

令和3年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告
Annual Report of Investigations on Geology and Active Faults
in the Coastal Zone of Japan (FY2021)

板木拓也（編）

ITAKI Takuya (Editor)

令和4年12月

December 2022

緒 言

地質情報研究部門 沿岸域プロジェクトリーダー

板木拓也

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、平成19年の3月に発生した能登半島地震と7月に発生した中越沖地震が海岸線に近い浅海の沿岸部で発生したことを重視し、沿岸域の地下地質情報を整備する目的の「沿岸域の地質・活断層調査（沿岸域プロジェクト）」を平成20年より開始しました。沿岸域には人口や産業インフラが集中し、港湾の埋立地などが位置しています。また、大型風力発電所や石油備蓄施設、工場などの大型施設の立地も可能な地域でもあります。沿岸域は平野や浅海であることが多いので、産業立地や生活圏としての利便性がよいという一方で、海岸や河川域が近いことで、地震や大雨などの自然災害を強く受けます。そのため、活断層や地震、台風などによる自然災害を軽減するという目的での、私たちの生活に密接した平野沿岸域における地質情報の整備は重要なものといえます。また、近年では公害物質やマイクロプラスチックなど、人為起源の汚染の影響も懸念されており、その重要性は多義に渡るものとなっています。

沿岸域プロジェクトではこれまでに、能登半島北部、新潟、福岡、石狩低地帯南部、駿河湾北部、房総半島東部、相模湾、伊勢湾・三河湾と調査を進め、陸域から海域へと分布する地層や活構造を明らかにするという成果を上げてきました。成果については、海陸シームレス地質情報集という地質図と研究論文からなる情報集を随時公開しています。さらに令和2年度からは、4カ年の計画で紀伊水道沿岸域の地質調査が開始されました。

本報告は、令和3年度に紀伊水道沿岸域で実施された海域及び陸域の調査・研究活動を主に報告するものです。海域調査として、紀伊水道におけるブーマー音源による反射法音波探査（有元）と採泥調査（天野ほか）、採泥調査で採取された海洋プラスチックに関する報告（天野ほか、小玉ほか）、陸域調査として、徳島平野と淡路島で掘削された第四系ボーリングの記載（羽田ほか、中谷ほか）が掲載されています。また、三河湾沿岸域でのボーリングコアの解析結果（阿部ほか）も併せて掲載しました。

本報告は速報として調査終了直後に作成されたため、データの解析やそれに基づく解釈は十分とは言えませんが、本調査の現状を示し、沿岸域の地質調査の進展と社会への研究成果の迅速な還元を進めるものです。ご高覧いただき、調査・研究内容や成果についてご理解いただくとともに、忌憚のないご意見を賜りたくお願い申し上げます。

令和3年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

目 次

緒言・・・板木拓也

紀伊水道沿岸海域における反射法音波探査の概要

有元 純 1

紀伊水道の採泥調査結果概要

天野敦子・板木拓也・有元 純・鈴木克明・清家弘治・羽田裕貴・中谷是崇・徳田悠希
岩谷北斗・鈴木 淳 13

紀伊水道における海底表層堆積物中のプラスチックの分布

天野敦子・板木拓也・徳田悠希 27

紀伊水道沿岸海域における海洋プラスチックの近赤外スペクトル

児玉信介・天野敦子・宮川歩夢・板木拓也 33

徳島平野沿岸部・沖洲地区におけるボーリング調査

羽田裕貴・中谷是崇・水野清秀・納谷友規・中島 礼 41

兵庫県淡路島南部における湊一本庄断層付近の第四系ボーリング調査

中谷是崇・羽田裕貴・水野清秀・中島 礼 61

矢作川下流低地中西部におけるボーリング調査

阿部朋弥・納谷友規・水野清秀・中島 礼 77

Annual Report of Investigations of Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2021)

Contents

Preface ITAKI Takuya	
Preliminary results of the reflection seismic survey in the coastal sea area of Kii Strait, Japan ARIMOTO Jun	1
Primary report of marine sediment collecting survey in Kiisuido Strait AMANO Atsuko, ITAKI Takuya, ARIMOTO Jun, SUZUKI Yoshiaki, SEIKE Koji, HANEDA Yuki NAKATANI Koretaka, TOKUDA Yuki, IWATANI Hokuto, and SUZUKI Atsushi	13
Spatial distribution and feature of plastics in surface sediments at Kiisuido Strait, southwest Japan AMANO Atsuko, ITAKI Takuya and TOKUDA Yuki	27
Preliminary results of the near-infrared spectra of marine plastics sampled in Kiisuido Strait KODAMA Shinsuke , AMANO Atsuko , MIYAKAWA Ayumu , and ITAKI Takuya	33
Report of coring survey in the Okinosu area, coastal area of the Tokushima Plain HANEDA Yuki, NAKATANI Koretaka, MIZUNO Kiyohide, NAYA Tomonori and NAKASHIMA Rei	41
Reports of coring surveys on Quaternary sediment around the Minato-Honjo Fault in southern part of Awajishima Island, Hyogo Prefecture NAKATANI Koretaka, HANEDA Yuki, MIZUNO Kiyohide and NAKASHIMA Rei	61
Boring survey on the central western part of the Yahagi River Lowland, central Japan ABE Tomoya, NAYA Tomonori, MIZUNO Kiyohide, and NAKASHIMA Rei	77

紀伊水道沿岸海域における反射法音波探査の概要

Preliminary results of the reflection seismic survey in the coastal sea area of Kiisuido Strait, Japan

有元 純^{1*}
ARIMOTO Jun^{1*}

Abstract: High-resolution reflection seismic survey was operated using a boomer source for geologic structural mapping of the coastal sea area of Kiisuido Strait. Three subsurface seismic units were recognized: they are correlated to the pre-Quaternary basement rocks, Middle to Upper Pleistocene- and Holocene sediments, in ascending order. Characteristic geological structures were observed, including shallow displacements related with the Median Tectonic Line active fault system and also a deformation structure within the pre-Holocene sedimentary strata off Tokushima.

Keywords: reflection seismic survey, Kiisuido Strait, Median Tectonic Line, active fault, coastal area

要 旨

紀伊水道沿岸海域の地質図作成を目的として、ブーマーを用いた反射法音波探査を実施した。海底下の地質体は大まかに3つのユニットに区分され、下位から先第四系基盤岩類、中-上部更新統堆積層、そして完新統堆積層に対比される。また中央構造線活断層帯における活構造や、完新世以前の後期第四紀に形成されたと考えられる徳島沖の変形構造が確認された。

1. はじめに

沿岸海域に分布する活断層の活動により発生する地震は、人口密集地である平野部における経済活動や生活に対し大きなリスクとなりうる。一方で、大型の調査船を用いた調査が困難であるなどの理由から、陸域や外洋に比べ沿岸海域は従来地質情報に乏しい空白域であった。こうした背景をふまえ、産業技術総合研究所地質調査総合センターでは2008年度に「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトを開始し、近年は都市圏沿岸域の地質情報整備を行っている。

2020年度より大阪湾・紀伊水道沿岸域における調査が開始され、初年度には大阪湾断層近傍の浅部構造探査などが実施された(鈴木ほか, 2021)。本報告では、紀伊水道沿岸海域の海底地質図作成のため2021年度に実施された反射法音波探査の概要を記述し、音響層序と地質構造について予察的に報告する。

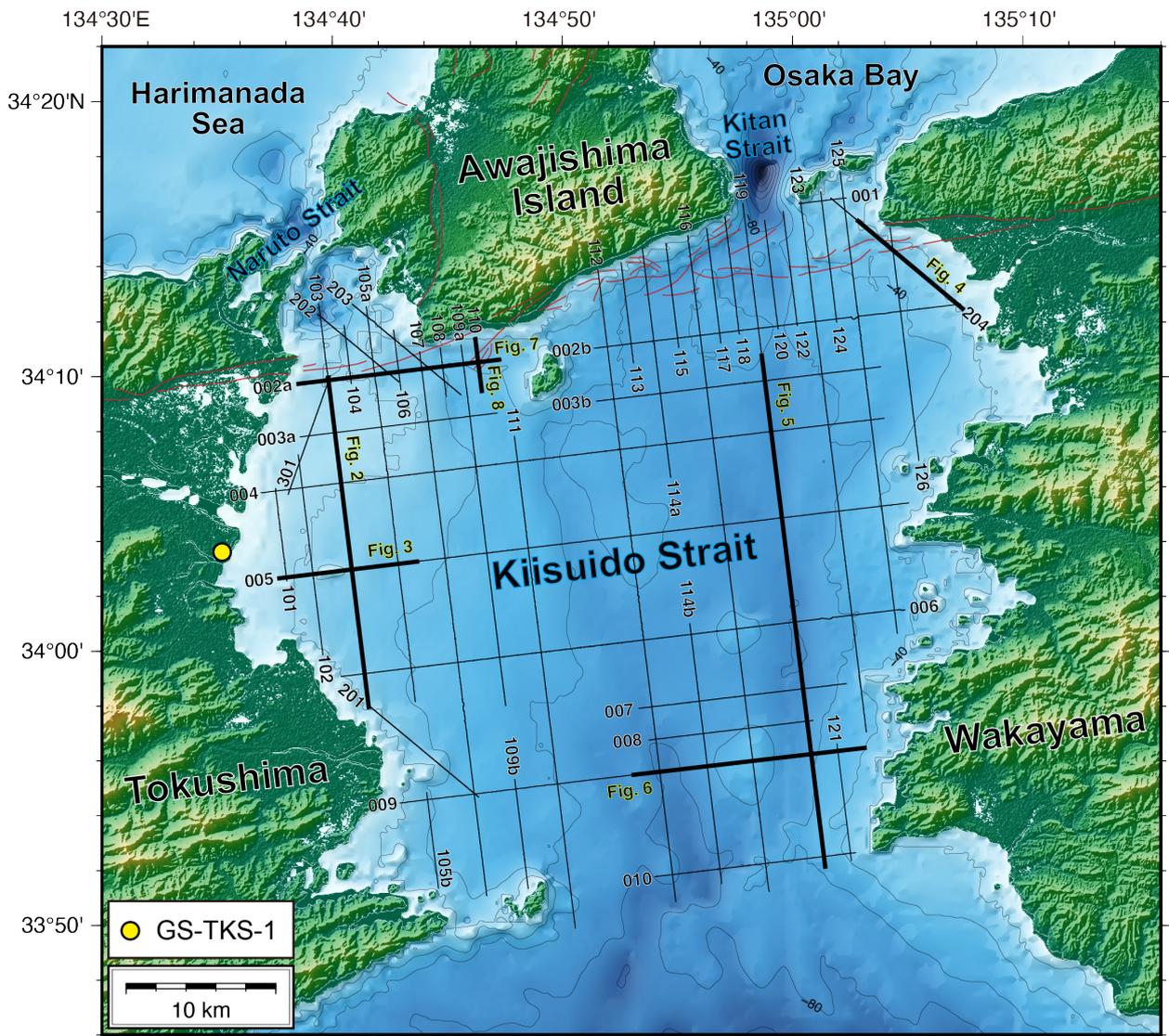
2. 地域概説

紀伊水道は四国と紀伊半島に挟まれ、東西と南北にそれぞれ約50 kmの広がりをもつ海域である(第1図)。東西及び北側はそれぞれ和歌山県、徳島県及び兵庫県淡路島の沿岸部に面し、南側はフィリピン海に開いている。徳島-淡路島間は鳴門海峡、淡路島-和歌山間は紀淡海峡(友ヶ島水道)によってそれぞれ播磨灘、大阪湾と接続しており、瀬戸内海と外洋を結ぶ海上交通の要衝となっている。紀伊水道の水深は概ね80 mより浅いが、海峡部付近には海釜と呼ばれる水深100 m以上に達する凹地が局所的に分布する(八島, 1992)。また、紀淡海峡から海域南部にかけて南北方向に伸びる凹地が水道中央部に発達し、大局的には徳島・和歌山沖から水道中央部に向かって東西方向に緩やかに傾斜する海底地形となっている。

紀伊水道の北部では1970年代から1990年代にかけて、紀淡海峡周辺(海上保安庁水路部, 1978; 地質調査所, 1995; 吉川ほか, 1996; 七山ほか, 1999)や、鳴門海峡周辺(水野ほか, 1996)において重点的に高分解能音波探査やボーリング調査等が実施され、中央構造線活断層系の分布や構造が明らかにされてきた。これらの調査結果をもとに、紀伊水道における中央構造線活断層群は紀淡海峡-鳴門海峡セグメントとして一括され、長期評価が行われている(地震調査研究推進本部, 2017)。一方、紀伊水道の中央部から南部にかけては、海上保安庁水路部(1993, 1997)や三橋ほか(2000)による網羅的調査があるものの、海域地質構造に関する研究例は多くない。

* Corresponding author: ARIMOTO, J., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan, Email: j-arimoto@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 本研究における反射法音波探査測線図（黒線）。太線は第 2 図～第 8 図の断面図の位置を示す。赤線は産総研活断層データベース (<https://gbank.gsj.jp/activefault/>) にコンパイルされた活断層位置を示す。羽田ほか (2022) による GS-TKS-1 ボーリング試料採取地点も合わせて図中に示す (黄丸)。

Fig. 1 Survey line locations in this study (black lines). Bold black lines represent positions of profiles exhibited in figs. 2–8. Red lines represent the distribution of active faults based on the "Active fault database of Japan" (<https://gbank.gsj.jp/activefault/>) provided by the Geological Survey of Japan. The location of boring site GS-TKS-1 (Haneda *et al.*, 2022) is also indicated (yellow circle).

3. 調査方法

本研究の音波探査は、2021 年 8 月 12 日から 9 月 14 日にかけて、作業船「第八繁洋丸」(14 t) を用いて実施した。調査範囲が広域のため、調査日程の前半と後半で係留地をそれぞれ徳島県徳島市と和歌山県海南市に分けて調査を行った。発振装置はブーマー (Applied Acoustic Engineering 社製 CAT200) を用い、発振エネルギーは 200 J を基本としたが、一部の測線では機材トラブルのため 150 J とした。受波用のストリーマケーブル (Geometrics 社製 GeoEel) は、チャンネル数 24、チャンネル間隔 3.125 m のものを用いた。発振間隔は 1.56 m

となるよう、船速に応じてトリガー信号の時間間隔を調整した。調査船に GNSS アンテナを設置して発振ごとに位置情報を取得し、佐藤ほか (2020) と同様の手法を用いて補正を行い、トレースの位置情報とした。収録長を 0.4 sec、サンプリングレートを 0.125 msec とし、SEG-D 形式でデジタルデータを収録した。収録したデータを SEG-Y 形式に変換し、音波探査信号処理ソフトウェア SPW (Parallel Geoscience 社製) を用いてジオメトリ設定、バンドパスフィルタリング、ゲイン補償、デコンボリューション、速度解析、Normal moveout (NMO) 補正、共通反射点 (CMP) 重合の順に処理を行った。バンドパスフィルタの通過周波数は 300 – 2,000 Hz を基

本とし、ノイズレベルに応じて断面ごとに調整した。

本調査でデータを取得した総測線長は 780 km である（第 1 図）。測線名は以下のルールに従って設定した。まず測線の方向ごとにグループ分けして百の位を 0 から 3 まで割り振り、それぞれのグループ内で西あるいは北から連番で、一の位が 1 から始まる三桁の数字を与えた（例えば 201, 202, …）。また同一の延長線上にあるが連続していない測線群については同一の数字を与え、西あるいは北から順に数字末尾に a あるいは b とアルファベットを割り振って区別した（例えば 002a, 002b）。さらに 2021 年度の沿岸域（EnGan）調査であることを示す eg21 を、ハイフンで区切って末尾に付記することで最終的な測線名とした（例えば 301-eg21）。

調査工程に応じて複数回に分けて観測を行った測線については、分割した区間ごとに重合断面を作成した後、位置情報をもとに繋ぎ合わせ、一連の断面とした。この場合、観測時の潮位や波浪状況の違いにより、断面の継ぎ目で深度方向のずれが生じることがある。得た断面は png 形式の画像として出力し、佐藤（2021）による断面の立体表示法を用いてデータベース化し、解釈を行った。

4. 紀伊水道沿岸海域の地下構造

取得した反射断面に基づいて、紀伊水道海底下浅部の音響層序と特徴的な地質構造の概要を以下に記載する。

4.1 音響層序

本報告では、反射強度及び音響的層相の違いにより、紀伊水道に分布する地質体を大まかに 3 つのユニットに区分した。本報告ではこれらを上位からユニット A, B, C と呼称する（第 2 図）。

最下位のユニット C は、音響散乱により内部構造が確認できない。上面は起伏に富み、海岸線付近の水深およそ 40 m 以浅の海底下において局所的に分布する。一般に上位のユニット B あるいはユニット A に覆われるが、徳島沖の一部や中央構造線活断層帯の北側では海底面への露出が認められる（第 3 図、第 4 図）。

ユニット B は下位のユニット C をオンラップ不整合で覆う。最上部で反射強度が強く、概ね成層するが連続性の悪い内部反射面により特徴付けられる。上面は部分的に起伏に富み、特に和歌山側の海域南半部では幅数百 m 規模のチャンネルや台地状の形状が認められる（第 5 図、第 6 図）。ユニット B は調査海域のほぼ全域に連続的に分布し、広く上位のユニット A に覆われるが、徳島沖の一部や海域中央部から和歌山側にかけての一部では海底面に露出する（第 2 図、第 5 図、第 6 図）。

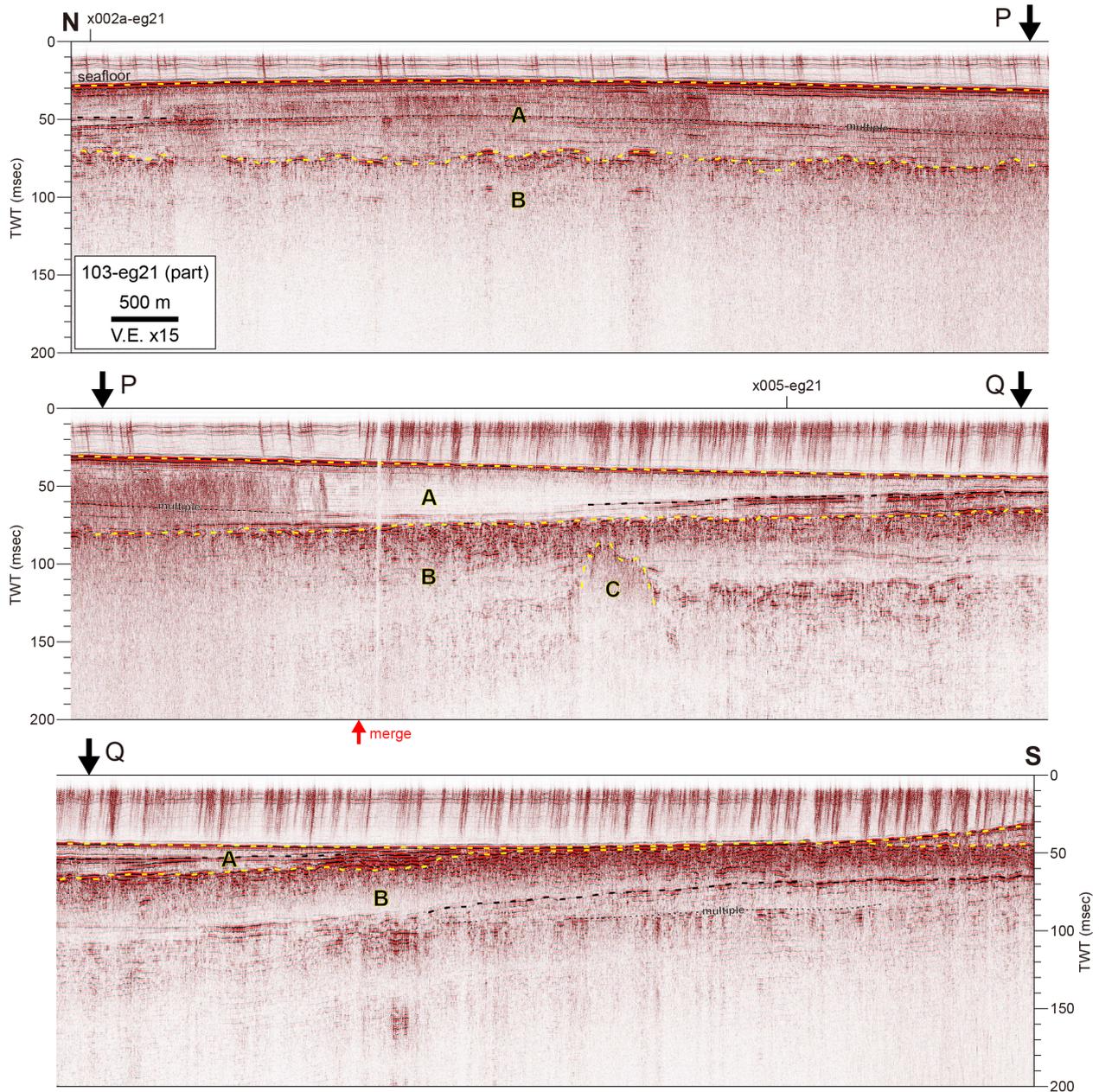
ユニット B の下限はユニット C との境界部以外で不明瞭だが、海域中部の和歌山沖など上位のユニット A が発達しない場所では、往復走時 90 msec（音速を 1,500 m/sec と仮定すると 68 m）以上の層厚が確認できる（第 5 図、第 6 図）。このような場所ではユニット B 最上部約 10 - 20 msec より下位に、よく成層し連続性の比較的良い反射面や、ユニット B 上面と同様に起伏に富み、チャンネル形状を示す顕著な反射面が部分的に認められる（第 5 図、第 6 図）。多重反射の影響が強い水深の浅い場所や音波の透過が悪い場所では追跡が難しいなどの問題はあがるが、これらの反射面の測線間の連続性を今後検討することにより、本報告におけるユニット B はさらに複数のユニットに区分される可能性がある。

最上位のユニット A は、下位のユニット B 及びユニット C に対し、部分的にオンラップあるいはダウンラップする。内部反射面は、全体的に成層し連続性が良いことで特徴付けられるが、下部は部分的に連続性がやや悪くなる。海域北部 - 中部の徳島沖で厚く、最大往復走時 50 msec（音速を 1,500 m/sec と仮定すると 38 m）程度に達する（第 2 図）。本ユニットは一般に陸側から沖側へ厚さを減じ、海域中央部で部分的にせん滅する。

本調査で得られた音響層序断面と、沿岸部で区分される層序との比較を行う。本調査の測線 005-eg21 西端に近い徳島市沖洲埋立地（T.P.: 2.38 m）において、2021 年度に地質調査総合センターにより深度約 131 m のボーリング調査が実施された（GS-TKS-1；羽田ほか、2022）。GS-TKS-1 コア最下部からは泥質片岩が得られており（羽田ほか、2022）、第 2 図や第 3 図に示す徳島沖のユニット C はおそらく三波川変成岩類に対比される。しかし、第 4 図に示す測線 204-eg21 において海底面に露出するユニット C は、近接する陸域に露出し和泉山脈をなす上部白亜系和泉層群堆積岩（宮田ほか、1993）の海域延長部に相当する可能性が高い。このように本調査海域の音響基盤であるユニット C は、地域ごとに異なる地質体により構成される先第四系基盤岩類に対応すると考えられる。一方、GS-TKS-1 コアの深度およそ 130 m から 40 m には中 - 上部更新統堆積層、その上位には完新統（沖積層の一部）が認められており（羽田ほか、2022）、これらは本調査におけるユニット B 及びユニット A にそれぞれ対比されると考えられる。本調査海域は、最終氷期最盛期にほぼ全域が陸化していたと考えられており（西山ほか、2017）、ユニット B 上部に海水準低下に伴う侵食面が存在する可能性が高い。

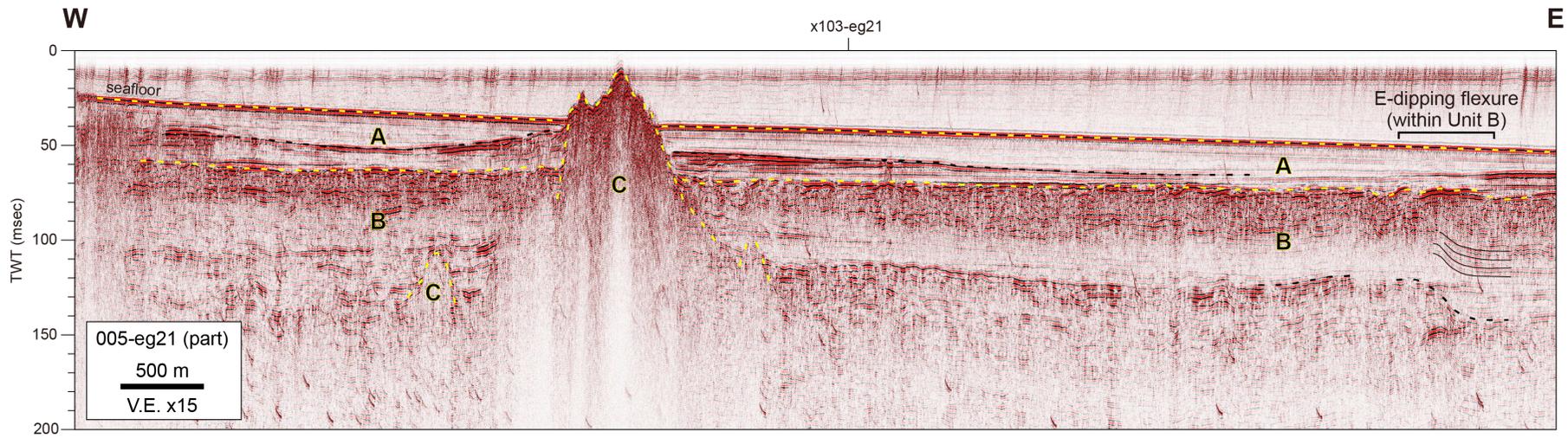
4.2 地質構造

本調査では、先行研究に基づく中央構造線活断層帯の分布域である海域北部において、測線間隔を密に設

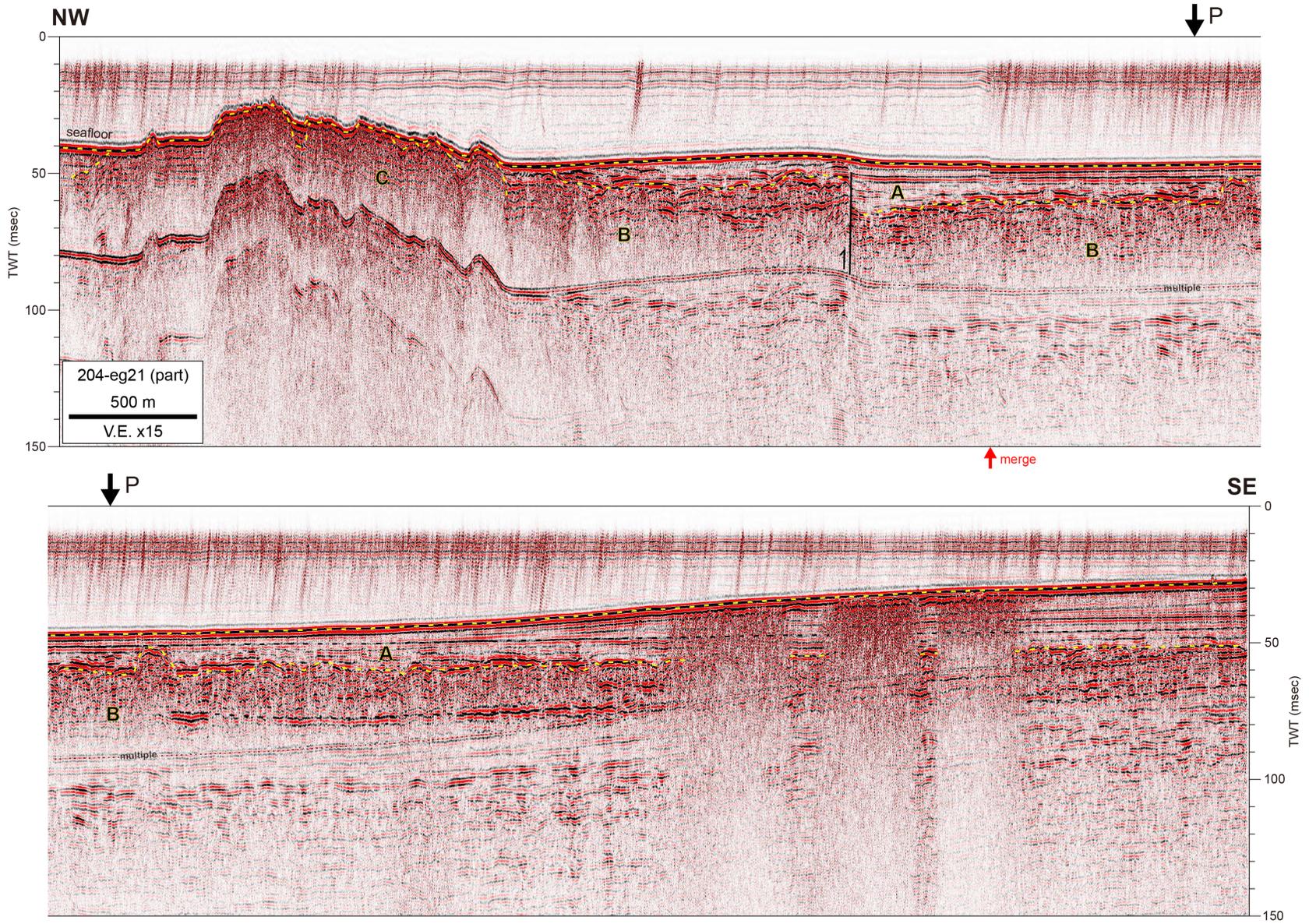


第 2 図 紀伊水道北部-中部徳島沖の南北測線 103-eg21 (一部) の反射断面図. 縦軸は往復走時 (two-way travelttime; TWT) を示す. 海底面とユニット境界, 各ユニット内部の比較的顕著で連続性の良い反射面, 及び海底面の多重反射 (multiple) をそれぞれ黄色の破線, 黒の破線, 及び黒の点線で示す. 複数列に分割された断面図は下向きの黒矢印で示した地点で連続する. 上向きの赤矢印は断面の継ぎ目を示す. 断面の位置は第 1 図の黒太線で示す. (第 3 図から第 8 図まで同様).

Fig. 2 Seismic section of the N-S survey line 103-eg21 (part) in the northern to middle part of the Kiiusuido Strait, off Tokushima. Vertical axis is indicated in two-way travelttime. Seafloor and unit boundaries, other characteristic reflection surfaces and multiples of seafloor are indicated with yellow dashed lines, black dashed lines and black dotted lines, respectively. Black arrows indicate anchor points of splitted parts of the section. Separately processed section profiles were merged at points indicated with red arrows. The position of the section is indicated with a thick line in fig. 1 (figs. 3-8 follow the same notes above).

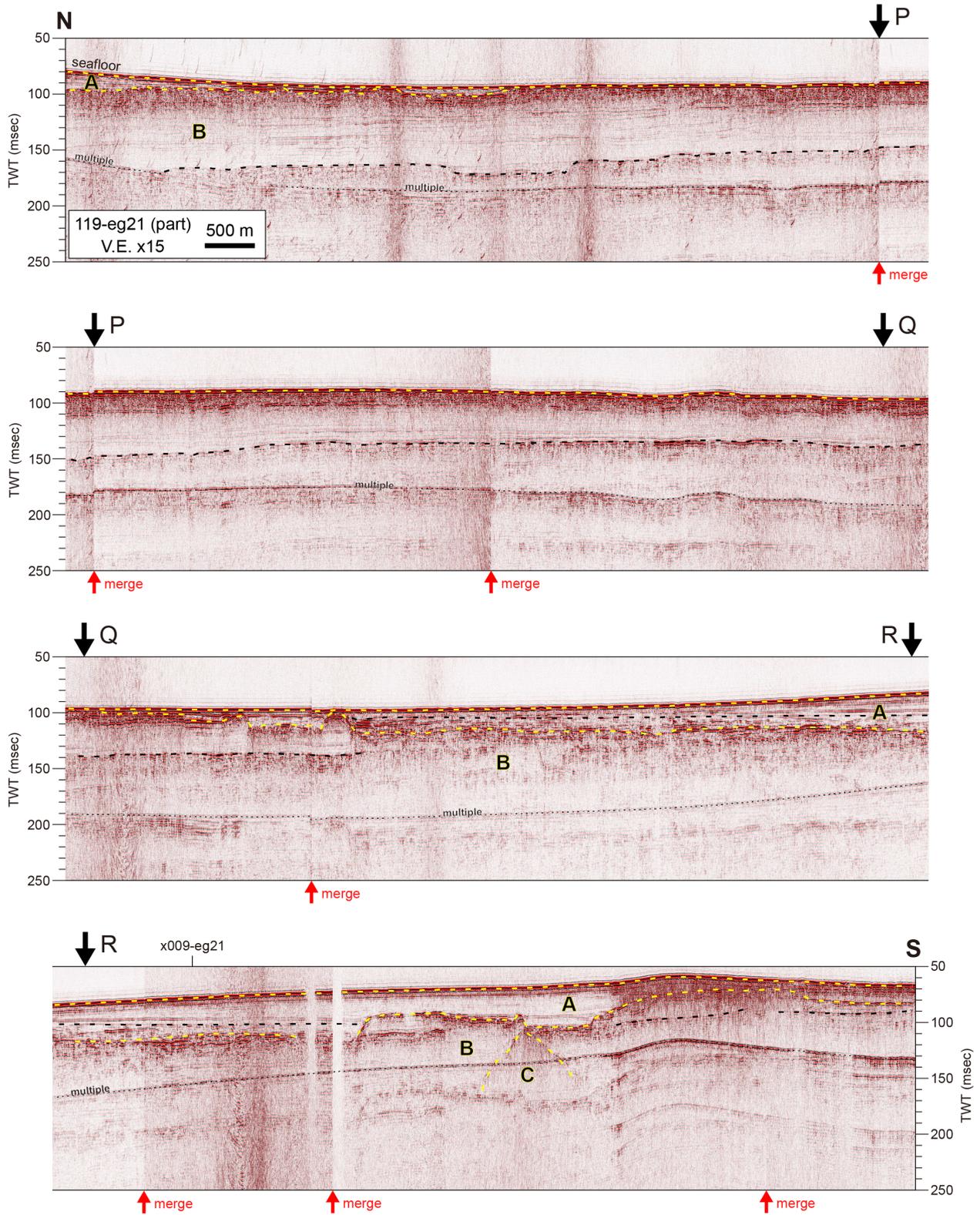


第3図 紀伊水道中部徳島沖の東西測線 005-eg21 (一部) の反射断面図.
Fig. 3 Seismic section of the W-E survey line 005-eg21 (part) in the middle part of the Kiisuido Strait, off Tokushima.



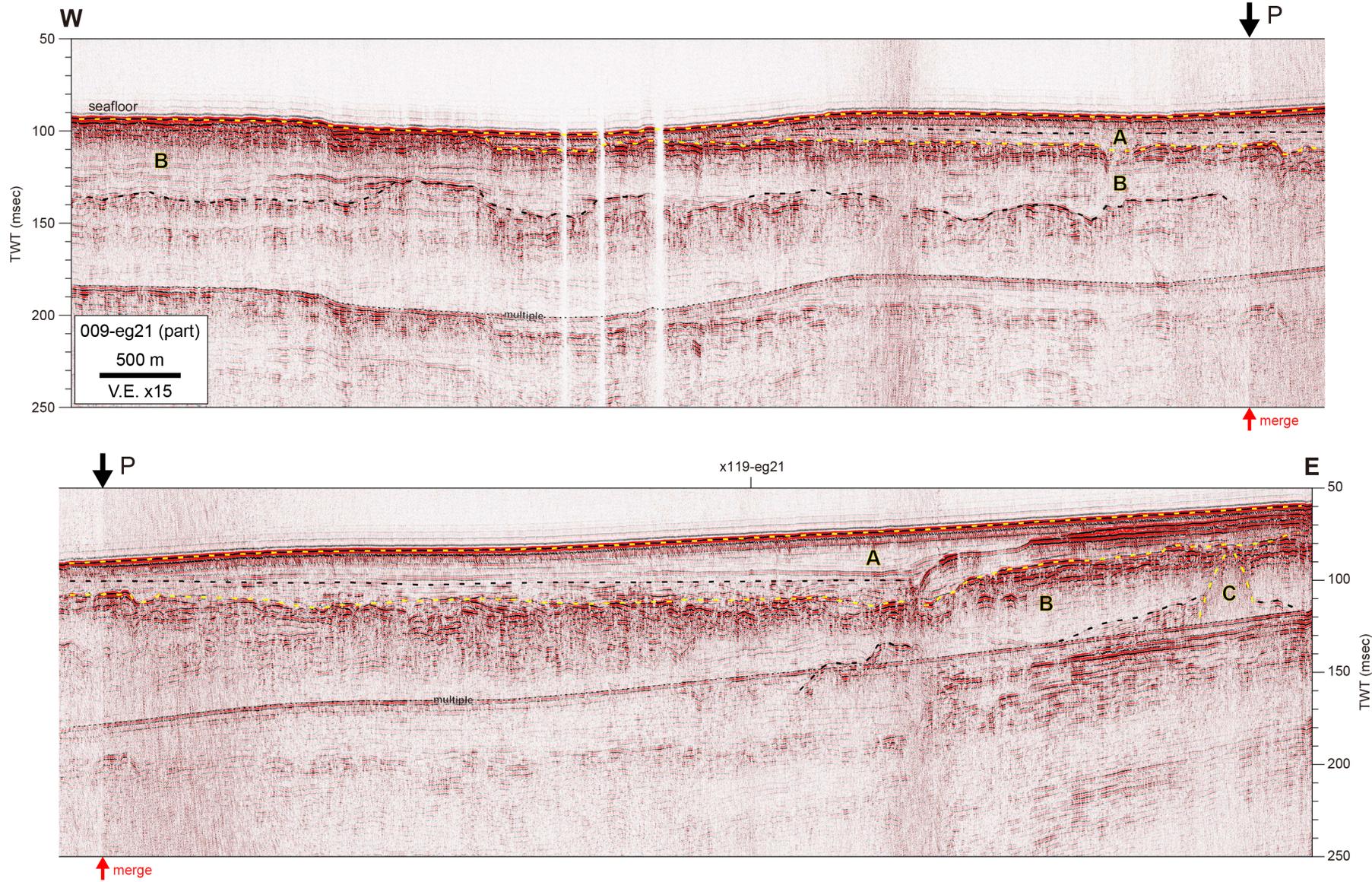
第4図 紀伊水道北部和歌山沖の北西-南東測線 204-eg21 (一部) の反射断面図. 測線北部のユニット C 内部には残響が表れている.

Fig. 4 Seismic section of the NW-SE survey line 204-eg21 (part) in the northern part of the Kiisuido Strait, off Wakayama. Reverberation are expressed inside the Unit C.

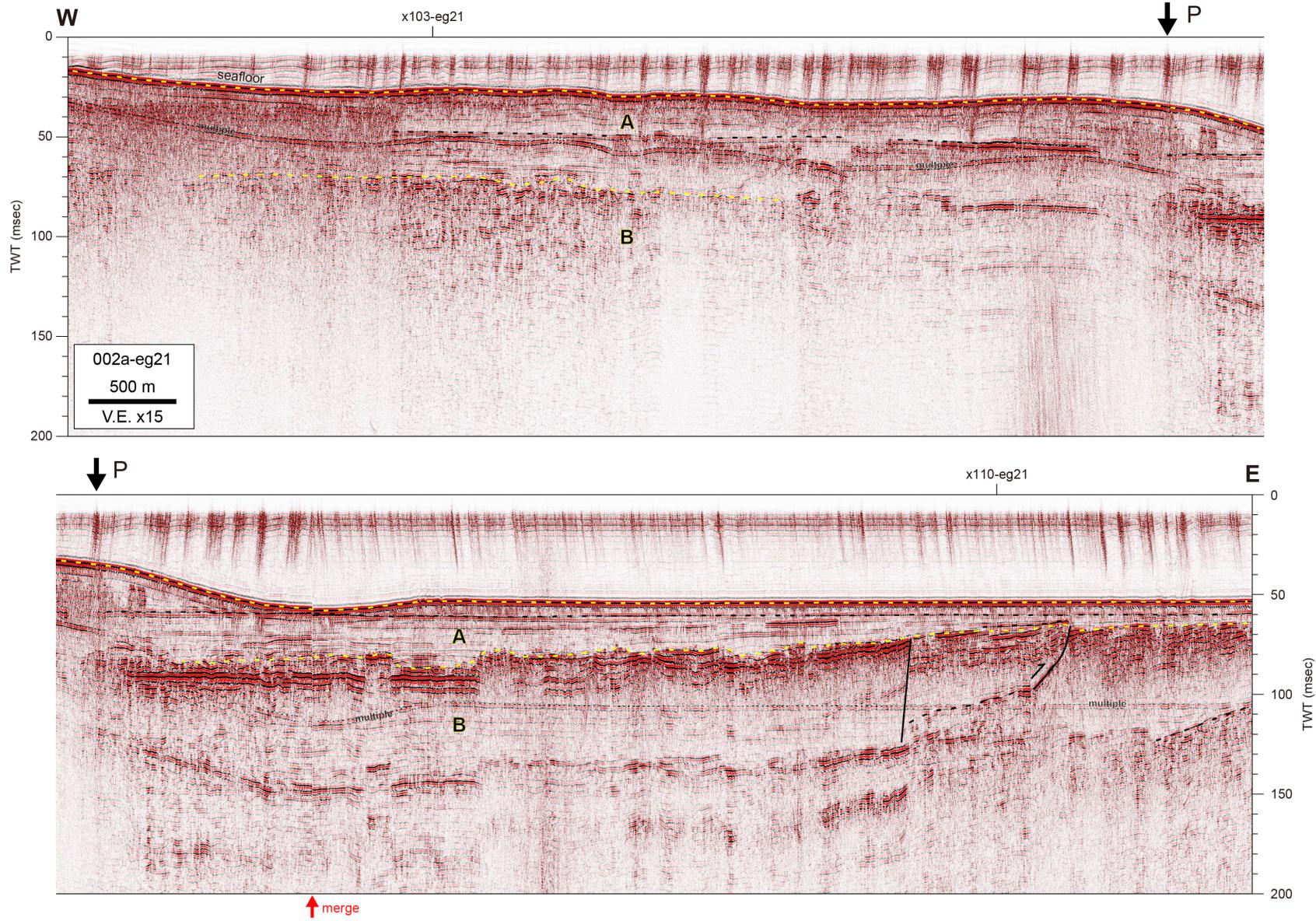


第5図 紀伊水道北部-南部和歌山沖の南北測線 119-eg21 (一部) の反射断面図。

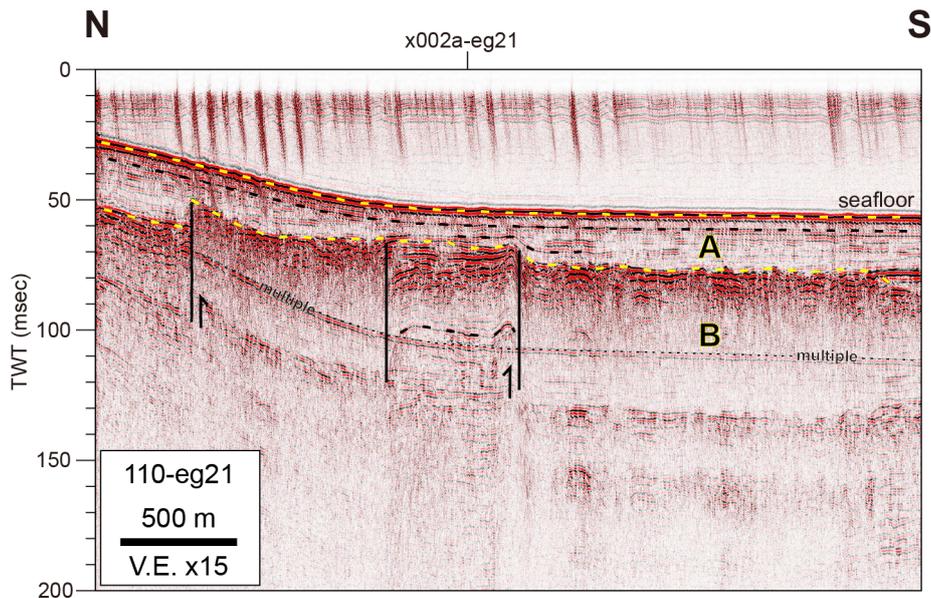
Fig. 5 Seismic section of the N-S survey line 119-eg21 (part) in the northern to southern part of the Kii Strait, off Wakayama.



第 6 図 紀伊水道南部和歌山沖の東西測線 009-eg21 (一部) の反射断面図。
 Fig. 6 Seismic section of the W-E survey line 009-eg21 (part) in the southern part of the Kii Strait, off Wakayama.



第 7 図 紀伊水道北部徳島-淡路島沖の東西測線 002a-eg21 の反射断面図。
Fig. 7 Seismic section of the W-E survey line 002a-eg21 in the northern part of the Kiisuido Strait, off Tokushima-Awajishima Island.



第 8 図 紀伊水道北部淡路島沖の南北測線 110-eg21 の反射断面図。

Fig. 8 Seismic section of the N-S survey line 110-eg21 in the northern part of the Kiisuido Strait, off Awajishima Island.

定した (第 1 図)。調査の結果、音響断面においてユニット A の基底や内部反射面を変位させる、南落ちあるいは北落ちの構造が複数確認された (第 4 図、第 7 図、第 8 図)。これらは沖積層あるいは完新統を変位させていることから、活構造と判断される。既存の海域ボーリング資料 (水野ほか, 1996; 七山ほか, 1999 など) を利用し、これらの活断層の活動年代を制約することが可能になると期待される。中央構造線活断層帯以南では、ユニット A に達する変形・変位構造は認められていないものの、徳島沖のユニット B 内部反射面に東落ちの撓曲構造が認められる (第 3 図)。この撓曲はユニット A 基底には認められないことから、完新統以前に形成された地質構造であると考えられる。

5. まとめ

紀伊水道沿岸海域において、ブーマーを用いた反射法音波探査を実施し、総測線長約 780 km にわたる海底下浅部地質構造データを取得した。近接する陸域地質体やボーリング資料との比較の結果、海底下の地質体は下位から 3 つの音響ユニット C, B, A に区分され、それぞれ三波川変成岩類や和泉層群などの先第四系基盤岩類、中-上部更新統堆積層、そして完新統 (沖積層の一部) に対比される。特に海域南部において、ユニット A の基底にはチャンネル・台地状の起伏が発達している。これらの側方連続性を詳細に検討することにより、完新統に埋積された古地形・河川システムを復元

できる可能性がある。また、中央構造線活断層帯の分布域においてユニット A 基底及び内部反射面を変位させる活構造が認められたほか、完新統以前の後期第四紀に形成されたと考えられる徳島沖海底下の撓曲構造の存在が明らかとなった。

今後より詳細な断面解釈を進めるとともに、陸域・海域ボーリングによる既存の地下地質情報を活用することにより、堆積層の層序・分布を解明し、海域地質図を作成する。また活構造の連続性や変位の分布、活動年代を制約することにより、紀伊水道における後期第四紀の地質構造発達メカニズムを解明し、災害リスクの評価につなげていきたい。

謝辞: 反射法音波探査の実施にあたり、船長、大和探査技術株式会社の調査員及び株式会社西方建設の作業員の方々には非常にお世話になった。徳島県、兵庫県、和歌山県及び各県の漁業協同組合連合会、漁業協同組合の関係者の皆様には、調査の実施にあたり便宜を図っていただいた。産業技術総合研究所の井上卓彦研究グループ長、中谷是崇研究員には、調査の実施にご協力いただいた。産業技術総合研究所の佐藤智之主任研究員、鈴木克明研究員、東京海洋大学の古山精史朗助教には、調査計画の策定にあたり資料を提供いただいた。井上卓彦研究グループ長と佐藤智之主任研究員には草稿に目を通していただき、多数の有益なご指摘をいただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- 地質調査所 (1995) 和歌山市西部地域における中央構造線の調査結果. 地震予知連絡会会報, **53**, 663–668.
- 羽田裕貴・中谷是崇・水野清秀・納谷友規・中島 礼 (2022) 徳島平野沿岸部・沖洲地区におけるボーリング調査. 令和3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.83, 41–59.
- 地震調査研究推進本部 (2017) 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁 – 由布院) の長期評価 (第二版).
- 海上保安庁水路部 (1978) 5万分の1沿岸の海の基本図「友ヶ島水道」(海底地質構造図).
- 海上保安庁水路部 (1993) 5万分の1沿岸の海の基本図「紀伊水道東部」(海底地質構造図).
- 海上保安庁水路部 (1997) 5万分の1沿岸の海の基本図「蒲生田岬」(海底地質構造図).
- 三橋 明・廉澤 宏・吉川宗治・岩崎好規・藤田和夫 (2000) 音波探査による紀伊水道及び紀伊半島南岸沖海域の活構造. 海洋調査技術, **12**, 11–29.
- 水野清秀・吉岡敏和・岡村 真・松岡裕美 (1996) 淡路島南部, 湊一本庄断層の活動性調査, 平成7年度活断層調査研究報告 no. 11. 地質調査所研究資料集, no. 235, 59p.
- 宮田隆夫・牧本 博・寒川 旭・市川浩一郎 (1993) 和歌山及び尾崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 68p.
- 七山 太・佃 栄吉・水野清秀・石井久夫・北田奈緒子・竹村恵二 (1999) 中央構造線活断層系, 友ヶ島水道断層の完新世における活動履歴調査. 平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 地質調査所速報, no. EQ/99/3, 235–252.
- 西山賢一・瀬部直之・石田啓祐・中尾賢一・辻野泰之・橋本寿夫 (2017) 地形・地質から見た鳴門海峡の成立. 阿波学会紀要, **61**, 1–10.
- 佐藤智之・鈴木克明・古山精史朗 (2020) 伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の追加調査, データベース化の概要. 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, 15–23.
- 佐藤智之 (2021) 断面・柱状資料の簡易三次元表示法. 堆積学研究, **79**, 85–94.
- 鈴木克明・有元 純・大塚宏徳・浜橋真理 (2021) 大阪湾西部海域におけるブーマー音源を用いた反射法音波探査. 令和2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. 82, 1–6.
- 八島邦夫 (1992) 沿岸の海の基本図資料等からみた瀬戸内海の海釜地形. 水路部研究報告, **28**, 139–230.
- 吉川宗治・兼沢 宏・三橋 明・岩崎好規 (1996) 音波探査による中央構造線友ヶ島水道海域の地質調査. 海洋調査技術, **8**, 1–10.

紀伊水道の採泥調査結果概要 Primary report of marine sediment collecting survey in Kiisuido Strait

天野敦子^{1*}・板木拓也¹・有元 純¹・鈴木克明¹・清家弘治¹・羽田裕貴¹
中谷是崇¹・徳田悠希²・岩谷北斗³・鈴木 淳¹
AMANO Atsuko^{1*}, ITAKI Takuya¹, ARIMOTO Jun¹, SUZUKI Yoshiaki¹, SEIKE Koji¹,
HANEDA Yuki¹, NAKATANI Koretaka¹, TOKUDA Yuki², IWATANI Hokuto³,
and SUZUKI Atsushi¹

Abstract: In order to demonstrate the spatial and temporal variations of sediment properties in the Kiisuido Strait, we collected seafloor surface sediments at 29 sites by grab sampler and core sediments at 6 sites by gravity, piston and box corer in December 2021. Data of Conductivity-Temperature-Depth profiler attached to grab sampler indicated that higher temperature and salinity water from the Pacific Ocean flowed through the bottom layer, while lower from rivers and the Kitan and Naruto straits flowed in the surface. As the results, stratified structures formed by the differences of water densities. The spatial distribution of grain size in the surface sediments showed silt to silty sand in the main part of the Kiisuido Strait and coarser trends toward the northern and southern parts. The finer sediments transported by rivers deposited in the stagnant condition of the main part at the Kiisuido Strait. And the grain size became coarser due to the strong influences by tides and waves. The core sample collected by gravity corer in the offshore Wakayama showed fining to upward lithological succession. The radiocarbon dates in this core samples indicated that recovered sediments deposited during the Holocene period. Most of the two core samples collected by piston corer were flow-in sediments. The radiocarbon dates suggested that the upper layer with the core depth of 168 cm in GKC21-PC15 collected at the offshore of Yoshino River mouth preserved sedimentary record during the past 4000 years.

Keywords: sediment, core sampling, CT image, radiocarbon dating, Kiisuido Strait

要 旨

紀伊水道の時空間的な堆積物特性変化を明らかにするために、2021年12月に29地点で表層堆積物を、6地点で柱状堆積物試料を採取した。採泥時に取得した Conductivity-Temperature-Depth profiler データは、本調査海域の南東部の底層を通じて太平洋から高温、高塩分の水塊が、河川や紀淡、鳴門海峡から低温、低塩分の水塊が流入し、これら水塊の密度差によって成層構造が形成されていることを示す。紀伊水道主要部の海底表層堆積物の粒度はシルト～シルト質砂で、海峡に近くなる北部、南部では砂、砂礫へと粗粒化する。河川から供給された比較的細粒な碎屑物は停滞的な主要部で堆積し、海峡部に向かって粒度は粗粒化し、潮流や波浪の影響が強くなることを示す。和歌山沖合において重力落下式コアラーで採取した柱状試料は下層から上層にかけて粗粒化し、この試料の放射性炭素年代結果は完新世間の堆積物であることを示す。またピスト

ンコアラーで採取した2試料の大部分はフローインによる堆積物であったが、年代結果から吉野川河口沖合で採取した GKC21-PC15 の上部 168 cm は約 4,000 年間の堆積記録を保存していると考えられる。

1. はじめに

沿岸域の環境は海域と陸域の両者の影響を受けて複雑な物質循環過程を呈し、それによって生物の多様性や生産性が高い場所となっている。沿岸海域における堆積物特性も、陸域からの物質供給や海洋環境の影響を受けて、時空間的に大きな変化を示す。そのため、堆積物特性の変化と要因を明らかにすることによって、過去から現在にかけての物質循環や海洋環境における変化を知ることができる。

井内(1982)では瀬戸内海から紀伊水道の北部にかけて、上田・住友(2003)では徳島側を中心に紀伊水道の広範囲における底質分布を明らかにしているが、

*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 公立鳥取環境大学 (Tottori University of Environmental Studies)

3 山口大学 (Yamaguchi University)

全域の底質分布や堆積過程を明らかにした研究はない。また、紀伊水道の北部に分布する中央構造線の活断層評価をするために、淡路島西方海域（水野ほか，1996）や紀淡海峡西方海域（七山ほか，1999）でボーリング掘削が行われ、完新世間の堆積物の物性変化や堆積環境変遷について明らかにしているが、紀伊水道における完新世間の環境変遷については明らかにされていない。そこで、紀伊水道の堆積物の粒度、元素、微化石などの時空間変化を把握し、現在の堆積過程や完新世間の海底環境変遷について明らかにすることを目的に、本研究は海底表層、柱状堆積物の採取調査を実施した。本報告では、調査内容と採取試料の特徴について説明する。

2. 調査海域

調査海域は淡路島南方の紀伊水道で、北部は鳴門海峡、紀淡海峡を通じて瀬戸内海と、南部は太平洋と連結する（第1図）。海底地形は大局的には沿岸から調査海域中央部よりもやや東寄りにかけて水深が深くなる傾向を示し、中央部付近の水深は約60 mである。また、海峡部では水深100 m以上と急激に深くなる。

3. 調査・分析方法

3.1 調査方法

本調査（GKC21）は2021年12月6～10日に第三開洋丸（海洋エンジニアリング株式会社所有）を備船して、実施された。29地点で木下式グラブ採泥器（KG）を、1地点で最大コア長5 mの重力落下式コアサンプラー（GC）を、2地点で最大コア長4 mのピストンコアサンプラーを、3地点で30 cm×30 cm×50 cmの試料容器が設置されたボックスコアラーを使用して堆積物採取を行った（第1図、第1表）。GCとPCを用いた採泥では、最大コア長30 cmの柱状試料3本が採取可能なマルチプルコアラー（AS）をパイロットとして使用した。

採泥器揚収後にKG内の堆積物表面の写真を撮影した。写真撮影後にアクリルの角柱容器（有田式）や塩ビパイプを使って柱状試料を採取し、さらに微化石、元素などの分析用に表層1 cm程度をプラスチック製容器などに分取した。これら試料分取後、採泥器内に残った試料をプラスチックバケットに移し替えて試料量を確認し、目合い5 mmのメッシュが付いた桶を使用して水洗いを行い、残渣試料を採取した。試料量が少ない場合は、採取された全試料をプラスチック容器に入れて保存した。試料採取後に船上でも記載したが、実験室においても有田式試料を半裁して記載を行った。

使用したKGは超音波高度計の制御によって海底面上7

mで作動する海底カメラと底層採水器（板木，2018）、Conductivity-Temperature-Depth profiler（CTD，西田ほか，2015）、方位傾斜計（片山ほか，2018）を設置し、各測器のデータと底層水の採取を行った。

KGの全採取地点で各測器によるデータ取得を行ったが、K13ではCTDデータが取得できなかった。CTDの圧力センサーの精度は $-5^{\circ}\text{C} \sim 35^{\circ}\text{C}$ において0.1%，温度センサーの測定レンジは $-2^{\circ}\text{C} \sim 35^{\circ}\text{C}$ 、精度は $\pm 0.005^{\circ}\text{C}$ である。濁度センサーは光源波長880 nm、測定レンジは0～25 FTUである。溶存酸素センサーの測定レンジは0%～240%、精度は $\pm 2\%$ である。ただし溶存酸素については校正を行っていないため、測定値は参考扱いとし、変化の傾向のみ議論する。

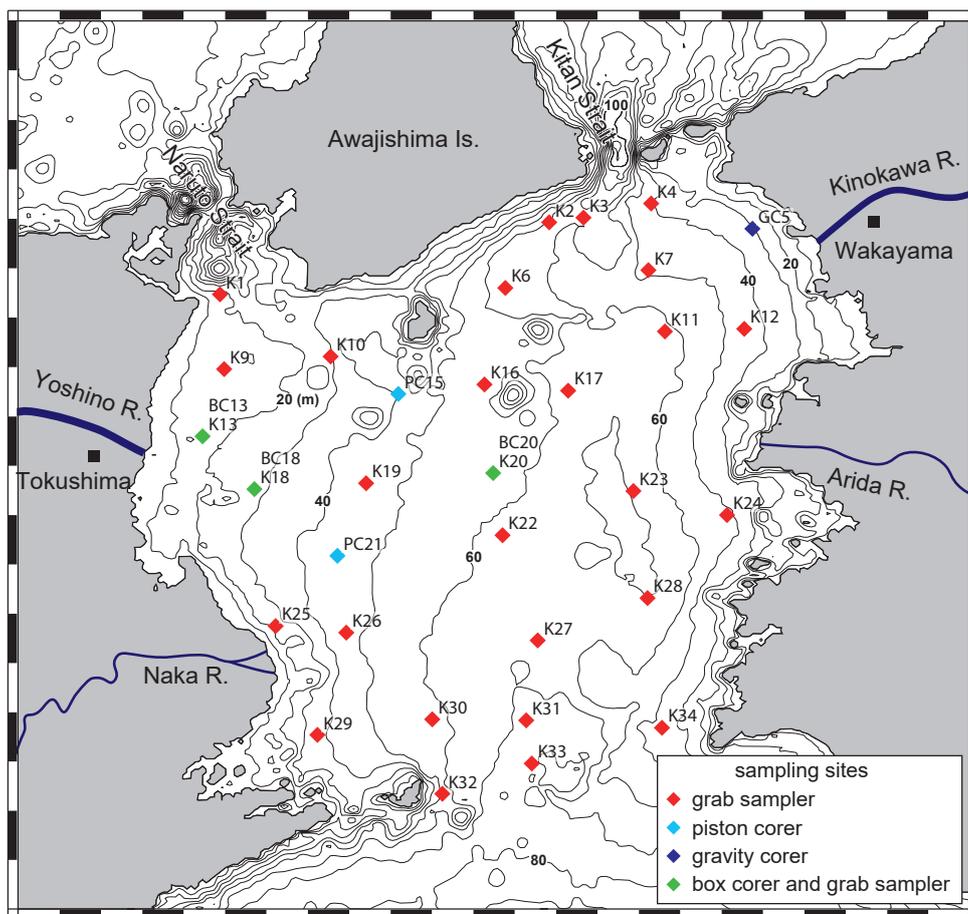
KG採泥地点中17地点で採取された底層水を容器に分取し、冷蔵保存した。保存された底層水は、実験室に持ち帰って卓上型電気伝導度式塩分計（DIGI-AUTO MODEL-5，株式会社鶴見精機）を用いて塩分計測された。

GC、PC試料は採泥器揚収後に1 m毎に分割、AS試料はそのままの状態、常温保存して実験室へ持ち帰った。実験室に持ち帰った後、X線CT画像の撮影後、半割して記載を行い、放射性炭素年代分析用試料の分取を行った。

底質が柔らかく、かつBCが重い場合、GKC21-BC18、20ではBCが想定よりも海底へ沈みこみ、採泥器内の試料箱から海底表層5 cm程度の堆積物が飛び出した状態で揚収された。そのため、まず飛び出した部分をステンレス容器に分取し、その後に試料箱を採泥器本体から取り出した。調査途中で、BCの錘を外し、ワイヤーの送り出し速度を遅く、かつ着底後の余分な送り出しをやめたところ、BC13では試料容器に収まった状態で試料が採取された。ステンレス製の角柱容器で3～12本の柱状試料を採取し、その後、残った試料を試料容器上面から10 cmを2 cm間隔で、それ以下は5 cm間隔（BC13ではすべて5 cm間隔）でスライスし、ステンレス容器に常温で保管した。実験室へ持ち帰った後、柱状試料を用いてX線CT画像の撮影と記載を行った。

3.2 X線CT画像

X線CT画像は産総研GSJ共同利用実験室のSupria Grande（日立製作所製）を用いて撮影した。撮影時の設定は電圧80 kV、電流120 mAで、スライス厚は0.625 mmである。得られたX線CTデータでは画像解析ソフトウェアOsiriX（Pixmeo SARL社製）を用いて処理し、試料の鉛直断面像を作成した。



第1図 調査海域と採泥地点図。

Fig. 1 Map of study area and sampling sites.

3.3 放射性同位炭素

GKC21-GC05の貝、ウニ化石6試料とGKC21-PC21の堆積物中有機物5試料を用いて地球科学研究所に依頼して加速器質量分析計 (Acceleration Mass Spectrometer; AMS) を用いた放射性炭素 (^{14}C) 年代測定を行った。得られた ^{14}C 年代はIntcal20またはMarine20 (Reimer *et al.*, 2013) ($\Delta R = 0$) をデータセットとし、Calib (Stuiver and Reimer, 1993) を用いて暦年校正を行った。

4. 結果

4.1 CTD データによる海洋環境の推定

本調査で使用したCTDの塩分は、海水試料の塩分分析値よりも0.1～0.2高いことを示す(例えば、味岡ほか, 2016; 天野ほか, 2018)。本結果のCTDと底層水の塩分を比較すると、底層水の塩分がCTDよりも0.2～0.5高い傾向を示し(第2図A, 第2表), これら結果はよい正の相関を示す(第2図B)。そのため、この結果か

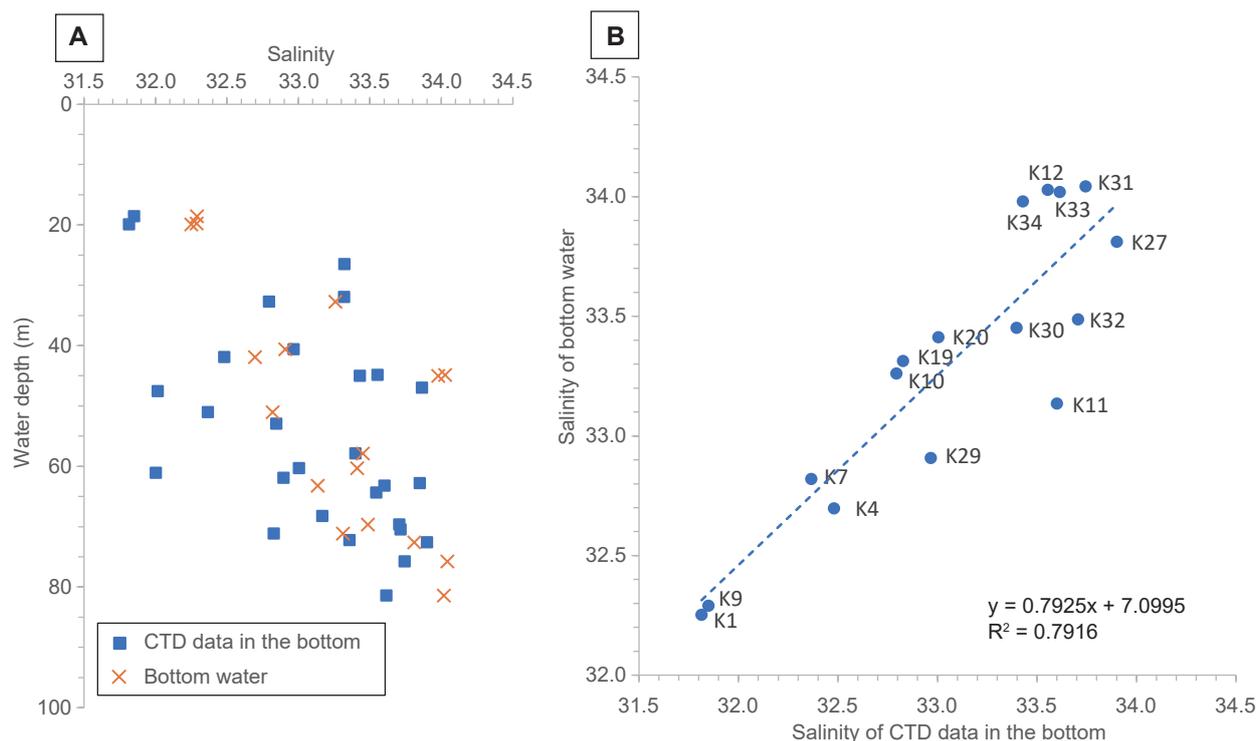
ら得られた相関式を用いてCTDの塩分を補正し、その補正值を用いて深度プロファイル、水平分布の変化について説明する。

第3図に水温、塩分、溶存酸素(DO)、濁度の鉛直プロファイルを本海域の南北、東西方向に並べて示す。第2表と第4図に各データの表層(深度2m～5m)と底層(海底面上2m～5m)の平均値を示す。大部分の水温と塩分の鉛直プロファイルは上部層では相対的に両者ともに低く、下部層で高くなる傾向を示す。一方で、太平洋に接続する南部では塩分・水温は全層がほぼ同じ値を示し、変動が小さくなる。K22とK27の水温・塩分プロファイルはそれぞれ深度10m～30m, 40m～60mでわずかに高くなる傾向を示す。表層の水温・塩分の分布は、本調査海域の南東部で高く、北東部、西部に向かって低くなる傾向を示す(第4図A, C)。底層の水温及び塩分は、調査海域大部分で表層と比較して高い。また、本調査海域においては、両者とも西部沿岸域と紀淡・鳴門海峡に向かって低くなる傾向を示す。これら水温及び塩分結果は、南東部海域の底層

第1表 採泥地点と堆積物試料の記載.

Table 1 List of sampling sites and description of collected sediment samples.

Sample No. (Cruise No.-site No.)	Sampler	Date	Location		Water depth (m)	Description
			Latitude	Longitude		
GKC21 - K1	K-grab	2021/12/10	34° 11.0084'	134° 39.6783'	19.92	Coarse sand and gravel (few sample)
GKC21 - K2	K-grab	2021/12/8	34° 13.9406'	134° 55.6957'	72.26	Olive gray coarse sand with pebble(Core depth: 0.0–12.0 cm) and sandy gravel with shell fraction(12.0–15.5 cm)
GKC21 - K3	K-grab	2021/12/8	34° 14.1316'	134° 57.3637'	61.96	Gravel (few sample)
GKC21 - K4	K-grab	2021/12/10	34° 14.7034'	135° 0.6580'	41.91	Gravel (few sample)
GKC21 - K6	K-grab	2021/12/8	34° 11.2677'	134° 53.5609'	64.39	Grayish olive silty fine sand(0.0–18.5 cm)
GKC21 - K7	K-grab	2021/12/10	34° 11.9914'	135° 0.5194'	51.04	Olive gray–graysih olive silty fine sand with shell fractions(0.0–22.0 cm)
GKC21 - K9	K-grab	2021/12/10	34° 7.9565'	134° 39.8760'	18.60	Olive black fine sand(0.0–7.5 and 12.0–17.0 cm) and laminated by very fine sand and silt(7.5-12.0 cm)
GKC21 - K10	K-grab	2021/12/10	34° 8.4699'	134° 45.0588'	32.72	Grayish olive silty very fine sand(0.0–21.0 cm)
GKC21 - K11	K-grab	2021/12/10	34° 9.4913'	135° 1.3293'	63.21	Dark olive very fine sand (0.0–4.0) and very fine sand with fine sand patches(4.0–19.0 cm)
GKC21 - K12	K-grab	2021/12/10	34° 9.5978'	135° 5.1879'	44.87	Olive gray–graysih olive silt (0.0–4.5 and 9.5–19.5 cm) and laminated layer by very fine sand and silt(4.5–9.5 cm)
GKC21 - K13	K-grab	2021/12/6	34° 5.2194'	134° 38.8330'	19.79	Grayish olive–gray silt (0.0–7.5 and 14.0–19.0 cm) and olive black clay (7.5–14.0 cm)
GKC21 - K16	K-grab	2021/12/7	34° 7.3325'	134° 52.5495'	60.33	Dark olive fine sand (0.0–7.0 cm)and grayish olive silty fine sand with black grain patches(7.0–18.5 cm)
GKC21 - K17	K-grab	2021/12/7	34° 7.0752'	134° 56.6211'	68.26	Grayish olive silty fine sand with black grain patches(0.0–18.5 cm)
GKC21 - K18	K-grab	2021/12/6	34° 3.0637'	134° 41.3514'	31.94	Grayish olive silt (0.0–15.0 cm) and silt with biocrustic medium sand patches (15.0–19.0 cm)
GKC21 - K19	K-grab	2021/12/6	34° 3.3052'	134° 46.7850'	47.00	Dark olive silty medium sand with olive black bioclastic very coarse sand (0.0–20.0 cm)
GKC21 - K20	K-grab	2021/12/6	34° 3.7164'	134° 52.9693'	61.12	Olive gray–olive black clayre silt (0.0–13.0 and 13.5–20.5 cm) and black clayre silt (13.0–13.5 cm)
GKC21 - K22	K-grab	2021/12/7	34° 1.1818'	134° 53.4257'	62.83	Dark olive silty fine sand with medium sand patches (0.0–20.1 cm)
GKC21 - K23	K-grab	2021/12/6	34° 2.9875'	134° 59.7946'	71.16	Olive gray silt (0.0–21.0 cm)
GKC21 - K24	K-grab	2021/12/7	34° 2.0038'	135° 4.3512'	52.94	Dark olive silty medium sand(0.0–5.0 cm), graysih olive silty coarse sand with pebbles (5.0–15.0 cm) and silty very coarse sand with pebbles and shell fractions(15.0-18.0 cm)
GKC21 - K25	K-grab	2021/12/7	33° 57.4693'	134° 42.3873'	26.51	Massive grayish olive fine sand (0.0–6.0 cm) and silty very fine sand with fine sand patches (6.0–20.5 cm)
GKC21 - K26	K-grab	2021/12/7	33° 57.2023'	134° 45.8248'	47.58	Dark–gray olive silty very fine sand with plant and wood fractions (0.0–20.0 cm)
GKC21 - K27	K-grab	2021/12/9	33° 56.8839'	134° 55.1404'	72.62	Olive black (0.0–9.0 cm) and grayish olive(9.0–19.0 cm) medium sand
GKC21 - K28	K-grab	2021/12/7	33° 58.6169'	135° 0.4813'	70.50	Grayish olive coarse sand with shell and wood fractions
GKC21 - K29	K-grab	2021/12/9	33° 53.0250'	134° 44.4137'	40.64	Grayish olive–olive black silty very fine sand (0.0–16.0 cm) and silty medium sand with shell fractions (16.0–20.0 cm)
GKC21 - K30	K-grab	2021/12/9	33° 53.6581'	134° 50.0079'	57.90	Olive brown–olive black well sorted coarse sand (0.0–15.5 cm)
GKC21 - K31	K-grab	2021/12/9	33° 53.6199'	134° 54.5806'	75.76	Dark olive poorly sorted coarser sand (0.0–18.0 cm)
GKC21 - K32	K-grab	2021/12/9	33° 50.6135'	134° 50.4928'	69.68	Grayish olive poorly sorted sandy gravel (0.0–11.0 cm)
GKC21 - K33	K-grab	2021/12/9	33° 51.8489'	134° 54.8461'	81.44	Dark olive silty very coarse sand (0.0–1.0 cm) and grayish olive poorly sorted sandy gravel (1.0–18.5 cm)
GKC21 - K34	K-grab	2021/12/9	33° 53.3102'	135° 1.1848'	45.01	Pebble
GKC21 - GC5	Gravity corer	2021/12/10	34° 13.6766'	135° 5.5806'	31.20	GC core:silty sand with sand layers(0.0–23.0 cm), silt (23.0–119.0 cm), sandy silt-silty sand (119.0–320.0 cm) and poorly sorted sand with shell fragments (320.0–346.0 cm), AS core: silty sand with sand layers(0.0–29.0 cm)
GKC21 - PC15	Piston corer	2021/12/7	34° 6.9457'	134° 48.3587'	50.42	PC core: silt–silty very fine sand (0.0–330.5 cn), AS core: sandy silt (0.0–22.5 cm)
GKC21 - PC21	Piston corer	2021/12/9	34° 0.3406'	134° 45.3937'	46.63	PC core: silt (0.0–306.5 cm), AS core:no sample
GKC21 - BC13	Box corer	2021/12/10	34° 5.1772'	134° 38.7782'	19.97	Grayish olive silty sand (0.0–10.0 cm) and sandy silt (10.0–32.5 cm)
GKC21 - BC18	Box corer	2021/12/7	34° 3.0077'	134° 41.3189'	32.40	Grayish olive silt (0.0–45.0 cm)
GKC21 - BC20	Box corer	2021/12/9	34° 3.7764'	134° 53.0430'	60.98	Dark–grayish olive silty sand (0.0–26.0 cm) and poorly sorted gray silty sand with shell fractions (26.0–48.0 cm)



第2図 CTDと海水試料の塩分比較。Aは水深と各塩分値の関係、Bは海水試料とCTDの塩分値の相関を示す。

Fig. 2 Comparison of salinity between CTD data and seawater samples. A: the relationship between water depth and each salinity value, B: the correlation between salinity values of seawater samples and CTD data.

付近を通じて相対的に高温・高塩分の水塊が太平洋から流入し、徳島沿岸や紀淡・鳴門海峡を通じてもたらされた低温・低塩分の水塊がその表層に分布していることを示す。紀伊水道の流動構造は、太平洋からの高塩分水が紀伊水道の東部を北上し、低塩分の水塊は西部を南下することが知られており（藤原ほか，2003；藤原，2012），これら結果と本結果はよく一致している。これらの水塊の密度差によって、本調査海域の広い範囲に成層構造が形成されている。またK22，K27では深度の増加に伴い水温及び塩分のわずかな上昇が認められる。これらの上昇が開始される深度は、これら地点よりも浅い地点で水温、塩分が急激に変化する深度とよく一致する（第3図）。このことから、表層の低温・低塩分と底層の高温・高塩分の水塊が混合して形成された水塊が、中間深度で複雑に分布していることを示唆する。

上記したように、DOは補正していないので、相対的な変動のみについて説明する。DOのプロファイルは上部層では4～5 ml/Lと相対的に高く、下部層で4 ml/L以下へと低くなり、DOが低くなる深度は水温、塩分が高くなる深度とよく一致する。また表層のDO分布はほぼ同程度の値を示すが、底層の分布は調査海域の東部から中央部で低く、西部や海峡付近で高くなる（第4

図E，F）。上記したように、太平洋から流入する高温、高塩分の水塊と河川、瀬戸内海から流入する低温、低塩分の水塊によって成層構造が形成され、これによって海面表層から下部層への酸素供給が妨げられて、下部層のDOは低くなっているといえる。

濁度の深度プロファイルは、多くの地点で上部層では2.0 FTU以下と低く、底層に近くなると顕著に増加する傾向を示すが、南部では変化が見られない。また、紀淡海峡に近いK4では海面表層では4 FTU程度で、深度25 m以深では6.0 FTU程度に高くなり、他の地点と比べて全層を通して高い傾向を示す。表層の水平変化はほとんどの地点で2 FTU以下と低く紀淡海峡周辺や西部の徳島沿岸から鳴門海峡にかけての海域で2.0～4.0 FTUとやや高い傾向を示す（第4図G）。底層の水平変化は、紀淡海峡周辺を含む北東部で高い傾向を示す（第4図E）。また、吉野川、那賀川河口沖合に位置するK19とK26では底層の濁度が周辺に比べて高い。本海域の多くの地点で上部層に比べて底層で濁度が高くなる傾向を示すことから、潮汐などによって底質が巻き上げられていることを示唆する。特に紀淡海峡周辺を含む北東部では底層の濁度が高いことは、海峡部の早い潮流速によって海底の底質が巻き上げられていることを示唆する。また、海底地形を見ると、K19，

第2表 CTD データの表層、底層における水温、塩分、補正済み塩分、溶存酸素、濁度と海水の塩分測定結果。

Table 2 List of temperature, measured and calibrated salinity, dissolved oxygen and turbidity in the surface and bottom layer from CTD data and salinity in collected bottom water.

Site No.	CTD data										Bottom water Salinity
	Surface (2-5 m)					Bottom (2-5 m above the seafloor)					
	Temper- ature (C°)	Salinity_ measured	Salinity_ calibrated	Dissolved oxygen (ml/L)	Turbidity (FTU)	Temper- ature (C°)	Salinity_ measured	Salinity_ calibrated	Dissolved oxygen (ml/L)	Turbidity (FTU)	
K1	16.45	31.73	32.24	4.53	2.05	16.48	31.81	32.31	4.55	2.19	32.25
K2	17.14	32.09	32.53	4.32	2.77	18.45	33.36	33.54	3.73	16.33	-
K3	17.36	32.22	32.63	4.28	3.22	18.12	32.90	33.17	4.13	3.97	-
K4	17.16	32.24	32.65	4.27	3.90	17.47	32.48	32.84	4.22	5.34	32.70
K6	17.36	32.31	32.70	4.27	2.19	18.75	33.54	33.69	3.55	4.01	-
K7	17.18	32.26	32.67	4.31	2.28	17.30	32.37	32.75	4.31	2.07	32.82
K9	16.00	31.59	32.13	4.66	2.13	16.29	31.85	32.34	4.56	2.60	32.29
K10	17.06	32.29	32.69	4.49	1.69	17.71	32.79	33.09	4.38	2.14	33.26
K11	17.17	32.37	32.75	4.39	1.78	18.88	33.60	33.73	3.90	5.15	33.13
K12	17.22	32.40	32.78	4.36	1.70	19.00	33.56	33.69	3.95	3.34	34.03
K13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32.29
K16	17.77	32.59	32.92	4.32	1.68	18.66	33.32	33.51	4.10	3.92	-
K17	17.85	32.61	32.94	4.33	1.77	19.23	33.87	33.94	3.65	4.50	-
K18	16.94	31.96	32.42	4.40	2.08	17.01	32.00	32.46	4.37	2.17	-
K19	17.31	32.09	32.53	4.35	1.79	18.46	32.83	33.11	4.05	4.86	33.31
K20	18.17	32.77	33.07	4.29	1.57	18.44	33.01	33.26	4.23	2.37	33.41
K22	18.16	32.90	33.18	4.36	1.38	18.56	33.17	33.39	4.27	1.95	-
K23	18.14	32.74	33.05	4.33	1.72	19.10	33.85	33.93	3.70	2.34	-
K24	18.38	33.20	33.41	4.22	1.58	18.43	33.32	33.51	4.21	2.06	-
K25	16.63	31.77	32.27	4.55	2.26	17.04	32.02	32.47	4.47	2.38	-
K26	17.15	32.22	32.63	4.47	1.72	18.12	32.84	33.13	4.31	3.29	-
K27	18.22	33.24	33.44	4.28	1.40	18.68	33.90	33.97	3.74	2.44	33.81
K28	18.12	32.92	33.19	4.31	1.43	19.44	33.72	33.82	4.00	2.31	-
K29	16.40	31.96	32.42	4.58	1.92	17.97	32.97	33.23	4.39	2.12	32.91
K30	17.39	32.63	32.96	4.48	1.51	18.46	33.40	33.57	4.23	1.66	33.45
K31	18.68	33.50	33.65	4.22	1.33	18.60	33.74	33.84	4.13	1.53	34.04
K32	17.86	32.98	33.23	4.37	1.42	18.79	33.71	33.81	4.09	1.62	33.49
K33	18.57	33.52	33.67	4.28	1.36	18.37	33.62	33.74	4.26	1.44	34.02
K34	18.59	33.49	33.64	4.20	1.65	18.36	33.43	33.59	4.27	1.62	33.98

K26 は吉野川、那賀川のデルタ地形プロデルタに位置することから、河川から流出した高濁度水塊が滞留していることを示唆する。

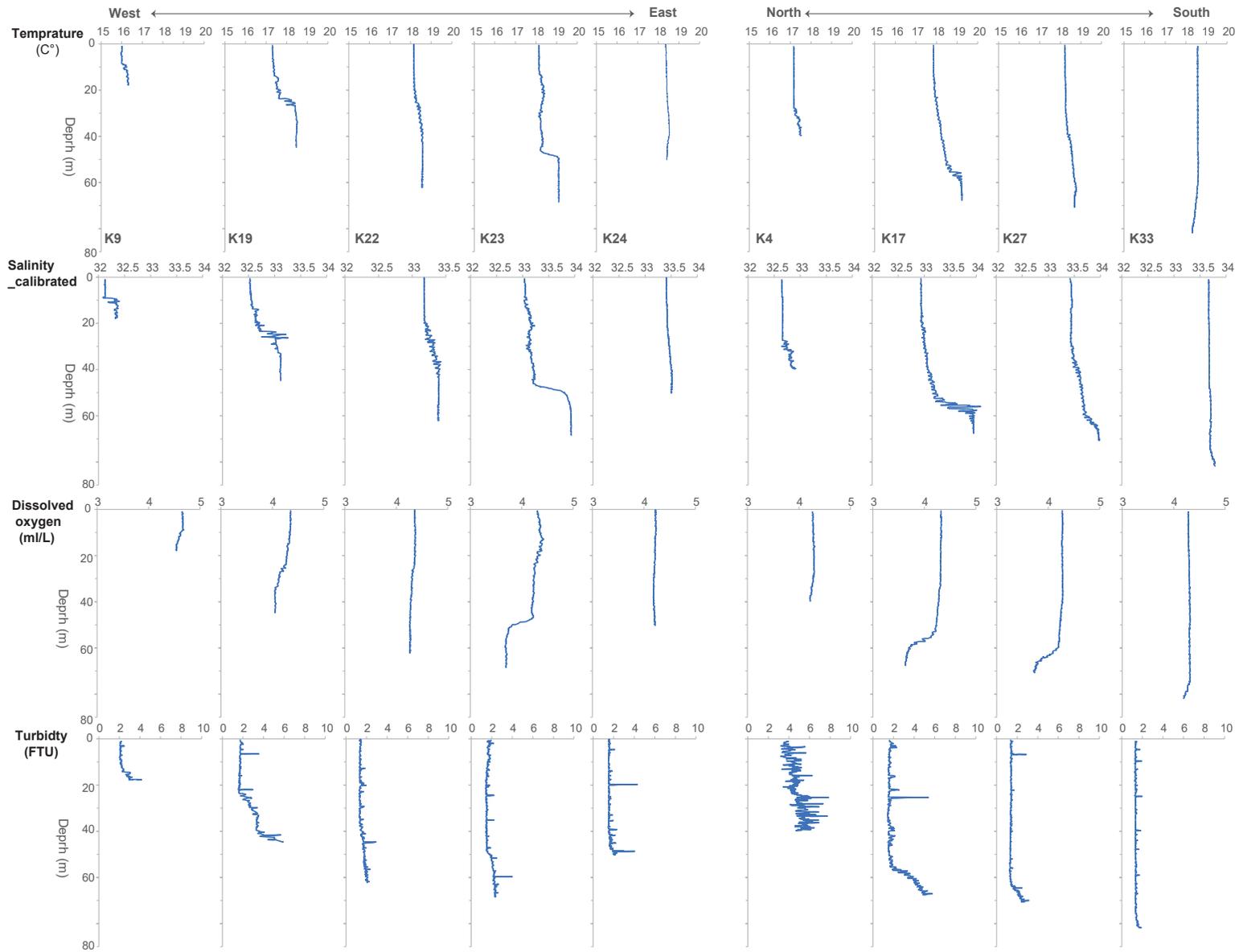
4.2 海底表層堆積物の特性と分布

採取された堆積物試料の記載結果(第1表)に加えて、KG に設置された海底カメラ取得された写真の観察を基に作成した海底表層の底質分布を第5図に示す。この紀伊水道の底質は大局的には主要部にはシルト、シルト質砂が分布し、最も細粒なシルトが分布する地点は吉野川河口沖合に集中的する。また、鳴門、紀淡海峡周辺と太平洋と連結する南部では砂～礫へと粗粒化する傾向を示す。

シルト～シルト質砂が分布する地点の海底写真の多

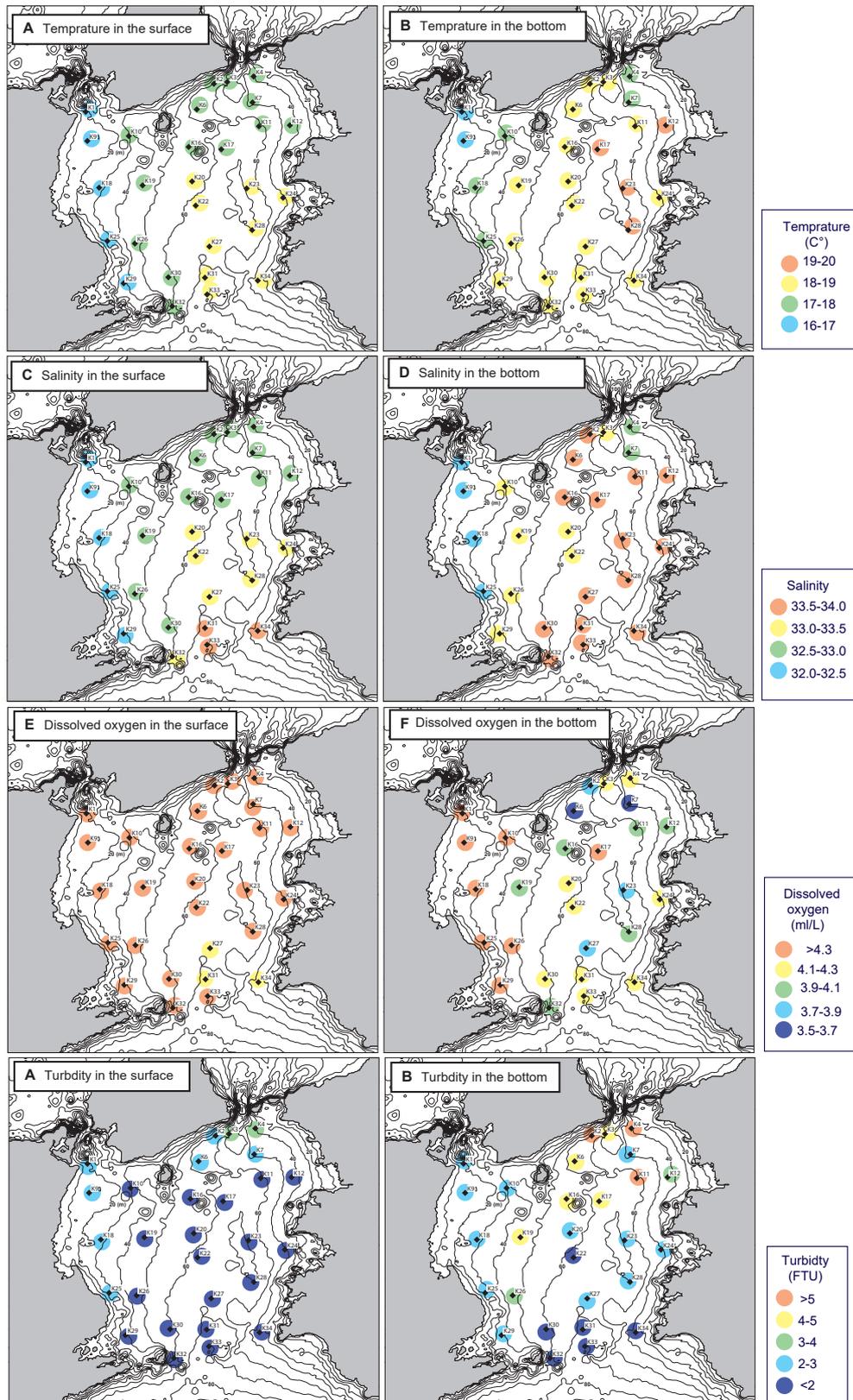
くは、濁水が映り込むまたはピントが合わないため、海底の様子が判別できない状態であった(第6図A)。この原因として、上記したように底層で濁度が高くなる、また底質が柔らかいためレーザー高度計による海底の感知が遅れた可能性が考えられる。海底が確認できる地点では、直径が数 cm の巣穴などが確認される(第6図B)。シルト、シルト質砂の残渣には木片や貝片などの生物性碎屑物、ゴカイなどの生体試料、小礫が確認された。GKC21-K26 の残渣は他の地点に比べ非常に多くの生物遺骸、小礫が含まれていた(第6図C)。

鳴門、紀淡海峡付近(GKC21-K1, 2, 3, 4)では砂礫～礫または露岩が分布し、巨礫または露岩上でKG が作動した(第6図D)、またはKG に大礫が挟まることによって、採取試料量は少ない傾向を示す(第1表)。



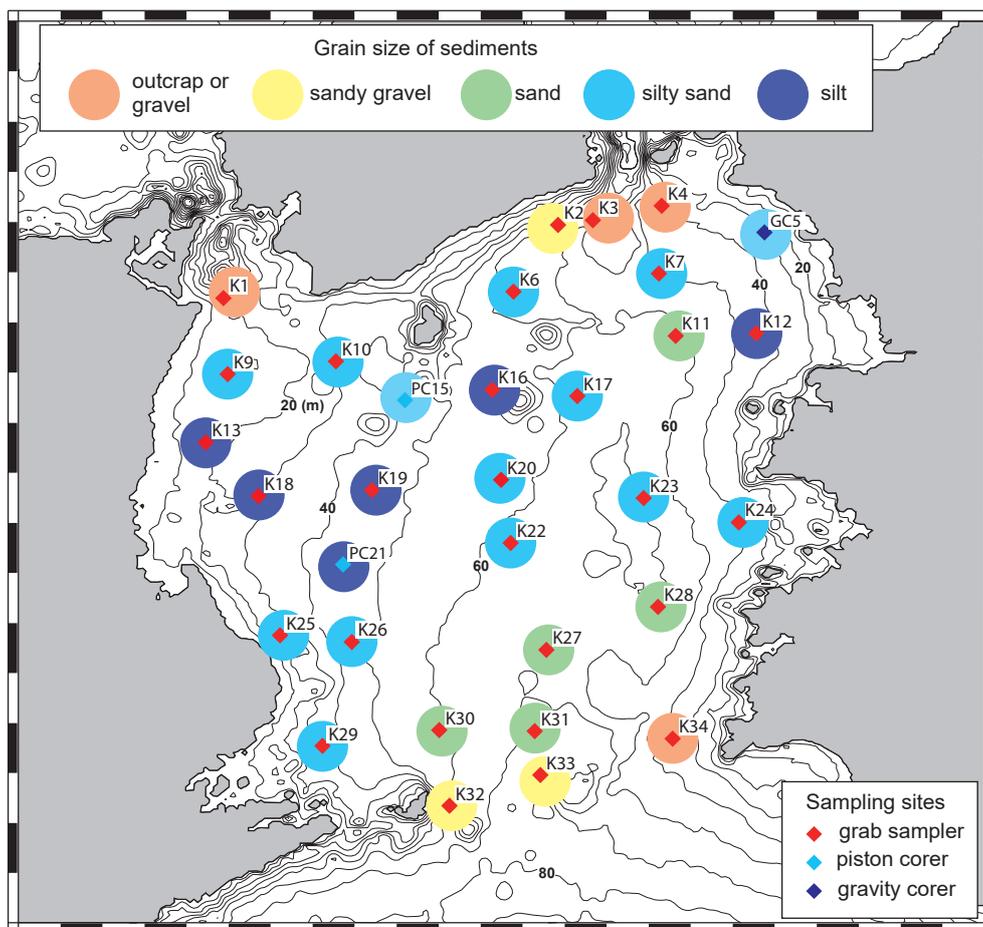
第3図 CTDデータによる水温，補正済み塩分，溶存酸素，濁度のプロファイル。

Fig. 3 Profiles of temperature, calibrated salinity, dissolved oxygen and turbidity in CTD data.



第4図 表層、底層の水温、補正済み塩分、溶存酸素、濁度の分布。

Fig. 4 Spatial variation of temperature, calibrated salinity, dissolved oxygen and turbidity in CTD data in the surface and bottom layers.



第5図 海底表層堆積物の底質分布図。

Fig. 5 Distribution map of grain size in seafloor surface sediments.

ただし、GKC21-K2の有田式試料は0.0 cm～12.0 cmに粗粒砂、これ以深に小礫を含む砂礫が分布することを示し、他の海域と同程度量の堆積物が採取された（第6図E）。これら地点の採取試料またはGKC21-K2の残渣試料は小～大礫や貝やフジツボなどの生物性碎屑物が採取された。

紀伊水道の南部の底質は太平洋に向かって砂から礫へと粗粒化する。この海域の中央部のGKC21-K27, 31, 33は泥～礫粒子を含み、淘汰が悪い（第6図F）。一方で、比較的沿岸に近い浅い地点（GKC21-K28, K30, K32, K34）の堆積物は泥粒子を含まず、較的淘汰が良いといえる（第6図G）。

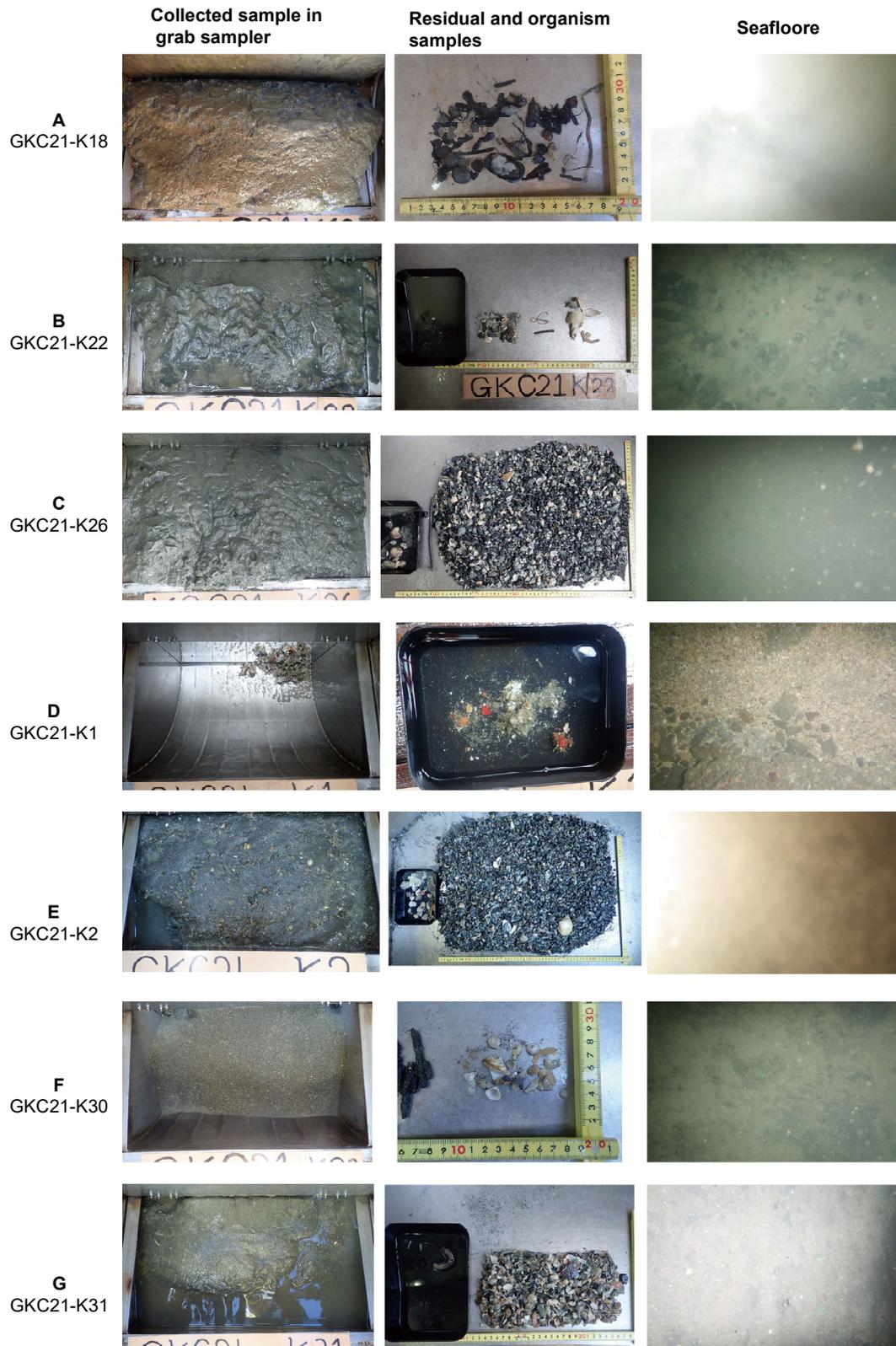
紀伊水道の主要部にはシルト～シルト質砂が分布し、北部に位置する海峡付近、南部の太平洋と連結する部分では顕著に粗粒化する。吉野川やその他の流入河川から供給される泥粒子を含む細粒な碎屑物は比較的停滞的な水理環境である紀伊水道の主要部に堆積し、海峡付近と南部海域では潮流や外洋からの波浪の影響が強くなり、砂、礫が主体となる粗粒な碎屑物

が分布している。また、南部海域において、中央部（GKC21-K27, 31, 33）に分布する堆積物は、海岸に近い地点（GKC21-K28, 30, 32, 34）に比べて、泥粒子を含むため淘汰が悪い。紀伊水道南部の海底地形は、中央付近で相対的に水深が深く、窪地地形を呈する。この窪地に位置する中央部では周辺に比べて底層の流れが弱くなり、泥粒子が堆積しやすいと考えられる。

4.3 柱状堆積物試料の岩相と年代

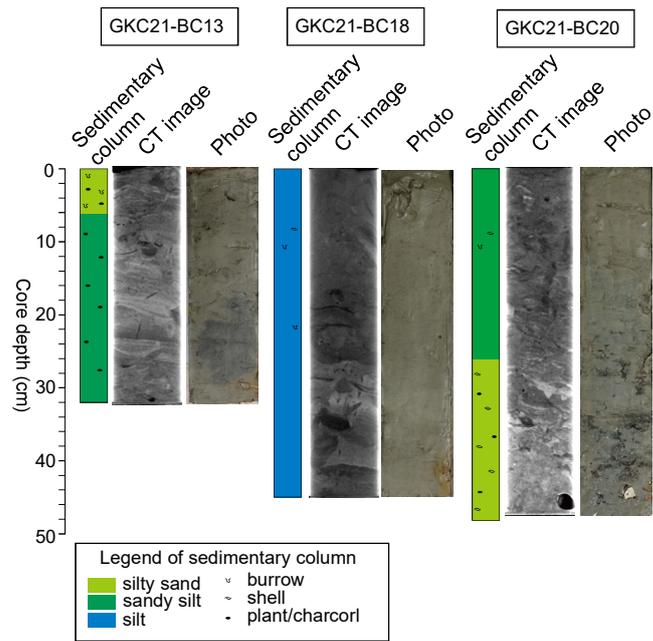
本調査ではBC, GC, PCの3種類の採泥器を用いて柱状堆積物を採取した。各試料の柱状図, X線CT画像, 写真を第7, 8図に示す。

上記したように、GKC21-BC18, 20では表層5 cm程度の堆積物が試料箱から飛び出した状態で採取されたため、飛び出した部分を容器に採取し、試料箱を採泥器から取り出して角柱容器に試料を保存した。そのため、第8図に示す柱状図, CT画像はこの角柱容器中の試料を用いて記載、測定した結果であるため、GKC21-BC18, 20では最表層堆積物の情報が欠損している。



第 6 図 木下式グラブ採泥器の採取試料と海底の写真。海底写真中の緑点間は 10 cm を示す。

Fig. 6 Collected samples by grab sampler and seafloor photographs. The distance between two green points in seafloor photograph is 10 cm.



第7図 ボックスコーラー試料の柱状図, X線CT画像, 写真.

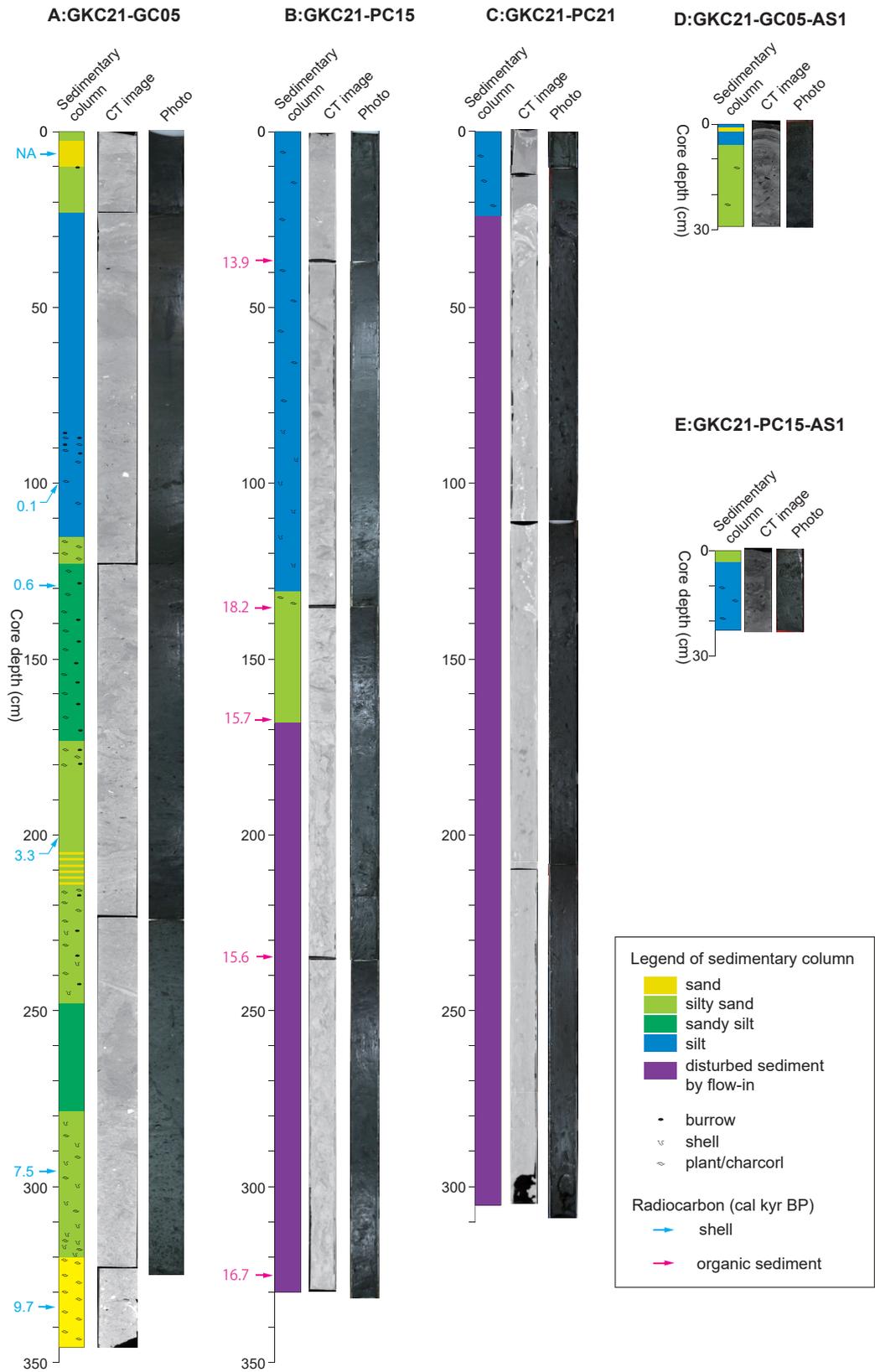
Fig. 7 Sedimentary column, x-ray CT image and photograph of samples by box corer.

GKC21-BC13, 20 はシルト質砂～砂質シルト, GKC21-BC18 はシルトで構成されている. GKC21-BC13 はコア深度 3 cm よりも上部層ではシルト質砂, 下部層では砂質シルトからなり, X線CT画像では下部層にラミナが観察される. GKC21-BC18 は他の BC 試料に比べて均質なシルトで構成され, CT画像ではコア深度 26 cm ~ 34 cm に相対的に高密度層が観察される. GKC21-BC20 はコア深度 26 cm よりも上部層はシルト質砂, 下部層は貝などの生物性碎屑物を多く含むシルト質砂からなる.

和歌山沖で採取した GKC21-GC05 の最下部層 (コア深度 320.0 cm ~ 346.0 cm) では淘汰の悪い貝殻破片を多く含む砂で, 上部に向かってシルト質砂からシルトへと細粒化し, 最上部 (0.0 cm ~ 23.0 cm) は再びシルト質砂へと粗粒化する (第8図A). GKC21-GC05 の ^{14}C 年代結果は最下部層で 9.7 cal kyr BP (コア深度 334.0 cm) を, 最上層では 1950 年以降 (7.0 cm) であることを示し (第3表), 完新世間全体の堆積記録を保持している可能性が高い. また, 堆積速度はコアの下部から上部に向かって速くなっていることを示唆する. またパイロットコアで採取された GKC21-GC05-AS1 の最表層 (コア深度 0.0 cm ~ 6.0 cm) では砂層が挟在するシルト層が確認される (第8図D). この最表層のシルト層は GKC21-GC05 では確認されず, 採取時の擾乱によって欠損した可能性が高い.

本調査で取得された 2 本の PC 試料の CT 画像には, 垂直方向に連続する筋状の構造が確認された (第8図

B, C). この構造は PC が十分に海底へ貫入せず, 離底時に周辺の堆積物を吸い込むフローインによって形成されたと推測され (池原, 2001), この構造が確認される GKC21-PC15 のコア深度 168.0 cm と GKC21-PC21 の 23.0 cm よりも下部層はフローインによる堆積物と推定される. GKC21-PC15 のフローイン堆積物層とその直上の 3 つの ^{14}C 年代結果は 15.6 ~ 16.7 cal kyr BP とよく似た値を示し, フローインによってほぼ同じ年代を示していると考えられる. また, GKC21-PC21 の大部分にフローイン構造が見られるため, ^{14}C 年代測定を行わなかった. 一方, コア深度 37.0 cm では 13.9 cal kyr BP, 135.0 cm では 18.2 cal kyr BP と大きく異なる値を示す. GKC21-PC15 の ^{14}C 年代は堆積物中の有機物を用いて測定している. 陸上高等植物由来の有機物の ^{14}C 年代は海洋生物由来よりも古い年代を示すため (例えば, Raymond and Baure, 2001), GKC21-PC15 の ^{14}C 年代結果は実際の堆積年代よりも古い値を示している可能性が高い. ただし, コア深度 37.0 cm では 13.9 cal kyr BP, 135.0 cm では 18.2 cal kyr BP と異なることから, これらコア深度間は 4,000 年程度の差があると推定できる. 今後, 貝や有孔虫などの海洋生物起源の碎屑物を拾い出し, より正確な年代を求める. GKC21-PC15-AS1 の最表層 (コア深度 0.0 cm ~ 3.0 cm) はシルト質砂で (第8図E), GKC21-PC15 の最表層では確認されない. 採取時の擾乱によって GKC21-PC15 の表層部分は欠損していると考えられる. また GKC21-PC21 ではパイロット試料は採取されていない.



第 8 図 重力落下式コアラー，ピストンコアラー試料の柱状図，X 線 CT 画像，写真。

Fig. 8 Sedimentary column, x-ray CT image and photograph of samples by gravity and piston corer.

第3表 GKC21-GC05, PC15 の放射性炭素年代結果.

Table 3 Results of radiocarbon dating in GKC21-GC05 and PC15.

sample No.	Core depth (cm)	type of material	Conventional ¹⁴ C age (BP)	Calibrated ¹⁴ C age (cal yr BP)	Laboratory number
GKC21-GC05-2-7	7	shell	103.93±0.39 pMC*		Beta-618975
GKC21-GC05-3-77	100	shell	590 ± 30	0 - 205	Beta-618976
GKC21-GC05-4-6	129	shell	1220 ± 30	506 - 730	Beta-618977
GKC21-GC05-4-78	201	shell	3590 ± 30	3165 - 3460	Beta-622170
GKC21-GC05-5-73	296	shell	7240 ± 30	7409 - 7660	Beta-618978
GKC21-GC05-CC-11	334	shell	9160 ± 30	9533 - 9890	Beta-618979
GKC21-PC15-1-37	37	organic sediment	12100 ± 40	13810 - 13950	Beta-618980
GKC21-PC15-2-98	135	organic sediment	14860 ± 40	18093 - 18270	Beta-618981
GKC21-PC15-3-32	167	organic sediment	13070 ± 40	15514 - 15816	Beta-618982
GKC21-PC15-3-100	235	organic sediment	13020 ± 40	15401 - 15757	Beta-618983
GKC21-PC15-4-95	330	organic sediment	13789 ± 43	16551 - 16938	Beta-618984

*¹⁴C age was before 1950 AD. The value was shown in pMC(percent Modern Carbon) .

5. まとめ

紀伊水道の時空間的な堆積物特性変化を把握し、現在の堆積過程と完新世間の環境変遷を明らかにするために、29地点でKGを、3地点でBCを、1地点でGCを、2地点でPCを使って堆積物試料を採取した。採泥時に取得したCTDデータから、本調査海域の南東部の底層を通じて太平洋から高温・高塩分の水塊が、河川や紀淡・鳴門海峡から低温・低塩分の水塊が流入し、これら水塊の密度差から成層構造が形成されていることが明らかとなった。紀伊水道主要部の海底表層堆積物の粒度はシルト～シルト質砂で、海峡に近くなる北部、南部では砂、砂礫へと粗粒化する。河川から供給された碎屑物は比較的停滞的な主要部で堆積し、海峡部付近では潮汐や波浪の影響が強くなり、粒度は粗粒化している。和歌山沖合で採取したGKC21-GC05は大局的には下層から上層にかけて細粒化を示し、年代結果は完新世間の堆積物であることを示す。またPC試料の大部分はフローインによる堆積物であった。GKC21-PC15のコア深度0.0 cm～168.0 cmは少なくとも4,000年間の堆積記録を保存していると考えられる。

謝辞：本調査を実施するにあたり、海洋エンジニアリング株式会社・工藤倫彰氏、日本海洋計画株式会社・佐藤竜児氏、また第三開洋丸の乗船員の方々には多大なご協力を頂いた。各位に厚く感謝を申し上げます。

文献

- 味岡 拓・西田尚央・鈴木 淳・板木卓也 (2016) CTD観測による奄美大島周辺海域の水塊構造. 平成27年度研究概要報告書－奄美大島周辺海域－, 地質調査総合センター速報 no.70, 80–87.
- 天野敦子・杉崎彩子・鈴木 淳・味岡 拓・板木拓也・片山 肇 (2018) CTD観測による奄美大島西方海域の海洋環境. 平成29年度研究概要報告書－石垣島・奄美大島周辺海域－, 地質調査総合センター速報 no.75, 97–105.
- 藤原建紀 (2012) 紀伊水道・豊後水道・響灘と瀬戸内海. 瀬戸内海, **64**, 4–9.
- 藤原建紀・小林志保・高志利宣 (2003) 瀬戸内海の窒素・リンの輸送と起源の現地観測. 海岸工学論文集, **50**, 951–955.
- 池原 研 (2001) 堆積物コアの見方－堆積物記載入門－. 地質ニュース, **557**, 14–25.
- 板木拓也 (2018) 超音波高度計によるK-グラブ採泥器の誤作動防止システム. 平成29年度研究概要報告書－石垣・奄美大島周辺海域－, 地質調査総合センター速報 no.75, 143–146.
- 井内美郎 (1982) 瀬戸内海における表層堆積物分布. 地質学雑誌, **88**, 665–681.
- 片山 肇・味岡 拓・杉崎彩子・板木拓也 (2018) GK17-2航海における採泥中の方位傾斜測定. 平成29年度研究概要報告書－石垣・奄美大島周辺海域－, 地質調査総合センター速報 no.75, 147–151.

Raymond, P. A. and Bauer J. E. (2001) Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. *Nature*, **409**, 497–500.

水野清秀・吉岡敏和・岡村 眞・松岡裕美 (1996) 淡路島南西部沿岸海域における活断層調査. 平成7年度活断層調査研究報告 No.11, 地質調査研究資料集 No. 235.

七山 太・佃 栄吉・水野清秀・石井久夫・北田奈緒子・竹村恵二 (1999) 中央構造線活断層系, 友ヶ島水道断層の完新世における活動履歴調査. 平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 地質調査所速報 no.EQ/99/3, 235–252.

西田尚央・片山 肇・板木拓也・鈴木 淳・松崎賢史 (2015) GK14 航海における CTD 観測. 平成26年度研究概要報告書 – 奄美大島, 徳之島, 沖永良部島周辺海域 –, 地質調査総合センター速報 no.67, 82–88.

上田幸男・住友寿明 (2003) 徳島沿岸の底質の性状. 徳島県立農林水産総合技術センター水産研究所研究報告, **2**, 3–17.

紀伊水道における海底表層堆積物中のプラスチックの分布 Spatial distribution and feature of plastics in surface sediments at Kiisuido Strait, southwest Japan

天野敦子^{1*}・板木拓也¹・徳田悠希²

AMANO Atsuko^{1*}, ITAKI Takuya¹ and TOKUDA Yuki²

Abstract: The spatial distribution of plastics with size of >5 mm in surface sediments was studied on Kiisuido Strait, southwest Japan. A total of 42 pieces of plastics were collected from 15 sites. These sites were mainly located in the offshore of Yoshino and Naka river mouths and the eastern part of the study area. The results imply that the main pathway through which the plastics moves to the sites is through rivers. The predominant shape of the plastics was film, and the other included thread, fiber, string, band and tray. The quantified plastic size ranged from 0.7 to 25 cm with 64.3 % of the plastics being less than 5 cm in length, 28.6 % from 5 to 15 cm, and 7.1 % more than 15 cm.

Keywords: meso and macro plastic, surface sediment, Kiisuido Strait

要 旨

2021年12月に実施した紀伊水道採泥調査で採取された海底堆積物から大きさが5 mm以上のプラスチックを取り出し、その分布を明らかにした。本調査では14地点で42個のプラスチック試料が採取された。プラスチックが採取された地点は吉野川、那賀川の河口沖合と東部海域に集中し、採取されたプラスチックの大部分は河川から運搬されたと考えられる。また、採取されたプラスチックの形状はフィルム状が最も多く、その他に、糸状、紐状、帯状、トレー状、繊維状が確認された。またその大きさは5 cm以下が大半を占め(64.3%)、大きくなるほど数は少なくなった。

1. はじめに

プラスチックによる海洋汚染は地球規模で拡大し、国際的に削減するための条約制定が議論されるなど、近年、非常に関心の高い問題となっている。大きさが5 mm以下のプラスチックはマイクロプラスチック(MP)と呼ばれ、一次MPと呼ばれるマイクロサイズで製造され、製品に配合されたものと、二次MPと呼ばれる大きなプラスチックが環境下で紫外線、熱、風波などによって物理的に破砕、微細化したものに分別される(Cole *et al.*, 2011)。海洋中のマイクロプラスチックの大部分は二次MPで、大きなプラスチックが微細化される過程を把握する上で、5 mmよりも大きなプラスチック

が陸域から海域へと流出する量や過程は有用な情報になる。そこで、本研究では紀伊水道の表層堆積物に含まれるサイズが5 mm以上の大きなプラスチックについて調査を行った。

2. 調査方法

2021年12月に実施された紀伊水道採泥調査(GKC21)において、29地点で木下式グラブ採泥器(KG)を用いて海底表層の堆積物を採取した(天野ほか, 2022)。このうち、底質が礫、露岩のために採取試料量が非常に少なかった3地点(K1, 3, 4)を除き、泥質・砂質堆積物が採取された26地点の試料を船上で目合い5 mmのメッシュを用いて、堆積物試料を水洗いし、その残渣試料から目視でプラスチックを採取した。また和歌山沖で重力落下式コアラー(GC)を用いて採泥したGKC21-GC05のパイロットコアラー試料(GKC21-GC05-AS2)のコア深度24 cm~25 cmから1点のプラスチック試料を採取した。これらプラスチック試料を蒸留水で濯ぎ、自然乾燥した。この試料を用いて目視で形状を判断し、最大長を計測した。

3. 結果

本調査では、KGで採取した堆積物から大きさ5 mm以上の残渣試料を取得した26地点のうち13地点と、GCで採泥した1地点から、42個のプラスチック試料

*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 公立鳥取環境大学 (Tottori University of Environmental Studies)

が採取された（第1図，第1表）。プラスチック試料が採取された地点の堆積物は，大部分がシルト～シルト質砂であった（天野ほか，2022）。プラスチックが採取された地点は吉野川，那賀川河口沖合，調査海域東部に集中して分布している。多くの地点で，1地点で採取されたプラスチックの個数は1～3個であったが，吉野川河口に最も近いGKC21-K13では13個，那賀川河口に近いGKC21-K25では6個採取された。吉野川，那賀川沖合の海底地形にはデルタ地形が確認されることから，これら河川によって運搬された碎屑物は河口付近に堆積し，デルタ地形を形成していると考えられる。そのため，吉野川，那賀川から供給されたプラスチック試料の大部分も河口周辺に堆積していると考えられる。また，1地点の個数は少ないが，東部海域にもプラスチック採取地点が集中している。和歌山側から紀伊水道へ流入する紀ノ川，有田川などの河口域には，吉野川，那賀川で確認されるような規模のデルタ地形がみられないことから，河川から運搬された碎屑物は沖合へと拡散して堆積していると考えられる。そのため，和歌山側の河川から供給されたプラスチックも東部海域に広く分布していると推測される。今後，堆積物の粒度や化学特性などの分析結果を基に堆積環境を把握し，本調査海域の堆積物中のプラスチックの分布要因について検討する。

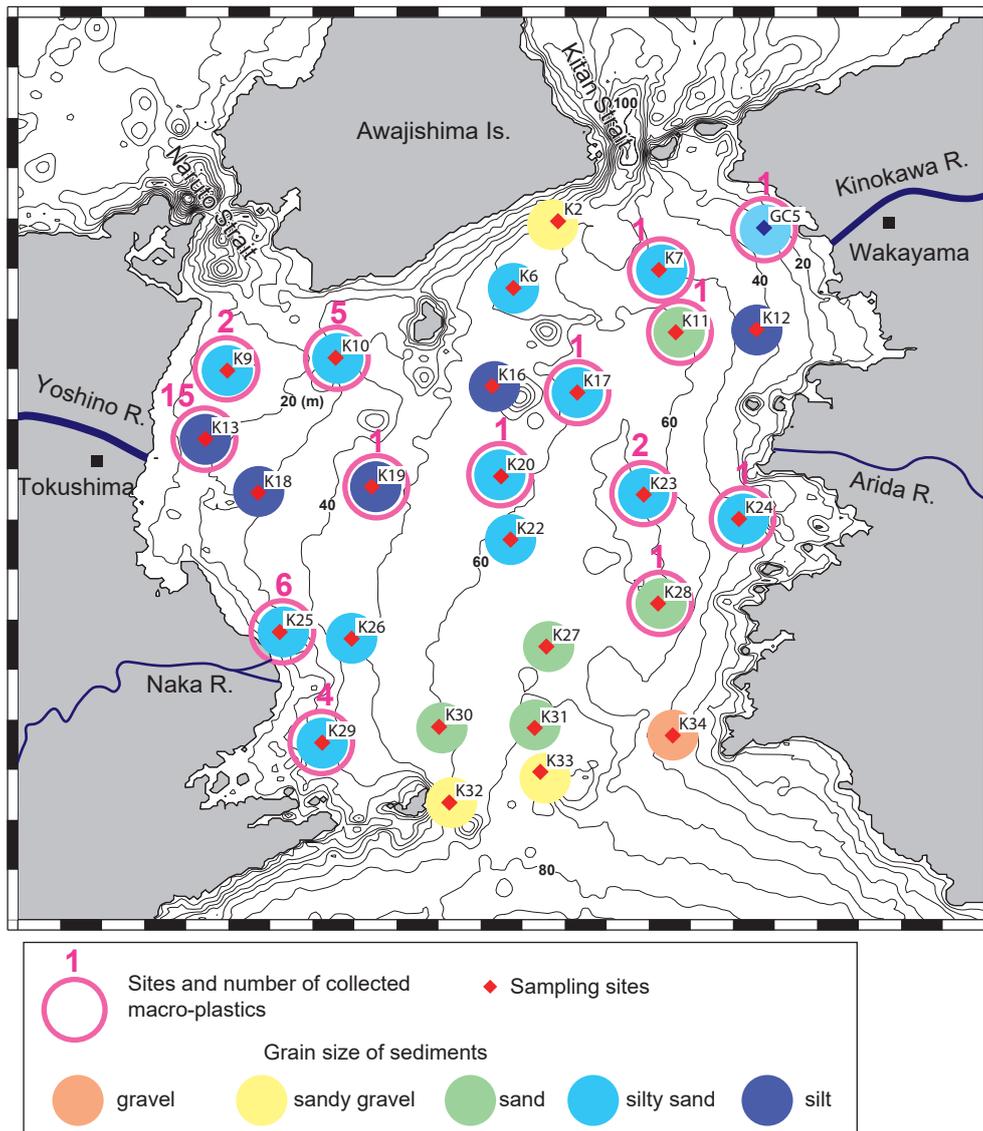
採取されたプラスチック試料の形状はほとんどがフィルム状で，次に糸状の物が多く（第2表），これ以外には帯状，トレー破片，繊維状が採取された（第2図）。大きさは大半を占める64.3%が5 cm以下で，5 cm～15 cmが28.6%，15 cm以上が7.1%と，大きくなるほど数は少なくなった。

4. まとめ

2021年に行われた紀伊水道採泥調査において，14地点で42個のプラスチック試料が採取された。プラスチックが採取された地点は吉野川，那賀川の河口沖合と東部海域に集中し，採取されたプラスチックの大部分は河川から運搬されたと考えられる。また，採取されたプラスチックの形状はフィルム状が最も多く，その他に，糸状，紐状，帯状，トレー状，繊維状が確認された。またその大きさは大半の64.3%が5 cm以下で，大きくなるほど数は少なくなった。今後，堆積物の粒度や化学特性，またプラスチック組成の分析を行い，本海域の堆積環境とともに，堆積物中のプラスチック分布の規制要因について検討する。

文献

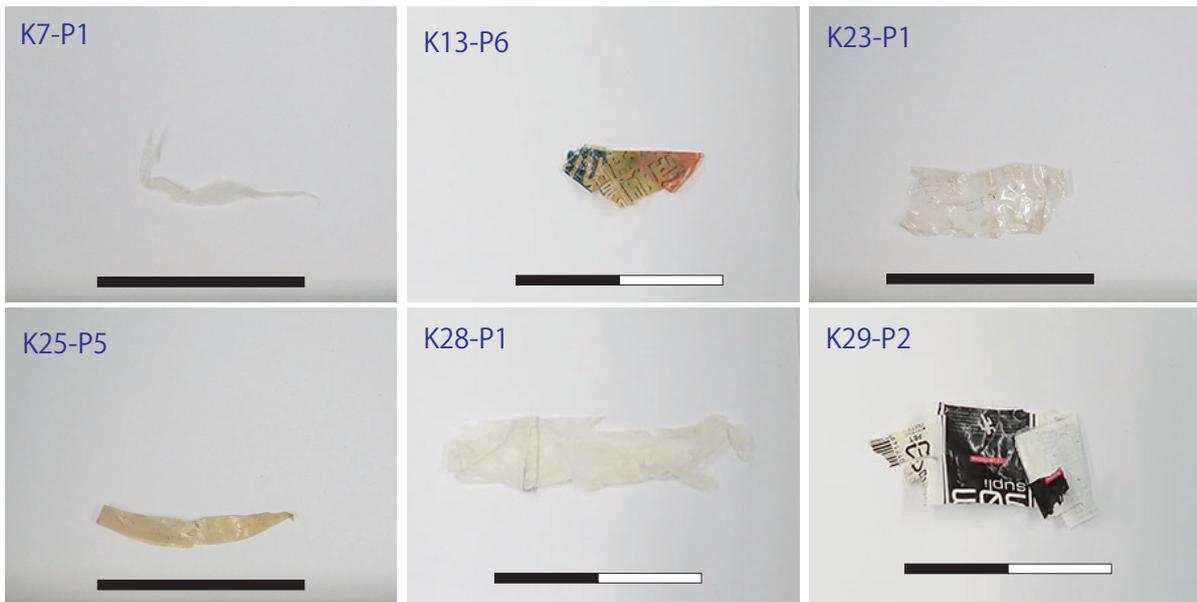
- 天野敦子・板木拓也・有元 純・鈴木克明・清家弘治・羽田裕貴・中谷是崇・徳田悠希・岩谷北斗・鈴木 淳（2022）紀伊水道の採泥調査結果概要．令和3年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，産業技術総合研究所地質調査総合センター速報，no. 83，13–26.
- Matthew Cole, Pennie Lindeque, Claudia Halsband and Tamara S. Galloway. (2011) Microplastics as contaminants in the marine environment: A review. *Marine Pollution Bulletin* 62 (2011) 2588–2597.



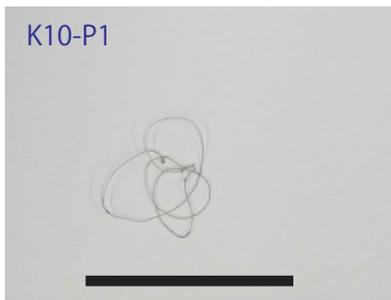
第1図 本調査海域とプラスチック試料の分布図。図中の堆積物の粒度は天野ほか（2022）の結果。

Fig. 1 Study area and spatial distribution of plastics pieces in sediments. Result of Grain size in sediments was referred by Amano *et al.* (2022).

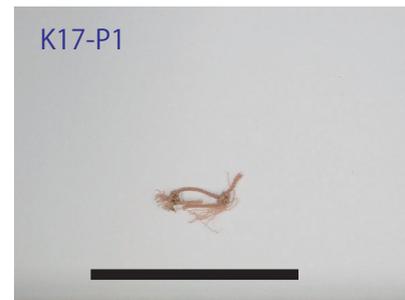
film



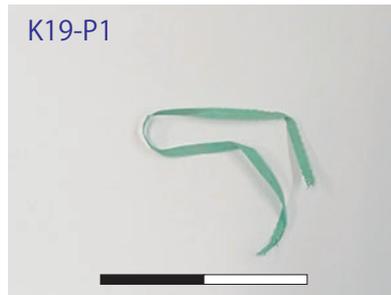
threads



strings



band



tray



fiber



Scale in the photo  

第2図 プラスチック試料写真。

Fig. 2 Photographs of plastics in this study.

紀伊水道における海底表層堆積物中のプラスチックの分布

第1表 本調査の採泥地点と採取されたプラスチック個数.

Table 1 List of sampling sites and numbers of collected plastics in this study.

Sediment sample No.	Location		Water depth (m)	Numbers of collected plastics
	Latitude	Longitude		
GKC21 - K2	34° 13.9406'	134° 55.6957'	72.26	0
GKC21 - K6	34° 11.2677'	134° 53.5609'	64.39	0
GKC21 - K7	34° 11.9914'	135° 0.5194'	51.04	1
GKC21 - K9	34° 7.9565'	134° 39.8760'	18.60	2
GKC21 - K10	34° 8.4699'	134° 45.0588'	32.72	5
GKC21 - K11	34° 9.4913'	135° 1.3293'	63.21	1
GKC21 - K12	34° 9.5978'	135° 5.1879'	44.87	0
GKC21 - K13	34° 5.2194'	134° 38.8330'	19.79	15
GKC21 - K16	34° 7.3325'	134° 52.5495'	60.33	0
GKC21 - K17	34° 7.0752'	134° 56.6211'	68.26	0
GKC21 - K18	34° 3.0637'	134° 41.3514'	31.94	0
GKC21 - K19	34° 3.3052'	134° 46.7850'	47.00	1
GKC21 - K20	34° 3.7164'	134° 52.9693'	61.12	1
GKC21 - K22	34° 1.1818'	134° 53.4257'	62.83	0
GKC21 - K23	34° 2.9875'	134° 59.7946'	71.16	2
GKC21 - K24	34° 2.0038'	135° 4.3512'	52.94	1
GKC21 - K25	33° 57.4693'	134° 42.3873'	26.51	6
GKC21 - K26	33° 57.2023'	134° 45.8248'	47.58	0
GKC21 - K27	33° 56.8839'	134° 55.1404'	72.62	0
GKC21 - K28	33° 58.6169'	135° 0.4813'	70.50	1
GKC21 - K29	33° 53.0250'	134° 44.4137'	40.64	4
GKC21 - K30	33° 53.6581'	134° 50.0079'	57.90	0
GKC21 - K31	33° 53.6199'	134° 54.5806'	75.76	0
GKC21 - K32	33° 50.6135'	134° 50.4928'	69.68	0
GKC21 - K33	33° 51.8489'	134° 54.8461'	81.44	0
GKC21 - K34	33° 53.3102'	135° 1.1848'	45.01	0
GKC21 - GC5-AS2	34° 13.6766'	135° 5.5806'	31.20	1

第2表 採取されたプラスチックの形状と大きさ.

Table 2 List of shape and size of collected plastics in this study.

Plastic sample No.	shape	size (cm)
K7-P1	film	5
K9-P1	film	2
K9-P2	film	7
K10-P1	thread	10
K10-P2	thread	5
K10-P3	thread	12
K10-P4	film	2
K10-P5	film	1
K11-P1	film	2
K13-P1	fiber	6
K13-P2	film	5
K13-P3	film	10
K13-P4	thread	15
K13-P5	tray	4
K13-P6	film	10
K13-P7	film	2
K13-P8	film	3
K13-P9	film	5
K13-P10	film	4
K13-P11	film	2
K13-P12	film	2
K13-P13	film	9
K13-P14	fiber	0.7
K13-P15	film	7
K17-P1	string	2
K19-P1	band	18
K20-P1	film	2
K23-P1	film	4
K23-P2	film	3
K24-P1	thread	5
K25-P1	film	10
K25-P2	film	4
K25-P3	film	3
K25-P4	film	2
K25-P5	film	5
K25-P6	film	3
K28-P1	film	12
K29-P1	film	25
K29-P2	film	16
K29-P3	film	12
K29-P4	film	3
GC05-AS2-1	film	5

紀伊水道沿岸海域における海洋プラスチックの近赤外スペクトル Preliminary results of the near-infrared spectra of marine plastics sampled in Kiisuido Strait

児玉信介^{1*}・天野敦子²・宮川歩夢²・板木拓也²

KODAMA Shinsuke^{1*}, AMANO Atsuko², MIYAKAWA Ayumu² and ITAKI Takuya²

Abstract: Spectra of marine plastics collected from the coastal area of the Kiisuido Strait were measured in the near-infrared range (1~1.9 μm). 16 out of 18 samples measured show diagnostic absorption features characteristic of plastics, although several bands are very weak. Finally, they were classified into 5 plastic types based on these absorption features. The result suggests that it is possible to identify plastic types by near-infrared spectroscopy even for marine plastics degraded in the natural environment, and that multiple types of marine plastics are distributed in the coastal area of the Kiisuido Strait.

Keywords: Marine plastics, Near-infrared spectra, Kiisuido Strait

要 旨

紀伊水道沿岸海域において取得された海洋プラスチックについて、近赤外スペクトル測定を行った。18試料に対して測定を行ったところ、16試料についてプラスチックの特徴を示すスペクトルパターンが得られ、プラスチックの種類を同定することができた。これより、自然環境下で様々な風化変質にさらされた海洋プラスチックであっても、近赤外分光法によりプラスチック種の同定が可能であることを確認するとともに、紀伊水道沿岸海域においても複数種の海洋プラスチックが分布することが確認された。

の種類を決定することが困難である。一方、工業的には、近赤外スペクトルを利用することでプラスチックの同定が行われており（例えば、山口, 1996）、近年同様の技術を海洋プラスチックに適用する試みがなされている（例えば、Zhu *et al.*, 2020）。

2021年度に、産総研を中心に紀伊水道沿岸域における海底堆積物のサンプリングが実施され、採取された海底堆積物より海洋プラスチックが回収された（天野ほか, 2022）。本報告では、紀伊水道沿岸海域の堆積物より回収された海洋プラスチックを対象に、近赤外域（1.0~1.9 μm ）についてスペクトル測定を実施したので、予察的結果を報告する。

1. はじめに

沿岸海域には人口が密集する都市部多く存在し、経済活動が活発であることから様々な環境問題が度々発生している。近年は、排出されたプラスチックが海域に流れ込み、海洋プラスチックとして環境や生態系に与える影響が懸念されている。しかしながら、そういった海洋プラスチックが実際にどの様に分布しているのかについては、十分には明らかになっていない。その原因の一つとして、これまでそういった海洋プラスチックを対象とした、自然界でのサンプリング調査が十分行われていないことに加え、回収したプラスチック類を分類する技術も十分確立されていないことが挙げられる。特に、海洋プラスチックは、排出されたプラスチックが河川や海域を漂流する中で劣化し、目視でそ

2. 調査地域概説及びサンプリング

紀伊水道は四国と紀伊半島に挟まれ、東西と南北にそれぞれ約 50 km の広がりをもつ海域である（第1図）。2021年12月に実施された紀伊水道採泥調査（GKC21）において、木下式グラブ採泥器及び重力落下式コアラーを用いて採取した試料から目視で採取されたプラスチック（天野ほか, 2022）を使用した。

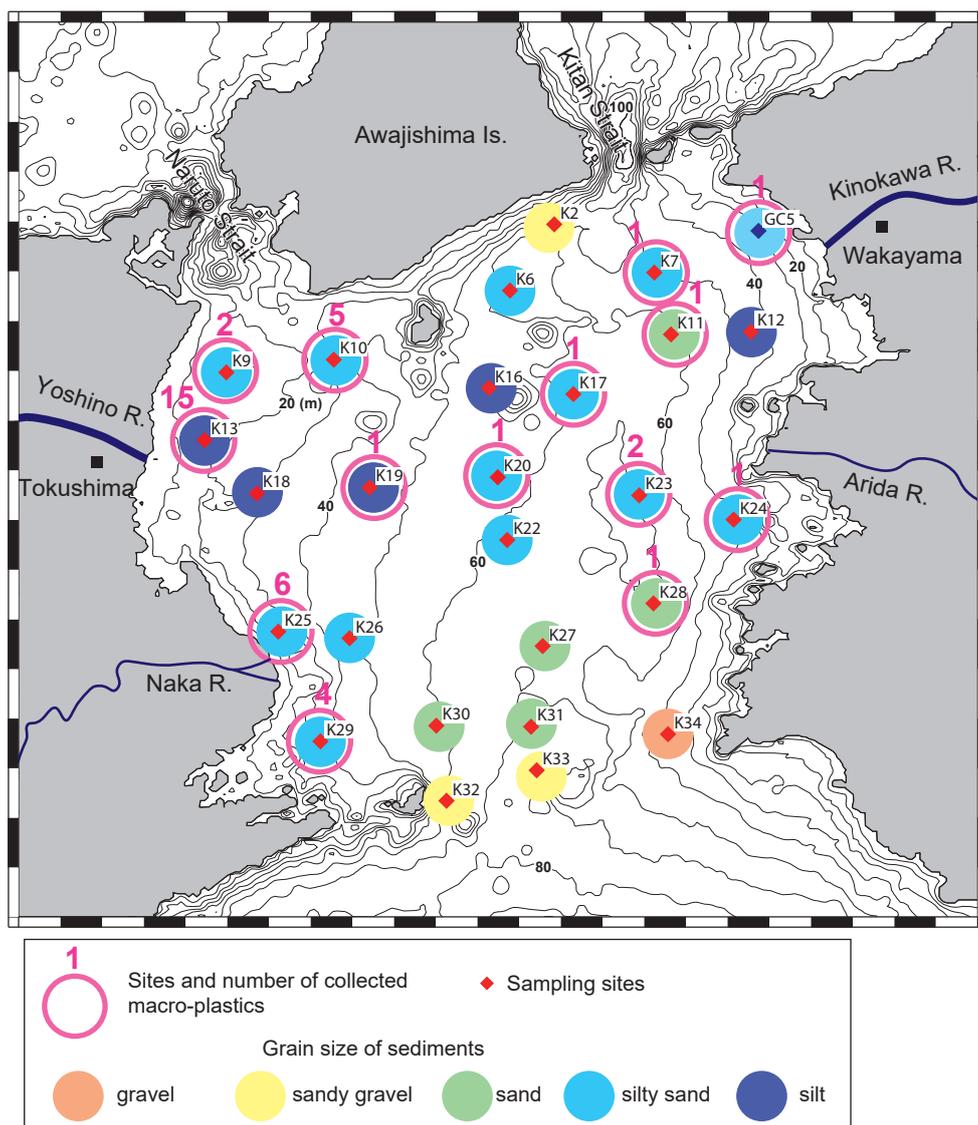
3. 近赤外スペクトルの測定

本研究では、近赤外スペクトルの測定に ARCOptix 社製 FT-NIR Rocket を使用した（第2図）。FT-NIR Rocket は、0.9 から 2.6 μm の領域を波長分解能 4 cm^{-1} で測定できるフーリエ変換近赤外分光計である。装置構成は FT-NIR

*Corresponding author: KODAMA, S., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: s.kodama@aist.go.jp

1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門（AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute for Geo-Resources and Environment）

2 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 調査海域とプラスチック試料の分布図 (天野ほか, 2022).

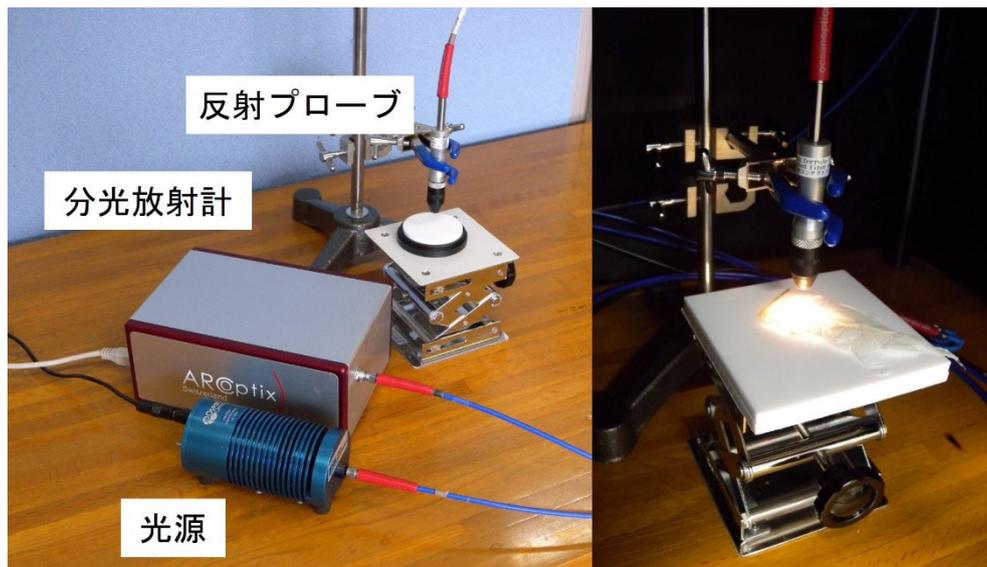
Fig. 1 Study area and spatial distribution of plastics pieces in sediments (Amano *et al.* 2022).

Rocket のほか、ハロゲン光源 (Ocean Insight 社製 HL-2000HP) 及び反射プローブ (2分岐光ファイバ) からなる。ハロゲン光源の光を反射プローブを通して簡易暗室内に置いた試料に 2 mm ~ 3 mm の距離から照射し、反射光を再び反射プローブを通して FT-NIR Rocket で計測する。今回は波長分解能 8 cm^{-1} ($1.6 \text{ nm}@1.4 \mu\text{m}$) で 1 試料につき 5 回データ (インターフェログラム) 測定を行い、その平均値をフーリエ変換してスペクトルを取得した。スペクトルはリファレンス反射板 (反射率 99%) に対する相対値で保存されており、これに吸収パターンを比較しやすいようにコンティナム除去処理 (Green and Craig, 1985) を施して近赤外スペクトルとした。なお、今回の測定環境は試料表面で反射した光 (反射スペクトル) の測定を想定しており、透過率が高い試料

の場合、試料下にある物質 (試料台) の影響を強く受ける。そこで、近赤外域のスペクトルパターンが平坦なリファレンス反射板の上に試料を置いてスペクトルを取得した。

4. 近赤外スペクトル測定結果

本研究では、比較のために自然環境に長期間さらされていないプラスチックと、紀伊水道沿岸海域で取得された海洋プラスチックに対して、近赤外スペクトルを測定した。それぞれの測定結果及び紀伊水道沿岸海域で取得された海洋プラスチックの特徴を以下に報告する。



第2図 近赤外スペクトル測定装置一式(左),及び簡易暗室での試料測定の様子(右)。

Fig. 2 Spectrometer and a tungsten halogen light source used in this study. Samples were measured in a small darkroom with a reflection probe.

4.1 比較用プラスチックの近赤外スペクトル

本研究では、まず比較のために各種プラスチックについて、自然環境に長期間さらされていない、すなわち海洋プラスチックのように太陽光や海水に長時間さらされていない試料を対象に近赤外スペクトル測定を行った。ここでは、日常的に利用される製品に使用されているプラスチックとして、ポリエチレン (PE), ポリプロピレン (PP), ポリスチレン (PS), ポリ塩化ビニル (PVC), ポリエチレンテレフタレート (PET) に加え、参照用としてガラスの計5種について近赤外スペクトルを測定した。

第3図に比較用プラスチックの近赤外スペクトルを示す。いずれのプラスチックも、1,100 nm から 1,300 nm, 1,350 nm から 1,500 nm 及び 1,600 nm から 1,800 nm の波長域において特徴的な吸収(帯)を有し、プラスチックの種類によってそれら吸収帯の位置(波長)が異なることを確認した。例えば、ポリエチレン(PE)は、1,215 nm, 1,395 nm, 1,420 nm, 1,540 nm, 1,730 nm 及び 1,765 nm 付近にピークを持つ吸収帯を有する。第1表に各プラスチックの近赤外域における吸収帯の位置を示す。ただし、ガラスはいずれの波長でも吸収がおこらず、スペクトルはフラットなパターンを示すため除外した。

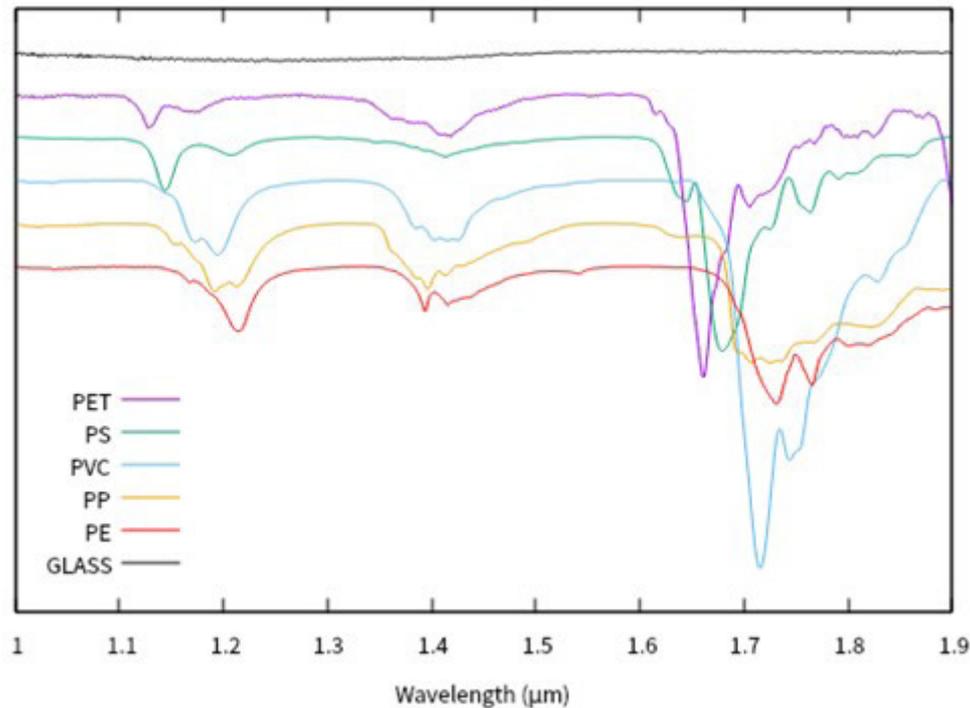
4.2 紀伊水道沿岸海域における海洋プラスチックの近赤外スペクトル

本研究では、紀伊水道沿岸海域で取得された海洋プラスチックのうち、大きさ・形状を参考に(天野ほか,

2022), 代表的な18試料について近赤外スペクトルを測定した(第4図)。

測定の結果、16試料については特徴的な吸収パターンをもつデータを得ることができた(第5図a~p)。一方、薄いフィルム状の2試料(K13-P6, K25-P1)(第4図q, r)については、試料の内部反射によって起こる干渉縞の影響が大きく、プラスチック種同定に有効なデータが得られなかった(第5図q, r)。特徴的な吸収パターンが見られた試料のうち、7試料はポリエチレン(PE)と同様な吸収帯(1,215 nm, 1,395 nm, 1,420 nm, 1,540 nm, 1,730 nm 及び 1,765 nm 付近にピークを持つ吸収帯)を有していた(第5図a~g)。このことから、これらの試料の大きさ・形状、また色も異なるがいずれもポリエチレン(PE)であることが明らかになった。同様に、3試料はポリプロピレン(PP)と(第5図h~j)、2試料はポリスチレン(PS)と同様な吸収パターンを示し(第5図k, l)、それぞれ同定することができた。

ただし、ポリプロピレン(PP)やポリスチレン(PS)と同定した試料についても、必ずしもすべての試料で各プラスチック種に対応する吸収パターンが見られるわけではなく、一部、想定される波長域において吸光が確認されないものもある点について注意が必要である。例えば、K10-P3においては、ポリエチレン(PE)に特徴的な1,215 nm, 1,730 nm 及び 1,765 nm の吸収帯が見られるものの、それ以外の波長(1,395 nm, 1,420 nm 及び 1,540 nm)においては吸収が非常に弱くピークが不明瞭であった。同様に、ポリ塩化ビニル(PVC), ポリエチレンテレフタレート(PET)については、それ



第3図 自然環境に長期間さらされていないプラスチック類の近赤外スペクトル：ポリエチレンテレフタレート (PET), ポリスチレン (PS), ポリ塩化ビニル (PVC), ポリプロピレン (PP), ポリエチレン (PE).

Fig. 3 Near-infrared spectra of fresh plastics.

ぞれ3試料(第5図 m ~ o) と1試料(第5図 p) を各プラスチック種に相当する吸収パターンと解釈したが、一部の吸収帯においてピークが小さく判定が困難であった。

5. まとめ

本研究では、海域で取得されたプラスチック試料の同定のために、近赤外分光法(1.0 ~ 1.9 μm)の適用可能性を検討した。その結果、紀伊水道沿岸海域で取得された海洋プラスチックに対して、近赤外スペクトル分析により概ねそのプラスチック種を同定できることを確認した。これにより、ポリエチレン、ポリスチレン、ポリプロピレンなど多様な種類のプラスチックが紀伊水道沿岸海域に流入していることが確認できた。ただし、試料によっては吸収が弱くピークを読み取れないものがあつた。また、特に薄いフィルム状の試料では、干渉縞により吸収パターンが読み取れないなどの問題があつた。今後、さらに多様なプラスチックの同定や、5 mm未満の“マイクロプラスチック”の同定に向けて、これらの課題を解決する必要がある。

謝辞：本研究の実施には、令和3年度GSJ戦略的課題推進費を使用し、令和3年度環境研究総合推進費課題

「海洋流出マイクロプラスチックの物理・化学的特性に基づく汚染実態把握と生物影響評価」の補助を受けました。

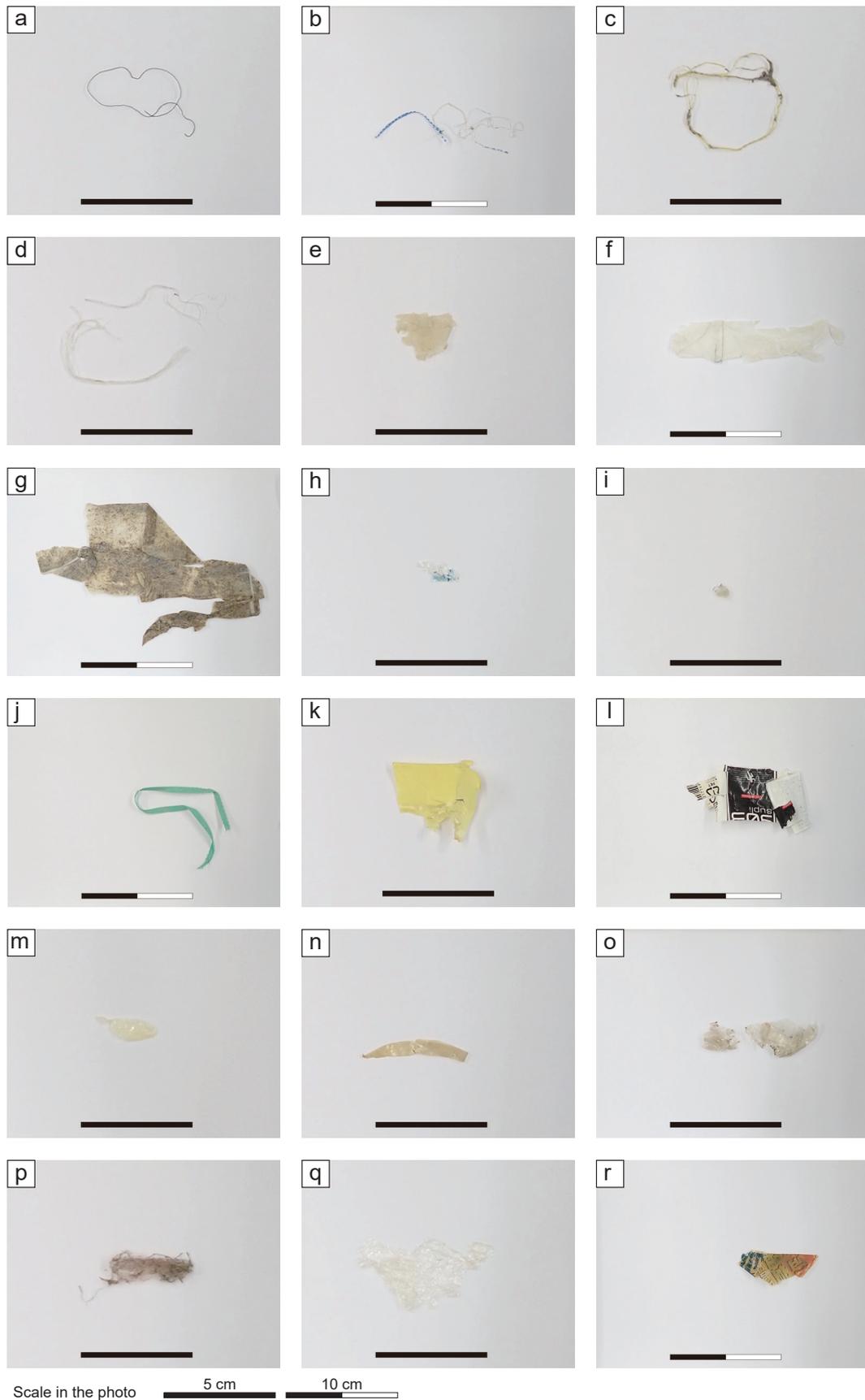
文献

- 天野敦子・板木拓也・徳田悠希(2022) 紀伊水道における海底表層堆積物中のプラスチックの分布. 令和3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. 83, 27-32.
- Green, A. A. and M. D. Craig (1985) Analysis of aircraft spectrometer data with logarithmic residuals. *Proc. Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop*, 111-119.
- 山口則子(1996) 高分子化合物の赤外吸収スペクトルI 汎用高分子. 東京女子大学紀要論集 科学部門報告, **46**, 3, 1357-1375.
- Zhu, C., Kanaya, Y., Nakajima, R., Tsuchiya, M., Nomaki, H., Kitahashi, T. and Fujikura, K. (2020). Characterization of microplastics on filter substrates based on hyperspectral imaging: Laboratory assessments. *Environmental Pollution*, **263**, 114296.

第1表 近赤外域におけるプラスチックの主な吸収帯位置.

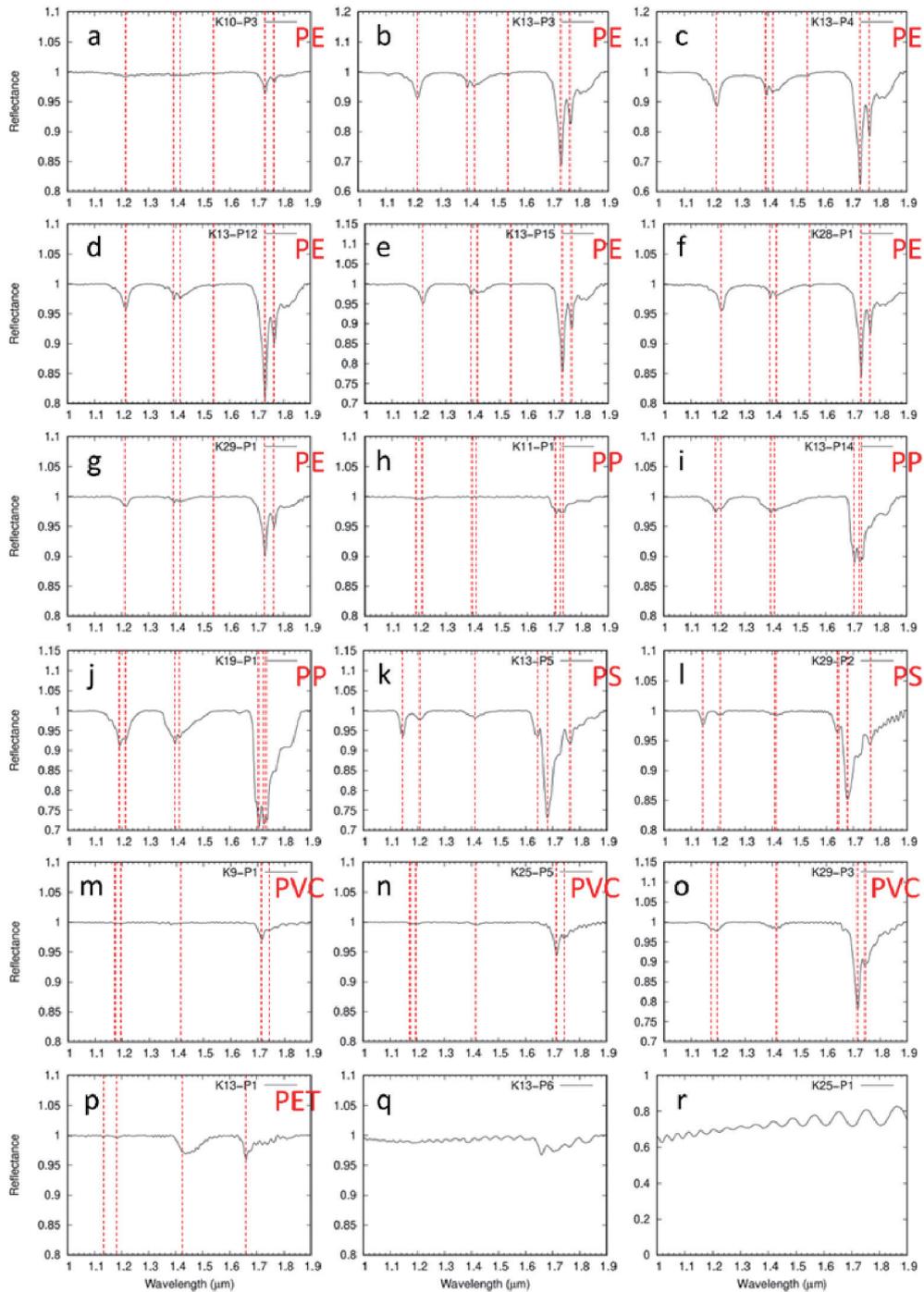
Table 1 Position of absorption bands for plastics.

プラスチック種	吸収ピーク波長 (nm)
PE	1215, 1395, 1420, 1540, 1730, 1765
PP	1190, 1210, 1400, 1420, 1705, 1725, 1735
PS	1145, 1210, 1415, 1645, 1680, 1760
PVC	1170, 1195, 1420, 1715, 1745
PET	1130, 1180, 1420, 1660



第4図 スペクトル測定に使用した紀伊水道沿岸海域で取得されたプラスチック試料（18試料）。

Fig. 4 Plastic samples (18 samples) obtained from the coastal area of Kiisuido Strait used for near-infrared spectral measurement.



第5図 紀伊水道沿岸海域で取得されたプラスチック試料（18試料）の近赤外スペクトル。赤破線は各プラスチック種に特徴的な吸収（ピーク）波長を示す。

Fig. 5 Near-infrared spectra of 18 plastic samples obtained from the coastal area of Kiisuido Strait. The red dashed lines indicate absorption (peak) wavelength characteristic of each plastic species.

徳島平野沿岸部・沖洲地区におけるボーリング調査 Report of coring survey in the Okinosu area, coastal area of the Tokushima Plain

羽田裕貴^{1*}・中谷是崇¹・水野清秀¹・納谷友規¹・中島 礼¹
HANEDA Yuki^{1*}, NAKATANI Koretaka¹, MIZUNO Kiyohide¹, NAYA Tomonori¹
and NAKASHIMA Rei¹

Abstract: A coring survey was conducted in the southern coastal area of Tokushima Prefecture (Okinosu area), western Japan, to reveal the subsurface Quaternary stratigraphy of the Tokushima Plain. Based on lithology, and grain size, water content, fossil diatom, tephra and AMS radiocarbon analyses, the 131 m-long GS-TKS-1 core is divided into 13 sedimentary units, in ascending order. The units 2–11 consist of sandy gravel and muddy–sandy deposits, and correspond to the Kitajima Formation. The units 4 and 10, which are muddy deposits in the Kitajima Formation, yield marine–brackish diatom and shell fragments, respectively, and thus are marine sediments. On the other hand, the units 6 and 8, which mainly consist of muddy sediment, yield no marine fossil. Resultant radiocarbon ages exhibit that the units 11–12 are alluvium deposits; the unit 11 corresponds to the lowermost part of the Tokushima Formation, and the unit 12 to the upper–lower part of the formation. However, it is difficult to demarcate the boundary between the Tokushima and Kitajima formations probably in the unit 11, due to a similar gravel facies. In future studies, electrical conductivity and pollen analyses are necessary to reveal sedimentary environment and depositional age of the Kitajima Formation.

Keywords: Tokushima Plain, Kiisuido Strait, Quaternary, tephra, diatom, AMS radiocarbon dating.

要 旨

本稿では、徳島県沖洲地区で掘削した131 m長のオールコアボーリングGS-TKS-1を用いて、徳島平野沿岸部における地下第四系の層序を検討した。層相観察、粒度、含水率、珪藻化石、テフラ、放射性炭素年代測定に基づき、GS-TKS-1コアを下位から1～13の堆積ユニットに区分した。その結果、ユニット2～11は北島層に、ユニット11～12は徳島層に相当すると考えられる。ユニット4及び10は泥質堆積物からなり、それぞれ海生～汽水生珪藻化石と貝殻片の産出が認められた。そのため、これら堆積ユニットは海成層と考えられる。一方、主に泥質堆積物で構成されるユニット6及び8からは堆積環境の推定に有用な化石が産出しなかった。放射性炭素年代測定の結果から、ユニット11上位は徳島層最下部に、ユニット12は徳島層下部から上部に相当する。徳島層と北島層の境界はユニット11下部の礫層に位置すると考えられるが、岩相が類似することからその深度を決定することはできなかった。今後、花粉化石や電気伝導度分析による北島層の堆積年代と堆積環境の推定を行う必要がある。

1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、重点課題「沿岸域の地質・活断層調査」の一環として、令和2年度より紀伊水道及びその沿岸域の海域・陸域の掘削調査や地表地質調査、物理探査、ボーリングデータの収集・解析を実施している。紀伊水道北縁には、中央構造線断層帯がおおよそ東西方向に走り、その活動履歴や将来的な活動評価がなされている（地震調査研究推進本部2017）。また、沖合には南海トラフが位置し、紀伊水道は南海トラフの地震の長期的な評価対象領域に設定されている（地震調査研究推進本部2013）。そのため、紀伊水道沿岸域の地質構造や活断層の解明は、中央構造線断層帯や南海トラフで発生し得る地震とそれに伴う津波災害に対する防災・減災対策を進める上で重要である。

徳島平野は紀伊水道西岸に位置し、海岸部では南北に幅約10 km、西方へ約75 kmの奥行きを有する。平野北縁は東北東–西南西方向に走る中央構造線断層帯によって、北側の上部白亜系和泉層群と区切られる。徳島平野の地下地層は、下位から三波川変成岩類に由来する基盤岩、第四系北島層及び徳島層から構成される。最終氷期以降の沖積層とされる徳島層は、1960年

*Corresponding author: Haneda, Y., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: y.haneda@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)

代以降の先行研究によって層序区分、化石、火山灰、堆積環境が検討されてきた（中川・須槍 1965; 横山ほか 1990; 中尾ほか 1996; 古田 1996; Kawamura 2006; 川村・西山 2019）。一方、徳島層の下位に分布する北島層の層序や分布、堆積環境については、それをカバーする深いボーリング資料が限られていることから、十分に解明されていない（西山ほか 2017; 中谷ほか 2021; 佐藤・水野 2021）。北島層の層序や分布の解明は、中央構造線断層帯の活動履歴や徳島平野の発達史を議論する上でも重要な研究項目である。

そこで本研究では、徳島平野地下第四系の層序と地質構造を解明する目的として、吉野川南岸の沿岸部に於て新たにボーリング調査を行い、コア試料の岩相記載、粒度分析、含水率測定、珪藻化石分析、火山灰分析、放射性炭素年代測定を行なった。

2. 地質概説

北島層は礫質堆積物と泥層から構成される。その最上部は N 値が 50 を超える礫層で構成され、徳島層最下部が直接累重する。北島層には少なくとも 3 枚の海成泥層が挟在し、その深度は平野北部・東部に向かって大きくなる（西山ほか, 2012, 2017）。平野北縁の鳴門市大麻町で掘削された坂東観測井コアでは、花粉化石、古地磁気、及び細粒堆積物懸濁液の電気伝導度分析が行われ、海洋酸素同位体ステージ (MIS) 15 ないし 13 (深度 305.50 m, 289.15 m ~ 287.55 m), 11 (深度 263.98 m ~ 258.83 m), 9 (深度 238.00 m ~ 213.26 m), 5 (深度 102.45 m ~ 93.4 m) に対比される細粒堆積層から、海成層を示唆する電気伝導度分析値が報告された（佐藤・水野, 2021）。一方、吉野川より南部において、徳島市中徳島町から掘削されたオールコアボーリング TK-B-1 では、TP-57 m ~ -50 m 及び -50 m ~ -43 m で、それぞれ MIS 11 及び 7 に対比される含貝殻片泥質層が報告された（中谷ほか, 2021）。吉野川北岸河口にあたる徳島市川内から勝浦川河口の徳島市津田にかけて、TP-80 m ~ -70 m と -70 m ~ -45 m 付近に層厚 10 m 程度の海成層が認められ、いずれも北ないし東に向かって深くなる（西山ほか, 2012）。また、基盤岩である三波川変成岩類と接する北島層基底も同様に、平野の北部あるいは東部で深くなることが知られている。徳島平野南端部では TP-90 m ~ -50 m 付近で三波川変成岩類に達するが（西山ほか, 2017）、平野北縁の鳴門市大麻町で掘削された坂東観測井コアでは、TP-500 m でも基盤岩に達しない（松本・荒井, 2021; 佐藤・水野, 2021）。

徳島層は後氷期海進に関連した堆積層で、沖積層に相当する（横山ほか, 1990; 古田, 1996; Kawamura, 2006）。Kawamura (2006) は、先行研究による化石や腐

植の放射性炭素年代を踏まえて、徳島層を最下部、下部、中部、最上部に区分した（第 2 図）。以下に、Kawamura (2006) 及び川村・西山 (2019) に従って、徳島層の概要を述べる。なお、年代値は暦年校正を施していない ^{14}C 年代に基づいている。

徳島層最下部は泥層を挟む層厚 12 m 未満の砂礫層で、堆積年代は約 12 ~ 11 ka である。北島層最上部の礫層と岩相が類似するため、50 未満の貫入抵抗値 (N 値) によって北島層と区別される（川村・西山, 2019）。また、Kawamura (2006) は、最下部の礫層中に始良 Tn テフラに対比される火山ガラスを認め、北島層からの二次堆積とした。

徳島層下部は、下位よりシルト層もしくは細砂層、海生貝類化石を含む細砂混じりシルト層、シルト薄層を挟み海生貝類化石が産出する細砂層から構成され、その層厚は約 20 m 程度、堆積年代は約 8.2 ka ~ 7.8 ka である（Kawamura, 2006）。火山灰層が 1 枚挟まり、直上の腐植層の放射性炭素年代から、その年代は 11,160 ~ 10,720 cal BP より古い（川村・西山, 2019）。

徳島層中部は、海生貝類化石を含むシルト・粘土層、粗粒砂層から構成され、層厚は約 25 m 以下、堆積年代は約 7.8 ka ~ 3.1 ka である（Kawamura, 2006）。中部には鬼界アカホヤテフラ (K-Ah テフラ; 町田・新井 2003) に対比される火山灰層が認められている（川村・西山, 2019）。

徳島層上部は海生貝類や植物遺体を含む細粒砂層で、層厚は 13 m ~ 24 m、堆積年代は約 3.1 ka ~ 1.6 ka である（Kawamura, 2006）。

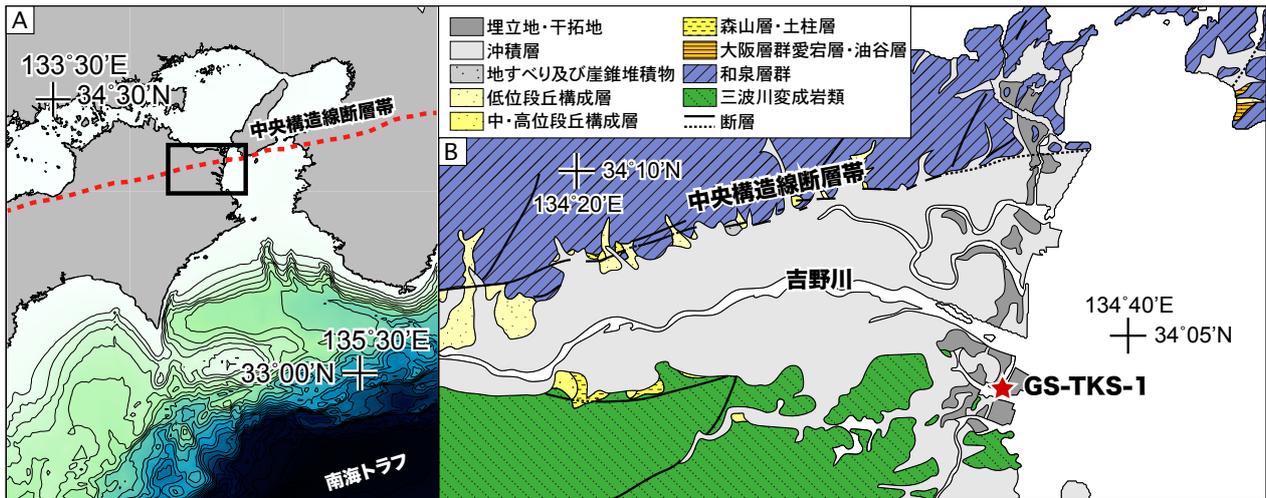
3. 調査及び分析方法

3.1 ボーリング調査の概要

オールコアボーリング (GS-TKS-1) は、徳島県徳島市東沖洲において、(株) ニタコンサルタントにより、2021 年 5 月 11 日から 6 月 14 日にかけて掘削された。当該地点は埋立てによる造成地で、現在は空き地となっている。掘削地点は北緯 34°03'23.8467", 東経 134°35'22.2098" に位置し、孔口標高は 2.38 m である（第 1 図）。総削孔長は 131 m、コア外径は 73 mm である。

3.2 コア記載・分析

採取したコア試料は産総研に搬入後、暗室内で OSL 年代測定用試料を採取し、CT 撮影を行なった。その後、ワイヤーあるいはスパチュラを用いて半割し、半割面の層相記載と写真撮影を行なった（第 3 図; 第 4 図）。各種分析試料は主に泥質あるいは砂質の層準から採取した。容積 7 cm³ のプラスチック製キューブに 10 cm ~ 50 cm 間隔で採取し、含水率、粒度組成分析に用いた。



第1図 ボーリング掘削地点の位置と周辺の地質図。A: 調査地域周辺の地図と海底地形。海域の等水深線は水深 200 m ~ 4800 m までを 200 m おきに示した。B: 徳島平野周辺の地質分布図。20 万分の 1 日本シームレス地質図(産総研地質調査総合センター, 2018) に基づいて作成。

Fig. 1 Locality of the coring site and geological map around the Tokushima Plain. A: Map and bathymetric chart around the Tokushima Plain. B: Geological map around the Tokushima Plain based on the Seamless Digital Geological Map of Japan, 1: 200,000 (Geological Survey of Japan, AIST, 2018).

Geological age		Geological unit (Kawamura, 2006)	
Quaternary	Holocene	Tokushima F.	upper part
			middle part
			lower part
	Pleistocene	lowermost part	
		Kitajima F.	

第2図 徳島平野地下第四系の層序。Kawamura (2006) に基づいて作成。

Fig. 2 Stratigraphy beneath the Tokushima Plain, after Kawamura (2006).

珪藻化石及び花粉化石分析用のバルク試料は、深度 50 m より上位層準では 10 cm 間隔、深度 50 m より下位層準では約 50 cm 間隔で採取した。また、深度 50 m より上位層準では、バルク堆積物試料とは別に放射性炭素年代測定用の植物片と貝殻片を採取した。

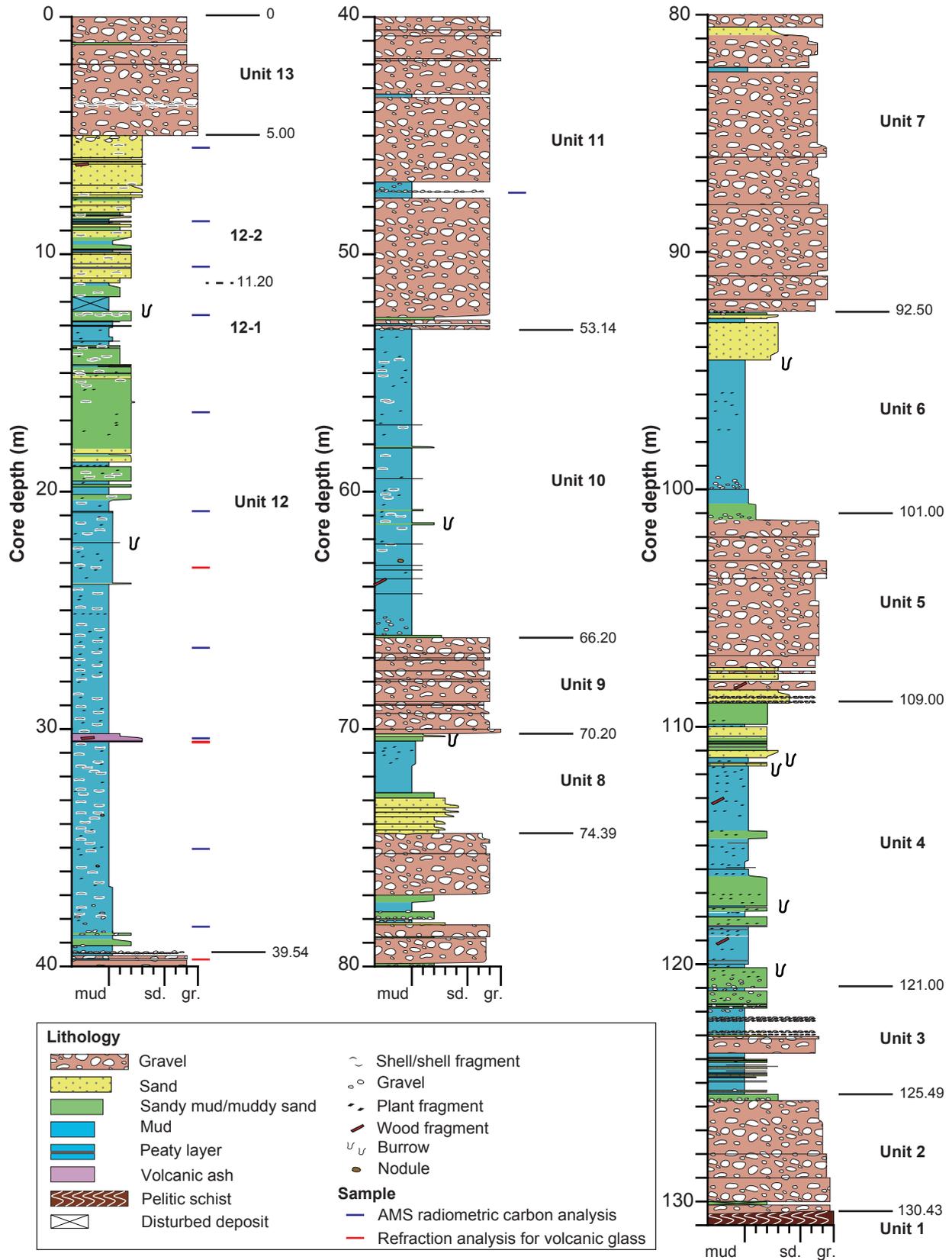
含水率及び粒度組成の測定は、176 層準について実施

した。キューブ試料は、コア試料から分取した直後に重量を測った。古地磁気・岩石磁気分析を行なった後、60°C で 2 日間乾燥させ、重量の減少比を含水率とした。含水率測定後のキューブ試料について、63 μm と 250 μm の篩を用いて水洗し、各粒度区分の質量から、含泥率と含砂率(極細粒砂~細粒砂サイズ、中粒砂サイズ以上)を算出した(第5図)。古地磁気・岩石磁気分析の詳細は本稿では示さないが、全体を通して正帯磁、1 層準で逆帯磁の結果が得られた。

珪藻化石分析は、深度 50 m より下位層準から採取した 92 試料について実施した。検鏡用のプレパラートは、分析用に分取された試料を用いて納谷ほか(2009)の手法 B (スミアスライド) に従って作成した。封入材には紫外線硬化樹脂 NOA61 (Norland Products Inc.) を用いた。検鏡は倍率 600 倍の生物顕微鏡を用いて、珪藻化石の有無と、産出が認められた場合は主要な産出分類群を記録した。

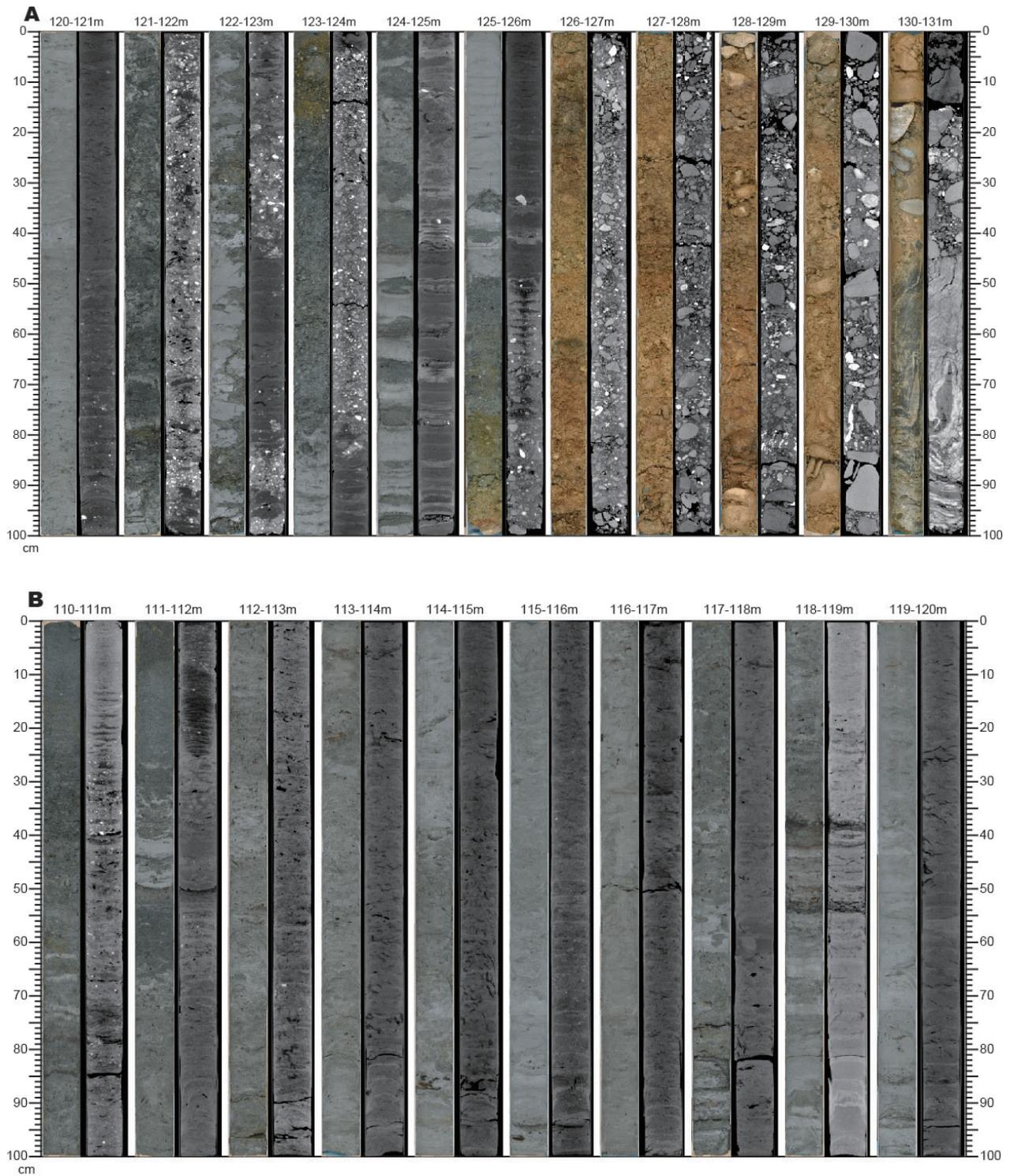
深度 47 m ~ 5 m 区間から得られた植物片試料 10 点及びバルク堆積物試料 1 点について、加速器質量分析(AMS) 法による放射性炭素年代測定を実施した。分析は(株)加速器分析研究所に依頼した。得られた ¹⁴C 年代値を、IntCal20 較正曲線(Reimer *et al.*, 2020) と OxCalv4.4 (Bronk Ramsey 2009) を用いて較正し、暦年較正年代とした(第6図; 第1表)。

深度 30.53 m ~ 30.18 m に火山ガラス濃集層を、深度 30 m より上位の泥層及び深度 39.72 m ~ 39.67 m に挟まる泥層中に火山ガラスを認めた。そこで、深度 39.70 m, 30.58 m ~ 30.55 m, 30.55 m ~ 30.54 m, 23.26 m ~



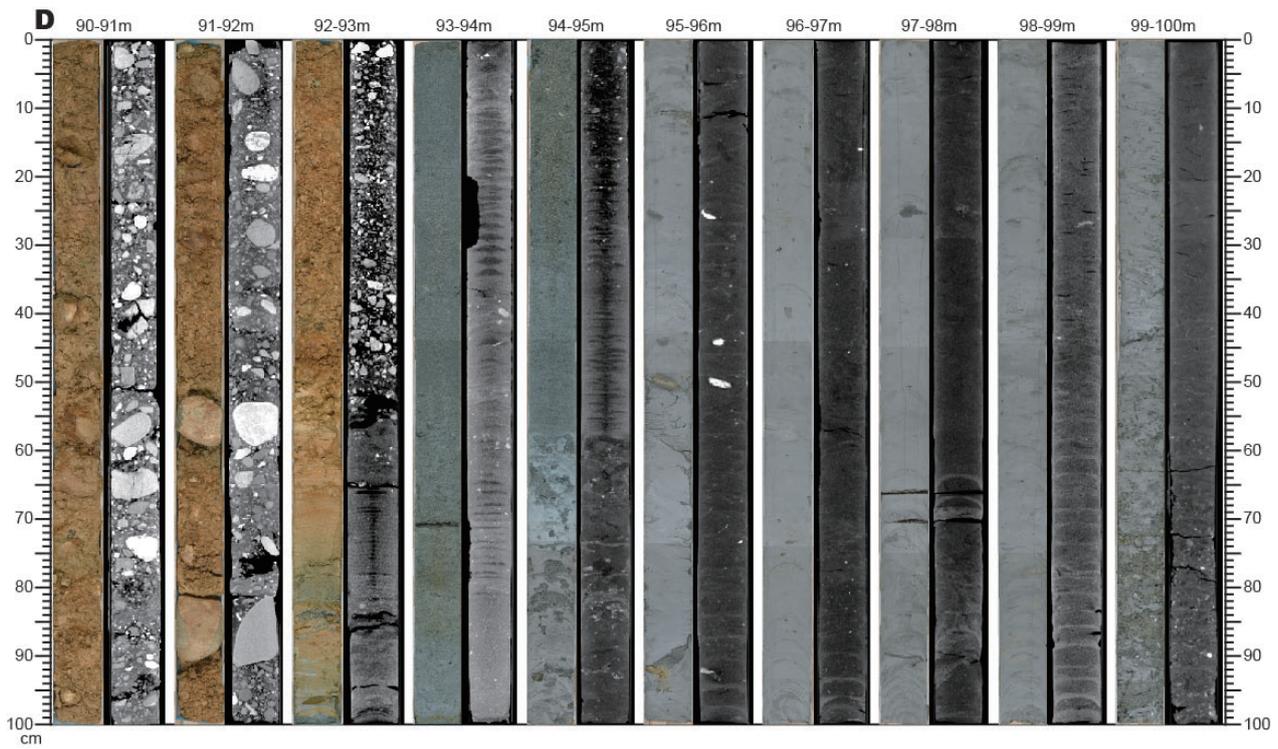
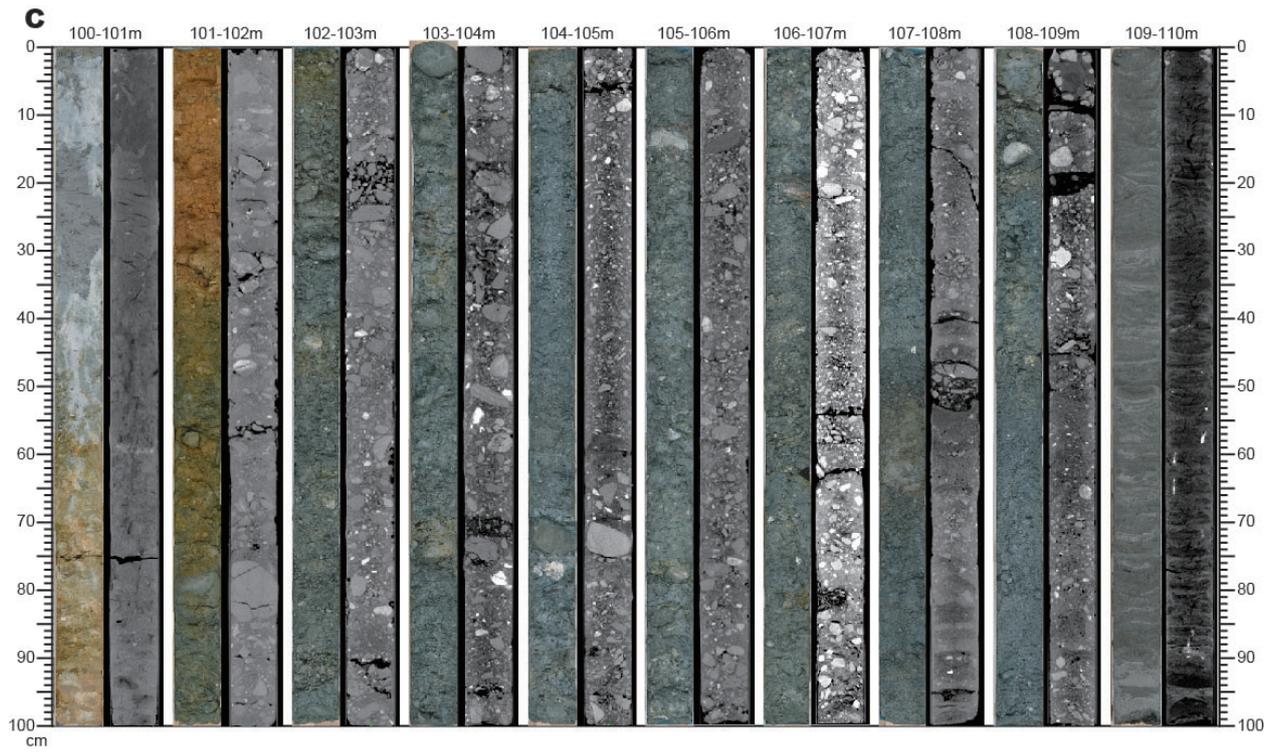
第3図 GS-TKS-1 コアの地質柱状図。黒色の実線は堆積ユニットの境界を、黒の破線は各堆積ユニット中のサブユニット境界を示す。

Fig. 3 Columnar section of the GS-TKS-1 core. Horizontal black lines and dashed lines indicate boundaries of sedimentary unit and subunit, respectively.



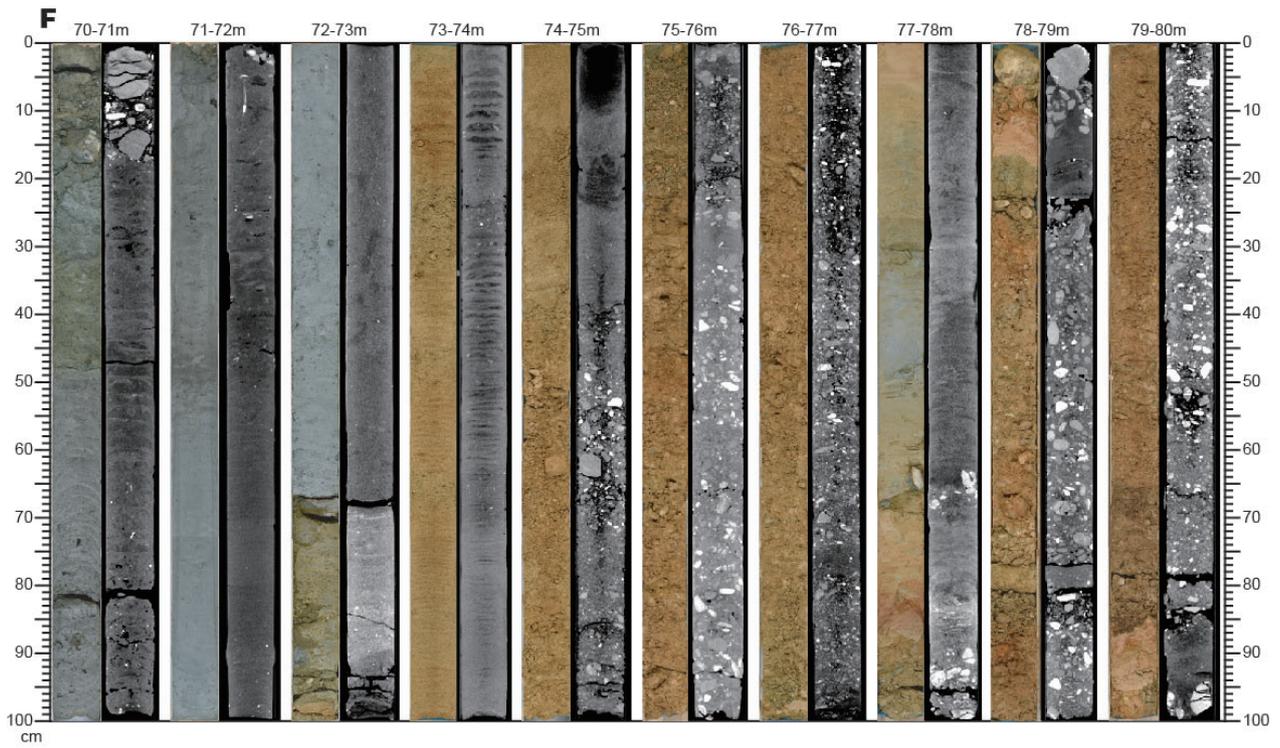
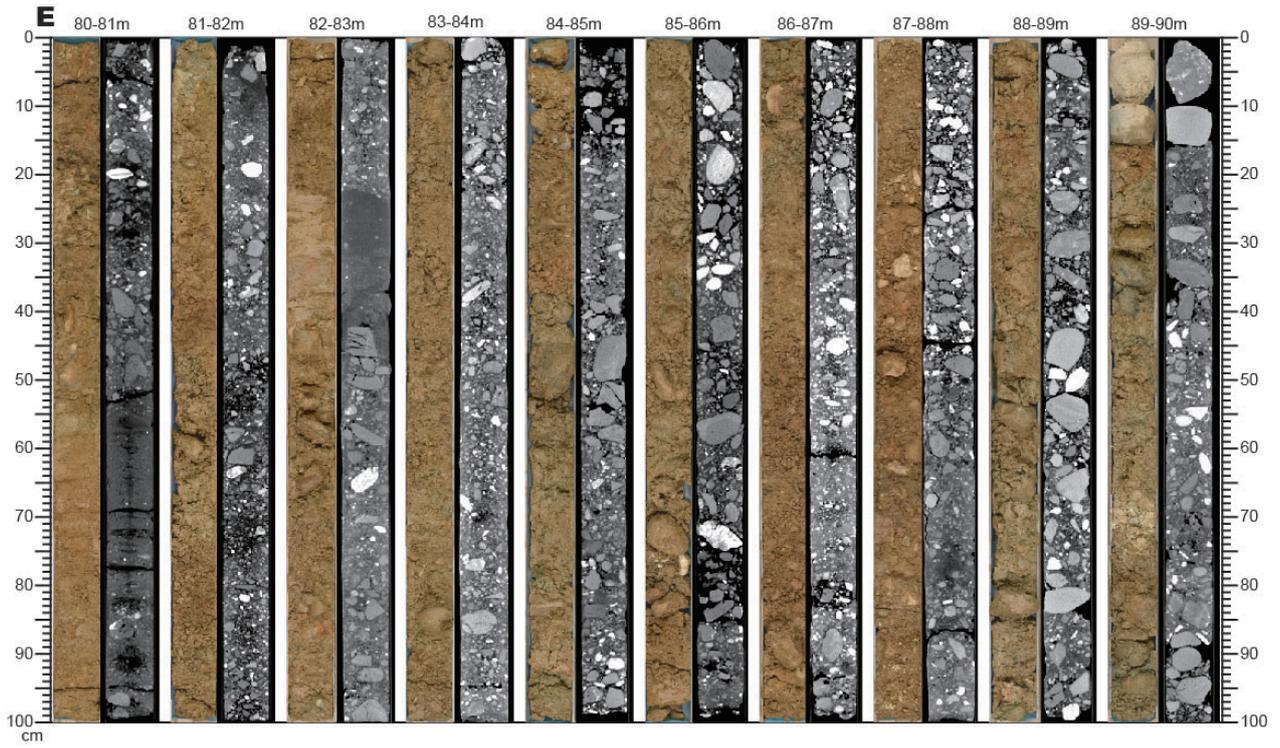
第4図 GS-TKS-1のコア写真(左)とCT画像. A: 深度131 m~120 m, B: 深度120 m~110 m, C: 深度110 m~100 m, D: 深度100 m~90 m, E: 深度90 m~80 m, F: 深度80 m~70 m, G: 深度70 m~60 m, H: 深度60 m~50 m, I: 深度50 m~40 m, J: 深度40 m~30 m, K: 深度30 m~20 m, L: 深度20 m~10 m, M: 深度10 m~0 m.

Fig. 4 Core photographs (left) and CT images (right) of the GS-TKS-1 core. A: 131 m-120 m depth, B: 120 m-110 m depth, C: 110 m-100 m depth, D: 100 m-90 m depth, E: 90 m-80 m depth, F: 80 m-70 m depth, G: 70 m-60 m depth, H: 60 m-50 m depth, I: 50 m-40 m depth, J: 40 m-30 m depth, K: 30 m-20 m depth, L: 20 m-10 m depth, M: 10 m-0 m.

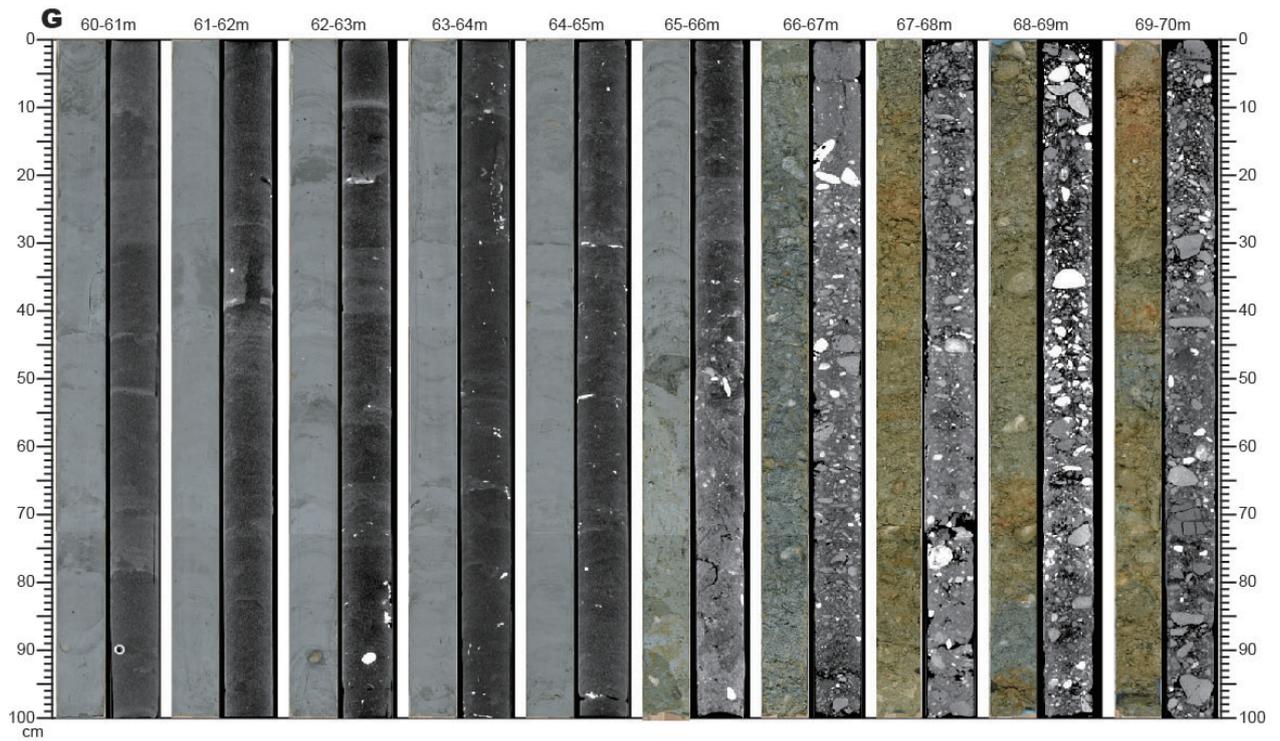


第4図 (続き).
Fig. 4 (continued).

徳島平野沿岸部・沖洲地区におけるボーリング調査

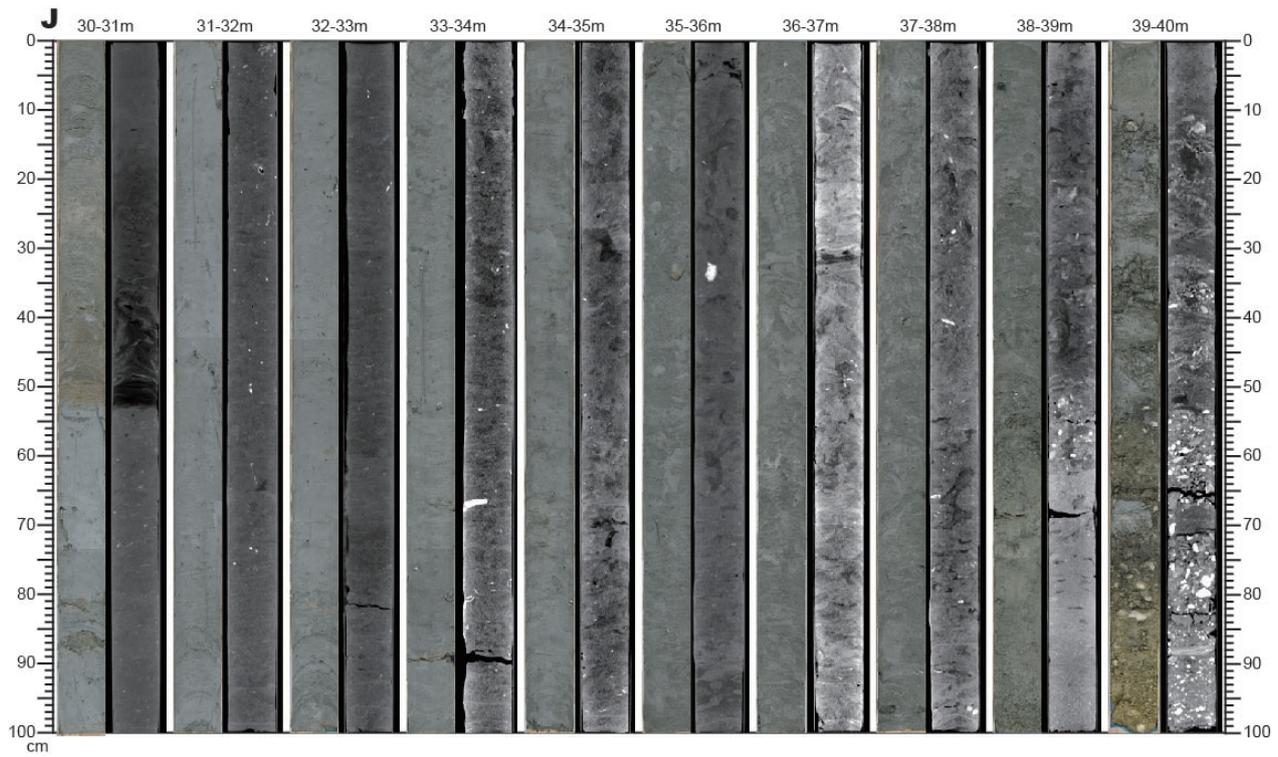
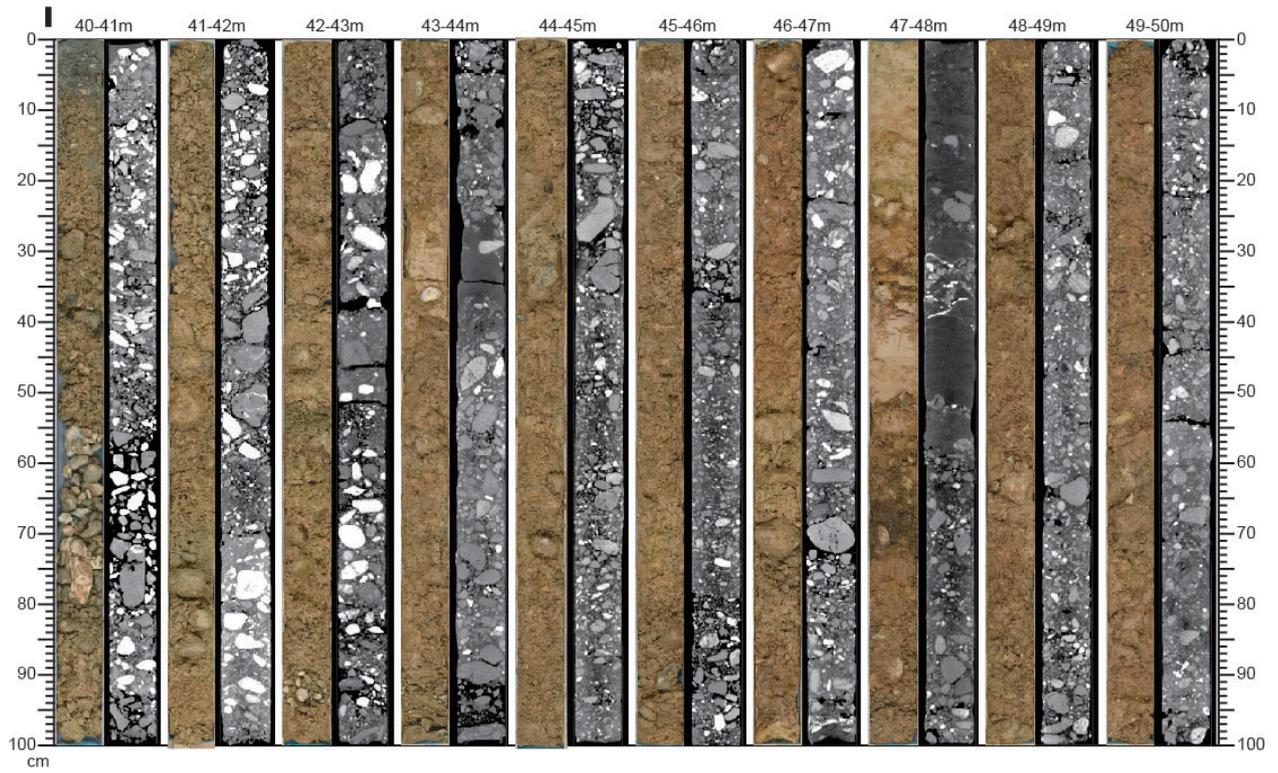


第4図 (続き).
Fig. 4 (continued).

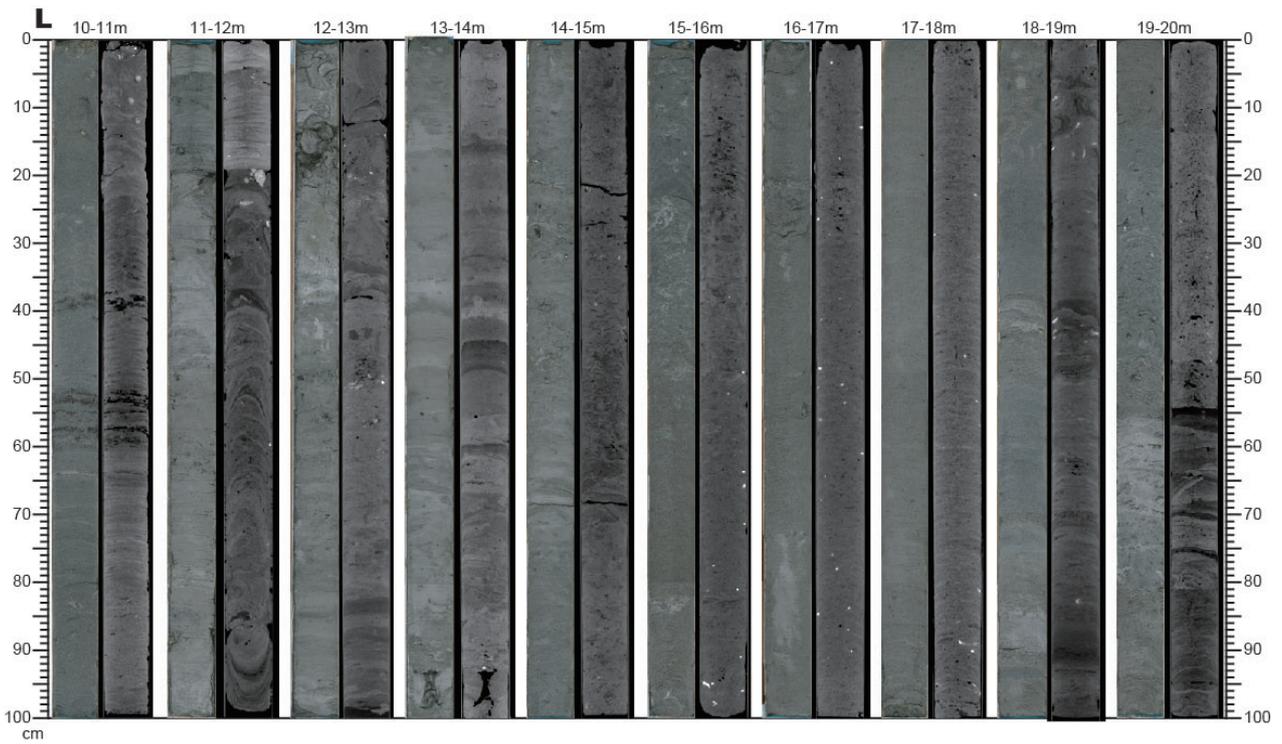
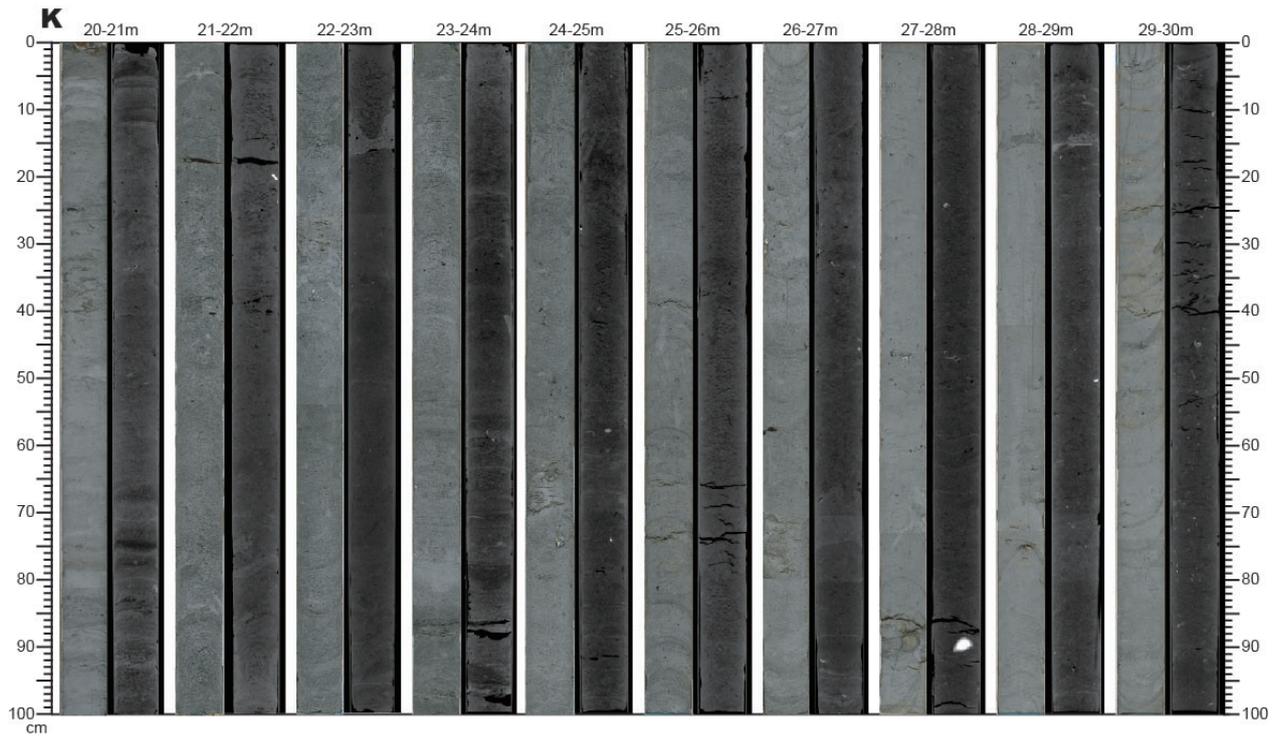


第4図 (続き).
Fig. 4 (continued).

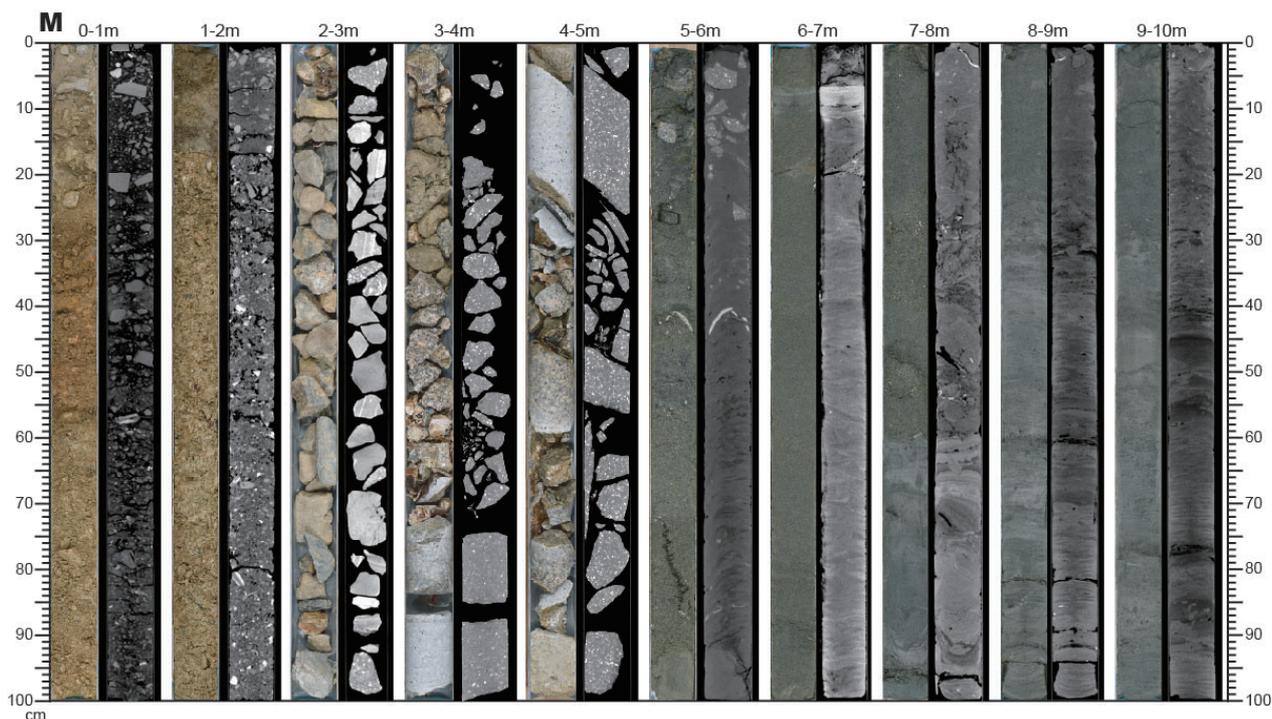
徳島平野沿岸部・沖洲地区におけるボーリング調査



第4図 (続き).
Fig. 4 (continued).



第 4 図 (続き) .
Fig. 4 (continued).



第4図 (続き) .
Fig. 4 (continued).

23.16 m から採取した試料に対して、超音波洗浄と 250 μm の篩による水洗を繰り返して泥粒子を除去し、60°C で数時間乾燥させた後、63 μm ~ 250 μm の粒子を分析用試料とした。これら分析用試料に含まれる火山ガラス粒子の屈折率について、MAIOT (古澤地質製) を用いて測定した。分析精度は ± 0.001 である。

4. 堆積物の記載とユニット区分

GS-TKS-1 コアは、堆積物の粒度、色調、構造、産出する化石の特徴に基づいて、下位から順にユニット 1 ~ 13 に区分される (第 3 図; 第 4 図)。以下に詳細を記述する。

ユニット 1 (深度 131.00 m ~ 130.43 m, 標高 -128.62 m ~ -128.05 m)

層相: ユニット 1 は、黒灰色と白色を呈する非常に硬質の泥質片岩からなる (第 3 図, 第 4 図 A)。上位のユニット 2 とは、見かけ 45° 程度の傾斜をもつ明瞭な境界面を介して接する。

解釈: 本ユニットは徳島平野の基盤を構成する三波川変成岩類と考えられる。

ユニット 2 (深度 130.43 m ~ 125.49 m, 標高 -128.05 m ~ -123.11 m)

層相: ユニット 2 は、細礫~中礫サイズの円~亜角礫を主体とする淘汰の悪い基質支持砂礫層からなり、基盤となる三波川変成岩類に重なる (第 3 図, 第 4 図 A)。基質支持層が卓越するが所々に礫質支持層を挟む。礫種は砂岩を主体とし、チャートと結晶片岩を含む。基質部は泥混じりの細粒砂~粗粒砂からなる。全体を通して上方細粒化し、深度 125.77 m より上位では暗褐色を呈する基質支持砂礫層から黒褐色を呈する含礫シルト質砂層に変化する。上方細粒化に伴って、色調が褐色、黄褐色、暗褐色、黒褐色に変化する。

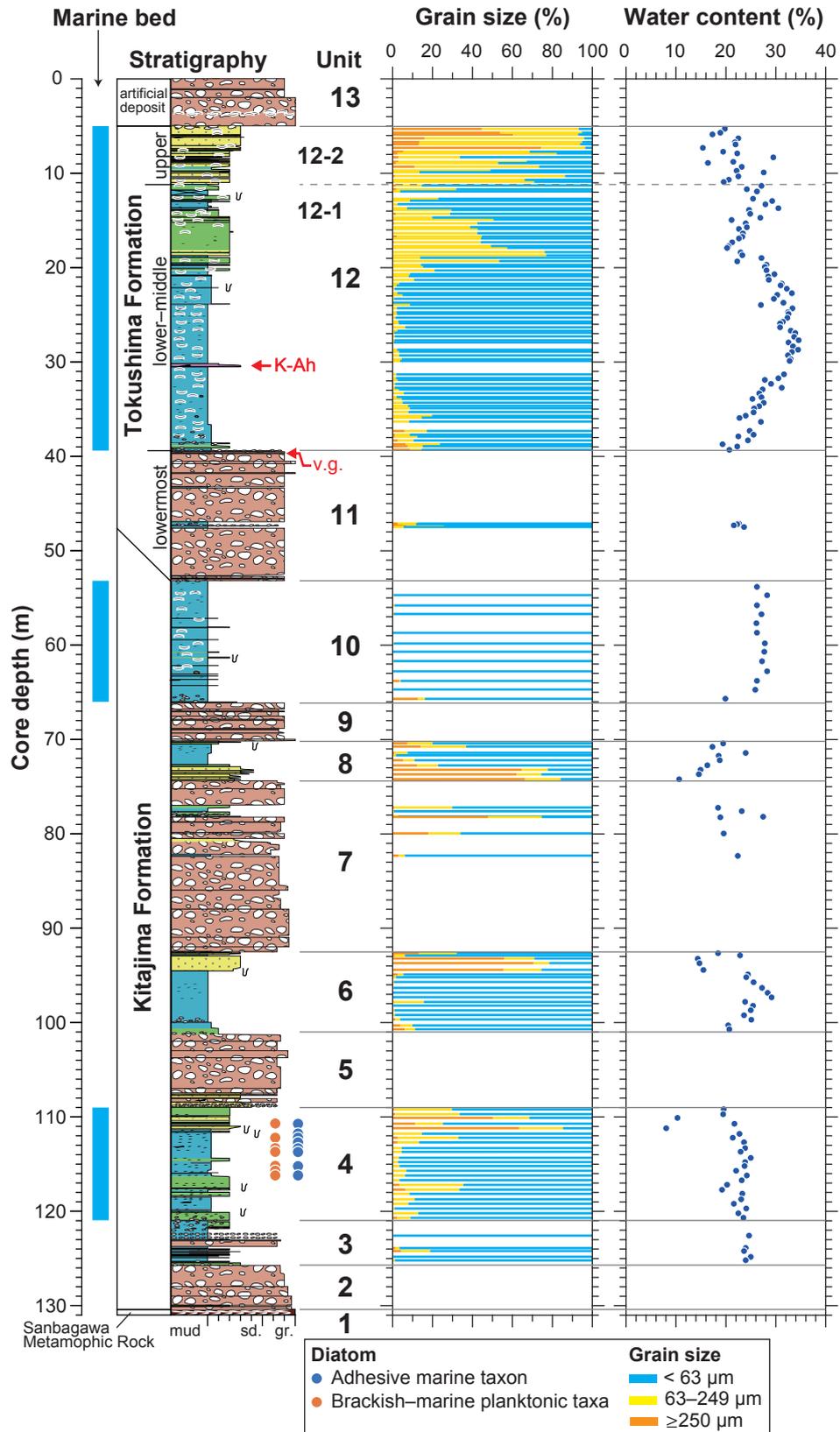
解釈: 本ユニットは、円礫を含む砂礫層からなることから、河川堆積物と考えられる。

ユニット 3 (深度 125.49 m ~ 121.00 m, 標高 -123.11 m ~ -118.62 m)

層相: ユニット 3 は、泥層・有機質砂層互層で構成される下部 (深度 125.49 m ~ 123.76 m) と礫を含む上部 (深度 123.76 m ~ 121.00 m) からなる (第 3 図, 第 4 図 A)。

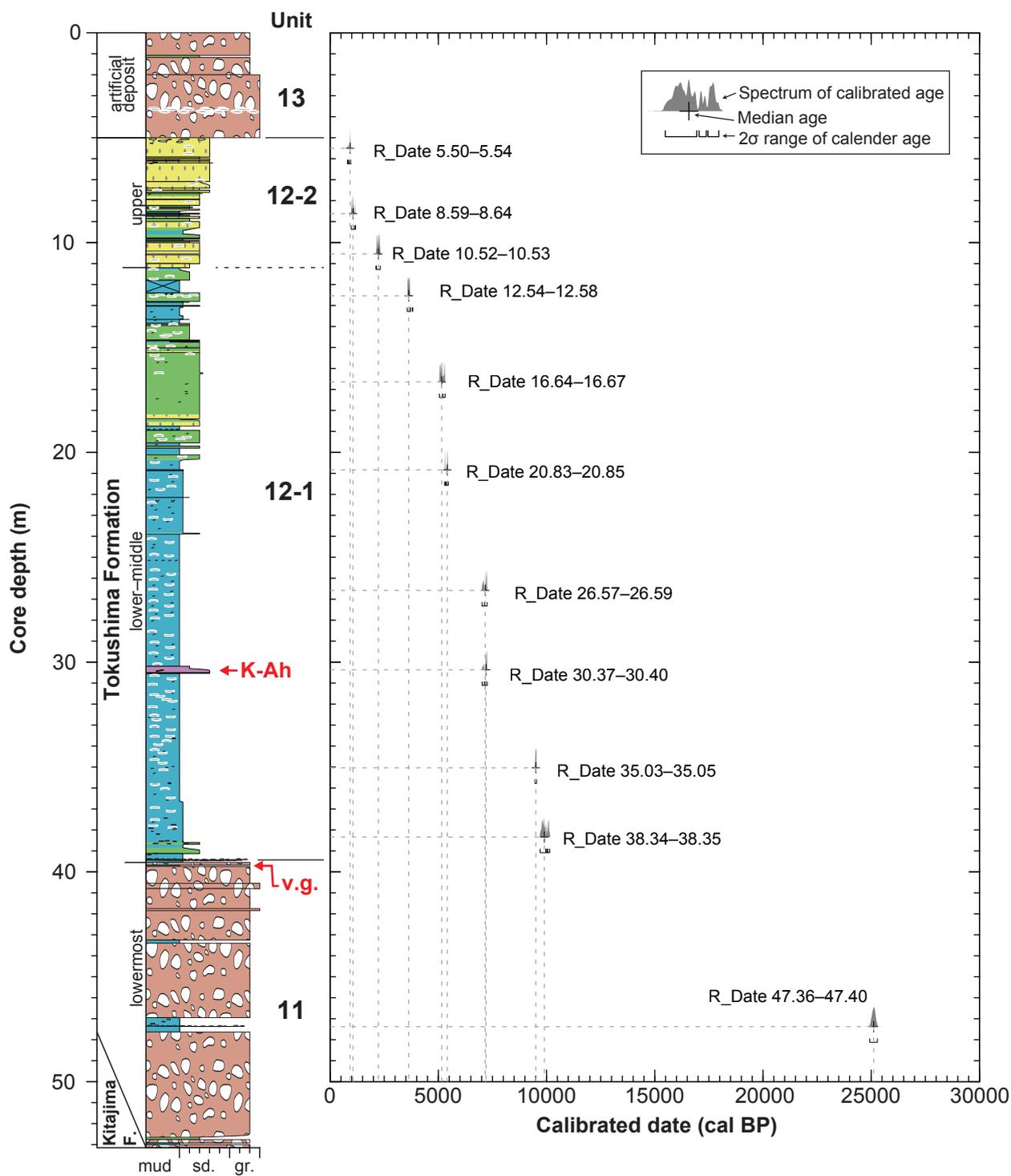
下部の泥層・有機質砂層互層は泥層を主体とし、数 cm 程度の層厚を有する極細粒砂~中粒砂の有機質砂層が挟まる。泥層は褐灰色を呈し、やや有機質である。有機質砂層は暗褐色を呈し、逆級化が認められることがある。また、砂層は稀に細礫~25 mm 径の亜円礫が含まれる。

上部は、泥混じり砂礫層~礫質砂層と塊状泥層から構



第 5 図 GS-TKS-1 コアの層序区分，粒度組成及び含水率．灰色の実線は堆積ユニットの境界を，黒の破線は各堆積ユニット中のサブユニット境界を示す．

Fig. 5 Stratigraphic division, grain size and water content of the GS-TKS-1 core. Horizontal gray lines and dashed lines indicate boundaries of sedimentary unit and subunit, respectively.



第6図 GS-TKS-1 コアのユニット11及び12の放射性炭素年代。年代測定値の詳細は第1表に示す。

Fig. 6 radiocarbon age of the sedimentary units 11 and 12 in the GS-TKS-1 core. Detailed results of the radiocarbon age analysis are shown in Table 1.

第 1 表 放射性炭素年代測定の結果. 暦年校正には IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) を用いた.
Table 1 Results of the radiocarbon age analysis. Dataset for calibration to calendar year is IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020).

Site	Depth (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (cal BP, $\sigma 2$)	Probability (%)	Lab. No.	Dataset
GS-TKS-1	5.54–5.50	Wood fragment	-29.61 ± 0.21	1080 ± 20	1003 ± 24	959–902	71.3	IAAA-211018	IntCal20
						868–822	20.6		
						812–800	3.6		
	8.64–8.59	Wood fragment	-26.95 ± 0.18	1190 ± 20	1155 ± 24	1178–1162	9.4	IAAA-211019	IntCal20
						1126–973	86.1		
	10.53–10.52	Wood fragment	-23.39 ± 0.18	2180 ± 30	2206 ± 25	2318–2144	93.6	IAAA-211020	IntCal20
						2135–2127	1.8		
	12.58–12.54	Wood fragment	-25.34 ± 0.18	3400 ± 30	3397 ± 26	3811–3806	0.5	IAAA-211021	IntCal20
						3714–3709	0.4		
						3700–3565	94.5		
16.67–16.64	Wood fragment	-27.18 ± 0.19	4560 ± 30	4524 ± 28	5310–5213	30.9	IAAA-211022	IntCal20	
					5194–5051	64.6			
20.85–20.83	Wood fragment	-27.07 ± 0.17	4650 ± 30	4614 ± 28	5460–5377	63	IAAA-211023	IntCal20	
					5353–5349	0.5			
					5331–5293	32			
26.59–26.57	Wood fragment	-28.36 ± 0.19	6290 ± 30	6239 ± 32	7255–7153	56	IAAA-211024	IntCal20	
					7125–7015	39.5			
30.40–30.37	Wood fragment	-28.57 ± 0.16	6310 ± 30	6251 ± 31	7259–7155	72.8	IAAA-211025	IntCal20	
					7120–7021	22.6			
35.05–35.03	Wood fragment	-26.82 ± 0.20	8530 ± 40	8498 ± 36	9540–9463	95.4	IAAA-211026	IntCal20	
38.35–38.34	Wood fragment	-27.01 ± 0.16	8870 ± 40	8832 ± 36	10148–10058	21.2	IAAA-211027	IntCal20	
					10045–9985	10.3			
					9965–9705	64			
47.40–47.36	Bulk sediment	-25.52 ± 0.28	20830 ± 70	20820 ± 70	25286–24931	95.4	IAAA-220121	IntCal20	

成され、基底は下位の泥層を侵食する。礫質層の基質部と泥層は褐灰色から黒灰色を呈する。礫は、円～亜円の砂岩、泥岩、チャート、石英、結晶片岩で、細礫～中礫サイズである。122.81 m～122.44 m と 122.20 m～122.00 m 層準には、礫はほとんど含まれない。泥質層の含砂率は 0.3 %～18.9 %、含水率は 23.6 %～25.0 % である (第 5 図)。

珪藻化石: 本ユニットで検討した 7 層準の試料からは、珪藻化石は産出しなかった。

解釈: 珪藻化石や貝殻の産出が認められないことから、本ユニットの堆積環境は不明である。

ユニット 4 (深度 121.00 m～109.00 m, 標高 -118.62 m～-106.62 m)

層相: ユニット 4 は、泥質堆積物で構成される下部 (深度 121.00 m～111.65 m) と、砂質堆積物で構成される上部 (深度 111.65 m～109.00 m) に分けられる (第 3 図, 第 4 図 A～C)。

下部は、褐灰色を呈する泥層と細粒砂混じり泥層からなる。全体的に生物擾乱が発達し、有機質である。深度 119.86 m, 118.55 m～118.53 m, 118.42 m～118.37 m に腐植濃集層が認められる。含砂率は 1.0 %～35.5 % の間で変動するが、中粒砂サイズ以上の砂粒子の含有率は最大 6.3 % である。含水率は 19.3 %～25.0 % で、ユニット 3 と同程度である (第 5 図)。

上部は、黒褐色から灰色を呈する砂層、泥まじり砂層、泥層から構成される。最下位は細粒砂層で、下部との境界は生物擾乱によって乱されている。細粒砂層

の上位には、明瞭な境界面を介して有機質泥層が重なる。また、その上位には細粒砂から中粒砂への逆級化砂層が 2 枚重なる。下位の逆級化砂層には、層厚 1 cm 以下の泥層が 5 枚認められる。これらの泥層は、下面の細粒砂との境界部は遷移的であるが上面の境界は明瞭である。最上部は、細粒砂薄層を挟む有機質泥層と泥まじり細粒砂層からなる。含水率は 8.1 %～21.7 %、中粒砂サイズ以上の砂粒子の含有率は最大 63.1 % である (第 5 図)。

珪藻化石: 下部で検討した 19 試料のうち、8 試料から汽水～海生浮遊性種の *Cyclotella baltica* complex (納谷ほか, 2020)、海生付着性種の *Grammatophora* spp., *Giffenia cocconeiformis*, *Tryblionella granulata*, *Tryblionella lanceola* などの産出が確認された (第 5 図)。上部では検討した 5 試料のうち 1 試料から汽水～海生浮遊性種の *Cyclotella baltica* complex, 海生付着性種の *Giffenia cocconeiformis*, *Tryblionella granulata* などの産出が確認された (第 5 図)。全体的に珪藻化石の保存状態は悪く、ほとんどの珪藻殻が破片化していた。

解釈: 本ユニットは、汽水～海生浮遊性種の珪藻化石が産出することから、内湾のような浅海域で堆積した海成層と考えられる。

ユニット 5 (深度 109.00 m～101.00 m, 標高 -106.62 m～-98.62 m) :

層相: ユニット 5 は礫質砂層で構成される下部 (深度 109.00 m～107.65 m) と泥まじり砂礫層で構成される上部 (深度 107.65 m～101.00 m) からなる (第 3 図,

第4図C).

下部の礫質砂層は、中粒砂～粗粒砂を主体として、礫を多く含む層準が不規則に挟まる。礫は、砂岩、泥岩、石英及び結晶片岩の亜円～亜角礫で構成され、最大礫径は60mmである。

上部の泥まじり砂礫層は、明瞭な境界を介して、下部の礫質砂層に重なる。礫は、砂岩、チャート、結晶片岩及び石英の亜円～亜角礫が含まれ、最大礫径は70mmである。本層は基質支持礫層で、基質部の淘汰度は下部の礫質砂層に比べて悪い。本ユニットの基質部は主に黒褐色から灰色を呈するが、最上部の深度102.00m～101.00mでは、色調が上位に向かって黒褐色、暗褐色、褐色へ変化する。色調変化に伴って礫の密度が減少し、基質に含まれる泥の割合が多くなる。

解釈：深度109.00m～107.65mの礫質砂層は、中粒砂～粗粒砂を主体として比較的淘汰が良く、礫質層を不規則に挟むことから、河川成堆積物と考えられる。深度107.65m～101.00mの泥まじり砂礫層は、基質部、礫の淘汰度が悪く、全体的に上方細粒化することから、土石流堆積物と推定される。

ユニット6 (深度101.00m～92.50m, 標高-106.62m～-90.12m) :

層相：ユニット6は、泥質堆積物で構成される下部(深度101.00m～94.57m)、砂質堆積物で構成される上部(深度94.57m～92.50m)からなる(第3図, 第4図C, D)。

下部の深度100.00m～101.00mでは、褐色を呈する砂質泥から灰褐色を呈する泥層へ級化し、部分的に灰白色を呈する。深度100.00m～99.71mでは、灰色を呈する泥層に5mm～10mm径の石英、結晶片岩礫が散在する。それより上位では灰色を呈する有機質泥層が主体となり、特に深度98.00mより上位では生物擾乱が発達する。含砂率は0.1%～15.7%の間で変動し、深度約97mで最小となる。含水率は20.5%～29.1%である(第5図)。

上部は、灰色あるいは褐色を呈し、細粒から中粒砂へ逆級化する砂層とその上位の明黄褐色を呈する泥層からなる。下位のサブユニットとの境界は明瞭であるが、生物擾乱によって上部の細粒砂～中粒砂が、下部の泥層中にパッチ状に含まれる。上位のユニット7と接する明黄褐色を呈する泥層は、5mm～25mm径のチャート、石英礫が含まれる。含砂率は5.9%～78.5%で、中粒砂サイズ以上の砂粒子の割合が多い。含水率は14.4%～22.8%であり、下部に比べてやや小さい(第5図)。

珪藻化石：本ユニットで検討した22層準の試料からは、珪藻化石は産出しなかった。

解釈：本ユニットでは珪藻化石や貝殻の産出は認めら

れないため、詳細な堆積環境は不明である。しかし、下部は塊状の泥層で構成されることから、泥の堆積が行われる静穏環境であったことが示唆される。また、上部へ向かって上方粗粒化が認められることから、陸域が堆積場に近づいたと考えられる。

ユニット7 (深度92.50m～74.39m, 標高-90.12m～-72.01m)

層相：ユニット7は、泥質砂礫層と層厚4cm～130cmの細粒堆積層からなる(第3図, 第4図D～F)。泥質砂礫層は褐色を呈し、細礫～大礫サイズの砂岩、石英、チャート、結晶片岩の円～亜角礫から構成される。全体的に上方細粒化を示し、基質支持層と礫質支持層の不規則互層を呈する。深度82.42m～82.23m, 80.85m～80.52m, 79.97m～79.88m, 78.81m～78.77m, 78.30m～77.00mに細粒堆積層が挟まる。深度82.42m～82.23mの黄褐色を呈する泥層は、下位の砂礫層との境界は不明瞭だが、上位の砂礫層に明瞭な境界を介して累重される。深度80.85m～80.52mの黄褐色を呈する粗粒～中粒砂の級化層も同様に、下位の砂礫層との境界部は漸移的だが、上位の砂礫層との境界は明瞭である。深度79.97m～79.88m, 78.81m～78.77mには黄褐色を呈し、礫を含む砂質泥層と泥質砂層を挟み、上下の境界部は明瞭である。深度78.30m～77.00mの細粒堆積層は黄褐色を呈する砂層、砂質泥層、泥層からなる。含砂率は0.6%～74.8%の間で変動し、深度77.6m付近で最小となる。含水率は18.5%～27.5%である(第5図)。

珪藻化石：深度78.30m～77.00mの細粒堆積層で検討した4層準の試料からは、珪藻化石は産出しなかった。

解釈：本ユニットは、基質支持層と礫質支持層が不規則に重なり、砂礫層中には複数の細粒堆積層が挟在することから、河川堆積物と考えられる。深度77.90m, 77.67mには細粒堆積物中に最大30mm径の亜円～亜角礫が挟まり、弱いインプリケーションを呈する。このことから、一方向流による礫の供給が行われたことが示唆される。

ユニット8 (深度74.39m～70.20m, 標高-72.01m～-67.82m)

層相：本ユニットは、砂質堆積物で構成される下部(深度74.39m～72.69m)と、泥質堆積物で構成される上部(深度72.69m～70.20m)からなる(第3図, 第4図F)。

下部は、黄褐色を呈し級化を繰り返す粗粒砂～細粒砂と褐色を呈する砂質泥層からなり、少量の細～中礫が含まれることがある。砂質泥層には、砂分の比較的多い薄層がラミナを形成する。下位のユニット7とは明瞭な境界を介して接する。含砂率は22.8%～84.1%

で、砂層では中粒砂以上の含有率が 60 % を超える。含水率は 10.6 % ~ 16.3 % で、上位に向かって増加する。

上部は、主に灰色を呈する泥層と有機質砂質泥層からなり、上方粗粒化する。深度約 71.5 m の泥層から有機質泥層の遷移部には、生物擾乱が認められる。最上部の深度 70.33 m ~ 70.20 m は、灰黄褐色を呈し、中粒砂~砂質泥へ級化する。含砂率は 1.6 % ~ 36.8 % で、深度 71.7 m で最小となる。含水率は 17.3 % ~ 24.0 % で、泥質層で比較的高い (第 5 図)。

珪藻化石: 本ユニットで検討した 9 層準の試料からは、珪藻化石は産出しなかった。

解釈: 本ユニットは、上部で生物擾乱が認められ、泥の堆積が行われる静穏環境だったと考えられる。しかし、珪藻化石の産出がないことから、現時点で堆積環境を決めることはできない。

ユニット 9 (深度 70.20 m ~ 66.20 m, 標高 -67.82 m ~ -63.82 m)

層相: 本ユニットは褐色~黒褐色を呈する泥混じり砂礫層で、細礫~50 mm 径の亜円~亜角礫を主体とする (第 3 図, 第 4 図 F, G)。基質支持礫層であり、基質部は泥分を含む細粒砂~極粗粒砂である。礫種は砂岩、石英、結晶片岩、チャートである。

解釈: 本ユニットは、全体を通して淘汰度が悪い基質支持礫層から構成される。このことから、河川堆積物と考えられる。

ユニット 10 (深度 66.20 m ~ 53.14 m, 標高 -63.82 m ~ -50.76 m)

層相: 本ユニットは主に生物擾乱の発達した灰色を呈する泥層からなる (第 3 図, 第 4 図 G, H)。最下部は円~亜円礫が混じる泥質砂~砂質泥層が下位のユニット 9 に明瞭な境界を介して重なり、その色調は灰色部を主体としてにぶい黄褐色部がパッチ状に見られる。上位に向かって砂分の含有量は減少し、深度 65 m より上位では、稀に極細粒砂の薄層を挟む塊状泥層となる。泥層には植物片やノジュールが含まれ、特に深度 62.50 m ~ 54.42 m では貝殻片が産出する。含砂率は 0.2 % ~ 16.1 % で、最下部試料である深度 65.7 m を除いて、中粒砂より粗い砂はほとんど含まれない。含水率は、19.9 % ~ 28.3 % であり、深度 65.7 m で最も低い。また、深度 56.70 m の粒度分析後の砂残渣から、石灰質底生有孔虫化石と貝形虫化石の破片が産出した。

珪藻化石: 本ユニットで検討した 28 層準の試料からは、珪藻化石は産出しなかった。

解釈: 貝殻片と底生有孔虫化石、貝形虫化石片を含み、生物擾乱が発達することから、本ユニットは海成層に認定できる。

ユニット 11 (深度 53.14 m ~ 39.54 m, 標高 -50.76 m ~ -37.16 m)

層相: 本ユニットは、褐色~黄褐色を呈する泥混じり砂礫層とそれに挟まる層厚 5 cm ~ 61 cm の細粒堆積層からなる (第 3 図, 第 4 図 H ~ J)。泥混じり砂礫層は、細礫~70 mm 径の亜円~亜角礫を主体とし、礫種は砂岩やチャートが認められた。基質支持礫層と礫質支持礫層の不規則互層を呈し、基質は泥混じりの細粒砂~粗粒砂である。下位のユニット 10 に明瞭な境界を介して重なる。深度 53.00 m ~ 52.93 m, 52.77 m ~ 52.65 m, 47.57 m ~ 46.96 m, 43.39 m ~ 43.24 m, 39.72 m ~ 39.67 m に、黄褐色~褐灰色を呈する泥~砂質泥層が挟まる。

テフラ: 深度 39.72 m ~ 39.67 m の褐灰色を呈する泥層に、少量の火山ガラスが認められた。火山ガラスは扁平型を主体とし、その屈折率は $n=1.494 \sim 1.501$ (モード: $n=1.498 \sim 1.499$) を示す (第 7 図)。

放射性炭素年代: 深度 47.40 m ~ 47.36 m から採取した泥試料から、25,286 ~ 24,931 cal BP (^{14}C 年代: 20,820 \pm 70 yr BP) の暦年校正年代値を得た (第 6 図; 第 1 表)。

解釈: 本ユニットは、全体を通して淘汰の悪い礫層から構成され、基質支持層と礫質支持層の不規則互層を呈することから、河川堆積物と考えられる。

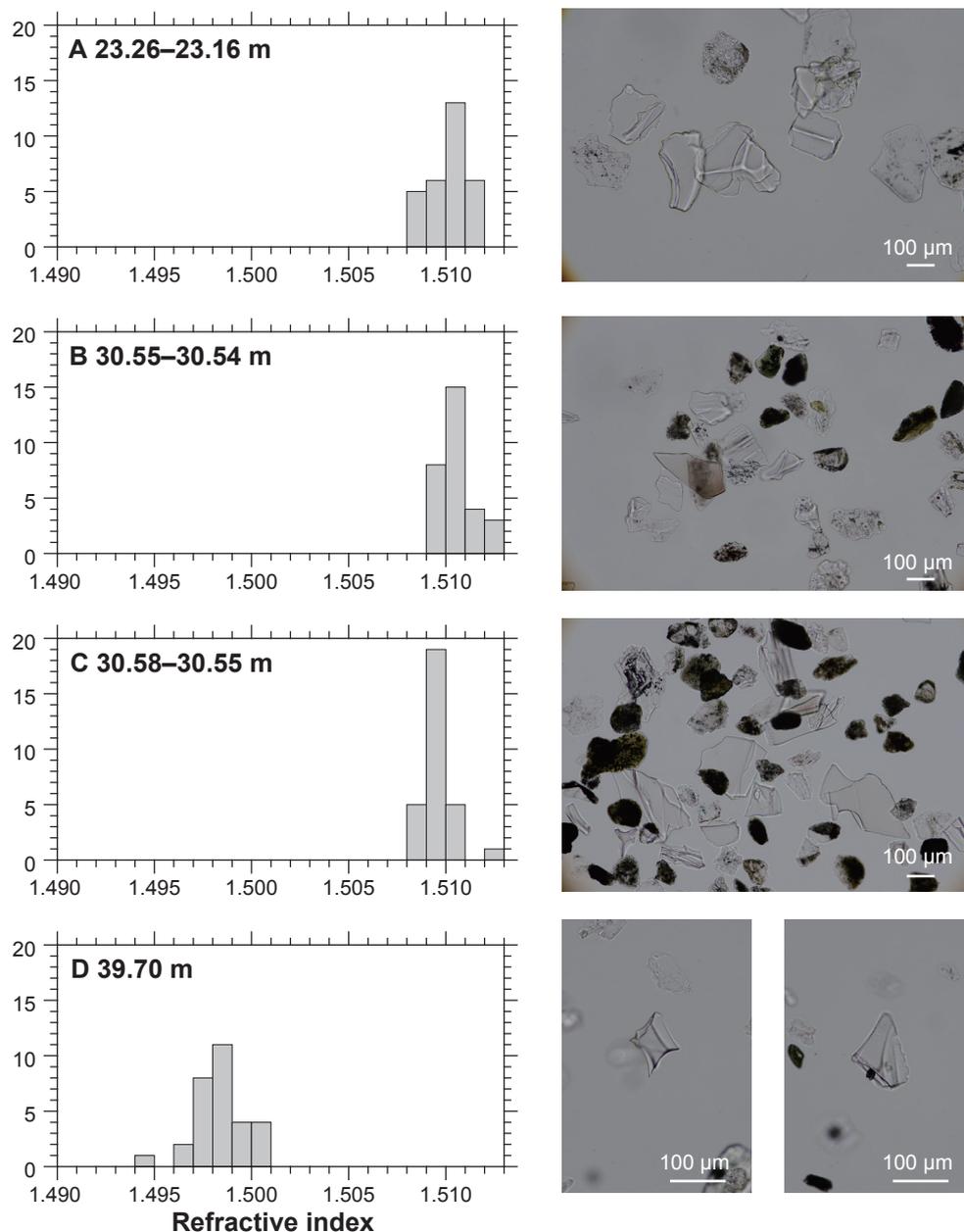
ユニット 12 (深度 39.54 m ~ 5.00 m, 標高 -37.16 m ~ -2.62 m)

層相: 本ユニットは、サブユニット 12-1 (深度 39.54 m ~ 11.20 m), 12-2 (深度 11.20 m ~ 5.00 m) に分けられ、全体的に上方粗粒化を示す (第 3 図, 第 4 図 J ~ M)。

サブユニット 12-1 は、礫混じり泥層~泥質砂層から構成される下部層 (深度 39.54 m ~ 37.40 m)、灰色を呈する塊状泥層から構成され、火山灰層を挟む中部層 (深度 37.40 m ~ 20.35 m)、泥層、泥質砂層、砂質泥層、砂混じり泥層から構成される上部層 (深度 20.35 m ~ 11.20 m) に分けることができる。本サブユニットは、全体を通して生物擾乱が発達し、炭質物、植物片、貝殻片を含む。また、泥層には極細粒砂がパッチ状に含まれることがある。下部の礫混じり泥層は、ユニット 11 の砂礫層に明瞭な境界を介して重なる。含砂率は 0.2 % ~ 77.0 % の間で変動し、深度約 28 m で砂分が最小となる (第 5 図)。

サブユニット 12-2 は、灰色を呈する細粒~中粒砂層と泥質砂~砂質泥層から構成され、貝殻片と植物片を含む。含砂率は 12.8 % ~ 96.4 % の間で変動し、深度 7.3 m より上位では、中粒砂以上の割合が 13.2 % ~ 74.4 % に増える (第 5 図)。

テフラ: 深度 30.53 m ~ 30.18 m に灰黄褐色~黄褐色を呈する中粒砂~シルトサイズの火山ガラス濃集層が認



第7図 火山ガラス屈折率(左)と偏光顕微鏡画像(右, オープンニコル)。A: 深度 23.26 m ~ 23.16 m, B: 深度 30.55 m ~ 30.54 m, C: 深度 30.58 m ~ 30.55 m, D: 深度 39.70 m。

Fig. 7 Histograms of refraction index (left) and polarization microscope images (right, open nicols) for volcanic glasses. A: 23.26 m~23.16 m depth, B: 30.55 m~30.54 m depth, C: 30.58 m~30.55 m depth, D: 39.70 m depth.

められる。屈折率は $n = 1.509 \sim 1.513$ (モード: 1.510 ~ 1.511) ないし $n = 1.508 \sim 1.512$ (モード: 1.509 ~ 1.510) を示す(第7図)。深度 30.40 m ~ 30.37 m には植物片が含まれ, 7,259 ~ 7,155 cal BP の放射性炭素年代値が得られた(第6図; 第1表)。屈折率及び放射性炭素年代から, 本テフラ層は K-Ah テフラ(町田・新井, 2003)に対比されると考えられる(7,303 ~ 7,165 cal BP, Smith *et al.*, 2013)。

放射性炭素年代: 本ユニットから産出した10点の植物

片から放射性炭素年代値を得た(第6図; 第1表)。本ユニットの年代幅は 10,148 ~ 800 cal BP であり, 完新世の年代区間に相当する。サブユニット 12-1 は 10,148 ~ 3,565 cal BP, サブユニット 12-2 は 2,318 ~ 800 cal BP の暦年校正年代値が得られた。

解釈: 本ユニットは, 全体を通して貝殻片を含むこと, 得られた放射性炭素年代値がいずれも完新世の年代区間に含まれることから, 海成の沖積層である。サブユニット 12-1 は深度約 28 m より上位に向かって極細粒

砂～細粒砂の割合が増加すること、掘削地点が吉野川河口近傍に位置することから、河口の前進によって上方浅海化するプロデルタからデルタフロント堆積物と推定される。

サブユニット 12-2 は、全体的に極細粒砂～細粒砂で構成され、上位に向かって中粒砂以上の割合が増加する。有機物の濃集層や層厚 1 cm ～数 cm 程度の泥層が挟まることから、より河口に近いデルタフロント堆積物と考えられる (増田・齋藤, 1995)。

ユニット 13 (深度 5.00 m ～ 0 m, 標高 -2.62 m ～ 2.38 m)

層相：本ユニットは、礫質支持礫層と基質支持砂礫層からなる (第 3 図, 第 4 図 M)。深度 5.00 m ～ 2.00 m は、角～亜角礫を主体とした礫質支持持礫層で、1 cm ～ 25 cm 径の花崗岩からなる。深度 3.56 m ～ 3.76 m には貝殻が密集する。深度 2.00 m ～ 0 m は褐灰色～明赤褐色を呈する砂礫層である。細礫～中礫サイズの円～角礫を主体とする。

解釈：GS-TKS-1 コアの掘削地点は、沖洲の埋立地である。本ユニット下部には、花崗岩礫が主体で、コア径よりも大きい礫が多数含まれる。また、本ユニット上部は、地表面まで続く淘汰の悪い砂礫層からなる。以上から、本ユニットは埋立てによる人工堆積物である。

4. GS-TKS-1 コアの層序対比

従来の徳島平野地下の層序区分と GS-TKS-1 コアの堆積ユニットの対比を行った。GS-TKS-1 コアは下位から 13 の堆積ユニットに区分することができ、ユニット 11 及び 12 からは放射性炭素年代が得られた。ユニット 11 は礫層に挟まれる泥層から 25,286 ～ 24,931 cal BP (^{14}C 年代：20,820±70 yr BP) の年代値が、ユニット 12 は 10 点の植物片から 10,148 ～ 800 cal BP (^{14}C 年代：8,832±36 ～ 1,003±24 yr BP) の年代値が得られ、それぞれ MIS 2 及び完新世に相当する。そのため、ユニット 12 は、沖積層に相当する徳島層に対比される。また、 ^{14}C 年代値から、サブユニット 12-1 (8,832±36 ～ 3,397±26 yr BP) は Kawamura (2006) の区分における徳島層下部～中部に、サブユニット 12-2 (2,206±25 ～ 1,003±24 yr BP) は徳島層上部に相当する (第 2, 5 図)。

一方、徳島層とその下位の更新統北島層との境界の層位については慎重な検討が必要である。徳島層と北島層の境界については、岩相が類似するそれぞれの砂礫層が接する。そのため、便宜上、 N 値が 50 未満の砂礫層を徳島層最下部、 N 値 50 以上の砂礫層が北島層に区別される (Kawamura 2006)。ユニット 11 からは MIS 2 を示す放射性炭素年代が得られているが、バルク堆積物試料を用いた ^{14}C 年代値は古い有機物の混入の可能

性があることから、実際の堆積年代はもっと若くなると考えられる。そのため、ユニット 12 の下限年代 (暦年校正年代：10,148 ～ 9,705 cal BP, ^{14}C 年代：8,832±36 yr BP) を考慮すると、ユニット 11 の深度約 47 m より上位の砂礫層は MIS 2 からその後の海進期の堆積物とみなすことができる。以上から、少なくともユニット 11 中の深度約 47 m より上位の礫層は沖積層の基底礫層、すなわち徳島層最下部に相当すると考えられる (Kawamura 2006; 第 2, 5, 6 図)。徳島層基底は深度約 47 m より下位の礫層の中に位置すると考えられるが、岩相によって北島層と徳島層を区別することができなかったため、その深度は不明である。

徳島層がユニット 11 上部～12 であることを踏まえると、ユニット 2～10 は北島層に相当すると考えられる。また、北島層中には海成層を含む複数の堆積サイクルが認められるが、その堆積年代や堆積環境については、花粉化石や電気伝導度分析を用いた検討が必要である。

5. まとめ

本研究では、徳島県徳島市沖洲地区から掘削したオールコアボーリング試料 GS-TKS-1 を用いて、徳島平野沿岸部における地下第四系の層序を検討した。堆積物の粒度、色調、構造、産出する化石の特徴に基づいて、GS-TKS-1 コアは下位から順にユニット 13 に区分される。沖積層 (ユニット 11～12) より下位のユニット 4 及び 10 からは、それぞれ貝殻片と海生～汽水生珪藻化石が産出したことから、海成層であると考えられる。西山ほか (2017) は、徳島平野地下に少なくとも 3 層の海成層を認めていることから、GS-TKS-1 コアの海成層はそのいずれかに対比される可能性がある。今後は微化石分析などを用いて、沖積層より下位の堆積ユニットについて堆積年代の推定や電気伝導度分析によるユニット 6 及び 8 の堆積環境推定、既存ボーリングデータ (西山ほか 2017; 中谷ほか 2021; 佐藤・水野 2021) との対比を行う。

謝辞：ボーリング調査にあたって、徳島大学の西山賢一准教授、徳島県立博物館の中尾賢一博士、徳島県県土整備部とニタコンサルタント株式会社の方々には大変お世話になった。コア観察作業は地質情報研究部門の國本節子氏に、ボーリングコアの CT 撮影は同部門の横井久美氏にご協力いただいた。記して感謝申し上げます。

文 献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, **51**, 337–360.
- 古田 昇 (1996) 徳島県吉野川・鮎喰川下流域平野の沖積層の形成過程. 立命館地理学, **8**, 61–72.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013) 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版). https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai_2.pdf. (2022年7月6日確認).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長期評価(第二版). https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17dec_chi_shikoku/shikoku_01_mtl.pdf (2022年7月6日確認).
- Kawamura, N. (2006) Revised Chronostratigraphy of the late Quaternary, Tokushima Plain, southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **49**, 103–117.
- 川村教一・西山賢一 (2019) 四国地方の主要臨海平野における上部更新統及び完新統の対比. 地質学雑誌, **125**, 87–105.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラスー 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 松本則夫・荒井 正 (編) (2021) 平成7年度地震予知地下水等観測施設及び設備工事(その2)報告書, 地質調査総合センター研究資料集, no. 713.
- 増田富士雄・齋藤文紀 (1995) プログラデーションによる地層の特徴とテクトニクスの説明. 月刊地球, **196**, 671–674.
- 中尾賢一・橋本寿夫・石田啓祐・寺戸恒夫・森 永宏・森江孝志・福島浩三 (1996) 吉野川平野の地下地質ー北島町地域の沖積層ー. 阿波学会紀要, **42**, 1–14.
- 中川衷三・須鎗和巳 (1965) 徳島県北部海岸平野の地下地質. 徳島大学学芸紀要自然科学, **15**, 25–37.
- 中谷是崇・西山賢一・中尾賢一・佐藤善輝・羽田裕貴・鈴木克明・水野清秀・中島 礼 (2021) 徳島市中徳島町で掘削された第四系ボーリングの記載(速報). 令和2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, **82**, 7–20.
- 納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2009) 関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された350 m ボーリングコア(GS-SB-1)の珪藻化石産出層準と淡水成層準及び海成層準の識別. 地質調査研究報告, **60**, 245–256.
- 納谷友規・長井雅史・小村健太郎 (2020) 日高観測井の珪藻化石群集に基づく埼玉県日高台地地下における海成更新統の認定と層序対比. 地質調査研究報告, **71**, 463–472.
- 西山賢一・庄瀬智大・川村教一・磯野陽子・田村俊之 (2012) 徳島平野地下に分布する海成更新統の層序と物性(予報). 日本応用地質学会平成24年度研究発表会講演論文集, 165–166.
- 西山賢一・丹野祥一・岡林眞姫・山上陽平・中尾賢一・川村教一 (2017) ボーリング資料に基づく徳島平野の地下地質. 日本地質学会第124年学術大会講演要旨集, 135.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, 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., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, 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
- 佐藤善輝・水野清秀 (2021) 電気伝導度分析に基づく徳島平野・坂東観測井コアの海成層の認定. 令和2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, **82**, 21–27.
- 産総研地質調査総合センター (2018) 20万分の1日本シームレス地質図 V.2. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (閲覧日: 2022年7月29日)
- 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 tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.
- 横山達也・松濤 聡・奥村 清 (1990) 徳島平野の沖積層の形成過程. 地学雑誌, **99**, 775–789.

兵庫県淡路島南部における湊一本庄断層付近の第四系ボーリング調査 Reports of coring surveys on Quaternary sediment around the Minato-Honjo Fault in southern part of Awajishima Island, Hyogo Prefecture.

中谷是崇^{1*}・羽田裕貴¹・水野清秀¹・中島 礼¹

NAKATANI Koretaka^{1*}, HANEDA Yuki¹, MIZUNO Kiyohide¹ and NAKASHIMA Rei¹

Abstract: The Minato-Honjo Fault, which is supposed to have branched off from the Median Tectonic Line Fault Zone, is inferred to run across the southern part of Awajishima Island, Hyogo Prefecture in NE-SW to N-S direction. However, there is no evidence to confirm an existence of the central and southern parts of the fault. In this study, we conducted two coring surveys (GS-AMN-1, GS-AMN-2) across eastern and western sides of inferred position of the Minato-Honjo Fault in the Ama area, the southern Awajishima Island to confirm the existence and reveal an activity history of the fault. On the basis of sedimentary facies and AMS radiocarbon analyses, we divided the GS-AMN-1 and GS-AMN-2 into 6 and 7 sedimentary units, respectively. The 30 m-long GS-AMN-1, drilled at the western side, is composed of the basement rock corresponding to the Cretaceous Izumi Group, and alluvium in ascending order. The basement of the alluvium occurs at 25 m depth. On the other hand, the 47.35 m-long GS-AMN-2, drilled at the eastern side, is composed of the Pliocene Osaka Group, and alluvium deposits in ascending order. The basement of the alluvium deposits occurs at 6.80 m depth. Therefore, because we did not identify same key sedimentary beds, corresponding to the middle to higher terrace deposits, in either of sites, it is difficult to discuss existence and the activity history of the Minato-Honjo Fault. In the future, it needs to conduct seismic reflection survey and to collect the existing drilling data to confirm position and amount of activity of the Minato-Honjo Fault.

Keywords: Awajishima Island, Quaternary, Osaka Group, Izumi Group, Radiocarbon dating, Minato-Honjo Fault

1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、令和2年度から重点課題「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトとして紀伊水道沿岸域の調査を実施している。本報告はそのうちのサブテーマである「平野域の地質調査」の一つとして実施した兵庫県南あわじ市南部における第四系ボーリング調査の概報である。

紀伊水道の北部には中央構造線活断層系が通過しており、徳島平野の北縁部から淡路島の南端部を経てさらに和歌山平野の北縁部に続く(岡田・東郷編,2000)。徳島平野や和歌山平野の形成史は中央構造線の活動と密接に関係すると考えられる。一方、徳島側と和歌山側での中央構造線活断層系の活動度や活動履歴は異なるとされ、淡路島南端部も別の活動区と考えられている(たとえば地震調査研究推進本部地震調査委員会,2017)。しかし、これらの活断層(セグメント)境界がどのようになっているのかは、これまで正確に示されていない。

水野ほか(1996)は、鳴門海峡において、中央構造線

の北側に活断層の可能性のあるリニアメントを示し、それが淡路島南西部に位置する南北方向の湊一本庄断層(兵庫県,1961)に湾曲しながら連続する可能性を示した。湊一本庄断層については、その北部で活断層研究会(1991)や岡田ほか(2014)は西側隆起の飯山寺断層を図示しているが、水野・吉岡(1996)は反射法探査結果から断層中央部では西側隆起と東側隆起の2本の断層(撓曲)が存在している可能性を示した。一方、南部(阿万地区)では、東側に段丘や鮮新-更新統大阪層群(水野,1993)が分布し、西側には沖積低地が広がっていることから、東側が相対的に隆起する断層が存在する可能性が考えられるが、反射法探査やボーリング調査が推定断層の位置より西側のみしか実施されなかった(水野・吉岡,1996)ため、断層の存在は不明のままであった。

そこで本研究では、湊一本庄断層が通過すると考えられる最南端の南あわじ市阿万地区において断層通過予想位置の西側及び東側各1地点でボーリング調査を実施し、地下での地層の分布状況などから、間に断層が推定できるか、あるいは隆起・沈降地域に当たるのか、

*Corresponding author: NAKATANI, K., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: k.nakatani@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)

検討を行った。

2. 淡路島南西部の地質概説

淡路島は、六甲山地の延長に当たる北東-南西方向の脊梁山地と、和泉山脈の西方延長にあたるほぼ東西方向の諭鶴羽山地を主体とする隆起地帯である。同島は明石海峡、紀淡海峡及び鳴門海峡を挟んで本州及び四国に接しているその東西方向には沈降域である大阪湾及び播磨灘が広がっている。淡路島の南方には主に三波川帯変成岩類からなる沼島があり、淡路島と沼島の間中央構造線が分布する。諭鶴羽山地は西へはそのまま四国の讃岐山地に真つすぐ繋がるわけではなく、南北走向の湊一本庄断層によって北西側の西淡山地と分断され、その間に北方に開いた三原低地が広がる(田中,1984)。

諭鶴羽山地や西淡山地は、白亜紀の砂岩、泥岩、礫岩を主体とする和泉層群から主として構成され、西淡山地北部には、白亜紀の泉南流紋岩類も小規模に分布する。淡路島の脊梁山地には、白亜紀の花崗岩類が分布し、ごく小規模に頽家変成岩類も分布する(牧本ほか,1995)。これらの基盤岩分布は鮮新-更新統や段丘堆積物・沖積層を構成する礫の種類に基づいて古地理を推定する際に大変参考になる。

淡路島に分布する鮮新-更新統は大阪層群に含まれており、中部地域では、下位の愛宕層と上位の五色浜層に区分され、すべて淡水成の地層で、その年代は挟在する火山灰層の対比や大型植物化石から3 Ma 以前から1.3 Ma 前後までと推定されている(岡・寒川,1981;水野,1993)。五色浜層には、中央構造線より南に分布する三波川帯の結晶片岩礫が多量に含まれていて、どのルートを通して結晶片岩が供給されたのか、注目される(水野,2018)。淡路島南端部に分布する大阪層群は油谷層と呼ばれ、やはり結晶片岩礫を多量に含んでいるが、植物化石に基づくと3 Ma 前後の年代と推定され、五色浜層より古い地層と考えられている(Momohara and Mizuno, 1999;水野,2018)。段丘堆積物は、三原低地の南東部に扇状地状に広がっているほか、西淡山地の周辺部に点在しており、特に西海岸沿いには海岸段丘と思われるものがみられるが、その年代については明らかになっていない。三原低地や南端部の阿万西町付近の低地を構成する沖積層には、貝化石を含む海成層が認められている(水野・吉岡,1996など)。

湊一本庄断層(兵庫県,1961)に属する断層は、北部では西側隆起の活断層、飯山寺断層で(岡田ほか,2014)、大阪層群の急傾斜帯や段丘堆積物を変位させる小断層露頭がみられる(水野・吉岡,1996)。それより南では、変位地形は不明瞭で、断層の通過位置は明らかではな

い。ただし、ところにより低位段丘や和泉層群の孤立丘が散在するなど奇妙な地質分布が見られる(第1図B)。

3. 試料と方法

3.1 ボーリング地点と掘削調査

兵庫県南あわじ市阿万西町にて、湊一本庄断層が推定される場所を挟んで、計2本のオールコアボーリング(GS-AMN-1, GS-AMN-2)を行った(第1図C)。両コアは直線距離にして約600 m 離れている。GS-AMN-1 と GS-AMN-2 地点はともに沖積低地上に位置し、両地点は低地として連続している。しかしこれらの地点よりやや北の護法院(第1図C)付近には和泉層群から構成される台地が北東-南西方向に延びており、その西縁はさらに北まで比較的直線的にのび、空中写真判読によると、中位段丘くらいとみられる小規模な段丘面が西縁にそって点在する。この段丘面は、西側の沖積低地の縁辺台地～丘陵には見られない。こうした地形的な特徴から、この台地の西縁付近に西落ちの断層が存在するのではないかと予想した。ただし、現地調査結果では、この段丘面上に堆積物は観察されず、侵食段丘面の可能性が高い。一方、護法院付近の台地上の標高10 m～15 m には、中位または高位と考えられるやや開析を受けた段丘面がみられ、その構成層は厚さ5 m～10 m ほどで、和泉層群の大礫～中礫サイズの砂岩の亜角～亜円礫を主体とし、結晶片岩や石英の中礫サイズの亜円礫を少量含んでいる。この特徴的な礫種組成を示す堆積物あるいはその他の時期の段丘堆積物が、GS-AMN-1 あるいはGS-AMN-2 地点の地下に確認できれば、どちらかのサイトが相対的に沈降しているかどうか評価できると期待した。

ボーリングコアはニタコンサルタント株式会社によって、孔径は86 mm で、ロータリー式ボーリング工法で掘削された。GS-AMN-1 は北緯34°12'43.709", 東経134°43'32.225", 孔口標高T.P.=0.75 m で掘削された。掘削長は30.00 m である。GS-AMN-2 は北緯34°12'33.693", 東経134°43'52.346", 孔口標高T.P.=3.37 m で掘削された。掘削長は47.35 m である。コア外径は73 mm である。

3.2 ボーリングコアの処理

採取したコアはX線CT画像の撮影後(第2図)、ワイヤー及びスパチュラを用いて縦方向に半割した。その後、断面の写真を撮影し、(第2図)、粒度、色調、含有物などの記載(第3図)、粒度組成、微化石分析、火山灰分析、放射性炭素(¹⁴C)年代測定用の試料採取を行った。ワイヤー及びスパチュラで半割できない硬



第 1 図 研究对象地域位置図。

A) 対象地域概略位置図。

B) 淡路島南西部の地質概略図。基図は 20 万分の 1 シームレス地質図，産業技術総合研究所（2015）を一部修正。中央構造線断層帯の位置は活断層データベース，産業技術総合研究所（2021）を参照。

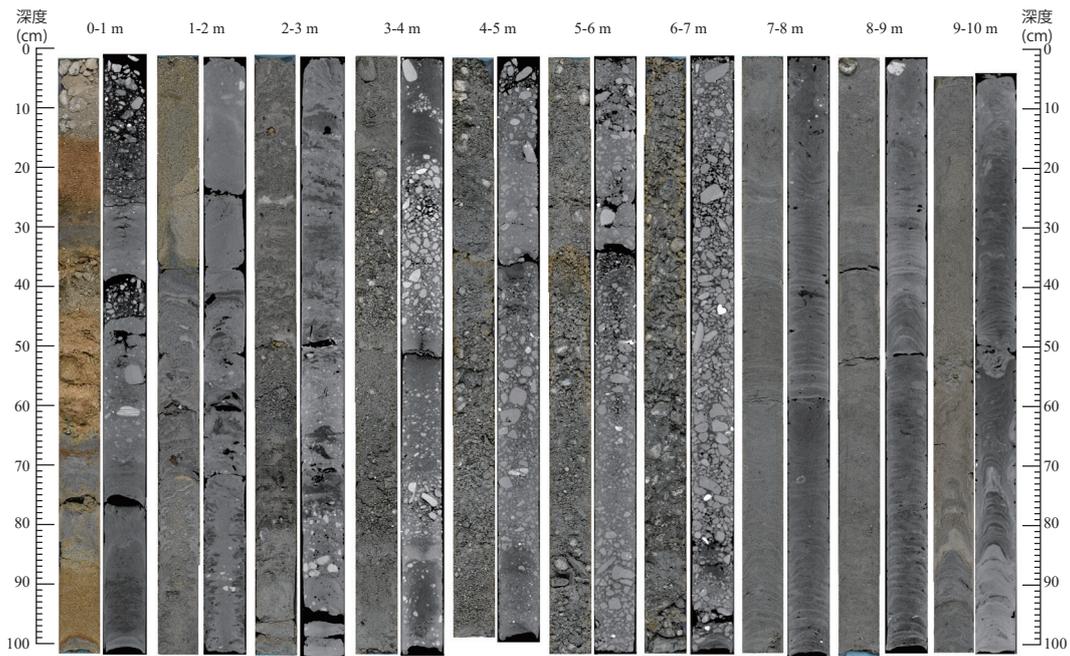
C) GS-AMN-1 及び GS-AMN-2 のボーリング地点。基図は国土地理院の地理院地図を使用。B-7、B-8 は水野・吉岡（1996）が解析したボーリングコアの掘削地点を示す。黒線は第 6 図における地質断面図の側線を示す。

Fig. 1 Location map of the study area.

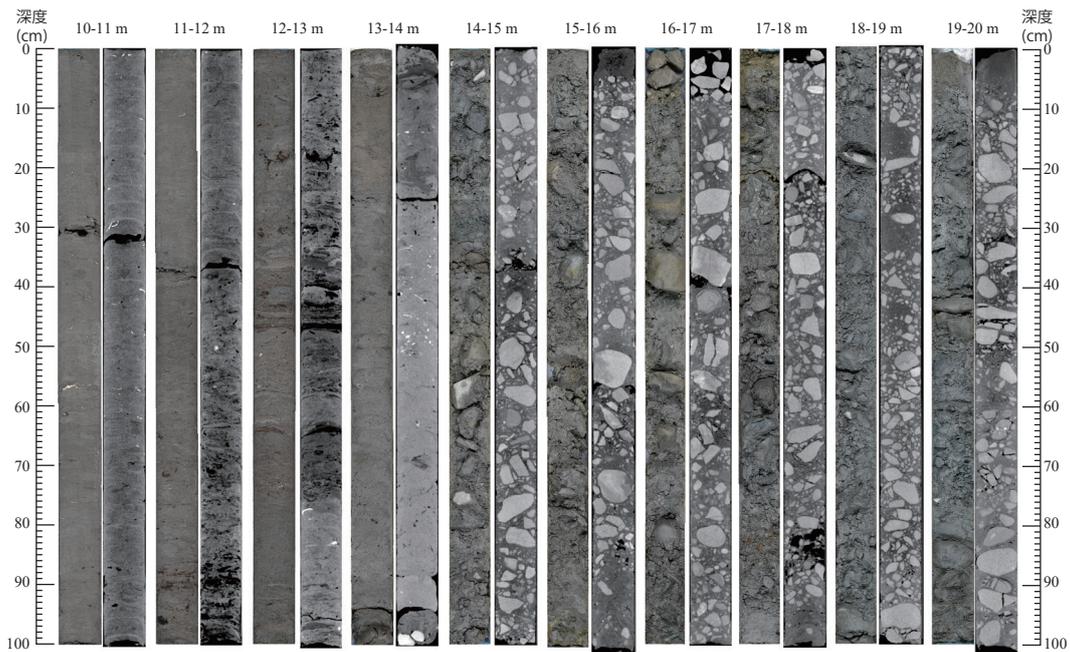
A) Index map around the study area.

B) Geological map of the southwestern part of the Awajishima Island, modified from the 1:200,000 seamless geological map (Geological Survey of Japan, AIST, 2015). Position of Median Tectonic Line fault zone is referenced to active fault database of Japan (Geological Survey of Japan, AIST, 2021).

C) Locality of sedimentary cores, used in this report. The base map is GSI Maps in homepage of Geospatial Information Authority of Japan. Red closed circles are drilling sites of the GS-AMN-1 and GS-AMN-2. Gray closed circles are drilling sites of the B-7 and B-8 cores analyzed by Mizuno and Yoshioka (1996). Black solid line indicates the locality of the geological cross section in Fig. 6.



GS-AMN-1

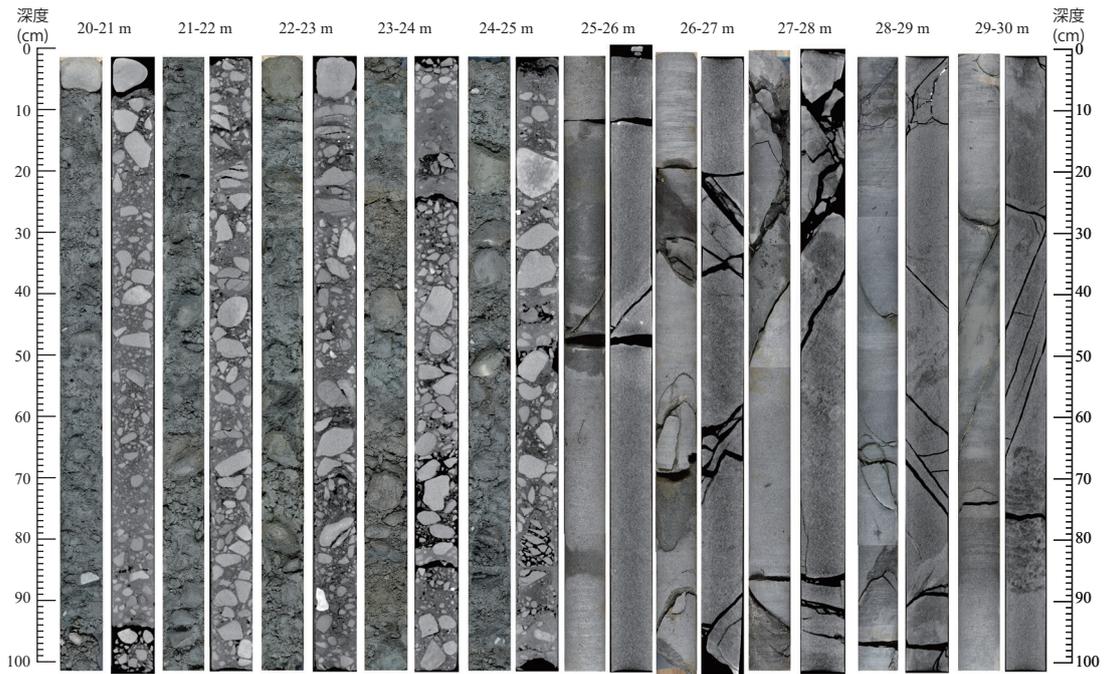


GS-AMN-1

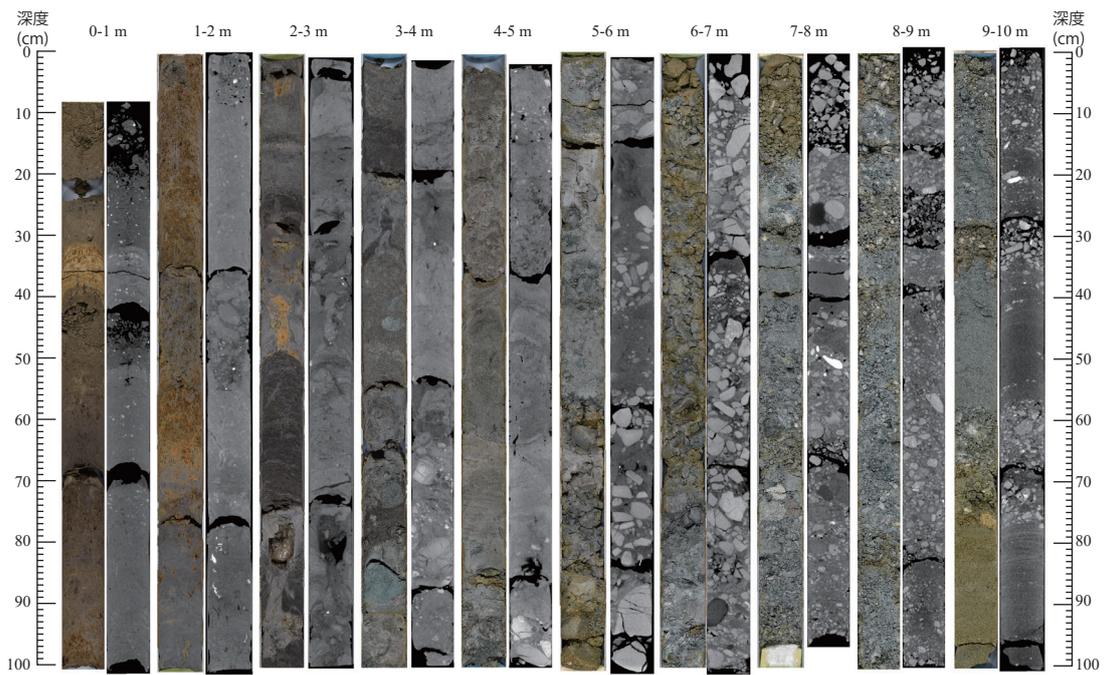
第2図 GS-AMN-1, GS-AMN-2 の断面写真 (左) 及び CT 画像 (右).
 A) GS-AMN-1 (深度 0 m ~ 20 m) .
 B) GS-AMN-1 (深度 20 m ~ 30 m) と GS-AMN-2 (深度 0 m ~ 10 m) .
 C) GS-AMN-2 (深度 10 m ~ 30 m) .
 D) GS-AMN-2 (深度 30 m ~ 47.35 m) .

Fig. 2 Core photographs (left) and CT images (right) of the GS-AMN-1 and GS-AMN-2.
 A) GS-AMN-1 (0 m–20 m depth).
 B) GS-AMN-1 (20 m–30 m depth) and GS-AMN-2 (0 m–10 m depth).
 C) GS-AMN-2 (10 m–30 m depth).
 D) GS-AMN-2 (30 m–47.35 m depth).

兵庫県淡路島南部における湊一本庄断層付近の第四系ボーリング調査



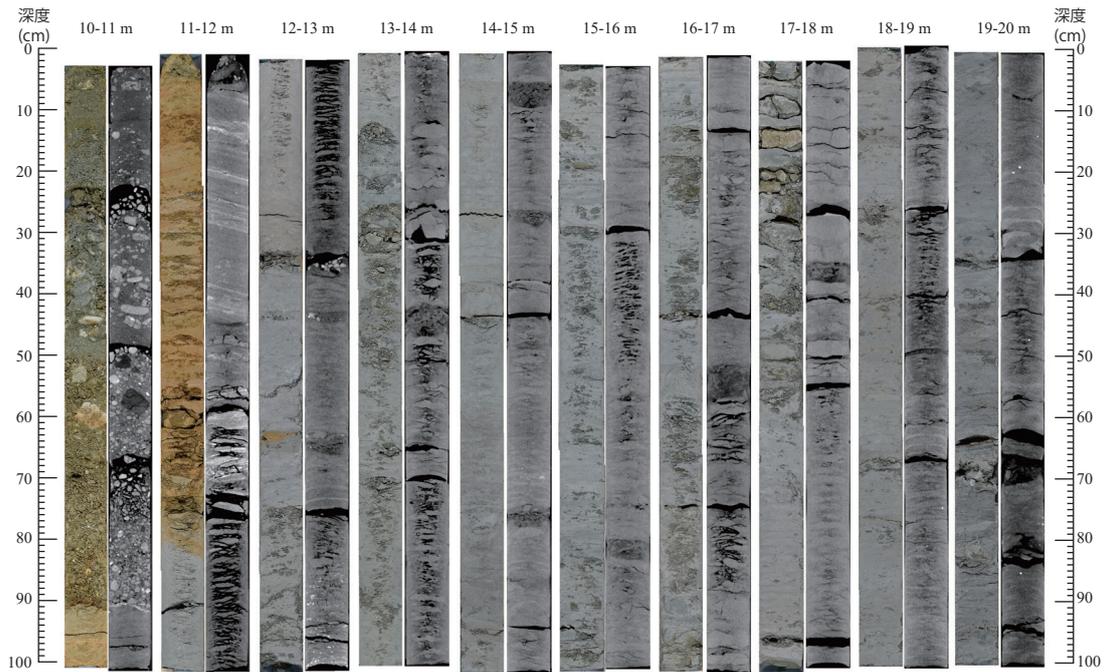
GS-AMN-1



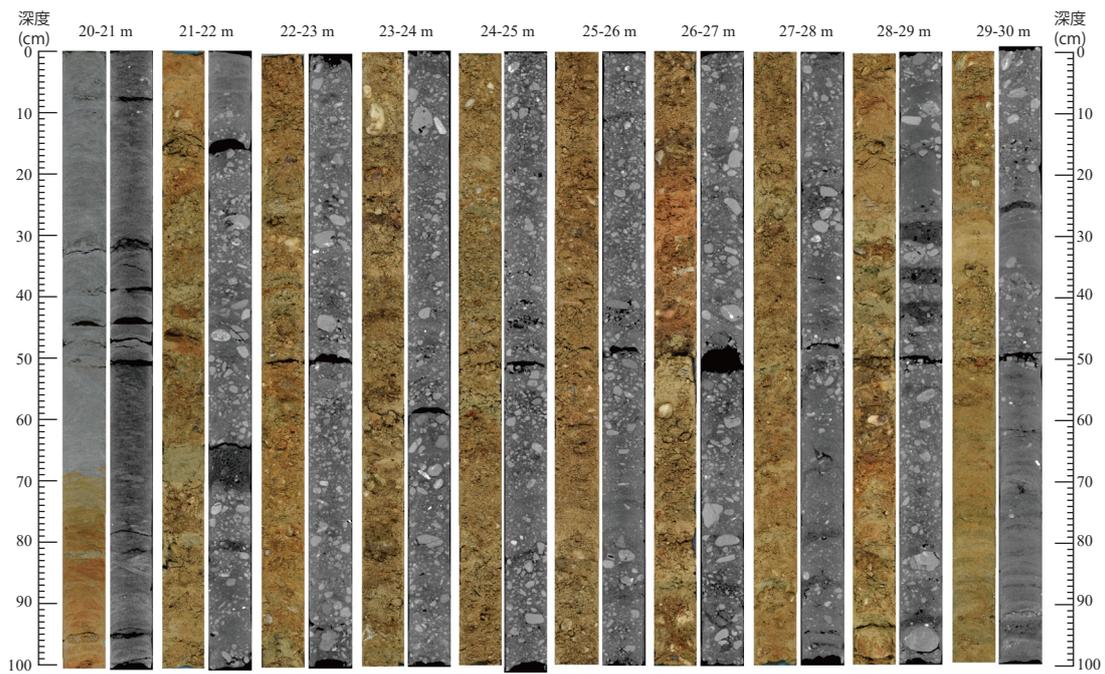
GS-AMN-2

第2図 (続き) .

Fig. 2 (continued) .



GS-AMN-2

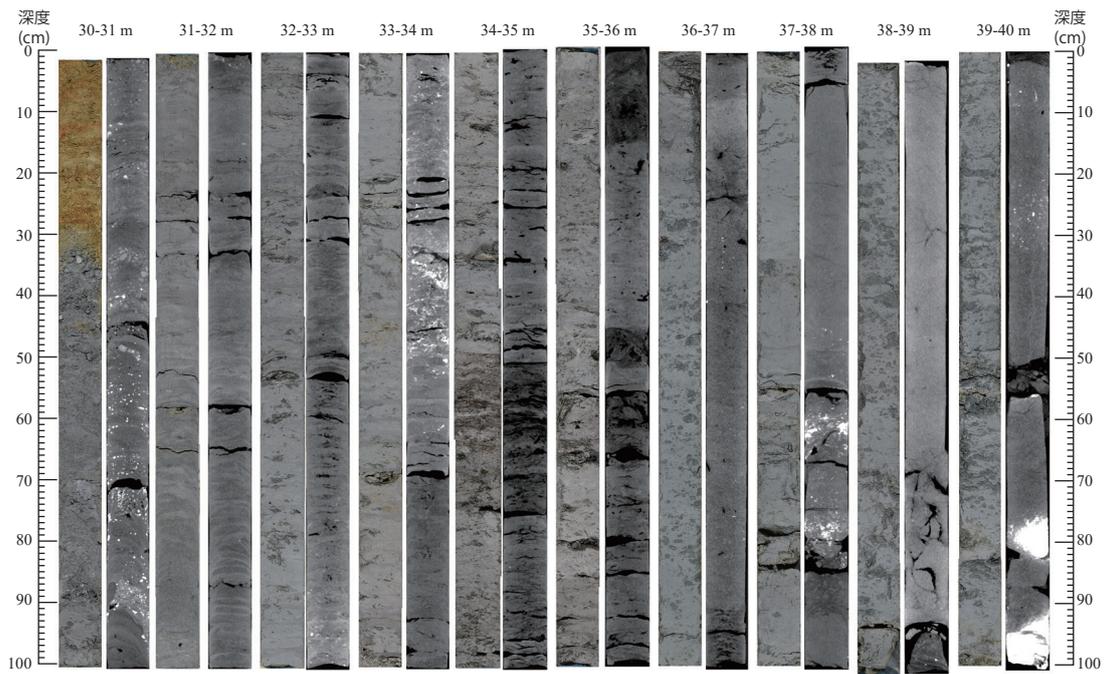


GS-AMN-2

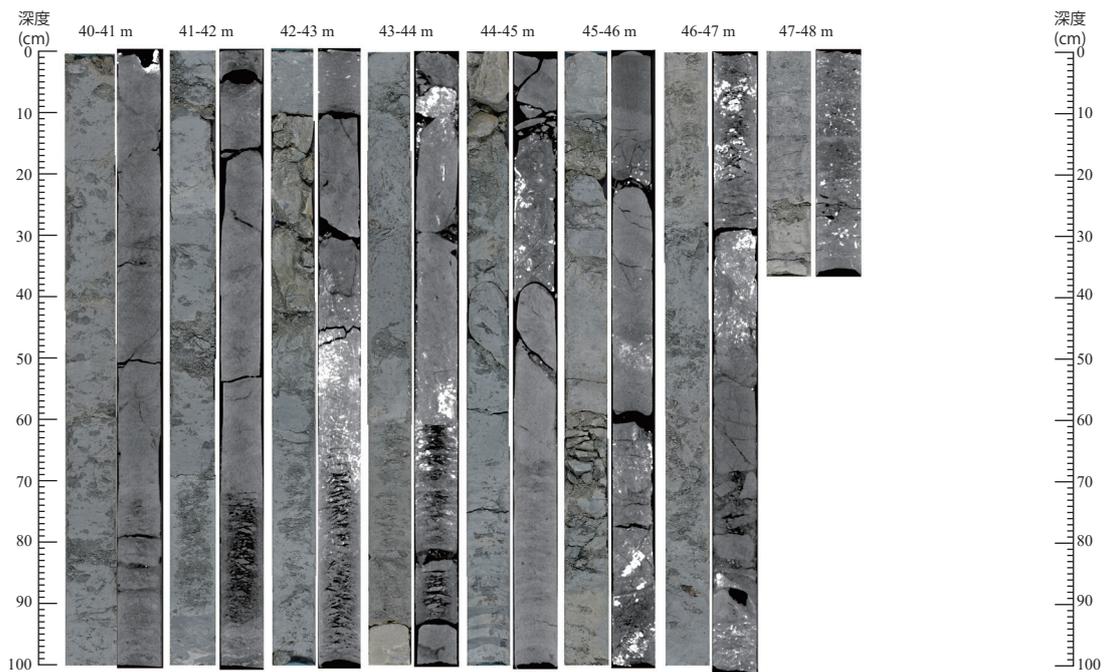
第2図 (続き) .

Fig. 2 (continued) .

兵庫県淡路島南部における湊一本庄断層付近の第四系ボーリング調査



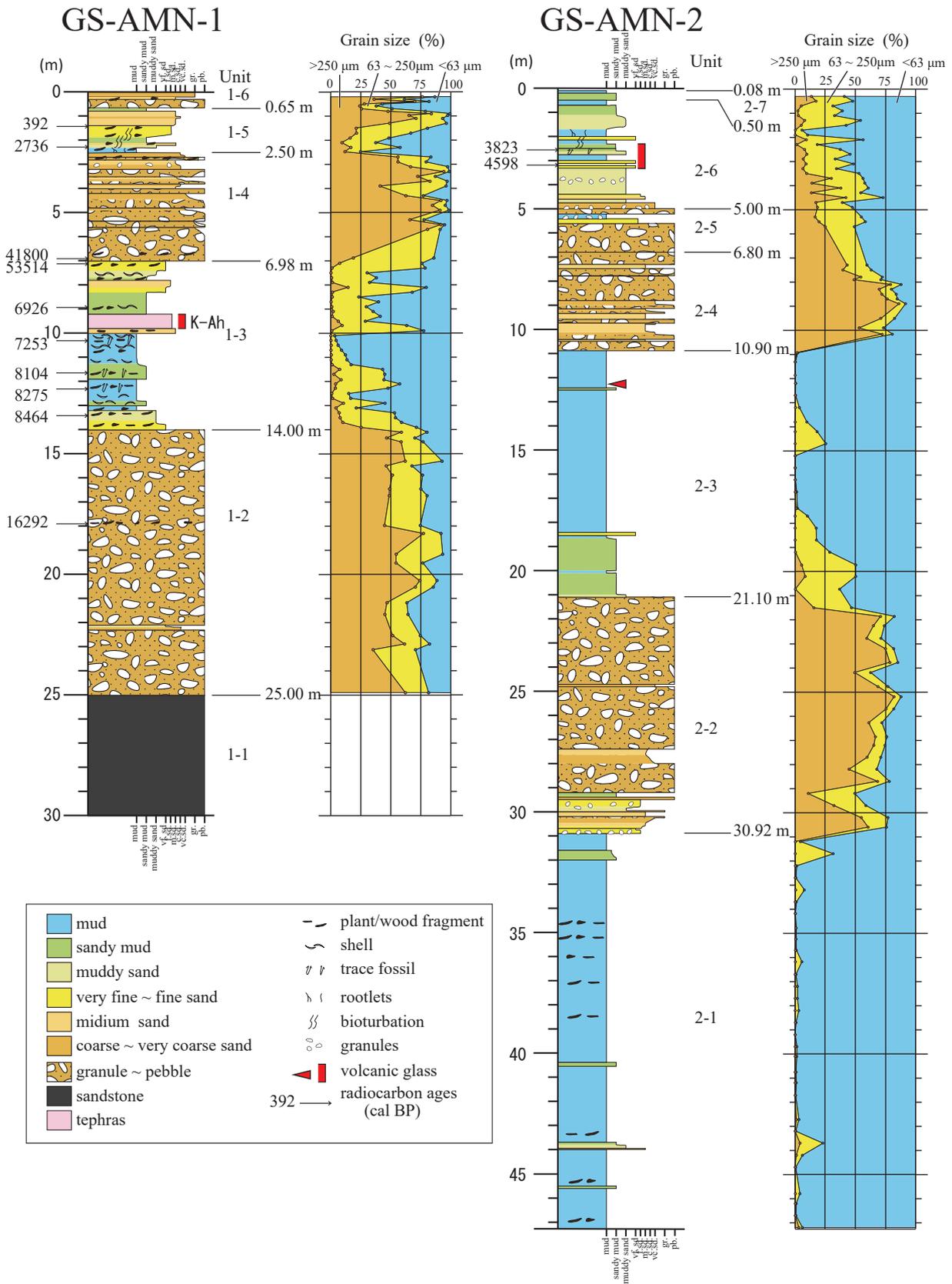
GS-AMN-2



GS-AMN-2

第2図 (続き).

Fig. 2 (continued).



第3図 GS-AMN-1及びGS-AMN-2の地質柱状図と粒度組成.

Fig. 3 Geological column and grain size of the GS-AMN-1 and GS-AMN-2.

質なコアについては、コア表面の写真撮影と層相記載を行なった。

3.3 放射性炭素 (^{14}C) 年代測定

AMS 法による放射性炭素年代測定を株式会社加速器分析研究所に依頼して実施した。試料は GS-AMN-1 中に含まれる植物片 1 試料、木片 7 試料、貝殻片 2 試料を対象とした。年代測定結果は Oxcalv4 較正プログラム (Ramsey, 2009) を使用して暦年較正年代を算出した。暦年校正のためのデータセットとして、陸域試料には IntCal20 (Reimer *et al*, 2020) を、大気中の二酸化炭素とは由来の異なる炭素を含むと考えられる海域試料には Marine20 較正年代 (Heaton *et al*, 2020) を用いた。暦年校正を施した ^{14}C 年代は、cal BP として表した。

3.4 火山灰分析

GS-AMN-1 及び GS-AMN-2 に含まれる火山ガラスの形状、屈折率と化学成分組成を検討した。試料は目視で確認された火山灰層や泥質岩層中に含まれる火山ガラスを対象とした。試料を水洗し、極細粒～細粒砂サイズにふるい分けした後、残渣に対して偏光顕微鏡観察を行い、火山ガラスの有無を確認し、形状分類を行った。火山ガラスの形状分類は岸・宮脇 (1996) に従った。十分な量の火山ガラスが含まれる試料に対して、温度変化型測定装置 MAIOT (古澤地質製) を用いて、ガラス粒子 30 粒程度の屈折率を測定した。一部試料については火山ガラスの主成分化学組成分析及び微量成分化学組成分析を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。試料の測定試料数は 15 粒である。

3.5 貝化石

コア試料から採取した貝化石の同定とその生息環境に基づく堆積環境の推定を行った。各貝化石の生息環境は奥谷 (2000) を参考にした。

4. ボーリングコアの層相と解釈

ボーリングコアはその粒度、色調、固結度、侵食面の有無などでユニットに区分し、GS-AMN-1 を 6 ユニット、GS-AMN-2 を 7 ユニットに区分した。以降はユニットごとに層相を説明する。

4.1 GS-AMN-1

ユニット 1-1 (深度 30.00 m ~ 25.00 m, 標高 -29.25 m ~ -24.25 m)

層相: 非常に硬質な砂岩から構成される。所々に亀裂が入り、亀裂面に粘土を挟むところも見られた。

解釈: ユニット 1-1 は硬質な砂岩からなることから、和泉層群と考えられる。調査地である淡路島南部は和泉層群が分布し、掘削地から北方に約 100 m に標高約 60 m の丘陵を形成する。同様の和泉層群が掘削地地下の基盤を構成していると考えられる。

ユニット 1-2 (深度 25.00 m ~ 14.00 m, 標高 -24.25 m ~ -13.25 m)

層相: 粗粒～極粗粒砂基質の砂礫より構成される。オリブ灰、暗オリブ灰、緑灰色を呈し、礫支持層と基質支持層の互層をなす。礫は亜角～亜円礫で、礫種は主に砂岩礫から構成される。礫径は 50 mm 以上のものが多く含まれ、最大礫径はコア径を超える。深度 17.85 m ~ 17.82 m に植物片が濃集して含まれる。

^{14}C 年代測定値 (第 1 表): 深度 17.85 m ~ 17.82 m に含まれる植物片から、16,199 ~ 16,485 cal BP (中央値: 16,292 cal BP) の年代値が得られた。

解釈: 亜円～亜角礫を主体とする礫質な堆積物から構成されることから、礫質河川堆積物であると考えられる。礫支持層と基質支持層の互層であることから、網状河川堆積物と解釈される (Miall, 1992)。本ユニットからと後述する上位のユニットから得られた ^{14}C 年代から、本ユニットは最終氷期極大期 (LGM) 頃に堆積し、少なくとも 8.4 cal BP 以前に別の堆積環境に変化したと推定される。以上のことから、LGM 頃に海水準が低下した際の形成された開析谷を埋めた沖積層の基底礫層であると考えられる。

ユニット 1-3 (深度 14.00 m ~ 6.98 m, 標高 -13.25 m ~ -6.23 m)

層相: 主に粘土、シルト及び砂質泥などの細粒堆積物から構成される。色調は灰、オリブ黒を呈する。ユニット基底から細粒砂、シルト質砂からシルトへと上方細粒化し、泥粒子の割合が 10.00 m 付近で最も大きくなる。深度 9.00 m から 6.98 m は砂粒子の割合が上方へ増加する。単層は砂質シルトから中粒砂へ逆級化をする砂質層が卓越し、全体として上方粗粒化する。

化石: 植物片、貝殻片が多く含まれ、生痕化石も見られた。深度 12.80 m ~ 12.40 m は特に植物片が濃集する。貝化石は保存状態が良いものから破片状のものまで含まれる。水深 5 m から 150 m に生息するマメウラシマ *Ringicula doliaris*、潮下帯下部から水深約 100 m に生息するヤカドツノガイ *Dentalium (Paradentalium) octangulatum*、潮間帯から水深 30 m に生息するカバザクラ *Nitidorellina iridella*、*Macoma* 類、イトカゲギリ類、ムシロガイ類、クチキレモドキ類が産出した。

第1表 放射性炭素 (¹⁴C) 年代測定値. 暦年較正のためのデータセットは, Intcal20 (Reimer *et al.*, 2020), 及び Marine20 (Heaton *et al.*, 2020) を用いている.

Table 1 Results of radiocarbon (¹⁴C) age. Dataset for calibration to calendar year is Intcal20 (Reimer *et al.*, 2020) and Marine20 (Heaton *et al.*, 2020).

Core	Depth (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ¹⁴ C age (yrBP)	Caribrated age (cal BP, 2 σ)	median (cal BP)	Lab No. / Reference
GS-AMN-1	1.41-1.42	wood	-27.80 ± 0.23	303 ± 22	352-448 (72.3%) 300-335 (23.1%)	392	IAAA-212435
GS-AMN-1	2.27	wood	-27.53 ± 0.22	2584 ± 24	2710-2758 (95.4%)	2736	IAAA-212436
GS-AMN-1	6.89	wood	-28.86 ± 0.20	36964 ± 222	41405-42105 (95.4%)	41800	IAAA-212437
GS-AMN-1	7.11-7.13	wood	-29.55 ± 0.25	51024 ± 756	...-52472 (95.4%)	53517	IAAA-212438
GS-AMN-1	8.90-9.00	shell	0.57 ± 0.24	6634 ± 30	6755-7115 (95.4%)	6926	IAAA-212439
GS-AMN-1	10.30-10.33	shell	-1.43 ± 0.22	6935 ± 30	7112-7409 (95.4%)	7253	IAAA-212440
GS-AMN-1	11.69-11.73	wood	-24.55 ± 0.20	7321 ± 32	8030-8182 (95.4%)	8104	IAAA-212441
GS-AMN-1	12.29-12.31	wood	-30.85 ± 0.25	7466 ± 33	8192-8363 (95.4%)	8275	IAAA-212442
GS-AMN-1	13.42-13.43	wood	-29.98 ± 0.23	7682 ± 33	8404-8544 (95.4%)	8464	IAAA-212443
GS-AMN-1	17.82-17.85	plant	-28.71 ± 0.20	13511 ± 47	16199-16485 (95.4%)	16292	IAAA-212444
GS-AMN-2	2.50-2.60	plant	64.13 ± 0.20	3537 ± 26	3813-3900 (49.8%) 3717-3803 (45.6%)	3823	IAAA-220281
GS-AMN-2	3.10-3.20	plant	59.89 ± 0.19	4095 ± 25	4756-4806 (20.0%) 4671-4700 (6.7%) 4520-4650 (66.6%) 4450-4465 (2.2%)	4598	IAAA-220282

¹⁴C年代 (第1表): 9.00 m ~ 8.90 m の貝殻から 7,115 ~ 6,755 cal BP (中央値: 6,926 cal BP), 10.33 m ~ 10.30 m の貝殻から 7,409 ~ 7,112 cal BP (中央値: 7,253 cal BP), 11.73 m ~ 11.69 m の木片から 8,182 ~ 8,030 cal BP (中央値: 8,104 cal BP), 12.31 m ~ 12.29 m の木片から 8,363 ~ 8,192 cal BP (中央値: 8,275 cal BP), 13.43 m ~ 13.42 m の木片から 8,544 ~ 8,404 cal BP (中央値: 8,275 cal BP) の年代値が得られた。また, 7.13 m ~ 7.11 m の木片から検出限界を超える年代値が得られたが, これは再堆積により古い木片が混入したためと考えられる。

火山灰: 9.82 m ~ 9.20 m に灰オリーブ色を呈する火山灰層が確認された。粒径は細粒砂~中粒砂サイズであり, ほぼ火山ガラスから構成される。火山ガラスはバブルウォール型が卓越する。深度 9.82 m ~ 9.80 m の火山ガラスの屈折率は 1.510 ~ 1.512 であった(第4図)。

解釈: 本ユニットは泥質堆積物であり, 生痕化石を含むこと, 貝化石を含むことから海成泥層である。松島(1984)によれば, マメウラシマは内湾停滞域群集, ヤカドツノガイは内湾泥底群集に混じって点在するとされている。内湾に生息する貝化石が産出することから, 本ユニットは内湾堆積物であると推定できる。植物片が濃集する層準は, 洪水などにより陸域からの堆積物が供給されたと考えられる。含まれる木片, 貝化石の¹⁴C年代から, 完新世の堆積物である。検出限界を超えた年代値を示した木片は砂層の中に含まれており, 後背地からの流れ込みと考えられる。以上のことから,

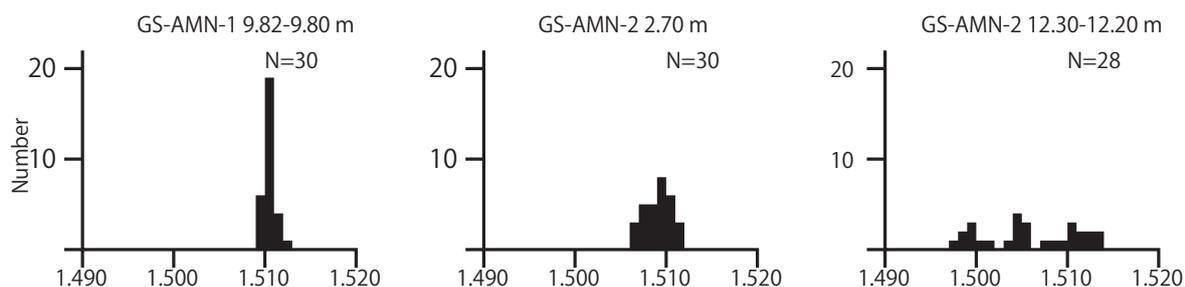
本ユニットは完新世の海進に伴う海成層であると考えられる。下部の上方細粒化, 上部の上方粗粒化は, 海進, 海退に伴う堆積環境の変化を反映している。深度 9.82 m ~ 9.20 m の火山灰層は, 上下の¹⁴C年代を考慮すると, その堆積年代は 6,926 ~ 7,253 cal BP と考えられる。また, その火山ガラスの屈折率を合わせて考えると, この火山灰層は鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah; 町田・新井, 2003) (噴出年代約 7,303 ~ 7,165 cal BP; Smith *et al.*, 2013) に対比される。

ユニット 1-4 (深度 6.98 m ~ 2.50 m, 標高 -6.23 m ~ -1.75 m)

層相: 砂礫から構成される。礫層は礫質支持で, 礫径が 5 mm から最大礫径が 40 mm 程度の角礫~亜円礫からなり, 礫種はチャート, 石英, 砂岩, 結晶片岩礫から構成される。礫層はそれぞれの層厚 30 cm ~ 130 cm で, 基底の中礫から細礫, 砂層へと級化する。ユニット全体として上方細粒化する。深度 6.90 m ~ 6.70 m には植物片が含まれる。下位のユニット 1-3 とは明瞭な侵食面で接する。

¹⁴C年代 (第1表): 深度 6.89 m の木片から 42,105 ~ 41,405 cal BP (中央値 41,800 cal BP) の年代値が得られた。これは上下の年代値から期待される年代 (6,926 ~ 2,736 cal BP) よりも古い年代値を示しており, 上流からの再堆積の木片を測定したと考えられる。

解釈: 全体に粗粒な砂礫から構成されるため, 礫質河川堆積物であり, 単層は正級化構造を示し, 全体とし



第4図 GS-AMN-1及びGS-AMN-2の火山ガラスの屈折率(n).

Fig. 4 Diagram showing refractive index (n) volcanic glasses in the GS-AMN-1 and GS-AMN-2.

て上方細粒化することから、河川チャネル堆積物であると考えられる。礫種に結晶片岩が含まれることから、大阪層群からの供給が示唆される。後述する上位のユニット1-5が塩水湿地と考えられるので、潮下帯に河川成相が形成されたと考えられる。

ユニット1-5(深度2.50 m～0.65 m, 標高-1.75 m～0.10 m)

層相: 深度2.50 m～1.40 mはオリーブ黒, 黒褐色を呈し, 生物擾乱が発達した砂泥互層となる。植物片, 植物根を含む。深度1.40 m～0.68 mは淘汰の良い中粒砂から構成され, 色調は明黄褐からオリーブ黄を呈する。

¹⁴C年代(第1表): 深度2.27 mの木片から2,758～2,710 cal BP(中央値: 2,736 cal BP), 深度1.42 m～1.41 mの木片で448～330 cal BP(中央値: 392 cal BP)の年代値が得られた。

解釈: 生物擾乱を受けた砂泥互層からなり, 植物片, 植物根を含むことから, 塩水湿地の堆積物の可能性がある。上位の砂層は湿地における河川の影響力が高かった時の堆積物である。

ユニット1-6(深度0.65 m～0.00 m, 標高0.10 m～0.75 m)

層相: 全体に淘汰の悪いシルトと砂礫からなる。堆積構造は認められない。シルトは黄褐色を呈し, 50 mm径の中礫が混じる。

解釈: 掘削地は砂利が敷き詰められ, 駐車場として利用されている。全体に淘汰が悪い層相からなることから, 人工的な埋め土であると考えられる。

4.2 GS-AMN-2

ユニット2-1(深度47.35 m～30.92 m, 標高-43.98 m～-27.55 m)

層相: 塊状粘土層からなる。固結しており, ワイヤで切断出来ない。色調は緑灰からオリーブ灰色を呈し, 材化石を多く含む。

解釈: 材化石を多く含み, 淡水成の粘土層であると考えられる。固結度が高く, 本掘削地点の東方に露出している大阪層群油谷層の粘土層に類似することから, 本ユニットは油谷層に相当すると考えられる。

ユニット2-2(深度30.92 m～21.10 m, 標高-27.55 m～-17.73 m)

層相: 砂層と基質支持礫層の互層からなり, 明黄褐～褐色を呈する。20 mm～30 mm径のよく円磨された亜円礫～円礫が主に含まれ, 最大礫径は60 mmである。基質は中粒砂～極粗粒砂から構成される。礫種はチャート, 石英, 砂岩が主に含まれ, 結晶片岩礫もみられる。

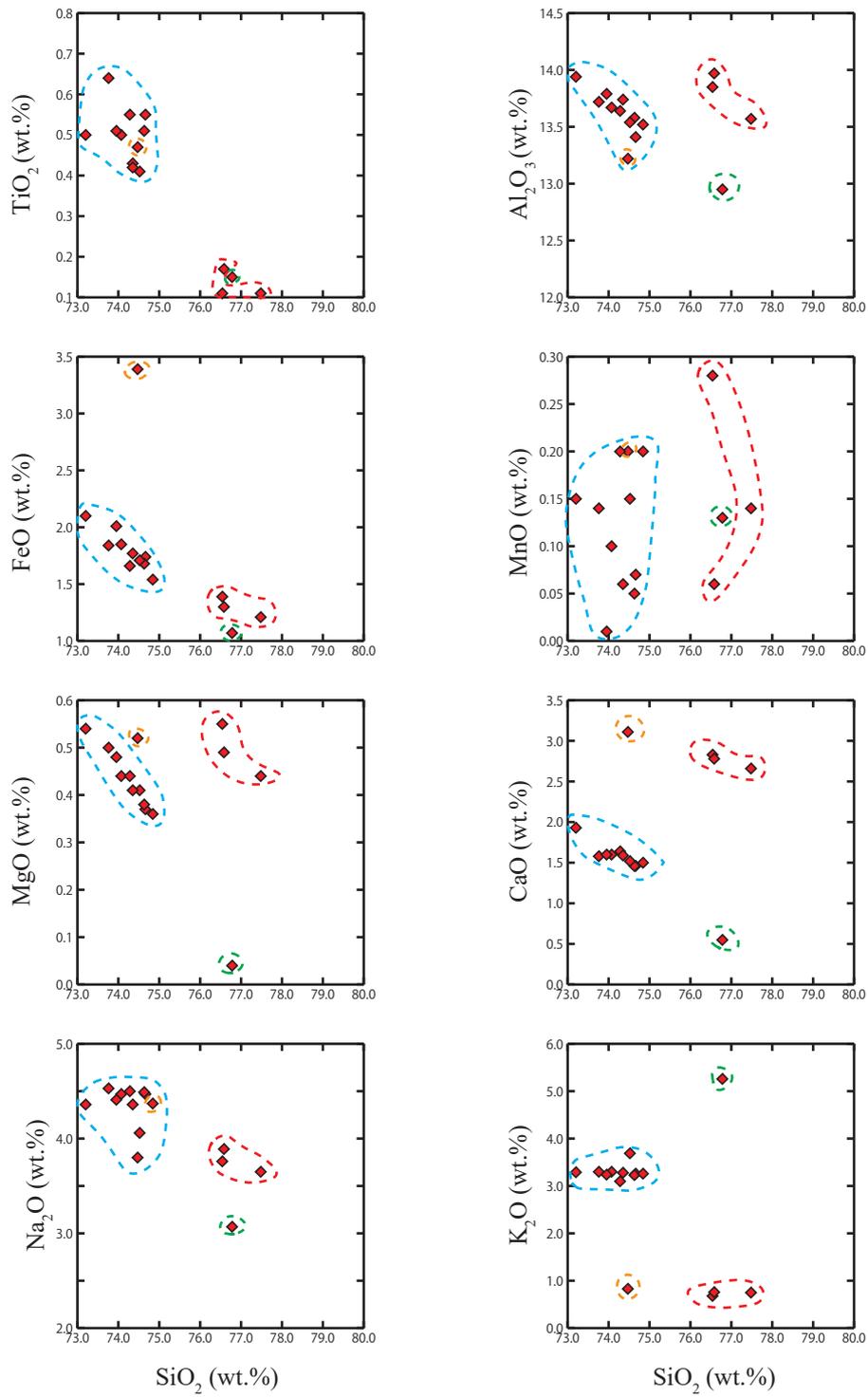
解釈: 円磨された礫層からなることから, 礫質河川堆積物と考えられる。本ユニットは本掘削地点の東方に分布する油谷層の結晶片岩やチャートを多く含む礫層に類似することから, 大阪層群油谷層に対比される。

ユニット2-3(深度21.10 m～10.90 m, 標高-17.73 m～-7.53 m)

層相: 主に塊状の粘土層からなる。固結しており, ワイヤで切断できない。色調はオリーブ灰, 暗オリーブ, 緑灰色を呈する。ユニット2-1と異なり, 材化石は含まれない。深度11.50 m～11.00 m付近の粘土層は葉理が見られ, 見かけ16°程度傾斜している(第2図C)。

火山灰: 深度12.30 m～12.20 mの粘土層中に火山ガラス片が散在していることが確認された。屈折率は $n=1.498 \sim 1.514$ であり, 3つのモードが見られる(第4図)。火山ガラスの主成分化学組成は, TiO_2 が0.5%前後, K_2O が3.2%前後のものと, TiO_2 が0.1%～0.2%, K_2O が0.1%以下の二種類以上が確認された(第2表, 第5図)。以上のことから, GS-AMN-2の12.30 m～12.20 mに含まれる火山ガラスは, 三つ以上の起源をもつ火山ガラスが混合していると考えられる。

解釈: 本ユニットはやや傾斜し, 固結した粘土層であることから, ユニット2-1と同じように大阪層群油谷



第 5 図 GS-AMN-2 の火山ガラスの主成分化学組成 (深度 12.30 m ~ 12.20 m) . 赤, 緑, オレンジ, 水色の点線の領域で, それぞれ特徴的な化学組成を示す.

Fig. 5 Major element components of volcanic glasses in the GS-AMN-2 (12.30 m-12.20 m depth). Red, green, orange and light blue dashed lines indicate characteristic clusters.

層中の粘土層と考えられる。

ユニット 2-4 (深度 10.90 m ~ 6.80 m, 標高 -7.53 m ~ -3.43 m)

層相: 砂と砂礫の互層からなる。礫層は暗オリーブから灰オリーブ色を呈し、基底部が礫支持で、上方に向けて基質支持へと遷移する。5 mm ~ 10 mm 径の石英、チャートの垂角~垂円礫を主体とし、結晶片岩礫も少量含まれる。砂層は緑灰色を呈する中粒~粗粒砂からなり、淘汰がよい。

解釈: 主に石英、チャート、結晶片岩から構成されることから、大阪層群の油谷層にあたりと考えられる。

ユニット 2-5 (深度 6.80 m ~ 5.00 m, 標高 -3.43 m ~ -1.63 m)

層相: 礫支持の砂礫から構成される。オリーブ灰から暗オリーブ色を呈し、砂岩礫を主体とする。最大礫径は 50 mm ほどの中礫の角礫~垂円礫からなる。深度 5.57 m ~ 5.40 m には細粒砂、深度 5.40 m ~ 5.15 m には礫混じりシルトが卓越する。下位のユニット 2-4 とは同じ砂礫層で接し、明瞭な侵食面はなく区別がしづらいが、礫径、礫種の構成が変わる深度をユニット境界とした。

解釈: 淘汰が悪く砂礫質な堆積物から構成されることから、礫質河川層であると考えられる。色調、礫種構成、礫径などがユニット 1-2 に類似することから、ユニット 1-2 と対比できると考えられる。本ユニットは沖積層基底礫層である。

ユニット 2-6 (深度 5.00 m ~ 0.50 m, 標高 -1.63 m ~ 2.87 m)

層相: 灰色、オリーブ黒、黒色を呈するシルト~シルト質砂からなる。深度 5.00 m ~ 4.35 m は灰色を呈する細粒~中粒砂が卓越し、深度 4.35 m ~ 2.50 m はシルト質砂が卓越する。深度 3.90 m ~ 3.40 m は風化した結晶片岩の細礫が多く含まれる。深度 3.20 m ~ 3.10 m, 2.75 m ~ 2.50 m は黒色を呈するやや有機質なシルト質砂が卓越する。また、上位の有機質シルト質砂層には生痕化石のような構造が認められる。深度 2.00 m ~ 0.50 m はシルトからシルト質砂へ逆級化し、植物根が含まれている。1.70 m 付近で色調が黒褐から黄褐へ変化する。深度 1.82 m のシルト層には管状の褐鉄鉱である高師小僧が含まれていた。深度 3.32 m ~ 3.24 m, 2.90 m ~ 2.76 m, 2.50 m ~ 2.40 m には凸状に下位の地層が上位の地層に貫入するような構造がみられたが、これはコア採取時における変形と思われる。

火山灰: 深度 3.30 m ~ 2.30 m の泥質層に火山ガラスが散在していた。火山ガラスはバブルウォール型を主体とし、色付きガラスも少量含まれる。このうち深度 2.70

m の火山ガラスの屈折率は $n=1.507-1.512$ であった (第 4 図)。

¹⁴C 年代 (第 1 表): 深度 3.20 m ~ 3.10 m の植物片から 4,806 ~ 4,450 cal BP (中央値 4,598 cal BP), 深度 2.60 m ~ 2.50 m の植物片から 3,900 ~ 3,717 cal BP (中央値 3,823 cal BP) の年代値が得られた。

解釈: ¹⁴C 年代から、完新世の堆積物である。含まれる火山ガラスの特徴からは火山ガラスは K-Ah 起源と考えられる。不淘汰な岩相からなり、詳細な堆積環境はわからないが、生痕化石のような構造が認められ、また、深度 2.00 m ~ 0.50 m の逆級化シルト~シルト質砂層には高師小僧が含まれており、海成層あるいは氾濫原における堆積物の可能性がある。

ユニット 2-7 (深度 0.50 m ~ 0.08 m, 標高 2.87 m ~ 3.29 m)

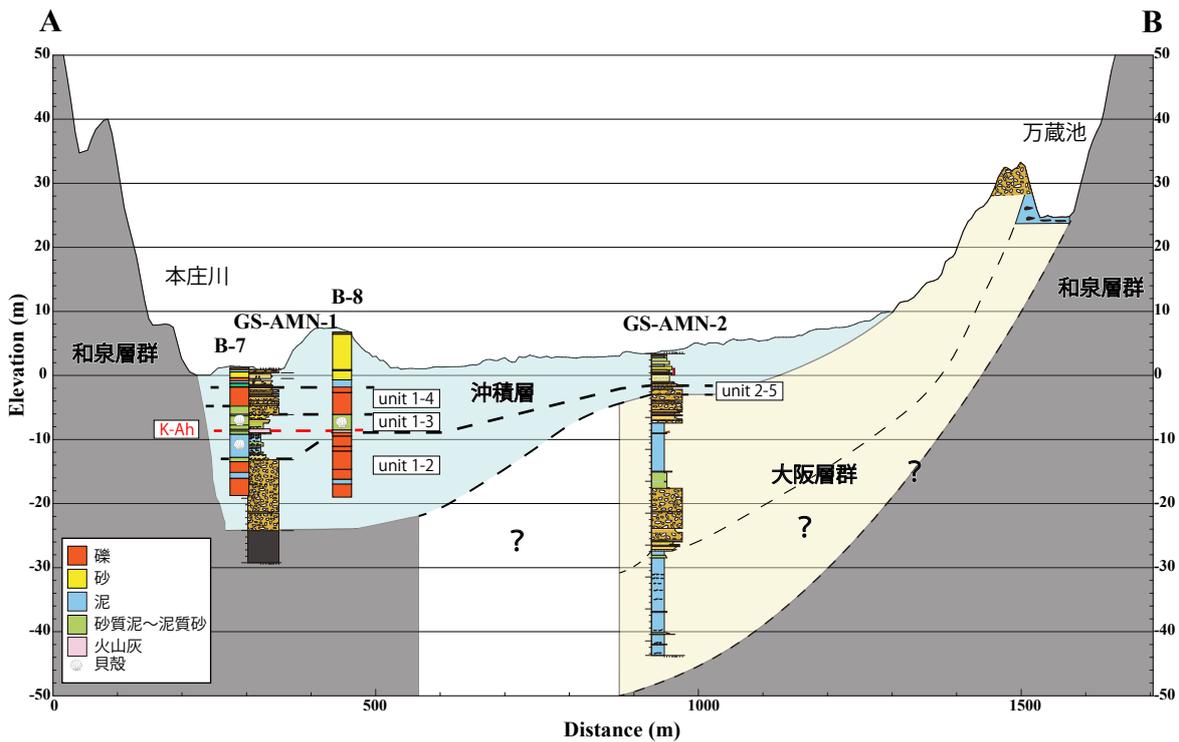
層相: 本ユニットは、黄褐、暗灰黄色を呈するシルト~シルト質砂からなる。全体に不淘汰で、色調は所々変化する。堆積構造は認められず、畑作起源の植物片が混じる。深度 0.08 m 以上はコアが欠落している。

解釈: 本ユニットは人工的な堆積物であると考えられる。掘削地は畑として利用されており、畑作起源の植物片が混じることから、耕作土であると考えられる。

5. ボーリング地点付近の地下地質の推定と課題

阿万地区における地下の地質分布の推定のため、地下断面を作成した (第 6 図の A-B 断面)。断面図の作成には GS-AMN-1, GS-AMN-2 のほかに、水野・吉岡 (1996) で掘削されたボーリングコア B-7, B-8 と反射法地震探査の結果に加え、地表露頭踏査による地層分布も加味して解釈した。

A-B 断面を見ると、沖積層の基底と考えられる層準 (GS-AMN-1 におけるユニット 1-2 基底) は、西側から東に向けて大まかには浅くなると考えられ、水野・吉岡 (1996) による反射法探査断面によると GS-AMN-1 から B-8 地点付近まではほぼ水平であり、その東でやや浅くなる傾向がみられる。さらに東の GS-AMN-2 では、GS-AMN-1 に比べて約 20 m 浅くなって (ユニット 2-5 の基底)、さらに東へせん滅していくと考えられる。この層準は厳密に同時断面を示しているかどうかはわからないが、その下位には、段丘堆積物と考えられるものをほとんど挟まず、和泉層群や大阪層群が分布することを考えると、沖積層分布の大まかな特徴とみてよいであろう。大阪層群は GS-AMN-2 地点の東方に露出しており、かつては大阪層群の粘土層を瓦の原料として採掘が行われていた。万蔵池の付近では今でも露頭が残っており、厚い粘土層とその上に重なる結晶片岩礫などを含む砂礫層がみられる。かつて採掘されて



第6図 側線 A-B (第1図 C) における地質断面図。

Fig. 6 Geological cross sections along the A-B line in Fig. 1C.

いた場所をつないでいくと、万蔵池の粘土層層準とつながり、この粘土層が良く連続すると考えられる。万蔵池付近では地層は概して北西へ30°程度傾斜しており、GS-AMN-2 コアでは最下部の厚い粘土層（ユニット2-1）につながる可能性が高い。このような構造は、沖積層が東へ薄くなる構造とおおむね調和的に見える。大阪層群の構造だけからは東側が隆起しているように見える。

水野・吉岡 (1996) による反射法探査では、西側のGS-AMN-1 やB-8 地点の地下にも大阪層群が分布すると推定されていたが、GS-AMN-1 のボーリングの結果を合わせると、少なくともB-8 地点よりも少し東まで大阪層群は分布せず、標高-25 m 付近に和泉層群が分布すると考えられる。そうすると、東側の大阪層群と西側の和泉層群が単なる不整合で接するのか、断層で接するのかなど、現在あるボーリング資料あるいは反射探査記録だけでは判断できない。

護法院付近にみられた中位または高位と考えられる段丘堆積物相当層はどちらのボーリングコア中にも見つからなかった。そのため、どちらかの地点が相対的に隆起、あるいは沈降しているかを判断することはできなかった。

湊一本庄断層の存在の有無や地質構造の詳細な解明を行うためには、GS-AMN-2 下部にみられる大阪層群

の厚さ分布が西方でどのように変化するかなど、今後反射法地震探査や既存地下地質資料の収集・解析などによる正確な地下断面の作成が必要になる。

6. その他の課題

大阪層群油谷層の年代については、植物化石に基づいて大まかな推定がされているに過ぎない。ユニット2-3 には、複数の起源の火山ガラスが混在する。油谷層や別地域の上部鮮新統から類似する特徴を有するテフラは報告されていない。特に、後期鮮新世において、 K_2O が0.1% 以下の火山ガラスは極めて珍しい。今後、陸上の油谷層や他地域の上部鮮新統で、これらに対比されるテフラを見つける必要がある。一方、GS-AMN-2 の大阪層群油谷層と推定される層準の粘土層に対しては、花粉分析と古地磁気測定を行っている途中である。予察段階ではあるが、古地磁気極性には正帯磁と逆帯磁の層準がみられ、花粉層序と合わせることによって、その年代を明らかにできる可能性がある。

中央構造線に沿った地域に分布する鮮新-更新統は、徳島平野や和歌山平野についてはおよそ2 Ma ~ 1 Ma 頃ないしはそれより新しい地層が主体をなす(水野, 2018) のに対して、淡路島南端部にはそれらより古い3 Ma 頃の地層しかないのかどうかは、中央構造線

沿いの堆積盆地形成史や地質構造を考察する上で重要と考えられる。最近、鳴門海峡を挟んで対岸の鳴門市里浦町の海岸（中央構造線よりも北側）に、大阪層群相当層が分布することが確認された（中尾ほか,2022）。この地層と淡路島南端に分布する地層が同じ堆積盆地を構成するものなのかどうか、重要な課題である。

7. まとめ

活断層としての湊一本庄断層の存否及び活動履歴を調査するため、南あわじ市阿万西町にて2本のボーリングコアを掘削した。GS-AMN-1の深度25.00 mより下位は基盤岩である和泉層群から、上位は沖積層からなる。GS-AMN-2は少なくとも基底深度の47.35 mから6.80 mまでは大阪層群からなり、深度6.80 mより上位では沖積層からなる。また、水野・吉岡（1996）は反射法探査断面から阿万西町における大阪層群上面の推定深度は標高-40 mと推定したが、湊一本庄断層推定線より西側で掘削したGS-AMA-1コアでは大阪層群は認められず標高-24.25 mで沖積基底礫層が和泉層群に重なることが明らかになった。今後、湊一本庄断層推定線を跨ぐように反射法地震探査を行うことや既存のボーリング資試料の収集や解析を行うことで、断層の存否あるいは正確な位置の解明を進める必要がある。また、大阪層群が認められたGS-AMN-2コアについては、古地磁気及び花粉分析による年代制約を行うことで、大阪層群の年代精度を向上させ、それを元に中央構造線沿いの鮮新世以降の古地理や地質構造の精度をあげる。

謝辞：コア掘削にあたって、掘削地の地主である奥浜信博氏と斎藤正二氏には土地の使用に関して多大な便宜を図っていただいた。コア観察作業には地質情報研究部門の國本節子氏と筑波大学大学院の諏訪有彩氏にご協力いただいた。ボーリングコアのCT画像は、地質情報研究部門の横井久美氏に撮影していただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

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.

Heaton, T. J, Köhler, P, Butzin, M, Bard, E, Reimer, R W, Austin, W, Ramsey, C B, Grootes, P M, Hughen, K A, Kromer, B, 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** (4), 779-820.

兵庫県 (1961) 兵庫県地質鉱産図及び同説明書, 兵庫県, 171p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) 中央構造線活断層帯 (金剛山地穂東縁一由布院) の長期評価 (第二版), 162p.
https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/20171219_mtl.pdf (閲覧日: 2022年6月27日)

活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会, 437p.

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.

町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.

牧本 博・利光誠一・高橋 浩・水野清秀・駒澤正夫・志知龍一 (1995) 20万分の1地質図「徳島」. 地質調査所.

松島義章 (1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集一特に環境変化に伴うその時間・空間的変遷一. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), no. 15, 37-109.

Miall, A.D. (1992) Alluvial Deposits. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 119-142.

水野清秀 (1993) 淡路島. 市原 実編, 大阪層群, 創元社, 127-141.

水野清秀 (2018) 鮮新-更新世堆積盆地の形成史研究とその中での広域テフラの役割. 第四紀研究, **57**, 85-95.

水野清秀・吉岡敏和 (1996) 淡路島南西部, 湊一本庄断層のボーリング, 浅層反射法弾性波探査等による活動調査 (平成7年度活断層調査報告 no. 10). 地質調査所研究資料集, no.234,

水野清秀・吉岡敏和・岡村 眞・松岡裕美 (1996) 淡路島西南部沿岸海域における活断層調査 (平成7年度活断層調査研究報告 no.11). 地質調査研究資料集, no.235, 59p.

Momohara, A. and Mizuno, K. (1999) Habitat of plants in the late Pliocene sedimentary basin on Awaji Island, central Japan. *Japanese Journal of Historical Botany*, **6**, 49-62.

中尾賢一・辻本裕也・大嶋秀明 (2022) 鳴門市里浦町で発見された更新統とその花粉分析. 徳島県立博物館研究報告, no.32, 1-6.

岡 義記・寒川 旭 (1981) 東部瀬戸内堆積区の形成と淡路島の隆起. 地学雑誌, **90**, 393-409.

岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東京大

- 学出版会, 395p.
- 岡田篤正・楮原京子・熊原康博・澤 祥・廣内大助 (2014) 1:25,000 都市圏活断層図「鳴門海峡」. 国土地理院技術資料 D1-no.719.
- 奥谷喬司 (2000) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 平塚, 1382p.
- Ramsey, C. B. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337–360.
- Reimer, P. J., Austin, W. E.N., Baird, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, 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., Fogtmann-Schulz, A., Freidrich, 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.
- 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.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2015) 20万分の1日本シームレス地質図. <https://gbank.gsj.jp/seamless/>. (閲覧日: 2022年4月30日).
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2021) 活断層データベース. <https://gbank.gsj.jp/activefault/index>. (閲覧日: 2022年4月30日)
- 田中真吾 (1984) 地形分類. 土地分類基本調査, 5万分の1「由良・鳴門海峡」, 国土調査, 兵庫県, 13–32.

矢作川下流低地中西部におけるボーリング調査 Boring survey on the central western part of the Yahagi River Lowland, central Japan

阿部朋弥^{1*}・納谷友規¹・水野清秀¹・中島 礼¹
ABE Tomoya^{1*}, NAYA Tomonori¹, MIZUNO Kiyohide¹ and NAKASHIMA Rei¹

Abstract: For clarifying facies of subsurface structure and stratigraphy of the Alluvium and Pleistocene sediment around the northern limit distribution of the Yokosuka Fault, we drilled 2 sedimentary cores (GS-NSO-1 core, GS-NSO-2 core) in the Yahagi River Lowland and analyzed facies, fossil (diatom, pollen, and shell fossils), tephra, radiocarbon date. The thickness of Quaternary sediment, covered with basement rocks, was 29.14 m in GS-NSO-1 core and 29.59 m in GS-NSO-2 core. Based on facies and grain size change, we divided into 9 units (unit N1-1 to N1-9) in GS-NSO-1 core and 6 units (unit N2-1 to N2-6) in GS-NSO-2 core. Results of radiocarbon dating suggest that all sediment of GS-NSO-1 core and upper 3 units in GS-NSO-2 (unit N2-4 to N2-6) were corresponded to Alluvium, and lower 3 units in GS-NSO-2 (unit N2-1 to N2-3) were correlated with Pleistocene. Facies and fossil (diatom and shell fossils) assemblages of core sediments indicated that most of these sediments were probably deposited in shallow marine environment in inner bay and river environments in lowland. We found two tephra layers in Holocene sediment in GS-NSO-1 core and one tephra layer in Pleistocene sediment in GS-NSO-2. Results of major elements and refractive index of volcanic glass shards showed that these tephra layers were possibly corresponded to three types of widespread tephra (K-Ah, Kg and Ks10/Ks18). Based on pollen fossil assemblages of GS-NSO-2 core, the unit N2-3 was likely to be corresponding to the Marine oxygen Isotope Stage (MIS) 11.

Keywords: Boring survey, Pleistocene, Holocene, Yahagi River Lowlands

要 旨

横須賀断層北限分布付近での地下地質構造及び地下層序を明らかにすることを目的とし、矢作川下流低地の矢作古川右岸において2本のオールコア(GS-NSO-1コア, GS-NSO-2コア)を掘削し、層相や化石(珪藻化石・花粉化石・貝化石)、テフラ、放射性炭素年代などの分析を行った。基盤岩を被覆する第四紀堆積物の厚さは、GS-NSO-1コアで29.14 m、GS-NSO-2コアで29.59 mであった。堆積相と粒度変化から、GS-NSO-1コアでは9つの層相ユニット(ユニットN1-1～N1-9)、GS-NSO-2コアでは6つのユニット(ユニットN2-1～N2-6)に区分した。放射性炭素年代測定の結果、GS-NSO-1コアの堆積物は全てが、GS-NSO-2コアでの上部ユニット(N2-4～N2-6)が沖積層に相当し、GS-NSO-2コアの下部ユニット(N2-1～N2-3)が更新統に相当することが示唆された。層相と珪藻化石・貝化石群集から、これらのコア堆積物の大部分は、内湾の浅海環境と低地の河川環境で堆積したと推定される。GS-NSO-1コアでは、沖積層中に2枚の火山灰層が、GS-NSO-2コアでは、更新世堆積物中に1枚の火山灰層が確認された。火山ガラスの主成分化学組成と屈折率から、これらの火山灰

層は、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)、天城カワゴ平火山灰(Kg)、笠森10火山灰(Ks10)もしくは笠森18火山灰(Ks18)の3タイプの広域テフラに対比できる可能性がある。また、GS-NSO-2コアの花化石群集から、ユニットN2-3は、海洋酸素同位体ステージ(MIS)11に相当すると考えられる。

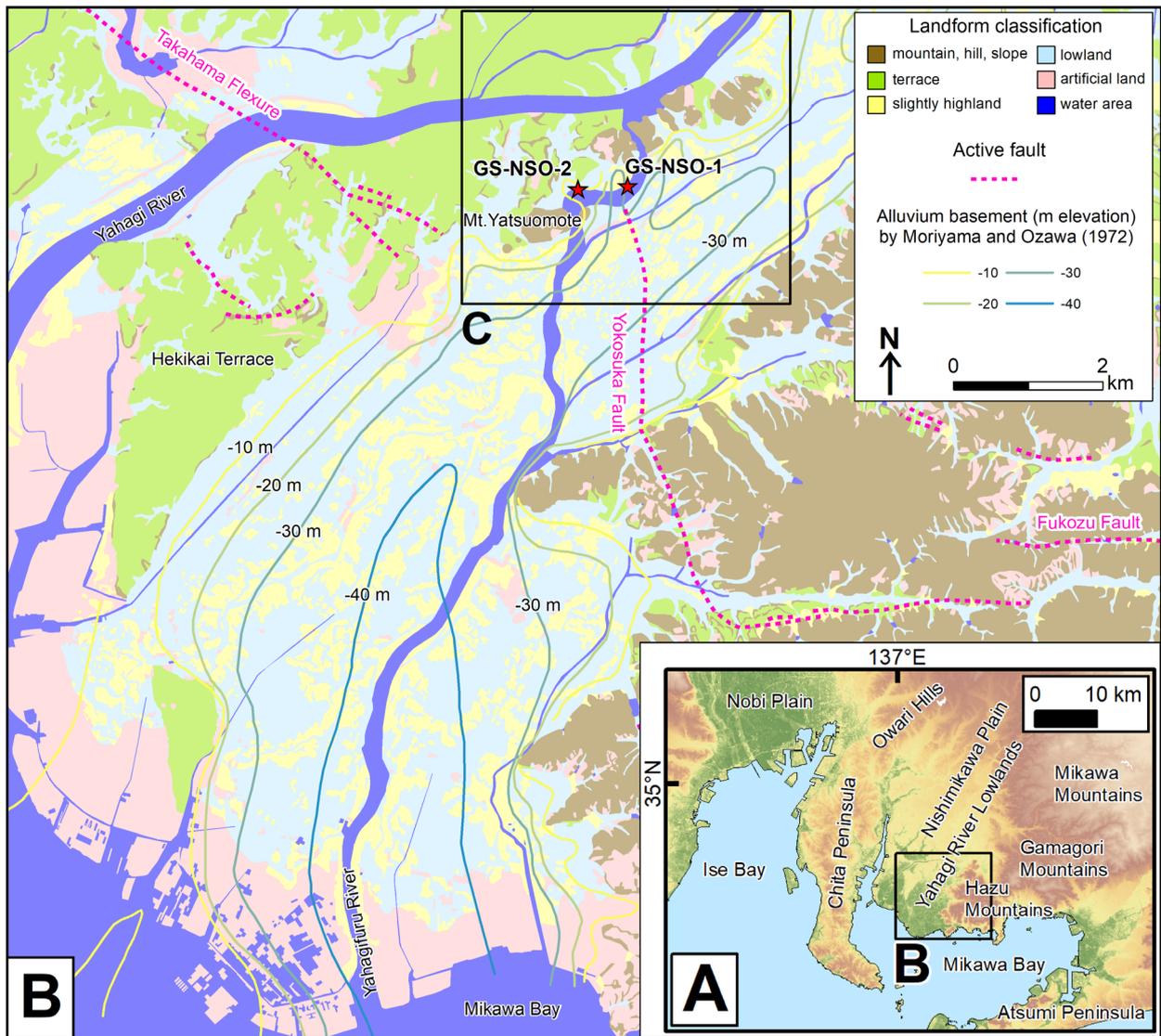
1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは、重点課題「沿岸域の地質・活断層調査」の一環として、2017年度より、伊勢湾・三河湾沿岸域(第1図A)の地質情報整備を進めてきた。伊勢湾・三河湾の沿岸部では、南海トラフ沿いで繰り返し発生する海溝型地震に伴う地震・津波被害だけでなく、直下型地震による地震被害も繰り返し発生してきた。本地域の地下地質と地質構造の特徴を明らかにすることは、このような地震災害に対する防災・減災対策を進めていく上で重要である。

1945年1月13日に発生した三河地震(M 6.8)は、西三河平野から幡豆山地、三河湾へと分布する横須賀断層と深溝断層の活動によって発生したと考えられて

*Corresponding author: ABE Tomoya, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: tomoya-abe@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 対象地域図

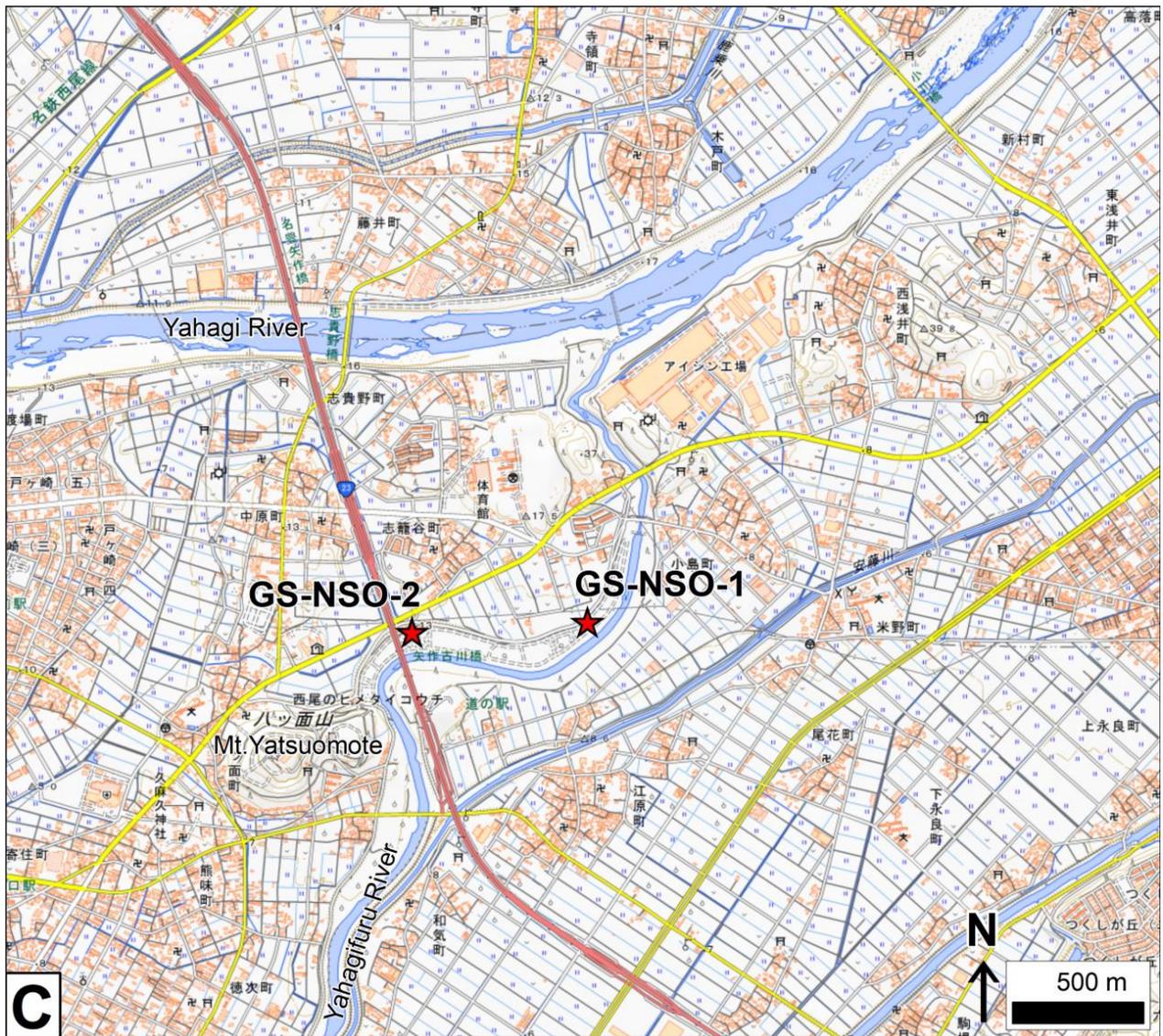
(A) 対象地域周辺の標高図。基図は、宇宙航空研究開発機構のALOS 全球数値地表モデル (DSM) を用いて作成。
 (B) ボーリングコアの位置図。基図は、国土地理院発行の土地条件図 (数値地図 25,000 (土地条件)) を用いて作成。
 沖積層基底面標高のコンターは、森山・小沢 (1972) に基づく。活断層のトレースは岡田ほか (2004) と鈴木ほか (2009) を簡略化して表示。

(C) ボーリングコアの詳細位置図。基図は、国土地理院の地理院タイル (標準地図) を用いて作成。

Fig. 1 (A) Elevation map around study area. Elevation map is based on ALOS Global Digital Surface Model (DSM) provided by Japan Aerospace Exploration Agency.
 (B) Drilling site. Geomorphological classification is based on digital map of land condition (1:25,000) published by The Geospatial Information Authority of Japan. Elevation contour of base of Alluvium is referred to Moriyama and Ozawa (1972). Traces of active fault is simplified from Okada *et al.* (2004) and Suzuki *et al.* (2009).
 (C) Detailed drilling site. Base map is based on Standard Map (GSI Tiles) provided by Geospatial Information Authority of Japan.

いる (井上, 1950; 飯田・坂部, 1972; 杉戸・岡田, 2004; 岡田, 2006 など)。横須賀断層と深溝断層は、総延長約 28 km で、L 字と逆 L 字を組み合わせた特徴的な分布を持つ (杉戸・岡田, 2004; 岡田, 2006; 今泉ほか, 2018)。両断層の活動性は、地形判読やトレンチ調査、海域での反射法音波探査などから検討され、横須賀断層の東西走向区間、及び深溝断層の活動間隔は約

1 ~ 5 万年間であり、沖積層の断層変位は不明瞭で、いずれも C 級活断層と評価された (例えば、小川ほか, 1991; 土木学会原子力土木委員会, 1999; 岡田ほか, 2001, 2002; 阿部・青柳, 2006; 岡田, 2006)。横須賀断層の南北走向区間 (約 7 km) では、50 cm ~ 150 cm の東落ちの地形変化が南北方向に連続することなどから、地震を発生させた断層が地表に到達したものであ



第1図 (続き)
Fig. 1 (continued)

る可能性が高い(杉戸・岡田, 2004). 岡田ほか (2004) や杉戸・岡田 (2004) によれば, 横須賀断層の地表地震断層の北限は西尾市の八ツ面山の東部の矢作古川左岸まで達している(第1図B). 沿岸域プロジェクトでは, 横須賀断層北限付近の地下構造を明らかにするために, 複数測線で反射法地震探査が行われている(伊藤・竜沢, 2019; 伊藤, 2019). 本研究でも同地域での第四系の地下地質構造及び地下層序を明らかにすることを目的とし, 矢作古川右岸において2本のオールコア試料(GS-NSO-1コア, GS-NSO-2コア)を採取した(第1図C). 本報告では, 各コアの層相記載を行い, コアの各種分析に基づいてこれまでに明らかになった地下層序区分の概要について述べる.

2. 調査及び分析方法

2.1 オールコア試料の採取

ボーリング掘削地点は, 矢作川下流低地の中西部に位置する(第1図B). ボーリング調査は, 矢作古川の右岸沿いの古川緑地公園(愛知県西尾市志籠谷町上川成)の2地点(第1図C)で, 2019年1月10日から2月12日にかけて実施された. GS-NSO-1コアの地点(緯度:34°52'46.7"N, 経度:137°5'17.8"E, 孔口標高:T.P. 8.23 m)では深度35 mまで, GS-NSO-2コアの地点(緯度:34°52'45.4"N, 経度:137°4'51.5"E, 孔口標高:T.P. 8.10 m)では深度45 mまで掘削した. GS-NSO-1コアとGS-NSO-2コアは東西方向に約670 m離れている. 採取コ

ア径は 65 mm であり、掘削現場でコアパックに入ったコア試料を半割した塩ビ管に入れ、さらにビニールシートで保護することで試料の乾燥を防いだ。実験室でワイヤーを用いて半割し、半割面の詳細な層相記載と写真撮影、試料採取などを実施した。半割したコアの内部構造を産総研地質調査総合センター共同利用実験室の X 線 CT 装置 (Supria Grande, 日立製作所製) を用いて撮影した。GS-NSO-1 コアは深度 29.14 m (T.P. -20.91 m) で、GS-NSO-2 コアは深度 29.59 m (T.P. -21.49 m) で、基盤岩に達した。基盤岩は、本研究の主な研究対象ではないため、一部のみ層相観察を行った。

2.2 放射性炭素年代測定

沖積層の堆積年代や更新統との境界を検討するために、放射性炭素年代測定を行った。GS-NSO-1 コアで 53 試料、GS-NSO-2 コアで 36 試料の植物片や木片、貝殻片を採取し、超音波洗浄機で洗浄後に、肉眼で保存状態が良い試料を選定した。結果として、GS-NSO-1 コアの 9 試料、GS-NSO-2 コアの 10 試料について、加速器質量分析法 (AMS 法) による年代測定を株式会社加速器分析研究所に依頼した。年代測定結果は、OxCal v4.4 (Ramsey, 2009) を用いて、放射性炭素年代の暦年代較正を行った。暦年較正のためのデータセットには、植物片・木片は IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013)、貝殻片は Marine13 (Reimer *et al.*, 2013) を用いた。本稿では、暦年較正年代は 2σ (95.4%) の誤差範囲と中央値 (median) で、1950 年を基準年とした cal BP で表記する。

2.3 貝類・甲殻類の化石の同定

堆積環境を推定するために、堆積物中に含まれる貝類・甲殻類の化石を同定した。GS-NSO-1 コアで 23 試料、GS-NSO-2 コアで 12 試料を採取し、うち GS-NSO-1 コアの 16 試料、GS-NSO-2 コアの 7 試料の化石を同定した。GS-NSO-1 コアの深度 19.09 m ~ 19.11 m の甲殻類の化石は、千葉県立中央博物館の加藤久佳博士に同定を依頼した。貝類・甲殻類の化石から推定される環境は、奥谷編 (2017) と前之園・成瀬 (2018) を参考にした。

2.4 火山灰分析

堆積年代を推定するために、堆積物に挟まる火山灰を分析した。肉眼で観察できた 3 枚の火山灰層について、岩石学的記載や火山ガラスの屈折率測定、主成分化学組成の分析を行ない、広域テフラとの対比を行った。GS-NSO-1 コアの深度 7.81 m ~ 7.83 m と深度 18.09 m ~ 18.10 m、GS-NSO-2 コアの深度 27.53 m ~ 27.56 m にパッチ状~層状の火山灰層が挟在しており、それぞれ NSO1-v7, NSO1-v18, NSO2-v27 と呼ぶ。これらの

3 枚の火山灰層について、超音波洗浄機で洗浄後に、63 μm と 250 μm のふるい上で水洗し、63 μm ~ 250 μm (極細粒砂~細粒砂サイズ) の粒子を選別した。この選別した粒子のうち、火山ガラスの粒子を対象として、偏光顕微鏡下での火山ガラスの形態や含有鉱物などの観察、屈折率の測定、及び主成分化学組成の分析を行った。これらのうち、NSO2-v27 については、火山ガラスが風化によって残存していないため、風化に強い鉱物である石英に包有された火山ガラスの化学組成を分析した。火山ガラスの形態分類は、岸・宮脇 (1996) を参考にした。屈折率の測定は、産業技術総合研究所が所有する温度変化型測定装置 MAIOT (株式会社古澤地質製; 古澤, 1995) を使用した。主成分化学組成の分析は、株式会社古澤地質に依頼し、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX) を用いて分析された。主成分化学組成の分析方法は、古澤ほか (2017) に基づく。また、NSO2-v27 の主成分化学組成分析の結果、対比候補となった房総半島上総層群笠森層中の火山灰層 (例えば、水野・納谷, 2011) についても、上述した手順で、火山ガラスの主成分化学組成を分析した。

2.5 珪藻分析

海成層と淡水成層を認定するために、GS-NSO-2 コアの珪藻分析を行なった。30 試料を処理し、うち 16 試料から珪藻化石が産出した。

2.6 花粉分析

更新統の花粉生層序を検討するために、GS-NSO-2 コアの花粉分析を行った。放射性炭素年代値から、完新世と推定された層準は分析していない。分析は、パリノ・サーヴェイ株式会社に分析を依頼し、試料処理をした 5 試料のうち 4 試料から花粉化石が産出した。今回は、産出した花粉化石のうち木本化石についてのみ検討した。

3. オールコア試料の分析結果

粒度変化や侵食面などの明瞭な層相境界にもとづき、GS-NSO-1 コアと GS-NSO-2 コアの堆積物をそれぞれユニット N1-1 ~ N1-9 と N2-1 ~ N2-6 に区分した (第 2 図 A, 第 2 図 B)。本項では、ユニットごとに、下位から、層相や火山灰、貝類・甲殻類化石、珪藻化石、花粉化石、 ^{14}C 年代値を記述する。

3.1 GS-NSO-1 コア

3.1.1 基盤岩

深度 : 29.14 m ~ 35.00 m (T.P. -20.91 m ~ -26.77 m)

層相 : 深度 29.14 m ~ 30.00 m と深度 34.00 m ~ 35.00

mを観察したところ、変成岩（苦鉄質の暗色部）と花崗岩（珪長質の明色部）が混在するミグマタイトであり、深度 29.14 m ~ 30.00 m は風化による真砂化が進んでいた（第 3 図 A）。

3.1.2 ユニット N1-1

深度：24.30 m ~ 29.14 m (T.P. -16.07 m ~ -20.91 m)

層相：本ユニットの下部は、下位の基盤岩上面を基底面とする粗粒砂～極粗粒砂混じりの亜角～亜円礫（最大径 10 cm）からなる細礫～中礫層，上部は細礫～中礫（最大径 3 cm）混じりの中粒～極粗粒砂層である。下部の礫層は、礫支持と基質支持の部分が混在し、細礫～中礫混じりの粗粒砂層が挟在する（第 3 図 A）。最上部にのみ、植物片が含まれる。

3.1.3 ユニット N1-2

深度：22.32 m ~ 24.30 m (T.P. -14.09 m ~ -16.07 m)

層相：本ユニットは、下位のユニット N1-1 の礫混じり粗粒砂層から漸移し、下位から、植物片を含む砂質泥層、植物片を多く含む有機質泥層、厚さ数 mm の細粒砂層と泥層の繰り返しからなる砂泥細互層、生物擾乱が発達した泥質な極細粒砂層が漸移的に重なる（第 3 図 A）。

¹⁴C 年代値：深度 23.28 m ~ 23.32 m の有機質泥層で採取した植物片の暦年較正年代は、2σ 範囲で、8,770 ~ 9,030 cal BP（中央値：8,990 cal BP）であった（第 1 表）。

3.1.4 ユニット N1-3

深度：21.41 m ~ 22.32 m (T.P. -13.18 m ~ -14.09 m)

層相：本ユニットは、下位のユニット N1-2 の泥質砂層とは明瞭な層相境界を持ち、最大径 0.5 cm の細礫が混じる不淘汰な粗粒砂層からなる（第 3 図 A）。植物片と貝殻片が全体に含まれる。

貝類化石：深度 22.04 m ~ 22.14 m の粗粒砂層から、ヤマトシジミ (*Corbicula japonica* Prime) が産出した（第 2 表）。ヤマトシジミは河口の汽水域の砂底に生息する（奥谷編，2017）。

¹⁴C 年代値：深度 22.04 m の粗粒砂層で採取したヤマトシジミの暦年較正年代は、2σ 範囲で、8,550 ~ 8,800 cal BP（中央値：8,660 cal BP）であった（第 1 表）。

3.1.5 ユニット N1-4

深度：14.16 m ~ 21.41 m (T.P. -5.93 m ~ -13.18 m)

層相：本ユニットは、下位のユニット N1-3 の粗粒砂層から漸移する塊状泥層である（第 3 図 A，第 3 図 B）。本ユニットは、全体に生物擾乱を強く受けており、生痕化石が多く含まれる。また、貝殻片が全体に多く含まれる。

火山灰：深度 18.09 m ~ 18.10 m の泥層中に、極細粒砂～細粒砂サイズの白色のガラス質火山灰がパッチ状に層厚数 mm 程度で濃集する。この火山灰を NSO1-v18 と呼ぶ。この火山灰に含まれる火山ガラスは、バブルウォール型 (bw) がほとんどで、その屈折率 (n) は、

1.510 ~ 1.514 であった。コンタミネーションと推定される円磨された石英や長石、黒雲母などが混じり、重鉱物組成は不明である。火山ガラスの主成分化学組成は、TiO₂ が 0.53 %，Al₂O₃ が 12.84 %，FeO*（総 Fe 量を FeO として計算した値）が 2.39 %，CaO が 2.03 %，K₂O が 2.96 % であった。

貝類・甲殻類化石：深度 20.63 m の泥層からハイガイ (*Tegillarca granosa* (Linnaeus))，深度 19.09 m ~ 19.11 m の泥層からノコハオサガニ (*Macrophthalmus latreillei* (Desmarest))，深度 18.90 m の泥層からヤマトシジミ (*Corbicula japonica* Prime)，深度 14.17 m ~ 16.89 m の泥層からゴイサギガイ (*Macoma tokyoensis* Makiyama)，深度 14.26 m の泥層から、カゴメガイ (*Bedeva birileffi* (Lischke)) が産出した。ハイガイは潮間帯～水深 10 m の泥底、ヤマトシジミは河口の汽水域の砂底、ゴイサギガイは水深 10 m ~ 50 m の砂泥底、カゴメガイは水深 5 m ~ 20 m の砂礫底に生息する（奥谷編，2017）。ノコハオサガニは、琉球列島では軟泥質の潮間帯下部～潮下帯での生息が報告されている（前之園・成瀬，2018）。

¹⁴C 年代値：深度 18.90 m の泥層で採取したヤマトシジミの暦年較正年代は 2σ 範囲で、7,930 ~ 8,120 cal BP（中央値：8,010 cal BP）であった（第 1 表）。深度 17.10 m ~ 17.13 m の泥層で採取した貝殻片の暦年較正年代は 2σ 範囲で、6,300 ~ 6,470 cal BP（中央値：6,390 cal BP）であった。深度 14.42 m の泥層で採取したゴイサギガイの暦年較正年代は 2σ 範囲で、6,150 ~ 6,290 cal BP（中央値：6,230 cal BP）であった。

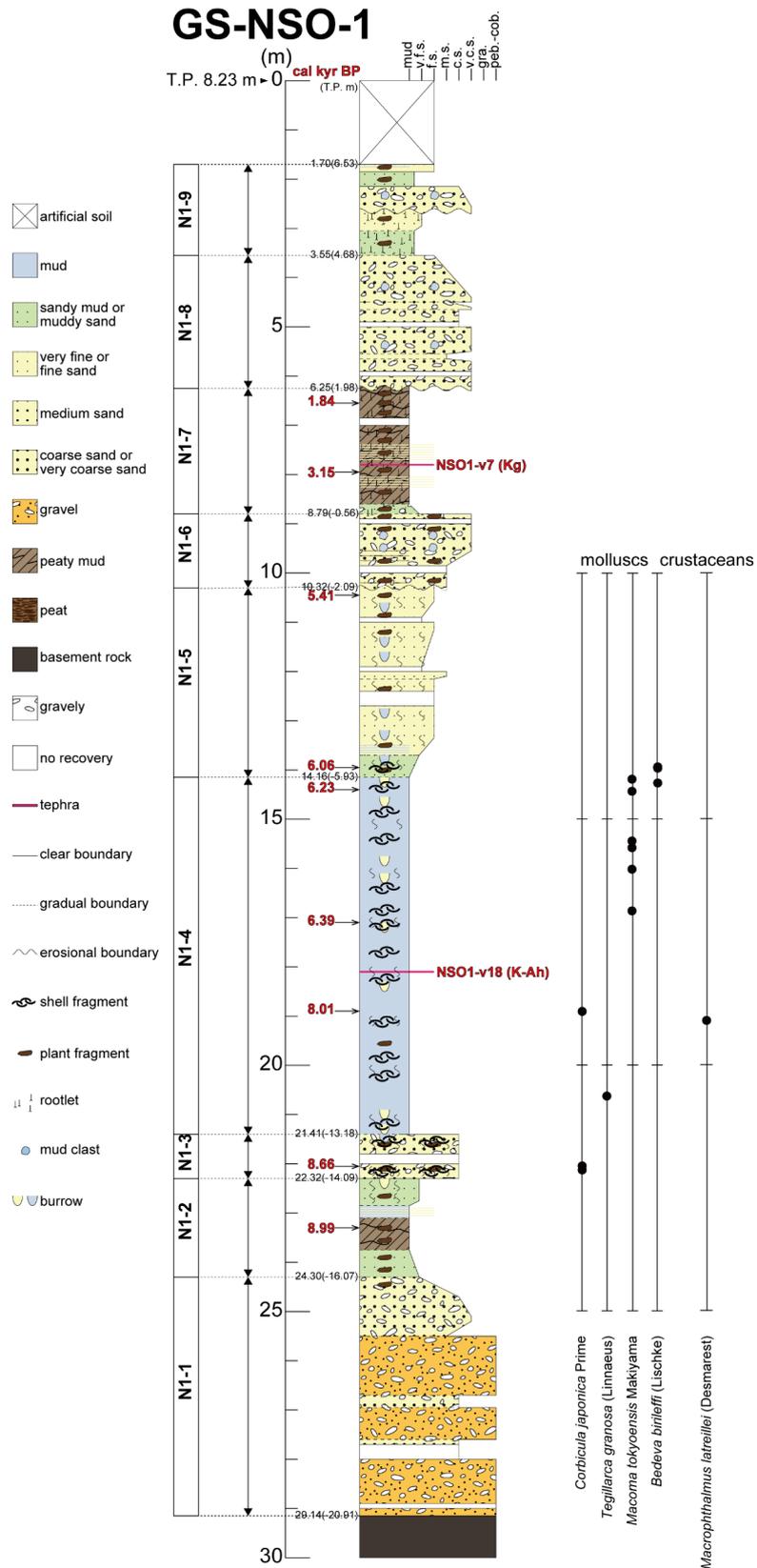
3.1.6 ユニット N1-5

深度：10.32 m ~ 14.16 m (T.P. -2.09 m ~ -5.93 m)

層相：本ユニットの最下部は、下位のユニット N1-4 の泥層から漸移する砂質泥層である（第 3 図 B）。その上位の深度 13.60 m ~ 13.70 m 付近に厚さ数 mm の細粒砂層と泥層の繰り返しからなる砂泥細互層が見られ、その上位に淘汰の良い細粒砂層が重なる。それより上位は、下位から淘汰の良い細粒～中粒砂層、極細粒～細粒砂層、極細粒～細粒砂層が重なる。貝殻片は、最下部の砂質泥層では認められるが、それより上位では見られない。ユニット全体で、生物擾乱が発達しており、生痕化石が観察され、植物片が含まれる。

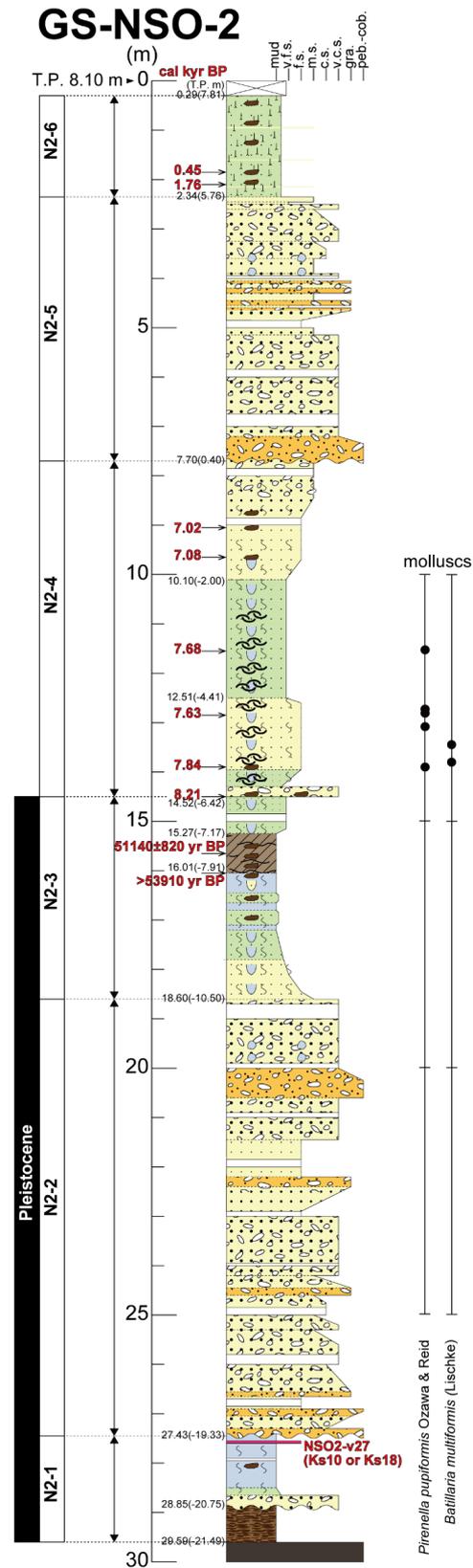
貝類化石：深度 13.93 m ~ 13.96 m の砂質泥層から、カゴメガイ (*Bedeva birileffi* (Lischke)) が産出した。カゴメガイは水深 5 m ~ 20 m の砂礫底に生息する（奥谷編，2017）。

¹⁴C 年代値：深度 13.96 m の砂質泥層で採取したカゴメガイの暦年較正年代は 2σ 範囲で、5,960 ~ 6,180 cal BP（中央値：6,060 cal BP）であった。深度 10.42 m ~ 10.47 m の細粒砂層で採取した木片の暦年較正年代は



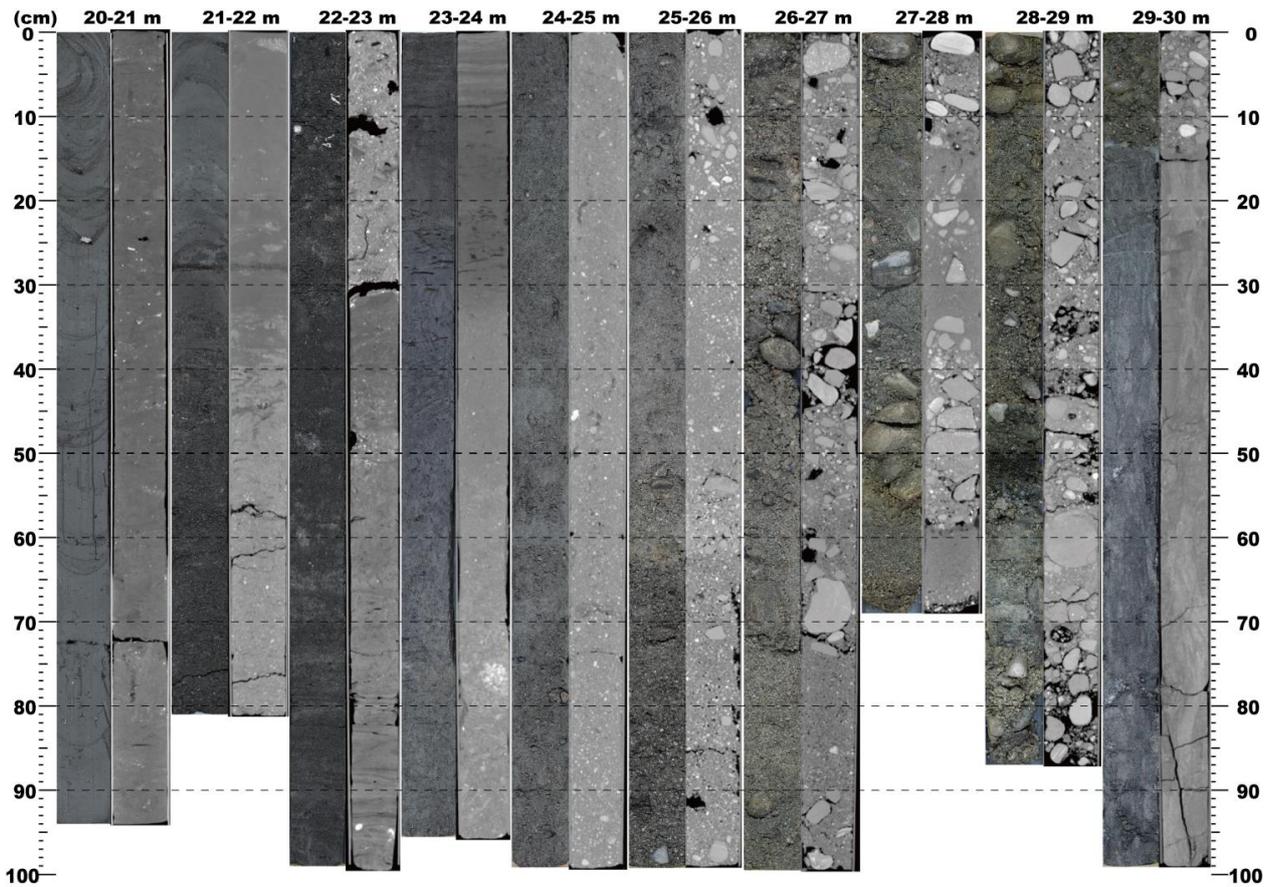
第2図A GS-NSO-1 コアの柱状図，貝類・甲殻類化石の産出層準。

Fig. 2A Geological column, occurrence horizon of shell and crustacea fossils of GS-NSO-1 core.



第2図B GS-NSO-2 コアの柱状図，貝類化石の産出層準。凡例は，第2図Aと同じ。

Fig. 2B Geological column, occurrence horizon of shell fossils of GS-NSO-2 core.



第3図A GS-NSO-1 コアの深度 20 m ～ 30 m のコア写真 (左) と CT 画像 (右)。

Fig. 3A Core photographs (left) and CT images (right) of GS-NSO-1 core (depth: 20 m–30 m).

2 σ 範囲で, 5,300 ～ 5,470 cal BP (中央値: 5,410 cal BP) であった。

3.1.7 ユニット N1-6

深度: 8.79 m ～ 10.32 m (T.P. -0.56 m ～ -2.09 m)

層相: 本ユニットは, 下位のユニット N1-5 の細粒砂層と明瞭な侵食面で接する, 礫混じりの中粒～極粗粒砂層である (第3図 B, 第3図 C)。この砂層は, 植物片と泥の偽礫を含む。

3.1.8 ユニット N1-7

深度: 6.25 m ～ 8.79 m (T.P. 1.98 m ～ -0.56 m)

層相: 本ユニットは, 下位のユニット N1-6 の礫混じり砂層から漸移し, 植物片や植物の根痕が多く混じる有機質泥層である (第3図 C)。この有機質泥層の下～中部は, 層厚さ数 mm の細粒砂層を挟在する。

火山灰: 深度 7.81 m ～ 7.83 m の有機質泥層中に, 極細粒砂～細粒砂サイズの乳白色のガラス質火山灰がパッチ状～層状に層厚数 mm 程度で挟まる。この火山灰層を NSO1-v7 と呼ぶ。この火山灰に含まれる火山ガラス

の形態は, スポンジ型 (spg) や繊維型 (fib), スモールバブル型 (sb) が主体で, 平行型 (str) 型とバブルウォール型 (bw) も少し混じり, 様々なタイプが混在する。火山ガラスの屈折率は, $n=1.497 \sim 1.503$ であった。火山ガラスが表面に付着した重鉱物は, 直方輝石と角閃石が主体で, 単斜輝石も少し混じる。また, 軽鉱物では, 長石が多い。火山ガラスの主成分化学組成は, TiO_2 が 0.25 %, Al_2O_3 が 12.57 %, FeO^* が 1.13 %, CaO が 1.58 %, K_2O が 2.94 % であった。

^{14}C 年代値: 深度 7.96 m ～ 7.98 m の有機質泥層で採取した植物片の暦年較正年代は 2 σ 範囲で, 3,060 ～ 3,330 cal BP (中央値: 3,150 cal BP) であった (第1表)。深度 6.55 m ～ 6.58 m の有機質泥層で採取した木片の暦年較正年代は 2 σ 範囲で, 1,740 ～ 1,890 cal BP (中央値: 1,840 cal BP) であった。

3.1.9 ユニット N1-8

深度: 3.55 m ～ 6.25 m (T.P. 4.68 m ～ 1.98 m)

層相: 本ユニットは, 下位のユニット N1-7 の有機質泥

矢作川下流低地中西部におけるボーリング調査

第 1 表 放射性炭素年代測定結果.

Table 1 List of radiocarbon ages.

Boring core	Depth (m)	T.P. (m) median	Dated material	¹⁴ C age (yr BP)	Error (1σ)	Calibrated age (cal BP) (2σ range)	Median probability	Laboratory code	References
GS-NSO-1	6.55-6.58	1.67	wood fragment	1890	20	1740-1890	1840	IAAA-182987	This study
	7.96-7.98	0.26	plant fragment	2980	30	3060-3330	3150	IAAA-191594	
	10.42-10.47	-2.22	wood fragment	4640	30	5300-5470	5410	IAAA-182988	
	13.96	-5.73	sf(<i>Bedevea birileffi</i> (Lischke))	5660	30	5960-6180	6060	IAAA-191595	
	14.42	-6.19	sf(<i>Macoma tokyoensis</i> Makiyama)	5800	30	6150-6290	6230	IAAA-182989	
	17.10-17.13	-8.89	shell fragment	5980	30	6300-6470	6390	IAAA-191596	
	18.90	-10.67	sf(<i>Corbicula japonica</i> Prime)	7560	30	7930-8120	8010	IAAA-182990	
	22.04	-13.81	sf(<i>Corbicula japonica</i> Prime)	8180	30	8550-8800	8660	IAAA-182991	
	23.28-23.32	-15.07	plant fragment	8050	30	8770-9030	8990	IAAA-182992	
	GS-NSO-2	1.87	6.23	wood fragment	370	20	320-500	450	
2.08-2.09		6.02	wood fragment	1820	20	1700-1820	1760	IAAA-200111	
9.04		-0.94	wood fragment	6130	30	6940-7160	7020	IAAA-191597	
9.62-9.64		-1.53	plant fragment (pinecone)	6170	30	6970-7170	7080	IAAA-182994	
11.54		-3.44	sf(<i>Pirenella pupiformis</i> Ozawa & Reid)	7220	30	7600-7770	7680	IAAA-182994	
12.83		-4.73	sf(<i>Pirenella pupiformis</i> Ozawa & Reid)	7170	30	7560-7710	7630	IAAA-191598	
13.87-13.95		-5.81	sf(<i>Pirenella pupiformis</i> Ozawa & Reid)	7370	30	7750-7930	7840	IAAA-191599	
14.52		-6.42	plant fragment	7380	30	8060-8330	8210	IAAA-182995	
15.65-15.69		-7.57	peaty mud	51140	820			IAAA-220120	
16.00-16.02		-7.91	wood fragment	> 53910				IAAA-182996	

第 2 表 火山灰分析結果.

Table 2 Result of tephra analysis.

tephra	locality	depth (m)	refractive index of glass shards (n)	ref	major element (wt%) (upper: mean, lower: standard deviation)										number	ref
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O			
NSO1-v7	Nishio, Aichi Pref.	7.81~7.83	1.497-1.503	1	77.64	0.25	12.57	1.13	0.06	0.25	1.58	3.57	2.94	15	1	
					0.38	0.09	0.28	0.12	0.07	0.04	0.12	0.10				
Kg	Izu, Shizuoka Pref.		1.491-1.497	2	77.72	0.27	12.51	1.14	0.07	0.29	1.57	3.55	2.88	15	2	
					0.23	0.05	0.13	0.09	0.05	0.04	0.08	0.05	0.07			
NSO1-v18	Nishio, Aichi Pref.	18.09~18.10	1.510-1.514	1	74.95	0.53	12.84	2.39	0.09	0.49	2.03	3.73	2.96	15	1	
					0.60	0.12	0.26	0.14	0.06	0.04	0.16	0.14	0.08			
BT3 (K-Ah)	Lake Biwa		1.508-1.515	3	73.86	0.54	13.44	2.52	0.12	0.52	2.19	3.79	3.01	15	4	
					0.23	0.11	0.13	0.17	0.09	0.11	0.08	0.14	0.09			
NSO2-v27	Nishio, Aichi Pref.	27.53~27.56		1	79.05	0.18	11.97	0.84	0.07	0.17	1.07	3.20	3.45	12	1	
					0.37	0.07	0.22	0.04	0.07	0.05	0.05	0.16	0.12			
Ks10	Boso Peninsula		1.498-1.501	5	78.67	0.20	12.13	0.90	0.07	0.19	1.14	3.58	3.13	15	1	
					0.33	0.07	0.12	0.08	0.06	0.03	0.03	0.14	0.15			
Ks18	Boso Peninsula		1.499-1.502	5	78.47	0.21	12.03	0.96	0.09	0.18	1.10	3.41	3.55	15	1	
					0.21	0.08	0.11	0.11	0.05	0.02	0.06	0.19	0.21			

1: this study, 2: Sato et al. (2017), 3: Yoshikawa and Inouchi (1991), 4: Nagahashi et al. (2004), 5: Mizuno and Naya (2011)

層と明瞭な侵食面で接する細～中礫（最大径 0.5 cm ～ 3 cm）と泥の偽礫が混じる細粒～極粗粒砂層である（第 3 図 C）。

3.1.10 ユニット N1-9

深度：1.70 m ～ 3.55 m (T.P. 6.53 m ～ 4.68 m)

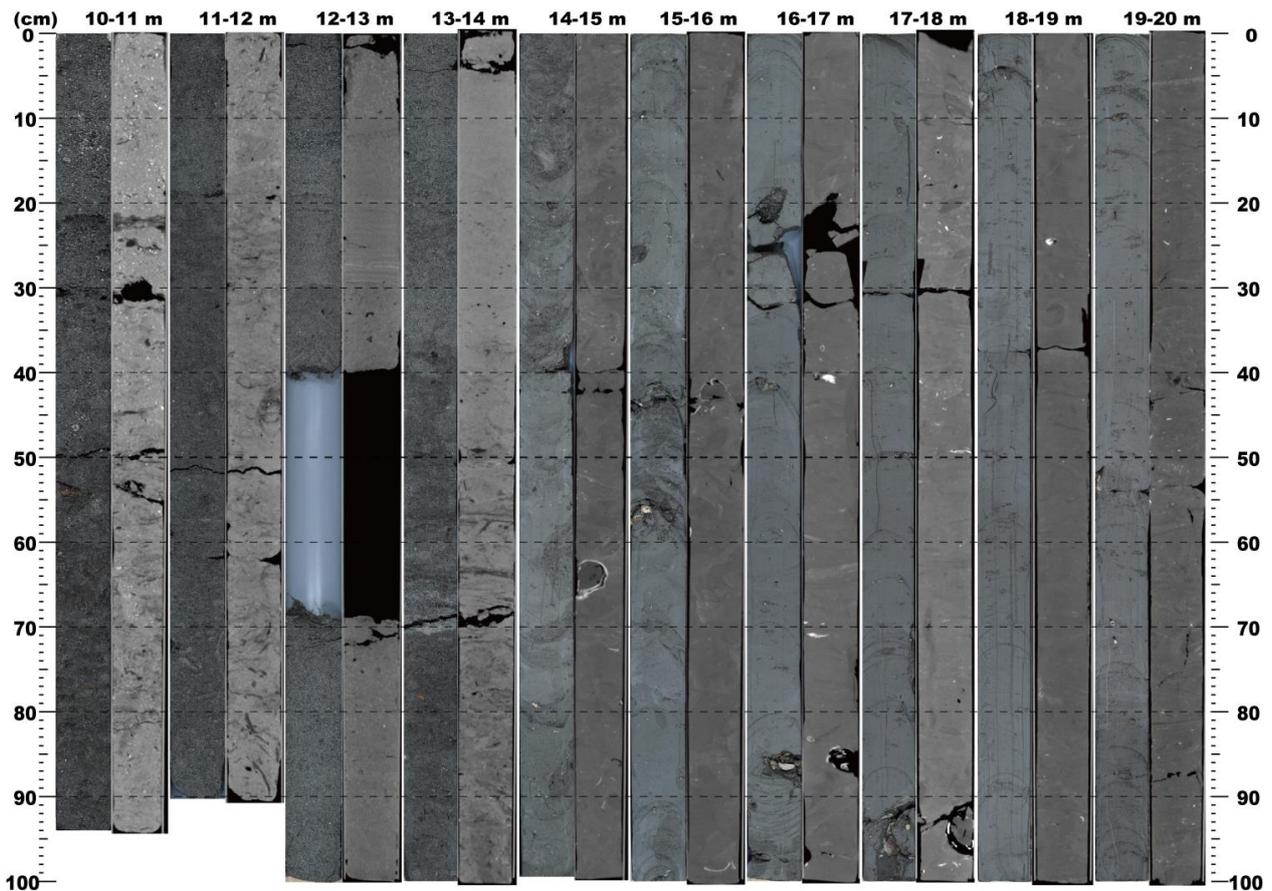
層相：本ユニットの下部は、下位のユニット N1-8 の礫混じり砂層から漸移する砂質泥層～極細粒砂層である（第 3 図 C）。この砂質泥層～極細粒砂層は、植物片と植物の根痕を含む。中部は、下位の極細粒砂層と明瞭な侵食面で接し、細礫（最大径 0.5 cm）と泥の偽礫が

混じる粗粒～極粗粒砂層である。上部は、砂質泥層と淘汰の良い細粒砂層からなり、植物片が混じる。

3.1.11 盛土

深度：0 m ～ 1.70 m (T.P. 8.23 m ～ 6.53 m)

層相：本ユニットは、最大径 6.5 cm の角礫が不規則に多く混じる淘汰が悪い泥質細粒砂層であり、色調や層相の変化が大きい（第 3 図 C）。直径数 cm 以上の角礫が不規則に混じり、色調・層相の変化が大きい不淘汰な堆積物であることから、人為的な堆積物である可能性が高い。さらに、掘削地点は、公園内の広場である



第3図B GS-NSO-1 コアの深度 10 m～20 m のコア写真 (左) と CT 画像 (右)。

Fig. 3B Core photographs (left) and CT images (right) of GS-NSO-1 core (depth: 10 m–20 m).

ため、公園造成時の盛土であると考えられる。

3.2 GS-NSO-2 コア

3.2.1 基盤岩

深度：29.59 m～45.00 m (T.P. -21.49 m～-36.90 m)

層相：深度 29.59 m～30.00 m と深度 43.00 m～45.00 m を観察したところ、変成岩 (苦鉄質の暗色部) と花崗岩 (珪長質の明色部) が混在するミグマタイトであり、深度 29.59 m～30.00 m は風化による真砂化が進んでいた (第4図A)。

3.2.2 ユニット N2-1

深度：27.43 m～29.59 m (T.P. -19.33 m～-21.49 m)

層相：下部は、下位の基盤岩上面を基底面とする、木本類の繊維が目立つ泥炭層である (第4図A)。中部は、下部の泥炭層とは明瞭な侵食面で接する細礫 (最大径 0.5 cm) が混じる極粗粒砂層である。上部は、中部の極粗粒砂層から漸移する泥層～砂質泥層である。上部の泥層～砂質泥層は、生物擾乱が発達し、植物化石を含む。

火山灰：深度 27.53 m～27.56 m に層厚 3 cm の白色の

火山灰層が挟まる。この火山灰層を NSO2-v27 と呼ぶ。この火山灰では、重鉱物や火山ガラスは、風化による変質で粘土鉱物化していたが、わずかに角閃石が見られた。鉱物は、長石や石英を主体する。石英は、火山ガラスを内部に包有した高温型石英が混じる。これらの高温型石英に包有された火山ガラスの主成分化学組成は、 TiO_2 が 0.18 %、 Al_2O_3 が 11.97 %、 FeO^* が 0.84 %、 CaO が 1.07 %、 K_2O が 3.45 % であった。

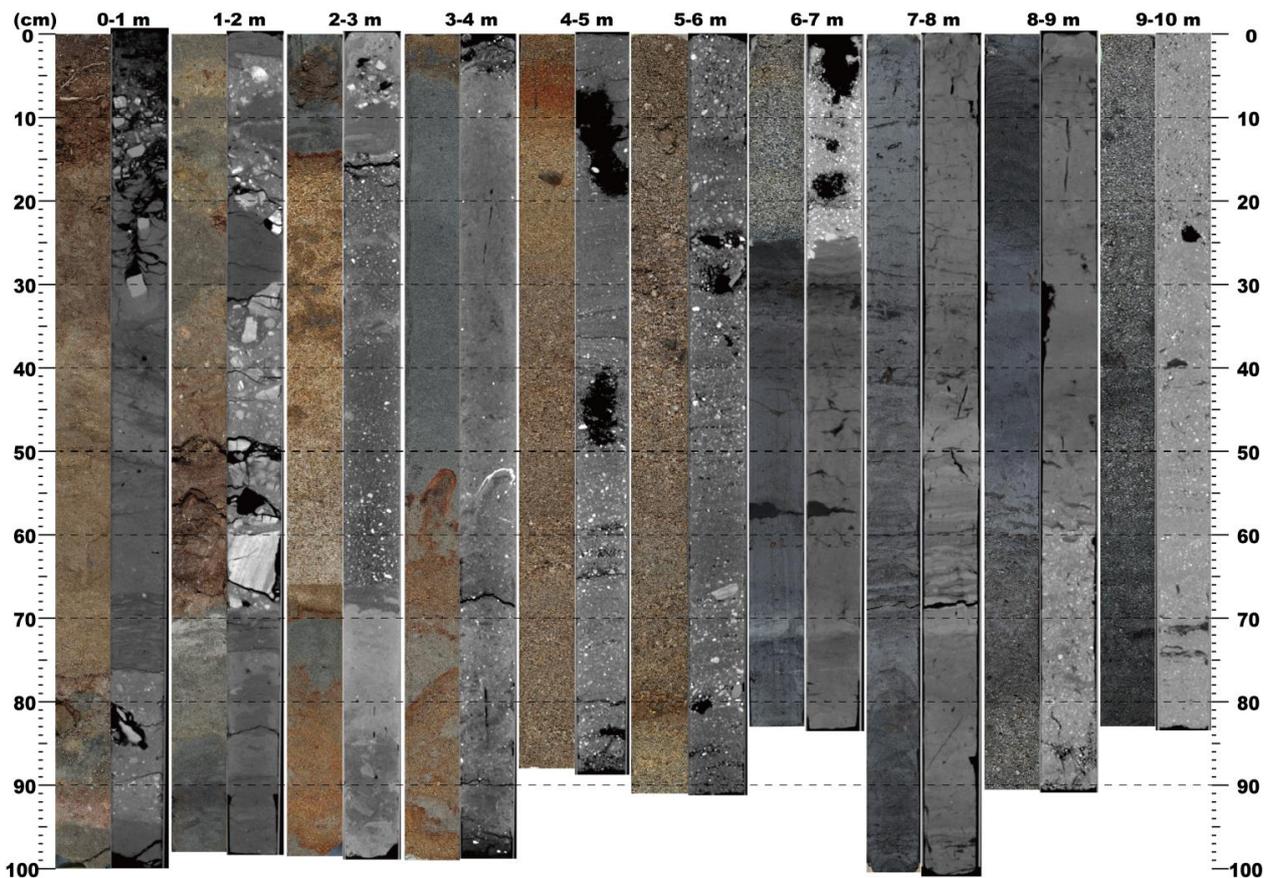
珪藻化石：深度 27.46 m～29.52 m の 7 試料では、珪藻化石は産出しなかった (第5図)。

花粉化石：深度 29.10 m～29.12 m では、ハンノキ属 (*Alnus*) が 43.8 %、スギ属 (*Cryptomeria*) が 41.9 % と優勢である。深度 27.85 m～27.87 m では、花粉化石がほとんど産出しなかった (第5図)。

3.2.3 ユニット N2-2

深度：18.60 m～27.43 m (T.P. -10.50 m～-19.33 m)

層相：最下部は、下位のユニット N2-1 の泥層と明瞭な侵食面で接する最大径 7 cm の中礫～大礫層である (第4図A)。それより上位は、亜角～亜円礫の細礫～中礫



第3図C GS-NSO-1 コアの深度0 m～10 mのコア写真(左)とCT画像(右)。

Fig. 3C Core photographs (left) and CT images (right) of GS-NSO-1 core (depth 0 m–10 m).

層と細礫混じりの中粒～極粗粒砂層を主体とする(第4図B)。また、最上部で泥の偽礫を含む。

珪藻化石: 深度 25.18 m～25.20 m の1試料では、珪藻化石は産出しなかった(第5図)。

3.2.4 ユニット N2-3

深度: 14.52 m～18.60 m (T.P. -6.42 m～-10.50 m)

層相: 本ユニットの下部は、下位から、中粒砂層、極細粒砂層、砂質泥層が漸移的に重なり、全体に生物擾乱を強く受けており、生痕化石が見られる(第4図B)。中部は、下部の砂質泥層から漸移する泥層で、生物擾乱を強く受けており、生痕化石や植物化石を含み、部分的に砂質泥層となる。上部は、中部の泥層から漸移する有機質泥層で、植物化石を多く含む。最上部は、上部の有機質泥層から漸移する泥質砂層で、生物擾乱を強く受けており、生痕化石を多く含む、細礫混じりの不淘汰な層相である。

珪藻化石: 深度 18.28 m～18.31 m, 深度 17.52 m～17.54 m, 深度 14.52 m～15.34 m の6試料では、珪藻化石は産出しなかった(第5図)。深度 17.86 m～17.88

m の試料では、付着性海～汽水生種や浮遊性淡水生種が産出した。深度 16.22 m～17.12 m の3試料では、浮遊性海～汽水生種や付着性海～汽水生種、浮遊性淡水生種が産出した。深度 15.89 m～15.98 m の試料では、浮遊性淡水生種が産出した。

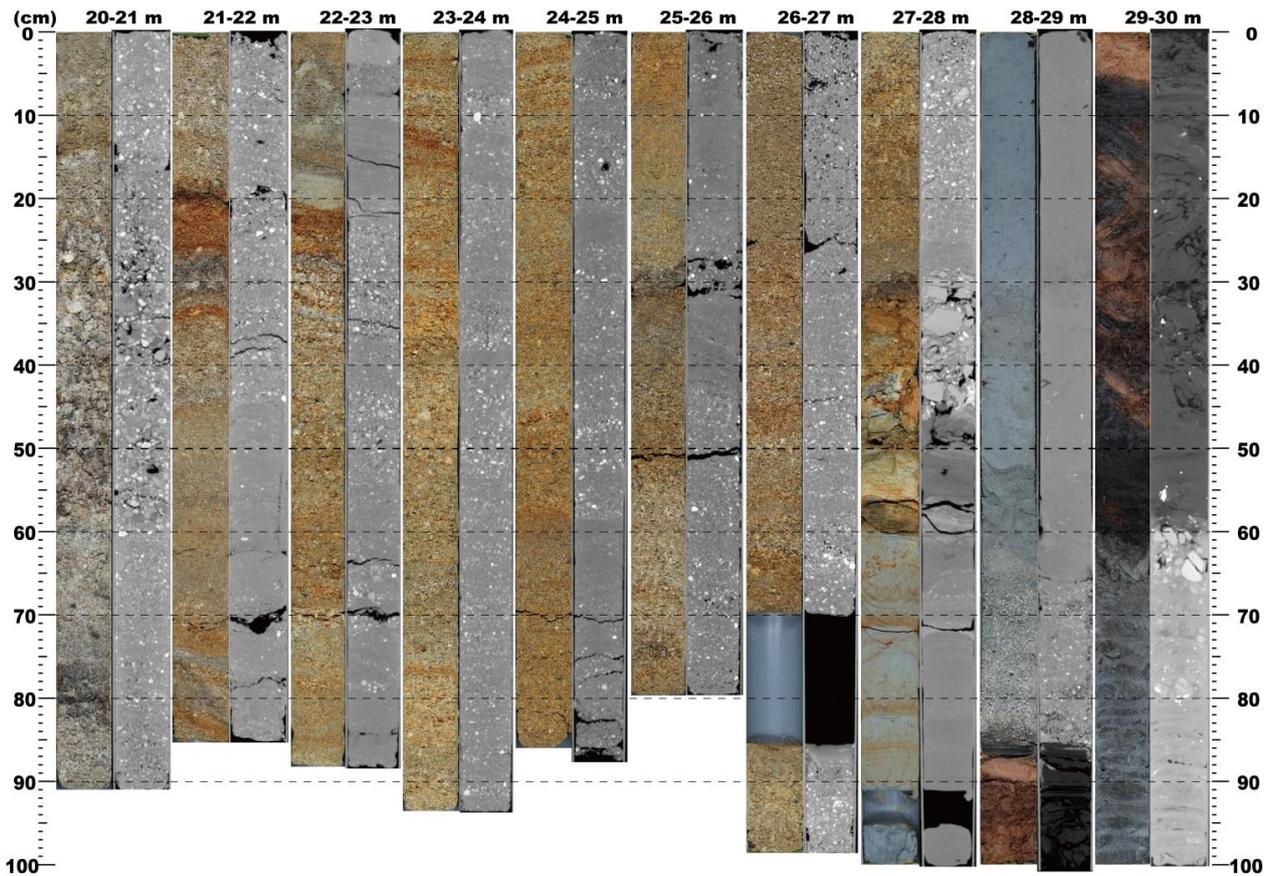
花粉化石: 深度 15.34 m～17.14 m の3試料では、コナラ属アカガシ亜属 (*Cyclobalanopsis*) が 29.1%～72.4%、マツ属 (*Pinus*) が 1.4%～52.4%、ブナ属 (*Fagus*) が 1.0%～12.0%、*Alnus* が 1.4%～11.9% と優勢であり、コナラ属コナラ亜属 (*Lepidobalanus*) が 0.4%～9.0% 混じる(第5図)。

¹⁴C年代値: 深度 16.00 m～16.02 m で採取した木片の¹⁴C年代は、>53,910 yr BPであった(第1表)。深度 15.65 m～15.69 m の有機質泥層の¹⁴C年代は、51,140±820 yr BPであった。

3.2.5 ユニット N2-4

深度: 7.70 m～14.52 m (T.P. 0.40 m～-6.42 m)

層相: 本ユニットの最下部は、下位のユニット N2-3 の泥質砂層と明瞭な層相境界を持ち、細～中礫(最大径 2



第4図A GS-NSO-2 コアの深度20 m～30 mのコア写真(左)とCT画像(右)。

Fig. 4A Core photographs (left) and CT images (right) of GS-NSO-2 core (depth: 20 m~30 m).

cm)と植物片が混じる不淘汰な極粗粒砂層である(第4図B)。下部は、最下部の極粗粒砂層から漸移する砂質泥層～泥質砂層、不淘汰な細粒砂層で、全体に生物擾乱を強く受け、生痕化石や貝殻片を含む。中部は、下部の細粒砂層から漸移する不淘汰な泥質砂層であり、全体に生物擾乱を強く受けており、生痕化石や貝殻片を多く含む。上部は、中部の泥質砂層から漸移する極細粒砂～中粒砂層である(第4図C)。上部は、全体に生物擾乱を強く受けており、部分的に生痕化石や植物片、細礫が混じる。

貝類化石: 深度12.75 m～13.95 mから、カワアイ(*Pirenella pupiformis* Ozawa & Reid)が産出した。深度13.41 m～13.80 mからウミニナ(*Batillaria multiformis* (Lischke))が産出した。深度11.54 mから、カワアイ(*Pirenella pupiformis* Ozawa & Reid)が産出した。カワアイは内湾の潮間帯や汽水域の干潟、ウミニナは、大きな湾の干潟や潮間帯の泥底上に生息する(奥谷編, 2017)。

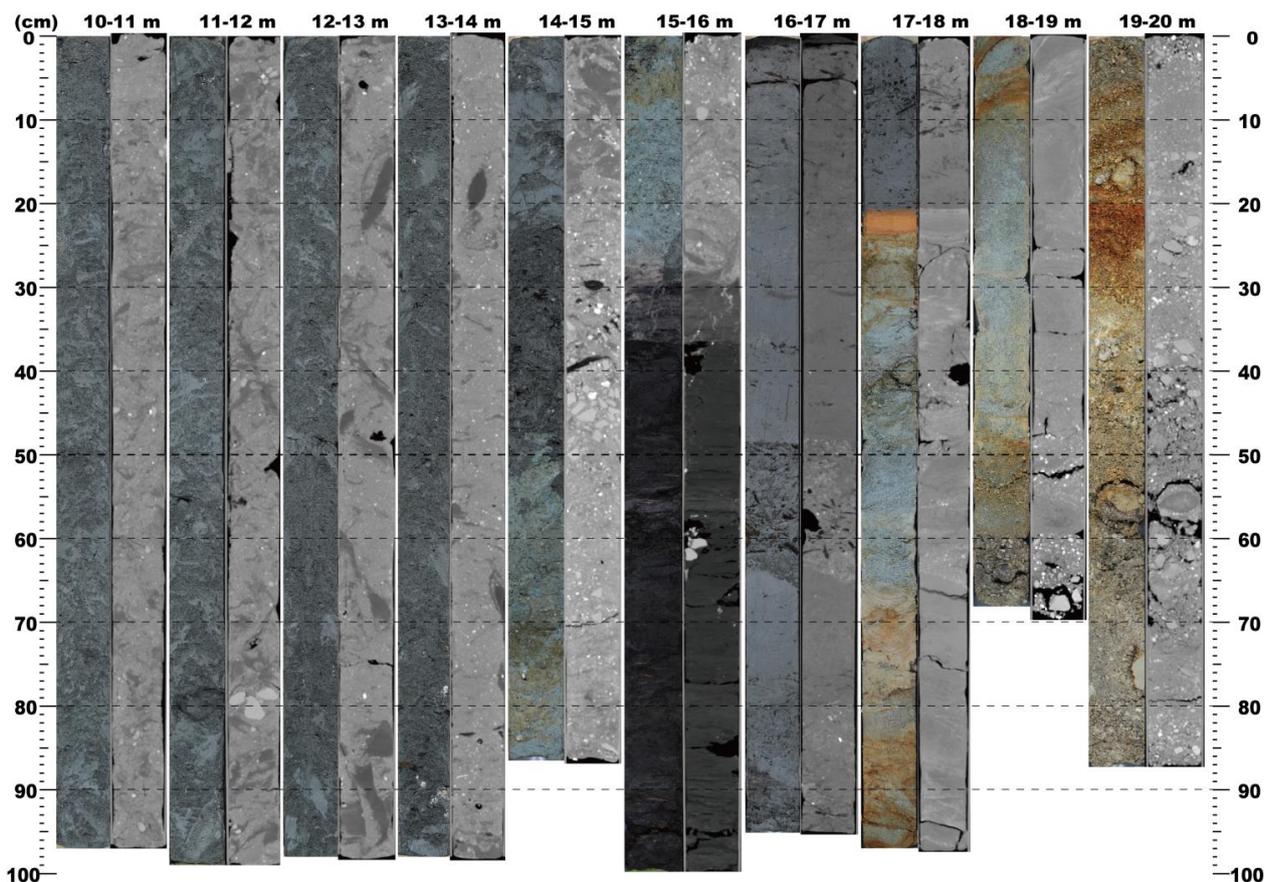
珪藻化石: 深度8.50 m～14.10 mの8試料では、浮遊性海～汽水生種や附着性海～汽水生種、浮遊性淡水生種が産出した(第5図)。

¹⁴C年代値: 深度14.52 mで採取した植物片の暦年較正年代は2σ範囲で、8,060～8,330 cal BP(中央値: 8,210 cal BP)であった(第1表)。深度13.87 m～13.95 mで採取したカワアイ(*Pirenella pupiformis* Ozawa & Reid)の暦年較正年代は2σ範囲で、7,750～7,930 cal BP(中央値: 7,840 cal BP)であった。深度12.83 mで採取したカワアイの暦年較正年代は7,560～7,710 cal BP(中央値: 7,630 cal BP)であった。深度11.54 mで採取したカワアイ(*Pirenella pupiformis* Ozawa & Reid)の暦年較正年代は2σ範囲で、7,600～7,700 cal BP(中央値: 7,680 cal BP)であった。深度9.63 mで採取した松かさ(pinecone)の暦年較正年代は2σ範囲で、6,970～7,170 cal BP(中央値: 7,080 cal BP)であった。深度9.04 mで採取した木片の暦年較正年代は2σ範囲で、6,940～7,160 cal BP(中央値: 7,020 cal BP)であった。

3.2.6 ユニットN2-5

深度: 2.34 m～7.70 m (T.P. 5.76 m～0.40 m)

層相: 本ユニットは、下位のユニットN2-4の中粒砂層と明瞭な侵食面を持って接し、亜角～亜円の細礫～中礫(最大径: 0.5 cm～2 cm)からなる礫層と、細礫混じりの中粒～極粗粒砂層の互層からなる(第4図C)。



第4図B GS-NSO-2 コアの深度10 m ~ 20 m のコア写真(左)とCT画像(右)。

Fig. 4B Core photographs (left) and CT images (right) of GS-NSO-2 core (depth: 10 m~20 m).

砂層は、部分的に泥の偽礫を含む。

3.2.7 ユニット N2-6

深度：0.29 m ~ 2.34 m (T.P. 7.81 m ~ 5.76 m)

層相：本ユニットは、下位のユニット N2-5 の中粒砂層から漸移する砂質泥層であり、全体に植物片と植物の根痕を含む(第4図C)。

珪藻化石：. 深度 0.50 m ~ 2.20 m の3試料では、浮遊性淡水生種が産出した(第5図)。

¹⁴C年代値：深度 7.96 m ~ 7.98 m で採取した植物片の暦年較正年代は2σ範囲で、1,700 ~ 1,820 cal BP (中央値:1,760 cal BP)であった(第1表)。深度 6.55 m ~ 6.58 m で採取した木片の暦年較正年代は2σ範囲で、320 ~ 500 cal BP (中央値:450 cal BP)であった。

3.2.8 盛土

深度：0 m ~ 0.29 m (T.P. 8.10 m ~ 7.81 m)

層相：本ユニットは、不淘汰な細粒砂層であり、最大径1 cmの角礫や植物片、植物の根を含み、色調の変化が大きい(第4図C)。角礫を含み、色調の変化が大きい不淘汰な層相であることから、人為的な影響が強く示唆される。さらに、掘削地点は公園内の緑地であり、公園整備時の盛土と推定される。

4. 沖積層と更新統の境界と海成層・淡水成層の層準

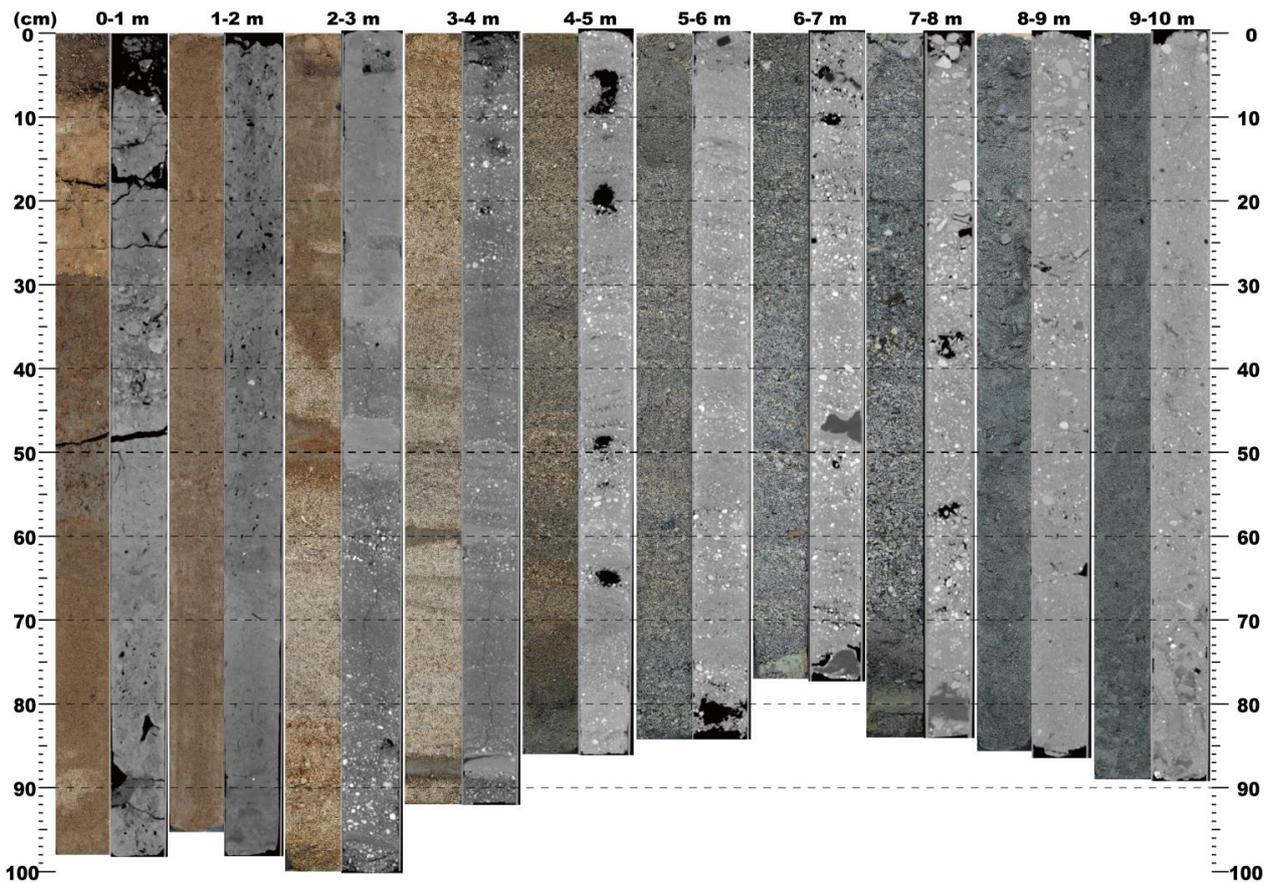
4.1 沖積層と更新統の区分

GS-NSO-1 コアのユニット N1-2 ~ N1-9 は、放射性炭素年代値に基づく、約9 cal kyr BP以降の完新世に形成されたと考えられる。ユニット N1-1 は、直接の年代値はないが、上位のユニット N1-2 から9 cal kyr BPの年代値が得られていることから、沖積層基底礫層(BG)もしくは更新世末期の埋没段丘礫層に対比される可能性がある。

GS-NSO-2 コアのユニット N2-4 ~ N2-6 は、放射性炭素年代値に基づく、約8 cal kyr BP以降の完新世に形成されたと考えられる。ユニットはN2-3より下位は、放射性炭素年代測定値から、測定限界より古い3~4万年前以前の更新世に形成されたと推定される。火山灰対比と花粉化石層序に基づく、この更新統の海洋酸素同位体ステージ(MIS)との対比については、後述する。

4.2 海成層・淡水成層の層準

GS-NSO-1 コアのユニット N1-3 ~ N1-5 は、貝殻片



第4図C GS-NSO-2 コアの深度0 m～10 mのコア写真(左)とCT画像(右)。

Fig. 4C Core photographs (left) and CT images (right) of GS-NSO-2 core (depth: 0 m–10 m).

や生痕化石の含有などから、海成層と推定される。貝化石群集からは、内湾の浅海域や河口域といった堆積環境が推定される。ユニットN1-2は、下部は植物片の含有などから淡水域での堆積が示唆されるが、上部は生痕化石の含有や生物擾乱の発達などから海成層の可能性もある。ユニットN1-1, ユニットN1-6～N1-9は、植物片や植物の根跡の含有、砂礫層を主体とする層相などから、河川などによって陸域で形成された淡水成層と考えられる。

GS-NSO-2 コアのユニットN2-4は、貝殻片や生痕化石、海水～汽水生種の珪藻化石の含有などから、海成層と推定される。貝化石群集からは、内湾の潮間帯に近い堆積環境が推定される。ユニットN2-3は、下部は海水～汽水生種の珪藻化石、上部は淡水生種の珪藻化石や植物片を含むことから、上位に向かって海域から淡水域に変化したと考えられる。ユニットN2-1は、下部の泥炭層は湿地などの淡水域での堆積が考えられるが、上部の泥層は海成・非海成は不明である。ユニットN2-5～N2-6は、植物片や植物の根跡の含有、砂礫層を主体とする層相などから、河川などによって陸域

で形成された淡水成層と考えられる。

5. 火山灰対比と花粉化石層序

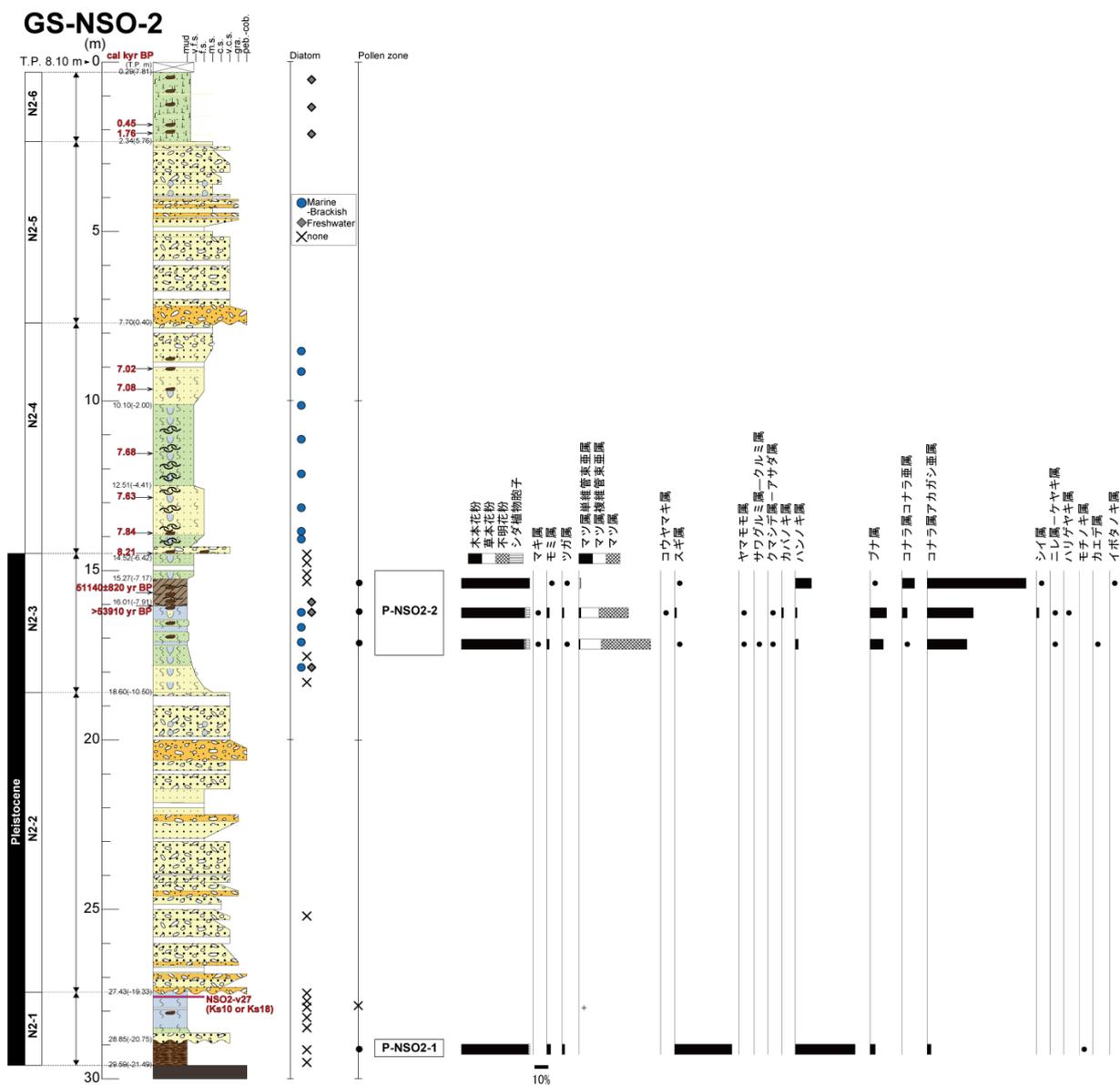
5.1 火山灰対比

5.1.1 NSO1-v18

火山ガラスの屈折率は、 $n=1.510 \sim 1.514$ と比較的高めであった。また、火山ガラスの主成分化学組成は、第2表に示す値が得られた。これらの特徴は、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah; 町田・新井, 2003)に対比されている琵琶湖底のBT3火山灰(吉川・井内, 1991; 長橋ほか, 2004)の分析値と類似していることから(第2表)、同テフラに対比できる可能性が高い。水月湖の湖底・年縞堆積物の放射性炭素年代から、同テフラの較正年代は、 2σ 範囲で、7,207～7,253 cal BPと推定されている(Albert *et al.*, 2019)。同テフラの層準は、上下の層準に含まれる貝殻片の放射性炭素年代値と矛盾しない(第2図A)。

5.1.2 NSO1-v7

火山ガラスの屈折率は、 $n=1.497 \sim 1.503$ であった。



第5図 GS-NSO-2 コアの珪藻分析結果，花粉分析結果。

Fig. 5 Result of diatom and pollen analysis of GS-NSO-2 core.

火山ガラスの主成分化学組成は，第2表に示す値が得られた。これらの特徴は，天城カワゴ平火山灰 (Kg ; 町田・新井，2003) と一致することから (第2表)，対比できる可能性が高い。カワゴ平火山の噴火によって埋没した神代杉の年輪の放射性炭素年代にウイグルマッチング法を適用することで，同テフラの較正年代は， 2σ 範囲で，3,140 ~ 3,160 cal BP と推定されている (Tani *et al.*, 2013)。同テフラの層準は，上下の層準に含まれる植物片・木片の放射性炭素年代値と矛盾しない (第2図 A)。

5.1.3 NSO2-v27

このテフラには，火山ガラスや重鉍物がほとんど残

されていないが，高温型石英を多く含む。そのため，高温型石英に包有された火山ガラスの主成分化学組成を行い，第2表に示す値が得られた。この値は，房総半島上総層群笠森層中の Ks10 もしくは Ks18 とほぼ一致することから，両テフラと対比可能であると考えられる。しかし，水野 (2001) や水野・納谷 (2011) が指摘しているように，Ks10 と Ks18 は，化学組成などの特徴が非常によく似ており，両者の識別は難しい。Ks18 は，樋脇テフラ (Hwk) に対比され (町田・新井，2003)，その降灰年代は MIS 15 と推定されている (町田・新井，2003 ; Okuda *et al.*, 2006)。Ks10 は，これまでに，海洋酸素同位体ステージとの対比は，直接的には検討

されていない。しかし、Ks10より下位のKs11（小林笠森テフラ、Kb-Ks）は、MIS 13e（白井，2001）もしくはMIS 14（Kameo *et al.*, 2006；中澤ほか，2009）に対比され、Ks10より上位のKs5はMIS 13に対比されている（七山ほか，2016）。これらの対比から、Ks10はMIS 13～MIS 14に対比されると考えられる。

5.2 花粉化石層序

GS-NSO-2 コアについて、花粉化石群集の垂直変化に基づき、NSO2-P1とNSO2-P2の2つの花粉分帯に分けた（第5図）。NSO2-P1は、*Cryptomeria*が41.9%、*Alnus*が43.8%と優勢である。NSO2-P2は、全体に*Cyclobalanopsis*が29.1%～72.4%と高率であり、次いで、下部（深度16.20 m～17.14 m）では*Pinus*が36.1%～52.4%と優勢であり、*Fagus*が9.7%～12.0%伴われ、上部（15.34 m～15.36 m）では*Alnus*が11.9%、*Lepidobalanus*が9.0%伴われる。楡井・本郷（2018）は、中部日本における前期末～中期更新世の地域花粉帯と海洋酸素同位体層序との対応を整理し、MIS 21の下限より下位の*Quercus-Metasequoia*超帯、MIS 21～MIS 15の下限までの*Fagus-Quercus*超帯、MIS 15～MIS 11下限の*Cryptomeria-Fagus*超帯、MIS 11～MIS 9下限の*Cyclobalanopsis-Cupressaceae*超帯、MIS 9～MIS 5下限の*Pinaceae-Cryptomeria*超帯の5つの花粉超帯を設定している。NSO2-P1とNSO2-P2では、ともにメタセコイヤ属（*Metasequoia*）が産出しなことから、*Quercus-Metasequoia*超帯よりも上位の超帯に対比される可能性が高い。さらに、NSO2-P1は、*Lepidobalanus*が伴わないため、*Fagus-Quercus*超帯よりも、上位の超帯に含まれると考えられる。NSO2-P2では、*Cyclobalanopsis*が全体的に29.1%～72.4%と高率で産出することから、*Cyclobalanopsis-Cupressaceae*超帯に対比される可能性が高い。NSO2-P1は、*Cryptomeria*が41.9%と優勢であり、さらに、NSO2-P2より下位の層準かつ*Fagus-Quercus*超帯より上位の層準であることから、*Cryptomeria-Fagus*超帯に対比されると考えられる。この対比は、前述したNSO2-v27火山灰の層位と矛盾しない。

6. まとめ

矢作川下流低地の中西部で、2本のオールコア堆積物（GS-NSO-1 コア、GS-NSO-2 コア）を採取し、層相記載・含泥率測定・貝化石同定・火山灰分析・珪藻分析・花粉分析・放射性炭素年代測定を行ない、沖積層と更新世の堆積環境・堆積年代を推定した。GS-NSO-1 コアの深度29.14 m（T.P. -20.91 m）より下位、GS-NSO-2 コアの深度29.59 m（T.P. -21.49 m）より下位は基盤岩であった。放射性炭素年代測定結果に基づき、基盤岩に重なる

堆積物は、GS-NSO-1 コアでは沖積層、GS-NSO-2 コアでは深度14.52 m（T.P. -6.42 m）以深は更新統、それより上位は沖積層と推定された。

GS-NSO-1 コアは、沖積層に対比されるN1-1～N1-9の9ユニットに区分された。また、GS-NSO-2 コアは、更新統に対比されるN2-1～N2-3の3ユニット、沖積層に対比されるN2-4～N2-6の3ユニットに区分された。これらの各ユニットは、層相や貝類・甲殻類化石、珪藻化石に基づき、内湾の浅海域で形成された海成層と淡水域で形成された河成層・陸成層の互層からなると考えられた。

GS-NSO-1 コアでは、深度7.81 m～7.83 mに天城カワゴ平（Kg）火山灰に対比される火山灰層（NSO1-v7）、深度18.09 m～18.10 mに鬼界アカホヤ（K-Ah）火山灰に対比される火山灰層（NSO1-v18）が認められた。GS-NSO-2 コアでは、深度27.53 m～27.56 mに、房総半島上総層群笠森層中のKs10火山灰もしくはKs18火山灰（MIS 15）に対比できる可能性が高い火山灰層（NSO2-v27）が認められた。また、花粉分析の結果、GS-NSO-2 コアの深度15.34 m～17.14 mの更新統では、*Cyclobalanopsis*の花粉化石が29.1%～72.4%と多産することから、楡井・本郷（2018）が設定した更新世の花粉化石超帯のうち、*Cyclobalanopsis-Cupressaceae*超帯（MIS 11～MIS 9 下限）に対比される可能性が高い。一方で、GS-NSO-2 コアの深度29.10 m～29.12 mでは、*Pinus*の花粉化石が41.9%と優勢し、*Lepidobalanus*や*Metasequoia*の花粉化石を含まないことから、*Cryptomeria-Fagus*超帯（MIS 15～MIS 11 下限）に対比される可能性がある。これらの花粉化石層序は、NSO2-v27の火山灰対比と矛盾しない。

謝辞：オールコア試料の掘削に際して、西尾市建設部公園緑地課と愛知県西三河建設事務所西尾支社管理課には、多大な便宜を図っていただいた。ボーリング掘削調査の現地作業は、阪神コンサルタント株式会社によって実施された。千葉県立中央博物館の加藤久佳博士にボーリングコア中の甲類化石の同定をしていただいた。ボーリングコアの堆積物の解釈について、地質情報研究部門の田邊 晋主任研究員、小松原純子グループ長、清家弘治主任研究員、中村佳博主任研究員、活断層火山研究部門の石井祐次研究員にご助言をいただいた。コア処理作業では、地質情報研究部門の小松原純子グループ長と高橋尚志博士（現：東北大学災害科学国際研究所助教）にご協力いただいた。コア処理作業や珪藻化石のプレパラート作成では地質情報研究部門の國本節子氏にご協力いただいた。コアのCT撮影は、地質情報研究部門の清家弘治主任研究員と横井久美氏にご協力頂いた。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- 阿部信太郎・青柳恭平 (2006) 日本列島沿岸海域における海底活断層調査の現状と課題—海底活断層評価の信頼度向上にむけて—。電力中央研究所報告, no, 5047.
- Albert, P., Smith, V., Suzuki, T., McLean, D., Tomlinson, E., Miyabuchi, Y., Kitaba, I., Mark, D., Moriwaki, H., and Nakagawa, T. (2019) Geochemical characterisation of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive (SG06 core). *Quaternary Geochronology*, **52**, 103–131.
- 土木学会原子力土木委員会 (1999) 原子力発電所の立地多様化技術—断層活動性評価技術— (C級活断層の分類と電子スピン共鳴法による断層年代測定), 105–123.
- 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.
- 飯田汲事・坂部和夫 (1972) 三河地震における深溝断層の延長部について. 地震 **2**, **24**, 44–55.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編 (2018) 活断層詳細デジタルマップ (新編). 東京大学出版会, 154p.
- 井上宇胤 (1950) 昭和20年1月13日の三河地震について. 験震時報, **14**, 49–55.
- 伊藤 忍 (2019) 高浜撓曲と横須賀断層の間の断層空白域における反射法地震探査. 地質調査総合センター速報, no. 79, 39–51.
- 伊藤 忍・竜沢篤ノ助 (2019) 反射法地震探査による横須賀断層北端付近の地下構造. 地質調査総合センター速報, no. 79, 53–62.
- Kameo, K., Okada, M., El-Masry, M., Hisamitsu, T., Saito, S., Nakazato, H., Ohkouchi, N., Ikehara, M., Yasuda, H., Kitazato, H. and Taira, A. (2006), Age model, physical properties and paleoceanographic implications of the middle Pleistocene core sediments in the Choshi area, central Japan. *Island Arc*, **15**, 366–377.
- 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.
- 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.
- 前之園唯史・成瀬 貫 (2018) 琉球列島より採集された日本初記録種を含むオサガニ類 (甲殻亜門: 十脚目: 短尾下目: オサガニ科) の3稀種. *Fauna Ryukyuna*, **41**, 15–37.
- 水野清秀 (2001) 鮮新・更新統中の広域テフラから火山活動の場とその影響範囲の変化を探る. 月刊地球, **23**, 605–609.
- 水野清秀・納谷友規 (2011) 広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野中央部のボーリングコアの対比. 地質調査総合センター速報, **56**, 121–132.
- 森山昭雄・小沢 恵 (1972) 矢作川流域の沖積平野の地形と沖積層について. 第四紀研究, **11**, 193–207.
- 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.
- 中澤 努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示 (2009) 関東平野中央部における上総—下総層群境界: 越谷GS-KS-1コアでのMIS 12層準の特定. 地質学雑誌, **115**, 49–63.
- 七山 太・中里裕臣・大井信三・中島 礼 (2016) 茂原地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- 楡井 尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末～中期更新世の花粉尘層序. 第四紀研究, **57**, 143–155.
- 小川光明・岡村 眞・坂口有人・堤 浩之・中田 高・岡田篤正・千田 昇 (1991) 三河湾における深溝断層延長部と中央構造線の音波探査. 活断層研究, **9**, 41–52.
- 岡田篤正 (2006) 1945年三河地震断層の変位地形と諸性質. 活断層研究, **26**, 163–191.
- 岡田篤正・牧野内猛・鈴木康弘 (2001) 「愛知県の活断層 (その3) 活断層文献調査研究—三河地域—」, 愛知県防災会議地震部会, 107p.
- 岡田篤正・牧野内猛・鈴木康弘 (2002) 「愛知県の活断層 (その1) 活断層文献調査研究—概要と評価—」, 愛知県防災会議地震部会, 117p.
- 岡田篤正・鈴木康弘・堤 浩之・東郷正美 (2004) 1:25,000都市圏活断層図「蒲郡」, 国土地理院, D1-No.435.
- Okuda, M., Nakazato, H., Miyoshi, N., Nakagawa, T., Okazaki, H., Saito, S. and Taira, A. (2006), MIS11–19 pollen stratigraphy from the 250-m Choshi core, northeast Boso Peninsula, central Japan: Implications

for the early/mid-Brunhes (400–780 ka) climate signals. *Island Arc*, **15**, 338–354.

奥谷喬司編 (2017) 日本近海産貝類図鑑 第二版. 東海大学出版部.

Ramsey, C. B. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337–360.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðsson, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and Plicht, J. (2013) INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.

佐藤善輝・水野清秀・久保純子・細矢卓志・森田祥子・加賀 匠 (2017) 足柄平野及び相模川下流平野におけるボーリング掘削調査 (速報). 地質調査総合センター速報, **74**, 97–110.

白井正明 (2001) 日本海東部で見出された更新世中期の広域テフラ. 月刊地球, **23**, 600–604.

杉戸信彦・岡田篤正 (2004) 1945年三河地震の地表地震断層. 活断層研究, **24**, 103–127.

鈴木康弘・渡辺満久・岡田篤正 (2009) 1:25,000 都市圏活断層図「半田第2版」. 国土地理院, D1-No.524.

Tani, S., Kitagawa, H., Hong, W., Park, J., Sung, K. and Park, G. (2013) Age Determination of the Kawagodaira Volcanic Eruption in Japan by ¹⁴C Wiggle-Matching. *Radiocarbon*, **55**, 748–752.

吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81–100.

地質調査総合センター速報 No. 83

令和3年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 令和4年12月13日

発行 国立研究開発法人産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567

茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

印刷 株式会社アイネクスト

本紙掲載記事の無断転載を禁じます