

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
京都 (11) 第33号 NI-53-2-14



豊田地域の地質

Geology of the Toyota District

中島	礼	NAKASHIMA Rei
植木	岳雪	UEKI Takeyuki
山崎	徹	YAMASAKI Toru
高木	哲一	TAKAGI Tetsuichi
斎藤	眞	SAITO Makoto

令和3年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都(11)第33号
NI-53-2-14

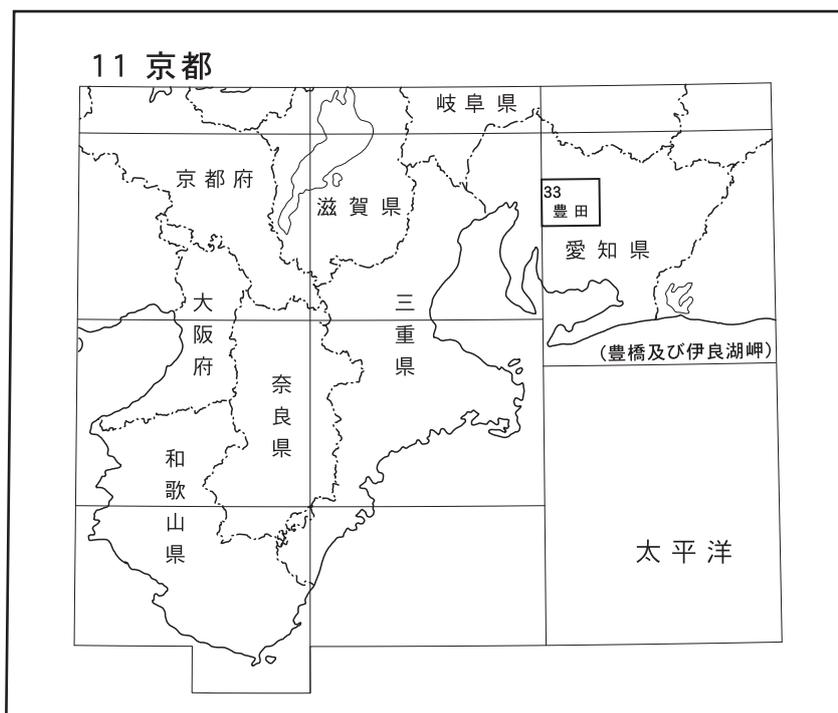
豊田地域の地質

中島 礼・植木岳雪・山崎 徹・高木哲一・斎藤 眞

令和3年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

11-20 名古屋北部 Nagoya-Hokubu NI-53-8-1 (1984)	11-21 瀬戸 Seto NI-53-2-13 (未刊行, unpublished)	11-22 明智 Akechi NI-53-2-9 (2020)
11-32 名古屋南部 Nagoya-Nanbu NI-53-8-2 (1986)	11-33 豊田 Toyota NI-53-2-14 (2021)	11-34 足助 Asuke NI-53-2-10 (2012)
11-44 半田 Handa NI-53-8-3 (1986)	11-45 岡崎 Okazaki NI-53-2-15 (未刊行, unpublished)	11-46 御油 Goyu NI-53-2-11 (2008)

豊田地域の地質

中島 礼¹・植木岳雪²・山崎 徹¹・高木哲一³・斎藤 眞¹

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図類を作成し、出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、独自の地質調査に基づく詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。豊田地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたもので、産業立地、環境保全、地質災害軽減等のための基礎資料として活用されることを目的としている。

豊田地域の地質図幅の作成は、平成22年度から27年度の野外調査と室内研究による成果に基づいている。豊田図幅の作成にあたって、ジュラ系は斎藤が、白亜系変成岩類及び深成岩類は山崎が、新第三系瀬戸層群は植木が、新第三系品野層、第四系、地質構造は中島が、鉱床や地下水は高木がそれぞれ野外調査と地質図の作成及び説明書の執筆を担当した。全体のとりまとめは中島が行った。

本報告では、ジュラ紀付加体に対して「美濃帯のジュラ紀付加体」と単なる分布域を示す形容詞句としての「美濃帯の」を加えて表現する。旧来の日本列島の帯区分は日本の多くの地域で、低角の構造が知られ、クリッペやフェンスターによる分布の飛地があり、帯区分は破綻しており、また「帯」は地層命名のガイドラインには定義されておらず、地層区分に用いることは不適当のためである。

豊田地域の地質図幅の作成にあたっては、愛知県建設部、環境部、豊田加茂建設事務所、豊田市総務部、上下水道局、産業部、中部電力株式会社にはボーリング試資料を提供していただいた。東海窯業原料株式会社、豊徳鉱山株式会社には、鉱山内の調査に便宜を図っていただいた。豊田市の中根鉄信氏、愛知教育大学の星 博幸氏、名古屋大学の堀 和明氏、名古屋学芸大学の矢野芳彦氏、みよし市教育委員会の平井義敏氏、東海シニア自然大学の森 勇一氏、瑞浪市化石博物館の安藤佑介氏、国立科学博物館の矢部 淳氏、駒澤大学の小野映介氏、アルプス調査所の本郷美佐緒氏には調査を進めるにあたり多くのご協力をいただいた。以上の関係機関及び関係者の方々に厚く御礼申し上げる。

本図幅作成にあたり、地質情報研究部門の宮崎一博氏、柳沢幸夫氏、宮川歩夢氏、阿部朋弥氏、活断層・火山研究部門の吾妻 崇氏から協力を得た。本研究に用いた岩石薄片は、地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調製グループの製作によるものである。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門

² 帝京科学大学

³ 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Toyota, Aichi, Jurassic Sedimentary Complex of the Mino Terrane, contact metamorphic rock, Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rock, Inagawa Granite, Busetsu Granite, Shinano Formation, Seto Group, Seto Porcelain Clay Formation, Fujioka Formation, Yadagawa Formation, terrace deposits, Miyoshi Formation, Yagoto Formation, Ibohara Formation, Koromo Formation, Hekikai Formation, Koshido Formation, Kagogawa Formation, Alluvium deposits, Sanage-Sakaigawa Fault, Siliceous sand, Kibushi Clay, Jurassic, Cretaceous, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene

令和3年3月31日受理 令和3年12月17日発行

目 次

第1章 地形概説	1
1.1 山地	2
1.2 丘陵・台地	2
1.3 低地	6
第2章 地質概説	8
2.1 美濃帯のジュラ紀付加体	8
2.2 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域	8
2.3 領家深成岩類	8
2.4 品野層	10
2.5 瀬戸層群	10
2.6 更新統・完新統	10
2.7 地質構造	10
2.8 応用地質	10
第3章 美濃帯のジュラ紀付加体	12
3.1 研究史	12
3.2 分布と構造	12
3.3 岩相	13
3.4 接触変成作用	14
第4章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域	17
4.1 研究史及び概要	17
4.1.1 研究史	17
4.1.2 概要	18
4.2 カリ長石堇青石帯（領家深成岩類による接触変成域）	18
4.2.1 変成泥岩	21
4.2.2 変成砂岩	21
4.3 地質構造と変成作用	22
第5章 領家深成岩類	23
5.1 研究史及び概要	23
5.1.1 研究史	23
5.1.2 年代	25
5.1.3 概要	26
5.2 伊奈川花崗岩	28
5.2.1 塊状岩相	30
5.2.2 片麻状岩相	30
5.3 武節花崗岩	33
第6章 品野層	35
6.1 品野層	35

第7章 瀬戸層群	42
7.1 概要及び研究史	42
7.2 瀬戸陶土層	44
7.3 藤岡層	44
7.4 矢田川層	48
第8章 第四系	51
8.1 研究史	51
8.2 三好層	51
8.3 八事層	52
8.4 伊保原層	52
8.5 拳母層	52
8.6 碧海層及び相当層	55
8.7 越戸層及び相当層	59
8.8 籠川層及び相当層	61
8.9 沖積層	61
8.9.1 沖積谷埋堆積物	62
8.9.2 沖積表層堆積物	63
第9章 地質構造	64
9.1 地下地質構造	64
9.1.1 ボーリング資料による地下地質	64
9.1.2 物理探査による地下地質	64
9.2 断層・褶曲	64
9.2.1 猿投-境川断層	67
9.2.2 篠原-黒笹断層	70
9.2.3 足助断層	70
9.2.4 猿投山北断層	74
9.2.5 褶曲	74
第10章 応用地質	75
10.1 鉱物資源	75
10.1.1 木節粘土	75
10.1.2 珪砂	75
10.1.3 骨材・石材	75
10.2 燃料資源	75
10.2.1 亜炭	73
10.3 温泉・鉱泉	76
10.4 地下水	76
10.5 地震災害	76
10.6 豊田地域の地質と産業	77
文献	79
Abstract	88

図・表目次

第 1. 1 図	豊田図幅地域とその周辺の地形	1
第 1. 2 図	豊田図幅地域の行政区分名	3
第 1. 3 図	豊田図幅地域における地形名称と主な河川	3
第 1. 4 図	矢作川下流域における段丘地形区分	4
第 1. 5 図	豊田図幅地域における地形面・地層と周辺地域との対比	5
第 1. 6 図	猿投-境川断層による三好台地の地形面のずれ	6
第 1. 7 図	美山台地北端に位置する伊保原面	6
第 1. 8 図	岩津台地と西三河山地	7
第 1. 9 図	籠川低地における籠川面と沖積面	7
第 2. 1 図	豊田図幅地域の地質総括図	9
第 3. 1 図	豊田地域北部から北側におけるジュラ紀付加体の分布	12
第 3. 2 図	ジュラ紀付加体の露頭写真	13
第 3. 3 図	ジュラ紀付加体の岩石試料写真	14
第 3. 4 図	ジュラ紀付加体岩石試料の薄片写真	15-16
第 4. 1 図	領家変成コンプレックスの接触変成域カリ長石堇青石帯の変成泥岩及び変成砂岩の露頭写真	19
第 4. 2 図	領家変成コンプレックスの接触変成域カリ長石堇青石帯の変成泥岩の薄片写真	20
第 4. 3 図	領家変成コンプレックスの接触変成域カリ長石堇青石帯の変成砂岩の薄片写真	20
第 5. 1 図	領家深成岩類のモード組成	26
第 5. 2 図	領家深成岩類の露頭写真	27
第 5. 3 図	領家深成岩類の試料写真	28
第 5. 4 図	足助剪断帯の伊奈川花崗岩の露頭写真	31
第 5. 5 図	領家深成岩類の顕微鏡写真	32
第 6. 1 図	豊田市田初町周辺におけるボーリング柱状図	35
第 6. 2 図	豊田市西広瀬町及び田茂平町における品野層の柱状図	37
第 6. 3 図	品野層の露頭写真	38
第 6. 4 図	豊田市田初町及び八草町の品野層から産出した貝化石, カニ化石, 生痕化石	39
第 6. 5 図	豊田市西広瀬町の品野層から産出した植物化石	40
第 7. 1 図	豊田地域における瀬戸層群の層序の比較	42
第 7. 2 図	豊田地域における瀬戸層群の古地磁気層序	43
第 7. 3 図	瀬戸陶土層の露頭写真	45
第 7. 4 図	藤岡層の露頭写真	46
第 7. 5 図	矢田川層の露頭写真	47-48
第 7. 6 図	豊田地域で確認された細粒テフラの柱状図	49
第 8. 1 図	三好層の露頭写真	53
第 8. 2 図	三好層の柱状図	53
第 8. 3 図	三好層と拳母層における木本植物の花粉ダイアグラム	54

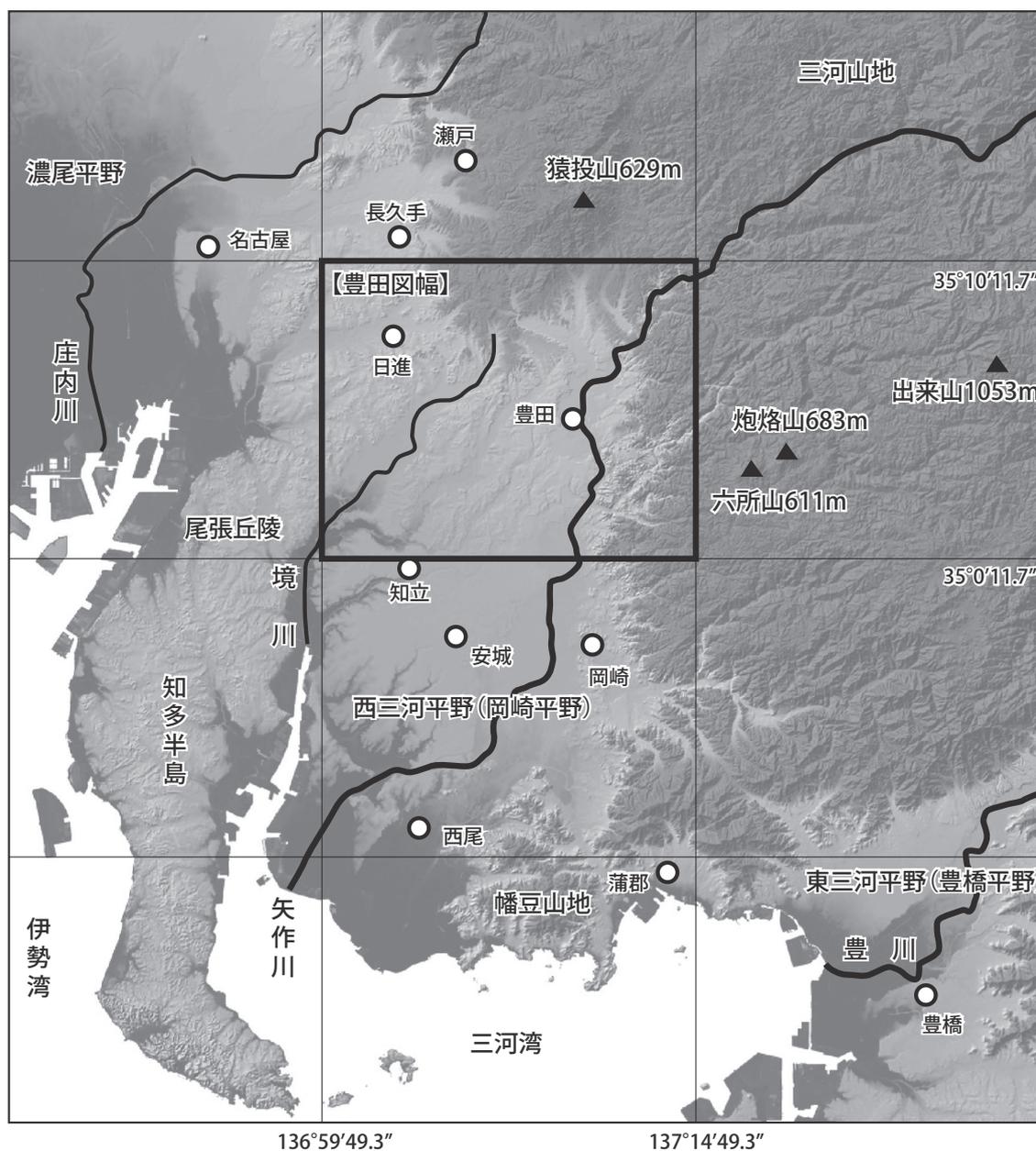
第 8.4 図	八事層の露頭写真	54
第 8.5 図	伊保原層の露頭写真	54
第 8.6 図	伊保原層の柱状図	55
第 8.7 図	拳母層の露頭写真	56-57
第 8.8 図	拳母層の柱状図	57
第 8.9 図	碧海層と拳母層のボーリング対比	58
第 8.10 図	碧海層の露頭写真	59
第 8.11 図	豊田低地における越戸層, 籠川層, 沖積層の地下地質断面	60
第 8.12 図	越戸層の露頭写真	61
第 8.13 図	矢作川低地における矢作川河床で見つかった埋没林の立ち株	61
第 8.14 図	矢作川低地における沖積谷埋堆積物の西北西-東南東断面	62
第 9.1 図	豊田図幅における井戸データに基づく基盤標高分布図	66
第 9.2 図	豊田図幅地域における重力異常(ブーゲー異常)図	66
第 9.3 図	岡崎平野 P 波反射法深度断面図	67
第 9.4 図	豊田図幅周辺における断層分布	68
第 9.5 図	猿投-境川断層の断層露頭	69
第 9.6 図	豊田市藤岡町深見地区(瀬戸地域)における試掘壁面のスケッチ	70
第 9.7 図	豊田市保見ヶ丘におけるトレンチ壁面のスケッチ	71
第 9.8 図	東郷町春木における浅層反射法地震探査の深度断面	72
第 9.9 図	東郷町春木における東西地質断面	73
第 9.10 図	猿投-境川断層の分布周辺における地質構造図	73
第 10.1 図	愛知県豊田市田初鉦山の露天採掘場(2014年10月撮影)	76
第 6.1 表	豊田市田初町の品野層から産出した化石リスト	38
第 6.2 表	豊田市西広瀬町の品野層から産出した植物化石リスト	39
第 6.3 表	豊田市田初町の品野層から産出した珪藻化石リスト	40
第 6.4 表	品野層に挟在する火山灰層のフィッション・トラック年代と U-Pb 年代測定値	41
第 9.1 表	豊田図幅における深井戸データによる基盤標高	65
付図 1	新生界露頭位置図	86-87
Fig. 1	Stratigraphic summary of the Toyota District	89

第1章 地形概説

(中島 礼)

5万分の1地質図幅「豊田^{とよた}」地域(以降、豊田地域及び豊田図幅地域と略記し、隣接地域も同様に表現する)は、国土地理院発行の5万分の1地形図「豊田」に相当し、世界測地系で東経136度59分49.3秒-137度14分49.3秒、

北緯35度11.7秒-35度10分11.7秒の範囲にあたる(第1.1図)。豊田図幅地域の大部分は豊田市で、豊田市の範囲には、2005年に編入された旧藤岡町と旧足助町^{あすけ}が含まれる。南東部には岡崎市、西部には北から長久手市(2012



第1.1図 豊田図幅地域とその周辺の地形
地形データは地理院地図の色別標高図を利用。

年に長久手町から長久手市), 名古屋市名東区, 名古屋市
天白区, 日進市, みよし市 (2010年に三好町からみよし
市), 東郷町, 豊明市, 刈谷市, 大府市, 知立市, 安城
市が位置している (第 1.2 図).

豊田図幅地域は愛知県の中央部, 西三河平野 (岡崎平野)
の北部に位置する. 西三河平野と名古屋市が位置する濃
尾平野は, 尾張丘陵と知多半島からなる丘陵によって境
される (第 1.1 図). この丘陵は鮮新世の東海層群からな
り, 猿投山塊から北東方向の恵那山にいたる隆起帯に連続
し, 猿投-知多上昇帯と呼ばれる (町田ほか編, 2006 など).
西三河平野の地形・地質はこの猿投-知多上昇帯の配置
である北東-南西方向に沿って特徴付けられる.

豊田図幅地域の地形は, 東を三河高原西縁 (三河山地)
から続く西三河山地, 北を猿投山 (629 m) から続く猿投
山地に囲まれ, 大部分が丘陵と台地 (河川成の段丘) に
よって占められる. 豊田図幅地域周辺の三河山地には,
東から鷹ノ巣山 (段戸山: 標高 1,152.3 m), 出来山 (標高
1,053 m), 炮烙山 (標高 683 m), 六所山 (標高 611 m) が
ある. 三河山地は定高性のある山地で小起伏面と呼ばれ,
太田ほか (1963) は三河山地 (三河高原) の小起伏面を高位
から, 段戸小起伏面 (標高 1,000-1,100 m), 串原小起伏面
(標高 700-900 m), 三河高位小起伏面 (標高 400-600 m),
三河低位小起伏面 (標高 100-400 m) と区分した. 三河山
地は図幅内の矢作川まで分布し, その西方には丘陵や台
地が広がる. 丘陵地域を流れる河川は北東から南西に流
れており, 丘陵や台地も同方向に配置し, 南西ほど標高
が低くなる. 本稿に記載する地形名 (第 1.3 図) は主に鶴
見・葭原 (1972) を参考にした.

1.1 山 地

豊田図幅地域を流れる矢作川以東を西三河山地と呼ぶ
(第 1.3 図). この山地は東隣の三河高原から続いており,
豊田図幅内の山地の標高は 100-300 m 程で, 三河低位小
起伏面 (太田ほか, 1963) に相当する. 山頂高度は定高性
があり, 隆起準平原遺物とされる (須貝, 1990). 矢作川
の支流である巴川流域には, 高位段丘が分布する. 西三
河山地の南部は武節花崗岩, 北部は伊奈川花崗岩からな
る. 勘八山や周辺の山稜には瀬戸層群藤岡層の砂礫層が
点在している. 豊田市平戸橋町や矢並町には地すべりに
よる滑落崖がみられる (清水ほか, 2002).

豊田図幅地域の北部中央には猿投山地が位置する (第
1.3 図; 裏表紙写真参照). 猿投山地は北隣図幅の瀬戸地
域に位置する猿投山 (629 m) から続く山地で, 豊田図幅
内では 150-250 m 程の標高となり, 南方の長久手丘陵と
乙部丘陵へと続く. 猿投山地は主に伊奈川花崗岩からな
る. 豊田市広幡町周辺では珪砂の採石場やゴルフ場, 豊
田市保見町や乙部町では住宅地に改変されている.

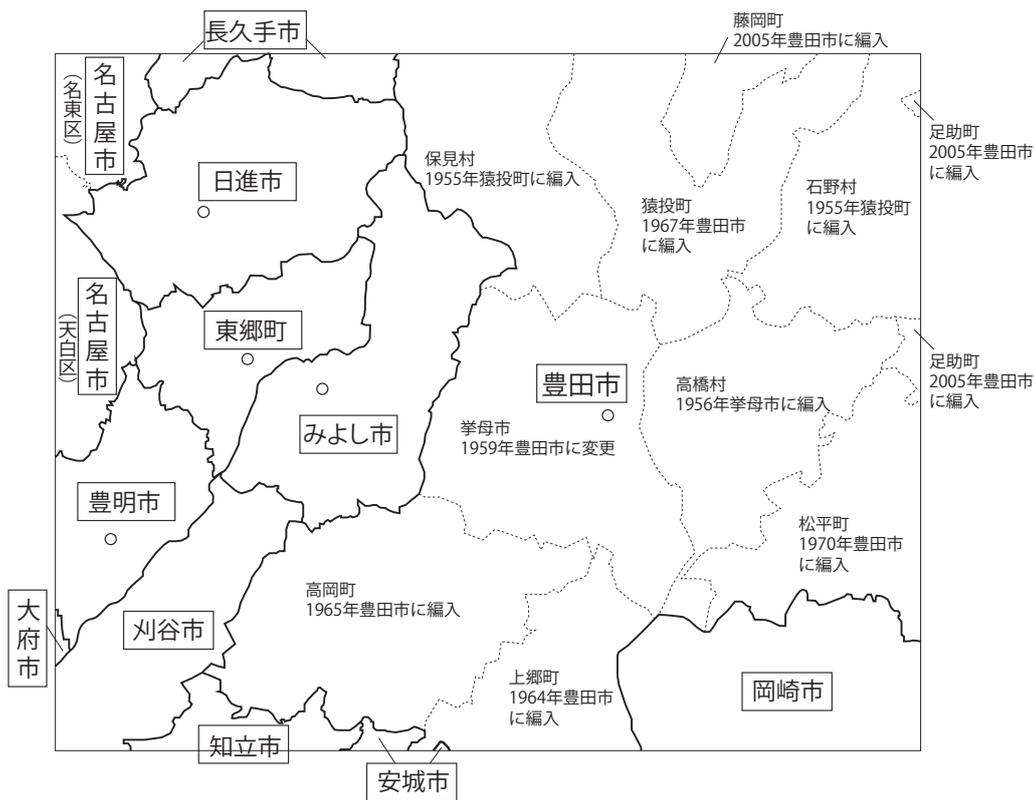
1.2 丘陵・台地

豊田図幅地域には, 以下に述べる 5 つの丘陵と 7 つの
台地が分布する. 丘陵と台地には 6 段の段丘面が発達し
ている. 町田ほか (1962) は矢作川流域の段丘地形を, 高
位から藤岡面, 三好面, 拳母面, 碧海面, 越戸面と分類
した (第 1.4 図). その後, 建設省国土地理院 (1968) によ
り, 丘陵を形成する藤岡面を除き, 三好面, 拳母面, 碧
海面, 越戸面, 籠川面が示された. 豊田図幅で扱った段丘
面は, 上記の研究などを参考に, 三好面 (最高位), 伊保
原面 (高位 1), 拳母面 (高位 2), 碧海面 (中位), 越戸面
(低位 1), 籠川面 (低位 2) を使用した. 伊保原面は新称
として後述する. 籠川面については, 河川名と低地名は
国土地理院の地形図に従い「籠川」を用い, 段丘面及び段
丘堆積物名は建設省国土地理院 (1968) の記載に従った.
豊田図幅地域と周辺地域における段丘面区分の対比を第
1.5 図に示した.

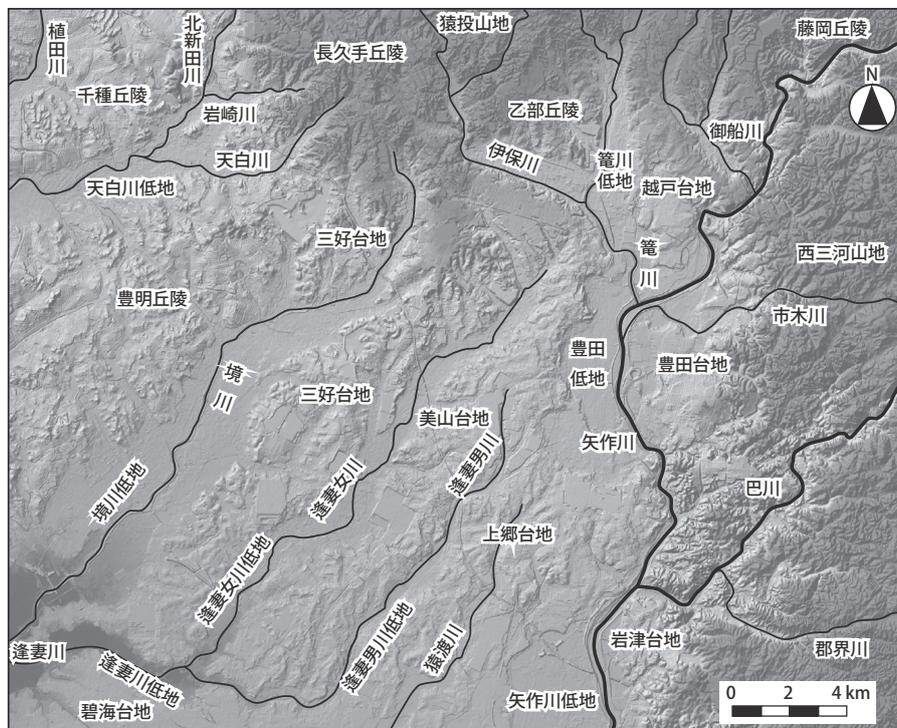
豊田図幅地域における三好面は, 豊田図幅中央部で北
東-南西方向に位置する三好台地に分布するが, 開析さ
れることで尾根沿いに狭小で平坦な堆積面が残されてい
る. 地形勾配は 7/1,000 である. 豊田図幅では, 美山台地
最北部の豊田市浄水町伊保原や大清水町に分布する平坦
な地形面を伊保原面 (新称) とした. この地形面は, 町田
ほか (1962) などで拳母面とされていた. しかし, 本地形
面は, 拳母面よりも緩やかな地形勾配 (5/1,000 前後) を示
すこと, 三好面よりも開析が少ないこと, 三好面と拳母
面の中間的な標高を示すことから, 三好面と拳母面の中
間の地形面として扱った. 拳母面は, 豊田図幅内で最も
分布が広く, 美山台地や上郷台地に分布する. 三好面ほ
ど開析はされておらず平坦な地形面が残されている. 籠
川の矢作川への合流地点より上流では 10/1,000 の勾配,
下流では 5/1,000 の勾配と勾配変化がみられ, 上流部は扇
状地, 下流は三角州の地形であったと推定される. 碧海
面は豊田図幅内では, 南部や丘陵・台地の縁辺に狭く分
布するが, 西三河平野をみると最も広く分布する地形面
である. 名古屋地域の熱田面や関東地方の下末吉面に対
比される. 越戸面と籠川面はほかの地形面に比べて分布
が狭く, 籠川低地と豊田低地に分布する. 沖積面との比
高は, それぞれ約 5 m と 1-2 m である.

藤岡丘陵は豊田図幅の北東部の矢作川右岸, 猿投グ
リーンロードより北に位置する. 三河山地の北西縁にあ
たる. 標高は 100-170 m である. 東部は伊奈川花崗岩,
西部は瀬戸層群藤岡層からなる. 西部には三好面が残丘
状に点在する.

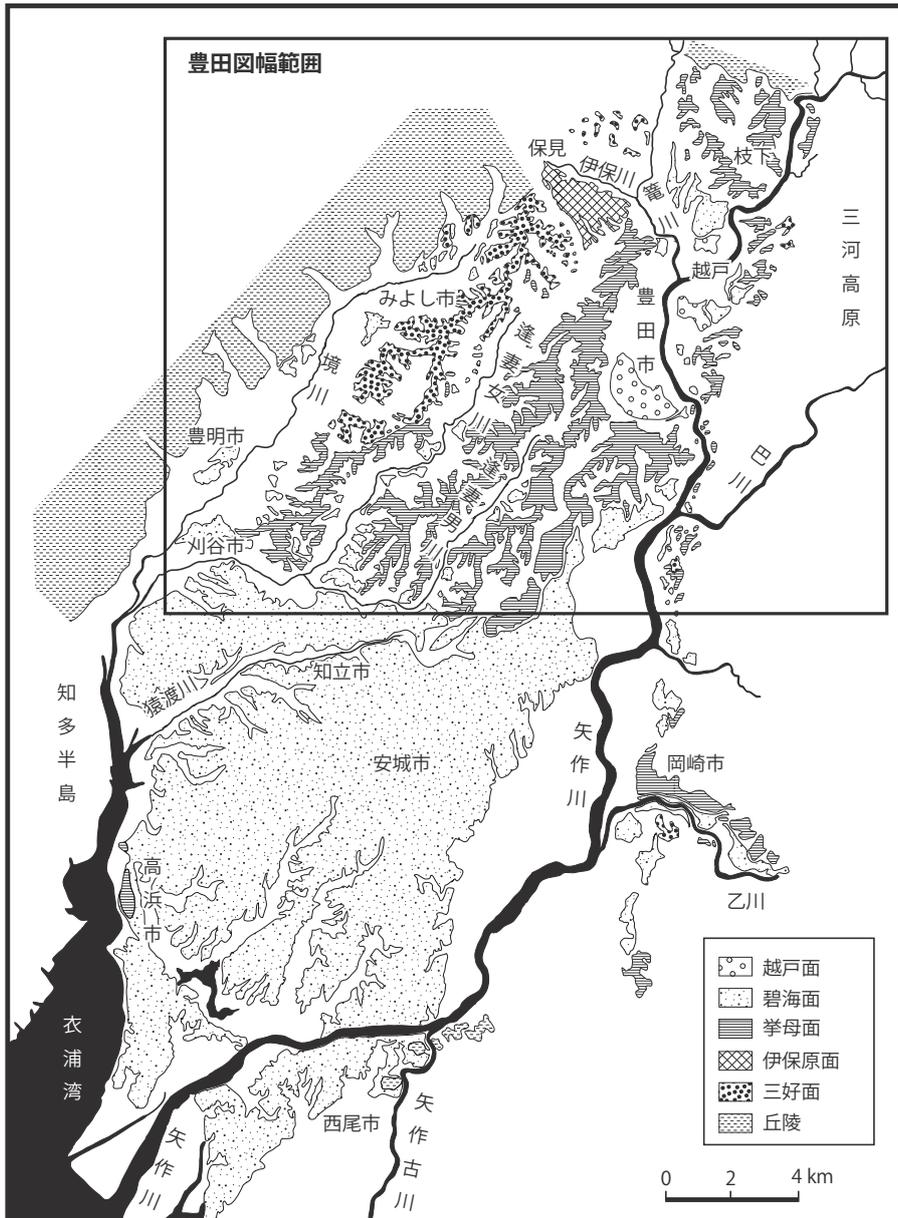
乙部丘陵は猿投山地の南東縁にあたり, 伊保川と籠川,
猿投-境川断層に挟まれ, 標高は 100-120 m の丘陵であ
る. 主に瀬戸層群矢田川層からなる. 下刻されることで
地形面がほとんど残されておらず, 残丘のように矢田川
層が分布する. 約 100 m の標高には高位段丘である三好



第 1.2 図 豊田圏幅地域の行政区分名



第 1.3 図 豊田圏幅地域における地形名称と主な河川
 地形名称は経済企画庁(1972)を参考にした。地形データは地理院地図の色別標高図を利用。



第 1.4 図 矢作川下流域における段丘地形区分
町田ほか(1962)を基に作成した。

面が点在する。

長久手丘陵は猿投山地の南東縁にあたり、標高 100–200 m の丘陵である。伊保川、境川、岩崎川の上流部にあたる。瀬戸層群藤岡層から主になり、藤岡面を示す小起伏面が分布する。珪石や陶土の鉱山が多く分布する。

千種丘陵は豊田図幅地域の北西端に位置し、天白川と北新田川に挟まれる。標高は 70–100 m である。主に瀬戸層群矢田川層からなる緩やかな地形を呈する。名古屋市や日進市の住宅地や公園として開発されている。千種丘陵には御岳山と香久山という小山塊が分布する。御岳山周辺は、周囲と比べて急峻な山地となっている。これは侵食に対する抵抗性の高い接触変成作用を被ったジュラ紀付加体が分布していることを反映している。また、南西方の香久山にも同様の接触変成作用を被ったジュラ

紀付加体がわずかに分布している。香久山と同様の高まりは、弁天池南方の 78 m の標高点のある高まりとその東側の岩崎城址公園、南西側の北高上、天白川の支流をはさんだ 77 m の標高点のある高まり(白山宮)があるが、いずれも、ジュラ紀付加体等の中生界の分布はなく、河川の侵食による残丘と考えられる。南縁部の天白川流域には、低位面と下位面の段丘面が分布し、それぞれ越戸面と籠川面に相当する面である。

豊明丘陵は、豊田図幅西部の天白川と境川に挟まれた地域に位置し、標高 50–100 m の丘陵である。瀬戸層群矢田川層からなり、藤岡面とされている(町田ほか、1962)。緩斜面からなり、住宅地や公園として開発されている。西部の標高約 80 m、南西部の標高約 50 m には三好面を構成する三好層あるいは八事層が残丘状に点在す

地形面	豊田地域		名古屋地域		半田地域		岡崎地域		豊橋地域	
	沖積面	沖積層	沖積面	南陽層・濃尾層	沖積面	沖積層	沖積面	沖積層	沖積面	沖積層
低位 2	籠川面	籠川層	(矢田川面)	(矢田川礫層)	緒川面	緒川段丘堆積物			低位段丘面	低位段丘堆積物
低位 1	越戸面	越戸層	大曾根面	大曾根礫層	岩滑面	岩滑段丘堆積物	低位面	岡崎埋没段丘礫層	新期扇状地面 豊橋面・小坂井面	新期扇状地堆積物 小坂井層
中位	碧海面	碧海層	熱田面	熱田層	半田面	半田段丘堆積物	中位面	碧海層	福江面・高師原面	福江層
高位 高位 2 高位 1	挙母面 伊保原面	挙母層 伊保原層	覚王山面	海部層	亀崎面 武豊面	亀崎段丘堆積物 武豊層	高位Ⅱ面 高位Ⅰ面	仁木層 細川層	南大清水面 旧期扇状地面 天伯原面	南大清水層 旧期扇状地堆積物 豊橋層
最高位	三好面	三好層	八事面	八事層・唐山層			最高位面	明大寺層		
丘陵背面	藤岡面	矢田川層	猪高面	矢田川層						

第 1.5 図 豊田図幅地域における地形面・地層と周辺地域との対比

仲井ほか(1985), 吉田・尾崎(1986), 坂本ほか(1986), 中島ほか(2008), 国土交通省国土政策局国土情報課(2012)を参考にした。

る。北縁部の天白川沿いには、碧海面(標高約 40 m)、越戸面(標高約 30 m)、籠川面(標高約 25 m)に相当する段丘面が分布する。南東縁部には中位面である碧海面と猿投-境川断層が分布する。猿投-境川断層は、北部にはリニアメントとしてみられるが(第 1.6 図)、南部では矢田川層が南東方向に傾動している地形がみられる。

越戸台地は豊田図幅地域の北東に位置し、矢作川と籠川に挟まれた台地である。御船川より北部は標高約 110 m で、瀬戸層群藤岡層の上位に上位面である挙母面をなす挙母層が重なる。かつては採石場や亜炭や陶土の鉱山が多く位置した。御船川より南部には、標高約 90 m の上位面の挙母面、標高約 70 m の中位面の碧海面、そして標高約 50 m の低位面である越戸面が広がる。矢作川沿いには、下位面である標高約 40 m の籠川面と自然堤防が分布する。それぞれ段丘面の構成層の下位は、瀬戸層群矢田川層である。

豊田台地は矢作川左岸に位置し、標高 60-70 m に挙母面、標高 40-50 m に碧海面、標高約 40 m に越戸面が分布し、それぞれの構成層は挙母層、碧海層、越戸層である。谷状に下刻されて沖積面が広がり、矢作川沿いには自然堤防も分布する。

三好台地は豊田図幅中央部に位置し、境川を挟んだ両岸に位置する。境川右岸におけるみよし市福谷町には、標高約 80-110 m の三好面と標高約 50-60 m の碧海面が分布する。右岸の三好台地には猿投-境川断層が分布しており、断層を挟んだ三好面には約 20 m の標高差がみられる(第 1.6 図)。境川と逢妻女川に挟まれた本台地は、北端のみよし市三好丘付近は標高約 90 m、南端の刈谷市付近では標高約 10 m と徐々に標高が低下し、北から三好面、挙母面、碧海面が分布する。三好面は標高約 30-90 m、挙母面は標高約 20-30 m、碧海面は標高約 10 m である。

地形面は下刻されており、三好面の分布域は地形の上面だけにみられ、三好面構成層である三好層より下位の瀬戸層群矢田川層の分布が北ほど広がる。台地の縁辺部には碧海面がみられる。鶴見・葎原(1972)では刈谷市付近の三好台地を高岡台地として三好台地と区別しているが、豊田図幅では連続する同じ台地として扱った。

美山台地は、矢作川の支流である籠川と伊保川を北端とし、逢妻女川と逢妻男川に挟まれた、主に挙母面からなる台地である。伊保川の南の豊田市浄水町から大清水町には標高約 90 m の平坦な伊保原面が広がる(第 1.7 図)。この平坦面は海軍の飛行場として利用されていた(建設省国土地理院, 1968; 豊田市, 1991)。台地北東部の豊田市西山町付近では標高約 80 m、南西部ほど標高が低下し、南西部の豊田市花園町付近では標高約 30 m の挙母面となる。平坦な挙母面には大規模な工場用地が多く見られる。台地東部の豊田市上原町では標高約 60 m の碧海面が広がる。台地の逢妻女川沿いには縁辺に碧海面が点在する。

上郷台地は豊田図幅中央の南部に位置し、逢妻男川と豊田低地、矢作川に囲まれた台地である。北部の豊田市トヨタ町では標高約 60 m、南部の豊田市広美町では標高約 30 m の挙母面が分布する。平坦な挙母面には大規模な工場用地が多く見られる。東縁部には標高約 20-45 m の中位面である碧海面が広がる。

岩津台地は豊田図幅南部の矢作川左岸に位置する台地で、基盤となる武節花崗岩と領家変成コンプレックスの変成泥岩の上位に標高約 50-60 m の挙母面が重なり、西側縁辺部には碧海面が分布する(第 1.8 図)。挙母面から基盤の分布域には広く宅地化されている。

碧海台地は豊田図幅南端の逢妻川と逢妻男川以南に位置する碧海面の台地である。標高は約 10-20 m である。



第 1.6 図 猿投-境川断層による三好台地の地形面のずれ
 点線が三好面を示し、三好面の鉛直方向のずれによって断層が認められる。みよし市福谷町から東方を撮影。



第 1.7 図 美山台地北端に位置する伊保原
 豊田市保見町から南方を撮影。

碧海面は豊田図幅の南隣の岡崎図幅の範囲が主な分布域となる。

1.3 低地

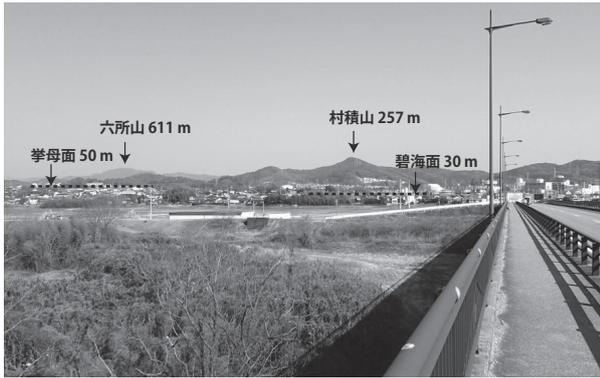
豊田図幅地域には、以下に述べる 8 つの低地が分布する。豊田図幅の低地域(沖積低地)における微地形分類は、建設省国土地理院(1968)、鶴見・葭原(1972)、森山・小沢(1972)によって図示されている。

籠川低地は猿投山地から流れ出した籠川と伊保川の流域に位置し、低地の幅は 1 km 弱である。谷底低地は越戸

面と籠川面を下刻しており(第 1.9 図)、かつての河川の蛇行の様子がみられる。籠川が矢作川に合流する低地部では幅が約 1.5 km となり、自然堤防が発達している。

豊田低地は矢作川右岸の豊田市元城町など豊田市の中心部に位置し、豊田盆地とも呼ばれる。約 2 km の低地幅がある。低地を横切る北西-南東方向に越戸面と籠川面の段丘面が伸びている。低地内には自然堤防が発達している。豊田低地の西縁は弧を描いており、かつての矢作川の河道の広がりか推定される。低地の南端部は台地や山地が近接した鵜ノ首と呼ばれる狭窄部となっている。

矢作川低地は、矢作川と巴川が合流したところに広が



第 1.8 図 岩津台地と西三河山地
岡崎市細川町から東方を撮影。



第 1.9 図 籠川低地における籠川面と沖積面
手前の道路が沖積面、家屋が位置するのが籠川面に
あたる。豊田市四郷町から東方を撮影。

る低地である。低地幅が約 2.5 km と広く、かつての矢作川の蛇行の様子が推定できる。低地内には自然堤防が発達している。

逢妻女川と逢妻男川が流れる低地は、それぞれ逢妻女川低地、逢妻男川低地とされる。逢妻女川低地と逢妻男川低地の幅はそれぞれ 1 km 弱と 0.5 km 弱である。逢妻女川と逢妻男川とが合流した逢妻川の流域が逢妻川低地で、この低地幅は 1 km 弱である。これらの低地には自然堤防などの地形がみられない。

境川低地は長久手丘陵から流れ出す境川の流域の低地である。低地幅は、豊明市付近で約 3 km である。両岸には碧海面が分布する。みよし市三好町から下流域の低地中央には自然堤防が発達している。

天白川低地は長久手丘陵から流れ出す天白川の低地で

あり、低地幅は広いところで約 0.5 km である。岩崎川と合流する日進市本郷町付近では、約 1.5 km の低地が広がり、自然堤防が発達する。両岸には越戸面や籠川面に相当する段丘面が分布する。

矢作川流域の低地や複数の河川が合流する低地において、過去に台風や集中豪雨による水害が発生している。国土交通省国土政策局国土情報課 (2014) によれば、1972 年 7 月の集中豪雨 (西三河豪雨) ではとくに豊田低地、矢作川低地、境川低地、逢妻川低地において、1976 年 9 月の台風 17 号ではとくに天白川低地、境川低地において、2000 年 9 月の台風 19 号ではとくに境川低地、逢妻女川低地、逢妻男川低地、逢妻川低地において大規模な浸水被害が発生した。

第2章 地質概説

(中島 礼・植木岳雪・山崎 徹・高木哲一・斎藤 眞)

豊田図幅地域の地質については、基盤岩として美濃帯のジュラ紀付加体と白亜系の領家深成岩類および領家変成コンプレックスが分布する。本報告書では、100 Ma前後の低P/T型変成作用を「領家変成作用」とし、その後の領家深成岩類による接触変成を「接触変成作用」として区別する。その上で、領家変成作用を被ったジュラ紀付加体を領家変成コンプレックスとし、接触変成岩については、原岩が領家変成作用を被ったジュラ紀付加体の変成岩類である場合、接触変成を被った領家変成コンプレックス、原岩が非変成のジュラ紀付加体である場合、接触変成を被ったジュラ紀付加体とする。

美濃帯のジュラ紀付加体は西部に残丘状に露出するが、領家深成岩類および領家変成コンプレックスは矢作川東岸と中央北部の猿投山地に広く露出する。基盤岩の上位には新第三系が重なり、その下部は中新統品野層、上部は中新統-鮮新統瀬戸層群からなる。品野層は西部では海成層、東部は陸成層からなる。瀬戸層群は湖沼や河川などの陸成層からなる。基盤岩と新第三系の上位には更新統の河成段丘堆積物が北東-南西方向の丘陵及び台地上に分布する。この堆積物は、三河山を源流とするかつての矢作川が豊田図幅北東部から流れ込み、運ばれた砂礫からなる。矢作川や小河川流域には沖積層が分布する。豊田図幅地域には活断層である猿投-境川断層が北東-南西方向に分布している。この活断層や段丘堆積物の分布方向は、猿投-知多隆起帯の活動に起因するものと考えられている。豊田図幅地域の地質総括図を第2.1図に示す。

2.1 美濃帯のジュラ紀付加体

豊田図幅地域北西部日進市の御岳山周辺とその西方の香久山には、岩相から美濃帯のジュラ紀付加体と判断できる接触変成作用を被った地質体が分布する。この地質体はチャート、砂岩、泥岩、混在岩などからなり、全体としてメラングジュをなしている。一般的に北北東-南南西方向の走向をもつ。周囲に美濃帯のジュラ紀付加体の分布がないが、当該付加体の分布南限に近いことから中期-後期ジュラ紀に形成された可能性が高い。これらは堇青石、紅柱石およびカリ長石を含むカリ長石堇青石帯の接触変成作用を被っている。

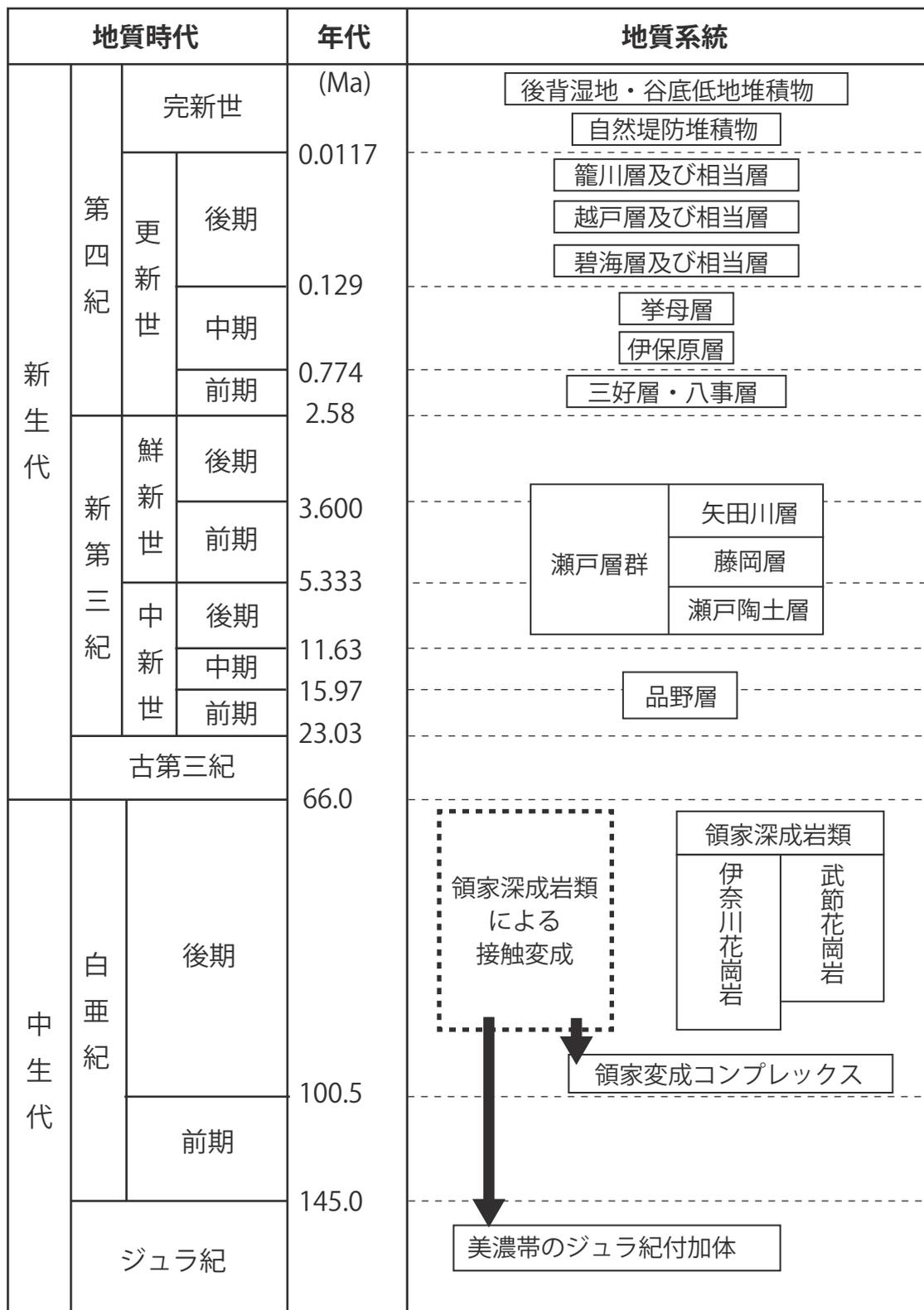
2.2 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域

領家変成コンプレックスは後期白亜紀の高温低圧型変成岩類から構成される。豊田図幅地域の領家変成コンプレックスは、変成泥岩を主体とし、少量の変成砂岩を伴う。片理の発達する変成泥岩において、その構造は露頭において層理とほぼ平行である。領家変成コンプレックスは、豊田図幅地域南東部に小規模ないくつかの岩体として分布し、大局的には北東-南西方向の走向を示すが、地質図規模ではいずれも武節花崗岩及び伊奈川花崗岩中に包有されている。変成泥岩の鉱物組合せに基づく、東隣の足助地域及び南東の御油地域における変成分帯のカリ長石堇青石帯に対比される。カリ長石+堇青石帯は、カリ長石+堇青石の鉱物組合せをもつ変成泥岩の分布する、領家深成岩類による接触変成域である。したがって、豊田図幅地域の領家変成コンプレックス構成岩類は、後期白亜紀の高温低圧型変成作用を被った後に、領家深成岩類によって包有されたためにいずれも接触変成作用を受けていると判断される。また、美濃帯のジュラ紀付加体を構成する泥質岩についても、カリ長石+堇青石の鉱物組合せをもつ変成作用を被っている。この分布域においては、地下浅所に花崗岩の存在が確認されていることから、領家深成岩類による接触変成作用を受けているものと推定される。

2.3 領家深成岩類

領家深成岩類は、後期白亜紀の伊奈川花崗岩及び武節花崗岩から構成される。このうち伊奈川花崗岩の一部には、主として黒雲母と斜長石の定向配列に規定される面構造が発達する。花崗岩類のこうした面構造は慣例的に片麻状構造と呼ばれることから、本報告においてもこれを踏襲し、面構造をもつ花崗岩類を「片麻状花崗岩」と記述する。

伊奈川花崗岩は豊田図幅地域の東部と北中部に分布し、塊状岩相と片麻状岩相とに区分される。足助断層の付近では、両岩相の境界は断層に一致しており、それ以外の部分では貫入境界で接すると考えられる。塊状岩相は粗粒-中粒(角閃石)黒雲母モンゾ花崗岩-花崗閃緑岩、片麻状岩相は粗粒-中粒片麻状斑状角閃石黒雲母花崗閃



第 2.1 図 豊田圏幅地域の地質総括図

年代値はCohen *et al.* (2013 : updated) の 2020 年版 (v2020/03) に従った。

緑岩を主体とする。片麻状岩相は塊状岩相と比較して片麻状構造が顕著であること、しばしばカリ長石斑晶を含むことで特徴づけられる。片麻状構造は大局的に北東-南西方向の走向を示し、足助断層より北側では南側に比べて面構造が不明瞭である。武節花崗岩は、豊田図幅地域の南東部に分布する。主として、細粒-中粒塊状白雲母黒雲母花崗閃緑岩から構成される。

領家深成岩類及び領家変成コンプレックスの相互関係は、伊奈川花崗岩、武節花崗岩ともに領家変成コンプレックスを包有しており、武節花崗岩は伊奈川花崗岩に貫入している。

2.4 品野層

豊田図幅地域の中新統は品野層と呼ばれ、北部の日進市北進町、豊田市田初町、大畑町、西広瀬町、田茂平町、扶桑町に品野層が小規模に分布する。品野層は瀬戸層群と基盤となる花崗岩の間に位置するため、豊田市田初町や西広瀬町のように深く掘削した鉱山や基盤である花崗岩付近においてでしか観察できない。

品野層の岩相や堆積環境は変化が大きく、田初町では泥岩層からなり、中新世を示唆する海生貝化石が見つかる。一方、西広瀬町の品野層は凝灰質の砂岩層及び泥岩層からなり、前期中新世を示唆する植物化石が見つかる。豊田市田茂平町の品野層に挟む火山灰層からは、約 18 Ma のフィッシュン・トラック年代と U-Pb 年代が得られている。

2.5 瀬戸層群

東海地方、伊勢湾周辺には陸成の新第三系が広く分布し、東海層群と呼ばれている。愛知県北東部における東海層群は、瀬戸層群と呼ばれる。瀬戸層群は、主に蛇行河川の堆積物からなり、全体に西または南西に緩く傾斜している。本地域の東海層群は、下位から瀬戸陶土層、藤岡層、矢田川層の3層に分けられる。瀬戸陶土層と矢田川層は、粘土・シルト・砂層を主体とし、亜炭層を挟むが、藤岡層は礫層を主体とする。古地磁気とテフラの広域対比・放射年代から、瀬戸陶土層の年代はおおよそ 10.3-8.3 Ma とおおよそ 6.7-6.2 Ma の後期中新世と見積もられる。また、藤岡層、矢田川層の年代は、それぞれおおよそ 6.2-5.0 Ma の後期中新世-前期鮮新世、おおよそ 5.0-3.3 Ma の前期-後期鮮新世と見積もられる。

2.6 更新統・完新統

豊田図幅地域の更新統は、下部更新統の三好層及び八事層、中部更新統の伊保原層及び拳母層、上部更新統の碧海層、越戸層、籠川層に区分される。これらは矢作川

及び小河川の河成段丘堆積物で、それぞれが最高位面の三好面及び八事面、高位1面の伊保原面、高位2面の拳母面、中位面の碧海面、低位1面の越戸面、低位2面の籠川面を構成する。礫層、砂層、泥層から構成されており、基盤となる花崗岩や瀬戸層群に不整合で重なる。

完新統は、自然堤防堆積物と後背湿地及び谷底低地堆積物(沖積層)に区分され、前者は砂及び礫、後者は砂、泥及び礫からなる。

2.7 地質構造

豊田図幅地域では、北部から南東部にかけて中生界基盤岩となるジュラ紀付加体と領家深成岩類と領家変成コンプレックスが山地及び丘陵を構成して分布している。基盤岩は南西方向に分布深度が低下し、その上位には新第三系から第四系が重なる。図幅南西端においては、基盤岩の上面の地下深度が約 1,000 m に達することが深井戸等のボーリングや地震波探査などの物理探査によってわかっている。

豊田図幅地域周辺には、猿投-知多隆起帯と呼ばれる構造が知られ、猿投山から知多半島まで続く丘陵部にあたる。豊田図幅地域では猿投山地や日進市の御岳山や香久山において、隆起帯に位置する中生界の基盤岩が露出する。この隆起帯の南東側の相対的な沈降域には広く段丘堆積物が分布し、西三河(岡崎)平野にあたる。豊田図幅地域におけるこの構造の境界は、北東-南西方向に分布する活断層である猿投-境川断層である。猿投-境川断層は、豊田図幅内では豊田市猿投町から東郷町に渡って北東-南西方向に分布する西傾斜の逆断層で、領家深成岩類、瀬戸層群、三好層を変位させている。南端の豊明市周辺では、瀬戸層群および碧海層に撓曲構造がみられ、高根山撓曲とも呼ばれる。北隣の瀬戸地域にある豊田市藤岡町石畳地区における調査にて、最新活動時期は 11,800 年前とされている。この断層に雁行する断層として、豊田市篠原町からみよし市黒笹町周辺に分布する篠原-黒笹断層も知られる。地質断層として、三河山地において北東-南西方向に足助断層が分布する。足助断層は、分布域の東部から東隣の足助地域では片麻状岩相と塊状岩相の境界とほぼ一致する。三河山地中央部から西部にかけては、片麻状構造が大局的に北東-南西方向の走向を示す岩相と面構造が不明瞭な岩相の境界を足助断層とした。

2.8 応用地質

豊田図幅地域の鉱物資源として、木節粘土、珪砂、骨材・石材がある。木節粘土は瀬戸陶土層に賦存し、瀬戸焼の原料として盛んに開発されたが、現在木節粘土を主体とした鉱山は稼行していない。珪砂も瀬戸陶土層の珪

砂鉱床が開発され、現在はガラスの原料として供給されており、4つの鉱山が稼働している。骨材・石材として、花崗岩類や瀬戸層群などの砂礫が採掘されていたが、現在はほとんどが休止している。豊田市西広瀬町において風化花崗岩の採掘場が稼働している。

燃料資源として、かつては瀬戸層群における亜炭鉱床の開発が20世紀初頭から始まったが、1969年には開発が終わり、すべての亜炭鉱山は閉山した。

豊田図幅地域には、3つの鉱泉と4つの温泉があり、温

泉は1,000 m以上深いボーリングによって汲み上げられている。

豊田図幅地域を含む東海地域は南海トラフに面していることで、東海地域の沿岸域は海溝型地震による被害を受けやすい。内陸に位置する豊田図幅地域では、海溝型地震であった昭和東南海地震(1944年)のほか、直下型地震として、濃尾地震(1891年)と三河地震(1945年)によって大きな被害が出た。

第3章 美濃帯のジュラ紀付加体

(斎藤 眞)

豊田図幅地域北西部の日進市御岳山^{おんたけさん}周辺とその西方の香久山^{かぐやま}には、岩相から美濃帯のジュラ紀付加体と判断できる接触変成作用を被った地質体が分布する。この地質体はチャート、砂岩、泥岩、混在岩などからなるメランジュで、北東-南西方向の走向をもつ。周囲に美濃帯のジュラ紀付加体の分布がないが、当該付加体の分布南限に近いことから中期-後期ジュラ紀に形成された地質体である可能性が高い。これらは堇青石帯に相当する接触変成作用を被っており、地下ごく浅い部分に後期白亜紀の花崗岩類の存在がボーリングデータによって確認されている。(第9.1表 日進市浅田町, 第9.1図)

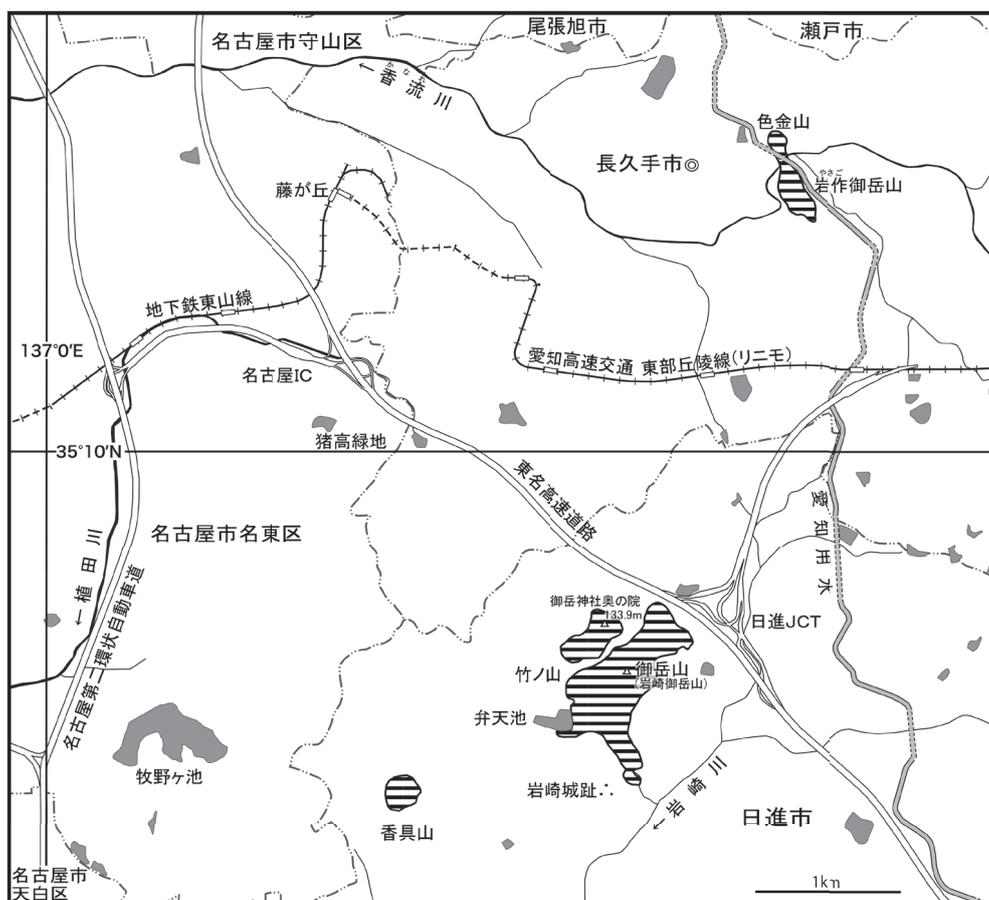
本章の岩体等の用語は、斎藤・沢田(2000)に従った。

3.1 研究史

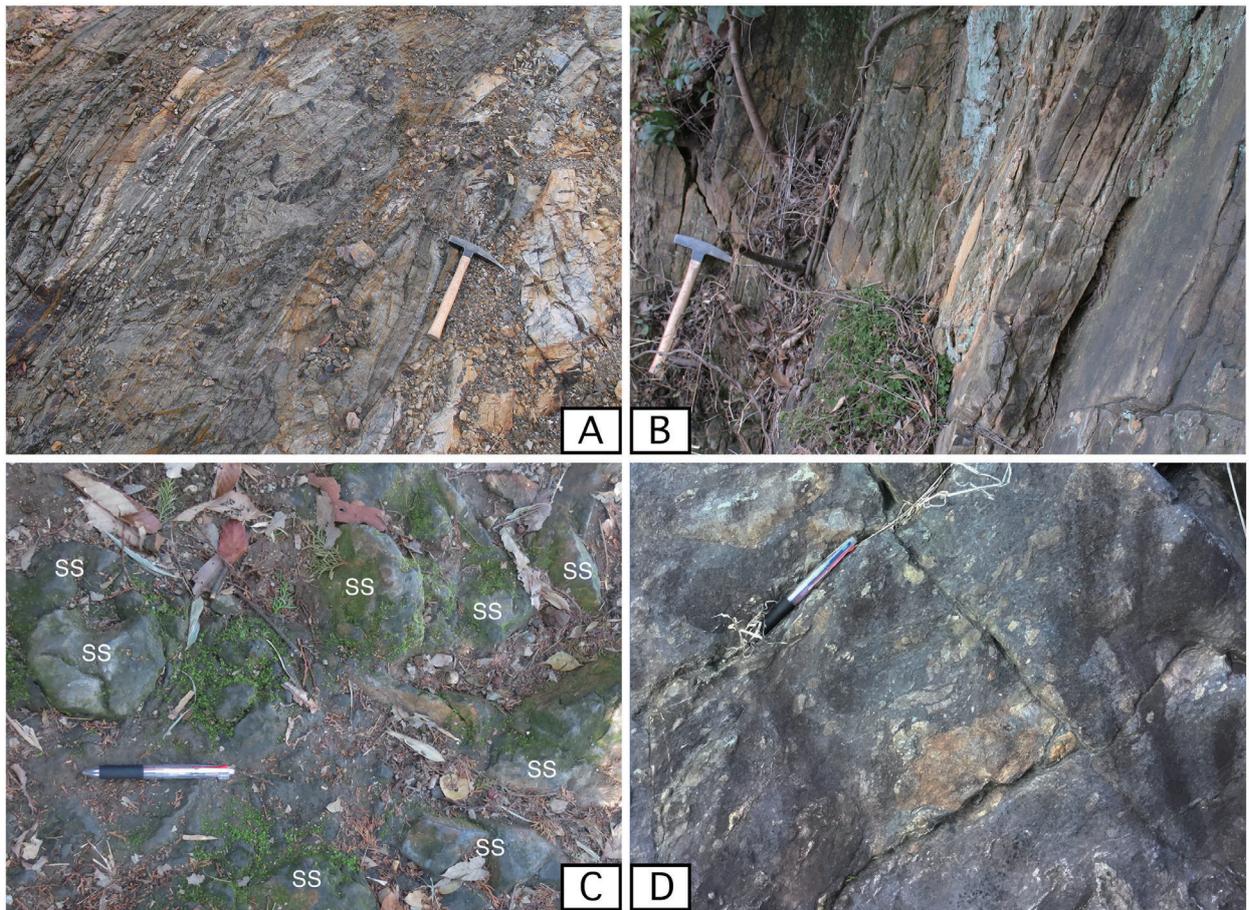
豊田図幅地域のジュラ紀付加体に関する研究はほとんど行われていない。旧20万分の1地質図幅「足助」(三浦, 1890)には記載がなく、20万分の1「豊橋」(地質調査所地質部編図課, 1956)で初めてその存在が知られた。その後も「豊橋(第2版)」(山田ほか, 1972)、「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)と表層地質図(近藤・高田, 1972)しか分布が示されていない。

3.2 分布と構造

豊田図幅地域のジュラ紀付加体は、日進市御岳山付近



第3.1図 豊田地域北部から北側におけるジュラ紀付加体の分布
どれも堇青石帯の接触変成作用を被っている。



第3.2図 ジュラ紀付加体の露頭写真

すべて接触変成作用を被っている。ハンマーの長さ33 cm。ペンの長さ14 cm。

A. 砂岩泥岩互層(左側)と砂岩(右側)。砂岩は白色で、破断面はチャートの変成したものより粗面である。接触変成による再結晶が進んでいる。日進市竹の山の弁天池南東縁。(GSJ R110813)

B. チャート。再結晶が進んで石英粒の集合体になっている。日進市岩崎町竹の山の弁天池北東側。(GSJ R110809)

C. 砂岩のブロック(SS)を含む砂岩・泥岩からなる混在岩。豊田地域北側の長久手市の岩作御岳山山頂付近(第3.1図参照)。

D. 砂岩のブロックを含む混在岩。白色部が砂岩、黒色部の泥岩には直径数mmの堇青石斑状変晶が見られる。豊田地域北側の岩作御岳山北縁の香流川河床(第3.1図参照)。

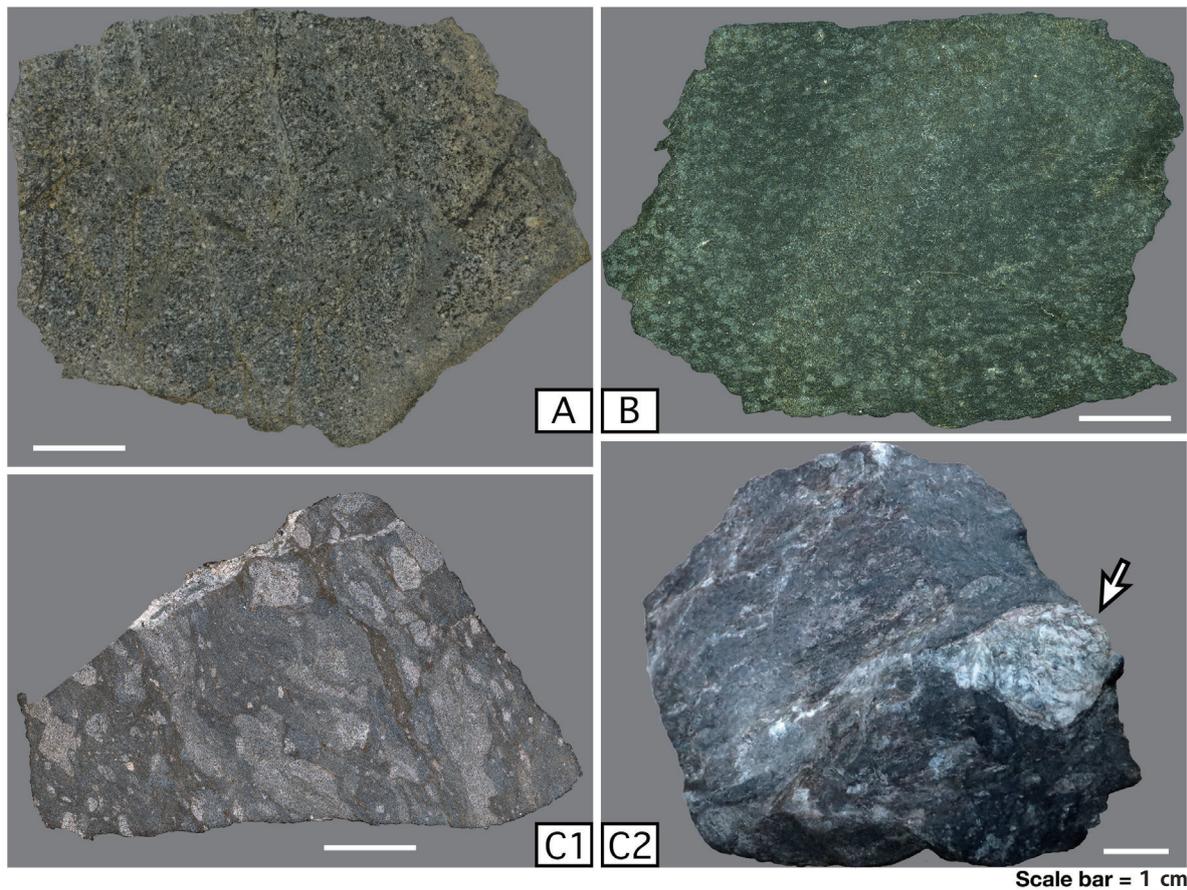
と香久山付近に分布する。近傍では、瀬戸^{やご}図幅地域南部の長久手市岩作^{いろがねやま}の御嶽山から色金山にかけて分布する(第3.1図)。後者の香流川の河道沿いは露出がよく、接触変成作用を受けた混在岩の露出が良い(第3.2図D)。全体に東北東-北東走向で、鉛直から高角北西傾斜の層理面ないし面構造を持つ。面構造は接触変成作用の影響で剥離性を示しにくい^{かなれがわ}ため、混在岩中の岩塊、岩片の並び、初生的に鱗片状劈開面と考えられる泥質の面から判断した。なお分布域が狭小のため広域的な地質構造は不明である。

3.3 岩相

豊田図幅地域のジュラ紀付加体はメランジュを呈し、

露頭では、メランジュの基質をなす混在岩(Jx)や、メランジュ中の岩体として認識できる砂岩(Js)、泥岩(Jm)、チャート(Jc)がある。また混在岩中では砂岩やチャートの岩体と同じ岩相の岩塊や岩片が、変形した泥岩の中に含まれる。

混在岩(Jx)は泥岩の基質の中に主に砂岩の岩片を含み、一部にチャートないし珩質泥岩とみられる珩質の岩塊を含む。第3.2図Dのような新鮮な露頭や岩石試料(第3.3図C)では混在岩であることが理解しやすいが、露頭条件が悪い^{かなれがわ}ため、第3.2図Cのように風化による浸食程度の違いに基づき、基質と岩塊の産状を理解する必要がある。薄片では、砂岩片と基質の泥岩部の境が不明瞭で、砂岩片も不規則な外形をしている(第3.4図D)。豊田図幅地域及び周辺では、混在岩の基質をなす泥岩部にしばしば



第3.3図 ジュラ紀付加体の岩石試料写真

すべて接触変成作用を被っている。スケールバーは1 cm。

A. 混在岩中の粗粒砂岩ブロックの切片写真。日進市岩崎町四ツ池の御岳山山頂北東約350 m。薄片写真は第3.4図A。(GSJ R110807)

B. 堇青石斑状変晶の仮像の密集した泥岩の切片写真。日進市竹の山の弁天池南東縁。薄片写真は第3.4図E。(GSJ R110814)

C1. 混在岩の切片写真。色の薄い部分が砂岩、暗色部が泥岩。日進市岩崎町市場の岩崎城趾北東側約180 m。薄片写真は第3.4図D。(GSJ R110810)

C2. C1の試料写真。矢印部はチャートで他の色の薄い部分が砂岩、暗色部が泥岩。チャート片が引き延ばされていることがわかる。

堇青石の斑状変晶(通常は薄片で観察しても仮像)が認められる。

砂岩(Js)は、中粒の塊状砂岩が多く、砂岩泥岩互層を伴う(第3.2図A)。接触変成作用を被っているものものざらざらとした砂岩特有の産状は認められる(第3.3図A)。鏡下では、基質に黒雲母(第3.4図A)が晶出しているのが観察される。

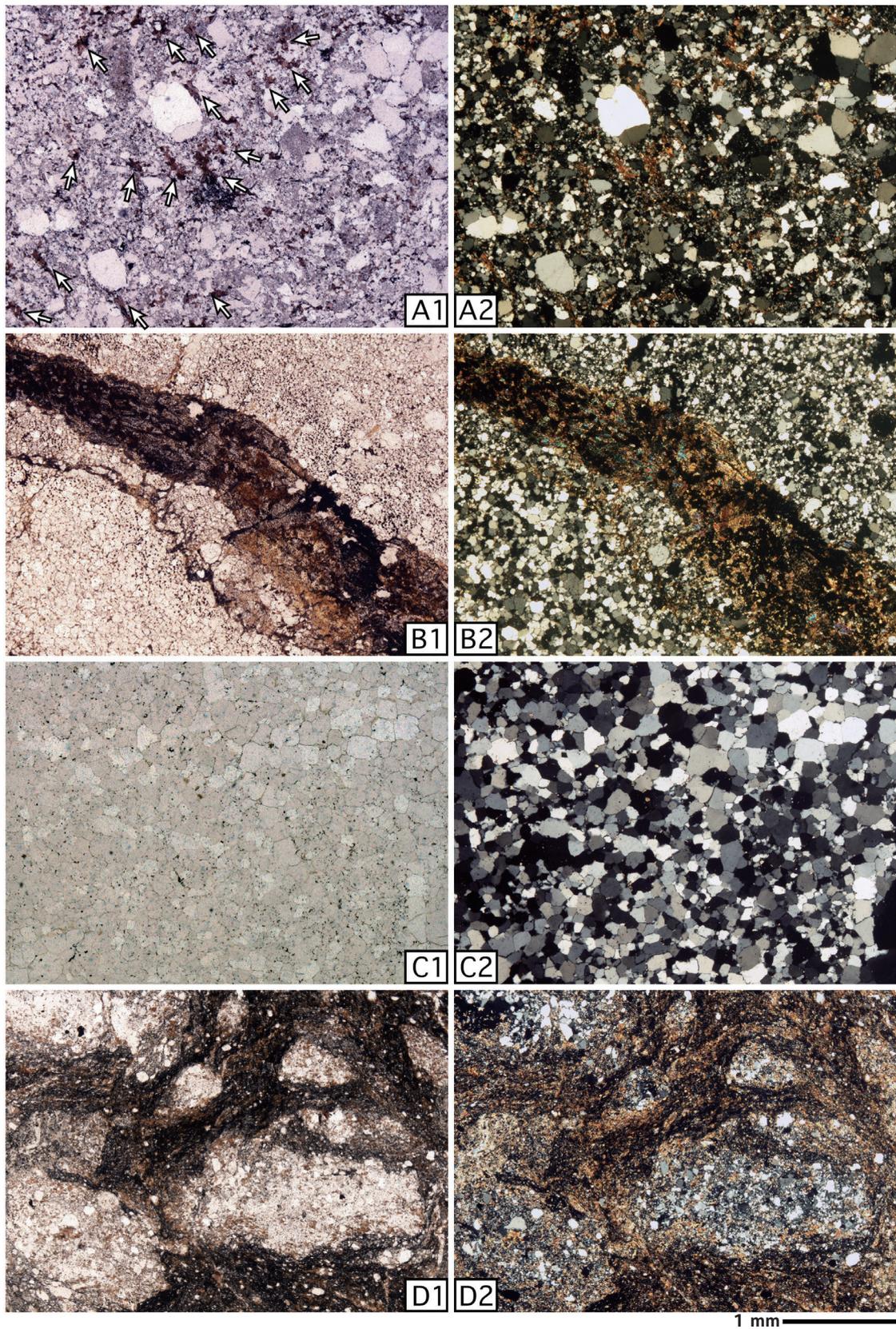
チャート(Jc)は基本的には層状構造を持っている(第3.2図B)が、一部には変形を受けて破断し層状構造の認められないものもある。接触変成を被っているため、チャート特有の貝殻状の割れ口は認められず、ややざらざらした石英粒が認められる。チャートの場合は等粒状の石英粒になっている(第3.4図C)。ジュラ紀の付加体では、一般にチャートの他に層状の珩長質岩として、珩質泥岩、珩長質凝灰岩が知られている。豊田図幅地域の

露頭での区別は難しいが、珩質泥岩、珩長質凝灰岩が含まれる。第3.4図Bに示したチャート様の岩石では、石英密集部の石英粒間に微細な雲母類が認められ、これは珩質度の低い珩質泥岩と考えられる。

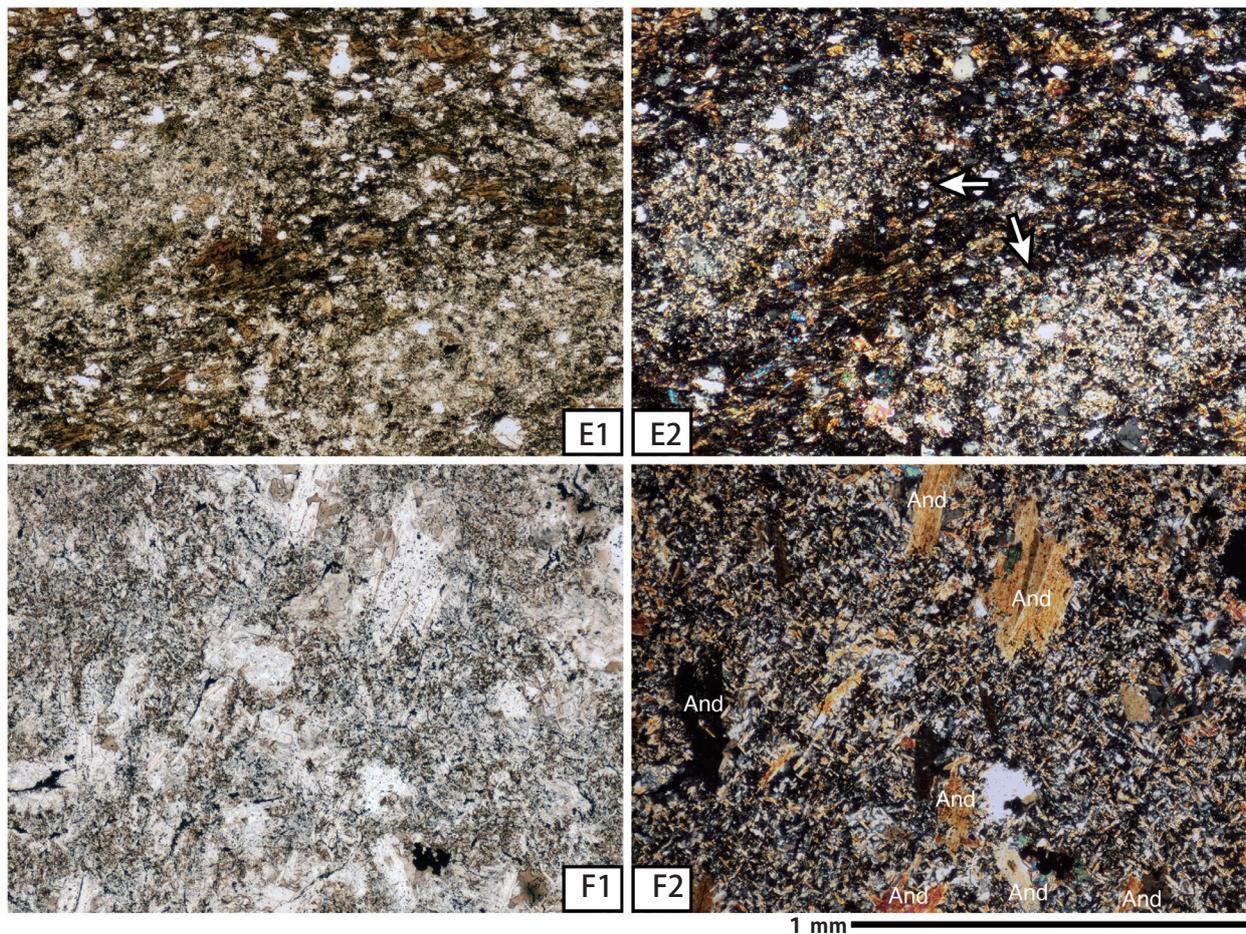
泥岩(Jm)はシルトサイズの碎屑粒子を含む泥岩で、ジュラ紀付加体の三畳紀のチャートの下位に知られている珩質粘土岩とは異なる。露頭の風化面では、径1-2 mmの堇青石の斑状変晶が認められる(第3.3図B)。しかし、鏡下では仮像となっている(第3.4図E)。また鏡下では紅柱石が認められるものもある(第3.4図F)。

3.4 接触変成作用

豊田図幅地域のジュラ紀付加体は、これらは全域にわたって、堇青石、紅柱石およびカリ長石を含むカリ長石



第3.4図 ジュラ紀付加体岩石試料の薄片写真
キャプションは次ページ参照.



第 3.4 図 ジュラ紀付加体岩石試料の薄片写真

すべて接触変成作用を被っている。スケールはA-DとE-Fが同じ。スケールバーは1 mm。各写真番号のうち1がオープンニコル、2がクロスニコル。

- A. 混在岩中の粗粒砂岩ブロック。基質部に黒雲母が晶出している(矢印)。日進市岩崎町四ツ池の御岳山山頂北東約350 m。切片写真は第3.3図A。(GSJ R110807)
- B. 著しい変形を受けたやや泥質なチャートないし珪質泥岩。中央部は泥質部。石英密集部の石英粒間に微細な雲母類が認められる。日進市岩崎町竹の山、御岳神社奥之院付近。(GSJ R110808)
- C. チャート。ほぼ石英粒になっている。日進市香久山。(GSJ R110813)
- D. 砂岩と泥岩からなる混在岩。オープンニコルで暗色部が泥岩。泥質部には黒雲母が密集してできている。日進市岩崎町市場の岩崎城趾北東側約180 m。切片写真は第3.3図C。(GSJ R110810)
- E. 堇青石斑状変晶の仮像の密集した泥岩の切片写真。矢印が堇青石の斑状変晶の仮像(径約1 mm)。日進市竹の山の弁天池南東縁。切片写真は第3.3図B。(GSJ R110814)
- F. 紅柱石(And)の晶出した泥岩。日進市岩崎町竹の山、御岳山山頂北東約150 m。(GSJ R110811)

堇青石帯の接触変成作用を被っている。詳細は第4章にも記されている。

ごく近傍の地下に後期白亜紀の花崗岩類の存在が推定されるが、地表には珪長質火成岩岩脈はなく、両者の接触部に近い部分は露出していないと考えられる。一方、

深井戸資料(経済企画庁総合開発局国土調査課, 1973)では、香久山から南方に2-3 km離れた日進市浅田町において、地表面下71 m(標高-34.3 m)に花崗岩が記録されている(第9.1図; 第9.1表)。

第4章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域

(山崎 徹)

本報告では、豊田図幅地域に分布し、後期白亜紀の高温低圧型変成作用を被った変成岩類から構成される地質体を領家変成コンプレックスとして扱う。この名称は、同変成岩類が広く分布する南東の御油地域に従った。加えて、領家深成岩類の貫入により後期白亜紀の接触変成作用を受けた岩相についても本章で記述する。

4.1 研究史及び概要

4.1.1 研究史

領家変成コンプレックスに相当する“領家変成岩類”は日本において最も早期に認識された変成岩類のひとつで、天竜川の支流である水窪川上流の奥領家村（現在の静岡県浜松市天竜区水窪町奥領家）付近の地名をとって命名された（Harada, 1889, 原田, 1890–1892）。ほぼ同時期に作成された20万分の1地質図幅「豊橋」（三浦, 1889）及び同「足助」（三浦, 1890）では、本地域に変成岩類の分布は示されていない。7万5千分の1地質図幅「足助」において、初めて変成岩類の分布が示されており、本地域南東部の岡崎市八ッ木町付近に雲母片岩として記載されている（清野・石井, 1927）。更に、20万分の1地質図幅「豊橋」第1版（地質調査所地質部編図課, 1956）においては、領家変成コンプレックスを雲母片岩・雲母片麻岩・石英片岩に区分した上で、本地域には雲母片岩が分布するとしている。20万分の1豊橋図幅第2版（山田ほか, 1972）では、領家変成コンプレックスは片状ホルンフェルス帯と縞状片麻岩帯とに区分されており、本地域に分布する変成岩類は珪線石雲母片麻岩や珪質片麻岩などから構成される縞状片麻岩帯に区分されている。20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」（牧本ほか, 2004）では、領家変成コンプレックスについて、ジュラ紀の美濃帯堆積岩コンプレックスの諸岩相を原岩として前期白亜紀の変成作用を受けた岩石とし、原岩と変成作用の情報を重ね書きで表現した。それによると、原岩の美濃帯堆積岩コンプレックスの岩相である砂岩、泥岩及び混在岩・チャート・石灰岩と変成作用によって生じた珪線石帯（縞状片麻岩帯）・堇青石帯（雲母片岩帯）・黒雲母帯（粘板岩・雲母片岩帯）の各帯の組合せにより表現され、豊田図幅地域には砂岩、泥岩及び混在岩を原岩とする堇青石帯の変成岩類が分布する。

豊田図幅地域の変成岩類は、山田ほか（1974）の中部地方領家帯地質図において初めて変成分帯がなされた。そ

こでは中部地方の領家変成コンプレックスを黒雲母帯・堇青石帯・珪線石帯に分帯し、豊田図幅地域の変成岩類は珪線石帯に分帯されている。豊田図幅地域は、変成岩類の分布そのものが少ないため、南東の御油地域に比べてその検討がほとんどなされておらず、山田ほか（1974）を踏襲した牧本ほか（2004）以外に変成分帯がなされていない。一方、東隣の足助図幅やその南隣の御油図幅では、豊田図幅から連続する武節花崗岩の周縁部をカリ長石堇青石帯として分帯し、それを領家深成岩類の貫入による接触変成域としたうえで、同地域に分布する変成岩類を泥質変成岩の鉱物組合せに基づいて黒雲母帯、カリ長石珪線石帯及びざくろ石堇青石帯に分帯した（宮崎, 2008；Miyazaki, 2010；山崎, 2012）。宮崎（2008）によると、御油地域の変成岩類は北東–南西方向の走向を示し、その岩相境界は北傾斜で、北から南へ見掛けの層序の上位から下位の地層が露出する。御油地域の各変成分帯は、北東–南西方向に伸びる帯状に産し、その境界は変成岩類の岩相境界とほぼ平行である。そして見掛けの層序の下位へ向かって変成度が高くなっており、御油図幅地域の変成岩類の分布を単純に延長すると、豊田図幅地域の領家変成コンプレックスは、黒雲母帯の層準に位置する。三宅ほか（2014, 2016）は、東隣の足助地域の伊奈川花崗岩周辺に分布し、その貫入による接触変成作用を受けた変成岩類について、堇青石–カリ長石帯、珪線石–カリ長石帯、白雲母–黒雲母帯及び後者2帯の混在する漸移帯とに分帯し、この順に伊奈川花崗岩との境界と調和的に配列しているとした。更に、堇青石–カリ長石帯内では、伊奈川花崗岩に近づくにつれて変成泥岩がミグマタイトとして産することが多くなり、紅柱石斑状変晶内の柱状珪線石の出現頻度も増すことから、伊奈川花崗岩に近いほど高温の変成作用を受けているとした。

豊田図幅地域の東隣の足助地域及びその南隣の御油地域周辺の領家変成コンプレックス構成岩類から、 98.0 ± 3.2 Ma, 98.7 ± 5.5 Ma, 100 ± 10 Ma 及び 101.9 ± 5.8 Ma, 更に東部の田口地域から 98.8 ± 10.5 Ma, その南の三河大野地域から 98.0 ± 11.1 Ma 及び 98.9 ± 2.9 Ma のモナザイト CHIME 法（chemical Th–U–Total Pb isochron method；Suzuki and Adachi, 1991）による年代が報告されている（森下・鈴木, 1993；鈴木ほか, 1994；Suzuki *et al.*, 1994；Suzuki and Adachi, 1998）。御油地域からは、 97 ± 4 Ma– 90 ± 1 Ma のジルコン U–Pb 年代が報告されている（Takatsuka *et al.*, 2018）。また、田口図幅地域からは、 71 ± 3 Ma と 65 ± 3 Ma

の黒雲母K-Ar年代(Banno and Miller, 1965), 及び64.1 Maの黒雲母-全岩Rb-Sr年代と70.6-69.1 Maの黒雲母K-Ar年代(Ueno *et al.*, 1969)が報告されている。なお, 上述のK-Ar法及びRb-Sr法で得られた年代値は, ^{40}K の壊変定数として $\lambda_p = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$ と $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$, ^{87}Sr の壊変定数として $1.47 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977)で再計算した値を用いている。

4.1.2 概要

豊田図幅地域の領家変成コンプレックスは, 変成泥岩・変成砂岩から構成される(第4.1図)。地質図においては, これらの岩相に基づく区分と合わせて, 変成泥岩の鉱物組合せによる変成分帯を示した(第4.2図)。変成分帯の鉱物帯の名称と分帯の基準は, 南東の御油図幅(宮崎, 2008)や東隣の足助図幅(山崎, 2012)と共通である。この基準に基づくと, 豊田図幅地域の変成分帯は, カリ長石堇青石帯に区分される。カリ長石堇青石帯は, 領家深成岩類の貫入による接触変成域であり, この接触変成作用以前の広域変成作用による変成度は不明である。なお, 変成岩の記載に際し, 本報告書では, 片岩, 片麻岩, グラノフェルスの名称を用いる。これらの名称の定義はInternational Union of Geological Sciences (IUGS) Subcommission of the Systematics of Metamorphic Rocksの, Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Fettes and Desmons, 2007)に従う。

豊田図幅地域の領家変成コンプレックスの変成岩類は, 岡崎市八ッ木町付近の岩体と岡崎市日影町付近の岩体とにおいて, 走向が北東-南西方向を示し, 大局的に東隣の足助地域や南東の御油地域の走向と一致する。それ以外の小岩体については, 岩体内で一定の走向を示すものの, 大局的な領家変成コンプレックスの走向とは一致しない。いずれの岩体も変成泥岩を主体とし, 少量の変成砂岩を含む。一般に宅地や土壌の被覆等で露出が悪く, 変成砂岩の分布は地質図のスケールではわずかしら確認できなかった。変成泥岩は周囲の花崗岩との接触部付近の露頭において片理の弱いグラノフェルスから構成される場合があるが, それ以外のほとんどの場合, 層理面とほぼ平行な片理面が発達する。

豊田図幅地域の領家変成コンプレックスを構成する変成泥岩は, カリ長石+堇青石の鉱物共生で特徴づけられる。このような変成泥岩の鉱物組合せは, 御油及び足助地域のカリ長石堇青石帯に対比できる。このカリ長石堇青石帯は領家深成岩類による接触変成域であり, 接触変成作用を受ける以前の変成作用は不明である。しかしながら, 豊田図幅地域の変成岩類は大局的に北東-南西方向の片理をもち, 御油及び足助地域の領家変成コンプレックスの分布や片理の構造と調和的であることから, 接触変成作用以前は黒雲母帯が御油図幅地域から連続していたものと推定される。領家深成岩類による接触変成

域は, 領家変成コンプレックスのみならず, 美濃帯のジュラ紀付加体にも認められる。

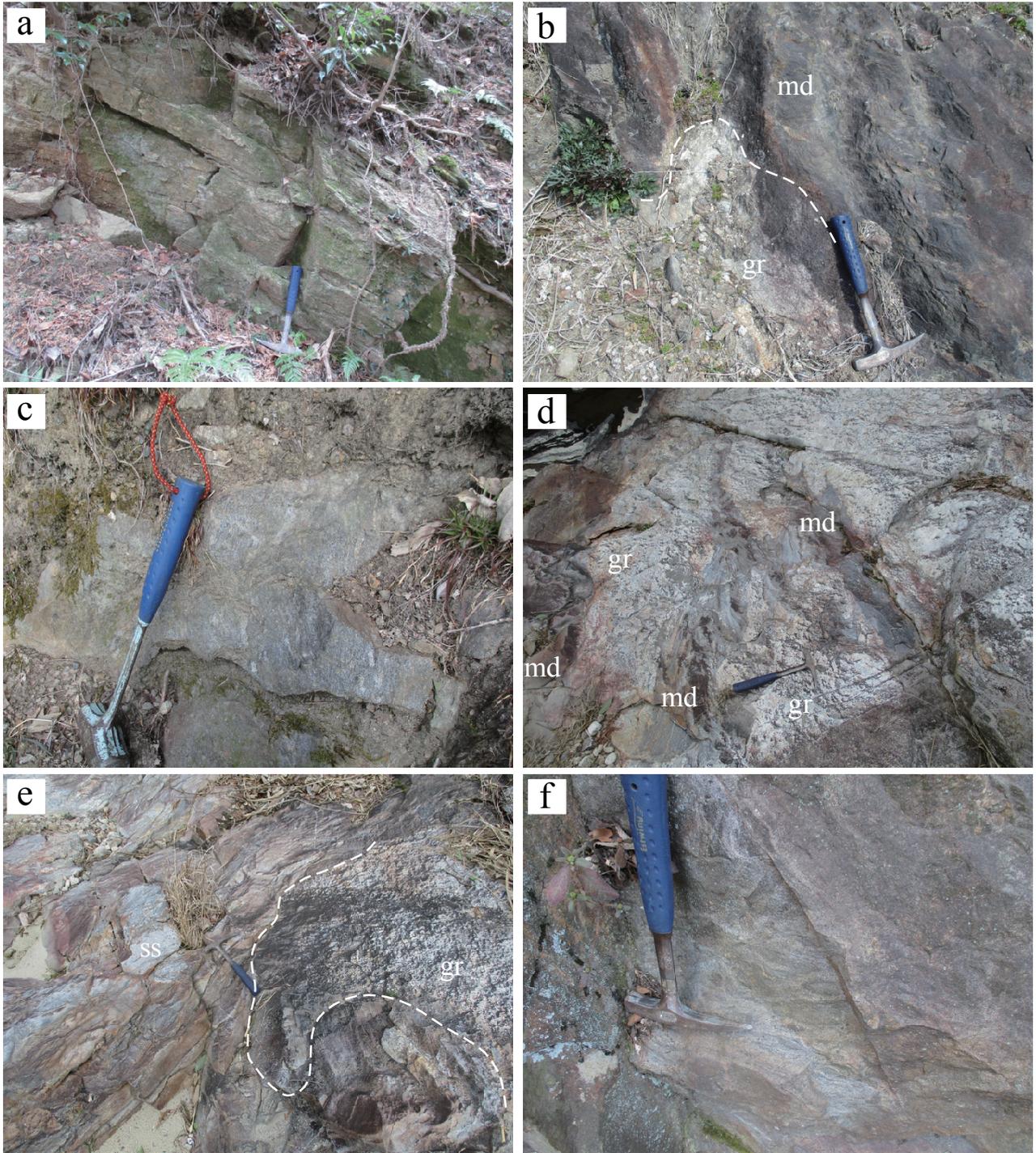
4.2 カリ長石堇青石帯 (KC) (領家深成岩類の接触変成域)

カリ長石堇青石帯は, カリ長石+堇青石の鉱物組合せをもつ変成泥質岩が出現する地域で, 豊田図幅地域の領家変成コンプレックス構成岩類は全てこの帯に属する。豊田図幅地域内の領家変成コンプレックスはすべて領家深成岩類に接触しており, 足助地域や御油地域の観察結果とあわせて考えると, 本帯は領家深成岩類の接触変成域と考えられる。

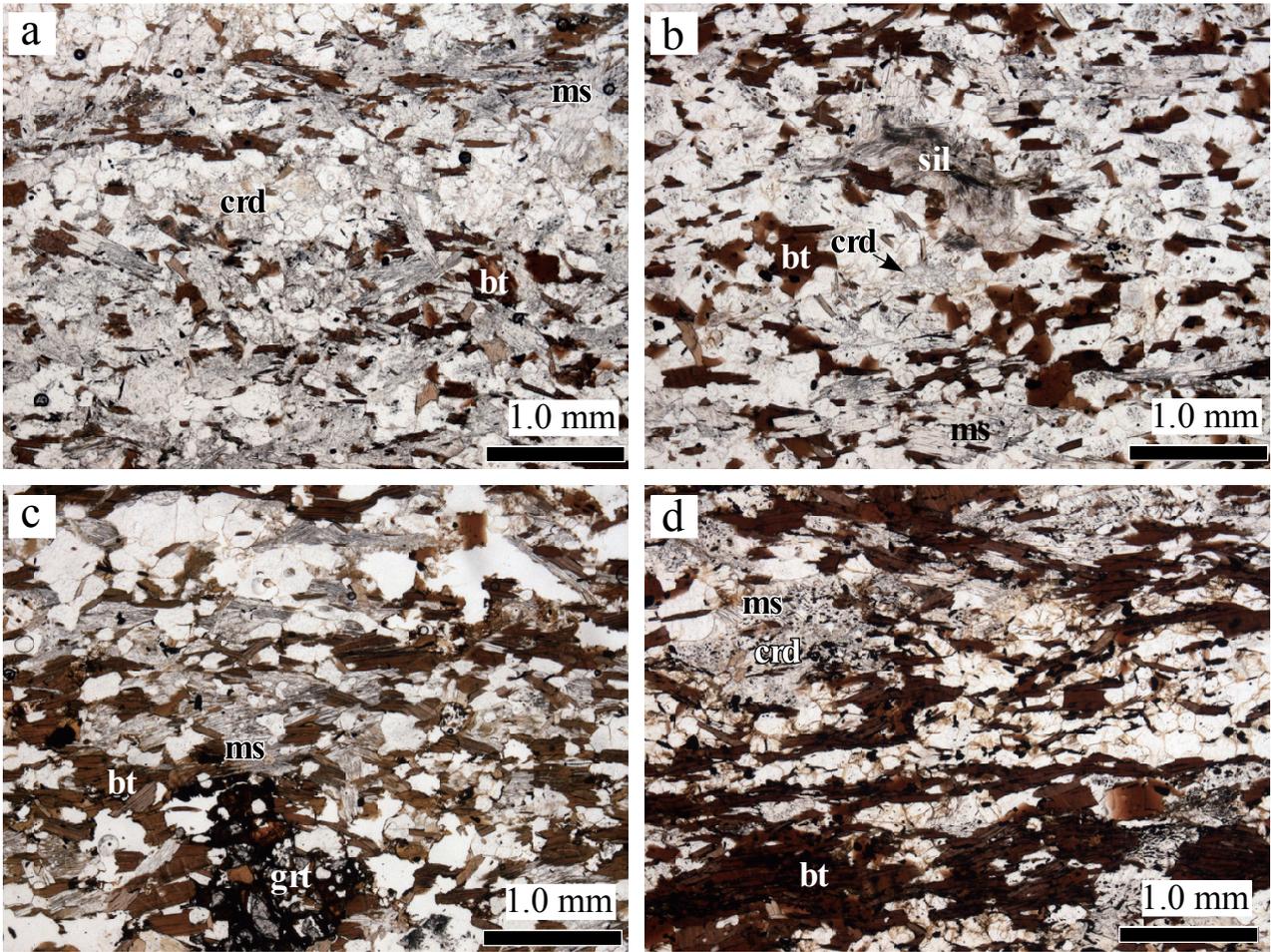
豊田図幅地域の領家変成コンプレックスを構成する変成泥岩は, 多くの場合珪線石を含む。このことが20万分の1豊橋図幅第2版(山田ほか, 1972)において珪線石雲母片麻岩や珪質片麻岩などから構成される縞状片麻岩帯に区分され, 山田ほか(1974)の中部地方領家帯地質図においても珪線石帯に分帯された理由であると考えられる。東隣の足助図幅地域には, 黒雲母帯の構成岩類によく似た片理の発達する変成泥岩にカリ長石+堇青石の鉱物組合せが発達している場合と, 珪線石を含む泥質片岩ないし片麻岩の場合とがあり(山崎, 2012), 豊田図幅地域の変成泥岩は前者に似る。

領家変成コンプレックス構成岩類に加え, 第3章で述べたように, 美濃帯のジュラ紀付加体を構成する泥質岩も堇青石の斑状変晶や紅柱石の存在で特徴づけられる変成作用を被っている。美濃帯ジュラ紀付加体の分布する香久山の南方2-3 kmほどの, 日進市浅田町における深井戸データによると, 地表面下71 m(標高-34.3 m)の地点で花崗岩の存在が確認されている(経済企画庁総合開発局国土調査課, 1973; 第9.1表)。この花崗岩に関する詳しい記載はなく, また, 試料の確認もできなかったが, 豊田図幅地域から長野県にかけて領家深成岩類は大局的に北東-南西方向に延びる分布を示し, この花崗岩の産出地点は伊奈川花崗岩塊状岩相の分布域の延長に相当する。したがって, 豊田図幅地域の美濃帯のジュラ紀付加体に認められる接触変成作用も領家深成岩類によるものであると考えられる。

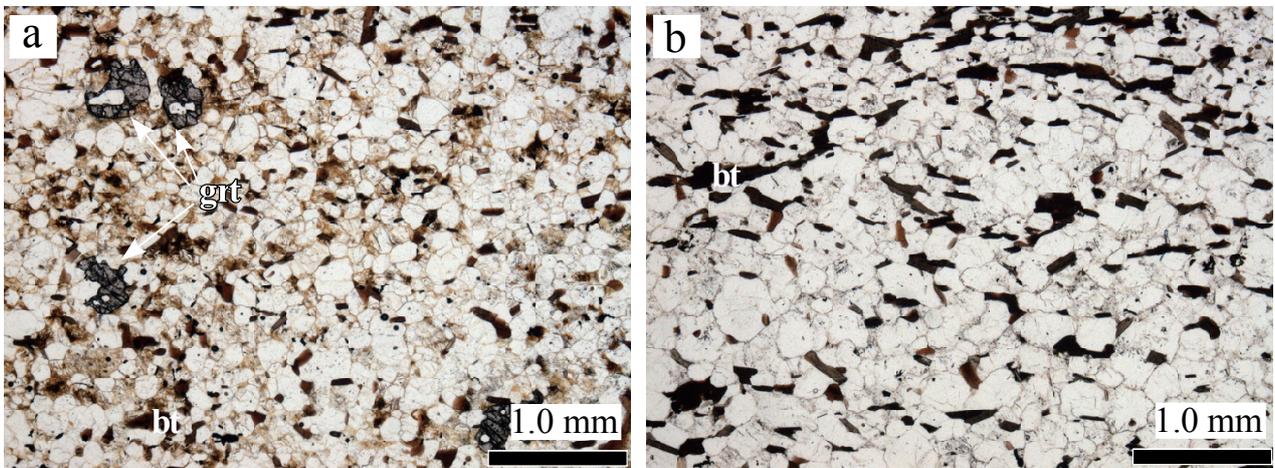
美濃帯のジュラ紀付加体構成岩の記載は第3章で述べた通りである。泥岩は泥質グラノフェルスないし片岩である。変成鉱物は, 堇青石, カリ長石, 黒雲母及び白雲母から構成され, 紅柱石を伴うことがある(第3.4図)。堇青石はポイキロプラスティックに石英, 黒雲母, 長石及び炭質物を含む斑状変晶として産し, ピナイト化して白雲母とその他の結晶の集合体に変質している(第3.4図E)。黒雲母は多くの場合融食形を示す。砂質岩及び珪質岩は砂質及び珪質グラノフェルスから構成される。しばしば, 石英粒子内部に丸みを帯びた黒雲母, 白雲母及び不透明鉱物の微細な結晶を多量に含む(第3.4図C)。



第 4.1 図 領家変成コンプレックスの接触変成域カリ長石堇青石帯の変成泥岩及び変成砂岩の露頭写真
 (a) 片理の発達する変成泥岩の産状 (岡崎市渡通津町). (b) 片麻状の変成泥岩に貫入する武節花崗岩. md: 変成泥岩, gr: 武節花崗岩 (岡崎市日影町). (c) 片麻状構造を示す変成泥岩 (岡崎市岩津町). (d) 武節花崗岩に包有される変成泥岩. md: 変成泥岩, gr: 武節花崗岩 (豊田市滝脇町二畳ヶ滝). (e) 片麻状の変成砂岩に貫入する武節花崗岩. ss: 変成砂岩, gr: 武節花崗岩 (豊田市滝脇町二畳ヶ滝). (f) 片麻状構造を示す変成砂岩. (豊田市室町, 矢作川左岸).



第 4.2 図 領家変成コンプレックスの接触変成域カリ長石堇青石帯の変成泥岩の薄片写真
 (a) 堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩 (岡崎市奥山田町). (b) 珪線石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩 (豊田市日影町). (c) ざくろ石含有堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩 (岡崎市岩津町). (d) 紅柱石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩 (岡崎市岩津町). bt: 黒雲母, ms: 白雲母, crd: 堇青石, sil: 珪線石, grt: ざくろ石.



第 4.3 図 領家変成コンプレックスの接触変成域カリ長石堇青石帯の変成砂岩の薄片写真
 (a) ざくろ石含有黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス (岡崎市桑原町). (b) 黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス (豊田市滝脇町). bt: 黒雲母, grt: ざくろ石.

石英の粒度はところによって変化し、相対的に粗粒なもののは石英粒子同士が縫合線状の境界で接し、細粒なものは粒状に近い。

本章では以降、領家変成コンプレックス中のカリ長石-堇青石帯について詳述する。

4.2.1 変成泥岩 (Rm+KC)

本帯の変成泥岩は暗灰色の泥質グラノフェルス、片岩ないし片麻岩である。野外において、黒雲母帯の変成泥岩のように見かけ上片理が顕著な岩相であっても、鏡下においては黒雲母が丸みを帯び、グラノフェルシクな組織を示す場合が多い。また、片麻状構造を示す岩相は、花崗岩類との接触部に認められる。

本帯の変成泥岩は、全体として、東隣の足助地域や南東の御油地域の黒雲母帯を構成する変成泥岩によく似た片理の発達する泥質片岩である(第4.1図a)。ただし、黒雲母帯の変成泥岩に比べて一般に粒度が粗く、しばしば露頭において片理が緩やかに褶曲している。花崗岩との接触部においては、変成泥岩は、暗灰色の泥質片麻岩の場合もある(第4.1図b, c)。泥質片麻岩は、上述の本帯の泥質片岩に比べて粒度が粗く、砂質の葉理に由来すると思われる優白質部と、黒雲母の濃集した優黒質部とが片麻状構造を構成する。ただし、この構造の連続性は悪く、ゆるやかに褶曲している。周囲の花崗岩中には変成岩のゼノリスが認められることもある(第4.1図d)。

本帯の泥質グラノフェルス、片岩ないし片麻岩は、主として堇青石カリ長石斜長石黒雲母グラノフェルス、片岩ないし片麻岩である。花崗岩類の貫入をうけて片麻状構造の顕著な部分では、珪線石を含む場合がある。また、ざくろ石や紅柱石を含むこともある。

岩石記載

堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩(岡崎市奥山田町, 第4.2図a)

主要鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母、堇青石で、少量の不透明鉱物、アパタイト、電気石、ジルコンを伴う。黒雲母及び白雲母の定向配列による弱い片理が発達する。堇青石の一部はピナイト化している。

珪線石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩(豊田市日影町, 第4.2図b)

主要鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石、白雲母で、少量の珪線石、不透明鉱物、電気石、ジルコンを伴う。珪線石は毛状のフィプロライトとして産する。鉱物の粒径は片岩よりも粗粒で、黒雲母及び白雲母の定向配列による弱い片理が認められるものの、部分的に不明瞭となる。石英、斜長石及びカリ長石と、それ以外の鉱物の量比が片理に直交する方向で変化する片麻状構造を示す。堇青石の一部はピナイト化している。

ざくろ石含有堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩(岡崎市岩津町, 第4.2図c)

主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母、堇青石で、少量のざくろ石、不透明鉱物、電気石、ジルコンを伴う。ざくろ石は包有物を多量に含む、径0.5-1.0 mmの他形結晶である。黒雲母及び白雲母の定向配列による弱い片理が認められるものの、部分的に不明瞭となる。石英、斜長石及びカリ長石と、それ以外の鉱物の量比が片理に直交する方向で顕著に変化する片麻状構造を示す。堇青石の一部はピナイト化しているほか、ざくろ石も鉱物の縁辺及び割れ目に沿って濃赤褐色の水酸化鉄様の変質が認められる。

堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片麻岩(岡崎市岩津町, 第4.2図d)

主要鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石で、少量の白雲母、不透明鉱物、電気石、ジルコンを伴う。堇青石は虫食い状の白雲母や微細な粒状の不透明鉱物、他形・粒状の黒雲母を多量に包有する集合体として産し、初生的には点紋状ないし斑状変晶状の産状を示していたものと思われる。黒雲母及び白雲母の定向配列による弱い片理が発達し、石英、斜長石及びカリ長石と、それ以外の鉱物の量比が片理に直交する方向で顕著に変化する片麻状構造を示す。

4.2.2 変成砂岩 (Rs+KC)

本帯の変成砂岩は、変成泥岩中の薄層として産する。層理及び片理の発達が弱く、塊状を示し、花崗岩との接触部においては、片麻岩様の縞状構造を示す(第4.1図e, f)。一般に厚さ数cmから数mの変成泥岩中の層として産するが、豊田図幅全体として露出に乏しく、地質図のスケールでの岩相の連続性を追うのが難しい。地質図では、変成泥岩を密接に伴いながらも、変成砂岩が量的に優勢な部分について塗色している。これらは、豊田市室町の矢作川左岸の岩体、豊田市滝脇町の二畳ヶ滝周辺、岡崎市奥山田町の村積山^{むらつみやま}南西麓において、地質図に表現可能な程度の規模で産する。

本帯の変成砂岩は灰色から暗灰色を呈する砂質グラノフェルスないし片麻岩である。それらの多くは、黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルスないし片麻岩である。ただし、主要構成鉱物の量比は試料により変化する。

岩石記載

ざくろ石含有黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス(岡崎市桑原町, 第4.3図a)

主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母で、少量のざくろ石、不透明鉱物、アパタイト、ジルコンを伴う。顕著な片理の発達は認められない。石英、斜長石、カリ長石は径0.1-0.3 mmの他形で、斜長石及びカリ長石はしば

しば汚濁している。ざくろ石は径0.1–0.5 mmの他形で、石英・長石を包有している。

黒雲母カリ長石斜長石石英グラノフェルス(豊田市滝脇町, 第4.3図b)

主要構成鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。顕著な片理の発達認められない。石英, 斜長石, カリ長石は径0.1–0.5mmの他形で, 斜長石及びカリ長石はしばしば汚濁している。

4.3 地質構造と変成作用

豊田図幅地域の変成岩類は全て後期白亜紀の領家深成岩類の貫入による接触変成作用を被っているものの, 周辺図幅地域を含めた地質分布は, その原岩が領家変成コンプレックス構成岩類であったことを示す。豊田図幅地域中の変成岩体は全て領家深成岩類に取り囲まれ, 地質図のスケールで包有された産状を示すが, 岡崎市八ッ木町付近の岩体と岡崎市日影町付近の岩体においては, 走向が北東–南西方向を示し, 大局的に東隣の足助地域や南東の御油地域の走向と一致する。したがって, これらの岩体が領家深成岩類, 具体的には武節花崗岩の貫入以前には豊田図幅地域より南あるいは南東の領家変成コンプレックスと連続していたと考えられ, その見掛けの層序的位置は, 南東の御油図幅の黒雲母帯の最上部あるいは黒雲母帯の更に上部に相当する。したがって, 領家深成岩による接触変成作用以前には, Miyazaki (2010) の黒雲母帯の変成温度圧力条件の見積もりである, $P = 0.29\text{--}0.37\text{ GPa}$, $T = 506\text{--}593^\circ\text{C}$ の低温低圧側に相当する程度の変成作用を被っていたものと考えられる。

黒雲母帯の北方延長に相当する見掛けの層序的位置や, 黒雲母帯の変成岩が接触変成を受けたと解釈される変成泥岩が産する一方, 豊田図幅地域の変成泥岩の多くは珪線石を含み, むしろカリ長石珪線石帯と似る特徴をもっている。このような変成泥岩は東隣の足助地域のほぼ同じ層序的位置にも産し, 山崎(2012)は浅所に伏在する武節花崗岩による接触変成を受けたためであると考えた。一方, 同じ変成岩類について, 三宅ほか(2014, 2016)は, 伊奈川花崗岩との境界と調和的に配列する堇青石–カリ長石帯, 珪線石–カリ長石帯, 白雲母–黒雲母帯及び後者2帯の混在する漸移帯とに分帯し, 伊奈川花崗岩の接触部からこの順に配列しているとした。更に, 堇青石–カリ長石帯内では, 伊奈川花崗岩に近づくにつれて変成泥岩がミグマタイトとして産することが多くなり, 紅柱石斑状変晶内の柱状珪線石の出現頻度も増すことから, 伊

奈川花崗岩に近いほど高温の変成作用を受けているとした(三宅ほか, 2016)。そして, 水平幅8 km, 伊奈川花崗岩体からの垂直距離が5 kmに及ぶ広大な接触変成帯が, 伊奈川花崗岩体の熱容量が大きかったことと, 同時期の多量の花崗岩質マグマの活動により, 周辺地域の地温勾配が高くなっていったことを重要な要因として形成されたと解釈した(三宅ほか, 2016)。これらの伊奈川花崗岩による接触変成条件として, $P = 0.32\text{ GPa}$, $T > 630^\circ\text{C}$ が推定されている(三宅ほか, 2016)。豊田図幅地域の変成泥岩も, その鏡下での産状や鉱物組合せとの類似性から, 同程度の接触変成作用を被ったと考えられる。

Takatsuka *et al.* (2018) は, 豊田図幅地域を含む三河地方の広い範囲の領家変成コンプレックス構成岩類及び領家深成岩類のジルコンU–Pb年代の検討を行い, 領家変成–深成作用が99–84 Ma, 81–75 Ma及び75–69 Maの3つの活動ステージに分けられ, 最も古いステージの領家深成岩類が明らかな変成作用を被っておらず, 領家変成コンプレックス中のジルコンのリムの年代と一致することから, この時期に中部地殻で部分溶融を伴う広域変成作用が生じるとともに, 上部地殻に深成岩類の一部が貫入したと考えた。更に, 続く81–75 Maのステージでは, 片麻状花崗岩類が領家変成コンプレックスと調和的な構造をもつことから, 比較的高温条件下でシン・テクトニックに貫入し, この後に地殻全体の削剥・冷却が始まったと述べている(Takatsuka *et al.*, 2018)。豊田図幅地域の領家変成コンプレックスを包有する領家深成岩類である武節花崗岩と伊奈川花崗岩は, とともにTakatsuka *et al.* (2018) による最後の活動ステージである75–69 Maに属する。Takatsuka *et al.* (2018) は, これらの岩体から得られているK–Ar年代(例えば, 山崎, 2012, 2013)がジルコンU–Pb年代よりもわずかに若いだけであることから, このステージの花崗岩類は, ほぼK–Ar系の閉鎖温度($340^\circ\text{C}\text{--}360^\circ\text{C}$; Hodges, 2005)程度まで冷却された上部地殻に貫入したと考えた。この時点で領家変成コンプレックスと片麻状の領家深成岩類の北に傾斜した大局的な構造は形成されており, 削剥も進んでいたと述べている(Takatsuka *et al.*, 2018)。以上の議論に基づく, 武節花崗岩や伊奈川花崗岩に包有される豊田図幅地域の領家変成コンプレックスは, 層理及び片理の走向や岩体の延長方向が南東の御油地域を含む三河地方の領家変成コンプレックスの片理・層理の走向に大局的に一致することから, すでに形成されていた領家変成コンプレックスの構造に領家深成岩類が貫入し, 結果的に深成岩類に完全に取り囲まれてしまった結果, 地質図に示される分布となったことが示唆される。

第5章 領家深成岩類

(山崎 徹)

本報告では、領家変成コンプレックスと密接に伴って産する後期白亜紀の深成岩類を領家深成岩類として扱う。また、以下の記述においては、領家深成岩類と領家変成コンプレックスの分布域を領家帯と呼ぶ。

5.1 研究史及び概要

5.1.1 研究史

領家深成岩類は、主として花崗岩質岩から構成され、糸魚川-静岡構造線以西では、長野県塩尻付近から中部・近畿・瀬戸内地方を経て延長約 700 km、幅 30-50 km の範囲に断続的に分布する。それらは岩相、化学組成、貫入関係及び年代をもとに対比され、必ずしも連続した岩体ではなくても「岩型名」が与えられ、場合によっては「岩型名」に加えて分布域ごとの「岩体名」が与えられている。豊田図幅地域の領家深成岩類の分布を地質図として示し、その具体的な記載を行ったのは、20 万分の 1 地質図幅「足助」(三浦, 1890) が最初である。この 20 万分の 1 地質図幅では、領家深成岩類に対応する花崗岩には粗粒なものと同粒なものがあり、細粒なものは三河に多いとの記述があるものの、地質図においては豊田図幅地域に分布する領家深成岩類が一括して花崗岩として示されている(三浦, 1890)。その後、7 万 5 千分の 1 地質図幅「足助」では、豊田図幅地域の領家深成岩類を「黒雲母花崗岩」(本地質図幅の伊奈川花崗岩塊状岩相に相当)、「閃雲花崗岩」及び「片状閃雲花崗岩」(本地質図幅の伊奈川花崗岩片麻状岩相に相当)、「両雲母花崗岩」(本地質図幅の武節花崗岩に相当)と区分して地質図に示し、それぞれの記載を行っている(清野・石井, 1927)。その後、小出(1949)、Koide(1958)は、東隣の足助地域の北設楽郡設楽町段戸山周辺に分布する深成岩類を段戸閃緑岩類として論じた。小出(1949)によると、この段戸閃緑岩類は少なくとも 2 つの時期の異なる深成岩類からなるとし、「older intrusives」の一部として澄川花崗閃緑岩(豊田図幅地域の伊奈川花崗岩に相当)及び武節花崗岩を識別した。1953 年には第一次領家団研グループが結成され、それまでの成果をまとめた中部地方領家帯の 20 万分の 1 の編纂図が作成された(領家団体研究グループ, 1955)。

1960 年代に入ると、各地の領家深成岩類の調査が活発に行われると同時に岩体名が命名され、岩体ごとの相互関係の解明に力が注がれた。また、それらを総括し、地域ごとの岩体の対比も行われるようになった。酒井ほか

(1960a, b) は、岡崎市菅生川の川砂中のジルコンを篠島型・清崎型・三谷型・澄川型・武節型・三都橋型・猿投型の 7 つの型に区別し、それらのジルコンを含む花崗岩質岩をそれぞれ、篠島花崗閃緑岩質岩体・清崎花崗閃緑岩質岩体、三谷花崗閃緑岩質岩体・澄川花崗閃緑岩質岩体・武節花崗岩質岩体・三都橋花崗閃緑岩質岩体・猿投花崗閃緑岩質岩体と呼んだ。このうち、澄川岩体は豊田図幅地域東側の伊奈川花崗岩の主部に、猿投岩体が豊田市広幡町-篠原町周辺の伊奈川花崗岩に相当する。酒井ほか(1963)では、更に豊田図幅地域の深成岩類の岩石学的特徴が総括的に整理されており、澄川岩体については 5 つ、武節岩体については 4 つ、そして猿投岩体については 3 つの岩相区分が提案されている。これらの各岩相の具体的な分布は示されていないが、この区分は後の研究の基礎となっている。ただし、酒井ほか(1963)において、澄川岩体と猿投岩体は酷似しているとされており、豊田図幅地域における貫入関係や岩相区分そのものは明確ではない。山田・端山(1967)は、豊田図幅地域の領家深成岩類を含む中部地方の花崗岩類の全岩化学組成の検討を行い、中部地方各地の岩体の対比を初めて行った。この対比にあたり、中部地方領家帯の花崗岩類が古期花崗岩と新期花崗岩に大別されることを明示的に述べている。山田・端山(1967)では、豊田図幅地域に分布する澄川花崗岩体(伊奈川花崗岩体)・武節花崗岩体はいずれも古期花崗岩とされている。

1970 年代に入ると、豊田図幅地域の個々の岩体の岩石学的特徴や貫入関係の検討とともに、中部地方領家帯の花崗岩類との対比の中で包括的に珪長質火成活動を理解しようとする試みが活発となった。仲井(1970)は、酒井ほか(1960a, b)によるジルコンの群色を用いた岩体区分を踏襲し、豊田図幅地域の岩体区分と地質図の作成を初めて系統的に行った。この成果は、後の 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)まで踏襲されることとなる。仲井(1970)は、豊田図幅地域の領家深成岩類を澄川岩体(酒井ほか, 1960a)の猿投花崗岩類と澄川花崗閃緑岩類を一括；豊田図幅地域の伊奈川花崗岩に相当)及び武節岩体(豊田図幅地域の武節花崗岩に相当)とに区分し、この順に被貫入-貫入関係があると述べた。更に、特に説明はないものの、澄川岩体が伊奈川花崗岩体に対比できると図示している。仲井(1970)による岩体相互の関係に基づけば、澄川岩体及び武節花崗岩体はいずれも、濃飛流紋岩よりも新期の花崗岩類に所属すると

されている。

領家深成岩類の放射年代が1960年代に発表されはじめると、それまでに古期花崗岩類と新期花崗岩類とに区別していた深成岩類との間に年代のギャップがないことが明らかとなった。また、領家深成岩類の一部が濃飛流紋岩を貫いている事実が発見されたことから、領家研究グループが再度結成され、中部地方領家帯の全域にわたって花崗岩類の岩体区分と相互関係についての検討が行われた(領家研究グループ, 1972)。その結果は領家研究グループ(1972)にまとめられ、地質図として山田ほか(1972)の20万分の1地質図幅「豊橋」及び20万分の1「中部地方領家帯地質図」(山田ほか, 1974)として公表された。領家研究グループ(1972)では、中部地方の領家深成岩類の総括的な対比が行われ、活動時期を9つの時階に区分した。この中で、豊田図幅地域の澄川花崗閃緑岩体が伊奈川花崗岩体と対比され第5時階に、そして武節花崗岩体が第7時階に位置づけられた。

Nakai (1974) は、豊田図幅地域の伊奈川花崗岩に関する詳細な地質学的・岩石学的検討をまとめ、4つの岩相タイプとその分布、それぞれの相互関係を示した。この岩相区分及びその分布は仲井(1970)で示したものとほぼ同様である。Nakai (1974)によると、Type Iは中粒角閃石黒雲母トータル岩-花崗閃緑岩-アダメロ岩(モンゾ花崗岩)、Type IIは粗粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-アダメロ岩、Type IIIは粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩-アダメロ岩、そしてType IVは粗粒角閃石含有黒雲母アダメロ岩であり、Type IはType IIに漸移、Type IIはType IIIとType IVに漸移、Type IIIはType IVに漸移し、Type IとIIIの境界は比較的明瞭であるものの、貫入関係は観察されないとしている。しかしながら、Type IVが非調和にType Iに貫入していることから、Nakai (1974)はType IからType IVにむけて順に貫入したと考えた。また、ここで澄川岩体(澄川花崗岩・澄川花崗閃緑岩)が、伊奈川花崗岩と呼ばれるに至った。更に、Nakai (1976)では、豊田図幅地域の他の岩体との相互関係や岩石学的特徴、全岩化学組成をまとめ総括的な火成活動史を提示した。この火成活動史は、領家研究グループ(1972)と本質的に同じである。

Ishihara and Terashima (1977) は、豊田図幅地域を含む、白川・土岐・岡崎横断面に沿う地域の白亜紀花崗岩類から48個の全岩主成分及び微量成分組成を報告し、広域的な変化を論じた。更に、領家花崗岩類が中部-下部地殻において異常に高い熱流量の下で主として泥質-砂質変成岩から発生したことを主張し、はじめて岩石成因論的な議論を行った。こうした地球科学的検討はその後も黒田ほか(1982)による水素同位体比の検討、Tsusue *et al.* (1987)の希土類元素パターンの検討などによっても行われている。

原山ほか(1985)は、中部地方の白亜紀-古第三紀火成活動を総括し、それまで岩相的類似性や相互の貫入関係、

濃飛流紋岩との前後関係から編み上げられてきた火成活動史及び広域対比について、可能な限りRb-Sr法やK-Ar法などの放射年代値を尊重して再検討した。そして、火成活動を5つのステージに区分し、豊田図幅地域の武節花崗岩及び伊奈川花崗岩は、領家変成作用(ステージI, 約120-約90 Ma)の終息時から約65 Ma頃までのステージIIに相当するとした。山本ほか(1998)では、豊田図幅地域を含む豊田市北東部の地球化学図が、星・服部(1999)では豊田図幅地域の伊奈川花崗岩の節理解析が行われるなど、岩石学的検討以外の様々な検討も行われている。これらの検討は、仲井(1970)とNakai (1974)の岩相区分に基づいている。

Kutsukake (2002) は、豊田図幅地域を含む三河地方及び近畿地方の花崗岩類の総括的な岩石学的・地球化学的検討を行い、古期・新期領家花崗岩類の大部分はイルメナイト系列・Iタイプ花崗岩の性質をもち、地球化学的に類似した特徴をもつとした。そして、そうした特徴をもつ花崗岩類は角閃岩の脱水溶融もしくはソレアイト質玄武岩の1 GPa以上の高圧での加水溶融によって生じ、そのような溶融を引き起こした熱源が領家深成岩類中の苦鉄質岩であると述べた。

Nakai and Suzuki (2003) 及びKutsukake *et al.* (2003)には、豊田図幅地域を含む三河地域の領家深成岩類の地質学的、岩石学的、地球化学的特徴及びそれまでに得られている年代がまとめられている。このうち、Nakai and Suzuki (2003)によると、武節花崗岩体は細粒黒雲母花崗閃緑岩、中粒黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩(トータル岩を含む)、中粒両雲母モンゾ花崗岩、そして細粒両雲母花崗閃緑岩の4つの岩相に区分され、それぞれの分布の境界は明瞭ではないものの、中粒両雲母モンゾ花崗岩が最も広範に分布していると述べている。更に、中粒両雲母モンゾ花崗岩が細粒細粒両雲母花崗閃緑岩に貫入されているとしている。

Tsuboi (2005) は、豊田図幅地域を含む伊奈川花崗岩(岩型)のアパタイトのSr同位体比の検討を行い、同岩体のSr同位体初生値に著しい不均質性が認められること、そうした不均質性は単純な結晶分化作用では説明できず、2成分混合が重要な役割を果たしていることを指摘した。そして、伊奈川花崗岩のうち、Nakai (1974)によるType IとIIでは、同岩相に多数含まれる暗色包有岩の同化作用、あるいは包有岩をもたらした苦鉄質マグマとの混合が生じており、Type IIIとIVはすでに混合が終了したマグマから形成されたと述べた。Ishihara and Chappel (2007) は、豊田図幅地域を含む中部地方の領家深成岩類の全岩化学組成の再検討を行い、すべての岩体がイルメナイト系列(Ishihara, 1977)に属し、武節花崗岩(岩型)がアルミナ飽和度(A/CNK)においてSタイプ花崗岩(Chappel and White, 1974)の特徴をもち、アルカリ比についてはIタイプ花崗岩の特徴をもつこと、そしてそれ以外の花崗岩類

はIタイプ花崗岩に分類されることを示した。更に、武節花崗岩体以外のIタイプ花崗岩類は、中央構造線から北方にむけて珪長質となることを指摘した。

Takatsuka *et al.* (2018) では、豊田図幅地域を含む三河地方の領家深成岩類のU-Pbジルコン年代の検討を行い、それらが99–95 Ma, 81–75 Ma及び75–69 Maの3つの年代パルスを示すことを明らかにした。このうち、最初のパルスを含む99–84 Maには領家変成コンプレックスの広域変成作用が伴われた。豊田図幅地域に分布する伊奈川花崗岩及び武節花崗岩はいずれも最も若い75–69 Maの年代パルスに含まれ、これらのU-Pbジルコン年代と黒雲母K-Ar年代との間にわずかな年代差しかないため、この時期には領家変成コンプレックスがすでに北に傾斜する構造を持ち、K-Ar系の黒雲母の閉鎖温度まで冷却されていたと考えた(Takatsuka *et al.*, 2018)。

豊田図幅地域の伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相中の剪断変形帯(豊田図幅の足助剪断帯に相当)では、変形作用そのものと花崗岩の貫入・定置との関連性についての検討も行われている。金折ほか(1991)は、伊奈川花崗岩中の暗色包有岩の形態と花崗岩の片麻状構造及び微小変形構造の観察から、伊奈川花崗岩の固結過程の固相と液相が混じり合った高温時に変形が開始されたと考えた。更に、伊奈川花崗岩中の変形の集中する地域では、マイロナイトのほかにカタクラサイト帯も認められることから、冷却固結後に至るまで広い温度範囲で延性–脆性変形を受けていたと述べた。更に高木(1997)は、金折ほか(1991)によってカタクラサイト帯として記載されていた地域を足助剪断帯と名付けた。足助剪断帯では、東隣の足助地域の豊田市足助町を通り北東–南西方向に延長約14 kmにわたって断層帯が分布し、豊田図幅地域の豊田市幸海町から岡崎市桑原町にその延長部が分布する。高木・酒巻(2003)やKanai and Takagi (2016)では、この剪断帯ではカタクラサイトのほかにシュードタキライト及びマイロナイトが密接に伴って産することから、伊奈川岩体が貫入から冷却・固結後に至るまで左ずれ伸張場に置かれ、剪断帯が破碎–塑性遷移領域で形成されたと述べた。更に、金井・高木(2017)では、伊奈川花崗岩と武節花崗岩を含む、三河–東濃地域の深成岩類を対象に、石英粒子中に発達するヒールドマイクロクラックの三次元方向分布から、約75–67 Maの冷却時の古応力解析を行い、中央構造線に直交する方向の変化を議論している。

5.1.2 年代

1960年代以降、領家深成岩類及び領家変成コンプレックス構成岩類の放射年代が出されはじめ、領家深成岩類全体の活動史や岩体間の対比に大きな制約を与えてきた。そうした活動史や岩体対比は、既存及び新たな年代測定手法による年代データの蓄積により、度々見直しが行われてきた。そこで、以下に豊田図幅地域から得られ

た年代と、豊田図幅地域を構成する領家深成岩類に相当する岩型の年代について整理する。なお、K-Ar法及びRb-Sr法で得られた年代値は、 ^{40}K の壊変定数として $\lambda_p = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$ と $\lambda_c = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$ 、 ^{87}Rb の壊変定数として $1.47 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977)で一部再計算した値を用いている。

柴田ほか(1962)は、長野県、岐阜県及び愛知県の伊奈川花崗岩(岩型)の黒雲母K-Ar年代として74–65 Maを報告している。河野・植田(1966)は、伊奈川花崗岩(岩型)の黒雲母K-Ar年代として長野県と岐阜県から69–66 Ma、武節花崗岩の黒雲母K-Ar年代として愛知県岡崎市から75 Maを報告している。早瀬・石坂(1967)は、豊田図幅地域北西の瀬戸地域の愛知県豊田市猿投町の伊奈川花崗岩から黒雲母のRb-Sr鉱物年代として69 Maを報告している。また、Kagami(1973)は、三都橋花崗岩体と伊奈川花崗岩体(長野県・岐阜県)のRb-Sr全岩アイソクロン年代として、それぞれ136.1 Maと76.9 Maを報告している。仲井(1982)は、武節花崗岩から 71.7 ± 1.4 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代を報告した。また、Shibata and Ishihara(1979)は、 82.5 ± 3.9 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代を報告している。

1990年代からは、三河地方の領家深成岩類のモナザイトのCHIME法による年代測定が精力的に行われた。武節花崗岩については、東隣の足助地域の豊田市足助町及び松平町から、 77.6 ± 3.7 Ma, 78.1 ± 2.0 Ma, 78.5 ± 2.6 Maを報告している(鈴木ほか, 1994)。また、岡崎市滝町から恵田町の3ヶ所の碎石場から、 75.3 ± 4.9 Ma, 77.2 ± 4.1 Maと 75.9 ± 6.1 Maを報告している(Nakai and Suzuki, 2003)。伊奈川花崗岩については、豊田図幅地域の北東の瀬戸地域の愛知県豊田市猿投町(豊田図幅地域の塊状岩相に相当)から 81.9 ± 1.4 Maと 82.6 ± 1.8 Maが(Suzuki and Adachi, 1998)、東隣の足助図幅地域の豊田市東大見町と豊田市川面町(豊田図幅地域の片麻状岩相の南東縁に相当)から 83.5 ± 1.5 Maと 82.3 ± 3.6 Maが報告されている(三宅ほか, 2016)。一方、Takatsuka *et al.* (2018)は、これらの地域の領家深成岩類中のLA-ICP-MSによるU-Pbジルコン年代の検討を行い、東隣の足助地域の豊田市豊松町の伊奈川花崗片麻状岩相から 74.7 ± 0.7 Ma、豊田市大塚町の伊奈川花崗岩塊状岩相から 69.2 ± 0.5 Maの年代を、足助地域の豊田市花沢町、御油地域の岡崎市夏山町と岡崎市木下町の武節花崗岩から、それぞれ 70.8 ± 1.4 Ma, 69.5 ± 0.4 Ma及び 70.9 ± 0.9 Maの年代を報告している。これらの年代値は、伊奈川花崗岩については誤差を考慮してもCHIME年代よりも有意に若い。このことについて、Takatsuka *et al.* (2018)は、伊奈川花崗岩は自形の火成褐れん石を含むものの、モナザイトを欠くことから、CHIME年代は恐らく主要な火成年代を示すものではないと述べている。このようなCHIMEモナザイト年代とU-Pbジルコン年代との同様の差異は、足助地域から御油

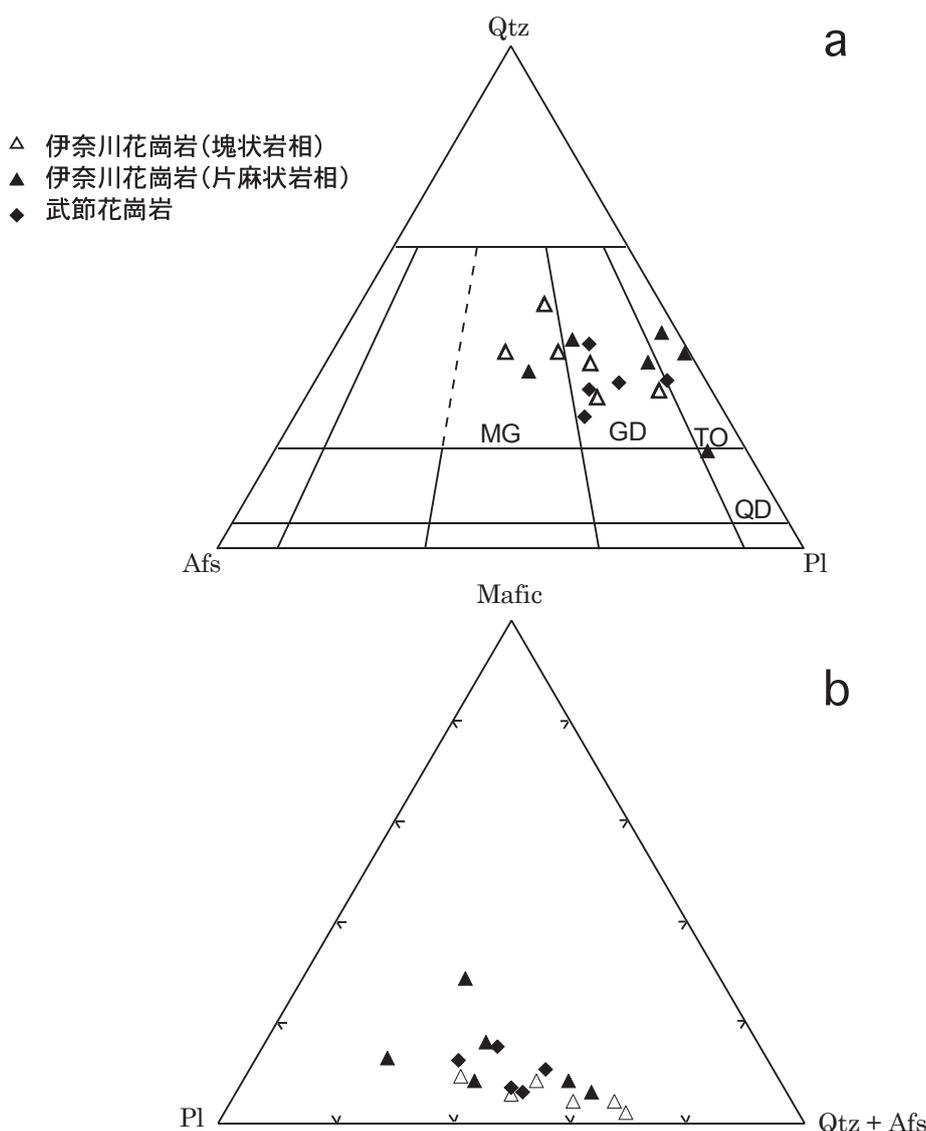
地域に分布する新城トータル岩や三都橋花崗閃緑岩においても認められ、Takatsuka *et al.* (2018) は、古い年代を示すモナザイト粒子は、周囲の変成岩に由来したと考えている。一方、武節花崗岩については、誤差を考慮するとCHIMEモナザイト年代とU-Pbジルコン年代とは概ね調和的であると評価している (Takatsuka *et al.*, 2018)。

そのほかの年代値の最近の報告として、Ishihara *et al.* (2002) は、岡崎市滝町の武節花崗岩のペグマタイト質岩脈中のモリブデナイトのRe-Os年代として、 76.4 ± 0.3 Maを報告している。Tsuboi (2005) は、伊奈川花崗岩のRb-Sr 鉱物アイソクロン年代として、Type II岩相 (豊田図幅地域の片麻状岩相に相当) の 71.5 ± 2.4 Ma と 63.0 ± 2.0 Ma、Type III岩相 (豊田図幅地域の塊状岩相に相当) の 67.4 ± 1.4 Maを報告している。Murakami *et al.* (2006) は、足助地域の伊奈川花崗岩分布域である豊田市田^た振^{ぶり}町から、 73.3 ± 3 Ma– 67.4 ± 4 MaのLA-ICP-MSによるU-Pb

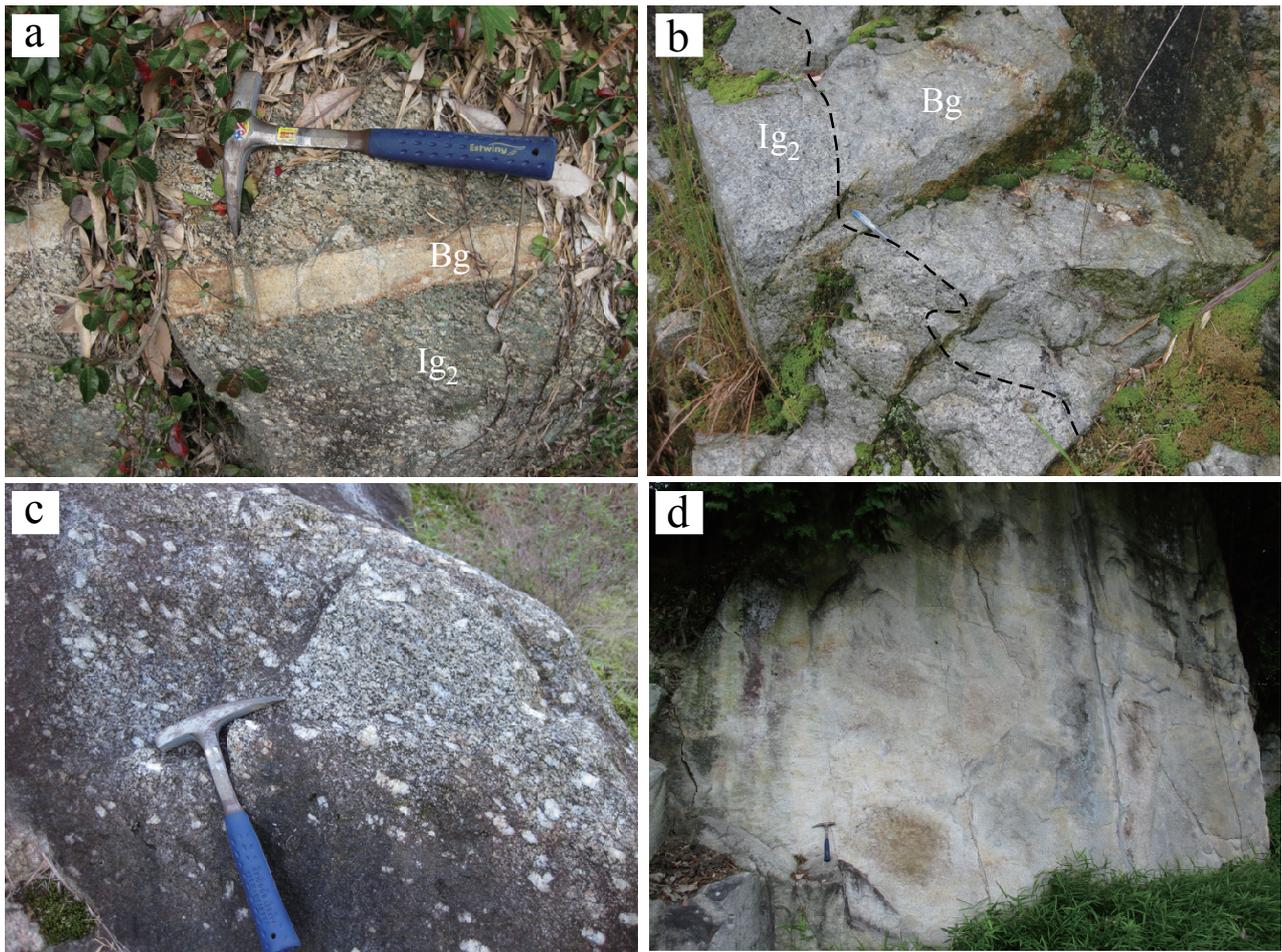
ジルコン年代と、 73.7 ± 7 Maのジルコンフィッシュトラック年代を報告し、同地域の伊奈川花崗岩の固結年代であるとした。更に、Murakami *et al.* (2006) は、同地域の足助剪断帯のシュードタキライト中のジルコンフィッシュトラック年代として 53.9 ± 9 Maを報告し、断層活動時の摩擦熱による年代であると述べた。山崎 (2012, 2013) は、東隣の足助地域において、豊田市大塚町に分布する伊奈川花崗岩塊状岩相から 70.1 ± 1.8 Ma、豊田市香^{こう}風^{らん}溪^{けい}付近の伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相 (豊田図幅地域の片麻状岩相に相当) から 66.7 ± 1.7 Ma、新城市作手川内の武節花崗岩から 71.1 Maの黒雲母K-Ar年代を報告している。

5.1.3 概要

豊田図幅地域の領家深成岩類は、北から南にむけ、伊奈川花崗岩、武節花崗岩の順に分布する。これらの名称



第5.1図 領家深成岩類のモード組成
(a) Qtz-Afs-Pl図、
(b) Mafic-Pl-Qtz + Afs図。Qtz：石英、Pl：斜長石、Afs：アルカリ長石、Mafic：苦鉄質鉱物、MG：モンゾ花崗岩、GD：花崗閃緑岩、TO：トータル岩、QD：石英閃緑岩。Qtz-Afs-Pl図の岩石区分はIUGS (Le Maitre, 2002) に従った。



第 5.2 図 領家深成岩類の露頭写真

(a) 伊奈川花崗岩片麻状岩相の片麻状構造を切って貫入する武節花崗岩の岩脈(豊田市加茂川町). (b) 伊奈川花崗岩片麻状岩相に貫入する武節花崗岩.(岡崎市渡通津町). (c) 片麻状斑状構造を示す伊奈川花崗岩片麻状岩相(豊田市岩倉町). (d) 武節花崗岩の露頭(岡崎市真福寺町). Ig₂: 伊奈川花崗岩片麻状岩相, Bg: 武節花崗岩.

は、上述の中部地方領家帯の深成岩類の広域的対比を踏まえた岩型名である。このうち、伊奈川花崗岩は北部の塊状岩相(Nakai, 1974によるType IIIに相当)と、南部の片麻状岩相(Nakai, 1974によるType IとIIに相当)とに分けられる。なお、片麻状岩相は東隣の「足助」図幅地域の片麻状斑状岩相(山崎, 2012)の延長である。後に述べるように、本岩相においても足助地域と同様に特徴的にアルカリ長石の斑状巨晶を含む岩石が認められるが、本岩相分布域全域にわたって産するかのような誤解を生むため、豊田図幅では片麻状岩相と呼ぶ。豊田図幅地域に分布する領家深成岩類のモード組成を第5.1図に示す。深成岩類の記載に際し、本報告書では、岩石の名称の定義としてInternational Union of Geological Sciences (IUGS) Subcommission of the Systematics of Igneous Rocksの, Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Le Maitre, 2002)に従う。粒度については、おおむね粒径5 mm以上を粗粒, 1-5 mmを中粒, 1 mm以下を細粒とよぶ。「片麻

状(gneissose)」という語は、単に面構造を有することを意味し、「foliated」と同義として使用する。岩石記載において顕微鏡下の組織を示す用語は、黒田・諏訪(1983)に従う。

伊奈川花崗岩北東部の塊状岩相は、主として粗粒-中粒(角閃石)黒雲母モンゾ花崗岩-花崗閃緑岩から構成される。伊奈川花崗岩体西部及び南部の片麻状岩相は、主として粗粒-中粒片麻状斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩から構成され、塊状岩相と比較して片麻状構造が顕著であること、しばしばアルカリ長石斑晶を含むことで特徴づけられる。ただし、伊奈川花崗岩の片麻状岩相は、足助断層より南側では明瞭な面構造を示すものの、北側では一般に面構造が弱く不明瞭である。伊奈川花崗岩は領家変成コンプレックスに貫入し、武節花崗岩に貫入される(第5.2図a, b)。伊奈川花崗岩の分布域は一般に風化の進んだ厚い粗粒のマサとなっており、なだらかな地形を呈する。武節花崗岩は主として中粒-細粒白雲母黒雲母



第 5.3 図 領家深成岩類の試料写真

(a) 伊奈川花崗岩塊状岩相(豊田市上高町). (b) 片麻状岩相. 足助断層より北に分布する弱い片麻状構造を示す岩相(豊田市中金町). (c) 片麻状岩相. 足助断層より南に分布する, 明瞭な片麻状構造を示す岩相(豊田市岩倉町). (d) 武節花崗岩(豊田市滝脇町).

花崗閃緑岩から構成される. 武節花崗岩は領家変成コンプレックス及び伊奈川花崗岩に貫入しているが, 貫入境界は平板状ではなく不規則な形態を示す(第 4.1 図b). 武節花崗岩分布域も, 一般に風化の進んだ細粒の 마사が分布し, ゆるやかな地形となっている.

以下の岩体ごとの放射年代の記述にあたり, 1960 年代の K-Ar 年代と, 誤差や壊変定数が示されていない Rb-Sr 全岩アイソクロン年代については, データ精度の評価が難しいため, 記述から除外した.

5.2 伊奈川花崗岩 (I_{g1}, I_{g2})

命名 長野県木曾郡大桑村の伊奈川流域を模式地とし, 柴田(1954)が伊奈川型花崗岩と命名. 豊田図幅地域の岩体は, 小出(1949)及び Koide(1958)により, 澄川花崗閃緑岩と命名され, 以降澄川花崗岩体あるいは単に澄川岩体などと呼ばれていたが, Nakai(1974)以降, 伊奈川花崗岩と呼ばれることとなった. 豊田図幅地域の岩体は, 模式地の伊奈川流域に分布する岩体からほぼ連続してい

ることから、本報告においても伊奈川花崗岩を使用する。分布及び貫入関係 木曾山地の南部から東濃地方南部を経て、三河地域に断続的に分布し、中部地方領家帯の中で最も広く分布する岩型である。豊田図幅地域では、北東端の豊田市押沢町から林添町を経て岡崎市細川町を結ぶ地域に分布する。また、豊田図幅地域中北部にも、豊田市大畑町から保見町を経て加納町を結ぶ地域に分布する。この岩体は豊田図幅地域では東部の岩体と離れているが、北隣の瀬戸地域において連続している。

豊田図幅地域東端の分布域においては、豊田市西広瀬町から幸海町にかけて、大局的に南北ないし北北西-南南東方向の境界を境に、南西側の片麻状岩相と北東側の塊状岩相とに区分される。両者の境界は豊田市幸海町周辺では、北東に延びる足助断層と一致する。片麻状岩相と塊状岩相とは後に述べるようにモード組成が類似しているため、両者の明確な違いは片麻状構造の有無である。足助断層より北では片麻状構造が弱く、塊状岩相との貫入関係も観察することができなかつたため、両岩相の境界位置を明確に決定することが困難であった。そのため、地質図においては両岩相の境界を破線で示している。東隣の足助地域においては、塊状岩相と片麻状岩相との間にU-Pbジルコン年代で5.5 Ma (誤差を考慮すると最小4.9 Ma)、黒雲母K-Ar年代で3.4 Ma (誤差を考慮すると最小1.7 Ma)の年代差があることから(山崎, 2012; Takatsuka *et al.*, 2018)、両者は貫入関係で接しているものと考えられる。片麻状岩相の片麻状構造は、足助断層を境に走向がやや異なる。足助断層より南東では、東北東-南南西方向の走向が卓越し、概ね走向が揃っているのに対し、北西では北東-南西方向から北北東-南南西方向が多く、走向のばらつきも大きい。足助断層より北では片麻状構造が不明瞭なことも多いが、足助断層以南も含め、分布域全体として緩やかに変化していることから、マグマティックに形成された面構造を示しているものと考えられる。

塊状岩相と領家変成コンプレックス由来の接触変成岩及び武節花崗岩との貫入関係は豊田図幅地域内においては観察することができない。片麻状岩相は、地質図に表現できる規模の領家変成コンプレックス由来の接触変成岩を包有する。武節花崗岩との境界付近では、武節花崗岩の岩脈が、伊奈川花崗岩の片麻状構造に非調和に貫入している(第5.2図a, b)。

岩相区分 足助断層の北西側に分布する塊状岩相は、粗粒-中粒黒雲母モンゾ花崗岩、角閃石黒雲母モンゾ花崗岩、角閃石黒雲母花崗閃緑岩から構成される(第5.1図; 第5.3図a)。Nakai (1974)のType IIIに相当する。後に記述する片麻状岩相に比べ、片麻状構造が認められないか非常に弱いこと、大局的にアルカリ長石の量比が多いこと、斑状構造をもたないこと、包有物がほとんど認められないことで特徴づけられる。ただし、片麻状岩相の一

部とはモード組成が重なり、片麻状構造の有無以外の違いが認められない場合もある。

豊田図幅地域の伊奈川花崗岩分布域の南西部の大部分を占める片麻状岩相は、中粒-粗粒片麻状斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、角閃石黒雲母トータル岩及び石英閃緑岩、黒雲母モンゾ花崗岩から構成される(第5.1図; 第5.3図b, c)。このうち、アルカリ長石の斑状巨晶を含まない片麻状の岩相(第5.2図a)とアルカリ長石の斑状巨晶を含む片麻状斑状の岩相(第5.2図c)が、それぞれ、Nakai (1974)のType IとType IIに相当する。Nakai (1974)には、Type IとIIIとの境界(本報告の片麻状岩相と塊状岩相との境界に相当)は明瞭であるものの、Type IとType IIとは漸移すると述べられている。豊田図幅地域は豊田市及び岡崎市の市街地に近く、地形的にもなだらかで風化が進み、新鮮な岩石を観察することのできる露頭が限られている。その結果、豊田図幅調査においては、Type Iに相当する片麻状斑状岩相(第5.2図c)の分布域を地質図上で明確に限定することは困難であったため、Nakai (1974)以来、2岩相に区分されていたType IとType IIとを一括して片麻状岩相とした。今回の観察においても、Type IとType IIとの明瞭な境界は露頭において観察されなかつたことから、両者は基本的に漸移しているものと考えられる。なお、豊田図幅の片麻状岩相は、東隣の足助図幅における片麻状斑状岩相の延長であるが、足助地域に比べて全体にアルカリ長石の斑状構造を示す部分は少ない。また、足助地域では塊状岩相の一部にもごく弱い片麻状構造が認められたため、名称として塊状岩相と明瞭に異なり、かつ、全体として片麻状構造の卓越する岩相を特徴づける名称として片麻状斑状岩相と呼んだが、斑状の岩相が本岩相分布域全域にわたって産することを意味するとの誤解を招くことから、豊田図幅では単に片麻状岩相と呼ぶ。なお、豊田市石楠町から岡崎市桑原町に至る、おおよそ巴川に沿う部分の片麻状岩相には、東隣の足助地域から長さ約14 km、幅数十m-数百mにわたって続く足助剪断帯(高木, 1997; 高木ほか, 2001; 高木・酒巻, 2003)が発達し(第5.4図)、カタクラサイトが分布する。ただし、後に述べるように豊田市王滝町以南では川幅が増し河床の露頭の観察が困難であるのと、拳母層及び相当層の被覆によりカタクラサイト帯の確認はできなかつた。

放射年代 伊奈川花崗岩の固結年代として、Suzuki and Adachi (1998)は、豊田図幅地域北西の瀬戸地域の豊田市猿投町から 82.6 ± 1.8 Maと 81.9 ± 1.4 MaのCHIMEモナザイト年代を報告している。三宅ほか(2016)は、東隣の足助地域の豊田市東大見町と豊田市川面町(豊田図幅地域の片麻状岩相の南東縁に相当)から 83.5 ± 1.5 Maと 82.3 ± 3.6 MaのCHIMEモナザイト年代を報告している。更に、同じく足助地域の豊田市田振町から、 73.3 ± 3 Ma- 67.4 ± 4 MaのLA-ICP-MSによるU-Pbジルコン年代と、 $73.7 \pm$

7 Maのジルコンフィッシュントラック年代が報告されている (Murakami *et al.*, 2006). Murakami *et al.* (2006) は、U-Pbジルコン年代とジルコンフィッシュントラック年代が固結年代を示すとしたうえで、既存のCHIMEモナザイト年代の約 83 Maから、LA-ICP-MSによるU-Pbジルコン年代のうち最も若い 67 Maまでを豊田図幅地域の花崗岩類の形成年代と解釈している。Takatsuka *et al.* (2018) は、足助地域の豊田市豊松町の伊奈川花崗片麻状岩相から 74.7 ± 0.7 Ma、豊田市大塚町の伊奈川花崗岩塊状岩相から 69.2 ± 0.5 MaのLA-ICP-MSによるU-Pbジルコン年代を報告している。これらの年代値は誤差を考慮してもCHIMEモナザイト年代よりも有意に若い、Takatsuka *et al.* (2018) は、その理由として、CHIME年代が主要な火成年代を示していない可能性を指摘している。

冷却年代としては、Tsuboi (2005) が足助地域の片麻状岩相から 63.0 ± 2.0 Maの、塊状岩相から 71.5 ± 2.4 MaのRb-Sr 鉱物アイソクロン年代を報告している。山崎 (2012, 2013) は、片麻状岩相から 66.7 ± 1.7 Ma、塊状岩相から 70.1 ± 1.8 Maの黒雲母K-Ar年代を報告している。また、Yamasaki (2019) 及び山崎 (2020) は、北東の明智地域の塊状岩相から 67.0 ± 1.5 Ma、片麻状岩相から 66.0 ± 1.5 Ma、さらに小原岩体に相当する葉片状暗色岩相から 67.7 ± 1.5 Maの黒雲母K-Ar年代を報告している。Murakami *et al.* (2006) は、豊田市田振町の足助断層帯のシェードタキライト中のジルコンフィッシュントラック年代として 53.9 ± 9 Maを報告し、断層活動時の摩擦熱による年代であると述べている。

5.2.1 塊状岩相 (lg₁)

分布 豊田図幅地域内では、北東端の豊田市押沢町から林添町にかけての地域に南北約 13 km、東西約 0.5–3 km、そして中北部の豊田市大畑町から保見町を経て加納町を結ぶ地域に南北約 3.5 km、東西最大 5 km分布する。両分布域は豊田図幅地域内では離れているが、北隣の瀬戸地域では連続している。中北部の岩体の南東側は猿投–境川断層で境される。北東の分布域は、その南端部の豊田市幸海町において、足助断層と南東の片麻状岩相との境界が一致することから、両岩相の間は断層境界と推定できるが、断層露頭は確認できていない。豊田市押沢町から林添町にかけての南北方向の境界は西の片麻状岩相と貫入関係で接しているものと考えられるが、露頭では確認できなかった。

岩相及び産状 中粒–粗粒黒雲母モンゾ花崗岩、角閃石黒雲母モンゾ花崗岩、角閃石黒雲母花崗閃緑岩から構成される (第 5.3 図 a)。岩相は等粒状・均質で、包有物はほとんど認められない。構成鉱物の量比は露頭によって変化するが、一般に風化によるマサ化が激しく新鮮な露頭の分布は限られているため、鉱物量比の変化とその分布との関係は明らかでない。

岩石記載

粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (TY202, 豊田市矢並町の道路沿い, 第 5.5 図 a)

主成分鉱物：斜長石 (51.7%), 石英 (27.2%), アルカリ長石 (7.7%), 黒雲母 (7.0%), 普通角閃石 (1.8%)。

副成分鉱物：燐灰石, 褐れん石, ジルコン, 不透明鉱物。完晶質で、主成分鉱物の粒度は 6.0 mm から 0.5 mm 程度まで連続的に変化するシリット組織を示す。斜長石は自形–半自形, 長径 0.1–5.0 mm 程度で、累帯構造が発達する。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填する。アルカリ長石は半自形ないし、他の鉱物の粒間に存在する他形で、単純双晶を示す。また、パーサイト構造やミルメカイト構造を示すこともある。黒雲母は半自形, 長径 0.5–4.0 mm 程度で、Y = Z = 黒褐色, X = 淡褐色の多色性を示す。普通角閃石は半自形で、長径 0.5–4.0 mm 程度である。一般に Y = Z = 暗緑褐色, X = 淡褐色の多色性を示す。コアがやや褐色を帯びることもある。長径 0.1–1.0 mm の自形の褐れん石を副成分として含み、Y = Z = 赤褐色, X = 淡褐色の顕著な多色性を示すほか、累帯構造が認められる。

粗粒黒雲母優白質モンゾ花崗岩 (TY007, 豊田市上高町の道路沿い, 第 5.5 図 b)

主成分鉱物：斜長石 (47.2%), 石英 (28.3%), アルカリ長石 (19.2%), 黒雲母 (2.0%)。

副成分鉱物：燐灰石, 褐れん石, ジルコン, 不透明鉱物。完晶質で、主成分鉱物の粒度は 6.0 mm から 0.5 mm 程度まで連続的に変化するシリット組織を示す。斜長石は自形–半自形, 長径 0.1–6.0 mm 程度で、累帯構造が発達する。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、波動消光を示す。アルカリ長石は他形で他の鉱物の粒間に存在し、パーサイト構造が発達する。また、単純双晶やミルメカイト構造を示すこともある。黒雲母は半自形, 長径 0.5–4.0 mm 程度で、Y = Z = 黒褐色, X = 淡褐色の多色性を示す。長径 0.1–1.0 mm の自形の褐れん石を副成分として含み、Y = Z = 赤褐色, X = 淡褐色の顕著な多色性を示すほか、累帯構造が認められる。

5.2.2 片麻状岩相 (lg₂)

分布 豊田市西広瀬町から琴平町を経て、林添町を結ぶ地域に南北に延長約 16 km、幅約 6 km にわたって分布する。南東端の豊田市桂野町から林添町にかけての地域では、武節花崗岩との境界付近で、小規模な武節花崗岩の貫入岩体が多数認められる。

岩相及び産状 中粒–粗粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、角閃石黒雲母トータル岩及び石英閃緑岩、黒雲母モンゾ花崗岩から構成される (第 5.1 図; 第 5.3 図 b, c)。定向配列した黒雲母に規定される様々な程度の片麻状構造によって特徴づけられる (第 5.2 図 a, c; 第 5.3 図 b, c)。特徴的に長径最大数 cm に及ぶアルカリ長石斑

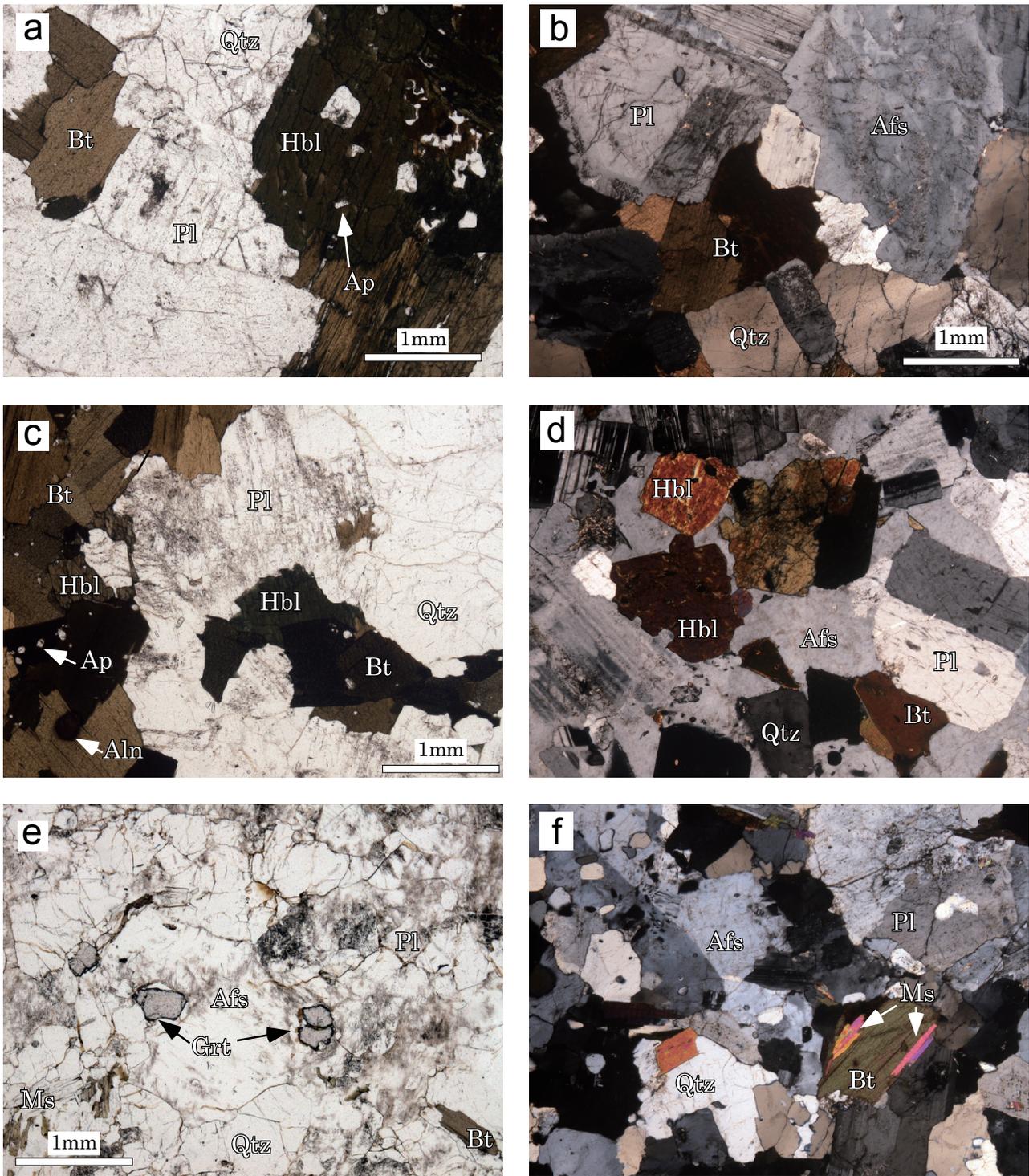


第 5.4 図 足助断層帯の伊奈川花崗岩の露頭写真

(a) 節理状の割れ目の発達する伊奈川花崗岩。(b) 節理状の割れ目の拡大写真。東隣の足助図幅地域に発達するような幅数 mm のネットワーク状、緑灰色のカタクラサイト脈は認められず、筋状の割れ目 (矢印) が観察されるのみである。(c) 著しく伸張した暗色包有物 (矢印) を含むマイロナイト化した伊奈川花崗岩。写真はいずれも豊田市王滝町の巴川河岸。

晶を含むことがある (第 5.2 図 c)。豊田市幸海町から室町にかけて北東-南西方向に延びる足助断層を境に、片麻状構造の程度と走向がやや異なる。足助断層より南東では、東北東-南南西方向の走向が卓越し、岩体縁辺部を除き概ね走向が揃っているのに対し、北西では北東-南西方向から北北東-南南西方向が多く、走向のばらつきも大きい。足助断層より北では片麻状構造が不明瞭なことも多いため、ばらつきの一部は測定誤差に由来する可能性もあるが、南北いずれの分布域においても岩体内でゆるやかに走向が変化していることから、基本的にはマグマティックな面構造を示しているものと考えられる。足助断層の南東の分布域では暗色包有物を含むことがある。暗色包有物は楕円体で、長軸の長さは数 cm-10 cm 程度である。同じく足助断層の南東側から巴川付近にかけては、長径数 cm に達する自形のアルカリ長石斑晶を含む場合があるが、その出現頻度、大きさ及び分布範囲は露頭の欠如のためはっきりしない。

巴川に沿う地域では、東隣の足助地域から連続する足助断層帯 (高木, 1997) が狭長に分布する。足助断層帯は、足助地域を含め、全体として数 10 m-500 m 程度、延長 14 km 程度のカタクラサイトを伴う小断層帯の集合体とされている (高木・酒巻, 2003)。足助地域において足助断層帯に産する伊奈川花崗岩には、一般にマイロナイト化した岩相中に幅数 mm の筋状ないしネットワーク状のカタクラサイト脈が発達する (高木・酒巻, 2003; 酒巻ほか, 2006; 山崎, 2012)。そのような場所では、カタクラサイトは未固結の角礫やガウジは伴わず、一部緑泥石化を伴う変質によって緑灰色を呈する。一方、その延長にあたる豊田図幅地域では、東端付近の豊田市王滝町北東の巴川河床において、幅 5 m 程度の変形集中帯と思われる箇所に節理状の割れ目の密集が観察されるものの (第 5.4 図 a)、足助地域にみられるような明瞭なカタクラサイト脈は認められない (第 5.4 図 b)。豊田市王滝町より南西では、川幅が増し、河床露頭の観察が困難であると



第 5.5 図 領家深成岩類の顕微鏡写真

(a) 伊奈川花崗岩塊状岩相 (粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩). オープンニコル (豊田市矢並町 [TY202]). (b) 伊奈川花崗岩塊状岩相 (粗粒黒雲母優白質モンゾ花崗岩). クロスニコル (豊田市上高町 [TY007]). (c) 伊奈川花崗岩片麻状岩相 (粗粒角閃石黒雲母優白質トーナル岩). オープンニコル (豊田市矢並町 [TY203]). (d) 伊奈川花崗岩片麻状岩相 (中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩). クロスニコル (豊田市中金町 [TY209]). (e) 武節花崗岩 (ざくろ石含有中粒黒雲母白雲母花崗閃緑岩). オープンニコル (岡崎市渡通津町 [TY001]). (f) 武節花崗岩 (ざくろ石含有中粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩). クロスニコル (岡崎市渡通津町 [TY301]). Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Afs: アルカリ長石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, Ms: 白雲母, Grt: ざくろ石, Ap: アパタイト, Aln: 褐れん石.

ともに、一部では拳母層及び相当層に覆われている。これらの地域の両河岸の露頭では明瞭なカタクラサイトを伴う岩相は観察されないため、豊田図幅地域には、主として巴川の河床に変形集中帯が幅数m程度にわたり分布している可能性がある。上述のように、豊田図幅地域においては、足助地域に認められるような明瞭なカタクラサイトは観察できないものの、足助剪断帯が伊奈川花崗岩のマイロナイト化の程度が強い領域である点は同様で、豊田市王滝町北東の巴川河床においては、面構造に沿って著しく伸張した暗色包有物が観察される(第5.4図c)。以上のことから、豊田図幅地域において、カタクラサイト帯としての足助剪断帯を識別するのは困難であるものの、高木・酒巻(2003)及び酒巻ほか(2006)を参考に地質図にその分布を示した。

伊奈川花崗岩片麻状岩相の有色鉱物と無色鉱物との量比、及び有色鉱物の角閃石と黒雲母の量比はところにより変化し、大局的には足助断層の南東から巴川にかけての地域で有色鉱物が多い傾向がある。また、片麻状岩相は、大局的には塊状岩相に比べて有色鉱物の量比がやや多いほか、アルカリ長石が少ない傾向があるが、足助断層より北の分布域では弱い片麻状構造の存在の有無を除けば、塊状岩相とよく似たモード組成を示すこともある。

岩石記載

粗粒弱片麻状角閃石黒雲母優白質トータル岩(TY203, 豊田市矢並町の道路沿い, 第5.5図c)

主成分鉱物：斜長石(49.4%), 石英(40.9%), アルカリ長石(2.1%), 黒雲母(5.8%), 普通角閃石(1.9%)。

副成分鉱物：燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物。

完晶質で、主として黒雲母の弱い配列により片麻状構造を示す。主成分鉱物の粒度は0.1–6.0 mm程度まで連続的に変化する。斜長石は半自形、長径0.5–6.0 mm程度で、累帯構造が発達する。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填する。波動消光し、石英同士は一部で縫合線状の粒界を示す。アルカリ長石は他形で他の鉱物の粒間に存在し、パーサイト構造が発達する。単純双晶を示す場合もある。黒雲母は半自形、長径0.1–3.0 mm程度で、 $Y \approx Z$ = 黒褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。ところどころに集斑状に産し、肉眼では片麻状構造として識別される。普通角閃石は半自形で、長径1.5–0.5 mm程度である。一般に $Y = Z$ = 暗緑褐色、 X = 淡緑褐色の多色性を示す。

中粒弱片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(TY209, 豊田市中金町の道路沿い, 第5.5図d)

主成分鉱物：斜長石(43.9%), 石英(29.7%), アルカリ長石(8.7%), 黒雲母(11.0%), 普通角閃石(6.7%)。

副成分鉱物：燐灰石, 褐れん石, ジルコン, 不透明鉱物。

完晶質で、主として黒雲母の弱い配列に規定される片麻状構造を示す。主成分鉱物の粒度は0.1–4.5 mm以下まで連

続的に変化する。斜長石は半自形、長径0.2–4.0 mm程度で、累帯構造を示す。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填する。波動消光する。アルカリ長石は他形で他の鉱物の粒間に存在する。パーサイト構造や単純双晶を示す場合がある。黒雲母は半自形、長径0.1–3.0 mm以下で、 $Y \approx Z$ = 黒褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。普通角閃石は半自形、まれに自形で、長径0.5–4.5 mm程度である。一般に $Y = Z$ = 緑褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。

5.3 武節花崗岩(Bg)

命名 豊田図幅地域東隣の足助地域北東端の豊田市大多賀町から根羽地域の豊田市武節町にかけて広く分布する花崗岩類を、小出(1949)が武節花崗岩と呼んだことに由来する。

分布及び貫入関係 武節花崗岩は、豊田図幅地域南東部の岡崎市から東隣の足助地域南部及び模式地の豊田市稲武町を経て、長野県下伊那郡売木村付近まで北東–南西方向に断続的に分布する。岐阜県恵那市串原付近では北方にやや張りだして分布する。豊田図幅地域においては、南東端の岡崎市奥山田町周辺から岡崎市滝脇町周辺にかけて分布する。すでに述べたように、伊奈川花崗岩(片麻状岩相)及び領家変成コンプレックスに貫入する(第4.1図b; 第5.2図a, b)。ただし、伊奈川花崗岩の塊状岩相との直接の貫入関係は確認されていない。武節花崗岩の分布域においては、伊奈川花崗岩分布域よりも数・規模ともに大きな変成岩体が見かけ上包有されているほか、岡崎市渡通津町においては、伊奈川花崗岩(片麻状岩相)が包有されている。

岩相及び産状 主として細粒–中粒塊状白雲母黒雲母花崗閃緑岩から構成され(第5.1図; 第5.3図d)、ところによって粒度、鉱物量比が変化する。一般に均質で包有物はほとんど認められない(第5.2図d)。豊田図幅地域の武節花崗岩分布域は全体として風化の程度が大きく、新鮮な露頭が少ない。モンゾ花崗岩が卓越する東隣の足助地域(山崎, 2012)に比べ、豊田図幅地域では全体にややアルカリ長石成分に乏しい傾向があるが、南東の御油地域ではモンゾ花崗岩からトータル岩までの広い範囲のモード組成を示すことから(西岡, 2008)いずれもこの範囲内である。ごく稀に黒雲母と無色鉱物の量比の違いによる層状構造や黒雲母の弱い定向配列による流理構造を示すことがある。領家変成コンプレックスの変成泥岩との境界付近では数mm程度のざくろ石を含むことがある。

放射年代 固結年代として、豊田図幅地域東隣の足助地域の豊田市足助町及び松平町から、 77.6 ± 3.7 Ma, 78.1 ± 2.0 Ma, 78.5 ± 2.6 MaのCHIME法によるモナザイト年代が報告されている(鈴木ほか, 1994)。また、豊田図幅地域の南隣の岡崎地域の岡崎市滝町から恵田町の3ヶ所の

碎石場から、 75.3 ± 4.9 Ma, 77.2 ± 4.1 Ma と 75.9 ± 6.1 Ma の CHIME 法によるモナザイト年代が報告されている (Nakai and Suzuki, 2003). Ishihara *et al.* (2002) は、岡崎市滝町の武節花崗岩のペグマタイト質岩脈中のモリブデナイトの Re-Os 年代として、 76.4 ± 0.3 Ma を報告している. U-Pb ジルコン年代として、 69.5 ± 0.4 Ma 及び 70.9 ± 0.9 Ma が御油地域の岡崎市夏山町のざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩から、 70.8 ± 1.4 Ma が足助地域の豊田市花沢町の白雲母黒雲母花崗岩から報告されている (Takatsuka *et al.*, 2018). これらの年代値は CHIME モナザイト年代よりもやや若い、武節花崗岩にはモナザイトが普遍的に含まれることから、Takatsuka *et al.* (2018) では、誤差を考慮すると概ね似通っていると評価している. 冷却年代としては、東隣の足助地域の新城市作手川内付近の中粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩から黒雲母 K-Ar 年代 71.1 ± 1.8 Ma が得られている (山崎, 2012, 2013).

岩石記載

ざくろ石含有中粒黒雲母白雲母花崗閃緑岩 (TY001, 岡崎市渡通津町の道路沿い, 第 5.5 図 e)

主成分鉱物：斜長石 (54.1%), アルカリ長石 (23.1%), 石英 (12.3%), 白雲母 (6.3%), 黒雲母 (4.2%).

副成分鉱物：ざくろ石, 燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物. 完晶質で、半自形等粒状組織を示す. 斜長石は半自形, 長径 0.1–2.5 mm 程度で、著しい累帯構造が発達する. 白雲

母, 黒雲母及び石英を包有する. アルカリ長石は半自形–他形, 粒間充填状で、パーサイト構造が認められる. 単純双晶を示す場合もある. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、波動消光を示す. 白雲母は半自形, 長径 0.1–1.5 mm 程度である. 黒雲母は半自形, 長径 0.1–1.5 mm で、 $Y \approx Z =$ 濃褐色, $X =$ 淡褐色の多色性を示す. ざくろ石は半自形, 粒状で粒径 0.5 mm 程度である.

ざくろ石含有中粒白雲母黒雲母花崗閃緑岩 (TY301, 岡崎市渡通津の道路沿い, 第 5.5 図 f)

主成分鉱物：斜長石 (42.7%), 石英 (28.0%), アルカリ長石 (12.0%), 黒雲母 (8.3%), 白雲母 (7.0%).

副成分鉱物：ざくろ石, 燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物. 完晶質で、半自形粒状組織あるいは構成鉱物の粒径が連続的に変化するシリイ組織を示す. 斜長石は半自形, 長径 0.5–2.8 mm 程度で、著しい累帯構造が発達する. 白雲母, 黒雲母及び石英を包有する. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、波動消光を示す. アルカリ長石は他形–半自形 (長径 2.2 mm 程度), 粒間充填状で、パーサイト構造が認められる. 単純双晶やミルメカイトが認められることもある. 黒雲母は半自形–他形, 長径 2.0–0.1 mm で、 $Y \approx Z =$ 濃褐色, $X =$ 淡褐色の多色性を示す. 白雲母は半自形, 長径 0.1–1.6 mm 程度である. ざくろ石は半自形, 粒状で粒径 0.2–0.3 mm 程度である.

第6章 品野層

(中島 礼・植木岳雪)

豊田図幅地域における瀬戸層群(上部中新統及び鮮新統)の下位に位置している中新統は品野層と呼ばれ、瀬戸層群が地表に分布する豊田図幅地域では品野層をほとんど観察できない。ただし、瀬戸層群の珪砂や陶土を掘削している鉦山において、瀬戸層群や瀬戸陶土層を掘り抜いた層準において品野層を観察することができる(第6.1図)。品野層の分布については、松沢ほか(1960)、愛知県商工部(1965)、愛知県・工業技術院地質調査所(1968)などによる珪砂や陶土の調査において地質図として示されている。

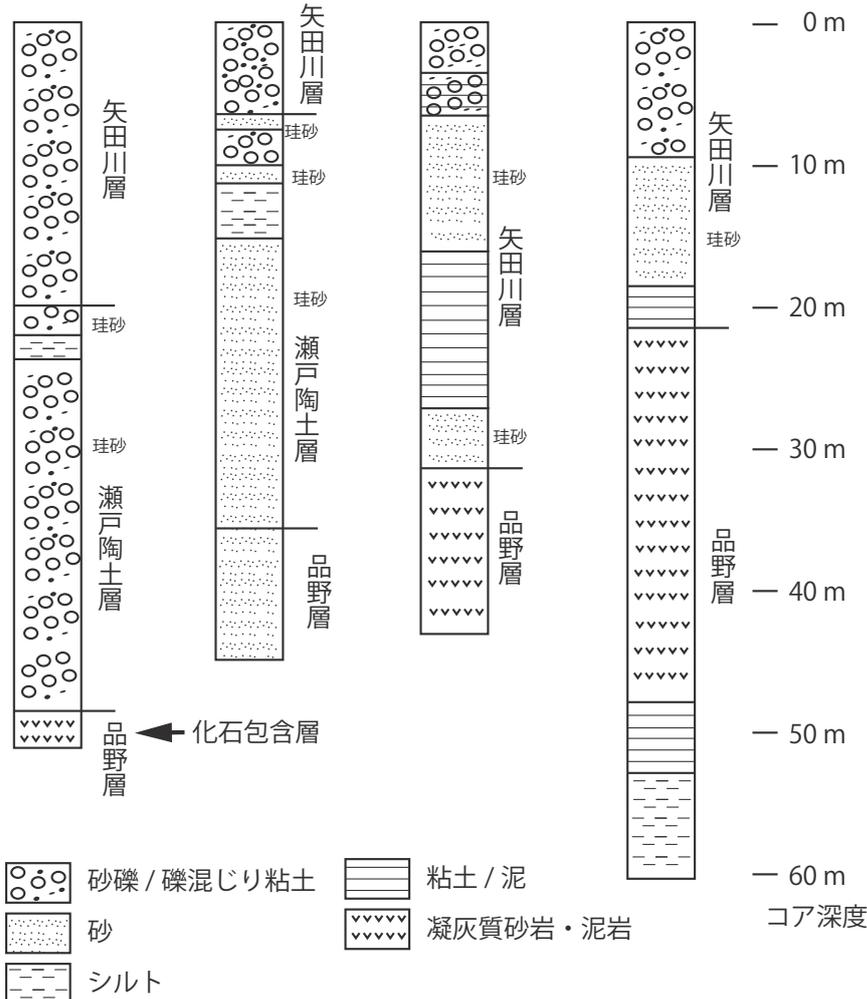
6.1 品野層

地層名 松沢ほか(1960)が定義。地層名は瀬戸市北部の品野地区(現在の瀬戸市品野町)に由来する(大塚ほか, 1968)。赤嶺(1954)による上半田川角礫岩層とほぼ同じである。

模式地 瀬戸市北部の品野地区(瀬戸図幅内)。

分布 豊田図幅内ではほとんど地表に露出しないが、北隣の瀬戸市域の品野・水野地区では広く露出する。豊田図幅内では、豊田市八草町、田村町、大畑町の図幅中央北部、豊田市西広瀬町及び田茂平町の北東部に分布す

a. 豊田市田村町 b. 豊田市田村町 c. 日進市米野木町 d. 長久手市岩作



第6.1図 豊田市田村町周辺におけるボーリング柱状図
大塚ほか(1968)の凡例を改変し、地名と地層名を追記した。

る。豊田市(1991)は西広瀬町周辺に分布する淡水成層を“西広瀬層”としたが、岩相変化は豊田図幅と瀬戸地域におけるものと類似するため、豊田図幅では品野層として扱う。豊田市乙部町^{おとべ}の猿投-境川断層沿いでは、断層活動によって引き揚げられた本層の砂礫層が局所的に分布する。矢作川左岸の豊田市扶桑町においても局所的に花崗岩の中礫を含むアルコース質砂質泥層が局所的に分布する。

層序関係 図幅中央北部では、本層の下位層は不明だが、上位は瀬戸層群の瀬戸陶土層によって不整合で覆われる。図幅北東部では、基盤岩である領家深成岩類に不整合で重なり、上位は瀬戸陶土層あるいは藤岡層によって不整合で覆われる(第6.2図)。

層厚 長久手市岩作^{やまこ}三ヶ峯で掘削されたボーリングでは約40 m以上の層厚がある(第6.1図d; 大塚ほか, 1968, 1976)。図幅北東部では、約15 mの層厚が露頭として観察でき、ボーリング資料によれば30-40 mの層厚がみられる。下位の基盤岩との境界が確認されていないため、最大の層厚は不明である。

岩相 図幅内中央北部の田^{ほうとく}、伊藤、豊徳鉦山においては、地下深くまで掘削した層準で細粒砂岩、砂質シルト岩、シルト岩がみられた(大塚ほか, 1968)。シルト岩は固結度が高く、続成変質を受けている。大塚ほか(1968)による同地域のボーリング調査によれば、凝灰質砂岩、砂岩、泥岩が存在することがわかっている(第6.1図a, b)。図幅北東部では岩相は多様で、基底部は花崗岩の巨礫、チャート礫からなる砂礫層、基盤のマサ化した花崗岩が再堆積した粗粒砂・細礫層という不淘汰な岩相からなる(第6.3図A, B)。その上位には、凝灰質な砂層や泥層が重なり、火山灰層も多数挟在する。固結度も多様で、続成作用を受けた固くなった地層や第四系のように固結度の低い地層もみられる。

化石 松沢ほか(1963)により、豊田市大畑町の豊徳鉦山において、瀬戸層群の下位に品野層が分布し、泥質砂層から海生貝化石(4種の二枚貝と1種の巻貝)のcastやmouldが報告された。大塚ほか(1976)は、豊田市田^{ほうとく}の田^{ほうとく}鉦山において、瀬戸層の下位にある生痕や炭質物を含む泥岩から、14種の二枚貝、13種の巻貝、十脚類、腕足動物、コケムシ類の化石を報告した(第6.1表)。そ

して貝化石の群集構成から、品野層の堆積環境を水深50-60 mの泥底の浅海と推定し、瑞浪層群明世層に対比した。日進市史編集委員会(2015)では、田^{ほうとく}鉦山と伊藤鉦山から採集された貝化石と生痕化石を図示した。第6.4図には日進市史編集委員会(2015)によって採集された化石を再同定し掲載した。

河野ほか(1967)は、豊田市西広瀬町における品野層上部の泥岩、凝灰質砂岩、凝灰岩の互層から、8種の植物化石を報告した(第6.2表; 第6.5図)。これらの種は温帯性落葉広葉樹が大半を占めており、前期中新世-中期中新世前期(22-14/13 Ma)の植物群である台島型植物群(藤岡, 1949, 1963; 鹿野・柳沢, 1989)とされた(河野ほか, 1967)。豊田市(1991)も同産地から6種の植物化石を同定し、台島型植物群としている。

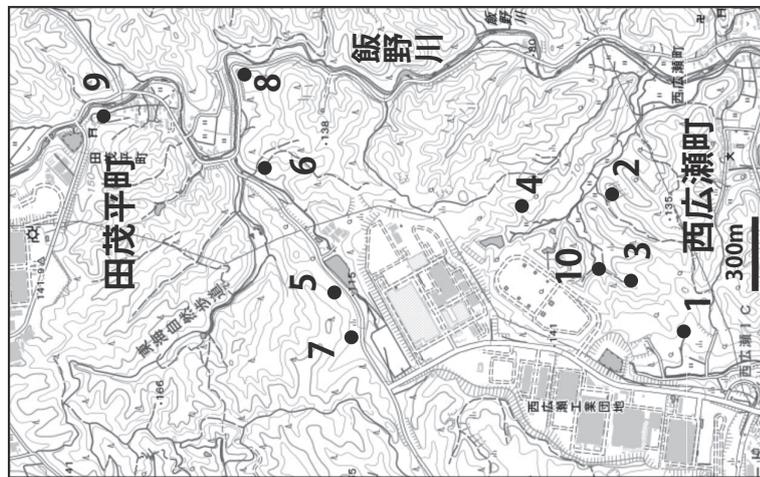
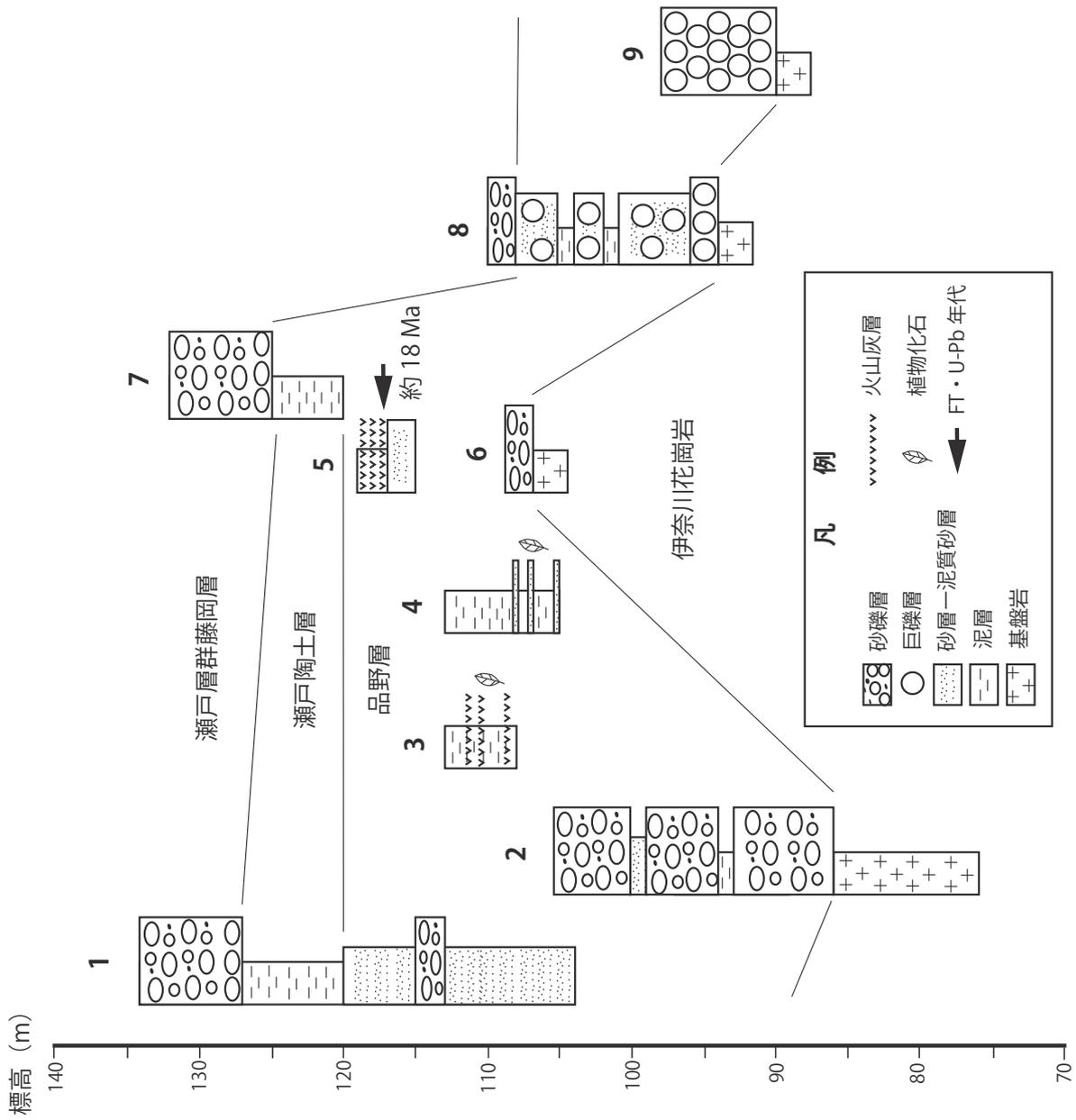
田^{ほうとく}町における珪藻化石の分析を行った結果、5種が判明し(第6.3表)、ほとんどが破片で保存が悪く、*Stepahnopyxis*属からなる単調な群集であることがわかった。示準種は見つからなかったが、頑丈な殻を持つ*Actinocyclus ingens*が含まれていないので、*A.ingens*の初産出層準(約17.1 Ma)よりも古いことが推定される(柳沢幸夫氏私信)。

堆積年代 貝化石群集から、品野層は瑞浪層群明世層に対比され、瑞浪層群明世層は18 Ma前後とされている(笹尾ほか, 2018)。植物化石からは前期中新世-中期中新世前期台島型植物群に属するものとされた。珪藻化石からは直接的なデータではないが、*A.ingens*の初産出層準(約17.1 Ma)よりも古いとされた。

豊田市田茂平町における本層に挟在する細粒砂-中流砂サイズの粒度を示す白色凝灰岩層について年代分析を行ったところ、フィッション・トラック年代で 18.1 ± 1.9 Ma(誤差 1σ)、U-Pb法で 18.0 ± 0.2 Ma(誤差 2σ)という前期中新世の年代値が得られた(第6.2図, 第6.4表)。

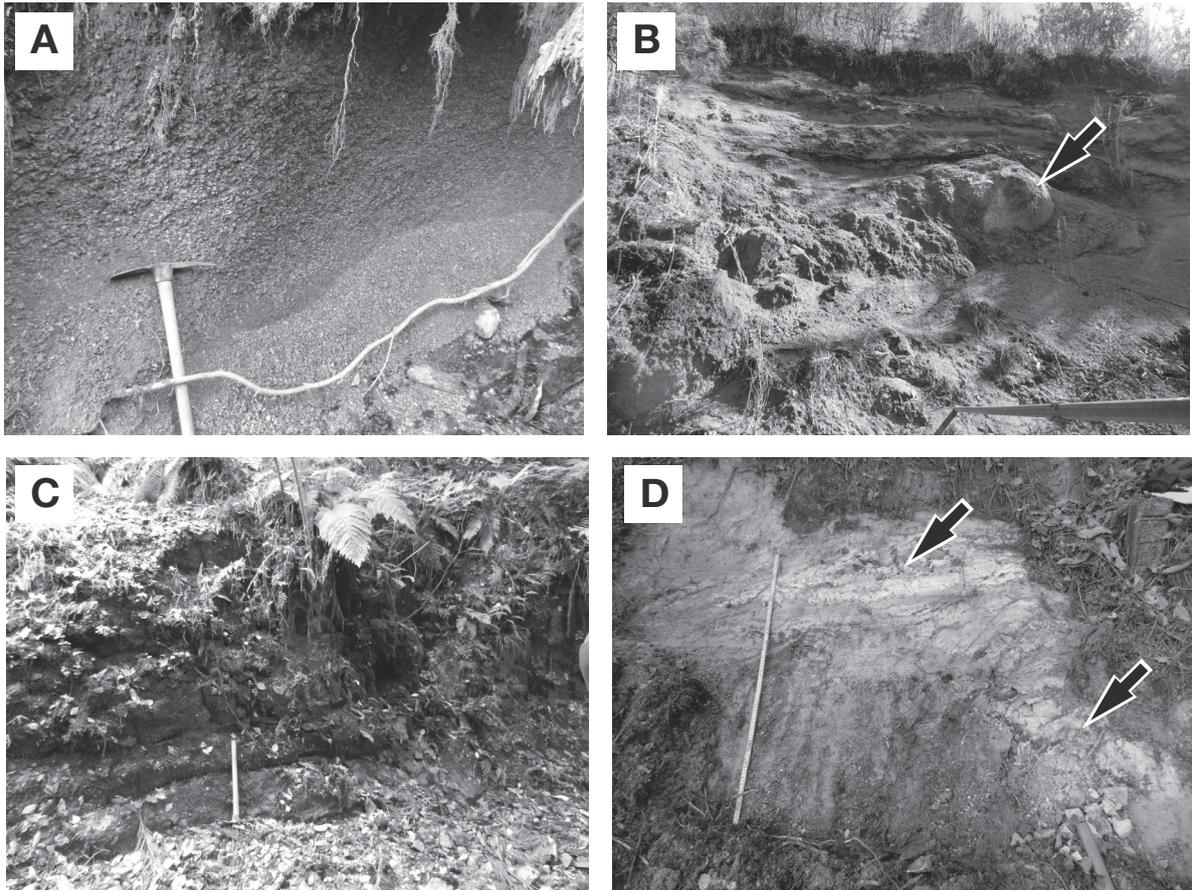
吉田ほか(1997a)は、瀬戸層群下部に挟在するとされた田^{ほうとく}火山灰層のフィッション・トラック年代が 15.2 ± 1.2 Maであると報告し、この層準が品野層に属することを示した。

以上の化石層序とフィッション・トラック年代を考慮すると、品野層の堆積年代は前期-中期中新世と考えられる。



柱状図作成・写真撮影地点

第 6.2 図 豊田市西広瀬町及び田茂平町における品野層の柱状図
地形図は地理院地図を使用。

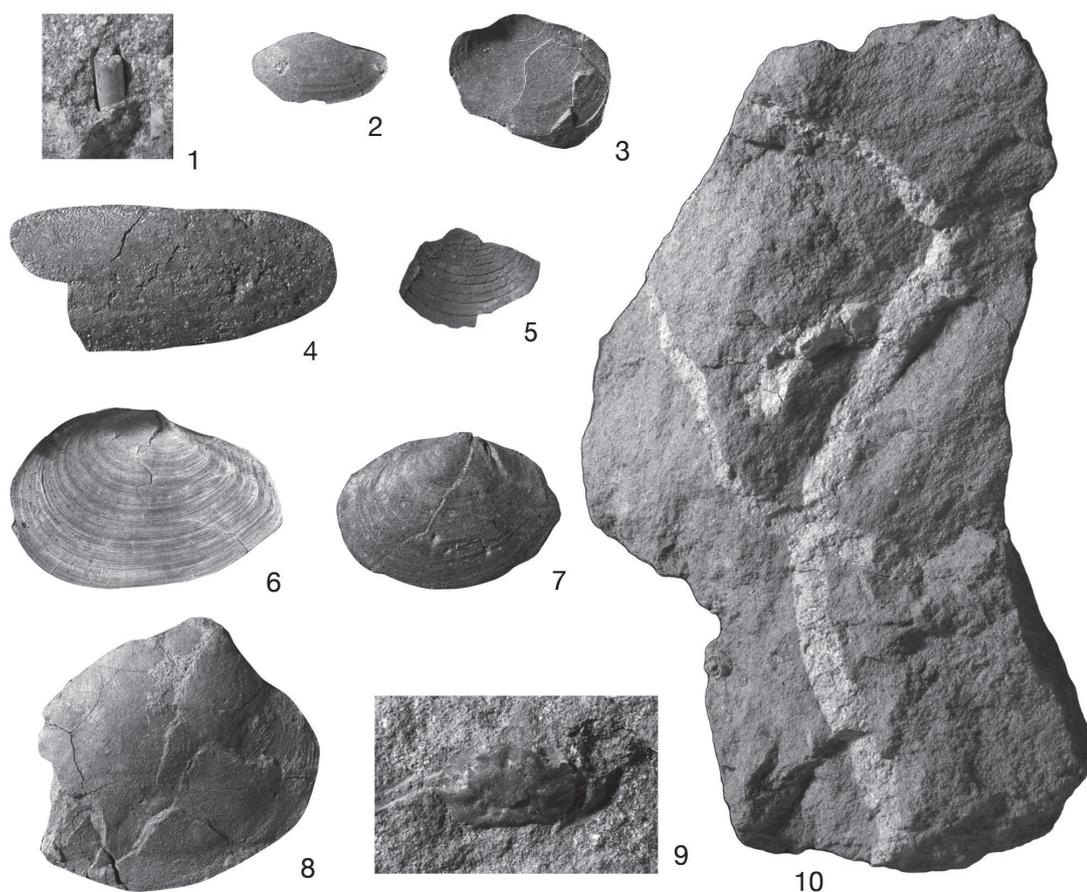


第 6.3 図 品野層の露頭写真

- A：花崗岩の真砂が再堆積した砂礫層。豊田市西広瀬町（第 6.2 図の地点 10）。ツルハシの長さ約 50 cm。
 B：花崗岩の巨礫を含む砂礫層。豊田市田茂平町（第 6.2 図の地点 9）。巨礫（矢印）の直径約 1 m。
 C：植物化石を産する泥岩層。豊田市西広瀬町（第 6.2 図の地点 3）。ツルハシの長さ約 50 cm。
 D：火山灰層（矢印）を含む泥岩層。豊田市田茂平町（第 6.2 図の地点 5）。スケールの長さ 1 m。

第 6.1 表 豊田市田初町の品野層から産出した化石リスト
 大塚ほか(1976)による。

二枚貝類の学名	巻貝類の学名
<i>Acala sumirabiis</i> Makiyama	<i>Protorotella</i> cf. <i>depressa</i> Makiyama
<i>Saccella miensis</i> Araki	<i>Homalopoma</i> sp.
<i>Chlamys iwamurensis</i> Itoigawa	<i>Turritella sagai</i> Kotaka
<i>Crassostrea</i> sp.	<i>Batillaria</i> ? sp.
<i>Cyclocardia siogamensis</i> (Nomura)	<i>Vicaryella ishiana</i> Takeyama
<i>Lucinoma acutilineatum</i> (Conrad)	<i>Proclava otukai</i> (Nomura)
<i>Dosinorbis nomurai</i> (Otuka)	<i>Calyptrea tubura</i> Otuka
<i>Nipponomarcia nakamurai</i> Ikebe	<i>Euspira meisensis</i> Makiyama
<i>Siratoria siratoriensis</i> (Otuka)	<i>Phos minoensis</i> Itoigawa
<i>Liocyma minuta</i> Nomura	<i>Siphonalia</i> ? sp.
<i>Cultellus izumoensis</i> Yokoyama	<i>Zeuxis kometubus</i> (Otuka)
<i>Solidicorbula</i> sp.	<i>Zeuxis</i> sp.
" <i>Teredo</i> " sp.	" <i>Tritia</i> " sp.
<i>Periploma</i> sp.	
その他の化石	
十脚目	
腕足動物 <i>Discinisca</i> sp.	
コケムシ	

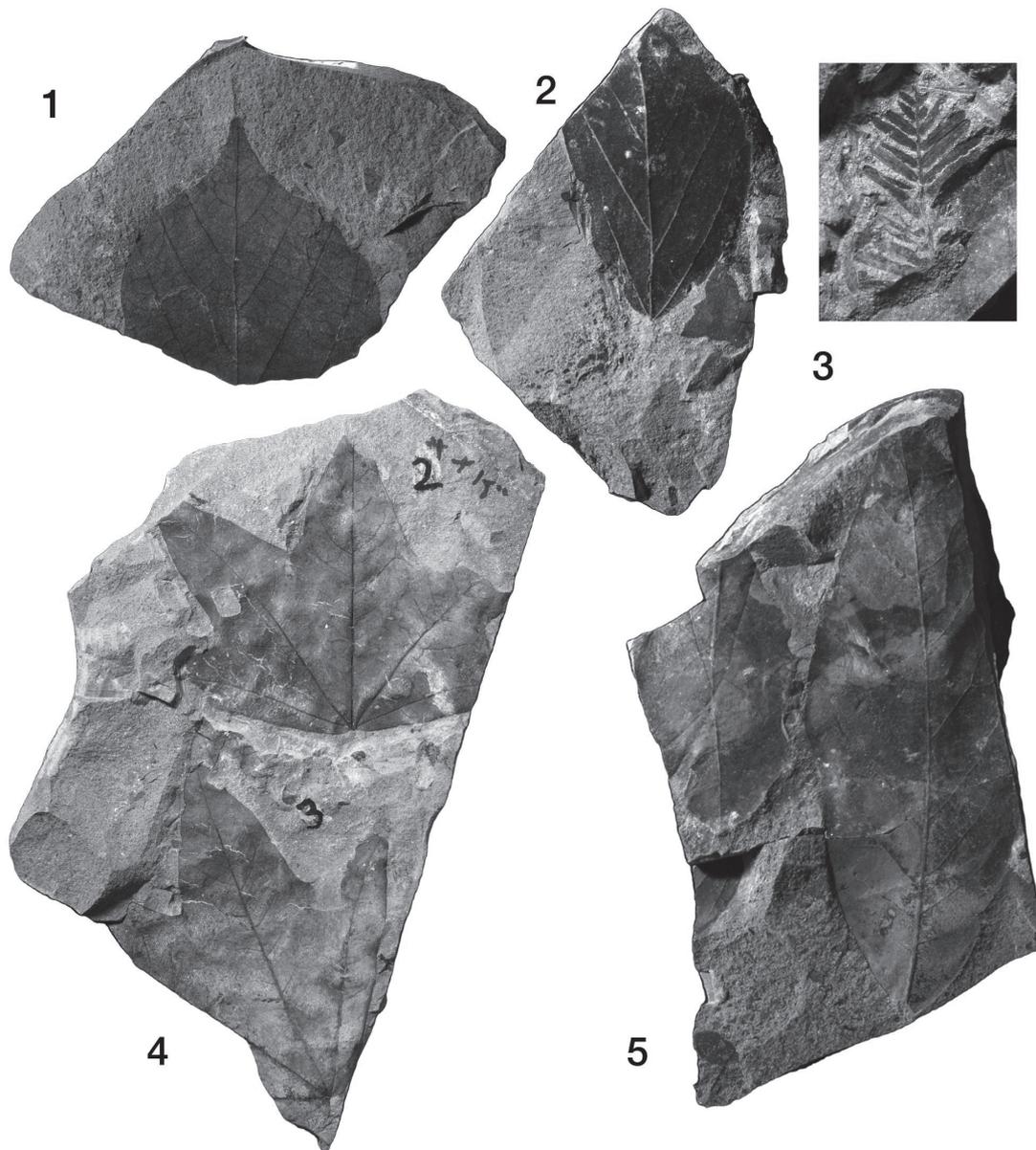


第 6.4 図 豊田市田初町及び八草町の品野層から産出した貝化石, カニ化石, 生痕化石
1 - 8 : 貝化石, 9 : 十脚類, 10 : 生痕化石. 森勇一氏採集標本.

- 1 *Dentalium* sp., GSJ F18472, 横幅 0.4 cm
- 2 *Saccella miensis* Araki, GSJ F18468, 横幅 2.5 cm
- 3 *Felaniella usta* (Gould), GSJ F18457, 横幅 3 cm
- 4 *Cultellus izumoensis* Yokoyama, GSJ F18449, 横幅 6 cm
- 5 *Lucinoma* cf. *acutilineata* (Conrad), GSJ F18469, 横幅 2.5 cm
- 6 *Macoma izurensis* (Yokoyama), GSJ F18471, 横幅 5 cm
- 7 *Macoma izurensis* (Yokoyama), GSJ F18467, 横幅 4 cm
- 8 *Dosinia* cf. *nomurai* Otuka, GSJ F18405, 横幅 5.2 cm
- 9 *Miosesarma japonicum* Karasawa, GSJ F 18453, 横幅 1.2 cm
- 10 巣穴の生痕化石, GSJ F18462, 高さ 16 cm

第 6.2 表 豊田市西広瀬町の品野層から産出した植物化石リスト河野ほか(1967)による。
* : 最新の分類に基づき種名を修正

植物化石の学名
<i>Metasequoia occidentalis</i> (Newberry) Chaney
<i>Carpinus miofangiana</i> Hu and Chaney
<i>Carpinus subcordata</i> Nathorst
<i>Corylus</i> sp.
<i>Magnolia miocenica</i> Hu and Chaney
<i>Machilus</i> sp.
<i>Parrotia pristina</i> (Ettingshausen) Stur *
<i>Acer rotundatum</i> Huzioka *



第 6.5 図 豊田市西広瀬町の品野層から産出した植物化石

- 1 *Parrotia pristina* (Ettingshausen) Stur. GSJ F13412. 岩石の高さ 9 cm
- 2 *Parrotia pristina* (Ettingshausen) Stur. GSJ F13413-B. 岩石の高さ 7 cm
- 3 *Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney. GSJ F13407-1. 岩石の高さ 3 cm
- 4 *Acer rotundatum* Huzioka. GSJ F13407-2. 3. 岩石の高さ 17 cm
- 5 *Machilus* sp., GSJ F13414-A. 岩石の高さ 15 cm

第 6.3 表 豊田市田初町の品野層から産出した珪藻化石リスト
 同定は柳沢幸夫氏による。

珪藻化石の学名	個体数
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehr.) Ehr.	2
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cleve	2
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehr.) Hasle et P.A.Sims	+
<i>Stephanopyxis</i> spp.	96
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) H. et M.Perag.	+
Total number of valves counted	100
Resting spore of <i>Chaetoceros</i>	4

第7章 瀬戸層群

(植木岳雪)

7.1 概要及び研究史

豊田地域の丘陵には、上部中新統及び鮮新統の瀬戸層群(横山, 1950)が分布する。瀬戸層群は、1920年代より資源地質の観点で断片的に報告され、1950年代以降は層序・層相の記載が進んだ(清野・曾我, 1922a, b; 北崎・荒木, 1952; 赤嶺, 1954; 松沢・嘉藤, 1954; Akamine and Nozawa, 1955; 桑原・松沢, 1959; 松沢ほか, 1960; 松沢, 1961; 町田ほか, 1962; 大塚ほか, 1965, 1968; 嘉藤・桑原, 1967; 河野ほか, 1967; 桑原, 1971, 1985; 森, 1971b; 宮地, 1983; 坂本ほか, 1984; 森山, 1985; 森山・丹羽, 1985; 中山, 1987; 古澤, 1988; 中山・古澤, 1989; 中山・中根, 1989; 中山・陶土団体研究グループ, 1989; 中山・吉川, 1990, 1995; 豊田市, 1991, 1999; Nakayama, 1994; Nakayama *et al.*, 1995; 細山, 2003, 2005; 豊明市, 2003a; 三好町誌編さん委員会, 2007; 愛知県, 2010; 日進市史編集委員会, 2015; 村松, 2019; 葉田野ほか, 2021)。本地域の瀬戸層群は、主に蛇行河川による氾濫原の泥・砂・礫層からなり(Nakayama, 1996)、全体に西-南西方向に緩く傾斜している(中山, 1987; 古澤, 1988; 日進市史編集委員会, 2015)。

豊田地域における瀬戸層群の層序区分を第7.1図に示す。本地域の瀬戸層群は、従来、瀬戸陶土層と矢田川層の2層に分けられてきた(松沢ほか, 1960)。瀬戸陶土層は、下位から八床珪砂層、水野粘土層、本山木節粘土層

の3部層に細分される(大塚ほか, 1968)。また、矢田川層は下位からチャート礫主体の礫層からなる藤岡部層、シルト層と砂層の互層からなる日進部層、粘土層、砂層、砂礫層の互層からなる高針部層、砂礫層からなる猪高部層の4部層に細分される(中山, 1987)。ただし、吉田ほか(1997a)、牧野内(2001)は瀬戸陶土層を瀬戸層群から独立させることを検討している。なお、本地域の瀬戸層群を含む伊勢湾周辺の東海層群の層序・年代と当時の古地理については、石田・横山(1969)、牧野内(1985, 2001)、中山・陶土団体研究グループ(1989)、吉田(1990)、Nakayama(1994, 1996)、細山(1995a, b)、吉川(2001)を参照されたい。

豊田地域周辺における瀬戸層群の年代は鮮新世とされてきたが(松沢ほか, 1960; 森, 1971b; 中山, 1987)、Nakayama(1994)は瀬戸陶土層、矢田川層の年代をそれぞれ9-8 Ma, 7-2 Maとした。しかし、瀬戸陶土層とそれに対比される土岐口陶土層に挟まれるテフラの放射年代が中期中新世を示すこと(吉田ほか, 1997a, b; 安藤ほか, 1999)、瀬戸陶土層と土岐口陶土層、矢田川層とそれに対比される土岐砂礫層にかけて大型植物化石相が漸移すること(塚腰・陶土団体研究グループ, 1998; 安藤ほか, 1999; 陶土団体研究グループ, 1999; 塚腰, 2001)から、本地域周辺における瀬戸層群は、中期中新世から鮮新世にかけて連続する地層と考えられる。また、本地域における矢田川層中には4-3 Maの複数の広域テフラが

松沢ほか (1960)				森 (1971b)				中山 (1987)				本報告			
鮮新統	瀬戸層群	矢田川層	猪高相	鮮新統	瀬戸層群	矢田川層	猪高部層	鮮新統	瀬戸層群	矢田川層	猪高部層	鮮新統	瀬戸層群	矢田川層	猪高部層
			尾張挟炭相				高針部層				高針部層				高針部層
			水野砂礫相				水野部層				日進部層				日進部層
											藤岡部層				藤岡層
			瀬戸陶土層				瀬戸陶土層				瀬戸陶土層	中新統			瀬戸陶土層

第7.1図 豊田地域における瀬戸層群の層序の比較

代は兵藤(2005)を参考にして、Cande and Kent(1995)によった。なお、各層の露頭の地点を付図に示す。

7.2 瀬戸陶土層

地層名及び定義 松沢ほか(1960)による。国際層序ガイドでは、地層名には岩相名を含めないことになっているが、本報告では伝統的に定着している地層名として、瀬戸陶土層の名称を例外的に用いることにする。

模式地 松沢(1961)では瀬戸付近とされているが、詳しい場所は設定されていない。

分布 豊田市八草町、大畑町における鉾山の構内と、日進市北新町に分布する。かつては、豊田市篠原町、御船町の鉾山の構内にも分布していたが(町田ほか, 1962; 中山, 1987)、現在は人工堆積物で覆われている。豊田市乙部ヶ丘にも小分布する。ボーリングデータによれば、日進市三本木町の地下にも分布する(大塚ほか, 1968)。

層序関係 中生界、花崗岩類、品野層を不整合に覆う。藤岡層に大部分は整合に、一部は不整合に覆われる。

層厚 一般に10–30 mで、最大で50 mである(中山, 1987)。

岩相 粘土・シルト層、砂層、亜炭層の互層からなる。特に、雲母粒を含む粘土層はキラ、石英粒を含む粘土層は蛙目粘土、炭質物を含む粘土は木節粘土、石英質砂層は珪砂と呼ばれる。

以下に、本層の特徴的な露頭を記載する。豊田市八草町における鉾山の構内(地点40, 41)では、層厚約20 mの本層が層厚約50 mの藤岡層に整合に覆われる(第7.3図1)。本層は、斜交層理が発達する石英質砂層(第7.3図2)と、粘土層、シルト層(第7.3図3)を主体とし、層厚数10 cmの亜炭層(第7.3図4)を挟む。本層の下位には、かつて花崗岩類と品野層が見られたが、本報告では未確認である。日進市北新町の福友病院裏(地点21)では、層厚約20 cmの北新町火山灰層(日進市史編集委員会, 2015)を挟むシルト層が見られる(第7.3図5)。日進市史編集委員会(2015)は、シルト層を矢田川層、その上位の礫層を八事層としているが、後述の北新町火山灰層のフッショントラック(FT)年代から、本報告では前者を瀬戸陶土層とし、後者を藤岡層とし、瀬戸陶土層が藤岡層に不整合に覆われるとする。猿投–境川断層近傍の豊田市乙部ヶ丘(地点62)では、30°程度で傾斜する層厚2 m以上のシルト～粗粒砂層が見られる(第7.3図6)。

堆積環境 本層に対比される明智地域の東原層は、チャネルや氾濫原を含む網状河川システムによる堆積物であり、古土壌を挟む(中山・陶土団体研究グループ, 1989; 入江ほか, 2013; 葉田野ほか, 2018; 野田, 2020)。本地域でも同様の堆積環境であり、それらの堆積物は豊田市大畑町の豊徳鉾山で典型的に見られる(葉田野ほか, 2021)。本層堆積時には、温暖から亜熱帯性の湿潤な古気

候であったとされている(Hatano and Yoshida, 2017; 葉田野・吉田, 2018)。

化石 本地域では、オオミツバマツ、チャンチンモドキなど、中新世の温暖な気候を特徴付けるオオミツバマツ植物群に属する植物化石が多数産出する(Miki, 1938, 1941; 三木, 1948a, b; 赤嶺, 1954; 松沢ほか, 1960; 中山, 1987; 豊田市, 1991; 塚腰, 2001)。

テフラ 本層に広幡火山灰層が挟まれるとされたが(中山, 1987)、本報告では未確認である。日進市北新町の北新町火山灰層からは、 9.3 ± 1.0 MaのFT年代が得られている(森ほか, 2012)。

古地磁気 本層の古地磁気極性は、北新町火山灰層の層準が(1)正である。藤岡層に整合に覆われる層準では、上位に向かって(2)逆→(3)正→(4)逆と変化する(第7.2図)。藤岡層の古地磁気層序を下位に延長すると、(4)C3An.2r, (3)C3An.2n, (2)C3Bとなる。北新町火山灰層のFT年代から、(1)はC5n.2nからC4Anまでのいずれかの正亜磁極期となる(第7.2図21)。

年代 本層の古地磁気層序に基づくと、本層の年代はおよそ10.3–8.3 Maとおよそ6.7–6.2 Maの後期中新世となる(第7.2図)。8.3–6.0 Maの層準は不明である。

7.3 藤岡層

地層名及び定義 中山(1987)の矢田川層藤岡部層を、本報告では藤岡層として再定義する。矢田川層の水野砂礫相(松沢ほか, 1960)の下部、水野部層(森, 1971b)の下部に相当する。また、田村層(森山, 1981)を含み、土岐砂礫層の一部(森山・丹羽, 1985)に相当する。

模式地 瀬戸図幅内の豊田市深見町の鉾山跡地(中山, 1987)。

分布 長久手市岩作、日進市岩藤町から豊田市田村町にかけて広く分布し、豊田市東保見町から加納町、豊田市西中山町から枝下町、西広瀬町にかけても広く分布する。矢作川左岸の豊田市東広瀬町、勘八町、上高町にも小分布する。

層序関係 中生界、花崗岩類および品野層を不整合に覆い、瀬戸陶土層を大部分は整合に、一部は不整合に覆う。矢田川層に整合に覆われる。また、段丘堆積物に不整合に覆われる。

層厚 一般には20–40 mで、最大で60 mである。

岩相 中・古生界の堆積岩礫を主とし、花崗岩、流紋岩、ホルンフェルスなどの礫を含む中礫サイズの礫層からなる。

以下に、本層の特徴的な露頭を記載する。豊田市八草町における鉾山の構内(地点39)では、層厚40 m以上の中–大礫サイズの円–亜円礫層からなる(第7.4図1)。全体に淘汰がよく、チャンネル構造が発達している。豊田市枝下町の鉾山の構内(地点76)では、層厚40 m以上の礫層からなり、層厚約10 mの高位段丘堆積物の拳母層に



第 7.3 図 瀬戸陶土層の露頭写真

1. 豊田市八草町(地点 40, 41)における鉱山露頭の全景, 2. 地点 41 の石英質砂層(珪砂), 3. 地点 41 の粘土層とシルト層, 4. 地点 41 の亜炭層. 5. 日進市北新町(地点 21)における北新町火山灰層を挟むシルト層, 6. 豊田市乙部ヶ丘(地点 62)におけるシルト層と砂層. ねじり鎌とハンマーの長さは 35 cm. 各地点の位置は付図に示す.



第 7.4 図 藤岡層の露頭写真

1. 豊田市八草町 (地点 39) における鉱山露頭の全景, 2. 豊田市枝下町 (地点 76) における鉱山露頭の上, 3. 日進市米野木町 (地点 33) における鉱山露頭の全景, 4. 豊田市勸八町 (地点 82) における礫層, 5. 豊田市本徳町の地点 62 における傾動した礫層, 6. 豊田市本徳町の地点 66 における花崗岩類に衝上された礫層, 7. 豊田市東保見町 (地点 58) における破碎された礫層. ねじり鎌とハンマーの長さは 35 cm. 各地点の位置は付図に示す.



第 7.5 図 矢田川層の露頭写真
キャプションは次ページ参照.



第 7.5 図 矢田川層の露頭写真

1. 豊田市舞木町(地点 69)におけるシルト層と砂層, 2. 豊田市亀首町(地点 68)における鉾山露頭の全景, 3. 東郷町諸輪(地点 29)における亜炭層を挟むシルト層, 4. 名古屋市名東区猪高緑地(地点 17)におけるシルト層, 5. みよし市大慈山(地点 32)における三好層に不整合に覆われるシルト層, 砂層, 細礫層の互層, 6. 名古屋市緑区黒沢台(地点 2)における八事層に不整合に覆われるシルト層, 砂層, 細礫層の互層, 7. みよし市福谷町の県道沿いの地点 47, 48 における傾動したシルト層, 砂層, 細礫層の互層, 8. 地点 47, 48 における破碎された礫層, 9. 地点 47, 48 における表層崩壊, 10. みよし市福谷町の県道沿いの地点 44, 45 における矢田川層と三好層との不整合.

覆われる(第 7.4 図 2). 日進市^{こめのき}米野木町における鉾山の構内(地点 33)では, 斜交層理が発達する層厚 30 m 以上の石英質砂層, シルト層からなり, 中礫サイズの礫層, 亜炭層を挟む(第 7.4 図 3). 日進市史編集委員会(2015)では, これらを瀬戸陶土層に示唆しているが, 地点 33 周辺では, 丘陵の頂部から基部まで礫層が分布しているので, 本報告では本層に含める. 矢作川左岸の豊田市勘八町の勘八山北東(地点 82)では, 花崗岩類を不整合に覆う層厚 2 m 以上の中礫サイズの円礫層が見られる(第 7.4 図 4).

以下に, 本層が猿投-境川断層によって変形した特徴的な露頭を記載する. 豊田市本徳町の地点 64 では, 40°程度で北に傾斜する層厚 10 m 以上の中礫層が見られる(第 7.4 図 5). 豊田市本徳町の地点 66 では, 北方向に 40-90°で傾斜する層厚 10 m 以上の中礫層が, 逆断層によって走向 N22°E, 傾斜 34°N の断層面で花崗岩類に衝上されている(第 7.4 図 6). 豊田市東保見町(地点 58)では, 層厚 4 m 以上の中礫サイズの礫層が多数の小断層によって破碎され, 走向 N65°E, 75°N で傾斜している(第 7.4 図 7).

化石 プナ, ヤナギ, ケヤキなどの植物化石を少数産出する(豊田市, 1991).

テフラ 本層からテフラは見出されていない. 中山(1987)によって本層に挟まれるとされた FT 年代 15.2 ± 1.2 Ma の田畑火山灰層(吉田ほか, 1997a)は, 品野層に挟まれるものである.

古地磁気 本層の古地磁気極性は, 上位に向かって(1)逆→(2)正→(3)逆→(4)正と変化する(第 7.2 図). 本層は上位の矢田川層と整合関係にあることから, 矢田川層

の古地磁気層序を下位に延長すると, (4) Thvera Subchron (C3n.4n), (3) C3An.1r, (2) C3An.1n, (4) C3An.2r となる. 年代 本層の古地磁気層序に基づく, 本層の年代はおよそ 6.2-5.0 Ma の後期中新世~前期鮮新世となる(第 7.2 図).

7.4 矢田川層

地層名及び定義 松沢・嘉藤(1954)による. 矢田川層のうち, 水野砂礫相の上部, 尾張挟炭相, 猪高相を合わせたもの(松沢ほか, 1960), 水野部層の上部, 高針部層, 猪高部層を合わせたもの(森, 1971b), 中山(1987)の矢田川層日進部層, 高針部層, 猪高部層を合わせたものを, 本報告では矢田川層として再定義する.

模式地 中山(1987)の日進部層の模式地である日進市愛知池周辺とする.

層序関係 藤岡層を整合に覆い, 段丘堆積物に不整合に覆われる.

層厚 150 m 以上.

岩相 河川の氾濫原に堆積した粘土・シルト・砂層からなり, 細~中礫層や亜炭層を挟む. 場所や層準によって, 層相変化が著しい.

以下に, 本層の特徴的な露頭を記載する. 豊田市舞木町(地点 69)では, 層厚 8 m 以上のシルト層の上に, 層厚 4 m 以上の石英質砂層が重なる(第 7.5 図 1). 豊田市^{かめくび}亀首町における鉾山の構内(地点 68)では, 層厚 35 m 以上の石英質砂層の上に, 層厚 5 m のシルト層と層厚 12 m 以上の砂層と礫層の互層が重なる(第 7.5 図 2). 東郷町諸輪(地点 29)では, 層厚 2 m 以上のシルト層からなり, 層厚

10–15 cmの2枚の亜炭層を挟む(第7.5図3)。名古屋市名東区の猪高緑地(地点17)では、層厚4 m以上のシルト層からなり、層厚5 cmの亜炭層を挟む(第7.5図4)。みよし市三好町大慈山(地点32)では、層厚15 m以上のシルト層、石英質砂層、細礫層の互層からなり、高位段丘堆積物の三好層に不整合に覆われる(第7.5図5)。名古屋南部地域の名古屋市緑区黒沢台(地点2)では、層厚9 m以上のシルト層、石英質砂層、細礫層の互層からなり、高位段丘堆積物の八事層に不整合に覆われる(第7.5図6)。

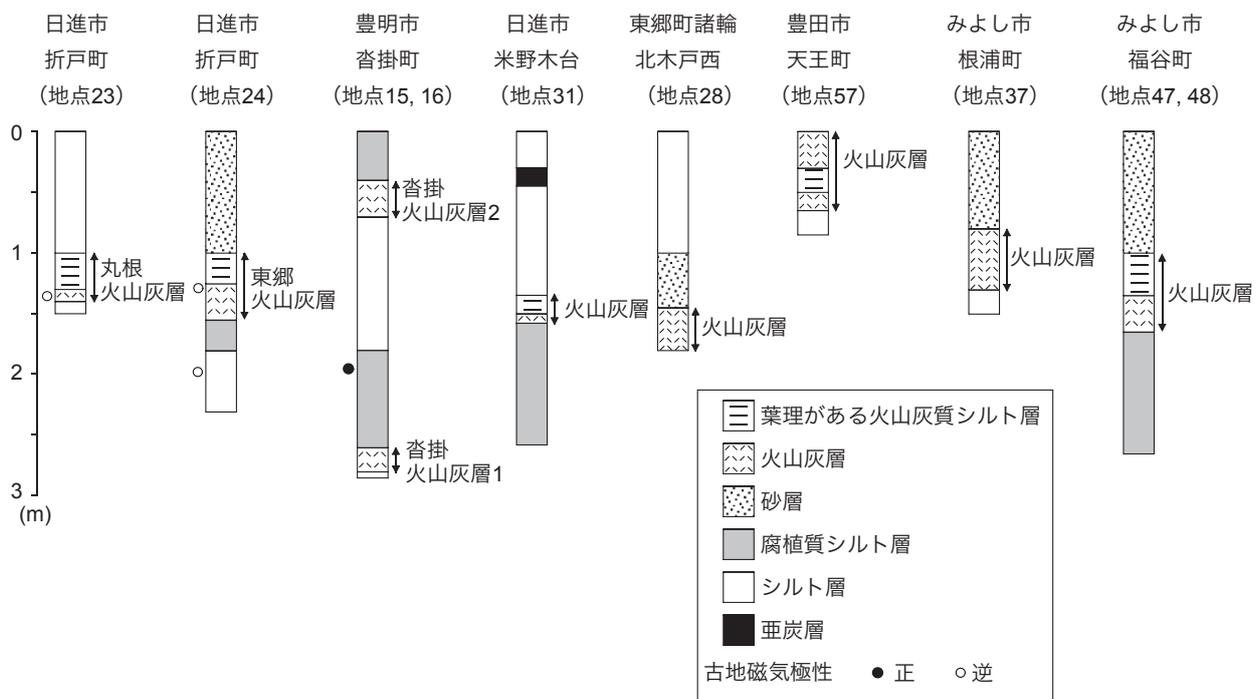
以下に、本層が猿投–境川断層周辺の断層によって変形した特徴的な露頭を記載する。みよし市福谷町の県道沿いの地点47, 48では、シルト層、石英質砂層、細礫層の互層からなり、層厚10–30 cmの亜炭層を多数挟む(第7.5図7)。全体に、南西に15°程度傾いており、小断層で破碎されている部分がある(第7.5図8)。そのため、法面の工事中に表層崩壊が発生した(第7.5図9)。地点44, 45では、高位段丘堆積物の三好層との不整合が見られる(第7.5図10)。

化石 本地域では、メタセコイアは産出していないが、ハンノキ、カシワ、イヌシデ、クリ、ムカシブナ、コナラ、アベマキ、イヌカラマツ、フウなど鮮新世を特徴付けるメタセコイア植物群に属する植物化石・花粉化石(吉野, 1971; 宮地, 1983; 中山, 1987; 古澤, 1988; 豊田市, 1991; 塚腰, 2001; 森ほか, 2012; 日進市, 2015)や、オサムシ、ゴミムシなどの昆虫化石(藤山・中山, 1982;

豊田市, 1991; 森, 2001; 豊明市, 2003a; 森ほか, 2012; 日進市, 2015)を多数産出する。

テフラ 本層には多数の細粒テフラが含まれる(森, 1971a, b; 中山, 1987; 古澤, 1988, 中山・古澤, 1989)。そのうち、小鈴谷火山灰層(牧野内, 1975)は、本地域では丸根火山灰層(森, 1971a)と呼ばれ、逆帯磁している(中山・吉川, 1990; Nakayama *et al.*, 1995)。その年代は、約4.0 Ma(里口ほか, 2005)と見積もられる。Znp–大田テフラ層(Kurokawa and Tomita, 1998)は、本地域では東郷火山灰層(森, 1971a)と呼ばれ、逆帯磁している(中山・吉川, 1990; Nakayama *et al.*, 1995; 星・出口, 2015)。その年代は、約3.9 Ma(里口ほか, 2005)と見積もられる。本地域を含む東郷火山灰層の堆積過程は、中山・吉川(1995)、中山ほか(1996)に詳しい。佐布里火山灰層(糸魚川, 1971)は、本地域では長久手火山灰層(森, 1971b)と呼ばれ、正帯磁している(中山・吉川, 1990; Nakayama *et al.*, 1995)。その年代は、約3.5–3.3 Ma(黒川ほか, 1998; 黒川, 1999; 渡辺, 2002)と見積もられる。そのほかに、長久手火山灰層の直上に一社火山灰層(森, 1971b)と熊ノ前火山灰層(古澤, 1988)、さらにその上位に滝ノ水I, II火山灰層(古澤, 1988)が含まれるが、本報告では未確認である。

豊田地域で確認された細粒テフラの柱状図を第7.6図に示す。日進市折戸町(地点23)では丸根火山灰層が確認され、日進市折戸町(地点24)では東郷火山灰層が確認さ



第7.6図 豊田地域で確認された細粒テフラの柱状図
各地点の位置は付図に示す。

れた。地点23における丸根火山灰層からは 4.7 ± 0.3 Ma、地点24における東郷火山灰層からは 4.6 ± 0.2 MaのFT年代が得られている(森ほか, 2012; 日進市史編集委員会, 2015)。豊明市沓掛町(地点15, 16)では、2枚の火山灰層からなる沓掛火山灰層(豊明市, 2003a, b)が確認された(第7.6図)。沓掛火山灰層は、長久手火山灰層への対比が示唆されており(愛知県, 2010), 3.3 ± 0.3 MaのFT年代が得られている(豊明市, 2003a, b)。そのほかに、日進市米野木台(地点31)では東郷火山灰層の下位、日進市諸輪(地点28)と豊田市天王町(地点57)では東郷火山灰層の上位に、細粒なテフラが確認された(第7.6図)。みよし市根浦町(地点37)とみよし市福谷町(地点47, 48)でも細粒なテフラが確認されたが(第7.6図)、活断層により傾動しているため、層位は不明である。なお、これら

の細粒テフラは、広域テフラと対比されていない。

古地磁気 本層の古地磁気極性は、上位に向かって(1)逆→(2)正→(3)逆→(4)正→(5)逆→(6)正→(7)逆→(8)正→(9)逆と変化する(第7.2図)。(7)は丸根火山灰層と東郷火山灰層があることからGilbert Chron上部(C3n.1r)、(8)は沓掛火山灰層があることからGauss Chron下部(C2An.3n)である。そうすると、(7)より下位は、(6) Cochiti Sunchron (C3n.1n)、(5)はGilbert Chron上部(C3n.1r)、(4)はNunivak Subchron (C3n.2n)、(3)はGilbert Chron中部(C3n.2r)、(2)はSidufjall Subchron (C3n.3n)、(1)はGilbert Chron下部(C3n.3r)となり、(8)より上位は、(9) Mammoth Subchron (C2An.2r)となる。

年代 本層の古地磁気層序に基づくと、本層の年代はおよそ5.0–3.3 Maの前期～後期鮮新世となる(第7.2図)。

第 8 章 第 四 系

(中島 礼)

8.1 研究史

豊田地域の第四系は、矢作川や小河川の流域に分布する更新統の段丘堆積物と完新統からなる。清野・石井(1927)によれば、豊田図幅地域の段丘堆積物は上部鮮新統の未固結堆積物とされており、瀬戸層群と同じ扱いにされている。一方、赤嶺(1954)は段丘堆積物のほとんどを更新世の梅坪砂層とし、この堆積物を矢作川の前身の川による段丘堆積物とした。松沢ほか(1960)は猿投山南西部の地質図を作成し、本地域の更新統を名古屋地域の更新統と対比し、下位より唐山層、八事層、及び段丘堆積層に区分した。町田ほか(1962)は、本地域から矢作川河口までの範囲について、地形発達史を考慮することで、高位から順に藤岡面、三好面、挙母面、碧海面、越戸面の5つの地形面と沖積面を区分した(第1.4図)。藤岡面の堆積物は丘陵を構成する瀬戸層群からなり、それ以外の4つの地形面の構成層として、三好層、挙母層、碧海層、越戸層をそれぞれ定義した。服部(1970)は逢妻女川の両岸に分布する三好層と挙母層の堆積物の特徴を記載した。南隣の岡崎地域では、森山(1994)や牧野内ほか(2011)、知立市史編さん委員会(2018)が大量のボーリング資料を集約し、碧海層や挙母層の地下層序や地下構造を検討した。経済企画庁(1972)による土地分類基本調査、愛知県環境部(1979)による環境利用適正化調査、豊田図幅地域内の自治体が発行した市史において、第四系の調査やまとめが行われた(安城市史編集委員会, 2005; 三好町誌編さん委員会, 2007; 新修名古屋市史資料編集委員会, 2008; 知立市史編さん委員会, 2018; 刈谷市史編さん編集委員会, 1989; 新編岡崎市編さん委員会, 1985; 日進市史編集委員会, 2015; 新修豊田市史編さん専門委員会, 2018)。

豊田図幅地域における更新統の年代については、火山灰層や微化石などの産出が報告されていないため、明確な年代を示すデータはない。植木(2014)は三好層の古地磁気が逆帯磁であることを示し、前期更新世の堆積物であるとした。豊田図幅地域外の南隣岡崎地域では、碧海層から約95 kaの噴出年代を示す鬼界葛原テフラと9-8万年前のESR年代が報告された(森山ほか, 1996; 森山, 1994)。牧野内ほか(2003)は、碧海面上位に重なる赤色土壌から、鬼界葛原テフラ、阿蘇4テフラ、始良Tnテフラ、天城カワゴ平テフラに由来する粒子を検出した。完新統の年代については、豊田低地では寺部遺跡の調査

(小野ほか, 2011)、矢作川低地では埋没林の調査(小野ほか, 2007)により、沖積層から放射性炭素年代が報告されている。

8.2 三好層

地層名 町田ほか(1962)が命名。

模式地 みよし市助生町付近の県道沿いの崖(町田ほか, 1962)。

層序関係 瀬戸層群を不整合で覆う。豊田市浄水町や大清水町では、伊保原層に不整合で覆われる。

分布 北部は豊田市猿投町、西中山町の藤岡丘陵(標高約130 m)から、乙部町、伊保町の乙部丘陵(標高約100 m)、みよし市三好丘付近から刈谷市の洲原池までの三好台地(標高約35-100 m)に分布する。

層厚 5-20 mの層厚で、北部ほど厚い。

岩相 亜円-円の中礫-大礫からなる砂礫層からなる(第8.1, 8.2図)。中部には砂層とシルト層がレンズ状に挟在する。最上部には橙色(2.5YR-5YR)を呈する土壌が重なる場合がある。礫種は主にチャートからなり、ホルンフェルスや濃飛流紋岩、泥岩、花崗岩も含まれる。礫は風化して白く脱色し、クサリ礫も多くみられる。基質はアルコース質砂からなる。

化石 豊田市舞木町と浄水町から、木本植物の花粉化石が産出した。舞木町からは*Pinus*属と*Quercus*属(*Lepidobalanus*亜属)が、浄水町からは*Quercus*属の*Lepidobalanus*亜属と*Cyclobalanopsis*亜属が顕著に含まれることがわかった(第8.3図)。これらの構成種に基づくと、本層の花粉化石群集は楡井・本郷(2018)による*Fagus-Quercus*超帯に相当することが推定される。鮮新世に多くみられる*Sequoia*属なども含まれるが(第8.3図)、微量であるため瀬戸層群からのリワークの可能性も想定される。

堆積年代・対比 植木(2014)は、豊田市浄水町に露出する本層の泥層(標高約90 m)において、古地磁気極性が逆帯磁であることを示し、本層の堆積年代がMIS(酸素同位体ステージ)19のBrunhes-Matuyama Chron境界(約78万年前)より前の前期更新世であるとした。本層の花粉化石群集は*Fagus-Quercus*超帯に相当し、この超帯はMIS 21からMIS 15下限の時代幅にあたる(楡井・本郷, 2018)。以上の古地磁気と花粉化石の結果を考慮すると、本層の堆積年代は前期更新世のMIS 21の可能性が高い。豊田図幅南隣岡崎地域の矢作川左岸に広く分布する高位

段丘堆積物の明大寺層(林・三浦, 1973)は、本層に対比されているが(山下ほか, 1990), これらの堆積年代は不明である。阿部ほか(2019)は、同地域における碧南市油ヶ淵周辺で掘削されたボーリングコアの標高約-70 mから-40 mにおいて、*Pinus*属と*Quercus*属(*Lepidobalanus*亜属)が多産する花粉化石群集を報告した。この特徴は、本層の花粉群集と類似しており、三好層相当層が同地域地下に存在している可能性がある。

8.3 八事層

地層名 松澤・嘉藤(1954)が命名。

模式地 名古屋市昭和区八事(名古屋南部地域)。

層序関係 瀬戸層群を不整合に覆う。豊田図幅西隣の名古屋南部地域の名古屋市の東部丘陵(鳴子丘陵)においては、更新統唐山層を不整合に覆う。

分布 豊明丘陵の名古屋市緑区鳴海町付近の標高約70-80 mに点在する。豊田図幅西隣では名古屋市の東部丘陵に分布し、八事面という高位段丘面を作る。八事層と三好層は、それぞれ豊明丘陵の北縁と南縁の分布の違いで区別している。

層厚 豊田図幅地域周辺では数-10 mの層厚だが、西隣の名古屋南部地域の丘陵部では30-50 mと厚い(坂本ほか, 1986)。

岩相 主にチャートの垂円-円の中礫-大礫からなる砂礫層からなる(第8.4図)。礫は白色化している。上部は橙色(2.5YR-5YR)を呈する。

化石 報告なし。

堆積年代 年代を直接的に示す証拠はない。分布標高や主にチャートからなる礫種構成から三好層と対比され、前期更新世と考えられる。

8.4 伊保原層(新称)

地層名 豊田市浄水町伊保原に因む。町田ほか(1962)や服部(1970)などでは挙母面を構成する挙母層とされていたが、後述する地形面の標高や開析の程度に基づき挙母層とは区別した。

模式地 豊田市浄水町や大清水町、貝津町における伊保川南岸にあたる段丘崖の最上部。

分布 美山台地北端にあたる豊田市浄水町、大清水町に広がる標高約80-90 mの平坦な地形面である伊保原面を構成する。

岩相 堆積物は主に中礫-大礫サイズのチャートの垂円礫からなる砂礫層(第8.5, 8.6図)。

層序関係 本層分布の北縁では三好層を、東縁や南縁では瀬戸層群矢田川層を不整合で覆う。

層厚 数-5 mの層厚。

堆積年代 年代を直接的に示す証拠はない。地形面をみる

と周辺の三好面よりも約10 m低く、挙母面よりも約10 m高い。堆積物は主に中礫-大礫サイズのチャートの礫からなっているため、三好層と類似している。しかし、三好層は下刻されることでその分布が乙部台地や三好台地の尾根沿いだけに残されており、平坦な伊保原層の分布とは異なる。一方で、挙母層とは堆積面の保存状態は類似しているが、ホルンフェルス、花崗岩、チャート、濃飛流紋岩、玄武岩など多様な礫種からなる挙母層とほぼチャートからなる本層の礫種は異なる。以上より、本層の堆積時期は三好層と挙母層の間であると推定される。礫種やサイズが三好層と類似しているため、伊保原層は三好層を削剥・再堆積した地層であると考えられる。

8.5 挙母層

地層名 町田ほか(1962)が命名。赤嶺(1954)の梅坪層に相当。

模式地 豊田市枝下町付近やトヨタ町付近(町田ほか, 1962)。

分布 越戸台地から美山台地、上郷台地、三好台地の南部に広く分布する。矢作川左岸の豊田台地や岩津台地にも分布する。本層相当層は、巴川流域にもみられる。

層序関係 瀬戸層群藤岡層及び矢田川層、基盤岩の領家深成岩類に不整合で重なる。

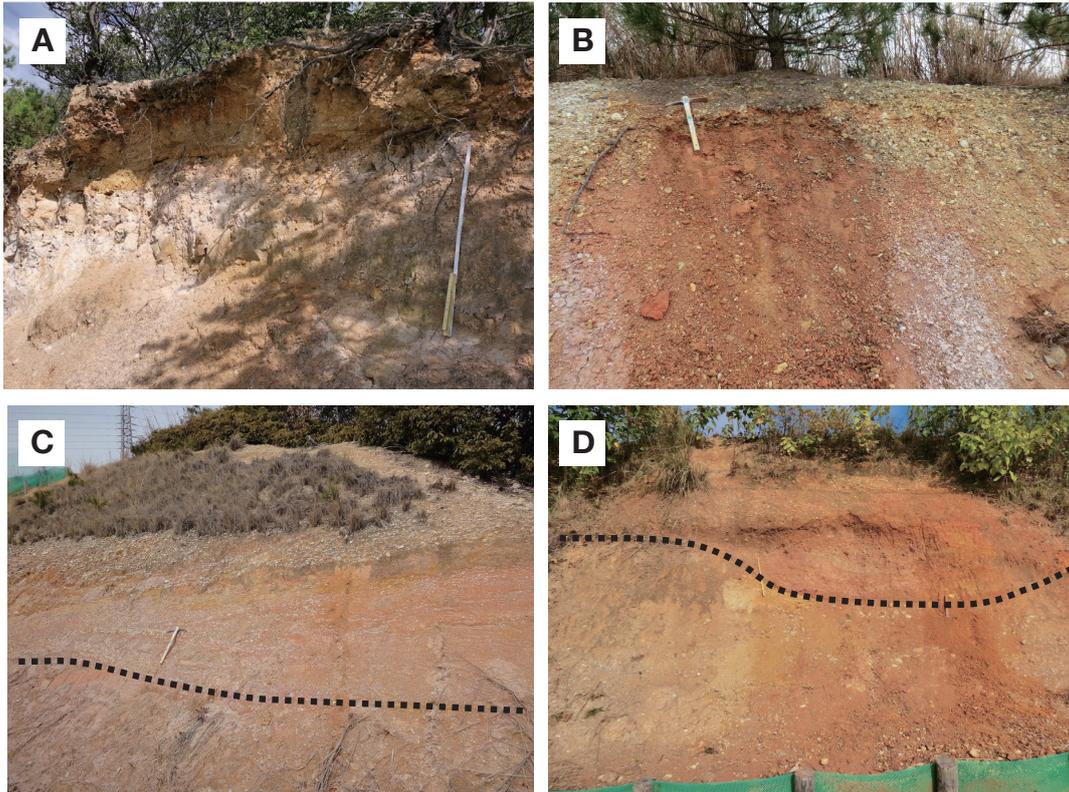
層厚 約10-20 mの層厚である。

岩相 中礫から大礫の垂円礫が不淘汰に含まれる砂礫層、アルコース質砂層、泥層からなる(第8.7, 8.8, 8.9図)。礫種はホルンフェルス、花崗岩、チャート、濃飛流紋岩、玄武岩などからなる。チャートと玄武岩以外はクサリ礫になっている。砂層には斜交層理がみられる。最上部には褐色土が重なる。分布の北部である越戸台地では礫支持の砂礫層が多く巨礫が含まれることもある。美山台地の南になると基質支持の砂礫層やアルコース質砂層が多くなり、礫径も小さくなり、泥層も挟在するようになる(第8.8, 8.9図)。下位の瀬戸層群は泥層や砂層のN値が50を超える場合があるので、本層と区別できる(第8.9図)。

化石 豊田市本新町の本層から*Cryptomeria*属が多産する花粉化石群集が産出した(第8.3図)。

堆積年代 *Cryptomeria*属によって占められる花粉化石群集は、楡井・本郷(2018)によればMIS 15-MIS 11下限の*Cryptomeria-Fagus*超帯とMIS 9-MIS 5下限の*Pinaceae-Cryptomeria*超帯にみられる。MIS 11-MIS 9下限は*Cyclobalanopsis-Cupressaceae*超帯で*Cyclobalanopsis*属の多産が特徴となり、第8.3図の産出結果には*Cyclobalanopsis*属はほとんど含まれていない。したがって、挙母層の花粉化石群集はこの超帯の前後のどちらかの超帯にあたり、中期更新世と考えられる。

対比 岡崎市域に分布する細川層・仁木層(仲井ほか,



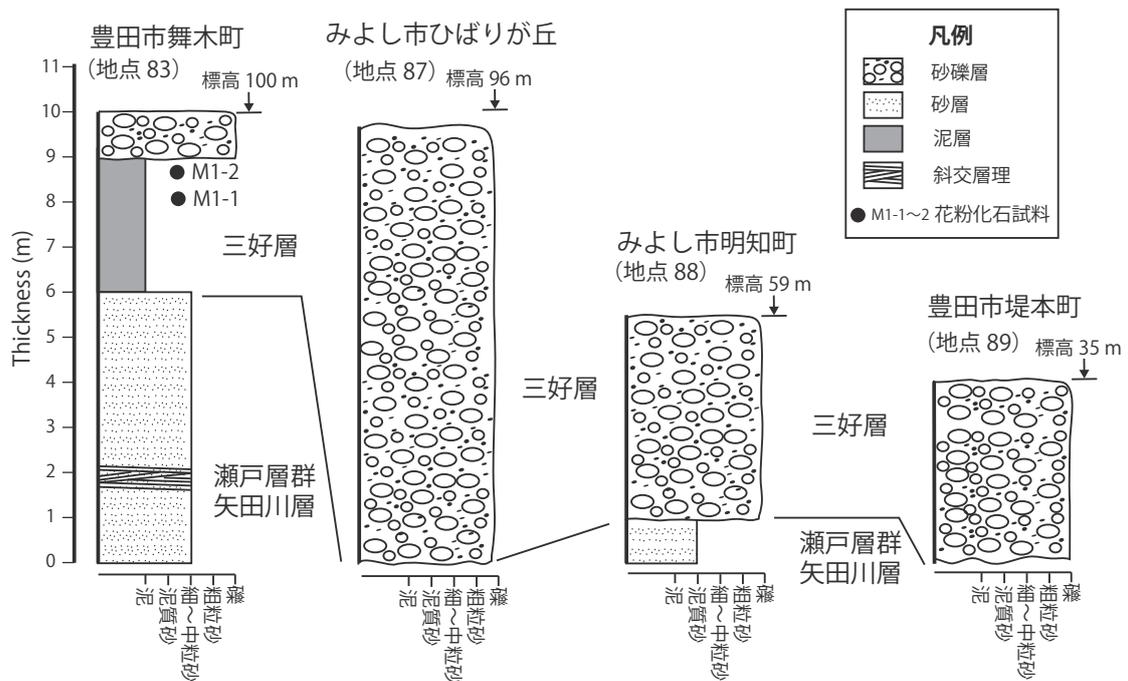
第 8.1 図 三好層の露頭写真

A: 豊田市舞木町における露頭(付図の地点 83)。シルト層に砂礫層が重なる。スケールは 1 m。

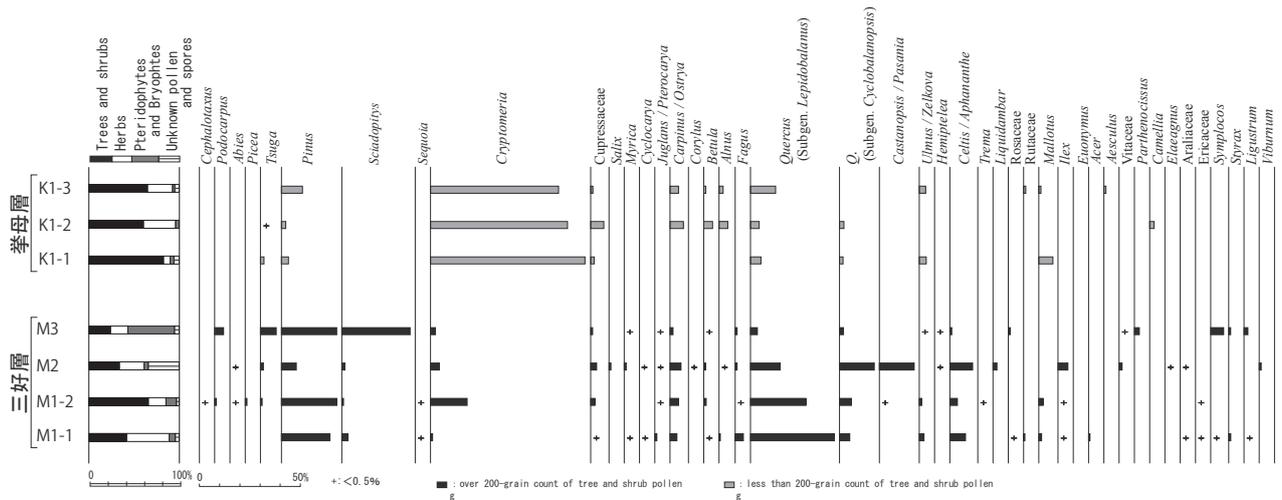
B: みよし市明知町における露頭(付図の地点 84)。砂礫層。ツルハシの長さは 45 cm。

C: みよし市筋生町における露頭(付図の地点 85)。瀬戸層群矢田川層の上に三好層の砂礫層が重なる。点線は不整合面。ツルハシの長さは 45 cm。

D: みよし市筋生町における露頭(付図の地点 86)。瀬戸層群矢田川層の上に三好層のシルト層、砂礫層が重なる。点線は不整合面。露頭の高さは 5 m。

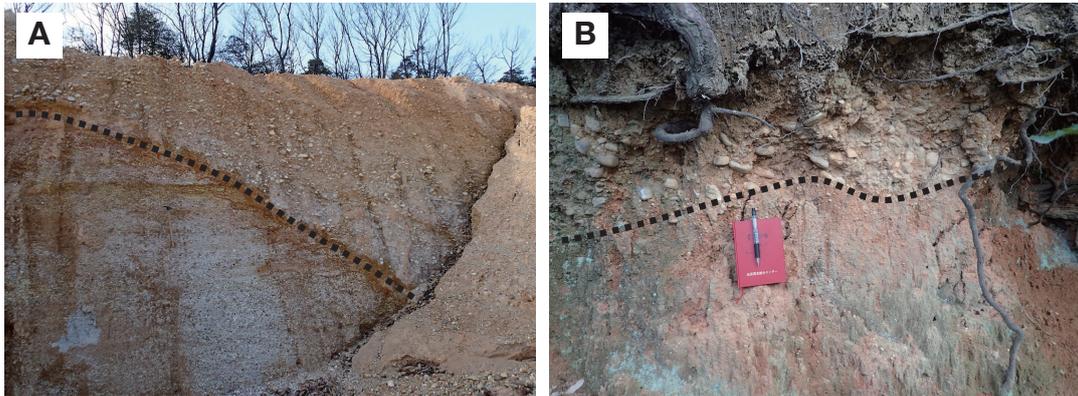


第 8.2 図 三好層の柱状図
地点番号の位置は付図に示す。



第 8.3 図 三好層と拳母層における木本植物の花粉ダイアグラム

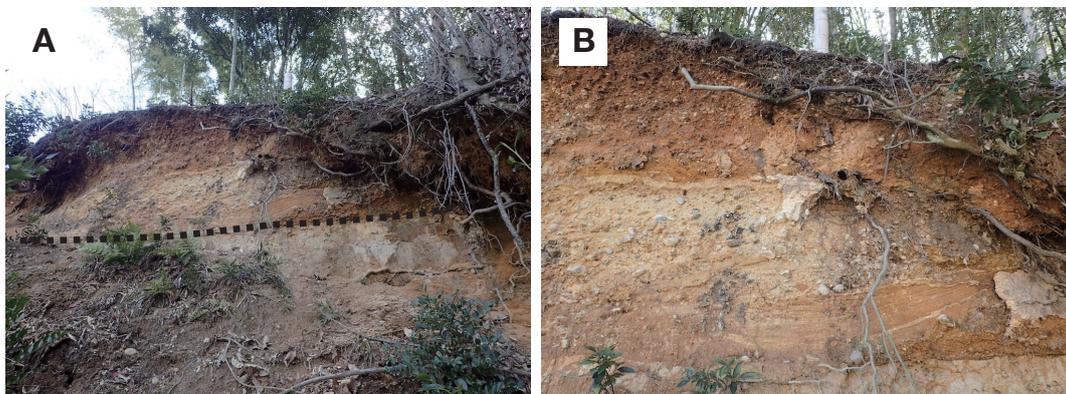
三好層の試料層準は第 8.2 図と第 8.6 図，拳母層は第 8.8 図を参照。花粉化石の同定は本郷美佐緒氏による。M-2，M-3 試料は阿部朋弥氏提供。



第 8.4 図 八事層の露頭写真

A：名古屋市緑区黒沢台における露頭(付図の地点 2)。瀬戸層群矢田川層をチャンネルとして削り込んで八事層の砂礫層が重なる。点線は不整合面。崖の高さは約 10 m。

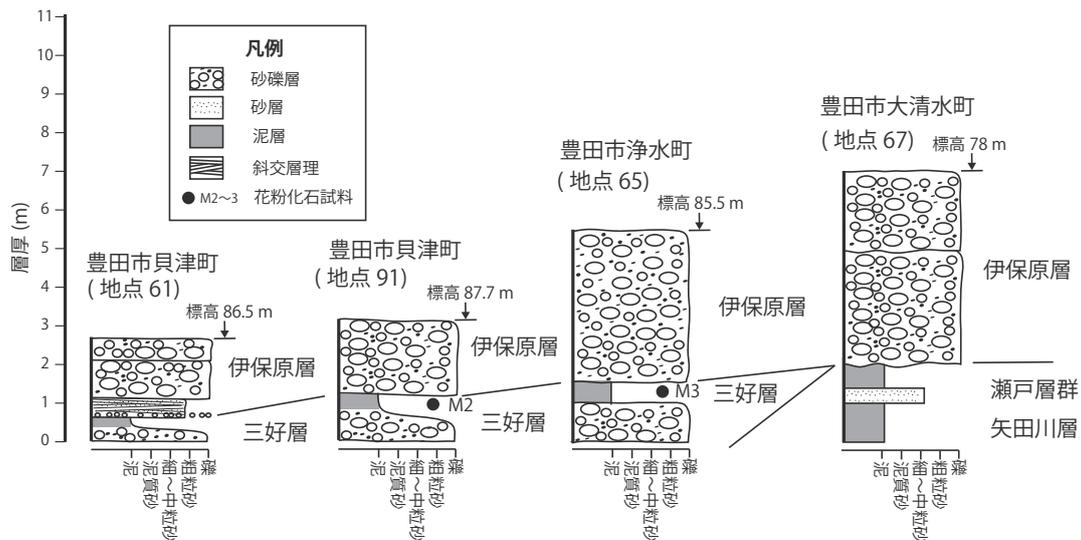
B：名古屋市緑区鳴海町における露頭(付図の地点 90)。瀬戸層群矢田川層に八事層の砂礫層が重なる。点線は不整合面。ノートの高さは 15 cm。



第 8.5 図 伊保原層の露頭写真

A：豊田市貝津町における露頭(付図の地点 61)。三好層のシルト層の上に伊保原層の砂層と砂礫層が重なる。点線は不整合面。露頭の高さは約 5 m。

B：A と同じ露頭における伊保原層の拡大写真。斜交層理の見られるアルコース質粗粒砂層と主にチャートの中礫～大礫からなる砂礫層。高さは約 2 m。



第 8.6 図 伊保原層の柱状図
地点番号の位置は付図に示す。

1985) は本層に対比される。南隣の岡崎地域の地下地質において、拳母層の上位層である碧海層と瀬戸層群(東海層群)に挟まれる層位が拳母層とされている(森山, 1994; 牧野内ほか, 2011)。一方で、森山(1996)では、碧南市の油ヶ淵周辺における碧海層と瀬戸層群に挟まれる地層を油ヶ淵層と命名している。豊田地域の本層は河川成層であるが、岡崎図幅範囲における碧海層より下位層は海成層であるため、地下層序に基づく岩対比は困難である。阿部ほか(2019)は、碧南市の油ヶ淵周辺で掘削したボーリングコアの標高20 mから30 mにおいて、*Cryptomeria*属が比較的多産する層準を報告しており、第 8.3 図の拳母層中の花粉群集と対比できる可能性はある。

8.6 碧海層及び相当層

地層名 町田ほか(1962)が命名。

模式地 豊田市の名鉄三河線猿投駅西方の国道の南にある崖(町田ほか, 1962)。

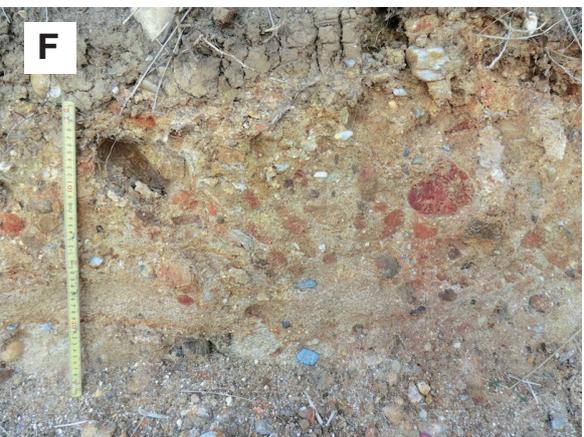
層序関係 領家深成岩類、瀬戸層群矢田川層、拳母層を不整合で覆い、越戸層及び沖積層(後背湿地及び谷底低地堆積物)によって不整合で覆われる。

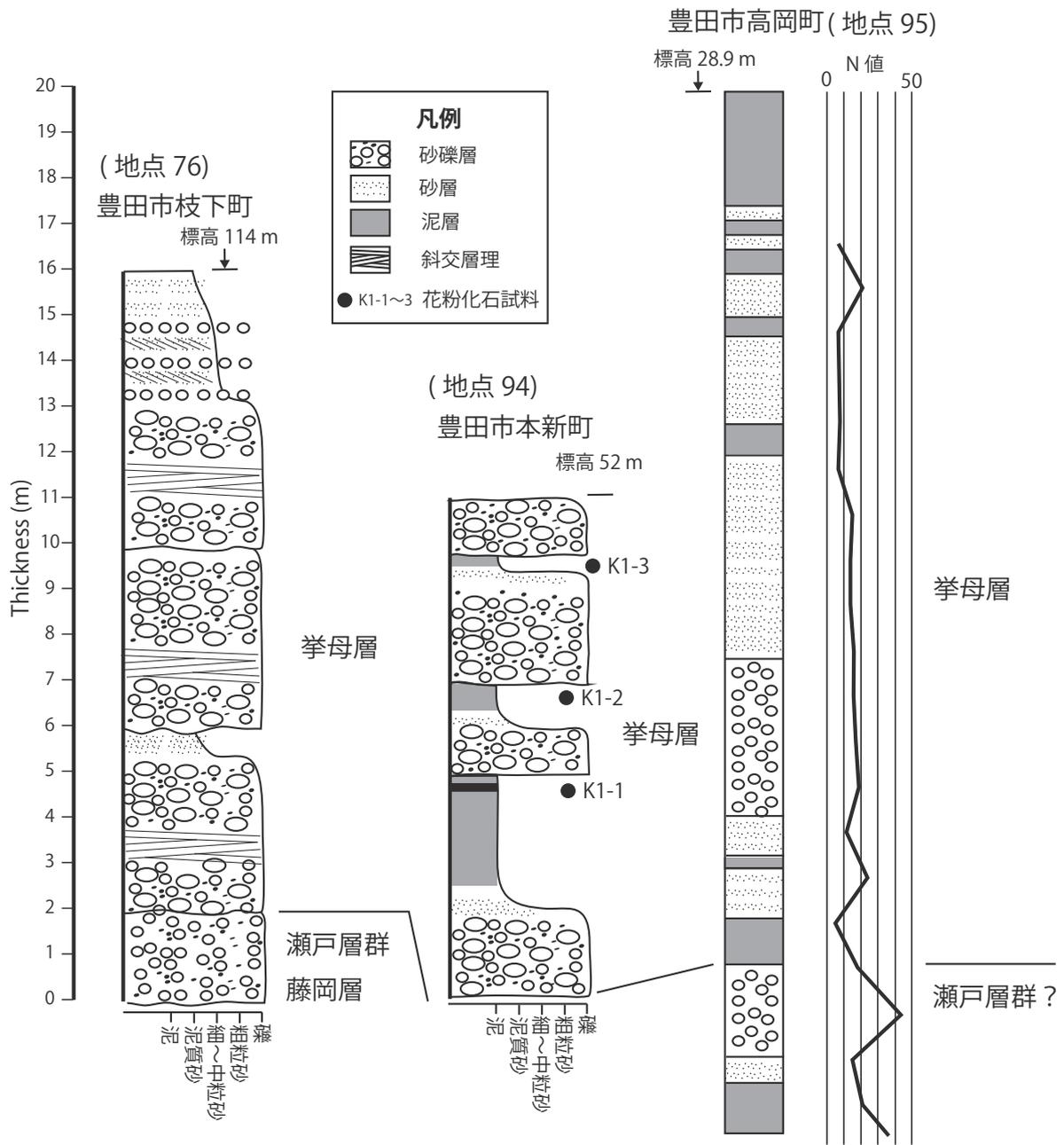
分布 矢作川流域の越戸台地(標高約 70 m)、美山台地(標高約 60-70 m)、豊田台地(標高約 50 m)、上郷台地(標高約 30 m)、逢妻女川兩岸の美山台地と三好台地(標高約 15-20 m)、境川兩岸の三好台地と豊明丘陵(標高約 25-45 m)、天白川流域の豊明丘陵と千種丘陵(標高約 40 m)、碧海台地(標高約 10-15 m)に分布する。南隣の岡崎地域においては矢作川河口付近の西尾市周辺まで碧海台地の構成層として広域に分布する。豊明丘陵の天白川左岸に

分布する標高約 30-40 m の段丘も碧海層相当層とした。層厚 越戸台地や美山台地の矢作川上流部では、露頭としては約 5 m の砂礫層が確認できる。下流部では沖積面に埋没して下限が確認できないが、ボーリング資料から約 10 m の層厚と想定される(第 8.9 図)。南隣の岡崎地域では、ボーリング資料により約 20-30 m の層厚がみられる。

岩相 中礫-大礫サイズの亜円礫を含む淘汰の悪い砂礫層からなる(第 8.10 図)。礫種はチャート、花崗岩、ホルンフェルス、濃飛流紋岩など多様である。基質はアルコース質砂からなる。砂礫層には層厚 20 cm 程度の砂層を挟在する。豊田図幅内の南部では、細-中礫を含むアルコース質の中粒-粗粒砂層、泥層へと細粒化する。最上部は橙色(5YR)-褐色(7.5YR)を呈する。

化石 豊田図幅地域から化石は見つかっていない。嘉藤ほか(1957)と糸魚川・中山(1968)は南隣の岡崎地域である高浜市横浜から貝化石などを報告した。嘉藤ほか(1957)は、地下 8.5 m の砂礫層から 37 種の二枚貝と 19 種の巻貝を採取し、この地層を高浜貝層と名付けた。糸魚川・中山(1968)は同地の標高約 1 m において、128 種の貝化石のほかウニ類、コケムシ類、フジツボ類、十脚類の化石を報告した。これらの貝化石から、*Standella-Rapana* 群、*Nipponomarcia-Bedevina* 群、*Anomia-Ostrea* 群を認定し、暖流の影響がある内湾環境を推定した。阿部・中島(2018)では高浜市碑田町におけるボーリングコアの標高約 10 m の本層層準から 7 種の浅海生貝化石を報告した。牧野内ほか(2011)による安城市域のボーリング資料の検討によれば、南隣の岡崎地域との境界付近である知立市域の猿渡川までは貝化石を含む海成泥層が分布する。

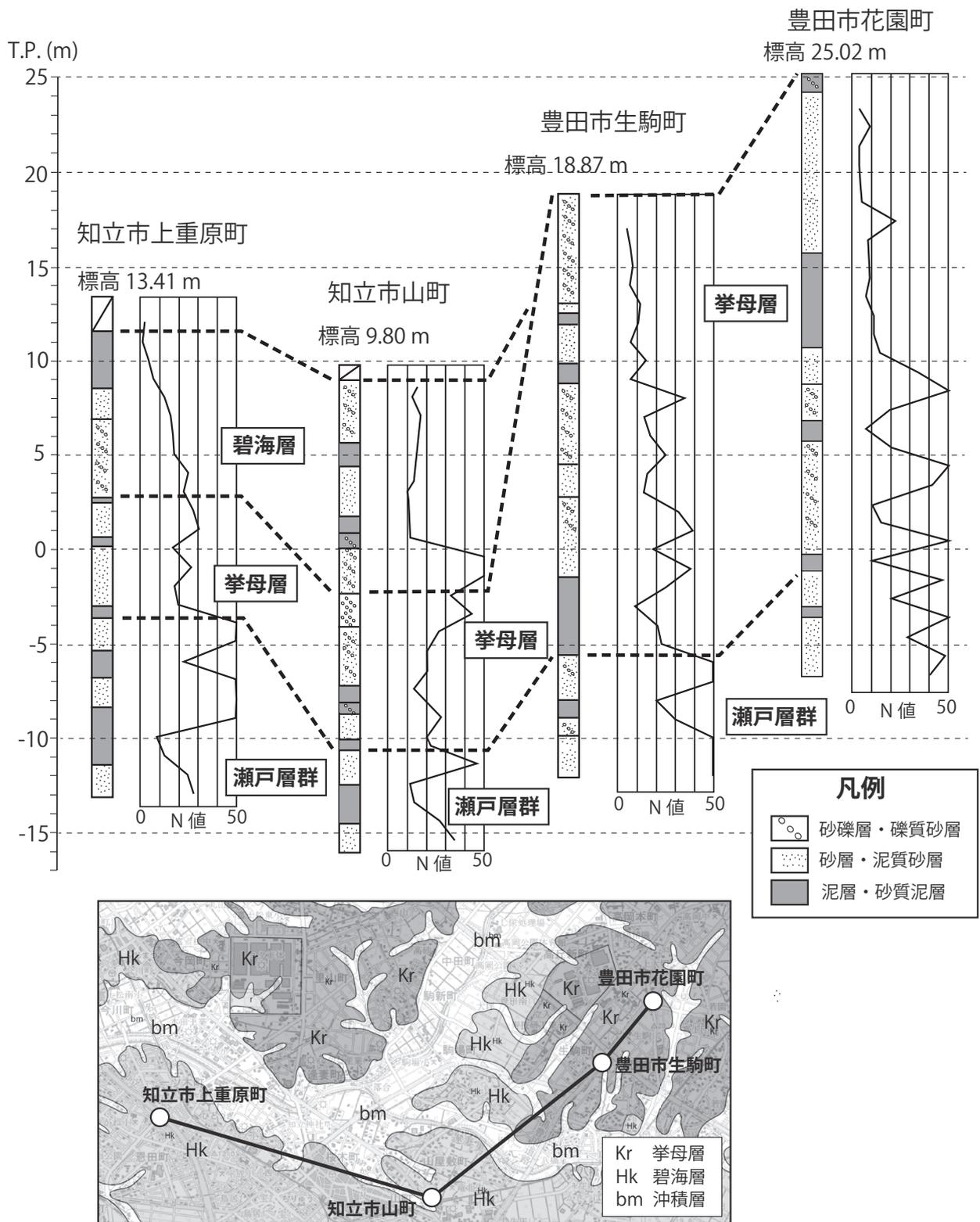




第 8.8 図 拳母層の柱状図
地点番号の位置は付図に示す。

← 第 8.7 図 拳母層の露頭写真

- A: 豊田市枝下町における露頭(付図の地点 76). 瀬戸層群藤岡層の上に拳母層が重なる. 露頭の高さは約 8 m.
- B: 豊田市枝下町における露頭(付図の地点 76). 拳母層の砂礫層. 露頭の高さは約 5 m.
- C: 豊田市枝下町における露頭(付図の地点 76). 拳母層に挟在する斜交層理の見られる中-粗粒砂層. 砂層の厚さは約 2 m.
- D: 豊田市枝下町における露頭(付図の地点 76). 中-大礫サイズのクサリ礫を含む砂礫層. スケールは約 60 cm.
- E: 豊田市平山町における露頭(付図の地点 92). 中-大礫を含む粗粒砂層. 露頭の高さは約 4 m.
- F: 豊田市河合町における露頭(付図の地点 93). 中-大礫サイズのクサリ礫を含む砂礫層. スケールは約 40 cm.
- G: 豊田市本新町における露頭(付図の地点 94). 砂礫層と泥層の互層. 露頭の高さは約 10 m.
- H: 豊田市本新町における露頭(付図の地点 94). 腐植質粘土層の上に侵食面を介して砂礫層が重なる. スケールは 15 cm.



第 8.9 図 碧海層と拳母層のボーリング対比
 N 値が 20 を超える泥層を含む層準は瀬戸層群と判断した。碧海層と拳母層については、岩相と N 値の側方への連続性と地形面を考慮して区別した。



第 8.10 図 碧海層の露頭写真

- A：豊田市井上町における露頭（付図の地点 96）。亜円の中-大礫を含む砂礫層。ツルハシの長さは約 45 cm。
 B：岡崎市仁木町における露頭（付図の地点 97）。亜円の中-大礫を含む砂礫層。スケールは 1 m。

堆積年代 豊田図幅地域からは碧海層の堆積年代を示すデータはないが、南隣の岡崎地域の以下の 4 地点からは、後期更新世の約 95 ka の噴出年代を示す K-Tz（鬼界葛原テフラ：町田・新井, 2003）が本層から報告されている。安城市東栄町の赤色土壌（標高約 21–23 m；牧野内ほか, 2003）、知上市来迎寺町の来迎寺小学校の陸水成シルト層（コア深度 13.3 m；標高約 10 m；森山ほか, 1996）、碧南市広美町の衣浦クリーンセンターの海成粘土層（深度 21.3 m；標高-21 m；森山ほか, 1996）、碧南市平和町の碧南市民病院の海成粘土層（深度 13 m；標高-16 m；森山ほか, 1997）。また、刈谷市日高町の刈谷市日高小学校における本層上部のシルト層（深度 10–12 m；標高 4–6 m）から得られた貝殻について、ESR 年代測定により 9–8 万年前（平均 91.0 ka）という後期更新世の年代値が得られている（森山, 1994）。

対比 豊田図幅地域における碧海層については、その分布や岩相などの特徴は明らかである。一方で、碧海層及び碧海面が広域に分布する南隣の岡崎地域においては、ボーリング資料の検討から、碧海層の下限の認定が研究者によって意見が異なっている。桑原（1982）や桑原ほか（1985）、牧野内ほか（2011）では、碧海面の下位にある海成泥層とその下位の非海成泥層の基底を下限とし、MIS 5e の堆積物としている（牧野内ほか, 2011）。一方、森山（1994）では、碧海面の下位に 3 層の海成泥層を認定し、一番下位の泥層の基底を下限としている。そして、それぞれの泥層が下位より MIS 5e、MIS 5c、MIS 5a に形成されたと考えた。どちらも形成年代が MIS 5 と考えているが、前者では碧海層の層厚は厚いところで約 30 m、後者では約 70 m となっており、地層境界（深度）の認定が異なる。碧海層を定義した町田ほか（1962）では、地下の地層を検討していないため、碧海層の地下層序を明確にす

ることは難しい。しかし、碧海層を名古屋地域の熱田層と対比していることを考慮すると、熱田層が MIS 5 の堆積物で海成泥層を 1 層だけ含む（牧野内ほか, 2011）ため、牧野内ほか（2011）らの意見が適当と思われる。森山（1994）による 3 層の海成泥層のうち、上位の泥層は碧海層（熱田層と対比）であり、中位と下位の泥層は MIS 5 よりも古い海成層と考えられる。

天白川左岸にみられる相当層とした段丘堆積物は、西隣の名古屋南部図幅（坂本ほか, 1986）における中位段丘堆積物である熱田層との連続性を考慮して、中位段丘堆積物である碧海層相当層とした。

豊田図幅南隣の矢作川左岸に広く分布する中位段丘堆積物の美合層（林・三浦, 1973）は、矢作川右岸に分布する本層に対比される（山下ほか, 1990）。

8.7 越戸層及び相当層

地層名 町田ほか（1962）が命名。

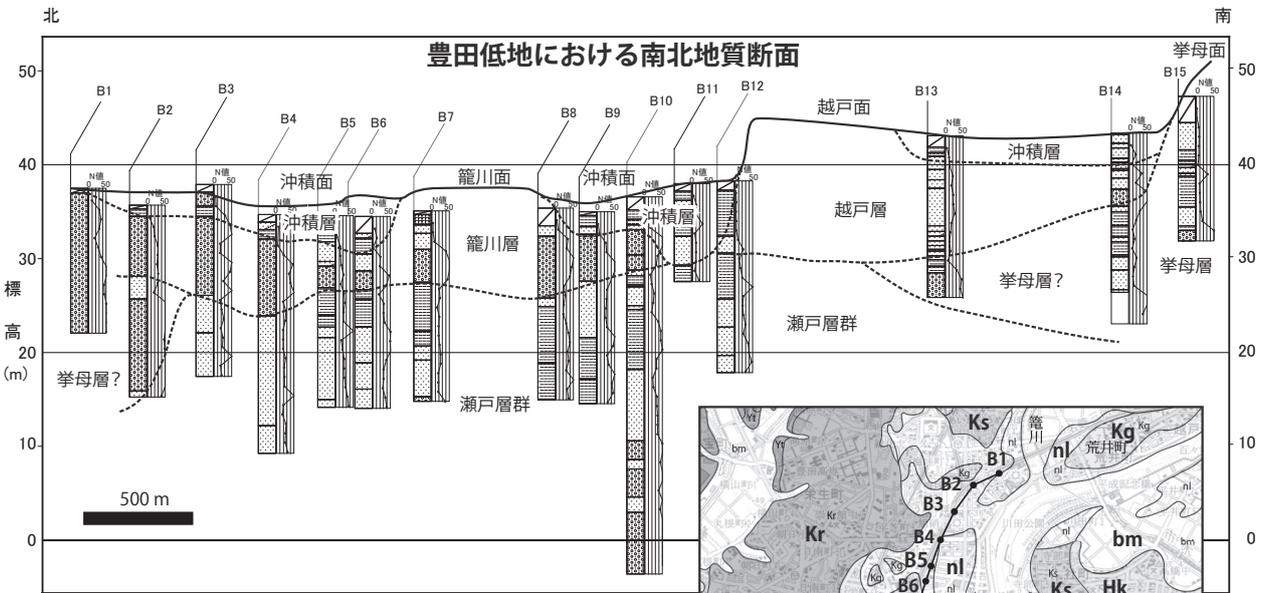
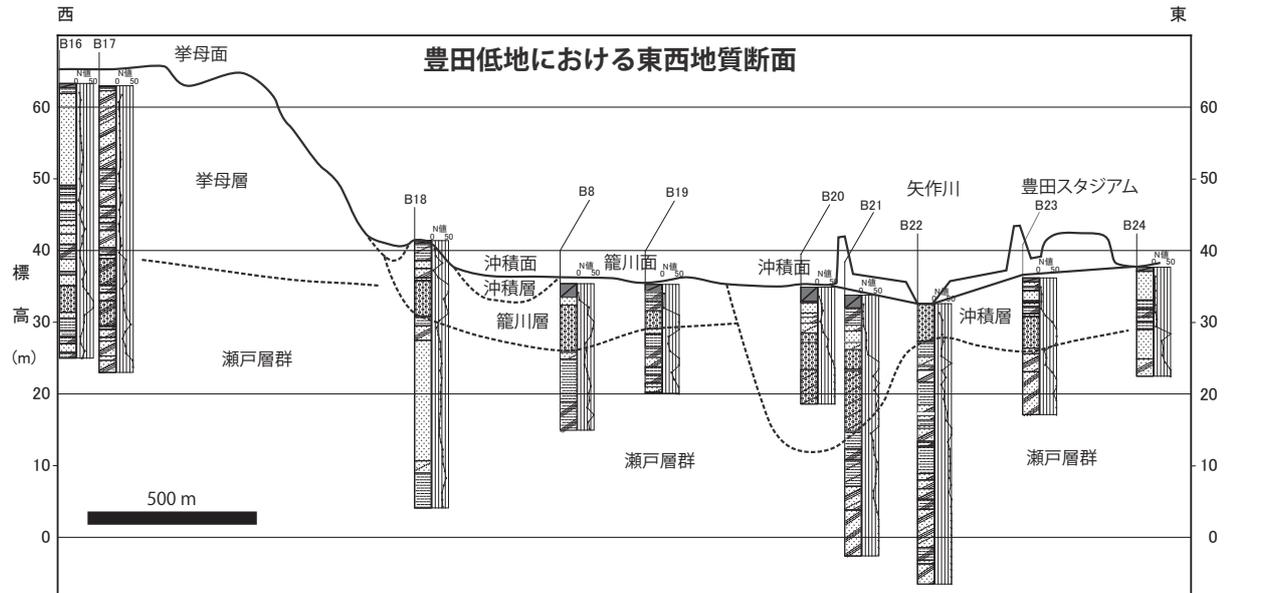
模式地 豊田市の名鉄三河線越戸駅付近の陶土採掘跡地の崖（町田ほか, 1962）。

層序関係 碧海層、瀬戸層群矢田川層、藤岡層を不整合で覆い、籠川層、自然堤防堆積物、後背湿地及び谷底低地堆積物によって覆われる。

分布 籠川と伊保川流域の籠川低地（標高約 60–80 m）、矢作川右岸における豊田低地（標高約 40 m；第 8.11 図）と上郷台地縁辺（標高約 30 m）、矢作川左岸における豊田台地（標高約 40 m）、豊明丘陵と千種丘陵の天白川両岸に分布する標高約 25–35 m の段丘も越戸層相当層とした。

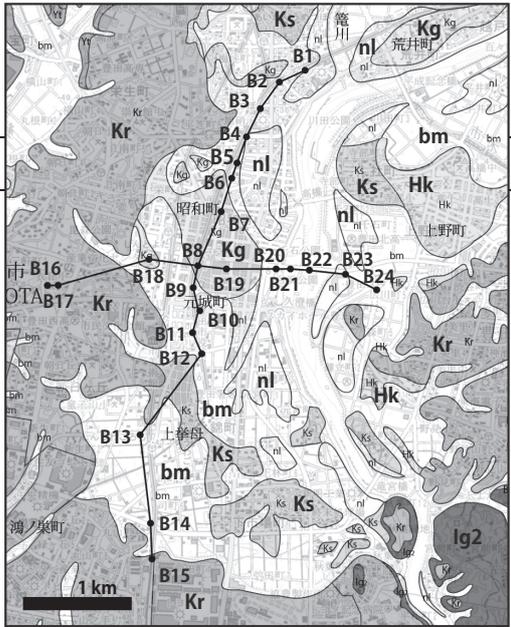
層厚 約 10–15 m。

岩相 小礫–大礫サイズの亜円礫を含む砂礫層（第 8.12 図）。礫種は花崗岩が大礫サイズ、流紋岩、チャートが



凡例

	腐植土層	bm	後背湿地及び谷底低地堆積物
	埋土	nl	自然堤防堆積物
	礫層 (砂質・泥質含む)	Kg	籠川層
	砂層 (礫質・泥質含む)	Ks	越戸層
	泥層 (砂質・礫質含む)	Hk	碧海層
	B	Kr	拳母層
		Ig2	伊奈川花崗岩 (片麻状)



第 8.11 図 豊田低地における越戸層、籠川層、沖積層の地下地質断面
 N値が20を超える泥層を含む層準は瀬戸層群と判断した。越戸層、籠川層、沖積層については、岩相とN値の側方への連続性と地形面を考慮して区別した。



第 8.12 図 越戸層の露頭写真

A：豊田市越戸町における露頭（付図の地点 98）、淘汰の悪い中-大礫を含む砂礫層。露頭の高さは約 3 m.

B：豊田市扶桑町における露頭（付図の地点 99）、淘汰の悪い中-大礫を含む砂礫層。ツルハシの長さは約 45 cm.



第 8.13 図 矢作川低地における矢作川河床で見つかった埋没林の立ち株

写真提供：小野映介氏。

小-中礫サイズである。基質はアルコース質砂からなる。クサリ礫はなく、淘汰が悪い。礫混じりの砂層も挟在する。黒褐色土壌が最上部に重なる。

化石 報告なし。

堆積年代 年代を直接的に示す証拠はない。現河床よりも粗粒な礫からなっており（町田ほか, 1962）、矢作川や籠川の河道堆積物による段丘と考えられる。沖積面よりも約 5 m 低い標高に本層の礫層がみられ、現在よりも河床面が低下した時期の河川堆積物と考えられる。町田ほか（1962）は、越戸層を沖積層基底礫層に対比したが、森山・小沢（1972）はボーリング試料を検討して、岡崎埋没段丘に対比し、約 3 万年前の関東における立川面にあたるとした。

天白川両岸にみられる相当層とした段丘堆積物は、西

隣の名古屋南部図幅（坂本ほか, 1986）における低位段丘堆積物との連続性を考慮して、低位段丘堆積物である越戸層相当層とした。

8.8 籠川層及び相当層

地層名 建設省国土地理院（1968）により、籠川とそれに合流する小河川に沿った低位面が「籠川面」と命名された。豊田図幅では、越戸面より一段低い籠川面を構成する地層を籠川層とした。河川名と低地名は「籠川」、地形面名と地層名は「籠川」を使う。

層序関係 瀬戸層群矢田川層、越戸層を不整合で覆い、自然堤防堆積物、後背湿地及び谷底低地堆積物によって覆われる。

分布 籠川低地、豊田低地に分布する。籠川流域と伊保川流域では標高約 60–80 m、矢作川流域では標高約 40 m。天白川低地の標高 20–30 m にも分布する沖積面よりも約 1 m 高い地形面の堆積物を籠川層相当層として扱う。第 8.11 図に豊田低地における本層の地下分布を示した。

層厚 10–15 m.

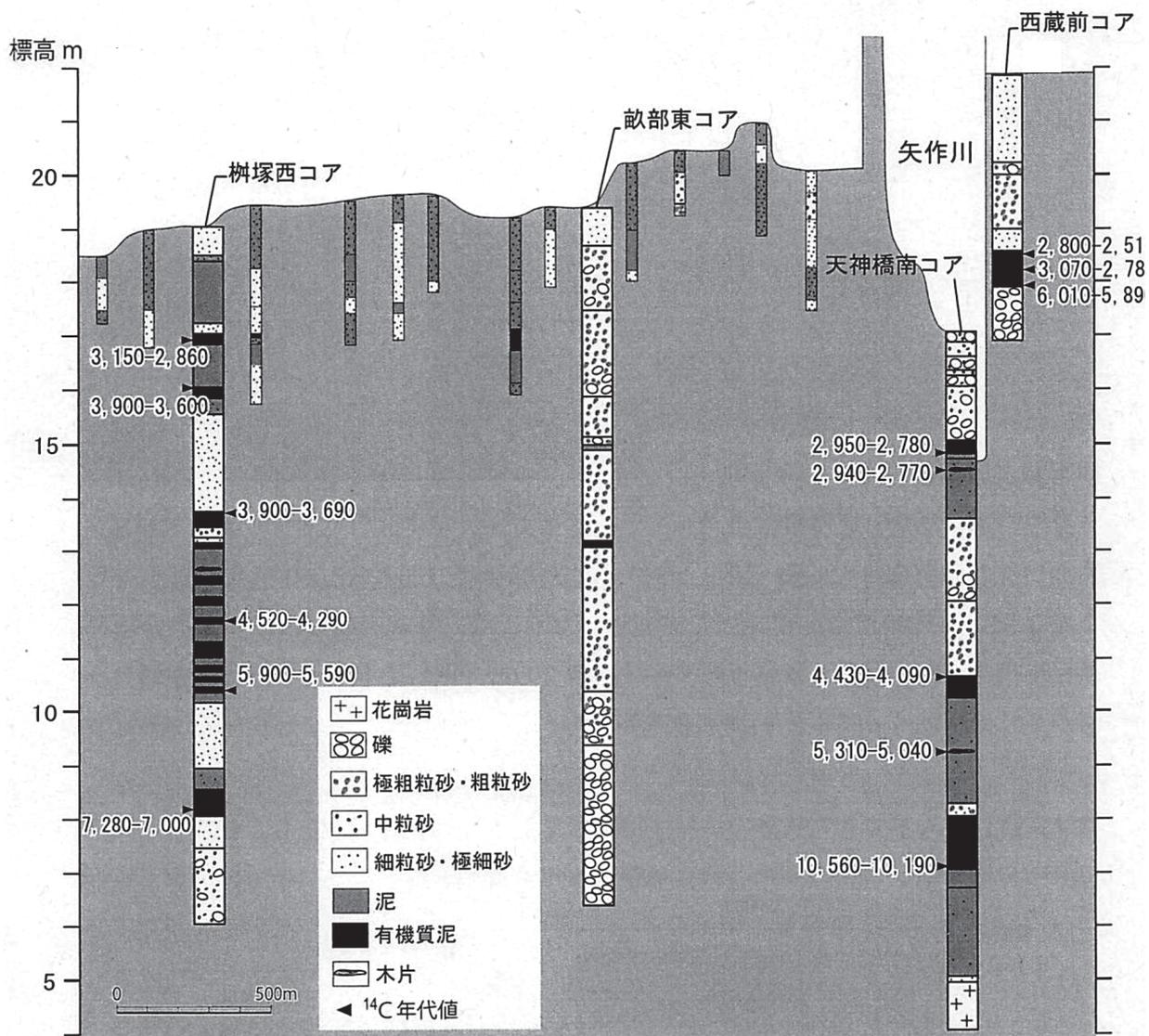
岩相 ボーリング資料でしか確認できないが、礫質砂と砂礫層からなる。

化石 報告なし。

堆積年代 年代を直接的に示す証拠はないが、層序関係から後期更新世と考えられる。

8.9 沖積層

豊田図幅では、山地、丘陵及び台地等を開析する谷の谷底、あるいは低地を埋積する更新世末期から完新世の未固結の地層を沖積層と定義する。ここでは、低地や開



第 8.14 図 矢作川低地における沖積谷埋堆積物の西北西-東南東断面
 新修豊田市史編さん専門委員会 (2018) を転載。図の左側が西北西、右側が東南東の方角。¹⁴C年代値 (cal. BP) は暦年補正後の年代値幅を示す。

析谷を埋積する主に地下の堆積物を沖積谷埋堆積物とし、この谷埋堆積物の表層付近に分布する堆積物を沖積表層堆積物とする。地質図においては、沖積表層堆積物として、自然堤防堆積物と後背湿地及び谷底低地堆積物を図示し、断面図では沖積表層堆積物と沖積谷埋堆積物を一括して沖積層 (a) として図示している。

8.9.1 沖積谷埋堆積物

本堆積物は、最終氷期最盛期頃に形成された開析谷を充填した未固結堆積物である。

分布・層厚 籠川低地では約 10 m、豊田低地では約 15-20 m (第 8.11 図)、矢作川低地では約 15 m、天白川低地では約 10 m 以下、境川低地では 10 m 以下である。

岩相 豊田図幅地域における沖積谷埋堆積物は河川成の堆積物であるため、岩相変化の連続性や規則性はあまりみられない。基底にはN値が50を越える礫層がみられる場合は基盤との境界が明瞭であるが、砂層や腐植質粘土層が基盤に直接重なる場合もある。上位には砂礫層、砂層、粘土層、腐植質粘土層が重なる。

堆積年代 豊田低地については、矢作川左岸の寺部遺跡でのボーリング調査で、約1万年-約3,300年前の5点の放射性炭素年代が得られている (小野ほか, 2011)。このうち、約4,000年前の層準からは、コナラ亜属やニレ属-ケヤキ属などの落葉広葉樹、アカガシ亜属やシイ類の常緑広葉樹やコウヤマキ属、スギなどの温帯性針葉樹類が産出している (小野ほか, 2011)。

矢作川低地の矢作川河床(東名高速道路の矢作橋から県道 239 号線の天神橋付近)においては埋没林が見つかる(第 8.13 図; 矢作川河床埋没林調査委員会, 2007)。埋没林の樹種は, ヤナギ属, クリ, コジイ, コナラ属コナラ亜属, アカガシ亜属, ムクノキ, エノキ属, ケヤキ属, クワ属, ヒサカキ, サクラ属, バラ属, ムクロジが同定されている。埋没樹からは, 3 点の 3,000 年前後を示す放射性炭素年代が得られている。また, 埋没林周辺で掘削されたボーリングコアから, 約 1 万年前から約 2,500 年前にわたる 14 点の放射性炭素年代が得られている(第 8.14 図; 小野ほか, 2007)。

南隣岡崎地域の矢作川低地においては, 本堆積物はデルタ堆積物として広く分布する。ボーリングコアや放射性炭素年代分析に基づき, このデルタ堆積物の発達史が詳細に検討されている(川瀬, 1998; Sato and Masuda, 2007; Fujimoto *et al.*, 2009; Sato and Masuda, 2010)。

8.9.2 沖積表層堆積物

自然堤防堆積物 (nl)

籠川低地, 豊田低地, 矢作川低地, 境川低地, 天白川低地に分布する。後背湿地及び谷底低地堆積物に重なる。沖積面との比高は約 1 m。岩相は, ボーリング資料でしか確認できないが, 層厚 5 m 以内の砂層からなる。表層にはシルト層が覆う場合もある。

後背湿地及び谷底低地堆積物 (bm)

豊田図幅内の各低地の後背湿地, 山地や丘陵・台地を下刻する谷底低地の表層を構成する堆積物である。豊田低地, 矢作川低地, 境川低地においては, 自然堤防堆積物の分布から旧河道堆積物の存在がみられる場合があるが, それぞれの境界が不鮮明であることが多いため後背湿地に含めている。岩相は, ボーリング資料でしか確認できないが, 層厚数 m の礫質中粒砂層, 砂質シルト層, 粘土層, 腐植質粘土層からなる。

第9章 地質構造

(中島 礼)

9.1 地下地質構造

9.1.1 ボーリング資料による地下地質

豊田図幅地域のような平野域や都市開発が進んだ地域では、地表にある露頭の地質情報が限られ、地下構造まで調査することは困難である。そのため、ボーリング資料を用いた地下構造の検討が重要である。豊田図幅地域におけるボーリング資料を用いた検討は、森(1970)が335本の資料を使って豊田市内の地質及びN値の分布断面図を作成した。その後、同じデータを用いて、森ほか(1972)が地質区分の検討、高橋ほか(1972)がN値の平面分布図、田中ほか(1972)が土質試験などの結果をとりまとめた。森山・小沢(1972)は、矢作川流域の沖積低地におけるボーリング資料に基づき、豊田低地における沖積層の形成過程について検討した。愛知県防災会議地震部会(1981)は、愛知県内の各種機関によって行われた建設工事に伴うボーリング調査の資料を収集し、丘陵、台地、低地の地下地質を総括した。南隣の岡崎地域では、森山(1994)や牧野内ほか(2011)、知立市史編さん委員会(2018)が大量のボーリング資料を集約し、碧海層や拳母層の地下層序や地下構造を検討した。

豊田図幅地域の深井戸のデータ(経済企画庁総合開発局国土調査課, 1963, 1973; 国土庁土地局国土調査課, 1988)、温泉ボーリングデータ(愛知県, 2002)、調査ボーリングデータ(愛知県・工業技術院地質調査所, 1968; 坂本ほか, 1986)から、基盤(領家深成岩類やジュラ紀付加体とその風化帯)までの深度と標高を調べた(第9.1表)。豊田図幅内ではないが、防災科学技術研究所のKik-Netのデータから、北隣瀬戸地域における長久手市岩作(AICH14長久手観測井)では標高-101 mにおいて砂岩ホルンフェルス、南隣岡崎地域における安城市赤松町(防災科学技術研究所のKik-Net, AICH04安城観測井)では標高-290 mにおいて黒雲母片岩が確認されている(<https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/db/index.html>; 2020年12月10日確認)。第9.1図には、深井戸などのボーリングデータ(第9.1表)と次項に紹介する物理探査の解析結果(愛知県, 2003)、猿投-境川断層や篠原-黒笹断層による変位量を考慮した基盤標高分布を図示した。この図を見ると、基盤となる三河山地や猿投山地の分布する北東から南西方向に基盤標高が大きくなる傾向がみられ、最も深い南西端では基盤標高が標高-1,000 m程度に達することがわかる。基盤標高の傾向は一概ではなく、

図幅中央部には基盤岩の凹みが推定される。一方で、千種丘陵の御岳山や香久山には基盤となる美濃帯の付加体が露出しており、この周辺の地下の基盤標高も浅いことがわかる。したがって、猿投-境川断層を挟んで北西側が南東側よりも隆起していることが基盤標高からも推定される。

9.1.2 物理探査による地下地質

豊田図幅地域の重力異常(ブーゲー異常)について、地質調査総合センター編(2013)のデータに基づいて第9.2図に示した。図幅東部に高重力域が、西部には低重力域が位置しており、全体として東から西に向かって重力異常が低下していることがわかる。基盤標高が浅い御岳山や香久山周辺においてはその周囲よりも重力異常の値は若干大きいことがわかる。したがって、ボーリング資料による基盤標高(第9.1図)のように明瞭ではないが、猿投-境川断層による北西側の隆起が重力異常からも推定できる。

愛知県は、地震防災計画に活用するための地震動の予測を目的として、「三河地域堆積平野地下構造調査」を実施した(愛知県, 2002, 2003, 2004, 2005)。この調査では、西三河(岡崎)平野と東三河(豊橋)平野の地下構造を研究対象としており、豊田図幅の南隣岡崎図幅範囲が主な対象地域に入っている。豊田図幅の南西端の刈谷市を地震波探査側線が通過している。微動アレイ探査、P波反射法・屈折法地震探査、S波反射法地震探査などの物理探査のほか深井戸や温泉井など既存試料の解析を行い、両平野の堆積盆を形作る基盤岩の形状や地震シミュレーションを作成した。第9.3図に、P波反射法の解析に基づく、沖積層-更新統(A層)、東海層群(常滑層群)上部(B層)、東海層群中部(C層)、東海層群下部-中新統(師崎層群)相当層(D層)、基盤岩類(E層)に相当する反射面を示した。この解析結果から、高根山撓曲や高-高浜断層による反射面のずれも確認されている。

9.2 断層・褶曲

豊田図幅周辺には、猿投山南西麓から知多半島にわたる丘陵が分布しており、猿投-知多隆起帯、猿投-知多上昇帯と呼ばれている(桑原, 1968, 1975; 中山, 1987など)。猿投山南西麓では標高200-300 m、南西に向かって標高は低下し、知多半島の付け根では標高50 m程度にな

第9.1表 豊田図幅における深井戸データによる基盤標高

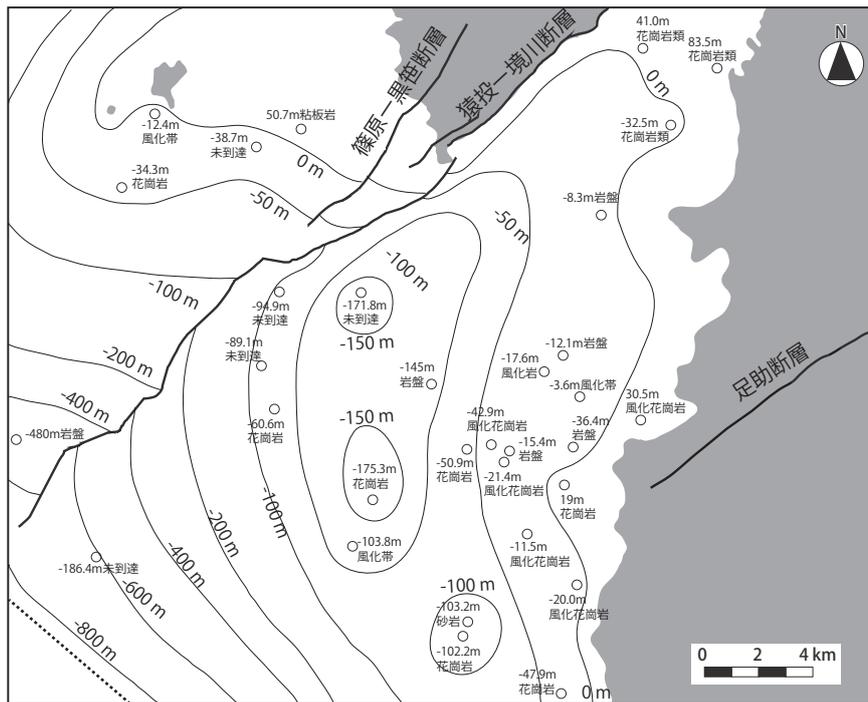
位置	標高(m)	基盤コア 深度(m)	基盤標高(m)	基盤の種類	文献
豊田市下市場	40.3	76.7	-36.4	岩盤	1
豊田市堤町	30.7	206	-175.3	花崗岩	2
豊田市土橋町	48.1	99.0	-50.9	花崗岩	2
豊田市上郷町	34.8	138	-103.2	砂岩	2
豊田市上郷町	34.8	137	-102.2	花崗岩	2
豊田市緑ヶ丘	53.6	69.0	-15.4	岩盤	2
豊田市鴻ノ巣町	51.1	94.0	-42.9	風化花崗岩	2
豊田市緑ヶ丘	53.6	75.0	-21.4	風化花崗岩	2
豊田市豊栄町	48.0	59.5	-11.5	花崗岩 (風化)	2
豊田市トヨタ町	59.5	40.5	19.0	花崗岩	2
豊田市畝部東町	20.1	68.0	-47.9	花崗岩	2
豊田市渡刈町	39.0	59.0	-20.0	花崗岩 (風化物)	2
豊田市野見町	43.5	13.0	30.5	花崗岩 (風化)	2
豊田市高岡町	22.2	126	-103.8	風化帯	2
豊田市西町	35.9	48.0	-12.1	岩盤	2
豊田市四郷町	59.7	68.0	-8.3	岩盤	2
豊田市神田町	34.4	52.0	-17.6	風化岩	3
豊田市広路町	33.4	37.0	-3.6	風化帯	3
豊田市本新町	45	190.0	-145.0	岩盤	4
豊田市西中山町	108	67.0	41.0	花崗岩類	5
豊田市西中山町	76.5	109.0	-32.5	花崗岩類	5
豊田市西広瀬町	130.5	47.0	83.5	花崗岩類	5
みよし市明知	40.9	101.5	-60.6	花崗岩	2
みよし市三好町	42.9	132.0	-89.1	基盤に未到達	4
みよし市筋生町	78.2	250.0	-171.8	基盤に未到達	4
日進市三本木町	91.7	41.0	50.7	粘板岩	2
日進市浅田町	36.7	71.0	-34.3	花崗岩	2
日進市岩崎町	43.6	56.0	-12.4	風化帯	2
日進市米野木町	61.3	100.0	-38.7	基盤に未到達	4
日進市浅田町	63.7	100.0	-36.3	基盤に未到達	4
東郷町諸輪	35.1	130.0	-94.9	基盤に未到達	4
刈谷市今岡町	14.6	201.0	-186.4	基盤に未到達	4
豊明市沓掛	14.8	512.0	-497.2	岩盤	6

1：経済企画庁総合開発局国土調査課(1963)，2：経済企画庁総合開発局国土調査課(1973)，3：国土庁土地局国土調査課(1988)，4：愛知県(2002)，5：愛知県・工業技術院地質調査所(1968)，6：坂本ほか(1986)。それぞれの文献にはボーリング掘削地点の町名や正確な標高が掲載されていないため、掘削地点周辺のデータを参考にした。

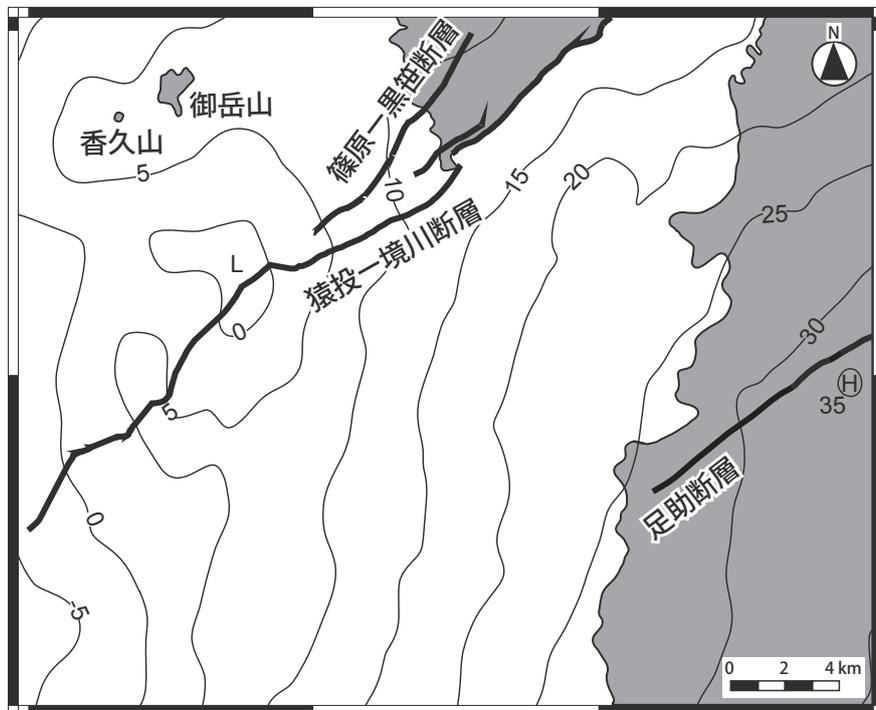
る(愛知県防災会議地震部会, 2001)。この隆起帯は猿投山地までは白亜系の領家深成岩類からなり、それより南部では新第三系の陸成層である瀬戸層群(知多半島では常滑層群)や第四系の段丘堆積物からなる。沈降域にあたる隆起帯の南側には、広く段丘堆積物が分布し、西三河(岡崎)平野を形成している。

豊田図幅周辺には、猿投-高浜断層帯と恵那山-猿投山北断層帯の大きく2つの断層帯が示されている(地震調

査研究推進本部, 2004)。猿投-高浜断層帯は、猿投-境川断層、高根山撓曲、大高-大府断層、高浜撓曲によって構成され、猿投山山麓から大府市周辺までは北東-南西方向に、大府市から西尾市周辺までは北北西-南南東方向に分布する(第9.4図)。猿投-境川断層と高根山撓曲の北西部と大高-大府断層と高浜撓曲の南西側が隆起側にあたる。恵那山-猿投山北断層帯は、岐阜県中津川市から長久手市周辺までの恵那山断層、奥平断層、川上



第 9.1 図 豊田図幅における井戸データに基づく基盤標高分布図
 基盤標高データは第 9.1 表を参照。南西部の破線は、愛知県による物理探査側線の位置を示し、約 900 m の基盤深度が推定されている。灰色は基盤である領家変成コンプレックス、領家深成岩類及びジュラ紀付加体の分布。



第 9.2 図 豊田図幅地域における重力異常（ブーゲー異常）図
 仮定密度は 2.67 g/cm^3 ，単位は mgal。ブーゲー異常データは地質調査総合センター編（2013）を利用し、宮川歩夢氏が作成。灰色は基盤である領家変成コンプレックス、領家深成岩類及びジュラ紀付加体の分布。

北西

南東

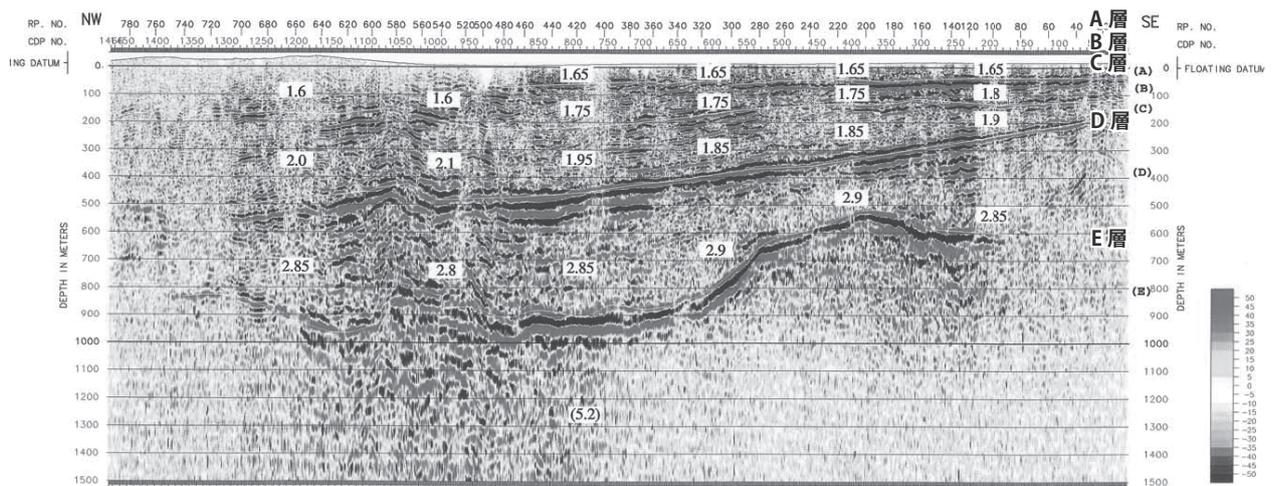
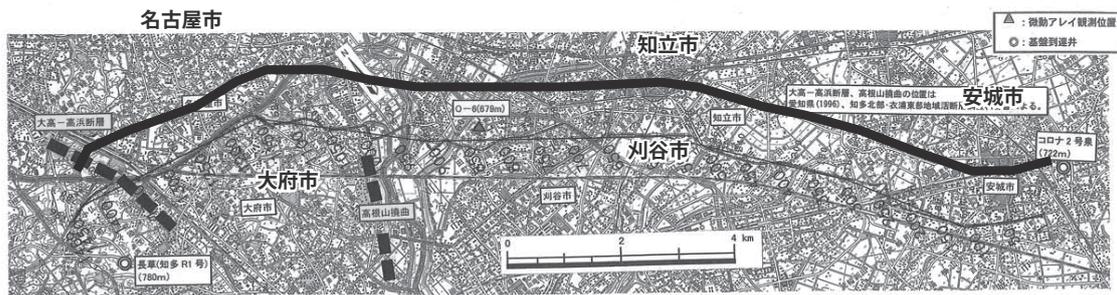


図3.1.1(b) 岡崎平野P波反射法深度断面図(縦:横=5:1、カラー表示)

第9.3図 岡崎平野P波反射法深度断面図

愛知県(2002)を転載、一部加筆。反射面(下図)は、沖積層～更新統(A層)、東海層群(常滑層群)上部(B層)、東海層群中部(C層)、東海層群下部-中新統(師崎層群)相当層(D層)、基盤岩類(E層)に相当する。図中の数字はP波反射法によって得られたP波速度。探查測線は上図の黒線、図幅内の位置は第9.1図を参照。

断層、飯沼断層、そして瑞浪市から猿投山北断層によって構成され、北東-南西方向に分布する。

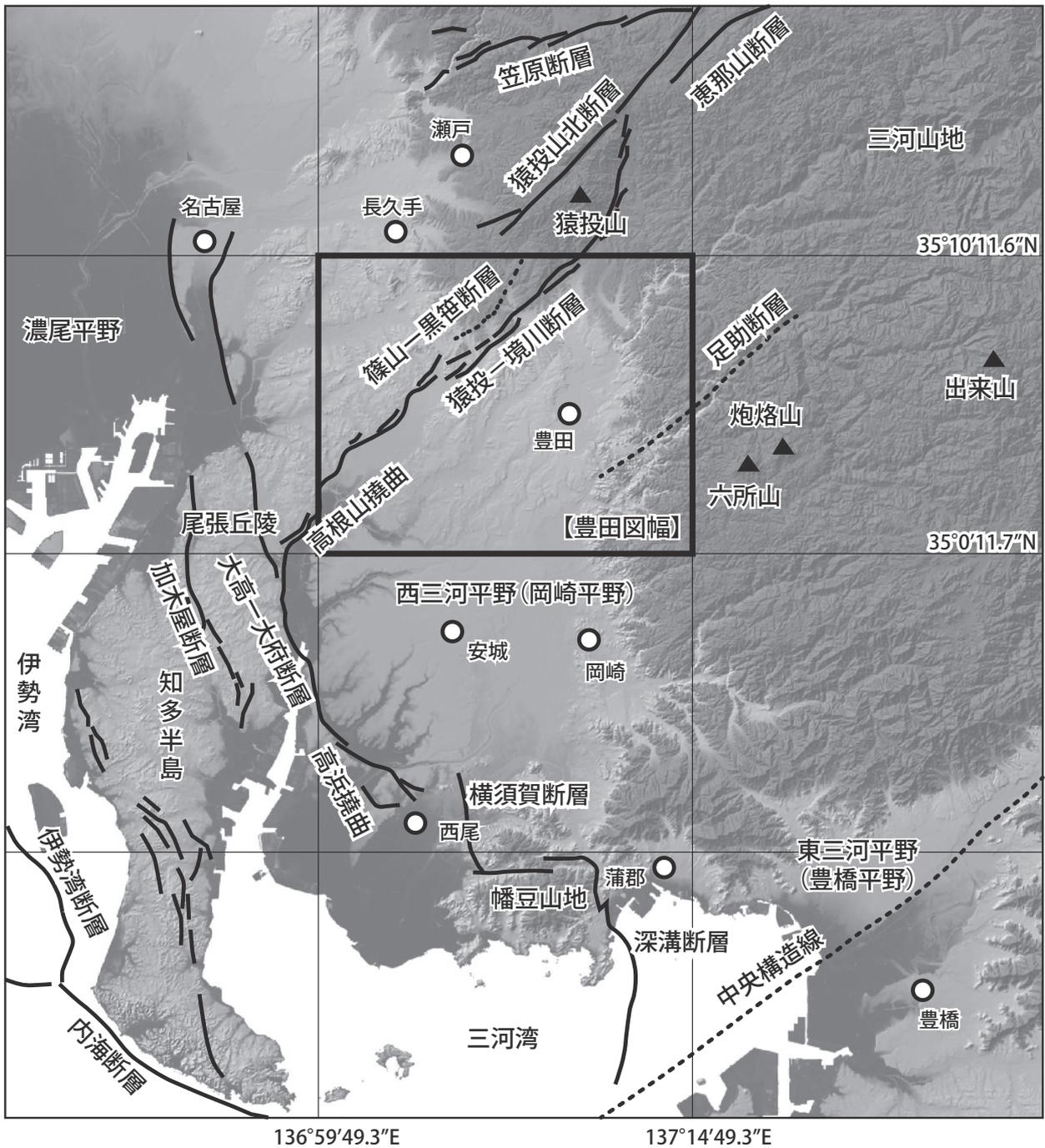
豊田図幅では、猿投-境川断層(及び高根山撓曲)が北東-南西方向に分布し、それに伴う構造として篠原-黒笹断層や褶曲構造が分布する。西三河山地の基盤側には足助断層も分布する。これらについて以下に記載する。また、北隣の瀬戸地域との境界まで分布する猿投山北断層についても記載する。豊田図幅周辺に分布する断層の記載や解説は、愛知県防災会議地震部会(2001)に詳しいため、同文献を参考にして以下に記述する。

9.2.1 猿投-境川断層

猿投-境川断層は、松沢ほか(1960)が最初に記載した。豊田図幅地域を北東-南西方向に分布し、北西側が隆起、南東側が沈降する逆断層である。この断層の北部は断層が明瞭に観察される猿投-境川断層(松沢ほか, 1960)、南部は撓曲崖となっており高根山撓曲(活断層研究会編、

1991;地震調査研究推進本部, 2004)と区別される場合もある。本報告では高根山撓曲を猿投-境川断層に含めている。また、小断層や複数の雁行する断層がみられるため、猿投-境川断層群とされることもある。豊田図幅ではこれらを含めた上で、猿投-境川断層として扱う。断層露頭を第9.5図に示す。また、断層によって変形・傾動した露頭を第7.4図5-7、第7.5図7-9に示す。

松沢ほか(1960)により、断層の形状や分布が最初に記載され、桑原(1971)や岡田(1979)が分布や変位量を見積もった。その後、森山(1985)、中山ほか(1986)や豊田市(1999)は、断層露頭の位置や記載を報告した。岡田(1986)は豊田市乙部町におけるトレンチ調査結果を報告した。中山(1987)は、豊田図幅周辺地域の地質を広く調査した上で断層境界や断層破碎帯の記載を行った。そして、本断層の垂直変位速度については、東海層群(瀬戸層群)堆積開始の6.5 Ma(牧野内ほか, 1983)、瀬戸層群に挟在する東郷火山灰層の年代4.3 Ma(牧野内ほか、



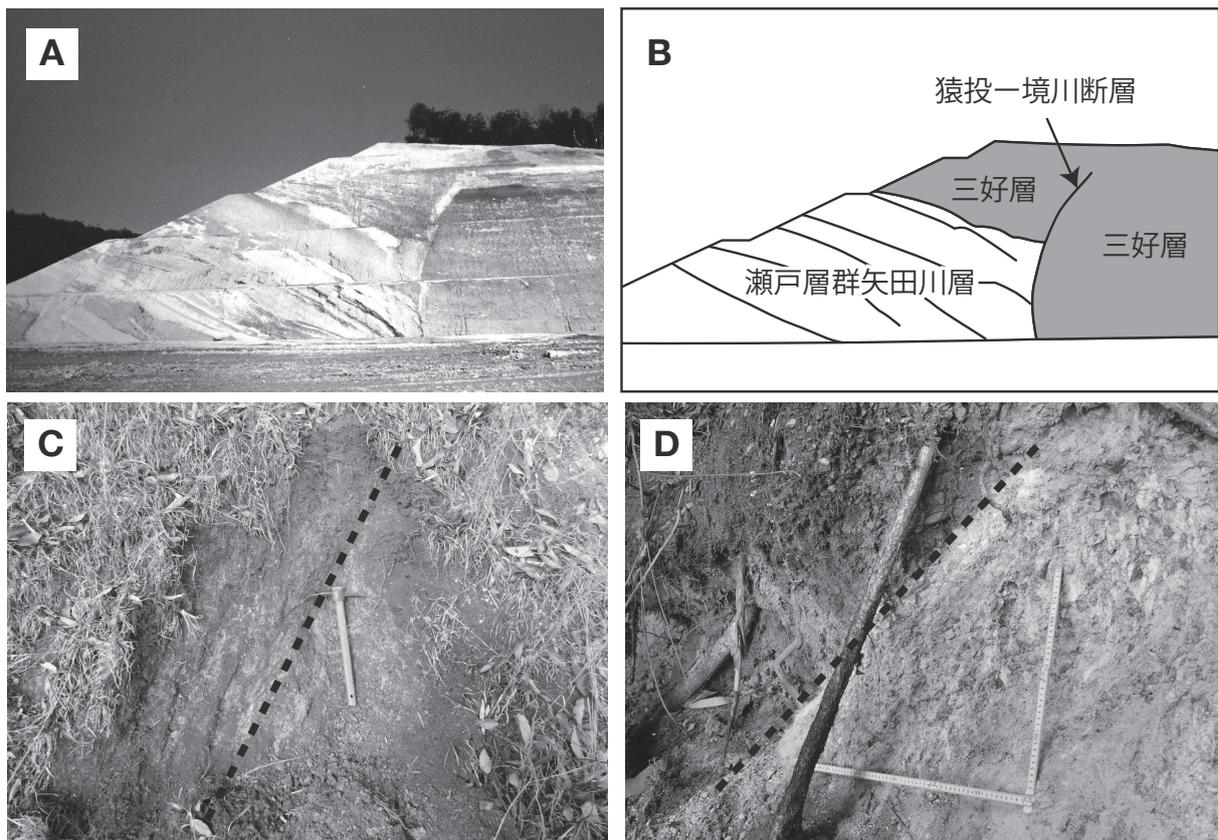
第9.4図 豊田図幅周辺における断層分布

実線の活断層位置は産総研地質調査総合センターの活断層データベースを参考にした。地形データは地理院地図の色別標高図を利用。

1983), 三好層基底の仮定年代 0.8 Ma を考慮することで、断層の北西側の相対的な隆起速度は 0.01–0.04 m/千年、また断層活動開始時期は 6.5 Ma と考えた (中山, 1987)。活断層研究会編 (1980, 1991) は、本断層の確実度が I、活動度が B–C と判定した。愛知県活断層調査委員会 (1999) は、豊田市藤岡町深見でのトレンチ調査、東郷町春木におけるボーリング掘削と反射法地震波探査を実施し、本

断層を総合的に検討した。その結果、最新活動時期が約 11,800 年前であることを明らかにした。阿部ほか (1999) は、豊田市本徳町において、GPR (Ground Penetrate Rader) 反射法探査を用い、地下構造から断層や変位量を見積もった。

本断層の北端部は、北隣の瀬戸地域の猿投山東麓の豊田市石畳町周辺に位置し、そこから猿投町まで南南西に



第 9.5 図 猿投-境川断層の断層露頭

A・B：みよし市三好丘における断層露頭（写真提供：小栗一夫氏）。下盤が三好層（右）、上盤が瀬戸層群矢田川層（左）。東方に向かって撮影。C：豊田市藤岡町石畳（瀬戸圏幅内）における断層露頭。約 5 cm の破碎帯を挟み、上盤（左）が花崗岩類、下盤（右）が瀬戸層群藤岡層。断層面（破線）は N10°E, 80°W。ツルハシは約 40 cm。D：豊田市猿投町（地点 100：瀬戸圏幅内）における断層露頭。断層面（破線）は N54°E, 50°N。スケールは 40 cm。

伸び、豊田圏幅に入る豊田市加納町周辺から南西に方向を変え、大府市中央町周辺まで分布する。断層の長さは約 34 km である（愛知県活断層調査委員会, 1999）。本断層の北部にあたる豊田市猿投町から保見町付近までは、花崗岩類と瀬戸層群が断層で接する関係が複数箇所で見られる（中山ほか, 1986；中山, 1987；豊田市, 1999 など）。断層面は北から、猿投町では N28°E, 53°W、保見町では N47°E, 52°N、みよし市三好丘では N74°E, 34°N（中山, 1987）、N45°E, 60–65°W（森山, 1985）である。分布については、都市圏活断層図の「瀬戸」（鈴木ほか, 2004）、「豊田」（東郷ほか, 2004）、「名古屋南部」（鈴木ほか, 1996）に詳細に示されている。

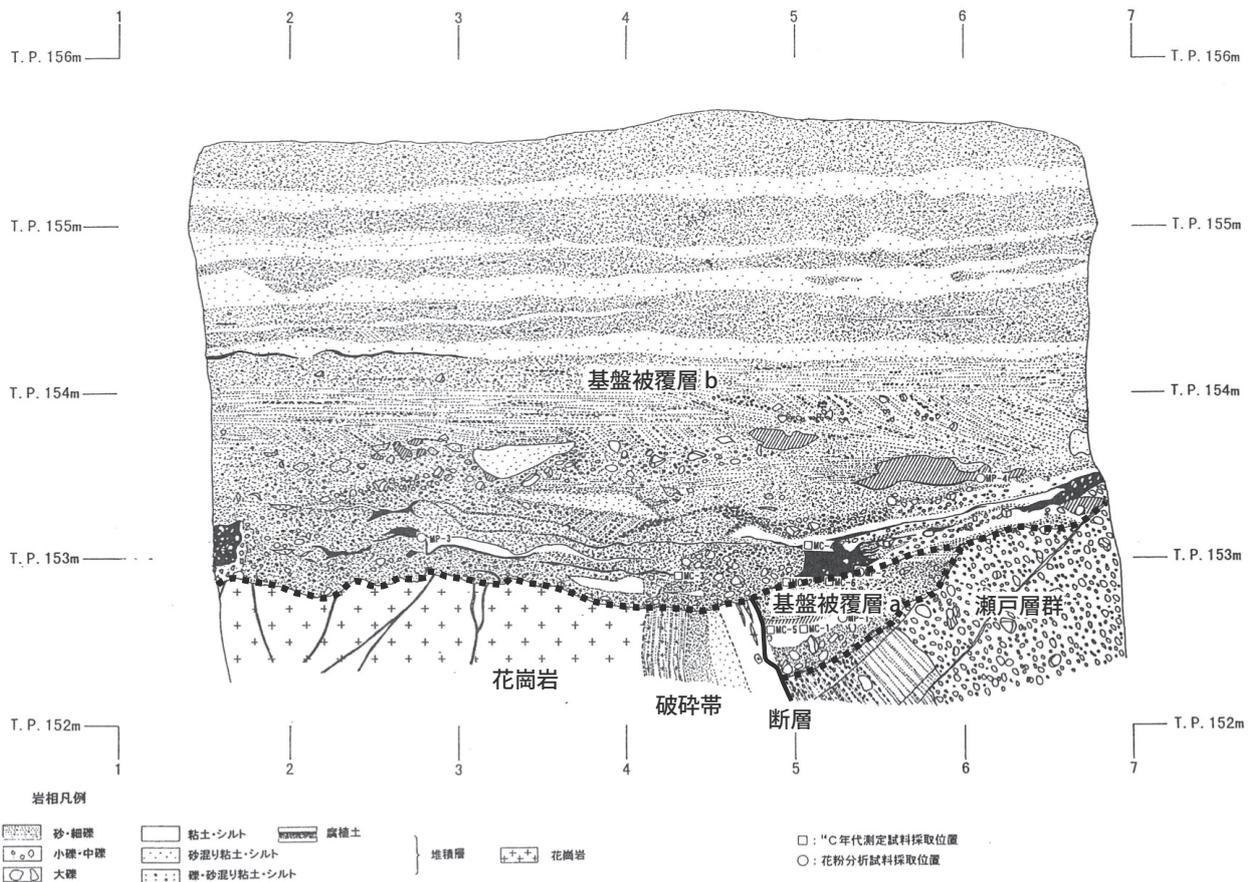
北隣の瀬戸地域にある豊田市深見町では、浅層反射法地震探査、ボーリング掘削、トレンチ調査、試掘調査などが行われた（愛知県活断層調査委員会, 1999）。試掘調査によって、変形した瀬戸層群と第四系が断層によって花崗岩類に接しており、その上位を水平に堆積した第四系が覆っている産状がみられた（第 9.6 図）。第四系に含まれる放射性炭素年代を測定した結果、最新活動時期が

約 11,800 年前であることが判明した。

豊田市保見ヶ丘でのトレンチ調査では、断層が切っている花崗岩類と瀬戸層群の上位に谷底堆積物が重なっているが（第 9.7 図）、この堆積物は断層によって変位・変形を受けていないので、この地域では本断層は更新世末期以降には活動していないとされた（岡田, 1986）。

みよし市三好丘では、下部更新統三好層を切っている露頭が複数確認されている（第 9.5 図 A, B；中山, 1987；森山, 1985）。地形面である三好面が約 23 m の変位を受けているが、それより新しい地形面の変位はみられず、少なくとも完新世には活動していないとされた（森山, 1985）。みよし市三好丘から福谷にかけての断層周辺では、断層活動に伴う変形した地層や二次断層、幅 5–20 cm の断層破碎帯がみられる（第 7.5 図 7, 8）。

本断層南部になると断層はみられず、瀬戸層群矢田川層や碧海面が南東方向に撓曲する高根山撓曲（活断層研究会編, 1991）と呼ばれる撓曲構造が認められる。本報告では、これらの撓曲構造は猿投-境川断層の活動によるものと考え、高根山撓曲とは呼んでいない。東郷ほか



第9.6図 豊田市藤岡町深見地区(瀬戸地域)における試掘壁面のスケッチ
愛知県防災会議地震部会(2001)を転載, 一部加筆. 地層の解釈は愛知県活断層調査委員会(1999)による. T.P.は標高.

(2004)では, 東郷町より豊明市にかけて, 境川に沿って活撓曲や活断層による碧海面の連続的な変形構造を認めている. 東郷町北山では, 藤岡面(矢田川層からなる)では14-26 m, 中位段丘面では2.5-6.5 mの上下変位量が見積もられた(愛知県活断層調査委員会, 1999). 中位段丘面にも変位が見られるため, 更新世後期にも断層活動があったことが推測された. 東郷町春木では, ボーリング掘削と反射法地震探査が実施された(第9.8図; 第9.9図: 愛知県活断層調査委員会, 1999). 地震探査結果からは, 矢田川層の撓曲構造が認められ, ボーリングコアに含まれた東郷火山灰層の高度差から, 撓曲による上下変位量は約100 mと推測された(愛知県活断層調査委員会, 1999).

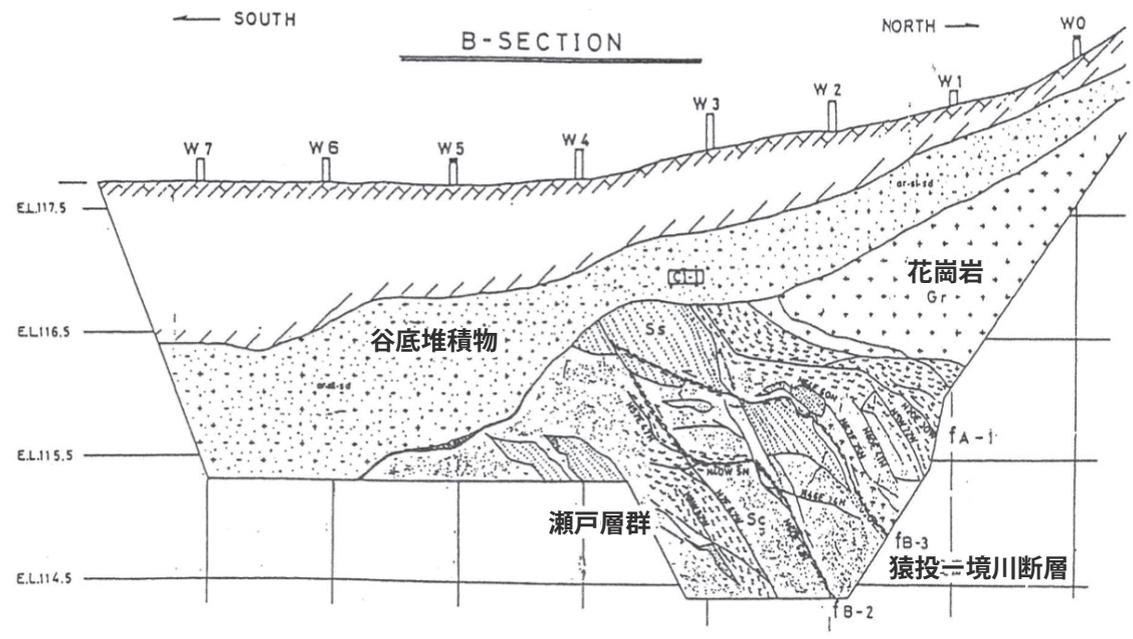
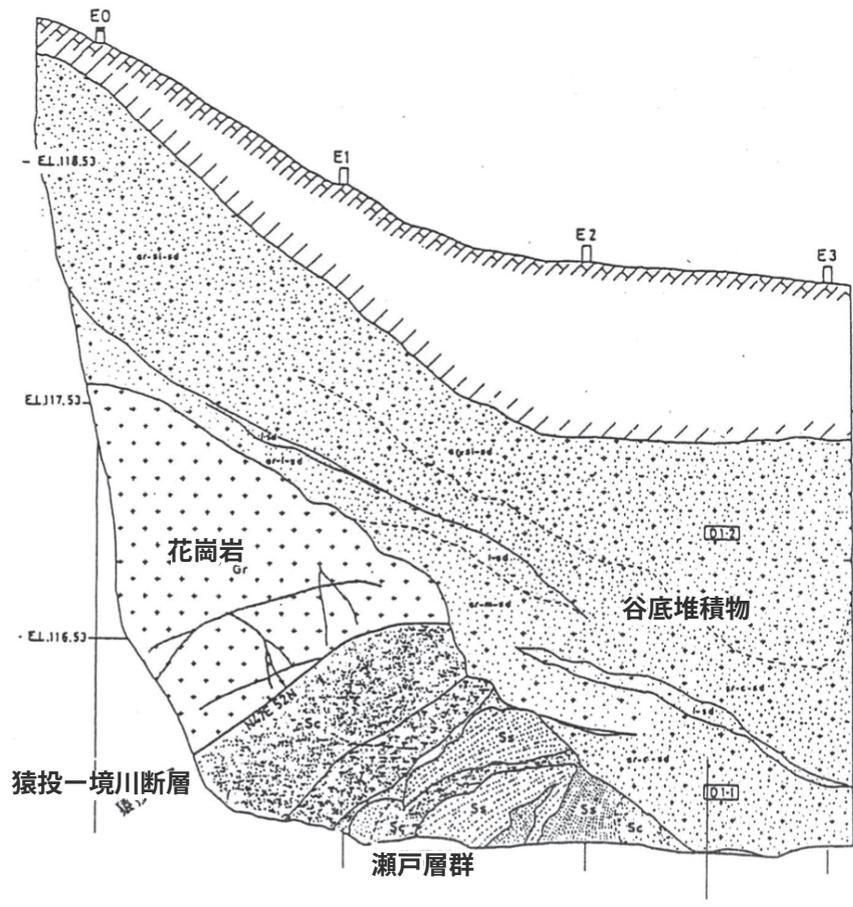
9.2.2 篠原-黒笹断層

篠原-黒笹断層は, 松沢ほか(1960)が最初に記載した. 豊田市^{ひろはた}広幡町から愛知池のある東郷町^{もろさわ}諸輪まで, 北東-南西方向に約5 kmにわたって分布する. 北西側が隆起, 南東側が沈降する逆断層である. 中山(1987)は本断層を広幡断層として記載したが, 豊田図幅では先に本断層を記載した松沢ほか(1960)の命名を用いた. 本断層の記載は

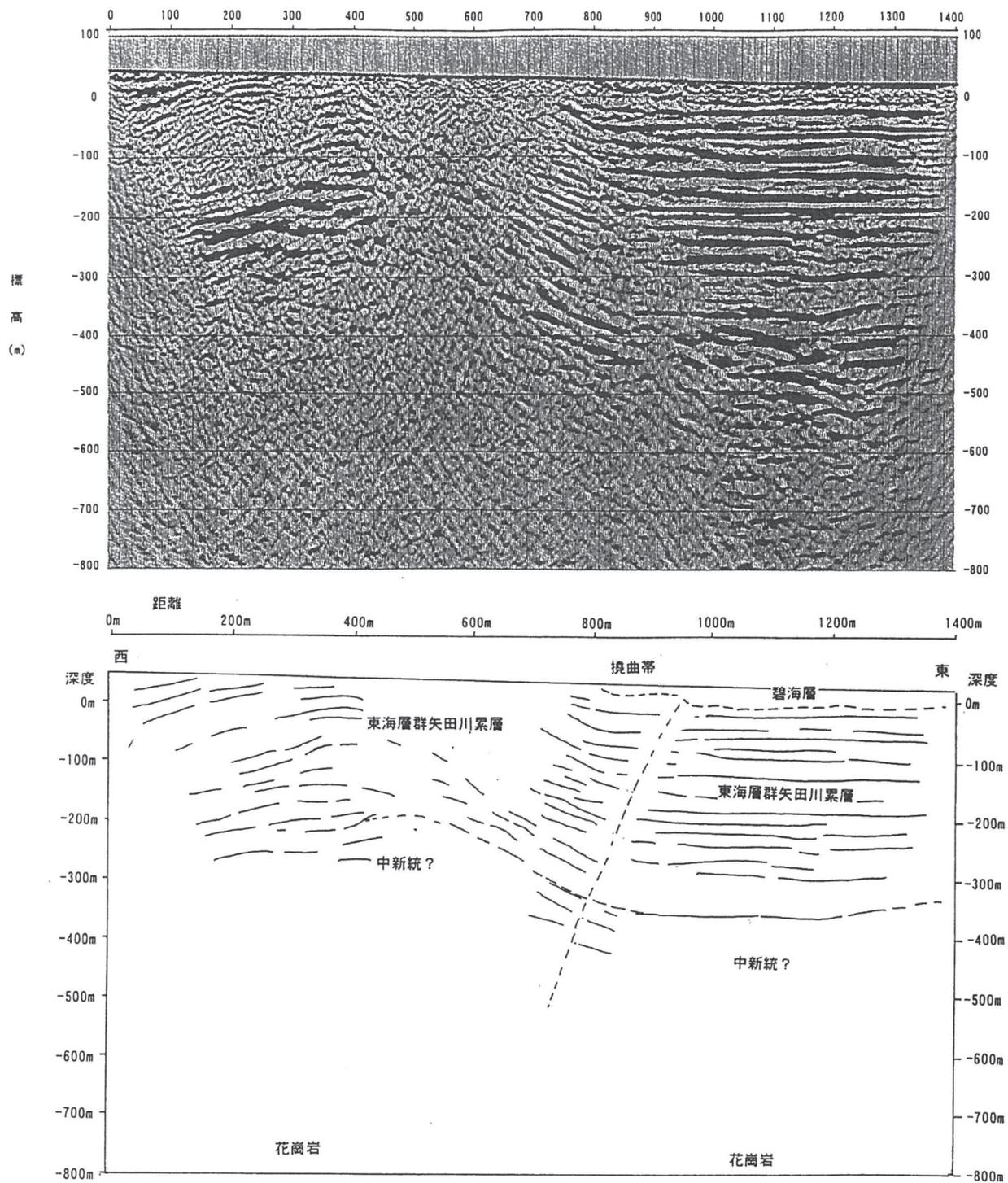
中山(1987), 豊田市(1999)に詳しいので, 以下はそれに従う. 広幡町の鉦山では, N25°E, 80°NとN22°E, 74°Nを示す断層が12 m間隔で平行にみられ, 品野層と瀬戸陶土層が接している. ここでは広幡火山灰層が垂直方向に50 m変位している. 田^{たのみ}初町では幅20 cmの断層破碎帯(N35°E, 80°N)を境に瀬戸層群と伊奈川花崗岩が接し, 愛知池東方では幅4 cmの断層破碎帯(N55°E, 80°N)が瀬戸層群に発達する. 本断層の南西端は東郷背斜に連続する(中山, 1987; 第9.10図). 本断層の地表での地層の垂直変位量は南西側ほど小さくなること, 三好層がこの断層より北西側には分布しないこと, 断層周辺における三好層の変形がみられないことなどから, 本断層は三好層の堆積前には活動が終了していたと考えられている(中山, 1987).

9.2.3 足助断層

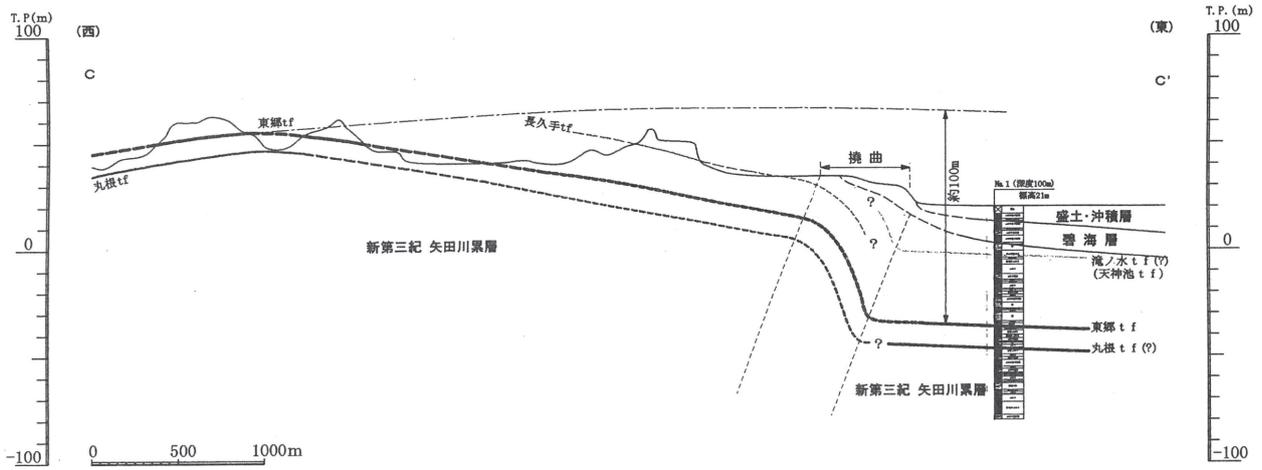
足助断層は, 豊田図幅の西三河山^{あすけ}地における豊田市室町周辺から幸海町^{こうかい}に分布し, 東隣の足助地域の豊田市永野町に至る, 長さ約20 kmの北東-南西方向に伸びる推定断層である. 豊田図幅の豊田市幸海町から足助地域にかけては, 本断層の断層露頭は確認されていないが, 伊



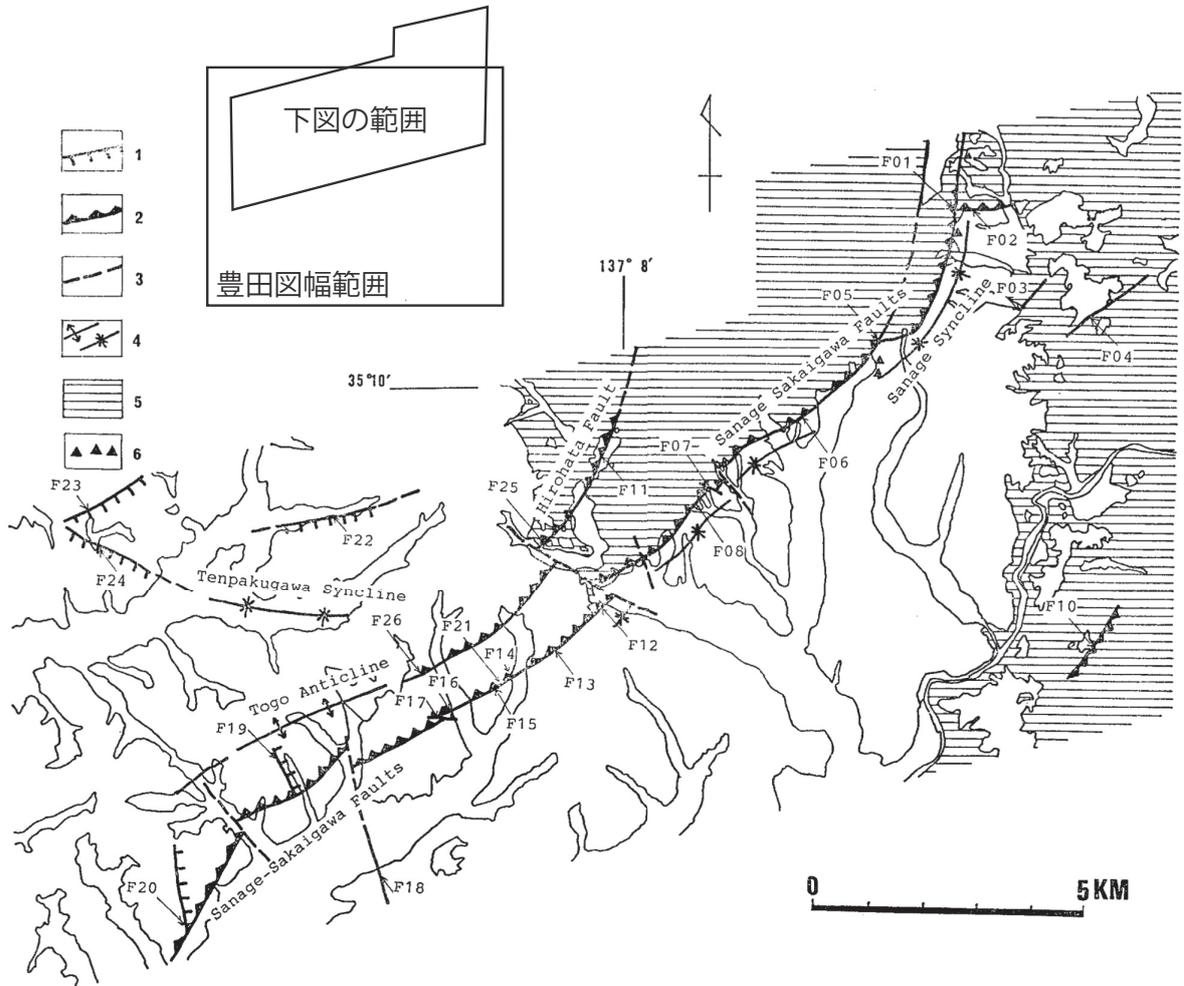
第9.7図 豊田市保見ヶ丘におけるトレンチ壁面のスケッチ
 岡田(1986)を転載, 一部加筆. 上はトレンチ北東側壁面, 下はトレンチ南西側壁面.



第 9.8 図 東郷町春木における浅層反射法地震探査の深度断面
愛知県防災会議地震部会 (2001) を転載.



第 9.9 図 東郷町春木における東西地質断面
愛知県防災会議地震部会 (2001) を転載.



第 9.10 図 猿投-境川断層の分布周辺における地質構造図
中山 (1987) を転載, 一部加筆. 1: 正断層, 2: 逆断層, 3: 推定断層, 4: 向斜・背斜, 5: 基盤岩類, 6: 瀬戸層群中の不淘汰巨礫. F01-F26 は断層を観察できる露頭位置.

奈川花崗岩が塊状岩相と片麻状岩相とに区分される境界を足助断層としている(山崎・尾崎, 2012)。豊田図幅では、豊田市幸海町周辺の伊奈川花崗岩の塊状岩相と片麻状岩相との境界、それより西方にかけては、片麻状構造が大局的に北東-南西方向の走向を示す岩相と面構造が不明瞭な岩相の境界を足助断層とした。本断層は複数の断層を含めて「足助断層帯」と呼ばれることもあるが(例えば太田ほか, 1963)、豊田図幅では「足助断層帯」は使用していない。

9.2.4 猿投山北断層

猿投山北断層は、北隣の瀬戸地域において、瀬戸市南端部を通り、豊田市八草町に達する北東-南西方向に伸びる逆断層である。断層の北東部では北側が、南西部では南側が隆起し、一部で河谷の右横ずれが確認されている。本断層は、岡田(1979)や森山(1987)、豊田市(1999)などによって断層露頭の記載や変位量が検討された。活断層研究会(1991)は、周辺の谷や尾根筋の形状から右横ずれ量は200-250 mに及び、本断層の長さ21 km、確実度I-II、活動度Bの活断層として記載した。詳細な位置については、都市圏活断層図「瀬戸」(鈴木ほか, 2004)に示されており、活断層としての南限は豊田市八草町付近で、それより南西側の瀬戸市と長久手市の境界付近まで東北東-西南西方向の推定活断層の存在が示されている。長久手市の愛知高速交通(リニモ)の公園西駅付近では、上述の推定活断層が位置することから、ボーリング調査と物理探査が行われた(長久手市, 2015; 新修豊田市史編さん専門委員会, 2018)。調査の結果、幅約30 mの断層破砕帯が分布し、複数の断層が認められ、本地域の基盤となる花崗岩上面の垂直変位量は約60 mであった。豊田図幅地域には本断層の存在は推定されていないが、この断層を豊田図幅の東北東-西南西方向に延長すると、延長部の南側に位置する日進市北進町では瀬戸層群の瀬戸陶土層が、御岳山や香久山には美濃帯のジュラ紀付加体が残丘として露出している。ボーリングデータによる基盤標高分布(第9.1図)では明確ではないが、これらの分布は猿投山北断層の活動によって断層の南側が隆起した可能性も推定される。

本断層の詳細な調査として、瀬戸市東白坂において高密度電気探査、ボーリング、トレンチピット掘削などが実施された(愛知県建築部・玉野総合コンサルタント(株), 1996, 1997)。この調査結果から、本断層は過去2

万年間に約5,000年間隔で4回の活動があったことがわかり、最新活動時期は3,230 yrBP-1,840 yrBPであり、ネットストリップ量が最大2.4 mの右横ずれということが明らかとなった(野澤, 1999; 愛知県防災会議地震部会, 2001; 鈴木・野澤, 2006)。一方、地震調査研究推進本部(2004)では、上述のトレンチ調査における断層による変位の認定や地層の対比について意見が異なり、最新活動時期は約7,600-約5,400年前であったとし、一つ前の活動時期は約2,100-約20,000年前、2つ前は約34,000-約22,000年前であった可能性があるとしている。愛知県防災会議地震部会(2001)などによる前者の周期性は、地震調査委員会が推定した日本全国の活断層の再来モデルとかなり異なっており(鈴木・野澤, 2006)、地層の認定や解釈、周期性を考慮した今後の研究が期待される。

9.2.5 褶曲

中山(1987)は、豊田図幅地域において、猿投向斜、東郷背斜、天白川向斜を記載した(第9.10図)。猿投向斜は、猿投-境川断層と平行して豊田市猿投町から保見町に至る約10 kmにわたり北東-南西方向に分布する。中山(1987)によれば、本向斜の南東翼は数-10数°北西に、北西翼は数10°南東に傾斜しており、断層近傍では急傾斜を示す非対称向斜とされている。また、愛知県商工部(1965)による東保見町付近の地質断面図では、向斜に似た構造が図示されている。

中山(1987)が記載した猿投向斜周辺において、豊田市東保見町の藤岡層では地層が北西に75°で急傾斜を示し多数の小断層で破砕された礫層があること(第7.4図7)、豊田市乙部ヶ丘の断層近傍において藤岡層より下位の瀬戸陶土層が断層に沿って露出している。これらの地層は、断層運動による下盤側の地層が引きずり上げられた際の変形構造と考えられる。しかし場所によって変形の状態が異なり、断層近傍における明確な地下構造が推定できなかったため、本報告では向斜として地質図には示していない。

東郷背斜は、東郷町諸輪から同町春木に至る約6 kmにわたって東北東-西南西方向に分布する。東郷背斜は篠原-黒笹断層の南端に連続する。天白川向斜は、日進市^{こめの}米野木町周辺の天白川流域に沿って約3 kmにわたって東西方向に分布する。しかし、本報告の調査では、中山(1987)が認識した上記の褶曲構造は明確に確認できなかったため、地質図には示していない。

第10章 応用地質

(高木哲一・中島 礼)

10.1 鉱物資源

10.1.1 木節粘土

木節粘土とは、瀬戸陶土層中に賦存する、有機物を多く含み黒褐色-灰色を呈する堆積性のカオリン質粘土である。豊田地域北半部にあたる大畑-八草地区や同中部の枝下地区は、木節粘土の主要産地の1つであり、20世紀初頭から1970年代にかけて盛んに開発された。採掘された粘土は、八草木節、枝下木節などの銘柄で瀬戸焼などの原料に用いられ、工業技術連絡会議窯業連合部会(1978)では24カ所の稼行鉱山が報告されている。その後、ガラス工業向けの珪砂出荷量が飛躍的に増大したこと、同地区の木節粘土は瀬戸・東濃地域のそれに比べて鉄、チタンなどの含有量が多く品位が低いこと(芝崎ほか、1988)、などの理由から、採掘の対象が木節粘土から珪砂に移行した。工業技術連絡会議窯業連合部会(1992)で報告された稼行鉱山は7カ所(うち5カ所は珪砂が主体)である。2019年現在、木節粘土を主体とする稼行鉱山はなく、少量が珪砂の副産物として採掘され、主に三州瓦の原料として出荷されている。

10.1.2 珪砂

北隣の瀬戸地域から豊田地域にかけては多数の堆積性珪砂鉱床が分布する。いずれも、瀬戸陶土層の一部を構成する石英に富む河川成砂層-砂礫層からなる。瀬戸圏幅地域の珪砂鉱床は、粘土分が多く白色-灰白色を呈する不淘汰な珪砂(蛙目珪砂)やチャートの砂・小礫を主体とする珪砂(瀬戸地方ではシラワキと呼ばれる)から構成されるのに対し、豊田圏幅地域では粘土分が少なく淡黄色-黄褐色を呈する淘汰の良い細粒珪砂が主体である。

豊田圏幅地域の珪砂鉱床は、前述の木節粘土に付随して産し、大畑-八草地区や枝下地区に分布する。大畑-八草地区の珪砂層は1-2層の木節粘土(厚さ0.5-3m程度)を境に上部層(厚さ3-8m)と下部層(10-30m)に分かれており、南部で厚く北部で薄い傾向が認められる(大塚ほか、1968; 葉田野・吉田、2018)。枝下地区は、珪砂層の発達は弱く、蛙目粘土に伴って局所的に産するのみである。工業技術連絡会議窯業連合部会(1978)で報告された稼行鉱山は大畑-八草地区の7カ所、枝下地区1カ所、工業技術連絡会議窯業連合部会(1992)では大畑-八草地区の8カ所である。2019年現在の稼行鉱山は、大畑-八草地区の4カ所であり、年間の生産量は約30万トンであ

る。採掘された原鉱は、主に瀬戸市周辺に所在する水洗プラント工場で精製され、瓶ガラス、板ガラス原料として各メーカーに供給される。以下に代表的鉱山の沿革を述べる。

豊徳鉱山 1925年から豊徳商会として木節粘土の坑道採掘を開始し、1955年から豊徳鉱山株式会社として珪砂の採掘を開始した。大畑-八草地域では最も古くから操業する鉱山である。

伊藤鉱山 有限会社伊藤鉱山により、1965年から本格的な珪砂の生産を開始した。豊徳鉱山、日協鉱山と隣接しており、境界部で協調採掘を行っている。

日協鉱山 日本シリカ鉱業株式会社により稼行されており、沿革は不明である。

東海八草鉱山 東海工業株式会社により1949年から珪砂の採掘が開始され、1962年に大畑工場を設立して研磨用珪砂の製造を、1964年から浮遊選鉱法を用いたガラス用珪砂、長石の生産を開始した。1982-83年頃の最盛期には月産2万トンを生産したが、鉱量の枯渇などにより2008年に採掘を終了した。

田朶(たもみ)鉱山 日本陶業株式会社(1918年設立)、愛知特殊工業株式会社(1945年設立)などを前身とする東海窯業原料株式会社により、1963年から珪砂の本格採掘が開始された。大畑-八草地区の南端に位置し、最も生産規模の大きい鉱山である(第10.1図)。

10.1.3 骨材・石材

豊田市西広瀬町付近で風化花崗岩の採掘場が稼行中である。同市富田町、小峯町付近に風化花崗岩の休止採掘場がある。また、同市足助町には花崗岩石材の休止採石場がある。同市枝下町では、旧粘土鉱山の跡地にて瀬戸層群藤岡層の砂礫が採掘されていたが、2014年に閉山した。

10.2 燃料資源

10.2.1 亜炭

豊田圏幅地域は、尾張炭田北尾地区の一部に該当し、多くの亜炭鉱床が分布する(工業技術院地質調査所、1960)。愛知県内における亜炭の開発は1905年頃から開始され、第二次世界大戦の前後に最盛期を迎えたが、1947年の年産30万トンをピークに減少の一途をたどり、1969年を最後に生産統計から姿を消した(稲崎、2004)。

北尾地区の夾炭層は尾張夾炭層と呼ばれ、ほぼ南北の



第 10.1 図 愛知県豊田市田村鉦山の露天採掘場 (2014 年 10 月撮影)

走向で西に 2–5° 傾斜する炭質泥岩と砂層の互層からなる (工業技術院地質調査所, 1960). 層序は矢田川層の上部に対比される (愛知県・工業技術院地質調査所, 1968). 豊田図幅内の亜炭鉦山は, 基本的に坑道採掘であり, 名古屋市名東区付近と豊田市宮口町付近にまとまって分布する. 前者は, 本層 (140–200 cm) と上層 (30–50 cm) からなり, 1956 年当時 11 鉦山が稼行し年産約 8,500 トンであった. 後者は, 上層 (30–50 cm), 中層 (50–73 cm), 本層 (60–90 cm) からなり, 1956 年当時 3 鉦山が稼行し年産約 11,000 トンであった. 現在, 全ての亜炭鉦山は閉山し市街地となっているが, 坑道跡が陥没・沈下する事故がしばしば発生している (藤井ほか, 2004).

10.3 温泉・鉦泉

豊田図幅地域には, 豊田市加納町, 豊田市^{かんぼち}勤八町, みよし市^{くろざさ}黒笹町の鉦泉と, 豊田市喜多町の温泉が報告されている (金原, 1992; 愛知県, 1993). 豊田市加納町は温度 24.4 °C, 湧出量毎分 3.9 リットルの単純硫黄泉 (pH = 5.8), 豊田市勤八町は温度 20.0 °C, 湧出量毎分 32 リットルの単純鉄 (II) 泉 (HCO₃ 型, pH = 6.0), みよし市黒笹町は温度 23.1 °C, 湧出量毎分 10.9 リットルの低張性弱酸性冷鉦泉 (pH = 5.4) である (金原, 1992; 愛知県, 1993). 豊田市喜多町は温度 29.5 °C, 湧出量毎分 76 リットルのナトリウム・カルシウム-塩化物泉 (pH = 8.6) である (愛知県, 1993). 北隣の瀬戸図幅内であるが, 豊田市加納町の猿投 (鈴ヶ滝) は, 温度 21.6 °C, 湧出量毎分 60 リットルの単純弱ラドン (Rn) 泉 (pH = 9.6) で, 猿投温泉として旅館等に利用されている.

刈谷市東境町, 豊田市^{じょうすい}浄水町, 豊田市^{ほんしん}本新町には大深度ボーリングにより温泉を汲み上げている施設がある. 刈谷市東境町は, 伊勢湾岸自動車道の刈谷ハイウェイオアシス内に地下 1,200 m から湧出する温泉 (あいきょう刈谷ハイウェイオアシス一号源泉) で, 泉質は, 温度 36.0 °C,

泉質はナトリウム-塩化物強塩泉 (高張性弱アルカリ性温泉) である. 豊田市浄水町 (竜泉寺の湯) は, 地下 1,800 m から湧出するナトリウム-塩化物泉 (pH = 9.14) で, 温度 35.8 °C である. 豊田市本新町 (割目池温泉) は, 地下 1,300 m から湧出し, 泉質はナトリウム・カルシウム-塩化物泉 (pH = 8.3) で, 温度は 25.0 °C である.

10.4 地下水

豊田地域の地下水についての研究例は, 山本・片山 (1950), 山本 (1984) による豊田低地 (挙母盆地) の地下水流動について, 村下・武居 (1961) による矢作川流域の水理環境について, 宮岡ほか (2011) による豊田市域における水質の地域的・季節変化についての研究がある.

山本・片山 (1950) と山本 (1984) で示された豊田低地の地下水面等高線図によれば, 台地から低地への地下水の流入がみられ, 標高約 30 m に地下水面の谷構造が矢作川の西側に分布している. 第 8.11 図に豊田低地の東西地下断面によれば, 矢作川の西側に沖積層基底礫層による谷構造が位置しており, 豊田低地ではこの谷構造に地下水が流動していることが推定される.

宮岡ほか (2011) では, 豊田地域の民家井戸, 温泉水, 湧水について水温, 電気伝導度, pH, 溶存イオンを夏季と冬季に測定した. その結果, 1) 山地の地下水は季節変化と滞留時間の相関がみられる, 2) 温泉水は深層部を流動してきた地下水である, 3) 平地の地下水は人間活動による土地利用形態に規制され, 市街地は局地流動系が少なく, 南部の畑地や水田地域では局地流動系が形成されている, ということがわかっている.

10.5 地震災害

豊田図幅地域を含む東海地方は, 東南海及び南海トラフのプレート境界を震源とした海溝型地震が起こした強

震動や津波による災害が多い地域である。東海-南海地震の震源域である遠州灘から土佐湾までの南海トラフにおける19世紀以降の巨大地震として、1854年の安政東海地震と安政南海地震が続けて起こり、そして1944年に昭和東南海地震、1946年に昭和南海地震が起こっている。一方、1891年に濃尾地震や1945年に三河地震という内陸あるいは沿岸域において、直下型地震も起こっている。以下に、豊田図幅地域において大きな被害が出た濃尾地震、昭和東南海地震、三河地震について、愛知県(1977)、飯田(1977)、宇佐美(2003)、国土交通省国土政策局国土情報課(2014)、新修豊田市史編さん専門委員会(2018)に基づき記述する。

濃尾地震 1891年(明治24年)10月28日午前6時38分に発生した濃尾地震は、マグニチュード8.0で、震源は揖斐川上流域である。内陸直下型地震としては国内最大級の地震であり、仙台以北を除き国内全域に震動が伝わった。この地震によって、福井県南部から岐阜県根尾村を経て木曾川まで複数の断層が現れ、とくに知られる根尾谷断層では、数mから最大8mの左横ずれがみられた。震源断層から濃尾平野にかけて震度7、福井県、岐阜県、滋賀県、愛知県、三重県の範囲で震度6の揺れがあり、死者は7,273人、住家全壊14万棟、半壊8万棟以上と推定されている(宇佐美, 2003)。

愛知県では震度6-7、死者2,638名、住家全壊85,511棟、半壊55,655棟であった。豊田図幅範囲では、春木村(現東郷町)、沓掛村、豊明村(現豊明市)、高社村(現名古屋市名東区)、植田村(現名古屋市中白区)で数%の建物が全壊被害となった(国土交通省国土政策局国土情報課, 2014)。

昭和東南海地震 1944年(昭和19年)12月7日13時に発生した熊野灘を震央とした海溝型地震である。マグニチュードは7.9である。九州から東北・北海道の一部までの広範囲に揺れが及んだ地震であり、特に東海地方の静岡、愛知、三重の各県には大きな被害を与え、津波による被害も大きかった。全国で死者・行方不明者1,233人、住家全壊17,611棟、半壊36,565棟であった(飯田, 1977)。愛知県内で被害が大きかったのは主として、三河湾沿岸と伊勢湾沿岸の軟弱な沖積層の分布する地域であった。豊田図幅範囲では刈谷町(現刈谷市)で4%ほどの建物が全壊のほか、富士松村(現刈谷市)、三好村(現みよし市)で10-20%の建物が半壊であった(国土交通省国土政策局国土情報課, 2014)。

豊田市域での調査によると、高岡地区では震度6弱-6強、上郷地区では震度5強-6強、挙母、高橋、猿投、保見、藤岡地区の一部で震度6弱-6強の震度であった(新修豊田市史編さん専門委員会, 2018)。高岡地区では、負傷者2人、家屋の全壊60棟、破壊182棟、上郷地区では死者・負傷者0人、家屋の全壊8棟、半壊94棟、挙母地区では負傷者7人、家屋の全壊2棟、半壊1棟であった

(飯田, 1977; 新修豊田市史編さん専門委員会, 2018)。

三河地震 昭和東南海地震が発生した一ヶ月後、1945年1月13日に発生した三河湾北岸を震央とした地震である。マグニチュードは6.8である。蒲郡市形原町に分布する深溝断層が三河地震の地震断層である。地震断層周辺で震度7とされ、三河地域のほとんどが震度5-6であった。沖積層の分布する矢作古川流域の地区での被害が大きかった(愛知県, 1977)。愛知県では死者2,306人、住家全壊7,221棟、半壊16,555棟であった。矢作川下流域の幡豆郡、碧海郡(現碧南市、刈谷市、安城市、高浜市、知立市の地域)に被害が集中した。幡豆郡では死者1,113人で(愛知県, 1977)、住家全壊率が20%を超えた(飯田, 1978)。碧海郡では死者593人、その中でも桜井村160人、明治村316人と現安城市の2地区の被害が大きかった(愛知県, 1977)。豊田図幅範囲では、安城町(現安城市)で10%を超える建物が半壊、刈谷町、富士松村(現刈谷市)、知立町(現知立市)で5-8%の建物が半壊被害となった(国土交通省国土政策局国土情報課, 2014)。

豊田市域では、高岡地区で死者35人負傷者3人、家屋の全壊38棟、半壊220棟、上郷地区で家屋の全壊3棟、半壊20棟であった(飯田, 1978)。

10.6 豊田地域の地質と産業

豊田地域の産業の歴史と地質の関係について、大石(2008)、平井(2011)、豊田市史編さん委員会(2011)を参考にして以下に記述する。

豊田地域の古くからの産業として、窯業が知られる。5-6世紀には豊田地域での須恵器の生産が始まった。古墳時代から鎌倉時代にかけて、豊田地域の三好台地や豊明丘陵の日進市、東郷町、みよし市、豊田市西部には「猿投窯」と呼ばれる国内でも有数の窯業生産地があり、現在までに約1,000カ所の窯跡が見ついている。当時は、瀬戸層群の粘土を材料として、須恵器のほか灰釉陶器や山茶碗が製作されていた。明治時代になると豊田市の藤岡地区では瀬戸陶土層に含まれる木節粘土や珪砂の採掘が始まった。粘土は陶磁器や耐火レンガ、珪砂はガラスの材料となる。昭和時代には豊田市の大畑-八草地区の鉾山で瀬戸陶土層の採掘が開始された(第10.1章参照)。豊田地域が国内有数の窯業産業地域及び窯業材料生産地になったことは、この地域に広く分布する瀬戸層群の矢田川層や瀬戸陶土層に含まれる粘土層が厚く分布していたことが大きな要因である。

現在の豊田地域は工業都市域として知られるが、明治時代からの産業としては木綿など紡績業が活発で、大正時代になると養蚕・製糸業が発展した。昭和時代になって製糸業が衰退すると、自動車工業を中心とした工業が発展した。昭和13年(1937年)にトヨタ自動車が豊田市挙母町(現在のトヨタ町)に大規模な自動車工場を建設

した。この場所は当時、^{ろんちがほら}論地ヶ原と呼ばれた原野であったが、この場所が選ばれたのは、交通の便や矢作川の近くで水や電力を供給しやすいことのほか、拳母面にあたる上郷台地上に位置し大規模な工場を建設することに適した広大で平坦な地形であり、そして砂礫によって構成された強固な地盤であったという地形・地質条件が大きな理由でもあった。その後も豊田市トヨタ町と同様に広大な段丘面である、豊田市やみよし市、刈谷市域におけ

る三好台地の三好面や拳母面、美山台地の拳母面、上郷台地の碧海面に多くの自動車工場が建設された。地質図には豊田地域における大規模な工場用地を示したが、それらのほとんどが自動車関連の工場である。

以上のように、豊田地域における古代から現代にわたる産業の発展は、この地域の地形と地質に密接に関係したものと見える。

文 献

- 阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄 (1999) GPR と反射法地震探査を併用した活断層調査. 地質ニュース, no. 538, 7-11.
- 阿部朋弥・中島 礼 (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). 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) 西三河平野南西部, 油ヶ淵低地におけるボーリング調査. 地質調査総合センター速報, no. 79, 71-86.
- 愛知県 (1977) 愛知県災害誌. 愛知県, 548p.
- 愛知県 (1993) 愛知県鉱泉誌 (第3版). 愛知県, 172p.
- 愛知県 (2002) 平成13年度 地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査 成果報告書.
- 愛知県 (2003) 平成14年度 地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査 成果報告書.
- 愛知県 (2004) 平成15年度 地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査 成果報告書.
- 愛知県 (2005) 平成16年度 地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査 成果報告書.
- 愛知県 (2010) 愛知県史 別編 自然. 700p.
- 愛知県防災会議地震部会 (1981) 愛知県の地質・地盤. 資料集, その2 三河部, 655p.
- 愛知県防災会議地震部会 (2001) 愛知県の活断層 (その3) 活断層文献調査研究—三河地域—. 107p.
- 愛知県商工部 (1965) 愛知県猿投町地域の珪砂および耐火粘土鉱床. 13p.
- 愛知県環境部 (1979) 愛知県環境利用適正調査 (5万分の1地質図).
- 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. 148p.
- 愛知県建築部・玉野総合コンサルタント (株) (1996) 平成7年度瀬戸市南東部地区開発事業地質調査報告書第2編断層調査. 56p.
- 愛知県建築部・玉野総合コンサルタント (株) (1997) 平成8年度瀬戸市南東部地区整備事業地質調査 (2) 報告書第2編断層調査. 60p.
- 赤嶺秀雄 (1954) 瀬戸市を中心とする陶土地帯の地質. 資源研究所彙報, no. 34, 25-39.
- Akamine, H. and Nozawa, K. (1955) Studies on the deposits of raw materials for ceramics in Aichi and Gifu Prefecture, central Japan, with special reference to the genesis. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **26**, 47-59.
- 安藤善之・塚腰 実・中山勝博・鹿野勘次・安井謙介・實吉玄貴・館野満美子 (1999) 中新統土岐口陶土層から産出したオオミツバマツ球果化石の密集層とその保存処理過程. 岐阜県立博物館調査研究報告, no. 20, 17-22.
- 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.
- Banno, S. and Miller, J. A. (1965) Additional data on the age of metamorphism of the Ryoke-Abukuma and Sanbagawa Metamorphic belt, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **36**, 17-22.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 6093-6095.
- Chappel, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**, 173-174.
- 知立市史編さん委員会 (2018) 新編知立市史 8 資料編自然. 知立市, 439p.
- 地質調査所地質部編図課 (1956) 20万分の1地質図「豊橋」. 地質調査所.
- 地質調査総合センター編 (2013) 日本重力データベースDVD版. 数値地質図P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Fettes, D. and Desmons, J. (eds.) (2007) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Recommendations of International Union of Geological Sciences. Cambridge University Press, 244p.
- 藤井紀之・小松幹雄・杉浦乾郎 (2004) 東海地方の亜炭採掘跡の調査と対策例. 基礎工, **32**, 66-71.
- Fujimoto, K., Kawase, K., Ishizuka, S., Shichi, K., Ohira, A. and Adachi, H. (2009) Sediment and carbon storages in the Yahagi River Delta during the Holocene, central Japan. *Quaternary Science Reviews*, **28**, 1472-1480.
- 藤岡一男 (1949) 東北日本内帯の台島期植物群の2型. 地質雑, **55**, 648-649.
- 藤岡一男 (1963) 阿仁合型植物群と台島型植物群. 化石, no. 5, 39-50.
- 藤山家徳・中山勝博 (1982) 愛知県豊田市乙部町の鮮新統から産出した昆虫化石について. 名古屋地学, no. 42, 11-16.
- 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.
- Harada, T. (1889) Kaiserlich Japanischen Geologischen Reichsanstalt. *Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Uebersicht*, 126p.
- 原田豊吉 (脇水鐵五郎・石井八萬次郎訳) (1890-1892) 日本群島. 地質学雑誌, **2**, 471-477; 559-563; 615-620; **3**, 16-19; 76-81; 191-194; 245-249; 293-296; 347-351; 422-429; 459-465; **4**, 1-6; 199-205; 299-303; 347-352; 398-405; 443-446; 493-495.
- 原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・杏掛俊夫 (1985) 中部地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, **39**, 345-357.
- 葉田野希・吉田孝紀 (2018) 瀬戸内区中新統瀬戸陶土層の古土壌構成が示す古風化および古気候条件. 地質学雑誌, **124**,

- 191-205.
- 葉田野希・吉田孝紀・笹尾英嗣 (2021) 中新統～更新統瀬戸層群の陸成層と陶土. 地質学雑誌, **127**, 345-362.
- 服部 豊 (1970) 西三河平野に発達する高位段丘. 名古屋地学, no. 25, 2-13.
- 早瀬一・石坂恭一 (1967) Rb-Srによる地質年令 (I), 西南日本. 岩鉱, **58**, 201-212.
- 林 唯一・三浦幸信 (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**, 133-149.
- 平井義敏 (2011) 夏季企画展 調べてみよう! みよしの地層～三好層から探る地質と歴史～. みよし市立歴史民俗資料館, 6p.
- Hodges, K. V. (2005) Geochronology and thermochronology in orogenic systems. In Rudnick, R. L. (ed.) The Crust. Vol. 3. *Treatise on Geochemistry* (Holland, H. D. and Turekian, K. K., eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 263-292.
- 星 博幸・服部真由子 (1999) 愛知県北東部の領家花崗岩類に対する節理解析. 愛知教育大学研究報告 (自然科学), **48**, 63-71.
- 星 博幸・出口久美子 (2015) 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報, no. 23, 1-9.
- 細山光也 (1992) 名古屋市東部滝ノ水付近に分布する瀬戸層群中の火山岩礫. 名古屋地学, no. 54, 1-7.
- 細山光也 (1995a) 知多半島北部の東海層群—層序対比および猿投—知多上昇帯の実態—. 地球科学, **49**, 89-108.
- 細山光也 (1995b) 愛知県の地形・地質・地史—探究活動・課題研究の教材として—. 愛知教育大学附属高等学校研究紀要, no. 22, 113-122.
- 細山光也 (2003) 井ヶ谷周辺の地形と地質. 自然観察実習園報告, no. 23, 1-8.
- 細山光也 (2005) 附属高校周辺の自然景観—成り立ちと生い立ち—. 愛知教育大学附属高等学校研究紀要, no. 32, 127-136.
- 兵頭政幸 (2005) 地磁気極性年代表の現状と将来の発展. 地学雑誌, **114**, 273-283.
- 飯田汲事 (1977) 昭和 19 年 12 月 7 日東南海地震の震害と震度分布. 愛知県防災会議.
- 飯田汲事 (1978) 昭和 20 年 1 月 13 日三河地震の震害と震度分布. 愛知県防災会議地震部会.
- 稲崎富士 (2004) 愛知県及び名古屋市志段見・旭地区における亜炭採掘の経緯. 充てん, no. 45, 18-26.
- 入江志織・葉田野希・志賀由佳・足立佳子・吉田孝紀 (2013) 岐阜県東濃地方における陶土層の化学組成. 信州大学環境科学年報, **35**, 20-25.
- 石田志朗・横山卓雄 (1969) 近畿・東海地方の鮮新—更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題—近畿地方の新期新生代層の研究 その 10—. 第四紀研究, **8**, 31-43.
- Ishihara, S. (1977) The Magnetite-series and Ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977) Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwestern Japan—Shirakawa—Toki—Okazaki Transition—. *Journal of the Geological Society of Japan*, **83**, 1-18.
- Ishihara, S. and Chappel, B.W. (2007) Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan—Revised. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **58**, 323-350.
- Ishihara, S., Stein, H. J. and Tanaka, R. (2002) Re—Os age of molybdenite from the Busetsu two—mica granite, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **53**, 479-482.
- 糸魚川淳二 (1971) 知多半島西北部知多町付近の常滑累層. 瀬戸層群の研究 その 2. 「中部地方の鮮新統および最新統 (竹原平一教授記念論文集)」, 83-98.
- 糸魚川淳二・中山 清 (1968) 愛知県高浜町碧海層産の第四紀貝化石群. *Venus*, **27**, 62-75.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について.
- Kagami, H. (1973) A Rb—Sr geochronological study of the Ryoke granites in Chubu district, central Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **79**, 1-10.
- Kanai, T. and Takagi, H. (2016) Determination of the stress conditions of the ductile-to-brittle regime along the Asuke Shear Zone, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, **85**, 154-167.
- 金井拓人・高木秀雄 (2017) 中部地方白亜紀花崗岩類中に発達するヒールドマイクロクラックを用いた古応力解析: 特に中央構造線と直交方向に沿った変化について. 地質学雑誌, **123**, 147-162.
- 金折裕司・川上紳一・大谷小百合 (1991) 愛知県東加茂郡足助町周辺に分布する伊奈川花崗岩に認められる変形構造とその意味. 地質学雑誌, **97**, 311-314.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫 (1989) 阿仁合型植物群及び台島型植物群の年代. 地質調査所月報, **40**, 647-653.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 嘉藤良次郎・桑原 徹 (1967) 名古屋市付近の新第三系・第四系: 地質見学案内書. 日本地質学会, 26p.
- 嘉藤良次郎・志井田功・近藤善教 (1957) 碧海郡高浜町の更新世貝化石. 名古屋地学, no. 10, 6-8.
- 刈谷市史編さん編集委員会 (1989) 刈谷市史. 刈谷市, **5** (自然・考古), 828p.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K—Ar dating (V). 岩鉱, **56**, 91-211.
- 河野迪也・徳永重元・尾上 亨 (1967) 愛知県猿投地区放射能強度調査. 209-214.
- 川瀬久美子 (1998) 矢作川下流低地における完新世後半の地形環境の変遷. 地理学評論, **71**, 411-435.
- 経済企画庁 (1972) 土地分類基本調査 地形・表層地質・土じょう「豊田」(5 万分の 1). 63p.
- 経済企画庁総合開発局国土調査課 (1963) 全国地下水 (深井戸) 資料台帳. 第 5, 中部編, 808p.
- 経済企画庁総合開発局国土調査課 (1973) 中部圏地下水 (深井

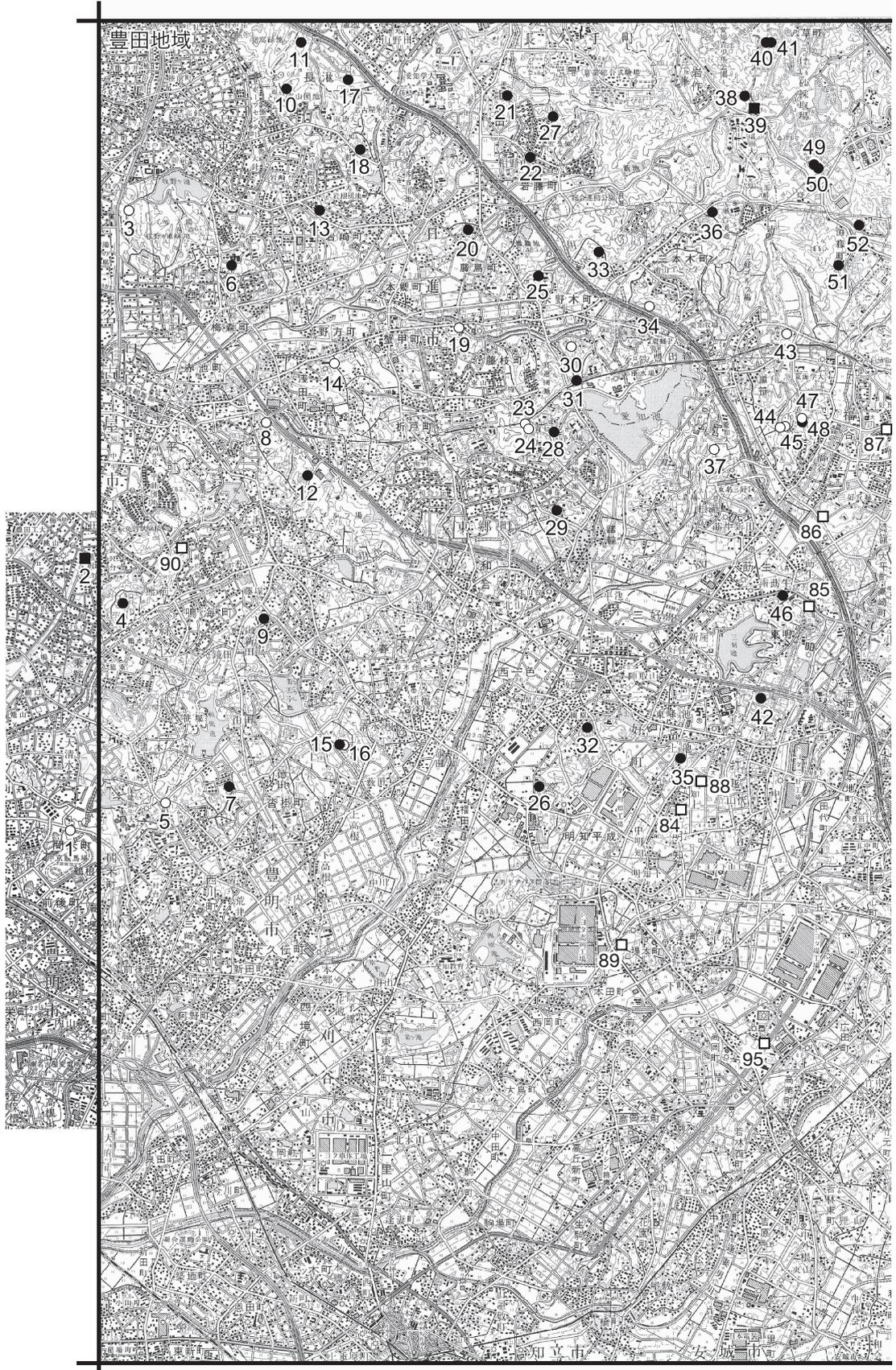
- 戸) 資料台帳, 1597p.
- 建設省国土地理院 (1968) 土地条件調査報告書 (中京地域), 166p.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394p.
- 北崎梅香・荒木春視 (1952) 愛知・岐阜県下の窯業資源の研究 その1. 資源科学研究所彙報, no. 27, 80-91.
- 清野信雄・石井清彦 (1927) 7万5千分の1地質図幅「足助」及び説明書. 地質調査所, 58p.
- 清野信雄・曾我杢祐 (1922a) 愛知県西加茂郡藤岡村猿投村粘土調査報文. 工業原料用鉱物調査報告, no. 10, 33-58.
- 清野信雄・曾我杢祐 (1922b) 愛知県瀬戸町付近粘土・長石・石英砂調査報文. 工業原料用鉱物調査報告, no. 11, 1-82.
- 小出 博 (1949) 段戸山花崗閃緑岩及び段戸変成岩類. 地学団体研究会専報, no. 3, 39p.
- Koide, H. (1958) *Dando Granodioritic Intrusives and Their Associated Metamorphic Complex*. Japan Society for the Promotion of Science, 311p.
- 国土庁土地局国土調査課 (1988) 全国地下水 (深井戸) 資料台帳. 岐阜県・愛知県・三重県, 271p.
- 国土交通省国土政策局国土情報課 (2014) 土地分類基本調査 (土地履歴調査) 説明書「豊田」5万分の1. 27p.
- 近藤善教・高田康秀 (1972) 5万分の1表層地質図「豊田」及び表層地質各論「豊田」. 経済企画庁, 22p.
- 工業技術院地質調査所 (1960) 尾張炭田. 日本鉱産誌BV-a, 主として燃料となる鉱石—石炭—, p. 413-421.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会 (1978) 日本の窯業原料, 133-268.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会 (1992) 日本の窯業原料, 112-250.
- 黒田吉益・諏訪兼位 (1983) 偏光顕微鏡と岩石鉱物 (第2版). 共立出版, 390p.
- 黒田吉益・山田哲雄・藤本勝彦・大橋宏之・高橋恵子・岡野 修・望月康年・山名 智・大友幸子 (1982) 水素同位体からみた中部・近畿地方の領家花崗岩類の分類と特徴 (予報). 地質学雑誌, **88**, 541-554.
- 黒川勝己 (1999) 新潟地域における七谷層—魚沼層群の火山灰層序. 石油技術協会誌, **64**, 80-93.
- Kurokawa, K. and Tomita, Y. (1998) The Znp-Ohta Ash; an early Pliocene widespread subaqueous tephra deposit in central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **104**, 558-561.
- 黒川勝己・富田裕子・金子 顕 (1998) 新潟地域の板山—Nym火山灰層, 氷見層群のYT3火山灰層および東海層群の佐布里火山灰層の対比: 中央日本における鮮新世の広域火山灰層の検出. 地球科学, **52**, 292-300.
- Kutsukake, T. (2002) Geochemical characteristics and variations of the Ryoke granitoids, southwest Japan: Petrogenetic implications for the plutonic rocks of a magmatic arc. *Gondwana Research*, **5**, 355-372.
- Kutsukake, T., Miyake, A. and Ohtomo, Y. (2003) Ryoke granitoids and metamorphic rocks in the eastern Mikawa district, central Japan. *Geological Survey of Japan Interim Report*, no. 28, 103-114.
- 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 (1971) 瀬戸層群の堆積相. 竹原平一教授記念論文集, 113-128.
- 桑原 徹 (1975) 濃尾傾動盆地と濃尾平野. アーバンクボタ, **11**, 18-25.
- 桑原 徹 (1982) 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書. 第8報, 愛知県環境部, 35-76.
- 桑原 徹 (1985) 瀬戸内区構造運動の特性. 地団研専報, no. 29, 171-189.
- 桑原 徹・松沢 勲 (1959) 濃尾平野東縁の鮮新統下部の堆積状態について—堆積層と構造盆地発達史. 地質学雑誌, **65**, 439-440.
- 桑原 徹・吉野道彦・森 忍 (1985) 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.
- Le Maitre, R.W. (ed.) (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. 2nd Edition. Recommendations of International Union of Geological Sciences. Cambridge University Press, 236p.
- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之 (1962) 矢作川下流域の地形発達史. 地理学評論, **35**, 505-524.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄編 (2006) 日本の地形 5 中部. 東京大学出版会, 東京, 385p.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 牧野内 猛 (1975) 知多半島南部の常滑層群. 地質学雑誌, **81**, 67-80.
- 牧野内 猛 (1985) “第二瀬戸内沈降区”発生期の諸問題—東海湖を例にして—. 地団研専報, no. 29, 53-64.
- 牧野内 猛 (2001) 東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷. 豊橋市自然史博物館研究報告, no. 11, 33-39.
- 牧野内 猛・檀原 徹・磯田邦俊 (1983) 伊勢湾東岸部の東海層群およ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・檀原 徹・山下 透・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・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, no. 2, 71-77.
- 牧野内 猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島 武・杉浦 武 (2011) 愛知県安城市の地下地質. 地質学雑誌, **117**, 79-94.
- 横山次郎 (1950) 中部地方. 朝倉書店, 東京, 239p.
- 松沢 勲 (1961) 猿投山南部周辺地域の地質. 東海古窯研究会, 41p.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎 (1954) 名古屋および附近の地質. 愛知県建築部, 35p.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・桑原 徹・木村敏雄・植村 武・都築芳郎 (1960) 猿投山南西地域の地質—特に陶器原料粘土の地

- 質一. 愛知県, 35p.
- 松沢 勲・植村 武・桑原 徹 (1963) 猿投山南西部における海棲貝化石中新統の発見とその意義. 名古屋地学, no.18, 2-7.
- Miki, S. (1938) On the change of flora of Japan since the upper Pliocene and the floral composition at the present. *Japanese Journal of Botany*, **9**, 213-251.
- Miki, S. (1941) On the change of flora in eastern Asia since the Tertiary period (I). The clay or lignite beds flora in Japan with special reference to the *Pinus trifolia* beds in central Hondo. *Japanese Journal of Botany*, **11**, 237-303.
- 三木 茂 (1948a) 木節粘土, 洪土及天王寺土の成因と近畿堆積層の環境について. 鉱物と地質, **7**, 16-18.
- 三木 茂 (1948b) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, **9**, 105-144.
- 三浦宗次郎 (1889) 20 万分の 1 地質図「豊橋」および説明書. 地質調査所.
- 三浦宗次郎 (1890) 20 万分の 1 地質図「足助」および説明書. 地質調査所.
- 三宅 明・横江和貴・鈴木文悟・五十嵐夕香莉 (2014) 愛知県段戸山地域の領家変成帯に発達する 2 つの熱構造. 地質学雑誌, **120**, 299-312.
- 三宅 明・蛭川孝信・後藤真希・田口知樹・鈴木和博・仲井 豊 (2016) 愛知県足助南東部地域における伊奈川花崗閃緑岩の広大な接触変成帯. 地質学雑誌, **122**, 173-191.
- 宮地直道 (1983) 愛知県日進町の地質. 日進町教育委員会, 15p.
- 宮崎一博 (2008) 第 4 章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域. 御油地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 18-40.
- Miyazaki, K. (2010) Development of migmatites and the role of viscous segregation in high-T metamorphic complexes: Example from the Ryoke metamorphic complex, Mikawa plateau, central Japan. *Lithos*, **116**, 287-299.
- 宮崎一博・西岡芳晴・中島 礼・尾崎正紀 (2008) 御油地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 97p.
- 三好町誌編さん委員会 (2007) 新編三好町誌 別編. 愛知県三好町, 301p.
- 森 忍 (1971a) 瀬戸層群, 奄芸層群の火山灰について—瀬戸層群の研究, その 3—。「中部地方の鮮新統および最新統 (竹原平一教授記念論文集)」, 99-111.
- 森 忍 (1971b) 名古屋市東部の瀬戸層群矢田川累層. 地質学雑誌, **77**, 635-644.
- 森 肅 (1970) 豊田市域の地盤について. 豊田工業高等専門学校研究紀要, no. 3, 69-78.
- 森 肅・山本和夫・栗本 譲・高橋正紘・田中清人 (1972) 豊田市域の地盤について (その 1) 地形および地質について. 日本建築学会東海支部研究報告, 117-120.
- 森 勇一 (2001) 鮮新・更新統東海層群より発見された昆虫化石. 豊橋市自然史博物館研究報告, no. 11, 49-53.
- 森 勇一・齊藤 毅・宇佐美徹 (2012) 東海層群のフィッション・トラック年代と昆虫および花粉化石群集. 日本第四紀学会 2012 年大会講演要旨集, 4-5.
- 森下康成・鈴木和博 (1993) 愛知県設楽地域, 三都橋花崗岩の全岩化学組成データ. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, **9**, 77-90.
- 森山昭雄 (1981) 愛知県・猿投山周辺の藤岡面の形成に関する一資料. 愛知教育大学地理学報告, no. 52-53, 94-98.
- 森山昭雄 (1985) 愛知県三好町で発見された猿投山断層の露頭と三好面の変位. 活断層研究, no. 1, 75-79.
- 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, **60**, 67-92.
- 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, **67**, 723-744.
- 森山昭雄 (1996) 西三河平野の活断層と傾動運動. 地理学報告, no. 82, 1-11.
- 森山昭雄・丹羽正則 (1985) 土岐面・藤岡面の対比と土岐面形成に関連する諸問題. 地理学評論, **58**, 275-294.
- 森山昭雄・小沢 恵 (1972) 矢作川流域の沖積平野の地形と沖積層について. 第四紀研究, **11**, 193-207.
- 森山昭雄・渡辺 崇・鈴木毅彦 (1996) 西三河平野碧海層中の喜界-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 (自然科学編), no. 46, 61-69.
- Murakami, M., Košler, J., Takagi, H. and Tagami, T. (2006) Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U-Pb methods. *Tectonophysics*, **424**, 99-107.
- 村松憲一 (2019) 猪高緑地 (名古屋市名東区) の地質概報. 名古屋地学, no. 81, 1-5.
- 長久手市 (2015) 公園西駅周辺地区の推定活断層. 公園西駅周辺地区の推定活断層. <https://www.city.nagakute.jp/kukaku/documents/suiteikatsudansou.pdf> (閲覧日: 2021 年 7 月 12 日).
- 仲井 豊 (1970) 愛知県三河地方の花崗岩類. 地球科学, **24**, 139-145.
- Nakai, Y. (1974) Compositional variations of the Inagawa granitic rocks in the Asuke area, Aichi prefecture, central Japan. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **69**, 215-224.
- Nakai, Y. (1976) Petrological and petrochemical studies of the Ryoke granites in the Mikawa-Tono district, central Japan. *Bulletin of Aichi University of Education (Natural Science)*, **25**, 97-112.
- 仲井 豊 (1982) 中部地方領家帯の武節花崗岩. 日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, 404.
- Nakai, Y. and Suzuki, K. (1996) CHIME monazite ages of the Kamihara Tonalite and the Tenryukyo Granodiorite in the eastern Ryoke belt of central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **102**, 431-439.
- Nakai, Y. and Suzuki, K. (2003) Post-tectonic two-mica granite in the Okazaki area, central Japan: a field guide for the 2003 Hutton Symposium. *Geological Survey of Interim Report*, no. 28, 115-124.

- 仲井 豊・竹内昭次・菅沼 剛・太田修司・坂本英二・山本信夫・内田義和 (1985) 岡崎市の地形・地質の生いたち. 新編岡崎市史, 自然 14, 岡崎市, 209p.
- 中島 礼・堀 常東・宮崎一博・西岡芳晴 (2008) 豊橋及び田原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 113p.
- 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**, 114-130.
- Nakayama, K. (1992) Fluvial gravel beds with superimposed boulders in the Seto Group, Central Japan. *Journal of Sedimentological Society of Japan*, no. 37, 79-84.
- Nakayama, K. (1994) Stratigraphy and Paleogeography of the Upper Cenozoic Tokai Group around the east coast of Ise Bay, Central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **37**, 77-143.
- 中山勝博・古澤 明 (1989) 瀬戸層群と常滑層群の火山灰層. 地質学雑誌, **95**, 189-208.
- 中山勝博・国枝淳子・吉野ゆかり (1986) 猿投・境川断層の露頭記載. 名古屋地学, **48**, 11-20.
- 中山勝博・中根鉄信 (1989) 愛知県藤岡町で発見された花崗岩中の碎屑性岩脈. 地球科学, **43**, 98-101.
- 中山勝博・陶土団体研究グループ (1989) 瀬戸層群の堆積盆地. 地球科学, **43**, 392-401.
- 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.
- 中山勝博・吉川周作 (1995) 鮮新統広域テフラ層である大田テフラ層の堆積過程 (予報). 地球科学, **49**, 406-418.
- 中山勝博・河野一則・増本亜紀 (1996) 粒度素性からみた火山碎屑物の運搬堆積機構 (予報) — 鮮新統大田テフラの例 —. 堆積学研究, no. 43, 27-38.
- Nakayama, K., Yoshikawa, S. and Ito, T. (1995) Magnetostratigraphy of the Late Cenozoic Tokai Group in central Japan and its sedimentologic implications. *Journal of the Southeast Asian Earth Sciences*, **12**, 95-104.
- 楡井 尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末～中期更新世の花崗生層序. 第四紀研究, **57**, 143-155.
- 日進市史編集委員会 (2015) 日進市史 自然編. 日進市, 502p.
- 西岡芳晴 (2008) 第 5 章 領家深成岩. 御油地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 41-53.
- 野田 篤 (2020) 明智地域の地質, 第 7 章. 瀬戸層群. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 76-88.
- 野澤竜二郎 (1999) 猿投山断層帯の調査と地震危険度評価の概要. 充てん, no. 37, 22-26.
- 大石訓義 (2008) 猿投古窯 日本陶磁の源流. 雄山閣, 東京, 251p.
- 岡田篤正 (1979) 愛知県の地質・地盤 (その 4) [活断層] — 愛知県と周辺地域における活断層と歴史地震 — 愛知防災会議地震部会, 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, no. 3, 74-79.
- 小野映介・海津正倫・林奈津子 (2011) 豊田市寺部遺跡周辺の地形・地質と古環境. 豊田市郷土資料館 (編), 寺部遺跡 (豊田市埋蔵文化財調査報告書第 45 集), 豊田市教育委員会.
- 小野映介・海津正倫・森 泰通・杉浦裕幸・松井孝宗・河合仁志 (2007) 矢作川河床埋没林周辺における完新世後半の地形環境. 矢作川河床埋没林調査委員会 (編), 一地下に埋もれた縄文の森 — 矢作川河床埋没林調査報告書, 豊田市教育委員会・岡崎市教育委員会, 91-103.
- 太田陽子・貝塚爽平・嘉藤芳朗・桑原 徹・白井哲之・土 隆一・土田 純・伊藤通玄 (1963) 三河高原及びその西縁の段丘群. 地理学評論, **36**, 617-624.
- 大塚寅雄・近藤善教・佐々木政次・高田康秀・下坂康哉 (1965) 愛知県猿投町地域の珪砂および耐火粘土資源. 愛知県商工部, 33p.
- 大塚寅雄・近藤善教・佐々木政次・高田康秀・下坂康哉 (1968) 瀬戸周辺の珪砂および耐火粘土資源. 愛知県・工業技術院地質調査所, 43p.
- 大塚寅雄・糸魚川淳二・柴田 博 (1976) 愛知県豊田市田初鉦山産中新世貝類化石. 瑞浪市化石博物館報告, no. 3, 231-234.
- 領家団体研究グループ (1955) 領家帯の団体研究と中部地方領家帯地質図. 地球科学, **25**, 1-3.
- 領家研究グループ (1972) 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, **26**, 205-216.
- 斎藤 眞・沢田順弘 (2000) 横山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 126p.
- 酒井栄吾・仲井 豊・坂崎 弘・板倉敬三・河合康道・鶴田 誠・野村鍊一 (1960a) 愛知県三河区域における花崗岩質岩体の侵入順序についての概報. 愛知学芸大学研究報告, 第 9 輯, 169-185.
- 酒井栄吾・仲井 豊・坂崎 弘・板倉敬三・河合康道・野村鍊一・鶴田 誠・合川 功・庄子士郎・河原佑郎・白井捷男 (1960b) 三河地方における花崗岩質岩類の侵入順序についての概報. 地質学雑誌, **66**, 476.
- 酒井栄吾・仲井 豊・野村鍊一・磯谷栄一・庄子士郎・合川 功・大谷 充・浜嶋 勲・増岡康男・名倉悦郎 (1963) 三河地方西北部における花崗岩質岩類について. 愛知学芸大学研究報告, 第 12 輯, 35-47.
- 酒巻秀彰・島田耕史・高木秀雄 (2006) シュードタキライトの選択的生成場 — 足助断層帯の例 —. 地質学雑誌, **112**, 519-530.
- 坂本 亨・桑原 徹・糸魚川淳二・高田康秀・脇田浩二・尾上 亨 (1984) 名古屋北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 64p.
- 坂本 亨・高田康秀・桑原 徹・糸魚川淳二 (1986) 名古屋南部の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 55p.
- 笹尾英嗣・檀原 徹・岩野英樹・平田岳史 (2018) 岐阜県南東部に分布する中新統瑞浪層群および岩村層群のジルコン U-Pb 年代とジルコン FT 年代の再評価. 地質学雑誌, **124**, 141-150.
- Sato, T. and Masuda, F. (2007) Three dimensional analysis of the accumulation rate in the Yahagi delta central Japan. *Journal of the Sedimentological Society of Japan*, no. 64, 5-8.

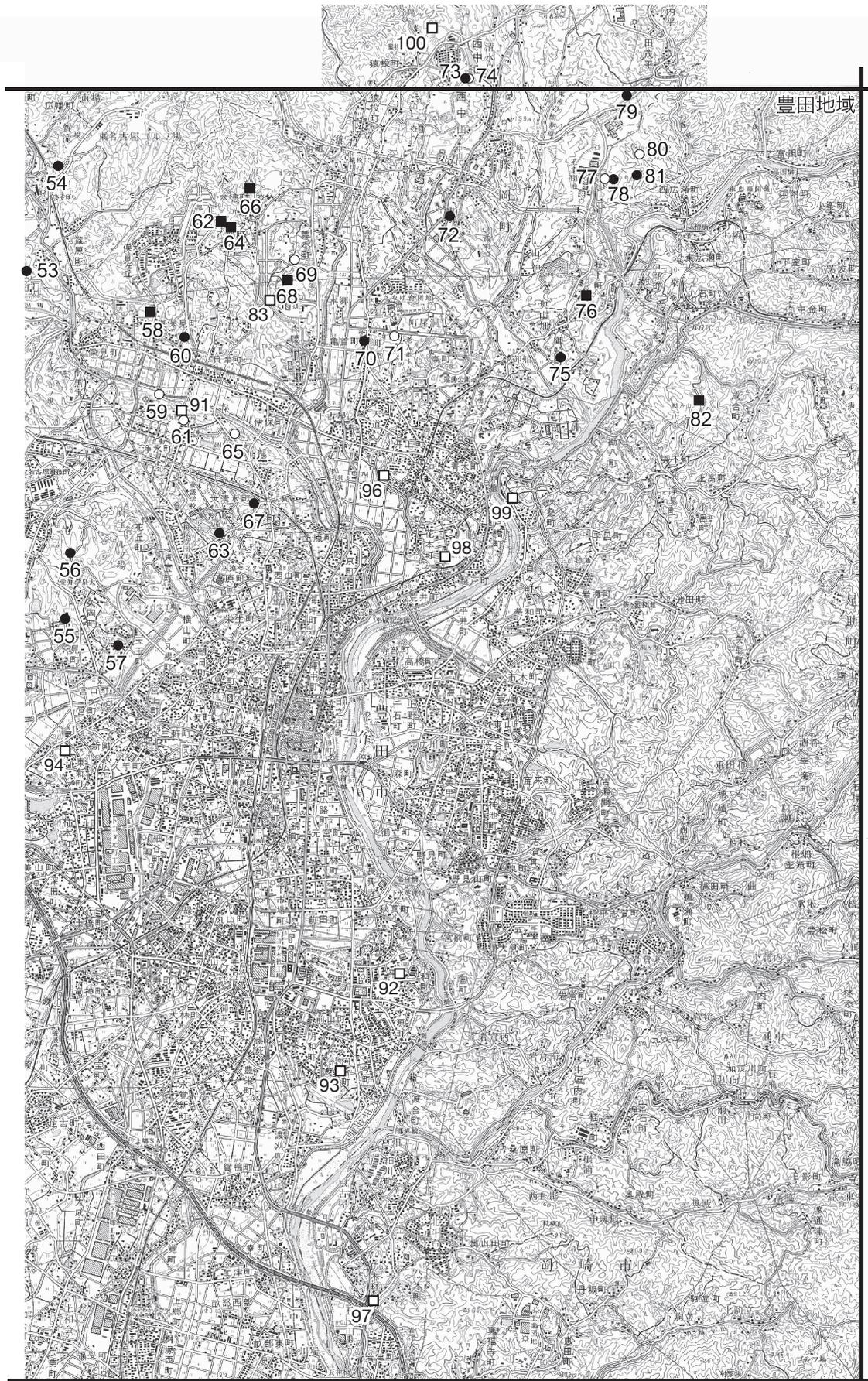
- Sato, T. and Masuda, F. (2010) Temporal changes of a delta: Example from the Holocene Yahagi delta, central Japan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **86**, 415–428.
- 里口保文・樋口裕也・黒川勝己 (2005) 東海層群に挟在する大田テフラ層と三浦層群のテフラ層との対比. 地質学雑誌, **111**, 74–86.
- 芝崎靖雄・前田武久・渡村信治・水田博之・赤塚芳彦・大沢 正・町村 等 (1988) 枝下木節粘土の鉱物化学的特徴. 粘土科学, **28**, 9–17.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb–Sr whole-rock and K–Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochemical Journal*, **13**, 113–119.
- 柴田 賢・Miller, J.A.・山田直利・河田清雄・村山正郎・片田正人 (1962) カリウム–アルゴン法によって測定された伊奈川花崗岩および苗木花崗岩の絶対年代. 地質調査所月報, **13**, 317–320.
- 柴田秀賢 (1954) 木曾谷の地質 第2報. 長野営林局報, **19**, 20–27.
- 清水文健・宮城豊彦・桧垣大助・井口 隆・大八木規夫 (2002) 5万分の1地すべり地形分布図 第15集「豊橋」. 防災科学技術研究所研究資料, no. 222.
- 新編岡崎市史編集委員会 (1985) 新編岡崎市史 自然14. 岡崎市, 1218p.
- 新修名古屋市史資料編編集委員会 (2008) 新修名古屋市史 資料編 自然. 名古屋市, 525p.
- 新修豊田市史編さん専門委員会 (2018) 新修豊田市史 別編 自然. 豊田市, 710p.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology—convention on use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 359–362.
- 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Ser.A, **63**, 793–813.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1991) Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th–U–Total Pb isochron ages of monazite and zircon. *Geochemical Journal*, **25**, 357–276.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998) Denudation history of the high *T/P* Ryoke metamorphic belt, Southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 23–37.
- 鈴木和博・森下康成・梶塚 泉・仲井 豊・足立 守・柴田 賢 (1994) 三河–東濃地域の領家変成岩と花崗岩のCHIMEモナザイト年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, no. 10, 17–38.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I. (1994) Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**, 391–405.
- 鈴木康弘・野澤竜二郎 (2006) 猿投山北断層のトレンチ調査—横ずれ断層の活動認定と議論—. 月刊地球号外, no. 54, 171–179.
- 鈴木康弘・岡田篤正・熊原康博・東郷正美 (2004) 1:25,000 都市圏活断層図「瀬戸」. 国土地理院.
- 鈴木康弘・渡辺満久・岡田篤正 (1996) 1:25,000 都市圏活断層図「名古屋南部」. 国土地理院.
- 高木秀雄 (1997) 脆性–延性境界領域の断層岩. 日本地質学会104年総会・討論講演要旨, 44–45.
- 高木秀雄・酒巻秀彰 (2003) 足助剪断帯の断層岩類. 日本地質学会第110年学術大会見学旅行案内書, A-1, 1–10.
- 高木秀雄・島田耕史・坂 幸恭・荒井誠一・小針雄一郎・岡本孝之 (2001) 領家帯から産出するシュードタキライト. 地質学雑誌, **107**, 口絵Ⅲ–Ⅳ.
- 高橋正紘・山本和夫・森 肅・栗本 譲・田中清人 (1972) 豊田地域の地盤について (その2) 基礎の実態調査と標準貫入試験N値の分布について. 日本建築学会東海支部研究報告, 121–124.
- Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi, H. and Hirata, T. (2018) Spatiotemporal evolution of magmatic pulses and regional metamorphism during a Cretaceous flare-up event: Constraints from the Ryoke belt (Mikawa area, central Japan). *Lithos*, **308–309**, 428–445.
- 田中清人・山本和夫・栗本 譲・森 肅・高橋正紘 (1972) 豊田地域の地盤について (その3) 市南部地域の土質について. 日本建築学会東海支部研究報告, 125–128.
- 陶土団体研究グループ (1999) 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地—岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例—. 地球科学, **53**, 291–306.
- 東郷正美・岡田篤正・澤 祥・鈴木康弘 (2004) 1:25,000 都市圏活断層図「豊田」. 国土地理院.
- 豊明市 (2003a) 豊明市史 資料編補七 自然. 467p.
- 豊明市 (2003b) 豊明市史 資料編補七 自然 目録. 354p.
- 豊田市 (1991) 豊田の地形と地質. 117p.
- 豊田市 (1999) 豊田市の活断層と地震. 108p.
- 豊田市史編さん委員会 (2011) 新修豊田市史概要版「豊田市のあゆみ」. 豊田市, 450p.
- Tsuboi, M. (2005) The use of apatite as a record of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and indicator of magma processes in the Inagawa pluton, Ryoke belt, Japan. *Chemical Geology*, **221**, 157–169.
- 塚腰 実 (2001) 東海層群の大型植物化石. 豊橋市自然史博物館研究報告, no. 11, 41–44.
- 塚腰 実・陶土団体研究グループ (1998) 岐阜県笠原町の瀬戸層群土岐砂礫層から産出した *Pinus trifolia* Miki の球果化石. 地質学雑誌, **104**, 495–498.
- 鶴見英策・葭原健治 (1972) 5万分の1地形分類図「豊田」及び地形各論「豊田」. 経済企画庁, 17p.
- Tsue, A., Mizuta, T., Tamai, T. and Ishihara, S. (1987) Granitic rocks of southwest Japan: Trace element evidence regarding their differentiation; 1. REE patterns. *Mining Geology*, **37**, 267–278.
- Ueno, N., Ozima, M. and Ono, A. (1969) Geochronology of the Ryoke metamorphism—Rb–Sr, K–Ar isotopic investigations of the metamorphic rocks in the Ryoke metamorphic belt—. *Geochemical Journal*, **3**, 35–44.
- 植木岳雪 (2014) 愛知県東部, 三好層の古地磁気による編年. 日

- 本第四紀研究会講演要旨集, **44**, 34.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本地震被害総覧 1416–2001. 東京大学出版会, 605p.
- 渡辺真人 (2002) 富山県氷見・灘浦地域の鮮新統の珪藻化石層序と年代層序の再検討—とくに広域火山灰層とNo. 3 *Globorotalia inflata* (浮遊性有孔虫) bedの年代について—. 地質学雑誌, **108**, 499–509.
- 矢作川河床埋没林調査委員会 (2007) 地下に埋もれた縄文の森—矢作川河床埋没林調査報告書—. 豊田市教育委員会・岡崎市教育委員会, 139p.
- 山田直利・片田正人・坂本 亨・松田武雄・須田芳朗 (1972) 20万分の1地質図「豊橋」(第2版). 地質調査所.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦 (1974) 中部地方領家帯地質図. 特殊地質図, no. 18, 地質調査所.
- 山田哲雄・端山好和 (1967) 中部地方の領家花崗岩類の化学成分に関する考察. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 113–118.
- 山本鋼志・田中 剛・川邊岩夫・岩森 光・平原靖大・浅原良浩・金 奎漢・伊藤貴盛・三浦典子・青木 浩・太田充恒・榊原智康・谷水雅治・水谷嘉一・宮永直澄・村山正樹・仙田量子・高柳幸央・井上裕介・川崎啓介・高木真理・根布悟志・稲吉正実 (1998) 愛知県豊田市北東部の領家花崗岩地域の地球化学図. 地質学雑誌, **104**, 688–704.
- 山崎 徹 (2012) 第3章領家変成コンプレックス及び領家深成岩類による接触変成域. 足助地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 11–26.
- 山崎 徹 (2013) 中部地方領家帯, 足助地域に産する深成岩類のK–Ar年代. 地質学雑誌, **119**, 421–431.
- Yamasaki, T. (2019) K–Ar ages of the Ryoke and related plutonic rocks in the Akechi area, Gifu–Aichi prefectures, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **125**, 707–711.
- 山崎 徹 (2020) 第4章 領家深成岩類. 明智地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 28–54.
- 山崎 徹・尾崎正紀 (2012) 足助地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 76p.
- 山下 昇・粕野義夫・糸魚川淳二 (1990) 日本の地質5 中部地方II. 共立出版, 東京, 310p.
- 吉田史郎 (1990) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地質調査所月報, **41**, 303–340.
- 吉田史郎・中山勝博・壇原 徹 (1997a) 瀬戸層群下部のフィッシュン・トラック年代. 1997年地球惑星科学関連学会講演要旨, 584.
- 吉田史郎・中山勝博・壇原 徹・陶土団体研究グループ (1997b) 東海層群矢田川累層・土岐砂礫層のフィッシュン・トラック年代. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 50.
- 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.
- 吉川周作 (2001) 伊勢平野の東海層群火山灰層序. 鳥根大学地球資源環境学研究報告, no. 20, 59–67.
- 吉野道彦 (1971) 名古屋市付近の瀬戸層群矢田川累層の花崗化石. 竹原平一教授記念論文集, 129–136.



付図 新生界露頭位置図

黒・白丸は古地磁気極性の測定地点で、黒丸が正、白丸が逆の極性を示す。黒四角は第7章、白四角は第6章、第8章、第9章における古地磁気を測定していない地点。



Geology of the Toyota District

NAKASHIMA Rei¹, UEKI Takeyuki², YAMASAKI Toru¹, TAKAGI Tetsuichi³ and SAITO Makoto¹

ABSTRACT

In the Toyota District, the basement rocks are composed of the Jurassic Sedimentary Complex of the Mino Terrane, the Cretaceous Ryoke Metamorphic Complex and Ryoke Plutonic Rocks as basement rocks. The Jurassic Sedimentary Complex of the Mino Terrane is exposed in the northwestern area as residual hills, while the Cretaceous Ryoke Metamorphic Complex and Ryoke Plutonic Rocks distributed around the Sanage and Nishi-Mikawa mountains in the north to eastern area. The basement rocks are overlain by Neogene formations, the lower part of which is the Miocene Shinano Formation while the upper part is the Miocene to Pliocene Seto Group. The western part of the Shinano Formation shows a marine paleoenvironment, while the eastern part is terrestrial. The Seto Group consists of terrestrial formations such as lakes and rivers. Siliceous sand, lignite and clay deposits in the Seto Group have been excavated as mineral and fuel resources. In this basin, there are six fluvial terrace deposits overlying the Seto Group formed during the early to late Pleistocene. The deposits are composed of sand and gravel transported by the Yahagi River from the northeastern part of the area. Alluvium is distributed in the basin of the Yahagi River and other small rivers.

The Sanage–Sakaigawa Fault, an active fault, is distributed from the northeast to the southwest of the Toyota District. The fault is one of the structural movements of the Sanage–Chita Uplift Zone. The direction of this active structure regulates the distribution of the Sanage mountains, hills and plains within Nishi-Mikawa Plain. Fig. 1 shows a summary of the geology of the Toyota District.

Jurassic Sedimentary Complex of the Mino Terrane

The sedimentary complexes of the Mino Terrane originated from an accretionary complex in Middle to Late Jurassic time (partially earliest Cretaceous time). One such complex is exposed in the northwestern part of the Toyota District. It is characterized by a *mélange* composed of sandstone, chert, mudstone, individually and mixed, and trends NE–SW or NNE–SSW. It was subjected to contact metamorphism by the Late Cretaceous plutonic rocks, reaching cordierite-bearing facies.

Ryoke Metamorphic Complex and contact aureole of Ryoke Plutonic Rocks

The Ryoke Metamorphic Complex is constructed of Late Cretaceous low–pressure/high–temperature metamorphic rocks, consisting of metamudstone and metasandstone. The schistosity of the metamudstone is fairly consistent with the strike and dip of its stratification. The Ryoke Metamorphic complex is distributed as small discrete bodies in the southwestern part of the Toyota District. While the rocks of the Ryoke Metamorphic Complex generally show a northeast (NE) –southwest (SW) trending strike matching the general strike of the peripheral area, the metamorphic bodies are completely enclosed by the Busetsu Granite and Inagawa Granite of the Ryoke Plutonic Rocks on a geologic map scale. Based on the metamorphic mineral assemblage of K-feldspar + cordierite in the metamudstone, the Ryoke Metamorphic Complex in the Toyota District corresponds to the K-feldspar–cordierite zone in the eastern Asume and southeastern Goyu districts. The K-feldspar–cordierite zone is a contact aureole associated with the Ryoke Plutonic Rocks. While its metamorphic grade before contact metamorphism is not clear, metamorphic stratigraphy in the Goyu–Asume District implies the existence of regional metamorphic rock in the Biotite zone, characterized by a biotite + muscovite metamorphic mineral assemblage. Therefore, the Ryoke Metamorphic Complex in the Toyota District was metamorphosed by low-pressure/high-temperature metamorphism in the Late Cretaceous and is subsequently suffered contact metamorphism by the Ryoke Plutonic Rocks due to entrapment by those igneous bodies.

¹ Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

² Teikyo University of Science

³ Research Institute for Geo-Resources and Environment, Geological Survey of Japan

Geologic Time		Age	Geologic Unit		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	(Ma)		
		Pleistocene	Late	0.0117	
			Middle	0.129	
			Early	0.774	
		Neogene	Pliocene	Late	2.58
				Early	3.600
			Miocene	Late	5.333
	Middle	11.63			
	Early	15.97			
	Paleogene		23.03		
			66.0		
	Mesozoic	Cretaceous	Late		
			Early	100.5	
Jurassic			145.0		
			Back marsh and Valley fill deposits		
			Natural levee deposits		
			Kagogawa Formation and its equivalents		
			Koshido Formation and its equivalents		
			Hekikai Formation and its equivalents		
			Koromo Formation		
			Ibohara Formation		
			Miyoshi and Yagoto formations		
			Yadagawa Formation		
			Fujioka Formation		
			Seto Porcelain Clay Formation		
			Shinano Formation		
			Contact metamorphism by the Ryoke Plutonic Rocks		
			Ryoke Plutonic Rocks		
			Inagawa Granite		
			Busetsu Granite		
			Ryoke Metamorphic Complex		
			Jurassic sedimentary complex in the Mino Terrane		

Fig. 1 Stratigraphic summary of the Toyota District
The time scale follows Cohen *et al.* (2013: updated) (v2020/03).

Ryoke Plutonic Rocks

The Ryoke Plutonic Rocks in the Toyota District are composed of Late Cretaceous Inagawa Granite and Busetsu Granite. A planar structure characterized by aligned biotite and plagioclase (referred to as a gneissose structure) is developed in a part of the Inagawa Granite. The Inagawa Granite is distributed in the eastern and mid-northern area of the Toyota District. The Inagawa Granite is subdivided into two lithological units, a massive facies and a gneissose facies. Along the Asuke Fault, the boundary between the two facies coincides with the fault. The massive and gneissose facies are appears to have an intrusive relationship. The massive facies of the Inagawa Granite consists mainly of coarse- to medium-grained (hornblende-)biotite monzogranite and granodiorite. Its gneissose facies of the Inagawa Granite consists mainly of coarse- to medium-grained hornblende–biotite granodiorite, and is characterized by a more obvious gneissose texture than in the massive facies, and common occurrence of K-feldspar megacrysts. The gneissose structure of the gneissose facies generally shows a NE–SW trending strike, and its structure is less clear north of the Asuke Fault than at the south. The Busetsu Granite is distributed in the southeastern area of the Toyota District, and consists mainly of fine- to medium-grained muscovite-biotite granodiorite. Both the Inagawa and Busetsu granites intrude into the Ryoke Metamorphic Complex, and the Busetsu Granite intruds into the Inagawa Granite.

Neogene

The Neogene formation in the Toyota District is divided into the Miocene Shinano Formation and the Mio–Pliocene Seto Group. The Shinano Formation is distributed on a small scale in the northern part of this area because of its location between the Seto Group and the underlying granite, and is only observed in the area of deeply excavated mines. The formation contains marine molluscan fossils and terrestrial plant fossils, which indicate an Early Miocene stage, and a volcanic ash layer indicating the fission track and U–Pb ages of about 18 Ma. The Seto Group, a part of the Tokai Group in northeast Aichi Prefecture, is composed mainly of meandering river deposits. It dips gently west- to southwest-ward. The Seto Group in the Toyota District is divided into the Seto Porcelain Clay, Fujioka and Yadagawa formations, in ascending sequence. The Seto Porcelain Clay and Yadagawa Formations are characterized by fluvial sediments intercalated with lignite beds, while the Fujioka Formation consists of gravelly sediments. Based on paleomagnetism, correlation, and radiometric dating of widespread tephros, the age of Seto Porcelain Clay Formation is 10.3–8.3 Ma and 6.7–6.2 Ma of Late Miocene. The ages of the Fujioka and Yadagawa formations are 6.2–5.0 Ma of Late Miocene to Early Pliocene and 5.0–3.3 Ma of Early to Late Pliocene, respectively.

Quaternary

The Pleistocene in the Toyota District is divided into the Miyoshi and Yagoto formations of the Lower Pleistocene, the Ibohara and Koromo formations of the Middle Pleistocene, and the Hekikai, Koshido, and Kagogawa formations of the Upper Pleistocene. These are fluvial terrace deposits of the Yahagi River and small rivers, and constitute the Miyoshi and Yagoto (upper-most), the Ibohara and Koromo (upper), the Hekikai (middle), the Koshido (lower), and the Kagogawa (lower-most) planes. They consist of gravels, sands and muds, unconformably overlying the Ryoke Plutonic Rocks and Seto Group.

The Holocene deposits are divided into natural levee deposits and backmarsh and valley-fill deposits (Alluvium), the former consisting of sand and gravel, and the latter sand, mud and gravel.

Geologic Structure

In this district, sedimentary complexes and plutonic rocks are distributed as mountains and hills from the northern to the southeastern parts. The depth of the basement rocks decreases in the southwest direction, and the basement is overlain by the Neogene and Quaternary deposits. At the southwestern end of the area, the depth of the upper surface of the base reaches about 1,000 m.

The Sanage–Chita Uplift Zone is located around the Toyota District, and it divides the hills from Mt. Sanage to the Chita Peninsula and the Nishi-Mikawa Plain in its southern part. The boundary of this structure is the active fault, the Sanage–Sakagawa Fault. The Sanage–Sakagawa Fault is a northeast–southwest trending reverse fault that displaces the Ryoke Plutonic Rocks, the Seto Group, and the Miyoshi Formation. At the southern end of the fault, around Toyoake City, a flexure structure is observed in the Seto Group and Hekikai Formation, which is also called the Takaneyama Flexure. The latest activity age of this fault is 11,800 years ago, according to a trench survey in Fujioka-cho, Toyota City. The Sasahara–Kurozasa Fault is distributed along the Sanage–Sakagawa Fault. The Asuke Fault is distributed in the Nishi-Mikawa Mountains in a northeast–southwest direction.

Applied Geology

Kibushi Clay, silica sand and lignite are mined as mineral and fuel resources in the Toyota District. Ligneous kaolin clay deposits, so-called Kibushi Clay are embedded in the Seto Porcelain Clay Formation. Kibushi Clay contains much organic materials showing dark brown to gray colors, and has been mined as raw materials for pottery and tile on a small scale as a byproducts of silica sand. Large-scale

silica sand deposits are distributed in the Obata–Yakusa and Shidare areas, Toyota City. The deposits are embedded in the Seto Porcelain Clay Formation, associated with Kibushi Clay beds. As of 2019, four mines (Hotoku, Ito, Nikkyo and Tamomi) are operating, and the annual production is about 300,000 tonnes, which are shipped for glass industries. Lignite deposits of the upper Pliocene were actively mined during the mid 20th century, but all the mines were closed by 1969.

In the district, there are three mineral springs and four hot springs. Most of the hot springs were extracted by boring more than 1,000 meters deep.

The Tokai region including Toyota District has historically suffered damage from several seismic events because the region is located near the Nankai Trough. The Ansei-Tokai and Ansei-Nankai earthquakes occurred in 1854, the Showa-Tonankai Earthquake in 1944, and the Showa-Nankai Earthquake in 1946 caused major damage to the Tokai region. In addition, the Nobi Earthquake in 1891 and the Mikawa Earthquake in 1945, which were inland earthquakes, caused great damage to the inland Toyota District.

The industries of the Toyota District are known to be the ceramic and automobile industries, which are closely related to the characteristics of the topography and geology of the region. The development of the ceramic industry was due to the distribution of the Seto Group, which contains high quality clay suitable for pottery, and the automobile industry was due to the vast and flat topography, and firm ground, which allowed the construction of large factories.

執筆分担

第1章	地形	中島 礼
第2章	地質概説	中島 礼・植木岳雪・山崎 徹・高木哲一・斎藤 眞
第3章	美濃帯のジュラ紀付加体	斎藤 眞
第4章	領家変成コンプレックス及び領家変成岩類による接触変成	山崎 徹
第5章	領家深成岩類	山崎 徹
第6章	品野層	中島 礼
第7章	瀬戸層群	植木岳雪
第8章	第四系	中島 礼・植木岳雪
第9章	地質構造	中島 礼
第10章	応用地質	高木哲一・中島 礼

文献引用例

全体の引用例

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). 産総研地質調査総合センター, 91p.

章単位での引用例

中島 礼 (2021) 第 1 章 地形. 豊田地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 1-7.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Nakashima, R., Ueki, T., Yamasaki, T., Takagi, T. and Saito, M. (2021) *Geology of the Toyota District. Quadrangle Series, 1:50,000*, Geological Survey of Japan, AIST, 91p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Nakashima, R. (2021) Chapter 1, Topography. *Geology of the Toyota District. Quadrangle Series, 1:50,000*, Geological Survey of Japan, AIST, 1-7 (in Japanese).

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

豊田地域の地質

令和 3 年 12 月 17 日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

Geology of the Toyota District. Quadrangle Series,
1:50,000

Published on December 17, 2021

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1, Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：

猿投山と豊田地域を流れる矢作川

豊田地域が位置する西三河平野は、三河山地から流れ出る矢作川によって運ばれた土砂によって形成されている。この流域には、前期更新世から現在にかけて形成された、6段の段丘地形が分布している。豊田地域の北には、豊田地域の基盤をなす伊奈川花崗岩からなる猿投山(629 m)が位置し、平野からはその緩やかな傾斜の山塊がよく見える。山麓南部から豊田地域の北東-南西方向にかけて、活断層の猿投-境川断層が分布している。

Back Cover Photo:

Mt. Sanage and the Yahagi River flowing through the Toyota District

The Nishi-Mikawa Plain, where the Toyota District is located, is formed by sediment transported by the Yahagi River flowing from the Mikawa Mountains. In this basin, there are six terraces that were formed from the early Pleistocene to the Holocene. To the north of the Toyota area is Mt. Sanage (629 m), which is made of Inagawa Granite and forms the basement of the Toyota District. The Sanage-Sakaigawa Fault, an active fault, is distributed from the southern part of the foot of the mountain to the northeastern and southwestern parts of the Toyota District.

