroemia*）を特徴的に伴うことを報告した。ただし，建設省計画局・三重県（1962）では古伊勢湾層の年代資料が示されておらず，かつ側方への連続性も悪いため，地層対比や分布形態については議論の余地が残されており，MIS7以前の海成層などのより古い未固結堆積物が含まれている可能性は排除されていない。

平田層及び伊勢神戸層は上部～最上部更新統であり（第2図），いずれも砂礫質堆積物を主体とする。平田層は上部更新統と解釈されており，赤褐色～黄褐色を呈する粘土混じり砂礫～砂礫から成り，古伊勢湾層を覆う（鈴木・日吉，1962）。平田層は伊勢平野北部の神戸台地や南部の明野原台地の中位段丘面を構成しており，松阪市付近で平田層が沖積低地下に埋没していると解釈されている（鈴木・日吉，1962）。吉田（1984）は神戸台地の中位段丘（本論の中位段丘I・II面）の構成層として神戸段丘層を記載し，平田層相当層としている（第2図）。また，鈴木・日吉（1962）や吉田（1987）で直接的な言及はないものの，久居台地構成層である久居累層の上部，久居礫質部層（木村，1971）も平田層に対比される可能性が高い（第2図）。一方，伊勢神戸層は平田層よりも新期の堆積物とされ，最上部更新統と解釈されている（鈴木・日吉，1962）。伊勢神戸層の基底には砂層を伴うとされ，平田層よりもやや砂分が

多いことから区別されている。鈴木・日吉 (1962) によれば、明野原台地の東西にあたる松阪市街地付近及び宮川左岸において、伊勢神戸層と平田層が接しているとされ、上位の砂質堆積物主体の層準を伊勢神戸層として区分しているが、その境界は不明確である。平田層及び伊勢神戸層の詳細な堆積時期は明らかになっていないものの、中位段丘あるいは低位段丘を構成する砂礫質堆積物であることから (鈴木・日吉, 1962)、平田層及び伊勢神戸層は MIS5e 以降の海水準低下期に堆積した可能性が高い。したがって、両層は濃尾平野周辺における熱田層上部、第一礫層、濃尾層に対比される可能性が示唆される (第 2 図)。ただし、上述したように年代資料がないことから、古伊勢湾層と同様に、一部に MIS5 期以前の未固結堆積物が含まれている可能性も残されている。層相による明確な区別が難しく、堆積年代の根拠を欠く場合も多いため、鈴木・日吉 (1962) の平田層・伊勢神戸層は同時異相である可能性やさらに細分される可能性が残されている。

四日市港層と富田浜層は完新統で、いずれも下位の地層に比べて軟弱な堆積物から構成される。両層は濃尾平野周辺における南陽層に相当する (第 2 図)。四日市港層は極めて軟弱なシルト主体の堆積物で、貝化石を含む (鈴木・日吉, 1962)。N 値は 0～5 程度で、稀に挟在する砂層では 15 程度となる (赤嶺・日吉, 1962)。富田浜層は四日市港層の上位にみられる砂質～砂礫質堆積物で、N 値は 10～20 程度とされる (鈴木・日吉, 1962; 赤嶺・日吉, 1962)。富田浜層は上方粗粒化する傾向を示し、上部は主に礫混じり砂～砂礫を、下部は細粒砂～中粒砂をそれぞれ主体とする。吉田 (1984) は建設省計画局・三重県 (1962) の沖積層の層序区分を踏襲している。また、荒木 (1980)、吉田 (1987) 及び吉田ほか (1995) は基本層序を踏襲しつつ、富田浜層を上部砂礫層と最上部粘土層に細分している。鈴鹿川下流域では、中村 (1973) や満塩 (1974) がボーリングコア試料の粒度分析や花粉分析に基づき層序区分を行い、沖積層と最終氷期堆積物を認定し、それぞれを南陽層、濃尾層に対比されている (中村, 1973)。満塩 (1974) は沖積層を粒度組成の違いから二分しており、それぞれ荒木 (1980) などの上部砂礫層と最上部粘土層に相当すると考えられる。また、榎田川下流域では、深度 10 m 付近が沖積層 (四日市港層)、深度 20 m 付近が MIS5 期またはそれ以前の間氷期の堆積物 (伊勢神戸層) と推定されている (中村, 1973)。

他方で、建設省計画局・三重県 (1962) の沖積層層序区分は、1960 年代以降に進展した沖積層研究の成果が十分に反映されているとはいえない。一般的に、沖積層は更新世最末期～完新世の堆積物から成り、下位から順に沖積層基底礫層、下部砂泥層、中部泥層、上

部砂層、最上部層に細分される (海津, 1994 など)。しかしながら、建設省計画局・三重県 (1962) による層序区分では、沖積層基底礫層 (井関, 1966; 海津, 1994) に相当する地層が沖積層に全く含まれていない。沖積層基底礫層の堆積時期については、30 ka 頃まで遡るとする考えもあり (例えば、牧野内ほか, 2001)、その一部は伊勢神戸層あるいは平田層に相当する可能性もあるが、最終氷期最盛期以降に堆積したものも含まれる (堀ほか, 2019)。また、中村 (1973) で示された柱状図を参照すると、沖積層の最下部に泥炭や砂質堆積物が認められ、さらに細分される可能性を示唆する。上記の一般的な層序区分を踏まえた沖積層研究は雲出川下流域、宮川下流域などで行われている。例えば、雲出川下流域では高橋 (1979)、川瀬 (2003)、Funabiki *et al.* (2010) らが雲出川デルタの沖積層の層序区分を行っている。川瀬 (2003) は、砂礫層 (沖積層基底礫層及び埋没段丘礫層)、下部砂層、中部泥層、上部砂層に区分し、完新世の海水準変動などの影響を受けながら堆積速度や堆積場が変遷してきた可能性を示した。また、Funabiki *et al.* (2010) はボーリングコア試料の解析と放射性炭素 (^{14}C) 年代測定値に基づいて、沖積層の堆積過程を詳細に復元した。宮川下流域では川瀬 (2012) 及び佐藤善輝ほか (2021a) による研究があり、沖積層を下位から順に沖積層基底礫層、下部砂層、中部泥層、上部砂層、最上部層に区分している (第 2 図)。榎田川下流域では、松阪港付近で層厚 15～20 m 程度の沖積層が分布し、厚い海成泥層 (= 中部泥層) と、それを覆う薄い砂層に加え、海成泥層の基底に砂礫層が分布することが示されている (井関, 1953)。志登茂川～安濃川周辺では、沖積層全体に関する研究は実施されていないが、浅層部を掘削する多数のボーリング試料が得られており、 ^{14}C 年代測定値や浜堤列の形成過程が復元されている (松本, 2017; 佐藤・小野, 2017)。

3. 調査・分析方法

3.1 ボーリング調査

層序対比の基準ボーリングとして、計 4 箇所でもールコア試料を掘削した。コア径はすべて 86 mm である。各掘削地点の位置座標及び孔口標高は GPS 測量により求めた。得られたコア試料は粒度、色調、含有物などの岩相記載を行うとともに、コア写真撮影、軟 X 線写真撮影または CT 写真撮影、土色計による土色測定を行った。また、適宜、微化石分析、火山灰分析及び ^{14}C 年代測定用の試料サンプリングを行った。各コアの掘削地点の諸元を以下に示す。

GS-SZK-1: 鈴鹿市江島公園敷地内 (北緯 34° 50' 15.4873", 東経 136° 35' 55.6934"; 第 1 図, 第 6 図), 孔

口標高 3.05 m T.P., 掘削深度 24.75 m.

GS-SZK-2: 鈴鹿市鼓ヶ浦駐車場敷地内 (北緯 34° 49' 18.2447", 東経 136° 34' 57.0183"; 第 1 図, 第 6 図), 口標高 1.68 m T.P., 掘削深度 34.12 m.

GS-KSD-1: 松阪市の高須町多目的公園敷地内 (北緯 34°35'56.82", 東経 136°34'06.81"; 第 1 図, 第 9 図), 口標高 0.63 m T.P., 掘削深度 40.00 m.

GS-ISE-1 及び 1': 三重県伊勢市二見町荘地区内 (北緯 34°30' 21.8", 東経 136°45' 56.2"; 第 1 図, 第 10 図), 口標高 1.52 m. 両コアの掘削地点は数 10 cm 程度しか離れておらず, ほぼ同地点とみなせる. 得られたコアのうち, より連続的で良質な試料を採取できた GS-ISE-1' (掘削長 57.64 m) を主要な試料として用い, GS-ISE-1 コアは深度 40.65 ~ 36.85 m, 同 35.60 ~ 34.40 m 及び同 32.40 ~ 20.00 m のみを補足的に用いた.

3.2 ¹⁴C 年代測定

オールコア試料及び既存ボーリング試料 (土質標本) に含まれる有機質試料について, ¹⁴C 年代測定を実施した. オールコア試料は GS-SZK-1 コアから 3 試料, GS-SZK-2 コアから 3 試料, GS-KSD-1 コアから 5 試料, GS-ISE-1' コアから 9 試料をそれぞれ採取した. また, 既存ボーリング資料のうち, 白子地域の地点 2-1 ~ 3 の土質標本から採取した計 5 試料 (地点 2-1 及び 2-2 で各 1 試料, 地点 2-3 で 3 試料, 第 6 図) を採取した. 試料処理及び年代値測定は加速器分析研究所に依頼した. 年代測定結果の暦年較正は, CALIB 8.2 (Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2024) を用いて実施し, データセットとして陸域試料には IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020), 海域試料 (貝化石など) には Marine20 (Heaton *et al.*, 2020) をそれぞれ使用した. なお, 対象地域 (伊勢湾周辺) のローカル海洋リザーバー効果は不明であるが, 紀伊半島における事例 (Yoneda *et al.*, 2000) を参照して $\Delta R = -200$ と仮定した (注 4). また, 試料中の海洋炭素の割合は 100 % と仮定した. 既存研究 (川瀬, 2003・2012; Funabiki *et al.*, 2010; 佐藤・小野, 2017; 松本ほか, 2017; 佐藤善輝ほか, 2021a) で報告されている年代測定値の一部についても, 同様の方法により暦年較正を行った. 年代測定結果の一覧を第 1 表に示す.

3.3 火山灰分析

オールコア試料と既存ボーリング試料で火山ガラスが多く含まれる層準について, 火山ガラスの屈折率測定と主成分化学組成分析, 微量元素組成分析を行った. 火山ガラスの形態は岸・宮脇 (1996) を参照した. オールコア試料のうち, GS-SZK-1 コアの深度 24.75 ~ 24.73 m 及び同 3.75 ~ 3.73 m, GS-SZK-2 コアの深度 19.71 m 及び同 2.68 m, GS-ISE-1 コアの深度 36.96 m, GS-

ISE-1' コアの深度 18.46 m の計 6 点の分析を行った. また, 白子地域の地点 2-1 における既存ボーリング資料についても, 深度 19.45 ~ 19.15 m の土質標本から試料を分取して分析を行った.

火山ガラスの屈折率は, 産総研または株式会社古澤地質の所有する MAIOT (古澤地質製; 古澤, 1995, 測定精度 ± 0.001) を用いて測定した. また, 火山ガラスの主成分化学組成分析及び微量元素組成分析は株式会社古澤地質に依頼し, それぞれエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX), レーザーアブレーション ICP 質量分析装置 (LA-ICP-MS; 古澤, 2017) を用いて測定された. 火山灰分析結果の一覧を第 2 表に示す.

3.4 珪藻分析

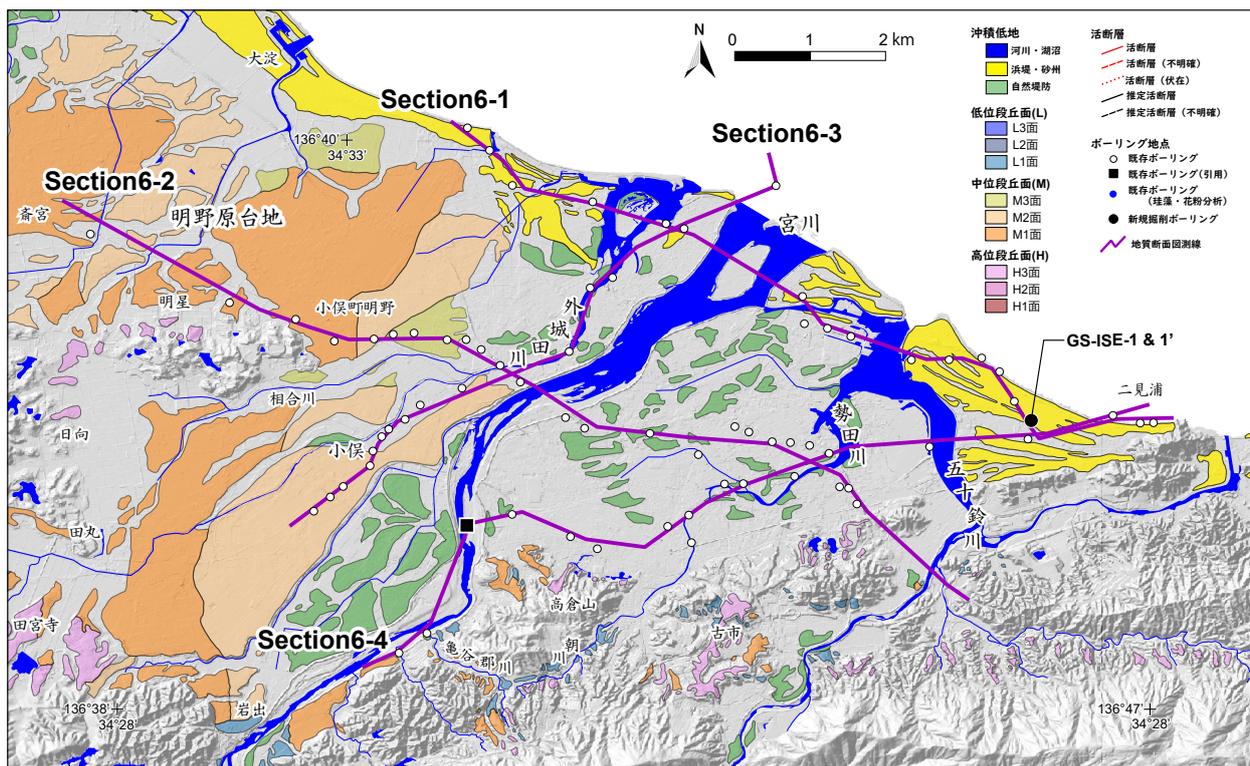
コア試料や土質標本, 露頭壁面から採取した堆積物試料について, 珪藻化石群集を概査し, 一部試料については計数した. 分析試料数は, GS-SZK-1 コアが 14 点, GS-SZK-2 コアが 36 点, GS-KSD-1 コアが 67 点, GS-ISE-1 及び 1' コアが 144 点, 地点 2-1 ~ 3 の土質標本試料がそれぞれ 8 点, 6 点, 14 点, 地点 3-1 が 1 点である. このうち, GS-ISE-1 及び 1' コアでは, 十分な量の珪藻化石の産出が確認された計 40 点について, 合計が 200 殻以上になるまで種同定と計数を行った.

試料処理は以下の手順で行った. まず, 試料から約 1 mg を分取し蒸留水を加えて懸濁液を作成した. 濃度を適宜調整しながら懸濁液をカバーガラスに滴下し, ホットプレート上で乾燥させた後, ブルーラックス (和光純薬製) または光硬化剤を用いて封入し, 検鏡用スライドガラスを作成した. 光学顕微鏡下で 400 ~ 1,000 倍の倍率で検鏡し, 珪藻化石の産出状況や優勢種について確認した. 珪藻の種同定は, 小林ほか (2006), 渡辺 (2005) などを, 生息環境は千葉・澤井 (2014) を参照した.

3.5 花粉分析

オールコア試料と白子地域の既存ボーリング試料から分取した試料について, 花粉分析を行った. 試料は GS-SZK-1 コアから 4 試料, GS-SZK-2 コアから 11 試料, GS-KSD-1 コアから 4 試料, 白子地区における地点 2-1 から 4 試料, 地点 2-2 から 2 試料, 地点 2-3 から 5 試料をそれぞれ採取した. なお, 地点 2-1 ~ 3 の結果については佐藤ほか (2019) でも報告している. 分析は GS-SZK-1, 2 コア及び地点 2-1 ~ 3 をパリオ・サーヴェイ株式会社に, GS-KSD-1 コアをアルプス調査所にそれぞれ依頼した. 試料処理及び計数の方法について, それぞれ以下に示す.

GS-SZK-1, 2 コア及び地点 2-1 ~ 3 については, 試料 20 g を秤量し, 塩酸によるカルシウムの除去, フッ化



第 10 図 宮川地域における地形分布及び地質断面図測線位置。
更新世段丘面区分と沖積低地の微地形分類は空中写真判読により作成した。基図は国土地理院標高タイル陰影起伏図を使用。

Fig. 10 Distribution map of Quaternary geomorphology and geological sections in the Miyagawa River district. Geomorphological classification of Pleistocene terraces and alluvial lowlands were interpreted by aerial photos. Base map is the GSI elevation tile shaded relief map.

水素酸による泥化，水酸化カリウムによる腐植酸の除去，0.25 mm の篩による篩別をした後，重液（臭化亜鉛，比重 2.2）による有機物の分離，フッ化水素酸による鉍物質の除去，アセトリシス処理（濃硫酸：無水酢酸 = 1:9 の混合液を加えて 1 分間湯煎）による植物遺体中のセルロースを分解し，花粉を濃集させた。作成した残渣をグリセリンで封入して検鏡用のプレパラートを作成し，400 倍の光学顕微鏡下で出現するすべての種類について同定・計数した。

GS-KSD-1 コアについては，試料 10 g 前後を秤量し，水酸化カリウム処理による泥化，1 μm 振動篩での粘土鉍物の分離・除去，大型時計皿処理により植物質を濃集した後，フッ化水素酸による鉍物質の分解・除去，重液（塩化亜鉛，比重約 1.9）を用いた比重分離，酢酸処理，アセトリシス処理，酢酸処理及び水洗を行った。作成した検鏡用のプレパラートを 600 倍の光学顕微鏡下で検鏡し，同定・計数を行った。花粉・孢子化石のうち，完全形または破片の場合は半分以上残っていたものを対象とした。木本植物の花粉化石総数が 1 試料につき 200 個を越えるまで計数した。また，この過程で観察される草本植物の花粉化石及びシダ・コケ植物

の孢子化石も集計した。

花粉化石の同定には，Erdman (1952, 1957) や Faegri and Iversen (1989)，島倉 (1973)，中村 (1980)，Sohma (1963, 1985)，Wang *et al.* (1995)，応・張 (1994)，Stone and Broom (1975)，Huang (1972) などを参考にした。また，孢子化石は那須・瀬戸 (1986)，Zhang *et al.* (1990)，Huang (1981) などを参考にした。

3.6 ボーリングデータの収集

本論で新たに掘削したボーリング試料に加えて，公的機関や地元自治体などが所有する既存ボーリングデータ計 1,706 本を収集し，ボーリング柱状図解析システム（木村，2011）を用いて解析を行った。この際，XML ファイルが整備されていないものについては，柱状図の記載に基づいて XML ファイルを作成した。データは，国交省三重河川国道事務所から 48 本，三重県から 637 本，松阪市が 97 本，鈴鹿市 371 本，ジオステーション（防災科学技術研究所）から 465 本，明和町から 25 本，伊勢市から 15 本を提供していただいた。また，既存研究で示されているボーリング資料の一部についても，図からの読み取りにより XML ファイルを作成して解析

第1表 放射性炭素年代測定値一覧.

Table 1 List of radiocarbon ages.

地域	地点名	深度 (m)	標高 (m T.P.)	試料の種類	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age (yr BP)	暦年較正值 (cal BP, 2 σ)	確率 (%)	中央値 (cal BP)	資料番号	校正用 データベース	参考文献		
鈴鹿	U1	18.50				10500 ± 500						中村(1973)		
白子	GS-SZK-1	3.92-3.89	-0.87~-0.84	植物片	-26.34 ± 0.21	190 ± 20	25 - 0	18.4	183	IAAA-190047	IntCal20			
		6.49	-3.44	植物片	-9.64 ± 0.29	1910 ± 20	1879 - 1743	100.0	1819	IAAA-190048	IntCal20			
		8.47-8.42	-5.42~-5.37	貝殻片	-0.53 ± 0.24	2520 ± 20	2393 - 2103	100.0	2252	IAAA-190049	Marine20			
	GS-SZK-2	3.20-3.10	-1.52~-1.42	植物片	-27.09 ± 0.25	Modern					IAAA-190050			
		7.48-7.40	-5.80~-5.72	木片	-28.13 ± 0.21	>54010					IAAA-190051			
		13.43-13.38	-11.75~-11.70	木片	-26.85 ± 0.21	>54010					IAAA-190052			
	Sitc2-1	6.45-6.15	-4.45~-4.15	木片	-26.46 ± 0.33	>53,860					172783			
	Sitc2-2	7.30-7.00	-7.22~-6.92	植物片	-27.16 ± 0.32	50440 ± 760					172782			
	Sitc2-3	9.45-9.15	-4.24~-3.94	木片	-25.85 ± 0.42	>53,940					172784			
		19.45-19.15	-14.24~-13.94	貝殻	-0.93 ± 0.24	45430 ± 430	48114 - 46188	100	47182	172785	Marine20			
25.45-25.15		-20.24~-19.94	有機物	-26.61 ± 0.26	>54,400					172786				
安濃津	SRT-26	0.36-0.34	1.05~-1.07	種子	-9.4	900 ± 30	834 - 731	64.3	801	Beta-457128	IntCal20	松本(2017)		
							859 - 843	5.1						
							908 - 863	30.5						
		0.70-0.68	0.71~-0.73	種子	-25.2	2730 ± 30	2877 - 2759	100.0	2818	Beta-457129	IntCal20	松本(2017)		
		1.31-1.28	0.10~-0.13	種子	-29.9	3340 ± 30	3639 - 3481	96.2	3556	Beta-457130	IntCal20	松本(2017)		
							3682 - 3668	3.8						
		2.27-2.25	-0.87~-0.85	葉	-30.5	3650 ± 30	4019 - 3885	72.6	3969	Beta-457131	IntCal20	松本(2017)		
							4085 - 4025	27.4						
		3.29-3.27	-1.89~-1.87	葉	-29.2	4560 ± 30	5189 - 5052	52.7	5185	Beta-457132	IntCal20	松本(2017)		
							5244 - 5236	0.7						
							5322 - 5262	44.2						
							5436 - 5420	2.4						
		3.31-3.29	-1.91~-1.89	葉	-25.3	4700 ± 30	5422 - 5321	65.2	5393	Beta-457133	IntCal20	松本(2017)		
					5480 - 5435	26.0								
					5571 - 5531	8.7								
4.22-4.20	-2.82~-2.80	葉	-26.4	5610 ± 30	6449 - 6305	100.0	6370	Beta-457134	IntCal20	松本(2017)				
4.25-4.22	-2.85~-2.82	葉	-27.5	5050 ± 30	5903 - 5720	100.0	5822	Beta-457135	IntCal20	松本(2017)				
雲出川	KM01		-4.49	貝殻片	-1.0	5045 ± 25	5565 - 5286	100.0	5415	PLD-29429	Marine20	佐藤・小野(2017)		
		5.75	-5.25	貝殻片		2490 ± 30	2352 - 2055	100.0	2220	JMC-5278	Marine20	Funabiki et al. (2010)		
		7.72	-7.72	有機物		5280 ± 40	5976 - 5936	12.2	6074	JMC-5279	IntCal20	Funabiki et al. (2010)		
							6128 - 5984	64.7						
							6188 - 6133	23.1						
		9.50	-9.00	有機物		5520 ± 40	6234 - 6217	4.2	6319	JMC-5280	IntCal20	Funabiki et al. (2010)		
							6398 - 6276	95.8						
		11.66	-11.16	棘皮動物		5650 ± 40	6235 - 5905	100.0	6069	JMC-5281	Marine20	Funabiki et al. (2010)		
		14.63	-14.13	貝殻片		6200 ± 30	6825 - 6486	100.0	6657	JMC-5282	Marine20	Funabiki et al. (2010)		
		16.23	-15.73	貝殻片		6730 ± 50	7414 - 7077	100.0	7248	JMC-5283	Marine20	Funabiki et al. (2010)		
		17.53	-17.03	貝殻片		7980 ± 40	8638 - 8334	100.0	8482	JMC-5284	Marine20	Funabiki et al. (2010)		
		20.62	-20.12	有機物		8100 ± 40	8828 - 8786	3.2	9032	JMC-5285	IntCal20	Funabiki et al. (2010)		
							8879 - 8865	1.0						
							8913 - 8897	1.3						
							9135 - 8980	91.6						
							9198 - 9180	1.4						
							9260 - 9235	1.5						
23.28	-22.88	有機物		11940 ± 50	13634 - 13609	3.9	13822	JMC-5286	IntCal20	Funabiki et al. (2010)				
					13710 - 13651	8.6								
					13890 - 13738	54.4								
					14023 - 13907	33.1								
KM02	8.15	-2.65	有機物			5280 ± 30	5970 - 5940	9.5	6079	JMC-5287	IntCal20	Funabiki et al. (2010)		
							6122 - 5988	67.7						
							6184 - 6139	22.8						
				10.34	-4.84	有機物		6620 ± 40	7522 - 7431	65.0	7506	JMC-5288	IntCal20	Funabiki et al. (2010)
									7570 - 7527	35.0				
				12.11	-6.61	木片		7060 ± 50	7764 - 7754	0.9	7887	JMC-5289	IntCal20	Funabiki et al. (2010)
									7978 - 7780	98.6				
									8005 - 7999	0.5				
				14.73	-9.23	有機物		7330 ± 40	8197 - 8021	98.6	8110	JMC-5290	IntCal20	Funabiki et al. (2010)
									8281 - 8268	1.4				
16.25	-10.75	有機物		7480 ± 40	8373 - 8193	100.0	8291	JMC-5291	IntCal20	Funabiki et al. (2010)				
18.47	-12.97	有機物		7820 ± 50	8773 - 8447	99.6	8597	JMC-5292	IntCal20	Funabiki et al. (2010)				
					8848 - 8842	0.4								
20.48	-14.98	有機物		8330 ± 40	9175 - 9143	5.0	9353	JMC-5293	IntCal20	Funabiki et al. (2010)				
					9222 - 9208	1.2								
					9469 - 9256	93.8								

に用いた。用いたデータは、建設省計画局・三重県(1962)から34本、中村(1973)から3本、Funabiki et al. (2010)から2本、佐藤・小野(2017)及び佐藤・小野(未公表)から4本、川瀬(2003)から5本、川瀬(2012)から2本、松本(2017)から3本である。

4. コア試料の解析結果

本章では、新規に掘削した4本の基準ボーリング試料について解析結果を記載するとともに、白子地域における既存ボーリング試料の花粉分析結果を示す。

第1表 (続き)

Table 1 (continued)

地域	地点名	深度 (m)	標高 (m T.P.)	試料の種類	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age (yr BP)	暦年校正値 (cal BP, 2 σ)	確率 (%)	中央値 (cal BP)	資料番号	校正用 データベース	参考文献
雲出川	1	2.05	2.35	木片	-29.8	4180 ± 90	4431 - 4424	0.3	4698	NUTA-6630	IntCal20	川瀬(2003)
							4495 - 4437	4.4				
							4875 - 4503	95.0				
							4951 - 4944	0.3				
	3	2.63	2.07	植物片	-24.8	2220 ± 100	2467 - 1940	99.7	2210	NUTA-6941	IntCal20	川瀬(2003)
							2487 - 2479	0.3				
	3.30	1.40	植物片	-12.0	2620 ± 90	2383 - 2372	0.5	2727	NUTA-6631	IntCal20	川瀬(2003)	
						2888 - 2421	97.3					
	103	1.40	-0.90	植物片	-25.5	1665 ± 25	1433 - 1421	1.8	1554	NUTA2-3239	IntCal20	川瀬(2003)
							1449 - 1444	0.5				
							1484 - 1476	1.1				
							1611 - 1516	89.2				
816	5.15	-0.11	有機質堆積物	-18.7	5640 ± 60	6559 - 6298	100.0	6421	Beta-166903	IntCal20	川瀬(2003)	
						6903 - 6668	98.3					
						6935 - 6920	1.7					
						7892 - 7873	5.1					
920	3.15	-4.90	植物片	-24.0	130 ± 25	151 - 9	69.3	112	NUTA2-3243	IntCal20	川瀬(2003)	
						175 - 174	0.3					
						199 - 186	3.5					
						272 - 209	26.9					
1.15	-11.90	植物片	-28.5	1390 ± 25	1317 - 1283	76.3	1303	NUTA2-3242	IntCal20	川瀬(2003)		
					1345 - 1321	23.7						
松坂	GS-KSD-1	5.70	-5.07	植物片	-28.14 ± 0.46	1310 ± 20	1213 - 1177	49.6	1228	IAAA-200182	IntCal20	
							1291 - 1244	50.4				
							1826 - 1721	100.0				
							1777	1777				
							4034 - 3999	4.6				
							4245 - 4081	95.4				
11.58	-10.95	貝殻片	1.24 ± 0.44	5090 ± 30	5424 - 5051	100.0	5241	IAAA-200185	IntCal20			
					18.18-18.13	-17.55~-17.50					木片	-28.73 ± 0.42
宮川	GS-ISE-1'	5.15	-3.63	植物片	-27.89 ± 0.34	3930 ± 30	4274 - 4248	5.6	4364	IAAA-180418	IntCal20	佐藤ほか(2021)
							4440 - 4286	90.5				
							4509 - 4487	4.0				
							5752 - 5601	93.1				
							5859 - 5826	6.9				
							6025 - 5690	100.0				
							5866	5866				
							6336 - 6017	100.0				
							6499	6499				
							7697 - 7433	100.0				
							7574	7574				
							8348 - 8053	100.0				
							8216	8216				
							9342 - 9329	2.1				
9468	9468											
9.83	-8.31	貝殻片	-0.25 ± 0.27	5470 ± 30	6025 - 5690	100.0	5866	IAAA-180420	Marine20		佐藤ほか(2021)	
					6336 - 6017	100.0						
					6499	6499						
					7697 - 7433	100.0						
14.58	-13.06	貝殻片	2.08 ± 0.38	5770 ± 30	6336 - 6017	100.0	6499	IAAA-180421	Marine20	佐藤ほか(2021)		
19.62	-18.10	貝殻片	0.95 ± 0.29	7090 ± 30	7697 - 7433	100.0	7574	IAAA-180422	Marine20	佐藤ほか(2021)		
23.88	-22.36	貝殻片	2.64 ± 0.42	7720 ± 30	8348 - 8053	100.0	8216	IAAA-180423	Marine20	佐藤ほか(2021)		
30.43	-28.91	木片	-26.99 ± 0.32	8430 ± 30	9342 - 9329	2.1	9468	IAAA-180424	IntCal20	佐藤ほか(2021)		
31.65	-30.13	貝殻片	-5.14 ± 0.33	9320 ± 30	10391 - 10056	100.0	10212	IAAA-180425	Marine20		佐藤ほか(2021)	
					10653 - 10620	8.1						
39.11	-37.59	植物片	-29.16 ± 0.41	9330 ± 30	10464 - 10423	11.1	10538	IAAA-180426	IntCal20	佐藤ほか(2021)		
106	8.00	-7.15	貝殻片	0.38	6770 ± 80	7480 - 7067	100.0	7285	NUTA-6320	Marine20	川瀬(2012)	
202	10.12	-8.50	貝殻片	-1.12	6700 ± 70	7408 - 7009	100.0	7216	NUTA-6322	Marine20	川瀬(2012)	

4.1 GS-SZK-1 コア

本コア試料は、層相、火山灰、 ^{14}C 年代測定値、微化石などの特徴から、以下の3ユニットに区分される(第11図A)。この地層区分は佐藤ほか(2020)を簡略化したものである。

4.1.1 ユニットSZK1-1 (深度24.75～14.83 m, 標高-21.70～-11.78 m)

層相: 本ユニットは固結～半固結する砂泥互層から構成される。泥質な層準ではしばしば腐植物が混じり、一部、植物根痕も認められる。砂質な層準では斜交葉理などの堆積構造が認められる。ユニット最下部(深度24.75～24.65 m)には灰白色を呈する均質な火山灰質極細粒砂が認められる。

火山灰: 深度24.75～24.65 mの火山灰質極細粒砂には火山ガラスが多量に含まれる。基底(深度24.75～

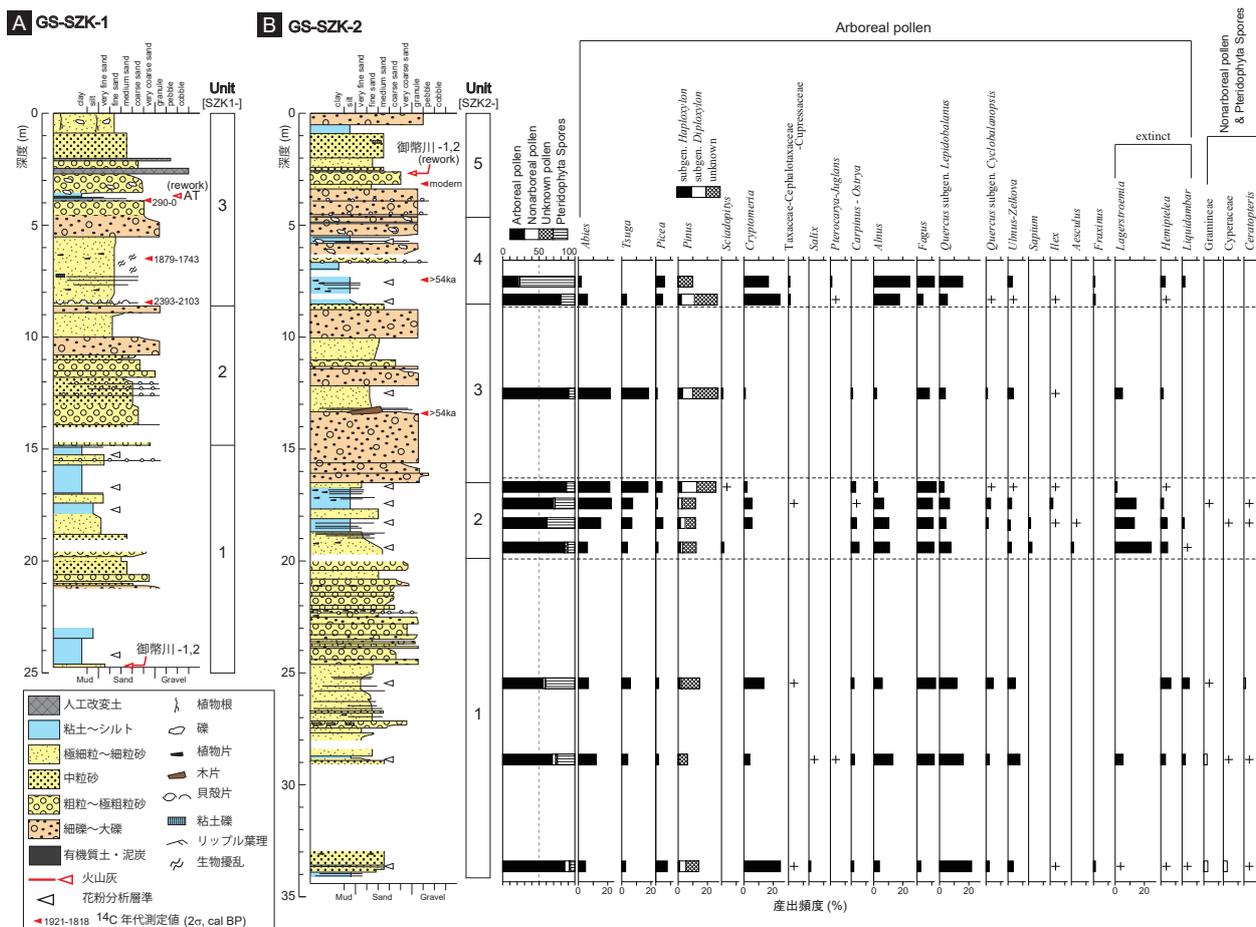
24.73 m)から採取した試料に含まれる火山ガラスは、屈折率が1.500-1.502を示し、 K_2O が4.72%と多く、 Na_2O が2.59%、 MnO が0.06%と少ない(第2表, 第12図)。また、微量元素組成はBaが770.29 ppmと多く、Srが67.14 ppmとやや少ない(第2表)。これらの特徴は、東海層群亀山層上部の御幣橋1, 2テフラ(納谷ほか, 2021)、鈴峰下位火山灰(田村ほか, 2014; 田村未公表)、及び古琵琶湖層群蒲生累層みなみひづさの南比都佐テフラ(川邊, 1981)とよく一致する(第2表, 第12図)。

解釈: 層相や周辺の地質分布を考慮すると本ユニットは東海層群であると推定され、腐植物の混じる泥質堆積物や堆積構造の発達する砂質堆積物の互層から成ることから、氾濫原堆積物であると推定される。挟在する火山灰層は東海層群亀山層上部(水野ほか, 2009)の御幣橋1, 2テフラに対比される可能性が高い。これらは田村ほか(2014)が「鈴峰下位火山灰層(Reiho-L)」

第2表 火山灰分析結果一覧(火山ガラスの屈折率, 主成分化学組成及び微量元素組成).

Table 2 List of results of refractive and chemical analyses on volcanic glass shards.

サンプル名	地倉・地層	深度 (m)	火山ガラス 屈折率(n)	測定方法	主成分 化学組成 (%)															微量元素組成 (ppm)										参考文献		
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	Total	N	Ba	La	Sc	Se	V	Y	Ba/La	La/Y						
K-Ah	GS-SSE-1'	18.46	1.506-1.510	EDX+LA-RCP-MS	74.81	0.59	12.90	2.42	0.11	0.46	2.00	3.71	3.00			100	15	419.59	19.79	11.85	143.32	13.69	36.51	21.20	0.54	佐藤(2021)						
					SD	0.22	0.08	0.01	0.01	0.05	0.04	0.00	0.09	0.09			SD	15.76	2.24	0.76	10.71	1.62	2.95									
					(参照)	1.508-1.516	EDX	74.76	0.55	12.96	2.39	0.09	0.47	2	3.82	2.97			100	15										河田・新井(2003) 佐藤善輝(2021b)		
					1.510-1.513	SD		0.16	0.06	0.08	0.11	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05																
1.508-1.515	EDS	73.86	0.54	13.44	2.52	0.12		0.52	2.19	3.79	3.01			100	-																	
AT	足柄平群 GS-ASG-5	11.8	1.508-1.515	EDX	75.0	0.5	13.0	2.5	0.0	0.5	2.9	3.8	2.9			100												吉川・井内(1991) 長岡(2006) 吉田(1983) 吉田(1983) 八木・早田(1989)				
					WDS	74.9	0.5	13.0	2.5	0.0	0.5	2.9	3.8	2.8			100															
					WDS	74.6	0.5	13.1	2.5	0.1	0.5	2.0	3.8	2.8			100															
					WDS	74.9	0.5	13.0	2.5	0.0	0.5	2.0	3.9	2.8			100															
					EDS	74.9	0.5	13.0	2.5	0.0	0.5	2.0	3.9	2.8			100															
AT (nework)	GS-SZK-1	3.75-3.73	1.499-1.500	EDX+LA-RCP-MS	78.36	0.14	12.15	1.23	0.07	0.12	1.14	3.36	3.45			100	15	507.74	25.53	7.56	72.99	1.85	23.35	19.88	1.09	佐藤(2019)						
					SD	0.15	0.05	0.09	0.11	0.05	0.03	0.04	0.06	0.10			SD	23.80	3.11	1.18	4.32	0.39	1.37									
					(参照)	1.498-1.501	EDS	77.49	0.16	12.81	1.32	0.06	0.12	1.2	3.41	3.43			100													河田・新井(2003) 新井(2006) Komura et al. (2015)
					1.499-1.501	SD		0.32	0.08	0.09	0.17	0.07	0.08	0.09	0.15	0.09																
					1.498-1.501	EDS		77.83	0.14	12.43	1.26	0.04	0.13	1.01	3.96	3.17			100		488	23	23	69	7		2	21.22	11.50	吉川・井内(1991)		
1400-02-71	EDX+LA-RCP-MS	78.01	0.14	12.34	1.18	0.07		0.09	1.16	3.56	3.45			100		488	23	22	68	7	2	21.34	14.03	水野(未発表)								
AT	足柄平群B5	19.36-19.43	1.498-1.500	EDX	78.05	0.14	12.52	1.21	0.12	0.51	2.41	3.40	3.52			100												河田・新井(2003) 河田・新井(2003)				
					KCP	-	0.1	11.7	1.4	-	0.0	0.1	1.1	3.7	3.1	0.0																
					KCP	-	0.1	11.5	1.4	-	0.0	0.1	1.1	3.6	3.0	0.1																
					KCP	-	0.1	11.5	1.4	-	0.0	0.1	1.1	3.6	3.0	0.1																
					EDS	74.9	0.5	13.0	2.5	0.0	0.5	2.0	3.9	2.8			100															
E-Uki	GS-SE-1	36.96	1.521-1.523	EDX+LA-RCP-MS	61.50	0.48	19.38	2.97	0.17	0.25	1.54	6.39	7.31			100	15	117.94	86.45	3.91	67.39	1.25	19.38	1.36	4.46	河田・新井(2003) Smith et al. (2013)						
					SD	0.26	0.11	0.11	0.14	0.07	0.08	0.15	0.25	0.23			SD	22.58	7.88	0.68	3.70	0.88	1.61									
					(参照)	1.518-1.524	EMPA	61.05	0.50	19.61	3.17	0.14	0.30	1.61	6.53	7.09			100													Smith et al. (2013)
					1.521-1.523	SD		0.42	0.07	0.17	0.19	0.05	0.06	0.17	0.79	0.28																
					1.521-1.522	XRF-RCP-MS		60.70	0.42	19.69	3.88	0.17	0.26	1.43	6.76	6.67			100		123											
1.521-1.522	EDX+LA-RCP-MS	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21		0.21	1.5	6.74	6.92			100		SD	72															
U-Uki	GS-ASG-4	39.17	1.521-1.522	EDX+LA-RCP-MS	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100												佐藤善輝(2021)				
					SD	1.91	0.09	0.55	0.13	0.07	0.07	0.11	0.2	0.34																		
					EDS	60.84	0.52	19.86	3.3	0.15	0.39	1.69	6.73	6.51			100	14														
					SD	0.37	0.18	0.14	0.15	0.08	0.12	0.21	0.38	0.25																		
					(平均)	71.39	0.32	15.18	1.86	0.10	0.25	1.50	6.34	5.07			100	3	(平均)	704.92	30.15	8.26	154.18	2.67	19.82	23.38	1.52		天野(2025)			
不明	GS-SZK-2	19.71	1.513-1.524	EDX+LA-RCP-MS	75.15	0.49	13.08	2.61	0.13	0.54	2.59	4.20	1.22			100	15	395.89	5.65	21.56	145.09	15.02	37.08	70.12	0.15	佐藤(2019)						
					SD	0.34	0.08	0.09	0.27	0.08	0.07	0.12	0.17	0.07			SD	31.67	0.67	2.85	0.55	1.37	2.88									
					(参照)	1.522-1.529	EDX+LA-RCP-MS	71.07	0.68	14.22	3.85	0.15	1.1	3.75	4.22	0.96			100	15												佐藤善輝(2021b)
					1.509-1.525	SD		1.81	0.11	0.93	0.58	0.06	0.21	0.61	0.1	0.14																
					1.509-1.525	EDX+LA-RCP-MS		73.35	0.61	13.57	3.06	0.12	0.79	2.99	4.29	1.22			100	15												
60.90-60.40	EDX+LA-RCP-MS	75.70	0.44	12.92	2.31	0.12		0.51	2.41	3.40	3.58			100	15																	
TP	足柄平群B-3	60.90-60.40	1.509-1.516	EDX+LA-RCP-MS	61.76	0.66	12.3	0.24	0.07	0.09	0.22	0.67	0.66			100	15											佐藤善輝(2021b)				
					SD	75.90	0.46	12.61	2.56	0.10	0.48	2.28	4.36	1.25			100	15														
					OP.1	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100	15														
					OP.1	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100	15														
					OP.1	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100	15														
OP.1	足柄平群B-6	62.00-61.85	1.511-1.514	EDX+LA-RCP-MS	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100	15											佐藤善輝(2021b)				
					SD	62.04	0.41	12.61	2.56	0.10	0.48	2.28	4.36	1.25			100	15														
					OP.1	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100	15														
					OP.1	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100	15														
					OP.1	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100	15														
OP	足柄平群 L10	1.510-1.513	EDX+LA-RCP-MS	75.27	0.45	13.31	2.38	0.10	0.49	2.53	4.40	1.06			100	15											佐藤善輝(2021b)					
				SD	64.3	0.66	0.22	0.19	0.07	0.08	0.21	0.21	0.06																			
				EDS	68.05	0.72	15.15	4.71	0.10	1.23	4.54	4.27	1.23			100																
				EDS	7.93	0.16	0.87	0.73	0.07	0.28	0.71	0.17	0.08			100																
				EDS	68.52	0.67	15.15	4.41	0.12	1.21	4.21	4.43	1.29			100																
HT29	足柄湖	1.499-1.536	EDS	61.05	0.50	19.61	3.17	0.14	0.30	1.61	6.53	7.09			100												長岡(2006)					
				SD	0.42	0.07	0.17	0.19	0.05	0.06	0.17	0.79	0.28																			
				EDS	60.70	0.42	19.69	3.88	0.17	0.26	1.43	6.76	6.67			100																
				EDS	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100																
				EDS	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100																
HT30	足柄湖	1.499-1.504	EDS	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.5	6.74	6.92			100												長岡(2006)					
				SD	0.56	0.03	0.16	0.29	0.04	0.17	0.17	0.23	0.03																			
				EDS	74.97	0.40	14.19	1.12	0.11	0.87	0.86	3.83	4.39			100																
				EDS	2.51	0.2	0.98	0.53	0.06	0.2	0.39	0.33	0.67			100																
				EDS	69.81	0.74	14.55	4.09	0.13	0.98	4.09	4.20	1.41			100																



第 11 図 GS-SZK-1, 2 コアの地質柱状図及び花粉分析結果。

各コア試料の採取地点は第 6 図に示す。年代測定値及び火山灰試料の詳細はそれぞれ第 1 表, 第 2 表に示す。

Fig. 11 Geologic columnar and pollen fossil diagram of the GS-SZK-1 and -2 cores.

Location of the GS-SZK-1 and -2 cores is shown in Fig. 6. Details of radiocarbon ages and volcanic ashes are shown in Tables 1 and 2, respectively.

ない。同様の指摘は田村ほか (2014) でも述べられており、御幣橋 1, 2 テフラ (=南比都佐テフラ, Reiho-L) は G-M 境界基底を示す重要な広域テフラである可能性が高い。

4.1.2 ユニット SZK1-2 (深度 14.83 ~ 8.61 m, 標高 -11.78 ~ -5.56 m)

層相: 本ユニットは未固結の砂礫質な堆積物からなり、黄褐色あるいは鈍い黄色を呈する淘汰不良の細礫混じり粗粒砂～細礫と中粒砂～粗粒砂との互層から構成される。礫は歪角礫が多く、礫径は 2 ~ 7 mm 程度である。細粒な中粒砂～粗粒砂から成る層準では、一部に平行葉理または低角斜交葉理が発達する。

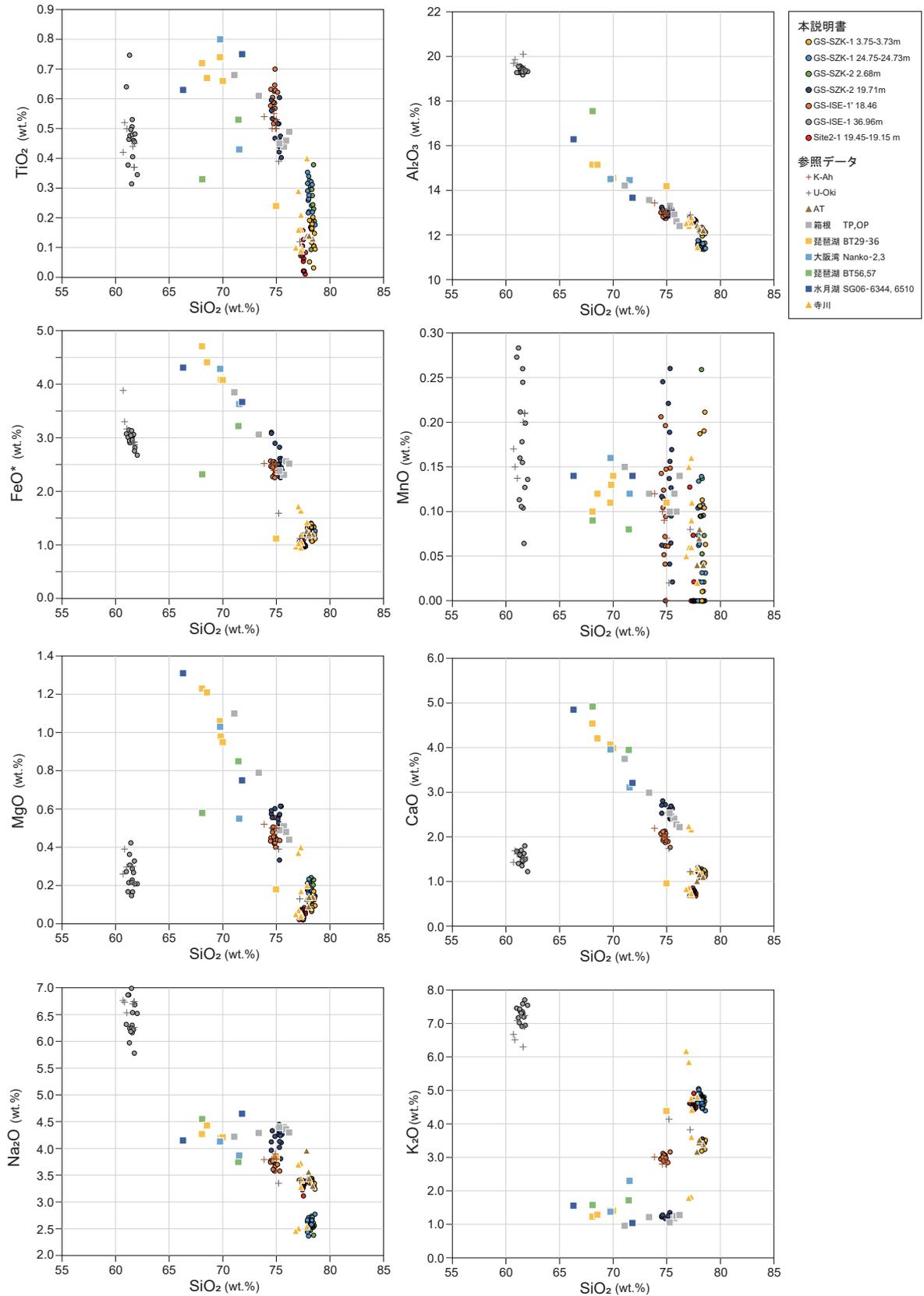
解釈: 淘汰が悪く歪角礫を含む砂～砂礫質な堆積物から構成されることや砂層に堆積構造が認められることなどから、礫質河川堆積物 (Miall, 1977; 小松原ほか, 2009) であると推定される。未固結であることや、上

位のユニット SZK1-3 (後述) が沖積層と解釈されることから、上部更新統に対比される可能性が高いが、本ユニットの詳細な堆積年代は不明である。

4.1.3 ユニット SZK1-3 (深度 8.61 ~ 0.00 m, 標高 -5.56 ~ 3.05 m)

層相: 本ユニットは未固結の砂及び砂礫から構成される。深度 5.51 m (標高 -2.46 m) 以深は淘汰が良く、細粒砂が卓越する。また、一部に生物擾乱や貝化石、植物片の混入が認められる。深度 5.51 m (標高 -2.46 m) 以浅は淘汰が悪く、歪円礫混じりの中粒砂～細礫を主体とし、基質支持礫層と粒子支持礫層の互層を呈する。礫径は 0.5 ~ 2 cm 程度である。全体として上方細粒化する傾向を示す。深度 3.31 m (標高 -0.26 m) 以浅では角礫を混入する。深度 2.00 m (標高 0.95 m) 以浅はコンクリート片を含むシルト質粗粒砂である。

火山灰: 深度 3.75 ~ 3.73m に火山ガラスが多く含有



第 12 図 火山ガラスの主成分化学組成分析結果（ハーカー図）。
各試料の詳細，参照データの引用元については第 2 表に示す。

Fig. 12 Results of main chemical component analysis of volcanic glass shards.
Details of each sample and references are shown in Table 2.

する褐灰色泥層が挟在する（第 11A 図）。火山ガラスの屈折率は 1.498-1.500 で、主成分化学組成は、 TiO_2 が 0.14 %、 FeO が 1.23 % と低く、 K_2O が 3.45 % とやや高い（第 2 表、第 12 図）。微量元素組成は Ba/La 比が 19.89、La/Y 比が 1.09 であった（第 2 表）。これらの特徴から、この火山ガラスは AT 火山灰と推定される。後述する ^{14}C 年代測定値から、この AT 火山灰は二次堆積である可能性が極めて高い。

貝化石：深度 8.49 ～ 8.43 m に貝殻片の濃集層が挟在し、そのなかからヒメカノコアサリ (*Velemolpa micra* (Pilsbry)) が見出された。

珪藻化石：全体として化石の保存状態が悪い。深度 8.3 ～ 8.2 m ではわずかに化石を産し、汽水～海水生種の *Thalassiosira* 属や淡水生の *Eunotia* 属が認められた。

^{14}C 年代：深度 8.47 ～ 8.42 m の貝化石から 2,393-2,103 cal BP、深度 6.49 m の植物片から 1,879-1,743 cal BP、深度 3.92 ～ 3.89 m の植物片から 290-0 cal BP の年代測定値が得られた（第 1 表、第 13 図）。

解釈：得られた ^{14}C 年代測定値から、本ユニットはすべて沖積層に対比される。したがって、挟在する AT 火山灰は周辺からの二次堆積と考えられる。深度 5.51 m より下位は、潮間帯より下位に生息する貝化石や汽水～海水生珪藻が産出することから、海成層であると考えられる。掘削地点周辺の地形分布や、淘汰の良い砂質堆積物から構成されることも考慮すると、海浜システムを構成する上部外浜堆積物（増田, 1989；斎藤, 1989）である可能性が高い。深度 5.51 m で浅は淘汰不良で角礫が混じることから、波浪の影響を受けて堆積した海浜堆積物であるとは考えにくい。掘削地点周辺がかつて養殖池として利用されていたことも考慮すると、人為的な影響を受けた堆積物である可能性が高く、養殖池及びその埋立てに伴う堆積物と推定される。

4.2 GS-SZK-2 コア

本コア試料は、層相、火山灰、 ^{14}C 年代測定値、微化石などの特徴から、以下の 5 ユニットに区分される（第 11 図 B）。この地層区分は佐藤ほか（2020）から一部更新している。

4.2.1 ユニット SZK2-1（深度 34.12 ～ 20.00 m、標高 -32.44 ～ -18.32 m）

層相：本ユニットは砂質堆積物から成り、暗オリーブ灰色、オリーブ黒色、緑灰色などを呈する。ところどころ、植物片や木片の濃集する層準が認められる。深度 24.6 m で深は上位に比べて細粒で細粒砂が優勢する。深度 34 m で深は半固結する。

大型植物化石：深度 26.85 ～ 26.84 m からエゴノキ (*Styrax japonica*)、同 21.17 ～ 21.14 m からセンダン (*Melia*

azedarach) 及びオニグルミ（マンシュウグルミ）(*Juglans mandshurica* subsp. *Sieboldiana*) が産出した。

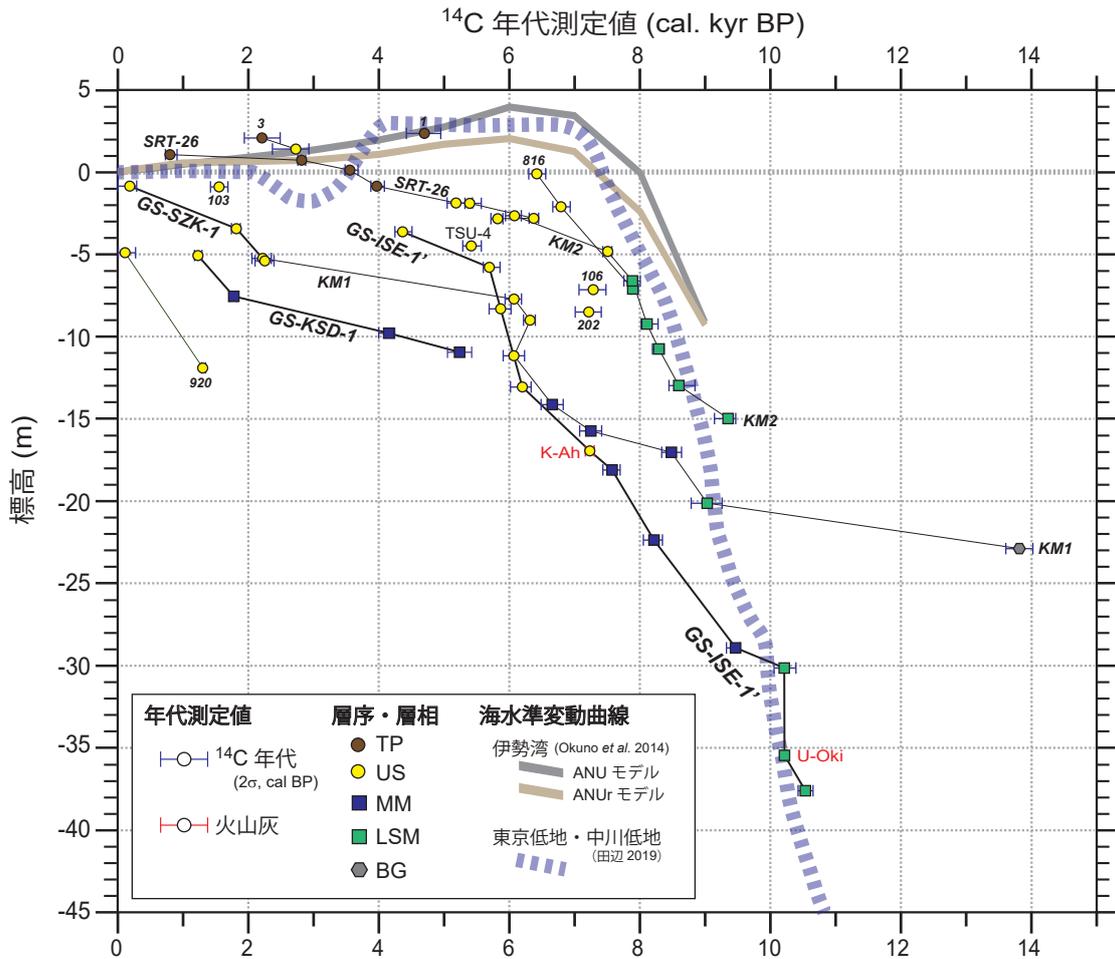
珪藻化石：保存状態が悪いものの、わずかに淡水生種の産出が確認された。深度 33.67 ～ 33.61 m で *Pinnularia* 属、同 25.45 ～ 25.43 m で *Luticola mutica* が見出された。

花粉化石：深度 34.67 ～ 34.61 m から同 25.47 ～ 25.45 m からは木本花粉が多く、温帯性常緑針葉樹のスギ属 (*Cryptomeria*) と温帯性常緑広葉樹のコナラ属コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) がやや多い（第 11 図 B）。これらに加えて温帯性常緑針葉樹の (*Abies*)、*Pinus*、温帯性落葉広葉樹のハンノキ属 (*Alnus*)、ニレ属 (*Ulmaceae*) ーケヤキ属 (*Zelkova*) などを含む。また、日本列島からの消滅種であるハリゲヤキ属 (*Hemiptelea*)、フウ属 (*Liquidambar*)、*Lagerstroemia* も少量産出する。草本花粉ではイネ科 (*Oryza*) やカヤツリグサ科 (*Cyperaceae*) などを含むが、いずれも低率である。水生シダ植物であるミズワラビ属 (*Ceratopteris*) の孢子が産出する。

解釈：本ユニットは淡水生珪藻や植物片などが多産することから陸成層であると考えられる。砂質堆積物を主体とするものの、水生シダ植物の孢子花粉も伴うことから淡水湿地が近くに存在していた可能性が示唆され、氾濫原堆積物と解釈される。オニグルミは約 120 万年前に絶滅したオオバタグルミ (*Juglans megacineria*) に代わって出現した新しいタイプのクルミであることから（百原, 1993）、東海層群よりも新規の堆積物であることが示唆される。本ユニットの下～中部（深度 25.45 m 以深）では、*Cryptomeria* 及び *Q. subgen. Lepidobalanus* が多産し、*Hemiptelea* や *Liquidambar* を随伴する。これらの組み合わせは本郷（2009）の *Fagus-Quercus* 超帯上部に類似する。当該層準は大阪層群の Ma5 (MIS17) 前後に相当することから、本ユニット下～中部は中部更新統に対比される可能性が高い。なお、採取されたコア長が短いため確実ではないが、深度 34 m 以深はそれ以浅に比べて固結度が高く、中部更新統よりも遡る可能性がある。周辺の地質分布も考慮すると、東海層群に対比される可能性が考えられる。

4.2.2 ユニット SKZ2-2（深度 19.72 ～ 16.53 m、標高 -18.04 ～ -14.85 m）

層相：本ユニットは極細粒～細粒砂混じりシルトとシルト質細粒砂との細互層から成り、上方に向けて泥優勢となる。地層境界は生物擾乱によってたびたび乱される。腐植物や炭化物が多量に混入する。深度 20.00 ～ 19.72m はコア欠落のため、本ユニットの基底深度は不明である。



第 13 図 対象地域で得られた年代資料の標高・層相分布。

¹⁴C年代測定値の詳細については第 1 表に示す。本論で新規に採取したコア試料 (GS-SZK-1, GS-KSD-1, GS-ISE-1 及び 1') の柱状図はそれぞれ第 11 図, 第 14 図, 第 15 図に示す。層序・層相の解釈はコア試料の解析結果及び各地域の地質断面図に基づく。堆積曲線またはデータに付した文字はコア試料番号または地点番号を示す。引用データとして, 安濃津地域の SRT-26 (松本 2017) 及び TSU-4 (佐藤・小野 2017), 雲出川地域の 3, 103, 816, 920 (川瀬 2003) 及び KM1, 2 (Funabiki et al., 2010), 宮川地域の 106 及び 202 (川瀬 2012) を示す。海水準変動曲線は伊勢湾周辺が Okuno et al. (2014), 東京低地・中川低地が田辺 (2019) に基づく。

Fig. 13 Elevation and depositional facies distribution of dating data, radiocarbon ages and tephras, obtained in the study area. Details of radiocarbon ages are shown in Table 1. Geological columnar of GS-SZK-1, GS-KSD-1, GS-ISE-1, and GS-ISE-1' cores are shown in Figs. 11, 14, and 15, respectively. Stratigraphy and depositional facies are based on interpretation of the cores and geologic sections. Letters attached to sedimentation curves or dating data indicate core names or sample numbers. Some dating data are cited; SRT-26 (Matsumoto, 2017) and TSU-4 cores (Sato and Ono, 2017) in the Anotsu district; sites 3, 103, 816, and 920 (Kawase, 2003) and KM1 and 2 cores (Funabiki et al., 2010) in the Kumozu River district, and sites 106 and 202 (Kawase, 2012) in the Miyagawa River district. Holocene sea-level curves in the Ise Bay area and the Tokyo and Nakagawa Lowlands are based on Okuno et al. (2014) and Tanabe (2019) respectively.

火山灰: 深度 19.71 m にピンク色を帯びた極細粒砂の薄層が認められ, 火山ガラスが多産する。同層準から得られた火山ガラスの屈折率は, バブルウォールタイプが 1.513-1.515, 不定形のものが 1.519-1.524 である (第 2 表)。この結果からは, 阿蘇 3 (Aso-3; 133 ~ 130 ka, 町田・新井, 2003), 琵琶湖湖底コアにみられる最終間氷期のテフラである BT36 ~ 33, BT29 (吉川・井内, 1991), 箱根東京 (Hk-TP, 66 ka, 町田・新井, 2003), 箱根小原台 (Hk-OP, 85 ~ 80 ka, 町田・新井, 2003)

などに対比される可能性が示唆される。主成分化学組成分析結果 (第 2 表, 第 12 図) をみると, このうち箱根火山起源のテフラに比較的に類似する傾向を示すものの, MnO, MgO, NaO₂ などの特徴が若干異なる。このため, 本テフラの対比先は特定に至っていない。

珪藻化石: 深度 16.70 ~ 16.68 m では汽水~海水生種の *Paralia sulcata*, 同 18.66 ~ 18.64 m では *P. sulcata* 及び *Diploneis* 属が多産する。

花粉化石: 木本花粉では熱帯~亜熱帯性落葉広葉樹

の *Lagerstroemia* が 20 % 前後の産出頻度を示し、多産する。また、ブナ属 (*Fagus*)、*Alnus*、*Pinus* などを伴う。草本花粉はほとんど産出しない。温帯性常緑針葉樹の *Abies*、*Tsuga*、*Pinus* が上方に向けて増加する。

解釈：汽水～海水生珪藻が産出することから海成層であると考えられ、有機物を多く含む砂泥互層から構成されることから、本ユニットは比較的陸域に近い浅海成堆積物である可能性が示唆される。本ユニットで特徴的に多産する *Lagerstroemia* は、大阪湾周辺の MIS5e 層準で 10～20 % 程度と多産する事例が報告されており (田中ほか, 1997)、同層準の特徴種とされている (Furutani, 1989)。このことから、本ユニットは MIS5e の海成層に対比される可能性が示唆される。また、上位に向けて針葉樹花粉が増加することから、徐々に寒冷化していった可能性がある。ユニット基底で見られる火山灰層の対比候補のうち、BT36～34 は MIS5e のピーク付近に対比される (長橋ほか, 2004)。花粉分析結果から示唆される上方への寒冷化傾向も考慮すると、対比候補のうち、BT36～34 のいずれかに対比される可能性がやや高いと考えられる。今後、当該の火山灰層について検討を進め、本ユニットの層位をさらに絞り込むことが重要である。

4.2.3 ユニット SZK2-3 (深度 16.53～8.55 m, 標高 -14.85～-6.87 m)

層相：本ユニットは砂礫質で淘汰が悪く、粗粒砂～極粗粒砂混じりの細礫と中粒砂～粗粒砂混じり細粒砂との互層から構成される。礫優勢の層準は基質支持礫層と粒子支持礫層の互層から成る。礫は径 2～5 mm の垂角礫を主体とし、稀に径 5 cm 以上のものを含む。

花粉化石：木本花粉が多く、温帯性常緑針葉樹の *Abies*、*Pinus*、*Tsuga* が 10～20 % 前後と多産する。また、*Lagerstroemia*、*Fagus*、*Alnus* などを随伴する。*Cryptomeria* はわずかに産出するものの、下位に比べると産出頻度は低い。

¹⁴C 年代：深度 13.43～13.38 m の木片から、測定限界よりも古い年代測定値 (54,010 yr BP よりも前) が得られた (第 1 表)。

解釈：本ユニットは河川堆積物で、基質支持礫層と粒子支持礫層の互層を示す砂礫層を含むことから、礫質河川堆積物 (Miall, 1977) と解釈される。すぐ下位に MIS5e の海成層と推定される堆積物が認められることから、本ユニットは MIS5e 以降に寒冷化する過程で堆積したと考えられる。他方で、温帯性常緑針葉樹の *Abies*、*Pinus*、*Tsuga* が下位と同程度の産出頻度を示すことや、熱帯～亜熱帯性落葉広葉樹の *Lagerstroemia* をわずかに伴い、*Cryptomeria* の産出頻度が低いことから、まだ寒冷化の程度はそれほど進んでいなかったと推察

される。加えて、得られた ¹⁴C 年代測定値からも MIS4 以前に堆積したことが示唆されるため、MIS5d～5a のいずれかの時期に堆積した可能性が高いと考えられる。鹿島沖コアの花粉記録 (五十嵐, 2009) を参照すると、MIS5d～5a において *Cryptomeria* の産出が少ない時期は、MIS5d または MIS5b 後期～MIS5a 前期である。後述するように、本ユニットよりも上位にも MIS5c～4 に堆積した可能性のある堆積物が認められることから、本ユニットは MIS5d に対比される可能性がより高いと推察される。したがって、本論ではこの層準を上部更新統下部として解釈する。

4.2.4 ユニット SZK2-4 (深度 8.55～4.65 m, 標高 -6.87～-2.97 m)

層相：本ユニットは深度 6.61 m よりも下位では泥質で、極細粒砂混じりシルト～シルト質極細粒砂から成る。全体に木片や植物片を多く含み、植物根痕が認められる。深度 6.61 m よりも上位は砂～砂礫質で、角～垂角礫を主体とする細礫～中礫から構成される。礫径は 2～5 mm 前後のものが多く、稀に径 1～3 cm の垂円礫が混じる。層厚 5～40 cm 程度の逆級化する砂～砂礫層が複合する。

花粉化石：深度 8.42～8.40 m 及び同 7.56～7.54 m では、温帯性常緑針葉樹の *Cryptomeria*、温帯性落葉広葉樹の *Alnus*、温帯性常緑広葉樹の *Q. subgen. Lepidobalanus* がそれぞれ 10～20 % と多くみられる。*Abies* 及び *Tsuga* は下位に比べて少なく、*Lagerstroemia* は産出しない。なお、深度 5.74～5.72 m は花粉化石が産出しない。

¹⁴C 年代：深度 7.48～7.40 m の木片から測定限界よりも古い年代測定値 (54,010 yr BP よりも前) が得られた (第 1 表)。

解釈：本ユニットは貝化石を含まないことから、陸成層と推定される。ユニット下部の泥質堆積物は、植物片や木片、植物根痕が多く混じることから、後背湿地などの静穏な環境で堆積した可能性が示唆される。他方、ユニット上部には逆級化する砂～砂礫層が累重し、氾濫堆積物 (増田・伊勢屋, 1985) と推定される。これらの組み合わせから、本ユニットは全体として氾濫原堆積物 (田辺ほか, 2006 など) である可能性が高いと考えられる。花粉分析層準では、*Cryptomeria* が特徴的に多産する。鹿島沖コアの花粉記録 (五十嵐, 2009) によれば、MIS6 以降で同様に *Cryptomeria* が多産する時期は MIS5e 末期、MIS5c、MIS5a 末期～MIS4 初頭、及び MIS1 である。また、岐阜県大湫盆地 (第 1 図) における上部～中部更新統の花粉分析結果 (守田ほか, 2010) をみると、本ユニットと同様に *Cryptomeria* が多産し、*Alnus*、*Q. subgen. Lepidobalanus* を随伴する組み

合わせがK-Tz直下の層準に認められる。このことから、ユニット下部はMIS5cに対比される可能性がやや高いと推察される。仮にこれが正しいとすると、ユニット上部の砂礫層はMIS5c以降に堆積したと考えられ、掘削地点周辺に明瞭な低位段丘の分布が認められないことも考慮すると、MIS5b～4に堆積した可能性が示唆される。したがって、本論ではこの層準を上部更新統中部～下部として解釈する。

4.2.5 ユニットSZK2-5（深度4.65～0.00 m，標高-2.97～1.68 m）

層相：本ユニットは深度2.57 mを境として上下に細分される。下位は淘汰が悪く基質支持の細礫～中礫を主体とする。基質は中粒砂～粗粒砂である。礫は亜円～亜角礫を主体する。深度2.75～2.57 mは砂泥質で、腐植質シルトと級化構造を示す細粒砂～中粒砂の薄層との互層から構成される。色調は暗オリーブ色を呈する。他方、上部（深度2.57 m以浅）は淘汰不良の粗粒砂～極粗粒砂混じり中粒砂を主体とし、東海層群起源と推定される半固結した細粒砂混じりシルト～シルト混じり細粒砂のブロックを含む。

火山灰：深度2.68 mに火山ガラスの濃集する層準が認められた。この層準から採取した火山ガラスは、屈折率が1.501-1.502で、主成分化学組成及び微量元素組成ともにGS-SZK-1コアの深度24.75～24.73 mで得られた測定結果と酷似する（第1表）。これらの分析結果から、御幣橋1, 2（＝南比都佐テフラ；納谷ほか，2021）に対比される可能性が高い。後述する¹⁴C年代測定値から、この火山灰層は周辺に分布する東海層群からの二次堆積物と推定される。

¹⁴C年代：深度3.20～3.10 mの植物片からはmodernの年代測定値が得られた（第1表）。

解釈：本ユニットは下位に比べて風化の程度が小さく、新鮮な砂礫から成ることから、沖積層である可能性が高い。周辺の地形分布を考慮すると、本ユニットは海浜システムの浜堤構成層の一部と推定される。淘汰不良の砂礫質堆積物であることから、ユニット下部は上部外浜堆積物（斎藤，1989）と推定される。国土地理院（1972）を参照すると、本地域沿岸部の水深5 m以浅には底質として細礫～粗粒砂が分布しており、上記の解釈を支持する。本コアの沖積層は基底礫層を欠き、上部更新統を直接、海浜堆積物が覆っている可能性が高い。掘削地点周辺はかつて養殖池として利用されており、深度2.75～2.57 mの泥質堆積物は養殖池の表層堆積物である可能性がある。泥質堆積物直下から得られた¹⁴C年代測定値がmodernを示すことから、この解釈を支持する。これを覆う堆積物は、淘汰不良でブロック状の東海層群起源の二次堆積物を多く含む

ことから、養殖池の埋土であると解釈される。

4.3 GS-KSD-1

本コア試料は、層相、¹⁴C年代測定値、微化石などの特徴から、以下の5ユニットに区分される（第14図）。なお、この地層区分は、花粉分析結果を受けて、佐藤（2020）を追記・修正したものである。

4.3.1 ユニットKSD1-1（深度40.00～26.11 m，標高-39.37～-25.48 m）

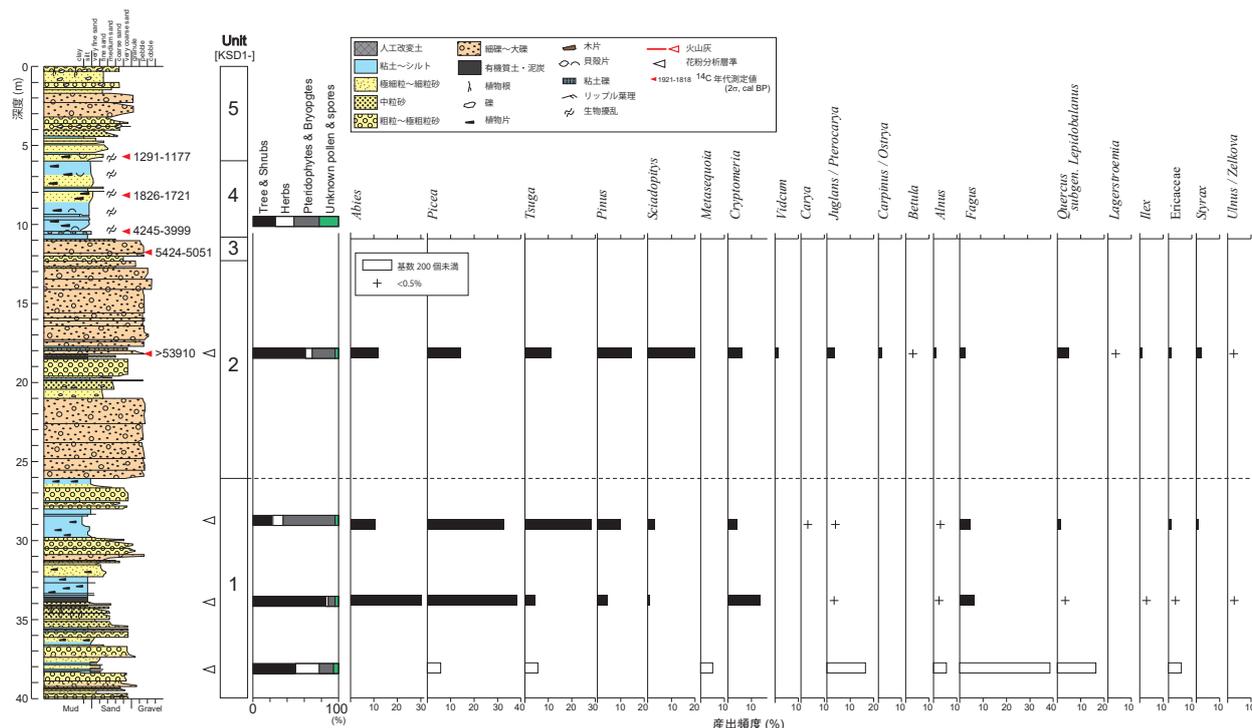
層相：本ユニットは、泥層（粘土～極細粒砂混じりシルト）と砂層（細粒砂～粗粒砂）との互層から構成される。深度35 m付近よりも下位はやや粗粒で、細礫を含有する頻度が高くなる。層厚1 m以上の厚い泥層は、深度34.2～32.3 m及び深度29.83～28.01 mに認められる。泥層にはしばしば植物片が含まれ、暗オリーブ灰色や暗オリーブ黒色、黒色を呈する。深度34.20～33.61 mは腐植質で、特に多く植物片が混入する。砂層は層厚10～数10 cmで上方粗粒化あるいは上方細粒化を示し、平行葉理や低角斜交葉理が認められる。砂層の一部は細礫が混じる。

花粉化石：深度38.1 m，33.9 m及び28.7 mの試料について花粉分析を行った。深度38.1 mでは花粉・孢子化石の含有量が少なく、産出した花粉総数は36粒、うち木本植物花粉は18粒であった。数少ない花粉化石のなかで最も優勢であったのは、冷温帯性落葉広葉樹の*Fagus*であり、次いで温帯性落葉広葉樹の*Q. subgen. Lepidobalanus*及びクルミ属（*Juglans*）／サワグルミ属（*Pterocarya*）が多く産出した（第14図）。また、1粒のみではあるものの、新第三紀花粉群であるメタセコイア属（*Metasequoia*）が産出した。深度33.9 mでは、温帯性常緑針葉樹のトウヒ属*Picea*や*Abies*、*Cryptomeria*が優勢で、14～38%の産出頻度を示す。また、冷温帯落葉広葉樹の*Fagus*が5%程度産出する。深度28.7 mでは、温帯性常緑針葉樹の*Picea*及び*Tsuga*が30%前後の産出頻度を示し、*Abies*や*Pinus*が5～10%前後とやや多く産出する。また、シダ植物の孢子が極めて高率に産出し、草本植物では日当たりを好むキク科キク亜科（*Carduoideae*）やキク科タンポポ科（*Cichorioideae*）が8～26%程度とやや多く産出する。

珪藻化石：深度33.7～32.6 mは珪藻化石が多産し、全体的に淡水生種が卓越する。なかでも*Cymbella*属、*Gomphonema*属、*Eunotia*属などの淡水域の止水域を好むものが多く認められる。深度33.7 mでは淡水の湖沼や沼沢地に特徴的な*Aulacoseira ambigua*（千葉・澤井，2014）が多産する。

解釈：本ユニットは、貝化石を含まず腐植質な泥層が認められることから、陸成層と考えられる。深度

GS-KSD-1



第 14 図 GS-KSD-1 コアの地質柱状図及び花粉分析結果。
コア試料の採取地点は第 9 図に示す。年代測定値の詳細は第 1 表に示す。

Fig. 14 Geologic columnar and pollen fossil diagram of the GS-KSD-1 core.
Location of the GS-KSD-1 core is shown in Fig. 9. Details of radiocarbon ages are shown in Tables 1.

33.7～32.6 m から産出した珪藻化石からは淡水湿地あるいは池沼で堆積した可能性が示唆され、氾濫原の後背湿地で堆積したと考えられる。また、深度 29.83～28.01 m では珪藻化石が産出しないが、深度 28.7 m ではシダ植物胞子が多産することや、日当たりを好む Carduoideae や Cichorioideae が多く産出することから、花粉粒の異地性の法則 (Traverse, 1988; 山野井, 1994) も考慮すると、堆積地周辺に広大な氾濫原の植生の環境が存在していたことが示唆される。加えて、氾濫堆積物と推定される逆級化する砂層 (増田・伊勢屋, 1985) が多数認められることも考慮すると、氾濫原堆積物 (田辺ほか, 2006 など) と解釈される。

深度 33.9 m 及び 28.7 m ではいずれも温帯性常緑針葉樹が多く、温帯性落葉広葉樹や暖温帯性常緑広葉樹が低率であることから、寒冷期に堆積した可能性が高い。深度 33.9 m では *Picea* と *Abies* が、深度 28.1 m では *Picea* と *Tsuga* の高率な産出で特徴づけられる。伊勢湾周辺における熱田層以浅のボーリングコア試料の花粉分析結果 (中村, 1973; 吉野ほか, 1980; 齊藤, 1996) を参照すると、これらと類似の特徴を示す花粉帯は報告されていない。したがって、本ユニットは熱田層下部 (大平, 1996) よりも下位の層準に対比される可能性

が高いと考えられる。深度 33.9 m で特徴的な *Abies* は、花粉粒が他のマツ科の分類群よりも飛散能力が乏しく原位置性が高い。このため、*Picea* 及び *Cryptomeria* が優勢となる層準が次点の候補として挙げられる。神戸市で掘削された GS-K1 コア (第 1 図) の花粉分析結果 (本郷, 2009) も参照すると、両属が多産する層準は MIS8 に対応すると解釈される花粉化石群集帯 *Cryptomeria-Picea* 帯 (本郷, 2009) に認められる。したがって、当該試料を含む深度 34.2～32.3 m の層準は MIS8 に相当する可能性がある。他方、深度 28.1 m は大湫盆地のボーリングコア試料の花粉分析結果 (守田ほか, 2010) の花粉帯 17 及び 18 に類似する。大湫盆地の花粉帯 17 及び 18 は MIS6 と解釈され、*Tsuga* の産出がその他の花粉帯と比較して優勢となる特徴が報告されている。これを根拠とすると、深度 29.83～28.01 m の層準は MIS6 に対比される可能性がある。

なお、深度 38.1 m では、全体の産出粒数が少ないにもかかわらず *Metasequoia* の産出が認められたことから、東海層群に対比される可能性がある。しかし、その他の新第三紀植物群の分類群で東海層群からの産出を裏付けられる分類群 (ペカン属 (*Carya*) や *Liquidambar*, スマミズキ属 (*Nyssa*) など; 島倉, 1964)

は産出していない。本ユニット中に明瞭な不整合が認められないこと、深度 35 m 以深はやや砂礫質で河川によって周辺の東海層群からの二次堆積の可能性が十分に考えられることなども考慮すると、深度 38.1 m も中部更新統～下部更新統の一部である可能性も残される。このため、本論ではこの層準をひとまず中部更新統～下部更新統として解釈した。

4.3.2 ユニット KSD1-2 (深度 26.11 ~ 12.29 m, 標高 -25.48 ~ -11.66 m)

層相: 本ユニットは、黄褐色～暗オリーブ灰色を呈する細礫～大礫を主体とする。礫は径 1 ~ 5 cm の亜円～円礫が多く、ところどころ径 10 cm 以上の玉石を含む。また、基質支持礫層と粒子支持礫層の互層を示す。深度 21.00 ~ 17.67 m は上下の層準に比べて細粒で、シルトと中粒～極粗粒砂の互層からなる。深度 18.47 ~ 18.40 m 及び深度 18.30 ~ 18.13 m には腐植質で、木片や植物片などが多く混じる。ユニット最上部の深度 12.35 ~ 12.29 m は黒色を帯びる。その直下の深度 12.75 ~ 12.35 m は褐色 (7.5YR ~ 10YR) を帯びる。

花粉化石: 深度 18.15 m では、温帯性常緑針葉樹のコウヤマキ属 (*Sciadopitys*) が約 20 % の高率で産出する。また、温帯性常緑針葉樹の *Picea*, *Abies*, *Tsuga* 及び *Pinus* が 7 ~ 14 % 前後とやや多く産出する。加えて、*Lagerstroemia* やツバキ属 (*Camellia*) などの暖温帯要素の分類群をわずかながら伴う。シダ植物の胞子がやや高率に産出し、草本植物では水生または湿地生のサジオモダカ属 (*Alisma*) 及びオモダカ属 (*Sagittaria*) が産出する。

珪藻化石: 本ユニットでは珪藻化石が産出しない。

¹⁴C 年代: 深度 18.18 ~ 18.13 m から採取した木片からは、測定限界よりも古い年代測定値 (53,910 yr BP よりも前) が得られた (第 1 表)。

解釈: 本ユニットは砂礫質で、基質支持礫層と粒子支持礫層の互層を示すことから礫質河川堆積物と推定できる (Miall, 1977)。挟在するやや細粒な層準は、腐植質な層相を示すことから流路から外れた後背湿地で堆積した可能性が高い。温帯性常緑針葉樹が優勢で、温暖帯要素を伴うことから、古気候は比較的温暖であったと考えられる。また、水生・湿地性の草本植物やシダ植物が多産することは、周辺に氾濫原の原野植生の環境が存在していたことを示唆する。

深度 18.18 ~ 18.13 m で得られた年代測定値から、本ユニットは沖積層とは考えられず、固結度から更新統と推定される。本ユニットの深度 18.15 m では *Sciadopitys* が特徴的に多産する。同様の特徴は、関東平野～近畿地方における MIS5c ~ 5a の地層から報告されている (例えば、五十嵐, 2009 ; Hayashi *et al.*,

2009, 2017 ; 岡崎ほか, 2023)。伊勢湾沿岸の濃尾平野においても、平野南部で採取された TB-1 コア (第 1 図) の花粉帯 IV で *Sciadopitys* の増加しており (斉藤, 1996), 熱田層上部 (MIS5c ~ 5a) に対比される (大平, 1996)。以上から、深度 21.00 ~ 17.67 m の細粒な層準は MIS5c または 5a に堆積した可能性が示唆される。これを覆う深度 17.67 ~ 12.29 m の砂礫層は、最上部が褐色を帯びることからある程度の風化作用を受けたことが示唆される。また、シルト分を多く含むことも考慮すると、沖積層基底礫層に対比される可能性は低いと考えられる。これらの特徴からは、本論では、深度 26.11 ~ 12.29 m を MIS5 ~ 3 の海水準低下期に堆積した一連の堆積物である可能性が高いと考え、上部更新統として解釈する。

4.3.3 ユニット KSD1-3 (深度 12.29 ~ 10.80 m, 標高 -11.66 ~ -10.17m)

層相: 本ユニットは、未固結で、オリーブ灰色を呈する淘汰の悪いシルト～粘土混じり砂礫からなる。礫は径 0.5 ~ 2 cm (最大で径 4 cm) の亜円～円礫が多く、砂岩、花崗岩類を主体とする。まれに細かい貝殻片が混入することがある。下位の砂礫層とは色調の違いによって明瞭に区別できる。最上部の深度 11.0 m 以浅はやや細粒で、シルト混じり中粒～粗粒砂とそれを覆う黒色の腐植質な極細粒砂混じりシルトからなる。

貝化石: 深度 11.58 m 及び深度 11.22 m からクチベニデ (*Anisocorbula venusta* (Gould)) が産出した。

珪藻化石: ユニット最上部の深度 10.90 m では、淡水生種と汽水～海水生種が混在する群集組成を示す。淡水生の *Encyonema* 属, *Achnantheidium minutissimum*, 汽水～海水生種の *Diploneis pseudovalis*, *Thalassionema nitzschioides* が比較的多く産出する。

¹⁴C 年代: 深度 11.58 m から採取した貝殻片から 5,424-5,051 cal BP の年代測定値が得られた (第 1 表, 第 13 図)。

解釈: 本ユニットは、得られた年代測定値から沖積層であると考えられる。砂礫質ではあるものの、玉石を含まないことや泥分が多く混じること、貝殻片や汽水～海水生の珪藻化石を含有することから、陸域の礫質河川堆積物 (= 沖積層基底礫層) である可能性は低いと考えられる。貝化石や珪藻化石から潮流や波浪など、海水の影響下で堆積したことが示唆される。松阪地域には 3 列の浜堤が分布し、コア掘削地点はその海側の堤間湿地に位置している。国土地理院 (1974) を参照すると、松阪地域沿岸部の水深 10 ~ 15 m 付近には底質として砂礫が分布しており、浜堤や沿岸州の沖では砂礫が堆積し得る。また、下位の更新統を構成する砂礫 (埋没段丘礫層) が再堆積した可能性もある。

以上から、本ユニットは海側の浜堤あるいは沿岸州が未発達で、潮流や波浪の影響を直接受ける環境で堆積した可能性が高いと考えられる。Okuno *et al.* (2014) や田辺 (2019) の海水準変動曲線を参照すると、本ユニットの分布標高に海水準が到達したのは 10～9 ka 頃と推定され (第 13 図)、年代測定値とのギャップを考慮すると下位の地層との間には不整合が存在する可能性が高い。上位の地層から得られた年代測定値 (後述) から、本ユニットの堆積時期は、おおよそ 10～4.2 ka 頃と推定される。

4.3.4 ユニット KSD1-4 (深度 10.80～5.97 m, 標高 -10.17～-5.34m)

層相: 本ユニットは極細粒砂混じりシルトから成り、植物片や貝殻片を多く含む。全体に生物擾乱が認められる。ユニット最下部の深度 10.45～10.65 m にはオリーブ黒色を呈する淘汰不良の粗粒砂～中礫混じり粘土がみられ、貝殻片を多く含む。貝化石はユニット下部で特に多く産出し、上方に向けて減少する。

貝化石: 深度 10.27 m 以深からは二枚貝が多く産出し、クチベニデ (*A. venusta* (Gould)), カキ類 (*Crassostrea* sp.), ウラカガミ (*Dosinella angulosa* (Philippi)), ミミエガイ (*Arcopsis symmetrica* (Reeve)), トリガイ (*Fulvia mutica* (Reeve)) が認められ、巻貝のマメウラシマ (*Ringiculina doliaris* Gould) やカゴメガイ (*Bedevea birileffi* (Lischke)) が混じる。他方、それよりも浅部では巻貝が多く、*R. doliaris*, *B. birileffi* に加えて、イボキサゴ (*Umbonium moniliferum* (Lamarck)), キサゴ類 (*Umbonium* sp.), アラレガイ (*Niotha variegata* (A. Adams)), イボウミニナ (*Batillaria zonalis* (Bruguère)), ツマベニクダタマガイ (*Eocylichia braunsi* (Yokoyama)), ヒメシヤジク (*Paradirillia consimilis* (E. A. Smith)), アカニシ (*Rapana venosa* (Valenciennes)) の産出が認められる。また、ツノガイ類のヤカドツノガイ (*Dentalium* (*Paradentalium*) *octangulatum* Donovan) や二枚貝のアサリ (*Ruditapes philippinarum* (Adams et Reeve)) も認められた。

珪藻化石: 本ユニットでは全体的に汽水～海水生の珪藻化石が多産し、特に *Thalassiosira* 属, *Paralia kawasumii*, *Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschioides*, *Rhaphoneis surirella*, *Planolithidium hauckianum*, *Tryblionella compressa* などが多産する。また、淡水生の *Cymbella* 属や *Cocconeis placentula* などが混じる。

¹⁴C 年代: 深度 10.42 m の植物片から 4,245-3,999 cal BP, 深度 8.18 m の植物片から 1,826-1,721 cal BP の年代測定値がそれぞれ得られた (第 1 表, 第 13 図)。

解釈: 本ユニットは、貝化石を多く含むこと、汽水～海水生の珪藻化石、特に内湾指標種の *Thalassiosira* 属、

P. sulcata, *T. nitzschioides* (千葉・澤井, 2014) が多産すること、細粒堆積物が卓越することから、内湾や潟湖などの低エネルギーの汽水～海域で堆積したと推定される。上位のユニット KSD1-5 (後述) にかけて上方粗粒化すること、貝化石の含有量が上方に向けて減少することを考慮すると、本ユニットはデルタシステムのプロデルタ堆積物 (Bhattacharya and Walker, 1992) と解釈される。掘削地点周辺の地形分布を考慮すると、海側に浜堤あるいは沿岸州が形成されることによって潮流や波浪の影響が小さくなり、泥質堆積物が卓越するようになったと推定される。本ユニットの堆積時期は、得られた年代測定値から 4.2～1.3 ka 頃と推定される。Okuno *et al.* (2014) の伊勢湾周辺の海水準変動曲線を参照すると、当時の海水準は標高 0～2 m 程度であり、古水深は 10 m 前後であったと推定される (第 13 図)。このことは、本ユニットから水深数 m～20 m に生息する貝化石が産出することや内湾環境を好む珪藻化石が多産することとも矛盾しない。また、深度 10.2 m よりも上部では、泥～砂泥質の干潟に生息する巻貝や、*P. kawasumii* (Sato and Ono, 2020) や *R. surirella*, *P. hauckianum*, *T. compressa* (千葉・澤井, 2014) などの干潟に生息する珪藻化石が増加する。これらは、デルタの前進や浜堤・沿岸州の発達に伴い、掘削地点周辺に干潟が発達するようになった可能性を示唆する。

4.3.5 ユニット KSD1-5 (深度 5.97～0.00 m, 標高 -5.34～0.63m)

層相: 本ユニットは未固結で灰色～オリーブ灰色を呈するシルト質極細粒砂～中礫からなり、上方粗粒化する。深度 4.00 m 以深はやや腐植質で、植物片や貝殻片が混じる。また、一部、平行葉理や生物擾乱が認められる。深度 2.31 m 以浅は淘汰が悪く、礫～中礫混じりの粗粒～極粗粒砂を主体とし、全体として上方細粒化する。深度 0.75 m 以浅は褐色を呈し、角礫や植物片が混じる。

珪藻化石: ユニット最下部の深度 5.90～5.70 m では淡水生種と汽水～海水生種の混合する群集組成を示す。淡水生としては、*Cymbella* 属や *Synedra* 属, *C. placentula* が、汽水～海水種としては *P. kawasumii*, *Cyclotella striata*, *R. surirella* などが多産する。

¹⁴C 年代: 深度 5.70 m から採取した植物片から 1,291～1,177 cal BP の年代測定値が得られた (第 1 表, 第 13 図)。

解釈: ユニット下部 (深度 2.31 m) は、貝化石や汽水～海水生の珪藻化石を多く含むものの、淡水生種と汽水～海水生種の混合する珪藻化石群集であることから、淡水と海水が混合する河川河口部の堆積環境が推定される。上方粗粒化する砂泥質～砂質堆積物から成ることやプロデルタ堆積物を覆うことから、デルタシ

システムを構成するデルタフロント堆積物 (Bhattacharya and Walker, 1992) と解釈される。ユニット上部は、デルタフロント堆積物を覆い、淘汰が悪く上方細粒化する堆積物から成ること、掘削地点がかつての櫛田川河口部の流路に位置していたことから、デルタプレーンを構成する砂質～礫質河川チャネル堆積物 (丹羽ほか, 2009 など) に対比される可能性が考えられる。掘削地点周辺は埋立地に位置していること (第1図)、櫛田川の最下流部に位置し角礫が自然状態で堆積したとは考えにくいことから、ユニット最上部の深度 0.75 m 以浅は盛土・埋土などの人工改変土と推定される。

4.4 GS-ISE-1 及び GS-ISE-1'

本コア試料は、層相、 ^{14}C 年代測定値、微化石などの特徴から、以下の6ユニットに区分される (第15図)。なお、以下の記載は佐藤善輝ほか (2021a) を簡略化及び一部追記したものである。

4.4.1 ユニット ISE1-1 (GS-ISE-1' コアの深度 57.64 ~ 40.71 m, 標高 -56.12 ~ -39.19 m)

層相: 本ユニットは径 2 ~ 10 cm 程度の亜円～亜角礫を主体とする砂礫から構成され、ところどころにコア径よりも大きい礫が混じる。粒子支持礫層と基質支持礫層の互層から成る。基質は細粒砂～粗粒砂混じりシルトである。貝化石は産出しない。

解釈: 貝化石を含まず、亜円～亜角礫を主体とする砂礫から構成されることから、礫質河川堆積物であると推定される。粒子支持礫層と基質支持礫層の互層を示すことから、礫質河川堆積物と解釈される (Miall, 1977)。上位から得られた年代測定値 (後述) から、少なくとも 10.5 ka 頃よりも前に堆積したと推定され、最終氷期最盛期に形成された開析谷に堆積した沖積層基底礫層に対比される可能性が高い。なお、本ユニットの基底深度はいずれのコア試料でも明らかでなく、一部は後期更新世に堆積した上部更新統上部を含む可能性がある。

4.4.2 ユニット ISE1-2 (GS-ISE-1' コアの深度 40.71 ~ 30.40 m, 標高 -39.19 ~ -28.88 m : GS-ISE-1 コアの深度 40.65 ~ 31.61 m, 標高 -39.13 ~ -30.09 m)

層相: 本ユニットは腐植物混じりの砂泥互層から成る。GS-ISE-1' コアの深度 38.85 m 以深は泥質堆積物が優勢で、腐植質シルトに層厚 1 ~ 2 cm 程度のシルト質細粒砂の薄層が挟在する。GS-ISE-1' コアの深度 38.85 m 以浅は砂質堆積物が優勢で、シルト質極細粒砂～細粒砂を主体とし、まれに中粒砂～細礫が混じる。また、腐植物に混じって、マッドクラストや貝殻片が認められる。

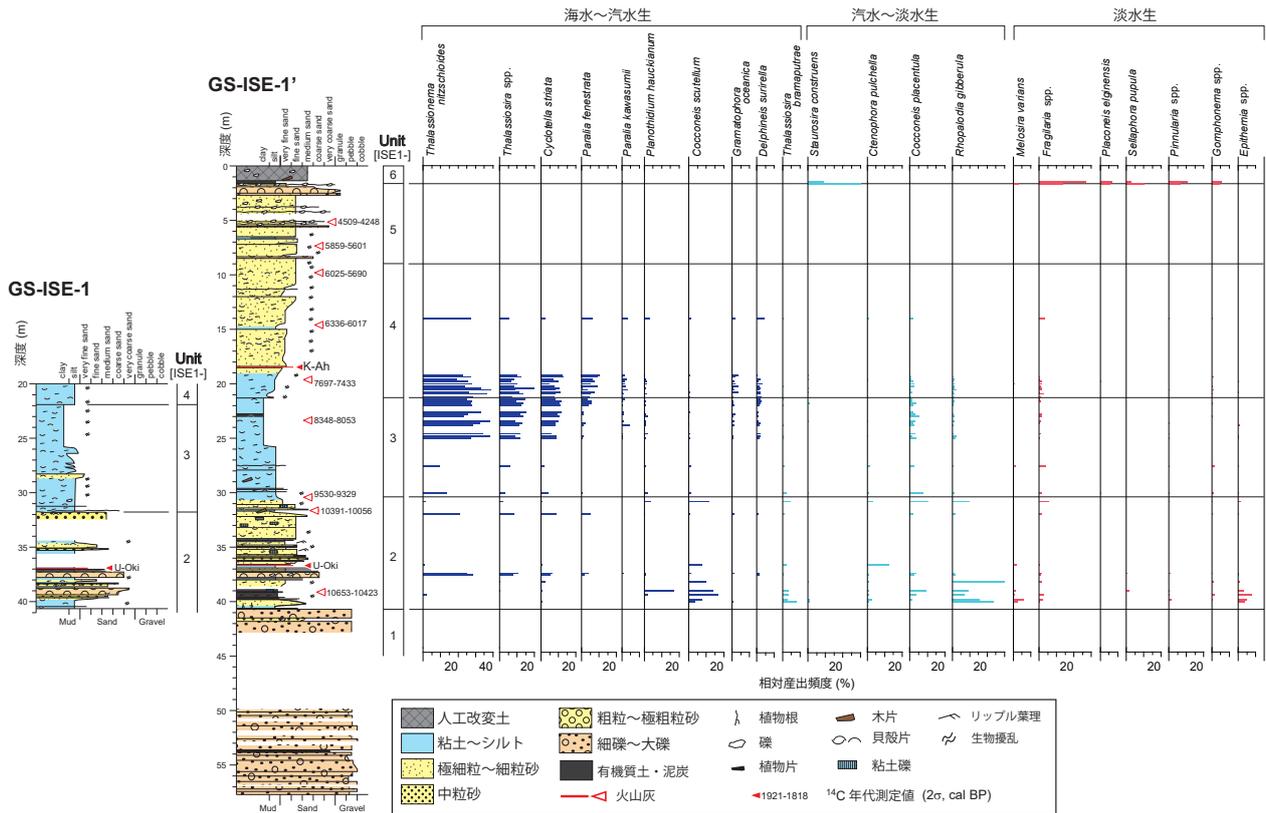
貝化石: GS-ISE-1' コアの深度 37.60 ~ 37.58 m, 同 32.51 m 及び同 31.65 m, GS-ISE-1 コアの深度 37.36 m, 同 32.81 m 及び同 32.16 m からは河口の汽水域に生息するヤマトシジミ (*Corbicula japonica* Prime) の貝化石が合弁の状態で産出した。

珪藻化石: 汽水～海水生種と淡水生種の混在によって特徴づけられる (第15図)。深度 38.20 m 以深では海水藻場指標種の *Cocconeis scutellum*, 海水砂質干潟指標種の *Planothidium hauckianum* とともに、中～下流性河川指標種の *Melosira varians*, 淡水～汽水生種の *Rhopalodia gibberula* や *Thalassiosira bramaptrae* が多産する。深度 37.60 m 以浅では淡水生種の産出頻度が減少し、かわって外洋指標種の *Thalassionema nitzschioides* や内湾指標種の *Thalassiosira* 属, *Cyclotella striata* が 5 ~ 10% 前後の産出頻度を示す。

火山灰: GS-ISE-1 コアの深度 36.96 m 及び GS-ISE-1' コアの同 36.60 ~ 36.58 m に層厚約 1 ~ 2 cm の淘汰の良い白色極細粒砂から成る火山灰層が認められる。これらの火山灰層に含まれる火山ガラスは繊維型あるいは平行型を主体とする。屈折率は 1.521-1.523 を示し、主成分化学組成は K_2O が 7.31%, Na_2O が 6.39% と著しく高く、 SiO_2 は 61.50% である (第2表, 第12図)。これらの特徴が既報の特徴 (町田・新井, 2003; 長橋ほか, 2004; Park *et al.*, 2007; Smith *et al.*, 2013) や本報告書の伊勢湾海域ボーリングコアの分析結果 (天野ほか, 2025) とよく一致することから (第1表, 第12図)、この火山灰層は鬱陵隠岐テフラ (U-Ok; 10,255-10,177 cal BP, Smith *et al.*, 2013) に対比される。

^{14}C 年代: GS-ISE-1' コアの深度 39.11 m の植物片から 10,653-10,423 cal BP, 深度 31.65 m のヤマトシジミ (*C. japonica* Prime) から 10,391-10,056 cal BP, 深度 30.43 m の木片から 9,530-9,329 cal BP の年代測定値がそれぞれ得られた (第2表, 第13図)。

解釈: 本ユニットは、汽水～海水生珪藻と淡水生珪藻が混在することやヤマトシジミ (*C. japonica* Prime) の貝化石が多産することから、海進期において淡水と海水が混合する感潮河川の河口部 (エスチュアリー, Dalrymple, 1992) で堆積したと推定される。層序・層相から、本ユニットは鈴木・日吉 (1962) の伊勢神戸層、川瀬 (2012) の下部砂層に相当する。鈴木・日吉 (1962) は伊勢神戸層を更新統最上部 (= 上部更新統上部の一部) と解釈しているが、U-Ok テフラの存在や年代測定値から本ユニットは 10.5 ~ 9.5 ka 頃に堆積したと考えられ、完新統として区分するのが妥当である。コア試料の堆積曲線は、既存の海水準変動曲線 (田辺, 2019) と近似する値で推移しており (第13図)、当時の古水深が 0 m 付近であったことが示唆される。このことは上記の堆積環境の解釈とも矛盾しない。



第 15 図 GS-ISE-1, 1' コアの地質柱状図及び珪藻分析結果。
コア試料の採取地点は第 10 図に示す。¹⁴C 年代測定値及び火山灰試料の詳細はそれぞれ第 1 表, 第 2 表に示す。

Fig. 15 Geologic columnar and diatom fossil diagram of the GS-ISE-1 and -1' cores.
Location of the GS-ISE-1 and -1' cores is shown in Fig. 10. Details of radiocarbon ages and volcanic ashes are shown in Tables 1 and 2, respectively.

4.4.3 ユニット ISE1-3 (GS-ISE-1' コアの深度 30.40 ~ 21.31 m, 標高 -28.88 ~ -19.79 m : GS-ISE-1 コアの深度 31.61 ~ 21.93 m, 標高 -30.09 ~ -20.41 m)

層相: 本ユニットはオリブ黒色を呈する塊状の泥質堆積物から成り, シルト主体から粘土主体へと上方細粒化する。全体に貝殻片を多く含み, 生物擾乱が顕著である。また, 深度 25 m 以深では腐植物を多く含む。下位のユニット ISE1-2 とは泥質堆積物が卓越する点で区別されるが, 地層境界は漸移的で不明瞭である。

貝化石: GS-ISE-1' コアの深度 23.88 m に潮間帯下部から水深 60 m に生息するカガミガイ (*Phacosoma japonicum* (Reeve)), 深度 23.85 ~ 23.77 m にウニ化石が認められた。また, GS-ISE-1 コアの深度 24.59 ~ 24.56 m から内湾性のヤカドツノガイ (*D. (Paradentalium) octangulatum* Donovan), 同 24.55 m からムシロガイ (*Niotha livescens* (Philippi)), 同 22.98 ~ 22.95 m から内湾性のイヨスダレ (*Paphia undulata* (Born)) が産出する。

珪藻化石: 外洋指標種の *T. nitzschoides* や内湾指標種の *Thalassiosira* 属, *C. striata* の多産によって特

徴づけられる (第 15 図)。なかでも外洋指標種の *T. nitzschoides* は 20 ~ 40 % と高率である。

¹⁴C 年代: GS-ISE-1' コアの深度 23.88 m の内湾性のカガミガイ (*P. japonicum* (Reeve)) から 8,348-8,053 cal BP の年代測定値が得られた (第 1 表)。

解釈: 本ユニットは泥質堆積物を主体とすること, 内湾に特徴的な珪藻化石 (*C. striata*, *Thalassiosira* 属など) や貝化石が多産することから, 内湾堆積物であると推定できる。後述するように, 本ユニットはデルタフロント~デルタブレイン堆積物に覆われることから, 宮川デルタのプロデルタ堆積物と位置付けられる。得られた年代測定値から概ね 9.5 ~ 8.0 ka 頃に堆積したと推定される。内湾指標種が上位に向かって増加することから, 徐々に水深が増加したと考えられる。既存の海水準変動曲線 (Okuno *et al.*, 2014 ; 田辺, 2019) との対比からは古水深が約 2 m から約 20 m まで増加したと推定され, 海進期の堆積物であると考えられる (第 13 図)。本ユニットは鈴木・日吉 (1962) の四日市港層, 川瀬 (2012) の中部泥層に相当する。

4.4.4 ユニット ISE1-4 (GS-ISE-1' コアの深度 21.31 ~ 1.60 m, 標高 -19.79 ~ -0.08 m : GS-ISE-1 コアの深度 21.93 ~ 20.00 m, 標高 -20.41 ~ -18.48 m)

層相：本ユニットは全体として上方粗粒化傾向を示す砂質堆積物から構成され、深度 9.00 m 付近を境として淘汰度がやや異なる。下位の地層との境界は遷移的で不明瞭である。深度 9.00 m よりも下位は淘汰が良く、極細粒砂混じりシルト～シルト質細粒砂から成る。中粒砂よりも粗い粒子は全体的にほぼ含まれないが、深度約 11 m よりも上位ではやや増加する。全体に貝殻片が多く混じり、生物擾乱や巣穴化石が認められる。また、腐植物の混入が認められ、上方に向けて含有量が増加する。また、深度 9.00 m 以浅では下位に比べて淘汰が悪い。また、貝化石が含まれず、下位に比べて生物擾乱の程度も低い。含泥率は概ね 5 ~ 20 % 前後で、ばらつきが大きい (佐藤善輝ほか, 2021a)。一部に低角のくさび状葉理が認められる。深度 5.70 m 以浅は細粒砂を主体とし、一部に低角斜交葉理あるいは平行葉理が認められる。

貝化石：GS-ISE-1' コアの深度 19.62 m からウラカガミ (*D. cf. angulosa* (Philippi)), 同 15.75 m から内湾性のイヨスダレ (*P. undulata*), 同 14.58 m から潮間帯下部～水深 20m に生息するヒメカノコアサリ (*V. micra* (Pilsbry)), 同 9.83 m から潮間帯下部～水深 20 m に生息するバカガイ (*Mactra chinensis* Philippi) が産出する。また、GS-ISE-1 コアの深度 17.65 ~ 17.63 m と同 16.25 ~ 16.23 m から、いずれも潮間帯に生息するイボウミニナ (*B. zonalis* (Bruguère)), ウミニナ (*B. multiformis* (Lischke)) がそれぞれ確認された。

珪藻化石：深度 19.20 m 以深では珪藻化石が比較的多く産出し、外洋指標種の *T. nitzschioides*, 内湾指標種の *Thalassiosira* 属、*C. striata*, *Paralia fenestrata* がそれぞれ 10 ~ 15 % 以上の産出頻度を示す (第 15 図)。また、海水砂質干潟指標種の *Delphineis surirella*, 汽水～海水生種の *Paralia kawasumii* 及び *Grammatophora oceanica* が 5 % 前後の産出頻度を示す。深度 19.00 m 以浅は珪藻化石の含有量が少なく、深度 14.00 m でのみ計数した。この層準では深度 19.20 m 以深と類似し、外洋指標種と内湾指標種が卓越する群集組成を示すが、*Thalassiosira* 属及び *C. striata* の産出頻度が 5 ~ 10 % 程度低く、かわって干潟に特徴的な *P. haukianum* や *C. scutellum*, *D. surirella* がわずかに多く産出する。

火山灰：GS-ISE-1' コアの深度 18.46 m には、白色を呈する層厚約 5 mm の細粒砂サイズの火山ガラス濃集層が認められ、火山灰層に含まれる火山ガラスは屈折率が 1.506~1.510 で、主成分化学組成は SiO₂ が 74.81 %, MgO が 0.46 %, CaO が 2.00 % と高い (第 2 表, 第 12 図)。既報の分析結果 (古田ほか, 1983 ; 八木・早田,

1989 ; 吉川・井内, 1991 ; 長橋ほか, 2004 ; 佐藤善輝ほか, 2021b) との対比から、このテフラ層準は K-Ah に対比される。

¹⁴C 年代値：GS-ISE-1' コアの深度 19.62 m のウラカガミ (*D. cf. angulosa* (Philippi)) から 7,697~7,433 cal BP, 深度 14.58 m のヒメカノコアサリ (*V. micra* (Pilsbry)) から 6,336~6,017 cal BP, 深度 9.83 m のハイガイ (*Tegillarca granosa* (Linnaeus)) から 6,025~5,690 cal BP, 深度 7.31 m の植物片から 5,859~5,601 cal BP, 深度 5.15 m の植物片から 4,509~4,248 cal BP の年代測定値が得られた (第 1 表, 第 13 図)。

解釈：本ユニットは、汽水～海水生の珪藻化石や貝化石を多産することから海域で堆積したことが示唆される。さらに、砂質堆積物から成り、上方に粗粒化し腐植物含有量も増加することから、河川の影響が徐々に増加したと考えられる。これらの層相から、本ユニットは、宮川のデルタシステムを構成するデルタフロント堆積物と解釈される。深度 5.70 m 以深は粗粒で細礫が混入することから、浅海化が進んで波浪の営力をより強く受けるようになったことが示唆され、デルタブレイン堆積物に対比される可能性がある。得られた年代測定値やテフラから、本ユニットの堆積時期は 8.0 ~ 4.4 ka 頃と推定され、古水深は 20 m 前後から 15 m 前後まで徐々に浅くなったことが示唆される (第 13 図)。本ユニットは、鈴木・日吉 (1962) の富田浜層、川瀬 (2012) の上部砂層に相当すると考えられる。

4.4.5 ユニット ISE1-5 (GS-ISE-1' コアの深度 1.60 ~ 0.00 m, 標高 -0.08 ~ 1.52 m)

層相：ユニット下部 (深度 1.60 ~ 1.35 m) は黒色を呈する極細粒砂混じりシルトから成り、ところどころに植物根が認められる。下位ユニット ISE1-4 とは明瞭な地層境界で接する。深度 1.35 m 以浅は淘汰不良の細礫混じり粗粒砂～極粗粒砂から成る。礫は径 2 ~ 3 mm 程度、最大径 10 mm で、角～亜角礫を主体とする。

珪藻化石：深度 1.60 m 及び同 1.42 m では淡水生及び汽水～海水生種が卓越し、汽水～海水生種がほとんど産出しない (第 15 図)。深度 1.60 m では淡水～汽水生種の *Staurosira contruens* が 30 % と多産するが、深度 1.42 m では 8.7 % に産出頻度が減少し、かわって淡水生種が増加する。淡水生種では *Fragilaria* 属が多く、次いで止水域に特徴的な *Pinnularia* 属や *Gomphonema* 属、沼沢湿地付着種の *Placoneis elginensis* などが多産する。

解釈：深度 1.60 ~ 1.35 m の有機質なシルト層は、珪藻化石群集から淡水湿地堆積物と考えられる。掘削地点周辺の地形も考慮すると、海側に新しく浜堤列が付加・発達することによって、波浪の影響を受ける海浜から静穏な堤間湿地へと堆積環境が変化したと推定さ

れる。本ユニットは、鈴木・日吉 (1962) の富田浜層及び川瀬 (2012) の最上部層に相当する。深度 1.35 m 以浅は、淘汰不良で角礫が混じることや掘削地点が水田を埋めてつくられた造成地であることから、埋土・盛土などの人工土壌層である可能性が高い。

4.5 既存ボーリング試料

4.5.1 Site2-1

層相：本コアの孔口標高は 2.0 m で、掘削深度は 20.45 m である (第 16 図)。深度 20.45 ~ 16.35 m は青灰色を呈するシルトで、大部分 N 値 10 前後であるが深度 20.45 ~ 19.90 m のみ N 値 34 とやや締まる。深度 16.35 ~ 9.25 m は粗粒砂～砂礫から成り、 N 値 35 ~ 50 以上を示す。砂礫質な層準は歪円～歪角礫を主体とし、最大礫径は 4 cm 程度、基質は粗粒砂である。深度 9.25 ~ 5.10 m は N 値 3 ~ 7 の灰色～青灰色を呈するシルトで、腐植物が混じる。深度 5.10 ~ 3.20 m は礫混じり粗粒砂、同 3.20 ~ 2.80 m は砂質シルトから成る。最上部の深度 2.80 m 以浅は瓦礫の混じる盛土である。

火山灰：深度 19.45 ~ 19.15 m に火山ガラスの濃集層が認められ (第 16 図)、その屈折率は 1.495 ~ 1.500 であった (第 2 表)。また、主成分化学組成は、 TiO_2 が 0.08 % と極めて低く、 CaO が 0.74 %、 MgO が 0.05 % と低い値を示し、 K_2O が 4.62 % とやや高い。微量元素組成では、 Ba/La 比が 22.4、 La/Y 比が 1.73 であった。これらの特徴と類似するテフラとしては、東海層群中の寺川テフラ (約 2.6 Ma; 植木ほか, 2022) が該当する (第 2 表; 佐藤・水野, 2018)。

珪藻化石：深度 20.45 ~ 20.15 m は淡水生珪藻が卓越し、*Pinnularia* 属、*Eunotia* 属、*Encyonema* 属などが多産する。深度 18.45 ~ 18.15 m からは汽水～海水生種の *Giffenia cocconeiformis* や *Cyclotella striata* が産出し、淡水生の *Stauroneis* 属なども混じる。

花粉化石：4 層準 (深度 20.45 ~ 20.15 m、同 18.45 ~ 18.15 m、同 17.45 ~ 17.15 m、同 9.45 ~ 9.15 m) について花粉分析を実施した (第 16 図)。このうち、深度 20.45 ~ 20.15 m 及び同 9.45 ~ 9.15 m では花粉化石の産出数が少ないが、それ以外の試料からは十分な花粉化石が産出した。木本花粉では温帯性常緑針葉樹の *Abies* 及び *Tsuga*、温帯性落葉広葉樹の *Alnus*、温帯性常緑広葉樹の *Quercus* subgen. *Lepidobalanus*、冷温帯性落葉広葉樹の *Fagus* などがそれぞれ 10 ~ 30 % 程度の産出頻度を示し多産する。深度 18.45 ~ 18.15 m では、暖温帯性常緑広葉樹の *Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis* が 8.7 % とやや多く産出し、比較的温暖な気候であったことが示唆される。

^{14}C 年代値：深度 6.45 ~ 6.15 m から採取した木片からは、測定限界 (53,860 yr BP) よりも古い ^{14}C 年代測

定値が得られた (第 1 表, 第 16 図)。

4.5.2 Site2-2

層相：本コアの孔口標高は 0.08 m、掘削深度は 20.18 m である (第 16 図)。深度 18.10 m 以深は青灰色を呈するやや固結する砂泥質堆積物から成り、深度 20.18 ~ 19.20 m は礫混じり細粒～中粒砂、同 19.20 ~ 18.10 m はシルトを主体とする。深度 18.10 ~ 17.60 m は礫径 2 ~ 10 mm の砂礫から成る。その上位の深度 17.60 ~ 11.85 m は N 値 20 ~ 50 程度の砂質堆積物を主体とし、一部はシルトあるいは礫が混じる。最上部の深度 12.40 ~ 11.85 m はシルトを主体とする。深度 11.85 ~ 9.55 m は礫径 2 ~ 5 mm の砂礫から成る。深度 9.55 ~ 6.80 m は N 値 4 ~ 9 のシルト質堆積物で、砂や有機物が混入する。深度 6.80 ~ 5.95 m はシルト質細粒砂から成る。深度 5.95 ~ 3.60 m は黄灰色を呈する礫径 3 ~ 8 mm の砂礫である。深度 3.60 ~ 1.00 m は N 値 5 以下の軟弱な粘土で、青灰色を呈する。深度 1.00 m 以浅は耕作土である。

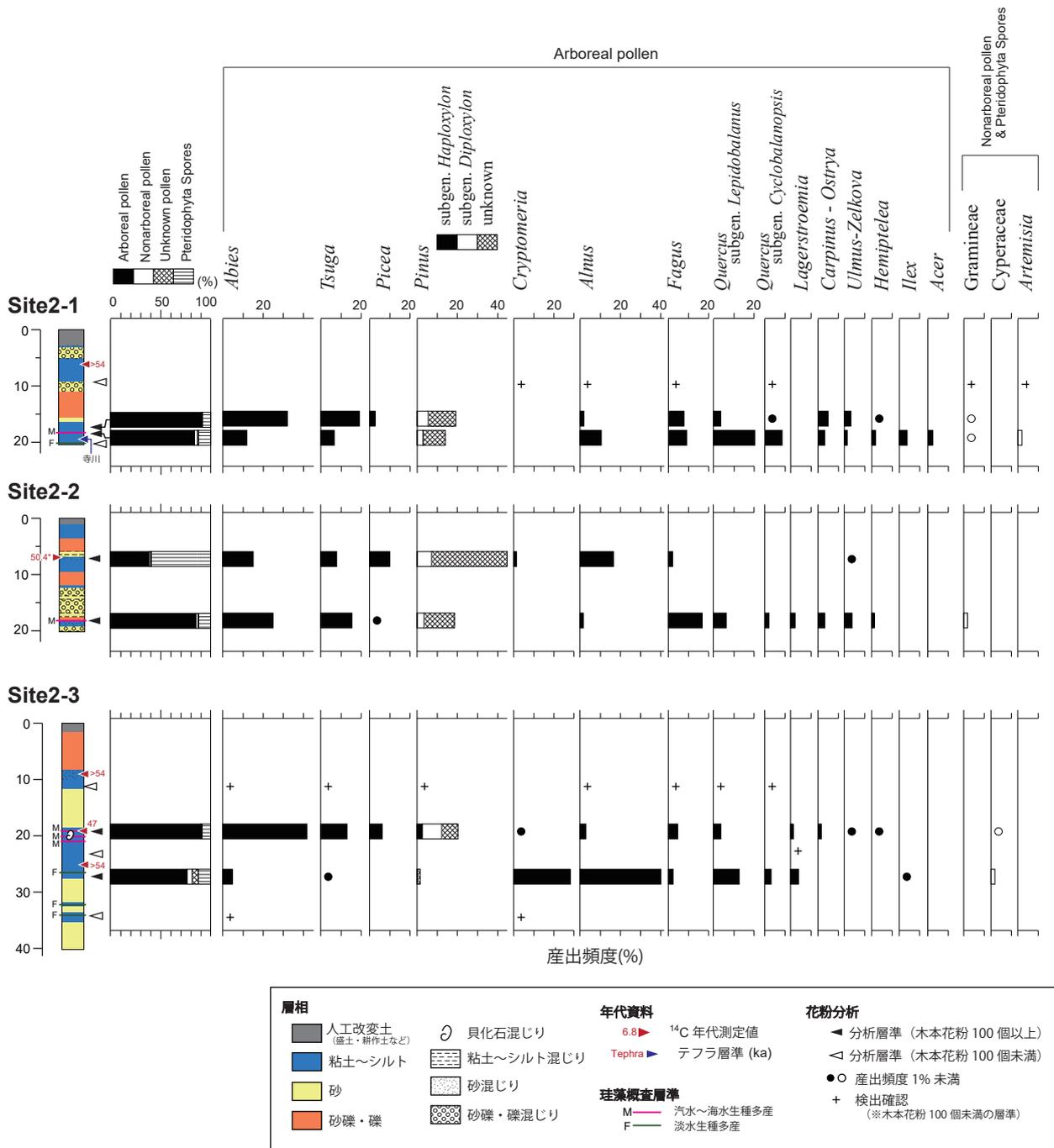
珪藻化石：深度 18.30 ~ 18.00 m では汽水～海水生珪藻が卓越し、*Paralia sulcata*、*Cyclotella striata*、*Tryblionella granulata* などの産出が確認された (第 16 図、佐藤・水野, 2018)。

花粉化石：2 試料 (深度 18.30 ~ 18.15 m 及び同 7.30 ~ 7.00 m) について分析を行った。木本花粉では Site2-1 と同様に、*Abies*、*Tsuga*、*Alnus*、*Fagus* などが多産する (第 16 図)。深度 18.30 ~ 18.00 m では、暖温帯性常緑広葉樹の *Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis* や *Lagerstroemia*、*Hemiptelea* が産出し、それぞれ 2.2 %、2.2 %、1.3 % の産出頻度を示す。*Lagerstroemia* と *Hemiptelea* は現在の日本列島には見られない消滅属で、少なくとも MIS3 以前の堆積物と考えられる。深度 7.30 ~ 7.00 m では温帯性常緑針葉樹の *Pinus* が 44.9 % と高い産出頻度を示す。

^{14}C 年代値：深度 7.30 ~ 7.00 m から採取した植物片から、 $50,440 \pm 760$ yr BP の年代測定値が得られた (第 1 表, 第 16 図)。なお、この年代測定値は校正用データ (IntCal20) の適用範囲外であるため、暦年校正されていない。

4.5.3 Site2-3

層相：本コアの孔口標高は 5.21 m、掘削深度は 40.23 m である (第 16 図)。深度 40.23 ~ 31.80 m は N 値 50 以上に達する固結した砂泥質堆積物から成る。深度 31.80 ~ 27.60 m は下位に比べてやや固結度が低く、 N 値 40 ~ 45 程度の細粒砂から成る。その上位の深度 27.60 ~ 18.60 m は N 値 7 ~ 13 のシルトで、部分的に炭化物や貝化石を混入する。深度 18.60 ~ 11.70 m は



第 16 図 白子地域の既存ボーリング試料の花粉ダイアグラム。
Site2-1 ～ 3 の掘削地点は第 6 図に示す。

Fig. 16 Pollen fossil diagrams of borehole samples obtained in the Shiro district.
Locations of drilling sites 2-1 to 3 are shown in Fig. 6.

N25 ～ 50 以上の粗粒砂から成り、部分的にシルト～細粒砂が混じる。深度 11.70 ～ 8.30 m は N 値 3 ～ 16 のやや締まったシルトから成り、深度 9 m 付近では腐植物を多量に産する。深度 8.30 ～ 1.60 m は褐灰色～灰色を呈する砂礫で、礫径 5 ～ 10 mm の歪円～角礫を主体とする。深度 1.60 m 以下は盛土である。

珪藻化石：深度 34.35 ～ 34.15 m, 同 32.34 ～ 32.15 m 及び同 26.45 ～ 26.15 m では淡水生珪藻が卓越し、*Pinnularia* 属や *Eunotia* 属などが多産する (第 16 図)。他方、深度 23.45 ～ 23.15 m, 同 21.45 ～ 21.15 m 及び同 19.45 ～ 19.15 m では汽水～海水生珪藻が卓越し、*Paralia sulcata* や *Cyclotella striata*, *Giffenia*

cocconeiformis などが多産する (佐藤・水野, 2018).

花粉化石: 計 5 層準 (深度 34.35 ~ 34.15 m, 同 27.45 ~ 27.15 m, 同 23.45 ~ 23.15 m, 同 19.45 ~ 19.15 m, 同 11.45 ~ 11.15 m) について分析を行った (第 16 図). これらのうち深度 27.45 ~ 27.15 m 及び同 19.45 ~ 19.15 m で, 木本花粉が多産する. 深度 27.15 ~ 27.45 m では温帯性常緑針葉樹の *Cryptomeria*, *Alnus*, *Q.* subgen. *Lepidobalanus* が多産する. 深度 19.45 ~ 19.15 m では *Abies* が 41.9 % と優占し, *Tsuga* や *Pinus* を伴う. また, 両層準ともに *Lagerstroemia* をそれぞれ 4.0 %, 1.3 % の産出頻度で随伴する. 深度 23.45 ~ 23.15 m においても, 花粉化石の産出数が少ないものの, *Lagerstroemia* の産出が確認された. 深度 11.45 ~ 11.15 m では花粉化石がほとんど産出しなかった.

¹⁴C年代値: 深度 25.45 ~ 25.15 m 及び同深度 9.45 ~ 9.15 m から採取した有機物と木片は, いずれも測定限界 (それぞれ, 54,400 yr BP, 53,940 yr BP) よりも古い年代測定値が得られた (第 1 表, 第 16 図). また, 深度 19.45 ~ 19.15 m から採取した貝化石からは 48,114-46,188 cal BP の年代測定値が得られた.

5. 第四系地下地質の記載

前章で記載した基準ボーリングの層序・層相を参照しつつ, 既存ボーリング資料から推定される地層分布を手がかりとして, 第四系地下地質を区分した. 各地域において 3 ~ 4 測線を設定し, 幅 200 m に含まれるボーリング資料を投影して地質断面図を作成した. なお, 一部, 層序区分において重要となる資料については幅 200 m 外に位置するものも投影して断面図に含めた.

本論では, 第四系を中部～下部更新統, 上部更新統, 沖積層 (上部更新統最上部及び完新統) に区分した (第 2 図). このうち, 上部更新統は, MIS5e 海成層を含む下部, その上位の海退期 (MIS5) に対比される中部, それ以降の MIS4 ~ 3 に対比される上部に細分した. また, 沖積層は, 一般的な沖積層の層序区分 (井関, 1966; 海津, 1994 など) に基づき, 沖積層基底礫層 (BG), 下部砂泥層 (LSM), 中部泥層 (MM), 上部砂層 (US), 最上部砂泥層 (TS) に細分した. 先第四系として, 基盤岩類 (花崗岩類, 結晶片岩類, 一志層群) と鮮新統～更新統の東海層群に大別し, 可能な場合は各層群中の層序学的位置づけについて記載した.

以下では各地域別に地質断面図について詳述し, それぞれの地下地質を記載する.

5.1 鈴鹿川地域

鈴鹿川周辺では, 東海層群, 上部更新統 (上部・中部・下部), 及び沖積層が確認できる (第 17 図). 沖積層は

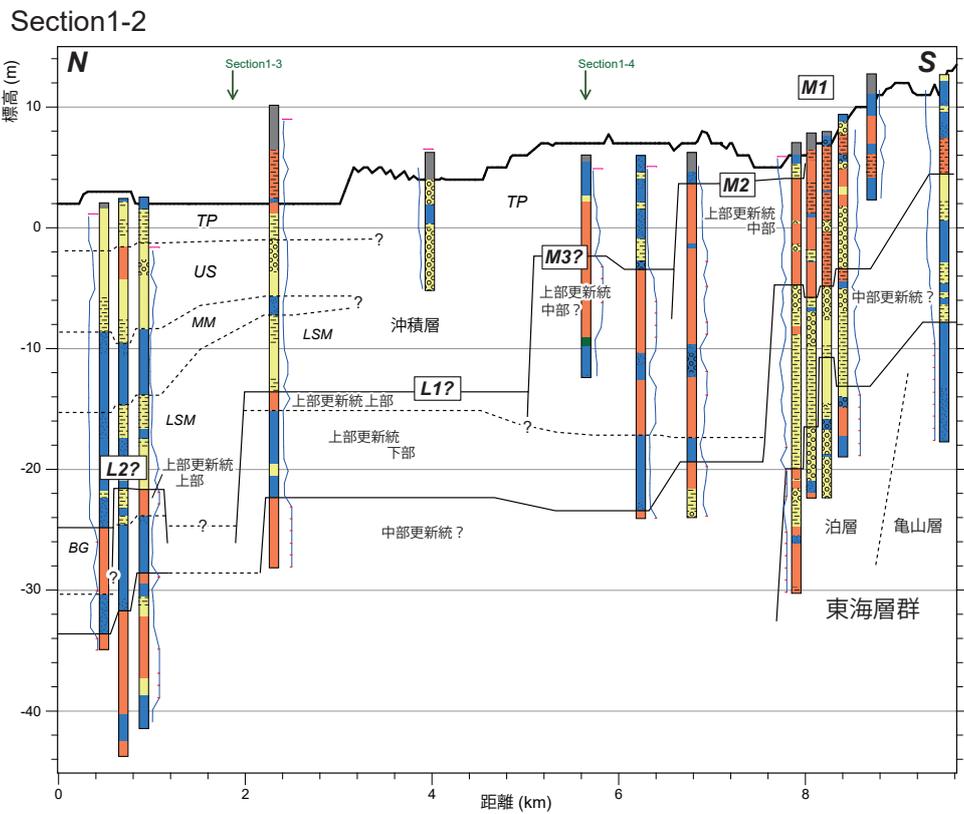
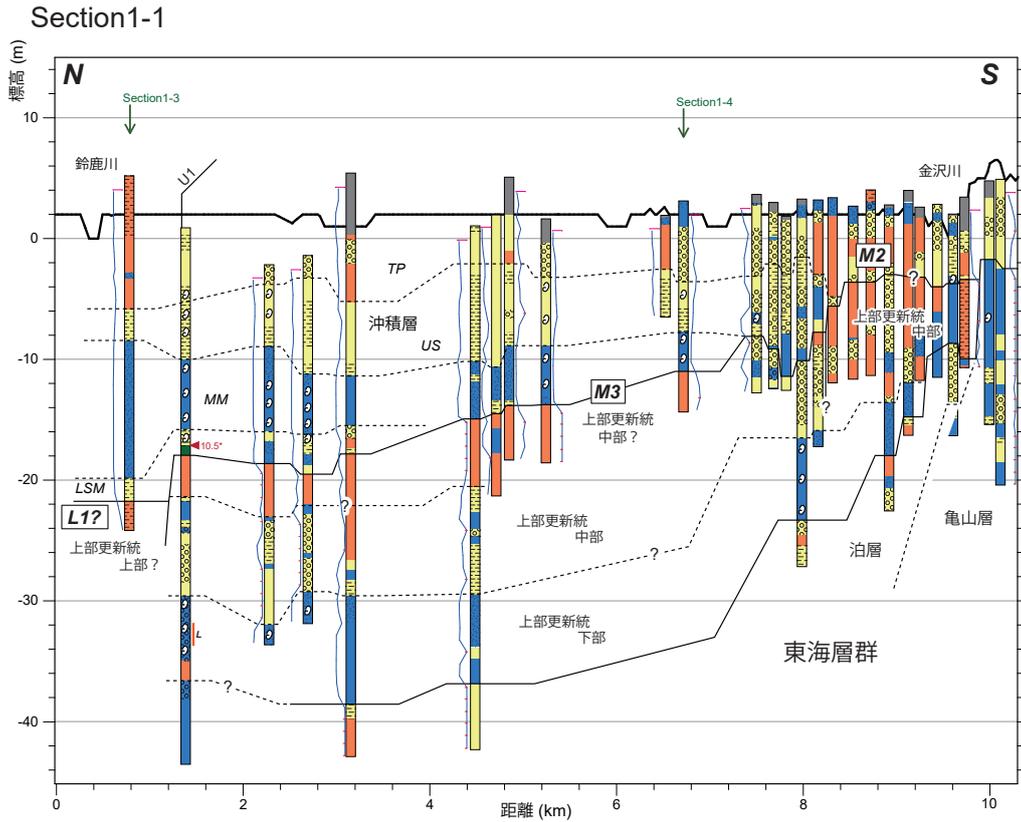
さらに上部, 下部, 沖積層基底礫層に細分される. 以下では, Section1-1 ~ 4 の各断面図もふまえ, 各層の分布形態について概説する. 地層の解釈には, 中村 (1973) で示されたボーリング資料 (U1 コア) についても参照した.

5.1.1 Section1-1

この断面は, 現在の海岸線にほぼ沿って南北方向に鈴鹿川から千代崎港付近に至る約 10.3 km の測線の地質断面図である. 測線はすべて沖積低地に位置するが, 南端の約 2.0 km の区間 (伊勢若松周辺) では中位段丘 II 面に近接する (第 4 図).

本測線の最下部には *N* 値 50 以上の固結した堆積物が分布しており, 周辺の丘陵地を構成する東海層群と推定される. 東海層群の上面高度は測線北端から 8.0 km 付近より北側で標高 -38 m 付近に位置するが, それより南側では南に向けて浅くなり, 測線南端で標高 -3 m 付近に位置しており, 測線南端のすぐ西側に位置する丘陵 (岸岡山, 第 4 図) に連続すると推定される. 測線南端付近では主に砂泥質堆積物を主体とし一部は貝化石を含むが, 測線北端から約 9.0 km よりも北側では砂礫混じり砂～砂礫を主体とする. 岸岡山では丘陵主部が東海層群泊層, その周囲が同亀山層から構成されている (吉田, 1984; 水野ほか, 2009). 泊層は主に砂礫混じり砂～砂礫から成ることから (吉田, 1984), 本測線の約 9.0 km よりも北側でみられる東海層群は泊層に対比される可能性が示唆される. 他方, 測線南端付近はその下位の東海層群亀山層上部に対比されると考えられる. この解釈は, 鈴鹿川周辺で示されている東海層群の層向・傾斜 (東北東に約 3 ~ 6 度; 吉田, 1984) と概ね調和的である. また, 次節で述べる白子地域で認められた東海層群の火山灰層序とも矛盾しない.

測線南端を除き, 東海層群の上位には *N* 値 50 未満の砂, 砂礫質堆積物を含む未固結の堆積物が広く分布し, 上部更新統と推定される. 上部更新統は層相の違いから上下に二分される. 下位は *N* 値 5 ~ 15 の泥質堆積物を主体として, 一部に貝化石が含まれる. ボーリング資料が乏しいため連続性は不明確であるが, この泥質堆積物の上面の標高は測線北端から 2 ~ 4 km 付近が標高 -30 m 付近, 同 8 ~ 9 km 付近で標高 -15 m 付近である. 測線北端から約 1.4 km に位置する U1 コアでは, この泥質堆積物中から *Lagerstroemia* が 0.8 ~ 1.4% 程度の頻度で産出する (第 17 図, 中村, 1973). 層厚は概ね 5 ~ 10 m 程度で, 南側では東海層群にアバットし先滅する. 貝化石が含まれることや MIS5e に特徴的な *Lagerstroemia* (Furutani, 1989; 田中ほか, 1997 など) が産出することから, この泥質堆積物は MIS5e 期の海



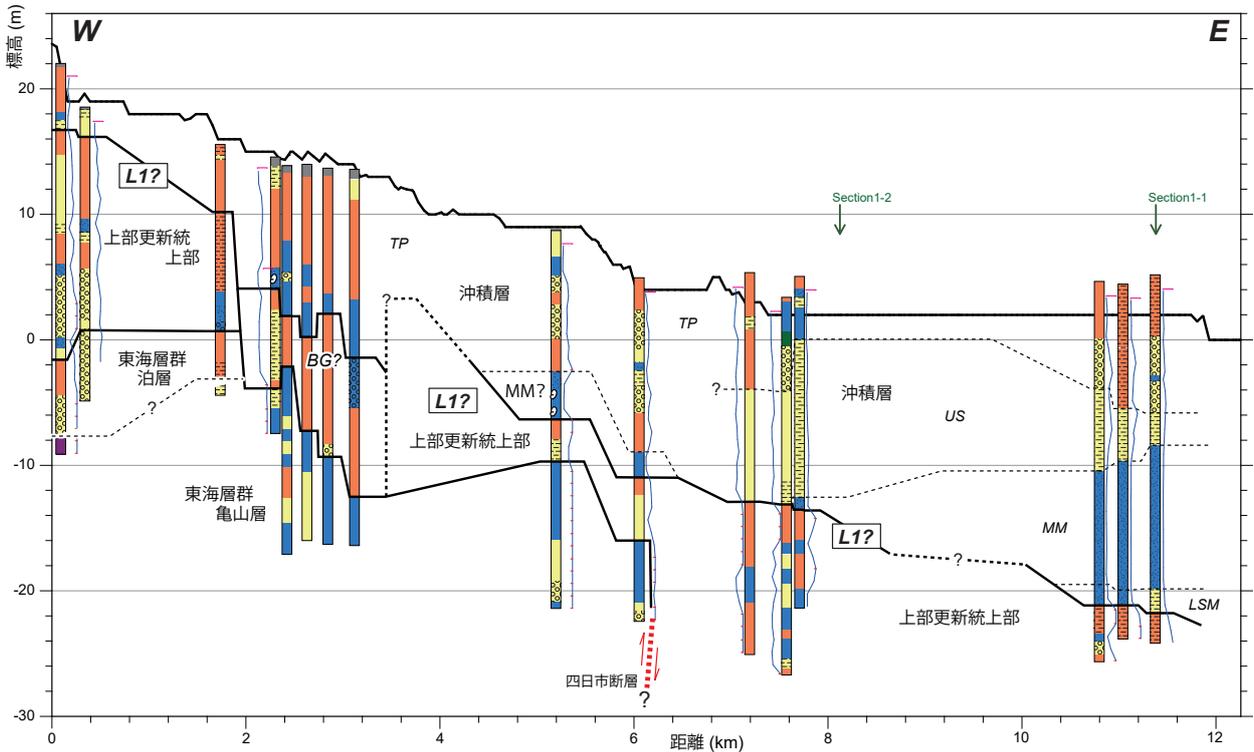
第 17 図 鈴鹿地域における地質断面図。

U1 コアの層相及び¹⁴C年代測定値は中村 (1973) に基づく。各ボーリング資料の位置は第 4 図に示す。

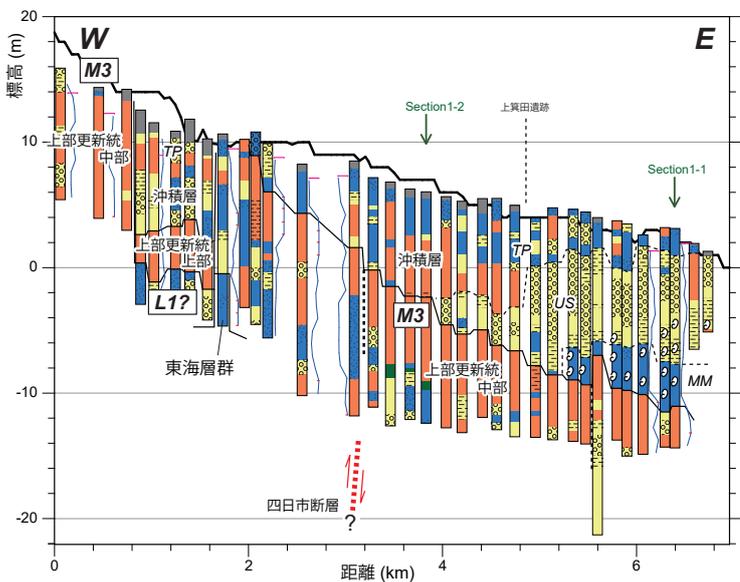
Fig. 17 Geological section in the Suzuka district.

Stratigraphy and radiocarbon ages of the U1 core are based on Nakamura (1973). Location of borehole logs is shown in Fig. 4.

Section1-3



Section1-4



第 17 図 (続き)
Fig. 17 (continued)

成層，すなわち上部更新統下部と解釈した．一方，上位は N 値 20 以上の砂～砂礫を主体とし，上方に粗粒化する傾向を示す． N 値は一部で 50 以上に達する．色調は灰色，淡黄褐色，黄褐色などを呈する．層厚は概ね 10～15 m 程度である．上面高度は標高 -22～-3 m 付近に位置し，南側に向けて浅くなる．この地層は，側

方への連続性から，概ね 3 面の平坦面を形成していると推定される．すなわち，測線北端から約 0.7 km で標高 -22 m 付近，同約 1.4～8.2 km では標高 -18～-8 m 付近，同 8.3～9.7 km では標高 -4 m 付近に位置する．これらの平坦面は，各ボーリング資料の砂～砂礫質堆積物の上面高度と段丘面の地形縦断面との対比(第 5 図)

から、それぞれ低位段丘 I 面、中位段丘 III 面、中位段丘 II 面に対比される可能性が考えられる。したがって、上部更新統の砂～砂礫質堆積物について、測線北端から約 0.7 km のものを上部更新統上部、それよりも南側のものを上部更新統中部と解釈した。なお、上部更新統下部の分布高度をみると、測線北端から 4.5～8.0 km の間で約 14 m の高度差がある。本測線の西側には四日市断層が伏在していると推定されており（第 4 図；今泉ほか，2018；地震調査研究推進本部，2005a），高度差の成因のひとつとして断層による変位が考えられる。

測線最上部には沖積層が分布し、LSM、MM、US 及び TP に細分される。LSM は N 値 5～10 程度の砂泥質堆積物から成り、一部に貝化石を含む。LSM は本測線北側にのみ分布し、低位段丘 I 面及び中位段丘 II 面の一部を覆って堆積する。LSM の上面高度は標高 -20～-16 m 付近に位置する。U1 コアでは LSM に相当する層準から $10,500 \pm 500$ yr BP（同位体未補正值）の ^{14}C 年代測定値が報告されている（第 1 表，第 17 図，中村，1973）。LSM の上位には、測線北端から約 6.7 km まで MM が分布する。MM には N 値 3 以下の軟弱な泥質堆積物を多く含み、一部で貝化石を産する。MM は主に鈴鹿川デルタのプロデルタ堆積物と推定される。MM の上面高度は標高 -10 m 前後に位置する。US は砂質堆積物を主体とし、一部に貝化石または砂礫を含む。 N 値は概ね 5～30 程度であるが、砂礫を含む層準では N 値 40～50 程度となる。US は粒度や N 値が情報に増加する傾向を示すことや本地域の地形的特徴から、鈴鹿川のデルタフロント堆積物と解釈できる。ただし、測線北端から 7.5 km 付近よりも南側では、下位の上部更新統中部から再堆積したと推定される砂礫を多く含むことから、浜堤構成層の可能性もある。US の上面高度は標高 -6～-2 m 付近に位置し、緩やかに南側に向けて浅くなる。最上部の TP は砂～砂礫を主体とし、側方への連続性が悪い。TP は、デルタプラットフォーム堆積物あるいは浜堤構成層と推定される。測線北端から約 8.5 km よりも南側では中位段丘 I 面を直接 TP が覆う。TP は灰色や淡褐灰色を呈し、上部更新統中部とは色調によって区別される。

5.1.2 Section1-2

本測線は、現在の海岸線から約 2.5～3 km、鈴鹿川左岸から鈴鹿市玉垣付近に至る約 9.6 km の地質断面図である（第 4 図）。測線の大部分が沖積低地を横切るが、南端の約 1.2 km は中位段丘 I 面に位置する。

測線南端の標高 -20～-8 m 以深には、 N 値 50 以上に達する固結した堆積物が分布し、東海層群と推定される。測線最南端では泥質堆積物を主体とすることから亀山層に、それよりも北側では砂～砂礫を主体とす

ることから泊層に対比される可能性が高いと推定される。この解釈は吉田（1984）の示した東海層群の分布と矛盾しない。

東海層群よりも上位には未固結～半固結する砂泥質堆積物を含む地層が分布する。測線北端から約 6.8 km よりも北側では標高 -30～-20 m 付近よりも下位に分布し、主に砂礫から構成され、一部に N 値 15～30 程度の砂泥質堆積物を含む。測線北端から約 7.9 km よりも南側では N 値 20～40 程度の砂質堆積物を主体とし、標高 -15～4 m 付近よりも下位に分布する。これらは東海層群よりも固結度が低いことから中部～下部更新統に対比される可能性が示唆される。ただし、東海層群泊層は砂～砂礫を主体とし、層相や N 値が類似するため、地層対比に関してはさらなる検討が必要である。

さらに上位には、未固結の泥質堆積物を含む地層が分布し、上部更新統に対比されると推定される。上部更新統は、Section1-1 と同様に上下に二分され、それぞれ上部更新統下部、上部更新統中部～上部に対比される。上部更新統下部は標高 -18～-16 m 付近よりも下位に分布し、暗灰色を呈する N 値 5～15 程度を示す泥質堆積物を主体とする。本測線では貝化石が含まれない。他方、上部更新統中部～上部は主に砂礫から構成され、一部に N 値 10～20 程度の泥質堆積物を挟む。色調は暗黄灰色、暗灰色、淡黄褐色などを呈する。上部更新統中部～上部は複数の平坦面を成していると推定される。すなわち、測線北端から約 8.1 km 以南では標高 5～12 m、同約 5.8～7.9 km では標高 4 m 付近、同 5.7～6.3 km では標高 -3 m 付近、同 2.4 km 周辺では標高 -14 m 付近、同 0.7～0.9 km では標高 -22 m 付近に上面が位置する。これらは地表で確認される更新世段丘面の地形分布や縦断面との対比（第 5 図）から、それぞれ中位段丘 II 面、II 面、III 面、低位段丘 I 面、II 面に対比される可能性がある。したがって、測線北端から 5.8 km 付近よりも南側は上部更新統中部、それよりも北側は上部更新統上部と解釈した。上部更新統上部は海水準低下期に中位段丘面を下刻しながら堆積したと推定され、上部更新統中部～下部の一部を侵食している可能性がある。

測線最上部には沖積層が分布し、BG、LSM、MM、US、TP に細分される。BG は測線北端でのみ認められ、その上面高度は標高 -25 m 付近に位置する。LSM は測線北端から約 2.4 km まで認められ、主に N 値 5～20 程度の砂泥質堆積物から構成される。ボーリング資料のデータが欠けているため、貝化石の有無は不明である。LSM は BG または低位段丘面を覆って堆積しており、その上面高度は標高約 -15～-6 m である。MM は LSM を覆って堆積し、 N 値 5 以下の軟弱な泥質堆積物から構成される。LSM と同様に、貝化石の有無は不

明である。MMの上面高度は標高約-9～-6 mである。LSM及びMMはさらに南側まで連続する可能性もあるが、ボーリング資料が不足しているため検討できていない。USはMMを覆うN値10～30程度の砂質堆積物で、粒度やN値が上方へ増加することから、デルタフロント堆積物と推定される。一部は砂礫を含む。USは測線北端から約2.4 kmの地点までは分布を確認できるが、同約4.0 kmよりも南側では砂礫質となるため対比が不明瞭となり、TPとして一括した。TPは氾濫原堆積物と推定される。

5.1.3 Section1-3

本測線は鈴鹿川に沿って、現在の海岸線（鈴鹿川河口）から西南西方向に約11.7 km内陸側まで至る地質断面図である（第4図）。測線長は約12.3 kmである。測線全体が沖積低地に位置する。

測線西端から約6.0 kmまででは、最下部に固結する砂泥質堆積物が分布し、東海層群と推定される。東海層群は主に砂泥質堆積物を主体とするが、測線西端から約1.8 kmまででは標高-8～-4 m以浅は砂礫あるいは礫混じり砂を主体とする。両者はそれぞれ東海層群中の亀山層、泊層に対比される可能性がある。吉田（1984）は本測線の約1.5 km北側に位置し、本測線とほぼ平行の測線における推定地質断面図を示している。それによると、本測線西端付近における泊層と亀山層の境界は標高0 m付近に位置し、上位に泊層、下位に亀山層が分布する。本測線における地層区分の解釈は吉田（1984）の解釈とも概ね調和的である。

東海層群の上位にはN値50以下で未固結の堆積物が分布し、Section1-1及び1-2の地層分布や周辺の地形分布を考慮すると、上部更新統と推定される。主に砂礫あるいは礫混じりの砂から構成され、暗黄褐色、暗青灰色、褐灰色を呈する。ボーリング資料の掘削深度が不足しているため、Section1-1及び1-2で確認された泥質堆積物（＝上部更新統下部）は確認できていない。上面高度は測線西端で標高約16 m、東端で標高約-22 mに位置し、東側に向けて高度を下げる。地表で確認される段丘面の縦断面や、Section1-1及び1-2の解釈を参照すると、本測線で確認された上部更新統は低位段丘面を構成する地層である可能性が高いと考えられ、上部更新統上部と解釈される。なお、測線西端から2.3～3.1 km付近にも砂礫が分布するが、上面高度分布が連続しないことから、後述する沖積層のBGと解釈される。

最上部には沖積層が分布し、BG、LSM、MM、US、TPに細分される。BGは測線西端から約2.3～3.1 kmの区間で認められ、砂礫質堆積物から構成される。上面高度は標高-5～4 m付近に位置し、下流側に向けて

低下する。資料が乏しいため区別できていないが、BGとした堆積物の下部には更新統や東海層群泊層の砂礫層が癒着している可能性もある。LSMは測線西端のみに分布し、低位段丘I面を被って堆積する砂質シルト～シルト質砂から構成される。層厚は1～2 m程度と小さい。貝化石の有無は不明である。MMは測線西端から5.1 kmよりも東側で確認でき、N値10以下の泥質堆積物から成り、測線西端ではN値0～2程度と特に軟弱である。測線西端から6.1～7.7 kmの間はMMが認められない。MMの上面高度は、測線西端から5.1 kmで標高約-3 m、同6.1 kmよりも東側では標高約-3～2 m付近に位置する。USは測線西端から約7.1 kmよりも東側で認められ、N値5～30程度の砂質堆積物から構成される。最上部には砂礫混じり砂～砂礫または泥から構成されるTPが分布する。測線西端から6.1 kmよりも内陸側ではMMを覆って砂礫を含むTPが厚く分布しており、USを欠く。

ボーリング資料の密度は粗いものの、本測線の西端から6～8 kmの区間では、いくつかの地層が不連続あるいは変形している可能性がある。東海層群の分布は測線西端から6.1 km付近までは認められるが、それよりも東側では上部更新統が厚く、少なくとも標高-20 m付近よりも深部に位置すると推定される。また、沖積層のMMは測線6 km付近を境として上面高度に違いが認められる。測線西端から6.2 km付近には、四日市断層（四日市撓曲）の南延長部が沖積平野下に伏在していると推定されている（鈴木ほか、2010）。四日市断層では、本測線よりも約6 km北側において、沖積層が断層活動によって変形しており、K-Ah（7.3 ka）を挟む泥質堆積物が上下方向に約13.1 m変位している可能性が示されている（大上・須貝、2006）。これらを考慮すると、本測線での東海層群や沖積層の不連続・変形が四日市断層の活動に起因する可能性が示唆され、今後、ボーリング資料や年代資料を補完して、さらに検討を深める必要がある。

5.1.4 Section1-4

本測線は、鈴鹿川河口から約5 km南側の鈴鹿市下箕田の海岸線から、約6 km西側（内陸側）に至る地質断面図で、測線長は約7.0 kmである（第4図）。測線西端から0.0～0.5 km及び2.0 km付近は中位段丘III面に位置する。また、同2.0～2.6 km付近は中位段丘II面を横切るが、示しているボーリング資料は段丘面の周囲の沖積低地に位置する。その他の区間は沖積低地に位置する。

測線西端から約1.7 kmの地点では、標高-0.5 m以深に固結した泥質堆積物が認められ、東海層群に対比される可能性がある。ただし、その他の地点ではこれに

対応する固結した堆積物が確認できておらず、側方への連続性は不明である。

中位段丘 III 面上では砂礫質堆積物が分布し、上部更新統中部に対比される。その上面高度は側方へに連続的に追跡することができ、測線西端から約 2.0 km 付近から東側では沖積低地下に埋没する。砂礫質な層準では N 値 30～50 程度で、一部は 50 以上に達する。測線西端から約 1.7 km よりも東側では砂礫層の下位に砂泥質堆積物が認められ、 N 値 10～40 程度を示す。これらの砂泥質堆積物は側方への連続性が悪く、また分布高度も Section1-1 及び 1-2 で確認された上部更新統下部に比べて浅いことから、上部更新統中部に含めた。色調は黄褐色、暗褐色、淡黄褐色を呈する。上部更新統中部の上面高度の分布と地表で認められる更新世段丘面の縦断面との対比から、測線西端から 5.4 km 付近までは中位段丘 III 面に対比される可能性が高い。それよりも東側はわずかに分布高度が高く、中位段丘 II 面に対応する可能性がある。また、測線西端から 0.8～1.5 km では、中位段丘 III 面を構成する砂礫層の分布が不連続となり、後述する沖積層が分布する。その基底の標高 2～4 m 付近には、層厚 2～5 m 程度の砂礫が認められる。この砂礫層は沖積層の基底礫層 (BG) または低位段丘構成層に対比される可能性が考えられる。Section1-2 及び 1-3 で認められた BG の分布高度から外挿すると、本測線の当該箇所では BG の上面高度は標高 -20 m 前後に位置すると推定される。このため、この砂礫層は BG ではなく、低位段丘構成層 (= 上部更新統上部) である可能性がより高いと考えられる。

本測線の最上部には沖積層が分布し、MM, US, TP に細分される。MM は測線西端から約 5.3 km より東側に分布し、貝化石を含む N 値 5 以下の軟弱な泥質堆積物から構成される。MM は埋没した中位段丘面 II 面または III 面を覆って堆積し、その上面高度は標高 -8～-6 m 付近に位置する。その上位には US が分布し、測線西端から約 4.0 km の地点よりも東側に分布する。US は砂質堆積物を主体として、一部はシルトや砂礫が混じる。TP は砂礫質または泥質堆積物を主体とする。測線西端から 3.8 km より西側では、TP が直接上部更新統中部または上部を覆う。TP に含まれる砂礫質堆積物は暗灰色あるいは淡灰色を呈し、上述した上部更新統上部～中部とは色調によって区別される。TP は主に氾濫原堆積物と推定され、測線東端では浜堤構成層を含む可能性がある。

なお、本測線の西端から 3.0 km 付近には鈴木ほか (2010) により四日市断層南延長部の伏在断層が推定されている (第 4 図)。中位段丘 III 面構成層の上面高度に着目すると、連続的に追跡できる測線西端から 3.3～5.4 km 付近から推定される傾斜をそのまま西側に延長

すると、測線西端付近の中位段丘 III 面よりも下位に位置する。また測線西端付近と西端から約 2.0 km 付近の中位段丘 III 面の分布高度から推定される傾斜は、地下地質から推定されるそれよりも緩い。これらの高度差や傾斜の違いは、四日市断層南延長部の断層活動に伴う変形に起因する可能性もある。また、本測線以外の解釈も踏まえた段丘面の縦断面形 (第 5 図) をみると、中位段丘 II 面についても同様の傾向が読み取れ、上記の解釈を支持する。ただし、上記の段丘面と地下地質の対比は直接の年代資料に基づくものでないため、断層の活動性に関してはさらなる検討が必要である。

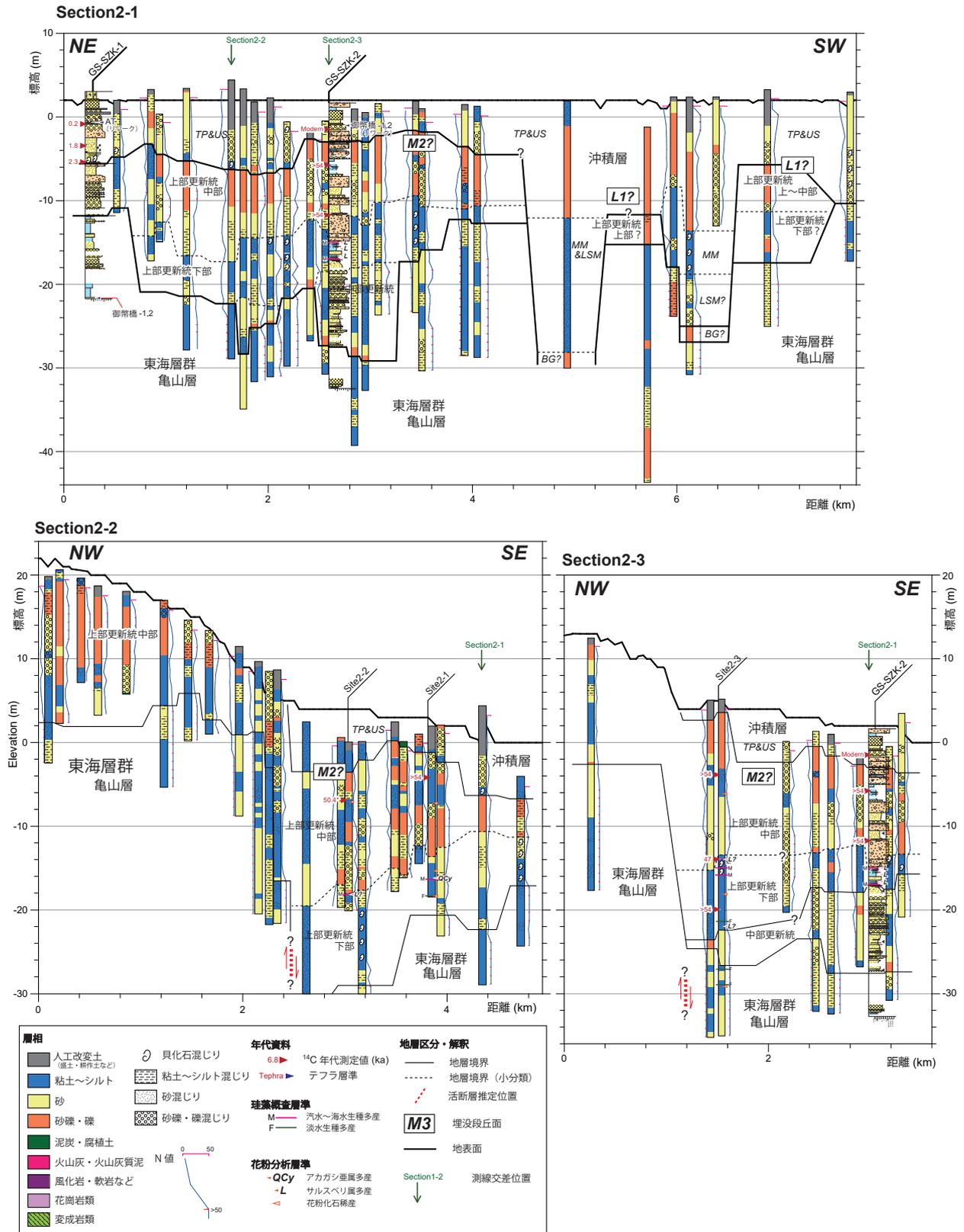
5.2 白子地域

白子周辺では計 3 測線の地質断面図を作成し、東海層群、上部更新統及び沖積層が確認された (第 18 図)。地層の区分、対比については、ボーリング資料に加えて、基準ボーリングコア試料 (GS-SZK-1 及び 2 コア, 第 11 図) と一部資料の土質標本試料の ^{14}C 年代測定値、珪藻分析、花粉分析の結果も参照した。

5.2.1 Section2-1

本測線は、現在の海岸線に沿って、鈴鹿市南部の江島から田中川右岸まで至る北東-南西方向の断面である (第 6 図)。測線長は約 7.8 km である。測線全域が沖積低地に位置する。本測線には前章で記載した GS-SZK-1 及び 2 コアが含まれる。

本測線の最下部には N 値 50 以上の固結した砂泥質堆積物が広く分布し、GS-SZK-1 コアのユニット SZK1-1 に対比されることから、東海層群亀山層であると考えられる。本測線周辺では東海層群は北側に傾斜しており、測線北端で御幣橋 1, 2 テフラが認められることから、本測線の広域にはそれよりも下位の層準 (御幣橋 1, 2 テフラ～原田川火山灰付近) が分布すると推定される。なお、GS-SZK-2 コアの深度 34 m 以深 (ユニット KSD2-1 最下部) は、固結することや周辺の地層との連続性から、ここでは東海層群の一部として示している。測線北端から約 2.5～3.2 km 付近には未固結の砂泥質堆積物が認められ、その分布は東海層群を下刻する谷状を呈する。本層準は主に灰色あるいは暗灰色を呈する N 値 15～30 程度の砂泥質堆積物から構成され、ところどころに砂礫層を含む。GS-SZK-2 コアの解析結果 (ユニット KSD2-1) を参照すると、この層準は本郷 (2009) の *Fagus-Quercus* 超帯上部 (大阪層群の Ma5 = MIS17) 前後に相当し、中部更新統であると推定される。また、東海層群及び後述する上部更新統の分布から、測線北端から約 1.7～2.0 km 付近にも同様の未固結堆積物が認められ、中部更新統に対比される可能性がある。



第 18 図 白子地域における地質断面図。

GS-SZK-1 及び 2 コアの層相の凡例は第 11 図と同じ。各ボーリング資料の位置は第 6 図に示す。

Fig. 18 Geological section in the Shiroko district.

The legend on stratigraphy of the GS-SZK-1 and -2 cores is same as in the Fig. 11. Location of borehole logs and drilled cores is shown in Fig. 6.

測線北端から約 4.0 km よりも北側では、標高 -20 ~ -5 m 付近に未固結の砂泥〜砂礫が側方へ連続性よく分布する。本層準は GS-SZK-2 コアのユニット SZK2-2 ~ 4 に対比される。本層準は東海層群あるいは中部更新統を覆って分布し、標高 -15 ~ -10 m 付近を境として層相が異なる。下位は N 値 5 ~ 20 程度で暗灰色あるいは暗緑灰色を呈する砂泥から構成され、ユニット SZK2-2 に対比される。上位は N 値 20 ~ 50 程度で暗灰色、淡黄褐色あるいは黄灰色を呈する砂〜砂礫から構成され、ユニット SZK2-3 及び 4 に対比される。下位の砂泥質堆積物中にはたびたび貝化石が含まれ、ユニット SZK2-2 の珪藻化石及び花粉化石の特徴から、最終間氷期 (MIS5e) の海成層である可能性が高いことが示唆される。したがって、本層準下位は上部更新統下部に対比される。他方、本層準上位は MIS5e 以降の河成層と推定され、上部更新統中部に対比される。平坦面を成すことから、これらは中位段丘 II 面構成層と推定される。なお、測線北端から約 5.7 km 及び約 6.8 km にも、層相や N 値から上部更新統が分布する可能性のある地層が分布するが、データが少なく対比は確実ではない。後者のうち、標高 -11 m 以深は泥質堆積物が優勢であることから、上部更新統下部に対比される可能性もある。

上部更新統または東海層群の上位には沖積層が分布し、下位から順に BG, LSM, MM, US・TP に細分される。BG, LSM 及び MM は測線北端から約 4.9 km よりも南側の一部で局所的に認められ、丘陵あるいは更新世段丘の開析谷の谷埋め堆積物として分布する。BG の上面高度は測線北端から約 4.9 km では標高 -29 m, 同約 6.1 km では標高約 -25 m に位置する。測線北端から約 4.9 km ではデータが少なく、MM と LSM を区別することができない。測線北端から約 4.0 km よりも北側では、更新世段丘が広く分布し、それを覆って層厚数 m の沖積層が分布する。その層相は砂〜砂礫を主体とし、ところどころ貝化石を含む。明瞭な泥質堆積物を欠き、MM はほとんど分布しない。周辺の地形分布も考慮すると、この堆積物は浜堤または堤間湿地堆積物と推定され、ボーリング資料からの明確な区別が困難であることから本稿では US または TP として一括して示した。

5.2.2 Section2-2

本測線は、海岸線に直交する北西—南東方向に石垣池から堀切川の河口部に至る約 5.0 km 断面で、測線北西端から約 2.2 km までが中位段丘面、それよりも南東側が沖積低地に位置する (第 6 図)。段丘面が撓曲することから、中位段丘面と沖積低地の境界には活断層が伏在する可能性がある。

本測線の最下部には N 値 50 以上の固結する砂泥が分

布し、東海層群と推定される。上述した Section2-1 と同様の層相を呈することから、東海層群亀山層に対比される可能性が高い。本測線で確認される東海層群の上面高度は、測線北西端から約 2.2 km までは標高 2 m 付近に位置するが、それよりも南東側では標高 -17 m 付近よりも深く、北西側に傾動する。

東海層群よりも上位には、未固結の砂泥と砂礫と互層が分布し、上部更新統と推定される。測線北西端から約 2.6 km よりも南東側では少なくとも上下 2 層の砂泥質層準が認められる。 N 値は泥質部では 5 ~ 10 程度、砂質部では 10 ~ 40 程度である。これらは東海層群と同様にわずかに北西側に傾動する。砂泥質堆積物のうち下位のものは標高 -19 ~ -11 m 付近よりも下位に分布し、一部に貝化石や汽水〜海水生珪藻を含む。測線北西端から約 2.4 km よりも北西側では地表付近に層厚数 ~ 10 m 程度の砂礫層が分布し、その下位に砂泥質堆積物が分布する。この砂泥質堆積物は貝化石を含まないことから、上位の砂泥質堆積物に対比されると考えられる。Site2-1 及び Site2-2 では、*Quercus* subgen. *Cyclobalanopsis* や *Lagerstroemia* を多産し、比較的温暖な気候であったことが示唆される。これらの花粉化石組成が GS-SZK-2 コアのユニット SZK2-2 の組成と類似することや貝化石、汽水〜海水生珪藻を含むことから、この砂泥質堆積物は MIS5e 期に堆積した可能性が高いと考えられる。したがって、本測線では下位の砂泥質堆積物を上部更新統下部、それよりも上位を上部更新統中部と解釈した。この解釈は Site2-1, Site2-2 で得られた ^{14}C 年代測定値とも矛盾しない。Site2-1 の深度 19.45 ~ 19.15 m の火山灰層は寺川テフラに対比される可能性が高いが、上述したように本層準は東海層群よりも新しいと考えられるため、東海層群からの二次堆積物である可能性が高いと考えられる。

測線北西端から約 2.6 km よりも南東側では、地表付近に層厚 1 ~ 5 m 程度の沖積層が分布する。沖積層は主に N 値 5 以下の泥質堆積物から構成され、一部で N 値 25 程度の砂礫混じりの砂質堆積物が認められる。測線周辺の地形分布も考慮すると、砂礫混じりの砂質堆積物が浜堤構成層、泥質堆積物が堤間湿地あるいは後背湿地の堆積物と推定され、US または TP に対比される。なお、測線南西端では砂礫混じりの砂質堆積物の下位に貝化石を含む泥質堆積物が認められ、干潟堆積物などの海成層である可能性が示唆される。これらは MM に対応する可能性もあるが、分布が極めて限定的であることから、本測線では区別せず、US または TP に含めた。

本測線周辺では中位段丘面と沖積低地の境界部に活断層が推定されている (鈴木ほか, 2010)。上述の東海層群及び上部更新統の分布形態をみると、測線北西端

から約 2.5 km 付近に向かって MIS5e 期の海成層がごくわずかに傾動している。測線北西端から約 2.5 km 付近は中位段丘面の撓曲崖基部にあたることから、この傾動は断層活動による変位に起因する可能性もあり、今後さらなる検討が必要である。

5.2.3 Section2-3

本測線は北西—南東方向の断面であり、Section2-2 の約 0.8～1.6 km 南側に位置する。測線北線端から約 1.0 km までは中位段丘面に、それよりも南東側は沖積低地に位置する（第 6 図）。Section2-2 と同様に、中位段丘面と沖積低地の境界には活断層が伏在する可能性がある。

本測線の最下部には、固結する砂泥質堆積物が分布し、東海層群亀山層と推定される。中位段丘面上（測線北西端から約 0.3 km 地点）では標高 -2.6 m 以深、沖積低地（同 1.4 km 地点よりも南西側）では標高 -28～-24 m 以深に分布する。なお、Site2-3 の深度 34.35～34.15 m から採取した試料は花粉化石の産出量が極めて少ない。

東海層群亀山層の上位の標高 -27～-16 m 付近には *N* 値 20～50 程度で半固結する砂質堆積物が分布し、Section2-1 との連続性も考慮すると中部更新統に対比される。本層準の一部は砂礫あるいは砂礫混じりで、*N* 値 50 以上となる。色調は淡黄緑色、淡青灰色、青灰色などを呈する。層厚は測線南東側で約 10 m、北西端から約 1.5 km 付近で約 1～4 m 程度である。

その上位には未固結泥～砂礫から構成される上部更新統が分布し、その層厚は 10 m 以上に達する。本層準は標高 -12 m 付近を境として上下に細分され、それより下位では *N* 値 5～15 程度の泥質堆積物を主体とする。本層準の一部は貝化石を含み、GS-SZK-2 コアのユニット SZK2-2 では海水生珪藻が産出することから海成層であると推定される。Site2-3 の本層準からは約 47 ka、54 ka 以上の ¹⁴C 年代測定値が得られており（第 1 表）、沖積層ではないことを示している。GS-SZK-2 コアのユニット SZK2-2 では *Lagerstroemia* が多産し、MIS5e 期の海成層であると考えられる（第 11 図 B）。また、Site2-3 でも GS-SZK-2 コアと同様に、*Cryptomeria* や *Q. subgen. Lepidobalanus* が多産し、*Lagerstroemia* の花粉化石を随伴する。以上から、標高 -12 m 付近よりも下位の泥質堆積物は上部更新統下部と解釈される。他方、それよりも上位では砂～砂礫を主体とし、貝化石を含まない。この層準は中位段丘面上に連続しており、MIS5e 期以降の海退期に堆積した河成層と推定され、上部更新統中部に対比される。

沖積低地におけるボーリング資料では、上部更新統よりも上位には主に砂～砂礫から構成される沖積層が

分布する。沖積層基底は標高 -4～3 m 付近に位置する。沖積層の層厚は最大でも 6 m 程度と薄い。周辺の地形分布も考慮すると、これらは浜堤構成層あるいは氾濫原堆積物と推定される。区分が明瞭でないことから、本測線では US または TP として一括して区分した。

5.3 安濃津地域

本地域では計 4 測線について地質断面図を作成、東海層群、中部更新統、上部更新統及び沖積層が確認された（第 19 図）。なお、沖積層の層相解釈や地層対比には、松本（2017）及び佐藤・小野（2017）のボーリング資料、年代測定値も参照した。

5.3.1 Section3-1

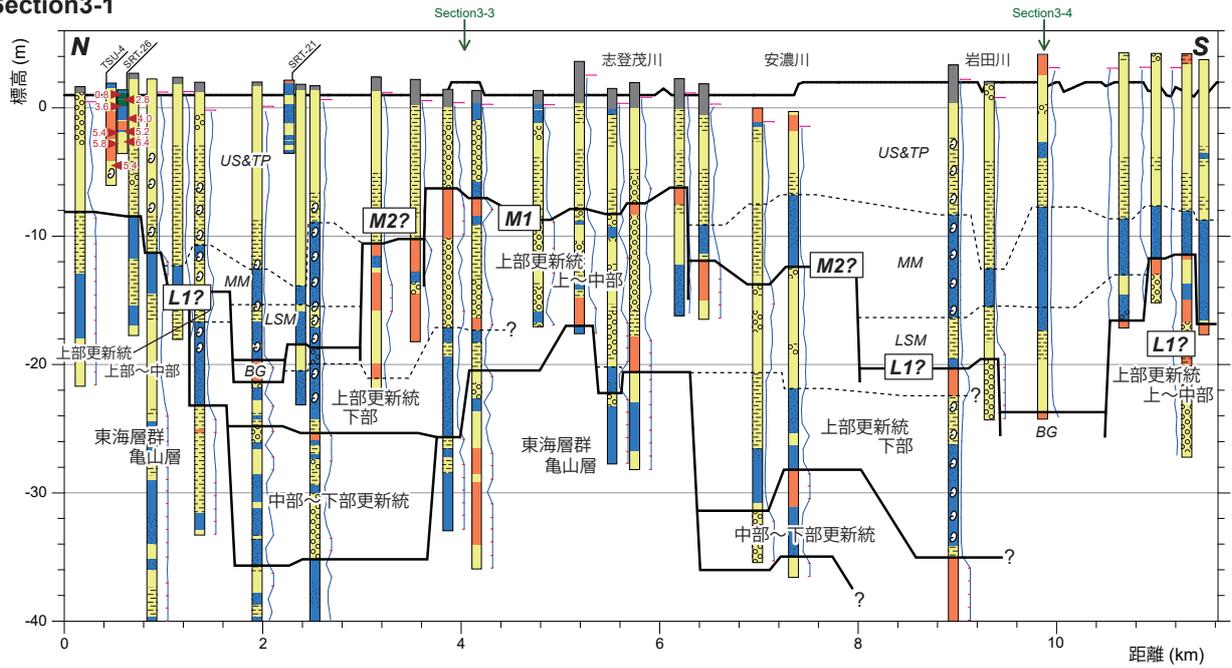
この断面は、津市河芸町の豊津浦付近から津市藤方に至る現在の海岸線にほぼ沿う測線長約 11.6 km の断面図である（第 7 図）。測線の全域が沖積低地で、浜堤 II または浜堤 III、あるいはそれらの堤間湿地に位置する。測線北端から 3.0 km 付近よりも南側では、志登茂川、安濃川、岩田川が流下し、海岸線付近では浜堤列の一部を貫いて氾濫原やデルタが分布する。

本測線の最下部には固結する暗灰色、暗青灰色、暗緑灰色を呈する砂泥質堆積物が分布し、東海層群と推定される。層相や周辺の地質分布を考慮すると、東海層群亀山層に対比される可能性が高い。測線北端から 0～1.2 km 付近及び同 3.8～5.8 km 付近では上面高度が浅く、それぞれ標高 -15～-10 m、-20 m 付近に位置する。他方、その間では谷状に低くなっており、その上面高度は標高 -35 m 付近に位置する。この谷状の窪みの位置は、概ね豊野向斜（吉田、1987；小松原・佐藤、2025）の東側延長部に対応している。測線北端から約 5.8 km よりも南側では、ボーリング資料の深度が不足していることもあって東海層群と考えられる地層は確認できていない。少なくとも標高 -28 m 付近よりも深部に位置していると推定される。

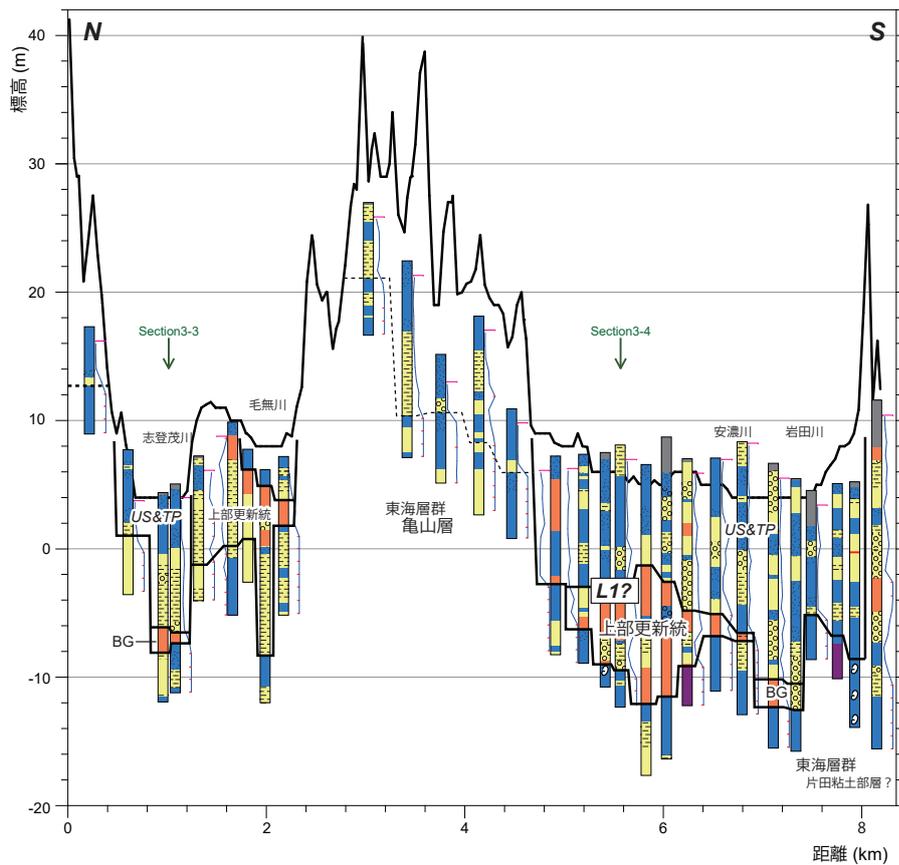
測線北端から約 1.8～2.5 km 付近及び同 7.0～7.4 km 付近では、東海層群の上位に半固結する砂泥を主体とする堆積物が認められる。泥質な層準でも *N* 値 15～30 程度を示し締まっていることや後述する上部更新統に覆われることから、中部～下部更新統と考えられる。色調は灰色、暗灰色、淡緑灰色などを呈する。一部に砂礫混じり～砂礫を含むことや側方への連続性が悪いことから、これらはそれぞれ異なる時代に堆積した可能性があるが、時代を特定する資料がなく、より細かい区分・対比は困難である。

志登茂川の開析谷の延長にあたる測線北端から 1.4～9.4 km では、標高 -35～-8 m 付近には半固結あるいは未固結の堆積物が連続性よく認められる。層相の違い

Section3-1



Section3-2



第 19 図 安濃津地域における地質断面図。

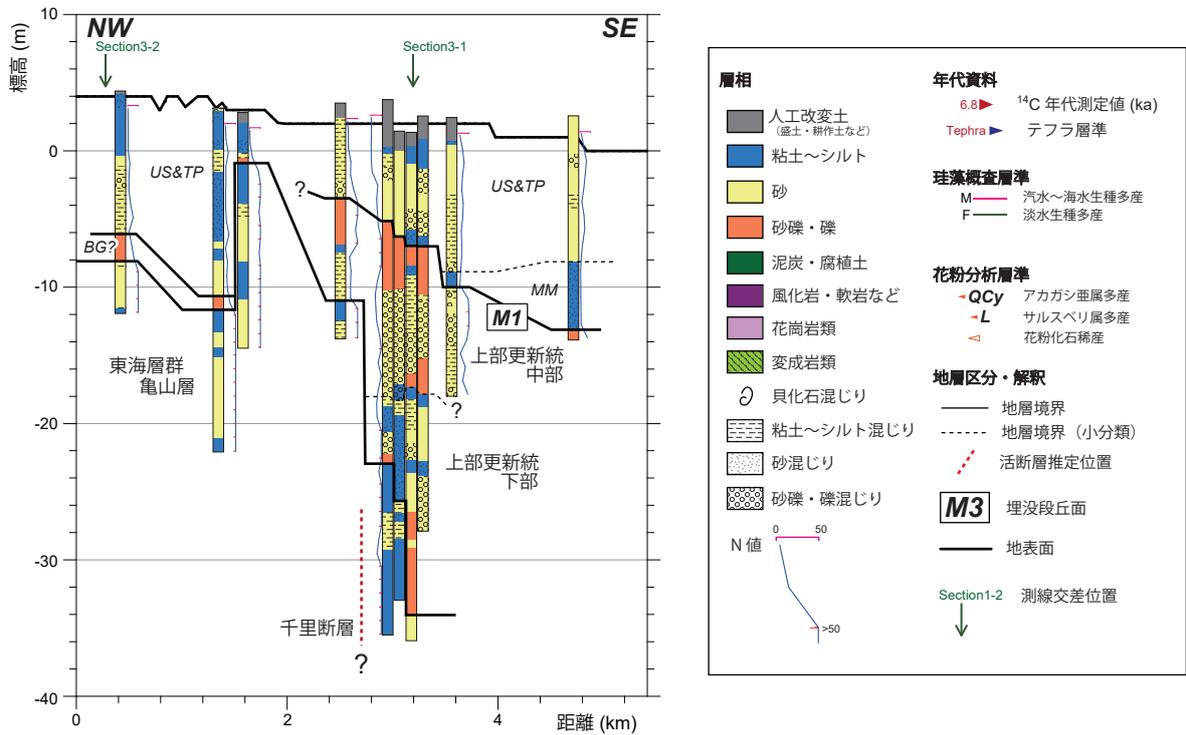
TSU-4 と SRT-26 の層相及び ^{14}C 年代測定値は、それぞれ佐藤・小野 (2017)、松本 (2017) に基づく。 ^{14}C 年代測定値の詳細は第 1 表に示す。各ボーリング資料の位置は第 7 図に示す。

Fig 19

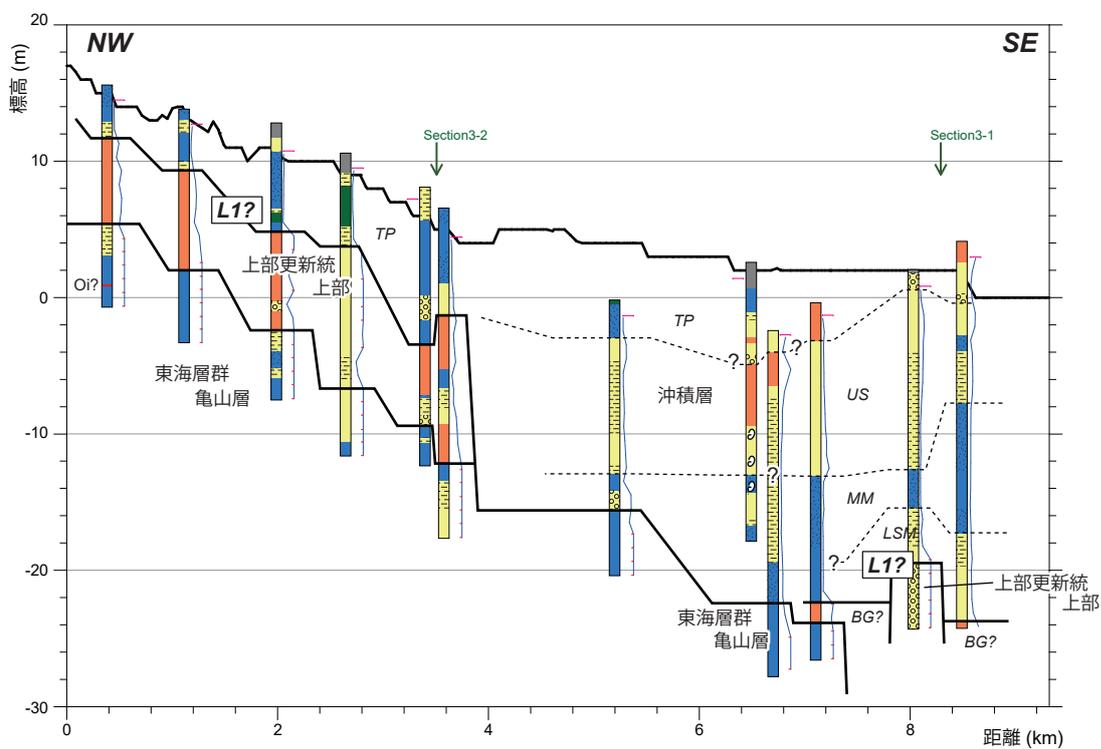
Geological section in the Anotsu district.

Stratigraphy and radiocarbon ages of the TSU-4 and SRT-26 cores are based on Sato and Ono (2017) and Matsumoto (2017) respectively. Details of radiocarbon ages are shown in the Table 1. Location of borehole logs is shown in Fig. 7.

Section3-3



Section3-4



第 19 図 (続き)
Fig. 19 (continued)

から標高-12～-10 m 付近を境として上部更新統は上下に区分され、それより下位は泥質堆積物、上位は砂～砂礫質堆積物を主体とする。泥質堆積物は N 値 5～20 程度と中部～下部更新統に比べるとやや硬く、一部は貝化石が混じる。志登茂川沿いには中位段丘 I 面が広く分布し（吉田ほか, 1995；水野ほか, 2009；鈴木ほか, 2010 など）、地形面の傾斜を延長すると現在の海岸線から約 2～3 km の付近で沖積低地下に埋没すると推定される。測線北端から 4.0～6.2 km 付近における本層準頂部の分布高度（標高-8 m 前後）は中位段丘 I 面の延長と整合的であり（Section3-3 で詳述）、中位段丘 I 面構成層である可能性が高い。したがって、本層準は上部更新統と解釈され、標高-12～-10 m 以深の泥質部は MIS5e 海成層（＝上部更新統下部）、それよりも上位はそれ以降の海退期の河成層（＝上部更新統中部）である可能性が示唆される。ただし、本層準の堆積年代を直接示す資料は得られていないため、年代対比についてはさらなる検討が必要である。本層準の上面高度は、測線北端から約 1.4 km 付近、同 3.1～3.6 km 付近、同 6.4～7.4 km 付近、同 8.9～9.4 km 付近では、同 4.0～6.2 km 付近に比べて 2～12 m 程度低く、それぞれ標高-15 m, -10 m, -12 m, -20 m 付近に位置する。これらは MIS5e 以降の海水準低下に伴って中位段丘 I 面を下刻して形成された平坦面と推定され、測線北端から約 3.6 km より北側は志登茂川に、同約 6.4 km より南側は安濃川・岩田川によってそれぞれ複数の埋没段丘面が分布すると考えられる。周辺の地形分布を考慮すると、これらは中位段丘 II 面あるいは低位段丘面に対比される可能性がある。本測線では、これらの埋没段丘面の構成層を上部更新統上部～中部と解釈した。また、測線南端付近にも N 値 50 未満の砂礫質堆積物が分布し、上部更新統上部～中部と推定される。ここでは、ボーリング資料の深度不足のため、上部更新統下部に対比されうる砂泥質堆積物が確認されていない。

本測線の最上部には、主に泥～砂質堆積物から構成される沖積層が分布し、BG, LSM, MM, US・TP に細分される。沖積層の層厚は、測線北端から 1.6～2.8 km 付近と同 8.8～10.0 km 付近で大きく、埋没した中位段丘 I 面上では層厚 10 m 程度と薄い。BG は測線北端から約 1.9 km 及び 9.7 km 付近に分布し、その上面高度はそれぞれ標高-20 m, -24 m 付近に位置する。これらはそれぞれ志登茂川、安濃川・岩田川の開析谷と推定される。BG 及び上述した埋没段丘面の一部を覆って、砂泥質堆積物から成る LSM が分布する。LSM の上面高度は標高-16 m 付近に位置する。さらに上位には貝化石混じりの泥質堆積物から成る MM が分布する。MM の上位には砂質堆積物から成る US・TP が分布する。US・TP の標高-3 m 以深では、一部で貝化石を産

出する。本測線の多くは浜堤上に位置しており、US・TP には志登茂川、安濃川、岩田川のデルタフロント堆積物のほかに、浜堤～海浜堆積物が含まれる可能性がある。埋没した中位段丘 I 面上では砂礫混じり砂あるいは砂礫が広く分布し、浜堤～海浜堆積物である可能性が高いと推定される。地点 SRT-21 では、US・TP に対比される砂質堆積物中の標高-2.13～-2.05 m で生痕化石 *Macaronichnus isp.*（奈良, 1994；Seike, 2007）が発達することから、海浜堆積物と推定されている（松本, 2017）。また、地点 TSU-4 では、標高約-4 m 以深が内湾または干潟堆積物、それ以浅が浜堤または海浜堆積物と推定されている（佐藤・小野, 2017）。ボーリング資料からはデルタフロント堆積物と海浜・浜堤堆積物を識別することが困難であることから、本測線では US と TP を区別せず一括して示した。US・TP からは 6.4 ka 以降の年代測定値が報告されている（第 1 表, 第 13 図, 第 19 図, 松本, 2017；佐藤・小野, 2017）。

5.3.2 Section3-2

この断面は、現在の海岸線から 4.0～4.5 km 内陸側に位置し、海岸線とほぼ平行に平野を縦断する測線長約 8.2 km の断面である（第 7 図）。測線北端から約 0.0～0.5 km, 同 2.4～4.8 km, 同 8.0～8.2 km は丘陵に位置する。また、測線北端から 1.2～1.7 km は志登茂川の形成した中位段丘 I 面に位置し、その標高は 11 m 程度である。測線北端から 0.5～1.2 km, 2.0 km 付近及び 4.8～8.0 km は沖積低地に位置する。

測線の最下部には N 値 50 以上に達し、暗灰色、暗青灰色などを呈する砂泥質堆積物が分布する。層相や周辺の地質分布を考慮すると、これらは東海層群亀山層に対比されると考えられる。本測線でみられる東海層群は、吉田（1987）及び吉田ほか（1995）を参照すると、阿漕火山灰層（Ak； 3.94 ± 0.07 Ma, 3.97 ± 0.39 Ma；植木ほか, 2019）よりも上位であると推定される。測線北端から約 5.4 km 付近よりも南側では、一部に貝化石を産出する泥質堆積物が認められ、片田粘土部層（吉田, 1987）に対比される可能性がある。

測線北端から 1.2～2.2 km 及び 5.2～6.8 km では、東海層群の上位に N 値 50 以下の砂あるいは砂礫を主体とする堆積物が認められる。測線北端から約 1.2～2.2 km では中位段丘面 I 面を構成しており、主に上部更新統中部～下部に対比されると推定される。測線北端から 1.8 km よりも南側では、砂礫層が徐々に低下しており、その上位を後述する沖積層に覆われる。ここでは中位段丘 I 面を下刻しながら堆積した砂礫層と推定され、MIS5 以降に形成された段丘面構成層（＝上部更新統上部）を含む可能性がある。2.0 km の地点では基底深度が標高-18 m 付近まで達し、周辺に比べて深い。

ここでは中部更新統を含む可能性もあるが、堆積年代を示す資料がなく、今後の検討を要する。他方、測線北端から5.2～6.8 kmでは、標高-5～-3 m付近に平坦面を成して堆積している。安濃川沿いでは、志登茂川沿いと異なり中位段丘面が発達しておらず、本測線より9～10 km程度上流側に低位段丘面が分布している。これは、中位段丘面形成後、安濃川の流路が志登茂川沿いから現在の安濃川の谷へと変化した可能性を示唆する。安濃川沿いでは上述した低位段丘面が下流側で沖積低地下に埋没しているとい推定され、本測線で見られる上部更新統は低位段丘面構成層(=上部更新統上部)を含む可能性が高い。標高-6 m付近よりも下位にはN値5～20程度の砂泥質堆積物が認められ、その基底に砂礫を伴う。この堆積物は低位段丘面の形成時期よりも古い堆積物である可能性があり、MIS5e期頃に遡る可能性もある。したがって、ここでは上部更新統として一括した。

最上部の沖積層はBGとその上位のLSM・TPに二分される。本測線では貝化石混じりの泥質堆積物が認められず、MMを欠く。BGは志登茂川沿いの測線北端から0.9～1.1 kmと、安濃川沿いの同7.1～7.3 kmで認められ、それぞれ標高-7 m、-10 m付近に分布する。その上位にはシルト～砂礫混じりの砂質堆積物泥質堆積物の互層が分布する。これらは側方への連続性が悪いことも考慮すると、氾濫原堆積物である可能性が高いと考えられる。測線北端から2.0 km付近では、毛無川沿いに層厚2～4 m程度の薄い沖積層が分布し、上部更新統を覆う。上述したように、海成層であるMM及びUSを欠くことから、本測線付近には縄文海進に伴う海域の拡大が及ばなかったと推定される。

5.3.3 Section3-3

この断面は、概ね志登茂川の流路に沿って北西-南東方向に低地を縦断する断面で、測線長は約5.4 kmである(第7図)。測線全体が沖積低地に位置する。測線北西端から約3.5 kmよりも南東側は、志登茂川の流路を外れて浜堤列を横断する。

測線の最下部にはN値50以上の砂泥質堆積物が認められ、東海層群亀山層と推定される。東海層群亀山層の上面高度は、測線北西端から約0～2.5 kmでは標高-11～-1 m付近だが、それよりも南西側では標高-34～-23 m付近に位置し、約10～25 m程度低下する。この地点は千里断層(鈴木ほか, 2010; 小松原・佐藤, 2025)の南側延長部に位置していることから、東海層群上面高度の高度差の成因として、侵食だけでなく断層変位の可能性も考えられるが、資料に乏しいため活断層の連続性に関してはさらなる議論が必要である。測線北西端から約2.5 kmよりも南西側には、東海層群

の上位に上部更新統が分布する。これらは標高-18 m付近を境として層相が異なる。下位はN値15～25程度の未固結な砂泥質堆積物を主体とし、一部に砂あるいは砂礫が混じる。他方、標高-18 mよりも上位ではN値20～50程度の砂～砂礫を主体として、一部はN値50以上となる。下位の砂泥質堆積物はSection3-1で上部更新統下部と解釈した貝化石混じりの砂泥質堆積物に連続し、海成層の可能性が示唆される。上位の砂～砂礫質堆積物の上面高度は標高-13～-4 m付近に位置し、南東側に向けて徐々に低下する。この堆積物はSection3-1の上部更新統上部～中部と連続する。また、志登茂川沿いの中位段丘I面の縦断面形(第5図)をみると、沖積低地したに埋没して上部更新統の上面に滑らかに連続する。このことから、本測線における標高-18 m付近よりも上位の上部更新統は中位段丘I面構成層(=上部更新統中部)である可能性が高い。なお、上述した千里断層南延長部付近における上部更新統の変位については、資料が不足しているため検討できていない。

最上部には沖積層が分布し、BG, MM, US・TPに細分される。BGは測線北西端から約1.3 kmで認められ、標高-11～-6 m付近に分布する。東海層群を覆う層厚2 m程度の薄い砂礫質堆積物から成り、一部は低位段丘面構成層に対比される可能性もある。測線西端から約1.3 kmよりも南西側では東海層群または中位段丘面I面が分布しており、BGの下流側への連続性は不明である。MMは測線北西端から約3.5 kmよりも南西側に分布し、N値10以下の砂混じりシルトを主体とする。貝化石の有無は不明である。上部更新統中部を覆って、標高-13～-8 m付近に分布する。US・TPは主にN値30以下の泥質～砂質堆積物を主体とし、一部に砂礫を含む。測線北西端から約3.5 kmよりも南西側では上位に向けて粒度、N値が増加する傾向を示す。地形分布も考慮すると、浜堤構成層と推定される。他方、それよりも北西側では比較的緩い砂礫混じりの砂や泥質堆積物が目立つ。これらは主に氾濫原堆積物と推定される。Section3-1との交点付近では地表付近に泥質堆積物が分布しており、海側の浜堤の形成後に堆積した堤間湿地堆積物である可能性がある。

5.3.4 Section3-4

この断面は、安濃川の沖積低地を北西-南東方向に縦断し、現在の海岸線(岩田川河口)に至る断面で、測線長は約9.3 kmである(第7図)。測線全体が沖積低地上に位置する。

本測線の最下部にはN値50以上に達する固結した砂泥質堆積物が分布し、層相から東海層群亀山層と推定される。測線北西端では、標高0.7～0.9 mに固結した

細粒砂サイズの火山灰層が認められる。既報の地質分布（吉田ほか, 1995）を参照すると、本測線でみられる東海層群亀山層は阿漕火山灰層（Ak）よりも上位と推定される。Akよりも上位では大谷池火山灰（Oi, 吉田ほか, 1995; 3.6 ± 0.3 Ma, 吉田, 2000）が報告されており、その層厚は0.2～0.45 m、固結した灰白色の細粒砂～シルトサイズのガラス質火山灰から構成されるとされている。当該地点付近において、Oiは沖積低地下に埋没していると推定されており（吉田ほか, 1995）、本測線北西端で見出された火山灰層がOiに対比される可能性は十分に考えられる。ただし、ここでは資料不足のため、Akなどの下位のテフラの二次堆積物である可能性を排除しきれない。

測線北西端から約3.6 kmまでと北西端から約8.0 km付近には、 N 値10～50以上の砂礫質堆積物を主体とする上部更新統が分布する。上部更新統は灰色、灰褐色あるいは褐色を呈し、亜円～円礫を主体とする。測線北西端から約3.6 kmでは上面高度が標高-3～12 mに位置し、南東側に低下する。また、Section3-2の上部更新統に連続する。北西端から約8.0 km付近では標高-20 m付近に砂礫混じりの砂が分布し、Section3-1との対比から上部更新統に対比される。上述したように、安濃川沿いには低位段丘面のみが分布することから、本層準は低位段丘構成層（＝上部更新統上部）の可能性が高い。

最上部には沖積層が分布し、BG, LSM, MM, US, TPに細分される。BGは測線北西端から約7.0 km付近と同約8.5 kmで認められる。これらは上述した低位段丘面よりも低位に位置することから沖積層基底礫層の可能性が示唆されるが、堆積年代を示す資料がないため、MIS2以前に形成された低位段丘構成層である可能性も残されている。測線南東端では、BGの上位に N 値5～15程度のシルト混じり砂が分布し、LSMに対比される。資料がないため、貝化石の有無は不明である。その上位には N 値5以下の泥質堆積物であるMMが分布する。MMには貝化石が含まれ、海成層である可能性が示唆される。測線北西端から6.7 kmよりも上流側では砂質堆積物が多く混じるため連続性は不明瞭であるが、測線北西端から約5.2 kmの地点付近まで分布すると推定される。MMの上面高度は標高-14～-8 m付近に位置する。MMの上位には粒度・ N 値が上方に増加し、一部に貝化石を含む砂質堆積物が分布し、デルタフロント堆積物であるUSと解釈される。USの上面高度は標高-5～0 m付近に位置する。測線北西端から6.5～6.7 km付近では砂礫が分布し、チャンネル堆積物である可能性がある。USの上位には泥質堆積物あるいは砂礫混じりの砂～砂礫から成るTPが分布する。測線北西端から5.2 kmまでは泥質堆積物を主体とし、一部に

腐植質シルトが含まれる。TPは氾濫原堆積物または浜堤構成層と推定される。

5.4 雲出川地域

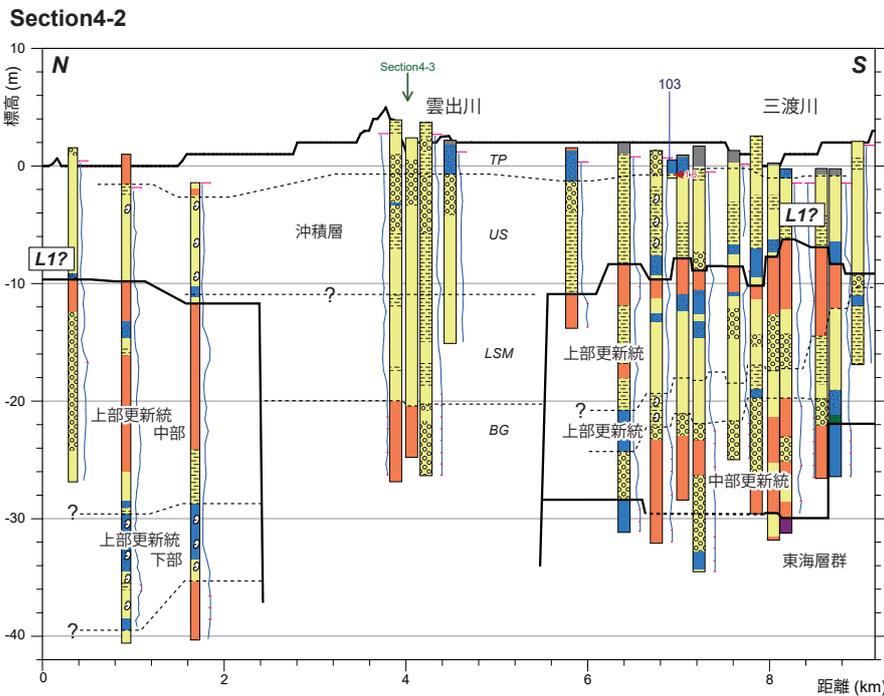
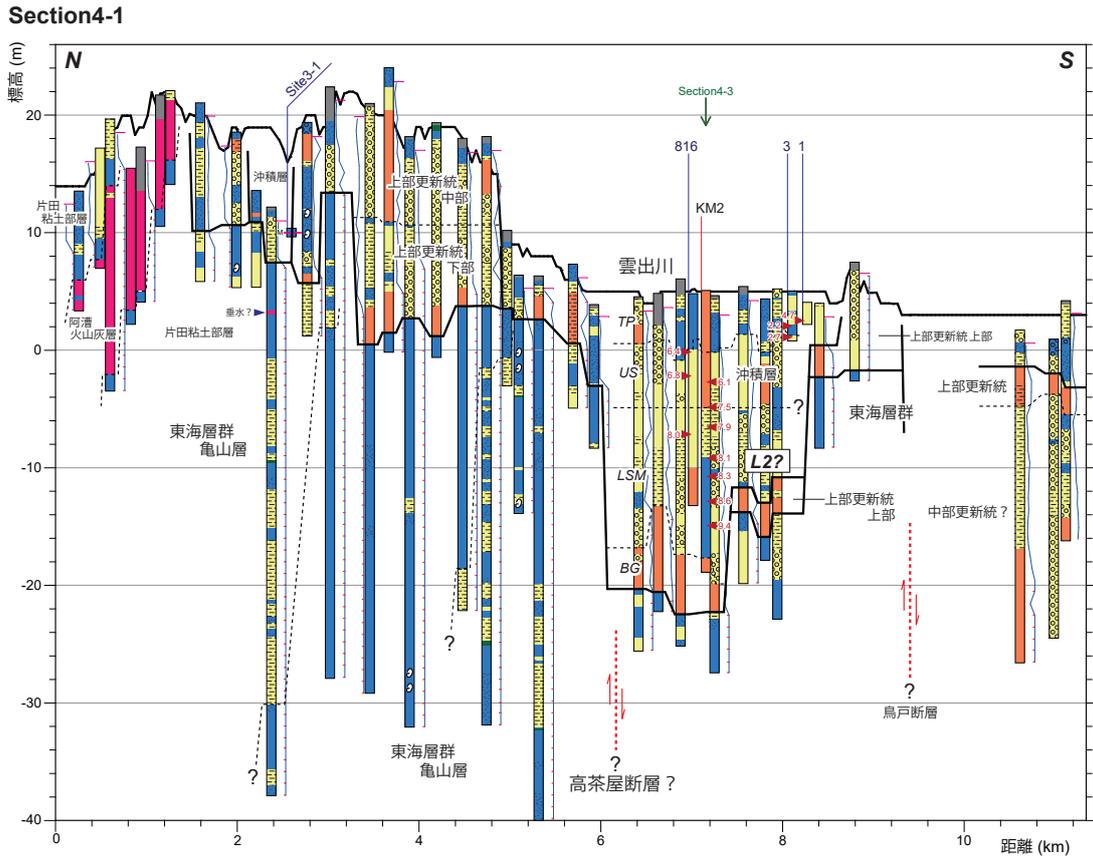
本地域では計3測線について地質断面図を作成し、沖積層、上部更新統、中部更新統及び東海層群が認められた（第20図）。地層解釈の際には、川瀬（2003）及びFunabiki *et al.*（2010）で報告されているボーリング資料や ^{14}C 年代測定値も参照した。

なお、本地域には高位段丘面I, II面が分布し、それらを構成する中部更新統が分布すると考えられる。しかしながら、これらの地形面に位置するボーリング資料が極めて少ないため、ここではそれらの特徴などについて言及できていない。見当山面（高位段丘I面）を構成する見当山層については、本報告書の小松原ほか（2025）において詳述する。

5.4.1 Section4-1

この断面は、中位段丘面～雲出川低地を南北方向に横断する長さ約11.2 kmの測線で、現在の海岸線から約3～5 km内陸側に位置する（第8図）。測線の北端部は丘陵が、その南側（北端から約1.2～5.0 km）には中位段丘面が分布する。測線南半分には雲出川あるいは三渡川の沖積低地が広がる。北端から約8.6～9.2 kmで低位段丘面を横断する。

本測線では、 N 値50以上の固結した泥岩または砂岩を主体とする地層が広く分布し、東海層群の一部であると考えられる。東海層群は測線北端部の丘陵で地表に露出するとされ（吉田ほか, 1995）、本測線での分布形態もそれを支持する。測線北端の約1.2 kmには、層厚最大20 mで淡灰色、淡青灰色あるいは淡黄灰色を呈する火山灰層（一部は火山灰質細粒砂を含む）が分布する。吉田（1987）及び吉田ほか（1995）の示した色調や層厚・分布などから、この火山灰層は阿漕火山灰層（Ak）に対比される。Akを含む東海層群は北～北東側に傾斜し、吉田（1987）などの示した地質構造と調和的である。Akの周辺の東海層群は砂泥質で一部に貝化石が含まれ、吉田ほか（1995）の片田粘土層に相当すると推定される。測線北端から約2.4 kmのボーリング資料では、標高3.1～3.4 mに灰白色の固結した火山灰層が認められる。本地域周辺における東海層群の火山灰層序（吉田, 1987；吉田ほか, 1995；田村ほか, 2005など）を参照すると、Ak層準よりも下位には4層の火山灰層が報告されており、それぞれAk層準の約6 m, 約40 m, 約90 m, 約190 m下位に分布すると推定されている（吉田ほか, 1995）。これらの火山灰層の特徴・層序・分布を参照すると、上述のボーリング資料で確認された火山灰層は垂水火山灰層（Ta, 約4.1Ma；里



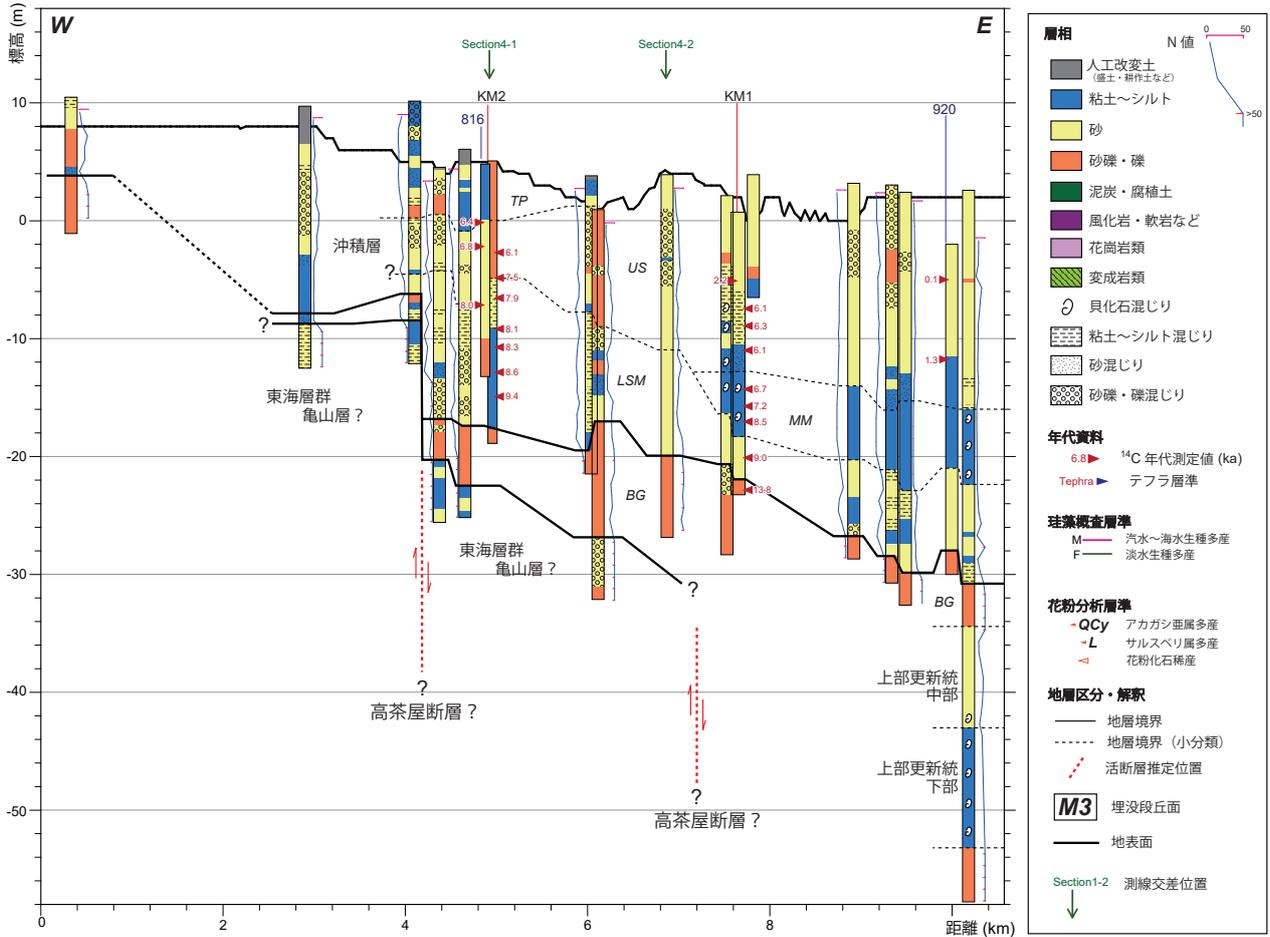
第 20 図 雲出川地域における地質断面図。

地点 1, 3, 103, 816, 920 及び KM-1, 2 コアの層相及び ^{14}C 年代測定値は、それぞれ川瀬 (2003), Funabiki *et al.* (2010) に基づく。 ^{14}C 年代測定値の詳細は第 1 表に示す。各ボーリング資料の位置は第 8 図に示す。

Fig 20 Geological section in the Kumozu River district.

Stratigraphy and radiocarbon ages of the sites 1, 3, 103, 816 and 920 and KM-1 and -2 cores are based on Kawase (2003) and Funabiki *et al.* (2010) respectively. Details of radiocarbon ages are shown in the Table 1. Location of borehole logs is shown in Fig. 8.

Section4-3



第 20 図 (続き)
Fig. 20 (continued)

口ほか, 2005 ; 田村ほか, 2005) に対比される可能性が高い (第 2 図). 本地域周辺において, 片田粘土部層は Ak を挟在し, Ta よりも上位に位置するとされる (第 2 図, 吉田, 1987). しかしながら, 本測線では Ta 層準よりも下位 (南側) にも塊状の泥質堆積物が分布し, その一部には貝化石が含まれる. 特に, 測線の北端から 2.8 ~ 4.0 km 付近では泥質堆積物が連続的に認められ, その層厚は少なくとも 25 m 以上に達する. 本層準は, 塊状・無層理で貝化石を含む泥が卓越することから, 片田粘土部層と同様に湖成層である可能性がある. 火山灰層などが確認されないため当該層準の層序学的位置づけは不確定であり, 本地域西側に分布する一志層群に対比される可能性も排除できないが, 層相や周辺の地層分布から判断して亀山層最下部の一部を成す可能性が最も高いと考えられる. 当該層準の分布範囲は, 佐藤智之ほか (2021) が重力探査結果から推定した基盤深度分布が周辺よりも窪んだ範囲にほぼ相当する. このことから, 津市久居周辺では片田粘土部層が Ta 層準よりも下位まで連続する可能性, あるいは片田粘土部層

よりも古い湖沼堆積物が存在する可能性などが考えられる. 第 20 図では前者の解釈を採用して図示している. 亀山層最下部の層序や堆積過程は, 第二瀬戸内期における一志断層系の活動史 (例えば吉田, 1992) を解明する上でも重要であり, 今後の課題としたい.

測線南端 (10.5 ~ 11.2 km 付近) では, 標高 -2 m 付近に暗灰色～黄褐色を呈し, N 値 30 前後の砂礫層が分布し, 一部は玉石を含む. この砂礫層の下位には N 値 10 ~ 30 程度の砂質シルト～砂層が分布し, 標高 -15 m 付近よりも下位では N 値 30 ~ 50 以上の砂礫層が分布する. この地層の層序学的位置づけは不明確であるが, 後述する櫛田川周辺の地下地質分布や色調, N 値などを考慮すると, 中部更新統に対比される可能性が最も高い. ただし, 最上部の砂礫層は低位段丘堆積物 (= 上部更新統上部) に, 下部の砂礫層は東海層群松阪礫層に対比される可能性は残されている.

中位段丘面の分布する範囲では, 上部更新統が東海層群を覆って分布する. 上部更新統は MIS5e 期の海進・海退に伴って堆積した海成または河成層と考えら

れる。高位段丘面の東側延長部にあたる測線北端から約 3.0 km 付近を境として、南北で異なる層相を示す。境界付近では、周辺に比べて東海層群が浅部まで分布しており、雲出川水系と相川水系との谷を区切っていたと推定される。境界よりも北側では、標高 13～15 m 付近よりも下位に、暗青灰色あるいは暗灰色を呈する泥質堆積物が分布し、一部には貝化石が含まれる。N 値 5～10 程度である。この層準は相川の河床（地点 3-1, 第 20 図）に露出しており、化石の保存状態は悪いものの、汽水～海水生珪藻が産出することから干潟堆積物と推定される。標高 13～15 m より上位では N 値 10～30 前後で黄褐色～褐色を呈する砂～砂礫が分布する。これらは木村（1971）の久居累層に対比され、下部が小野辺シルト部層に、上部が久居礫質部層にそれぞれ相当する（第 2 図）。小野辺シルト部層からは、*Crassostrea gigas* や *Trapezium liratum* などの潮間帯に棲息する貝化石が産出し（Araki, 1959；Shimakura, 1969）、上記の推論を支持する。他方、南側では基底部（標高 1～4 m 付近）には N 値 50 以上となる砂礫層が認められ、それを覆って N 値 10～20 前後を示す砂質堆積物（シルト質砂～砂礫混じり砂）が分布する。砂質堆積物は黄褐色あるいは赤褐色を呈する。砂質堆積物中の標高 11 m 付近には層厚 0.2～0.5 m の薄い砂質シルト層が挟在する。本稿ではこの層準を MIS5e の海進に伴う最大海氾濫面と解釈し、この下位を上部更新統下部、上位を上部更新統中部とした。南北での上部更新統の層相の違いは、雲出川と相川の河川規模の差を反映していると推定される。すなわち、小河川である相川水系では、MIS5e の海進にともなって溺れ谷が形成されたのに対して、雲出川沿いではデルタタイプの低地が発達したと考えられる。

測線南部に分布する低位段丘面では、黄褐灰色あるいは淡灰褐色を呈し、N 値 40～50 以上を示す礫混じり砂～砂礫が分布する。この地層は標高 -2 m 前後より上位に分布し、東海層群を直接覆う。地形や色調などの特徴から、低位段丘構成層と推定され、上部更新統上部に対比される。この北側では、測線北端から 7.5～8.0 km 付近の範囲で標高 -15～-12 m に砂礫層が連続的に分布する。砂礫層の色調は灰色～暗灰色を呈する。この砂礫層は後述する沖積層基底礫層よりも明らかに上位に位置しており、低海水準期に形成された埋没段丘の構成層である可能性が高い。埋没段丘面の形成時期は不明であるが、本稿では上部更新統上部に含めた。

なお、低位段丘面の南東端には撓曲崖が認められ、その基部に高茶屋断層が分布する可能性が指摘されている（第 8 図、中田・今泉, 2002；鈴木ほか, 2010；今泉ほか, 2018 など）。本測線では断層上盤側では東海層群が浅い部分まで分布するのに対して、低下側（南側）

で上部～中部更新統が厚く堆積している。この差異は断層活動による変位に起因する可能性がある。ただし、対比基準となる層準がないため、活断層の通過位置や変位量は不明である。また、中位段丘面の南側、測線北端から 6～7 km 付近は、高茶屋断層の伏在部が存在する可能性が指摘されている（鈴木ほか, 2010）。後述する Section4-3 においても基盤岩類の分布高度から活構造が存在する可能性が示唆される。以上の理由から、本測線では中位段丘面の南側に推定活断層を示した。

雲出川沿いの測線北端から 6.0～8.0 km 付近には沖積層が分布する。沖積層は、下位から順に BG, LSM, US, TP に細分される。現在の雲出川河道付近（測線北端から約 4.0～4.7 km 付近）で最も厚く、層厚約 25 m となる。ここでは沖積層の基底に N 値 40～50 以上を示す玉石混じりの砂礫層が分布し、層序・層相から BG に対比される。BG は KM2 コア（Funabiki *et al.*, 2010）のユニット 1.1 に相当する。BG の上位は、全体に N 値 5～30 程度を示す砂質堆積物が分布し、一般的な沖積層の層序区分のうち、中部泥層（MM 層）を欠く。層相のみに基づく LSM と US の区分は困難であるが、Funabiki *et al.* (2010) が KM2 コアのユニット 2（標高 -15～-5 m 付近）を塩性湿地～河口域で堆積した海成層と推定し、不明瞭ながら標高 -4 m 付近に最大海氾濫面（Max Flooding Surface）を認定していることを参照し、本稿では標高 -4 m 付近を境として、これより下位を海進期に堆積した河口（エスチュアリー）堆積物である LSM、上位をデルタフロント堆積物である US と解釈した。LSM からは 7.5～9.4 ka, US からは 6.1～6.8 ka の ¹⁴C 年代測定値がそれぞれ報告されている（第 1 表、第 13 図、第 20 図、川瀬, 2003；Funabiki *et al.*, 2010）。また、沖積層最上部は層相の側方変化が激しくデルタプレインの堆積物と推定され、TP として区分した。堆積時期は ¹⁴C 年代測定値から概ね 6 ka 以降と考えられるが（第 1 表、第 13 図、第 20 図、）、雲出川による侵食や転流の影響で堆積時期にもばらつきがある（川瀬, 2003）。測線南端（10.5～11.2 km 付近）の表層付近では、中部更新統を覆って N 値 0～10 前後の軟弱な砂泥質堆積物が分布しており、沖積層と推定される。その層厚は数 m 以下で、雲出川周辺に比べて小さい。後述する松阪地域における地下地質分布も考慮すると、この沖積層は US と TP に対比されると推定される。また、測線北端から 2.4 km 付近には中位段丘面の小規模な開析谷に N 値 5 以下の軟弱な砂泥層が分布しており、沖積層と解釈される。分布が小規模で資料が不足しているため、本稿では沖積層として一括して示した。

5.4.2 Section4-2

この断面は、現在の海岸線から約 0～2.5 km 内陸側

を北方向に横切る断面で、前述の Section4-1 よりも海側に位置する（第 8 図）。測線北端から約 2.6 km までは中位段丘面の海側に位置する。それよりも南側は雲出川及び三渡川の沖積低地が広がる。

測線北端から少なくとも約 1.7 km 付近のボーリング資料までは、標高 -10 m 以深に上部更新統が確認される。標高 -29 m 付近よりも上位は黄褐色を呈し、 N 値 20 ~ 40 程度のやや締まった礫混じりの砂質～砂礫質堆積物から成る。標高 -39 ~ -29 m 付近には N 値 10 ~ 20 程度で貝化石を含む泥質～砂質堆積物が分布する。これらは中位段丘面のすぐ海側に位置することや層相から中位段丘面を形成した古雲出川デルタの堆積物と考えられ、標高 -29 m 付近よりも下位が MIS5e の海進期の河口～プロデルタ堆積物、それよりも上位がデルタフロント堆積物または河川堆積物と推定される。以上から、本稿では標高 -29 m 付近を境として、下位を上部更新統下部、上位を上部更新統中部と解釈した。さらに下位の標高 -39 ~ -36 m 以深には砂質～砂礫質堆積物が分布する。この堆積物は、 N 値が 50 未満であることから東海層群ではなく、泥質堆積物の直下にみられることから MIS6 の低海水準期に堆積した河川堆積物の可能性が最も高いと考えられる。一部は中期更新世に堆積した可能性もあるが、本稿では一括して上部更新統下部に含めた。

他方、測線南部（北端から約 5.9 km 付近よりも南）では、標高 -12 ~ -6 m 付近に黄褐色を呈する砂礫質堆積物が側方に連続して分布する。これよりも下位には、黄褐色を呈し、 N 値 20 ~ 40 前後の砂質堆積物が分布し、一部に N 値 10 ~ 20 程度の泥質堆積物が含まれる。これらは、色調や沖積層に比べてやや締まっていることから、上部更新統の可能性が高いと考えられる。上部更新統の標高 -24 ~ -17 m 付近は泥質～砂泥質堆積物が卓越し、 N 値がやや低い。測線北端から約 6.6 km のボーリング資料では、この層準に含まれる標高 -23 ~ -19 m のシルト質細粒砂中に貝化石が含まれ、海成層の可能性が示唆される。本稿では標高 -21 ~ -17 m 付近を境として、下位を上部更新統下部、上位を上部更新統中部として解釈した。これらは平坦面を成すことから埋没段丘面（低位段丘 I 面？）である可能性もあるが、中位段丘 I・II 面の海側には海食崖が発達することから、波食台である可能性も残されている。上部更新統下部よりも下位には砂礫質堆積物が分布するが、 N 値は 50 未満であり、中部更新統に対比される可能性が高い。標高 -30 ~ -28 m 以深では N 値 50 以上の泥質～砂礫質堆積物が分布し、東海層群に対比されると推定される。測線南端では東海層群の上面がやや浅く、標高 -22 m 付近に位置する。なお、上部更新統最上部の砂礫質堆積物は低位段丘堆積物を含む可能性があるが、

堆積年代が不明であるため、本論では上部更新統中部として一括して示す。

上部更新統の上位及び雲出川沿いには、沖積層が分布する。雲出川沿い（測線北端から約 3.8 ~ 4.2 km）では、標高約 -20 m 以深に N 値 50 以上で暗緑灰色、黄青灰色を呈する砂礫層が分布し、BG であると推定される。BG の分布範囲（＝古雲出川の開析谷）は不明であるが、上述した上部更新統の分布からおおよそ 3 km 程度と推定される。BG よりも上位は主に砂質堆積物から成り、中部泥層（MM）は明瞭には認められない。砂質堆積物の色調は青灰～暗灰色で、 N 値 20 前後である。雲出川沿いでは層厚約 20 m、上部更新統の分布範囲では層厚 10 m 程度である。この砂質堆積物の一部には貝化石が含まれる。本測線の通過位置付近における MFS の高度（Funabiki *et al.*, 2010）を参照し、本稿では標高 -10 m 付近を境として LSM と US を区分した。上部更新統の分布範囲では、一部のボーリング資料の標高 -10 ~ -8 m 付近に泥質堆積物が分布しており、MM に対比される可能性がある。また、沖積層最上部の標高約 -1 m 以浅は層相の側方変化が激しく、デルタプレイン堆積物である TP と解釈した。測線北端から 6.8 km 付近の標高 -0.9 m からは 1,689-1,421 cal BP の年代測定値が報告されている（第 1 表、第 13 図、第 20 図、川瀬, 2003）。

高橋（1979）は雲出川下流低地の沖積層を細分し、その分布を示した。本測線の約 0.5 ~ 1.0 km 海側に位置する横断面を参照すると、BG 上面は雲出川沿いで最も深く、標高 -27 ~ -20 m 付近に位置し、本測線での分布と調和的である。また、雲出川下流低地の南北では BG 上面の分布高度は浅く、標高 -15 ~ -10 m 付近に位置する。これは、既に高橋（1979）が指摘するように埋没段丘面構成層と考えられ、本測線の上部更新統の分布とも矛盾しない。

5.4.3 Section4-3

この断面は、現在の海岸線から約 9 km 内陸側を起点とし、現在の雲出川及び雲出古川沿いを通り、海岸付近に至る縦断面図である（第 8 図）。測線全体が沖積低地内に位置する。鈴木ほか（2010）は高茶屋断層の南側延長部が雲出川の沖積低地内に伏在していると推定しており、本測線の西端から約 5 km 付近を通るトレースを示している。

本測線では、測線中央部（西端から 2.6 ~ 6.0 km 付近）に東海層群が分布する。 N 値 50 以上に達する固結した砂泥から構成される。分布標高は測線 4 km 付近を境に異なり、西側では標高 -10 m 付近、東側では標高 -25 ~ -20 m 付近に位置する。断面図中のボーリング資料には示されていないが、上述した Section4-2 の分布から、本測線でも少なくとも西端から 7 km 付近まで東海層群

が分布する可能性が高い。本測線で確認された東海層群上面の高度差の成因のひとつとして、西端から4 km付近に高茶屋断層の伏在部が存在する可能性が考えられる。ただし、後述するように、沖積層基底礫層 (BG) の堆積時の侵食の度合いの差に起因する可能性もあるため、今後、検討が必要である。

測線東端では標高-53.2～-43.0 m に泥質堆積物が分布し、それを覆って標高-34.4 m まで砂質堆積物が分布する。N値20～40程度で、色調は資料がないため不明である。標高-41 m 付近より下位では貝化石を含み、海成層と推定される。堆積年代を示す資料はないが、Section4-1 及び4-2 で確認された堆積物の特徴と類似することから、これらはそれぞれ上部更新統下部、上部更新統中部に対比される可能性が高いと推定される。仮にこの対比が正しいとすると、本断面図で確認された海成層の高度はSection4-1 の上部更新統下部に比べて明らかに低い。鈴木ほか (2010) が侵食によって高茶屋断層の断層崖が後退している可能性を示唆していることも考慮すると、海成層の高度差は高茶屋断層による変位に起因する可能性がある。本地質断面図では複数の断層変位の可能性も示唆される。津沖撓曲～高茶屋断層～鳥戸断層の区間の断層伏在部の位置が不明確であることも考慮すると、断層トレースが右ステップしている可能性も考えられ、津沖撓曲 (岡村ほか, 2013) の南側延長部に相当する可能性も考えられる。泥質堆積物の下位には砂礫質堆積物が分布し、中部更新統である可能性もあるが、資料が不足しているため本稿では上部更新統下部の一部として区分した。

東海層群または上部更新統の上位には、沖積層が分布する。測線西端から4 km 付近よりも下流側 (東側) では、標高-30～-20 m 付近に暗灰色～暗青灰色を呈する砂礫質堆積物が連続して確認できる。N値は30～50以上で、一部は玉石を含む。この砂礫質堆積物の上面は西端から4 km 付近では標高-17 m 付近、東端では標高-31 m 付近に位置し、下流側に向かって低下する。この層準はKM1 コアのユニット1 最下部、KM2 コアのユニット1.1 に対比される (Funabiki *et al.*, 2010)。KM1 コアの標高-22.88 m からは、14,023-13,609 cal BP の年代測定値が報告されている (第1表, 第13図, 第20図, Funabiki *et al.*, 2010)。以上から、この砂礫質堆積物は海退期の礫質河川堆積物と考えられ、BG に相当すると推定される。BG の上位は、LSM, MM, US 及びTP に細分される。LSM は暗灰色を呈する砂泥質堆積物から成り、N値は10～30程度を示す。測線東端では標高-23～-22m 付近に上面が位置し、内陸側に向けて徐々に高度を上げる。測線西端から6 km 付近よりも内陸側では一部に砂礫を含むようになる。LSM はKM1 コアのユニット1 上部、KM2 コアのユニット1.2

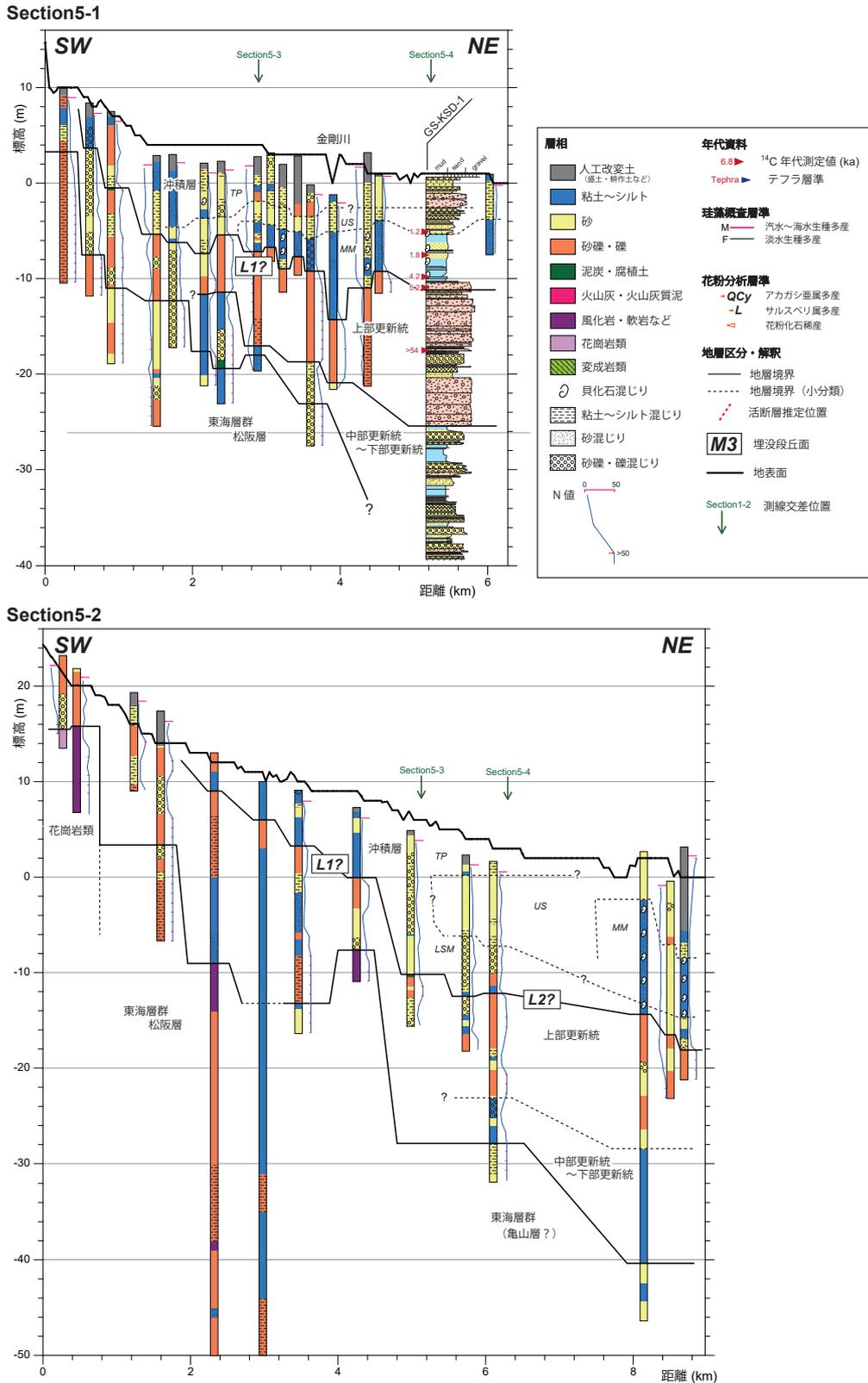
及びユニット2 に対比される。MM は測線西端から約7.2 km よりも下流側にLSM を覆って分布する。貝化石やウニ化石を含む泥質堆積物で、N値3以下と軟弱である。MM はKM1 コアのユニット2 及びユニット3.1 下部 (Funabiki *et al.*, 2010) に対比され、主にプロデルタ堆積物である推定される。KM1 コアのMM からは8.3～6.4 ka の¹⁴C年代測定値が報告されている (第1表, 第13図, 第20図, Funabiki *et al.*, 2010)。US はLSM またはMM を覆って分布し、主に暗灰色、暗青灰色、暗黄灰色などを呈する砂質堆積物から構成される。測線西端から約6 km よりも内陸側では砂礫をよく含む。N値は10～20前後である。Section4-2 よりも内陸側ではMM を欠くため、US とLSM の識別が困難である。川瀬 (2003) の地点816 及び920, Funabiki *et al.* (2010) のKM1, 2 コアの¹⁴C年代測定値 (第1表, 第20図) を参照すると、US は海側ほど新しい堆積年代を示す。層序・層相も考慮すると、US は雲出川デルタのデルタフロント堆積物と解釈できる。US の上位には、標高0 m 以下に泥質～砂礫質堆積物のTP が分布する。測線西端から4～5 km 付近ではUS との識別が可能であるが、それよりも海側では砂質堆積物が卓越しUS との区別が困難であり、US として一括して示している層準の表層部にはデルタプレイン堆積物が含まれる可能性がある。

5.5 松阪地域

本地域では計4 測線について地質断面図を作成し、地下地質として沖積層、上部更新統、中部～下部更新統、東海層群、一志層群及び花崗岩類が確認された (第21図)。地層解釈の際には中村 (1973) のM3 コア、M5 コアも参照した。なお、本地域東端では一志層群が含まれる可能性があるが、対比が定かでない。

5.5.1 Section5-1

この断面は、榑田川河口左岸側から駅部田付近まで、現在の海岸線から南南西方向に約6 km 内陸側に至る縦断面図である (第9図)。測線南端から約1 km までは更新世段丘を、それよりも北側は沖積低地を横切る。測線南端から1.0～3.5 km 付近では、N値50以上となる砂及び砂礫を主体とし一部に泥層を含む堆積物が認められる。松阪地域の丘陵には、東海層群最下部の松阪礫層または一志層群下部の榑田層・波瀬層が分布する (木村, 1968; 恒石, 1970; 森, 1970b; 吉田, 1990; 西岡ほか, 2010)。松阪礫層は礫層を主体とし、高位段丘の下位または丘陵の北縁部に分布する。他方、本地域における榑田層・波瀬層は砂岩または泥岩を主体とし、榑田川左岸の松阪市山添付近及び阪内川左岸の松阪市丹生寺町周辺に分布する (柴田, 1967; 木村, 1968; 恒石, 1970)。本測線では砂礫を多く含むことから、

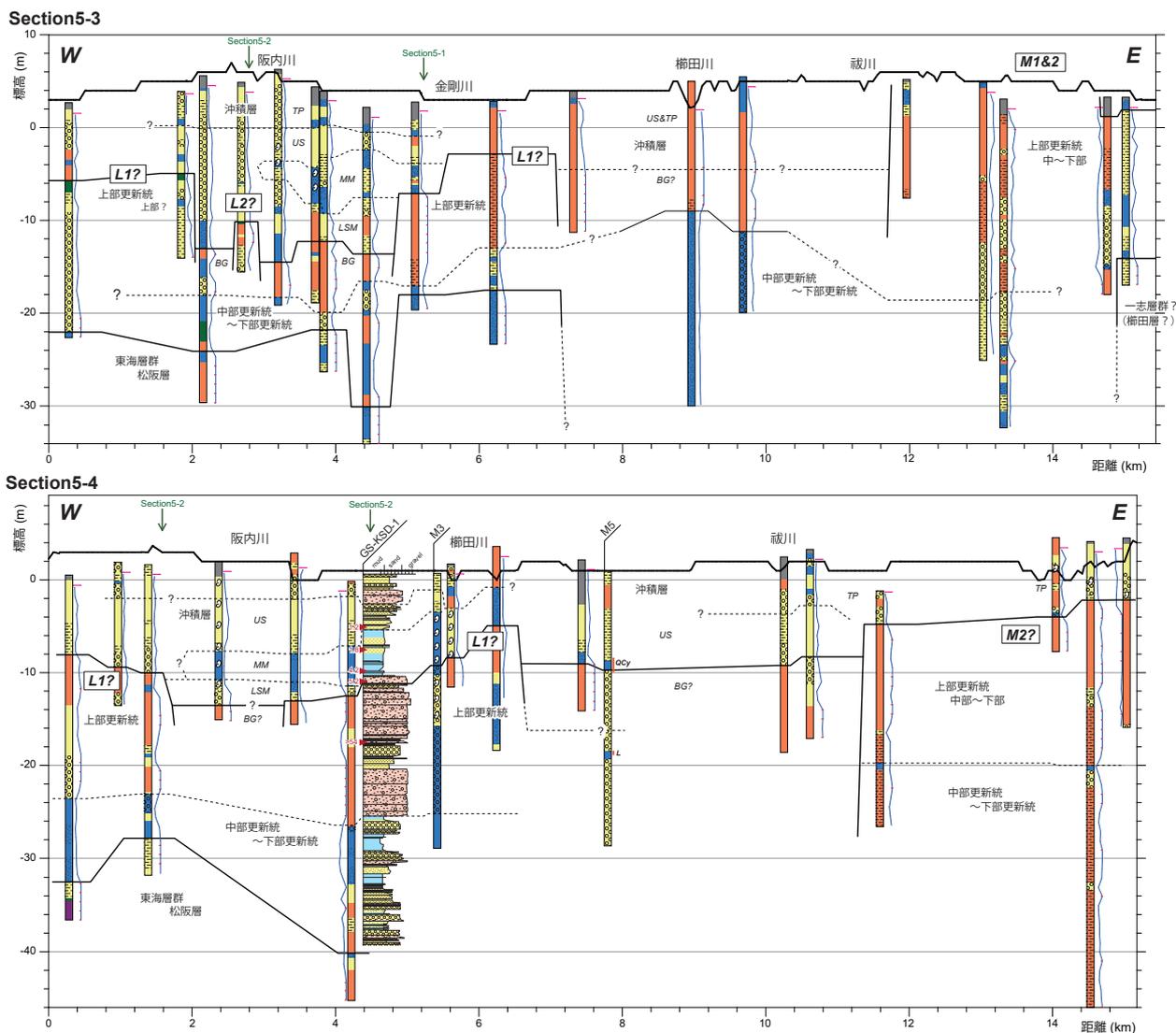


第 21 図 松阪地域における地質断面図。

GS-KSD-1 コアの層相の凡例は第 14 図と同じ。 ^{14}C 年代測定値の詳細は第 1 表に示す。 M3, M5 コアの層相は中村 (1973) に基づく。 各ボーリング資料の位置は第 9 図に示す。

Fig 21 Geological section in the Matsusaka district.

The legend on stratigraphy of the GS-KSD-1 core is same as in the Fig. 14. Details of radiocarbon ages are shown in the Table 1. Stratigraphy of the M3 and M5 cores are based on Nakamura (1973). Location of borehole logs is shown in Fig. 9.



第 21 図 (続き)
Fig. 21 (continued)

東海層群松阪礫層に対比される可能性がより高い。このことは、GS-KSD-1 コアのユニット KSD1-1 最下部(深度 38.1 m)で新第三紀植物群の *Metasequoia* の産出が認められること(第 14 図)からも支持される。以上から、本測線では東海層群松阪礫層として解釈した。ただし、波瀬層の最下部には砂礫を主体とする矢下砂礫部層が含まれるため、断定的ではない。

その上位には、未固結で泥～砂を含む堆積物が認められる。この層準は GS-KSD-1 コアのユニット KSD1-1 に対比され、花粉分析結果から MIS6 以前に堆積した可能性が高く(第 14 図)、中部～下部更新統と考えられる。ユニット KSD1-1 では泥層・砂礫層の互層が認められ、氷期・間氷期サイクルに対応している可能性が示唆されるが、各泥層の陸側への連続性は不明確で、不整合が存在する可能性もある。測線南端から約 1.5 km より

南側では上述した東海層群松阪礫層の上位に砂礫質堆積物が厚く分布し、中部～下部更新統に対比される可能性もあるが、連続性が悪く本層準との対比は不明確である。また、本測線の南側には高位段丘面が分布しており、本層準はその構成層(= 駅部田礫層, 木村, 1968)に対比される可能性もある。

標高 -25 ~ -11 m 付近よりも上位では砂礫層が比較的連続して分布する。Section 5-3 及び 5-4 における砂礫層の分布(後述)から、本層準は沖積層基底礫層(BG)よりも上位に位置していると推定される。この層準は GS-KSD-1 コアのユニット KSD1-2 に対比される。ユニット KSD1-2 の解析結果から、標高 -20 m 付近よりも上位は MIS5c ~ 3 に堆積した可能性が高く、上部更新統中部と考えられる。これより下位の砂礫層は MIS6 に堆積した可能性がある。また、本層準は内陸側では低位

段丘構成層に連続するように分布しており、一部に上部更新統上部を含む可能性もある。以上から、本測線では、本層準を上部更新統として解釈した。

標高-11 m 付近よりも上位には沖積層が分布する。測線南端から約 2.8 km より下流側では N 値 0～5 前後の泥質堆積物が分布し、一部は貝化石を含む。本層準は GS-KSD-1 のユニット KSD1-3 及び 4 に対比され、主に縄文海進に伴う内湾堆積物の MM と解釈される。なお、ユニット KSD1-3 など、本層準の最下部には LSM に対比される可能性のある砂質あるいは砂礫質堆積物の認められる地点もあるが、これらは側方への連続性が不明確であることから本測線では MM に含めた。その上位の標高-5 m 付近よりも上位には、主に砂質堆積物が分布し、GS-KSD-1 コアのユニット KSD1-5 に対比される。砂礫質及び泥質堆積物は主に測線南端から約 3.6 km よりも内陸側に顕著に認められ、おおよそ標高-5～-2 m 付近よりも上位に分布する。ユニット KSD1-5 の解析結果も考慮すると、本層準の砂質堆積物はデルタフロント堆積物の US に対比される。他方、表層の砂礫質・泥質堆積物を含む層準はデルタプレイン堆積物の TP と考えられる。泥質堆積物は N 値 3 以下と軟弱で、後背湿地堆積物と推定される。

5.5.2 Section5-2

この断面は、松阪港付近から阪内川に沿って南西側に向う約 9.0 km の縦断面である（第 9 図）。Section5-1 の約 1.5～3.0 km 西方に位置し、測線全体が阪内川の沖積低地に位置する。

本測線の最下部には基盤岩類が分布する。測線南端から約 0.4 km では、ボーリング資料に白黒斑の軟岩・風化岩が報告されており、周辺の地質分布（西岡ほか、2010）も考慮すると花崗岩類である可能性が高い。これよりも下流側では、主に固結した砂～砂礫から成る堆積物が分布する。砂礫を主体とすることから東海層群松阪礫層に対比される可能性が高い。測線南端から 6 km 付近よりも北側では砂泥質となることから、亀山層に対比される可能性がある。

測線南端から約 6 km よりも南側では、東海層群を覆って未固結の砂泥層が分布する。本測線では 2 地点のみでしか認められないものの、この砂泥層は一部砂礫を含み、 N 値 10～40 程度で、色調は淡青灰色や褐色である。後述する横断面図（Section5-4）から、この層準は GS-KSD-1 コアの MIS5～8 と推定される層準に連続する可能性が示唆されることから、この層準は中部更新統～下部更新統と解釈した。測線南端から 6 km よりも陸側では、この層準の分布が不明確である。測線南端から 2.3～3.6 km 付近にも泥質堆積物が分布しており、中部更新統に対比される可能性はある。

中部更新統の上位には砂礫を主体とする堆積物が分布する。その上面高度は陸側へ浅くなる傾向を示し、現在の海岸付近では標高-18 m 付近、測線南端から 4.2 km 付近では標高 0 m 付近である。測線 1.6 km 付近より陸側では現在の地表面に連続するように分布する。 N 値は砂礫を主体とする層準で 40～50 以上、砂泥質の層準で 10～15 程度で、色調は淡灰色、暗灰色、青灰色などである。本層準は玉石を含まないことから沖積層基底礫層（BG）ではなく上部更新統に対比され、埋没段丘面（低位段丘面）の構成層と考えられる。測線南端から約 5 km のボーリング資料では本層準最上部に有機質土層があり、埋没段丘面構成層とする解釈を支持する。また、礫層中に挟在する砂泥質な層準は、GS-KSD-1 コアと同様に、MIS5 期の堆積物に対比される可能性がある。ただし、本層準の最上部は MIS4 以降に堆積した可能性を排除できないため、上部更新統として一括した。測線 4.2～5.0 km 付近を境として上面高度が不連続になることから、複数の埋没段丘面が分布する可能性がある。陸側（測線 4.2 km より南側）では地表付近に滑らかに連続するように見える。測線南端の周辺の丘陵縁辺には低位段丘が点在することから、わずかに沖積低地に埋没した低位段丘面の構成層である可能性がある。

その上位には沖積層が認められ、LSM、MM、US、TP に細分される。本測線では明瞭な沖積層基底礫層が認められず、上部更新統を LSM より上位の堆積物が直接覆う。LSM は海岸線付近に分布し、後述する US に比べて淘汰が悪く、泥・砂礫混じりの砂質堆積物から成る。 N 値は 10～20 程度である。測線南端から 5.7 km 付近よりも海側では上位の US 及び MM と区別される地点が多いが、同 5.0 km 付近の地点では LSM と TP の砂礫質堆積物が癒着しており、区分が不明瞭である。MM は海岸線付近にのみ分布し、貝化石混じりの泥質堆積物から成る。MM の基底は標高-15 m 付近で、上面は標高-8～-3 m 付近である。US はシルト質細粒砂～細粒砂を主体とし、 N 値 5～15 程度である。不明瞭ではあるが、下位でやや泥質であることから上方粗粒化する傾向が読み取れ、デルタフロント堆積物であると推定される。海岸付近では MM を覆って堆積すると考えられるが、その連続性は不明確である。TP は砂あるいは泥から成る。測線南端から 6.0 km 付近より陸側に厚く分布し、同 4.2 km より陸側では泥質堆積物が主体となる。地表の微地形分布も考慮すると、デルタプレインまたは氾濫原堆積物と推定される。

5.5.3 Section5-3

この断面は、現在の海岸線から約 2.5～3.5 km 内陸側を西北西～東南東方向に延びる測線長 15.4 km の横断

面である(第9図)。測線東端の約3.5 kmは中位段丘面(明野原面)に位置し、それよりも西側は櫛田川、阪内川などの沖積低地に位置する。

測線最下部には、 N 値50以上に達する泥、砂、砂礫から構成され、周辺の地質分布(木村, 1968; 西岡ほか, 2010)から一志層群または東海層群に対比される可能性が考えられる。測線東端のボーリング資料では、標高-14 m以深に暗灰色～黄褐色を呈する固結したシルト混じりの砂質土が認められる。木村(1968)によれば、本測線の約2 km南側に位置する丘陵に、一志層群櫛田層とその一部を覆って東海層群松阪礫層が分布する。櫛田層は主に中粒～粗粒砂岩から構成され、一部に礫岩層が含まれる。他方、松阪礫層は主に礫岩から成り、一部に泥岩が含まれる。資料が少ないため、本測線東端での正確な地層対比は困難であるが、上記の木村(1968)の特徴をふまえると一志層群櫛田層に相当する可能性がやや高いと考えられる。一方、測線中央よりも西側では標高-20 m付近よりも下位に固結した砂礫または泥から成る堆積物が認められ、Section5-1、5-2の地層分布を考慮すると、東海層群松阪礫層に対比されると推定される。

その上位には、主に未固結～半固結する砂泥質堆積物が分布し、中部～下部更新統と推定される。 N 値10～30前後の砂泥質堆積物を主体とし、一部に礫混じり砂～砂礫層を挟む。色調は暗緑灰色や黄灰色などで、砂礫質な層準では褐色～黄褐色を帯びる。測線西端から約4.4 km付近では谷状の分布を示し、その海側延長部はGS-KSD-1コアに続くことと推定される。本層準の層厚は地点ごとの差が大きく、櫛田川の河床付近では砂礫混じりの泥層が厚く堆積し、その基底深度は不明である。堆積年代を示す資料が不足しているため断定できないが、色調や N 値、後述する上部更新統に覆われること、Section5-2におけるGS-KSD-1コアとの連続性から、本層準は中部～下部更新統に対比される可能性が最も高い。本層準の一部は駅部田礫層(木村, 1968)に対比される可能性がある。

さらに上位には上部更新統が分布する。祓川よりも東側では中位段丘I及びII面を構成し、木村(1968)の明野礫層に対比され、上部更新統中～下部と推定される。本層準は主に砂礫から成り、暗黄灰色、暗黄褐色を呈し、後述する沖積層の砂礫層(BGなど)とは色調の違いによって区別される。また、シルト・粘土混じりの淘汰が悪い砂礫層を含む。測線西端から6.2 km付近より西側では、上面が標高-5 m付近に位置し、埋没段丘面(低位段丘I面?)を構成する。阪内川左岸では砂質堆積物が優勢であり、最上部には有機質土が分布する。

沖積層は阪内川及び櫛田川沿いに分布し、BG,

LSM, MM, US及びTPに細分される。阪内川沿いでは、沖積層最下部に灰色を呈する N 値40～50以上の砂礫層が認められ、一部は玉石混じりとなることからBGと解釈される。その上面高度は標高-14～-12 m付近に位置する。一方、櫛田川沿いでは、中部～下部更新統の上位の大部分が砂礫層から成り、その一部にBGを含む可能性がある。BGとその上位の地層境界は不明であるが、 N 値や玉石を含む層準の分布高度を考慮し、本稿では標高-5 m付近をBG上面とした。阪内川沿いでは、BGを覆って砂泥を含み、 N 値が10前後となる堆積物が認められ、LSMと解釈した。現在の阪内川河床よりも東側では、LSMの上位に貝化石混じりで N 値10以下の泥質～砂泥質堆積物が分布し、MMと解釈した。MMの上面は標高-3 m付近で、層厚2～6 m程度である。MMは阪内川よりも西側には認められず、LSMとUSが癒着する。US及びTPは礫混じりの砂層を主体とする。標高0 m付近よりも上位は泥質堆積物が分布することから、氾濫原～デルタプレイン堆積物である可能性がある。一方、櫛田川沿いでは砂礫が卓越するため、LSMより上位の地層の細分が困難である。玉石を含まず、 N 値がやや低くなる標高-5 m以浅は、海進期に堆積した可能性が高く、ここではUS及びTPとして一括して解釈した。

5.5.4 Section5-4

この断面は、現在の海岸線から約0～1.2 km内陸側を西北西～東南東方向に延びる測線長15.2 kmの横断面である(第9図)。測線全体が櫛田川、阪内川などの沖積低地に位置する。

本測線の最下部には N 値50以上の砂～砂礫層が認められ、東海層群に対比されると推定される。その分布高度は標高-40～-30 m以深である。測線西端から約4.2 kmの地点では砂礫が多く、松阪礫層に対比される可能性が高い。他方、約1.4 kmよりも西側では砂泥質堆積物が卓越しており、亀山層に対比される可能性がある。祓川よりも東側ではボーリング資料が少なく、東海層群あるいは一志層群などの基盤岩類の対比や分布は不明である。少なくとも標高-46 m付近まで未固結堆積物が分布しており、これらの分布高度はそれよりも深いと推定される。

櫛田川よりも西側では、東海層群の上位に中部～下部更新統が分布する。この地層は N 値10～20程度の砂泥質堆積物を主体とし、その上面高度は標高-26～-24 m付近に位置する。ユニットKSD1-1の解析結果から、MIS8及びMIS6の堆積物を含む可能性が高い。櫛田川よりも東側では、標高-20 m付近よりも下位に、 N 値30～40程度で黄褐色を呈する砂礫質堆積物が分布し、ところどころ砂礫混じり砂層～泥層の薄層を挟在

する。後者のやや細粒な層準は、GS-KSD-1 コアのユニット KSD1-1 における間氷期堆積物に対比される可能性もあるが、資料が少ないため詳細は不明である。

その上位には上部更新統と推定される砂礫質堆積物が分布する。N 値 40 ~ 50 以上の砂礫を主体とし、黄灰色～淡褐色を呈する。阪内川～櫛田川左岸では、上面高度が標高 -12 ~ -8 m 付近に位置し、櫛田川沿いではやや上面高度が標高 -5 m 付近とやや高い。これらの一部は埋没段丘面を構成している可能性がある。測線西端から約 5.5 km に位置する M3 コアでは礫混じり砂に貝化石が含まれ（中村, 1973）、一部に海成層が含まれる可能性がある。標高 -20 ~ -15 m 付近はやや細粒で、GS-KSD-1 コアのユニット KSD1-2 における MIS5c 層準に対比される可能性がある。測線西端から約 7.8 km に位置する M5 コアでも砂礫混じり砂層中に挟在する泥質堆積物が認められ、同層準から *Tsuga*, *Abies*, *Ulmus* などに随伴して *Lagerstroemia* が 1.0 % 程度で産出することが報告されており（中村, 1973）、これらの堆積物は MIS5e ~ 5c に堆積した可能性が高いと推定される。櫛田川右岸では N 値 45 ~ 50 以上の砂礫質堆積物から成る。周辺の地形分布から、これらは沖積低地下に埋没した中位段丘 I または II 面と考えられ、木村（1968）の明野礫層に対比される。すなわち、櫛田川右岸側の上部更新統は、上部更新統中～下部に対比されると推定される。

最上部には沖積層が分布し、BG, LSM, MM, US 及び TP に細分される。BG は阪内川沿い及び櫛田川沿いに分布する。灰色あるいは暗灰色を呈する砂礫から構成され、しばしば玉石を含む。BG の上面高度は、阪内川沿いで標高 -14 ~ -12 m 付近、櫛田川沿いでは標高 -9 m 付近に位置する。LSM は阪内川沿いで認められ、暗灰色を呈する N 値 10 ~ 40 程度の礫あるいはシルト混じりの砂質堆積物から成り、一部貝化石を含む。BG の直上に位置することから、海進初期の氾濫原～河口域の堆積物と推定される。阪内川沿いでは、LSM の上位に N 値 5 以下の軟弱な貝化石混じりの泥質堆積物が分布し、内湾堆積物の MM と解釈される。MM は測線西端から 2.4 ~ 5.8 km の範囲に限られ、その上面高度は標高 -8 ~ -2 m 付近に位置する。さらに上位には、暗灰色を呈する N 値 10 ~ 20 程度の砂質堆積物が分布する。一部は貝化石を含む。また、下位ではシルト混じりでやや細粒であり、N 値は上位に向けて増加する傾向を示す。M5 コアの US 最下部の細粒層準では、*Quercus subgen. Cyclobalanopsis* が 20 ~ 40 % の産出頻度を示し、*Abies* や *Quercus subgen. Lepidobalanus* を随伴することが報告されている（中村, 1973）。これらの特徴からデルタフロント堆積物の US と解釈される。標高 -2 m 付近よりも上位では、砂礫混じりの砂質堆積

物が主体となり、TP と解釈される。周辺の地形分布も考慮すると、この地層はデルタブレインあるいは浜堤構成層と推定される。

5.6 宮川地域

本地域では計 4 測線について地質断面図を作成し、地下地質として沖積層、上部更新統、中部更新統、一志層群、三波川変成岩類が確認された（第 22 図）。地層の解釈には、川瀬（2012）で示されたボーリング資料や年代測定値も参照した。

上部更新統は平野北部に広く分布し、複数の埋没中位段丘面あるいは埋没低位段丘面を構成している。上部更新統の下位には中部～下部更新統が分布している可能性もあるが、堆積年代に関する確実な証拠が得られておらず、層位対比は定かではない。

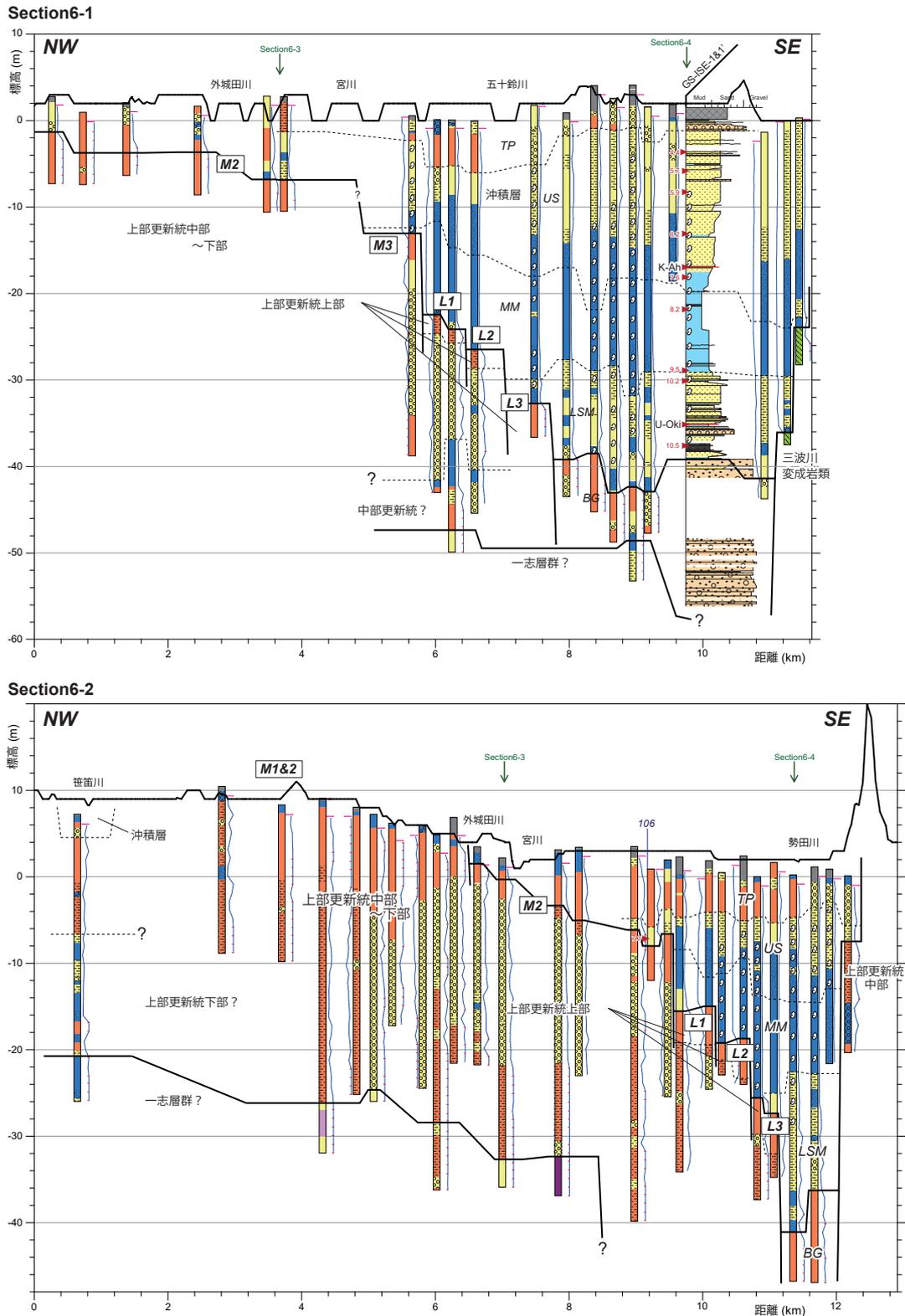
5.6.1 Section6-1

本測線は低地を北西～南東方向に横断し、現在の海岸線にほぼ沿う長さ約 11.6 km の測線である（第 10 図）。測線南東端は伊勢市二見の夫婦岩近傍に位置する。

測線南東端では、標高 -36 ~ -24 m で深に N 値 50 以上の緑灰色を呈する固結した軟岩・風化岩が分布する。色調や周辺の地質分布（西岡ほか, 2010 ; 内野ほか, 2017）から、これらは三波川変成岩類と推定される。最上部は風化により N 値が低くなっている。

測線北西端から約 6.3 ~ 9.0 km 付近では、N 値 50 以上の固結した砂泥質堆積物が分布する。この地層の上面高度は標高 -48 m 前後で、一部は後述する沖積層によって下刻されていると推定される。ボーリング資料の掘削深度不足のため、基底深度は不明である。岡村ほか（2023）は、測線の北西端から約 5.5 ~ 6.8 km 付近において標高 -40 m 付近よりも下位に比較的淘汰の良い極細粒砂～細粒砂の砂岩が分布することを報告し、周辺の地質分布から一志層群高倉層（山田, 1953 ; 木村ほか, 1965）の一部と解釈した。岡村ほか（2023）が海岸付近で一志層群高倉層の上面高度が浅くなる傾向を示したことも考慮すると、本層準も一志層群高倉層に対比される可能性が高いと考えられる。この推論は、堀川ほか（2008）による一志層群の上端深度分布とも矛盾しない。

測線北西端から約 6.0 ~ 6.5 km 付近では、一志層群高倉層の上位、標高 -48 ~ -40 m 付近に N 値 15 ~ 40 前後の砂泥質堆積物を主体とする堆積物が分布する。一部、砂礫質の層準では N 値 50 以上を示すものの、下位の一志層群よりも N 値が明らかに低いことから、中部更新統に対比される可能性がある。ただし、本層準については分布が断片的に確認できるのみで資料に乏しいため、層序対比については検討の余地があり、東



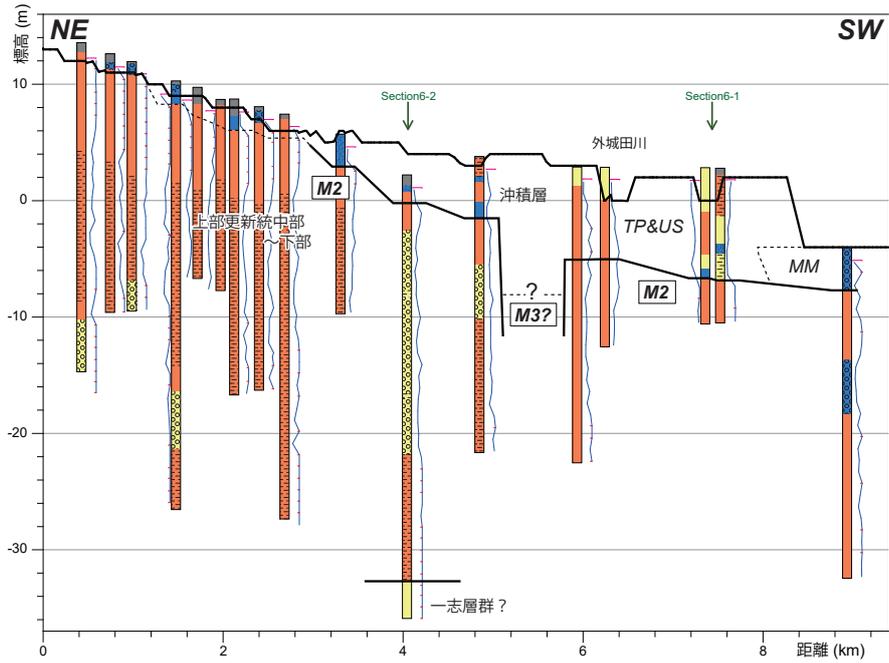
第 22 図 宮川地域における地質断面図。

GS-ISE-1' コアの層相の凡例は第 15 図と同じ。地点 106 及び 202 の層相と ^{14}C 年代測定値は川瀬 (2012) に基づく。 ^{14}C 年代測定値の詳細は第 1 表に示す。各ボーリング資料の位置は第 10 図に示す。

Fig 22 Geological section in the Miyagawa River district.

The legend on stratigraphy of the GS-ISE-1' core is same as in the Fig. 15. Stratigraphy and radiocarbon ages of the sites 106 and 202 are based on Kawase (2012). Details of radiocarbon ages are shown in the Table 1. Location of borehole logs is shown in Fig. 10.

Section6-3



層相

- 人工改変土 (盛土・耕作土など)
- 粘土〜シルト
- 砂
- 砂礫・礫
- 泥炭・腐植土
- 風化岩・軟岩など
- 花崗岩類
- 変成岩類
- 貝化石混じり
- 粘土〜シルト混じり
- 砂混じり
- 砂礫・礫混じり

年代資料

- 6.8 ^{14}C 年代測定値 (ka)
- Tephra ▲ テフラ層準

珪藻化石層準

- M 汽水〜海水生種多産
- F 淡水生種多産

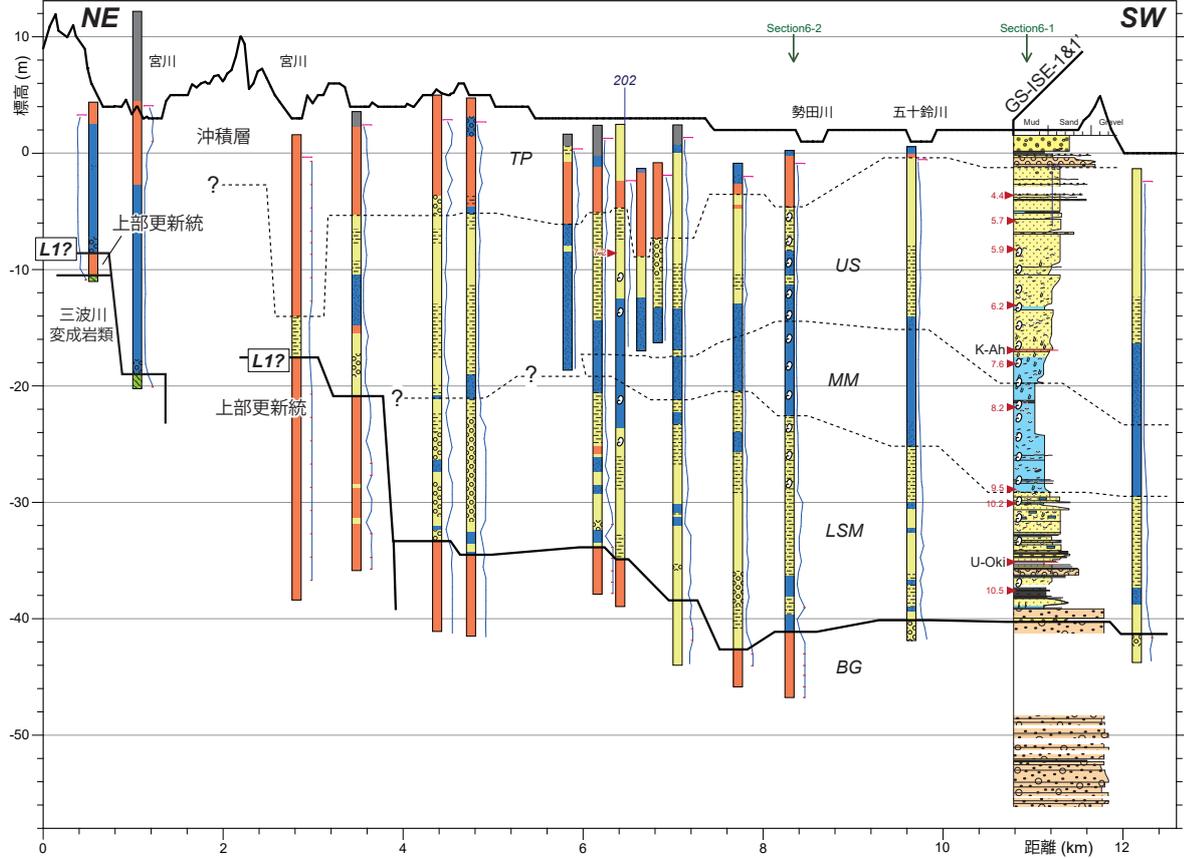
花粉分析層準

- acy アカガシ垂属多産
- L サルスベリ属多産
- △ 花粉化石稀産

地層区分・解釈

- 地層境界
- - - 地層境界 (小分類)
- ⋯ 活断層推定位置
- M3 埋没段丘面
- 地表面
- Section1-2 測線交差位置

Section6-4



第 22 図 (続き)

Fig. 22 (continued)

海層群の一部に対比される可能性も排除できない。

さらに上位には、 N 値 20 ～ 50 程度の厚い砂礫質堆積物が分布する。この地層は周辺の地形分布や後述する沖積層との関係から、上部更新統に対比されると考えられる。上部更新統の上面は、北西側から南西に向かって階段状に低下する形態を示し、複数の埋没段丘面を成していると推定される。測線北西端から約 0 ～ 4.0 km 付近では標高 -6 ～ -4 m 前後、約 5.6 km 付近では標高約 -13 m、約 6 km 付近では標高約 -24 m、6.4 km 付近では標高約 -26 m、7.2 km 付近では標高約 -33 m に位置する。宮川沿いでは 2 ～ 3 段の中位段丘面が分布しており、その分布を考慮すると、測線北西端から約 0 ～ 4.0 km 付近は中位段丘 I 面または II 面、約 5.6 km 付近は中位段丘 III 面に対比される可能性が高く、これらを構成する地層は上部更新統中部～下部に対比される。両段丘面は、それぞれ川瀬 (2012) の埋没平坦面 I 面、II 面に相当する。本測線では、上部更新統を貫くボーリング資料が少ないため、これらの地層中に明確な海成層を確認できていない。このため、上部更新統中部と下部の境界は不明である。他方、測線北西端から約 6 km 付近よりも南西側の平坦面は、低位段丘面に対比される可能性が高く、平坦面最上部の砂礫層は上部更新統上部に対比した。宮川流域では、上流域(三重県大台町佐原よりも上流)において、MIS3 以降に形成された 3 面の段丘面が分布しているとされおり(植木, 2015)、本測線で確認された埋没段丘面とも調和的である。

宮川沿いでは層厚 40 m 以上に達する沖積層が分布し、それは BG, LSM, MM, US, TP に細分される。最下部の BG の分布範囲は狭く、測線北西端から約 7.8 ～ 10.8 km 付近に限られ、その上面高度は標高 -40 m 付近に位置する。BG は主に暗灰色を呈する玉石混じりの砂礫から構成され、 N 値は 50 以上に達する。BG は GS-ISE-1 及び 1' コアのユニット ISE1-1 に対比され、その基底深度は最大で標高 -56 m よりも深い可能性がある。BG の上位には LSM が分布し、一部に貝化石を含む砂泥質堆積物から成る。LSM は、GS-ISE-1 及び 1' コアのユニット ISE1-2 に対比され、海進時の河口域の堆積物と推定される。LSM の上面高度は標高 -30 m 付近に位置し、一部は低位段丘面を覆って分布する。さらに上位には貝化石混じりの泥質堆積物から成る MM が分布し、その上面高度は標高 -25 ～ -15 m 付近に位置する。MM は GS-ISE-1 及び 1' コアのユニット ISE1-3 に対比され、鈴木・日吉 (1962) の四日市港層、川瀬 (2012) の中部泥層に相当する。MM の上位には砂混じりシルト～砂から構成される US が分布する。本測線では GS-ISE-1 及び 1' コアのユニット ISE1-4 との対比から、砂混じりシルトも US に含めた。TP は砂礫混じり砂～砂

礫から構成される。ユニット ISE1-5 の解析結果や周辺の地形分布から、TP は主に浜堤や砂嘴構成層と推定される。五十鈴川沿いでは TP の基底が谷状に深くなっており、河川チャネル堆積物の可能性がある。

5.6.2 Section6-2

本測線は明和町斎宮付近から勢田川右岸の山地に至る測線長約 12.4 km の北西～南東方向の断面図である(第 10 図)。測線北西端から約 0 ～ 5.0 km は中位段丘 I 面または II 面を、同約 5.0 ～ 6.4 km で中位段丘 III 面、同 6.8 km 付近で中位段丘 II 面を横切り、それよりも南西側では宮川下流低地を横切る。また、測線南東端では三波川変成岩類から成る山地を横切る。

本測線の中央より北西側では、最下部(標高 -32 ～ -20 m 以深)に N 値 50 以上の固結した泥～砂礫が分布し、一志層群高倉層に対比される可能性が考えられる。測線北西端から約 4.4 km の地点では、灰～褐灰色を呈する砂岩中に、砂混じりの風化花崗岩が認められる。この地点のすぐ西側には領家深成岩類の花崗閃緑岩が分布しており(西岡ほか, 2010)、この風化花崗岩はその一部に対比される可能性もあるが、砂岩層に挟在することや砂混じりであることも考慮すると、花崗閃緑岩に由来する転石の可能性も考えられる。資料不足のため、本稿では後者の可能性を考慮して一志層群高倉層の一部として表現した。

一志層群高倉層の上位には、 N 値 50 未満の泥～砂質堆積物を含む堆積物が分布し、中位段丘 I 面または II 面を構成する。すなわち、これらの地層は上部更新統に対比される。本測線では、上部更新統は黄褐色、茶褐色あるいは褐灰色を呈する砂礫混じり砂～シルト混じり砂礫から主に構成され、一部は玉石を含む。下部(標高 -20 ～ -15 m 以深)と上部(標高 -5 ～ 0 m 以浅)は砂礫主体となり、その間は砂主体でやや細粒となる。測線北西端では標高 -17 ～ -7 m 付近に N 値 5 ～ 15 程度のやや軟弱な砂泥質堆積物が分布する。これは松阪地区 Section5-3 の測線南東端の標高 -14 ～ -7 m 付近にみられる砂泥質堆積物に対比される可能性が高い。分布が局所的であり、堆積年代を示す資料も得られていないが、層序・層相から MIS6 ～ 5 の海進期に堆積した上部更新統下部に対比される可能性もある。測線北西端から約 6.4 km よりも北西では中位段丘面を構成することから上部更新統中部～下部に対比される。また、同約 6.4 ～ 9.6 km は標高 -6 ～ -4 m 付近に埋没平坦面が認められ、周辺の地形面との連続性から中位段丘 II 面に対応すると推定される。したがって、この構成層は上部更新統中部～下部に対比される。なお、この中位段丘 II 面は川瀬 (2012) の埋没平坦面 II 面に対比される。測線北西端から 9.6 ～ 11.1 km 付近ではさらに低

位に埋没平坦面が認められる。これらは低位段丘面と推定され、その最上部の砂礫層は上部更新統上部に対比される。これらは川瀬 (2012) の埋没平坦面 III 面に対比される。また、勢田川右岸側の山地沿いには、 N 値 20 ~ 40 程度の砂礫混じり泥~粘土質砂礫が分布し、後述する沖積層よりも固結が進んでいることから、上部更新統に対比される。その上面高度は標高 -7 m 付近に位置し、中位段丘 III 面に対比される可能性がある。

測線北西端から 6.6 km より南西側には沖積層が分布し、BG, LSM, MM, US 及び TP に細分される。BG は測線北西端から約 11.3 ~ 11.7 km の標高 -41 ~ -36 m 以深で確認でき、灰色~青灰色を呈し、 N 値 40 ~ 50 以上の砂礫から構成される。上述した低位段丘面の分布も考慮すると、BG の堆積した宮川の開析谷の幅はおおよそ 1 km 弱と推測される。BG の上位には一部に貝化石や砂礫を含む砂泥質堆積物から構成される LSM が分布し、その N 値は 5 ~ 20 程度を示す。LSM の上面高度は標高 -25 ~ -22 m 付近に位置し、一部は低位段丘面を覆って堆積する。その上位には貝化石混じりで、 N 値 5 以下の軟弱な泥質堆積物が分布し、MM に対比される。MM は、下位の BG 及び LSM に比べて広範囲に認められ、海水準の上昇に伴って海域が拡大したことが示唆される。MM の上位には貝化石混じりの砂泥質堆積物が分布し、US に対比される。粒径及び N 値が上方に増加することから、デルタフロント堆積物と解釈される。US の上面高度は標高 -5 m 付近に位置する。測線南西端から約 9.4 km の地点 106 では、US 中の標高 -7.15 m から 7,480-7,067 cal BP の年代測定値が報告されている (第 1 表, 第 13 図, 第 22 図, 川瀬, 2012)。その最上部には砂礫及び泥を主体とする TP が分布する。TP は、デルタフロント堆積物の上位に位置することから、河川チャネル堆積物または氾濫原堆積物と推定される。

5.6.3 Section6-3

本測線は宮川河口部から約 9 km 南西方向 (陸側) に至る断面図である (第 10 図)。測線南西端から約 1.0 km までは中位段丘 II 面に位置し、それよりも北東側は沖積低地に位置する。

測線南西端から約 4 km の地点では、 N 値 50 以上の固結した砂岩が認められ、Section6-2 も参照すると一志層群高倉層に対比されると考えられる。

一志層群高倉層よりも上位には、広範囲に黄灰色あるいは黄褐色を呈する N 値 20 ~ 50 程度の砂礫混じり砂~粘土混じり砂礫が分布する。その上面は、中位段丘 II 面から連続的に分布することから、上部更新統に対比される。本測線では上部更新統中に明瞭な細粒層準が確認されなかったことから、上部更新統中部~下

部として解釈した。測線南西端から約 1 km よりも下流側では、沖積低地下に埋没する。測線北東端では、中位段丘 II 面の上面高度は標高 -8 m 付近に位置する。なお、ボーリング資料がないため確認できないが、中位段丘 III 面の分布を考慮すると、測線南西端から 5.5 km 付近において中位段丘 II 面が下刻されている可能性がある。

上部更新統中部~下部の上位には、層厚最大で 10 m 程度の薄い沖積層が分布し、MM 及び US・TP に細分される。本測線では、沖積層が中位段丘 II 面を覆って分布しており、BG 及び LSM は認められない。MM は測線北東端でのみ認められ、礫混じりシルトから構成される。その陸側には、 N 値 5 ~ 40 の砂~砂礫が分布する。

5.6.4 Section6-4

本測線は、伊勢市二見付近から西方 (陸側) へ約 12.4 km まで至る断面図で、全体が沖積低地に位置する (第 10 図)。測線西端から約 0.0 ~ 2.7 km は、宮川沿いに北東-南西方向にて位置を縦断する方向に位置する。また、測線東端部は、Section6-1 南東端部と重複する。測線西端から 0.5 ~ 1.0 km に位置する 2 地点では、最下部に三波川変成岩類が認められる。これらは暗緑灰色あるいは暗黄灰色を呈する強風化した黒色片岩で、 N 値 50 以上に達する。これらは宮川右岸側に位置し、すぐ南側に三波川変成岩類が分布すること (西岡ほか, 2010) とも整合的である。

三波川変成岩類の上位あるいは上記 2 地点よりも下流側 (測線西端から 2.7 ~ 3.3 km) では、 N 値 15 以上の砂礫質堆積物が分布する。後述する沖積層の BG と連続しないことから、これらは上部更新統に対比される可能性がある。Section6-1 及び 6-2 で確認された埋没段丘面の分布高度も考慮すると、これらは低位段丘面 (I 面?) の構成層である可能性がある。ただし、測線西端から 2.7 ~ 3.3 km では、 N 値 50 以上に達する層準が多くやや固結度が高いこと、すぐ南側に一部に礫岩を含む一志層群高倉層が分布すること (木村, 1965; 西岡ほか, 2010) を考慮すると、一志層群を含む可能性を排除できず、さらなる検証が必要である。

さらに上位には未固結の沖積層が分布し、BG, LSM, MM, US 及び TP に細分される。層厚は測線東端で 48 m 以上に達する。BG は N 値 40 ~ 50 以上の砂礫主体の堆積物から成り、その上面高度は標高 -40 ~ -34 m 付近に位置する。その上位には N 値 20 ~ 30 程度で貝化石混じりの砂泥質堆積物を主体とする LSM が分布する。LSM の下部や内陸側では、一部に砂礫あるいは砂礫混じり砂が認められ、特に測線西端から 2.7 ~ 3.3 km では N 値が 30 ~ 50 となる。LSM の上面高度は標

高-30～-20 m 付近に位置し、海側に向かって低下する。GS-ISE-1 及び 1' コアから LSM は海進期の河口域で堆積したと推定され、貝化石の有無から現在の海岸線から約 2.5 km の付近までは海水の影響が及んだと推定される。さらに上位には N 値 10 以下の泥質～砂泥質堆積物から成る MM が分布する。MM の層厚は約 2～12 m 程度である。その上位には一部に貝化石を含む砂泥質～砂質堆積物から成る US が分布する。川瀬(2012)は測線西端から約 6.4 km の地点 202 において、US 中の標高 -8.5 m から 7,408-7,009 cal BP の年代測定値を示している(第 1 表, 第 13 図, 第 22 図)。GS-ISE-1 及び 1' コアから得られた年代測定値と比較すると、地点 202 では US がより早く堆積を開始したと考えられる。GS-ISE-1 及び 1' コアの MM から得られている年代測定値を考慮すると、宮川デルタが前進を始めたのはおおよそ 8.0～7.0 ka 以降と推定される。測線西端から約 6 km よりも上流側では MM が分布せず、US と LSM が癒着するため、両層の境界は不明瞭である。沖積層の最上部は主に砂礫質堆積物の TP が分布する。

6. 沖積層基底の分布

本章では、基準ボーリング試料や既存ボーリング資料、既存研究で示された知見に基づき、沖積層の基底深度分布について検討した。本来の「沖積層」は最終氷期に開析谷に堆積した礫質堆積物(沖積層基底礫層, BG; 井関, 1966; 海津, 1994)を含み、「沖積層基底」とはその砂礫層の基底を指す。しかしながら、本論では沖積層基底礫層を貫くボーリング資料やボーリングコアが非常に少なく、その分布や堆積年代を詳細に検討できない。このため、本論では便宜的に、沖積層基底礫層の頂部、あるいは埋没段丘面、埋没丘陵などの頂部を一括して「沖積層基底」と定義することに留意されたい。用いた 1,759 点のうち 1,522 点で「沖積層基底」を認定し、その分布から各地域の沖積層基底深部分布図を作成した。

6.1 鈴鹿地域

鈴鹿地域の沖積層基底深度分布図を第 23 図に示す。古鈴鹿川の南側には中位段丘 II, III 面及び低位段丘 I, II 面が埋没段丘面として分布していると考えられる。中位段丘 II 面と III 面との境界は不明瞭である。低位段丘 II 面は鈴鹿川よりも北側で認められる。古鈴鹿川の開析谷(BG 層の頂部)は、四日市断層より西側では更新世段丘群に挟まれた細い谷幅を流下し、現在の沖積低地のやや北端寄りに位置していたと推定される。四日市断層の通過位置よりも東側では、古鈴鹿川の開析谷は北寄りに流下方向を変え、中位段丘 III 面を下刻し

ていると推定される内部川の谷筋と合流して、北東～東北東方向に流下していたと推定される。開析谷の高度は、現在の海岸線から約 9 km で標高 10 m, 同 7 km で標高 0 m に位置しており、谷の出口では標高 -10 m 程度と推定される。

中位段丘 I～III 面及び低位段丘 I 面、開析谷の流下方向を比較すると、徐々に東側から北東側に傾斜方向を移動させていることが読み取れる。本地域の東側には西側隆起の逆断層である鈴鹿沖断層が分布しており(第 1 図)、完新世～後期更新世の堆積物に累積的な変位が確認されていること(八木ほか, 2019)を考慮すると、この鈴鹿川の流下方向の変化は鈴鹿沖断層の活動が影響している可能性がある。

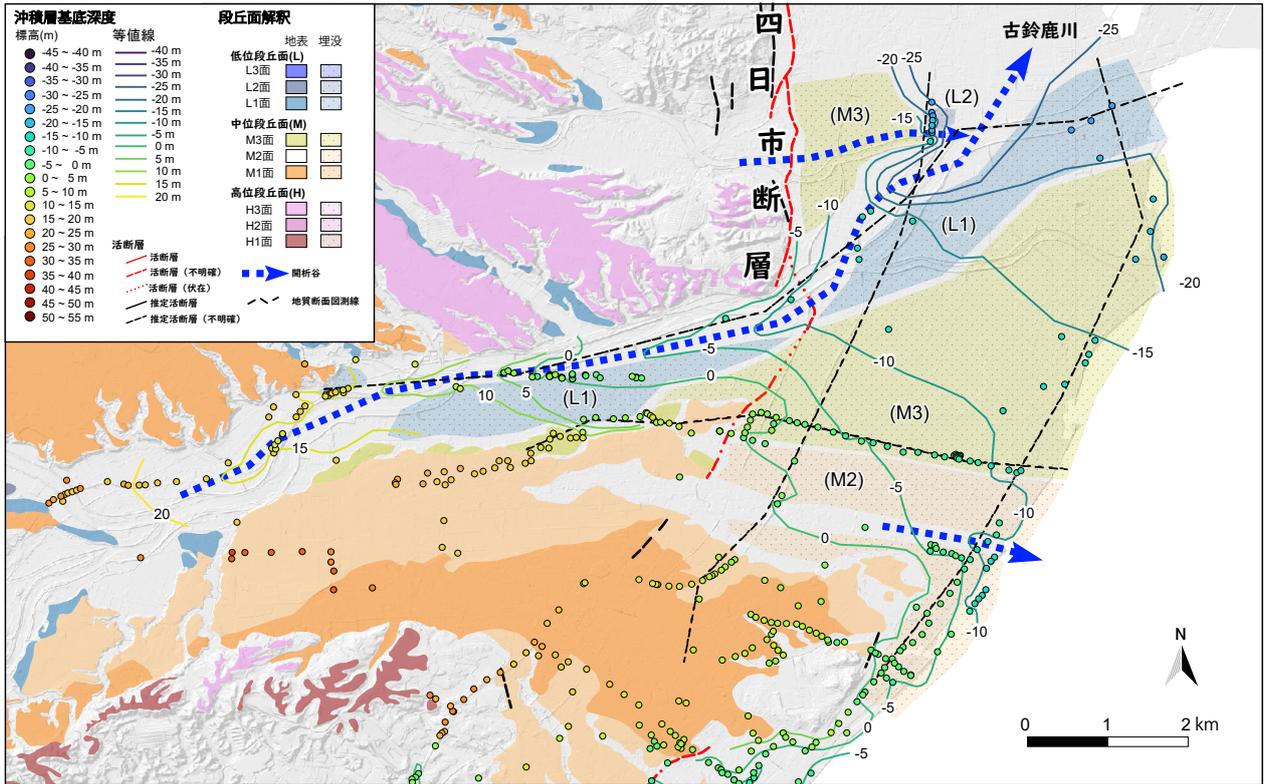
6.2 白子地域

白子地域の沖積層基底深度分布図を第 24 図に示す。本地域の中ノ川以北では中位段丘面 I, II 面の海側に標高 -5 m 前後の平坦面が認められる。この平坦面は波食台である可能性もあるが、周辺の地形分布も考慮すると中位段丘 II 面に対比される可能性が示唆される。その南側には、後述する開析谷に挟まれる形で標高 -10 m 前後の平坦面が分布し、低位段丘 I 面に対比される可能性が考えられる。田中川の南側には河芸丘陵の海側に標高 -5 m 付近に平坦面が分布し、一部は低位段丘 I 面に対比される可能性がある。Section2-1 の南端部では東海層群が直接、沖積層に覆われることから波食台である可能性が高い。

中ノ川と田中川では標高 -20 m 以上に達する開析谷が認められる。古中ノ川の開析谷に認められる沖積層(BG 層頂部)の深度分布(第 5 図 B)をみると、千里断層の北側延長部を境として高度差が生じているように見える。BG 層頂部を確認できるボーリング資料の密度が粗いため断定的ではないが、この高度差は断層による変位に起因する可能性もある。このため、第 24 図では千里断層の北側延長部を古中ノ川の開析谷の高度不連続付近を通過するように示した。

6.3 安濃津地域

安濃津地域の沖積層基底深度分布図を第 25 図に示す。志登茂川沿いでは、上流側に分布する中位段丘 I 面から連続して、下流側の標高 -10～0 m 付近に埋没した中位段丘 I 面が分布する。その北側には標高 -15～-10 m 付近に埋没中位段丘 II 面が分布する。これよりも北側には、標高 -15 m 付近に低位段丘 I 面が埋没している可能性もあるが、大部分は東海層群が直接沖積層に覆われるため、波食台と推定される。安濃川及び岩田川沿いでは埋没した低位段丘 I 面が分布する。上流側との連続性は不明瞭であるが、現在の海岸線付近より



第 23 図 鈴鹿地域における沖積層基底深度分布と解釈。

Fig. 23 Distribution of Alluvial basement and geomorphological interpretation in the Suzuka district.

も海側にも低位段丘 I 面が分布すると推定される。安濃津川及び岩田川沿いでは、現在の岩田川河口付近を軸部とする開析谷が認められ、海岸付近で標高 -28 m 程度に達する。古安濃川の開析谷の深度は海岸線から約 1.6 km で標高 -20 m 付近、同約 4 km で標高 -15 m に位置する。現在の海岸線よりもやや沖合において、久居台地内から北～北北東側へ流下する小河川や、古志登茂川と合流していたと推定され、伊勢湾内の古木曾川の谷へと東流していたと推定される。志登茂川の開析谷は不明瞭であるが、白塚付近の沖積層基底深度がやや浅いことから、南側～南東側に流下し、古安濃川に合流していたと推定される。本地域北部の中位段丘 II 面の北側には、河芸丘陵から東側に流下する小河川によって形成されたと推定される小規模な開析谷が認められる。

6.4 雲出川地域

雲出川地域の沖積層基底深度分布図を第 26 図に示す。久居台地の東側と雲出川よりも南側には、埋没した低位段丘 I 面または II 面が分布する。前者は一部に波食台が含まれる可能性がある。後者では、現在の雲出川の河道のすぐ南側に標高 -15 ～ -10 m 付近に平坦面が認められ、低位段丘 II 面に対比されると考えられる。

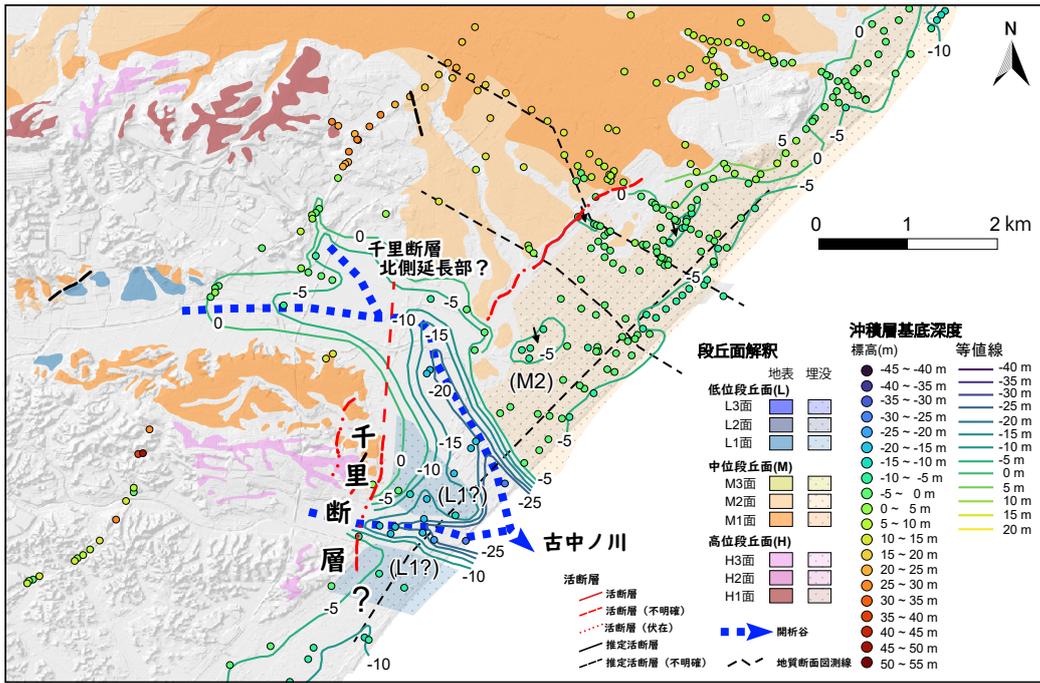
その南側や雲出川沿いの上流側では、それよりやや高位に平坦面が分布しており、低位段丘 I 面に対比される。低位段丘 I 面は、上流側の地表面で認められる段丘面に連続すると推定される。

雲出川沿いでは、ほぼ現在の雲出川の河道位置を軸部とする開析谷が認められる。最深部は現在の雲出古川の河口付近に認められ、標高 -31 m 程度に達する。本地域の南端には低位段丘間を刻む小規模な谷地形が認められ、古三渡川の開析谷の可能性が示唆される。

古雲出川開析谷北側の沖積層基底深度をみると、埋没低位段丘 I 面と推定される標高 -15 ～ -5 m の平坦面が北側に張り出す形状を成している。この平坦面の東縁部は、津沖撓曲の南側延長部に位置しており、走向もほぼ一致している。そのさらに南側には、Section4-3 で西側隆起の活断層の可能性が示唆された位置に相当する。このため、第 26 図ではこれらを一連の津沖撓曲南延長部である可能性があると図示した。なお、Section4-3 で推定された活断層のうち、西側のものは鈴木ほか (2010) の示した高茶屋断層の伏在部とほぼ一致する。

6.5 松阪地域

松阪地域の沖積層基底深度分布図を第 27 図に示す。



第 24 図 白子地域における沖積層基底深度分布と解釈。

Fig. 24 Distribution of Alluvial basement and geomorphological interpretation in the Shiroko district.

阪内川や金剛川の河口部には標高 -15 ~ -10 m 付近に平坦面が認められ、埋没した低位段丘 II 面に対比される可能性がある。また榑田川左岸には標高 -10 ~ 0 m 付近で北側に緩く傾斜する平坦面が存在すると推定され、埋没した低位段丘 I 面と解釈した。この開析谷と明野原台地（中位段丘 I, II 面）の間には、沖積層基底深度の等値線が北側にやや張り出しており、開析谷西側と同様のパターンを示すことから、埋没した低位段丘 I 面と解釈される。埋没低位段丘 I 面はほぼ北側に流下していたと推定される。榑川河口部の北東沖には北東—南西方向を軸とする尾根状の高まりが分布することから、低位段丘 I 面形成期以降の古榑田川は、地形による制約を受けて、この尾根よりも西側を流下していたと考えられる。明野原台地の海側には埋没した中位段丘面（中位段丘 II 面？）が分布すると推定される。

榑田川沿いでは砂礫質堆積物が主体であることや、ボーリング資料の密度が粗いため、古榑田川の開析谷を読み取ることは難しいが、不明瞭ながら沖積低地東側で谷状を呈することから、上述した低位段丘 I 面の東側に古榑田川の開析谷が位置していた可能性が示唆される。また、本地域西部の阪内川及び堀坂川の谷に沿って小規模な谷地形が認められる。これらの開析谷は布引山地東縁に分布する低位段丘 I 面から連続する埋没低位段丘 I 面を下刻して形成されていると推定される。古阪内川の開析谷の下流部は流下方向が不明確であるが、現在の阪内川・金剛川の河口部でやや沖積層基底

が浅いことから、古三渡川などと合流して北～北北東側に流下し、古雲出川の開析谷に合流していた可能性がある。

6.6 宮川地域

宮川地域の沖積層基底深度分布図を第 28 図に示す。本地域では、沖積低地に埋没した複数の中位・低位段丘面が階段状に分布する。中位段丘 III 面は主に外城田川沿いに分布し、現在の海岸線付近まで連続する可能性がある。低位段丘面 I ~ III 面は中位段丘 II 面及び III 面を侵食して形成されている。北東側に中位段丘 III 面が分布することから、低位段丘 I ~ III 面はかつて古宮川が蛇行しながら、徐々に段丘面を下刻することで形成された可能性が示唆される。

本地域では、古宮川によって形成された顕著な開析谷が発達する。開析谷は沖積低地の南端部に存在し、現在の河口部付近では最も深い箇所では標高約 -43 m に達する。開析谷の軸部は、現在の海岸線から約 3.5 km で標高 -40 m、同約 5 km で標高 -35 m、同約 7 km で標高 -30 m、同約 9 km で標高 -20 m に位置する。これよりも上流側ではボーリング資料が少なく、開析谷の位置や形状は不明である。川瀬 (2012) では古宮川の開析谷が勢田川の谷沿いに分布しており、宮川の主流路が移動した可能性を指摘している。しかしながら、第 28 図に示すように、開析谷は現在の宮川沿いに軸部が位置していると推定され、主流路が移動した可能性は

低いと考えられる。これは中位段丘面の分布とも整合的である。なお、データが少ないため断定的ではないが、最終氷期における五十鈴川の流路は、東流して二見浦に直接流下しておらず、少なくとも谷の西側では谷を西側に流れる河川が存在し、五十鈴川と合流して北側に流れ、さらに古宮川の開析谷へと合流していた可能性が高いと推定される。

注

1. 平均流量は、国土交通省水文水質データベース（国土交通省，2024b）で公開されているデータのうち、各河川の最下流に位置する観測所の2022年観測値に基づく。なお、宮川水系の平均流量は岩出における観測記録に基づいており、勢田川及び五十鈴川の流量を含まない。
2. 気象庁（2024）のデータは2023年観測値に基づく。
3. 吉田（1984, 1987）は *Ostrea gigas* として報告している。
4. Yoneda *et al.*（2000）は紀伊半島におけるローカル海洋リザーバー効果 ΔR を -7 と推定した。ただし、Marine20 は海洋リザーバー効果を従来よりも200年程度大きく見積もっており、Marine13 以前のデータベースに基づいて算定された Yoneda *et al.*（2000）の推定値を参照する場合、その差分も考慮する必要がある。このような理由から、本研究では $\Delta R = -200$ と仮定した。

謝辞：ボーリングコア試料から得られた大型植物遺体の同定は、千葉大学の百原 新教授にご協力頂いた。また、火山灰の分析・同定に関しては、田村糸子博士と地質情報研究部門の水野清秀氏にご助言いただいた。コア観察・サンプリング作業では、地質情報研究部門の國本節子氏と高橋尚志氏（現・東北大学）にご協力頂いた。既存ボーリング資料のXMLファイル作成にあたっては、地質情報研究部門の和田明美氏と成島孝子氏（当時）にご協力頂いた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文 献

- 赤嶺秀雄（1986）伊勢湾臨海地帯のボーリング資料について（自然科学編）。鈴鹿短期大学紀要，**6**，89-100。
- 赤嶺秀雄（1987）伊勢湾臨海地帯のボーリング資料について（続）（自然科学編）。鈴鹿短期大学紀要，**7**，45-56。
- 赤嶺秀雄・日吉 直（1962）第3章 伊勢湾南部臨海地帯の地盤地質。建設省計画局・三重県編「伊勢湾南部臨海地帯の地盤（都市地盤調査報告書第2巻）」，8-11。大蔵省印刷局。
- 天野敦子・田村 亨・大上隆史・佐藤善輝・入月俊明・中島 礼・小松原 琢（2025）ボーリング試料を用いた更新世以降の伊勢湾層序の推定と白子—野間断層の活動度推定。海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター。
- 荒木慶雄（1953）鈴鹿川下流域の新生界（演旨）。地質学雑誌，**59**，354。
- Araki, Y. (1959) A Pleistocene Marine Fauna from near the cities of Tsu and Yokkaichi, Mie Prefecture, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palacont. Soc. Japan, N. S.*, **33**, 19-22.
- Araki, Y. (1960) Geology, paleontology and sedimentary structures (including problematica) of the Tertiary formations developed in the environs of Tsu City, Mie Prefecture, Japan. *Bull. Liberal Arts Dep., Mie Univ. Spec. vol.*, no.1, 118p.
- 荒木慶雄（1980）津市地盤地質調査報告書。津市，118p。
- 荒木慶雄・山田 純・木村一朗（1963）三重県の第四系。日本地質学会関西支部報，**51**，21-22。
- Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*, 157-177. Geological Association of Canada.
- 千葉 崇・澤井祐紀（2014）環境指標種群の再検討と更新。Diatom（珪藻学会誌），**30**，17-30。
- Dalrymple, R.W. (1992) Tidal Depositional Systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*, 195-218. Geological Association of Canada.
- Erdman, G. (1952) *Pollen morphology and plant taxonomy: Angiosperms* (An introduction to palynology. I). Almqvist & Wiksells, 539p.
- Erdman, G. (1957) *Pollen and Spore Morphology/Plant Taxonomy: Gymnospermae, Pteridophyta, Bryophyta* (Illustrations) (An Introduction to palynology. II), 147p.
- Faegri, K. and Iversen, J. (1989) *Textbook of Pollen Analysis*. The Blackburn Press, 328p.
- Funabiki, A., Haruyama, S. and Hung Thai Dinh (2010) Holocene evolution of the Kumozu River delta, Mie Prefecture, central Japan. *The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **49**, 201-218.
- 古澤 明（1995）火山ガラスの屈折率測定及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.
- 古田俊夫・森脇 広・町田 洋 (1983) 火山ガラスの主成分組成に基づく広域のテフラの同定. 文部省科研費報告書「日本列島周辺の深海底堆積物の分析を中心とした第四紀火山活動と気候変動の研究」(研究代表者 町田 洋), 35–38.
- Furutani, M. (1989) Stratigraphical Subdivision and Pollen Zonation of the Middle and Upper Pleistocene in the Coastal Area of Osaka Bay, Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **32**, 91–121.
- 林 隆夫・川辺孝幸 (1993) 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原実編, 大阪層群, 158–168. 創元社.
- Hayashida, A. and Ito, Y. (1984) Paleoposition of Southwest Japan at 16 Ma: Implication from paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group. *Earth and Planetary Science Letters*, **68**, 335–342.
- Hayashida, A., Yokoyama, T. (1983) Paleomagnetic Chronology of The Plio-Pleistocene Kobiwako Group to The Southeast of Lake Biwa, Central Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **89**, 209–221.
- Hayashi, R., Takahara, H., Tanida, K. and Danhara, T. (2009) Vegetation response to East Asian monsoon fluctuations from the penultimate to last glacial period based on a terrestrial pollen record from the inland Kamiyoshi Basin, western Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **284**, 246–256.
- Hayashi, R., Takahara, H., Inouchi, Y., Takemura, K. and Igarashi, Y. (2017) Vegetation and endemic tree response to orbital-scale climate changes in the Japanese archipelago during the last glacial–interglacial cycle based on pollen records from Lake Biwa, western Japan. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **241**, 85–97.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J. and Skinner, L. C. (2020) Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, **62**, 779–820.
- 本郷美佐緒 (2009) 大阪堆積盆地における中部更新統の花粉生層序と古環境変遷. 地質学雑誌, **115**, 64–79.
- 堀 和明・羽佐田紘大・石井祐次・高橋瑛人 (2019) 濃尾平野の沖積層と地形. 地質学雑誌, **125**, 73–85.
- 堀川晴央・吉見雅行・関口春子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木晴彦・松山尚典・劉 瑛・滝沢文教 (2008) 中京地域の3次元地盤構造モデル. 活断層・古地震研究報告, **8**, 203–254.
- 星 博幸・服部憲児・田中里志・宇佐美 徹・中川良平・津村善博・小竹一之・森 勇一 (2013) 三重県亀山地域に分布する東海層群のガウス–松山古地磁気極性境界. 地質学雑誌, **119**, 679–692.
- Hoshi, H., Iwano, H., Danhara, T., Oshida, H., Hyashi, H., Kurihara, Y. and Yanagisawa, Y. (2019) Age of the N7/N8 (M4/M5) planktonic foraminifera zone boundary: constraints from the zircon geochronology and magnetostratigraphy of early Miocene sediments in Ichishi, Japan. *Chemical Geology*, **530**, 119333.
- Huang, T.C. (1972) *Pollen flora of Taiwan*. Botany Department, National Taiwan University, 297p.
- Huang, T.C. (1981) *Spore flora of Taiwan*. Botany Department, National Taiwan University, 111p.
- Huzita, K. (1962) Tectonic Development of the Median Zone (Setouti) of Southwest Japan, since the Miocene: With special Reference to the characteristic Structure of Central Kinki Area. *Journal of geosciences Osaka City University*, **6**, 103–144.
- 兵頭政幸・北場育子 (2012) 古地磁気・古気候層序からみた東アジアの第四紀の始まり. 地質学雑誌, **118**, 74–86.
- 五十嵐八重子 (2009) 北西太平洋・鹿島沖コア MD01-2421 の MIS6 以降の花粉記録: 陸域資料との対比. 地質学雑誌, **115**, 357–366.
- 池田安隆・今泉俊文・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 260p.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 活断層詳細デジタルマップ (新編). 東京大学出版会, 141p・USB メモリ.
- 井関弘太郎 (1953) 櫛田川沖積平野. 藤岡謙二郎編「河谷の歴史地理」, 22–32. 蘭書房.
- 井関弘太郎 (1966) 沖積層に関するこれまでの知見. 第四紀研究, **5**, 93–97.
- 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—近畿地方の新时期新生代層の研究, その10—. 第四紀研究, **8**, 31–43.
- 石村大輔 (2013) 第四紀後期の伊勢湾西岸地域の段丘形成過程と地殻変動. 地学雑誌, **122**, 448–471.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋 (2000) 伊勢湾における活断層調査. 水路部

- 研究報告, **36**, 73–96.
- 地震調査研究推進本部 (2005a) 養老一桑名一四日市断層帯の評価. 27p.
- 地震調査研究推進本部 (2005b) 布引山地東縁断層帯の長期評価. 28p.
- 地震調査研究推進本部 (2005c) 伊勢湾断層帯の評価. 26p.
- 地震調査研究推進本部 (2005d) 鈴鹿東縁断層帯の長期評価 (一部改訂). 11p.
- 貝塚爽平 (1969) : 変化する地形 — 地殻変動と海面変化と気候変動のなかで. 科学, **39**, 11–19.
- 門村 浩 (1961) 土地分類基本調査, 地形調査. 四日市, 及び付図. 経済企画庁, 43p.
- 片岡香子・吉川周作 (1997) 三重県鈴鹿川流域の段丘構成層の層序・編年—火山灰稀産地域での段丘編年の試み—. 第四紀研究, **36**, 263–276.
- 片岡智哉・藤木 峻 (2018) 実海域における短波海洋レーダを用いた波浪計測手法の適用性と課題. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), **74**, I_1459–I_1464.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 川邊孝幸 (1981) 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, **87**, 457–473.
- 川瀬久美子 (2003) 三重県雲出川下流部における海岸低地の形成と堆積環境の変遷. 地理学評論, **76**, 211–230.
- 川瀬久美子 (2012) 伊勢平野南部, 宮川下流域における沖積層の層序と埋没地形. 愛媛大学教育学部紀要, **59**, 179–186.
- 建設省計画局・三重県 (1962) 伊勢湾南部臨海地帯の地盤 (都市地盤調査報告書第2巻). 大蔵省印刷局.
- 木村一朗 (1962) 三重県津市周辺の段丘面と第四系. 愛知学芸大学研究報告 自然科学, **11**, 91–98.
- 木村一朗 (1964) 三重県一志郡西部に発達する地形面. 愛知学芸大学研究報告 自然科学, **13**, 41–54.
- 木村一朗 (1968) 三重県松阪市周辺の新生界の地質と地形. 愛知教育大学研究報告 (自然科学編), **17**, 81–91.
- Kimura, I. (1971) Pleistocene Sediments and Geomorphic Development in the West Coast Area of Ise Bay, Japan Part 1. *The Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **20**, 165–181.
- 木村一朗 (1971) 伊勢湾西岸地域の中位段丘. 竹原平一教授記念論文集, 1–12.
- Kimura, I. (1972) Pleistocene Sediments and Geomorphic Development in the West Coast Area of Ise Bay, Japan Part 2. *The Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **21**, 125–150.
- Kimura, I. (1973) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan. Part 3. *The Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **22**, 109–131.
- 木村一朗 (1979) 宮川中流及び下流の河岸段丘. 愛知教育大学研究報告 (自然科学編), **28**, 119–132.
- 木村一朗・竹原平一 (1965) 伊勢湾南部沿岸の段丘 (予報). 第四紀研究, **4**, 69–81.
- 木村一朗・竹原平一 (1969) 伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位. 第四紀研究, **8**, 73–80.
- 木村一朗・孫福 正・大西一夫 (1965) 伊勢市内の新生代層について. 地学教育, **16**, 239–246.
- Kimura, J., 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.
- 木村克己 (2011) ボーリングデータ処理システムの公開. 産業技術総合研究所 TODAY, **11**, 19.
- 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.
- 気象庁 (2024) 潮汐観測資料. <https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/genbo/> (閲覧日: 2024年7月25日).
- 小林 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五 (2006) 小林弘珪藻図鑑第1巻. 内田老鶴圃, 531p.
- 国土地理院 (1972) 沿岸海域土地条件図「津東部」.
- 国土地理院 (1974) 沿岸海域土地条件図「松阪」.
- 国土交通省 (2024a) リアルタイム ナウファス (国土交通省港湾局 全国港湾海洋波浪情報網). <https://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/> (閲覧日: 2024年7月22日)
- 国土交通省 (2024b) 国土交通省 水文水質データベース. <http://www1.river.go.jp/> (閲覧日: 2024年7月22日)
- 小松原純子・中島 礼・木村克己 (2009) 沖積層ボーリングコア GS-TKT-1 (埼玉県戸田市) の堆積相と堆積物物性. 堆積学研究, **68**, 13–25.
- 小松原 琢・佐藤善輝 (2025) 陸域地質解説 — 伊勢湾及び三河湾沿岸陸域の第四系の層序, 変位基準及び第四紀後半期の地質構造 —. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 小松原 琢・本郷美佐緒・佐藤善輝 (2025) 伊勢丘陵の最高位段丘構成層・見当山層の古地磁気極性及

- び花粉組成. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- Kurokawa, K. and Tomita, Y. (1998) The Znp-Ohta Ash; an early Pliocene widespread subaqueous tephra deposit in central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **104**, 558–561.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀 (1972) 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系—“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題—. 地質学論集, **7**, 61–76.
- 桑原 徹 (1980) 伊勢湾周辺の中部更新統一その分布と断層地塊運動—. 第四紀研究, **19**, 149–162.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records, *Paleoceanography*, **20**, PA1003.
- 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]. 東海大学出版会, 336p.
- 前田 昇・市村昌三 (1973) 櫛田川の段丘地形. 大阪教育大学紀要第2部門, **22**, 71–87.
- 牧野内 猛 (1975) 知多半島南部の武豊層. 地質学雑誌, **81**, 185–196.
- 牧野内 猛 (1976) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺の構造運動. 地質学雑誌, **82**, 311–325.
- 牧野内 猛 (2001) 東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷. 豊橋市自然史博研報, **11**, 33–39.
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) 及び熱田層下部海成粘土層の年代—臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果—. 地質学雑誌, **107**, 283–295.
- 牧野内 猛・檀原 徹・堀 和明・野々垣 徹 (2022) 濃尾平野臨海部における沖積層・熱田層の広域テフラ層序と派生した問題. 瑞浪市化石博物館研究報告, **49**, 145–165.
- 増田富士雄 (1989) ダイナミック地層学—古東京湾域の堆積相解析から—. 応用地質, **30**, 29–40.
- 増田富士雄・伊勢屋ふじこ (1985) ”逆グレーディング構造”: 自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造. 堆積学研究会報, **22-23**, 108–116.
- 松本 弾 (2017) 三重県津市の海岸低地における津波堆積物掘削調査. 古地震・活断層調査報告, **17**, 15–30.
- Miall, A.D. (1977) A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth Science Reviews*, **13**, 1–62.
- 三重県 (1998) 平成9年度布引山地東縁断層帯に関する調査成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Mie2frm.htm> (更新日: 2024年1月1日).
- 三重県 (1999) 平成10年度布引山地東縁断層帯に関する調査成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Mie4frm.htm> (更新日: 2024年1月1日).
- 三重県 (2000) 平成11年度布引山地東縁断層帯に関する調査成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Mie4Bfrm.htm> (更新日: 2024年1月1日).
- 三重県 (2001) 平成12年度布引山地東縁断層帯に関する調査成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Mie5frm.htm> (更新日: 2024年1月1日).
- 三重県 (2003) 平成14年度地震関係基礎調査交付金「伊勢平野に関する地下構造調査」成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie7frm.htm> (更新日: 2024年1月1日).
- 三重県 (2004) 平成15年度地震関係基礎調査交付金「伊勢平野に関する地下構造調査」成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie8frm.htm> (更新日: 2024年1月1日).
- 三重県 (2005) 平成16年度地震関係基礎調査交付金「伊勢平野に関する地下構造調査」成果報告書. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie9frm.htm> (更新日: 2024年1月1日).
- 三重県埋蔵文化財センター (2008) 鈴鹿市上箕田遺跡 (第7次) 発掘調査報告. 三重県埋蔵文化財調査報告, **299**, 50p, 三重県埋蔵文化財センター.
- 満塩博美 (1974) 濃尾・伊勢平野下の第四紀層の堆積学的研究—濃尾平野の研究, その3—. 高知大学学術研究報告 自然科学編, **22**, 243–272.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭 (1981) 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅). 地質調査所.
- 水本匡起 (2003) 鈴鹿山脈東麓地域における完新世の断層活動と変位地形. 季刊地理学, **55**, 240–251.
- 水野清秀 (1996) TB-1 コア中の火山灰・軽石分析. 新修名古屋市史報告書2 名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告, 35–37.
- 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」(第3版). 産総研地質調査総合センター.
- 水谷光太郎 (2017) 三重県中部布引山地東縁断層帯東部区間千里断層の活動性. 2017年度日本地理学会秋季学術大会, P011.
- 百原 新 (1993) 近畿地方とその周辺の大型植物化石相. 市原実編「大阪層群」, 256–270. 創元社.
- 森 一郎 (1970a) 三重県中部の古期第四系 (とくにその供給源). 名古屋地学, **26-27**, 2–12.
- 森 一郎 (1970b) 奄芸層群基底礫層 (とくに供給経路). 名古屋地学, **26-27**, 49–60.

- 森 一郎 (1970c) 上野台地・千里台地の古期段丘礫層。朝陽, no.2, 1-12.
- 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. 竹原平一教授記念論文集, 99-111.
- 森 勇一・海津正倫・鬼頭 剛・川瀬久美子 (1996) 三重県桑名断層に伴う活構造についての一考察。活断層研究, **15**, 17-22.
- 森 勇一・宇佐美 徹・斎藤めぐみ (2014) 三重県津市の東海層群亀山層から得られた海生珪藻化石と高海水準期イベント。Diatom (珪藻学会誌), **30**, 75-85.
- 守田益宗・神谷千穂・佐々木俊法・宮城豊彦・須貝俊彦・柳田 誠・古澤 明・藤原 治 (2010) 岐阜県瑞浪市大湫盆地堆積物に記録された花粉化石群の変動—酸素同位体ステージ9以降の植生と気候の変遷—。季刊地理学, **62**, 195-210.
- 野上道男・大内俊二・森脇 広・初見祐一・野口 真 (1979) 宮川流域の段丘地形。日本地理学会予稿集, **16**, 46-47.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新—更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比及び層位噴出年代。地質学雑誌, **106**, 51-69.
- 長橋良隆・吉田武義・中井聡子・奥平敬元 (2003) XRF 分析との比較によるテフラガラス片のEDS分析結果の評価と補正。第四紀研究, **42**, 265-277.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎 (2004) 近畿地方及び八ヶ岳山麓における過去43万年間の広域テフラの層序と編年—EDS分析による火山ガラス片の主要成分化学組成—。第四紀研究, **43**, 15-35.
- 中条武司 (2000) 三重県櫛田川河口干潟におけるバーの発達過程。日本地質学会第107年学術大会講演要旨, **98**.
- 中村 純 (1973) 濃尾平野及びその周辺地域の第四系の花分析学的研究—濃尾平野の研究その2—。高知大学学術研究報告自然科学編, **21**, 169-213.
- 中村 純 (1980) 日本産花粉の標徴I・II。大阪市立自然史博物館収蔵試料目録, 第12・13集, 大阪市立博物館。
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ。東京大学出版会, DVD-ROM2枚・付図1葉・60p.
- 中山勝博・吉川周作 (1995) 鮮新世広域テフラ層である大田テフラ層の堆積過程 (予報)。地球科学, **49**, 406-418.
- 奈良正和 (1994) ”ヒメスナホリムシの生痕化石”の形成者は何か?—生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の形成メカニズム。化石, **56**, 9-20.
- 那須孝悌・瀬戸 剛 (1986) 日本産シダ植物の孢子形態I, I (図版)。大阪市立自然史博物館収蔵資料目録第16-18集, 42p+174plates.
- 納谷友規・岡田 誠・古澤 明・水野清秀 (2021) 関東平野西部毛呂山丘陵と川島コアから発見された第四系最下部の指標テフラ。地学雑誌, **130**, 331-352.
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫 (2010) 20万分の1地質図「伊勢」。産総研地質調査総合センター。
- 西山好一・松岡数充・西田史朗 (1975) 植物化石からみた見当山累層の再検討。地球科学, **29**, 117-129.
- 丹羽雄一・須貝俊彦・大上隆史・田力正好・安江健一・斎藤龍郎・藤原 治 (2009) 濃尾平野西部の上部完新統に残された養老断層系の活動による沈降イベント。第四紀研究, **48**, 339-349.
- 大上隆史・須貝俊彦 (2006) 後期更新世以降における四日市断層の活動性評価。第四紀研究, **45**, 131-139.
- 大平明夫 (1996) 愛知県飛島村名古屋港西地区におけるボーリングコア(TB-1)の層序・層相。新修名古屋市史報告書2名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告, 5-7.
- 岡崎浩子・中里裕臣・田村 亨・本郷美佐緒 (2023) 常総台地東部の中・上部更新統下総層群の堆積相とそこに含まれる花粉化石群集の例 (予報)。深田地質研究所年報, **24**, 153-167.
- 岡田篤正 (1979) 愛知県の地質・地盤(その四)(活断層)—愛知県と周辺地域における活断層と歴史地震—。愛知県防災会議地震部会, 122p.
- 岡田篤正 (2011) 天正地震とこれを引き起こした活断層。活断層研究, **35**, 1-13.
- 岡村知浩・都筑孝之・掛川崇史 (2023) 三重県伊勢市宮川河口の地下で確認された中新統一志層群砂岩層について。全地連「技術フォーラム2023」横浜, CO14.
- 岡村行信・坂本 泉・滝野義幸・横山由香・西田尚央・池原 研 (2013) 伊勢湾に分布する布引山地東縁断層帯東部海域部の位置・形状と過去の活動。活断層・古地震研究報告, **13**, 187-232.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M. and Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes. *Quaternary Science Reviews*, **91**, 42-61.

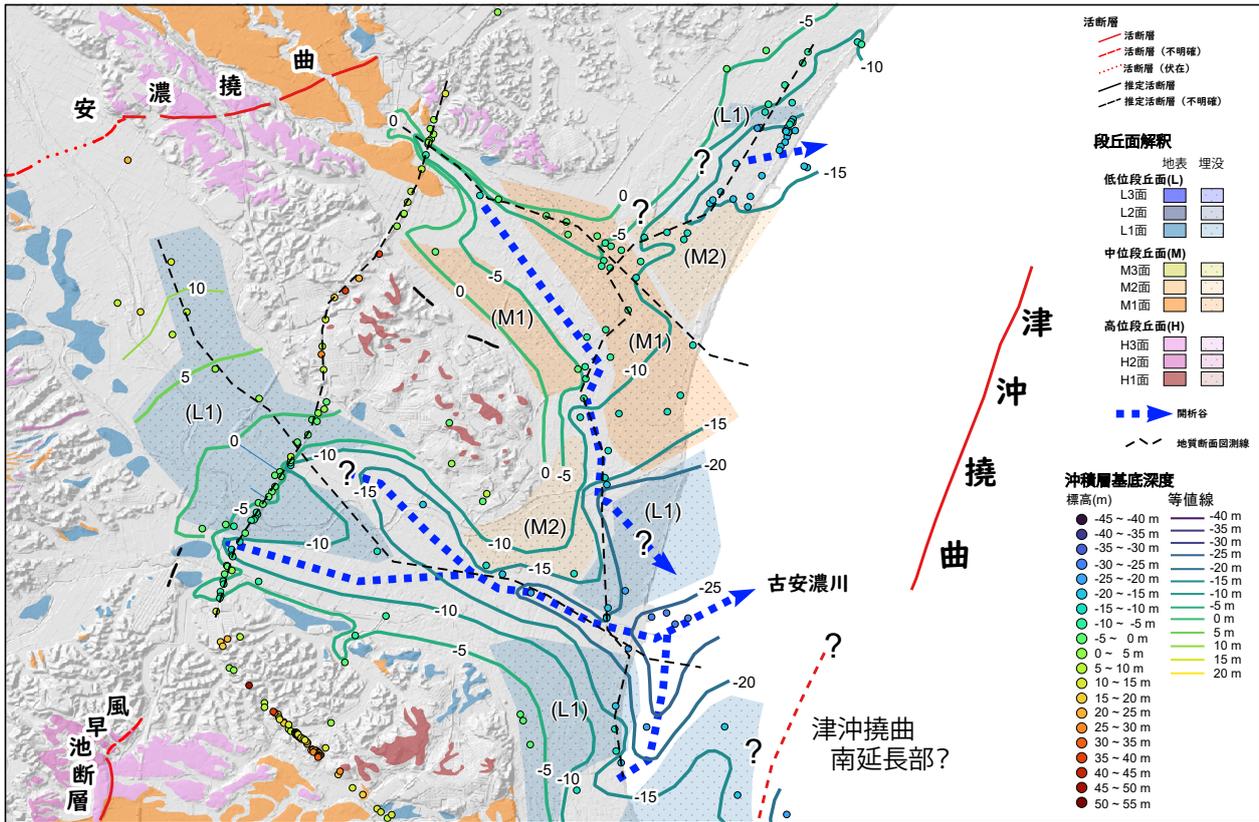
- 大信田彦磨・林 広樹・柳沢幸夫・栗原行人・星 博幸 (2018) 三重県に分布する中新統一志層群上部の浮遊性有孔虫・珪藻化石層序. 地質学雑誌, **124**, 919–933.
- 太田陽子・寒川 旭 (1984) 鈴鹿山脈東麓地域の変位地形と第四紀地殻変動. 地理学評論, **57A**, 237–262.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (2004) 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 383p.
- Park, M.H., Kim, J.H. and Kil, Y.W. (2007) Identification of the late Quaternary tephra layers in the Ulleung Basin of the East Sea using geochemical and statistical methods. *Marine Geology*, **244**, 196–208.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsay, C., Butzin, M., Cheng, H., Edward R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtman-Schulz, A., Friedlich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**, 725–757.
- 齋宮歴史博物館 (2023) 齋宮跡発掘調査報告 V. 齋宮歴史博物館, 101p.
- 斎藤 毅 (1996) 愛知県飛島村におけるボーリングコア (TB-1) の花粉群集. 新修名古屋市史報告書 2 名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告, 21–29.
- 斎藤文紀 (1989) 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, **98**, 164–179.
- 産総研地質調査総合センター (2023) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, オリジナル版. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日: 2024 年 5 月 31 日).
- Sato, H., Ito, K., Abe, S., Kato, N., Iwasaki, T., Hirata, N., Ikawa, T. and Kawanaka, T. (2009) Deep seismic reflection profiling across active reverse faults in the Kinki Triangle, central Japan. *Tectonophysics*, **472**, 86–94.
- 佐藤智之・八木雅俊・大上隆史・天野敦子・宮川歩夢・大熊茂雄・坂本 泉・田村 亨 (2021) 伊勢湾断層帯, 白子一野間断層の最新活動時期とその変位量. 活断層・古地震研究報告, No.21, 93–114.
- 佐藤善輝 (2020) 三重県松阪市, 榎田川下流域における第四系ボーリング調査 (速報). 地質調査総合センター速報, No.81, 59–65.
- 佐藤善輝・水野清秀 (2018) 伊勢平野北部・鈴鹿市南部における第四紀堆積物の地形・地質調査 (予報). 地質調査総合センター速報, No.76, 11–18.
- 佐藤善輝・小野映介 (2017) 伊勢平野中部, 志登茂川左岸における浜堤列の発達過程. 地理学評論, **90**, 475–490.
- Sato, Y. and Ono, E. (2020) *Paralia kawasumii* sp. nov., a new fossil *Paralia* species with an elliptical valve from upper Holocene coastal sediments of the central Ise Plain, central Japan. *Diatom Research*, **35**, 113–126.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2018) 伊勢湾南西岸, 宮川下流域における沖積層ボーリング調査 (速報). 地質調査総合センター速報, No.76, 19–28.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2019) 三重県鈴鹿市南部における第四系ボーリング調査 (速報). 地質調査総合センター速報, No.79, 95–106.
- 佐藤善輝・興津昌宏・田中義文 (2020) 鈴鹿市南部における第四系ボーリングコア試料の 14C 年代測定と花粉分析 (速報). 地質調査総合センター速報, **81**, 51–58.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2021a) 伊勢湾南西岸 宮川平野における最終氷期最盛期以降の堆積環境変遷. 地質調査研究報告, **72**, 65–80.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2021b) 足柄平野及び大磯丘陵西部における浅部地下地質及び後期更新世テフラの分布. 海陸シームレス地質情報集, 相模湾沿岸域, 海陸シームレス地質図 S-7. 52p.
- 里口保文・長橋良隆・黒川勝己・吉川周作 (1999) 本州中央部に分布する鮮新下部更新統の火山灰層序. 地球科学, **53**, 275–290.
- 里口保文・樋口裕也・黒川勝己 (2005) 東海層群に挟在する大田テフラ層と三浦層群のテフラ層との対比. 地質学雑誌, **111**, 74–86.
- Seike, K. (2007) Palaeoenvironmental and palaeogeographical implications of modern *Macaronichnus segregatis*-like traces in foreshore sediments on the Pacific coast of Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **252**, 497–502.
- 柴田 博 (1967) 三重県中部の中新統一志層群. 地質学雑誌, **73**, 337–346.
- Shibata, H. (1970) Molluscan faunas of the First Setouchi Series, Southwest Japan. Part 1. Fauna of the Ichishi Group. *Journal of Earth Sciences, Nagoya University*, **18**, 1–4.

- 島倉巳三郎 (1964) 本邦新生代層の花粉層序学的研究 VIII, 奄芸・曾爾・都介野の各層群. 奈良学芸大学紀要, **14**, 25–39.
- Shimakura, M. (1969) Plant Microfossils from Marine Pleistocene Sediments of Mii Peninsula, Japan. *Bull. Nara U. Educ.*, **17**, 75–88, 4 Plates.
- 島倉巳三郎 (1973) 日本植物の花粉形態. 大阪市立自然科学博物館収蔵目録, 第5集, 60p.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephra 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.
- Sohma, K. (1963) Pollen morphology of the Nyssaceae, I. Nyssa and Camptotheca. *The science reports of the Tohoku University, 4th series, (Biology)*, **29**, 389–392.
- Sohma, K. (1985) Uncertainty in identification of fossil pollen grains of *Cryptomeria* and *Metasequoia*. *The science reports of the Tohoku University, 4th series, (Biology)*, **39**, 1–12.
- Stone, D.E. and Broom, C.R. (1975) Juglandaceae. Nilsson, S. ed. *World Pollen and Spore Flora* **4**, 1–35. Almqvist and Wiksell Periodical Company.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended ¹⁴C Data Base and Revised CALIB 3.014c Age Calibration Program. *Radiocarbon*, **35**, 215–230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R. (2024) CALIB Radiocarbon Calibration. <http://calib.org/calib/> (更新日: 2024年1月1日).
- 須貝俊彦・栗田泰夫・下川浩一 (1998a) 桑名断層・四日市断層の活動履歴調査. 地質調査所速報, EQ/98/1 (平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 75–90.
- 須貝俊彦・杉山雄一 (1998) 大深度反射法地震探査による濃尾平野の活構造調査. 地質調査所速報, EQ/98/1, 55–65
- 須貝俊彦・杉山雄一・松本則夫・佃 栄吉 (1998b) 深層オールコアボーリングの解析による養老断層の活動性評価. 地質調査所速報, EQ/98/1 (平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 67–74.
- 須貝俊彦 (2011) 1586年天正地震養老断層震源説を示唆する地形地質学的記録. 活断層研究, **35**, 15–28.
- 鈴木好一・日吉 直 (1962) 第2章 伊勢湾南部臨海地帯の地質構造. 建設省計画局・三重県編「伊勢湾南部臨海地帯の地盤 (都市地盤調査報告書第2巻)」, 4–7. 大蔵省印刷局.
- 鈴木好一・赤嶺秀雄・荒木春視 (1967) 地盤地質. 北伊勢地盤沈下調査報告書, 75–118. 北伊勢地盤沈下調査会.
- 鈴木康弘・岡田篤正・中田 高 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図 伊勢平野の活断層「四日市 第2版」「亀山」「津 第2版」「松阪」解説書. 国土地理院技術資料, D・1 – No.540.
- 高橋 学 (1979) 先史・古代における雲出川下流域平野の地形環境. 人文地理, **31**, 54–68.
- 竹原平一・木村一郎 (1962) 伊勢湾西岸の段丘と第四系 (予報). 第四紀研究, **2**, 188–195.
- 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.
- 田村糸子・森 勇一・田中里志・宇佐美 徹・津村善博・中川良平 (2014) 三重県亀山地域に分布する東海層群の新第三紀 / 第四紀境界層準広域テフラ対比. 日本第四紀学会講演要旨集, **44**, 7.
- 田村糸子・水野清秀・宇都宮正志・中嶋輝允・山崎晴雄 (2019) 房総半島に分布する上総層群の広域テフラー特に上総層群下部におけるテフラ層序と新たな対比. 地質学雑誌, **125**, 23–39.
- 田村幹夫・松岡長一郎・横山卓雄 (1977) 滋賀県水口町北方丘陵の古琵琶湖層群, 特に蒲生累層の層序について. 地質学雑誌, **83**, 749–762.
- 田辺 晋 (2019) 東京低地と中川低地における沖積層の形成機構. 地質学雑誌, **125**, 55–72.
- 田辺 晋・石原園子・中島 礼 (2006) 東京低地中央部における沖積層の中間砂層の形成機構. 地質学論集, **59**, 35–52.
- 田中里志 (2009) 東海層群亀山累層, 野村火山灰層のフィッシュン・トラック年代. 亀山市鈴鹿川河床の鮮新世化石群発掘調査報告書, 83–86. 亀山市歴史博物館.
- 田中里志・宇佐美 徹 (2013) 鈴鹿市御幣川流域に分布する東海層群の堆積環境. 三重県立博物館編「鈴鹿市御幣川流域の地層・化石総合調査報告書」, 三重県環境生活部, 11–13.
- 田中眞吾・小倉博之・兵藤政幸・佐藤裕司・松下まり子・柏谷健二 (1997) 90 m ボーリングコアとその成果. 御津町史編集専門部委員会編「御津町史第三巻 地質・自然編, 考古編」, 11–81. 御津町.
- 谷岡武雄 (1953) 櫛田川中下流域の条理. 藤岡謙二郎編「河谷の歴史地理」, 38–48. 蘭書房.
- Tomida, S. and Okumura, Y. (2008) A new occurrence of *Halicardia* (Bivalvia: Verticordiidae) in the Lower

- Miocene of Mie Prefecture, central Japan. *VENUS*, **66**, 169–173.
- Traverse, A. (1988) Paleopalynology. Unwin Hyman, 600p.
- 津松阪港港湾管理者 (2024) 津松阪港港湾計画試料一
軽易な変更一. 22p.
- 恒石幸正 (1970) 35. 三重県松阪及びその周辺地域の地
質構造. 東京大学地震研究所彙報, **48**, 645–667.
- 内野隆之・中江 訓・中島 礼 (2017) 鳥羽地域の地質.
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, 141p.
- 植木岳雪 (2015) 紀伊半島中部, 宮川上流部の河成段丘.
日本地理学会発表要旨集, **87**, 132.
- 植木岳雪・田村糸子・岩本直哉 (2022) 千葉県東部,
銚子周辺地域の鮮新～更新世テフラと銚子ジオ
パーク. 地質学雑誌, **128**, 345–369.
- 植木忠正・丹羽正和・岩野英樹・檀原 徹・平田岳史
(2019) 中部日本, 鮮新世東海層群中の大田テフラ
のジルコン U-Pb 及びフィッシュン・トラック年代.
地質学雑誌, **125**, 227–236.
- 海津正倫 (1994) 沖積低地の古環境学. 古今書院,
270p.
- Wang, F., Chien, N., Zhang, Y. and Yang, H. (1995) Pollen
flora of China. Second edition. *Science Press*, 461p.
- 渡辺仁治 (2005) 淡水珪藻生態図鑑 群集解析に基
づく汚濁指数 DALpo, pH 耐性能. 内田老鶴圃,
666p.
- 八木浩司・早田 勉 (1989) 宮城県中部及び北部に分
布する後期更新世広域テフラとその層位. 地学雑
誌, **98**, 871–885.
- 八木浩司・寒川 旭 (1980) 津市西方における一志断
層系の新規断層活動. 東北地理, **32**, 211–216.
- 八木雅俊・坂本 泉・藤巻三樹雄 (2019) 伊勢湾に
分布する白子一野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・
形状と活動履歴. 地質調査総合センター速報,
No.79, 13–27.
- 山田 純 (1953) 南勢の新生界. 三重大学学芸学部研
究紀要, **10**, 69–71.
- 山田 純・森 一郎 (1969) 三重県鈴鹿市郡山台地の
海成更新統について. 三重大学教育学部研究紀要,
43, 119–122.
- 山田 純・森 一郎 (1970) 三重県における水沢扇
状地について. 三重大学教育学部研究紀要, **21**,
13–17.
- 山野井 徹 (1994) 花粉学事典. 日本花粉学会, 朝倉書
店, 454p.
- 安田喜憲 (1973) 三重県上箕田遺跡における弥生時代
の自然環境の変遷と人類. 人文地理, **25**, 139–
162.
- 応 俊生・張 玉龍 (1994) 中国種子植物特有属. 科
学出版社, 699p.
- 四日市港管理組合 (2024) 四日市港の環境. [https://
www.yokkaichi-port.or.jp/yp-environment/](https://www.yokkaichi-port.or.jp/yp-environment/) (閲 覧 日 :
2024 年 7 月 25 日).
- Yoneda, M., Kitagawa, H., van der Plicht, J., Uchida, N.,
Tanaka, A., Uehiro, T., Shibata, Y., Morita, M. and
Ohno, T. (2000) Pre-bomb marine reservoir ages in
the western north Pacific Preliminary result on Kyoto
University collection. *Nuclear Instruments and Methods
in Physics Research B*, **172**, 377–381.
- 吉田東伍 (1907) 大日本地名辞書 上巻 二版. 富山房.
- 吉田史郎 (1983) 三重県四日市市周辺の扇状地・段丘
一とくに中位段丘 (御館・坂部段丘) の形成時期に
ついて一. 地質調査所月報, **10**, 497–511.
- 吉田史郎 (1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5
万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 81p.
- 吉田史郎 (1987) 津東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5
万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 72p.
- 吉田史郎 (1988) 鈴鹿・養老両山系間の鮮新・更新統
東海層群 - 東海湖終息期の堆積物 -. 地球科学,
42, 1–16.
- 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.
- Yoshida, F. (1991) Planktonic foraminifera from the Ichishi,
Fujiwara, and Morozaki Groups in the eastern Setouchi
Geologic Province, central Japan. *Bulletin of the
Mizunami Fossil Museum.*, no.18, 19–31.
- 吉田史郎 (1992) 瀬戸内区の発達史 - 第一・第二瀬
戸内海形成期を中心に -. 地質調査所月報, **43**,
43–67.
- 吉田史郎 (2000) 伊勢湾周辺の東海層群の年代と対比.
日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, P-46.
- 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.
- 吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴 (1995) 津西部地域の地質.
地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調
査所, 136p.
- 吉田史郎・牧野内 猛・檀原 徹 (1997) 知多半島中
南部, 東海層群下部のフィッシュン・トラック年代.
地質調査所月報, **48**, 497–510.
- 吉川周作・吉田史郎・須川栄司 (1991) 東海層群の火
山灰層とその対比. 地球科学, **45**, 453–467.
- 吉川周作 (2001) 伊勢平野の東海層群火山灰層序. 島
根大学地球資源環境学研究報告, **20**, 59–67.
- 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・コアの花粉末化石. 第四
紀研究, **19**, 163–171.

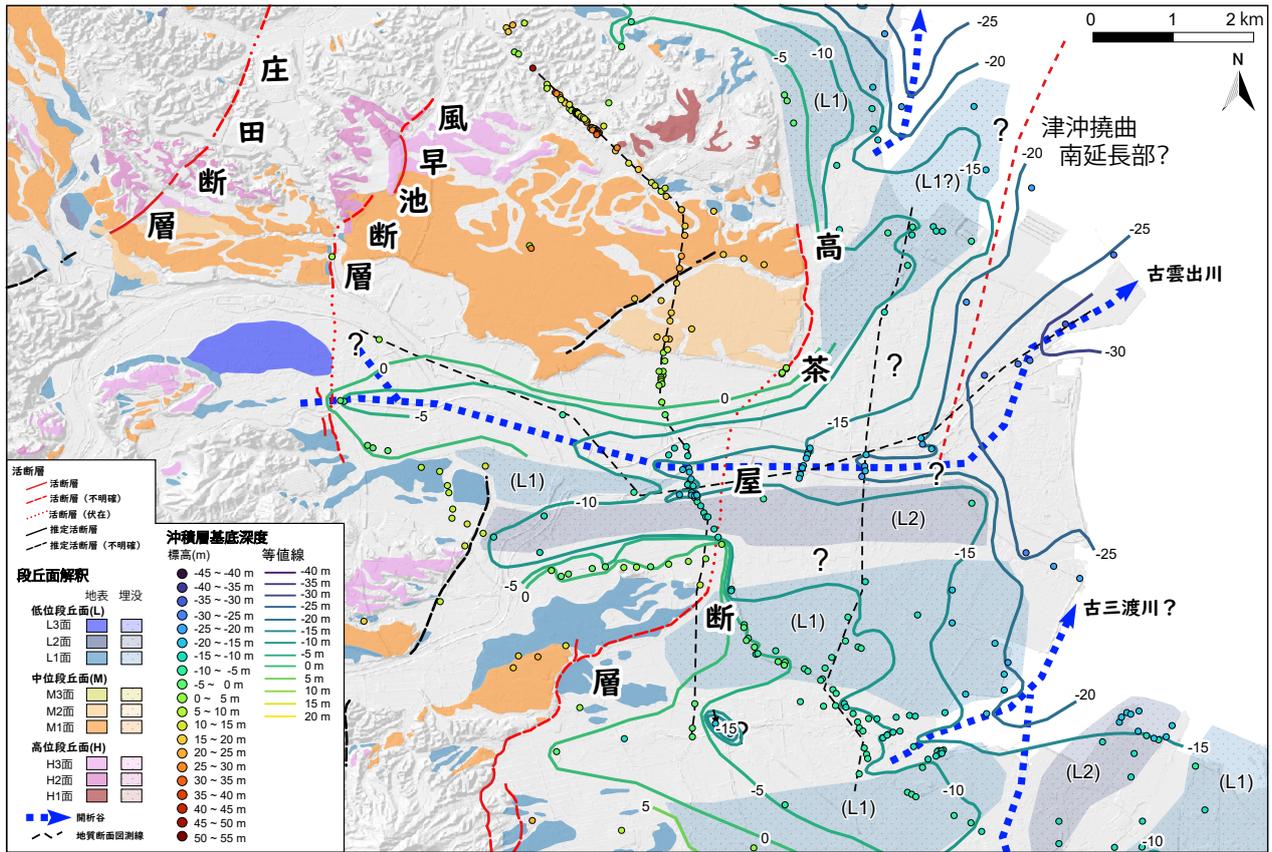
Zhang, Y., Xi, Y., Zhang J., Gao, G., Du, N., Sun, X. and Kong, Z. (1990) Spore morphology of Chinese Pteridophytes. Science Press, 592p.

(受付：2024年6月7日；受理：2024年8月22日)



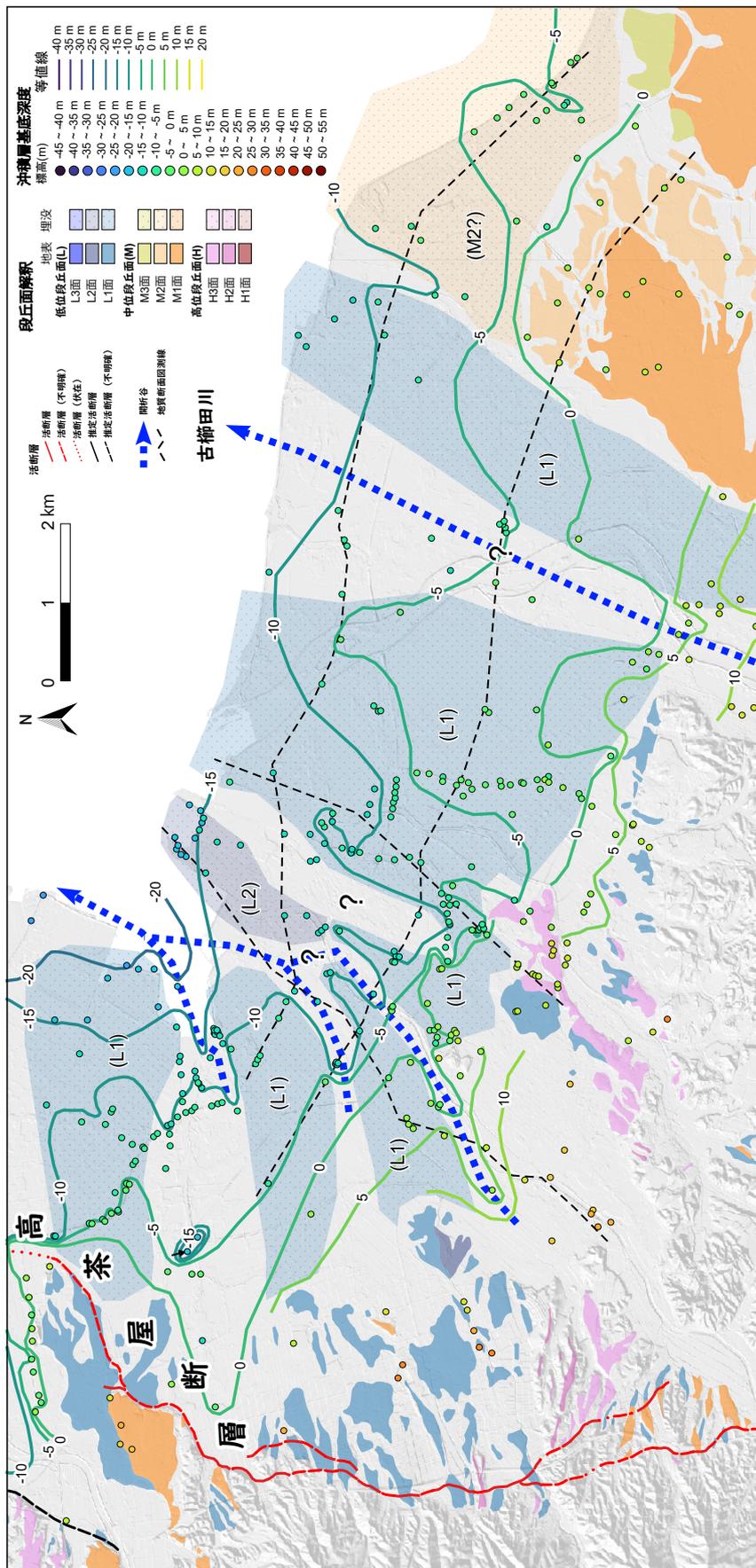
第 25 図 安濃津地域における沖積層基底深度分布と解釈.

Fig. 25 Distribution of Alluvial basement and geomorphological interpretation in the Anotsu district.

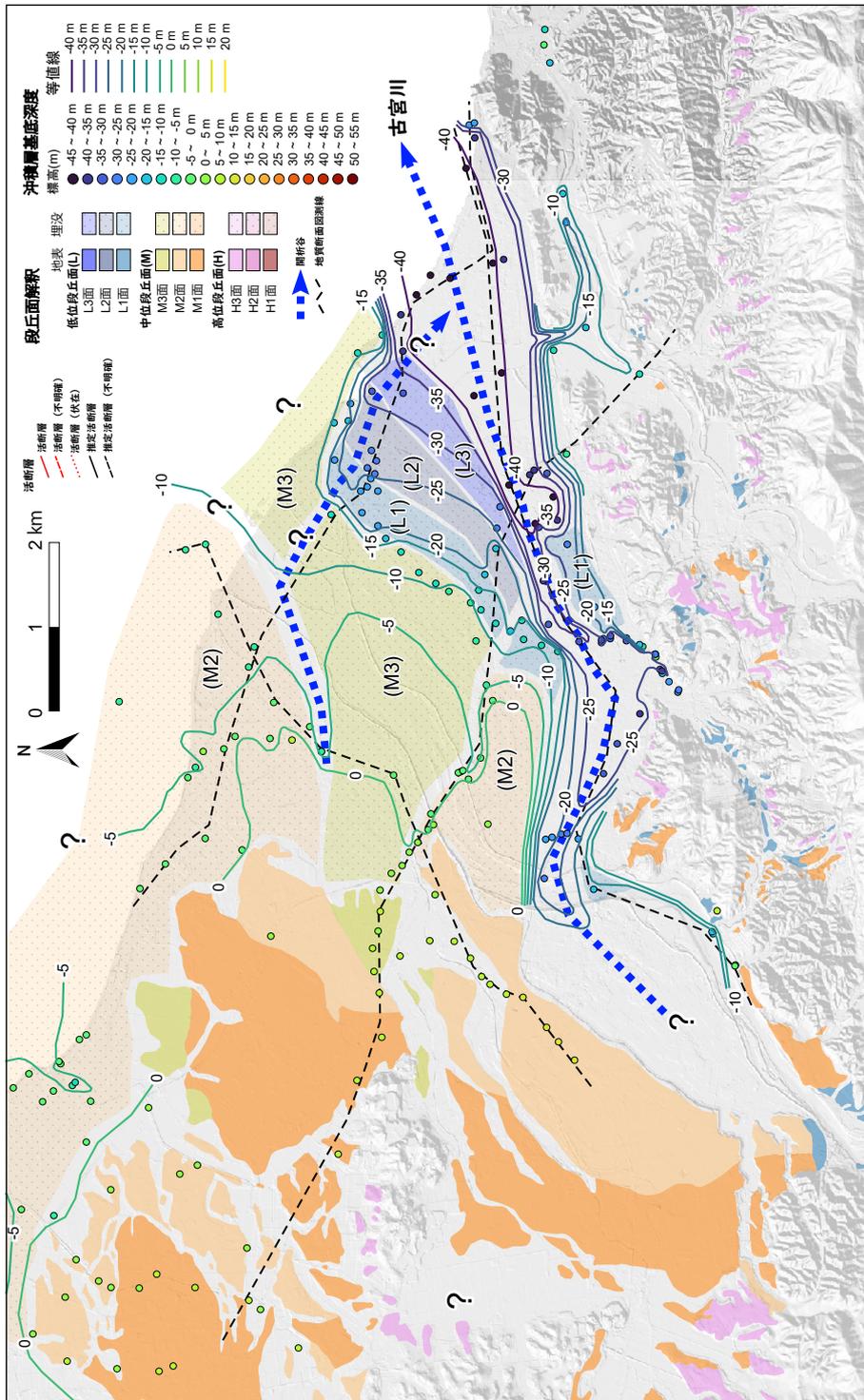


第 26 図 雲出川地域における沖積層基底深度分布と解釈。

Fig. 26 Distribution of Alluvial basement and geomorphological interpretation in the Kumozu River district.



第27図 松阪 地域における沖積層基底深度分布と解釈。
 Fig. 27 Distribution of Alluvial basement and geomorphological interpretation in the Matsusaka district.



第28図 宮川地域における沖積層基底深度分布と解釈.

Fig. 28 Distribution of Alluvial basement and geomorphological interpretation in the Miyagawa River district.