

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都(11)第46号
NI-53-2-11

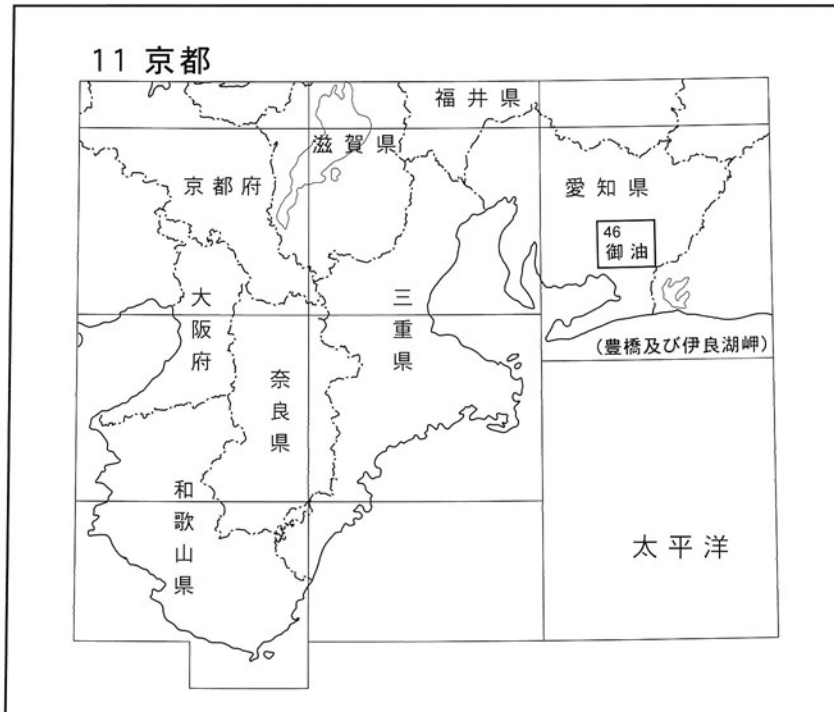
御油地域の地質

宮崎一博・西岡芳晴・中島 礼・尾崎正紀

平成 20 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 to the Geological Map of Japan 1:50,000

足助 Asuke 1:75,000 (1927)

設楽 Shidara 1:75,000 (1930)

11-33 豊田 Toyota NI-53-2-14 (未刊行, unpublished)	11-34 足助 Asuke NI-53-2-10 (未刊行, unpublished)	11-35 田口 Taguchi NI-53-2-6 (未刊行, unpublished)
11-45 岡崎 Okazaki NI-53-2-15 (未刊行, unpublished)	11-46 御油 Goyu NI-53-2-11 (2008)	11-47 三河大野 Mikawa-Ōno NI-53-2-7 (1952)
11-57 蒲郡 Gamagōri NI-53-2-16 (未刊行, unpublished)	11-58・70 豊橋及び田原 Toyohashi and Tahara NI-53-2-12・3-9 (2008)	11-59 浜松 Hamamatsu NI-53-2-8 (1972)
伊良湖岬 Irakozaki 1:75,000 (1927)		

御油地域の地質

宮崎一博*・西岡芳晴*・中島 礼*・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さまざま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。「御油」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。

「御油」地域の地質図幅の作成は、平成15～19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三波川及び領家変成コンプレックス並びに領家深成岩による接触変成域については宮崎が、領家深成岩については西岡が、新第三系については珪長質岩脈を西岡が、それ以外を尾崎が、第四系と地形については中島が担当し、それぞれが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宮崎が行った。

本図幅地域のボーリング地下地質の資料については、国土交通省中部地方整備局中部技術事務所、独立行政法人水資源機構、豊川市上下水道部に提供して頂いた。三河珪石株式会社の林 昌宏氏、林 満氏には珪石鉱山での調査の便宜を図って頂くとともに三河珪石についての資料の提供をして頂いた。豊橋市自然史博物館の松岡敬二氏、吉川博章氏、愛知教育大学の星 博幸氏、名城大学の堀 和明氏には本図幅地域の地質情報を提供して頂いた。名古屋市の藤井登美夫氏には新城市作手地域の湿原堆積物の資料を提供して頂いた。産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門の田口雄作氏には地下水についてご教示頂いた。地質情報研究部門の中島 隆氏には御油地域の領家変成コンプレックス及び領家深成岩中のジルコンのU-Pb年代について、本郷美佐緒氏には花粉化石についてご教示頂いた。以上の関係機関及び関係者の方々に厚く御礼申し上げます。

(平成19年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門

Keywords: regional geology, geologic map, 1:50,000, Goyu, Shinshiro, Okazaki, Aichi, Mikawa Plateau, Toyohashi Plain, Toyogawa, Hongu San, Otagawa, Sanbagawa Metamorphic Complex, Ryoke Metamorphic Complex, Ryoke Plutonic Rocks, Mikabu unit, Funatsuki unit, Kamihara Tonalite, Tenryukyo Granite, Shinshiro Tonalite, Busetsu Granite, Cretaceous, Neogene, Miocene, Pliocene, Ryusenji Formation, Motojuku Formation, Tsukude Formation, felsic dike, clastic dike, Quaternary, Pleistocene, Holocene, terrace deposits, Alluvium, Median Tectonic Line

目 次

第 1 章 地 形	1
1. 1 地形概説	1
1. 2 山地の地形	2
1. 3 台地・丘陵の地形	4
1. 4 低地の地形	5
第 2 章 地質概説	6
2. 1 三波川変成コンプレックス	6
2. 2 領家変成コンプレックス	7
2. 3 領家深成岩	8
2. 4 新第三系	8
2. 5 第四系	9
第 3 章 三波川変成コンプレックス	10
3. 1 研究史及び概要	10
3. 2 御荷鉢ユニット	11
3. 2. 1 変成かんらん岩	11
3. 2. 2 変成角閃岩及び変成斑れい岩	11
3. 2. 3 苦鉄質片岩・変成玄武岩溶岩及び凝灰岩・変成ドレライト	13
3. 3 舟着ユニット	14
3. 3. 1 苦鉄質片岩	15
3. 3. 2 珪質片岩	15
3. 3. 3 泥質片岩	15
3. 4 地質構造と変成作用	16
第 4 章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩による接触変成域	18
4. 1 研究史及び概要	18
4. 2 黒雲母帯	22
4. 2. 1 変成珪質岩	22
4. 2. 2 変成泥岩	25
4. 2. 3 変成砂岩	26
4. 3 カリ長石珪線石帯	27
4. 3. 1 変成珪質岩	28
4. 3. 2 変成泥岩	28
4. 3. 3 変成砂岩	31
4. 4 ざくろ石堇青石帯	32
4. 4. 1 変成珪質岩	32
4. 4. 2 変成泥岩	33
4. 4. 3 変成砂岩	35
4. 5 カリ長石堇青石帯(領家深成岩の接触変成域)	36

4. 5. 1 変成珪質岩	36
4. 5. 2 変成泥岩	38
4. 5. 3 変成砂岩	38
4. 6 地質構造と変成作用	39
第 5 章 領家深成岩	41
5. 1 研究史	41
5. 2 神原トータル岩	42
5. 3 天竜峡花崗岩	44
5. 4 新城トータル岩	44
5. 4. 1 主岩相	45
5. 4. 2 細粒相	45
5. 4. 3 黒雲母トータル岩相	45
5. 4. 4 中粒花崗岩相	45
5. 4. 5 細粒花崗岩相	46
5. 5 苦鉄質岩	49
5. 6 武節花崗岩	49
5. 6. 1 主岩相	50
5. 6. 2 細粒相	52
5. 6. 3 白雲母黒雲母花崗岩相	53
第 6 章 新第三系	54
6. 1 研究史及び概要	54
6. 2 竜泉寺層	55
6. 3 本宿層	58
6. 4 作手層	59
6. 5 珪長質岩脈	62
6. 6 碎屑岩脈	63
第 7 章 第四系	70
7. 1 研究史及び概要	70
7. 2 平野部（豊川，音羽川，御津川流域と蒲郡台地）の第四系	70
7. 2. 1 矢部層	70
7. 2. 2 小野田層	73
7. 2. 3 旧期扇状地堆積物	75
7. 2. 4 豊川層	75
7. 2. 5 小坂井層	77
7. 2. 6 新期扇状地堆積物	78
7. 2. 7 石田層	78
7. 2. 8 後背湿地及び谷底低地堆積物・自然堤防堆積物・旧河道堆積物・崩積堆積物及び沖積錐堆積物	79
7. 3 山間部の第四系	79
7. 3. 1 未区分上位段丘堆積物	79
7. 3. 2 未区分下位段丘堆積物	79

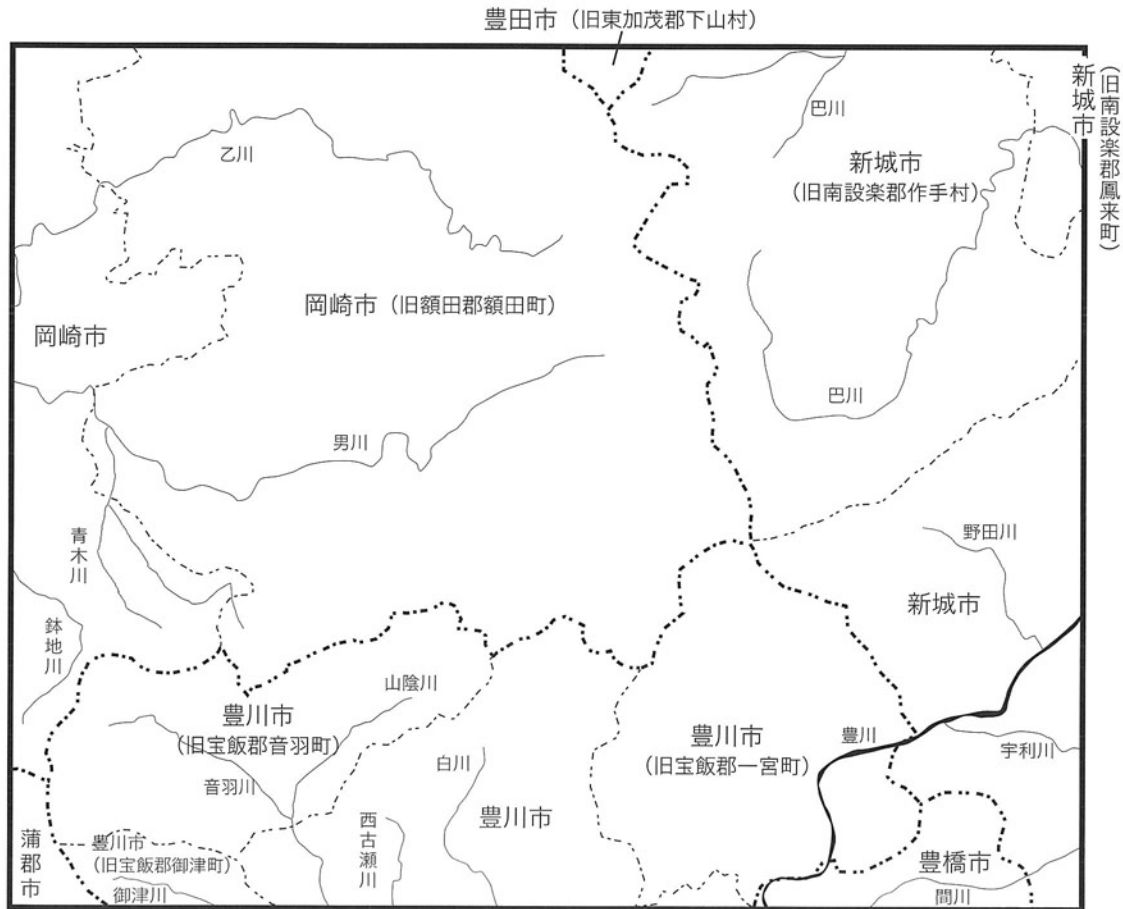
7. 3. 3 後背湿地及び谷底低地堆積物	81
7. 4 人工堆積物	81
第 8 章 地質構造及び重力	82
8. 1 断層	82
8. 2 地殻変動	86
8. 3 重力	86
第 9 章 応用地質	87
9. 1 珪石鉱山	87
9. 2 石材・砕石	87
9. 3 温泉	87
9. 4 地下水	87
9. 5 地震災害	89
文 献	90
Abstract	95

図・表目次

第 1. 1 図 「御油」 図幅周辺の地形概要	1
第 1. 2 図 「御油」 図幅内の行政区分図	2
第 1. 3 図 「御油」 図幅における地形区分の名称	3
第 1. 4 図 「御油」 図幅における段丘面の関係	5
第 2. 1 図 「御油」 図幅周辺地域の地質概略図	6
第 2. 2 図 「御油」 図幅の地質総括図	7
第 3. 1 図 変成かんらん岩の露頭写真	12
第 3. 2 図 変成かんらん岩の薄片写真	12
第 3. 3 図 変成角閃岩及び変成斑れい岩の露頭写真	13
第 3. 4 図 変成角閃岩及び変成斑れい岩の薄片写真	14
第 3. 5 図 変成玄武岩溶岩及び苦鉄質片岩の露頭写真	14
第 3. 6 図 変成玄武岩溶岩及び苦鉄質片岩の薄片写真	15
第 3. 7 図 苦鉄質片岩、珪質片岩及び泥質片岩の露頭写真	16
第 3. 8 図 苦鉄質片岩及び泥質片岩の薄片写真	17
第 4. 1 図 「御油」 及び「豊橋」 図幅地域の領家変成コンプレックスの地質概略図と地質断面図	20
第 4. 2 図 「御油」 及び「豊橋」 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	21
第 4. 3 図 「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	22
第 4. 4 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成珪質岩及び変成泥岩のルートマップ	24
第 4. 5 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成珪質岩、変成泥岩及び変成砂岩の柱状図	25
第 4. 6 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	26
第 4. 7 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯南部の変成珪質岩、変成泥岩及び変成砂岩のルートマップ	27
第 4. 8 図 領家変成コンプレックス黒雲母帯南部の変成珪質岩、変成泥岩及び変成砂岩の柱状図	28
第 4. 9 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	29

第 4.10 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	30
第 4.11 図	領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成珪質岩及び変成泥岩の薄片写真	30
第 4.12 図	領家変成コンプレックスカリ長石珪線石帯及びカリ長石珪線石帯とざくろ石堇青石帯の境界付近の変成泥岩の露頭写真	31
第 4.13 図	領家変成コンプレックスカリ長石珪線石帯の変成砂岩の露頭写真	31
第 4.14 図	領家変成コンプレックスカリ長石珪線石帯の変成泥岩及び変成砂岩の薄片写真	32
第 4.15 図	領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成珪質岩の露頭写真	33
第 4.16 図	領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成珪質岩及び変成泥岩のルートマップ	34
第 4.17 図	領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成珪質岩及び変成泥岩の柱状図	34
第 4.18 図	領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成泥岩の露頭写真	35
第 4.19 図	領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成珪質岩及び変成泥岩の薄片写真	36
第 4.20 図	領家深成岩の接触変成域カリ長石堇青石帯の変成珪質岩, 変成泥岩及び変成砂岩の露頭写真	37
第 4.21 図	領家深成岩の接触変成域カリ長石堇青石帯の変成泥岩の薄片写真	39
第 5. 1 図	三河地域における神原トータル岩の分布	42
第 5. 2 図	御油図幅地域の深成岩のモード組成	43
第 5. 3 図	神原トータル岩及び天竜峡花崗岩の研磨面	43
第 5. 4 図	神原トータル岩及び天竜峡花崗岩の顕微鏡写真	43
第 5. 5 図	新城トータル岩の産状	46
第 5. 6 図	新城トータル岩及び苦鉄質岩の研磨面	47
第 5. 7 図	新城トータル岩及び苦鉄質岩の顕微鏡写真	48
第 5. 8 図	苦鉄質岩中の暗色包有岩	50
第 5. 9 図	武節花崗岩の研磨面	51
第 5.10 図	武節花崗岩の顕微鏡写真	52
第 5.11 図	武節花崗岩と領家変成コンプレックスとの断層境界	53
第 6. 1 図	「御油」及び周辺地域の新第三系の分布	55
第 6. 2 図	「御油」及び周辺地域の新第三系の層序及び地史	56
第 6. 3 図	「御油」地域における竜泉寺層, 本宿層及び碎屑岩脈の分布	57
第 6. 4 図	竜泉寺層の模式柱状図	58
第 6. 5 図	竜泉寺層基底部の礫	59
第 6. 6 図	本宿層の岩相	60
第 6. 7 図	「御油」地域における作手層の分布	62
第 6. 8 図	作手層の岩相	63
第 6. 9 図	碎屑岩脈の大露頭	65
第 6.10 図	碎屑岩脈の岩相 1	66
第 6.11 図	碎屑岩脈の岩相 2	67
第 6.12 図	碎屑岩脈貫入面の方向のステレオ投影	68
第 6.13 図	碎屑岩脈の花粉分析結果	68
第 7. 1 図	豊川流域における第四系の分布	71
第 7. 2 図	豊川流域における第四系の地質断面図	72
第 7. 3 図	模式地周辺における矢部層の砂礫層	73

第 7. 4 図	豊川市東上町における矢部層・旧期扇状地堆積物の柱状図	74
第 7. 5 図	豊川市金沢町における小野田層の砂礫層	75
第 7. 6 図	旧期扇状地堆積物の中 - 巨礫サイズの亜角礫層	76
第 7. 7 図	豊川市豊津町における豊川河床に露出した豊川層の泥層	76
第 7. 8 図	豊川層堆積時の古地理図	77
第 7. 9 図	新城市一畝田における小坂井層の砂礫層	78
第 7.10 図	豊川流域の段丘面上面, 埋没面及び現河床の縦断標高投影図	79
第 7.11 図	豊川流域の段丘面上面, 埋没面及び現河床の縦断標高投影図	80
第 7.12 図	岡崎市鉢地町における未区分上位段丘堆積物の砂礫層	80
第 8. 1 図	「御油」及び周辺地域の断層分布	84
第 8. 2 図	「御油」及び周辺地域の上方接続残査重力図と活断層	85
第 9. 1 図	武節花崗岩の採石場	88
第 9. 2 図	豊川右岸中下流域における不圧地下水面図	88
第 1. 1 表	「御油」図幅における段丘面对比	4
第 5. 1 表	武節花崗岩の放射年代値	51
第 6. 1 表	碎屑岩脈の花粉化石群集	69
Fig. 1	Stratigraphic summary of the Goyu District	96



第1.2図 「御油」図幅内の行政区区分図

井山地に区分される(岡田, 1976; 第1.3図)。三河東部山地と三河西部山地東部は標高500~700mであるが、三河西部山地の西部では標高約300mとなり、標高は西方に徐々に低下している。観音山地と五井山地の境界は、音羽川河谷とよばれる谷地形である。この谷地形に沿って断層が指摘されており(井関, 1969)、御油(あるいは音羽川)断層と呼ばれている(仲井ほか, 1985)。この谷地形は狭く、段丘地形などの発達はよくないが、国道1号線や東名高速道路が低地に沿って通っており、交通の要所となっている(池田, 1998)。新城市作手高里には、標高500~600mの山地に作手高原とよばれるなだらかな小起伏面が広がり(第1.1図)、大野原湿原や長ノ山湿原が分布している(森山, 2006)。

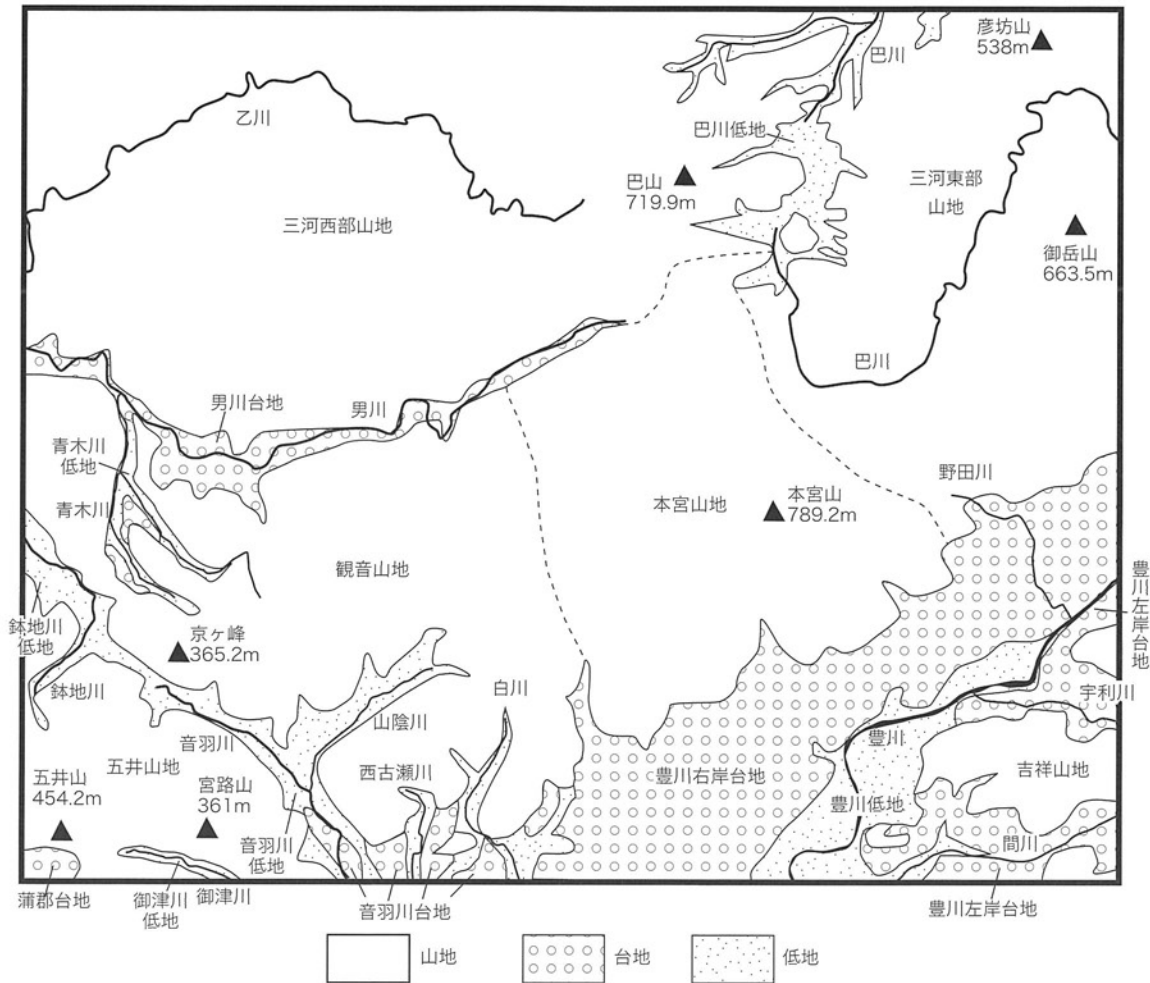
本図幅地域南東部の吉祥山地は、赤石山脈の南端にあたる八名弓張山地の西端に位置する。三河高原と吉祥山地の間には、西南日本内帯と外帯を区分する中央構造線が位置する(牧本ほか, 2004など)。三河高原南東縁には、比高500~600mにも及ぶ急斜面がみられ、本宮山断層崖とよばれる(辻村, 1924, 1932; 第1.1図)。三河高原と吉祥山地の間に広がる豊川右岸及び左岸台地には、豊川及び豊川支流の河川が形成した段丘地形が発達

しており、東三河平野へ連なる。

本図幅内に流れる代表的な河川として、乙川、男川、巴川、豊川が挙げられる(第1.3図)。乙川と男川は西隣「岡崎」図幅内に広がる西三河平野の河川である矢作川に合流する。巴川は新城市作手高里、作手清岳付近を分水界とし、北方への流れは矢作川水系、南方は豊川水系となる。豊川は東三河平野の中心を流れ、三河湾へと注いでいる。

1.2 山地の地形

本図幅地域の山地地形については、岡田(1976)によって詳細に記載されている。三河高原の地形としては、梶山(1930)、太田ほか(1963)、森山・船木(1989)、須貝(1990)などが山地の小起伏面などの発達史について考察している。太田ほか(1963)によれば、三河高原の小起伏面は、段戸小起伏面(標高1,000~1,100m)、串原小起伏面(標高700~900m)、三河高位小起伏面(標高400~600m)、三河低位小起伏面(標高100~300m)に区分されている。以下に記す山地の区分は岡田(1976)を参考にした。



第1.3図 「御油」 図幅における地形区分の名称
 名称は岡田 (1976) を参考にした。

本図幅の北東部を占める三河東部山地は、標高500～600mの小起伏の山地からなる。本山地の小起伏面は、新城トータル岩の分布とほぼ一致し、起伏の大きい彦坊山(標高538m)や御岳山(標高663.5m)周辺は領家変成コンプレックスの変成岩類からなる。本図幅内の深成岩類は風化作用を受けてマサ化していることが多く、この風化作用により小起伏面が発達していると考えられる(岡田, 1976)。本山地の小起伏面は、太田ほか(1963)の三河高位小起伏面に相当する。

三河西部山地は巴川と男川に挟まれた本図幅の北西部を占める。東部には標高719.9mの巴山がみられるが、西方に向かって標高は低下し、西端部では標高300m以下となる。本山地の北部には武節花崗岩、南部には領家変成コンプレックスの変成泥岩が分布する。武節花崗岩が風化してマサ化することにより、この花崗岩の分布域には小起伏面が発達すると考えられる(岡田, 1976)。本山地の小起伏面は、太田ほか(1963)の三河低位小起伏面に相当する。

本宮山地は本図幅中央に位置し、本図幅内の最高峰で

ある本宮山(標高789.2m)が位置する。本山地の起伏は大きく、斜面勾配が急であり、開析度が高い。南縁は本宮山断層崖(辻村, 1924, 1932)とよばれる急勾配の地形がみられる(第1.1図)。この断層崖は東北東-西南西方向に約20km連続し、複数のリニアメントが雁行状に認められている(岡田, 1976, 1979)。ただし、このリニアメントは山地南部の段丘や斜面を切っていないため、この構造の活動は更新世中期以前であったと推定される(岡田, 1979)。本山地は領家変成コンプレックスの変成砂岩や変成珪質岩から主になる。

観音山地は男川と音羽川に挟まれた山地であり、京ヶ峰(標高365.2m)や観音山(標高400m)など300～400mの山地からなる。全体として西方に標高が低下し、青木川より西部では標高が200m程度になる。本山地は領家変成コンプレックスの変成泥岩や変成砂岩から主に構成される。

五井山地は音羽川以南に分布し、五井山(標高454.2m)や宮路山(標高361m)など300～400mの山塊からなる。南隣「豊橋及び田原」図幅における宝飯山

本図幅(宮崎ほか, 2008)		豊橋及び田原図幅(中島ほか, 2008)		町田・大倉(1960)		池田(1973)	
豊川以南	豊川以北	豊川以南	豊川以北	豊川以南	豊川以北	豊川以南	豊川以北
石田面		低位段丘面		下位段丘群	下位段丘群	豊橋面	牧野面
新期扇状地面		新期扇状地面					
小坂井面		豊橋面	小坂井面	豊橋面	小坂井面	高師原面	豊川面
		福江面・高師原面					
		南大清水面					
旧期扇状地面		旧期扇状地面		高師原面	上位段丘面	旧期扇状地面	
小野田面	矢部面	天伯原面			上位段丘面	天伯原面	

地に連続する。本山地は領家変成コンプレックスの変成砂岩や変成珪質岩から主に形成されている。

吉祥山地は本図幅南東部の豊川左岸に位置し、八名弓張山地の西端の山地である。吉祥山(標高382.1m)や照山(標高124m)がある。本山地は三波川変成コンプレックスの御荷鉢ユニットの変成角閃岩及び変成斑れい岩から主になり、照山ではこれらの岩石の採石が大規模に行われている。

1. 3 台地の地形

本図幅地域における台地は、豊川右岸台地、豊川左岸台地、音羽川台地、男川台地、蒲郡台地の5つに区分される(岡田, 1976; 第1. 3図)。これらの台地には、河岸段丘が発達していることが特徴である。豊川流域の段丘地形については土(1960)、町田・大倉(1960)、建設省計画局・愛知県(1963)、池田(1973)、岡田(1976)、大矢・大森(1978)、木村ほか(1981, 1982)、水野(1984)、堀(1998)などがある。主な報告による豊川流域の段丘面対比を第1. 1表に示す。音羽川、山陰川流域の段丘については荒巻(2001)、岡崎市額田、本宿周辺については新編岡崎市史編集委員会編(1985)、額田町史編集委員会編(1986)などの報告がある。豊川右岸台地、豊川左岸台地、音羽川台地、蒲郡台地上にみられる段丘面のうち、上位面として矢部面・小野田面、旧期扇状地面、中位面として小坂井面、新期扇状地面、下位面として石田面を区分した。また、そのほかの山間部の台地の段丘面を未区分上位段丘面と未区分下位段丘面に区分した(第1. 4図)。

矢部面・小野田面 矢部面は木村ほか(1981)による上位段丘面で、豊川右岸台地の新城市杉山周辺に残丘状に分布する。矢部面の標高は約70mである。本面は小坂井面と沖積面に開析される。小野田面は木村ほか(1981)による上位段丘面で、豊川左岸台地の新城市一鍛田や豊川市金沢町周辺に分布する。小野田面の標高は一鍛田では40~50m、金沢町では30~40mである。本面は新期扇状地面によって開析される。矢部面及び小野田面はクサリ礫を含む亜円・円礫からなる堆積物で、表層には

赤褐色-茶褐色土壌がみられる。

旧期扇状地面 本面は豊川右岸及び左岸台地に広く分布する豊川の支流性扇状地面と、音羽川台地に分布する上位の扇状地面である。足山田面(土, 1960; 木村ほか, 1981)、町田・大倉(1960)の上位段丘面や平野面(木村ほか, 1981)は本面に含まれる。豊川右岸台地における勾配は、17/1,000~33/1,000である。本面の構成層はクサリ礫の目立つ亜角-角礫からなる堆積物で、地形面表面には赤褐色-茶褐色土壌がみられる。

小坂井面 小坂井面(土, 1960)は豊川右岸台地の豊川市一宮町、新城市中心部、豊川左岸台地の豊橋市賀茂町、新城市八名井、一鍛田、音羽川台地の豊川市御油町に分布する中位段丘面である。木村ほか(1981)による豊川右岸の新城面、豊川左岸の賀茂面、八名井面は本面に含まれる。本面の構成層は河川性の砂礫層からなる小坂井層である。豊川市と豊橋市における本面の標高は20~30m、新城市中心部における本面は50mの標高である。小坂井面の表層にはクロボクや茶褐色土壌が重なっている。本面は新期扇状地面と石田面、沖積面によって開析される。

新期扇状地面 本面は豊川右岸及び左岸台地に広く分布する豊川の支流性扇状地面と、音羽川台地に分布する下位の扇状地面である。木村ほか(1981)による牛川面や上長山面は本面に含まれる。本面は沖積面及び石田面によって開析される。豊川右岸台地における本面の勾配は、13/1,000~27/1,000である。本面の構成層は亜角-角礫からなる堆積物で、表層にはクロボクや茶褐色土壌が重なっている。

石田面 本面は木村ほか(1981)によって記載された下位面で、豊川右岸台地の新城市石田、野田、豊川市東上町、豊川左岸台地の新城市庭野、一鍛田に広く分布する。標高は30~40mである。本面は沖積面に開析される。

未区分上位段丘面 本面は岡崎市鉢地町、上衣文町、大幡町、檜山町、新城市作手清岳などに分布する。本面の構成層は亜角-亜円礫からなる堆積物で、地形面表面には赤褐色-茶褐色土壌がみられる。本面は未区分下位段丘面及び沖積面によって開析される。分布域において、

木村ほか(1981)		水野(1984)		堀(1998)	
豊川以南	豊川以北	豊川以南	豊川以北	豊川以南	豊川以北
庭野面, 間川面	石田面, 牧野面	石田面	石田面	低位面	低位面
牛川面	上長山面			新期扇状地面	
豊橋面	小坂井面, 新城面	小坂井面	小坂井面	豊橋面	小坂井面
高師原面		高師原面		高師原面	
平野面	足山田面	足山田面	足山田面	旧期扇状地面	
小野田面	矢部面, 信玄面		高位段丘面群		最高位面

第1.1表 「御油」 図幅における段丘面対比
既存研究の段丘面は、本図幅内のものだけを記載。

それぞれの地形面の対比が困難であるため未区分上位段丘面とした。

未区分下位段丘面 本面は岡崎市檜山町、生平町、石原町などの男川台地、新城市作手清岳の巴川低地などに分布する。本面は沖積面に開析される。未区分上位段丘面と同様に、対比が困難であるため、未区分の段丘面として扱った。

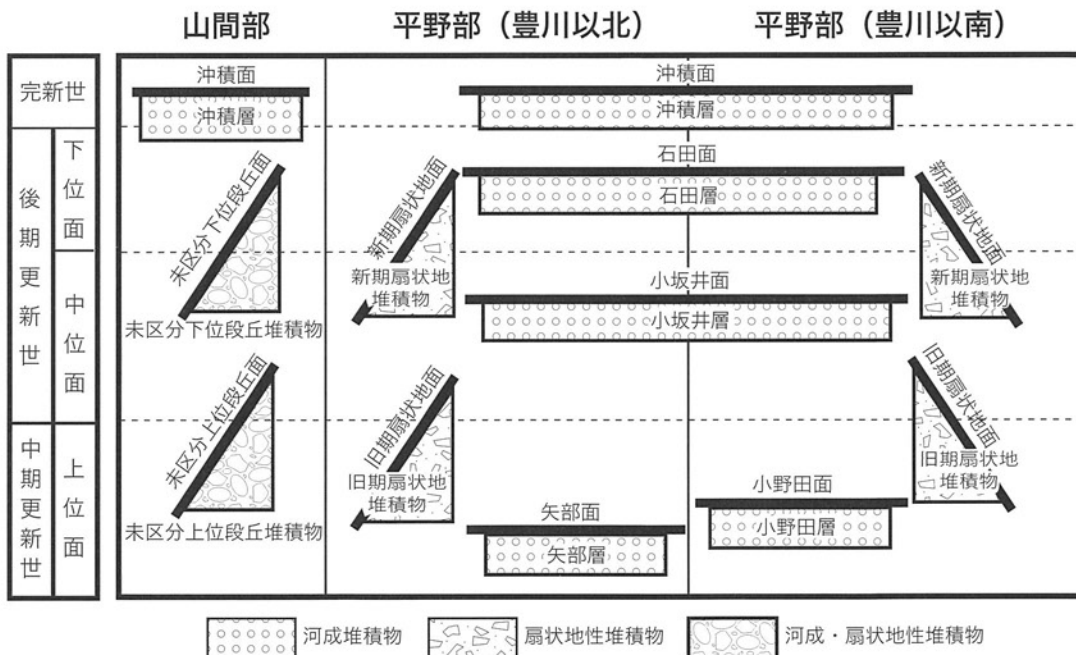
1.4 低地の地形

本図幅地域の低地は、豊川低地、音羽川低地、鉢地川低地、青木川低地、御津川低地、巴川低地に大きく分けられる(第1.3図)。

豊川低地は、本図幅南東部を流れる豊川と豊川の支流である間川の流域に分布する。本図幅内における低地の幅は1,000～2,000mあるが、更に下流の南隣「豊橋及び田原」図幅内に入ると4,000～5,000mに広がる。豊

川低地には自然堤防、旧河道、後背湿地、巴川低地には湿地(湿原)が分布する。

音羽川低地は、本図幅南西部を流れる音羽川とその支流である山陰川の流域である。御油断層による谷地形に規制されて本低地は形成されている。低地の幅は500m程度と狭く、谷底低地の地形を呈する。低地と山地の間には中位段丘面や旧期及び新期扇状地面がみられる。鉢地川低地は、音羽川低地の北東延長方向に位置している。低地の幅は500～1,000mである。青木川低地は、本図幅中央から西に流れる男川の支流の青木川の流域である。低地の幅は500m弱と狭い。巴川低地は、本図幅北東部の三河東部山地と西部山地の境界に位置し、豊川水系と矢作川水系の2つの巴川の上流部に位置する。低地の幅は500～1,000mである。この低地には、更新世末期から完新世にかけて形成された古大野原湿原と呼ばれる湿原堆積物(泥層や泥炭層)が地下に分布している。



第1.4図 「御油」 図幅における段丘面の関係

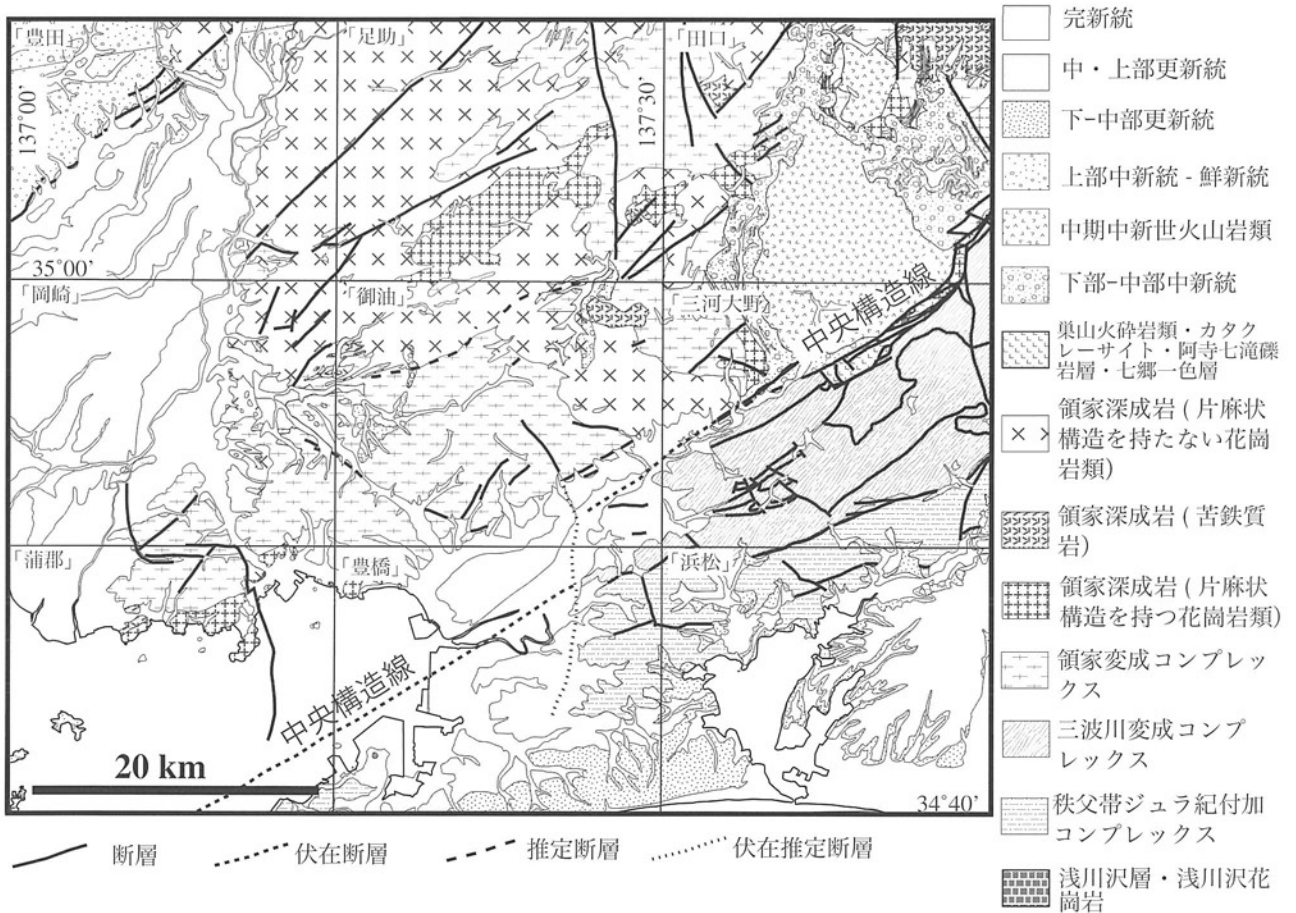
第2章 地質概説

(宮崎一博・西岡芳晴・中島 礼・尾崎正紀)

御油図幅地域の地質分布の概要を第2.1図に、また地質総括図を第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、第三系、第四系に区分される。白亜紀以前の地層・岩体は中央構造線及びこれに平行な断層によって境され、北西側に、領家変成コンプレックスとこれに貫入する領家深成岩、南東側に三波川変成コンプレックスが分布している。以下にその概要を記述する。なお、領家深成岩のうち領家変成コンプレックスの構造を切って貫入している新城トータル岩と武節花崗岩の周囲には接触変成域が形成されているが、これらについての概略は領家変成コンプレックスとともに記述する。

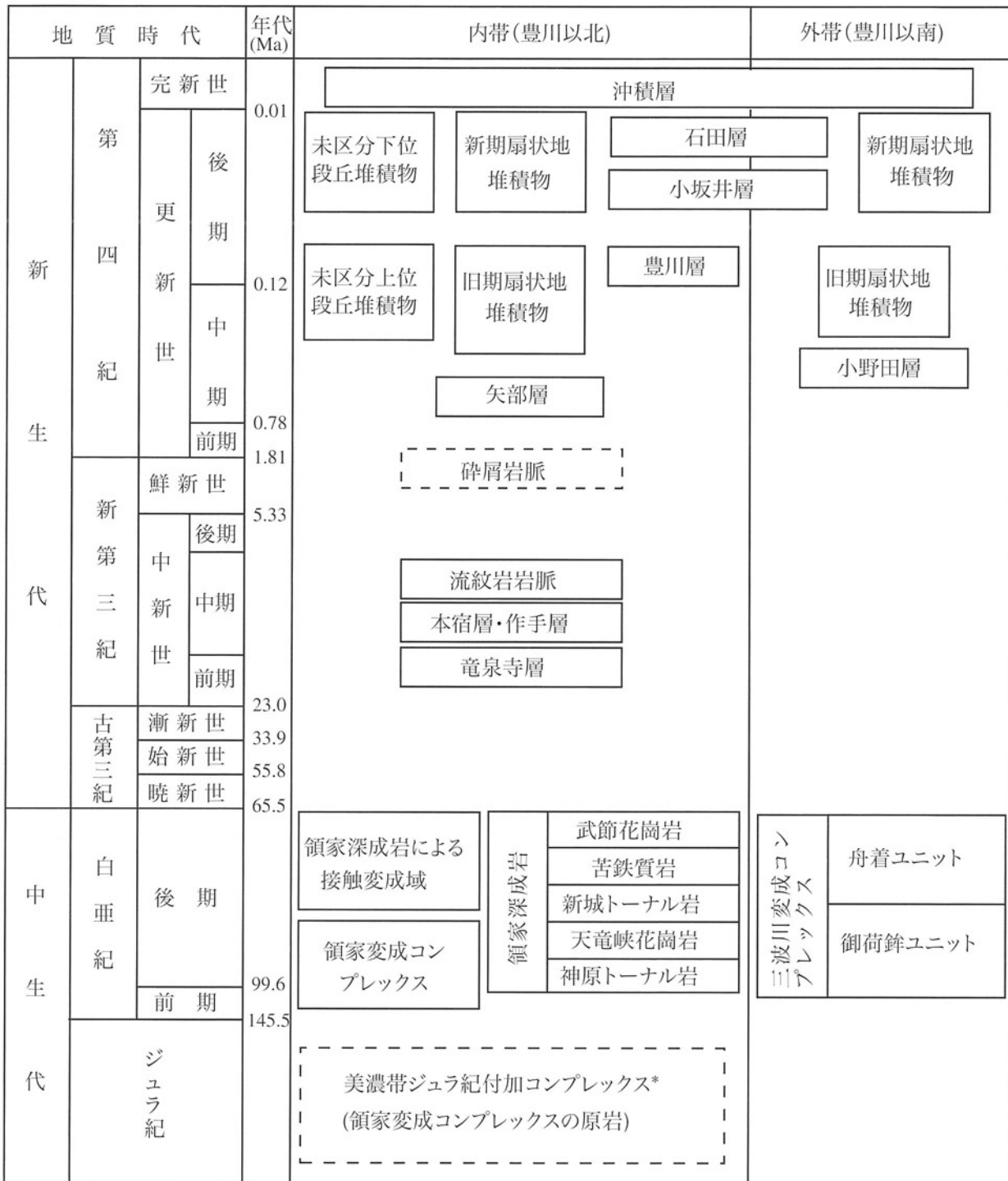
2.1 三波川変成コンプレックス

本報告では前期白亜紀後期-後期白亜紀に低温高圧型の変成作用で生じた変成岩類を三波川変成コンプレックスとした。本図幅地域の三波川変成コンプレックスは御荷鉢ユニットと舟着ユニットから構成される。御荷鉢ユニットは変成かんらん岩、変成角閃岩及び変成斑れい岩、変成玄武岩溶岩・変成ドレライト・苦鉄質片岩からなる。舟着ユニットは泥質片岩、珪質片岩及び苦鉄質片岩からなる。両ユニットは東北東走向の高角断層で境される。本図幅地域の三波川変成コンプレックスはパンペリー石アクチノ閃石亜相高圧部の変成作用を被っている。



第2.1図 「御油」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)を基に作成。



第2.2図 「御油」図幅の地質総括図

年代値は Gradstein et al. (2004) に従った。* は本図幅地域外に分布。

2.2 領家変成コンプレックス及び領家深成岩による接触変成域

本報告では後期白亜紀の高温低圧型変成岩類を領家変成コンプレックスとした。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、変成珪質岩からなる。見かけの層序は下位から上位へ、変成砂岩が卓越する下部、変成珪質岩卓越層とその上位に重なる厚い変成砂岩層からなる中部、変成珪質岩の層状及びレンズ状の岩体を多く挟む変成泥岩層からなる上部に区分できる。本図

レックスは変成泥岩、変成砂岩、変成珪質岩からなる。見かけの層序は下位から上位へ、変成砂岩が卓越する下部、変成珪質岩卓越層とその上位に重なる厚い変成砂岩層からなる中部、変成珪質岩の層状及びレンズ状の岩体を多く挟む変成泥岩層からなる上部に区分できる。本図

幅地域の領家変成コンプレックスの変成岩類の岩相境界は北傾斜であり、北から南へ見かけの層序の上位から下位の地層が露出している。

本報告では変成泥岩の鉱物組合せにより黒雲母帯、カリ長石珪線石帯及びざくろ石堇青石帯に分帯した。変成度はこの順に高くなる。各帯の境界は変成岩類の岩相境界にほぼ平行であり、見かけの層序の下位へ向かって変成度が高くなっている。変成岩としての岩相は変成度が高くなるにつれ変化し、黒雲母帯からカリ長石珪線石帯低温部で、泥質片岩・砂質片岩ないしグラノフェルス・珪質グラノフェルス、カリ長石珪線石帯高温部からざくろ石堇青石帯で泥質片麻岩・砂質片麻岩ないしグラノフェルス・珪質片麻岩及びグラノフェルスである。ざくろ石堇青石帯では変成岩類中に花崗岩質の脈やドメインが発達しミグマタイトとなっている。本図幅地域の領家変成コンプレックスの変成岩類は高温低圧型の変成作用を特徴づける紅柱石や堇青石を生じている。これら変成岩類の変成相は最も変成度が高いところで角閃岩相高温部に達している。

領家変成コンプレックスの地質構造と大きく斜交して貫入する新城トータル岩と武節花崗岩の周囲には変成泥岩の鉱物組合せによりカリ長石堇青石帯が分帯でき、この帯が新城トータル岩及び武節花崗岩の接触変成域に相当する。カリ長石堇青石帯の変成岩類は泥質グラノフェルス、片岩及び片麻岩、砂質グラノフェルス、片麻岩及び片岩、珪質グラノフェルス及び片麻岩、ミグマタイトである。

2.3 領家深成岩

領家深成岩は後期白亜紀の神原トータル岩、天竜峡花崗岩、新城トータル岩、苦鉄質岩、武節花崗岩からなる。神原トータル岩は図幅北西端部、南西端部、東端部に小規模に分布し、主に片麻状構造が顕著な中粒の角閃石黒雲母トータル岩からなる。天竜峡花崗岩は図幅東部に小規模に分布し、片麻状構造を持つ中粒の黒雲母優白質モンゾ花崗岩からなる。新城トータル岩は図幅東部の新城市周辺に広く分布する。本岩体はその大部分を占め、主に中粒の黒雲母角閃石トータル岩及び角閃石黒雲母トータル岩からなる主岩相と、それ以外の細粒相、黒雲母トータル岩相、中粒花崗岩相、細粒花崗岩相の5つの岩相に区分できる。苦鉄質岩は主に図幅地域北東部及び西端部に分布し、細粒のトータル岩及び細-中粒の石英閃緑岩を主とし、細-中粒の斑れい岩及び細-中粒の花崗閃緑岩を含む。武節花崗岩は図幅地域の西北部に広く分布し、岩体の大部分を占め、主に細粒白雲母含有黒雲母モンゾ花崗岩からなる主岩相と、肉眼的に白雲母が明瞭な白雲母黒雲母花崗岩相、主岩相と比べてより細粒な細粒相の3つの岩相に区分できる。

2.4 新第三系

「御油」地域に分布する新第三系は、竜泉寺層^{りゅうせんじ}、本宿層^{もとじゆく}、作手層^{つくで}、珪長質岩脈、砕屑岩脈に区分される（第6.1図、第6.2図）。

竜泉寺層は前期中新世後半の礫岩、砂岩、泥岩からなる海進堆積物で、岡崎市街地付近に広く分布する。本図幅地域では、竜泉寺層基底部の礫岩層のみが岡崎市池金町付近の定高性を持つ丘陵性山地の頂部に層厚5m以下で薄く分布する。礫種は変成珪質岩、苦鉄質岩、細粒花崗岩からなり、特に径1～2mの巨礫からなる変成珪質岩の円礫で特徴づけられる。従来、竜泉寺層は本宿層の上位に位置づけられ、下部を本宿層、上部を竜泉寺層として岡崎層群にまとめられていたが、本報告では、今回の調査の結果に基づき本宿層を竜泉寺層より新しい堆積物と位置づけ、両者を岡崎層群として一括しなかった。

本宿層は岡崎市東部に、作手層は新城市作手に分布する。巨礫を多く含む不淘汰な巨礫岩層である。本宿層は厚さ40～90mで、岡崎市中部の南大須-夏山付近と桜井寺付近から南へ堆積物が供給され、大幡町^{おひだて}-上衣文町^{うわぎぶみ}付近で合流し、南の本宿町へ至る谷埋堆積物の分布形態を示す。周辺に分布する基盤岩を反映し、南大須-夏山付近に分布する本宿層は細粒花崗岩が、桜井寺町-下衣分町に分布する本宿層は苦鉄質岩、変成珪質岩の礫が多い。作手層は層厚30～70mで、作手田原東部から作手黒瀬（北接5万分の1「足助」図幅内）にかけてと、その南方の作手田原から作手白鳥に至る南北約6kmに細長い地域に分布する。礫種は作手田原-作手黒瀬地域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や変成珪質岩も多くなる。両層の時代を明確に示すデータはないが、竜泉寺層の堆積基底面を本宿層が削ること、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、フィリピン海プレート（四国海盆）の沈み込みによる急激な隆起が起こった中期中新世初め（15Ma）頃に近畿・中部の各地で分布が認められる巨礫岩層に対比した。

珪長質岩脈は主に流紋岩からなる岩脈で、本図幅地域東端部において、ほぼ南北方向に貫入する岩脈が少なくとも4箇所を確認できた。領家変成コンプレックス及び新城トータル岩を貫く幅5mから数十mの岩脈で、「御油」地域東方に分布する中期中新世に活動した設楽火成複合岩体に属すると推定される。

砕屑岩脈は岡崎市桜井寺町の変成岩（主に変成珪質岩）中の北東-南西方向に発達する断裂の空隙を埋めた幅数cm-50cmの礫岩（礫支持基質）ないし礫混じり砂質シルト岩からなる。礫は流紋岩、チャート（変成珪質岩）の円礫を主体とし、泥や細粒火山灰の礫を含む。本砕屑岩脈の砕屑物は、礫種と花粉化石から後期中新世末-鮮

新世の東海層群から由来したと考えられる。

2.5 第四系

本図幅地域にみられる第四系は、主に中部更新統-完新統の河川性堆積物からなる。豊川、音羽川、御津川流域、蒲郡台地の平野部における中-上部更新統は扇状地性及び河川性の段丘堆積物から主になり、台地を構成している。豊川本流性の段丘堆積物として、矢部層が豊川右岸台地、小野田層が豊川左岸台地、小坂井層及び石田層が豊川右岸及び左岸台地に分布する。これらは円-亜円礫

によって主に構成される砂礫層である。豊川支流性の扇状地堆積物として、旧期扇状地堆積物と新期扇状地堆積物が豊川兩岸の山地縁辺から台地にかけて分布する。これらの扇状地堆積物は、角-亜角礫によって主に構成される。また、海成堆積物である豊川層の泥層も豊川河床にわずかに分布する。完新統は、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物、旧河道堆積物に区分される。山間部の第四系は、未区分上位段丘堆積物、未区分下位段丘堆積物、後背湿地及び谷底低地堆積物に区分される。段丘堆積物は、亜角-亜円礫によって構成される。

第3章 三波川変成コンプレックス

(宮崎一博)

本報告では本図幅地域に分布する前期白亜紀後期-後期白亜紀の低温高圧型変成作用により生じた変成岩類を三波川変成コンプレックスと呼ぶ。本図幅地域の三波川変成コンプレックスは御荷鉢ユニットと舟着ユニットから構成される。

3.1 研究史及び概要

研究史 三浦 (1889) の20万分の1地質図幅「豊橋」において、本図幅地域の三波川変成コンプレックスは秩父古生層下部に塗色されている。その後、7万5千分の1地質図幅「豊橋」を作成した石井 (1928) は角閃岩、輝緑岩、御荷鉢層千枚岩に区分した。東隣の「三河大野」の5万分の1地質図幅を調査した斎藤 (1955) は超苦鉄質岩、斑れい岩、片状構造の発達が顕著でない変成苦鉄質岩を除く三波川変成コンプレックスを北から南へ、舟着帯、鎮玉帯及び石神帯に区分した。これら3つの帯のうち舟着帯の黒色片岩、緑色片岩、石英片岩 (それぞれ、本報告の舟着ユニットの泥質片岩、苦鉄質片岩、珪質片岩に相当) と鎮玉帯の緑色片岩 (御荷鉢ユニットの苦鉄質片岩に相当) は本図幅地域にも連続する。20万分の1地質図幅「豊橋」の第1版 (地質調査所, 1956) では、超苦鉄質岩を除き、変質輝緑岩及び変質斑糲岩 (御荷鉢ユニットの変成玄武岩・変成ドレライト・苦鉄質岩に相当)、角閃岩 (御荷鉢ユニットの変成角閃岩に相当)、黒色片岩や緑色片岩 (舟着ユニットの泥質片岩や苦鉄質片岩に相当) を長瀬変成岩類 (三波川変成コンプレックスに相当) の構成岩石として区分している。南東隣の5万分の1地質図幅「浜松」を作成した磯見・井上 (1972) は、斎藤 (1955) の輝緑岩を御荷鉢緑色岩類 (御荷鉢ユニットの変成玄武岩・変成ドレライト・苦鉄質片岩に相当) に対比した。20万分の1地質図幅「豊橋」第2版 (山田ほか, 1972) では、橄欖岩及び蛇紋岩などの超苦鉄質岩を含め、変成苦鉄質岩、結晶片岩類すべてが三波川変成岩類 (三波川変成コンプレックスに相当) に区分されている。猪俣 (1978) は浜名湖北方雨生山・富幕山周辺の御荷鉢緑色岩と超苦鉄質岩を調べ、周辺地域の地質概略図を示している。そこでは、本図幅地域の三波川変成コンプレックスは超苦鉄質岩 (変成かんらん岩に相当)、角閃岩 (変成角閃岩に相当)、御荷鉢緑色岩 (御荷鉢ユニット変成玄武岩・変成ドレライト・苦鉄質岩に相当) と舟着層 (舟着ユニットに相当) に区分されている。舟着層は斎藤 (1955) の舟着帯に相当する。愛知県 (1979)

ではすでに出版されていた各種地質図を編集し、本図幅地域の三波川変成コンプレックスを角閃岩 (変成角閃岩に相当)、斑れい岩及び輝緑岩 (御荷鉢ユニットの変成玄武岩・変成ドレライト・苦鉄質片岩に相当)、緑色片岩 (舟着ユニット苦鉄質片岩に相当)、珪質黒色片岩及び石英片岩 (舟着ユニット珪質片岩に相当)、黒色片岩 (舟着ユニット泥質片岩に相当) に区分した。20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」 (牧本ほか, 2004) では、本図幅地域の三波川変成コンプレックスは三波川変成岩類の蛇紋岩化した超苦鉄質岩類 (変成かんらん岩に相当)、角閃石岩及び角閃石斑れい岩 (変成角閃岩及び変成斑れい岩に相当)、御荷鉢緑色岩類 (御荷鉢ユニット変成玄武岩・変成ドレライト・苦鉄質岩に相当) と三波川結晶片岩類 (舟着ユニットに相当) に区分されている。

関ほか (1959) は本図幅地域東方の渋川地域の三波川変成コンプレックスの変成分帯を行い、1帯 (緑れん石-パンペリー石-藍閃石亜相)、1'帯 (ローソン石-パンペリー石-緑れん石-藍閃石亜相)、2帯 (緑れん石-藍閃石亜相)、及び3帯 (緑れん石-エデン閃石亜相) に分帯した。関ほか (1959) の3帯は「三河大野」図幅内の変成角閃岩分布域にほぼ相当する。本図幅地域は1帯が連続すると予想される。磯貝 (1973; 1977) は豊橋市東部の三波川変成コンプレックスをA帯からH帯の8帯に分帯した。このうち本図幅地域に分布するのはC帯とD帯である。C帯は苦鉄質変成岩にアクチノ閃石、藍閃石が普遍的に出現する。D帯は藍閃石が多産するとともにアクチノ閃石とパンペリー石が普遍的に出現する。本図幅地域内の吉祥山と東隣「三河大野」図幅内の城山に分布する三波川変成コンプレックス御荷鉢ユニットの変成かんらん岩、変成角閃岩、変成斑れい岩及び変成玄武岩・変成ドレライト・苦鉄質片岩に相当する変成岩類は岩石学的研究がなされている。これら苦鉄質-超苦鉄質変成岩類の研究から、海底火成活動によって形成された海台・海山の苦鉄質火山岩類とその深部で形成された苦鉄質 (斑れい岩)-超苦鉄質集積岩 (かんらん岩) が、低圧下で海洋底変成作用を受けその一部は角閃岩となり、その後山体崩壊を伴いながら沈み込み、沈み込み帯で低温高圧型三波川変成作用を累進的に被ったとする形成史が編まれている (榎並・毛利, 1986; 毛利・榎並, 1989; 榎並・毛利, 2006)。

本図幅地域の三波川変成コンプレックスからの放射年代値の報告はないが、本図幅地域北東端から約35km

北東の静岡県内の三波川変成コンプレックス泥質片岩より、68Maと70Maの白雲母 K-Ar 年代（植田ほか、1977）が得られている。

概要 本図幅地域の三波川変成コンプレックスを構成する御荷鉢ユニットは磯見・井上（1972）の御荷鉢緑色岩類の西方延長に相当し、舟着ユニットは斎藤（1955）の舟着帯の西方延長に相当する。

御荷鉢ユニット及び舟着ユニットは本図幅地域南隣の「豊橋」図幅地域北東部から本図幅地域南東隅の八名弓張山地に分布する。本図幅地域における両ユニットは一部で東北東ないし東西走向の高角断層により接している。

御荷鉢ユニットの変成岩類はかんらん岩、角閃岩、斑れい岩、ドレライト、玄武岩溶岩及び凝灰岩などの超苦鉄質岩及び苦鉄質岩が低温高圧型の変成作用を受けた変成かんらん岩、変成角閃岩、変成斑れい岩、変成ドレライト、変成玄武岩溶岩及び苦鉄質片岩からなる。本報告で使用する変成角閃岩は高変成度の変成岩である角閃岩が低温高圧型三波川変成作用を重複して受けた岩石であることを明示するために用いる。舟着ユニットの変成岩類は、玄武岩溶岩及び凝灰岩などの苦鉄質岩、珪質岩及び泥質岩をそれぞれ原岩とする変成玄武岩溶岩、苦鉄質片岩、珪質片岩及び泥質片岩からなる。

3. 2 御荷鉢ユニット

本ユニットは本図幅地域南東部の吉祥山周辺、照山、新城市大原調整池から南隣の「豊橋」図幅内の豊川左岸の豊橋市権現山にかけて分布する。御荷鉢ユニットの北縁は東西走向の高角断層で舟着ユニットの泥質片岩及び苦鉄質片岩と接する。本ユニットは、南隣「豊橋」図幅内の豊橋市石巻萩平町南方で、東北東走向の高角断層によって南側に分布する秩父帯ジュラ紀付加コンプレックス石巻山ユニットあるいは嵩山ユニットと接する（中島ほか、2008）。

本図幅地域の御荷鉢ユニットは、変成かんらん岩、変成角閃岩及び変成斑れい岩、苦鉄質片岩、変成玄武岩溶岩及び変成ドレライトからなる。本図幅地域における御荷鉢ユニットは分布が孤立しており、またユニット内部における層状構造、片状構造の発達は弱い。

新城市八名井の吉祥山北東の本ユニット北縁には変成かんらん岩が分布する。吉祥山と照山は主に本ユニットの変成角閃岩からなる。吉祥山北縁には斑れい岩の組織が残存した変成斑れい岩の小規模な岩体も認められる。また、東西走向の高角断層沿いには斑れい岩のレンズを含む苦鉄質片岩も分布する。吉祥山南縁には東西走向の高角断層が存在し、その南側には本ユニットの変成玄武岩溶岩及び苦鉄質片岩からなる岩体が分布する。

3. 2. 1 変成かんらん岩 (Mu)

御荷鉢ユニットの変成かんらん岩は吉祥山の北西端の新城市八名井付近に東西に伸びて小規模に分布する。変成かんらん岩の分布の北縁では東西走向の高角断層で舟着ユニットの泥質片岩と接し、南縁は同様に東西走向の高角断層で御荷鉢ユニットの変成角閃岩及び変成斑れい岩と接する。この変成かんらん岩の南東側には変成角閃岩及び変成斑れい岩が分布するが、両者の間に断層は確認できなかった。地質図に示した以外にも、小規模な変成かんらん岩体が東西走向の高角断層沿いに分布する。

本ユニットの変成かんらん岩は暗緑色-黒色を呈し、塊状のブロックの間に片状構造の発達する部分が挟まる（第3.1図）。変成かんらん岩は淡褐色角閃石、単斜輝石を含む変成ダナイトないしウェールライトである。いずれの変成かんらん岩も低温の変成作用を被っており、蛇紋石、トレモラ閃石、緑泥石等を生じている。

岩石記載

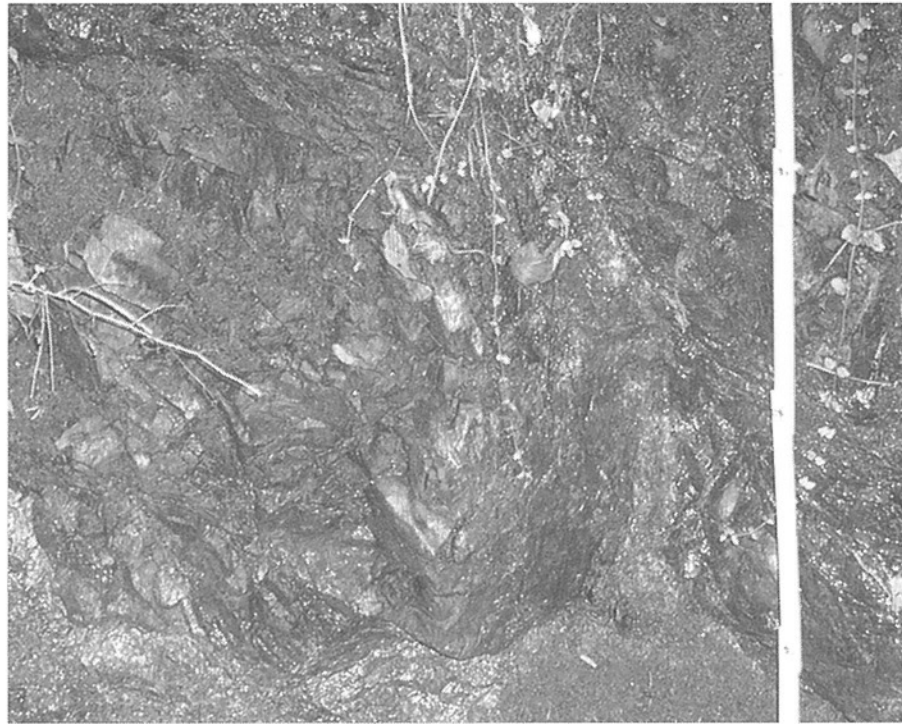
変成ダナイト（第3.2図（a）、新城市八名井南西約1km）

主要構成鉱物はかんらん石と淡褐色-無色の多色性を示す角閃石である。少量の蛇紋石、トレモラ閃石、緑泥石と不透明鉱物を伴う。かんらん石は径1~2mmで割れ目が発達し、周囲及び割れ目には蛇紋石が生じている。淡褐色-無色の多色性を示す角閃石はかんらん石結晶の間を埋めるように生じている。また、内部にかんらん石を包有する。針状のトレモラ閃石が緑泥石とともにかんらん石結晶の間を埋めるように生じている。

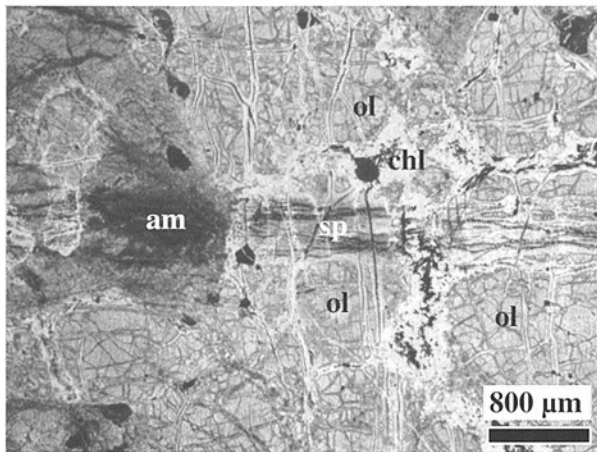
3. 2. 2 変成角閃岩及び変成斑れい岩 (Ma)

御荷鉢ユニットの変成角閃岩及び変成斑れい岩は、吉祥山の大部分を構成し、北側と南側を東西走向の高角断層で挟まれ、南北幅約2.5km、東西幅約5kmの規模で分布している。大部分は暗緑色-黒色で、塊状ないしホルンブレンドの形態定向配列による片麻状構造が発達する変成角閃岩である。片麻状の変成角閃岩の一部にはさらに緑泥石の形態定向配列による片理が発達し片状になっている部分もある（第3.3図（a））。塊状変成角閃岩に伴って部分的に角閃石が粗粒な変成斑れい岩が産する（第3.3図（b））。吉祥山北の東西走向の高角断層の南側には、後述するように濃緑色ないし暗緑色の緑泥石とアクチノ閃石からなる苦鉄質片岩が分布するが、その一部には変成斑れい岩の径数cmの小さなレンズが含まれる（第3.3図（c））。吉祥山西南西の照山にも、周囲を第四系に囲まれて本ユニットの片麻状変成角閃岩が露出している。

本ユニットの変成角閃岩や変成斑れい岩は残留鉱物として単斜輝石及びホルンブレンドを含む。これらの苦鉄質変成岩には低温高圧型の変成作用によりホルンブレンド



第3.1図 変成かんらん岩の露頭写真
変成かんらん岩. (新城市八名井)



第3.2図 変成かんらん岩の薄片写真
変成かんらん岩 (変成ダナイト). am: 角閃石, ol: かんらん石, sp: 蛇紋石, chl: 緑泥石. (新城市八名井南西約1km)

ドの周囲にアルカリ角閃石, アクチノ閃石, 緑泥石が生じている. 通常の角閃岩及び斑れい岩の主要構成鉱物である斜長石は, 多くの場合残留鉱物して存在せず, 代わりに低温高圧型変成作用によりアルバイトと緑れん石, パンペリー石, ローソン石などが生じている.

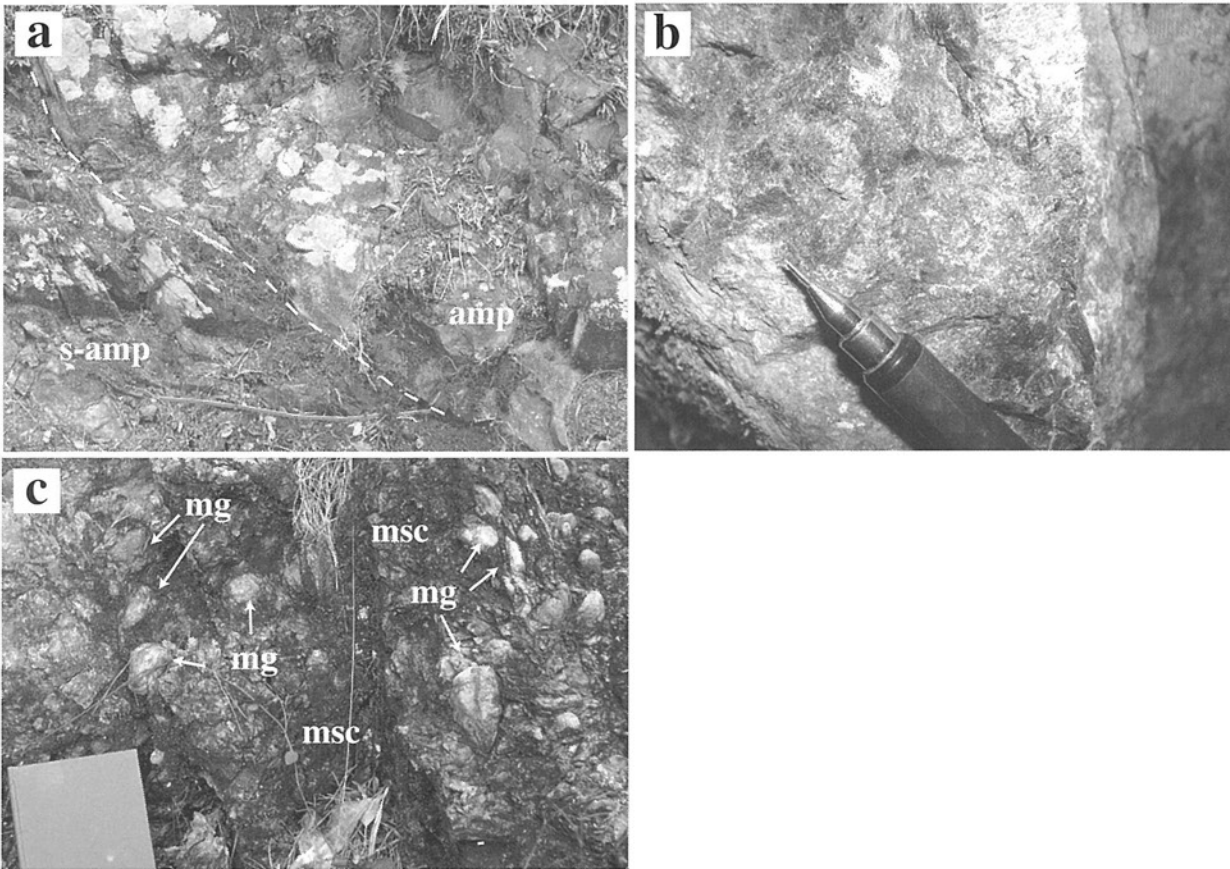
岩石記載

アルバイト緑れん石含有変成角閃岩 (第3.4図 (a), 吉祥山北約500m)

肉眼では長径1~2mmの黒色柱状の角閃石と乳白色レンズ状部の定向配列が顕著な角閃岩様の見かけをなす. 鏡下では, ホルンブレンド, 緑れん石, アルバイトを主要構成鉱物とし, 少量のアクチノ閃石, スフェンを伴う. ホルンブレンドは緑色-緑褐色の多色性を示し, 形態定向配列が顕著である. ホルンブレンドの一部には淡緑色-無色のアクチノ閃石の針状結晶が生じている. 角閃岩相の角閃岩の主要構成鉱物であるカルシウムを含む斜長石 (> An₁₇) は存在しない. 肉眼で乳白色に見える部分は, 鏡下では, アルバイトと微細な緑れん石粒子の集合体からなっている.

ローソン石アルカリ輝石アルカリ角閃石含有変成斑れい岩 (第3.4図 (b), 新城市八名井)

肉眼では径5~10mmの柱状の暗色部とその間を埋める淡黄緑色-白色部からなる斑れい岩様の組織を呈する. 鏡下では, ホルンブレンド, ローソン石, アルカリ輝石, アルカリ角閃石を主要構成鉱物とし, 少量の緑れん石, アルバイト, スフェンを伴う. 肉眼で暗色に見える部分は, 鏡下では濃青緑色-緑褐色の多色性を示すホルンブレンドからなり, その周囲には青色-紫色の多色性を示すアルカリ角閃石が生じている. 肉眼で淡黄緑色-白色に見える部分は, 鏡下では無色柱状のローソン石とごく少量の緑れん石, アルバイト及び淡緑色-無色の多色性を示すアルカリ輝石か



第3.3図 変成角閃岩及び変成斑れい岩の露頭写真

- (a) 変成角閃岩. amp: 片麻状構造の発達した角閃岩, s-amp: 緑泥石からなる剪断面が発達し, 片状になった変成角閃岩. (吉祥山北約500m)
 (b) 変成斑れい岩. (新城市八名井)
 (c) 苦鉄質片岩中の変成斑れい岩レンズ. msc: 苦鉄質片岩, mg: 変成斑れい岩レンズ. (吉祥山北北東約700m)

らなる。

3.2.3 変成玄武岩溶岩・変成ドレライト・苦鉄質片岩 (Mm)

御荷鉢ユニットの変成玄武岩溶岩・変成ドレライト・苦鉄質片岩は本図幅地域南東端の新城市大原調整池付近の八名弓張山地から南隣の「豊橋」図幅内豊川左岸の豊橋市権現山にかけて分布する。暗緑色塊状の変成玄武岩溶岩 (第3.5図 (a)) ないし変成ドレライトが多く、部分的に片理が発達した緑色ないし暗緑色の苦鉄質片岩が認められる (第3.5図 (b))。また、小規模であるが、細粒な変成斑れい岩も伴われる。

変成玄武岩溶岩・変成ドレライト・苦鉄質片岩にはアルカリ角閃石、アルカリ輝石、パンペリー石など低温高压型の三波川変成作用で生じた変成鉱物が生じている。

岩石記載

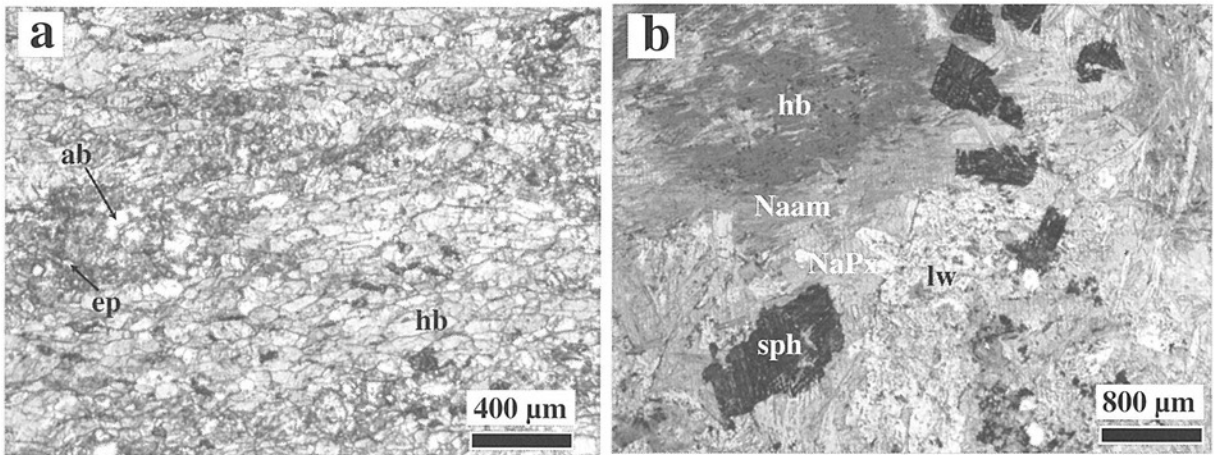
緑泥石アルカリ輝石含有変成玄武岩溶岩 (第3.6図 (a)),

吉祥山南南東約2.4km)

主要構成鉱物は残留単斜輝石、残留ホルンブレンド、緑泥石、アルカリ輝石、アクチノ閃石であり、少量のアルバイト、スフェン、アルカリ角閃石、白色雲母、不透明鉱物を伴う。残留単斜輝石は径1~2mmの自形ないし半自形結晶で周囲には緑色-淡黄色の多色性を示すアルカリ輝石が生じている。残留ホルンブレンドは長径0.5mm程の柱状の半自形結晶で、褐色-緑褐色の多色性を示し、周囲にはアクチノ閃石及び青色-紫色の多色性を示すアルカリ角閃石が生じている。緑泥石、アルバイト、白色雲母は残留単斜輝石及び残留ホルンブレンドの間を埋めるように生じている。

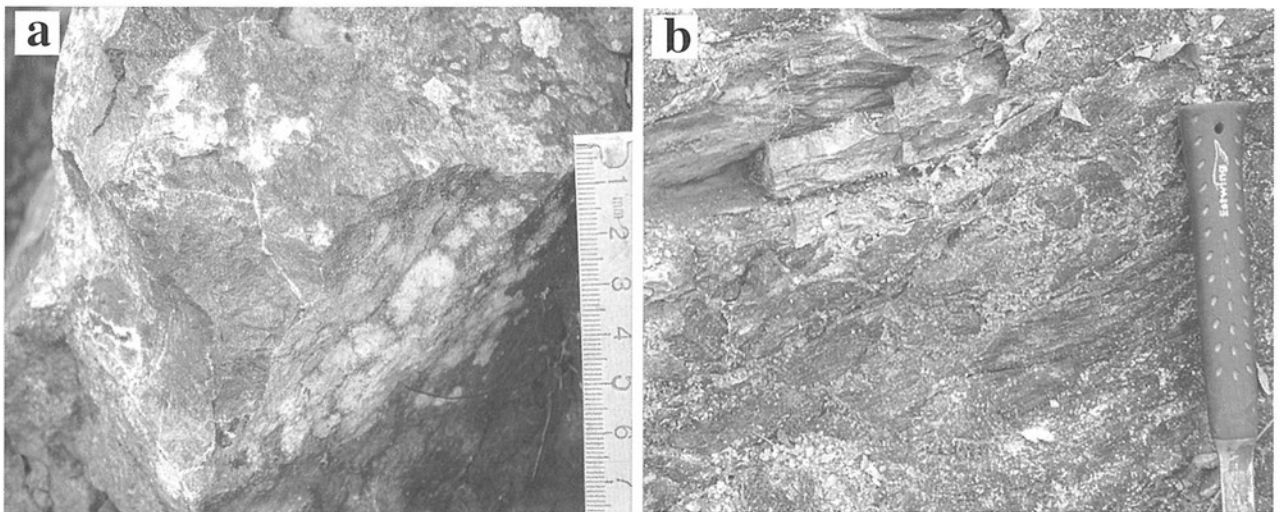
アルバイト緑泥石緑れん石アクチノ閃石片岩 (第3.6図 (b), 吉祥山南南東約2.5km)

主要構成鉱物は緑れん石、緑泥石、アクチノ閃石、アルバイトであり、少量のスフェン、不透明鉱物を伴う。針状のアクチノ閃石は淡青緑-無色の多色性を示す。アクチノ閃石と緑泥石の形態定向配列が顕著に発達し、片理を形成している。緑れん石は黄褐色を呈し、微細な結晶の集合体か



第3.4図 変成角閃岩及び変成斑れい岩の薄片写真

- (a) 変成角閃岩 (アルバイト緑れん石含有変成角閃岩). hb: ホルンブレンド, ab: アルバイト, ep: 緑れん石. (吉祥山北約500m)
- (b) 変成斑れい岩 (ローソン石アルカリ輝石アルカリ角閃石含有変成斑れい岩). hb: ホルンブレンド, Naam: アルカリ角閃石, NaPx: アルカリ輝石, lw: ローソン石, sph: スフェン. (新城市八名井)



第3.5図 変成玄武岩溶岩及び苦鉄質片岩の露頭写真

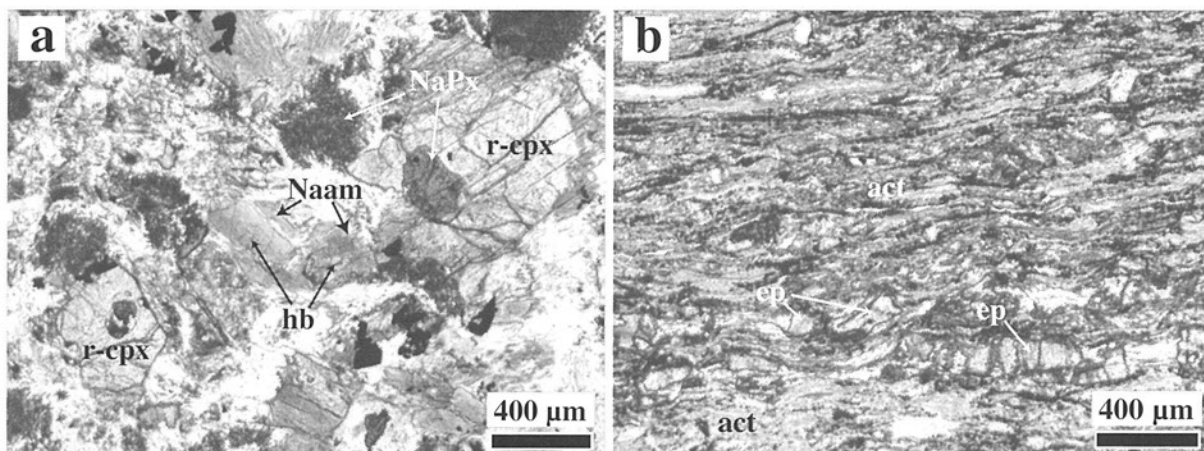
- (a) 変成玄武岩溶岩. (吉祥山南南東約2.4km)
- (b) 苦鉄質片岩. (吉祥山南南東約2.5km)

らなる。

3.3 舟着ユニット

舟着ユニットは本図幅地域南東部の新城市庭野南東の八名弓張山地、庭野北の豊川左岸、八名井、照山南方から南隣の「豊橋」図幅内の豊橋市石巻西川町にかけての丘陵に小規模に分布する。このうち、庭野南東の八名弓張山地では南北幅約1kmである。これらの変成岩類の片理は東西走向で北傾斜を示し、南から北へ苦鉄質片岩、泥質片岩、珪質片岩、苦鉄質片岩、珪質片岩、泥質片岩、苦鉄質片岩の順に見かけの層序の下位から上位に向かい

配列している。庭野南東に露出している変成岩類の見かけの層厚は約700mであり、個々の岩相の層厚は数百m以下である。庭野北の豊川左岸には本ユニットの剪断された泥質片岩が露出する。対岸の豊川右岸にはカタクラサイト化した神原トータル岩が露出しており、両者の間の豊川の位置に中央構造線が存在することが確実である。八名井には泥質片岩と苦鉄質片岩分布する。南限は東西走向の高角断層で御荷鉢ユニットの変成角閃岩及び変成かんらん岩と接する。照山南方では、南隣の「豊橋」図幅北東部の豊橋市石巻西川町の小高い丘を構成する泥質片岩の北端が分布し、泥質片岩の見かけ下位には苦鉄質片岩が挟まる。



第3.6図 変成玄武岩溶岩及び苦鉄質片岩の薄片写真

- (a) 変成玄武岩溶岩（緑泥石アルカリ輝石含有変成玄武岩溶岩）。r-cpx: 残留単斜輝石, hb: 残留ホルンブレンド, NaPx: アルカリ輝石, Naam: アルカリ角閃石。（吉祥山南南東約2.4km）
- (b) 苦鉄質片岩（アルバイト緑泥石緑れん石アクチノ閃石片岩）。act: アクチノ閃石, ep: 緑れん石。（吉祥山南南東約2.4km）

3.3.1 苦鉄質片岩 (Fm)

新城市庭野南東に分布する苦鉄質片岩は淡緑色ないし濃青緑色を呈しアクチノ閃石及び緑泥石の形態定向配列による片理が発達する（第3.7図 (a)）。八名井付近に分布する苦鉄質片岩には一部に片理の弱い塊状の暗緑色苦鉄質変成岩の小規模なレンズが挟まる。照山南方に分布する苦鉄質片岩は落差5mの滝（郷道川の滝）をなしている。

本ユニットの苦鉄質片岩には変成鉱物としてアクチノ閃石、緑れん石、緑泥石が生じている。東隣の「三河大野」図幅地域内の本図幅地域から連続する苦鉄質片岩からはアルカリ輝石の出現が確認できた。

岩石記載

緑泥石アクチノ閃石片岩（第3.8図 (a), 新城市庭野南東約1km）

大量のアクチノ閃石から構成される。この他に緑泥石と少量のスフェン、不透明鉱物を含む。アクチノ閃石は無色-淡青緑の多色性を示す針状結晶である。アクチノ閃石と緑泥石の形態定向配列が顕著に発達し、これらが片理を形成する。通常、苦鉄質片岩に含まれる緑れん石とアルバイトはこの試料では確認できなかった。

アルカリ輝石含有アルバイト緑れん石緑泥石アクチノ閃石片岩（第3.8図 (b), 新城市庭野南東約1km, 東隣「三河大野」内）

主要構成鉱物は残留単斜輝石、緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、アルバイトであり、少量の石英、アルカリ輝石、スフェン、不透明鉱物を伴う。残留単斜輝石は径数百μmの自形ないし半自形結晶で、その周囲に緑色-淡黄色の多

色性を示すアルカリ輝石が生じている。アクチノ閃石は無色-淡青緑の多色性を示す針状結晶であり、緑泥石とともに形態定向配列をなし、これが片理を形成している。

3.3.2 珪質片岩 (Fs)

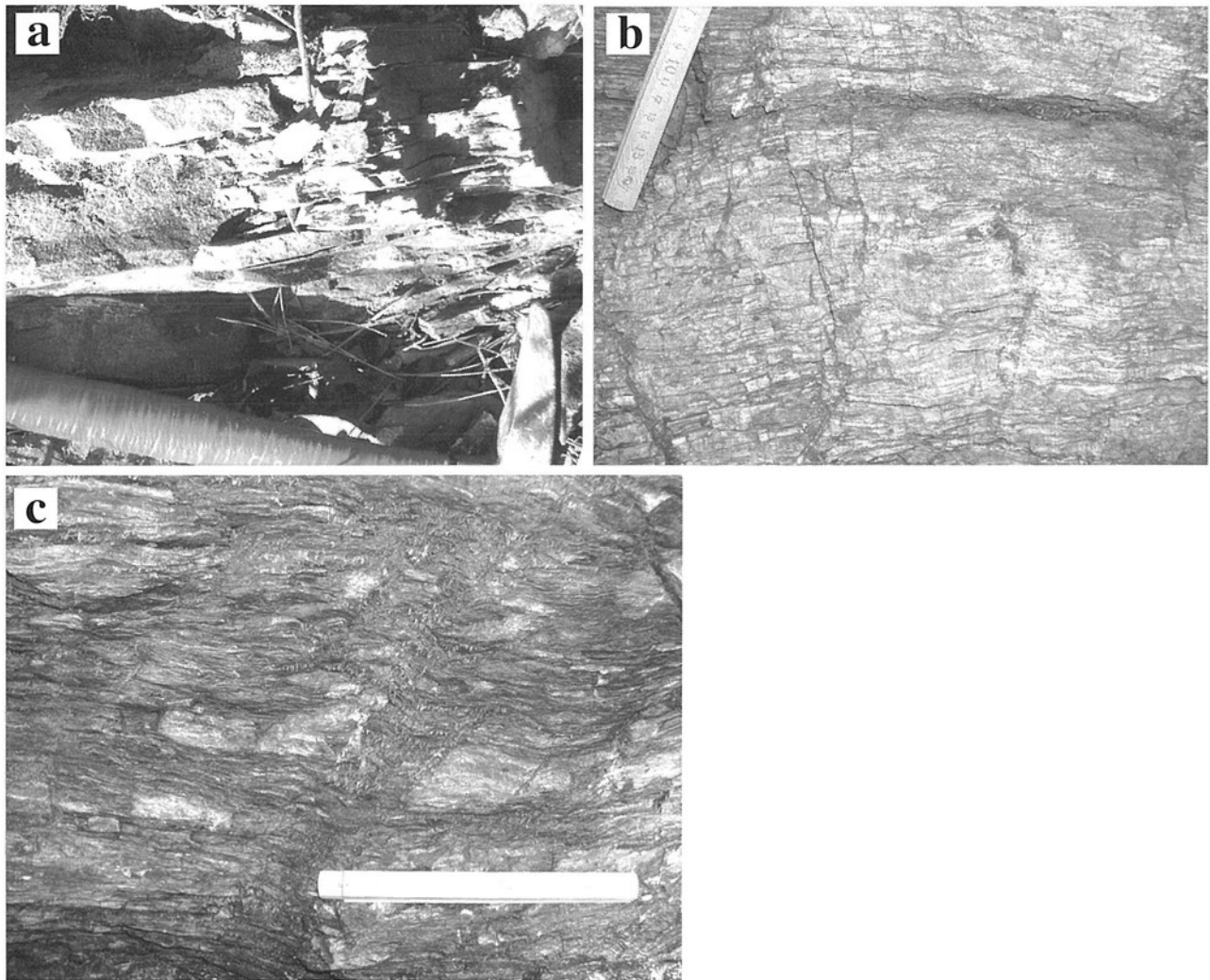
本ユニットの珪質片岩は、庭野南東に分布する。白色-灰白色を呈し、片理が発達する（第3.7図 (b)）。珪質片岩は細長く伸びた波動消光の著しい石英粒子から主に構成される。少量のフェンジャイトと緑泥石が含まれ、石英粒子とともに形態定向配列をなし片理を形成している。

3.3.3 泥質片岩 (Fp)

本ユニットの泥質片岩は庭野南東、庭野北の豊川左岸、八名井、照山南方に分布する。庭野南東のものは苦鉄質片岩及び珪質片岩を伴っている。豊川左岸の泥質片岩は剪断されており、片理を切る剪断面や滑り面が発達する。八名井では苦鉄質片岩の見かけ下位に泥質片岩が分布する。照山南方では前出の滝を作っている苦鉄質片岩の上位に南隣「豊橋」図幅の丘陵へ連続する泥質片岩が分布する。本ユニットの泥質片岩は銀灰色-黒色を呈し、片理が発達する（第3.7図 (c)）。また、片理にほぼ平行な厚さ数mmから数cmの石英脈も発達し、その発達の程度は露頭ごとに異なる。微細な石英脈が発達する珪質部分と、これがあまり発達せずフェンジャイトを多量に含む部分がある。

岩石記載

アルバイト石英緑泥石フェンジャイト片岩（第3.8図 (c), 新城市庭野南東約1km）



第3.7図 苦鉄質片岩，珪質片岩及び泥質片岩の露頭写真

- (a) 苦鉄質片岩. (新城市庭野南東約1 km)
- (b) 珪質片岩. (新城市庭野南東約800 m)
- (c) 泥質片岩. (新城市八名井)

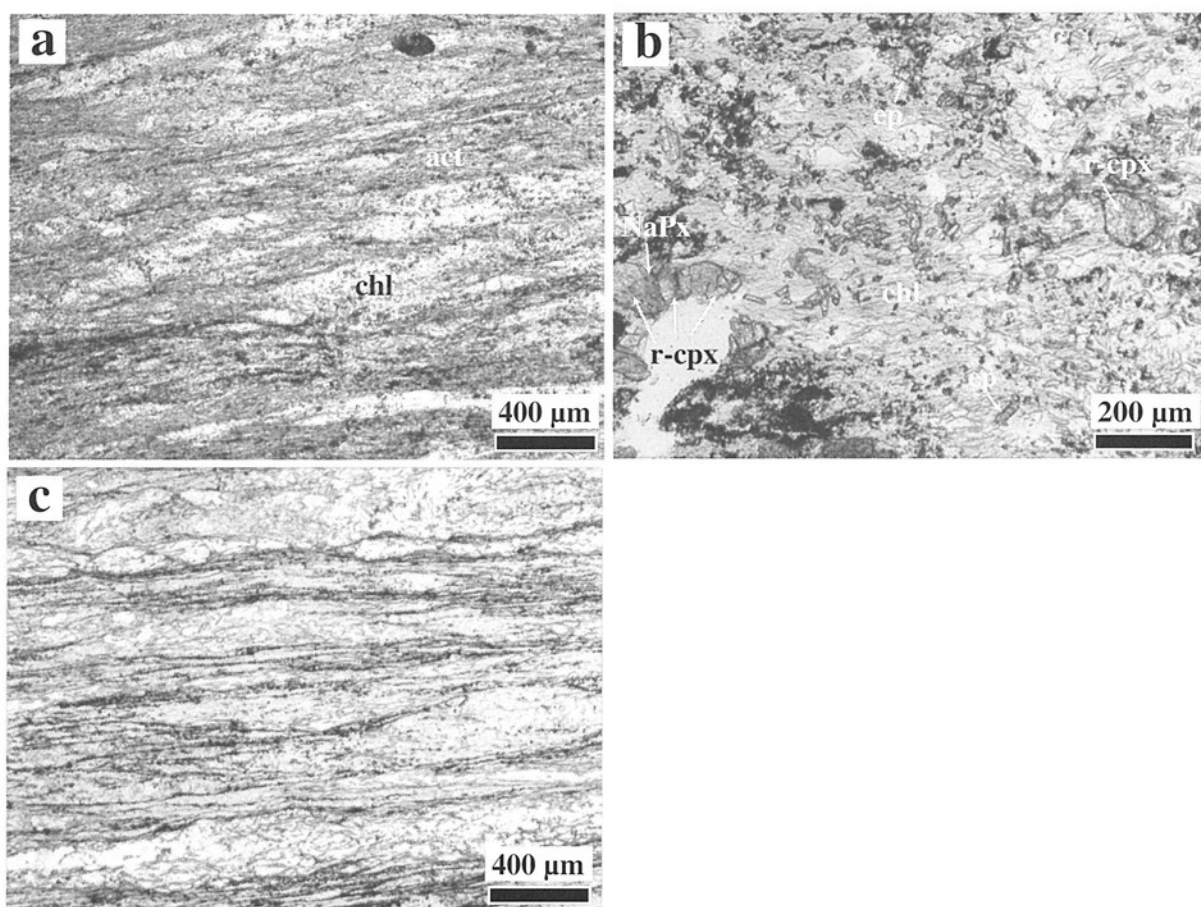
主要構成鉱物は石英，アルバイト，緑泥石，フェンジャイトであり，少量のスフェン，アパタイト，不透明鉱物を伴う．アルバイトと石英からなる薄層と緑泥石とフェンジャイトからなる薄層が数 mm 間隔で繰り返す縞状構造が認められる．緑泥石とフェンジャイトは形態定向配列しており，片理の発達が顕著である．

3. 4 地質構造と変成作用

本図幅地域南東部の庭野北の豊川左岸に三波川変成コンプレックス舟着ユニットの泥質片岩，豊川右岸に領家深成岩神原トータル岩が分布することより，現在の豊川の位置に中央構造線が存在することが確実である．東隣「三河大野」図幅地域内に露出する領家深成岩と三波川変成コンプレックスの間の中央構造線の走向・傾斜（家

田・松岡，1996）より，本図幅地域内の中央構造線も北傾斜であるとして地質断面図に示した．本図幅地域内の三波川変成コンプレックス御荷銚ユニットは東北東ないし東西走向の高角断層により八名井付近に分布する舟着ユニットの南側に接するが，より南側の照山南方では再び舟着ユニットの泥質片岩が分布する．照山の御荷銚ユニット変成角閃岩と舟着ユニット泥質片岩の境界は第四系に被覆され不明である．南隣の「豊橋」図幅内では北北西走向の高角断層が三波川変成コンプレックスの各ユニット及び秩父帯ジュラ紀付加コンプレックスの東北東走向の帯状配列を規制している東北東走向の高角断層を切っている．「豊橋」図幅内のそのような北北西走向の高角断層は本図幅地域内にも連続するはずであるが，第四系に覆われて不明である．

本図幅地域内の御荷銚ユニットの変成岩類は一部を除



第3.8図 苦鉄質片岩及び泥質片岩の薄片写真

- (a) 苦鉄質片岩 (緑泥石アクチノ閃石片岩). act: アクチノ閃石, chl: 緑泥石 (新城市庭野南東約1km)
 (b) アルカリ輝石を含む苦鉄質片岩 (アルカリ輝石含有アルバイト緑れん石緑泥石アクチノ閃石片岩). r-cpx: 残留単斜輝石, NaPx: アルカリ輝石, ep: 緑れん石, chl: 緑泥石. (新城市庭野南東約1km, 東隣「三河大野」内)
 (c) 泥質片岩 (アルバイト石英緑泥石フェンジャイト片岩). (新城市庭野南東約1km)

いて片理の発達が弱く、ユニット内部の地質構造の把握が困難である。照山南方の舟着ユニットの変成岩類の片理は 30° 以下で緩く傾斜している。八名井の変成岩類の片理は東西走向で北へ $30 \sim 60^\circ$ 傾斜するものが多い。庭野南東の変成岩類の片理は西北西ないし東西走向で南部で $20 \sim 30^\circ$ 北傾斜と緩く、北へ向かい傾斜が急になり北部ではほぼ垂直である。庭野北の豊川左岸の泥質片岩の片理は $N60^\circ E$ で $52^\circ N$ である。

本図幅地域の三波川変成コンプレックスの両ユニットは低温高压型の変成作用を受けている。御荷鉢ユニットの苦鉄質片岩、変成玄武岩溶岩及び変成ドレライトにはパンペリー石+アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石の鉱物組合せが認められ、これらの変成岩類がパンペリー石アクチノ閃石亜相の変成作用を被っていることを示している。変成苦鉄質岩に見られる鉱物組合せをさらに詳細にみると、緑れん石+アルカリ角閃石+アクチノ閃石+緑泥石、パンペリー石+アルカリ輝石+緑泥石の組み合わせが出現する。これらの鉱物組合せの出現はパンペリー

石アクチノ閃石亜相の高压部での変成作用を示唆する。一方、本図幅地域及び東隣「三河大野」図幅地域南東端の舟着ユニットの苦鉄質片岩の一部にアルカリ輝石を生じているが、パンペリー石+アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石のような変成相を特定する鉱物組合せを見出すことができなかった。東隣「三河大野」図幅地域内の舟着ユニット相当の苦鉄質変成岩には変成鉱物として、緑泥石、パンペリー石、緑れん石、アクチノ閃石、アルカリ角閃石が生じている (関ほか, 1959)。従って、舟着ユニットの変成岩類も御荷鉢ユニットの変成岩類と同様に、パンペリー石アクチノ閃石亜相の高压部での変成作用を被っている可能性が大きい。本図幅地域の三波川変成コンプレックスの温度圧力条件の推定は行われていないが、本図幅地域の舟着ユニットの泥質片岩の鉱物組合せは四国三波川変成コンプレックスの緑泥石帯に対比でき、緑泥石帯の温度圧力条件は $P = 5.5\text{--}6.5\text{ kbar}$, $T > 360^\circ\text{C}$ と推定されている (Enami *et al.*, 1994)。

第4章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩による接触変成域

(宮崎一博)

本報告では本図幅地域に分布する後期白亜紀の高温低圧型変成作用により生じた変成岩類を領家変成コンプレックスとして扱う。また、領家深成岩の貫入による後期白亜紀の接触変成域も本章で記述する。

4.1 研究史及び概要

研究史 20万の1地質図幅「豊橋」を最初に作成した三浦(1889)では、本図幅地域の領家変成コンプレックスの変成岩類は領家雲母片岩及び片麻岩と記されている。その後、7万5千分の1地質図幅「豊橋」を作成した石井(1928)は変成岩類を雲母片岩と雲母片麻岩に区分した。20万分の1地質図幅「豊橋」第1版(地質調査所, 1956)では、領家変成岩類(本報告の領家変成コンプレックスに相当)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、珪質片麻岩と雲母片麻岩の類互層に区分されている。20万分の1豊橋図幅第2版(山田ほか, 1972)では、領家変成岩類は片状ホルンフェルス帯と縞状片麻岩帯に分帯されている。浅見ほか(1982)は、幡豆-本宮山地域の地質図を作成し、同地域の変成岩類が泥岩・砂岩・縞状及び塊状チャートを原岩とする片岩及び片麻岩からなり、片麻岩の分布は同地域の南東部に限られることを示し、蒲郡-本宮山地域では片麻岩類は見かけ上、下部の層準にあたることを明らかにした。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とする本宮山層、中部の砂岩・泥岩を主としチャートを伴う男川層、上部の石英-長石質塊状砂岩を主とする島田川層に区分した。全層厚は7,000mと見積もっている。本図幅地域にはこれらの地層のうち、下部の本宮山層と中部の男川層が分布する。瀬尾(1985)も原岩岩相による地質図を作成し、本図幅地域の領家変成コンプレックスを下位から上位へ、変成チャートを主体とする千両層、塊状の変成砂岩を主体とする本宮山層、変成チャートと変成泥岩からなる檜山層、変成チャートを主体とする桜井寺層に区分した。推定されている層厚が、千両層が500m以上、本宮山層が2,000~3,000m、檜山層が3,000m前後、桜井寺層が2,000m以上である。仲井ほか(1985)は本図幅地域西部から岡崎市にかけての2万5千分の1地質図を作成し、最下位の塊状砂岩に

はじまり、その上位に泥岩を主体とした地層や泥岩・珪質岩及び砂岩の繰り返しの地層が乗り、最上位に比較的厚い珪質岩が重なる岩相層序を明らかにした。全体の層厚は8,000mと推定されている。20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)では、領家変成コンプレックスを原岩である美濃帯堆積岩コンプレックスの砂岩・泥岩・メランジ及びチャートに区分し、これに変成作用により生じた珪線石帯(縞状片麻岩帯)、堇青石帯(雲母片岩帯)及び黒雲母帯(粘板岩・雲母片岩帯)を重ね書きして表現している。変成作用により生じた各帯は後述する山田ほか(1974)の区分が踏襲されている。

中部地方領家変成コンプレックスの変成分帯は、中部地方領家帯地質図(山田ほか, 1974)により、黒雲母帯・堇青石帯・珪線石帯に分帯されている。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る。Asami and Hoshino(1980)及び浅見ほか(1982)は変成泥岩の鉱物組合せによる変成分帯を行っており、紅柱石帯(本報告の黒雲母帯に相当)、珪線石帯(カリ長石珪線石帯低温部に相当)、珪線石-カリ長石帯(カリ長石珪線石帯のほとんどとざくろ石堇青石帯に相当)の3帯を識別している。ざくろ石-黒雲母温度計を使用した変成温度推定では、紅柱石帯で約520°C、珪線石帯で560°Cが見積もられている。Asami and Hoshino(1980)及び浅見ほか(1982)は、領家深成岩周囲の接触変成域としてカリ長石紅柱石帯(カリ長石堇青石帯にほぼ相当)も設定している。カリ長石紅柱石帯は本図幅地域の変成岩類の地質構造及び広域変成作用で生じた各鉱物帯の配列と大きく斜交している。

本図幅地域の領家変成コンプレックスからの放射年代の報告はないが、北隣の「足助」及び東隣の「三河大野」図幅地域の領家変成コンプレックスから98-102Maのモナザイト CHIME 年代(Suzuki *et al.*, 1994; 鈴木ほか, 1994; Suzuki and Adachi, 1998)が、「足助」図幅東隣の「田口」図幅地域から70 Maの黒雲母 K-Ar 年代と68 Maの黒雲母-全岩 Rb-Sr 年代(Ueno *et al.*, 1969)及び69±3Maと63±3Maの黒雲母 K-Ar 年代(Banno and Miller, 1965)が得られている。

本図幅地域の領家変成コンプレックスの変成岩類は片理及び層理が北傾斜の比較的単純な地質構造を示し、変成度も見かけの層序の下位に向かって単調に増加し、これらの構造を切って貫入した領家深成岩の接触変成域も発達することから、変形作用及び変成作用の素過程を研究する場所としても適している。Seo and Hara(1980)は、

変成泥岩中の粗粒な斑状変晶として産する黒雲母の成長の時相解析を行い、初期の非変形条件下での黒雲母の成長とその後の変形に伴う黒雲母の形態定向配列及び片理の発達を識別した。Masuda *et al.* (1991) は本図幅地域を含む三河高原の領家変成コンプレックスの変成チャートを使い天然における石英の粒成長機構を解明した。彼らは界面エネルギーの減少を駆動力とする正常粒成長と2次再結晶で生じたと考えられる組織が存在することを指摘し、正常粒成長した石英の平均粒径と石英以外に含まれる雲母類の粒径及び体積比率との間に一定の関係があることを明らかにした。三宅ほか (1992) は変成泥岩中の紅柱石斑状変晶の組織を検討し、組織の違いから広域変成作用時に成長した紅柱石、接触変成作用時に成長した紅柱石の識別に成功した。同時に鉱物共生関係の変化が検出されない接触変成域外の領域において、領家深成岩の貫入に伴う熱的影響を紅柱石斑状変晶の形態から明らかにした。Miyake (1993) は非共役変形により回転した黒雲母の構造解析を行い、歪みの分配により形成されるプレッシャーシャドウは斑状変晶の回転を抑制するけれど、開口割れ目に誘発されるプレッシャーシャドウは斑状変晶の回転を誘発する可能性を指摘した。Otani and Wallis (2006) は変成珪質岩の石英のLPO (格子定向配列) を調べた。新城トータル岩へ向かって、石英の粒径は単調に増加するが、LPOパターンに変化は見られず、静的再結晶作用によってLPOパターンは変化しないという重要な結論が導き出された。この結論は、高温の変成岩にLPOが見られない場合、その主な変形機構は拡散クリープかメルトの移動に伴う粒界滑りが主であることを示している。Adachi and Wallis (2007) は本宮山地域の塑性変形は上盤側が西に動く変形で説明できることを明らかにした。紅柱石の成長時期はこの変形の前と後にあり、変形前の成長は広域変成作用に、変形後の成長は新城トータル岩による接触変成作用に対応する。すでに三宅ほか (1992) で指摘されているように新城トータル岩の熱的影響は非常に広範囲に及んでいるが、彼らはそのような接触変成域が生じた原因として85 Maの新城トータル岩貫入時に領家変成コンプレックスが高体温勾配の条件下にあった可能性を指摘した。

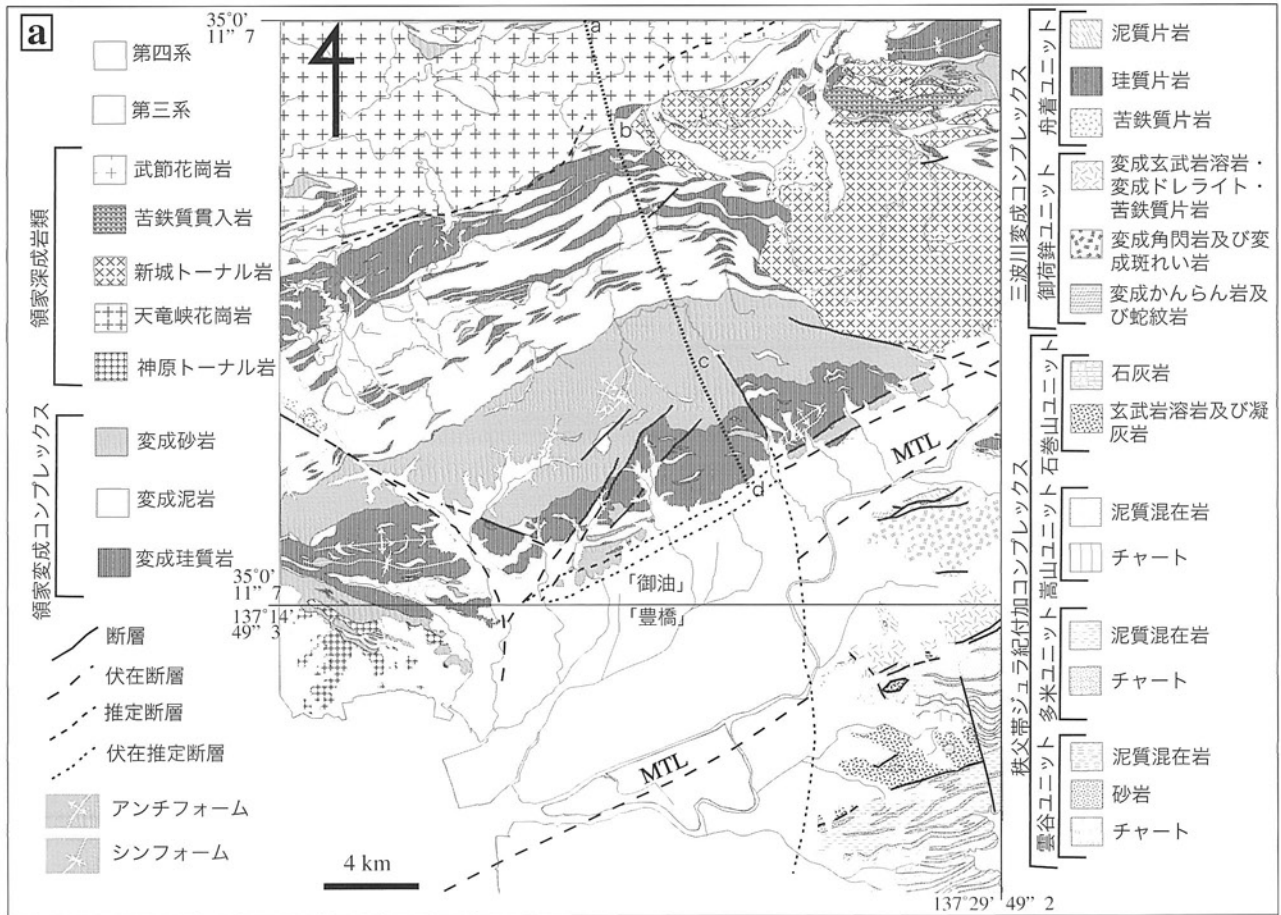
概要 本図幅地域の領家変成コンプレックスは変成泥岩・変成砂岩・変成珪質岩からなる (第4.1図a)。地質図では原岩の岩相を表し、泥質変成岩の鉱物組合せにより変成分帯した黒雲母帯、カリ長石珪線石帯、ざくろ石堇青石帯及びカリ長石堇青石帯の各鉱物帯 (第4.2図) を記号で重ね書きした。領家変成コンプレックスの変成岩類は原岩が同じであっても変成度が高くなるにつれてその岩相は大きく変化する。岩相記載は次節以降において変成分帯の各鉱物帯ごとに記述した。なお、上記鉱物帯のうちカリ長石堇青石帯は領家深成岩の貫入による接触変成域であり、領家変成コンプレックスの変成岩

類より形成時期が若い、変成岩としての記載の便宜上、本章で記述した。変成岩の記載に際し、本報告では片岩、片麻岩、グラノフェルスの名称を用いる。片岩、片麻岩、グラノフェルスの定義はIUGS (International Union of Geological Sciences) のSCMR (Subcommission of the Systematics of Metamorphic Rocks) がとりまとめた *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms* (Fetfs and Desmons, 2007) に従う。グラノフェルスは片理の発達しない変成岩に使用する。この定義に従うと、グラノフェルスは従来のホルンフェルスを含む。一方、ホルンフェルスは接触変成作用で生じた変成岩に使用が限定される。したがって、片理の発達しない変成岩でかつその成因が明確でない場合はグラノフェルスと記載する方が適当である。

本図幅地域に分布する領家変成コンプレックスの変成岩類の概要は以下の通りである。三河西部山地では変成泥岩中に比較的連続性の良い変成珪質岩が挟まる。男川以南の本宮山地及び観音山地ではあまり連続性の良くないレンズ状の変成珪質岩を挟む変成泥岩層が分布し、その南に比較的厚い変成砂岩の層が挟まる。更に南方の本宮山及び観音山地の南斜面では変成珪質岩が卓越する。三河西部山地から本宮山地にかけての断面 (第4.1図b) では、地層は北傾斜であり、上述の順に構造的上位から下位の地層が露出している。本図幅地域南西部の五井山地でも北西から南東へ、変成珪質岩を挟む変成泥岩卓越層、比較的厚い変成砂岩層、変成珪質岩卓越層が分布し、この順位に見かけ上位から下位の地層が露出している。本図幅地域南西端から南隣の「豊橋」図幅北西端では変成砂岩が卓越する層が分布し、片麻状構造を持った領家深成岩の神原トータル岩が変成岩類の片理にほぼ平行に貫入している。神原トータル岩が貫入する層準が本図幅地域の領家変成コンプレックスの見かけ最下部である。

本図幅内の複数の南北ルート (第4.3図a) で地質断面図を作成し、断面図より片理及び層理に垂直な模式柱状図を作成した。模式柱状図から、本図幅地域の領家変成コンプレックスは、見かけ下位から上位へ、片麻状トータル岩 (神原トータル岩) が片理にほぼ並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その見かけ上位に重なる厚い変成砂岩からなる中部、頻繁に変成珪質岩を挟む変成泥岩層からなる上部に区分できる (第4.3図b)。下部の層厚は300m以上、中部は本図幅地域西部で1,100m、東部で3,500mと西から東へ厚くなる。上部は西部で5,400m以上、東部で4,800m以上である。本図幅地域中央部の三河西部山地から観音山地にかけて露出する領家変成コンプレックスの見かけの全層厚は約8,900mである。

本図幅地域北東部の三河東部山地では、領家深成岩の新城トータル岩が変成岩類の片理に斜交して貫入する。新城トータル岩の北東側には、新城トータル岩及び苦鉄



第4.1図 「御油」及び「豊橋」図幅地域の領家変成コンプレックスの地質概略図と地質断面図

(a) 地質概略図。

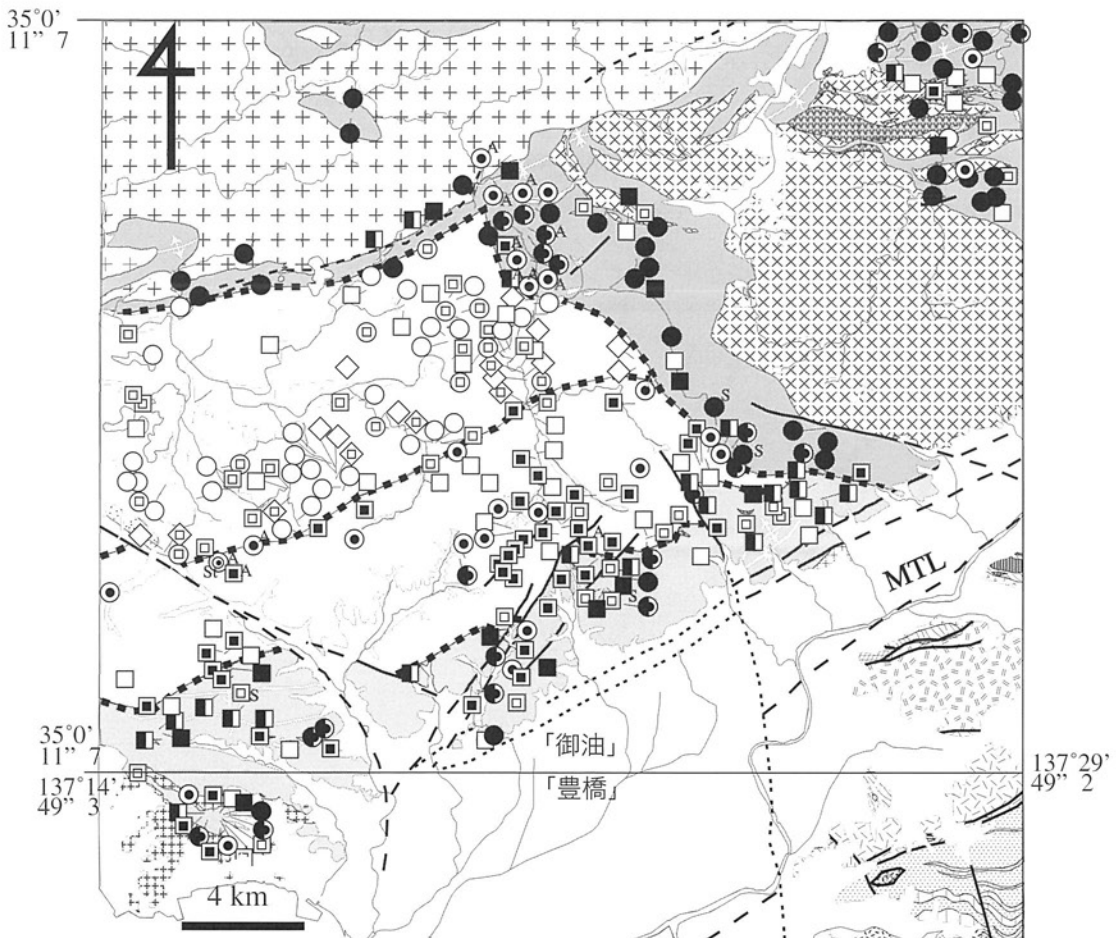
(b) 地質概略図に図示した a-b-c-d 線に沿った地質断面。

本図幅地域の調査結果、20万分の1「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004) 及び5万分の1「豊橋及び田原」(中島ほか, 2008) を基に作成。

質岩の小規模な岩体が変成岩類に貫入している。三河西部山地北部では武節花崗岩が変成岩類の片理と斜交して貫入する。本図幅地域北辺部では武節花崗岩体内部に取り囲まれた変成砂岩を挟む変成泥岩が分布する。新城トータル岩と武節花崗岩は後述するように領家変成コンプレックスの変成岩類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、カリ長石珪線石帯、ざくろ石堇青石帯及びカリ長石堇青石帯に分帯できる(第4.2図)。このうち、カリ長石堇青石帯は新期領家花崗岩類の周囲を取り巻くように分布する領家深成岩の接触変成域の一部である。黒雲母帯は黒雲母+白雲母、カリ長

石珪線石帯はカリ長石+珪線石、ざくろ石堇青石帯はざくろ石+堇青石、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。カリ長石堇青石帯を除き変成度はこの順に高くなる。変成分帯の結果を模式柱状図(第4.3図b)で整理すると、変成度は見かけ上位から下位へ高くなることがわかる。黒雲母帯とカリ長石珪線石帯の境界は本図幅地域西部ではみかけの層序の上部と下部の境界より上位に位置し、東部では上部と下部の境界にほぼ一致する。一方、カリ長石珪線石帯とざくろ石堇青石帯の境界は西部東部を通じて、みかけの層序の中部の変成珪質岩卓越層と厚い変成砂岩層の境界付近に位置する。カリ長石珪線石帯に対応する層準の厚さは東



変成鉱物組合せ

- 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

A: andalusite rimmed by sillimanite
 S: sillimanite included in cordierite
 St: staurolite included in andalusite

変成分帯

領家変成作用

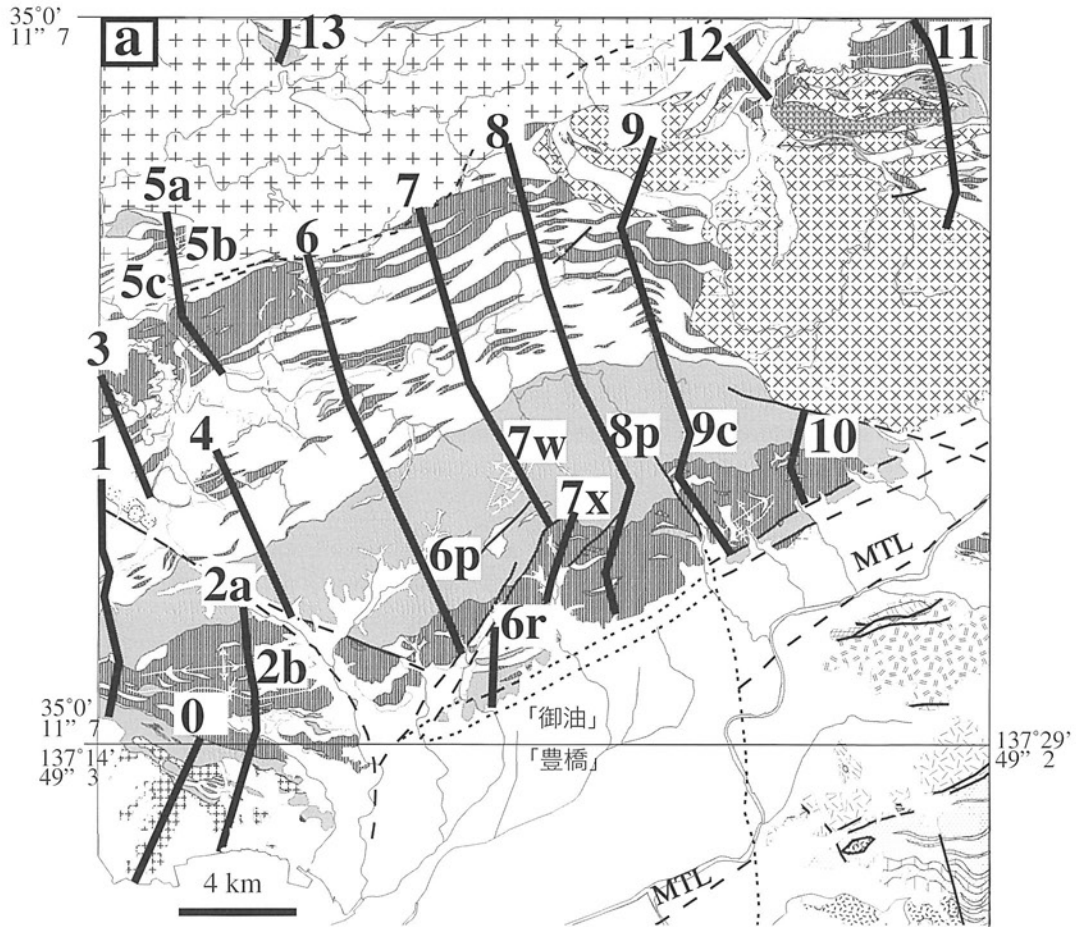
- 黒雲母帯
- カリ長石珪線石帯
- ざくろ石堇青石帯

新規領家花崗岩類による
接触変成作用

- カリ長石堇青石帯

アイソグラッド

第4.2図 「御油」及び「豊橋」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4.3図 「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
 (a) 模式柱状図を作成したルート位置図. ルートの番号は模式柱状図の番号に対応.
 (b) 模式柱状図.

西で、ほぼ一定している。本図幅地域中央部で見た場合、各鉱物帯に属する地層の厚さは、黒雲母帯が5,000m以上、カリ長石珪線石帯が1,800m、ざくろ石堇青石帯が1,700m以上である。

4.2 黒雲母帯 (Bt)

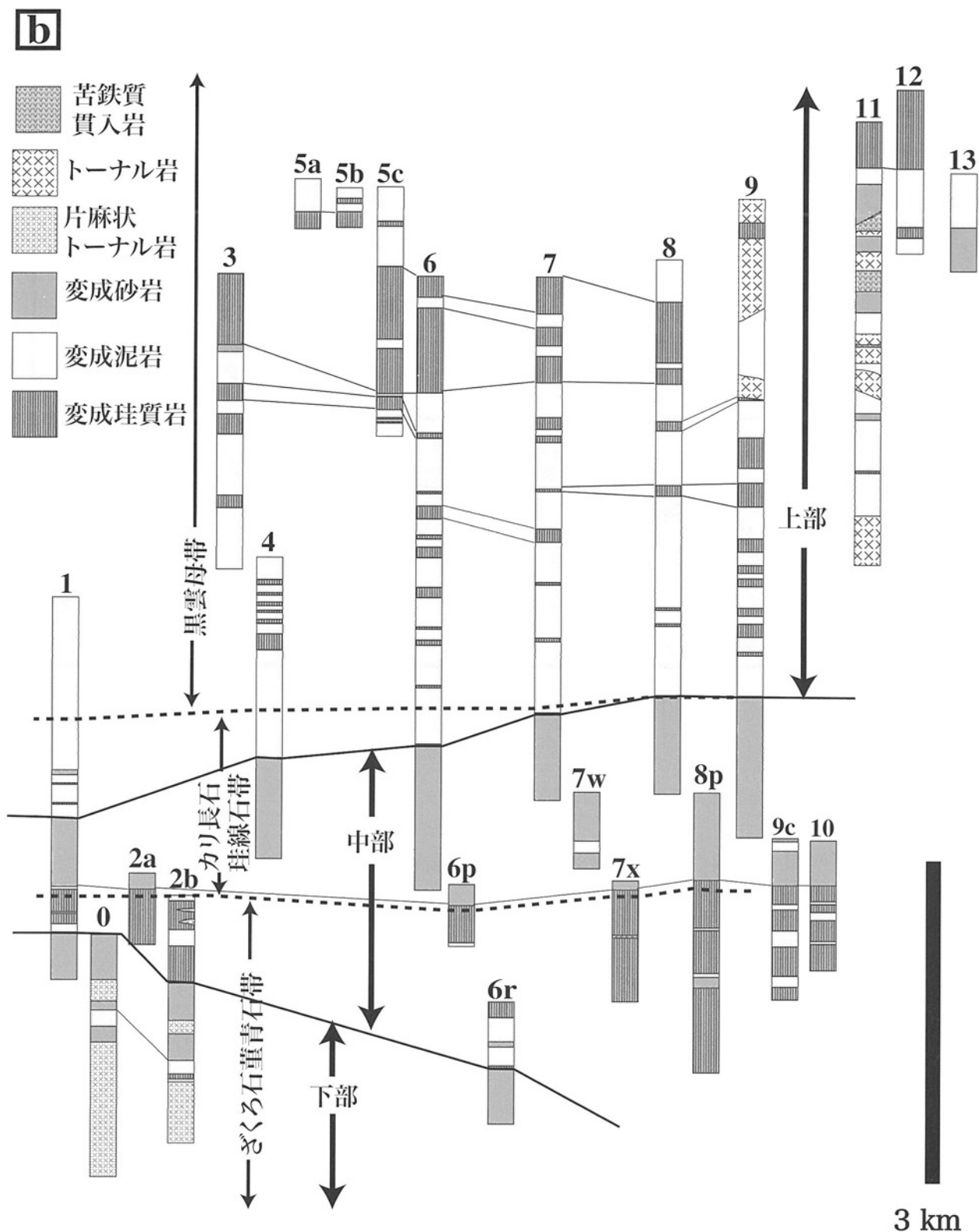
白雲母+黒雲母の組合せが認められる変成泥岩の分布域を黒雲母帯とした。本図幅地域の黒雲母帯は三河西部山地に広く分布する。北縁に武節花崗岩が貫入しており、黒雲母帯の本来の分布幅は不明である。本図幅地域西部の岡崎市蓬生町から上衣文町南方では南北幅約6km、東部の岡崎市木下町から大代町では南北約4.5kmの幅で分布している。

黒雲母帯の変成岩類は、本図幅地域に分布する領家変成コンプレックスの見かけの層序の上部にほぼ相当し、主に変成珪質岩を挟む変成泥岩からなる。見かけ上位の地層が分布する北部の岡崎市蓬生町から木下町付近では

比較的連続性の良い厚い変成珪質岩が挟まる。黒雲母帯南部の岡崎市上衣文町から大代町にかけては、側方への連続性があまり良くないレンズ状の変成珪質岩が変成泥岩に挟まる。量的には少ないが、岡崎市細光町及びその南方では小規模なレンズ状の変成砂岩が変成泥岩に挟まる。黒雲母帯の北限は武節花崗岩の接触変成域であるカリ長石堇青石帯と接し、南限はカリ長石珪線石帯と接する。本帯の東側には新城トータル岩の接触変成域のカリ長石堇青石帯が接する。

4.2.1 変成珪質岩 (Rc + Bt)

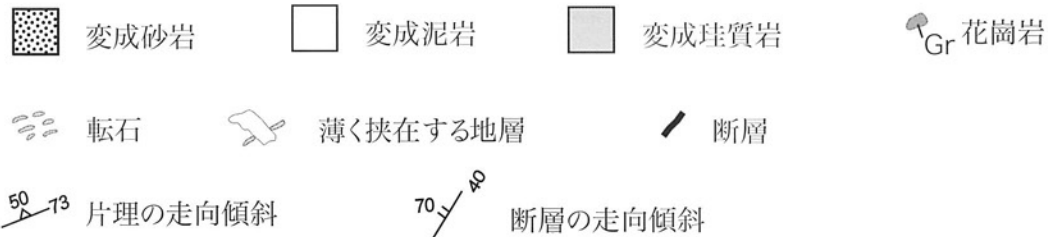
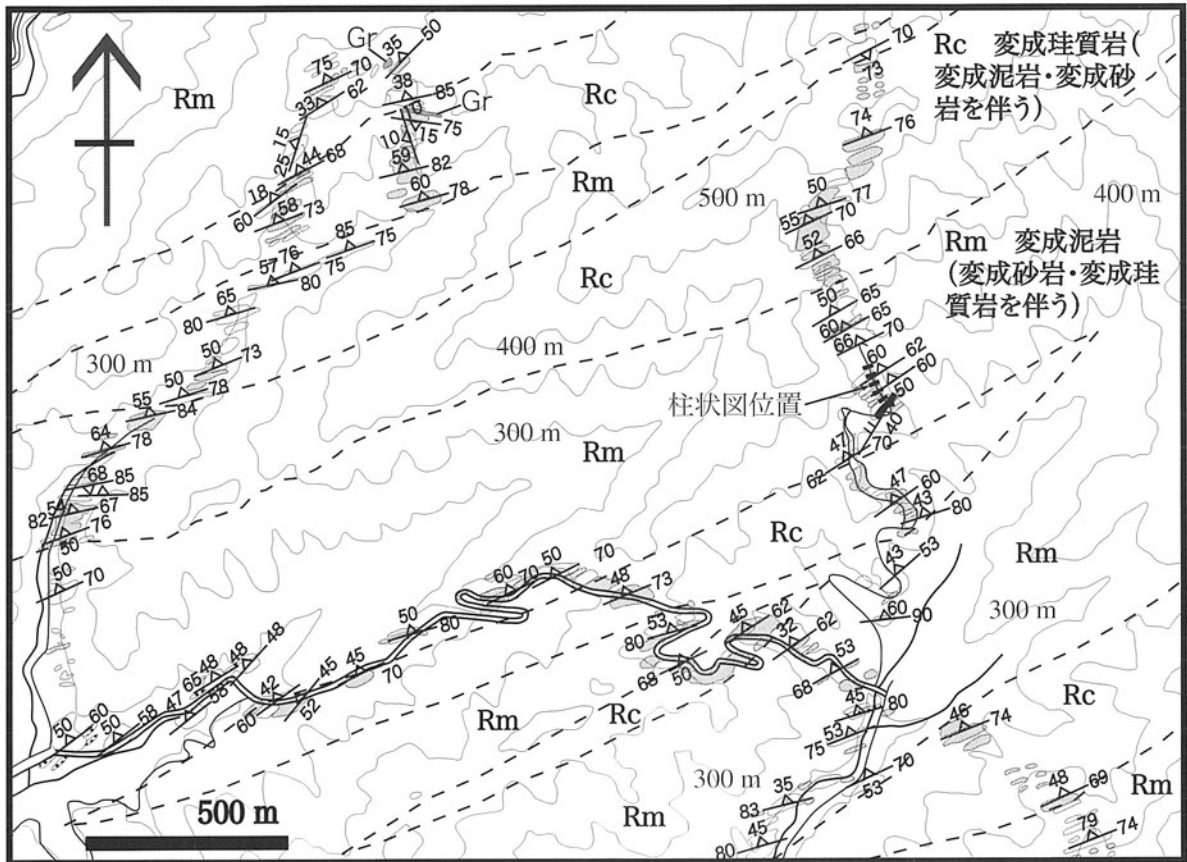
黒雲母帯の北部に連続性の良い厚い変成珪質岩が分布する。本図幅地域西部で厚く岡崎市蓬生町付近では、約1,400mに達する。ただし、蓬生町付近では厚い変成珪質岩は厚さ150m以下の変成泥岩の層状ないしレンズ状岩体を複数挟む(第4.3図(b))。この厚い変成珪質岩は厚さ数百mの変成泥岩のレンズ状岩体を挟みながら東部の岡崎市木下町付近まで連続する。西部の岡崎市



(第 4. 3 図の続き)

下衣文から石原にかけての男川北側にも層厚数百 m の比較的連続性の良い変成珪質岩の層状岩体が複数分布する。男川以南にも層厚数百 m 以下の変成珪質岩のレン

ズ状岩体が分布するが、男川以北のものに比べ側方への連続性が悪い。このほかに地質図で変成泥質岩に塗色した場所でも、厚さ数十 m 以下の薄い変成珪質岩を挟む



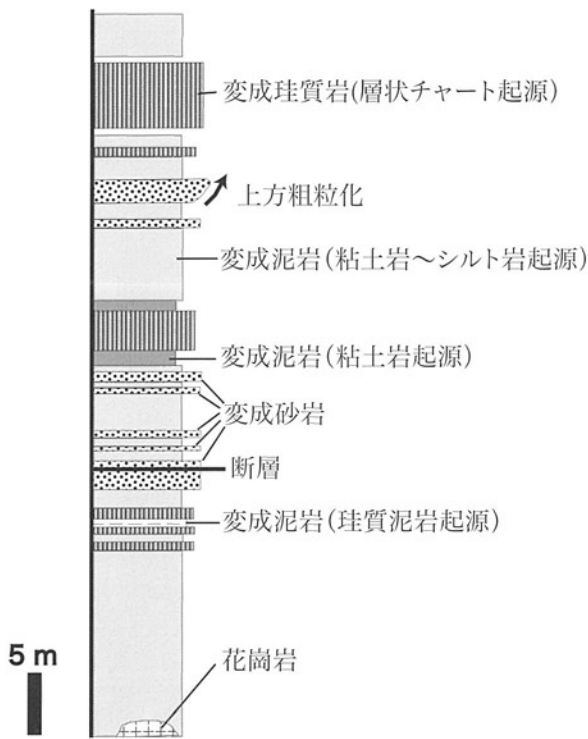
第4.4図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成珪質岩及び変成泥岩のルートマップ (岡崎市明見町田代の北約2kmを中心とした287m×208mの範囲)

(第4.4図; 第4.5図)。

黒雲母帯の変成珪質岩は灰白色-暗灰色の珪質グラノフェルスである。これに数mmから数cm間隔で黒色の変成粘土岩薄層が律動的に繰り返す(第4.6図a), 原岩と考えられる層状チャートの構造を明瞭に残している。変成珪質岩と他の岩石の接触関係は以下の通りである。変成珪質岩と変成泥岩の間に珪質な変成泥岩を挟む場合, これら岩相境界は変成泥岩に発達する片理及び変成珪質岩の層状構造と平行である(第4.6図b)。見かけ下位から変成珪質岩, 塊状変成砂岩, 変成泥岩, 変成砂岩, 変成泥岩, 変成珪質岩が重なる露頭(第4.6図c)では, 塊状変成砂岩と見かけ最下部の変成珪質岩の岩相境界は緩やかに湾曲する曲面で, 変成珪質岩の層状構造と明瞭に斜交する。一方, 塊状変成砂岩とその上位の変

成泥岩との岩相境界はほぼ直線的で変成泥岩の片理にもほぼ平行である。一連の露頭の見かけ最上部の変成珪質岩とその下部の変成泥岩の境界は変成泥岩の片理とほぼ並行であるが, 変成珪質岩の層状構造とは斜交する。このように変成泥岩中に発達する片理と変成珪質岩の岩相境界は平行であるが, 変成珪質岩の層状構造と岩相境界が斜交する露頭は比較多く認められる(第4.6図d)。ただし, 変成珪質岩の層状構造と岩相境界の斜交角度は多くの場合30度以下である。

本帯の珪質グラノフェルスはほぼ石英からなる石英グラノフェルスである。石英は等粒状であるが, ごく微量の黒雲母, 白雲母, ざくろ石, 不透明鉱が含まれる層では, これを全く含まない層に比べ粒度が細くなる傾向がある(第4.11図a)。



第4.5図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成珪質岩、変成泥岩及び変成砂岩の柱状図(岡崎市明見町田代の北約2km) 柱状図を作成したルートは第4.4図中に点線で示した。

岩石記載

ざくろ石白雲母黒雲母含有石英グラノフェルス(第4.11図a, 岡崎市桜井寺町)

主要構成鉱物は石英であり、少量の斜長石、黒雲母、白雲母、ざくろ石、アパタイト、不透明鉱物を伴う。石英は等粒状であり、3つの結晶の粒界が120°で交わる。石英の平均粒径は300~400μmであるが、黒雲母の微細な結晶が比較的多く存在する層では平均粒径は100μm程度に減じる。径100μmの自形性の強いざくろ石と黒雲母が濃集した幅数百μmのフィルムがまれにはさまる。

4.2.2 変成泥岩 (Rm + Bt)

本帯の変成泥岩はさまざまな厚さの変成珪質岩及び変成砂岩の層状あるいはレンズ状岩体を挟む。このうち比較的大きな変成珪質岩及び変成砂岩の岩体のみを地質図には表した。地質図で変成泥岩に塗色した場所でも、男川以北に見られるように厚さ数十m以下の変成珪質岩や変成砂岩が変成泥岩に挟まる(第4.4図, 第4.5図)。男川以南でも同様に厚さ数十m以下の変成珪質岩や変成砂岩が挟まるが、男川以北のものに比べ側方への連続性が悪く(第4.7図)、露頭スケールでレンズ状の形態を

なしている(第4.8図, 第4.9図b,c)。男川以南の岡崎市下河原付近では厚い変成泥岩層に層厚1m以下の変成珪質岩薄層が挟まる場合がある(第4.9図a)。両者の岩相境界は変成泥岩の片理に完全に平行ではなくわずかに斜交する。また、この付近では層厚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(第4.9図b)。変成泥岩には更に長軸数cmの小さな変成砂岩レンズを多量に包有するものがある(第4.9図c)。変成砂岩レンズは長軸/短軸の比が大きなものが多いが、基質の変成泥岩の片理の発達が他の変成泥岩に比べ特に強いわけではない。この変成砂岩レンズを多量に含む変成泥岩は層状の変成珪質岩と接しているが両者の岩相境界は変成泥質岩の片理と平行である。

本帯の変成泥岩は片理の発達する泥質片岩であり、変成珪質岩と接する灰白色珪質なものから、黒色で雲母類を多く含む粘土質のもの、薄い砂質の薄層を挟むシルト質のものまでさまざまである。変成泥岩の大部分は薄い砂質な葉理が認められる(第4.9図d)。変成泥岩の片理はこの葉理とほぼ並行である。量的には少ないが砂質な葉理がほとんど発達せず、片理の発達が著しい変成泥岩も存在する(第4.9図e)。黒雲母帯の変成泥岩は径1mmほどの黒雲母点紋が認められる。後述のカリ長石珪線石帯との境界付近では、長径数cmに達する紅柱石斑状変晶が発達する(第4.9図f)。紅柱石を含む変成泥岩は細かい砂質の葉理が発達する。紅柱石はこの葉理と平行な特定の層準に密集して生じている。この変成泥岩の片理は葉理に平行であり、紅柱石の長軸は片理に平行である。ただし、片理あるいは葉理と平行な同一面内で紅柱石斑状変晶の長軸が特定の方位へ強く集中する傾向は認められない。

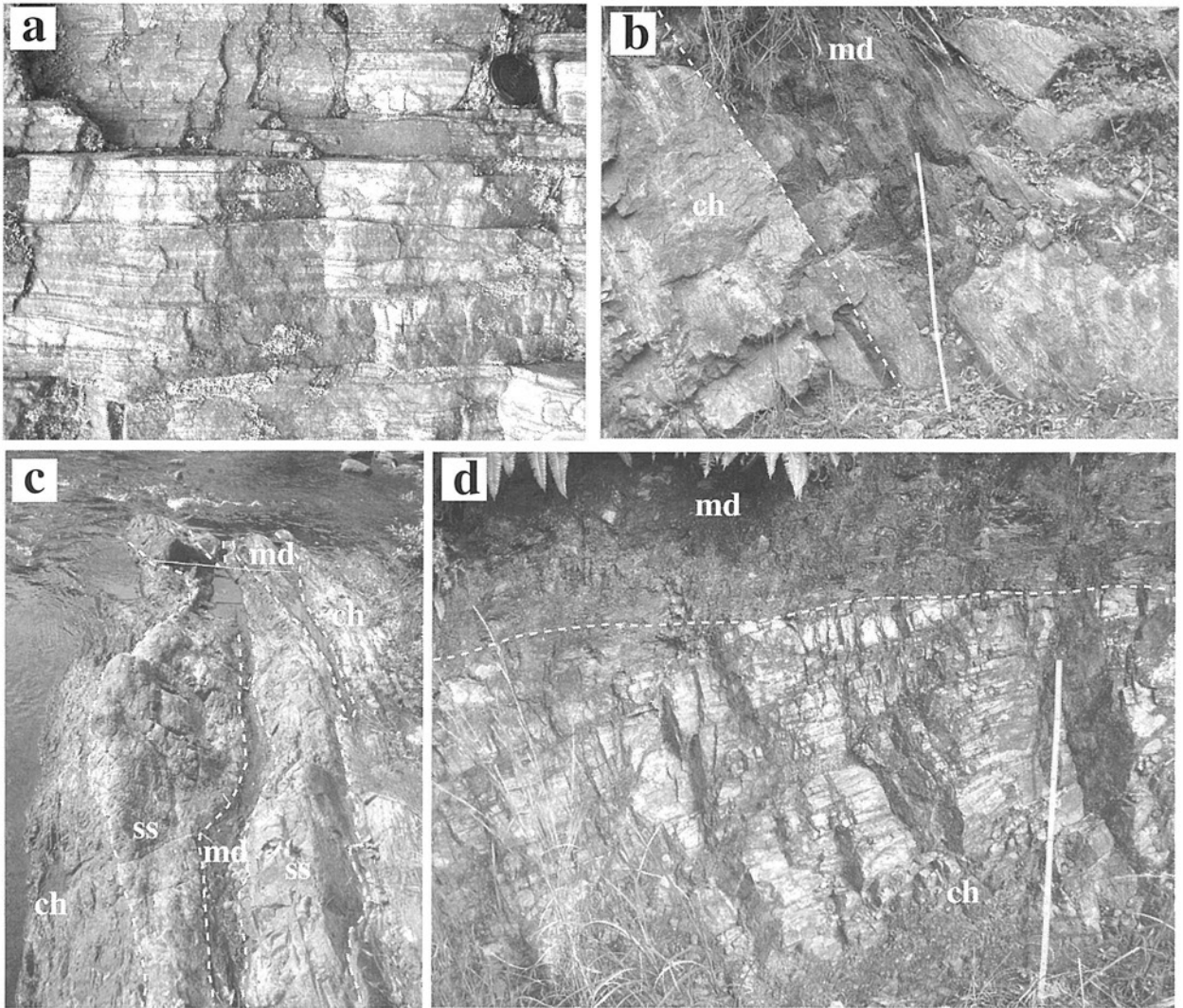
本帯の変成泥岩は斜長石石英白雲母黒雲母片岩である。ただし、主要構成鉱物の相対的量は試料により異なる場合がある。黒雲母は片理を構成する以外に、径1mm程の点紋をなす。少量のざくろ石を含みざくろ石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩となっている部分もある。後述するカリ長石珪線石帯との境界付近や、領家深成岩の貫入より生じた接触変成域であるカリ長石堇青石帯との境界付近では径数cmの紅柱石斑状変晶を含み、紅柱石含有斜長石石英白雲母黒雲母片岩となっている。

岩石記載

斜長石石英白雲母黒雲母片岩(第4.11図b, 岡崎市明見町)

主要構成鉱物は石英、斜長石、黒雲母、白雲母で、少量の不透明鉱物、アパタイト、電気石、ジルコンを伴う。黒雲母と白雲母の形態定向配列による片理が発達する。黒雲母は片理を構成するもの以外に、多数の粒子が集合して点紋をなすものがある。

紅柱石斜長石石英白雲母黒雲母片岩(第4.11図c, 岡



第4.6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。ごく薄い変成粘土岩を挟み、層状構造が明瞭。レンズキャップの径は約3.5cm。(岡崎市明見町田代の北約2kmの林道沿い)
- (b) 変成珪質岩と変成泥岩の岩相境界。変成珪質岩との境界付近の変成泥岩は石英を多く含み珪質。ch: 変成珪質岩, md: 変成泥岩。スケールの長さは1m(岡崎市片寄町付近)
- (c) 変成珪質岩と変成砂岩及び変成泥岩の岩相境界。ch: 変成珪質岩, ss: 変成砂岩, md: 変成泥岩。(岡崎市片寄町の男川沿い)
- (d) 変成珪質岩と変成泥岩の岩相境界。変成珪質岩と変成泥岩の境界は、変成泥岩の片理と平行で、変成珪質岩の層状構造とは斜交する。ch: 変成珪質岩, md: 変成泥岩。(岡崎市明見町田代の北約2kmの林道沿い)

崎市中金町の乙女川沿い)

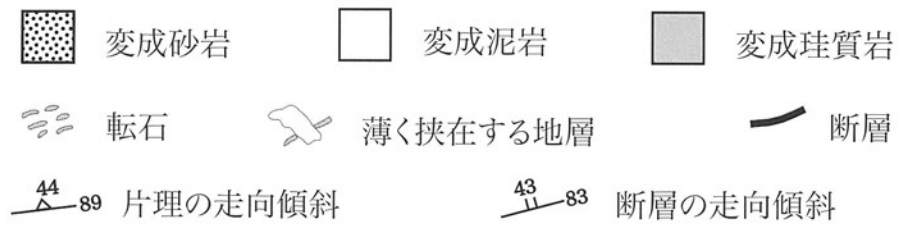
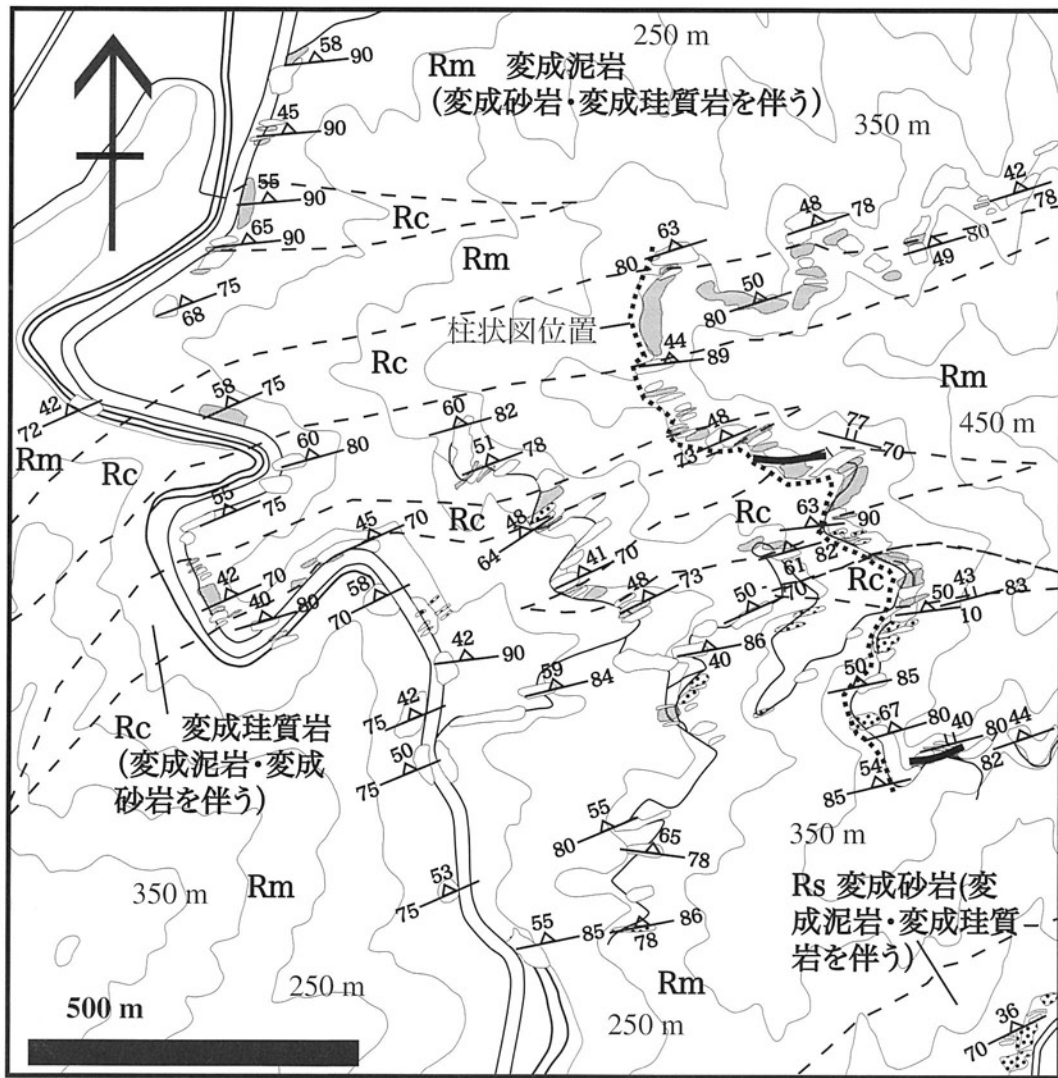
主要構成鉱物は石英、斜長石、黒雲母、白雲母、紅柱石で、少量の電気石、ジルコン、不透明鉱物を伴う。黒雲母及び白雲母の形態定向配列による片理が発達する。紅柱石は径数mmの斑状変晶をなす。紅柱石斑状変晶は石英、黒雲母、不透明鉱物を包有しており、これら包有物はしばしば明瞭な形態定向配列をなす。

4.2.3 変成砂岩 (Rs+Bt)

本帯の変成砂岩は変成泥岩中に層状及びレンズ状に挟

まる(第4.4図;第4.5図;第4.7図;第4.8図;第4.9図b,c)。変成泥岩の片理と変成砂岩の岩相境界は平行な場合が多いが、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。地質図で変成泥岩と塗色した場合以外にも変成泥岩卓越層中に厚さ数mの変成泥岩層が時折挟まる(第4.10図)。

本帯の変成砂岩は灰色から暗灰色を呈す片理の発達の弱い砂質グラノフェルスである。変成泥岩の薄層を挟む場合は片理が発達し、砂質片岩となっている。



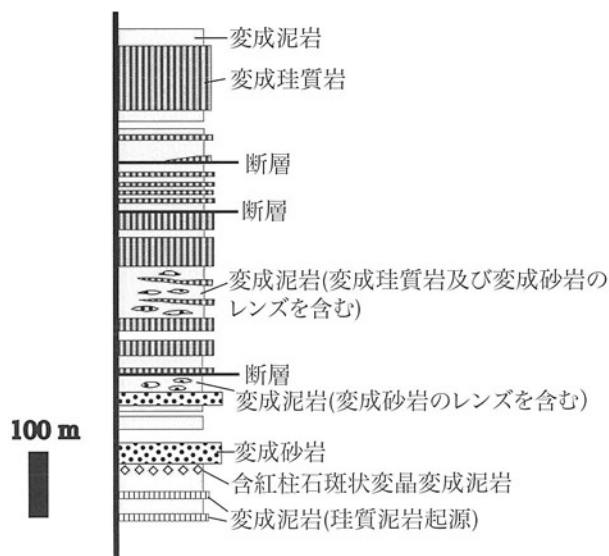
第4.7図 領家変成コンプレックス黒雲母帯南部の変成珪質岩、変成泥岩及び変成砂岩のルートマップ（岡崎市中金町南部の乙女川下流域）

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る。泥質な薄層を挟み片理が発達して黒雲母カリ長石石英斜長石片岩になっている部分もある。試料により、少量の白雲母を含む場合がある。

4.3 カリ長石珪線石帯 (KS)

カリ長石+珪線石の組合せが認められる変成泥岩の分布領域をカリ長石珪線石帯とした。本帯の南北分布幅は東部の岡崎市大代付近で約5km、西部の鉢地町付近で約4kmである。

カリ長石珪線石帯の変成岩類は本図幅地域に分布する領家変成コンプレックスの見かけの層序中部の砂岩卓越



第4.8図 領家変成コンプレックス黒雲母帯南部の変成珪質岩、変成泥岩及び変成砂岩の柱状図（岡崎市中金町南部の乙女川下流域）
柱状図を作成したルートは第4.8図に点線で図示した。

層にほぼ相当する。ただし、本帯と黒雲母帯の境界は本図幅地域西部へ向け見かけの層序の上位へ移動し、岡崎市鉢地町周辺では見かけの層序上部の変成泥岩卓越層中にある。中部の変成砂岩卓越層は西部から東部へ向かいその厚さを減ずるが、カリ長石珪線石帯に対応する層準の厚さはほとんど変化しない。カリ長石珪線石帯と後述するざくろ石堇青石帯の境界の位置は見かけの層序中部の砂岩卓越層から数百m下位の変成珪質岩卓越層中にある。本図幅地域東部でカリ長石珪線石帯の南北分布幅が広がるのは、その付近で地層の傾斜がゆるくなることと対応している。

4.3.1 変成珪質岩 (Rc + KS)

本図幅地域西部の鉢地川南方及び京ヶ峰付近に分布する厚さ50m以下の小規模なレンズ状岩体及び西部の五井山地から東部の本宮山南斜面まで連続する変成珪質岩卓越層の見かけ最上部がカリ長石珪線石帯の変成珪質岩になる。それぞれ本図幅地域の領家変成コンプレックスの見かけの層序中部の砂岩卓越層の上位と下位の層準に相当する。

本帯の変成珪質岩のうち厚い変成砂岩層の上位に分布するものは灰白色-暗灰色の珪質グラノフェルスである。変成珪質岩には数mmから数cm間隔で黒色の変成粘土岩薄層が律動的に挟まり、見かけは黒雲母帯の変成珪質岩とほぼ同じである。一方、厚い変成砂岩層の見かけ下位の変成珪質岩卓越層は粒度がより粗くなり、肉眼で黒雲母の形態定向配列が認められる灰白色の珪質片麻岩とな

る。珪質片麻岩では数mmから数cm間隔で形態定向配列した黒雲母濃集層が繰り返す縞状構造が発達する。

4.3.2 変成泥岩 (Rm + KS)

カリ長石珪線石帯の変成泥岩は本図幅地域西部の鉢地川から京ヶ峰を経て岡崎市下河原東方へ連続する厚い変成砂岩卓越層の見かけ上位の層準に相当するものと、豊川市と岡崎市の境界に位置する観音山周辺及び新城市本宮山周辺に分布する厚い変成砂岩卓越層に挟まる厚さ100m以下のレンズ状の岩体、本図幅地域西部の五井山地周辺から東部の本宮山南斜面にかけ分布する変成珪質岩卓越層の上位に相当する層準に厚さ100m以下のレンズ状の岩体として分布する。

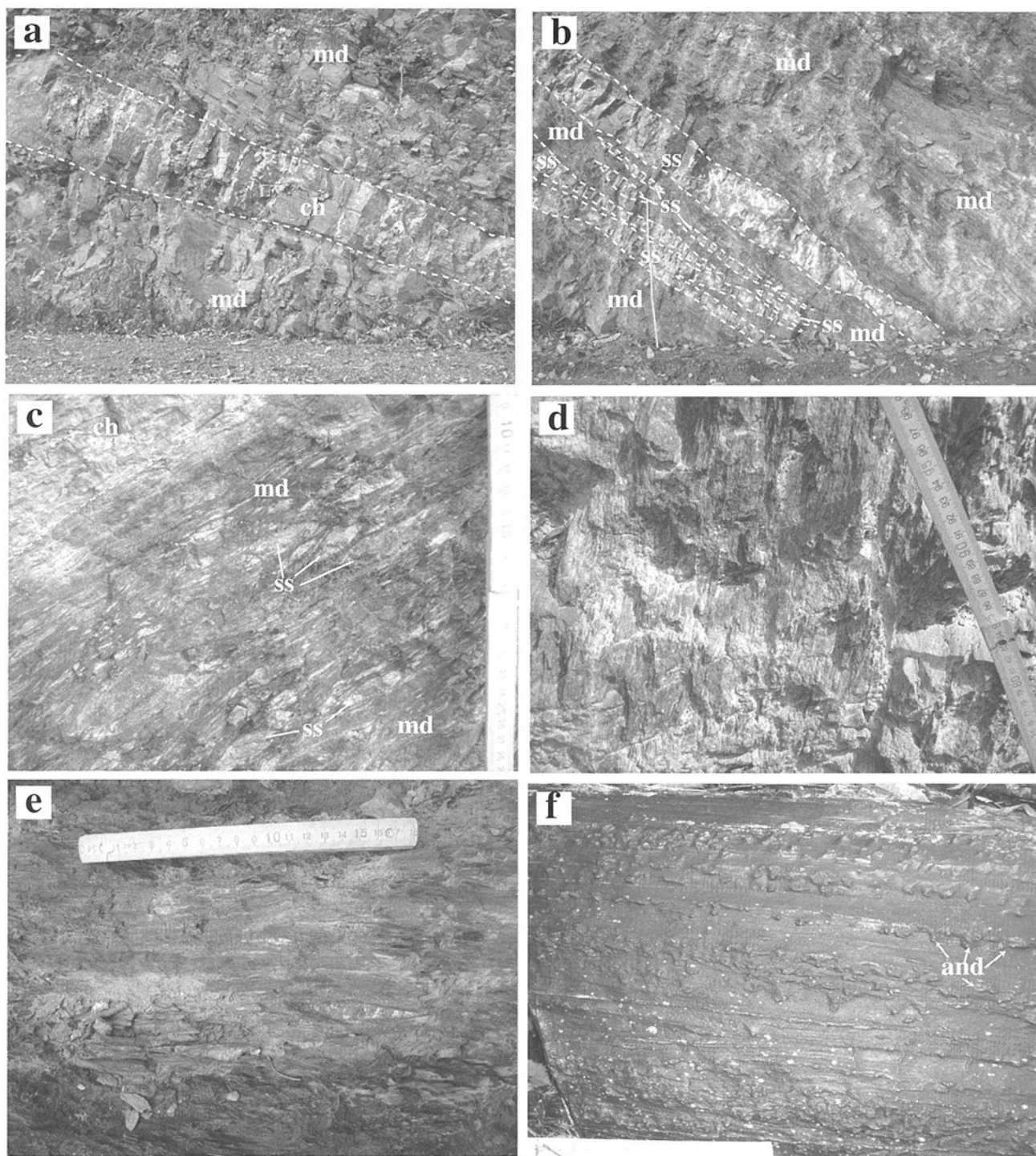
本帯の変成泥岩のうち厚い変成砂岩卓越層の見かけ上位に分布するものは銀灰色-暗灰色の泥質片岩であり、見かけは黒雲母帯の変成泥岩とほぼ同じである。変成泥岩中にレンズ状の変成砂岩を挟む（第4.12図a）など、本帯低温部の変成泥岩は原岩の構造をよく残している。厚い変成砂岩卓越層に挟まるものは、全体に粒度が粗くなり片理の発達に黒雲母帯のものに比べ弱い暗灰色の泥質片麻岩となる。変成珪質岩卓越層中に挟まる変成泥岩も暗灰色の泥質片麻岩であるが、後述するざくろ石堇青石帯の泥質片麻岩と同様、花崗岩質の薄層やポッドを挟み全体としてミグマタイト質になる。また、長径1cmに達する珪線石の斑状変晶を含むようになる（第4.12図b）。

本帯の変成泥岩は珪線石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩である。ただし、主要構成鉱物の相対的量は試料により異なる。ざくろ石を含みざくろ石含有珪線石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩となっている部分もある。黒雲母帯との境界に近い場所の変成泥岩では珪線石に取り囲まれた紅柱石を含む場合がある。岡崎市京ヶ峰付近の変成泥岩は紅柱石に包有された十字石を含み、紅柱石はさらに珪線石に取り囲まれている。いずれの変成泥岩も程度の差はあるが白雲母を含む。白雲母は珪線石の周囲に生じている。

岩石記載

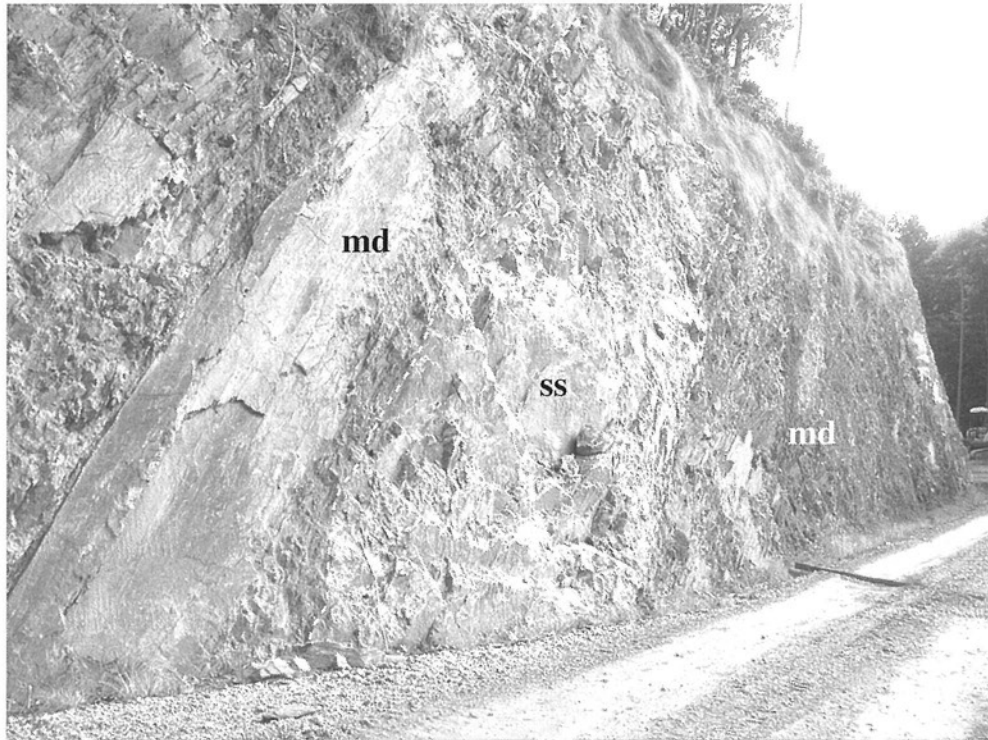
十字石ざくろ石珪線石含有紅柱石斜長石石英白雲母黒雲母片岩（第4.14図a, 京ヶ峰の北北東約1km）

主要構成鉱物は石英、斜長石、黒雲母、紅柱石、白雲母で、少量の十字石、ざくろ石、珪線石、緑泥石、電気石、アパタイト、ジルコン、不透明鉱物を伴う。黒雲母と白雲母の形態定向配列による片理が発達する。紅柱石は径数mmの斑状変晶をなし、内部に無色-淡黄金色の多色性を示す十字石を包有する。紅柱石の周囲には針状の珪線石（フィブrolait）が生じている。ざくろ石は径200~300µmの丸みを帯びた結晶としてごく少量含まれる。紅柱石、珪線石の周囲には微細な白雲母が多量に生じている。黒雲母の

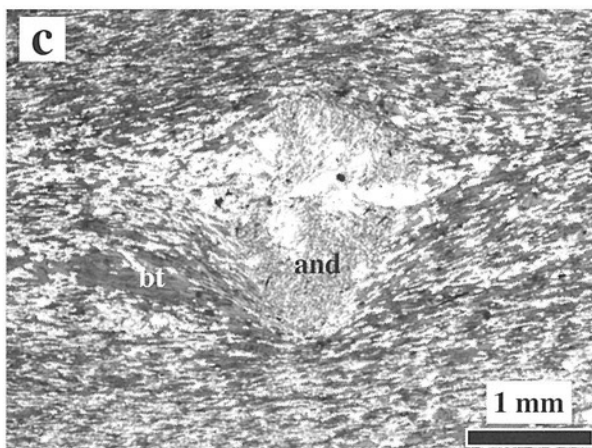
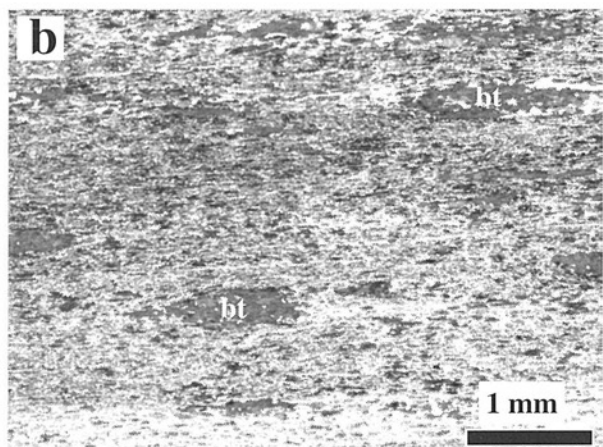
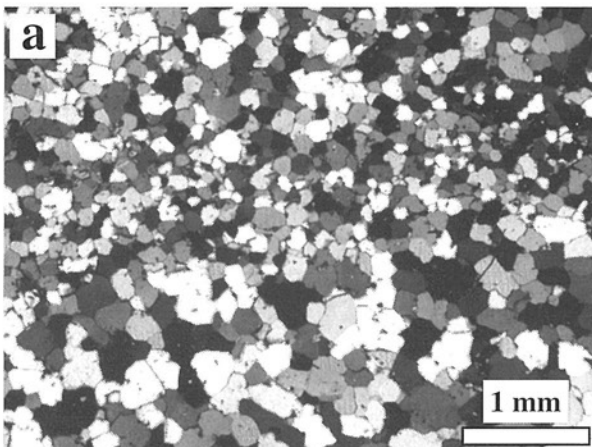


第4.9図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成泥岩の露頭写真

- (a) 変成泥岩中に層状に挟まる変成珪質岩. ch: 変成珪質岩, md: 変成泥岩. スケールの長さは1m. (岡崎市中金町南部の林道沿い)
- (b) 変成泥岩中にレンズ状及び層状に挟まる変成砂岩. md: 変成泥岩, ss: 変成砂岩. スケールの長さは1m. (岡崎市中金町南部の林道沿い)
- (c) 変成泥岩中の変成砂岩レンズと層状に挟まる変成珪質岩. ch: 変成珪質岩, md: 変成泥岩, ss: 変成砂岩. (岡崎市中金町南部の林道沿い)
- (d) 細かな砂質の葉理が発達する変成泥岩. (岡崎市中金町南部の林道沿い)
- (e) 片理が発達する変成泥岩. (岡崎市片寄町付近)
- (f) 紅柱石の斑状変晶を含む変成泥岩. and: 紅柱石. (岡崎市中金町南部の乙女川沿い)

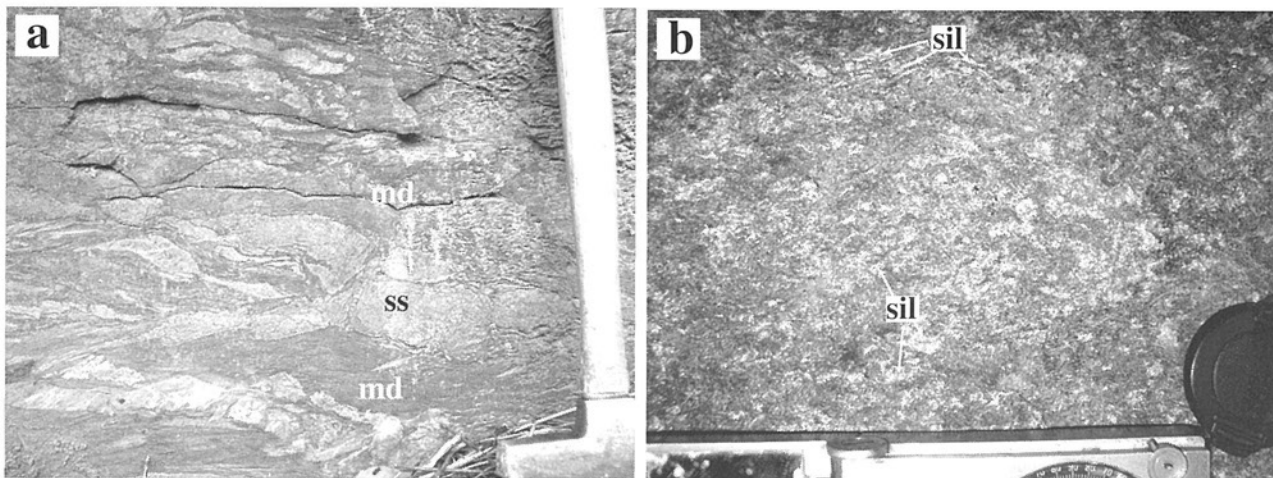


第4.10図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成砂岩の露頭写真（岡崎市中金町南部の林道沿い）
md: 変成泥岩, ss: 変成砂岩.

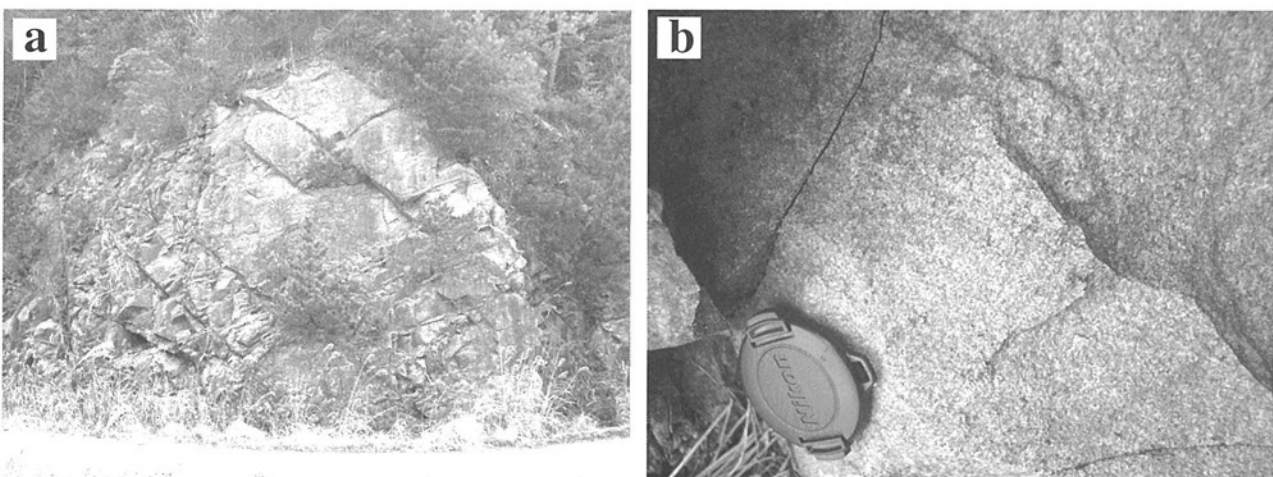


第4.11図 領家変成コンプレックス黒雲母帯の変成珪質岩及び変成泥岩の薄片写真

- (a) 変成珪質岩（ざくろ石白雲母黒雲母含有石英
グラノフェルス）。（岡崎市桜井寺町）
- (b) 変成泥岩（斜長石石英白雲母黒雲母片岩）。
Bt: 黒雲母（岡崎市明見町）
- (c) 変成泥岩（紅柱石斜長石石英白雲母黒雲母片
岩）。bt: 黒雲母, and: 紅柱石。（岡崎市中金
町の乙女川沿い）



第4.12図 領家変成コンプレックスカリ長石珪線石帯及びカリ長石珪線石帯とざくろ石堇青石帯の境界付近の変成泥岩の露頭写真
 (a) カリ長石珪線石帯の変成泥岩中の変成砂岩レンズ. md: 変成泥岩, ss: 変成砂岩. (岡崎市下河原西南西約1km)
 (b) カリ長石珪線石帯とざくろ石堇青石帯の境界付近の変成泥岩中の珪線石斑状変晶. sil: 珪線石. (宝飯郡音羽町長沢南方)



第4.13図 領家変成コンプレックスカリ長石珪線石帯の変成砂岩の露頭写真
 (a) 変成砂岩. (本宮山西南西約2kmの林道沿い)
 (b) 塊状粗粒な変成砂岩. (本宮山西南西約2kmの林道沿い)

一部は緑泥石に置換される。

珪線石カリ長石斜長石石英黒雲母片岩 (第4.14図b, 柚峯の北西約1km)

主要構成鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 珪線石で, 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。珪線石及び黒雲母の形態定向配列による片理が発達する。一部に珪線石を包有して白雲母が生じている。

ざくろ石珪線石斜長石カリ長石黒雲母石英片麻岩 (第4.14図c, 柚峯の南西約250m)

主要構成鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 珪線石, 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。珪線石及び黒雲母の形態定向配列による片理が発達する。珪線石の一部は白雲母に包有される。ざくろ石

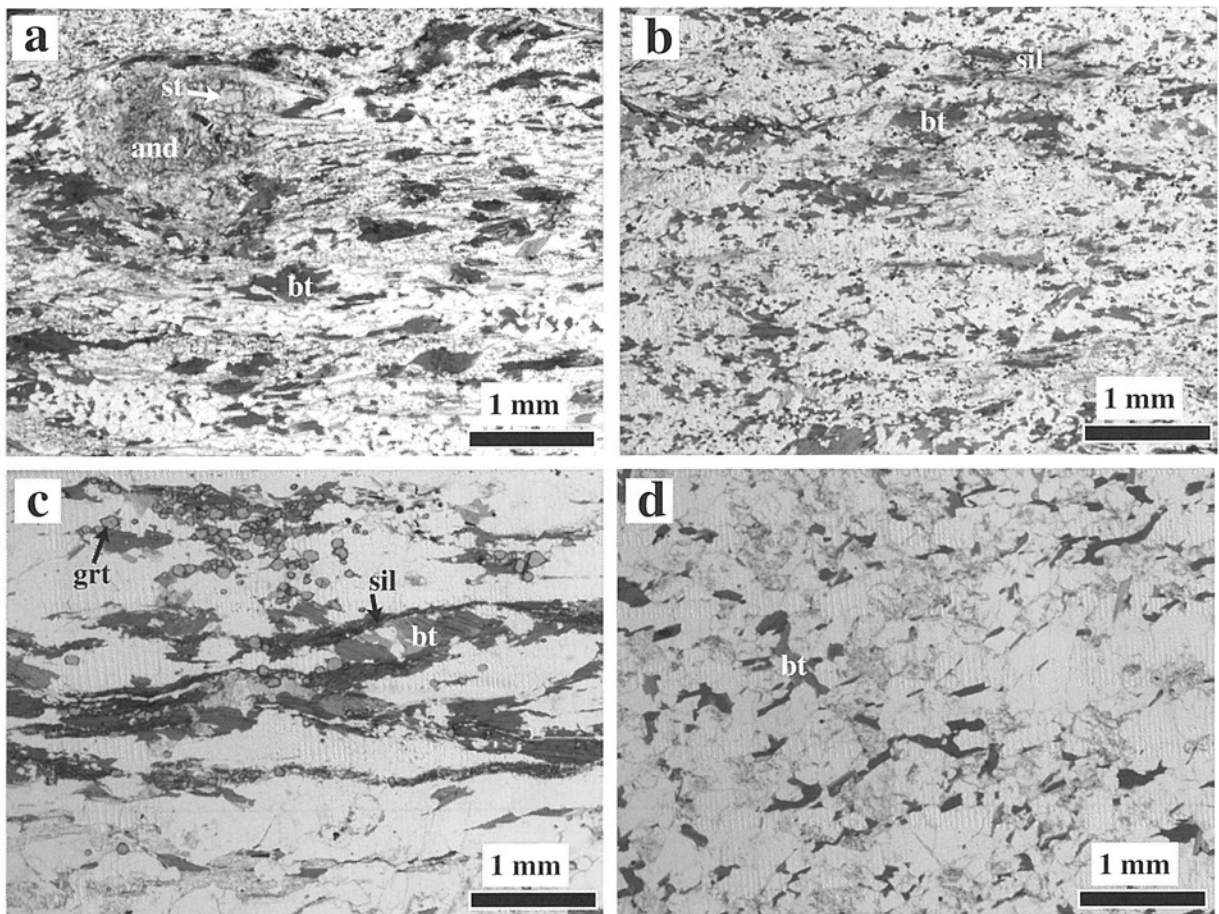
は径200～300μmの丸みを帯びた結晶である。

4.3.3 変成砂岩 (Rs + KS)

カリ長石珪線石帯の大部分は厚い砂岩卓越層から構成される。この厚い砂岩卓越層は本図幅地域西部の五井山地から東部の本宮山周辺にかけて分布する。その層厚は東部で約1,800m, 西へ向かい厚さを減じ五井山地周辺で約600mとなる。

本帯の変成砂岩は塊状で灰色から暗灰色を呈す砂質グラノフェルス (第4.13図) あるいは黒雲母の量比の違いによる弱い縞状構造と片理が発達する砂質片麻岩となっている。

本帯の変成砂岩は記載岩石学的には黒雲母カリ長石石



第4.14図 領家変成コンプレックスカリ長石珪線石帯の変成泥岩及び変成砂岩の薄片写真

- (a) 変成泥岩(十字石ざくろ石珪線石含有紅柱石斜長石石英白雲母黒雲母片岩). st: 十字石, and: 紅柱石, bt: 黒雲母. (京ヶ峰の北北東約1km)
- (b) 変成泥岩(珪線石カリ長石斜長石石英黒雲母片岩). bt: 黒雲母, sil: 珪線石. (柚峠の北西約1km)
- (c) 変成泥岩(ざくろ石珪線石斜長石カリ長石黒雲母石英片麻岩). grt: ざくろ石, sil: 珪線石, bt: 黒雲母. (柚峠の南西約250m)
- (d) 変成砂岩(黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス). bt: 黒雲母. (本宮山西南西約1.5 km)

英斜長石グラノフェルスあるいは黒雲母カリ長石石英斜長石片麻岩である。

岩石記載

黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス(第4.14図b, 本宮山西南西約1.5km)

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, アバタイト, 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0.5~1.0mmの他形である。

4.4 ざくろ石堇青石帯 (GC)

ざくろ石+堇青石の組合せが認められる変成泥岩の分布領域をざくろ石堇青石帯とした。ざくろ石堇青石帯は西部の五井山地から東部の本宮山南斜面にかけて分布す

る。南縁は豊橋平野の第四系に覆われる。

ざくろ石堇青石帯の変成岩類は本図幅地域の領家変成コンプレックスの見かけの層序中部の変成珪質岩卓越層と見かけの層序下部の変成砂岩卓越層に相当する。ただし, 変成珪質岩卓越層の最上部は前述のカリ長石珪線石帯に相当する。変成珪質岩卓越層の層厚は本図幅地域東から西へ薄くなり, 東部の本宮山南斜面で1,800m以上, 西部の五井山地で450mである。カリ長石珪線石帯とざくろ石堇青石帯との境界は東部でも西部でも変成珪質岩卓越層とその上位の厚い変成砂岩との境界から約100m下位の変成珪質岩卓越層の内部にある。

4.4.1 変成珪質岩 (Rc+GC)

ざくろ石堇青石帯の変成珪質岩は本図幅地域西部の五井山地から東部の本宮山南斜面にかけて分布する。新城市川田西方の境川周辺にも小規模ながら本帯の変成珪質

岩が分布している。この小規模な変成珪質岩は東北東-西南西走向の高角断層により他の領家変成コンプレックスと接するため、本図幅地域に分布する領家変成コンプレックス全体の層序のどの部分に対比できるか不明である。この珪質変成岩は片麻状構造の発達する天竜峡花崗岩を伴っている。本図幅の南西に位置する「蒲郡」図幅内では、天竜峡花崗岩は同じく片麻状構造が発達する神原トータル岩と伴って分布している。本図幅地域及び南隣の「豊橋」図幅地域では、片麻状構造が発達する神原トータル岩は領家変成コンプレックスの見かけの層序の最下部に貫入している。従って、上述の変成珪質岩は見かけの層序の最下部の層準に対比できる可能性が高い。

本帯の変成珪質岩は粗粒な石英粒子の集合体かなる灰白色-暗灰色の層に数 mm から数 cm 間隔で黒雲母に富む黒色の薄層が挟まる縞状構造の発達と黒雲母の形態定向配列による片理が認められる珪質片麻岩である（第4.15図 a, b）。原岩は層状チャートと推定される。本帯の珪質片麻岩にはしばしば小規模な苦鉄質岩が貫入する（第4.15図 a）。上側の貫入面は変成珪質岩の片理に平行であるが、下側の貫入面は変成珪質岩の片理を切っている。苦鉄質貫入岩は斜長石、角閃石、黒雲母からなり、貫入境界付近では構成鉱物の粒度が細くなり、黒雲母が濃集している。濃集した黒雲母には弱い形態定向配列が認められる。

本図幅地域の変成珪質岩には本帯に限らず軸面が片理あるいは層理に平行な閉じた褶曲が発達するが、本帯の珪質片麻岩にはこれらの褶曲に加え、軸面が湾曲した複雑な形態をした褶曲が認められる（第4.15図 b）。本帯の珪質片麻岩には優白質の花崗岩脈が貫入しミグマタイト質になっている部分も存在する。

本帯の珪質片麻岩は黒雲母含有石英片麻岩である。

岩石記載

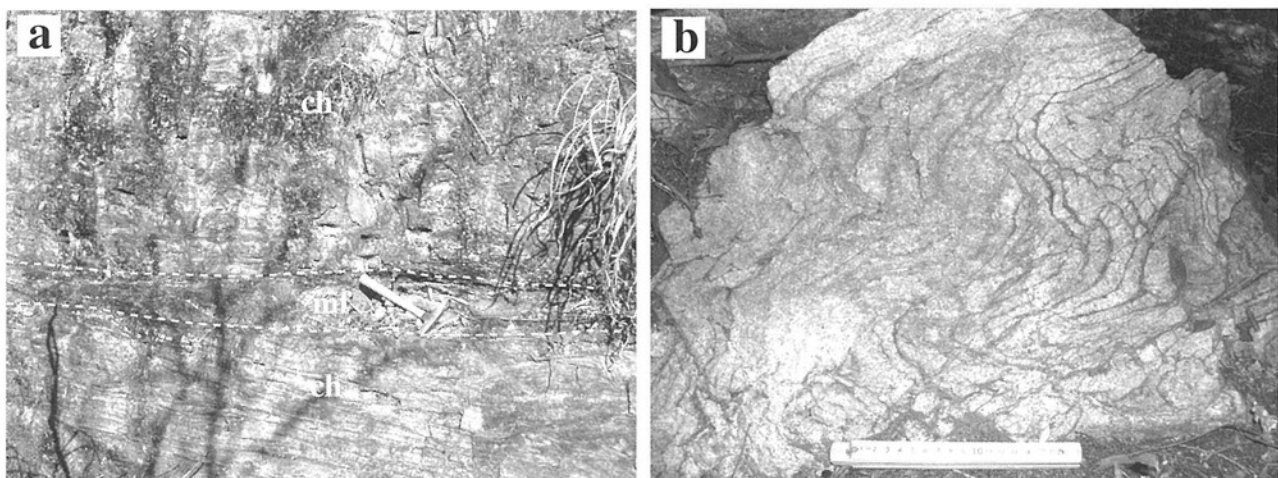
黒雲母含有石英片麻岩（第4.19図 a, 柚峠の南東約2km）

主要構成鉱物は石英で、少量の黒雲母、斜長石、不透明鉱物、アパタイト、ジルコンを伴う。黒雲母は全体に少量散在して分布する以外に、黒雲母が濃集した厚さ数 mm の層が数 cm 間隔で繰り返す。いずれの黒雲母も形態定向配列をなす。石英は径1～2mm 他形で不規則な外形をなす。

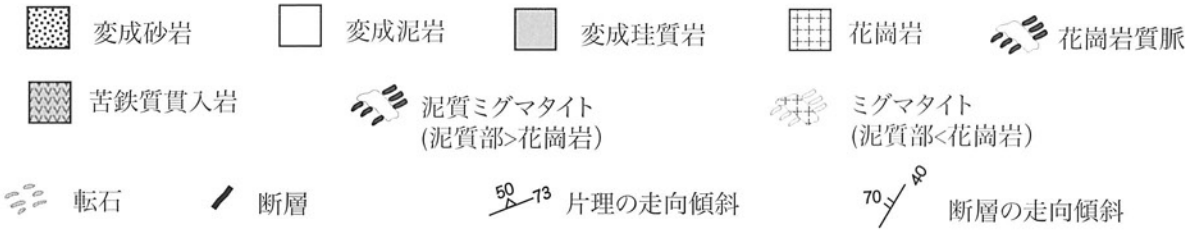
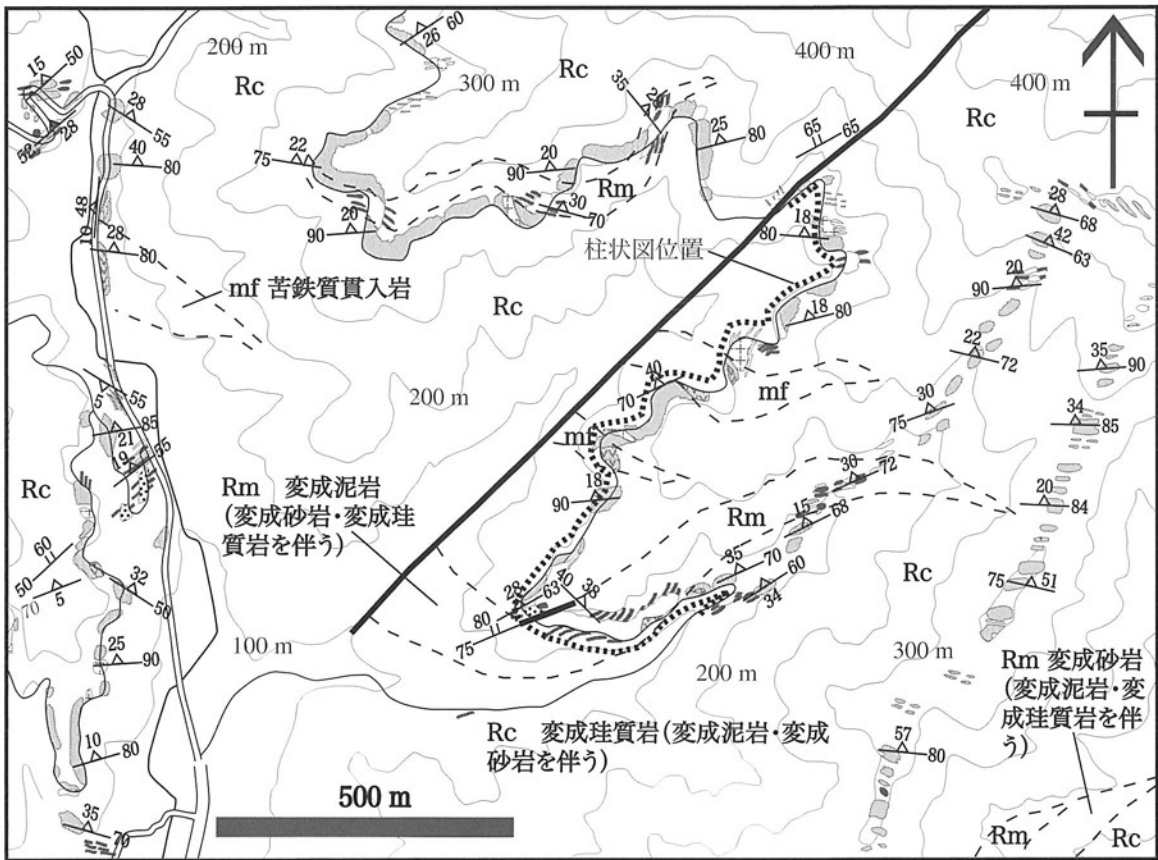
4.4.2 変成泥岩 (Rm+GC)

ざくろ石堇青石帯の変成泥岩は本図幅地域南西部の五井山地から東部の本宮山にかけて分布する変成珪質岩卓越層中に層厚500m以下のレンズ状の岩体として挟まる。これらのうち比較的層厚の厚いものは、本図幅地域南西部の宮路山南斜面の変成泥岩で約400m、南部の豊川市千両町南方の変成泥岩で約500mである。ただし、これら2箇所の変成泥岩は層厚100m以下の変成珪質岩及び変成砂岩のレンズ状のあるいは層状の岩体を挟む。地質図で変成泥岩に塗色した部分以外にも、変成珪質岩に塗色した部分に厚さ数十m以下の変成泥岩薄層が挟まる（第4.16図；第4.17図）。

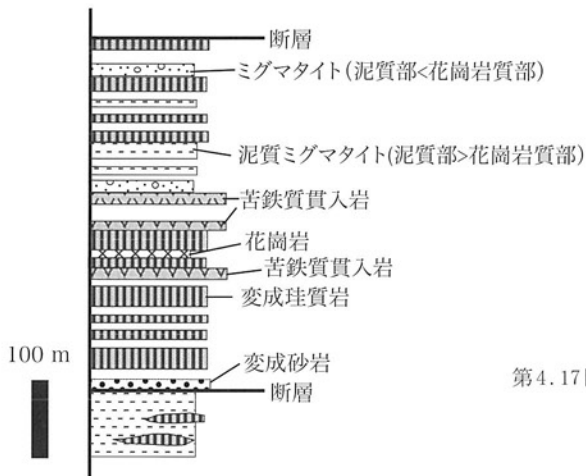
本帯の変成泥岩は暗灰色-黒色を呈する泥質片麻岩である。泥質片麻岩には花崗岩質の脈や層が発達し、ミグマタイトとなっている（第4.18図 a, b, c, d）。ミグマタイトの泥質片麻岩部には径1mm程の赤褐色をしたざくろ石と濃青緑色をした堇青石が含まれている（第4.18図 a）。ミグマタイトの花崗岩質部の形態と量は場所により異なり、泥質片麻岩部と花崗岩質部の境界が不明瞭なもの（第4.18図 b）から、優白質花崗岩脈が泥質片麻岩中に貫入し伴に褶曲しているもの（第4.18図 c）、更に花崗岩質部の量比が泥質片麻岩部より多いもの（第4.18図 c）などがある。



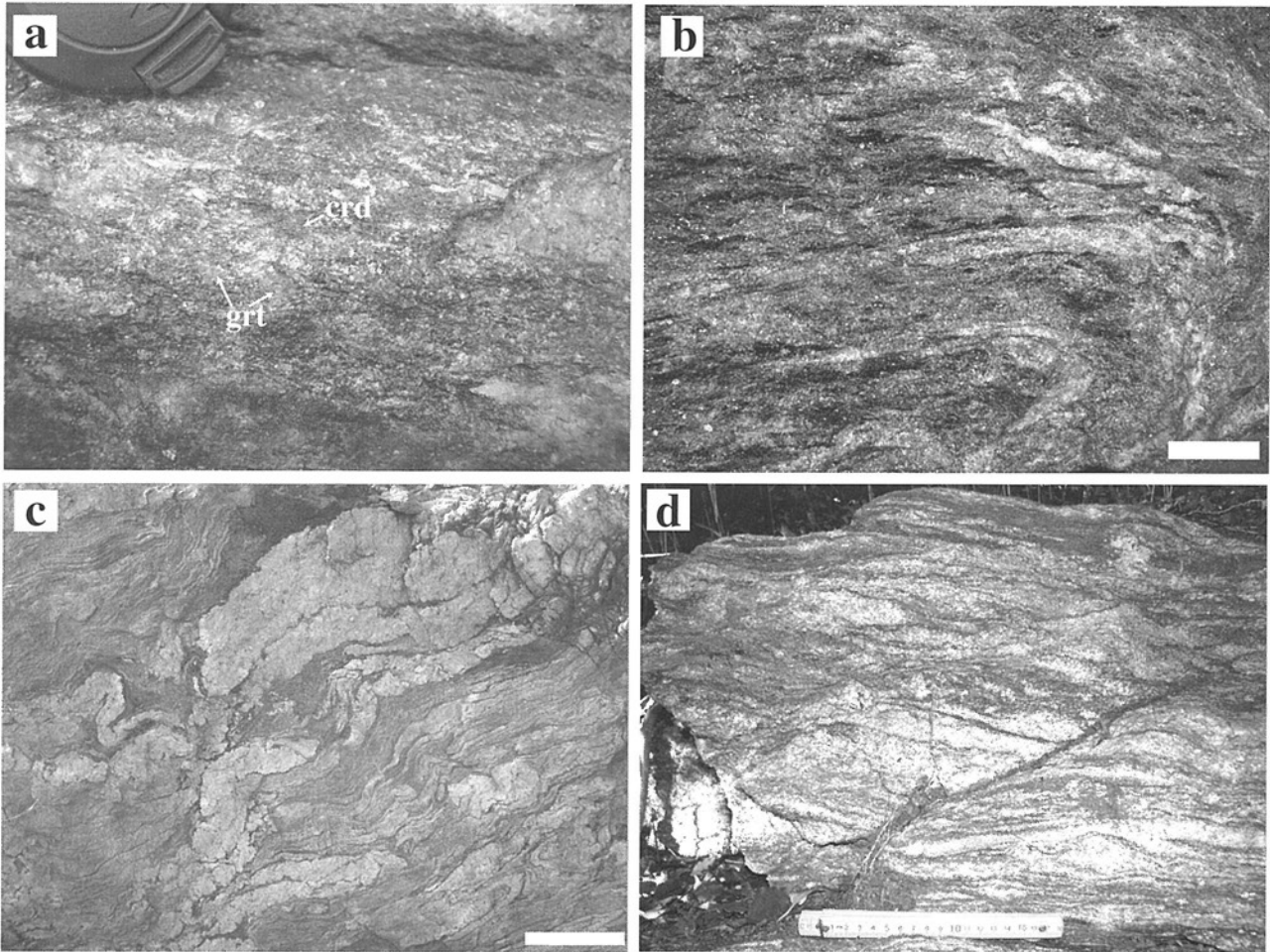
第4.15図 領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成珪質岩の露頭写真
 (a) 変成珪質岩に貫入する苦鉄質岩。ch: 変成珪質岩, mf: 苦鉄質岩。(柚峠の南東約2km)
 (b) 変成珪質岩の褶曲。(柚峠の南東約2.5km)



第4.16図 領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成珪質岩及び変成泥岩のルートマップ (柚峠の南東約2kmの地点を中心とした領域)



第4.17図 領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成珪質岩及び変成泥岩の柱状図 (柚峠の南東約2kmの林道沿い)
柱状図を作成したルートは第4.16図に点線で示した。



第4.18図 領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成泥岩の露頭写真

- (a) ざくろ石と堇青石の斑状変晶を含む泥質片麻岩。花崗岩質のドメインが存在し、ミグマタイト質になっている。Grt: ざくろ石, crd: 堇青石。(柚峠の南東約2km)
- (b) 泥質片麻岩。花崗岩質な部分と泥質片麻岩質な部分が混在し、全体としては泥質ミグマタイト。暗色部は黒雲母の量が多い片麻岩質な部分。白色部は花崗岩質な部分。灰色部は両者の中間的な部分。(柚峠の南東約2km)
- (c) 泥質片麻岩 (ミグマタイト)。花崗岩質な部分と泥質片麻岩が混在し、全体としては泥質ミグマタイト。白色部は花崗岩質な部分。暗色部は泥質片麻岩。(豊川市駒場調整池南西)
- (d) 泥質片麻岩。全体としてはミグマタイトだが、花崗岩質な部分が多く、泥質片麻岩の部分が少ない。白色部は花崗岩質な部分。暗色部は泥質片麻岩。(柚峠の南東約2.5km)

本帯の泥質片麻岩はざくろ石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩である。ただし、カリ長石、斜長石、石英、黒雲母といった主要構成鉱物の相対的な量は試料により異なり、ざくろ石と堇青石の片方もしくは両方を含まない泥質片麻岩も存在する。堇青石は多くの場合、ピナイト化している。また、珪線石を含む泥質片麻岩も量的には少ないが存在する。これらの泥質片麻岩は少量の白雲母を含んでいる場合が多く、その一部は珪線石や堇青石を交代している。

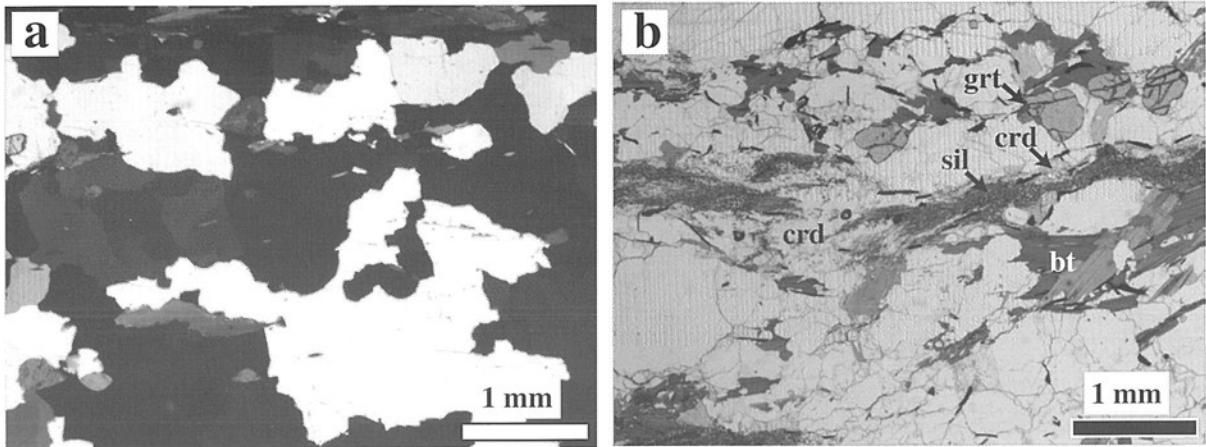
岩石記載

ざくろ石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩 (第4.19図b, 柚峠の南約1km)

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、ジルコンを伴う。珪線石及び黒雲母の形態定向配列による片理が発達する。珪線石の一部は堇青石に包有される。堇青石は多くの場合ピナイト化している。ざくろ石は丸みを帯びた径0.5～1.0mmの他形結晶である。

4.4.3 変成砂岩 (Rs+GC)

ざくろ石堇青石帯の変成砂岩は変成珪質岩卓越層にレンズ状に挟まる。本図幅地域南西部の五井山山頂と豊川市御油町西方、南部の千両町周辺、南東部の上長山町北西などでは層厚100m程の変成砂岩レンズ状岩体に変成珪質岩に挟まる。本図幅地域領家変成コンプレックスの



第4.19図 領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯の変成珪質岩及び変成泥岩の薄片写真

(a) 変成珪質岩 (黒雲母含有石英片麻岩). (杣峠の南東約2km)

(b) 変成泥岩 (ざくろ石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩). grt: ざくろ石, crd: 堇青石, sil: 珪線石, bt: 黒雲母. (杣峠の南約1km)

見かけの層序下部の砂岩卓越層も本帯に属し、千両町南西部には層厚400m以上の変成砂岩が分布する。この他にも、東北東-西南西走向の2本の高角断層に挟まれ新城市豊栄^{とよさか}から豊川市上長山町付近まで分布する変成砂岩、北側を北東-南西走向の高角推定断層で境され南側を豊橋平野の第四系に不整合に覆われる豊川市千両町南西の変成砂岩も本帯に属する。

本帯の変成砂岩は、灰色から暗灰色を呈し、黒雲母の量比の違いによる弱い縞状構造と片理が発達する黒雲母カリ長石石英斜長石片麻岩及び片理が発達しない黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルスである。これら砂質片麻岩及びグラノフェルスは場所により花崗岩質脈が発達しミグマタイトとなっていることがある。

4.5 カリ長石堇青石帯 (KC) (領家深成岩による接触変成域)

本図幅地域の領家変成コンプレックスには領家深成岩が貫入している。このうち、東部で貫入する新城トータル岩と北部で貫入する武節花崗岩の周囲の領家変成コンプレックスの変成泥岩にはカリ長石+堇青石の鉱物組合せが生じている。カリ長石珪線石帯高温部やざくろ石堇青石帯の変成泥岩にもざくろ石や珪線石を含まないカリ長石+堇青石の組合せが出現するが、その出現頻度は非常に低い。本報告では、新城トータル岩と武節花崗岩を取り巻くように分布するカリ長石+堇青石の組合せが認められる変成泥岩の分布領域をカリ長石堇青石帯とした。本帯はその分布形態から領家深成岩新城トータル岩及び武節花崗岩の接触変成域と考えられる。

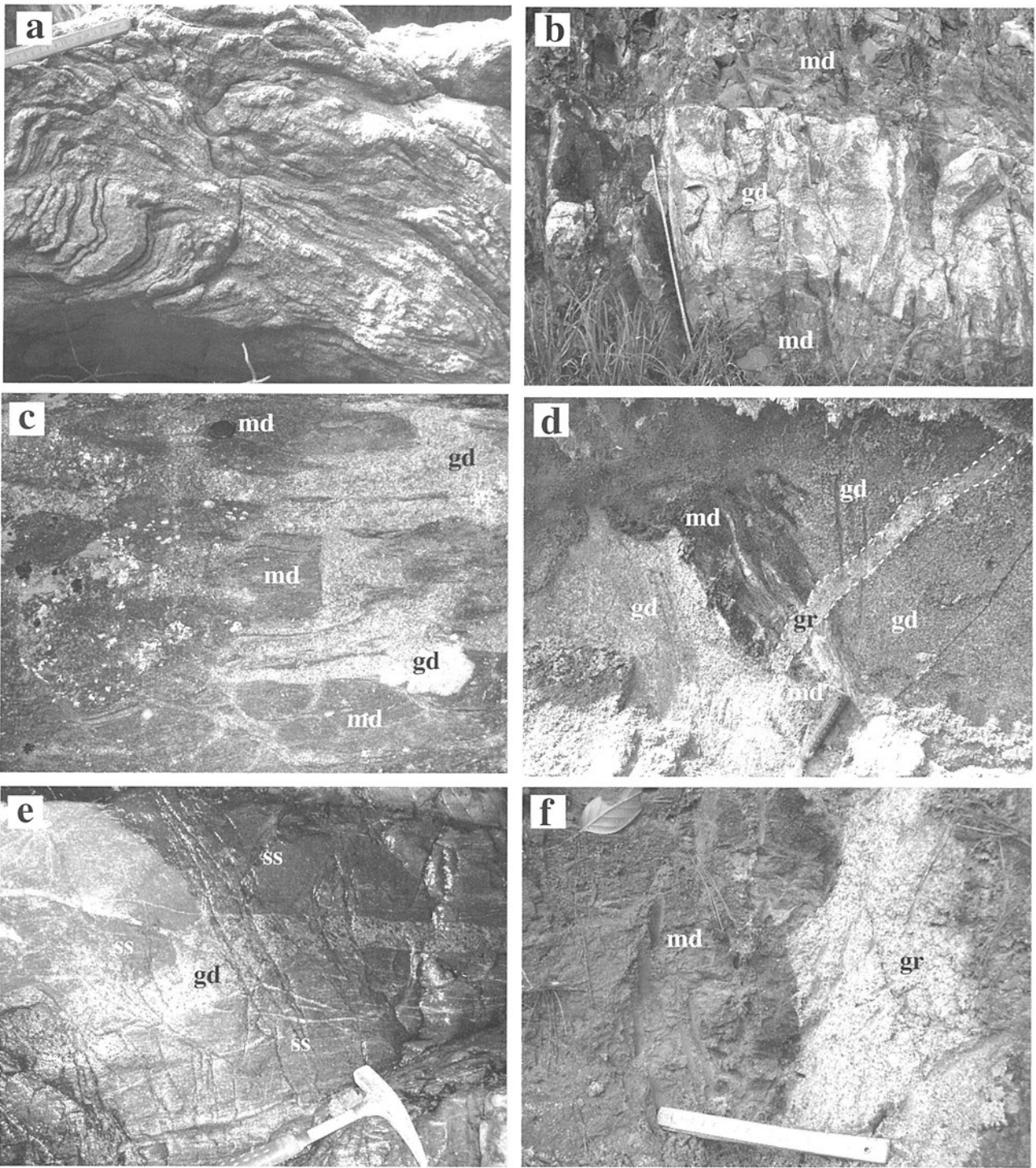
カリ長石堇青石帯の分布幅は新城トータル岩の周囲と武節花崗岩の周囲では異なる。本宮山から岡崎市^{せき}千両町にかけての新城トータル岩周囲で本帯は2～3kmの幅

を持ち、千両町から切越町にかけての武節花崗岩周囲で本帯の幅は約500m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ており、本図幅地域領家変成コンプレックスの見かけの層序の上部から下部の変成岩類がカリ長石堇青石帯の接触変成作用を被っている。

4.5.1 変成珪質岩 (Rc+KC)

カリ長石堇青石帯の変成珪質岩のうち、岡崎市千両町から石原を経て本宮山北側の開荊溪谷下流に分布する変成珪質岩は本図幅地域の領家変成コンプレックスの見かけの層序上部に相当する。本宮山南東斜面に分布する見かけの層序中部の変成珪質岩卓越層も本帯の接触変成作用を被っている。本図幅地域北東部では、彦坊山周辺に層厚700m以上の比較的厚い変成珪質岩が分布し、御岳山周辺にも数百m以下のレンズ状の形態をした変成珪質岩が分布する。これらは新城トータル岩の貫入により分布が孤立しており、本図幅地域の領家変成コンプレックスの見かけの層序との対比が困難である。ただし、本帯北東部の変成珪質岩は変成泥質岩中に層状ないしレンズ状の形態で挟まることから、見かけの層序上部に対比できるものと推定される。一方、武節花崗岩の接触変成域である千両町から切越町かけてと、岡崎市^{せき}秦梨町西に分布する変成珪質岩は見かけの層序上部に相当する。

北東部の新城トータル岩の貫入により孤立して分布するものを除くと、本帯の変成珪質岩は黒雲母帯から連続するものとカリ長石珪線石帯及びざくろ石堇青石帯から連続するものがある。黒雲母帯から連続するものは本帯に入ると石英の粒度が粗くなる。特に、新城トータル岩の貫入面近くでは石英の粒径は数mmに達する。また、軸面が湾曲した複雑な褶曲が見られるようになる(第4.20図a)。一方、カリ長石珪線石帯高温部及びざくろ



第4.20図 領家深成岩の接触変成域カリ長石堇青石帯の変成珪質岩，変成泥岩及び変成砂岩の露頭写真

- (a) 変成珪質岩の褶曲。(本宮山北北西約3km)
- (b) 変成泥岩に貫入する新城トータル岩の岩脈。md: 変成泥岩，gd: 新城トータル岩の花崗閃緑岩。(彦坊山南西約2km)
- (c) 変成泥岩のゼノリスを多く含む新城トータル岩の花崗閃緑岩。md: 変成泥岩，gd: 新城トータル岩の花崗閃緑岩。(巴山の南約2km)
- (d) 変成泥岩のゼノリスを包有する新城トータル岩の花崗閃緑岩とこれを貫く細粒優白質花崗岩。Md: 変成泥岩，gd: 新城トータル岩の花崗閃緑岩，gr: 細粒優白質花崗岩。(巴山の北北西約2.3km)
- (e) 変成砂岩に貫入する新城トータル岩の花崗閃緑岩岩脈。ss: 変成砂岩，gd: 新城トータル岩の花崗閃緑岩。(御岳山の北約1.7km)
- (f) 変成泥岩に貫入する武節花崗岩。md: 変成泥岩，gr: 武節花崗岩。(岡崎市下呂町)

石堇青石帯から連続するものでは岩相の目立った変化はない。

本帯の変成珪質岩は黒雲母帯との境界付近では数 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、他の部分では黒雲母の形態定向配列が認められる珪質片麻岩となっている場合と、黒雲母の形態定向配列が顕著でない珪質グラノフェルスとなっている場合とがある。

本帯の変成珪質岩は少量の黒雲母を含む黒雲母含有石英グラノフェルスないし石英片麻岩である。

4.5.2 変成泥岩 (Rm + KC)

本帯の変成泥岩のうち岡崎市千万町から石原をへて關荊溪谷下流部付近に分布するものは、本図幅地域の領家変成コンプレックスの見かけの層序上部に相当する。千万町から石原北東にかけて分布する変成泥岩には新城トータル岩の小規模な岩体が貫入し、新城トータル岩には変成泥岩のゼノリスが多く含まれる (第4.20図 c)。新城市巴山北西の新城トータル岩中にも変成泥岩のゼノリスを含むものがあり、変成泥岩ゼノリスと新城トータル岩の花崗閃緑岩を切って優白質の細粒花崗岩が貫入するのが観察される (第4.20図 d)。この露頭のすぐ北には武節花崗岩が貫入しており、優白質の細粒花崗岩は武節花崗岩の細脈の可能性もある。關荊溪谷上流部から本宮山にかけての見かけの層序中部の厚い砂岩層にも変成泥岩のレンズ状の岩体が存在し、地質図に示していない薄い変成泥岩の挟みとともに本帯の接触変成作用を被っている。本宮山南東斜面の見かけの層序中部の変成珪質岩卓越層中の変成泥岩のレンズ状の挟みも本帯に含まれる。本図幅地域北東部に分布する変成泥岩は同地域に分布する変成珪質岩と同様、本図幅地域の領家変成コンプレックスの見かけの層序上部に対比可能である。この付近の変成泥岩には新城トータル岩の小規模な岩体が貫入する (第4.20図 a)。この付近の新城トータル岩にも変成泥岩のゼノリスを多量に含むものがある。武節花崗岩の接触変成域である千万町から切越町かけてと、岡崎市秦梨町西^{はたな}に分布する変成泥岩は見かけの層序上部に相当する。本図幅地域北部の岡崎市桜形町南方及び北方にも周囲を武節花崗岩に囲まれて変成泥岩が分布する。桜形北方では変成泥岩の片理を切って武節花崗岩が貫入している (第4.20図 f)。変成泥岩を主体とすることから、これらも見かけの層序上部に相当する可能性が高い。

新城トータル岩及び武節花崗岩の貫入により分布が孤立しているものを除くと、本帯の変成泥岩は黒雲母帯、カリ長石珪線石帯及びざくろ石堇青石帯から連続する。黒雲母帯とカリ長石珪線石帯低温部の変成泥岩は本帯に入ると粒度が粗くなる。一方、カリ長石珪線石帯高温部とざくろ石堇青石帯の変成泥岩は本帯に入っても目立った岩相の変化は認められない。

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泥質片岩は本帯と黒雲母帯の境界付近を除いてあまり発達しない。泥質片麻岩はカリ長石珪線石帯高温部とざくろ石堇青石帯から連続する変成泥岩あるいはこれに相当する層準の変成泥岩に多く見られる。

本帯の泥質グラノフェルス、片麻岩ないし片岩は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。主要構成鉱物は試料によりその量比が変化する。新城トータル岩周辺の本帯の変成泥岩には珪線石が含まれる。また、黒雲母帯から連続する変成泥岩には紅柱石を生じている場合がある。紅柱石の周囲には珪線石が生じている。カリ長石珪線石帯及びざくろ石堇青石帯から連続する変成泥岩あるいはこれらに相当する層準の変成泥岩には、珪線石を包有する堇青石が生じているものがある。

岩石記載

堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片岩 (第4.21図 a, 御岳山山頂付近)

主要構成鉱物は石英、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。黒雲母の形態定向配列による弱い片理が発達する。堇青石の一部は場合ビナイト化している。

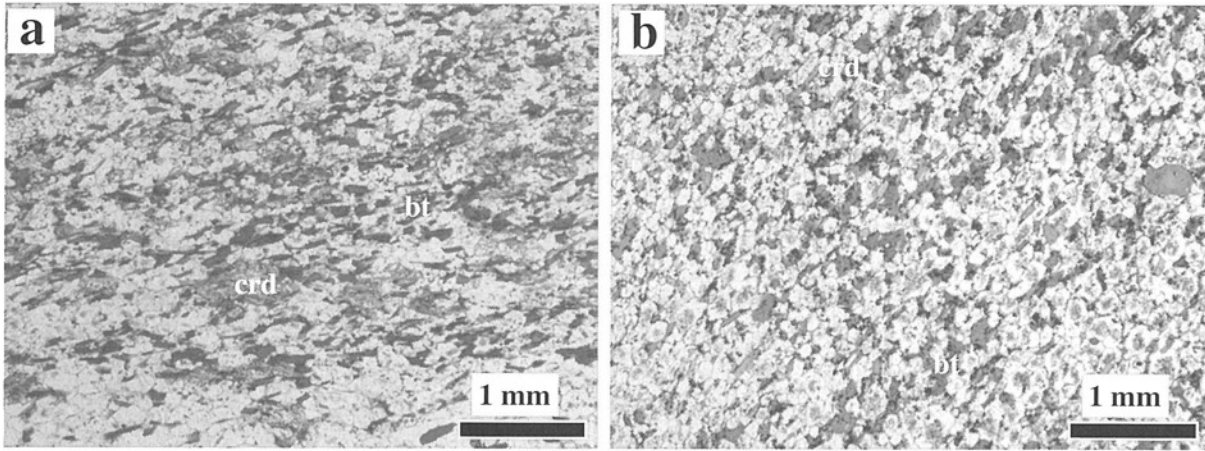
堇青石カリ長石黒雲母斜長石石英グラノフェルス (第4.21図 a, 御岳山山北約2.8km)

主要構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石で、少量の白雲母、不透明鉱物、電気石、ジルコンを伴う。顕著な片理の発達は認められない。堇青石の一部はビナイト化している。

4.5.3 変成砂岩 (Rs + KC)

本帯の変成砂岩のうち地質図に示せる大きさのものは、關荊溪谷上流部から本宮山にかけて分布する本図幅地域の領家変成コンプレックスの見かけの層序中部の厚い変成砂岩層、本図幅地域北東部の新城市塩瀬付近、御岳山周辺、北部の岡崎市桜形北方に分布する変成砂岩がある。塩瀬及び御岳山周辺に分布する変成砂岩には新城トータル岩の小規模な岩脈が貫入している。変成砂岩に貫入する新城トータル岩岩脈は枝分かれてネットワーク状になっている (第4.20図 e)。これら以外にも地質図に示せない薄い変成砂岩の挟みが本帯の変成泥岩中に認められる。

変成砂岩のうち黒雲母帯及びカリ長石珪線石帯低温部から連続するものあるいはその層準に相当するものは、本帯に入ると粒度が粗くなり、片理の発達も不明瞭になる。一方、カリ長石珪線石帯高温部及びざくろ石堇青石帯から連続するものあるいはその層準に相当するものは、本帯に入っても目立った岩相の変化は見られない。



第4.21図 領家深成岩の接触変成域カリ長石堇青石帯の変成泥岩の薄片写真
 (a) 変成泥岩（堇青石カリ長石斜長石英黒雲母片岩）. crd: 堇青石, bt: 黒雲母. (御岳山山頂付近)
 (b) 変成泥岩（堇青石カリ長石黒雲母斜長石英グラノフェルス）. crd: 堇青石, bt: 黒雲母. (御岳山山北約2.8km)

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する。

4.6 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のうち三河西部山地に分布する変成岩類の片理は東北東走向で50～70°北傾斜が卓越する。ただし、岡崎市千万町付近には東北東走向の軸面を持つシンフォームが存在する。岡崎市秦梨東方には東北東走向の軸面を持つアンチフォームが存在する。アンチフォーム南側の変成岩類の片理は南傾斜である。蓬生町付近の北傾斜の変成岩類との間には切越蝶から西南西に伸びる武節花崗岩が貫入している。三河西部山地東部で新城トータル岩が貫入する付近では、変成岩類の片理が東北東走向から新城トータル岩の岩体の伸びの方向である西北西走向に近くなる。

観音山地から本宮山地にかけて分布する領家変成コンプレックスの変成岩類の片理も東北東走向であるが、傾斜は南南東へ向かい次第に緩くなる。男川南岸では三河西部山地と同様の50～60°北傾斜が卓越するが、本宮山から音羽町にかけての地域では20～45°北傾斜が卓越する。岡崎市大代付近では北東走向の軸面を持つ一対のアンチフォーム・シンフォームが存在する。本宮山南斜面から豊川市駒場調整池西方にかけては変成岩類の片理の傾斜は更に緩くなり、10～20°北傾斜が多く見られるようになる。豊川市上長山北方では北東走向の軸面を持つ一対のアンチフォーム・シンフォームが存在する。本宮山地東部でも、新城トータル岩体に近づくにつれ片理の走向が東北東から岩体の伸びの方向である西北西に

変化する。

三河東部山地の領家変成コンプレックスの変成岩類には彦坊山から作手高里にかけてほぼ東西走向の軸面を持つシンフォームが発達する。シンフォーム南側の変成岩類の片理はほぼ東北東走向で50～80°北傾斜である。彦坊山北側のシンフォーム北翼の変成岩類の片理は東北東走向で50～80°南傾斜である。作手高里西方には上述のシンフォーム北翼の変成岩類が分布する。

五井山地でも変成岩類の地質構造が北から南へ変化する。五井山地北部の岡崎市山綱町から鉢地町南方へかけての変成岩類の片理は東北東から東西走向で40～70°北傾斜である。更に南方の宝飯郡音羽町長沢にかけては変成岩類の片理の傾斜は10～30°北傾斜と緩くなる。五井山から宮路山にかけては東西走向の軸面を持つアンチフォーム・シンフォームが発達する。五井山と宮路山を結ぶ線より南側の変成岩類の片理は西北西走向で30～70°北傾斜が卓越する。

本図幅地域の領家変成コンプレックスに発達する断層としては北西-南東走向の高角断層、北東-南西走向の高角断層、東北東-西南西走向の高角断層がある。岡崎市山綱町から豊川市駒場まで延びる北西-南東走向の高角断層（御油断層）で観音山地と五井山地の変成岩類が境される。この断層により五井山地側の厚い変成砂岩層とその上位の変成泥岩卓越層の境界の位置は観音山地側の境界の位置に比べ北西へ約500mずれており、黒雲母帯とカリ長石珪線石帯の境界であるカリ長石珪線石アイソグラッドも五井山地側が相対的に北西へ約1kmずれている。本宮山南西にも北西-南東走向の高角断層が存在する。この断層により厚い変成砂岩層とその見かけ下位の変成珪質岩卓越層の境界の位置は北東側が相対的に北西へ約1kmずれている。本宮山北東から新城市豊栄にかけての北西-南東走向の高角断層により厚い変成砂岩

層が新城トータル岩と接する。柚坂峠ユスの南東から豊川市駒場にかけて雁行状に発達する複数の北東-南西走向の高角断層は、厚い変成砂岩層とその下位の変成珪質岩卓越層の境界の位置を北西側が相対的に南西へずれるように変位させている。本宮山地南縁には2つの東北東-西南西走向の高角断層が存在する。2本の断層のうち北側の断層は、豊川市八幡町東方の東北東-西南西走向の推定高角断層につながるものと考えられる。

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、カリ長石+堇青石+ざくろ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いる。変成泥岩の鉱物組合せを用いた変成分帯では、黒雲母帯、カリ長石珪線石帯、ざくろ石堇青石帯に分帯できる。黒雲母帯とカリ長石珪線石帯の間には白雲母+石英=カリ長石+珪線石+水の脱水反応が、カリ長石珪線石帯とざくろ石堇青石帯の間には黒雲母+珪線石+石英=カリ長石+ざくろ石+堇青石+水の脱水反応が定義できる。黒雲母帯とカリ長石珪線石帯の境界の温度圧力条件は、上述の反応と両帯の境界付近で紅柱石が安定であることより、宮崎(1999)及び宮崎ほか(1992)の結果を使うと、 $T=600^{\circ}\text{C}$ 前後、 $P=3.5\text{--}4\text{ kbar}$ 前後と推定される。カリ長石珪線石帯では変成泥岩にカリ長石+堇青石の鉱物組合せがほとんど見られず、カリ長石+珪線石の鉱物組合せが広く見られることより、宮崎(1999)及び宮崎ほか(1992)の結果を使うと、変成条件は $T=600\text{--}700^{\circ}\text{C}$ であれば、 $P=3\text{--}4\text{ kbar}$ より高圧と推定される。同帯の変成泥岩の鉱物組合せは中国地方柳井周辺の領家変成コンプレックス珪線石カリ長石帯(Ikeda, 2004)と同じである。その温度圧力条件として $P=5\text{--}6\text{ kbar}$ 、 $T=700\text{--}750^{\circ}\text{C}$ (Ikeda, 2004)が推定されている。本図幅地域南部に広く分布するざくろ石堇青石帯の形成温度は上述のカリ長

石珪線石帯よりも高温であると推定される。変成相としては角閃岩相高温部に達している。同様の鉱物組合せを持つ帯は、中国地方周辺の領家変成コンプレックスざくろ石堇青石帯(Ikeda, 2004)、九州中部肥後変成コンプレックスざくろ石堇青石帯(Miyazaki, 2004)からも報告されている。それぞれのざくろ石堇青石帯の温度圧力条件は $P=4\text{--}6\text{ kbar}$ 、 $T=800\text{--}850^{\circ}\text{C}$ (Ikeda, 2004)、 $P=3.4\text{--}6.3\text{ kbar}$ 、 $T=700\text{--}850^{\circ}\text{C}$ (Miyazaki, 2004)である。

領家深成岩の接触変成域であるカリ長石堇青石帯の変成泥岩には、高温低圧型の変成作用を特徴づける紅柱石、カリ長石+堇青石といった変成鉱物及び鉱物組合せが生じている。黒雲母帯とカリ長石堇青石帯との間には、白雲母+黒雲母+石英=カリ長石+堇青石+水の脱水反応が、カリ長石珪線石帯とカリ長石堇青石帯との間には黒雲母+珪線石+石英=カリ長石+堇青石+水の脱水反応が定義できる。後者の反応は脱水反応であるが圧力依存性の高い反応で、右辺側が低圧で安定である。カリ長石堇青石帯はカリ長石珪線石帯と同様に黒雲母帯よりも高温の帯であるが、同帯の変成圧力はカリ長石珪線石帯より低圧である。同じカリ長石堇青石帯であっても、新城トータル岩を取り巻くカリ長石堇青石帯と武節花崗岩を取り巻くカリ長石堇青石帯では鉱物共生に若干の違いが認められる。新城トータル岩のカリ長石堇青石帯では黒雲母帯との境界付近の変成泥岩にカリ長石+珪線石の出現頻度が高く、武節花崗岩のカリ長石堇青石帯では黒雲母帯との境界付近の変成泥岩にカリ長石+堇青石の出現頻度が高い。この違いは接触変成時の変成圧力の違いを反映していると考えられ、武節花崗岩の接触変成作用は新城トータル岩の接触変成作用にくらべより低圧の条件下で進行したと推定される(宮崎ほか, 2007)。

第5章 領家深成岩

(西岡芳晴)

5.1 研究史

三河地方の領家深成岩については、古くは1920年代後半に地質調査所から7万5千分の1地質図幅がいくつか出版されている。その中で本図幅地域については、石井(1928)が「豊橋」図幅を公表しており、花崗岩類を「両雲母花崗岩」(本地質図幅の武節花崗岩に主に相当)及び「片状閃雲花崗岩」(新城トータル岩に主に相当)に区分し、岩石記載を行っている。また、規模は小さいものの花崗岩類に伴う苦鉄質岩をすでに識別しており、本図幅内新城市作手に分布する小岩体を「英雲閃緑岩 biotite quartz diorite」として塗色している。第2次世界大戦後、小出(1949)は、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ついての岩石学的な研究をまとめ、特に深成岩類については「older intrusives」の清崎花崗閃緑岩、澄川花崗閃緑岩、武節花崗岩と、「younger intrusives」の三都橋花崗閃緑岩を識別した。これらの時代関係はその後見直されるものの、後の三河地域領家深成岩の岩体区分の出発点となった。

その後、三河地方各地の領家深成岩の調査が行われる中、神原(1967)は長野県下伊那郡天竜村付近に分布する「片麻状の流理構造を持つ花崗岩類」を「神原花崗岩類」と呼んだ(本地質図幅の神原トータル岩に相当)。そして、長野県の天竜川中流付近に分布する「門島花崗岩類」(小出, 1942)も含めて主成分化学組成を示し、産状も考慮して「神原花崗岩類」及び「門島花崗岩類」は他の領家深成岩とは異なり、それらより古い深成岩であると結論付けた。一方、三河地域の深成岩について総括的な調査、研究を行った仲井(1970)は、Tomita(1954)が示した貫入時期の異なる花崗岩類を区別するためにジルコンの群色を用いる方法を取り入れて、本図幅の神原トータル岩と同様な岩相をもつ深成岩を一括して「三谷岩体」と呼んだ。なお、本図幅の新城トータル岩は三都橋岩体及び清崎岩体の一部としている。そして、領家研究グループ(1972)は、愛知県三河地方を含む中部地方全域に分布する深成岩について、これまで個別に行われてきた研究を総括し、岩体名などを整理し、花崗岩類の活動を9の時階に区分した。この中では、本図幅地域の神原トータル岩は最初の第1時階である「神原-非持石英閃緑岩」に属する。またこの論文は、新城トータル岩を最初に識別したものであり、「新城石英閃緑岩」として第3時階に位置づけており、武節花崗岩は第7時階であるとしている。そしてその成果を引用して、山田ほか(1972)

は20万分の1地質図幅「豊橋」をまとめた。更に、山田ほか(1974)は、これらの地域を含む中部地方領家帯全体の総括的な20万分の1地質図「中部地方領家帯地質図」を発表した。この広域地質図は、それ以降、中部地方の領家深成岩研究のよりどころとなった。

一方、浅見ほか(1982)は、本図幅地域内の豊川市本宮から南西隣「蒲郡」図幅地域内幡豆にかけての領家変成岩類において、十字石の安定性と形成条件を議論したが、その中で、本図幅地域南端の神原トータル岩についても地質図を示し、簡単な記載を行っている。そこでは、本図幅地域内の深成岩は、「Gneissose biotite granite」や「Gneissose biotite-hornblende quartz diorite」として記述されている。また、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、それまで岩相の類似性や、濃飛流紋岩との前後関係のみに重きを置いていた岩体区分を見直した。そして、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、火成活動を5つのステージに分けた。本図幅地域に分布する深成岩では、神原トータル岩及び天竜峡花崗岩がステージI(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、新城トータル岩及び武節花崗岩がステージII(領家変成作用終息時から中部地方の北部地域にマグネタイト系火成岩類が出現する時期まで)に相当する。

新城トータル岩に関しては、大友(1985)が地質学的な岩石学的な研究を行った。これまで三都橋岩体の一部と考えられていた新城市巴山周辺の深成岩は、新城トータル岩の「周縁岩相」であり、典型的な新城トータル岩である「中心岩相」と累帯構造をなすと指摘した。そして、主成分化学組成等を検討し、両岩相が分化により生じたという成因モデルを示している。

内海ほか(1990)は新城トータル岩のK-Ar法による鉱物年代値(73.3±2.9Ma, 68.0±2.1Ma)を報告している。その後、三河地方領家帯のモナズ石のCHIME法(the chemical Th-U-total Pb isochron method; ; Suzuki and Adachi, 1991)による年代測定が精力的に行われ、神原トータル岩については、長野県下伊那郡天竜村周辺の試料の年代値(94.9±4.9Ma, 94.5±3.1Ma)がNakai and Suzuki(1996)により得られている。新城トータル岩については、85.2~86.0Ma(Morishita and Szuki, 1995)が、武節花崗岩については77.6±3.7Maなど(鈴木ほか, 1994; Naki and Suzuki, 2003)が報告されている。

神原トータル岩の化学組成に関しては、Kutsukake

(2002) による三河及び近畿地域の領家帯深成岩類の総合的な議論の中で示されている。そこでは、古期及び新期領家深成岩は地球化学的に類似して火山弧花崗岩類の特徴を持つこと、Iタイプ領家深成岩が、角閃岩の脱水融解かまたはソレライト質玄武岩の高圧下の水に富む融解によって生じた可能性が高いことが指摘されている。1990年代以降の新しい知見及び沓掛(1988)による岩体対比の見直しの成果を盛り込んで、牧本ほか(2004)は20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」を出版した。この地質図幅では、本図幅の神原トータル岩および天竜峡花崗岩は、それぞれ「古期領家花崗岩類」に属する「神原・非持トータル岩」及び「天竜峡花崗岩」に、新城トータル岩及び武節花崗岩は、「新期領家花崗岩類」中の「新城トータル岩」及び「武節花崗岩及び門島花崗岩」に区別されている。なお、この地質図幅では、巴山地域の深成岩は本図幅と同様に大友(1985)に従って「新城トータル岩」に含まれている。

領家帯の花崗岩類に伴う苦鉄質岩は、これまで領家深成岩の活動ステージの中で最も古いものと解釈されることが多かった(山田ほか, 1974など)。この位置づけは、最近出版された20万分の1地質図幅「豊橋および伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)においても踏襲されており、苦鉄質岩は変苦鉄質岩類と斑れい岩類に区別されている。しかし2000年代にはいる前後から、花崗岩類と共存する苦鉄質岩の研究が進み、苦鉄質岩の多くが伴う花崗岩類と同時性であることがわかってきた(吉倉・熱田, 2000など)。更にNakajima *et al.* (2004)は、本図幅地域内新城市作手に分布する小岩体を含む、中部地方から瀬戸内地域にいたる領家帯及び山陽帯の苦鉄質岩について、ジルコンのSHRIMP(高精度高分解能イオンマイクロプローブ)によるウラン-鉛年代として71-86Maを報告した。これにより、苦鉄質岩はいずれも白亜紀後期の領家花崗岩類とはほぼ同じ程度の年代であり、領家深成岩の活動ステージの中ではそれほど古い時代のものでないことが明らかになった。また、これら苦鉄質岩の最近の研究結果から、変苦鉄質岩類および斑れい岩類の区分や呼称も今後再検討されるべきものであることから、本報告ではこれらを一括して苦鉄質岩と呼ぶ。

なお、本報告で用いる深成岩類の名称はIUGSによる分類(Le Maitre, 2002)に従い、和名は標準仕様書TS A 0019(日本規格協会, 2006)によった。また、細粒と中粒の境界は1mm程度とした。岩石名に「含有-」を関する場合のしきい値はおおむね1%としている。なお、本報告では「片麻状」という語は、単に面構造を有すること意味し、その成因によらずに用いるものとする。

5.2 神原トータル岩 (Kt)

命名 神原(1967)が長野県下伊那郡天竜村神原付近に

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。

分布 北端の天竜村神原から、長野県下伊那郡根羽村、愛知県北設楽郡豊根村、東栄町、設楽町三都橋、豊田市下山、蒲郡市、幡豆郡幡豆町、知多郡南知多町などに点在する(第5.1図)。御油図幅地域内では、北端部や西よりの岡崎市桜形北方に、北隣の足助図幅地域から連続する形で東西約500m、南北20mの範囲にごくわずかに分布する。また、本図幅地域西南端部の蒲郡市五井町周辺において、南隣の豊橋図幅地域から連続する形で東西約500m、南北約200mの範囲にわずかに分布する。更に、本図幅地域東端部の新城市石田にごくわずかに分布する。

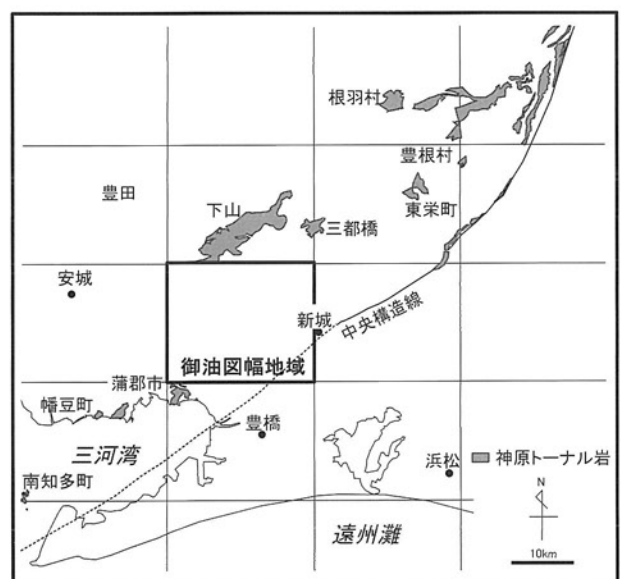
岩相及び産状 桜形北方に分布する本岩は、本図幅地域内には露頭はないが、直径約3m程度の転石が見られ、その岩質は中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩である(第5.2図)。五井町に分布する本岩は露頭状態が良好ではなく、詳細は不明であるが、南隣の豊橋図幅地域内では中粒片麻状黒雲母角閃石トータル岩ないし花崗閃緑岩である。新城市石田に分布する本岩は強いマイロナイト化及びカタクラサイト化を受けており、原岩は角閃石を含有した片麻状トータル岩と推定できるが、詳細は不明である。

岩石記載

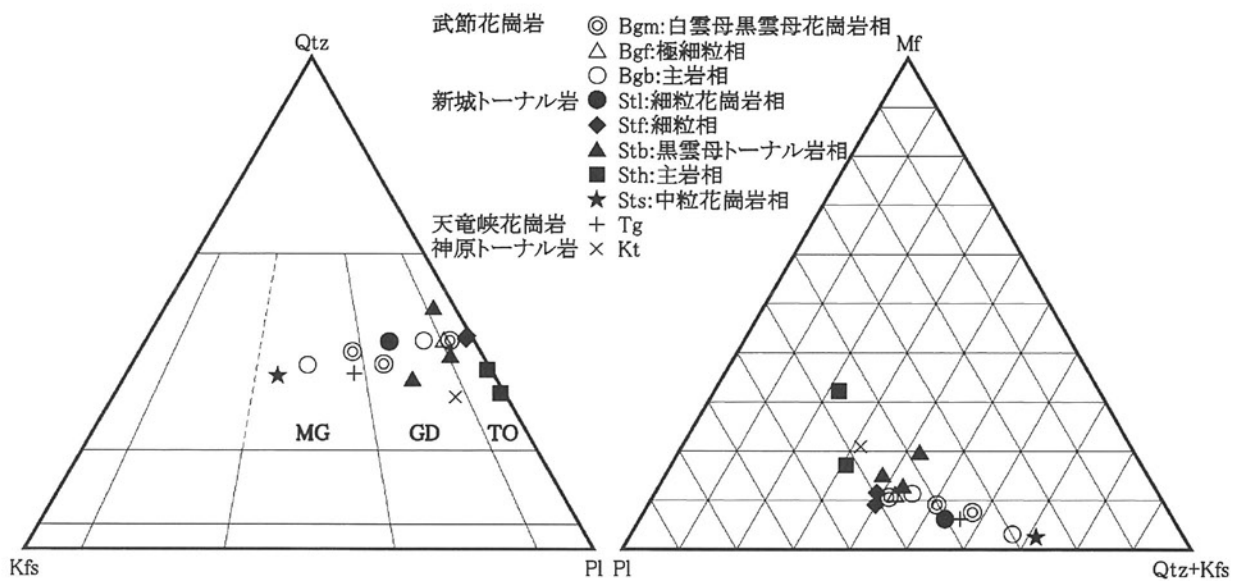
中粒片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R87394/GY119, 岡崎市桜形北1.7km, 第5.3A, 5.4A図)

主成分鉱物: 斜長石 (47.6%), 石英 (24.3%), カリ長石 (7.1%), 黒雲母 (14.2%), 普通角閃石 (6.7%)

副成分鉱物: 燐灰石 (0.1%), スフェーン, ジルコン, 不

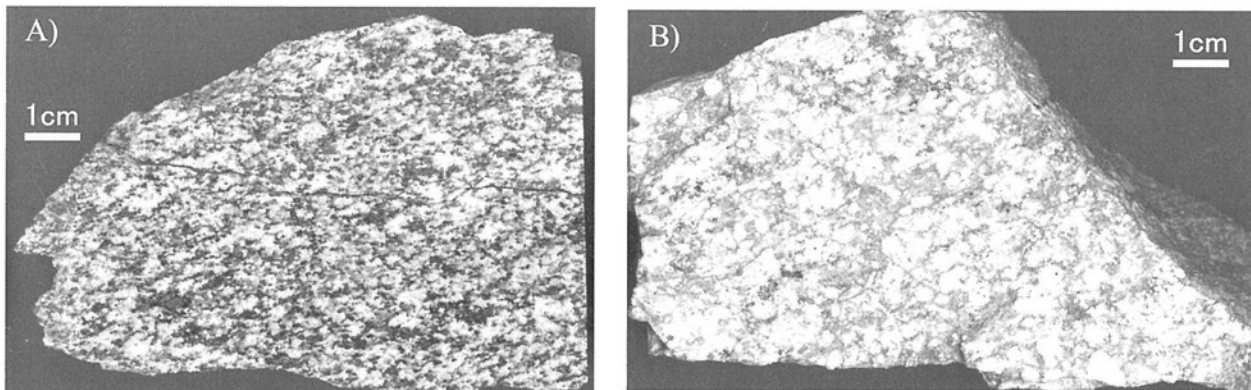


第5.1図 三河地域における神原トータル岩の分布



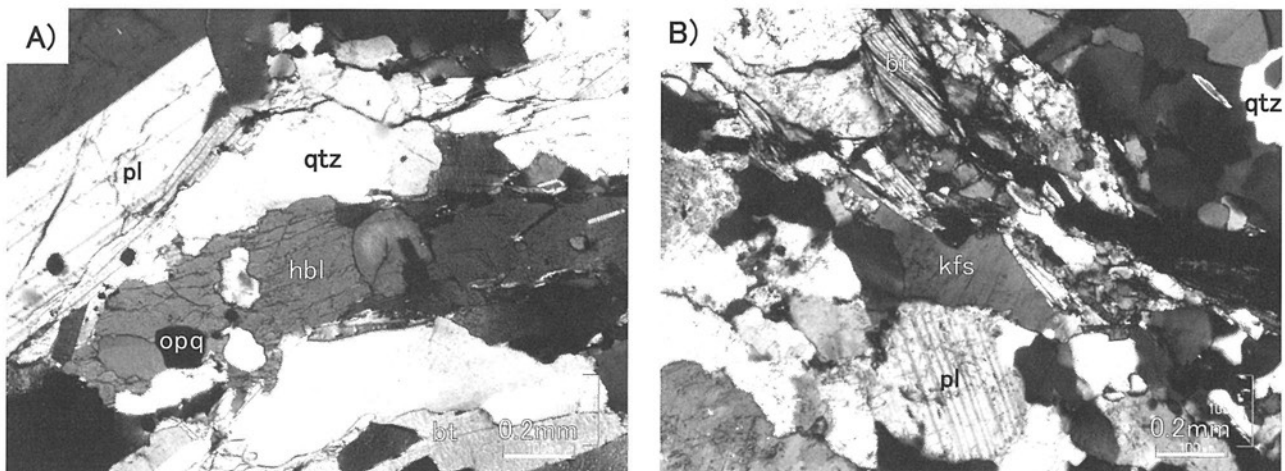
第5.2図 御油図幅地域の深成岩のモード組成

Qtz: 石英, Kfs: アルカリ長石, PI: 斜長石, Mf: 有色鉱物, MG: モンゾ花崗岩, GD: 花崗閃緑岩, TO: トータル岩
 Qtz-Kfs-PI 図には IUGS に従った岩石名 (Le Maitre, 2002) を示す



第5.3図 神原トータル岩及び天竜峡花崗岩の研磨面

A) 神原トータル岩 (岡崎市桜形北, GSJ R87394/GY119), B) 天竜峡花崗岩 (新城市勝川北西, GSJ R87395/GY153)



第5.4図 神原トータル岩及び天竜峡花崗岩の顕微鏡写真

A) 神原トータル岩 (岡崎市桜形北, GSJ R87394/GY119), B) 天竜峡花崗岩 (新城市勝川北西, GSJ R87395/GY153)
 qtz: 石英, kfs: カリ長石, pl: 斜長石, bt: 黒雲母, hbl: 普通角閃石, opq: 不透明鉱物

透明鉱物

完晶質等粒状で、有色鉱物の定向配列による片麻状構造を示す。平均粒径は2mm程度で、色指数は20.9である。斜長石は長径3mm以下で、半自形であり、顕著な累帯構造を示し、集片双晶の発達も顕著である。石英は長径2.5mm以下で他形である。カリ長石は長径2mm以下で他形であり、他の結晶粒子の粒間に産するものが多い。黒雲母は長径2mm以下で、半自形であり、軸色はY=Z=褐色である。普通角閃石は長径1.8mm以下で他形-半自形であり、Z軸色は緑褐色である。

放射年代 Rb-Sr 鉱物年代値としては、西隣「蒲郡」図幅地域、幡豆郡幡豆町宮崎海岸の本岩中のペグマタイトについて114Ma (カリ長石) 及び80Ma (白雲母) が得られている (早瀬・石坂, 1966)。本図幅地域外の長野県下伊那郡天竜村周辺の試料について、CHIME モナズ石年代として94.9±4.9Ma 及び94.5±3.1Ma が得られている (Nakai and Suzuki, 1996)。

化学組成 榊原 (1967) により7試料, Nakai (1976) により2試料の主成分元素分析値が, Kutsukake (2002) により1試料の主成分元素, 微量成分元素, 希土類元素の分析値が公表されている。

5. 3 天竜峡花崗岩

命名 小出 (1942) が長野県下伊那郡泰阜村及び飯田市周辺の天竜峡付近に分布する花崗岩を「天竜峡花崗岩」と呼んだことに由来する。

分布 主に長野県下伊那郡泰阜村・飯田市付近, 愛知県幡豆郡吉良町・幡豆町に分布し, その他中央構造線沿いの小岩体として分布する。御油図幅地域内では, 南東部の豊川市勝川北西において, 約1km×300mの北東-南西方向に伸びた形に分布する。

岩相及び産状 主に中粒片麻状黒雲母優白質モンゾ花崗岩からなり, 白雲母及びざくろ石を含むことがある。片麻状構造はフィルム状に連なった黒雲母及び白雲母によるもので, その走向傾斜はN74°W, 66°SWである。

岩石記載

中粒片麻状黒雲母優白質モンゾ花崗岩 (GSJ R87395/GY153, 豊川市勝川北西300m, 第5.3B, 5.4B図)

主成分鉱物: カリ長石, 石英, 斜長石, 黒雲母

副成分鉱物: ジルコン, 不透明鉱物

完晶質で平均粒径は2mm程度であるが, 弱い斑状組織を示し, 石基は粒径0.1mm程度である。色指数は3程度である。カリ長石は長径5.6mm以下で他形であり, 弱いパーサイト組織が認められる。石英は長径2mm以下で, 他形であり, 弱い波動消光を示す。斜長石は長径4.8mm以下で, 半自形-他形であり, 集片双晶の発達が顕著で, 累

帯構造は明瞭ではない。カリ長石との接触部におけるミルメカイトの発達が顕著である。一部の斜長石は著しく変質している。黒雲母は長径1.2mm以下で, 自形-他形である。軸色はY=Z=濃褐色で, 大部分が変質して緑泥石化している。フィルム状につながった黒雲母による面構造が認められる。

放射年代 Rb-Sr 全岩アイソクロンによる年代がいくつ報告されているが (Kagami, 1973; 山名ほか, 1983), いずれも分散が大きく, 信頼できる年代値は得られていない。CHIME モナズ石年代としては, 静岡県浜松市佐久間ダム周辺において89.7±7.7Ma 及び91.2±3.5Ma (Nakai and Suzuki, 1996), 愛知県幡豆町において92.2±6.0Ma (Suzuki and Adachi, 1998) が得られている。その他, K-Ar 法による年代値63.9~64.4 (黒雲母), 66.2±4.3Ma (普通角閃石) も報告されている (柴田ほか, 1979)。

化学組成 Kutsukake (2002) により, 1試料の主成分元素, 微量成分元素, 希土類元素の分析値が公表されている。

5. 4 新城トータル岩

命名 領家研究グループ (1972) が新城市北方に分布する深成岩を「新城石英閃緑岩」と呼んだことに由来する。新城トータル岩の岩体名をはじめて用いたのは大友 (1985) である。

分布 新城市高里周辺から東隣の三河大野図幅地域内横川にかけて東西約16km, 南北約8kmに分布する。御油図幅地域には, その東部を除く全体の3/4程度が, 新城市高里周辺から上平井にかけて, 東西約11km, 南北約8.5kmの範囲に分布する。

岩相区分 岩相は主に黒雲母角閃石トータル岩からなる。本図幅地域に分布する新城トータル岩を, 主成分鉱物の鉱物組合せと容量比, 及び粒度に基づき, 中粒花崗岩相, 主岩相, 黒雲母トータル岩相, 細粒相, 細粒花崗岩相の5つの岩相に区分した。すなわち, 最も広く分布する普通角閃石を含む岩相を主岩相とし, その主岩相に対し, 普通角閃石を含まず中粒トータル岩-花崗閃緑岩質の岩相を黒雲母トータル岩相, 細粒トータル岩質の岩相を細粒相, 中粒優白質モンゾ花崗岩質の岩相を中粒花崗岩相, 細粒モンゾ花崗岩質の岩相を細粒花崗岩相とした。

放射年代 本図幅の主岩相につて, K-Ar 法により73.3±2.9Ma (普通角閃石) 及び68.0±2.1Ma (黒雲母) が得られている (内海ほか, 1990)。また, Morishita and Suzuki (1995) は, 本図幅の黒雲母トータル岩相及び細粒相について, モナズ石のCHIME年代値として, 86.0±4.7Ma, 85.2±3.3Ma, 85.5±5.5Maを得ており, K-Ar 法による年代値は冷却年代を示すと解釈している。

化学組成 主成分元素の全岩化学組成値が Nakai (1976) により公表されている。そのほか、大友 (1985) には組成変化図が示されているが、分析値は掲載されていない。

5.4.1 主岩相 (Sth)

分布 新城トータル岩の大部分を占め、新城市鴨ヶ谷から上平井にかけて東西約8km、南北8.5kmの範囲に広く分布する。

岩相及び産状 中粒の黒雲母角閃石トータル岩及び角閃石黒雲母トータル岩からなる。普通角閃石の柱状の自形結晶が大きいことが特徴で、長径10mmを越えることがある。しばしば有色鉱物の定向配列による面構造を示す。またレンズ状の暗色包有岩を普遍的に含み、その長軸方向は面構造に平行になることが多い(第5.5A図)

岩石記載

中粒角閃石黒雲母トータル岩 (GSJ R87397/GY131, 新城市白子北西0.9km, 第5.6B, 5.7B図)

主成分鉱物：斜長石 (52.1%), 石英 (30.2%), カリ長石 (0.5%), 黒雲母 (13.2%), 普通角閃石 (3.9%)

副成分鉱物：不透明鉱物 (0.2%), 燐灰石 (0.1%), ジルコン, スフェーン

肉眼では平均粒径3mm程度で、自形性のよい柱状の普通角閃石及び黒雲母の定向配列による面構造が明瞭である。また有色鉱物はしばしばクロットをなす。鏡下では完晶質等粒状で、色指数は17.0である。斜長石は自形-半自形で、長径4.4mm以下であり、累帯構造が顕著である。石英は長径4.6mm以下で他形、自形の斜長石を包有することがある。カリ長石は斜長石や石英等の粒間に産する。黒雲母は他形-半自形で、長径2.8mm以下であり、軸色はY=Z=褐色である。一部緑泥石化している。普通角閃石は自形-半自形で柱状、長径8mm以下である。Z軸色は緑褐色であり、縁辺部が緑色を帯びる累帯構造を示す。

5.4.2 細粒相 (Stf)

分布 新城市東高松北東方や塩瀬南方に分布するほか、巴山周辺にまとまって分布する。

岩相及び産状 主に細粒ざくろ石白雲母含有黒雲母トータル岩からなる。ざくろ石を欠くこともある。巴山周辺に分布するものはかなり組成が変化し、黒雲母トータル岩相や細粒花崗岩相に類似した岩相も認められるが、いずれも局所的に分布しており、地質図では区別していない。優白質相を伴い、かなり組成が変化する。本岩相は見かけ上、武節花崗岩に大変類似するが、カリ長石が少なくトータル岩質である。輪郭のはっきりしないゴースト状の変成岩ゼノリスを含むことがある(第5.5C図)。塩瀬南方においては、本岩は領家変成コンプレックスを岩脈状に貫き、付近の領家変成コンプレックス中には、厚さ数cm～数十cmで本岩由来と見られる岩脈が見ら

れる(第5.5D図)。

岩石記載

細粒ざくろ石含有白雲母黒雲母トータル岩 (GSJ R87399/GY140, 新城市東高松北東0.7km, 第5.6D, 5.7D図)

主成分鉱物：斜長石 (48.2%), 石英 (37.4%), カリ長石 (0.7%), 黒雲母 (11.2%), 白雲母 (2.2%)

副成分鉱物：不透明鉱物 (0.5%), モナズ石, ジルコン
完晶質等粒状で、平均粒径1mm程度、色指数は11.2である。斜長石は長径4.4mm以下で自形-半自形、しばしば顕著な累帯構造を示す。石英は長径4.0mm以下で他形、波動消光を示す。カリ長石は長径0.4mm以下で他形であり、斜長石や石英等の結晶の粒間に産したり、斜長石結晶中に認められる。黒雲母は長径2.4mm以下で自形-半自形、軸色はY=Z=褐色であり、一部緑泥石化する。白雲母は長径0.8mm以下で自形-半自形である。

5.4.3 黒雲母トータル岩相 (Stb)

分布 主に、新城市岩波、鴨ヶ谷東方、杉平の3箇所に分布する。このほか、新城市巴山周辺にも同様の岩相が見られるが、分布が小規模なため地質図には示していない。

岩相及び産状 主に中粒黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩からなり、白雲母を含むことがある。巴山ではざくろ石を含むものも見られる。領家変成コンプレックスの変成岩類を密接に伴うことが多く、しばしば変成岩ゼノリスを含む(第5.5B図)

岩石記載

中粒白雲母含有黒雲母トータル岩 (GSJ R87398/GY167, 新城市杉平北0.7km, 第5.6C, 5.7C図)

主成分鉱物：石英 (38.7%), 斜長石 (37.2%), カリ長石 (3.0%), 黒雲母 (19.6%), 白雲母 (0.9%)

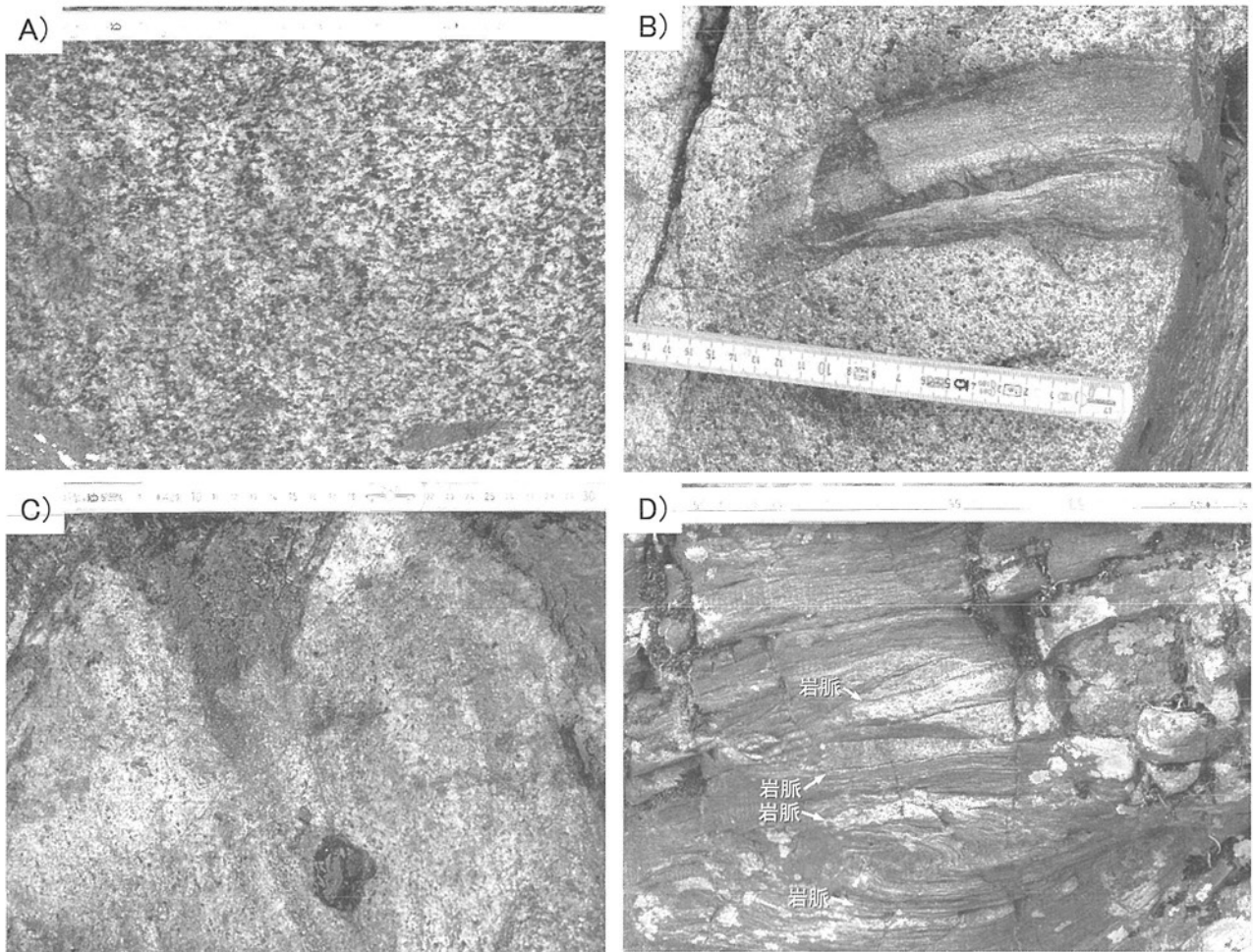
副成分鉱物：不透明鉱物 (0.2%), ジルコン (0.1%), 燐灰石, モナズ石

完晶質等粒状で平均粒径2mm程度、色指数は19.6である。石英は長径3mm以下で他形である。斜長石は長径3.6mm以下である。カリ長石は長径3mm以下で他形であり、自形-他形の斜長石や他の結晶粒を包有することがある。黒雲母は長径4.8mm以下であり、自形性が良く、軸色はY=Z=赤褐色である。白雲母は長径0.6mm以下である。

5.4.4 中粒花崗岩相 (Stg)

分布 新城市大和田北西約0.9kmの林道沿い1箇所に分布するのみである。

岩相及び産状 中粒黒雲母優白質モンゾ花崗岩からなる。領家変成コンプレックスを貫く厚さ約80mの岩脈として産出する。領家変成コンプレックスとの境界は岩



第5.5図 新城トータル岩の産状

- A) 主岩相中の面構造とそれにほぼ平行なレンズ状暗色包有岩（新城市白子西北西500m）
- B) 黒雲母トータル岩相中の変成岩ゼノリス（新城市杉平北400m）
- C) 細粒相中のゴースト状変成岩ゼノリス（新城市東高松北東700m）
- D) 領家変成コンプレックス中の細粒相相当の岩脈（新城市大和田南南西600m）

脈東側で確認でき、走向傾斜はN60°E, 80°Nであり、境界部では優白質な岩相となっている。また、岩脈内で若干岩相変化を示し、やや優黒質な岩相も含む。

本岩相は新城トータル岩の他の岩相に比べてカリ長石が多く閃長花崗岩に近い。また後述の岩石記載にあるとおり、黒雲母のZ軸色が緑褐色である点も異なる。更に貫入の方向も主岩相や優白質花崗岩相のそれとは大きく異なるが、近傍に対比できる他の深成岩体がないため、本図幅では便宜的に新城トータル岩の1岩相と解釈した。

岩石記載

中粒黒雲母優白質花崗岩（GSJ R87396/GY088, 新城市大和田北西約0.9km, 第5.6A, 5.7A図）

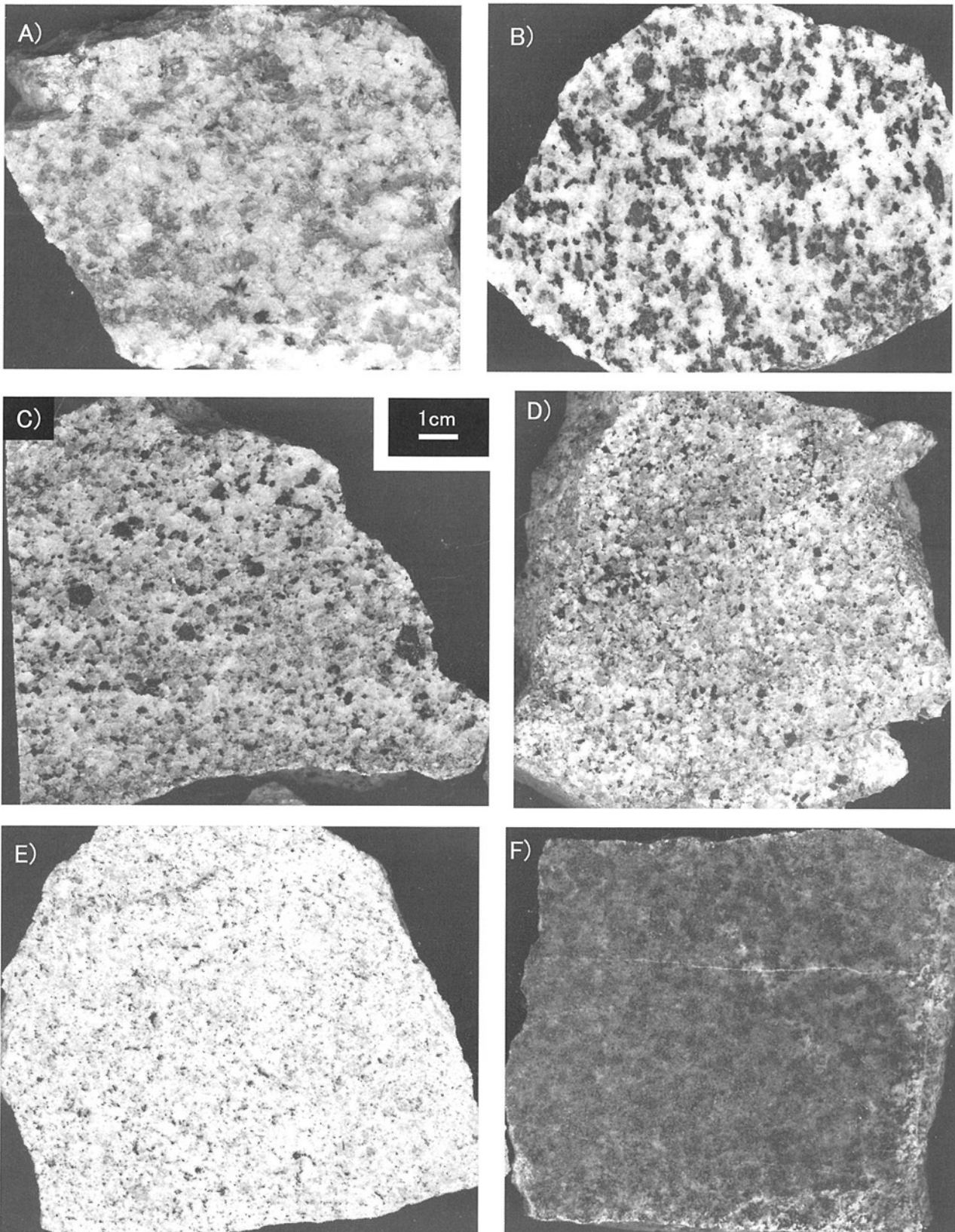
主成分鉱物：カリ長石（37.1%）、石英（34.2%）、斜長石（26.0%）、黒雲母（2.7%）

副成分鉱物：ジルコン、燐灰石

カリ長石は長径10mm以下で他形であり、パーサイト組織が顕著である。一部にマイクロクリン組織が見られる。自形-他形の斜長石粒子を包有する。石英は長径6mm以下で他形であり、波動消光をほとんど示さない。斜長石は長径2mm以下で自形-半自形であり、累帯構造は顕著ではない。また双晶の発達も顕著ではない。カリ長石との接触部にはミルメカイトが発達する。黒雲母は長径1.4mm以下で自形-半自形であり、軸色はY=Z=緑褐色である。

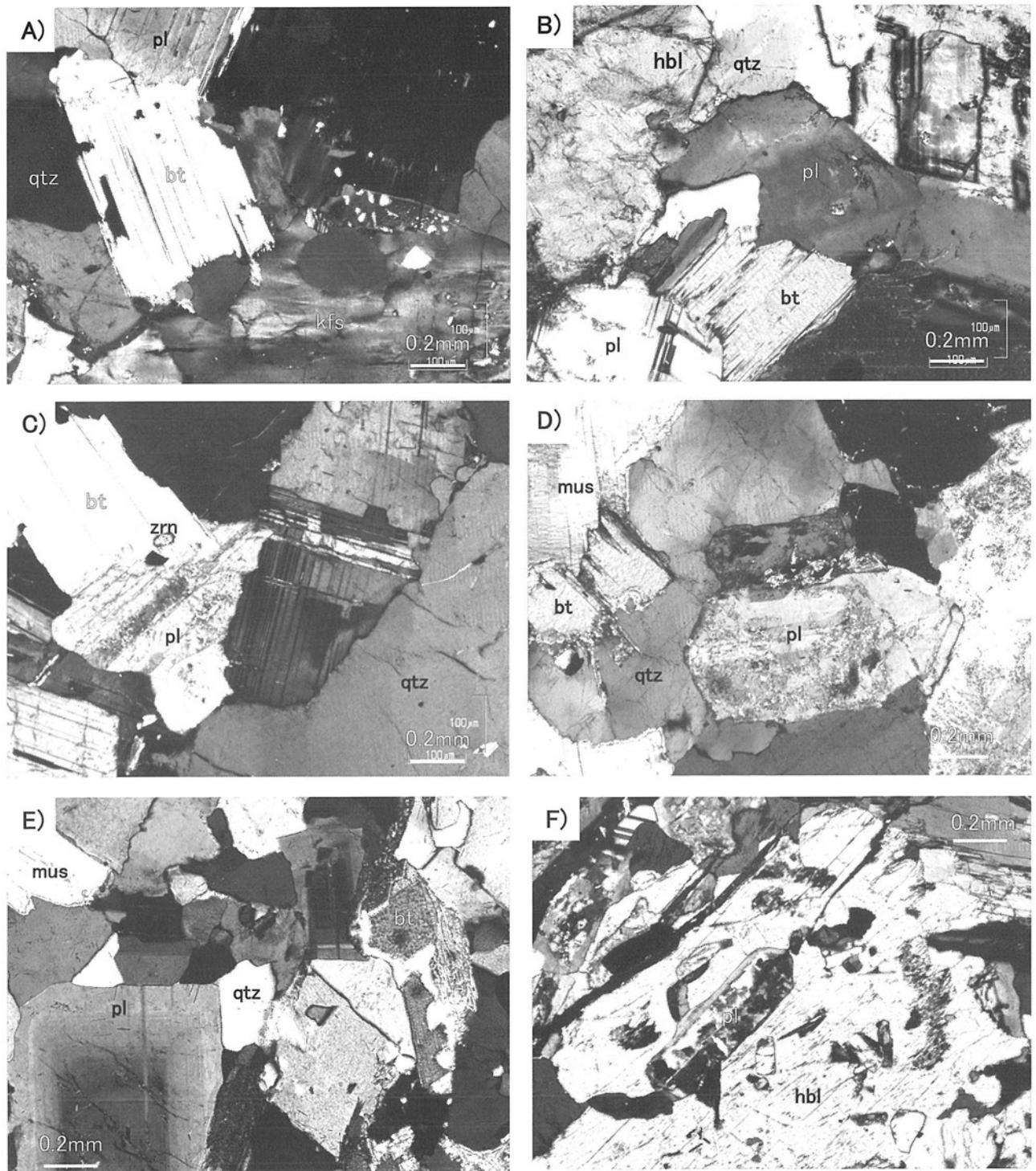
5.4.5 細粒花崗岩相 (StI)

分布 新城市大和田、白鳥、高松、田代、赤羽根、見代の各地において、主岩相中に岩脈状に分布するほか、新城市塩瀬の御岳山北方において領家変成コンプレックス中に分布する。なお、新城市巴山周辺の細粒相分布域内にも本岩相と類似の岩相が見られるが、分布が小規模で



第5.6図 新城トータル岩及び苦鉄質岩の研磨面
スケールは各図共通

A) 中粒花崗岩相 (新城市大和田北西, GSJ R87396/GY088), B) 主岩相 (新城市白子北西, GSJ R87397/GY131), C) 黒雲母トータル岩相 (新城市杉平北, GSJ R87398/GY167), D) 細粒相 (新城市東高松北東, GSJ R87399/GY140), E) 細粒花崗岩相 (新城市杉平西, GSJ R87400/GY138), F) 苦鉄質岩 (GSJ R87401/GY023, 新城市岩波南1km)



第5.7図 新城トータル岩及び苦鉄質岩の顕微鏡写真

A) 中粒花崗岩相 (新城市大和田北西, GSJ R87396/GY088), B) 主岩相 (新城市白子北西, GSJ R87397/GY131), C) 黒雲母トータル岩相 (新城市杉平北, GSJ R87398/GY167), D) 細粒相 (新城市東高松北東, GSJ R87399/GY140), E) 細粒花崗岩相 (新城市杉平西, GSJ R87400/GY138), F) 苦鉄質岩 (GSJ R87401/GY023, 新城市岩波南1km)

qtz: 石英, kfs: カリ長石, pl: 斜長石, bt: 黒雲母, mus: 白雲母, hbl: 普通角閃石, opq: 不透明鉱物, zrn: ジルコン

周囲の細粒相と区別がつきにくいいため地質図には示していない。

岩相及び産状 細粒の白雲母含有黒雲母優白質モンゾ花崗岩及び花崗閃緑岩かなり、ざくろ石を含むことが多い。主岩相中に分布するものは、露出の規模が最大でも300m程度であり、岩脈状に産していると思われる。新城市見代では主岩相との貫入面が確認でき、N 55 W 42 NEであり、チルドマージンは見られない。この向きは、新城トータル岩主岩相の大局的な分布方向と調和的である。このことを重視して、地質図では、これらの向きや周囲のトータル岩のフォリエーションと調和的な岩脈として図示している。

本岩相は1つの露頭内でも不均質性を示し、岩相を変化させることがある。

この岩相は武節花崗岩主岩相中の優白質な部分と大変良く似ており、記載岩石学的に区別することはできない。本図幅では新城トータル岩中に産するもの及び新城トータル岩と密接に伴うものを新城トータル岩の1岩相である本岩相と解釈している。

岩石記載

細粒ざくろ石白雲母含有優白質モンゾ花崗岩 (GSJ R87400/GY138, 杉平西方0.8km, 第5. 6E, 5. 7E 図)

主成分鉱物：カリ長石、斜長石、石英、黒雲母、白雲母
副成分鉱物：ざくろ石、燐灰石、ジルコン
完晶質等粒状で、平均粒径0.5mm程度、色指数は3程度である。カリ長石は長径3.2mm以下で、他形であり、パーサイト構造を示す。他形の石英や半自形の斜長石を包有する。斜長石は長径2.8mm以下で半自形-他形であり、累帯構造が発達する。石英は長径2.8mm以下で他形であり、波動消光をほとんど示さない。黒雲母は最大粒径1.2mm以下で、自形-半自形であり、軸色はY=Z=褐色である。白雲母は少量含まれ、長径0.8mm以下で、自形-他形である。ざくろ石は長径0.3mm以下である。

5. 5 苦鉄質岩 (Mf)

分布 本岩は、主に本図幅北東部の新城市岩波周辺において、新城トータル岩に伴って、東西約4km、南北約1kmの岩体及び周辺の小岩体として分布する。また、図幅北西部の岡崎市須淵町南の武節花崗岩中にも、東西約1km、南北約300mの小岩体として分布する。なお、図幅南西部の豊川市御津町金野周辺などの領家変成コンプレックス中に分布する同様の岩体も本岩に含めた。

岩相及び産状 新城トータル岩に伴う本岩の中で、最も広い面積をしめるものは細粒のトータル岩（一部花崗閃緑岩を含む）である。これらは新城市東田原東方、岩波南方、大和田などに分布する。これらに密接に伴って、または独立した岩体として中粒-細粒の黒雲母角閃石

英閃緑岩が分布する。色指数は40程度である。更にそれらの岩相に伴って岩波、大和田北西、大和田東の3箇所の極限られた範囲に中粒黒雲母角閃石斑れい岩が分布する。トータル岩は本来苦鉄質岩には含まれないが、石英閃緑岩及び斑れい岩に密接に伴う細粒のトータル岩は本岩に含めた。細粒トータル岩質な本岩には、楕円形の暗色包有岩が含まれることがある（第5. 8図）。本岩は新城トータル岩の中でも特に黒雲母トータル岩相に伴って分布する。境界付近においては、しばしば厚さ数cm-数十cmの岩脈状の本岩が新城トータル岩黒雲母トータル岩相を貫く。

武節花崗岩中の本岩は、斜方輝石を含む中粒の斑れい岩であるが、露頭状況が悪く、詳細は確認できなかった。

領家変成コンプレックス中の本岩は主に細粒-中粒の黒雲母角閃石斑れい岩-トータル岩からなり、色指数は20～60であるものが多いが、角閃石を欠くこともありさまざまな岩相を含む。

岩石記載

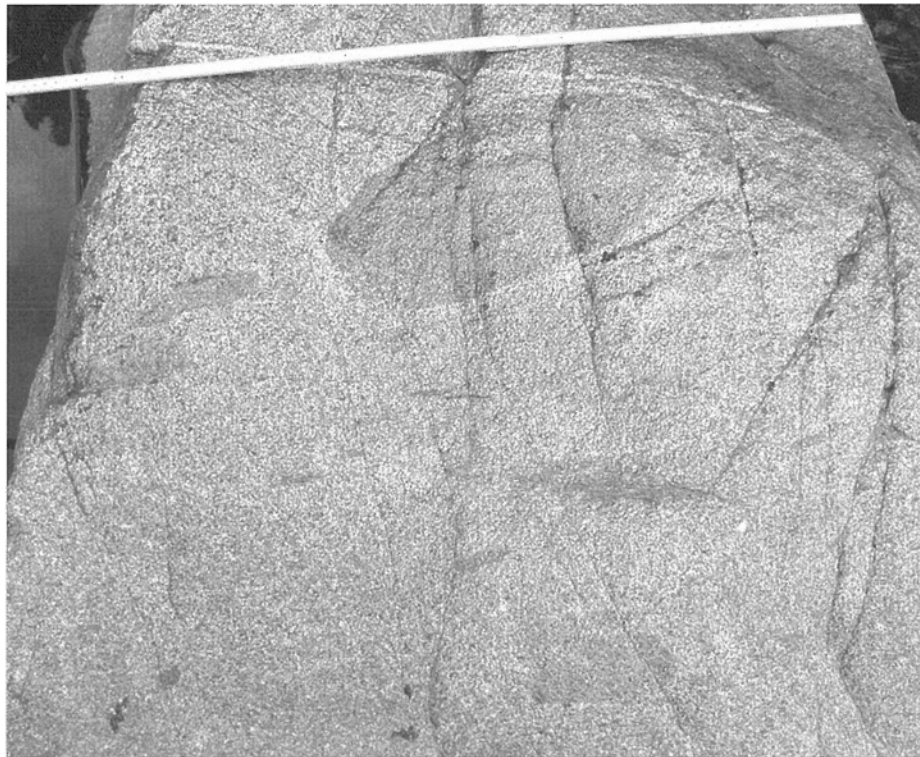
細粒黒雲母角閃石斑れい岩 (GSJ R87401/GY023, 新城市岩波南1km, 第5. 6F, 5. 7F 図)

主成分鉱物：斜長石、石英、カリ長石、普通角閃石、黒雲母
副成分鉱物：不透明鉱物、スフェーン
完晶質等粒状で平均粒径1mm程度であり、色指数は40程度の岩石である。斜長石は長径2.2mm以下で半自形-自形であり、リムが明瞭な累帯構造を示し、また集片双晶の発達も顕著である。石英は長径0.8mm以下で他形であり、波動消光はほとんど示さない。カリ長石は長径0.1mm以下で、ごくわずかに含まれ、他の結晶の粒間に産する。普通角閃石は長径2.4mm以下で他形であり、Z軸色は淡褐色である。自形の斜長石を含むことがある。黒雲母は長径2.4mm以下で他形であり、緑泥石化している。

放射年代 Nakajima *et al.* (2004) は、新城市作手の本岩である中粒角閃石斑れい岩において 72.4 ± 1.2 MaのSHRIMP ジルコン U-Pb 年代を報告している。

5. 6 武節花崗岩

武節花崗岩は岡崎市から豊田市武節町、長野県下伊那郡根羽村にかけての地域に広く分布し、主に細粒-中粒の白雲母黒雲母モンゾ花崗岩からなる（仲井、1970）。岩体の名称は小出（1949）が、愛知県段戸山地北部の細粒花崗岩を「武節花崗岩」と呼んだことに由来する。御油図幅地域では、その南端部が分布し、図幅地域西端の岡崎市岩中町から北中部の新城市中河内にかけての東西約16km、南北約7kmの範囲に分布する。本図幅では、武節花崗岩を、本分布域の大部分を占める主岩相 (Bgb)、



第5.8図 苦鉄質岩中の暗色包有岩
 苦鉄質岩に属する細粒黒雲母角閃石トータル岩は弱い面構造 (N60°W, 70°S) を示し、それとほぼ平行に伸張した楕円形の暗色包有岩を含む。写真の長辺は約1m (新城市大和田北東200m, 巴川左岸)

肉眼的に白雲母の含有が明瞭である白雲母黒雲母花崗岩相 (Bgm), 主岩相よりも更に細粒である細粒相 (Bgf) の3つの岩相に区分した。

放射年代 武節花崗岩の放射年代値は、最近のものでは岡崎市北東地域におけるモナズ石の CHIME 法によって 77.6 ± 3.7 Ma などが得られている (鈴木ほか, 1994; Nakai and Suzuki, 2003)。このほか、これまでにさまざまな手法により放射年代値が求められている (河野・植田, 1966; Shibata and Ishihara, 1979; 仲井ほか, 1985; Ishihara *et al.*, 2002)。CHIME 法以外によるものを第5.1表にまとめた。

化学組成 主成分全岩化学組成に関して、仲井ほか (1985) ではそれまでに公表されていた18の湿式法による分析値がコンパイルされているほか、XRF 法による28試料の新たな分析値が公表されている。

5.6.1 主岩相 (Bgb)

分布 御油図幅地域では、西端部の岡崎市秦梨町から北中部の新城市作手中河内にかけての東西約16km, 南北約6kmの範囲に分布し、武節花崗岩の分布地域の大部分を占める。

岩相及び産状 主に細粒白雲母含有黒雲母モンゾ花崗岩

ないし花崗閃緑岩からなり、ざくろ石を含むことがある。ごくまれにトータル岩質となる。ほとんどの場合、肉眼では確認できない程度の白雲母を含む。鏡下でも白雲母が確認できない試料も1試料採取された (岡崎市中伊) が、周囲の主岩相と肉眼的に大きな相違はなく、本岩相に含めた。

また、本岩相中には、しばしば色指数5未満の優白質な岩相 (第5.9B, 5.10B 図) が認められる。岩質はざくろ石を含む細粒白雲母含有-白雲母黒雲母優白質モンゾ花崗岩である。ほとんどが細粒であるが、まれに極細粒な岩相も見られる。これらは、主岩相分布域の西部に点在して分布する (岡崎市才栗町, 秦梨町, 古部町)。いずれも岩相の連続性が悪く、地質図には図示していない。

なお、本岩相は通常領家変成コンプレックスに貫入関係で接するが、岡崎市桜形付近において、断層で接する露頭が確認できた (第5.11 図)

岩石記載

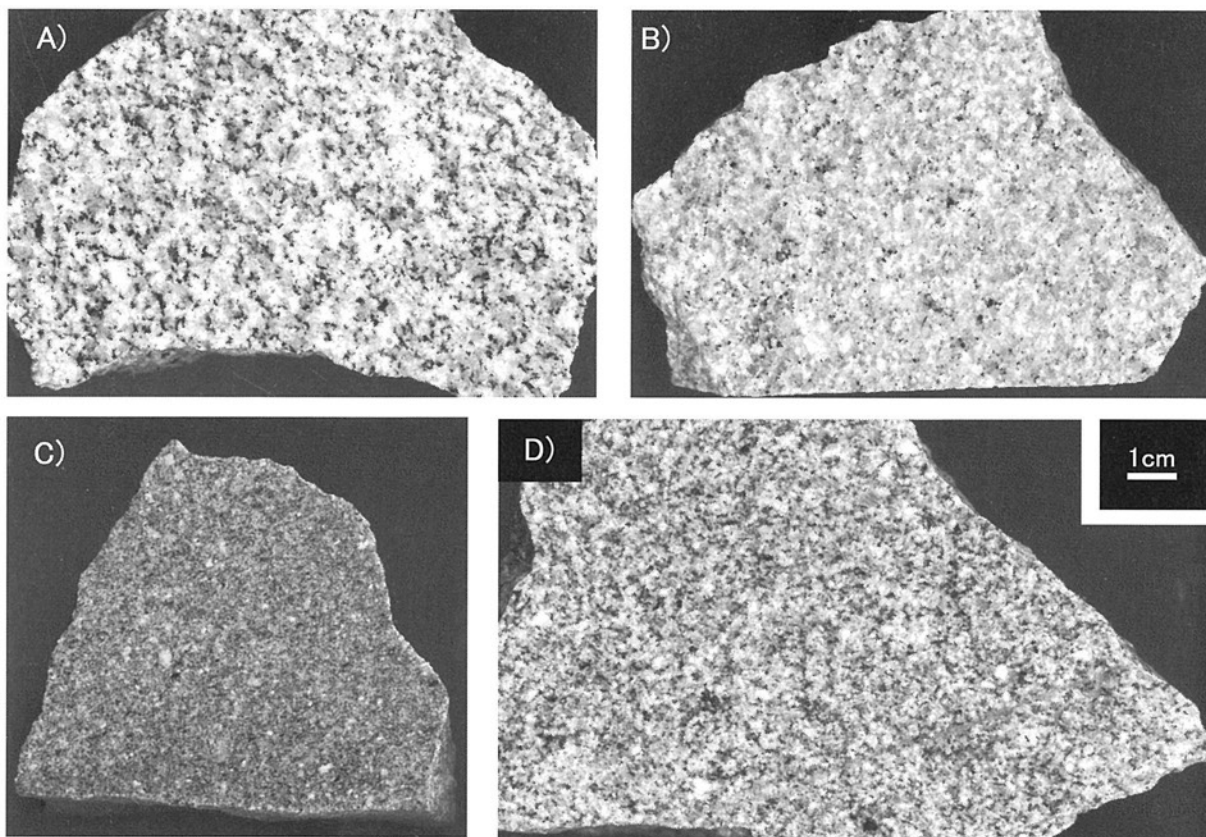
細粒白雲母含有黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R87404/GY124, 岡崎市須淵町南東0.6km, 第5.9A, 5.10A 図)

主成分鉱物: 斜長石 (43.1%), 石英 (37.3%), カリ長石

第 5.1 表 武節花崗岩の放射年代値

手法	年代値	文献	備考
黒雲母K-Ar年代	73Ma	河野・植田, 1966	再計算値
Rb-Sr年代	全岩アイソクロン	82.5±3.9Ma	Shibata and Ishihara, 1979
		74.9±8.0Ma	Nakai, 1982; 仲井ほか., 1985
K-Ar年代	白雲母	68.2±3.4, 66.0±3.3Ma	Nakai, 1982
Re-Os年代	モリブデナイト	76.4±0.3	Ishihara et al., 2002
CHIME	モナズ石	77.6±0.6Ma	本文参照

CHIME法を除く



第 5.9 図 武節花崗岩の研磨面

A) 主岩相 (岡崎市須淵町南東, GSJ R87404/GY124), B) 優白質な主岩相 (岡崎市才栗町, GSJ R87405/GY122),
C) 細粒相 (岡崎市才栗町南, GSJ R87402/GY190), D) 白雲母黒雲母花崗岩相 (岡崎市桜形東南, GSJ R87403/GY185)
スケールは各図共通

(7.8%), 黒雲母 (11.4%), 白雲母 (0.3%)

副成分鉱物: ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物

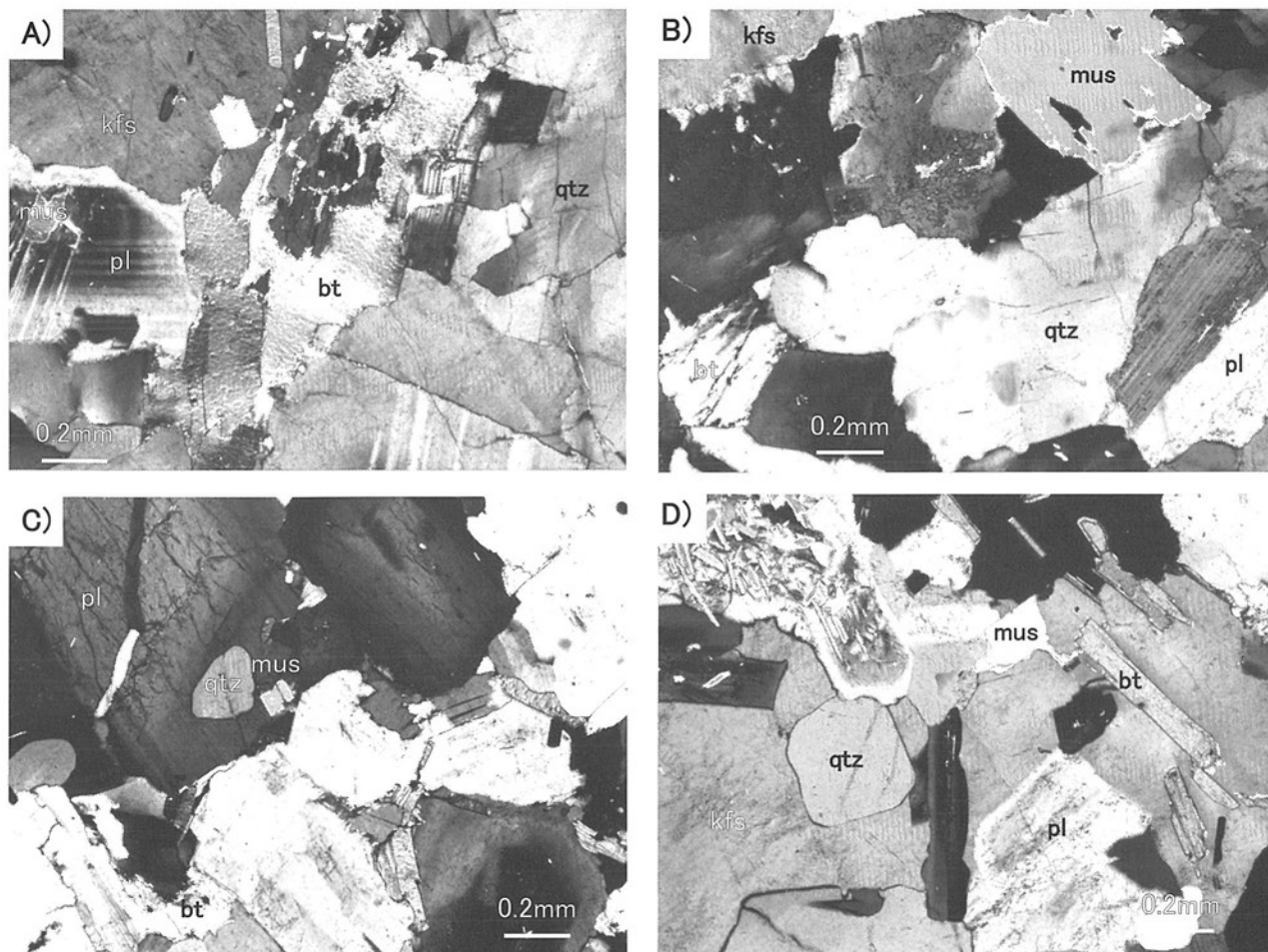
完晶質等粒状で平均粒径1mm程度, 色指数は11.4である。斜長石は長径2.8mm以下で半自形-他形短柱状である。累帯構造の顕著なものも見られる。カリ長石との接触部でまれにミルメカイトが生じている。石英は長径4mm以下で他形であり, 弱い波動消光を示す。カリ長石は長径4.4mm以下で他形であり, 自形の黒雲母, 半自形-自形の斜長石, 他形の石英を包有する。黒雲母は長径2.4mm以下で自形性が良く, 軸色はY=Z=褐色で, しばしばクロットを形成する。白雲母は小さいもの(長径0.2mm以下)

が少量含まれる。

細粒ざくろ石白雲母含有黒雲母優白質花崗岩 (GSJ R87405/GY122, 岡崎市才栗町南約0.5k, 第 5.9B, 5.10B 図)

主成分鉱物: 石英 (35.3%), カリ長石 (30.1%), 斜長石 (29.2%), 黒雲母 (3.1%), 白雲母 (2.2%)

副成分鉱物: ざくろ石, ジルコン, 燐灰石, 不透明鉱物
完晶質等粒状で平均粒径0.7mm程度, 色指数は3.1である。石英は長径2.4mm以下で他形である。カリ長石は長径1.8mm以下で他形である。斜長石は長径3.2mm以下で, 自形性がよく累帯構造は顕著ではない。カリ長石との接触



第5.10図 武節花崗岩の顕微鏡写真

A) 主岩相 (岡崎市須淵町南東, GSJ R87404/GY124), B) 優白質な主岩相 (岡崎市才栗町, GSJ R87405/GY122), C) 細粒相 (岡崎市才栗町南, GSJ R87402/GY190), D) 白雲母黒雲母花崗岩相 (岡崎市桜形東南, GSJ R87403/GY185)
 qtz: 石英, kfs: カリ長石, pl: 斜長石, bt: 黒雲母, mus: 白雲母.

部にミルメカイトを生じている。黒雲母は長径1mm以下で、軸色はY=Z=褐色である。白雲母は長径1mm以下である。ざくろ石は長径0.6mm以下で少量含まれる。

5.6.2 細粒相 (Bgf)

分布 岡崎市才栗町周辺 (露出幅は最大で約600m) 及び蓬生町周辺 (露出幅は最大で約500m) の2箇所に分布し、いずれも分布は広くはない。

岩相及び産状 細粒黒雲母花崗閃緑岩を主とし、ざくろ石や白雲母を含むことがある。まれにトータル岩質となる。主岩相よりも細粒である (平均粒径0.5mm) ことで区別する。ただし、主岩相のうち優白質な部分はまれに同程度に細粒な場合があるが、それらはこの岩相には含まない。色指数は10～15程度である。

才栗町周辺では主岩相と共存する露頭が観察できる。この露頭では主岩相は優白質となり、主として細粒ざくろ石白雲母含有黒雲母優白質花崗岩からなる。露頭全体

を通じてやや不均質であり、主岩相と本岩相との関係は不明瞭である。

また、蓬生町周辺では、領家変成コンプレックスを伴って現れ、地質図には示していないが、50～100m程度のオーダーの互層状に分布するものと思われる。

岩石記載

細粒白雲母ざくろ石含有黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R87402/GY190, 岡崎市才栗町南200m, 第5.9C, 5.10C図)

主成分鉱物: 斜長石 (46.4%), 石英 (37.7%), カリ長石 (4.6%), 黒雲母 (11.2%), 白雲母

副成分鉱物: ざくろ石, ジルコン, 不透明鉱物, 燐灰石, モナズ石

完晶質等粒状で平均粒径0.5mm程度, 色指数は11.2である。斜長石は長径2.0mm以下で, 半自形-自形短柱状である。累帯構造は顕著ではない。石英は長径2.4mm以下の



第5.11図 武節花崗岩と領家変成コンプレックスとの断層境界
 写真左側（北側）が領家変成コンプレックス、右側（南側）が武節花崗岩。写真内には平行な3本の断層があり、中央のものは粘土を伴う。断層の走向傾斜はN42°E, 64°NW（岡崎市桜形西900m）

他形であり、弱い波動消光を示す。カリ長石は長径1.8mm以下で他形であり、自形の黒雲母や自形-他形の斜長石を包有するような大き目の結晶として産するほか、他の結晶の粒間に産する。黒雲母は長径1.2mm以下で自形性が良く、軸色はY=Z=褐色である。白雲母は小さいもの（長径0.2mm以下）が極少量含まれる。ざくろ石は0.5mm以下で極少量含まれる。

5.6.3 白雲母黒雲母花崗岩相 (Bgm)

分布 図幅北西部の岡崎市新居町から須淵町にかけての地域（東西約3km, 南北約10km）と、岡崎市桜形の地域（東西約6km, 南北約2km）にまとまって分布する。そのほか、主岩相中に局所的に分布するが地質図には示していない。

岩相及び産状 細粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩及び花崗閃緑岩を主とし、ざくろ石を含むことがある。ごくまれにトータル岩質となる。色指数は5～11程度である。白雲母が肉眼的に確認できることにより、主岩相と区別した。ただし、極細粒（平均粒径0.5mm程度以下）で優白質な岩相は肉眼で白雲母を含む場合でも主岩相として扱う。本岩相の白雲母の量は少ないもので0.5%程度

である。本岩相と主岩相の境界付近では、白雲母量及びその大きさが漸移的に変化することが多く、おおむね漸移関係を示すが、仲井（1985）は、一部では貫入関係が認められ、中粒白雲母花崗岩（本岩相に相当）が中粒黒雲母花崗岩（本報告の主岩相に相当）を貫くとしている。

岩石記載

細粒白雲母含有黒雲母モンゾ花崗閃緑岩（GSJ R87403/GY185, 岡崎市桜形東南約1.2km, 第5.9D, 5.10D図）

主成分鉱物：斜長石（39.0%）、石英（33.2%）、カリ長石（16.1%）、黒雲母（8.8%）、白雲母（2.8%）

副成分鉱物：不透明鉱物、燐灰石、ジルコン

完晶質等粒状で平均粒径1mm程度、色指数は8.8である。斜長石は長径2.8mm以下で累帯構造は明瞭であり、双晶の発達は顕著ではない。カリ長石との接触部にミルメカイトを生じている。石英は長径2.4mm以下で他形である。カリ長石は長径2.1mm以下で自形の黒雲母を包有することがある。黒雲母は長径1mm程度のものが多いが、まれに4mmに達するものもみられる。黒雲母の軸色はY=Z=褐色である。白雲母は長径1mm程度のものが多く含まれる。

第6章 新第三系

(尾崎正紀・西岡芳晴)

6.1 研究史及び概要

「御油」地域に分布する新第三系は、竜泉寺層、本宿層、作手層、流紋岩岩脈、碎屑岩脈に区分される(第6.1図、第6.2図)。

竜泉寺層及び本宿層 岡崎市市街地及びその東部に分布する礫岩主体層は、三浦(1889)によって洪積層の一部として認識され、7万5千分の1豊橋図幅(石井, 1928)で中部中新世-中部更新世(当時は中部洪積世と表記)と扱われていた。その後、三浦(1967MS)に基づき、林・三浦(1973)は馬頭南部を模式地とした地層を海成中新統岡崎層として命名した。同一年、岡崎市の地質をまとめた岡崎地質調査研究会編(1973)は、岡崎市(旧岡崎市東部から額田町西部)に分布する本層を下部の本宿層と上部の竜泉寺層に区分し、両者を合わせて岡崎層群と呼んだ。竜泉寺層は林・三浦(1973)の岡崎層に相当する。その後、新編岡崎市史(仲井ほか, 1985)でも、岡崎地質調査研究会編(1973)の層序区分は踏襲され、より詳細な岩相記載が行われた。ほかに、未公表であるが野沢(1978MS, 1979MS)、河野(1992MS)でも両層の研究が行われてきた。

岡崎地質調査研究会編(1973)以降、岡崎層群は下部の本宿層と上部の竜泉寺層から構成されると定義され、仲井ほか(1985)は、直接関係を示す露頭はないが、池金町の本宿層(角礫相)の上位に竜泉寺層の円礫岩層の円礫が認められ両者の層位関係が示唆されるとした。これに対して森山・船木(1989)は、両者の堆積面の違いと、本宿層の上位に竜泉寺層が発見されていないこと、風化と堆積面の開析の程度から、本宿層は前期更新世の終わりから中期にかけての堆積物としている。

今回の調査の結果、仲井ほか(1985)で両者の関係が認められるとされた池金町の露頭には、森山・船木(1989)の指摘と同じく変成珪質岩しか分布しなかった。また、本図幅地域の竜泉寺層は西北西へゆるく傾動した丘陵-山地平坦面に円摩度の高い珪質岩(珪質片岩、チャート)などからなる巨礫層が薄く(層厚5m以下)分布するのに対し、本宿層は巨礫岩層からなるが円摩度の高い珪質岩の巨礫の産出は限られ、その基底面は竜泉寺層のつくる平坦な堆積基底面を大きく削って分布する(第6.3図)。また、本宿層は、少なくとも2方向からの谷を埋めた分布形態を示し、かつ層厚も90mに達するが、仲井ほか(1985)、森山・船木(1989)などで本宿層の南限を限るとされた牧平町から本宿町へ至る北東-南西方

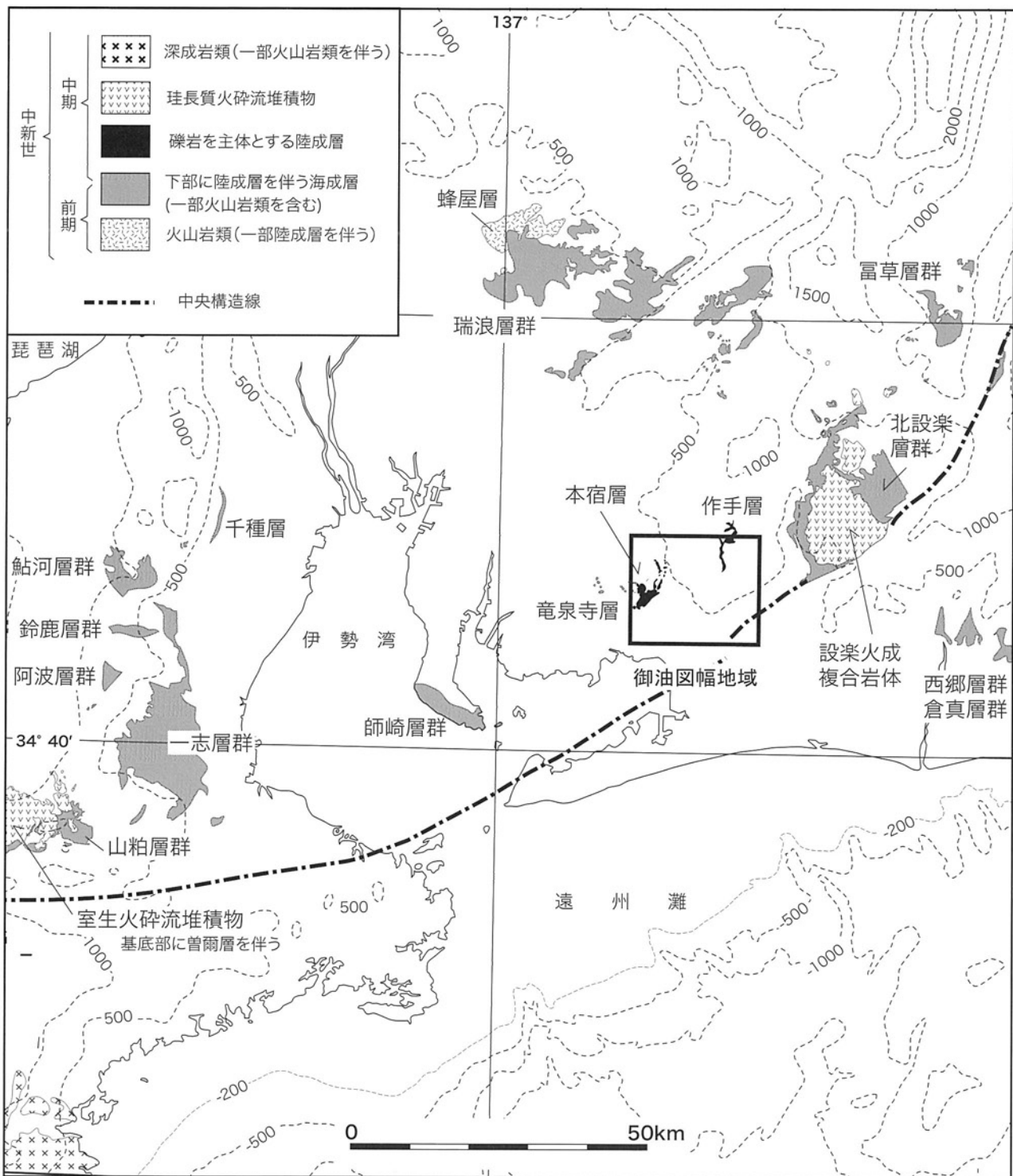
向の断層は存在せず、断層角盆地の礫岩層ではないことが明らかとなった。更に本宿層の礫種は、周辺の東海層群とは礫種が異なる。以上のことから、本宿層は、竜泉寺層の堆積後かつ東海層群の堆積前の堆積物で、また断層を伴わない巨礫岩層で後背地の急激な隆起が推定されることから、中期中新世初め頃の西南日本弧で起こった急激な広域隆起の時代の堆積物に位置づけた。

竜泉寺層は下部と上部に細分されており(仲井ほか, 1985)、そのうち本図幅地域には竜泉寺層下部のみが図幅地域の西端部に分布する。竜泉寺層下部は基底部の巨礫岩層とその上位の斜交層理の発達する礫岩・砂岩層に区分され、竜泉寺層上部はその礫種の違いから領家変成コンプレックス上の礫岩層は牛乗山相、花崗岩類上の礫岩層は小豆坂相と区別されている。本図幅地域では牛乗山相のみが認められる。竜泉寺層下部は基底部の巨礫岩から礫岩砂岩互層、砂岩層へと上方へ細粒化する、斜交層理がよく発達する浅海性堆積物である。一方、竜泉寺層上部は泥岩・砂岩の角礫(偽礫)を多く含む不淘汰な礫岩、砂岩からなり、級化成長層、スランプ構造を示し、海底斜面や深海底の環境での乱泥流堆積物主体層からなると推定されている(岡崎地質調査研究会編, 1973; 仲井ほか, 1985)。竜泉寺層上部には植物化石や海棲動物化石が多く産する(林・三浦, 1973; 岡崎地質調査研究会, 1973; 仲井ほか, 1985)。

作手層 作手団体研究グループ(1991)によって詳細に調査され、作手礫岩層と命名されているが、命名ガイドで地層の基本単位は層(Formation)とされているため(Salvador ed., 1994)、本報告では作手層とした。本層は、ほかに「東三河大地のなりたち」の書籍(菅谷, 1984)でも記述されている。作手層は谷を埋めた分布形態を示す巨礫岩層で、堆積年代も不明であるが、その類似性から本宿層と同様、中期中新世に起こった急激な隆起に伴う巨礫岩層に位置づけられる。

珪長質岩脈 珪長質岩脈は主に流紋岩からなり、御油図幅地域より東方に分布する新第三紀中新世に活動した設楽火成複合岩体(設楽火山岩団体研究グループ, 1979; 高田亮, 1987)に属するものと考えられる。

碎屑岩脈 碎屑岩脈は岡崎市桜井寺町の三河珪石(礫)の採石場に分布し、礫岩-礫混じり砂質シルト岩からなる。仲井ほか(1985)、森山・船木(1989)のほか、野沢(1978MS, 1979MS)、河野(1992MS)でも報告されている。なお、現在は露頭が確認できないが、新城市作手田原(北接5万分の1足助図幅内)でも礫岩脈が分布す



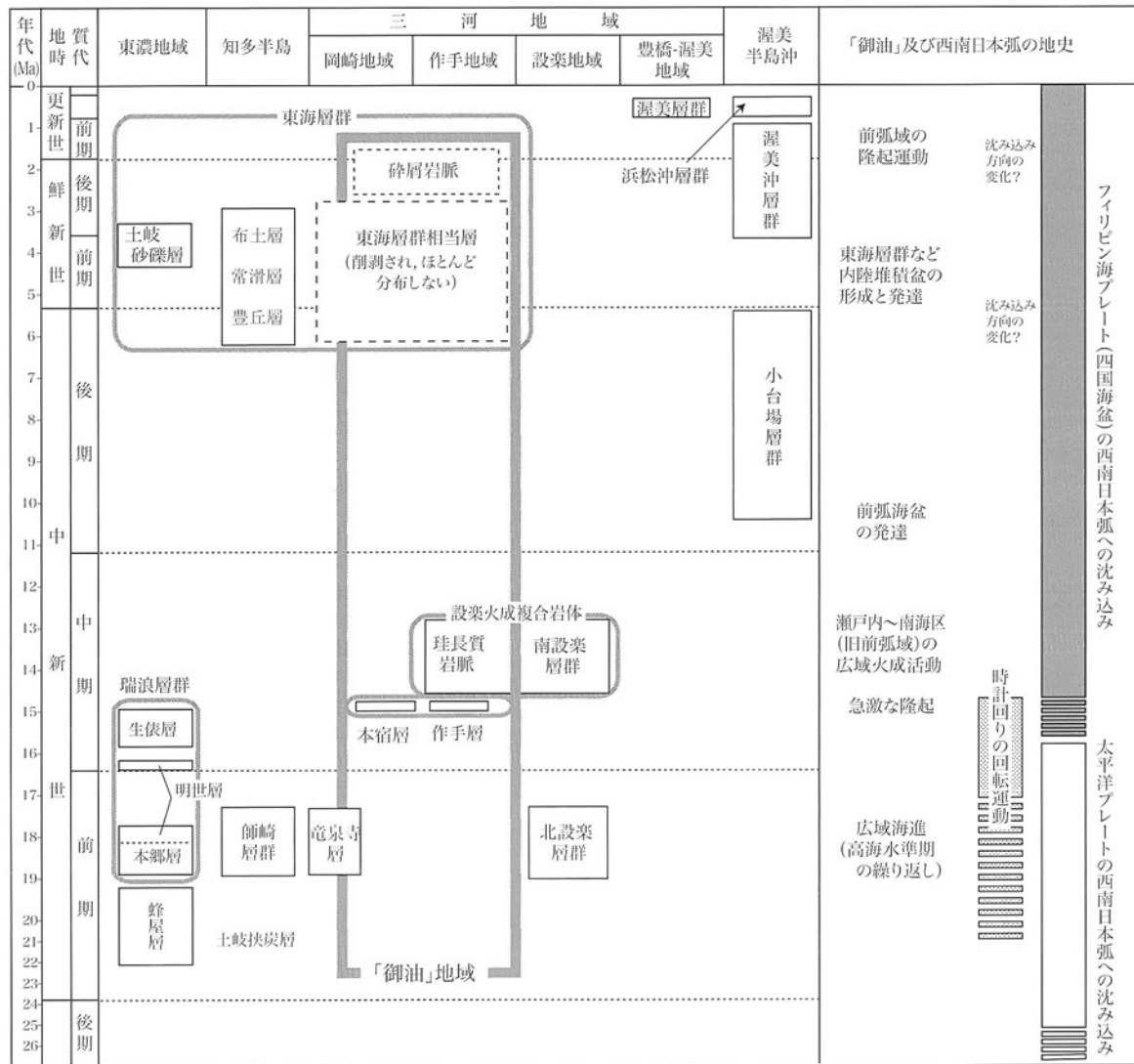
第6.1図 「御油」及び周辺地域の新第三系の分布
等高線(数字は標高)は接峰面図で,岡山(1988)を簡略化.

る(川嶋, 1980MS; 吉村, 1995). 何れも含まれる碎屑物は礫種などから後期中新世末-鮮新世頃の東海層群に対比されており, 後述のように桜井寺町の碎屑岩脈中の礫と基質について実施した花粉化石分析結果とも矛盾しない.

6.2 竜泉寺層 (Ry)

地層名 岡崎地質調査研究会編(1973)が命名. 林・三浦(1973)の岡崎層に相当.

模式地 岡崎市竜泉寺町竜美池北方100m付近.



第6.2図 「御油」及び周辺地域の新第三系の層序及び地史
 陸地の地層・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。瀬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。

分布 本図幅地域内では岡崎市池金町の丘陵性山地の頂部に薄く分布し、竜泉寺層分布域の東端にあたる。本図幅地域の竜泉寺層の堆積基底面の標高は200～165mと定高性があり、西北西方向へ緩く傾く（第6.3図）。

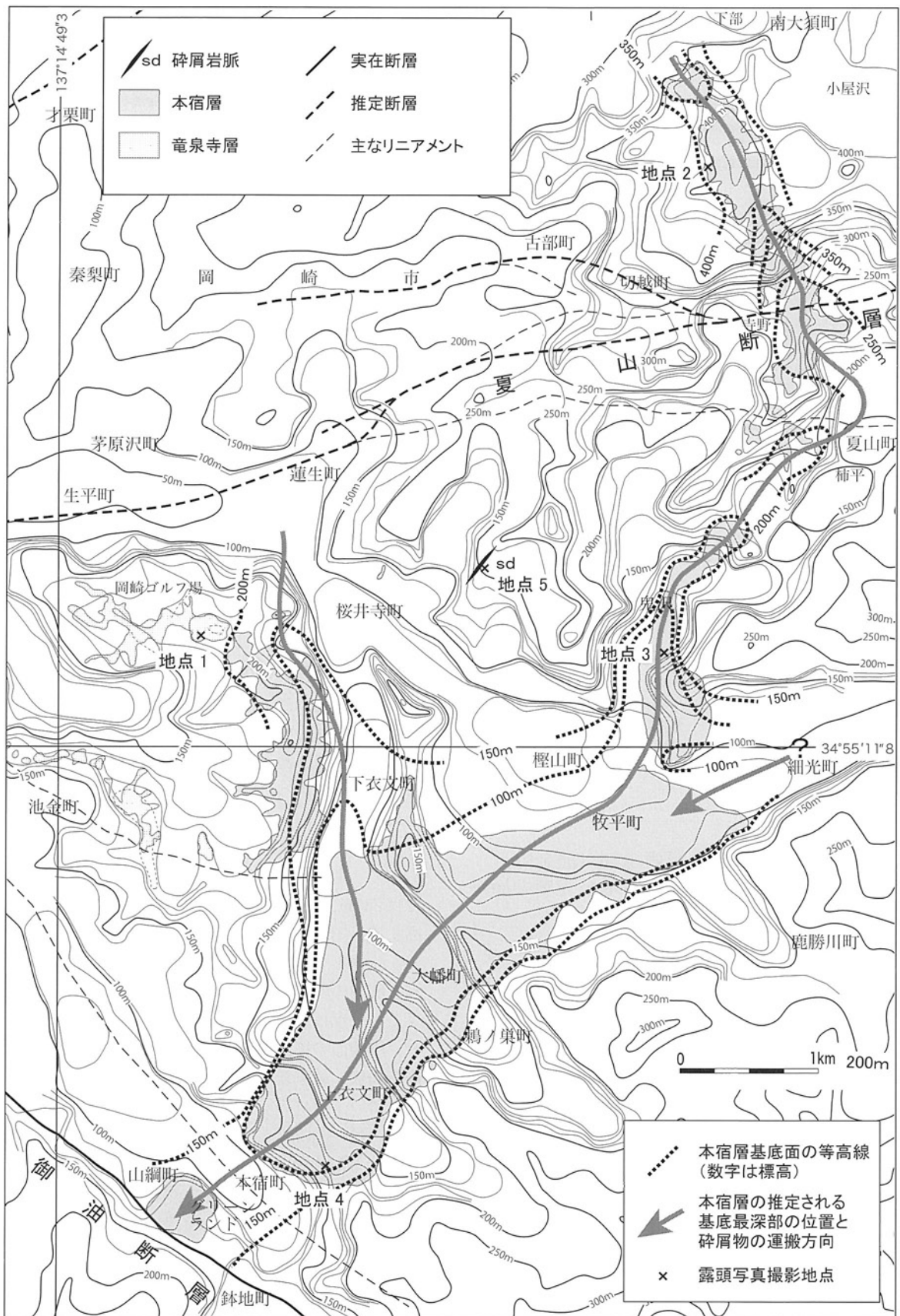
層序関係 本図幅地域では領家変成コンプレックスを不整合で覆う。

層厚 本図幅地域内の池金町付近では1～5m。

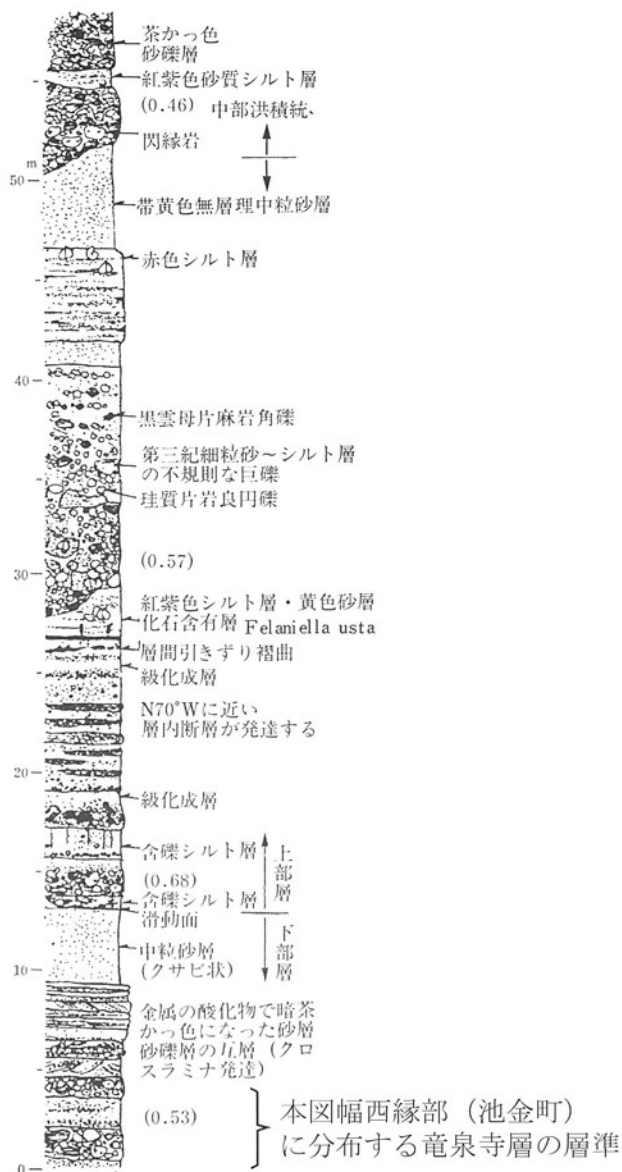
岩相 竜泉寺層は下部と上部に細分されており（岡崎地質調査研究会編，1973），そのうち本図幅地域には下部のみが分布する。竜泉寺層下部は更に下部の巨礫岩層と上部の砂岩・礫岩の互層に区分され，本図幅地域の竜泉寺層はその下部の巨礫岩層のみが分布する（第6.4図）。本図幅内では露頭条件が悪く，礫が散乱する露頭しか確認できなかった。それらの礫は最大径2～3mの円礫も

多く含む変成珪質岩の巨礫（亜円礫主体）と，大礫-中礫サイズの変成珪質岩の円礫及び苦鉄質岩の亜円礫からなるが，まれに細粒花崗岩の大礫-中礫サイズの円礫も認められる。なお，竜泉寺層全体の岩相については，岡崎地質調査研究会編（1973），仲井ほか（1985）で詳細に報告されているので，ここでは省略する。

化石・対比 動物化石（軟体動物化石，生痕化石など）や植物化石が産出する（林・三浦，1973；岡崎地質調査研究会編，1973；仲井ほか，1985）。露頭条件が悪く本図幅地域内では大型化石は確認できなかった。貝化石は瑞浪層群明世層の特徴種と60%が一致しており，植物化石も明世層と同じく台島型を示すことから，前期中新世後半の明世層に対比されている（林・三浦，1973；岡崎地質調査研究会，1973；仲井ほか，1985）。



第6.3図 「御油」地域における竜泉寺層、本宿層及び砕屑岩脈の分布
 基図は国土地理院2万5千分の1地形図「三河宮崎」「御油」「岡崎」「幸田」の一部に基づき作成した埋谷面図（幅250mの谷を埋積）。第四系は省略。数字は標高で、等高線の太線は50m間隔、点線は10m間隔を示す。



第6.4図 竜泉寺層の模式柱状図
 竜泉寺層模式地の柱状図(岡崎地質調査研究会編, 1973)に、本図幅地域(岡崎市池金町)に分布する層準を加筆したもの。()内の数字は珪質片麻岩(本報告での変成珪質岩)の円礫度。

6.3 本宿層 (Mo)

地層名 岡崎地質調査研究会編 (1973).
模式地 岡崎市本宿町と上衣文町の町界付近, 衣文観音参道東の崖 (岡崎地質研究会編, 1973).
分布・形態 岡崎市の中部の丘陵性山地一帯に分布する (第6.3図). 南大須町から夏山町, 榎山町へ至る分布域と, 蓮生町方面から桜井寺町, 下衣文町へ至る分布域が大幡町付近で合流し, 更に上衣文町, 本宿町 (グリーン

ランド) に至り, 分布の西縁は北西-南東走向の御油断層によって限られている (第6.3図).

仲井ほか (1985) などで指摘されているように, 本宿層の基底面や礫種から, 礫は少なくとも北方の2つの大きな谷から供給され, 大幡町付近で合流する谷埋堆積物と推定される (第6.3図). なお, 下衣文町西方や桜井寺町西方に分布する本宿層の堆積の中心は, 基底面の標高分布から現在の本宿層の分布域よりやや東よりの現在の谷付近であったと推定される. また, 2つの谷とは別に, 現在, 本宿層は分布していないものの, 細光町の東方から碎屑物が供給された可能性もある.

南大須町から夏山町に至る (特に夏山断層以北) の花崗岩類 (武節花崗岩) の分布する地域の本宿層は南北方向で幅400~500mの谷を埋めたような分布を示すが, 本宿層は武節花崗岩より浸食に強いので, 周辺の武節花崗岩より20~30mの地形的な高まりを形成して分布する (第6.3図). 一方, 本宿層より浸食に強いと考えられる領家変成コンプレックの変成珪質岩上に本宿層が分布する夏山町や下衣文では, 尾根沿いに薄く分布する. 更に東北東-西南西方向の構造を持つ領家変成コンプレックの変成泥岩が卓越する牧平町, 榎山町から上衣文町, 本宿町へ至る地域では, 凹の地形を呈して本宿層が厚く分布する.

なお, 仲井ほか (1985) では, 御油断層沿いにグリーンランド付近以外にも本宿層の角礫相が分布するとしているが, これらの角礫は礫支持礫岩でない斜面堆積物とした方がよく, 池金町, 鹿勝川町などの角礫相と共に本宿層に含めなかった.

地形面 本宿層の分布域の最高標高は, 本宿町から夏山町の南部にかけては160~200mと比較的安定しているものの, 北側の夏山町柿平では230m, 夏山町寺野南部では280m, 南大須町小屋沢西方では410mなど急激に高まる (第6.3図). これらの標高はある程度まで堆積面を反映しているとも思われるが, 上述のように本宿層基底面の変化や基盤の変化による分布形態の変化から見る限り現在の分布はかなり削剥された状態を示しており, 堆積面の標高そのものではない.

層序関係 領家変成コンプレックス, 武節花崗岩を不整合に覆い, 竜泉寺層の堆積基底面を大きく削剥する.

層厚 40~90m.

岩相 不淘汰な角礫-円礫の礫支持巨礫岩からなり, 大幡町以南では基底部以外で大礫岩, 中礫岩, 砂礫岩層主体層も部分的に認められる. 礫種は武節花崗岩, 領家変成コンプレックス (変成珪質岩, 変成泥岩, 変成砂岩, 変成泥岩砂岩互層 (泥質片岩, 砂質片岩主体)), 苦鉄質岩 (トータル岩, はんれい岩, 花崗閃緑岩など) を含む. 走向傾斜は露頭範囲では水平的である.

礫は主に少なくとも2つの大きな谷, すなわち南大須町夏山付近と桜井下衣文町付近谷沿いから供給されて

おり、その周辺の基盤を反映して2つの谷で礫種が異なる。

黒雲母中粒花崗岩を基盤とする南大須町から夏山町北部に分布する本宿層の礫種は面積比70-80%が花崗岩礫からなり、ほかは変成珪質岩・変成砂岩・変成泥岩砂岩互層からなり、面積比5%以下で苦鉄質岩（トータル岩・石英閃緑岩など）の礫も含む（第6.6図A-B）。大礫-巨礫は花崗岩礫（主に亜円礫）が多いが、変成珪質岩・苦鉄質岩などの礫（主に亜角礫）も多く含む。中礫は変成珪質岩・苦鉄質岩の亜角礫から円礫が主体で、花崗岩礫は少なくなる。基質は花崗岩質の粗粒砂岩からなる。

夏山町南端の鬼沢、樫山町、大幡町付近に分布する本宿層は、夏山町北部付近と比較すると花崗岩類の礫は面積比70-40%とやや少なく、亜円礫-円礫も増える（第6.6図C）。一方で、領家変成コンプレックスの礫は面積比30～50%と増え、その礫も角礫から円礫まで幅広く、変成泥岩が変成珪質岩より多く認められる。

下衣文町及びその西方に分布する本宿層は、花崗岩類（両雲母花崗岩・黒雲母花崗岩）、変成珪質岩（変成チャート主体）、苦鉄質岩からなり、変成砂岩・泥岩砂岩互層も認められる。南大須町・夏山町付近の本宿層と比較し、苦鉄質岩（面積比20～40%）が多く含まれる特徴を持つ。特に、北西ほど苦鉄質岩（閃緑岩など）が増える傾向にある。地質図では省略されているが、岡崎市才栗町や秦梨町などには、小さな苦鉄質岩体が領家変成コンプレックスに貫入し、かつ武節花崗岩にも取り込まれている。下衣文町及びその西方に分布する本宿層に含ま

れる多くの苦鉄質岩礫は、この付近から供給されたものと考えられる。花崗岩類は亜角礫～亜円礫の巨礫-大礫を主体として、径1～2mの巨礫を多く含む。変成珪質岩はときに径1m程度の巨礫も含むが、多くは数十cmの硬質のやや黄色みを帯びた乳白色の角礫からなる。苦鉄質岩は径1m程度の巨礫も含むが、多くは径数十cmの巨礫ないし大礫からなる。亀甲状の黄褐色等の風化殻を持つ礫からなり、表面は軟弱であるが、内部はハンマーで割るのに苦労するほど硬質である。

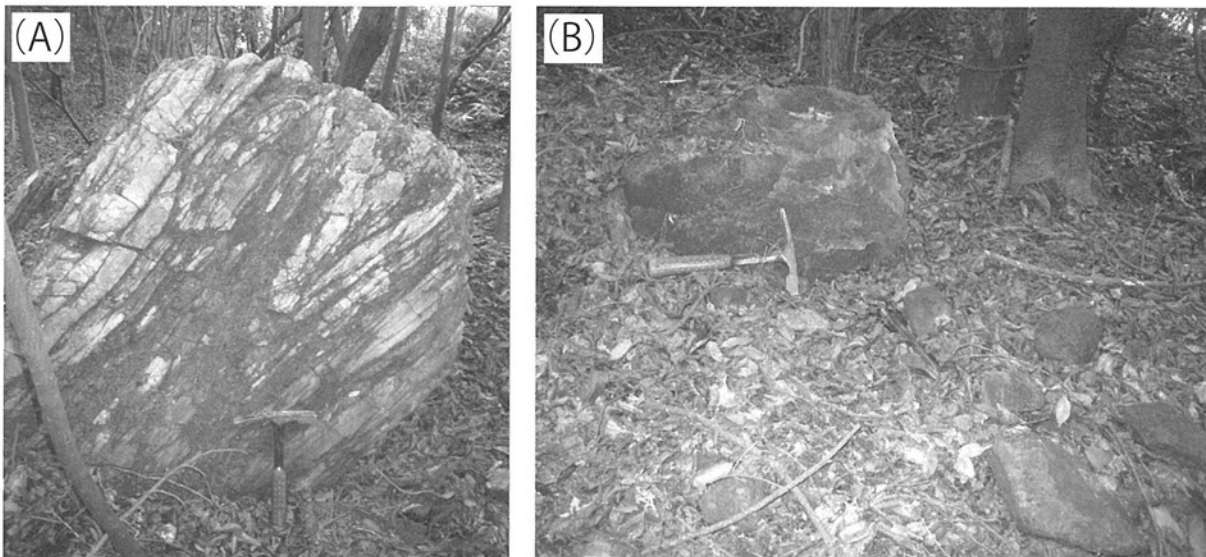
本宿町付近の本宿層は、基底層は巨礫岩も認められるが、中上部は中-大礫岩主体層かなり、礫質砂岩・砂岩層も認められるようになる。礫種は花崗岩類（面積比40～60%）、領家変成コンプレックス（30～50%）、苦鉄質岩（5～10%）からなる。上部は中-大礫岩主体層でも亜角礫の礫も多い露頭もあり（第6.6図D）、遠方及び近接する基盤からの礫の供給が推定される。

化石 報告なし。

6.4 作手層 (Ts)

地層名 命名は作手団体研究グループ（1991）。なお、命名ガイド（Salvador ed., 1994）により、本報告では作手団体研究グループ（1991）の作手礫岩層を層（Formation）とした。

模式地 新城市作手高松-作手白鳥間の赤羽根峠（作手団体研究グループ，1991）。ほかに作手白鳥-作手鴨ヶ谷間や作手田原の長ノ山付近に比較的良好な露頭がある。

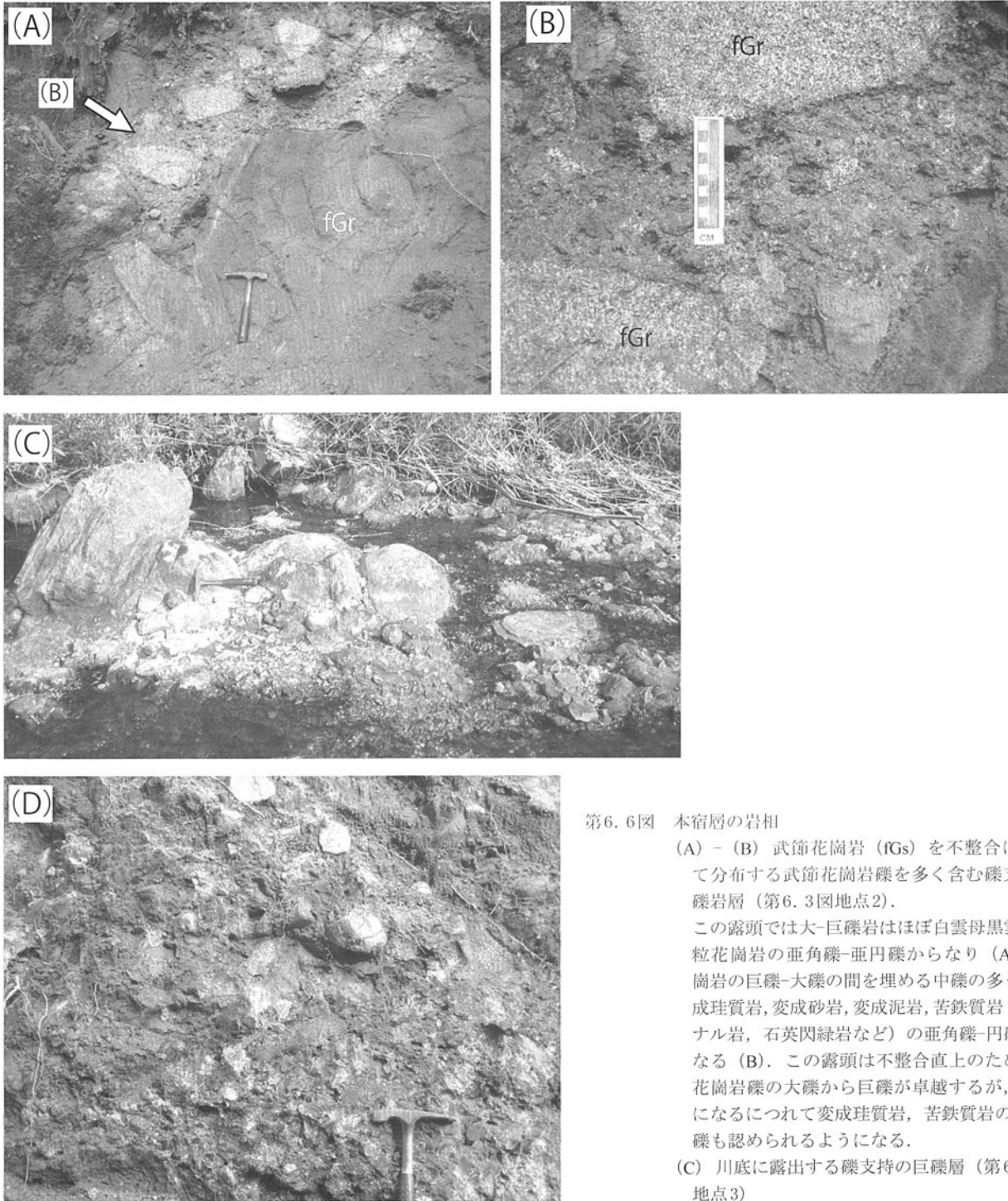


第6.5図 竜泉寺層基底部の礫

岡崎市池金町北部（第6.3図地点1）

(A)：亜円礫からなる変成珪質岩の巨礫。

(B)：苦鉄質岩の巨礫。径は1m以下と変成珪質岩よりも小さく、かつ多くが亀甲状に割れ、それが球状に分離して径10～30cmの礫として散乱していることが多い。



第6. 6図 本宿層の岩相

(A) - (B) 武節花崗岩 (fGs) を不整合に覆って分布する武節花崗岩礫を多く含む礫支持の礫岩層 (第6. 3図地点2).

この露頭では大-巨礫岩はほぼ白雲母黒雲母細粒花崗岩の亜角礫-亜円礫からなり (A), 花崗岩の巨礫-大礫の間を埋める中礫の多くは変成珪質岩, 変成砂岩, 変成泥岩, 苦鉄質岩 (トーナラル岩, 石英閃緑岩など) の亜角礫-円礫からなる (B). この露頭は不整合直上のため武節花崗岩礫の大礫から巨礫が卓越するが, 上位になるにつれて変成珪質岩, 苦鉄質岩の大-巨礫も認められるようになる.

(C) 川底に露出する礫支持の巨礫層 (第6. 3図地点3)

細粒花崗岩の円礫-亜円礫からなる巨礫 (最大径2mを越える) を主体とし, 他に変成珪質岩, 変成泥岩, 苦鉄質岩からなる角礫-円礫の巨礫-中礫が認められる.

(D) 大-中礫主体の礫支持礫層 (第6. 3図地点4)
大-巨礫 (径30 ~ 40cm以下) 主体礫岩層の比較的細粒な部分. 円磨度は円礫から角礫まで幅広く, 亜角礫・角礫も含む. 礫種は細粒花崗岩・変成珪質岩・変成泥岩・変成砂岩からなり, 苦鉄質岩は少ない.

分布 新城町の作手黒瀬（北接5万分の1「足助」図幅地域内）、作手田原、作手高里、作手鴨ヶ谷、作手白鳥付近にかけて、旧作手村の中央部をほぼ南北に細長く分布する（第6.7図）。

分布・形態 作手田原の東部の幅約1.5kmとやや幅広く分布する地域と、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に分れる（第6.7図）。なお、作手田原の東部の東方は崖になっており、作手層がより東方に更に分布していた可能性がある。また、推定される作手層基底面の等深線図をみると、作手田原から作手白鳥では現在の分布より幅広の約1kmの谷地形に堆積していた可能性が高い。作手層は作手白鳥-作手鴨ヶ谷間の作手層より相対的に浸食に弱い新城トータル岩を基盤とするとき周辺より地形的に30mほど高まりを作って分布するが、他の浸食に強い苦鉄質岩や領家変成コンプレックスの分布域では逆に20～30mほど凹状の地形をなして分布し、本宿層と同じ分布形態を示す。

地形面 作手層の堆積離水面はかなり削剥されており地形面は保存されていないが、分布高度にやや定高性があり、ある程度まで反映している可能性がある。作手白鳥西方で標高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600～570mと、基底面の等高線と同じように、南方ほど標高は高くなっている。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移動は北から南が推定されること、また作手高里で巴川の谷中分水界が発達することからも伺えるように、この北への分布標高の低下は、この地域の北西方向への傾動運動を反映していると考えられる。

層厚 30～70m。

岩相 径2mを越える巨礫を含む、巨礫主体の礫岩である。淘汰の悪い礫支持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。

田原東方付近に分布する作手層は、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（亜円礫-円礫主体）が7～9割を占める。例えば作手田原の長ノ山付近の露頭（第6.8図A、B）において径50cm以上の巨礫（122個）を調べた結果、白雲母黒雲母花崗岩及び黒雲母花崗岩花崗岩が81%、花崗閃緑岩・石英閃緑岩が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%、フォリエーションのある片麻状トータル岩が4%を占めた。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%でほぼ同じ割合をし、礫径が小さいほど花崗岩類の割合が減る傾向にある。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、今回の調査では、風化によって巨礫の細粒花崗岩が砂岩卓越層に見える露

頭は多くあるものの、砂岩相は確認できなかった。

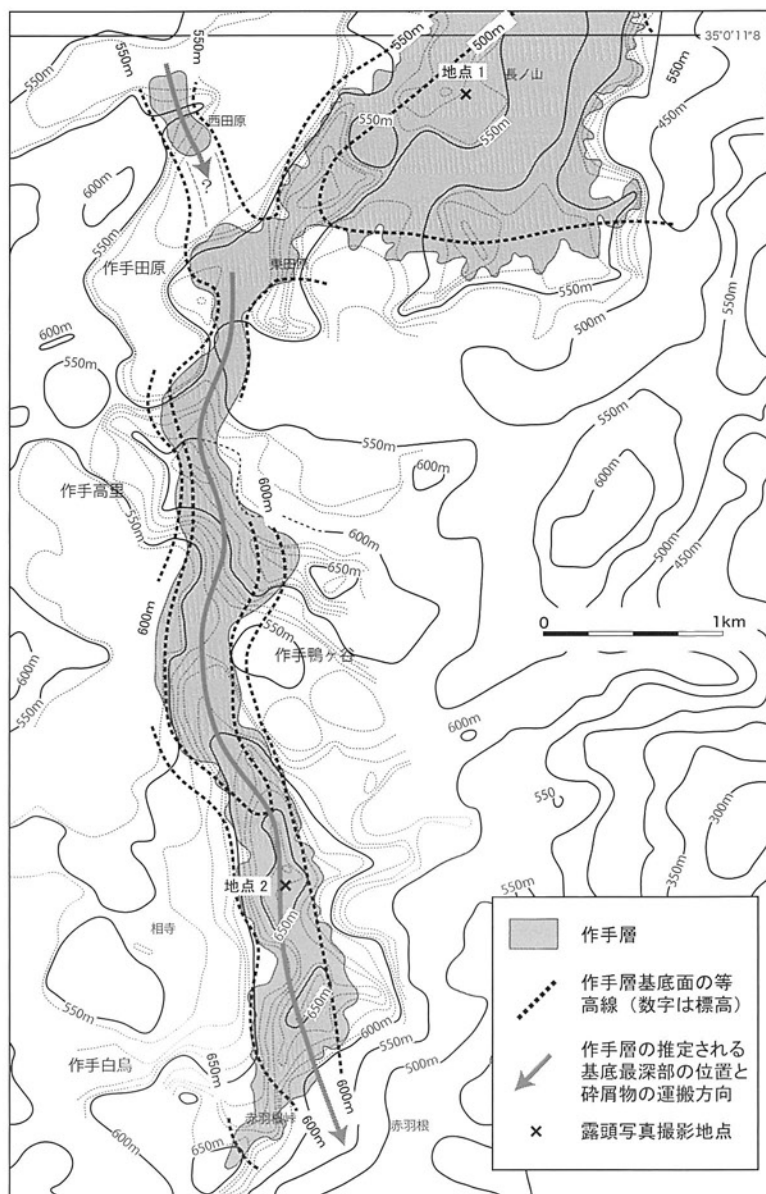
一方、作手田原以南の南北に延びて分布する作手層の礫は、基盤を反映して、新城トータル岩起源と推定されるトータル岩類の巨礫（円礫-角礫）や、苦鉄質岩起源と推定される石英閃緑岩・はんれい岩などの礫（亜円礫-角礫）、領家変成コンプレックスの変成珪質岩・変成砂岩・変成泥岩からなる（円礫-亜角礫）。例えば、作手鴨ヶ谷南方の露頭（第6.8図C）で大礫以上（径6.4cm以上）の礫（155個）を調査した結果では、個数としては新城トータル岩を含む花崗岩類が40%、領家変成コンプレックスが44%、変成苦鉄質岩が11%であったが、巨礫以上（径25.6cm以上）の礫（38個）では、花崗岩類が50%、領家変成コンプレックスが26%、変成苦鉄質岩が24%を占めた。更に、径約50cm以上の巨礫（8個）では、7個が花崗岩類、1個が変成苦鉄質岩であった。なお、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ている。確かに中礫以下の礫を含めて個数で数えると領家変成コンプレックスが卓越するが、面積比では圧倒的に新城トータル岩を含む花崗岩類が卓越する。また、作手団体研究グループ（1991）が極めてまれに流紋岩礫が存在するとしていたが、今回の調査では確認できなかった。

供給源 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こと、長ノ山の北方の黒瀬や善夫にも作手層が分布していることから、作手田原東部から長ノ山周辺の礫は北西から供給されたと考えられる。一方、更にどの方向へ礫が運搬されたかは長ノ山の東方や南方が大きく削剥されているため推定できない。

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の礫が極めて多い。また、多く含む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、作手団体研究グループ（1991）と同様に、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、また作手田原で分布が接しているが、両者の分布形態や礫種から判断すると連続し分布していた礫岩層とは考えにくい。同時代の可能性は極めて高いが、お互い異なる礫岩層の可能性もある。

対比 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が、本層は濃飛流紋岩と考えられる流紋岩円礫は基本的に含まない。一方、作手田原の北（5万分の1足助図幅内：現在露頭なし）で大量に濃飛流紋岩と考えられる流紋岩円礫を含む地層が碎屑岩脈として認められること（川島、1980MS；吉村、



第6.7図 「御油」地域における作手層の分布

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幅250mの谷を埋積した埋谷面図。数字は標高で、等高線の太線は50m間隔、点線は10m間隔を示す。作手層の分布は第四系を省略したもの。地点1,2は第6.8図の露头位置

1995) や、本層の基底付近では基質が簡単には掘り出せないほど固結していることから、東海層群（明智礫岩層など）堆積以前の堆積物と考えられる。概ね南へ礫が運ばれる谷埋めの分布形態を有する巨礫岩相であることと、設楽地域の火山岩類を含まないことから、本宿層と同様、本報告では作手層を15Ma頃の西南日本弧が急激に隆起した時代の堆積物と位置づけた。

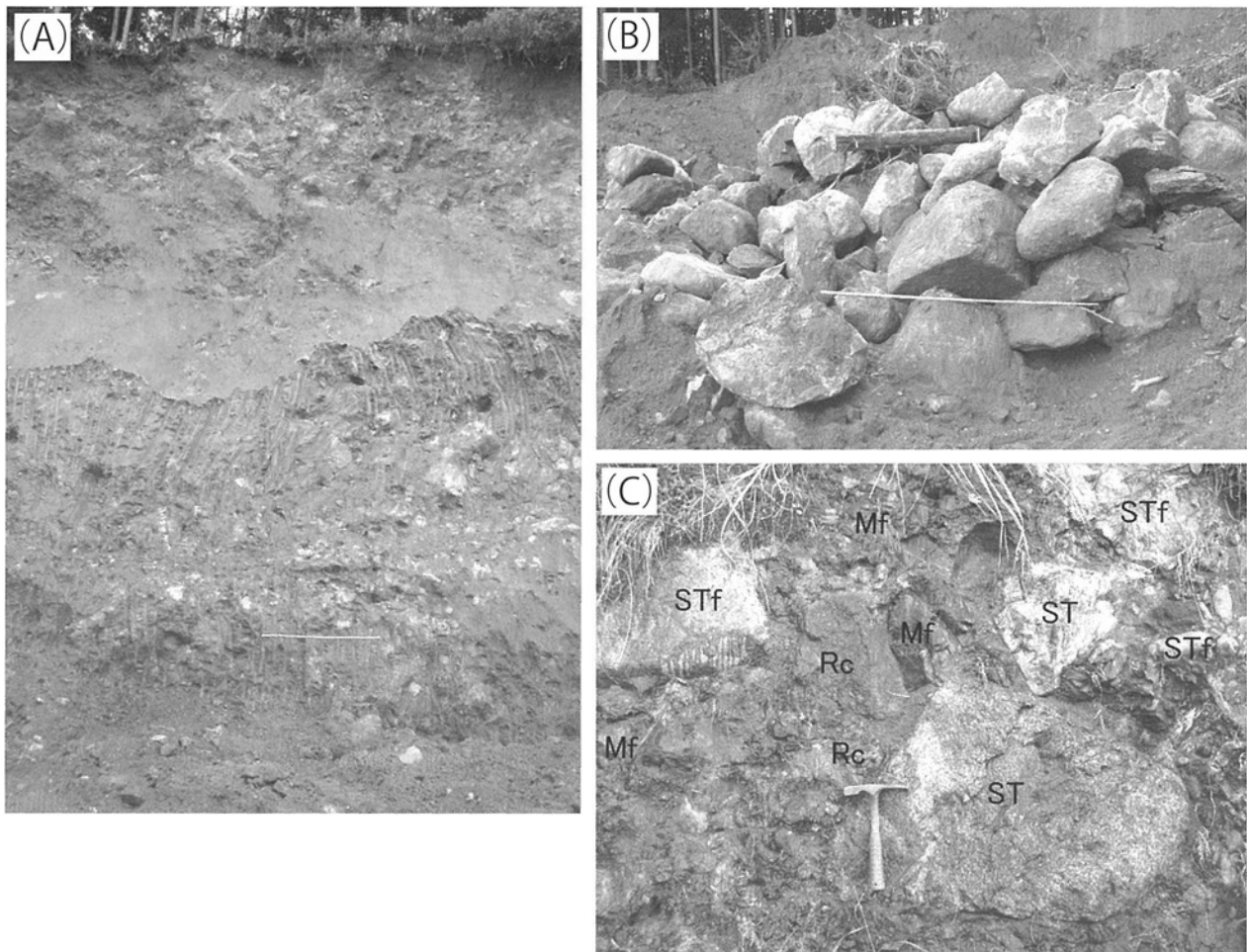
化石 報告なし。

6.5 珪長質岩脈 (d)

岩体名 特になし。

分布 図幅東端部付近において、ほぼ南北方向に配列して、北から新城市塩瀬、御岳山北方、御岳山南方、上平井北方の4箇所に分布する。

岩相及び産状 領家変成コンプレックス及び新城トーナラル岩を貫き、幅5mから数十mの岩脈として産する。貫入方向は御岳山南方で確認でき、南北方向で急傾斜(N6°W, 80°W)であった。



第6.8図 作手層の岩相

(A) - (B) : 作手田原東方の作手層 (第6.7図地点1).

(A) 最上部は赤色化が著しく、礫もクサリ礫となっているものも多いが、下部は固結している。(B) は露頭から掘り出された巨礫で、これら巨礫を調べると白雲母黒雲母花崗岩と黒雲母花崗岩が8割程度を占め、他に花崗閃緑岩・閃緑岩、変成珪質岩・変成砂岩・変成泥岩(領家変成コンプレックス)などを含む。

(C) 作手鴨ヶ谷南方の作手層 (第6.7図地点2)

新城トータル岩の巨礫を多く含む巨礫岩層. ST: 新城トータル岩(中粒), STf: 新城トータル岩(細粒)あるいは武節花崗岩, Mf: 苦鉄質岩, Rc: 変成珪質岩

岩質は流紋岩で、斑晶は10%程度からほとんど含まないものまであり、斑晶鉱物は斜長石及びサニディンである。石基は斜長石及び石英である。

上平井北方では、1.5mm以下の晶洞が多数見られ、トリディマイト及びクリストパライトを晶出している。

対比 珪長質岩脈は、岩相や分布の特徴から、「御油」図幅地域より東方に分布する新第三紀中新世に活動した設楽火成複合岩体(設楽火山岩団体研究グループ, 1979; 高田, 1987)に属するものと考えられる。

6.6 碎屑岩脈(sd)

岩体名 なし。地域名を付けて「桜井寺礫岩脈」とも呼

称される(河野, 1992MS)。

研究報告 仲井ほか(1985), 森山・船木(1989)のほか、未公表資料であるが河野(1992MS)の報告がある。

分布・母岩 岡崎市桜井寺町に珪石の三河珪石鉱山の採石場(第6.3図)で認められ、母岩は領家変成コンプレックスの変成珪質岩からなる。

貫入方向 変成岩(主に珪質岩)内に発達する北東-南西方向に発達する断裂に貫入(注入)している。概ね東北東-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°傾斜した共役関係にあると推定される断裂によって生じた空隙を埋めている。ジグザグに碎屑物は充填され、一部に枝分かれも認められる(第6.9図)。

岩脈幅 幅は数cm～50cmで、20～40cmのものが多い。全体としてより標高が低い位置の岩脈露頭で幅が狭くなる傾向にあり、10cm以下の露頭もしばしば認められるようになる。岩脈の長さは露頭で確認できた範囲では水平的には約200m、垂直的には最も高位地点から80m以上の深さにまで及ぶ。

岩相 礫岩及び礫混じり砂質シルト岩からなる（第6.10図、第6.11図）。

第6.9図の露頭最上位から30～40m付近（L1～L6付近まで）までは、主に大礫-中礫を含み、凝灰岩-凝灰質シルト岩の基質を持つ礫質岩からなる。主に基質支持で、部分的に礫支持礫岩も認められる。

礫が集中している部分は礫が割れ目の空間の途中で詰まっているような分布を示し、枝分かれた部分では大礫が認められない。最大径25～30cmの巨礫も含むこともあるが、概して下位ほど巨礫は少なくなり、L8付近以降、巨礫は認められなくなる。標高の高い部分から20～30m付近（L3～4付近まで）までは、風化して淡い黄灰色を呈する極細粒凝灰岩（重鉍物をほとんど含まない）が基質のように卓越する部分があるが、標高が下位の露頭では中礫サイズの偽礫（L5では大礫、L9～11付近では中礫サイズの角礫-亜円礫）として認められることが多い。基質は不淘汰なシルト質砂岩から凝灰質シルト岩で、粗粒-極粗粒砂サイズの石英・長石・岩片を多く含む。一方、より下位（L7～8より以下）は礫混じり砂質シルト岩からなり、礫支持礫岩は認められなくなる。礫もまれに径15～12cm程度の大礫も含まれるが、中礫主体と全体に小さくなる。

礫種は硬質礫である流紋岩凝灰岩、珪長質岩（チャート・珪質岩）、泥質岩（泥質片岩・泥質グラノフェルス）のほか、極めてまれに円礫岩・変成珪質岩・花崗岩の礫も認められる。軟質礫では極細粒-粗粒火山灰と泥が認められる。

硬質礫は、ほぼ円礫岩からなる。極めてまれに角礫の変成珪質岩が認められ、側壁から剥げ落ちたものと推定される。流紋岩凝灰岩は礫種の中で最も多く認められる礫で、大-中礫主体で一部巨礫も含む円礫からなる。L7付近まで最大径30cm、L10以下で最大径15～13cm程度の大礫が含まれ、偽礫以外の礫の中で、各露頭で最大径を示すことが多い。チャートは黒色、緑灰色を呈する中礫の円礫からなり、一部大礫も含む。L8より下位の露頭では、礫は径1～2cmの円礫チャートが主体となる。黒色泥岩はグラノフェルス主体で、中礫を主体とする円礫からなる。

軟質礫の極細粒-粗粒火山灰と泥は中礫の偽礫状に亜角礫-角礫を主体とするが、亜円礫も含まれる。火山灰は白色を呈するガラス質凝灰岩、デイサイト-安山岩質の凝灰岩からなる。泥は黒色を呈する粘土が主体である。なお、砂は礫としては残り難いためか、認められない。

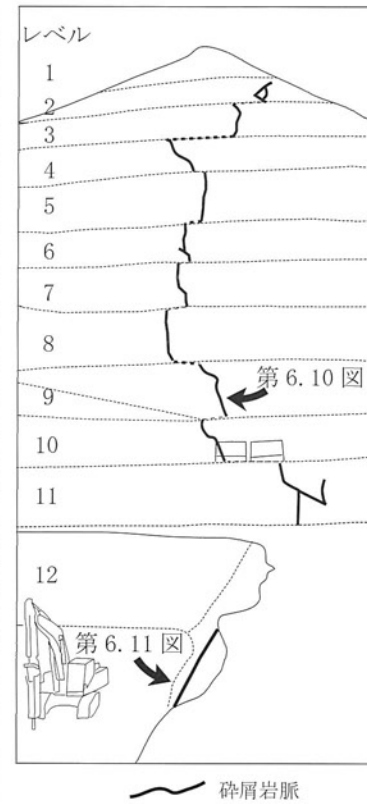
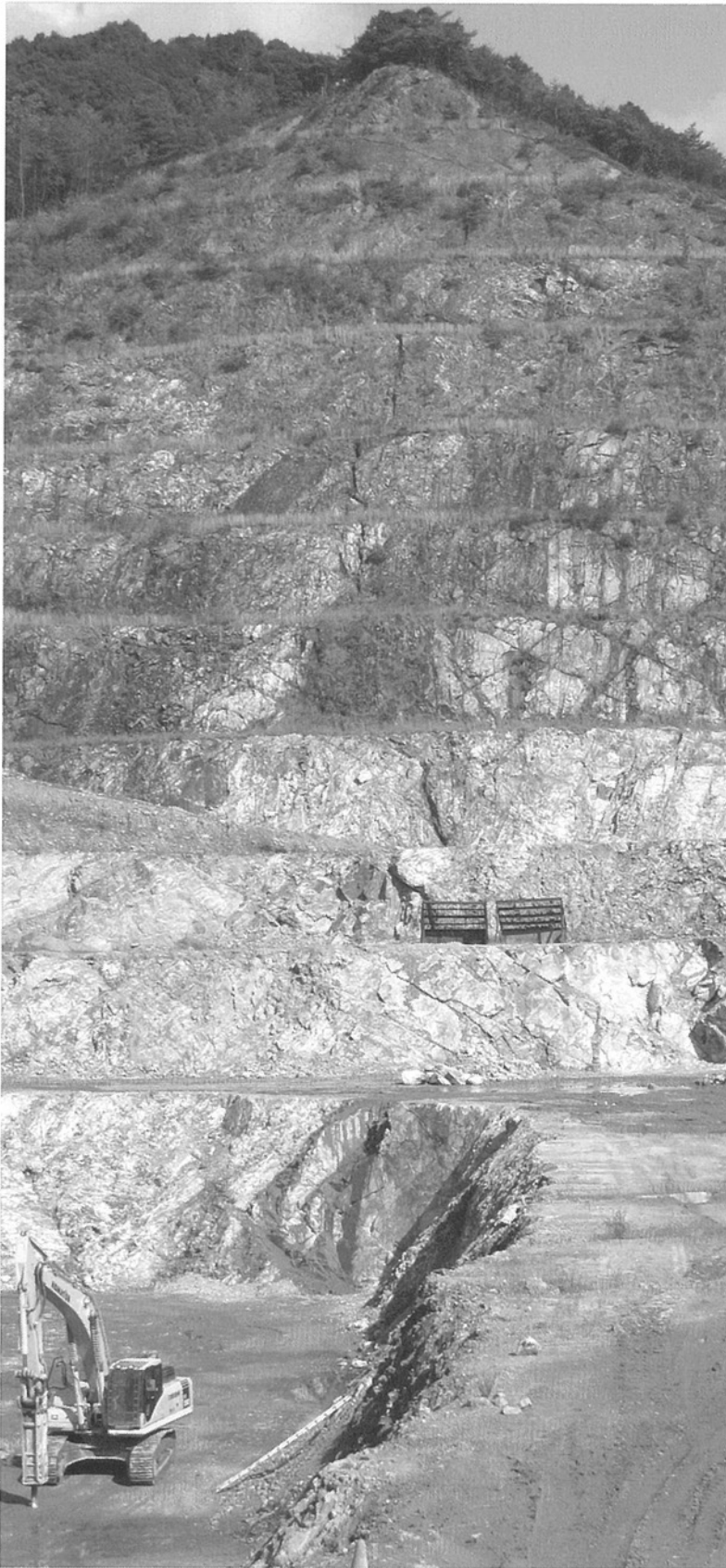
化石 碎屑岩脈の基質（細礫、砂を含む不淘汰な泥質岩）と泥の礫を試料として花粉化石分析を行った（第6.1表、第6.13図）。2試料の花粉化石の産出傾向は類似し、木本類の割合が高く、モミ属、トウヒ属、マツ属、コナラ亜属、ニレ属-ケヤキ属を含むが、多くても20%前後で、際だって多い種類ではない。草本花粉の割合は低く、イネ科やカヤツリグサ科、ヨモギ属が検出される程度である。

産出頻度は低いですが、第三紀に繁栄したスギ科メタセコイア属タイプ、ペカン属、フウ属がみられる。また、全体として鮮新-更新統東海層群の花粉化石群集（吉野、1971；尾上ほか、1986；阿久比町誌編集委員会、1991）や瀬戸内中新統の群集（山野井、2007）とも類似している。以上より、花粉化石は第三紀から第四紀初頭の堆積期を示唆する可能性がある。しかし、花粉化石が二次化石であることも否定できないため、明確な時代は特定できない。

なお、河野（1992MS）は米粒大の貝化石（同定されていない）や生痕化石状のパイプの産出を報告している。基質に含まれる海棲と考えられる渦鞭毛藻類の化石は極めて少なく（第6.13図）、硫酸塩鉍物の析出など海水を含んだ証拠がないことから、これらの化石は礫に含まれていた化石と思われる。

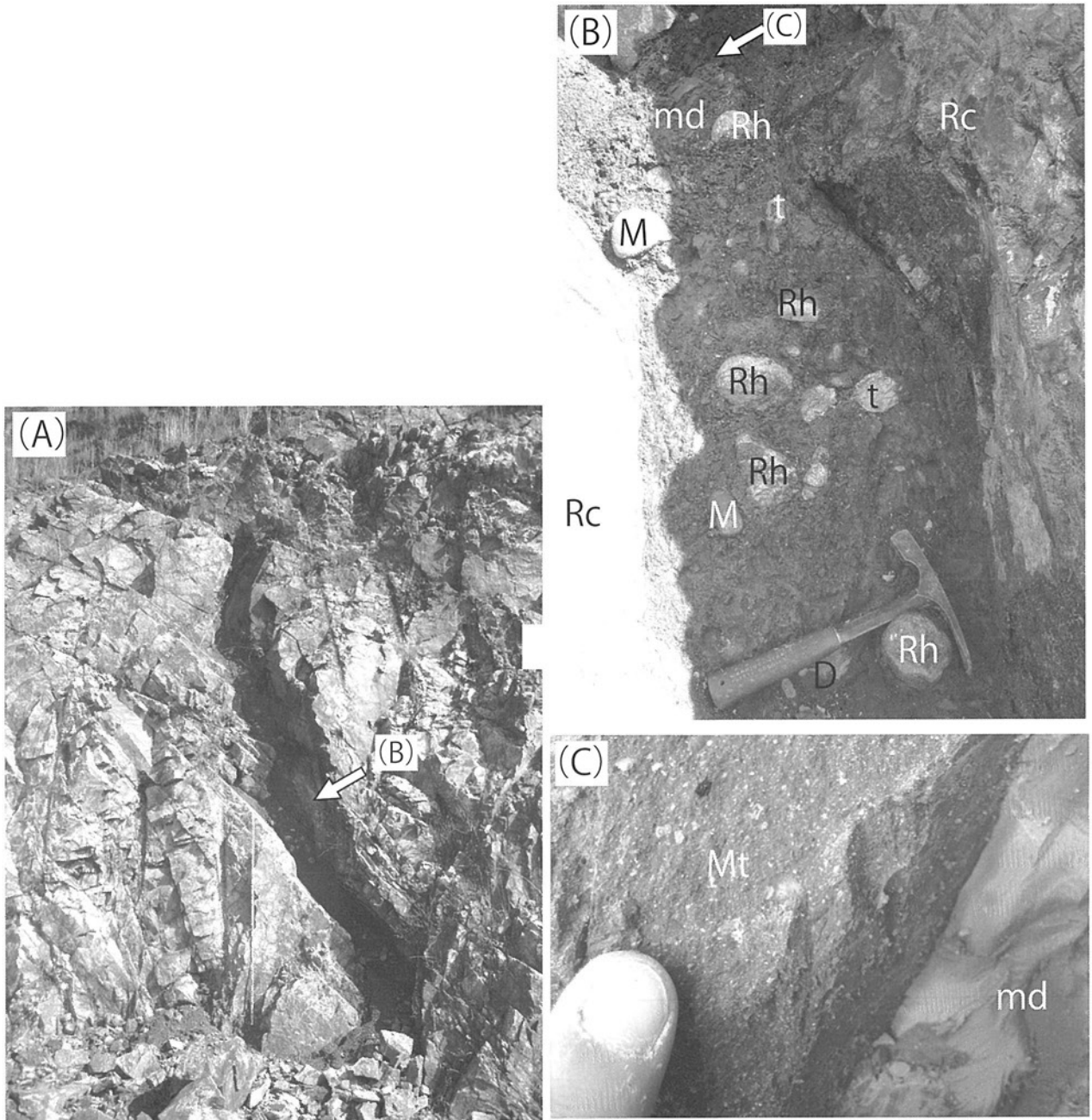
形成場 上述のように、下位ほど礫の量が減り、かつ礫径が小さくなり、岩相は概ね礫岩→礫質砂質泥岩→礫混じりの砂質泥岩へと変化する。また、平行層理が認められず、周囲の片岩に発達する節理にそってジグザグに貫入していることから、上位から柔らかい堆積物が急激に注入されたものと推定される。ジグザグに貫入するものの全体として北東-南西方向かつ垂直方向に発達しており、貫入面（壁面）の走向傾斜と割れ目の大きな空間から判断すると、碎屑岩脈を生じさせた割れ目は北西-南東方向の引張場で形成されたと推定される（第6.12図）。

対比 碎屑岩脈は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、その碎屑物は東海層群に属する土岐砂礫層、あるいは明智礫層（木宮、1971）に対比され、近接する竜泉寺層や本宿層由来は否定される（仲井ほか、1985）。前述の碎屑岩脈中の花粉化石分析結果も、東海層群由来を否定しない。以上のことから、周辺には碎屑岩脈の碎屑物をもたらしたと推定できる地層は現在分布していないが、知多半島南中南部など「御油」地域に近い地域に東海層群が分布していた時代（後期中新世末-前期鮮新世；牧野内、2001）、本碎屑岩脈周辺にも土岐砂礫層に類似した東海層群が分布していた可能性が高い。



第 6. 9 図 碎屑岩脈の大露頭

撮影地点は岡崎市桜井寺町(株) 三河珪石の採石場 (第 6. 3 図地点 5)。写真撮影日は 2007 年 11 月 8 日。なお、レベル 1～12 は最上位の平坦面から下位に向かって付した便宜上の数字で、各々の高さは 7m 前後。



第6.10図 碎屑岩脈の岩相1

地点：レベル9（第6.9図参照）

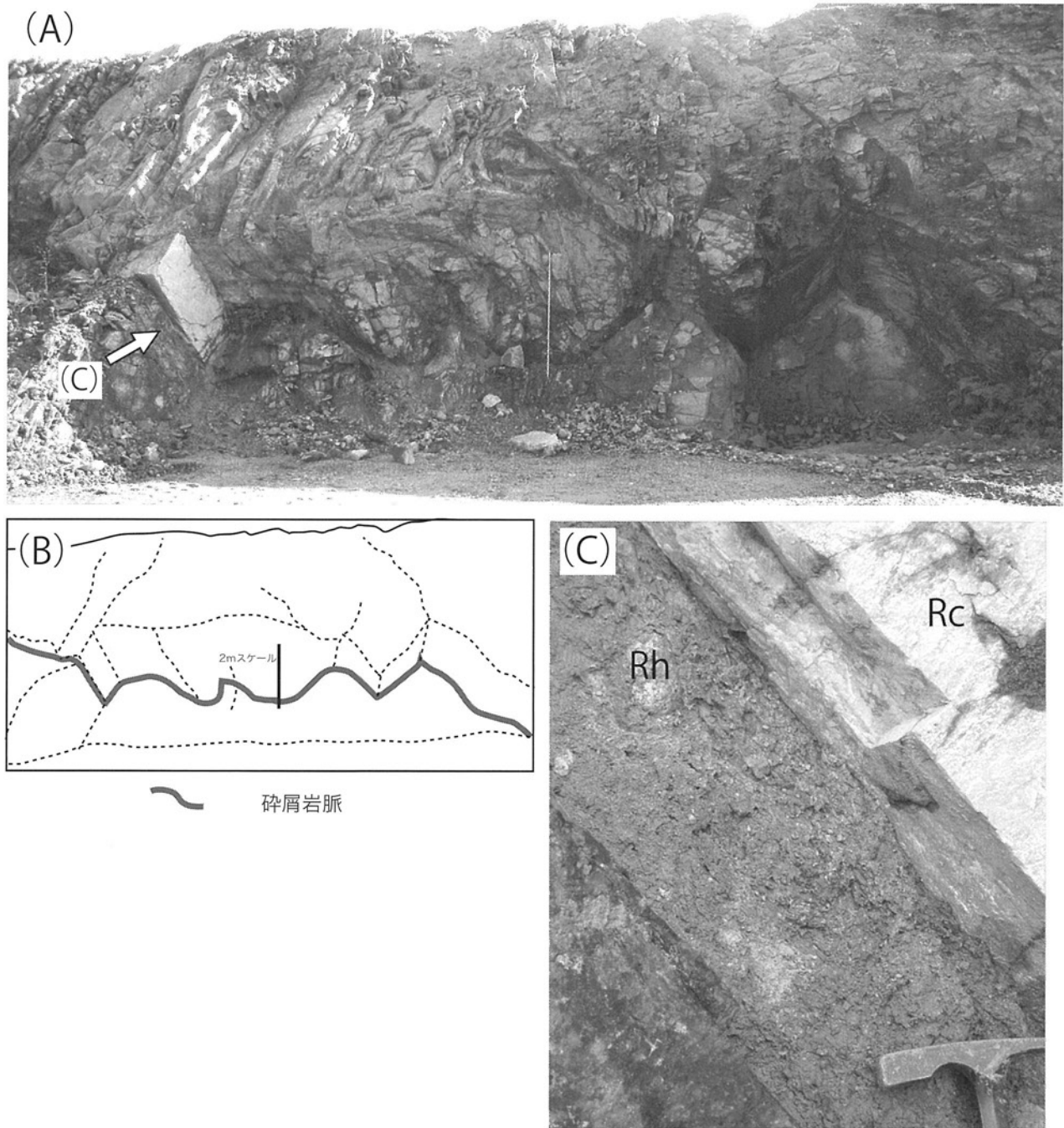
(A) 変成珪質岩へ貫入する碎屑岩脈の様子

(B) 円礫岩（基質支持—一部礫支持）の様子

Rh: 流紋岩, md: 泥, t: 軟質珪長質火山灰, D: 軟質デイサイト火山灰, M: 泥岩（グラノフェルス）, Rc: 変成珪質岩

(C) 泥の偽礫と基質

Mt: 礫岩中の基質部分, md: 泥の偽礫（約5×25cmの角礫）



第6.11図 碎屑岩脈の岩相 2

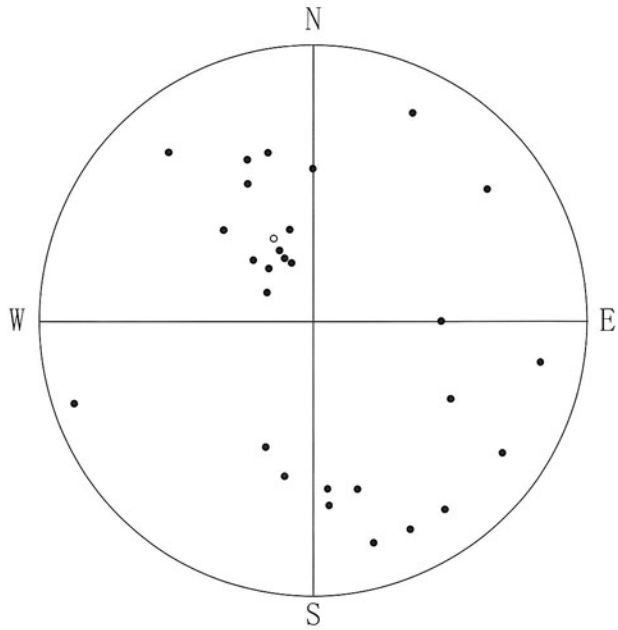
地点：レベル 12 (第6.9図参照)

(A) 碎屑岩脈の貫入の様子

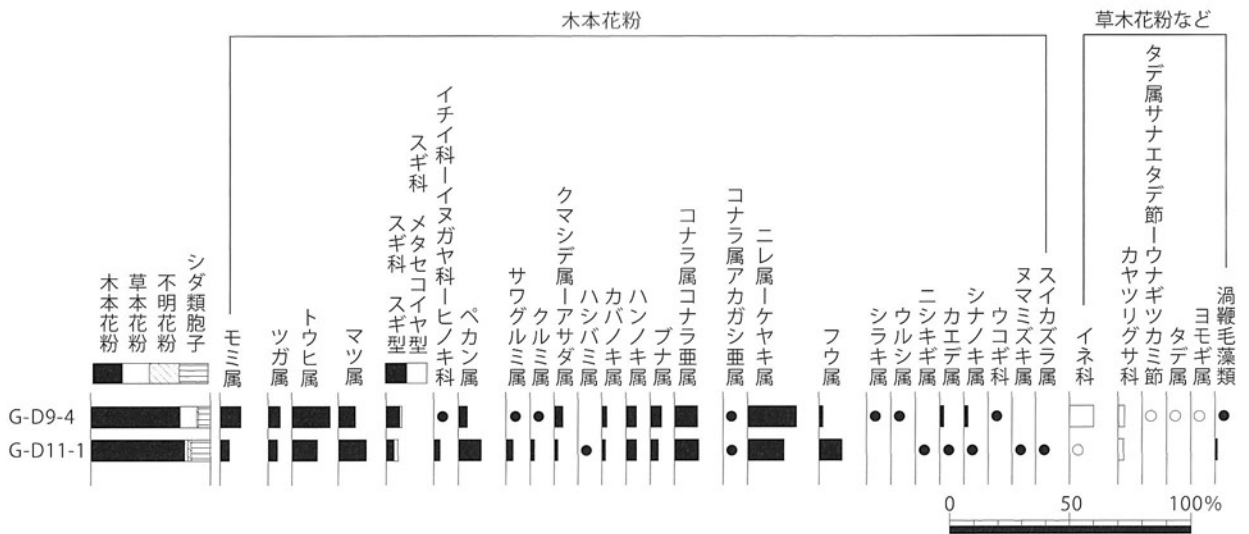
(B) (A) のスケッチ

(C) 礫混じり基質岩の様子

礫混じり泥質岩で粗粒物質が減って、礫もチャートの円礫 (1cm 程度) が目立ち、流紋岩礫 (Rh) は少なく、かつ中礫サイズが主体となる。



第6.12図 砕屑岩脈貫入面の方向のステレオ投影
 砕屑岩脈の壁面を下半球ステレオ投影. ○のみ破砕部を伴う断層.



第6.13図 砕屑岩脈の花粉分析結果
 分析：パリノ・サーヴェイ株式会社
 第6.1表の花粉化石群集から作成. 出現率は、木本花粉は木本花粉化石総数、草木花粉・シダ類胞子は総数より不明花粉を除く数を基数として百分率で算出した. ●○は1%未満を示す. 試料については第6.1表を参照.

第6.1表 砕屑岩脈の花粉化石群集

分析：パリノ・サーヴェイ株式会社

G-D9-4はレベル9の砕屑岩脈中の泥の偽礫，G-D11-1はレベル11の砕屑岩脈の基質（不淘汰な砂質シルト）。

試料採取地点は第6.7図を参照。

和名	学名	G-D9-4	G-D11-1
木本花粉	Arboreal Pollen	(%)	(%)
モミ属	<i>Abies</i>	12	8
ツガ属	<i>Tsuga</i>	7	8
トウヒ属	<i>Picea</i>	23	23
マツ属	<i>Pinus</i>	10	24
スギ科 スギ型	Taxodiaceae <i>Cryptomeria</i> Type	8	7
スギ科 メタセコイア型	Taxodiaceae <i>Metasequoia</i> Type	1	4
イチイ科ーイヌガヤ科ーヒノキ科	Taxaceae-Cephalotaxaceae-Cupressaceae	1	5
ペカン属	<i>Carya</i>	5	20
サワグルミ属	<i>Pterocarya</i>	1	5
クルミ属	<i>Juglans</i>	1	3
クマシデ属ーアサダ属	<i>Carpinus - Ostrya</i>	5	3
ハシバミ属	<i>Corylus</i>	-	1
カバノキ属	<i>Betula</i>	3	3
ハンノキ属	<i>Alnus</i>	6	9
ブナ属	<i>Fagus</i>	6	7
コナラ属コナラ亜属	<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	13	20
コナラ属アカガシ亜属	<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i>	1	2
ニレ属ーケヤキ属	<i>Ulmus-Zelkova</i>	29	32
フウ属	<i>Liquidambar</i>	2	20
シラキ属	<i>Sapium</i>	1	-
ウルシ属	<i>Rhus</i>	1	-
ニシキギ属	<i>Euonymus</i>	-	1
カエデ属	<i>Acer</i>	2	2
シナノキ属	<i>Tilia</i>	2	1
ウコギ科	Araliaceae	1	-
ヌマミズキ属	<i>Nyssa</i>	-	1
スイカズラ属	<i>Lonicera</i>	-	1
草本花粉	Nonarboreal Pollen		
イネ科	Gramineae	19	1
カヤツリグサ科	Cyperaceae	5	6
タデ属	<i>Polygonum</i>	1	-
タデ属サナエタデ節ーウナギツカミ節	<i>Polygonum</i> sect. <i>Persicaria-Echinocaulon</i>	1	-
ヨモギ属	<i>Artemisia</i>	1	-
不明花粉	Unknown Pollen		
不明花粉	Unknown pollen	2	9
シダ植物・コケ植物孢子	Pteridophyta and Bryophyta Spores		
他のシダ植物孢子	other Pteridophyta spores	19	41
その他の微化石	other microfossils		
渦鞭毛藻類	Dinoflagellata	1	3
合計	T O T A L		
木本花粉	Arboreal Pollen	141	210
草本花粉	Nonarboreal Pollen	27	7
不明花粉	Unknown Pollen	2	9
シダ植物・コケ植物孢子	Pteridophyta and Bryophyta Spores	19	41
総花粉・孢子	Total Number of Pollen & Spores	189	267

第7章 第四系

(中島 礼)

7.1 研究史及び概要

研究史 「御油」図幅地域における第四系は、7万5千分の1地質図幅「豊橋」(石井, 1928)によって、上位段丘面堆積物が古期更新層、中位・低位段丘堆積物が新期更新層、低地の堆積物が現世層と示されたのが最初の報告である。その後、建設省計画局・愛知県(1963)、糸魚川(1976)、井関(1980a, b)、桑原(1981)などによって、本図幅地域を含む東三河平野の第四系が総括的に研究された。豊川流域に発達する段丘堆積物の区分及び対比については、町田・大倉(1960)、岡田(1976)、木村ほか(1981, 1982)、水野(1984)、木村(1988)、堀(1998)などが報告した。建設省計画局・愛知県(1963)、桑原(1981)、堀(1998)はボーリング資料を検討することで地下地質についても記載した。特に堀(1998)は、小坂井層、豊川層、沖積層について、地形と地下地質を組み合わせることで、海水準変動との関連から最終間氷期(約12万5千年前: Marine Isotope Stage (MIS) 5e)以降の形成史を議論した。その他に、本図幅内の各自治体によって各地域の地質について報告されている(岡崎市: 新編岡崎市史編集委員会編, 1985; 額田町史編集委員会編, 1986, 新城市: 新城市誌編集委員会編, 1980; 作手村誌編集委員会編, 1982, 豊川市: 池田, 1973; 新編豊川市史編集委員会編, 1998; 一宮町編纂委員会編, 1976; 御津町: 池田, 1990; 音羽町: 荒巻, 2001)。

本図幅内の第四系の年代については、後述する地層以外からの年代決定可能なテフラなどの明確なデータが得られておらず、地形面の対比などによる中期更新世以降の相対的な時代しか推定されていない。新城市作手地域における後背湿地堆積物の地下に分布する湿原堆積物と段丘堆積物からは、始良 Tn, ホーキ, オドリ, 鬼界アカホヤ, 天城カワゴ平, 富士大沢スコリアという更新世末期から完新世に至るテフラが報告され、同様の年代を示す放射性炭素年代が得られている(大野原湿原研究会編, 1989, 1991, 1993, 1995)。また、豊川市豊津町における豊川河床の豊川層から得られた *Crassostrea gigas* (マガキ)化石を用い、約3万年前という放射性炭素年代が得られている(中尾ほか, 1991)。ただし、豊川層は最終間氷期に堆積した可能性も指摘されており(堀, 1998; 中島ほか, 2008)、得られた放射性炭素年代については精査が必要である。

概要 本図幅地域における第四系は、平野部(豊川、音羽川及び御津川流域、蒲郡台地)とそれ以外の山間部地域に区分して記載する。

平野部における中-上部更新統は、下位より矢部層、小野田層、旧期扇状地堆積物、豊川層、小坂井層、新期扇状地堆積物、石田層に区分される。ただし、旧期及び新期扇状地堆積物については、堆積年代の幅が広く、ほかの段丘堆積物と堆積年代が重複する可能性がある。上部更新統-完新統は主に低地に分布する沖積層(後背湿地及び谷底低地堆積物、自然堤防堆積物、旧河道堆積物)である。特に豊川流域では、豊川本流性の段丘堆積物と支流性の扇状地堆積物が発達し、豊川の両岸において豊川右岸及び左岸台地を形成している(第7.1図; 第7.2図)。

山間部における第四系は、未区分上位段丘堆積物、未区分下位段丘堆積物、沖積層(谷底低地堆積物、後背湿地堆積物)に区分される。段丘堆積物には、扇状地性と河川性の礫が混在して含まれる。

地表で観察できない地下地質については、既存ボーリング資料を検討した。資料については、豊川市、小坂井町で保管されているものに加え、桑原(1981)、建設省計画局・愛知県(1963)による浅層ボーリング資料、深井戸資料(経済企画庁, 1973; 豊橋市地下水保全対策協議会事務局編, 1986; 国土庁, 1988)も検討した。

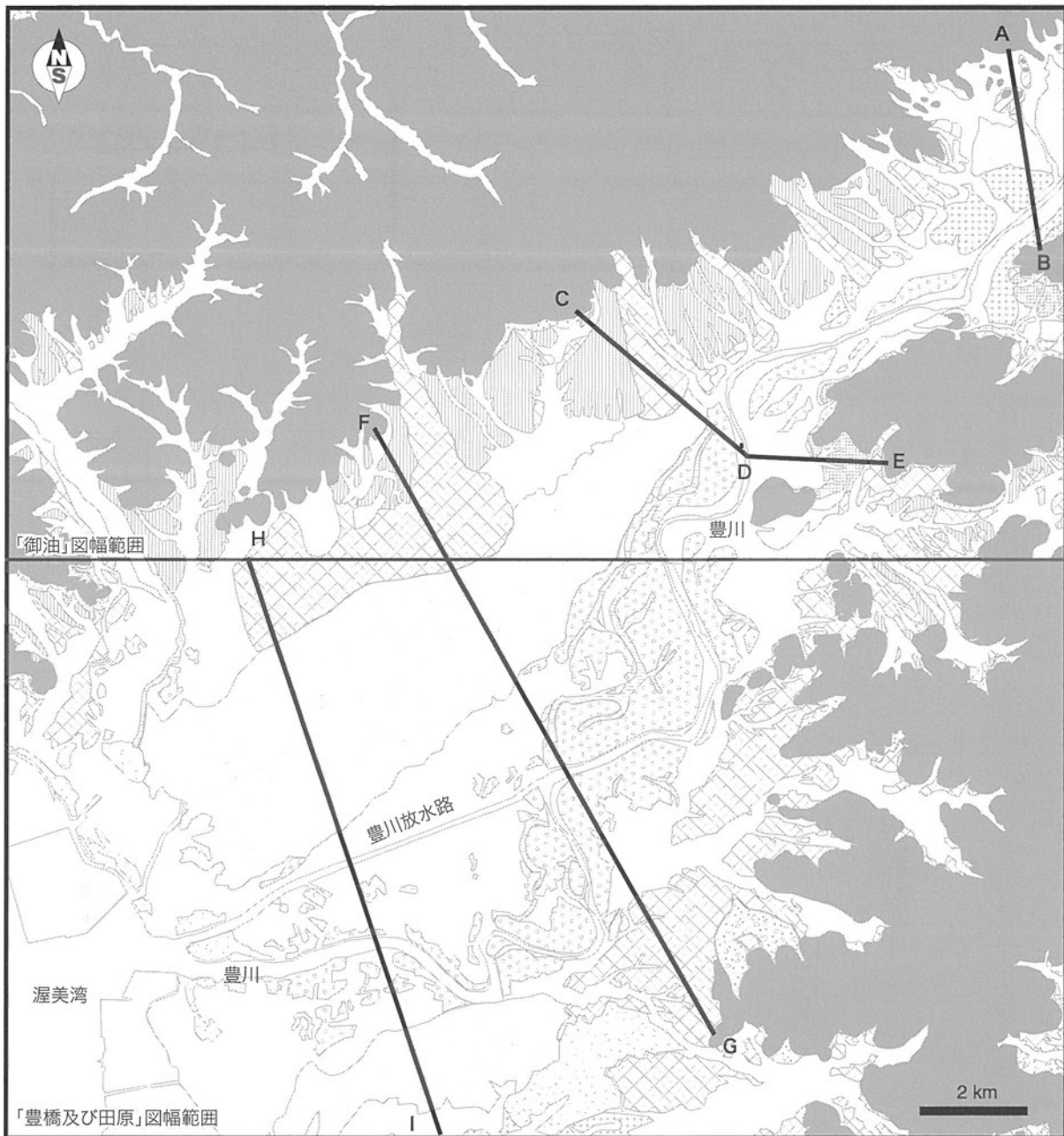
7.2 平野部(豊川、音羽川、御津川流域と蒲郡台地)の第四系

7.2.1 矢部層(Yb)

命名・定義 木村ほか(1981)によって初出し、木村ほか(1982)で記載された矢部礫層を矢部層と改めた。豊川上流の右岸においてみられる河成の上位段丘面群の一つである矢部面を構成する地層である(木村ほか, 1981, 1982)。木村ほか(1981, 1982)は、上位段丘面群として矢部面と信玄面を認め、それらの構成層として矢部礫層と信玄礫層を定義した。しかし、木村ほか(1981, 1982)による矢部礫層と信玄礫層は、層相や風化の程度などから両者の区別は困難と考え、本報告では両者をまとめて矢部層とした。堀(1998)は本層の地形面を最高位面とした。

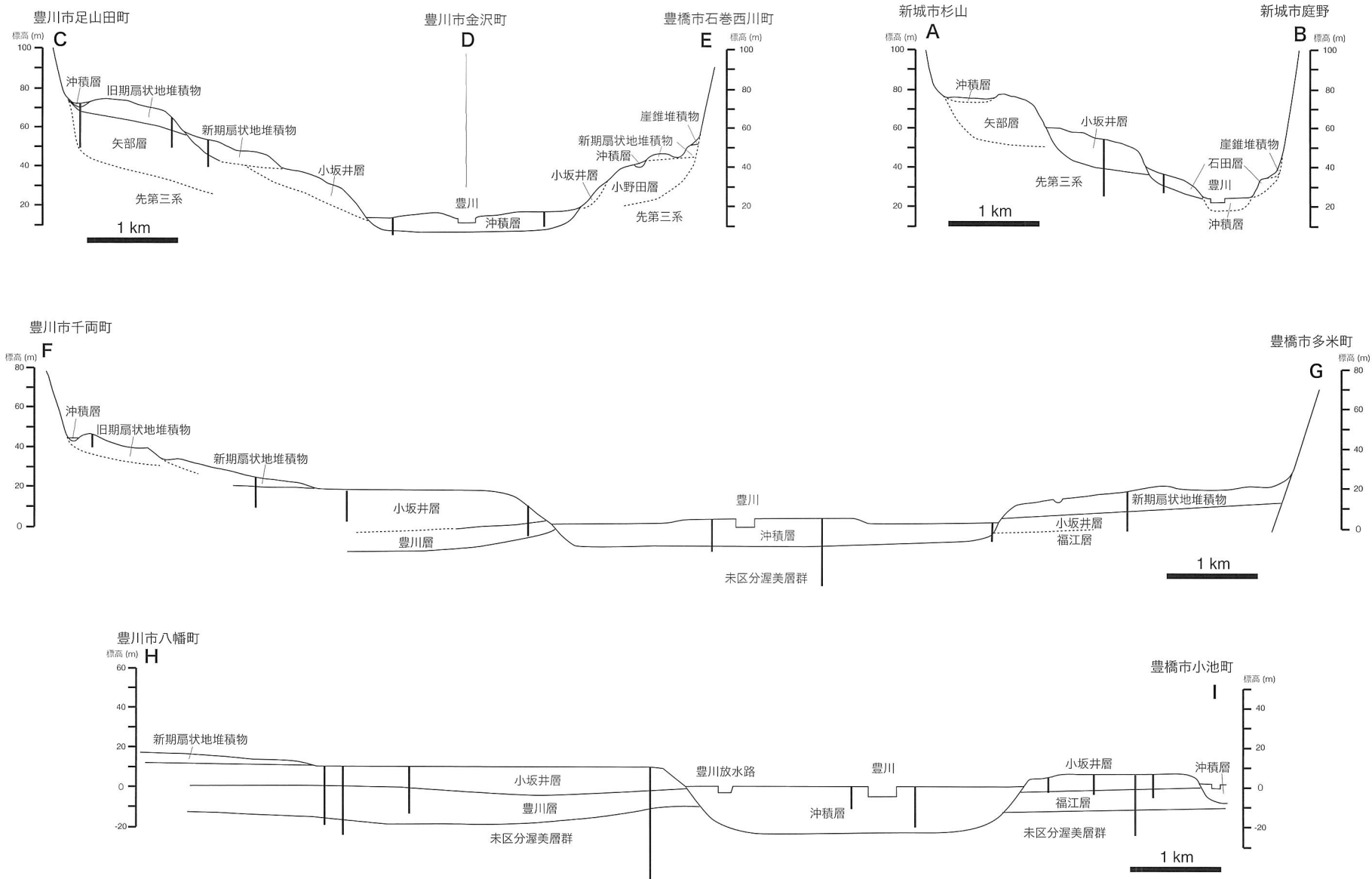
模式地 新城市八東徳の清井田(木村ほか, 1982; 西隣「三河大野」図幅内)。

層序関係 地形面としてみられる新城市杉山周辺では、



凡例		
埋立地	崖錐堆積物	豊川層
後背湿地・谷底低地堆積物	低位段丘堆積物	旧期扇状地堆積物
浜堤堆積物	新期扇状地堆積物	小野田層
旧河道堆積物	小坂井層	矢部層
自然堤防堆積物	福江層	ジュラ～白亜系

第7.1図 豊川流域における第四系の分布概略図
太線は第7.2図に示した断面図の測線。



第7.2図 豊川流域における第四系の地質断面図
断面図の測線は第7.1図を参照。太い縦線は測線に近接するボーリング地点。

本層は新城トータル岩を不整合で覆い、小坂井層及び沖積層の堆積面によって開析される。それより豊川の下流域では地形面は認められず、豊川市東上町^{とうじょう}周辺では、旧期あるいは新期扇状地^{せんじょうち}面によって開析される。木村ほか(1982)によれば層厚は20m以内とされるが、本図幅内では8m以内の層厚が観察される。

分布 豊川右岸台地における新城市信玄周辺から豊川市東上町周辺まで分布する。

層相 2～30cmの中-巨礫サイズの亜円-円及び亜角礫からなる淘汰の悪い砂礫層から主になる(第7.3図、第7.4図B)。礫種は領家深成岩や変成岩類、設楽火山岩類が多く、クサリ礫になっていることが多い。偏平な形態の礫が多い。また、風化の程度によっては礫がマサ状になり、基質との区別がつかないことも多い。基質表面は全体的に赤-橙色化している。上位には1～4mの赤色土壌(マンセル色表示で2.5YRの色相)が重なる。豊川市東上町周辺では、砂礫層の下位に泥層、砂質泥層、中礫や炭化物が点在する中-粗粒砂層が観察される(第7.4図B)。また、この泥層には層厚約7cmのベージュ色のテフラが挟在される(第7.4図C)。このテフラは粘土化しており、鉍物は検出されなかった。

対比 木村ほか(1981, 1982)は、本層と豊川左岸台地の小野田層を対比したが、小野田層には本層に挟在される泥層やテフラがみられないため、対比できるかどうかは明らかでない。また、本層の砂礫が小野田層の砂礫よりもより風化を受けているため、本層は小野田層よりも

旧期の堆積物である可能性がある。

7.2.2 小野田層 (On)

命名・定義 木村ほか(1981)に初出し、木村ほか(1982)で記載された小野田礫層を小野田層と改めた(中島ほか, 2008)。本層は、豊川上流の左岸においてみられる河成の上位段丘面群の一つである小野田面を構成する地層である(木村ほか, 1981, 1982)。

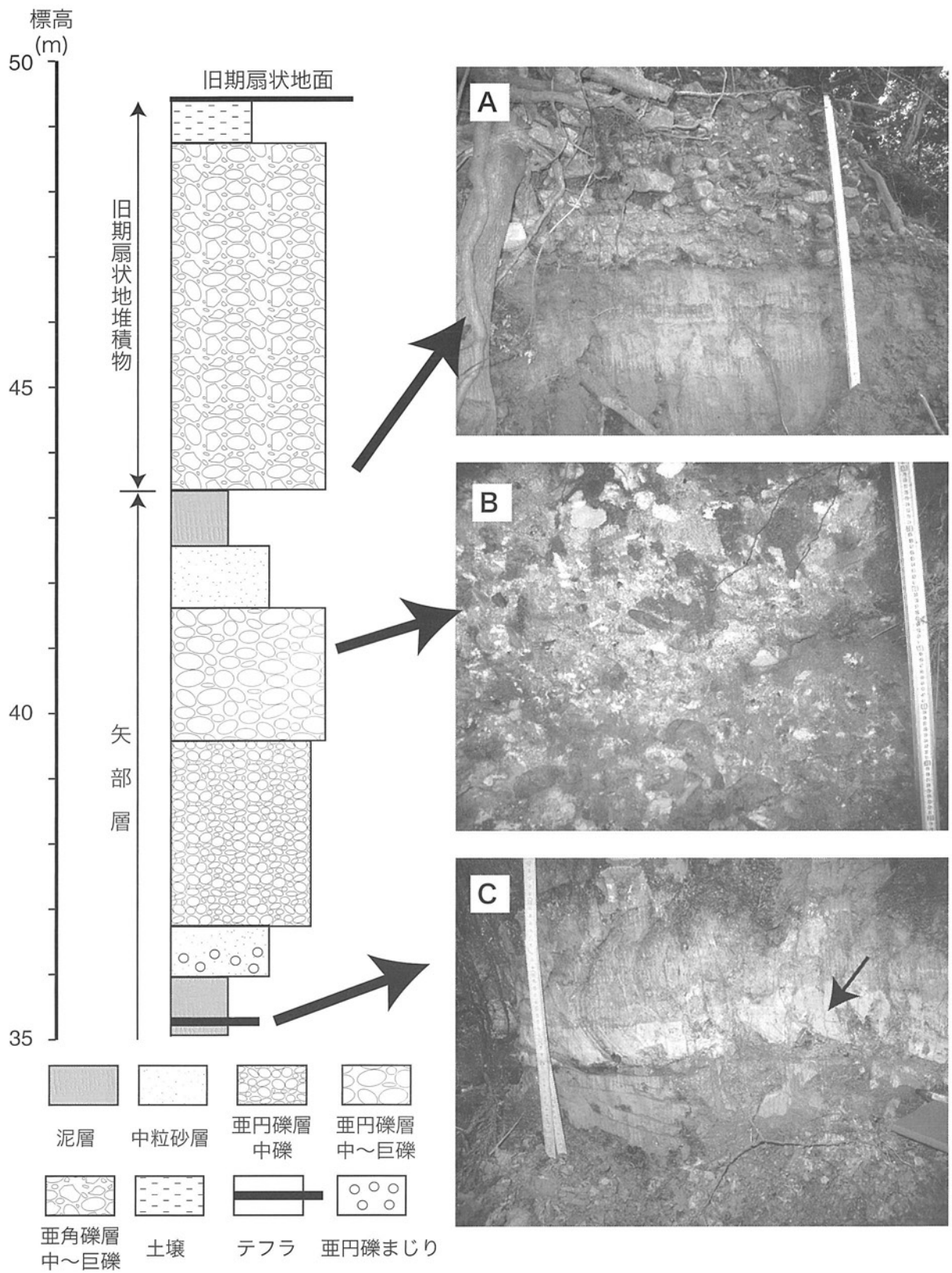
模式地 豊橋市石巻小野田町(南隣「豊橋及び田原」図幅内)。

層序関係 模式地周辺では約9m、本図幅内では約5mの層厚が確認できたが、基底部が確認できないため、全体の層厚については明らかでない。木村ほか(1982)によれば層厚は約20mに達する。豊川市金沢町や新城市一^{ひとくわだ}^{くわだ}田では、本層が地形面としてみられるが、豊橋市石巻西川町周辺では、上位に新期扇状地性堆積物が重なる。分布 豊川左岸台地における新城市一^{ひとくわだ}田、豊橋市石巻西川町、豊川市金沢町周辺に分布する。

層相 2～20cmの中-大礫サイズの亜円-円礫からなる淘汰の悪い砂礫層である。くさり礫が多く含まれる。細砂-細礫が礫層の基質を構成する。上部は赤褐色化(マンセル色表示で5YRの色相)している。砂・泥層が挟在する場合がある。新城市一^{ひとくわだ}田においては、シルト-粗粒砂が基質の亜円-亜角礫が挟在する場合もある(第7.5図A)。豊川市金沢町における本層上部には円磨度の低い設楽火山岩類の中-大礫が挟在する(第7.5図B)。

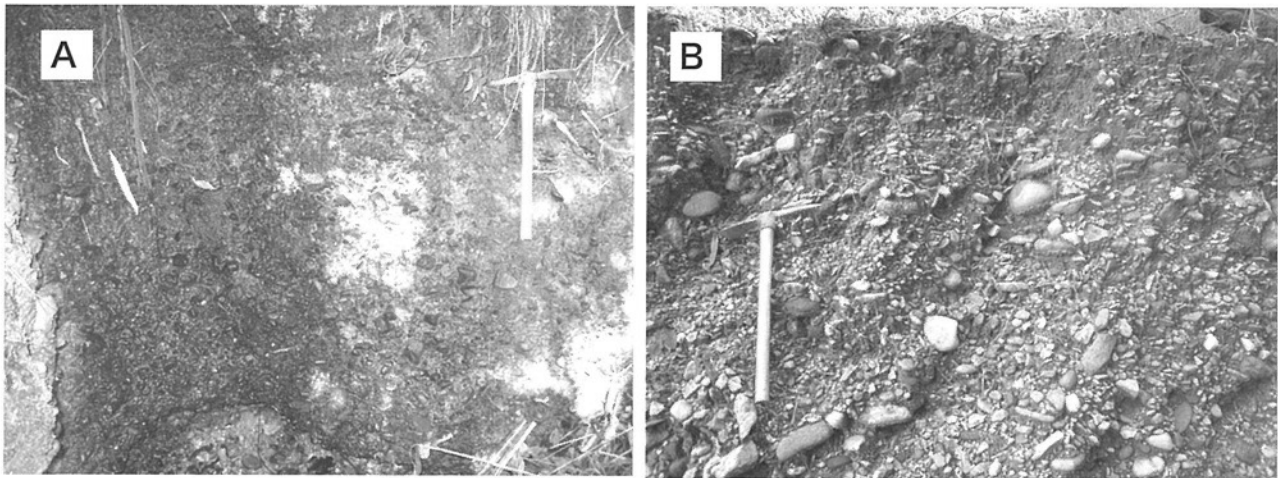


第7.3図 模式地周辺における矢部層の砂礫層
新城市杉山における中-大礫サイズの亜円礫層。ツルハシの長さは45cm。



第7.4図 豊川市東上町における矢部層・旧期扇状地堆積物の柱状図

A: 矢部層の砂泥層と旧期扇状地堆積物の亜角礫層の境界部. B: 矢部層の亜円礫層. C: 矢部層の泥層に挟在する粘土化したテフラ (矢印).



第7.5図 小野田層の砂礫層

A：新城市一鍛田における露頭。中-大礫サイズの亜円礫と亜角礫が混在する。ツルハシの長さは45cm。B：豊川市金沢町における露頭。設楽火山岩類の扁平な礫が目立つ。ツルハシの長さは45cm。

対比 木村ほか（1981）は新城市の北東に分布する高位段丘面の構成層（本図幅の矢部層に相当）と本層を対比しているが、新城市の堆積物は全体的に赤色化し、マサ土の基質が特徴であるため、本層とは特徴が類似しない。また、矢部層に含まれる礫は、小野田層のものよりも風化の程度が激しいため、矢部層は小野田層よりも古い堆積物である可能性がある。新城市一鍛田における層相は、豊川本流性の河川性の礫だけでなく、支流性の旧期扇状地堆積物も同時に混在している可能性がある。

7.2.3 旧期扇状地堆積物 (fo)

定義 高位段丘堆積物に対応する、中-後期更新世における上位の扇状地面を構成する地層である。木村ほか（1981）は、豊川右岸と左岸における支流性の旧期扇状地面を構成する地層をそれぞれ足山田礫層と平野礫層としたが、本扇状地堆積物は上記の礫層を含む。

層序関係 山麓部では基盤と接している様子が観察できる場合があるが、ほとんどの場合、下限は不明である。豊川右岸台地においては約30mの層厚が報告されている（木村ほか，1981）。本堆積物の堆積面は、新期扇状地堆積物や石田層、沖積層の堆積面に開析される。

分布 豊川右岸台地においては、新城市を流れる野田川以西、豊川市大崎町以東に広く分布する。豊川左岸台地においては、間川流域である豊橋市石巻西川町、石巻萩平町、新城市富岡に分布する。音羽川台地においては音羽川、西古瀬川、山陰川流域に分布する。蒲郡台地にも分布する。

層相 豊川兩岸の台地における本堆積物は、淘汰の悪い中-巨礫サイズの亜角-角礫から主になる（第7.6図）。基質は泥-細礫からなり、橙色-赤褐色化している。本層の上位には茶褐-赤褐色土（マンセル色表示で5YR, 2.5YRの色相）が重なる。礫種は、それぞれ隣接する

山地から供給され、内帯側は領家変成コンプレックスや領家深成岩などの岩石、外帯側は三波川変成コンプレックスの岩石からなる。クサリ礫となっていることが多い。礫質砂・泥層が挟在する。

対比 本堆積物には堆積年代を示すテフラなどの証拠がなく、風化の程度も場所によって異なるため、それぞれの分布域の本堆積物が同一の時期に堆積したとは限らない。

7.2.4 豊川層 (To)

命名・定義 本層は、小坂井面を構成する礫層の小坂井層の下位に分布し、下位より砂礫層、砂層、泥層からなる（中島ほか，2008）。本層は従来、小坂井泥層（土，1960など）、小坂井基底礫層（堀，1998）などと呼ばれていた地層である。

模式地 豊川市八幡町の地下、標高-10～2mの層準（中島ほか，2008）。

層序関係 本層は渥美層群相当層を不整合で覆い、小坂井層に不整合で覆われる。「豊橋及び田原」図幅内では、下位より約5～8mの砂礫層、2～5mの砂層、そして3～7mの泥層から主に構成されることが地下地質から推定されている（中島ほか，2008）。本図幅内では豊川河床に約50mの連続露頭が観察されるだけで、上下層との境界はみられず、現河床礫によって覆われる。露出している地層の層厚は1～2m程度である（中尾，1991；松岡ほか，1997）。

分布 南隣「豊橋及び田原」図幅内の地下における分布が主で、豊川右岸台地の豊川市と小坂井町の標高約-20～5mに分布する。渥美湾沿岸域の御津低地や渥美湾海底面下においても連続して分布する。本図幅内においては、豊川市豊津町における豊川にかかる金沢橋より上流の右岸河床に露出する。

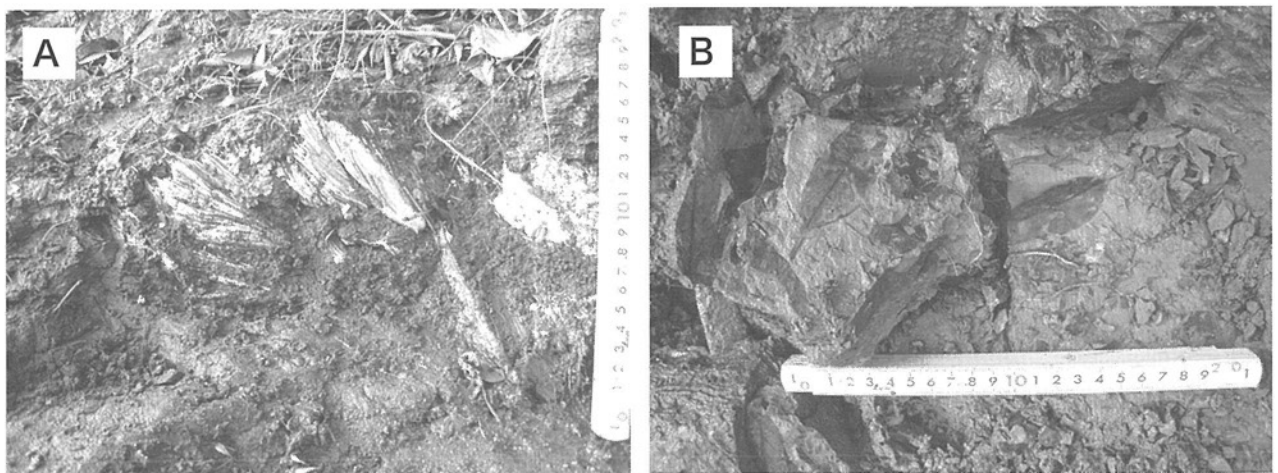
層相・化石 本図幅内における本層は淘汰の良い泥層からなり、貝や植物のほか、昆虫、フジツボ、有孔虫、魚などの化石の産出が知られている（第7.7図；荒巻・池田，1986；中尾，1991；松岡ほか，1997）。貝類については、*Crassostrea gigas*（マガキ）を主体とするカキ礁が観察され、カキ礁からは *Trapezium liratum*, *Patelloida pygmaea lampanicola*, *Fluviocingula elegantula*, *Clithon sowerbiamus*, *Cerithideopsisilla djadjariensis* などが、カキ礁周辺の泥層から *Tegillarca granosa*, *Macoma incongrua* などの汽水域の河口や干潟に生息する種が報告された（松岡ほか，1997）。植物化石は *Pinus parviflora*, *Abies firma*

など針葉樹3属3種，広葉樹3属3種が報告され，花粉化石は *Fagus*, *Pinus*, *Quercus*, *Sciadopitys* が優位に産出した（松岡ほか，1997）。

対比・年代 本図幅において，豊川層とした豊川河床の露頭は，上位及び下位層との関係が明確でない。また，「豊橋及び田原」図幅内の豊川層の泥層の北限（上限標高約2m）は，豊川河床の露頭（標高約10m）より約5km南西にあり，距離と標高の不連続性から両者の対比は困難である。しかし，本図幅周辺において海生化石が多産する海成泥層は豊川層か沖積層しかないこと，海成層である豊川層は，河成層である小坂井層によって上部を削剥



第7.6図 旧期扇状地堆積物の中-巨礫サイズの亜角礫層
豊川市東上町の露頭，中央の白いスケールは1m.



第7.7図 豊川市豊津町における豊川河床に露出した豊川層
A：カキ礁の化石，B：植物の葉化石.

されていること（中島ほか，2008），小坂井層は河床露頭周辺にまで分布していることから，かつて豊川層は豊川河床の露頭周辺にまで分布していた可能性がある。上述の理由より本報告では，豊川河床の泥層を豊川層の泥層として扱った。

堀（1998）は「豊橋及び田原」図幅内における豊川層と沖積層の海成泥層が同程度に内陸に分布し，それらの層序関係から，豊川層を最終間氷期 MIS5e の堆積物であるとした。一方，中尾ほか（1991）は，豊川河床の露頭から採集した *Crassostrea gigas* を用いて $29,690 \pm 350$ yrBP という放射性炭素年代を報告した。この値は，これまでに「豊橋及び田原」図幅内の豊川層から報告された貝化石の放射性炭素年代（約 26,000 ~ 34,000 yrBP : 池田，1974 ; 池田・松井，1976 ; 池田，1990）と調和的である。しかし，これらの年代値は，報告当時の測定法の限界に近い3万年前後の値であることや，その時代が縄文海進と同程度の高海面を形成するほどの高海面であったことは疑わしい（堀，1998）。したがって，上記の放射性炭素年代値についてはさらなる検討の余地があると思われる。

堆積環境 中尾（1991），松岡ほか（1997），松岡（1998），中尾（1998）は，標高17 ~ 20m を豊川層堆積時の海岸線と仮定し，古地理図を作成した（第7. 8図）。豊川河

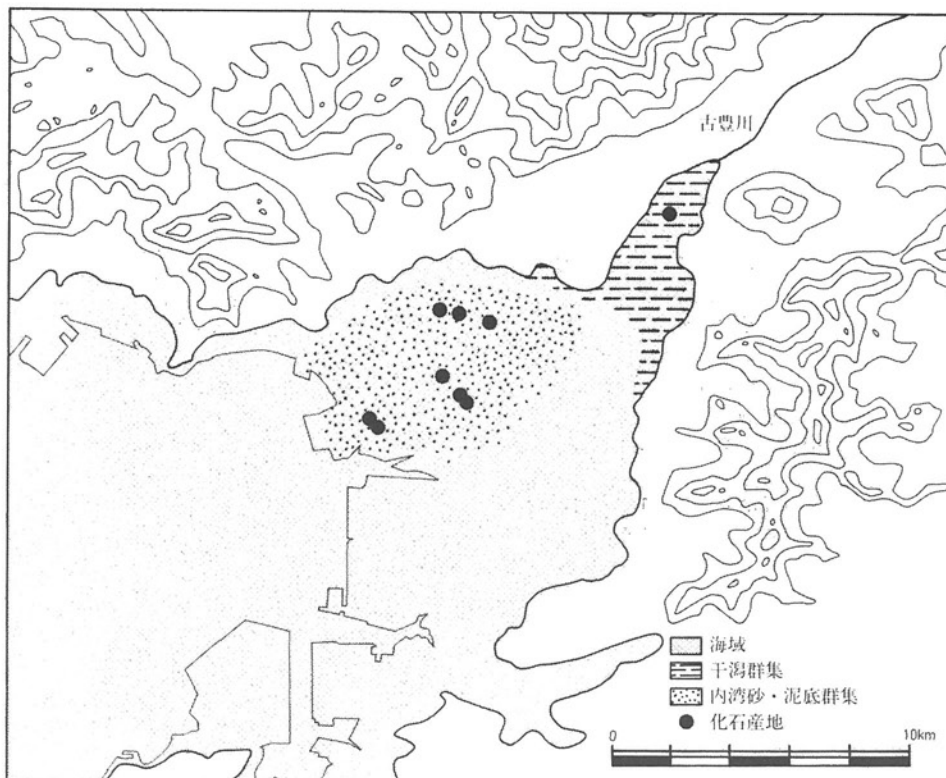
床の豊川層の貝化石群集は河口付近の干潟群集，小坂井町から豊川市の地下に分布する豊川層の貝化石群集は内湾砂・泥底群集に相当し，それらの分布と古地理図における地理的分布は調和することがわかる（松岡ほか，1997）。また，第7. 8図の海域と「豊橋及び田原」図幅に広く分布する福江層の分布は類似しており，中島ほか（2008）の指摘のように福江層と豊川層は対比される可能性が高い。

7. 2. 5 小坂井層 (Kz)

命名・定義 豊川右岸の小坂井面（土，1960）と左岸の豊橋面（土，1960），豊川両岸の中位段丘下位面（MII）（木村ほか，1981，1982）を構成する河川性の段丘堆積物である。いわゆる“小坂井礫層”あるいは“豊橋礫層”と呼ばれる堆積物であるが，中島ほか（2008）によって小坂井層と定義された。木村ほか（1982）による新城礫層，賀茂礫層，石巻礫層も本層に含まれる。

模式地 南隣「豊橋及び田原」図幅内の小坂井町小坂井の五社稲荷神社で観察される露頭（中島ほか，2008）。

層序関係 本層は，新期扇状地堆積物によって覆われ，段丘面は沖積層及び石田層の堆積面によって開析される。豊川両岸の陸上では約10m の層厚の本層が観察できるが（第7. 9図 A），ボーリング資料では10 ~ 20m



第7. 8図 豊川層堆積時の古地理図

松岡ほか（1997）による。海岸線は標高20m の等高線に基づく。本図幅の豊川層の貝化石産地は，古豊川の河口部に位置する。

に達する。

分布 豊橋右岸台地においては豊川市から小坂井町にかけて、豊川左岸台地では豊橋市賀茂町、新城市八名井、一鉄田に広く分布する。音羽川台地では豊川市国府町から赤坂にかけて分布する。

層相 本層は淘汰の悪い中礫サイズの亜円礫を含む砂礫層から主になる。中礫サイズの亜角礫や大-巨礫サイズの亜円礫も含まれる場合がある。偏平な亜円礫も多い。クサリ礫をわずかに含む。礫種は設楽火山岩類が多く、豊川本流系の礫といえる（木村ほか、1982）。層厚20～30cmの中粒砂・泥層を挟在する場合もある。最上部には黒ボク土壌-褐色土壌が重なる（第7.9図B）。

対比 本層は本図幅地域において、下位層との関係は明瞭ではないが、南隣「豊橋及び田原」図幅では、豊川層と福江層を覆い、段丘面は沖積面に開折される。豊川層（または福江層）の堆積年代は明らかではないが、海成泥層の分布などから MIS5e と推定されている（堀、1998；中島ほか、2008）。したがって、本層の堆積年代は MIS5～2（約12万5千年前-約2万年前）の範囲と推定される。

7.2.6 新期扇状地堆積物 (fy)

定義 後期更新世における中位の支流性扇状地面を構成する地層である。木村ほか（1981、1982）は、豊川右岸と左岸における新期扇状地面を構成する地層をそれぞれ上長山礫層と牛川礫層としたが、本堆積物はこれらを含む。

層序関係 本層による扇状地面は旧期扇状地面を開折し、また本層は中位段丘面の構成層である小坂井層を覆う。沖積面によって開折される。本堆積物の層厚は明確ではないが、5m程度である。

分布 豊川右岸台地に広く分布し、豊川左岸台地においては、間川流域である豊橋市石巻西川町、石巻萩平町、新城市富岡に分布する。そのほかに音羽川や山陰川流域、蒲郡台地にも分布する。

層相 本層は中-大礫サイズの亜角礫から主になる。淘汰が悪く、基質は茶褐-橙色を呈する。クサリ礫はほとんどみられない。層厚1m程度の礫質砂・泥層が挟在する場合がある。上位には黒ボクや黒褐-橙色の土壌が重なる。豊川市三蔵子町周辺などでは、層厚2～3m程度の泥炭層、植物片を含む泥層、砂層がみられる場合がある。これらの地域は新期扇状地の扇端付近に位置したため、細粒な堆積物が堆積したためと推定される。

対比 本堆積物には堆積年代を示すテフラなどの証拠がなく、礫や基質の風化度合いも場所によって異なるため、それぞれの台地における扇状地堆積物が同一の堆積年代であるとはいえない。本層は中位段丘面を覆い、本層の作る面は低位段丘や沖積面に開折されていることから、MIS5～2の間に堆積したことがいえる。

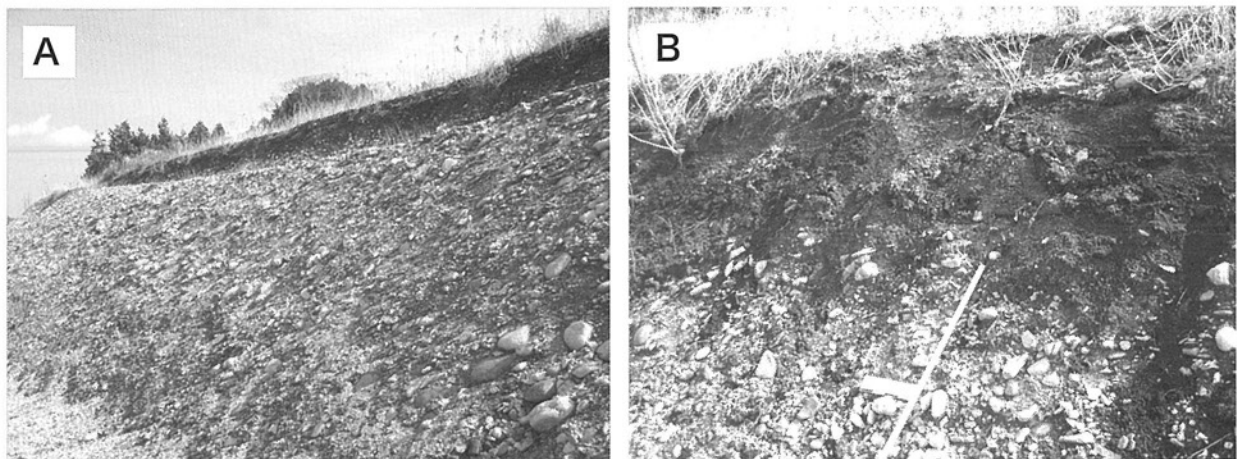
7.2.7 石田層 (Is)

命名・定義 中位段丘である小坂井面や旧期あるいは新期扇状地を開折し、沖積面によって開折される低位段丘の構成層。木村ほか（1981、1982）による豊川右岸台地の石田礫層、豊川左岸台地の庭野礫層、間川礫層は本層に含まれる。

模式地 新城市野田の中市場南方（木村ほか、1982）。

層序関係 本層は豊川右岸において小坂井面や新期扇状地面を開折し、豊川左岸において小野田面、小坂井面、新期扇状地面を開折する。基底部は露出していないが、新城市石田における本層の層厚は約8mである。

分布 豊川流域においては、豊橋右岸及び左岸台地にお



第7.9図 新城市一鉄田における小坂井層の砂礫層

A：中-巨礫サイズの亜円礫層。露頭の高さは約9m。B：露頭最上部に重なる黒ボク土壌。下部の白いスケールは1m。

ける新城市域に分布する。豊橋市賀茂町の間川流域にも小規模に分布する。

層相 本層は、中礫-巨礫サイズの亜円-円礫からなる砂礫層である(第7.10図)。円磨度が低い中-大礫が目立つ。本層の上面は黒ボク-黒褐色土壤に覆われる。

対比 本層には堆積年代を示すテフラなどがほとんどみられないため、本層の対比や堆積年代の決定は困難である。堀(1998)によれば、豊川流域の沖積層の基底礫層の縦断面を上流に延長すると、石田層の縦断面に滑らかにつながる(第7.11図)。したがって、本層は沖積層基底礫層に対比され、最終氷期後半の下位面最大低下期頃に形成されたと考えられる(堀, 1998)。

7.2.8 後背湿地及び谷底低地堆積物 (bm)・自然堤防堆積物 (nl)・旧河道堆積物 (ac)・崩積堆積物及び沖積錐堆積物 (c)

これらの堆積物は、最終氷期最盛期(約2万年前)-完新世にかけて形成された低地に分布する河川性の堆積物である。豊川低地においては、後背湿地堆積物(腐植質な泥層・砂質泥層)、自然堤防堆積物(3m程度の砂層・泥質砂層・砂礫層)、旧河道堆積物(3m程度の泥層・砂質泥層)が分布する。池田(1973)や木村ほか(1982)は、豊川右岸の豊川市豊津町において下位段丘面を認め、木村ほか(1982)は牧野礫層を定義した。しかし、周辺の豊川の自然堤防堆積物との分布や層相に違いがみられないため、本図幅では牧野礫層を自然堤防堆積物に含めた。豊川及び音羽川低地の地下には、約10~20mの砂

礫層からなる河川性の沖積層が分布する。

7.3 山間部の第四系

7.3.1 未区分上位段丘堆積物 (tu)

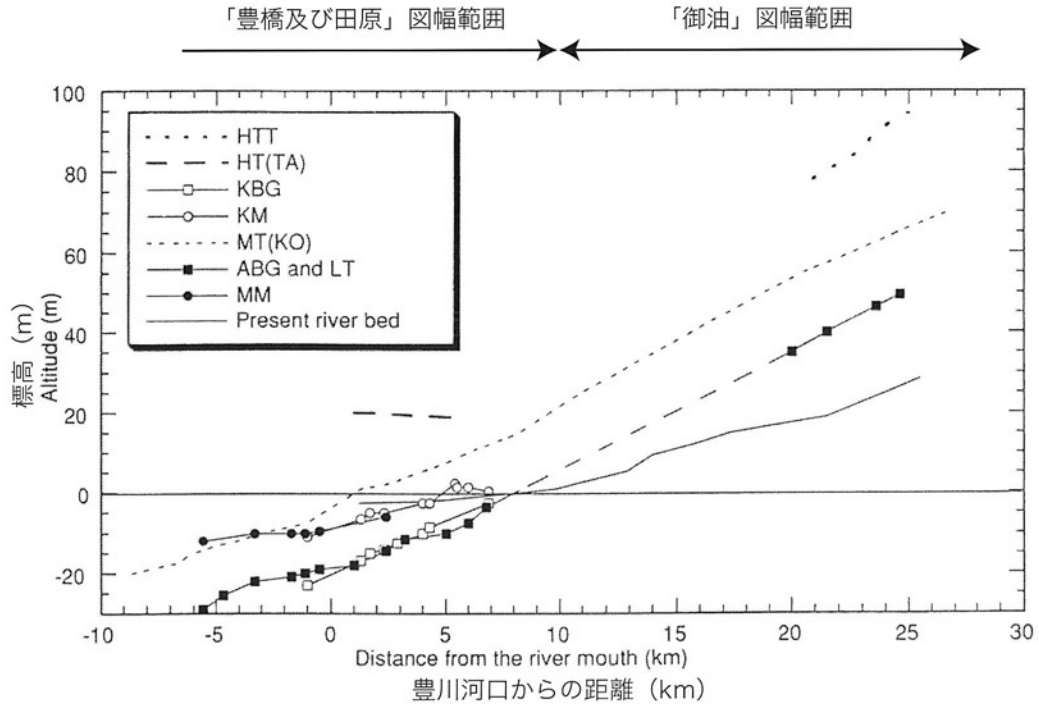
山間部の鉢地川、青木川、男川、乙川、巴川流域に分布する上位段丘面の構成層である。中-大礫サイズの亜円-亜角礫層からなるため、河川性と扇状地性の礫が混在していると推定される。礫種は後背地の岩石がほとんどで、巴川流域では深成岩類が、その他では変成岩類が多い。基質が赤褐-茶褐色に風化していることが多く、クサリ礫も目立つ。段丘面は未区分下位段丘面と沖積面に開折される。堆積年代を示すデータがないため、それぞれの河川流域における対比も困難であるため、未区分の上位段丘堆積物とした。ただし、風化の程度や後述する未区分下位段丘との層序関係などから、本堆積物の堆積年代は中-後期更新世と推定される。

7.3.2 未区分下位段丘堆積物 (tl)

未区分上位段丘面を開折し、沖積面に開折される下位段丘面を構成する砂礫層である。分布や礫の特徴は上位段丘堆積物のものと同様である。空中写真等に基づき、地形面が認められるが、露頭として観察できる場合は少ない。作手団体研究グループ(1991)によれば、新城市作手清岳における本堆積物は中礫サイズの亜円-亜角礫層からなり、上面には黒ボク土壤が重なる。また、層厚約8cmの始良 Tn テフラが見つげられている(作手



第7.10図 新城市石田における石田層の砂礫層
円磨度の低い礫が目立つ。ツルハシの長さは45cm。



第7.11図 豊川流域の段丘面上面，埋没面及び現河床の縦断標高投影図
堀（1998）を一部改。HTT：最高位段丘面（本図幅の矢部面に相当），HT：高位段丘面（本図幅には相当する段丘面はない），KBG：小坂井層基底礫層（本図幅の豊川層基底礫層に相当），KM：小坂井層中部泥層（本図幅の豊川層の泥層に相当），MT：中位段丘（本図幅の小坂井層に相当），ABG and LT：沖積層と低位段丘（本図幅の石田層に相当），MM：沖積層中部泥層。



第7.12図 岡崎市鉢地町における未区分上位段丘堆積物の砂礫層
大-巨礫サイズの亜角礫が目立つ。ツルハシの長さは45cm。

団体研究グループほか、1989；作手団体研究グループ、1991）。このテフラを挟在する地点以外の本堆積物には年代を示すデータがほとんどなく、各流域における堆積物の対比も困難であるため、未区分の下位段丘堆積物とした。未区分上位段丘面と沖積面との関係などから、本堆積物は上部更新統と推定される。

7.3.3 後背湿地及び谷底低地堆積物 (bm)

山間部の河川流域に分布する低地の沖積層を谷底低地堆積物とした。地下地質の資料がほとんどないが、主に河川性の砂礫層や氾濫原の泥質層から構成されることが推定される。新城市作手地域における巴川低地の地下地質については、ボーリング調査が行われ、テフラや花粉、堆積物の化学分析に基づき、層厚4m程度の主に泥炭からなる更新世末期から完新世にかけて存在した湿原堆積物であることが明らかとなった（大野原湿原研究会編、1989, 1991, 1993, 1995）。この湿原は古大野原湿原と呼ばれる。また、同地域の長ノ山湿原ながのやまにおいてもボーリング調査が行われ、地下地質が研究されている（大野原湿原研究グループ、1993）。古大野原湿原堆積物からは、更新世末期のテフラである始良 Tn(AT)、ホーキ、オドリ、

完新世のテフラである鬼界アカホヤ (K-Ah)、天城カワゴ平 (Kg)、富士大沢スコリア (F-Os) が報告され、また、炭化物を用いることで、同様な更新世末期 - 完新世の放射性炭素年代が得られている（大野原湿原研究会編、1989, 1991, 1993, 1995）。一方、長ノ山湿原の泥炭堆積物（層厚162cm：沢井、1993）からは、更新世末期のテフラは産出せず、完新世の K-Ah と Kg が産出しているため、古大野原湿原よりも長ノ山湿原がより新期の湿原堆積物であることが報告された（沢井、1993）。

7.4 人工堆積物

谷 / 池埋立地 (r) 岡崎市牧平町や豊川市赤坂台では、緩斜面の谷地形を埋め立てて工業用地や団地が造成されている。

盛土 (am) 豊川用水事業によって造成された新城市富岡の大原調整池と豊川市平尾町の駒場調整池において、地質図に表現できる程度の盛土がみられる。その他に、豊川右岸台地の段丘及び扇状地上の農業用水などに使用するため池の堰堤に小規模な盛土がみられる。

第8章 地質構造及び重力

(尾崎正紀)

8.1 断層

ここでは、地質調査の結果を踏まえて、主に中新世以降に発達した地質構造について述べる(第8.1図)。なお、周辺地域には伊勢湾断層、高浜断層、深溝断層などの逆断層群や、水窪断層などの横ずれ断層が活断層として周辺地域で多く認められるが、「御油」図幅地域内で活断層と確認された断層はない(岡田, 2001)。

1) 中央構造線

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。「御油」地域を含む三河地域では、豊川沿いに発達し、東は赤石山地西縁へ、西は三河湾南岸へと連なる(第8.1図)。

中央構造線は新城市以東では露頭調査からは20～80度の北傾斜が認められており(家田・松岡, 1996)、地質断層としては領家帯と三波川帯が接する北傾斜の断層と考えられている。なお、新城市の西方では中央構造線は分岐し(岡田, 2001など)、設楽地域に分布する中新統を切る。

「御油」及び周辺地域の中央構造線は、ボーリング調査によって渥美半島西端の伊良湖岬と立馬崎の間(山田ほか, 1984)と、新城市の市街地以東の露頭調査(家田・松岡, 1996など)で位置が確認されているものの、その間については第四系が広く覆うため正確な位置は分かっていない。

例えば20万分の1地質図「豊橋」(山田ほか, 1972)及び「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)では、中央構造線を松沢ほか(1963)に従い小坂井町南部付近に通し、渥美半島西端と新城市以東の間を連続させているが、重力異常のデータからみる限り豊橋平野で大きな食い違いが認められる(沢井ほか, 1994; 池田, 1998など)。例えば、第8.2図の重力異常図では、見かけ上約3km以上の左横ずれが推定される。地震探査による豊橋平野の地下構造調査(愛知県, 2003, 2004a, b)では山田ほか(1972)の位置に基づいて中央構造線の位置が想定され検討されたが、その位置は特定できなかった。第8.2図の重力異常から推定される中央構造線の位置は、愛知県(2003)の地震探査南北断面ではD層とE層との境界が最も深い位置にある部分にあたり、再解釈の必要があると思われる。

沢井ほか(1994)は、豊橋平野における中央構造線の食い違いの理由を豊橋東側のブロックが左回転をしながら北上した結果と説明している。本報告では、中央構造

線の左横ずれ変位と共に豊橋平野地下のすり鉢の凹構造を説明するため、後述のように豊橋平野東縁沿いに中央構造線を切る南北方向の断層(豊橋断層)を推定した(第8.1図及び第8.2図)。

中央構造線及び後述の北縁に発達する中央構造線に平行な後述の断層群からは、第四紀後半の段丘面などに変位を与えている証拠は得られていない(岡田, 2001)。松沢ほか(1963)は小坂井町南部付近に中央構造線が存在するとしたが、豊橋平野の南北方向の地下構造調査(愛知県, 2003)でも、後期中新世末-鮮新世以降の地層(東海層群及びそれより若い時代の地層)と推定されるA-C層に変位を及ぼす断層は確認されていない。また、三河湾でも中央構造線の沖積層への変位は確認されていない(小川ほか, 1991)。

2) 中央構造線北縁に発達する東北東-西南西方向の断層

新城市豊栄から一宮町上長山、豊川市八幡町に、少なくとも2つの東北東-西南西方向の断層が中央構造線に並行して領家変成コンプレックス中に発達する。これらの断層は豊橋平野の北縁に発達し、長さは15km以上に及び、新城市豊栄の東方へも連続する可能性が高い。

本図幅地域内では断層露頭を確認できないが、岩相分布や直線的な組織地形の発達から、断層の傾斜は垂直に近いと推定される。三河高原南東縁の比高500～600mにも及ぶ急斜面の形成を担った断層の一部と考えられ、本宮山断層崖とも呼ばれ(辻村, 1924, 1932)、想定される断層がリニアメントで示されたが(岡田, 1976)、具体的にこれらの断層が上部更新統以降の地層に変位を及ぼした証拠はない(岡田, 2001)。なお、岡田(1976)の第3図と第4図で示されたりニアメントの一部は、後述の御油断層や領家変成コンプレックスの岩相境界に一致する(地質図参照)。

上記の2つの断層は本宮山の1.8km西方の北北西-南南東方向の断層(後述の豊橋断層)に切れ、見かけ上100～200m左横ずれの変位を受けている。また、本宮山東方にある西北西-東南東走向の断層にも切れ、見かけ上、右横ずれの変位を受けている。

以上の2つの断層のほかに、中央構造線に沿う断層として、豊川市北部の千両町・財賀町から平尾町・八幡町に至る地域に、北東-南西方向に直線的に走る直線的の4つの断層が2.5～8kmあるいはそれ以上の長さで存在する。見かけ上、左横ずれの変位を伴う断層で、縦ずれ変位を想定すると領家変成コンプレックスの構造から北西側落ちの断層変位が推定される。一部は後述の御油断

層を切ると思われる。上述の2つの断層との関係や形成時代は不明である。

3) 豊橋断層 (仮称:一部推定断層)

豊橋断層は、中央構造線を見かけ左横ずれに数 km 以上変位させ、すり鉢状の地下構造の豊橋平野を作ったと推定される北北西-南南東方向の断層である。断層は豊橋平野東縁を通り、その北は「御油」図幅地域内の豊橋市加茂町から豊川市松原町を通り、更に北の本宮山の西沿いを岡崎市河原町に達すると考えられる。なお、地質図では変位が確かめられる本宮山の西側のみを地質断層として描いたが、上長山町以南は第四系に覆われて正確な位置が分からないため、地質図に位置は示さず、地質図に添えた地質概略図に示した。

上記の豊橋平野の地下構造調査(愛知県, 2003, 2004)によると、豊橋平野の地下はP波、S波速度構造からA-E層に区分される。A-C層はP波速度1.6-2.2km/secの東海層群-完新統、その下位のD層はP波速度3.9~4.3(S波速度1.6~1.9)で、基盤と解釈されるE層の上位にあり、明確な反射面が認められない堆積層とされている(中新統にしては大きな速度を示し、時代も未詳である)。A-C層は東西反射面(H14調査側線)でみると、層厚は約200~250mで、ほぼ水平であるが西にやや厚く、東の平野東縁で薄くなる傾向にあり、A-C層を見る限り推定される豊橋断層は変位を及ぼしていない。一方、D層は最大深度1,400mにまで分布し、その分布は重力異常のデータとも調和的である(第8.2図)。豊橋平野の地下構造調査では、断層の存在は示されていないが、本報告では、上記の構造のうち、H14調査側線のD層とE層の西傾斜の境界部分を断層と考え、1,400m以上の垂直変位がある正断層と推定した。

一方、その北側延長部の本宮山の西沿いの断層沿いに分布するすず領家変成コンプレックスの地質構造(片理構造が約30°北傾斜)からは、豊橋断層は見かけ上約1kmの右横ずれ、あるいは500~600m東落ちの変位が推定される。また、地形的にも、断層を挟んで東側の稜線が西側のそれに比較し100~200mほど高くなっている。

以上のように、中央構造線の左横ずれ変位と豊橋平野のすり鉢状構造を説明するために、西落ち正断層として豊橋断層の存在を推定したが、現状では確実なものとはいえない。今後、中央構造線の正確な位置の把握、豊橋平野のすり鉢状構造形成メカニズムの解明のため、周辺の地質学的検討も加えた豊橋平野の地下構造調査データの再解釈及びボーリング調査が望まれる。

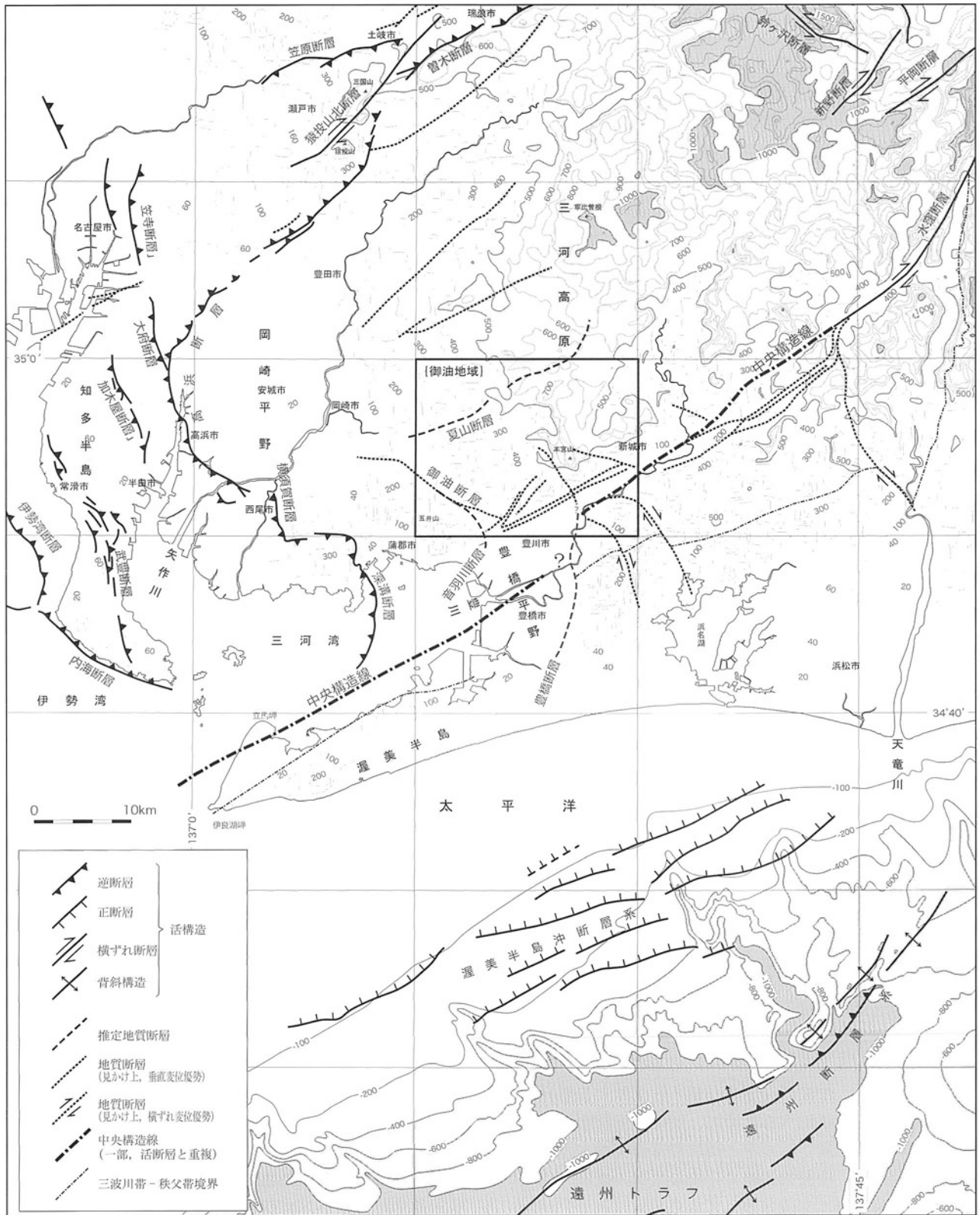
4) 御油断層及び音羽川断層

五井山地と観音山地の間の北西-南東方向の谷沿いに発達する長さ15kmほどの断層である。これまで、井関(1969)、岡崎地質研究会編(1973)、糸魚川(1976)、岡

田(1979)、仲井ほか(1985)、池田(1998)、岡田(2001)、原瀬(2005)などで報告されている。なお、井関(1969)が音羽川断層または御油断層と呼んだため、両方の名前が上記の文献でも混在し、かつ断層の位置も異なっていた。このため、本報告では、岡崎市山綱町から鉢地町・豊川市長沢町・赤坂町を通り、南で豊川市平尾町^{とよ}場に至る北西-南東方向に延びる地質断層を御油断層と呼び、赤坂町で御油断層から分岐し音羽川沿いの沖積層の分布する谷に延びて豊川市国府町に至る断層(池田, 1998)を音羽川断層と呼んで区別した(第8.1図)。なお、音羽川断層は伏在かつ推定断層のため地質図には表現していないが、地質図に添えた地質概略図に位置を示した。**御油断層** 本宿町付近の御油断層の露頭は現在確認できないが、本宿町のグリーンランド造成時にグリーンランドと西側の山地との境界で露頭が出現し、破砕帯が70~85mほど確認された(岡崎地質研究会編, 1973)。そのうち2箇所断層と本宿層との関係が認められた。一つは走向傾斜N50°W90°の断層に幅20cmで本宿層の礫岩層がはさみ込まれた露頭、もう一つは本宿層が珪質片麻岩(本報告の変成珪質岩)とN51°W90°の断層で接している露頭である。何れも北西-南東方向の垂直断層である。

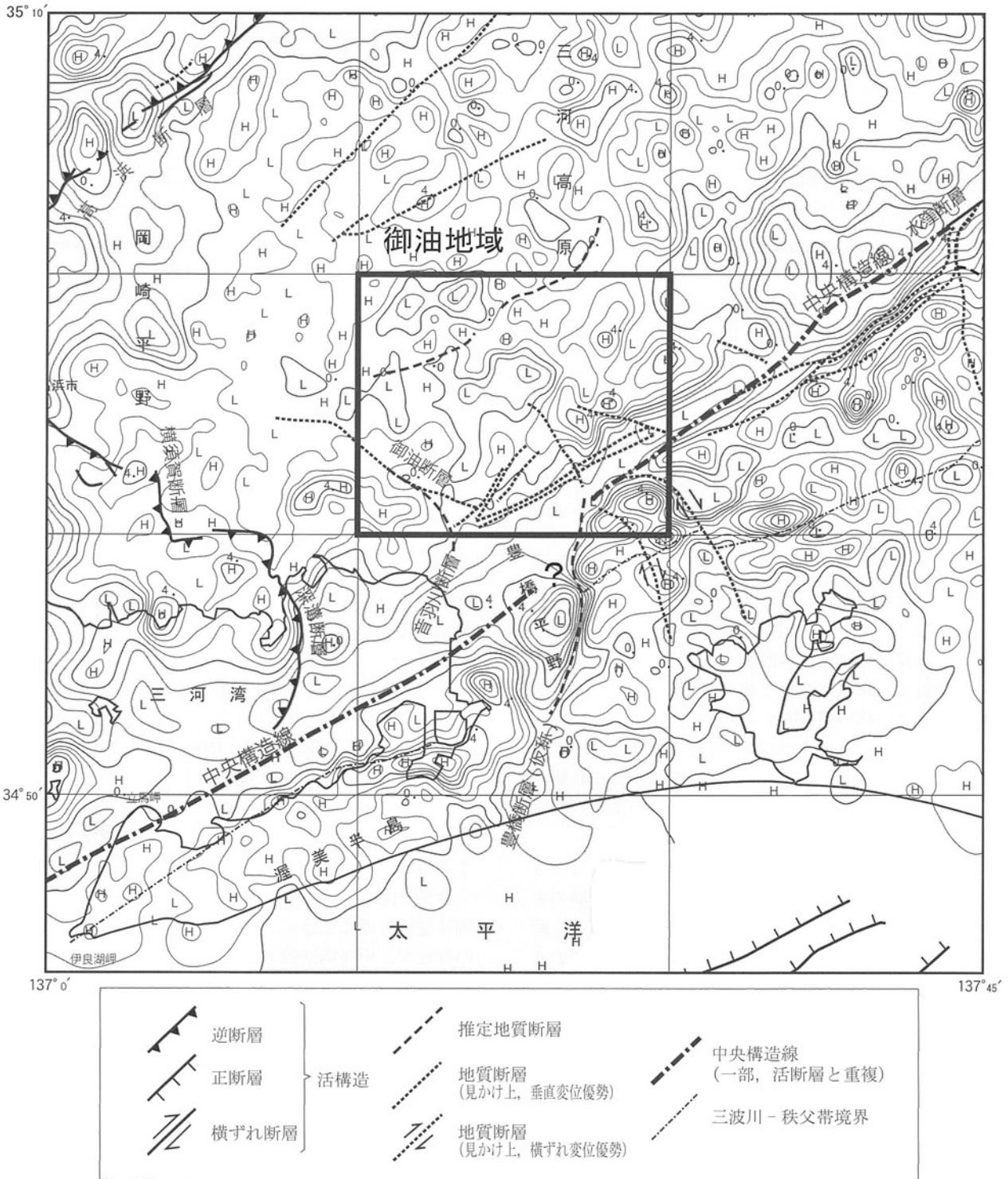
なお、グリーンランド北西約1.5kmの山中小学校南東の露頭(5万分の1「岡崎」図幅内)でも、N45-60°W、南落ちの断層によって粘土層を挟む本宿層が引きずられている露頭が記載されている(岡崎地質研究会編, 1973)。この断層の延長部として本宿町グリーンランドの北沿いに断層が引かれ、前述の南側の北落ちの断層とあわせて2つの正断層が発達し、その間を本宿層が分布していると推定されていた(岡崎地質研究会編, 1973)。森山ほか(1989)も、その北側の断層について、宝蔵寺裏山と県立岡崎養護学校の上の平頂尾根を本宿礫層(本報告の本宿層)の堆積面と仮定した場合、この断層は約50mの垂直変位が認められるとしていた。しかし、宝蔵寺裏山に礫岩層はなく、むしろ裏山は削剥された基底面を示すと考えられ、御油断層の北側の断層として推定される断層両側の本宿層の分布から判断して、そこに断層が存在するとは必ずしも言えない。また、領家変成コンプレックスの調査でも断層の存在は確認できなかった。以上の理由から、本宿町付近の御油断層は1本の断層として地質図に示した。

御油断層は、今回の調査結果に基づく領家変成コンプレックスの岩相から判断すると、見かけ上、豊川市長沢町付近で約500m、同市赤坂町付近で2.5kmの右横ずれ変位が見積もられる(地質図参照)。岩相分布を規制する片理構造が長沢町関屋付近で北傾斜30~50度、赤坂町付近で北傾斜10~30度であるため、例えば関屋付近で約35°傾斜だとすると350~400m、赤坂町付近で約15°傾斜だとすると約700mの北落ちの垂直変位で、上記の



第8.1図 「御油」及び周辺地域の断層分布

等高線は国土地理院発行の20万分の1地勢図「豊橋」「伊良湖畔」と「名古屋」の一部を基図として、2kmの谷を埋積し作成した埋谷面図（数字は標高:m）。地質断層の分布は岡田ほか（2000，2001），牧本ほか（2004）に基づき、「御油」地域のみ今回の調査結果による。活断層は産業技術総合研究所（2007）に、海域は荒井ほか（2006）に基づく。



第8.2図 「御油」及び周辺地域の上方接続残査重力図と活断層

牧本ほか (2004) の第2図 (上方接続残査重力図) の一部に, 第8.1図の断層, 地形名の一部を重ね合わせたもの. 上方接続残査重力図はコンター1mgal (ミリガル) で, 負値には影をつけてある. 重力異常や周辺地質から豊橋平野東縁に断層 (豊橋断層と仮称) を推定し, 本宮山西縁沿いの断層に連続させ, 北傾斜の中央構造線を切っていると解釈している.

右ずれ変位が説明できる. なお, その延長部は, 領家変成コンプレックスの分布から推定すると, 豊川市の平尾町で北東-南西方向の断層に切られる. また, その西方

延長部は第四系に覆われ不明である.

一方, 中期中新世の本宿層はその南限を御油断層に切られているが, その南西方向の延長を宝飯山地中央部の

北東-南西に延びる凹地に求めた場合、約300mの垂直変位を見積もることができる。また、地形学的には御油断層を挟んで、南西側の宝飯山地の方が北東側の観音山地西部と比較して100m前後高く(第8.1図)、重力異常でも御油断層を挟んで、断層の南西側が高重力域を示す。

音羽川断層 音羽川断層は谷中分水界(豊川市長沢町関屋の西)の存在や音羽川沿いの直線的な谷などから断層線谷と考えられている(池田, 1998)。しかし、領家変成コンプレックスの岩相分布からは特に大きな食い違いは認められない。岡田(1979)では、断層沿いの一部に河谷や尾根筋のわずかな系統的食い違いが認められることから、左ずれの水平変位が予想されるとしているが、岡田(2001)では確実な左ずれの証拠ではないとしており、活断層の可能性は極めて低いとしている。

5) 夏山断層(新称: 推定断層)

岡崎市生^{おひだいら}平^{つくでなか}町から岡崎市の夏山町寺野、木下町、切山町、更に新城市の作手中河内へと連なる東北東-西南西方向の推定断層である。断層露頭は確認できなかったため推定断層としたが、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、南大須町から夏山町に至る本宿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、本来浸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(第6.3図)、南落ち変位を持つ実在断層の可能性が高い。なお、夏山断層の一部は森山・船木(1989)の額田断層に一致する。

活動時期は本宿層が堆積した中期中新世以降と推定される。また、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、北傾斜の逆断層による変形も推定される。なお、第四系を切っている露頭は、今回の調査では確認できなかった。

8.2 地殻変動

三河高原や渥美半島及びその周辺では、北への傾動を示す地殻変動が認められる。Hiroki(1996)は堆積シーケンス毎の海浜堆積物の変化から、渥美層群堆積時(酸素同位体比ステージ11~9)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の隆起に転じたとしている。また、荒井ほか(2006)は浜松沖の前弧斜面堆積物の調査から、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を明らかにしている(第8.1図)。更に、Yamaji *et al.*(2006)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している。

6.6で述べたように「御油」地域において、現在は周辺地域に分布しない東海層群起源と推定される堆積物が岡崎市桜井町の碎屑岩脈中に認められることから、三河高原南部に鮮新世末以降、東海層群が著しく割裂された隆起(北ないし北西への傾動運動)があったことが推定される。三河高原南部には北流及び南流する谷中分水界を伴う巴川も認められ、上記の地殻変動を反映していると考えられる。

上記のような第四紀以降の三河地域南部の北ないし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の、より陸側の北傾斜部分の運動を見ていると考えられる。

8.3 重力

第8.2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である(牧本ほか, 2004)。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。

第8.2図で最も特徴的なことは、三河湾から豊橋平野、御油地域南東部を通り、伊那山地に至る負の残差重力帯の存在で、中央構造線の位置とほぼ一致する。ただし、推定される中央構造線の位置は豊橋平野で食い違いが認められており(沢井ほか, 1994など)、8.1で述べたように、本報告では豊橋平野東縁に断層(豊橋断層と仮称)を推定し、北傾斜の中央構造線を切っていると解釈した。

本図幅地域の主体をなす領家変成コンプレックスや領家花崗岩類が広く分布する中央構造線以北は概ね正の残差重力域となっている。そのうち、負の部分は地形的に低い部分で、また急変部は地質断層、活断層の位置によく対応している(第8.1図参照)。ほかに、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、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とされる(牧本ほか, 2004)。

第9章 応用地質

(宮崎一博・西岡芳晴・中島 礼・尾崎正紀)

9.1 珪石 鉱山

本図幅地域では三河珪石と呼ばれる珪石が採掘されている。三河珪石の鉱床は本図幅地域領家変成コンプレックスの見かけの層序上部の変成珪質岩卓越層中に分布する。これらの変成珪質岩はすべて黒雲母帯に属す。この帯の変成珪質岩は原岩である層状チャートの構造がよく保存されている。珪石鉱床では変成珪質岩の石英の純度が高い部分がフェロシリコン、人造けい砂用の珪石として利用されている(百石ほか, 1965; 松島ほか, 1966; 忠内・今井, 1967)。原岩である層状チャートは泥質な薄層を律動的に挟み、その厚さや傾度は場所により異なる。伊藤・中(1947)及び伊藤・中・高橋(1948)によれば三河珪石は成分中にアルミナが多く、鉄分が少ないという化学的特徴を有する。

9.2 石材・砕石

本図幅地域の豊川以南では、三波川変成コンプレックス御荷鉢ユニットの変成かんらん岩、変成角閃岩及び変成斑れい岩が砕石として利用されている。また、豊川以北では領家変成コンプレックスの見かけの層序中部の塊状変成砂岩が砕石として利用されている。

岡崎市周辺の武節花崗岩は、古くから良質な石材として採取され、地場作業として岡崎の発展を支えてきた。それらは「岡崎みかげ」や「三州みかげ」と呼ばれ、さらに地域や品質により「うす石」^{ちゅうめ}「中目」「青目」などと呼ばれている(仲井, 1985)。

御油図幅地域内に産するものは、「額田中目石」^{めかた ちゅうめいし}と呼ばれ、岡崎市夏山、桜形、井沢、大高味、南大須、中伊などで採掘された。岡崎町夏目北東方の採石場は現在も稼行中である(第9.1図)。白色中目で粘りがあり彫刻等に適しているとされる。墓石、墓の外柵、敷石、灯ろう、白などに利用された。2002年度は約5,000tが採石された(中江庸, 2004; 額田町史, 1980; 下坂, 1988)。

9.3 温泉

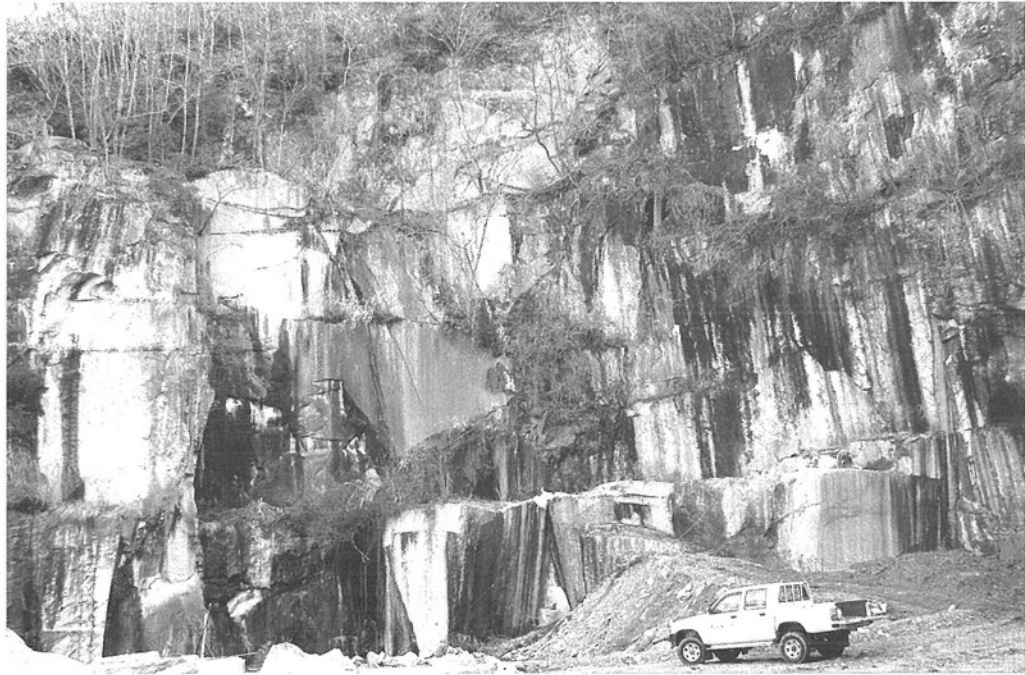
金原(1992)によれば、本図幅地域には豊川市平尾町に温泉が存在する。愛知県鉱泉誌(1993)によれば、豊川市平尾町2箇所、御油町1箇所の温泉があり、その泉質は単純鉄(II)泉もしくは低弱性弱酸性冷鉱泉である。いずれの温泉も現在は利用されていない。豊川市平尾町

の温泉は金原(1992)の位置図から推定すると領家変成コンプレックスの見かけの層序下部でざくろ石堇青石帯に属する変成砂岩卓越層の分布域にある。この付近には東北東-西南西走向の高角推定断層が変成砂岩卓越層中に発達する。豊川市上長山町本宮下には「本宮の湯」がある。源泉は領家変成コンプレックスの見かけの層序下部でざくろ石堇青石帯に属する変成砂岩卓越層の分布域にあり、部分的に変成砂岩を旧期扇状地堆積物が覆っている。源泉付近には東北東-西南西走向の高角断層が存在する。岡崎市山網町には岡崎竹千代温泉がある。周囲の地質は領家変成コンプレックスの見かけの層序上部で黒雲母帯に属する変成泥岩とこれを不整合に覆う本宿層が分布する。源泉付近には北西-南東走向の高角断層(御油断層)が存在する。

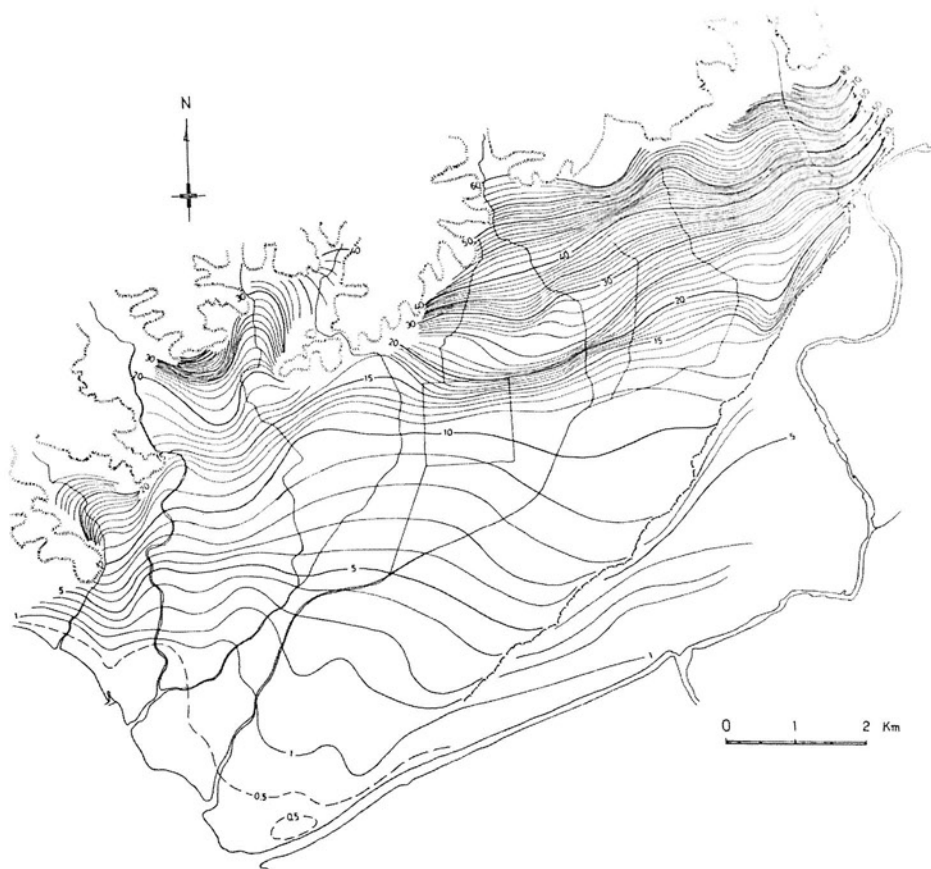
9.4 地下水

本図幅における水資源は、山間部においては河川から、豊橋平野においては主に河川や地下水から供給されている。豊橋平野の北縁部である豊川右岸台地には、扇状地面や段丘面が広く分布しているために豊富とはいえないが、工業用水などの水資源は地下水に依存することが多い。この地域の扇状地及び段丘堆積物は主に砂礫層から構成されているため、雨水や山地からの流水が伏流水となり、この砂礫層が帯水層となっている。そのため、扇状地の扇端や段丘崖において、かつては豊富な湧水が知られ、生活用水として使用されていたが、最近では水量が減少し、枯渇していることが多い。

豊川右岸台地における地下水については、村下・武居(1961)、豊川市(1973)、糸魚川(1976)、原ほか(1979)などによって報告されている。原ほか(1979)によれば、1) 音羽川や御津川流域における地形面と地下水面の形態はよく一致するのに対し、豊川流域においては中位段丘面である小坂井面の地形面(北東から南西)と地下水面(北北東から南南西)の傾斜にずれがみられる(第9.2図)、2) 豊川市大崎町から一宮町にかけて“豊川瀑布線”^{とよばれる}地下水面の急斜部が存在する(第9.2図)、3) 地下水のpHと電気伝導度は下流域ほど大きくなり、沖積層への海水の侵入が推定される。小坂井面における地形面と地下水面の形態の違いは、小坂井面の不透水層である豊川層の泥層の分布形態に規制されていると推定される。また、豊川瀑布線については、上流側は旧期及び新期扇状地堆積物、下流側は小坂井層が分布しており、



第9.1図 武節花崗岩の採石場（岡崎夏目北東方，有限会社額田石材）



第9.2図 豊川右岸中下流域における不圧地下水面図
原ほか（1979）による．1976年4・5月の調査．数字は標高（m）．

帯水層及び不透水層の分布標高などの地質構造の違いが起因していると思われる。

9. 5 地震災害

フィリピン海プレート沈み込み帯で起こる逆断層型と内陸型の巨大地震地震によって、三河地域は繰り返し大きな地震被害を受けてきた地域である。前者は、1854年の安政東海地震及び南海地震、1944年の昭和東南海地震、1946年昭和南海地震などが、後者は1891年の濃尾地震や1944年三河地震などがよく知られている。

上記の地震による三河地域の地震被害は何れも甚大なものであるが、「御油」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から構成されていることが幸いして、岡崎平野や豊橋平野などと比較すると被害も小さく、後述のように過去の地震で推定されている震度も5以下である。ただし、「御油」地域の南部、豊橋平野沿い、音羽川沿いなど第四系が分布する地域では震度6弱以上も想定されている。なお、総理府地震調査研究推進本部 (<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>) の作成した「全国を概観した地震動予測地図」では、「御油」地域を含め三河地域全体は今後30年間の間に震度6弱以上の地震が起こる確率が高い(26%以上)地域となっている。

三河地域に大きな被害を及ぼした主な地震の概要を以下に示す。なお、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)などで詳細に記述されている。

遠江三河地震(1686年10月3日)

現在の三河-静岡西端部付近で発生したM7.0±1/4の地震である。岡崎平野の南、渥美半島の付け根あたりを震央として、浜名湖から豊橋平野とその周辺に震度5の揺れが推定されている(宇佐美・大和探査技術, 1994)。

安政東海地震(1854年11月4日)

遠州灘東部を震央とするM8.4の地震で、32時間後には南海地震(M8.4)が発生している。静岡、愛知、三重県を中心に広範囲に被害が及び、三河地域の沿岸部では震度6、周辺部では広範囲に震度5の揺れが推定され、津波による被害も大きく、死者は2,000～3,000人とさ

れている(宇佐美, 2003)。

西尾市付近の地震(1861年(文久元年)3月24日)

西尾市付近を震央とするM6.0程度と推定される地震で、西尾市で震度5、豊橋で震度4、豊川で震度4以上が推定されている(宇佐美・大和探査技術, 1994)。起震断層として高浜断層や横須賀断層が、また文久三河地震の前震の可能性が指摘されている(岡田ほか, 2002)。

文久三河地震(1861年(文久元年)3月26日)

震央は昭和三河地震とほぼ同じ位置のM6.6の地震で、岡崎平野・豊橋平野などで震度5が推定されている(都司, 2004)。

濃尾地震(1891年(明治24年)10月28日)

長さ80kmの根尾谷断層帯が起震断層となって岐阜県南西部を中心に被害を及ぼしたM8.0の超大型の内陸地震で、死者7,273人を出した(宇佐美, 2003)。三河地域の西部も含めた愛知県の西部では震度6～7、御油地域を含む三河東部では震度5と推定されている(村松・小見波編, 1992)。

昭和東南海地震(1944年(昭和19年)12月7日)

志摩半島沖約20kmの熊野灘を震源としたM7.9の地震。東海から紀伊半島にかけて被害が集中し、津波の被害も大きい。死者は998人に達したといわれる(宇佐美, 2003)。岡崎平野・知多半島・渥美半島・豊橋平野で震度5～7、「御油」地域で震度5以下の揺れが推定されている(飯田, 1977)。

昭和三河地震(1945年(昭和20年)1月13日)

総延長28km、最大の高差約2mの深溝断層(第8.1図)が起震断層として発生した三河湾中央を震央とするM6.8の地震で、死者は1,961人に達したとされる(宇佐美, 2003)。震度は断層沿いで震度7、その周辺の岡崎平野、知多半島東部、豊橋平野で震度6、「御油」地域の西部で震度5、東部で震度4と推定されている(飯田, 1978)。

昭和南海地震(1946年(昭和21年)12月21日)

紀伊半島沖(南海道沖)を震源とするM8.0の地震。被害は中部地方から九州にまで及び、1,330名の死者・行方不明者を出した。愛知県でも大きな被害が出て、三河地域で震度4～5が推定されている(宇佐美, 2003)。

文 献

- Adachi, Y. and Wallis, S. (2007) Ductile deformation and development of andalusite microstructures in the Hongusan area: Constraints on the metamorphism and tectonics of the Ryoke Belt. *Island Arc*, vol. 17, p. 41-56.
- 愛知県 (1979) 愛知県環境利用適正調査 第1分冊 地質図.
- 愛知県 (1993) 愛知県鉱泉誌.
- 愛知県 (2003) 平成14年度 三河地域堆積平野地下構造調査 (概要版). 11p.
- 愛知県 (2004a) 平成15年度 三河地域堆積平野地下構造調査 (概要版). 11p.
- 愛知県 (2004b) 三河地域堆積平野の地下構造に関する調査中間報告. 2004年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 文部科学省, p. 145-154.
- 阿久比町誌編纂委員会(1991)阿久比町誌 資料編5. 阿久比町, 481p.
- 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. 地質雑, vol. 112, p. 749-759.
- 荒巻敏夫 (2001) 第2節 地形・地質. 音羽町史, 音羽町, p. 5-21.
- 荒巻敏夫・池田芳雄 (1986) 豊川ぞいの台地と中央構造線. 親と子の面白地学ハイキング東海編, 風媒社, 名古屋, p. 79-95.
- Asami, M. and Hoshino, M. (1980) Staurolite-bearing schists from the Hongu-san area in the Ryoke Metamorphic Belt, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 86, p. 581-591.
- 浅見正雄・星野光雄・宮川邦彦・諏訪兼位 (1982) 幡豆-本宮山地域の領家変成帯における十字石片岩の形成条件. 地質雑, vol. 88, p. 437-450.
- 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.
- 地質調査所 (1956) 20万分の1地質図幅「豊橋」.
- 地質調査所編 (2000) 日本重力CD-ROM. 数値地質図P-2, 地質調査所.
- 榎並正樹・後藤益巳・毛利勝広 (2006) 三波川変成帯-高压低温型変成作用を受けたジュラ紀付加体-, 日本地方地質誌4-中部地方-, p. 242-249, 朝倉書店.
- 榎並正樹・毛利勝広 (1986) 中部地方三波川帯, 城山・吉祥山岩体に認められる複変成作用 (演旨), 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p. 460.
- Enami, M., Wallis, S. R. and Banno, T. (1994) Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schists: implications for the P-T history of the Sanbagawa belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 116, p. 182-198.
- Fettes, D. and Desmons, J. (2007) Metamorphic Rocks A Classification and Glossary of Terms. *Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks*. 244p. Cambridge University Press.
- 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., Lasker, J., Monechi, S., Plumb, K. A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N. J., Shields, G. A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfschoten, T., Veizer, J. and Wilson, D. (2004) *A geologic time scale 2004*; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 86. Cambridge University Press, Cambridge, U. K., 384p.
- 原 昭宏・松田好司・杉江義則 (1979) 豊川下流右岸地域の不圧地下水. 愛知教育大学研究報告, vol. 28 (自然科学編), p. 1-20.
- 原瀬能幸 (2005) 第4節 音羽川断層. 音羽町史, 音羽町, p. 35-38.
- 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 (1966) Rb-Srによる地質年令 (I), 西南日本. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 58, p. 201-212.
- 林 唯一・三浦幸伸 (1973) 岡崎市南部の新生代層. 愛知教育大学研究報告 (自然科学). no. 22, p. 133-150.
- 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.
- 百石 浩・松島照郎・奥村秀夫 (1965) 額田地区. 国内鉄鋼原料調査 第4報, 通商産業省皇后審議会鉱山部会, p. 350-357.
- 堀 和明 (1998) 豊川中. 下流域における後期更新世以降の地形発達史. 地理学評論, 71A-4, p. 254-271.
- 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.
- 一宮町誌編纂委員会編 (1976) 一宮町誌 本文編. 一宮町,

- 1090p.
- 家田健吾・松岡敬二 (1996) 西南日本の中央構造線露頭の現状. 豊橋市自然史博研報, no. 6, p. 31-51.
- 飯田波事 (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.
- 飯田波事 (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.
- 池田芳雄 (1973) 豊川市の地形と地質構造. 豊川市史, p. 4-24.
- 池田芳雄 (1974) 豊川流域の第四系と¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代(91)—. 地球科学, vol. 28, p. 47-48.
- 池田芳雄 (1990) 御津町の自然, 地形地質. 御津町史本文編, p. 932-962.
- 池田芳雄 (1998) 第1章地学. 第2節. 地形. 新編豊川市史, 第10巻 自然, p. 5-15.
- 池田芳雄 (1998) 第1章 地学, 第3節 中央構造線と音羽川断層. 新編豊川市史 第10巻「自然」, p. 16-22.
- Ikeda, T. (2004) Pressure-temperature conditions of the Ryoke metamorphic rocks in Yanai district, SW Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 146, p. 577-589.
- 池田芳雄・松井和夫 (1976) いわゆる中位段丘の小坂井泥層について(予報). 名古屋地学, no. 32, p. 21-31.
- 猪俣道也 (1978) 浜名湖北方雨生山・富幕山周辺における“みかぶ緑色岩”と超塩基性複合岩体の地質. 地球科学, vol. 32, p. 336-344.
- 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. 鳥根県地学会会誌, no. 18, p. 1-5.
- 井関弘太郎 (1969) 愛知県総説—自然・地形—. 日本地誌, 12 (愛知県・岐阜県). p. 22-33, 二宮書店.
- 井関弘太郎 (1980a) 愛知県の地質・地盤(その1) [地形・地質・地盤の概況]. 愛知県防災会議地震部会, 43p.
- 井関弘太郎 (1980b) 愛知県の地質・地盤(その3) [沖積層の分布と液状化現象]. 愛知県防災会議地震部会, 78p.
- 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.
- 石井清彦 (1928) 7万5千分の1地質図幅「豊橋」および同説明書, 地質調査所, 46p.
- 石井清彦 (1927) 7万5千分の1地質図幅「伊良湖岬」および同説明書, 地質調査所, 33p.
- 磯貝勝則 (1973) メディアンライン東部の横ずれ断層. 杉山隆三編, 中央構造線, p. 29-47, 東海大学出版会.
- 磯貝勝則 (1977) 中部地方の三波川変成帯にみられる超苦鉄質岩類. 秀 敬編, 三波川帯, p. 77-87. 広島大学出版研究会.
- 磯見 博・井上正昭 (1972) 浜松地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査書, 35p.
- 糸魚川淳二 (1976) II 表層地質. 愛知県土地分類基本調査「御油」, p. 34-45.
- 伊藤幸人・中 重治 (1947) 三河珪石の工業的利用の研究(第1報) 奥山原石の性質について. 名古屋工業技術試験所報告, 第1巻, 第1号, p. 31-40.
- 伊藤幸人・中 重治・高橋 薫 (1948) 三河珪石の工業的利用の研究(第2報) 焼山, 本山, 竿飛, 葉研, 天狗の各原石について. 名古屋工業技術試験所報告, 第2巻, 第4号, p. 141-148.
- Kagami (1973) A Rb-Sr geochronological study of the Ryoke granites in Chubu district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 79, p. 1-10.
- 狩野謙一 (1978) 愛知県下の領家変成岩の層序と構造. 地雑, vol. 84, p. 445-458.
- 川嶋暁夫 (1980MS) 南設楽群作手村の深成岩類について. 愛知教育大学卒業論文(手記).
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-A dating(V)—西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 経済企画庁 (1973) 中部圏地下水(深井戸)資料台帳. 1597p.
- 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.
- 木村一朗 (1988) 第5章 第四系(5) 豊橋平野地域, (6) 渥美半島地域. 日本の地質5 中部地方II, 共立出版, p. 171-174.
- 木村一朗・荒巻敏夫・大澤正吾・池田芳雄 (1981) 豊川中流および下流の段丘と更新統(その1・段丘面). 愛知教育大学研究報告(自然科学編), vol. 30, p. 221-232.
- 木村一朗・荒巻敏夫・大澤正吾・池田芳雄 (1982) 豊川中流および下流の段丘と更新統(その2・段丘堆積層). 愛知教育大学研究報告(自然科学編), vol. 31, p. 195-210.
- 木宮一邦 (1971) 三河高原に分布する明智礫岩層について. 地質雑, vol. 77, p. 365-374.
- 金原敬司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394p.
- 小出 博 (1942) 天龍峡附近の花崗岩類. 東京帝国大学農学部演習林報告, 第30号, p. 69-95.
- 小出 博 (1949) 段戸山花崗閃緑岩類及び段戸変成岩類. 地学団体研究会専報, 第3号, 39p.
- 国土庁 (1988) 全国地下水(深井戸)資料台帳 岐阜県・愛知県・三重県. 271p.
- 河野忠康 (1992MS) 三河山地南西部の新生代層. 愛知教育大学卒業論文(手記).
- 沓掛俊夫 (1988) 第2章 中・古生界, 2.6 領家帯, (1) 概説. 日本の地質5 中部地方II, 310p., 共立出版, 東京.
- 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.
- 桑原 徹 (1981) 愛知県の地質・地盤 資料集その2 三河部. 愛知県防災会議地震部会, 655p.
- Le Maitre, R. W. ed. (2002) *Igneous rocks : A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 236p.

- 町田 貞・大倉陽子 (1960) 豊川中・下流域の段丘地形. 地理学評論, vol. 33, p. 551-563.
- 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. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 9, p. 389-402.
- 松岡敬二 (1998) 第 1 章 地学. 第 5 節. 化石. 新編豊川市史, 第 10 巻 自然, p. 63-80.
- 松岡敬二・吉川博章・川瀬基弘 (1997) 愛知県宝飯郡豊川河床の小坂井泥層産化石. 豊橋市自然史博研報, no. 7, p. 11-24.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・諏訪兼位・宮川邦彦・桑原 徹 (1963) 渥美湾東部臨海地域の地盤校正. 建設省計画局・愛知県編, 愛知県東三河地区の地盤, 都市地盤調査報告書, 第 4 巻.
- 松島照郎・尾崎 修・奥村秀夫 (1966) 三河地区. 国内鉄鋼原料調査 第 5 報, 通商産業省皇后審議会鉱山部会, p. 355-360.
- 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.
- 三浦幸伸 (1967MS) 岡崎市南部に分布する新生代層. 愛知教育大学卒論 (手記).
- Miyake, A. (1993) Rotation of biotite porphyroblasts in pelitic schist from the Nukata area, central Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 15, p. 1303-1313.
- 三宅 明・村田理恵・森下 修 (1992) 愛知県額田地域の領家変成岩中の紅柱石の成長時期. 岩鉱, vol. 87, p. 475-480.
- 宮崎一博 (1999) 筑波変成岩類の温度圧力見積もり. 地質調査所月報, vol. 50, p. 515-525.
- Miyazaki, K. (2004) Low-P-high-T metamorphism and the role of heat transport by melt migration in the Higo Metamorphic Complex, Kyushu, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 22, p. 793-809.
- 宮崎一博・中島 礼・堀 常東・西岡芳晴・尾崎正紀 (2007) 領家変成コンプレックス三河高原南縁部の構造と地殻中-深部における高温領域形成. 日本地質学会第 114 年学術大会, 講演要旨, p. 176.
- 宮崎一博・笹田政克・服部 仁 (1992) 筑波山塊周辺の変成深度 (圧力) の異なる Low P/T 変成岩類. 地質雑, vol. 98, p. 713-722.
- 水野秀明 (1984) 豊川流域の河成段丘について. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 14, p. 109-110.
- 毛利勝広・榎並正樹 (1989) 中部地方三波川帯, 吉祥山・城山岩体に産する鉍物の化学組成, 名古屋大学総合研究資料館 (古川資料館) 報告, vol. 4, p. 15-30.
- 森山昭雄 (2006) 6-1 東濃・三河高原. 日本の地形 5 中部. 東京大学出版会, p. 262-267.
- 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.
- Morishita, T. and Suzuki, K. (1995) CHIME ages of monazite from the Shinshiro Tonalite of the Ryoke belt in the Mikawa area, Aichi Prefecture. *Jour. Earth Planet Sci.*, Nagoya Univ., vol. 42, p. 45-53.
- 村松郁栄・小見波正隆編 (1992) 濃尾地震 (明治 24 年) 当時のアンケート調査回答集. 防災科学技術研究所研究資料, no. 155, 841p.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・諏訪兼位・宮川邦彦・桑原 徹 (1963) 渥美湾東部臨海地域の地盤構成. 建設省計画局・愛知県編, 愛知県東三河地区の地盤, 都市地盤調査報告書, 第 4 巻. p. 1-18.
- 村下敏夫・武居由之 (1961) 木曾川左岸・矢作川および豊川流域水理地質図説明書. 日本水理地質図 1, 地質調査所, 28p.
- 中江 庸編 (2004) 石材産業年鑑 2004 年版. 石文社, 722p.
- 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. (1976) Petrographical and petrochemical studies of the Ryoke granites in the Mikawa-Tono district, central Japan. *Bull. Aichi Univ. Educ. (Nat. Sci.)*, vol. 25, p. 97-112.
- 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. *Hutton Symposium V. Field Guidebook*, 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, 209p.
- 中尾宜民 (1991) 宝飯郡一宮町の豊川河床に露出する海成粘土について. 名古屋地学, no. 53, p. 13-17.
- 中尾宜民 (1998) 第 1 章 地学. 第 4 節 地質 第四紀層. 新編豊川市史 第十巻 自然, p. 39-62.
- 中尾宜民・森 忍・池田芳雄 (1991) 宝飯郡一宮町の豊川河床より産出する大型カキ化石の絶対年代. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (11), p. 62-63.
- Nakajima, T., Kamiyama, H., Williams, I. S. and Tani, K. (2004) Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95, p. 249-263.
- 中島 礼・堀 常東・宮崎一博・西岡芳晴 (2008) 豊橋及び田原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 113p.

- 日本規格協会 (2006) TS A 0019 地質図-記号, 色, 模様, 用語及び地層・岩体区分を示すコード群. 104p.
- 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 (手記).
- 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 (手記).
- 額田町史編集委員会編 (1986) 額田町史. 額田町, 1139p.
- 小川光明・岡村 真・坂口有人・堤 浩之・中田 高・岡田篤正・千田 昇・花巻活構造研究グループ (1991) 三河湾における深溝断層延長部と中央構造線の音波探査. 活断層研究. no. 9, p. 41-52.
- 岡田篤正 (1976) I 地形分類. 愛知県土地分類基本調査「御油」, p. 15-33.
- 岡田篤正 (1979) 愛知県の地質・地盤 (その4) [活断層] - 愛知県と周辺地域における活断層と歴史地震 -. 愛知県防災会議地震部会, p. 1-122.
- 岡田篤正 (2001) 三河山地南部域の活断層. 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, p. 65-107.
- 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.
- 岡田俊雄 (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.
- 尾上 亨・尾崎正紀・吉田史郎 (1986) 知多半島東海層群からの花粉化石. 地質調査所月報, vol. 37, p. 201-206.
- 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, 76p.
- 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, 108p.
- 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.
- 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, 90p.
- 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, 125p.
- 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.
- Otani, M. and Wallis, S. (2006) Quartz lattice preferred orientation patterns and static recrystallization: Natural examples from the Ryoke belt, Japan. *Geology*, vol. 34, p. 561-564.
- 大友幸子 (1985) 新城トータル岩体の累帯構造について. *MAGMA*, no. 73, p. 69-73.
- 大矢雅彦・大森史子 (1978) 豊川平野治水地形分類図. 建設省豊橋工事事務所.
- 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.
- 斎藤正次 (1955) 5万分の1地質図幅「三河大野」および同説明書. 地質調査所, 36p.
- 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.
- 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 (2007) 活断層データベース (<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>).
- 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.
- 沢井 誠・吉村暁夫・中尾宜民・志知龍一 (1994) 重力異常からみた豊橋周辺の中央構造線. 豊橋市自然史博研報, no. 4, p. 21-27.
- 関 陽太郎・相場瑞夫・加藤千草 (1959) 渋川地方の三波川変成岩地域の変成分帯. 地質雑, vol. 65, p. 618-623.
- 瀬尾孝文 (1985) 変成史と変成条件から見た領家変成作用の研究-南西三河高原を例として-. 広島大学地学研究報告 vol. 25, p. 93-155.
- Seo, T. and Hara, I. (1980) The development of schistosity in biotite schists from southern part of Mikawa Plateau, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 86, p. 817-826.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) Rb-Sr whole rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. J.*, vol. 13, p. 113-119.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫 (1979) K-Ar 中川 年代測定結果-I. 地調月報, vol. 30, p. 675-686.
- 設楽火山岩団地研究グループ (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.
- 下坂康哉 (1988) 第10章 地下資源, 10.6 石材・砕石. 日本の地質5 中部地方II, 310p, 共立出版, 東京.
- 新編岡崎市史編集委員会編 (1985) 新編岡崎市史 自然14. 岡崎市, 1218p.
- 新編豊川市史編集委員会編 (1998) 新編豊川市史 第十巻 自然. 豊川市, 524p.
- 新城市誌編集委員会編 (1980) 新城市誌. 新城市, 988p.

- 須貝俊彦 (1990) 赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源. 地理学評論, 63A-12, 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.
- 梶山正英 (1930) 三河高原の平坦度に就て. 地理学評論, vol. 6, p. 1269-1286.
- 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. *Geochem. Jour.*, vol. 25, p. 357-276.
- 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.
- 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・森下泰成・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.
- 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.
- 忠内竜男・今井敬章 (1967) 三河地区. 国内鉄鋼原料調査 第 5 報, 通商産業省皇后審議会鉱山部会, p. 294-298.
- 高田 亮 (1987) 設楽火成複合岩体の発達史とコールドロンの構造. 地質雑, vol. 93, p. 167-184.
- Tomita, T. (1954) Geologic significance of the color of granite zircons, and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan, *Mem. Fac. Sci., Kyusyu Univ.*, Ser. D, vol. 4, p. 135-161.
- 豊橋市地下水保全対策協議会事務局編 (1986) 豊橋の地下水. 豊橋市地下水保全対策協議会, 347p.
- 豊川市 (1973) 豊川市史. 豊川市史編纂委員会, 852p.
- 土 隆一 (1960) 渥美半島周辺の第四系の地史学的問題. 第四紀研究, vol. 1, p. 193-211.
- 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 (1924) 西南日本中央線の地形学的意義 (一・二・三). 地質雑, vol. 31, p. 110-119, p. 155-166, p. 210-219.
- 辻村太郎 (1932) 東北日本の断層盆地 (上・中・下). 地理学評論, 8, p. 641-658, p. 747-760, p. 977-992.
- 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.
- 作手団体研究グループ・大野原湿原研究グループ・新井房夫 (1989) 大野原湿原堆積物の堆積年代. 大野原湿原研究会報告集 I, 作手村教育委員会, p. 1-13.
- 作手村誌編纂委員会編 (1982) 作手村誌. 作手村, 1, 004p.
- 植田良夫・野沢 保・大貫 仁・河内洋佑 (1977) 三波川変成岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 72, p. 361-365.
- 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.
- 宇佐美龍夫・大和探査技術 (1994) わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図. 日本電気協会, 647p.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢 (1990) K-Ar 年代測定結果 -3 -地質調査所未公表試料-. 地質調査所月報, vol. 41, p. 567-575.
- 山田直利・片田正人・坂本 亨・松田武雄・須田芳朗 (1972) 20 万分の 1 地質図「豊橋」(第 2 版). 地質調査所.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦 (1974) 中部地方領家帯地質図, 特殊地質図 no. 18, 地質調査所.
- 山田哲雄・高田康秀・山田直利・浅尾一己・大友幸子 (1984) 渥美半島伊良湖岬付近の中央構造線の位置に関する最新の情報. 地質雑, vol. 90, p. 915-918.
- 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.
- 山名 智・本間弘次・加賀美寛雄 (1983) 領家帯の花崗岩類と塩基性岩類の Nd・Sr 同位体比. MAGMA, no. 67, p. 135-142.
- 山野井 徹 (2007) 日本海域の花粉化石から見た新第三紀の植生の変遷. 日本花粉学会第 48 回大会講演要旨集, p. 11-14.
- 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.
- 吉野道彦 (1971) 名古屋市周辺の瀬戸層群矢田川累層の花粉化石. 竹原平一教授記念論文集, p. 129-136.

Geology of the Goyu District

By

Kazuhiro MIYAZAKI*, Yoshiharu NISHIOKA*, Rei NAKASHIMA* and Masanori OZAKI*

(Written in 2008)

(ABSTRACT)

The Goyu District is located in the eastern part of the Aichi Prefecture, central Japan and corresponds to the southern margin of the Mikawa Plateau. The topography of the Mikawa Plateau shows a gentle westward inclination from 500-700 m to 200 m in altitude and developments on the low-relief surface and surrounding steep slopes. The plateau in this district is divided into the Eastern Mikawa, Western Mikawa, Hongu, Kannon and Goi Mountains from east to west. The Kichijo Mountains, which is at northwest end of the Yanayumihari Mountains, are located in the southeastern part of this district. The Kichijo Mountains are bordered from the Mikawa Plateau by the Toyogawa River Basin where is distributed over the NEE-SWW-trending Median Tectonic Line (MTL).

The Ryoke Metamorphic Complex and Ryoke Plutonic Rocks are distributed in the Mikawa Plateau, and the Sanbagawa Metamorphic Complex is distributed in the northern part of the Yanayumihari Mountains. The MTL should be present between these two metamorphic complexes. The Neogene sediments locally cover the Ryoke Metamorphic Complex and Ryoke Plutonic Rocks in the northwestern and northeastern parts of the Goyu district. Miocene felsic dikes intruded into the Ryoke Metamorphic Complex and Ryoke Plutonic Rocks in the northwest margin of the Goyu district.

The uplands and lowlands in this district are mainly distributed along the Toyogawa River, Otowagawa River and other small rivers in the mountain areas. The Toyogawa Upland is characterized by five level fluvial surfaces composed by fluvial terraces and alluvial fans.

Figure 1 shows a summary of the geology of the Goyu district

Sanbagawa Metamorphic Complex

The late Early Cretaceous to Late Cretaceous high-pressure and low-temperature Sanbagawa Metamorphic Complex is distributed in the northern part of the Yanayumihari Mountains. It is divided into the Mikabu and Funatsuki units, which are in contact with each other by the ENE-WSW trending high-angle fault. The Mikabu unit is composed of metaperidotite, metamorphosed amphibolite, metagabbro, metabasalt lava, metadolerite and mafic schist. The Funatsuki unit is composed of pelitic, mafic and siliceous schists. These metamorphic rocks have suffered high-pressure pumpellyite-actinolite subfacies metamorphism.

Ryoke Metamorphic Complex

The Late Cretaceous low-pressure and high-temperature Ryoke Metamorphic Complex is distributed in the Mikawa Plateau. It is composed of metamudstone, metasandstone and metasiliceous rock. These metamorphic rocks are NEE-SWW-trending and have NNW-dipping schistosity and lithological boundaries. The apparent lower structural part of the Ryoke Metamorphic Complex in this district is composed mainly of metasandstone, middle part is composed mainly of metasiliceous rock and metasandstone, and upper part is composed mainly of metasandstone intercalated with metasiliceous rocks.

Using mineral assemblage of metamudstone, the Ryoke Metamorphic Complex can be divided into biotite, K-feldspar-sillimanite and garnet-cordierite zones. Metamorphic grade increases toward the apparent lower structural levels. Metamorphic lithology changes from schist to gneiss with increasing metamorphic grade. In the garnet-cordierite zone, migmatites are distributed pervasively. These metamorphic rocks have suffered high-temperature amphibolite facies metamorphism.

The Metamorphic Complex has suffered contact metamorphism due to the intrusion of the Shinshiro Tonalite and Busetsu Granite of the Ryoke Plutonic Rocks, and a K-feldspar-cordierite zone was formed.

* Institute of Geology and Geoinformation

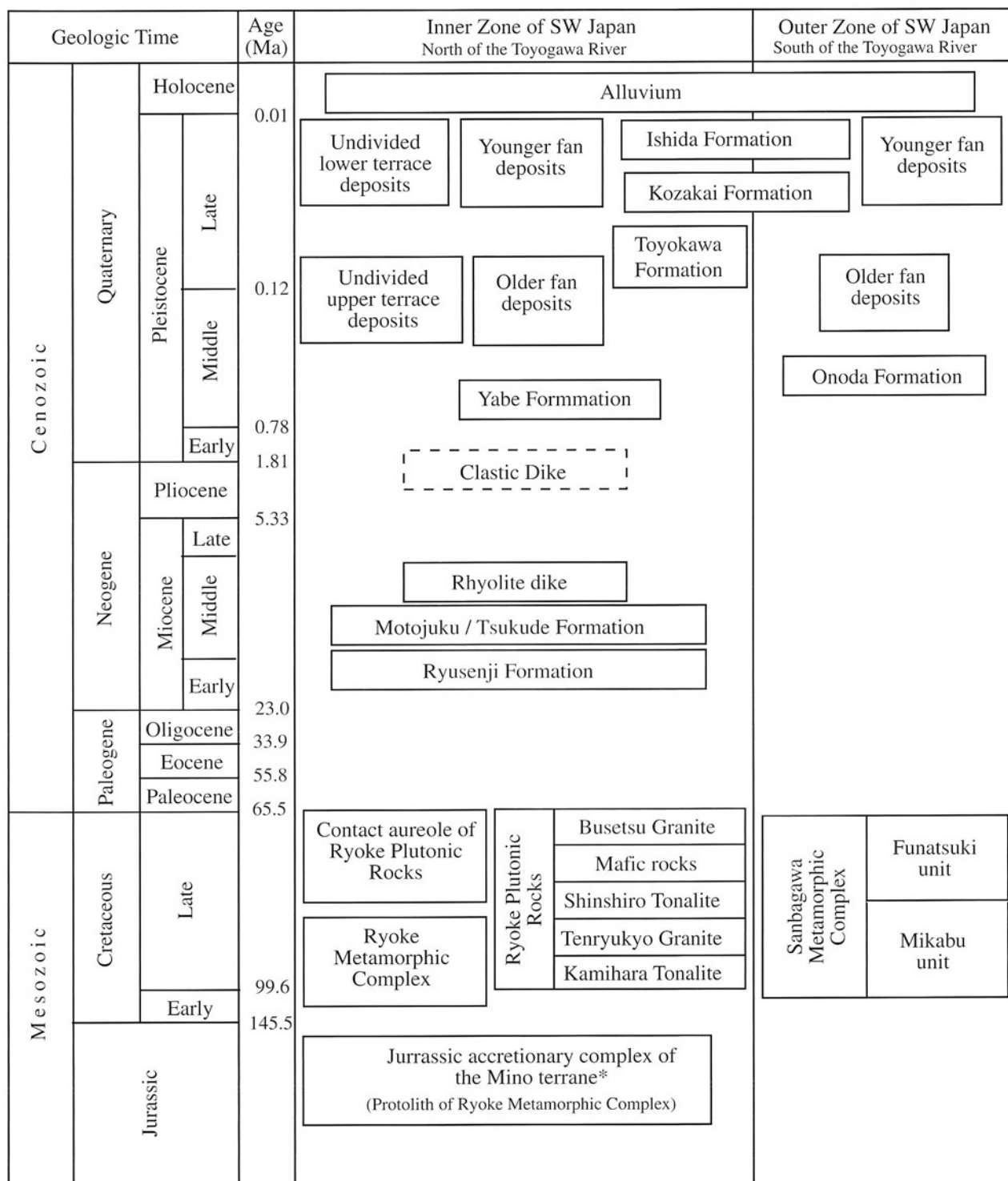


Fig. 1 Stratigraphic summary of the Goyu District
The time scale follows Gradstein *et al.* (2004). *: not exposed in the district

Ryoke Plutonic Rocks

Ryoke Plutonic Rocks consist of the Kamihara Tonalite, Tenryukyo Granite, Shinshiro Tonalite, mafic rocks and Busetsu Granite. The Kamihara Tonalite is distributed in the northwestern margin, southwestern margin and western margin of the mapped districts and composed of medium-grained gneissose hornblende biotite tonalite. The Tenryukyo Granite is disseminated in the western part of the mapped districts and contains medium-grained gneissose biotite leucomonzogranite. The Shinshiro tonalite is present around Shinshiro-shi in the east part of the mapped districts. This is mainly made up of medium-grained biotite hornblende tonalite and hornblende biotite tonalite. Mafic rocks occur in the northeastern part and western margin of the mapped districts and mainly consist of fine-grained tonalite and quartz diorite. The Busetsu Granite exists in the northwestern part of the mapped districts, and is mainly composed of fine-grained muscovite-bearing biotite monzogranite

Neogene rocks

Neogene rocks are divided into the Ryusenji, Motojuku and Tsukude Formations, felsic dikes, and clastic dike.

The late Early Miocene Rhusenji Formation is distributed in the western margin of the mapped area. The formation is mainly marine sediments, partly slumped. However, the 5-meter thick, rounded boulder conglomerate of the formation base has only been deposited in the district. The Middle Miocene Motojuku and Tsukude Formations are disseminated in the northwestern and northeastern parts of the mapped district. They are made up of 40 - 90 meter thick, fluvial boulder conglomerates. They are considered to be sediments related to the rapid uplift in the forearc area of the Southwest Honshu Arc around 15Ma. The Middle Miocene, N-S trending felsic dikes are intruded into Mesozoic rocks in the eastern part of the district. The dikes are composed mainly of rhyolite rocks and associated with the Shidara Volcanic activity. The Late Pliocene (to Early Pleistocene) clastic dike of the NE-SW trend is present in the northwestern part of the district. The dike is 10-50m thick, and consists of muddy conglomerate and pebbly muddy rocks of the Tokai Group origin. The formation of the dike and erosion of the Tokai Group are synchronized with the movement of the southern margin of the Mikawa Plateau, gently inclined towards the NW.

Quaternary deposits

The Quaternary deposits in the Goyu district are mainly characterized by the middle Pleistocene to Holocene fluvial deposits. The middle to upper Pleistocene deposits, which are divided into fluvial terrace and alluvial fan deposits, are distributed around uplands along the Toyogawa River and Otowagawa River. The terrace deposits, which are composed of subrounded conglomerate (pebble to boulder), are subdivided into the Yabe and Onoda Formations as an upper terrace, Kozakai Formation as a middle terrace, and Ishida Formation as a lower terrace. The alluvial fan deposits are subdivided into the older and younger ones which consist of subangular gravel (pebble-cobble). The marine mud layer of the Toyokawa Formation, which contains plants and brackish mollusks, is outcropped at the river bed of the Toyogawa River. The Holocene back marsh, natural levee and abandoned channel deposits are present in the Toyogawa Lowland, which is the largest river basin in this district. In the mountain area, undivided upper and lower terrace deposits, which consist of subrounded to subangular conglomerate, and valley floor exist along the small rivers.

Economic and environmental geology

In the Goyu district, silica stone deposits, so called "Mikawa Keiseki", are distributed in the Ryoke Metamorphic Complex. The deposits are silica rich parts of metasiliceous rocks, and some of them are mined. Stone materials of the Busetsu Granite are quarried in northwest part of this district. Metasandstone of the Ryoke Metamorphic Complex and metamorphosed amphibolite and metaperidotite of the Mikabu unit of the Sanbagawa Metamorphic Complex are also quarried in the southern part and southeast margin of the Goyu district for producing crushed stones. Some hot springs are distributed in south and east parts of the Goyu district. Much damage from trench and inland type great earthquakes, related to the Philippine Sea Plate subduction, are reported around the district.

執筆分担

第 1 章 地形	中島 礼
第 2 章 地質概説	宮崎一博・西岡芳晴・中島 礼・尾崎正紀
第 3 章 三波川変成コンプレックス	宮崎一博
第 4 章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩による接触変成域	宮崎一博
第 5 章 領家深成岩	西岡芳晴
第 6 章 新第三系	尾崎正紀・西岡芳晴
第 7 章 第四系	中島 礼
第 8 章 地質構造及び重力	尾崎正紀
第 9 章 応用地質	宮崎一博・西岡芳晴・中島 礼・尾崎正紀

文献引用例

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, 97 p.

章単位での引用例

中島 礼 (2008) 御油地域の地質, 第 1 章 地形. 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.1-9.

Bibliographic reference

Miyazaki K., Nishioka Y., Nakashima R. and Ozaki M. (2008) Geology of the Goyu district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 97p. (in Japanese with English abstract 3p.).

Bibliographic reference of each chapter

Nakashima R. (2008) Geology of the Goyu district, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-9. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 御油地域の地質
平成 20 年 7 月 8 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 丁目 1-1 中央第 7
TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 アサヒビジネス株式会社
