

ボーリング試料を用いた更新世以降の伊勢湾層序と 白子—野間断層の活動度推定

Estimation of Ise Bay stratigraphy and Shiroko-Noma Fault activity since Pleistocene by borehole samples

天野敦子^{1*}・田村 亨¹・大上隆史²・佐藤善輝¹・入月俊明³
中島 礼¹・小松原 琢¹

AMANO Atsuko^{1*}, TAMURA Toru¹, OGAMI Takashi², SATO Yoshiki¹, IRIZUKI Toshiaki³,
NAKASHIMA Rei¹ and KOMATSUBARA Taku¹

Abstract: In order to reconstruct the sedimentary environmental changes since the Pleistocene in the Ise Bay and Nobi Plain and estimate the activity of Shiroko-Noma Fault, we obtained two drilling cores off Suzuka. These cores were described and analyzed shells, diatoms, ostracod, pollen, total organic carbon, total nitrogen and total sulfur element concentrations, total organic carbon and total nitrogen stable isotope ratios, tephra, and optical stimulated luminescence and radiocarbon ages. The lithology of GS-IB18-1 which was obtained from the uplifting side of the fault was divided into six units since the Pliocene, GS-IB18-2 on the subsiding side into seven units since Marine Isotope Stage (MIS) 8-7. These units are corresponded the stratigraphy of Nobi Plain as the below; river channel to floodplain in the Pliocene corresponding to Tokai Group, the fresh and brackish water areas of MIS 8-6 to Ama Formation, the inner bay in the MIS 5e to the lower Atsuta Formation, delta to freshwater after MIS 5b to the upper Atsuta Formation, the Last Glacial period rivers to the First Gravel and the Nobi Formations, and the shallow waters, estuaries and inner bays in the Holocene the lower Nanyo Formation. Based on the radiocarbon age and palaeo-water depth reconstructed from ostracods, the activity of the Shiroko-Noma Fault during the Holocene is estimated that the subsiding side faulted by a maximum of 9 m between 10 and 8 ka and no significant change was occurred after 8 ka.

Keywords: Ise Bay, boring core, lithology, sea level change, Shiroko-Noma Fault.

要 旨

三重県鈴鹿沖の白子—野間断層を挟む2地点で掘削されたボーリング試料を用いて岩相記載、貝、珪藻、貝形虫、花粉、全有機炭素・全窒素・全硫黄元素濃度、全有機炭素・全窒素安定同位体比、火山灰、光ルミネセンスと放射性炭素(¹⁴C)の年代の分析を行い、伊勢湾の堆積環境変遷を明らかにして濃尾平野の層序と対比するとともに、完新世における断層活動の評価を行った。断層の上盤側で採取したGS-IB18-1の岩相は鮮新世以降の6ユニット、下盤側のGS-IB18-2は海洋酸素同位体ステージ(Marine Isotope Stage; MIS) 8~7以降の7ユニットに区分される。濃尾平野の層序と比較すると、これらユニットは下位から東海層群に相当する鮮新世の河川流路~氾濫原、海部累層に相当のMIS8~6の淡水~汽水域、熱田層下部のMIS 5eの内湾と上部

のMIS 5b以降のデルタ~淡水域、第一礫層と濃尾層に相当する最終氷期の河川、南陽層下部に相当する完新世の浅海、河口、内湾となる。また、¹⁴C年代と貝形虫による古水深を基に完新世における白子—野間断層の活動度を見積もると、10~8 kaの断層活動によって最大で下盤側は最大9 m程度低くなり、8 ka以降は大きな変化が生じていないと考えられる。

1. はじめに

歴史時代から伊勢湾の沿岸域は、商業、海運の要所としての港町や干拓による農地の開発などによる人間活動の盛んな地域である。近代においては、埋め立てによる造成地に工業地帯や港湾が建設されるのに加えて、2005年には中部国際空港などが開港し、沿岸地域の利用は拡大した。その一方で、伊勢湾の中・北部に

*Corresponding author: AMANO, A., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: amano-a@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)

2 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology)

3 島根大学 学術研究院 環境システム科学系 (Institute of Environmental Systems Science, Academic Assembly, Shimane University)

は伊勢湾断層帯、北西部には鈴鹿沖断層といった活断層が存在する（中条・須田, 1971, 1972；桑原ほか, 1972, 第1図）。また、伊勢湾の北方に位置する濃尾平野は西部に位置する養老断層の沈降と木曾三川とよばれる木曾川, 長良川, 揖斐川が運搬する大量の土砂によって、層厚 1,500 m 以上に及ぶ前期更新統よりも上位の地層が分布している（Sugai *et al.*, 2016）。濃尾平野ではボーリングの試資料を基に地下構造やその発達過程の解明が行われてきたが（例えば, 桑原, 1985；牧野内ほか, 2005）、海域での情報は少ない。このような活断層や地下構造に関する情報は、人間活動の盛んな伊勢湾沿岸域における現在から将来における経済活動や都市計画に重要である。

産業技術総合研究所地質調査総合センターは、沿岸域を中心とした活断層や地下構造に関する地質情報の整備を目的として、2017年度から3ヶ年計画で伊勢湾・三河湾及びその周辺域における地質調査を実施した。その一環として、2018年に海底活断層の活動性評価と沿岸域の地下構造解明を目的とした海上ボーリング調査を、伊勢湾の鈴鹿市白子町沖で実施した。天野ほか（2019, 2020）では岩相記載、放射性炭素（ ^{14}C ）と光ルミネセンス（optically stimulated luminescence；OSL）による年代測定及び珪藻化石群集の概査の結果を基に堆積環境を検討し、さらにその結果をボーリング地点近傍の音波探査記録と濃尾平野の層序区分に対比し、概説を行った。

本研究は、上記の既存分析結果に加えて、粒度、元素、微化石を新たに分析することで、より詳細な堆積環境変遷について検討した。そして、その結果を基に、濃尾平野—伊勢湾の海水準変動に伴う地層発達過程について議論するとともに、完新世における白子—野間断層の活動度について評価した。

2. 調査海域概説

2.1 海底地形と地下構造

伊勢湾は伊良湖水道により太平洋から隔てられた半閉鎖的な内湾である（第1図）。伊勢湾内主要部の水深は 40 m よりも浅く、海岸線から湾央に向かって徐々に深くなり、10～30 m の等深線は概ね海岸線に沿う。湾口部の伊良湖水道周辺では急激に水深は増加し、水深 50 m 以上を示す。湾奥部には木曾三川の河口が位置する。

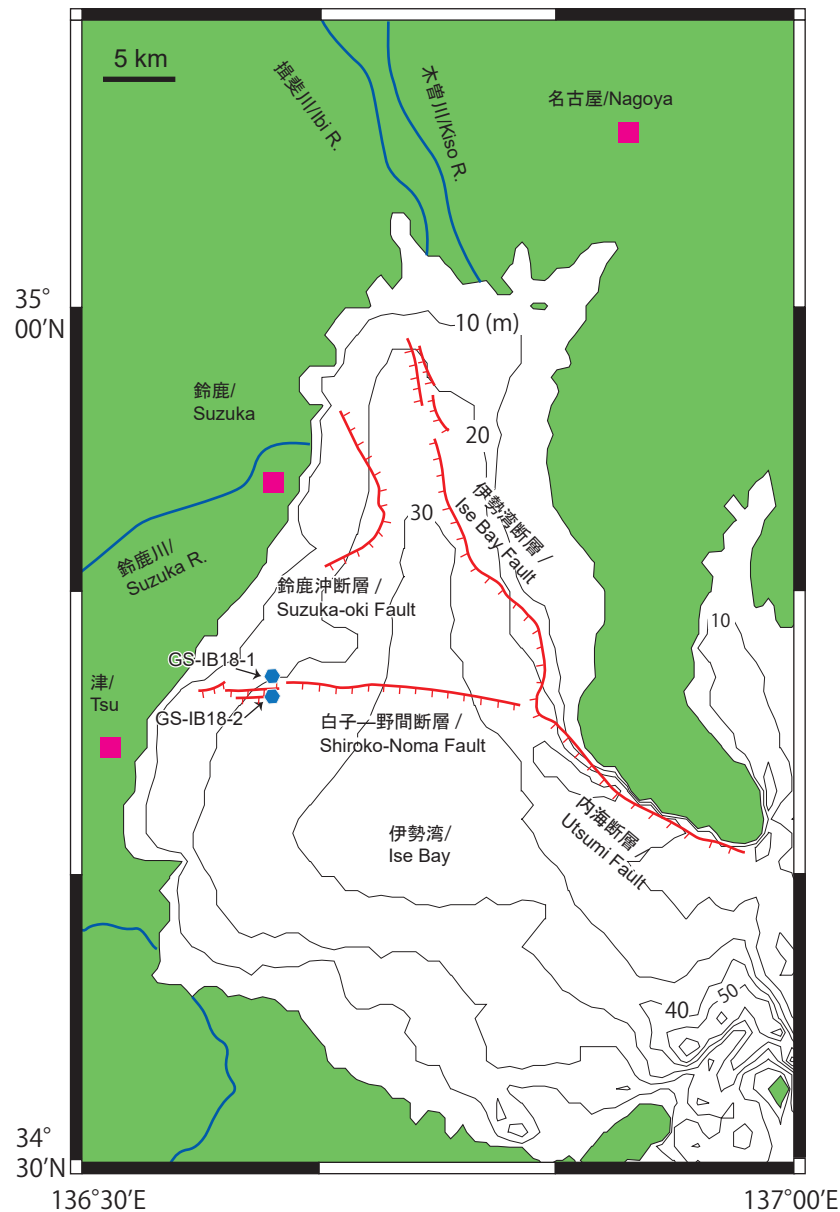
伊勢湾の中・北部の海域に分布する伊勢湾断層帯は木曾川河口の南方海域から知多半島の南方海域にかけて分布する伊勢湾断層帯主部と、湾中央部で東西方向

に分布する白子—野間断層からなり、さらに伊勢湾断層帯主部は北部の伊勢湾断層と南部の内海断層に細分される（中条・須田, 1971, 1972；桑原ほか, 1972；地震調査研究推進本部, 2005）。伊勢湾断層帯主部は北東側に相対的隆起を伴う断層で、過去十万年間の平均的な上下方向のずれ速度は北部の伊勢湾断層で 0.1 m/千年、南部の内海断層で 0.2 m/千年と推定される（地震調査研究推進本部, 2005）。白子—野間断層は北側が隆起する逆断層成分を持ち、過去十万年間の平均的な上下方向のずれ速度が 0.3 m/千年程度、最終活動時期が概ね 6,500～5,000 年前と推定されている（地震調査研究推進本部, 2005）。鈴鹿沖断層は、北部で北西—南南東、南部で北東—南西と走向が変化し、西傾斜の逆断層と推定されている（岩淵ほか, 2000；岡村ほか, 2013）。岩淵ほか（2000）では、鈴鹿沖断層の過去 15 万年間の上下方向のずれ速度を 0.2～0.4 m/千年と見積もっている。

2.2 伊勢湾周辺の地質概説

伊勢湾の南部には北東—南西方向に中央構造線が横切り、それより北側は西南日本内帯に、南側は西南日本外帯に区分される（牧本ほか, 2004；水野ほか, 2009）。西南日本内帯には領家帯を構成する領家変成岩類及び領家花崗岩類が、西南日本外帯には秩父帯、四万十帯付加複合体と三波川変成岩類が分布し、これらを基盤として中新世以降の堆積物が分布する（牧本ほか, 2004；水野ほか, 2009；西岡ほか, 2010）。伊勢湾周辺の丘陵地では、約 700 万年前から 80 万年前にかけて存在した淡水の東海湖の堆積物によって構成される東海層群（石田・横山, 1969）が広く分布し、後述するように濃尾平野や伊勢平野などの平野部では東海層群の上位に更新統、完新統の地層が分布する。

伊勢湾の北方に位置する濃尾平野では、濃尾傾動地塊と呼ばれる西縁の養老断層の活動による西に傾動しながらの沈降作用によって、第四系が積み重なる（松沢, 1968；桑原, 1968）。これら更新世以降の地層は木曾川などの河川からの土砂供給に加えて、氷河性海水準変動の影響も受けて、海水準面が低い氷期では河川などの砂礫層、海水準面の高い間氷期では海成粘土層などが交互に堆積している（桑原ほか, 1972；桑原, 1975；濃尾平野第四系研究グループ, 1977；牧野内ほか, 2005；Sugai *et al.*, 2016 など）。伊勢湾西方には鈴鹿山脈と布引山地が位置し、これらの山地と伊勢湾の間に南北に細長い伊勢平野が広がる。濃尾平野に比べると、伊勢平野の更新統より上位の地層の層厚は薄い（桑原ほか, 1972）。



第 1 図 調査海域と採泥地点図. 断層位置は地震調査研究推進本部 (2005) と岩淵ほか (2000) を参照した. 等深度線は岸本 (2000) を使用した.

Fig. 1 Map of study area and boring sites. Fault locations were referred with Headquarters for Earthquake Research Promotion (2005) and Iwabuchi *et al.* (2000). The topography based on Kishimoto (2000).

3. 調査・分析方法

3.1 ボーリング調査と試料処理

ボーリング試料は、三重県鈴鹿市沖のそれぞれ水深 21.66 m と 22.91 m の GS-IB18-1, GS-IB18-2 の 2 地点で掘削された (第 1 図, 第 1 表). この 2 地点は、佐藤・古山 (2018) で報告された白子―野間断層を挟んで位置する. 掘削作業は海中に仮設したガイドパイプ上に試錘機を据付け、クレーン台船上に設置した油圧ユニットを操作する傾動自在型試錘工法を用いて、2018 年 4 月 18 日～6 月 2 日の期間に実施された. 採取された試

料の長さは、GS-IB18-1 が 36 m, GS-IB18-2 が 65 m である.

採取されたボーリング試料は赤色光下の暗室で半割し、その一方から暗室で OSL 年代分析用試料を採取した. また、もう一方を用いて、X 線 CT 画像と写真の撮影、堆積相の記載を行った (天野ほか, 2019). OSL 年代分析用試料を採取した後、ボーリング試料上部の未固結層 (GS-IB18-1 では表層深度 15 m 間, GS-IB18-2 では 22 m 間) を 2.2 cm 間隔で、下部の半固結～固結層を 5 cm 間隔で分取し、粒度、元素、微化石の分析に供された. また、記載と試料分取時を行った際に ^{14}C 年代測定用の

第1表 ボーリングコアの採取位置とコア長

Table 1 Sites and core lengths of boring cores.

ボーリング番号 Boring No.	緯度 Latitude N	経度 Longitude E	水深 Water depth (m)	コア長 Core length (m)
GS-IB18-1	34° 47.0462'	136° 38.1410'	21.66	36.0
GS-IB18-2	34° 46.6414'	136° 38.1409'	22.91	65.0

貝化石、木片試料を取り出し、貝化石については種の同定を行った。

3.2 放射性炭素年代

ボーリング試料から採取された貝化石と木片試料について、株式会社地球科学研究所に依頼して加速器質量分析計 (Acceleration Mass Spectrometer; AMS) による ^{14}C 年代測定を行った (天野ほか, 2019, 2020, 第2表)。得られた木片試料及び貝化石試料の ^{14}C 年代はそれぞれ Intcal13 及び Marine13 (Reimer *et al.*, 2013) をデータセットとし、CALIB ver.8.0 (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦年校正を行った。海洋リザーバー効果の補正については、本研究地域のローカルリザーバー効果が不明のため、濃尾平野の研究例 (例えば、堀ほか, 2008; Naruhashi *et al.*, 2008; 大上ほか, 2009) に倣って、 $\Delta R = 0$ とした。

3.3 光ルミネッセンス (OSL) 年代

GS-IB18-1 では7試料、GS-IB18-2 では6試料の OSL 年代分析を行った。コアから得られた遮光試料は、一部について含水率測定を行った。また、含水率測定を行った試料をボールミルで粉砕し、誘導結合プラズマ発光分光分析 (ICP-AES) によりカリウム、誘導結合プラズマ質量分析 (ICP-MS) によりウラン、トリウム、ルビジウムの含有率をそれぞれ求めた。それ以外の試料は塩酸・過酸化水素・沈降法により粒径 4 ~ 11 μm の粒子を取り出し、直径 9.8 mm のステンレスディスクの上に直径 6 mm のアリコットを作成して、Riso Automated TL/OSL Reader (DA-20) を用いて OSL 計測を行った。1試料あたり6アリコットの測定を行なった。修正 SAR (Single-Aliquot Regenerative dose) 法 (Thomsen *et al.*, 2008; Buylaert *et al.*, 2009) により、50°C での IRSL (Infrared-Stimulated Luminescence) の発出の後に 290°C で計測される post-IR IRSL50/290 信号を計測し、等価線量を決定した。また、等価線量を求めた試料を用いてフェーディングテスト (Auclair *et al.*, 2003) を行い、フェーディング率の指標となる無次元格子密度 (ρ^*) を定量した。

年間線量は、堆積物中の放射性核種の含有量と宇宙線を考慮し、DRAC (Durcan *et al.*, 2015) を用いて計算

した。カリウム、ウラン、トリウム、ルビジウムの含有量から、Adamiec and Aitken (1998) の変換係数を用いて、堆積物中に由来する α , β , γ 線の年間線量を求めた。 β 線と α 線の減衰係数は、それぞれ Mejdahl (1979) と Bell (1980) に基づき、 a 値は 0.110 ± 0.005 (Kreutzer *et al.*, 2014) とした。含水率は測定値を用い 5 % の不確定性を仮定した。宇宙線の年間線量は現在の地層の厚さによる減衰のみを考慮して Prescott and Hutton (1994) を用いて計算した。得られた年間線量により等価線量を除すことにより、未補正年代を求めた。さらに ρ^* を用いて、Huntley and Lian (2006) と Kars *et al.* (2008) に従い、R Luminescence Package (Kreutzer *et al.*, 2012; Fuchs *et al.*, 2015) によって OSL 年代のフェーディング補正を行なった。OSL 年代は現在 (西暦 2023 年) を基準に示す。

3.4 珪藻

GS-IB18-1 から 34 試料、GS-IB18-2 から 35 試料について珪藻分析を行った。堆積物から約 1 mg を分析用試料として分取してマイクロ遠沈管に移し、蒸留水 1.5 ml を加えてよく攪拌して懸濁液を作成した。検鏡に適するように、適宜、濃度を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、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。観察は光学顕微鏡を用いて 400 ~ 1,000 倍の倍率で行った。分析試料のうち、珪藻化石が豊富に産出する試料 (GS-IB18-1 では 20 試料、GS-IB18-2 では 16 試料) について、1,000 倍の倍率下で種同定と計数を行った。計数は1スライドにつき200殻以上になるまで行った。生息環境の解釈は千葉・澤井 (2014) などを参照した。

3.5 貝形虫

GS-IB18-1 から 9 試料、GS-IB18-2 から 11 試料について貝形虫分析を行った。乾燥試料の重量を測定後、お湯に入れ、目合い 63 μm の篩上で泥質分を洗い流し、45°C の恒温乾燥機で乾燥後、乾燥重量を測定した。その後、目合い 125 μm の篩を用いてサイズ分画し、その残渣から双眼実体顕微鏡下ですべての貝形虫化石を摘出した。なお、試料中の個体数が多い場合は、200 個程度が含まれるよう残渣を適宜分割し、分割した残渣か

らすべての個体の摘出を行った。個体数は片殻 1, 両殻 2 として計数した。

3.6 花粉

GS-IB18-1 から 34 試料, GS-IB18-2 から 36 試料についてパリノ・サーヴェイ株式会社に依頼して花粉分析を行った。試料 10 g を秤量し, 塩酸で炭酸カルシウムを除去し, フッ化水素酸で粒子を分散させ, 水酸化カリウムで腐植酸を除去した。さらに目合い 250 μm の篩でサイズ分画し, 細粒部から重液を用いて有機物を分離, フッ化水素酸による鉱物の除去, アセトリシス処理による植物遺体中のセルロースの分解を行い, 花粉を濃集した。残渣をグリセリンゼリーで封入してプレパラートを作成し, 400 倍の光学顕微鏡下で花粉を同定, 計数した。

3.7 粒度

主に砂質, 泥質堆積物から構成される層準を対象に, GS-IB18-1 から 87 試料, GS-IB18-2 から 140 試料についてレーザー回折・散乱法 (LA960, HORIBA 製, 産総研地質調査総合センター共同利用実験室) を用いて粒度分析を行った。測定の前処理として, 分取した試料にヘキサメタリン酸水溶液 (0.1 mol/L) を加え, 分析直前に超音波を使って分散させた。粒度分析の結果は中央粒径値を ϕ スケール (Wentworth, 1922) で示す。

3.8 全有機炭素, 全窒素, 全硫黄濃度と有機炭素安定同位体比

主に泥質堆積物から構成される層準を対象として, GS-IB18-1 から 91 試料, GS-IB18-2 から 140 試料について全有機炭素 (Total organic carbon; TOC), 全窒素 (Total nitrogen; TN), 全硫黄 (Total sulfur; TS) 濃度の, また GS-IB18-1 から 51 試料, GS-IB18-2 から 96 試料について有機炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{Corg}$) の分析を行った。TOC, TN, TS 濃度は有機元素分析装置 (Flash2,000, Thermo Fisher Scientific), $\delta^{13}\text{Corg}$ は安定同位体比質量分析計 (Delta V Advantage, Thermo Fisher Scientific) を用いて測定した。これら元素分析には凍結乾燥して, メノウ乳鉢で粉碎した試料を用いた。TOC, TN 濃度測定では銀カップに 10 mg 程度の試料を秤量し, 1N の塩酸を加えて無機炭素を除去した後, これを錫カップで包んだ。TS 濃度では, 試料を錫カップに 10 mg 程度を秤量し, 五酸化バナジウムを 5 mg 程度を添加して包み, 分析した。

有機炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{Corg}$) 分析では, 試料をガラスバイアルに取り分け, 無機炭素を除去するために 1N の塩酸を加えて 1 昼夜放置した。そして, 遠心分離機で余剰な塩酸を除去し, 再度凍結乾燥, 粉碎した

試料を錫カップに 10 mg 程度秤量して包み, 分析した。

3.9 火山灰

火山ガラスが相対的に多く認められた GS-IB18-1 の 3 試料, GS-IB18-2 の 2 試料について株式会社古澤地質に依頼して火山ガラスの屈折率と主成分・微量元素の分析を行った。屈折率は温度変形型測定装置・MAIOT (古澤, 1995, 測定精度 ± 0.0001) を用いて火山ガラスが 30 片, 斜方輝石が 10 片程度測定し, 値にばらつきがある試料はモードを把握できるまで測定した。主成分元素はエネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX, EMAXEvolution EX-270, HORIBA 製) 及び走査型電子顕微鏡 (SU1510, HITACHI 製) を用いて, 分析条件, 加速電圧 50 kV, 試料電流 0.3 nA, ライブタイム 50 秒とした。微量元素は, 古澤 (2017) と同様の手法で, レーザーアブレーション結合プラズマ質量分析法 (LA-ICP-MS) を用いて測定した。

4. 分析結果に基づく岩相区分と堆積環境

天野ほか (2020) はボーリング試料の岩相記載, ^{14}C 年代 (第 2 表), OSL 年代及び珪藻化石の予察結果を基に GS-IB18-1 を 6 ユニット, GS-IB18-2 を 7 ユニットに区分し, 各ユニットの堆積環境の推定を行った。この節では, フェーディング補正した OSL 年代 (第 2 図) と種同定と計数した珪藻群集 (第 3 図) に加えて, 新たに追加した粒度 (第 2 図), 貝化石 (第 3 表), 貝形虫群集 (第 4 図), 花粉群集 (第 5 図), 元素 (第 6 図), 火山灰 (第 4 表) のデータを基に, 各ボーリング試料の岩相区分及び推定される堆積環境 (第 2 図) について記述する。

4.1 GS-IB18-1

4.1.1 ユニット 1-1 (深度 : 755 ~ 0 cm)

ユニット 1-1 は灰色～暗灰色の塊状粘土～シルトから構成される。粒度は 6 ~ 7 ϕ で, 表層付近でわずかに上方細粒化を示す。全体的に長さ数 mm から 1 cm 程度の貝殻, ウニ類の破片が散在している。同定できる大きさの貝化石には内湾などの浅い海域や潮間帯に生息するシオガマガイやウミタケ, ホソウミニナなどが含まれている。

珪藻化石は, 内湾指標種の *Paralia fenestrata* や *Cyclotella striata*, *Thalassiosira* 属, 外洋指標種の *Thalassionema nitzschioides* (例えば, 入月ほか, 2011) などが認められる。外洋指標種も産出するが, 総じて珪藻群集は内湾の堆積環境を示唆する。

貝形虫化石は, 深度 618 cm より上位では水深 10 ~ 15 m で特徴的に産出する *Nipponocythere bicarinata* や

第2表 ポーリングコアの放射性炭素年代.

Table 2 Radiocarbon age of boring samples.

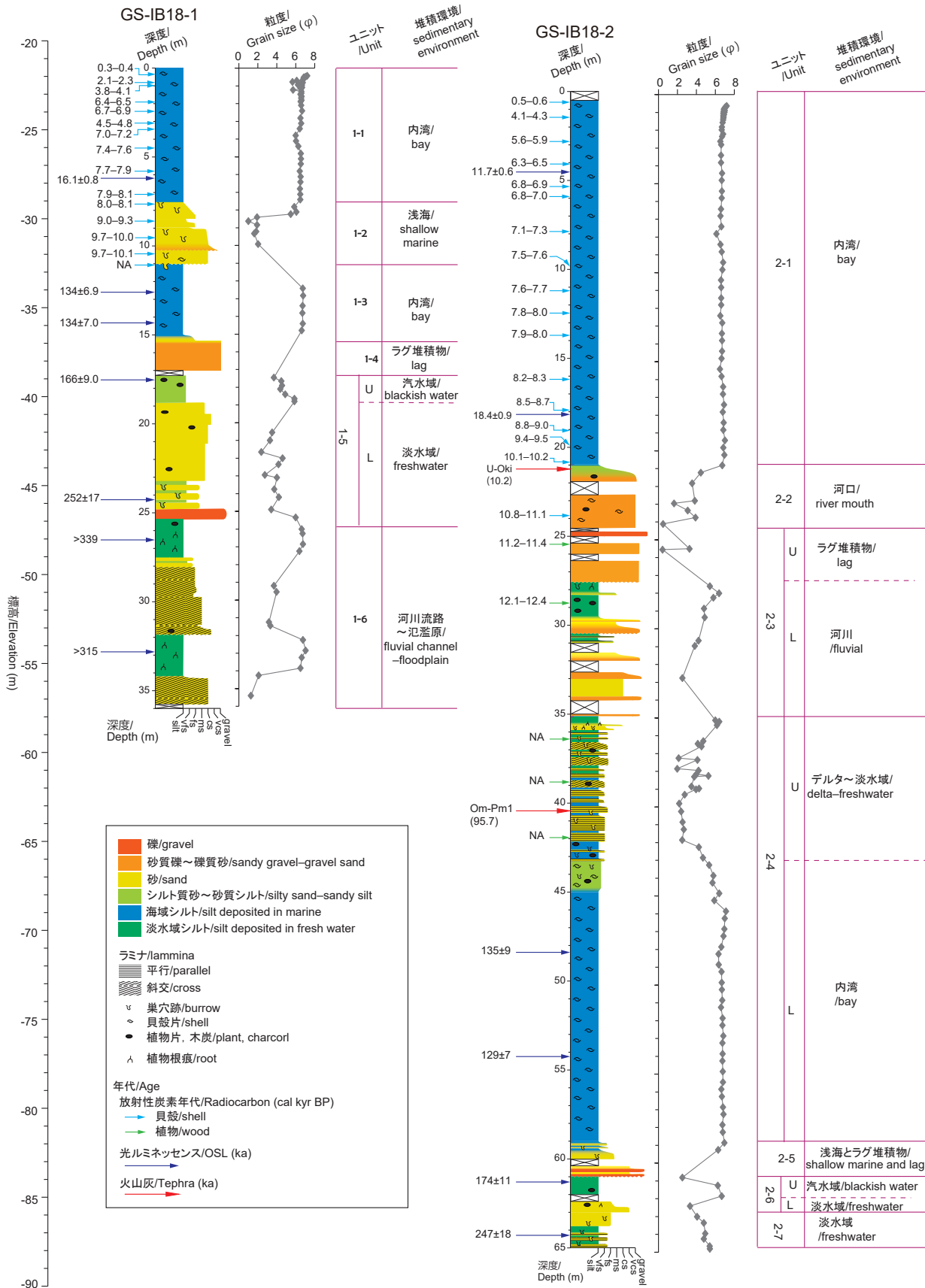
ボーリング 番号 Boring No.	深度 Depth (cm)	測定試料の種類 type of material	測定 ¹⁴ C年代 Conventional ¹⁴ C Age (yr BP)	補正 ¹⁴ C年代 Calibrated ¹⁴ C Age (cal yr BP)	Laboratory number	引用 reference
GS-IB18-1	38	貝/shell <i>Cycladicama cumingii</i> (Hanley)	660 ± 30	402 – 253	Beta-519567	天野ほか(2019)
	81	貝/shell <i>Barnea (Umitakea) dilatata</i> (Souleyet)	2530 ± 30	2299 – 2113	Beta-519568	天野ほか(2019)
	99	貝/shell <i>Acropsis</i> sp.	3950 ± 30	4055 – 3840	Beta-516436	天野ほか(2019)
	192	貝/shell <i>Bivalvia</i> gen. et sp. indet.	6030 ± 30	6543 – 6353	Beta-516437	天野ほか(2019)
	247	貝/shell <i>Naticidae</i> gen. et sp. indet.	6320 ± 30	6877 – 6685	Beta-519569	天野ほか(2019)
	311	ウニ/Echinoid	4460 ± 30	4779 – 4530	Beta-516438	天野ほか(2019)
	345	ウニ/Echinoid	6590 ± 30	7210 – 7005	Beta-519570	天野ほか(2019)
	450	貝/shell fragment	7020 ± 30	7570 – 7439	Beta-517832	天野ほか(2019)
	580	ウニ/Echinoid	7350 ± 30	7910 – 7726	Beta-516440	天野ほか(2019)
	712	ウニ/Echinoid	7570 ± 30	8123 – 7948	Beta-519571	天野ほか(2019)
	766	貝/shell fragment	7600 ± 30	8148 – 7975	Beta-516441	天野ほか(2019)
	859	貝/shell fragment	8500 ± 40	9251 – 9003	Beta-516442	天野ほか(2019)
	955	貝/shell <i>Bivalvia</i> gen. et sp. indet.	9110 ± 30	10013 – 9686	Beta-516443	天野ほか(2019)
	1043	貝/shell <i>Bivalvia</i> gen. et sp. indet.	9140 ± 40	10103 – 9732	Beta-516444	天野ほか(2019)
GS-IB18-2	1108	貝/shell <i>Bivalvia</i> gen. et sp. indet.	> 43500		Beta-516445	天野ほか(2019)
	60	貝/shell <i>Acropsis</i> sp.	1010 ± 30	646 – 530	Beta-516446	天野ほか(2019)
	145	貝/shell <i>Acropsis</i> sp.	4150 ± 30	4348 – 4106	Beta-519572	天野ほか(2019)
	284	貝/shell <i>Acropsis</i> sp.	5370 ± 30	5850 – 5642	Beta-516447	天野ほか(2019)
	403	貝/shell fragment	5970 ± 30	6458 – 6294	Beta-519573	天野ほか(2019)
	535	ウニ/Echinoid	6380 ± 30	6945 – 6750	Beta-516448	天野ほか(2019)
	593	ウニ/Echinoid	6420 ± 30	6992 – 6795	Beta-519578	天野ほか(2019)
	788	貝/shell fragment	6680 ± 30	7282 – 7145	Beta-540640	天野ほか(2020)
	978	ウニ/Echinoid	7090 ± 30	7640 – 7498	Beta-516449	天野ほか(2019)
	1122	貝/shell <i>Niotha</i> sp.	7150 ± 30	7680 – 7556	Beta-540641	天野ほか(2020)
	1244	カニ/Crab	7460 ± 30	7990 – 7840	Beta-540641	天野ほか(2020)
	1372	ウニ/Echinoid	7500 ± 30	8030 – 7874	Beta-519574	天野ほか(2019)
	1620	ウニ/Echinoid	7760 ± 30	8316 – 8157	Beta-516450	天野ほか(2019)
	1792	ウニ/Echinoid	8120 ± 30	8696 – 8486	Beta-519575	天野ほか(2019)
	1903	貝/shell fragment	8350 ± 30	9013 – 8787	Beta-542786	天野ほか(2020)
	1997	貝/shell fragment	8820 ± 30	9530 – 9425	Beta-540644	天野ほか(2020)
	2085	貝/shell <i>Macoma</i> sp.	9330 ± 30	10230 – 10115	Beta-516451	天野ほか(2019)
	2384	貝/shell <i>Corbicula japonica</i> Prime	9980 ± 30	11106 – 10802	Beta-516452	天野ほか(2019)
	2549	木片/wood	9940 ± 30	11407 – 11245	Beta-519576	天野ほか(2019)
	2877	木片/wood	10380 ± 30	12399 – 12083	Beta-519577	天野ほか(2019)
	3624	木片/wood	> 43500		Beta-540645	天野ほか(2020)
	3885	木片/wood	> 43500		Beta-540646	天野ほか(2020)
	4195	木片/wood	> 43500		Beta-540647	天野ほか(2020)

Loxoconcha viva (Yasuhara and Seto, 2006; Irizuki *et al.*, 2018) が認められる。深度 447 cm では 618 cm に認められる貝形虫群集よりもやや深い内湾泥底に生息する *Amphileberis nipponica* (Yasuhara and Seto, 2006; Irizuki *et al.*, 2018) が含まれる。深度 79 cm では水深 20 ~ 30 m の湾中央部泥底環境に多く生息する *Krithe japonica* が最も多産する。これら結果は深度 618 cm から 79 cm に向かって水深が増加したことを示唆する。

花粉群集はマツ属、コナラ亜属、アカガシ亜属が比較的多く、スギ属、ハンノキ属、ブナ属、シイ属、ニレ属—ケヤキ属などが含まれる。このように多数の種

類の花粉が含まれることは集水域が広く、様々な植生環境から花粉が集積したことを示唆する。

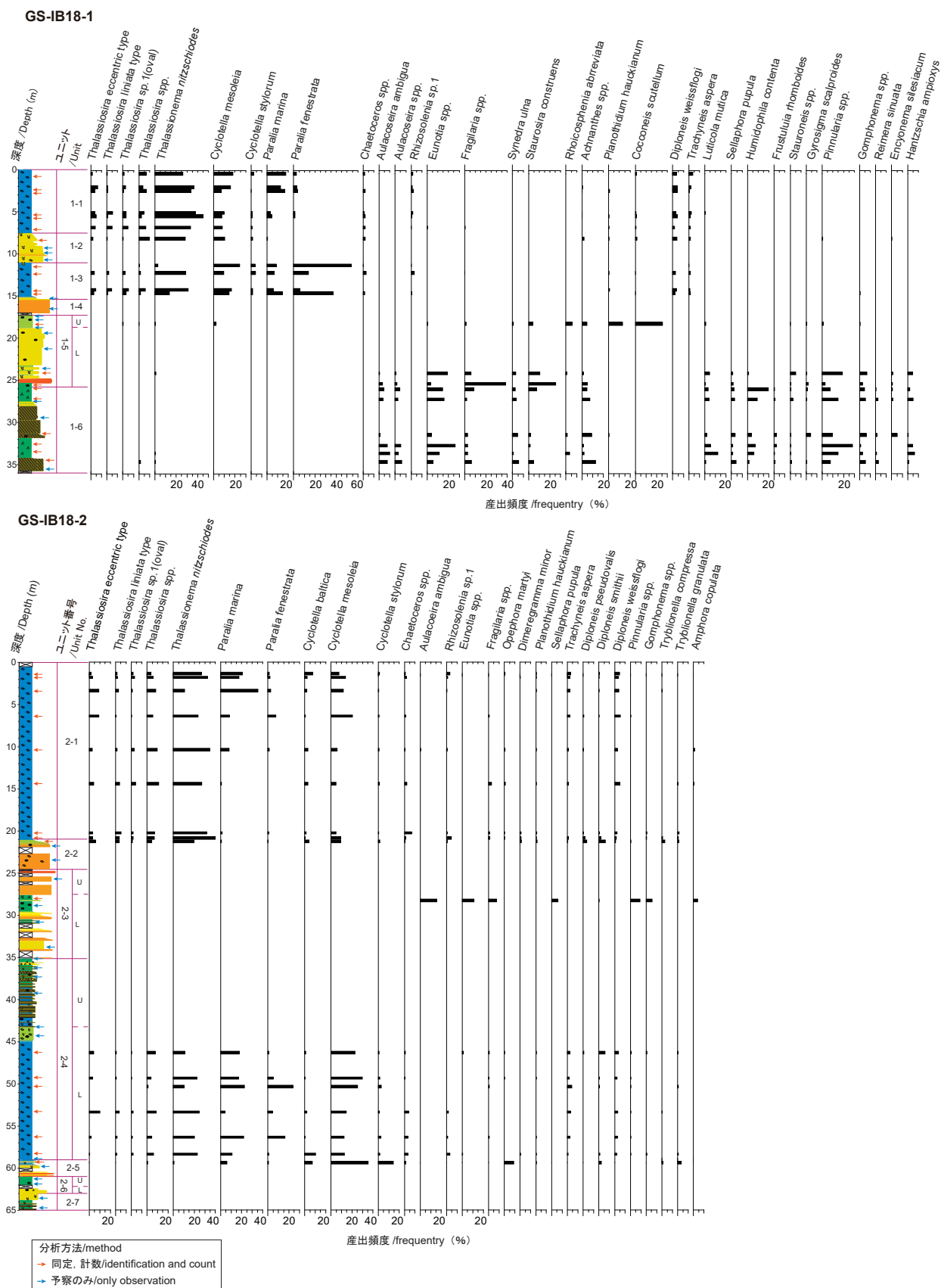
TOC, TN 濃度はそれぞれ 0.07 ~ 0.11 %, 0.9 ~ 1.1 % を示す。有機物起源の指標となる全有機炭素全窒素量比 (C/N 比) は 10 ~ 12, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は -23 ~ -22 ‰ を示す。一般的に陸上の維管束植物と海洋プランクトンの C/N 比はそれぞれ 20 以上と 5 ~ 6 (Bordowskiy, 1965a, b), また $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ はそれぞれ -26 ~ -30 ‰ と -18 ~ -24 ‰ (Fry and Sherr, 1984 ; Currin *et al.*, 1995 ; Deegan and Garritt, 1997) である。これらに基づく、ユニット 1-1 の C/N 比と $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は海洋プランクトン



第2図 岩相柱状図.

Fig. 2 Sedimentary columns of boring cores.

ボーリング試料を用いた更新世以降の伊勢湾層序と白子―野間断層の活動度推定



第3図 珪藻化石ダイアグラム。

Fig. 3 Diagram of diatom fossil.

第3表 ボーリングコアから産出した貝化石.

Table 3 Lists of shell fossils in boring cores.

ボーリング番号 Boring No.	深度 Depth (cm)	放射性炭素年代 ¹⁴ C dating	種 Species	
GS-IB18-1	38	○	<i>Cycladicama cumingii</i> (Hanley)	シオガマガイ
	48		<i>Bivalvia</i> gen. et sp. indet.	二枚貝類
	81	○	<i>Barnea (Umitakea) dilatata</i> (Souleyet)	ウミタケ
	99	○	<i>Acropsis</i> sp.	ミミエガイ類
	136		<i>Batillaria cumingii</i> (Crosse)	ホソウミナ
	247	○	<i>Naticidae</i> gen. et sp. indet.	タマガイ類
	791		<i>Anodontia stearnsiana</i> (Oyama)	イセシラガイ
	820		<i>Tellinidae</i> gen. et sp. indet.	ニッコウガイ科
	877		<i>Pillucina pisidium</i> (Dunker)	ウメノハナガイ
	917		<i>Fuluvia mutica</i> (Reeve)	トリガイ
	958		<i>Ruditapes philippinarum</i> (Reeve)	アサリ
	1098		<i>Tellinidae</i> gen. et sp. indet.	ニッコウガイ科
	1099		<i>Glossaulax didyma</i> (Röding)	ツメタガイ
	1100		<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	ウラカガミ
	1100		<i>Glossaulax</i> sp.	ツメタガイ類
1106		<i>Acropsis</i> sp.	ミミエガイ類	
1106		<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	ウラカガミ	
GS-IB18-2	60	○	<i>Acropsis</i> sp.	ミミエガイ類
	74		<i>Fuluvia mutica</i> (Reeve)	トリガイ
	81		<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	ウラカガミ
	94		<i>Lucinoma annulatum</i> (Reeve)	ツキガイモドキ
	110		<i>Acropsis</i> sp.	ミミエガイ類
	145	○	<i>Acropsis</i> sp.	ミミエガイ類
	284	○	<i>Acropsis</i> sp.	ミミエガイ類
	315		<i>Barnea (Umitakea) dilatata</i> (Souleyet)	ウミタケ
	1122	○	<i>Niotha</i> sp.	ムシロガイ類
	1757		<i>Acropsis</i> sp.	ミミエガイ類
	2081		<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	ウラカガミ
	2085	○	<i>Macoma</i> sp.	ゴイサギガイ類
	2384	○	<i>Corbicula japonica</i> Prime	ヤマトシジミ
	4435		<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	ウラカガミ
	4452		<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	ウラカガミ
	4466		<i>Dosinella angulosa</i> (Philippi)	ウラカガミ
	4471		<i>Mizuhopecten tokyoensis</i> (Tokunaga)	トウキョウホタテ
4475		<i>Fuluvia mutica</i> (Reeve)	トリガイ	

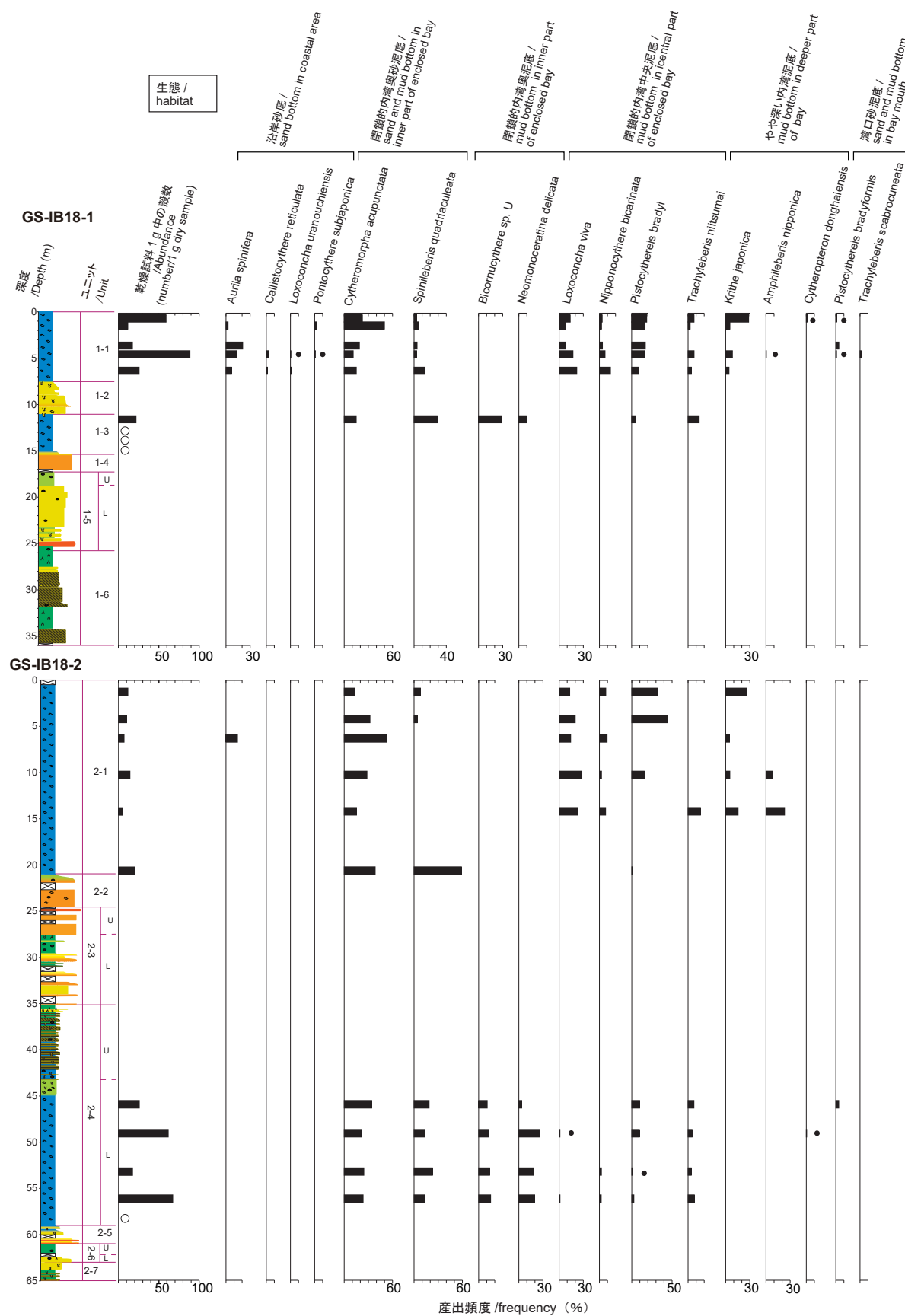
起源の有機物が多いことを示唆する。TS 濃度はこのユニット最下部で 1.0 %, 上部に向かって徐々に 0.5 % 程度へ減少する傾向を示す。全有機炭素全硫黄量比 (C/S 比) は TS 濃度の変化に伴い最下部から上部に向かって 1.0 から 2.0 へと増加する。堆積物中のパイライト (FeS₂) は海水に含まれる硫酸イオンを用いて、酸素が少ない還元的な海洋環境下で活動する硫酸還元細菌が有機物分解することによって形成されるため、TS 濃度と C/S 比は海水と淡水の影響や海底環境の還元状態の指標となる (Berner, 1982)。淡水域での堆積物の C/S 比は 10 以上、海域の堆積物は 0.5 ~ 5 で、海域の還元的状態が強くなれば C/S 比は低くなる傾向を示す (Berner and Raiswell, 1984 ; Berner, 1984)。また、宍道湖や中海では、塩分躍層によって底層が貧酸素化し、有機物の堆積速度が速い汽水域での堆積物の C/S 比は 0.9 以下と低くなることが知られている (Sampei *et al.*, 1997)。これらのことから、ユニット 1-1 の TS 濃度、C/S 比は還元的な海域または汽水域から酸化的な海域への変化を反映しているものと考えられる。

¹⁴C 年代は 8.0 ~ 0.3 cal kyr BP を示す。一方で、OSL 年代結果は深度 1,770 cm で 16.1 kyr を示し、¹⁴C 年代よりも約 1 万年古い値を示す。一般に pIRIR50/290 信号による年代は余剰線量により過大評価になりやすい (Tamura *et al.*, 2021)。このことから、ユニット 1-1 が形成された堆積環境では、OSL 年代が余剰線量により 1 万年程度、過大評価しているものと考えられる。

ユニット 1-1 は貝、珪藻、貝形虫、花粉、C/N 比、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 及び ¹⁴C 年代を総合的に解釈すると、完新世の内湾の泥質堆積物といえる。また、貝形虫群集はユニット下部から上部に向かって古水深が増加することを示唆する。これら結果から推測される海水準上昇を加味すると、上部に向かつての TS 濃度の減少と C/S 比の増加は汽水環境から内湾環境へと変化したことを示すと考えられる。

4.1.2 ユニット 1-2 (深度 : 1,110 ~ 755 cm)

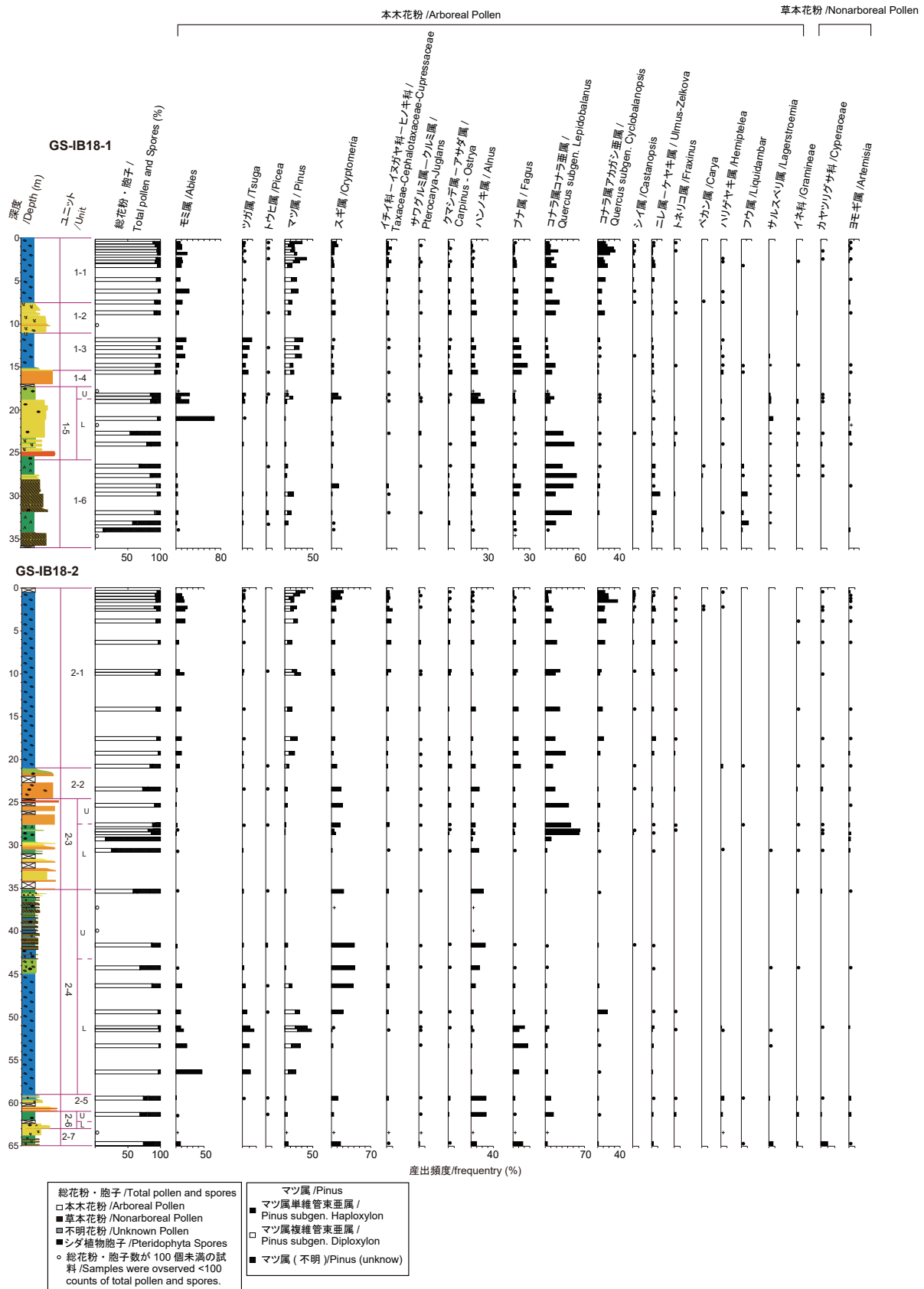
ユニット 1-2 は、砂質堆積物から構成され、深度 1,110 ~ 880 cm では細礫を含む粗粒砂 ~ 極粗粒砂、880 ~



第 4 図 貝形虫化石ダイアグラム。白丸は貝形虫が確認されなかった試料を, 黒丸は産出頻度 1 % 以下を示す。

Fig. 4 Diagram of ostracod fossil. Circle show non-confirmed ostracod and black dot the frequency less than 1 %.

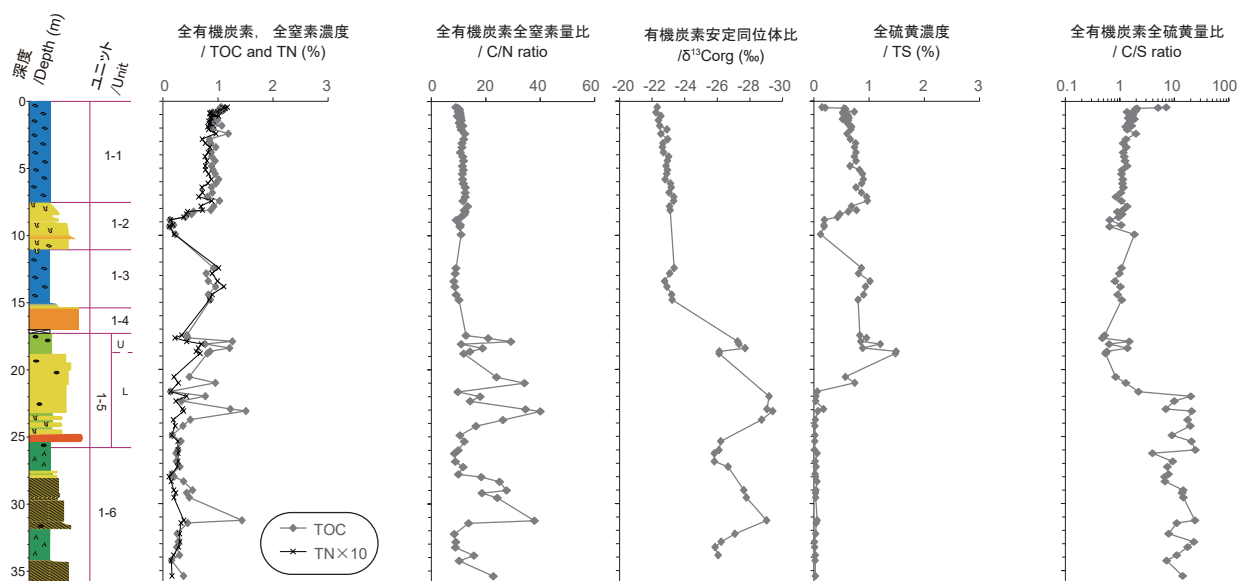
ボーリング試料を用いた更新世以降の伊勢湾層序と白子一野間断層の活動度推定



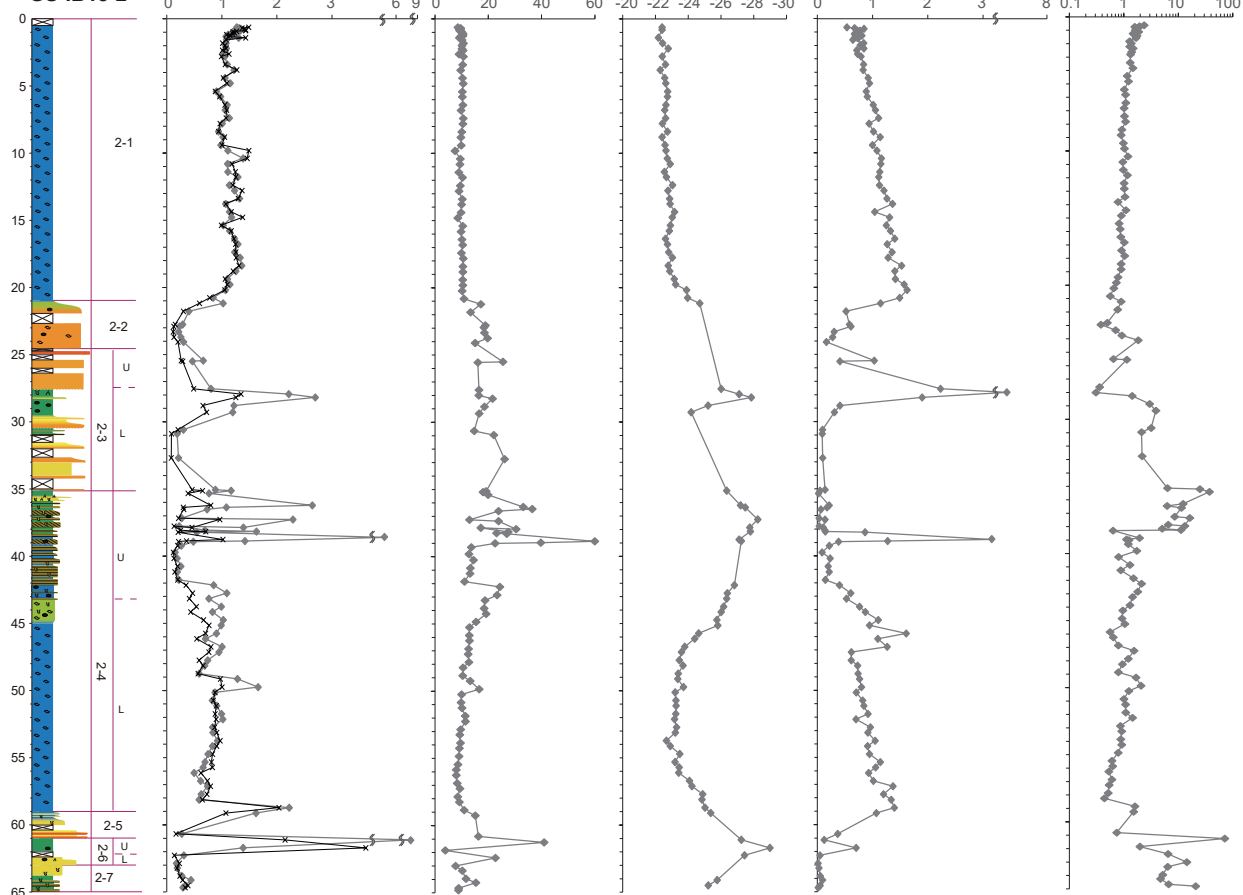
第 5 図 花粉化石ダイアグラム。黒丸は産出頻度が 1 % 以下を，十字は総花粉・胞子数が 100 個未満の試料を示す。

Fig. 5 Diagram of pollen fossil. Black dot show the frequency less than 1 % and crosses the samples total pollen and spore counts less than 100.

GS-IB18-1



GS-IB18-2



第6図 元素特性のプロファイル。

Fig. 6 Profiles of element properties.

第4表 本研究の火山ガラスと対比される火山ガラスの屈折率と元素分析結果

Table 4 Results of refractive index and elemental concentrations in volcanic glass.

引用/ reference	本研究結果/This study															佐藤・水野 (2018)	水野・納谷 (2011)	町田・新井 (2003)	大嶋ほか(1997) 高木ほか(2019)	
試料または火山灰/ sample or tephra	ボーリング番号 Boring No.	GS-IB18-1									GS-IB18-2						寺川 (Terakawa)	千ヶ瀬5 (CGS 5)	磐城稲枝 (U-Ok)	御岳第1 (On-Pm1)
	深度 Depth (cm)	2755-2750			2950-2945			3560-3555		2120-2118			4043-4041							
	火山灰試料番号 Tephra No.	27-28- 11A	27-28- 11B	27-28- 11C	29-30- 10A	29-30- 10B	29-30- 10C	35-36- 5A	35-36- 5B	21-22- 6A	21-22- 6B	21-22- 6C	40-41- 11A	40-41- 11B	40-41- 11C					
	屈折率 /Refractive index	1.497-1.500, 1.501-1.504, 1.505-1.508			1.497-1.500, 1.501-1.504, 1.504, 1.505-1.508			1.497-1.500		1.498-1.560, 1.521-1.525			1.498-1.502							
主成分元素 main elements (%)	SiO ₂	77.34	77.29	77.86	77.31	77.07	77.05	76.82	77.29	61.76	75.21	77.19	76.18	77.40	72.13	-	-	61.6	76.04	
	TiO ₂	0.10	0.21	0.40	0.16	0.16	0.29	0.10	0.09	0.45	0.39	0.12	0.16	0.10	0.04	0.07	0.29	0.44	0.16	
	Al ₂ O ₃	12.83	12.56	11.45	12.80	12.40	12.69	12.53	12.78	19.45	13.18	12.90	13.57	12.50	15.79	12.27	11.8	20.1	13.72	
	Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.15	1.89	-	-	
	FeO	1.05	1.64	1.42	1.20	1.03	1.72	0.97	0.95	2.87	1.59	1.12	0.97	1.16	0.66	-	-	2.9	1.00	
	MnO	0.11	0.16	0.02	0.09	0.06	0.15	0.05	0.06	0.21	0.02	0.08	0.09	0.06	0.02	0.04	0.08	0.2	0.09	
	MgO	0.05	0.40	0.20	0.17	0.07	0.37	0.05	0.04	0.22	0.39	0.13	0.26	0.05	0.05	0.08	0.29	0.3	0.21	
	CaO	0.69	2.17	1.30	1.22	0.86	2.24	0.83	0.74	1.55	1.74	1.22	1.58	0.80	0.93	0.73	2.19	1.54	1.58	
	Na ₂ O	3.41	3.73	2.54	3.44	2.51	3.70	2.46	3.28	6.26	3.35	3.40	3.40	3.31	3.73	3.41	3.76	6.7	3.54	
	K ₂ O	4.42	1.83	4.81	3.61	5.85	1.79	6.18	4.77	7.24	4.14	3.83	3.77	4.63	6.63	4.62	1.71	6.3	3.67	
	Sc	3.93	9.11	3.89	2.96	1.94	2.33	4.68	5.46	10.13	8.70	5.96	2.99	7.36	6.43	-	-	-	-	
V	0.65	6.49	1.38	0.65	0.82	0.58	0.63	1.54	2.98	0.91	4.11	0.89	0.93	0.70	-	-	-	-		
Rb	134.01	45.17	81.46	148.33	167.92	155.27	163.61	168.52	206.73	135.75	125.65	134.51	248.71	158.33	-	-	-	-		
Sr	49.65	110.20	51.34	63.83	67.91	64.02	67.83	58.38	91.08	88.32	283.15	330.00	192.32	201.17	-	-	-	-		
Y	17.39	39.27	19.56	19.14	22.10	30.18	22.34	16.21	23.42	24.25	11.78	14.03	45.25	23.63	-	-	-	-		
Zr	66.16	132.15	64.17	70.41	78.51	75.89	76.25	65.49	162.70	139.35	100.64	98.51	187.64	122.56	-	-	-	-		
Nb	14.01	3.06	11.77	15.09	11.82	11.26	11.70	14.32	10.50	8.87	11.80	11.99	15.89	11.09	-	-	-	-		
Cs	6.25	2.57	4.61	6.78	6.39	8.36	6.54	5.68	15.61	7.96	5.71	5.50	11.40	8.13	-	-	-	-		
Ba	601.43	328.71	584.07	748.81	733.98	555.91	655.60	737.92	708.25	632.48	774.02	827.53	1150.71	748.45	-	-	-	-		
La	19.04	10.91	23.03	22.40	29.52	24.60	28.84	23.11	31.37	30.76	28.32	31.09	39.71	32.43	-	-	-	-		
Ce	48.94	26.66	41.03	48.98	55.39	50.14	56.46	46.96	68.91	53.13	61.61	59.93	81.11	63.90	-	-	-	-		
Pr	4.65	3.33	4.48	4.34	5.89	5.46	5.54	4.50	7.11	6.28	6.31	6.59	10.65	6.85	-	-	-	-		
Nd	14.45	16.43	17.35	15.23	19.52	19.98	19.69	15.28	24.55	22.13	21.96	20.67	38.70	23.18	-	-	-	-		
Sm	3.38	4.11	2.81	1.98	3.60	3.07	3.34	3.41	4.45	5.68	3.14	3.76	6.66	4.41	-	-	-	-		
Eu	0.30	1.01	0.38	0.33	0.67	0.48	0.47	0.39	0.90	0.52	0.79	0.90	1.32	0.80	-	-	-	-		
Gd	3.69	6.14	3.80	3.14	3.61	2.48	3.48	2.53	5.31	4.98	3.03	2.85	8.17	4.01	-	-	-	-		
Tb	0.62	0.76	0.49	0.37	0.49	0.47	0.51	0.44	0.97	0.83	0.40	0.40	1.22	0.77	-	-	-	-		
Dy	3.12	7.34	3.61	3.30	4.27	4.65	3.32	2.29	6.42	4.51	2.35	2.20	7.69	4.14	-	-	-	-		
Ho	0.47	1.51	0.55	0.61	0.82	0.98	0.68	0.78	1.40	1.19	0.44	0.49	1.48	0.90	-	-	-	-		
Er	2.15	4.04	1.81	1.53	2.05	2.30	2.13	1.54	5.58	2.54	1.37	1.11	4.37	2.45	-	-	-	-		
Tm	0.28	0.63	0.38	0.26	0.34	0.39	0.31	0.27	0.54	0.58	0.23	0.22	0.69	0.37	-	-	-	-		
Yb	2.45	5.91	2.41	1.76	2.74	3.04	2.60	1.83	4.70	3.51	2.05	1.31	4.35	2.94	-	-	-	-		
Lu	0.45	0.79	0.42	0.19	0.37	0.48	0.40	0.34	0.81	0.65	0.36	0.28	0.57	0.60	-	-	-	-		
Hf	3.02	4.79	3.18	2.92	3.61	3.66	3.27	3.32	5.65	4.63	3.84	3.27	6.82	3.95	-	-	-	-		
Ta	1.21	0.40	1.11	1.35	1.27	1.15	1.17	1.16	1.20	1.09	0.98	0.84	2.04	0.96	-	-	-	-		
Pb	25.39	14.51	20.06	27.38	27.86	20.22	24.70	27.27	38.96	23.09	22.18	18.16	32.37	21.44	-	-	-	-		
Th	11.48	5.83	14.40	10.70	16.71	15.84	15.49	9.67	25.09	15.50	13.05	12.39	24.38	14.40	-	-	-	-		
U	3.32	1.48	3.59	3.12	4.05	4.15	3.89	2.58	5.27	2.76	2.71	2.27	4.99	2.85	-	-	-	-		

755 cm では薄いシルト層が挟在する貝殻片混じりの砂質シルトで、ユニット全体で上方細粒化を示す。粒度は下部の粗粒砂層では1～2φ、上部の砂質シルト層は5～6φを示す。また、全体的に直径3～5 mmの泥または砂で充填された円形状の生痕が確認される。深度1,036～1,030 cmは極粗粒砂～細礫層からなり、下面は浸食面である。

珪藻化石は全体的に産出数が少なく、同定が行われた深度840 cmでは内湾指標種の *C. striata* や海水泥質干潟指標種の *Diploneis smithii* が産出した。花粉化石も産出が少なく、深度838 cmの組成比はユニット1-1と同様にマツ属、コナラ亜属、アカガシ亜属が多く、スギ属、ハンノキ属、ブナ属など多数の種類の木本花粉が含まれることを示す。

TOC, TN, TS 濃度は粗粒砂層ではそれぞれ0.02, 0.2, 0.2 %程度、砂質シルト層では0.04～0.07, 0.4～0.9, 0.6～0.9 %を示す。C/N比は9～13, δ¹³Corgは-23 ‰程度とプランクトン起源有機物の寄与が高いことを、またC/S比は概ね1.0程度で海域の堆積物であることを示す。

貝, 珪藻, C/N比, δ¹³Corg, C/S比から、本ユニットは海域の堆積物と言える。¹⁴C年代は9.9～8.1 cal kyr BPで、濃尾平野では海水準の上昇し、木曽川三角州で

海進していた時期（大上ほか, 2009）に相当する。本ユニットは、内湾堆積物であるユニット1に比べて砂の割合が大きいことから定常的に波浪の影響を受ける浅海で形成された海進期の堆積物と推定される。本ユニットの基底面は、後述するユニット3の内湾堆積物を覆うラビンメント面と考えられる。

4.1.3 ユニット1-3（深度：1,540～1,110 cm）

ユニット1-3は主に泥質堆積物から構成され、主に2～3 mmの貝殻片を含む半固結した灰色～暗灰色の塊状粘土～シルト層で、粒度は6～7φである。本ユニットの最下部、深度1,540～1,500 cmは淘汰の悪い泥質な細粒砂～小礫で構成され、上方細粒化を示す。

粘土～シルト層には珪藻化石が多く含まれており、*P. fenestrata*, *C. striata*などを内湾に生息する珪藻が多産する。

貝形虫化石は、分析を行った4層準のうち3層準では認められなかった。これら試料では貝形虫のみならず有孔虫などの石灰質微化石も含まれなかったため、石灰分が溶脱した可能性がある。貝形虫化石が認められた深度1,146 cmでは閉鎖的内湾奥～中央部の泥底に生息する *Spinileberis quadriaculeata*, *Bicornucythere sp.* *U*, *Neomonoceratina delicata*, また鎖的内湾奥の砂泥底

に生息する *Cytheromorpha acupunctata* などが確認された。これらの種において、ユニット 1-1 では産出していない *Bicornucythere* sp. U は、現在の瀬戸内海や沖縄から高知県浦ノ内湾までの太平洋沿岸に生息し（例えば, Irizuki *et al.*, 2008）、三河湾では生息していない（入月ほか, 2011）。また, *Neomonoceratina delicata* は本州では MIS11 から MIS5 までの内湾堆積物から多産し、現在では奄美大島以南の東シナ海、南シナ海などに生息する（Irizuki *et al.*, 2009; 入月ほか, 2011）。そのため、これら 2 種はユニット 1-1 の完新世の層準で産出なかったと考えられる。水深 15 m よりも深い海域に卓越する種が全く産出しないため、古水深は 10 m 前後と推定される。

花粉化石は木本花粉が多く、モミ属、ツガ属、マツ属、ハンノキ属、ブナ属、コナラ亜属などが検出されるが、際立って多い種はない。このことから、集水域が広く、様々な植生環境の花粉が集積、堆積したと考えられる。また、少量ではあるが、日本では MIS3 以前に産出するハリゲヤキ属（Minaki *et al.*, 1988）、本州以南では更新世間氷期の地層に産出するサルスベリ属（例えば、中村, 1972；大西, 1977；辻, 1980 など）の花粉化石が認められた。

TOC, TN 濃度はそれぞれ 0.10 %, 1.0 % 程度で、ユニット 1-1 と同程度の値を示す。C/N 比と $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ はそれぞれ 10 と -23 ‰ 程度で海洋プランクトン起源の有機物が多く含まれていることを示す。また TS 濃度と C/S 比はそれぞれ 0.9 % と 1.0 程度で海域の堆積物であることを示す。

深度 1,108 cm の ^{14}C 年代は、測定限界年代（43 kyr BP）よりも古い。この結果は、深度 1,770, 1,430 cm で得られた OSL 年代がともに 134 ± 7 ka であることと整合している。

ユニット 1-3 は珪藻と貝形虫の群集、C/N 比、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、C/S 比から内湾の泥質堆積物と考えられる。ユニット 1-1 の内湾の堆積環境において OSL 年代が余剰線量によって 1 万年程度の過大評価となることが示唆された。これを踏まえると、ユニット 1-3 は最終間氷期の海進期から高海面期（MIS5e）にかけて形成されたと考えられる。この結果は伊勢湾では MIS5 以前にしか認められない種の貝形虫が含まれること、また同様に花粉も MIS3 以前に認められる種が含まれることと整合している。

4.1.4 ユニット 1-4（深度：1,737 ～ 1,540 cm）

ユニット 1-4 は灰色～暗灰色で中礫を含む淘汰の悪い礫質砂～砂質礫で構成される。予察で珪藻化石は認められず、また礫質な堆積物のため、微化石の含有量

や CNS 元素濃度は低いと予想されたため、両者の分析を実施していない。

上位層との関係から本ユニットは海進期のラグ堆積物と考えられる。

4.1.5 ユニット 1-5（深度：2,575 ～ 1,737 cm）

ユニット 1-5 は、主に砂質シルトと粗粒～中粒砂からなり、2 層に細分される。下部の深度 2,575 ～ 1,880 cm は木炭片を含む中粒～極粗粒砂層で、2,575 ～ 2,315 cm では砂質シルトと細粒～中粒砂の砂泥互層となる。深度 2,520 ～ 2,480 cm では細礫～小礫層が挟在する。上部の深度 1,880 ～ 1,737 cm は、塊状の砂質シルト層で木炭片が含まれる。粒度は砂層で 2 ～ 5 ϕ 、砂質シルト層では 4 ～ 6 ϕ である。

珪藻化石の含有は少ないものの、深度 1,840 cm では海水砂質干潟指標の *Planolithidium hauckianum* や内湾指標種の *C. striata* が産出する。一方、深度 2,540 cm と 2,420 cm では淡水生種の *Eunotia* 属や *Navicula* 属が確認される。

花粉化石はモミ属、ハンノキ属、コナラ亜属などが多い。これらは河川沿いや谷筋などに生息する種であることから、堆積環境は河川沿いまたは河川の影響を受ける場所であったと考えられる。また、上位のユニット 1-3 にも含まれていた本州以南では更新世間氷期の堆積物から産出するサルスベリ属が他のユニットよりも多く確認されることから、堆積年代は最終間氷期の MIS5 以前と考えられる。

TOC, TN 濃度はそれぞれ 0.1 ～ 1.5 %, 0.01 ～ 0.07 % とばらつきが大きく、砂質シルト層で高い傾向を示す。C/N 比は 10 ～ 40、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は -29 ～ -26 ‰ を示し、陸上植物の有機物の寄与が大きいことを示す。TS 濃度は深度 2,100 cm よりも下部では 0.1 % 以下と非常に低く、これよりも上部では 0.5 ～ 1.5 % と高くなる。TS 濃度の変化と同様に、C/S 比は深度 2,100 cm よりも下部では 10 ～ 20 で、これよりも上部では 1 程度と低いことを示す。これら結果から下部は淡水域、上部は海域または汽水域の堆積環境であったと考えられる。

OSL 年代は、深度 2,420 cm で 252 ± 17 ka、1,850 cm で 166 ± 9 ka となり、MIS8 ～ 6 に相当する。この結果は花粉化石が MIS5 以前の時代を示すことと調和的である。

珪藻、花粉及び C/S 比から、ユニット 1-5 の下部は河川周辺の淡水の影響を受ける環境で、上部は干潟や河口域のような汽水域の環境で形成されたと考えられる。OSL 年代結果は下部の堆積年代が MIS8 ～ 7、上部が MIS6 に相当することを示すが、堆積環境を考慮すると、下部は海水準が低い時期、上部は亜間氷期の海面が比較的高い時期に形成されたと考えられる。

4.1.6 ユニット 1-6 (深度 : 3,600 ~ 2,520 cm)

ユニット 1-6 は、植物根痕が確認される固結したシルト層 (深度 3,410 ~ 3,180 cm, 2,740 ~ 2,520 cm) と斜交層理が確認される細粒砂~粗粒砂層 (3,600 ~ 3,410 cm, 3,180 ~ 2,740 cm) の互層である。粒度は砂層で 1 ~ 3 ϕ , シルト層で 6 ϕ 以上を示す。本ユニットのシルト層は緑灰色で植物根痕が確認されるのに対して、上位のユニット 1-5 の最下部のシルト層は木炭を含む灰色で、漸移的な色変化が認められることから、これを境界としてユニットを区分した。

本ユニットのシルト層には、淡水生珪藻の *Aulacoseria* 属, *Pinnularia* 属, *Eunotia* 属, *Gomphonema* 属が多く含まれる。一方、細粒砂~粗粒砂層では珪藻化石は認められなかった。

花粉は、コナラ属コナラ亜属が多産し、フウ属やペカン属を伴う。コナラ属コナラ亜属は現在の東日本における落葉広葉樹林を代表する種で、現在よりも冷涼な気候であったことを示唆する。また、フウ属は中期更新世に、ペカン属は鮮新世末に日本から消滅しており、現在よりも冷涼な場所に生育する花粉化石と組み合わせる鮮新世の地層にみられることが多い (山野井, 2007; 斎藤, 2008)。

TOC 濃度は 1.0 % 以上を示す層もあるが、概ね 0.2 ~ 0.5 % を、TN 濃度は 0.01 ~ 0.03 % を示し、相対的に低い。C/N 比は 10 ~ 30, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は -29 ~ -26 ‰ で陸上植物の有機物の寄与が大きいことを示す。また、TS 濃度は 0.1 % 以下、C/S 比は 10 ~ 20 を示し、淡水の堆積環境であったことを示す。

OSL 年代は深度 3,240 cm と 2,630 cm とともに等価線量が飽和レベルを超えている。飽和レベルと等価線量を年間線量で除すると、それぞれ 315 ka と 339 ka の最小年代を与える。つまり、OSL 年代は本ユニットの堆積年代が 339 ka よりも古いことを示す。

本ユニットでは 3 層準で火山灰分析を行い、いずれの層準においても TiO_2 , MgO が少なく、 K_2O が多いグループ (第 4 表, 深度 2,755 ~ 2,750 cm では 27-28-11A, 2,950 ~ 2,945 cm では 29-30-10A, B, 3,560 ~ 3,555 cm では 35-36-A, B) が確認された。東海層群で確認される火山灰と比較すると、この特徴は寺川テフラ (約 2.7 Ma, 吉川・吉田, 1989) と類似性が高い。また、 K_2O が 2.0 % 以下と低い特徴を示すグループ (27-28-11B, 29-30-10C) は千ヶ瀬 5 テフラ (約 2.7 Ma, 正田ほか, 2005) と類似する。鮮新世後期の複数の火山灰が含まれることは、花粉と OSL 年代が示す堆積年代と調和的である。

ユニット 1-6 の堆積環境は、植物根痕が認められることと珪藻群集及び C/S 比から、淡水域であると考えられる。斜交層理が確認される細粒砂~粗粒砂層は河

川の一方向流を反映した堆積物、シルト層は植物根痕が確認されることから氾濫原の堆積物と解釈される。OSL 年代、花粉、火山灰の各種年代指標の結果を加えると、ユニット 1-6 は鮮新世の河川流路から氾濫原の堆積物と解釈される。

4.2 GS-IB18-2 の岩相

4.2.1 ユニット 2-1 (深度 : 2,100 ~ 0 cm)

ユニット 2-1 は灰色~暗灰色の塊状シルトによって構成され、1 cm 以下の貝やウニ類の破片が含まれる。粒度は 6 ~ 7 ϕ を示す。内湾の泥底に生息するウラカガミやトリガイ、水深 20 m 程度までの砂泥地に生息するウミタケ、岩礁海岸に生息するミミエガイ類などの貝化石が認められる。

珪藻化石は、内湾指標種の *Paralia fenestrata* や *Cyclotella striata*, *Thalassiosira* 属, 外洋指標種の *Thalassionema nitzschioides* などが認められ、内湾の堆積環境を示唆する。

貝形虫化石は、深度 2,070 cm で内湾奥部の水深 2 m 程度に生息する *Spinileberis quadriaculeata* と *Cytheromorpha acupunctata* (池谷・塩崎, 1993) が認められ、1 個ではあるが汽水域に生息する *Cytherura miui* (入月ほか, 2003) も含まれることから、2 m 程度の古水深が推定される。深度 1,447 cm と 1,047 cm の貝形虫化石は湾の沖合に生息する *Amphileberis nipponica* や *Krithe japonica* などを含むことから、古水深は 20 m 以上であったと推定される。深度 147 cm では *Krithe japonica* が多く、20 m 前後の古水深が推定される。深度 639 cm と 438 cm の産出数は非常に少なく、古環境に関する十分な検討ができなかった。

花粉群集はマツ属、アカガシ亜属、コナラ亜属が多く、他にスギ属、ブナ属などが様々な種が産出することから、GS-IB-18-1 のユニット 1-1 と同様に、広い集水域を持つことを示す。

TN, TOC 濃度は 0.10 ~ 0.15 %, 1.0 ~ 1.5 % を示す。C/N 比は 10 程度、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は -23 ~ -22 ‰ を示し、海洋プランクトン起源の有機物の寄与が大きいことを示す。TS 濃度と C/S 比はユニット下部から上部にかけてそれぞれ 1.5 % から 0.7 %, 2.0 から 0.8 へと変化し、汽水域または還元的な海洋環境から酸化的な海洋環境へ変化したことを示唆する。

^{14}C 年代は 10.2 ~ 0.6 cal kyr BP を示す。OSL 年代は深度 1,820 cm では 18.4 ± 0.9 kyr, 440 cm で 11.7 ± 0.6 kyr を示し、GS-IB18-1 のユニット 1-1 の結果と同様に、余剰線量により 1 万年程度過剰評価しうると考えられる。内湾に生息する貝、珪藻、貝形虫、C/N 比、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, ^{14}C 年代の結果を総合すると、本ユニットは完新世の内湾の泥質堆積物といえる。GS-IB18-1 のユニット 1-1 と

同様に、貝形虫群集と TS 濃度、C/S 比の結果は海水準の上昇によって淡水の影響も受ける汽水環境から海水のみの影響を受ける内湾環境へと変化したことを示すと考えられる。

4.2.2 ユニット 2-2 (深度 : 2,455 ~ 2,100 cm)

ユニット 2-2 は淘汰の悪い暗灰色の砂質礫で構成され、粒度は 0 ~ 4 φ を示し、1 cm 大の貝殻破片や木炭が確認される。深度 2,200 ~ 2,100 cm は中礫~中粒砂を含む砂礫から粗粒砂~中粒砂を含む砂質泥へと上方細粒化し、上位のユニット 1-1 との境界は不明瞭である。試料の欠損部分が多く、下位との境界は欠損により不明である。深度 2,383 cm ではヤマトシジミの貝化石が確認された。

珪藻化石は深度 2,122 cm で内湾指標種の *C. striata* や汽水~海水生の *Diploneis* 属が多く確認されたが、これより下部では認められなかった。

花粉群集は深度 2,340 cm で川沿いに生育するマツ属、スギ属、コナラ亜属、ハンノキ属の割合が高いことを示す。

TN, TOC, TS 濃度はそれぞれ 0.01 ~ 0.03 %, 0.2 ~ 0.5 %, 0.2 ~ 0.5 % を示す。C/N 比は 10 ~ 20 を示し、陸上植物起源有機物の寄与が大きいことを示し、河川からの供給作用を強く受ける環境であったことを示唆する。C/S 比は 1.0 以下で、ユニット 2-1 の下部と同様に汽水域の堆積環境を示すと考えられる。

^{14}C 年代は深度 2,085 cm で 11.0 cal kyr BP を示す。深度 2,119 ~ 2,117 cm の火山ガラスの屈折率は 1.498-1.506 及び 1.521-1.525 の 2 グループを示す (第 4 表)。また、主成分元素結果は、 Na_2O と K_2O が 13.5 % 程度とアルカリ含有率が非常に高いもの (第 4 表, 21-22-6A)、 K_2O 含有率が 4.0 ~ 4.2 % 程度のもの (21-22-6B)、及びこの他の値がまとまらないもの (21-22-6C) の 3 グループを示す。これらグループの中で、屈折率が 1.521-1.525 で、 Na_2O 、 K_2O に富むグループ (第 4 表, 21-22-6A) は鬱陵隠岐テフラ (U-Ok, 10.2 ka, 町田・新井, 2003) の特徴と一致し、 ^{14}C 年代と調和的である。

貝化石、珪藻、C/S 比は汽水域の環境を、花粉、C/N 比は河川の影響を受ける環境を示すことから、本ユニットは河口付近の堆積物と推定される。堆積年代は 11.0 ~ 10.2 cal kyr BP と海水準が上昇する時期に相当することから、深度 2,200 ~ 2,100 cm の上方細粒化は海進によって波浪や河川流などが海底へ及ぼす影響が小さくなったことを示唆している。

4.2.3 ユニット 2-3 (深度 : 3,510 ~ 2,455 cm)

ユニット 2-3 の主要部は淘汰の良い砂~砂礫で構成されるが、シルト層の狭在によって、2 層に細分され

る。下部の深度 3,500 ~ 2,755 cm は上方細粒化を示す中礫~極粗粒砂層と植物根痕や生痕、木炭が確認される有機質なシルト層からなる。一方、上部の深度 2,755 ~ 2,475 cm は淘汰のよい塊状の砂礫層である。粒度はシルト層で 5 ~ 6 φ, 砂層で 2 ~ 4 φ を示す。

本ユニットに含まれる珪藻化石は少ないが、深度 2,825 cm では比較的多く含まれており、主に淡水生の *Eunotia* 属、*Pinnularia* 属、*Gomphonema* 属などが確認される。

花粉化石は、コナラ亜属の割合が高く、スギ属、ハンノキ属も多く確認され、この組み合わせは河川の影響を受ける環境であったことを示唆する。また、本ユニットの下部 (深度 3,060, 2,930 cm) では花粉化石の保存状態が悪い。乾燥を繰り返すような河口や河川沿いでは花粉が分解されやすく (中村, 1967)、そのため本ユニットの花粉も保存状態が悪いと考えられる。

TN, TOC 濃度はシルト層ではそれぞれ 0.05 ~ 0.15 %, 0.8 ~ 2.7 % と高く、砂層では 0.01 ~ 0.04 %, 0.3 ~ 0.7 % と低い。C/N 比はシルト、砂層ともに 15 ~ 25 を示す。また、シルト層でのみ測定した $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は -24 ~ -28 ‰ を示す。これら結果は、陸上植物起源有機物の寄与が大きいことを示す。TS 濃度と C/S 比は深度 2,825 cm を境界に、これより下位でそれぞれ 0.1 % 以下と 2 ~ 6, 上位で 0.4 ~ 7.5 %, 1.0 以下と変化する。これら結果は、堆積環境が深度 2,825 cm を境に淡水域から海水も影響する汽水域へ変化したことを示す。

^{14}C 年代は深度 2,877 cm で 12.2 cal kyr BP を示す。植物根痕や木炭が確認され、花粉、C/N 比、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 ^{14}C 年代の結果を総合すると、本ユニットは最終氷期の低海水準期における河川性堆積物と考えられる。さらに TS 濃度、C/S 比は下部の深度 2,825 cm を境に淡水から汽水域へと堆積環境が変化したことを示す。そのため、上部の砂礫層は海進期のラグ堆積物と考えられる。

4.2.4 ユニット 2-4 (深度 : 5,900 ~ 3,510 cm)

ユニット 2-4 は主にシルト質堆積物からなり、上部と下部に細分される。下部の深度 5,900 ~ 4,340 cm は、主に生痕が認められ、貝殻破片を含む半固結シルト層であるが、4,500 ~ 4,340 cm は砂質シルトで構成され、粒度は上方に向かって 7 φ から 4 φ へ変化する。このシルト層では内湾に生息するウラカガミ、トリガイ、それから後期鮮新世から後期更新世の地層に産出するトウキョウホタテが確認された。上部の深度 4,340 ~ 3,510 cm は平行または高角の斜交層理が認められる極細粒~細粒砂とシルトの砂泥互層で、砂層の粒度は 2 φ 程度、泥層は 4 ~ 5 φ を示す。深度 3,800 ~ 3,510 cm では上方粗粒化が確認される。

珪藻化石は下部のシルト層では内湾指標種の *C.*

striata, *P. fenestrata*, *Thalassiosira* 属など確認され、内湾の堆積物であったことを示唆する。一方で、上部の砂泥互層ではほとんど珪藻化石が確認されなかった。

下部のシルト層の貝形虫化石は、GS-IB18-1 のユニット 1-3 と非常に類似した種構成で、内湾奥の砂泥～泥底に生息する種が多く確認された。水深 20 m より深い内湾に卓越する種が全く確認されないため、古水深は 10 m 前後であると推定される。ユニット 1-3 と同様に、*Neomonoceratina delicata* が確認されることから堆積年代は MIS11 ～ 5 と考えられる。

下部の花粉化石は、スギ属、モミ属、ツガ属、マツ属、ハンノキ属の割合が高い。また、わずかではあるが、サルスベリ属が確認されることから、最終間氷期以前の堆積物と考えられる。一方、上部の砂泥互層に確認される花粉化石は保存状態が悪く、個数が少ないが、河川沿いに生育するスギ属やハンノキ属などが確認された。

下部のシルト層では TN, TOC 濃度はそれぞれ 0.04 ～ 0.08 %, 0.5 ～ 1.5 % を示す。上部の砂泥互層では、砂層の TN, TOC 濃度はそれぞれ 0.02 %, 0.2 % 程度であることに対して、泥層では 0.02 ～ 0.10 %, 0.5 ～ 3.0 % と変動幅が広いことを示す。下部の C/N 比は概ね 10 程度、 $\delta^{13}\text{Corg}$ は -24 ～ -22 ‰ で海洋プランクトン起源有機物の寄与が高いことを示すが、深度 4,500 ～ 4,340 cm で C/N 比は 20 程度、 $\delta^{13}\text{Corg}$ は -26 ～ -25 ‰ へ変化し、陸上植物起源有機物の寄与が大きくなったことを示唆する。さらに、上部の C/N 比は深度 3,900 cm を境に 10 程度から 20 ～ 40 へと増加し、 $\delta^{13}\text{Corg}$ は -28 ～ -26 ‰ を示し、これら結果は陸上植物起源有機物の寄与が増加したことを示唆する。TS 濃度は下部のシルト層では、深度 4,685 ～ 4,358 cm で一時的に 1.6 % へと増加するが、上方に向かって 1.4 % から 0.2 % へと徐々に減少し、上部の砂泥互層では 0.2 % 以下と低い。C/S 比は下部では上方に向かって 0.5 程度から 2 程度へと増加する。さらに、上部の C/S 比は深度 3,825 cm を境に 1 ～ 2 から 5 ～ 30 へと上方に向かって増加する。これら TS 濃度と C/S 比は下部のシルト層から上部の砂泥互層にかけて汽水域または還元的な海洋環境から酸化的な海洋環境へと変化したことを、さらに上部の深度 3,825 cm では淡水域の環境へ変化したことを示唆する。

本ユニットの ^{14}C 年代はいずれも測定限界年代を超える。OSL 年代は深度 5,420 cm で 129 ± 7 ka, 4,840 cm で 135 ± 9 を示す。この結果は花粉結果が最終間氷期以前の堆積物を示唆することと調和的である。

深度 4,043 ～ 4,040 cm の火山ガラスの屈折率では 1.498-1.502 にモードが確認される。また、主成分元素の特徴からこの層準の火山ガラスは 3 グループに区分される。火山ガラスの屈折率が 1.498-1.502 で、 K_2O が 3.7

% 程度のグループ（第 4 表、40-41-11-A）は御岳第一テフラ（On-Pm1, 95.7 ka, 町田・新井, 2003）の特徴と一致する。ただし、元素結果は複数のテフラが混在していること示すため、再堆積の可能性が高い。

貝、珪藻、貝形虫、C/N 比、 $\delta^{13}\text{Corg}$, TS 濃度、C/S 比の結果から下部のシルト層は内湾堆積物、上部の砂泥互層はデルタから淡水域の堆積物と言える。下部のシルト層の堆積年代は OSL 年代、花粉、貝形虫結果から MIS5e の高海水準期、上部の砂泥互層は On-Pm1 テフラが確認されることから、MIS5b 以降の海退期と考えられる。

4.2.5 ユニット 2-5（深度：6,100 ～ 5,900 cm）

本ユニットは主に砂質堆積物で構成され、深度 6,100 ～ 6,050 cm の中～大礫サイズの花崗岩やチャートを含む細粒～中粒砂層と 6,000 ～ 5,900 cm の細粒砂とシルトの砂泥互層からなる。深度 6,050 ～ 6,000 cm は試料が欠損している。

砂泥互層のシルトでは、内湾指標種の珪藻である *P. fenestrata* や *C. striata* が確認される。花粉はハンノキ属の割合が高く、スギ属、ブナ属、コナラ亜属を含む組み合わせは河川沿いの環境を示唆する。また、TN, TOC 濃度はそれぞれ 0.01 ～ 0.02, 1.5 ～ 2.2 % を、C/N 比は 10 ～ 15, $\delta^{13}\text{Corg}$ は -25 ‰ 程度を示す。C/N 比と $\delta^{13}\text{Corg}$ は陸上植物起源の有機物寄与が多いことを示唆する。TS 濃度は 1.0 % 程度、C/S 比は 1 程度で、汽水域または還元的な海洋域の堆積物であることを示唆する。

主に砂質堆積物からなり、珪藻、花粉、C/N 比、 $\delta^{13}\text{Corg}$, TS 濃度、C/S 比を総合すると、本ユニットは河川の影響を受ける浅海の堆積物と言える。本ユニット全体を通して上方細粒化を示すことと、上位層との関係は、上位に向かって海進によって水深が増加したこと示唆する。また、深度 6,100 ～ 6,050 cm の砂礫層は海進期初期のラグ堆積物と考えられる。

4.2.6 ユニット 2-6（深度：6,300 ～ 6,100 cm）

本ユニットは上部と下部に細分され、下部の深度 6,300 ～ 6,200 cm は植物根痕が確認される上方細粒化を示す極粗粒～中粒砂層、上部の 6,200 ～ 6,100 cm は 1 ～ 5 cm 大の木炭を含む有機質な半固結したシルト層で構成される。粒度は下部の砂層で 3 ϕ 、上部のシルト層で 6 ϕ 程度を示す。

珪藻化石は保存状態が悪く、個数も少ないが、深度 6,185 cm のシルト層から淡水生の *Eunotia* 属が確認された。花粉化石はハンノキ属の割合が高く、スギ属、ブナ属、コナラ亜属も比較的多く、この組み合わせは河川沿いの環境を示す。

下部の TN, TOC 濃度はそれぞれ 0.01 ~ 0.02 % と 0.2 ~ 0.3 %, 上部でそれぞれ 0.21 ~ 0.36 % と 1.4 ~ 8.8 % である。上部, 下部の C/N 比は 20 以上, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は -27 ‰ 以下で, 陸上植物起源有機物の寄与が高いことを示す。TS 濃度と C/S 比は下部でそれぞれ 0.1 % 以下と 6.5 ~ 15 で, 淡水の影響下であることを, 一方, 上部では TS 濃度と C/S 比はそれぞれ 0.7 %, 2.0 を示し, 海水の影響を受ける環境であったことを示唆する。

OSL 年代は深度 6,130 cm で 174 ± 11 ka を示す。

珪藻, 花粉, C/N 比, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, TS 濃度, C/S 比の結果から, 本ユニットの下部の砂層は河川が影響を受ける淡水域の堆積物, 上部のシルト層は海水が影響する河口周辺の汽水域の堆積物と言える。OSL 年代を考慮すると, 下部の堆積年代は MIS6 の低海水準期, 上部は海進期と考えられる。

4.2.7 ユニット 2-7 (深度: 6,500 ~ 6,300 cm)

本ユニットは主に砂質堆積物からなり, 深度 6,500 ~ 6,385 cm では平行及び斜交葉理が確認される細粒~極粗粒砂とシルトの砂泥互層, 6,385 ~ 6,300 cm ではシルト質な細粒砂層によって構成される。シルトの粒度は 5 ϕ 程度である。上位のユニット 2-6 では見られなかった直径が 0.5 ~ 2 cm の円状で砂または泥で充填された生痕が本ユニット全体で確認される。

珪藻化石は確認されなかった。花粉化石はハンノキ属の割合が高く, スギ属, ブナ属, コナラ亜属が多く, 河川沿いの環境を示す。

シルトの TN, TOC 濃度はそれぞれ 0.03 %, 0.3 % 程度を示す。C/N 比は 9 ~ 15, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ は -25 ‰ 程度で, 陸上植物起源有機物の寄与が高いことを示す。TS 濃度は 0.1 % 以下, C/S 比は 5 ~ 20 を示し, 淡水域の堆積物であることを示す。

OSL 年代は深度 6,420 cm で 247 ± 18 ka を示す。

花粉, C/N 比, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, TS 濃度, C/S 比の結果を総合すると, 本ユニットは淡水域の堆積物と言える。OSL 年代から堆積年代は MIS8 または 7 の低海水準期と考えられる。

5. 濃尾平野の層序との対比

濃尾平野の更新世中期以降の地層は上位から南陽層, 濃尾層, 第一礫層, 熱田層, 海部層, 弥富層に区分され, この下位に鮮新世~更新世前期に形成された東海層群が分布する(牧野内ほか, 2005, 第 7 図)。上述した各ボーリングの年代, 岩相, 堆積環境と濃尾平野層序と比較し, 海水準変動に伴う伊勢湾—濃尾平野の環境変化について検討した。また, 第 7 図では, 佐藤 (2025) が反射法音波探査断面と岩淵ほか (2000) の伊勢湾の湾奥で掘

削したコア長 100 m のボーリングコア試料を基に確立した伊勢湾の音響層序と対比した結果も示す。

濃尾平野の最上位の南陽層は, 上部のデルタフロントやデルタプレーンで形成された砂層と下部の内湾や河口低地で形成された泥層(大上ほか, 2009) から成る。基底部に U-Oki テフラが挟まれるため, 南陽層基底の年代は約 11 ka と推定されている(牧野内ほか, 2001)。岩相, 年代の対比から, 浅海~内湾で形成された GS-IB18-1 のユニット 1-1, 1-2, GS-IB18-2 のユニット 2-1, 2-2, 2-3 の上部が南陽層に相当する。

濃尾層は, 下部から氾濫原, デルタプレーン, エスチュアリーで形成された泥炭層を挟む砂泥互層で, 始良 Tn テフラを含むことから, 堆積年代は 30 ka 以降と推定される(牧野内ほか, 2001, 2006; 大上ほか, 2009)。また, 濃尾平野の現海岸線や伊勢湾の湾奥では濃尾層の年代が最終氷期最盛期 (LGM, 19.0 ~ 26.5 ka : Clark *et al.*, 2009) を示すのに対し, 内陸側では 9 ka を示すことから, この間の海水準上昇期に濃尾平野が形成されたと考えられている(羽佐田・堀, 2025)。 ^{14}C 年代が 12 ka を示すことに加えて, 淡水域から汽水域へと海水準上昇期の環境変化を示すことから, GS-IB18-2 のユニット 2-3 の下部は濃尾層に相当する。また, 濃尾層の下位の砂礫からなる第一礫層は河川の堆積環境を示し, LGM へ向かう海面低下期に河床礫が下流へ移動して形成されたと解釈されている(牧野内ほか, 2001)。年代指標がないため明確には言えないが, GS-IB18-2 のユニット 2-3 下部の砂礫層が第一礫層に相当する可能性がある。

熱田層は, 下部の貝殻片が混入する泥層を主とする最終間氷期の海成層と, 上部の火山噴出物を含む砂層を主とする海退期の非海成層から成る。また, 火山灰から堆積年代は熱田層下部で 130 ~ 110 ka, 上部で 110 ~ 70 ka と推定される(牧野内ほか, 2001)。本研究では海進~高海水準を示す GS-IB18-1 のユニット 1-3, 1-4, GS-IB18-2 のユニット 2-4 の下部と 2-5 が熱田層下部に, 海退を示す GS-IB18-2 のユニット 2-4 の上部が熱田層上部に相当する。濃尾平野では熱田層上部は非海成層であるが, 伊勢湾の中央部では海水が影響するデルタで形成された層も含むと考えられる。

熱田層の下位には, 第二礫層, 海部層, 第三礫層, 弥富層と呼ばれる低海水準期の砂礫層と高海水準期の海成粘土層の互層が分布し, 区分できない場合は海部・弥富層と総称される(桑原・牧野内, 1988)。火山灰層序と古地磁気層序から, 海部層の堆積年代は 450 ~ 200 ka, 弥富層は 900 ~ 450 ka と推定されており(古澤, 1990; 須貝ほか, 1999), これら年代の対比から GS-IB18-1 のユニット 1-5, GS-IB18-2 のユニット 2-6, 2-7 は海部層に相当すると言える。

海部層及び弥富層の下位には, 鮮新世~更新世前期

地質年代/ Geological age (ka)		海洋酸素 同位体比 ステージ /Marine isotope stages	伊勢湾/Ise bay				濃尾平野(牧野ほか, 2005)/Nobi Plain				
			ボーリングコア結果(本研究) /Results in boring cores (This study)				伊勢湾の音響層序 (佐藤, 2025) /Acoustic stratigraphy in Ise Bay	層序/Stratigraphy		岩相・堆積環境/Lithofacies and sedimentary environment	
			GS-IB18-1		GS-IB18-2						
			ユニット /Unit	岩相・堆積環境/lithofacies and sedimentary environment	ユニット /Unit	岩相・堆積環境/lithofacies and sedimentary environment					
更新世/Pleistocene	後期 /Late	11.7	1	1-1	泥層・内湾/mud, bay	2-1	泥層・内湾/mud, bay	沖積層 Alluvium	南陽層/ Nanyo Form.	上部/Upper	砂層・非海成/sand, non-marine
				1-2	砂層・浅海/sand, shallow marine					下部/Lower	泥層・海成/mud, marine
		2	5a-5d	2-2	砂～砂礫層・河口/ sand-sandy gravel, river mouth	2-3	砂礫層・ラグ堆積物/sandy gravel, lag		濃尾層/Nohbi Form.		砂層・非海成/sand, non-marine
									下部/Lower	シルト～砂礫層・河川/ silt-sandy gravel, river	第一礫層/1st Gravel Form.
	5e	2-4	上部 /Upper	砂泥互層・デルタ～淡水域/sand and mud alternation, delta-freshwater	上部 /Upper	砂泥互層・淡水域/sand and mud alternation, delta-freshwater	熱田層/ Atsuta Form.	上部/Upper	軽石・火山灰を含む砂層・非海成/ sand with pumice and tephra, non-marine		
								下部/Lower	泥層・内湾/mud, bay	下部/Lower	泥層・海成/mud, marine
	中期 /Middle	129	6	1-3	泥層・内湾/mud, bay	2-5	砂～礫層・浅海とラグ堆積物/ sand-gravel, shallow marine and lag	知多沖層 Chita-oki F.	第二礫層/2nd Gravel Form.		砂礫と泥の互層・低海水準期の淡水成、 高海水準期の海成 /sandy gravel and mud alternation, freshwater in lowstand and marine in highstand system
									1-4	砂礫層・ラグ堆積物/ sandy gravel, lag	
		7-8	1-5	上部 /Upper	砂質シルト層・汽水域/ sandy silt, blackish water	下部 /Lower	砂層と砂泥互層・淡水域/ sand and silt alternation, freshwater				
前期 /Early	774						音響基盤 Acoustic basement	弥富層/Yatomi Form.		礫、砂、泥の互層・淡水成/gravel, sand and mud alternation, freshwater	
								東海層群/Tokai Group			
鮮新世 /Pliocene	2580		1-6	砂～泥層・河川流路～氾濫原/ sand-mud, fluvial channel-floodplain				東海層群/Tokai Group			

第 7 図 本研究結果と更新世以降の濃尾平野の層序との対比。

Fig. 7 Comparison between the results of boring cores in this study and the stratigraphy in Nobi Plain since the Pleistocene.

に淡水域で堆積した礫, 砂, 泥の互層からなる東海層群が分布する(桑原, 1985)。同様の年代と岩相を示すことから, GS-IB18-1 のユニット 1-6 は東海層群に相当する。

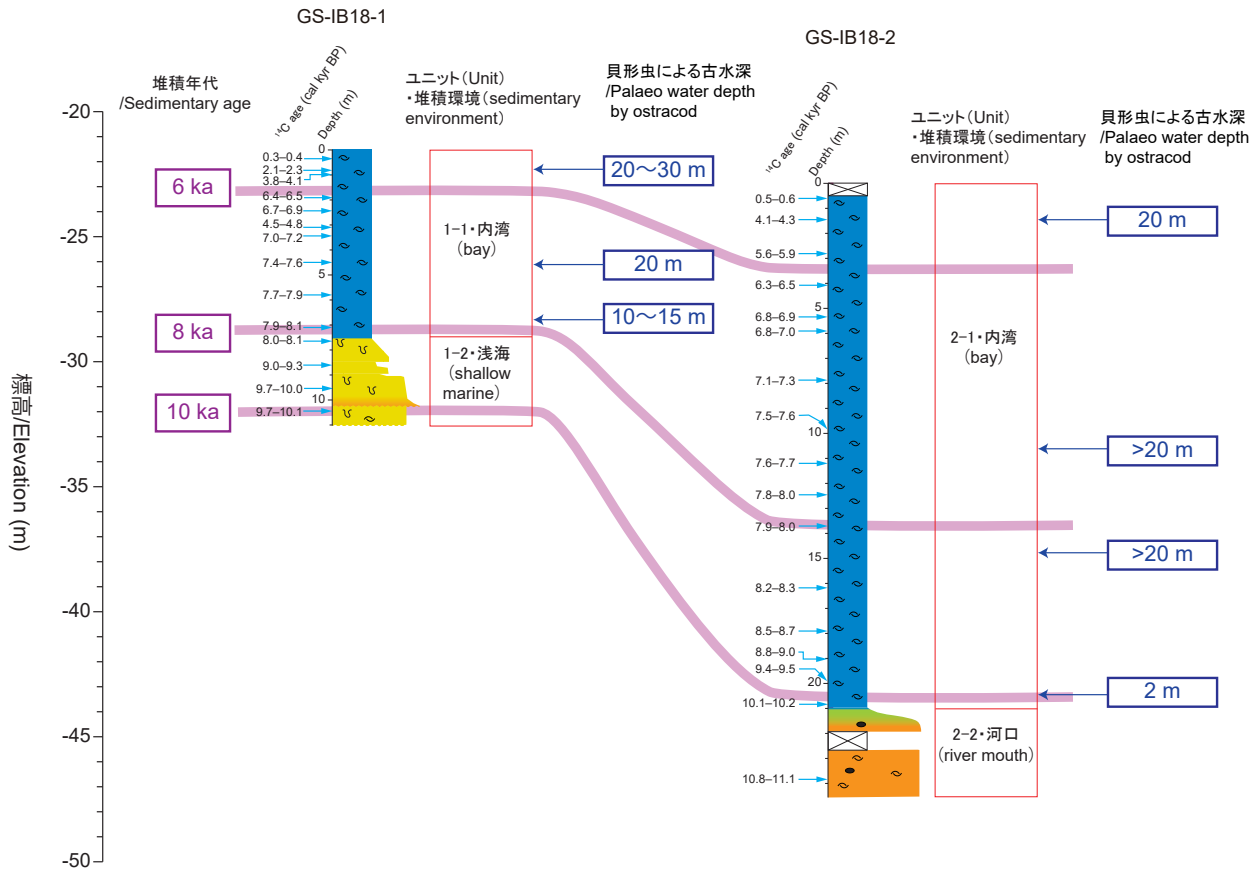
6. ボーリング試料による完新世間の白子―野間断層の活動評価

佐藤ほか(2021)は, 音波探査記録と本研究で用いたボーリング試料の岩相と年代測定の結果を基に, 白子―野間断層の最新活動時期は 8～9 ka で, 上下変位量は断層東部で 2.6 m, 西部ではこれよりも大きい 5 m 以上であったことを示した。本研究結果で得られた GS-IB18-1, 2 の 10, 8, 6 ka の標高と貝形虫による古水深を対比し(第 8 図), 完新世における白子―野間断層の活動度について検討した。白子―野間断層の上盤側に位置する GS-IB18-1 の 10 ka 頃の堆積環境は波浪の影響が卓越する極粗粒～細粒砂が分布する浅海で, 潮間帯から水深 10 m までに生息するアサリの化石が産出することから, 古水深は数 m であったと考えられる。下盤側の GS-IB18-2 の 10 ka 頃の堆積環境はシルトが分布する内湾で, 貝形虫分析による古水深は 2 m 前後を示す。そのため, GS-IB18-1 よりも GS-IB18-2 の方が浅い, または GS-IB18-2 の方が深くても古水深 2 m 程度で, 堆積時の水深差は数 m と大きくないと考えられる。これらボーリング地点の 10 ka の同時間線の標高は, GS-

IB18-1 で -32 m, GS-IB18-2 で -43 m と約 11 m の標高差であり, 堆積後に少なくとも下盤側が約 9 m 低くなるようなずれ, すなわち断層運動を生じたことを示唆する。一方で, 8 ka 頃の古水深は GS-IB18-1 で 10～15 m, GS-IB18-2 で 20 m 以上を示し, 堆積時の水深差は 5～10 m 程度, 8 ka の同時間面の標高差は約 7.5 m であるため, 堆積時の水深差が保たれていると言える。これらのことから, 10 ka 頃の古水深推定には数 m 程度の誤差を含むために過大評価している可能性はあるが, 両地点間は 10～8 ka に断層活動によって 9 m 程度の鉛直方向のずれが生じ, 8 ka 以降は大きな変化がないと考えられる。本研究では, 貝形虫による古水深を用いることによって, 堆積時の水深差を把握することができ, 断層活動による鉛直方向の移動量をより高精度に評価することができた。

7. まとめ

三重県鈴鹿沖の白子―野間断層を挟む 2 地点で掘削されたボーリング試料を用いて岩相記載, 貝, 珪藻, 貝形虫, 花粉, 全有機炭素・全窒素・全硫黄元素濃度, 全有機炭素・全窒素安定同位体比, 火山灰, OSL 及び ^{14}C の年代の分析結果を基に, 堆積環境の変遷を明らかにした。断層の上盤側で採取した GS-IB18-1 の岩相は 6 ユニットの区分され, 上位からユニット 1-1, 1-2 は完新世の内湾と浅海, ユニット 1-3 は, 1-4 は MIS5e の内



第 8 図 完新世における GS-IB18-1, 2 の同時間線と古水深の対比。

Fig. 8 Comparison with age and paleo depth between GS-IB18-1 and 2 in the Holocene.

湾と海進期初期のラグ堆積物，ユニット 1-5 は MIS8 ～ 6 の淡水～汽水域，ユニット 1-6 の鮮新世の河川流路～氾濫原の堆積環境を示す。一方，下盤側の GS-IB18-2 は 7 ユニットに区分され，上位からユニット 2-1, 2-2 は完新世の内湾と河口，ユニット 2-3 の最終氷期の河川と海進初期のラグ堆積物，ユニット 2-4, 2-5 は MIS5b 以降の海退期のデルタ～淡水域と MIS5e の高海水準期の内湾と海進期初期の浅海とラグ堆積物，ユニット 2-6, 2-7 は MIS8 ～ 6 の淡水～汽水域の堆積環境を示す。濃尾平野の層序と比較すると，ボーリング試料に認められた鮮新統の河川流路～氾濫原で形成された堆積層は東海層群，MIS8 ～ 6 の淡水～汽水域は海部層，MIS5e の内湾は熱田層下部，MIS5b 以降のデルタ～淡水域は熱田層上部，最終氷期の河川は第一礫層と濃尾層，完新世の浅海，河口，内湾は南陽層の下部に相当する。また， ^{14}C 年代から求めた同時間面と貝形虫による古水深復元を基に完新世の白子—野間断層の活動度を見積もると，8 ～ 10 ka の断層活動によって最大で下盤側は 9 m 程度低くなり，8 ka 以降は大きな変化が生じていないと考えられる。

謝辞：火山灰の分析，解析には地質情報研究部門の水野清秀氏にご助言を頂いた。有機炭素安定同位体比測定について東京大学の山室真澄教授にご指導頂いた。各位に感謝いたします

文 献

- Adamiec, G., and Aitken, M. (1998). Dose-rate conversion factors: Update. *Ancient TL*, **16**, 37–50.
- 天野敦子・清家弘治・大上隆史・田村 亨 (2019) 伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要。平成 30 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター速報，No.79, 1–11.
- 天野敦子・田村 亨・佐藤善輝・大上隆史・佐藤智之 (2020) 伊勢湾ボーリング試料の岩相と層序区分。令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報，no.81, 25–33.
- Auclair, M., Lamothe, M., and Huot, S. (2003) Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR.

- Radiation Measurements*, **37**, 487–492. doi:10.1016/S1350-4487(03)00018-0
- Bell, W. T. (1980). Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating. *Ancient TL*, **12**, 4–8.
- Berner, R.A. (1982) Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: Its geochemical and environmental significance. *American Journal of Science*, **282**, 451–473.
- Berner, R.A. (1984), Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 606–615.
- Berner, R.A. and Raiswell, R. (1984) C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, **12**, 365–368.
- Bordovskiy, O. K. (1965a), Source of organic matter in marine basins. *Marine Geology*, **3**, 5–31.
- Bordovskiy, O. K. (1965b), Accumulation of organic matter in bottom sediments, *Marine Geology*, **3**, 33–82.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen, K.J. and Jain, M. (2009) Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements*, **44**, 560–565.
- 千葉 崇・澤井祐紀 (2014) 環境指標種群の再検討と更新. *Diatom*, **30**, 17–30.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. and McCabe, A. M. (2009) The Last Glacial Maximum. *Science*, **325**, 710–714.
- Currin, C.A., Newell, S.Y. and Paerl, H.W. (1995) The role of standing dead *Spartina alterniflora* and benthic microalgae in salt marsh food webs: Considerations based on multiple stable isotope analysis. *Marine Ecology Progress Series*, **121**, 99–116.
- Deegan L.A. and Garritt R.H. (1997) Evidence for spatial variability in estuarine food webs. *Marine Ecology Progress Series*, **147**, 31–47.
- Durcan, J. A., King, G. E., and Duller, G. A. T. (2015) Drac: Dose rate and age calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, **28**, 54–61. doi:10.1016/j.quageo.2015.03.012
- Fry, B. and Sherr, E. B. (1984) $\delta^{13}\text{C}$ measurements as indicators of carbon flow in marine and freshwater ecosystems. *Contributions in Marine Science*, **27**, 13–14.
- Fuchs, M. C., Kreutzer, S., Burow, C., Dietze, M., Fischer, M., Schmidt, C. and Fuchs, M. (2015) Data processing in luminescence dating analysis: An exemplary workflow using the R package ‘luminescence’. *Quaternary International*, **362**, 8–13. doi:10.1016/j.quaint.2014.06.034
- 古澤 明 (1990) 濃尾平野西南部地下における東海層群及び海部累層・弥富累層の火山灰層とその対比. *地質学雑誌*, **96**, 883–901.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析. *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.
- 池谷仙之・塩崎正道, (1993). 日本沿岸内湾性介形虫類の特性 — 古環境解析の指標として —. *地質学論集*, **39**, 15–32.
- 羽佐田紘大・堀 和明 (2025,) 濃尾平野の沖積層. 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.
- 堀 和明・小出 哲・杉浦正憲 (2008) : 濃尾平野北部のコア試料に見られた完新世中期以降の河成堆積物. *第四紀研究*, **47**, 51–56.
- Huntley, D. J. and Lian, O. B. (2006). Some observations on tunnelling of trapped electrons in feldspars and their implications for optical dating. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 2503–2512. doi:10.1016/j.quascirev.2005.05.011
- Irizuki, T., Fujihara, Y., Iwatani, H., Y. and Kawano. S. (2018) Recent ostracode assemblages from Shushi Bay, Tsushima Island, southwestern Japan and their ecological and zoogeographical characteristics. *Laguna*, **25**, 39–54.
- 入月俊明・中村雄三・高安克己・坂井三郎 (2003) 中海における過去約 40 年間の貝形虫（甲殻類）の群集変化. 島根大学地球資源環境学研究報告, **22**, 149–160.
- 入月俊明・納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2011) 中期更新世 (MIS11 及び MIS9) における古東京湾湾奥の環境変遷 — 埼玉県菖蒲コアの下総層群産貝形虫化石の群集解析 —. *地質学雑誌*, **117**, 35–52.
- Irizuki, T., Seto, K. and Nomura, R. (2008) The impact of fish farming and bank construction on Ostracoda in Uranouchi Bay on the Pacific coast of southwest Japan- Faunal changes between 1954 and 2002/2005 -. *Paleontological Research*, **12**, 283–302.
- Irizuki, T., Taru, H., Taguchi, K. and Matsushima, Y. (2009) Paleobiogeographical implications of inner bay ostracodes during the Late Pleistocene Shimosueyoshi transgression, central Japan with significance of its migration and disappearance in eastern Asia. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **271**, 316–328.
- 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．第四紀研究，**8**，31-43．
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智俊・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（2005）伊勢湾断層帯の評価．https://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_ise/indexz.htm
- Kars, R. H., Wallinga, J. and Cohen, K. M. (2008). A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating—Tests on samples in field saturation. *Radiation Measurements*, **43**, 786–790. Doi:10.1016/j.radmeas.2008.01.021
- 岸本清行（2000）海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成：Japan250m.grd. 地質調査所研究資料集，353 (CD)．
- Kreutzer, S. Schmidt, C. DeWitt, R. and Fuchs, M. (2014). The a-value of polymineral fine grain samples measured with the post-IR IRSL protocol. *Radiation Measurements*, **69**, 18–29. Doi:10.1016/j.radmeas.2014.04.027
- Kreutzer, S. Schmidt, C., Fuchs, M. C., Dietze, M., Fischer, M. and Fuchs, M. (2012). Introducing an R package for luminescence dating analysis. *Ancient TL*, **30**, 1–8.
- 桑原 徹（1968）濃尾盆地と傾動地塊構造．第四紀研究，**7**，235-247．
- 桑原 徹（1975）濃尾傾動盆地の発生と地価の第四系．地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究（第一報），愛知県環境部，111–182．
- 桑原 徹（1985）濃尾平野と地下水盆．東海三県地盤沈下調査会編「濃尾平野の地盤沈下と地下水」，名大出版会，35–76．
- 桑原 徹・牧野内 猛（1988）第2章 名古屋の地盤構成．最新名古屋地盤図，第1編名古屋地盤総論，15–36．
- 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．
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—，東京大学出版会，336p
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久（2004）20 万分の1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」．産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二（2006）濃尾平野における第一礫層（BG）の層位と形成過程．地質学論集，**59**，129–140．
- 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・内園立男・塚本将康・濃尾地盤研究委員会断面 WG（2005）濃尾平野東縁部の地盤構成．土と基礎（地盤工学会誌），**53**，567–569．
- 松沢 勲（1968）本州中部における傾動運動について—特に濃尾傾動地塊の構造発展—．地質学雑誌，**74**，61–71．
- Minaki, M., Noshiro, S. and Suzuki, M. (1988) Hemiptelea mikii sp. Nov. (Ulmaceae), fossil fruits and woods from the Pleistocene of central Japan. *The Botanical Magazine*, Tokyo, **101**, 337–351.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒津正夫（2009）20 万分の1 地質図幅「名古屋（第3版）」．産業技術総合研究所地質調査総合センター
- Mejdahl, V. (1979). Thermoluminescence dating: Beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry* **21**, 61–72. Doi:10.1111/j.1475-4754.1979.tb00241.x
- 水野清秀・納谷友規（2011）広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野中央部のボーリングコアの対比．地質調査総合センター速報，No.56，121–132．
- 中条純輔・須田芳朗（1971）伊勢湾北部の重力分布とその考察．地質調査所月報，**22**，8，15–35．
- 中条純輔・須田芳朗（1972）伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察．地質調査所月報，**23**，10，1-22．
- 中村 純（1967）花粉分析．古今書院，232p.
- 中村 純（1972）濃尾平野及びその周辺地域の第四系の花粉分析学的研究—濃尾平野の研究 その2—．高知大学学術研究報告 **21**，1–45．
- Naruhashi, R., Sugai, T., Fujiwara, O. and Awata, Y. (2008) Detecting Vertical Faulting Event Horizons from Holocene Synfaulting in Shallow Marine Sediments on the Western Margin of the Nobi Plain, Central Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 1447–1457. Doi: 10.1785/0120070034
- 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・駒津正夫（2010）20 万分の1 地質図幅「伊勢」．産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 濃尾平野第四系研究グループ（1977）濃尾平野第四系の層序と微化石分析．地質学論集，**14**，161–183．

- 大上隆史・須貝俊彦・藤原 治・山口正秋・笹尾英嗣 (2009) ボーリングコア解析と ^{14}C 年代測定にもとづく木曽川デルタの形成プロセス. 地学雑誌, **118**, 665–685.
- 岡村行信・坂本 泉・滝野義幸 (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.
- 大西郁夫. 1977. 出雲海岸平野下第四紀堆積物の花粉分析. 地質学雑誌 **38**: 603–616.
- 大嶋秀明・徳永重元・下川浩一・水野清秀・山崎晴雄 (1997) 長野県諏訪湖湖底堆積物の花粉化石群集とその対比. 第四紀研究, **36**, 165–182.
- Prescott, J. R. and Hutton, J. T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, **23**, 497–500. doi:10.1016/1350-4487(94)90086-8
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
- 齊藤 毅 (2008) 日本の新第三紀花粉化石群集と地球環境変遷 (日本植物分類学会第6回新潟大会公開シンポジウム講演記録「新生代の地球環境変遷と地域フロラの分化プロセス」), 分類, **8**, 31–37
- Sampei, Y., Matsumoto, E., Kamei, T. and Tokuoka, T. (1997) Sulfer and organic carbon relationship in sediments from coastal brackish lakes in the Shimane peninsula district, southwest Japan. *Geochemical Journal*, **31**, 245–262.
- 佐藤智之 (2025) 伊勢湾・三河湾沿岸域 10 万分の 1 海底地質図説明書. 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.
- 佐藤智之・古山精史郎 (2018) 伊勢湾沿岸における反射法音波探査の概要. 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, No.76, 1–7.
- 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―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, **21**, 93–114.
- 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.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215–230.
- Sugai, T., Sato, T., Mizuno, K. and Sugiyama, Y. (2016) Magnitudes of sea-level falls at lowstands of the past 900,000 years inferred from gravels underlying the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International*, **397**, 422–435.
- 須貝俊彦・杉山雄一・水野清秀 (1999) 深度 600 m ボーリング (GS-NB-1) の分析に基づく過去 90 万年間の濃尾平野の地下層序. 地質調査所速報, no.EQ/99/3, 69–76.
- 正田浩司・菊地隆男・鈴木毅彦・竹越 智・関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2005) 関東平野西縁における飯能礫層下部層のテフラ層序と広域対比. 地球科学, **59**, 339–356.
- 高木秀雄・杉山幸太郎・田村糸子・水野清秀・北澤夏樹・河本和朗 (2019) 長野県伊那市の中央構造線非持露頭における最新活動の認定. 活断層研究, **50**, 1–12.
- Tamura, T., Komatsubara, J., Sugisaki, S. and Nishida, N. (2021) Residual dose of K-feldspar post-IR IRSI of beach-shoreface sands at Kujukuri, eastern Japan. *Geochronometria*, **48**, 364–378. doi:10.2478/geochr-2020-0036
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M. and Bøtter-Jensen, L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, **43**, 1474–1486.
- 辻 誠一郎 (1980) 大磯丘陵の更新世吉沢層の植物化石群集 (I). 第四紀研究 **19**: 107–115.
- 山野井 徹 (2007) 花粉化石と年代層序―石油探鉱への応用に当たって―. 石油技術協会誌, **48**, 93–96.
- Yasuhara, M. and Seto, K. (2006) Holocene relative sea-level change in Hiroshima Bay, Japan: a semi-quantitative reconstruction based on ostracodes. *Paleontological Research*, **10**, 99–116.
- 吉川周作・吉田史郎 (1989) 三重県亀山地域の東海層群火山灰層. 地質調査所月報, **40**, 285–298.
- Wentworth, C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**, 377–392.

(受付: 2024 年 3 月 26 日; 受理: 2025 年 1 月 27 日)