

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

京都 (11) 第 34 号

NI-53-2-10

足 助 地 域 の 地 質

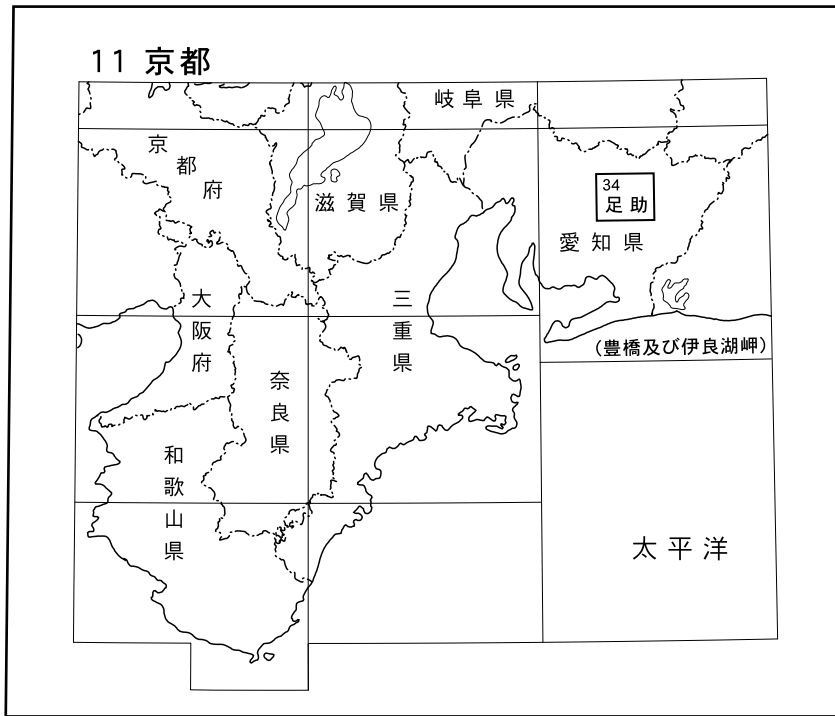
山崎 徹・尾崎正紀

平 成 24 年

独立行政法人 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

多治見 Tajimi 1:75,000 (1928)		恵那山 Ena San 1:75,000 (1930)	
11-21 瀬戸 Seto NI-53-2-13 (未刊行, unpublished)	11-22 明智 Akechi NI-53-2-9 (未刊行, unpublished)	11-23 根羽 Neba NI-53-2-5 (未刊行, unpublished)	設楽 Shidara 1:75,000 (1930)
足助 Asuke 1:75,000 (1927)			
11-33 豊田 Toyota NI-53-2-14 (未刊行, unpublished)	11-34 足助 Asuke NI-53-2-10 (2012)	11-35 田口 Taguchi NI-53-2-6 (未刊行, unpublished)	
11-45 岡崎 Okazaki NI-53-2-15 (未刊行, unpublished)	11-46 御油 Goyu NI-53-2-11 (2008)	11-47 三河大野 Mikawa-Ōno NI-53-2-7 (1952)	
豊橋 Toyohashi 1:75,000 (1928)			

足助地域の地質

山崎 徹*・尾崎正紀*

地質調査総合センター（元地質調査所）は1882年に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。「足助」図幅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、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

「足助」図幅地域の地質図幅の作成は、平成20～23年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。本調査地域における領家変成コンプレックス並びに領家深成岩類による接触変成域及び領家深成岩類については山崎が、第四系については尾崎が、地形、地質概説、新第三系、地質構造及び重力、応用地質については山崎と尾崎が担当し、それぞれ研究報告を執筆した。また、研究報告の全体的なとりまとめは山崎が行った。

国有林地帯の調査にあたっては、中部森林管理局愛知森林管理事務所に、県有林地帯の調査にあたっては、愛知県県有林事務所に調査の便宜を図って頂いた。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。

産業技術総合研究所地質情報研究部門の宮崎一博氏には、領家変成コンプレックスについてご教示頂いた。産業技術総合研究所地質情報研究部門の下司信夫氏には、設楽火山岩類についてご教示頂いた。

（平成23年度稿）

所 属

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門

Keywords: regional geology, geologic map, 1:50,000, Asume, Aichi, Toyota, Shinshiro, Okazaki, Mikawa Plateau, Yahagi Gawa, Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks, Kamihara Tonalite, Inagawa Granite, Busetsu Granite, mafic rocks, Mitsuhashi Granodiorite, Tsukude Formation, igneous dike, clastic dike, terrace deposits, colluvial deposits, valley bottom plain deposits, Cretaceous, Neogene, Pliocene, Pleistocene, Holocene

目 次

第 1 章 地 形	1
1. 1 三河高原	2
1. 2 河川及び低地	2
第 2 章 地質概説	7
2. 1 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	7
2. 2 領家深成岩類	9
2. 3 新生界	9
2. 4 応用地質	10
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	11
3. 1 研究史及び概要	11
3. 1. 1 研究史	11
3. 1. 2 概 要	12
3. 2 黒雲母帯	16
3. 2. 1 変成珪質岩	16
3. 2. 2 変成泥岩	16
3. 2. 3 変成砂岩	18
3. 3 カリ長石堇青石帯 (領家深成岩類による接触変成域)	20
3. 3. 1 変成珪質岩	21
3. 3. 2 変成泥岩	21
3. 3. 3 変成砂岩	24
3. 4 地質構造と変成作用	24
第 4 章 領家深成岩類	27
4. 1 研究史及び概要	27
4. 1. 1 研究史	27
4. 1. 2 年 代	30
4. 1. 3 概 要	31
4. 2 神原トータル岩	35
4. 3 三都橋花崗閃緑岩	37
4. 4 苦鉄質岩類	39
4. 5 伊奈川花崗岩	41
4. 5. 1 塊状岩相	43
4. 5. 2 片麻状斑状岩相	43
4. 6 武節花崗岩	47
第 5 章 新第三系	51
5. 1 作手層	52
5. 2 火成岩脈	56
5. 3 碎屑岩脈	56

第 6 章 第四系	59
6. 1 段丘堆積物	59
6. 1. 1 中位段丘堆積物	59
6. 1. 2 低位段丘堆積物	59
6. 2 崩積堆積物	59
6. 3 谷底平野堆積物	59
第 7 章 地質構造及び重力	61
7. 1 断層	61
7. 2 地殻変動（三河高原の傾動運動）	64
7. 3 重力	64
第 8 章 応用地質	66
8. 1 鉱山	66
8. 2 石材・砕石	66
8. 3 温泉	66
8. 4 地すべり	66
8. 5 地震災害	67
文 献	68
Abstract	73

図・表目次

第 1. 1 図 「足助」 図幅及び周辺地域の地形及び水系	1
第 1. 2 図 「足助」 図幅地域の行政区分図	3
第 1. 3 図 「足助」 図幅地域の山地地形	3
第 1. 4 図 「足助」 図幅地域の埋谷面図と水系	4
第 1. 5 図 「足助」 図幅地域の第四系の分布	5
第 1. 6 図 巴川流域の河川地形	6
第 2. 1 図 「足助」 図幅周辺地域の地質概略図	7
第 2. 2 図 「足助」 図幅地域の地質総括図	8
第 3. 1 図 「足助」 図幅地域の領家変成コンプレックスの地質概略図	13
第 3. 2 図 「足助」 図幅地域の領家変成コンプレックスの変成泥岩の鉱物組合せと変成分帯図	14
第 3. 3 図 「足助」, 「御油」 及び 「豊橋」 図幅地域の領家変成コンプレックスの模式柱状図	15
第 3. 4 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成珪質岩の露頭写真	16
第 3. 5 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成岩類の顕微鏡写真	17
第 3. 6 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成泥岩の露頭写真	18
第 3. 7 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯のルートマップ	19
第 3. 8 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成砂岩の露頭写真	19
第 3. 9 図 領家変成コンプレックスカカリ長石堇青石帯のルートマップ	20
第 3. 10 図 領家変成コンプレックスカカリ長石堇青石帯の変成珪質岩の露頭写真	21
第 3. 11 図 領家変成コンプレックスカカリ長石堇青石帯の変成岩類の顕微鏡写真	22

第 3.12 図	領家変成コンプレックスカカリ長石堇青石帯の変成泥岩の露頭写真	23
第 3.13 図	領家変成コンプレックスカカリ長石堇青石帯の変成砂岩の露頭写真	25
第 4. 1 図	「足助」図幅地域における領家深成岩類の分布	32
第 4. 2 図	「足助」図幅地域の領家深成岩類のモード組成	33
第 4. 3 図	「足助」図幅地域の領家深成岩類の貫入関係図	34
第 4. 4 図	神原トータル岩の露頭写真	35
第 4. 5 図	神原トータル岩及び三都橋花崗閃緑岩の顕微鏡写真	36
第 4. 6 図	三都橋花崗閃緑岩の露頭写真	38
第 4. 7 図	苦鉄質岩類の露頭写真	40
第 4. 8 図	苦鉄質岩類の顕微鏡写真	40
第 4. 9 図	伊奈川花崗岩と他の岩相との相互関係	42
第 4.10 図	伊奈川花崗岩の露頭写真	44
第 4.11 図	足助剪断帯のカタクラサイト化した伊奈川花崗岩の露頭写真	45
第 4.12 図	伊奈川花崗岩の薄片写真	46
第 4.13 図	伊奈川花崗岩の顕微鏡写真	47
第 4.14 図	武節花崗岩の露頭写真	48
第 4.15 図	武節花崗岩の顕微鏡写真	49
第 5. 1 図	「足助」図幅地域及び周辺地域の下部-中部中新統の分布	51
第 5. 2 図	「足助」図幅地域及び周辺地域の新第三紀の層序と地史	52
第 5. 3 図	作手層の分布	54
第 5. 4 図	「足助」図幅地域における作手層の岩相	55
第 5. 5 図	火成岩脈の野外及び薄片での産状	57
第 7. 1 図	「足助」図幅地域及び周辺地域の断層の分布	62
第 7. 2 図	「足助」図幅地域の断層及び主なリニアメント	63
第 7. 3 図	「足助」図幅地域及び周辺地域の上方接続残査重力図と活断層	65
第 4. 1 表	「足助」図幅地域に産する領家深成岩類（岩型）の放射年代値	30
第 4. 2 表	「足助」図幅地域の領家深成岩類の K-Ar 年代	34
Fig. 1	Simplified geologic map of the Asuke and neighboring districts	73
Fig. 2	Stratigraphic summary of the Asuke district	74

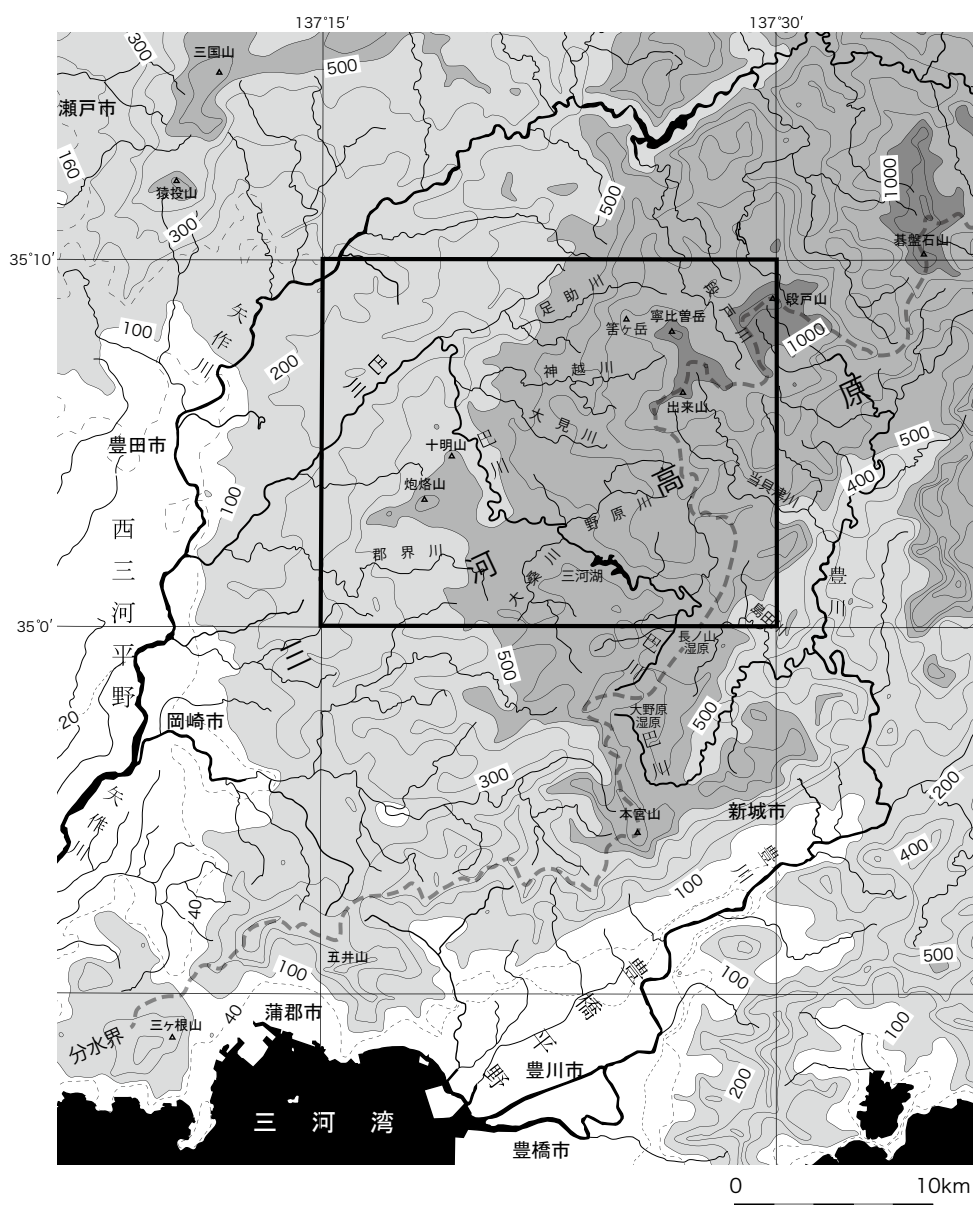
第1章 地 形

(尾崎正紀・山崎 徹)

「足助」図幅地域は、平成16年に出版された国土地理院発行の5万分の1地形図「足助」を基図として使用しており、日本測地系で北緯35°00′～35°10′、東経137°15′～137°30′の範囲にある(第1.1図)。

行政区分としては、豊田市が本図幅地域の大半を占め、南縁西部を岡崎市、南東部を新城市、北東部を設楽町が占める(第1.2図)。なお、現在の豊田市は2005年に旧

豊田市と西加茂郡の藤岡町・小原村と東加茂郡の足助町・下山村・旭町・稲武町が、岡崎市は2006年に旧岡崎市と旧額田郡の額田町が、新城市は2005年に旧新城市と旧南設楽郡の作手村・鳳来町がそれぞれ合併したもので、「足助」図幅地域には合併前の足助町、下山村、稲武町、作手村、鳳来町の一部が含まれる。



第1.1図 「足助」図幅及び周辺地域の地形及び水系

等高線は国土地理院発行の20万分の1地勢図「豊橋」の一部を基図として作成した埋谷面図(幅2kmの谷を埋積)を示す。等高線の数字は標高。太破線は分水界。黒枠は「足助」図幅地域の範囲を示す。

1. 1 三河高原

「足助」図幅地域は、三河高原のほぼ中央部に位置する(第1.1図)。三河高原は、三河準平原(辻村, 1929; 楢山, 1930), 三河高原(太田ほか, 1963; 吉川・木曾, 1968; 森山・船木, 1989; 須貝, 1990)と呼ばれ、多くの研究が行われてきた。「足助」図幅地域は5万分の1地形分類図も作成され、地形学的な考察も行われている(岡田, 1980)。

三河高原は、主に第四紀以降に西ないし北西方向に傾いた傾動地塊である(桑原, 1968)。三河高原の東部は標高1,000m級の山々からなり、更にその東方は標高を高めて木曾山脈及び赤石山脈へと連なる。一方、西方は標高が下がり、三河高原西部で標高100~400m、更にその西方では標高100m以下の平野(西三河平野)が発達する。この傾動運動により、三河高原は隆起準平原となり、後述(1.2参照)のように主な水系も豊川水系から矢作川水系に変化した。

本図幅地域の高所域は北東部で、図幅内の最高点である段戸山(標高1,152.3m)のほか、周辺には寧比曾岳(1,120.6m)、出来山(1,052.4m)など1,100m前後の山々が連なっており、段戸高原県立自然公園に指定されている(第1.3図a)。一方、本図幅地域の南東部から南部沿いの地域では標高500~800m、西端部から北西部地域には標高200~500mの定高性を持つ山地ないし丘陵地形が発達する(第1.1図; 第1.3図b; 第1.4図)。特に、本図幅地域南東部の作手守義周辺地域では、三都橋花崗閃緑岩及び苦鉄質岩類の分布域が標高700m前後の定高性を持つ丘陵地形をなしている。

太田ほか(1963)は地形学的特徴から三河高原の小起伏面を区分し、「足助」図幅地域の西部から南部にかけての標高100~400m地域は三河低位小起伏面、その東沿いの標高500~600m地域は三河高位小起伏面、更に東方の寧比曾岳や段戸山付近の標高1,000~1,100m地域のやや広い稜線を持つ地域は段戸小起伏面、その周辺の標高700~900mの起伏面は串原小起伏面と呼んだ。なお、標高が100~200mほど周辺より高い砲烙、十明山付近は三河小起伏面の残丘にあるとされている。これら小起伏面のうち、三河低位小起伏面は瀬戸層群(東海層群)の堆積面及び侵食面と推定されている(太田ほか, 1963; 森山・丹羽, 1985; 森山, 1987)。

1. 2 河川及び低地

「足助」図幅地域の河川系は、そのほとんどが矢作川の支流、特に巴川とその支流で占められている。巴川は、足助川、神越川、大見川、大桑川、野原川などの支流を持ち、全体として西方へ流れ出ている(第1.1図, 第1.4図)。本図幅地域の東端部にのみ、豊川支流である当貝

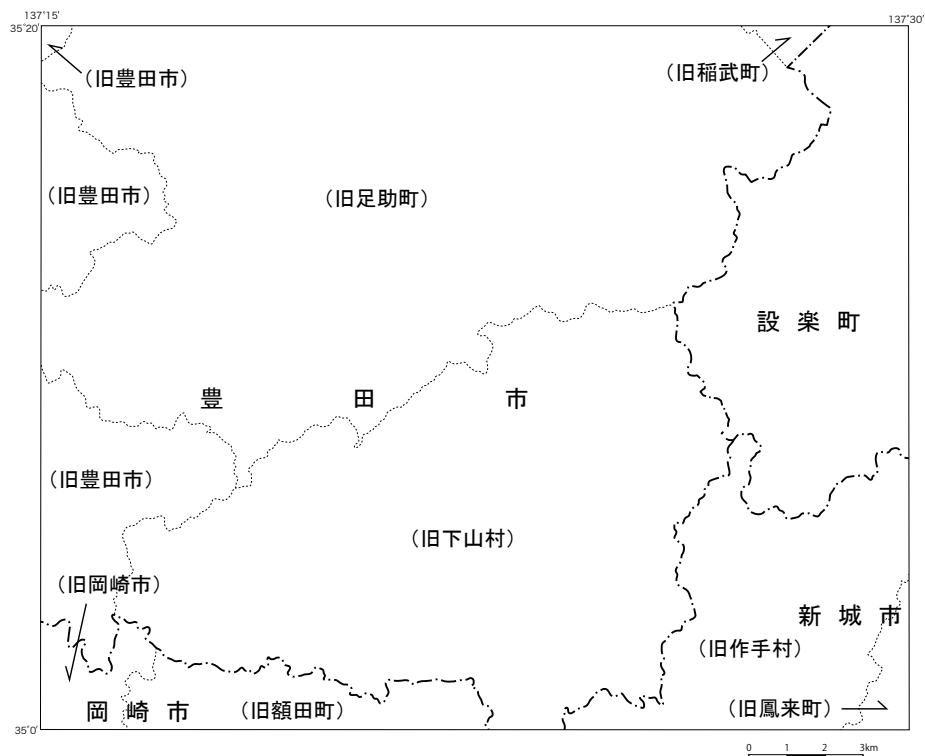
津川などが認められ、南方の豊橋平野に流れ出ている。低地は規模(主に谷幅200~300m以下)が小さく、豊田市の足助町付近、田折町付近のほか、新城市作手黒瀬付近など、主に三河低位小起伏面及び高位小起伏面内の谷底平野(谷底低地)として発達する。段丘の分布も谷底低地沿いに点在するのみである(第1.5図)。

巴川は新城市作手高里付近(「御油」地域内)の山地内の盆地から始まり、豊田市の田平沢町、足助町を経て石楠町へ至り、「足助」図幅地域の西方で矢作川に合流する。巴川流域の豊田市羽布町には総貯水量約1940万 m^3 の羽布ダムによる貯水池である三河湖がある。巴川の源流域である新城市作手高里付近には谷中分水界が認められ、矢作川支流の巴川と同じ名称である巴川が豊川支流として南流して豊川に合流し、豊橋平野を通り更に三河湾へ流れ出ている。谷中分水界のある豊川水系と矢作川水系の両巴川の源流域では大原原湿原や長ノ山湿原が認められ、本図幅南東付近には僅かにその北端が含まれる(第1.1図)。

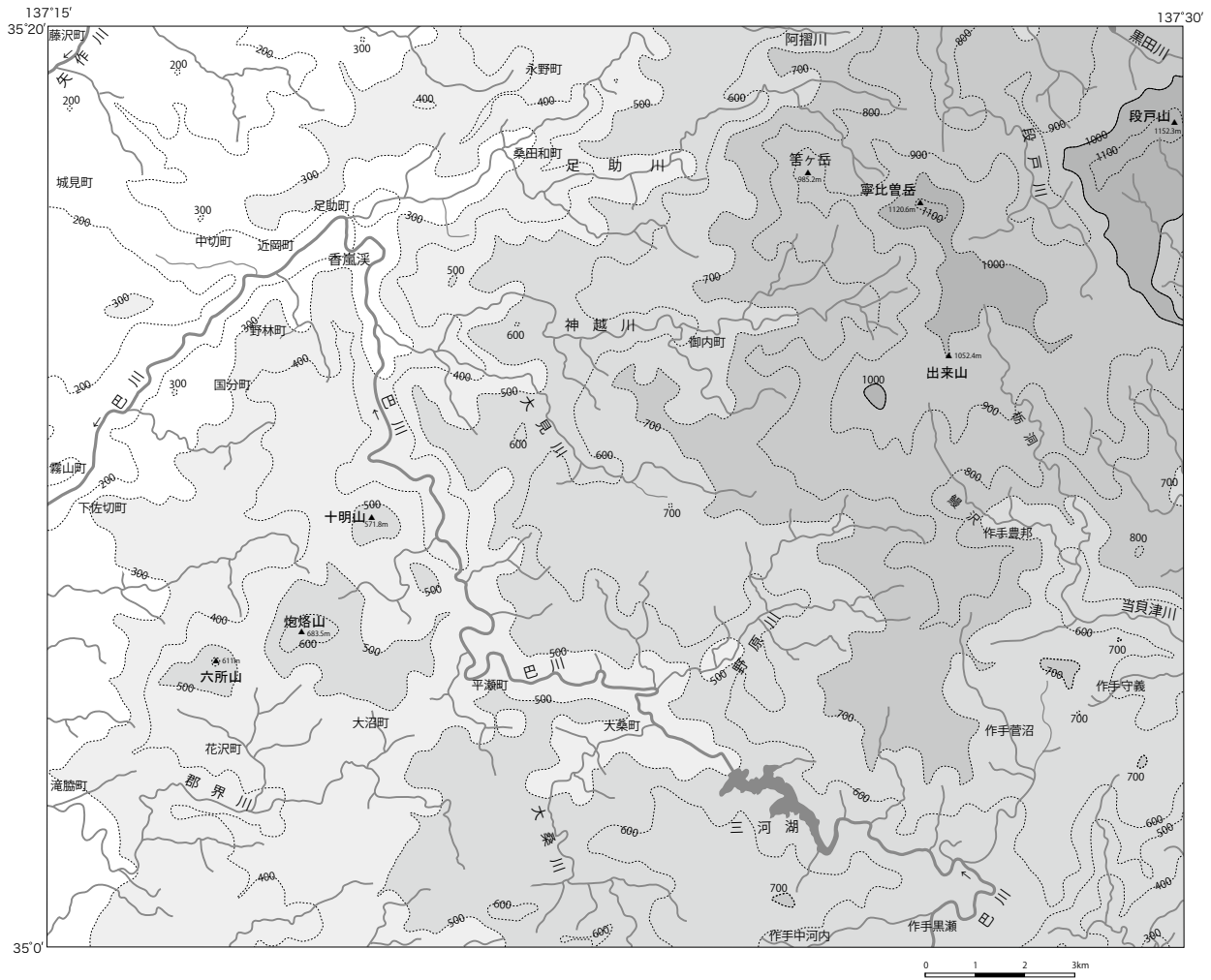
本図幅地域西部の三河小起伏面(準平原)上には、谷幅と谷傾斜が異なる谷の連なりが特徴的に認められる。すなわち、現在の河川規模では説明できないやや幅広で、かつ巴川から数百m程高い位置にしばしば谷中分水界が存在する谷底平野(谷底低地)が現在の河川とは孤立したように発達する(第1.5図)。岡田(1980)は、これらの谷を「多くの短い谷と尾根筋」の発達と表現している。これらの特徴を持つ谷は、三河高原地域の西ないし北西方向への傾動運動(桑原, 1978など)に起因して、元々南流していた巴川水系が転じて北流し矢作川の支流へと変化、すなわち河川争奪と侵食基準面の大きな変化によって形成されたと考えられる。

巴川及びその支流は豊田市石楠町から同足助町、桑田和町に至る北東-南西方向の谷に沿って支流が収束し、巴川本流が南西方向へ大きく方向を変化させている。これは、巴川の流れが、この谷沿い発達する足助断層や足助剪断帯に規制されているためと考えられる(7.2参照)。なお、溪谷で有名な岡崎市足助町の香嵐溪(第1.6図)は、巴川がS字状下刻され形成された溪谷である。

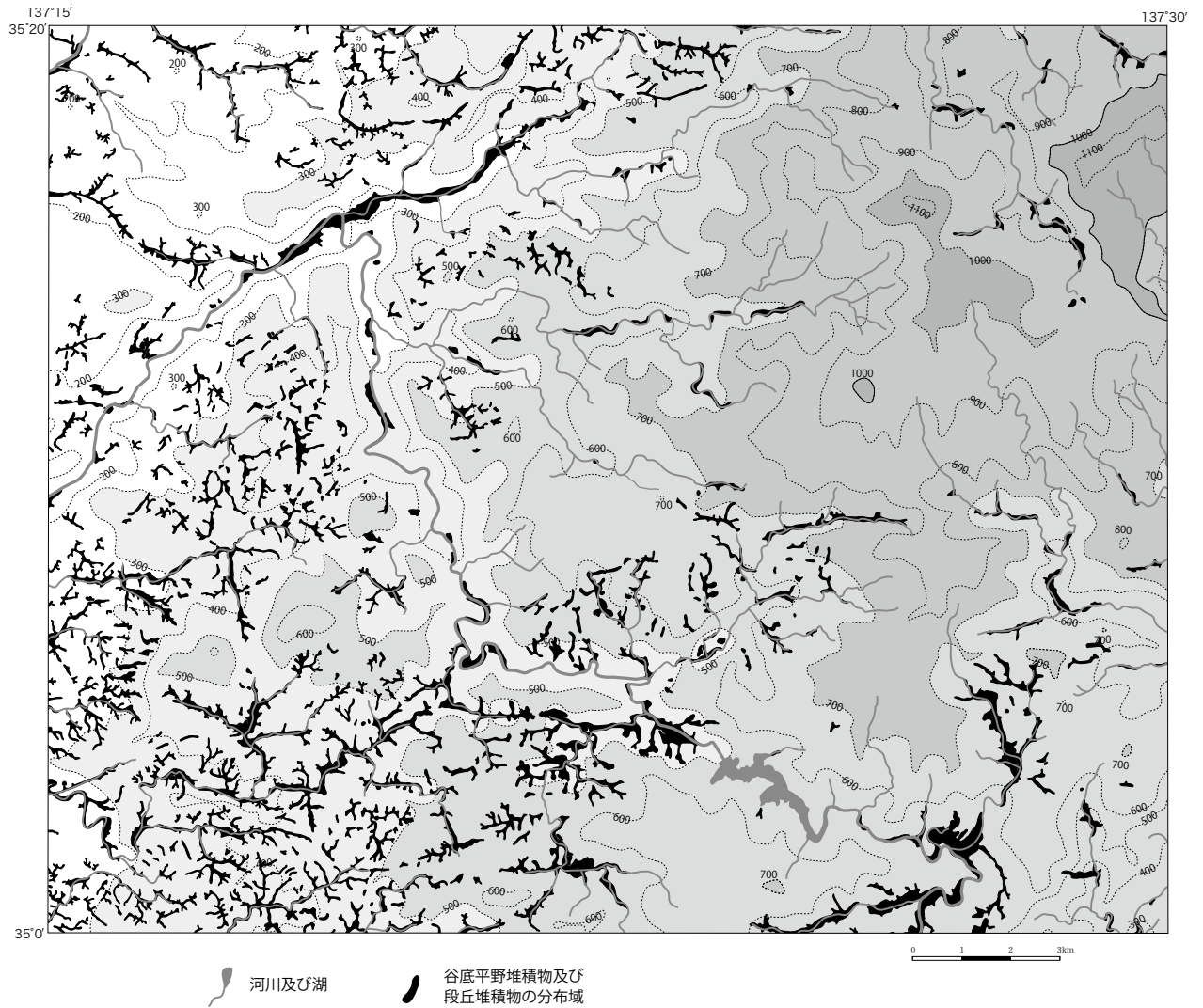
第 1. 2 図 「足助」 図幅地域の行政区分図
 国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図「足助」を基図として作成. 細い破線は旧行政区界.



第 1. 3 図 「足助」 図幅地域の山地地形
 (a) 段戸山北方の段戸高原地域 (寧比首岳山頂付近から北東を向いて撮影), (b) 「足助」 図幅北西部の標高 200~500m の定高性を持つ山地 (豊田市綾渡町の南約 1km の峠から北西を向いて撮影).

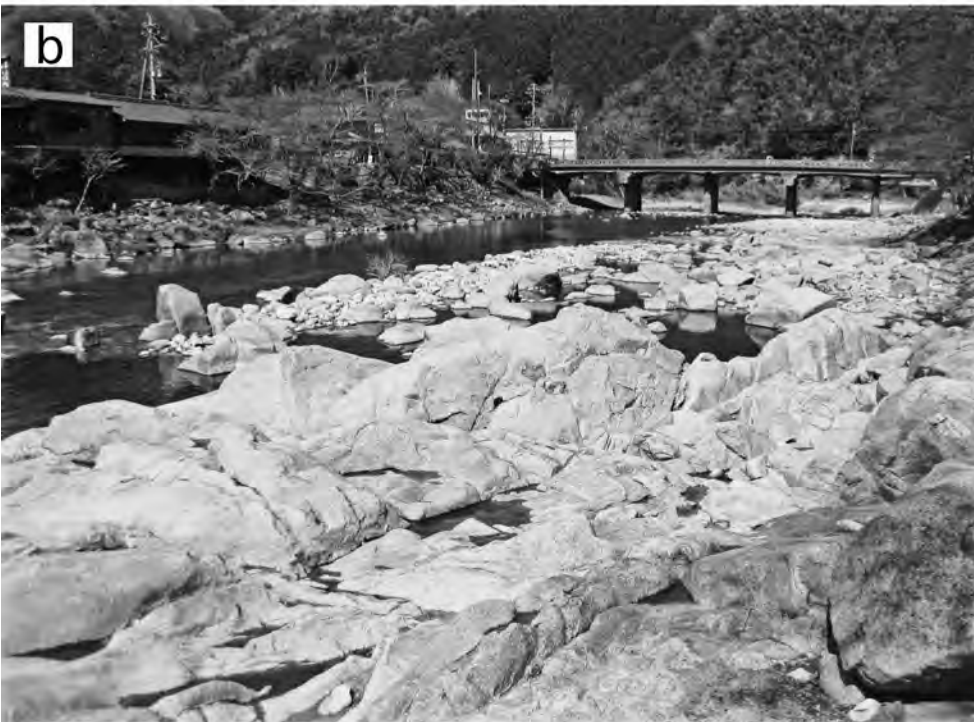


第 1. 4 図 「足助」 図幅地域の埋谷面図と水系
 国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図「足助」を基図として、埋谷面図は幅 500m の谷を埋積して作成。



第 1.5 図 「足助」図幅地域の第四系の分布

第 1.4 図に、段丘堆積物及び谷底平野堆積物の分布域を加えた。



第 1. 6 図 巴川流域の河川地形
(a) 豊田市四ッ松町北東（香嵐溪上流部）の巴川. (b) 香嵐溪の景観.

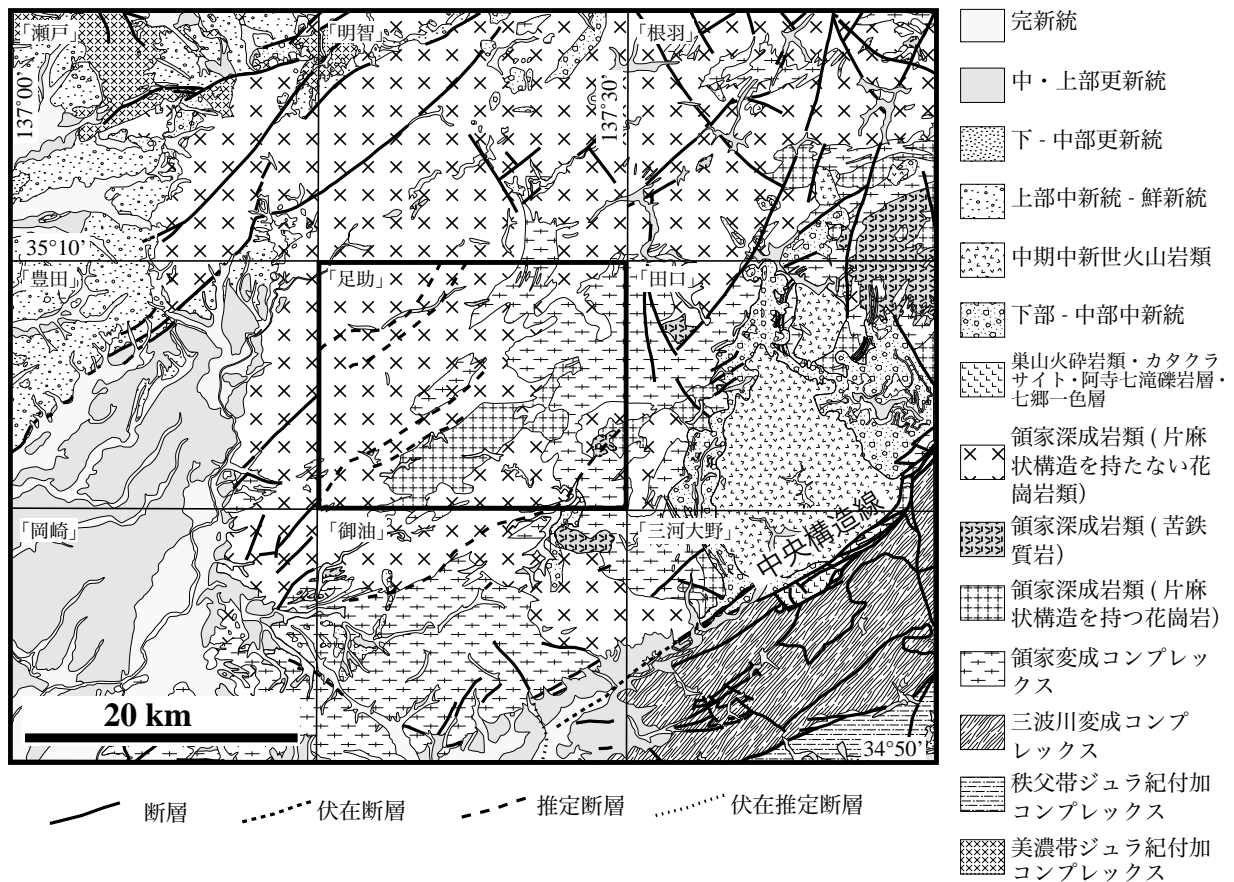
第2章 地質概説

(山崎 徹・尾崎正紀)

「足助」図幅地域の地質の概要を第2.1図に、地質総括図を第2.2図に示す。本図幅地域及び周辺地域の地質は、秩父帯ジュラ紀付加コンプレックス、三波川変成コンプレックス、領家変成コンプレックス及び領家深成岩類、美濃帯ジュラ紀付加コンプレックス、新第三系、そして第四系から構成される。白亜紀以前の地質体は中央構造線によって境され、南東側に三波川変成コンプレックス及び秩父帯ジュラ紀付加コンプレックス、北西側に領家変成コンプレックス、領家深成岩類、そして美濃帯ジュラ紀付加コンプレックスが分布する。本図幅地域は中央構造線の北西側に位置し、領家変成コンプレックス、領家深成岩類、新第三系及び第四系が分布している。

2. 1 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である。本図幅地域の領家変成コンプレックスは、変成泥岩、変成砂岩及び変成珪質岩から構成され、層理と片理の構造は露頭においてほぼ平行である。領家変成コンプレックスは、全体として北東-南西方向の走向を示し、本図幅地域北東部にまとまって分布する。また、本図幅地域南部では南隣の「御油」図幅地域へ連続する。本図幅地域において領家変成コンプレックスが最も広く分布する北東部では、変成砂岩卓越層と変成泥岩卓越層とが北東-南西方向に伸びるアンチフォームとシンフォームで繰り返しながら産し、部分的に比較的連続性の良い変成珪質岩層が挟まる。この部分の変成泥岩の片理は急傾斜で、アンチフォームとシンフォームによる繰り返



第2.1図 「足助」図幅周辺地域の地質概略図

20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)を簡略化し、一部修正して作成。

地質時代			年代 (Ma)	地層・岩体		地史・テクトニクス		
新 生 代	第 四 紀	完新世	0.01	谷底平野堆積物	崩積堆積物 (地すべり堆積物を含む)	北西への傾動 (三河高原の形成)		
		更新世	後期	0.12			低位段丘堆積物	
			中期				0.78	中位段丘堆積物
		前期	2.58					
	新 第三 紀	鮮新世	後期	5.33	碎屑岩脈**			
			中新世	中期	23.0	火成岩脈	作手層	設楽火成活動 急激な隆起 旧前弧域
				前期				
		古第三紀	漸新世	33.9				
			始新世	55.8				
		暁新世	65.5					
	中 生 代	白 亜 紀	後期	99.6	領家深成岩による接触変成域	類 深 成 岩 脈 類 領 家 深 成 岩	武節花崗岩 伊奈川花崗岩 三都橋花崗閃緑岩・苦鉄質岩	広域火成活動 と接触変成作用・ 領家変成岩の褶曲
			前期		領家変成コンプレックス			
		ジュラ紀	145.5	美濃帯ジュラ紀付加コンプレックス* (領家変成コンプレックスの原岩)				

第 2.2 図 「足助」 図幅地域の地質総括図

年代値は Gradstein *et al.* (2004) に従った。*は「足助」 図幅地域外に分布する地層・岩体。**は分布範囲が小さいため地質図には示していない。

しがあるものの、大局的には北から南へ見掛けの上位から下位の地層が露出している。褶曲による繰り返しを差し引くと、本図幅地域に露出する領家変成コンプレックスの層厚は5,300m程度が見積もられる。本図幅地域北東部の寧比曾岳以北では、傾斜が10°-40°程度に急激に変化し、アンチフォームとシンフォームにより緩やかな片理の起伏を示す。この地域では、おびただしい数の武節花崗岩の小規模な貫入が認められることから、武節花崗岩がごく浅部に伏在しており、ルーフ状に領家変成コンプレックスが分布しているものと判断される。

本報告では、変成泥岩の鉱物組合せに基づき黒雲母帯とカリ長石堇青石帯を識別した。黒雲母帯は、白雲母 + 黒雲母の鉱物組合せが認められる変成泥岩の分布域であり、この識別基準は南隣の「御油」図幅地域と共通である。「御油」図幅地域の南東から北西にむけ変成度が下がり、その見掛け最上部が黒雲母帯であることから、本図幅地域の黒雲母帯は基本的に「御油」地域の黒雲母帯の延長であると考えられる。カリ長石堇青石帯は、カリ長石 + 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り、本図幅地域の領家変成コンプレックスの大部分を占める。本図幅地域の黒雲母帯とカリ長石堇青石帯との境界は変成岩類の片理や層理に斜交する。特に、武節花崗岩が伏在している本図幅地域の北東部の寧比曾岳周辺地域ではカリ長石堇青石帯が広く分布する。

2. 2 領家深成岩類

領家深成岩類は、後期白亜紀の神原トータル岩、三都橋花崗閃緑岩及びそれに密接に伴われる苦鉄質岩類、伊奈川花崗岩、そして武節花崗岩から構成される。このうち神原トータル岩、三都橋花崗閃緑岩及び伊奈川花崗岩と、武節花崗岩の一部には、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。

神原トータル岩は本図幅地域南西部から中東部にかけ、いくつかの小岩体を伴って北東-南西方向に伸びる紡錘状の岩体として分布する。片麻状構造が顕著な粗粒-中粒角閃石黒雲母トータル岩から構成される。三都橋花崗閃緑岩は本図幅地域南東部に分布し、東隣の「田口」図幅地域に連続する。苦鉄質岩類を取り囲むように分布し、主として粗粒-中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩トータル岩から構成される。苦鉄質岩類の包有物を多数含む部分では、中粒-細粒の石英閃緑岩質の岩相を示す場合もある。苦鉄質岩類は主として粗粒-中粒の角閃石斑れい岩と中粒-細粒の角閃石黒雲母斑れい岩-石英閃緑岩から構成される。細粒の角閃石黒雲母斑れい岩-石英

閃緑岩は三都橋花崗閃緑岩の包有物として産する。この細粒苦鉄質岩類の包有物は、周囲の三都橋花崗閃緑岩と液状態で混合したことを示唆する、不規則な入道雲様の境界を示すことがある。伊奈川花崗岩は本図幅地域の北西部に分布し、足助断層及び足助剪断帯を境に北西部の塊状岩相と南東部の片麻状斑状岩相とに区分される。塊状岩相は粗粒-中粒黒雲母モンゾ花崗岩及び角閃石黒雲母モンゾ花崗岩、片麻状岩相は粗粒-中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とする。片麻状構造は北東-南西方向の走向を示し、岩体としても同方向に伸びる。武節花崗岩は、本図幅地域の南東半分を占め、領家変成コンプレックスと他の領家深成岩類の間に広く分布する。主として、中粒-細粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩を主体とし、ざくろ石を含むこともある。

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、神原トータル岩が領家変成コンプレックスに貫入、三都橋花崗閃緑岩が領家変成コンプレックス及び神原トータル岩に貫入、伊奈川花崗岩が領家変成コンプレックスに貫入しており、武節花崗岩はすべての岩体に貫入している。

2. 3 新生界

「足助」図幅地域に分布する新第三系は作手層、火成岩脈及び碎屑岩脈から、第四系は段丘堆積物、崩積堆積物及び谷底平野（谷底低地）堆積物からなる（第2.2図）。**作手層** 作手層は、北は新城市作手黒瀬から南の作手田原、作手高里、作手白鳥（「御油」図幅地域）にかけて分布する礫層である（第5.1図；第5.2図）。作手黒瀬から田原にかけては、最大幅1.5kmほどでおおむね南北に分布するが、その南方の作手田原から作手白鳥間では幅500mほどで約6km南北に細長く分布する。層厚は30~70mで、礫種は作手田原-作手黒瀬では花崗岩類が多くを占めるが、作手田原から作手白鳥間では、基盤を反映して苦鉄質岩類や変成珪質岩が多くなる。本層には直接時代を示すデータはないが、岡崎市東部に分布する本宿層と共に大きな断層を伴わずに厚い巨礫岩層が堆積すること、固結度や礫種から東海層群に対比できないことから、15Ma頃に近畿-中部地方に堆積した巨礫岩層に対比されている（尾崎・西岡，2008）。

火成岩脈 火成岩脈は「足助」図幅地域の南東部に分布する安山岩、デイサイト及び流紋岩からなる岩脈である。領家変成コンプレックス及び三都橋花崗閃緑岩を貫き、幅数mから数十mの岩脈として産する。これらの火成岩脈は、中期中新世の設楽火山岩類の貫入岩類である、設楽岩床群の一部であると考えられる。

碎屑岩脈 本図幅地域南東部、新城市作手黒瀬の1箇所において碎屑岩脈の報告がある（川嶋，1980MS；吉村，1995）。北西-南東方向の断裂の空隙に注入された礫質砂

岩からなる。南接「御油」図幅地域の碎屑岩脈の研究(尾崎・西岡, 2008) から, 本岩脈形成時, 当時周辺地域に分布していた東海層群から供給された堆積物と推定される。

第四系 「足助」図幅地域の第四系は, 段丘堆積物, 崩積堆積物及び谷底平野(谷底低地)堆積物に細分されるが, いずれも狭小な分布である。谷底平野堆積物は現在の活発な河川沿いに発達するもののほか, 傾動運動に伴う河川争奪の結果として, 湿地堆積物の発達した小規模なものが分布する。

2. 4 応用地質

本図幅地域を含む三河地域は珪石の産地であり, 「段戸石」や「三河珪石」として耐摩耗性工業用品, 石材に利用されている。これらの珪石鉱山では, 領家変成コンプレックスの黒雲母帯の変成珪質岩の採掘を行っている。また, 現在は採掘が行なわれていないものの, 同じく領家変成コンプレックスの変成珪質岩に密接に伴われ

てマンガン鉱床が産し, 本図幅地域北東部の段戸山南麓及び東隣の「田口」図幅地域で採鉱を行っていた。

本図幅地域周辺の領家深成岩類は石材として利用されており, 武節花崗岩は「稲武石」, 「鍋田石」, 「花沢石」等と呼ばれている。また, 伊奈川花崗岩も「拳母みかげ」, 「藤岡みかげ」と呼ばれ石材及び砕石として利用されている。いずれも本図幅地域内では現在は採掘されていない。

温泉は, 主として伊奈川花崗岩中の足助剪断帯分布域に源泉が数箇所存在するが, 現在営業を行っているのは, 豊田市かごはやし籠林町の白鷺温泉一箇所である。

地すべりは, 設楽町とよくにの豊邦と豊田市のこてのさわ小手沢町や大桑町の一部が地すべり危険箇所・防止地区に指定されている(愛知県建設部砂防課, 2012) が, 全体として発達は顕著ではない。

地震災害は, 本図幅地域が領家変成コンプレックスや領家深成岩類からなる三河高原に位置し, 第四系からなる軟弱地盤が少ないため, 岡崎平野など低地が広がる地域と比較して過去の地震による被害は相対的に少ない。

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

(山崎 徹)

本報告では、本図幅地域に分布し、後期白亜紀の高温低圧型変成作用を被った変成岩類を領家変成コンプレックスとして扱う。また、領家深成岩類の貫入による後期白亜紀の接触変成作用についても本章で記述する。

3. 1 研究史及び概要

3. 1. 1 研究史

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）。原田（1890～1892）では、本図幅地域南東部の新城市作手木和田付近の変成岩について、特徴的に石墨を含有するとの報告がなされている。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）においては、領家雲母片岩及び片麻岩が、本地域を含む三河地方において最も著しく発達すると報告されており、本図幅地域は、南接する「御油」図幅地域とあわせて、領家変成岩類の中でも最も研究史の長い地域のひとつといえる。

7万5千分の1地質図幅「足助」においては、領家変成コンプレックスの変成岩類は、雲母片岩及び石英片岩に区分され、そのうち雲母片岩は更に黒雲母片岩・珪線石黒雲母片岩・変質粘板岩・変質砂岩に区分されている（清野・石井, 1927）。小出（1949）及び Koide (1958) は、本図幅地域北東部の段戸山地域の領家変成岩類について、段戸変成岩類と名付けたうえで、頁岩及び砂岩を主とし、珪質岩、石灰質岩及び層状-レンズ状の塩基性岩が変成作用を受けた変成コンプレックスであると述べた。小出（1949）は、段戸変成岩類を古期変成岩類（older Ryoke metamorphics）と新期変成岩類（younger Ryoke metamorphics）とに区分し、古期変成岩類を更に片状ホルンフェルス帯（schistose hornfels）, 層状片麻岩類（banded gneiss）及びそれらの漸移帯（transition rocks）とに区分した。古期変成作用と新期変成作用は、それぞれ古期火成作用と新期火成作用によって生じたものであるとし、新期変成作用により古期変成岩類が複変成作用を受け、一部ホルンフェルス化していると報告している。これに先立ち井川（1942）は、小出より提供された岩石試料の全岩化学組成を報告している。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）では、領家変成岩類を雲母片岩・雲母片麻岩・石英片岩に区分

している。東三河地区地質図（建設省計画局・愛知県, 1963）では、細粒及び中粒雲母片麻岩、珪岩及び珪質片麻岩、珪質片麻岩と黒雲母片麻岩の頻互層に区分されている。20万分の1地質図幅「豊橋」第2版（山田ほか, 1972）では、領家変成岩類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いる。愛知県下で領家変成コンプレックスが比較的広く分布する本宮山地域（「御油」図幅内）や段戸山地域などにおける変成岩類の層序と構造について調べた狩野（1978）は、調査地域の地層の層序を、下部の石英質砂岩を主体とする本宮山層、中部の砂岩・泥岩を主としてチャートを伴う男川層、そして上部の石英-長石質塊状砂岩を主とする島田川層とに区分し、全層厚を7,000mと見積もった。狩野（1978）によれば、本図幅地域にはこのうち男川層と島田川層が分布する。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、泥岩及びメランジ・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、本図幅地域には砂岩、泥岩及びメランジとチャートを原岩とする珪線石帯と堇青石帯の変成岩類とが分布する。

本図幅地域の変成岩類は、杉（1933）による広域変成岩類であるとの指摘や、小出（1949）や Koide (1958) による広域変成作用と接触変成作用との区別などの指摘があるものの、変成分帯は山田ほか（1974）の中部地方領家帯地質図において初めてなされた。そこでは中部地方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、本図幅地域の変成岩類は堇青石帯と珪線石帯に分帯されている。本図幅地域は、南隣の「御油」図幅地域に比べて変成岩類そのものの検討が少なく、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、南隣の「御油」図幅では、本図幅から連続する武節花崗岩と、新城トータル岩及びその北部の苦鉄質岩体の周縁部をカリ長石堇青石帯として分帯し、領家変成岩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）。

宮崎 (2008) によると、「御油」図幅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」図幅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、本図幅地域最南端の領家変成コンプレックスは、「御油」図幅地域の黒雲母帯の変成岩類の見掛け最上部に連続する。

本図幅地域及び周辺地域の領家変成コンプレックス構成岩類から、 $101.9 \pm 10.5 \text{ Ma}$ 、 $100 \pm 10 \text{ Ma}$ 、 $98.7 \pm 5 \text{ Ma}$ 及び $98.0 \pm 3.2 \text{ Ma}$ 、本図幅地域東隣の「田口」図幅地域から $98.8 \pm 10.5 \text{ Ma}$ 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)。本図幅地域南東の「三河大野」図幅地域からも $98.9 \pm 2.9 \text{ Ma}$ 及び $98.0 \pm 11.1 \text{ Ma}$ のモナザイト CHIME 年代が報告されている (Suzuki and Adachi, 1998)。また、本図幅地域東隣の「田口」図幅地域から $71 \pm 3 \text{ Ma}$ と $65 \pm 3 \text{ Ma}$ 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 $70.6-69.1 \text{ Ma}$ 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 $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} / \text{y}$ と $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} / \text{y}$ 、 ^{87}Rb の壊変定数として $1.47 \times 10^{-11} / \text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977) で再計算した値を用いている。

本図幅周辺地域での領家変成コンプレックスの変成岩類の変形・変形作用の研究は、主として南隣の「御油」図幅地域を対象として多くが行われている。そのうち、本図幅地域の変成岩類を対象にしたものとして、Masuda *et al.* (1991) は、本図幅地域から東隣の「田口」図幅地域及び「御油」図幅地域にかけての領家変成コンプレックスの変成チャート中の石英の粒成長機構を明らかにした。彼らは、変成チャート中の石英の微小構造が変成度の上昇にともなってポリゴナル、デュプレックス、そしてイレギュラーへと発達し、これらが2次再結晶によって生じたと解釈した。そして、ポリゴナルな石英及びこれと共存する雲母類の平均粒径が雲母類の体積比率の増大に伴い減少することを明らかにした。

3.1.2 概要

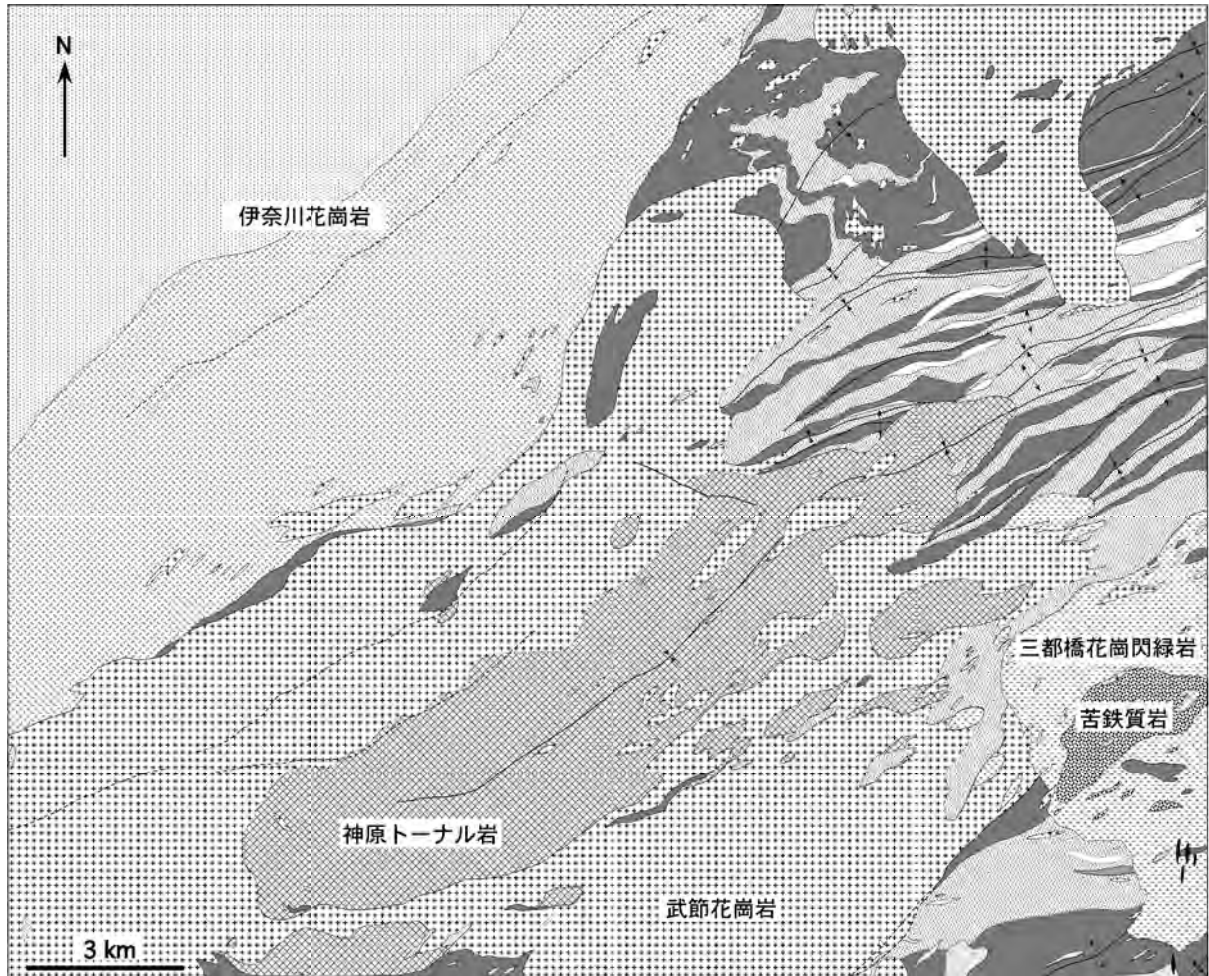
本図幅地域の領家変成コンプレックスは、変成泥岩・変成砂岩・変成珪質岩から構成される (第3.1図)。地質図においては、これらの原岩の岩相に基づく区分と合わせて、変成泥岩の鉱物組合せによる変成分帯を示した (第3.2図)。変成分帯の鉱物帯の名称と分帯の基準は、南隣の「御油」図幅 (宮崎, 2008) と共通である。本図幅地域には、黒雲母帯及びカリ長石堇青石帯が分布する。カ

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るが、変成岩としての記載の便宜上、本章で記述する。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。

本図幅地域の領家変成コンプレックスの変成岩類は、全体として北東-南西方向の走向を示し、本図幅地域東部の寧比曾岳北西部から北設楽郡設楽町豊邦にかけて最も広く分布する。また、新城市作手木和田から本図幅地域東南端を経て「御油」図幅地域に連続するほか、レンズ状の小岩体として領家深成岩類中に分布する。

寧比曾岳北西部から設楽町豊邦にかけては、地質図のスケールで変成砂岩を主体とする地層と変成泥岩を主体とする地層が繰り返し分布し、露頭内においても変成砂岩と変成泥岩は互層状に産する。出来山周辺から寧比曾岳南麓及び段戸山南麓にかけては、比較的連続性の良い変成珪質岩が変成砂岩中、あるいは変成砂岩と変成泥岩との間に挟まる。新城市作手守義周辺の三都橋花崗閃緑岩の北西縁に沿うように、変成泥岩及び変成珪質岩を挟む変成砂岩卓越層が比較的厚く分布する。寧比曾岳北西部の豊田市五反田町から、三都橋花崗閃緑岩の北西縁の設楽町豊邦にかけては北東-南西方向に延びる多数のアンチフォームとシンフォームによって変成砂岩と変成泥岩層が繰り返しながら、北から南へ向けて見掛け上位から下位の地層が露出している。新城市作手木和田から作手黒瀬にかけては変成泥岩及び変成珪質岩を挟む変成砂岩卓越層と変成砂岩及び変成珪質岩を挟む変成泥岩卓越層が比較的厚く分布し、北東-南西方向に伸びる2本のアンチフォームとシンフォームによって「御油」図幅地域に一部繰り返して産する。この作手木和田から作手黒瀬にかけて分布する岩石が、本図幅地域の領家変成コンプレックスの見掛け最下位である。

本図幅内の領家変成コンプレックスが比較的まとまって分布する地域において、走向に直交する方向に3本の地質断面図を作成し、同断面図から片理及び層理に垂直な模式柱状図を作成した (第3.3図)。領家深成岩類の貫入によって、柱状図 C-D と他の2本の柱状図の地層の連続性は必ずしも良くないが、本図幅地域では、見掛け最下部から比較的厚い変成泥岩卓越層、変成砂岩卓越層がこの順に産し、その上位に変成砂岩卓越層、変成泥岩卓越層及び変成砂岩卓越層が繰り返し産する。宮崎 (2008) は、「御油」地域の領家変成コンプレックスを、片麻状トータル岩 (神原トータル岩) が片理にほぼ平行に貫入し変成砂岩が卓越する下部、変成珪質岩卓越層と見掛け上位に重なる厚い変成砂岩からなる中部、そして頻繁に変成珪質岩を挟む変成泥岩層からなる上部に




領家変成コンプレックス

-  変成砂岩
-  変成泥岩
-  変成珪質岩

領家深成岩類

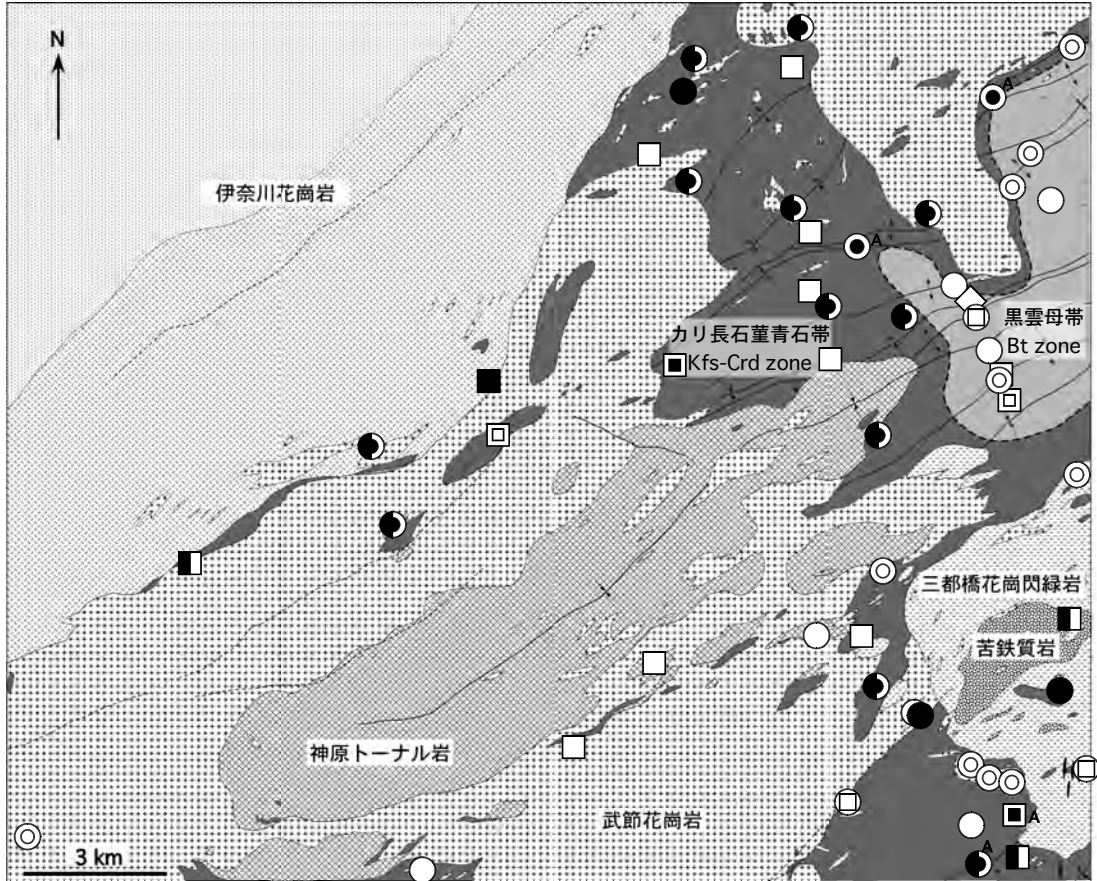
-  神原トータル岩
-  三都橋花崗閃緑岩
-  苦鉄質岩
-  伊奈川花崗岩 (塊状岩相)
-  伊奈川花崗岩 (片麻状斑状岩相)
-  武節花崗岩

-  断層
-  推定断層
-  アンチフォーム
-  シンフォーム

第3.1図 「足助」図幅地域の領家変成コンプレックスの地質概略図

区分し、下部の厚さが300m以上、中部が最大3,500m、上部が5,400m以上と見積もった(宮崎, 2008; 第3.3図)。本図幅地域に分布する領家変成コンプレックスの層厚は、褶曲による繰り返しを差し引くと、5,300m程度が見積もられる。本図幅地域の作手木和田から作手黒瀬にかけて分布する領家変成コンプレックスは、南隣の「御油」図幅地域に連続するため、この部分の地層の対比をもとに、「御油」地域からの積算層厚を見積もると、宮崎(2008)による上部は10,600m程度となる(第3.3

図)。これにより、「御油」地域の見掛け最下部から本図幅地域の見掛け最上部までの領家変成コンプレックスの見掛けの全層厚は約16,000mである。Miyazaki(2010)は、下部を構成するざくろ石-堇青石帯の圧力条件を4.3~5.7kbarと見積もっており、本報告での全層厚の見積もりはこれに矛盾しない。ただし、「御油」地域北東部の新城トータル岩の貫入により、「御油」地域の領家変成コンプレックス主要分布域である三河西部山地から本宮山地域と、本図幅地域に変成岩類が連続する「御油」



鉱物組合せ

- Bt-Ms
- ◇ And-Bt-Ms
- ◆ Kfs-And-Bt
- Kfs-Sil-Bt
- ◎ Ms-Grt-Sil-Bt
- Kfs-Grt-Sil-Bt
- ▣ Kfs-Grt-Crd-Sil-Bt
- Kfs-Grt-Crd-Bt
- Kfs-Crd-Sil-Bt
- Kfs-Crd-Bt
- Kfs-Bt
- ◎ Kfs-Bt-Ms
- ▣ Kfs-Grt-Bt
- Grt-Bt-Ms
- ◇ Grt-And-Bt-Ms

変成分帯

領家変成作用

黒雲母帯

領家深成岩類による接触変成作用

カリ長石堇青石帯

アイソグラッド

アンチフォーム

シンフォーム

断層

推定断層

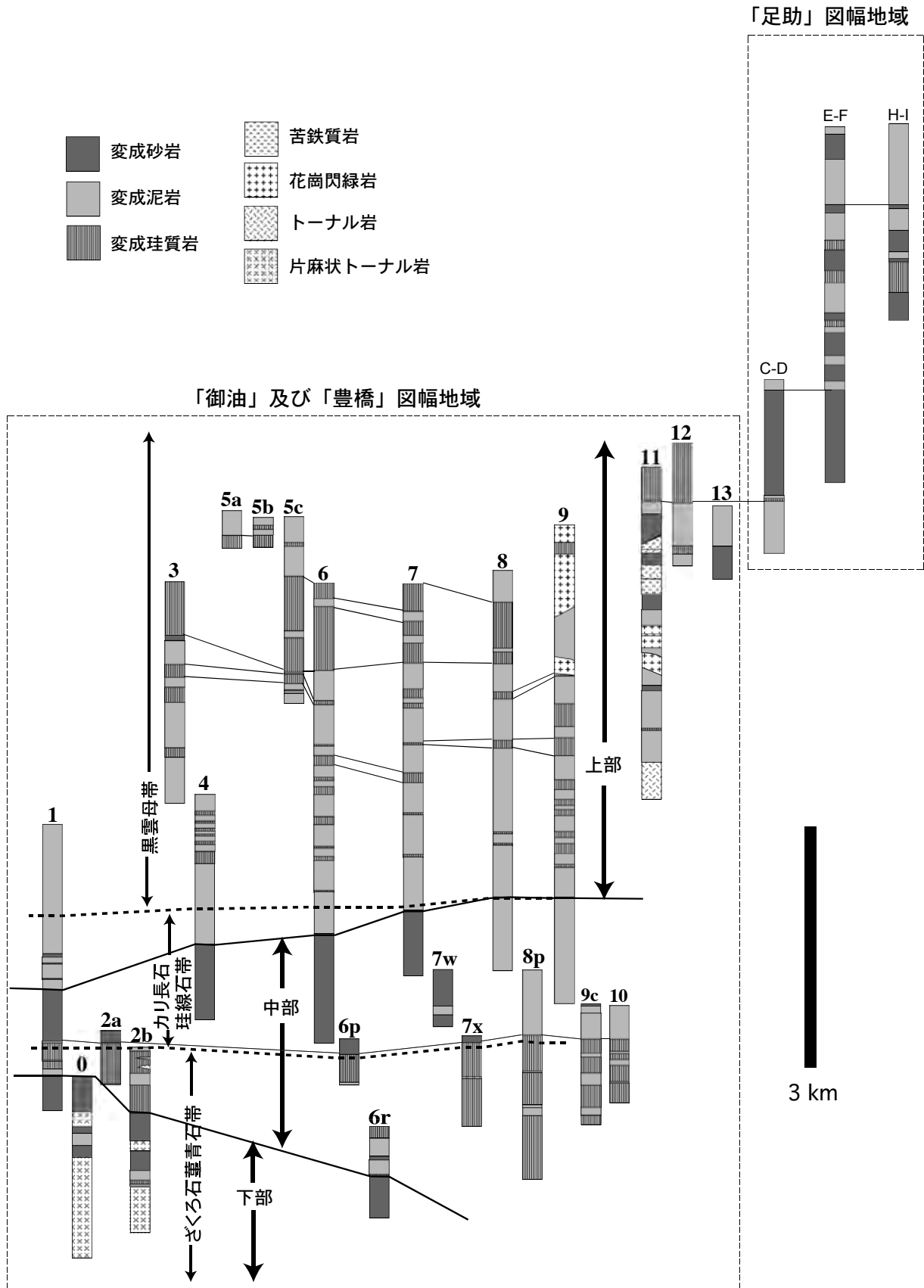
領家深成岩類

- 神原トータル岩
- 三都橋花崗閃緑岩
- 苦鉄質岩
- 伊奈川花崗岩 (塊状岩相)
- 伊奈川花崗岩 (片麻状斑状岩相)
- 武節花崗岩

A: andalusite rimmed by silimanite

第 3. 2 図 「足助」 図幅地域の領家変成コンプレックスの変成泥岩の鉱物組合せと変成分帯図

Bt: 黒雲母, Ms: 白雲母, And: 紅柱石, Kfs カリ長石, Sil 珪線石, Grt: ざくろ石, Crd: 堇青石.



第3.3図 「足助」，「御油」及び「豊橋」図幅地域の領家変成コンプレックスの模式柱状図
「御油」及び「豊橋」図幅地域内の柱状図の番号は宮崎（2008）に対応．「足助」図幅内の柱状図の番号は，地質図の断面線に対応．

地域北東端との間の正確な地層対比は難しいため、見掛けの全層厚は今回の見積もりよりも薄い可能性もある。

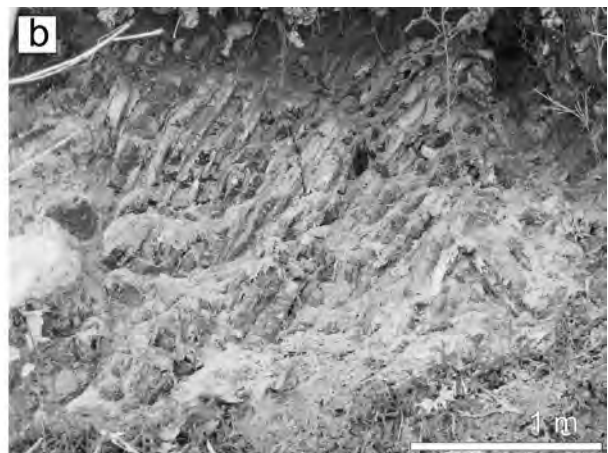
本図幅地域中部から東部にかけての出来山南麓では、神原トータル岩が領家変成コンプレックスの層理を切って貫入している。また、本図幅地域北東部の寧比曾岳西麓から笹ヶ岳周辺にかけては、低角の傾斜を示す片理と調和的なシート状の武節花崗岩岩脈が認められる。これら以外の場合、神原トータル岩を除く領家深成岩類は変成岩類の片理と斜交して貫入し、数十 cm-数十 m 及び地質図のスケールで変成岩類を包有している。これらの領家深成岩類は後述するように領家変成コンプレックスに接触変成作用を与えている。

本図幅地域の領家変成コンプレックスは、変成泥岩の鉱物組合せにより、黒雲母帯とカリ長石堇青石帯に分帯できる(第3.2図)。黒雲母帯は黒雲母 + 白雲母、カリ長石堇青石帯はカリ長石 + 堇青石の鉱物共生で特徴づけられる。このうち、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は黒雲母帯が「御油」地域から連続していたものと判断される。従って、変成分帯についても、「御油」地域の黒雲母帯が見掛け上位に連続し、黒雲母帯の厚さは「御油」地域とあわせて層厚10,600m以上となる。

3. 2 黒雲母帯 (Bt)

黒雲母帯は、黒雲母 + 白雲母の変成鉱物組合せが認められる変成泥岩の分布域で、段戸山南麓から出来山東麓にかけて分布する。分布域の周縁部は、領家深成岩類による接触変成域であるカリ長石堇青石帯に囲まれる。

黒雲母帯の変成岩類は、変成泥岩と変成砂岩を主体とし、変成珪質岩を伴う。変成砂岩及び変成泥岩は、それぞれ変成泥岩及び変成砂岩の薄層を含む。



第3.4図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成珪質岩の露頭写真

(a) 変成珪質岩。ごく薄い変成粘土層を挟み、明瞭な層状構造を示す(北設楽郡設楽町裏谷北約1kmの林道沿い)。

(b) 褶曲構造を示す変成珪質岩(北設楽郡設楽町裏谷南約1kmの林道沿い)。

3. 2. 1 変成珪質岩 (Rc + Bt)

黒雲母帯の中部に連続性の良い変成珪質岩層が分布する。地質図上では3層分布するが、そのうち南から2層はアンチフォームとシンフォームで繰り返す同一の層である。厚さは300~400m程度で、数 cm-数十 cm の変成泥岩の薄層を複数挟む。このほかに地質図において変成泥岩に塗色した部分においても、厚さ十数 m 以下の薄い変成珪質岩がしばしば挟まれる。

黒雲母帯の変成珪質岩は緻密で灰色-暗灰色を呈する珪質グラノフェルスである。数 cm 間隔で黒色の変成粘土薄層(厚さ数 mm-1cm 程度)が挟まれ、原岩と推定される層状チャートの構造を示している(第3.4図 a)。変成泥岩と変成珪質岩の境界においては、変成泥岩に発達する片理と変成珪質岩の層状構造とは平行である。本図幅地域東部の設楽町裏谷東方では、露頭において褶曲する変成珪質岩が観察される(第3.4図 b)ほか、層状構造が緩やかに褶曲する産状を示すことも普通である。

本帯の珪質グラノフェルスは、ほぼ石英のみから構成される。石英は等粒状で、ごく微量の黒雲母、白雲母と不透明鉱物を含む。

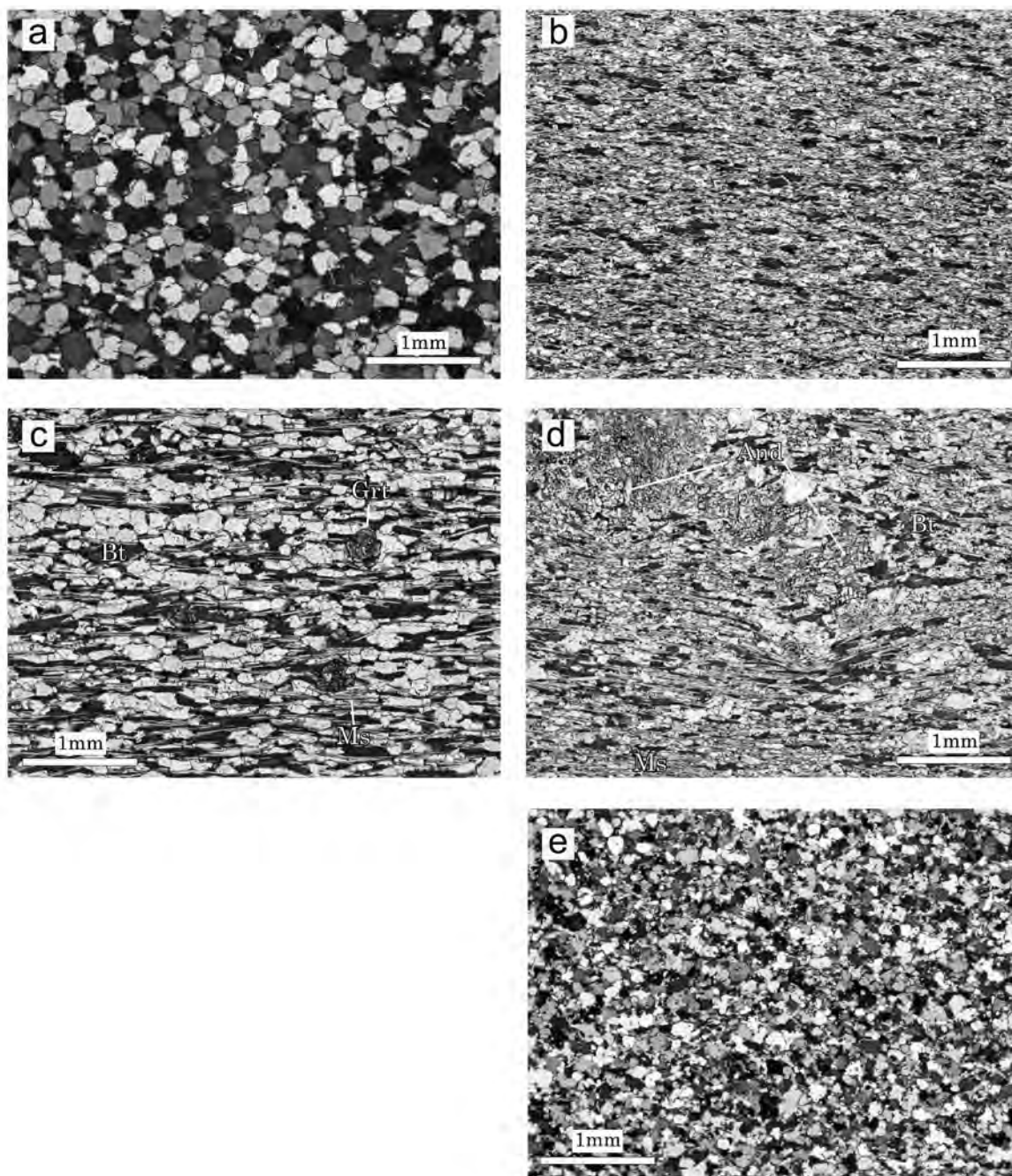
岩石記載

白雲母黒雲母含有石英グラノフェルス (GSJ R99989/AS807, 北設楽郡設楽町裏谷南西約1km, 第3.5図 a)

主要構成鉱物は石英であり、少量の黒雲母、白雲母、不透明鉱物を伴う。石英は等粒状で、3つの結晶の粒界が120°で接する。石英の粒径は0.1~0.4mmで、数 mm 以下の微細な黒雲母を包有する。黒雲母及び白雲母は長径0.05~0.1mmで、石英の粒間に産し、定向配列を示す。

3. 2. 2 変成泥岩 (Rm + Bt)

黒雲母帯の変成泥岩は、様々な厚さの変成砂岩及び変成珪質岩を伴う(第3.6図 a)。露頭内でもしばしば変成

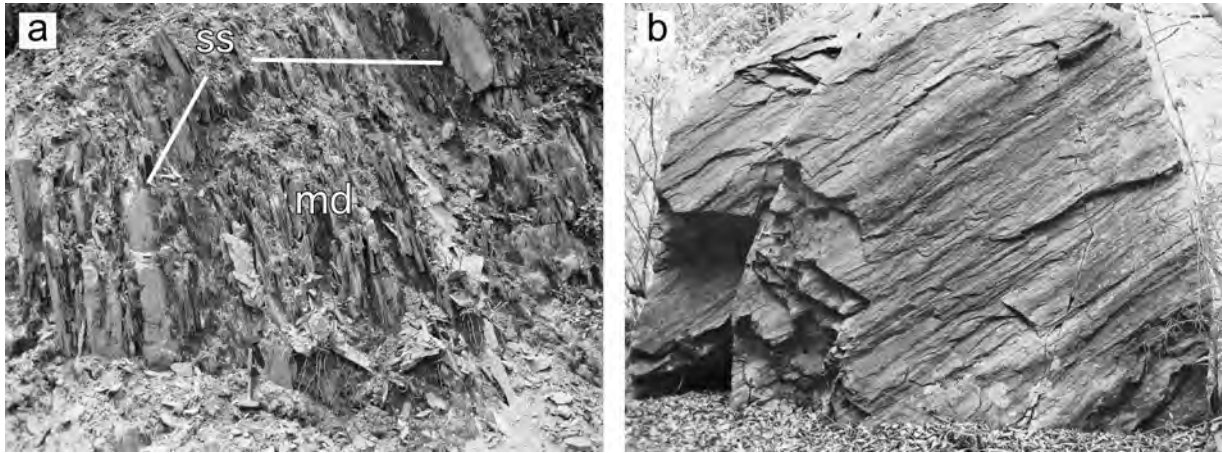


第 3.5 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成岩類の顕微鏡写真

(a) 変成珪質岩（白雲母黒雲母含有石英グラノフェルス）。クロスニコル（北設楽郡設楽町裏谷南西約1km [GSJ R99989]）。
 (b) 変成泥岩（斜長石石英白雲母黒雲母片岩）。オープンニコル（段戸山南約1km [GSJ R99990]）。
 (c) 変成泥岩（ざくろ石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩）。Bt: 黒雲母, Ms: 白雲母, Grt: ざくろ石。オープンニコル（北設楽郡設楽町裏谷南西約1km [GSJ R99991]）。
 (d) 変成泥岩（紅柱石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩）。Bt: 黒雲母, Ms: 白雲母, And: 紅柱石。オープンニコル（北設楽郡設楽町裏谷西0.5km [GSJ R99992]）。
 (e) 変成砂岩（黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス）。クロスニコル（北設楽郡設楽町裏谷北約1km [GSJ R99993]）。

砂岩と互層状に産するため、露頭スケール及び地質図スケールで変成泥岩が卓越する部分を、変成泥岩として地質図に表現した。段戸山周辺では、変成砂岩や変成珪質岩の分布は少なく、変成泥岩層が比較的厚く分布する。層状の変成珪質岩とともに産する場合、層理と片理とは

おおむね平行であるが、しばしば露頭において緩やかに褶曲している。設楽町西川から裏谷にかけての林道沿いでは、変成泥岩中に層厚1m以下の変成砂岩の薄層ないしレンズが挟まる場合がある。また、更にその薄層中に層厚数cmから十数cmの変成泥岩の薄層が挟まる。変



第 3.6 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成泥岩の露頭写真

(a) 変成砂岩薄層を挟む変成泥岩。変成泥岩に対して風化に強い変成砂岩が、風化した変成泥岩中に突出して産する。md: 変成泥岩, ss: 変成砂岩 (段戸山の南西約 1.5 km の林道沿い)。 (b) 変成泥岩。片理が発達する (北設楽郡設楽町豊邦北約 1.5 km の林道沿い)。

成泥岩と変成砂岩薄層及び変成砂岩薄層中の変成泥岩それぞれの岩相境界は片理と平行である。

本帯の変成泥岩は、雲母類の配列による片理の発達した片岩として産する (第 3.6 図 b)。設楽町西川から段戸山南麓にかけての、変成砂岩と密接に伴って産する部分ではしばしば暗灰色珪質で、薄い砂質葉理が認められる。一方、段戸山周辺地域では、砂質な葉理がほとんど発達せず、片理の発達が著しい。黒雲母帯の変成泥岩には、径 1 mm 程度の黒雲母点紋が認められることがある。

本帯の変成泥岩は斜長石石英白雲母黒雲母片岩である。主要構成鉱物の量比は試料により異なる場合がある。また、ざくろ石を含むざくろ石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩や、径数 cm の紅柱石斑状変晶を含む紅柱石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩も所によって産する。

岩石記載

斜長石石英白雲母黒雲母片岩 (GSJ R99990/AS702, 段戸山南約 1 km, 第 3.5 図 b)

主要鉱物は石英, 斜長石, 黒雲母, 白雲母で, 少量の不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。黒雲母と白雲母の定向配列による片理が発達する。黒雲母及び白雲母は, それぞれ消光位が揃っている。

ざくろ石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩 (GSJ R99991/AS806, 北設楽郡設楽町裏谷南西約 1 km, 第 3.5 図 c)

主要構成鉱物は石英, 斜長石, 黒雲母, 白雲母, ざくろ石で, 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片理が発達する。ざくろ石は径 0.1~0.2 mm の丸みを帯びた結晶として少量含まれる。ざくろ石は黒雲母と石英を包有している。

紅柱石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩 (GSJ R99992/AS413, 北設楽郡設楽町裏谷西約 0.5 km, 第 3.5 図 d)

主要構成鉱物は石英, 斜長石, 黒雲母, 白雲母, 紅柱石で, 少量の電気石, ジルコン, 不透明鉱物を伴う。黒雲母及び白雲母の定向配列による片理が発達する。紅柱石は径 0.8~1.2 mm の斑状変晶をなし, 石英, 黒雲母, 不透明鉱物を包有している。

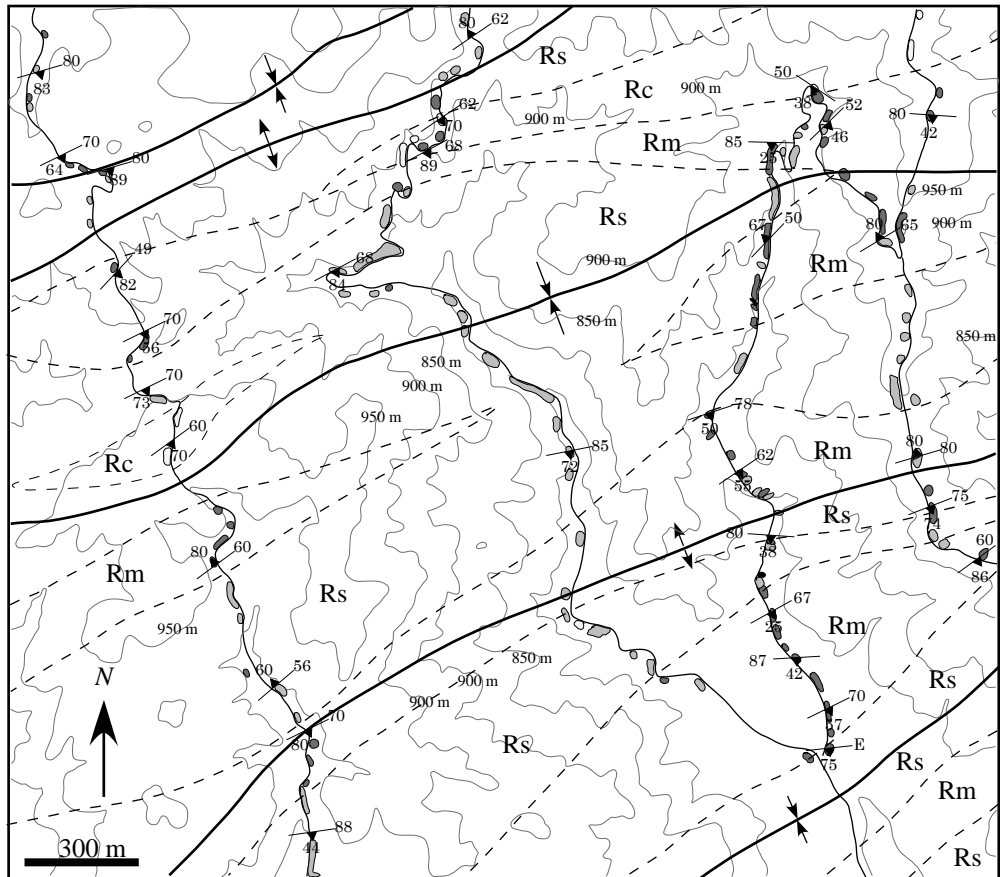
3.2.3 変成砂岩 (Rs + Bt)

本帯の変成砂岩は, 段戸山南麓では変成泥岩中に層状及びレンズ状に挟まる。また, 地質図で変成泥岩と塗色した場所以外にも変成泥岩卓越層中に厚さ数 m から数十 cm の変成砂岩薄層が挟まる。一方, 変成砂岩の卓越する出来山東麓では, アンチフォーム・シンフォームを繰り返しながら, 地質図のスケールで変成泥岩及び変成珪質岩を層状に挟む (第 3.7 図)。変成泥岩の片理と変成砂岩の岩相境界はほぼ平行であるが, 片理及び岩相境界が緩やかに褶曲する場合がある (第 3.8 図 a)。変成砂岩レンズの境界は基質の変成泥岩の片理と斜交する場合がある。斜交する場合は, 岩相境界を片理が切っている。また, 出来山東麓の変成砂岩卓越層中には, 厚さ数十 cm から数 m の変成泥岩薄層が挟まり, その片理は岩相境界と平行である。

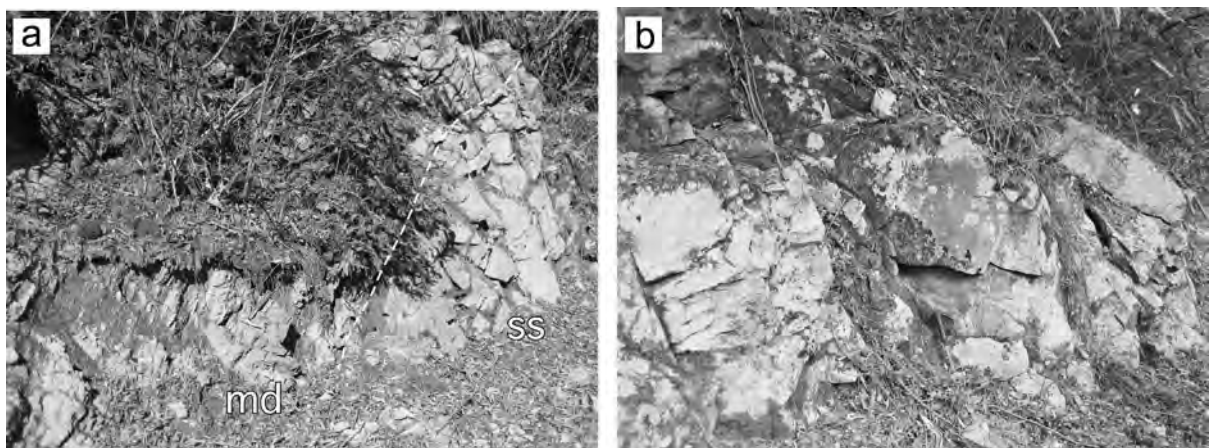
本帯の変成砂岩は灰色から暗灰色を示す砂質グラノフェルスである。変成泥質岩に比べて片理の発達が弱いため, 塊状の産状を示す (第 3.8 図 b)。本帯の砂質グラノフェルスは, カリ長石, 斜長石, 黒雲母を含む黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルスであり, 少量の白雲母を含む場合もある。

岩石記載

黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス (GSJ



第 3. 7 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯のルートマップ (北設楽郡設楽町裏川南方から西川北方にかけての地域)



第 3. 8 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成砂岩の露頭写真
 (a) 変成砂岩と変成泥岩の岩相境界。岩相境界は変成泥岩の片理にほぼ平行。md: 変成泥岩, ss: 変成砂岩 (出来山の東約 1km の林道沿い)。 (b) 変成砂岩。片理が発達せず、塊状の産状を示す (北設楽郡設楽町西川の林道沿い)。

R99993/AS706, 北設楽郡設楽町裏谷北約1km, 第3.5
図 e)

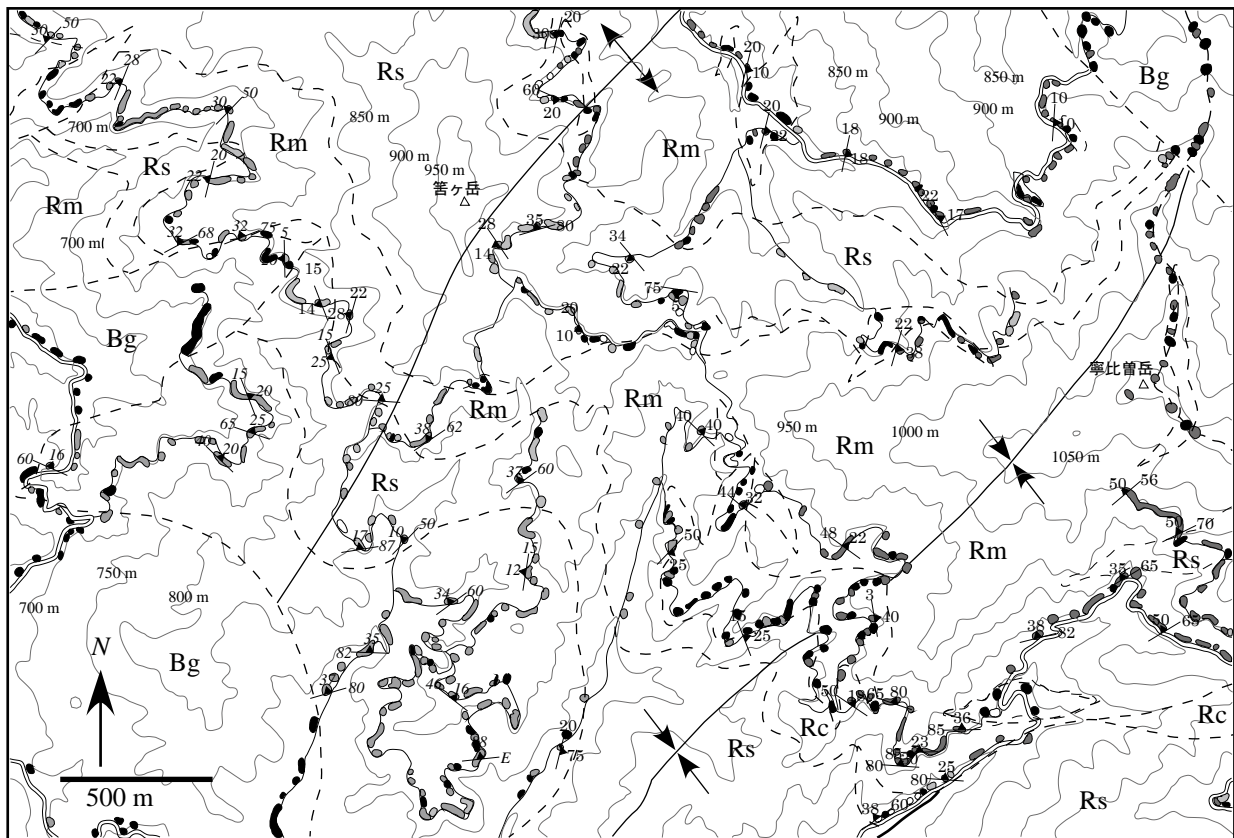
主要構成鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母で、少量の不透明鉱物、アパタイト、ジルコンを伴う。顕著な片理の発達認められない。石英、斜長石、カリ長石は径0.1mm以下の他形である。

3. 3 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、本図幅地域の領家変成コンプレックス分布域の大部分を占める(第3.2図)。カリ長石堇青石帯は、本図幅地域南隣の「御油」図幅地域から連続する。寧比曾岳周辺地域及び出来山周辺地域では、黒雲母帯の構成岩類によく似た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。本図幅地域内

ではすべての領家深成岩類と接触しており、「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。

カリ長石堇青石帯は、本図幅地域北東端の段戸山北西麓では、武節花崗岩との境界部で幅500m以下であるのに対し、そのほかの領家深成岩類との接触部では、岩体を取り巻く分布を示さない。段戸山北西麓のカリ長石堇青石帯の幅は、「御油」図幅内の武節花崗岩との接触変成域とおおむね同程度であることから、武節花崗岩による接触変成帯の幅は最大で500m程度であると考えられる。寧比曾岳から出来山にかけての領家変成コンプレックスには、地質図に示すことのできる規模よりも小規模な武節花崗岩の貫入が多数認められる(第3.9図)ことから、御内町から^{おおたが}大多賀町にかけて連続する武節花崗岩に対し、ループ状に変成岩が分布しているものと考えられる。従って、この地域の変成岩類の地下浅所に武節花崗岩類の貫入があることが、カリ長石堇青石帯が広く分



■ 変成砂岩 (Rs) ■ 変成泥岩 (Rm) ■ 変成珪質岩 (Rc) ■ 武節花崗岩 (Bg)

80° 60° 片理の走向・傾斜

第3.9図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯のルートマップ (峯ヶ岳から寧比曾岳にかけての地域)。変成岩類の分布域として塗色した部分にも、武節花崗岩の小規模な貫入が多数認められる。

布している理由である。本帯の分布は、領家変成コンプレックスの層理や片理と明らかに斜交し、花崗岩類の分布に規制されている。これは領家変成コンプレックスの黒雲母帯の変成岩類がカリ長石堇青石帯の接触変成作用を被ったことによるものである。

3.3.1 変成珪質岩 (Rc + KC)

カリ長石堇青石帯の変成珪質岩は、出来山周辺の変成砂岩及び変成砂岩と変成泥岩とに挟まれて産するものと、本図幅地域南東端の作手黒瀬から作手木和田にかけて分布し南隣の「御油」図幅地域に連続するものがある。出来山周辺に産するものは作手黒瀬と作手木和田のもの見掛けの層序上位に位置し、作手黒瀬及び作手木和田の変成珪質岩に比べて石英の粒度が細粒である。出来山周辺の変成珪質岩は、段戸山周辺の黒雲母帯から連続しているが、野外における産状や粒度に大きな変化はない。寧比曾岳から管ヶ岳周辺では、露頭において褶曲構造が認められることがある。また、しばしば武節花崗岩の貫入を受ける(第3.9図)。寧比曾岳から出来山にかけての変成珪質岩は、ごく薄い変成変成粘土層を挟み、数cmオーダーのリズミックな層状構造を示す(第3.10図 a, b)。黒雲母を多く含み片理の発達する変成泥岩と接し、変成泥岩の片理と岩相境界及び変成珪質岩の層理面はほぼ一致している。変成砂岩と接する場合も、変成砂岩と変成珪質岩の間には厚さ数十cm程度の粘土質の変成泥岩が挟まる。本図幅地域東南端の三都橋花崗閃緑岩と、南隣の「御油」図幅地域北東の新城トール岩に挟まれて分布する作手黒瀬及び作手木和田周辺の変成珪質岩は、石英の粒度が粗く、粒径数mmに達する。この地域の変成珪質岩は、寧比曾岳から出来山にかけて分布する変成珪質岩に比べて、リズミックな層状構造の発達が顕著ではなく、塊状を示す場合もある。

本帯の変成珪質岩は寧比曾岳から出来山にかけての地域では、数cm間隔で黒雲母に富む変成粘土岩の薄層を挟む珪質グラノフェルスであり、作手黒瀬及び作手木和田付近では黒雲母の定向配列が顕著ではない珪質グラノフェルスである。

岩石記載

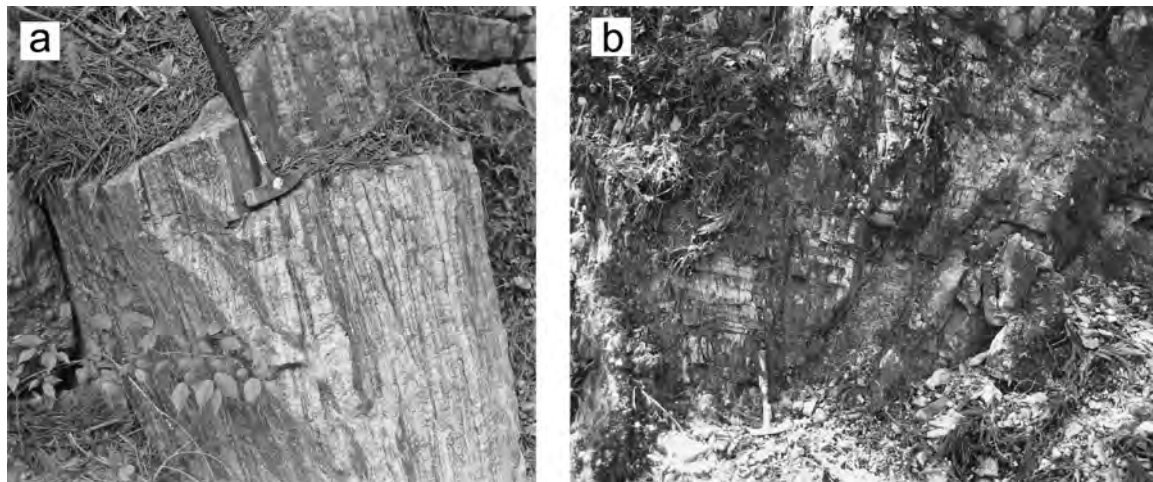
白雲母黒雲母含有石英グラノフェルス (GSJ R99994/AS142, 新城市作手木和田付近, 第3.11図 a)

主要構成鉱物は石英であり、少量の黒雲母、斜長石、白雲母、アパタイト、電気石、不透明鉱物を伴う。石英は等粒状であり、粒界は縫合構造を示す。石英の平均粒径は2.0mmで、融食形の黒雲母及び白雲母の微細な結晶を多量に含む。石英に含まれる黒雲母と白雲母はランダムな方向を向いている。

3.3.2 変成泥岩 (Rm + KC)

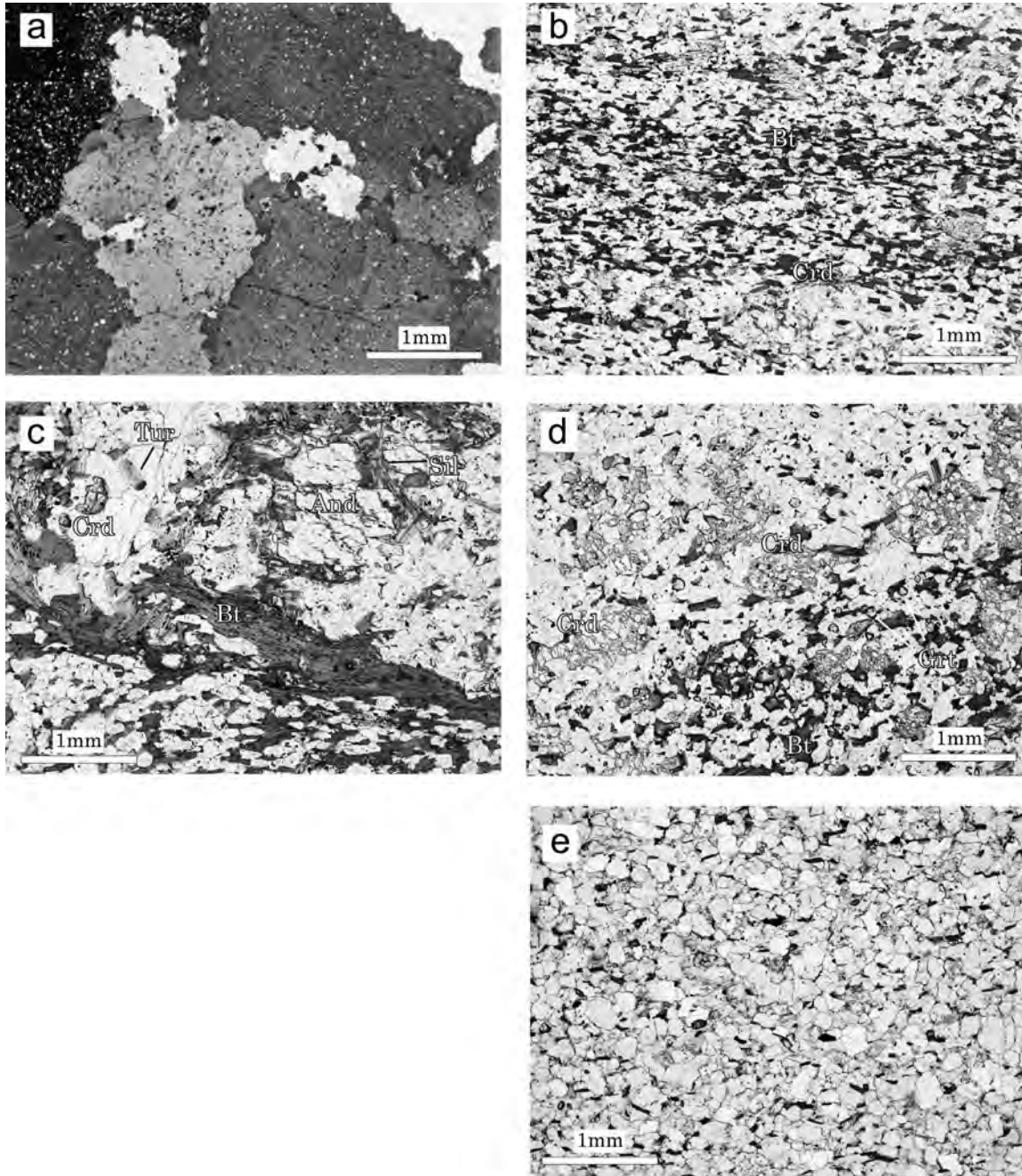
本帯の変成泥岩は暗灰色の泥質グラノフェルス、片麻岩ないし片岩である。黒雲母帯の変成泥岩のように片理の発達した岩相は、主として本帯と黒雲母帯との境界付近に産する。片麻状構造の顕著な岩相は、特に花崗岩類の貫入が頻繁に認められる地域に多く認められる。

本帯の変成泥岩のうち、黒雲母帯の周辺部である、北設楽郡^{とちどろ}柗洞付近から出来山にかけて分布するものは、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3.12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、露頭において片理が緩やかに褶曲している。出来山西麓及び寧比曾岳、管ヶ岳地域に分布する変成泥岩は、暗灰色の泥質片麻岩の場合もある(第3.12図 b)。泥質片麻岩は、黒雲母帯の変成泥質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



第3.10図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成珪質岩の露頭写真

- (a) 変成珪質岩。ごく薄い変成粘土層を挟み、層厚数cmオーダーの層状構造を示す(新城市作手菅沼の林道沿い)。
- (b) 緩い傾斜を示す寧比曾岳周辺の変成珪質岩(寧比曾岳南東約2kmの林道沿い)。

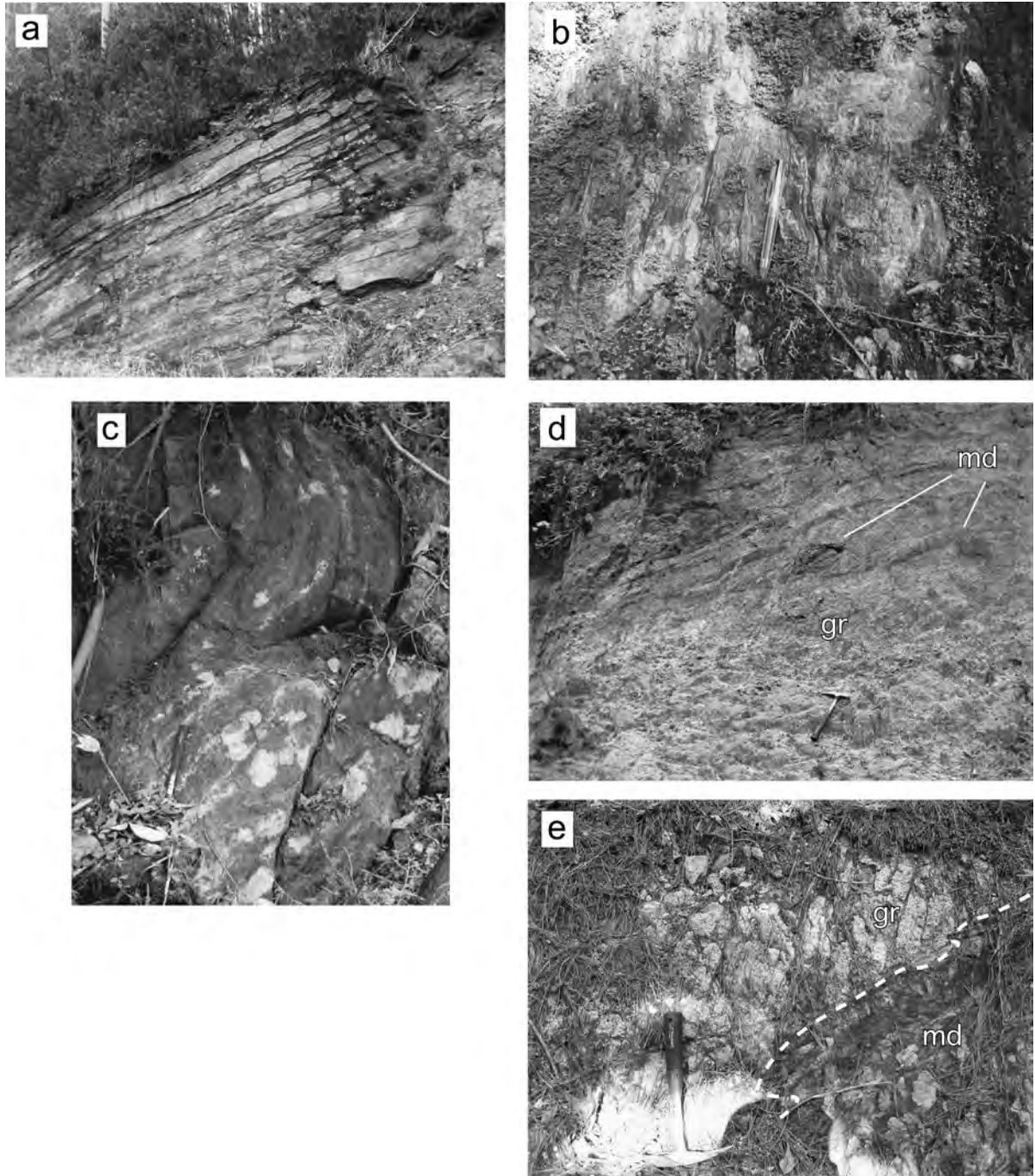


第 3. 11 図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成岩類の顕微鏡写真

(a) 変成珪質岩 (白雲母黒雲母含有石英グラノフェルス). クロスニコル (新城市作手木和田付近 [GSJ R99994]). (b) 変成泥岩 (堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片岩). Bt: 黒雲母, Crd: 堇青石. オープンニコル (新城市作手木和田付近 [GSJ R99995]). (c) 変成泥岩 (紅柱石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩). Bt: 黒雲母, And: 紅柱石, Sil 珪線石, Crd: 堇青石, Tur: 電気石. オープンニコル (新城市作手木和田付近 [GSJ R99996]). (d) 変成泥岩 (ざくろ石含有堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英グラノフェルス). Bt: 黒雲母, Grt: ざくろ石, Crd: 堇青石. オープンニコル (新城市作手木和田付近 [GSJ R99997]). (e) 変成砂岩 (黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス). オープンニコル (北設楽郡設楽町豊邦付近 [GSJ R99998]).

状構造を構成する場合と、武節花崗岩の一部と思われる優白質花崗岩脈が層理に平行に貫入した、いわゆる注入片麻岩様の産状を示す場合とがある。これら、寧比曾岳及び筈ヶ岳周辺に分布する変成泥質岩は、段戸山周辺に

分布する黒雲母帯の変成泥質岩と対比される層準である。出来山から筈ヶ岳にかけて分布する変成泥岩は、露頭で褶曲がみられる場合もあり (第3.12図 c)、しばしば厚さ数 m-数十 cm の武節花崗岩の貫入を受けている。



第 3.12 図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成泥岩の露頭写真

(a) 変成泥岩。風化によって凹んでいる部分は、雲母類を多く含む粘土質部(豊田市怒田沢町東約 1.5km の林道沿い)。 (b) 細かな砂質の葉理が発達する変成泥岩 (出来山南約 1.5km の林道沿い)。 (c) 変成泥岩の褶曲 (出来山南西約 1km の林道沿い)。 (d) 武節花崗岩中の変成泥岩。 md: 変成泥岩, gr: 武節花崗岩 (北設楽郡設楽町西川南約 1km の林道沿い)。 (e) 武節花崗岩に貫入される変成泥岩。ゆるやかに褶曲する変成泥岩の片理に非調和に武節花崗岩が貫入しており、武節花崗岩との接触部は幅 2~3cm にわたってグラノフェルス化が著しい。 md: 変成泥岩, gr: 武節花崗岩 (新城市作手木和田付近)。

一方、数 m 規模で貫入する武節花崗岩中は、変成泥岩のゼノリスをしばしば含む (第 3.12 図 d)。

新城市作手木和田から作手黒瀬にかけて分布する変成泥岩は、段戸山周辺地域に分布する変成泥岩の見掛け下位に相当する層準で、南隣の「御油」図幅地域から連続

する。この地域の変成泥岩は、暗灰色を示す泥質片麻岩である。作手木和田及び作手黒瀬周辺の変成泥岩には片理は発達せず、一般に片麻状構造が発達する。三都橋花崗閃緑岩や武節花崗岩の貫入もしばしば認められる (第 3.12 図 e)。

本帯の泥質グラノフェルス、片麻岩ないし片岩は、主として堇青石カリ長石斜長石黒雲母グラノフェルス、片麻岩ないし片岩である。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。紅柱石を含む場合、紅柱石の周囲には珪線石が生じている。

岩石記載

堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片岩 (GSJ R99995/AS138B, 新城市作手木和田付近, 第3.11図 b)

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、アパタイト、電気石、ジルコンを伴う。黒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。

紅柱石堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英片岩 (GSJ R99996/AS139, 新城市作手木和田付近, 第3.11図 c)

主要鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石、紅柱石で、少量の白雲母、珪線石、不透明鉱物、電気石、ジルコンを伴う。斑状変晶状の紅柱石の一部は毛状の珪線石(フィブライト)に置換されている。黒雲母の定向配列による弱い片理が発達し、紅柱石を取り巻くように湾曲して配列する。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グラノフェルス (GSJ R99997/AS147, 新城市作手木和田付近, 第3.11図 d)

主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石、ざくろ石で、少量の白雲母、不透明鉱物、電気石、ジルコンを伴う。ざくろ石は丸みを帯びた径0.1mm以下の他形結晶である。顕著な片理の発達認められない。堇青石の一部はピナイト化している。

3.3.3 変成砂岩 (Rs + KC)

本帯の変成砂岩は、寧比曾岳南麓から北設楽郡設楽町西川にかけて分布する変成泥岩及び変成珪質岩と繰り返して産するものと、新城市作手木和田西方に比較的厚い層として分布するもの、そして武節花崗岩中に地質図で表現できる規模のブロック状に産するものがある。一般に層理及び片理の発達が弱く、塊状を示す(第3.13図 a)。寧比曾岳南麓から北設楽郡設楽町西川にかけて分布する変成砂岩は、厚さ数10cmから数mの変成泥岩層をしばしば挟むほか、厚さ数mmの変成泥岩薄層を葉理状に挟む場合もある(第3.13図 b)。特に寧比曾岳から筈ヶ岳にかけての地域は、しばしば武節花崗岩の貫入を伴い、褶曲やブーダン状の構造が認められる場合がある(第3.13図 c, d)。出来山から寧比曾岳及び筈ヶ岳周辺の三河高原地域に産する変成砂岩は、黒雲母帯の変成砂岩

から連続しており、野外での産状もよく似る。しかし、本帯の変成砂岩のほうが黒雲母帯の変成砂岩に比べてわずかに粒度が粗い。

新城市作手木和田西方に分布する変成砂岩は、本図幅地域の南隣の「御油」図幅地域の北東端の新城市塩瀬付近に分布する変成砂岩がシンフォームによって繰り返して出現したものであると考えられる。この地域の変成砂岩は、武節花崗岩と思われる花崗岩類の小規模な岩脈の貫入をしばしば受けている。また、黒雲母帯の変成砂岩に比べて粒度が粗く、片理の発達は不明瞭である。作手木和田付近の変成砂岩、変成泥岩ともに片理の発達が弱く、黒雲母が葉理状に濃集した片麻岩様の変成砂岩や、砂質の変成泥岩が産するが、変成砂岩が卓越する部分を地質図には変成砂岩として塗色している。

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。砂質グラノフェルスないし片麻岩の多くは、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し、まれに厚さ1m以下の薄層として石灰珪質岩質の砂質グラノフェルスも産する。

岩石記載

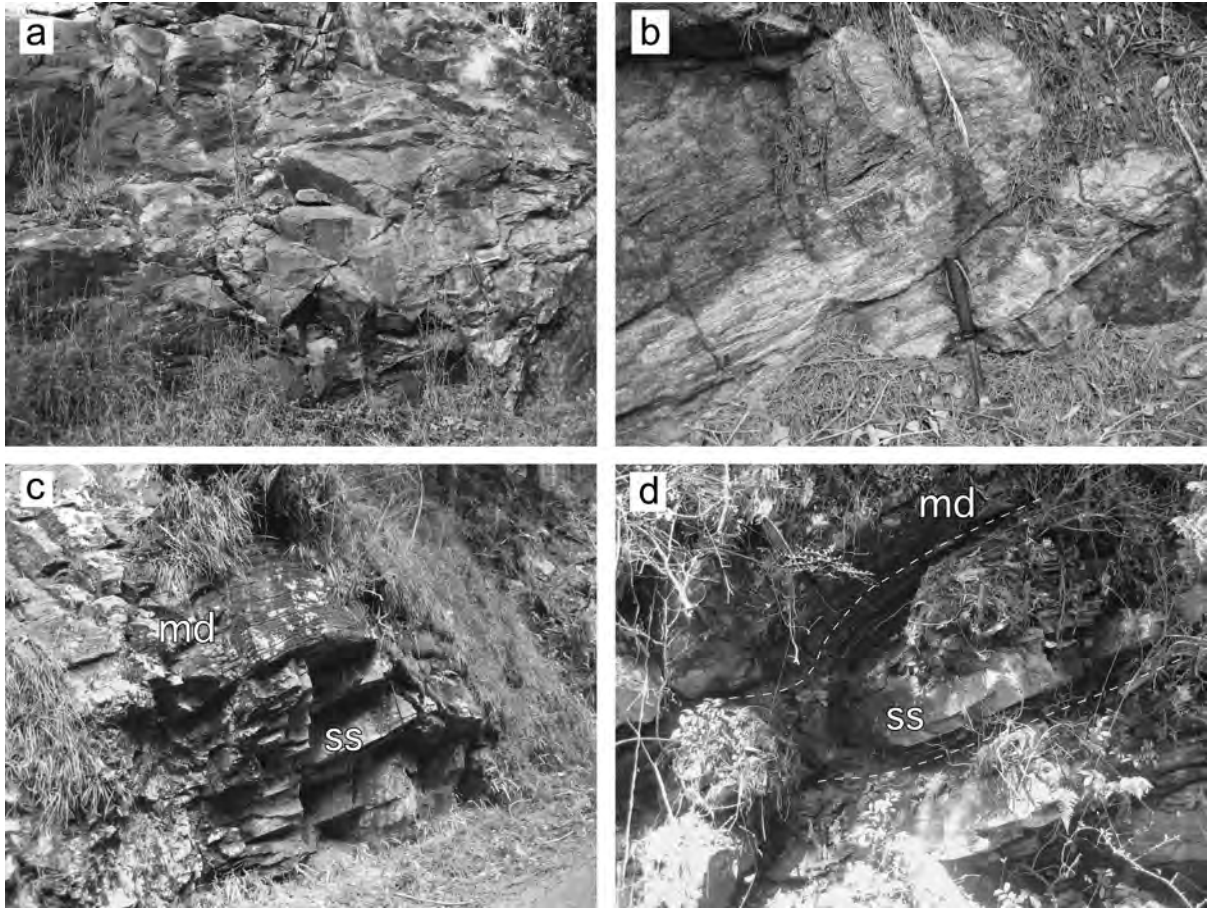
黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス (GSJ R99998/AS308, 北設楽郡設楽町豊邦付近, 第3.11図 e)

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。顕著な片理の発達は認められない。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。

3.4 地質構造と変成作用

本図幅地域の領家変成コンプレックスは、寧比曾岳及び筈ヶ岳周辺を除いて、変成岩の片理の走向はおおむね東北東走向を示す。この走向は南隣の「御油」図幅地域を構成する領家変成コンプレックスの走向と調和的である。本図幅地域東南端の新城市作手木和田付近には、「御油」図幅地域から延びるシンフォームと、東北東走向の軸面をもつアンチフォームが存在する。このアンチフォームは、北東端を三都橋花崗閃緑岩、南東端を武節花崗岩によって切られている。寧比曾岳及び筈ヶ岳周辺では、出来山から北西にむけて片理面の傾斜が次第に緩くなり、低角で北西傾斜と南東傾斜を繰り返す(第3.9図)。

寧比曾岳及び筈ヶ岳周辺地域では、武節花崗岩の貫入が地質図で示したもの以外にも頻繁に認められ、変成岩類の層理面に沿ってへい入する産状もしばしば認められる。カリ長石堇青石帯の広範な分布とあわせて考えると、この地域に露出する領家変成コンプレックスの地下浅部には武節花崗岩が存在し、ルーフ状に領家変成コンプレ



第 3. 13 図 領家変成コンプレックスカリ長石堇青石帯の変成砂岩の露頭写真

(a) 片理の発達が悪く、塊状の産状を示す変成砂岩（豊田市梨野町西約 3km の道路沿い）．(b) 変成泥岩の薄層を挟む変成砂岩（豊田市羽布町，羽布ダム北約 1km の林道沿い）．(c) 変成砂岩と変成泥岩の岩相境界．変成泥岩が褶曲している．md: 変成泥岩，ss: 変成砂岩（豊田市川面町の東約 1km の林道沿い）．(d) 変成砂岩と変成泥岩の岩相境界．レンズ状に断続して産する変成砂岩の周囲を囲むように変成泥岩の層理が褶曲し、プーダン状の構造を示す．md: 変成泥岩，ss: 変成砂岩（管ヶ岳付近）．

ックスが緩やかに褶曲して存在しているものと考えられる．従って、管ヶ岳北東と南西に分布する武節花崗岩は、地下で連続すると考えられる．変成岩類の片理の走向と傾斜は、武節花崗岩の貫入により局所的に乱れるが、大局的には、出来山山頂のアンチフォームから北東に向けて 2本のシンフォームと 2本のアンチフォームに規制され、傾斜は 50°から 10°まで漸移しながら北西傾斜と南東傾斜を繰り返す．寧比曾岳の西を通るシンフォームと、管ヶ岳の東を通るアンチフォームの軸は、寧比曾岳及び管ヶ岳より南西側では、ともに 25°程度北東にプランジしている．

出来山山頂付近及び段戸山付近から南西の北設楽郡設楽町西川にかけては、片理が東北東（N80°E-N60°E）の走向をもち、50°-90°NNW または SSE 傾斜を示す変成岩類が分布する（例えば、第 3.7 図）．特にカリ長石堇青石帯の泥質片岩及び片麻岩は、層理面及び片理面が緩やかに褶曲している場合が多く、傾斜が高角の場合は

同一の露頭やごく近接する露頭においても傾斜の方向が北北西と南南東との場合がある．そのような場合を除外しても、出来山山頂付近を通るアンチフォームから南東に向け、大局的に 3本のシンフォームと 2本のアンチフォームが認められる．軸面は変成岩類の片理面と平行な北北東の走向で、垂直に近い傾斜をもつ．

領家深成岩類中に地質図に表現できる規模のブロックとして包有される領家変成コンプレックスの変成岩類は、おおむね三河高原地域と調和的な東北東 - 北東走向を示し、走向方向に伸びたレンズ状の形態をしている．

本図幅地域の領家変成コンプレックスに発達する断層は、豊田市御内町大奥山の神越川沿いに認められる北東 - 南西方向の高角断層がある．この断層の北西側では領家変成コンプレックスの傾斜が急激に緩くなるほか、東から伸びるアンチフォームの軸面が断層により切られる．

本図幅地域の領家変成コンプレックスの変成泥岩は、

紅柱石の出現で特徴づけられる高温低圧型の変成作用を受けており、更に大部分がカリ長石 + 堇青石、ところによって珪線石の出現で特徴づけられる高温低圧下での接触変成作用を受けている。黒雲母 + 白雲母 ± 紅柱石の変成鉱物組合せを示す黒雲母帯は、南隣の「御油」図幅地域の領家変成コンプレックスの見掛け上部ユニットの延長であると考えられる。従って、Miyazaki (2010) の黒雲母帯の変成温度圧力条件の見積もりである、 $P = 2.9\text{--}3.7$ kbar, $T = 506\text{--}593$ °C の低温低圧側に相当する程度の変成条件が想定される。

領家深成岩類の接触変成域であるカリ長石堇青石帯と、黒雲母帯との間には、白雲母 + 黒雲母 + 石英 = カリ長石 + 堇青石 + 水の脱水反応が定義できる。本図幅地域の領家変成コンプレックスと同様の鉱物組合せをもち、おおむね類似する圧力条件下での Kawakami (2001) の結果を参考に、接触変成作用の前の黒雲母帯の変成条件をあわせて考えると、 $P < 3$ kbar, $T = 600$ °C 以上程度の変成条件が推定され、領家深成岩類の貫入によって、広域変成作用で被った最高温度条件を上回る接触変成作用を受けたことが示唆される。

第4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、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。

4. 1 研究史及び概要

4. 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700km、幅30~50km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。そこで、ここでは混乱を避けるために「岩型名」と「岩体名」を明示的に区別しながら、本図幅地域に分布する領家深成岩類を中心として以下に研究史を述べる。

原田(1890~1892)は領家片岩(現在の領家変成コンプレックス)が花崗岩と一体をなすと述べ、領家変成コンプレックスと領家深成岩類の密接な関係をはじめ指摘しているが、具体的な産状や分布などの記述はない。本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、地質図においては本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、本図幅地域の領家深成岩類を「閃雲花崗岩」(本地質図幅の伊奈川花崗岩塊状岩相及び三都橋花崗閃緑岩の一部に相当)、「片状閃雲花崗岩」(本地質図幅の伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相に相当)、「両雲母花崗岩」(本地質図幅の武節花崗岩に相当)、及び「英雲閃緑岩」(本地質図幅の苦鉄質岩の一部に相当)と区分して地質図に示し、それぞれの記載を行っている。その後、小出(1949)、Koide(1958)は、本図幅地域の北設楽郡設楽町段戸山周辺に分布する深成岩類及び変成岩類に関する1935年から1943年までの研究成果をまとめ、深成岩類については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」の清崎花崗閃

緑岩(岩体名;以下同じ)、澄川花崗閃緑岩(本図幅地域の伊奈川花崗岩に相当)、及び武節花崗岩と、「younger intrusives」の三都橋花崗閃緑岩とを識別した。また、この小出(1949)の深成岩区分に基づいて、井川(1942)は当時としては膨大な数の全岩化学組成分析値を報告し、地球化学的な検討を行っている。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のコンパイルマップが作成された(領家団研グループ, 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(岩型名)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。その上で、酒井ほか(1960a, b, 1961, 1962, 1963)では、三河地域において、三谷岩体が清崎岩体に貫入、清崎岩体が三都橋岩体に貫入、三都橋岩体が武節岩体に貫入、更に澄川岩体が武節岩体に貫入、武節岩体が猿投岩体に貫入していると述べた。酒井ほか(1963)では、更に本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。

山田・端山(1967)は、本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)によると、古期花崗岩と新期花崗岩との区別の基準は地域によって異なっており、本図幅地域の段戸山地では、新期花崗岩による複変成作用を根拠にしている。本図幅地域で山田・端山(1967)が古期花崗岩としたものは、澄川花崗岩体・武節花崗岩体で、新期花崗岩としたものは三都橋花崗岩体である。この区分は、段戸山地域においては基本的に小出(1949)、Koide(1958)の区分を踏襲したものであるが、中部地方領家帯を総括

的に古期花崗岩と新期花崗岩とに区分したことにより、この枠組みと名称が後の領家深成岩類の研究に引き継がれることとなった。

1970年代に入ると、本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、本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、本図幅地域の領家深成岩類を三谷岩体(本図幅地域の神原トータル岩に相当)、三都橋岩体(本図幅地域の三都橋花崗閃緑岩に相当)、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; 本図幅地域の伊奈川花崗岩に相当)、及び武節岩体(本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、三谷岩体が神原石英閃緑岩体に、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。ただし、仲井(1970)では、貫入関係を示す露頭における岩相の帰属関係が酒井ほか(1960a)で報告されたものから各所で修正されている。仲井(1970)による岩体相互の関係に基づけば、濃飛流紋岩よりも古期の一群に三都橋岩体が所属し、濃飛流紋岩よりも新期の花崗岩類に武節花崗岩体が所属するとされ、山田・端山(1967)の見解とは異なっている。

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)にまとめられたほか、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、本図幅地域の神原トータル岩に相当する岩体が下山石英閃緑岩体として、最も古い第1時階に位置づけられ、神原石英閃緑岩体と対比された。また、三都橋花崗岩体が第4時階に、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、本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かったとした。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(岩型)と呼ばれるに至った。更に、Nakai(1976)では、本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、本図幅地域を含む、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。

沓掛(1979)は、それまでKoide(1958)が苦鉄質火成岩起源の変成岩類と記載して以来、ほとんど検討が行われてこなかった本図幅地域の苦鉄質岩類を含む、領家帯の苦鉄質岩類の検討を行い、変輝緑岩として産する領家変成作用以前の活動、斑れい岩質岩として産する領家変成作用末期の活動、そして古期花崗岩類の貫入・固結後のドレライトの活動という3回の活動期があったと述べた。この沓掛(1979)では、本図幅の三都橋花崗岩に密接に伴われて産する苦鉄質岩類は、変輝緑岩として領家変成作用以前の活動として捉えられている。

沓掛(1984)は、それまで下山花崗閃緑岩と呼ばれていた本図幅地域の神原トータル岩を、神原石英閃緑岩(岩型)として他地域と一括し、岩石学的特徴と全岩化学組成の特徴をまとめた。ここで、モード組成上、トータル岩の領域に入るものがほとんどであることから、神原トータル岩と呼ぶ方が適当であると指摘しており、後にKutsukake(1998)で神原トータル岩(岩型)と改名された。

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、本図幅地域の神原トータル岩が、領家変成作用に直接関係したと考えられる深成岩類が活動した時期に相当するステージI(約120Ma頃-約90Ma)に、三都橋花崗閃緑岩・武節花崗岩・伊奈川花崗岩が、領家変成作用の終息時から約65Ma頃までのステージIIに相当するとした。

森下・鈴木(1993)は、三都橋花崗岩体(本図幅の三都橋花崗閃緑岩に相当)の地質図及び全岩化学組成データを示し、構成鉱物の違いに基づいて3つのタイプに区分した。それによると、タイプ1は粗粒角閃石-黒雲母トータル岩ないし花崗閃緑岩で、主岩相を構成する。タイプ2は粗粒-中粒の黒雲母花崗閃緑岩ないし花崗岩で、三都橋岩体の中心部にルーフペンダント状あるいは巨大なゼノリス状に含まれる苦鉄質岩及び神原トータル岩の周縁部に分布する。タイプ3はざくろ石と白雲母を含むほかはタイプ2に類似する岩相で、タイプ2から漸移して片麻岩類との接触部にかけて分布する(森下・鈴木, 1993)。森下・鈴木(1993)では、豊富な全岩化学組成データをもとに三都橋岩体のSiO₂含有量のマッピングを行い、岩体の部分ごとに系統的にSiO₂量の違いがあることを指摘している。沓掛(1994, 1995, 1996, 1997)は、三都橋花崗岩体(本図幅地域の三都橋花崗閃緑岩に相当)の地質図を示し、岩石学的特徴、全岩主成分・希土類元素を含む微量成分組成についての検討を行った。その中で、三都橋花崗岩体はトータル岩から花崗閃緑岩であり、岩体に普通に含まれる暗色包有岩がトータル岩質マグマによる花崗岩化作用を受けて石英閃緑岩が形成されたと述べた。また、Kutsukake(1997a)では、三都橋花崗岩体の貫入・定置圧力として約4kbarが推定されている。更に、Kutsukake(1997b,c)では、鉱物共生、モード組成、全岩・鉱物化学組成をもとに、三都橋花崗岩が下部地殻苦鉄質岩を起源物質とし、低酸素分圧下での結晶作用によって生じたと述べた。

山本ほか(1998)では、本図幅地域を含む豊田市北東部の地球化学図が、星・服部(1999)では本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、本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、本図幅地域の神原トータル岩は100-85Maの古期領家花崗岩類に、三都橋花崗閃緑岩体を85-75Maの新时期領家花崗岩に含めた。古期・新时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1GPa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、本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、本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。更に、Tsuboi and Asahara(2009)では、アパタイトのSr同位体比の検討を神原トータル岩(岩型)に対しても行い、Sr同位体初生値の不均質性が存在し、その不均質性が基盤の変成岩類の同化作用によるものであるとした。

Ishihara and Chappell(2007)は、本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(Chappell 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。

本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(本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

足助断層帯と名付けた。足助断層帯では、豊田市足助町を通り北東-南西方向に延長約14kmにわたって断層帯が分布する。高木・酒巻(2003)では、この断層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、断層帯が破碎-塑性遷移領域で形成されたと述べた。

4. 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、以下に本図幅地域から得られた年代と、本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。以下に述べる既存の年代値のまとめを第4.1表に示す。

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-

65Maを報告している。三都橋花崗岩体の黒雲母 K-Ar 年代として、 $93 \pm 7\text{Ma}$ が報告されている(Banno and Miller, 1965)。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69-66Ma、武節花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代として愛知県岡崎市から75Maを報告している。早瀬・石坂(1967)は、本図幅地域北西の「瀬戸」図幅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69Ma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136.1Maと76.9Maを報告している。仲井(1982)は、武節花崗岩から $71.7 \pm 1.4\text{Ma}$ 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、 $82.5 \pm 3.9\text{Ma}$ 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。三都橋花崗閃緑岩については、北設楽郡設楽町のざくろ石含有黒雲母アダメロ岩の $80 \pm 20\text{Ma}$ (森下・鈴木, 1993)、 $84.1 \pm 3.1\text{Ma}$ (Suzuki *et al.*, 1994)、愛知県北設楽郡設楽町栗島のペグマタイトの $83.8 \pm 1.3\text{Ma}$ (鈴木ほか, 1994)を報告し、三都橋花崗閃緑岩体の固結年代として $84.1 \pm 3.1-83.8 \pm 1.3\text{Ma}$ を報告した(鈴木ほか, 1994)。武節花崗岩については、本図幅地域の豊田

第4.1表 「足助」図幅地域に産する領家深成岩類(岩型)の放射年代値

「足助」図幅地域外からの報告を含む。CHIME: chemical Th-U-total Pb isochron method, F-T: フィッション・トラック法, LA-ICP-MS: レーザーアブレーション ICP-MS, SHRIMP: 高精度高分解能イオンマイクロプローブ。

岩体	手法		年代値(Ma)	文献	備考
神原トータル岩	Rb-Sr	全岩-角閃石-黒雲母-フェルシックフラクション	65.2 ± 2.7	Tsuboi and Asahara (2009)	
神原トータル岩	CHIME	モナザイト	$94.5 \pm 3.1, 94.9 \pm 4.9$	Nakai and Suzuki (1996)	
三都橋花崗閃緑岩	K-Ar	黒雲母	93 ± 7	Banno and Miller (1965)	
三都橋花崗閃緑岩	Rb-Sr	全岩	136.1	Kagami (1973)	
三都橋花崗閃緑岩	CHIME	モナザイト	80 ± 20	森下・鈴木(1993)	
三都橋花崗閃緑岩	CHIME	モナザイト	83.8 ± 1.3	鈴木ほか(1994)	
三都橋花崗閃緑岩	CHIME	モナザイト	84.1 ± 3.1	Suzuki <i>et al.</i> (1994)	
伊奈川花崗岩	K-Ar	黒雲母	74-65	柴田ほか(1962)	
伊奈川花崗岩	K-Ar	黒雲母	69-66	河野・植田(1966)	
伊奈川花崗岩	Rb-Sr	黒雲母	69	早坂・石坂(1967)	
伊奈川花崗岩	Rb-Sr	全岩-斜長石-角閃石-黒雲母フラクション	$63.0 \pm 2.0, 67.4 \pm 1.4, 71.5 \pm 2.4$	Tsuboi and Asahara (2005)	
伊奈川花崗岩	Rb-Sr	全岩	76.9	Kagami (1973)	
伊奈川花崗岩	U-Pb	ジルコン	$76 \pm 4-67 \pm 4$	Murakami <i>et al.</i> (2006)	LA-ICP-MS
伊奈川花崗岩	FT	ジルコン	73 ± 7	Murakami <i>et al.</i> (2006)	
伊奈川花崗岩	CHIME	モナザイト	$81.9 \pm 1.4, 82.6 \pm 1.8$	Suzuki and Adachi (1998)	
武節花崗岩	K-Ar	黒雲母	75	河野・植田(1966)	
武節花崗岩	Rb-Sr	全岩	71.7 ± 1.4	仲井(1982)	
武節花崗岩	Rb-Sr	全岩	82.5 ± 3.9	Shibata and Ishihara (1979)	
武節花崗岩	Re-Os	モリブデナイト	76.4 ± 0.3	Ishihara <i>et al.</i> (2002)	
武節花崗岩	CHIME	モナザイト	75.3 ± 4.9	Nakai and Suzuki (2003)	
武節花崗岩	CHIME	モナザイト	$77.6 \pm 3.7, 78.5 \pm 2.6, 78.1 \pm 2.0$	鈴木ほか(1994)	
武節花崗岩	CHIME	モナザイト	$75.9 \pm 6.1, 77.2 \pm 4.1$	Nakai and Suzuki (2003)	
苦鉄質岩	U-Pb	ジルコン	72.4 ± 1.2	Nakajima <i>et al.</i> (2004)	SHRIMP

「足助」図幅地域外からの報告を含む。CHIME: chemical Th-U-total Pb isochron method, FT: フィッション・トラック法, LA-ICP-MS: レーザーアブレーションICP-MS法, SHRIMP: 高精度高分解能イオンマイクロプローブ法。

市足助町及び松平町から、 $78.5 \pm 2.6 \text{ Ma}$ 、 $78.1 \pm 2.0 \text{ Ma}$ 及び $77.6 \pm 3.7 \text{ Ma}$ 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箇所の碎石場から、 $77.2 \pm 4.1 \text{ Ma}$ 、 $75.9 \pm 6.1 \text{ Ma}$ 及び $75.3 \pm 4.9 \text{ Ma}$ を報告している（Nakai and Suzuki, 2003）．神原トータル岩については、長野県下伊那郡天龍村の模式地周辺地域から、 $94.9 \pm 4.9 \text{ Ma}$ と $94.5 \pm 3.1 \text{ Ma}$ が報告されている（Nakai and Suzuki, 1996）．伊奈川花崗岩については、本図幅地域の北西の「瀬戸」図幅地域の愛知県豊田市猿投町（本図幅地域の塊状岩相に相当）から $82.6 \pm 1.8 \text{ Ma}$ と $81.9 \pm 1.4 \text{ Ma}$ を報告している（Suzuki and Adachi, 1998）．

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、 $76.4 \pm 0.3 \text{ Ma}$ 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（本図幅地域の片麻状斑状岩相に相当）の $71.5 \pm 2.4 \text{ Ma}$ と $63.0 \pm 2.0 \text{ Ma}$ 、Type III 岩相（本図幅地域の塊状岩相に相当）の $67.4 \pm 1.4 \text{ Ma}$ を報告している．更に、Tsuboi and Asahara (2009) は、神原トータル岩の Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代として $65.2 \pm 2.7 \text{ Ma}$ を報告している．Murakami *et al.* (2006) は、本図幅地域の伊奈川花崗岩分布域である豊田市田振町から、 $76 \pm 4 \text{ Ma}$ - $67 \pm 4 \text{ Ma}$ のレーザーアブレーション ICP-MS による U-Pb ジルコン年代と、 $73 \pm 7 \text{ Ma}$ のジルコンフィッシュトラック年代を報告し、前者を同地域の伊奈川花崗岩の形成年代であるととした．更に、Murakami *et al.* (2006) は、同地域の足助断層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 $53 \pm 9 \text{ Ma}$ 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．

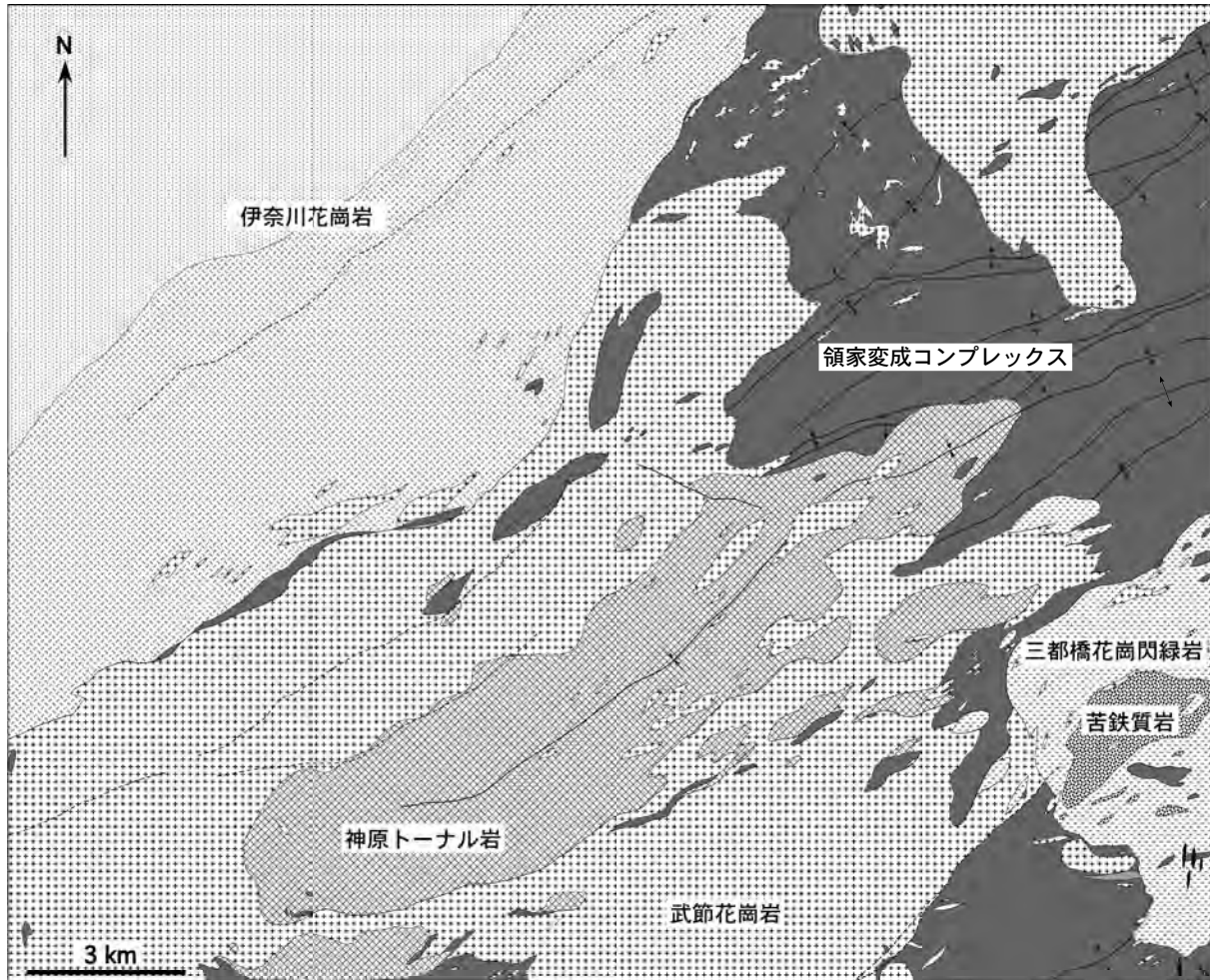
領家帯中に産する苦鉄質岩類は、これまで領家深成岩類の火成活動の最古期に位置づけられてきた（山田ほか，1974；原山ほか，1985，牧本ほか，2004）．しかし、1990年代後半から、これまで変輝緑岩として花崗岩類中の変成作用を受けた苦鉄質岩のゼノリスであると解釈されてきたものの一部が、花崗岩類とマグマとして同時共存したことが明らかとなってきた（吉倉・熱田，2000；西岡，2001；西脇・奥平，2005など）．Nakajima *et al.* (2004) は、本図幅地域南隣の「御油」図幅地域の新城市作手の苦鉄質岩類について、SHRIMP（高精度高分解能イオンマイクロプローブ）による U-Pb ジルコン年代として、 $72.4 \pm 1.2 \text{ Ma}$ を報告している．

4. 1. 3 概要

本図幅地域の領家深成岩類は、北西から南東にむけ、伊奈川花崗岩、武節花崗岩及び神原トータル岩、三都橋花崗閃緑岩と苦鉄質岩類が分布する（第4.1図）．これらの名称は、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

花崗岩は北西部の塊状岩相（Nakai, 1974による Type III に相当）と、南西部の片麻状斑状岩相（Nakai, 1974による Type I と II に相当）とに分けられる．本図幅地域に分布する領家深成岩類のモード組成を第4.2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．和名は日本工業規格 JIS A0204（日本規格協会，2008a）及び JIS A0205（日本規格協会，2008b）による．粒度については、おおむね粒径5mm以上を粗粒，1~5mmを中粒，1mm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」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．

神原トータル岩は、豊田市神楽町を中心とする岩体で、粗粒-中粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩から構成される．領家変成コンプレックスと接する出来山南麓では、両者の境界は地質図のスケールでは領家変成コンプレックスの層理に斜交するが、本岩体の大局的な伸びの方向及び神原トータル岩中の面構造は領家変成コンプレックスの片理とはおおむね調和的である．また、領家変成コンプレックス中のシンフォームの一部の軸が、神原トータル岩へと連続している．神原トータル岩は武節花崗岩に各所で貫入されている．三都橋花崗閃緑岩は粗粒-中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩を主体とする．三都橋花崗閃緑岩は領家変成コンプレックス構成岩類を包有し、武節花崗岩に貫入されている．苦鉄質岩類は粗粒-中粒の角閃石斑れい岩と中粒-細粒の角閃石石英閃緑岩から構成され、細粒のものは三都橋花崗閃緑岩と液状態での同時共存を示唆するマグマ・ミキシング状の産状を示す．また、領家変成コンプレックスとの境界付近でざくろ石を含むことがある．三都橋花崗閃緑岩に密接に伴われる苦鉄質岩類分布域は、黒土のゆるやかな地形を示し、風化により丸みを帯びた数 m 規模の岩塊が露頭として点々と産する．伊奈川花崗岩北西部の塊状岩相は、主として粗粒-中粒（角閃石）黒雲母モンゾ花崗岩から構成される．伊奈川花崗岩南東部の片麻状斑状岩相は、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、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斑状岩相は、北西境界で明瞭な面構造を示し、南東にむけてしだいに不明瞭となる．伊奈川花崗岩は領家変成コンプレックスに貫入し、武節花崗岩との境界付近で武節花崗岩に貫入される．伊奈川花崗岩の塊状岩相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．一方、片麻状斑状岩相はしばしば河川による



領家深成岩類

- | | | | |
|--|----------|--|---------------------|
| | 神原トータル岩 | | 伊奈川花崗岩
(塊状岩相) |
| | 三都橋花崗閃緑岩 | | 伊奈川花崗岩
(片麻状斑状岩相) |
| | 舌鉄質岩 | | 武節花崗岩 |

領家変成コンプレックス

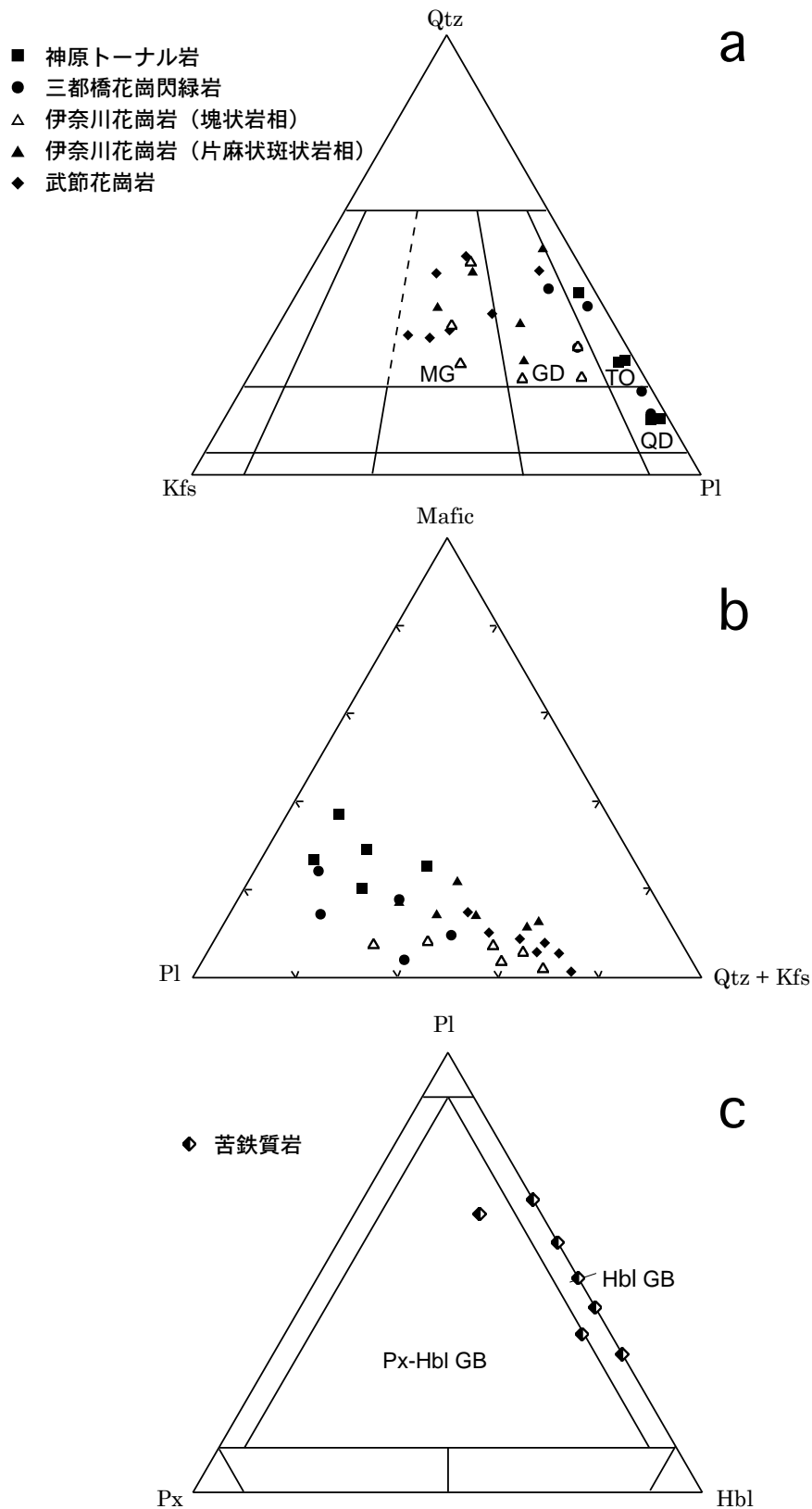
- アンチフォーム
- シンフォーム
- 断層
- 推定断層

第 4.1 図 「足助」 図幅地域における領家深成岩類の分布

侵食で切り立った溪谷状の地形を示す。武節花崗岩は主として中粒-細粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩から構成される。武節花崗岩は本図幅地域の領家深成岩類のすべてに貫入しており、領家変成コンプレックスとの境界付近でざくろ石を含むことがある。武節花崗岩分布域も、一般に風化の進んだ細粒のマサが分布し、ゆるやかな地形となっている。本図幅地域南西端の岡崎市大柳町から豊田市御内町付近にかけて分布する武節花崗岩と豊田市稲武町周辺に分布する武節花崗岩とは、管ヶ岳周辺のループ状の領家変成コンプレックスに分布を隔てられるが、

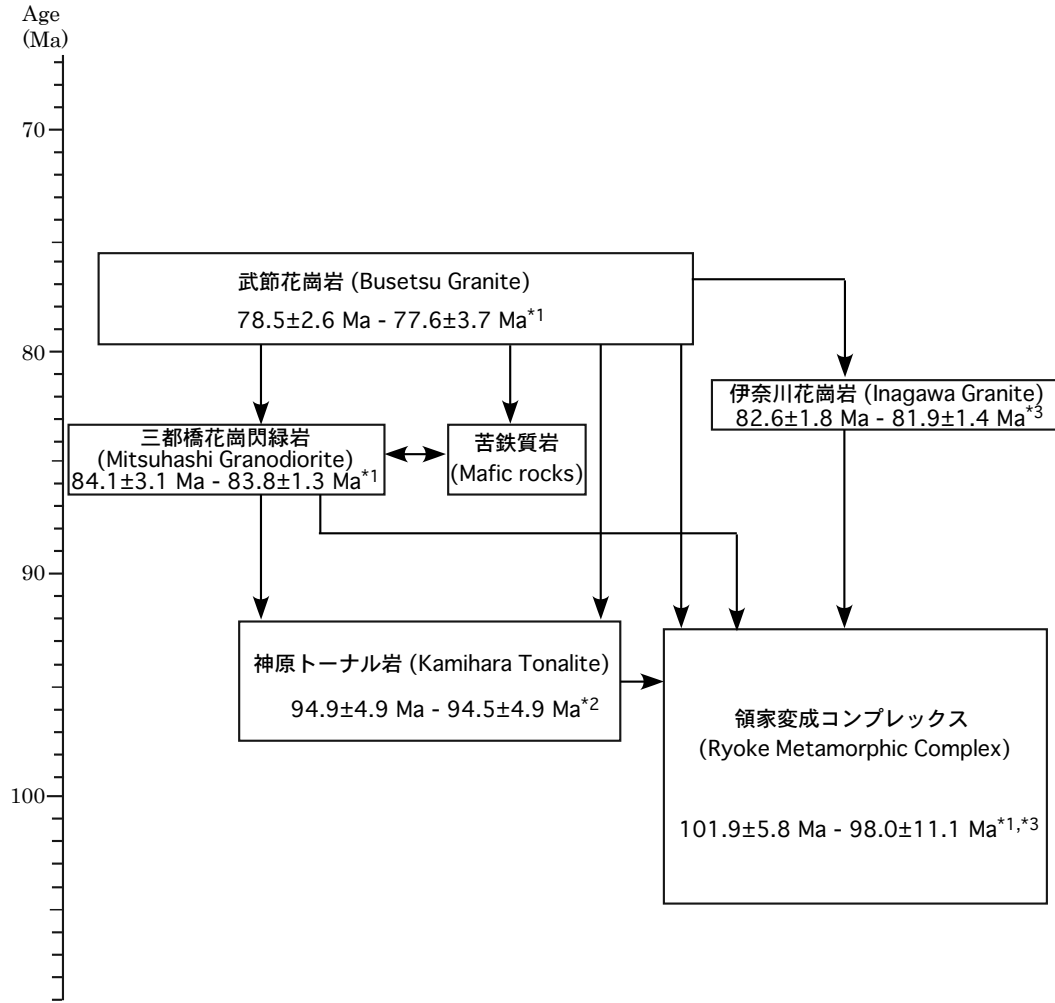
地下では連続しているものと考えられる。

本図幅地域の領家深成岩類の相互貫入関係と年代を第 4.3 図に示す。本図幅地域に産する領家深成岩類の K-Ar 年代は、1960 年代に報告されて以降、再検討が行われていない。そこで、本報告では、本図幅地域に産する領家深成岩類について黒雲母を分離し、K-Ar 法による年代測定をジオスペース・サイエンス株式会社に依頼した。その結果を第 4.2 表に示し、それぞれの年代値の詳しい説明は以下の岩体ごとの各論で述べる。なお、以下の岩体ごとの放射年代のまとめにあたり、1960 年代の K-Ar



第 4. 2 図 「足助」 図幅地域の領家深成岩類のモード組成

(a) Qtz-Kfs-Pl 図, (b) Mafic-Pl-Qtz + Kfs 図, (c) Pl-Px-Hbl 図. (a) と (b) は花崗岩類に, (c) は苦鉄質岩類に適用. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Kfs: アルカリ長石, Px: 輝石, Hbl: 普通角閃石, Mf: 有色鉱物, 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, GB: 斑れい岩. Qtz-Kfs-Pl 図及び Pl-Px-Hbl 図の岩石区分は IUGS (Le Maitre, 2002) に従った.



第 4.3 図 「足助」 図幅地域の領家深成岩類の貫入関係図
放射年代値：*1, 鈴木ほか (1994)；*2, Nakai and Suzuki (1996)；*3, Suzuki and Adachi (1998)。

第 4.2 表 「足助」 図幅地域の領家深成岩類の K-Ar 年代

年代測定はジオスペース・サイエンス株式会社に依頼した。壊変定数は、 $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_e=0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-4}$ (Steiger and Jäger, 1977) に従った。

岩体名	試料番号	岩石名 産地	粒度 (#)	K (wt.%)	rad. 40Ar ($\times 10^5$ cc STD/g)	non-rad. 40Ar	K-Ar年代 (Ma)	K-Ar年代 平均 (Ma)
神原トータル岩	1 (AS126)	中粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩	30-60	7.42	2.07	9.9	70.4±1.8	70.7±1.8
		豊田市神殿町北0.5 km		7.42	2.09	10.0	71.0±1.8	
三都橋花崗閃緑岩	2 (AS709)	中粒片麻状黒雲母角閃石花崗閃緑岩	30-60	6.99	1.96	11.0	70.7±1.8	71.0±1.8
		新城市作手木和田		7.00	1.98	11.7	71.4±1.8	
伊奈川花崗岩 (塊状岩相)	3 (AS504-2)	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	30-60	6.86	1.89	8.1	69.6±1.7	70.1±1.8
		豊田市大塚町		6.85	1.92	36.3	70.7±1.8	
伊奈川花崗岩 (片麻状斑状岩相)	4 (AS109)	中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩	30-60	7.04	1.85	10.6	66.4±1.7	66.7±1.7
		豊田市香嵐渓付近		7.04	1.87	11.8	67.1±1.7	
武節花崗岩	5 (AS708)	中粒黒雲母白雲母モンゾ花崗岩	30-60	7.09	2.01	9.5	71.4±1.8	71.1±1.8
		新城市作手川内付近		7.10	1.99	9.7	70.8±1.8	

年代測定はジオスペース・サイエンス株式会社に依頼した。壊変定数は、 $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_e=0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-4}$ (Steiger and Jäger, 1977) に従った。

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。

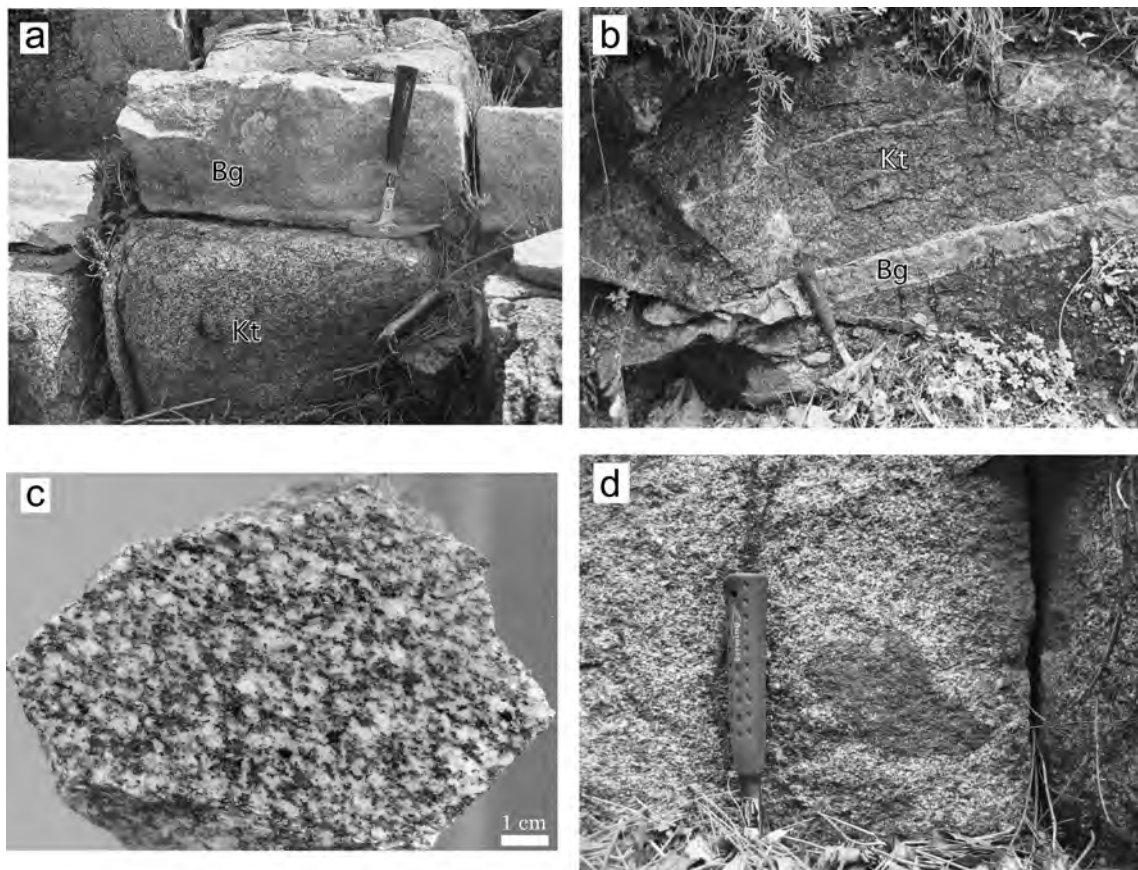
4. 2 神原トータル岩 (Kt)

命名 榑原 (1967) が、長野県下伊那郡天龍村神原付近に分布する深成岩を「神原花崗岩類」と呼んだことに由来する。本図幅地域の豊田市小松野町付近に分布する岩体は、三谷岩体 (仲井, 1970), 下山石英閃緑岩体 (領家研究グループ, 1972) などと呼ばれていたが、沓掛 (1984) 以降、神原石英閃緑岩として一括され、Kutsukake (1998) 以降、「神原トータル岩」と呼ばれている。そこで、本報告においては、神原トータル岩を使用する。

分布及び貫入関係 天龍村神原から長野県下伊那郡根羽村、愛知県北設楽郡豊根村、東栄町、蒲都市、幡豆郡幡豆町、知多郡南知多町などに点在する。本図幅地域では、岡崎市富尾町付近に東西4km、南北1km程度の岩体と

して分布するほか、下山田代町から出来山南麓にかけて北東南西方向に延長20km、幅5km程度の岩体として分布する。

武節花崗岩との境界付近では、武節花崗岩が神原トータル岩の片麻状構造を切って貫入している (第4.4図 a, b)。領家変成コンプレックスとの境界付近では、地質図のスケールで変成岩類を包有する。また、露頭においては、ほとんどの場合変成岩類の層理面を低角度で切っているものの、層理面に沿って貫入していわゆる注入片麻岩様の産状を示す場合もある。本図幅地域で最も大きな分布を示す岡崎市富尾町の岩体中には、領家変成コンプレックスから連続する東北東-西南西方向のシンフォームが存在する。神原トータル岩の片麻状構造が領家変成コンプレックスの片理と調和的であることから、神原トータル岩の貫入後に領家変成コンプレックスとともに褶曲したものと考えられる。なお、豊田市神殿町には、産業技術総合研究所の地下水等総合観測点の一つである豊田下山観測点があり、観測孔の掘削の結果、地下600mまで神原トータル岩が連続していることが確認されている (北川ほか, 2009)。



第4.4図 神原トータル岩の露頭写真

(a) 武節花崗岩に貫入される神原トータル岩 (豊田市阿蔵町)。左下から右上に伸びる神原トータル岩の片麻状構造を切って武節花崗岩が貫入している。Kt: 神原トータル岩, Bg: 武節花崗岩。(b) 武節花崗岩に貫入される神原トータル岩 (豊田市野原町)。Kt: 神原トータル岩, Bg: 武節花崗岩。(c) 神原トータル岩の研磨面 (豊田市野原町の道路沿い [GSJ R99999/AS203-2])。 (d) 神原トータル岩中の暗色包有岩 (岡崎市富尾町)。

岩相及び産状 本図幅地域の神原トータル岩構成岩相は、暗灰色を呈する粗粒-中粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩である（第4.2図；4.4図c）。下山代町から出来山南麓に分布する岩体では、ばらつきはあるものの、岩体の縁に沿うように片麻状構造の走向が変化し、岩体の北西側では40°-70°南東傾斜、南東側で40°-80°北西傾斜を示す。ところにより径数cm-十数cmの暗色包有物を含むことがある（第4.4図d）。角閃石と黒雲母の量比や有色鉱物と無色鉱物の量比は岩体内で変化するが、モード組成変化と分布との関連性は明らかではない。

岩石記載

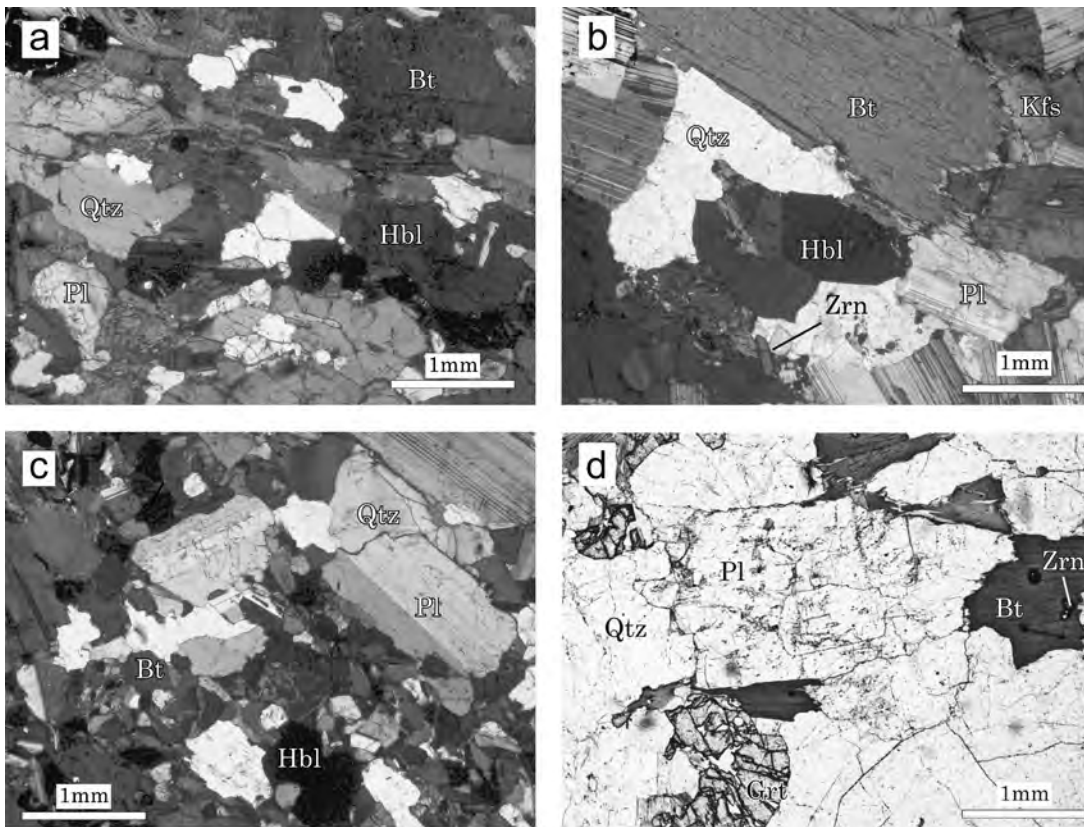
中粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩 (GSJ R100000/AS404, 出来山山頂の南約1kmの林道沿い, 第4.5図a)

主成分鉱物: 斜長石 (63.8%), 石英 (9.3%), カリ長石 (1.0%), 黒雲母 (18.2%), 普通角閃石 (8.8%).

副成分鉱物: 燐灰石, チタナイト, ジルコン, 不透明鉱物. 完晶質で, 有色鉱物及び斜長石の定向配列による片麻状構

造を示す. 主成分鉱物の粒度が5.0mmから0.2mm程度まで連続的に変化するシリット組織を示す. 斜長石は半自形で, 長径5.0~1.0mm程度である. 累帯構造が発達する. 角閃石, 黒雲母, 石英及びチタナイトを包有する. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填する. カリ長石は他の鉱物の粒間にわずかに存在する. 黒雲母は半自形, 長径5.0~0.2mm程度で, Y = Z = 赤褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. チタナイト, ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物を包有する. 角閃石は他形-半自形で, 長径2.0~0.5mm程度である. Y = Z = 褐色, X = 淡緑褐色の多色性を示す. 一部, 黒雲母と密接に伴って産する.

放射年代 神原トータル岩の固結年代として, 長野県下伊那郡天龍村の模式地周辺地域の試料から, $94.9 \pm 4.9\text{Ma}$ と $94.5 \pm 4.9\text{Ma}$ の CHIME モナザイト年代が報告されている (Nakai and Suzuki, 1996). また, 本図幅地域からは, Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代として $65.2 \pm 2.7\text{Ma}$ が報告されている (Tsuboi and Asahara, 2009). 本



第4.5図 神原トータル岩及び三都橋花崗閃緑岩の顕微鏡写真

(a) 神原トータル岩 (中粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩). クロスニコル (出来山山頂の南約1kmの鰻沢林道沿い [GSJ R100000/AS404]). (b) 三都橋花崗閃緑岩の主岩相 (中粒片麻状黒雲母角閃石花崗閃緑岩). クロスニコル (新城市作手木和田 [GSJ R100001/AS709]). (c) 三都橋花崗岩の不均質部. 露頭において細粒苦鉄質岩を包有物として含む (中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩. クロスニコル (新城市作手守義付近 [GSJ R100002/AS148])). (d) 領家変成コンプレックスとの境界付近で優白質となり, ざくろ石を含む三都橋花崗閃緑岩 (中粒ざくろ石含有黒雲母トータル岩). オープンニコル (北設楽郡設楽町西川の南東約1kmの林道沿い [GSJ R100003/AS168B]). Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Qtz: 石英, Grt: ざくろ石, Zrn: ジルコン.

図幅地域の豊田市神殿町北0.5kmの粗粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩から黒雲母を分離し、K-Ar法による年代測定を行った結果、 70.7 ± 1.8 Maの年代を得た(第4.2表)。この黒雲母のK-Ar年代と、Rb-Sr鉱物アイソクロン年代は、神原トータル岩の冷却年代を示す。

4. 3 三都橋花崗閃緑岩 (Mg)

命名 小出(1949)によって愛知県北設楽郡設楽町三都橋周辺に分布する深成岩が「三都橋花崗閃緑岩」と命名された。森下・鈴木(1993)、沓掛(1994, 1995, 1996, 1997)及びKutsukake(1997a, b)は「三都橋花崗岩(体)」と呼んだ。本報告では、主要構成岩相に基づき三都橋花崗閃緑岩を使用する。

分布及び貫入関係 本図幅地域南東の新城市作手菅沼及び作手木和田付近から、本図幅地域の東隣の「田口」にかけて分布する。本図幅地域での分布範囲は、南北約10km、東西約5km程度である。新城市作手守義から作手菅沼にかけて北東-南西方向に伸びる延長約4km、幅1.5kmの苦鉄質岩体を取り巻いている。

領家変成コンプレックスとの境界付近では、三都橋花崗閃緑岩が同コンプレックスの変成岩類を包有する(第4.1図及び第4.6図a)。武節花崗岩との境界付近では武節花崗岩に貫入され(第4.6図a)、岩体内にも小規模な武節花崗岩の貫入岩体が存在する。苦鉄質岩類のうち、粗粒角閃石斑れい岩を包有している(第4.6図b)。一方、細粒-中粒苦鉄質岩との関係は、三都橋花崗閃緑岩が包有する場合と、岩脈状のものに三都橋花崗岩が貫かれる場合とがある(第4.6図c)。三都橋花崗閃緑岩中の細粒-中粒苦鉄質岩は、しばしば入道雲様の境界をもつ包有物として産し、珪長質マグマと苦鉄質マグマとが液状態で混合(ミキシング)・混交(ミングリング)した場合に特徴的な、MME(Mafic Microgranular Enclave: Didier and Barbarin, 1991)である。更に、三都橋花崗閃緑岩は細粒-中粒苦鉄質岩をMMEとして包有するだけでなく、細粒-中粒苦鉄質岩中に不規則な形態の脈として産する場合もある(第4.6図d)。従って、三都橋花崗閃緑岩と細粒-中粒苦鉄質岩とは、同時期にマグマとして存在したと考えられる。細粒-中粒苦鉄質岩のMMEを多量に含む産状は新城市作手守義から作手木和田にかけて数多くの露頭で観察される。地質図においては、(1)単一の露頭の大部分を苦鉄質岩が占める場合にその露頭を苦鉄質岩卓越部とみなし、かつ、(2)そのような露頭が地質図のスケールで表現できるほどの連続した分布を示す場合に、苦鉄質岩として塗色している。従って、三都橋花崗閃緑岩として塗色した部分にも苦鉄質岩は含まれる。これらのMMEは、Koide(1958)や沓掛(1979)などで変輝緑岩とされているものに相当する。

なお、森下・鈴木(1993)及び沓掛(1994, 1995, 1996, 1997)では、三都橋花崗閃緑岩体の中心部に苦鉄質岩体が存在し、それを取り囲むように神原トータル岩が分布すると示している。三都橋花崗閃緑岩及び神原トータル岩は、片麻状トータル岩及び花崗閃緑岩を構成岩相としているため、露頭において明瞭な貫入関係をもって三都橋花崗閃緑岩と神原トータル岩が接する場合は除けば、両岩相を単独の露頭で区別することは困難である。そこで、本図幅では、上述のようにMMEを含み不均質な岩相を示すものについては、三都橋花崗閃緑岩の構成岩相とみなした。

岩相及び産状 三都橋花崗閃緑岩の代表的な岩相は、暗灰色を示す粗粒-中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトータル岩である(第4.2図;第4.6図e)。片麻状構造の走向は、ほぼ東西方向ないし東北東-南南西方向で、傾斜は 75° 以上で北傾斜の場合と南傾斜の場合とがある。領家変成コンプレックスとの境界付近では、粗粒優白質トータル岩となり、ざくろ石を含むことがある。ざくろ石を含む岩相はまれに角閃石を含むこともある。作手守義から作手木和田にかけての岩体南部では、細粒苦鉄質岩を密接に伴い、しばしば不均質な中粒-細粒角閃石黒雲母石英閃緑岩として産する(第4.6図f)。

岩石記載

中粒片麻状黒雲母角閃石花崗閃緑岩(GSJ R100001/AS709, 新城市作手木和田, 第4.5図b)

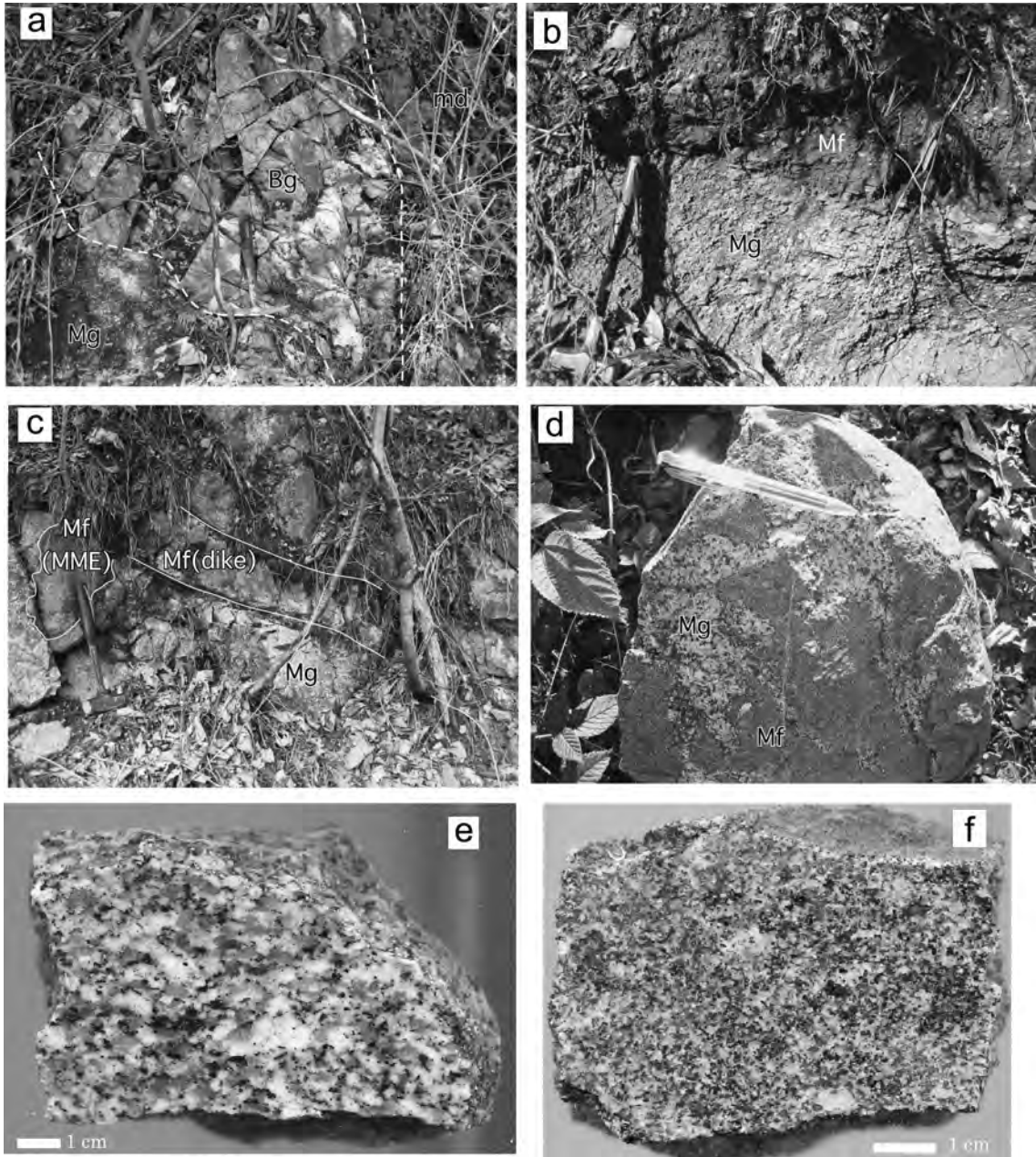
主成分鉱物: 斜長石(50.8%), 石英(23.7%), カリ長石(7.9%), 黒雲母(12.9%), 普通角閃石(4.8%)。

副成分鉱物: 燐灰石, チタナイト, ジルコン, 不透明鉱物。完晶質で、有色鉱物及び斜長石の定向配列による弱い片麻状構造を示す。主成分鉱物の粒度は4.0mmから0.2mm程度まで連続的に変化するシリット組織を示す。斜長石は半自形-自形、長径3.0~0.5mm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。カリ長石は他の鉱物の粒間にわずかに存在する。黒雲母は半自形、長径4.0~0.3mm程度で、 $Y \approx Z$ = 黒褐色、 X = 淡赤褐色の多色性を示す。ジルコン、燐灰石、不透明鉱物を包有する。角閃石は他形-半自形で、長径3.0~0.4mm程度である。 $Y = Z$ = 暗緑褐色、 X = 淡緑褐色の多色性を示す。斜長石を包有する。

中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩(GSJ R100002/AS148, 新城市作手守義付近, 第4.5図c)

主成分鉱物: 斜長石(63.5%), 石英(10.4%), カリ長石(2.0%), 黒雲母(17.6%), 普通角閃石(6.6%)。

副成分鉱物: 燐灰石, 褐れん石, ジルコン, 不透明鉱物。最大粒径4.0mmに達する粗粒部と、粒径1.0mm以下の細粒部から構成され、粗粒部の間を埋めるように細粒部が不



第 4.6 図 三都橋花崗閃緑岩の露頭写真

(a) 変成泥岩を包有し、武節花崗岩に貫入される三都橋花崗閃緑岩（新城市作手木和田付近の林道沿い）。Mg: 三都橋花崗閃緑岩, Bg: 武節花崗岩, md: 変成泥岩。(b) 三都橋花崗閃緑岩と苦鉄質岩を構成する粗粒角閃石斑れい岩との境界（新城市作手木和田の東約 1 km の林道沿い）。Mg: 三都橋花崗閃緑岩, Mf: 苦鉄質岩（粗粒角閃石斑れい岩）。(c) 三都橋花崗閃緑岩に貫入する細粒苦鉄質岩と、三都橋花崗閃緑岩に包有される細粒苦鉄質岩（新城市作手木和田の北東約 1 km の林道沿い）。Mg: 三都橋花崗閃緑岩, Mf (dike): 岩脈状に産する細粒苦鉄質岩, Mf (MME): 入道雲様の境界をもち、三都橋花崗閃緑岩に包有される細粒苦鉄質岩。(d) 細粒苦鉄質岩とマグマ・ミキシング様の産状を示す三都橋花崗閃緑岩（新城市作手守義の林道沿い）。Mg: 三都橋花崗閃緑岩, Mf: 細粒苦鉄質岩。(e) 三都橋花崗閃緑岩の研磨面。片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩（新城市作手守義の南約 1 km の林道沿い [GSJ R100004/AS157]）。(f) 三都橋花崗閃緑岩の研磨面。細粒苦鉄質岩を含む露頭における不均質な角閃石黒雲母石英閃緑岩（新城市作手守義付近の林道沿い [GSJR100005/AS821]）。

規則な形態で産する。

粗粒部は主として斜長石、石英、黒雲母で構成され、細粒部は斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石を主体とする。粗粒部の斜長石は半自形-自形、長径4.0~1.0mmで、累帯構

造が発達する。結晶の中心部付近に石英を含む場合や、結晶のマントル部分に長方形の汚濁帯を含む場合がある。細粒部の斜長石は半自形、長径0.5~0.2mm程度で、累帯構造を示す。粗粒部の石英は、径4.0~0.5mm程度の丸みを

帯びた粒状である。細粒部の石英は他の鉱物の粒間を埋める他形である。カリ長石は半自形、累帯構造を示す0.5mm程度の結晶と、粒間を埋める他形のものがある。黒雲母は半自形、長径2.5~0.2mmで、粗粒部と同程度の大きさから細粒部と同程度の大きさまで連続的に変化する。Y = Z = 褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。角閃石は半自形、長径1.0~0.2mmで、Y = Z = 暗緑褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。半自形で1.2~0.5 mm程度の褐れん石を特徴的に含む。褐れん石は累帯構造を示し、Y = Z = 赤褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。

中粒ざくろ石含有黒雲母トータル岩 (GSJ R100003/AS168B, 北設楽郡設楽町西川の南東約1kmの林道沿い, 第4.5図d)

主成分鉱物：斜長石 (51.0%), 石英 (33.1%), カリ長石 (2.5%), 黒雲母 (2.9%)。

副成分鉱物：ざくろ石, 普通角閃石, 白雲母, ジルコン, 不透明鉱物。

半自形粒状で、粒径が4.0mmほどから0.5mmほどまで連続的に変化するシリイット組織を示す。斜長石は半自形、長径4.0~0.5mmで、顕著な累帯構造を示す。石英及びカリ長石は他形で他の鉱物の粒間を充填する。黒雲母は半自形-他形、長径2.0~0.5mm程度で、Y = Z = 赤褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。ジルコンを包有する。ざくろ石は半自形-自形、径1.1~0.5mm程で、石英を包有する。普通角閃石は、融食形を示す他形で、Y = Z = 帯緑褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。白雲母は半自形-他形で、他形のもは他の鉱物の粒間を充填する。

放射年代 三都橋花崗閃緑岩の固結年代として、北設楽郡設楽町のざくろ石含有黒雲母モンゾ花崗岩から80 ± 20 Ma (森下・鈴木, 1993), 84.1 ± 3.1 Ma (Suzuki *et al.*, 1994), 愛知県北設楽郡設楽町栗島のペグマタイトから83.8 ± 1.3 Ma (鈴木ほか, 1994) のモナザイトの CHIME 法による年代が報告されている。鈴木ほか (1994) は、80 ± 20 Ma は ThO₂ の変化幅が小さいために信頼性に欠けるとして、三都橋花崗閃緑岩の固結年代として84.1 ± 3.1-83.8 ± 1.3 Ma を報告した。

本図幅地域の作手木和田の粗粒片麻状黒雲母角閃石花崗閃緑岩から黒雲母を分離し、K-Ar 法による年代測定を行った。その結果、71.0 ± 1.8 Ma の年代を得た (第4.2表)。この年代は、三都橋花崗閃緑岩の冷却年代を示すものと解釈される。

4. 4 苦鉄質岩類 (Mf)

分布及び貫入関係 本図幅地域の苦鉄質岩類は、南東部の新城市作手守義を中心に東北東-西南西方向に延長約4km、幅約1.5kmの大きさで分布する。この主岩体のほ

か、三都橋花崗閃緑岩中に長径数100mから数10m規模の小岩体としても分布する。また、露頭内においてもしばしば数m程度の包有岩や貫入岩体として三都橋花崗閃緑岩中に産する。

苦鉄質岩類のうち、粗粒-中粒の角閃石斑れい岩は三都橋花崗閃緑岩に包有される (第4.6図b)。細粒苦鉄質岩は、三都橋花崗閃緑岩に貫入する場合 (第4.6図c)、包有される場合、そして三都橋花崗閃緑岩と液相不混和 (マグマ・ミキシング) 状の産状を示す場合 (第4.6図d; 第4.7図a) とがあり、相互に貫入・包有しあっているものと判断される。作手守義を中心とする岩体の北部では、武節花崗岩に貫かれる。

岩相及び産状 苦鉄質岩類は、新城市作手守義を中心とする主岩体の大部分を構成し粗粒-中粒のキウムレイト組織を示す岩相と、主岩体周縁部あるいは三都橋花崗閃緑岩中に小規模に産し、明らかなキウムレイト組織を示さない中粒-細粒の岩相とに大きく分けられる。主岩体の新城市作手守義周辺では、ポイキリティック組織を示し、粒径2cm程度の主晶 (オイコクリスト) 角閃石を含む斜長石含有角閃石岩や粗粒-中粒輝石角閃石斑れい岩が産する (第4.2図; 第4.7図b)。ほとんどの場合、土壤中に突出する岩塊状の露頭として産するため、周囲の岩石との関係は不明である。これらの粗粒-中粒苦鉄質岩類は、キウムレイト組織を示すため、細粒苦鉄質岩や三都橋花崗岩に包有される数m-数十mの岩塊として産しているものと思われる。一方、三都橋花崗閃緑岩に密接に伴われて産する中粒-細粒の角閃石黒雲母斑れい岩ないし石英閃緑岩 (第4.2図; 第4.7図c) は、前述のように同花崗閃緑岩と液相不混和 (マグマ・ミキシング) 状の産状を示す。特に三都橋花崗閃緑岩に数十cmの丸みを帯びたエンクレーブ (ゼノリス) として包有される産状を示す場合、苦鉄質岩類は、細粒・黒色、細粒・暗灰色そして中粒・暗灰色と、単一の露頭内であっても粒度・色の多様性を示す場合があり、同花崗閃緑岩との混成作用もしくは同花崗閃緑岩による同化作用が示唆される。なお、マグマ・ミキシングを示唆する入道雲様の境界を示す包有物として産する場合であっても、細粒苦鉄質岩側に急冷周縁相が認められる場合がある。

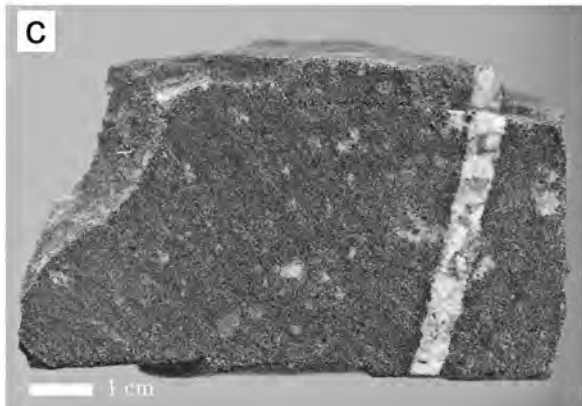
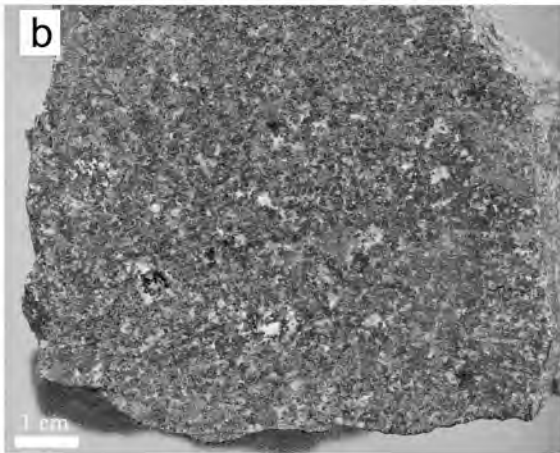
岩石記載

中粒石英黒雲母含有輝石角閃石斑れい岩 (GSJ R100008/AS823, 新城市作手守義の林道沿い, 第4.8図a)

主成分鉱物：斜長石 (62.0%), 角閃石 (24.0%), 単斜輝石 (6.4%), 斜方輝石 (5.5%)

副成分鉱物：黒雲母, 石英, 不透明鉱物, 燐灰石

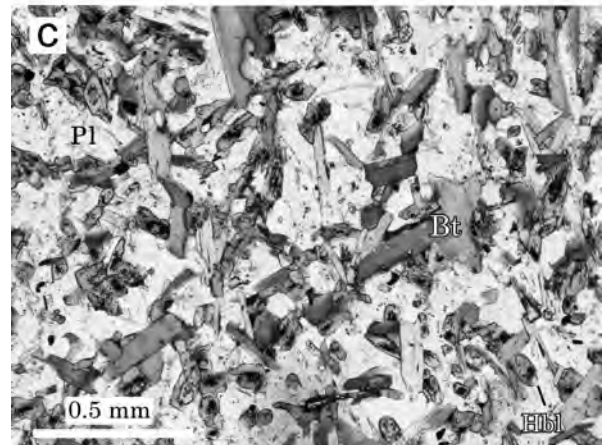
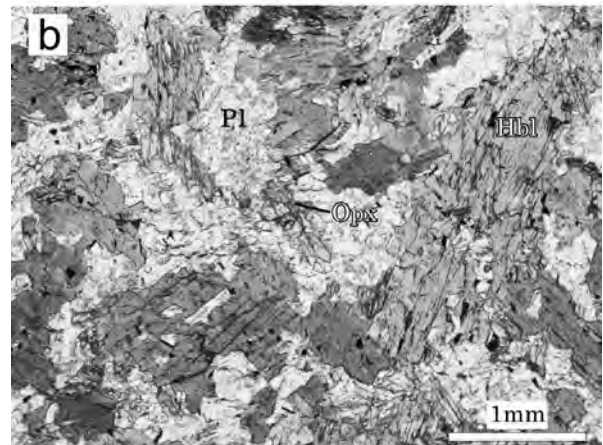
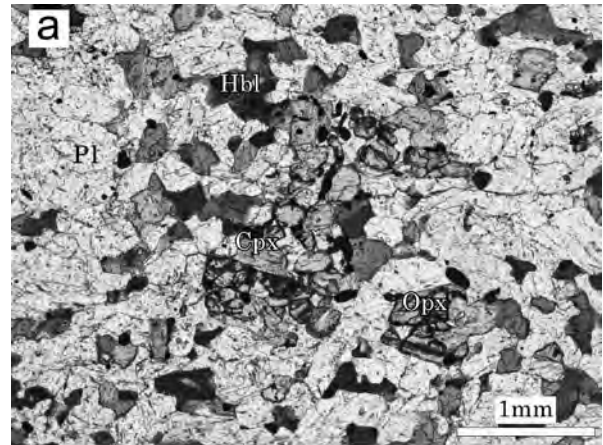
半自形等粒状の斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石及び角閃石が葉理状にマグマティックな定向配列をする、キウムラス組織を呈する。斜長石は半自形、長柱状で、長径6.0~



第 4.7 図 苦鉄質岩類の露頭写真

(a) 三都橋花崗閃緑岩 (白色部) とマグマ・ミキシング様の産状を示す苦鉄質岩 (暗色部) (北設楽郡設楽町豊邦北約 2 km の林道沿い). (b) 優黒質黒雲母石英含有輝石角閃石斑れい岩の研磨面 (新城市作手守義付近の林道沿い [GSJ R100006/AS822]). (c) 細粒黒雲母角閃石斑れい岩の研磨面. 三都橋花崗閃緑岩由来の優白質細脈に貫かれる (新城市作手守義付近の林道沿い [GSJ R100007/AS155B]).

1.2mm 程度の斑晶状の結晶と、長径 0.8~0.1mm 程度で葉理状に配列する結晶とがある。斑晶状の結晶は、累帯構造を示し、長軸の方向が葉理状の斜長石と無関係に産する。



第 4.8 図 苦鉄質岩類の顕微鏡写真

(a) 中粒石英黒雲母含有輝石角閃石斑れい岩 (新城市作手守義の林道沿い [GSJ R100008/AS823]). (b) 粗粒斜方輝石含有角閃石斑れい岩 (新城市作手守義の林道沿い [GSJ R100009/AS818]). (c) 細粒角閃石黒雲母斑れい岩 (北設楽郡設楽町豊邦北約 2 km の林道沿い [GSJ R100035/AS416]). すべてオープンニコル. Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母.

また、ときに不定形の石英と連晶を形成する。葉理状の斜長石は一般に累帯構造が結晶のリムに限られ、ほとんど認められないこともある。角閃石は半自形-他形、長柱状-粒

間充填状で、長径1.8~0.1mm程度である。Y = X = 帯緑褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。単斜輝石は半自形、粒状-短柱状で、長径0.8~0.1mm程度である。斜方輝石は半自形、長柱状で、長径1.0~0.1mm程度で、斜長石ともに葉理状の構造を形成する。黒雲母は他形、粒間充填状でY = X = 黒褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。不透明鉱物は自形-他形、長柱状ないし短柱状-不定形で、長径0.3~0.1mm以下である。石英は他形、粒間充填状にわずかに産するほか、斑晶状の斜長石中に虫食い状に産する。

粗粒斜方輝石含有角閃石斑れい岩 (GSJ R100009/AS818, 新城市作手守義の林道沿い, 第4.8図 b)

主成分鉱物：角閃石 (58.5%), 斜長石 (35.9%), 斜方輝石 (5.6%)

副成分鉱物：不透明鉱物, 燐灰石

半自形の構成鉱物の粒径が3.0mmから0.1mm程度まで連続的に変化するシリイト組織を示す。角閃石は半自形-他形、長柱状で、長径3.0~0.1mm程度である。結晶のコアでY = Z = 褐色、X = 淡褐色、リムでY = Z = 緑褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。斜長石は他形-半自形、長柱状で、長径2.5~0.1mm程度である。累帯構造を示し、長径0.1mm以下の角閃石を多量に包有する場合がある。不透明鉱物は他形、不定形である。斜方輝石は他形で長柱状の斜長石の粒間を埋めるように産し、(100)面に平行な劈開が顕著である。

細粒角閃石黒雲母斑れい岩 (GSJ R100035/AS416, 北設楽郡設楽町豊邦北約2kmの林道沿い, 第4.8図 c)

主成分鉱物：斜長石 (46.2%), 黒雲母 (27.9%), 角閃石 (23.2%)

副成分鉱物：石英 (1.6%), 不透明鉱物, 燐灰石, ジルコン

完晶質で半自形粒状組織を示す。黒雲母は半自形、長柱状で、長径0.3~0.1mm以下を示す。Y = X = 赤褐色、X = 淡褐色の多色性を示す。斜長石は半自形、長柱状で、長径0.3~0.1mm以下を示す。累帯構造を示すものもある。角閃石は、半自形、長柱状-淡柱状、長径0.2~0.1mm以下を示す。一般にY = Z = 帯緑褐色、X = 淡褐色の多色性を示し、結晶のコアは微細な粒状の不透明鉱物で汚濁している。まれに結晶のコアでY = Z = 褐色、X = 淡褐色、リムでY = Z = 帯緑褐色、X = 淡褐色の多色性を示すものがある。石英は他形で粒間充填状に少量産する。

4. 5 伊奈川花崗岩 (Ig₁, Ig₂)

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。本図幅地域の岩体は、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) により伊奈川花崗岩と呼ばれることとなった。本図幅地域の岩体は、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。

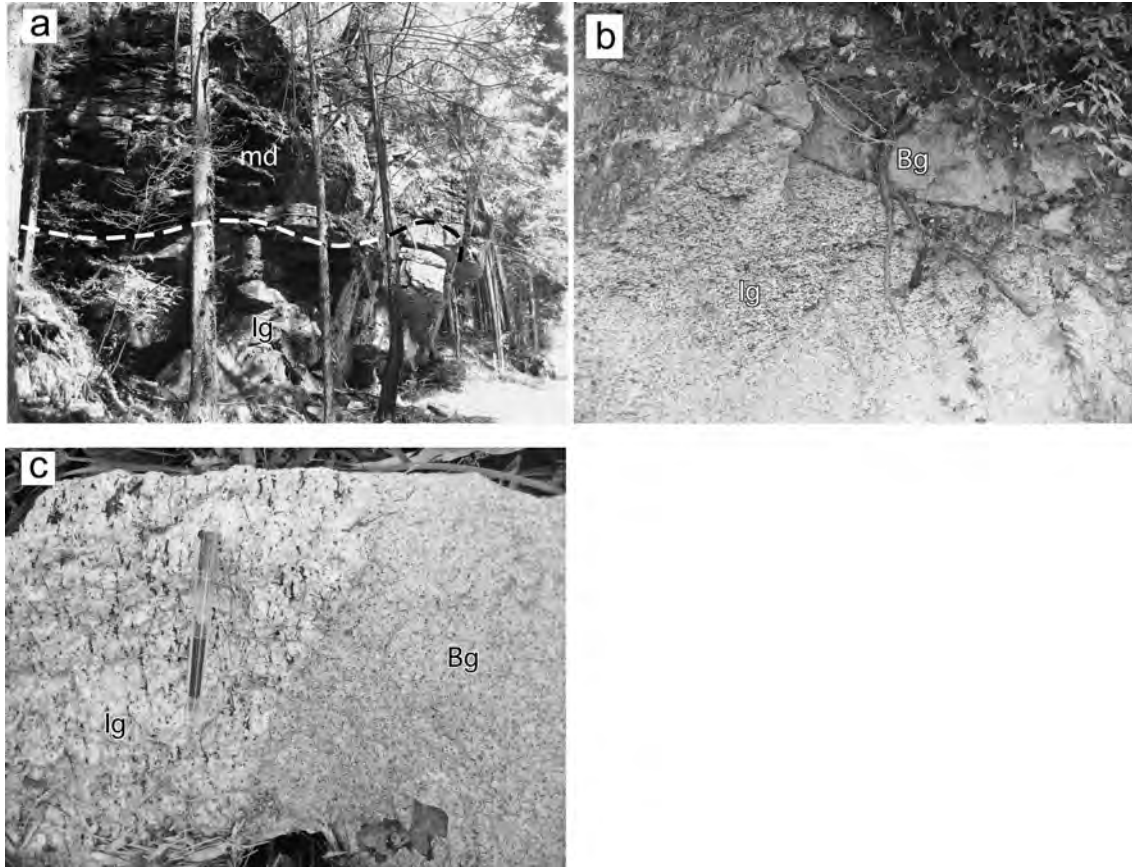
分布及び貫入関係 木曾山地の南部から東濃地方南部を経て、三河地域に断続的に分布し、中部地方領家帯の中で最も広く分布する岩型である。本図幅地域では、豊田市松平町から東大見町を経て豊田市五反田町を結ぶ地域から北西部に分布する。

豊田市霧山町から足助町を経て、久木町の東に続く足助断層を境に北西側の塊状岩相と南東側の片麻状斑状岩相とに区分される。両岩相の境界での貫入関係は露頭の欠如のために明らかでないが、本図幅地域西隣の「豊田」図幅地域では、足助断層や足助断層の分布と関係なく両岩相境界が存在するため、貫入関係で接しているものと考えられる。本図幅地域においては、両岩相境界は豊田市足助町より南西では足助断層と一致し、北西では足助断層の北西縁と一致している。本図幅地域の片麻状斑状岩相の分布は北東-南西方向に延び、神原トータル岩体の分布や領家変成コンプレックスの片理面の構造とおおむね調和的である。また、片麻状斑状岩相の片麻状構造も、岩体の延びの方向と調和的で40°-70°北傾斜を示す。

塊状岩相と領家変成コンプレックス及び他の領家深成岩類との貫入関係は本図幅地域内においては観察することができない。片麻状斑状岩相は、領家変成コンプレックスとの境界付近で、領家変成コンプレックスの層理を切って貫入する (第4.9図 a)。更に、地質図に表現できる規模の領家変成コンプレックス構成岩の岩体を包有する。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4.9図 b, c)。

岩相区分 足助断層の北西側に分布する塊状岩相は、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。Nakai (1974) の Type III 相当する。後に記述する片麻状斑状岩相に比べ、片麻状構造が認められないか非常に弱いこと、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。

足助断層を境に、それより南東に分布する片麻状斑状岩相は、中粒-粗粒片麻状斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩、角閃石黒雲母トータル岩、黒雲母モンゾ花崗岩から構成される。この片麻状斑状岩相は、Nakai (1974) の Type I (本報告の片麻状斑状岩相北西部) と Type II (本報告の片麻状斑状岩相南東部) に相当する。Nakai (1974) に



第 4.9 図 伊奈川花崗岩と他の岩相との相互関係

(a) 変成泥岩の層理に斜交して貫入する伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相（豊田市五反田町の東約 2 km の林道沿い）。lg: 伊奈川花崗岩, md: 変成泥岩。(b) 武節花崗岩の岩脈に貫かれる伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相。武節花崗岩は左下から右上に伸びる片麻状構造に斜交して貫入する（豊田市豊松町の林道沿い）。lg: 伊奈川花崗岩, Bg: 武節花崗岩。(c) 武節花崗岩に貫入される伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相（豊田市国閑町南東約 1 km の林道沿い）。lg: 伊奈川花崗岩, Bg: 武節花崗岩。

は、Type I と III との境界（本報告の片麻状斑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。今回の観察においても、足助断層付近から南東の武節花崗岩との岩相境界にむけ以下の大局的变化が認められた。1) 足助断層付近では片麻状構造が顕著で、南東にむけ次第に鉱物の定向配列が不明瞭になること、2) 足助断層付近ではカリ長石の斑状構造が顕著であるが、斑状カリ長石の大きさや出現頻度が南東にむけて減少すること、3) 足助断層付近では暗色包有物をしばしば含み、岩相もやや優黒質であるが、南東に向け暗色包有物の出現頻度が減少し、岩相も相対的に優白質となること。しかしながら、これらの変化は漸移的であり、境界を定義づける明確な指標は得られなかったため、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斑状岩相とした。なお、豊田市則定町から田振町を経て足助町に至る巴川沿い及びその北東延長の足助断層沿いの片麻状斑状岩相には、長さ約 14 km、幅数十 m - 数百 m にわたって足助剪断帯（高木, 1997; 高木ほか, 2001; 高木・酒巻, 2003）が発達し、ウルトラマイロナ

イトやカタクラサイトが分布する。

放射年代 伊奈川花崗岩の固結年代として、Suzuki and Adachi (1998) は、本図幅地域北西の「瀬戸」図幅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。更に、豊田市田振町から、 76 ± 4 Ma - 67 ± 4 Ma のレーザーアブレーション ICP-MS による U-Pb ジルコン年代と、 73 ± 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 ジルコン年代が伊奈川花崗岩の形成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、レーザーアブレーション ICP-MS による U-Pb ジルコン年代のうち最も若い 67 Ma までを本図幅地域の花崗岩類の形成年代と解釈している。

冷却年代としては、Tsuboi (2005) が、本図幅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。Murakami *et al.* (2006) は、豊田市田振町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ントラック

ク年代として $53 \pm 9\text{Ma}$ 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。

本図幅地域の塊状岩相である豊田市大塚町の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩と、片麻状斑状岩相である豊田市香嵐溪付近の粗粒片麻状黒雲母角閃石花崗閃緑岩から黒雲母を分離し、K-Ar 法による年代測定を行った結果、塊状岩相について $70.1 \pm 1.8\text{Ma}$ 、片麻状斑状岩相について $66.7 \pm 1.7\text{Ma}$ の年代を得た（第4.2表）。Tsuboi (2005) の Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代と、本報告の黒雲母 K-Ar 年代とは分析手法が異なるものの、片麻状斑状岩相が塊状岩相に対して有意に若いという共通した傾向を示しており、本図幅地域の伊奈川花崗岩の冷却年代として意味のある年代差であると考えられる。

4.5.1 塊状岩相 (I_{g1})

分布 本図幅地域内では、北東-南西方向に約14km、北西-南東方向に最大約6kmの範囲に分布する。豊田市霧山町から足助町にかけては足助断層と南東の片麻状斑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。足助町から北東の豊田市久木町にかけては、南東の片麻状斑状岩相とは貫入関係で接しているものと考えられるが、露頭の欠如のため貫入関係は確認できていない。

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4.2図；第4.10図 a）。ほとんどの場合、塊状だが、弱い片麻状構造を示すことがある。岩相は等粒状・均質で、暗色包有物などのゼノリスはほとんど認められない（第4.10図 b）。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、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

粗粒角閃石黒雲母モンゾ花崗岩 (GSJ R100013/AS104, 豊田中^{なかだち}立町南約1.5kmの道路沿い, 第4.12図 a, b; 第4.13図 a)

主成分鉱物：斜長石 (32.3%), 石英 (32.0%), カリ長石 (30.1%), 黒雲母 (3.9%), 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7.0mmから0.5mm程度まで連続的に変化するシリイット組織を示す。斜長石は自形-半自形、長径7.0~0.5mm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が、長径最大7.0mm程度に達する。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3.0~0.5mm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3.0~0.5mm程

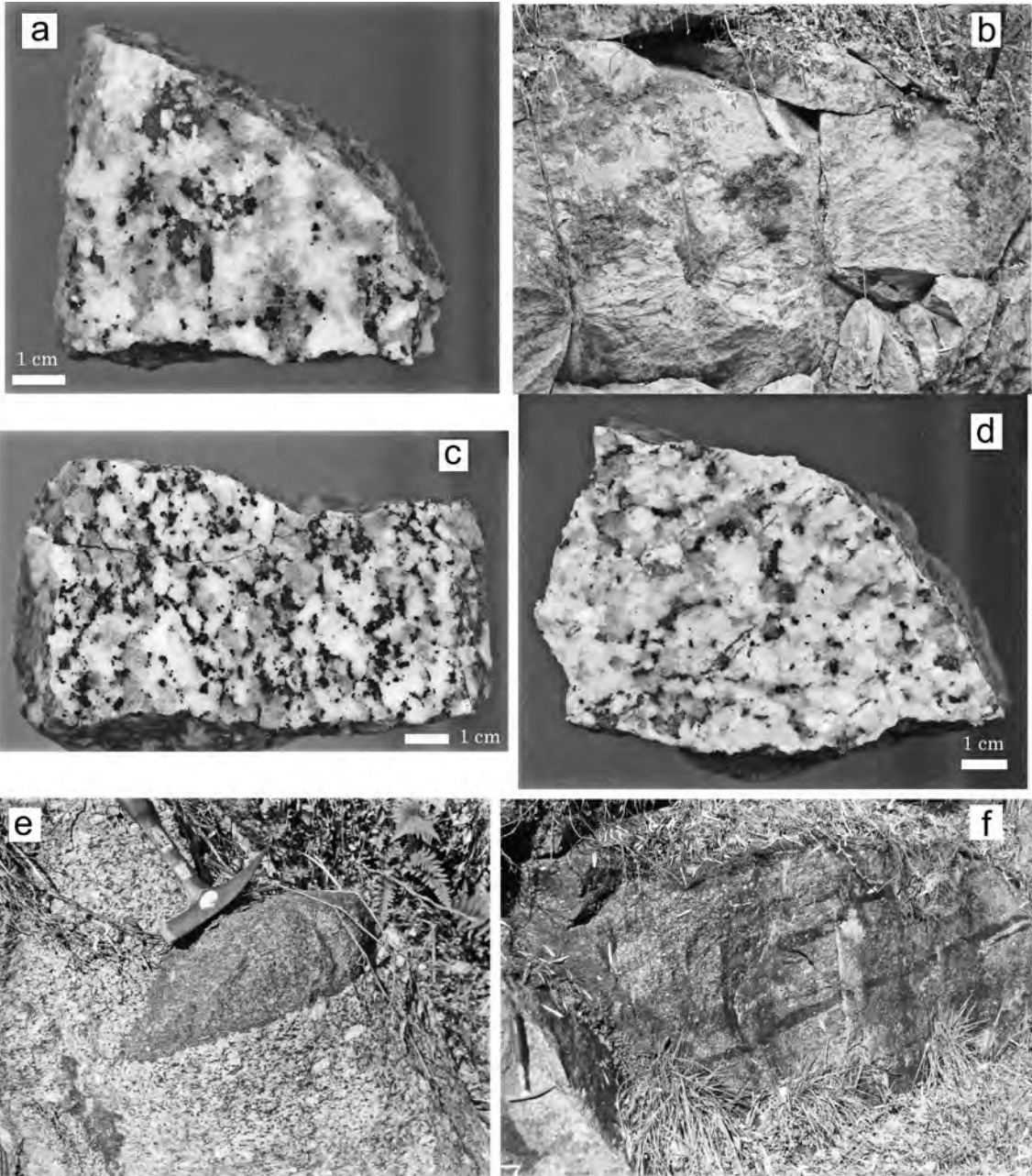
度である。一般に Y = Z = 暗緑褐色、X = 淡褐色の多色性を示すが、褐色のコアに緑褐色のリムが認められることもある。長径0.3~0.1mm以下の自形の褐れん石を副成分として含み、Y = Z = 赤褐色、X = 淡褐色の顕著な多色性を示すほか、累帯構造が認められる。

4.5.2 片麻状斑状岩相 (I_{g2})

分布 豊田市霧山町から足助町を経て、久木町の東に続く足助断層の南西側に分布する。北東-南西方向に延長約17km、幅約6kmにわたって帯状に分布する。豊田市下平町から東大見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、岩体の南東縁の認定が困難であるが、本岩相が卓越する地域を伊奈川花崗岩体として塗色した。

岩相及び産状 中粒-粗粒片麻状斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩、角閃石黒雲母トーナル岩、黒雲母モンゾ花崗岩から構成される（第4.2図；第4.10図 c, d）。長径最大数 cm に及ぶカリ長石斑晶と、定向配列した黒雲母に規定される明瞭な片麻状構造によって特徴づけられる（第4.10図 e）。岩体の北西縁に沿ってマイロナイト化しており、変形の程度は南東縁にむかってやや弱くなる。また、岩体の北西縁では、暗色包有物を多く含み、その出現頻度は南西にむけ減少する。暗色包有物は楕円体で、長軸の長さは10~50cm程度のもが多い（第4.10図 e）が、片麻状構造に平行に著しく伸長している場合もある（第4.10図 f）。岩体の北西部では、長径数 cm に達する自形のカリ長石斑晶を含み、その出現頻度と大きさは南東に向け減少する。カリ長石斑晶は、主として有色鉱物の定向配列で規定される片麻状構造に斜交して産する場合が多い。

本岩体の北西縁近くの巴川に沿う地域では、カタクラサイトやシュードタキライトを伴う小剪断帯が存在し、その集合体として足助剪断帯と呼ばれている（高木、1997；第7章参照）。足助剪断帯の幅は、数十m-500m程度で、延長は14km程度である（高木・酒巻、2003）。足助剪断帯に産する伊奈川花崗岩には、一般に幅数 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（第4.11図 a, b）。カタクラサイトは未固結の角礫やガウジは伴わず、一般に緑泥石化を伴う変質によって緑灰色を呈する。香嵐溪では、特に変形の強いマイロナイト-ウルトラマイロナイト帯が、E-W、70°Nの構造をもち幅30m程度にわたって分布する。このうち、ウルトラマイロナイトは暗緑色を呈し、幅2~3cmである（高木・酒巻、2003）。足助剪断帯分布域のうち、香嵐溪、豊田市田振町及び東大島町の巴川河床の露頭からは、シュードタキライト脈が報告されている（高木・酒巻、2003）。シュードタキライト脈は、幅数 mm-3cm程度で暗褐色-暗灰色を呈し、多くの場合、伊奈川花崗岩の片



第 4.10 図 伊奈川花崗岩の露頭写真

(a) 伊奈川花崗岩塊状岩相の研磨面（豊田市中切町北東約 0.5 km の道路沿い [GSJ R1100010/AS107]）。(b) 伊奈川花崗岩塊状岩相の均質な産状（豊田市野口町の林道沿い）。(c) 伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相の研磨面。岩体北西部の片麻状構造が強くやや優黒質な岩相（豊田市桑田町の北東約 1 km の道路沿い [GSJ R100011/AS813-2]）。(d) 伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相の研磨面。岩体南東部の、片麻状構造が弱くやや優白質な岩相（豊田市葛沢町の東約 2 km の道路沿い [GSJ R100012/AS315]）。(e) 暗色包有物を含む伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相。花崗岩部には、有色鉱物の定向配列と長径数 cm のカリ長石斑晶が認められる。暗色包有物は長径数十 cm の紡錘形を示し、長軸は片麻状構造と調和的である（豊田市近岡町付近の道路沿い）。(f) 暗色包有物を含む伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相。暗色包有物は片麻状構造と調和的に伸びている（豊田市近岡町付近の道路沿い）。

麻状構造にほぼ平行である。高木・酒巻（2003）によると、豊田市田振町においては、シュードタキライト脈はカタクラサイト脈に対して時計回りに斜交している部分が多い。田振町では、カタクラサイトやほかのシュードタキライト脈を切るシュードタキライト脈も報告されて

いる。

伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相の有色鉱物と無色鉱物の量比、及び有色鉱物の角閃石と黒雲母の量比はとことにより変化し、大局的には岩体の北西で有色鉱物が多い傾向がある。また、片麻状斑状岩相は、塊状岩相に比べて



第 4. 11 図 足助剪断帯のカタクラサイト化した伊奈川花崗岩の露頭写真
 (a) 幅数 mm の暗緑灰色のカタクラサイト脈が入る伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相 (豊田市足助町, 香嵐溪). (b) カタクラサイト脈の拡大. 幅数 mm のカタクラサイト脈がネットワーク状に発達し, 固結している (豊田市足助町, 香嵐溪).

有色鉱物の量比がやや多いほか, カリ長石が少ない傾向がある.

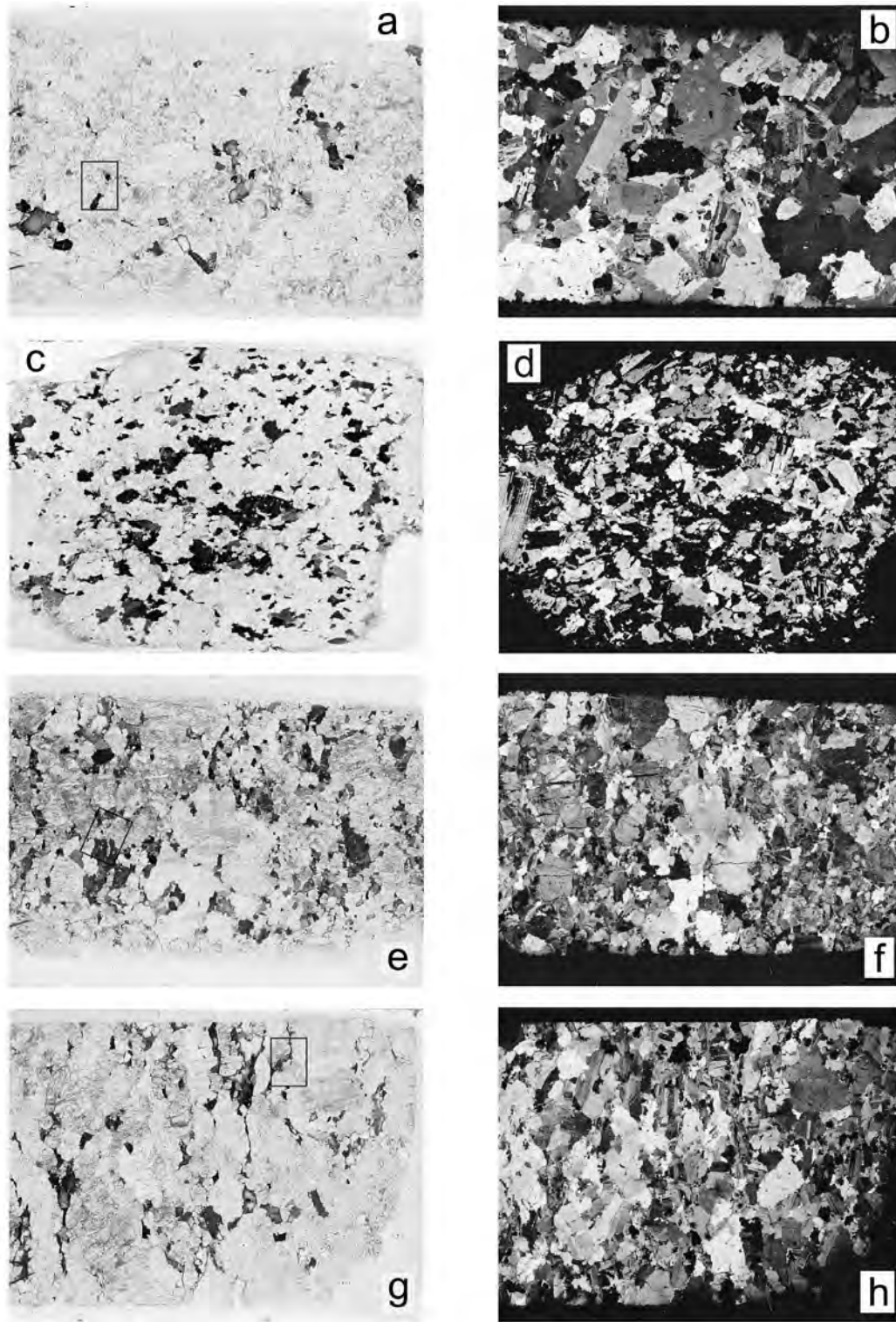
岩石記載

中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R100015/AS112, 豊田市足助町香嵐溪付近, 第4.12図 e,f; 第4.13図 b)

主成分鉱物: 斜長石 (37.2%), 石英 (26.8%), カリ長石 (14.2%), 黒雲母 (19.8%), 普通角閃石 (2.1%).

副成分鉱物: 燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物.

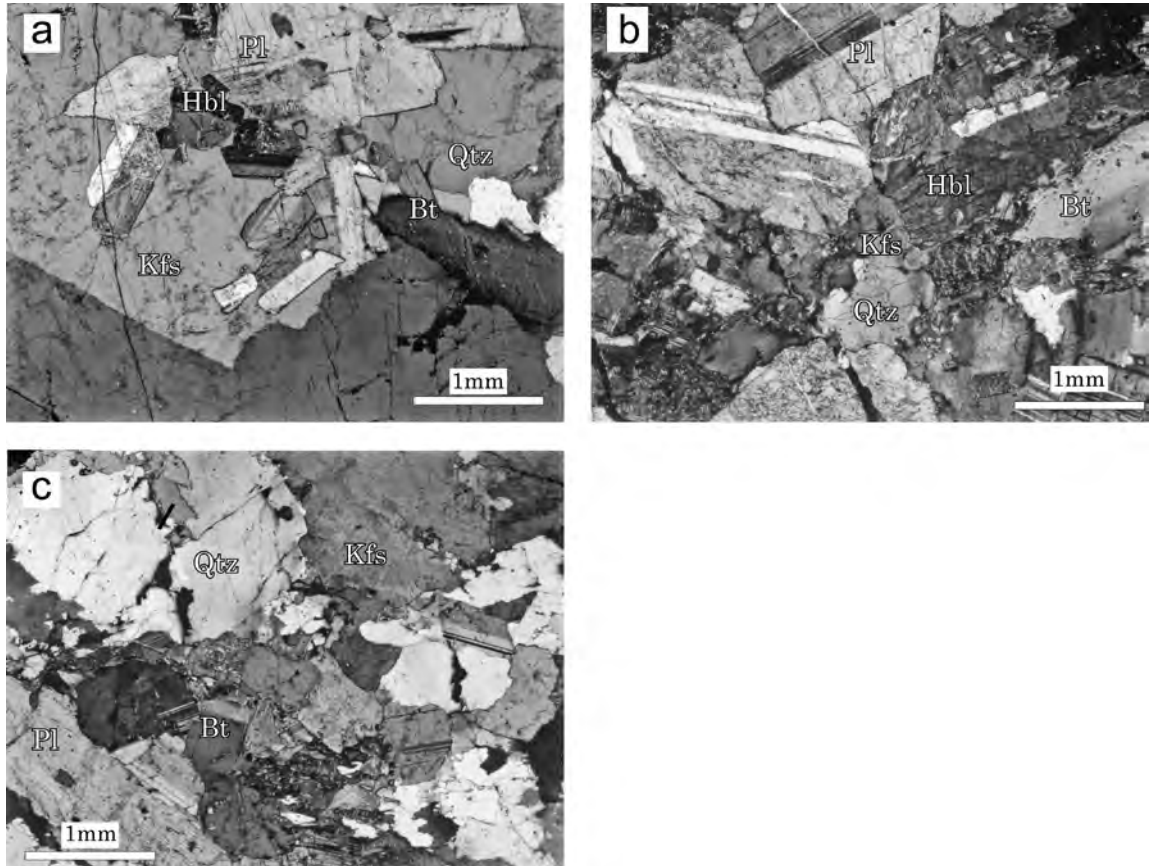
完晶質で, 主として黒雲母の定向配列に規定される片麻状構造を示す. 主成分鉱物の粒度は5.0mm から0.3mm 程度まで連続的に変化する. 斜長石は半自形, 長径5.0~0.5mm 程度で, 累帯構造が発達する. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填する. 波動消光し, 石英同士は縫合線状の粒界を示すほか, 一部では細粒化している. カリ長石は他形で他の鉱物の粒間にわずかに存在する. 黒雲母は半自形, 長径2.0~0.3mm 程度で, Y ≒ Z = 暗赤褐色, X = 淡



1mm

第 4.12 図 伊奈川花崗岩の薄片写真

(a), (b) 塊状岩相 (粗粒角閃石黒雲母モンゾ花崗岩). a: オープンニコル, b: クロスニコル (豊田市中立町南約 1.5 km の道路沿い [GSJ R100013/AS104]). (c), (d) 片麻状斑状岩相 (中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩). 岩体北西縁の有色鉱物の多い部分. a: オープンニコル, b: クロスニコル (豊田市永野町付近の道路沿い [GSJ R100014/AS813]). (e), (f) 片麻状斑状岩相 (中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩). 岩体北西縁付近. a: オープンニコル, b: クロスニコル (豊田市足助町香嵐溪付近 [GSJ R100015/AS112]). (g), (h) 片麻状斑状岩相 (中粒片麻状黒雲母花崗閃緑岩). 岩体南東縁付近. a: オープンニコル, b: クロスニコル (豊田市四ッ松町の道路沿い [GSJ R100016/AS115]). a, e, g 中の長方形の囲みは, 第 4.13 図の顕微鏡写真の位置を示す.



第 4.13 図 伊奈川花崗岩の顕微鏡写真

(a) 塊状岩相 (粗粒角閃石黒雲母モンゾ花崗岩). クロスニコル (第 4.8 図 a, b と同試料). (b) 片麻状斑状岩相 (中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩). クロスニコル (第 4.8 図 e, f と同試料). (c) 片麻状斑状岩相 (中粒片麻状黒雲母花崗閃緑岩). クロスニコル (第 4.8 図 g, h と同試料). Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Qtz: 石英.

褐色の多色性を示す. 普通角閃石は半自形で, 長径 5.0~0.5mm 程度である. 一般に Y = Z = 帯緑褐色, X = 淡褐色の多色性を示す.

間を埋めるようにリボン状に産し, キンク状の折れ曲がりも観察される. 長径最大 0.5mm に達する自形の褐れん石を副成分として含む. 褐れん石は Y = Z = 赤褐色, X = 淡褐色の顕著な多色性を示すほか, 累帯構造を示す.

中粒片麻状黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R100016/AS115, 豊田市四ッ松町の道路沿い, 第 4.12 図 g, h; 第 4.13 図 c)

主成分鉱物: 石英 (44.1%), 斜長石 (37.4%), カリ長石 (4.4%), 黒雲母 (14.1%).

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, 主として黒雲母の定向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 5.0mm から 0.1mm 以下まで連続的に変化する. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填する. 波動消光し, 石英同士は縫合線状の粒界を示すほか, 一部では細粒化している. 斜長石は半自形, 長径 5.0~0.5mm 程度で, 累帯構造が発達する. キンク状の双晶の折れ曲がり認められる. また, 細粒の結晶では, 内部に虫食い状の石英が産することがある. カリ長石は半自形, 短柱状で, 長径 5.0~0.5mm 程度である. 単純双晶を示す場合がある. 黒雲母は半自形, 長径 4.0~0.1mm 以下で, Y = Z = 暗赤褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. 長石の粒

4. 6 武節花崗岩 (Bg)

命名 本図幅地域北東端の豊田市大多賀町から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, 岡崎市から本図幅地域及び模式地の豊田市稲武町を経て, 長野県下伊那郡^{うるぎ}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. 本図幅地域においては, 南西端の岡崎市大柳町から北東端の豊田市大多賀町にかけて広く分布する. すでに述べたように, 神原トータル岩, 三都橋花崗閃緑岩, 伊奈川花崗岩 (片麻状斑状岩相) 及び領家変成コンプレックスのすべてに貫入する. ただし, 伊奈川花崗岩の塊状岩相

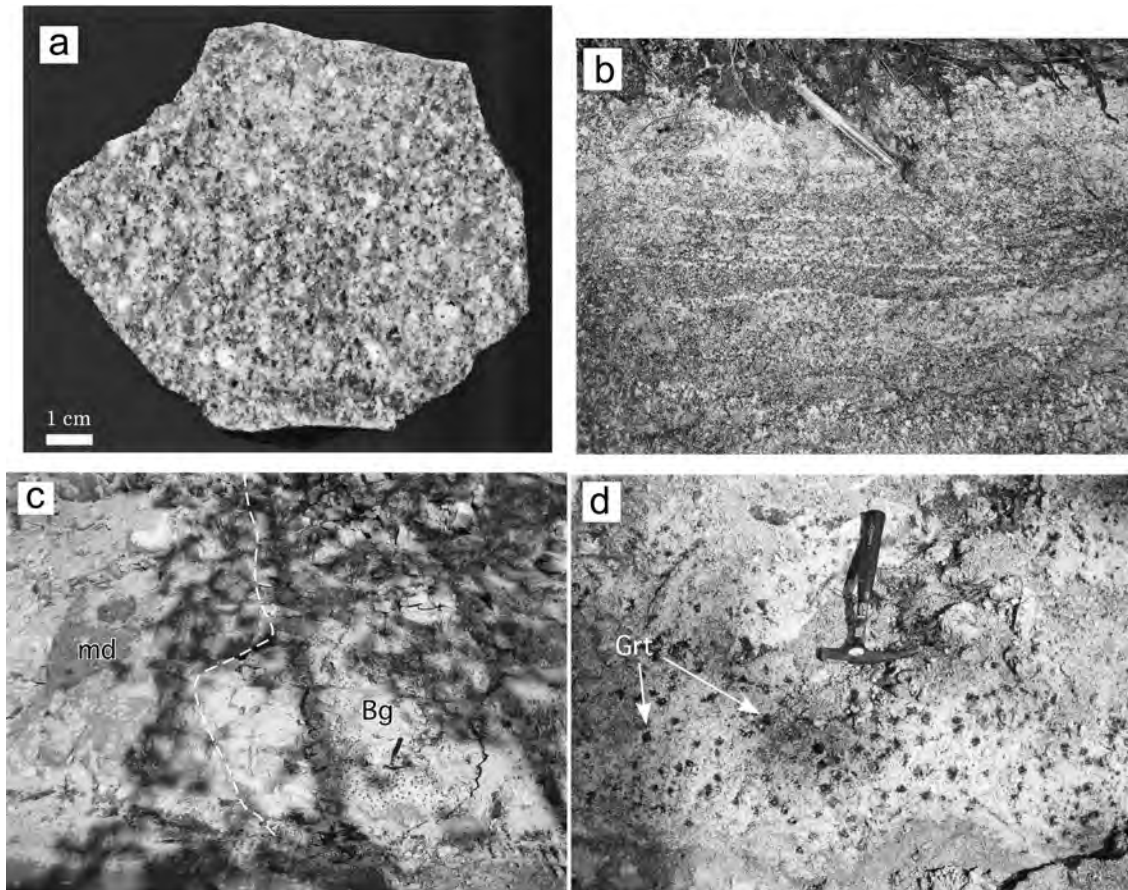
との直接の貫入関係は確認されていない。

岩相及び産状 主として細粒-中粒塊状白雲母黒雲母モンゾ花崗岩から構成され（第4.2図；第4.14図 a），ところによって粒度，鉍物量比が変化する．特に黒雲母の増加によってやや優黒質な岩相を示すことがある．そうした岩相の分布は数百 m 程度の範囲にわたり，鉍物の量比が急激に変化する場合と漸移的に変化する場合とがある．また，ところによって黒雲母と無色鉍物の量比の違いによる層状構造（第4.14図 b）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．そのような流理構造は単一の露頭内でも数 m 程度しか連続しない．武節花崗岩の細粒-中粒塊状白雲母黒雲母モンゾ花崗岩には，粒径1mm以下のざくろ石が含まれることがある．ざくろ石を含む岩相は，一般に黒雲母の量比が少なく白雲母に富み，やや優白質である．また，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-1cm 程度の粗粒なざくろ石を含むことがある（第4.14図 c, d）．

武節花崗岩の一般的特徴として，仲井（1970）は，塊

状（非片状）であることを挙げているが，上述の通り層状構造や流理構造が認められ，塊状ではない場合がある．また，地質図には示していないが，本図幅地域の豊田市梨野町において西北西-東南東方向に伸びる断層付近，豊田市花沢町から北東に延びる炮烙断層及び大沼断層に沿う地域では，局所的にマイロナイト化し，黒雲母の定向配列により片麻状構造をもつ岩相が産する．

放射年代 固結年代として，本図幅地域の豊田市足助町及び松平町から， $78.5 \pm 2.6\text{Ma}$ ， $78.1 \pm 2.0\text{Ma}$ ， $77.6 \pm 3.7\text{Ma}$ 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，本図幅地域の南東に位置する「岡崎」図幅地域の岡崎市滝町から恵田町の3箇所の碎石場から， $77.2 \pm 4.1\text{Ma}$ ， $75.9 \pm 6.1\text{Ma}$ と $75.3 \pm 4.9\text{Ma}$ 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， $76.4 \pm 0.3\text{Ma}$ を報告している．



第 4.14 図 武節花崗岩の露頭写真

(a) 武節花崗岩の研磨面(豊田市御内町の北東約 2 km の林道沿い [GSJ R100017/AS602])．(b) 武節花崗岩中の層状構造(豊田市十明山の南東約 2 km の道路沿い)．(c) 領家変成コンプレックスの変成泥岩との境界でざくろ石を含む武節花崗岩(北設楽郡設楽町豊邦の南東約 2 km の林道沿い)．(d) b の拡大．粒径 1 cm 程度の赤褐色ざくろ石を含み，全体として優白質な岩相を示す．

本図幅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を分離し、K-Ar法による年代測定を行った。その結果、 71.1 ± 1.8 Maの年代を得た(第4.2表)。この年代は、武節花崗岩の冷却年代を示すものと解釈される。

岩石記載

中粒黒雲母白雲母モンゾ花崗岩 (GSJ R100018/AS708, 新城市作手川内付近, 第4.15図 a)

主成分鉱物：石英 (45.7%), 斜長石 (26.9%), カリ長石 (19.6%), 白雲母 (4.7%), 黒雲母 (3.1%)。

副成分鉱物：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。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填する。波動消光を示す。斜長石は半自形、長径2.5~0.1mm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。カリ長石は他形、粒間充填状で、パーサイト構造が認められる。白雲母は半自形、長径2.0~0.1mm程度で、クロットを形成する場合がある。

黒雲母は半自形、長径1.2~0.1mmで、 $Y \approx Z$ = 赤褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。

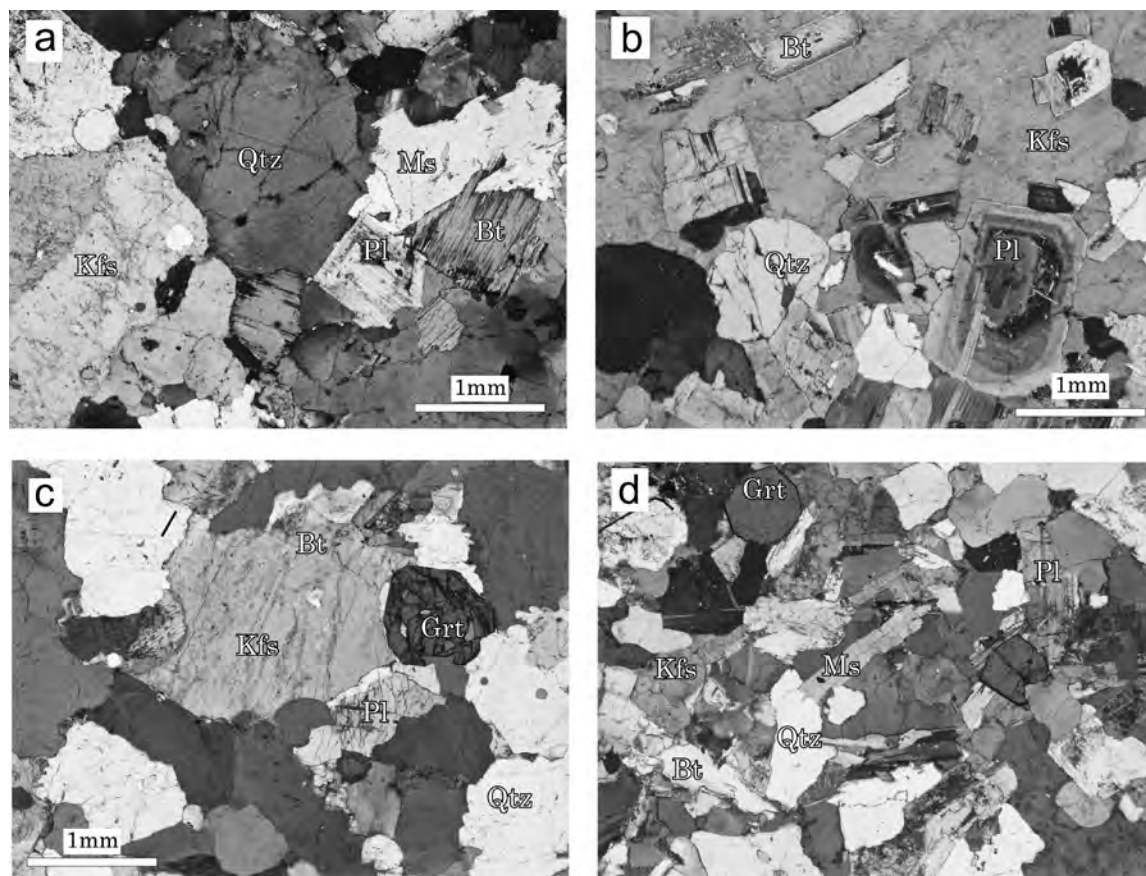
中粒白雲母含有黒雲母モンゾ花崗岩 (GSJ R100019/AS175, 豊田市切山町東約1kmの道路沿い, 第4.15図 b)

主成分鉱物：斜長石 (36.8%), 石英 (32.8%), カリ長石 (20.3%), 黒雲母 (9.8%), 白雲母 (0.3%)。

副成分鉱物：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ット組織を示す。斜長石は半自形、長径3.0~0.5mm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。カリ長石は他形、粒間充填状で、パーサイト構造が認められる。黒雲母は半自形-他形、長径2.0~0.1mmで、 $Y \approx Z$ = 赤褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。白雲母は半自形、長径1.0~0.1mm程度である。

中粒ざくろ石黒雲母白雲母含有優白質モンゾ花崗岩



第4.15図 武節花崗岩の顕微鏡写真

(a) 中粒黒雲母白雲母モンゾ花崗岩。クロスニコル (新城市作手川内付近 [GSJ R100018/AS708])。 (b) 中粒白雲母含有黒雲母モンゾ花崗岩 (白雲母に乏しい岩相)。クロスニコル (豊田市切山町東約1kmの道路沿い [GSJ R100019/AS175])。 (c) 中粒ざくろ石黒雲母白雲母含有優白質モンゾ花崗岩 (雲母類に乏しくざくろ石を含む岩相)。クロスニコルから偏光板を20度回転 (新城市作手守義周辺の林道沿い [GSJ R100020/AS149])。 (d) 細粒ざくろ石含有黒雲母白雲母花崗閃緑岩。クロスニコルから偏光板を20度回転 (豊田市羽生町東約1.5kmの林道沿い [GSJ R100022/AS194])。 Ms: 白雲母, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Qtz: 石英, Grt: ざくろ石。

(GSJ R100020/AS149, 新城市作手守義周辺の林道沿い, 第4.15図 c)

主成分鉱物：石英 (44.4%), 斜長石 (24.6%), カリ長石 (28.2%), 黒雲母 (0.3%), 白雲母 (0.9%).

副成分鉱物：ざくろ石 (1.6%), 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. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し, 波動消光を示す. 斜長石は半自形-他形, 長径2.5~0.5mm程度で, 弱い累帯構造を示す. 石英を包有する. カリ長石は他形, 粒間充填状で, 微斜長石構造が認められ, 斜長石との接触部でミルメカイトが生じている場合がある. 黒雲母は半自形, 長径1.0~0.1mm以下で, Y = Z = 黒褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. 白雲母は半自形, 長径0.5~0.1mm程度で, 他の鉱物の粒間にわずかに産する. ざくろ石は半自形-他形, 粒状-不定形で, 粒状の場合は径0.8~0.1mm程度である. 石英及び燐灰石を包有する.

細粒ざくろ石含有黒雲母白雲母花崗閃緑岩 (GSJ R100021/AS194, 豊田市羽生町東約1.5kmの林道沿い, 第4.15図 d)

主成分鉱物：石英 (39.1%), 斜長石 (38.3%), カリ長石 (7.1%), 白雲母 (13.0%), 黒雲母 (3.1%).

副成分鉱物：燐灰石, ジルコン, 不透明鉱物.

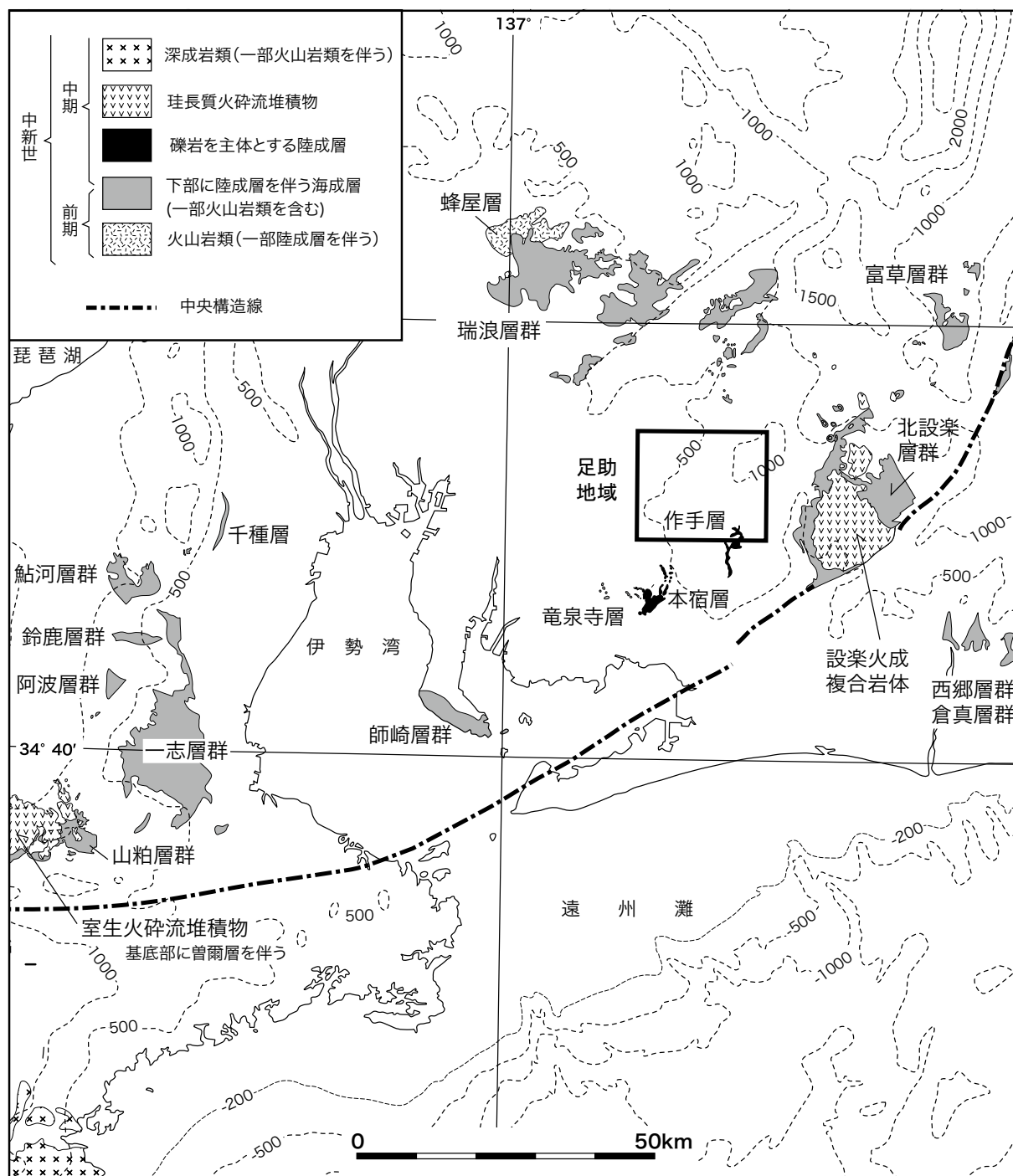
完晶質で, 半自形等粒状組織を示す. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し, 波動消光を示す. 斜長石は半自形-他形, 長径2.0~0.2mm程度で, 累帯構造を示す. 白雲母及び石英を包有する. カリ長石は他形, 粒間充填状で, パーサイト構造及び微斜長石構造が認められる. 白雲母は半自形, 長径1.5~0.1mm程度である. 黒雲母は半自形, 長径1.2~0.2mm程度で, Y = Z = 赤褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. ざくろ石は半自形, 粒状で, 粒径0.6~0.3mm程度である. 石英を包有する場合がある.

第5章 新 第 三 系

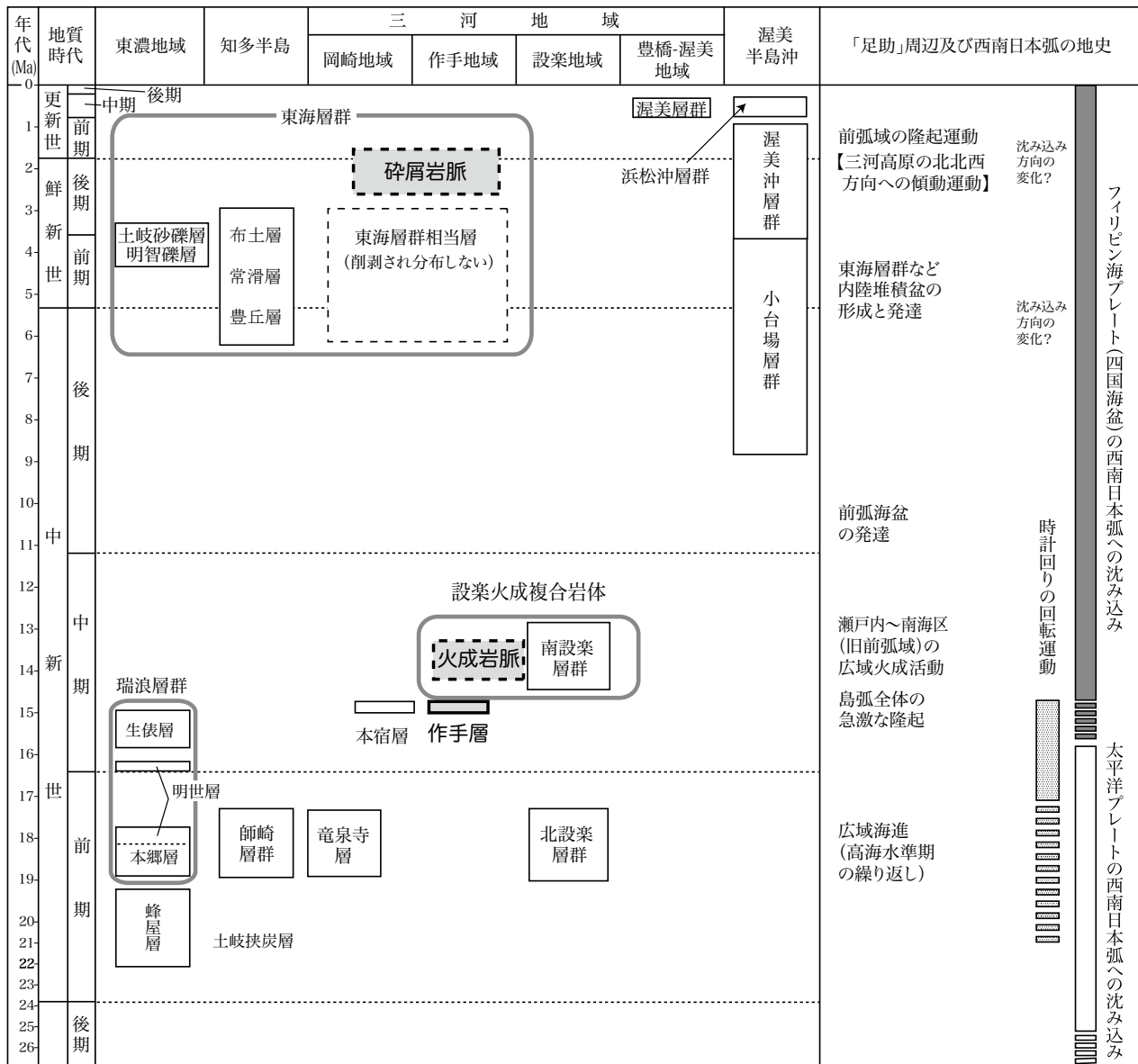
(尾崎正紀・山崎 徹)

三河高原及び周辺地域には新第三系が広範囲に点在して分布している (第5.1図; 第5.2図). 「足助」図幅地

域には作手層, 火成岩脈, 碎屑岩脈が分布する.



第5.1図 「足助」図幅地域及び周辺地域の下部-中部中新統の分布
等高線(数字は標高)は接峰面図で, 岡山(1988)を簡略化.



第 5. 2 図 「足助」 図幅地域及び周辺地域の新第三紀の層序と地史

陸域の地層・岩体を定義した文献は省略。東海層群 (陶土層は省略) は牧野内 (2001), 瑞浪層群及び師崎層群は入月 (2003), 蜂屋層は野村 (1992), 北設楽層群と設楽火成複合岩体は星 (2006) の年代論に基づく。明智礫岩層は森本・大藪 (1986) に基づき土岐砂礫層の下部に対比。渥美半島沖の音響層序区分は荒井ほか (2006) による。地質年代の区分年代数値は, Berggren *et al.* (1995) に基づく。砕屑岩脈充填堆積物の供給源は東海層群と推定し, かつて岡崎市東部にも東海層群が分布していたと解釈。

5. 1 作手層 (Ts)

研究史 作手層は, 新城市の旧作手町に分布する巨礫を多く含む不淘汰な巨礫岩層からなる。主な報告として菅谷 (1984), 作手団体研究グループ (1991), 尾崎・西岡 (2008) がある。また, 清野・石井 (1927), 地質調査所 (1956) では更新統 (洪積層) に, 山田ほか (1972) では下部更新統, 糸魚川 (1980) では高位段丘堆積物 (更新統) に, 牧本ほか (2004) では下-中部中新統の設楽層群北設置亜層群に対比されていた。一方, 作手団体研

究グループ (1991) は岩相の類似から明智礫岩層 (木宮, 1971) に対比した。尾崎・西岡 (2008) は作手層を竜泉寺層の堆積後かつ東海層群の堆積前の堆積物で, 断層を伴わない巨礫岩層の谷埋堆積形態を示すことから, 本宿層 (第 5.1 図) と共に, 中期中新世初め頃の西南日本弧で起こった急激な広域隆起の時代の堆積物に位置づけている。

地層名 命名は作手団体研究グループ (1991) による作手礫層。ただし, 地層命名指針では地層の基本単位は層 (Formation) であるため (Salvador *ed.*, 1994), 尾崎・西岡 (2008) は作手礫層を作手層と改めた。

模式地 新城市作手高松-作手白鳥間の赤羽根峠(「御油」図幅地域内; 作手団体研究グループ, 1991). 同市の作手白鳥-作手鴨ヶ谷間, 作手田原の長ノ山付近, 作手善夫に比較的良好な露頭がある.

分布及び形態 作手黒瀬から作手田原の東部にかけて幅約1.5~2kmと幅広に分布する地域と, 作手田原から作手白鳥へかけて幅約500mで南北に細長く船底状に分布する地域とに分かれる(第5.3図). 作手黒瀬から作手田原の東部に分布する作手層の北西縁は武節花崗岩との間に南東落ちの断層(夏山断層:7.1参照)が推定される. 作手田原から作手白鳥では, 推定される作手層基底部の等深線図(第5.3図)をみると, 現在の分布する範囲より広い幅1km近くの谷地形に堆積していた可能性が高い(尾崎・西岡, 2008).

なお, 作手層は, 南隣の「御油」図幅地域の新城トータル岩を基盤とする作手白鳥-作手鴨ヶ谷間では周辺より地形的に30mほど凸状に高まりを作って分布するが, 苦鉄質岩類や領家変成コンプレックスの分布域では逆に数10mほど低い凹状の地域に分布しており, 基盤岩の侵食に対する違いに対応した分布形態を示す(尾崎・西岡, 2008)

地形面 作手層の堆積離水面は削剥され地形面はほとんど保存されていないが, 分布高度にはやや定高性があり, ある程度まで当時の分布(離水面)を反映している可能性がある. 作手白鳥西方で分布高度が660~670m, 作手鴨ヶ谷西方から作手高里東方で630m, 作手田原東方で570~600m, 黒瀬東方から北方で550~580mと, 基底面の標高と同じように, 北方ほどそれらの標高は低くなる. 後述のように, 少なくとも作手田原-作手白鳥間の作手層の礫の供給は北からが推定されること, 作手高里付近では南流する豊川水系と北流する巴川水系の谷中分水界が認められることから, 作手層の北への基底面の低下は三河高原の北西方向への傾動を反映していると推定される.

層厚 30~70 m.

岩相 巨礫主体の礫岩で, 径2mを越える巨礫も含む. 淘汰の悪い礫支持礫岩で基質は花崗岩質の粗粒砂岩からなる. 基盤を反映して, 作手田原以北と以南で礫種が異なる.

(1) 作手田原以北(作手黒瀬・作手善夫地域)

全体に礫支持で最大径2m程度の巨礫岩層からなる. 礫種は, 武節花崗岩, 三都橋花崗閃緑岩, 領家変成コンプレックス, 苦鉄質岩類起源と推定される礫からなる. 武節花崗岩の細粒花崗岩が最も多く, 三都橋花崗閃緑岩の礫は北部及び作手層下部に多くなる傾向にある. また, 礫径が大きいものほど武節花崗岩及び三都橋花崗閃緑岩の割合が増え, 礫径の小さな礫ほど領家変成コンプレックス起源のもの割合が増える.

作手善夫付近では(第5.3図の地点1,2及び第5.4図

(A), (B))では, 三都橋花崗閃緑岩起源と推定される中粒片麻状花崗閃緑岩(最大径2m±, 亜角礫-亜円礫)や武節花崗岩起源と推定される細粒花崗岩(亜円礫)が最も多く, ほかに領家変成コンプレックス起源と推定される珪質変成岩(最大径1.5m±, 亜円礫から円礫)や泥質変成岩(角礫-亜角礫), 苦鉄質岩(石英閃緑岩など)からなる.

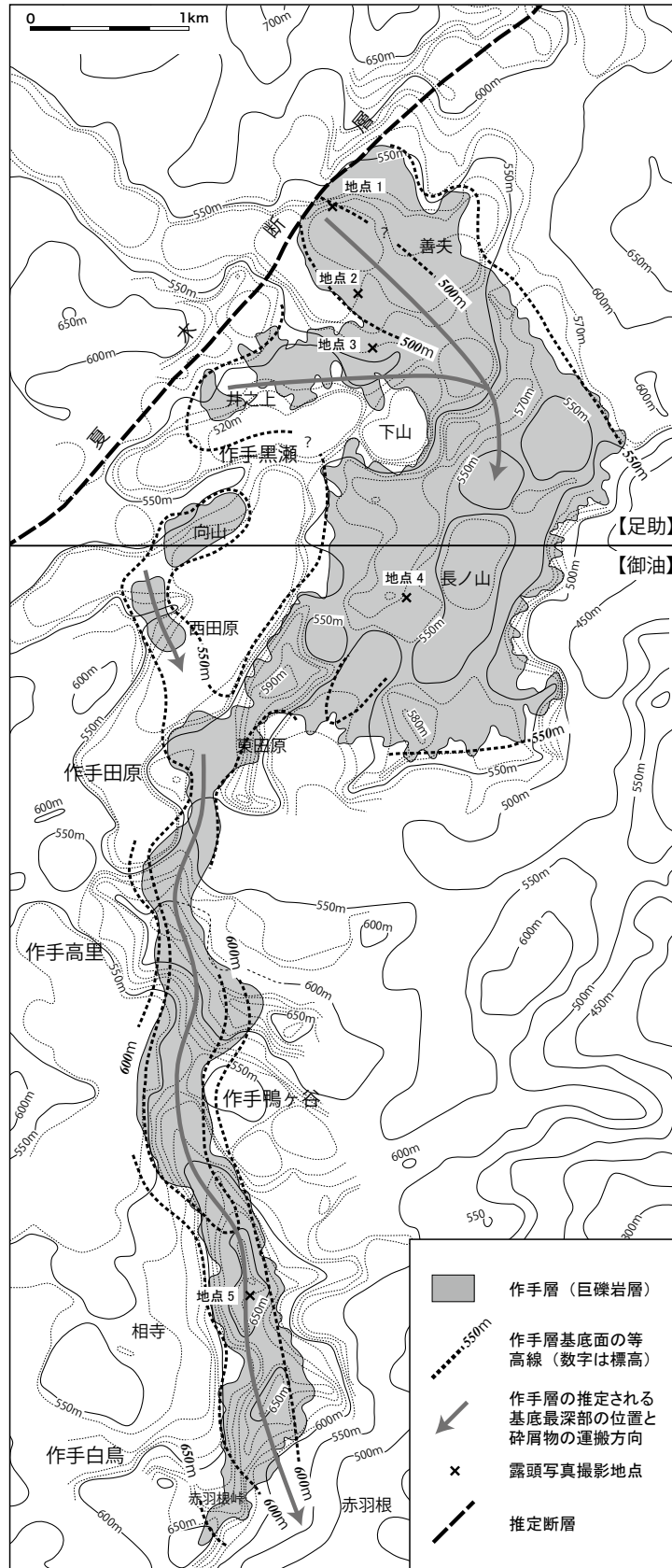
一方, 田原東方付近の作手層に含まれる礫種は, 武節花崗岩起源と思われる白雲母黒雲母花崗岩及び黒雲母花崗岩の礫が面積比で7~9割を占め, 作手黒瀬・作手善夫より武節花崗岩起源の礫が増える. 例えば作手田原の長ノ山付近の露頭(第5.4図地点4)における直径50cm以上の巨礫122個では, 白雲母黒雲母花崗岩及び黒雲母花崗岩が81%, 花崗閃緑岩・閃緑岩が8%, 変成珪質岩・変成砂岩・変成泥岩(領家変成コンプレックス)が7%, 中粒片麻状4%を占めている(尾崎・西岡, 2008). 一方, 大礫-中礫サイズでは花崗岩類と変成珪質岩・泥岩・砂岩の割合はそれぞれ45~50%でほぼ同じ割合を示し, 礫径が小さいほど花崗岩類の割合が減る傾向がある(尾崎・西岡, 2008).

作手黒瀬付近に分布する作手層の上部は, 特に赤色化風化によるクサリ礫化が顕著である(第5.3図地点3及び第5.4図(C)). 細粒花崗岩と片麻状花崗閃緑岩の礫は, クサリ礫化しており, ねじり鎌で簡単に掘り出せる. 変成砂岩, 変成珪質岩の礫は, クサリ礫化は限定的で硬質なものが多い. なお, 作手団体研究グループ(1991)は砂岩相が調査地域の北方(作手田原以北?)で卓越するとしているが, 強風化によって巨礫の細粒花崗岩などが一見砂岩に見える露頭は多くあるものの, 特に砂岩相は確認できなかった.

(2) 作手田原以南

作手田原以南の南北に長い分布を示す作手層には, 新城トータル岩の巨礫(円礫-角礫)のほか, 花崗閃緑岩や斑れい岩などの亜円礫-角礫, 領家変成コンプレックスの変成珪質岩, 変成砂岩, 変成泥岩の円礫-亜角礫が含まれる. 例えば, 作手鴨ヶ谷南方の露頭(第5.3図地点5)で大礫(径6.4cm以上)-巨礫(径25.6cm以上)以上の礫(155個)を調査した結果では, 個数比としては新城トータル岩を含む花崗岩類が40%, 領家変成コンプレックスが44%, 変成苦鉄質岩が11%であったが, 巨礫以上の礫(38個)では, 花崗岩類が50%, 領家変成コンプレックスが26%, 変成苦鉄質岩が24%を占めた(尾崎・西岡, 2008). また, 径50cm以上の巨礫(8個)では, 7個が花崗岩類, 1個が苦鉄質岩類であった.

作手団体研究グループ(1991)は, 作手田原以南の作手層に関して, 礫種として領家変成岩類(本報告の領家変成コンプレックス)が多くて花崗岩類は少ないとした. 確かに中礫以下の礫を含め個数でみると領家変成コンプレックスが卓越するものの, 露頭での面積比では圧倒的



第 5.3 図 作手層の分布

尾崎・西岡(2008)の第 6.7 図に加筆・修正を加えて作成。基図は国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「高里」「三河湖」の一部と、それらに基づき作成した埋谷面図(幅 250 m の谷を埋積)。数字は標高で、等高線の太線は 50 m 間隔、点線は 10 m 間隔を示す。作手層の分布のみを示し、白亜系及び第四系を省略。地点 1,2,3 は第 5.4 図の露頭位置。地点 3,4 は尾崎・西岡(2008)の第 6.7 図の地点 1,2 と同じ地点。地点 4 は本文の説明で使用。



第 5. 4 図 「足助」 図幅地域における作手層の岩相

(A) 巨礫岩層 (新城市作手善夫 : 第 5.3 図地点 1).

直径 2 m の礫を含む不淘汰な礫支持巨礫岩層. スケールは長さ 1 m.

(B) 亜円礫からなる巨礫岩層 (新城市作手黒瀬 : 第 5.3 図地点 2)

不淘汰な礫支持巨礫岩層で礫の多くが亜円礫. 面積比で細粒花崗岩と片麻状花崗閃緑岩が 7 ~ 8 割程度を占め, ほかに変成珪質岩・変成砂岩・変成泥岩, 閃緑岩を含む. スケールは長さ 1 m.

(C) 全体に赤色化が著しい礫岩層 (新城市作手黒瀬 : 第 5.3 図地点 3)

巨礫の多くは武節花崗岩及び三都橋花崗閃緑岩起源の花崗岩類で, 特に武節花崗岩のクサリ礫化が著しい. スケールは長さ 1 m.

に新城トータル岩を含む深成岩類が卓越する。また、作手団体研究グループ（1991）は極めてまれに流紋岩礫があるとしたが、今回の調査では確認できなかった。

供給源 作手田原の東部から作手黒瀬、長ノ山周辺に分布する作手層の礫種は、上述のように圧倒的に武節花崗岩起源の細粒花崗岩の礫が多い。作手層の西方（夏山断層の西方）には細粒花崗岩からなる武節花崗岩が広く分布することから、作手層の礫は北西方ないし北方から供給されたと考えられる（第5.3図）。

一方、作手田原から作手白鳥にかけて南北に分布する作手層は、作手田原以北と比較し、新城トータル岩起源と推定される巨礫や苦鉄質岩類の礫が極めて多い。また、多く含まれる領家変成コンプレックスの礫（特に変成泥岩礫）は、高里以南では作手層分布の近接地域には分布していないことから、作手田原-作手白鳥間に分布する作手層の礫は北から南へ運ばれたものと推定される（作手団体研究グループ，1991；尾崎・西岡，2008）。

以上のように、作手田原以北と以南の作手層は共に南方へ礫が供給されたと推定される。また、作手田原で分布が繋がっているものの、分布形態や礫種から判断すると、それぞれ供給・堆積域が異なる礫岩層の可能性が高い。

化石 報告なし。

対比及び堆積年代 作手団体研究グループ（1991）は岩相の類似から明智礫岩層に対比できるとした。これに対し、尾崎・西岡（2008）は、作手層には濃飛流紋岩と考えられる流紋岩礫は含まれず、基底付近では基質も完全に固結していること、東海層群堆積以前の堆積物と推定され設楽地域の火山岩類を含まないこと、南北方向の谷埋めの分布形態や巨礫岩相を示すことから、岡崎市に分布する本宿層に対比し、15Ma頃の西南日本弧が急激に隆起した時代の堆積物に位置づけている。

5.2 火成岩脈

研究史 火成岩脈は「足助」図幅地域の南東部に認められる。安山岩-流紋岩から構成され、南北方向の走向で比較的低角の東傾斜で貫入している。「足助」図幅地域の火成岩脈についての研究はないが、同様の岩相の岩脈は南隣の「御油」地域にも珪長質岩脈として報告されており、東方に分布する新第三紀中新世に活動した設楽火山岩類（設楽火山岩団体研究グループ，1979；高田，1987a, b）の一部であるとされている（尾崎・西岡，2008）。設楽火山岩類は設楽火成複合岩体、大峠環状複合岩体、津具火山岩類及び貫入岩類の大きく4つのグループに区分される（高田，1987a, b）。このうち、貫入岩類は設楽岩床群、大峠コーンシート、中央岩脈群から構成される（Takada, 1988）。これらの貫入岩類は、設楽火成複合岩体と大峠岩体の構造を切って貫入することか

ら、設楽火山岩類の最後期のマグマ活動によって形成されたと考えられている（高田，1987a；下司，2003，Geshi, 2000, 2005）。設楽岩床群はソレイト質の安山岩からデイサイトより構成され、新城市の鳳来湖周辺に分布する設楽複合火成岩体を取り巻くように分布する（高田，1987a）。

産状及び岩相 三都橋花崗閃緑岩及び領家変成コンプレックス中に幅数mから数十mの岩脈として産する。一般に細粒・緻密であるが、部分的に径数mm-2cm程度の伸長した気泡を10%程度含む岩脈も存在する（第5.5図A）。貫入方向はN-S-N15°E、35°E程度である。安山岩及びデイサイト-流紋岩から構成される。デイサイト-流紋岩は変質が著しい。

岩石記載

安山岩（GSJ R100022/AS167，新城市作手木和田の北東約1kmの林道沿い，第5.5図B）

斑晶鉱物として自形の斜長石及び単斜輝石を含み、斑晶量は0.3%程度である。斜長石斑晶は長径0.5~1.0mm程度で、単斜輝石斑晶は長径0.5mm程度である。石基はインターサタル組織を示し、長径0.1~0.5mm程度の長柱状ないし針状の斜長石の間を粒状の輝石・不透明鉱物及びガラスが埋める。

対比・年代 岩相構成及び貫入方向から、設楽火山岩類の貫入岩類の設楽岩床群に対比される。設楽岩床群及び中央岩脈群は、設楽火山岩類の最後期に活動したとされ（高田，1987b），その年代は、K-Ar法で 15.1 ± 0.5 Ma（Tsunakawa *et al.*, 1983）と 12.6 ± 0.4 Ma（杉原・藤巻，2002）が報告されている。

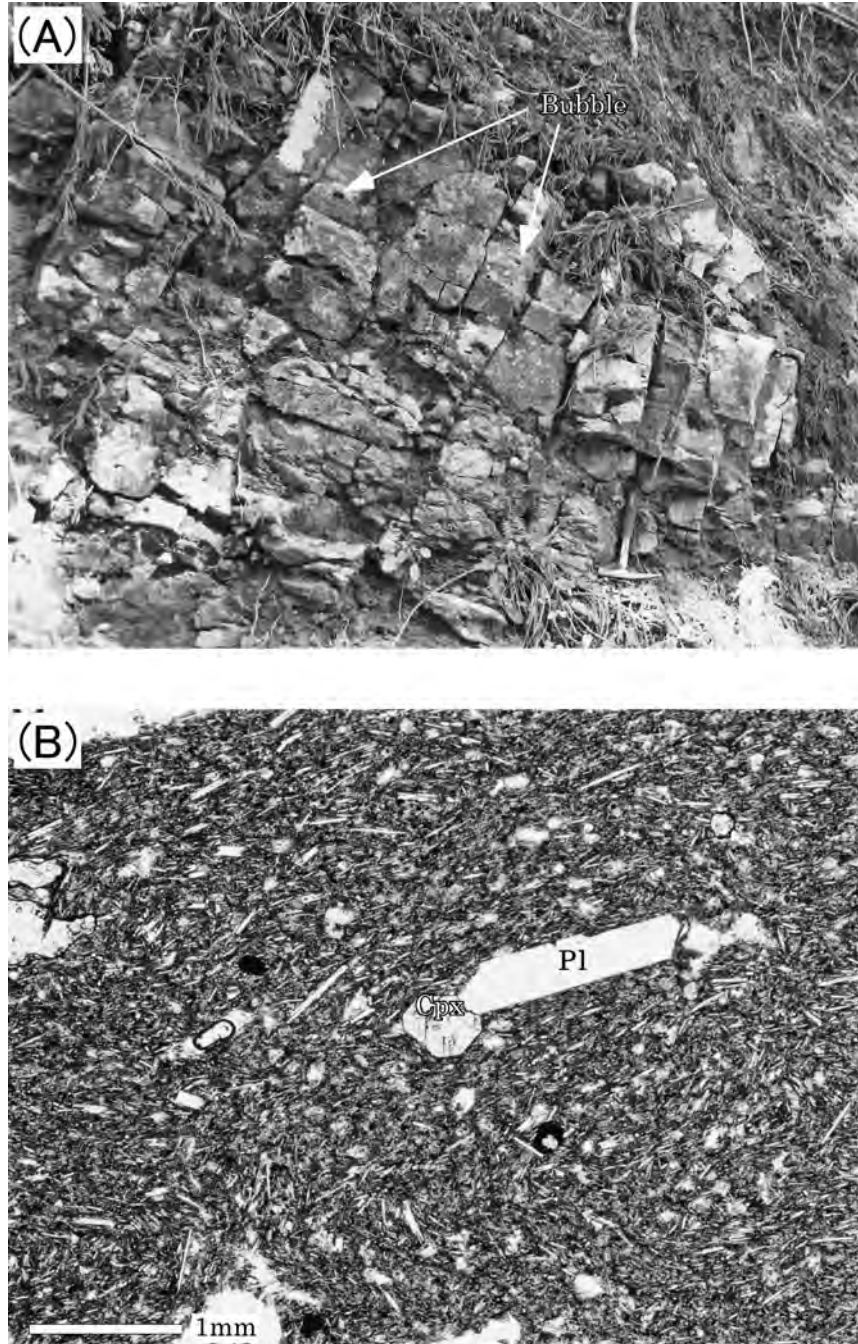
5.3 砕屑岩脈

研究史 本図幅地域の砕屑岩脈は、新城市作手田原で報告されている（川嶋，1980MS；吉村，1995）。現在、露頭での確認ができないため、本報告では吉村（1995）に従い、その概要を示す。

岩体名 特に固有の岩体名はないため、本報告では単に砕屑岩脈と呼称する。

分布 新城市作手田原（作手黒瀬向山の東方の丘陵斜面下の露頭）。

貫入方向 砕屑岩脈の貫入方向はN45°W、75°Nで、珪質変成岩と花崗岩類に挟まれている（吉村，1995）。岡崎市桜井寺町の採石場（三河珪石鉱山：「御油」地域）に分布する砕屑岩脈はおおむね東北東-西南西走向で25~65°南傾斜と、南北から東西走向で西ないし北へ60~80°傾斜した共役関係と推定される断裂によって生じた空隙を埋めており（尾崎・西岡，2008），作手田原とは



第 5. 5 図 火成岩脈の野外及び鏡下での産状

(a) 気泡を含む斑状デイサイトの産状 (新城市作手木和田の北東約 1.5 km). Bubble: 気泡. (b) 安山岩の顕微鏡写真 (新城市作手木和田の北東約 1 km の林道沿い [GSJ R100022/AS167]). オープンニコル. Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石.

貫入方向が異なる.

層厚 幅 1.3m で, 垂直方向には約 7m 以上延びることが確認されている (吉村, 1995).

岩相 吉村 (1995) によると, 礫サイズは主に中礫からなり大礫を含む円礫で, 風化しクサリ礫となっていることが多い. また, 礫が 10% 未満で, 礫種はチャート, ホルンフェルス化した砂岩及び泥岩 (以上は, 本報告での珪質片岩, 砂質片岩, 泥質片岩と推定される) のほか,

石英斑岩様岩を含む. 石英斑岩様岩は, 融食形の石英と斜長石を含み, 濃飛流紋岩の特徴によく似ている. 径の大きな礫は岩脈の方向に一致して配列することがある. また, 基質は風化しオレンジがかった赤色を呈する粘土分を多く含む淘汰の悪い砂からなる.

以上のように, 礫が 10% 未満であることから, 本屑層岩脈の充填堆積物は礫質砂岩 (基質支持礫) と推測される.

砕屑岩脈を覆う堆積物 本砕屑岩脈は、シルト層を含む亜角礫-角礫層に不整合で覆われている（吉村，1995）。下位より，礫種が周辺基盤の変成岩と花崗岩からなる大礫も含まれる基質支持の亜角礫-角礫層，厚さ15cmの黄白色シルト層が重なり，更に粘土分の多い基質を持つ中礫からなる角礫層が重なっている。これら堆積物は，砕屑岩脈の南縁の延長で垂直方向に約1.2m屈曲して南側に低下しており，この屈曲はこれら堆積物の堆積後の変位とされている（吉村，1995）。

化石 報告なし。

供給源及び堆積年代 吉村（1995）は，砕屑岩脈から濃飛流紋岩の特徴に似る礫を記載し，本岩脈を桜井寺町の砕屑岩脈の充填堆積物と対比している。岡崎市桜井寺町（南接「御油」図幅地域）の三河珪石鉞山の採石場に

は礫岩-礫混じり砂質シルト岩からなる砕屑岩脈が分布し（野沢，1978MS，1979MS；河野，1992MS；仲井ほか，1985；森山・船木，1989；尾崎・西岡，2008），濃飛流紋岩由来と考えられる流紋岩の円礫を多く含むことから，その砕屑物は東海層群に属する土岐砂礫層や明智礫層に対比される（仲井ほか，1985）。

以上のように，本砕屑岩脈は東海層群に由来すると考えられるが，周辺地域には東海層群など，充填堆積物を供給したと思われる地層は分布していない。このため，知多半島中南部に東海層群が広く分布していた時代（後期中新世末-前期鮮新世；牧野内，2001）には，その東方にあたる三河高原の南部にも東海層群が分布していたが，その後の三河高原の傾動運動により東海層群は剝削されてしまったと考えられる。

第6章 第四系

(尾崎正紀)

「足助」図幅地域の第四系は、段丘堆積物、崩積堆積物、谷底平野堆積物からなる。まとまった第四紀堆積物の分布域はなく、これまでの研究報告も5万分の1縮尺での愛知県環境利用適正調査における地質図(愛知県環境部, 1979)や5万分の1土地分類調査の表層地質図(糸魚川, 1980)に限られる。

なお、作手層は、愛知県環境部(1979)では更新世の地層に、糸魚川(1980)では高位段丘堆積層に位置づけられているが、本報告では中新世の堆積物としている。

6.1 段丘堆積物 (t_1, t_2)

「足助」図幅地域の上部更新統(段丘堆積物)は、河川沿いにのみ小規模に点在する。その性状から、後述のように中位段丘堆積物と低位段丘堆積物に区分したが、年代的なデータはない。なお、作手層の一部は赤色風化が著しく、やや定高性のある地形面を有する部分もあることから、中部更新統や上部更新統の上部の堆積物が作手層の上位に分布、あるいは剝された可能性はあるが、堆積物は確認できなかった。

6.1.1 中位段丘堆積物 (t_1)

本図幅地域の中位段丘堆積物は、豊田市の東大島町・野原町、新城市の作手木和田に分布する。堆積年代を直接示すデータはなく、またこれらが同時代の堆積物かも不明であるが、後述の低位段丘堆積物とは異なり部分的に赤褐色風化を受けていること、現在の河川との比高が低位段丘堆積物と比較して大きいことから、後期更新世前半の河川堆積物として中位段丘堆積物にまとめた。

東大島町に分布するものは、沖積面からの比高が15~25mの堆積面を持ち、層厚5~6mの大礫層からなる。東大島町の足助断層近くの本層の礫種は大礫主体の円礫細粒花崗岩が多くを占め、ほかに粗粒花崗岩のほか、径5~10cmの円礫主体の泥質片岩、珪質片岩などを含む。礫種は細粒花崗岩を主体としているため、旧巴川によって南東方面の武節花崗岩の分布域から礫が供給されたと考えられる。一方、基質は周辺の粗粒花崗岩である伊奈川花崗岩の基盤を反映するように、主に花崗岩質の粗粒砂層(細礫含む)からなる。

野原町付近では野原川沿いに沖積面からの比高が20~30mで本堆積物が分布すると思われる段丘面が狭い範囲に発達するが、露頭は確認できなかった。

作手木和田の本堆積物は、山腹の道路沿いの露頭に認

められる。厚さ4m以上で、巨礫を含む大礫主体の垂円礫層からなる。礫種は花崗閃緑岩を主体として、苦鉄質岩、変成泥岩などを含む。

6.1.2 低位段丘堆積物 (t_2)

本堆積物は後期更新世後半頃に堆積したと推定される河成段丘堆積物で、豊田市の近岡町、足助町、桑田和町にかけての巴川及び足助川沿い、同市の羽布町の巴川沿い及び黒坂町の大桑川沿い、新城市の作手黒瀬付近などの河川沿いに分布する。主に円礫-垂円礫からなる当時の谷底平野堆積物(主に河床堆積物)や、角礫を含む砂礫層からなる当時の沖積錐や扇状地の堆積物が段丘化したものである。低位段丘面と沖積面との比高は5m前後のものが多い。

近岡町、足助町、桑田和町にかけて分布する低位段丘堆積物は主に礫及び砂層からなり、現河床との比高は7~15mで、地層の厚さは糸魚川(1980)のボーリング資料によると最大6mである。また、新城市の作手黒瀬付近の低位段丘堆積物は、作手層を削って、沖積面との比高は5m、現河床との比高は10m程度の砂礫層からなるが、厚さは不明である。

6.2 崩積堆積物 (c)

崩積堆積物は、不淘汰な基質支持の角礫を含む岩屑で、堆積物は地形的上位の岩体から由来したものからなる。本地域の崩積堆積物は、河川沿い、特に東北東-西南西方向の河川沿いや山麓沿いによく発達する。これは、谷底平野の谷幅と比較して流量が小さく、侵食作用が弱くなっている河川が同方向に多いためと考えられる。崩積堆積物のうち、設楽町の豊邦、豊田市の大桑町の一部のものは愛知県建設部砂防課によって地すべり危険箇所・防止地区に指定されており、多くが崩積堆積物を起源とする地すべり堆積物からなる(8.4参照)。

6.3 谷底平野堆積物 (v)

谷底平野堆積物は山間部の谷に堆積したもので、「足助」図幅地域では主に三河高原の三河小起伏面を下刻する河川沿いに低地の堆積物として認められる。

巴川とその支流沿いでは、主に新城市の作手黒瀬、豊田市の羽布町・大桑町・平瀬町・中切町などに分布する。また、郡界川沿いでは豊田市の下山田代町・田折町・花

沢町に、野原川では豊田市の阿蔵町に分布する。いずれの谷底平野堆積物も、本図幅地域の河川が作るおおむね谷幅200~300m以下の低地の発達に伴い堆積している。これら谷底平野堆積物の層厚に関しては、ボーリングデータもほとんどなく正確なことは不明であるが、糸魚川(1980)では、少ないボーリングデータからではあるが層厚は最大6m以下と報告されている。

谷底平野堆積物は水量の多い河川沿いでは主に礫及び砂からなる河床堆積物からなるが、作手黒瀬、羽布町、田折町、花折町などのように谷幅が広がる地域では、特に地層の上部にシルトなど細粒堆積物を主体とした氾濫原堆積物(一部は湿原堆積物)がよく発達する。なお、谷沿いには沖積錐堆積物も発達するが小規模なため、本報告では谷底平野堆積物に含めている。

三河高原の三河小起伏面上にある豊田市の坂上町、四ッ松町、葛沢町、綾渡町、中立町、久木町などには、現在の河川規模と比較し谷幅が広い特徴を持つ湿地堆積物が卓越する谷底平野堆積物が分布する。このような粗粒堆積物の流入のほとんどない谷底平野堆積物は、三河高原の傾動運動により形成されたと考えられる。すなわち、

本地域の水系が豊川水系から矢作川水系へ転じた際に形成された侵食基準面の低い新たな矢作川水系の谷によって、旧豊川水系の谷が主な流域を奪われたことを示している。

作手黒瀬の巴川沿い(巴川の谷中分水界が存在する新城市作手高里(「御油」図幅地域)周辺の低地の北端にあたる)の谷底平野堆積物は氾濫原堆積物や湿地堆積物からなる。これらの地域の巴川沿いの湿地は長ノ山湿原と呼ばれ、「足助」図幅地域には大野原湿原の北端部と長ノ山湿原の北部が分布する。これら湿原は大野原湿原研究会によって総合的に研究が行われている(大野原湿原研究会編, 1989, 1991, 1993, 1995など)。大野原湿原研究グループ(1993)や沢井(1993)によると、大野原湿原の泥炭堆積物は作手高里付近で層厚約4mに達し更新世末期のテフラである始良 Tn(AT)や完新世のテフラである鬼界アカホヤ(K-Ah)などを、また長ノ山湿原の泥炭堆積物は層厚162cmで完新世のK-Ahなどが産出しており、長ノ山湿原は大野原湿原より新しい湿原とされている。

第7章 地質構造及び重力

(尾崎正紀・山崎 徹)

7.1 断層

「足助」図幅地域に発達する断層及びリニアメントは、特に北東-南西方向が卓越する(第7.1図及び第7.2図)。領家変成コンプレックスの地質構造や領家深成岩類の分布や構造の伸びの方向も同方向を示す。「足助」図幅地域の南方には、関東から九州に至る西南日本弧の外帯と内帯とを分ける大断層である中央構造線が同方向に発達している(第7.1図)。

周辺地域の活断層としては、猿投山地から知多半島、伊勢湾、三河湾にかけては曾木断層、高浜断層、深溝断層などの逆断層群が、また、中央構造線沿いでは水窪断層、三河高原東方では鈴ヶ沢断層などの横ずれ断層群が発達している。これらの活断層に囲まれた「足助」図幅地域ではあるが、確実に活断層として確認された断層はない(岡田, 1980; 岡田ほか, 2001など)。

以下、本図幅地域に発達する断層について記述する。いずれも北東-南西方向に伸びる南東落ちの断層で、三河高原の鮮新世以降の傾動地塊に関与した断層と推定される。なお、清野・石井(1927)以降、愛知県環境部(1979)、岡田(1980)などにおいて、新城市作手菅沼から寧比曾岳の東側に描かれている南北方向の断層の存在に関しては、野外調査の結果、確認あるいは推定する根拠は得られなかった。また、今回の野外調査では、いずれも活断層としての証拠は確認できなかった。

足助断層 豊田市の松平インターチェンジ付近(西接5万分の1「豊田」図幅地域)から、霧山町、中切町、足助町、富岡町、永野町に至る、長さ約20kmの北東-南西方向に伸びる地質断層である(第7.2図)。本断層の断層露頭は確認できなかったが、断続的ながらリニアメントが明瞭で、かつその一部で伊奈川花崗岩の塊状岩相と片麻状斑状岩相の境界に一致する(第4章参照)ことから実在断層とした。

なお、本報告の足助断層を含め、豊田市の桑原町(「豊田」図幅地域内)霧山町、東大島町、田振町、近岡町、足助町から富岡町、久木町に至る地域において推定される北東-南西方向の幾つかの断層について、太田ほか(1963)は3,4列の並行した断層群が発達するものとして「足助断層帯」と呼んでいる(挿図では3つの断層を表示)。また、貝塚ほか(1964)では2本の断層を、愛知県環境利用適正調査(愛知県環境部, 1979)では1つの断層を、「足助」図幅地域の5万分の1表層地質図(糸魚川, 1980)及び地形分類図(岡田, 1980)では4つの

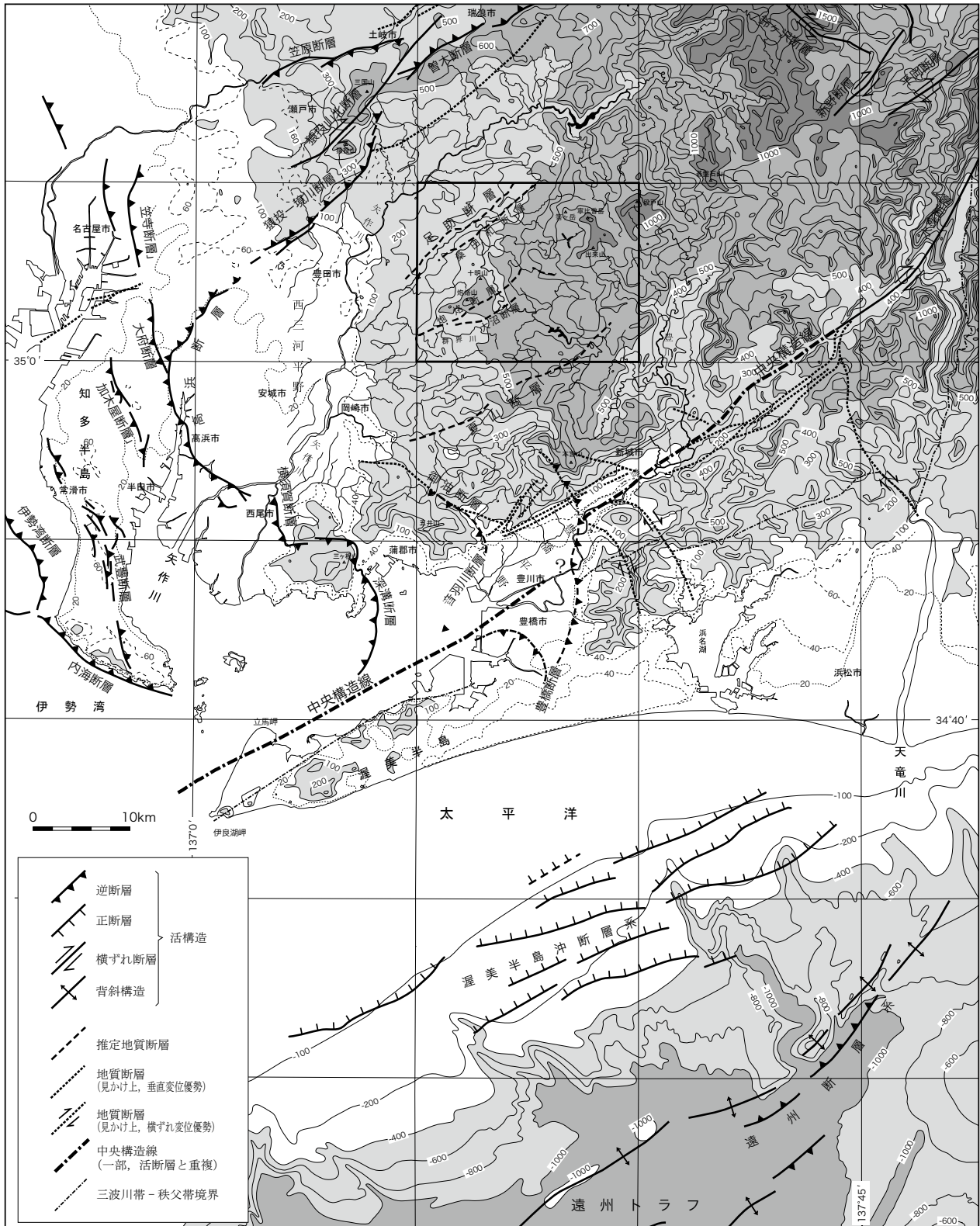
断層を図に示している。更に、豊田市自然愛護協会編(1999)は、本断層の西側部分を推定活断層としている。

以上のように、「足助断層帯」はどの断層を示しているが必ずしも一致していないため、本報告では「足助断層帯」は使用せず、上記の伊奈川花崗岩の塊状岩相と片麻状斑状岩相の境界に一致する断層を足助断層と呼び、またその南側に走ると推定される断層は桑田和断層として区別する。他はリニアメントと扱い、地質図では断層としては表示していない。

また、本報告の足助断層の南側には、長さ14km、幅数10m-数100mの剪断帯として足助剪断帯(高木, 1997; 高木ほか, 2001; 高木・酒巻, 2003)が発達する(第7.2図)。足助剪断帯は、金折ほか(1991)の伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相の変形構造の解析において、幅5m以上のカタクラサイト化したゾーンとして報告された。酒巻ほか(2006)によると、数mm-数十cmの小剪断帯から構成される小剪断帯群であるとされる。第4章で述べたように、足助剪断帯の変形作用は伊奈川花崗岩片麻状斑状岩相のマイロナイト化と関係したものであるが、伊奈川花崗岩のマイロナイト化は南東にむけて弱くなる傾向を示し、マイロナイトゾーンとしての幅を規定するのが困難であること、また、集合としての小剪断帯群自体も小剪断帯の頻度をもとに厳密に幅を決定するのが困難であることから、地質図上での足助剪断帯の分布は、基本的に酒巻ほか(2006)をもとに示した。足助剪断帯の剪断センスは正断層成分を持つ左横ずれで、伸張場で剪断帯の幅を増加させたとされる(酒巻ほか, 2006)。Murakami *et al.* (2006)は、豊田市田振町において、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ントラック年代として $53 \pm 9 \text{Ma}$ を報告し、剪断変形の年代であるとしている。マイロナイト化したシュードタキライトやカタクラサイトがその後の塑性変形を受けていないこと、断層ガウジが存在しないことから、地殻浅所での断層の再活動はなかったとされている(酒巻ほか, 2006)。山田ほか(1972)、牧本ほか(2004)、豊田市自然愛護協会編(1999)では、足助剪断帯を断層として示しているが、本報告での足助断層など地形・地質から推定される断層と剪断帯との位置は必ずしも一致していない。このため、本報告の足助断層は足助剪断帯とは直接の関係はない断層として扱う。

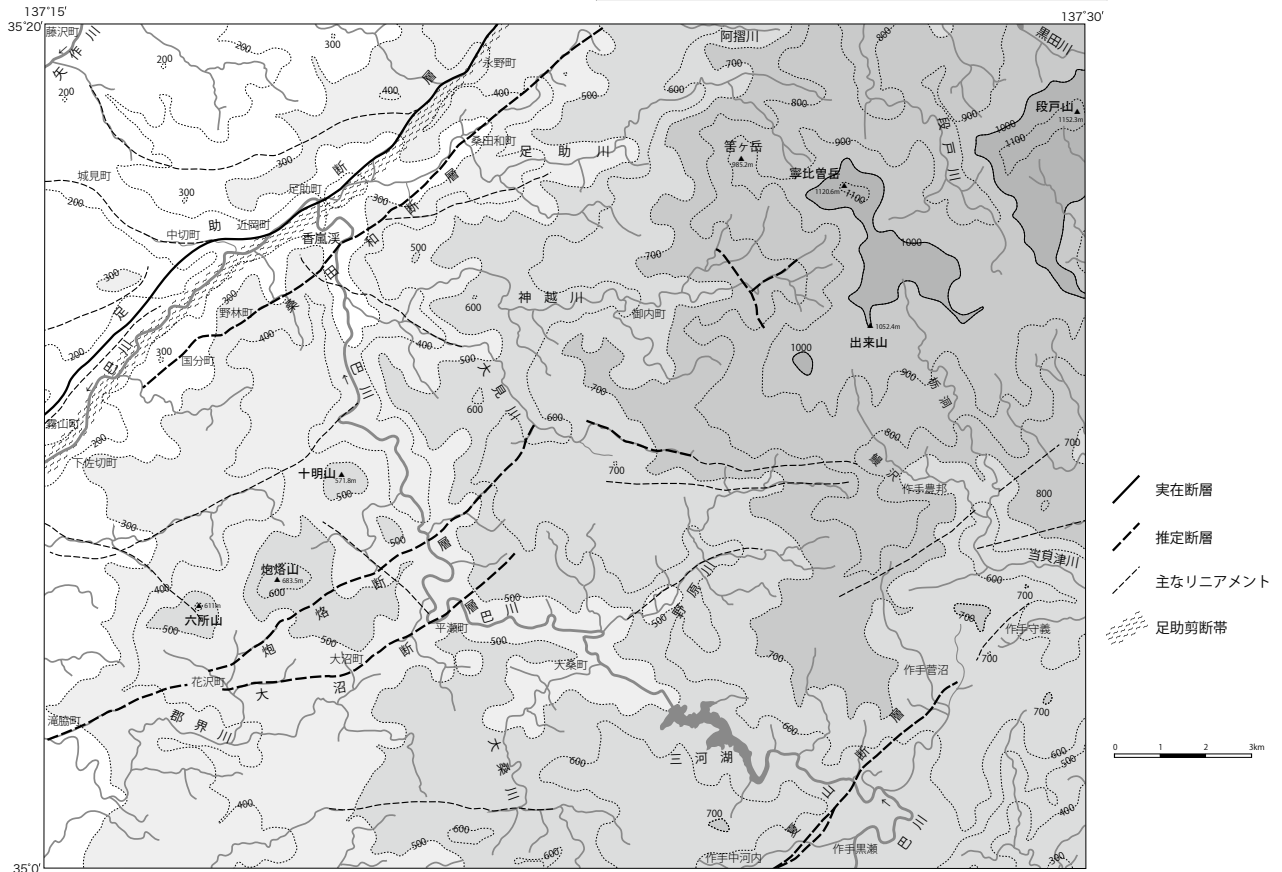
桑田和断層(新称: 推定断層)

本断層は、豊田市国分町から桑田和町、永野町に至る北東に伸びる長さ約13kmの推定断層である。伊奈川花



第 7.1 図 「足助」 図幅地域及び周辺地域の断層の分布

基図は、国土地理院発行の 20 万分の 1 地勢図「豊橋」、「伊良湖岬」と「名古屋」の一部をもとに、2 km の谷を埋積し作成した埋谷面図（数字は標高）。断層の分布は岡田ほか（2000, 2001）、牧本ほか（2004）、尾崎（2008）に、「足助」図幅地域の地質断層については今回の調査結果に基づく。なお、活断層情報は産業技術総合研究所（2011）を参照。



第 7. 2 図 「足助」 図幅地域の断層及び主なリニアメント

基図は、国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図「足助」をもとに作成した埋谷面図（幅 500 m の谷を埋積）及び河川図で、第 1.2 図と同じ。

崗岩（片麻状斑状岩相）の分布域内に発達し地質区分上の岩相境界には一致していないが、明確なリニアメントと谷の存在、巴川（香嵐溪付近）及び足助川の河道を規制し屈曲させている。表層地質図（糸魚川，1980）では桑田和より東側を断層，地形分類図（岡田，1980）では香嵐溪より西側をリニアメントとして描いている。

炮烙山断層（新称：推定断層）

本断層は、豊田市の滝脇町，花沢町から炮烙山及び十明山の南側を通り，加茂ゴルフ場の北に至る長さ約 13km の東北東-西南西方向の推定断層である。豊田市自然愛護協会編（1999）が活断層分布図に地質断層として示した断層の一部に一致する。炮烙山など比高 100～200m の残丘的な高まりの南東側に認められるリニアメントに一致し，豊田市平瀬町の北方 1.5km の巴川沿いにある変成泥岩と神原トータル岩の境界を通ると推定される。この境界部の神原トータル岩は剪断変形を受けているほか，炮烙断層の延長上に位置する梨野の西約 1km の武節花崗岩にも剪断変形が認められる。岡田（1980）及び糸魚川（1980）においても，おおむね同位置にリニアメント及び断層が描かれている。炮烙山や六所山付近は周辺より高く残丘の形態を示し，本断層を挟んで南側

が相対的に 100m 前後低くなっているが，この標高差が断層による変位そのものか不明である。

大沼断層（新称：推定断層）

本断層は，豊田市の大沼町付近を中心として，西は同市花沢町，東は平瀬町などを通る，長さ約 6.5km の東北東-西南西方向に伸びる推定断層である。大沼町や平瀬町では神原トータル岩と節武花崗岩の境界に一致する可能性が高い。大沼断層上に位置する，下山田代町の武節花崗岩には剪断変形が認められる。本断層とほぼ同じ位置に，岡田（1980）はリニアメントを，糸魚川（1980）は断層を描いている。また，中田ほか（2002）では本断層の東側部分を地形により推定活断層としている。

夏山断層（推定断層：尾崎，2008）

岡崎市の生平町，夏山町寺野，木下町，切山町（以上，南接「御油」地域），更に新城市の作手中河内へと連なる，一部不連続ながら約 25 km ほど連続する東北東-西南西方向の推定断層（尾崎，2008）で，その東端が「足助」図幅地域の新城市の作手黒瀬及び作手菅沼に達する。

「足助」図幅地域では，一部は領家変成コンプレックスと武節花崗岩の境界，武節花崗岩と作手層の分布境界に一致し，作手層の分布から南東側が落ちる断層の可能

性が高い。ただし、地形学的にもこの推定断層の南東側の標高がおおむね低くなっているが、岩相による差別侵食により強調されている可能性も高く、変位そのものを示しているとは言えない。岡田（1980）では、「足助」図幅地域の本断層の一部をリニアメントとして示している。

一方、「御油」図幅地域の本断層は、領家変成コンプレックスと武節花崗岩との境界に位置するだけでなく、武節花崗岩の同一岩相内にもリニアメントが明確に発達すること、岡崎市の南大須町から夏山町に至る本宿層（5.1参照：作手層に対比される地層）の基底面や分布の頂部の標高が寺野付近を境に南側で約120m低くなっていること、本来侵食に強い領家変成コンプレックス分布域が武節花崗岩分布域より標高が50~70mほど低くなっていることから、南落ちの変位を持つ実在断層の可能性が高い（尾崎，2008）。活動時期は岡崎市に分布する本宿層が堆積した中期中新世以降としか分からないが、本宿層基底面の等高線を見ると、断層のすぐ北では急な南傾斜、その北方では緩やかな北傾斜、断層の南側ではゆるい南傾斜を示すことから、北傾斜の逆断層の可能性が指摘されている（尾崎，2008）。

7. 2 地殻変動（三河高原の傾動運動）

鮮新世末から第四紀以降、東海層群が著しく削剥される三河高原の隆起すなわち北西への傾動運動があったことが推定される（太田，1963；桑原，1968）。また、三河高原南部に位置する新城市の旧作手町には、谷中分水界を伴い北流及び南流する巴川が存在や、三河小起伏面上の樹状の短い谷の発達（第1.5図）などが認められ、上記の地殻変動を反映していると考えられる（第1章参照）。猿投山地（山塊）から豊橋平野にかけて東北東-西南西方向の断層群がよく発達しており、これら断層運動が三河高原の傾動運動の起因となっていると推定される。

周辺地域でも同様な運動が認められ、渥美半島では堆積シークエンス毎の海浜堆積物から求められる当時の海水準上昇変化から、渥美層群堆積時（酸素同位体比ステージ11から9）は平均0.28m/kyrで沈降していたが、33万年前頃を境に平均0.17m/kyrの隆起に転じている（Hiroki，1996）。また、浜松沖の前弧斜面堆積物の調査からも、渥美沖層群（上部鮮新統-中部更新統）が堆積し外縁隆起帯の背斜構造が形成され、渥美沖層群堆積の後期に中央隆起帯が発達し始めたこと、85万年以降に南南東へ傾く傾動が生じ、小規模な共役正断層が形成され、この小規模正断層の発達終了後に浜松沖層群（中部更新統-）が堆積し渥美半島沖断層系が形成し始めたことが明らかになっている（荒井ほか，2006；第7.1図）。更に、掛川付近では、掛川層群（後期鮮新世-前期更新

世）の小断層解析から、掛川層群に認められる正断層は200万年前頃から発達したと報告されている（Yamaji *et al.*, 2003）。

以上のことから、三河高原の傾動運動については、濃尾傾動運動により西方へ傾動している（桑原，1968）とされるが、猿投山地西方ではその影響はあるものの、三河高原中南部の北西への傾動運動は、西南日本外縁撓曲（鈴木，2004）を形成する逆断層（遠州断層系など）構造が作る上盤側の背斜構造、特にその陸側の北傾斜部分をみている可能性が高い。

7. 3 重力

第7.3図は、地質調査所（2000）に基づいて地表地質との対応をみるために作成された上方接続残差重力図（牧本ほか，2004）の一部である。深部構造による重力異常を2kmの上方接続値により除外しており、深度1km程度までの構造が抽出されている。

「足助」図幅地域周辺で領家変成コンプレックスと領家深成岩類が広く分布する地域は、おおむね正の残差重力域となっている。周辺の負の部分には地形的に低い部分、急変部は地質断層、活断層の位置によく対応している。例えば、三河高原の南側の三河湾から豊橋平野を通り、伊那山地に至る負の残差重力帯の存在は中央構造線の位置とほぼ一致する。更に、北の猿投山地では、高浜断層、猿投-境川断層による南落ちの変位の影響もあり、低重力異常域が「足助」図幅地域の北西側に広く認められる。本図幅地域の東方の設楽地域には直径10km弱の負の残差重力域が存在するが、これはコールドロンに対応する環状の陥没地形を反映している（牧本ほか，2004）。

「足助」図幅地域内では中央構造線沿いや猿投山地などで認められるような大きな重力急変帯は認められないが、藤沢町から、足助町、三河湖に至る地域には、北西-南東に延びる細い低重力帯が認められ、巴川が作る谷地形（削剥域）を反映しているようにみえる。また、本図幅地域中央部の大沼断層に沿って北東-南西方向に小さい正の残差重力帯が連続しており、神原トータル岩の分布域と重なる。本図幅地域南東端付近には、孤立状の小さい正の残差重力異常が存在し、三都橋花崗閃緑岩及び苦鉄質岩類の分布域と一致している。

第8章 応用地質

(山崎 徹・尾崎正紀)

8.1 鉱山

北設楽郡設楽町豊邦付近では、領家変成コンプレックス中の変成珪質岩が「段戸石」として採掘が行なわれている。この変成珪質岩層は黒雲母帯に属しており、本図幅地域南隣の「御油」図幅地域においても、同じく黒雲母帯の変成珪質岩卓越層から珪石が採掘され、三河珪石と呼ばれている(宮崎ほか, 2008)。段戸石は耐摩耗性工業用品として利用されているほか、内壁等の石材としても利用されている。

本図幅地域北東部の段戸山山頂から南東に1kmの地点付近では、かつて段戸鉱山においてマンガン鉱石の採掘が行なわれていた。この地域には領家変成コンプレックスの変成泥岩及び変成砂岩が分布しており、地質図に表現されない小規模な変成珪質岩がレンズ状に分布する。吉村(1952)によると、本鉱床は菱マンガン鉱及びバラ輝石を主体としてテフロ石を伴っており、幅2mを超える複数のレンズ状鉱体を産した。本図幅地域東隣の「田口」図幅地域の北設楽郡設楽町八橋付近では、同じく領家変成コンプレックスの変成珪質岩に伴われるマンガン鉱床が産し、田口鉱山として採掘を行っていた(宮本, 1950; 吉村, 1952など)。田口鉱山では、マンガン鉱床に伴い、含ウラン鉱床も報告されている(高島ほか, 1961)。段戸鉱山のマンガン鉱体も、領家変成コンプレックスの変成珪質岩に密接に伴われていたものと考えられる。

中部地方土木地質図編纂委員会(1992)によると、豊田市下山田代町において、銅、鉛及び亜鉛の鉱山が、豊田市足助町において金・銀の鉱山がそれぞれ記載されているが、現在は休廃止とされており、鉱山跡も確認されなかった。

8.2 石材・砕石

本図幅地域における石材・砕石利用は、現在では行われていないものの、中部地方土木地質図編纂委員会(1992)によると、豊田市の十明山付近、豊田市松平町周辺、岡崎市奥殿町周辺等各所であつて採石が行われていた。これらの地域で採石されていたのは武節花崗岩で、現在でも本図幅地域外の岡崎市や豊田市稲武町では「稲武石」、「岡崎みかげ」、「三州みかげ」、「額田中目石」、「青色夏目」などと呼ばれて採石が行われており、豊田市においても「鍋田石」、「花沢石」などと呼ばれている(仲

井ほか, 1985; 額田町史編集委員会, 1986; 稲武町教育委員会, 1996)。

伊奈川花崗岩も本図幅地域西部の豊田市則定町周辺であつて採石が行なわれており、豊田市において現在でも「拳母石」、「藤岡みかげ」と呼ばれ石材として採掘されているほか、砕石としても利用されている(中部地方土木地質図編纂委員会, 1992; 稲武町教育委員会, 1996)。

8.3 温泉

金原(1992)及び愛知県衛生部(1993)によれば、本図幅地域には、豊田市箆林町の白鷺温泉(低張性弱アルカリ性冷鉱泉)、豊田市足助町の加茂温泉(低張性中性冷鉱泉)、豊田市立岩町の立岩温泉(低張性中性冷鉱泉)、豊田市東大林町の三河高原温泉(低張性中性冷鉱泉)が存在し、白鷺温泉以外は源泉未利用であるとされている。一方、豊田市足助町では足助温泉(香嵐溪温泉)、川面町では川怒温泉が営業を行っていたが、いずれもすでに廃業している。

白鷺温泉、加茂温泉、足助温泉(香嵐溪温泉)及び川怒温泉は伊奈川花崗岩分布域に、立岩温泉、三河高原温泉は神原トータル岩分布域に位置する。白鷺温泉、加茂温泉及び足助温泉(香嵐溪温泉)はいずれも足助剪断帯に位置しており、立岩温泉及び三河高原温泉の源泉付近には大沼断層が存在する。

8.4 地すべり

「足助」図幅地域では、設楽町の豊邦と豊田市の小手沢町や大桑町の一部が、地すべり危険箇所・防止地区に指定されている(愛知県建設部砂防課, 2012)。

設楽町大字豊邦では、桑平から池尻にかけて、当貝津川が作る深さ250~300mの谷の北側斜面に地すべりが発達する。この北側斜面には三都橋花崗閃緑岩が分布し、その岩塊と土砂を素因とした地すべりが発達している。

豊田市小手沢町及びその周辺には、粗粒の花崗岩-花崗閃緑岩である伊奈川花崗岩(塊状岩相)が広く分布しており、その風化帯(花崗岩類の風化物で、三河高原ではサバ土と呼ばれている)に発達した小規模なクリープ斜面が形成され、民家に被害を及ぼしている(鈴木, 1974; 鈴木ほか, 1977)。

豊田市大桑町では、大桑川北側の川底からの比高120~130mの山麓斜面下に地すべりが認められる。粗粒な

岩体である神原トータル岩に細粒な岩体である武節花崗岩が東北東-西南西方向に貫入している地域で、上位から供給された神原トータル岩の岩屑が河川によって十分に侵食されずに崩積堆積物として堆積しており、それが地すべりの素因となっていると推定される。

8. 5 地震災害

「足助」図幅地域を含む三河地域は、安政東海地震及び南海地震（1854年）、昭和東南海地震（1944年の）、昭和南海地震（1946年）などのフィリピン海プレートの沈み込み帯で起こる逆断層型のほか、濃尾地震（1891年）、三河地震（1944年）などの陸域の活断層によって起こる内陸型の巨大地震によって、繰り返し地震被害を受けてきた。

このうち、沈み込み帯で起こる東海、東南海、南海地震は、被害を拡大する連動（連続するような発生）も認められており、三河断層など内陸型の地震もこれらの地震の前後に起こっていることが知られている。

例えば、1944年12月7日に起こった志摩半島沖約20kmを震源として発生したマグニチュード7.9の東南海地震の2年後の1946年（昭和21年）12月21日には、南海地震がに発生し、愛知県・三重県・静岡県などで大きな被害が出ている（飯田、1977など）。また、東南海地震直後の1945年（昭和20年）1月13日には、三河湾

で深溝断層が内陸型として活動し、甚大な被害を出している。同様に、江戸時代の文久三河地震（文久元年1861年3月26日）も昭和20年の三河地震とほぼ同じ場所で起こったことが推定され、三河地震は東海地震や東南海地震の余震として繰り返し起こる可能性が指摘されている（都司、2004）。

愛知県や三河地域の地震被害については、飯田（1977、1978）、岡田ほか（2002）、宇佐美（2003）、山岡（2010）によって詳細にまとめられている。過去の地震による揺れの推定から、本図幅地域では、1854年紀伊半島沖から駿河湾にかけて南海トラフを震源として起きた安政東海地震で震度5、1944年の遠州灘-熊野灘沖の南海トラフを震源とする東南海地震で同4～5程度の揺れが推定されている（山岡、2010）。また、「足助」図幅地域の周辺で多くの活断層が知られており、そのうち1891年の根尾谷断層による濃尾地震（第7.1図の枠外）の際には震度6～5が、横須賀断層及び深溝断層（第7.1図）による1945年の三河地震では震度6の揺れが本図幅地域において推定されている（山岡、2010）。

上記の地震による三河地域の地震被害はいずれも甚大なものであるが、「足助」図幅地域の範囲内に限ってみると、地盤の多くが領家変成コンプレックスや領家深成岩類から構成されていること、また震源地からも少し離れていることもあり、軟弱地盤からなる岡崎平野や豊橋平野などと比較すると被害は相対的に少ない。

文 献

- 愛知県建設部砂防課 (2012) 愛知県土砂災害情報マップ (<http://sabo.service-section.com/portal/>)
- 愛知県衛生部編 (1993) 愛知県鉱泉誌 (第3版). 愛知県, 172p.
- 愛知県環境部 (1979) 愛知県環境利用適正調査第1分冊地質図. 荒井晃作・岡村行信・池原 研・芦寿一郎・徐 垣・木下正高 (2006) 浜松沖前弧斜面上部に発達する活断層とテクトニクス. 地質学雑誌, vol.112, p.749-759.
- Banno, S. and Miller, J. A. (1965) Additional data on the age of metamorphism of the Ryoke-Abukuma and Sanbagawa Metamorphic belt, Japan. *Jap. Jour. geol. Geogr.*, vol. 36, p. 17-22.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, no. 54, p. 129-212.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, vol. 8, p. 173-174.
- 地質調査所 (2004) 日本重力CD-ROM (第2版). 数値地質図 P-2, 地質調査所.
- 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.
- 中部地方土木地質図編纂委員会編 (1992) 中部地方土木地質図及び同解説書. 国土開発技術センター, 515p.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) The different types of enclaves in granites-Nomenclature. In Didier, J. and barbarin, B. (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, p. 19-23.
- Fettes, D. and Desmons, J. (eds.) (2007) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of International Union of Geological Sciences*. 244p. Cambridge University Press.
- Geshi, N. (2000) Fractionation and magma mixing within intruding dike swarm: evidence from the Miocene Shitara-Otoge igneous complex, central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 98, p. 127-152.
- 下司信夫 (2003) 愛知県設楽地域に分布する中期中新世大峠火山岩体の構造発達過程とそのマグマ供給系. 地質学雑誌, vol. 109, p. 580-594.
- Geshi, N. (2005) Structural development of dike swarms controlled by the change of magma supply rate: the cone sheets and parallel dike swarms of the Miocene Otoge igneous complex, Central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 141, p. 267-281.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Agterberg, F. P., Bleeker, W., Cooper, R. A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L., House, M. R., Lourens, L., Luterbacher, H. P., McArthur, J., Melchin, M. J., Robb, L. J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B. R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F. J., Hooker, J., Howarth, R. J., Knoll, A. H., Laskar, J., Monechi, S., Powell, J., Plumb, K. A., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N. J., Shields, G. H., Strauss, H., Van Dam, J., Van Kolfshoten, Th., Veizer, J., and Wilson, D. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 86. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 384 p.
- Harada, T. (1889) *Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Uebersicht*. Kaiserlich Japanischen Geologischen Reichsanstalt, 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, vol. 2, p. 471-477; 559-563; 615-620; vol. 3, p. 16-19; 76-81; 191-194; 245-249; 293-296; 347-351; 422-429; 459-465; vol. 4, p. 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・沓掛俊夫 (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, vol. 39, p. 345-357.
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb-Srによる地質年令 (I), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- Hiroki, Y. (1996) Quaternary crustal movements examined from facies distribution in the Atsumi and Hamana areas, central Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 93, p. 223-235.
- 星 博幸 (2006) 設楽第三系-沈降, 回転, 隆起, 火山活動の証言者-. 日本地方地質誌4-中部地方-, p. 362-367, 朝倉書店.
- 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), vol. 48, p. 63-71.
- 飯田汲事 (1977) 昭和19年12月7日東南海地震の震害と震央分布. 愛知県防災会議, 120p.
- 飯田汲事 (1978) 昭和20年1月13日三河地震の震害と震央分布. 愛知県防災会議地震部会, 96p.
- 井川正雄 (1942) 愛知県段戸山山塊産岩石の地球化学的研究. 理化学研究所彙報, 第21輯, p. 66-82.
- 稲武町教育委員会 (1996) 稲武町史 -自然- 本文編. 稲武町, 531p.
- 入月俊明 (2003) 瀬戸内区東部における中新統の層序と微化石群集. 島根県地学会誌, no. 18, p. 1-5.
- Ishihara, S. (1977) The Magnetite-series and Ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, vol. 27, p. 293-305.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977) Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwestern Japan -Shirakawa-Toki-Okazaki Transition-. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 83, p. 1-18.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W. (2007) Chemical compositions of the late Crataceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan-Revised. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 58, p. 323-350.
- Ishihara, S., Stein, H. J. and Tanaka, R. (2002) Re-Os age of molybdenite from the Busetsu two-mica granite, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 53, p. 479-482.
- 糸魚川淳二 (1980) II表層地質. 5万分の1愛知県土地分類基本調査「足助」, p. 27-39.
- Kagami, H. (1973) A Rb-Sr geochronological study of the Ryoke granites in chubu district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 79, p. 1-10.
- 貝塚爽平・木曾敏行・町田 貞・太田陽子・吉川虎雄 (1964)

- 木曾川・矢作川流域の地形発達－現地シンポジウムにおける討論と今後の課題－. 地理学評論, vol. 37, p. 89-102.
- 木宮一邦 (1971) 三河高原に分布する明智礫岩層. 地質学雑誌, vol. 77, p. 365-374.
- 金原敬司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 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, vol. 97, p. 311-314.
- 狩野謙一 (1978) 愛知県下の領家変成岩の層序と構造. 地質学雑誌, vol. 84, p. 445-458.
- Kawakami, T. (2001) Tourmaline breakdown in the migmatite zone of the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 19, p. 61-75.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V). 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 川嶋暁夫 (1980MS) 南設楽郡作手村の深成岩類について. 愛知教育大学卒業論文.
- 建設省計画局・愛知県 (1963) 愛知県東三河地区の地盤. 都市地盤調査報告書 第4巻, 大蔵省印刷局, 152p. + 18p.
- 木宮一邦 (1975a) 花こう岩類の物理的風化指標としての引張強度-花こう岩の風化・第1報-. 地質学雑誌, vol. 81, p. 349-364.
- 木宮一邦 (1975b) 三河・富草地域の花こう岩礫の風化速度-花こう岩の風化・第2報-. 地質学雑誌, vol. 81, p. 683-696.
- 木宮一邦 (1981) 三河高原の風化殻とその形成時期-花こう岩の風化・第3報-. 地質学雑誌, vol. 87, p. 91-102.
- 北川有一・佐藤 努・小泉尚嗣・中山伸朗・伊藤健二・鈴木悠爾 (2009) GJSJ コア豊田下山観測点資料, 地質調査総合センター研究資料集, 513, CD-ROM 1枚, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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.
- 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.
- 河野忠康 (1992MS) 三河山地形南西部の新生代層. 愛知教育大学卒業論文.
- 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, vol. 88, p. 541-554.
- 沓掛俊夫 (1979) 三河地方領家帯の塩基性岩類. 愛知大学総合郷土研究所紀要, vol. 25, p. 50-56.
- 沓掛俊夫 (1984) 中部地方領家帯の神原石英閃緑岩の岩石記載と主化学組成の総括. 愛知大学総合郷土研究所紀要, vol. 29, p. 123-128.
- 沓掛俊夫 (1994) 三河地方領家帯の三都橋花こう岩体を構成する石英閃緑岩相の鉱物共生. 愛知大学総合郷土研究所紀要, vol. 39, p. 35-44.
- 沓掛俊夫 (1995) 中部地方領家帯の三都橋花こう岩体の地球化学的研究 (その1: 主成分元素). 愛知大学総合郷土研究所紀要, vol. 40, p. 123-128.
- 沓掛俊夫 (1996) 中部地方領家帯の三都橋花こう岩体の地球化学的研究 (その2: 微量元素). 愛知大学総合郷土研究所紀要, vol. 41, p. 47-51.
- 沓掛俊夫 (1997) 中部地方領家帯の三都橋花こう岩体の地球化学的研究 (その3: 希土類とアクチノイド元素). 愛知大学総合郷土研究所紀要, vol. 42, p. 49-52.
- Kutsukake, T. (1997a) The depth of emplacement of the Mitsuhashi Granite pluton in the Ryoke Belt, central Japan—as inferred from some geobarometric calibrations. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 103, p. 604-607.
- Kutsukake, T. (1997b) Petrology and geochemistry of a calcic and ferrous granitoid pluton: the Mitsuhashi Granite in the Ryoke Belt, southwest Japan. *Jour. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 92, p. 231-244.
- Kutsukake, T. (1997c) Garnet versus cummingtonite in the quartz diorites of the Mitsuhashi Granite pluton in the Ryoke Belt, southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 51, p. 433-441.
- Kutsukake, T. (1998) Petrography, geochemistry and mineral chemistry of a representative rock of the Kamihara Tonalite in the Ryoke Belt, Aichi Prefecture, central Japan. *Mem. Comm. Res. Inst. Aichi Univ.*, vol. 43, p. 137-142.
- 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*, vol. 5, p. 355-372.
- Kutsukake, T., Miyake, A. and Ohtomo, Y. (2003) Ryoke granitoids and metamorphic rocks in the eastern mikawa district, central Japan. *Cgeol. Surv. Japan, Interim-Report*, no. 28, p. 103-114.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, vol. 7, p. 235-247.
- Le Maitre, R. W. (ed.) (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. 2nd Edition. Recommendations of International Union of Geological Sciences*. 236p. Cambridge University Press
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 牧野内猛 (2001) 東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷. 豊橋市自然史博研報, no. 11, p. 33-39.
- Masuda, T., Koike, T. and Morikawa, T. (1991) Discontinuous grain growth of quartz in metacherts: the influence of mica on microstructural transition. *Jour. Metamorphic Geology*, vol. 9, p. 389-402.
- 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.
- 宮本弘道 (1950) 愛知県田口鉱山マンガン鉱床調査報告. 地調月報, vol. 5, p. 300-303.
- 宮崎一博 (2008) 御油地域の地質, 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, 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, p. 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*, vol. 116, p. 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.
- 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, vol. 9, p. 77-90.
- 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, Ser. A, vol. 60, p. 67-92.
- 森山昭雄・船木伸彦 (1989) 愛知県岡崎周辺の山地地形と地形発達. 愛知教育大地理学報告, no. 68, p. 41-49.
- 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, Ser. A, vol. 58, p. 275-294.
- 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*, vol. 424, p. 99-107.
- 仲井 豊 (1970) 愛知県三河地方の花崗岩類. 地球科学, vol. 24, p. 139-145.
- Nakai, Y. (1974) Compositional variations of the Inagawa granitic rocks in the Asuke area, Aichi prefecture, central Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 69, p. 215-224.
- Nakai, Y. (1976) Petrological and petrochemical studies of the Ryoke granites in the Mikawa-Tono district, central Japan. *Bull. Aichi Univ. of Education*, vol. 25 (Natural Science), p. 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, p. 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. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 102, p. 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. *Geol. Surv. Japan, Interim-Report*, vol. 28, p. 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 別刷, 209 p.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I. S. and Tani, K. (2004) mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Crataceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, vol. 95, p. 249-263.
- 中田 高・今泉俊文・岡田篤正・奥村晃史・小田切聡子・隈元崇・佐々木達哉・下山奈緒・鈴木康弘・高田圭太・千田昇・堤 浩之・東郷正美・松田時彦・宮内崇裕・三輪敦志・吉兼理説・渡辺満久 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 60p, 1 Map, 2 DVD-ROM, 東京大学出版会.
- 日本規格協会 (2008a) 地質図-記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示 JIS A 0204. 日本規格協会, 98 p.
- 日本規格協会 (2008b) ベクトル数値地質図-品質要求事項及び主題属性コード JIS A 0205. 日本規格協会, 142 p.
- 西岡芳晴 (2001) 桜井地域の地質, III 変成岩類及び深成岩類. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, p. 9-25.
- 西脇 仁・奥平敬元 (2005) 近畿中央部, 飛鳥地域の領家帯変成帯に産する細粒苦鉄質岩の形成過程. 地質学雑誌, vol. 111, p. 141-155.
- 野村隆光 (1992) 岐阜県南東部, 中新統蜂屋累層の層序-瀬戸内区中新世初期の火山活動-. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.19, p.75-101.
- 野沢竜二郎 (1978MS) 愛知県岡崎市南東地域に分布する新第三紀層について. 愛知教育大学卒論.
- 野沢竜二郎 (1979MS) 中新統岡崎層群からみた三河高原の検討. 愛知教育大学専攻科修了論文.
- 額田町史編集委員会編 (1986) 額田町史. 額田町, 1139p.
- 岡田篤正 (1980) I 地形分類. 5 万分の 1 愛知県土地分類基本調査「足助」, p. 13-26.
- 岡田篤正・牧野内猛・鈴木康弘 (2000) 愛知県の活断層 (その 2) 活断層文献調査研究-尾張地域-. 愛知県防災会議地震部会, 125p.
- 岡田篤正・牧野内猛・鈴木康弘 (2001) 愛知県の活断層 (その 3) 活断層文献調査研究-三河地域-. 愛知県防災会議地震部会, 107p.
- 岡田篤正・牧野内猛・鈴木康弘 (2002) 愛知県の活断層 (その 1) 活断層文献調査研究-概要と評価-. 愛知県防災会議地震部会, 117p.
- 岡山俊雄 (1988) 日本列島の接峰面 (付: 1:1,000,000 接峰面図 3 枚). 古今書院, 71p.
- 岡崎地質調査研究会編 (1973) 岡崎市の地質 (付 2 万 5 千分の 1 地質図). 113p.
- 大野原湿原研究会編 (1989) 大野原湿原研究会報告集 I. 作手村教育委員会, 76 p.
- 大野原湿原研究会編 (1991) 大野原湿原研究会報告集 II. 作手村教育委員会, 108 p.
- 大野原湿原研究会編 (1993) 大野原湿原研究会報告集 III. 作手村教育委員会, 90 p.
- 大野原湿原研究会編 (1995) 大野原湿原研究会報告集 IV. 作手村教育委員会, 125 p.
- 大野原湿原研究グループ (1993) 大野原湿原及び長ノ山湿原の機械ボーリング結果. 大野原湿原研究会報告集 III, 作手村教育委員会, p. 1-13.
- 太田陽子・貝塚夾平・加藤芳朗・桑原 徹・白井哲之・土 隆一・山田 純・伊藤通玄 (1963) 三河高原およびその西縁の段丘群 (短報). 地理学評論, vol. 36, p. 617-624.
- 尾崎正紀 (2008) 御油地域の地質, 第 8 章地質構造及び重力. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産業界技術総合研究所地質調査総合センター, p. 82-86.
- 尾崎正紀・西岡芳晴 (2008) 御油地域の地質, 第 6 章新第三系. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産業界技術総合研究所地質調査総合センター, p. 54-69.
- 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, vol. 25, p. 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, vol. 26, p. 205-216.
- 榊原雄太郎 (1967) 長野県下伊那郡新野付近の先領家花崗岩類について. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 63-71.
- 酒井栄吾・仲井 豊・坂崎 弘・板倉敬三・河合康道・鶴田 誠・野村鎌一 (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. 愛学大研報, 第 9 輯, p. 169-

- 185.
- 酒井栄吾・仲井 豊・坂崎 弘・板倉敬三・河合康道・野村鎌一・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, vol. 66, p. 476.
- 酒井栄吾・仲井豊・合川 功・庄子士郎 (1961) 三河地方における花崗岩質岩体の侵入順序について, 愛学大研報, 第10輯, p. 169-185.
- 酒井栄吾・大谷 充・伊藤久幸・伊藤直義 (1962) 三河地方における花崗岩質岩体の侵入順序について, 愛学大研報, 第11輯, p. 100-109.
- 酒井栄吾・仲井 豊・野村鎌一・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, 愛学大研報, 第12輯, p. 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, vol.112, p. 519-530.
- Salvador, A. ed. (1994) International Stratigraphic Guide 2nd ed; a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. *International Union of Geol. Soc. America, Inc.*, 214p.
- 産業技術総合研究所 (2011) 活断層データベース (<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/>).
- 沢井 誠 (1993) 長ノ山湿原と古大野原湿原堆積物中の火山灰対比. 大野原湿原研究会報告集III, 作手村教育委員会, p. 22-29.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochemical Journal*, vol. 13, p. 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-アルゴン法によつ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. 地調月報, vol. 13, p. 317-320.
- 柴田秀賢 (1954) 木曾谷の地質 第2報. 長野営林局報, vol. 19, p. 20-27.
- 設楽火山岩団体研究グループ (1979) 愛知県設楽火山岩類の火山層序 (概報). 地球科学, vol. 33, p. 129-136.
- Steiger, R. H., Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology - convention on use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 36, p. 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, vol. 63, p. 793-813.
- 菅谷義之 (1984) 東三河 大地のなりたち. 鳳来寺山自然科学博物館, 226p.
- 椋山正英 (1930) 三河高原の平坦度に就て. 地理学評論, vol. 6, p. 1269-1286.
- 杉 健一 (1933) 日本変成岩総説-特に所謂領家変成岩類に就いて-. 岩波講座 地質学及び古生物学 鉱物学及び岩石学, 第5巻, p. 6-13.
- 杉原孝充・藤巻宏和 (2002) 愛知県設楽地域に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 岩石鉱物科学, vol. 31, p. 15-24.
- 鈴木和博 (1974) 愛知県足助町北部地域における風化花崗岩山地の斜面崩壊. 第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集, p. 64-65.
- 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 zirconite. *Geochemical Journal*, vol. 25, p. 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. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 16, p. 23-37.
- 鈴木和博・都築芳郎・宮崎滋治 (1977) 足助町北部地域の風化花崗岩のクリープ. 名古屋地学, no. 33, p.2-12.
- 鈴木和博・林田悦子・梶塚 泉・長澤敬之助 (1993) 愛知県足助町北部地域の風化黒雲母の化学組成変化. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, no. 9, p. 59-76.
- 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, p. 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*, vol. 128, p. 391-405.
- 鈴木康弘 (2004) 海溝型巨大地震に関連する内陸地震と地殻変動. 地球, vol. 26, p. 809-816.
- 高田 亮 (1987a) 設楽火成複合岩体の発達史とコールドロンの構造. 地質学雑誌, vol. 93, p. 167-184.
- 高田 亮 (1987b) 設楽火成複合岩体の発達史とコールドロンの構造. 地質学雑誌, vol. 93, p. 167-184.
- Takada, A. (1988) Subvolcanic structure of the central dike swarm associated with the ring complexes in the Shitara district, central Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 50, p. 106-118.
- 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, p. 44-45.
- 高木秀雄・酒巻秀彰 (2003) 足助断層帯の断層岩類. 日本地質学会第110年学術大会見学旅行案内書, A-1, p. 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, vol. 107, 口絵III-IV.
- 高島 彰・広渡文利・島津光夫 (1961) 愛知県田口鉦山の含ウラン鉦床. 地質調査所報告, No. 190, 382-389.
- 豊田市自然愛護協会編 (1999) 豊田市の活断層と地震. 豊田市, 108p.
- 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*, vol. 221, p. 157-169.
- Tsuboi, M. and Asahara, Y. (2009) Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio heterogeneity in Kamihara Tonalite, Ryoke belt, southwest Japan: Evidence from strontium isotopic analysis of apatite. *Jour. Min. Petrol. Science*, vol. 104, p. 226-233.
- 都司嘉宣 (2004) 安政東海地震 (1854) の顕著余震, とくに文久元年 (1861) 三河地震について. 地球, vol. 26, p. 759-772.
- 辻村太郎 (1929) 日本地形誌. 古今書院, 455p.
- 作手団体研究グループ (1991) 愛知県作手村高里地域の第四系. 大野原湿原研究会報告集II, 作手村教育委員会, p. 80-97.
- Tsunakawa, H., Kobayashi, Y. and Takada, A. (1983) K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 17, p. 265-268.

- Tsusue, 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*, vol. 37, p. 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*, vol. 3, p. 35-44.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 (増補改訂版 416-2001). 東京大学出版会, 605p.
- 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・杳掛俊夫・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, p. 113-118.
- Yamaji, A., Sakai, T., Araki, K., and Okmura, Y. (2003) Unstable forearc stress in the eastern Nankai subduction zone for the last 2 million years. *Tectonophysics*, vol.369, p.103-120.
- 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, vol. 104, p. 688-704.
- 山岡耕春 (2010) 第II編愛知の自然と人々, 第3章地震とその災害. 愛知県編さん委員会編, 愛知県史別編自然, p. 438-478.
- 吉川虎雄・木曾敏行 (1968) 第一章, 自然. 串原の自然, 串原村誌, p. 1-18.
- 吉倉紳一・熱田真一 (2000) 花崗岩体に記録されたマグマ混交・混合現象. 花崗岩研究の最前線-花崗岩成因論の新地平をめざして-, 海洋出版, 地球号外, no. 30, p. 140-145.
- 吉村暁夫 (1995) 作手村田原の礫岩脈. 大野原湿原研究会報告集II, 作手村教育委員会, p. 95-103.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会資料, マンガン研究会, 567p.

Geology of the Asume District

By

Toru YAMASAKI* and Masanori OZAKI*

(Written in 2012)

(ABSTRACT)

The Asume district spans eastern Aichi Prefecture and the central part of the Mikawa Plateau. The topography of the Mikawa Plateau follows a gentle southwestward inclination from 1,200 to 200 meters in altitude with a low-relief surface. Lowlands in this district are mainly distributed along the Tomoe River and its branches.

Figure 1 shows the geologic outline of the Asume district and peripheral regions. Figure 2 summarizes the geology of the Asume district. The Asume and surrounding districts consist of a Jurassic accretionary complex of the Chichibu Belt, Sambagawa Metamorphic Complex, Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks, Jurassic accretionary complex of the Mino terrane, Neogene sediments and dikes, and Quaternary deposits. Jurassic to Cretaceous geologic bodies are divided into two regions, the Inner Zone and Outer Zone of southwest Japan, by the Median Tectonic Line (MTL). The region southeast of the MTL consists of the Sambagawa Metamorphic Complex and Jurassic accretionary complex of the Chichibu Belt, while the region northwest of the MTL consists of the Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks and Jurassic accretionary complex of the Mino terrane. The Asume district is located in the region northwest of the MTL, and the Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks,

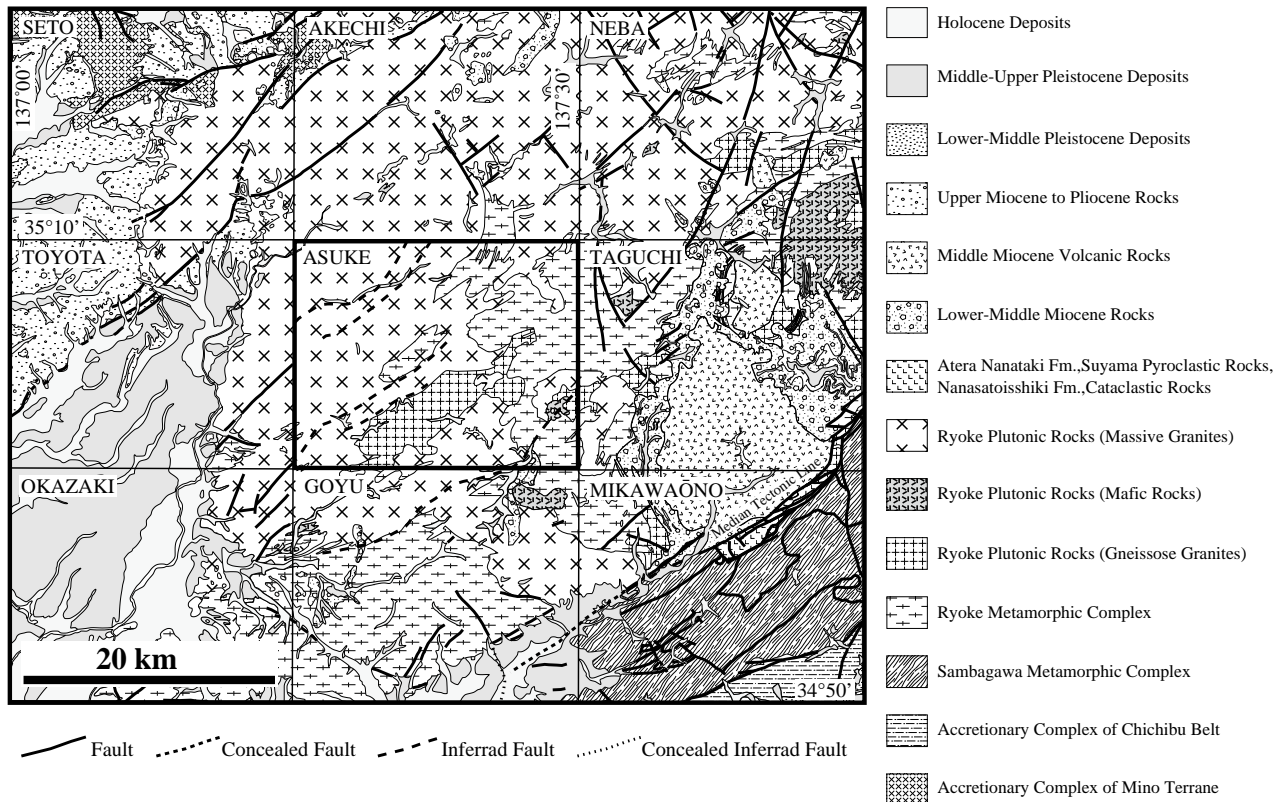


Fig. 1 Simplified geologic map of the Asume and neighboring districts.

Modified from the Geological Map of Japan 1:200,000, Toyohashi and Irigo Misaki (Makimoto *et al.*, 2004).

* Institute of Geology and Geoinformation

Geologic Time		Age (Ma)	Formation/Mass		Geological History/Tectonics		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Valley bottom plain deposits	Colluvial deposits with landslide deposits	Tilting to NW (Formation of the Mikawa Plateau)		
		Pleistocene	Lower terrace deposits				
			Middle terrace deposits				
	Neogene	Pliocene		Clastic Dike**		Uplift of forearc region	
		Miocene	Late				
			Middle	Igneous Dike	Tsukude Formation		Shitara magmatism Rapid uplift Paleo-forearc region
			Early				
Paleogene	Oligocene						
	Eocene						
	Paleocene						
Mesozoic	Cretaceous	Late	Contact aureole of Ryoke Plutonic Rocks	Busetsu Granite	Regional magmatism & contact metamorphism, folding		
				Inagawa Granite			
				Mitsuhashi GD* & Mafic Rocks			
			Kamihara Tonalite	Regional metamorphism & magmatism			
	Ryoke Metamorphic Complex						
Cretaceous	Early						
Jurassic			Jurassic accretionary complex of the Mino terrane* (Protolith of Ryoke Metamorphic Complex)				

Fig. 2 Stratigraphic summary of the Asuke district

The time scale follows Gradstein *et al.* (2004). *: not exposed in the district. **: not shown in the geologic map due to small distribution.

Neogene rocks and Quaternary deposits are distributed across the district.

Ryoke Metamorphic Complex and contact aureole of the Ryoke Plutonic Rocks

The Ryoke Metamorphic Complex is composed of Late Cretaceous low-pressure and high-temperature metamorphic rocks, consisting of metamudstone, metasandstone and metasiliceous rock. The rocks of the Ryoke Metamorphic Complex in the Asume district have NE-SW trending strikes and are distributed mainly in the northeast. The Ryoke Metamorphic Complex continues to the Goyu district in the southeast of the Asume district.

In the northeast, metamudstone-dominant and metasandstone-dominant strata occur repeatedly with several NE-SW trending antiforms and synforms, intercalated relatively well with continuous metasiliceous rock. The schistosity of the metamudstones in this area is steeply dipping toward the northwest or southeast. From north to south, apparent upper structural levels are exposed in the northeastern area and apparent lower structural levels are exposed in the southeastern area. The estimated accumulative thickness of the metamorphic rocks is up to 5,300 m.

In the Mt. Nebiso-dake area, northeast of the Asume District, the dips of the metamudstones change rapidly from 70-90° to 10-40° and undulate gently in antiforms and synforms. Since many small intrusions of the Busetsu Granite are observed in this area, the Busetsu Granite is probably distributed at very shallow levels under the Ryoke Metamorphic Complex in this area.

Using the mineral assemblage of metamudstone, metamorphic biotite and K-feldspar-cordierite zones can be defined. The biotite zone is one of the zones of regional metamorphism. The K-feldspar-cordierite zone is the contact aureole of the Ryoke Plutonic Rocks. The boundary between the biotite zone and the K-feldspar-cordierite zone is not parallel to the schistosity or bedding of the metamorphic rocks and depends mainly on the distance from the intrusive plane of the large granitic body. In the Mt. Nebiso-dake area, the K-feldspar-cordierite zone is widely distributed due to roof contact with the Busetsu Granite.

Ryoke Plutonic Rocks

The Ryoke Plutonic Rocks in the Asume district are composed of Late Cretaceous Kamihara Tonalite, Mitsuhashi Granodiorite and associated mafic rocks, Inagawa Granite and Busetsu Granite. The distribution of the Kamihara Tonalite ranges from the southwestern area to the middle of the eastern section of the Asume district, and the largest body has a NE-SW trending spindle-shape. The Kamihara Tonalite consists mainly of medium-grained hornblende-biotite tonalite with conspicuous foliation defined by biotite, hornblende and plagioclase. The Mitsuhashi Granodiorite is distributed in the southeastern margin of the Asume district and encloses the mafic plutonic body. It consists mainly of medium-grained gneissose (foliated) hornblende-biotite granodiorite. Medium to fine-grained quartz diorite is also observed in mafic inclusion-rich portions. The mafic rocks consist mainly of coarse-grained hornblende gabbro and fine-grained hornblende-quartz gabbro to diorite. The fine-grained gabbros and/or diorites are included as mafic inclusions in the Mitsuhashi Granodiorite as well as Mafic Magmatic or Microgranular Enclaves (MME). The Inagawa Granite occupies the northwestern area of the Asume district and is subdivided into two lithological units, the massive facies in the northwestern area and gneissose porphyritic facies in southeastern area. The boundary between the two lithological units coincides with the NE-SW trending steep-dipping Asume Fault. The massive facies consist mainly of coarse to medium-grained biotite monzogranite, and the gneissose porphyritic facies consist mainly of coarse to medium-grained gneissose hornblende-biotite granodiorite. The gneissose structure trends NE-SW and is concordant with an elongation of the mass. The Busetsu Granite is distributed in the southeastern part of the Asume district. It consists mainly of medium-grained muscovite-biotite monzogranite and includes garnet in some cases. Mutual relations among the Ryoke Metamorphic Complex and the various magmatic bodies of the Ryoke Plutonic Rocks are as follows: the Kamihara Tonalite intrudes into the Ryoke Metamorphic Complex, Mitsuhashi Granodiorite intrudes into Ryoke Metamorphic Complex and Kamihara Tonalite, Inagawa Granite intrudes into Ryoke Metamorphic Complex, and Busetsu Granite intrudes into Ryoke Metamorphic Complex and all of the Ryoke Plutonic Rocks.

Neogene

Neogene constituents are divided into the Tsukude Formation, igneous dikes and a clastic dike. They are distributed in the southeastern part of the mapped district.

The Middle Miocene Tsukude Formation underlain by the Ryoke Metamorphic Complex and Ryoke Plutonic Rocks, is fluvial boulder conglomerates about 30-70 m thick, which is thought to consist of sediments related to the rapid uplift in the fore-arc area of the southwest Honshu Arc that occurred around 15 Ma.

In the SE area of the Asume district, there are andesite to rhyolite dikes ranging from a few meters to a few tens of meters wide. They intrude into the Ryoke Metamorphic Complex and the Mitsuhashi Granodiorite. Based on petrological features and occurrence in the outcrops, the dikes correlate to the Sheet Swarm of the middle Miocene Shitara Volcanic Rocks.

There is one clastic dike in the southeastern Asume district. This and other dikes in the surrounding area are made up of conglomeratic sandstone of the latest Miocene to Pliocene Tokai Group. However, that group is not distributed around this area. The formation of dikes and erosion of the Tokai Group is synchronized with the movement of the southern margin of the Mikawa

Plateau, which was gently inclined towards the northwest in Quaternary times.

Quaternary

The Quaternary deposits in the mapped area consist of Late Pleistocene to Holocene fluvial deposits. They are mainly distributed along the Tomoe River and its branches. The Late Pleistocene deposits, subdivided into upper and lower terrace deposits, are composed of subrounded to rounded rocks ranging in size from boulders to pebble beds. The Holocene fluvial deposits are mainly composed of valley bottom plain deposits. In addition, Late Pleistocene to Holocene colluvial deposits are partly recognized along the foot of the mountains.

Economic and environmental geology

The Mikawa area, including the Asume district, is known for its production of silica stone. The deposits are a silica-rich portion of the metasiliceous rocks of the Ryoke Metamorphic Complex, some of which are mined as “Dando Ishi” and “Mikawa Keiseki”. The silica stones are used for abrasion-resistant industrial goods and wall materials. There has also been a manganese mine in the Mt. Dando area in the northeastern part of the Asume district. The manganese deposit was closely accompanied by metasiliceous rock of the Ryoke Metamorphic Complex.

Granites from the Ryoke Plutonic Rocks are used as decorative stone for rock walls and gravestones. The Busetsu Granite is known locally as “Inabu Ishi”, “Nabeta Ishi” and “Hanazawa Ishi”. The Inagawa Granite is called “Koromo Mikage” and “Fujioka Mikage” in the Mikawa area. Both are also used for crushed stone. There are several hot springs in the Asume Shear Zone. Most of them are unused, and there is only one spa in the Asume district at this time. Some trench- and inland-type great earthquakes related to the Philippine Sea Plate subduction have occurred around the district.

執筆分担

第 1 章 地 形	尾崎正紀・山崎 徹
第 2 章 地質概説	山崎 徹・尾崎正紀
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	山崎 徹
第 4 章 領家深成岩類	山崎 徹
第 5 章 新第三系	尾崎正紀・山崎 徹
第 6 章 第四系	尾崎正紀
第 7 章 地質構造及び重力	尾崎正紀・山崎 徹
第 8 章 応用地質	山崎 徹・尾崎正紀

文献引用例

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, 76 p.

章単位での引用例

山崎 徹 (2012) 御油地域の地質, 第4章 領家深成岩類. 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, p. 27-50.

Bibliographic reference

Yamasaki T. and Ozaki M. (2012) Geology of the Asuke District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 76p. (in Japanese with English abstract 4p.)

Bibliographic reference of each chapter

Yamasaki T. (2012) Geology of the Asuke district, 4. Ryoke Plutonic Rocks. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.27-50. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 足助地域の地質
平成 24 年 11 月 27 日発行

独立行政法人 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

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 谷田部印刷株式会社