

陸域地質解説 – 伊勢湾及び三河湾沿岸陸域の第四系上部の層序, 変位基準及び第四紀後半期の地質構造 –

Explanation note on the terrestrial geology -Upper Quaternary stratigraphy, reference horizon and late Quaternary structures in the terrestrial area around Ise Bay and Mikawa Bay-

小松原 琢^{1*}・佐藤善輝²

KOMATSUBARA Taku^{1*} and SATO Yoshiki²

Abstract: Stratigraphy, age, sedimentary environment, distribution of upper half of the Quaternary deposits (upper than the upper Calabrian) in the terrestrial area of the sedimentary basin of the Plio-Pleistocene Tokai Group and late Quaternary tectonic movements are described. The upper half of the Quaternary unconformably overlying upon the Tokai Group is subdivided to the Chikarao Formation and its comparative deposits (MIS 29), highest terrace deposits (age unknown), the Ama Formation and higher terrace deposits (MIS 11-7), the Atsuta Formation and middle terrace deposits (MIS 5-4), the first gravel layer and lower terrace deposits (MIS 3-2), the Holocene terrace deposits (MIS 1), the Nobi and Nan'yo Formations and their comparative so-called "Chusekiso" (latest Pleistocene to Holocene deposits). The marine mud layer deposited during the early stage of the Last Interglacial period (MIS 5e) is widely distributed from inland to coastal undersea area in the whole study area, and its upper surface is thought to be a good reference of the late Quaternary tectonic movements. The authors 1) described the stratigraphy of the upper half of the Quaternary deposits and tectonic movements since the deposition of the Ama Formation, 2) made clear the amount of displacement and deformation structure since the Late Pleistocene on the basis of the elevation distribution of the upper surface of the Last Interglacial marine mud layer, 3) demonstrated the specificity of tectonic movements around the Ise Bay and Mikawa Bay. Furthermore, the authors discussed the utility of the upper surface of the Last Interglacial marine mud layer for evaluation of active faults in the coastal area, and emphasized the importance of reconstruction of paleo-depth of it at formation period for more accurately estimation of the long-term displacement rate.

Keywords: Ise Bay, Mikawa Bay, Quaternary, Last Interglacial deposits, active structure, active fault, fault reference, mean displacement rate, neotectonics.

要 旨

陸域の東海層群堆積盆に分布する第四系の層序, 年代, 環境, 分布と, 第四紀後半期の地殻変動について記載する. 東海層群を不整合に覆う第四系上半部(カラブリアン期後期以降に堆積した地層)は, 力尾層とその相当層(MIS 29), 時代未詳の最高位段丘堆積層, 海部層及び高位段丘堆積物群(MIS 11~7), 熱田層と中位段丘堆積物群(MIS 5~4), 第一礫層と低位段丘堆積物群(MIS 3~2), 完新世段丘堆積物(MIS 1), 及び濃尾層, 南陽層とそれらに対比される沖積層(MIS 2~1)に分けられる. 調査地域では最終間氷期前期(MIS 5e)の海成泥層が内陸から海底まで広く分布しており, その上面は良好な地殻変動の変位基準とみなされる. 筆者らは, ①第四系上半部の層序と海部層堆積期以降の地殻変動像を記載するとともに, ②最終間氷期海成

泥層上面の高度分布に基づいて, 後期更新世以降における活構造の変位量と変位形態を明らかにし, ③当地域の地殻変動の特異性を明らかにした. また, 沿岸の活断層評価における最終間氷期海成泥層(特にその上面)の有用性を議論し, 堆積(基準面形成)時の古水深復元を通じて長期的な平均変位速度を解明することの重要性を強調した.

1. はじめに

本調査は, 海陸境界にあつて従来地質調査の空白域とされてきた沿岸域の地質, 特に活構造と地質体の連続性を検討することを主たる目的としている.

このため特に活構造の評価と密接に関係する, 第四系上半部(東海層群を不整合に覆う^{ちから}力尾層及び最高位段丘堆積層以上の地層)と平野地下の第四系, それら

*Corresponding author: KOMATSUBARA, T., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail:komatsubara-t@aist.go.jp

1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報基盤センター (AIST, Geological Survey of Japan, Geoinformation Service Center)

2 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

に関連するテフラ、及び活構造を調査対象とし、それ以前の地質体に関しては文献の記載を基に分布を示すにとどめる。陸域地質の調査にあたっては、確実に海域まで分布し、かつ広域に追跡可能な海成層と、それに関連する地形面に焦点を当て、その層位・年代・堆積（形成）環境・及び高度分布を明らかにすることに力点を置いた。伊勢湾周辺のうちでも、特に北部地域は都市化が進んで露頭が少ない一方、ボーリングデータは豊富に存在する。この条件を踏まえて、地表踏査とともにボーリングデータを活用して陸域の第四系上半部の層序や層相などを検討した。

なお本稿は、主として10万分の1沿岸域地質図、陸域地質図、海陸地質断面図及び陸域地質断面図で記載した地質・地質構造について解説したものであるが、これらのほか最終間氷期海成泥層構造図、ブーゲー異常水平微分図及び地質構造図、地質構造図に記載した事項とも関連する。章または節ごとに関連する図面を表題の()内に記した。

2. 地域概説（沿岸域地質図、陸域地質図）

本調査の対象地域は、伊勢湾・三河湾を中心とする地域のうち、豊橋平野と渥美半島を除く丘陵～沖積平野である（第1図）。調査地域の東縁は中部山岳地帯の西南外延にあたる美濃三河高原（本報告中では三河山地と称する）の西縁部、西縁は鈴鹿山脈と布引山地の西に広がる伊勢丘陵を含んでおり、地質的には鮮新世～更新世の内帯陸成層（東海層群）の堆積盆地を中心とする地域である。

この地域の地形概形は、地質構造と良く対応する（第2図、第3図）。すなわち、先新第三系基盤岩類及び中新統の露出する三河山地と調査地域西方の鈴鹿山脈・布引山地及び一志山地は標高300～1,200 mの山地をなし、両山地に挟まれた鮮新世～第四紀前半の東海層群堆積盆地は標高200 m以下の丘陵及び台地・平野となっている。しかし東海層群堆積盆地の中でも、中央部の尾張丘陵～知多半島と西部の伊勢丘陵は東海層群堆積後に隆起に転じ、丘陵となっている。これらの山地・丘陵・低地は第四紀地殻変動の地塊（ブロック）と密接な関係を持ち、三河山地は三河山地塊（桑原, 1979）、西三河平野と猿投盆地は猿投-碧海盆地（桑原, 1979）ないし西三河傾動地塊（森山, 1996）、尾張丘陵と知多半島は猿投-知多上昇帯（桑原, 1979）、濃尾平野は濃尾傾動地塊（松沢・桑原, 1964）とそれぞれ対応する。このうち尾張丘陵東縁と知多半島西側、伊勢丘陵東縁、及び鈴鹿山脈・布引山地の東縁は、第四紀後半期に活動した断層によって画された、明確な地形境界となっている。

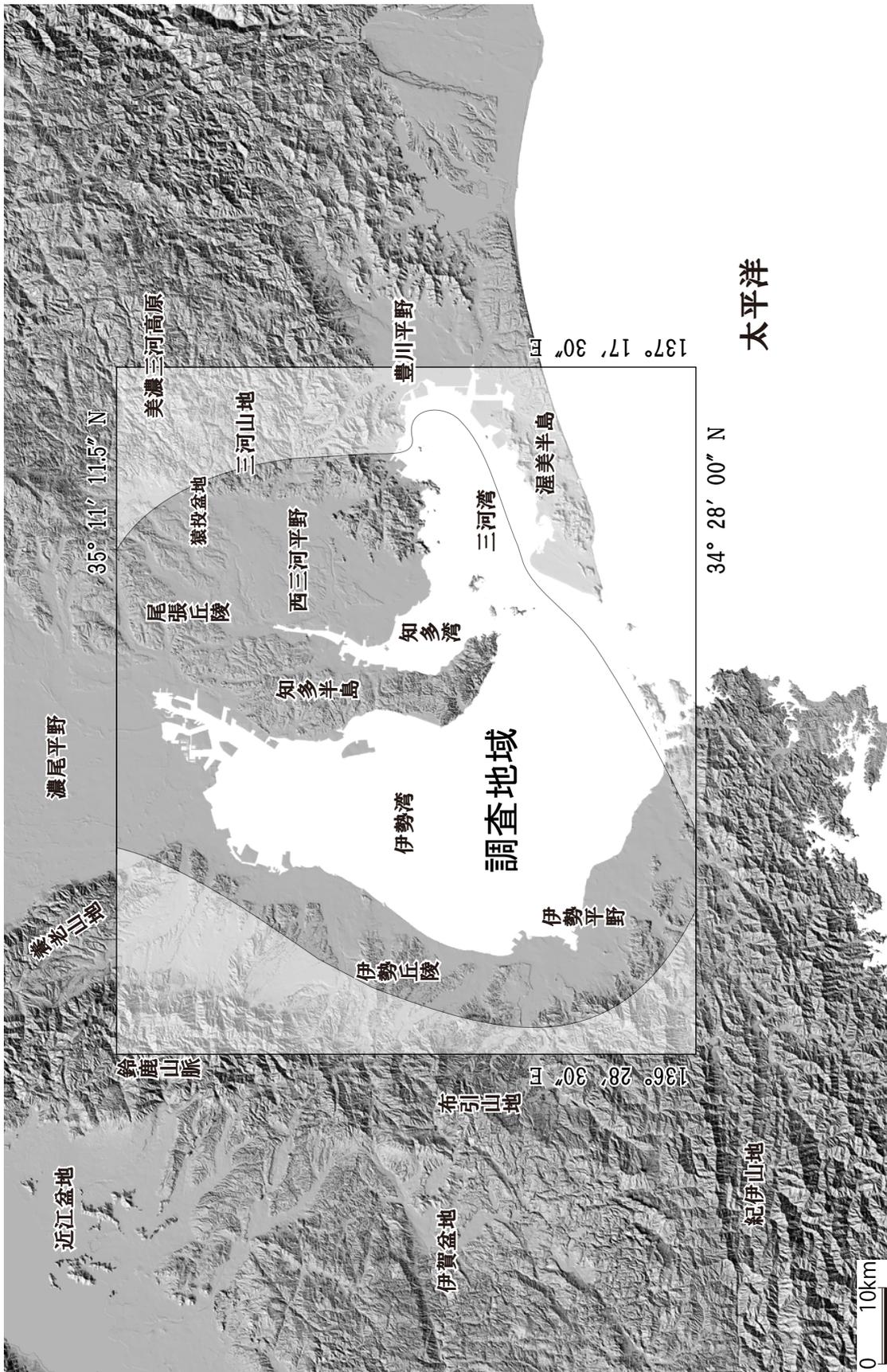
三河山地には、西に緩く傾斜する高原状の小起伏面が発達する。音羽川の河谷を挟んで三河山地の南に隣接する標高500 m以下の低い山地では、頂部に小起伏面が認められないうえ山地を横断する活断層があることなど、三河山地主部とは異なった地形的特徴をもつ。本調査では、岡崎市から豊橋平野東部に至る北西-南東走向の御油断層（新生代の断層）、及び幸田町から蒲郡市に至る同走向の幸田-拾石推定断層を境として、北から三河山地、宝飯山地、幡豆山地と呼ぶ（岡田, 1988）。

西三河平野では広い範囲に矢作川の下流～河口部で形成された段丘が発達し、このうち最終間氷期に形成された中位段丘面が分布する地域を碧海台地と呼ぶ。碧海台地は、従来の研究では単一の段丘面（碧海面）とされてきたが、本調査では最終間氷期後期のテフラとの層位関係から2つの異なった時代に離水した段丘面（中位1a段丘及び中位1b段丘）として記載する。西三河平野中部の矢作川左岸には大郷山-八ツ面山丘陵（岡田, 1975）と呼ばれる小さな孤立丘群が東西に並ぶ。三河山地、幡豆山地と碧海台地の間に広がる矢作川沿いの沖積平野には、自然堤防が広く発達する。一方、碧海台地と尾張丘陵に挟まれた境川沿いには細長い谷底低地が分布するが、境川流域は東海層群が露出する標高150 m以下の低い丘陵からなり土砂生産が少ないためか、この低地は自然堤防が発達しないおぼれ谷状の地形をなす。

尾張丘陵と知多半島（知多丘陵）は、地質構造の違いにより大高-大府断層を境に北側の尾張丘陵と、南側の知多半島に大別されるが、知多半島は、褶曲の形態から平井撓曲を境にさらに南北に細分される。

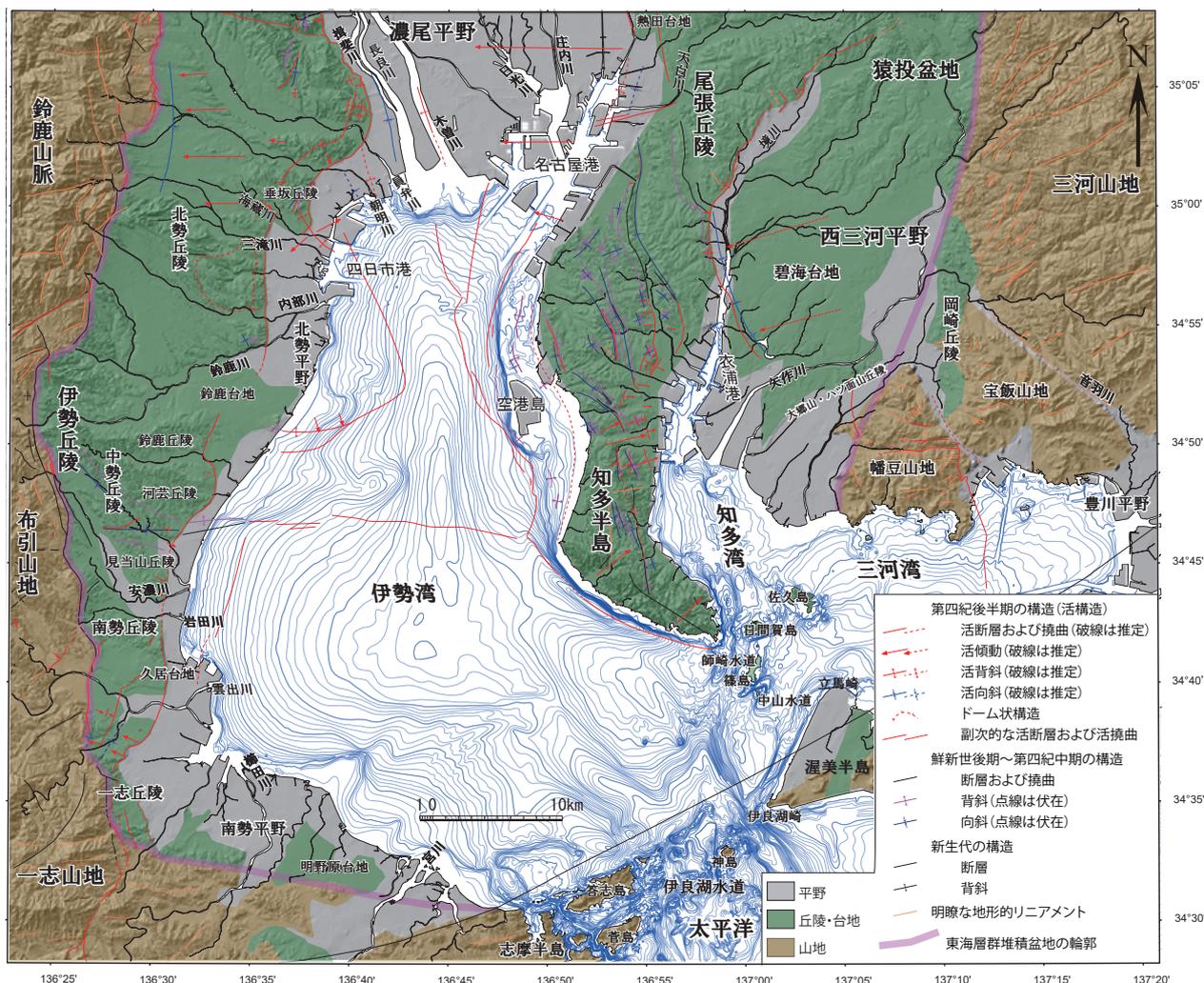
濃尾平野は濃尾傾動地塊の主体をなす、木曾三川（木曾川・長良川・揖斐川）を中心とする河川群によって形成された沖積平野である。この平野東部には熱田台地をはじめとする中位段丘が広く発達する。濃尾平野東部の中位段丘面は従来、熱田面と総称されてきたが、本調査では熱田面の主体をなす段丘面よりも若干古い（高い）段丘を認め、これを川名台地（地質図範囲の北）・仁所台地と新称する。

伊勢平野は、地形と地質構造から、鈴鹿川以北の河川群の下流部に広がる北勢平野、志登茂川や安濃川など短い河川と海岸沿いに分布する中勢地域の平野、及び雲出川、榑田川、宮川の下流域に分布する南勢平野に区分できる。北勢平野は桑名断層、四日市断層によって伊勢丘陵と境された、海岸に平行する幅2～5 kmの低地からなり、厚さ10 m以上の沖積層が分布する。中勢地域の沖積平野は、西縁が千里断層、高茶屋断層によって伊勢丘陵と境され、浜堤列が発達する幅1～2 kmの細長い海岸平野を主とする。南勢平野は紀伊山地



第1図 調査地域の地形陰影図，
国土地理院ホームページ「地理院地図陰影起伏図」に加筆。

Fig. 1 Topography around the study area.
Added from the shaded relief map in the GSI maps by Geospatial Information Authority of Japan.



第2図 地形区分及び地質構造図。
鈴鹿山地東縁断層帯及び布引山地東縁断層帯（西部）の位置は岡田・東郷（2000）及び今泉ほか（2018）より引用。

Fig. 2 Geomorphological unit classification and geological structure.
Location of the Suzuka-sanchi-toen fault zone and Nunobiki-sanchi-toen-fault zone (eastern part) are cited from Okada and Togo (2000) and Imaizumi *et al.* (2018).

に源流を持つ河川群によって形成され、浜堤列と共に自然堤防が広く発達している。

伊勢丘陵は地質構造と東海層群の堆積時期の違いなどから、鈴鹿川以北の北勢丘陵、鈴鹿川～岩田川間の中勢丘陵、岩田川～雲出川間の南勢丘陵、及び南勢平野の南に隣接する一志丘陵に分けられる。北勢丘陵には広く高位段丘面が発達する。また、伊勢丘陵と伊勢平野の境界部には所により、鈴鹿台地、久居台地などの広い中位段丘面が発達する。伊勢丘陵の中位段丘面は、いずれも2面に区分されている。

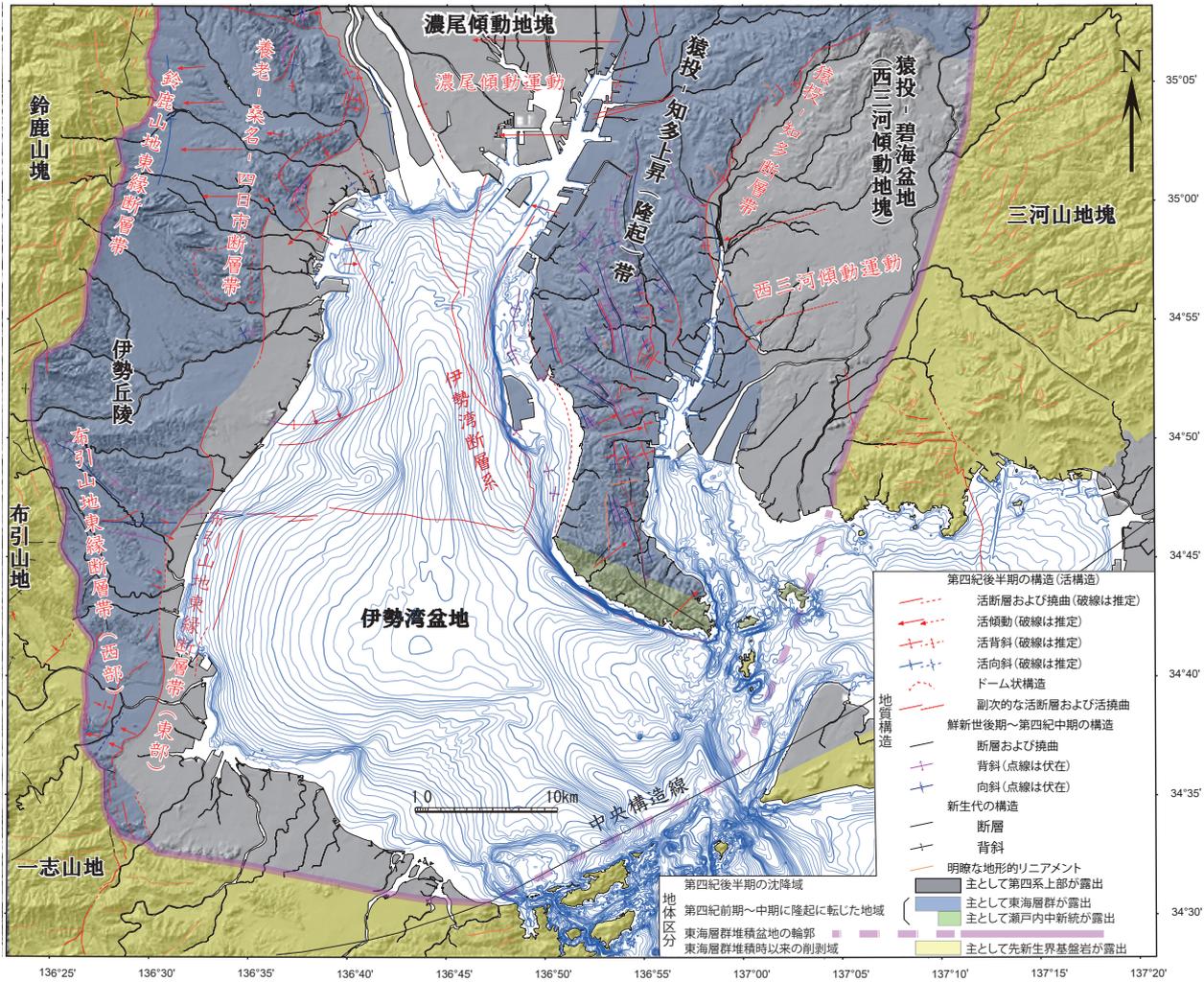
3. 先第四系下半部以下の概要と主要テフラ（沿岸域地質図及び陸域地質図）

伊勢湾周辺の地質は、下位から先新生界基盤岩類、瀬戸内中新統、東海層群（鮮新統～下部更新統）、東海

層群を不整合に覆う力尾層（下部更新統最上部）と、最高位段丘堆積層など、第四紀後半期の堆積物に大別される。このうち、最高位段丘堆積層より下位の地層については、既刊資料（地域別に北西から南東に向かって引用資料を列記する；原山ほか，1989；山田・本田，1992；山田，1953，1994；糸魚川，1975，1988；近藤・木村，1987；近藤・高田，1972；宮村ほか，1981；中島ほか，2021；岡田，1975，1988；坂本ほか，1986；吉田，1984，1987；吉田・尾崎，1986；吉田ほか，1991，1995）に基づいて10万分の1伊勢湾及び三河湾陸域地質図（以後単に地質図と記す）上に分布を示し、以下概略を記す。

3.1 先新生界基盤岩類 (B)

当地域の先新生界基盤岩類は、大局的に北から美濃-



第3図 地体区分図。
 鈴鹿山地東縁断層帯及び布引山地東縁断層帯（西部）の位置は岡田・東郷（2000）及び今泉ほか（2018）より引用。
 Fig. 3 Geological unit classification map.
 Location of the Suzuka-sanchi-toen fault zone and Nunobiki-sanchi-toen-fault zone (eastern part) are cited from Okada and Togo (2000) and Imaizumi *et al.* (2018).

丹波帯, 領家変成帯, 三波川変成帯に分けられ, 領家変成帯と三波川変成帯は伊勢湾口付近を東北東-西南西に伸びる中央構造線によって境されている。地質図上ではこれらを一括して先新生代基盤岩類として表記する。

3.2 瀬戸内中新統 (M)

当地域には, 先新第三系を不整合に覆って瀬戸内中新統と総称される前期~中期中新世の堆積岩類 (東から順に, 岡崎丘陵に分布する岡崎層群, 尾張丘陵北部に分布する瑞浪層群, 知多半島南部に分布する師崎層群, 北勢丘陵西端部に分布する千種層, 鈴鹿山脈稜線部に分布する仏峠層, 中勢丘陵に分布する鈴鹿層群, 中勢~南勢丘陵に分布する一志層群, 南勢丘陵に分布する櫛田層) が分布する。このうち, 鈴鹿山脈の頂部

に分布する仏峠層は年代不詳の礫岩を主体とする地層であるが, そのほかは約 15 ~ 20 Ma に堆積した浅海成堆積物を含む地層である (たとえば吉田, 2009 ; 木村, 2010a)。

3.3 東海層群 (T)

東海層群は伊勢湾周辺に広く分布する, 積算層厚 2,000 m 以上の泥層・砂層・礫層からなり多数のテフラを挟有する淡水成の地層である (吉田, 1990)。地質図ではこれを一括して記載したが, 東海層群の堆積開始以降の構造発達過程は, 伊勢湾沿岸域の活構造の発達過程や変位量を明らかにするうえで重要なため, 東海層群とその上位の力尾層に挟在する主要なテフラを地質図や断面図中に記した。陸域地質図では, 宮村ほか (1981), 吉田 (1984, 1987), 吉田・尾崎 (1986), 吉

田ほか (1991, 1995), 近藤・木村 (1987), 坂本ほか (1986), 近藤・高田 (1972) の既刊地質図及び古澤 (1988) の地質調査に基づいてテフラを記載した. 東海層群と次の力尾層中の主要テフラについて, 下位より順に対比と編年をまとめる. なお東海層群や力尾層のテフラには地域ごとに名前が付けられている例が多いが, 本報告ではテフラの名称として東海層群のテフラが最も多く記載されて, 層位が確定している中勢丘陵～北勢丘陵のテフラ名を使用する.

3.3.1 阿漕テフラ (Ak : 森, 1971a)

阿漕テフラは数 m の厚さを持ち, 伊勢丘陵で広く追跡されているほか, 尾張丘陵の東郷テフラ (森, 1971a), 知多半島の大田テフラ (糸魚川, 1971) 及び大谷テフラ (牧野内, 1975a) として記載されてきた, 東海層群中で最も広く分布するテフラである. このテフラは, 中部日本に広域分布する Znp- 大田テフラ (Kurokawa and Tomita, 1998) に対比され, Gilbert 逆磁極期 (中山・吉川, 1990; 星・出口, 2013) にあたり, 最近の複合年代層序では 3.9 Ma (里口ほか, 2005) ないし 3.95 Ma (Tamura *et al.*, 2008) と編年されている.

3.3.2 佐布里テフラ (Sr : 糸魚川, 1971) 及び大谷池テフラ (Oi : 木村, 1959)

佐布里テフラは, 知多半島北部において阿漕テフラの上位に広く追跡されるほか, 名古屋港の東側, 天白川河口付近の B-1 ボーリングコアの標高 T.P.-32.8 m 及び B-3 ボーリングコアの T.P.-61 m (名古屋市, 1998; 名古屋市断層調査委員会, 1999; 名古屋市防災会議地震災害対策部会, 2017) 及び中部国際空港の空港島・No.14 ボーリングの標高 -55 m 付近 (豊蔵ほか, 1999) から得られている. このテフラは, 中部日本に広域分布し (田村, 2005 により Souri という名称が与えられた), 古地磁気編年より Gauss 正磁極期 (中山・吉川, 1990), 複合年代層序より約 3.5 Ma と編年されている (田村, 2005).

伊勢丘陵では佐布里テフラに対比されるテフラは見つかっていないが, 知多半島で佐布里テフラの約 10 m 上位にある岡田テフラ (糸魚川, 1971) と, 中勢丘陵に広く分布する大谷池テフラ (木村, 1959) が対比されている (吉川, 2001).

3.3.3 野村テフラ (Nm : 宮村ほか, 1981)

野村テフラは中勢丘陵に広く分布し, 知多半島の東海層群最上部に位置する天神池テフラ (吉田・尾崎, 1986) に対比される (吉川, 2001). このテフラは逆帯磁しており (中山・吉川, 1990), 吉川 (2001) によ

り Gauss 正磁極期中のマンモス亜磁極帯 (約 3.2 ~ 3.3 Ma) のテフラと考えられている.

3.3.4 南谷 I テフラ (Mn1 : 竹村, 1984)

南谷 I テフラは, 養老山地西麓に分布するほか, これに対比される長明寺 II テフラ (和田, 1982) は中勢丘陵に広く分布する. また, 名古屋港の 1P-B ボーリングコアの標高 -92 m T.P. (深度 96 m) に対比される可能性のあるテフラ属が見出されている (中島ほか, 2025; B-5 朝日-東海断面). このテフラは, 大阪層群の土生滝 I テフラ (Iihara *et al.*, 1975) に対比され (吉川・吉田, 1989), 富田・黒川 (1999) によって中部日本一帯に広範囲に分布することが明らかにされている. このテフラの古地磁気極性は Gauss 正磁極帯上部にあたり, (市原, 1993) その年代値は 2.89 Ma と考えられている (Tamura *et al.*, 2016).

3.3.5 鈴峰テフラ (Ri : 宮村ほか, 1981)

鈴峰テフラは, 下位の寺川テフラ, 上位の御幣川テフラとともに中勢丘陵を横断して鈴鹿山脈の麓から四日市市街西方の丘陵縁まで追跡される, 東海層群中部のテフラである (吉川・吉田, 1989). このテフラは, 松山逆磁極帯最下部に位置し (星ほか, 2013), 約 2.5 Ma と編年されている.

3.3.6 嘉例川テフラ (Kr : 森, 1971a)

嘉例川テフラは, 北勢丘陵に広く分布するほか, 濃尾平野南部・弥富観測井の YA ボーリングコアの T.P.-447 m で検出されている (古澤, 1990).

このテフラは, 中部日本に広域分布する恵比須峠福田テフラ (Eb-Fukuda : 長橋ほか, 2000) に対比され, 古地磁気極性から松山逆磁極期初期の, 1.75 Ma と編年されている (町田・新井, 2003).

3.3.7 養老テフラ (Yo : 吉田ほか, 1990)

養老テフラは北勢丘陵の桑名断層 (背斜) や嘉例川撓曲の近傍で東海層群を傾斜不整合に覆う力尾層中に挟在する. また, 養老山地と鈴鹿山脈の間に位置する牧田川上流の丘陵で東海層群最上部中に挟在する多良テフラ (吉田, 1988) に対比される (吉田ほか, 1990). このテフラは, 中部九州を給源とする猪牟田 - ピンクテフラ (Ss-Pnk : 町田・新井, 2003) に対比される (吉川ほか, 1988). Ss-Pnk は, 古地磁気極性 Jaramillo 亜磁極帯の (吉川・三田村, 1999) 海洋酸素同位体ステージ MIS 29 にあたり, 約 1.02 Ma と編年されている (町田・新井, 2003).

4. 地表に露出する第四系上半部 (沿岸域地質図・陸域地質図)

本調査では, 第四紀後半期の変位基準となる地層(東海層群を不整合に覆う力尾層及び濃尾平野地下の弥富層以上の地層)や地形面(=特に陸域まで分布する間氷期の海成堆積物)に関する資料を, 地表露頭とボーリングデータより収集した。ボーリングデータの解析に当たっては, 段丘面及び沖積平野・埋立地で掘削されたボーリングについて, 貝化石の含有や側方連続性良好で厚い泥質堆積物といった, 海成堆積物の特徴をもつ地層を探し出し, その側方連続性を追跡した。この作業により, 段丘堆積物を堆積環境に基づいて「海成」「河口成」「河成」の3種に区分し, 地質図上に表記した。河口(成)段丘とは, 段丘堆積物中に海成層を挟有するものの, その上位にデルタフロント～氾濫原堆積物などの浅海～陸成層が累重し, 最終的に陸上環境で離水した段丘(小松原, 2020b)を呼ぶ。これは, 間氷期の高海面期に形成された堆積段丘であるサラノスタティック段丘(Zeuner, 1945)とほぼ同義であるが, 特に海成堆積物を挟有しそれを覆う陸成堆積物が堆積面を構成するという堆積物の特徴と, 河川下流部で形成されたという形成場を限定してこの語を用いる。このような段丘は, 土砂供給量の大きな河川河口部に広く分布しており, 後述するように高海水準期に河口付近の低平な場所で堆積面を形成して離水したと考えられる(小松原, 2020b)。

以下, 古期のものから順に年代と環境に関する事項を中心に記す。なお, 段丘堆積物と段丘面は一体のものとして記載し, 特に地形面を示す際には「段丘面」または「面」, 堆積物を示す際には「段丘堆積物」と記し, 両者を合わせた段丘の名称を記す際には「段丘」と記載する。また, 堆積面を構成する地層と堆積面の関係が自明な段丘堆積物に関しては, 地形面(段丘面)の名称, 定義が記載されているものの, 堆積物の名称(地層名)が原著中で記載されていないものが少なくない。こうした段丘堆積物を記載・対比するに当たって, 本稿では①堆積面(地形面)と地層が対応すること, 及び②原著中の記載を重視する考えに基づき, 原著中の地形面名を地層名と同格に扱い, 第4図, 第5図では[]中に地形面名を記した。

4.1 力尾層(C: 吉田ほか, 1990)

力尾層は, 北勢丘陵頂部に分布し, 桑名断層や養老断層の周辺では東海層群を不整合に覆う地層である。力尾層は, 厚さ150 mないしそれ以上の礫層優勢な礫層・砂層・泥層からなり, 高位段丘堆積物に不整合に覆われる(吉田ほか, 1990, 1991)。前述のように, 本層は養老テフラを挟有し, 養老山地西側の東海層群の最上

部と同時異相の関係にある。力尾層分布域の尾根は侵食が進み, 堆積面や高度のそろった丘陵背面は認められない。力尾層には養老テフラ(Ss-Pnk)が挟在することから, これはカラブリアン期後期の地層と考えられる。

力尾層と次に述べる最高位段丘堆積層・高位段丘堆積物群の研究別地層名等を第4図に示す。

4.2 最高位段丘堆積層(ht)

本調査では, 明瞭な堆積面を構成しないものの, 高度のそろった丘陵背面を構成し, かつ東海層群以下の地層を埋没谷状に削剥して不整合に覆う, 弱固結の堆積物を木村・竹原(1969)に従って「最高位段丘堆積層」として一括する。すなわち, 桑原(1975)によって「最高位礫層」としてまとめられた堆積物のうち, 後述する「武豊層」を除く地層, すなわち岡崎丘陵の明大寺層, 西三河平野・猿投盆地の三好層, 矢作川左岸・大郷山-八ツ面山丘陵の大郷山頂部に分布する未命名礫層, 尾張丘陵の唐山層及び八事層, 知多半島北部の加木屋層, 中勢丘陵の見当山層と本城松層, 及び布引山地東麓の大三礫層, がこれに相当する(第4図)。

この堆積物の中には, 東海層群や力尾層と同時代のものが含まれる可能性があるが, 今の段階では確実な年代資料がないため, これらとは別の地層として扱う。

4.2.1 明大寺層(林・三浦, 1973)

明大寺層は, 中新統・岡崎層群を不整合に覆う, 厚さ15 m程度の淘汰の悪い礫を主体とする河成の砂礫層で, クサリ礫を多く含む。基底部には近傍に分布する花崗岩礫が多く含まれるが, それを除くと遠方からもたらされたと考えられる片麻岩礫が主体をなす。この地層から年代資料は得られていない。

4.2.2 三好層(町田ほか, 1962)

三好層は, 東海層群を不整合に覆う, 漂白されたチャート礫を主体とする, 厚さ5~20 mの河成層である(木村, 2010b; 中島ほか, 2021)。最上部は赤色(2.5~5 YR)の表土を伴い, 広範囲に一定高度の背面をもつ低起伏の丘陵を構成する。

三好層の年代については, 以下の資料がある。牧野内(2005)は, 後述する尾張丘陵の八事層と対比し, 年代を数10万年前(チバニアン期前期)と推定した。植木(2014)は古地磁気極性が逆帯磁を示すこと, 中島ほか(2021)は花粉組成が楡井・本郷(2018)のFagus-Quercus超帯に相当することを明らかにし, 1/5万地質図「豊田」においてこの地層がカラブリアン期末のMIS 21に相当する可能性が高いという見解を示した。

本調査の名称	濃質尾層序と野と地対下地	伊勢丘陵				尾張丘陵			知多半島			西三河平野・猿投盆地		岡崎丘陵		
		北勢丘陵	桑名地域	四日市地域	中勢丘陵	清東部地域	濃西部地域	南勢平野	半田地域	半田市周辺	常滑市周辺	中部・南部	師崎地域	西三河平野・猿投盆地	豊田地域	岡崎丘陵
高位3段丘陵堆積物海部層相当層群	Am 3	養老山地西麓	木村(1971) Takemura (1985)	木村(1984) 吉田(1991)	木村(1971)	吉田(1987) 吉田(1995)	木村(1971)	松沢・嘉藤(1954) 貝塚ほか(1964)	吉田・尾崎(1986)	牧野内・諏訪(1996)	Makinouchi(1980)	牧野内(1980)	近藤・木村(1987)	岡田(1975)	町田ほか(1962) 森山(1996)	岡崎地質研究会(1973)
		伊坂面	高位III段丘陵堆積物	新期高位段丘層	[瀬戸山面]	新期高位段丘堆積物	高位III段丘堆積物	[鷲王山面]	龜崎段丘堆積物	高根層 龜崎層	高位段丘堆積物	富時浦貴志層	高位段丘堆積物	[孝母面]	孝母層	仁木層
		[嘉例川面] [蓮花寺面]	高位II段丘陵堆積物	旧期高位段丘層・水沢古期扇状地堆積物	[羽野面]	旧期高位段丘堆積物	高位II段丘堆積物	高位I段丘堆積物	見当山層 本城松層	見当山層 本城松層	武豊層	武豊層	武豊層	武豊層	伊保原層	細川層
高位1段丘陵堆積物	Am 1		高位I段丘陵堆積物	最高位段丘堆積物		高位I段丘堆積物	見当山層 本城松層	見当山層 本城松層	八事層 唐山層	武豊層 加木屋層			未命名層	三好層	明大寺層	
		弥富層?			力尾層											
力尾層	古東海湖堆積物	米野層 多良層	力尾層			東海層群										

第4図 力尾層～高位段丘堆積物に関する先行研究と本研究の対比.
 Fig. 4 Comparison of geological unit classification between from the Chikara Formation to higher terrace deposits previous studies and this study.

4.2.3 大郷山上部の未命名礫層（西尾市史編纂委員会、1973 記載）

大郷山頂部に分布する未命名礫層は、岡田（1975）により三好層相当の礫層と記載されたが、礫層分布域に明確な平坦面を認めがたいことから、本研究では最高位段丘堆積層に含めることにする。この地層は分布が狭く、現在は露頭が失われてしまっており、地質体自体が人為によって削り取られてしまっている可能性がある。

4.2.4 唐山層（松沢・嘉藤，1954）及び八事層（松沢・嘉藤，1954）

唐山層は東海層群を不整合に覆い、下半部がクサリ礫を多く含む砂礫層、上半部が砂・シルト層からなり、次に述べる八事層によって不整合に覆われるとされてきた（松沢・嘉藤，1954）。唐山層には、メタセコイア植物群消滅期以降の、*Cryptomeria*（スギ属）が少量含まれ、*Alnus*（ハンノキ属）、*Fagus*（ブナ属）、*Quercus*（コナラ属）を多産する花粉組成を示すこと（Sohma, 1958）、本層中に挟まれるテフラ（猫が洞テフラ）が逆帯磁していること（Ishida *et al.*, 1969）、これに相当すると考えられるテフラより 1.9 ± 0.4 Ma という F.T. 年代が得られていること（牧野内ほか，1983）から、カラブリアン期の堆積物である可能性が指摘されている（桑原，1975；Makinouchi, 1979）。しかし、猫が洞テフラは広域対比されていないうえ、F.T. 年代値はジルコン粒子ごとに広範囲にばらつくため、この年代値は確定的ではない（坂本ほか，1986）。

八事層は、クサリ礫を多く含み、斜交葉理が発達する砂礫層を主体とする地層である（木村，2010b）。八事層は、唐山層及び東海層群（矢田川層）にオーバーラップして堆積する（坂本ほか，1986）が、唐山層と八事層は不整合とする見解がある一方で引き続いて堆積したとする見解もあり（坂本ほか，1986）、現在では露頭状況が極めて悪いこともあって、唐山層と八事層の層位関係を把握することは難しい。

唐山層と八事層を合わせた地層の厚さは、30～50 m 程度と考えられる。また、両層とも河成の地層と考えられる。

4.2.5 加木屋層（松沢・植村，1957）

加木屋層は、八事層と層相が極めてよく似ており、分布地域の違いから両層が便宜的に区別して記載されてきたものと捉えられており（坂本ほか，1986）、八事層と一連の地層と考えられる。また、加木屋層は本調査では一部を高位段丘に含めた「武豊層」と対比されている（たとえば吉田・尾崎，1986）が、両層の分布域は若干離れており、確実な対比根拠は得られていな

い。八事層とともに河成堆積物と考えられる。

4.2.6 見当山層（荒木，1953）及び本城松層（森・理科クラブ，1968）

見当山層については、本研究において古地磁気と花粉を分析し、既往研究で記載された大型植物及び花粉化石により堆積年代を再検討した（小松原ほか，2025）。しかし年代の確定には至らず、カラブリアン期後期・Jaramillo イベントの間氷期（MIS 29）ないしチバニアン期前期の間氷期である MIS 19 ないし 17 に対比される可能性が高いものの、チバニアン期後半（MIS 11～7）の間氷期である可能性も否定できない。

海浜性の植物化石を産することや生物擾乱を受けた泥層を伴うことから、海浜に近い環境で堆積した地層と考えられる。温暖期の花粉群集及び大型植物化石を産することも、これを支持する。

本城松層は層相や分布状況から、見当山層に対比されるが、この地層からも年代資料は得られていない。

4.2.7 大三礫層（木村・竹原，1958）

大三礫層は、見当山層よりも大きな円礫を主体とするクサリ礫で構成された礫層である。吉田ほか（1995）は、これを見当山層と同時期の河川上流部で堆積した地層とみなしているが、この地層からも年代資料は得られていない。

4.3 高位段丘堆積物群（h1, h2, h3）

本報告では、既往研究（たとえば名古屋グループ，1969；Kimura, 1971）に従って、赤色（マンセル色表示で 2.5～5 YR 系統の色を示す）表土に覆われ、クサリ礫を多く含み、開析が進んだ堆積面を構成する堆積物を、高位段丘堆積物とする。前述の三好層は、表土の色調や堆積面の形態に関しては高位段丘の特徴を持つが、地磁気極性や花粉組成から最高位段丘堆積層に含めた。第 4 図に既往研究における段丘の名称と対比を示す。

本調査の地質図では、堆積面の高度に従って高位のものから順に高位 1～3 段丘堆積物（h1～h3）と細分しているが、これは単に高度順に並べた名称であって、地域間の対比はできていない。

調査地域の高位段丘堆積物の中で、海成層と考えられるものは、中勢丘陵海岸部の高位 3 段丘堆積物の一部（千里段丘堆積物）と知多半島の高位 2 及び 3 段丘堆積物に限られる。

4.3.1 西三河平野の高位段丘堆積物

西三河平野の高位段丘堆積物は、伊保原層（本調査では高位 2 段丘堆積物；中島ほか，2021）と拳母層（本

調査では高位 3 段丘堆積物; 町田ほか, 1962) に分けられる。

伊保原層は調査地域北部のみに分布する, 砂礫主体の堆積物からなる。

拳母層(町田ほか, 1962)は, クサリ礫を含む砂礫ないし砂層を主体とし, 南部ほど砂がちになる(愛知県史編さん委員会, 2010; 中島ほか, 2021)。矢作川左岸に断片的に分布する細川層^{につき}, 仁木層^{みあい}, 見合層も, ほぼこの段丘堆積物に対比できる(愛知県史編さん委員会, 2010)。拳母面について森山(1994, 1996)は浅海成砂層によって構成された海成段丘として記載したが, 段丘面を直接構成している堆積物の層相(たとえば服部, 1969; 中島ほか, 2021)からは, これを積極的に海成層と見なす根拠は見出されない。なお, 安城市史編集委員会(2005)や牧野内ほか(2011)に記されているように, 碧海層下位の更新統の一部には拳母層に対比される可能性がある海成堆積物が見出されているが, これが拳母面を構成する堆積物と一連の地層か否かについては, 検討の余地がある(たとえば阿部ほか, 2025)。現在, 段丘面を構成する拳母層の年代は明らかにされていない。

4.3.2 知多半島の高位段丘堆積物

知多半島の高位段丘堆積物は, 最高位の高位 1 段丘堆積物(小瀬, 1929 及び牧野内, 1975b, 1985 の武豊層の一部)と, それより低い 2 段の高位段丘面を構成する堆積物に分けられる。しかし未だ確実に同定できるテフラは得られていない。小松原・本郷(2025)は, 花粉分析と堆積環境復元を通じて対比・編年を試みた結果, ①最古期の高位 1 段丘堆積物(牧野内, 1975b, 1980 など既往研究の武豊層の一部)は河成の間氷期堆積物, ②高位 2 段丘堆積物は間氷期の海成堆積物, ③高位 3 段丘堆積物は 2 層の海成層を挟有する間氷期の河口成堆積物, と認定した。また, これらのいずれからも *Quercus sabgen. Lepidobalanas* (コナラ属コナラ亜属)の花粉が一定量産出することから, 高位 1~3 段丘堆積物は濃尾平野地下の海部層^{あま}(後述)に対比される可能性があり, 特に高位 3 段丘堆積物は, 赤色表土やクサリ礫を伴う段丘構成層の中では最低位にあって, 2 層の海成層を有することやブナ属の花粉を多く産することから海部層中の Am 3 層に対比されると考えられる。一方, 高位 1 段丘堆積物については, コナラ属花粉を含むこと以外に積極的に海部層と対比する根拠を欠いており, チバニアン期初期(MIS 17)以前の間氷期に堆積した可能性も残される。

4.3.3 濃尾平野東部の高位段丘堆積物

濃尾平野周辺では, 高位段丘面は, 北東部の岐阜県

各務ヶ原市^{かがみがはら}~愛知県春日井市^{かすがい}周辺と熱田台地東方(名古屋^{なごや}市千種区^{ちくさ}覚王山^{かくおうざん}周辺など)に分布する。このうち後者(覚王山面)は, 堆積物がほとんど確認できないことから侵食段丘面と考えられている(桑原, 1975)。

4.3.4 伊勢丘陵の高位段丘堆積物

伊勢平野には多くの河成高位段丘堆積物が発達するが, そのうち海成層を挟有するものは, 貝化石を産出した(森, 1970a)中勢丘陵東端・鈴鹿市千里地区の高位 3 段丘(千里面: Kimura, 1971; 木村, 1971)に限られる。そのほかの段丘堆積物は, いずれも河成礫層によって構成される。伊勢平野高位段丘堆積物については, 対比・編年資料は得られていない。

4.4 中位段丘堆積物群 (m1a, m1b, m2)

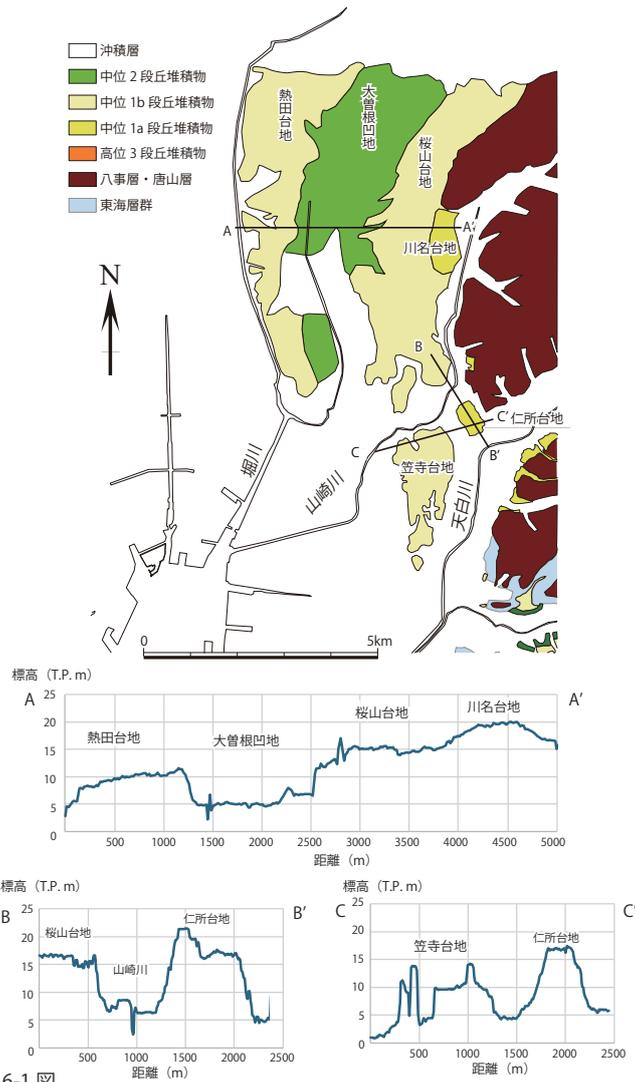
4.4.1 中位段丘の地形と離水年代の概観

本報告では, 既往研究(たとえば名古屋グループ, 1969; Kimura, 1972)に従って, 明褐色(マンセル色表示で主として 7.5 YR 系統, 一部 5 YR 系統の色を示す)表土に覆われ, 礫は風化しているもののクサリ礫を含まない, ないしごくわずかに含む, 平坦な堆積面を構成する段丘堆積物を中位段丘堆積物として記載する(第 5 図)。

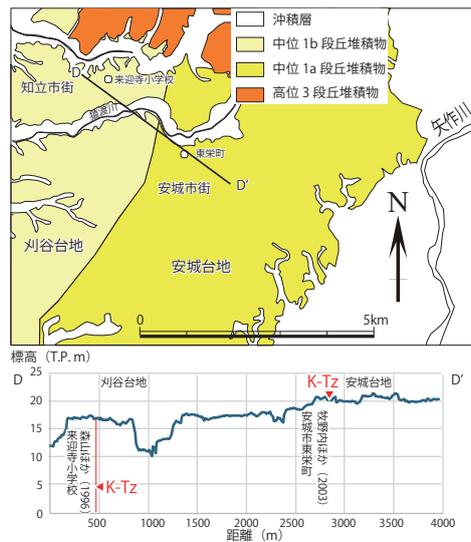
本報告では, 中位段丘面及び同堆積物を中位 1a 段丘面・堆積物, 中位 1b 段丘面・堆積物と中位 2 段丘面・堆積物に細分した。このうち中位 2 面・堆積物は, 河川中流部と知多半島南端部の限られた範囲に断片的に分布するものであり, 広域対比が困難で対比・編年に有効な資料は得られなかったため, 活構造の変位基準として用いなかった。

中位 1a 段丘面と中位 1b 段丘面は隣接して臨海平野に広く分布し, とともに西三河平野東部と南勢平野を除いて両段丘面の地下には広範囲に海成泥層が挟在する。知多半島西岸の中位 1a 段丘面は海成層によって直接構成される海成段丘面であるが, 他の地域の中位 1a 段丘面及び中位 1b 段丘面は海成泥層を伴うものの堆積面は陸成層で構成された河成段丘ないし河口段丘(小松原, 2020b)と見なされる。

中位 1a 段丘面と中位 1b 段丘面は, 多くの地域で近接して分布し, かつ低い段丘崖によって隔てられているため, 木村(1971), Kimura(1972), 石村(2013)によって詳細に地形解析や編年調査がなされた地域以外では従来一括して中位段丘面として記載されてきた。しかし, 北勢丘陵(小松原, 2025)のほか, 濃尾平野東部の熱田面(第 6-1 図)や西三河平野の碧海面(第 6-2 図)についても詳しく検討すると, 段丘面を 2 面に区分できる可能性が高い。本調査ではこれらの地区について地質学的な検討を行っていないため, 予察段階ではあ



第 6-1 図



第 6-2 図

第 6 図 熱田面・碧海面の細分とその地形断面。
地形断面は国土地理院ホームページ「地理院地図」の断面図作成機能を用いて作成。

Fig. 6 Subdivision of the Atsuta and Hekikai terraces and their topographic profiles.
Topographic profiles are made using the cross-section creating function in the GSI maps by Geospatial Information Authority of Japan.

るが, 以下の知見を得ている。

名古屋市昭和区川名地区及び瑞穂区^{にしよ}仁所地区には, 周囲の熱田台地よりも2~5 m 高い平坦面(ここでは川名台地・仁所台地と仮称する)が分布する。現在公開されているボーリングデータ(土質工学会中部支部, 1988 など)によると, これらの台地を除く名古屋市中心市街地の熱田台地上で掘削されたボーリングデータの多くで砂質堆積物中に浮石, 軽石ないし凝灰質といったテフラを含むことが記載されているが, 両台地のボーリングデータではテフラに関する記載は認められない。

また, 西三河平野の碧海台地では, 知立市来迎寺小学校(第6-2図)で地下13.3 mのシルト層中に^{らいこうじ}鬼界葛原テフラ(K-Tz:95 ka:町田・新井, 2003:MIS 5c ピーク直後に降下)が見出されている(森山ほか, 1996)一方, 安城市東栄町(第6-2図)では同じテフラが表土中に見出されている(牧野内ほか, 2003)。両者の間には最大でも比高3 m以下と低く不明瞭な段丘崖が断片的に見出されるにすぎず, かつ碧海面には自然堤防状の地形など初生的な微起伏が発達するため, 大部分で地形的に2面に区別することは困難であるが, 従来碧海面として一括されてきた段丘は, 離水年代の異なる2つの段丘面からなる可能性が高い。

知多半島では西海岸(伊勢湾側)の常滑~内海地域に堆積物最上部が海成ないし海浜性の堆積物(後述)からなり, 標高12~40 mに堆積面をもつ海成中位段丘面が広く分布する(小松原・本郷, 2025)。この海成段丘分布域の北側にあたる知多市新舞子地区にはそれより3~5 m低位(標高7~10 m)に堆積面をもつ河口成の中位段丘面が発達する。同様に知多半島東海岸(知多湾側)の半田市街から武豊町富貴にかけては, 河口成の中位段丘面が比高2~3 m程度の低い段丘崖によって2面に区分される(小松原・本郷, 2025)。このような地形的特徴から, 知多半島において中位の海成ないし河口成段丘堆積物は2つの異なる高度の地形面を構成する地層に分けられる。

さらに, 北勢丘陵周辺の段丘上の表土を詳しく分析した石村(2013)は, 中位段丘も表土中にK-Tz起源と考えられる高温型石英粒子を含む高位の面と, それを伴わない低位の面に細分されることを明らかにしている。上述の熱田台地と碧海台地の2時期の中位段丘面の離水期は, 北勢丘陵周辺の2面の中位段丘の離水期と対比できる可能性がある。

なお地形的にはほぼ一連の段丘を形成しているものの, 堆積物(堆積環境)や離水年代が異なる堆積物によって構成されている事例は, 本調査地域だけでなく, 房総半島北部・東京湾岸地域の最終間氷期段丘である木下層と姉崎層の間でも認められている(たとえば徳橋・遠藤, 1984)。

以上を総合すると伊勢湾周辺で従来, 中位段丘として一括されてきた沿岸地域の段丘は, 多くの地域でK-Tz降下以前に離水した中位1a段丘と, それを削剥し堆積物下部に御岳第一軽石(On-Pm-1:Kobayashi, 1960; MIS 5c ピークの約10万年前に噴出:町田・新井, 2003)やK-Tzを含む中位1b段丘に2分できる可能性が高い。

4.4.2 中位1a段丘面を構成する堆積物の層序・層相

中位1a段丘を構成する堆積物は, 露頭状態が良く基底部から段丘面までの層序を観察できる知多半島西岸・野間地区及び常滑地区において, 下位から①東海層群の埋没谷を埋積する谷埋め堆積物, ②それにオーバーラップして広く分布する砂層及び内湾性の海成泥層(牧野内, 1980の上部海成粘土層), ③さらに海浜成の砂層に区分される。このような海浜性堆積物が段丘堆積物の最上位を占める場所は, 後背地に河川が発達しない地域に限られる。

一方, 知多半島を除く伊勢湾周辺の広い地域, 特に土砂供給量の大きな河川の下流部では, 海成泥層の上位にデルタ成ないし河成の砂層ないし砂礫層が発達する。露頭状態が良好であった時代に中勢丘陵の段丘堆積物を調査した木村(1962, 1971), Kimura(1972)は, 中位1a段丘堆積物を下位の^{このべ}小野辺シルト部層と上位の久居礫質部層に区分し, 両者の層相変化は明確であるが, その間に侵食面は確認できなかったと記している。また, 後述するように熱田台地地下の堆積物も, 一部を除いて内湾性の海成泥層とその上位の砂質層は整合ないし漸移的に上方粗粒化している(桑原ほか, 1985; 牧野内ほか, 2013)。詳細なデータはないが, 川名台地地下では泥層と上位の砂質層の間に顕著な礫層など不整合を示す証拠は認め難く, 海成泥層の上位に厚さ10~20 mの砂層が累重している。この砂層中には粘性土層が挟在するが, 熱田台地の他の地域の熱田層上部砂層とは異なって粘性土層はごく薄い(土質工学会中部支部, 1988)。

これら中位1a段丘堆積物を構成する堆積物のうち, 内湾性の海成泥層(知多半島の牧野内, 1980の上部海成粘土層, 中勢丘陵の小野辺シルト部層など)は, 後述する西三河地域の台地・平野地下の碧海層下部の海成粘土, 濃尾平野東部の台地・平野地下の熱田層下部の海成粘土とともに, 最終間氷期海成泥層に相当する。

4.4.3 中位1b段丘面を構成する堆積物の層序・層相

中勢丘陵や南勢平野の中位1b段丘面は, 久居礫質部層など中位1a段丘堆積物上部が削剥されて造られた侵食段丘面であり, 固有の堆積物は薄い(木村・竹原, 1965)か, または存在しない(木村, 1971)。鈴鹿川下

流部や、四日市市の羽津台地など北勢丘陵においても、ボーリングデータからみて中位 1b 段丘堆積物は厚さ数 m 以下の可能性が高い (小松原, 2025)。

一方、濃尾平野東部 (川名台地や仁所台地を除く熱田面の大部分) や西三河平野 (安城台地などを除く碧海海面主部) の中位 1b 段丘面は、海成中位 1a 段丘地下に連続する海成泥層を覆って累重する、厚さ 10 ~ 20 m (最大で 30 m) の砂質堆積物 (碧海層上部の砂質層及び桑原ほか, 1982 の熱田層上部) によって構成され、その基底付近には On-Pm-1 ないし K-Tz が含まれる (たとえば Kobayashi *et al.*, 1968 ; 森山ほか, 1996)。この中位 1b 段丘面を直接構成する堆積物を中位 1b 段丘堆積物と呼ぶ。熱田台地周辺の中位 1b 段丘堆積物の上部からは御岳辰野軽石層 (On-Tt : 竹本ほか, 1987 ; Kobayashi *et al.*, 1960 の Pm-III) が産出する (たとえば Kobayashi *et al.*, 1968)。濃尾平野南部から熱田台地南部に至る地区 (ほぼ近世以降の干拓地・埋立地に相当する地域) を除いて、この砂質堆積物は陸成層によって構成される (後述)。

4.4.4 中位 2 段丘堆積物

中位 2 段丘堆積物は、河川中流において中位 1b 段丘面より低位の段丘面を構成するほか、知多半島南端の狭い範囲で海成段丘面を構成する、明褐色表土を伴い、風化礫層を主体とする礫層である。本層の分布は断片的ながら、場所によっては数 m 以上の厚さをもつ。

4.5 低位段丘堆積物及び完新世段丘堆積物 (11, 12, 13)

本調査では、明褐色土を伴わず、風化が進んでいない礫を主体とする河成堆積物によって構成される後期更新世の段丘堆積物を低位段丘堆積物とする。低位段丘堆積物は、多くの河川の中流部で少なくとも 2 段に区分できる段丘面を構成する。本調査では、主に既往の地質図幅調査結果に基づいて、低位段丘堆積物を 2 つに区分して地質図上に示した。

本調査では、部分的に黒色の表土が認められるものの、新鮮な礫によって構成され、完新世に離水したと考えられる段丘堆積物を完新世段丘堆積物として一括した。完新世段丘堆積物は、桑名断層・四日市断層の西 (隆起) 側にまとまって分布するほか、知多半島の一部に限られた範囲に分布する。桑名断層と四日市断層の隆起側に分布する完新世段丘堆積物については、断層活動履歴復元を目的とする鳴橋ほか (2004)、中西ほか (2006)、大上・須貝 (2006) などの研究によって詳しく調べられている。

4.6 沖積平野表層の堆積物

本調査では、既往調査資料と戦後米軍撮影の空中写真判読に基づいて沖積平野表層を構成する堆積物を、完新世段丘堆積物、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物、旧河道堆積物、浜堤堆積物、干拓地及び埋立地に区分し、沿岸域地質図及び陸域地質図に分布域を図示した。

5. 陸域地下の第四系上半部 (沿岸域地質図・陸域地質図, 海陸地質断面図及び陸域地質断面図)

5.1 濃尾平野地下の基本層序

伊勢湾周辺陸域の地下地質、特に更新統の層序は、濃尾平野で多くの研究がなされ、基本層序が立てられてきた。その背景として、濃尾平野では地盤沈下対策のために数 100 m 級のボーリング調査が多数おこなわれ、層序に関する資料が蓄積されてきたことに加え、比較的単純な傾動・沈降運動が累積的に進行してきたため、側方連続性の良い地層が大きな間隙なく累重してきたことがあげられる (たとえば須貝ほか, 1999a ; Sugai *et al.*, 2016)。伊勢湾周辺の他の盆地では、①西三河平野においては侵食・堆積の繰り返しによって複雑な層序 (阿部ほか, 2024) が形作られたため、層序の全体像が明らかになっていない、②伊勢平野においては中部更新統以下の地下地質に関する研究が少なく下部～中部更新統の層序が明らかになっていない、という問題があり、今のところ第四系上半部の基本層序が建てられているとは言い難い。このため、本章では濃尾平野地下で構築された基本層序 (第 7 図) をまとめ、次いで周辺地域の第四系上半部の堆積物と濃尾平野地下の基本層序との対比を試みる。

濃尾平野地下の第四系について、須貝ほか (1999a)、Sugai *et al.* (2016) は下位から東海層群 (大泉層, 米野層: 古東海湖堆積物)、第四礫層、弥富層、第三礫層、海部層、第二礫層、熱田層、第一礫層、濃尾層、^{南陽層}に細分した。このうち、米野層以下の地層については、オールコアボーリングによる詳細な検討が行われていない。ここでは、古東海湖堆積物から米野層に至る層準を簡略に記すとともに、第四礫層以上の地層について特徴をまとめる。

5.1.1 東海層群・大泉層 (松井, 1943) 及び米野層 (安田, 1956)

須貝・杉山 (1999) は濃尾平野西部で堆積層基底までを対象とする反射法地震探査と、深度 601 m のオールコアボーリング (GS-NB-1 : 地質図範囲の北側・岐阜県海津市大和田地区) を行うとともに、これらの近傍にある岐阜県海津市の海津苑ボーリングの柱状図を

検討した。海津苑ボーリングで記載された地層は、深度 950 ~ 1,220 m は主に泥層からなり砂層を伴う堆積物（この中の深度 1,160 ~ 1,176 m に「凝灰質泥岩」が挟在）、深度 760 ~ 950 m は主に礫層からなり泥質薄層を挟有する堆積物、深度 760 m 以下は礫層と細粒層の互層、によって構成される（須貝・杉山, 1999）。須貝・杉山（1999）は、反射法地震探査、GS-NB-1 ボーリングコアの調査結果及び Takemura（1985）などに記載された北勢丘陵の地層の層序・層相を総合して、深度 1,160 ~ 1,176 m の凝灰質泥岩を福田（嘉例川）テフラに、深度 950 ~ 1,220 m の泥主体の地層を東海層群上部の大泉層に、深度 760 ~ 950 m の礫主体の地層を米野層に対比した。このうち、嘉例川テフラは、濃尾平野南部・弥富市稲狐の 600 m 地下水観測井ボーリング（弥富コア：沿岸域地質図・陸域地質図及び陸域地質断面図 B-5 断面の基準ボーリング YA）の東海層群（桑原, 1985）中の標高 -447 m に挟在するテフラ（YA 446 テフラ）と対比されている（古澤, 1990）。また、米野層は、養老山地西方において下位の大泉層を整合に覆う礫質堆積物であり、多良（養老）テフラを挟有する。濃尾平野地下で養老テフラ（Ss-Pk テフラ）は報告されていないが、古澤（1990）は濃尾平野南部・弥富市西蜷の十四山コア（地質図・断面図の基準ボーリング AJ）において弥富層とされている地層（桑原, 1985）中の標高 -292 m に挟在するテフラ（AJ 290 テフラ）が、Ss-Pk テフラ上位の大坂層群 Ma 2 層（MIS 25：吉川・三田村, 1999）中に挟在する、山田 II テフラに対比されることを明らかにしている。

なお、桑原（1985）や愛知県による濃尾平野地下構造探査（愛知県, 2001, 2002）などの既往研究において「東海層群」、「弥富（累）層」と記載されてきた堆積物の中には、須貝・杉山（1999）、Sugai *et al.*（2016）の濃尾平野地下における「大泉層」、「米野層」が含まれていることに注意を要する。

5.1.2 第四礫層（須貝ほか, 1999a）

第四礫層は、GS-NB-1 コアの孔底部で確認された、厚さ 16 m 以上の顕著な砂礫層である（Sugai *et al.*, 2016）。この礫層は、GS-NB-1 コア中の厚い粘土層中に挟在する猪牟田アズキテフラ（Ss-Az：町田・新井, 2003：MIS 21.5 と 22.2 の境界付近の 0.87 Ma）の下位に位置し、MIS 22 に対比されている（Sugai *et al.*, 2016）。須貝・杉山（1999）、須貝ほか（1999a）は、この礫層を反射法地震探査によって広く追跡できる側方連続性の良い地層と認めている。なお、畠山ほか（1979）は、弥富コアの深度 360 m に位置する尾張層群（弥富累層）基底に厚さ 34 m の礫層があり、それが特徴的な凝灰質砂岩層を不整合に覆っていると記載しているが、この

層準と須貝ほか（1999a）の第四礫層が同一層準か否かについてはなお検討を要する。

5.1.3 弥富層（畠山ほか, 1979；須貝・杉山, 1999 再定義）

弥富層は、GS-NB-1 コアの深度 379.0 ~ 584.6 m に位置する（Sugai *et al.*, 2016）、礫・砂・泥の互層である。本層は下位から弥富 1 ~ 5 の細粒層と、その間の Yg-1 ~ 4 の粗粒層に区分される。このうち弥富 1 層中の深度 577 m に Ss-Az、弥富 2 層最上部の深度 545 m 付近に古地磁気極性の Brunhes /Matuyama 境界、弥富 5 層下部の深度 415 m にサクラテフラ（＝小林笠森テフラ：Kb-Ks：町田・新井, 2003：MIS 13.5）が見出されている（須貝ほか, 1999a）。また弥富 4 層からは内湾性珪藻化石が得られ、この層準は海成層と考えられている（Sugai *et al.*, 2016）。森・吉野（1979）、森（1980a）は、弥富コアの弥富層上部にあたる粘性土層（深度 270.5 m 及び 268 m の層準）より汽水生珪藻群集を見出しており、これが弥富 4 層に相当する可能性が指摘できる。今のところ、この層準よりも下位の第四系から確実な海成層は見出されていない。須貝ほか（1999a）、須貝（2025）は、弥富 1 層 ~ 5 層がそれぞれ MIS 21, 19, 17, 15, 13 に相当する可能性を示している。

5.1.4 第三礫層（桑原, 1975）

第三礫層の名称は、最初、杉崎・柴田（1961）によって与えられたが、この地層を記載・定義したのは、濃尾平野地下第四系微化石研究グループ（1974）、桑原（1975）である。桑原（1975）は、愛知県飛島町の 300 m 地下水観測オールコアボーリング（飛島コア）において深度 150 m 付近に認められる、第二礫層下位の 2 層の海成粘土層を含む細粒層（海部層）の下位に厚さ 10 m 程度の礫層があり、それが広く追跡されることを明らかにした。この礫層は、濃尾平野東部では下位層を傾斜不整合に覆っている（桑原, 1975）が、濃尾平野西部では下位の弥富層を大きく削刺することなく累重している（須貝ほか, 1999a）。この傾向は、愛知県（2002）による反射法地震探査結果でも確認できる。

5.1.5 海部層（杉崎・柴田, 1961）

杉崎・柴田（1961）は、愛知県弥富市の日本毛織株式会社のボーリングコアにおいて標高 -224 ~ -165 m に位置し、上下の厚い礫層（第二礫層・第三礫層）に挟まれた砂層粘土層互層を海部層と定義した。その後、濃尾平野地下第四系微化石研究グループ（1974）、桑原（1975）は飛島コアにおいて、この層準に少なくとも 2 層の海成粘土層が挟在することを明らかにし、さらに濃尾平野第四系研究グループ（1977）、森（1980a）は、他の試錐も含め微化石分析を行って海部層中に 3 層準

の海成の粘土層（下位より Am 1 ~ 3 層）が挟在することを明らかにした。GS-NB-1 において珪藻分析をおこなった Sugai *et al.* (2016) は, Am 1 ~ 3 層の各層で内湾性群集が得られることを示し, この見解を支持している。

このうち Am 1 層は, アカガシ亜属の花粉が優占することで特徴づけられる堆積物であり (吉野ほか, 1980; 須貝, 2025), 大阪平野や関東平野の花粉層序 (本郷, 2009; 楡井・本郷, 2018) と同様に MIS 11 に対比される。十四山コアの Am 3 層下部に挟在する Aj 147 テフラ (古澤, 1990) は阿多鳥浜テフラ (Ata-Th: 町田・新井, 2003: MIS 7 初期の約 240 ka) に対比される (古澤, 1990; 町田・新井, 2003)。また, 名古屋港の No.1 コア (後述する名古屋港西地区の TB-1 コアの約 600 m 東) において, 東海層群を直接不整合に覆い第二礫層に不整合に覆われる海成粘土層 (深度 79 ~ 80 m) から, 加久藤テフラ (Kkt: 町田・新井, 2003: MIS 9.2 の約 32 ~ 33 万年前) が得られている (中島ほか, 2025)。さらに, 宮川・吉川 (1996) は, ボーリング地点と分析方法については明記されていないものの, Am 3 層中に Ata-Th の可能性のあるテフラ降灰層準を見出したことを記載している。また, 濃尾平野地下の海部層中の海成層からは, コナラ属 (コナラ亜属ないしアカガシ亜属) の花粉が一定以上の割合で得られることが報告されている (濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 吉野ほか, 1980; 須貝, 2025)。

海部層と陸上に露出する堆積物の対比については, 陸上の段丘堆積物からテフラが得られていないため明確でない。しかし, ①濃尾平野では後述する熱田層と陸上に露出する中位段丘堆積物 (中位 1a 段丘堆積物及び中位 1b 段丘堆積物) が側方に連続することから対比されること, ②知多半島の高位段丘堆積物 (小松原・本郷, 2025) と濃尾平野の海部層 (濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 吉野ほか, 1980; 須貝, 2025) で共にコナラ属の花粉が一定量以上含まれること, ③高位段丘面の開析程度から高位段丘堆積物は中期更新世後期の地層と考えられ, 海部層の年代とかけ離れているとは考え難いこと, から海部層は高位段丘堆積物と対比できる可能性が高い。

濃尾平野東部では, Am 1 ~ 3 の各海成粘土層の連続性は必ずしも良くない (たとえば桑原, 1980, 1985)。しかし, 桑原 (1985) の断面図や, 須貝・杉山 (1999) 及び愛知県 (2002) の反射法地震探査断面を見ると, 濃尾平野西部においてはこの層準に大きな削剥は認めがたい。

海部層の標準貫入試験による *N* 値は, 砂質土層で 20 以上, 粘性土層で 10 ~ 30 を示すことが多い。

5.1.6 第二礫層 (杉崎・柴田, 1961)

杉崎・柴田 (1961) は海部層と同じ弥富市の日本毛織株式会社ボーリングの標高 -165 ~ -147 m を模式地として第二礫層を定義した。その後の多くの研究 (たとえば桑原, 1985) によってこの礫層が濃尾平野全域の地下に認められることが示された。桑原 (1985) によると, この礫層の基底には埋没段丘と考えられる地形が幾段か認められるほか埋没谷状に下位層を深く刻み込む部分がある。Sugai *et al.* (2016) によると, この礫層は養老山地など周辺の山地から供給された礫層と異なって木曽川中～上流に分布する濃飛流紋岩の礫を含み, かつ最大で径 6 cm の大径礫を特徴的に含む。この礫層は名古屋市周辺など濃尾平野東部地域では下位の海部層を緩い傾斜不整合で覆いつつ, 東海層群までオーバーラップして堆積する (たとえば桑原, 1985; 土質工学会中部支部, 1987)。第二礫層の *N* 値は多くの場合 50 以上を示す。

5.1.7 熱田層 (松沢・嘉藤, 1954)

熱田層は, 名古屋市の熱田台地を構成する地層として最初に記載され (松沢・嘉藤, 1954), 引き続く研究 (たとえば杉崎・柴田, 1961; 松沢・桑原, 1964 など) によって濃尾平野地下に広く分布することが明らかにされた (たとえば桑原, 1985; 海津, 1996)。この地層は, 濃尾平野全域で海成泥層を主体とする下部と, 砂質土層を主体とする上部に分けられる。熱田層は第二礫層を覆って濃尾平野全域に広く分布する。

熱田層下部は塊状の厚い粘性土層 (桑原ほか, 1982 の第 5 粘土層) を主体としてしばしば貝殻を含む。濃尾平野西部では, この塊状粘土層の下位に砂質の地層が分布するが, この砂質部は最下部層として区分されることがある (たとえば桑原, 1975)。

熱田層下部粘土層の下部に長島テフラ (牧野内ほか, 2013), 上部に Aso-3 テフラ (Aso-3: 小野ほか, 1977: MIS 5/6 境界期の 13 ~ 13.3 万年前: 町田・新井, 2003) に対比されるテフラ (宮川・吉川, 1996; 豊蔵ほか, 1999) が挟在することが報告されている。このうち, 長島テフラは琵琶湖湖底コアの BT 36 (吉川・井内, 1991) 及び B75-2 (檀原ほか, 2010) に対比される (牧野内ほか, 2013)。一方, 宮川・吉川 (1996) の Aso-3 については, 産出地点や分析値が示されていないことに加え, ①大阪・神戸地域地下の最終間氷期海成泥層 (Ma 12) の下部から Aso-3 が, 上部から Aso-3 と類似した屈折率をもつ南港 II 及び南港 III テフラ (吉川ほか, 1993) が得られており (町田・新井, 2003), かつ②西三河平野地下の碧海層下部海成泥層上部から南港 III に対比されるテフラが得られていること (阿部ほか, 2025), を考慮すると, 化学分析などにより再検討

する余地があると考えられる。

熱田層下部について、濃尾平野地下第四系微化石研究グループ(1974)、濃尾平野第四系研究グループ(1977)は有孔虫と珪藻及び花粉を、森(1971b)、森(1980b)、森(1996)は珪藻を、松原(1996)は有孔虫をそれぞれ分析し、一致して温暖期の海生化石群集を報告するとともに、上部に向かって海退傾向にあることを指摘している。また、GS-NB-1 コアの珪藻化石群集を解析した Sugai *et al.* (2016) は、熱田層下部と沖積層(南陽層)では、海部層中の海成層中では微量しか検出されなかった外洋性珪藻が多量に産出することを明らかにしている。このほか、吉野・丹羽(1976)、吉野ほか(1980)、齊藤(1996)、須貝(2025)は花粉分析を行い、温暖期の群集を得ている。熱田層下部の N 値は、最下部の砂質土層で 10~50、それを除く粘性土層で 4~20 を示す。

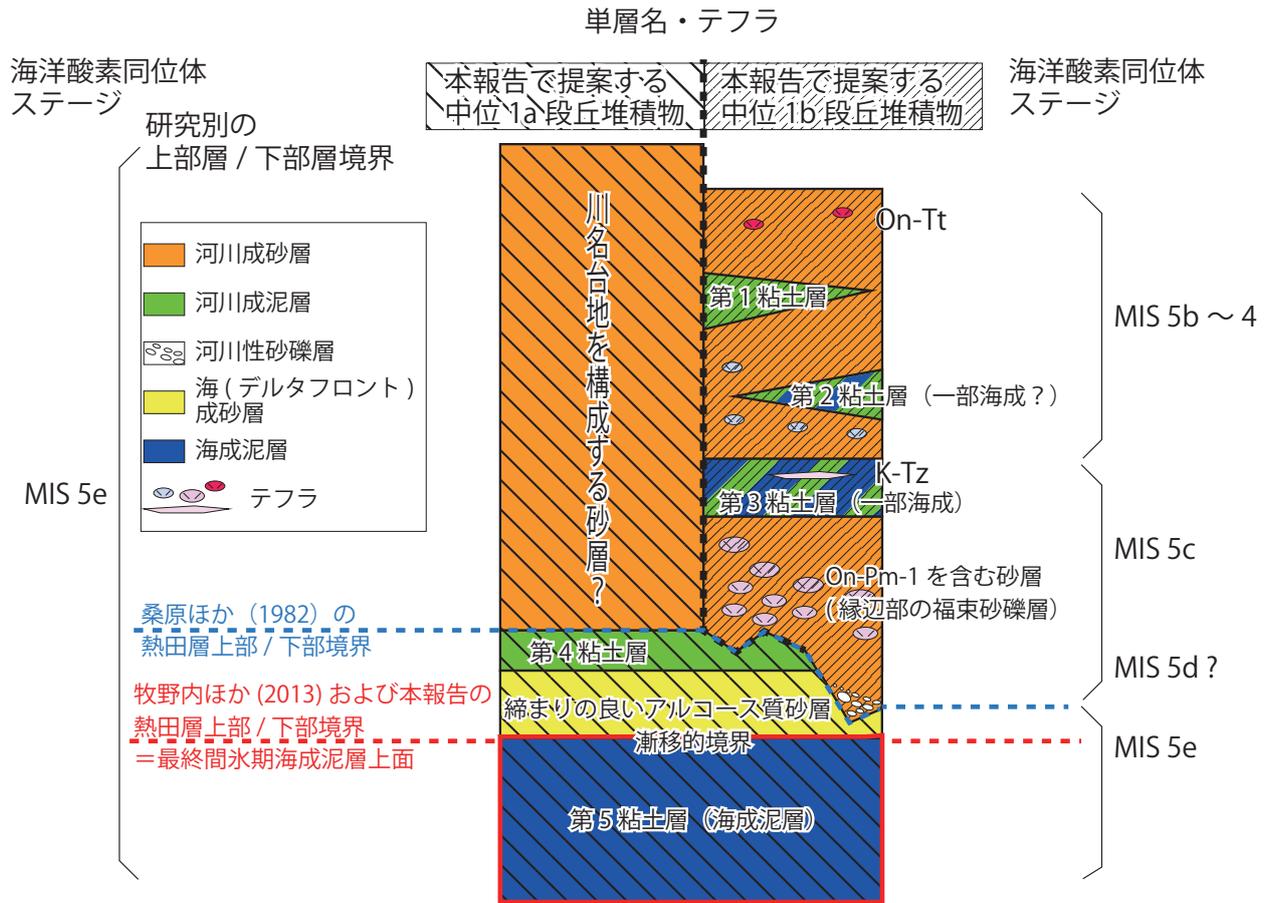
熱田層下部と上部の境界は、最近の牧野内ほか(2013)と、桑原ほか(1982)、桑原(1985)など従来の研究で若干異なっている(第8図)。熱田層中には全部で5層の粘土層があり(桑原ほか, 1982)、そのうち最も厚く連続性が良い最下位の第5粘土層が下部の主体であることは、既往研究で見解が一致している。第5粘土層直上の砂層について、日本建築学会東海支部ほか(1969)、桑原ほか(1982)、桑原(1985)などは、①標準貫入試験による N 値が 40 以上という高い値を示すこと(この層準より上位の砂層の N 値は概ね 20~40 である)、②この砂層はアルコース質の砂からなる一方、これより上位の砂層は火山砕屑物を多く含むこと、という違いがあること(桑原ほか, 1982)から、この砂層とその上位の第4粘土層を第5粘土層とともに熱田層下部とし、濃尾平野北西縁において下位層を削り込んで堆積する福東砂礫部層に対比される、第4粘土層上の砂層基底を、熱田層下部と上部の境界としている。一方、牧野内ほか(2013)は、第5粘土層と第4粘土層の間の砂層(前述の N 値 40 以上のアルコース質砂層)が連続的に追跡されることから、この砂層の基底(すなわ第5粘土層上面)を熱田層下部と上部の境界としている。本調査では、愛知県飛島村・名古屋港西地区の TB-1 ボーリングコア(大平, 1996)において、On-Pm-1 を含む(水野, 1996)深度 31.5~32.35 m の砂層の下位(粘土層を挟んで1層下位に位置する)の、深度 32.90~38.30 m に分布する N 値 50 以上の細粒砂層が、濃尾平野において広範囲に追跡できること(牧野内ほか, 2001, 2013)から、牧野内ほか(2013)の層序区分に従って、この細粒砂層の下限を熱田層上部と下部の境界として記載する。この境界は、濃尾平野東部の多数の土質調査ボーリング(桑原ほか, 1982; 牧野内ほか, 2013)や、岐阜県海津市の GS-NB-1、及び愛知県飛島村の名古屋港西地区の TB-1 コア(大平, 1996)な

ど多くの地点で漸移的に層相(粒径)が変化する。また、珪藻分析・有孔虫分析(濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 森, 1980b)によって、熱田層の下部~上部が一連の海進・海退過程に対応した堆積物であることが示されている。なお、濃尾平野第四系研究グループ(1977)や桑原ほか(1982)は、熱田層の上部と下部の間に不整合ないし堆積間隙があることを示唆しているが、これらは第4粘土層とその上位の砂層(福東砂礫部層)の境界を示すものであり、本調査の(すなわち牧野内ほか, 2013と同じく第5粘土層とその上位の砂層の境界を下部と上部の境界とする)熱田層下部と上部の間には大きな時間間隙がなく、一連の過程で堆積したことを示すといえる。

ところで、従来の研究では熱田層上部とされてきた地層のうち、中位 1a 段丘(川名台地・仁所台地)を構成する地層には礫や厚い粘性土層はほとんど含まれず、かつ軽石・浮石・凝灰質といったテフラの混入を記す記載は認められない(土質工学会中部支部, 1988)。

一方、これまで熱田層上部とされてきた堆積物の主体は、前述のように基底にアルコース質で N 値 40 以上を示す締まりの良い砂層を伴い、その上位に4層の連続性に乏しく N 値 5~30 を示す粘土層(桑原ほか, 1982の第4~第1粘土層)を挟有する、 N 値 20~40 の砂主体の地層からなる。このうち、基底の砂層にはしばしば貝殻が(牧野内ほか, 2013)、第4粘土層より上位の砂層には軽石が含まれる。第4粘土層直上の砂層下部に含まれる軽石は、MIS 5c に降下した On-Pm-1 に(小林ほか, 1966; Kobayashi *et al.*, 1968; 水野, 1996)同砂層の上部に含まれる軽石は、御岳敷原テフラ(On-Pm-II, On-Yb: 竹本ほか, 1987)にそれぞれ対比される(水野, 1996)。名古屋市瑞穂区の土質調査ボーリングでは、第3粘土層に相当すると考えられるシルト層から K-Tz が見出されている(諏訪ほか, 1995)。名古屋市熱田区金山の露頭(小林ほか, 1966)や TB-1 コア(水野, 1996)において熱田層上部の最上部の砂層に含まれる軽石は、御岳辰野テフラ(On-Tt, On-Pm-III; 竹本ほか, 1987)に対比されている。K-Tz と On-Tt は、それぞれ MIS 5c ピーク直後(約 95 ka)及び約 50 ka(中村ほか, 1992)、ないしそれ以前(町田・新井, 2003)と編年されている。

熱田層上部では、飛島コア(濃尾平野第四系研究グループ, 1977)と美和コア(森, 1980b)及び名古屋市瑞穂区のボーリング(諏訪ほか, 1995)から海生珪藻群集が、そのほか多数のコアで淡水生珪藻化石群集が報告されている。海生珪藻を産する層準は、瑞穂区の土質調査ボーリングでは K-Tz を含む粘土層の下部にあり桑原ほか(1982)の第3粘土層に、飛島コアでは濃尾平野第四系研究グループ(1977)の柱状図から判断



第 8 図 熱田層の層序, 編年, 形成過程に関する本報告の考え方.

Fig. 8 Conceptual diagram of stratigraphy, age and formation process of the Atsuta Formation in this study.

して第3ないし第2粘土層に対比される可能性が高い。
 以上を総合すると、従来熱田層として一括されてきた堆積物は、最終間氷期海成泥層（熱田層下部：第5粘土層）から連続的に堆積して川名台地・仁所台地を構成する地層（仮にここでは川名台地を構成する砂層（未命名）とする）と、第3粘土層下位の、On-Pm-1を含む砂層以上の、熱田台地主部や笠寺台地を構成する地層という、2つの地層に分けられる可能性がある（第5図及び第8図）。この問題については、第8章で再度議論する。

5.1.8 第一礫層（井関，1956）

第一礫層は、熱田層を整合に覆って濃尾平野全域に広く分布する埋没段丘礫層を総称した地層であるが、名古屋市の熱田台地以東では地上の段丘面（大曾根面）を構成している可能性が高く、その南延長にあたる名古屋港周辺には分布しない（たとえば土質工学会中部支部，1987）。一方、名古屋港以西と名古屋港東側埋立地にあたる天白川河口部では熱田層を削り込む埋没谷中に連続的に分布する。この地層の基底は起伏に富み、

熱田層を開析する樹枝状の埋没谷を埋めて厚く分布すると考えられている（桑原，1975）。

なお、この礫層と濃尾平野東部に分布する低位段丘堆積物（鳥居松礫層：松沢・嘉藤，1954）との関係については、第一礫層と鳥居松礫層が対比されるとする考え（海津，1979；井関，1983）と、第一礫層は鳥居松礫層よりも新しく、鳥居松礫層を開析する谷を埋めているとする考え（桑原，1975）がある。第一礫層のN値は40以上を示す。

5.1.9 濃尾層（古川，1972）

濃尾層は、いわゆる「沖積層」の基底部にあって、N値は砂層で10～40を示すことが多い、砂泥互層を主体として泥炭を挟有する地層である。この地層は、従来、最終氷期後期の海面低下期（LGM：MIS 2）における河川の下刻によって形成された埋没谷を埋めて堆積した、晩氷期～後氷期における海進初期の堆積物と考えられてきた（たとえば古川，1972；井関ほか，1982）。しかし、牧野内ほか（2001，2006）は、木曾三川河口部の濃尾層中に始良 Tn テフラ（AT：町田・新井，1976：

LGMに先立つ30 kaに降下：Smith *et al.*, 2013) が挟在することから、濃尾層がLGM以降の堆積物とする従来の考えに疑問を投げかけた。濃尾層の年代については、現在、牧野内ほか(2001, 2006, 2022)、堀ほか(2019)の研究によって検討が進められている。最近、堀ほか(2019)は上流部ほど濃尾層下部の年代が新しくなっていることを指摘している。また牧野内ほか(2006)は前述の第一礫層と濃尾層を区別することは困難であり、両者を合わせた地層が「沖積層基底礫層(BG)」に相当するという考えを示し、牧野内ほか(2022)はこの沖積層基底礫層の年代と層序について再検討の余地があることを示した。

濃尾層のN値は、砂質土層で20～40、粘性土層で10～30を示す。

5.1.10 南陽層(松沢・嘉藤, 1954; 古川, 1972 再定義)

南陽層は、濃尾平野の沖積面を構成する堆積物であり、様々な観点から多くの研究がなされてきた(たとえば井関, 1983; 海津, 1992; 小野, 2004; 小野ほか, 2004; 山口ほか, 2006; 羽佐田, 2015; 堀ほか, 2019)。この地層の詳細は、これらの既往研究や羽佐田・堀(2025)に記されているので、ここでは簡略にまとめる。

南陽層は下部(または中部)泥層と上部砂層に分けられ、下部泥層は内湾性(デルタ底置層)の粘性土層、上部砂層はデルタ前置層及び沖積陸成層(河川堆積物)の砂質土層からなり(海津, 1992など)、N値は下部の粘性土層で0～5、上部の砂質土層のうち下部(デルタ前置層)で20～40、上部(沖積陸成層)で20以下を示すことが多い。また、下位の濃尾層とは堆積相境界が時間面と斜交しつつ整合漸移し、臨海部では基底部に鬱陵隠岐テフラ(U-Oki: 町田ほか, 1981: 水月湖の年縞年代及び暦年補正¹⁴C年代値で約10.2 cal. ka: Smith *et al.*, 2013)が(牧野内ほか, 2001)、下部泥層中部に鬼界アカホヤテフラ(K-Ah: 町田・新井, 1978: 水月湖の年縞年代及び暦年補正¹⁴C年代値で7.3 ka: 町田・新井, 2003)が(畠山ほか, 1979; 水野, 1996; 牧野内ほか, 2001)、下部泥層上部に天城カワゴ平テフラ(Kg: 町田ほか, 1984: 暦年補正¹⁴C年代値で約3.135 ka: 嶋田, 2000)が(牧野内ほか, 2022)、それぞれ得られている。

5.2 伊勢湾周辺の他地域と濃尾平野地下の基本層序との対比

5.2.1 西三河平野の第四系上半部

西三河平野で熱田層に対比されている「碧海層」より下位の更新統については、森(1984)の珪藻分析や桑原ほか(1985)の花粉及び珪藻分析により、下部～中

部更新統が場所を変えつつ侵食・堆積を繰り返してきたため、複雑な地下層序が出来上がっているという考えが示されていた。この考えは、羽田ほか(2022)、阿部ほか(2024)、阿部ほか(2025)のテフラ・古地磁気・珪藻・花粉分析により支持されている。これらの研究によると、西三河平野地下には、カラブリアン階に3層準、チバニアン階に4層準の海成層が存在し、そのうちテフラ、古地磁気によって確実に年代が確定できるものは、MIS 19(松山逆磁極-ブルヌ正磁極期境界を含む間氷期)、とMIS 9(Kktを挟有)の2層準である(納谷ほか, 2024)。濃尾平野のGS-NB-1コアにおいて最も下位の海成層とされる弥富4層(MIS 15)よりも古い時代の海成層が西三河平野地下に伏在することは構造発達史上重要な問題といえる。

西三河平野に広い段丘面を構成している拳母層(本調査では河成高位3段丘堆積物として記載)と、平野北部に明瞭な堆積面を形成している伊保原層(本調査では河成高位2段丘堆積物として記載)は、段丘面の開析程度からみてチバニアン階上部の海部層に相当する可能性が高いが、確実な年代資料は得られていない。なお、牧野内ほか(2011)により、碧海面下において碧海層に不整合に覆われて分布するとされた拳母層は、上述のように下部～中部更新統の様々な層準の地層が一括されており(阿部ほか, 2024; 納谷ほか, 2024)、本報告ではこの地層名を用いない。

これら西三河平野周辺の下部～中部更新統はいずれも側方連続性に乏しく、地殻変動の変位基準として用いることは難しい。

上部更新統・碧海層については、①森山(1994)の碧海層には、下部～中部更新統が含まれていること、②安城台地(中位1a段丘)を構成する、K-Tz降下前に堆積した地層と、知立台地・碧南台地など(中位1b段丘)を構成する、K-Tzを堆積物中に含む地層は、異なる時代の堆積物と考えられる、という問題があるものの、後者の問題は濃尾平野の熱田層とも共通するものであり、碧海層は熱田層(下部及び上部)に対比される。特に碧海層下部の海成泥層を主体とする地層は熱田層下部と対比され、共に最終間氷期海成泥層に相当すると考えられる。安城台地の中位1a段丘堆積物上部は、濃尾平野東部の川名台地を構成する砂層に、中位1b段丘堆積物は、濃尾平野の熱田層上部(第4粘土層より上位の砂質堆積物)に、それぞれ対比される。

矢作川沿いの沖積層に関して、阿部・中島(2025)の沖積層基底礫層(BG)は第一礫層ないし濃尾層、下部砂層(LS)及び中部泥層(MM)は南陽層下部、上部砂層(US)及び沖積陸成層(TSM)は南陽層上部に対比される。

5.2.2 伊勢平野地下の第四系上半部

伊勢平野の地下には、熱田層下部に対比される「古伊勢湾層（建設省計画局・三重県，1962）」の下位に貝化石を含む粘性土層と砂層ないし砂礫層の互層が認められる（建設省計画局・三重県，1962；建設省計画局ほか，1962；佐藤・中島，2025；小松原，2025など）。これらは、濃尾平野の海部層に対比される可能性が高いと考えられる（佐藤・中島，2025）が、伊勢平野地下の中部更新統以下の地層については未だ層序が確立できていない。

伊勢平野地下で広く追跡されている古伊勢湾層は、しばしば貝化石を含む厚い海成泥層を主体とする堆積物であり（建設省計画局・三重県，1962；佐藤・中島，2025），濃尾平野の熱田層下部に連続する（牧野内ほか，2001；小松原，2025）。本層は、最終間氷期海成泥層に相当する。

伊勢平野地下の沖積層は、佐藤・中島（2025）に記されているように、下位から第一礫層相当層、四日市港層、富田浜層に区分される。このうち、第一礫層相当層には、濃尾平野地下の熱田層上部・第一礫層及び濃尾層が対比される可能性が高い。四日市港層は南陽層下部（海成泥層）に、富田浜層は南陽層上部に、それぞれ対比される。

5.3 沖積層基底の形状（沿岸域地質図・陸域地質図、海陸地質断面図、陸域地質断面図）

沖積層基底は、沿岸域全体を通じて顕著な不整合面であると同時に、これを境として地層の物性が大きく異なる境界面をなすことから、古くから重要な地質境界としてとらえられてきた（たとえば井関，1983；海津，1994）。本調査では、更新世末期以降における地形・地質形成作用の枠組みを概観することを意図して、地盤調査ボーリングデータと基準ボーリングの解析結果を組み合わせて、この地質境界の形状（標高分布）を検討し、地質図・地質断面図に記した。

地質学的な不整合面としての沖積層基底は、基本的に沖積層基底礫層（BG）と呼ばれる、下位層を下刻して不整合に覆う礫質層の基底に位置づけられる（たとえば井関，1983）。濃尾平野においては、第一礫層がこれに相当する（たとえば牧野内ほか，2006）。一方、軟弱地盤としての沖積層は、第一礫層より上位の濃尾層及び南陽層が該当するため、工学的には濃尾層以上の地層を沖積層として扱うことが多い（たとえば地盤工学会，2006）。また、構造物基礎調査を目的とする地盤調査ボーリングでは沖積層基底礫層下限まで掘削しないことが多く、広域的に第一礫層相当層下限の標高分布を明らかにすることは困難である。こうした状況から、本調査では第一礫層を覆って累重する濃尾層の基

底を沖積層基底として、その標高分布を等高線で表記した。

沿岸域地質図及び陸域地質図では、西三河平野・境川流域低地については桑原（1982），名古屋市域については土質工学会中部支部（1987，1988）の沖積層基底深度図に本調査で収集したボーリングデータを加えて再解析した結果、そのほかの地域については別編の論文（阿部・中島，2025，羽佐田・堀，2025，小松原，2025；佐藤・中島，2025）に記した解析結果、に基づいて沖積層基底層準の等高線を作成した。

これらに示されるように、沖積層基底の標高（深度）は濃尾平野西部で最も深く、-50 m に達する一方、知多湾周辺と伊勢平野（南端部以外）では概して-30 m より浅い。濃尾平野西部における沖積層基底の深い谷地形は、本地質図北端の桑名市長島町付近では木曾三川現流路付近を軸とするが、桑名市長島町付近より下流（南）側では木曾川河口背斜を迂回するように東に湾曲して飛島村鍋田地区から海底の「古木曾川埋没谷」に連続する。これは濃尾傾動運動と木曾川河口背斜の活動が沖積層基底の形態に大きく影響していることを示しているが、同時にこれらの活構造の活動が沖積層基底面の形成後にも行われている可能性をも示唆している。

また、西三河平野東南部（西尾市鎌谷^{かまや}付近から吉良吉田漁港に至る地区）、濃尾平野東南部（天白川河口から名古屋港に至る地区）及び伊勢平野南端（伊勢市街から同市二見浦に至る地区）では沖積層基底は局所的に-30 m 以深と深くなっている。これらは最終氷期の海面低下期（酸素同位体比ステージ MIS 3～2）に矢作川、天白川及び宮川が谷地形を作って流下していたことを示している。

このほか、境川、海蔵川、鈴鹿川、安濃川、雲出川などの河川近傍には沖積層基底が周辺地域と比較して10 m 以上深い埋没谷地形が認められる。

5.4 最終間氷期海成泥層（上面）の形状（最終間氷期海成泥層構造図・海陸地質断面図・陸域地質断面図）

最終間氷期海成泥層は、上述のように陸域の中位 1a 段丘堆積物を構成し、沖積平野の地下まで広く追跡されるだけでなく、伊勢湾・三河湾周辺の海底（佐藤，2025 の伊勢湾層及び豊川沖層）まで連続して追跡できる特徴的な堆積物である。本調査では、この堆積物の上面を 1) 中位 1a 段丘堆積物の地表露頭、2) ボーリングデータ、3) 海域の音波探査、に基づいて追跡し、「最終間氷期海成泥層構造図」にその標高分布を示した。

この図に示されるように、データ密度（特に陸域のボーリングデータと露頭データ）には地域的な差が大きく、特に西三河平野東部（碧海台地と沖積平野の地下）や

南勢平野の地下では、この層準が欠如していたり、この層準を確認できるボーリングが少なかったりするため、最終間氷期海成泥層上面の形状を正確に把握するには至っていない。しかし、濃尾平野地下においてこの層準の形状を示した桑原（1985）や、濃尾平野南部において詳細に層序を検討した上で作成された牧野内ほか（2005, 2013）の地質断面図に示されるように、この層準が認定される地域においては小さな（数 m 以下：小松原, 2021）起伏はあるものの、概ね平坦な面として認識される。

その標高は、揖斐川河口部と弥富市付近で -80 m 以下と最も深く、濃尾平野南部では全体として西に向かって深くなる傾向が認められる。また伊勢平野では、川越町の朝明川河口付近、四日市港の南付近、津市南部の津松阪港付近で -40 m 以下と深くなっているが、それらの間に位置する四日市市の海蔵川河口付近、鈴鹿市の岸岡山付近から志登茂川河口付近では -20 m より高い。さらに西三河平野では境川の谷沿いから知多湾にかけて南北に伸びる帯状に深い埋没谷地形をなしている。

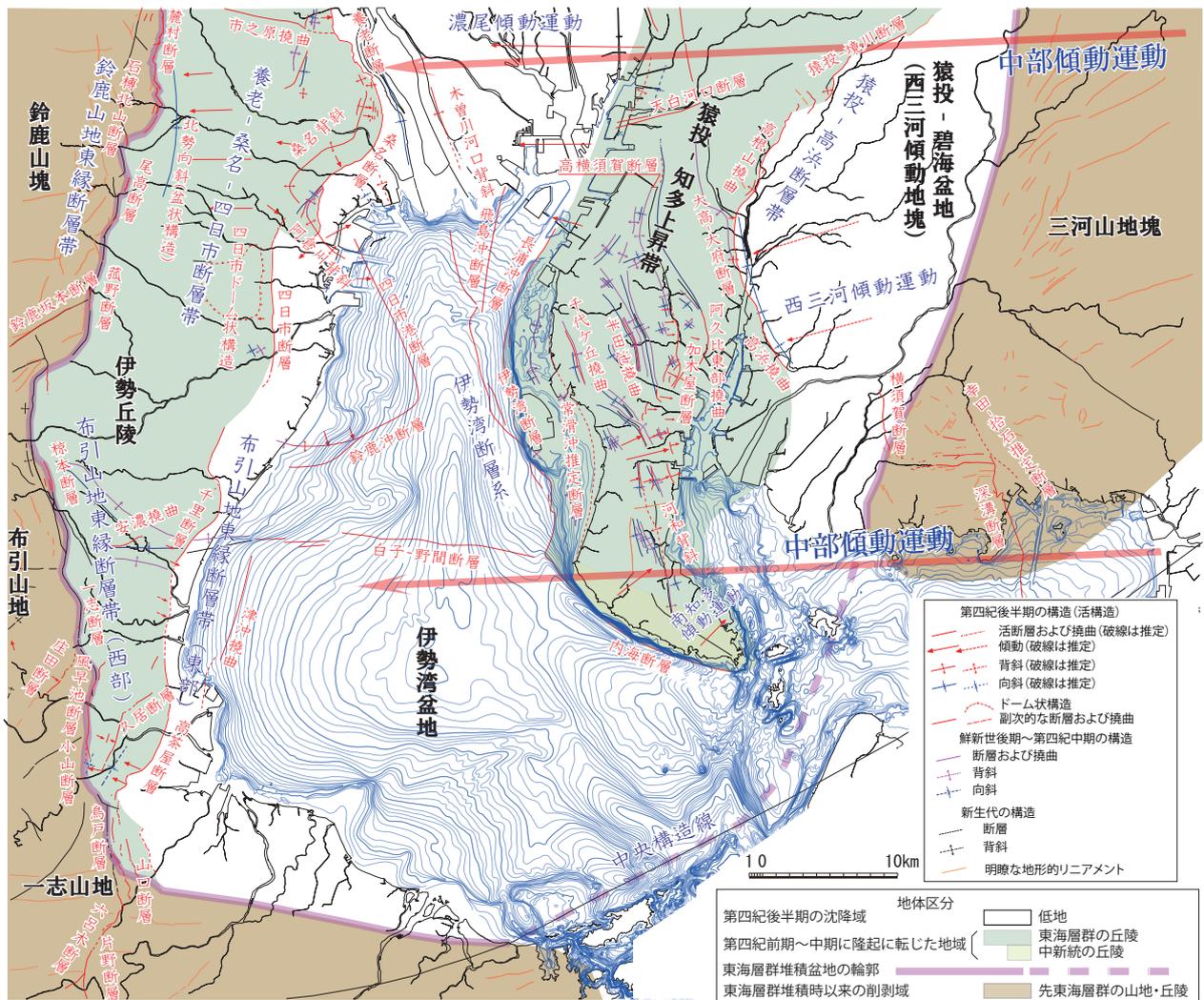
6. 第四紀後半期の構造（沿岸域地質図・最終間氷期海成泥層構造図・ブーゲー異常水平微分図及び構造図・陸域地質図・海陸地質断面図及び陸域地質断面図）

伊勢湾・三河湾周辺の東海層群堆積盆とその周辺は、東から三河山塊、猿投-碧海盆地、猿投-知多上昇帯、濃尾傾動盆地、伊勢湾盆地、養老山塊、伊勢丘陵、鈴鹿山塊の地塊に分かれ、地塊ごとに断層地塊運動を行ってきた（桑原, 1979：第9図）。当地域では、東海層群堆積盆西端から木曾山脈に至る幅広い地域全体が傾動するような傾動運動から、上記地塊を画する断層、地塊内部の断層・褶曲、さらには波長数 100 m 以下の短波長変動に至るまで、様々な空間スケールの地殻変動が重複している。さらに、活動開始期が東海層群堆積時（鮮新世）にさかのぼる構造から高位段丘形成期ごろに活動を始めた構造まで、発達時期が様々な構造が併存する。さらには、調査地域の地質構造の中には、鮮新世後期以降（ネオテクトニクス期中）において変動様式が変化しているものがあること（桑原, 1968）に加え、異なる方向の主応力軸をもつ場で構造運動が生じている（たとえば桑原, 1979）。このような複雑なテクトニクス場にあるため、調査地域において現在と同じテクトニクス場が成立した時代を一律に決めることは難しい。このため本報告では便宜的ではあるが、調査地域中央部に位置し構造発達史が詳細に明らかにされている知多半島の構造発達過程（牧野内, 1976；Makinouchi, 1979 など）を基に、高位段丘堆積物（武豊層）

とそれに対比される海部層の堆積期（MIS 11～MIS 6：約 40～13 万年前）以降の基準面（第1表）を変位させている構造を確実な活構造として記載するとともに、最高位段丘構成層（正確な堆積年代は解明されていないが、概ねカラブリアン期後期～チバニアン期中期ごろと考えられる）を変位させている構造も第四紀後半期の地質構造（すなわち活構造の可能性をもつ地質構造）として記載した。また、東海層群に変位は認められるものの、最高位段丘構成層以上の基準面の変位が認められない構造を鮮新世～第四紀中期の構造、瀬戸内中新統など東海層群より下位の地層を変位させるものの東海層群基底以上の基準面に変位が認められない構造を新生代の構造として記載する。後2者には、第四紀後半期に活動を停止したものだけでなく、最高位段丘構成層より新期の基準面が構造上に分布していないため、第四紀後半期における変位が確認できないものも含まれる。なお、主たる活動期は第四紀中期以前にあっても海部層以上の地層に変位を与える構造（天白河口断層など）も第四紀後半期の構造に含めて記載する。

当地域では、桑名断層に伴うごく短波長の変形（貝塚, 1950；Ishiyama *et al.*, 2004）のような、表層部の局所的な歪みに伴って生じた副次的な構造が多数存在する。本調査では、①堆積層全体（概ね深度 500 m 以上）を対象とする反射法地震探査によって堆積層下部に顕著な変形が見出せない、②近接地域（概ね 1 km 以内）に存在するより変位量の大きな地質構造と逆向きの変位センスを持つ、③水平方向の連続性が乏しい、地質構造については、副次的な構造として記載する。しかし、桑名断層のように堆積層内の Wedge thrust（Ishiyama *et al.*, 2004）も存在し、かつそれが歴史時代に起震断層として活動した履歴を有すること（たとえば須貝, 2011）から、この3基準によって単純に主断層・副次断層を区分することが適切か否かについては、議論の余地がある。

なお調査地域の活構造の多くが本章冒頭（第9図）に記した地体の境界ないし地体の内部にあって、地体境界を越えて隣接する地体まで連続する構造は少ないことから、本報告では地体ごとに地殻変動や地質構造の特性を記述する。東海層群分布地域の逆断層の多くは、近接並走する断層・撓曲・背斜が一体の構造をなすことから、これらを区別せずに記載する。特に変位量は、断層崖・撓曲崖だけでなく、それらを含む最大隆起部（背斜軸）から最大沈降部（向斜軸）の間の変位量を記載する。また、活構造の記載は、発達過程や広域地質構造との関連のほか、長さ、運動センス、長期間（概ね 1 万年程度以上）の変位量や平均変位速度などの属性を中心に記し、活動時期や活動間隔について



第9図 地質構造図。

鈴鹿山地東縁断層帯及び布引山地東縁断層帯西部は、岡田・東郷（2000）、今泉ほか（2018）より引用。

Fig. 9 Geological structure map (added to Fig. 3).

Location of the Suzuka-sanchi-toen fault zone and Nunobiki-sanchi-toen-fault zone (eastern part) are cited from Okada and Togo (2000) and Imaizumi *et al.* (2018).

ては重要なもの以外記載しない。地質構造名は基本的に地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001, 2002, 2004a, 2004b）に従ったが、一部の新称構造及び伊勢湾断層系については別途命名した。活断層・活撓曲・褶曲は第2～9表に、傾動帯は第10表にまとめたが、副次的な構造と判断したものは表に記載していない。

また、本文の記載に当たっては、基本的に本調査の基準面名を用い、()内に原典で記載されている基準面名を記載する。本調査の基準面の年代は機械的に第1表のように設定したが、特に高位段丘面については検討の余地が大きい。本報告と原典で変位基準面の年代観が異なり、かつ原典に変位基準面の年代の根拠が記されていない場合には本報告の基準面の年代を基に得た平均変位速度とともに、原典に記載されている変位基準

の年代と平均変位速度とともに[]内に、本報告の変位基準の年代と平均変位速度を記した。

6.1 中部傾動地塊運動（桑原，1968）

中部傾動地塊運動は、東海層群堆積盆形成期に始まった、東海層群堆積盆地（東海湖：竹原ほか，1961）から木曾山脈に至る、広域傾動運動である（桑原，1968）。この地殻変動は、濃尾傾動運動、猿投-知多隆起帯、西三河傾動運動及び三河高原（三河山地塊）の隆起運動に先立って活動を開始すると同時に、それらを包括して第四紀後期に至るまで継続している可能性が高い島弧規模の変動と考えられる（桑原・牧野内，1989）。牧野内（1976）、Makinouchi（1979）の知多変動は、緩やかな褶曲を主体とする点で中部傾動地塊運動とは

第1表 本報告におけるチバニアン期後期～後期更新世の主要基準面の編年。

Table 1 Dating of the major reference horizon during the late Chibanian and the Late Pleistocene in this study.

基準面	高位2段丘面	高位3段丘面	最終間氷期海成泥層上面	中位1a段丘面	中位1b段丘面
年代	20～30万年前?	15～20万年前?	10～12.5万年前	10～12.5万年前	5～10万年前

様式を異にするが、これも構造発達過程の上では中部傾動地塊運動の一環としてとらえることができる。

この傾動地塊の東部はほぼ全域が山地に位置しており、第四紀後半期の変位基準面を欠くため、第四紀後半期に傾動運動が継続しているか否かを直接実証することは難しい。しかし、以下の点から、第四紀中期以降この傾動運動が生じていることは確実と言える。

須貝（1990, 1995）は、傾動地塊東部の山稜部に分布する小起伏面の形態・構成物質・分布を検討し、周囲の山腹斜面と遷急線で境され、小起伏面上の谷密度が高く、かつ一定の高度に発達する、1辺の長さ数100 m以上の大規模なもの（Cタイプの小起伏面：須貝, 1990, 1995）は、厚い風化残留物や土岐砂礫層ないし赤色風化殻の発達する基盤岩によって構成されることから、これを土岐砂礫層の堆積と前後して形成された（森山, 1987 など）、準平原に由来する平坦面と考察している。土岐砂礫層からは東濃地方西部で中新世を示唆する植物化石（オオミツバマツ *Pinus trifolia*）が産出する（陶土団体研究グループ, 1994）一方、東濃地方東部では阿漕テフラ（中津川I & II テフラ）が挟在する（植木ほか, 2019）。このことから、準平原の形成年代は後期中新世から鮮新世に至る時代である可能性が指摘される。

また、今世紀における周辺地域の第四紀前～中期堆積物による古地理復元（菅沼ほか, 2003）や熱年代学による山地剝削過程の研究（末岡ほか, 2015）は、第四紀後半期に中部傾動地塊東部が断層地塊に分かれつつ急激に隆起していることを示している。

これらの研究成果は、藤田・太田（1976）や森山（1987, 1990）が示した地殻変動像、すなわち第四紀後期には中部傾動地塊の傾動運動が引き継がれつつ、断層地塊運動が激化しているという地史を、追認しているものと捉えてよいだろう。

須貝（2001）は、濃尾平野の地下構造などを含めて構造運動過程を詳細に検討し、後述するように濃尾平野西部では濃尾傾動運動と中部傾動運動が重複しており、上部地殻における断層運動に関連する濃尾傾動運動と、上部地殻以深の変動に起因する広域的な変動である中部傾動運動が、中期更新世以降ともに働いているという考えを示した。

なお、本調査の1/10万地質図にはこの傾動を表記していない。

6.2 三河山地塊の地質構造

6.2.1 三河山地塊の傾動隆起

三河山地塊には周囲を遷急線で囲まれた小起伏面が広く発達し、かつ山頂の定高性が顕著な高原地形（三河高原）が広がる。特に三河山地南部の小起伏面は、個々の面の規模が大きい上に、小起伏面下には厚い風化生成層が発達すること、広範囲にわたって顕著な定高性が認められることから、古い時代に低位置で形成された準平原遺物とみなされている（須貝, 1990）。三河山地塊の接峰面高度（すなわち隆起準平原高度）は、北東で高く南西ないし西に向かって低下する。

調査地域の岡崎丘陵周辺は三河高原の外縁部にあたり、山頂小起伏面の発達程度は低いが、森山・船木（1989）は、岡崎丘陵から三河山地南部に広がる定高性のある山地の背面は、更新世前期に形成された侵食面に由来するものであり、これが南西傾動を伴いつつ、三河山地が広域的に隆起したことを示した。

ところで三河山地塊全体に北東-南西方向のリニアメントが多数認められるほか、山地西部には東北東-西南西の、山塊南部の宝飯山地と幡豆山地には東西及び南北の、リニアメントが発達する。しかし三河山地塊内部では、1945年の三河地震時に地表地震断層を出現させた深溝断層とその周辺を除いて第四紀後半期の断層は知られていない（岡田, 1979；活断層研究会, 1980, 1991）。また、三河山地塊と猿投-碧海盆地（西三河平野）の境界に活断層は認められない（岡田, 1979；活断層研究会, 1980, 1991）。

6.2.2 深溝断層（津屋, 1948）及び横須賀断層（井上, 1950）

深溝断層と横須賀断層は、ともに1945年三河地震（気象庁マグニチュード $M_j = 6.8$ ）時に地表断層を出現させた活断層である（津屋, 1948；杉戸・岡田, 2004；岡田, 2006 など）。この地震時に出現した地表地震断層の南東部が深溝断層、北西部が横須賀断層である。両断層ともに、明瞭な変位地形に乏しく、断層露頭も限られているため、三河地震以前には断層の存在は知られておらず、地質学的な実態はもっぱら三河地震の地表断層調査に関連して調査されてきた。

深溝断層は、幸田町深溝でほぼ直角に折れ曲がるほか、蒲郡市荒木で「逆Z」字形に屈曲する、特異なトレースを示す（杉戸・岡田, 2004；岡田, 2006）。深溝

第2表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造 (断層・撓曲・褶曲) -1.
*印をつけた構造は海陸に連続するもの。

Table 2 Late Quaternary geological structures (fault and flexure) around the Ise Bay and Mikawa Bay -1.
Geological structures with asterisk extend to marine area beyond the coast line.

断層帯	断層名	長さ	細分・地区	変位基準	年代	変位量	平均変位速度	出典	備考
(海陸に連続) 深溝断層帯*	深溝断層*	合計13 km* (陸域部の長さ) 深溝断層*: 6 km (陸域部の長さ) 横須賀断層: 8 km	深溝地区	上位段丘面 [河成高位3段丘面]	MIS 6 (14~15 万年前)	≧10 m	≧0.07m/1,000年	岡田 (2006)	東西走向区間は3条に分岐・東西走向区間は副断層と考えられる(杉戸・岡田, 2004)
			東光寺地区	上位段丘面 [河成高位3段丘面]	MIS 6 (14~15 万年前)	12.4 m	0.09m/1,000年	岡田 (2006)	
			松葉地区	上位段丘面 [河成高位3段丘面]	MIS 6 (14~15 万年前)	8 m	0.06m/1,000年	岡田 (2006)	
			松葉地区南	中位II面 [中位1a段丘面]	MIS 5a (6~7万 年前) [10~12万年前]	4 m	0.06m/1,000年 [0.04m/1,000年前]	岡田 (2006)	
			金平地区	上位段丘面 [河成高位3段丘面]	MIS 6 (14~15 万年前)	6~10 m	0.05~0.08m /1,000年	岡田 (2006)	
			荒木地区	開析扇状地性中位面 [河口成中位1b段丘面]	MIS 5 (6~12.5 万年前)	≧1.4~3 m	≧0.01m/1,000年	岡田 (2006)	
	横須賀断層			横須賀断層の更新世の変位基準は不明					
猿投-知多断層帯	猿投-高浜断層帯	51 km						地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004b)	猿投山北断層~高浜撓曲の全長
	猿投-境川断層	34 km	猿投地区 (調査地域北方)	低位段丘堆積物 (洪積層)	4万年前	4 m	0.1m/1,000年	愛知県活断層調査委員会 (1999)	東海層群堆積以降変位が累積
				阿漕(東郷)テフラ	390万年前	50~90 m		中山 (1987)	
			東海層群・矢田川層基底		80~150 m		中山 (1987)		
	春木地区	阿漕(東郷)テフラ	390万年前	100 m		愛知県活断層調査委員会 (1999)	反射法地震探査とボーリングより変位量算定		
	北山地区	中位段丘面 [河成中位1a段丘面]	6万年前 [10~12.5万年前]	≧5.5 m	≧0.09m/1,000年 [≧0.05m/1,000年]	愛知県活断層調査委員会 (1999)			
	上高根地区	中位段丘面 [河成中位1 b 段丘面]	6万年前 [5~10万年前]	≧6 m	≧0.1m/1,000年 [≧0.06m/1,000年]	愛知県活断層調査委員会 (1999)			
高根山撓曲	平地区	中位段丘面 [河成中位1 b 段丘面]	6万年前 [5~10万年前]	≧6 m	≧0.1m/1,000年 [≧0.06m/1,000年]	愛知県活断層調査委員会 (1999)	反射法地震探査(愛知県, 2003b)で明瞭な変位認められない		
	石丸地区	中位段丘面 [河成中位1a段丘面]	6万年前 [10~12.5万年前]	≧6 m	≧0.1 m/1,000年 [≧0.05 m/1,000年]	愛知県活断層調査委員会 (1999)	反射法地震探査(愛知県活断層調査委員会, 1996)で明瞭な変位認められない		

断層の南端は三河湾に達し(中山, 1948; 飯田・坂部, 1972など), この断層の全長は約18 km, 後述の横須賀断層を含む三河地震の地表地震断層の総延長は約28 kmと考えられている(飯田・坂部, 1972).

深溝断層が南北走向を示す区間では, 三河地震時に上下変位が卓越し, 明確な横ずれ変位が確認できる場所は少なくかつ変位量が小さい(杉戸・岡田, 2004). 岡田(2006)によると, 南北走向の区間では MIS 6 (14

~15万年前)に離水したと考えられる上位段丘面(本報告の河成高位3段丘面)を6~12.4 m, MIS 5 (6~12.5万年前)に離水したと考えられる中位面(本報告では河成中位1aないし1b段丘面)を1.4~4 m 上下変位させていることから, 平均変位速度は0.01~0.09 m/1,000年程度と考えられる(岡田, 2006).

深溝断層が東西走向を示す区間では, 幡豆山中央部の矢崎川と広田川水系の分水界周辺で明瞭な変位地

第3表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造（断層・撓曲・褶曲）-2.
*印をつけた構造は海陸に連続するもの。

Table 3 Late Quaternary geological structures (fault and flexure) around the Ise Bay and Mikawa Bay -2.
Geological structures with asterisk extend to marine area beyond the coast line.

断層帯	断層名	長さ	細分・地区	変位基準	年代	変位量	平均変位速度	出典	備考		
猿投-I知多断層帯	大高-大府断層北部 (高根山撓曲接合点以南)	21 km (高浜撓曲を含む全長)	知多半島横断部の北北西-南南東走向区間						構造を横断する第四紀後期の変位基準を欠くため活動性不明		
			月見地区	沖積面	2,500年前				ごく浅層反射法地震探査(愛知県活断層調査委員会, 1996)で東海層群の褶曲変形確認		
			森岡地区	中位段丘層 [河成中位1b段丘面]	6~7万年 [5~10万年前]	8.5 m	0.14 m/1,000年 [0.1 m/1,000年]	愛知県活断層調査委員会 (1996)			
				加木屋層		25 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)			
	大高-大府断層と高浜撓曲接合部	うち高根山撓曲接合部以北の9 kmは第四紀後期の変位基準を欠く 大高-大府撓曲のうち第四紀後期の変位が確実な区間は約5 km 高浜撓曲は約6 km		東海層群			(60~)80 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)		
				衣浦湾	東海層群基底			300 m		愛知県 (2005)	反射法地震探査により東海層群の明瞭な変位を確認 堆積層中に累積的な変位が認められる
				稗田地区	中位段丘層 [河口成中位1a段丘面]	6~7万年 [10~12.5万年前]	7.5 m	0.13 m/1,000年 [0.06~0.07 m/1,000年]	愛知県活断層調査委員会 (1996)		反射法地震探査(愛知県活断層調査委員会, 1996)で東海層群中に断層の可能性をもつ構造確認
					碧海層(細礫層) [最終間氷期海成泥層に対比される?]			10 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)	
					東海層群・常滑層基底			80 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)	
				高浜撓曲			油ヶ淵地区	碧海面 [河口成中位1a段丘面]	8万年前 [10~12.5万年前]	3~4 m	(0.04~0.05 m/1,000年) [0.02~0.03 m/1,000年前]
	碧海層基底礫層 [中位1a段丘堆積物基底]	16万年	15 m				0.09 m/1,000年	森山 (1996)			
伊勢湾に連続*	北部	長浦沖断層 (主体は海底に位置する)	合計41 km	鬼崎沖以北	最終間氷期海成泥層上面	10~12.5万年前	≧10 m	≧0.1 m/1,000年	本調査	最終間氷期海成泥層の標高は中部区間北端部・常滑市鬼崎の東(多屋地区)の中位1a段丘堆積物の露頭データと中位1a段丘面の高度より推定 本表の沈降量・速度は断層西側の沈降成分を含まない下限値を表記	
	中部	常滑沖推定断層 (海陸境界付近に想定される)		鬼崎~富具崎沖	海成中位1a段丘面旧汀線高度	12.5万年前	≧35~40 m	≧0.3 m/1,000年	本調査	最終間氷期海成泥層上面の比高から存在が推定される 本表の沈降量・速度は断層西側の沈降成分を含まない下限値を表記	
	南部	内海断層 (海底に位置する)		富具崎~師崎沖	海成中位1a段丘面旧汀線高度	約12.5万年前	≧40 m	≧0.3 m/1,000年	本調査	沿岸海底にて確認されている(国土地理院, 1978; 中部空港調査会, 1996) 本表の沈降量・沈降成分は断層西側の沈降成分を含まない下限値を表記	

形が認められる。この地区では谷が最大で120~130 m左屈曲し(岡田, 2006), 三河地震時にも北落ち左横ずれ変位が生じた(杉戸・岡田, 2004)。この断層が東西走向を示す区間の南北には断層と平行して東西に延びる直線状の2本の谷(幸田町桐山地区の川及び荻谷

川)が発達する。このうち北側の谷沿いの断層(桐山断層: 岡田, 2006)で行われたトレンチ調査(土木学会原子力土木委員会, 1999; 岡田, 2006)では約2.5万年前の礫混じりシルト層を切り, 約1.5万年前の礫層に覆われる高角逆断層が認められているが, 先新第三

第4表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造(断層・撓曲・褶曲) -3.

Table 4 Late Quaternary geological structures (fault and flexure) around the Ise Bay and Mikawa Bay -3.

断層帯	断層名	長さ	細分・地区	変位基準	年代	変位量	平均変位速度	出典	備考			
猿投 - 知多上昇帯内部の活構造	北部	天白河口断層	7.5 km?	潮見町地区	第一礫層	3万年前	0		名古屋市断層調査委員会 (1999)	高角北落ちの正断層 東海層群を変位させるものの第四紀後期の活動性は減衰している可能性が高い 地質図では副次的な断層として記載		
					第二礫層	14~15万年前	0~10 m		名古屋市断層調査委員会 (1999)			
					佐布里テフラ	350万年前	29 m	0.01 m/1,000年	名古屋市断層調査委員会 (1999)			
					東海層群・常滑層下部		150 m		名古屋市断層調査委員会 (1999)			
	中部	高横須賀断層	不明	高横須賀地区	加木屋層		+		伊藤ほか (1998)	加木屋断層に伴って変位した東海層群を切る胸切り断層 露頭で詳しく記載されたものの、長さや延長部の位置は不明 地質図では副次的な断層として記載		
				高横須賀地区	東海層群		170 m		伊藤ほか (1998)			
	中部	阿久比東部撓曲	4 km (変位地形が認められる部分の長さ)	乙川地区	河成高位3段丘面	15~20万年前?	25 m	0.1~0.2 m /1,000年?	本調査	東海層群を変位させる東翼が急で西翼が緩傾斜な背斜東翼の撓曲 (愛知県活断層調査委員会, 1996)		
				福山川沿い	東海層群基底		150 m		愛知県活断層調査委員会 (1996) の反射断面より読み取り			
	中部	加木屋断層	全長20 km このうち北部4 kmと南部7 kmは第四紀後期に活動 中部の9 km区間は第四紀後期の変位基準なし	北端部 大池公園	東海層群・常滑層基底			130~150 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)	第四紀後期の変位基準を欠く	
					加木屋層 [最高位段丘堆積層]		25 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)			
				知多半島中軸部								
				南部 卯坂 - 成岩地区間	高位段丘層 [河口成高位3段丘面]	20万年前	12 m	0.06 m/1,000年	愛知県活断層調査委員会 (1996)			
					加木屋層 [最高位段丘堆積層]		20 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)			
	南部	平井撓曲	9 km	広域	東海層群・常滑層			150 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)	第四紀後期の変位基準を欠く 南東部での反射法地震探査 (愛知県, 2004) では顕著な構造が認められない	
		半田池撓曲	7 km	池田地区	加木屋層 [最高位段丘堆積層]			10 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)	河成高位1段丘堆積物の年代が明らかでないため、推定断層として記載	
				広域	東海層群・常滑層			150 m		愛知県活断層調査委員会 (1996)		
		千代ヶ丘撓曲	5 km	多屋地区	中位面 [海成中位1a段丘面]	10~12.5万年前	3~5 m	0.03~0.05 m /1,000年	鈴木ほか (2009)	伊勢湾断層系に並走		
				広域	東海層群・常滑層			50 m		吉田・尾崎 (1986)		
		本宮山撓曲	4 km	広域	東海層群・常滑層			45 m		吉田・尾崎 (1986)	南部の高位段丘面を変位させる部分は南知多傾動に含める	
		松原撓曲	4.5 km	広域	東海層群・常滑層			≧ 30 m		吉田・尾崎 (1986)	南部の高位段丘面を変位させる部分は南知多傾動に含める	
河和背斜		11.5 km	河和地区	浦戸層基底 [高位3段丘堆積物基底]	25万年前 [15~20万年前?]	5 m	0.02 m/1,000年 [0.03 m/1,000年?]		岡田ほか (2000b)	北部 (布土以北) の変動地形は、南知多傾動に伴う変形と解釈 豊岡以南では第四紀後期の変位基準を欠く 本表の変位量は背斜西翼の値		
	広域		東海層群・常滑層			80 m		岡田ほか (2000b)				

第5表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造(断層・撓曲・褶曲)-4 (*印をつけた構造は海陸に連続するもの).

Table 5 Late Quaternary geological structures (fault and flexure) around the Ise Bay and Mikawa Bay -4.
Geological structures with asterisk extend to marine area beyond the coast line.

断層帯	断層名	長さ	細分・地区	変位基準	年代	変位量	平均変位速度	出典	備考
伊勢湾盆地内の構造* (海陸に連続)	阿倉川背斜-四日市断層*	6 km* (陸域部の長さ)	広域	最終間氷期海成泥層上面	10~12.5万年前	63~72 m	0.5~0.7 m /1,000年	小松原 (2025)	変位量には桑名断層南端部の変位を含む 海域の鈴鹿沖断層に連続する
			四日市港海岸沿い	東海層群			≧200 m		三重県 (2005)
	白子・野間断層*	2 km* (陸域部に推定される長さ)	豊津浦地区	最終間氷期海成泥層上面	10~12.5万年前	<5 m		本調査	海岸沿いの反射法地震探査で東海層群の累積変位確認 最終間氷期堆積物の変位不確か
			豊津浦地区	先新生界基盤岩上面			500 m		三重県 (2005)
養老-桑名-四日市断層帯	養老-桑名-四日市断層帯	60 km						地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2001)	宮代断層~四日市断層の全長
	養老断層	25 km	羽沢地区 (調査地域北方)	沖積上部砂層(US)上面	1,700年	10 m	約5 m/1,000年	須貝ほか (1999b)	撓曲部を含まない・上下で異なる基準面を採用
				沖積中部泥層(MM)上面	4,000年	15 m	約4 m/1,000年		
			GS-NB-2 (調査地域北方)	海部層~最終氷期前期堆積物			1.75 m/1,000年	須貝ほか (1998a)	
			先新生界基盤上面		3,000 m	須貝 (2001)			
	NB-2~養老山地西麓の段丘	第二礫層 - 第三礫層間の比高およびMd1面			1.7 m/1,000年	石村 (2013)	[Md1面は本報告の河成中位1a段丘面]		
	木曾川河口背斜	<10 km	桑名市街東方	最終間氷期海成泥層上面	10~12.5万年前	15~20 m		本調査	
	桑名断層	15 km	汰上地区	上部砂層(US1)基底	約2,000年前	7 m	3.5 m/1,000年	須貝ほか (1998b)	
				中部泥層中の基準面(MM2/MM3境界)	約7,000年前	11 m以上	1.2 m/1,000年以上	鳴橋ほか (2004)	
				ユニットD基底	約8,200年前	20 m	2.4 m/1,000年	中西ほか (2006)	
桑名市街~員弁川			上部粘土層基底-下部粘土層基底の比高+Md1面と現河床の比高	約10万年前		1.0~1.2 m/1,000年	石村 (2013)	[上部粘土層は南陽層, 下部粘土層は熱田層, Md1面は河成中位1a段丘面に対比]	
員弁川沿い		東海層群基底			2,000 m		Ishiyama et al. (2004)		
広域		最終間氷期海成泥層-河口成中位1a段丘面	10~12.5万年前	104~128 m	0.8~1.3 m /1,000年	小松原 (2025)	変位量は現成デルタフロントの水深と沖積面の標高に基づく古水深補正・地形補正後の値		

第 6 表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造 (断層・撓曲・褶曲) -5.

Table 6 Late Quaternary geological structures (fault and flexure) around the Ise Bay and Mikawa Bay -5.

断層帯	断層名	長さ	細分・地区	変位基準	年代	変位量	平均変位速度	出典	備考		
養老 - 桑名 - 四日市断層帯	養老断層	25 km	羽沢地区 (調査地域北方)	沖積上部砂層 (US)上面 [南陽層上部砂層 上面]	1700年	10 m	約5 m/1,000年	須貝ほか (1999b)			
				沖積中部泥層 (MM)上面 [南陽層下部泥層 上面]	4,000年	15 m	約4 m/1,000年				
			GS-NB-2 (調査地域北方)	海部層～最終水 期前期堆積物			1.75 m/1,000年	須貝ほか (1998a)		撓曲部を含まない・上下で異なる 基準面を採用	
				先新生界基盤上 面		3,000 m		須貝 (2001)			
	桑名断層	15 km	汰上地区	第二礫層・第三 礫層間の比高お よびMd1面 [Md1面は本報告 の河成中位1a段 丘面]			1.7 m/1,000年	石村 (2013)			
				木曾川河口 背斜	<10 km	桑名市街東方	最終間水期海成 泥層上面	10～12.5万年前	15～20 m	本調査	
				桑名市街～員弁 川	上部砂層(US1)基 底 [南陽層上部砂層 基底]	約2,000年前	7 m	3.5 m/1,000年	須貝ほか (1998b)		
			中部泥層中の基 準面(MM2/MM3 境界) [南陽層下部泥層 中の基準面]		約7,000年前	11 m以上	1.2 m/1,000年 以上	鳴橋ほか (2004)			
			ユニットD基底 [南陽層基底]		約8,200年前	20 m	2.4 m/1,000年	中西ほか (2006)			
			員弁川沿い	東海層群基底		2,000 m		Ishiyama et al (2004)			
広域	最終間水期海成 泥層-河口成中位 1a段丘面	10～12.5万年前	104～128 m	0.8～1.3 m /1,000年	小松原 (2025)	変位量は現成デルタフロントの水 深と沖積面の標高に基づく古水深 補正・地形補正後の値					

系基盤岩中の破砕帯は極めて微弱なものであった(岡田, 2006). また, 荇谷川の河谷南縁には変位地形が認められ(今泉ほか, 2018), 第四紀後半期に繰り返し活動した可能性がある. 地質図では桐山断層を岡田(2006)に従って副次断層, 地震断層の南に平行する谷沿いの変位地形を推定断層として表記した.

横須賀断層は, 矢作川左岸の大郷山・八ツ面山丘陵を北端として矢作川古川左岸の沖積平野を通り, 幡豆山地西端の吉良町^{まだらめ}駿馬で「L字」型に屈曲して深溝断層西縁付近に至る, 長さ約8 kmの断層である. 三河地震後の1945年4月6日に旧日本陸軍によって撮影された空中写真(9719-C1-8: 第10-1図)には, 地震時に横

須賀断層が下流(西)側隆起の活動を行ったため矢作古川がせき止められて沖積平野が湛水した状況が克明に写されている. この写真を1960年国土地理院発行の1:25,000地形図を基図として判読した結果を第10-2図に示す. この写真から, 湛水域北端が矢作古川右岸・大郷山南麓に達していることが判読できる. 横須賀断層の周辺では, 変位基準となる段丘面が発達しないうえ, 西三河平野地下の更新統は構造が複雑なため, 第四紀後期の累積変位に関しては今の段階で信頼できるデータは少ない. 池田(1975 MS)は, 断層屈曲部近くの吉良町津平の露頭で上位段丘堆積物が東西走向の高角逆断層によって210 cm上下変位していることを記載

第7表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造（断層・撓曲・褶曲）-6.

Table 7 Late Quaternary geological structures (fault and flexure) around the Ise Bay and Mikawa Bay-6.

断層帯	断層名	長さ	細分・地区	変位基準	年代	変位量	平均変位速度	出典	備考	
養老 ― 桑名 ― 四日市 断層帯	四日市断層	11 km	海蔵川沿い	先新生界基盤岩 上面		300 m		三重県 (2004a)		
			大井手地区	完新世段丘-沖積 層中の腐植質シル ト層	約2,000年前	6 m	3 m/1,000年	須具ほか (1998b)		
			松本地区	最上部砂層中の 腐植混じり細粒 層(P2) [南陽層上部]	約2,200年前	7 m	1.2~1.8 m /1,000年	3~3.5 m/1,000年	大上・須具 (2006)	
				上部砂層中の腐 植混じり細粒層 (P1) [南陽層上部]	約5,800年前	11 m			大上・須具 (2006)	
				中部泥層(MM)上 面 [南陽層下部上面]	約6,000年前	13 m			大上・須具 (2006)	
				沖積層基底礫層 (BG)上面 [濃尾層~第一礫 層上面]	約10,000年前	15 m			大上・須具 (2006)	
			生桑地区	LPM(中位2面構 成層中の海成シ ルト層上面) [最終間氷期海成 泥層上面]	8~10万年前 [10~12.5万年 前]	50~60 m	0.5~0.7 m /1,000年 [0.4~0.5 m /1,000年]	大上・須具 (2006)		
			四日市港~三滝 川	上部粘土層基底- 下部粘土層基底 の比高+Md1面と 現河床の比高 [桑名断層桑名市 街地区と同じ]	約10万年前	0.5 m/1,000年			石村 (2013)	
			鈴鹿川右岸	最終間氷期海成 泥層上面	10~12.5万年	約5 m	0.05 m/1,000年	本報告		
			鈴鹿川右岸	先新生界基盤岩 上面		300 m		Sato etal(2009)		
広域	最終間氷期海成 泥層上面	10~12.5万年	34~53 m	0.3~0.5 m /1,000年	小松原 (2025)					
(海 陸に 連続 する 可能 性有 *)	布引山地東 縁断層帯	断層帯全体で48 km					千里断層~片野断 層全体	地震調査研 究推進本部 (2004a)		
	千里断層	11 km	越知地区	最終間氷期海成 泥層上面	10~12.5万年	26~31 m	0.2~0.3 m /1,000年	小松原 (2025)		
	千里断層- 高茶屋断層 境界部	7 km (千里断層-高茶屋 断層を1つの断層と すると合計)	見当山東方	見当山層基底 [最高位段丘堆積 層基底]			≧20 m		荒木・北村 (1971)	
			白塚地区	先新生界基盤岩 上面			>100 m		三重県 (2005)	
	高茶屋断層	12 km	高茶屋地区	最終間氷期海成 泥層上面	10~12.5万年	45 m	0.4 m/1,000年		佐藤・中島 (2025)	
津沖撓曲* (海陸に連 続する可能 性有)	4 km* (陸域部で推定され る区間の長さ)	津松阪港周辺	最終間氷期海成 泥層上面	10~12.5万年	15 m	0.1 m/1,000年		佐藤・中島 (2025)		

している(岡田, 2006)が, 同じ地点における三河地
震時の上下変位量(30~45 cm)から考えて, 当地の
断層は第四紀後期に累積的な活動を行ってきたと考え
られる(岡田, 2006).

6.2.3 幸田-拾石推定断層(岡田, 2006)

宝飯山地と幡豆山地は, 北北西-南南東方向の直線状
の谷によって境され, 蒲郡市を通過して直接三河湾に流
入する拾石川と幡豆山地の北側を迂回して西三河平野
に流入する広田川の分水界は谷中分水界をなす. 第四

第 8 表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造 (断層・撓曲・褶曲) -7.

Table 8 Late Quaternary geological structures (fault and flexure) around the Ise Bay and Mikawa Bay-7.

断層帯	断層名	長さ	細分・地区	変位基準	年代	変位量	平均変位速度	出典	備考
布引山地東縁断層帯東部	鳥戸断層	5 km	小阿坂地区	Mf面	5~8万年前	2.6~3.7 m	0.03~0.07 m /1,000年	三重県 (2000)	
				[河成中位1a段丘面]	[10~12.5万年前]				
			岩内地区	Mf面	5~8万年前	2.0 m	0.03~0.04 m /1,000年	三重県 (2000)	
				[河成中位1a段丘面]	[10~12.5万年前]				
				H2面	12万年前	8.9 m	0.07 m/1,000年	三重県 (2000)	
				[河成高位2段丘面]	[20~30万年前?]				
				上位段丘堆積層 [河成高位2段丘堆積物]	[20~30万年前?]				
	先新第三系基盤上面		100 m			恒石 (1970)			
	鳥戸地区	Lf面 [河成低位1段丘面]	2~3万年前	2.8 m	0.1 m/1,000年	三重県 (2000)			
	笹川地区	M面 [河成中位1a面]	5~8万年前 [10~12.5万年前]	3.8 m	0.05~0.08 m /1,000年 [0.03~0.04 m /1,000年]	三重県 (2000)			
	山口断層	4 km	山口地区	Lf面 [河成低位1段丘面]	2~3万年前	2.1 m	0.1 m/1,000年	三重県 (2000)	
				M面 [河成中位1a段丘面]	(5~8万年前) [10~12.5万年前]	2.3 m	(0.04 m/1,000年) [0.02 m/1,000年]	三重県 (2000)	
				中位段丘堆積層 [河成中位1a段丘堆積物]	[10~12.5万年前]	15 m	[0.1 m/1,000年]	恒石 (1970)	
				先新第三系基盤上面		100 m		恒石 (1970)	
六呂木断層	7 km	六呂木地区	Lf面 [河成低位1段丘面]	2~3万年前	1.4 m (上下成分)	0.05~0.07 m /1,000年	三重県 (2000)	右横ずれ成分をもつ	
片野断層	2 km	小片野地区	L1面 [河成低位1段丘面]	2.5万年前	2.0~3.6 m	0.08~0.14 m /1,000年	三重県 (2000)		
			片野地区	H2面 [河成中位1a段丘面]	12万年前 [10~12.5万年前]	5.1~8.4 m	0.04~0.07 m /1,000年	三重県 (2000)	
		L3面 [河成低位2段丘面]		1.5万年前	0.7 m	0.05 m/1,000年	三重県 (2000)		

紀後期の地層を変位させる断層露頭は未だ記載されていないが、両側の山地斜面には同走向のリニアメントが認められ、岡田 (2006) は活断層が存在する可能性を指摘している。本調査の地質図には、これを推定断層として記載した。

6.3 西三河平野 (猿投-碧海盆地) の地質構造

6.3.1 西三河傾動運動 (森山, 1996)

猿投-碧海盆地において、段丘面の高度から南西ないし西側が低下する傾動運動が生じていることは、町田ほか (1962) や桑原 (1968) によって指摘されていた。

さらに、森山 (1996) は、三好面を碧海層基底礫と同じく MIS 6 の河床堆積面、沖積層基底礫層を MIS 2 の河床礫層とみなし、両者を比較することによってこの傾動が第四紀後期に累積的に生じていること、及び猿投-高浜断層帯によって西縁を画された地塊の傾動運動であるという考えを示し、西三河傾動運動と命名した。この傾動運動は、猿投-碧海盆地北部・猿投盆地においても、東海層群 (矢田川累層藤岡部層) 基底と阿漕テフラ (東郷テフラ) が累積的に西傾動していること (中山, 1987) から、段丘分布域だけでなく同盆地全域に及んでいると考えられる。愛知県 (2003b, 2004) の

第9表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造（断層・撓曲・褶曲）-8.

Table 9 Late Quaternary geological structures (fault and flexure) around the Ise Bay and Mikawa Bay -8.

断層帯	断層名	長さ	細分・地区	変位基準	年代	変位量	平均変位速度	出典	備考	
伊勢丘陵内の活構造	市之原撓曲	8 km	上麻田地区東	fM2面 [河成中位1a段丘面]	[10~12.5万年前]	13 m	[0.1 m/1,000年]	岡田・東郷 (2000)	東西走向の活構造	
			前山地区	fM1面 [河成高位3段丘面]	[15~20万年前?]	12 m	[0.06~0.08 m /1,000年]	岡田・東郷 (2000)		
			広域	東海層群		90 m		吉田ほか (1991)		
	北勢盆状構造	≧ 10 km	広域	東海層群			傾動量として記載		三重県 (2004a), Sato et al. (2009)の反射法地震探査で確認向斜軸の位置が東海層群堆積時から西移動, 第四紀後期には西傾動	
	安濃撓曲	3 km	大里野田地区	河成中位1a段丘面	10~12.5万年前	12 m	0.1 m/1,000年	本調査	東西走向の活構造	
			大里野田地区西	河成高位3段丘面	15~20万年前?	15 m	0.08~0.1 m /1,000年?	本調査		
	久居断層	7 km	久居~高茶屋地区	最終間氷期海成泥層上面	10~12.5万年前	5~10 m	0.04~0.1 m /1,000年	本調査		
	風早池断層	1.5 km 小山断層とあわせて7 km	風早池地区	諸戸山面		12万年前	11 m	0.08 m/1,000年	八木・寒川 (1980) 三重県 (1999)	三重県(1999)のボーリング記載ではH2面堆積物は大半がクサリ礫からなると記され, 中期更新世の段丘である可能性が高い 風早池断層と小山断層は一連の構造の可能性が高い (池田ほか, 2002)
				H2面 [河成高位3段丘面]	[15~20万年前?]	9.8 m	[0.05~0.07 m /1,000年]			
	小山断層	3 km	小山地区	H1面 [河成高位3段丘面]	15万年前	5~6.8 m	0.03~0.05 m /1,000年	三重県 (2000)		
中村川沿い			瀬戸内中新統 (一志層群)		≧ 400 m		三重県 (2001)			

西三河平野を横断する反射法地震探査では, 中新統と考えられる地層より上位の堆積層全体に累積的な西傾斜が認められる。これらの西傾動は, 少なくとも西三河平野全域に及んでいるが, 山頂小起伏面の高度を急変させる地形・地質構造が認められず (森山・船木, 1989), 西三河平野東端に活断層が存在しないことから, 三河山塊まで及んでおり, 幅は 15 km ないし最大で 40 km 程度に達する可能性がある。また, その長さは, 猿投-碧海盆地と同様に 30 km 程度の可能性が高い。

森山 (1996) の議論の前提となっている地層の対比・編年は, 納谷ほか (2024) など本調査の見解とは異なるものの, 愛知県 (2003b) の反射法地震探査で明らかにされた堆積層の西傾斜構造と, 最終間氷期海成泥層上面は調和的に西傾動を示すこと (第 11 図) から, 第四紀後期に西三河平野が西ないし南西に傾動している可能性が高いと判断した。

しかし, 西三河平野西部の碧海層下部からは, 内湾的環境を示す種から干潟的環境を示す種まで, 多様な環境を示す貝化石が得られている (糸魚川・中山, 1968; 松島, 1990)。これは, 境川流域には大起伏の山地がなく粗粒碎屑物の供給が少ないことを反映して, 沖積層の「上部砂層」に相当するデルタフロント~陸上デルタの粗粒堆積物が発達しにくいことを反映して

いると考えられる。このため, 最終間氷期海成泥層の上面とみなした層準には堆積時の水深が場所によって異なっていた可能性が残される。この点から現段階で第四紀後期 (ないし後半期) に累積的に活動していると断定できないため, これを推定傾動運動として記載する。

なお, 今泉ほか (2018) は, 高浜市高棚付近から安城市姫小川町付近, 碧南市油ヶ淵付近から西尾市道光町付近, 及び西尾市田貫町付近から同市山下町付近に至る 3 条の北西-南東走向北落ちの断層を記載したが, 本調査では累積性のある変位を確認できなかった。

6.4 猿投-知多上昇帯 (桑原, 1979) の地質構造

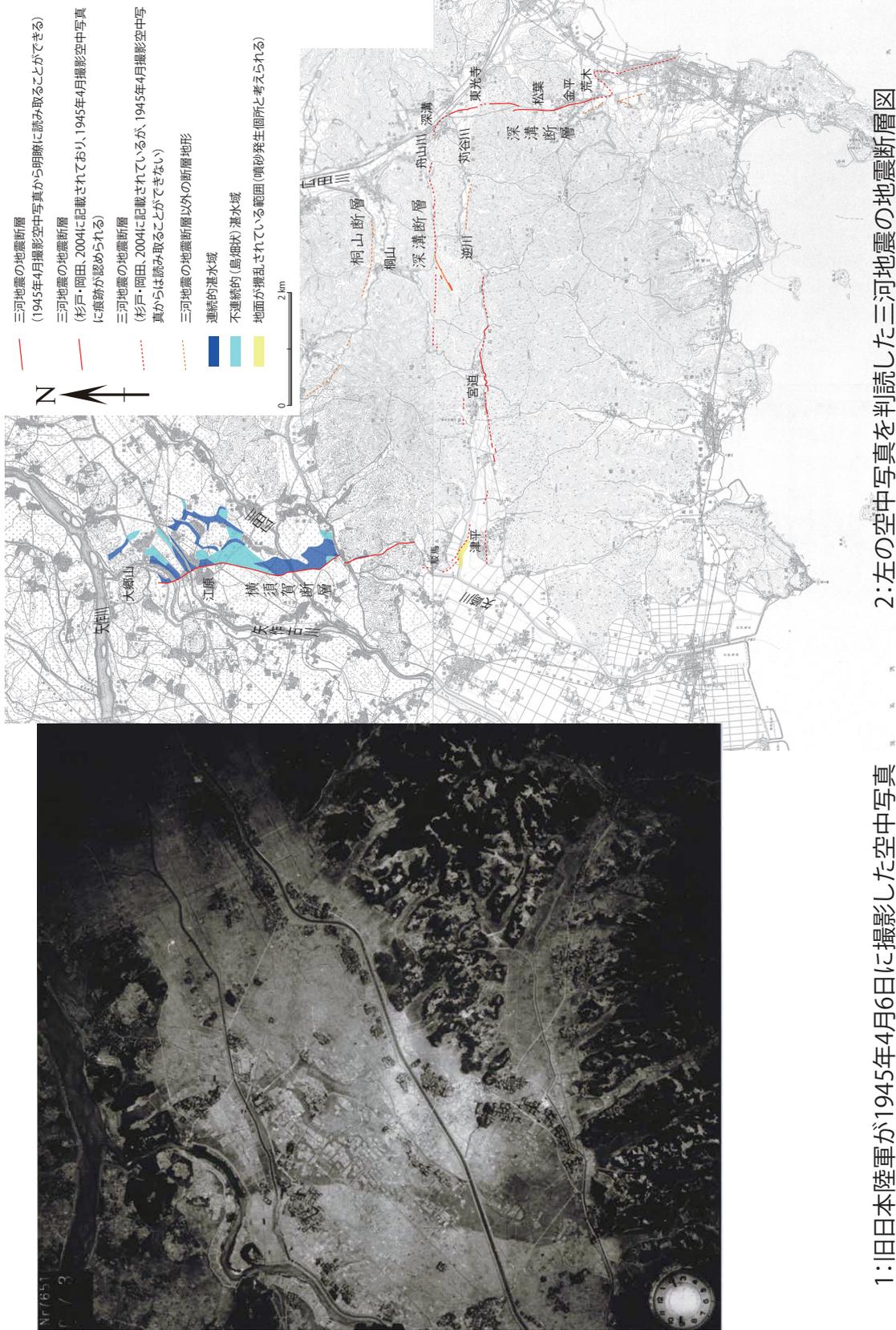
6.4.1 猿投-知多上昇帯の概形と発達史

猿投-知多上昇帯は, 東海層群堆積盆地中に生じた, 東西 10 ~ 20 km, 南北約 70 km の, 「く」の字型に曲がった細長い隆起帯である。この隆起帯北部 (北東-南西走向区間) から中部 (南北走向区間) に至る区域の東縁は猿投-高浜断層帯に限られ, 東海層群 (鮮新統・矢田川層) と最高位段丘堆積層 (八事層) が西傾斜して濃尾傾動地塊に連続する。中部及び南部 (北西-南東走向区間) の西縁は伊勢湾断層帯によって画され, 段丘が東ないし北東に傾動する。猿投-知多上昇帯の中・南部

第 10 表 伊勢湾・三河湾周辺の第四紀後期の地質構造 (傾動運動) .

Table 10 Late Quaternary geological structures (tilting) around the Ise Bay and Mikawa Bay.

幅	長さ	変位基準	年代	傾動量		傾動速度	出典・算定根拠	備考
				傾動量	傾動速度			
中部傾動地塊	150 km	100 km	400万年前?	3000 m/100 km	3/100	1×10^{-8}	本調査	傾動量は、須貝 (1990) のCタイプ小起伏面が連続的に分布する天竜川左岸の竜頭山 (1,352 m) から瀧尾平野西部の新第三系上面 (約-1,900 m: 須貝・杉山, 1998) の平均勾配を採用 侵食小起伏面の年代を土岐砂礫層中に阿漕テフラ (Znp-大田テフラ) が挟在することから鮮新世としたが、森山 (1987), 須貝 (2001) は前期更新世 (約100万年前) としているほか、土岐砂礫層の堆積年代は中新世後期～鮮新世と幅が広く、再検討する必要がある
西三河傾動	15~40 km	最終間氷期海成泥層上面	10~12.5万年前	20 m/10 km	2/1,000	2×10^{-8}	本調査	本調査 (B-9 東漕浦-知立断面) に基づいて傾動量算定 傾動量推定に用いた断面は、愛知県 (2004) と本調査の東漕浦-知立断面で約60° 斜交しており、かつ最終間氷期海成泥層上面の古水深が不明なため、信頼性は低い
南知多傾動	10 km	中新統上面 先新第三系基盤岩上面		500 m/15 km 1.5 km/15 km	3/100 1/10	4×10^{-8}	愛知県 (2004) 愛知県 (2004)	愛知県 (2004) の放射法地震探査 (吉良-半田測線) のデータに基づく 愛知県 (2004) の放射法地震探査 (吉良-半田測線) のデータに基づく 古水深補正を行っていないため、大きな誤差を含む可能性がある
瀧尾傾動運動	30~40 km	最終間氷期海成泥層上面 海部層基底 米野層	10~12.5万年前 40万年前? 100万年前?	30 m/8 km 150 m/30 km 600 m/30 km	4/1,000 5/1,000 2/100	5×10^{-8}	本調査 桑原 (1985) 須貝・杉山 (1999)	須貝・杉山 (1999) の海部層基底深度より最大沈降部の深度をもとめ、熱田台地西端の標高0 mに同じ層準が現れるとして傾動量を算定 須貝・杉山 (1999) の米野層基底深度より最大沈降部の深度をもとめ、熱田台地西端の標高0 mに同じ層準が現れるとして傾動量を算定
北勢盆状構造	7~14 km	東海層群基底 東海層群基底		1,800 m/30 km 300 m/8 km	6/100 4/100		愛知県 (2002) 三重県 (2004a)	第四紀後期に向斜軸が西移動

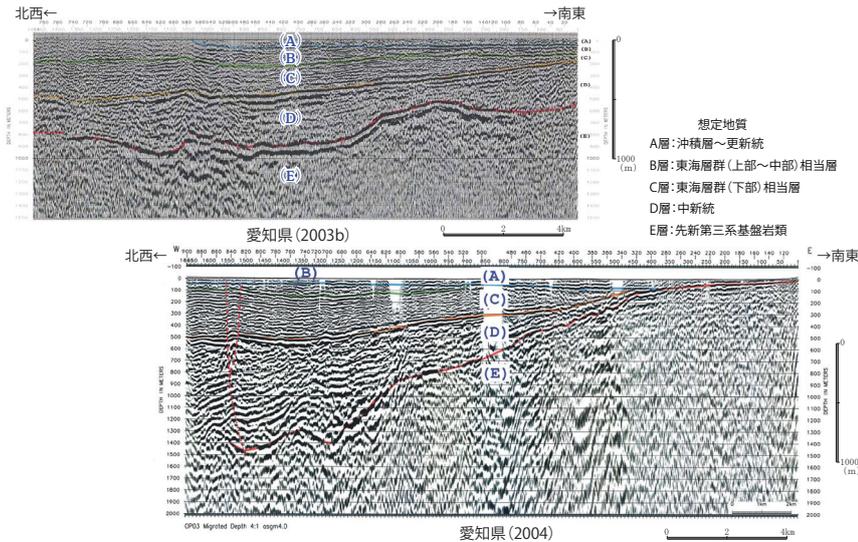


1:旧日本陸軍が1945年4月6日に撮影した空中写真

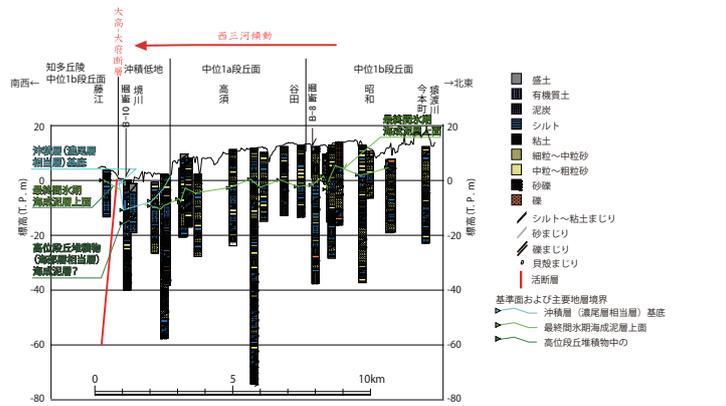
2:左の空中写真を判読した三河地震の地震断層図

第10図 旧日本陸軍撮影の三河地震後の空中写真とその判読結果、
 判読図の基図は1960年国土地理院発行の25,000分の1地形図。

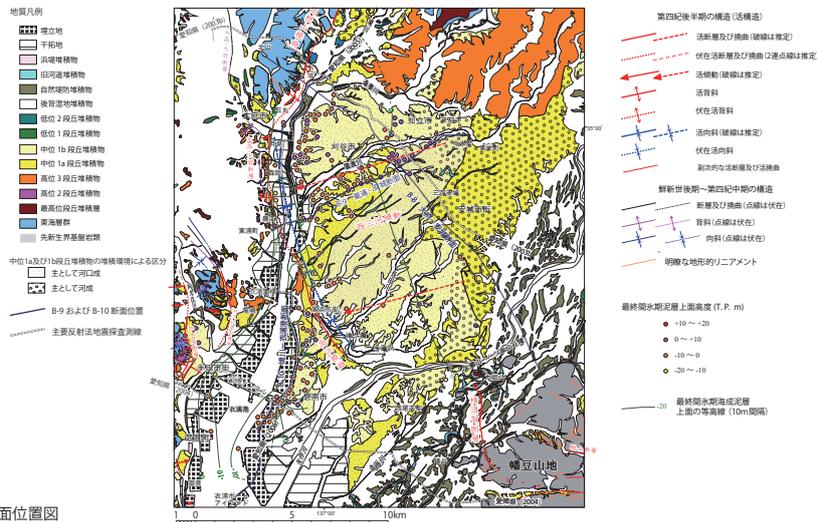
Fig. 10 Airphoto filmed after the Mikawa Earthquake in 1945 by the former Japanese army and its interpretation.
 Base map of the air-photo interpretation is 1 : 25,000 Topographic Map published by the Geospatial Information Authority of Japan 1960.



11-1: 愛知県(2003b, 2004)岡崎平野地下構造調査(ともに縦横比は1:4)



11-2: 東浦-安城間の地質断面 (10万分の1陸域地質断面図集B-9 縦横比は1:100)

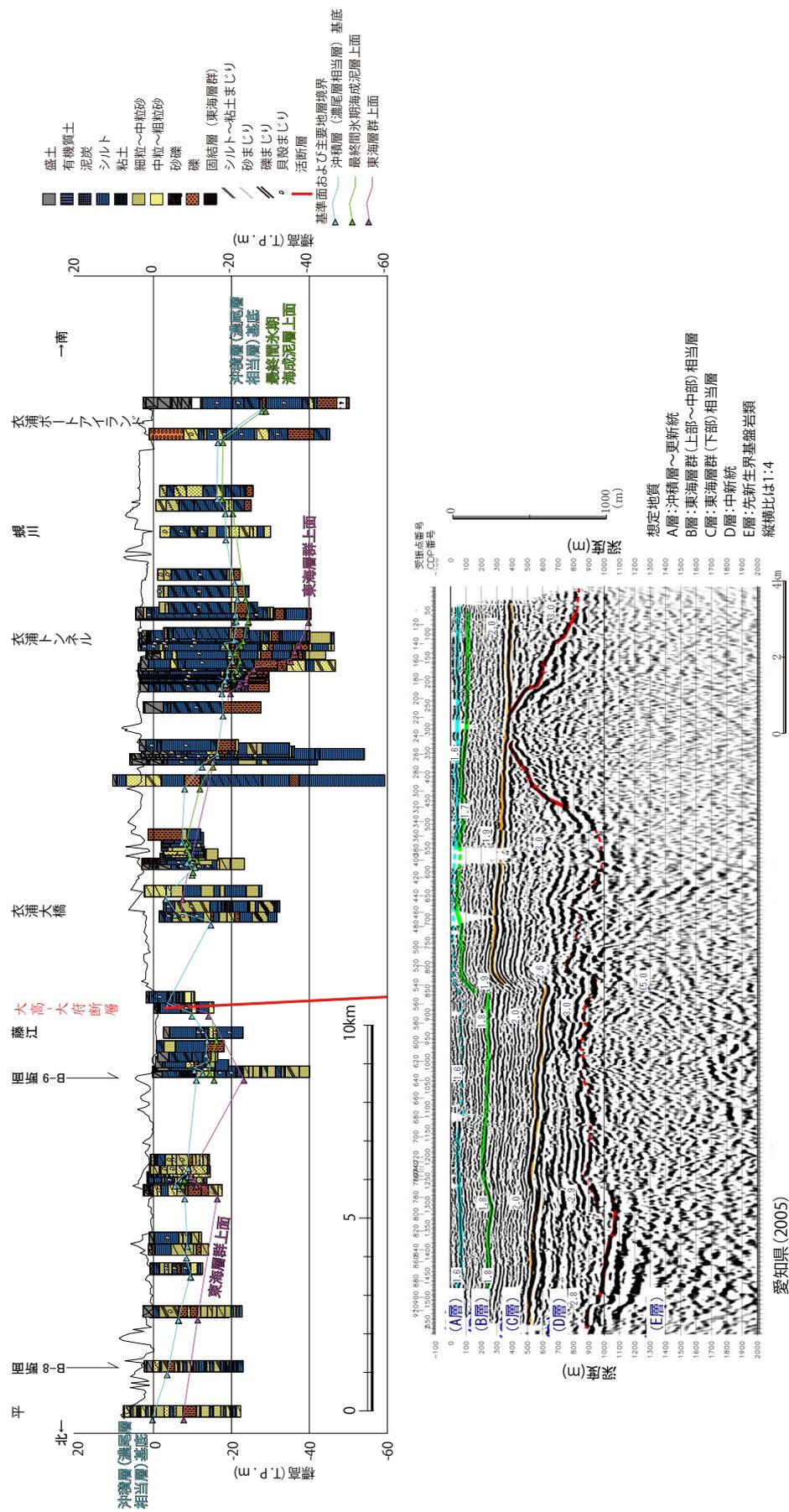


11-3: 断面位置図

第 11 図 西三河傾動に関連する図.

- 11-1: 西三河傾動に関連する反射法地震探査深度断面(愛知県, 2003b, 2004),
- 11-2: ボーリング断面図(本調査 B-9 東浦-安城断面),
- 11-3: それらの位置図.

Fig. 11 Figures related to the Nishimikawa-keido (tilting in the western Mikawa Plain).
 11-1: Reflection survey profile (depth section) by Aichi Prefecture (2003b, 2004).
 11-2: Drilling cross section (B-9 Higashiura-Anjo section)
 11-3: Location of reflection survey and drilling cross section.



第12図 境川-衣浦港のボーリング断面 (B-10断面) と愛知県 (2005) の反射法地震探査で見出された大高一大府断層と高浜撓曲接合部の地下構造。
 Fig. 12 Underground structure at the junction between the Odaka-Obu fault and Takahama flexure. Upper, Drilling cross section (B-10 Sakaigawa-Kinuurako section); Lower, Reflection survey profile (depth section: Aichi Prefecture, 2005).

における第四紀後期の東傾動を南知多傾動と新称する。両区間の中間部(知多半島付け根にあたる南北走向の区間)では, 東海層群(鮮新統・常滑層)から最高位段丘堆積層(加木屋層)がS字状に湾曲した軸をもつ褶曲・撓曲群(大高-大府断層, 加木屋撓曲など)によって変形している。

この隆起帯の鮮新世以降の構造発達過程については, 北部が中山(1987)の, 中部が細山(1995)の, 南部が牧野内(1976), Makinouchi(1979), の詳しい地質調査に基づいて明らかにされている。

隆起帯北部に関して, 中山(1987)は隆起帯西縁の境界断層(猿投・境川断層群)が中新世後期の瀬戸層群堆積期ないしそれ以前から活動を開始し, 鮮新世から第四紀を通じて $0.01 \sim 0.04 \text{ m} / 1,000$ 年程度の速度で変位を累積させてきたことを示した。

隆起帯中部に関して細山(1995)は, 後述する大高-大府断層の北半部(大高-大府背斜及び大高-大府向斜)を境に北側(猿投-知多隆起帯北部)が南西側に対して約 100 m 構造的に沈み込んでいること, 及び北側の構造が大高-大府断層など南側の構造に切られることから隆起帯北部の構造運動が先行して始まり, 隆起帯南部はその後に隆起していることを明らかにした。

隆起帯南部の知多半島に関して, 牧野内(1976)及びMakinouchi(1979)は, 鮮新世後期の東海層群常滑層を緩やかに褶曲させた変動(知多運動)とは異なって第四紀後期の構造と同走向の断層褶曲運動が武豊層(本調査の高位1段丘堆積物)堆積前後から始まり, ほぼ同時に知多半島が隆起し始めたことを示した。本調査においても, 木曾川上流部に分布する濃飛流紋岩に由来すると考えられる流紋岩礫を多く含む, 河成の高位1段丘堆積物が知多半島の最高所に分布し, それ以降の海成高位段丘面が知多半島の両側に形成されていることから, 高位1段丘形成以降に知多半島が隆起したとするMakinouchi(1979)の考えを追認する。

このほか猿投-知多隆起帯中部～南部の構造運動の時代に関しては, 次のような知見が得られている。①濃尾平野南西部の弥富コアにおいて嘉例川テフラの下位にあたる畠山ほか(1979)の「大泉層」(本稿の東海層群に相当すると考えられる)中に, 調査地域東方・豊川流域に分布する鳳来寺山の火山岩に由来すると考えられるパーライトの礫が含まれること(Adachi and Kuwahara, 1980)から, この上昇帯の隆起運動は前期更新世(ジェラシアン期)に遡ることはないと考えられる。②西三河平野地下ではカラブリアン期～チバニアン期前期の地層が堆積・侵食を繰り返した一方で, 猿投-知多上昇帯にはこの時代の地層が分布しないことから, 当時既に猿投-知多上昇帯は西三河傾動盆地よりも高い位置にあった可能性がある(高浜撓曲の節で記

載), ③知多半島の高位1段丘堆積物が花粉層序から濃尾平野における海部層堆積期(チバニアン期後半)に対比される可能性が高いこと(小松原・本郷, 2025)及び④加木屋層や武豊層(本報告の最高位段丘構成層・高位1段丘堆積物)が背斜部では向斜部より大きく東海層群を削り込んで堆積していることから, 上昇帯中・南部の褶曲構造は, これら時代未詳第四紀堆積物の堆積以前に既に緩やかな変動を開始していたと考えられること(牧野内, 1976; 吉田・尾崎, 1986)から, 隆起帯南部の隆起は, チバニアン期前期前後に緩やかな変動として始まり, 同後期に急激に進んだ可能性が高い。この猿投-知多隆起帯中～南部の活動は, 後述する伊勢湾断層系の活動と直接関係していると考えられる。

猿投-知多上昇帯北部の東縁にある猿投-高浜断層帯は, 北から猿投-境川断層(高根山断層(撓曲)を含む), 大高-大府断層, 高浜撓曲によって構成される。これらの構造と重力異常(本調査のブーゲー異常図及びブーゲー異常水平微分図)の間に明瞭な関係は認めがたい。

6.4.1.1 猿投-境川断層(松沢ほか, 1960)

猿投-境川断層は, 北部で先新第三系(花崗岩体)が上部中新統-下部鮮新統の藤岡層上に衝上する逆断層, 南部では東海層群矢田川層(鮮新統)内ないし矢田川層と高位1段丘堆積物(三好層)を境する逆断層, 南部(高根山撓曲: 活断層研究会, 1991)では東海層群から境川左岸の段丘堆積物までを変位させる右雁行の撓曲帯をなす(岡田, 1979)。この断層の長さは 34 km である(愛知県活断層調査委員会, 1999)。

岡田(1986), 愛知県活断層調査委員会(1999)は, この断層の総合調査を行い, 断層北東部・豊田市深見地区(地質図範囲の北方)のトレンチ調査で上部更新統が逆断層により変位していること, 高根山撓曲の東郷町春木地区の反射法地震探査とボーリングによって阿漕テフラ(東郷テフラ)が約 100 m 変位していること, 東郷町北山地区, 豊明市上高根地区及び大府市平地区等において河成中位段丘1a面及び1b面(中位段丘面: 約6万年前)が $5.5 \sim 6.5 \text{ m}$ 以上変位していること, 豊田市猿投地区で約4万年(暦年補正 ^{14}C 年代値)の地層が 4 m 変位していること, などを明らかにし, 平均変位速度を $0.1 \text{ m} / 1,000$ 年と算定した。

6.4.1.2 大高-大府断層(松沢・植村, 1957)

大高-大府断層は, 北東側の尾張丘陵と南西側の知多半島を境する東海層群の向斜沿いの, 西北西-東南東方向に伸びる低地の南西縁を通り, 高根山撓曲との接合部(大府市月見地区)で折れ曲がり, 以南では知多半島の付け根を南北方向に伸びる, 東落ちで東に急傾する撓曲である。東海層群はこの構造沿いで $30 \sim 40$ 度

北東傾斜する（糸魚川，1971；岡田，1979）。

愛知県活断層調査委員会（1996）は、高根山撓曲との接合部以南の大府市月見地区及び東浦町森岡地区で極浅層反射法地震探査，ボーリングなどの総合調査を行い，東海層群の褶曲～撓曲変位を確認し，本報告の河成中位 1b 段丘（中位段丘面：約 6～7 万年前）が 8.5 m 変位することを明らかにし，0.14 m /1,000 年の平均変位速度を得た。

高根山撓曲との接合部以北の北北西-東南東走向の谷沿いでは，この構造を横断する第四紀後半期の変位基準が発達しないため，第四紀後期における変動は読み取ることができない（たとえば鈴木ほか，2009）。地質図上では，この区間を鮮新世～第四紀中期の構造として記載した。

6.4.1.3 高浜撓曲（活断層研究会，1991）

この構造は，松沢ほか（1965），吉田・尾崎（1986）が大高-大府断層の延長として記載した構造のうち，境川沿いの低地以東を活断層研究会（1991）が高浜断層と命名したもので，森山（1996）の油ヶ淵断層と同じものである。この構造は本調査の河口成中位 1a 及び中位 1b 段丘面（碧海面）を明瞭に撓曲変位させるが，矢作川以東では段丘面に変位は認められない。

愛知県活断層調査委員会（1996）は，高浜市^{ひえだ}稗田地区において変位地形調査のほか反射法地震探査（愛知県活断層調査委員会，1998 に詳細報告）とボーリング調査（TK-No.1 及び TK-No.2）を行い，東海層群（常滑層）の総変位量を約 80 m と算定したほか，最終間氷期海成泥層上面及び河口成中位 1a 段丘面（中位段丘面）の変位量をそれぞれ 10 m 及び 7.5 m と求めている。森山ほか（1997）はこの断層による最終間氷期海成泥層（碧海層下部泥層上面）の変位量を 6 m，中位 1a 段丘面（碧海面）の変位量を 4 m としている。

阿部ほか（2018，2019）は，高浜撓曲の隆起側（TK-No.2）と沈降側（TK-No.1，GS-HKN-1）のボーリングコアについて，テフラ，古地磁気，貝化石，珪藻，花粉等の分析を行い，TK-No.2 コアでは東海層群（Unit TG: 阿漕テフラを含む常滑累層と考えられる）上を中位 1a 段丘堆積物が直接覆う（愛知県活断層調査委員会，1996；阿部・中島，2018）一方，TK-No.1 コアでは厚い中部～下部更新統が中位段丘堆積物の下位に伏在し，東海層群上面は深度 80 m 以深に位置すること，を報告した（羽田ほか，2022；阿部ほか，2024，納谷ほか，2024）。このことは，高浜断層東側ではカラブリアン期からチバニアン期を通じて大きな上下変動がないまま侵食と堆積が繰り返されてきた一方で，断層西側では知多半島と同様に東海層群堆積終了以降～高位段丘形成期まで削剥傾向が続いてきていたことを示す。これ

は，高浜断層を境として東が低い地形が，前述の高位 1 段丘堆積物（武豊層）の堆積時期ごろに始まる猿投-知多上昇帯の急激な隆起に先立って，チバニアン期以前に既に形成されていたことを示唆する。また，愛知県（2005）の境川下流部の沖積平野における反射法地震探査では，大高-大府断層と高浜撓曲の境界部において深度約 500 m 以浅に分布する堆積層（当時は東海層群相当と推定された）中に累積的な変位が認められる（第 12 図）。これと同じ地点で本調査の B-10 境川-衣浦港ボーリング断面でも最終間氷期海成泥層を変位させる可能性が高い北落ちの構造が認められる。このことも，阿部ほか（2018）のボーリングデータと併せて，高浜撓曲が第四紀中期には既に活動を開始していたことを支持する。これらの第四紀中期ないしそれ以前にさかのぼる変動は，Makinouchi（1979）の知多変動の現われとみることができる。

なお，伊藤・木下（2025）は，高浜撓曲の東延長において反射法地震探査を行ったが確実に活構造と認められる構造は検出されなかった。

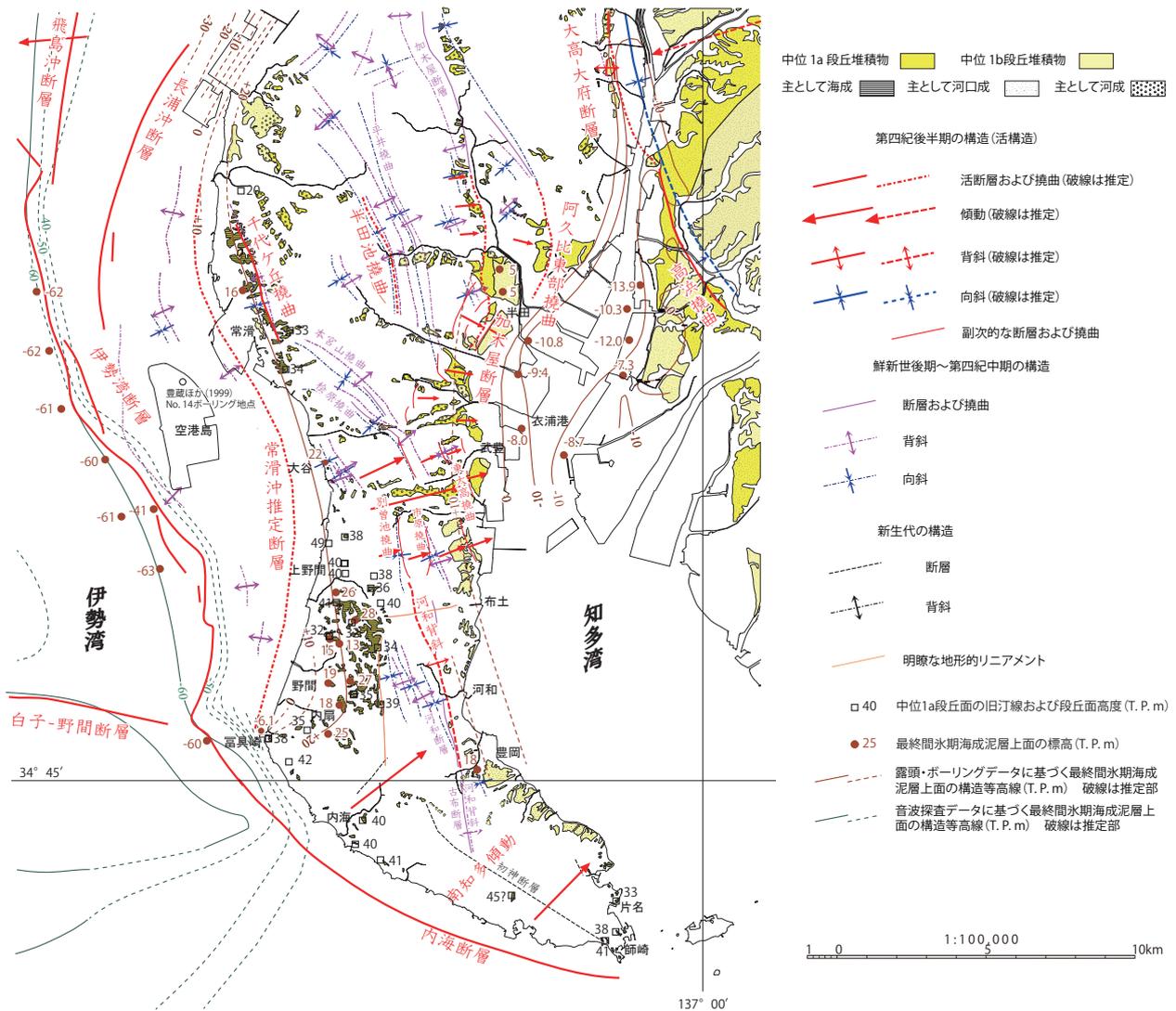
6.4.2 伊勢湾断層系

本調査では，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）によって再定義された「伊勢湾断層帯」から，白子-野間断層を除いて，当初，中条・須田（1971）によって提唱された伊勢湾断層とその南北に連続する西落ち断層群，すなわち地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）の伊勢湾断層帯主部，を伊勢湾断層系として再定義する。この定義は，地震調査研究推進本部地震調査委員会が 2005 年における長期評価変更（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）に際して再定義した「伊勢湾断層帯」とほぼ同じである。

この断層については膨大な調査研究がなされている（たとえば岡田ほか，2000a）。ここでは，20 世紀末以降の調査結果を基に現時点の知見をまとめる。

この断層は，新舞子以北の北部区間（伊勢湾断層・飛島沖断層（新称）・長浦沖断層（新称）），新舞子沖から野間（^{ふぐさき}富具崎）沖までの中部区間（狭義の伊勢湾断層，常滑沖推定断層（新称））及び富具崎沖から師崎沖に至る南部区間・内海断層（中条・須田，1972）の 3 区間で異なる形状を示す。3 区間を合わせた延長は約 41 km である。この断層の海底部における詳しい形状や変位量については，佐藤（2025）に，総合解釈については佐藤ほか（2025）に記すが，ここに概要を記載する。

北部区間では断層が 3 条の撓曲ないし傾動帯に枝分かれし，3 条ともに北部ほど幅広い撓曲ないし傾動帯状の変位形態を示す。このうち最も東側の長浦沖断層と中央の飛島沖断層の北端は少なくとも名古屋港付近まで追跡できる（断面図 B-5 朝日-東海断面及び B-7 木



第 13 図 南知多傾動運動を反映した最終間氷期海成泥層及び海成中位 1a 段丘面旧汀線と最終間氷期海成泥層上面の高度分布

Fig. 13 Distribution map of heights of the former shoreline of the marine Middle 1a terrace and the upper surface of the marine mud layer of the Last Interglacial Period. They show tectonic deformation by the Minamichita tilting.

曾岬-東海断面). それより北の濃尾平野南部 (B-4 四日市-名古屋断面) では, 一部が天白川低地の沖積層で埋積された埋没谷によって熱田層以下が削剥されているため地質構造を正確に読み取ることができないものの, 顕著な急傾斜帯は認められず (土質工学会中部支部, 1987), 濃尾傾動運動に移り変わっていく可能性が高い. 北部の 3 条の撓曲のうち最も西に位置する伊勢湾断層について, 建設省中部地方建設局・水資源開発公団中部支社 (1995) 及び京都大学理学部ほか (1996) は先新第三系基盤岩上面と中新統上面の変位量をそれぞれ約 1,100 ~ 1,400 m, 800 ~ 1,000 mであることを明らかにしたが, 音波探査断面図からは東海層群以上の地層に累積変位が認められること, 及び伊勢湾断層北端部 (C1 測線) では中部と比較して変位量が相対的に小

さくなる傾向を読み取ることができる. この断層に関して, 岩淵 (2000), 岩淵ほか (2000) の音波探査及び層序ボーリング調査は, 第一礫層基底以下の層準では累積的な変位が生じていることを明らかにしているが, 同時にこの探査結果より濃尾層基底に変位は認められないこと (岡田ほか, 2000a), 熱田層下部基底の変位量は 50 m 以上に達すること (平均変位速度は 0.4 m / 1,000 年) を読み取ることができる. 一方, 飛鳥沖断層と長浦沖断層では, ボーリング断面から少なくとも海部層上部以上の地層が累積的に西傾動している可能性が高いことが読みとれる (断面図 B-5 朝日-東海断面及び B-7 木曾崎-知多断面). 特に長浦沖断層では, B-5 の断面で名古屋港付近において Kkt テフラを含む海成粘土層 (Am 2 層) の上面が幅約 3 km の範囲で少なくと

も 40 m 変位している。

ブーゲー異常水平微分図に示されるように、北部区間の伊勢湾断層（北部）と長浦沖断層の近傍には、不明瞭ながら重力急変帯が並走する。

中部区間の伊勢湾断層（狭義）については、中部空港調査会（1994, 1996）、豊蔵ほか（1999）、岡田ほか（2000a）によって稠密な音波探査と層序ボーリング調査が行われ、詳しい構造形態が明らかにされている。その結果、常滑港沖以北では断層面が表層に達していない撓曲をなす一方、同港以南では表層付近まで断層が到達しているという構造形態の違いが明らかになった（中部空港調査会, 1994, 岡田ほか, 2000a）。また、これら既往調査によって得られた変位量は場所によって大きな違いがあるものの、中位 1a 段丘堆積物（熱田層下部粘土層：C1 層）基底の平均変位量は常滑市鬼崎沖以北で約 35 m、鬼崎沖～常滑港沖で約 42 m、常滑港沖～上野間沖で約 46 m と南部ほど大きい。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）は、中部空港調査会（1994, 1996）、岡田ほか（2000a）のデータを再検討して信頼性が高いと判断したデータを基に変位量と平均変位速度を再検討し、C1 層の変位量を伊勢湾断層系中部（常滑市沖）で 10 m、内海断層で 20 m とし平均変位速度を前者で 0.1 m / 1,000 年、後者で 0.2 m / 1,000 年と結論付けている。中部空港調査会（1996）はユニブームによる音波探査とコアリングにより常滑市沖では約 1,000 年前以降～500 年前以前に断層活動が行われたと推定している。

しかし、これら既知の構造とは別に、これまで調査対象とされていなかった海岸近傍に活断層（ここでは常滑沖推定断層と仮称する）が存在する可能性が指摘できる。その根拠は次の 2 点である。①豊蔵ほか（1999）は、現空港島北部におけるボーリング（No.14: 第 13 図）において標高 -55 m 付近の東海層群中で佐布里テフラを見出しているが、このテフラ産出地点は知多半島の丘陵で同テフラが見つかる地点（たとえば吉田・尾崎, 1986）の 2～3 km 南にあたり、この間に構造的な落差が存在することが示唆される。豊蔵ほか（1999）の走向線図からは、両者の間に阿漕（大谷）テフラ-佐布里テフラ間の層厚にほぼ等しい構造的落差（吉田・尾崎, 1986 の地質断面から読み取ると 150～200 m 程度）に、陸域と海底下のテフラ検出地点の比高（約 60～80 m）を加えた、200～300 m 程度の鉛直隔離断層が想定される。②最終間氷期海成泥層上面は断層東側で 22～28 m、断層西側で -63～-60 m にあり、両者の比高（約 80～85 m）から求められる伊勢湾断層系中部の変位量・平均変位速度は、中部空港調査会（1994, 1996）や岡田ほか（2000a）及び地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）による値よりも有意に大きい。この推定

断層の存否や基本属性については今後の検討が必要であるが、本調査では、知多半島と伊勢湾断層系沈降側における最終間氷期海成泥層上面の比高が古水深補正がない状態で約 80 m であることから、この断層系の平均変位速度について 0.6～0.7 m / 1,000 年程度という値を採用する。

ブーゲー異常水平微分図に示されるように中部区間の伊勢湾断層（狭義）の東には重力急変帯が並走する。

南部区間の内海断層は、海岸線に並走する 1 条の断層からなると考えられる（国土地理院, 1978）。

ブーゲー異常水平微分図に示されるように、内海断層の東には顕著な重力急変帯が並走する。これは、断層の東（隆起）側に厚い低密度堆積層（中新統）が分布する一方、断層西（沈下側）側には低密度層が厚く分布していないことを反映したものであり、瀬戸内中新統（師崎層群）堆積時に形成された正断層が第四紀における短縮変形に伴って逆断層として再活動していることを示している（Miyakawa *et al.*, 2020）。

内海断層北端部の富具崎付近における熱田層基底の変位量は約 50 m とされている（中部空港調査会, 1994；岡田ほか, 2000a）。また、北端部の富具崎沖海底と野間内扇地区における最終間氷期海成泥層上面の比高は約 80 m であるが、この値には古水深の補正が含まれていないので、実際の変位量はこれを若干下回ると考えられる。なお、中部空港調査会（1996）によると、概ね 2,000 年前以降～1,500 年前以前に最新活動を行っており、その活動年代は伊勢湾断層中部（狭義の伊勢湾断層）とは異なっていたとしている。

この断層系の活動と後述する南知多傾動運動の間には直接的な関連があると考えられる。

6.4.3 猿投-知多上昇帯内部の構造

猿投-知多上昇帯内部の構造は、大きく北部（大高-大府断層及び天白河口断層付近より北）、中部（大高-大府断層・天白河口断層付近から加木屋断層に至る幅約 5 km の帯状地域）、南部（加木屋断層以南）で異なった特徴を持つ。以下地区ごとに東海層群以上の地層を変位させる構造について記載する。

6.4.3.1 猿投-知多上昇帯北部及び同構造と濃尾傾動盆地の境界

猿投-知多上昇帯北部では、東海層群（矢田川層）以上の地層が累積的に西傾動する。この傾動隆起帯の東縁は猿投-境川断層によって画される。この傾動隆起帯では第二礫層及び熱田層が八事層・唐山層に、八事層・唐山層が東海層群にオーバーラップするが、高位段丘は天白川沿いの低地など限られた地域以外では認められない。

猿投-知多上昇帯北部が濃尾傾動地塊と一連の傾動帯をなすか否かに関連しては、以下の問題が指摘されている。

中田・今泉 (2002)、杉戸・後藤 (2012) は、名古屋市の熱田台地と桜山台地の西縁付近に南北走向の並走する3条の断層に伴う変動地形が存在する可能性を示した。これを受けて、名古屋市防災会議地震災害対策部会 (2017) はボーリングデータを再検討した結果、明確な断層は認められなかったものの、伏在断層と関連する撓曲変位は否定できないこと、及びこれらの断層が推定された堀川付近では熱田面及び熱田層の勾配が平均勾配 (2 / 1,000) よりも急であること (5 / 1,000 以上) を指摘している。しかし、愛知県 (2002) の反射法地震探査では、この変動地形に対応する構造は認められていないため、本調査ではこれを副次的な推定断層として記した。

また本調査では、熱田台地の南にあたる名古屋港の東側 (堀川河口付近) において最終間氷期海成泥層上面が褶曲状に起伏していることを見出した (B-4 四日市-名古屋断面) が、これがテクトニックな変形によるものか、上位の沖積層の削り込みによるものか現状では不明である。本調査の地質図では、この構造を推定褶曲として記した。

なお、伊勢湾断層の北部・長浦沖断層は少なくとも名古屋港南部 (B-7 木曾岬-知多断面) まで連続しており、これが熱田台地西縁付近に位置する熱田層下部泥層上面の勾配がやや急な地区 (名古屋市防災会議地震災害対策部会, 2017) に連続する可能性は否定できない。

6.4.3.2 猿投-知多上昇帯中部

猿投-知多上昇帯の中部は、幅 5 km、長さ 20 km 弱の細長い地体である。地形的には南に隣接する本上昇帯南部と一体であるが、南部では西翼が急で東翼が緩傾斜な褶曲と、西落ちの副次的な撓曲を伴う東ないし北東傾動が卓越することに対し、この地体では「S」字を引き伸ばした形の湾曲した軸を持ち、東翼が急で西翼が緩傾斜な非対称褶曲が発達するという違いがある。また、この地体の北部にはこれらの褶曲・撓曲を切る東西走向の胴切り断層が認められる。本報告では胴切り断層を副次的な構造として記載する。

6.4.3.2.1 天白河口断層 (松沢・桑原, 1964 の鳴海-天白川線を桑原ほか, 1972 改称)

天白河口断層は、断層北側の濃尾傾動地塊と南 (知多半島) 側の隆起地塊との境界をなす、東北東-西南西走向の断層である (たとえば活断層研究会, 1980)。この断層に関して名古屋市 (1998)、名古屋市断層調査委員会 (1999) はボーリングと海域のマルチチャンネル

音波探査及び陸域の浅層反射法地震探査を行った結果、①天白河口断層は全長 7.5 km の、4 本の高角北落ち正断層が並走して東海層群を階段状に変位させる断層であること、②東海層群の中では累積的な変位が認められるものの、佐布里テフラの変位量は 30 m 程度であり、このテフラ降下時には既に活動が衰えていた可能性が高いこと、③東海層群を不整合に覆う第四系のうち、海部層・弥富層には変位が認められるものの、熱田層以上の地層には変位が認められないこと、が明らかとなった (名古屋市断層調査委員会, 1999; 岡田ほか, 2000b)。このような活動史に加え、本州中部で第四紀後期に東西性正断層が活動を繰り返している事例は他に認められていないことから、天白河口断層が今後活動する可能性は高くない (名古屋市断層調査委員会, 1999)。しかし、第四紀後期に活動していることを重視して本調査の地質図では第四紀後期に活動した副次的な断層として記載した。

6.4.3.2.2 高横須賀断層 (伊藤ほか, 1998)

高横須賀断層は、後述する加木屋断層の北端部でこれに直交して東西走向で東海層群・常滑層を約 170 m 南落ちに上下隔離させる北傾斜逆断層である (伊藤ほか, 1998)。この断層は、露頭で見出されているものの、地質図上に図示できるような連続性が確認されていないという問題があり、断層の性格については検討の余地がある (伊藤ほか, 1998)。しかし時代未詳の最高位段丘堆積層・加木屋層を変位させることから活構造の可能性が指摘されている加木屋断層に伴う撓曲構造をさらに胴切り状に変位させており (すなわち加木屋層堆積後に変位したと考えられ)、この撓曲と密接な関係を持つ胴切り断層と考えられること、及び高横須賀断層の約 5 km 北に並走し、海部層を変位させる、天白河口断層と比較して東海層群の変位量が大きいこと (伊藤ほか, 1998, 1999) から、地質図では断層露頭確認地区について副次的な断層として記載した。

6.4.3.2.3 阿久比東部撓曲 (愛知県活断層調査委員会, 1996)

阿久比東部撓曲は、以前には加木屋断層南東部とされていたが、愛知県活断層調査委員会 (1996) により両者は別の構造として区別されるようになったものである。第四紀後期の変位地形が認められる区間の長さ約 4 km の湾曲した平面形を示す。愛知県活断層調査委員会 (1998) の反射法地震探査によって東翼が急傾斜で西翼が緩傾斜な背斜構造の東翼部に一致する撓曲が確認されている。この撓曲によって阿久比川河口部左岸・半田市乙川地区の河成ないし河口成の高位3段丘面が東に傾動する。

6.4.3.2.4 加木屋断層（名和-加木屋線（嘉藤・桑原，1967）を活断層研究会（1991）改称：愛知県活断層調査委員会（1996）の加木屋-成岩断層と同じ）

加木屋断層は東海層群と加木屋層を変位させる撓曲状の構造で、東翼が急で西翼が緩傾斜な非対称背斜の東翼部に位置する撓曲・断層である。この構造の北端部（東海市大池公園）では東海層群・常滑層が急傾斜し（愛知県活断層調査委員会，1996），これを覆う加木屋層も変形する（伊藤ほか，1998）。半島中軸部の約8 kmの区間では第四紀後期の変位基準を欠く。知多半島東部の阿久比町卯坂から半田市市街地の成岩地区にかけては、連続的に高位～中位段丘面が東傾動し、加木屋層が20 m 東落ちに変位する（愛知県活断層調査委員会，1996）。

本調査では、加木屋層ないし高位～中位段丘に変位が認められる北端部と卯坂以南を活断層ないし推定断層として記載したが、それらの変位基準を欠く知多半島中軸部については東海層群の構造を鮮新世～第四紀中期の構造として記載した。

なお、吉田・尾崎（1986）の地質図や活断層研究会（1991）の活断層図では、加木屋断層と関連する背斜が卯坂の北で北西-南東方向に丘陵を斜断するように記されていたが、この地区では東海層群・常滑層の走向が南北を示すこと（愛知県活断層調査委員会，1996；岡田ほか，2000b）から、岡田ほか（2000b）の記載に従って、卯坂北方で東に分岐する構造を上述の阿久比東部撓曲として別に記載した。

6.4.3.3 猿投-知多上昇帯南部

猿投-知多上昇帯南部では、波長数100 m から2 km程度、軸長10 km以下の、東海層群の褶曲が発達するが、ほぼすべての背斜が西翼で急傾斜、東翼で緩傾斜な非対称褶曲であり、かつ全体として「ミ」の字型に右雁行配列する（牧野内，1976）。また、高位～中位段丘面が東ないし北東に傾動する。この顕著な東傾動を示す地区は、重力（Miyakawa *et al.*, 2020）と地質構造（伊藤ほか，1998）からみて、中新世に正断層として活動した断層が第四紀後期に逆断層として再活動している地区と重複する。

6.4.3.3.1 平井撓曲（吉田・尾崎，1986）

平井撓曲は、加木屋断層の約2 km西に平行する構造であるが、加木屋断層とは異なって西翼が急で東翼が緩傾斜な背斜に関連する撓曲である。この撓曲を横断する第四紀後期の変位基準は南東部に限られている。吉田・尾崎（1986）は撓曲南端部（半田市青山町付近）で武豊層（本調査の高位2段丘堆積物と考えられる）が約20度東南東傾斜していることを記載しているが、

本調査ではこの傾動を平井撓曲によるものではなく後述する「副断層」に伴うものと考え、平井撓曲は第四紀後期の変位基準を明確に変位させているとは言えないと考えた。愛知県活断層調査委員会（1998），愛知県（2004）は、平井撓曲南端部を横断する神戸川沿いで反射法地震探査を行ったが、得られた断面からは堆積層（中新統～東海層群）に顕著な変形は認められない。以上の理由より、本調査では、愛知県活断層調査委員会（1996）を追認し、地質図では平井撓曲を、鮮新世～第四紀中期の構造として記載した。

6.4.3.3.2 半田池撓曲（吉田・尾崎，1986）

半田池撓曲は平井撓曲の西約1 kmに並走する西翼が急で東翼が緩傾斜な背斜西翼部の撓曲である。この撓曲中部では武豊層（恐らく本調査の高位1段丘堆積物）が14～20度西南西傾斜を示し（吉田・尾崎，1986），この地層堆積以降にも活動していることは確実である（愛知県活断層調査委員会，1996）。しかし、高位1段丘堆積物の時代が確定できていないこと（小松原・本郷，2025），及びこれを除くと第四紀後期の変位基準を欠くため、本調査の地質図では推定断層として記載した。

6.4.3.4 千代ヶ丘撓曲（吉田・尾崎，1986）

千代ヶ丘撓曲は半田池撓曲の約4 km西に並走する西翼が急で東翼が緩傾斜な背斜西翼部の撓曲である。この撓曲では、東海層群・常滑層の構造（Makinouchi，1980）と調和的に海成ないし河口成の中位1a段丘面に3～5 mの変位が認められる（鈴木ほか，2009）ため、地質図にはこれを長さ4 kmの活断層として記載した。この撓曲は伊勢湾断層系の一部である可能性をもつ。

なお、岡田（1979），鈴木ほか（2009）は千代ヶ丘撓曲の南に「広目撓曲（岡田，1979）」を記載しているが、本調査ではこの構造を横断する第四紀後期の基準面の変形を確認できなかったため、地質図には記載していない。

6.4.3.4.1 ^{ほんぐうさん}本宮山撓曲（岡田，1979の六貫山西撓曲を吉田・尾崎，1986改称）

本宮山撓曲は千代ヶ丘撓曲の南に接続して北西-南東に伸びる東海層群を変位させる撓曲であるが、知多変動に伴う東傾動及び西落ち逆向き撓曲とみなされる部分を除いて高位段丘堆積物に顕著な変形は認められていないことから、地質図では鮮新世～第四紀中期の構造として記載した。

6.4.3.4.2 ^{ひばら}椀原撓曲（吉田・尾崎，1986）

椀原撓曲は、本宮山撓曲と南部で連結する東海層群を変位させる撓曲である。牧野内（1976）はこの撓曲

に伴う武豊層（本調査の高位2段丘堆積物の可能性が高い）の西傾斜, 鈴木ほか（2009）はこの撓曲の南部で西落ちの撓曲と高位段丘面（本調査の高位2及び3段丘面）の東傾動, を記載している。しかし, 本調査では, これらは本宮山撓曲南部の構造と同様に知多変動とそれに伴う副断層による変形と見なし, 桧原撓曲主部は鮮新世～第四紀中期の構造として記載した。

6.4.3.5 河和背斜（寺嶋, 1965 MS; 牧野内, 1975a）

河和背斜は中新統から東海層群を変位させる, 西翼が急で東翼が緩傾斜する非対称な, 全長 11.5 km の背斜である（岡田ほか, 2000b）。この背斜南半部の西翼には河和断層（伊藤ほか, 1998）と古布断層（近藤・木村, 1987）が並走する。河和断層と古布断層は, 異なる変位センスをもつ別の断層と考えられている（伊藤ほか, 1999）。

美浜町豊丘以北では, この背斜を横断して第四紀後半期の基準面が分布する。特に美浜町布土以北では, 牧野内（1976）により武豊層（本調査の高位1段丘堆積物及び高位2段丘堆積物）が西傾斜する露頭が示されているほか, 鈴木ほか（1996, 2023）などの活断層図で段丘面の東傾動と撓曲変位が記されている。この地区の河和背斜は岡田（1979）の別曾池撓曲と一致する。本調査では別曾池撓曲やそれに並走する市原撓曲（岡田, 1979）, 東大高撓曲（岡田, 1979）などの西落ちの短い（長さ 2 km 以下）, 1～3 km 程度の間隔で並走する撓曲群を, 後述する南知多傾動に伴う副次的な断層として記載する。

美浜町布土～同町豊丘では, 河成高位1段丘堆積物（武豊層）が背斜西翼で西傾斜する（近藤・木村, 1987）ほか, 浦戸層（本調査の河口成高位3段丘堆積物）の基底高度は背斜軸部の西側で数 m 低い（岡田ほか, 2000b）。これらは, 堆積物の年代が明らかでないことや, 段丘堆積物基底の初生的形態が明らかでないという問題があるものの, 第四紀後期の活動を示唆するものであることから, この区間を推定背斜として地質図上に記載する。

河和背斜南部（美浜町豊丘以南）には第四紀後半期における活動を示す証拠はなく, この区間は鮮新世～第四紀中期の構造として記載する。

なお, 岡田（1979）, 活断層研究会（1980, 1991）は知多半島南部に初神断層を記載したが, この断層を横断する第四紀後半期の変位基準面は認められていないため, ここでは中新統を変位させる新生代の断層として地質図上に示すにとどめる。

6.4.3.5.1 南知多傾動運動（新称）

南知多傾動運動は, 知多半島南部（平井撓曲以南）において中位 1a 段丘面が東ないし北東に傾動する運動

である。この傾動運動について, 牧野内（1980）は中位段丘堆積物が小地塊ごとに東傾動していることを示したほか, 鈴木ほか（1996, 2023）は段丘面の系統的な東傾動を記載している。また, 小松原（2020a）は海成中位 1a 段丘面の旧汀線高度から知多半島南部の北東傾動を示した。小松原（2020a）, 小松原・本郷（2025）に示された海成ないし河口成中位 1a 段丘面やその中に挟在する最終間氷期海成泥層上面の高度から, 最終間氷期以降知多半島の両岸で 10～20 m, 最終間氷期海成泥層が最も低い地点で出現する衣浦港と知多半島西岸の間では 30 m 以上の比高を生み出す傾動が生じたと考えられる。

この運動の北限は, 段丘面の系統的傾動が認められる半田市市街地付近に達している可能性が高く, 長さは約 20 km, 幅は伊勢湾断層から衣浦港に至る 10 km 程度と考えられる（第 13 図）。

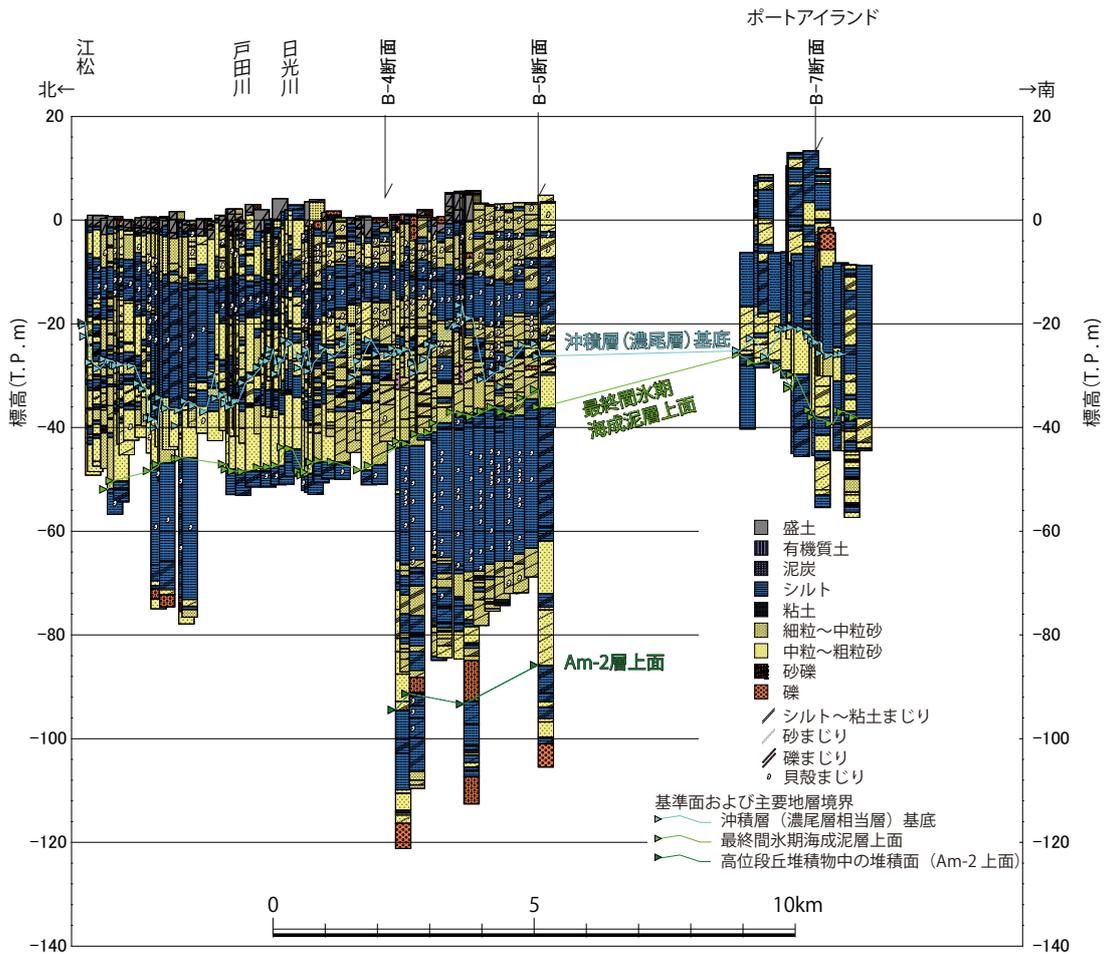
Makinouchi（1979）はこの傾動を伴う撓曲（断層）運動は, 主として武豊層堆積以降に生じた地殻変動（猿投変動）によるものであり, 東海層群堆積以降に行われてきた緩やかな褶曲を主とする地殻変動（知多変動）とは変動様式のみならず褶曲軸の走向（さらには応力場）も転換していることを示唆している。さらに, 牧野内（1980）は, 高位段丘-中位段丘間の比高と比較して中位段丘-低位段丘間の比高が大きいことから, 知多半島の隆起が中位段丘形成以降顕著になった可能性に言及している。

海成中位 1a 段丘の旧汀線高度は第 13 図に示すように知多半島西岸の美浜町富具崎～南知多町師崎付近で 40 m 前後, 知多半島南東岸の南知多町片名で 33 m であり, この間で 7 m 程度の上下変位が生じている。また, 最終間氷期海成泥層上面は, 知多半島西岸の常滑市大谷～美浜町上野間で 22～26 m, 東岸の衣浦港では -8 m 前後であり, この間で 30 m 程度の変位を生じている可能性があるが, この値は古水深補正を行っていないため, 誤差が含まれている可能性を否定できない。

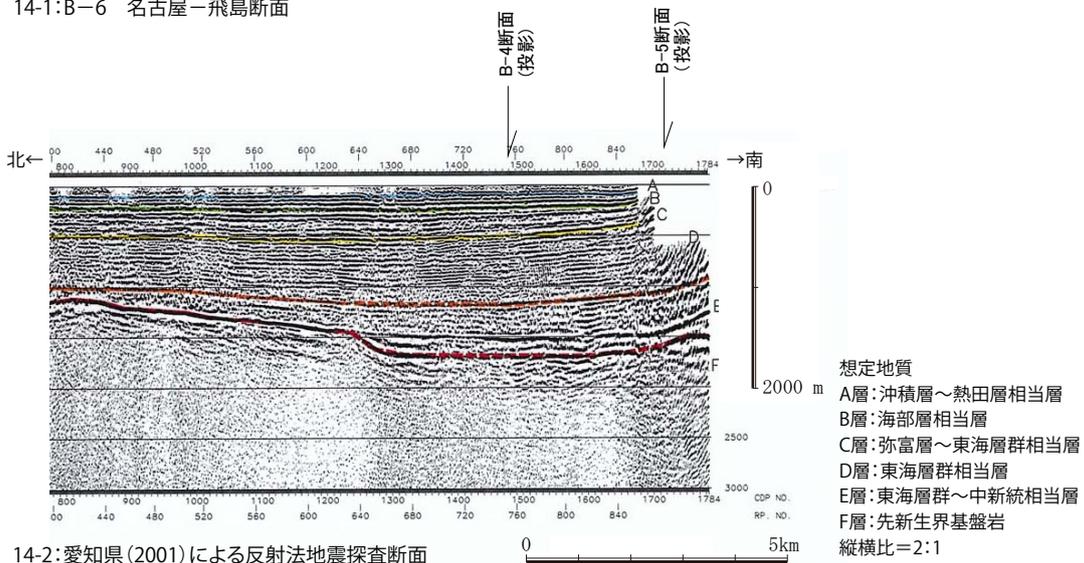
なお, 東大高撓曲（岡田, 1979）, 市原撓曲（岡田, 1979）, 別曾池撓曲（岡田, 1979）など半田市市街地から美浜町布土に至る知多半島南西部に存在する西落ちの撓曲については, ①個々の撓曲の上下変位量はその東側における幅 1～2 km の東傾動と比較して変位量が同程度ないしそれより小さいこと（たとえば牧野内, 1985 の地質断面）, ②個々の撓曲は, 長さ 1～2 km 程度の短く, 連続性に乏しい, かつ両端部が東に湾曲する平面形状を示していること, から, これらを南知多傾動に関連する副次的な断層として地質図上に表記した。

6.4.3.5.2 武豊断層（鈴木ほか, 2023）

鈴木ほか（2023）は, 半田市市街地の位置する段丘（本



14-1: B-6 名古屋-飛島断面



14-2: 愛知県 (2001) による反射法地震探査断面

第 14 図 濃尾傾動盆地南端部における北傾斜構造。
 1: ボーリング断面図 B-6 名古屋-飛島断面。
 2: 愛知県 (2001) による反射法地震探査断面。
 両者は約 3 ~ 4 km の間隔をおいてほぼ平行する。

Fig. 14 North-ward tilting structure around the south margin of the Nobi tilting basin.
 14-1: Drilling cross section (B-6 Nagoya-Tobishima section).
 14-2: Reflection survey profile (Aichi Prefecture, 2001).
 These two cross sections are parallel with three to four km apart.

調査の河口成中位 1b 段丘面) から美浜町布土南方の沖積面までを変位させる撓曲(武豊断層)を記載しているが, これは段丘崖と一致し, かつ半田市神田川沿いの反射法地震探査(愛知県, 2004)ではこの断層に相当する顕著な構造を見出せないことから, 本調査ではこれを南知多傾動の一部として扱う。

6.4.3.5.3 豊丘断層(鈴木ほか, 2023)

鈴木ほか(2023)は, 美浜町豊丘の中位段丘面の西傾動と豊丘以南の知多半島南部東岸の段丘基部に変位地形を見出し, 豊丘断層を認定している。しかし, この断層は中位 1b 段丘山側の段丘崖とほぼ一致しており, 地形判読だけで活断層と認定することは難しいと判断し, 本調査の地質図上では記載していない。

6.5 濃尾傾動地塊(松沢・桑原, 1964)及び伊勢湾盆地(桑原, 1979)の地質構造

濃尾傾動地塊は, 養老断層から猿投山断層に至る地域の西傾動に対して名づけたものである。伊勢湾盆地は, 伊勢平野を含む盆状構造の堆積盆地で, 濃尾傾動地塊(傾動盆地)とは名古屋港～桑名市付近に至る相対的に沈降量が小さい鞍部状の部分の境に分けられるものの両者の境は明確ではない。

6.5.1 濃尾傾動地塊

濃尾傾動地塊は, 東縁を猿投-境川断層, 西縁を池田山断層と養老断層に画された, 南北約 50 km, 東西 30～40 km 程度の, 第四紀に西傾動しつつ西部が大きく沈降してきた盆地である。最終間氷期海成泥層上面の深度分布(桑原, 1985)から, 後期更新世以降の沈降運動の中心は, 濃尾平野中西部(岐阜県海津市～養老町付近)に位置すると考えられている。

なお, 須貝(2001)は, 濃尾平野地下の東海層群・米野層と三河高原の土岐砂礫層及び侵食平坦面を対比し, それらからなる一連の基準面の西傾斜が急増する, 養老断層の東約 20 km 付近の地点(米野層相当層が深度 300～500 m を示す地点)以西で濃尾傾動運動が働いているとし, それを断層運動が直接影響した範囲とみなしている。しかし, 愛知県(2002)の反射法地震探査によると濃尾平野全体で東海層群の西傾斜が西に向かって漸増しており, これを急変させる構造は認められないことから, この地塊運動の東端は尾張丘陵に達しているものとして議論する。

この盆地の沈降運動は, 中部傾動地塊運動よりも遅れて第四紀に始まった(桑原, 1968; 古澤, 1990)。古澤(1990)は濃尾傾動運動の開始期を約 1.1 Ma から 0.7 Ma の間とし, 須貝・杉山(1999)は, 東海層群上部・大泉層の堆積初期(約 2 Ma)に始まり, 米野層堆積期

(0.9～1.2 Ma)に本格化し, その後等速的に進行したとしている。また, 須貝・杉山(1999)は, この傾動運動が養老断層の活動に伴う地震性地殻変動の累積として説明できるとしている。Niwa *et al.* (2011a, 2011b)は, 濃尾平野を東西に横断する断面上における多数の浅層ボーリングコアの珪藻分析や電気伝導度測定により完新世後期に河道の西移動と海水準上昇が生じた可能性を示し, これが養老断層の活動と同時に濃尾傾動運動が生じたことによって広域的に地殻変動・環境変動が発生したことを示すと解釈した。一方, 牧野内(2017)は, 濃尾平野地下における熱田層下部における長島テフラの挟在層準や, Am 3 層の厚さが, 必ずしも西部ほど急速に沈降していったことを示していないことから, 濃尾傾動運動が単純累積的に進行したのではなく間欠的に進行してきた可能性を示している。後期更新世以降における最大沈降部(海津市羽沢地区)の, GS-NB-2 における最終間氷期海成泥層上面の標高は -172 m に位置する(須貝ほか, 1998a)。

なお, 濃尾傾動地塊内には岐阜-一宮線, 大藪-津島線, 大垣-今尾線などの伏在断層が想定されていた(活断層研究会, 1991)が, 愛知県(2000, 2001, 2002, 2003a)及び須貝・杉山(1999)の反射法地震探査など各種地下構造調査によってその存在は否定されている。

6.5.2 伊勢湾盆地(桑原, 1979)

伊勢湾盆地は, 伊勢湾と伊勢平野からなり, 東縁を伊勢湾断層系, 西縁を桑名断層, 四日市断層, 及び布引山地東縁断層帯によって画された, 南北約 55 km, 東西約 30 km の構造盆地である。

マルチチャンネル反射法音波探査により明らかにされた先新第三系基盤岩上面は, 伊勢湾中央を東西に横断する白子-野間断層を境として南北で大きく異なる(岩淵ほか, 2000)。基盤岩上面は, 白子-野間断層以北の, 四日市港断層-鈴鹿沖断層と伊勢湾断層北部の間では比較的平坦で, 四日市港断層東側で標高約 -1,700 m と最も深くなる一方, 白子-野間断層以南では全体に起伏に富み, 基盤岩上面の最深部は白子-野間断層に隣接し, その標高は -1,600 m に位置する(岩淵, 2000; 岩淵ほか, 2000)。

伊勢湾盆地と濃尾傾動盆地の境界は, かつては天白河口断層付近に求められていた(たとえば松沢, 1968)が, 現在では天白河口断層は名古屋港を越えて西に達しているとは考えられないこと(名古屋市断層調査委員会, 1999; 本調査の B-6 名古屋-飛鳥断面)や, 伊勢平野西縁の断層帯(養老-桑名-四日市断層帯)が連続することが明確になっていること(杉山ほか, 1994)から, 両者は沈降運動の時期を異にするものの一連の盆地と見なされている。愛知県(2001)の南北方向の

反射法地震探査や本調査の B-6 名古屋-飛島断面は、名古屋港の北側で堆積物が累積的に北に向かって傾動していることを示している（第 14 図）。B-6 断面の最終間氷期海成泥層上面の形状から、この傾動は後期更新世以降も成長していると考えられる。これらから、濃尾平野と伊勢湾盆地は、名古屋港付近（伊勢湾断層北端部）から木曾三川河口に至る東西の帯状の隆起部を介して連続している可能性が指摘できる。

伊勢湾盆地の中には、伊勢丘陵から東に湾曲してせり出す四日市港断層～鈴鹿冲断層と、東西走向の白子-野間断層、及び伊勢丘陵東縁の千里断層と高茶屋断層の間の、第四紀後期における断層が不確かな地区東方に津沖撓曲（岡村ほか、2013；産業技術総合研究所・東海大学、2013）が認められている。

6.5.3 濃尾傾動盆地及び伊勢湾盆地の中の地質構造

6.5.3.1 阿倉川背斜（吉田，1984）及び四日市港断層（桑原・松永，1975）

伊勢湾盆地北部には、桑名断層の南端部に接続して北北東-南南西に伸びる阿倉川背斜-四日市港断層と、その南に連続して北東-南西に伸びる鈴鹿冲断層が認められる。両者は全体として「逆く」の字形の平面形をなす。また、その南には伊勢湾をほぼ完全に横断する東西走向の白子-野間断層が存在する。ここでは一部が陸域地下まで連続する阿倉川背斜-四日市港断層について記載する。

阿倉川背斜は、東海層群を変位させる桑名背斜の南端近くに位置し、これと雁行・交差して、北勢丘陵東縁から四日市港地下に「く」の字状に湾曲して続く背斜である。この背斜は、北勢丘陵東縁では、北東-南西走向で西翼が急傾斜な背斜である（吉田，1984）が、河口成中位 1b 段丘（四日市市羽津地区）地下では北北西-南南東に走向を変えるとともにほぼ両翼対称となり、桑名断層と交差する沖積平野地下では北西-南東走向の東翼が急で、東翼に四日市港断層の撓曲帯を伴う非対称な構造となつて、海底の四日市港断層に連続する。

羽津台地の阿倉川背斜南部の西翼には、かつて垂坂断層（吉田，1984；鈴木ほか，1996）が想定されていたが、垂坂測線において反射法地震探査とボーリングデータ解析を行った結果、背斜西翼は緩やかに西傾斜していること、高位段丘堆積物と東海層群の間に顕著な構造差が認められず、この背斜は第四紀後期以降に活動している可能性が高いこと、が明らかにされた（小松原ほか，2020）。四日市港の海岸沿いで行われた三重県（2005）の反射法地震探査では、新第三系基盤岩上面から第四系まで北東傾斜する構造が確認された。この反射法探査では第四系～東海層群（上部）と推定される A 層の中では累積的な傾動が認められるが、それ

以下の層準はほぼ平行の構造を示し、垂坂測線と同様に本構造が新しい地質時代に活動を始めたことが支持される。

阿倉川背斜は、羽津地区で中位 1b 段丘面とその下位の最終間氷期海成泥層を褶曲状に変位させ、沖積平野地下では桑名断層・四日市港断層とあわせて最終間氷期海成泥層を東落ち撓曲状に変位させ、同層上面に 63～72 m の東落ち変位を与えている（小松原，2025）。

6.5.3.2 白子-野間断層（桑原ほか，1972）

白子-野間断層は、伊勢湾中央部を東西に横断する南落ちの逆断層である。そのほとんどは海底に位置するが、西端は津市豊津浦地区の海岸平野に達している（三重県，2005）。海底部分の地質構造については本報告集の佐藤（2025）に記載されている。

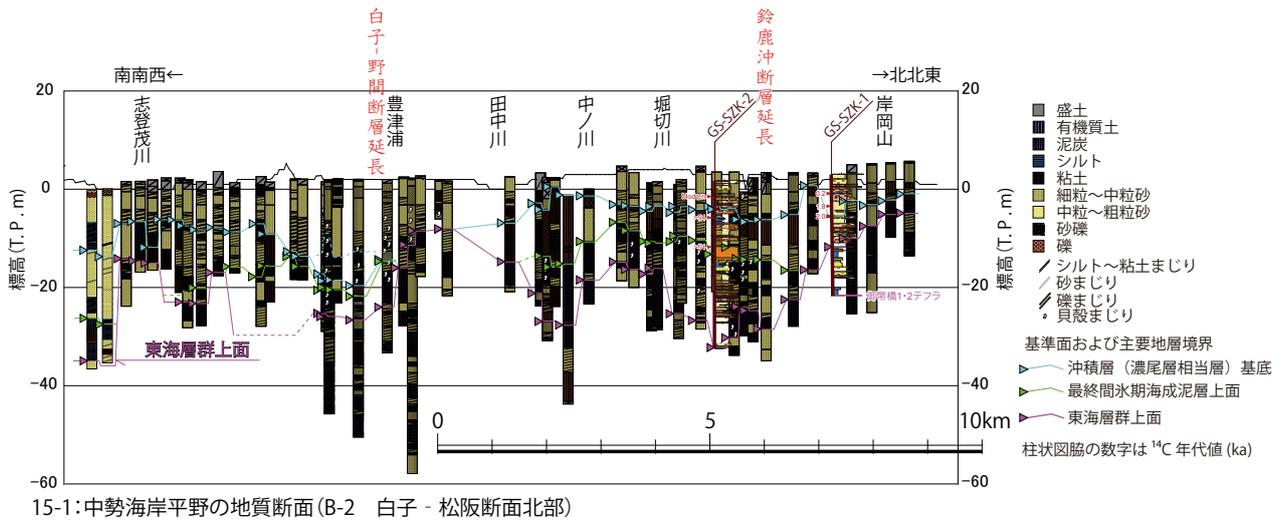
西岸（伊勢側）の陸域における三重県（2005）の反射法地震探査によると、津市豊津浦地区に断層の北 1.5 km を軸とする背斜があり、その北翼は緩やかながらも幅広く北に傾動する。また、豊津浦地区の断層は東海層群に累積的な変位を与え、先新第三系基盤岩上面に約 500 m の変位を与えている（三重県，2005）が、最終間氷期海成泥層上面に大きな（比高 5 m 以上の）系統の変位は認めがたい（B-2 白子-松阪断面：第 15 図）。しかし、この地区では、東海層群上面と沖積層基底の起伏が大きく、第四紀後期に白子-野間断層が活動しているか否かについては、なお検討が必要である。地質図では、豊津浦地区の白子-野間断層を鮮新世～第四紀中期の構造、海底区間を第四紀後半期の構造として表記した。

6.6 濃尾傾動盆地・伊勢湾盆地と伊勢丘陵の境界部の地質構造

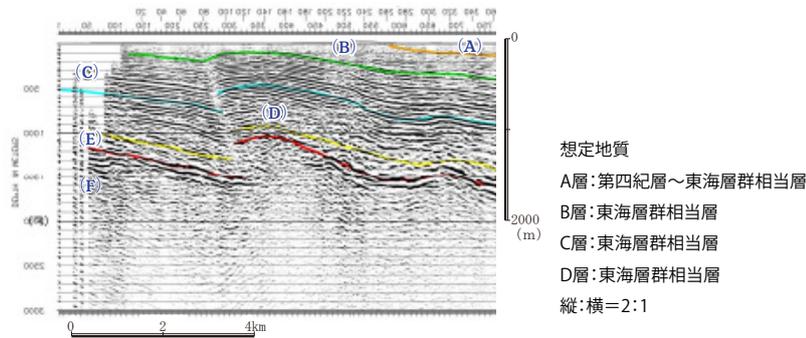
濃尾傾動盆地（濃尾平野）及び伊勢湾盆地（伊勢湾及び伊勢平野）と伊勢丘陵の境界は、養老断層、桑名断層、四日市断層、千里断層、高茶屋断層及び鳥戸断層という、いずれも東落ちの逆断層が存在している。

鳥戸断層を除く断層の西側には東海層群が分布しており、これらの断層が活動を始めたのは、東海層群堆積盆地形成以降のことである。また、これらの断層の両端部の養老断層と高茶屋断層南部及び鳥戸断層は顕著な重力急変帯（ブーゲー異常水平微分図参照）と一致するが、桑名断層から高茶屋断層北部は重力急変帯と一致しない。

また、四日市断層と千里断層の間（鈴鹿川右岸）では、①鈴鹿川右岸（本調査の A-3 断面）において最終間氷期海成泥層上面の変位量が小さくなっていること、②鈴鹿台地では中位 1a 及び 1b 段丘面に明瞭な変位が認められないこと、から数 km にわたって断層が途切れて



15-1: 中勢海岸平野の地質断面(B-2 白子-松阪断面北部)



15-2: 中勢海岸平野の反射法地震探査断面(三重県, 2005)

第 15 図 中勢地域の海岸平野の地下構造.

15-1 : B-2 白子-松阪断面北部.

15-2 : 三重県 (2005) の反射法地震探査断面.

三重県 (2005) の反射法探査測線は堀切川以北に達しているが, 地質断面と斜交するためこの区間の探査断面は表示していない.

Fig. 15 Underground structures in the Chusei (Mid-Ise plain) district.

15-1: Drilling cross section of northern part of the B-2 (Shiroko- Matsusaka section).

15-2: Reflection profile (depth section: Mie Prefecture, 2005).

Although the seismic survey line of Mie Prefecture (2005) reaches north of the Horikiri River, it is not shown in this figure because it is oblique to the geologic section.

いると考えられ, 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001, 2004a) は, このギャップの北側を養老-桑名-四日市断層帯, 南を布引山地東縁断層帯東部と区分している.

6.6.1 養老-桑名-四日市断層帯 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001)

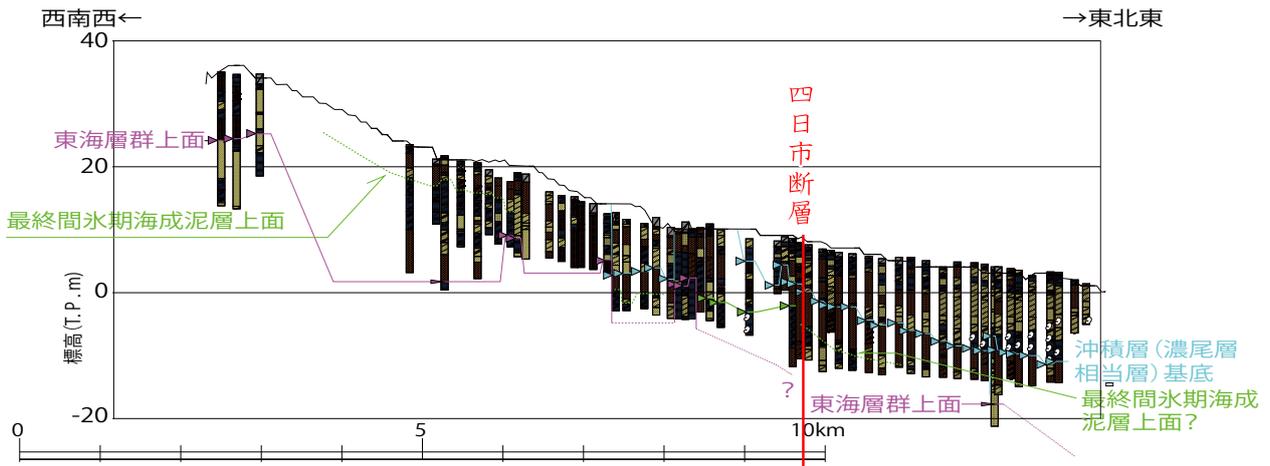
養老-桑名-四日市断層帯は養老山塊と濃尾傾動盆地及び伊勢丘陵と伊勢湾盆地の境界をなす, 東落ち西傾斜の逆断層・撓曲であり, 北から養老断層, 桑名断層及び四日市断層の3つの区間に分けられる. この断層帯の全長は約 60 km である (地震調査推進本部地震調査委員会, 2001)

6.6.1.1 養老断層 (辻村, 1932 の養老断層崖, 松沢・桑原, 1964 の伊吹・養老断層と同じ)

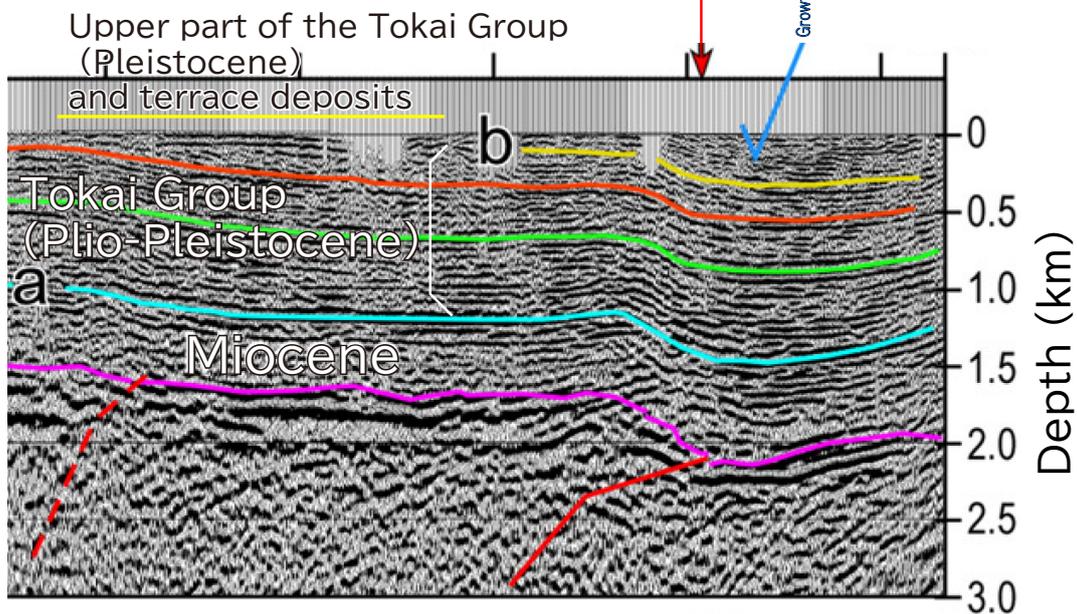
養老断層は, 濃尾平野の西縁を画し, 先新第三系基盤岩上面の変位量は 2,000 m 以上に達する (松沢・桑原, 1964) 大規模な逆断層である. 調査地域の北に隣接する桑名市多度町から約 25 km 北まで先新第三系基盤岩と沖積層以下の地層の境界をなし, 地表付近では撓曲となっている (須貝ほか, 1999a).

養老断層西側・養老山地では標高 780 m まで東海層群が分布する (森, 1974, 1975) 一方, 断層東側の濃尾平野西部で東海層群基底は標高 -1,500 m 以下に位置すると考えられる (須貝・杉山, 1999).

養老山地の隆起過程に関して, 吉田 (1990) は, ①



16-1: 鈴鹿台地北端部 (A-3 鈴鹿-常滑断面) の地質断面



16-2: 鈴鹿川沿いの反射法地震探査断面 (Sato *et al.*, 2009)

第 16 図 鈴鹿川右岸におけるボーリング断面と反射法地震探査断面。
 16-1: 鈴鹿台地北端部 (A-3 鈴鹿-常滑断面の伊勢側陸域) のボーリング断面。
 16-2: 鈴鹿川右岸近傍の Sato *et al.* (2009) の反射法地震探査断面。
 両者は約 1 km の間隔で平行する。

Fig. 16 Drilling cross section and reflection profile along the right bank of the Suzuka River.
 16-1: Drilling cross section of the northern margin of the Suzuka plateau (A-3 Suzuka-Tokoname section).
 16-2: Reflection profile near the right bank of the Suzuka River (Sato *et al.*, 2009).
 These lines are parallel with about one km apart.

東海層群の市之原堆積期 (ピアセンジアン期後期以降の南谷 I テフラ降下期～カラブリアン期初頭の嘉例川テフラ降下期) にはこの山地を越えて北方の奥美濃酸性岩類の礫が養老山地南麓に供給されていたものの、②大泉層堆積期 (早くとも鈴峰テフラ降下後のジュラシアン期初期以降～カラブリアン期末の養老テフラ降下期) 以降は東海層群の堆積域が養老山地と鈴鹿山脈

の間に限定されるようになっていったことを明らかにしている。このことから、養老断層の活動 (養老地塊の隆起) は、最も早く見積もった場合でも南谷 I テフラ (約 2.9 Ma) 以前に遡ることはなく、養老テフラ降下期 (約 1.0 Ma) ごろから激化した可能性が高い。養老断層の地下構造は、戸田ほか (1997)、須貝・杉山 (1999)、愛知県 (2002) などによって調べられ、い

ずれの研究でも木曾川河口背斜を除き1条の断層を境として西側が東傾動, 東側が累積的に西傾動する構造が明らかになっている。須貝・杉山(1999)の探査から, この断層が低角逆断層であること, 養老山地の標高780 mに基盤岩と東海層群の境界が認められていること(森, 1974, 1975)と併せて東海層群の上下変位量が3,000 m程度であることが読みとられる。

養老断層の平均変位速度について, 須貝・杉山(1998), 須貝ほか(1998a), 須貝・杉山(1998)は以下のように試算している。すなわち, ①岐阜県海津市南濃町駒野において養老断層を貫くコア(GS-NS-2コア=南濃コア)において, 断層隆起側(深度40 m以浅: 堆積物の年代は約30,000年前以降)における最終氷期前半の年代を示す地層の標高と, 汎世界的海水準変動曲線に示された同年代の海水準の間の比高をもとに隆起速度を0.5 m/1,000年と推定(須貝ほか, 1998a), ②同コアの断層下盤側(深度90 m以深)における最終間氷期海成泥層の伏在深度(深度130~190 m)から同地点の沈降速度を1.25 m/1,000年と推定(須貝ほか, 1998a), ③両者の合算から更新世以降の平均変位速度を1.75 m/1,000年と推定し, ④同時に行った反射法地震探査により最大沈降部(海津市高須地区)におけるMIS 21以降の間氷期堆積物の深度・年代から沈降速度を1.3 m/1,000年と見積もり(須貝・杉山, 1998), 圧密を考慮した補正值として1.1 m/1,000年(須貝・杉山, 1999)という沈降速度値を示している。

また, 須貝ほか(1999b)は, 岐阜県海津市南濃町羽沢地区における沖積層を対象とするボーリングにより, 南陽層下部泥層(MM: 沖積層中部泥層)頂面(約4,000年前)が約15 m, 南陽層上部砂層中の基準面(TS: 沖積層上部泥層の頂面)(約1,700年前)が約10 m変位し, 両基準面形成後の平均変位速度としてそれぞれ約4 m/1,000年, 約5 m/1,000年という値を得ている。

さらに石村(2013)は, GS-NS-2コアにおける第一礫層-第二礫層の比高(約160 m)と, 養老山地西麓における河成中位1a段丘面(Md1面)と現河床の比高をもとに, 養老断層の第四紀後期の約10万年間における上下変位速度を1.7 m/1,000年以上と推定した。

ブーゲー異常水平微分図に示されるように, 養老断層の西には顕著な重力急変帯が並走する。

6.6.1.2 木曾川河口背斜(松沢・桑原, 1964)

木曾川河口背斜は, 桑名断層の5 km程度東方の木曾川河道付近(濃尾平野地下)を北北西-南南東に伸びる伏在背斜である。この背斜では海部層から濃尾層に至る地層が開いた背斜状に変形している(桑原, 1985)。この背斜による最終間氷期海成泥層上面の変位量は, B-4 四日市-熱田断面で約20 m, B-5 朝日-東海断面で約

5 mである。愛知県(2002)の反射法地震探査によると, 調査地域の北に隣接する愛西市立田町にはこの背斜は認められないことから, 長さ10 km以下の構造と考えられる。

なお, この背斜を横断する反射法地震探査などの詳細構造調査は行われていないため, 深部構造については不明であるが, 位置から考えて伊勢湾断層系北端部に連続する可能性を否定できない。

6.6.1.3 桑名断層(嘉藤, 1957)と桑名背斜(嘉藤, 1957)

桑名断層は, 養老断層の南に連続して, 湾曲しつつ南北に伸びる逆断層であり, 断層の1~2 km西には東海層群を変位させる桑名背斜が並走する。桑名市街では中位1a及び1b段丘面を変位させる多数の逆向き断層を伴う幅約1.5 kmの撓曲をなす(貝塚, 1950; 太田・寒川, 1984)ほか, 断層沿い全域で完新世段丘面を変位させる変位地形が連続的に発達する(栗田・吉田, 1991; 森ほか, 1996; 石山ほか, 2018; 石山, 2019など)。桑名断層の長さは, 約15 kmである(石山, 2019など)。

この断層の近傍では, 力尾層が下位層を傾斜不整合に覆うことから, 力尾層の堆積(約1 Ma)に先立って桑名断層は活動を始めたと考えられる。

この断層の構造形態については, 京都大学理学部ほか(1996), 栗田(1997), Ishiyama *et al.* (2004)によって反射法地震探査が行われている。このうち, 員弁川沿いの測線で探査を行ったIshiyama *et al.* (2004)は, 桑名断層は, 堆積層(中新統~東海層群)中の西側の地層が東側の地層中に楔状に入り込む中角のwedge thrustであること, その上面で分岐した断層によって桑名市街の逆向き断層などが副次的に変位していること, 及び桑名断層は上部地殻(深度8~10 km)で鈴鹿山地東縁断層帯から派生した衝上断層と位置付けられること, を示した。

桑名断層の変位量・変位速度については, 以下の値が得られている。断層中央部の桑名市^{ゆりあげ}汰上地区における完新統を対象とする群列ボーリングより, 南陽層上部砂層中のマガキ礁(US2基底: 約2,000年前)の変位量は7 mかつ平均変位速度は3.5 m/1,000年(須貝ほか, 1998b), 南陽層下部泥層中のMM2基底層準(約7,000年前)の変位量は約11 m以上かつ平均変位速度は1.2 m/1,000年以上(鳴橋ほか, 2004; Naruhashi *et al.*, 2008), 濃尾層上面のユニットE上面(約8,200年前)の変位量は19.5 m以上かつ平均変位速度は2.4 m/1,000年以上(中西ほか, 2006), などの値が得られている。石村(2013)は, 平野地下の南陽層(上部粘土層)基底と熱田層下部(下部粘土層)の基底の比高と, 員弁川などの河成中位1a段丘面の縦断形から, 第四紀後期

の約 10 万年間における桑名断層の変位速度を 1.0 ~ 1.2 m / 1,000 年と見積もった。一方、河口成中位 1a 段丘面の高度と最終間氷期海成泥層上面の比高から堆積水深補正及び地形補正後の変位量を試算した小松原 (2025) は、最終間氷期前期以降の 10 ~ 12.5 万年間における変位量が 104 ~ 128 m, 平均変位速度は 0.8 ~ 1.3 m / 1,000 年という値を得ている。完新世における変位速度と最終間氷期前期以降における変位速度は誤差範囲を超えて有意な違いがある (小松原, 2025)。

本調査のブーゲー異常水平微分図に示されるように、桑名背斜と重力急変帯がほぼ一致するが、背斜南部では本断層沿いに顕著な重力急変帯は認めがたい。

なお、桑名断層に並走する桑名背斜は、東海層群の背斜軸と段丘面の背斜軸で位置が異なる (吉田ほか, 1991)。しかし、本調査では両者は一体の構造をなすものとして、桑名背斜も桑名断層とともに活構造として記載した。また桑名市街と朝明川~海蔵川間の北勢丘陵東縁に発達する短い断層群は副断層として記載した。

6.6.1.4 四日市断層 (門村, 1961 の四日市背斜を太田・寒川, 1984 改称) と四日市ドーム状構造 (吉田, 1982)

四日市断層は、桑名断層と右ステップ状に約 2.5 km 雁行して南北に直線状に伸びる断層である (太田・寒川, 1984; 粟田・吉田, 1991)。この断層西方の丘陵縁では東海層群と段丘面が西傾動する。また、断層の西側には四日市ドーム状構造と呼ばれる東海層群の隆起帯が発達する。

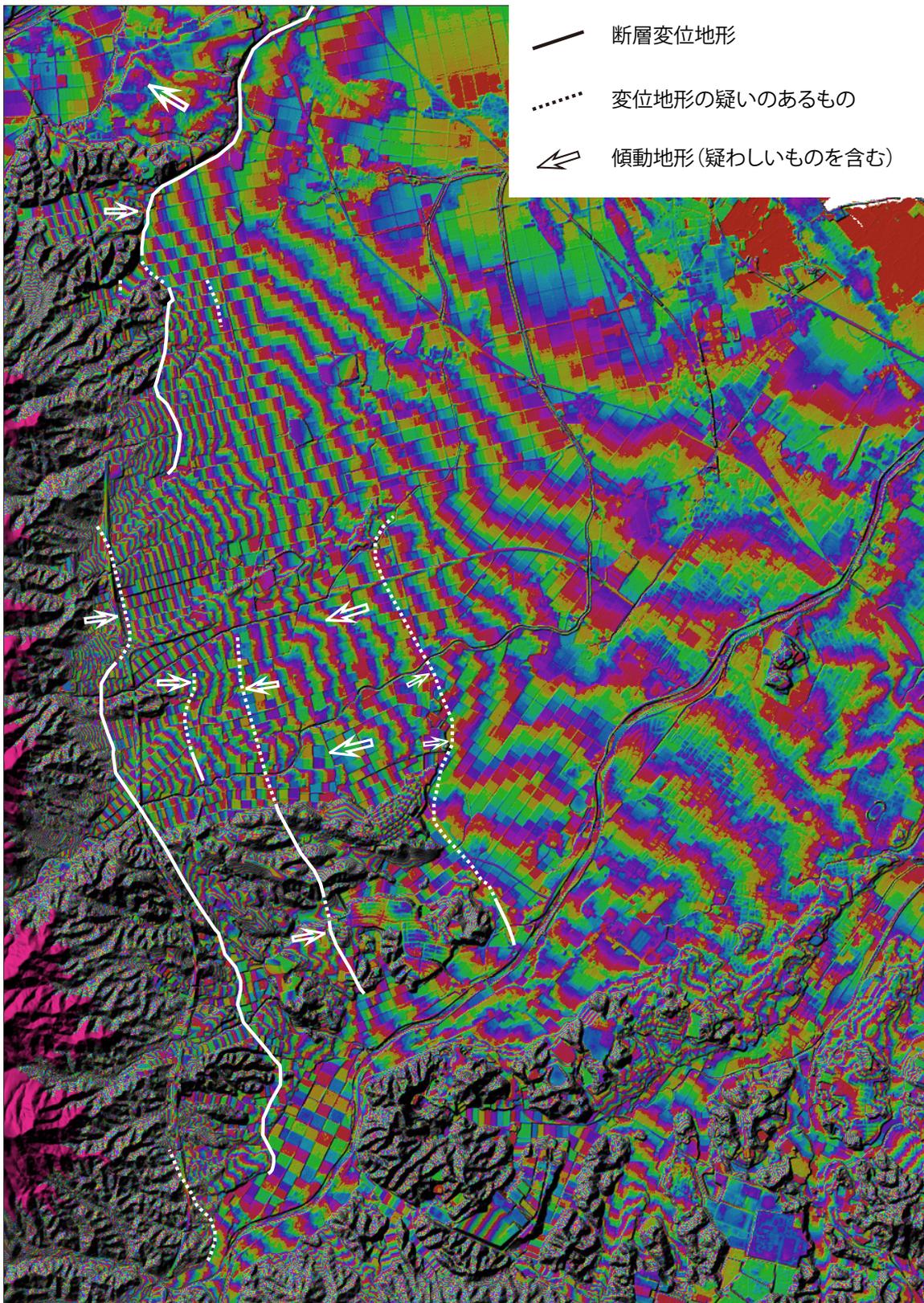
三重県 (2004a) は海蔵川沿いの反射法地震探査でこの断層の明瞭な変位を確認している。その変位量は東海層群上部相当層と推定される A 層基底で 200 m, 基盤上面で 300 m 程度であり、基盤上面の変位量と A 層基底の変位量の差が小さい。また、Sato *et al.* (2009) は鈴鹿川右岸の反射法地震探査で、この断層により東海層群が東落ちに撓曲変形していることを確認した (第 16 図)。Sato *et al.* (2009) の探査結果からは、基盤岩上面の変位量は 300 m 程度で、東海層群上部堆積以降に四日市断層が累積的に活動していることを読み取ることができる。

四日市断層の変位量と平均変位速度について、須貝ほか (1998b) は、四日市市大井手地区において断層西 (隆起) 側の約 2,000 年前に離水したと考えられる完新世段丘面と、東 (沈降) 側の沖積層中で同年代を示す腐植質シルト層の比高 (6 m) を断層変位量とみなし、平均変位速度を約 3 m / 1,000 年と求めた。大上・須貝 (2006) は、同市松本地区周辺における沖積層を対象とする群列ボーリングにより、第一礫層 - 濃尾層境界に対比される沖積基底礫層上面 (BG Top : 約 1 万年前)、南陽層

下部泥層 - 上部砂層境界に対比される沖積層中部泥層の上面 (MM Top : 約 6,000 年前)、南陽層上部砂層に対比される沖積層上部中の腐植質シルト層 (P1 : 約 5,800 年前及び P2 : 約 2,200 年前) の変位量はそれぞれ約 15 m, 約 13 m, 約 11 m, 約 7 m であり、約 2,000 年前以降の平均変位速度は 3.0 ~ 3.5 m / 1,000 年、完新世における平均変位速度は 1.2 ~ 1.8 m / 1,000 年であることを明らかにした。同時に大上・須貝 (2006) は、M2 面構成層 (本稿では最終間氷期海成泥層 = 中位 1a 段丘堆積物中の海成泥層とみなす) の変位量を 50 ~ 60 m と求め、その年代を 8 ~ 10 万年前とみなして後期更新世以降における平均変位速度を 0.3 ~ 0.7 m / 1,000 年と算定した。石村 (2013) は平野地下の南陽層 (上部粘土層) 基底と熱田層下部 (下部粘土層) の基底の比高と、三滝川などの河成中位 1a 段丘面の縦断形から、第四紀後期の約 10 万年間における桑名断層の変位速度を 0.5 m / 1,000 年と算出した。小松原 (2025) も、変位基準の捉え方は違うものの、河口成中位 1a 段丘面の高度と最終間氷期海成泥層上面の比高から最終間氷期前期以降における変位量が 34 ~ 53 m 程度、その間の平均変位速度が 0.3 ~ 0.5 m / 1,000 年という、大上・須貝 (2006)、石村 (2013) が得た後期更新世以降の変位速度に近い速度を得ている。一方、Sato *et al.* (2009) の反射法地震探査測線の約 1 km 南の鈴鹿川右岸のボーリング断面 (A-3 断面) では、中位 1b 段丘面の下に伏在する最終間氷期泥層上面と考えられる粘性土層が約 5 m 変位している (第 16 図) が、この変位量は同じ基準面の他地区における変位量の 2 割以下と小さい。また、鈴鹿川右岸・鈴鹿台地では中位 1a 及び 1b 段丘面に顕著な変形が認められない。このことは、四日市断層の南端が鈴鹿川右岸付近に位置することを示唆する。

東海層群の四日市ドーム状構造が、第四紀後期に同じ形態で変形を継続しているか否かはこの構造を覆う段丘面の分布が限られているため明らかではない。特に内部川左岸の北勢丘陵縁では、東海層群が東傾斜する一方で、河成中位 1a 段丘面が西傾斜していることから、第四紀後期の変動は、四日市ドーム状構造と同一の様式で進んでいない可能性が示唆される。しかし、本調査では四日市断層と四日市ドーム状構造が一体の構造をなすものとして、このドーム状構造も第四紀後期に活動した構造として記載した。

本調査のブーゲー異常水平微分図に示されるように、この構造に対応する重力急変帯は認められない。このことは四日市断層による基盤岩の変位量が小さいこととともに、この断層の深部構造を推定する上で必要な資料であろう。



17 図 鳥戸断層・山口断層周辺の段彩図と活断層地形判読結果。
段彩図の縞模様は、1 波長で 2.5 m の比高を表す。国土地理院ホームページの標高段彩図に加筆して作成。

Fig. 17 Contour colored map and active fault geomorphological interpretation around the Torito and Yamaguchi faults.
The contour colored map was made using the GSI maps by the Geospatial Information Authority of Japan. One wave-length interval of the contour colored map is 2.5m relative height.

6.6.2 布引山地東縁断層帯東部（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004a）

布引山地東縁断層帯東部は、東海層群が分布する丘陵と伊勢平野の境界をなす千里断層、高茶屋断層、一志丘陵と南勢平野の境界をなす鳥戸断層、山口断層、先新第三系基盤岩が露出する一志山地内に位置する六呂木断層、片野断層からなる。

6.6.2.1 千里断層（Kimura, 1972 の Chisato monoclin flexure を吉田，1983 改称）

千里断層は、中勢丘陵の東縁付近を南北に伸びる、東海層群から中位段丘面に至る層準の変位が確認されている撓曲（森，1970b）である。この撓曲沿いの幅数 100 m ~ 1 km 程度の区間ではこれらの地層が累積的に東傾動する（吉田，1984，1987）。千里断層は、当初記載された段階（森，1970b；活断層研究会，1980）では、志登茂川左岸から中ノ川に至る区間では中勢丘陵東縁を経て、中ノ川から鈴鹿台地に至る区間では中勢丘陵東部を通る構造として記載されたが、池田ほか（2002）や鈴木ほか（2010）などの活断層図では、中ノ川以北の中勢丘陵東縁のほか、鈴鹿台地東縁や鈴鹿川右岸の海岸低地に複数の活断層が存在することが指摘された（たとえば池田ほか，2002；今泉ほか，2018）。しかし、この地域は、沖積面と段丘面が交差していること、及び戦後の空中写真撮影段階で既に大規模な人工地形改変が行われていたことにより、地形判読だけで活断層の存否を確かめることは難しい。

このため本調査では鈴鹿市の^{かなさい}金沢川沿い（GS-Kanasai：木下ほか，2018）と中ノ川左岸の低地（堀切川沿い：GS-HRKR：伊藤ほか，2025）で反射法地震探査を行った。その結果、少なくとも中ノ川左岸においては、鈴鹿台地の東縁から海岸低地に至る区間に大きな上下変位をもつ構造は存在しない可能性が高いことが明らかになった（伊藤ほか，2025）。佐藤・水野（2018）及び佐藤・中島（2025）のボーリングデータの再解析によっても、千里断層北部の鈴鹿台地と海岸低地の境界部に第四系を大きく変位させる構造は確認できなかった。

しかし、その北方の鈴鹿市岸岡町付近の孤立丘では高位段丘面の西傾斜が認められることから、今の段階でこの地域に第四紀後半期に活動した構造（伏在断層）が存在する可能性まで否定することはできない。

一方、活断層研究会（1980）や吉田（1984）で図示された千里断層北端については、鈴鹿台地の中位 1a 段丘面に変形が認めたいことから、後期更新世以降においてこの断層は中勢丘陵北端（鈴鹿市浄土池付近）以北で活動していないと考えられる。この断層の南端は、従来、志登茂川左岸付近にあり、長さは 11 km 程度と考えられてきたが、後述するように志登茂川や安

濃川の沖積平野地下を経て高茶屋断層に連続する可能性が高い。

千里断層の最終間氷期以降における変位量は、中ノ川付近（鈴鹿市越知地区）の中位 1a 段丘面の高度と最終間氷期海成泥層上面の比高に基づいて段丘面の高度を現河床勾配から、海成泥層上限深度を現世デルタ前縁の水深から補正して 26 ~ 31 m、平均変位速度は 0.2 ~ 0.3 m / 1,000 年と推定される（小松原，2025）、この値は、四日市断層の平均変位速度より小さい（吉田，1987）。

ブーゲー異常水平微分図に示されるように千里断層に沿って重力急変帯は認められない。

6.6.2.2 千里断層と高茶屋断層の境界部

千里断層と高茶屋断層の間（志登茂川-岩田川間）については三重県（2004b）や今泉ほか（2018）で津市街地南部・岩田川右岸の沖積平野下に短い伏在断層が示されていることを除いて活断層は図示されていなかった。

しかし、①三重県（2005）の反射法地震探査では、志登茂川左岸の沖積平野地下で第四系以下先新生界基盤岩上面まで東傾斜する構造が確認されていること、②津市街地西方の丘陵東端部で見当山層基底高度が南東に向かって少なくとも 20 m 低下すること（Kimura, 1971；荒木・北村，1971）から、この間にも第四紀後期に活動した撓曲が存在する可能性は否定できない。ただし、①見当山層の年代が明らかになっていないこと、②沖積平野地下の最終間氷期海成泥層上面の勾配は千里断層・高茶屋断層近傍と比較して緩いこと、から、第四紀後期にこの構造が活動したか否かは明確でない。このため地質図では、両断層間を伏在推定断層として記した。この推定断層を含めた場合、千里断層と高茶屋断層の総延長は約 30 km、千里断層から片野断層に至る布引山地東縁断層全体の総延長は約 48 km（地震調査研究推進本部新調査委員会，2004a）となる。

6.6.2.3 津沖撓曲とその南延長

海上保安庁水路部（1995）、岩淵ほか（2000）は、この区間にあたる中勢丘陵東縁の、4 ~ 5 km 東の伊勢湾底に長さ約 7 km で東落ちの津沖撓曲（岡村ほか，2013）が存在することを示し、岡村ほか（2013）、産業技術総合研究所・東海大学（2013）は、この構造が完新世に複数回活動したことを示している。この構造が千里断層などとともに布引山地東縁断層帯東部の構造と一体の起震断層として活動するか否かについて、岡村ほか（2013）は、津沖撓曲の 1 回あたりの変位量が 1 m 以下と小さいことから、これが布引山地東縁断層帯とは別の起震断層であるという考えを示し、産業技術

総合研究所・東海大学 (2013) は布引山地東縁断層帯の一部とである可能性と, 別の起震断層である可能性の両論を併記した評価を行っている。

津沖撓曲の南延長にあたる津松阪港周辺において最終間氷期海成泥層上面に 5 ~ 10 m 程度東側が低い高度差があることから, この撓曲が津松阪港近傍まで延長される可能性を指摘できる。地質図では, この区間を伏在推定断層として表記した。この区間をあわせると津沖撓曲の延長は約 14 km となり, その南部区間は高茶屋断層と近接並走する。

6.6.2.4 高茶屋断層 (荒木, 1980 の高茶屋推定断層を吉田, 1987 改称)

高茶屋断層は, 久居台地の東縁から一志丘陵の東縁に至る南北~北北東-南南西走向で東落ちの逆断層であり, 南端は鳥戸断層に連続する。この断層による岩田川左岸東海層群の急傾斜が認められる。岩田川右岸から断層の走向が変わる松阪市小野に至る区間における断層長は, 約 12 km である。

この断層を境として, 最終間氷期海成泥層上面 (本調査) や見当山層基底 (荒木, 1980) の標高が食い違い, 副断層である青谷断層 (吉田, 1987) とともに見当山層以上の地層を変位させる (吉田, 1987)。また, ボーリング資料によると断層西 (隆起) 側にあたる東縁部 (津市久居町高茶屋地区) と沈降側の沖積平野に位置する雲出本郷町地区の間における最終間氷期海成泥層上面高度の比高は 20 ~ 30 m である。雲出川の沖積平野以南では, この断層の西側で中位~低位の段丘面が系統的に西傾動する。

ブーゲー異常水平微分図に示されるように高茶屋断層南部の西には重力急変帯が並走する。

6.6.2.5 鳥戸断層 (恒石, 1970)

鳥戸断層は, 北側の高茶屋断層, 南側の山口断層と連続する, 長さ約 9 km の南北走向で東落ちの逆断層である。この断層は, 2 ~ 3 条の平行する断層群からなり, それぞれが高位~低位の段丘面を変位させている。恒石 (1970) は中新統 (松尾層) がこの断層によって 30 m 以上 150 m 未満, おそらく 100 m 程度変位していると推定した。

三重県 (2000) によると, この断層は, 松阪市岩内地区で H2 面 (三重県, 2000 では約 12 万年前と編年しているが, 本報告では河成高位 2 段丘面と対比した) を 8.9 m, 小阿坂地区から笹川地区で M 面, Mf 面 (三重県, 2000 では 5 ~ 8 万年前と編年しているが, 本報告では河成中位 1a 段丘面と対比した) を 2 ~ 3.8 m, 鳥戸地区で河成低位 1 段丘面 (L 面: 2 ~ 3 万年前) を 2.8 m, それぞれ変位させており, 平均変位速度は三重県

(2000) によると 0.03 ~ 0.07 m / 1,000 年, 本報告では 0.02 ~ 0.04 m / 1,000 年と算定される。なお, 本報告では木村 (1968), Kimura (1971, 1972, 1973) などの既往研究を参考として独自調査結果を基に段丘編年を再検討し, 三重県 (2000) より段丘面は古い年代に (したがって平均変位速度は小さく) 変更した値も併記した。

このほか荒木 (1960), 恒石 (1970), 三重県 (2000) は段丘堆積物を切る逆断層露頭を記載し, 三重県 (2001) は後期更新世以降に断層活動が行われたことを明らかにしている。

また本調査では, 断層南部の東側・松阪市八重田町付近の扇状地成低位 1 段丘面が歪んだ楕円形状の等高線をなすことから, この面が傾動している可能性があるかと判断し, これを推定断層として記載した (第 17 図)。鳥戸断層は不明瞭な重力急変帯と対応する。

6.6.2.6 山口断層 (恒石, 1970)

山口断層は, 鳥戸断層に連続する, 2 ~ 4 条の北北西-南南東走向で東落ちの, 長さ 1.5 km の断層群である。この断層は松阪市山口地区で M 面 (三重県, 2000 では 5 ~ 8 万年前と編年しているが, 本報告では河成中位 1a 段丘面に対比) に 2.3 m, L 面 (三重県, 2000 は 2 ~ 3 万年前と編年; 本報告では河成低位 1 段丘面に対比) に 2.1 m の変位を与えており, 平均変位速度は三重県 (2000) の段丘編年で 0.04 ~ 0.1 m / 1,000 年, 本報告の編年で 0.02 ~ 0.1 m / 1,000 年と考えられる。

松阪市笹川地区における三重県 (2001) のごく浅層反射法地震探査では明確な構造は検出されていないが, この断層沿いで段丘堆積物を切る逆断層の露頭 (荒木, 1960; 三重県, 2000) が認められることから, 逆断層と判断できる。

恒石 (1970) はこの断層による中新統 (大河内層) の変位量を 100 m と推定している。

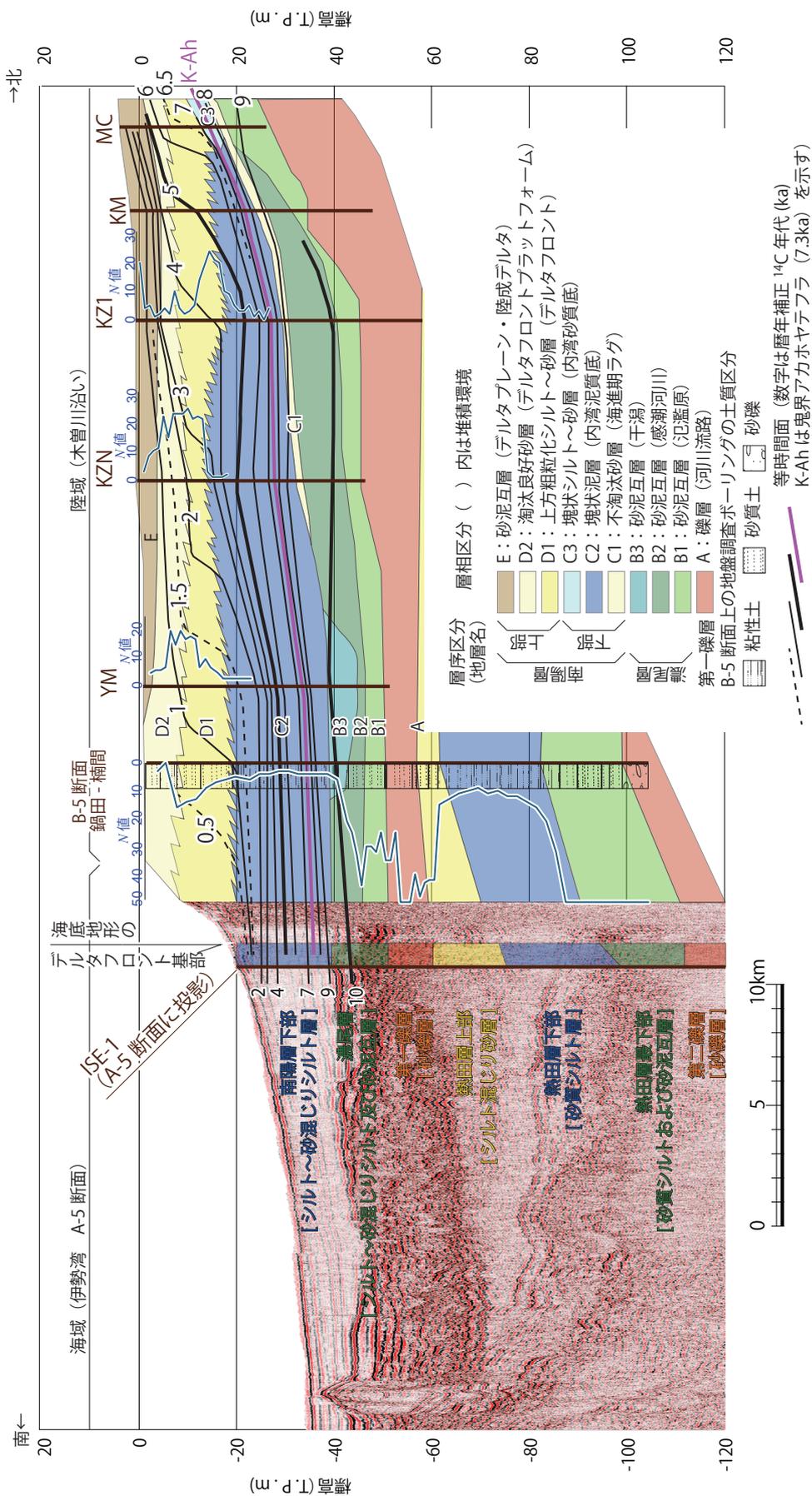
この断層と重力異常の間に明瞭な関係は認められない。

6.6.2.7 六呂木断層 (活断層研究会, 1991)

本調査では, 今泉ほか (2018) や鈴木ほか (2010) に指摘されているように楡田川右岸の段丘まで変位させる, 右横ずれを伴う北東-南西走向の断層を六呂木断層として記載する。この断層の長さは約 7 km である。

本断層の北端は山口断層に連続するが, 山口断層以北の布引山地東縁断層帯の活断層は上下変位を主とする一方で, 六呂木断層は右横ずれ変位を主とし (たとえば活断層研究会, 1991), 変位センスは異なっている。

三重県 (2000) は, この断層中央部の松阪市六呂木地区で, 河成低位 1 段丘面 (L 面) が 1.4 m 上下変位していることを示しているが, 横ずれ変位速度は明らか



第 18 図 濃尾平野から伊勢湾北部に至る南北地質断面図。

ボーリング地質断面は、大上ほか (2009) に基づき、岩淵ほか (2000) による ISE-1 ボーリングに独自に解釈を加えた。海底の音波探査断面は本調査 (佐藤, 2025; A-5 断面) による。N 値柱状図は国土交通省の国土地盤情報検索サイト Kumi Jiban 所収の近傍のボーリングデータによる。陸域地質の層相、年代及び堆積環境は大上ほか (2009) を引用。

Fig. 18 North-South geological cross section from the Nobi Plain to the Ise Bay.

Drilling geological cross section is after Ogami *et al.* (2009), added original interpretation to the ISE-1 marine drilling (Iwabuchi *et al.*, 2000). Marine seismic profile is after this work (A-5 geological cross section in Sato, 2025). N-value cross sections are after the neighborhood drilling data in the ground information website "Kumi Jiban" by the Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism. Litho-facies, age and sedimentary environment of terrestrial geology are after Ogami *et al.* (2009).

になっていない。

六呂木断層と重力異常の間に明瞭な関係は認められない。

6.6.2.8 片野断層 (活断層研究会, 1991)

片野断層は, 六呂木断層から南に派生する南北走向東落ちの断層である。三重県 (2000) はこの断層沿いで先新第三系基盤岩に逆断層を認め, 三重県 (2001) はトレンチ調査によって完新統が逆断層に関連すると考えられる西落ちの引きずり構造を示すことを記載していることから, 本断層は逆断層と考えられる。断層長は約 2 km である。この断層は, 松阪市片野地区で櫛田川の河成中位 1a 段丘面 (H2 面), 河成低位 1 段丘面 (L1 面), 河成低位 2 段丘面 (L3 面) に, それぞれ 5.1 ~ 8.4 m, 2.0 ~ 3.6 m, 0.7 m 変位させており, 平均変位速度は 0.04 ~ 0.14 m / 1,000 年と考えられている (三重県, 2000)。

この断層と重力異常の間に明瞭な関係は認められない。

6.7 伊勢丘陵内部の構造

伊勢丘陵には, 東西性と南北性の活構造が存在する (たとえば吉田, 1984)。これら伊勢丘陵内部の構造の大部分は, 丘陵の東縁を画する養老-桑名-四日市断層帯, 布引山地東縁断層帯東部, 西縁を画する鈴鹿東縁断層帯及び布引山地東縁断層帯西部を越えて東西に連続しない。

ここでは北から順に記載する。

6.7.1 市之原^{いちのほら}撓曲 (竹村, 1984)

竹村 (1984) の市之原撓曲は, 市之原断層 (吉田ほか, 1991) にあたり, 活断層研究会 (1991) をはじめ多くの活断層調査では北勢-多度撓曲と記載している。本報告では市之原撓曲として記載する。

市之原撓曲は, 養老山地南麓から北勢丘陵を西北西-東南東に伸びる長さ約 8 km の南落ちの構造である。吉田ほか (1991) は, この構造が右横ずれ成分を持つ可能性を指摘しているが, 鈴木 (1983) や岡田・東郷 (2000), 今泉ほか (2018) など変動地形研究ではこの断層について横ずれ変位を指摘していない。

この撓曲は東海層群を 90 m 変位させる (吉田ほか, 1991) ほか, 桑名市前山地区で河成高位 3 段丘面を約 18 m, いなべ市上麻田地区で河成中位 1a 段丘面を約 15 m 変位させる。

なお, 吉田 (1984), 吉田ほか (1991) は, 北勢丘陵の東海層群を変位させる短い東西性の断層 (山之色断層, 内山断層, 矢合川断層など) を記載しているが, 本調査では第四紀後期の基準面の変形を確認すること

ができなかったため, 地質図中にはこれらを鮮新世~第四紀中期の構造として記載した。

6.7.2 嘉例川^{かれがわ}撓曲 (活断層研究会, 1991)

活断層研究会 (1991) は桑名市西方の丘陵に南北走向で中位段丘面を東落ちに変位させる撓曲 (嘉例川撓曲) が存在することを明らかにし, 吉田ほか (1991) は, ほぼ同じ場所に東海層群や力尾層を変位させる, 逆断層を伴う褶曲帯 (多度-嘉例川褶曲帯) を記載した。その後, 岡田・東郷 (2000), 今泉ほか (2018), 石山 (2019) などは, この断層について詳しく記載している。この断層褶曲帯では, カラブリアン期初頭の嘉例川テフラを含む東海層群が一部で直立するほか, それを傾斜不整合に覆う力尾層も急傾斜する。また, この撓曲の南延長では高位~中位段丘面が系統的に西傾斜する (たとえば岡田・東郷, 2000)。しかし, 愛知県 (2003a) の反射法地震探査測線 (西端部) では, この撓曲近傍に顕著な構造を認めたい。このため, 本調査の地質図ではこれを副次的な断層として記載した。

6.7.3 北勢盆状構造 (吉田, 1990)

北勢丘陵の東海層群は, 大局的に見ると四日市市小牧地区 (新四日市ジャンクション西付近) を中心とする円形の向斜盆状の構造をなす (吉田, 1990)。一方, 北勢丘陵の背面に広く発達する高位段丘面 (高位 2 段丘・高位 3 段丘) や中位段丘面は, 小牧地区以西を含めて北勢丘陵の大部分の地域で西傾動し (太田・寒川, 1984; 石村, 2013), 中位段丘面と沖積面の比高や沖積平野の広がりから考えて小牧地区の 5 ~ 6 km 西方・石博東地区から菰野町菰野地区付近を向斜軸とする, 著しく軸が西に偏った向斜変形を示す。この傾動・向斜変形は, 少なくとも員弁川から三滝川の間南北 10 km の区間で生じている。また, 上記の向斜軸 (沈降部) の西移動は, 伊勢丘陵を横断する三重県 (2004a) と Sato *et al.* (2009) の反射法地震探査結果にも示されている。

6.7.4 中勢丘陵の褶曲群

鈴鹿川~安濃川間 (中勢丘陵) では, 東海層群中に東西~北西-南東走向の開いた褶曲 (高野尾背斜, 志登茂向斜, 豊野向斜, 一身田背斜) が発達する (吉田, 1987; 吉田ほか, 1995)。しかし, これらを横断する第四紀後期の変位基準は乏しく, 第四紀後期の活動は明らかでない。このため, 本調査の地質図では, これらを鮮新世~第四紀中期の構造として記載する。

6.7.5 安濃^{あのう}撓曲 (活断層研究会, 1991)

安濃撓曲は, 上記の豊野向斜北翼に位置し, これと

低角で斜交する東北東-西南西走向で南落ちの撓曲である。

安濃撓曲は河成高位3段丘面を約15 m、河成中位1a面を約12 m南落ちに撓曲変位させている。

この撓曲について、鈴木ほか(2010)は西方の一志断層(布引山地東縁断層帯西部)に、今泉ほか(2018)は、東方の白子-野間断層に連続する可能性を示した。しかし、阿漕テフラの分布から、少なくとも東海層群を変位させる一志断層と安濃撓曲が連続するとは考えにくい。また、中勢丘陵東側の海岸低地(本調査のB-2松阪-津断面)では、白子-野間断層は最終間氷期海成泥層に少なくとも5 m以上の明確な変位は認めがたいことから、最終間氷期以降に白子-野間断層と一連の構造として安濃撓曲が活動したことを積極的に示す証拠は得難い。このため地質図上には、変位地形が認められる約3 km区間のみを活構造として記載した。

6.7.6 久居断層(新称)

久居断層は、次に述べる風早池断層、小山断層とともに、南勢丘陵を南北に縦断する東落ちの断層である。この構造は、岡田・東郷(2000)の井戸山町付近の構造と天花寺付近の構造を一括したものである。このうち北部の井戸山町付近の構造は、久居台地の中位1a面と中位1b面を境する段丘崖と一致しており、従来の研究(たとえば鈴木ほか, 2010)では推定断層として記載されてきたが、①久居台地の中位1a面に背斜状ないし逆(西)傾斜の変位地形が連続して認められること、②久居台地地下の最終間氷期海成泥層上面に5~10 mの高度差が認められること、③久居台地の南方、中村川の低位1段丘面及び中位1段丘面に西傾動及び向斜変形が認められること、④三重県(2001)による反射法地震探査(松阪市井之内-堀之内測線)の東端部で中新統が東傾斜すること、からこれを活断層として認定した。断層の長さは約7 kmである。

6.7.7 風早池断層(八木・寒川, 1980)

風早池断層は、久居断層の1~3 km西を北東-南西に伸びる長さ約1.5 kmの逆断層である。次の小山断層とは雲出川低地を隔て、走向が異なるものの、連続する構造と考えられている(池田ほか, 2002)。両者を合わせた全長は、約7 kmである。

八木・寒川(1980)は、この断層により津市風早池北部周辺に分布する河成高位3段丘面(諸戸山面)に11 mの変位が生じていることを示し、さらに三重県(1999)は、段丘面(H2面)の構成層をボーリングによって確認した上で、この面に9.8~10.2 mの変位が生じていることを示し、さらにH2面を12万年前の基準面として、平均変位速度を0.08~0.09 m/1,000年と算定

した。しかし、三重県(1999)のボーリングデータでは、段丘堆積物中の礫の大半がクサリ礫であるとする記述があることから、三重県(1999)のH2面(諸戸山面)は、最終間氷期ではなく中期更新世の段丘であり、上記の変位速度は過大な値と考えられる。

6.7.8 小山断層(山田, 1953)

小山断層は、南勢丘陵を南北に伸びる長さ3 kmの、西側低下の逆断層である。

三重県(2001)はこの断層南端部にあたる中村川沿いで反射法地震探査を行い、中新統(一志層群)の撓曲変形を確認している。反射法探査測線の範囲だけで一志層群は約400 m上下変位している。

三重県(2000)は、津市小山地区において河成高位3段丘面(H1面)に5~6.8 mの変位が生じていることを示し、この段丘の形成年代を15万年前として平均変位速度を0.03~0.05 m/1,000年と算定した。

この断層の南部は、顕著な重力急変帯とほぼ一致する。

7. 地質断面図解説(海陸地質断面図・陸域地質断面図)

10万分の1地質断面図は、海域の音波探査データ(佐藤, 2025)、各種ボーリングデータ(佐藤・中島, 2025;阿部・中島, 2025;阿部ほか, 2025;小松原, 2025)、地表の露頭データ(小松原・本郷, 2025;小松原, 2025及び既往研究で記載された露頭データ)を元に作成した。ボーリングデータは、柱状図データから防災科学技術研究所・産業技術総合研究所(2010)のソフトウェアを用いて断面図を作成し、地層の側方連続性、柱状図中の記事、標準貫入試験値などに基づいて主要基準面を側方に追跡して表記した。また、テフラなど層序解釈上重要なデータは、断面図中に表記した。

ここでは、海陸地質断面図(A-1~A-7)及び陸域地質断面図(B-1~B-10)について、特に活構造に留意して概要を記す。

7.1 A-1(松阪-美浜断面)

本断面は松坂市市街地南西の平野部(松阪市焼橋付近)から榎田川と平行に北東に向かいGS-KSD-1ボーリングを経て松阪港に至るボーリング断面と、GS-KSD-1の東約5 kmから美浜町内海沖に至る海域音波探査断面、及びその延長の、知多半島南部を横断して内海付近の海成中位1a段丘と美浜町矢梨地区の河口成中位1b段丘の露頭を結ぶ断面である。松阪港近傍の海陸断面のオフセットは約5 km、内海近傍の海陸断面のオフセットは約1 kmである。

松阪市地下には砂質土がちの沖積層と厚い沖積基底礫層が発達する(佐藤・中島, 2025)。沖積基底礫層の下位には, 花粉組成から濃尾平野の熱田層よりも下位の地層と対比される可能性が高いと考えられる中部～下部更新統が存在する(GS-KSD-1 ボーリング: 佐藤, 2020; 佐藤・中島, 2025)。

知多半島南西岸の中新統分布地域には標高 40 m 前後に旧汀線をもつ離水波食棚起源の海成段丘が分布する。この海成段丘は薄いベニヤ礫層に覆われるが, 礫の風化程度や表土の色調から最終間氷期の海成段丘と考えられる(小松原, 2025)。小松原(2025)では, この段丘を中位 1a 段丘に対比している。一方, 知多半島南部東岸には海成層を厚さ 5～10 m の河成砂礫層が覆う河口成段丘堆積物(牧野内, 1980 の矢梨層)が広く分布する。この段丘堆積物上部の礫層からは少量ながら温暖期花粉が得られており, 小松原(2025)は海成層を最終間氷期前期の海成層, 段丘面を中位 1b 段丘に対比している。この海成層の上面は削剥されているもの, 矢梨付近では標高 10 m 付近に海成層の上端が認められることから, 内海地区との間で比高 30 m 余りの上下変動が生じた可能性が高いと考えられる。

7.2 A-2 (津-美浜断面)

本断面は, 中勢丘陵東部の鈴鹿市越智地区から海岸低地の津市千里地区に至る陸域の露頭・ボーリング断面と, 千里沖から西に美浜町野間沖に至る海域音波探査断面及び知多半島の野間周辺の露頭を結んだ陸域の断面を統合したものである。千里近傍の海陸断面のオフセットは約 2 km, 内海近傍の海陸断面のオフセットは約 1.5 km である。

越智地区の標高 10 m 付近にある海成シルト層からは, 現地性の *Anadara inflata* (アカガイ) の化石, その上位の河成砂礫層中に挟在するシルト層からは暖温帯性の *Sapium sebiferum* (ナンキンハゼ) のほか, *Melia azedarach* (センダン), *Styrax japonica* (エゴノキ) などの種子化石が産出している(山田・森, 1969)。これらの化石産地は千里断層の西(隆起)側に位置し, 最終間氷期海成泥層の上面は 10～15 m 付近に位置すると考えられる。

知多半島西岸の野間地区には広く海成段丘堆積物(野間層)が分布する。この段丘堆積物は近藤(1962), 牧野内(1980)によって詳しく記載されているが, 今のところ確実な年代資料は得られていない。小松原(2025)は, 表土の色調と礫の風化程度からこれを中位 1a 段丘堆積物とし, そのうちの標高 25 m 付近に堆積面を作る「中部シルト層」を最終間氷期海成泥層としている。一方, 本調査の音波探査測線近傍の, 中部空港調査会(1994)の音波探査(EW 8 測線)によると, 最終間氷

期海成泥層上面(音探区分の C1 上面)は伊勢湾断層の西側で -60 m 付近に位置している。このことから, 伊勢湾断層系中部地区における最終間氷期海成泥層上面の比高は 85 m 程度と考えられる。

7.3 A-3 (鈴鹿-常滑断面)

本断面は, 鈴鹿川右岸の低地(鈴鹿市平野地区)から Sato *et al.* (2009) の反射法地震探査断面の約 1 km 南に沿って鈴鹿市長太の海岸に至る陸上ボーリング断面, 長太沖から常滑市街沖の東西海域音波探査断面(103 測線), 及び常滑市街から同市多屋地区に至る海成中位 1a 段丘堆積物の露頭断面を統合したものである。

鈴鹿市市街地周辺地下では沖積層の下位に厚さ数 m の粘性土層が連続する。この粘性土層は海岸付近(B-3 断面)まで断続的に追跡でき, 最終間氷期の海成泥層に連続する可能性が高い。鈴鹿市須賀地区周辺では泥層上面が 5 m 程度西落ちに撓曲変位している可能性が高い。これは, 本断面の北約 1 km を並走する Sato *et al.* (2009) の反射法地震探査断面で認められている四日市断層による変位とともに, 当断層南端部の変形を示すと考えられる。

常滑市の市街地から多屋地区周辺には多屋層(牧野内, 1980)と呼ばれる海成層を挟む段丘堆積物が広く分布する。牧野内(1980)や木村・細山(1985), 細山ほか(1987)の柱状図によると, 多屋層(下部多屋層)中の標高 10～20 m 付近に海成泥層が分布する。細山ほか(1987)によると, この層準から *Abies* などの植物化石と *Cyclina sinensis* (オキシジミ), *Crassostorea gigas* (マガキ) の貝化石が産出している。この地層からは確実な年代資料は得られていない。また植物化石群集は現在よりも若干寒冷な気候を示唆すること, 潮間帯に特徴的な貝化石を産出することから, 本調査で追跡している最終間氷期海成泥層の典型的なものとは異なる時代・環境の堆積物である可能性をもつ。このような問題は含まれるが, この海成泥層を最終間氷期海成泥層として, 中部空港調査会(1994)の音探区分 C1 上面と対比すると, 中部空港調査会(1994)の EW 4 測線における伊勢湾断層西側の同層準の標高 -60 m から, 伊勢湾断層系中部におけるこの層準の比高は約 75 m と求められる。

7.4 A-4 (四日市-知多沖断面)

本断面は, 四日市市西日野地区から天白川沿いに四日市港の石油タンクヤードに至るボーリング断面と, 四日市港から知多市長浦沖に至る東西音波探査断面(101 測線)を統合したものである。四日市港石油タンクヤード周辺のボーリングデータは埋立前に行われた海上ボーリングを含めて広範囲・豊富にあり, かつ音

波探査は四日市港防波堤直近まで行われており、両者は構造と並行方向（南北）に約 1 km のオフセットがあるものの、ほぼ連続的な構造断面が得られている可能性が高い。

陸域のボーリングに関しては四日市港近傍で南陽層相当層基底から熱田層上部基底の間の層準を確定することが難しい（小松原，2025）という問題がある。しかし北勢平野西部では、濃尾層相当層基底及び最終間氷期海成泥層上面を確実に追跡することができる。本断面近傍の四日市断層西側における最終間氷期海成泥層の分布は極めて限られており、この断層の東西を横断してこの基準面を追跡することはできないが、河口成中位 1a 段丘面の山側基部の高度（標高約 30 m）と断層東側の最終間氷期海成泥層上面高度（同 -28 m 前後）の比高（約 58 m）に対して地形補正を行って、その変位量は 40 m 前後と見積もられる（小松原，2025）。

本断面は四日市市内において阿倉川背斜-四日市断層を横断する。音波探査断面の反射面の特徴から捉えられた最終間氷期以上の物性境界面と石油タンクヤード沖のボーリングデータに示された層相境界面は大きな矛盾なく連続する。このうち、特に最終間氷期海成泥層上面は四日市断層東側で標高 -65 m 前後に、阿倉川背斜西側で同 -30 m 前後に位置しており、この構造によって約 35 m 変位していると考えられる。

7.5 A-5（木曾川-伊良湖水道断面）

本断面は木曾川左岸沿いのボーリング断面と、木曾川河口から 5 km 南西にオフセットして伊勢湾を南北に縦断する海域の音波探査断面（5 測線）及び白子-野間断層の北から伊良湖水道に至る北西-南東方向の音波断面（406 測線）を統合したものである。

木曾川左岸では、濃尾層から第一礫層に至る層準が模式的に示されている。木曾川河口近くのボーリングでは標高 -70 m 付近に最終間氷期海成泥層上面が位置する。なお、この断面の濃尾層基底は北ほど深くなっているように見えるものの、木曾川河口背斜などの影響も考えられる。

7.6 A-6（安城-立馬崎沖断面）

本断面は、安城市今本町地区から西尾市大郷山の西麓を通り矢作古川河口に至るボーリング断面と、矢作古川河口の約 2 km 沖から佐久島の東を通り渥美半島の立馬崎北沖に至る海域音波探査断面を統合したものである。断面上の大郷山南西には GS-NSO-2、矢作古川下流部の断面の約 2 km 西には愛知県の地下水観測井 ISJ がある。また、矢作古川から西尾市鎌谷地区に至る約 4 km 区間では断面の 1～2 km 東に横須賀断層が並走する。

陸域の断面の北部は中位 1a 段丘、中央部は中位 1b 段丘、南部は沖積面に位置する。この断面は碧海台地の東部に位置し、中位段丘堆積物の層相側方変化が著しく、最終間氷期海成泥層と考えられる粘性土層は認められない。地質断面図上では、この粘性土層を「最終間氷期粘性土層」として記載した。また大郷山-八ツ面山丘陵を横断する区間の周辺では、先新第三系基盤岩上面が大きな起伏をもって埋没している、GS-NSO-2 では、先新第三系基盤岩を覆って、チバニアン期の Ks-10（MIS 13～14：中里ほか，2003；Okuda *et al.*，2006）ないし Ks-18（MIS 15：中里ほか，2003；Okuda *et al.*，2006）に対比されるテフラを挟有する海成泥層が沖積層下に伏在する（阿部ほか，2024）。ISJ においても同じ層準が沖積層の下位に伏在する（阿部ほか，2024）。

7.7 A-7（美浜-豊橋沖断面）

本断面は、知多半島南部の美浜町矢梨の露頭の河口成中位 1b 段丘堆積物と、その東南東約 5 km 沖から佐久島の北を通して三河湾を東西に横断して豊橋港南部に至る音波探査断面を統合したものである。

矢梨では、A-1 断面で記したように河成堆積物に覆われる海成泥層上面が標高 10 m 付近に露出する。

7.8 B-1（伊勢-松阪断面）

本断面は、伊勢市二見浦から海岸沿いに津市の津松阪港に至るボーリング断面で、断面上には、南東端の GS-ISE-1、北部・松阪港（榎田川河口）の GS-KSD-1 孔の、2つの基準ボーリング（佐藤，2020；佐藤ほか，2018，2021；佐藤・中島，2025）が位置するほか、北端部の宮川、雲出川下流域を対象とする川瀬（2003，2012）及び Funabiki *et al.*（2010）による沖積層研究の資料を収録して作成されたものである。

二見浦の GS-ISE-1 では、厚さ 40 m に達する厚い沖積層が確認された（佐藤ほか，2018）一方で、現在の宮川河口から榎田川河口に至る区間では沖積層は厚さ数 m の浜堤成の砂層に限られ、その下位には明野原台地を構成する中位 1a 及び 1b 段丘堆積物に相当すると考えられる砂礫層（熱田層相当層）が厚く発達する。木村・竹原（1965）は、この地域の中位段丘堆積物中に beach gravel 状の礫層が挟在することを報告しているが、海成泥層は認められていない。また、海岸低地地下では砂礫層下に達するボーリング資料は少なく、その分布を明らかにすることはできなかった。津松阪港では多数のボーリングで沖積層下に熱田層に対比される古伊勢湾層（建設省計画局ほか，1962）が認められ、最終間氷期海成泥層が追跡できる。また、松阪港と五十鈴川河口では中部～下部更新統と考えられる堆積

物が認められる。これは、A-1 断面で海底の伊勢湾層の下位に緩く傾斜する堆積物が広く分布することと調和的である。

7.9 B-2 (津-松阪断面)

本断面は、津市白子から津松阪港まで海岸に沿い、津松阪港から B-1 断面の 1 ~ 2 km 程度内陸側を通過して櫛田川下流右岸の松阪市東黒部地区に至る断面である。この断面北端部の基準ボーリング GS-SZK-1 及び 2 (佐藤ほか, 2019, 2020 ; 佐藤・中島, 2025) の詳細検討のほか、中~南部でいくつかの既存地盤調査ボーリング資料について再検討・年代測定を実施して断面図を作成した。この断面の北半部にあたる津市の志登茂川以北区間は、三重県 (2005) の反射法地震探査測線と近接平行する。

本断面は大部分が千里断層及び高茶屋断層沈下側の、海岸沿いに細長く伸びる低地の浜堤上に位置する。このような地形条件のため、沖積層のうちの「中部泥層」以下の地層が発達する地区は限られているが、沖積層の下位に古伊勢湾層 (熱田層相当層) が広く追跡できる。また、熱田層の下位には半固結の砂層や粘土層が広く分布し、北端部・千里地区の GS-SZK-1 では東海層群中の御幣橋 1, 2 テフラ (納谷ほか, 2021) に対比される可能性が高いテフラが見つかったこと (佐藤・中島, 2025) から、この地区の海岸沿いには高位段丘堆積物 (海部層相当層) を欠いて古伊勢湾層 (熱田層相当層) が東海層群を直接覆っていると考えられる。この断面中部の津市豊津浦では、三重県 (2005) の反射法地震探査で白子-野間断層の西端部と考えられる東海層群を変位させる明瞭な逆断層が確認されているが、当地区では東海層群と沖積層基底の起伏が大きく、この断層で最終間氷期海成泥層が変位しているか否かを確実に判別することはできない。

この断面の熱田層相当層には変位が認められない。

7.10 B-3 (川越-白子断面)

本断面は、津市白子から海岸線沿い (鈴鹿川派川河口~金沢川河口では一部に海底ボーリングのデータを含む) に四日市港を経て員弁川河口に至るボーリング断面である。断面南端部の津市白子地区は B-2 断面と重複する。この断面の北端付近には名坂 (1984) によって珪藻分析がなされた川越ボーリングが、南端には GS-SZK-1 基準ボーリング (佐藤ほか, 2019, 2020 ; 佐藤・中島, 2025) がある。

この断面のうち南端部の白子地区と鈴鹿市若松地区を除く区間では、幅数 km の沖積平野が発達するが、濃尾層相当層から熱田層上部相当層までの層準は層相の側方変化が著しく、特に濃尾層基底と第一礫層基底に

相当する層準を確定することは難しいことが多い (小松原, 2025)。阿倉川背斜以北では全体に北ほど最終間氷期海成泥層上面が深くなり、かつ沖積層も厚くなる傾向がある。

7.11 B-4 (四日市-名古屋断面)

本断面は内部川右岸から B-3 断面と平行に北東-南西方向に北勢平野を通り、桑名市市街地南方から東西方向に名古屋港の北側・笠寺台地の西に至る断面である。揖斐川以東では B-5 断面の 3 ~ 5 km 北を並走する。濃尾平野西部の弥富コア (YA) 及び十四山コア (AJ) を断面図上に投影した。

この断面では、四日市港周辺~朝明川の区間で B-3 断面の数 100 m ~ 1 km 西を近接並走するが、B-3 断面と異なって最終間氷期海成泥層上面が上位層によって削剥されることなく確実に把握できる地点が多く、阿倉川背斜の変位を明確に把握できる。また、堀川以西の濃尾平野において最終間氷期海成泥層の上面を広く追跡できる。B-5 断面では名古屋港西部で飛島沖断層に伴う傾動帯の東西両端が明確に認識できるが、本断面では堀川から筏川に至る約 10 km 区間が概ね一定の勾配ないし西に向かって漸増する勾配で西低下しており、飛島沖断層に伴う傾動部両端を明確に識別できない。このことから、本断面付近で濃尾傾動運動と伊勢湾断層系に伴う西傾動が漸移していることを示している。

本断面と直交する B-6 断面において最終間氷期海成泥層上面が本断面以南では北傾動する一方、本断面以北ではほぼ水平の構造を示していることは、この断面付近が濃尾傾動盆地の南限であることを支持する。また、木曾川左岸付近では最終間氷期海成泥層上面に約 20 m の変位を与える木曾川河口背斜が認められ、この背斜に伴って濃尾層基底も約 4 m 変位している可能性があるが、本断面の北に平行する愛知県 (2002) の反射法地震探査断面では、木曾川河口背斜にあたる変形は認められない。

7.12 B-5 (朝日-東海断面)

本断面は、知多半島の付け根にあたる東海市南脇地区から名古屋港及び木曾三川河口部を東西に横断し、揖斐川右岸から朝日町埋縄地区に至るボーリング断面である。この断面の近傍では、天白河口断層調査にかかわる層序ボーリング (No. 1 ~ 3 : 名古屋市断層調査委員会, 1999)、名古屋港及び伊勢湾岸道関連のボーリングコアの試料分析 (たとえば No. 1, TB-1 など: 大平, 1996 ; 牧野内ほか, 2006 ; 中島ほか, 2025)、地盤沈下観測井コアの試料分析 (YA 及び AJ : 森, 1980a ; 古澤, 1988 など)、及び川越町内の地盤調査ボーリングコアの微化石分析 (名坂, 1984)、桑名断層調査にかかわる埋

縄地区ボーリング (栗田, 1997) など多くの地質学的研究が行われており、伊勢湾沿岸で最も層序が明確にされている。

この断面では、①名古屋港の 1P-B ボーリングにおいて伊勢丘陵の東海層群中に分布するが知多半島・尾張丘陵には分布しない南谷 I テフラ (MnI = 大阪層群の土生滝 I テフラに対比される) の可能性があるテフラ層が見出されること、②名古屋港東部に想定される長浦沖断層延長部における東海層群上面の比高は 30 m 程度 (勾配は $30 \text{ m} / 3 \text{ km} = 1 / 100$) と小さいこと、③名古屋港から木曾川河口まで第四系上部が全体に西傾動するが、特に B-6 断面 (飛島村) から弥富市楠地区に至る幅約 2 km では顕著な傾動が発達し、ここで最終間氷期海成泥層上面に 25 m の比高が生じていること、④この顕著な傾動は飛島沖断層の北端部と捉えることができること、⑤伊勢湾断層系の最も西に位置する断層の延長部北端部は熱田層以上の地層に顕著な変形をもたらしていないこと、などが明らかになっている。

7.13 B-6 (名古屋-飛島断面)

本断面は、名古屋市西部・中川区江松地区から飛島村飛島ふ頭 (名古屋港西部) を経て名古屋港南のポートアイランドに至る南北方向のボーリング断面である。この断面には熱田層下部に達する多くのボーリングがある。この断面の約 3 km 西を愛知県 (2001) の反射法地震探測線が並走する。

この断面では、最終間氷期海成泥層上端を多くの地点で確認でき、その構造が明確に把握できる。同層準は、ポートアイランド北端付近で標高 -30 m 付近に位置するが、その南北に向かって低下する。特にポートアイランド北端から B-4 断面に至る 7 km 区間でこの層準は約 20 m 低下するが、これは堆積時の初生勾配と逆方向に北に向かって低下することから、構造的な変形とみなされる。愛知県 (2001) の反射法探測断面も、類似した傾向を示すが、特に B-5 断面付近よりも南において堆積層下部の北傾動が顕著である。

7.14 B-7 (木曾岬-知多断面)

本断面は木曾川河口付近から名古屋港南のポートアイランド、名古屋港南東側の知多市長浦沖の埋立地を経て知多半島付け根の知多市長浦地区に至る北西-南東方向のボーリング断面である。木曾川河口から名古屋港西端の弥富市富浜地区に至る 4 km 区間ではボーリングデータを収録できなかったが、特に名古屋港東部地域では多数のボーリングデータを収録した。

ポートアイランド以東では、濃尾層基底の埋没谷に削られて熱田層上部の砂質土層は薄い、その下位の最終間氷期海成泥層上面は追跡できる。この層準は名

古屋港東航路の約 2 km 幅の区間で西に急傾斜し、この間で約 30 m の比高をもつ。これは長浦沖断層による変形と考えられる。一方、ポートアイランドから木曾川河口の間の最終間氷期海成泥層上面の比高は 15 m 余りと大きなものではないが、この間では最終間氷期海成泥層に達するボーリングデータが不足しているため、飛島沖断層の活動性については判断できない。

7.15 B-8 (大府-安城断面)

本断面は、愛知県 (2003b) の反射法地震探測断面の約 1 km 南に並走して西三河平野を北西-南東に横断する断面である。この断面の大部分は碧海台地を通る。

この断面は碧海層中の海成層分布域 (松島, 1990 ; 牧野内, 2005) の北端部にあたり、碧海層の層相の側方変化が著しい。しかし、場所によって貝化石の含有や厚い粘性土など海成粘土層であることを示すボーリング記事の記述から碧海台地西部では最終間氷期海成泥層上面を特定することができる。また、安城市街の地下については牧野内 (2005) により、海成粘土層に連続する可能性が高い陸成粘性土層の層準が特定されており、一部の試料についてはこれを基にほぼ同一の層準を追跡することが可能である。この部分を断面図上に最終間氷期泥層上面と記した。それによると、最終間氷期海成泥層上面は安城市街では標高 0 ~ 4 m に、境川沿いの低地では標高 -5 m 付近に位置している。

7.16 B-9 (東浦-知立断面)

本断面は、東浦町藤江から安城市今本町に至る南西-北東方向の断面で、大部分が碧海台地上に位置する。

この断面は、最終間氷期に内湾に海が入り込んだ場所 (松島, 1990) にあたり、多くのボーリングデータに貝化石の産出が記載されている。このため、最終間氷期海成泥層上面を多くの地点でほぼ確実に特定できる。この層準から産出する貝化石について、松島 (1990) は詳しく記載し、ハイガイとマガキに代表される干潟群集が圧倒的に優勢で、ウラカガミガイやイヨスダレガイなどの内湾泥底群集が含まれること、カモノアシガイのような熱帯種を含む温暖な海域に生息する種が含まれること、を明らかにしている。このような貝化石群集からみて、この断面及び B-10 断面では最終間氷期の中でも特に温暖な時代 (MIS 5e) にごく浅い干潟的な環境で堆積した可能性が高い。

この泥層の上面は、大府-大高断層東側・境川沿いの沖積平野では標高 -16 m 付近に、知立市昭和地区で標高 +3 m 付近に位置しており、西三河傾動に伴って西側が傾動沈下している可能性が高い。しかし、松島 (1990) の貝化石群集解析結果からみて、当地域の最終間氷期海成泥層には初生的に様々な水深で堆積した堆積物が

含まれている可能性が指摘できる。このため、この傾動についてはさらに検討が必要である。

7.17 B-10 (境川-衣浦港断面)

本断面は境川及び愛知県(2005)の反射法地震探査測線に沿って衣浦港南の衣浦ポートアイランドに至るボーリング断面である。

この断面の北部・東浦町藤江以北では高根山撓曲～大高-大府断層の東(沈降)側を通り、南部では高浜撓曲の西(隆起)側を通る。B-9断面で記したように、この断面周辺での碧海層下部海成泥層中には貝化石が豊富に含まれ、しばしばボーリングデータに記載されているため、最終間氷期海成泥層の上面を精度よく特定することができる。ただし、断面南部の衣浦港周辺については、沖積層が碧海層を削り込んで堆積しているため、この基準面の標高が本来の初生の堆積面よりも下位に誤認されている可能性は否定できない。

大高-大府断層近傍では最終間氷期海成泥層上面が削剥されて、正確に変位量を求めることはできないが、衣浦大橋付近と藤江地区のボーリングデータ(約4kmのデータ不足区間がある)の比高からは約6mの変位が求められる。また、この断層の南(隆起)側では沖積層直下に東海層群が出現するが、このような関係は半田市の市街地など高浜撓曲西側の知多半島東岸で一般的に認められている。

8. 議論

8.1 伊勢湾沿岸域における最終間氷期海成泥層上面の成因と変位基準面としての適用性について(最終間氷期海成泥層構造図・陸域地質図)

本調査では、最終間氷期海成泥層上面を変位基準面として追跡し、その標高分布に基づいて多くの地点における活構造の変位速度を求めたほか、新たに推定活断層を認定した。この基準面の成因・形成環境とその適用性について検討する。

8.1.1 最終間氷期海成泥層上面の地質と成因

調査対象の陸域、特に平野・段丘地下のボーリングデータでは、最終間氷期海成泥層上面(すなわち熱田層下部の第5粘土層と、それを覆う砂層の境界)は、①第5粘土層が厚い塊状の海成粘土層である一方、これより上位の熱田層上部の粘土層(第4粘土層以上の粘土層)は薄く側方連続性が悪いこと、②第5粘土層直上の砂質土層がN値40以上の締まりの良い砂であることに対して、第4粘土層より上位の砂層のN値は一般に20～40でありこれより締まりが悪いこと、という特徴的な層相組み合わせから、多くの研究で広範囲

に追跡されてきた(たとえば名古屋グループ, 1969; 土質工学会中部支部, 1988)。さらに、③第5粘土層から温暖期花粉化石群集が得られ(吉野, 1968; 須貝, 2025など)、その上位の砂質土層からOn-Pm-1が得られること(Kobayashi *et al.*, 1968; 水野, 1996など)という特徴が明らかにされている。

この層準は、粒径が上方粗粒化する中で漸移境界であるため層準認定に個人差があることや、初生的に数m以下の起伏があること(牧野内ほか, 2005, 2013など稠密ボーリング断面図では数m以下の起伏が記されている)、濃尾平野の縁辺部(桑原ほか, 1982)や北勢平野(小松原, 2025)などでは局所的に上位層によって削られていること、といった問題はあるが、沿岸陸域ではほぼ確実に追跡できる。また、伊勢湾の沿岸海底ボーリング(岩淵ほか, 2000; 中部空港調査会, 1994; 天野ほか, 2019)でも同様の層相組み合わせや、下位の塊状粘性土から温暖期花粉化石が得られること、上位の砂質土層下部からOn-Pm-1が認められること、から陸域と一連の層準として認識されている。

この層準の成因・形成環境と初生的な形状について考察する。

濃尾平野地下に分布する熱田層下部粘土層では、上記の熱田層下部/上部境界が整合漸移することと調和的に、海生珪藻種の比率が上方に向かって漸減することが示されている(森, 1980a)。また、熱田層下部粘土層だけでなく上部砂層の基底部からも貝化石が見出されている(たとえば土質工学会中部支部, 1988; 牧野内ほか, 2013)。このことは、熱田層下部粘性土層と上部砂質土層が海底における一連の堆積過程で形成されたことを示す。このような熱田層下部/上部境界部の層相組み合わせは、濃尾平野地下の沖積層(南陽層)下部/上部境界部の層相組み合わせとよく似ている。すなわち、熱田層下部が厚い塊状粘性土層からなり、それを漸移整合的に覆う熱田層上部の基底(第4粘土層の下位)に発達する砂層がN値40以上の締まりの良い砂層であること(桑原ほか, 1982)や、これらがともにしばしば貝化石を含むこと(桑原ほか, 1982; 牧野内ほか, 2013など)は、南陽層下部が厚い塊状粘性土層からなり、それを覆う同層上部の砂質土層がN値20～40の比較的締まりの良い砂を主体とすることや、南陽層下部から上部にかけて貝化石が含まれることと、よく似ており(第18図)、熱田層下部/上部境界は南陽層の下部/上部境界と同様の環境下で形成されたことを強く示唆する。

南陽層の詳細な層相及び堆積環境変化に関する解析結果(大上ほか, 2009; 堀ほか, 2014など)は、南陽層下部塊状粘性土層/上部砂質土層という堆積相の変化は、内湾底からデルタ前置斜面へという海底における

一連の環境変化に対応したものであること明らかにしている。また、彼らの¹⁴C年代値に基づく堆積速度解析(第18図)は、この層準で1 cm / 年以上の大きな堆積速度で時間間隙なく堆積物が累重したことを明らかにしている。このことから、熱田層下部 / 上部境界(最終間氷期海成泥層上面)は、上位層に整合に覆われた内湾底の泥質堆積物の堆積面であり、一連で低起伏の堆積面とみなされる。南陽層下部 / 上部境界は、標高-10 ~ -15 m 付近(地殻変動や地盤沈下を考慮しない実測値)に位置しており(Niwa *et al.*, 2011a; 堀ほか, 2014)、現在の本曾三川河口沖海底で標高-5 ~ -15 m の海域に勾配が急なデルタ前置斜面が形成されていること(たとえば国土地理院, 1973; 海上保安庁海洋情報部, 2015)と矛盾しない(第18図)。

南陽層の下部 / 上部境界の標高が場所によって異なること(大上ほか, 2009; 堀ほか, 2014)や、現在の伊勢湾内のデルタ前置斜面基部の水深にばらつきがあること(たとえば海上保安庁海洋情報部, 2015)から考えて、内湾泥底 / デルタ前置斜面境界の初生的な形態は、厳密には水平面ではない。しかし、現在の海底地形や南陽層下部 / 上部境界の形状からみて、その起伏は一定範囲内に収まる可能性が高い。すなわち、伊勢湾中央部の海底平坦面の標高が最深部で-40 m であるのに対し、デルタフロント基部の標高が最深部で-20 m を越えないことからその範囲は概ね20 m 以下、最大に見積もっても40 m 以内に収まると考えられる。伊勢湾沿岸域の最終間氷期海成泥層上面は、この程度の初生的な起伏をもった一連の基準面として扱うことができるだろう。

8.1.2 最終間氷期海成泥層上面の形成条件・形成期間に関する考察

この基準面が現在の海岸線をまたいで沿岸部に広く連続的に形成された条件について考察する。

沿岸域の海成堆積物の母材の主要な供給源のひとつとして、河川から供給される陸源砕屑物が考えられる。陸源砕屑物は、河川河口部(デルタ)から距離が離れた場所や強い沿岸流が働く場所、及び砕屑物供給量の小さな河川の周辺など供給速度に対して削剥速度が大きな沿岸海域では、堆積物として厚い地層が残らない可能性がある。しかし、伊勢湾・三河湾には砕屑物供給速度が大きな河川が流入し、かつ伊良湖水道によって外洋と隔てられた閉鎖的な内湾環境にあるため、砕屑物が湾内にトラップされて堆積しやすいと推定される。

羽佐田(2015)は濃尾平野における沖積層の堆積速度の時空間変遷を検討したが、その結果、人為に伴う堆積速度増加が顕著な最近1,000年間を除いた6,000年

前~1,000年前の5,000年間における堆積物の総量は $13,372 \times 10^6 \text{ m}^3$ であることを明らかにしている。この堆積物は基本的に本曾三川から供給された陸源砕屑物を母材とすると考えられる。この堆積速度($26,700 \times 10^5 \text{ m}^3 / 1,000 \text{ 年}$)で伊勢湾(三河湾を除く現在の容積は $33,900 \times 10^6 \text{ m}^3$)が埋積され続けるならば、今後1,000年間で現容積の8%弱が本曾三川由来の砕屑物で埋積されると計算される。他の河川からも伊勢湾に砕屑物が供給されることを考慮すると、伊勢湾の埋積速度はこれより大きく、1,000年で10%程度の速度で伊勢湾の容積は減少していく可能性が高い。

ところで、最終間氷期前期亜間氷期(MIS 5e)の高海水準期の持続期間に関しては様々な見解があり、現在盛んに議論されている。たとえばBini *et al.* (2020)は、南イタリアの海食洞中の堆積物等の年代を用いて約125 ka以降海水準は上下変動しつつ次第に低下していったとしている一方で、Dumitru *et al.* (2023)はバハマ諸島のサンゴ礁年代等に基づいてMIS 5e(117~128 ka)を通じて高海水準が持続したことを示している。このように現時点では最終間氷期の汎世界的海水準変動の実態は十分に明らかにされているとは言えない。しかし、安定大陸であり、かつ大陸氷床から遠く離れ氷河性アイソスタシーの影響を受けにくい西オーストラリアにおいて、MIS 5eの1万年以上にわたり高海水準が持続したと考えられていること(Dutton and Lambeck, 2012)から、縄文海進の最盛期から現在に至る期間(約7,000年間)と同程度ないしそれ以上の長期にわたって高海水準が持続した可能性が高いと考えられる。

仮にMIS 5eの濃尾平野~伊勢湾の概形が完新世と同様で、かつ高海水準期が約1万年間持続したならば、この間に現在の伊勢湾容積の約1/4に達する $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ 立方メートル程度の陸源砕屑物が供給され、デルタ前置斜面は平均すると現在の海陸境界の数km以上沖まで前進していた可能性が高い。すなわち、最終間氷期海成泥層上面は、この時代に内陸から現在の海岸線を越えて数km沖まで一連の堆積面として形成されたものと考えて大きな問題はない。

ただし、前述のようにMIS 5eの高海水準持続期間については未だ検討の余地がある上、MIS 5eの高海面期からMIS 5dの海面低下期に至る海面変化過程については未だ確実な見解が得られていない。このことを考慮して、本稿では白子沖(本曾川河口から約30 km南)まで最終間氷期海成泥層上面上位の砂層中にOn-Pm-1粒子が認められること(天野ほか, 2025)から、少なくともこのテフラ噴出(約10万年前)以前には最終間氷期海成泥層上面が形成されていたことは確実と考え、この面の形成年代を10~12.5万年前として記載した。

8.2 伊勢湾沿岸地域の活構造の特徴に関する議論

伊勢湾沿岸地域の活構造には, 従来漠然と考えられてきたネオテクトニクスに関する主要概念=①地殻変動の累積性, ②地殻変動様式の地域性, ③第四紀変動の速さの一様性, ④第四紀における地殻応力の方向性とその継続性=(笠原ほか, 1991)のうち, ①, ③, ④に反する特異な特徴が認められる。以下にそれを列記する。

8.2.1 地殻変動の累積性

伊勢湾周辺地域で最も活動的な構造・変動である養老-四日市-桑名断層帯の活動とその東側の濃尾傾動運動について, 桑原・牧野内 (1989), 須貝・杉山 (1999) は共に, 第四紀に加速しているものの, この運動が定向累積的に進行したことを明らかにしている。しかし, 詳細にみると, この変動が必ずしも単純に累積してきたとは言いきれない。

牧野内 (2017) は, ①濃尾平野臨海部の東西断面において, 熱田層下部に挟在する長島テフラ (BT36) の層準について, 平野東部では熱田層下部の海成粘土層上部に挟在する一方, 平野西部では海成粘土層下部に挟在すること, ②海部層上部の海成粘土 Am 3 層 (At-Th を挟有するため, 確実に層位を同定できる) の厚さを濃尾平野の東部と西部で比較すると, 両者で変わらないか, 東部でより連続性の良い厚い海成粘土を有すること, の2点から, 濃尾傾動運動は一方向的に西ほど大きく沈降するのではなく, 東部の方が早期にかつ大きく沈降した時代が複数回あった可能性を指摘している。この点について, 牧野内ほか (2022) は再検討の余地があると言及しているが, 濃尾傾動盆地の地殻変動が単純に定向累積的に進行しているのではない可能性を強く示唆するものである。

また, 小松原 (2020c) は遺跡発掘調査で確認された古代の生活面の埋没深度や現存史跡・建造物などの資料から, 養老断層及び桑名断層の最新活動である 1586 年天正地震時に, 濃尾平野西部で顕著な沈降を生じることがなかったことを示し, 断層西側で大きな隆起が生じた一方で断層東側の沈降は顕著ではなかったことを明らかにした。一方, 最終間氷期の基準面や東海層群基底は, それぞれ隆起側で +50 ~ 70 m, +780 m, 沈降側では最低地点で -170 m, -2,000 m 余りに位置しており, 地質学的長期間における変動パターンは天正地震時の地殻変動とは異なって隆起よりも沈降が卓越する。このことは, 地震間に断層周辺を沈降させる地殻変動が生じていること, すなわち単純な地震性地殻変動の累積によって濃尾傾動盆地が沈下しているのではないことを意味している。これは, 牧野内 (2017) に示された現象とは時間スケールが異なり, 一概に地殻

変動の定向累積性を否定するものではないものの, 濃尾傾動運動の実態や機構を考察する上で考慮すべき現象ではないだろうか。

8.2.2 第四紀変動の速さの一様性

養老-桑名-四日市断層帯の平均変位速度に関しては, 第 5 ~ 7 表に示すように, 3つの断層においてそれぞれ複数の研究が行われている。その結果, 完新世と第四紀後期 (MIS 8 以降) における平均変位速度として, 養老断層, 桑名断層, 四日市断層のそれぞれについて, 4 ~ 5 m / 1,000 年と 1.7 m / 1,000 年 (養老断層), 2.4 ~ 3.5 m / 1,000 年と 0.8 ~ 1.3 m / 1,000 年 (桑名断層), 1.2 ~ 3.5 m / 1,000 年と 0.3 ~ 0.7 m / 1,000 年 (四日市断層) という値が得られている。研究ごとに変位基準や変位量の求め方が異なっているにも関わらず, かつ3つの断層で共通して, 完新世における変位速度のほうが第四紀後期の 10 万年程度の期間における変位速度よりも大きい。また, それは誤差範囲を超えた違いがある (大上・須貝, 2006 ; 石村, 2013 ; 小松原, 2025)。

この変位速度の違いに関しては, ①完新世に変位速度が増加したことを示す, ②地殻変動速度の長期的な「揺らぎ」に起因する, という2つの考え方が成り立つ。①については, 以下のデータが支持する。

i) 牧野内 (1980) は, 知多半島の海成段丘において, 中位段丘と高位段丘の比高は, 中位面と沖積面 (あるいは低位段丘) の比高よりも小さいことから, 知多半島の隆起が中位段丘形成後に顕著になったことを示している。

ii) Sugai *et al.* (2016) の GS-NB-1 コアの珪藻分析によると, このコアで最初に海生珪藻が出現する層準は弥富 4 粘土層 (MIS 15) であるが, Am 3 層 (MIS 7) に至るまで外洋性珪藻種は認められず, 外洋性の珪藻はもっぱら熱田層下部と南陽層の海成粘土層中に出現する。このことは, 濃尾傾動地塊の沈降運動が弥富層・海部層の堆積期と比較して熱田層下部堆積ないしそれに先立つ寒冷期以降に活発化したことを示すと考えられる。

iii) 伊勢湾岸で海成高位段丘が認められたのは知多半島で 2 段 (高位 2 及び 3 段丘面), 伊勢丘陵で 1 段にすぎず, 知多半島の高位 1 段丘堆積物は温暖期の堆積物であるにもかかわらず河成堆積物によって構成される。また, 濃尾平野東部では, 第二礫層と熱田層が広く下位 (八事層・唐山層) 上にオーバーラップしているが, その下位に海部層相当の高位段丘堆積物は認められていない。

以上は, すべて伊勢湾周辺の地殻変動は熱田層堆積期ないし海部層上部堆積期以降に活発化したことを示している。これを考慮すると, 完新世の地殻変動が更

新世の地殻変動よりも活発化している可能性を否定できない。

一方、②の地殻変動の長期的な揺らぎは、先に述べた定向累積性に反する変動とともに理解されるべき課題かもしれない。また、単純に完新世と後期更新世以降という10倍以上の時間の異なる期間に生じた現象を単純比較してよいのかという問題も残されている。

いずれにしても、現時点では当断層帯の活動性が最近の地質時代に顕著に増加していること、その実態に関する上記2つの考えのいずれが妥当か明確に判別できていないこと、は確かといえる。

8.2.3 第四紀における地殻応力の方向性とその継続性

伊勢湾周辺では、養老-鈴鹿-四日市断層帯や猿投-知多断層帯のような南北走向の逆断層が多い一方で、知多半島付け根付近の天白河口断層や高横須賀断層、伊勢湾内の白子-野間断層、伊勢丘陵の市之原撓曲や安濃撓曲のような東西性の断層も少なくない。これらのうち、市之原撓曲や安濃撓曲では変位地形から見て横ずれ成分が含まれる可能性は低い。また、白子-野間断層に関しても、これまでに行われた海域の音波探査や陸域の反射法地震探査ではいずれも逆断層に特有の断面構造が得られており、フラワー構造など横ずれ断層に特徴的な構造は認められていない。

このことは、伊勢湾周辺地域では、最大圧縮主応力が東西方向の応力場を反映して形成された構造と、それが南北の方向の応力場を反映して形成された構造が、第四紀後期に共存することを意味する。

このような構造が発達する機構については今後の課題であるが、ここでは、その背景について考察する。牧野内 (1976)、Makinouchi (1979) は知多半島の東海層群と武豊層 (本稿の高位1段丘堆積物) に変位を与える褶曲・撓曲について詳しく記載し、その走向が武豊層堆積前までは北西-南東方向であったことに対して、武豊層堆積以降は北北西-南南東方向へと変換していることを明らかにしている。武豊層の堆積年代については未だ明らかにできていないが、花粉組成 (小松原・本郷, 2025) から第四紀中期~後期の可能性が高い。このような比較的最近の地質時代に応力方位が転換した場合、一定地域の構造運動センスが一斉に変換するのかどうか、検討する価値がある。さらには、応力方位の変換がどのような時間スケールで生じるのか検討することも重要な課題であろう。当地域をはじめとする近畿三角地帯では、第四紀中期に運動センスが変化した構造や活動を開始ないし停止した構造が多数存在する (たとえば寒川, 1999; 水野ほか, 2002)。

本調査地域を含む近畿三角地帯周辺の活構造評価にあたっては、以上のような地域特有の問題が残されて

いることも考慮する必要があると考えられる。

9. 今後の課題

本稿では伊勢湾・三河湾周辺の活構造について、分布と形態及び主として後期更新世の基準面の変位量に基づく変位速度を記載した。しかし、未解明の課題が数多く残されている。

①本調査では、明褐色の表土を伴い、風化した礫を含むものの、クサリ礫を多く含まない、海成堆積物を挟有する段丘堆積物を、表土の色調や堆積物の風化程度をもとに最終間氷期の段丘堆積物 (中位1a及び1b段丘堆積物) として認定した。しかし、テフラなど確実な編年資料が得られた地点は極めて限られており、確実に最終間氷期堆積物を認定するためには、さらに検討が必要と言える。

②中位1a段丘と1b段丘の区分やそれらの詳細な地形発達過程は、本調査では解明できなかった。当地域と同じく最終間氷期に離水時期や形成過程の異なる段丘が形成されている事例は、東京湾周辺でも認められており、最終間氷期海成泥層の形成及び残存条件の解明と併せてこのような地形の形成過程を解明することは、地形発達過程復元といった理学的な面のみならず、活構造評価の面でも重要な課題と考えられる。今後さらに検討すべきであろう。

③第8章で述べたように、多くの地点で変位基準として用いた最終間氷期海成泥層上面の形成年代や堆積深度には幅がある。特に幅広い構造 (傾動や幅広い撓曲) や、隆起側では海成段丘の旧江線や河口段丘面の高度、沈降側では最終間氷期海成泥層上面を基準として両者の比高から変位量の上限值を求めた構造については、平均変位速度に大きな誤差が含まれており、西三河傾動運動のように後期更新世以降における傾動運動を確実に認定できなかったものがある。この層準の年代と古水深については、さらに検討する余地が大きい。古水深の復元にあたっては底棲生物化石による古環境復元が課題解決の鍵となるだろう。特に貝形虫は古水深の有力な指標でありこの問題の解決に期待されるが、貝形虫は地域ごとに優先する種が異なっており (たとえば池谷・塩崎, 1993)、古水深を推定するにあたっては、地域ごとに現生群集の生息深度を求める必要がある。

以上について、今後とも検討されることが望まれる。

謝辞: 本研究に当たっては、愛知県、三重県をはじめとする関係地域の自治体・公共機関及び現地住民みなさまから、ボーリングデータの提供や現地調査へのご協力など多面的なご支援をたまわった。

また水野清秀氏, 納谷友規氏, 田辺 晋氏をはじめとする産総研地質情報研究部門平野地質研究グループの皆様, 東北大学大学院理学研究科の堀 和明氏, 東京大学新領域創成科学研究科の須貝俊彦氏, 奈良大学文学部の羽佐田紘大氏からは, 多くのご助言・ご助力をいただいた。同部門シームレス地質情報研究グループの阿部朋弥氏にはボーリングデータを収集・整理していただいた。熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センターの田中源吾氏からは貝形虫分析研究の現状についてご教示いただいた。元土木研究所の稲崎富士博士からは, 三河地震後の空中写真についてご教示いただいた。牧野内 猛博士, 岡田篤正博士ほか地学研究の先輩方をはじめとする多くの方々から多面的なご助言を賜った。そのおかげで, この研究は一応の完成に至った。

多くの関係者の方々に厚く感謝申し上げます。

文 献

- 阿部朋弥・中島 礼 (2018) 西三河南西部における高浜断層沿いの地下地質 (予報). 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 76, 29-43.
- 阿部朋弥・中島 礼・納谷友規 (2018) 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). 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 76, 29-43.
- 阿部朋弥・中島 礼・納谷友規 (2019) 西三河平野西部, 油ヶ淵低地におけるボーリング調査. 平成 30 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 79, 71-86.
- 阿部朋弥・中島 礼 (2025) 矢作川下流低地の中～南部における沖積層の層序・基底地形. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 阿部朋弥・水野清秀・納谷友規 (2024) テフラ対比に基づく愛知県西三河平野地下に分布する更新統の年代層序. 地質調査研究報告, 75, 1-19.
- 阿部朋弥・水野清秀・納谷友規・中島 礼 (2025) 西三河平野中～南部における更新統の地下層序の再検討. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- Adachi, M. and Kuwahara, T. (1980) A petrographical study of sediments from a 600m well, southern Nobi Plain of central Japan: Researches on a tectonically controlled Plio-Pleistocene sedimentary basin. *Journal of Earth Sciences of Nagoya University*, 28, 33-55.
- 愛知県 (2000) 平成 11 年度濃尾平野の地下構造調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi6Cfrm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 30 日).
- 愛知県 (2001) 平成 12 年度濃尾平野に関する地下構造調査 (反射法地震探査・総合開析等) に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi5Bfrm.htm> (閲覧日: 2024 年 6 月 10 日).
- 愛知県 (2002) 平成 13 年度濃尾平野の地下構造調査に関する調査報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi6frm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 16 日).
- 愛知県 (2003a) 平成 14 年度濃尾平野の地下構造調査報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi7Afrm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 30 日).
- 愛知県 (2003b) 平成 14 年度三河地域堆積平野地下構造調査に関する調査成果報告書. 地震本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi7Bfrm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 23 日).
- 愛知県 (2004) 平成 15 年度三河地域堆積平野地下構造調査に関する調査成果報告書. 地震本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi8frm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 23 日).
- 愛知県 (2005) 平成 16 年度三河地域堆積平野地下構造調査 (地震探査編) に関する調査成果報告書. 地震本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi9Afrm.htm> (閲覧日: 2024 年 6 月 1 日).
- 愛知県活断層調査委員会 (1996) 平成 7 年度地震関係基礎調査交付金 加木屋断層, 高浜撓曲崖に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による活断層調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Aichi3frm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 14 日).
- 愛知県活断層調査委員会 (1998) 平成 9 年度 岐阜-宮断層及び養老-桑名-四日市断層帯に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による活断層調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Aichi3frm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 23 日)

- 日).
- 愛知県活断層調査委員会 (1999) 平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 猿投山断層帯に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による活断層調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Aichi3Bfrm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 13 日).
- 愛知県史編さん委員会 (2010) 愛知県史 別編 自然. 愛知県, 700p.
- 天野敦子・清家弘治・大上隆史・田村 亨 (2019) 伊勢湾・三河湾の海洋堆積物採取調査の概要. 平成 30 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 79, 1-11.
- 天野敦子・田村 亨・大上隆史・佐藤善輝・入月俊明・中島 礼・小松原 琢 (2025) ボーリング試料を用いた更新世以降の伊勢湾層序の推定と白子-野間断層の活動度推定. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 安城市史編集委員会 (2005) 「新編安城市史 11 (資料編 自然)」. 安城市, 612p.
- 荒木慶雄 (1953) 三重県安濃川流域の新生界. 三重大学研究紀要, **10**, 63-68.
- 荒木慶雄 (1960) 津市附近に於ける第三紀層の地質・古生物及び堆積構造. 三重大学学芸学部研究紀要特別号, **1**, 118p.
- 荒木慶雄 (1980) 「津市地盤地質調査報告書」. 津市, 118p.
- 荒木慶雄・北村治郎 (1971) 三重県津市周辺の見当山層. 竹原平一教授記念論文集「中部地方の鮮新統及び更新統」, 27-33.
- 栗田泰夫 (1997) 桑名断層の第四紀後期の活動性調査. 地質調査所研究資料集, no.303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告書), 95-104.
- 栗田泰夫・吉田史郎 (1991) 桑名断層及び四日市断層の完新世における活動. 活断層研究, **9**, 61-68.
- Bini, M., Zanchetta, G., Drysdale, R. N., Giaccio, B., Stocchi, P., Vacchi, M., Hellstrom, J. C., Couchoud, I., Monaco, L., Ratti, A., Martini, F. and Sarti, L. (2020) An end to the Last Interglacial highstand before 120 ka: Relative sea-level evidence from Infreschi Cave (Southern Italy). *Quaternary Science Reviews*, **250**, 106658.
- 防災科学技術研究所・産業技術総合研究所 (2010) ボーリングデータ処理システム. <https://www.geo-stn.bosai.go.jp/software/boring/index.htm> (閲覧日: 2024 年 10 月 30 日).
- 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.
- 中部空港調査会 (1996) 「平成 8 年度中部新国際空港建設予定地周辺土質補足調査報告書」. 193p.
- 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**, 415-435.
- 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**, 573-594.
- 檀原 徹・山下 透・岩野英樹・竹村恵二・林田 明 (2010) 琵琶湖 1400 m 掘削試料の編年: フィッショーン・トラック年代とテフラの再検討. 第四紀研究, **49**, 101-119.
- 土木学会原子力土木委員会 (1999) 深溝断層・横須賀断層の調査結果. 原子力発電所の立地多様化技術-断層活動性評価技術-(C 級活断層の分類と電子スピニング法による断層年代測定), 103-125.
- 土質工学会中部支部 (1987) 「名古屋地域地質断面図集」. 名古屋地盤図出版会, 77p.
- 土質工学会中部支部 (1988) 「最新名古屋地盤図」. 名古屋地盤図出版会, 487p.
- Dumitru, O. A., Dyer, B., Austermann, J., Sandstrom, M. R., Goldstein, S. L., D'Andrea, W. J., Cashman, M., Creel, R., Bolge, L. and Raymo, M. E. (2023) Last interglacial global mean sea level from high-precision U-series ages of Bahamian fossil coral reefs. *Quaternary Science Reviews*, **318**, 108287.
- Dutton, A. and Lambeck, K. (2012) Ice volume and sea level during the Last Interglacial. *Science*, **337**, 216-219.
- Funabiki, A., Haruyama, S., and Huang Thai Dinh (2010) Holocene evolution of the Kumozu River delta, Mie Prefecture, central Japan. *The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **49**, 201-218.
- 古川博恭 (1972) 濃尾平野の沖積層-濃尾平野の研究, その 1-. 地質学論集「日本の海岸平野」, no. 7, 39-59.
- 古澤 明 (1988) 名古屋市東部, 鳴子丘陵の瀬戸層群 矢田川累層. 地球科学, **42**, 257-266.
- 古澤 明 (1990) 濃尾平野西南部地下における東海層群及び海部累層・弥富累層の火山灰層とその対比. 地質学雑誌, **96**, 883-901.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄 (1989) 「御在所山地域の地質」. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 145p.
- 羽田裕貴・中谷是崇・水野清秀 (2022) 西三河平野西南部油ヶ淵低地下の更新統古地磁気層序. 地質調査研究報告, **73**, 1-17.
- 羽佐田紘大 (2015) GIS を用いたボーリングデータ解析に基づく濃尾平野の 3 次元構造と堆積土砂量の

- 復元. 地理学評論, **88**, 118-137.
- 羽佐田絃大・堀 和明 (2025) 濃尾平野の沖積層. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 畠山 明・春日 明・桑原 徹 (1979) 木曾川河口における 600 m ボーリング (I) 層序. 日本地質学会 学術大会講演要旨, 第 86 年学術大会, 74-74.
- 服部 豊 (1969) 西三河平野に発達する高位段丘. 名古屋地学, no. 25, 2-13.
- 林 唯一・三浦幸伸 (1973) 岡崎市南部の新生代層. 愛知教育大学研究報告 (自然科学), **22**, 133-150.
- 本郷美佐緒 (2009) 大阪堆積盆地における中部更新統の花粉層序と古環境変遷. 地質学雑誌, **115**, 64-79.
- 堀 和明・野々垣 徹・松原功育・中島 礼・中西利典・洪 完・牧野内 猛 (2014) デルタフロント堆積物の特徴と既存ボーリング柱状図の再検討: 濃尾平野を例に. 地形, **35**, 233-249.
- 堀 和明・羽佐田絃大・石井祐次・高橋瑛人 (2019) 濃尾平野の沖積層と地形. 地学雑誌, **125**, 73-85.
- 星 博幸・出口久美子 (2013) 東海層群に挟在する Znp-大田テフラ層の古地磁気再検討. 豊橋市自然史博物館研究報告, **23**, 1-9.
- 星 博幸・服部憲児・田中里志・宇佐美 徹・中川良平・津村善博・小竹一之・森 勇一 (2013) 三重県亀山地域に分布する東海層群のガウス-松山古地磁気極性境界. 地質学雑誌, **119**, 679-692.
- 細山光也 (1995) 知多半島北部の東海層群-層序対比及び猿投-知多上昇帯の実態. 地球科学, **49**, 89-108.
- 細山光也・伊奈治行・木村一朗 (1987) 常滑市の多屋層より産出する化石群集, 名古屋地学, no. 49, 1-5.
- 藤田和夫・太田陽子 (1976) 第四紀地殻変動. 日本第四紀学会編「日本の第四紀研究 その発展と現状」, 東京大学出版会, 127-152.
- 飯田汲事・坂部和夫 (1972) 三河地震における深溝断層の延長部について. 地震第 2 輯, **24**, 44-55.
- 池田幹生 (1975MS) 「三河地震の地震断層と被害」, 名古屋大学文学部地理学教室修士論文.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内裕崇・佐藤比呂志 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 池谷仙之・塩崎正道 (1993) 日本海沿岸内湾性介形虫類の特性-古環境解析の指標として-. 地質学論集, no. 39, 15-32.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 「活断層詳細デジタルマップ 新編」. 東京大学出版会, 141p+USB メモリ.
- 井上宇胤 (1950) 昭和 20 年 1 月 13 日の三河地震について. 験震時報, **14**, 49-55.
- 井関弘太郎 (1956) 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について. 名古屋大学文学部研究論集, **14**, 85-102.
- 井関弘太郎 (1983) 「沖積平野」. 東京大学出版会, 145p.
- 井関弘太郎・森山昭雄・藤井昭二 (1982) 名古屋港周辺の完新統とその基底地形. 第四紀研究, **21**, 145-151.
- Ishida, S., Maenaka, K. and Yokoyama, T. (1969) Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **75**, 183-197.
- 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.
- 石山達也 (2019) 1:25,000 活断層図 養老-桑名-四日市断層帯とその周辺「桑名」改定版 解説書. 国土地理院, 10p.
- 石山達也・鈴木康弘・千田 昇・廣内大助 (2018) 活断層図「桑名 (改定版)」国土地理院技術資料, D1-No.925, 国土地理院.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A. and Takemura, K. (2004) Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B12408.
- 市原 実 (1993) 大阪層群の古地磁気研究. 市原 実編「大阪層群」, 創元社, 290-295.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan -A standard stratigraphy of the Osaka Group-. *Journal of geosciences Osaka City University*, **19**, 1-29.
- 伊藤 忍・木下佐和子 (2025) 高浜撓曲と横須賀断層の間の断層空白域における反射法地震探査. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 伊藤 忍・木下佐和子・山口和雄 (2025) 三重県北部における反射法地震探査-千里断層の地下構造と連続性-. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 伊藤 孝・牧野内 猛・古澤 明・鳥越祐司 (1998) 知多半島の活撓曲を切る 2 種類の断層. 地質学雑誌,

- 104, 538-549.
- 伊藤 孝・牧野内 猛・古澤 明・鳥越祐司 (1999) 知多半島の高横須賀断層及び河和断層周辺の地質. 名城大学理工学部研究報告, **39**, 155-162.
- 糸魚川淳二 (1971) 知多半島北西部知多町付近の常滑層群 瀬戸層群の研究 その2. 竹原平一教授記念論文集「中部地方の鮮新統及び最新統」, 93-98.
- 糸魚川淳二 (1975) 表層地質. 愛知県土地分類基本調査「岡崎」, 愛知県, 25-36.
- 糸魚川淳二 (1988) 表層地質. 愛知県土地分類基本調査「蒲郡・師崎」, 愛知県, 48-65.
- 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. 貝類学雑誌, **27**, 62-75.
- 岩淵 洋 (2000) 内湾の活断層—大阪湾と伊勢湾—. 第四紀研究, **39**, 303-314.
- 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.
- 地盤工学会 (2006) ジオテクノート 15 濃尾平野の地盤—沖積層を中心に—. 地盤工学会, 128p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) 養老—桑名—四日市断層帯の評価. 地震調査研究推進本部ホームページ「主要活断層の長期評価」. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/67_yoro_kuwana_yokkaichi.pdf (閲覧日: 2024年5月30日).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) 伊勢湾断層帯の評価. 地震調査研究推進本部ホームページ「主要活断層の長期評価」. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/97_ise-wan.pdf (閲覧日: 2024年5月30日).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004a) 布引山地東縁断層帯の評価. 地震調査研究推進本部ホームページ「主要活断層の長期評価」. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/71_nunobiki-sanchi.pdf (閲覧日: 2024年5月30日).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004b) 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価. 地震調査研究推進本部ホームページ「主要活断層の長期評価」. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/53_54_byobu_ena_sanage.pdf (閲覧日: 2024年5月13日).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 伊勢湾断層帯の評価 (変更). 地震調査研究推進本部ホームページ「主要活断層の長期評価」. https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_katsudanso/f097_isewan/pdf (閲覧日: 2024年5月30日).
- 門村 浩 (1961) 土地分類基本調査, 地形調査. 四日市. 及び付図. 経済企画庁, 43p.
- 海上保安庁海洋情報部 (2015) 1/10万海図「伊勢湾」. 海上保安庁.
- 海上保安庁水路部 (1995) 1:100,000 海底地質構造図「伊勢湾」. 海上保安庁.
- 貝塚爽平 (1950) 桑名市西部の断層地形. 地理学評論, **22**, 352-356.
- 貝塚爽平・木曾敏行・町田 貞・太田陽子・吉川虎雄 (1964) 木曾川・矢作川の地形発達—現地シンポジウムにおける討論と今後の課題. 地理学評論, **37**, 89-102.
- 笠原慶一・杉村 新・松田時彦 (1991) ネオテクトニクスの体系. 笠原慶一・杉村 新編「岩波地球科学選書 変動する地球—現在及び第四紀—」. 岩波書店, 1-31.
- 嘉藤良次郎 (1957) 養老山脉南縁の地質構造及び鈴鹿山脉の形成. 地質学雑誌, **63**, 475-484.
- 嘉藤良次郎・桑原 徹 (1967) 名古屋市付近の新第三系—第四系. 日本地質学会第74年年会地質見学案内書, **3**, 26p.
- 活断層研究会 (1980) 「日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会 (1991) 「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- 川瀬久美子 (2003) 三重県雲出川下流部における海岸低地の形成と堆積環境の変遷. 地理学評論, **76**, 211-230.
- 川瀬久美子 (2012) 伊勢平野南部, 宮川下流域における沖積層の層序と埋没地形. 愛媛大学教育学部紀要, **59**, 179-186.
- 建設省中部地方建設局・水資源開発公団中部支社 (1995) 長良川河口堰調査報告書, **1**, 123p.
- 建設省計画局・三重県 (1962) 「都市地盤調査報告書 伊勢湾南部臨海地帯の地盤」. 大蔵省印刷局, 111p.
- 建設省計画局・愛知県・三重県 (1962) 「都市地盤調査報告書 伊勢湾北部臨海地帯の地盤」. 大蔵省印刷局, 334p.
- 木村一朗 (1959) 三重県津市北西方の第三紀層について. 愛知学芸大学研究報告, **8**, 47-54.
- 木村一朗 (1962) 三重県津市周辺の段丘面と第四系. 愛知学芸大学研究報告 (自然科学), **11**, 91-98.
- 木村一朗 (1968) 三重県松阪市周辺の新生界の地質と地形. 愛知教育大学研究報告 (自然科学), **17**, 81-91.
- 木村一朗 (1971) 伊勢湾西岸地域の中位段丘. 竹原平一教授記念論文集「中部地方の鮮新統及び更新統」,

- 1-12.
- Kimura, I. (1971) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan Part 1. *The Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **20**, 165-181.
- Kimura, I. (1972) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan Part 2. *The Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **21**, 125-150.
- Kimura, I. (1973) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan Part 3. *The Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **22**, 109-131.
- 木村 一郎・細山 光也 (1985) 愛知県知多半島中・南部の更新統の¹⁴C年代. 愛知教育大学研究報告(自然科学篇), **35**, 149-156.
- 木村 一郎・竹原 平一 (1958) 三重県一志郡西部の新生界(演旨). 地質学雑誌, **64**, 702-702.
- 木村 一郎・竹原 平一 (1965) 伊勢湾南部沿岸の段丘(予報). 第四紀研究, **4**, 69-81.
- 木村 一郎・竹原 平一 (1969) 伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位. 第四紀研究, **8**, 73-80.
- 木村 圭司 (2010a) 日本が熱帯だったころ - 1600 万年前の海 -. 愛知県史編さん委員会編「愛知県史別編 自然」, 278-299.
- 木村 圭司 (2010b) 氷期と間氷期のはざま. 愛知県史編さん委員会編「愛知県史 別編 自然」, 319-335.
- 木下 佐和子・山口 和雄・伊藤 忍 (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, 地質調査総合センター速報, no. 76, 45-57.
- Kobayashi, K. (1960) Bearing of “Shinshu Loam” on the Pleistocene geology of Matsumoto basin in Central Japan. *Journal of the Faculty of Liberal Arts and Science, Shinshu University*, **10**, 32-47.
- 小林 国夫・清水 英樹・北沢 和男・小林 武彦 (1966) 御岳第一浮石層 - 御岳火山第一浮石層の研究 その 1 -. 地質学雑誌, **73**, 291-308.
- Kobayashi, K., Minagawa, K., Machida, M., Hisamizu, H. and Kitazawa, K. (1968) The Ontake pumice-fall deposit Pm-1 as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Journal of the Faculty of Science, Shinshu University*, **3**, 171-198.
- 国土地理院 (1973) 沿岸海域基礎調査報告書「四日市・津東部区」. 建設省国土地理院, 43p.
- 国土地理院 (1978) 沿岸海域基礎調査報告書「師崎地区」. 建設省国土地理院, 51p.
- 小松原 琢 (2020a) 知多半島の段丘の地表調査. 令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 81, 67-83.
- 小松原 琢 (2020b) 「河口段丘」の提案. 2020 年日本堆積学会プログラム・講演要旨, 31-32.
- 小松原 琢 (2020c) 養老断層系周辺における 1586 年天正地震時の変動と第四紀累積変動に関する再検討. 歴史地震, **35**, 157-176.
- 小松原 琢 (2021) 北勢平野の地質構造. 令和 2 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告地質調査総合センター速報, no. 82, 49-61.
- 小松原 琢 (2025) 北勢地域陸域の最終間氷期の段丘面・堆積物とその変位. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 小松原 琢・本郷美佐緒 (2025) 知多半島の中位～高位段丘堆積物の層序と花粉組成. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 小松原 琢・秋永康彦・澤田基貴・末廣匡基・寺田龍 (2020) 三重県四日市市垂坂断層の反射法地震探査速報. 令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 81, 85-95.
- 小松原 琢・本郷美佐緒・佐藤善輝 (2025) 伊勢丘陵の最高位段丘堆積層・見当山層の地磁気極性及び花粉組成. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 近藤善教 (1962) 知多半島野間層について. 名古屋地学, no.17, 5-19.
- 近藤善教・木村 一郎 (1987) 師崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 近藤善教・高田康秀 (1972) 表層地質調査. 経済企画庁土地分類基本調査「豊田」. 経済企画庁, 1-22.
- 小瀬知常 (1929) 知多半島の地形及地質. 地学雑誌, **41**, 338-345.
- Kurokawa, K. and Tomita, Y. (1998) The Znp-Ohta Ash; an early Pliocene widespread subaqueous tephra deposit in central Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **104**, 558-561.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, **7**, 235-247.
- 桑原 徹 (1975) 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 愛知県環境部「地盤沈下の実態とその対策に関する調査報告書(第 1 報)」, 111-182.
- 桑原 徹 (1979) 西南日本新生代末の構造運動について. 島弧変動(総研研究報告書), **1**, 63-72.

- 桑原 徹 (1980) 伊勢湾周辺の中部更新統一その分布と断層地塊運動一. 第四紀研究, **19**, 149-162.
- 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. 愛知県環境部編「地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書 (第八報) 昭和 56 年度」, 96-137.
- 桑原 徹 (1985) 濃尾平野の地下水盆. 東海三県地盤沈下調査会編「濃尾平野の地盤沈下と地下水」. 名古屋大学出版会, 35-76.
- 桑原 徹・牧野内 猛 (1989) 傾動盆地の特性-濃尾傾動盆地を例として-. 地球科学, **43**, 354-365.
- 桑原 徹・松永久夫 (1975) 伊勢湾北部の活断層-四日市港断層について-. 日本第四紀学会講演要旨集, **5**, 15-15.
- 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, no. 7, 61-76.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・牧野内 猛 (1982) 熱田層の層序と海水準変動. 第四紀, no. 22, 111-124.
- 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, 愛知県環境部, 29-56.
- 京都大学理学部・財団法人大阪土質試験所・阪神コンサルタント株式会社・株式会社地球科学総合研究所・水資源開発公団中部支社・建設省中部地方建設局 (1996) 反射法地震探査による桑名断層及び伊勢湾断層の深部形態. 地震予知連絡会会報, **55**, 558-559.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰-始良 Tn 火山灰の発見とその意義-. 科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 「新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]」. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, **51**, 562-569.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫・小田静夫・遠藤邦彦 (1984) テフラと日本考古学-考古学研究と関連するテフラのカタログ-. 渡辺直径編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学-総括報告書-」, 865-928.
- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之 (1962) 矢作川下流地域の地形発達史. 地理学評論, **35**, 505-524.
- 牧野内 猛 (1975a) 知多半島南部の常滑層群. 地質学雑誌, **81**, 67-80.
- 牧野内 猛 (1975b) 知多半島南部の武豊層. 地質学雑誌, **81**, 185-196.
- 牧野内 猛 (1976) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺地域の構造運動. 地質学雑誌, **82**, 311-325.
- Makinouchi, T. (1979) Chita movements, the tectonic movements preceding the Quaternary Rokko and Sanage movements. *Memoirs of the Faculty of Science Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, **46**, 61-106.
- 牧野内 猛 (1980) 知多半島中・南部の第四系. 軽石学雑誌, **6**, 27-40.
- Makinouchi, T. (1980) Geology of the Yata area, Tokoname City, Aichi Pref., Japan. *Reports of the Faculty of Science and Technology, Meijo University*, **20**, 190-199.
- 牧野内 猛 (1985) 知多半島武豊丘陵の中部最新統武豊層-層序・地質構造の改定と高位段丘層の再検討-. 地質学雑誌, **91**, 141-153.
- 牧野内 猛 (2005) 地形と地質. 安城市史編さん委員会編「安城市史 11 資料編 自然」, 2-92.
- 牧野内 猛 (2017) 濃尾平野の地下地質に関する若干の課題. 名城大学理工学部研究報告, **57**, 43-48.
- 牧野内 猛・諏訪兼位 (1996) 知多半島中部, 半田市亀崎・有脇地域の地質. 名城大学理工学部研究報告, **36**, 168-175.
- 牧野内 猛・檀原 徹・磯田邦俊 (1983) 伊勢湾東岸部の東海層群及び関連層のフィッシュン・トラック年代とその地史的意味. 地質学雑誌, **89**, 257-270.
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) 及び熱田層下部海成粘土層の年代-臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果-. 地質学雑誌, **107**, 283-295.
- 牧野内 猛・檀原 徹・山下 透・加藤麻衣・大石康雄・塚本征康・武邑圭司 (2003) 安城市の碧海台地 (海成中位段丘) 上に発達する赤色土壌のテフラ分析. 名城大学総合研究所総合学術研究論文集, **2**, 71-77.
- 牧野内 猛・内園立男・塚本将康・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2005) 濃尾平野東縁部の地盤構成. 土と基礎, **53**, 29-31.
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二 (2006) 濃尾平野における第一礫層 (BG) の層位と形成過程. 地質学論集, no. 59, 129-140.

- 牧野内 猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大石 武・杉浦 武 (2011) 愛知県安城市の地下地質. 地質学雑誌, **117**, 79-94.
- 牧野内 猛・塚本将康・檀原 徹・山下 透・内園立男・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2013) 濃尾平野東部の地下地質. 地質学雑誌, **119**, 335-349.
- 牧野内 猛・檀原 徹・堀 和明・野々垣 徹 (2022) 濃尾平野臨海部における沖積層・熱田層の広域テフラ層序と派生した問題. 瑞浪市化石博物館研究報告, **49**, 145-165.
- 松原彰子 (1996) 名古屋港 TB-1 コアの有孔虫群集. 新修名古屋市史自然部会編「新修名古屋市史報告書 2 名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告書」, 17-20.
- 松井 寛 (1943) 三重県四日市市・桑名地方の地質. 京都大学地鉱教室学術報告, **2**, 1-11.
- 松島義章 (1990) 愛知県刈谷付近の碧海層の貝化石. 神奈川県立博物館研究報告, 自然科学, **19**, 19-32.
- 松沢 勲 (1968) 本州中部における傾動運動について - 特に濃尾傾動運動の構造発展 -. 地球科学, **74**, 61-71.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎 (1954) 「名古屋及び付近の地質」. 愛知県建築部, 35p.
- 松沢 勲・桑原 徹 (1964) 濃尾平野の地下構造とその構成. 伊勢湾台風災害の調査研究報告, 名大災害科学調査会, 14-39.
- 松沢 勲・植村 武 (1957) 「知多半島北西部地質図・半田市付近地質図」. 愛知県.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・桑原 徹・木村敏雄・植村 武・都築芳朗 (1960) 猿投山西南部地域の地質, 同地質図. 愛知県, 35p.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・北崎梅香・進藤義武 (1965) 衣浦地区の地質構造及び基盤地質. 建設省・愛知県編「愛知県衣浦地区の地盤, 第3章 都市地盤調査報告書」, **9**, 16-31
- 三重県 (1999) 平成 10 年度 布引山地東縁断層帯に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による活断層調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Mie4frm.htm> (閲覧日: 2024 年 6 月 15 日).
- 三重県 (2000) 平成 11 年度 布引山地東縁断層帯に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による活断層調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Mie4Bfrm.htm> (閲覧日: 2024 年 6 月 15 日).
- 三重県 (2001) 平成 12 年度 布引山地東縁断層帯に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による活断層調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Mie5frm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 22 日).
- 三重県 (2004a) 平成 15 年度 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 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie8frm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 30 日).
- 三重県 (2004b) 三重県内活断層図 (中南勢地域). 三重県ホームページ「防災みえ . Jp」. https://www.bosaimie.jp/resource/X_MIE_mhd00 (閲覧日: 2024 年 5 月 30 日).
- 三重県 (2005) 平成 16 年度 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 地震調査研究推進本部ホームページ「交付金による地下構造調査」. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie9frm.htm> (閲覧日: 2024 年 5 月 30 日).
- Miyakawa, A., Abe, T., Sumita, T. and Ostubo. M. (2020) Half graben and its inversion tectonics revealed by the gravity modeling in Mikawa Bay Region. *Progress in Earth and Planetary Science*, **7**, 63.
- 宮川ちひろ・吉川周作 (1996) 濃尾平野の中 - 後期更新世地下火山灰層序. 日本第四紀学会講演要旨集, **26**, 76-77.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭 (1981) 「亀山地域の地質」. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 128p.
- 水野清秀 (1996) TB-1 コア中の火山灰・軽石分析. 新修名古屋市史自然部会編「新修名古屋市史報告書 2 名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告書」, 35-37.
- 水野清秀・寒川 旭・関口春子・駒沢正夫・杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治・荻谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・栗田泰夫・大井田 徹・片尾 浩・中村正夫・森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・名和一成 (2002) 50 万分の 1 活構造図「京都 (第 2 版)」. 説明書, 活構造図 11, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 50p.
- 森 一郎 (1970a) 上野台地・千里台地の古期段丘礫層. 朝陽, no.2, 1-12.
- 森 一郎 (1970b) 三重県中部の古期第四系 (とくにその供給源). 名古屋地学, no. 26-27, 2-12.
- 森 一郎 (1974) 養老山地内部の鮮新更新統. 名古屋地学, no. 30, 16-26.
- 森 一郎 (1975) 養老山地内部の鮮新更新統 (続報). 名古屋地学, no. 31, 10-25.
- 森 一郎・理科クラブ (1968) 河芸町及び付近の第四紀地質. 朝陽, no. 19, 61-66.

- 森 忍 (1971a) 瀬戸層群, 庵芸層群の火山灰層について—瀬戸層群の研究 その3. 竹原平一教授年論文集「中部地方の鮮新統及び更新統」, 99–111.
- 森 忍 (1971b) 熱田層と沖積層の珪藻化石. 濃尾平野シンポジウム資料, 67–70.
- 森 忍 (1980a) 濃尾平野中部更新統のケイソウ群集. 第四紀研究, **19**, 173–183.
- 森 忍 (1980b) 濃尾平野下の熱田層のケイソウ群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, **7**, 73–83.
- 森 忍 (1984) 愛知県碧南市地下における更新統のケイソウ群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, **11**, 93–99.
- 森 忍・吉野道彦 (1979) 木曾川河口における 600 m ボーリング (III) 微化石層序. 日本地質学会学術大会講演要旨, 第 86 年学術大会, 76–76.
- 森 勇一 (1996) 愛知県飛島村 (TB-1) ボーリング試料より産出した珪藻化石群集. 「新修名古屋市史報告書 2 名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告書」, 9–16.
- 森 勇一・海津正倫・鬼頭 剛・川瀬久美子 (1996) 三重県桑名断層に伴う活構造についての一考察. 活断層研究, **15**, 17–22.
- 森山昭雄 (1987) 木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動. 地理学評論, **60A**, 67–92.
- 森山昭雄 (1990) 中部山岳地域における山地形成の時代性—山はいつ高くなったか?—. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」, 古今書院, 87–100.
- 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 (1996) 西三河平野の活断層と傾動運動. 愛知教育大学地理学報告, **82**, 1–11.
- 森山昭雄・船木伸彦 (1989) 愛知県岡崎周辺の山地地形と地形発達. 地理学報告, no.68, 41–49.
- 森山昭雄・渡辺 崇・鈴木毅彦 (1996) 西三河平野碧海層中の鬼界—葛原テフラ (K-Tz) の発見とその意義. 日本第四紀学会講演要旨集, **26**, 84–85.
- 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, **46**, 61–69.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新・更新世の火砕流堆積物と広域火山灰との対比及び層位噴出年代. 地質学雑誌, **106**, 51–69.
- 名古屋グループ (1969) 伊勢湾周辺の第四系. 地団研専報, no. 15, 319–329.
- 名古屋市 (1998) 平成 9 年度天白河口断層に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ホームページ 交付金による活断層調査. <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Nagoya2frm.htm> (閲覧日: 2024 年 3 月 14 日).
- 名古屋市防災会議地震災害対策部会 (2017) 名古屋市付近に推定されている断層に関する報告書. 名古屋市ホームページ. <https://www.city.nagoya.jp/bosaikikanri/cmsfiles/contents/0000094/94205/02honbun.pdf> (閲覧日: 2024 年 5 月 23 日).
- 名古屋市断層調査委員会 (1999) 「天白河口断層に関する調査報告書 (概要版)」. 名古屋市, 18p.
- 中村俊夫・藤井登美夫・鹿野勘次・木曾谷第四紀巡検会 (1992) 岐阜県八百津町の木曾川泥流堆積物から採取された埋没樹木の加速器 ^{14}C 年代. 第四紀研究, **31**, 29–36.
- 中西利典・竹村恵二・須貝俊彦・中村正信・田澤雄二・松本 博・広瀬昌憲・荻野晃也 (2006) 桑名断層を挟んだ沖積層に記録された古地震イベント. 月刊地球号外, **54**, 194–204.
- 中島 礼・植木岳雪・山崎 徹・高木哲一・斎藤 眞 (2021) 豊田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 91p.
- 中島 礼・本郷美左緒・納谷友規・水野清秀・阿部朋弥 (2025) 名古屋港におけるボーリングコアの解析と地下地質構造. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 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, 60p+2DVD.
- 中山勝博 (1987) 愛知県猿投山周辺の瀬戸層群と猿投—知多上昇帯. 地球科学, **41**, 114–120.
- 中山勝博・吉川周作 (1990) 東海層群の古地磁気層序. 地質学雑誌, **96**, 967–976.
- 中山瑠璃夫 (1948) 昭和 20 年三河地震調査報告, 三河湾の海底変化. 水路要報増刊号, 1–4.
- 中里裕臣・佐藤弘幸・奥田昌明・銚子コア研究グループ (2003) 千葉県北東部犬吠層群 250 m コアのテフラ層序. 日本地質学会学術大会講演要旨, 第 110 年学術大会, 3–3.
- 鳴橋龍太郎・須貝俊彦・藤原 治・栗田泰夫 (2004) 完新世浅海堆積物の堆積速度変化から見た桑名断層の活動間隔. 第四紀研究, **43**, 317–330.
- Naruhashi, R., Sugai, T., Fujiwara, O. and Awata, A. (2008) Detecting vertical faulting event horizons from Holocene faulting in shallow marine sediments on the western margin of the Nobi Plain, central Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 1447–1457.

- 名坂 秀 (1984) 伊勢湾北西部臨海地帯第四紀堆積物の古生物学的研究 - 川越ボーリング・コアの微化石 -. 名古屋地学, no. 45-46, 1-11.
- 納谷友規・岡田 誠・古澤 明・水野清秀 (2021) 関東平野西部毛呂山丘陵と川島コアから発見された第四系最下部の指標テフラ. 地学雑誌, **130**, 331-352.
- 納谷友規・阿部朋弥・水野清秀 (2024) 愛知県西三河平野における過去 100 万年間の浅海生珪藻化石群集の変遷. 地質調査研究報告, **75**, 21-59.
- 日本建築学会東海支部・土質工学会中部支部・名古屋地盤調査研究会 (1969) 「名古屋地盤図」. コロナ社, 279p.
- 楡井 尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末〜中期更新世の花粉生層序. 第四紀研究, **57**, 143-155.
- 西尾市史編纂委員会 (1973) 「西尾市史 - 自然環境・原始古代 -」. 西尾市, 1191p.
- Niwa, Y., Sugai, T., Saegusa, Y., Ogami, T. and Sasao, E. (2011a) Use of electrical conductivity to analyze depositional environments: Example of a Holocene delta sequence on the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International*, **230**, 78-86.
- Niwa, Y., Sugai, T., Yasue, K. and Saito-Kokubu, Y. (2011b) Tectonic tilting and coseismic subsidence along the Yoro Fault System revealed from upper Holocene sequence in the Nobi Plain, central Japan. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **32**, 201-206.
- 濃尾平野地下第四系微化石研究グループ (1974) 濃尾傾動盆地内の第四系. 第四紀, no. 20, 64-78.
- 濃尾平野第四系研究グループ (1977) 濃尾平野第四系の層序と微化石分析. 地質学論集, no. 14, 161-183.
- 大上隆史・須貝俊彦 (2006) 後期更新世以降における四日市断層の活動性評価. 第四紀研究, **45**, 131-139.
- 大上隆史・須貝俊彦・藤原 治・山口正秋・笹尾英嗣 (2009) ボーリングコア解析と ^{14}C 年代測定のもとづく木曾川デルタの形成プロセス. 地学雑誌, **118**, 665-685.
- 大平明夫 (1996) 愛知県飛島村名古屋港西地区におけるボーリングコア (TB-1) の層序・層相. 新修名古屋市史自然部会編「新修名古屋市史報告書 2 名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告書」, 5-7.
- 岡田篤正 (1975) 地形分類. 愛知県土地分類基本調査「半田」, 愛知県, 15-36.
- 岡田篤正 (1979) 「愛知県の地質・地盤 (その 4) [活断層]」. 愛知県防災会議地震部会, 122p.
- 岡田篤正 (1986) 1982 年猿投 (山) 断層 (乙部地区) トレンチ調査. 活断層研究, **3**, 74-79.
- 岡田篤正 (1988) 地形分類. 愛知県土地分類基本調査「師崎・蒲郡」, 愛知県, 11-47.
- 岡田篤正 (2006) 1945 年三河地震断層の変位地形と諸性質. 活断層研究, **26**, 163-192.
- 岡田篤正・東郷正美 (2000) 「近畿の活断層」. 東京大学出版会, 408p.
- 岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内 猛・藤原八笛・伊藤孝 (2000a) 知多半島西岸沖の伊勢湾断層. 地学雑誌, **109**, 10-26.
- 岡田篤正・牧野内 猛・鈴木康弘 (2000b) 愛知県の活断層 (その 2) 活断層文献調査研究 - 尾張地域 -. 愛知県防災会議地震部会, 125p.
- 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, **18**, 1-38.
- 岡崎地質研究会 (1973) 「岡崎市の地質」. 岡崎市・岡崎市教育委員会, 112p.
- Okuda, M., Nakazato, H., Miyoshi, N., Nakagawa, T., Okazaki, H., Saito, S. and Taira, A. (2006) MIS 11-19 pollen stratigraphy from the 250-m Choshi core, northeast Boso Peninsula, central Japan: Implications for the early / mid-Brunhes (400-780 ka) climate signals. *Island Arc*, **15**, 338-354.
- 小野映介 (2004) 濃尾平野における完新世後期の海岸線変化とその要因. 地理学評論, **77**, 77-98.
- 小野映介・海津正倫・鬼頭 剛 (2004) 遺跡分布からみた完新世後期の濃尾平野における土砂堆積域の変遷. 第四紀研究, **43**, 287-295.
- 小野晃司・松本柁夫・都久三千年・寺岡易司・神戸信伸 (1977) 「竹田地域の地質」. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 156p.
- 太田陽子・寒川 旭 (1984) 鈴鹿山脈東麓地域の変位地形と第四紀地殻変動. 地理学評論, **57A**, 237-262.
- 齊藤 毅 (1996) 愛知県飛島村におけるボーリングコア (TB-1) の花粉群集. 新修名古屋市史自然部会編「新修名古屋市史報告書 2 名古屋港西地区ボーリングコア分析調査報告書」, 21-34.
- 坂本 亨・高田康秀・桑原 徹・糸魚川淳二 (1986) 「名古屋南部地域の地質」. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 55p.
- 寒川 旭 (1999) 紀伊半島における中央構造線の活動史と地形発達. 月刊地球, **21**, 643-648.
- 産業技術総合研究所・東海大学 (2013) 沿岸海域における活断層調査 布引山地東縁断層帯東部 (海域

- 部). 地震調査研究推進本部ホームページ「沿岸海域における活断層調査」. https://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h24/h24_nunobiki.pdf (閲覧日: 2024年6月1日).
- Sato, H., Ito, K., Abe, S., Kato, N., Iwasaki, T., Hirata, N., Ikawa, T. and Kawanaka, T. (2009) Deep seismic reflection profiling across reverse faults in the Kinki Triangle, central Japan. *Tectonophysics*, **472**, 86–94.
- 佐藤智之 (2025) 伊勢湾・三河湾沿岸域 10 万分の 1 海底地質図説明書. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 佐藤智之・佐藤善輝・小松原 琢 (2025) 10 万分の 1 伊勢湾・三河湾沿岸域地質図説明書. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 佐藤善輝 (2020) 三重県松阪市, 櫛田川下流域における第四系ボーリング調査 (速報) 令和 2 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 81, 59–65.
- 佐藤善輝・水野清秀 (2018) 伊勢平野北部・鈴鹿市南部における第四紀堆積物の地形・地質調査 (予察). 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 76, 11–18.
- 佐藤善輝・中島 礼 (2025) 伊勢平野中～南部地域における第四系地下地質. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2018) 伊勢湾西岸, 宮川下流域における沖積層ボーリング調査 (速報). 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 76, 19–28.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2019) 三重県関化し南部における第四系ボーリング調査 (速報). 平成 30 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 79, 95–106.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2021) 伊勢湾西岸宮川平野における最終氷期最盛期以降の堆積環境変遷. 地質調査研究報告, **72**, 65–80.
- 佐藤善輝・興津昌宏・田中義文 (2020) 鈴鹿市南部における第四系ボーリング試料の ^{14}C 年代測定と花粉分析 (速報). 令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 81, 19–28.
- 里口保文・樋口裕也・黒川勝己 (2005) 東海層群に挟在する大田テフラと三浦層群のテフラ層との対比. 地質学雑誌, **111**, 74–86.
- 嶋田 繁 (2000) 伊豆半島, 天城カワゴ平火山の噴火と縄文時代後～晩期の古環境. 第四紀研究, **39**, 151–164.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Ramsey, C. B., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 project members (2013) Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian / west Pacific paleoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.
- Sohma, K. (1958) Palynological studies on a peaty lignite and a peat from the environs of Nagoya. *Ecological Review*, **14**, 289–290.
- 末岡 茂・堤 浩之・田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研究への応用. 地球科学, **69**, 47–70.
- 須貝俊彦 (1990) 赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源. 地理学評論, **63A**, 793–813.
- 須貝俊彦 (1995) 木曾山脈・美濃三河高原北部における山頂小起伏面の起源. 東京大学教養学部人文科学紀要人文地理学, **12**, 1–40.
- 須貝俊彦 (2001) 中期更新世テフラによる濃尾平野の地下層序編年と中部傾動地塊運動. 山崎晴雄編「山産地形成史の研究-第四紀火山噴出物を手がかりにして-平成 10～12 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (B) (1) 研究成果報告書)」, 58–64.
- 須貝俊彦 (2011) 1586 年天正地震養老断層震源説を示唆する地形地質学的記録. 活断層研究, **35**, 15–28.
- 須貝俊彦 (2025) 濃尾平野海津市で掘削された 600 m ボーリングコア (GS-NB-1) の過去 90 万年間の地質層序と花粉化石群集-アカガシ亜属の出現率変化と古気候の関係に注目して-. 海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-8, 産総研地質調査総合センター.
- 須貝俊彦・杉山雄一 (1998) 大深度反射法地震探査による濃尾平野の活構造調査. 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 55–65.
- 須貝俊彦・杉山雄一 (1999) 深層ボーリング (GS-NB-1) と大深度地震探査に基づく濃尾傾動盆地の沈降・傾動速度の総合評価. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 77–87.
- 須貝俊彦・杉山雄一・松本則夫・佃 栄吉 (1998a) 深層オールコアボーリングの解析による養老断層の活動性調査. 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 67–74.

- 須貝俊彦・栗田泰夫・下川浩一 (1998b) 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 (平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 75-90.
- 須貝俊彦・杉山雄一・水野清秀 (1999a) 深度600mボーリング(GS-NB-1)の分析に基づく過去万年間の濃尾平野の地下層序. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 69-76.
- 須貝俊彦・伏島祐一郎・栗田泰夫・吾妻 崇・苅谷愛彦・鈴木康弘 (1999b) 養老断層の完新世後期の活動履歴 - 1586年天正地震・745年天平地震震源断層の可能性 -. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 89-102.
- Sugai, T., Sato, T., Mizuno, K. and Sugiyama, Y. (2016) Magnitudes of sea-level falls at lowstands of the past 900,000 years inferred from gravels underlying the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International*, **397**, 422-435.
- 菅沼悠介・鈴木毅彦・山崎晴雄・菊地隆男 (2003) 長野県南部・伊那層群のテフラとその対比. 第四紀研究, **42**, 321-334.
- 杉崎隆一・柴田 賢 (1961) 地下水の地球化学的研究 (第1報) - 濃尾平野の地下構造と帯水層の分布 -. 地質学雑誌, **67**, 335-345.
- 杉戸信彦・後藤秀昭 (2012) 名古屋市街地を縦断する活断層の変動地形学的検討. 日本活断層学会2012年度秋季学術大会講演要旨集, 24-25.
- 杉戸信彦・岡田篤正 (2004) 1945年三河地震の地表地震断層. 活断層研究, **24**, 103-127.
- 杉山雄一・栗田泰夫・吉岡敏和 (1994) 「柳ヶ瀬-養老断層系ストリップマップ」. 構造図 **10**, 地質調査所.
- 諏訪 斉・森 忍・中村俊夫・木曾谷第四紀研究会 (1995) 名古屋市瑞穂区新瑞橋地下鉄工事現場の熱田層. 名大加速器質量分析計業務報告, **6**, 196-200.
- 鈴木康弘 (1983) 養老山地南縁の東西性活撓曲. 日本地理学会予稿集, **24**, 66-67.
- 鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久 (1996) 1:25,000都市圏活断層図「四日市(第1版)」. 国土地理院技術資料, D.1-No. 333, 国土地理院.
- 鈴木康弘・渡辺満久・岡田篤正 (2009) 都市圏活断層図「半田(第2版)」. 国土地理院技術資料, D.1-No. 524, 国土地理院.
- 鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久・岡田篤正・中田 高・熊原康博・後藤秀昭・杉戸信彦・堤 浩之・廣内大助・八木浩司・池田安隆 (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」及び解説書. 国土地理院技術資料, D.1-No.542, 国土地理院, 11p.
- 鈴木康弘・石山達也・岡田篤正・安江健一 (2023) 活断層図「師崎」. 国土地理院技術資料, D.1-No.1078, 国土地理院.
- 竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二 (1961) 「名古屋港の地盤」. 名古屋港管理組合, 36p.
- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦 (1987) 新期御岳テフラ層の層序と時代-中部日本における編年上の意義-. 第四紀研究, **25**, 337-352.
- 竹村恵二 (1984) 三重県員弁地域の鮮新・更新統東海層群-特に岩相層序と火山灰層序の関係について. 地質学雑誌, **90**, 799-813.
- Takemura, K. (1985) The Plio-Pleistocene Tokai Group and the tectonic development around Ise Bay of central Japan since Pliocene. *Memoirs of the faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, **51**, 21-96.
- 田村糸子 (2005) テフロクロノロジーに基づく中央日本の鮮新-更新世環境復元-富山県東部呉羽山礫層の広域テフラ及び室田層の室田凝灰岩と佐布里テフラとの対比からみた飛騨山脈の隆起時期の推定 -. 地学雑誌, **114**, 631-637.
- Tamura, I., Yamazaki, H. and Mizuno, K. (2008) Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephra in central Japan. *Quaternary International*, **178**, 85-99.
- Tamura, I., Okada, M. and Mizuno, K. (2016) An integrated stratigraphy around the Plio-Pleistocene boundary in the Chikura Group, the Boso Peninsula, central Japan, based on data from paleomagnetic, oxygen isotopic and widespread tephra correlation. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **51**, 41-52.
- 寺嶋英志 (1965MS) 「知多半島南部の地質」. 京都大学理学部修士論文, 68p.
- 戸田 茂・川崎慎治・三田村宗樹・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正 (1997) 養老断層の地下構造と活動履歴-三重県多度町における地震探査-. 地震第2輯, **49**, 429-440.
- 陶土団体研究グループ (1994) 岐阜県恵那市周辺の瀬戸層群. 地球科学, **48**, 1-15.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 「姉崎地域の地質」. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 136p.
- 富田裕子・黒川克己 (1999) 中央日本における2.7Ma頃の広域火山灰層; 土生滝I (大阪層群) -MT2 (氷見層群) -Arg-2 (西山層) 火山灰層の対比. 地質学雑誌, **106**, 63-71.

- 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.
- 辻村太郎 (1932) 東北日本の断層盆地(下). 地理学評論, **8**, 977-992.
- 恒石幸正 (1970) 三重県松阪及びその周辺地域の地質構造. 東京大学地震研究所彙報, **48**, 645-667.
- 津屋弘達 (1948) 深溝断層(昭和20年1月13日三河地震の際現れた一地震断層). 東京大学地震研究所彙報, **24**, 59-75.
- 植木忠正・丹羽正和・岩野英樹・檀原 徹・平田岳史 (2019) 中部日本, 鮮新世東海層群中の大田テフラのジルコン U-Pb 及びフィッショントラック年代. 地質学雑誌, **125**, 227-236.
- 植木岳雪 (2014) 愛知県東部, 三好層の古地磁気による編年. 日本第四紀学会講演要旨集, **44**, 34-34.
- 海津正倫 (1979) 更新世末期以降における濃尾平野の地形発達. 地理学評論, **52**, 199-208.
- 海津正倫 (1992) 木曾川デルタにおける沖積層の堆積過程. 堆積学研究会報, **36**, 47-56.
- 海津正倫 (1994) 「沖積低地の古環境学」. 古今書院, 270p.
- 海津正倫 (1996) 熱田台地・熱田層の形成に関する若干の問題. 名古屋大学文学部研究論集, 史学, **42**, 169-182.
- 和田幸雄 (1982) 三重県亀山市周辺の奄芸層群. 地質学雑誌, **88**, 121-139.
- 八木浩司・寒川 旭 (1980) 津市西方における一志断層系の新期断層活動. 東北地理, **32**, 211-216.
- 山田 純 (1953) 南勢の新生界. 三重大学学芸学部教育研究所研究紀要, **10**, 69-71.
- 山田 純 (1994) 表層地質. 土地分類基本調査「伊勢・贄浦」, 三重県, 15-20.
- 山田 純・本田 裕 (1992) 表層地質. 土地分類基本調査「答志・鳥羽・波切」, 三重県, 14-17.
- 山田 純・森 一郎 (1969) 三重県鈴鹿市郡山台地の海成更新統について. 三重大学教育学部教育研究所研究紀要, **43**, 119-122.
- 山口正秋・須貝俊彦・大上隆史・藤原 治・大森博雄 (2006) 高密度ボーリングデータ解析にもとづく濃尾平野沖積層の三次元構造. 地学雑誌, **115**, 41-50.
- 安田敏夫 (1956) 岐阜県牧田川上流地域の地質. 地質学雑誌, **62**, 389-389.
- 吉田史郎 (1982) 三重県四日市市-津市間の奄芸層群について(概報). 日本地質学会学術大会講演要旨, 第89年学術大会, 132-132.
- 吉田史郎 (1983) 三重県四日市市周辺の扇状地・段丘一とくに中位段丘(御館・坂部段丘)の形成時期について. 地質調査所月報, **34**, 497-511.
- 吉田史郎 (1984) 「四日市地域の地質」. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 81p.
- 吉田史郎 (1987) 「津東部地域の地質」. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72p.
- 吉田史郎 (1988) 鈴鹿・養老両山系間の鮮新・更新統東海層群-東海湖終息期の堆積物-. 地球科学, **42**, 1-16.
- 吉田史郎 (1990) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変化. 地質調査所月報, **41**, 303-340.
- 吉田史郎 (2009) (1) 鈴鹿山脈-布引山地とその周辺. 日本地質学会編, 「日本地方地質誌5近畿地方」, 201-202.
- 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.
- 吉田史郎・竹内圭史・吉川清志 (1990) 東海層群最上部と力累層(弥富累層相当層)の対比とその地史的意義. 第四紀研究, **29**, 361-369.
- 吉田史郎・栗本史雄・宮村 学 (1991) 「桑名地域の地質」. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 154p.
- 吉田史郎・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 (2001) 伊勢平野の東海層群火山灰層序. 島根大学地球資源環境学研究報告, **20**, 59-67.
- 吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81-100.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質学雑誌, **105**, 332-340.
- 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.
- 吉川周作・吉田史郎・服部俊之 (1988) 三重県員弁郡付近の東海層群火山灰層. 地質調査所月報, **39**, 615-633.
- 吉川周作・小倉博之・福西佐代 (1993) 大阪平野地下の中・上部更新統火山灰層序. 地質学雑誌, **99**, 467-478.
- 吉野道彦 (1968) 名古屋市東部の第三紀矢田川累層及び第四紀唐山層の花粉分析. 地質学雑誌, **74**, 95-95.
- 吉野道彦・丹羽俊二 (1976) 愛知県知多半島の武豊層及びその関連層の花粉化石について. 日本地質学会学術大会講演要旨, 第83年学術大会, 112-112.
- 吉野道彦・酒井潤一・西村祥子 (1980) 濃尾平野佐屋・

津島におけるボーリング・コアの花粉化石. 第四紀研究, **19**, 163-171.

Zeuner, F. E. (1945) The Pleistocene period, its climate, chronology and faunal successions. Royal Soc. London, 322p.

(受付 : 2024 年 7 月 1 日 ; 受理 : 2025 年 1 月 31 日)