

平成 29 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 (FY2017)

荒井晃作（編）

Kohsaku Arai (Editor)

平成 30 年 7 月
July 2018



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 副研究部門長 荒井晃作

産業技術総合研究所・地質調査総合センターでは、構造地質学・層序学・堆積学・地球物理学・地球化学・水文地質学など様々な手法での調査・研究を行い、陸域と海域の境界を含めた沿岸域の地質情報の空白域を埋めるとともに、海陸にわたって活断層や地層の連続性、重力・磁力異常の分布などを明らかにし、陸域から海域まで連続する海陸シームレス地質情報集として成果を発信しています。日本の都市の多くは沿岸域の平野に位置し、工業地帯、発電施設や空港などのインフラの多くも沿岸域に集中しています。そのような沿岸域で起こる地震・津波による災害は、国民の多くにとって脅威となります。そのため、地震減災対策に役立つ沿岸域の地質情報の整備が重要となります。産業技術総合研究所では、平成19年に発生した能登半島地震と中越沖地震が、沿岸域の地質情報の空白域で発生したことを踏まえて、平成20年から平成25年度にかけて産業技術総合研究所の政策課題として「沿岸域の地質・活断層調査」を実施してきました。沿岸域を中心とした活断層や地盤に関する、正確で精密な地質情報の整備、それらを支える調査技術の開発を目的として、能登半島北部沿岸域、新潟沿岸域、福岡沿岸域、石狩低地帯南部沿岸域及び駿河湾北部沿岸域の調査・研究を実施してまいりました。

平成26年度からはプロジェクトの新たなフェーズとして、特に大都市圏沿岸域における地質・地盤情報整備を行うために、先ず3年間のプロジェクトとして、関東平野南部沿岸域の調査・研究を実施してきました。引き続き、平成29年度から平成31年度の3年間では、伊勢湾・三河湾を中心とする中京エリアにおいて調査を行っていく予定です。伊勢湾・三河湾は愛知県渥美半島、愛知県知多半島及び三重県志摩半島に囲まれた海域です。名古屋市、四日市市、鈴鹿市などの集中した工業地帯に接する海域で、精密な地質情報の整備が求められるエリアと言えます。平成29年度は、陸上ではボーリングデータの収集から開始され、活断層の評価を主な目的とした、ボーリング調査を開始しました。また、活断層の連続性や形状を把握するための、平野域の浅部構造探査も実施しています。海域では伊勢湾・三河湾全域の地質情報を把握するために高分解能音波探査から開始し、地質層序や活断層や構造を把握できました。これらの情報に基づいて、活断層の活動履歴を明らかにしていきたいと考えております。

本報告は、平成29年度に実施した伊勢湾・三河湾の海域及び陸域の調査・研究活動等を報告するものです。本報告には、7件の研究成果が収められています。伊勢湾・三河湾沿岸海域の反射法音波探査による海域の地質層序及び地質構造の成果。陸域調査研究では、鈴鹿市南部における地形と地質調査、ボーリング調査、西三河平野南西部の調査結果に加えて、浅部構造調査の成果を報告します。また、相模湾沿岸域に関連する横須賀市南部の重力探査の結果について報告しています。本報告は、速報として調査終了直後に作成されたため、調査で得られたデータが十分に解析され、その解釈が固まったものではないですが、本研究の概要と現状を示し、沿岸域の地質学の進展と社会への研究成果の迅速な還元をすすめるものです。

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。

平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告 目 次

緒言…荒井晃作

伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の概要

佐藤智之・古山精史朗 …………… 1

伊勢平野北部・鈴鹿市南部における第四紀堆積物の地形・地質調査（予報）

佐藤善輝・水野清秀 …………… 11

伊勢湾南西岸，宮川下流域における沖積層ボーリング調査（速報）

佐藤善輝・水野清秀・中島 礼…………… 19

西三河平野南西部における高浜断層沿いの地下地質（予報）

阿部朋弥・中島 礼 …………… 29

三重県鈴鹿市における浅部反射法地震探査の実施

木下佐和子・山口和雄・伊藤 忍…………… 45

高浜断層周辺における浅部地下構造調査の実施

木下佐和子・山口和雄・伊藤 忍・住田達哉 …………… 59

横須賀市南部地域における重力探査

江戸将寿・馬場久紀・大熊茂雄・住田達哉・宮川歩夢 …………… 73

Annual Report of Investigations Geology Active Faults in the Coastal Zone of Japan(FY2017)

Contents

Preface

Preliminary results of the seismic reflection survey in the coastal sea area of Ise Bay, Japan Tomoyuki Sato and Seishiro Furuyama	1
Preliminary report of geomorphological and geological survey on Quaternary sediments in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, central Japan Yoshiki Sato and Kiyohide Mizuno	11
Preliminary report about coring survey of Chuseki-so in the Lower Miyakawa Plain, southwestern coast of the Ise Bay, central Japan Yoshiki Sato , Kiyohide Mizuno, and Rei Nakashima.....	19
Preliminary reports on subsurface geology along the Takahama Fault in the southwestern part of the Nishimikawa Plain Tomoya Abe and Rei Nakashima.....	29
Shallow seismic reflection survey at Suzuka City in Mie prefecture, central Japan Sawako Kinoshita, Kazuo Yamaguchi and Shinobu Ito.....	45
Shallow structure survey around Takahama Fault Area in Aichi prefecture, central Japan Sawako Kinoshita, Kazuo Yamaguchi, Shinobu Ito and Tatsuya Sumita.....	59
Gravity survey in the southern part of Yokosuka City, Central Japan Masatoshi Edo, Hisatoshi Baba, Shigeo Okuma, Tatsuya Sumita and Ayumu Miyakawa.....	73

伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の概要

Preliminary results of the seismic reflection survey in the coastal sea area of Ise Bay, Japan

佐藤智之^{1*}・古山精史朗²
Tomoyuki Sato^{1*} and Seishiro Furuyama²

Abstract: Seismic reflection survey was conducted in Ise Bay and Mikawa Bay. The sediment under the seafloor can be divided into three layers, and correlate with the Atsuta Formation and the Nobi Formation and the Nanyo Formation based on the existing borehole core survey. Ise Bay fault, Suzuka-oki Fault, Shiroko-Noma Fault were observed. The upper surface of the Atsuta Formation exhibits irregularities. Most of them are due to channel erosion, but there are possibilities as a result of displacement due to active faults in Mikawa Bay.

Keywords: seismic reflection survey, Ise Bay, Ise Bay fault group, active fault, coastal area

要 旨

伊勢湾及び三河湾にて反射法音波探査を実施した。層序については、大まかに三層に区分でき、既存のボーリング調査の結果から、熱田層及び濃尾層と南陽層に対比できる。活断層については、伊勢湾断層、鈴鹿沖断層、白子-野間断層を確認することができた。熱田層相当層上面は浸食面で凹凸を示す。そのうちのほとんどはチャンネル浸食によるが、三河湾においては活断層による変位の結果の可能性もある。

1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは陸上地質図と海洋地質図とを作成しているが、2008年度からその境界部である沿岸域の地質情報の整備を開始しており、2017年度から三カ年で伊勢湾周辺の調査を開始した。初年度目である2017年度は、地域の概要を把握すべく伊勢湾及び三河湾全域を対象に反射法音波探査を実施した。本報告では、実施した反射法音波探査の概要をまとめ、主だった層の内部構造と活構造についてその概要を記載する。

2. 地域概説

調査対象海域は伊勢湾及び三河湾である(第1図)。伊勢湾は、南北約50 km、東西約30 kmで太平洋に対して南東側に開いた内湾である。湾の北部中央付近に

南北に延び最大水深38 mの凹地があり、全体としてその凹地に向かって緩やかに傾斜する地形を示す。湾内では、地質調査所による音波探査(中条・高田, 1970)や重力探査(中条・須田, 1971, 1972)が1960年代になされ、桑原ほか(1972)はその結果をもとに伊勢湾断層、鈴鹿沖断層、白子-野間断層の存在を明らかにした。その後、東部の伊勢湾断層の詳細な調査(中部空港調査会, 1994; 豊蔵ほか, 1999; 岡田ほか, 2000)が行われたほか、海上保安庁水路部が湾全体にわたって音波探査及びボーリング調査(海上保安庁, 1996; 岩淵ほか, 2000)を行い、鈴鹿沖断層の正確な位置と変位速度を明らかにしている。そのほか、国土地理院も湾全域で音波探査を実施している(建設省国土地理院, 1973)。これら断層のうち、伊勢湾断層と白子-野間断層は伊勢湾断層帯として長期評価がなされている(地震調査研究推進本部, 2005)。

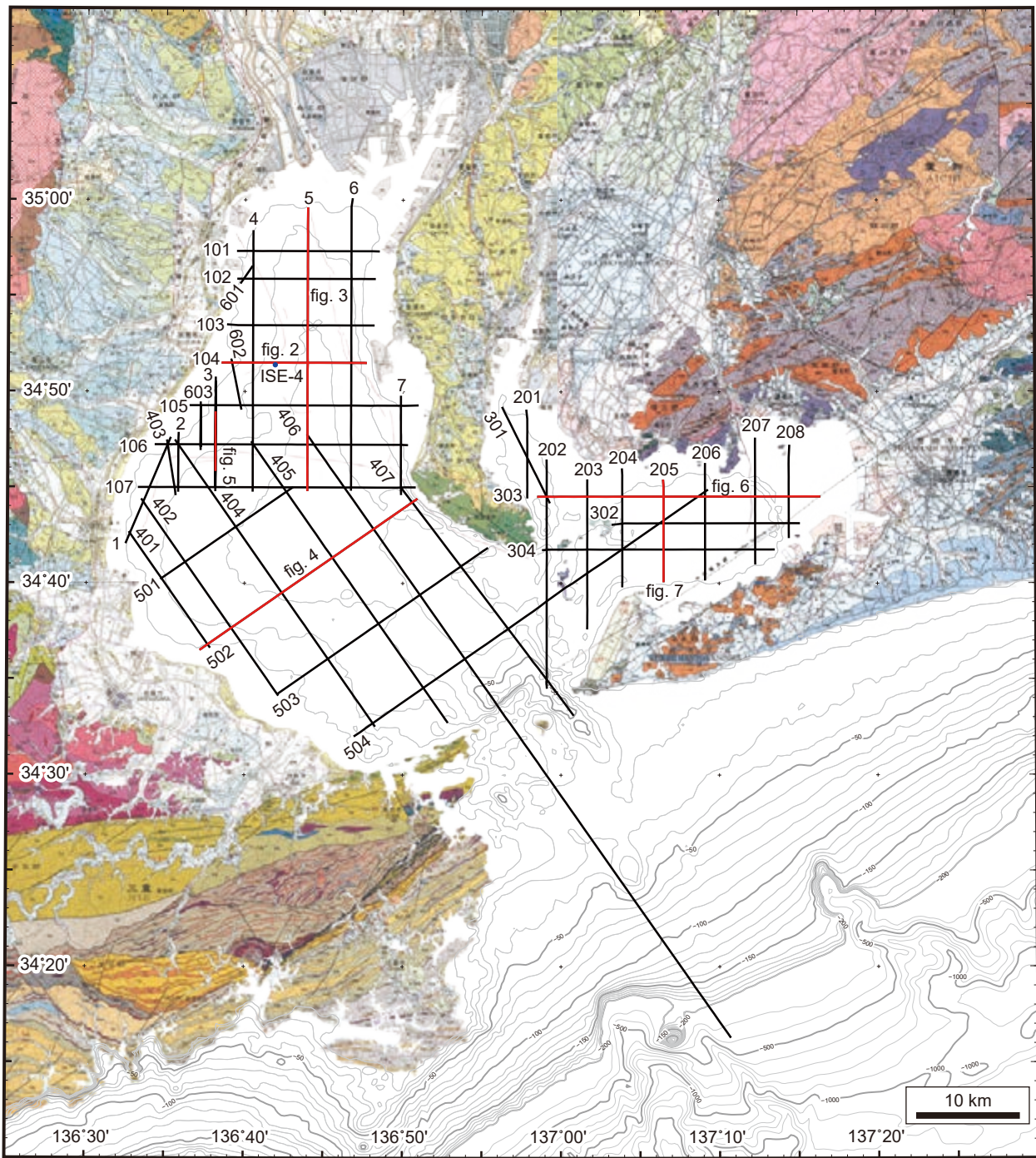
3. 調査方法

本研究の反射法音波探査は2017年5月19日から8月31日にかけて行った。水深に応じて発振装置を変えており、以下にそれぞれについて記載する。まず、水深の浅い海域での仕様を述べる。発振装置はブーマー(AAE社製AA300)を用い、出力は200 Jとした。受波用のストリーマーカーケーブル(総合地質調査株式会社)のチャンネル数は12、チャンネル間隔は2.5 mであり、発振間隔は1.25 mである。収録長は0.6 secでサンプリングレートは0.1 msecとした。水深の深い海域では、

*Correspondence

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 東京海洋大学 学術研究院 海洋資源エネルギー学部 (Tokyo University of Marine Science and Technology, Department of Marine Resources and Energy)



第1図 反射法音波探査測線図。黒線と赤線が反射断面図の測線を示す。陸域の地質図及び海域の活断層は、牧本ほか (2004)、水野ほか (2009) 及び西岡ほか (2010) に基づく。

Fig. 1 Line maps of the seismic survey. Black and red lines represent the positions of the seismic lines. Geology in land and Active faults in marine are based on Makimoto *et al.* (2004), Mizuno *et al.* (2009) and Nishioka *et al.* (2010).

より深部まで観察するため、ブーマーの出力を 300 J、発振間隔を 3.125 m、受波用のストリーマケーブル (Geometrics 社製 GeoEel Digital) のチャンネル数は 16、チャンネル間隔は 3.125 m であり、サンプリングレートは 0.125 msec に変更した。

デジタル信号として受波した信号はオープンソフト

ウェアである Seismic Unix を用いて以下のように処理を行った。まずバンドパスフィルタリング、直達波のミュート、ゲイン補償、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) を行って重合し、再びデコンボリューションとバンドパスフィルタリング、ゲインの正規化を行った。処理後のデータ

は SEG-Y 形式、位置情報は重合後の共通反射点位置について ASCII 形式で出力した。バンドパスフィルタの通過周波数などはブーマーの出力や調査結果ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整したが、ブーマーについては、300～2000 Hz を基本とした。

総測線長は合計 740 km である（第 1 図）。測線名については以下のルールに従って命名した。まず、地域と測線の方向ごとにグループを分けてそれぞれに百の位をつけ、さらにグループ内で西、あるいは北から順番で三桁あるいは二桁の数字を与えた。さらに 2017 年度の沿岸域（EnGan）調査であることを示す eg17 をハイフンで区切って数字末尾につけることで測線名とした。

各調査測線は調査工程、海況のために複数回に分けて観測を行った場合もあるが、その場合は重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせて一つのデータとし、一連の断面として扱った。その場合は潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが生じたり、ノイズレベルが異なっている場合もある。

4. 伊勢湾及び三河湾の地質構造

取得した反射断面に基づき、伊勢湾及び三河湾の地質構造について概要を以下に記載する。

4.1 伊勢湾の層序

伊勢湾に分布する堆積層は、不整合を境界に三層に区分することができる。下位から、成層するものの連続性がやや弱く最上部で反射強度が強く、上端は浸食面である A 層、チャンネル内部にのみ分布し内部構造がハンモック状の B 層、最上位に分布し、反射強度が弱いものの成層して連続性がよい C 層の三つである（第 2 図）。測線 104-eg17 上で得られているボーリング試料の解析結果（海上保安庁，1996）に基づけば、最下位の A 層は熱田層（上部更新統）及び濃尾層（上部更新統）、最上位の C 層は南陽層（完新統）に対比できる。B 層は掘削地点に分布しておらず直接対比はできないが、A 層を削る浸食面の上位かつ C 層の下位に位置するため、濃尾層あるいは南陽層相当層である。それぞれの最大層厚については、まず A 層は下限不明のため不明、B 層は約 40 msec（往復走時、音速を 1,500 m/sec と仮定すれば 30 m）、C 層は約 30 msec（23 m）である。B 層が分布するチャンネルは湾北部では南北に延びているが（第 3 図）、湾南部では南東に曲がる。湾南部では A 層の上面深度が浅くなり、それに伴って C 層が薄くなり、ところにより A 層が海底に露出する（第 4 図）。

4.2 伊勢湾の活構造

今回取得した反射断面にて、伊勢湾に分布するとさ

れている伊勢湾断層、鈴鹿沖断層、白子一野間断層が確認できた（第 2 図、第 5 図）。どの断層も A 層上面の浸食面、または C 層を変位させている。上部更新統以上を変位させているためこれらは活断層であることが確認できる。これらの中で鈴鹿沖断層は緩い撓曲を示し、変位量が最も小さい。

4.3 三河湾

三河湾でも伊勢湾とほぼ同様な三種類の堆積層が分布している。おそらく同一層が両湾に分布していると思われるが、分布が伊勢湾とは連続しないために直接対比することはできず、同一層であることを確認する必要がある。

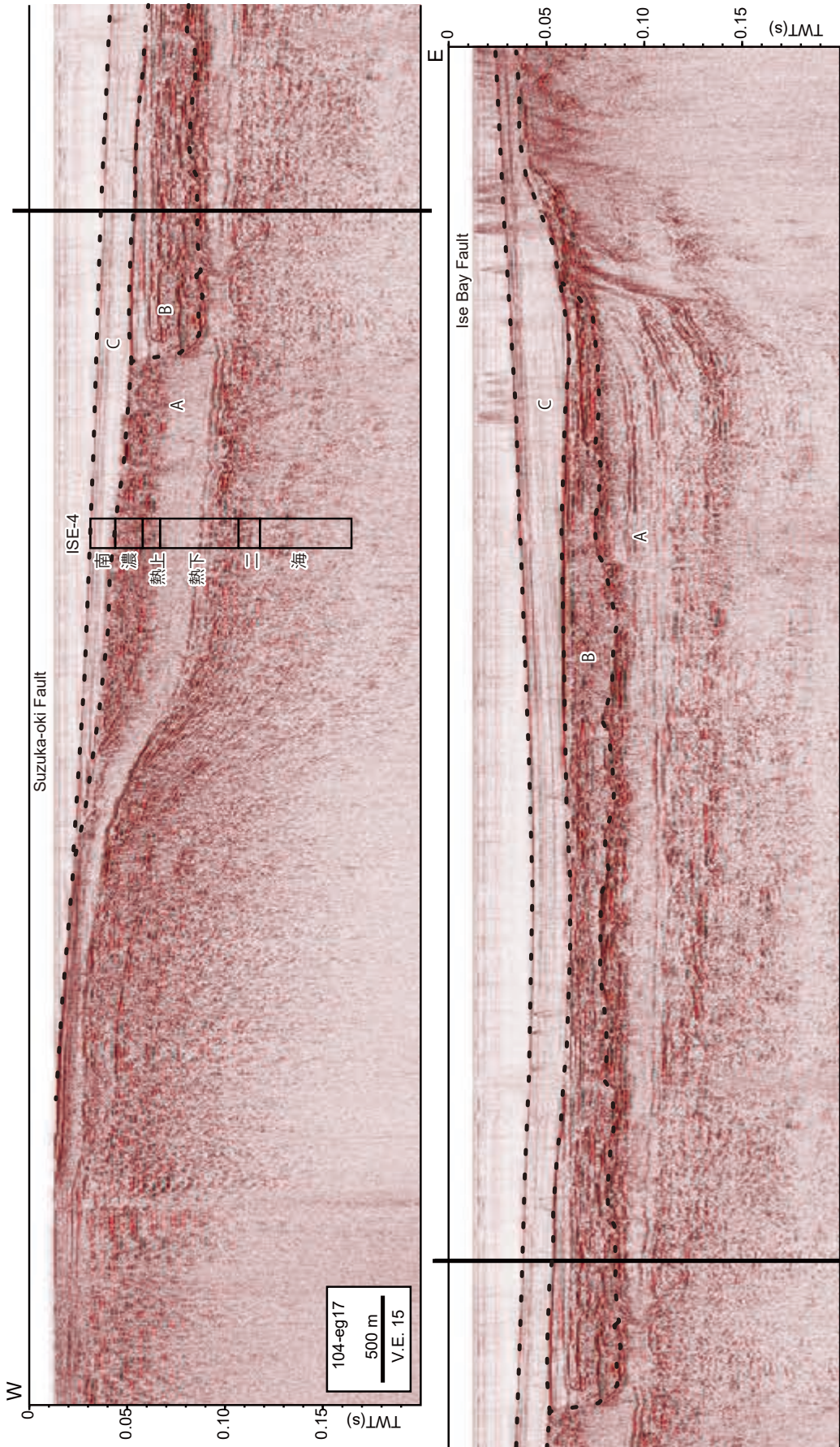
A 層上面には伊勢湾同様にチャンネルが発達している（第 6 図）。三河湾ではチャンネルが多数発達し、A 層上面が複雑な形状を示す。伊勢湾ではチャンネル内をほぼ B 層が埋積しているが、三河湾では B 層があまり観察されない。また、A 層上面に比高がある箇所の上位にて C 層がチャンネルと整合的に比高を示している箇所もあり（第 7 図）、A 層上面の凹凸はチャンネル浸食だけではなく、場所によっては活断層の変位による可能性もある。

5. まとめ

伊勢湾及び三河湾にて反射法音波探査を実施し、地質構造の概要を記載した。層序については、大まかに三層に区分でき、既存のボーリング調査の結果から、熱田層及び濃尾層と南陽層に対比できる。活断層については、伊勢湾断層、鈴鹿沖断層、白子一野間断層を確認することができた。熱田層相当層上面は浸食面で凹凸を示す。そのうちのほとんどはチャンネル浸食によるが、三河湾では活断層による変位の結果の可能性もある。

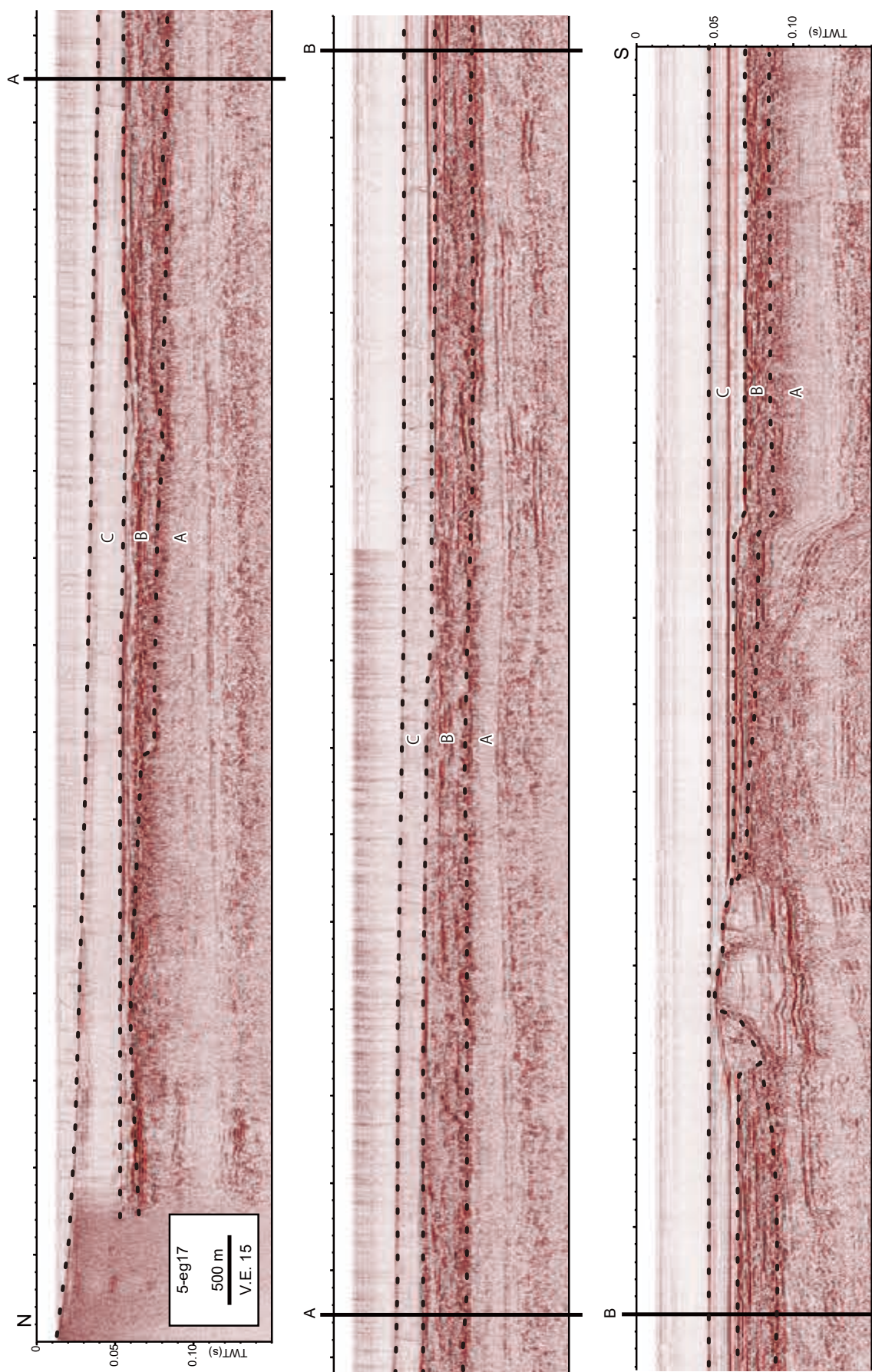
今後詳細な解釈とボーリング調査を行い、これらの活構造の分布や活動性などを明らかにしていくとともに堆積層の区分、分布の詳細など層序についても解明し、地質図を作成する予定である。

謝辞：反射法音波探査は総合地質調査株式会社に実施いただいた。船長、調査員の方々には大変お世話になった。また、愛知県、愛知県漁連、三重県、三重県漁連及び地元の各漁協をはじめとする関係機関には調査にあたり様々な情報提供をいただき、便宜を図っていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。



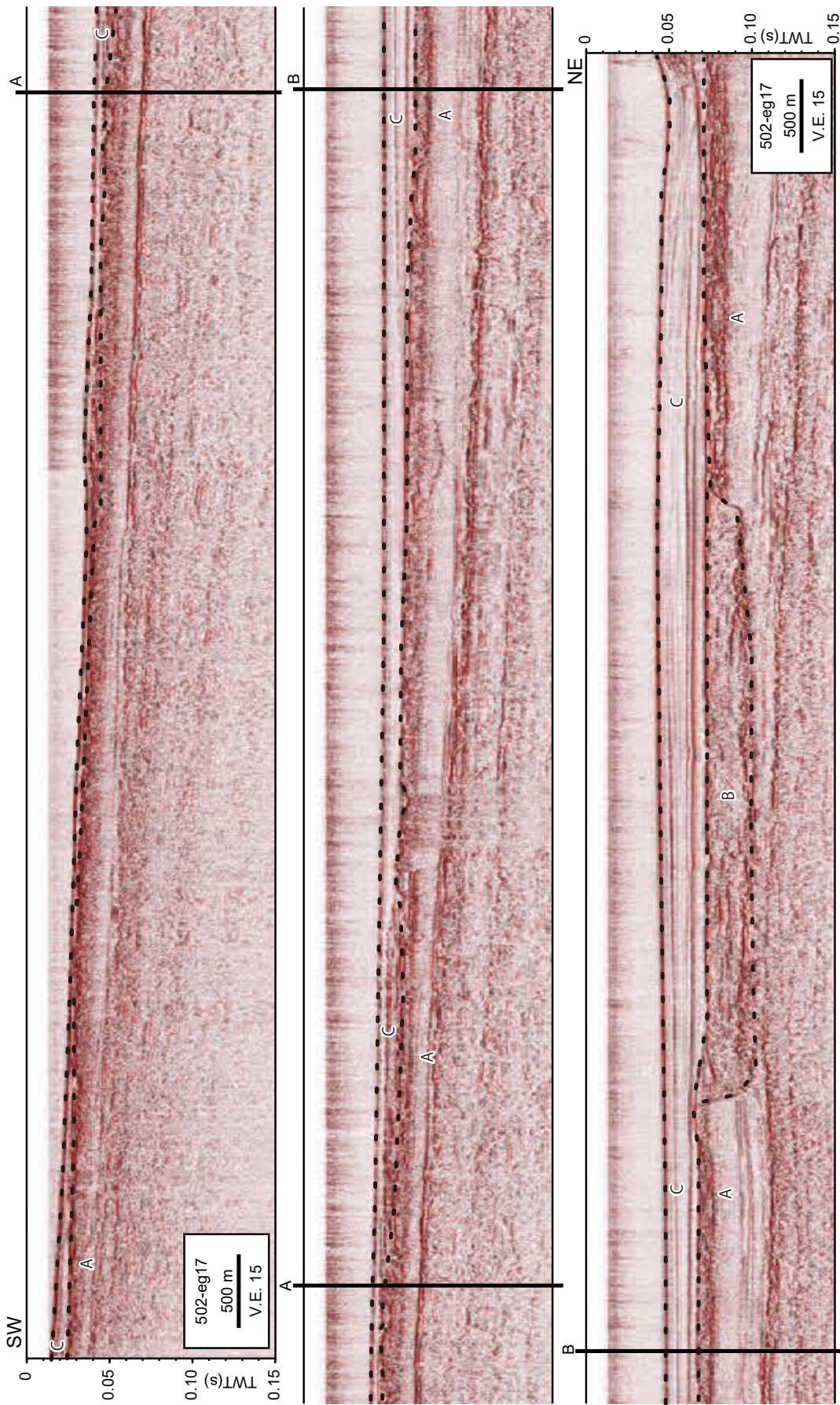
第2図 伊勢湾北部を東西に横断する反射断面図と近傍で掘削されたボーリングコアによる層序 (海上保安庁, 1996). 二列の反射断面は太線で連続する. 断面の位置は第1図の赤線で示す. 南: 南陽層, 濃: 濃尾層, 熱上: 熱田層 (上部層), 熱下: 熱田層 (下部層), 二: 第二礫層, 海: 海部累層.

Fig. 2 Transverse seismic section in the northern part of Ise Bay and the stratigraphy based on the borehole core sample (Japan Coast Guard, 1996). The two sections are continued in broad lines. The position of the section is indicated by red lines in Fig. 1. 南: Nanyo Formation, 濃: Nobi Formation, 熱上: Atsuta Formation (Upper part), 熱下: Atsuta Formation (Lower part), 二: Second gravel bed, 海: Ama Formation.

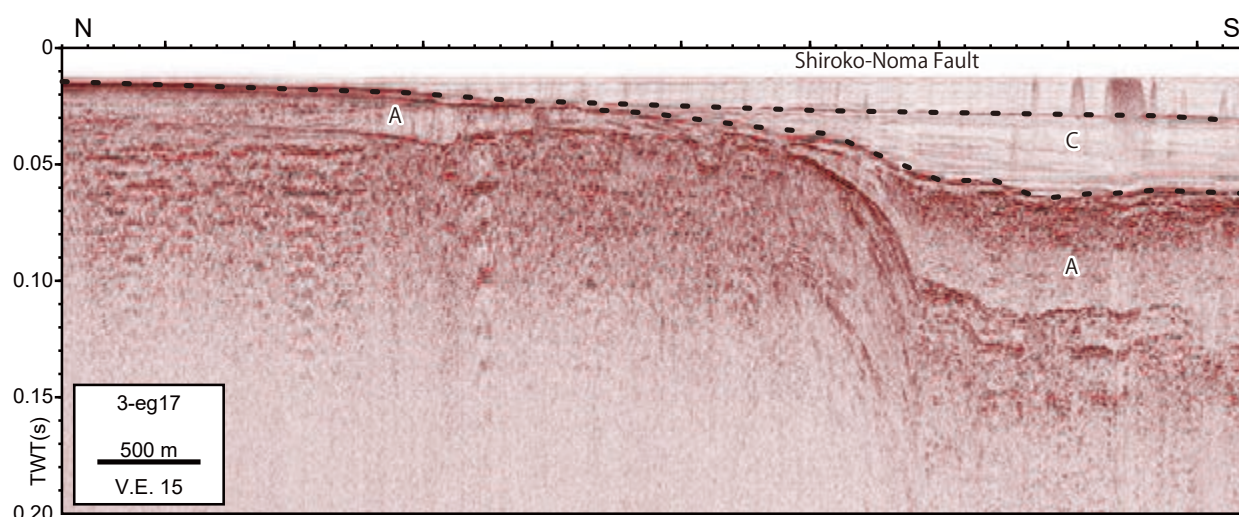


第3図 伊勢湾北部を南北に横断する反射断面図。三列の反射断面は太線部で連続する。断面の位置は第1図の赤線で示す。

Fig. 3 Longitudinal seismic section in the northern part of Ise Bay. The three sections are continued in broad lines. The position of the section is indicated by red lines in Fig. 1.



第4図 伊勢湾南部を南西—北東に横断する反射断面図. 三列の反射断面は大線部で連続する. 断面の位置は第1図の赤線で示す.
 Fig. 4 Transverse seismic section in the southern part of Ise Bay. The three sections are continued in broad lines. The position of the section is indicated by red lines in Fig. 1.



第 5 図 白子一野間断層を横断する反射断面図. 断面の位置は第 1 図の赤線で示す.

Fig. 5 Seismic section across Shiroko-Noma Fault. The position of the section is indicated by red lines in Fig. 1.

文 献

中部空港調査会 (1994) 中部新国際空港建設予定地における地象調査報告書. 88p.

中条純輔・須田芳朗 (1971) 伊勢湾北部の重力分布とその考察. 地質調査所月報, **22**, 15-35.

中条純輔・須田芳朗 (1972) 伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察. 地質調査所月報, **23**, 1-22.

中条純輔・高田康秀 (1970) 音波探査による知多湾の研究. 地質調査所月報, **21**, 187-218.

岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋 (2000) 伊勢湾における活断層調査. 水路部研究報告, **36**, 73-96.

地震調査研究推進本部 (2005) 伊勢湾断層帯の評価. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_ise/index.htm. (確認日:2018年4月16日)

海上保安庁 (1996) 大都市周辺海域活断層調査—伊勢湾海上作業及び解析処理作業—報告書. 海上保安庁.

建設省国土地理院 (1973) 沿岸海域基礎調査報告書 (四日市・津地区). 建設省国土地理院, 44P.

桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀 (1972) 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系—“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題—. 地質学論集, **7**, 61-76.

牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒沢正夫・須藤定久 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

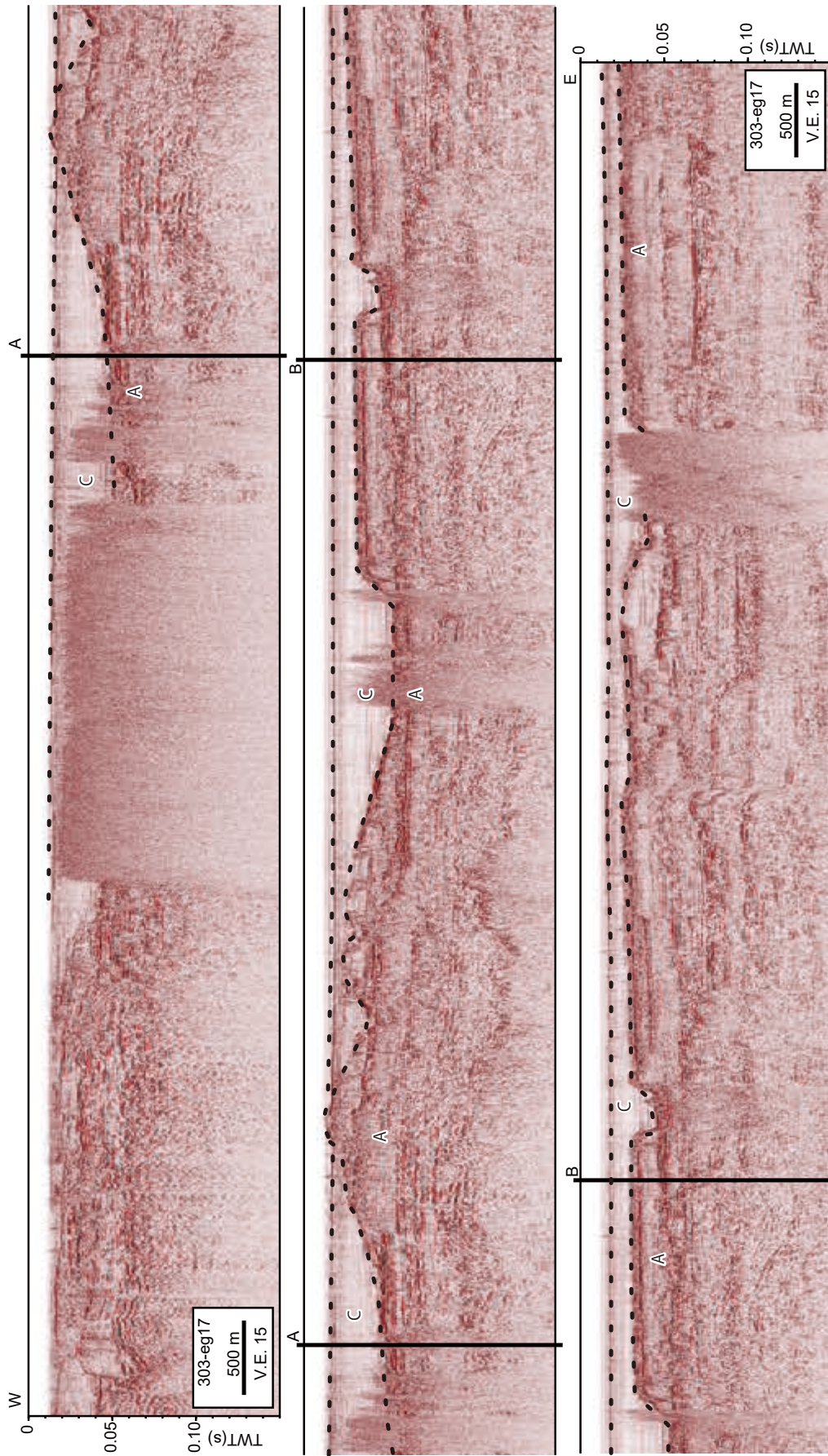
水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・

渡辺 寧・駒澤正夫 (2009) 20 万分の 1 地質図幅「名古屋 第 3 版」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

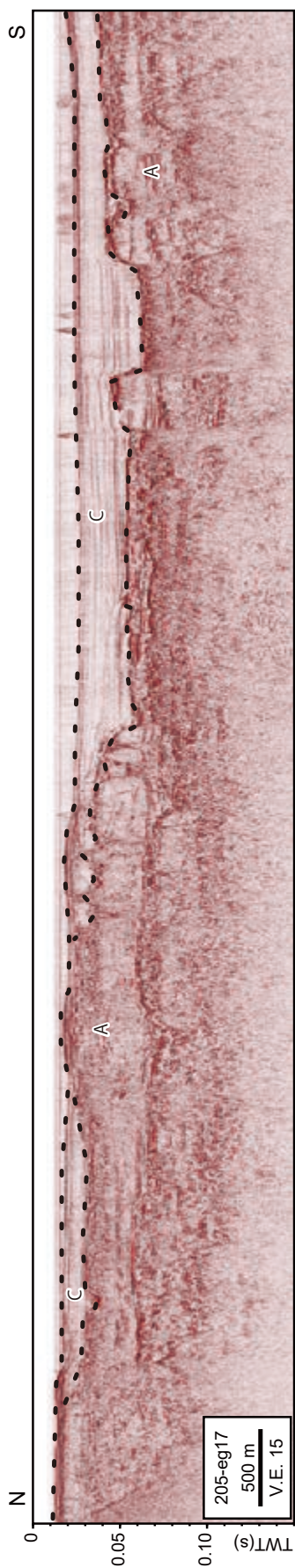
西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「伊勢」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内 猛・藤原八笛・伊藤孝 (2000) 知多半島西岸沖の伊勢湾断層. 地学雑誌, **109**, 10-26.

豊蔵 勇・岡田篤正・牧野内 猛・堀川義夫・長谷川淳 (1999) 「中部国際空港」海域 (知多半島常滑市沖) の海底地形・地質. 地学雑誌, **108**, 589-615.



第 6 図 三河湾を東西に横断する反射断面図. 三列の反射断面は太緑線で連続する. 断面の位置は第 1 図の赤線で示す.
 Fig. 6 Transverse seismic section in the Mikawa Bay. The three sections are continued in broad lines. The position of the section is indicated by red lines in Fig. 1.



第7図 三河湾を南北に横断する反射断面図。断面の位置は第1図の赤線で示す。

Fig. 7 Longitudinal seismic section in the Mikawa Bay. The position of the section is indicated by red lines in Fig. 1.

伊勢平野北部・鈴鹿市南部における第四紀堆積物の地形・地質調査（予報） Preliminary report of geomorphological and geological survey on Quaternary sediments in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, central Japan

佐藤善輝^{1*}・水野清秀¹
Yoshiki Sato¹ and Kiyohide Mizuno¹

Abstract: We performed geomorphological classification by interpretation of aerial photos, and geological survey on late Pleistocene terraces in southern part of Suzuka City, Mie Prefecture, located in northern part of Ise Plain. Late Pleistocene terraces, middle and lower, are distributed in the study area, which was deformed in their eastern margins by active faults. Late Pleistocene deposits were able to be divided into three units, Unit A to C in ascending order, and the Unit B subdivided into four subunits (B-1 to 4). Unit A is composed of solid sandy and muddy deposits with freshwater diatom species, which suggesting that this unit is a part of Pliocene Tokai Formation. Unit B is composed of alternated layers of muddy and sandy sediments; Subunit B-1: marine muddy sediment, Subunit B-2: sandy sediments, Subunit B-3: freshwater muddy sediments, Subunit B-4: gravelly sediments. Unit C is alluvium deposits. Displacement of bottom of Subunit B-3 and top of Subunit B-1 suggest that vertical slip rates of active faults in the study area after MIS 5e is 0.02 to 0.05 m/kyr.

Keywords: Quaternary sediments, terrace deposits, active fault, diatom fossil, tephra, Ise Plain, shallow subsurface geology

要 旨

伊勢平野北部の三重県鈴鹿市南部を対象として、空中写真判読に基づく地形面区分と、後期更新世段丘構成層の層序・層相についての調査を実施した。対象地域周辺には後期更新世段丘の中位面・低位面が分布し、地形面の逆傾斜や撓曲変形から段丘東縁部に断層を認定できる。段丘構成層は大きく3つのユニット（下位から順にA～C）に区分され、ユニットBはさらに4つのサブユニットに細分される。ユニットAは固結した陸成層で、東海層群に対比される可能性がある。ユニットBは砂泥互層から成り、サブユニットB-1は海成の泥質堆積物、B-2は淘汰の悪い砂質堆積物、B-3は陸成の泥質堆積物、B-4は礫質堆積物から成る。ユニットCは完新統である。サブユニットB-3基底及びB-1上面からは、断層の上下方向における平均変位速度をおおむね0.02～0.05 m/kyrと見積もることができる。

1. はじめに

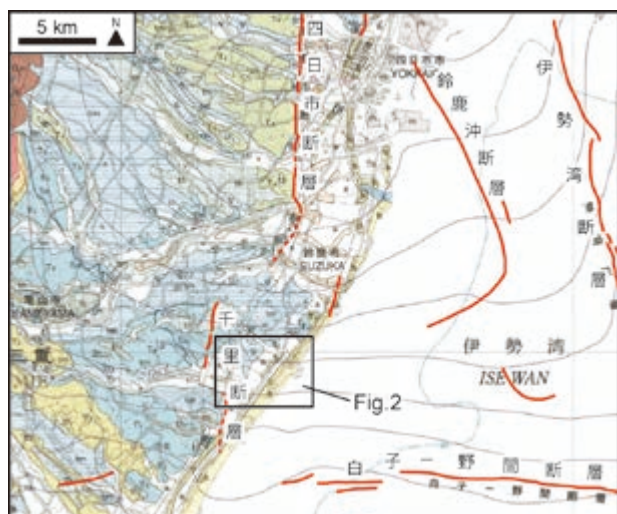
伊勢湾の西岸～南西岸に広がる伊勢平野は、北側を養老山地に、西側を鈴鹿山地と布引山地に、南側を高見山地によって区切られた堆積平野である。平野の大きさは、東西約10～20 km、南北約70 kmで、南北に

細長い形状を示す。このうち、伊勢平野の北部（鈴鹿市以北）には、後期更新世以降に形成された河成・海成段丘が広く発達する（Kimura, 1971・1972・1973, 桑原, 1980; 宮村ほか, 1981; 太田・寒川, 1984; 吉田, 1984・1987; 吉田ほか, 1995; 太田・竹村, 2004; 水野ほか, 2009; 石村, 2013）。これらの段丘の海側には沖積平野が形成されており、海沿いの約2～6 kmの範囲には浜堤列が断続的に分布する（水野ほか, 2009）。また、員弁川や鈴鹿川などの下流域にはデルタが発達する（安田, 1973; 大上・須貝, 2006）。

大局的にみると、伊勢平野北部では活断層が後期更新世段丘と沖積平野との地形境界を成している（太田・寒川, 1984; 活断層研究会, 1991; 池田ほか, 2002; 中田・今泉, 2002; 鈴木ほか, 2010; 今泉ほか, 2018）。断層は南北走向を示し、おおむね北側の養老一四日市断層帯と南側の布引山地東縁断層帯東部（今泉ほか, 2018の「松阪西方断層帯」に相当）とに大別される（第1図; 中田・今泉, 2002; 地震調査研究推進本部, 2005a・b）。池田ほか（2002）はこれらの断層帯と鈴鹿山地東麓の布引山地東縁断層帯西部（今泉ほか, 2018の「一志断層帯」に相当）及び鈴鹿山地東縁断層帯とを一括し、「濃尾一伊勢断層帯」とした。また、海域には鈴鹿沖断層、伊勢湾断層帯、白子一野間断層が分布する（岩淵ほか, 2000; 地震調査研究推進本部, 2005c・d; 岡村ほか,

*Correspondence

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 伊勢平野における主な活断層分布と対象地域の位置。20万分の1地質図「名古屋（第3版）」（水野ほか2009）の一部に加筆して作成。

Fig. 1 Major active fault distribution in Ise Plain and location of the study area.

This figure was made by editing 1:200,000 Geological Map, Nagoya (Third edition) (Mizuno *et al.*, 2009).

2013).

本研究は伊勢平野北部の鈴鹿市南部を対象とする（第1図）。当該地域では、布引山地東縁断層帯東部と養老一四日市断層帯が近接する（第1図；地震調査研究推進本部，2005a・b）。対象地域北部には養老一四日市断層帯の四日市断層が分布する。四日市断層の平均変位速度は、四日市市上大井出におけるボーリング調査から上下方向でおおよそ3 m/kyrと見積もられている（須具ほか，1998；地震調査研究推進本部，2005a）。四日市断層の南側には千里断層が南北に走っており、海成段丘面を撓曲変形させる（吉田，1987；鈴木ほか，2010；水谷，2017）。千里断層の変位速度は地形面測量から、少なくとも0.05～0.21 m/kyrと推定されている（水谷，2017）。

しかしながら、四日市断層と千里断層の間の活構造や両断層の関係性については、既存研究間で見解に差異があり、はっきりしたことが分かっていない。吉田（1984・1987）及び水野ほか（2009）では、千里断層がやや北西側に延びて鈴鹿市稲生周辺を通るとしている（第1図）。鈴木ほか（2010）はこのトレースに加えて、鈴鹿市白子周辺の段丘面の海側に北東－南西走向のトレースを認定している。また、中田・今泉（2002）、鈴木ほか（2010）及び地震調査研究推進本部（2005b）は千里断層を布引山地東縁断層帯東部の北端部と解釈している。一方、今泉ほか（2018）は千里断層を養老一四日市断層帯の南端部と解釈している。

このような対象地域における活構造に関する問題点

を踏まえ、本研究では鈴鹿市南部を対象として、空中写真判読に基づく地形面区分と、珪藻化石分析及び火山灰分析に基づく後期更新世段丘構成層の層序・層相と堆積環境に関する調査を実施した。本稿ではその結果を報告する。

2. 調査・分析方法

後期更新世段丘や活断層の分布を捉えることを目的として、空中写真判読による地形面区分を行った。判読には1972年国土地理院撮影20,000分の1空中写真を使用し、人為改変の著しい地域については1947年米軍撮影の空中写真を用いた。

対象地域における地下地質分布を明らかにするため、既存ボーリング資料を収集した。鈴鹿市が所有しweb上で公開している既存ボーリング資料（鈴鹿市，2018）について、計9本を収集し、記載内容に基づいてXML形式データを作成した。また、土木研究所がweb公開している既存ボーリング資料（XMLファイル；土木研究所，2018）に関して、計2本分を使用した。これらのデータを用いて、ボーリング柱状図解析システム（木村，2011）を使用して地質断面図を作成した。

地質断面図作成に使用した既存ボーリング資料のうち計6地点について、鈴鹿市が所有する土質標本から珪藻分析及び火山灰分析用の試料をサンプリングした。珪藻分析用試料については、試料から約1 mgを分取し蒸留水を加えて懸濁液を作成した。濃度を適宜調整しながら懸濁液をカバーガラスに滴下し、ホットプレート上で乾燥させた後、光硬化樹脂を用いて封入した。他方、試料中に含まれていた火山灰ガラス粒子の屈折率についてMAIOT（古澤地質製；古澤，1995）を用いて測定した（測定精度： ± 0.001 ）。また、火山ガラスの主成分化学組成分析及び微量元素組成分析は古澤地質に依頼し、それぞれエネルギー分散型X線マイクロアナライザー（EDX）、レーザーアブレーションICP質量分析装置（LA-ICP-MS；古澤，2017）を用いて行われた。

3. 結果

3.1 地形面分布

空中写真判読を行い、後期更新世段丘面、自然堤防及び浜堤の分布を明らかにした。作成した地形面区分図を第2図に示す。

後期更新世段丘面の中位面は、中ノ川よりも北側で標高5～15m、南側で標高10～15mに分布する。地形面は比較的連続的に認められるが、低位面に比べると地表面がやや開析される。中ノ川よりも北側では全体としておおむね南東～南南東に傾斜する傾向を示し、



第2図 鈴鹿市南部における地形面区分図。

基図は国土地理院 25,000 分の 1 地形図「白子」, 「津東部」を使用。

Fig. 2 Geomorphological classification map in southern part of Suzuka City.

Base map is 1:25,000 Scale Topographic Maps, Shiroko, and Tsu Tobu, by GSI.

鈴鹿市稲生塩屋周辺で沖積面下に埋没する。御座ヶ池周辺の中位面は東縁部が南東側に撓曲変形し、その基部に断層が存在すると推定される。中ノ川よりも南側の中位面は東側に傾斜する。東縁部には北北東-南南西走向のリニアメントが認められ、地形面の傾斜方向に直交しかつ下流側が隆起することから、断層崖であると推定される。そのさらに東側では東南東方向に撓曲変形が認められ、段丘崖の基部に断層（千里断層）が通ると考えられる。本研究の中位面は Kimura (1971・1972・1973) の中位面（郡山面）、吉田 (1987) の旧期中位段丘 (tm1)、吉田 (1984) の神戸段丘 (tmk) に相当する。

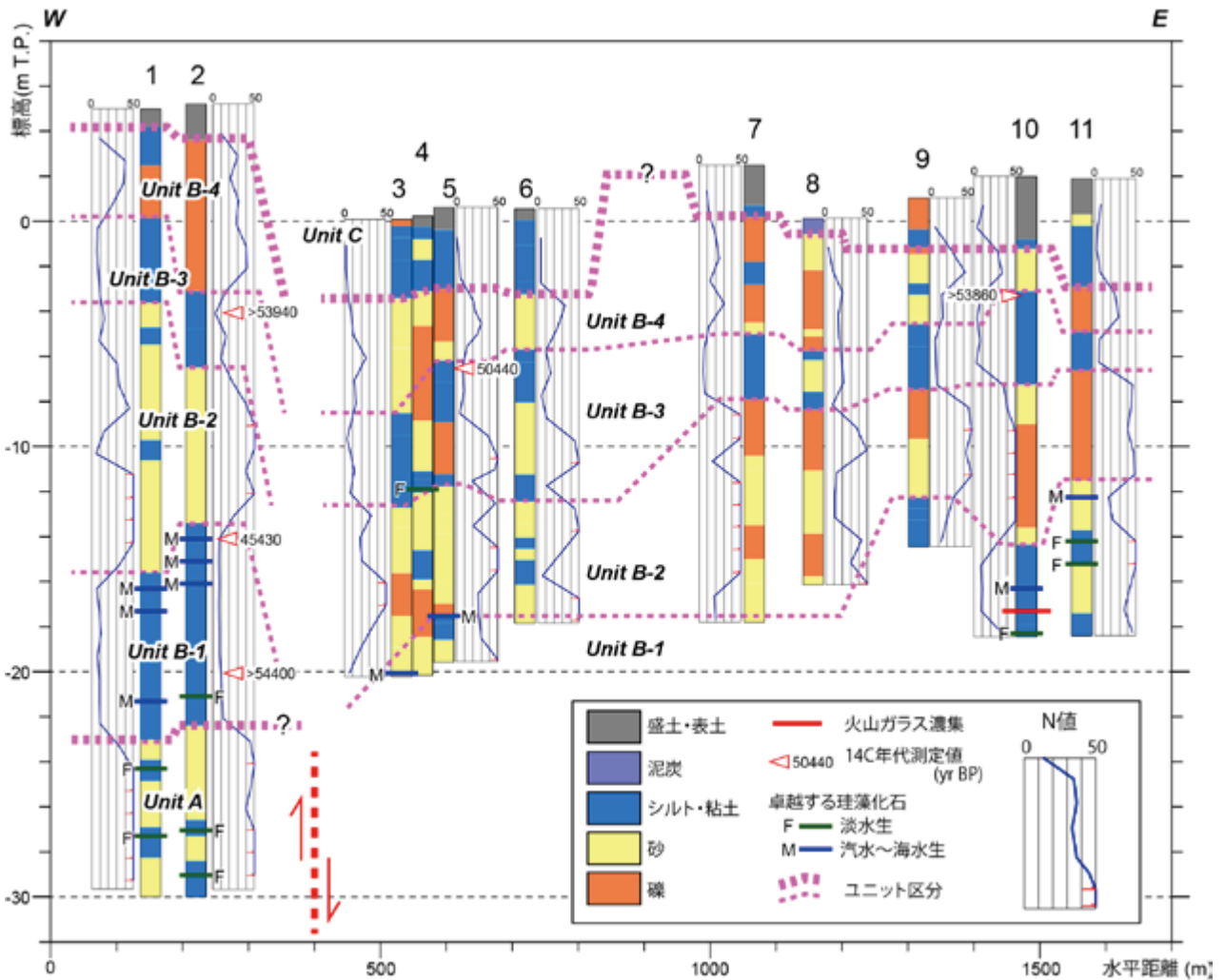
後期更新世段丘面の低位面は標高 5 ~ 10 m に認められ、地表面の開析度が小さく連続的に分布する。中位面を開析して分布しており、中位面との比高は 1 ~ 2 m 程度である。鈴鹿市磯山周辺では標高 2 m 程度に認められ、自然堤防とは地表面がやや開析されることで識別される。低位面は、吉田 (1984) の tlm 面に相当する。

自然堤防は主に中ノ川沿いに形成されている。また、

海岸沿いには北東-南西走向に 2 ~ 3 列の浜堤列が分布する。白子付近（既存ボーリング地点 6 と 7 の間）の浜堤列と後期更新世段丘の間には、複数の微高地が認められる。吉田 (1984・1987) はこれらを浜堤の一部と解釈しているが、本研究では地表面の開析度が浜堤よりも大きいこと、分布形態が浜堤列と異なり北西-南東走向を示すことから、中位面の一部であると解釈した。

3.2 地質断面

作成した地質断面図を第3図に示す。用いた既存ボーリング資料のうち、地点 1 及び 2 が中位面上、地点 3 ~ 11 は沖積低地上に位置する。各地点の浅層地下地質は層序・層相や固結度 (N 値)、珪藻化石群集の特徴から、大きく 3 つのユニット（下位から順に A ~ C）に区分され、さらにユニット B は 4 つのサブユニットに細分される。



第3図 鈴鹿市南部における地質断面図。
Fig. 3 Geological section of the study area.

ユニット A

砂泥互層から成る。固結度が高く、泥質部でも N 値は 50 以上となる (第3図)。泥質部からは珪藻化石が多産し、特に、淡水生付着性種の *Pinnularia* 属, *Cymbella* 属, *Eunotia* 属が多産する。ユニット B 以浅に比べて固結度が明らかに高いこと、珪藻化石群集から陸生層であると推定されること、中位面 (郡山面) 構成層が東海層群を覆って堆積することが示されていること (吉田, 1987) などの理由から、本ユニットは鮮新統の東海層群の一部である可能性が考えられる。

ユニット B

サブユニット B-1

泥質堆積物から成り、 N 値 10 ~ 40 を示す。地点 2 のサブユニット下部 (標高 -19.94 ~ -20.24 m) の有機物試料からは 54,400 yrBP の年代測定値が得られた (第1表)。また、サブユニット上部からは貝殻片 (種名不明) が産出し、地点 2 の標高 -13.94 ~ -14.24 m の貝殻片試

料から 45,430±430 yrBP の年代測定値が得られた (第1表)。本サブユニットからは、汽水～海水生の珪藻化石が多産し、海水泥質干潟指標種 (千葉・澤井, 2014) の *Tryblionella granulata* や, *Paralia sulcata*, *Cyclotella striata*, *Grammatophora oceanica* などが多く産出する。こうした珪藻化石群集の特徴から本サブユニットは海成層であると考えられ、濃尾平野周辺における熱田層 (MIS5e; 松沢・嘉藤, 1954; 水野ほか, 2009) に相当する可能性が高いと考えられる。

地点 10 の標高 -19.94 ~ -20.24 m では、本サブユニット中に火山ガラス濃集層が認められた (第3図)。この層準から採取した火山ガラスの屈折率は 1.495 ~ 1.500 であった (第2表)。また、主成分化学組成は、 TiO_2 が 0.08% と極めて低く、 CaO が 0.74%, MgO が 0.05% と低い値を示し、 K_2O が 4.62% とやや高い (第2表)。微量元素組成では、 Ba/La 比が 22.4, La/Y 比が 1.73 であった (第2表)。町田・新井 (2003) 及び杉戸ほか (2004) により示された第四系の主要な広域テフラと対比した

第1表 ^{14}C 年代測定結果.

Table 1 List of radiocarbon ages taken from core samples.

地点	深度 (m)	標高 (m T.P.)	試料形態	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	pMC %	Libby Age yrBP	測定番号 (IAAA-)
2	9.15~9.45	-3.94 ~ -4.24	木片	-25.85 ± 0.42	<0.13	>53,940	172784
2	19.15~19.45	-13.94 ~ -14.24	貝殻	-0.93 ± 0.24	0.35 ± 0.02	45430 ± 430	172785
2	25.15~25.45	-19.94 ~ -20.24	有機物	-26.61 ± 0.26	<0.13	>54,400	172786
5	7.00~7.30	-6.38 ~ -6.68	植物片	-27.16 ± 0.32	0.19 ± 0.02	50440 ± 760	172782
10	6.15~6.45	-4.15 ~ -4.45	木片	-26.46 ± 0.33	<0.13	>53,860	172783

ところ、これらの特徴にすべて合致するテフラは見つからなかった（第2表）。他方、東海層群中の寺川テフラ（吉川・吉田，1989；約2.7Ma）とは屈折率、化学組成ともに類似する特徴を示すことから（第2表；水野，私信），この火山灰試料は東海層群からの再堆積である可能性も考えられる。

サブユニット B-2

淘汰の悪い砂層から成り、細粒～中粒砂を主体とし、シルトや礫が混じる。海側では礫が主体となる。N値は20～40程度で、粗粒部では50以上となる。層厚は5～10mである。

サブユニット B-3

泥質堆積物から成り、N値は10前後を示す。稀に礫を伴う。層厚は2～5m。地点4における本サブユニット下部では淡水生珪藻の *Pinnularia* 属、*Neidium* 属が多産し、淡水環境で堆積したことが示唆された。地点2の標高 -3.94～-4.24 m から採取した木片は 53,940 yrBP 以上の年代測定値を示した（第1表）。また、地点5の標高 -6.38～-6.68 m から得られた植物片は 50,440±760 yrBP の年代測定値を示した（第1表）。これらの年代測定値は、このサブユニットが更新統であることを示唆する。

サブユニット B-4

砂礫を主体とし、N値は20～50程度となる。層厚は5m前後である。地点7では地表付近まで本サブユニットが分布しており、地点6・7間の中位面（第2図）に連続する可能性が考えられる。

ユニット C

地点3～11に分布し、N値0～5程度の軟弱な泥質堆積物から成り、完新統であると考えられる。このユニットの層厚は5m程度である。このことは吉田(1987)の示した沖積層基底深度分布と整合的である。

4. 推定される断層変位速度と今後の課題

地形面の変形からは地点1・2と地点3～11との間に断層が通ると推定される（第2図）。仮に前章で述べ

たユニット区分がこれらの地点間で共通していると仮定すると、この断層の上下方向における平均変位速度は堆積物の分布形態から以下のように見積もることができる。まず、サブユニット B-3 の基底分布に基づく、地点1・2では標高 -4～-6 m に、地点3～6では標高 -12.5 m 付近にそれぞれ位置しており、これらの地層が MIS5e (125 ka) よりも後に堆積したと推定されることから、上下方向の平均変位速度は少なくとも 0.05 m/kyr と見積もることができる。また、サブユニット B-1 上面の標高分布に基づく、地点1・2では標高 -13.5～-15.5 m に、地点3～6では標高 -17.5 m 以深に分布しており、これらの地層が MIS5e 頃に堆積したと考えられることから、平均変位速度は少なくとも 0.02 m/kyr と見積もることができる。これらの推定値は地表面の変形から推定された千里断層の平均変位速度 (0.05～0.21 m/kyr；水谷，2017) とおおむね調和的である。

しかしながら、地点1・2と地点3～11とは約600m離れており（第2図）、地層間の対比については疑問が残されている。今後、花粉分析に基づく古気候学的検証や、追加のボーリング調査に基づく層序の検討、より広域での地層分布形態の調査を実施し、地層間対比の精度を向上させていく必要がある。

謝辞：土質標本のサンプリングについては鈴鹿市環境部開発整備課、上下水道局、土木部河川雨水対策課、白子小学校の方々に便宜を図って頂いた。珪藻分析用スライドの作成については地質情報研究部門の國本節子氏にご協力頂いた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

第2表 土質標本から採取した火山灰試料と主要な既知テフラ試料の屈折率, 主成分化学組成及び微量元素組成.
主成分化学組成は合計を100%とした. FeO* は総Fe値をFeOとして計算した値を示す. 既知テフラの分析値は町田・新井(2003)及び杉戸ほか(2004)に基づく. ただし, 水野(私信)の未公表データはICP発光分析(三菱マテリアルテクノ株式会社)により, FeはFe₂O₃*値(総Fe量をFe₂O₃として計算した値)を表示.

Table 2. Refractive index, major and minor element compositional data of glass shards taken from core samples and known tephra samples. Values are expressed so that total is 100%. FeO* means total Fe as FeO. Values of all known tephra are based on Machida and Arai (2003) and Sugito *et al.* (2004). Result of EDX analysis of Terakawa tephra (Mizuno, private communication) was conducted by ICP Emission Spectrometry (Mitsubishi Materials Techno Co. Ltd.), and Fe value means Fe₂O₃* value.

地点ID 19.15-19.45m	Refractive index 1.495-1.500	EDX														LA-ICP-MS						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	文献	Ba/La	La/Y	Ba	La	Y	Sr	Sc	V			
寺川	1.497-1.499	—	0.07	12.27	1.15(*)	0.04	0.08	0.73	3.41	4.62	水野(私信)	22.4	1.63	693	31	19	77	2	<1			
K-Ah	1.508-1.516	75.00	0.53	13.00	2.50	0.07	0.50	2.00	3.60	2.80	町田・新井(2003)	平均	17.80	1.73	703.51	39.52	22.85	73.49	3.15	0.30		
U-Oki	1.518-1.524	61.60	0.44	20.10	2.90	0.20	0.30	1.50	6.70	6.30	町田・新井(2003)	標準偏差			29.41	1.89	1.41	5.70	0.58	0.11		
AT	1.498-1.501	78.40	0.13	12.20	1.20	0.04	0.14	1.10	3.30	3.40	町田・新井(2003)	平均	17.80	1.73	703.51	39.52	22.85	73.49	3.15	0.30		
DKP	1.508-1.514											標準偏差										
Aso-4	1.506-1.510	72.70	0.43	14.90	1.60	0.10	0.40	1.20	4.60	4.20	町田・新井(2003)	平均	17.80	1.73	703.51	39.52	22.85	73.49	3.15	0.30		
K-Tz	1.496-1.500	79.30	0.22	11.90	1.10	0.05	0.20	1.10	3.00	3.20	町田・新井(2003)	標準偏差										
On-Pm1	1.500-1.503	76.30	0.15	13.90	1.00	0.09	0.26	1.60	3.60	3.00	町田・新井(2003)	平均	17.80	1.73	703.51	39.52	22.85	73.49	3.15	0.30		
SK	1.494-1.498	77.36	0.03	13.65	0.48	0.07	0.14	0.67	3.63	3.68	杉戸ほか(2004)	標準偏差										
Ata-Th	1.498-1.500	78.40	0.10	12.40	1.00	0.10	0.20	1.20	3.40	3.30	町田・新井(2003)	平均	17.80	1.73	703.51	39.52	22.85	73.49	3.15	0.30		

文 献

- 千葉 崇・澤井祐紀（2014）環境指標種群の再検討と更新. *Diatom*（珪藻学会誌），**30**，別冊，17-30.
- 土木研究所（2018）国土地盤情報検索サイト「Kuni Jiban」<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/>（参照日：2018年4月20日）.
- 古澤 明（1995）火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. *地質学雑誌*，**101**，123-133.
- 古澤 明（2017）レーザーアブレーション ICP 質量分析装置を用いた火山ガラスの分析による十和田カルデラ起源大不動テフラと八戸テフラの識別. *地質学雑誌*，**123**，765-776.
- 池田安隆・今泉俊文・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志（2002）第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会，260p.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高（2018）活断層詳細デジタルマップ（新編）. 東京大学出版会，141p・USB メモリ.
- 石村大輔（2013）第四紀後期の伊勢湾西岸地域の段丘形成過程と地殻変動. *地学雑誌*，**122**，448-471.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋（2000）伊勢湾における活断層調査. *水路部研究報告*，**36**，73-96.
- 地震調査研究推進本部（2005a）養老—桑名—四日市断層帯の評価. 27p.
- 地震調査研究推進本部（2005b）布引山地東縁断層帯の長期評価. 28p.
- 地震調査研究推進本部（2005c）伊勢湾断層帯の評価. 26p.
- 地震調査研究推進本部（2005d）鈴鹿東縁断層帯の長期評価（一部改訂）. 11p.
- 活断層研究会（1991）新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会. 437p.
- Kimura, I. (1971) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan Part 1. *Bull. Aichi Univ. Education*, **20**, 165-181.
- Kimura, I. (1972) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan Part 2. *Bull. Aichi Univ. Education*, **21**, 125-155.
- Kimura, I. (1973) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan Part 3. *Bull. Aichi Univ. Education*, **22**, 109-131.
- 木村克己（2011）ポーリングデータ処理システムの公開. *産総研 TODAY*，**11**，no.1，19.
- 桑原 徹（1980）伊勢湾周辺の中部更新統 その分布と断層地塊運動. *第四紀研究*，**19**，149-162.
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東海大学出版会，336p.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎（1954）名古屋付近の地質，同地質図. 愛知県建設部.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭（1981）亀山地域の地質. *地域地質研究報告*（5万分の1地質図幅），地質調査所，128p.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒澤正夫（2009）20万分の1地質図幅「名古屋」（第3版）. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 水谷光太郎（2017）三重県中部布引山地東縁断層帯東部区間千里断層の活動性. *日本地理学会発表要旨集 2017年度日本地理学会秋季大会*.
- 中田 高・今泉俊文（2002）活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会，DVD-ROM 2枚・付図1葉・60p.
- 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.
- 岡村行信・坂本 泉・滝野義幸・横山由香・西田尚央・池原 研（2013）伊勢湾に分布する布引山地東縁断層帯東部海域部の位置・形状と過去の活動. *活断層・古地震研究報告*，**13**，187-232.
- 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.
- 太田陽子・竹村恵二（2004）伊勢平野—地形発達と南北生の逆断層との関係. 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編，*日本の地形6 近畿・中国・四国*. 東京大学出版会，45-55.
- 須貝俊彦・栗田泰夫・下川浩一（1998）桑名断層・四日市断層の活動履歴調査. *地質調査所速報*，no. EQ/98/1，75-90.
- 杉戸信彦・水野清秀・堤 浩之・吾妻 崇・下川浩一・吉岡敏和（2004）邑知潟断層帯・石動山断層の活動履歴調査（その1／水白地区）. *活断層・古地震研究報告*，**4**，85-101.
- 鈴鹿市（2018）鈴鹿市シティガイド 地理情報. <http://www.city.suzuka.lg.jp/city/chiri/index.html>（参照日：2018年4月25日）.
- 鈴木康弘・岡田篤正・中田 高（2010）1:25,000都市圏活断層図 伊勢平野の活断層「四日市 第2版」「亀山」「津 第2版」「松阪」解説書. *国土地理院技術資料 D・1—No.540*.
- 安田喜憲（1973）三重県上箕田遺跡における弥生時代の自然環境の変遷と人類. *人文地理*，**25**，139-162.
- 吉田史郎（1984）四日市地域の地質. *地域地質研究報告*（5

万分の1地質図幅). 地質調査所. 81p.

吉田史郎 (1987) 津東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5
万分の1地質図幅). 地質調査所. 72p.

吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴 (1995) 津西部地域の地質.
地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所.
136p.

吉川周作・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.

伊勢湾南西岸, 宮川下流域における沖積層ボーリング調査 (速報) Preliminary report about coring survey of Chuseki-so in the Lower Miyakawa Plain, southwestern coast of the Ise Bay, central Japan

佐藤善輝^{1*}・水野清秀¹・中島 礼¹
Yoshiki Sato^{1*}, Kiyohide Mizuno¹, and Rei Nakashima¹

Abstract: A drilling survey, 60 m-long, was performed in Lower Miyakawa Plain, Ise City, Mie Prefecture, central Japan, for understanding stratigraphy and sedimentary environment of post-MIS 2 incised valley fill (Chuseki-so). We divided “Chuseki-so” roughly into 7 sedimentary units based on grain size, color, diatom fossil assemblages, and molluscan, Unit 1 to 7 in ascending order; Unit 1: gravelly channel deposits (probably older), Unit 2: gravelly channel deposits (probably younger), Unit 3: tidal-influenced river mouth (estuary) deposit, Unit 4: prodelta deposit, Unit 5: wave-influenced delta front deposit, Unit 6: backshore deposit, and Unit 7: artificial soil and buried materials. Unit 2, bottom of the “Chuseki-so”, is distributed only around 3-4 km in southern margin of the plain.

Keywords: Lower Miyakawa Plain, Ise Bay, Ise Plain, Chuseki-so, incised valley, U-Oki

要 旨

伊勢湾南西岸の宮川下流平野において沖積層を貫く掘削深度 60 m のオールコアボーリング調査を実施した。得られたコア試料は、色調や粒度組成に基づき、下位から順にユニット 1～7 に細分できる。ユニット 1 及び 2 は礫質河川堆積物で、色調や含まれる礫種の違いから堆積年代や堆積物供給源が異なる可能性が示唆される。ユニット 2 は沖積基底礫層に対比される。ユニット 3 はエスチュアリー堆積物と推定され、ユニット中には鬱陵隠岐テフラ (10,177-10,255 cal BP) が挟在する。ユニット 4 からユニット 6 にかけてはデルタ構成層であると考えられ、ユニット 4 がプロデルタ堆積物、ユニット 5 が波浪の影響を受けたデルタフロント堆積物、ユニット 6 が波浪卓越型デルタの海浜堆積物であると推定される。ユニット 7 は旧表土及び盛土である。ユニット 2 は沖積層基底礫層と解釈でき、その分布は平野南側の幅 3～4 km に限られる。

1. はじめに

本報告は「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトのうち、サブテーマ「平野域の地質調査」として実施した「宮川下流平野における沖積層ボーリング掘削調査」についての予察的結果を示すものである。

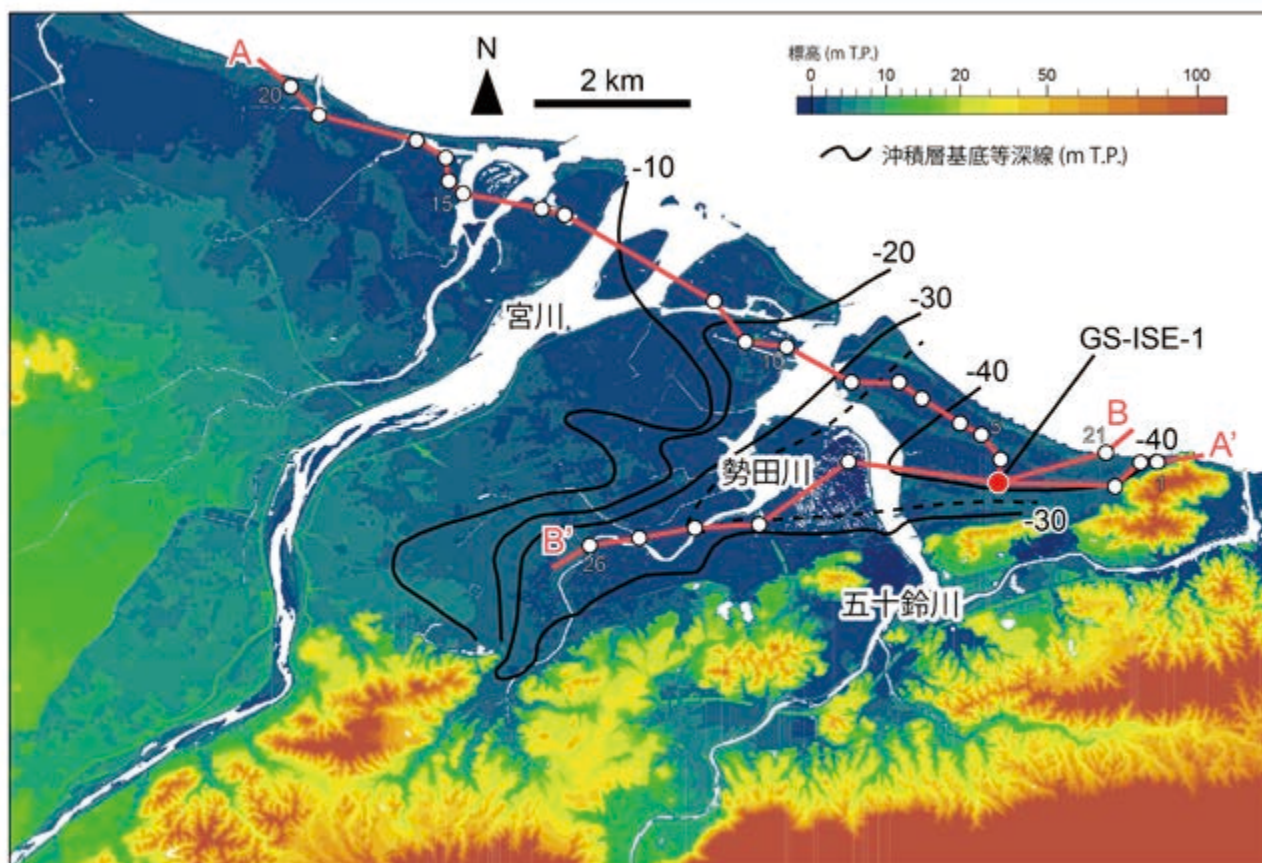
宮川下流平野は伊勢湾西南部に位置する「デルタタイプの沖積平野 (海津, 1994)」である (第 1 図)。平

野は北西～北部を主に更新世段丘に、南側を基盤岩類によって区切られ、宮川の流下する北東方向に伸びる二等辺三角形の形状を示す (西岡ほか, 2010)。平野の規模は、海岸線付近での横断方向の距離が約 10 km、縦断方向の距離が約 11 km である。平野東部の海岸線から約 2 km と約 6 km の付近で南側からそれぞれ勢田川、五十鈴川が北流しており、河口部で宮川の派川と合流する (第 1 図)。平野内には旧河道や自然堤防が発達する。また、海岸から約 1.5 km の範囲には西北西～北西方向に伸びる計 3 列の浜堤列が分布する (西岡ほか, 2010; 川瀬, 2012)。

このように宮川下流平野は典型的なデルタタイプの地形的特徴を示すものの、最終氷期以降における地形発達過程に関してほとんど明らかになっていない。この地域を対象とした先行研究としては、最終氷期に形成された開析谷を充填する「沖積層」を対象として、その層序区分を論じた鈴木・日吉 (1962) 及び川瀬 (2012) に限られる。鈴木・日吉 (1962) は伊勢湾西～南岸を広く対象として、主にボーリング柱状図に基づいて更新世後期以降の地下地質を計 5 層 (下位から順に、古伊勢湾層、平田層、伊勢神戸層、四日市港層、富田浜層) 区分した (第 1 表)。また、川瀬 (2012) はボーリングデータを整理し、下位から順に基底礫層 (一部は埋没段丘礫層を含む)、下部砂層、中部泥層、上部砂層、最上部層に区分した (第 1 表)。これらのうち、基底礫層の一部は平田層に、下部砂層は伊勢神戸層の上部に、中部泥層は四日市港層に、上部砂層は富田浜層にそれ

*Correspondence

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 宮川下流平野の標高分布とボーリングコア掘削地点と地質断面図測線の位置。
標高データは国土地理院5mメッシュDEMデータを使用した。沖積層基底等深線は川瀬(2012)に基づく。

Fig. 1 Distribution of elevation in the Lower Miyakawa Plain and location of GS-ISE-1 core and geological sections.
Elevation data was based on 5 m mesh DEM data published by GSI of Japan. Depth contour of bottom of “Chuseki-so” was based on Kawase (2012).

ぞれ対比されるとしている(第1表;川瀬,2012)。また、川瀬(2012)は基底礫層の深度分布図を作成し、最終氷期の開析谷の形状や深度分布を示した(第1図)。

これら既存の層序区分は堆積物の粒度組成やN値などの物性に基づくものであり、それぞれの地層の堆積年代や堆積環境に関するデータは乏しい。川瀬(2012)は基底礫層直上から数点の放射性炭素年代測定値を報告しているが、それ以外の層準についてはデータが得られていない。このため、後氷期の海進に伴う環境変化や縄文海進高頂期以降のデルタの発達過程が未解明であり、濃尾平野などの研究先進地域との対比も不明確である。

このような問題点を踏まえ、宮川下流平野における沖積層の模式層序構築を目的として、沖積層のオールコアボーリング調査を実施した。掘削調査は2018年1月に実施し、地表から深度60mまでのコア試料(GS-ISE-1コア)が採取された。本稿ではGS-ISE-1コアのおおまかなユニット区分を示すとともに、既存ボーリング資料との対比から各ユニットの分布形態について

報告する。

2. 調査及び分析方法

2.1 ボーリングコアの掘削

宮川下流平野海岸部の1地点(GS-ISE-1)でIFCS(Improved Fresh-water Core Sampling)工法によりボーリングコア掘削調査を行い、深度60mまでのオールコア試料を採取した。掘削地点は三重県伊勢市二見町荘地区(北緯34°30'21.8", 東経136°45'56.2")に位置し、掘削地点周辺は最も陸側の浜堤列の海側斜面上に位置する(第1図)。孔口標高は測量未実施のため正確な値は明らかでないが、国土地理院5mメッシュDEMデータからは約1.7m T.P.と推定される。掘削地点は、川瀬(2012)の示した沖積基底深度分布に基づく開析谷の軸部に相当すると考えられる(第1図)。

コアは産総研において半割した後、コア写真と層相観察を行った。一部試料については軟X線写真の撮影と土色測定も実施した。軟X線写真撮影は、電圧40

第1表 宮川下流平野における中期更新世～完新世の地質層序区分。

Table 1 Middle Pleistocene to Holocene stratigraphy in the Lower Miyakawa Plain.

		鈴木・日吉 (1962)	川瀬 (2012)	本研究
年代		伊勢地区	伊勢地区	GS-ISE-1
完新世		—	—	ユニット7
		—	最上部層	—
		富田浜層	上部砂層	ユニット6
		四日市港層	中部泥層	ユニット5
		—	—	ユニット4
更新世	末期	伊勢神戸層	下部砂層	ユニット3
			—	—
	後期	平田層	基底礫層	ユニット2
			—	ユニット1?
	中期	(基盤層)	—	—
			ユニット1?	

～45 kV，電流 1.5 A，照射時間 5～20 秒の条件下で行い，センサーはアールエフ株式会社製デジタル X 線センサー NAOMI を用いた。

2.2 火山灰分析

コア試料中に認められた火山ガラス濃集層について篩を用いて極細粒砂～細粒砂サイズの粒子を選別し，この中に含まれる火山ガラス粒子の屈折率について MAIOT (古澤地質製；古澤，1995) を用いて測定した。測定精度は ± 0.001 である。火山ガラスの主成分化学組成分析は古澤地質に依頼し，エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX) を用いて行われた。

2.3 珪藻化石分析

コア試料の一部について珪藻化石分析を実施した。コア試料から約 1 mg を分取し，蒸留水を加えて懸濁液を作成した。濃度を適宜調整しながら懸濁液をカバーガラスに滴下し，ホットプレート上で乾燥させた後，光硬化樹脂を用いて封入した。光学顕微鏡を用いて 1,000 倍の倍率で検鏡し，200 殻以上を同定・計数した。種の同定は小林ほか (2006)，渡辺 (2005) などを参考にして行った。珪藻の生息環境は千葉・澤井 (2014) の提示した環境指標種群を参照した。

2.4 貝化石

コア試料から採取した計 14 点の試料について貝化石の同定を行った。各貝化石の生息環境は奥谷 (2000) を参考にした。

3. ユニット区分

コアは粒度や色調，生物相，固結度の違いなどから，

以下の 6 ユニットに区分できる (第 2 図)。各ユニットの特徴と解釈される堆積環境について，下位から順に示す。

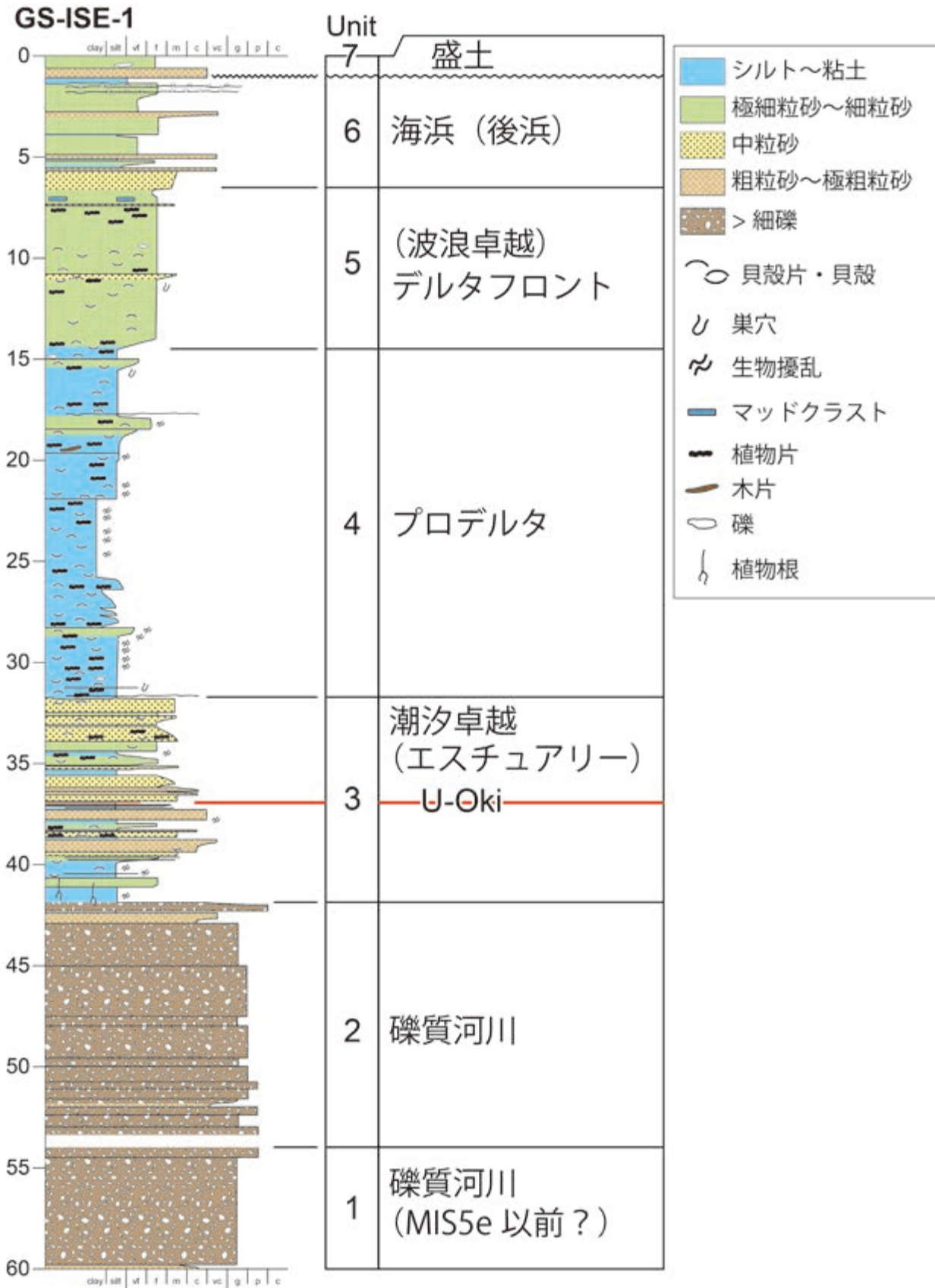
3.1 ユニット 1

記載：黄褐色を呈する礫層で，径 2～3 cm 程度の亜角～亜円の小礫から中礫を主体とする (第 2 図)。マトリックスは細粒砂～粗粒砂混じりシルトで，深度 56 m 以浅は砂分が卓越しやや粗粒である。礫は結晶片岩，チャート，砂岩を主体とする。後述する上位のユニット 2 に比べて結晶片岩が多く認められ，チャートが少ない。砂岩には強風化したものが混じる。本ユニットの最下部は上位に比べて細粒で，中粒砂～粗粒砂から成る。上位のユニット 2 との境界は試料の乱れにより特定できておらず，地層境界の状況や詳細な深度は不明である。

解釈：礫質堆積物を主体とし，亜円礫を含むことから，礫質河川堆積物であると推定される。本ユニットは風化した砂岩を含むことや褐色を帯びることから，上位のユニット 2 に比べて堆積年代が古い可能性が高い。結晶片岩やチャート礫を多く含む特徴は，宮川流域を堆積物の供給源とすることを示唆する。本ユニットは鈴木・日吉 (1962) の平田層あるいは更新世中期以前の基盤層，川瀬 (2012) の基底礫層に相当する可能性がある (第 1 表)。

3.2 ユニット 2

記載：暗オリーブ色あるいは灰色を呈する礫層で，小礫～中礫から成る。亜円～亜角礫を主体とする (第 2 図)。深度 45.5 m 付近は粗粒で，コア径大の礫を複数含む。全体として淘汰が悪い。チャート，砂岩及び泥岩を主体とし，稀に結晶片岩が混じる。マトリックスは



第2図 GS-ISE-1 コアの柱状図.
Fig. 2 Column of GS-ISE-1 core.

第2表 GS-ISE-1 コアから得られた火山ガラス及び既知テフラ試料の屈折率及び主成分化学組成。分析値は主成分の合計を100%とした。FeO*は総Fe値をFeOとして計算した値。
Table 2 Refractive index and major element compositional data of glass shards taken from GS-ISE-1 core and known tephra samples.
Values are expressed so that total is 100%. FeO* means total Fe as FeO.

テフラ	地点名	試料番号	屈折率 ガラス(n)	火山ガラスの主成分組成 (%)											文献
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	合計		
U-OkI	宮川下流平野	GS-ISE-1 36.96m	1.521-1.523	61.50	0.48	19.38	2.97	0.17	0.25	1.54	6.39	7.31	100	本研究	
	-	-	1.518-1.524	61.60	0.44	20.10	2.90	0.20	0.30	1.50	6.70	6.30	100	町田・新井(2003)	
	水月湖	SG06-1288(U-OkI)	-	61.05	0.50	19.61	3.17	0.14	0.30	1.61	6.53	7.09	100	Smith et al.(2013)	
	日本海	-	-	60.70	0.42	19.69	3.88	0.17	0.26	1.43	6.76	6.67	100	Park et al.(2007)	
	足柄平野	GS-ASG-4 39.17m	1.521-1.522	61.73	0.37	19.39	2.92	0.21	0.21	1.50	6.74	6.92	100	水野(私信)	
B-Tm	-	-	1.511-1.522	73.30	0.29	11.90	4.30	0.08	0.07	0.50	5.00	4.50	100	町田・新井(2003)	
K-An	-	-	1.508-1.516	75.00	0.53	13.00	2.50	0.07	0.50	2.00	3.60	2.80	100	町田・新井(2003)	
AT	-	-	1.498-1.501	78.40	0.13	12.20	1.20	0.04	0.14	1.10	3.30	3.40	100	町田・新井(2003)	

細粒砂～粗粒砂で，一部はシルト質となる。

解釈：ユニット1と同様に礫質堆積物を主体とし，匝田礫を含むことから，礫質河川堆積物であると推定される。ユニット1に比べてチャート礫をやや多く含むことから，相対的に五十鈴川流域から堆積物が多く供給された可能性が考えられる。本ユニットは鈴木・日吉(1962)の平田層，川瀬(2012)の基底礫層に相当する可能性が高い(第1表)。

3.3 ユニット3

記載：砂泥互層から成り，深度39.4 m以深は泥質堆積物が，深度39.4 m以浅は砂質～礫質堆積物が卓越する(第2図)。下位のユニット2とは明瞭な境界で接する。深度39.42 m以深はオリーブ黒色あるいは暗オリーブ灰色を呈する腐植質シルトを主体とし，ところどころに層厚1～2 cm程度のシルト質細粒砂の薄層が挟在する。また，腐植物を多く含み，全体に植物根痕が認められる。深度40.5 m以浅では破損した貝殻片が混じる。他方，深度30.42 m以浅はシルト質極細粒砂～極粗粒砂からなり，粒度変化が激しい。全体として上方細粒化する傾向を示す。また，貝殻片や植物片が多く混じり，密に生物擾乱が発達する。

貝化石：汽水生のヤマトシジミ *Corbicula japonica Prime* を多く含む。

珪藻：ユニット中部の深度40.3 m及び深度37.0 mから採取した試料について珪藻化石分析を行った。いずれの試料も淡水底生種の *Cocconeis placentula* が10～11%程度と多産する。また，汽水生種の *Cocconeis neodiminuta*, *Thalassiosira lacustris* が5～10%程度産出する。中～下流性河川指標種の *Melosira variens* や *Planolithidium lanceolatum* を伴う。深度37.0 mでは汽水～海水生種の *Diploneis interrupta* や *Diploneis pseudovalis* が7～8%程度伴う。

テフラ：深度37.0 m付近に層厚約2 cmの火山灰層が認められた。同層準から得られた火山ガラスは軽石型ガラスを主体とし，その屈折率は1.521～1.523を示す(第2表)。また，火山ガラスの主成分化学組成は，K₂Oが7.31%，Na₂Oが6.39%と著しく高く，SiO₂は61.50%である(第2表)。これらの特徴が町田・新井(2003)の記載や水月湖湖底堆積物(Smith et al., 2013)，韓国東方沖の海底堆積物(Park et al., 2007)などと一致することから，このテフラ層準は鬱陵隠岐テフラ(U-OkI; 10,177～10,255 cal BP, Smith et al., 2013)に対比される。

解釈：汽水生の貝化石や珪藻化石を多産することから，汽水域堆積物であると考えられる。また，淡水生，汽水生，汽水～海水生の珪藻化石が混合して産出することや中～下流性河川指標種が多産することから，河川河口部などの淡水と海水が混合する環境が示唆され

る。これらの特徴から、本ユニットは潮汐の卓越するエスチュアリー堆積物 (Dalrymple, 1992) であると考えられる。層相や分布深度から、本ユニットは鈴木・日吉 (1962) の伊勢神戸層、川瀬 (2012) の下部砂層に相当すると考えられる。鈴木・日吉 (1962) とそれを踏襲した川瀬 (2012) では本ユニットに対比される地層は更新統最上部とされているが、上述したように U-Okii テフラが挟在することから、本ユニットの上部は完新統に含まれる (第 1 表)。なお、鈴木・日吉 (1962) が宮川下流域で古伊勢湾層に比定した標高 -37 m 付近の貝殻腐植物混じりの砂混じり粘土層は、本ユニット下部の泥質堆積物に対比される可能性が高い。

3.4 ユニット 4

記載：オリブ黒色を呈する塊状の粘土～シルトから成る (第 2 図)。深度 21.93 ～ 25.85 m は細粒で、粘土分が卓越する。全体に腐植物や貝殻片を多く含み、生物擾乱が顕著に発達する。深度 25.85 ～ 28.28 m は上方細粒化、深度 14.50 ～ 21.93 m は上方粗粒化傾向を示す。また、ユニット上部では細粒砂から成る層厚数～数 10 cm の薄層が挟在する。深度 15 m 付近よりも浅部では腐植物が増加する。

貝化石：内湾性のヤカドツノガイ *Dentalium (Paradentalium) octangulatum* Donovan, ムシロガイ *Niotha livescens* (Philippi), 十脚類 *Decapod* sp., 内湾性のイヨスダレ *Paphia undulata* (Born), 潮間帯に生息するイボウミニナ *Batillaria zonalis* (Bruguère) やウミニナ *Batillaria multififormis* (Lischke) が認められた。イヨスダレ *Paphia undulata* (Born) の一部は合弁の産状を示す。

解釈：本ユニットは泥質堆積物を主体とし、内湾性のイヨスダレ *Paphia undulata* (Born) が合弁の状態で産出することから、内湾堆積物であると推定される。本ユニットは後述するデルタフロント堆積物と推定されるユニット 5 に直接覆われること、上方に向けて腐植物が増加することから、デルタ性堆積物のサクセションを構成すると考えられる。本ユニットは、泥質なプロデルタ堆積物 (Bhattacharya and Walker, 1992) であると解釈できる。本ユニットは鈴木・日吉 (1962) の四日市港層、川瀬 (2012) の中部泥層に相当すると考えられる (第 1 表)。

3.5 ユニット 5

記載：オリブ黒～暗オリブ灰色を呈する細粒砂から成り、全体に淘汰が良い (第 2 図)。下位のユニット 4 との境界は遷移的で不明瞭である。深度 11 m 以深には著しく破碎された細かいな貝殻片を含む。また、全体に腐植物が混じる。稀に径 5 mm ～ 1 cm 程度の円～亜円礫が混入する。深度 7 m 付近には径 1 cm 程度の

マッドクラストが混入する。

解釈：本ユニットはプロデルタ堆積物を覆う砂質堆積物であることから、デルタフロント堆積物であると考えられる。淘汰が良いことやマッドクラストが混入することから、本ユニットは波浪の影響を受けて堆積したことが示唆される (Bhattacharya and Walker, 1992)。本ユニットには水深変化に対応した細かい粒径変化や堆積構造の差異が記録されている可能性がある (Bhattacharya and Walker, 1992) が、コア試料の乱れによってこれらの点については検討できていない。本ユニットは、鈴木・日吉 (1962) の富田浜層及び川瀬 (2012) の上部砂層の下部に相当すると考えられる (第 1 表)。

3.6 ユニット 6

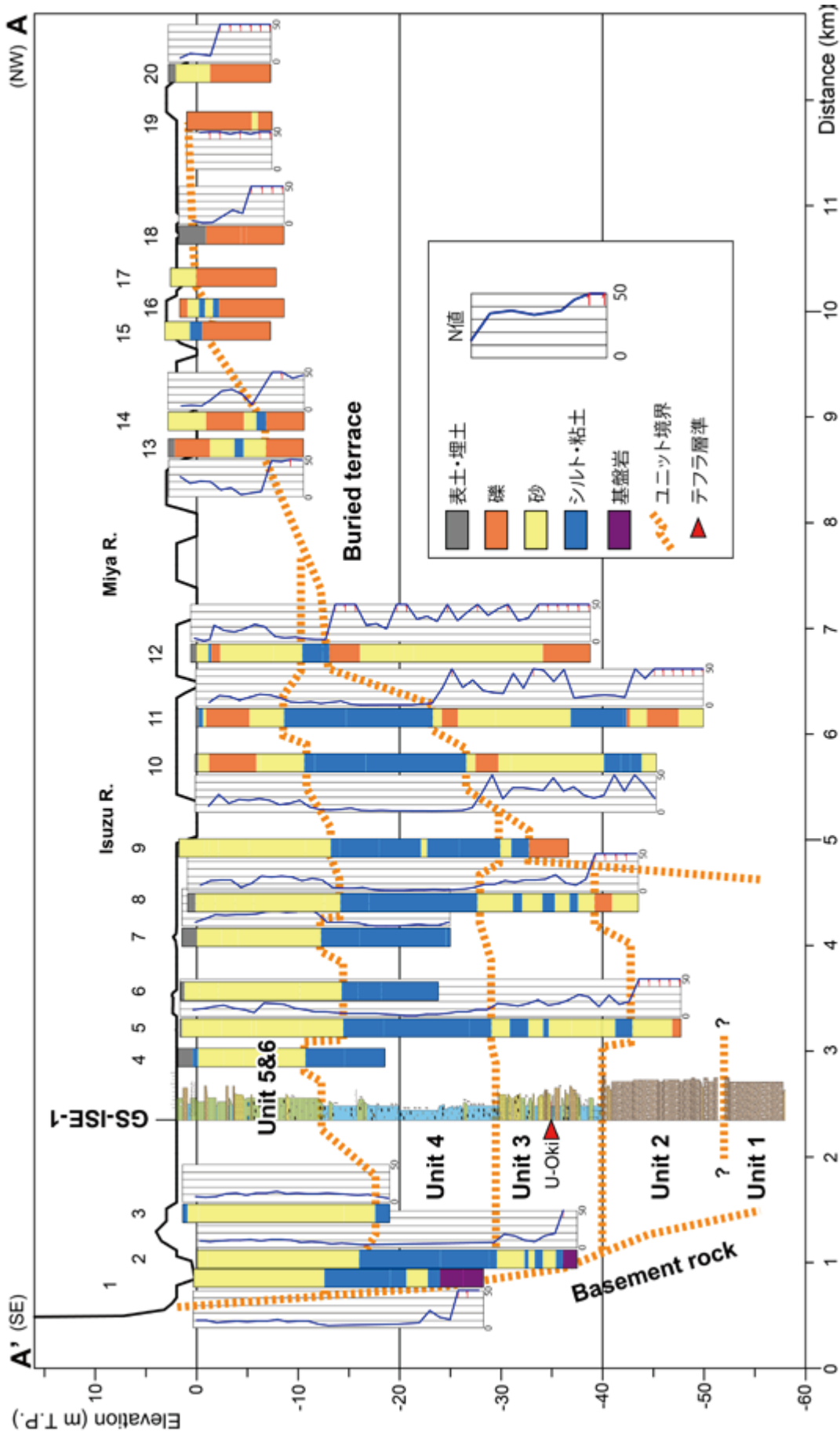
記載：淘汰の悪い細粒砂～中粒砂から成り、全体として上方細粒化する傾向を示す (第 2 図)。下位のユニット 5 との境界はコア試料の乱れによって不明瞭である。ところどころに極粗粒砂や細礫を主体とし逆級化を示す薄層を挟む。また、本ユニット下部の深度 5.2 m 付近と深度 6.5 m 付近には暗褐色を呈する有機質シルトの薄層が認められた。下位のユニット 3 とは明瞭な地層境界で接する。

解釈：掘削地点が浜堤列の海側斜面上に位置していることを考慮すると、本ユニットは波浪卓越型デルタの海岸線付近に形成される海浜堆積物であると推定される。特に、淘汰不良であること、極粗粒砂以上の粗粒堆積物を含むこと、一部に有機質な堆積物を含むことなどの特徴から、本ユニットは後浜堆積物 (西村ほか, 1995) である可能性が高いと推定される。上方細粒化する傾向は海側に浜堤列が付加・発達することによって粗粒堆積物の供給量が減少したことを反映している可能性がある。本ユニットは、鈴木・日吉 (1962) の富田浜層及び川瀬 (2012) の上部砂層の上部に相当すると考えられる (第 1 表)。

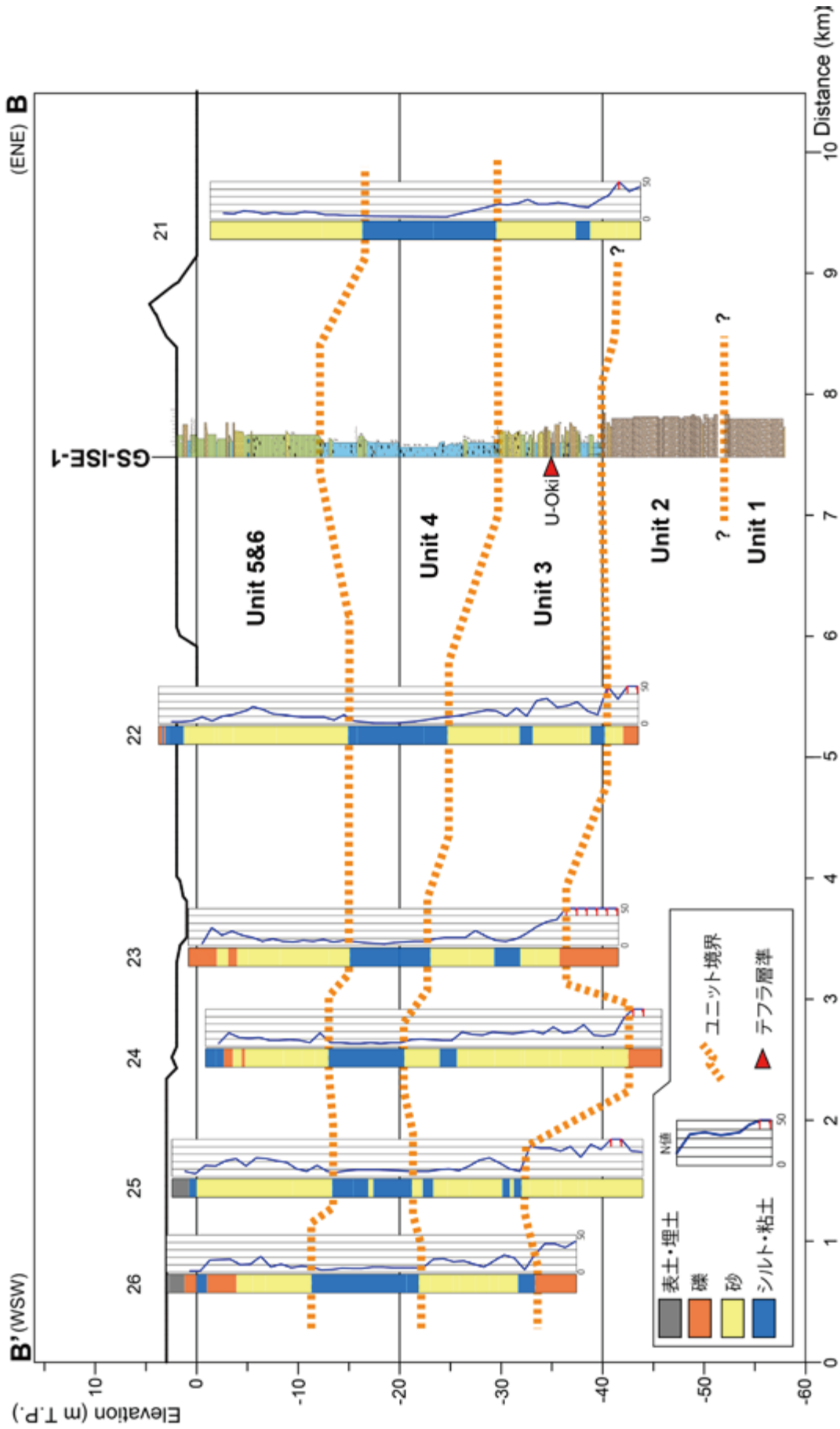
3.7 ユニット 7

記載：このユニットの上部約 1 m は淘汰不良の粗粒砂～極粗粒砂から成り、径 2 ～ 3 mm 程度、最大径 10 mm の角～亜角礫が混じる (第 2 図)。ところどころに植物根が認められる。その下位の堆積物は、黒色を呈する極細粒砂混じり有機質シルトから成る。下位のユニット 6 とは明瞭な地層境界で接する。

解釈：掘削地点は空中写真から 1980 年代頃まで水田として利用されていたと推定されるが、現在は埋積され空地となっている。こうした土地利用状況の変化も考慮すると、このユニットは旧耕作土とそれを覆う埋土であると解釈できる。



第3図 宮川下流平野における地質断面図。
 A : A-A' 断面, B : B-B' 断面. 測線位置は図1に示す。
 Fig.3 Geolical sections in the Lower Miyakawa Plain.
 A : A-A' section, B : B-B' section. Location of sections were shown in Fig. 1.



第3図 続き .
Fig.3 Continued.

4. 各堆積ユニットの分布について

既存ボーリング資料に基づき，GS-ISE-1 コアの掘削地点を交点とする宮川下流平野の横断面（A-A' 断面；第1図）・縦断面方向（B-B' 断面；第1図）の地質断面図を作成した。用いた既存ボーリング資料は計26本で，三重県建設技術センターから提供された計17地点，伊勢市から提供された計7地点に加えて，国土地盤情報検索サイト「KuniJiban」（土木研究所，2018）で公開されている計2点分を使用した。三重県建設技術センター及び伊勢市の資料については，記載内容に基づいてXML形式データを作成した。これらのデータを用いて，ボーリング柱状図解析システム（木村，2011）を使用して地質断面図を作成した。作成した地質断面図を第3図に示す。

ユニット1と2とは，ボーリング資料から明確に区別するのが困難である。GS-ISE-1 コアでユニット2の層厚が約13mであることや，ユニット1が標高-53m以深に分布することを考慮すると，既存ボーリング資料はユニット1まで到達していない可能性が高い。

A-A' 断面におけるユニット2上面の標高は側方への連続性がよく，標高-43～-40m付近に認められる。また，B-B' 断面では上流に向かって浅くなる傾向を示し，標高-40～-34m付近に認められる。ユニット2は沖積基底礫層に対比されると考えられることから，その分布範囲は最終氷期における宮川の開析谷の位置を示すと解釈できる（川瀬，2012）。A-A' 断面では地点1・2でユニット3あるいは4の下位に軟岩・風化岩から成る基盤が分布する。また，地点8・9間では礫層上面に約8mの高度差が認められ，地点10において標高-40m付近に分布する泥層の一部がN値50以上を示す。これらから，地点9よりも北西側の地点には埋没段丘面が存在している可能性が高いと考えられる。従って，A-A' 断面では地点3から地点8の間に開析谷が位置していた可能性が高く，開析谷の幅は3～4km程度と見積もられる。埋没段丘面の上面は北東側に浅くなる傾向を示し，地点12では標高-12m，地点13～20では標高-8m以浅に位置する。こうした埋没段丘面の分布形態は川瀬（2012）の推論（第1図）を支持する。

ユニット3はA-A' 断面では地点2～9間に分布し，ユニット上面の標高は-30m前後である。また，B-B' 断面では全地点で確認でき，上面の標高は-22mから-30mで陸側に向かって浅くなる傾向を示す。N値は10～20程度で，20以上となることは稀である。ユニット3の分布範囲は概ね開析谷の分布範囲と一致する。

ユニット4はA-A' 断面及びB-B' 断面ともに側方に連続性よく認められ，その上面は標高-14～-12mである。また，B-B' 断面ではユニット上面の高度が陸側に向け

て層厚を減ずる特徴が認められる。N値は2～5程度で軟弱である。本ユニットの分布範囲は地点12よりも南側に限られる。

ユニット5及び6は，ボーリング資料から明確に区別するのが困難である。地点10～13及び地点23～26では地表付近に礫質堆積物が認められ，宮川などのチャネル堆積物が分布している可能性が考えられる。

謝辞：ボーリング調査にあたっては，伊勢市生活福祉課に多大な便宜を図って頂いた。ボーリング作業は中央開発株式会社により実施された。コア観察作業では地質情報研究部門の國本節子氏と藤田千枝子氏にご協力頂いた。既存ボーリング資料のXMLファイル作成にあたっては，地質情報研究部門の和田明美氏と成島孝子氏にご協力頂いた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文 献

- Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. In Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 157-177.
- 千葉 崇・澤井祐紀 (2014) 環境指標種群の再検討と更新. *Diatom* (珪藻学会誌), **30**, 別冊, 17-30.
- Dalrymple, R.W. (1992) Tidal Depositional Systems. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 195-218.
- 土木研究所 (2018) 国土地盤情報検索サイト「Kuni Jiban」<http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/> (参照日：2018年4月20日)。
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. *地質学雑誌*, **101**, 123-133.
- 川瀬久美子 (2012) 伊勢平野南部，宮川下流域における沖積層の層序と埋没地形. *愛媛大学教育学部紀要*, **59**, 179-186.
- 木村克己 (2011) ボーリングデータ処理システムの公開. *産総研 TODAY*, **11**, no.1, 19.
- 小林 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五 (2006) 小林弘珪藻図鑑第1巻. 内田老鶴圃, 531p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東海大学出版会, 336p.
- 西村瑞恵・渡辺大輔・保柳康一 (1995) 波浪卓越沿岸の堆積相—北部フォッサマグナ中期中心世の礫質堆積物から—. *信州大学理学部紀要*, **29**, 71-77.
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・

- 尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図「伊勢」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 奥谷喬司 (2000) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 1173p.
- Park, M.H., Kim, J.H. and Kil, Y.W. (2007) Identification of the late Quaternary tephra layers in the Ulleung Basin of the East Sea using geochemical and statistical methods. *Marine Geology*, **244**, 196-208.
- 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.
- 鈴木好一・日吉 直 (1962) 第 2 章 伊勢湾南部臨海地帯の地質構造. 建設省計画局・三重県編「伊勢湾南部臨海地帯の地盤 都市地盤調査報告書第 2 巻」, 4-12.
- 海津正倫 (1994) 沖積低地の古環境学. 古今書院, 270p.
- 渡辺仁治編 (2005) 淡水珪藻生態図鑑 群集解析に基づく汚濁指数 DA_{lpo}, pH 耐性能. 内田老鶴圃, 666p.

西三河平野南西部における高浜断層沿いの地下地質 (予報) Preliminary reports on subsurface geology along the Takahama Fault in the southwestern part of the Nishimikawa Plain

阿部朋弥^{1*}・中島 礼¹
Tomoya Abe^{1*} and Rei Nakashima¹

Abstract: Geological cores were analyzed to understand subsurface stratigraphy and geological structure along the Takahama Fault in the southwestern part of the Nishimikawa Plain. We observed two sediment cores, TK No.1 and TK No.2 which are bored at the east and west sites across the flexure scarp. Based on the sedimentary facies, TK No. 1 core is divided into four units, Unit A of fluvial deposits constituting middle terrace deposits, Unit B, C and D of fluvial to marine deposits in descending order. On the other hand, TK No. 2 core is classified into Unit A' which is compared with the Unit A of TK No. 1 and Unit TG of fluvial/ lacustrine deposits. Based on the inferred sedimentary environments, volcanic ash and depth distribution, the Unit A and B, Unit C and D and Unit TG are upper Pleistocene Hekikai Formation, middle Pleistocene Koromo Formation and Miocene to Pliocene Tokai Group, respectively. Although we could not obtain obvious structural gap due to the fault activity, it needs the drilling survey along the flexure scarp.

Keywords: Nishimikawa Plain, Takahama Fault, Pleistocene, Pliocene, Holocene

要 旨

西三河平野南西部における高浜断層沿いの地下地質の層相や層序を明らかにすることを目的として、愛知県が掘削した 2 本のオールコア試料 (TK No.1 と No.2) の解析と既存のボーリング柱状図について検討した。高浜断層より東に位置する TK No.1 コアでは、中位段丘堆積物を構成する河成堆積物のユニット A, その下位が河成～海成堆積物のユニット B, C, D に区分された。層相や化石, 分布の特徴から, ユニット A と B は上部更新統の碧海層, ユニット C と D は中部更新統の挙母層に相当することがわかった。高浜断層より西に位置する TK No.2 コアでは, 河成堆積物であるユニット A' とその下位がユニット TG に区分され, ユニット TG は層相と火山灰の特徴から, 陸成層である中新統～鮮新統東海層群に相当することがわかった。今回のボーリングコアの解析からは断層による明瞭な構造運動はわからなかったが, 今後, 撓曲崖に沿ったボーリングコアの解析が必要と思われる。

1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは, 平成 20 年度から, 重点課題「沿岸域の地質・活断層調査」を進めており, そのうちのサブテーマ「平野域の地質

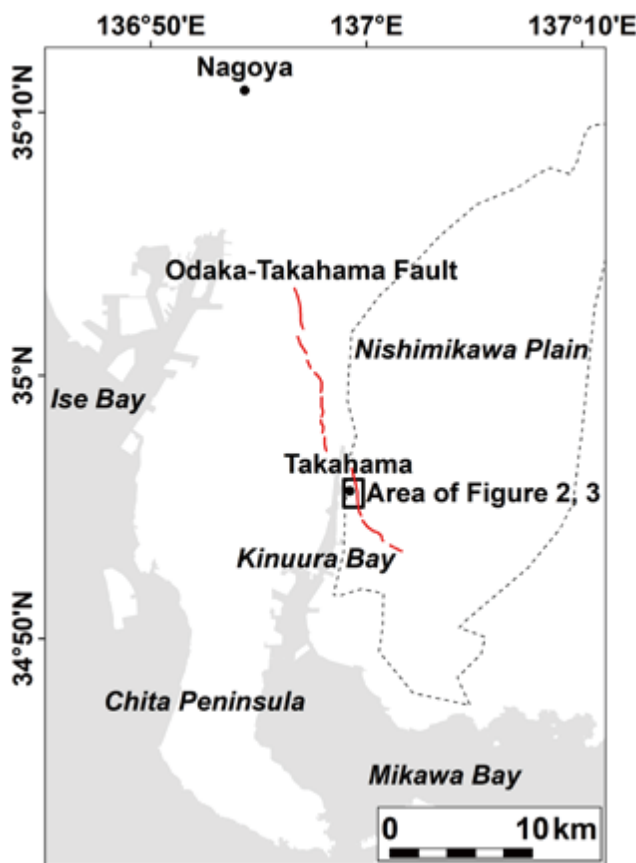
調査」として, 平成 29 年度からは伊勢湾・三河湾沿岸域を対象とした既存のボーリング資料の収集・解析やオールコアボーリング, 地表地質調査などを実施している。

西三河平野は, 東縁が矢作川水系, 西縁が境川水系, 南側が三河湾に面している, 幅約 20 km, 長さ約 40 km の北北東-南南西方向に伸びる平野であり (第 1 図), その地形面は, 大局的には北東から南西に向かって徐々に低くなり, 高位から, 藤岡面, 三好面 (最高位段丘), 挙母面 (高位段丘), 碧海面 (中位段丘), 越戸面 (低位段丘), 沖積面 (沖積低地) と呼ばれる (町田ほか, 1962)。これまで, 西三河平野の地形発達史や形成過程, 地下構造について, 地形判読や露頭調査, ボーリング資料の解析, 堆積物の分析などから検討されてきた (町田ほか, 1962; 森山, 1994; 牧野内ほか, 2011)。

高浜断層とは, 知多丘陵の東縁から西三河平野南西部にかけて分布する大高-高浜断層 (長さ約 21 km) の一区間であり, 地表ではほとんど東-北東方向に傾斜する撓曲崖の形態で現れており, 地下に伏在する逆断層である (吉田・尾崎, 1986)。かつては, 西側の知多丘陵沿いに分布する南北方向の大高-大府断層と, 東側の西三河平野南西部に分布する北西-南東方向の高浜断層は別々の断層と考えられていた (愛知県防災会議地震部会, 1981)。しかし, 愛知県 (1996) によって, 両断層の接合部に位置する衣浦湾内での音波探査や,

*Correspondence

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 調査対象地域の位置。

破線は西三河平野の大まかな範囲を示す。長方形は第2図と第3図の地図の範囲を示す。赤線は大高一高浜断層の位置を示す。断層の位置は、牧本ほか(2004)及び水野ほか(2009)に基づく。

Fig. 1 Location of study area.

The black dash line approximately shows area of Nishimikawa Plain. The square shows area of Figs.2 and 3. The red solid line shows Odaka-Takahama Fault. Location of the fault is referred to Makimoto *et al.* (2004) and Mizuno *et al.* (2009).

断層沿いの陸域でのボーリング調査や反射法地震波探査が行なわれ、両断層は連続する可能性が高いことが明らかになった。愛知県(1996)は、ボーリング調査や反射法地震波探査によって得られた更新統碧海層の垂直変位量にもとづき大高一高浜断層と高浜断層の平均的な垂直変位速度はそれぞれ0.1～0.15 m/1,000年、0.13 m/1,000年と推定した。一方で、森山ほか(1997)は、火山灰分析によって碧海層の堆積年代を推定し、高浜断層の上盤側と下盤側における碧海層の分布深度の標高差から、断層の垂直変位速度は平均で0.05～0.056 m/1,000年と推定した。

今年度は、愛知県が科学技術庁(現：文部科学省)の地震調査研究交付金を受けて実施した「加木屋断層、高浜撓曲崖及びその周辺の断層に関する調査」(愛知県、1996)の一環として高浜断層の上盤側と下盤側で深度

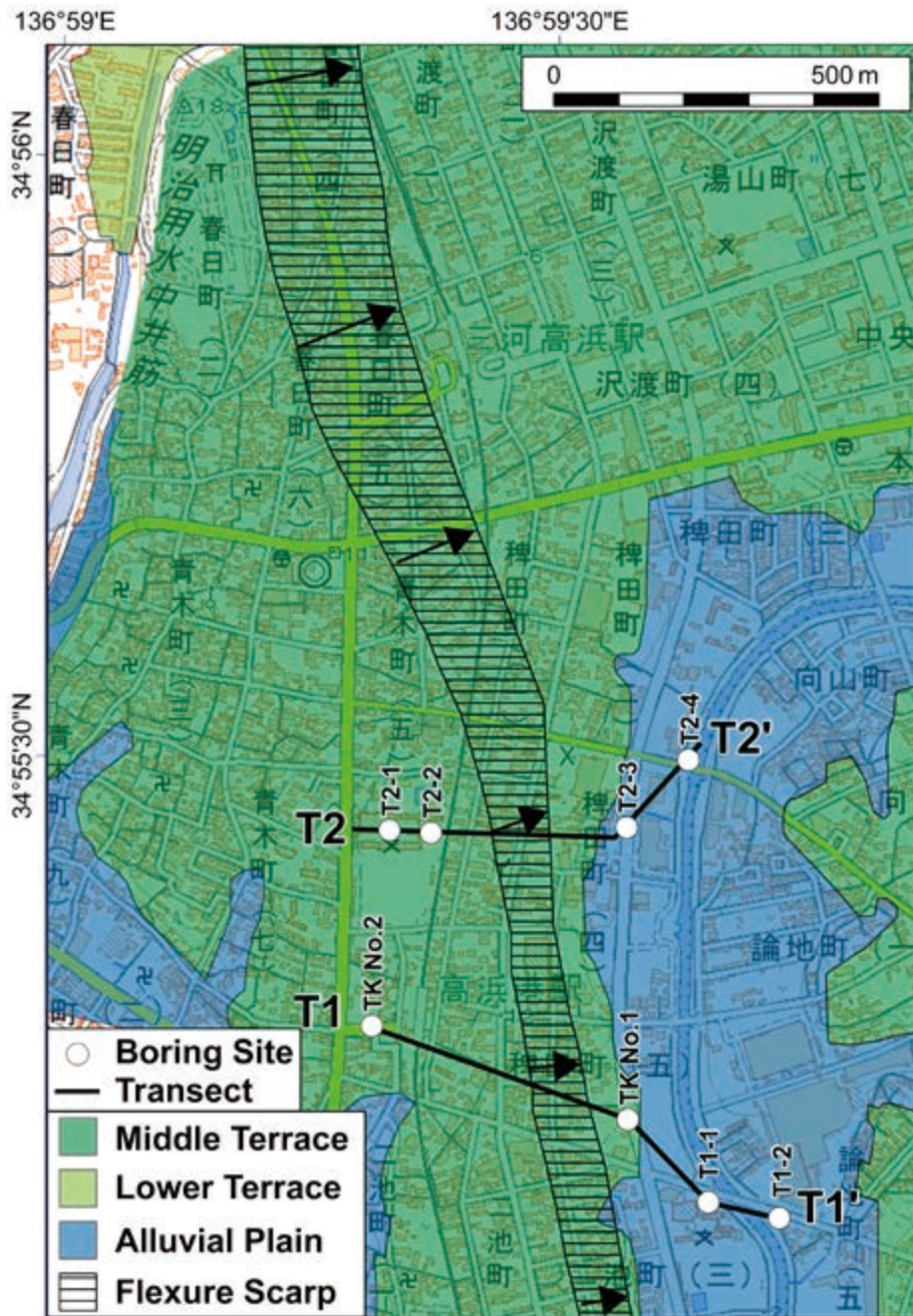
50 mまで掘削された2本のオールコア試料(TK No.1コア, TK No.2コア)の詳細な層相観察を行い、さらに既存のボーリング柱状図を用いて高浜断層沿いの東西方向の地質断面図を作成することで、高浜断層沿いの地下地質について予察的に検討したため、本稿で報告する。

2. 地質概説

本研究で用いたオールコア試料(TK No.1コア, TK No.2コア)と既存のボーリング柱状図が位置している愛知県高浜市を含む西三河平野南西部には、広く中位段丘面が分布し、その周囲に低位段丘面と沖積面が分布する(第2図)。本地域の南北方向にわたって東方に傾く撓曲崖が位置し(今泉ほか編, 2018)、この地下に高浜断層が分布するとされている。この撓曲崖によって中位段丘面は、西側の標高10～15 mの面と東側の標高5～10 mの面に区分され、西側は高位段丘面とされる場合もある(町田ほか, 1962)。中位段丘の構成層は碧海層で、地表に露出している場合もあるが、それより下位の挙母層や中新統～鮮新統の東海層群は地下に伏在する。段丘面を刻む小河川沿いには沖積低地があり、その地下には沖積層が分布する(牧野内, 2005)(第2図)。

牧野内ほか(2011)は、西三河平野南西部での碧海層、挙母層、東海層群の層相や層序について次のように整理している。碧海層は上半分が砂層、下半分が海成粘土層からなり、層厚は16～36 mで南西に向かって厚くなる(牧野内ほか, 2011)。挙母層は、碧海層の下位にあり、その層相は砂礫層を挟む砂泥互層からなり、固結度は碧海層より高く、南西端ではその層厚は約70 mで、基底の標高は-100 m付近である(牧野内ほか, 2011)。東海層群は、挙母層の下位にある地層であり、その層相は固結した砂泥互層からなる(牧野内ほか, 2011)。また、桑原(1982)は、高浜市内の温泉ボーリング(掘削深度:約480 m)の地質柱状図を解釈し、深度-110 m付近にある粗い礫層より下位(深度-110～470 m)の砂泥互層が東海層群に相当するとした。

碧海層の地質年代区分は、上部更新統のみとする区分(町田ほか, 1962; 桑原ほか, 1985; 牧野内, 2005; 牧野内ほか, 2011)、及び上部更新統だけではなく中部更新統まで含むという区分(森山, 1994; 森山ほか, 1997)がある(第1表)。しかし、既存研究では碧海層や挙母層の分布や堆積年代が明確ではないため、本研究では暫定的に前者の区分を用いる。西三河平野南西部では、碧海層の下部は古矢作川のデルタの底置層の海成粘土層、上部はデルタの前置層の砂層から構成される(牧野内ほか, 2011)。また、牧野内(2011)は、



第2図 対象地域周辺の地形区分、撓曲崖とボーリングの位置。

地形区分は、国土地理院発行の数値地図25,000（土地条件）を簡略化して表示。撓曲崖の位置は今泉ほか編（2018）に基づく。矢印は撓曲崖の傾斜方向を示す。

Fig. 2 Geomorphological classification map, location of flexure scarp and boring sites. Geomorphological classification is based on digital map of land condition (1:25000) published by The Geospatial Information Authority of Japan. Location of flexure scarp is based on Imaizumi *et al.* (2018). Black arrow shows direction of dip of the flexure scarp.

碧海層下部の粘土層について、貝殻片などから海成層の有無を判断し、海成層の分布範囲から南西側から碧海層下部堆積時の海進が始まったと推定した。加えて、碧海層上部の砂層が西側に向かって細粒化することから、碧海層形成時の古矢作川は西向きに流れていたと考えた（牧野内ほか、2011）。碧海層の堆積年代は、愛知県碧南市内のボーリングコアにおいて、鬼界カルデ

ラを噴出源とする約95 Kaに降下した火山灰である鬼界葛原テフラ（K-Tz）（町田・新井、2003）が碧海層下部の海成粘土の最上位付近に含まれていること（森山ほか、1997）、及び濃尾平野における最終間氷期（酸素同位体ステージ5e）の堆積物である熱田層の堆積年代を参考にして、120～70 Kaと考えられている（牧野内ほか、2011）。

第1表 調査対象地域の層序. 牧野内ほか (2011) より作成.

Table 1 Stratigraphic summary of the study area. The table is based on Makinouchi *et al.* (2011).

Geological Age		Moriyama (1994) Moriyama <i>et al.</i> (1997) Maximum thickness (m)	Makinouchi (2005) Makinouchi <i>et al.</i> (2011) Maximum thickness (m)
Holocene (0.117 Ma to Present)		Alluvium (30)	Alluvium (30)
Pleistocene	Late Pleistocene (0.126 to 0.117 Ma)		
	Middle Pleistocene (0.781 to 0.126 Ma)	Hekikai Formation	Upper part (36) Middle part (15) Lower part (30) Basal gravel (15)
		Aburagafuchi Formation	Upper part (30) Basal gravel
	Early Pleistocene (2.58 to 0.781 Ma)		
Pliocene (5.333 to 2.58 Ma)			
Miocene (23.03 to 5.333 Ma)	Tokai Group	Tokai Group	
Pre-Neogene	Basement rocks	Basement rocks	

3. 研究方法

今回観察したオールコア試料は、愛知県の活断層調査の一環として1996年に高浜断層の下盤側の高浜市稗田町の1地点 (TK No.1 コア, 孔口標高: 5.0 m) と上盤側の高浜市青木町の1地点 (TK No.2 コア, 孔口標高: 12.0 m) でそれぞれ深度 50 m まで掘削されたコアである。コアの掘削地点は、ともに碧海面上に位置すると考えられるが、TK No.1 コアは段丘崖近くの斜面上であるのに対して、TK No.2 コアは段丘面の平坦面上に位置する (第2図, 第3図)。本研究では、半割されたコアの詳細な層相観察を行い、地質柱状図を作成し、層相の記載と地層区分を行なった。次に、愛知県防災会議地震部会 (1981) 及び、愛知県防災局と高浜市の既存ボーリング柱状図を用いて、高浜断層の撓曲崖 (今泉ほか編, 2018) を横断する東西方向の2測線 (T1, T2) (第3図) の地質断面図を作成し、ボーリングコアの層相観察にもとづく地層区分を既存ボーリング柱状図に当てはめ、標準貫入試験のN値も参考にして、各測線沿いの地層区分と各地点間の地層の対比を行なった。オールコア

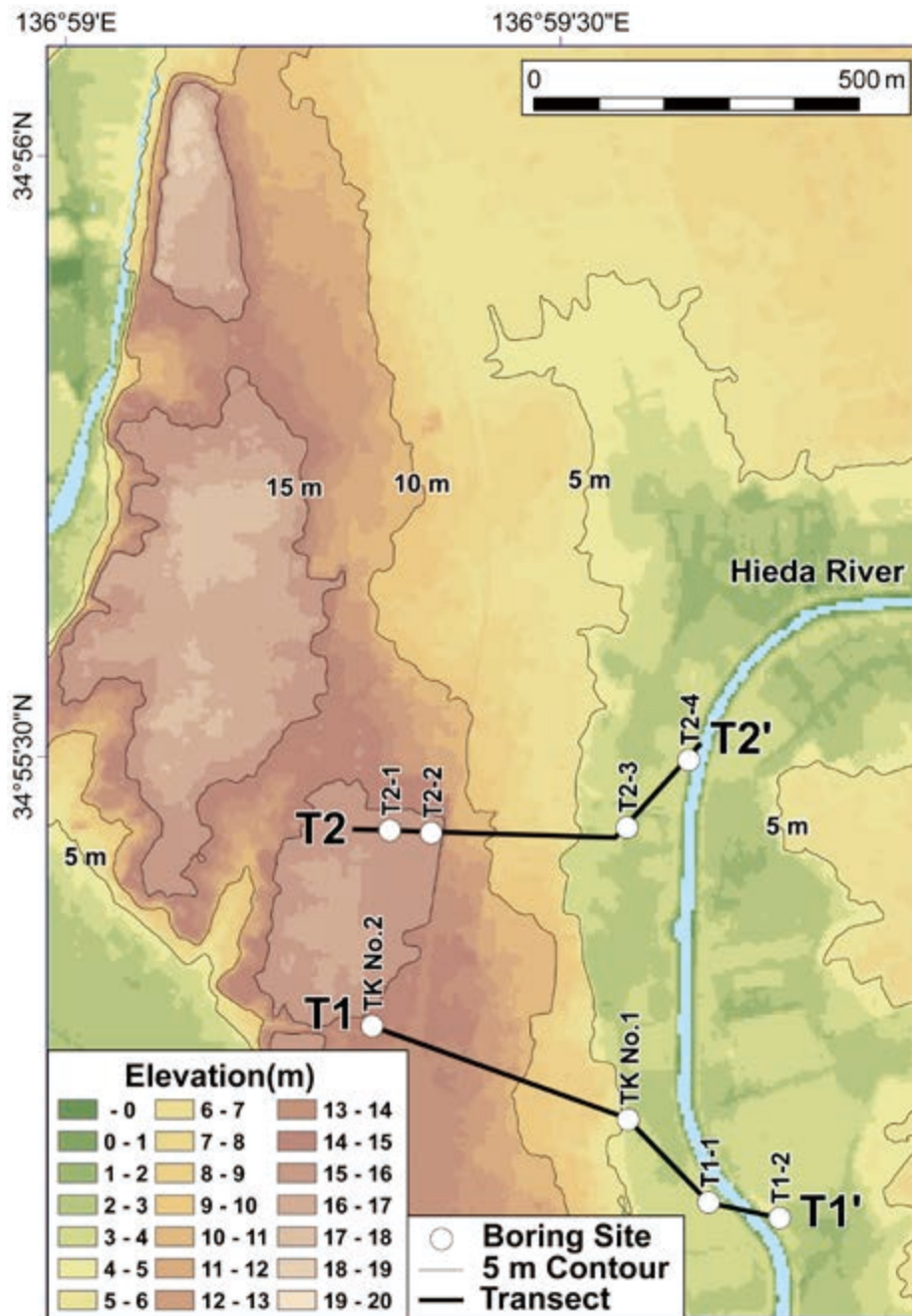
試料については、採取した植物片について、加速器質量分析法 (AMS法) による放射性炭素年代測定を地球科学研究所に依頼した。炭素14年代 (Conventional Radiocarbon Age) は、較正曲線の Intcal13 (Reimer *et al.* 2013) を用いて、暦年較正年代 (Calibrated Age) に暦年較正した。これらのコアでは、愛知県 (1996) によって、放射性炭素年代測定、花粉・珪藻化石の分析も行われている。

4. ボーリングコアの記載と地層区分

4.1 ボーリングコアの記載

TK No.1 コア (孔口標高: 5.0 m, 掘削深度: 50 m) と TK No.2 コア (孔口標高: 12.0 m, 掘削深度: 50 m) の2本のボーリングコアについて、上位から詳細な層相の記載を行なった。コアの柱状図は、TK No.1 コアを第4図, TK No.2 コア第6図に示す。なお、TK No.1 コアと TK No.2 コアの掘削時は標準貫入試験が行なわれていない。

ボーリングコアを以下に記載するにあたり、層相の



第3図 調査対象地域の標高分布図とボーリングの位置。

基図には、国土地理院発行の基盤地図情報（数値標高モデル）5 m メッシュを用いた。

Fig. 3 Elevation map of study area and boring sites

Elevation data is based on 5 m grid digital data set published by the Geospatial Information Authority of Japan.

特徴に基づいてTK No.1 コアをユニットA-Dに区分し、TK No. 2 コアをユニットA'とユニットTG（東海層群）に区分した。TK No. 1 コアをユニット区分した基準は、層相の上下が明瞭な侵食面などの境界で区切られ、推定される堆積環境が海域から陸域へと変化する層準をユニットの境界とした。TK No. 2 コアをユニット区分した基準は、固結度の違いに基づき、コア上部の未固結の砂礫層をユニットA'、下部の固結した泥岩・砂岩

層をユニットTGとした。

4.2 TK No. 1 コアの層相記載

4.2.1 人工土：深度0～2.8 m（標高5.0～2.2 m）

層相：最大径5 cmの垂円礫～角礫、陶器片、瓦礫が混じる淘汰の悪いシルト質中粒砂～粗粒砂層である。人工物を含むことから、人工土である。

4.2.2 ユニット A: 深度 2.8 ~ 11.2 m (標高 2.2 ~ -6.2 m)

層相: 泥層~砂質泥層, 泥質砂層~砂層~礫層, 砂泥互層から構成され, 全体的に砂層が卓越している. 深度 2.8 ~ 4.7 m は中粒砂層, 深度 4.7 ~ 5.3 m は粘土~シルト層, 深度 5.3 ~ 5.5 m は極細粒砂~細粒砂層, 深度 5.5 ~ 5.93 m は中粒砂~粗粒砂層, 深度 5.93 ~ 6.2 m は平行葉理が発達する細粒砂層である. 深度 6.2 ~ 6.3 m はシルト質細粒砂層, 深度 6.3 ~ 6.43 m は粘土層, 深度 6.43 ~ 6.51 m は有機質な粘土層, 深度 6.51 ~ 6.55 m は粘土層, 深度 6.55 ~ 6.67 m はシルト質細粒砂層である. 深度 6.67 ~ 7.07 m は中粒砂~粗粒砂層で, 6.9 ~ 7.0 m は砂層中に斜交葉理が発達する. 深度 7.07 ~ 7.2 m は層厚 1 ~ 2 cm の中粒砂と粘土の砂泥互層である. 深度 7.2 ~ 11.2 m は最大径 1 cm の垂角~垂円礫と最大径 5 cm の偽礫混じりの粗粒砂~極粗粒砂層である.

層相の解釈: 堆積物中に貝殻片は含まれなく, 細礫や偽礫がしばしば含まれ, 有機質なシルト層 (第 5 図 (1)) を挟むことなどから, 陸成層や河成層と推定される. 細礫や偽礫を含む粗粒~極粗粒砂層 (第 5 図 (2)) の基底と, 下位の後述するユニット B の海成層と推定される砂泥互層の上面の間に明瞭な境界があり, この面をユニット境界とした.

4.2.3 ユニット B: 深度 11.2 ~ 19.45 m (標高 -6.2 ~ -14.45 m)

本ユニットは上部 (深度 11.2 ~ 16.8 m) は泥層~砂質泥層と泥質砂層~砂層, 下部 (深度 16.8 ~ 19.45 m) は泥層と細礫~中礫層から構成される.

上部 (深度 11.2 ~ 16.8 m) の層相: 深度 11.2 ~ 12.0 m は層厚数 cm の細粒砂~中粒砂とシルトの砂泥互層であり, 深度 11.83 m に炭化した木片を含む. 深度 12.0 ~ 12.1 m は細粒砂~中粒砂層, 深度 12.1 ~ 12.5 m はシルト質極細粒砂~細粒砂層である. 深度 12.5 ~ 14.4 m は, 下位から上位に向かって, 貝殻片が混じる中粒砂~極粗粒砂層 (深度 13.6 ~ 14.4 m), 重鉱物が混じる淘汰が良い中粒砂層 (深度 13.2 ~ 13.6 m), 極細粒砂~細粒砂層 (深度 12.5 ~ 13.2 m) と上方細粒化する砂層である. 深度 14.4 ~ 14.85 m は貝殻片が混じるシルト質極細粒~細粒砂層で, 深度 14.85 ~ 15.0 m は貝殻片が混じるシルト層で, 深度 14.9 m からは, タイラギ類 (*Atrina* sp.) とチリメンユキガイ (*Meropesta capillacea* (Reeve)) が産出した. 深度 15.0 ~ 15.9 m は貝殻片が混じるシルト質細粒砂~中粒砂層で, 深度 15.4 m からは, ウミナナ (*Batillaria multiformis* (Lischke)), カゴメガイ (*Bedevea birileffi* (Lischke)), ビョウブガイ? (*Trisidos?* sp.), タイラギ類 (*Atrina* sp.), ナミマガシワ (*Anomia chinensis* Philippi), アワジチヒロ (*Volachlamys hirasei* (Bavay)), チリメンユキガイ (*Meropesta capillacea* (Reeve)) が産

出した. 深度 15.9 ~ 16.4 m は貝殻片が混じる中粒砂~極粗粒砂層, 深度 16.4 ~ 16.8 m はシルト質細粒砂~中粒砂層である.

下部 (深度 16.8 ~ 19.45 m) の層相: 深度 16.8 ~ 17.5 m はシルト層, 深度 17.5 ~ 17.9 m は木片を含む有機質なシルト層, 深度 17.9 ~ 18.2 m はシルト層である. 深度 18.2 ~ 19.45 m は礫径 0.2 ~ 2 cm の細礫~中礫層で, 垂角~垂円礫が多く, 基底部の 19.35 ~ 19.45 m に礫径 1 ~ 2 cm の中礫が集中している.

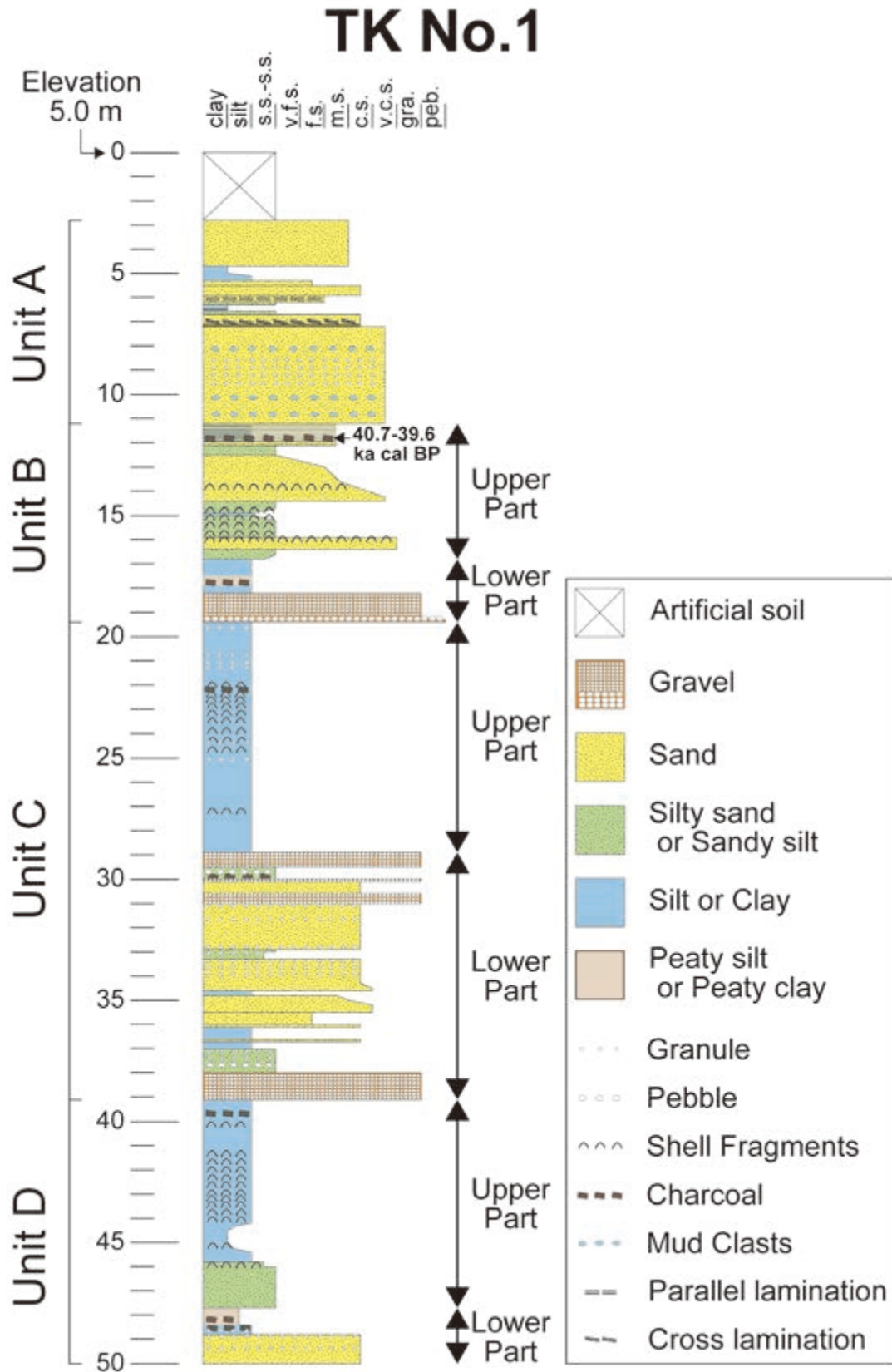
層相の解釈: 上部の泥層~砂層中には海生の貝殻片が多く含まれ (第 5 図 (3)), 最上部は砂泥互層が見られ, これらは海成層と推定される. 標高 -14.75 ~ -14.85 m, -16.50 ~ -16.60 m からは内湾を示唆する珪藻化石が産出している (愛知県, 1996). 下部には貝化石など海成の証拠は見られず, 河成層と推定される有機質なシルト層や細礫~中礫層 (第 5 図 (4)) が見られる. この細礫~中礫層の基底と下位のユニット C の貝殻を含む海成泥層の上面の間をユニット境界とした. 深度 11.80 m で採取した植物片の放射性炭素年代測定 (AMS 法) の測定結果は, 炭素 14 年代 (Conventional Radiocarbon Age) は 35,540±260 BP, 暦年較正年代 (Calibrated Age) は 40,720-39,585 cal BP (2σ) であった. 愛知県 (1996) では, 深度 15.80 m の貝殻の放射性炭素年代測定を実施し, 48,990±1,400 cal BP の年代値が出ている.

4.2.4 ユニット C: 深度 19.45 ~ 39.15 m (標高 -14.45 ~ -34.15 m)

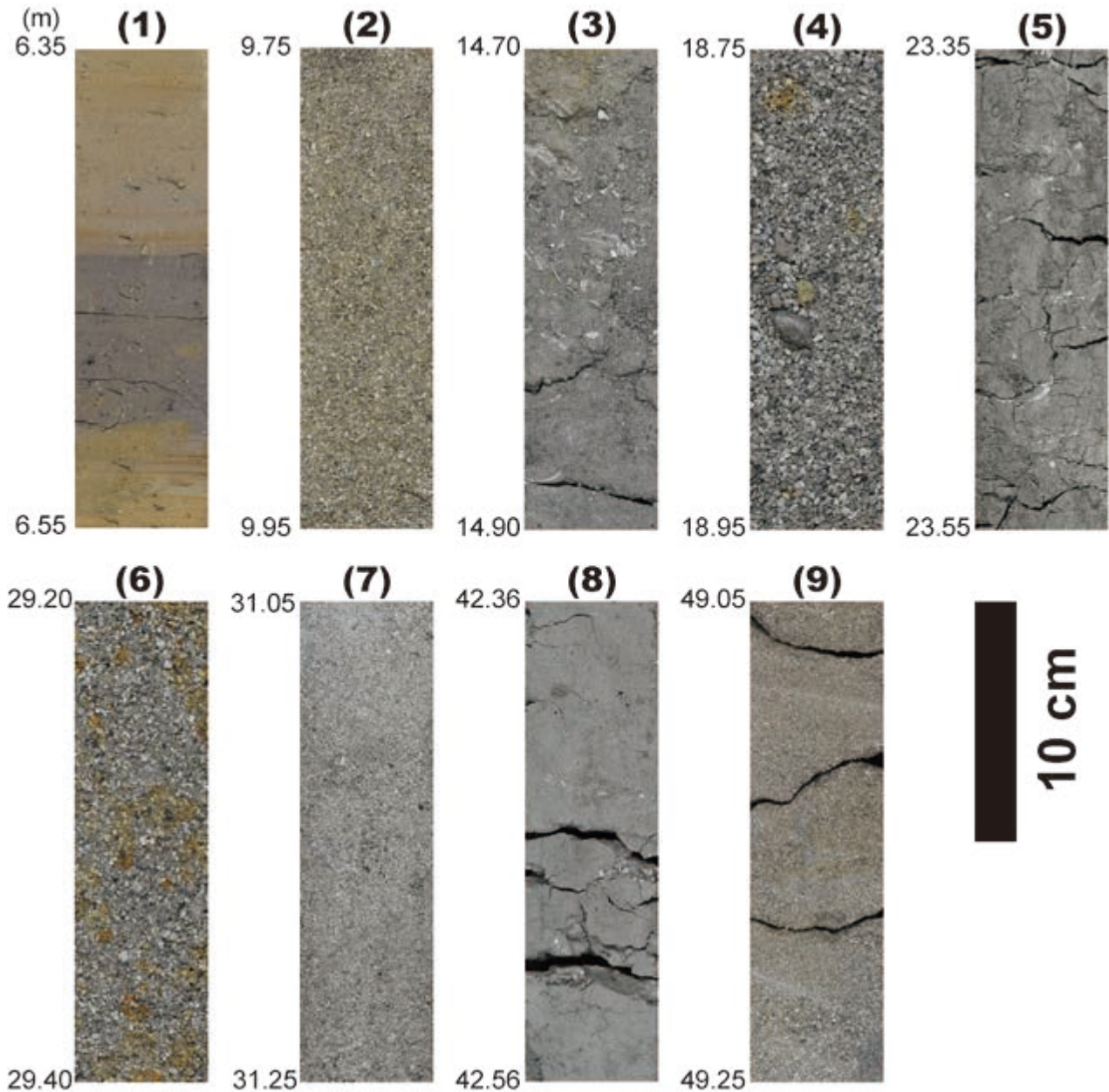
本ユニットは, 上部 (深度 19.45 ~ 28.88 m) は泥層, 下部 (深度 28.88 ~ 39.15 m) は細礫や炭化物を含む泥層~砂質泥層, 泥質砂層~砂層, 細礫層から構成される.

上部 (深度 19.45 ~ 28.88 m) の層相: 最大径 1 cm の礫が散り, 全体に貝殻片が混じるシルト層であり, シルト層の深度 22.2 m には炭化した木片が混じる.

下部 (深度 28.88 ~ 39.15 m) の層相: 深度 28.88 ~ 29.5 m は細礫層, 深度 29.5 ~ 30.0 m は最大径 3 cm の礫が散るシルト質細粒砂~中粒砂層であり, 深度 29.87 m には木片が混じる. 深度 30.0 ~ 30.7 m は細礫層, 深度 30.7 ~ 30.63 m は細粒砂~中粒砂層, 深度 30.63 ~ 31.0 m は細礫層, 深度 31.0 ~ 32.9 m は最大径 1 cm の礫が混じる中粒砂~粗粒砂層, 深度 32.9 ~ 33.35 m は最大径 5 mm の礫が散る砂質シルト~シルト質中粒砂層, 深度 33.35 ~ 34.6 m は最大径 2 cm の礫が混じる中粒砂~粗粒砂層である. 深度 34.6 ~ 34.84 m はシルト層, 深度 34.84 ~ 35.5 m は細粒砂~粗粒砂層, 深度 35.5 ~ 36.0 m は極細粒砂~細粒砂層, 深度 36.0 ~ 36.1 m は中粒砂~粗粒砂層である. 深度 36.1 ~ 36.6 m はシルト層, 深度 36.6 ~ 36.66 m は中粒砂~粗粒砂層, 深度 36.66 ~ 37.0 m はシルト層, 深度 37.0 ~ 38.0 m は礫径 0.2 ~



第4図 TK No.1 コアの柱状図。
Fig. 4 Geological column of TK No.1 core.



第5図 TK No.1 のコア写真。

(1)ユニットA, 深度 6.35 ~ 6.55 m, (2)ユニットA, 深度 9.75 ~ 9.95 m, (3)ユニットB, 深度 14.70 ~ 14.90 m, (4)ユニットB, 深度 18.75 ~ 18.95 m, (5)ユニットC, 深度 23.35 ~ 23.55 m, (6)ユニットC, 深度 29.20 ~ 29.40 m, (7)ユニットC, 深度 31.05 ~ 31.25 m, (8)ユニットD, 深度 42.36 ~ 42.56 m, (9)ユニットD, 深度 49.05 ~ 49.25 m.

Fig. 5 Core photographs of TK No.1

(1) Unit A, depth 6.35-6.55 m, (2) Unit A, depth 9.75-9.95 m, (3) Unit B, depth 14.70-14.90 m, (4) Unit B, depth 18.75-18.95 m, (5) Unit C, depth 23.35-23.55 m, (6) Unit C, depth 29.20-29.40 m, (7) Unit C, depth 31.05-31.25 m, (8) Unit D, depth 42.36-42.56 m, (9) Unit D, depth 49.05-49.25 m.

5 cm の亜円礫混じりのシルト質中粒砂層である。深度 38.0 ~ 39.15 m は礫径 0.4 ~ 3 cm の中礫が混じる細礫層であり、礫は全体的に亜円礫が多い。

層相の解釈：上部の泥層中には海生の貝殻片が多く含まれ(第5図(5))、海成層と推定される。標高 -21.55 ~ -21.65 m, -24.70 ~ -24.80 m からは内湾を示唆する珪藻化石が産出している(愛知県, 1996)。上部の最下

部にあたる標高 -28.30 ~ -28.40 m からは、沿岸部の汽水から淡水域を示唆する珪藻化石が報告されている(愛知県, 1996)。一方で、下部は、全体的に砂層が卓越するが(第5図(6)(7))、しばしば泥層~砂質泥層を挟み、最下部には細礫層と多様な堆積物からなる。下部には海成の証拠はなく、上部最下部の珪藻化石の分析結果を考慮すると、河川成の堆積物である可能性が高

い。最下部の河成層と推定される細礫層の基底とその下位のユニット D の貝殻を含む海成泥層の上面の間をユニット境界とした。

4.2.5 ユニット D：深度 39.15 ～ 50.0 m（標高 -34.15 ～ -45.0 m）

本ユニットは上部（深度 39.15 ～ 47.65 m）の泥層～砂質泥層、泥質砂層と、下部（深度 47.65 ～ 50.0 m）の泥層と砂層から構成される。

上部（深度 39.15 ～ 47.65 m）の層相：深度 39.15 ～ 45.78 m は、全体に貝殻片が混じる粘土～シルト層であり、深度 39.6 m に木片が混じる。深度 45.78 m ～ 47.65 m は、砂質シルトとシルト質中粒砂～粗粒砂層であり、深度 45.92 m には貝殻片を含む。

下部（深度 47.65 ～ 50.0 m）の層相：深度 47.65 ～ 48.5 m は、有機質な粘土～シルト層であり、深度 48.25 m に 5 mm 程度の大きさの炭化物を含む。深度 48.5 ～ 48.75 m は最大径 1 cm の礫が散るシルト層であり、深度 48.6 m に 5 mm 程度の大きさの炭化物を含む。深度 48.75 ～ 50.0 m は最大径 1 cm の礫が混じる中粒砂～粗粒砂層である。

層相の解釈：上部の泥層～砂質泥層には、海生の貝殻片が含まれ（第 5 図（8））、これらの泥質堆積物は海成層と推定される。標高 -41.60 ～ -41.70 m、-43.60 ～ -43.70 m からは内湾を示唆する珪藻化石が産出している（愛知県、1996）。一方で、下部には、貝化石など海成の証拠は見られず、河成層と推定される有機質なシルト層や細礫混じりの砂層（第 5 図（9））が認められる。本ユニットの基底は不明である。愛知県（1996）では、深度 43.50 m の貝殻の放射性炭素年代測定を実施し、51,300 年前以前との年代値を出した。ただし、MIS 5e として扱う碧海層がユニット B にあたるため、この年代値はあくまで参考として記載する。

4.3 TK No.2 コアの記載

4.3.1 人工土：深度 0 ～ 0.47 m（標高 12.0 ～ 11.53 m）

層相：最大径 1 cm の亜円礫～角礫、レンガ片が混じる淘汰が悪い砂質シルトである。人工物を含むことから、人工土である。

4.3.2 ユニット A'：深度 0.47 ～ 14.7 m（標高 11.53 ～ -2.7 m）

本ユニットは上部（深度 0.47 ～ 2.21 m）の土壌層と細礫が散る砂質シルト層、下部（深度 2.21 ～ 14.7 m）の細礫が混じる細粒砂～粗粒砂層、細礫～中礫層から構成される。

上部（深度 0.47 ～ 2.21 m）の層相：深度 0.47 ～ 1.64 m は土壌層、深度 1.64 ～ 2.21 m は最大径 1 cm の礫が散

る砂質シルト層である。

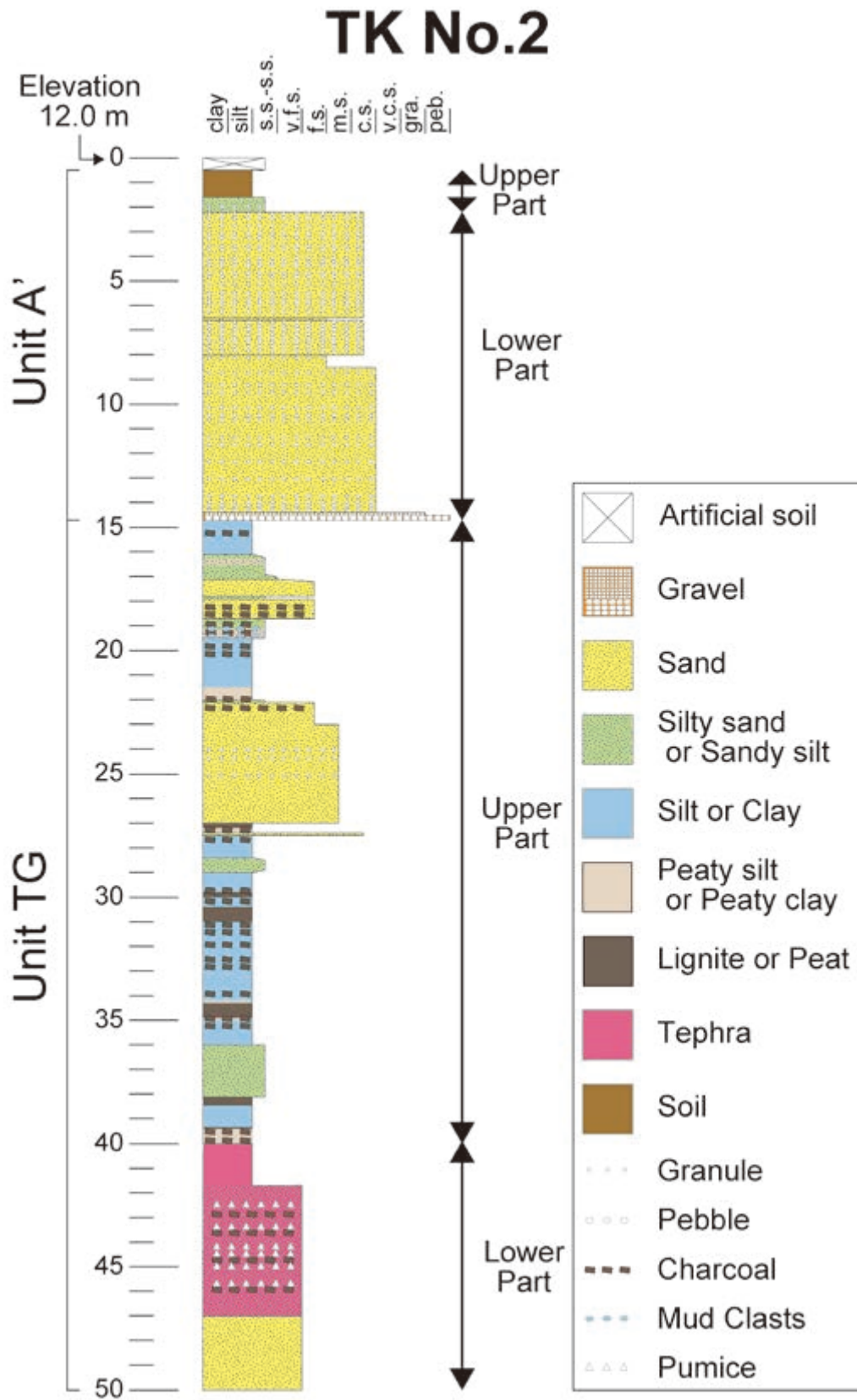
下部（深度 2.21 ～ 14.7 m）の層相：深度 2.21 ～ 6.46 m は最大径 2 cm の礫が混じる中粒砂～粗粒砂層、深度 6.46 ～ 6.58 m は淘汰が良い細粒砂層、深度 6.58 ～ 8.0 m は最大径 1 cm の礫が混じる中粒砂～粗粒砂層、深度 8.0 ～ 14.42 m は最大径 1 cm の礫が混じる中粒砂～極粗粒砂層である。深度 14.42 ～ 14.7 m は、礫径 0.2 ～ 7 cm の亜角～亜円礫からなる細礫～中礫層であり、深度 14.6 ～ 14.7 m の基底部に礫径 4 ～ 7 cm の中礫が集中する。

層相の解釈：堆積物中には、貝殻片などの海成層の証拠はなく、上部には土壌層（第 7 図（1））が形成されており、細礫混じりの砂層（第 7 図（2））が卓越することから、陸成層や河成層と推定される。最下部の細礫～中礫層の基底と下位のユニット TG の固結したシルト層の上面の間に明瞭な境界（第 7 図（3））があり、この面をユニット境界とした。TK No. 1 コアのユニット A の砂～砂礫層の層相と類似するため、ユニット A' とした。

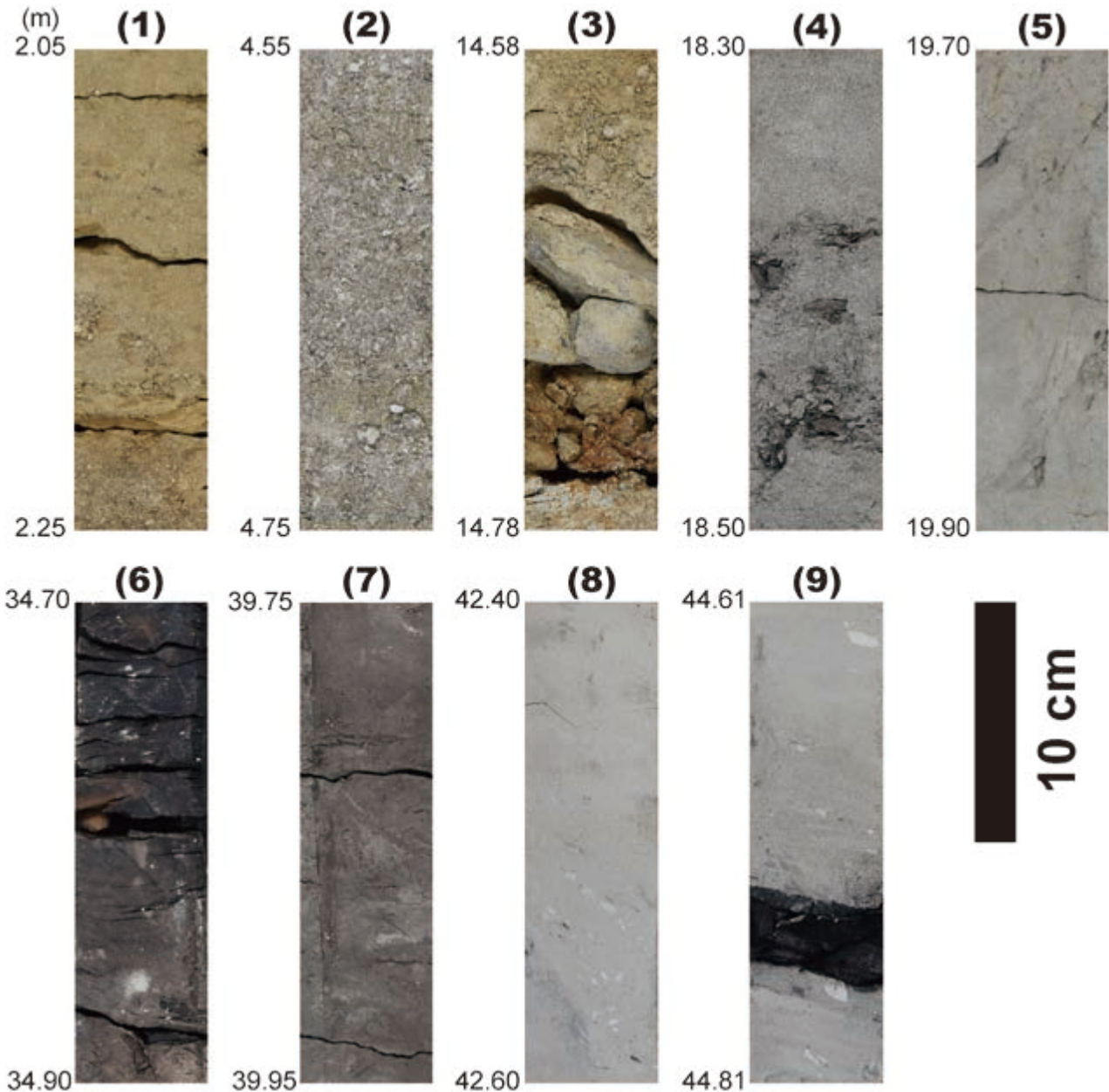
4.3.3 ユニット TG：深度 14.7 ～ 50 m（標高 -2.7 ～ -38.0 m）

本ユニットは、上部（深度 14.7 ～ 40.0 m）の炭化した木材や亜炭層をしばしば含む、シルト層、有機質シルト層、砂質シルト層～シルト質砂層、極細粒砂層～粗粒砂層、下部（深度 40.0 ～ 50.0 m）のシルト～極細粒砂サイズの火山灰層、極細粒砂層から構成される。

上部（深度 14.7 ～ 40.0 m）の層相：深度 14.7 ～ 16.1 m は上部（深度 14.7 ～ 15.1 m）が明赤褐色を呈し、破片化が進んでいるシルト層である。深度 16.1 ～ 17.13 m は砂質シルト～シルト質細粒砂～中粒砂層、深度 17.13 ～ 17.85 m は極細粒砂～細粒砂層、深度 17.85 ～ 17.94 m は砂質シルト、深度 17.94 ～ 18.71 m は炭化した木材を含む極細粒砂～細粒砂層である。深度 18.71 ～ 19.55 m は炭化した木材と偽礫が混じる砂質シルト層、深度 19.55 ～ 22.0 m は炭化した木材が混じるシルト層、深度 22.0 ～ 22.1 m は炭化した木材が混じる砂質シルト層、深度 22.1 ～ 27.0 m は炭化した木材混じりで最大径 1 cm が散る極細粒砂～中粒砂層である。深度 27.0 ～ 27.2 m は亜炭層、深度 27.2 ～ 27.4 m は炭化した木材が混じるシルト層、深度 27.4 ～ 27.49 m は中粒砂～粗粒砂層、深度 27.49 ～ 28.41 m は炭化した木材が混じるシルト層、深度 28.41 ～ 29.0 m は砂質シルト層、深度 29.0 ～ 29.81 m は炭化した木材を含むシルト層、深度 29.81 ～ 30.0 m は亜炭層、深度 30.0 ～ 30.4 m は炭化した木材を含むシルト層、深度 30.4 ～ 31.0 m は亜炭層、深度 31.0 ～ 34.32 m は炭化した木材を含むシルト層、深度 34.32 ～ 34.9 m は亜炭層、深度 34.9 ～ 36.0 m は炭化した木



第 6 図 TK No.2 コアの柱状図。
Fig. 6 Geological column of TK No.2 core.



第7図 TK No.2 のコア写真。

(1) ユニット A', 深度 2.05 ~ 2.25 m, (2) ユニット A', 深度 4.55 ~ 4.75 m, (3) ユニット A' 及びユニット TG, 深度 14.58 ~ 14.78 m, (4) ユニット TG, 深度 18.30 ~ 18.50 m, (5) ユニット TG, 深度 19.70 ~ 19.90 m, (6) ユニット TG, 深度 34.70 ~ 34.90 m, (7) ユニット TG, 深度 39.75 ~ 39.95 m, (8) ユニット TG, 深度 42.20 ~ 42.40 m, (9) ユニット TG, 深度 44.61 ~ 44.81 m.

Fig. 7 Core photographs of TK No.2

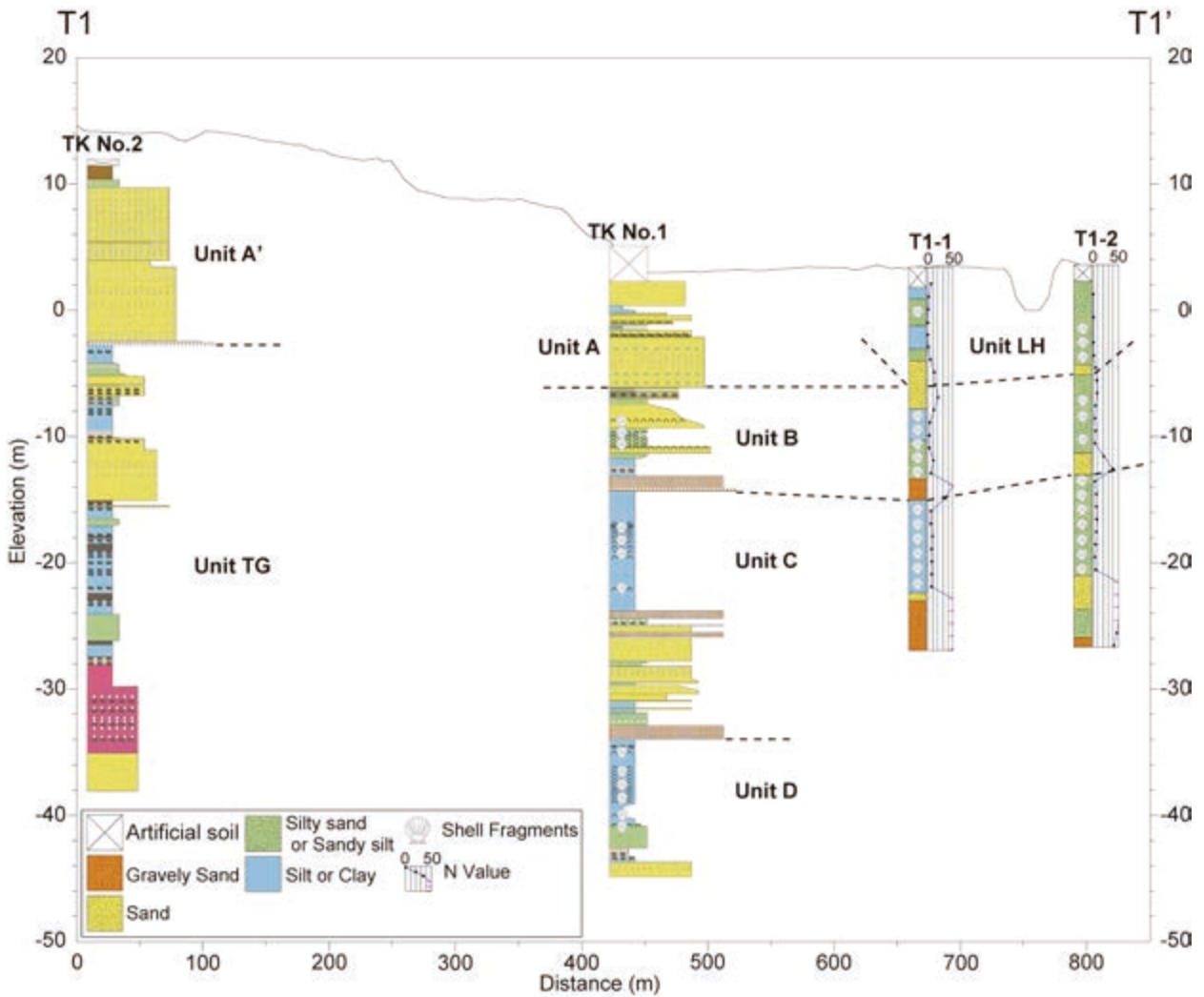
(1) Unit A', depth 2.05-2.25 m, (2) Unit A', depth 4.55-4.75 m, (3) Unit A and TG, depth 14.58-14.78 m, (4) Unit TG, depth 18.30-18.50 m, (5) Unit TG, depth 19.70-19.90 m, (6) Unit TG, depth 34.70-34.90 m, (7) Unit TG, depth 39.75-39.95 m, (8) Unit TG, depth 42.20-42.40 m, (9) Unit TG, depth 44.61-44.81 m.

材を含むシルト層である。深度 36.0 ~ 38.05 m は砂質シルト層, 深度 38.05 ~ 38.45 m は亜炭層, 深度 38.45 ~ 39.36 m はシルト層, 深度 39.36 ~ 39.40 m は亜炭層, 深度 39.40 ~ 40.0 m は炭化した木材を含むシルト層である。

下部（深度 40.0 ~ 50.0 m）の層相：深度 40.0 ~ 41.7 m はシルト混じりの火山灰層, 深度 41.7 ~ 46.0 m は炭

化した木材や粒径 1 ~ 3 cm の乳白色 ~ 白色の軽石が混じるシルト ~ 極細粒砂サイズの火山灰層であり, 深度 46.0 ~ 47.0 m は極細粒砂混じりの火山灰層である。深度 47.0 ~ 50.0 m は極細粒砂層である。

層相の解釈：最上部（深度 14.7 ~ 15.1 m）は明赤褐色を呈し, 固結したシルト層で破片化した層相（第7図 (3)）であり, このシルト層はかつて地表に露出してい



第 8 図 T1 測線の地質断面図.

測線の位置は第 2, 3 図に示す. 黒の実線は測線沿いの地形断面である.

Fig. 8 Geological section of T1.

Location of T1 is shown in Figs. 2 and 3. Black solid line shows topography along transect.

たと推定される. そのため, 上位のユニット A' の基底礫層の堆積年代とこのシルト層の堆積年代との間には, 時間間隙があったと考えられる, それより下位 (深度 15.1 ~ 50.0 m) の地層は, 全体的には炭化した植物片が多く混じる固結した細粒~中粒砂層 (第 7 図 (4)) やシルト層~砂質シルト層 (第 7 図 (5)) が卓越し, 亜炭層 (第 7 図 (6)) や有機質なシルト層 (第 7 図 (7)) を挟む. これらの層相は, 西三河平野南西部の西側に位置する知多半島北部で観察された陸水域の東海層群の層相 (吉田・尾崎, 1986) と類似しており, 本ユニットは東海層群に相当すると解釈される. また, 深度 40 ~ 47 m の粒径 1 ~ 3 cm の軽石が混じるシルト~極細粒砂サイズの火山灰層 (第 7 図 (8)) は, 愛知県 (1996) によって, 重鉍物の組成や火山ガラスの屈折率が測定され, Znp-Ohta テフラ (4.0±0.2 Ma) と同定されており, 本ユニットは, 東海層群下部 (牧野内, 2001) に相当

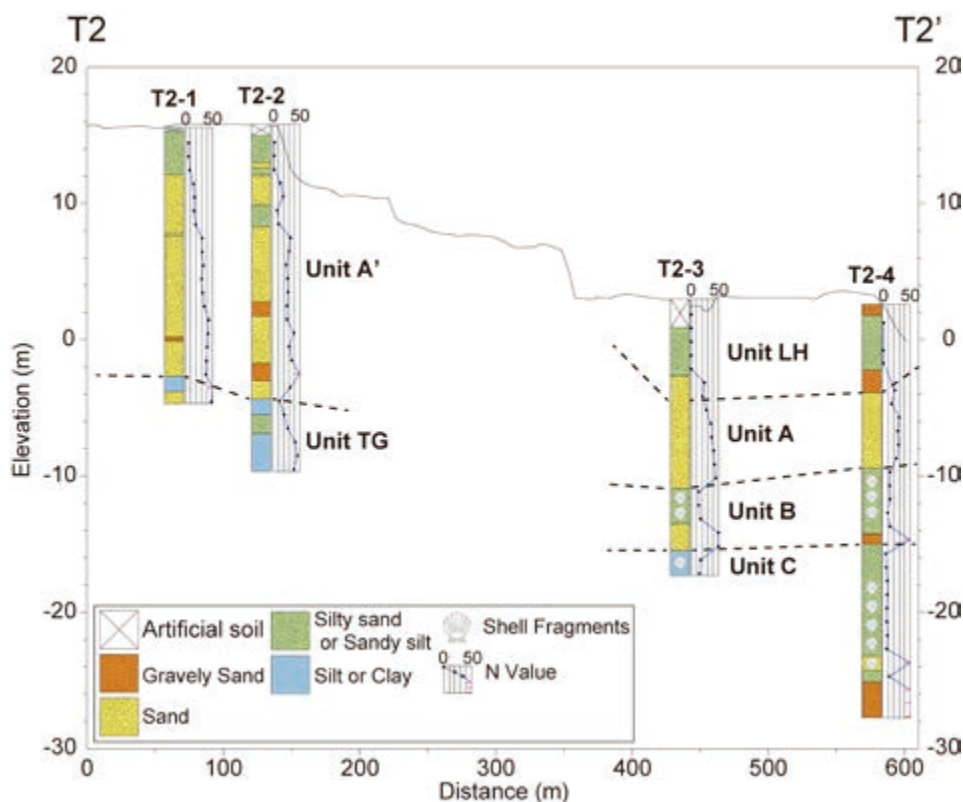
すると考えられる. また, 火山灰層中には, 黒色の木炭 (第 7 図 (9)) が含まれ, 火山灰層の一部は, 火砕流堆積物の二次堆積である可能性がある.

5. 地質断面図の地層区分

高浜断層のトレースを横断する東西方向の 2 測線 (T1, T2) の地質断面図を作成し, TK No.1 と No.2 ボーリングコアの層相観察にもとづくユニット区分を既存ボーリング柱状図と比較し, 標準貫入試験の N 値も参考にして, 各測線沿いの地層のユニット対比を行なった.

5.1 T1 測線 (第 8 図)

TK No. 1 と No. 2 コアはどちらも中位段丘面上に位置する. TK No. 1 と No. 2 コアを側方に対比してみると, TK No. 1 のユニット A と TK No. 2 のユニット A' の基



第9図 T2 測線の地質断面図。
測線の位置は第2図に示す。黒の実線は測線沿いの地形断面である。
Fig. 9 Geological section of T2.
Location of T2 is shown in Figs. 2 and 3. Black solid line shows topography along transect.

底が標高 -4.00 m 前後で近いので、砂礫層が主であるという層相の類似性もあり、ユニット A とユニット A' は対比される可能性が高い。それらよりも下位の層準では、TK No. 2 では東海層群に相当するユニット TG、TK No. 1 では海成層となっており、これらのコアの間で大きな地質構造が想定される。ユニット A の基底を両コアで比較すると、TK No.1 が標高 -6.20 m、TK No.2 が標高 -2.70 m であり、東側が約 3.50 m 低下していることが予想される。

T1-1 と T1-2 コアはどちらも沖積面上に位置する。T1-1 コアの標高 1.80 ~ -4.00 m の泥層～泥質砂層、標高 -7.80 ~ -13.35 m の泥層～砂質泥層、標高 -15.05 ~ -22.40 m の泥層には貝化石が含まれており、それぞれが海成層と推定される。また、中位と下位の貝化石を含む泥層及び砂質泥層の下位にはそれぞれ N 値が 50 に達する砂礫層がみられる。この重なり方から、中位の海成層は TK No.1 のユニット B、下位の海成層はユニット C にそれぞれ対比される。一方で上位の貝化石を含む砂質泥層は TK No. 1 には相当する地層がなく、このコアが沖積低地に位置し、N 値が 20 以下と低いことから、標高 -6.00 m より上位は沖積層と考えられる。T1 測線と T2 測線で認識される沖積層については、ユニット LH と標記した。T1-2 コアについても貝化石を

含む地層の層位と N 値の分布が T1-1 コアに類似しており、標高 -5.10 m から上位をユニット LH、標高 -5.10 ~ -13.00 m をユニット B、標高 -13.00 ~ -21.00 m をユニット C に対比した。TK No.1 から T1-1、T1-2 までの側方の連続性をみると、ほぼ同じ標高でユニット B とユニット C が分布しており、この間隔には地質構造の違いはないことが推定される。

5.2 T2 測線（第9図）

中位段丘面上に位置する T2-1 及び T2-2 には、標高 -4.00 m 前後より下位に N 値の高い泥層がみられ、T1 測線の TK No. 2 コアと比較すると、この標高の層準はユニット TG の東海層群に相当すると考えられる。

沖積低地に位置する T2-4 には貝化石を含む層準が標高 -9.4 ~ -13.4 m と標高 -18.0 ~ -24.3 m にみられ、砂礫層が標高約 -4.0 m、約 -15.0 m、約 -26.0 m に位置する。TK No. 1 と比較すると貝化石と砂礫の層準が類似するため、標高 -3.9 ~ -9.4 m がユニット A、標高 -9.4 m ~ -15.0 m がユニット B、それより下位がユニット C に相当すると考えられる。ユニット A より上位は、沖積低地に位置し、N 値が低いことから沖積層であるユニット LH と考えられる。T2-3 には砂礫層がないため、明瞭なユニット境界が認識できないが、貝化石を含む層

準の位置と高い N 値を示す層準から、T2-4 と同様のユニットの重なりである標高 -15.45 m 以深がユニット C、標高 -10.90 ~ -15.45 m がユニット B、標高 -10.90 m より上位がユニット A とユニット LH が推定される。ただし、ユニット A とユニット LH については、 N 値と層相変化からは明瞭な境界が認識できない。

中位段丘面上の T2-1, 2-2 と沖積面上の T2-3, 2-4 については、ユニットの連続性がみられないため、T2-2 と T2-3 の間の段丘面下に地質構造の違いがあると推定される。ユニット A の基底を T2-2 と T2-3 で比較すると、T2-2 が標高 -4.35 m、T2-3 が標高 -10.90 m であり、東側が約 6.5 m 低下していることが予想される。

6. まとめ

本研究では、2本のオールコア試料 (TK No.1 コア, TK No.2 コア) の層相観察に基づくユニット区分を既存のボーリング柱状図に当てはめ、地質断面のユニット区分を行うことで、高浜断層沿いの地下地質について検討した。その結果、撓曲崖より東側の標高 -45 m までの地下に、4回の海進・海退サイクルが認められた。最上位はユニット LH で沖積層に相当する。その下位はユニット B とユニット A の組み合わせ、その下位には順にユニット C、ユニット D がそれぞれ1回ずつのサイクルに相当する。ユニット A は中位段丘堆積物を構成しているため、ユニット B とユニット A の海進・海退サイクルは最終間氷期に相当すると考えられる。牧野内ほか (2011) では、隣接する安城市において、標高 -20 ~ -30 m に位置する海成粘土を含む地層を最終間氷期の堆積物である碧海層としており、ユニット B とユニット A を合わせた堆積物の層位はそれに調和的である。また、今回ユニット B から産した亜熱帯性を示す特徴的な貝化石であるチリメンユキガイやそのほかの貝類についても、糸魚川・中山 (1968) によって報告された碧海層の貝化石群集に類似している。T1 測線の東端の約 500 m 南側の沖積低地で掘削された既存のボーリングコアでは、ユニット B に対比される地層の最上部付近で約 95 Ka に降下した火山灰である鬼界葛原テフラ (K-Tz) (町田・新井, 2003) が認められている (森山ほか, 1997)。以上より、ユニット B とユニット A は碧海層に対比される可能性がある。一方で、ユニット B から得られた約 4 万年前という放射性炭素年代については、中位段丘堆積物としてはやや新しく、今後の層序の検討が必要である。

ユニット B より下位のユニット C とユニット D については、碧海層より下位の地層として挙母層が挙げられる (牧野内ほか, 2011)。牧野内ほか (2011) は、T4 測線の東端から南東方向に約 2 km の地点 (標高 1.5 m)

の油ヶ渚低地で掘削された深度 100 m のボーリングコアでは、碧海層の基底面 (標高約 -30 m) から東海層群の上面 (標高約 -98 m) までの間に位置する挙母層に、標高約 -30 ~ -50 m には 2 枚の泥層、標高約 -50 ~ -80 m には 3 枚の泥層があることを指摘している。前述の 2 枚の泥層がそれぞれユニット C とユニット D に相当すると考えられる。

本研究では、T1 及び T2 測線の撓曲崖を挟んだ東西において、河成層であるユニット A (あるいは A') の基底がおよそ 3.5 ~ 6.5 m 東側に低下していることが認められた (第 8 図, 第 9 図)。これは高浜断層を挟んで東側が下盤、西側が上盤にあたることと調和的である。しかし、河成層の基底は一般に、河川チャネルの存在などにより地形に凹凸があり、必ずしも平面的に分布するわけではない。したがって、今回みられたユニット A 及び A' の層位変化から直接的に構造運動の存在が示唆されるわけではない。今後は撓曲崖に沿ったボーリング調査や多くの既存ボーリング柱状図の収集などにより、断層によるより詳細な地質構造の変化について検討する必要がある。

これまで、高浜断層の活動履歴については、中位段丘の構成層である碧海層の垂直変位量から、断層の平均変位速度が推定されており (愛知県, 1996; 森山ほか, 1997)、碧海層堆積以前の活動履歴については明らかにされていない。しかし、掘削深度 100 m 以上の既存の地盤沈下観測井ボーリングや温泉ボーリングなどの地質柱状図の検討から、挙母層の基底礫層の分布深度は、高浜断層の西側 (上盤側) と比べて断層の東側 (下盤側) で最大 50 ~ 60 m 以上低くなると推定されており (桑原, 1982; 牧野内, 2005; 牧野内ほか, 2011)、高浜断層は第四紀において長期的に活動してきたことが示唆される。しかし、これまで、西三河平野南西部の挙母層については、ボーリングコア試料を用いた詳細な層相観察や堆積物の分析は行なわれておらず、その層序や堆積年代、堆積環境については十分に検討されていない。今後、第四紀における高浜断層の長期的な活動履歴を明らかにするためには、特に挙母層について、ボーリングコア試料の火山灰や微化石などを分析することで、挙母層の堆積環境や堆積年代を推定し、本地域の地下地質の層序を確立していくことが必要となるだろう。

謝辞: 愛知県防災局防災危機管理課と愛知県高浜市都市政策部都市整備グループの職員の方には、既存ボーリング柱状図の提供に関してお世話になった。名城大学の牧野内 猛名誉教授にはボーリングコアの提供に関してお世話になった。また、地質情報研究部門の和田明美氏にはボーリング柱状図の電子化作業をして頂いた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 愛知県（1996）加木屋断層，高浜撓曲崖及びその周辺の断層に関する調査．平成7年度地震調査研究交付金成果報告書，311p.
- 愛知県防災会議地震部会（1981）愛知県の地質・地盤（資料編その2）－三河部．655p.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高（2018）活断層詳細デジタルマップ 新編．東京大学出版会，154p.
- 糸魚川淳二・中山 清（1968）愛知県高浜町碧海層産の第四紀貝化石群．*Venus*, **27**, 62-75.
- 桑原 徹（1982）西三河地区（矢作古川流域）の地下地質と地盤沈下．地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書，第8報，95-136.
- 桑原 徹・吉野道彦・森 忍（1985）西三河地区（碧海盆地）の地下水盆構成について，一色・碧南観測井の微化石分析結果による再検討．地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書，第10報，29-56.
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺．東海大学出版会，336p.
- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之（1962）矢作川下流域の地形発達史．*地理学評論*，**35**，505-524.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久（2004）20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」．産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 牧野内 猛（2001）東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷．豊橋市自然史博物館研究報告，**11**，33-39.
- 牧野内 猛（2005）第1章 地形と地質．新編安城市史11 資料編 自然，2-92.
- 牧野内 猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島 武・杉浦 武（2011）愛知県安城市の地下地質．*地質学雑誌*，**117**，79-94.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒澤正夫（2009）20万分の1地質図幅「名古屋」．産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 森山昭雄（1994）西三河平野，碧海層の堆積構造と海水準変動．*地理学評論*，**67A**，723-744.
- 森山昭雄・橋爪 厚・石原 秀（1997）化石ケイソウ群集による碧海層の堆積環境の変遷と油ヶ淵断層による変位．愛知教育大学研究報告（自然科学編），**46**，61-69.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haffidison, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and Plicht, J. (2013) INTCAL13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- 吉田史郎・尾崎正紀（1986）半田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，98p.

三重県鈴鹿市における浅部反射法地震探査の実施 Shallow seismic reflection survey at Suzuka City in Mie prefecture, central Japan

木下佐和子^{1*}・山口和雄¹・伊藤 忍¹
Sawako Kinoshita^{1*}, Kazuo Yamaguchi¹ and Shinobu Ito¹

Abstract: Though a number of reverse faults with the strike direction of north-south are estimated in the Ise plain, Mie prefecture, Japan, the location and the structure of faults are different among previous studies. We conducted two shallow seismic reflection surveys near Kanasai River and Horikiri River to clarify the spatial distribution of the Chisato Fault whose location is debatable and the location of the southern end of Yokkaichi Fault. Preliminary results show clear reflections to about 0.5 seconds two-way travel times. We aim to further analyses to gain more insight into the geological information around the coastal zone of the Ise Bay.

Keywords: seismic reflection survey, Yokkaichi Fault, Chisato Fault

要 旨

三重県の伊勢平野には主に南北走向の多くの断層が存在すると考えられているが、その位置や構造は先行研究によって解釈が異なる。我々は、研究により推定位置が異なる千里断層の構造を解明し、また四日市断層が今まで推定された場所よりも南部へ延長するかを解明するために三重県鈴鹿市の金沢川周辺と堀切川周辺で浅部反射法探査を行った。予備的な解析では往復走時 0.5 秒まで反射波が確認できた。今後データ処理を進め、伊勢湾沿岸域の地質情報の整備を行う。

1. はじめに

沿岸域の地質・活断層プロジェクトは日本全国の大都市圏沿岸域で、海洋・沿岸・陸域におけるシームレスな地質情報の整備を行うことを目標としており、平成 29 年度から 31 年度は伊勢湾・三河湾沿岸域を対象に様々な手法で地質情報の調査研究が行われる。本報告では、伊勢湾沿岸域調査の一環として、平成 29 年度に三重県鈴鹿市で行った浅部反射法探査のデータ取得に関してまとめる。なお、平成 29 年度の陸域地震探査は、三河湾沿岸域調査の一環として愛知県高浜断層を対象とした調査も行っている（木下ほか、2018、本報告）。

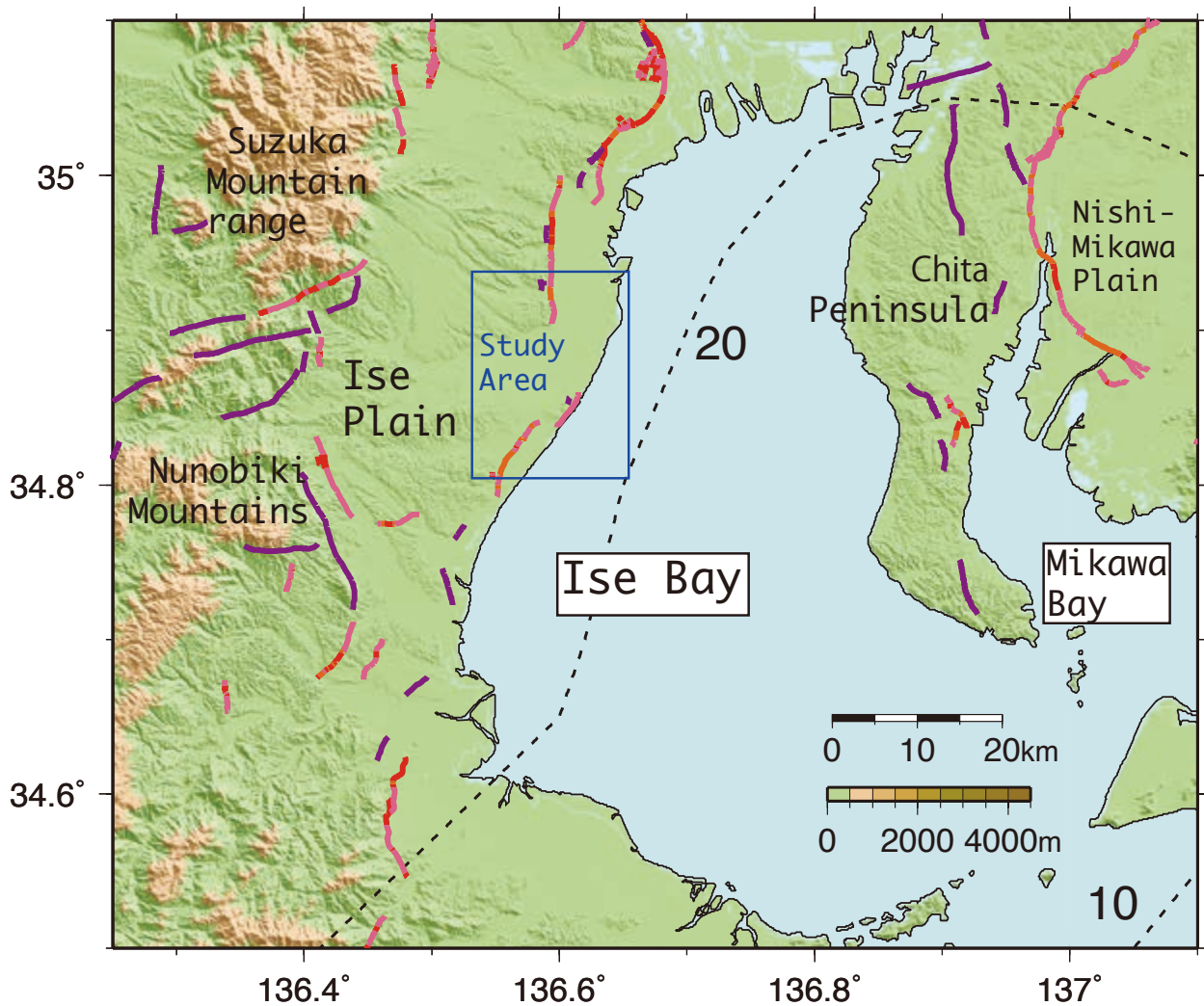
伊勢湾西部沿岸域には南北が約 100 km、東西が約 20 km と南北に細長い形状をした伊勢平野が分布している（第 1 図）。伊勢平野は三重県北部から中部に位置し、北は養老山地、西は鈴鹿山脈と布引山地、南は中央構造線を境界として朝熊山地に囲まれている。伊勢平野

は主に海岸付近の海岸低地と河成低地、内陸の扇状地や段丘などの台地、丘陵で構成されていて（吉田ほか、1983, 1986）、山地と台地の間、台地や丘陵と低地の間にほぼ南北走向の多数の断層が存在することが知られている。例えば、養老山地と濃尾平野の境界を通り四日市市にかけては養老一桑名一四日市断層帯、鈴鹿山脈と伊勢平野の境界には鈴鹿東縁断層帯、布引山地と伊勢平野の境界には布引山地東縁断層帯が分布している（地震調査研究推進本部、2004、第 1 図）。それぞれの断層帯は複数のセグメントに分かれていると考えられ（中田・今泉、2002；鈴木ほか、2010a, b）、数 km 程度の長さで分断している場所もあるなど、非常に複雑な断層構造になっていると考えられている。

これまで伊勢平野では、断層の構造や強震動予測のために反射法地震探査による地下構造調査が複数回行われてきた。例えば、三重県が行った伊勢平野に関する地下構造調査では、鈴鹿山脈から四日市市へ東西約 21 km の測線における反射法地震探査により、鈴鹿東縁断層より東側で基盤深度は 1,500 ～ 2,000 m 程度と非常に深くなっていることを明らかにした（三重県、2003, 2004）。さらに、鈴鹿市から津市に至る南北約 12 km の測線での反射法探査により、白子一野間断層が陸域まで延長している可能性を示している。また、大都市大震災軽減化特別プロジェクトによる大阪一鈴鹿測線の地殻構造探査では、大阪府の淀川河口から滋賀県を経て三重県の鈴鹿川河口まで約 135 km に渡って大規模な反射法探査を行い、四日市撓曲による変位が鈴鹿川以南にまで延長することを初めて明瞭に示した（佐藤ほか、2004）。

*Correspondence

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 伊勢湾沿岸域の地形とプレート深度（標高データは国土地理院の数値地図250 mメッシュ標高を使用）。赤、オレンジ、ピンク、紫の実線は中田・今泉（2002）による断層位置を表し、それぞれ活断層、活断層（位置不明確）、活断層（位置不明）、推定活断層を表す。青色の四角は本調査領域を表す。

Fig. 1 Tectonic setting around the coastal area of Ise Bay. Depth contours indicate the upper surface of the subducting Philippine Sea (PHS) plate from Hirose et al. (2008). Colors indicate digital elevation model (250m grid) from Geospatial Information Authority of Japan (GSI). Red, orange, pink, and purple solid lines represent spatial distributions of active faults, active faults whose location are indecisive, active faults whose location are concealed, and estimated active faults from Nakata and Imaizumi eds. (2002), respectively. A blue square represent survey regions.

しかし、今まで鈴鹿川以南における伊勢平野の東側に関しては、地形・地質学的情報から推定されている断層が複数あるにも関わらず、断層に直交する東西方向での反射法探査はほとんど行われておらず、断層構造は研究によって解釈が異なる。例えば、上記の通り、佐藤ほか（2004）によって四日市断層が鈴鹿川以南に連続する可能性が示唆され、鈴木ほか（2010a）では近鉄鈴鹿線付近まで断層が延長すると解釈されているが、その南にも推定断層が断続的に分布しており、四日市断層がさらに南部まで連続している可能性も否定できない。また、中田・今泉（2002）と鈴木ほか（2010a）では金沢川河口付近にも南北に断層が存在すると解釈

しているが、その分布は両者で異なる。さらに、中田・今泉（2002）では海岸線から約2 kmの場所に堀切川や中ノ川を南北に縦断するような断層が分布すると解釈しており、その断層は南部にある千里撓曲まで連続していると解釈しているが、鈴木ほか（2010b）では、この断層は堀切川の北までしか続かず、千里撓曲とは分断していると解釈している。地震調査委員会（2004）などでは、四日市断層より南の複数の断層を合わせて布引山地東縁断層帯としているが、鈴鹿市における断層の分布図は上記研究と解釈が異なる。

以上の背景をふまえると、伊勢平野の鈴鹿川以南においては断層の位置や長さなどの解釈が一致していな



第2図 調査路線周辺の地図（国土地理院発行数値地図25,000地図画像）。基図に20万分の1シームレス地質図（産業技術総合研究所, 2015）を用いた。実線に関しては第1図同様断層を表す。緑は中田・今泉（2002）による活撓曲の領域を示す。

Fig. 2 Digital Map 25,000 from GSI with Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) from AIST (2015). Blue solid lines represent survey lines. Red, orange, pink, and purple solid lines are the same as Fig. 1. Green areas indicate active flexures.

い場所も多く、さらなる調査が必要である。そこで、伊勢湾西部の沿岸域の地質情報を整備するため、本調査では以下の2つの項目を明らかにする。

- 1) 四日市断層の南部延長の可能性
- 2) 千里断層の位置解明

以上2つの項目を調査するため、2018年1～2月に三重県鈴鹿市の金沢川周辺と堀切川周辺において浅部反射法地震探査を行った。第2図は、本調査の測線を示したものであるが、今後は金沢川周辺の測線を金沢測線、堀切川周辺の測線を堀切測線と表記する。

2. 調査概要

本調査は2018年1月29日から2月17日の合計20日間行った。1月29日から2月7日は金沢川周辺（金沢測線、第3図）で行い、2月8日から2月17日は堀切川周辺（堀切測線、第4図）で行った。調査の様子は第5図に示す。震源は地球科学総合研究所製のP波油圧インパクト（JMI-200）を用いたが、堀切測線の一部は道路の幅が非常に狭いため、JMI-200より小さいP波油圧インパクト（JMI-Mini65）を使用した。発震

の間隔は2mで、発震回数はJMI-Mini65は各点20回、JMI-200の場合は各点5回を基本とし、路面の状況などに応じて発震回数を調整した。受振器は固有周波数28Hzの上下動シングルジオフォン（Geospace社製GS-20DM内蔵）を使用し、2m間隔に設置した。波形は0.5秒サンプリングで2秒間記録し、収録にはテレメトリ型地震探査システムDSS-12（サンコーコンサルタント社製）を使用した。受振器は192点を同時に設置し、48点ずつ展開移動して記録を収録した。金沢測線、堀切測線における調査機器の詳細を第1表、第2表に記し、以下にそれぞれの測線におけるデータ収録状況を示す。

2.1 金沢測線について

金沢川は鈴鹿市東部の丘陵を水源とし、市街地をぬけて伊勢湾にそそぐ約2.6kmの二級河川である。金沢測線は、金沢川と伊勢鉄道が交差する場所から西に約700m進んだ場所から始まり、川沿いの堤防や農道を通り、海岸近くまで、ほぼ東西に設定し、測線の総受振点数は2,112点、総延長は4,222mとした（第1表、第2、3図）。測線の途中で国道や線路を横切る時はケーブルを迂回させ道路や線路の下を通すなどして、全区間

(a)



(b)



第3図 金沢測線の詳細図。

(a) 測線1周辺の地図。青線と数値は測点・発震点番号(2 m 間隔)。基図に国土地理院発行数値地図25,000(地図画像)を用いた。赤、ピンク、オレンジの実線は第1図と同様。(b) aと同様で赤線と数値はCMP 重合点を表す。

Fig. 3 Detailed information of Kanasai line. (a) Line 1 with Digital Map 25,000 (Map Image) from GSI. Numbers represent receiver and shot points. (b) Same as (a). Numbers represent CMPs.

有線でデータを取得した。

この測線は、西側で鈴木ほか(2010a)による四日市断層の南方延長と交差し、東側で中田・今泉(2002)や鈴木ほか(2010a)によって推定されている海岸近辺にある断層の北方延長と交差している。そのため、四日市断層の南部延長の可能性、また海岸付近に想定されている断層との連続性を調べるのに適した測線である。

金沢測線は基本的には5回ずつ発震した。測線の途中で、水路の上、交通量の多い国道・県道の上、水道管の上、アスファルトが弱い場所、震源車両が通れな

い場所などでは発震をスキップするか、発震回数を減らした。測線は未舗装の場所とアスファルト舗装の場所があり、受振器のスパイクは基本的には道の端に刺し、橋の下など土がなくスパイクが刺せなかった場所に関しては、パテを使用して受振器を固定した。

2.2 堀切測線について

堀切川は金沢川同様に、鈴鹿市東部の丘陵を水源とし、白子の市街地をぬけて伊勢湾にそそぐ流路約4.8 kmの二級河川である。堀切測線は、堀切川が県道645号線と交差する場所から西に約2 kmの場所(国道23

(a)



(b)



第4図 堀切測線の詳細図。(a) (b) の点や線は第3図と同様。

Fig. 4 Detailed information of Horikiri line. Parameters are the same as Fig. 3.

線中勢バイパスの手前) から始まり、伊勢鉄道を越えて農道を通り、堀切川の堤防沿いを国道23線に到達する場所までほぼ東西に設定し、測線の総受振点数は1,920点、総延長は3,838 mとした(第2表、第2、4図)。この測線は中田・今泉(2002)によって位置が不確かと記述されている断層(第2図)や、鈴木ほか(2010b)による四日市撓曲と千里撓曲の間にある断層の延長線に交わるため、四日市断層や千里断層の複雑な構造を明らかにするのに適した測線である。

堀切測線は金沢測線同様に基本的には5回ずつ発震した。ただし、上述の通り、堀切測線の一部(発震点番号241から816まで)は、JMI-200が通れない幅の狭い農道を使用したため、JMI-Mini65を用いた。JMI-

Mini65はJMI-200と比較して打撃エネルギーが小さいため、発震回数を15から20回にした。その他は全て金沢測線と同じように調査を実施した。

3. 取得データ

DSS-12は現場で発震原記録の確認やスタックなどの簡単な処理ができるため、調査は発震記録を確認しながら行った。今回の探査における主なノイズ源は、人(徒歩やランニング)、トラクター、一般車両による振動、ヘリコプターの音などであったが、ほとんどのノイズはスタックによって軽減することを現地で確認した。第6、7図は金沢、堀切測線における発震原記録の

第1表 金沢測線における調査パラメータ詳細.

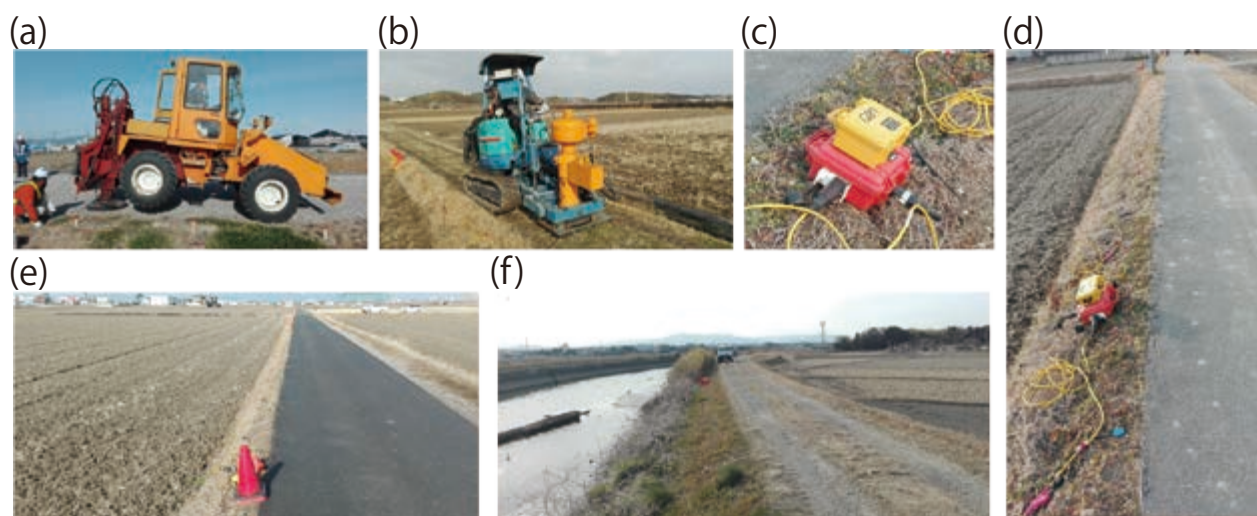
Table 1 Field parameters for Kanasai Line.

測線名	金沢測線
調査地域	金沢川周辺
調査期間	2018年1月29日から2月7日
測線長	4222m
受振点数	2112点
受振点間隔	2m
受振点展開方法	192チャンネルを同時展開し48点ずつ移動
震源	P波油圧インパクト(JMI-200)
発震点数	2112点
発震間隔	2m
発震回数	5回(道路の状況に応じて適宜調節)
受振器	GS20-DM(GeoSpace社製)
受振器固有周波数	28Hz
収録装置	DSS-12(サンコーコンサルタント製)
記録長	2秒
サンプリング間隔	0.5ms

第2表 堀切測線における調査パラメータ詳細.

Table 2 Field parameters for Horikiri Line.

測線名	堀切測線
調査地域	堀切川周辺
調査期間	2018年2月8日から2月17日
測線長	3838m
受振点数	1920点
受振点間隔	2m
受振点展開方法	192チャンネルを同時展開し48点ずつ移動
震源	P波油圧インパクト(JMI-200, JMI-Mini65)
発震点数	1920点
発震間隔	2m
発震回数	5回(道路の状況に応じて適宜調節)
受振器	GS20-DM(GeoSpace社製)
受振器固有周波数	28Hz
収録装置	DSS-12(サンコーコンサルタント製)
記録長	2秒
サンプリング間隔	0.5ms



第5図 調査機器, 現場調査の様子. (a) JMI-200 (地球科学総合研究所), (b) JMI-Mini65 (地球科学総合研究所), (c) (d) DSS-12 (サンコーコンサルタント社製), (e) 金沢測線, (f) 堀切測線.

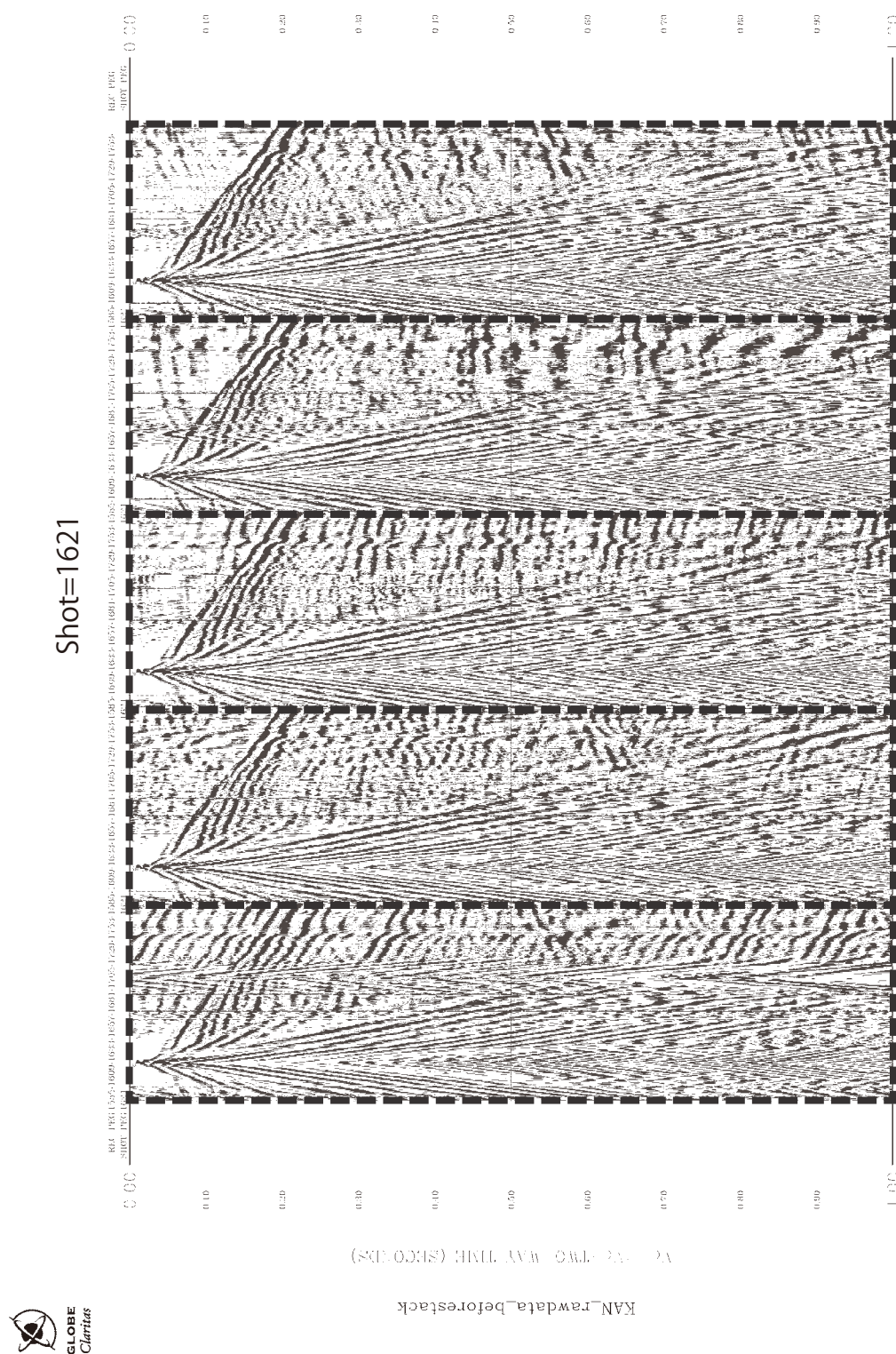
Fig. 5 Survey systems and field operations. (a) JMI-200 (JGI, Inc.), (b) JMI-Mini65(JGI, inc.), (c) (d) DSS-12 system (Suncoch Consultants), (e) Kanasai Line, (f) Horikiri Line.

例である. 両測線とも初動は測点の端までとどいており, 記録波形は概ね良好である. 第8, 9図は発震原記録をダイバーシティスタックにより垂直重合したものであり, スタックによってノイズは軽減し, 良好な記録になることがわかった. 第10, 11図は垂直重合後にジオメトリを設定し, $V_p=1,800$ m/sを仮定してNMO補正を行い, CMP重合した予備的な時間断面図である. 金沢・堀切両測線ともに往復走時約0.5秒まで明瞭な反射波を確認した. 今後解析をすすめ, 断層や撓曲が存

在するの否か, あるいはどこに存在するの否かを明らかにする予定である. さらに, 本調査の結果を先行研究やボーリングデータと比較し, 四日市断層と千里断層の構造を明らかにする予定である.

4. まとめ

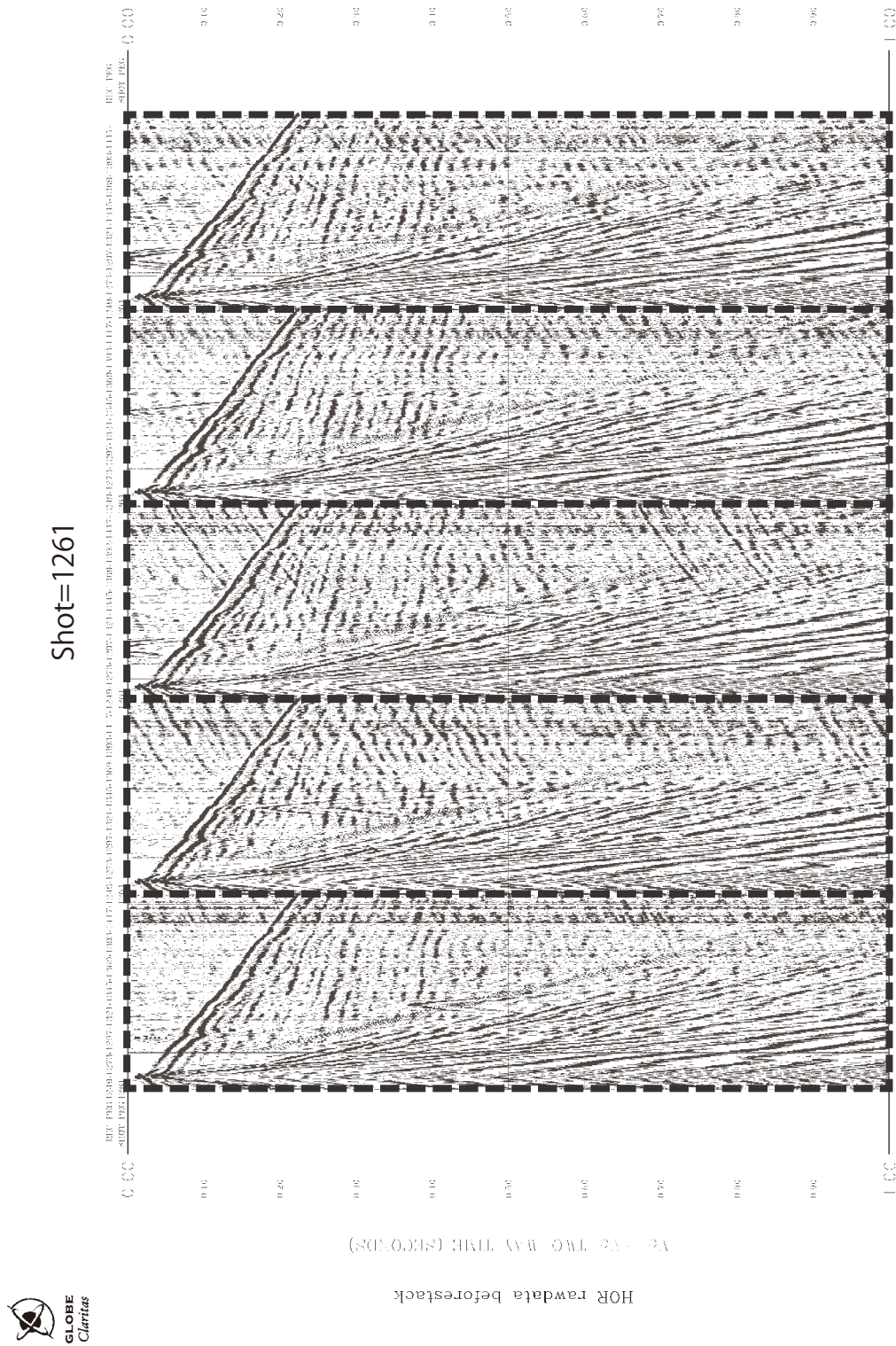
本調査では, 三重県鈴鹿市において, 四日市断層の南部延長・伊勢湾近傍の沖積低地に推定されている断層



第6図 金沢測線における発震記録（発震点 1,621）
 Fig. 6 Examples of shot records at shot-number 1,621 for Kanasai Line.
 Vertical and Horizontal axes are receiver channel and two-way travelttime, respectively.

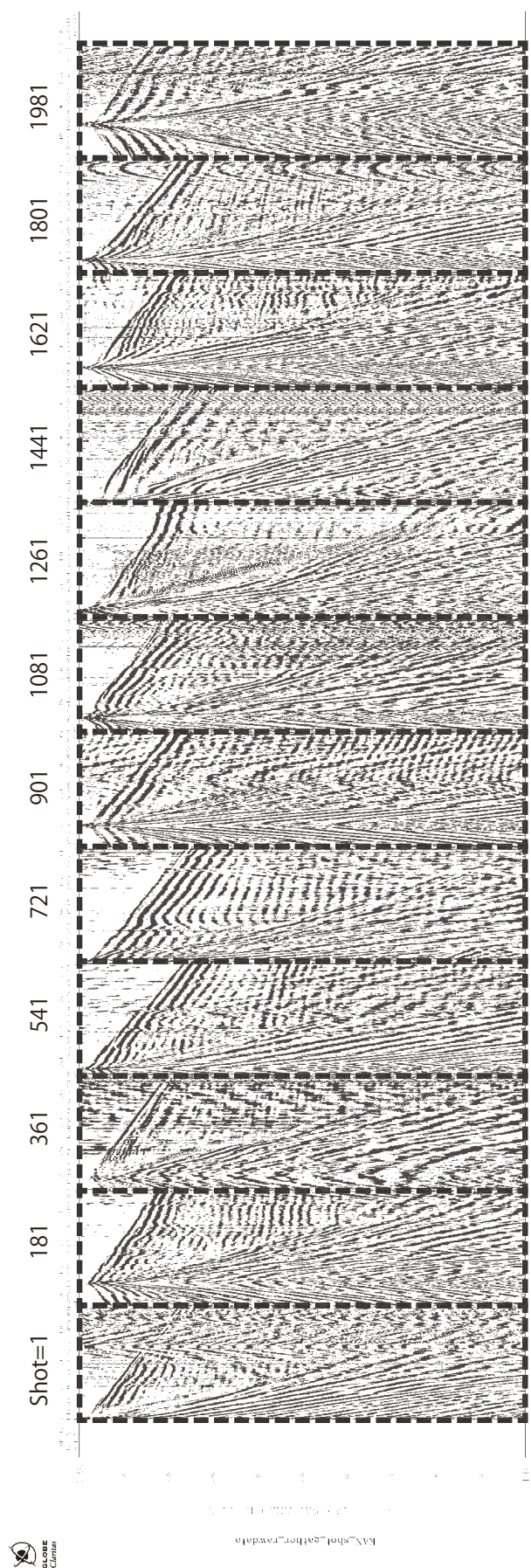
の構造・千里断層の構造を解明するために、金沢・堀切測線で浅部反射法探査を実施した。両測線共にデータは良好で、往復走時約 0.5 秒まで明瞭な反射波が検出された。今後データ処理を進め、先行研究やボーリングデータと比較することで、本調査地域の断層構造を明らかにする予定である。

謝辞：本調査の測線設定に際し地質情報研究部門の水野清秀氏、佐藤善輝氏から助言をいただいた。調査の実施にあたり、三重県鈴鹿建設事務所、鈴鹿市役所、鈴鹿川沿岸土地改良区、近畿日本鉄道株式会社、中尾建設株式会社、測線が通る 14 地区の自治会長の皆様、6 地区の農業委員の皆様にご協力いただいた。現地での



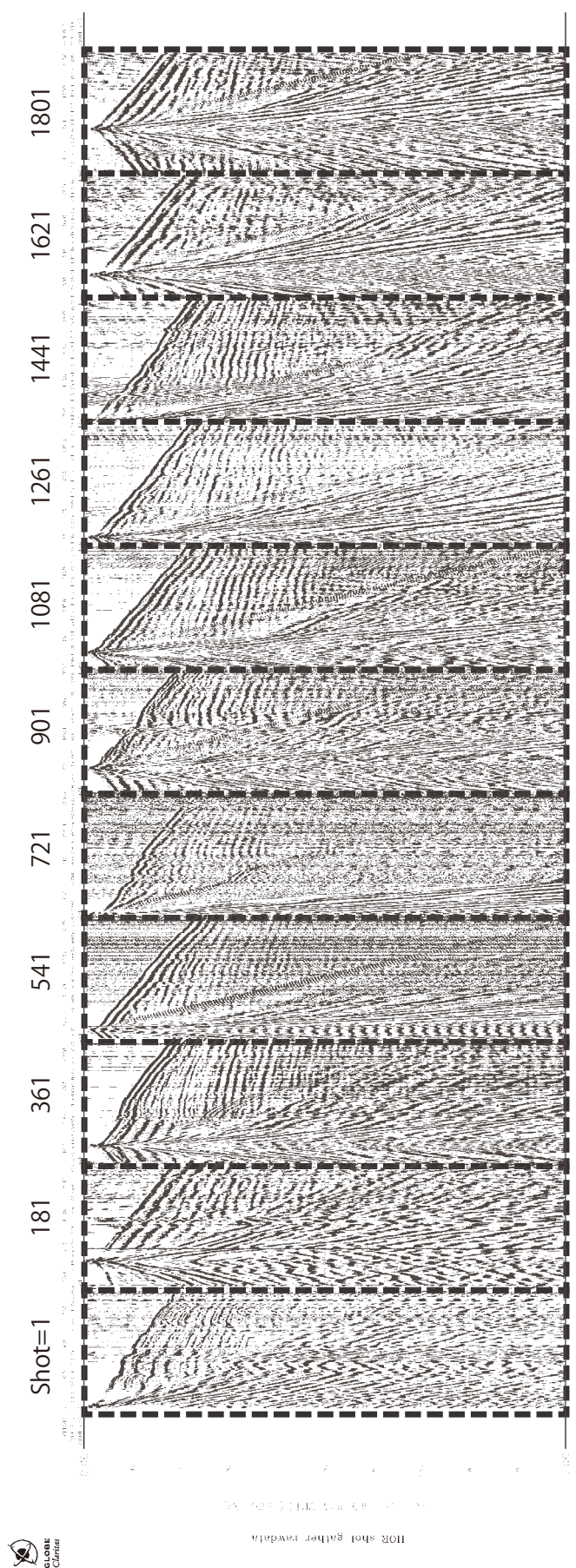
第7図 堀切測線における発震記録（発震点1,261）。
 Fig. 7 Examples of shot records at shot-number 801 for Horikiri Line.
 Parameters are the same as Fig. 6 but for Horikiri Line.

データ取得に関しては（株）ジオシスにご協力いただいた。また反射法のデータ解析と図の作成には Claritas (GNS, New Zealand), 一部の図の作成には QGIS, GMT mapping tools (Wessel and Smith, 1998) を使用した。記して感謝の意を表す。



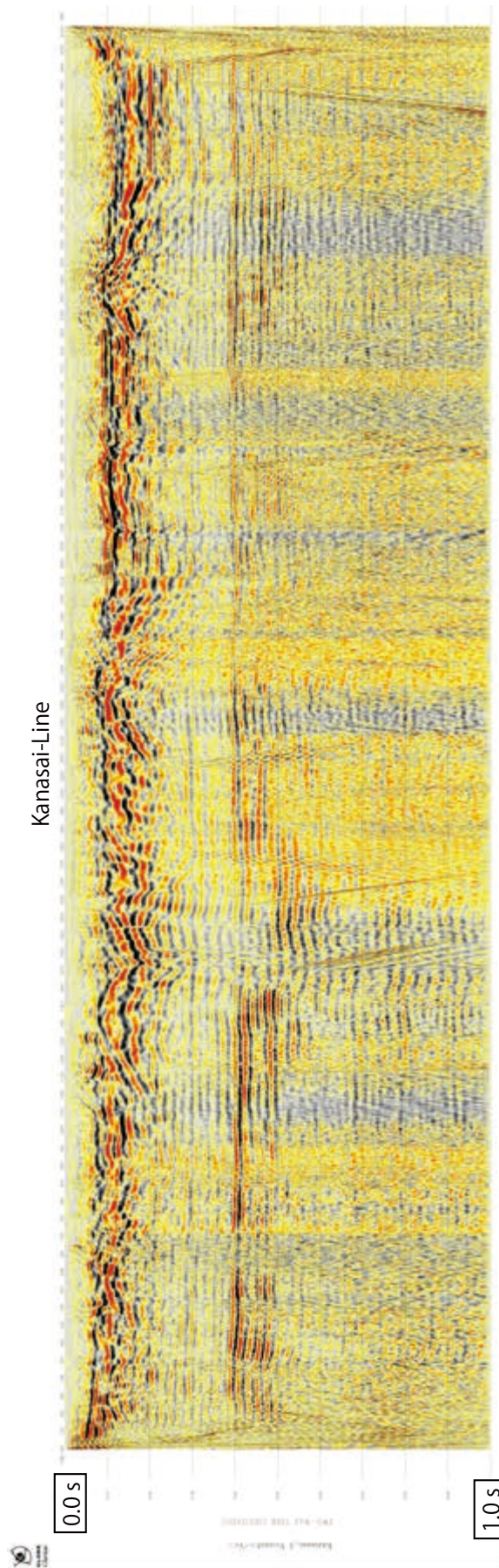
第 8 図 金沢測線における発震記録を垂直重合し、振幅調整を行った波形（発震点 1, 181, 361, 541, 721, 901, 1081, 1261, 1441, 1621, 1801, 1981）。

Fig. 8 Stacked shot records with gain control after diversity stack of 5-times shot gathers at shot-number 1, 181, 361, 541, 721, 901, 1081, 1261, 1441, 1621, 1801, and 1981 for Kanasai Line. Parameters are the same as Fig. 6.



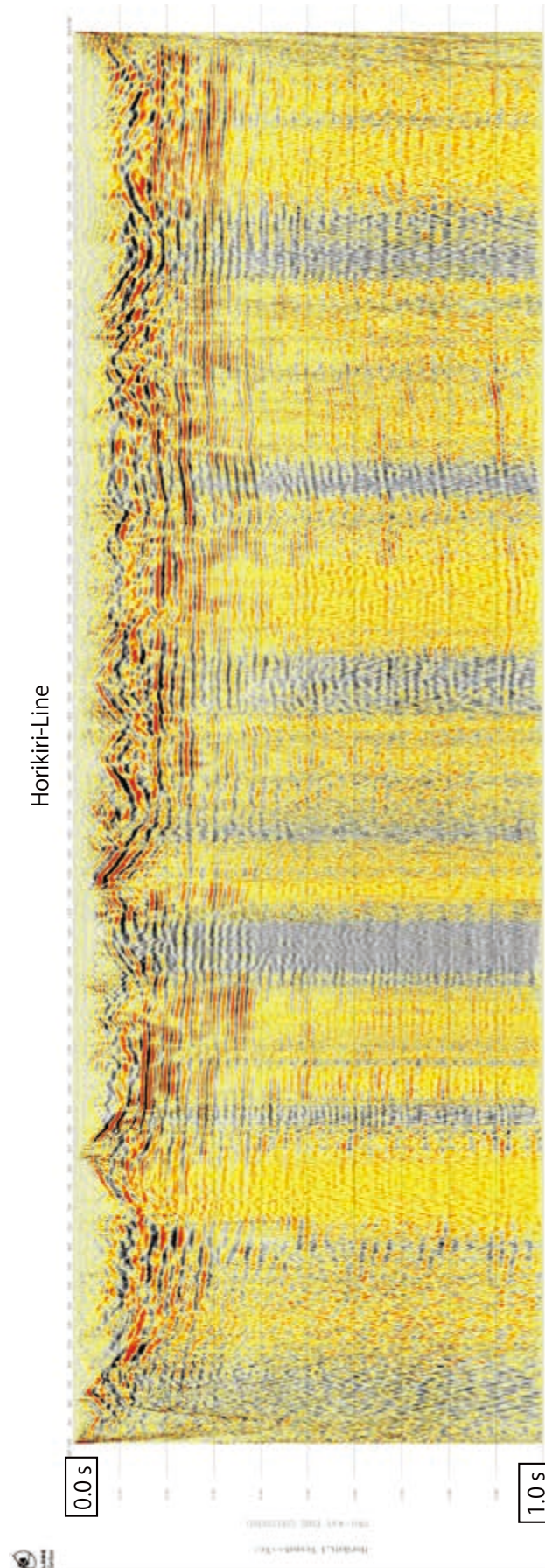
第9図 堀切測線における発震記録を垂直重合し、振幅調整を行った波形（発震点1, 181, 361, 541, 721, 901, 1081, 1261, 1441, 1621, 1801）。

Fig. 9 Stacked shot records with gain control after diversity stack of 5-times shot gathers at shot-number 1, 181, 361, 541, 721, 901, 1081, 1261, 1441, 1621, 1801, and 1981 for Horikiri Line. Parameters are the same as Fig. 6.



第10図 金沢測線における予備的な断面図。Vp=1.8km/sでNMO補正を行い、CMP重合をした。横軸の数字はCMPの位置を表す。

Fig. 10 CMP stacking with NMO corrections using 1.8 km/s for P wave velocity at Kanasai Line. Numbers of the horizontal axis represent locations of CMP points.



第 11 図 堀切測線における予備的な断面図. $V_p=1.8\text{km/s}$ で NMO 補正を行い, CMP 重合をした.
横軸の数字は CMP の位置を表す.

Fig. 11 CMP stacking with NMO corrections using 1.8 km/s for P wave velocity at Horikiri Line.
Numbers of the horizontal axis represent locations of CMP points.

文 献

- Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008) Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J. Geophys. Res.*, **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- 木下佐和子・山口和雄・伊藤 忍・住田達哉 (2018) 高浜断層周辺における浅部地下構造調査の実施. 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 76, 59-71.
- 三重県 (2003) 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金. 伊勢平野に関する地下構造調査に関する調査成果報告書. <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie8frm.htm> (確認日 2018 年 4 月 20 日)
- 三重県 (2004) 平成 16 年度地震関係基礎調査交付金. 伊勢平野に関する地下構造調査に関する調査成果報告書. <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie9frm.htm> (確認日 2018 年 4 月 20 日)
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・60p. 付図 1 葉.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (確認日 2018 年 4 月 20 日)
- 佐藤比呂志・伊藤 潔・平田 直・岩崎貴哉・額継一起・伊藤谷生・笠原敬司 (2004) 近畿圏大深度弾性波探査 (大阪-鈴鹿線), 大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」. 平成 16 年度成果報告書, 113-121.
- 鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久 (2010a) 1:25,000 都市圏活断層図「四日市第 2 版」. 国土地理院技術資料 D1-No.542.
- 鈴木康弘・八木浩司・岡田篤正・中田 高 (2010b) 1:25,000 都市圏活断層図「津第 2 版」. 国土地理院技術資料 D1-No.542.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. American Geophysical Union*, **79**, 579.
- 吉田史郎 (1983) 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 (1986) 津東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 72p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 布引山地東縁断層帯の長期評価について, 27p.

高浜断層周辺における浅部地下構造調査の実施 Shallow structure survey around Takahama Fault Area in Aichi prefecture, central Japan

木下佐和子^{1*}・山口和雄¹・伊藤 忍¹・住田達哉¹
Sawako Kinoshita¹, Kazuo Yamaguchi¹, Shinobu Ito¹ and Tatsuya Sumita¹

Abstract: Takahama fault is distributed at the southern end of the Sanage-Takahama Fault Area. We conducted a P-wave shallow seismic reflection survey, a vertical seismic profile (VSP) survey, and the interferometry survey around Takahama Fault Area, Aichi Prefecture, central Japan, to clarify the spatial distribution and the amount of the activity of the Takahama fault. The shot records of the reflection survey and VSP survey show high signal-to-noise ratio. We are going to conduct further analyses to gain more insight into the geological information around the coastal zone of the Mikawa Bay.

Keywords: seismic reflection survey, Takahama Fault

要 旨

高浜断層は愛知県豊田市から西尾市にかけて分布する猿投—高浜断層帯の南部に位置する断層である。我々は、高浜断層の位置・撓曲崖をはさんだ地下の地層変位量などを明らかにすることを目指し、愛知県の油ヶ淵周辺において浅部反射法探査と VSP 検層、高浜川沿いにおいて地震波干渉法の調査を実施した。3つの調査全てで良好なデータが得られたので、今後データ処理をすすめ、三河湾沿岸域における地質情報の整備を行う。

1. はじめに

沿岸域の地質・活断層プロジェクトでは日本全国の大都市圏沿岸地域と沿岸海域の地質・地盤情報の整備を行っており、平成 29 年度から 31 年度は伊勢湾・三河湾沿岸域を対象に様々な調査が行われる。本報告では、三河湾沿岸域調査の一環として、平成 29 年度に愛知県の高浜断層周辺で行った浅部地下構造調査（反射法地震探査・VSP 検層・地震波干渉法）のデータ取得状況に関してまとめる。なお、平成 29 年度は三重県鈴鹿市においても陸域の地震探査を行っている（木下ほか、2018 本報告）。

三河湾沿岸域には知多半島、西三河平野、三河山地、東三河平野、渥美半島などが分布している（第 1 図）。西三河平野は、西は衣浦湾、北は猿投 - 知多隆起帯、東は三河山地に囲まれた堆積平野で、主に段丘などの台地と矢作川と油ヶ淵の沖積低地で構成されている（牧之内ほか 2011）。衣浦湾の東から矢作川を越えて西尾市

にかけては、河成低地と段丘の境界付近に高浜断層が分布していると考えられている（愛知県、1996）。高浜断層は大高一府断層帯の南に存在する、西尾市まで続く一連の猿投—高浜断層帯の南部に位置する断層である（地震調査委員会、2004）。中田・今泉編（2002）などでは、撓曲崖をつなぎ高浜断層の位置を推定しているが、撓曲崖が不連続の場所もあり、詳細な断層位置は不明確である。

愛知県では 1995 年に高浜撓曲崖を対象にした調査を実施している（愛知県、1996）。その調査で、高浜撓曲の地下構造を明らかにするために撓曲崖を通る約 800 m の東西の測線において浅部反射法調査を実施した。その結果、撓曲崖の下に地層の食い違いがあることから、撓曲崖の下に傾斜 70～80 度の断層があると推定した。反射法地震探査は断層の位置を推定するために有用な手法のひとつであるが、愛知県が 1995 年に実施した調査測線より東では、高浜断層を横切るような反射法地震探査は行われておらず、さらなる調査が必要である。

本調査では、高浜断層の位置を明らかにし、撓曲崖をはさんだ地下の地層変位量などを明らかにすることを目的として、愛知県高浜市・碧南市・安城市において、以下の 3 種類の地下構造調査を行った。

1：浅部反射法地震探査（油ヶ淵周辺）

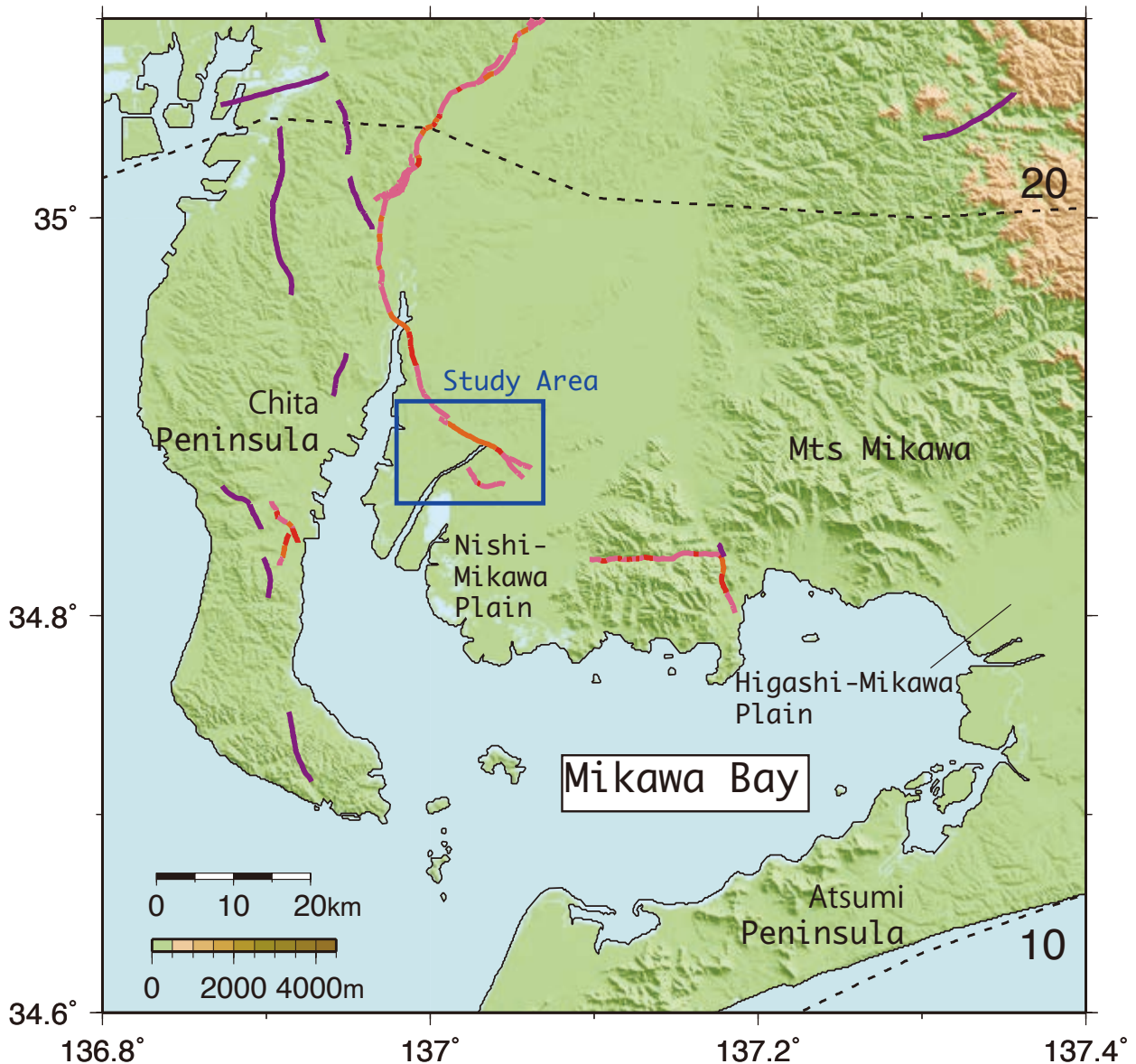
2：VSP 検層（油ヶ淵周辺）

3：地震波干渉法（高浜川周辺）

反射法地震探査は地表で人工的に弾性波を発生させ、地下の地震波速度や密度が変化する境界面で反射した波を地表の受振器で計測し、地下の境界面をイメージする手法である（物理探査学会、1998）。VSP 検層はボーリングの坑井を利用し、地表で発震した地震波

*Correspondence

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 三河湾沿岸域の地形と Hirose *et al.* (2008) によるフィリピン海プレートの深度 (km). 標高データは国土地理院の数値地図 250 m メッシュ標高を使用した. 赤, オレンジ, ピンク, 紫の実線は中田・今泉編 (2002) による断層位置を表し, それぞれ活断層, 活断層 (位置不明確), 活断層 (位置不明), 推定活断層を表す. 赤色の四角は本調査領域を表す.

Fig.1 Tectonic setting around the coastal area of Mikawa Bay. Depth contours indicate the upper surface of the subducting Philippine Sea plate (km) from Hirose *et al.* 2008. Colors indicate digital elevation model (250m grid) from Geospatial Information Authority of Japan (GSI). Red, orange, pink, and purple solid lines represent spatial distributions of active faults, active faults whose location are indecisive, active faults whose location are concealed, and estimated active faults from Nakata and Imaizumi eds. (2002), respectively. A blue square represents survey regions.

を坑内に展開した受振器で計測し, 坑井周辺の地下構造を調べる手法である (物理探査学会 1998). 油ヶ淵周辺では平成 29 年度にボーリング調査も行っており, VSP 検層はその坑井を利用した. 地震波干渉法は 2 点の観測点で得られた常時微動の相互相関関数から, 2 点間のグリーン関数を求める手法で地下の擬似的な反射面や S 波速度構造を求めることができる (中原, 2016 など). 震源を使用しないため, 発震を行うことができ

ない狭い道などで有効な手法である (伊藤ほか, 2010 ; 伊藤・山口, 2011 など). 今回はケーススタディとして, 南北を撓曲崖に囲まれた, 断層が通っていると予想される高浜川の堤防で調査を実施した.

2. 調査概要

以下に 3 種類の探査それぞれの調査概要を記す.



第2図 調査路線周辺の地図（国土地理院発行数値地図25,000地図画像）。基図に20万分の1シームレス地質図（産業技術総合研究所，2015）を用いた。実線に関しては第1図同様断層を表す。

Fig.2 Digital Map 25,000 from GSI with Seamless Digital Geological Map of Japan (1:200,000) from AIST (2015). Blue solid lines represent survey lines. Red, orange, pink, and purple solid lines are the same as Fig. 1.

1) 反射法に関して

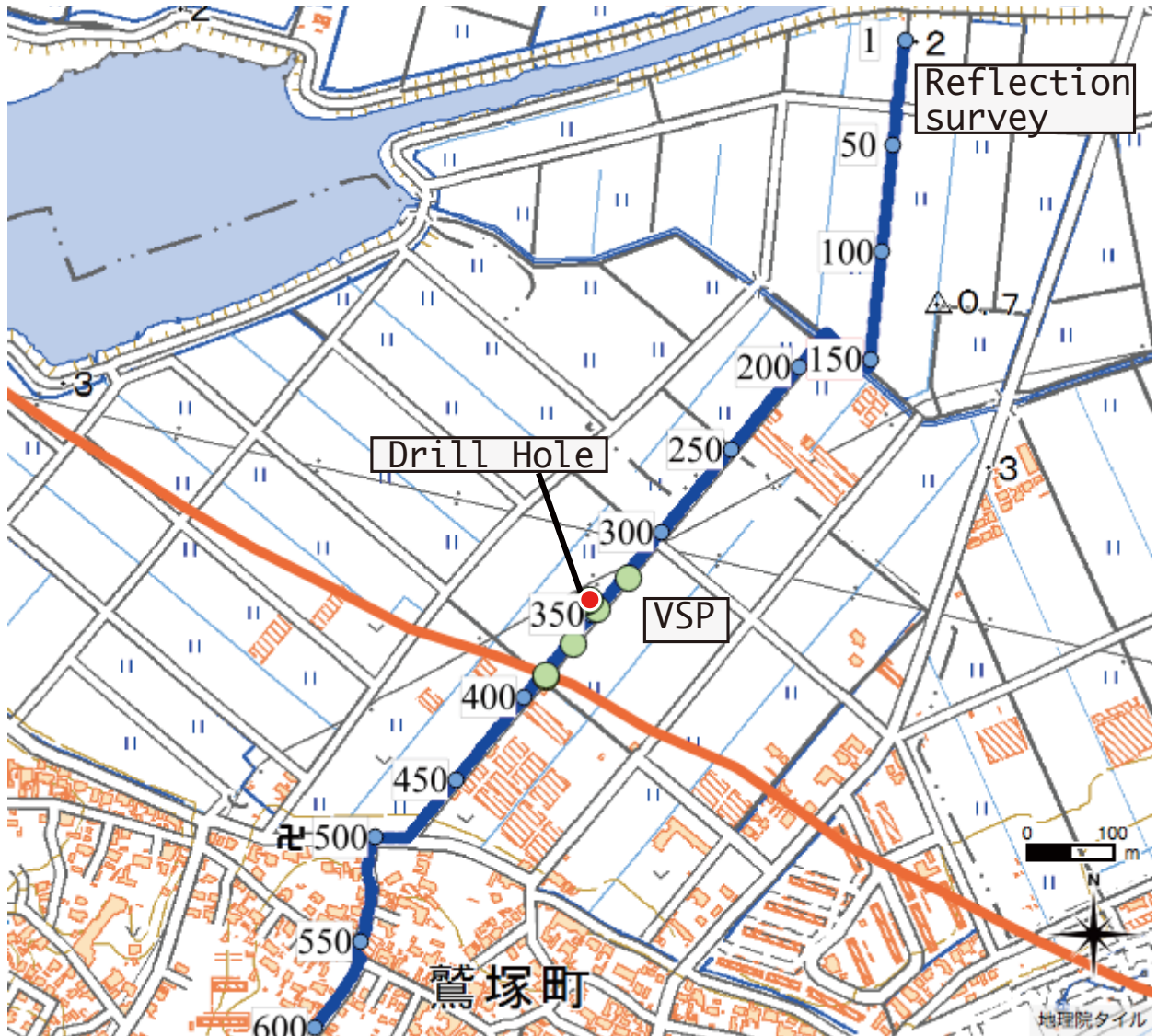
本調査は2018年3月26日から30日の合計5日間行った。機材は、三重県鈴鹿市における反射法探査（木下ほか2018，本報告）と同じものを用いた。震源はP波油圧インパクト（JMI-mini65，地球科学総合研究所製）を用い，発震間隔は2m，発震は基本的には1点につき8回としたが，路面の舗装や調査の進捗状況などに応じて適宜発震回数を調節した。受振器は固有周波数28Hzの上下動シングルジオフォン（Geospace社製GS-20DM内蔵）を使用した。波形収録にはテレメトリー型地震探査システムDSS-12（サンコーコンサルタント社製）を使用し，0.5msサンプリングで2秒間記録した。受振器は2m間隔に設置し，192点を同時に設置して48点ずつ展開移動した。調査機器の詳細を第1表に記す。測線は半場川の堤防から始まり，農道を南西方向に進み，ボーリング実施点を通り，鷺塚町の住宅街の中にある撓曲崖を登った場所まで，総延長約1,200メートル，総受振点数は600点と設定した（第1表，第2,3図）。この測線は中田・今泉編（2002）による高浜断層の推定位置と交差し，高浜断層の正確な位置や東海層群の水平分布を調べるのに適した場所である。測線は未舗装の部分とアスファルトで舗装されている部分があり，受振器のスパイクは道の端に刺し，住宅街などでスパイクが刺せない場所は粘土を使用して受振器を固定した。調査の様子を第4図に示した。

第1表 反射法における調査パラメータ詳細
Table1 Field parameters for the reflection survey.

測線名	碧南反射測線
調査地域	油ヶ淵周辺
調査期間	2018年3月26日から3月30日
測線長	1198m
受振点数	600点
受振点間隔	2m
受振点展開方法	192チャンネルを同時展開し48点ずつ移動
震源	P波油圧インパクト(JMI-Mini65)
発震点数	600点
発震間隔	2m
発震回数	8回(道路の状況に応じて適宜調節)
受振器	GS20-DM(GeoSpace社製)
受振器固有周波数	28Hz
収録装置	DSS-12(サンコーコンサルタント製)
記録長	2秒
サンプリング間隔	0.5ms

2) VSPに関して

調査は2018年3月21日から24日の合計4日間行った。調査機器の詳細は第2表に記した。発震は坑井脇及び，坑井横の農道上で坑井から最近接点からの水平距離0m，南北に約40m，南北に約80mの計6か所の位置で当初行う予定で，発振点番号を北から1, 2, 3, 4,



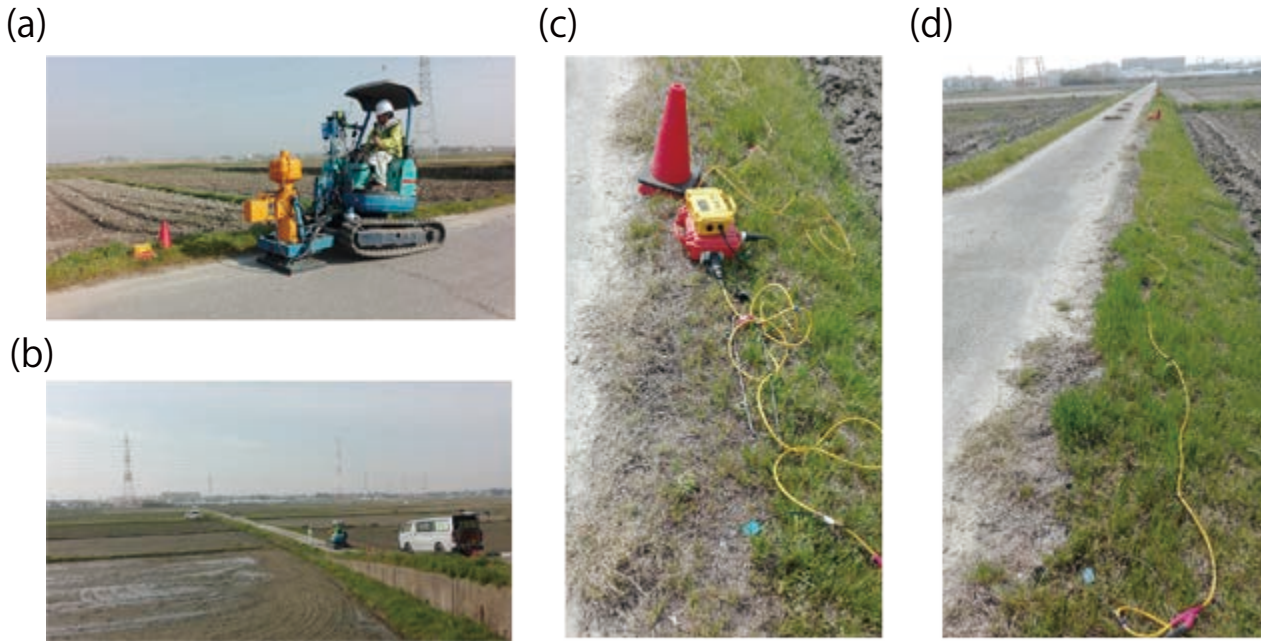
第3図 反射測線の詳細図.

(a) 反射法の測線周辺の地図. 青線と数値は受振点・発震点番号 (2 m 間隔). 基図に国土地理院発行数値地図 25,000 (地図画像) を用いた. オレンジの実線は第1図と同様. 赤の丸印は坑井, 緑の丸印は VSP の発震点を表す.

Fig.3 Detailed information of survey lines. (a) Line 1 with Digital Map 25,000 (Map Image) from GSI. Numbers and a blue line represent receiver and shot points. Red and green circles indicate the location of the drill hole and shot points of VSP survey, respectively.

5, 坑井脇を 0 と付した. 現場での時間の都合上, 発振点 1 での発振は行えず, 全部で 5 か所での発振となった (第 5 図). 発振点 0 での発振はドロップヒッターのみ, 発振点 2 での発振は油圧インパクトのみである. 受振器はハイドロフォン (Geometrics 社製) で, チャンネル数は 24, 受振器間隔は 0.5 m である. 探鉱機は strataviserNZ (Geometrics 社製) を使用し, サンプルングは 0.25 ms 間隔で, 収録は 2 秒間行った. 受振器の深度計測は, 地表 (標高 1.375 m) より 50 cm 上に設けられた孔口を基準に行った. 坑井には標高 -33.72 m まで 116 φ, 標高 -8.62 m まで 140 φ の鉄製ケーシングが入られていたが, 2 日目はケーシングがある状況で最深点

から地表部まで全ての区間で測定した. 3 日目には 116 φ のケーシングを抜いての測定を試みたが, ケーシングの抜管後間もなく, 孔壁の変形が発生したため, 深度 26 m 以浅のみのデータしか取得できなかった. 測定区間ごとの受振器の最深点は, 孔口を基準に, 2 日目は, 深度 78 m (途中から 77.5 m), 72, 60, 48, 36, 24, 12 m の 7 箇所, 3 日目は, 深度 26 m, 14 m の 2 箇所に設定した. 標高に換算すると, ケーシングありの状態では標高 -76.12 m (途中から -75.62 m) 以浅を 0.5 m 刻みで切れ目なく受振できている. ケーシングの無い測定については, 116 φ ケーシング最深点の標高 -33.72 m から -24.12 m と 140 φ ケーシングのある標高 -8.62 m 以浅

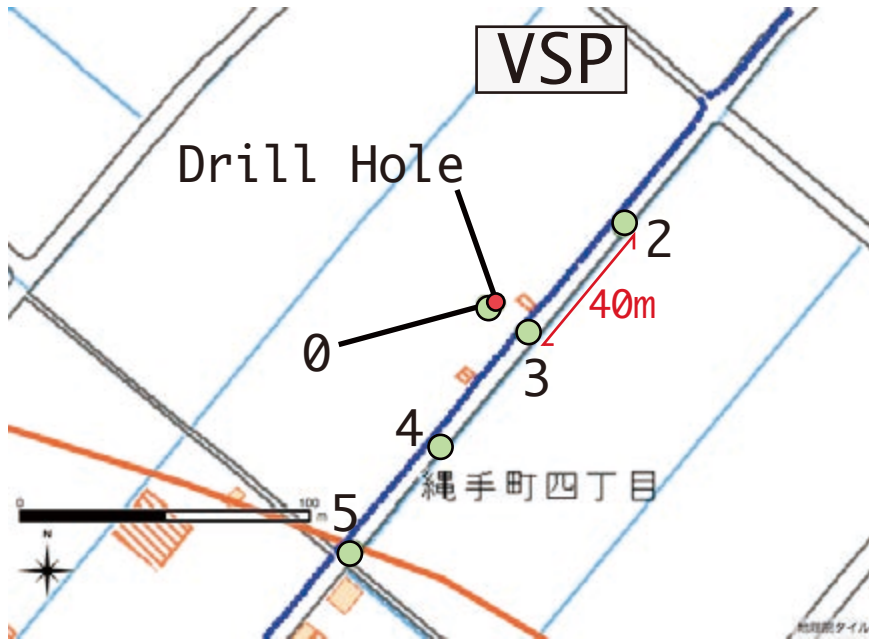


第4図 反射法の調査機器，現場調査の様子。

(a) JMI-Mini65(地球科学総合研究所). (b) 観測の様子. (c) DSS-12 (サンコーコンサルタント社製). (d) 測線の状況.

Fig.4 Survey systems and field operations of the reflection survey.

(a) JMI-Mini65(JGI, inc.). (b) Field operations. (c) DSS-12 system (Sunco Consultants) (e) Survey Line.



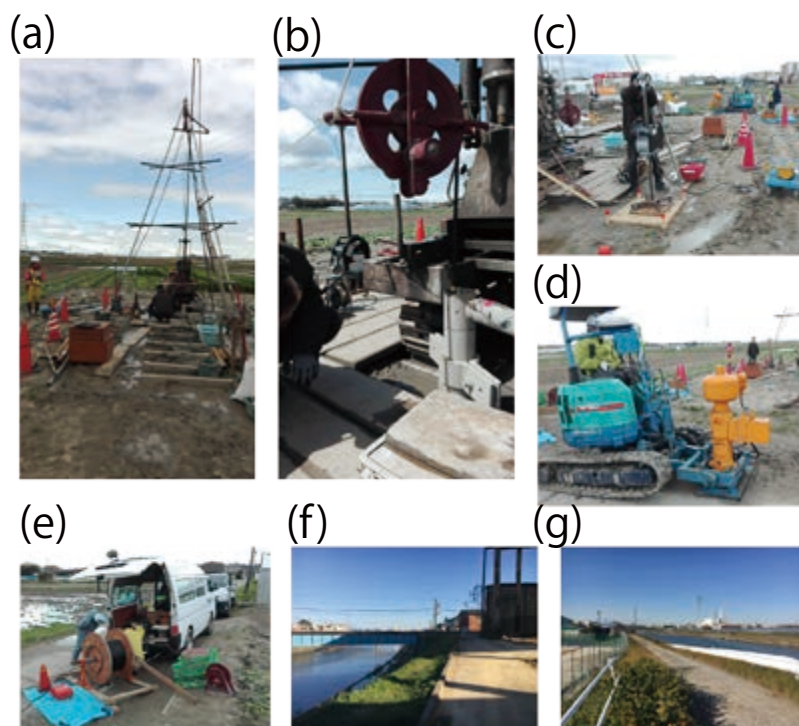
第5図 VSPの詳細図. 赤の丸印は坑井, 緑の丸印はVSPの発震点を表す. 基図に国土地理院発行数値地図25,000(地図画像)を用いた.

Fig.5 Detailed information of the VSP survey with Digital Map 25,000 (Map Image) from GSI. Red and green circles indicate the location of the drill hole and shot points of VSP survey, respectively.

が欠測区間となる. なお, 孔内水位は標高0.18 mであった(2018年3月13日測定). 調査の様子は第6図に示した.

3) 地震波干渉法に関して

地震波干渉法のデータ取得は2018年1月15日から19日に行った. データ取得方法は伊藤ほか(2010), 伊藤・山口(2011)と同様である. 使用した機器など調査諸元は第3表にまとめた. 受振器は固有周波数10 Hz



第 6 図 VSP, 干渉法の調査機器, 現場調査の様子. (a) (b) 坑井. (c) ドロップヒッター (日本地工株式会社製). (d) JMI-Mini65 (地球科学総合研究所). (e) 観測車. (f) (g) 干渉法測線の状況.
 Fig. 6 Survey systems and field operations of the VSP survey and interferometry. (a)(b) Drilling Site. (c) Drop Hitter (Nippon Chiko co., ltd). (d) JMI-Mini65(JGI, inc.). (e) Field operations. (f)(g) Survey Line of the interferometry.

第 2 表 VSP 検層における調査パラメータ詳細.
 Table2 Field parameters for the VSP survey.

測線名	碧南VSP測線
調査地域	油ヶ淵周辺
調査期間	2018年3月21日から3月24日
受振器	ハイドロフォン(Geometrics社製)
周波数特性	10-10,000Hz
チャンネル数	24
受振レベル	0.5m-77.5m
受振レベル数	156
レベル間隔	0.5m
震源	ドロップヒッター(重錐質量60kg)、P波油圧インパクト(JMI-Mini65)
垂直重合数	4から16回(状況に応じて適宜調整)
収録装置	StrataViser NZ(Geometrics社製)
記録長	2秒
サンプリング間隔	0.25ms

第 3 表 干渉法における調査パラメータ詳細.
 Table3 Field parameters for the interferometry.

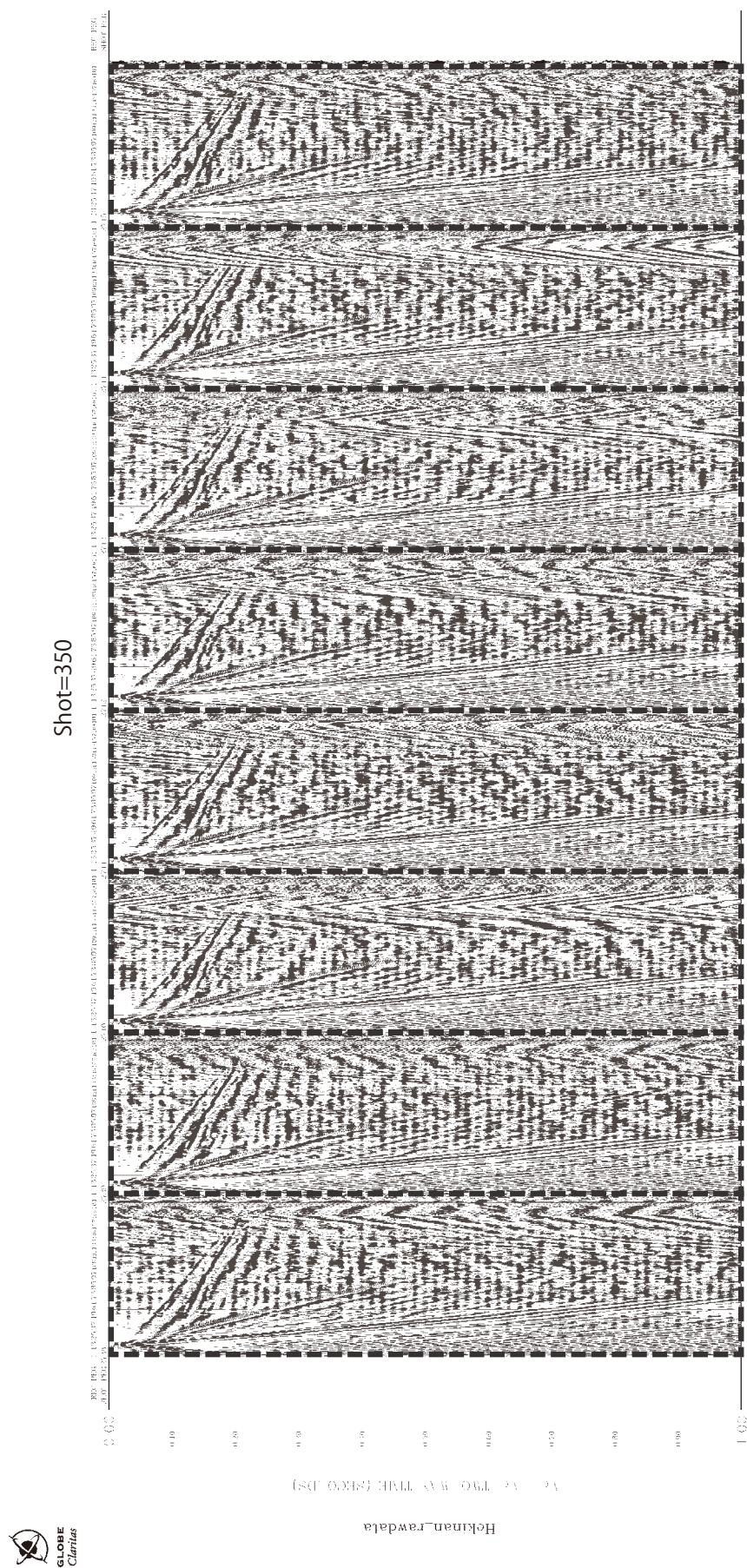
測線名	高浜川干渉法測線
調査地域	高浜川沿い
調査期間	2018年1月15日から1月19日
測線長	950m
受振点数	96
受振点間隔	10m
受振点展開方法	192(96×3成分)チャンネルを同時展開
受振器	SNG-32CT(GeoSpace社製)
受振器固有周波数	10Hz
収録装置	DSS-12(サンコーコンサルタント製)
記録長	1分
サンプリング間隔	1ms

の3成分ジオフォン(OYO Geospace 社製 GS-32CT 内蔵)を使用し, 水平動成分が測線の向きに平行・直交になるように設置した. 探鉱機はテレメトリー型地震探査システム DSS-12 (サンコーコンサルタント社製) を使用し, 1 ms サンプリングで 60 秒ずつ, 合計約 13 時間記録した. 受振器は 10 m 間隔に 96 点を設置し, 測線の長さは約 950 m に設定した. 本調査は高浜川沿いの堤防で実施したが, 途中の道は非常に狭い部分があり,

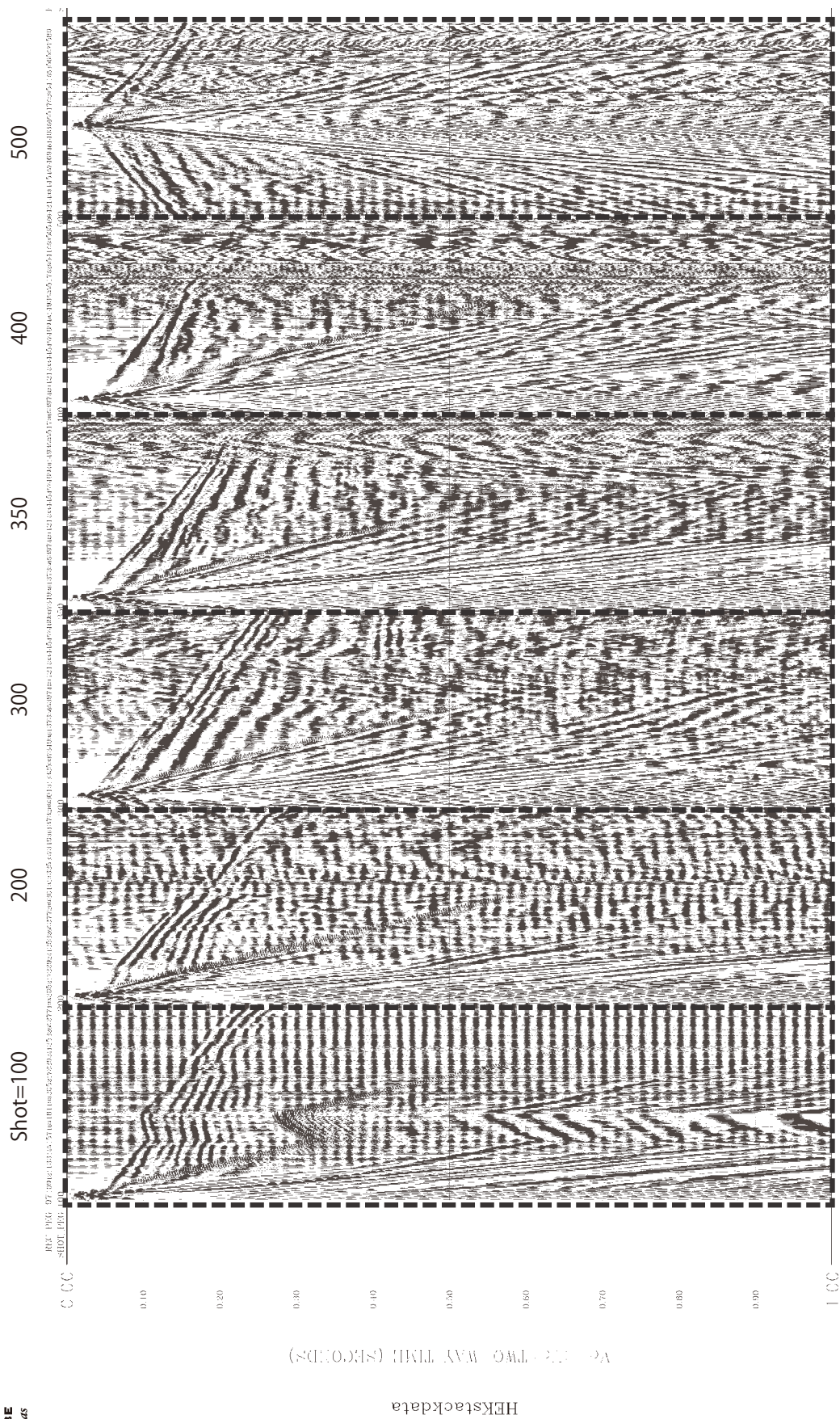


第7図 干渉法の詳細図。青線と数値は受振点番号(10 m 間隔)。緑は中田・今泉編(2002)。緑は中田・今泉編(2002)による活撓曲の領域を示す。基図に国土地理院発行数値地図 25,000 (地図画像) を用いた。

Fig.7 Detailed information of the interferometry with Digital Map 25,000 (Map Image) from GSI. Numbers and blue dots represent receiver points. Green areas indicate active flexures from Nakata and Imaizumi eds. (2002).



第8図 反射法における発震記録（発震点350）。横軸が受振・発震点で縦軸が往復走時を表す。
 Fig.8 Examples of shot records at shot-number 350 for the reflection survey. Horizontal and vertical axes are receiver channel and two-way travelttime, respectively.



第9図 反射法における発震記録を垂直重合し、振幅調整を行った波形(発震点100, 200, 300, 350, 400, 500).
 Fig.9 Stacked shot records with gain control after diversity stack of shot gathers at shot-number 100, 200, 300, 350, 400, and 500 for the reflection survey line. Parameters are same as Fig. 8.

反射法地震探査を実施することは難しい(第6, 7図)。また, 中田・今泉編(2002)による高浜川の北と南にある撓曲崖を結ぶ場所を横切るように測線を設定した。

3. 取得データ

1) 反射法に関して

現場では, 発震原記録をスタックするなどの簡単な処理を適宜実施し, 発震記録を確認しながら調査を行った。今回の探査測線では, 人(徒歩), 自転車, 車の振動などのノイズの他, 高圧送電線による60 Hzの交流電流などが主なノイズ源となったが, ほとんどのノイズはダイバーシティスタックで消えることを確認した。第8図は発震原記録の例である。ほとんどの測点において初動は測点の端までとどき, 記録波形は概ね良好であった。第9図は発震原記録をダイバーシティスタックしたものであり, スタックによってノイズが軽減し, 良好な記録になることがわかる。本測線は全体を通して良好な記録が得られたため, 今後解析をすすめVSP検層や地震波干渉法, またボーリングと比較する予定である。

2) VSP 検層について

現場では, 発震原記録を確認しながら調査を行った。今回の探査では強風, 高圧送電線による60 Hzの交流電流などが主なノイズ源となった。第10図は発震点4におけるドロップヒッターと油圧インパクトの発震原記録を, それぞれダイバーシティスタックした波形の例である。48 mよりも深部は2日目のデータ, 浅部は3日目のデータを表示している。深度48 mから72 mの部分はケーシングによるチューブ波が非常に卓越している。72 m以深では見かけ速度約330 m/sの上方進行波が複数あり, S波の反射波と考えられる。また, 振幅は小さいが直達波の直後にも見かけ速度約1,700 m/sの上昇進行波があり, P波の反射波と考えられる。今後解析をすすめ反射法地震探査や地震波干渉法, またボーリングデータと比較する予定である。

3) 地震波干渉法について

第11図は現場で収録された波形の一例である。周辺の道路を通行する車両ノイズと思われる波形が記録されており, 他の時間帯では電車の振動も記録されていた。今後, 相互相関関数を計算し, 擬似的な反射断面を求める解析, 表面波の分散曲線から地下のS波速度構造を見積る解析などを実施し, 上記の反射法地震探査とVSP検層の結果と比較する予定である。

4. まとめ

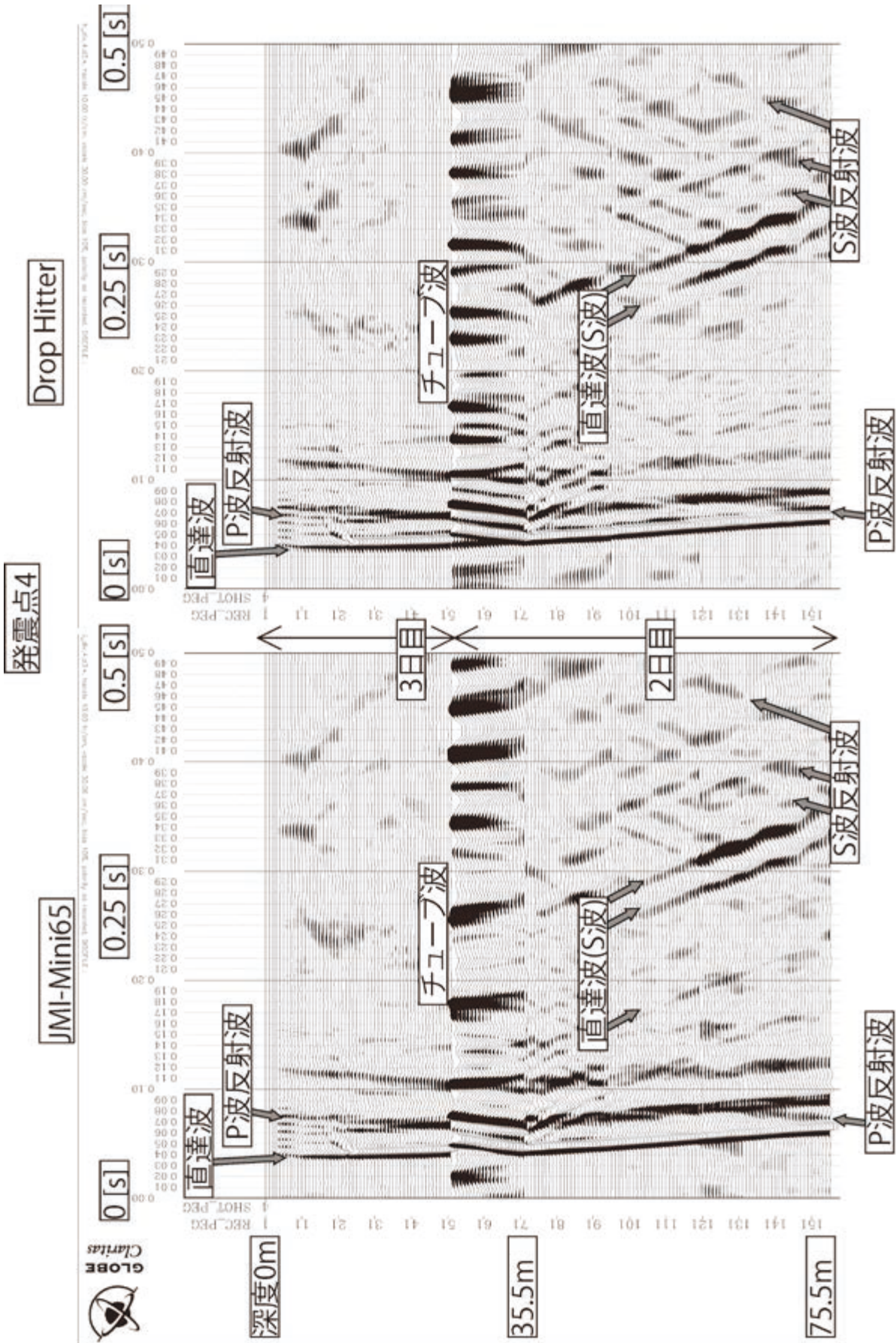
本調査では, 高浜断層の構造を解明するために, 愛知県高浜市・碧南市・安城市において浅部反射法探査・VSP検層・地震波干渉法の調査を実施した。データは良好で, 今後詳細なデータ処理を進め, ボーリングデータや重力探査など他調査の結果や先行研究との比較を行い, 高浜断層の位置を解明し, 地下の地層変位量を明らかにしたい。

謝辞: 本調査の測線設定に際し地質情報研究部門の阿部朋弥氏, 中島 礼氏から助言をいただいた。本調査の計画とデータの解釈に関して, 地質情報研究部門の横倉隆伸氏, 本調査の実施にあたり活断層火山研究部門の塚本 齊氏にご協力いただいた。調査の実施にあたり, 愛知県庁, 碧南市役所, 安城市役所, 測線が通る鷺塚町町内会長様, 愛知県知立建設事務所, 高浜市役所, 三伸興業株式会社にご協力いただいた。現地でのデータ取得に関しては(株)ジオシスにご協力いただいた。また反射法のデータ解析と図の作成にはClaritas (GNS, New Zealand), 一部の図の作成にはQGIS, GMT mapping tools (Wessel and Smith, 1998)を使用した。記して感謝の意を表する。

文 献

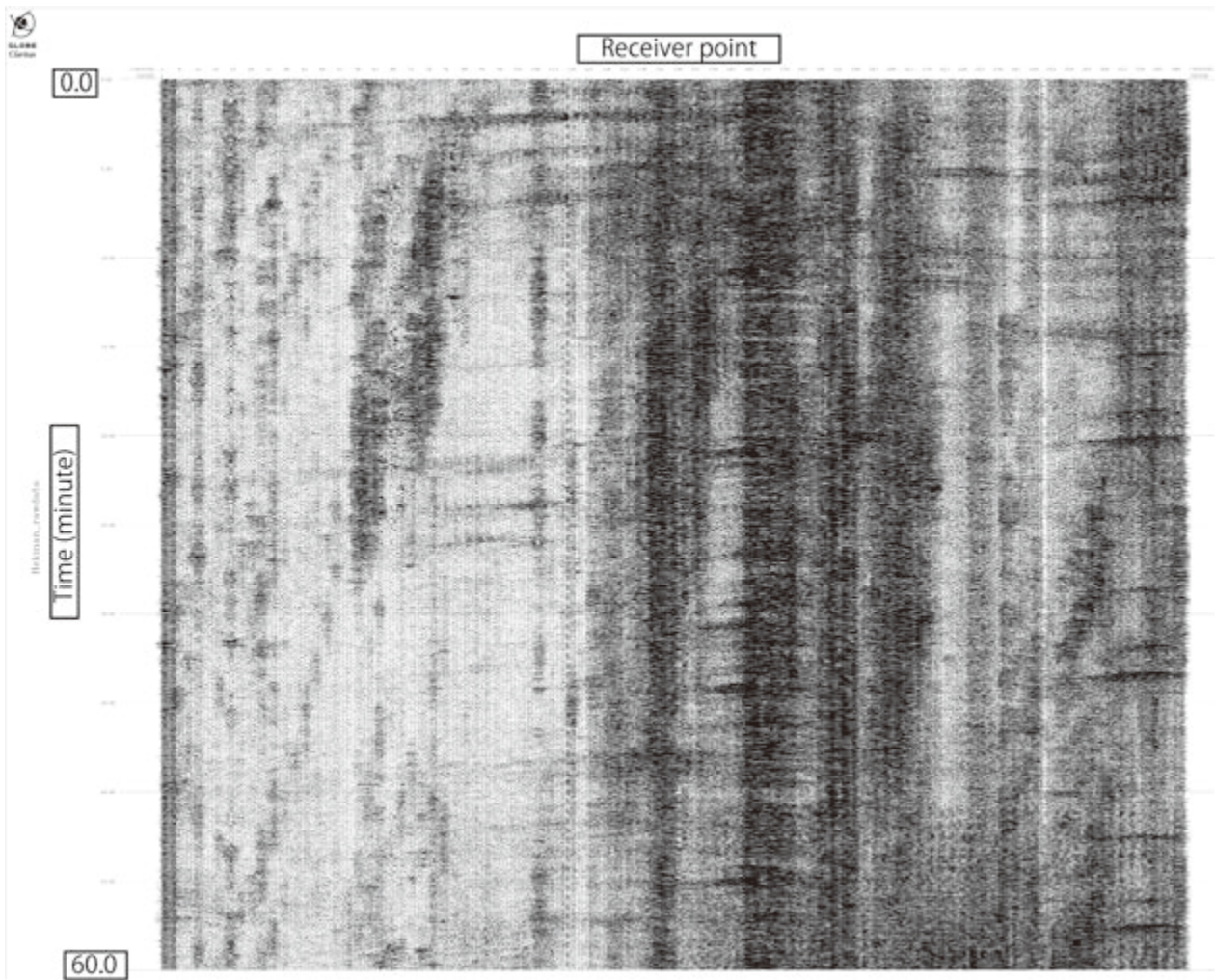
- 愛知県(1996)平成7年度地震調査研究交付金 加木屋断層, 高浜撓曲崖及びその周辺の断層に関する調査成果報告書. 311.
- 物理探査学会(1998)物理探査ハンドブック.
- Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008) Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274
- 伊藤 忍・山口和雄(2011)群馬県館林市における地震波干渉法実験. 平成23年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合地質調査総合センター速報 no.59, 89-95.
- 伊藤 忍・山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・楳原京子(2010)旭山撓曲南方延長における地震波干渉法による地下構造調査. 平成21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.54, 81-87.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_byou-bu/index.htm (確認日2018年4月20日)

- 木下佐和子・山口和雄・伊藤 忍・住田達哉 (2018)
三重県鈴鹿市における浅部反射法地震探査の実施. 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 76, 45-57.
- 牧之内 猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島 武・杉浦 武 (2011) 愛知県安城市の地下地質. 地質学雑誌, 117(2), 79-94.
- 中原 恒 (2016) 地震波干渉法 その 2 応用. 地震 第 2 輯, 125-133.
- 中田 高・今泉俊文 (2002), 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・60p, 付図 1 葉.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/> (確認日 2018 年 4 月 20 日)
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. American Geophysical Union*, **79**, 579.



第10図 VSPの発震記録を垂直重合した波形。(左)発震点4におけるJMI-Mini65の波形(右)発震点4におけるドロップヒッターの波形。縦軸が受振点(深さの2倍)で横軸が時間を表す。

Fig.10 Stacked shot records after diversity stacks of shot gathers. (left) Shot number 4 with JMI-Mini65. (right) Shot number 3 with Drop Hitter. Vertical and horizontal axes are receiver channels and times, respectively.



第 11 図 干渉法の前記録。縦軸が時間（分）で横軸が受振点を表す。

Fig.11 Examples of raw traces at all receivers for the seismic interferometry. Horizontal and vertical axes are receiver points and travel-time, respectively.

横須賀市南部地域における重力探査 Gravity survey in the southern part of Yokosuka City, Central Japan

江戸将寿^{1,2*}・馬場久紀¹・大熊茂雄³・住田達哉³・宮川歩夢³
Masatoshi Edo^{1,2*}, Hisatoshi Baba¹, Shigeo Okuma³, Tatsuya Sumita³ and Ayumu Miyakawa³

Abstract: We conducted a high resolution gravity survey in southern part of Yokosuka City. There are some active faults: the Kinugasa fault, the Kitatake fault and the Takeyama fault. Relative gravity measurements were conducted at an interval of 50 m over 5 km to obtain bouguer gravity anomalies.

Keywords: Gravity survey, Miura Peninsula, Kinugasa Fault, Kitatake Fault, Takeyama Fault

要 旨

神奈川県横須賀市における三浦半島断層群分布地域において重力探査を行った。調査地域には衣笠断層・北武断層・武山断層が分布している。本調査では、横須賀市南部地域の約 5 km の測線において約 50 m 間隔で重力探査を行い、ブーゲー異常分布を得た。

1. はじめに

神奈川県三浦半島には半島を西北西―東南東方向に横切る 5 つの断層帯が存在し(第 1 図), 北から順に衣笠断層(Kaneko, 1969)・北武断層(Kaneko, 1969)・武山断層(Yamazaki, 1926)・南下浦断層(杉村, 1964)・引橋断層(Kaneko, 1969)と呼ばれ, これらはすべて上下変動を伴う右横ずれを主体としている(江藤ほか, 1998)。三浦半島断層群とも呼ばれるこれらの断層を境に, 新旧の地層境界や地形境界がつかられ, 谷や尾根などは右に屈曲している(横須賀市, 2000; 地震調査研究推進本部, 2002)。三浦半島断層群のうち, 衣笠断層・北武断層・武山断層の 3 断層は三浦半島断層群主部(地震調査研究推進本部, 2002)あるいは三浦半島北断層群(神奈川県, 2001)と呼ばれている(本報告書では三浦半島北断層群とよぶ)。東日本大震災を踏まえて国がまとめた「首都直下地震の被害想定と対策について」では, 三浦半島北断層群が活動する可能性が指摘されている(中央防災会議, 2013)。また, これらは人口集中地域を横切っており, 断層が活動した際に周囲の建造物に大きな被害を与えることが予想される。

本調査は, 三浦半島北断層群の分布地域である神奈

川県横須賀市の南部地域(久里浜・野比・長沢地域)において約 50 m 間隔の重力探査を実施することで, 断層付近においてより詳細なブーゲー異常分布を得ることを目的とした。

2. 重力探査測線について

第 2 図は, 本調査における重力探査測線である。測線の南西端(測線距離 0 m 地点)は, 横須賀市長沢の京急長沢駅から海岸沿いの国道 134 号に出た場所である。都市圏活断層図(渡辺ほか, 1996)等の資料では武山断層は本測線までは達していないが, 神奈川県(2001)では武山断層の延長部が第 2 図の赤丸で示した位置の付近を通ると解釈している。134 号を北東に進み, 海岸線を離れ野比橋を渡ると野比に入る。京急久里浜線に並行して北東へ 1 km 進むと北武断層を境に隆起した丘陵地が正面に見える。道路は丘陵の手前で東側にカーブし, 丘陵を左手にしばらく進んだ後に北に向かって再びカーブし丘陵を上る坂に入る。ここで, 第 2 図に示した青丸付近で北武断層の推定位置を通過する。その後, 坂を上りながら幹線道路を進むと測線における標高の最高点(標高約 50 m)に至り, そこからは約 800 m 続く下り坂となる。横須賀市立神明中学校とその先の横須賀市立神明小学校との間が第 2 図の緑丸の地点で, ここが衣笠断層の推定位置となる。小学校を通り過ぎると久里浜の市街地に入る。約 1 km 進んで市街地を抜け, 平作川を渡ると県道 210 号に入り, 600 m 程進んだ先が本測線の北東端となる。

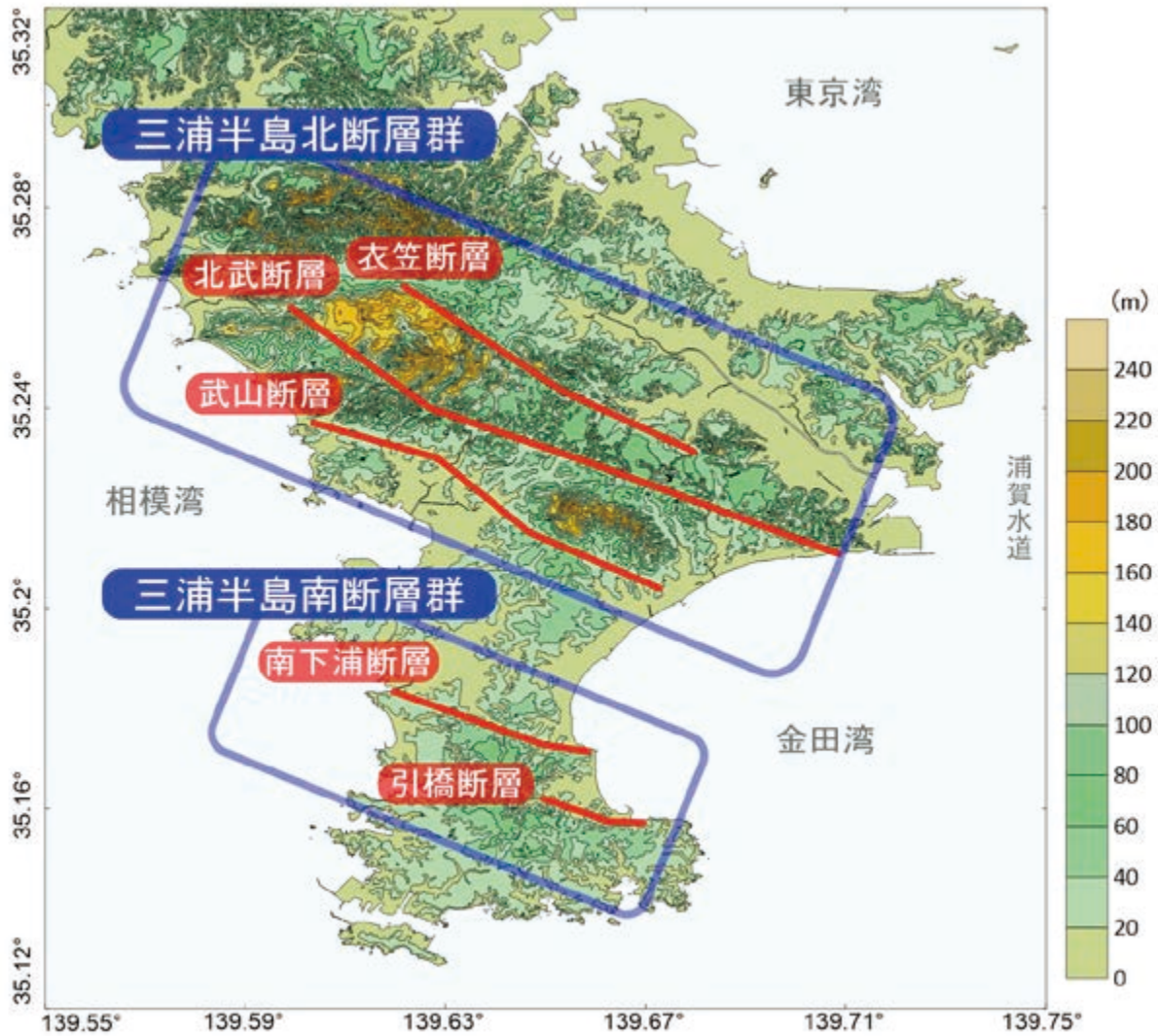
都市圏活断層図(渡辺ほか, 1996)を参照すると, 重力探査測線には上記の主断層以外にも衣笠断層と北武断層の派生断層などが存在する。本研究では衣笠断

*Correspondence

1 東海大学 (Tokai University)

2 現在 川崎地質 (株) (Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd.)

3 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 三浦半島断層群概略図。基図は国土地理院の5mメッシュ数値標高モデル(2007年及び2009年実施の航空レーザー測量成果)より作成。各断層帯の主断層位置(赤線)は渡辺ほか(1996)に基づく。

Fig.1 Index map of active faults in Miura Peninsula. Basemap is based on the 5m elevation model of Geospatial Authority of Japan. Red lines indicate main faults in the Miura Peninsula (Watanabe *et al.*(1996)).

層の派生断層については衣笠A、北武断層の派生断層についてはそれぞれ北武A、北武Bと呼称する(詳細な位置は第2図を参照)。

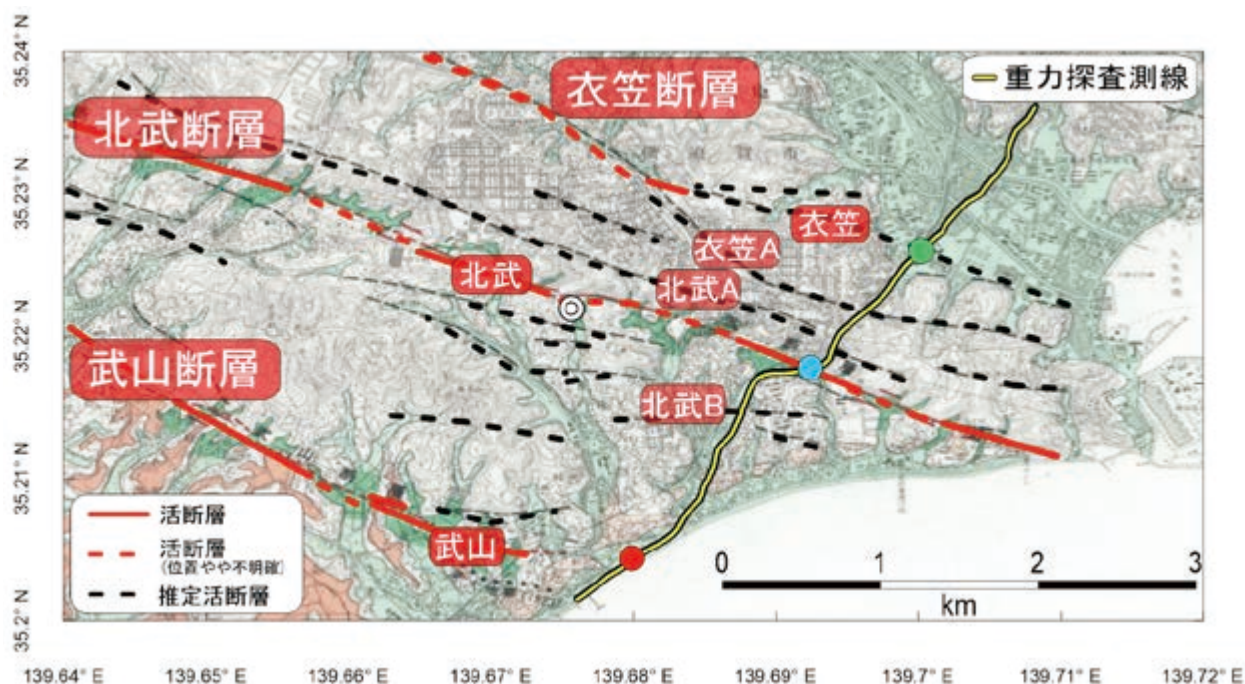
第3図は、産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)の日本重力データベースにおける500m間隔のグリッドデータによって作成された三浦半島周辺のブーゲー異常マップデータである(ブーゲー補正密度: 2,000 kg/m³)。また、第3図を元に本調査の重力探査測線におけるブーゲー異常分布を示したのが第4図である。第4図を参照すると、ブーゲー異常は測線南西端(測線距離0m地点)で約26.9 mGalを示し、測線距離3,300m付近にかけて増加し、約32.2 mGalのピークとなる。ピークを過ぎてからはブーゲー異常は減少し、測線北東端で約26.0 mGalとなっていた。ブーゲー異常のピークが丘陵の北側の平地との境界付近、つまり衣笠断層

の推定位置付近に存在することが特徴的である。

3. 調査方法

重力探査は2017年6月26日～6月29日の4日間実施し、合計97測点で重力測定及び測位を行った。重力測定にはLaCoste&Romberg社製のG型陸上重力計G911(公称測定精度0.01 mGal)を用いた。測位には、Topcon社製のGNSS受信機GRS-1によるネットワーク型RTK測量(VRS方式)を実施し、重力補正の際に必要な観測点の座標と標高を得た。

重力調査を行う際、その前後に京急EXイン横須賀リサーチパーク駐車場の重力基点(北緯35°13.32132', 東経139°40.54098')で重力測定を行い、毎回のドリフト量を求めた。この重力基点は、2017年7月11日に



第2図 重力探査測線図 (基図は渡辺ほか (1996)).

武山断層推定位置 (赤丸), 北武断層推定位置 (青丸), 衣笠断層推定位置 (緑丸), 重力基点位置 (二重丸).

Fig.2 Gravity survey line.

Red circle : The cross point of the Takeyama fault and the survey line. Blue circle : The cross point of the Kitatake fault and the survey line. Green circle : The cross point of the Kinugasa fault and the survey line. Double circle : The base station of the gravity survey.

神奈川県三浦市三崎町油壺の東京大学三崎臨海実験所敷地内の電子基準点と同位置 (北緯 35°9.65209', 東経 139°36.83025') の既知の重力基点 (絶対重力値: 979948.690 mGal) との間で2度の閉塞測定を行い, 絶対重力値として 979765.966 mGal を得た.

次に, 測点における読取値に対する補正を行った. 補正は地質調査所の重力補正標準手順である SPECG1988 (地質調査所重力探査グループ, 1989) を基本とするもので, 測点における重力計読取値に前処理として器械高補正・潮汐補正・ドリフト補正を行って求めた重力値に対し, 緯度補正・フリーエア補正・大気補正・ブーゲー補正・地形補正を行うことでブーゲー異常を得た. なお, 地形補正は村田泰章氏 (産総研) が基盤地図情報 (数値標高モデル 5 m) (国土地理院), 陸域観測技術衛星「だいち」標高データセット (30 m メッシュ版) (宇宙航空研究開発機構), 数値地図 50 m メッシュ (標高) (国土地理院), 海底地形デジタルデータ M7000 (日本水路協会), 500 m メッシュ水深データ (日本海洋データセンター), 日本近海 30 秒グリッド水深データ (日本水路協会) を用いて作成した 30 m メッシュ標高データ及び補正の実行プログラムを用いた. ブーゲー補正及び地形補正に用いるブーゲー補正密度 (陸域表層の仮定密度) は, 牧野・遠藤 (1999) による

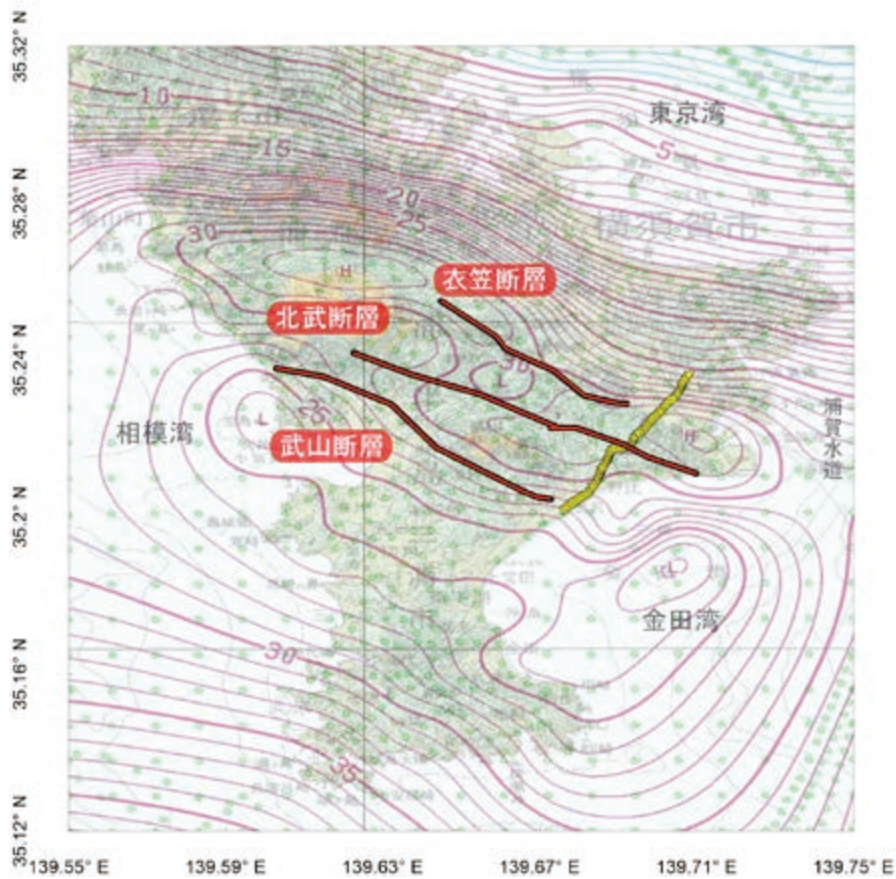
F-H 相関法によって検討し, 2,000 kg/m³ という値を得た.

4. ブーゲー異常結果

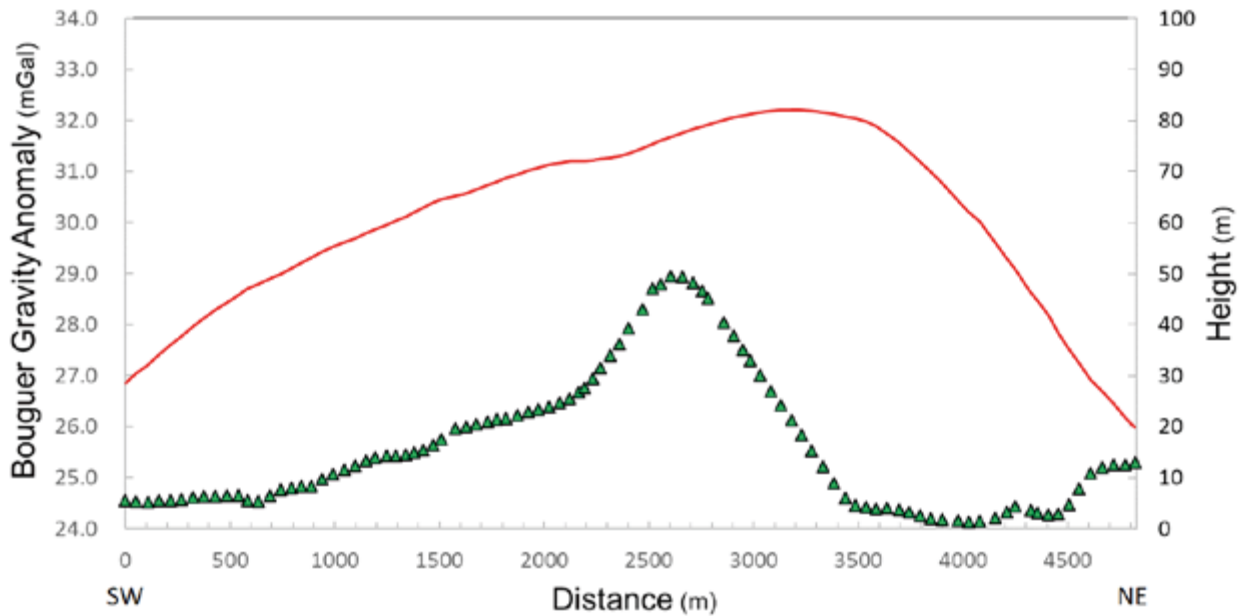
本調査で得られたブーゲー異常結果を第1表及び第5図に示す. 本研究の重力探査におけるブーゲー異常は, 測線南西端 (測線距離 0 m) で 26.3 mGal を示し, 北東に向けて約 2.0 mGal/km の勾配で増加して測線距離 3,500 m 付近で高重力異常のピークとなっていた. 測線距離 3,500 m 付近から測線北東端にかけては約 -5.5 mGal/km の勾配でブーゲー異常が減少し, 測線北東端で 25.9 mGal となった.

本研究のブーゲー異常結果 (第5図) と産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013) によるブーゲー異常 (第4図) を比較したのが第6図である. この図をみると, 本研究の重力探査で得られたブーゲー異常分布が産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013) のブーゲー異常分布と大局的に調和しているが, 細部では一致していないことも確認できる. 特に, 測線距離 1,300 m 付近と, 2,500 m 付近, 及びブーゲー異常のピークである 3,300 m 付近では不一致が顕著である.

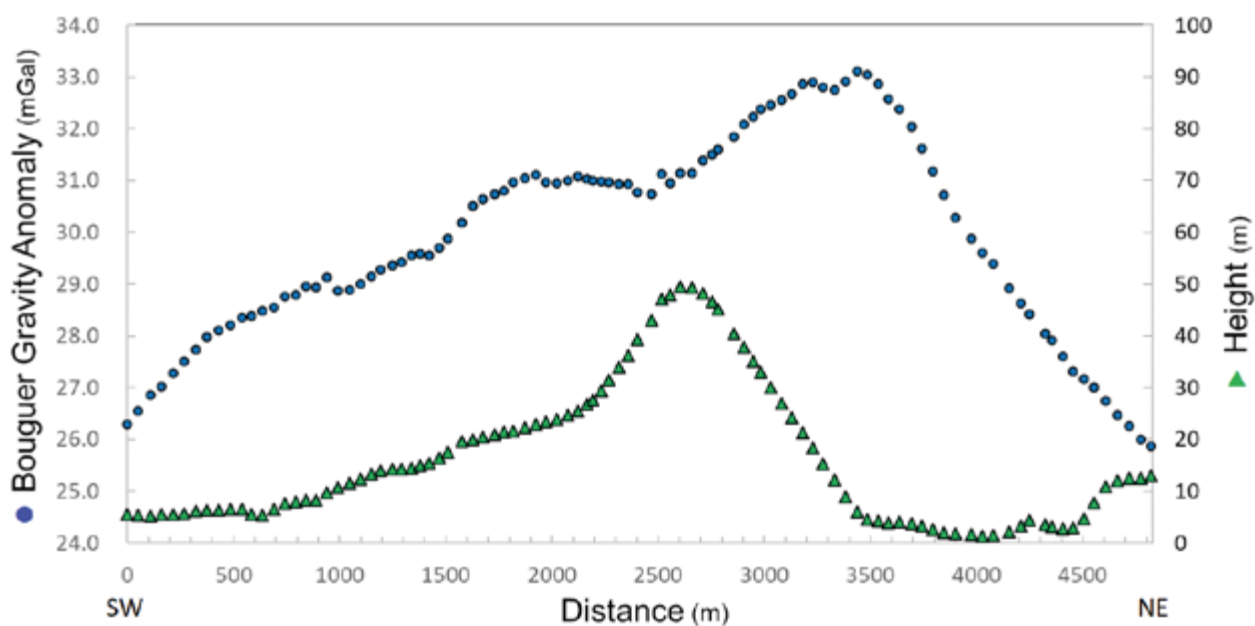
第7図は, 第6図と重力探査測線付近の断層分布を



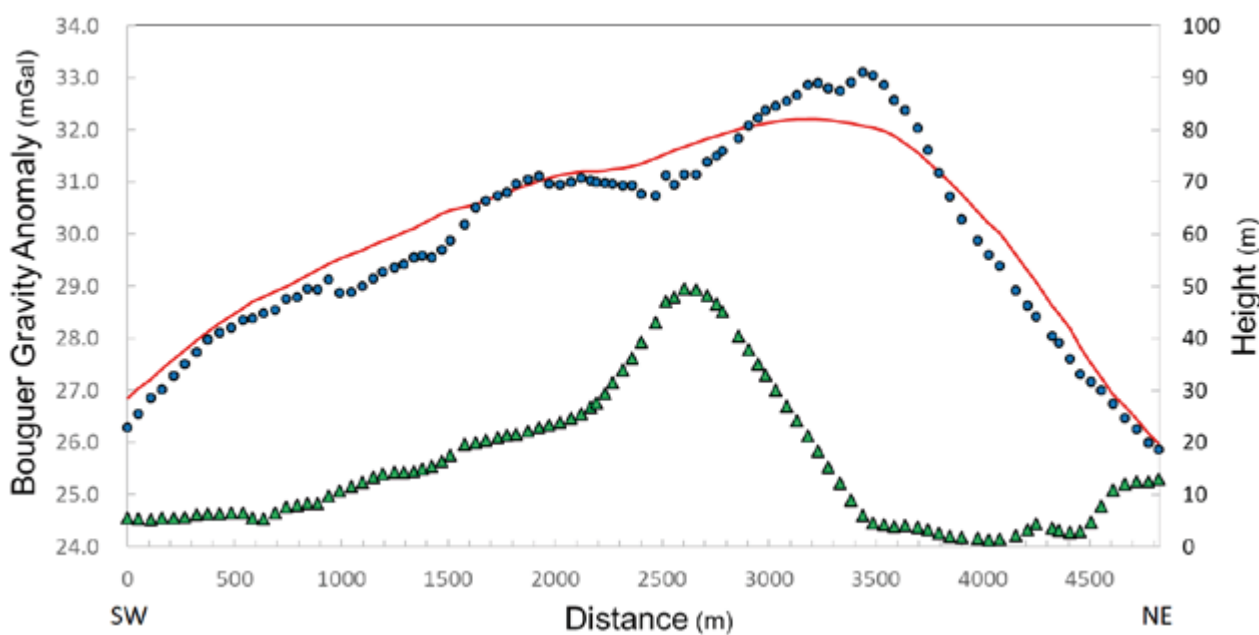
第3図 三浦半島における広域ブーゲー異常図。
 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)に加筆, 修正。 図中の赤線は断層を, 黄三角は重力測点を示す。
 Fig.3 Bouguer gravity anomaly map of the Miura Peninsula after GSI (2013).
 Red lines : Faults. Yellow triangles : gravity stations.



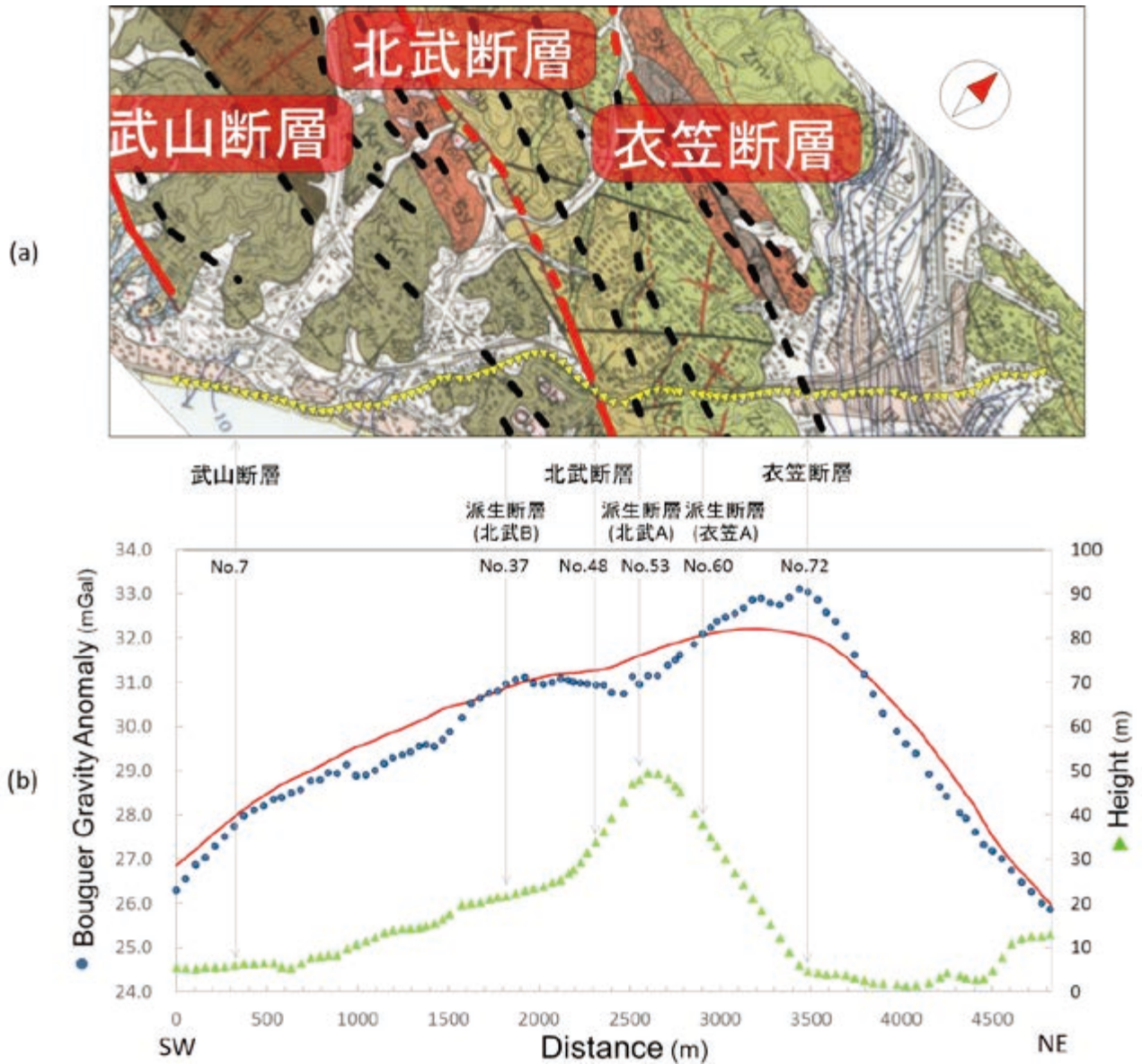
第4図 重力探査測線におけるブーゲー異常 (産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013)).
 Fig.4 Bouguer gravity anomaly on the survey line after GSI (2013). Assumed density is 2.000 kg/m³.
 Red line: Bouguer gravity anomalies on the survey line. Green triangles : Heights.



第5図 重力探査測線におけるブーゲー異常分布。(ブーゲー補正密度：2,000 kg/m³)
 Fig.5 Bouguer gravity anomalies on the survey line of this study. Assumed density is 2,000 kg/m³.



第6図 本調査におけるブーゲー異常結果と既存のブーゲー異常値（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013）の比較。
 Fig.6 Comparison of Bouguer gravity anomalies (Blue circles : Bouguer gravity anomalies of this study. Red line : Bouguer gravity anomalies of the pre-existing data (GSJ, 2013)).



第7図 重力探査測線周辺の断層分布及び地質図と本研究のブーゲー異常.

(a) 重力探査測線図 (江藤ほか (1998) に加筆, 修正).

(b) ブーゲー異常分布 (青丸), 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013) のマップデータにおける重力異常分布 (赤線), 観測点標高 (緑三角).

Fig.7 Geological map of the survey area and bouguer gravity anomalies of this study.

(a) Gravity survey line of this study. Base map is Eto *et al.* (1998).

(b) Bouguer gravity anomalies (Blue circles : Result of this study, Red line : Pre-existing data (GSJ, 2013) and elevations (Green triangles).

地質調査総合センター速報 No.76

平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 平成 30 年 7 月

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 丁目 1-1
中央第 7

印刷 谷田部印刷株式会社

お問い合わせ 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 丁目 1-1
中央第 7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。