

# 令和2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 (FY2020)

中島 礼 (編)

NAKASHIMA Rei (Editor)

令和3年11月

November 2021

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

## 緒言

地質情報研究部門 沿岸域プロジェクトリーダー  
中島 礼

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、海岸や河川の河口域が近いことで、地震や大雨などの自然災害の影響を強く受けます。そのため、活断層や地震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。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公開しています。

平成 29 年度から令和元年度(平成 31 年度)にかけては、名古屋市を中心とした中京エリアである伊勢湾・三河湾沿岸域の地質調査を実施し、現在は調査成果のとりまとめと公開の準備を行っているところです。令和 2 年度からは、紀伊水道沿岸域の地質調査を 4 カ年の計画で開始しました。本報告は、令和 2 年度に紀伊水道沿岸域と伊勢湾・三河湾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、6 件の調査・研究成果が収められています。海域調査として、大阪湾西部海域におけるブーマー音源による反射法音波探査(鈴木ほか)、陸域調査として、徳島平野で掘削された第四系ボーリングの記載(中谷ほか)、徳島平野で掘削された坂東観測井の解析(佐藤・水野)、垂坂断層近傍のボーリングと地質構造(小松原ほか)、桑名断層の長期的変動(小松原)、北勢平野の地質構造(小松原)が掲載されています。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2年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

## 目次

緒言・・・・・・・・・・中島 礼

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  
鈴木克明・有元純・大塚宏徳・浜橋真理

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）  
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

電気伝導度分析に基づく徳島平野・板東観測井コアの海成層の認定  
佐藤善輝・水野清秀

垂坂断層近傍のボーリングと地質構造  
小松原琢・奥田博之・末廣匡基・秋永康彦・澤田基貴・本郷美佐緒

桑名断層の平均変位速度の長期的変動  
小松原琢

北勢平野の地質構造  
小松原琢

# **Annual Report of Investigations of Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2020)**

## **Contents**

Preface      NAKASHIMA Rei

Preliminary results of the multichannel seismic reflection survey in Osaka Bay, Japan  
SUZUKI Yoshiaki, ARIMOTO Jun, OTSUKA Hironori and HAMAHASHI Mari

Preliminary reports of the Quaternary sediment core drilled in Nakatokushima-cho  
Tokushima City, West Japan  
NAKATANI Koretaka, NISHIYAMA Kenichi, NAKAO Kenichi, SATO Yoshiki,  
HANEDA Yuki, SUZUKI Yoshiaki, MIZUNO Kiyohide and NAKASHIMA Rei

Identification of marine sediments based on electric conductivity analysis of the Bando  
observation well core in Tokushima Plain, western Japan  
SATO Yoshiki and MIZUNO Kiyohide

All-core drilling near the Tarusaka fault and geological structure in Yokkaichi City, Mie  
Prefecture, central Japan  
KOMATSUBARA Taku, OKUDA Hiroyuki, SUEHIRO Masaki, AKINAGA  
Yasuhiko, SAWADA Motoki and HONGO Misao

Long-term fluctuation of mean displacement rate of the Kuwana Fault, central Japan  
KOMATSUBARA Taku

Geological structure in the Hokusei Plain  
KOMATSUBARA Taku



# 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 Preliminary results of the multichannel seismic reflection survey in Osaka Bay, Japan

鈴木克明<sup>1\*</sup>・有元 純<sup>1</sup>・大塚宏徳<sup>2</sup>・浜橋真理<sup>2</sup>  
SUZUKI Yoshiaki<sup>1\*</sup> ARIMOTO Jun<sup>1</sup> OTSUKA Hironori<sup>2</sup> and HAMAHASHI Mari<sup>2</sup>

**Abstract:** Multichannel seismic reflection survey in the western part of Osaka Bay was carried out in 2020 using a boomer sound source. We obtained information on the flexural structure of the Osaka Bay Fault, as well as spatial distribution and sedimentary structure of the Holocene and late Pleistocene deposits above the Upper Osaka Group strata. These acoustic evidences provide clues to reveal the fault movements and sedimentation history in Osaka Bay during the late Quaternary. We are planning to continue the survey in the whole Osaka Bay area.

**Keywords:** Osaka Bay, seismic survey, active fault, Alluvium

## 要 旨

2020年度に大阪湾西部においてブーマー音源を用いた反射法音波探査を実施した。これまで詳細が分かっていなかった更新世後期以降における大阪湾断層の運動履歴解明の手掛かりとなりうる撓曲構造や、沖積層・更新統の分布、内部の堆積構造を含む断面を取得することができた。今後も大阪湾全域において調査を継続する予定である。

### 1. はじめに

地質調査総合センターでは、地質情報の空白域であった沿岸域における地質情報整備を「沿岸域の地質・活断層調査」(沿岸域プロジェクト)として2007年度から実施している。沿岸域プロジェクトの一環として、産業技術総合研究所と国立大学法人神戸大学は共同研究「大阪湾海域活断層に関する研究」を2020年度から開始した。この共同研究はこれまで充分にわかっていた大阪湾断層の浅部構造、断層の正確な分布や連続性、更新世後期～完新世の活動履歴を解明することを目的としている。本調査ではそのためにブーマー音源を用いた高分解能音波探査を実施した。本報告では、令和2年度に実施した2回の調査結果および取得した断面の概略を報告する。

### 2. 地域概説

大阪湾は大阪府、和歌山県、兵庫県に面した湾で、北西の明石海峡を通じて瀬戸内海と、南西の友ヶ島水道を通じて紀伊水道と接続する内湾である。大阪湾の

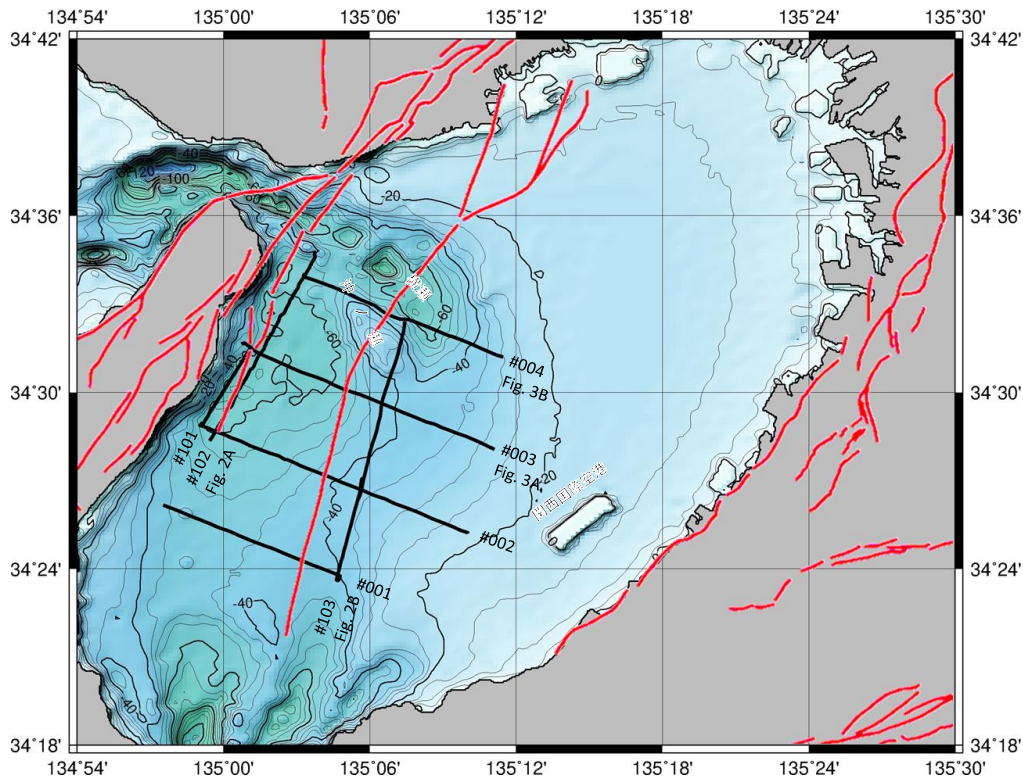
海底地形は全体としては西に緩く傾斜しており、湾の中央東側では20 m弱、湾の中央西側では50 m前後の水深である。湾中央部よりも明石海峡と友ヶ島水道に接続する北西、南西部のほうが海流の影響で水深は深く、それぞれ水深80 m以上に達する。海峡付近での海流の影響は一様ではなく、沖ノ瀬など地形的な高まりが形成されている箇所や、海底地形にサンドウェーブが認められる箇所(八島, 1992; 小島ほか, 2019)、横瀬などの凹地形が形成されている箇所がある(第1図)。1995年に発生した兵庫県南部地震以降、大阪湾においては活断層の分布や履歴解明を目的とした反射法音波探査は精力的に行われてきた(岩淵ほか, 1995; 横倉ほか, 1998; 岩淵ほか, 2000など)。大阪湾の北部から南西部にかけて存在する大阪湾断層は、大阪湾の堆積盆北西部に大規模な撓曲構造をもたらし、音響基盤の最深部では断層による落差は1000 m以上に達することが報告されている(早川ほか, 1964; 岩崎ほか, 1994; 横倉ほか, 1998)。大阪湾断層の構造や活動履歴は少しずつ明らかになってきているものの、断層の北限、南限は港湾区域や航路に近いこともあり従来の調査では十分に網羅できていない。また社会活動に密接に関連する数万年以下の高時間分解能での断層活動履歴はよくわかっていない。

岩淵ほか(2000)は、エアガン断面に認められる傾斜不整合面に基づく音響層序区分と関西空港周辺で掘削されたボーリング試料の岩相・年代層序を対比することで、大阪湾断層の活動履歴を推定した。彼らは反射断面に認められるI層、II層、III層、IV層をそれぞれ沖積層(完新世)、洪積層(段丘相当層;更新世後期)、大阪層群上部亜層群(更新世後期～中期)、大阪層群中

\*Corresponding author: Suzuki, Y., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: yoshiaki.suzuki@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 神戸大学 海洋底探査センター (Kobe University, Ocean-Bottom Exploration Center)



第1図 本研究で実施した反射法音波探査測線位置図（黒線）。断層位置（赤線）は活断層データベースに基づく。  
 Fig. 1 Location map of the seismic survey lines (black line) in this study. The fault location (red line) is based on the Active fault database of Japan.

部亜層群（更新世前期）と推定し、それぞれの基底に年代目盛りを挿入することで数十万～数百年解像度での活動履歴を復元している。関西空港周辺および大阪湾北部におけるボーリングコアからは、沖積層・洪積層・大阪層群の岩相は海成粘土層と非海成の砂礫層・泥層の互層から成り、海面変動に伴う海進と陸化による堆積環境の変動が示唆されている（中世古ほか，1984；増田，1992；北田ほか，2000など）。沖積層と洪積層の内部構造を明らかにすることは更新世～完新世の断層変位を調べる上で重要であり、本研究の目的の一つである。

### 3. 調査方法

本調査では今まで大阪湾で実施されてきたものよりも小回りが利くシステムとして、沿岸域プロジェクトの海域音波探査で運用されてきたブーマー音源を用いたの反射法音波探査を実施した（たとえば佐藤ほか，2020）。調査船は神戸大学の調査実習船「おのころ」を用いた。調査は2020年6月8日から12日と、2020年12月14日から18日の二回に分けて実施した。第一回調査は正味3.5日、第二回調査は海況不順のため正味0.5日の調査となった。ブーマー音源の発振出力は、6月

調査では発電機不調のため100 Jとし、12月調査ではこれが改善されたため200 Jとした。発振間隔は1.56 mとした。受振用のストリーマケーブルにはチャンネル間隔3.125 mの25 mケーブル2本を接続し、計16チャンネルの50 mケーブルとして扱った。ストリーマケーブルの曳航深度を調整するため、ケーブルウエイトを1セクションあたり8個ずつ、ハイドロフォンの位置を避けて装着した。長さ2 mのロープを介した警戒用のブイをストリーマケーブルの尾部に装着した。6月調査ではケーブル中間部にもブイを装着したがノイズの原因と考えられたため12月調査では装着しなかった。

データ収録はSEG-Dフォーマットで行い、ショットごとにGPS位置情報を付加した。収録長は800 msec、サンプリングレートは0.125 msecとした。デジタル信号として受振した信号は、収録形式のSEG-DフォーマットからSEG-Yフォーマットに変換した後に、断面処理ソフトSPW（Seismic Processing Workshop；Parallel Geoscience社）を用いて以下のように波形処理を行った。まずジオメトリ編集、バンドパスフィルタリング、ゲイン補正、デコンボリューションを行った。その後、速度解析と垂直動補正（NMO）を行い、共通点（CMP）重合を行った。そして再びバンドパスフィルタリングを行った後、断面の画像ファイルとして出力した。パ

ンドパスフィルタの通過周波数帯は、収録ごとのノイズレベルに応じて適宜調整したが、300 Hz ~ 2,000 Hz を基本とした（佐藤ほか，2020）。

調査測線は大阪湾断層の走向と概ね平行な南北測線（北北東—南南西方向）およびこれに直交する東西測線（西北西—東南東方向）を大阪湾西部海域に設定した。6月調査では南北測線2本と東西測線4本分の断面を取得した。12月調査では西風の影響を受けにくい淡路島沿岸付近の南北測線1本のみ断面を取得した。測線番号は取得できた測線に対し、東西測線を南から順に#001、#002、#003、#004、南北測線を西から順に#101、#102、#103とした。以下にそれぞれの反射断面で観察できた構造について報告する。

#### 4. 層序区分

大阪湾中央付近では海底下100 msec前後において音響反射面が明瞭に観察できる。岩淵ほか（2000）では同様の深度に見られる音響反射面より上位を沖積層に対比されるI層、下位を更新統に対比されるII層と認定しており、本報告でもこれに従って上位側をI層、下位側をII層と層序区分した。II層は一部で周囲より連続性が良い反射面がみられるが、全体として側方連続性の悪い反射面で構成されている。I層の内部反射面は弱い側方連続性は良い。反射面の特性の違いは沖積層と更新統の岩相の違いを反映すると考えられる。II層の基底反射面は多くの反射断面では観察できなかったが、I層が尖滅する南北断面#102において海底下90 msec ~ 150 msecに認められる反射面は、岩淵ほか（2000）で区分するII層基底反射面（更新統基底に相当）である可能性がある。

#### 5. 南北断面に見られる構造

第2図には大阪湾断層に概ね平行な南北断面のうち、大阪湾断層の上盤側に相当する#102（第2図A）および下盤側に相当する#103（第2図B）の断面を示した。なお#102は12月調査で取得した断面であり、ブーマー音源の発振出力を100 Jから200 Jに変更し、ブイの装着位置をストリーマーケーブルのテールと中間部の2箇所からテールのみ装着に変更するなど6月調査から改善を行ったため、深層の内部構造が他に示す断面より明瞭に観察されている。

南北断面において、I層の層厚と分布は上盤側と下盤側で大きく異なる。下盤側（第2図B）では、I層は海底下100 msec前後まで南北方向におおむね均等な厚さで堆積している。また、沖ノ瀬など海底地形の高まりが存在する北側の区間においては、成層構造を成さな

い乱れた反射面も認められ、I層の基底反射面は南側と比べて不明瞭になっている。

大阪湾断層上盤側に相当する#102断面（第2図A）ではI層の分布は非常に限られており、層厚は最大でも30 msec程度に留まる。上盤側で層厚が薄い傾向は東西断面で得られた結果や、先行研究で取得された反射断面とも整合的である（岩崎ほか，1994；岩淵ほか，2000など）。#102断面では90 msec ~ 150 msecに連続性のよい不整合面がみられ、これは岩淵ほか（2000）で洪積層に対比しているII層の基底反射面の可能性がある。II層の内部反射面および基底反射面は南落ちの傾斜を示し、南側ほど層厚が大きくなる特徴を示すが、この傾向は大阪湾断層上盤側（第2図A）のみで観察でき、下盤側（第2図B）では確認されていない。

#### 6. 東西断面に見られる構造

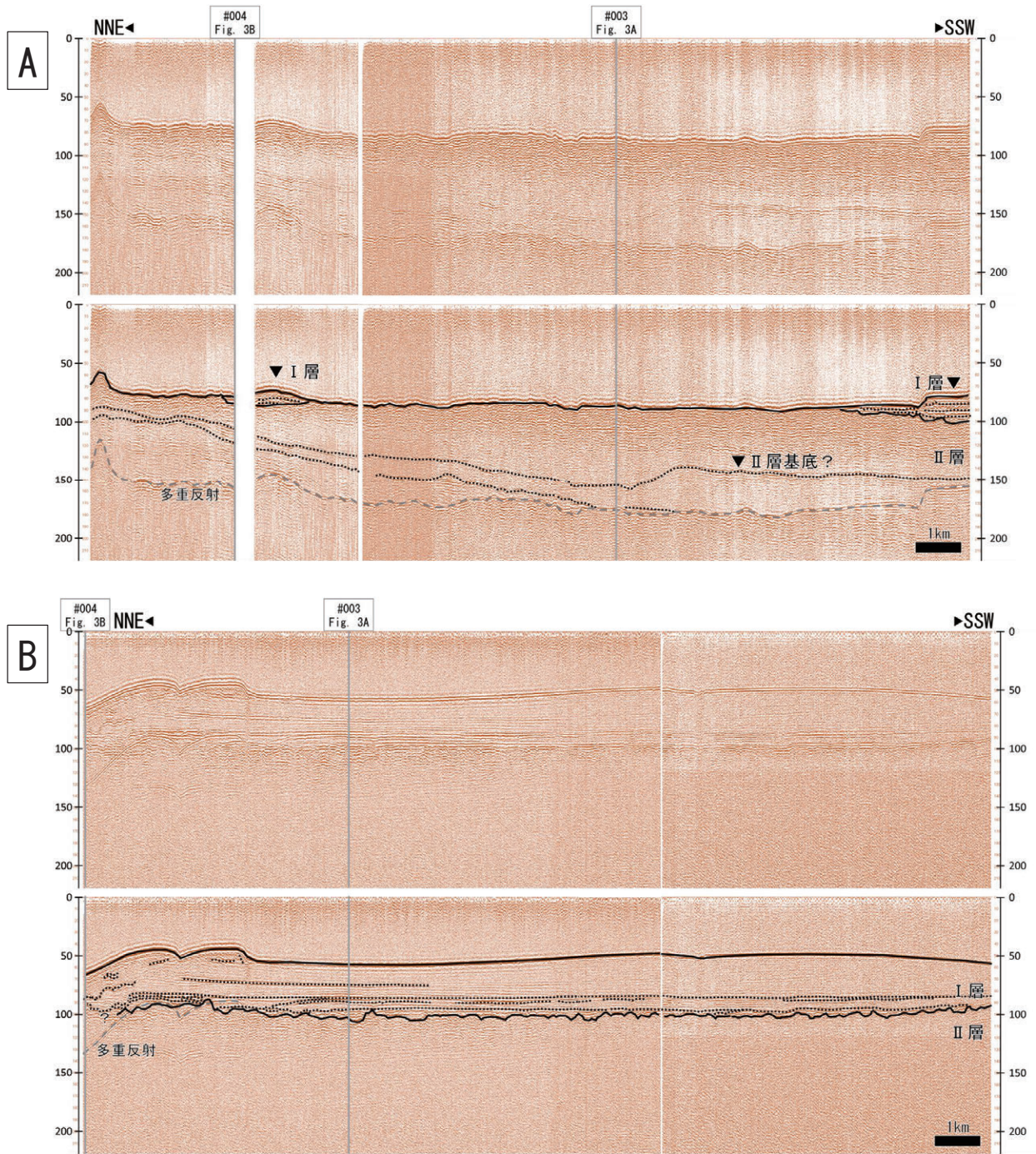
第3図には大阪湾断層に概ね直交する東西断面のうち、湾の中央部を通過した#003（第3図A）と、沖ノ瀬北側を上盤側に含む湾北部を観察した#004（第3図B）を示した。いずれも6月調査で取得した断面である。海底反射面は海底地形をよく反映しており、沖ノ瀬北側斜面のサンドウェーブに関連すると思われる段差状地形も観察できる（第1図，第3図B）。

湾中央部の#003断面では、I層の基底反射面より上位の堆積層は層厚50 msec程度だが、湾の西側に向けて薄くなり、下位のII層に対してオンラップして尖滅する。湾北部の#004断面では、I層の層厚は大きく変動し、西側の沖ノ瀬による地形的高まりでは層厚が相対的に大きい。#103交点よりも東側で局所的に薄くなっている箇所があり、水深が深くなっている場所（横瀬に対応）で侵食を受けている様子が観察できる（第1図，第3図B）。この侵食部を境に東西でI層の対比を行うことができないため、岩相は東西で異なる可能性がある。また、侵食を受けている堆積層の層序はI層に対応すると考えられるが、この区間（#004東側）は他の断面との交差が無いため、今後の調査において交差断面を取得することで検証を行う予定である。

湾中央部と湾北部の両東西断面において、I層の内部に不整合面が観察できる（第3図A，B）。これらの不整合面は交差断面による側方対比が出来ていないため層序区分には反映していない。仮にこの不整合面より上位をIA層、下位をIB層とすると、それぞれの堆積層には以下のような特徴がある。

IB層の内部反射面はIA層の内部反射面と比較してより明瞭である。内部反射面はI層（IB層）の基底反射面と概ね平行して堆積している。IA層の内部反射面はIB層の内部反射面と比較して不明瞭な傾向がある。ま



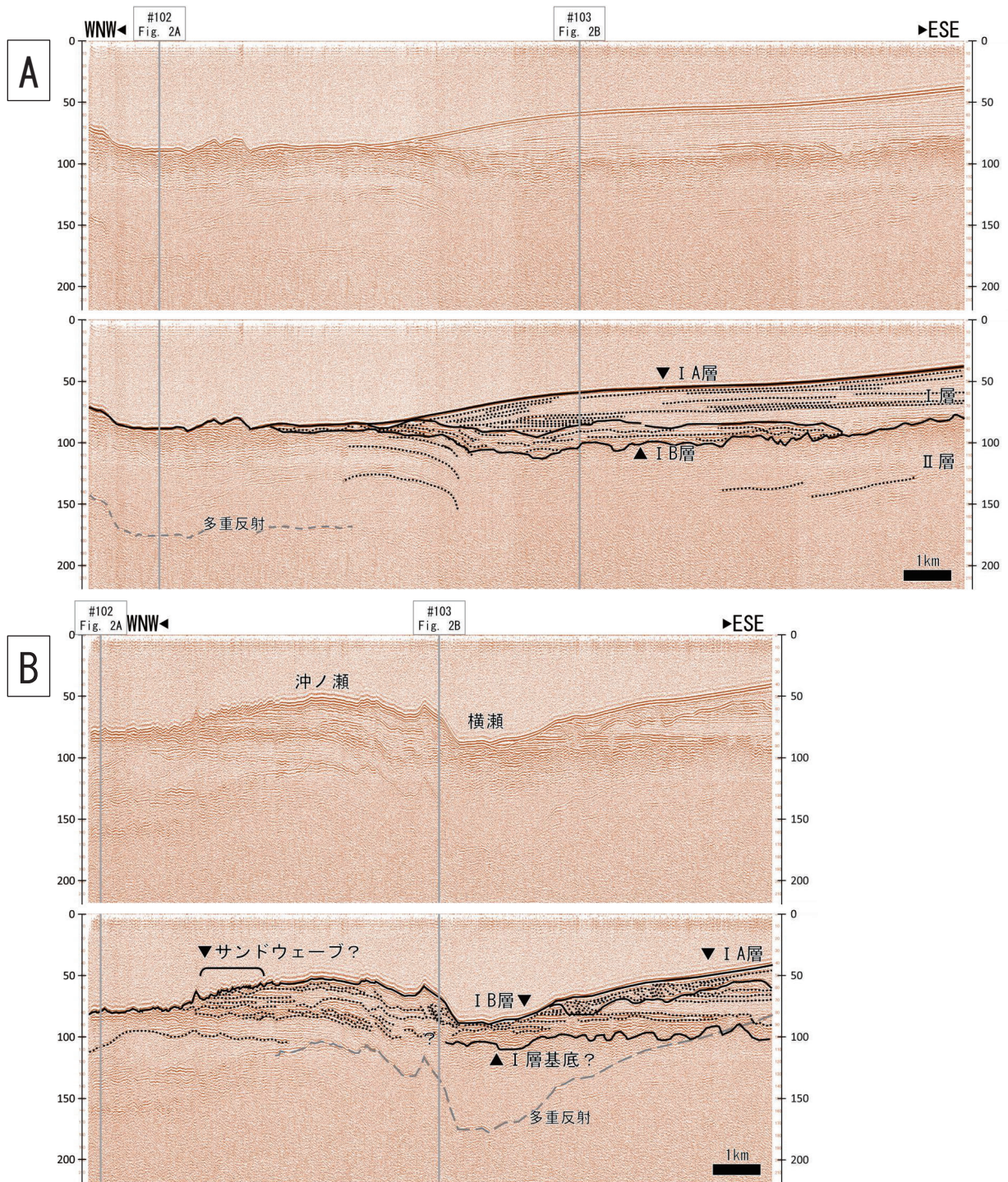


第2図 大阪湾断層に平行な測線で取得した反射断面の例。(A)#102で取得した記録断面(上)とその解釈断面(下)。(B)#103で取得した記録断面(上)とその解釈断面(下)。海底反射面とI層/II層境界とみられる不整合面は実線, その他の解釈線は点線で示した。縦軸はいずれも往復走時(msec)。

Fig. 2 Examples of cross-sections acquired with the geodesic parallel to the Osaka Bay fault. (A) The recorded (upper) and its interpreted (lower) cross section on #102. (B) The recorded (upper) and its interpreted (lower) cross section on #103. The seafloor reflection and the unconformity surface interpreted to be the boundary between layer I and layer II are shown by solid lines. The other interpretation lines are shown by dotted lines. The vertical axis is the two way travel time (msec).

た, IA層の内部反射面の傾斜は一定でなく, I層(IB層) として平行な箇所, これら両方に対して斜交する箇所の 基底反射面に対して平行かつ明瞭な箇所, 海底面に対 三種類が認められる。斜交する反射面は湾北部の#004





第3図 大阪湾断層に直交する測線で取得した反射断面の例。(A) #003で取得した記録断面(上)とその解釈断面(下)。(B) #004で取得した記録断面(上)とその解釈断面(下)。海底面とI層/II層境界とみられる不整合面、IA層/IB層の境界と認定した不整合面は実線、その他の解釈線は点線で示した。縦軸はいずれも往復走時(msec)。

Fig. 3 Examples of cross-sections acquired with the geodesic perpendicular to the Osaka Bay fault. (A) The recorded (upper) and its interpreted (lower) cross section on #003. (B) The recorded (upper) and its interpreted (lower) cross section on #004. The seafloor reflection and the unconformity surfaces interpreted to be the boundaries of layers I/II and IA/IB are shown by solid lines. The other interpretation lines are shown by dotted lines. The vertical axis is the two way travel time (msec).



断面で特に多く観察され、東落ちの傾斜を持つ。この堆積構造は、湾内の潮流や海水準変動の影響を反映した構造である可能性がある。

I層とII層の境界をなす不整合面やII層の内部反射面は、東側（大阪湾断層下盤側）では、湾中央部の#003断面において海底面とほぼ平行に西傾斜をしている様相が確認される。これらの反射面は大阪湾断層と交差する区間では東側に傾斜しており、この構造は大阪湾断層に由来する撓曲である可能性が高い。一方で、東西測線系におけるI層の内部反射面には、湾中央部の#003断面においてIB層内部に東落ちの反射面が認められる以外には、上記の撓曲に調和的な構造が明瞭には見られない。その理由として、大阪湾断層付近で反射面の連続性が良くないことに加え、大阪湾断層直上は湾北部において沖ノ瀬の流れの影響を強く受ける箇所に位置することなどが考えられる。

## 7. まとめ

大阪湾西部において、2020年度に2回の調査を実施し、反射法音波探査により海底下断面を取得した。これらの調査で大阪湾断層に直交する4測線と、平行する3測線の反射断面を得た。ブーマー音源を用いた高解像度音波探査により、先行研究では見られなかった浅層部における詳細な海底下構造が明らかになりつつある。本調査で得られた音波探査断面から、岩淵ほか(2000)の音響層序区分におけるI層とII層（それぞれ沖積層および洪積層に相当）が認められた。II層の内部反射面には大阪湾断層の活動に由来すると思われる撓曲が観察され、更新世後期以降にも大阪湾断層の活動があったことが示唆される。ただしより上位のI層は、特に東西方向に層厚が大きく変化し、内部の不整合面や傾斜する反射面など多様な構造を持つ。こうした堆積体内部構造の空間分布を規制する要因の一つとして大阪湾断層の活動が考えられるが、特に湾周縁部では海底地形自体に加えて海底下の反射面も過去の流れの影響を強く受けている可能性が高い。既存の音波探査や掘削コアの資料を参考にしつつ、今後も詳細な調査を継続することにより、大阪湾断層分布域を中心として地質構造の空間分布や成因を解明していく予定である。

**謝辞：**反射法音波探査の実施にあたり、「おのころ」の伊集盛人船長、神戸大学マリンサイトの職員、研究員の方々には大変お世話になった。地質調査総合センターの井上卓彦グループ長、三澤文慶研究員、佐藤智之主任研究員、村上文敏客員研究員、神戸大学の島 伸和教授、山本由弦教授、巽 好幸客員教授には調査実施

やデータの解析にあたり様々な助力、助言を頂いた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

## 文 献

- 早川正巳・森 喜義・鎌田清吉・藤田和夫(1964) 放電式音波探査による大阪湾地質構造の研究. 地質調査所月報, **15**, 1-28.
- 岩淵 洋・春日 茂・穀田 昇・沖野郷子・志村栄一・長田 智(1995) 大阪湾西部の活断層. 海洋調査技術, **7**, 11-19.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・雪松隆夫・田賀 傑・宮野正実・酒井建治・深沢 満(2000) 反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造. 水路部研究報告, **36**, 1-23.
- 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川 猛・大西正純(1994) エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造. 地震第2輯, **46**, 395-403.
- 北田奈緒子・竹村恵二・伊藤康人・斎藤礼子・宮川ちひろ・三田村宗樹・七山 太・岩淵 洋(2000) 海上保安庁水路部コアOB-1およびOB-2の層序対比とそれに基づく大阪湾断層の活動性評価. 古地震研究報告, no.1, 153-166.
- 小島 響・松野哲男・佐野 守・島 伸和・遠藤徳孝・大串健一・谷 篤史(2019) 大阪湾の海底に見られるサンドウェーブの移動. 日本地球惑星科学連合2019年大会, HCG32-02
- 増田富士雄(1992) 大阪湾の完新統と上部更新統の堆積様式. 堆積学研究会報, **37**, 71-77.
- 中世古幸次郎・竹村恵二・西脇一二・中川要之助・吉谷正和・山内守明(1984) 大阪湾泉州沖海底地盤の層序. 関西空港地盤地質調査報告書, 災害科学研究所, 279-282.
- 産業技術総合研究所 活断層データベース <https://gbank.gsj.jp/activefault/> (閲覧日: 2021/05/06)
- 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. 地質調査総合センター速報, no. 81, 令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 15-23.
- 八島邦夫(1992) 明石海峡周辺の砂堆地形と流況に関する諸問題. 水路部技報, **10**, 79-89.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進(1998) 大阪湾における反射法深部構造探査. 地質調査所月報, **49**, 571-590.

## 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) Preliminary reports of the Quaternary sediment core drilled in Nakatokushima-cho Tokushima City, West Japan

中谷是崇<sup>1\*</sup>・西山賢一<sup>2</sup>・中尾賢一<sup>3</sup>・佐藤善輝<sup>1</sup>・羽田裕貴<sup>1</sup>  
鈴木克明<sup>1</sup>・水野清秀<sup>1</sup>・中島 礼<sup>1</sup>

NAKATANI Koretaka<sup>1\*</sup>, NISHIYAMA Kenichi<sup>2</sup>, NAKAO Kenichi<sup>3</sup>, SATO Yoshiki<sup>1</sup>,  
HANEDA Yuki<sup>1</sup>, SUZUKI Yoshiaki<sup>1</sup>, MIZUNO Kiyohide<sup>1</sup>, NAKASHIMA Rei<sup>1</sup>

**Abstract:** A 80 m-long borehole core (TK-B-1) drilled in the Tokushima Plain was examined. Based on the sedimentary facies, volcanic ash layers, pollen fossils and radiocarbon dates, this core was divided into the following 13 units. Unit 1 is a metamorphic rock that forms the base of the Tokushima Plain. Units 3 to 8 are Pleistocene and consist of marine and fluvial strata. Units 12-10 are considered to be Alluvium based on radiocarbon dates, and K-Ah tephra found in Unit 11. In Unit 10, we found a volcanic glass concentration derived from AT tephra, but the concentration is a possibility of rework. We intend to reveal the subsurface geological structure of the Tokushima Plain based on the database of borehole data, lithologic stratigraphy, volcanic ash stratigraphy and biostratigraphy.

**Keywords:** Tokushima Plain, Quaternary, Tephra, Radiocarbon, Pollen

### 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」(沿岸域プロジェクト)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」として徳島県徳島市の第四系ボーリングコア試料についての堆積環境、堆積年代について予察的結果を報告する。

徳島平野は中央構造線に沿って流れる吉野川が運搬した土砂により形成された沖積低地であり、徳島市中心部は低地上に立地している。徳島平野は、北縁は中央構造線北側に和泉層群からなる讃岐山脈、南縁は三波川変成岩類からなる四国山地に挟まれ、東西約40 km、南北約20 kmにわたって分布する(第1図)。

徳島平野の地下地質研究は、1960年代から研究が始まった(中川・須鎗, 1965; 横山ほか, 1990; Kawamura, 2006; 川村・西山, 2019など)。中川・須鎗(1965)は既存ボーリング資料より、徳島平野を形成する完新世(沖積世)の堆積物を徳島層(上部層, 下部層)、更新世(洪積世)の堆積物を北島層とした。徳島層は泥層を挟む砂礫層からなる最下部、シルト層および細砂層で構成される下部、海生貝類化石を含む

粘土層、シルト層、粗砂層から構成される中部、海生貝類や植物遺体を含む細砂層からなる上部に区分される(Kawamura, 2006)。北島層は主に礫質堆積物からなる。この北島層は、中央構造線活断層系に隣接した徳島平野北縁の鳴門市大麻町では、地下500 m以深にまで分布し、岩盤に達していない(佃・佐藤, 1996)。一方、徳島市南東部の津田地区では、標高-100 m~-90 m付近で基盤の三波川変成岩類に着岩している(西山ほか, 2012)。Kawamura(2006)は、北島層は徳島層の下位に位置するN値が50を超える砂礫層から構成されると定義したが、この砂礫層は上位の徳島層の基底に分布する基底礫層との層相区分が困難であることを指摘している。西山ほか(2017a)は、複数のボーリング資料に基づき、徳島平野地下に分布する北島層から、貝化石を含む海成層を複数枚見出し、北島層は徳島平野に隣接する紀伊水道~大阪湾周辺に分布する大阪層群上部に対比されることを示唆した。

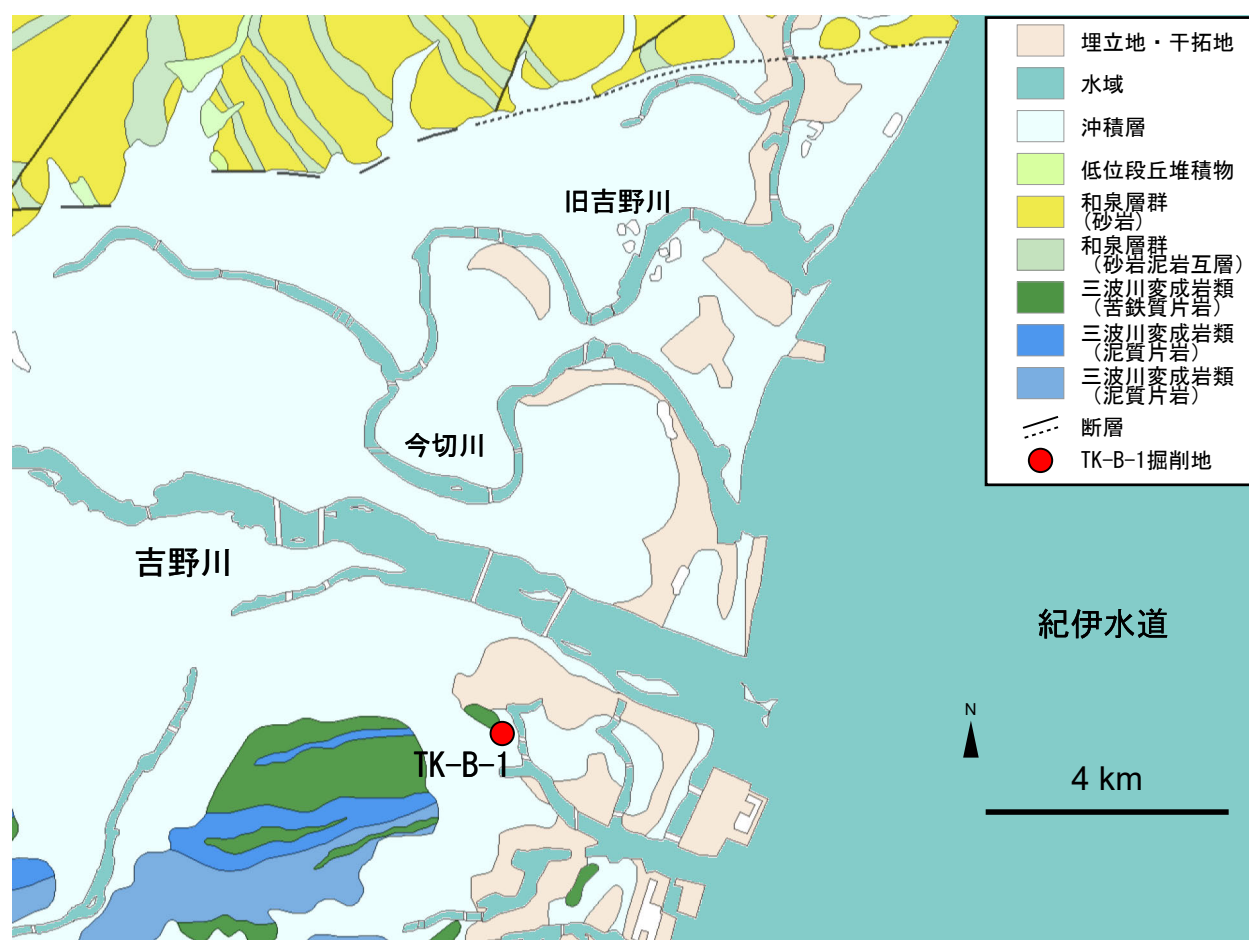
徳島平野の第四系地下地質については以上のような研究例があるが、堆積環境と詳細な堆積年代が不明であった。本研究では、徳島平野地下を形成する第四系について、堆積年代や堆積環境を明らかにするために、徳島市で掘削された完新統、更新統、基盤岩を含むボーリングコアについて詳細な層相記載、火山灰層の解析、

\*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)

2 徳島大学大学院社会産業理工学研究部 (Graduate School of Technology, Industrial and Social Science, Tokushima University)

3 徳島県立博物館 (Tokushima Prefectural Museum)



第1図 対象地域周辺の地質分布およびボーリング掘削地点の位置。ベースマップには20万分の1日本シームレス地質図V2（産業技術総合研究所地質調査総合センター編，2017）を用いた。

Fig. 1 Geological distribution around the study area and location of coring sites. Base map is taken from Seamless Digital Geological map of Japan (1:200,000), Geological Survey of Japan, AIST (2017).

放射性炭素 ( $^{14}\text{C}$ ) 年代測定，花粉化石分析を行った。

## 2. 方法

### ボーリングコアの概要と層相記載

コア試料はオールコアで徳島大学工学部に保管されていたTK-B-1を使用した。TK-B-1は徳島市中徳島町（北緯  $34^{\circ}04'27.51''$ ，東経  $134^{\circ}33'34.14''$ ；孔口標高 1.92 m）（第1図）で掘削され，総掘進長は 80.00 m である。TK-B-1は国土交通省国土技術政策研究所の委託研究「インフラ施設の液状化評価のための3次元地盤構造モデルの作成手法」によって得られた成果の一部である。掘削は（社）全国地質調査業務協会連合会・サンコーコンサルタント株式会社実施した。

コア試料は保管先の徳島大学にて観察を行い，地質柱状図の作成（第2図），コア表面の写真撮影（第3図A～D）と，分析用試料の採取を実施した。

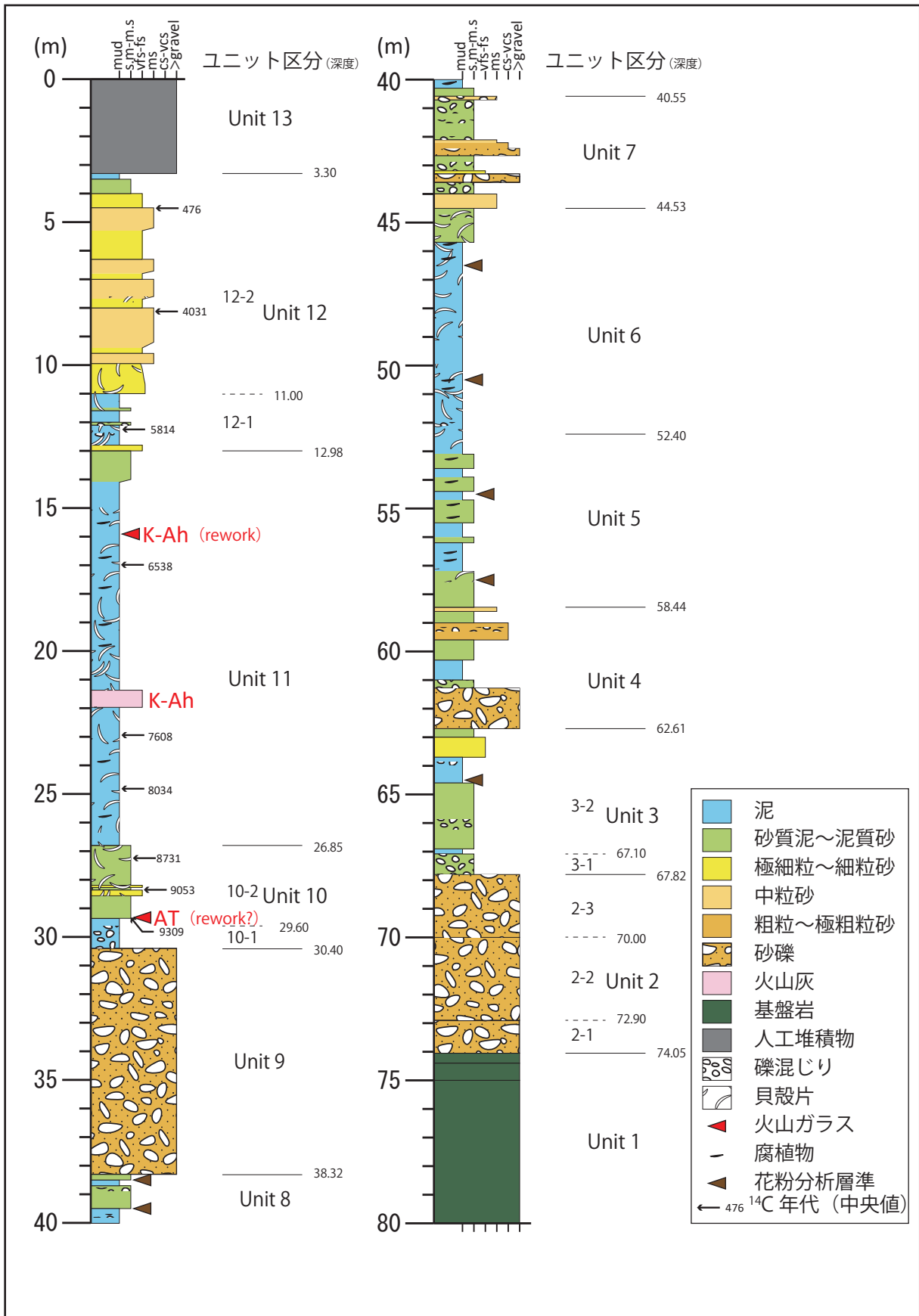
### 火山灰層分析

TK-B-1中に含まれる火山ガラスの形状，屈折率を検討した。試料は目視で確認された火山灰層や火山ガラス濃集層，および泥質層中に含まれる火山ガラスを対象とした。試料は篩と超音波洗浄で泥粒子を取り除いた後， $60^{\circ}\text{C}$ で乾燥させた。その後，極細粒砂～細粒砂サイズの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た。その後の屈折率分析に十分な量の火山ガラスが含まれる試料に対して，その形状分類を行った。火山ガラスの形状分類は岸・宮脇（1996）に従った。火山ガラスの屈折率は，温度変化型測定装置 MAIOT（古澤地質製）を用いて測定した。

### $^{14}\text{C}$ 年代測定

TK-B-1の深度 29.34 m～4.52 m から採取した植物片 3 試料，貝化石 5 試料，木片 1 試料について，加速器質量分析法（AMS法）による  $^{14}\text{C}$  年代測定を加速器分



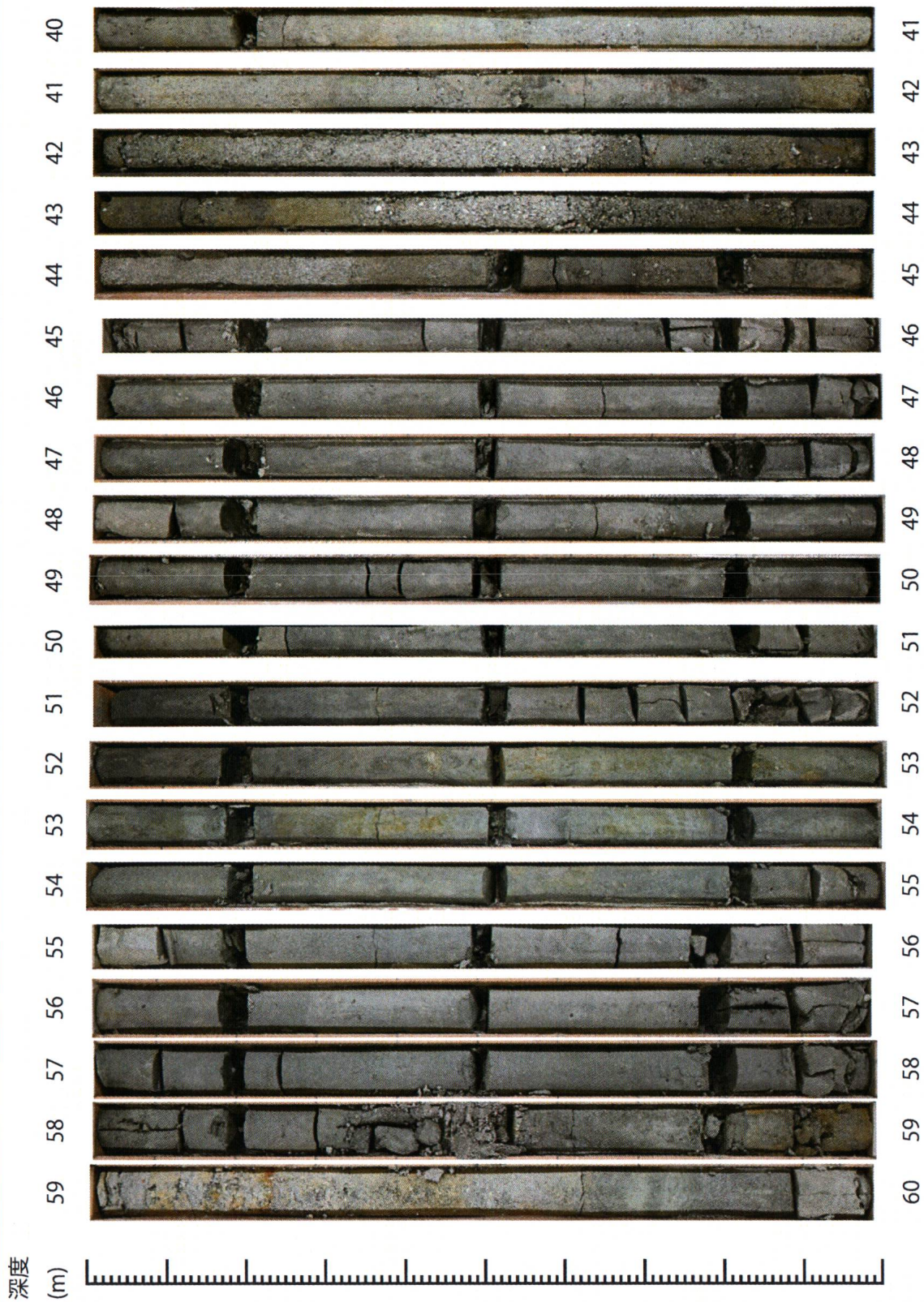


第2図 TK-B-1 コアの柱状図.  
Fig. 2 Geological column of TK-B-1 core.



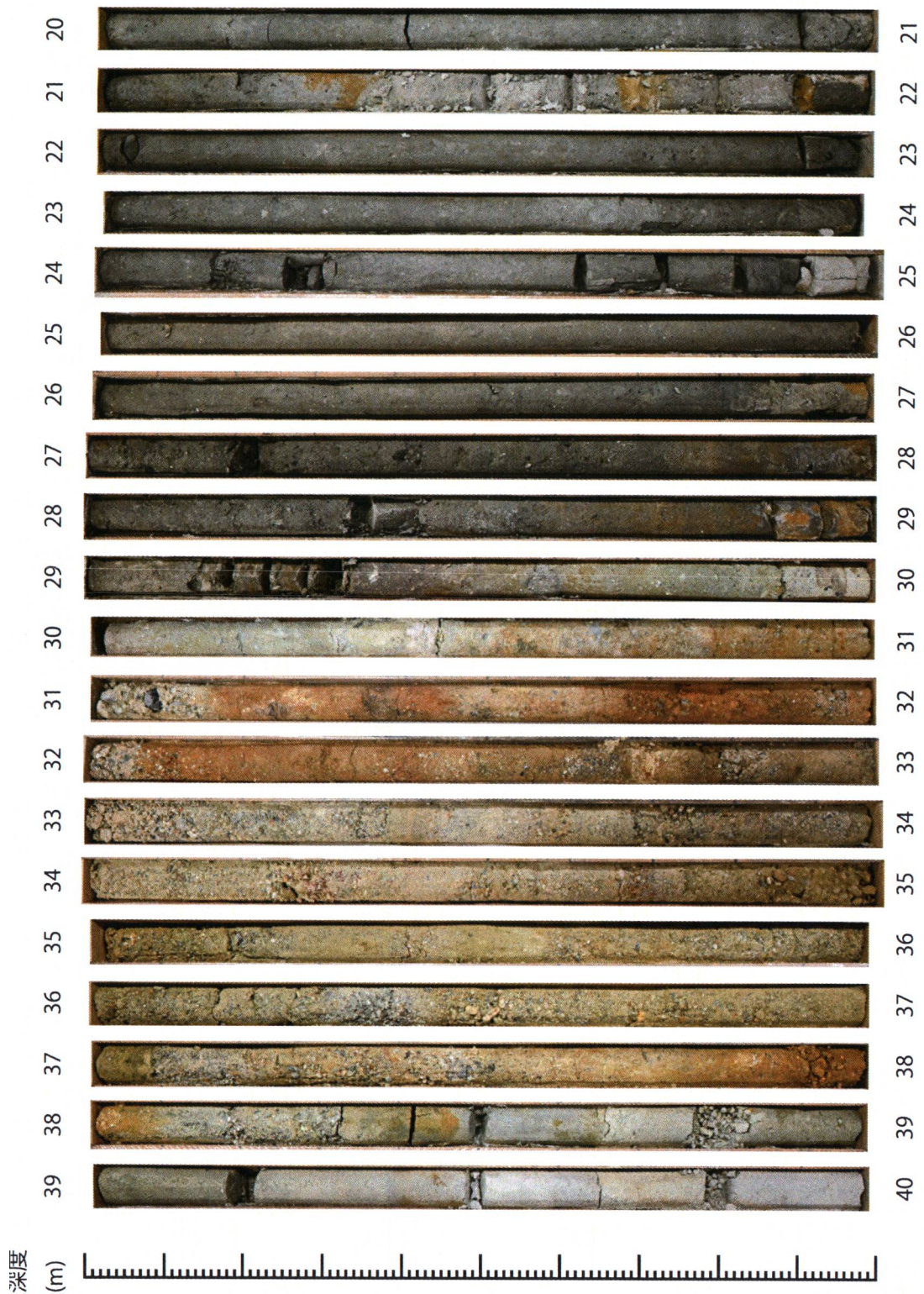
第3図A TK-B-1 コアの写真 (深度 80 m ~ 60 m).  
Fig. 3A Core photograph of TK-B-1 core (Depth 80 m ~ 60 m).





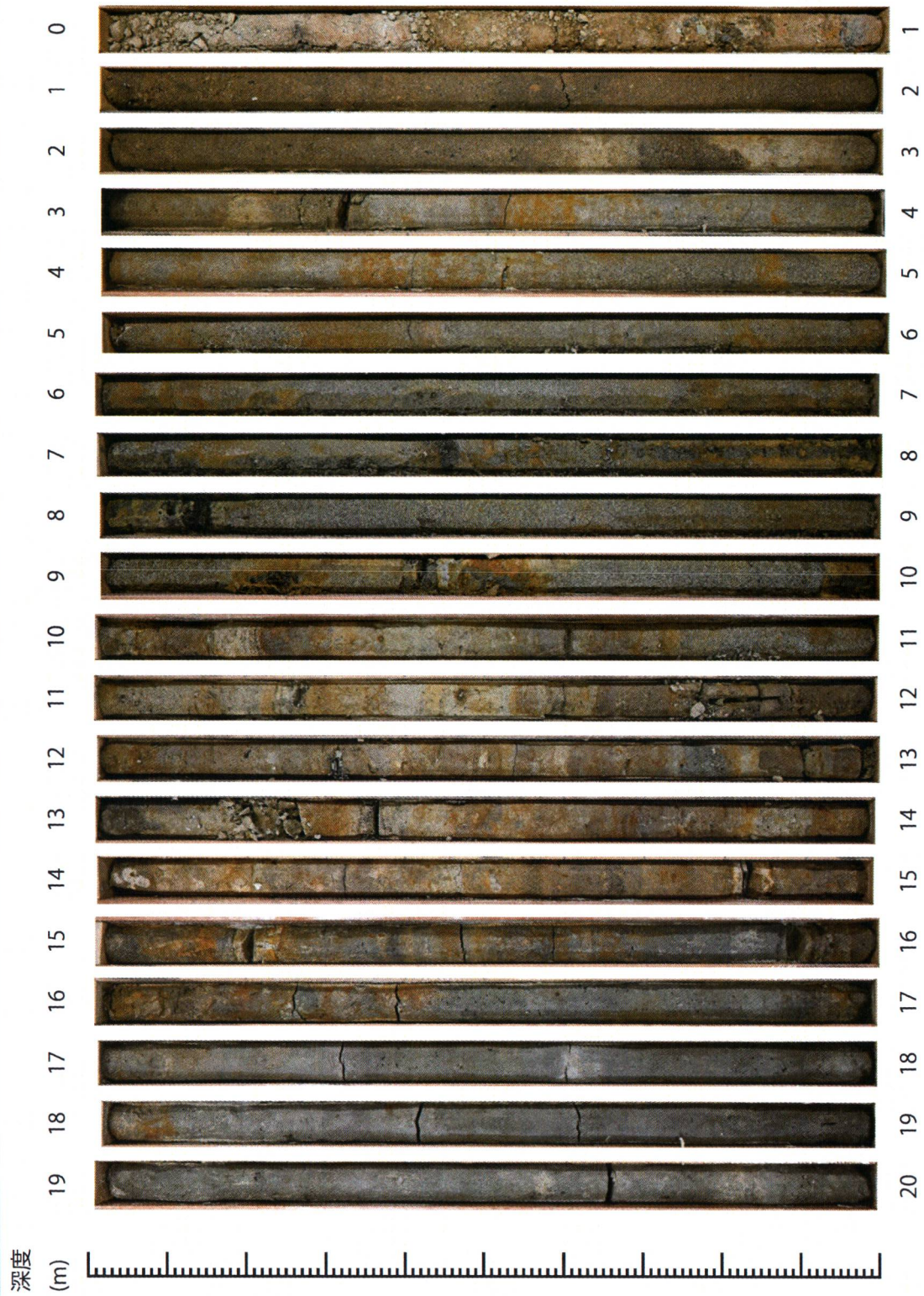
第3図B TK-B-1 コアの写真 (深度 60 m ~ 40 m).  
Fig. 3B Core photograph of TK-B-1 core (Depth 60 m ~ 40 m).





第3図C TK-B-1 コアの写真 (深度 40 m ~ 20 m).  
Fig. 3C Core photograph of TK-B-1 core (Depth 40 m ~ 20 m).





第3図D TK-B-1 コアの写真（深度20 m～0 m）.

Fig. 3D Core photograph of TK-B-1 core (Depth 20 m～0 m).

析研究所に依頼して測定した。年代測定結果は、Oxcal v4.4 較正プログラム (Ramsey, 2009) を用いて暦年補正した。較正のためのデータセットには、IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) および Marine20 (Heaton *et al.*, 2020) を用いた。<sup>14</sup>C年代の測定結果は第1表にまとめた。

### 花粉化石分析

TK-B-1の深度 64.50 m ~ 38.50 m の泥質層から採取した計7試料について、花粉化石分析を有限会社アルプス調査所に依頼した。分析は以下の手順で実施した。水酸化カリウム処理により試料を泥化・分散させる。1 μm 振動篩で粘土鉱物を分離・除去する。大型時計皿処理により植物質を濃集する。フッ化水素酸処理により珪酸塩鉱物を分解除去する。重液(塩化亜鉛, 比重約1.9)を用いて比重分離し、植物質を濃集する。酢酸処理を行った後、アセトリシス処理(濃硫酸:無水酢酸=1:9の混合液を加え、1分間湯煎)によりセルロースを分解・除去する。酢酸処理および水洗を行った後、分離試料をグリセリンジェリーで封入する。封入材の乾燥を防ぐため、カバーガラスの周囲をネイルエナメルで密封する。花粉化石の形態観察および同定は、生物顕微鏡 600 倍を用いて行った。

花粉化石の計数は同定された花粉・孢子化石のうち、完全形または破片の場合は半分以上残っていたものを対象とした。木本植物の花粉化石総数が1試料につき200個を越えるまで計数した。また、この過程で観察される草本植物の花粉化石およびシダ・コケ植物の孢子化石も集計した。分析結果は(第4図)にまとめた。

### 3. ユニット区分

TK-B-1は層相(堆積物の粒度、色調、固結度、および花粉化石群集)が上下で極端に異なる箇所および明瞭な侵食面で接する箇所を境界として、下位から順にユニット1~13の13のユニットに区分される(第2図、第3図A~D)。ユニットごとに、層相、火山灰分析、<sup>14</sup>C年代測定、花粉化石の結果を記載する。

#### ユニット1 (深度 80.00 m ~ 74.05 m)

**層相:** 非常に硬質で、片理が発達する塩基性片岩が卓越する。所々に石英脈を挟む。深度 75.00 m ~ 74.40 m は緑灰色を呈する泥質片岩で構成される。深度 74.40 m ~ 74.05 m は黄褐色を呈する砂質片岩となる。

**解釈:** 徳島平野の南縁は、三波川変成岩類からなる丘陵、山地が分布しており、ボーリング掘削位置から西に約 300 m には、三波川変成岩が分布する標高約 60 m の小丘が分布することから、平野地下でも比較的浅い深度で分布すると予想される。以上のことから、ユニッ

ト1は基盤の三波川変成岩類と解釈される。

#### ユニット2 (深度 74.05 m ~ 67.82 m)

**層相:** 本ユニットは主に結晶片岩の大礫と中礫を含む砂礫からなり、3つのサブユニット(2-1, 2, 3)に細分される。サブユニット2-1(深度 74.05 m ~ 72.90 m)は礫径が5 mm ~ 80 mm の亜角~亜円礫を含む砂礫からなる。礫はclast-supportedで含まれる。サブユニット2-2(深度 72.90 m ~ 70.00 m)は大礫からなり、礫径はコア径(50 mm)を超える。72.20 mで、下位から色調が黄褐色から緑灰色に変化する。大礫間は礫径5 mm ~ 10 mm の砂礫が充填する。サブユニット2-3(深度 70.00 m ~ 67.82 m)は砂礫からなる。礫のサイズは中礫から大礫であり、下位のサブユニット2-2に比べ基質に泥質分が多い。基質は浅黄色の泥からなる。

**解釈:** 礫種の多くが結晶片岩であることから、礫の供給源は徳島平野南縁の三波川変成岩類であると考えられる。円磨された礫層を含むため、基盤(三波川変成岩類)ではなく何らかの運搬作用を被った堆積物であると考えられるが、その堆積年代は不明である。平野下に埋没した三波川変成岩の岩盤直上に位置する礫層という特徴から、岩盤斜面上の崖錐堆積物あるいは、河成堆積物からなる可能性もある。

#### ユニット3 (深度 67.82 m ~ 62.61 m)

**層相:** 本ユニットは2つのサブユニット(3-1, 2)よりなる。サブユニット3-1(深度 67.82 m ~ 67.10 m)は礫の混じる泥質砂からなる。礫は主に径10 mm ~ 50 mm の亜角~亜円礫で構成され、礫種はその多くが結晶片岩である。サブユニット3-2(深度 67.10 m ~ 62.61 m)は灰オリーブ色を呈する礫混じりの砂質泥~泥質砂と灰あるいは灰オリーブ色を呈する礫混じりの泥からなる。深度 67.10 m ~ 66.90 m は泥、66.90 m ~ 65.00 m は灰あるいは灰オリーブ色の泥質砂からなり、腐植物が混じる。65.00 m ~ 63.69 m は灰オリーブ色の泥からなり、深度 64.40 m で、植物根を混入する。深度 63.69 m ~ 63.00 m は灰色を呈する細粒砂~中粒砂が卓越し、砂の淘汰は良い。深度 63.00 m ~ 62.61 m は灰オリーブ色を呈する泥質砂が卓越し、腐植物が混じる。深度 62.82 m ~ 62.61 m には径4 mm ~ 5 mm の礫が混じる。

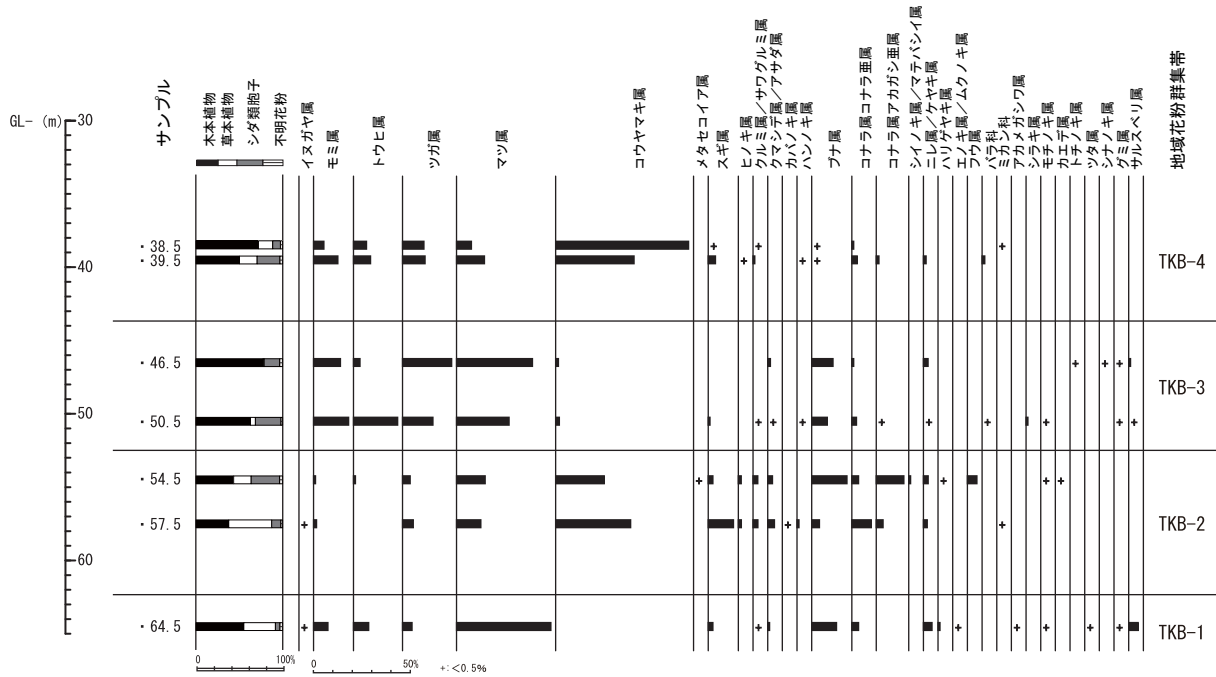
**花粉化石分析(第4図):** 深度 64.50 m を分析の対象とした。マツ属(*Pinus*)が優勢で、ブナ属(*Fagus*)およびトウヒ属(*Picea*)、モミ属(*Abies*)、ツガ属(*Tsuga*)がこれに次ぐ。スギ属(*Cryptomeria*)は低率であり、サルスベリ属(*Lagerstroemia*)を伴う。コウヤマキ属(*Sciadopitys*)およびアカガシ亜属(*Quercus subgen. Cyclobalanopsis*)はほとんど産出しない。

**解釈:** 全体に泥質で細粒な堆積物が含まれる。各サブ



第1表 放射性炭素年代測定結果.  
Table 1 Results of radiocarbon age.

Core	Depth (m)	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (%)	Conventional $^{14}\text{C}$ age (yrBP)	Calibrated age ( $2\sigma$ ) (cal BP)	Probability (%)	Median (cal BP)	Lab No. / Reference
TK-B-1	4.52	plant	$-26.65 \pm 0.16$	$397 \pm 22$	508-436	80.4	476	IAAA-201212
TK-B-1	8.12	plant	$-29.38 \pm 0.16$	$3683 \pm 25$	4141-4129	1.8	4031	IAAA-201213
TK-B-1	12.31	shell	$-0.44 \pm 0.18$	$5624 \pm 26$	5965-5652	95.4	5814	IAAA-201214
TK-B-1	16.97	plant	$-31.21 \pm 0.17$	$5743 \pm 27$	6633-6451	95.4	6538	IAAA-201215
TK-B-1	22.97	shell	$1.43 \pm 0.21$	$7327 \pm 30$	7746-7470	95.4	7608	IAAA-201216
TK-B-1	24.83	shell	$0.38 \pm 0.22$	$7753 \pm 31$	8180-7897	95.4	8034	IAAA-201217
TK-B-1	27.21	shell	$0.19 \pm 0.21$	$8368 \pm 31$	8940-8566	95.4	8731	IAAA-201218
TK-B-1	28.35	shell	$-1.49 \pm 0.18$	$8599 \pm 31$	9246-8888	95.4	9053	IAAA-201219
TK-B-1	29.31-34	wood	$34.91 \pm 0.14$	$8294 \pm 33$	9426-9199	82.9	9309	IAAA-210210
					9179-9139	12.6		



第4図 花粉化石分析結果.  
Fig. 4 Pollen fossil analysis result.

ユニットに所々礫を含むが、砂質分は少ない。貝殻の細片を含まず、植物根を混入することから、河川の氾濫原堆積物と考えられる。深度 65.00 m ~ 63.00 m の層序区間は、泥から細粒砂~中粒砂へと逆級化することから、河川の氾濫原上の洪水堆積物の可能性がある。

**ユニット4（深度 62.61 m ~ 58.44 m）**

**層相：**本ユニットは厚い砂層、砂礫層と砂質泥~泥層の互層からなる。深度 62.61 m ~ 61.30 m には径が 5 mm ~ 30 mm の角礫~亜円礫からなる砂礫層が卓越する。礫は clast-supported である。深度 61.30 m ~ 61.00

m の泥質砂は、淘汰が悪く、径 2 mm ~ 5 mm の礫が混じる。深度 61.00 m ~ 60.36 m の泥層は灰白色を呈し、少し砂が混じる。深度 60.36 m ~ 59.64 m の泥質砂はオリブ灰色を呈し、深度 60.77 m ~ 60.64 m で厚さ 2 cm ~ 4 cm の泥層を 2 枚狭在する。深度 59.64 m ~ 59.00 m には、灰白色を呈する極粗粒砂が卓越し、深度 59.30 m ~ 59.15 m には径 2 mm ~ 10 mm の礫を混入する。59.00 m ~ 58.60 m は砂質泥~泥質砂が卓越し、58.60 m ~ 58.44 m には中粒砂が卓越する。

**解釈：**全体に砂、砂礫などの粗粒堆積物からなり、泥質層にも礫が混じることから、河川堆積物であると考

えられる。

#### ユニット5 (深度 58.44 m ~ 52.40 m)

**層相:** 主に灰色を呈する砂質泥と泥からなる。深度 58.44 m ~ 56.15 m, 56.15 m ~ 55.47 m, 55.47 m ~ 54.40 m, 54.40 m ~ 53.64 m, 53.64 m ~ 52.80 m が、それぞれ砂質泥から泥へと級化する単層として認識できる。各単層の基底は侵食面で接し、粒度変化が明瞭である。所々に貝殻と腐植物の細片を含む。

**花粉化石分析 (第4図):** 深度 54.50 m と深度 57.50 m を分析の対象とした。コウヤマキ属 (*Sciadopitys*) が優勢で、マツ属 (*Pinus*)、スギ属 (*Cryptomeria*)、ブナ属 (*Fagus*) およびアカガシ亜属 (*Q. subgen. Cyclobalanopsis*) がこれに次ぐ。トウヒ属 (*Picea*) およびモミ属 (*Abies*) はほとんど産出しない。なお、深度 54.50 m では新第三紀型植物群のメタセコイア属 (*Metasequoia*)、ハリゲヤキ属 (*Hemiptelea*)、フウ属 (*Liquidambar*) を伴う。

**解釈:** 所々に貝殻の細片を含んでいることから、海成泥層であると考えられる。

#### ユニット6 (深度 52.40 m ~ 44.53 m)

**層相:** 主に暗オリーブ色あるいはオリーブ灰色を呈する塊状な泥からなる。ユニット5との地層境界に明瞭な侵食面はなく、区別が難しいが、ユニット5は砂質分が多少含まれるのに対して、本ユニットは主に均質な泥からなることと、泥の色調の変化で区別される。深度 45.00 m ~ 44.53 m は灰色を呈する砂質泥～泥質砂である。深度 52.10 m ~ 52.00 m と深度 44.81 m ~ 44.71 m で径 2 mm ~ 3 mm の礫を混じる。全体に貝殻と腐植物の細片を多く含む。貝化石は海生の二枚貝が多いが、殻の保存が悪く、種属は同定できなかった。

**花粉化石分析 (第4図):** 深度 46.50 m と深度 50.50 m を分析の対象とした。マツ属 (*Pinus*)、ツガ属 (*Tsuga*)、トウヒ属 (*Picea*)、モミ属 (*Abies*) が優勢で、ブナ属 (*Fagus*) がこれらに次ぐ。コウヤマキ属 (*Sciadopitys*)、スギ属 (*Cryptomeria*)、コナラ亜属 (*Q. subgen. Lepidobalanus*)、アカガシ亜属 (*Q. subgen. Cyclobalanopsis*) は極めて低率である。サルスベリ属 (*Lagerstoemia*) をわずかに伴う。

**解釈:** 本ユニットは全体に海生の貝殻の細片を多く含む、塊状な泥より構成されることから、海成泥層である可能性が高い。

#### ユニット7 (深度 44.53 m ~ 40.55 m)

**層相:** 主に砂礫から砂、泥質砂、砂質泥へ級化する層からなる。下位のユニット6と異なり、泥層中に貝殻の細片は含まれない。深度 44.53 m ~ 43.65 m は灰色を

呈する中粒砂から灰色を呈する礫混じりの泥質砂へ変化する。深度 44.53 m ~ 44.00 m は灰色を呈する中粒砂が主体で、下位 10 cm は粗粒砂も多少含まれる。深度 44.00 m ~ 43.65 m には灰色を呈する礫混じりの砂質泥～泥である。深度 43.65 m ~ 42.68 m は砂礫～泥質砂への級化がみられる。深度 43.65 m ~ 43.35 m は礫径 2 mm ~ 8 mm の砂礫、深度 43.35 m ~ 43.25 m は細粒砂、深度 43.25 m ~ 42.68 m は径 5 mm ~ 10 mm の礫混じり泥質砂からなる。深度 42.68 m ~ 42.19 m で砂礫から粗粒砂、中粒砂へと級化する。深度 42.68 m ~ 42.41 m では径 5 mm ~ 10 mm の角礫～亜円礫を含む砂礫、深度 42.41 m ~ 42.19 m で極粗粒砂から中粒砂へ変化する。深度 42.19 m ~ 40.70 m はオリーブ灰色を呈する泥質砂からなり、所々礫が混じる。深度 40.70 m ~ 40.55 m は礫が混じる中粒砂からなる。

**解釈:** 砂礫を含み、砂礫から砂質泥へと級化を示すことから、河川成のチャンネル堆積物と考えられる。

#### ユニット8 (深度 40.55 m ~ 38.32 m)

**層相:** 泥と砂質泥の互層からなる。深度 40.20 m ~ 40.00 m の泥層には腐植物が混じる。深度 40.00 m ~ 39.49 m には灰白～灰色を呈する泥からなり、深度 39.79 m ~ 39.60 m は粗粒砂が混じる。深度 39.49 m ~ 38.32 m にはオリーブ灰色を呈する砂質泥～泥からなり、上方細粒化する。深度 38.85 m ~ 38.79 m で径 10 mm 程度の礫を混じる。

**花粉化石分析 (第4図):** 深度 38.50 m と深度 39.50 m を分析の対象とした。コウヤマキ属 (*Sciadopitys*) が極めて優勢で、マツ属 (*Pinus*)、ツガ属 (*Tsuga*)、トウヒ属 (*Picea*)、モミ属 (*Abies*) がこれに次ぐ。コナラ亜属 (*Q. subgen. Lepidobalanus*) およびアカガシ亜属 (*Q. subgen. Cyclobalanopsis*) は極めて低率で、ブナ属 (*Fagus*) はほとんど産出しない。

**解釈:** 泥質な堆積物から構成されることから、平常時は波浪や水流の影響の小さい低エネルギー環境の堆積物と考えられるが、貝殻の細片など海成層の特徴がみられないので、現時点での海成、非海成の判断は難しい。

#### ユニット9 (深度 38.32 m ~ 30.40 m)

**層相:** 主に褐色～明黄褐色を呈する砂礫からなる。礫の粒径は 2 mm ~ 30 mm で、角～亜円礫が主体である。礫種は石英、チャート、砂岩礫からなり、少量の結晶片岩礫を含む。clast-supported と matrix-supported の互層を呈する。層厚 2 cm ~ 3 cm の砂層を不規則に狭在する。下位の泥層とは明瞭な侵食面で接する。

**解釈:** 全体に角～亜円礫を含む砂礫から構成されることから、礫質河川成の堆積物であると推定される。掘削地点の北方(旧吉野川の左岸約 4 km)には低位段丘



相当層が分布することから（第1図）、掘削地点地下にも低位段丘相当層の分布が予想される。一方、後述するユニット10の<sup>14</sup>C年代値が完新世を示していることから、その下位である本ユニットの礫層は最終氷期最盛期に形成された開析谷を埋めた沖積層の基底礫層の可能性もある。以上のことから、本ユニットは低位段丘構成層もしくは沖積層の基底礫層に相当すると考えられる。

#### ユニット10（深度30.40 m～26.85 m）

**層相：**本ユニットは2つのサブユニット（10-1, 2）よりなる。サブユニット10-1（深度30.40 m～29.40 m）は灰あるいは灰オリーブ色を呈し、礫径2 mm～15 mm程度の亜角～亜円礫を含む礫混じりの泥層からなる。サブユニット10-2（深度29.40 m～26.85 m）は、下部は黄灰～暗オリーブ色を呈する泥、砂質泥と細粒砂からなり、下位のユニットとは色調が変化することで区別される。泥の部分は有機質な成分を含む。サブユニット10-2の上部の深度28.00 m～26.85 mは灰色を呈する泥質砂と砂質泥からなり、貝殻の細片を多く含む。

**火山灰分析：**深度29.34 m～29.31 mの有機質泥層に火山ガラスが濃集しており、形状はバブルウォール型からなる。火山ガラスの屈折率は1.498-1.500であった。その特徴から、始良Tnテフラ（AT：町田・新井, 2003）と対比される可能性が高い。ATテフラの降灰年代は、30,148～29,428 cal ka BP（Smith *et al.*, 2013）である。

**<sup>14</sup>C年代測定値（第1表）：**27.21 mの貝化石から8,940～8,566 cal BP（中央値：8,731 cal BP）（2σ、以下同様）、28.35 mの貝化石から9,246～8,888 cal BP（中央値：9,053 cal BP）、29.34 m～29.31 mの木片から9,426～9,139 cal BP（中央値：9,309 cal BP）の年代値が得られた。

**解釈：**礫まじりの泥層であるサブユニット10-1は現時点での堆積環境の判断は難しい。サブユニット10-2の下部は有機質な泥から構成される。下位のユニット9が低位段丘構成層であるとする、有機質な泥から構成されるサブユニット10-2の下位は段丘面離水後の土壌の可能性もある。サブユニット10-2上部は砂質層と泥質層の互層状になっており、貝殻の細片を含むことから、海成層であると考えられる。本ユニットから得られた<sup>14</sup>C年代測定値は9 ka～8 ka頃の年代を示す。以上のことから、本ユニットは、最終氷期後期から完新世までの海進期に堆積したと推定される。砂泥層からなるサブユニット10-2は、沖積層の下部砂層に相当する。

#### ユニット11（深度26.85 m～12.98 m）

**層相：**主に灰～灰オリーブ色を呈する塊状な泥からな

る。ユニット10とは砂質分の有無で区別される。岩相は全体に均質で、深度21.93 m～21.35 mの泥層中に灰白色の火山ガラスを主体とする堆積物が含まれる。深度14.00 m～13.00 mは灰～灰オリーブ色の砂質泥に変化する。全体に貝殻と腐植物の細片を多く含み、コアの表面でマメウラシマ（*Ringicula doliaris*）およびシズクガイ（*Theora fragilis*）の貝化石が確認された。これらは内湾の水深数mから数10 mの泥底に生息する種であり、松島（1984）の完新世貝類群集の区分の内湾泥底群集、または内湾停滞域群集に含まれる。

**火山灰分析：**深度21.93 m～21.35 mの灰白色の火山灰層のうち、深度21.72 mから採取した試料の結果を示す。火山ガラスの多くはバブルウォール型で、褐色のガラスも少量含まれる。火山ガラスの屈折率は1.510-1.514であった。その特徴から、鬼界アカホヤテフラ（K-Ah；町田・新井, 2003）に対比される。K-Ahテフラの降灰年代は7,303～7,165 cal BP（Smith *et al.*, 2013）である。深度15.90 mにも火山ガラスが濃集する層準を確認した。火山ガラスはバブルウォール型が多く含まれ、屈折率は1.507-1.513であった。以上のことから、深度15.90 mの火山ガラスは、深度21.93 m～21.35 mのK-Ah起源の火山ガラスと同一であり、再堆積したものだ判断した。

**<sup>14</sup>C年代測定値（第1表）：**深度16.97 mの植物片から6,633～6,451 cal BP（中央値：6,538 cal BP）、深度22.97 mの貝化石から7,746～7,470 cal BP（中央値：7,608 cal BP）、深度24.83 mの貝化石から8,180～7,897 cal BP（中央値：8,034 cal BP）の年代値が得られた。

**解釈：**岩相は塊状な泥からなり、全体に貝殻の細片を多く含むこと、内湾泥底に生息する貝を含むことから、内湾堆積物であると考えられる。本ユニットに採取した試料の<sup>14</sup>C年代測定値は8 ka～6 ka前後の年代を示す。以上のことから、本ユニットは、完新世の高海水準期に形成された沖積層の中部泥層にあたると思われる。

#### ユニット12（深度12.98 m～3.30 m）

**層相：**本ユニットは2つのサブユニット（12-1, 2）に区別される。サブユニット12-1（12.98 m～11.00 m）は主に灰オリーブあるいはオリーブ黒色を呈する泥と泥質砂の互層からなる。本ユニット最下部は灰オリーブ色を呈する層厚15 cmの極細粒～細粒砂層である。全体に貝殻や腐植物の細片を含み、礫も混じる。サブユニット12-2（深度11.0 m～3.30 m）では細粒～極細粒砂へ級化する砂層と複数枚の細粒砂から中粒砂へ逆級化する砂層からなる。深度9.95 m～9.58 mは中粒砂からなる。深度7.70 m～7.60 mでは貝殻片が少量含まれ、腐植物の細片が所々に含まれる。深度4.50 m～4.00

m は細粒砂からなる。上方に向かうにつれ泥質分が含まれるようになり 4.00 m ~ 3.50 m では泥質砂~砂質泥からなる。3.50 m ~ 3.30 m は灰オリーブ色を呈する泥層となる。

**<sup>14</sup>C 年代測定値 (第 1 表)**: 深度 4.52 m の植物片から 508 ~ 330 cal BP (中央値: 476 cal BP), 深度 8.12 m の植物片で 4,141 ~ 3,925 cal BP (中央値: 4,031 cal BP), 深度 12.31 m の貝化石から 5,965 ~ 5,652 cal BP (中央値: 5,814 cal BP) の年代値が得られた。

**解釈**: 本ユニットの下位であるユニット 11 は海進期の堆積物であり, 下位よりも粗粒な堆積物からなる。全体に砂質分から構成され, 所々に貝殻の細片を含む。砂層は上方粗粒化することから, 河川デルタにみられるデルタ前置層であると考えられる。3.50 m ~ 3.30 m の泥層は, 下位のデルタ前置層を覆って堆積することから, デルタ頂置層に対比される氾濫原堆積物と考えられる。本ユニットは, 沖積層の上部砂層から沖積層の最上部泥層に相当すると考えられる。

#### ユニット 13 (深度 3.30 m ~ 0.00 m)

**層相**: 泥, 泥質砂, 粗粒砂と淘汰の悪い亜角~亜円礫を含む砂礫層からなる。含まれる礫の径は 5 mm ~ 10 mm が多く, 最大 20 mm 程度である。深度 3.30 m ~ 3.20 m は粗粒砂からなり, 深度 3.20 m ~ 2.85 m は灰オリーブ色を呈する泥からなる。深度 2.85 m ~ 2.50 m は粗粒砂からなり, 基底は水平ではなく, コア全体を通して見られない急傾斜角を持って接する。2.50 m ~ 0.85 m は暗灰黄色の泥質砂からなり, 深度 0.85 m 付近で砂礫層に変化する。

**解釈**: 本ユニットは含まれる粒子の淘汰が非常に悪い。また他の層準では見られない急傾斜角を持つことから, 他の層準と同様に整然的に堆積したとは考えにくい。以上のことから, このユニットは盛土あるいは埋土などの人為的な堆積物と考えられる。

### 4. 堆積年代について

#### 火山灰層と <sup>14</sup>C 年代測定

TK-B-1 では 2 枚の火山灰層と, 9 つの <sup>14</sup>C 年代値を得た。深度 29.34 m ~ 29.31 m に含まれる火山ガラスは AT テフラに相当し, 噴火直後に降灰したとすると, その降灰年代は 30,148 ~ 29,428 cal ka BP である (Smith *et al.*, 2013)。一方, AT テフラと同層準の深度 29.34 m ~ 29.31 m の木片から 9,426 ~ 9,139 cal BP の <sup>14</sup>C 年代値が得られており, AT テフラの降灰年代と大きな隔りがある。そのため, AT テフラの火山ガラスは再堆積の可能性が高い。これまで, 徳島平野地下の上部更新統から, AT テフラを含む複数の火山灰層準が報告され

ている (西山ほか, 2012; 西山ほか, 2017b など)。本火山灰層は更新統/完新統境界の目安となること, 堆積年代を推定するために重要な鍵層であることから, 今後は他の地点から得られている AT テフラとの層位学的な対比や水平分布を含め, 検討する必要がある。

TK-B-1 の深度 21.93 m ~ 21.35 m の K-Ah テフラは, その上下の <sup>14</sup>C 年代測定結果から約 7.6 ka ~ 6.5 ka に堆積したと考えられる。K-Ah の降灰年代は 7,303 ~ 7,165 cal BP (Smith *et al.*, 2013) であり, これは上下の <sup>14</sup>C 年代値と整合的である。以上のことから, K-Ah テフラは噴火直後に降灰した堆積物である。深度 15.90 m の K-Ah 起源の火山ガラスは, その上下の <sup>14</sup>C 年代値から約 6.5 ka ~ 5.8 ka に堆積したと考えられる。しかしこれは降灰年代より新しい年代であるため, 火山ガラスは再堆積したと考えて差支えない。

#### 花粉化石群集に基づく対比と堆積年代

花粉化石群集の対比に基づき, ユニットの堆積年代について考察する。近畿地方~関東地方の前期・中期更新世における花粉生層序である楡井・本郷 (2018) では, *Metasequoia* (メタセコイア属) が連続的に出現し, コナラ亜属 (*Q. subgen. Lepidobalanus*) も多産する層準を *Quercus-Metasequoia* 超帯 (Marine Isotope Stage: MIS21 の下限より下位) として, 花粉超帯を設定している。TK-B-1 は, 深度 54.50 m で新第三紀型植物群に属するメタセコイア属 (*Metasequoia*), ハリゲヤキ属 (*Hemiptelea*), フウ属 (*Liquidambar*) が産出したが, コナラ亜属 (*Q. subgen. Lepidobalanus*) の産出率が低率である。また, 他の 6 層準の試料からは新第三紀型植物群に属する花粉化石は産出していないことから, 本研究で検討した試料の花粉化石群集が *Quercus-Metasequoia* 超帯に対比される可能性は極めて低いと考えられる。さらに, 全ての試料でコナラ亜属 (*Q. subgen. Lepidobalanus*) の産出率が低率である。楡井・本郷 (2018) は, ブナ属 (*Fagus*), コナラ亜属 (*Q. subgen. Lepidobalanus*) が多産する層準を, *Fagus-Quercus* 超帯 (MIS21 ~ MIS15 の下限) としているが, 本研究対象試料はその特徴と合致しない。以上のことから, 本研究で対象とした試料の花粉化石群集は, *Cryptomeria-Fagus* 超帯 (MIS15 ~ MIS11 の下限; 楡井・本郷, 2018) およびそれよりも上位の花粉超帯に対応すると考えられる。すなわち, TK-B-1 のユニット 3 より上位は中期更新世の MIS15 以降の堆積物である。

花粉化石群集から, 木本植物花粉の分類群の組み合わせに基づき, 4 帯の地域花粉群集帯 (TKB-1 ~ 4) を設定した。また, TK-B-1 の地域花粉群集帯と大阪湾沿岸域の花粉化石を対象とした研究である Furunani (1989) および本郷 (2009) の花粉分帯との層序対比を検討し,

対比試案を提案する。しかし、これらの対比や堆積年代については火山灰分析や堆積環境解析と合わせた詳細な議論が必要であるため、あくまで対比試案であることに留意されたい。正確な堆積年代の推定については、今後の課題である。Furutani (1989) や本郷 (2009) で示されている大阪平野地下に分布する海成粘土層 (Ma1 ~ Ma13) と MIS との対比については吉川・三田村 (1999) に従った。

**TKB-1 帯 (ユニット 3)** : マツ属 (*Pinus*) が優勢で、コウヤマキ属 (*Sciadopitys*) およびアカガシ亜属 *Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis*) がほとんど産出しないため、P15 帯 (Furutani, 1989) や *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯 12 亜帯の下部 (本郷, 2009) に対比される。これらの花粉分帯は Ma8 に相当し、MIS13 に対比されている。

**TKB-2 帯 (ユニット 5)** : コウヤマキ属 (*Sciadopitys*) が優勢でアカガシ亜属 *Q.* (subgen. *Cyclobalanopsis*) が 10% 程度伴うことで特徴づけられ、P13 帯 (Furutani, 1989) や *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯 15 亜帯 (本郷, 2009) に対比できる可能性がある。また本郷 (2009) では *Cyclobalanopsis-Sciadopitys* 超帯 15 亜帯にはフウ属 (*Liquidambar*) が極めて低率ながら産出することが示されており、TK-B-1 コアの試料深度 57.50 m でフウ属 (*Liquidambar*) が産出することと整合的である。これらの花粉分帯は Ma9 ~ Ma10 層直下の非海成層上部に相当し、MIS11 ~ MIS10 の堆積物に対比されている。また、楡井・本郷 (2018) はアカガシ亜属の多産層準を MIS11 の特徴としており、本ユニットが MIS11 に対比される相当することを支持している。

**TKB-3 帯 (ユニット 6)** : マツ属 (*Pinus*)、ツガ属 (*Tsuga*)、トウヒ属 (*Picea*)、モミ属 (*Abies*) が優勢で、コウヤマキ属 (*Sciadopitys*)、およびアカガシ亜属 (*Q.* subgen. *Cyclobalanopsis*) がほとんど産出しないことから、P7 ~ 9 帯 (Furutani, 1989) や *Pinaceae-Cryptomeria* 超帯 19 亜帯 (本郷, 2009) に対比される。これらの花粉分帯は大阪層群の Ma11 (1) ~ Ma11 (3) およびその直上の非海成層に相当し、Ma11 (1), Ma11 (2), Ma11 (3) はそれぞれ MIS7e, MIS7c, MIS7a に対比されている。

**TKB-4 帯 (ユニット 8)** : コウヤマキ属 (*Sciadopitys*) が極めて優勢であることから、P2 帯 (Furutani, 1989) に対比できる可能性がある。この分帯は Ma12 と Ma13 の間の非海成層に相当し、MIS4 ~ MIS2 に対比されている。

以上の花粉化石の群集解析から、徳島平野地下を形成する更新統の堆積開始は、MIS15 以降までさかのぼ

れることが示唆された。TK-B-1 では群集組成から 4 つに分帯され、それぞれ Furutani (1989) および本郷 (2009) の花粉分帯に対比される可能性がある。

## 5. まとめ

徳島平野で掘削されたボーリングコア (TK-B-1) は、その層相に基づき、13 のユニットに区分された (第 2 図)。ユニット 1 は基盤を構成する三波川変成岩類、ユニット 2 は堆積年代不明の崖錐性堆積物からなる。ユニット 3 ~ 8 は更新統であり、複数の海成層と河川成層からなる (現時点でのユニット 8 の堆積環境の判断はできなかった)。ユニット 9 は礫質河川成の堆積物である。ユニット 10 ~ 12 は上部更新統、および沖積層と考えられる。ユニット 10 から AT テフラ由来の火山ガラスが濃集する層準を見出したが、同層準の <sup>14</sup>C 年代値を考慮すると、再堆積と考えられる。最上部のユニット 13 は人工堆積物からなる。今後は火山灰層序や生層序などから、TK-B-1 コアの各ユニットと海洋酸素同位体ステージの対比を進め、既存ボーリングコアとの対比により、岩相の側方変化を検討する予定である。

**謝辞** : アルプス調査所の本郷美佐緒博士から、本コアで見られる花粉化石の特性についてご教示いただいた。深く感謝申し上げます。

## 文 献

- Furutani, M. (1989) Stratigraphical subdivision and pollen zonation of the Middle and Upper Pleistocene in the coastal area of Osaka Bay, Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **32**, 91 – 121.
- 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**, 779–820.
- 本郷美佐緒 (2009) 大阪堆積盆地における中部更新統の花粉生層序と古環境変遷. *地質学雑誌*, **115**, 64–79.
- 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および完新統の対比. *地質学雑誌*, **125**, 87–105.
- 岸 清・宮脇理一郎 (1996) 新潟県柏崎平野周辺に



- 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. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 松島義章 (1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変化に伴うその時間・空間的変遷—. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), no.15, 37 – 109.
- 中川衷三・須鎗和巳 (1965) 徳島県北部海岸平野の地下地質. 徳島大学学芸学部紀要, **15**, 25 – 37.
- 楡井 尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末～中期更新世の花粉生層序. 第四紀研究, **57**, 143 – 155.
- 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・岡林真姫・山上陽平・中尾賢一・川村教一 (2017a) 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.
- 西山賢一・瀬部直之・石田啓佑・中尾賢一・辻野泰之・橋本寿夫 (2017b) 地形・地質から見た鳴門海峡の成立. 阿波学会紀要, **61**, 1 – 10.
- 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., Fogtman-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.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2017) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2. <https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html> (閲覧日: 2021 年 4 月 1 日)
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., 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.
- 佃 栄吉・佐藤 努 (1996) 徳島県鳴門市板東観測井周辺の地下構造. 第 11 回地質調査所研究講演会資料, 90 – 93.
- 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.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体層序との対比. 地質学雑誌, **105**, 332 – 340.

# 電気伝導度分析に基づく徳島平野・板東観測井コアの海成層の認定 Identification of marine sediments based on electric conductivity analysis of the Bando observation well core in Tokushima Plain, western Japan

佐藤善輝<sup>1\*</sup>・水野清秀<sup>1</sup>  
SATO Yoshiki<sup>1\*</sup> and MIZUNO Kiyohide<sup>1</sup>

**Abstract:** For clarifying Quaternary subsurface stratigraphy in the Tokushima Plain, Shikoku Island, western Japan, we conducted an electric conductivity [EC] analysis of sediment samples obtained from the Kitajima Formation of the Bando Observatory well core. As the results, we found at least five marine sediments in the core, M1 to M5 layers in the descending order. Pollen fossil assemblages and paleomagnetic record suggest that the M1 and M3 layers are likely to be corresponding to the Marine oxygen Isotope Stage [MIS] 5e and 11 respectively. Assuming that this interpretation is correct, low percentage of Cyclobalanopsis indicates the M2 layer is possibly corresponding to the MIS 9. Pollen fossil assemblages and paleomagnetic record suggest that the M4 and M5 layers are correspond to the MIS 13 marine sediments. Subsurface middle to late Pleistocene marine sediments suggests that the Tokushima Plain has been continuously subsided since the middle Pleistocene.

**Keywords:** Tokushima Plain, stratigraphy, electric conductivity analysis, pollen fossil, paleomagnetism, Quaternary

## 1. はじめに

徳島平野は紀伊水道の西岸に位置する海岸平野で、海岸部での幅約 10 km, 奥行き約 75 km の広さを有する(第 1 図 A, B). 平野北縁はほぼ東西方向に走る中央構造線断層帯(岡田, 2020)によって区切られる。徳島平野周辺における本断層帯は、右横ずれ主体で断層北側を隆起させる逆断層と考えられており(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017), 大局的にみて徳島平野は本断層帯による構造盆地と捉えることができる。

中央構造線断層帯を挟んで、北側には上部白亜系の和泉層群が、南側には主に三波川変成岩類が分布する(第 1 図 B; 牧本ほか, 1995)。また、平野縁辺には更新世に形成された低位～中位段丘面や扇状地、崖錐が分布し、その一部は中央構造線断層帯の活動によって変位している(岡田, 2020)。これらの段丘面の変位量から、徳島平野周辺における中央構造線断層帯は、右横ずれ成分が約 6 m/ky, 上下成分が約 0.6 m/ky と見積もられている(岡田 1970; 岡田・堤, 1997)。

徳島平野の第四系地下地質に関しては、1960 年代以降に多くの研究が行われてきた(例えば、中川ほか, 1964; 横山ほか, 1990; 川村・西山, 2019 など)。中川・須鎗(1965)は第四系地下地質を二分し、上位から順に徳島層、北島層と命名した。徳島層は後氷期海進に関連して堆積した地層で、沖積層に対比される(横山ほか, 1990; 古田, 2005)。他方、北島層は中期～後期

更新世に堆積したと推定されるものの、詳しい堆積年代は不明であり、具体的な下限の年代は示されていない(Kawamura, 2006; 川村・西山, 2019)。また、北島層に含まれる泥質堆積物に貝化石が含有されることから、最終間氷期以前の温暖期に堆積した海成層である可能性が指摘されているものの(川村・西山, 2019)、これまで堆積環境などについての詳細な検証はなされていない。

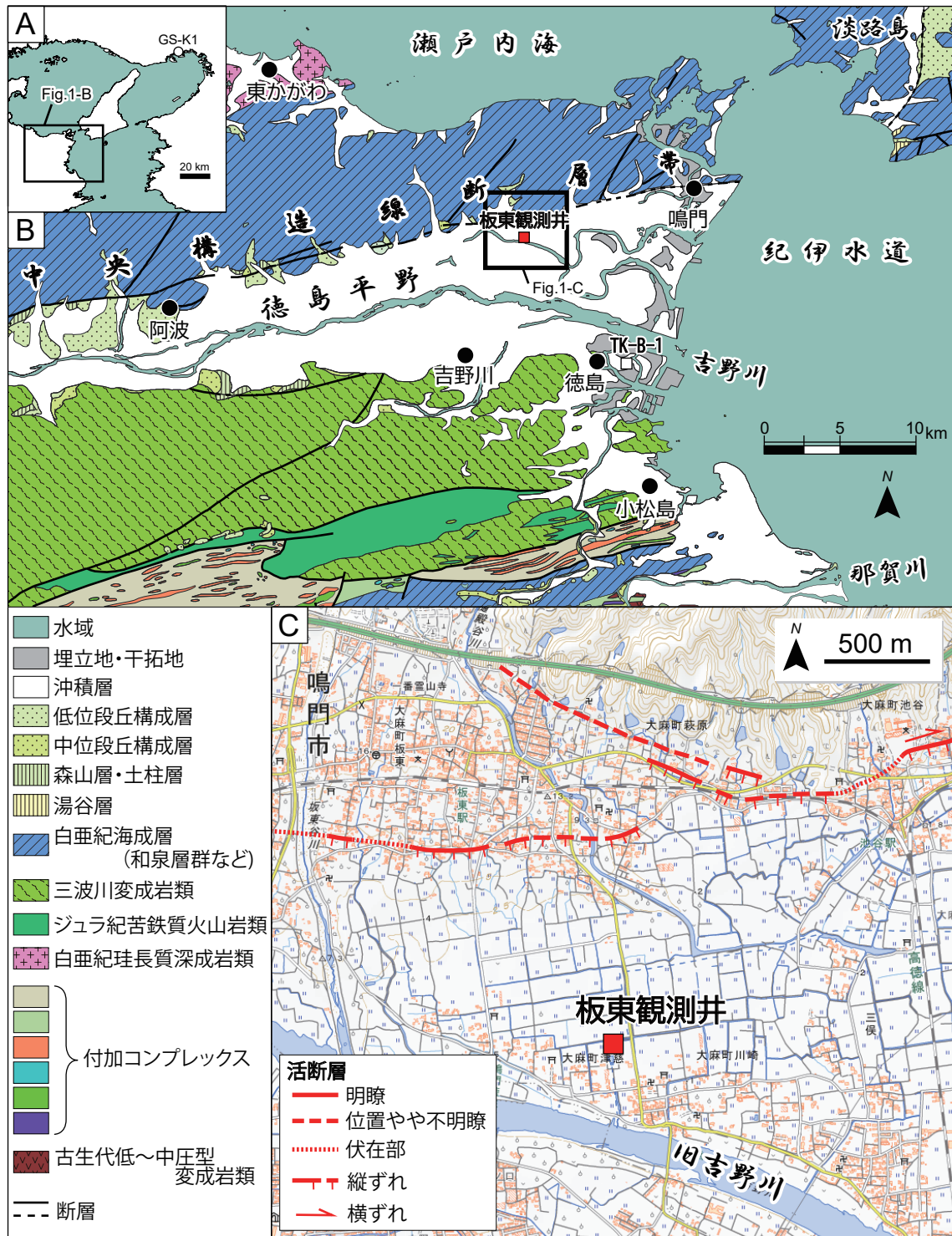
以上のような問題点をふまえ、本研究では、徳島平野で掘削された長尺ボーリングコア試料のひとつである板東観測井コアを対象として、堆積物懸濁水の電気伝導度(EC)分析を行い、北島層中の海成層の認定と堆積時期の推定を試みた。さらに、EC 分析結果に加え、既報の花粉化石および古地磁気分析の結果を総合的に解釈した結果、北島層中に海洋酸素同位体ステージ(MIS)5以前の複数の海成層が含まれる可能性が高いことが示唆されたので、ここで報告する。

## 2. 板東観測井コアの概要

本研究で扱った板東観測井コアは、地質調査所が 1995 年度に徳島県鳴門市大麻町津竈で掘削した掘削長 502 m のコア試料である(第 1 図, 第 2 図; 佃ほか, 1996; 佃・佐藤, 1996; 松本・荒井, 2021)。コアの位置は北緯 34 度 8 分 40.33 秒, 東経 134 度 30 分 52.54 秒で、中央構造線断層帯の下盤側に位置する(第 1 図 C)。

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

<sup>1</sup>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 対象地域位置図。

A) 紀伊水道周辺の案内図。GS-K1 コアは本郷 (2009) が花粉組成を示したコアの掘削地点を示す。

B) 徳島平野の地質概略図。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地質調査総合センター，(2015) を使用。TK-B-1 コアは中谷ほか (2021) が岩相記載を示したコアの掘削地点を示す。

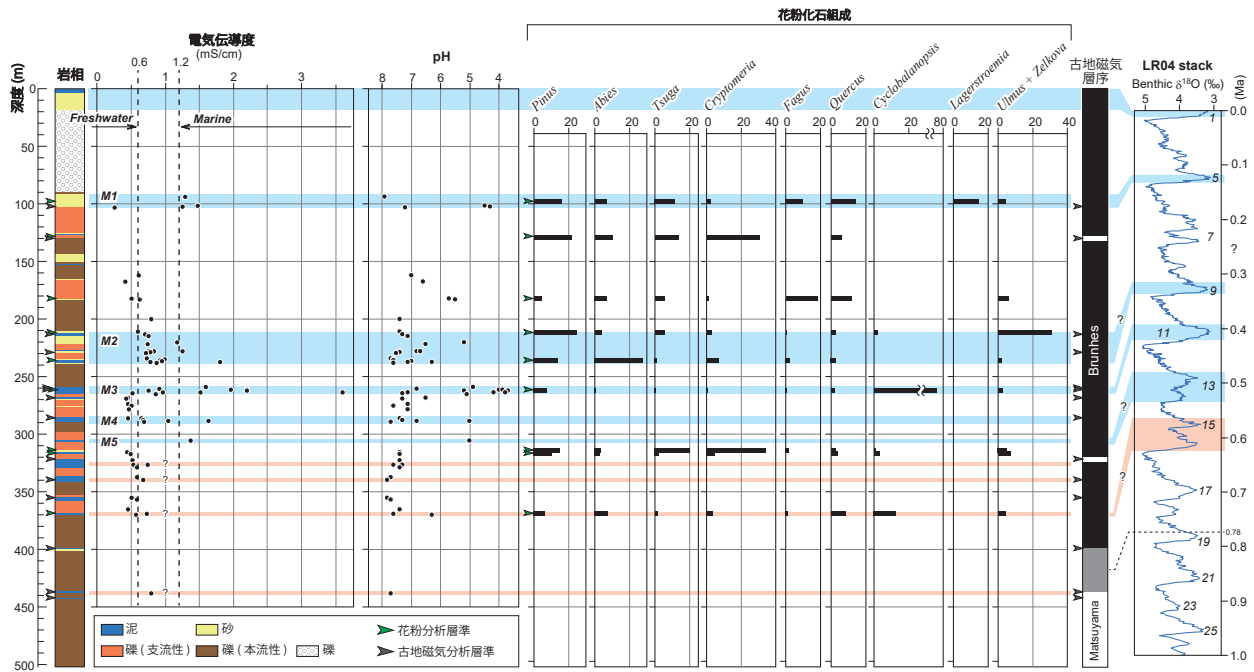
C) 板東観測井の位置。基図は 25,000 分の 1 地形図を使用。活断層の位置は岡田ほか (1999) に基づく。

Fig. 1 Location map of the study area.

A) Index map around the Kii Channel. Locations of the GS-K1 core is based on Hongo (2009).

B) Geological map of the Tokushima Plain. The base map is modified from the 1:200,000 seamless geological map (GSJ, 2015). The TK-B-1 core is described on its lithology by Nakatani *et al.* (2021).

C) Location map of the Bando Observation well core. The base map is 1:25,000 topographic map (GSI, 1999).



第2図 板東観測井ボーリングコア試料の柱状図と電気伝導度分析結果。

柱状図、花粉分析および古地磁気分析結果は松本・荒井 (2021) の報告したオリジナルデータに基づき作成した。礫 (支流性) は砂岩礫が、礫 (本流性) は結晶片岩やチャート、頁岩がそれぞれ卓越する。LR04 stack は Lisiecki and Raymo (2005) の海洋酸素同位体曲線を示す。薄い青色のハッチをつけた層準は EC 分析から推定される海成層 (M1 ~ 5 層準) を示す。また、薄い赤色のハッチをつけた層準は EC 分析から汽水成の堆積物の可能性が示唆された層準を示す。

Fig. 2 Lithology and measurements of electrical conductivity and pH of the Bando observation well.

The geological columnar and results of pollen fossil and paleomagnetic analyses are based on Matsumoto and Arai (2021). The marine oxygen isotope curve, LR04 stack, is based on Lisiecki & Raymo (2005). The light blue and light red colored areas indicate the marine sediments (M1 to 5) and brackish to marine sediments inferred from EC analysis respectively.

孔口標高は 3 m である (佃・佐藤, 1996)。

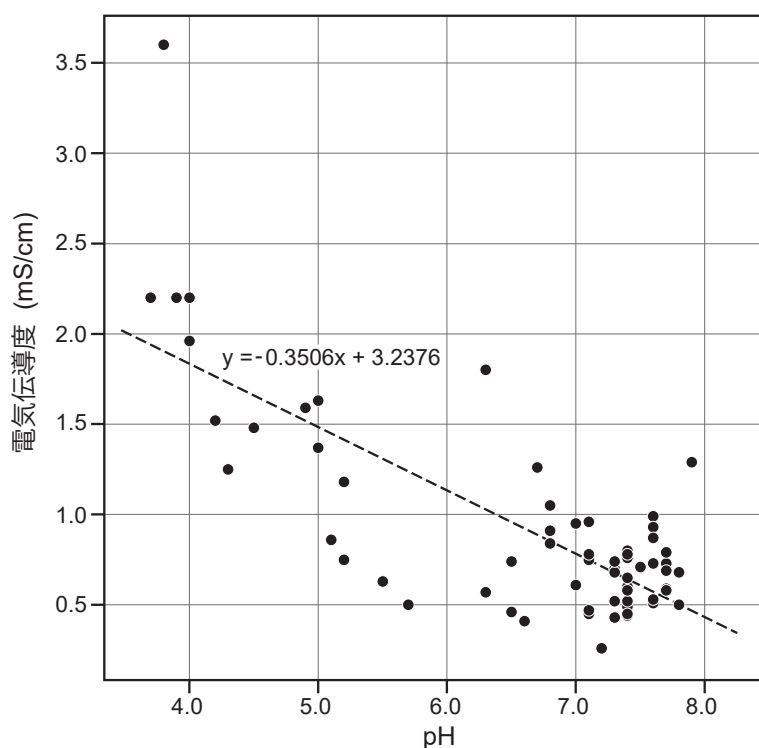
コアは全体に砂礫が卓越し、和泉層群起源の砂岩角～亜角礫が卓越する支流性砂礫層と、中央構造線よりも南側に分布する結晶片岩やチャート、頁岩などを多く含み円～亜円礫の卓越する本流性砂礫層が識別される (松本・荒井, 2021)。また、砂礫層中のところどころに、泥質～砂質堆積物から成る層厚数～20 m 程度の細粒な層準がみられる。掘削当時、コア試料の層相記載とともに、一部の試料について花粉分析および古地磁気測定が実施されている (松本・荒井, 2021; 第2図)。

本コア試料の深度 90 m 以浅が徳島層 (沖積層) に対比され、それ以深が北島層に対比される可能性がある。このうち花粉分析結果からは、北島層相当層準に複数の氷期・間氷期サイクルが含まれる可能性が示唆されている。また、古地磁気測定から、深度 442 m ~ 339 m 付近に Brunhes - Matsuyama 境界 (B - M 境界) が位置する可能性が指摘されている。

### 3. 分析方法

本研究では、試料が現存する深度 90 m 以深を対象とし、泥～砂を主体とする細粒な層準から計 64 試料を分取して分析を行った。試料処理は横山・佐藤 (1987) と丹羽ほか (2009) に準拠し、乾燥機を用いて試料を 110 °C で 48 時間以上乾燥させた後に粉碎し、5 g を秤量してビーカーに入れ、60 ml の蒸留水を加えて攪拌して懸濁液とした。静置後 1 時間、5 日後、7 日後にそれぞれ EC と pH を測定し、値が大きく変化しなくなったことを確認した後、最後に測定した値を測定値として採用した。EC 測定には HORIBA 製コンパクト導電率計 B-173 を、pH 測定には HORIBA 製 LAQUA twin AS-712 をそれぞれ用いた。電気伝導度の環境解釈に関しては、横山・佐藤 (1987)、横山 (1993)、内園・森 (2004)、Niwa *et al.* (2011) などが EC 測定値の閾値を示しているものの、統一的な見解は得られていない。本研究では





第3図 板東観測井ボーリングコア試料の電気伝導度およびpH測定値。  
直線(破線)は一次近似直線を示す。

Fig. 3 Scatter plots of measurements of electrical conductivity and pH analyses of the Bando observation well. The dashed line indicates the first approximation line.

小野ほか(2006)および佐藤ほか(2011)を踏襲し、0.6 mS/cm未満を淡水成、0.6 mS/cm～1.2 mS/cmを汽水成、1.2 mS/cm以上を海水成と解釈した。なお、本研究では砂分含有量によるEC測定値の補正を行っていない。

#### 4. EC分析による海成層の認定

ECおよびpH測定結果を第2図に示す。また、各試料の測定結果をプロットした散布図を第3図に示す。堆積物懸濁液のEC測定値は堆積物中に含まれる陰イオン(主に硫酸イオン)の多寡を反映しており、淡水中よりも海水中に陰イオンが多く含まれることを利用して堆積環境の判定指標のひとつとして提案されている(横山・佐藤, 1987; 横山, 1993)。EC分析では、一般に同一試料のECとpHの測定値は負の相関関係を示す。本研究の測定結果でもECが高い試料ほどpHが低い傾向が認められ、両者の相関係数は-0.76と求められた(第3図)。この結果はEC測定値に計測上の問題がないことを示している。

分析の結果、板東観測井コアの深度90 m以深において、0.6 mS/cm以上のEC測定値が連続的に得られた層準が、少なくとも5層準で見出された(第2図)。これらは海成層である可能性が高いと考えられる。これらを上位から順にM1～M5層準と呼び、以下に各層準の

詳細を示す。

M1層準は深度102.45 m～93.4 mに位置し、ECが1.25 mS/cm～1.48 mS/cm、pHが4.3～7.9を示す。堆積物は主に暗灰色を呈する細粒砂から構成される(松本・荒井, 2021)。深度101.8 mおよび102.45 mは細粒で、シルトを主体とする。当該層準全体にカキなどの貝化石を多く含み、海成層とする解釈を支持する。なお、M1層直下の深度102.83 mでは、ECが0.26を示すことから、淡水成と解釈される。

M2層準は深度238.00 m～213.26 mに位置し、深度約210 m～183 mと深度約258.8 m～240 mの本流性砂礫層に挟まれた砂質堆積物の卓越する層準に対応する。ECが0.70 mS/cm～1.80 mS/cm、pHが3.8～7.6を示し、特に深度228.08 mおよび237.00 mではそれぞれ1.26, 1.80 mS/cmと高いECを示す。砂質堆積物中の深度約227 m～222 mおよび約234 m～230 mに垂円～垂角の砂岩礫を主体とする支流性砂礫層が挟在するが(松本・荒井, 2021)、層厚がその他の砂礫層に比べて小さいこと、ECが連続的に推移し、明確な淡水成の地層の挟在が認められないことから、ここではM2層準として一括した。

M3層準は深度263.98 m～258.83 mに位置し、深度約258.8 m～240 mの本流性砂礫層と深度約285 m～266 mの支流性砂礫層に挟まれた層準に対応する。EC



は 0.75 mS/cm ~ 3.60 mS/cm を示し、1.5 mS/cm 以上を示す試料が多く認められた。pH は 3.7 ~ 7.1 で推移する。この層準は緑灰色あるいは暗褐色を呈する有機質シルトを主体とし、炭化物や木片などが多く混入する(松本・荒井, 2021)。深度約 262.5 m ~ 262.0 m には細粒砂から成る薄層が挟在し、EC が 0.75 とやや低くなる。

M4 層準は深度 289.15 m ~ 287.55 m に位置する。この層準は、深度約 285 m ~ 266 m の支流性砂礫層と深度約 305 m ~ 290 m の支流性・本流性砂礫層に挟まれた砂泥互層の一部に対比される。EC は 0.68 mS/cm ~ 1.63 mS/cm, pH は 5.0 ~ 7.7 を示す。深度 288.60 m ~ 288.06 m の炭化物・木片混じりの有機質シルト層では、特に高い EC を示す。

M5 層準は深度 305.50 m の試料で確認され、深度約 305 m ~ 290 m の支流性・本流性砂礫層と深度約 313.5 m ~ 306.0 m の支流性砂礫層に挟まれた緑灰色を呈するシルト~砂質シルト層に対比される。EC は 1.37, pH は 5.0 の測定値がそれぞれ得られた。

これら 5 層準に加えて、M5 よりも下位において、汽水成の EC 測定値 (0.6 mS/cm ~ 1.2 mS/cm) を示す層準が、深度 326.48 m (0.74 mS/cm), 深度 339.43 m (0.68 mS/cm), 深度 368.98 m (0.73 mS/cm), 深度 437.92 m (0.79 mS/cm) の計 4 層準で確認された(第 2 図)。これらは 1.2 mS/cm を越える層準がないことや単一試料のみで確認され上下方向への連続性に乏しいことから、M1 ~ 5 層準に比べて海成層である確実性は低い。しかしながら、EC 測定値からは汽水成の可能性が示唆され、潮間帯干潟や河口域といった汽水域で堆積した堆積物である可能性を指摘できる。

## 5. 海成層の堆積時期の推定

前章において EC 分析結果から見いだされた海成層 (M1 ~ 5 層準) について、松本・荒井 (2021) が報告した花粉分析および古地磁気分析結果 (第 2 図) を考慮して、各層準の堆積時期を検討する。

まず、M3 層準について検討する。M3 層準中の深度 261.6 m では、コナラ属アカガシ亜属 *Cyclobalanopsis* が 76.0 % の産出頻度を示し、優占的に産出する。また、マツ属 *Pinus* が 7.6 %, ニレ属・ケヤキ属 *Ulmus/Zelkova* が 2.7 %, コナラ亜属 *Quercus* が 1.9 % の産出頻度で随伴する。大阪湾北岸に位置する GS-K1 コア (神戸市東灘区, 第 1 図 A) では、大阪層群 Ma9 層直下の非海成層 ~ Ma10 層直下の非海成層の層準に *Cyclobalanopsis* - *Sciadopitys* 超帯が設定されており、*Cyclobalanopsis* やコウヤマキ *Sciadopitys* が優勢して産出することが報告されている (本郷, 2009)。同様の傾向は大阪湾沿岸の広域で確認されている (Furutani, 1989)。また、関東

地方~近畿地方の MIS11 の花粉化石群集の特徴として *Cyclobalanopsis* が多産することが示されている (楡井・本郷, 2018)。さらに、*Cyclobalanopsis* - *Sciadopitys* 超帯の下部では、*Ulmus/Zelkova* が低率ながら随伴することがあげられている (本郷, 2009)。これらの優占種、随伴種の特徴がよく一致することから、M3 層準は大阪層群の *Cyclobalanopsis* - *Sciadopitys* 超帯に対比される可能性が高い。M3 層準が海成層であることから、同層準の堆積時期は MIS11 (大阪層群の Ma9 層) である可能性が高いと考えられる。

次に、M1 層準について検討する。同層準中の深度 98.1 m では、落葉広葉樹のサルスベリ属 *Lagerstroemia* が 14.8 % と高率で産出するほか、マツ科 *Pinaceae* のマツ属 *Pinus*, ツガ属 *Tsuga*, モミ属 *Abies* がそれぞれ 15.9 %, 11.6 %, 6.9 % の産出頻度を示す。また、コナラ亜属 *Quercus* が 13.8 %, ブナ属 *Fagus* が 10.1 %, スギ属 *Cryptomeria* が 2.6 % の産出頻度で随伴する。*Lagerstroemia* は本州以南に分布する MIS5e の堆積物中から産出することが多く報告されており、多産する事例もある (例えば、守田, 1994 など)。紀伊水道周辺においても、Furutani (1989) が大阪湾沿岸域の Ma12 層準およびその上位の上部更新統で *Lagerstroemia* が特徴的に多産し、この層準を *Lagerstroemia* Zone と設定している。Hayashi *et al.* (2017) は *Lagerstroemia* の増減が夏季日射量変化と正相関する可能性を示した。これらから、*Lagerstroemia* が多産する M1 層準は MIS5e の海成層である可能性が高いと考えられる。本郷 (2009) は Ma12 層準に対して *Tsuga* - *Cyclobalanopsis* 帯を設定し、*Pinus* と *Tsuga* が多産することを示した。M1 層準ではこれらの花粉化石も比較的高率で産出しており、MIS5e に堆積したとする解釈を支持する。なお、深度 20 m 付近以浅の砂泥層は、古田 (2005) が板東観測井コア周辺における沖積層基底の等深線を約 -30 m と見積もっていることを考慮すると、すべて沖積層に対比されると考えられる。

仮に上述した M1 および M3 層準の堆積時期の解釈が正しいとすると、両層準に挟まれた M2 層準は少なくとも MIS7 または 9 の海成層のどちらかに対比できる。Furutani (1989) や本郷 (2009) を参照すると、MIS9 の海成層では MIS7 に比べて *Cyclobalanopsis* がやや高率で含まれる。板東観測井コアでは、*Cyclobalanopsis* が M2 層準中の深度 212.1 m で 1.7 % 含まれ、これより上位では産出が認められない。この *Cyclobalanopsis* の産出傾向は、M2 層準が MIS9 に対比される可能性を示唆するが、確実な対比根拠とまではならない。M1・M2 層準の間 (深度 150 m ~ 140 m 付近) には本流性砂礫層に挟まれた砂層が分布しており、MIS7 の海成層に対比される可能性があるが、コア試料が欠如しているた

め検討できていない。

最後に M4 層準よりも下位の堆積物について検討する。古地磁気測定結果からは深度 442 m ~ 339 m 付近に B-M 境界が位置しており (松本・荒井, 2021), 少なくとも M4 および M5 層準は Brunhes 正磁極期に対比される。従って, 仮に M3 層準が MIS11 の海成層であるとすると, 両層準は MIS13, 15, 17 のいずれかに対比される。M5 層準よりも下位の深度 314.3 m では, *Cryptomeria* が草本花粉の 33.8 % を占め多産する一方, *Quercus* は 2.2 % と低率である (第 2 図)。本郷 (2009) は Ma6 ~ 8 (MIS13 および 15) を含む層準を *Cryptomeria - Fagus* 超帯として, Ma3 ~ 5 (MIS17 および 19) を *Fagus - Quercus* 超帯としてそれぞれ設定した。深度 314.3 m の花粉化石組成からは, この層準が *Cryptomeria - Fagus* 超帯に対比される可能性が高いと推定される。従って, M4 および M5 層準は MIS13 または 15 に堆積したと解釈される。さらに, 深度 368.98 m の汽水成層準直上の深度 368.6 m では, *Cyclobalanopsis* が 12.6 % とやや高率で産出する (第 2 図)。Ma6 および 7 (MIS15) の海成層では *Cyclobalanopsis* が 10 % ~ 20 % 程度産出することが報告されており (本郷, 2009), 板東観測井コアの深度 368.98 m が同時期の海成層に対比される可能性がある。仮にこの対比が正しいとすると, M4 および M5 層準は MIS13 のいずれかのピークに対比される可能性が考えられる。B-M 境界よりも下位の深度 437.92 m は, MIS19 以前の海成層に対比される可能性がある。

## 6. 地殻変動速度の試算

本研究の結果から, 板東観測井コアの北島層中に複数の海成層が含まれていることが確認された。このことは, 徳島平野が更新世中期以降に継続的に沈降してきたことを示唆している。

堆積時期の対比が比較的明瞭である M1 および M3 層準に基づき, 沈降速度を試算する。両層準の堆積当時の水深は不明であるが, 仮に堆積当時の海水準が現在と同じ (標高 0 m) であるとすると, 両層準の分布標高から堆積後に最大で M1 が約 90 m, M3 が約 255 m 沈降したことが推定できる。従って, 板東観測井コアの地下層序からは, MIS5e 以降と MIS11 以降の沈降速度の最大値はそれぞれ約 0.7 m/kyr, 0.6 m/kyr と見積もられる。これらの概算値は岡田 (1970) が低位段丘面の地形変位から推定した中央構造線断層帯 (父尾断層) の上下方向における平均変位速度 (0.6 m/kyr) と概ね調和的な値である。

## 7. まとめ

本研究では, 徳島平野の第四系地下地質の解明を目的として, 板東観測井コアの堆積物試料について EC 分析を行い, 北島層中に含まれる海成層の認定を試みるとともに, 既報の花粉分析および古地磁気分析の結果をふまえ, 各海成層の堆積時期について考察した。その結果, 以下の知見が得られた。

- 1) 板東観測井コアには, 少なくとも 5 層の海成層 (M1 ~ 5 層準) が含まれる。
- 2) M3 層準は, アカガシ亜属 *Cyclobalanopsis* が優占的に産出することから, MIS11 の海成層に対比される可能性が高い。また, M1 層準は, サルスベリ属 *Lagerstroemia* が高率で産出することから, MIS5e の海成層に対比される可能性が高い。
- 3) M1 および M3 層準の対比に従うと, M2 層準は MIS7 または 9 の海成層に相当すると考えられ, *Cyclobalanopsis* がわずかに含まれることを考慮すると, MIS9 に対比される可能性が示唆される。M4 および M5 層準は MIS13 ~ 17 の海成層のいずれかに対比され, 花粉化石組成から MIS13 に堆積した可能性が示唆される。
- 4) 板東観測井コアの北島層中に複数の海成層が認められたことから, 徳島平野は更新世中期以降, 継続的に沈降してきたと考えられる。

なお, 本研究で見いだされた海成層には, 堆積時期が依然として明確でないものが含まれている。今後, 花粉分析や古地磁気分析を補足するとともに, 徳島平野広域での地層対比を行い, 堆積時期対比の精度や確実度を向上させていく必要がある。

謝辞: 試料のサンプリングに関して, 大阪市立自然史博物館の石井陽子博士に多大な便宜を図っていただいた。記して感謝申し上げます。

## 文献

- 古田 昇 (2005) 平野の環境歴史学。古今書院, 東京, 268p.
- Furutani, M. (1989) Stratigraphical subdivision and pollen zonation of the Middle and Upper Pleistocene in the coastal area of Osaka Bay, Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University* **32**, 91-121.
- Hayashi, R. Takahara, H., Inouchi, Y., Takemura, K. and Igarashi, Y. (2017) Vegetation and endemic tree response to orbital-scale climate changes in the Japanese archipelago during the last glacial-interglacial cycle

- based on pollen records from Lake Biwa, western Japan. *Review of Paleobotany and Palynology* **241**, 85–97.
- 本郷美佐緒 (2009) 大阪堆積盆地における中部更新統の花粉生層序と古環境変遷. *地質学雑誌*, **115**, 64–79.
- 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/katsudansou\\_pdf/20171219\\_mtl.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/20171219_mtl.pdf). (2021年4月30日確認).
- Kawamura, N. (2006) Revised Chronostratigraphy of the iate 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および完新統の対比. *地質学雑誌*, **125**, 87–105.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography* **20**, PA1003.
- 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地質図幅 徳島 (第2版).
- 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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 守田益宗 (1994) 福井県三方湖の湖底堆積物. 安田喜憲編. 文部省重点領域研究「文明と環境」平成5年度報告書, 国際日本文化研究センター, 京都, 24–28.
- 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.
- 中川衷三・須鎗和巳・鈴木好一 (1964) 地質と地質構造. 建設省計画局・徳島県編, 徳島臨海地帯の地盤. 大蔵省印刷局, 28–40.
- 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, no. 82, 7–20.
- 楡井 尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末～中期更新世の花粉生層序. *第四紀研究*, **57**, 143–155
- 丹羽雄一・須貝俊彦・大上隆史・田力正好・安江健一・齋藤龍郎・藤原 治 (2009) 濃尾平野西部の上部完新統に残された養老断層系の活動による沈降イベント. *第四紀研究*, **48**, 339–349.
- Niwa, Y., Sugai, T., Saegusa, Y., Ogami, T. and Sasao, E. (2011) Use of electric conductivity to analyze depositional environments: Example of a Holocene delta sequence on the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International* **230**, 78–86.
- 岡田篤正 (1970) 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度. *地理学評論*, **43**, 1–12.
- 岡田篤正 (2020) 中央構造線断層帯—最長活断層帯 (四国) の諸性質—, 古今書院, 東京, 368p.
- 岡田篤正・堤 浩之 (1997) 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動. *地学雑誌*, **106**, 644–659.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) 1:25,000 都市圏活断層図「徳島」, 国土地理院.
- 小野映介・大平明夫・田中和徳・鈴木郁夫・吉田邦夫 (2006) 完新世後期の越後平野中部における河川供給土砂の堆積場を考慮した地形発達史. *第四紀研究*, **45**, 1–14.
- 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/>. (2021年4月30日確認).
- 佐藤善輝・藤原 治・小野映介・海津正倫 (2011) 浜名湖沿岸の沖積低地における完新世中期以降の環境変化. *地理学評論*, **84A**, 258–273.
- 佃 栄吉・佐藤 努 (1996) 徳島県鳴門市板東観測井周辺の地下構造. 第11回地質調査所研究講演会資料「兵庫県南部地震の地質学的背景」, 99–93.
- 佃 栄吉・高橋 誠・佐藤 努・松本則夫・伊藤久男 (1996) 近畿地域における地下水観測井の概要. 第11回地質調査所研究講演会資料「兵庫県南部地震の地質学的背景」, 84–86.
- 内園立男・森 勇一 (2004) 濃尾平野南部ボーリングコアの粘土混濁水の電気伝導度およびpH測定に基づく堆積環境の推定. *第四紀研究*, **43**, 375–382.
- 横山卓雄 (1993) 2.4.1 電気伝導度測定法. 日本第四紀学会編. 第四紀試料分析法2 研究対象別分析法. 東京大学出版会, 東京, 109–118.
- 横山卓雄・佐藤万寿美 (1987) 粘土混濁水の電気伝導度による古環境の推定—千里山丘陵東端部および琵琶湖湖底におけるボーリング・コアの場合—. *地質学雑誌*, **93**, 667–679.
- 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.



## 垂坂断層近傍のボーリングと地質構造 All-core drilling near the Tarusaka Fault and geological structure in Yokkaichi City, Mie Prefecture, central Japan

小松原 琢<sup>1\*</sup>・奥田博之<sup>2</sup>・末廣匡基<sup>2</sup>・秋永康彦<sup>2</sup>・澤田基貴<sup>2</sup>・本郷美佐緒<sup>3</sup>  
KOMATSUBARA Taku<sup>1\*</sup>, OKUDA Hiroyuki<sup>2</sup>, SUEHIRO Masaki<sup>2</sup>, AKINAGA Yasuhiko<sup>2</sup>,  
SAWADA Motoki<sup>2</sup> and HONGO Misao<sup>3</sup>

**Abstract:** A 40-meter depth all-core drilling was carried out near seismic prospecting line crossing the “inferred Tarusaka Fault” and terrace deposits (shallower than 10-meter depth) and Ooizumi Formation in Tokai Group were recognized in the core. The Ooizumi Formation dips about 10 degrees in gradient. This dip is similar to them of the reflection planes in the Tokai Group. The Seismic profiling and correlation with drilling data surrounding the exploration sites made clear that the southwestward gentle dipping structure discovered by seismic profile and this drilling have initiated since after deposition of the Ooizumi Formtion (latest Pliocene to Early Pleistocene) and have mostly developed in the late Quaternary.

**Keywords:** Ise Plain, all-core drilling, stratigraphy, terrace deposits, seismic velocity logging, pollen analysis

### 要 旨

「垂坂推定断層」の反射法探査測線近傍で深度 40 m のオールコアボーリングを実施し、段丘堆積物（深度 10 m 以浅）と東海層群・大泉層を確認した。大泉層は 10° 前後傾斜する。この傾斜は、反射法地震探査によって得られた東海層群の傾斜と同程度である。また、周辺地域の既往土質調査ボーリングデータと対比することにより、反射法地震探査や今回のボーリングに出現した南西傾斜構造が、大泉層堆積（鮮新世末期ないし前期更新世前期）以降に活動を開始し、第四紀後期に大きく成長したことが明らかになった。

### 1. はじめに

四日市市の中心市街北側に推定されていた「垂坂断層」が活断層であるか否かを判定する目的で、令和元年度に反射法地震探査とともにオールコアボーリングを実施した。この反射法地震探査により、①垂坂断層が想定されていた崖地形は段丘崖であること、②段丘崖周辺の幅 1 km 以上の区間で東海層群が 6°～15°の勾配で南西に傾斜していること、が明らかになった（小松原ほか, 2020）。この反射法探査と併せて、堆積物の層位を確定することを目的として、垂坂断層の南西

側、反射法探査測線の CMP No.330 付近（第 1 図：四日市市西阿倉川町楠の木園内：北緯 34°59'22.33", 東経 136°37'10.52", 孔口標高 12.247 m）において、深度 40 m のオールコアボーリング（孔名：YTRS）と弾性波速度測定（速度検層）を行い、1 試料について花粉分析を行った。

### 2. コアの層相記載

得られたコアはきわめて良好で、コアパックの上から地質構造の概要を把握することができた。このため、層理面とみられる面構造の最大傾斜方向に沿って半割・整形した上で、観察・試料採取を行った（第 2 図および第 3 図）。

コアは、上位よりユニット 0（盛土）、ユニット 1（低位段丘堆積物）、ユニット 2（中位段丘堆積物）、ユニット 3（東海層群・大泉層）に大分できる。

以下、盛土を除くユニット 1～3 について層相を記載する。

#### ユニット 1（低位段丘堆積物：深度 3.60 m～1.05 m）

ユニット 1 は、比較的風化程度の弱い礫を含み、礫・砂・シルトの互層からなる未固結堆積物である。最上部 55 cm（ユニット 1a）は畑作などの強い人為作用を受けた

\*Corresponding author: Komatsubara, T., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: komatsubara-t@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 株式会社阪神コンサルタンツ (Hanshin Consultants Co., Ltd.)

3 有限会社アルプス調査所 (Alps Technical Research Laboratory Co., Ltd.)



第1図 ボーリング地点とその周辺 基図は国土地理院の「地理院地図」。

Fig. 1 Location of drilling site and its surroundings. Base map is “GSI Maps” in homepage of Geospatial Information Authority of Japan.

部分である。その下（ユニット1b）は上方細粒化する砂礫～砂を主体とする。

**ユニット1a (低位段丘堆積物上部: 深度 1.60 m ~ 1.05 m)**

全体に径 20 mm 以下の花崗岩，チャートの礫および細粒～粗粒砂を含み，非常に淘汰が悪い，砂混じりシルトである。植物片を少量含む。基質は黄褐色～明黄褐色を呈する。人為的なく乱を受けている。

**ユニット1b (低位段丘堆積物下部: 深度 3.60 m ~ 1.60 m)**

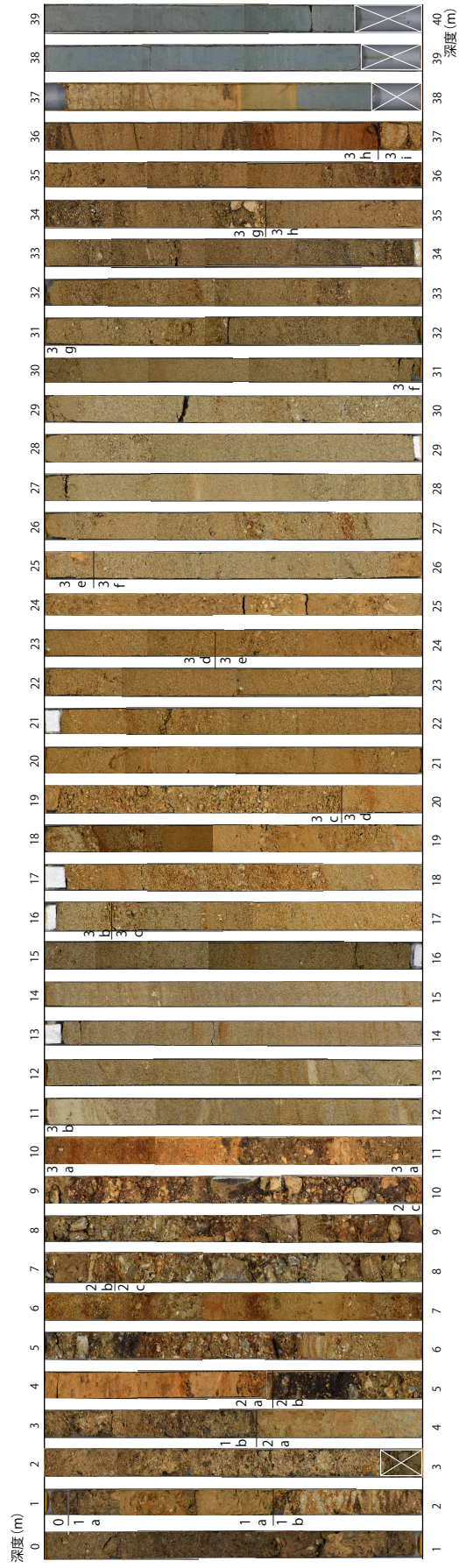
上方細粒化する3つのレイヤーからなる砂礫～砂である。砂礫中の礫は，最大で径 60 mm であるが径 4 mm ~ 20 mm の垂角礫が多い。礫種は，粘板岩，砂岩

を主として，チャートと少量の花崗岩を伴う。特に径 10 mm 以上のものでは粘板岩・砂岩の礫が多く，細礫にはチャートや花崗岩の礫が多い。粘板岩や花崗岩の礫の表面には厚さ 1 mm 程度の風化（酸化）被膜が認められ，花崗岩礫の中には割れて細礫径の岩片となっているものが少なくない。砂礫層の基質は，花崗岩質で，シルト分を含む，淘汰の良くない中～粗粒砂からなり，10YR6/6~6/8（明黄褐色）の色調を呈する。

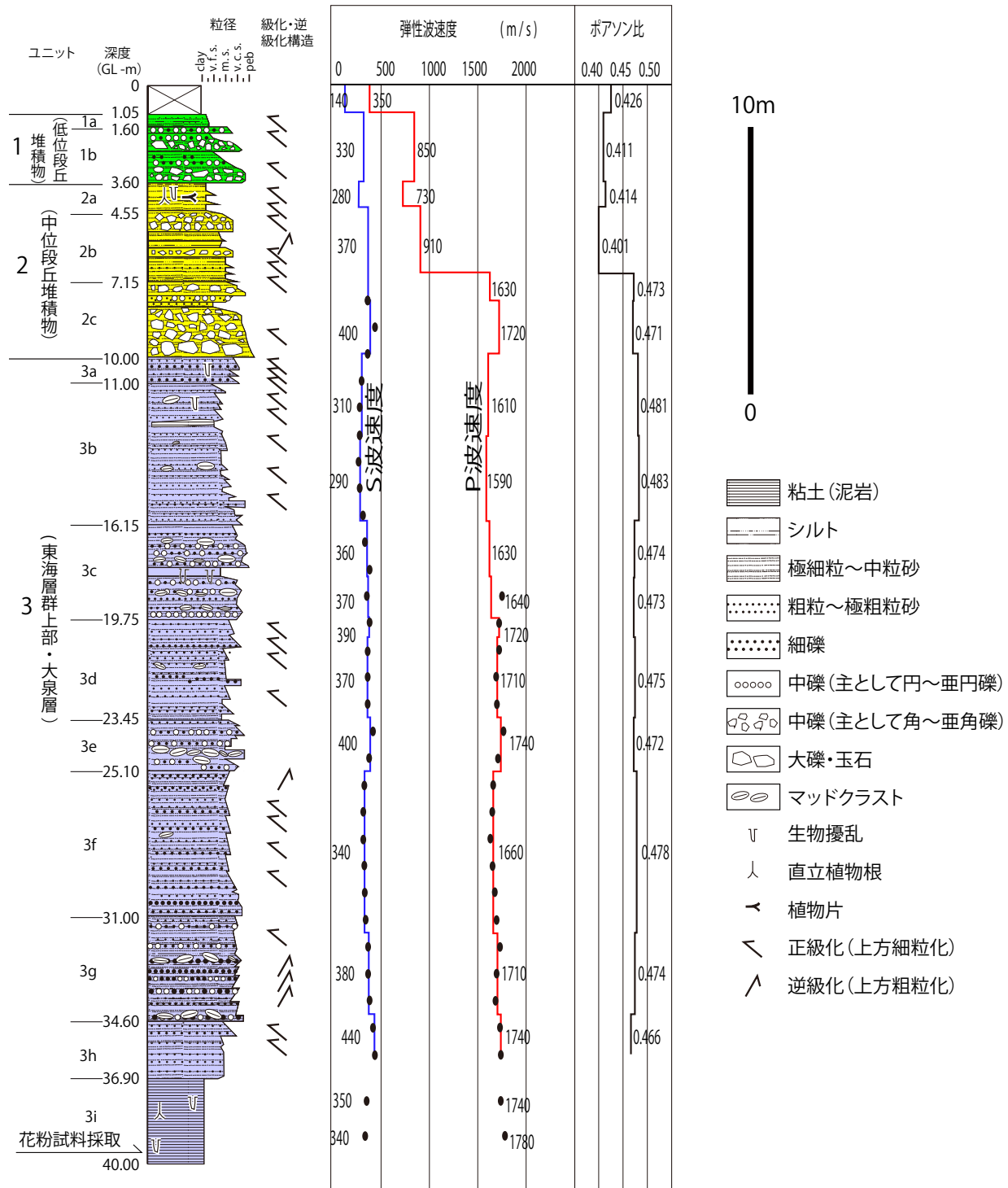
砂層は，細礫・シルト混じりで淘汰不良の細～粗粒砂を主体とし，斜交層理がみとめられる。特に1b最上部(深度 1.95 m ~ 1.60 m)は明瞭な斜交層理が発達する。砂層の主体は黄褐色（10YR7/8）を，最上部はにぶい赤褐色（5YR5/4）～灰黄色（2.5Y6/2）を呈する。



垂坂断層近傍のボーリングと地質構造



第2図 YTRS コアの写真.  
Fig. 2 Photograph of YTRS core.



第3図 YTRS コアの地質柱状図.  
Fig. 3 Geological columnar of YTRS core.

下位のユニット 2 (2a) との境界は明瞭である。

**ユニット 2 (中位段丘堆積物：深度 10.00 m ~ 3.60 m)**

上位のユニット 1 と比較して礫の風化程度が高く、基質が褐色を帯びているという特徴から深度 3.60 m の明瞭な層相境界を境に区分できる。本ユニットは、上

部のシルト主体のレイヤー (2a：深度 4.55 m ~ 3.60 m)、中部の砂～砂礫互層 (2b：深度 7.15 m ~ 4.55 m)、下部の玉石混じり砂礫 (深度 10.00 m ~ 7.15 m) に細分できる。下位のユニット 3 との境界は、コアの切れ目に当たるとは確かではないが、堆積物の層相 (淘汰度など) や粒径からみて急変すると考えられる。

**ユニット 2a (中位段丘堆積物上部: 深度 4.55 m ~ 3.60 m)**

上半部(深度 4.00 m ~ 3.60 m)が浅黄色(2.5Y7/3)の擾乱を受けた砂混じりシルト, 下部(深度 4.55 m ~ 4.00 m)が黄橙色(10YR7/8)の不明瞭に成層した砂混じりシルトを主体とするが, 両者は漸移的で一連のレイヤーとみなしうる。上部では粘板岩の細礫や粗粒砂が混じり, 淘汰は良くない。下部は上部と比較して淘汰の良いシルトを主体とするが, レンズ状の, 上方細粒化する, 極細粒~細粒砂の薄層が多く挟在し, 直立植物根跡や巣穴状の生物擾乱がみとめられるほか, 水平な状態の植物片が少量含まれる。

**ユニット 2b (中位段丘堆積物中部: 深度 7.15 m ~ 4.55 m)**

数レイヤーの上方細粒化(一部で上方粗粒化)する砂礫~砂からなる。

砂礫層は, 礫の比率が高く基質の少ない, 径 4 mm ~ 30 mm 程度を主として玉石を含む, 亜円~亜角礫を主体とし, 上方細粒化するレイヤーが多いが, 深度 6.00 m ~ 5.75 m の砂~細礫層主体の砂礫層は上方粗粒化する。砂礫層中の礫は, 粘板岩, 砂岩が多く, 花崗岩が含まれる。礫は全体に風化が進んでおり, 砂岩礫は厚さ 1 mm ~ 数 mm 程度の風化被膜をもち, 表面に凹凸が目立つ。花崗岩礫の一部は指で表面を削ることができる程度に強風化している。基質は花崗岩質のシルト・細礫混じり細~粗粒砂からなり, 淘汰は良くない。基質は暗褐色~黄褐色を呈する部分が多いが, 一部でマンガンが濃集し黒褐色を呈する。

砂層は, 成層したシルト質砂~粗粒砂からなるものが多い。ユニット 1 の砂層と比較して淘汰が良いレイヤーが多い。深度 5.75 m ~ 5.65 m の砂層は, 明瞭な上方粗粒化する薄い砂質シルト~粗粒砂層の単層が重なったものである。深度 6.50 m ~ 6.40 m の砂層は, 上方細粒化する粗粒砂~シルト質砂からなる。深度 6.80 m ~ 6.60 m の砂層は細礫を含み, 上方細粒化する中粒~細粒砂層である。色調は, 多くの部分で明黄褐色~明褐色(2.5Y6/6 ~ 7.5YR5/8)を呈するが, 一部で明赤褐色(5YR5/8)を呈する。

**ユニット 2c (中位段丘堆積物下部: 深度 10.00 m ~ 7.15 m)**

成層した, 亜円礫主体で亜角礫を含む, 玉石混じり砂礫層である。厚さ 10 cm 程度のシルト混じり中~粗粒砂層を挟有する。礫種は 2b と同様に粘板岩, 砂岩が多く, 花崗岩, チャートを含む。砂岩, 粘板岩の礫には数 mm の酸化被膜が認められるものが多く, 花崗岩礫は指で表面を削ることができる程度に風化している。

基質は, シルトを含む不淘汰な, 花崗岩質の, 中粒~極粗粒砂からなり, にぶい黄色(2.5Y6/4)を呈する。

**ユニット 3 (東海層群上部・大泉層: 深度 40.00 m ~ 10.00 m)**

ユニット 2 以上の地層と比較して明らかに淘汰が良く, 泥質部の固結度が高いことから上位層とは明確に区分できる。淘汰の良い細粒~中粒砂層を主体とするが, 砂礫層や泥岩層を含む。層相に基づいて 3a ~ 3i の 9 ユニットに細分できる。

**ユニット 3a (大泉層 a: 深度 11.00 m ~ 10.00 m)**

3 ないし 4 レイヤーの, 上方細粒化する, 細礫層~砂層からなる。各細礫層は上方細粒化する構造を持ち, 最大径 20 mm の円礫を少量含み, 中~粗粒砂の基質からなる。細礫層レイヤーの基底には削り込みがみとめられる。細礫は, 強く風化し, 一部がクサリ礫状の, 砂岩, 泥岩, ホルンフェルス, 花崗岩などの礫からなる。

細礫層上に, 細礫層から漸移する, 極粗粒~極細粒砂層が累重する。この砂層は明瞭に成層し, 上方細粒化する。砂層中には直立したパイプ状の生痕がみとめられる。

細礫層~砂層の色調は, 多くの部分で黄褐色~橙色(10YR5/8 ~ 7.5YR5/8)を呈するが, 一部は酸化マンガンが濃集して黒褐色を呈する。

ユニット 3a と下位のユニット 3b の境界はコアの切れ目に当たるため, 両者の関係はわからない。

**ユニット 3b (大泉層 b: 深度 16.15 m ~ 11.00 m)**

淘汰の良い, 厚さ 10 cm ~ 数 10 cm の上方細粒化レイヤーごとに成層した, アルコース質細粒~粗粒砂からなり, ところどころで厚さ数 cm 以下のシルト質砂層を挟有する。

砂層中には泥質分はほとんど含まないが, レンズ状に長径 10 mm 以下のマッドクラストや細礫を含む。一部に生物擾乱がみとめられる。

色調は灰白色~淡黄色(2.5Y8/2 ~ 8/3)を呈する。

下位のユニット 3c とは漸移する。

**ユニット 3c (大泉層 c: 深度 19.75 m ~ 16.15 m)**

淘汰の良い砂層を主とするが, 細礫やマッドクラストを多く含む礫混じり土層, 砂質シルト層を挟有する。

砂層は上方細粒化する, 厚さ 1 cm ~ 10 cm 程度の単層からなる, 成層したアルコース質細粒~粗粒砂層からなる。砂層中には泥質分はほとんど含まれず, 淘汰は良好である。

礫まじり土層は, 単層の厚さ数 cm ~ 数 10 cm のレイヤーをなし, 最大で径 20 mm の細礫を主体とする, 亜



円～円礫を多く含み、シルト分を含むが比較的淘汰の良い細粒砂を基質とする。礫混じり土層中の礫は、花崗岩礫が多く、砂岩、粘板岩、チャートなどの礫を含む。

深度 18.20 m～18.00 m 付近には厚さ 1 cm～5 cm 程度の砂まじり砂質シルト層が挟在する。この砂質シルト層は、生物擾乱を受けている。

砂層部の色調は、黄橙色～明黄褐色 (10YR7/8～7/6) を呈する。

下位のユニット 3d と漸移する。

#### ユニット 3d (大泉層 d : 深度 23.45 m～19.75 m)

淘汰の良い、アルコース質中粒～粗粒砂からなり、少量のマッドクラストや細礫を層状に含む。泥質分はほとんど含まない。厚さ 10 cm～数 10 cm の上方細粒化レイヤーごとに成層する。

下位のユニット 3e と漸移する。

#### ユニット 3e (大泉層 e : 深度 25.10 m～23.45 m)

淘汰の良い砂層を主とするが、マッドクラストや礫を多く含む礫混じり土層を挟有する。

砂層は、上方細粒化するアルコース質～ワッケ質の細粒～極粗粒砂の成層したものからなる。上下位の砂層と比較してやや淘汰が悪くシルト分を含む。砂層中にもまばらに長径 10 mm 以下のマッドクラストが含まれる。

礫混じり土層は、長径 20 mm 以下のマッドクラストや径 8 mm 以下の円～亜円礫を多く含み、シルト混じり細粒～粗粒砂を基質とする。場所によってはマッドクラストが密集する。礫種はホルンフェルス、花崗岩のものが多い。基質はシルトを含む細粒～粗粒の砂からなるが、マッドクラストを密に含む部分では基質の淘汰は悪く、シルト分を多く含む。

砂層の色調は、黄色～明黄褐色 (2.5Y7/8～10YR6/6) を呈する。

下位のユニット 3f と漸移する。

#### ユニット 3f (大泉層 f : 深度 31.00 m～25.10 m)

淘汰の良い、成層したアルコース質中粒～粗粒砂層からなる。薄い極細粒砂層や細礫多含層を挟むほか、下部 (深度 31.00 m～29.45 m) では細礫がかなり多く含まれる。シルト分はほとんど含まない。

色調はにぶい黄色 (2.5Y6/3～6/4) を呈する。

下位のユニット 3g と漸移する。

#### ユニット 3g (大泉層 g : 深度 34.60 m～31.00 m)

粗粒～極粗粒砂層と、マッドクラストや細礫を含む礫混じり土層が 10 cm～数 10 cm 間隔の互層をなす。

砂層は不明瞭に成層した、淘汰の良い、アルコース

質粗粒～極粗粒砂を主とするが、層状にマッドクラストや細礫が含まれる。層準によっては多量の雲母が含まれる。基質中に若干のシルト分が含まれる層準がある。少数ながら上方粗粒化するレイヤーが含まれる。

礫混じり土層は、径 40 mm 以下のマッドクラストと細礫を含み、シルト混じり細粒～極粗粒砂を基質とする。礫混じり土層の各レイヤー基底は下位のレイヤーを削り込んでいる。最下部の深度 34.60 m～34.45 m の層準では大径のマッドクラストが密集し、基質はシルトを含み淘汰が悪い。

砂層の色調は、オリーブ褐色～黄褐色 (2.5Y4/4～5/6) を呈する。

下位のユニット 3h を削り込む。

#### ユニット 3h (大泉層 h : 深度 36.90 m～34.60 m)

葉理の発達した成層状アルコース質中粒～極粗粒砂層からなる。

全体にシルト分をほとんど含まず淘汰が良い。層状に細礫を含む。

色調は黄褐色～明褐色 (2.5Y5/6～5YR5/6) を呈する。

下位のユニット 3i とは層相 (粒径) が急変する。

#### ユニット 3i (大泉層 i : 深度 40.00 m～36.90 m)

葉理の発達した均質細粒な粘土質泥岩からなる。棒状のコアが採取できるが、ナイフで削ることができる程度の固結度である。全体に少量の生物擾乱がみとめられるほか、部分的に直立植物根跡がみとめられる。

上部の深度 37.60 m 以浅は灰黄色～黄色 (2.5Y7/2～8/6) を呈するが、主体は灰色 (10Y5/1～N4/) を呈する。

### 3. 花粉分析

ユニット 3i (東海層群・大泉層) の深度 39.66 m から採取した泥岩試料について花粉分析を行った。その結果を第 1 表に示す。

木本植物のうち現在の日本列島に自生する分類群では、温帯の常緑針葉樹である *Pinus* (マツ属) 花粉が多量に得られた他、常緑針葉樹の *Tsuga* (ツガ属), *Sciadopitys* (コウヤマキ属) の花粉が *Pinus* に次いで多く産出した。また、温帯の落葉広葉樹の *Quercus* (Subgen. *Lepidobalanus*; コナラ属コナラ亜属) と、冷温帯落葉広葉樹の *Fagus* (ブナ属) がそれぞれ 10% 程度出現したほか、低率ながら暖温帯常緑広葉樹の *Quercus* (Subgen. *Cyclobalanopsis*; コナラ属アカガシ亜属), *Castanopsis / Pania* (シノキ属 / マテバシ属), *Mallotus* (アカメガシワ属), *Sapium* (シラキ属), *Camellia* (ツバキ属) が含まれていた。スギ属花粉はほとんど産出しなかった。

垂坂断層近傍のボーリングと地質構造

第1表 深度 39.66 m (東海層群・大泉層 ユニット3i) の花粉分析結果.  
Table 1 Pollen analysis of 39.66 m depth in the YTRS core.

	学名	和名	数
(針木葉本樹植類)	<i>Abies</i>	モミ属	4
	<i>Picea</i>	トウヒ属	5
	<i>Tsuga</i>	ツガ属	28
	<i>Pinus</i>	マツ属	38
	<i>P.</i> (Subgen. <i>Haploxyton</i> )	マツ属ゴヨウマツ類	1
	<i>P.</i> (Subgen. <i>Diploxyton</i> )	マツ属ニヨウマツ類	11
	<i>Sciadopitys</i>	コウヤマキ属	22
	Taxodiaceae	スギ科	1
(広葉本樹植類)	<i>Juglans / Pterocarya</i>	クルミ属 / サワグルミ属	6
	<i>Carpinus / Ostrya</i>	クマシデ属 / アサダ属	8
	<i>Corylus</i>	ハシバミ属	1
	<i>Alnus</i> (Subgen. <i>Alnus</i> )	ハンノキ属ハンノキ亜属	4
	<i>Fagus crenata</i> type	ブナ属 (ブナ型)	13
	<i>F. japonica</i> type	ブナ属 (イヌブナ型)	6
	<i>F.</i> other type	ブナ属 (その他型)	1
	<i>Quercus</i> (Subgen. <i>Lepidobalanopsis</i> )	コナラ属コナラ亜属	24
	<i>Q.</i> (Subgen. <i>Cyclobalanopsis</i> )	コナラ属アカガシ亜属	4
	<i>Castanopsis / Pasania</i>	ニイノキ属 / マテバシイ属	1
	<i>Ulmus / Zelkova</i>	ニレ属 / ケヤキ属	7
	<i>Hemiptelea</i>	ハリゲヤキ属	1
	<i>Celtis / Aphananthe</i>	エノキ属 / ムクノキ属	1
	<i>Corylopsis</i>	トサミズキ属	2
	<i>Liquidambar</i>	フウ属	5
	<i>Mallotus</i>	アカメガシワ属	3
	<i>Sapium</i>	シラキ属	1
	<i>Parhenocissus</i>	ツタ属	1
	<i>Camellia</i>	ツバキ属	1
	<i>Elaeagnus</i>	グミ属	2
	<i>Nyssa</i>	ヌマミズキ属	1
	Ericaceae	ツツジ属	1
	Oleaceae	モクセイ属	2
草本植物	<i>Polygonum</i> (Sect. <i>Persicaria / Echinocaulon</i> )	タデ属サナエタデ節 / ウナギツカミ節	47
	<i>Geranium</i>	フウロソウ属	1
	Carduoideae	キク科キク亜科	6
	<i>Artemisia</i>	ヨモギ属	1
	Cichorioideae	キク科タンポポ科	5
	Gramineae	イネ科	31
	Cyperaceae	カヤツリグサ科	17
シダ植物	<i>Lycopodium</i> (Subgen. <i>Lycopodium</i> )	ヒゲノカズラ属ヒゲノカズラ亜科	11
	<i>Osmunda</i>	ゼンマイ属	1
	<i>Davallia</i>	シノブ属	286
	Polypodiaceae	ウラボシ科	74
	monolete type spores	単条口型孢子	728
	trilete type spores	三条口型孢子	50
	unknown pollen and spores		33
総計			1497

第2表 弾性波速度の測定.  
Table 2 Measurement of elastic wave velocity.

手法	対象		測定数
ダウンホール式PS検層	P波	1 m～18 m	18点
	S波	1 m～8 m	8点
サスペンション式PS検層	P波	19 m～36 m	18点
	S波	8 m～36 m	29点
パルス透過法 (超音波速度測定) (参考値)	37.80 m～38.00 m		2点
	38.80 m～39.00 m		

木本植物のうち現在の日本列島には自生しない分類群のものなかで、*Hemiptelea* (ハリゲヤキ属)、*Liquidambar* (フウ属) と、保存状態の良い *Nyssa* (ヌマミズキ属) が得られたが、*Carya* (ペカン属) は産出しなかった。

草本植物では *Polygonum* (Sect. *Persicaria* / *Echinocaulon*; タデ属サナエタデ節 / ウナギツカミ節) および *Gramineae* (イネ科) が多く産出した。

シダ植物の胞子は非常に多く産出したが、中でも単条口型胞子が多く産出した。

#### 4. 弾性波速度測定 (PS 検層)

地表近くの堆積物の弾性波速度を明らかにする目的で、孔内水位より浅部についてはダウンホール式で、孔内水位から深度 36 m についてはサスペンション式で、さらに孔底部の深度 38 m～39 m は 1 m 間隔で採取した長さ 20 cm のコア試料についてパルス透過法による超音波速測定で、P 波および S 波の速度測定を行った(第2表)。結果は第3図柱状図右に示す。

P 波・S 波速度はそれぞれ、低位段丘堆積物と中位段丘堆積物中部 (ユニット 2b) 以浅で 730 m/s～900 m/s, 280 m/s～370 m/s, 中位段丘堆積物下部 (ユニット 2c) から東海層群・大泉層で 1,630 m/s～1,740 m/s, 290 m/s～440 m/s である。

#### 5. 考察

##### 5.1 堆積物の堆積環境・層位・堆積年代に関する考察

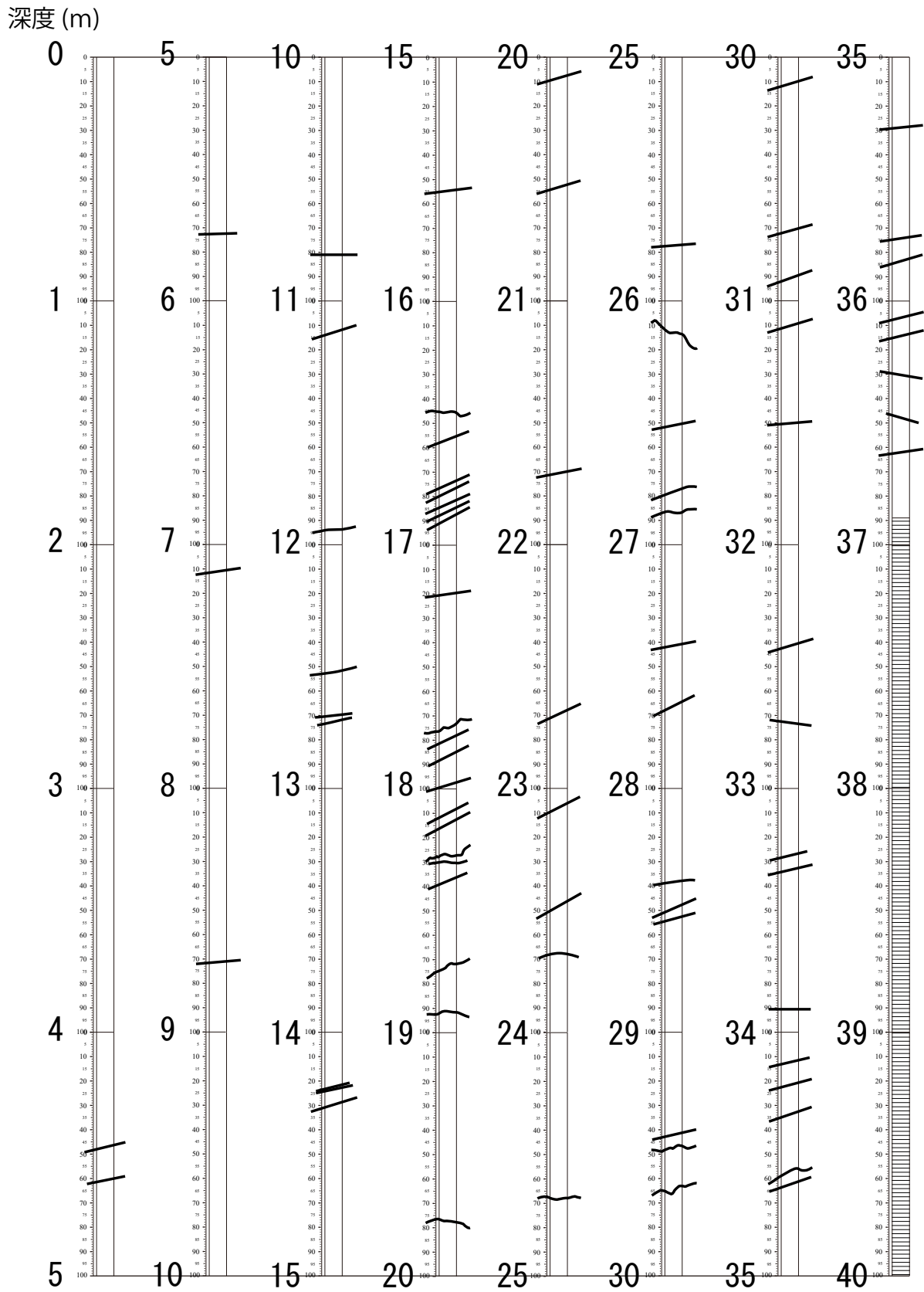
低位段丘堆積物 (ユニット 1) と中位段丘堆積物 (ユニット 2) は、いずれも淘汰が悪く、砂岩・粘板岩・ホルンフェルスなど鈴鹿山脈に分布する先新第三系起源の礫を多く含むことなど、現海蔵川河床の堆積物と似た層相を示すことから、海蔵川の河成堆積物と考えられる。それぞれは、礫の風化程度と土色から低位段丘

堆積物がおそらく最終氷期ごろ、中位段丘堆積物はおそらく最終間氷期ごろの堆積物と考えられる。ユニット 2 が厚さ 5 m 以上の複数レイヤーの堆積物からなることは、周辺地域の露頭で認められる河成中位段丘堆積物の特徴や、既往土質調査ボーリング資料とも矛盾しない。

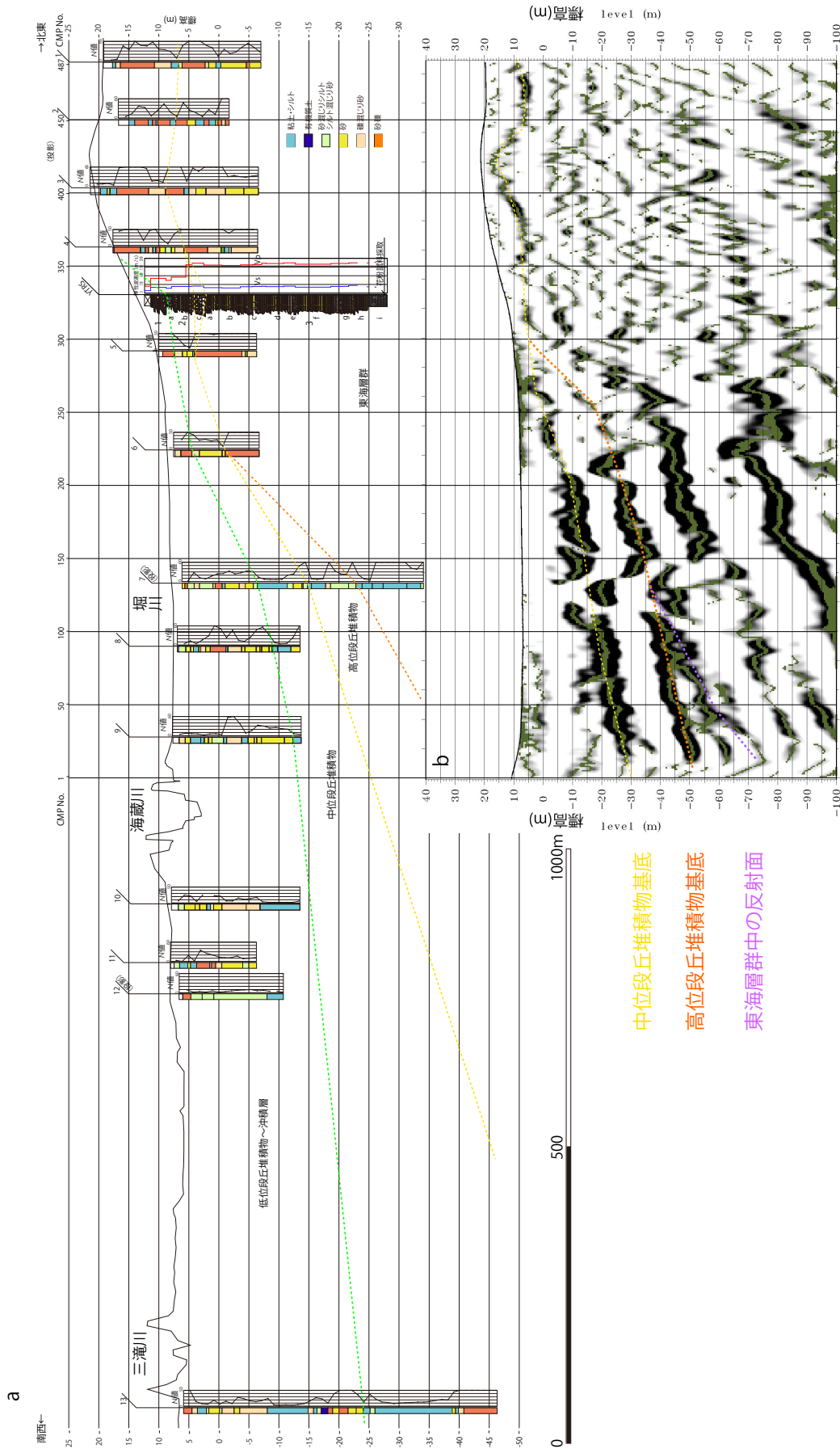
周辺地域 (四日市市垂坂山周辺) に露出する地層 (吉田, 1984) の層相の類似性から大泉層と判断したユニット 3 については、各サブユニットが数 m の厚さをもち、層相が安定していることから、広い低地や停滞水域を埋積した堆積物である可能性が高い。特にユニット 3i は少量の生物擾乱を受けた葉理の発達する粘土からなり、わずかながら直立植物根跡を有することは、このサブユニットが浅い停滞水域で堆積したことを積極的に支持する。

ユニット 3i の花粉分析結果から、堆積年代について次のような考察ができる。

得られた花粉組成は、現在の日本列島には産出しなない複数の分類群の花粉を含むこと、特に保存状況の良い *Nyssa* が得られたことから、二次堆積による誘導化石とは考えにくい。さらに、*Liquidamber* および *Nyssa* が共に産出し、*Carya* が産出しないこと、*Persicaria* が非常に多く産出するという特徴は、島倉 (1964) の花粉層序に基づいて層序を再検討した吉田 (1990) によると、東海層群上部の、原田川テフラ～岩森テフラ間の層準より上位、かつ寺川テフラより下位の層準の花粉組成と一致する。このうち、岩森テフラは、古琵琶湖層群・阿山層の馬杉テフラに対比され (吉川・吉田, 1989)、原田川テフラとともに古地磁気層序のガウス正磁極期に位置づけられる (中山・吉川, 1990)。寺川テフラは、古地磁気層序のガウス-マツヤマ境界 (2.58 Ma) 直下に位置する (星ほか, 2013)。以上から、今回得られた花粉組成に基づくユニット 3i の年代は、鮮新世末期・ピアセンジアン階を示す可能性がある。本調査地点の約 6 km 北方の、大泉層下位の暮明層露出地



第4図 YTRS コアの層理面の傾斜.  
Fig. 4 Dips of bedding plain in YTRS core.



第 5 図 反射法地震探査と周辺地域の既往ボーリングデータおよび YTRS コアより作成した地質断面図。  
 Fig. 5 Geological cross section made up from seismic reflection survey, compilation of previous drilling data and observation of YTRS core.



で掘削した温泉ボーリングでも同様に *Liquidamber* と *Nyssa* を産し、*Carya* を産出しない層準が認められている(名坂, 1984)が、層位に関する情報は十分でない。

一方、調査地近傍の朝日町埋縄地区の大泉層には、下部に約 2.1 Ma とされる (Tamura, *et al.*, 2008) 坂東 II テフラが下部に、古地磁気年代のオールドバイサブクロン(≒約 1.78 Ma) 直上のテフラとされる嘉例川テフラ(≒恵比寿峠-福田テフラ)が上部に挟在する(吉田ほか, 1991)。これは、更新世前期のジェラシアン階に相当する年代である。

以上から、YTRS 孔の「大泉層」は鮮新世末期～更新世前期の堆積物と考えられるものの、その年代についてはさらに検討の余地があると言える。

## 5.2 コアにみられる層理面の傾斜と周辺地域の地質構造に関する検討

本ボーリングコアのユニット 3 (東海層群・大泉層) では、多くの層理面に傾斜がみとめられる。この構造について、コアの解釈と広域的な地質構造の解釈の 2 つの点について検討する。

### 5.2.1 層理面の傾斜に関する検討

第 4 図に半割コアの写真からよみとった層理面の傾斜を示す。この図は、深度 11 m 以深についてはコア半割時に層理面の最大傾斜方向に沿ってコアを分割し、かつ層理面が右から左に傾斜する方向に写真の向きを調整した上で、層理面をトレースしたものである。

図に示すように、層理面の傾斜は  $0^{\circ} \sim 30^{\circ}$  とばらつくものの、全体として  $10^{\circ}$  前後の傾斜を示すものが多い。層理面の多くは砂層や砂礫層のものであり初生的な斜交層理も含まれていると考えられるが、1 m 単位のコアの中では逆向きの傾斜を示すものが少なく、かつ一定の傾斜に揃う傾向があることから、地質構造を反映している可能性が高い。

### 5.2.2 周辺地域の地質構造および構造発達史に関する検討

第 5 図 a に今回の調査ボーリングと既存土質調査ボーリングデータを並べて作成した地質断面を、第 5 図 b に標高 100 m 以浅の反射法地震探査結果(深度断面図)を示す。第 5 図 a には最大約 500 m 程度反射法地震探査測線から離れた場所のボーリングデータも記している。

YTRS 孔は地質層序の観点から地層を区分したが、そのほかの既往土質調査ボーリングでは土質区分(主として粒径・物性)に基づいて地層を区分しているため、地層区分の基準が異なる。特に YTRS 孔で中位段丘下部(ユニット 2c)に分類した砂礫層は速度検層結果に示されたように弾性波速度が高く締まりが良いため、既往調査ボーリングでは、下位の東海層群の砂層・砂

礫層と一括されている可能性が高い。この点を考慮して第 5 図 a では土質区分による境界と層序に基づく境界を共に示した。

図に示されるように海蔵川北東岸(=CMP No.1)で標高 -30 m 付近に認められる顕著な反射面は、高位段丘堆積物と中位段丘堆積物の境界面に相当する可能性が高い。この反射面と、その下位の同地点で標高 -50 m 付近の反射面は、明瞭な反射面が捉えられている CMP No. 1 ~ 250 の区間で、ともに南西に約 50 % (≒  $2.5^{\circ} \sim 3^{\circ}$ ) 程度西傾斜するが、それよりも下位の反射面は同じ区間で 80 % ~ 120 % ( $4.5^{\circ} \sim 7^{\circ}$ ) の勾配を示し、標高 -50 m の反射面は下位の反射面に対して傾斜不整合の関係にある。この傾斜不整合を示す反射面は、① YTRS 孔 (CMP No.330 付近) より南西側で中位段丘堆積物基底の反射面に削られること、および②既往 -7 のボーリング (CMP No. 100 ~ 150 付近に投影される) では、中位段丘堆積物と考えられる、標準貫入試験による  $N$  値 5 ~ 10 の貝殻を含む粘土層の下位に、 $N$  値 10 前後を示す厚さ 3 m 余りの粘土層が存在することから、この  $N$  値 10 前後の地層を含む高位段丘堆積物の基底面に対比されると考えられる。

一方、小松原ほか(2020)に記しているように、反射法地震探査断面では、東海層群中に顕著な傾斜の違いは認められない。また、高位段丘堆積物基底に対比される反射面の勾配と、東海層群中の反射面の勾配とは、大きく異なる。このことから、この南西傾斜の構造は YTRS 孔における大泉層の堆積(鮮新世末期～前期更新世前期)以降に活動を開始したこと、さらにこの構造は第四紀後期(高位段丘堆積物の堆積期以降)に大きく成長したこと、が明らかになった。

**謝辞:** 四日市市危機管理室の田中宏和氏・同中山宗行氏、四日市市海蔵地区市民センターの田中良和氏・上杉達也氏には多方面にわたるご支援をいただいた。四日市市市街地整備・公園課の藤田貴氏・岩谷理氏、海蔵地区連合自治会の水谷重信氏、西安倉川町内会の羽場誓司氏にはボーリング作業においてご支援をいただいた。三重県建設技術センターと四日市市営繕工務課からはボーリング資料の利用許可をいただいた。コア観察作業にあたっては、産業技術総合研究所地質情報研究部門の國本節子氏、筑波大学学生の諏訪有彩氏および元東京大学大学院新領域創成科学研究科大学院生の寺田龍矢氏にご協力いただいた。以上の皆様に深く感謝申し上げます。

## 文 献

星 博幸・服部憲児・田中里志・宇佐美徹・中川良平・

- 津村善博・小竹一之・森 勇一 (2013) 三重県亀山地域に分布する東海層群のガウス-松山古地磁気極性境界. 地質学雑誌, **119**, 679-692.
- 小松原 琢・秋永康彦・澤田基貴・末廣匡基・奥田博之 (2020) 三重県四日市市垂坂断層の反射法地震探査速報, 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, 85-95.
- 中山勝博・吉川周作 (1990) 東海層群の古地磁気層序. 地質学雑誌, **96**, 967-976.
- 名坂 秀 (1984) 微化石からみた奄芸層群下部層の再検討-四日市市内深度-1,200 m のボーリング試料から-. 名古屋地学, no. 45-46, 12-20.
- 島倉巳三郎 (1964) 本邦新生代層の花粉層序学的研究 VIII, 奄芸・曾爾・都介野の各層群. 奈良学芸大学紀要, **12**, 25-39.
- Tamura, I. Yamazaki, H. and Mizuno, K. (2008) Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene Marker tephra in central Japan. *Quaternary International*, **178**, 85-99.
- 吉田史郎 (1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 81p.
- 吉田史郎 (1990) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地質調査所月報, **41**, 303-340.
- 吉田史郎・栗本史雄・宮村 学 (1991) 桑名地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 154p.
- 吉川周作・吉田史郎 (1989) 三重県亀山地域の東海層群火山灰層. 地質調査所月報, **40**, 285-298.

# 桑名断層の平均変位速度の長期的変動 Long-term fluctuation of mean displacement rate of the Kuwana Fault, central Japan

小松原 琢<sup>1\*</sup>  
KOMATSUBARA Taku<sup>1\*</sup>

**Abstract:** The Kuwana Fault is one of the most active late Quaternary faults in the Kinki triangle zone, central Honshu Island. The mean slip rate of this fault since the Late Pleistocene is much less than the rate since the middle Holocene. This difference would have close relevant with the long-term large fluctuation of subsidence rate accompanying with a long wavelength late Quaternary aseismic crustal movement called “Nobi tilting movement” and/or “Chubu tilting movement”.

**Keywords:** Mean slip rate, Active fault, Kuwana Fault, Long-term fluctuation, Nobi tilting movement

## 要 旨

桑名断層は近畿三角地帯で最も活動度の高い第四紀後期の断層である。しかし、後期更新世以降の平均変位速度は完新世における平均変位速度の半分以下である。この平均変位速度の違いには、濃尾傾動運動と呼ばれる第四紀後期の長波長地殻変動に伴う沈下速度が長期的に大きく変化することが関係している可能性が高い。

## 1. はじめに

養老-桑名-四日市断層帯の平均変位速度は、主として養老断層における完新統の変位から得られた値を基に3 m~4 m/1,000年(須貝・杉山, 1998:地震調査研究推進本部, 2001)という、近畿三角地帯の活断層の中でも最大の値を示す。

一方、桑名断層の最終間氷期前期以降の平均変位速度に関連して、本報告書の小松原(2021)は、隆起側の最終間氷期段丘面が1つの面に確定できないことに伴う不確定さを見込んだ上で75 m~160 mと見積もっている。この変位量を最終間氷期前期(12.5万年前~10万年前)の年代値で除すと、平均上下変位速度は0.6 m~1.6 m/1,000年となり、上記の断層帯の完新世における平均変位速度の約半分ないしそれ以下という値になる。

この変位速度の違いについて、完新世の変位量と、後期更新世以降の変位量を近い場所で求めることができ、かつ最新活動時の変位量や変位形態がよくわかっている桑名断層中部(第1図)で検証し、その意味について考察する。

## 2. 桑名断層中部の平均変位速度

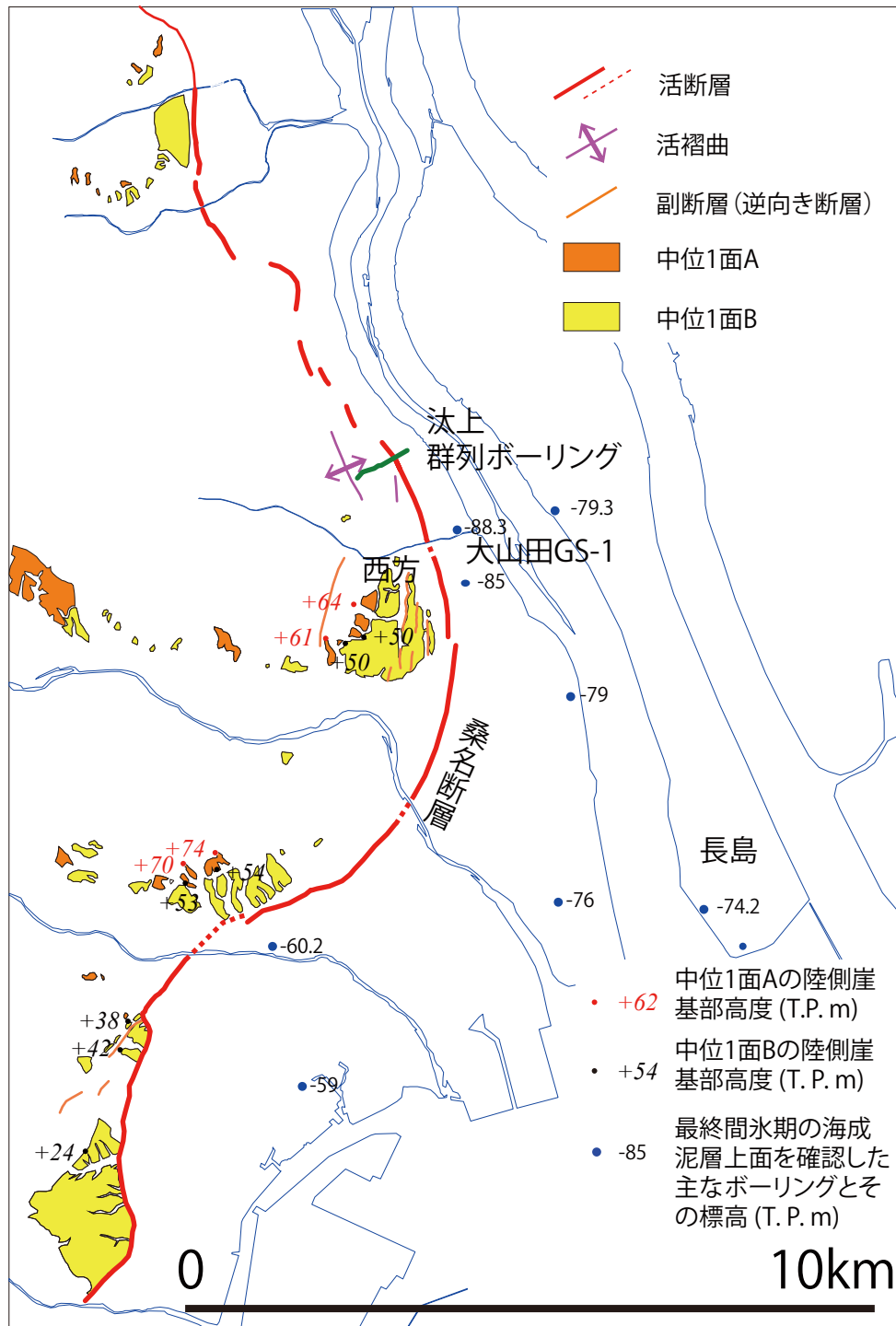
桑名断層の完新世における変位速度と活動履歴については、断層上のピット調査・群列ボーリング調査(須貝ほか, 1998b; 鳴橋ほか, 2004: Naruhashi *et al.*, 2008: Naruhashi and Sugai, 2011; 中西ほか, 2006)のみならず、オフフォールのボーリング調査(丹羽ほか, 2009, 2010: Niwa *et al.*, 2011)からも検討され(須貝, 2011)、現在ほぼ評価が確立されている。この中でも確実に同一標高・同一時間面で多数回の断層活動による変位量が明らかにされている例として、中西・竹村(2015)を取り上げる。

中西・竹村(2015)は桑名断層中部・桑名市<sup>ゆりあげ</sup>汰上地区で撓曲崖を横断して多数掘削された群列ボーリング(第2図)のうち、撓曲崖沈下側の沖積面で掘削されたY220のT. P.-23.61 m、および撓曲崖直上の完新世後期の段丘面より掘削されたY325のT. P.-8.29 mにおいて、縄文海進期のエスチュアリー堆積物(中西ほか, 2006のユニットD)の中から喜界アカホヤテフラ(K-Ah)を検出している。両地点で層相・堆積環境に違いが認められないこと(中西ほか, 2006)や両孔の直線距離が約100 mしかないことから、K-Ah降下当時において両地点間の海底面の標高に差はなかったと考えられる。このため、K-Ah降下以降における両孔間の上下変位は14.7 mと考えられる。K-Ahの年代値として7,303~7,165 cal BP(Nakagawa *et al.*, 2012)を採用すると、この間の上下変位速度は、2.0 m/1,000年となる。

Y325掘削地点は桑名断層の撓曲構造の途中に位置し(第2図)、Y-325の位置する完新世後期段丘面の最大隆起部の標高は、T. P. 10.2 m(Y-325孔口地点よりも6.6 m高い)であることを考慮すると、上記の上下変位量

\*Corresponding author: Komatsubara, T., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: komatsubara-t@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)





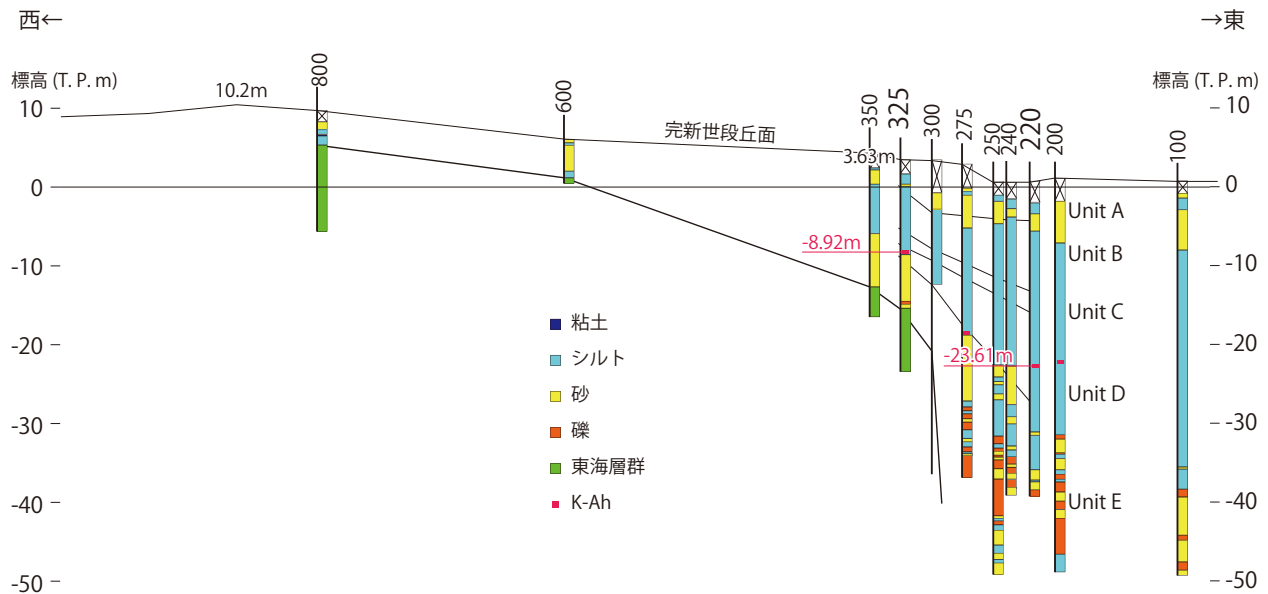
第1図 桑名断層とその周辺の最終間氷期の基準面の高度。  
 Fig. 1 Location of the Kuwana Fault and height of its last interglacial horizons.

は K - Ah 降下以降における桑名断層全体の変位量よりも（おそらく 6.6 m 以上）小さな値を示す。この点を考慮すると、桑名断層の上下変位量は 21.3 m 以上、変位速度は 2.9 m/1,000 年以上となる。この値は須貝ほか（1999）が、養老断層中部・海津市南濃町羽沢地区で得た沖積層中部泥層 / 上部砂層境界面（約 4,000 年前）の変位量（15 m）による平均変位速度（約 3.8 m/1,000 年）

に匹敵する。

以上の検討より、完新世中期以降における桑名断層中部の平均変位速度は、最小に見積もっても 2.0 m/1,000 年以上であり、3 m ~ 4 m/1,000 年という養老 - 桑名 - 四日市断層帯の平均変位速度（地震調査研究推進本部, 2001）は、桑名断層中部についても当てはまると言える。

桑名断層の平均変位速度の長期的変動



第2図 桑名市汰上地区における群列ボーリング断面図。  
ボーリング柱状図は財団法人大阪土質試験所（1996MS）の柱状図を簡略化して示した。K - Ah の層位は Naruhashi *et al.* (2008) と中西・竹村 (2015) による。ユニット区分は中西ほか (2006) による。

Fig. 2 Arrayed drilling geological cross section in Yuriage district, Kuwana City.  
Columnar sections are simplified from Osaka Doshitsu Shikenjo (1996MS).  
Horizons of K - Ah are after Naruhashi *et al.* (2008) and Nakanishi and Takemura (2015).  
Unit classification is after Nakanishi *et al.* (2006).

一方、汰上地区周辺における後期更新世以降の変位量に関しては、以下のデータがある。

粟田 (1997) は、1 km 南の沖積低地におけるボーリング (大山田 GS-1) では T.P.-88.32 m に最終間氷期の内湾性泥層上面 (熱田層下部上面) が位置することを明らかにしている。これは、既存ボーリングデータを含めて桑名断層東側の低地で確実に最終間氷期の内湾性泥層が認定できている場所の中で最も低い標高値である (小松原, 2021)。内湾性泥層は、デルタ底置面で堆積したと考えられることから、この深度は当時の海水深よりも 5 m ~ 30 m 程度 (小松原, 2021) 低い値を示す可能性が高い。したがって、この標高は桑名断層の活動に伴う最大沈降部の沈降量の最大値を示すと考えられる。

一方、隆起側に関して小松原 (2021) は、最終間氷期前期に離水した可能性のある段丘面として中位 1 面 A (高位) と中位 1 面 B (低位) の 2 つの段丘面を挙げ、それぞれ汰上地区の約 2 km 南の桑名市西方地区における陸側段丘崖基部の高度が T.P. +64 m および T.P.+50 m であることを示した。なお、陸側段丘崖基部という地点は、これらの段丘は最終的には河成堆積物に覆われて離水したことから、海成段丘面の「旧汀線高度」よりは若干 (おそらく約 5 m 以下) 高い標高を示していると考えて記載したものである。

したがって、桑名断層中央部の最終間氷期以降の上

下変位量は、最大に見積もっても 152 m を越えることはなく、108 m 以上 147 m 以下である可能性が高いと考えられる。この変位量は、最終間氷期前期 (12.5 万年前 ~ 10 万年前) 以降の変位と考えられ、平均変位速度は最大に見積もって 1.5 m/1,000 年である。

以上から、桑名断層中部における K - Ah 降下以降の平均変位速度の最小値は、後期更新世以降の平均変位速度の最大値より 1.3 倍大きく、誤差範囲を超えて両者は異なった値を示すといえる。

ところで、長期の上下変位量には地層の圧密の影響が含まれている可能性がある。この点について、若干検討する。

須貝・杉山 (1999) は、①圧密により粘性土層から排水された分だけ地層が収縮 (圧密) すること、②深度と湿潤密度の関係は係数一定のべき関数であらわされること、の 2 点を前提として、深度別の粘性土の湿潤密度実測値をもとに圧密に伴う沈下量を推定し、変位速度 (沈降速度) を補正している。すなわち、圧密収縮前の地層の厚さ  $d$  は、コア採取時の深度  $x$  2 に対して、  
$$d = 2.4037x^{2^{0.0702}} - 1.9662$$

の関係が成り立つとして、圧密前の粘性土層の層厚を復元し、その和から圧密を受けなかった場合の、正味の沈降量を求めている。

この関係式を用いて、小松原 (2020) は汰上地区の南約 8 km に位置する桑名市長島地区のボーリング柱状図

から最終間氷期以降の圧密沈下量を約 10 m と推算している。この圧密沈下量は、上記の変位速度の 7 % ~ 10 % であり、上記の結論に影響を与えるものではない。

### 3. 検討と課題

ここでは、①隣接する活断層の平均変位速度の推移、②桑名断層における地震時地殻変動と非地震性地殻変動に関する検討事例の紹介、③氷期 - 間氷期サイクルでの表層荷重の付加・除去による断層変位速度変化への影響に関する検討事例、④濃尾傾動運動の運動様式に関する最近の知見、⑤今後の課題、の 5 点について記載・考察する。

#### 3.1 隣接する活断層の平均変位速度の推移

大上・須貝 (2006) は、ボーリング調査に基づいて桑名断層の南に隣接する伊勢平野西縁・四日市断層の活動履歴と平均変位速度を詳しく解析し、最近 2,000 年間、1 万年間、および後期更新世以降の平均変位速度として、それぞれ 3 m ~ 3.5 m/1,000 年、1.2 m ~ 1.8 m/1,000 年、0.7 m/1,000 年以下という値を得ている。この結果は、四日市断層も桑名断層と同じく、後期更新世以降の平均変位速度と比較して完新世（特に後期）の変位速度が有意に大きいことを示す。

一方、養老断層について、大上・須貝 (2006) は、須貝ほか (1998a) より中期更新世以降の変位速度がほぼ一定と考えられると記述している。しかし、須貝ほか (1998a) は深層ボーリングで認められた断層下盤側の MIS 9.3 ~ MIS 3 の沈降速度が一定（約 1.25 m/1,000 年）とみなしうることを示しているが、MIS 3 以降の変位速度の推移に関するデータは示していない上、断層上盤側の隆起速度の一定性について検討していない。また須貝ほか (1998a) は同じボーリングにおける断層上盤側の  $^{14}\text{C}$  年代値（約 4 万年前以降）と当時の海水準の差を基にこの間の平均隆起速度を 0.5 m /1,000 年ないしそれ以上と試算し、上下変位速度を 1.75 m /1,000 年ないしそれ以上と見積もっているが、先述のように完新世後期中期（約 4,000 年前）以降の平均変位速度（3 m ~ 4 m/1,000 年）と同程度とみなすことができるか否かは、なお検討の余地がある。

予察的検討ではあるが、養老断層上盤側の「上位面（国土地理院, 1974）」や「高位段丘堆積物（高田ほか, 1979）」が海津市南濃町駒野地区および徳田地区において標高 30 m ~ 40 m 地点に分布することから、最終間氷期以降に断層上盤側が数 10 m 以上隆起したとは考えにくい。さらに、第四紀前期における養老断層活動開始期以降の総変位では、断層下盤側の沈降が上盤側の隆起を大きく上回っていること（小松原, 2020）か

ら、MIS 3 以前における隆起速度が 1.25 m/1,000 年を上回っているとは考え難く、時間スケールに問題があるものの MIS 3 以前の地殻変動速度は 2.5 m/1,000 年以下と見積もる方がより合理的ではないだろうか。

以上を総合すると、養老断層の MIS 3 以前における平均変位速度は完新世中期以降の変位速度と同程度というよりは、むしろ有意に小さかった可能性が高いと言える。

したがって、桑名断層だけでなく、養老 - 桑名 - 四日市断層帯全体について、完新世には後期更新世と比較して変位速度が増加した可能性が高いと言える。

#### 3.2 桑名断層における地震時地殻変動と非地震性地殻変動に関する検討事例の紹介

養老断層・桑名断層の最新活動は、1856 年天正地震であると考えられている（たとえば飯田, 1987; 須貝, 2011; 岡田 2011）。この地震時の地殻変動に関して検討した小松原 (2020) は、①地震前に造られた遺構の埋没深度や現存する建造物の状況から、天正地震時における沈降量は 1 m を越えるものではなく、地震時の上下変位量（約 3.5 m）の半分以上は海水準に対する隆起によるものであった、②最終間氷期層準や第四紀前期の変位基準の隆起側と沈降側における標高でみて、長期間（約 10 万 ~ 100 万年スケール）では海水準に対する隆起より沈降が勝っていることから、桑名断層周辺では地震時の弾性的な地殻変動だけでなく、地震間に沈降運動が行われていること、を推論した。

このことは、後述するように、桑名断層近傍の変動には、単なる断層面上のすべりに伴う弾性変形だけではなく、（おそらく非弾性的で、より広域的な）変動も関与していることを示唆する。

#### 3.3 氷期 - 間氷期サイクルでの表層荷重の付加・除去による断層変位速度変化への影響

ここで、気候変動サイクルと関連する表層荷重の変化によって断層変位速度が変化する可能性について紹介する。

Hetzel and Hampel (2005) は、厚い氷河や氷期湖の形成・融解（除去）、およびそれに伴うアイソスタティックなリバウンドによって、北米ロッキー山脈中央部・ワサッチ断層系（正断層）の変位速度の変化を説明できるか否か、有限要素法解析により検討した。そして、現実にはありうるモデルで、地質学的に推定された最終氷期後半 ~ 現在の断層帯の変位速度の変化を説明することが可能という結論を得ている。現実には適合するモデルは、最終氷期最盛期に断層上盤（沈下側）に最大幅 200 km・深度 350 m の氷期湖（ボンネビル湖）が、断層下盤に最大幅 100 km・厚さ 150 m の氷河が形成さ



れたと仮定した場合であった。

この結果は、内湾に直接面し、間氷期には断層下盤側の濃尾平野で堆積が進む一方、氷期には断層周辺が広く離水して削剥作用が卓越していた可能性が高い桑名断層で、表層荷重の増減によって変位速度が変化する可能性を示す。しかし、最大圧縮主応力軸が上下方向を向く正断層と異なって、最小圧縮主応力軸が上下方向を向く逆断層では、表層荷重の影響は、より小さな効果しかもたらさないと考えられる。また、ワサッチ断層で示された氷河や氷期湖の重量と比較して、桑名断層周辺における表層荷重の変化は2桁以上小さなものと推定される。このため、表層荷重の影響は、あったとしても、ワサッチ断層系のような大きなものではなかった可能性が指摘できるが、本論では、この問題について今後の課題として挙げるにとどめる。

### 3.4 濃尾傾動運動の運動様式に関する最近の知見

濃尾傾動運動（桑原，1968）は、従来ほぼ一定の傾向で累積的に進行してきたと考えられてきた（たとえば桑原・牧野内，1989；須貝・杉山，1999；須貝，2017）。しかし、近年牧野内（2017）は、①熱田層下部層（最終間氷期前期の内湾性泥層）中の、長島テフラ（牧野内ほか，2013 命名）よりも下位の海成層は濃尾平野西部よりも東部で厚いこと（牧野内ほか，2013）、②阿多-鳥浜テフラ（Ata-Th：MIS 7の約240 kaに降下；町田・新井，2003）が含まれる海成粘土（Am 3）は、濃尾平野西部中～西部よりも東部で厚いこと（牧野内ほか，2013）に基づいて、濃尾平野の東部の方が西部よりも早期にかつ大きく沈降する時期が複数回存在すること、から濃尾平野は第四紀後期に一樣に西傾動してきたのではなく、東に傾動する時期も存在するなど、傾動が間欠的に進んだ可能性について言及している。さらに、このような間欠的な傾動運動はフィリピン海プレートの潜り込みの影響を被っている可能性もあることを示唆している。

ところで、濃尾傾動運動は最小に見積もっても幅25 km以上の地塊が一体として傾動しており、さらに東方の中部山岳地帯の西傾動を含めた中部傾動地塊運動（桑原，1968；須貝，2001）の半波長は100 kmに達する。このような大波長の変形は、厚さ15 km程度の上部地殻の弾性的な変形として捉えることは難しい。この点も、地震間に桑名断層周辺～濃尾平野が沈降していることと共に、当地の地殻変動は、単に上部地殻のみに起因する変動ではなく、むしろより深部の、リソスフェアないしフィリピン海プレートスラブの挙動と直接関連する大波長変動を反映していたものであることを示唆する。

### 3.5 今後の課題

以上に記したように、完新世中期以降における桑名断層の平均変位速度は後期更新世と比較して有意に大きく増加した。養老断層や四日市断層でも同様に完新世に変位速度が増加している可能性が高い。この平均変位速度の変化は、圧密の影響では説明できない大きさを持ち、表層堆積物の荷重の変化または上部地殻よりも深部の挙動に伴う現象として解析する必要があるだろう。

ところで、山岡・西原（1997）は、自然地震観測より伊勢湾周辺でフィリピン海プレートのスラブが断裂し、2つのスラブ断片が互いにぶつかり合っている可能性を示している。このような場においては、スラブの挙動が長期的に一定速度で進行するとは限らないのではないだろうか？このスラブの挙動の長期的変動が、養老-桑名-四日市断層帯の（さらには濃尾傾動運動や中部傾動地塊運動の）変位速度の変動をもたらした要因の1つではないだろうか？

この問題については、さらに多くの検討が必要であり、早急に結論は出すことはできない。活断層の長期評価にあたって、ここに示した後期更新世以降の平均変位速度を持ち出すことは適当ではないと筆者は考える。しかし、近畿三角地帯周辺など深部構造が複雑でネオテクトニクスの中での断層活動の変化が著しい地域では、活断層の評価にあたってどの時間スケールの現象を取り上げることが適当か、さらに追求することが必要であろう。

## 文 献

- 栗田泰夫（1997）桑名断層の第四紀後期の活動性調査。平成8年度活断層研究調査概要報告書，地質調査所研究資料集，no. 303，95-104。
- Hetzl, R. and Hampel, A. (2005) Slip rate variations on normal faults during glacial-interglacial changes in surface loads. *Nature*, **435**, 81-84.
- 飯田没事（1987）天正地震誌。名古屋大学出版会，名古屋，552p.
- 地震調査研究推進本部（2001）養老-桑名-四日市断層帯の評価。活断層の長期評価。 [https://jishin.go.jp/regional\\_seismicity/rs\\_katsudanso/f067\\_yoro\\_kuwana\\_yokkaichi/](https://jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_katsudanso/f067_yoro_kuwana_yokkaichi/)（閲覧日：2021年9月3日）
- 国土地理院（1974）1/25,000土地条件図「津島」
- 小松原 琢（2020）養老断層系周辺における1586年天正地震時の変動と第四紀累積変動に関する再検討。歴史地震，**35**，157-176。

- 小松原 琢 (2021) 北勢平野の地質構造. 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, 49–61
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, **7**, 235–247.
- 桑原 徹・牧野内猛 (1989) 傾動盆地の特性 - 濃尾傾動盆地を例として -. 地球科学, **43**, 354–365.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 牧野内 猛 (2017) 濃尾平野の地下地質に関する若干の課題. 名城大学理工学部研究報告, **57**, 43–48.
- 牧野内 猛・塚本将康・壇原 徹・山下 透・内園立男・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2013) 濃尾平野東部の地下地質. 地質学雑誌, **119**, 335–349.
- Nakagawa, T., Gotanda, K., Haraguchi, T., Danhara, T., Yonenobu, H., Brauer, A., Yokoyama, Y., Tada, R., Takemura, K., Staff, R. A., Payne, R., Bronk, Ramsey, C., Bryant, C., Brock, F., Schloant, G., Marshall, M., Tarasov, P., Lamb, H. and Suigetsu 2006 Project Members (2012) SG06 a fully continuous and varved sediment core from Lake Suigetsu, Japan: stratigraphy and potential for improving the radiocarbon model and understanding of the Quaternary climatic changes. *Quaternary Science Reviews*, **36**, 164–176.
- 中西利典・竹村恵二・須貝俊彦・中村正信・田澤雄二・松本 博・広瀬昌憲・萩野晃也 (2006) 桑名断層を挟んだ沖積層に記録された古地震イベント. 月刊地球号外, no. 54, 194–204.
- 中西利典・竹村恵二 (2015) 徳島平野と濃尾平野で得られた完新世浅海底堆積物のテフラと放射性炭素年代による編年. 火山, **60**, 299–308.
- 鳴橋龍太郎・須貝俊彦・藤原 治・栗田泰夫 (2004) 完新世浅海堆積物の堆積速度から見た桑名断層の活動間隔. 第四紀研究, **43**, 317–330.
- Naruhashi R. and Sugai T. (2011) Study of a burial model of a submarine active fault scarp: an example from the Kuwana fault, central Japan. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **32**, 192–200.
- Naruhashi R., Sugai T., Fujiwara O. and Awata Y. (2008) Detecting vertical faulting event horizons from Holocene synfaulting in shallow marine sediment on the western margin of the Nobi Plain, central Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 1447–1457. Doi: 10.1785/0120070034.
- 丹羽雄一・須貝俊彦・大上隆史・田力正好・安江健一・齊藤龍郎・藤原 治 (2009) 濃尾平野西部の上部完新統に残された養老断層系の活動による沈降イベント. 第四紀研究, **48**, 339–349.
- 丹羽雄一・須貝俊彦・大上隆史・田力正好・安江健一・藤原 治 (2010) 相対的海水準の急激な上昇イベントが示唆する養老断層系の完新世活動. 地学雑誌, **119**, 668–682.
- Niwa Y., Sugai T., Yasue K. and Saito-Kokubu Y. (2011) Tectonic tilting and coseismic subsidence along the Yoro Fault System revealed from Upper Holocene sequence in the Nobi Plain, central Japan. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **32**, 201–206.
- 大上隆史・須貝俊彦 (2006) 後期更新世以降における四日市断層の活動性評価. 第四紀研究, **45**, 131–139.
- 岡田篤正 (2011) 天正地震とこれを引き起こした活断層. 活断層研究, **35**, 1–13.
- 須貝俊彦 (2001) 中期更新世テフラによる濃尾平野の地下層序編年と中部傾動地塊運動. 「山地形成史の研究 – 第四紀火山噴出物を手がかりにして – 平成 10～12 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (B) (1)) 研究成果報告書 課題番号 10480015 研究代表者 山崎晴雄」, 58–64.
- 須貝俊彦 (2011) 1586 年天正地震養老断層起源説を示唆する地形地質学的記録. 活断層研究, **35**, 15–28.
- 須貝俊彦 (2017) 中期更新世以降の濃尾傾動地塊運動と濃尾平野の埋積過程. 日本地理学会予稿集, **92**, 153.
- 須貝俊彦・杉山雄一 (1998) 大深度反射法地震探査による養老断層の活構造調査. 平成9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/98/1, 55–65.
- 須貝俊彦・杉山雄一 (1999) 深層ボーリング (GS-NB-1) と大深度地震探査に基づく濃尾傾動盆地の沈降・傾動速度の総合評価. 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, 77–87.
- 須貝俊彦・杉山雄一・松本則夫・佃 栄吉 (1998a) 深層オールコアボーリングの解析による養老断層の活動性調査. 平成9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/98/1, 67–74.
- 須貝俊彦・栗田泰夫・下川浩一 (1998b) 桑名断層・四日市断層の活動性調査. 平成9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/98/1, 75–90.
- 須貝俊彦・伏島祐一郎・栗田泰夫・吾妻 崇・荻谷愛彦・鈴木康弘 (1999) 養老断層の完新世後期の活動履歴 -1586 年天正地震・745 年天平地震の可能性 -, 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, 89–102.
- 高田康秀・近藤善教・宮村 学 (1979) 津島地域の地質.

地域地質研究報告（5万分の1図幅）地質調査所，  
56p.

山岡耕春・西原真一（1997）中部地方の火山活動と沈み  
込んだフィリピン海プレートの形状．火山，「マグ  
マ」特別号，S131-138.

財団法人大阪土質試験所（1996MS）活断層調査のため  
の地質構造等先行調査桑名断層群，地形地質調査  
報告書.



# 北勢平野の地質構造 Geological structure in the Hokusei Plain

小松原 琢<sup>1\*</sup>  
KOMATSUBARA Taku<sup>1\*</sup>

**Abstract:** The author analyzed previously reported drilling data for geotechnical research, and examined on “the middle terrace” (literature survey, air-photo interpretation and field survey) and made clear elevation distribution of the Last Interglacial marine clay bed and the same time terraces in northern part of the Ise Plain, Mie Prefecture, central Japan. The result is that vertical displacement since the early stage of the Last Interglacial age along the Kuwana Fault (north of the Asake River), the junction of the Kuwana Fault, Yokkaichi Fault and Aguragawa Anticline (Yokkaichi-port Fault) (between the Asake River and Kaizo River) and Yokkaichi Fault (south of the Kaizo River) is 75 m ~ 160 m, 15 m ~ 50 m and 25 m ~ 100 m including maximum error in each site. This elevation distribution shows bimodal with depression at the junction of three active structures.

**Keywords:** Ise Plain, Subsurface Geology, Last Interglacial deposits, Active structure, Kuwana Fault, Yokkaichi Fault, Yokkaichi-Kou Fault

## 要 旨

地盤調査ボーリング資料の分析と中位段丘の調査（文献調査・空中写真判読・地表踏査）に基づいて、伊勢平野北部の最終間氷期の海成泥層と同時期の段丘面の高度分布を検討した。その結果、最終間氷期前期以降における桑名断層（朝明川以北）桑名断層-四日市断層-阿倉川背斜（四日市港断層）接合部（朝明川~海蔵川間）および四日市断層（海蔵川~鈴鹿川間）の上下変位量は、誤差範囲を最大に見込んでそれぞれ 75 m ~ 160 m, 15 m ~ 50 m, 25 m ~ 100 m で、構造接合部で極小となる双峰型の分布を示すことが明らかとなった。

## 1. はじめに

伊勢平野北部の北勢平野（吉田, 1984）の西縁を画する桑名断層と四日市断層は、共に南北走向の逆断層であり、一連の活断層と考えられてきた（たとえば地震調査研究推進本部, 2001）。しかし、両者は約 2.5 km の間隔をあけて雁行配列し、雁行部には北北西-南南東走向の四日市港断層が隣接する（桑原・松永, 1975）。桑名断層と四日市断層および四日市港断層の連続性や活動様式を検討する上で、活構造の接合部の地質構造と断層変位速度の分布を明らかにすることは重要であろう。筆者は、既存ボーリング資料・反射法地震探査資料を収集するとともに段丘に関する文献調査、空中

写真判読および地表踏査を加え、一連の基準面の構造（標高分布）を明らかにした。また、その結果に基づいて、第四紀後期における断層変位速度分布と活構造の接合部の構造形態、およびその活動様式について考察した。

## 2. 基準面の認定

伊勢湾北部周辺には、熱田層（松沢・嘉藤, 1954; 松澤・桑原, 1964）、御館層（Kimura, 1971; 松井, 1971）、古伊勢湾層（赤嶺, 1962）などと呼ばれる「中位段丘堆積物（たとえば名古屋グループ, 1969）」が広く分布する。これらは、段丘構成層として、下部の温暖・高海水準期の生物群集を産する海成細粒堆積物と、上部のやや風化した礫を含む粗粒堆積物からなり、堆積物最上部にマンセル色表示で 7.5YR 程度の色相をする褐色表土を伴う、という共通する特徴をもつ（後述）。このうち、下部の海成細粒堆積物と上部の粗粒堆積物の境界（以下、部層境界とよぶ）は、段丘から沖積平野地下まで広範囲に追跡されている（たとえば松澤・桑原, 1964; 社団法人日本建築学会東海支部ほか, 1969; 社団法人土質工学会中部支部, 1988）。また、この部層境界は、漸移関係（たとえば牧野内ほか, 2013）ないし整合関係にあり、一連の堆積作用が継続する中で形成された層相境界と考えられている。このため、この部層境界は、初生的に平坦で、かつ短期間に特定の環境で形成された可能性が高い。以上の点から、中位段丘堆積物中の海成細粒堆積物と粗粒堆積物の境界は、第四紀後期の

\*Corresponding author: Komatsubara, T., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: komatsubara-t@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)

上下地殻変動を明らかにする上で良好な基準面となると考えられる。

本論ではこの部層境界，すなわち社団法人日本建築学会東海支部ほか（1969）によって定義された熱田層中の5枚の粘土層のうちの下位から2番目の粘土層（第4粘土層）の上面を中位段丘海成泥層上面（ $\alpha$ 面）と仮称し，その基準面としての適用性を検討する。

## 2.1 基準面の定義

はじめに $\alpha$ 面の層位を確認・定義する。

社団法人日本建築学会東海支部ほか（1969）や桑原ほか（1982）は，名古屋市周辺の地盤図作成のために収集したボーリングデータより，①「熱田層」には下位から第5～第1の5層の粘土層が挟在し，②このうち第5粘土層は熱田層下部の主体をなして連続的に分布する，③その上位の第4～第1粘土層は砂質層と指交してレンズ状に分布する，④第4粘土層は名古屋市南西部では貝化石を含み第5粘土層上に直接累重している，⑤第4粘土層より上位にはOn-Pm-1など火山砕屑物が含まれる，⑥第4粘土層と第3粘土層の間の砂礫層（福東砂礫部層：桑原，1975）は，堆積域縁辺部で下位の地層を谷状に削り込んで堆積している，ことを示している。また，⑦第4粘土層より下位の砂層とそれより上位の砂層との間では，砂層中の岩片の組成（名古屋グループ，1969）や標準貫入試験によるN値（桑原ほか，1982）が異なっていることも，指摘されている。これらの点から，社団法人日本建築学会東海支部ほか（1969）は第4粘土層の上面を境として熱田層下部と同上部の境界とした。この考えを踏襲して，本論では第4粘土層の上面を $\alpha$ 面と定義して，基準面の適用性を議論する。

## 2.2 基準面の適用性に関する検討

本面が広域的な地殻変動の指標としてどの程度の有効性をもつか，すなわち，①短期間に形成されたか，②初生的に一連の平坦面ないし緩傾斜面として形成されたか，③形成後の浸食作用により広範囲に削剥されていないか，あるいは削剥された範囲を特定できるか，④広域にわたって追跡可能か，の4点について検討する。

### 2.2.1 短期間に形成されたか

この部層境界は，沖積層の中部泥層/上部砂層境界と同様に，堆積環境の変化を反映したものと考えられ，基本的には内湾の底置層と三角州の前置層との境界と捉えることができる（たとえば岩崎ほか，2008）。このような堆積環境に規定された堆積物の層相境界は，時間面と斜交する（たとえば海津，1994；山口ほか，2006）。この点から， $\alpha$ 面の形成に要した時間幅につい

て検討する。

濃尾平野周辺では， $\alpha$ 面の下位にあたる熱田層下部層の海成泥層より，MIS 5eに降下した（町田・新井，2003）Aso-3テフラが見出されている（宮川・吉川，1996）ほか琵琶湖湖底の最終間氷期のテフラと考えられるBT-36（吉川・井内，1991）が見出されている（牧野内ほか，2001）。また，各地の中位段丘下部の海成泥層に関する，珪藻・花粉・有孔虫（濃尾平野第四系研究グループ，1977），花粉および珪藻（名坂，1983；吉田，1984），珪藻（森，1980），花粉（中村，1962）などの分析結果は，一致して温暖ないしやや温暖で高海水準期の堆積物であることを示し，本部層が最終間氷期前期の最高海水準期（MIS 5e）前後の堆積物であることは広く認められている（たとえば桑原，1968；濃尾平野第四系研究グループ，1977；森，1980；桑原ほか，1982；吉田ほか，1991；海津，1996；牧野内ほか，2001，2013）。

一方，この基準面の上位（熱田層上部層の下部）には，濃尾平野の多くの地点で，約10万年前とされるMIS 5cピーク前後に噴出したとされる（町田・新井，2003）On-Pm-1が認められている（Kobayashi *et al.*, 1968；坂本ほか，1984；水野，1996；牧野内ほか，2001など）。本地域の南方・津市沖の海底ボーリング（天野ほか，2020のGS-1B18-2孔）においても，中位段丘堆積物下部の海成泥層を覆う深度40.5mの砂-シルト互層（section 4上部）よりOn-Pm-1由来の火山ガラス・直方輝石および角閃石が，他のテフラ起源物質と混濁することなく検出されている（天野私信，2021）。

このことから，津よりもOn-Pm-1の給源の御岳火山に近い本調査地域では， $\alpha$ 面は最終間氷期前期（約12.5万年前のMIS 5e～約10万年前のMIS 5c）の間の約2.5万年以内に形成されたと考えられる。

### 2.2.2 初生的に一連の平坦面ないし緩傾斜面として形成されたか

この部層境界は，上述のように最終間氷期前期の内湾の底置層と三角州の前置層との境界とみなされることから，現在の海底地形から想定できるように，厳密には初生的に平坦面をなしていたとは言えない（増田ほか，2013）。また，MIS 5eからMIS 5cピークに至る期間の汎地球規模の海水準変動幅は，数10mに達し（たとえばSpratt and Lisieck, 2016），地域によっては中位段丘堆積物下部の海成泥層と上部の砂質層の堆積期の浸食谷が形成されて，下部層上面の一部は削剥されたと考えられる（たとえばSakai, 1981）。

この場合， $\alpha$ 面形成時の起伏を評価するにあたって，1) 現世（完新世）の伊勢湾の海底地形・海底地質からのアナロジー，2) 高密度ボーリングによって本面の標

高分布が明らかにされている地域の事例に基づく検討、の2方向からの検討が必要であろう。

1) 現世の伊勢湾の海底地形は、国土地理院(1969, 1973, 1975, 1977, 1978など)によって詳細が明らかにされており、それによると木曾三川をなど伊勢湾北岸～北西岸に流入する河川の三角州前面は、T.P.-5 m～-20 mを境として明瞭に前置斜面と底置面に分けられ、鈴鹿川河口近傍を除くと両地形区と堆積物の境界はおおむね調和的ないし若干の粗粒物質が底置面上にまで分布している。この底質状況は、天野ほか(2019)もほぼ追認している。この底置面には、1/150～1/1000(0.38°～0.075°)程度の緩やかな起伏は存在するが、これを刻み込む削剥地形は長良川河口付近の幅250 m程度の「みお」状の凹地を除いて認められない(国土地理院, 1973)。また、調査地域(鈴鹿川河口部以北)沖の海域における現伊勢湾最深部の深度はT.P.-30 mである(国土地理院, 1973)。

以上から、 $\alpha$ 面形成時の水深は中等潮位の5 m～30 m程度下位であり、形成時に最大に見積もって約30 mの起伏をもっていたが、旧河道延長のみお筋跡を除いて、おおむね1/150よりも低勾配の非常に緩やかな斜面ないし平坦面をなしていた可能性が高いと考えられる。

2) 一方、濃尾平野東部の高密度ボーリングデータを基に断面図を作成し、層序を詳しく検討した牧野内ほか(2005)は、濃尾平野地下の地層境界は、いずれの層準においても細かな凹凸を含む鋸歯状を示すことを指摘している。その比高は、熱田層下部泥層の上に熱田層上部砂質層が整合的に累重する場所について、牧野内ほか(2005, 2013)の図から読み取られる限り、約1 km区間あたりで数m以下である。この起伏の中には、 $\alpha$ 面を挟んで下位の泥層と上位の砂質層が漸移的である(牧野内ほか, 2013)ため、肉眼観察による土質判定の個人差によって生じた誤差も含まれる。

以上から、ボーリングデータから求められる $\alpha$ 面の高度には、たとえ削剥を受けていない場合でも局所的に数mの起伏(誤差)を持つこと、広域的に見た場合には最大30 m程度の起伏が含まれること、という問題が含まれると考えられるが、その限界の中ならば基準面とみなして差し支えない程度に平坦とすることができる。

### 2.2.3 形成後の削剥について

沖積層基底礫層が熱田層下部まで削り込んでいる場合(たとえば名古屋港周辺:名古屋港管理組合, 1961)には、 $\alpha$ 面が削剥された範囲をかなり詳細に絞り込むことが可能であり、実際には大きな問題とならない。

本地域でも、たとえば四日市市街地南部・四日市工業高校において沖積層下からATテフラが産出している

こと(四日市市遺跡調査会, 1992)から推察されるように、 $\alpha$ 面はすべて整合的な地層境界ではなく一部には谷沿いに削剥された不整合面であると考えられる。特に、熱田層上部が下部層を削り込む場合には、その範囲を特定することが困難な場合が少なくない。 $\alpha$ 面の定義に関連して先述したように、第3粘土層下位の砂礫層(福東砂礫層)は、細長い範囲で下部層上面を削剥する谷を形成して堆積している例がある(杉崎・柴田, 1960の海津層;濃尾平野第四系研究グループ, 1977;桑原ほか, 1982)。この埋没谷は(恐らくMIS 5dの)小規模な海面低下に伴うものと考えられる(桑原ほか, 1982)が、その分布や削剥量は明らかにされていない。この点から、ボーリングデータからは認識困難な中位段丘堆積物堆積時の削剥作用を受けた場所が地域的にまとまって存在している可能性は否定できない。したがって、ボーリングデータが希薄な地域では、このような熱田層上部堆積時の谷が上部の細粒堆積物を削剥している場所について、その範囲を判別することは難しいと言わざるを得ない。

### 2.2.4 追跡可能性に関する検討

先述の通り、 $\alpha$ 面は熱田層の第4粘土層の上面に相当する層準と定義されるが、これは堆積域の縁辺部で熱田層下部を構成する海成泥層上部に砂層が挟在することを反映したものであり、貝化石や軽石に関する記載がない柱状図では第4粘土層とその上位の粘土層(熱田層上部層中の粘土層)の判別が困難である。また、熱田台地周辺のように堆積盆地の縁辺部では、熱田層下部の海成泥層から貝化石がほとんど産出しない(たとえば社団法人土質工学会中部支部, 1988;牧野内ほか, 2013)ことや、第4粘土層と第3粘土層が場所により連続すること(桑原ほか1982)、から既往ボーリングデータのみで $\alpha$ 面を確定することは、実際上困難である。牧野内ほか(2013)は、社団法人日本建築学会東海支部(1969)とは異なって第4粘土層を熱田層上部に含めているが、このことは両研究における定義や層序区分の考え方の違いよりも、本質的に堆積盆地縁辺部では熱田層の下部と上部を区別することが難しいことを反映したものと考えることができる。こうした場所では、先述のように砂層のN値によって堆積物を区分する場合にも、砂の粒度や礫の含有率など多くの要因によって隣接する地点でもN値が大きく異なることがあり、現実には $\alpha$ 面を確実に認定できないことが多い。

さらに、最終間氷期～完新世の長期にわたって木曾三川や員弁川<sup>いなべ</sup>の河道・河口部が位置していたと考えられる桑名市中心市街周辺では、熱田層上部やその上位の濃尾層中に、河道を埋めて堆積した砂層・砂礫層が多く含まれており、それらが支持層となって掘り止め



されていることも相まって確実に $\alpha$ 面を確認できるボーリングデータは少ない。このため、この地域では個々の地盤調査ボーリングデータから $\alpha$ 面を認定することは困難である。

### 2.2.5 基準面追跡の手法

以上を総合すると、堆積域の中心部に近い伊勢湾沿岸部では $\alpha$ 面は比較的容易に追跡でき、その高度分布は地殻変動の良好な指標となるが、堆積域の縁辺部（丘陵縁近くや、熱田層上部堆積時に河川が流入していた地域）では $\alpha$ 面を確実に追跡できるとは限らないと言える。

しかし、堆積域の縁辺部でも、高解像度の反射法探査データがある場合および沖積層～中位段丘堆積物上部層の構造が明確な場合には、周辺の良好なボーリングデータから、 $\alpha$ 面相当を側方に追跡することは可能である。当地域では最近四半世紀の間に数多くの高分解能反射法探査が行われており、良質なボーリングデータと組み合わせることによって、ボーリングデータの不足を補うことができる。

また、調査地域は、昭和期の大規模開発や地盤沈下と関連して、詳しく層相が記載されたボーリングデータが多数存在し、公表されている（たとえば建設省計画局・愛知県・三重県、1962；北伊勢地盤沈下調査会、1967）。さらに、本調査に当たり愛知県域を含めて約2700本のボーリングデータを新たに収集した。これらボーリング柱状図について、断面図を作成し、層相の変化や地質構造を読み取りながら、①明らかに沖積層（あるいは中位段丘面）の下位にあって泥層の $N$ 値が3以上30未満（おおむね5～20）、砂層の $N$ 値が10以上40未満（おおむね平均15～30）の単層が連続する層準、②貝殻を含む泥層ないしは厚さ数m以上連続する泥層、③貝殻を含む地層とその上位の腐植を含む地層とその境界、に着目して各層の標高を読み取った。なお、 $\alpha$ 面が明確に認定できないボーリング柱状図については、④社団法人日本建築学会東海支部ほか（1969）の基準に従って $N$ 値10～40程度の砂層は $\alpha$ 面より下位、 $N$ 値5～30程度の砂層は $\alpha$ 面より上位とみなし、周辺の地質との連続性を考慮して判断した。

その結果、調査地域全体で約420か所から $\alpha$ 面の標高を求めることができた。このうち約220点は柱状図の記載の詳しさと、層相のとらえやすさの点から、単一の柱状図だけでほぼ確実に $\alpha$ 面が確定できるが、残る約200点に関しては不確かさが残る。後者については、全体の構造を把握するための参考資料として用いた。

## 3. 使用した資料

本研究では、地盤調査ボーリング資料として、①三重県建設技術センターが取りまとめた三重県の資料、②木曾岬町・桑名市・朝日町・川越町・四日市市の資料、③四日市港管理組合の資料、④水資源機構の資料、⑤中日本高速道路株式会社の資料、⑥国土交通省中部地方整備局三重河川国道事務所および木曾川下流河川事務所の資料、⑦KUNIJIBAN所収資料、⑧建設省計画局・愛知県・三重県（1962）所収資料、を用いた。また、地点数は少ないものの層序ボーリング資料として、⑨通商産業省工業技術院地質調査所（1964）、⑩北伊勢地盤沈下調査会（1967）、⑪栗田（1997）を用いた。

また、反射法地震探査資料については、京都大学理学部ほか（1996）、栗田（1997）、Ishiyama *et al.*（2004）、三重県（2004、2005）、小松原ほか（2020）を参照した。

## 4. 段丘調査

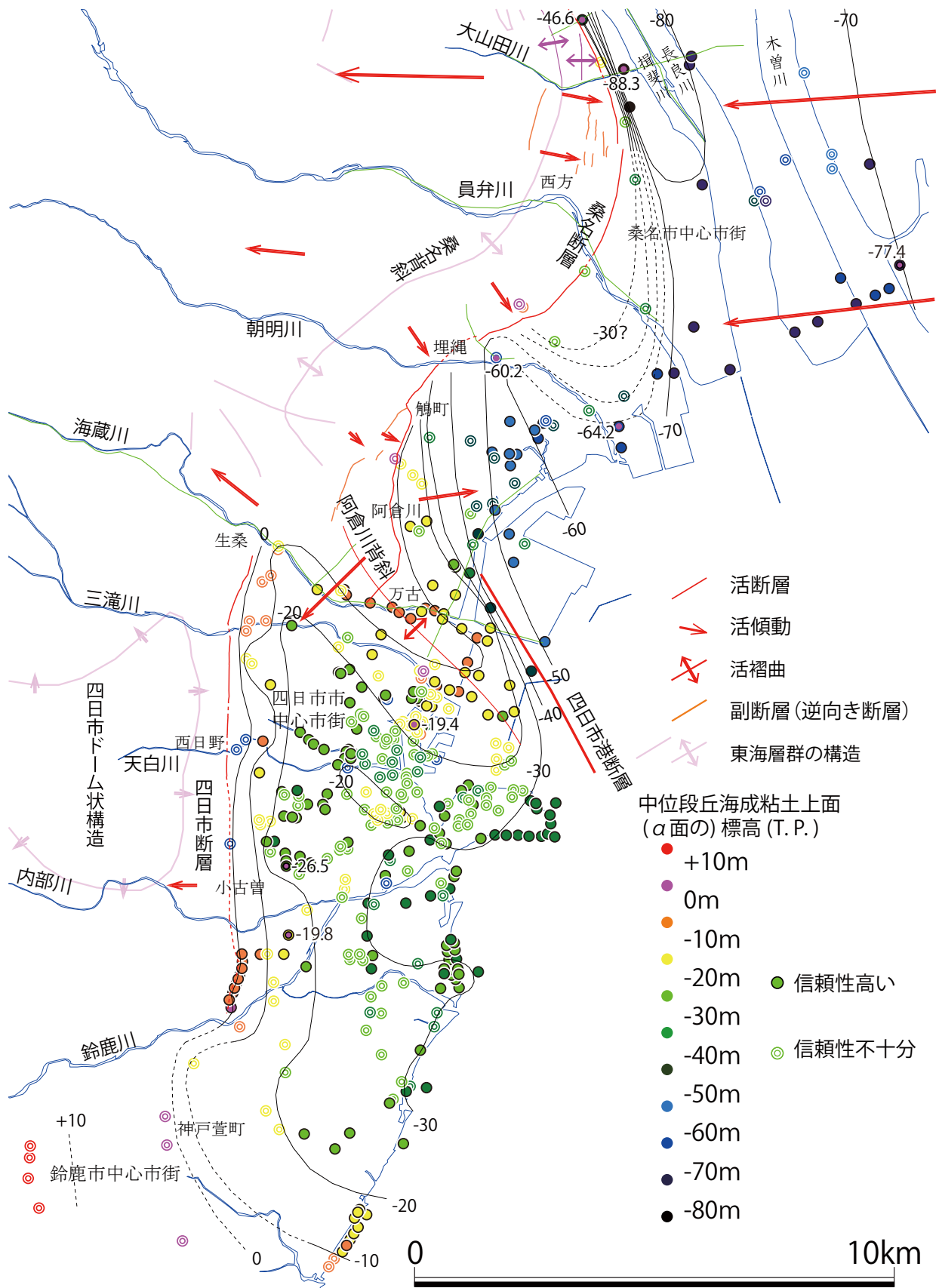
ボーリングデータの $\alpha$ 面に対比される、最終間氷期前期の段丘面の高度を求めることを目的として、文献調査、空中写真判読、地表踏査を行った。

調査地域は、広範囲にわたって人工地形改変を受けて自然地形が失われている上、都市化によって露頭は極めて少なくなっており、確実に段丘を対比・編年する資料を地表踏査によって得ることは難しい。しかし、昭和の大規模開発期に行われた地質調査によって、今では観察できない露頭に関する資料が豊富に記録されており、それを基に対比・編年を再検討することは可能である。

この状況を考慮して、旧版（主として戦後の米軍撮影）空中写真と、国土地理院により1960年代に発行された旧版1/25,000地形図を用いて空中写真判読図を作成した上、既往調査資料を精査し、文献の記載を確認しながら地表踏査を行った。踏査に当たっては、特に段丘堆積物について詳しく記載されている木村（1971）、Kimura（1972）、森ほか（1977）、吉田（1984）、吉田ほか（1991）等の記載内容を確認することに留意しつつ、段丘面上の表土の色調、礫の風程度、段丘堆積物最の層相等を記載した。

これらの調査結果を基に、先述の $\alpha$ 面に対比可能と考えられる中位（最終間氷期前期）段丘面を特定し、その陸側崖基部（後述）の高度を測定した。段丘の陸側崖基部高度は、人工改変を受けていないこと、および斜面堆積物に覆われていないこと、が確認できる地

北勢平野の地質構造



第1図 α面の標高分布図.  
 Fig. 1 Elevation of the "α surface".

点について、市町発行の1/2,500都市計画図（等高線間隔2m）を用いて計測した。

## 5. 調査結果

### 5.1 ボーリングデータの分析結果

ボーリングデータを基に得られた $\alpha$ 面の標高分布と、主要な層序ボーリングにより確実に $\alpha$ 面が認定できた地点におけるその標高を第1図に示す。 $\alpha$ 面を確実に認定できる地点が少ない桑名市中心市街地周辺と鈴鹿川右岸については、等高線を破線で示す。

この図より、 $\alpha$ 面の高度は、1) 調査地域北部の桑名市大山田川付近で最も深く、T.P.-88 mを示すが、全体として南ほど浅くなる傾向があること。2) 桑名断層と四日市断層の接合部（海蔵川右岸）には、北北西-南南東方向に舌状に伸びる高まり（阿倉川背斜）が存在すること、3) 阿倉川背斜を境として南では $\alpha$ 面の深度がおおむねT.P.-30 mないしそれ以上と浅いこと、4) 大山田川付近では断層東側の傾動帯の幅は500 m未満と狭いが、朝明川以南の桑名断層と四日市断層では断層東側に幅1 kmないしそれ以上の傾動帯を伴うこと、などを読み取ることができる。

### 5.2 段丘調査結果

木村（1971）およびKimura（1971, 1972）、森・伊勢湾西岸グループ（1974）は、中位段丘堆積物を、①海成細粒堆積物を挟み、その上位に礫質層を伴う旧期中位段丘堆積物（中位段丘上位面）と、②それを浸食する礫質堆積物によって直接構成される新期中位段丘堆積物（中位段丘下位面）、に2分したが、この段丘区分はその後の段丘研究において踏襲されている。このうち前者は最終間氷期前期の段丘面である可能性が高い。そこで、最終間氷期前期の段丘を特定するため、各地の旧期中位段丘堆積物に関する文献中の記載を検討し、地域ごとに以下の事実を確認した。

1) 桑名市西方地区：馬道層（木村，1971）（＝桑名層：松井，1971）は、木村（1971）、松井（1971）、Kimura（1972）、森・伊勢湾西岸グループ（1974）によって、下部にサンドパイプを含む砂層が存在し、それを同層上部砂礫層が覆っていることが記載されている。馬道層下部砂層中のサンドパイプの長さは20 cm程度と記載され（木村，1971）、この層準は海成堆積物と考えられる。

2) 朝日町の埋縄地区：この地区の中位I段丘堆積物(t3)は吉田ほか（1991）による、海成粘土層を挟有する礫層・砂層・含礫砂層などによって構成されることが示されている。海成粘土層からは海棲～汽水棲を主とするケイソウ化石群集と、ハンノキ属、コナラ属や

スギ属およびブナ属、トウヒ属、ツガ属など、温帯性～冷温帯性の花粉化石群集が得られている（吉田ほか，1991）。なお、吉田ほか（1991）に記載された露頭は、2017年の調査時には一部が残っていたが、2019年の調査時点では地層ごとすべて失われていたため、正確な標高ではないが、海成粘土層上面の標高は約40 m～42 mと考えられる。

3) 海蔵川左岸（阿倉川地区）：この地区の中位I段丘堆積物（吉田ほか，1991；四日市市（1990）の阿倉川段丘とほぼ同じ）について、北條（1922）は段丘崖下部に厚さ1尺～8尺の粘土層が礫層に挟まれて挟在していたこと、それが窯業原料として用いられていたことを記載している（吉田ほか，1991）。また段丘地下の深度10 m～20 mには貝化石を含む粘性土が連続的に分布することが四日市市（1990）に記載されている。これらは、同一層準の海成粘土層であり、それを礫層が覆って段丘が形成されているとみなされる。

4) 海蔵川右岸・御館地区と生桑地区：この地区の御館段丘堆積物（木村，1971；赤嶺（1959）の御館貝層を含む）は赤嶺・安田（1958）、Araki（1959）、赤嶺（1959）、木村（1971）およびKimura（1972）、名坂（1983）によって詳しく記載されている。御館地区ではマガキ、ウネナシヤマトガイ、ウミナオおよび有孔虫の化石（Araki，1959）を、生桑地区ではマガキ・アカガイ化石のほか海棲ケイソウ化石群集を産する（名坂，1983）粘土～シルト層と、それを覆う砂質～砂礫質層が観察されている。これらの化石を産する地点の標高は、御館地区で40 m（木村・竹原，1965）ないし32 m～35 m（木村，1971）、生桑地区で15 m～17 m（木村，1971）ないし20 m程度である（名坂，1983）。この地区では、下部の粘土～シルト層と上部の礫層は漸移する（木村，1971）。

5) 鈴鹿川右岸：鈴鹿市中心市街の位置する段丘を構成する野村層（竹原・木村，1962；赤嶺・安田（1958）の伊勢神戸貝層を含む）について、林ほか（1958）、赤嶺（1959）、竹原・木村（1969）は、マガキ化石を含む海成堆積物が礫層下に挟在することを記載している。

以上の段丘構成層は、表土の色調や礫の風化程度および段丘面の開析程度から、最終間氷期前期の最大海氾濫期の海成層とそれを覆って堆積した海成～河口ないし河川成の段丘と考えてよいだろう。

一方、既往研究には海成層が挟在することを明記する露頭記載がないものの、Kimura（1972）や吉田（1984）の地質図では旧期中位段丘堆積物（御館段丘堆積物）として記されている。三滝川から鈴鹿川の間丘陵東縁の中位段丘については、地表踏査によって堆積物を確認するように努めた。その結果、以下の結果が得られた。



①天白川左岸・東日野町の「ひよこ保育園」近くの標高 37 m 付近の地点では、厚さ 150 cm 以上の淘汰の良い未固結細粒砂層が認められた。

②天白川右岸の県立四日市南高校西側の標高 18 m ~ 24 m 付近では、厚さ数 m のシルト混じり細粒砂層が認められた。

これらは、确实とは言えないものの、上記 5 地区の旧期中位段丘堆積物と対比できる可能性が高いことを示す資料とみなすことができるだろう。

以上に記す「旧期中位段丘堆積物」の典型的なものが構成する段丘面を、ここでは中位 1 段丘 B と仮称する。

一方、今回改めて行った人工地形改変前の空中写真の判読と現地踏査から、中位 1 段丘 B より 1 段高位に最終間氷期前期に形成された可能性のある段丘（中位 1 段丘 A）が広く存在することが明らかになった。この段丘は、①「中位段丘高位面」とは比高数 m 以下の段丘崖を境として高位に位置し、②褐色～赤褐色の表土を伴い、クサリ礫を含まない、という特徴をもつ。

地表踏査結果を要約して北から順に記す。

1) 桑名市西方地区（丘陵縁）：この地区には、太田・寒川（1984）では M1 面、吉田ほか（1991）では高位 III 段丘、岡田・東郷（2000）では fM1 と、馬道面とは区別して分類され、石村（2013）では Md1 に、石山ほか（2019）では中位段丘面（古期）として馬道面と一括されている段丘がある。

今回の地形判読では、この段丘面は馬道面と比高 3 m ~ 5 m の低崖によって境されており、馬道面よりも 1 段高位の段丘面と考える。段丘面上には 7.5YR4/6 ~ 5YR4/8（褐色～赤褐色）の色調の明褐色表土とクサリ礫を含まないが表面に厚さ数 mm 以下の風化被膜が発達する多種の礫からなる礫（層）が散見される。礫は多種の礫種の亜円礫を主体とし、やや淘汰が悪い、径 20 mm ~ 200 mm のものからなり、全体として上方細粒化傾向を示す。この礫の風化程度や表土の色調は、北勢平野周辺や伊勢湾対岸・知多半島の高位段丘面のものとは明らかに異なっており、むしろ「旧期中位段丘堆積物」に近い。また、この段丘堆積物の厚さは少なくとも 5 m 以上、おそらく 10 m 以上に達する。

2) 朝日町埋縄地区（尾根上）：この地区の段丘について、吉田ほか（1991）は中位 I 段丘、岡田・東郷（2000）は fM 面、石山ほか（2019）は中位段丘面（新期）として一括している。特に石山ほか（2019）では、この段丘が、平行する構造による撓曲変形を受け、階段状に変位していると判読している。

しかし、この段丘面のうちの、最も標高の高い段丘面（石山ほか、（2019）で撓曲崖と判読した斜面の最も西側の斜面より西の尾根頂部を構成する平坦面）を、本調査では他の段丘とは異なる古い段丘と判読して区

分した。

2 区分した段丘面のうちの高位のもの（西側に分布するもの）は、7.5YR 4/6（一部 5YR4/8）を呈する褐色～赤褐色の礫を含む表土を伴う。表土や堆積物に含まれる礫はかなり風化が進んでいるがクサリ礫はほとんど含まれない。礫は多種の礫種の亜円礫を主とする礫からなり、シルト混じりの基質中に基質支持の状態に含まれる。礫の風化程度や表土の色は、桑名市西方地区の中位 1 面 A とよく似ている。吉田ほか（1991）で記載された埋縄地区の「旧期中位段丘堆積物」との関係を確認できるような、両者の境界部の露頭は見いだせなかったが、斜面下方の旧期中位段丘堆積物と比較して表土の色調が赤みを帯びているという違いは認められる。

3) 四日市市生桑地区（生桑配水池周辺）：太田・寒川（1984）、吉田（1984）および鈴木ほか（2010）では段丘面として記載されていないが、尾根上の平坦な地形から段丘面と判読できる細長い平坦面が認められる。

生桑地区では段丘基盤をなす東海層群は約 20° 西傾斜するが、これを傾斜不整合に覆ってほぼ水平に成層した礫・シルト混じり細粒～中粒砂が分布する（第 2 図）。その中の礫は径 10 mm 以下のものが多く、風化被膜の発達した礫が多いが、クサリ礫は認められない。平坦面上には 7.5YR4/6 の色調を呈する褐色表土が認められる。この堆積物中の礫の風化程度や表土の色調は桑名市西方地区の中位 1 面 A とよく似ている。

このほか、天白川左岸の西日野地区と、同右岸の日永地区にも、これに対比される可能性がある小規模な段丘状の地形が尾根上に認められるが、両地区では確実な段丘堆積物を確認できなかった。

以上より、本地域では最終間氷期前期に形成された



第 2 図 四日市市生桑地区における中位 1 段丘 A' と東海層群の露頭 スケールは 2 m.

Fig. 2 An outcrop of the middle I terrace deposits A' and Tokai Group in Ikuwa, Yokkaichi City. Scale is 2 m length.

可能性をもつ段丘として、本論では中位1段丘Aと同Bの2つを併記する。今後さらに検討を要するが、今の段階ではこの2つの段丘面の両方を最終間氷期前期以降の地殻変動の指標として議論する。

## 6. 考察・検討

地層や段丘面を変位基準として地殻変動を議論する場合、最も信頼できる方法は、旧汀線高度に基づいて離水後の上下変動量を推論する方法であろう。しかし、当地には後述するように単純に波食面が離水した海成段丘は存在しないため、旧汀線高度による地殻変動復元法をそのまま適用することはできない。一方、この地域では桑名断層・四日市断層沈下側の平野地下で広く $\alpha$ 面の高度が明らかにされていることから、仮に同時代の旧汀線高度を明らかにすることができたならば、断層変位量分布を明確にすることができると期待される。

このような点から、海成層を三角州性ないし河成の堆積物が覆う当地の中位1段丘Bないしそれより高位の中位1段丘Aをもとに旧汀線高度による変位復元に準ずる地殻変動復元のための手法を検討する。このために、まず段丘面の形成・分化について考察し、ついで陸成段丘の陸側崖基部と $\alpha$ 面を指標とした場合の誤差について検討した上、最後にこれらから求められる地殻変動像について考察する。

### 6.1 中位段丘面の成因について

当地の中位1段丘AおよびBは、分布状況（伊勢湾と平行して丘陵の東縁に沿って分布すること）から海成段丘である可能性と想定された。しかし、これらの上部を構成する砂礫層は多くの場合淘汰が悪く礫の円磨度も低い。中位1段丘Bの堆積物上部（海成細粒堆積物よりも上位の砂礫層）について、木村（1971）、Kimura（1972）は粒径・礫の円磨度・礫種などから詳細に検討し、これが海浜の堆積物ではなく、河川性のものであることを明らかにしている。中位1段丘Aについては、露頭が限られているため詳細な検討は困難であるが、散在する礫の径や形などから、中位1段丘Bと同様に少なくとも最上部は陸成の堆積物であると考えられる。

しかし、それらは分布から高海水準期の堆積物である可能性が高いと考えられる。このため、現在の臨海沖積平野と同様に、その陸側段丘崖基部（陸側の崖麓線）の高度は当時の海面より若干（おそらく数m）高いと考えられるが、海水準と比較して数10mも高い位置に堆積面が形成されたとは考え難い。この点については十分な検討が必要であるが、筆者は地域的な地殻変動

量の指標としては議論に用いることができると考えた。

この観点から、旧汀線高度に準じる基準として陸側段丘崖基部の高度を計測し、第3図に示す。このうち、中位1段丘Aの高度は、最終間氷期前期の最高海水準の最高値（これ以上は高くなったとは考え難い）という意味をもつと考えられる。

### 6.2 中位段丘面の分化に関して

#### 6.2.1 中位1段丘Aと中位1段丘Bについて

中位1段丘Aが認められる場所は、後述する鈴鹿川右岸地区を除いてすべて中位1段丘B（＝中位段丘上位面）の陸側段丘崖基部の高度が40m以上の場所と一致しており、それより低い三滝川左岸（阿倉川地区）や四日市断層南部（内部川左岸・小古曾地区）には中位1段丘Aは分布しない。また今までに得られた観察では桑名市西方地区において中位1段丘Aは厚さ5m以上の堆積物をもつことから、一連の海進に伴う堆積物によって形成されている可能性が高い。

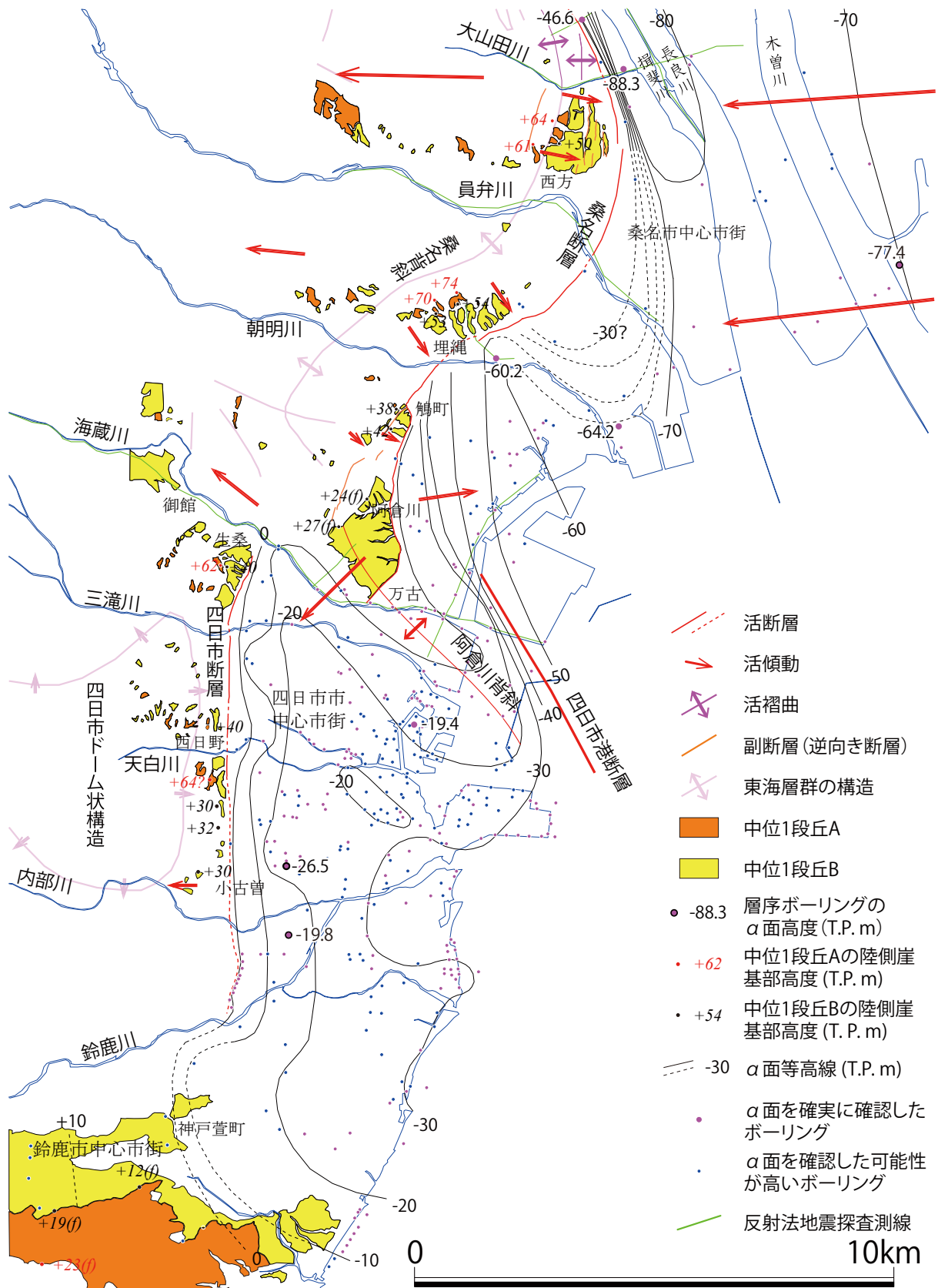
露頭が少なく確実なことは言えないが、このような段丘面の分布や堆積物の状況から、中位1段丘Aは隆起速度が大きな場所で最終間氷期前期の最大海氾濫期（MIS 5e）の直後から始まった河川堆積物による埋積作用の途中に隆起・陸化して段丘面を構成していると考えられるのではないだろうか。逆に中位1段丘がAとBに分化していない地域では、隆起速度が小さかったために、隆起量を上回る埋積によって中位1段丘A離水期の堆積物上に河川成堆積物がさらにオーバーラップして堆積したため、中位1段丘面Aが離水しなかったのではないだろうか。このことは、中位1段丘Aが分布しない阿倉川段丘では海成細粒堆積物を覆って厚さ10m～20mに達する厚い粗粒堆積物が分布すること（四日市市、1990）からも支持される。

この問題に関しては、堆積物供給速度と隆起速度がともに大きく、後期更新世の編年に有用なテフラが豊富にある地域で、検証することが必要ではないだろうか。

#### 6.2.2 鈴鹿川右岸の中位段丘について

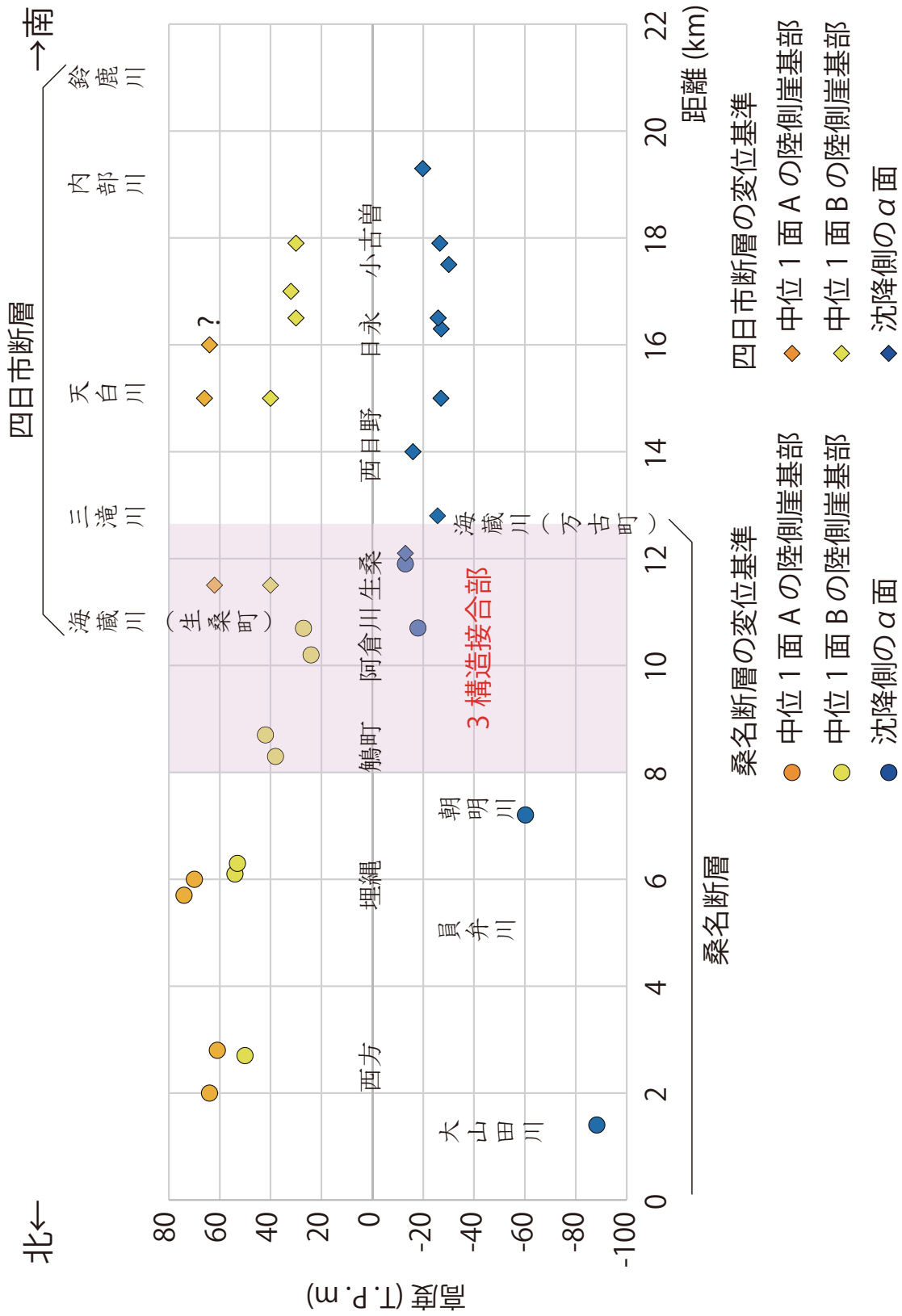
従来の研究（赤嶺、1959；Kimura, 1971, 1972；木村1971；吉田、1984；鈴木ほか、2010）で中位段丘面として一括されてきた野村層の堆積面（神戸面）は、比高1m～3mの低崖によって2段に区分される（たとえば石村、2013）。このうち、マガキの産出地点（林ほか、1958；赤嶺、1959；森・伊勢湾西岸グループ、1974）から確実に海成堆積物が認定された鈴鹿市神戸萱町（現鈴鹿市神戸8丁目）は、低位の段丘面上に位置する。この事実を重視して、今回は神戸萱町のマガキ化石産出地点を含む段丘面を中位1段丘B、その高位の中位

北勢平野の地質構造



第3図 α面と中位1段丘の陸側崖基部高度。  
 Fig. 3 Elevation of the "α surface" and landward cliff angle of the middle terrace.





第4図 桑名断層 - 四日市断層の上下変位量分布.  
Fig. 4 Vertical displacement along the Kuwana Fault and Yokkaichi Fault.

段丘を中位1段丘Aと対比した。

しかし、マガキ化石産出層準に対してその上位の砂礫層が堆積物浸食段丘 (fill-strath 段丘) のベニヤ礫層として不整合にこれを覆っている可能性もあり、この対比に関しては未解決の問題が残されている。この点についても、今後地下地質データの精査・段丘堆積物上部の砂礫層の堆積様式や地質年代の検討を通じて検証していく必要がある。

### 6.3 地殻変動量推定の誤差

地下の $\alpha$ 面の形成された当時の古水深についても、2.2.2で記したように現在の伊勢湾海底の状況から考えて最深で中等潮位下30m程度という、漠然とした誤差範囲が想定できるだけである。この点については、今後古水深指標を用いた検討などを通じて誤差範囲を狭くしていくことが求められる。また上述のように中位段丘の陸側崖基部高度は地殻変動の指標として用いる場合には少なからぬ誤差が含まれる。

しかし、現状で以下の点を確認できる。

- ①成因から考えて、初生的に $\alpha$ 面は河川の河口部で浅く、伊勢湾の中央に向かって深くなっていたと考えられる。また、河道の延長上に発達する「みお筋」沿いでは細長い凹地が初生的に形成されていた可能性がある。
- ②中位1段丘の陸側崖基部の高度は、現在の北勢平野の沖積平野の標高（海拔高度：谷底低地状の部分以外の臨海低地では全域が5m未満）から形成時の海面高度と比較して5m以上高い位置に形成されたとは考えにくい。

以下では、この2点を前提として、誤差を見込んだうえで上下地殻変動に関する議論を進める。

### 6.4 活構造の変位量分布

$\alpha$ 面高度 - 中位1段丘AおよびBの陸側段丘崖基部高度を基に、桑名断層、四日市断層および四日市港断層 - 阿倉川背斜の上下変位量の分布を論じる。

第4図に、南北断面に投影した、断層の沈降側における $\alpha$ 面と、隆起側における中位1段丘A・Bの陸側段丘崖基部の高度分布を示す。

この図からは、以下の点を読み取ることができる。

- ①断層の沈降側と隆起側における基準面の比高は、朝明川以北の桑名断層で大きく、 $\alpha$ 面 - 中位1面A間で130m～160m、 $\alpha$ 面 - 中位1面B間で110m～140mである。3つの構造が接合する朝明川 - 海蔵川間では、両者の比高が小さく、 $\alpha$ 面 - 中位1面B間で50m程度である。海蔵川以南の四日市断層については、 $\alpha$ 面 - 中位1面A間で80m～100m、 $\alpha$ 面 - 中位1面Bで60m～70m程度である。6.3に記したように、この中には、隆起側で最大+5m、沈降側で最大-30mの、当時の海

水準からの比高が含まれることを考慮すると、上下変位量の下限值はこの値から35m減じた値を取ることになる。なお、埋縄地区と生桑地区の消失した露頭でかつて確認された、汽水性珪藻化石群集やマガキ化石を含む海成泥層の出現標高は、中位1段丘Bの陸側崖基部高度よりも10m～20m低いが、この議論ではどちらの値を用いても本質的に大きな違いはなかった。

②桑名断層と四日市断層の変位様式を比較すると、桑名断層では断層東側の沈降量が西側の隆起量を上回っているが、四日市断層では逆に断層西側の隆起量が東側の沈降量を上回っている。

③この変位量分布は、四日市港断層 - 阿倉川背斜の変位が、濃尾平野の大きな（急速な）沈降を伴う桑名断層と、濃尾平野と比較して沈降量（速度）の小さな四日市平野の沈降を伴っている四日市断層の間の、変位量（速度）の違いによって生じる歪を解消する役割を担っていることを示唆する。

**謝辞:**この調査に当たり、3章に記した多数の機関の方々からボーリング資料を提供いただきました。地質情報研究部門の和田明美氏には多くのボーリングデータを正確に入力していただきました。活断層・火山研究部門の大上隆史氏、佐藤善輝氏をはじめとする地質情報研究部門平野地質研究グループの各位には、多くのご助言をいただきました。記して感謝の意を示します。

### 文 献

- 赤嶺秀雄 (1959) 三重県北部地方の新生代層. 資源総合開発研究所研究報告, no.1, 51 - 60.
- 赤嶺秀雄 (1962) 伊勢湾北部臨海地帯の地質構造. 建設省・愛知県・三重県編「都市地盤調査報告書」, 1, 20 - 32.
- 赤嶺秀雄・安田敏夫 (1958) 三重県北伊勢地方の新生代. 「北伊勢地方の古生物と地質」三岐鉄道株式会社・三重県立博物館, 50 - 61.
- 天野敦子・清家弘治・大上隆史・田村 亨 (2019) 伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要. 平成30年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no.79, 1 - 11.
- 天野敦子・田村 亨・佐藤善輝・大上隆史・佐藤智之 (2020) 伊勢湾ボーリング試料の岩相と層序区分. 令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no.21, 25 - 33.
- Araki Y. (1959) A Pleistocene marine fauna from near the cities of Tsu and Yokkaichi, Mie Prefecture, Southwest Japan. *Transaction of Proceedings of Paleontological Society of Japan, New Series*, no.33, 19 - 22.

- 栗田泰夫 (1997) 桑名断層の第四紀後期の活動性調査. 平成8年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, no. 303, 95 – 104.
- 林 唯一・加納富夫・林 幹雄 (1958) 三重県四日市市附近の新生代層. 愛知学芸大学研究報告 (自然), no.7, 97 – 105.
- 北條敬太郎 (1922) 三重県東部工業原料用鉱物調査報告文. 工業原料用鉱物調査報告, no. 10, 1 – 32.
- 石村大輔 (2013) 第四紀後期の伊勢湾西岸地域の段丘形成過程と地殻変動. 地学雑誌, **122**, 448 – 471.
- Ishiyama, T., Mueller, Togo, M., Okada, A. and Takemura, K. (2004) Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B12408, doi:10.1029/2003JB002547, 2004.
- 石山達也・鈴木康弘・千田 昇・廣内大助 (2019) 1:25,000 活断層図 養老 - 桑名 - 四日市断層帯とその周辺「桑名 (改訂版)」。国土地理院.
- 岩崎英二郎・須貝俊彦・栗田泰夫・杉山雄一 (2008) ボーリングコア解析に基づく熱田層および沖積層の堆積環境の比較. 日本地理学会発表要旨集, **73**, 159.
- 地震調査研究推進本部 (2001) 養老 - 桑名 - 四日市断層帯の評価. 地震調査研究推進本部ホームページ ([https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/67\\_yoro\\_kuwana\\_yokkaichi.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/67_yoro_kuwana_yokkaichi.pdf)) (閲覧日: 2021年8月20日)
- 建設省計画局・愛知県・三重県 (1962) 伊勢湾北部臨海地帯の地盤 (都市地盤調査報告書 第1巻). 大蔵省印刷局, 334p. + 7 図.
- 木村一朗 (1971) 伊勢湾西岸地域の中位段丘. 竹原平一教授記念論文集「中部地方の鮮新統および更新統」, 1 – 12.
- Kimura I. (1971) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan Part 1. *The Bulletin of Aichi University of Education, (Natural Science)*, no.20, 165 – 181.
- Kimura I. (1972) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan Part 2. *The Bulletin of Aichi University of Education, (Natural Science)*, no.21, 125 – 150.
- 木村一朗・竹原平一 (1965) 伊勢湾南部沿岸の段丘 (予報). 第四紀研究, **4**, 69 – 81.
- 北伊勢地盤沈下調査会 (1967) 北伊勢地盤沈下調査報告書. 三重県企画開発課, 221p.
- Kobayashi, K., Minagawa, K., Machida, M. Shimizu, H. and Kitazawa, K. (1968) The Ontake pumice-fall deposit PM-1 as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Journal of Faculty of Science, Shinshu University*, **3**, 171 – 198.
- 国土地理院 (1969) 1 : 25,000 土地条件図「桑名」.
- 国土地理院 (1973) 沿岸海域基礎調査報告書・1 : 25,000 沿岸海域土地条件図「四日市・津地区」. 43p. + 付図2.
- 国土地理院 (1975) 沿岸海域基礎調査報告書・1 : 25,000 沿岸海域土地条件図「松坂地区」. 43p. + 付図2.
- 国土地理院 (1977) 沿岸海域基礎調査報告書・1 : 25,000 沿岸海域土地条件図「半田地区」. 43p. + 付図2.
- 国土地理院 (1978) 沿岸海域基礎調査報告書・1 : 25,000 沿岸海域土地条件図「師崎地区」. 51p. + 付図2.
- 小松原 琢・秋永康彦・澤田基貴・末廣匡基・寺田龍矢 (2020) 三重県四日市市垂坂断層の反射法地震探査速報. 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.21, 85 – 95.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, **7**, 235 – 247.
- 桑原 徹 (1975) 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 「愛知県地盤沈下報告書」愛知県, 111 – 182.
- 桑原 徹・松永久夫 (1975) 伊勢湾北部の活断層 - 四日市港断層について -. 第四紀学会講演要旨集, **4**, 15.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・牧野内猛 (1982) 熱田層の層序と海水準変動. 第四紀, no. 22, 111 – 124.
- 京都大学理学部・(財) 大阪土質試験所・阪神コンサルタンツ (株)・(株) 地球科学総合研究所・水資源開発公団中部支社・建設省中部地方建設局 (1996) 反射法地震探査による桑名断層および伊勢湾断層の深部形態. 地震予知連絡会会報, **55**, 558 – 570.
- 町田 洋・新井房雄 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 牧野内 猛・森 忍・壇原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) および熱田層の年代 - 臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果 -. 地質学雑誌, **107**, 283 – 295.
- 牧野内 猛・内園立男・塚本将康・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2005) 濃尾平野東縁部の地盤構成. 土と基礎, **53**, 29 – 31.
- 牧野内 猛・塚本将康・壇原 徹・山下 透・内園立男・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2013) 濃尾平野東



- 部の地下地質. 地質学雑誌, **119**, 335 – 349.
- 増田富士夫・佐藤智之・伊藤有加・櫻井皆生 (2013) Shazam 層序学をボーリングデータベース解析へ適用する試み – 大阪平野の表層地質研究を例に –. 地学雑誌, **122**, 892 – 904.
- 松井和夫 (1971) 三重県北部の第四系. 竹原平一教授記念論文集「中部地方の鮮新統および更新統」, **13** – 26.
- 松澤 勲・嘉藤良次郎 (1954) 名古屋及び附近の地質. 同地質図. 愛知県建築部, 35p. + 1 図.
- 松澤 勲・桑原 徹 (1964) 濃尾平野の地下構造とその構成「伊勢湾台風災害調査報告」名古屋大学災害科学調査会, 15 – 39.
- 三重県 (2004) 平成 15 年度伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書. (<https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie8frm.htm>) (閲覧日: 2021 年 8 月 20 日)
- 三重県 (2005) 平成 16 年度伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書. (<https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie9frm.htm>) (閲覧日: 2021 年 8 月 20 日)
- 宮川ちひろ・吉川周作 (1996) 濃尾平野の中～後期更新世火山灰層序. 日本第四紀学会講演要旨集, **26**, 76 – 77.
- 水野清秀 (1996) TB-1 コア中の火山灰・軽石分析. 「名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告」, 名古屋市総務局, 35 – 37.
- 森 一郎・伊勢湾西岸グループ (1974) 伊勢湾西岸の第四系. 第四紀, no.20, 54 – 63.
- 森 一郎・木村一朗・山田 純・竹原平一 (1977) 内陸盆地としての伊勢湾西岸地域. 地質学論集, no.14, 185 – 194.
- 森 忍 (1980) 濃尾平野下の熱田層のケイソウ群集, 瑞浪化石博物館研究報告, no. 7, 73 – 83.
- 名古屋港管理組合 (1961) 名古屋港の地盤. 名古屋港管理組合, 36p. + 2 図
- 濃尾平野第四系研究グループ (1977) 濃尾平野第四系の層序と微化石分析, 地質学論集, no. 14, 161 – 183.
- 名古屋グループ (1969) 伊勢湾周辺の第四系. 地団研専報, no. 15, 319 – 328.
- 中村 純 (1962) 濃尾平野及びその周辺地域の第四系堆積物の花粉分析学的研究. 高知大学研究報告(自然), **21**, 1 – 45.
- 名坂 秀 (1983) 伊勢湾北西岸中段段丘の微化石. 名古屋地学, no. 43 – 44, 1 – 15.
- 岡田篤正・東郷正美 (2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 東京, 395p.
- 太田陽子・寒川 旭 (1984) 鈴鹿山脈東麓地域の変位地形と第四紀地殻変動. 地理学評論, **57**, 237 – 262.
- Sakai, J. (1981) Late Pleistocene climatic changes in Central Japan. *Journal of Faculty of Science, Shinshu University*, **16**, 1 – 54.
- 坂本 亨・桑原 徹・糸魚川淳二・高田康秀・脇田浩二・尾上 亨 (1984) 名古屋北部の地質. 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅. 地質調査所, 64p. + 1 図.
- 社団法人土質工学会中部支部 (1988) 最新名古屋地盤図. 487p. + 3 図.
- 社団法人日本建築学会東海支部・社団法人土質工学会中部支部・名古屋地盤調査研究会 (1969) 名古屋地盤図, コロナ社, 279p. + 3 図.
- Spratt, R. M. and Lisiecki, L. E. (2016) A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, **12**, 1079-1092 doi: 10.5194/cp-12-1079-2016.
- 杉崎隆一・柴田 賢 (1960) 地下水の地球化学的研究 (第 1 報) – 濃尾平野の地下構造と帯水層の分布 –. 地質学雑誌, **67**, 335 – 345.
- 鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図「四日市」. 国土地理院技術資料 D・1-No.542.
- 竹原平一・木村一朗 (1962) 伊勢湾西岸の段丘面と第四系 (予報). 第四紀研究, **2**, 188 – 195.
- 竹原平一・木村一朗 (1969) 伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位. 第四紀研究, **8**, 73 – 80.
- 通商産業省工業技術院地質調査所 (1964) 桑名・四日市地区地下構造調査報告書. 31p.
- 海津正倫 (1994) 沖積低地の古環境学. 古今書院, 270p.
- 海津正倫 (1996) 熱田台地・熱田層の形成に関する若干の問題. 名古屋大学文学部研究論集 (史学), **42**, 169 – 182.
- 山口正秋・須貝俊彦・大上隆史・藤原 治・大森博雄 (2006) 高密度ボーリングデータ解析にもとづく濃尾平野沖積層の三次元構造. 地学雑誌, **115**, 41 – 50.
- 四日市市 (1990) 四日市市史第一巻 資料編 自然. 四日市市, 436p.
- 四日市市遺跡調査会 (1992) 四日市市遺跡調査文化財調査報告書 IX 上野遺跡 2, 四日市市遺跡調査会, 76p.
- 吉田史郎 (1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 81p.
- 吉田史郎・栗本史雄・宮村 学 (1991) 桑名地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 154p.
- 吉川周作・井内美朗 (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. 82

**令和2年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告**

発行日 令和3年11月16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