

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
高知 (13) 第31号 NI-53-27-4



池田地域の地質

Geology of the Ikeda District

野田 篤	NODA Atsushi
宮崎 一博	MIYAZAKI Kazuhiro
水野 清秀	MIZUNO Kiyohide
長田 充弘	NAGATA Mitsuhiro

令和3年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
高知(13)第31号
NI-53-27-4

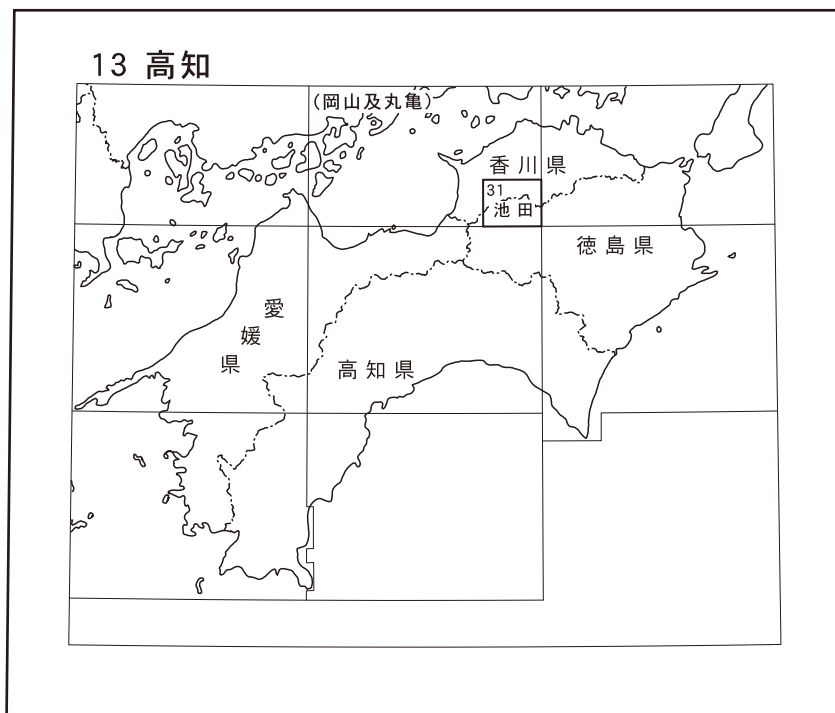
池田地域の地質

野田 篤・宮崎一博・水野清秀・長田充弘

令和3年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は 1:200,000 図幅名

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

丸亀 Marugame 1:75,000 (1936)		高松 Takamatsu 1:75,000 (1948)
13-18 仁尾 Nio NI-53-27-7 (未刊行, unpublished)	13-19 丸亀 Marugame NI-53-27-3 (未刊行, unpublished)	13-20 高松南部 Takamatsu-Nanbu NI-53-21-15 (未刊行, unpublished)
13-30 観音寺 Kan-onji NI-53-27-8 (2017)	13-31 池田 Ikeda NI-53-27-4 (2021)	13-32 脇町 Wakimachi NI-53-21-16 (未刊行, unpublished)
13-41 三島 Mishima NI-53-28-5 (1964)	13-42 川口 Kawaguchi NI-53-28-1 (1966)	13-43 剣山 Tsurugi San NI-53-22-13 (未刊行, unpublished)

脇町 Wakimachi
1:75,000 (1954)

池田地域の地質

野田 篤¹・宮崎一博¹・水野清秀¹・長田充弘²

地質調査総合センターは明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。池田地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたもので、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。

池田地域の地質図幅の作成は、平成27年～平成30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。本図幅地域における領家コンプレックス・三波川コンプレックス・瀬戸内火山岩類については宮崎と長田が、上部白亜系和泉層群については野田が、第四系は水野と野田が担当し、それぞれ研究報告を執筆するとともに、地質図の作成を担当した。また、研究報告及び地質図の全体的なとりまとめは野田が行った。

千葉科学大学の植木岳雪教授には三豊市内における三豊層群の調査結果と写真を提供して頂いた。国有林内の調査には四国森林管理局に、国営讃岐まんのう公園内の調査には四国地方整備局に便宜を諮って頂いた。NPO法人まちづくり推進隊財田の大西義見氏と財田町自然観察・保全同好会の近井重美氏には猪の鼻トンネル工事現場から採取された岩石と化石の観察に便宜を諮って頂いた。三好市産業観光部のジオパーク専門員である殿谷 梓氏には三好市内のジオサイト候補地を案内して頂いた。元京都大学・立命館大学教授の岡田篤正博士には、中央構造線沿いにおける断層、地すべり、火山灰層露頭などについてご教示頂いた。島根大学の斎藤文紀教授には、三豊層群の火山灰層露頭をご教示頂いた。千葉大学の百原 新教授には、大型植物化石の同定をして頂いた。元産総研の寒川 旭博士には、江畑断層の断層露頭を現地にてご教示頂いた。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。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門

² 現所属：国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

Keywords: regional geology, geological map, 1:50,000, Ikeda, Kagawa, Tokushima, Mitoyo, Manno, Miyoshi, Higashimisyoshi, Sanuki Mountain Range, Yoshino River, Doki River, Saita River, Ryoke Complex, Ryoke granitic rocks, Sanbagawa Complex, Izumi Group, Setouchi volcanic rocks, Mitoyo Group, Median Tectonic Line, Paleozoic, Permian, Mesozoic, Jurassic, Cretaceous, Neogene, Quaternary, Pleistocene, Holocene

令和2年9月25日受理 令和3年3月31日発行

目 次

第1章 地形	1
1.1 丘陵地帯・台地・河成段丘	2
1.2 讃岐山脈	3
1.3 吉野川沿いの沖積低地及び扇状地	3
1.4 四国山地	4
1.5 水系	4
1.5.1 河川	4
1.5.2 ダム・ため池	4
1.5.3 滝	6
第2章 地質概説	8
2.1 既存の地質図	8
2.2 地質区分	8
2.3 領家コンプレックス	8
2.4 和泉層群	8
2.5 三波川コンプレックス	10
2.6 瀬戸内火山岩類	11
2.7 三豊層群・土柱層及び野呂内層	12
2.8 段丘堆積物・地すべり堆積物及び沖積層	12
2.9 中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層	12
2.10 応用地質	12
第3章 領家コンプレックス	13
3.1 研究史	13
3.2 概要	14
3.3 領家変成岩類	14
3.3.1 変成泥岩	14
3.3.2 変成砂岩	16
3.3.2.1 碎屑性ジルコン U-Pb 年代	19
3.4 観音寺花崗岩	19
3.4.1 岩相	22
3.4.2 化学組成	26
3.4.3 ジルコン U-Pb 年代	27
3.5 岩脈	30
3.5.1 岩相	30
3.5.2 化学組成	34
3.5.3 ジルコン U-Pb 年代	36
3.6 領家コンプレックスの変成岩原岩，変成作用及び火成作用	36
第4章 和泉層群	42

4.1	研究史及び概要	42
4.1.1	研究史	42
4.1.2	概要	43
4.2	城山層	45
4.3	引田層	53
4.4	滝久保層	56
4.4.1	雲辺寺砂岩部層	57
4.4.2	足代泥岩部層	58
4.5	堀田層	62
4.5.1	名頃砂岩部層	62
4.5.2	勝浦泥岩部層	64
4.6	地質構造	67
4.7	堆積環境	69
第5章	三波川コンプレックス	71
5.1	研究史	71
5.2	概要	72
5.3	イタノユニット	74
5.4	三縄ユニット	75
5.4.1	苦鉄質片岩	83
5.4.2	珪質片岩	86
5.4.3	泥質片岩	89
5.4.4	砂質片岩	92
5.4.5	蛇紋岩	93
5.5	小歩危ユニット	94
5.5.1	泥質片岩（地質図では省略）	94
5.5.2	砂質片岩	96
5.6	三波川コンプレックスの原岩，年代，地質構造，変成作用	97
第6章	瀬戸内火山岩類	100
6.1	研究史と概要	100
6.2	岩相	100
6.3	化学組成	101
第7章	三豊層群・土柱層及び野呂内層	103
7.1	概要	103
7.2	三豊層群	104
7.2.1	財田層	104
7.2.2	神田層	108
7.2.3	焼尾層	111
7.3	土柱層	112
7.4	野呂内層	114
第8章	段丘堆積物・地すべり堆積物及び沖積層	116

8.1	高位段丘1堆積物	116
8.2	高位段丘2堆積物	117
8.3	中位段丘堆積物	117
8.4	低位段丘1堆積物	118
8.5	低位段丘2堆積物	119
8.6	地すべり堆積物	120
8.7	沖積層	121
第9章	中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層	123
9.1	中央構造線	123
9.1.1	中央構造線(地質境界)	123
9.1.2	中央構造線活断層系	125
9.1.2.1	池田断層	125
9.1.2.2	箸蔵断層	127
9.1.2.3	三野断層	128
9.2	讃岐山脈北麓の断層	128
9.2.1	竹成断層	128
9.2.2	江畑断層	129
9.2.3	檜原断層	130
9.2.4	神田断層	131
第10章	応用地質	132
10.1	温泉	132
10.2	含銅硫化鉄鉱床	132
10.3	骨材	133
	文献	134
	Abstract	146

図・表目次

第 1.1 図	地形概略図	1
第 1.2 図	行政区域	2
第 1.3 図	傾斜区分図	3
第 1.4 図	代表的な地形の写真	5
第 1.5 図	水系	6
第 1.6 図	滝	7
第 2.1 図	本地域及びその周辺地域の地質の概要	9
第 2.2 図	本地域の地質の概要	10
第 2.3 図	本地域の地質総括図	11
第 3.1 図	香川県及び岡山県南部の西南日本内帯先古第三紀基盤岩類の地質概略と領家コンプレックスの分布	15
第 3.2 図	本地域に分布する領家コンプレックスの変成砂岩及び変成泥岩の変成鉱物組合せ	16
第 3.3 図	領家コンプレックス変成泥岩の露頭写真	17
第 3.4 図	領家コンプレックス変成泥岩の岩片写真	17
第 3.5 図	領家コンプレックス変成泥岩の薄片写真	18
第 3.6 図	領家コンプレックス変成砂岩の露頭写真及び岩片写真	18
第 3.7 図	領家コンプレックス変成砂岩の薄片写真	19
第 3.8 図	変成砂岩から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像と反射二次電子像	20
第 3.9 図	領家コンプレックス変成砂岩に含まれるジルコンの U-Pb 年代測定結果	21
第 3.10 図	観音寺花崗岩の石英-斜長石-アルカリ長石の三角図	22
第 3.11 図	観音寺花崗岩のモード組成の地域的变化	23
第 3.12 図	観音寺花崗岩の露頭写真	24
第 3.13 図	観音寺花崗岩の岩片写真	25
第 3.14 図	観音寺花崗岩の薄片写真	26
第 3.15 図	観音寺花崗岩及び岩脈の化学組成	28
第 3.16 図	観音寺花崗岩及び岩脈の SiO ₂ 含有量と主成分元素 TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ (T) (全鉄 3 価として求めた値), MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O 含有量	29
第 3.17 図	観音寺花崗岩及び岩脈の SiO ₂ 含有量と微量元素 Rb, Sr, Y の含有量, 及び希土類元素のコンドライト規格化パターン	30
第 3.18 図	観音寺花崗岩の中粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像と反射二次電子線像	31
第 3.19 図	観音寺花崗岩の中粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩から分離したジルコンの U-Pb 年代測定結果	32
第 3.20 図	観音寺花崗岩の中粒普通角閃石黒雲母モンゾ花崗岩から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像と反射二次電子線像	33
第 3.21 図	観音寺花崗岩の中粒普通角閃石黒雲母モンゾ花崗岩から分離したジルコンの U-Pb 年代測定結果	34
第 3.22 図	珪長質岩脈の露頭写真	35
第 3.23 図	苦鉄質岩脈の露頭写真	36
第 3.24 図	岩脈の岩片写真	37

第 3.25 図	岩脈の薄片写真	38
第 3.26 図	珪長質岩脈から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像と反射二次電子線像	40
第 3.27 図	珪長質岩脈から分離したジルコンの U-Pb 年代測定結果	41
第 4.1 図	和泉層群の地域間対比	44
第 4.2 図	和泉層群の模式柱状図と対比	46
第 4.3 図	和泉層群の地質概略図	48
第 4.4 図	城山層の柱状図	49
第 4.5 図	城山層の露頭写真	50
第 4.6 図	土器川及び柏原溪谷周辺の城山層のルートマップ	51
第 4.7 図	和泉層群の岩石薄片写真 (その 1)	52
第 4.8 図	土器川の河床に見られる城山層のカキ化石濃集層	53
第 4.9 図	引田層の露頭写真	54
第 4.10 図	まんのう町山脇における引田層のルートマップ	55
第 4.11 図	引田層の産出化石	56
第 4.12 図	滝久保層雲辺寺砂岩部層の露頭写真	57
第 4.13 図	滝久保層の柱状図	59
第 4.14 図	和泉層群の岩石薄片写真 (その 2)	60
第 4.15 図	増川谷川上流における滝久保層雲辺寺砂岩部層のルートマップ・柱状図・露頭写真	61
第 4.16 図	滝久保層足代泥岩部層の露頭写真	62
第 4.17 図	柞野川上流域における滝久保層足代泥岩部層のルートマップ	63
第 4.18 図	堀田層の柱状図	65
第 4.19 図	堀田層名頃砂岩部層の露頭写真	66
第 4.20 図	土器川上流の支流域における堀田層名頃砂岩部層のルートマップ	67
第 4.21 図	堀田層勝浦泥岩部層の珪長質凝灰岩の露頭写真	68
第 4.22 図	讃岐山脈西部における和泉層群に関連する地質構造	68
第 5.1 図	四国中央部中央構造線と清水構造線に挟まれた領域に分布する三波川コンプレックスのユニット区分	72
第 5.2 図	本地域の三波川コンプレックスの岩相層序と構造区分	73
第 5.3 図	イタノユニット苦鉄質片岩及び泥質片岩の薄片写真	75
第 5.4 図	井川町里川東付近の三波川コンプレックス三縄ユニットのルートマップ	76
第 5.5 図	三縄ユニットの苦鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩の露頭写真	77
第 5.6 図	三波川コンプレックスの変形段階の概要と変形構造の模式図及び三縄ユニットに見られる褶曲 F_i	77
第 5.7 図	三波川コンプレックスの地質図と三縄ユニットに発達する褶曲 F_i による転倒アンチフォーム・転倒シンフォーム	79-81
第 5.8 図	本地域の三波川コンプレックスの変成分帯と泥質片岩, 苦鉄質片岩, 珪質片岩の変成鉱物の分布	82
第 5.9 図	三縄ユニットの苦鉄質片岩と泥質片岩の露頭	83
第 5.10 図	三縄ユニット苦鉄質片岩の露頭写真	84
第 5.11 図	三縄ユニット苦鉄質片岩に発達する褶曲	85
第 5.12 図	三縄ユニット苦鉄質片岩の薄片写真	87
第 5.13 図	三縄ユニット苦鉄質片岩のアルバイト斑状変晶と主片理 S_i と片理 S_{i-1}	87
第 5.14 図	三縄ユニット珪質片岩の露頭写真	88

第 5.15 図	三縄ユニット珪質片岩の薄片写真	88
第 5.16 図	三好市池田町中西付近の三波川コンプレックス三縄ユニットのルートマップ	90
第 5.17 図	三縄ユニット泥質片岩の露頭写真	91
第 5.18 図	三縄ユニット泥質片岩の薄片写真	92
第 5.19 図	三縄ユニット泥質片岩のアルバイト斑状変晶と主片理 S_1 と片理 S_{1-1}	93
第 5.20 図	三縄ユニット砂質片岩の露頭写真	93
第 5.21 図	三縄ユニット砂質片岩の薄片写真	94
第 5.22 図	三縄ユニット蛇紋岩の露頭写真	94
第 5.23 図	三縄ユニット蛇紋岩の薄片写真	95
第 5.24 図	小歩危ユニットの泥質片岩, 砂質片岩の露頭写真	95
第 5.25 図	小歩危ユニットの泥質片岩, 砂質片岩の薄片写真	96
第 5.26 図	本地域の三波川コンプレックスの模式断面図と碎屑性ジルコン U-Pb 年代及び フェンジャイト K-Ar 年代	98
第 6.1 図	瀬戸内火山岩類の露頭写真	100
第 6.2 図	瀬戸内火山岩類の薄片写真	101
第 6.3 図	瀬戸内火山岩類の化学組成	102
第 7.1 図	三豊層群, 土柱層及び野呂内層の層位関係概略図	103
第 7.2 図	三豊層群財田層及び焼尾層の地質柱状図	105
第 7.3 図	財田層上部に見られる礫層の層相	106
第 7.4 図	福良見火山灰層の露頭	109
第 7.5 図	神田層の主な地点の地質柱状図	109
第 7.6 図	神田層の礫層	110
第 7.7 図	神田層の礫層	110
第 7.8 図	焼尾層の露頭	112
第 7.9 図	本篠火山灰層の露頭	113
第 7.10 図	土柱層の主な地点での地質柱状図	114
第 7.11 図	土柱層の扇状地型礫層	114
第 7.12 図	土柱層の本流型礫層とシルト層の露頭	115
第 7.13 図	野呂内層の露頭	115
第 8.1 図	段丘堆積物の主な観察地点での地質柱状図	116
第 8.2 図	高位段丘 1 堆積物の露頭	117
第 8.3 図	低位段丘 1 堆積物に挟まる始良 -Tn テフラ	119
第 8.4 図	讃岐山脈に見られる地すべり地形	120
第 8.5 図	地すべり堆積物の露頭写真	121
第 8.6 図	現河床堆積物	122
第 9.1 図	池田断層の低断層崖	126
第 9.2 図	池田断層の露頭写真	126
第 9.3 図	箸蔵断層の副断層露頭写真	127
第 9.4 図	“芝生衝上”断層の露頭写真	128
第 9.5 図	竹成断層に沿う神田層の急傾斜帯と不整合の露頭	129

第 9.6 図	江畑断層の露頭	130
第 9.7 図	檜原断層の露頭写真	131
第 10.1 図	中央構造線沿いの鉱泉	132
第 10.2 図	和泉層群の砂岩を採取する採石場の切刃	133
第 1.1 表	ダムとため池	6
第 3.1 表	観音寺花崗岩の全岩分析値	27
第 3.2 表	岩脈の全岩分析値	39
第 4.1 表	和泉層群の写真及び試料採取地点	47
第 6.1 表	瀬戸内火山岩類安山岩溶岩の全岩化学組成	102
第 7.1 表	三豊層群に見られる主な火山灰層と対比テフラの火山ガラスの屈折率及び化学組成一覧	107
第 7.2 表	三豊層群の火山灰層の FT 年代と U-Pb 年代一覧	108
第 8.1 表	段丘堆積物中の木片の ^{14}C 年代測定値一覧	118
第 10.1 表	温泉成分表	132
付図 1	三豊層群・土柱層・野呂内層・段丘堆積物・沖積層・断層露頭の観察地点図	144-145
Fig. 1	Generalized geological map of the Ikeda District and surrounding area	147
Fig. 2	Geological map of the Ikeda District	148
Fig. 3	Summary of geology in the Ikeda District	149

第1章 地 形

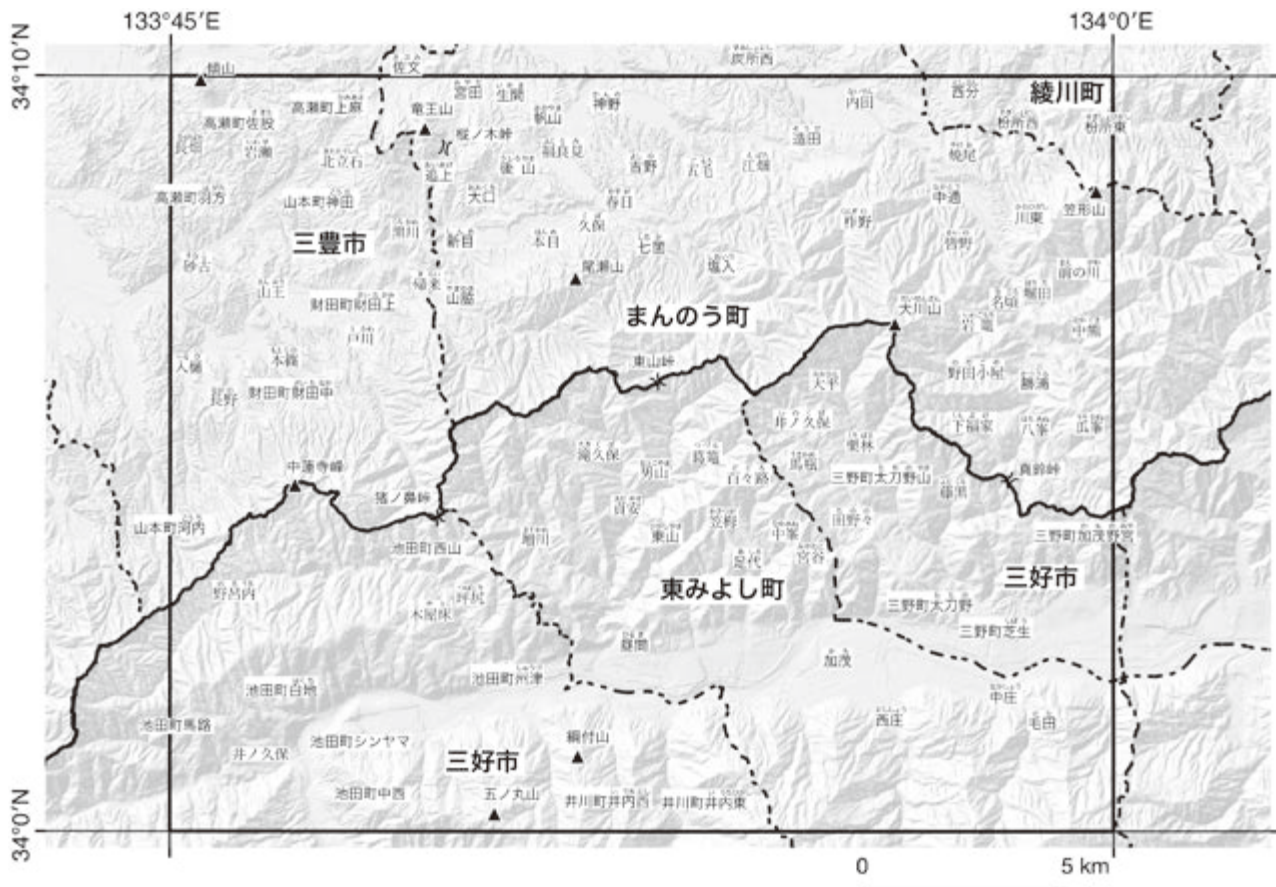
(野田 篤)

5万分の1地質図幅「池田」地域は、四国東部の讃岐山脈(阿讃山脈)を中心とする地域である(以降、「池田」地域または本地域と略記し、隣接地域も同様に表現する)。本地域の範囲は、日本測地系では東経133°45′-134°00′、北緯34°00′-34°10′、世界測地系では東経133°44′50.45″、北緯34°00′11.82″(図幅南西端)、東経133°59′50.35″、北緯34°10.77″(図幅北東端)である。本地域の中心には、標高1,000m程度に及ぶ讃岐山脈が東西に延びている(第1.1図)。本地域で最も標高が高い

地点は大川山の標高1,043mである。讃岐山脈の北側は主に領家コンプレックスから構成され、標高200m程度の讃岐丘陵と呼ばれる丘陵地帯が広がっている。讃岐山脈の南には、中央構造線に沿って東西方向に延びる吉野川低地があり、さらに南には三波川コンプレックスからなる四国山地の北側斜面がある。讃岐山脈を源流とし、香川県側へ流れる主な河川には財田川と土器川が、徳島県側へは吉野川の支流となる複数の小河川がある。本地域の行政区域には、香川県三豊市山本町・財田町・高瀬



第1.1図 地形概略図
 背景の地形陰影図は国土地理院の地理院タイルを、行政区画界線及び河川と湖沼の水域・水涯線には基盤地図情報の基本項目を使用した。緯度経度は日本測地系。



第 1.2 図 行政区域

讃岐山脈の主稜線を境にして、香川県と徳島県に分かれる。香川県側は三豊市・仲多度郡まんのう町・綾歌郡綾川町、徳島県側は三好市と三好郡東みよし町からなる。ゴシック体で示した地名は、市町村合併前の大字に相当する地名。緯度経度は日本測地系。

町、仲多度郡まんのう町、^{あやうた あやがわ}綾歌郡綾川町、徳島県三好市池田町・井川町・三野町、三好郡東みよし町が含まれる(第 1.2 図)。

本地域の地形は、概して北から南にかけて、(1) 領家コンプレックスを基盤とする讃岐山脈北麓の丘陵地帯、(2) 丘陵地の間に発達する下部更新統三豊層群の台地と河成段丘、(3) 上部白亜系和泉層群を主体とする讃岐山脈、(4) 吉野川沿いの河成段丘及び現世河床、(5) 三波川コンプレックスからなる四国山地の北側斜面の 5 つに区分できる。

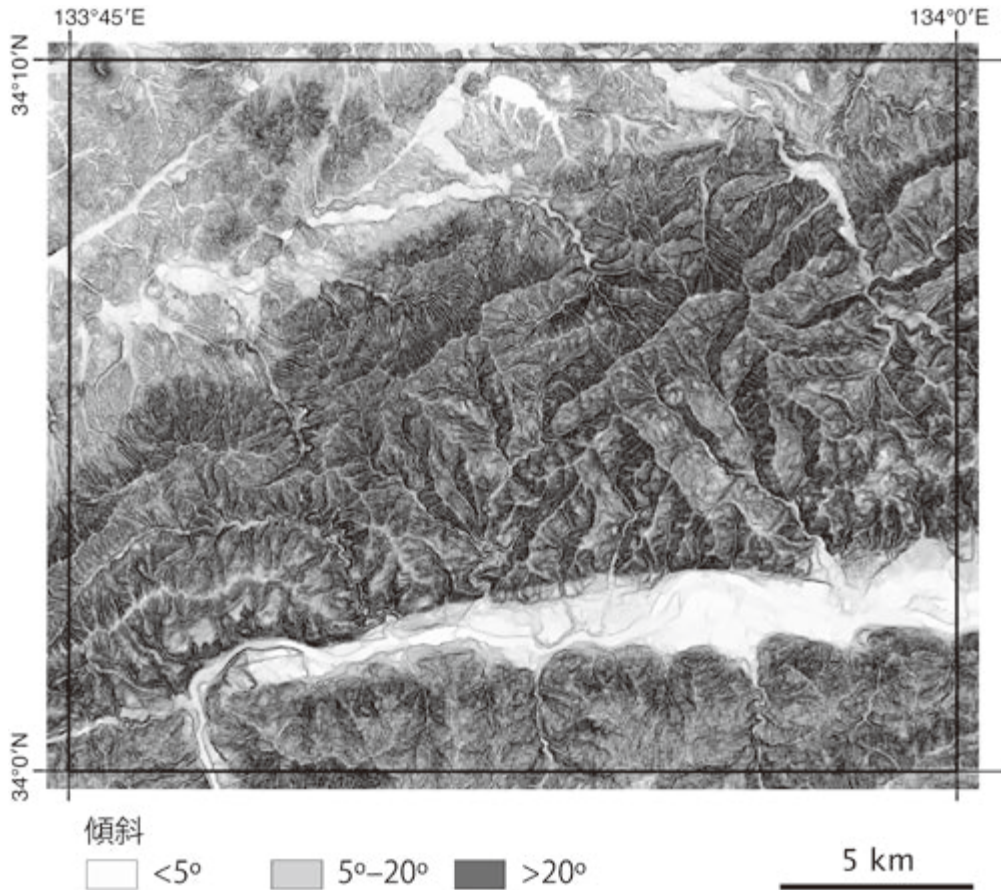
1.1 丘陵地帯・台地・河成段丘

本地域の北部、讃岐山脈の北側には領家コンプレックスを基盤とする標高 200 ~ 450 m 程度の丘陵地帯が広がる(第 1.3 図)。この丘陵地帯は領家コンプレックスを基盤とし、部分的に三豊層群に覆われている。基本的には、傾斜 20° 以下の緩傾斜地であるが、本地域内のまんのう町宮田・追上・帆山や綾川町では斜面傾斜が 20° を

越える。また、本地域の北西端に見られる傾山(標高 287 m)は円錐形の急傾斜地形を示すが、ここでは基盤の領家コンプレックスの上に瀬戸内火山岩類が載っている。

丘陵地帯の周辺には、現河床から 20 ~ 100 m 程度の比高を持つ台地が広がっており、三豊市高瀬町・山本町・財田町、まんのう町新目・吉野・炭所西・焼尾に 5 ~ 20° の緩傾斜面として良く発達している(第 1.3 図、第 1.4 図 b, c)。台地は、三豊層群(財田層・神田層・焼尾層)で構成されていることが多い。

本地域の香川県側には広い面積を持つ平野はなく、丘陵地帯と台地の合間を縫うようにして流れる財田川や土器川沿いに小規模な河成段丘や沖積低地が分布するのみである。中でも、財田町の財田上と財田中、まんのう町の造田^{さいたな}、七箇^{しちか}には、傾斜 5° 以下の低位段丘面と現世河川堆積物が広く分布している(第 1.3 図)。また、讃岐山脈を南北に横切る土器川沿いのまんのう町川東^{かわひがし}や勝浦にも小規模な段丘面が発達している。



第 1.3 図 傾斜区分図

傾斜 5° 以下の平坦面は吉野川・財田川・土器川などの河川沿いの現河床と段丘面に見られる。傾斜 5～20° の斜面は、本地域の北西部の讃岐丘陵に広く見られる。また、讃岐山脈南部の地すべり地形の分布域とも一致する。傾斜 20° 以上の斜面は讃岐山脈の大部分と吉野川右岸の四国山地に見られる。緯度経度は日本測地系。

1.2 讃岐山脈

讃岐山脈は東北東－西南西方向の長さ約 95 km、幅 15 km の狭長な地壘状山地で、香川県と徳島県の県境をなす。本地域の最高峰である大川山（標高 1,043 m）は、東隣の「脇町」図幅内にある竜王山（標高 1,060 m）に次いで、讃岐山脈で 2 番目に高い山となっている。傾斜区分図（第 1.3 図）では、讃岐山脈は傾斜 20° 以上の範囲と良く一致する。讃岐山脈は主に上部白亜系和泉層群の砂岩・泥岩から構成され、東に開いた向斜構造と岩相による強度の違いから、笠形山の南側斜面のようにケスタ状の地形が発達する（第 1.3 図）。讃岐山脈の北縁は、竹成断層・江畑断層・檜原断層などの衝上断層（斎藤ほか、1962；寒川、1973）によって北側の丘陵地帯と比較的明瞭に境されており、断層崖を形成している（第 1.4 図 a）。讃岐山脈の南縁も中央構造線活断層系の池田断層（岡田、1968）や三野断層（岡田、1970）によって直線的に切られており、比高数百 m に及ぶ直線的な断層崖地形

が発達している（第 1.3 図）。讃岐山脈の南部には、地すべり地形が数多く発達しており、吉野川に注ぐ支流の右岸側の東向き斜面、吉野川が流向を東向きに変える三好市池田町白地、馬路川が吉野川に合流する手前の池田町馬路などに多く見られる。讃岐山脈の南部では、和泉層群の向斜構造によって地層が東傾斜となっており、この地層と斜面の傾斜方向が一致するところで地すべりが多く発生している。地すべりの地形は、山腹の緩傾斜面として認識され、規模の大きなところは耕作地や集落として利用されている。代表的な地すべりとしては、三好市池田町白地の井ノ久保地すべり（加藤・横山、2001）や三好市池田町のシンヤマ地すべり（岡田、1968）がある。

1.3 吉野川沿いの沖積低地及び扇状地

本地域の徳島県内を東西に流れる吉野川沿いには、徳島平野へと続く狭長な平地が発達している（第 1.3 図）。吉野川の本流沿いには沖積低地が、南北から注ぐ支流と

本流との合流する付近には扇状地や河成段丘が分布する。吉野川左岸(北側)に見られる扇状地には、河川成の土柱層、高位・中位・低位に区分される段丘堆積物、沖積扇状地堆積物が見られる。いずれも支流が本流に合流する河口付近に、扇状地や段丘面を発達させている。吉野川右岸(南側)からの支流としては、井内谷川(三好市井川町)や加茂谷川(東みよし町加茂)があるが、加茂谷川の河口付近には広い平坦面が発達している(第1.4図d)。三好市池田町の市街地は主に2段の低位段丘面上にあるが、その西方の池田町シンヤマの平坦面(第1.4図e)は和泉層群の角礫を含む地層から構成されており、讃岐山脈からの地すべり堆積物と考えられている(岡田, 1968; 長谷川, 1999)。

1.4 四国山地

中央構造線の南側に分布する四国山地は、四国の中軸部を構成する主要な山地である。四国山地の最も北側に位置する稜線は法皇山脈と呼ばれ、その東方延長が本地域に含まれている。名前のある峰としては、三好市井川町の綱付山(標高 580 m)や五ノ丸山(標高 823 m)があるが、本地域内の最高地点は東みよし町毛田の三角点(標高 965 m)である。本地域の四国山地は主に三波川コンプレックスから構成されており、その構造的な特徴から地すべりも多い(安藤・大久保, 1970; 寺戸, 1986)。

1.5 水系

1.5.1 河川

本地域は、香川県側の高瀬川水系・金倉川水系・土器川水系・香東川水系・財田川水系と徳島県側の吉野川水系の6つの水系に分かれる(第1.5図)。本地域の北西部にある高瀬川水系は、領家コンプレックスや三豊層群が分布する丘陵地帯を水源とし、三豊市詫間町で瀬戸内海へ注ぐ。高瀬川の流長は15.4 km、流域面積は64.3 km²である。金倉川(流長20.5 km)は讃岐山脈の北側斜面を源流とし、満濃池の水源となっている。満濃池から流れ出た金倉川は、琴平町や善通寺市を流下し、丸亀市で瀬戸内海へ注ぐ。土器川は香川・徳島県境の真鈴峠付近を水源とし、丸亀市で瀬戸内海に注ぐ流長33 km、流域面積127 km²の香川県唯一の一級河川である。主な支流に真鈴川・八峯川・下福家川・野田小屋川・明神川・中熊川・前ノ川・野口川・杵野川がある。土器川は、まんのう町川東や内田で盆地状に河成段丘を発達させている他は、河床に基盤岩が露出する川幅の狭い河川となっている。財田川水系は、讃岐山脈東山峠を水源とする財田川(流長32.5 km、流域面積155.5 km²)を中心とし、香川県で最も流域面積の大きい水系である。讃岐山脈から北流する財田川は、野口ダム付近で山地から抜けると、

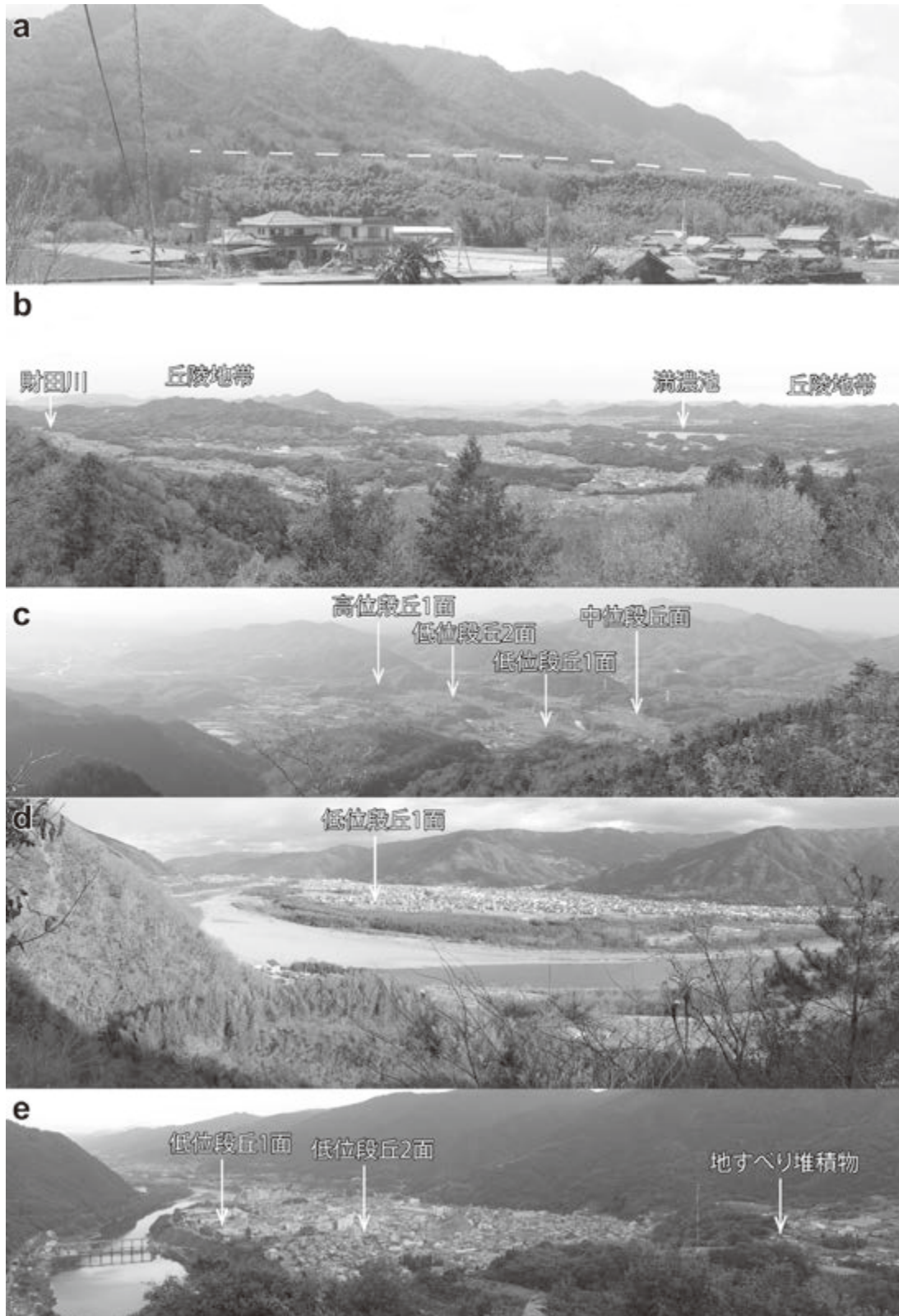
丘陵地帯の間の低地帯に沿って西向きに流れ、観音寺市で瀬戸内海へ注ぐ。讃岐山脈北側斜面を流れる帰来川や谷道川及び丘陵地帯を流れる大口川や神田川などの支流を持つ(第1.5図)。綾川水系は、本地域の北東部に見られる。綾川は流長38 km、流域面積137 km²の香川県で最長の河川であり、坂出市で瀬戸内海へ注ぐ。讃岐山脈の北側斜面を水源とし、本地域では柏原溪谷として知られる。

吉野川は、長さ(幹川流路延長)193.6 km、流域面積3,750 km²に達する四国最大の河川である。吉野川は高知県北部の山地を水源とし、四国山地を東へ流下した後、徳島県との県境付近で流路を北向きに変え、東西方向に延びる四国山地を横切るように北流する。その後、本地域内の三好市池田町で流路を東へ転じ、讃岐山脈の南縁に沿うように直線状に流れて徳島市で紀伊水道に注ぐ。三好市池田町で中央構造線に沿って東流する馬路川と合流する。馬路川と合流して流路を東向きに変えるあたりでは吉野川の両岸に和泉層群が露出しており、流路は中央構造線以北の和泉層群中を流れている(岡田, 2004)。

吉野川の水源地は豊富な降雨量を持つため、たびたび洪水による被害が発生してきた(国土交通省四国地方整備局・国土交通省国土地理院, 2003, p. 45)。複数の支流が南北両方向から注ぎ込み、合流地点付近には段丘面や扇状地が発達している。北の讃岐山脈からの支流としては、鮎苦谷川(三好市池田町州津)、小川谷川・馬木谷川・黒川原谷川(東みよし町昼間)、河内谷川(三好市芝生)、滝谷川(三好市加茂野宮)があり、南の四国山地からの支流として井内谷川・加茂谷川・山口谷川がある(第1.5図)。

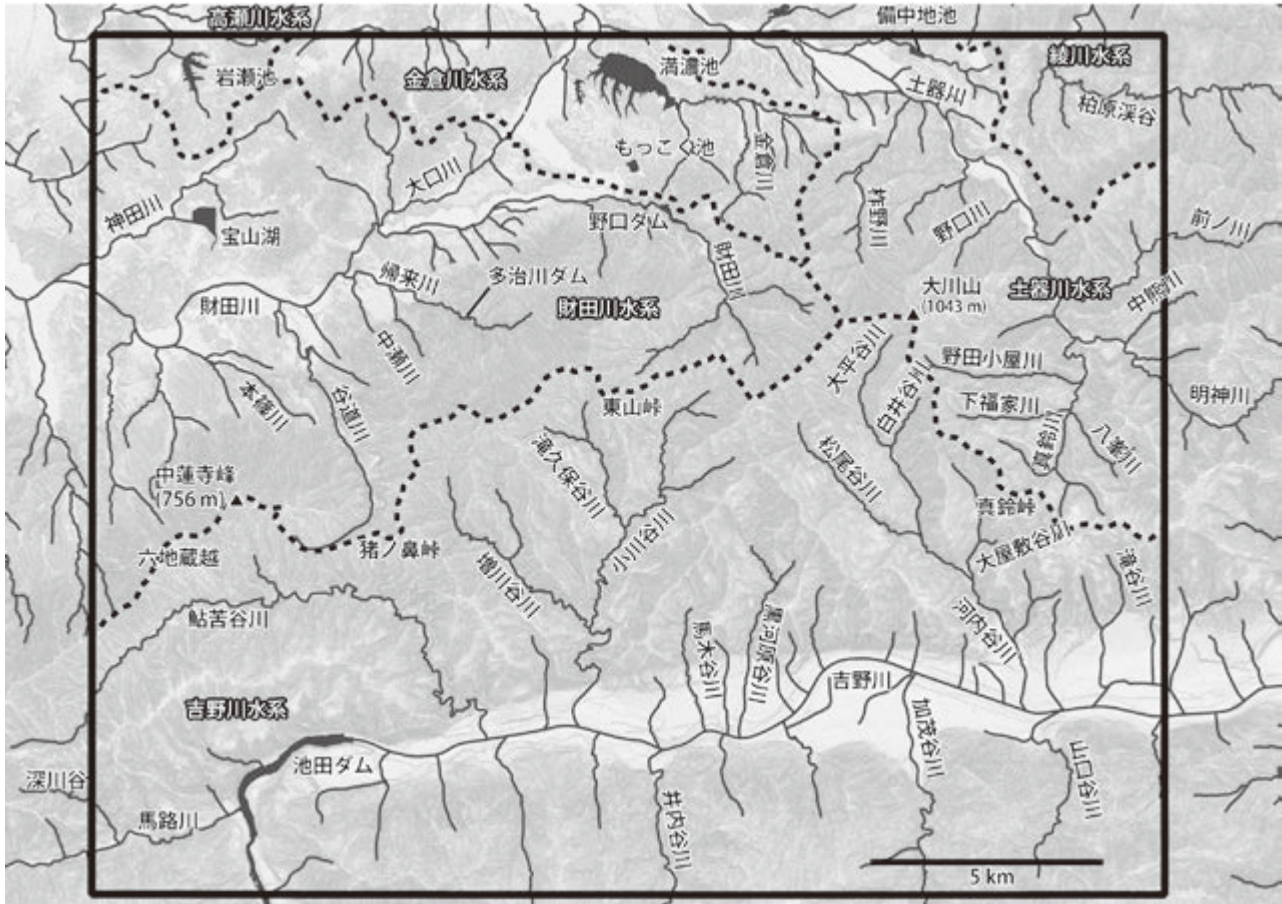
1.5.2 ダム・ため池

香川県は温暖で雨の少ない瀬戸内気候地域にあるため、年間降雨量は四国の太平洋側の半分程度の約1,200 mmとなっている。降雨は梅雨や台風の時期に集中すること、また河川の勾配が急であることから、通常は河川の水量が極めて少なく、渇水被害が頻発している(国土交通省四国地方整備局・国土交通省国土地理院, 2003, p. 16)。このため香川県の産業にとってダムやため池は重要な役割を果たしてきた。特に、満濃池(総貯水量15,400千m³)は奈良時代以降およそ1,300年あまりの歴史を持ち、かんがい用ため池としては日本一の規模を誇る。香川県内の慢性的な水不足を解消するため、徳島県を流れる吉野川から香川県へ水を供給するための導水路(香川用水)の建設が計画され、その取水用としての池田ダム(総貯水量12,650千m³)が1974年に竣工、さらに香川用水が1981年に完成した。最近では、2008年に香川用水調整池(宝山湖)が三豊市山本町に新たに整備されている(第1.5図)。本地域内にあるダム・ため池をまとめると第1.1表のようになる。



第 1.4 図 代表的な地形の写真

(a) 讃岐山脈の北縁を境する江畑断層の断層崖。破線は断層の位置を示す。まんのう町七箇久保から南西方向を見て撮影。(b) 財田川～琴平市街～満濃池の遠望。まんのう町七箇の尾瀬山山頂付近から北を向いて撮影。(c) 三豊市財田町山脇の東、標高 479 m の峰から北方の讃岐丘陵を望む。(d) 東みよし町加茂周辺の低位段丘面。東みよし町足代付近から東南東方向を見て撮影。(e) 三好市池田町の市街地遠望。市街地は吉野川右岸の低位段丘面上にある。吉野川左岸の三好市池田町白地から南東方向を見て撮影。



第 1.5 図 水系

瀬戸内海へ注ぐ水系としては、讃岐丘陵を源流とする高瀬川水系と讃岐山脈を源流とする金倉川水系・土器川水系・財田川水系・綾川水系がある。本地域の南部は、吉野川水系となり、南北から複数の支流が吉野川へ注ぎ込んでいる。

第 1.1 表 ダムとため池

名称	水系	総貯水量 (千 m^3)	所在地
満濃池	金倉川水系金倉川	15,400	香川県仲多度郡まんのう町神野
もっこく池	金倉川水系金倉川	449	香川県仲多度郡まんのう町七箇
香川用水調整池 (宝山湖)	財田川水系大池川	3,070	香川県三豊市山本町神田
戸川ダム	財田川水系谷道川	211	香川県三豊市財田町財田上
多治川ダム	財田川水系榑来川	200	香川県仲多度郡まんのう町山脇
野口ダム	財田川水系財田川	1,150	香川県仲多度郡まんのう町塩入
備中地池	土器川水系備中地川	321	香川県仲多度郡まんのう町造田
岩瀬池	高瀬川水系高瀬川	1,016	香川県三豊市高瀬町上麻
池田ダム	吉野川水系吉野川	12,650	徳島県三好市池田町西山

1.5.3 滝

本地域には名前のある滝がいくつかあるが、和泉層群の固く緻密な珪長質凝灰岩にかかるものが多い(第 1.6 図)。この中でも、三豊市財田町財田上にある鮎返りの滝は、讃岐山脈北麓の和泉層群引田層の泥岩にかかる(第

1.6 図 a)。第 1.6 図の b-e に示した滝は、和泉層群堀田層勝浦泥岩部層の厚い珪長質凝灰岩にかかる落差 15 ~ 25 m の滝であり、和泉層群の向斜の南翼(第 1.6 図 b, c)と北翼(第 1.6 図 d, e)に位置する。



第 1.6 図 滝

(a) 鮎返りの滝. 讃岐山脈北麓の和泉層群引田層の泥岩にかかる. 落差約 6 m. 三豊市財田町財田上. (b) 竜頭の滝 (一ノ滝). 讃岐山脈南麓の和泉層群堀田層勝浦泥岩部層の珪長質凝灰岩にかかり, 落差約 15 m. 吉野川水系滝谷川. 三好市三野町加茂野宮. (c) 金剛の滝 (二ノ滝). 竜頭の滝の上流に位置し, 同じく珪長質凝灰岩にかかり, 落差約 25 m. 吉野川水系滝谷川. 三好市三野町加茂野宮. (d) 小橋滝. 堀田層勝浦泥岩部層の厚い凝灰質砂岩からなる. 落差 15 m. 土器川水系八峯川. まんのう町勝浦八峯. (e) 龍王滝. 小橋滝の 300 m ほど上流にある落差約 20 m の滝. 珪長質凝灰岩からなる. 土器川水系八峯川. まんのう町勝浦八峯.

第2章 地質概説

(野田 篤・宮崎一博・水野清秀・長田充弘)

2.1 既存の地質図

本地域を含む産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の広域地質図としては、50万分の1地質図幅「高知」(飯山ほか, 1959)と20万分の1地質図幅「岡山及丸亀」(松浦ほか, 2002)がある。また、四国の中央構造線を対象とした2.5万分の1ストリップマップ(水野ほか, 1993)が本地域の一部を含む。本地域の周辺では、20万分の1地質図幅「高知(第2版)」(原ほか, 2018)、20万分の1地質図幅「徳島(第2版)」(牧本ほか, 1995)、7.5万分の1地質図幅「丸亀」(佐藤, 1936)・「脇町」(平山, 1954)、5万分の1地質図幅「三島」(土居, 1964)・「川口」(小島・光野, 1966)・「観音寺」(野田ほか, 2017b)が刊行されている。

地質調査総合センター以外から出版されている地質図としては、20万分の1「四国地方土木地質図」(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)、10万分の1土地分類図の「香川県」(経済企画庁総合開発局, 1973)と「徳島県」(国土庁土地局, 1971)、5万分の1表層地質図「池田」(香川県・徳島県, 1972)がある。各県が発行する地質図として、10万分の1香川県地質図(斎藤ほか, 1962)、15万分の1徳島県地質図(中川ほか, 1972)がある。また、2.5万分の1都市圏活断層図「池田」(後藤ほか, 1999)が本地域を含んでいる。

2.2 地質区分

本地域の地質概要を第2.1図と第2.2図に、地質総括図を第2.3図に示す。本地域及び周辺地域の地質は、領家コンプレックス・三波川コンプレックス・和泉層群・瀬戸内火山岩類・下部更新統(三豊層群・土柱層・野呂内層)・中部～上部更新統の段丘堆積物・完新統から構成される。本地域の地質区分は、その南部を東西方向に横切る中央構造線によって、北側の西南日本内帯と南側の西南日本外帯とに大きく分けられる。内帯には、領家コンプレックス(ペルム紀の付加体を原岩とする白亜紀の高温低圧型変成岩と白亜紀火成岩)、上部白亜系の和泉層群、中新統の瀬戸内火山岩類、下部更新統の三豊層群・野呂内層がある。外帯には、三波川コンプレックス(白亜紀の付加体を原岩とする主に白亜紀の低温高圧型変成岩)と下部更新統の土柱層がある。

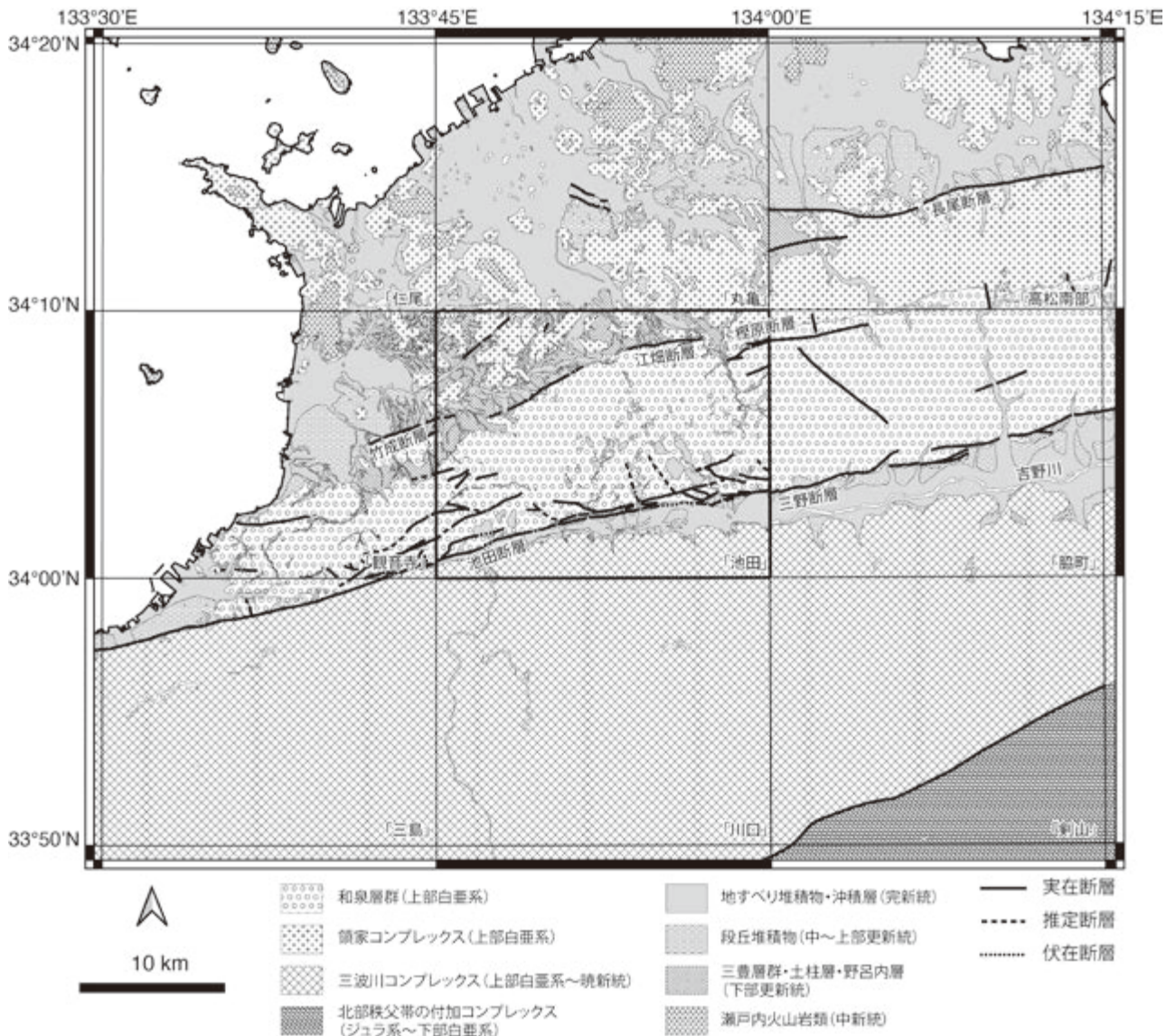
2.3 領家コンプレックス

本報告では、西南日本内帯に分布する白亜紀高温低圧型変成岩と、これに貫入する白亜紀火成岩を一括して領家コンプレックスとした。本地域の領家コンプレックスは、讃岐山脈の北側に分布し、分布域南縁部では和泉層群に不整合に覆われる。本地域の領家コンプレックスは、領家変成岩類、領家花崗岩類に属する観音寺花崗岩、及び岩脈からなる。領家変成岩類は小規模にしか分布せず、主に変成砂岩からなり、わずかに変成泥岩を伴う。変成泥岩は片理が発達する泥質片岩であるが、変成砂岩の多くは片理が発達しない砂質グラノフェルスとなっている。変成泥岩及び変成砂岩では、カリ長石と堇青石との共生が認められ、カリ長石堇青石帯を形成する変成作用があったことを示している。変成相は角閃岩相低圧亜相に達している。本地域の領家コンプレックスの大部分は、観音寺花崗岩からなる。観音寺花崗岩は中粒の普通角閃石黒雲母花崗岩ないし花崗閃緑岩である。本地域北中部では、領家変成岩類及び観音寺花崗岩に多数の岩脈が貫入する。岩脈は珪長質岩脈と苦鉄質岩脈からなり、量的には珪長質岩脈が圧倒的に多い。珪長質岩脈の組成はデイサイトから流紋岩であり、苦鉄質岩脈は玄武岩質安山岩である。

本地域の領家変成岩類の原岩の堆積年代の下限値は、後期ペルム紀である。白亜紀中頃の火山弧地殻中～浅部で形成された領家変成岩類と、これに貫入する観音寺花崗岩及び岩脈の活動時期から、少なくとも約600万年の間、断続的に変成作用と火成作用が起こることにより、本地域の領家コンプレックスが形成されたと推定される。

2.4 和泉層群

和泉層群は、四国西部から近畿地方までの東西約300km、南北10～15kmの狭長な分布を示す後期白亜紀の海成層である。主に砂岩・泥岩・礫岩・珪長質凝灰岩から構成され、その岩相と分布の特徴から、北縁相・主部相・南部相に区分されており(市川ほか, 1979)、本地域には北縁相と主部相が分布する。アンモナイトや放射虫などの産出化石から、和泉層群の堆積年代は後期白亜紀カンパニアン期～マーストリヒチアン期とされており、概して東ほど若い堆積年代を示す(須鎗, 1973; 山崎,



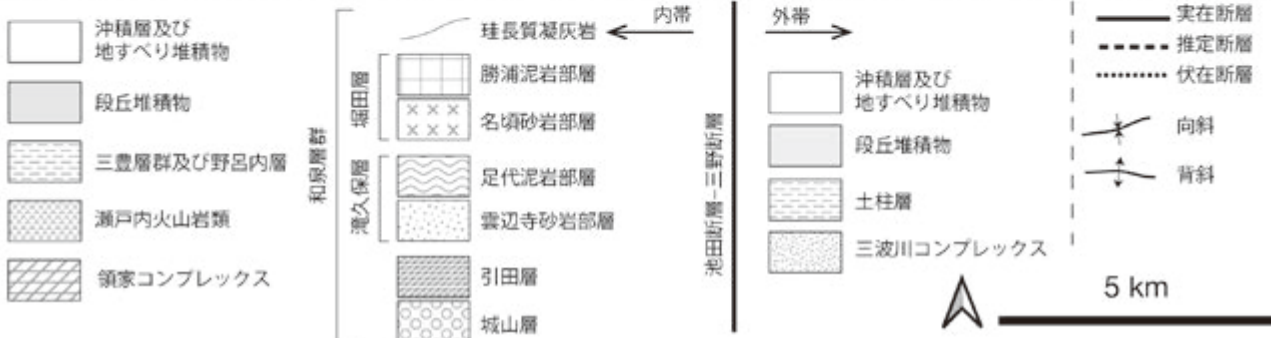
第 2.1 図 本地域及びその周辺地域の地質の概要
 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2019) 及び
 5 万分の 1 地質図幅「観音寺」(野田ほか, 2017b) に本研究の成果を加えて作成。「池田」図幅
 及び周辺の 5 万分の 1 地質図幅の図郭を示す。緯度経度は日本測地系。

1987; Hashimoto *et al.*, 2015). 和泉層群の堆積盆の形成には、後期白亜紀の横ずれ断層運動との関係が示唆されている(宮田, 1990; Noda and Toshimitsu, 2009).

本地域の北縁相は、領家コンプレックスの観音寺花崗岩と不整合で接し、基底礫岩を伴う城山層とその上位の厚い泥岩からなる引田層によって構成される。城山層は礫岩及び砂岩からなり、中礫～大礫サイズの良く円磨された花崗岩や流紋岩、変成泥岩の礫を含む。砂岩は厚層理～極厚層理の中粒～粗粒砂岩を主体とする。引田層は厚い塊状の泥岩及び砂岩泥岩互層からなり、二枚貝やアンモナイト化石が産出することで知られている。本地域の引田層は、アンモナイト化石帯の *Metaplacenteras*

subtilistriatum 帯に対比され、中部カンパニアン階に相当する。

本地域の主部相は、下位から滝久保層の雲辺寺砂岩部層と足代泥岩部層、堀田層の名頃砂岩部層と勝浦泥岩部層に区分され、砂岩・泥岩・珪長質凝灰岩・礫岩からなる。北縁相とは整合または指交関係にある。雲辺寺砂岩部層及び勝浦泥岩部層の珪長質凝灰岩に含まれるジルコンの U-Pb 年代は 78.3 ± 1.3 Ma と 79.3 ± 1.1 Ma を示しており、両者は誤差の範囲で一致する。これらの年代が示唆する堆積年代は、中期カンパニアン期である(Noda *et al.*, 2020).



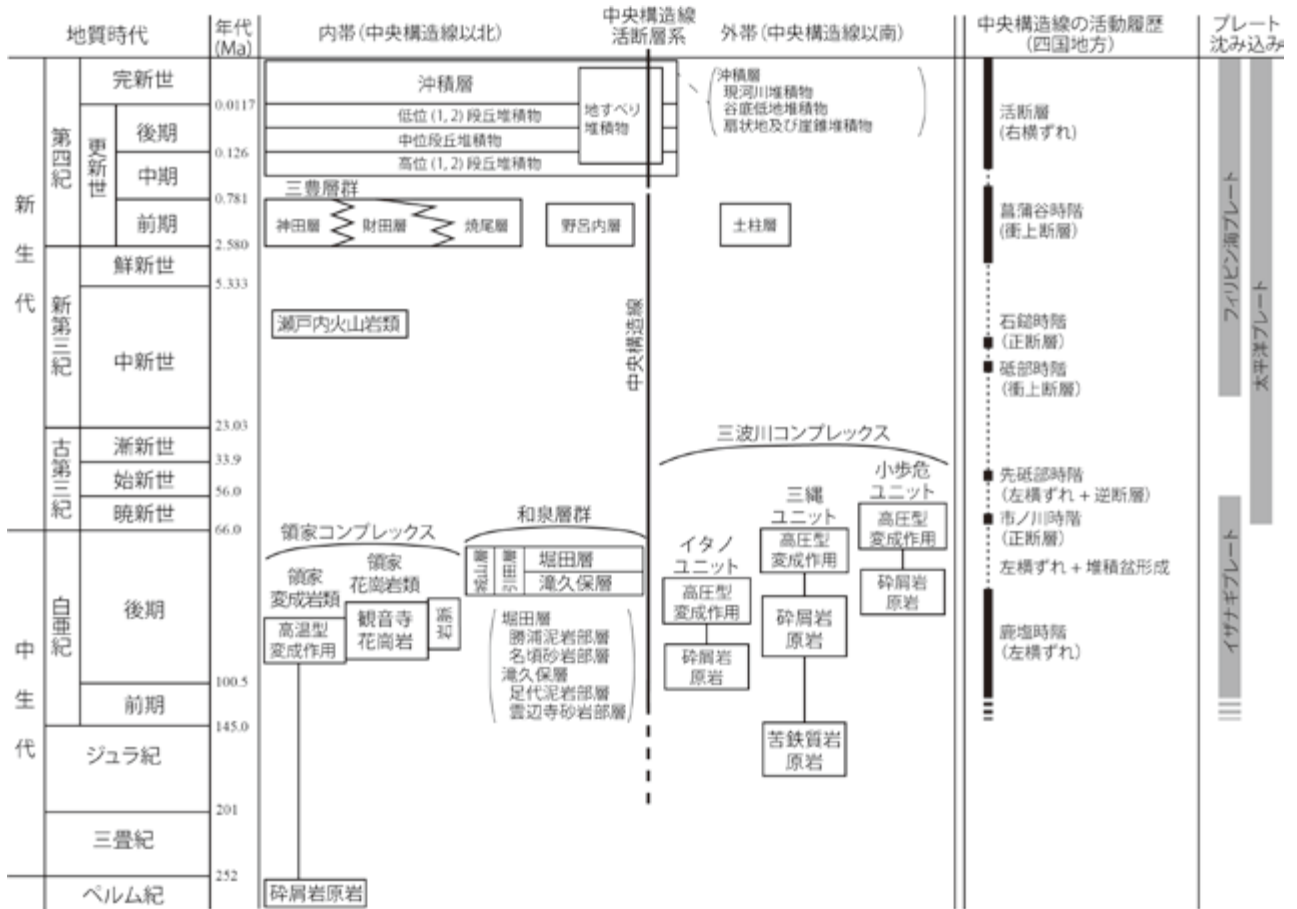
第 2.2 図 本地域の地質の概要

2.5 三波川コンプレックス

本報告では、西南日本外帯に分布する白亜紀の低温高圧型変成岩を三波川コンプレックスとした。本地域の三波川コンプレックスは、中央構造線以南の四国山脈に分布する。北から南へ、イタノユニット、三縄ユニット、小歩危ユニットに区分できる。イタノユニットは吉野川沿い小規模に分布し、第四系に被覆されて、他のユニットとの関係が不明である。同ユニットは粗粒なアルバイ

ト斑状変晶が発達する泥質片岩と苦鉄質片岩からなる。三縄ユニットは、本地域に分布する三波川コンプレックスの大部分を占める。同ユニットは、苦鉄質片岩、珪質片岩、泥質片岩、砂質片岩からなり、少量の蛇紋岩を伴う。見かけ上位ではアルバイト斑状変晶が発達する。三縄ユニットの南には、見かけ下位に位置する小歩危ユニットが分布する。小歩危ユニットは主に砂質片岩からなり、少量の泥質片岩を伴う。

本地域の三波川コンプレックスには、主片理 S_1 が発



第 2.3 図 本地域の地質総括図
 年代値は Cohen *et al.* (2013; updated) の 2020 年版 (v2020/01) に従った。四国における中央構造線の活動履歴は Kubota *et al.* (2020)、プレート沈み込みは Seton *et al.* (2012) による。

達する。三縄ユニットでは主片理 S_1 に平行な軸面を持つタイトな褶曲 F_1 が発達し、地層が折りたたまれている。見かけ複数層準に分布するように見える三縄ユニットの苦鉄質片岩は、褶曲により折りたたまれて同一層準の苦鉄質岩層が繰り返していると解釈した。小歩危ユニットでは、緩く北へ傾斜した主片理 S_1 が発達する。三縄ユニットと小歩危ユニットのユニット境界は、主片理 S_1 に平行である。

本地域の三波川コンプレックスは、泥質片岩の鉱物組合せにより、低変成度の緑泥石帯と高変成度のざくろ石帯に分帯できる。緑泥石帯とざくろ石帯の境界は三縄ユニットの見かけ下部に存在する。イタノユニットはざくろ石に加え黒雲母が出現するアルバイト黒雲母帯を形成する変成作用を被っている。ざくろ石帯の変成相は、緑れん石青色片岩亜相とアルバイト緑れん石角閃岩亜相との漸移帯に相当する。本地域の三波川コンプレックス三縄ユニットは、後期ジュラ紀末に中央海嶺で形成された海洋地殻に、遠洋性のチャート、砂岩泥岩からなる海溝充填堆積物が累重した海洋プレート層序からなる原岩層

序を有していたと推定される。変成した海溝充填堆積物より得られた碎屑性ジルコンの U-Pb 年代及び片理を構成するフェンジャイトの K-Ar 年代に基づき、三縄ユニットと小歩危ユニットは、後期白亜紀の約 3,000 万年の間継続して沈み込み、沈み込み帯深部において延性的剪断変形と低温高压型変成作用を被った結果形成されたと推定される。

2.6 瀬戸内火山岩類

瀬戸内火山岩類は瀬戸内海とその周辺に分布する中新世の火山岩類である。香川県に分布する瀬戸内火山岩類は、讃岐層群と呼ばれ、デイサイト～流紋岩質な火山岩からなる東奥層と玄武岩質安山岩及び安山岩からなる国分台層からなる。本地域の北西部端に瀬戸内火山岩類が、孤立して小規模に分布する。本地域の瀬戸内火山岩類は、安山岩火山碎屑岩と安山岩溶岩からなり、讃岐層群国分台層に対比できる可能性がある。

2.7 三豊層群・土柱層及び野呂内層

香川県から徳島県にかけての地域で、段丘堆積物・沖積層を除く下部更新統としては、讃岐山脈の北側に三豊層群(斎藤・中山, 1954), 吉野川流域に土柱層(水野, 1987)及び森山層(阿子島・須鎗, 1989)が分布する。本地域では、三豊層群は財田層, 神田層, 焼尾層に区分され、吉野川沿いでは土柱層が小規模に分布する。これらの地層はいずれも河川成の堆積物で、礫層を主体としていて、層厚はそれぞれ60～70m程度である。また、讃岐山脈内の鮎苦谷川上流域にも、これらの地層に類似した礫層が小規模に分布することが確認され、野呂内層と新称した。三豊層群の財田層は、結晶片岩礫を含むことで特徴づけられ、これに対して神田層は花崗岩質砂礫が多く、焼尾層は和泉層群の砂岩礫を主体とする。これらの地層は指交関係にあり、焼尾層最下部の層準に約2.4～2.3 Maの広域テフラに対比される本篠火山灰層、財田層の中部に1.75 Maの広域テフラ、恵比須峠～福田テフラ(長橋ほか, 2000)に対比される上河内火山灰層が挟まれている。また三豊層群中のシルト層からはメタセコイアなどの植物化石が産出していて、堆積年代の範囲は前期更新世と考えられる。土柱層からもメタセコイアを産出し、ほぼ同時代と推定される。野呂内層からは年代決定に有効な化石の産出や広域テフラの報告はないが、類似した時代の地層と推定される。

2.8 段丘堆積物・地すべり堆積物及び沖積層

本地域に分布する段丘堆積物は、段丘面の保存状態や堆積物の風化の程度などから、高位段丘1堆積物、高位段丘2堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘1堆積物、低位段丘2堆積物に区分される。いずれも河川成の礫層主体の地層である。中位段丘堆積物からは阿蘇4テフラが、低位段丘1堆積物中からは始良-Tnテフラが、低位段丘2堆積物上からは鬼界アカホヤテフラが見出されている(森江ほか, 2001; 水野ほか, 1993)。

本地域の特に讃岐山脈の南部には地すべり堆積物が広く分布し、和泉層群の地層の傾斜方向が斜面の傾斜方向と一致するところに多く見られる傾向がある。代表的な地すべり堆積物として、三好市池田町白地の井ノ久保地すべり、同じく池田町シンヤマの地すべりがある。後者は、吉野川左岸側の讃岐山脈の斜面が崩壊して、右岸側に乗上げて堆積したとされる。

沖積層は現河道に沿って分布していて、分布形態から谷底低地堆積物、扇状地堆積物及び現河床堆積物に区分した。

2.9 中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層

中央構造線は西南日本内帯と外帯とを区分する日本屈指の地質境界であり、長さ1,000 kmを越える。本地域では、讃岐山脈の南縁に沿うようにほぼ一直線に延び、内帯の和泉層群と外帯の三波川コンプレックスとを境している(第2.1図)。現在の地形面に変位を与えている断層は、この地質境界としての中央構造線とは区別され、中央構造線活断層系と呼ばれている(岡田, 1973a; 岡田ほか, 1992)。本地域では、西部～中央部の池田断層、東部の三野断層の2つのセグメントに区分される(岡田, 1968, 1970)。また、池田断層の北側に箸蔵断層がほぼ平行に分布する。これらの断層が下部更新統土柱層や段丘堆積物を変位させていることが露頭で観察されている。いずれも水平成分の平均変位速度が5～10 m/千年に及ぶ右横ずれを主体とする活断層であり、確実度I、活動度Aとされている(活断層研究会編, 1991; 岡田ほか, 1992; Tsutsumi and Okada, 1996)。

讃岐山脈の北縁には竹成断層・江畑断層・檜原断層が、本地域の西端から東端までほぼ連続して延びており、讃岐山脈と讃岐丘陵との間の明瞭な地形境界をなしている。これらの断層は、東北東～西南西または東～西方向の走向を持ち、南に傾斜する逆断層である(斎藤ほか, 1962; 寒川, 1973)。竹成断層、江畑断層は下部更新統三豊層群を変位させ、一部の地域では段丘堆積物を変位させていると考えられる。また、これらの讃岐山脈北縁に分布する断層とは別に、その北の丘陵地内に三豊層群を変形させる北東～南西走向の神田断層がある。

2.10 応用地質

本地域の香川県側には、まんのう町塩入と三豊市財田町財田上に営業中の温泉施設がある。いずれも水温25℃以下であり、加熱して利用されている。また、徳島県側の中央構造線沿いには、鉱泉を利用した入浴施設が徳島県三好市池田町や三好市三野町加茂野宮付近に存在する。

本地域の三波川コンプレックスの分布域には、金属鉱床として層状の含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)が点在するが、稼行していた鉱山(三縄鉱山と三好鉱山)はいずれも廃鉱となっている。また、讃岐山脈の猪ノ鼻峠付近では、和泉層群の砂岩が骨材資源として採取されている。

第3章 領家コンプレックス

(宮崎一博・長田充弘)

本報告では、西南日本内帯に分布する白亜紀高温型変成岩とこれに貫入する火成岩類を、領家コンプレックスとして一括する。領家コンプレックスは、従来の領家火成-変成コンプレックス(青矢ほか, 2013)、領家深成変成コンプレックス(宮崎ほか, 2016)と同等であり、地理用語につづく階層名から形容詞句である“火成-変成”または“深成変成”を省略したものに相当し、従来の領家帯の苦鉄質深成岩類、領家花崗岩類、領家変成岩類及びこれらに貫入する白亜紀岩脈類を含む。省略した理由は、(1)形容詞修飾語句の使用は、公式岩相層序単元の命名では最小限に抑えなければならないこと(日本地質学会編, 2001)、及び(2)領家という地理的名称により、主に花崗岩や変成岩からなる地質単元であることが分かるため、わざわざ形容詞修飾語句を付する必要性がないこと、である。本報告では、密接に伴い分布する変成岩類・深成岩類・岩脈類を1つの地質単元として取り扱うために、IUGS Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2020)とNorth American Commission on Stratigraphic Nomenclature (2005)に従い、地層累重の法則に従わない地質体(Lithodemic unit)の公式地質単元である「コンプレックス」を採用し、その階層を岩相層序単元(Lithostratigraphic unit)の「層群」相当とした。

本地域の領家コンプレックスは、領家変成岩類、観音寺花崗岩、及び岩脈類からなる。領家コンプレックスと観音寺花崗岩の間に、領家花崗岩類(山田・村山, 1958)が地質単元の階層として設定できる。以下では、花崗岩類の化学組成の広域比較などで、適宜、領家花崗岩類の地質単元名も使用する。

5万分の1地質図幅「観音寺」では、本地域から「観音寺」地域へ連続する花崗岩類に対して、観音寺深成岩類の名称が用いられている。しかしながら、観音寺深成岩類とされているものの大部分は、中粒の花崗岩ないし花崗閃緑岩であり、その中でも花崗岩が過半数を占める。従って、本報告では、観音寺深成岩類の岩相名を変更し、観音寺花崗岩とした。観音寺花崗岩は領家花崗岩類を構成する地質単元の1つである。

3.1 研究史

本地域に分布する領家コンプレックスに限定された研究論文は存在しない。本地域の領家コンプレックスに関する記述は、山上(1899)の20万分の1地質図幅「丸亀」

まで遡り、火成岩は花崗岩に塗色されており、変成岩や岩脈は描かれていない。その後、10万分の1香川県地質図(斎藤ほか, 1962)により、本地域の深成岩類が領家花崗岩類の黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩に、変成岩が領家変成岩類の雲母片岩・縞状片麻岩に塗色されている。変成岩は、まんのう町竜王山からその南東側に約1 km × 2 kmの広さで、かなり広く分布するように描かれている。雲母片岩は片状構造が発達し、雲母類に富んだ白色部と石英・長石に富んだ白色部が密に互層すると記載されている。縞状片麻岩は、雲母片岩と白色の花崗岩が密に交互して、縞状を呈すると記載されている。前者は泥質片岩、後者は泥質ミグマタイトの特徴を記載したものと推定される。20万分の1地質図幅「岡山及丸亀」(松浦ほか, 2002)では、白亜紀花崗岩類を中～粗粒で顕著なフォリエーションが発達する花崗岩類Ⅰ、弱いフォリエーションから塊状の岩相を花崗岩類Ⅱ、塊状の岩相を花崗岩類Ⅲに区分し、本地域の花崗岩類を花崗岩類Ⅱとしている。領家変成岩類は、黒雲母片岩及び黒雲母粘板岩からなる雲母片岩帯と、珪線石黒雲母片麻岩からなる縞状片麻岩帯とに区分し、本地域の変成岩を雲母片岩帯に属するとしている。

関連する研究として、香川県西部の領家花崗岩類の年代学的研究がいくつか存在する。西隣の「観音寺」地域内の観音寺花崗岩の普通角閃石黒雲母花崗岩のホルンブレンドK-Ar年代として 94.5 ± 4.7 Maが得られている(野田ほか, 2017b)。また、「観音寺」地域の北隣の「仁尾」地域内からは、普通角閃石黒雲母花崗岩の黒雲母K-Ar年代として 80.5 ± 1.8 Ma(柴田, 1979)、及びジルコンU-Pb年代として 86.0 ± 1.2 Ma(Nakajima *et al.*, 2004)が得られている。やや広範囲になるが、香川県下の領家コンプレックスの多数の深成岩類のジルコンU-Pb年代が得られており、90 Ma前後に最頻値をもち、個々の試料のジルコンU-Pb年代の加重平均は、 $93.4 \pm 3.5 \sim 80.1 \pm 1.5$ Maである(Iida *et al.*, 2015)。

Ishihara(2003)は、岡山県から香川県に分布する山陽帯の花崗岩類及び領家花崗岩類の化学分析を多数行っている。その中に本地域に分布する観音寺花崗岩の1試料が含まれている。領家花崗岩類は、山陽帯の花崗岩類に比べ、SiO₂やK₂Oに乏しく、Al₂O₃に富み、アルミナ飽和指数(= Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO))が高い傾向にあることを指摘している。また、微量元素を比較した場合、領家花崗岩類は、山陽帯の花崗岩類に比べRbに乏しく、

Sr に富む傾向を示す。

3.3 領家変成岩類

3.2 概要

本地域の領家コンプレックスは、大部分が花崗岩類からなる。領家コンプレックスの花崗岩類、すなわち領家花崗岩類である。そもそも、領家花崗岩類とは領家変成岩類を伴う花崗岩類であることから、花崗岩類に伴う変成岩類が領家変成岩類であるかどうかを判定することが、領家花崗岩類なのかそうでないのかを判定する上での基準になっている。領家コンプレックス領家変成岩類の特徴は、地殻中～浅部で非常に高い地温勾配のもとで形成された高温低圧型変成岩類であるという点である。領家変成岩類の形成には、地殻中～浅部へ効率的に熱を輸送するマグマあるいはメルトの存在が重要である。領家コンプレックスの大部分を占める領家花崗岩類を形成したマグマが熱輸送の担い手であった可能性が指摘されている (Miyazaki, 2007, 2010)。すなわち、領家変成岩類の形成と領家花崗岩類の貫入は、成因的に密接に関係しており、領家花崗岩類とはほぼ同時に貫入する岩脈を含めてこれを一括した地質単位として扱う重要性を示している。

西南日本内帯には白亜紀花崗岩類が広く分布する。その大部分は花崗岩から花崗閃緑岩である。白亜紀花崗岩類は、西南日本内帯に分布する付加体、堆積岩、オフィオライト、高圧型変成岩類、白亜紀火山岩類に貫入し、接触変成作用を与えている。接触変成作用で生じた変成岩類も、高温低圧型変成岩類となるので、そのような変成岩類と領家変成岩類を区別することには困難が伴う。本報告では、片理形成を伴いつつ高温低圧型変成作用を被っている変成岩類を領家変成岩類とした。片理の形成を伴う高温低圧型変成岩類の分布は、香川県小豆島南部と香川県手島を結ぶ線より南に分布する (松浦ほか, 2002)。従って、この線より南を領家コンプレックスの分布範囲とする (第 3.1 図 b)。領家変成岩類の原岩は、山口県柳井地方では美濃丹波帯のジュラ紀付加コンプレックスである。しかしながら、西南日本内帯のジュラ紀付加体、ペルム紀付加体、舞鶴層群、夜久野オフィオライトの分布は、領家コンプレックスの分布方向と斜交している (第 3.1 図 a)。この斜交関係は、ジュラ紀付加コンプレックス以外の原岩が領家変成岩類に存在する可能性を示唆している。

領家コンプレックスは領家変成岩類と領家花崗岩類及び岩脈からなる。領家変成岩類の変成泥岩及び変成砂岩は、カリ長石 + 堇青石 + 黒雲母の共生で特徴付けられる (第 3.2 図)。この鉱物組合せは、山口県柳井地域や愛知県三河地域の領家変成岩類のカリ長石堇青石帯 (Ikeda, 2004; Miyazaki, 2010) に対比できる。本地域の領家花崗岩類は観音寺花崗岩からなる。岩脈は領家変成岩類と観音寺花崗岩に貫入する。

本地域の領家変成岩類は、北部端に近い満濃池西側の仲多度郡まんのう町神野から生間、竜王山南方を経て、三豊市山本町神田北立石にかけて東西長さ数 km 以下、南北幅数 100 m 以下の細長いレンズ状の形態で多数分布する。三豊市高瀬町上麻から羽方にかけても東西長さ 500 m 以下、南北幅 100 m 以下の細長いレンズ状の形態で分布する。三豊市岩瀬池の北西と南西にも西北西 - 東南東に長さ数 100 m の細長いレンズ状の形態で分布する。変成岩は、砂岩を原岩とする変成砂岩が大部分を占める。少量の変成泥岩が伴われる。

3.3.1 変成泥岩 (Rm)

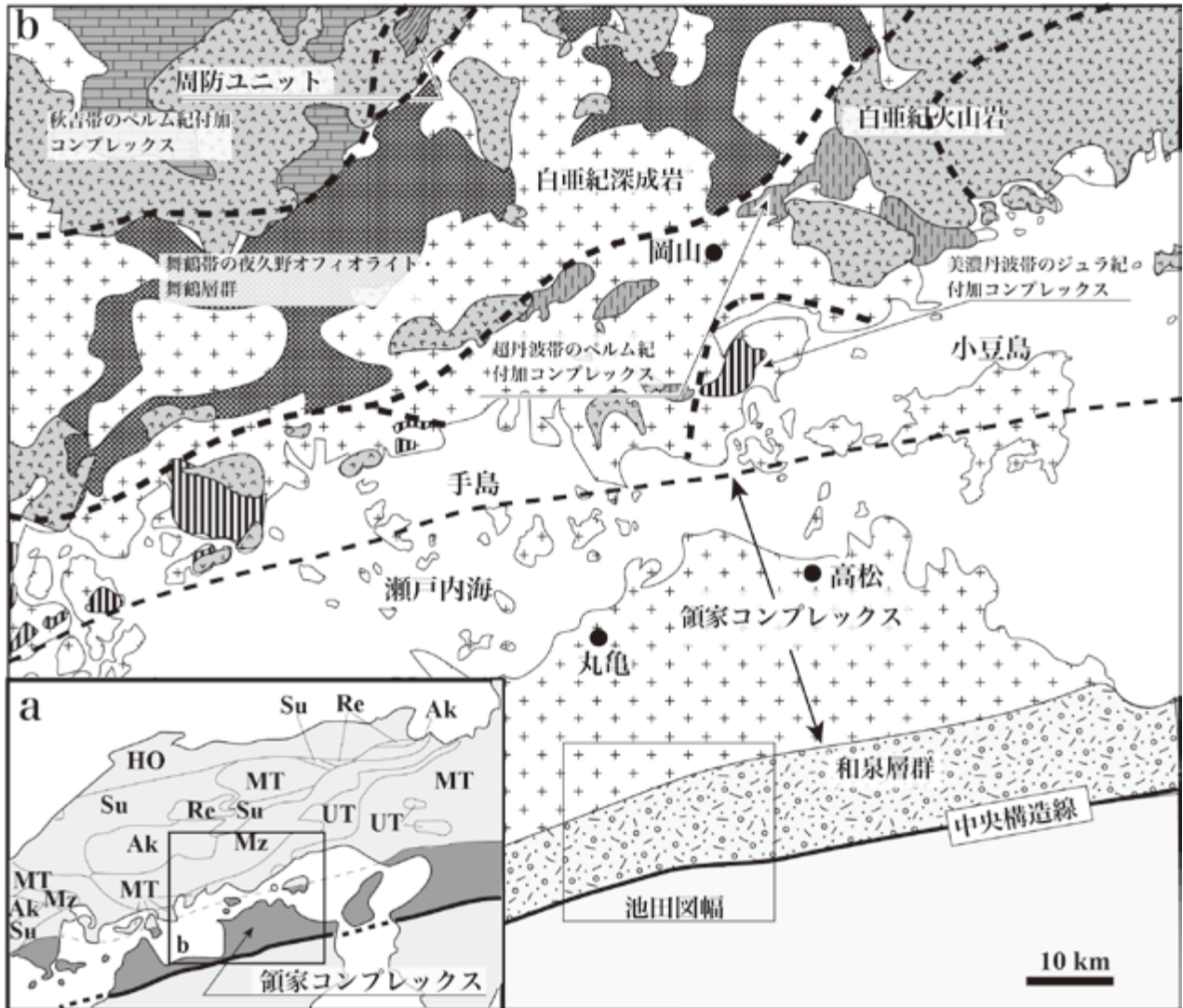
変成泥岩は、竜王山の西斜面や高瀬町上麻付近に小規模に分布する。高瀬町上麻では、変成泥岩の分布の西端に観音寺花崗岩の中粒黒雲母花崗岩が貫入する (第 3.3 図 a)。貫入面は南北走向でほぼ垂直である。変成岩との接触部の花崗岩に細粒周縁相は生じていない。変成岩内部にも南北走向で高角度に傾斜した中粒花崗岩岩脈が 2 本貫入している。これらの花崗岩類の貫入面は変成泥岩と変成砂岩の層理や変成泥岩の片理を切っており、大きく斜交する。変成泥岩は、原岩の葉理に平行な片理が発達する泥質片岩となっている (第 3.3 図 b)。変成泥岩に見られる葉理は、黒色～暗褐色を呈する黒雲母が多い薄層と暗灰色～灰色の石英と長石類が多い薄層からなり、前者はもともと粘土質な層に、後者は砂質ないしシルト質な層に対応する (第 3.4 図 a)。本地域の変成泥岩には、数 cm の大きさの細粒花崗岩ポッドないしレンズが存在し、泥質ミグマタイト様の構造を示す (第 3.4 図 a)。さらに、細粒花崗岩の部分が多くなり、変成泥岩の片理と平行あるいはやや斜交して細粒花崗岩の細脈が枝分かれしながら貫入する泥質ミグマタイトも存在する (第 3.4 図 b)。変成泥岩の中には、白色の珪質な薄層が律動的に繰り返すものも存在する (第 3.4 図 c)。このような変成泥岩の原岩は、珪質な泥岩と推定される。

変成泥岩の鏡下における観察では、変成泥岩に発達する片理は、黒雲母及び堇青石の形態定向配列による (第 3.5 図 a)。ただし、変成泥岩に薄く挟まる砂質な葉理内部では片理の発達は弱い。珪質な薄層が律動的に繰り返す変成泥岩でも、泥質な薄層では、黒雲母と堇青石の形態定向配列による片理が発達する。珪質な薄層と泥質な薄層の境界付近にはざくろ石が生じている (第 3.5 図 b)。

岩石記載

カリ長石堇青石斜長石石英黒雲母片岩
(第 3.5 図 a; まんのう町生間)

主要構成鉱物は、カリ長石、堇青石、黒雲母、斜長石、石英である。少量の炭質物、電気石、ジルコン、アパ



第 3.1 図 香川県及び岡山県南部の西南日本内帯先古第三紀基盤岩類の地質概略と領家コンプレックスの分布
 (a) 西南日本内帯の先古第三紀基盤岩の分布概略 (Wallis *et al.*, 2020 を一部改変). Wallis *et al.* (2020) の構造単位 terrane を日本語の構造単位“帯”に翻訳した. HO: 飛騨-隠岐帯の変成岩・深成岩, Re: 三郡帯の蓮華ユニットと大江山オフィオライト, Ak: 秋吉帯のペルム紀付加体, Su: 三郡帯の周防ユニット, Mz: 舞鶴帯の舞鶴層群と夜久野オフィオライト, UT: 超丹波帯のペルム紀付加体, MT: 美濃丹波帯のジュラ紀付加体, (b) 香川県及び岡山県南部の先古第三紀基盤岩の地質概略図.

イト, 不透明鉱物を含む. 黒雲母及び堇青石の形態定向配列による片理が発達する. 斜長石及び石英に富む砂質な層では, 片理の発達が弱い. また, 花崗岩質なレンズないしポッドは, 砂質な部分より構成鉱物が粗粒で, 砂質部の石英の粒径は 50 μm 程度なのに対し, 花崗岩質部の石英の粒径は 200 ~ 300 μm である. 黒雲母は, 赤褐色~黄色の多色性を示す. 堇青石は c 軸に伸びた柱状結晶で, 微細な黒雲母, 石英, 炭質物をポイキリティックに包有する. カリ長石は他形で, 多数の微細な黒雲母, 炭質物をポイキリティックに包有する.

ざくろ石含有カリ長石堇青石斜長石石英黒雲母片岩

(第 3.5 図 b; まんのう町竜王山南東約 1 km)

主要構成鉱物は, カリ長石, 堇青石, 黒雲母, 斜長石, 石英である. 少量のざくろ石, 炭質物, 電気石, ジルコン, アパタイト, 不透明鉱物を含む. 黒雲母及び堇青石の形態定向配列による片理が形成されている. 黒雲母は, 赤褐色~黄色の多色性を示す. 堇青石は微細な黒雲母, 石英, 炭質物をポイキリティックに包有する. 堇青石の多くは, 細粒な白色雲母の集合体に置換される. ざくろ石は粒径 100 μm 前後の丸みを帯びた結晶で, 黒雲母と堇青石が多く生じている泥質な薄層と主に石英からなる珪質な薄層の境界部に多く存在する. ざくろ石の核部分には微細な炭質物が包有される.



3.3.2 変成砂岩 (Rs)

変成砂岩は、満濃池西のまんのう町神野付近、生間から竜王山にかけて、及び高瀬町上麻とその南西に長さ1 km 未満、幅約 300 m 未満のレンズ状の形態で分布する。レンズの伸び方向は東西が卓越する。片理及び砂質部と泥質部の層理の走向は東西走向で北に傾斜するものが多いが、南に傾斜するものや、南北走向を示す場合もあり一定しない。

変成砂岩は、野外で赤褐色から暗褐色、暗灰色から灰色、淡緑灰色を呈するものがある。暗褐色、暗灰色から灰色を呈する変成砂岩は、変成泥岩の薄層を挟む(第3.6図a; 第3.6図b)。淡緑灰色を呈する砂岩は、塊状で葉理構造を示さず、暗褐色な部分とまだら模様を呈する(第3.6図c)。

暗赤褐色を呈する変成砂岩の鏡下における観察では、基質はグラノプラスチックな石英、斜長石、カリ長石、黒雲母からなる(第3.7図a)。暗褐色、暗灰色から灰色を呈する変成砂岩には、黒雲母が形態定向配列を示さず、片理が発達しないため砂質グラノフェルスと呼べるもの(第3.7図a)と、黒雲母の形態定向配列による弱い片理が発達し、砂質片岩と呼べるものが存在する。淡灰緑色を呈する変成砂岩には、ホルンブレンドや単斜輝石が生じている。碎屑粒子の可能性のある丸みを帯びた粗粒な石英及び斜長石粒子を除くと、基質鉱物はグラノプラスチックな組織を有し、ホルンブレンドや単斜輝石は形態定向配列を示さず、片理が発達しないグラノフェルスとなっている(第3.7図b)。

岩石記載

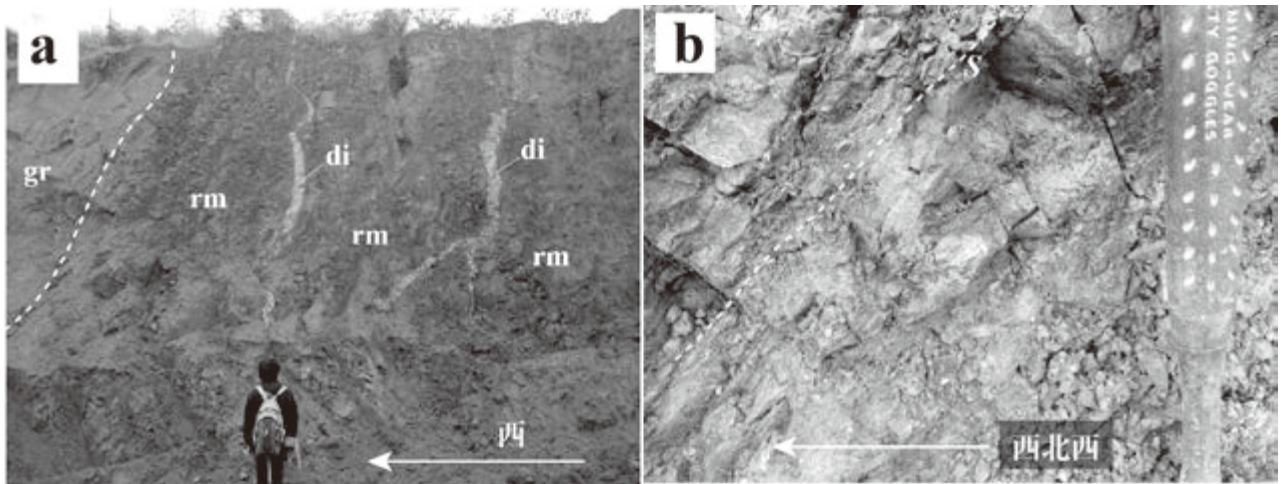
ざくろ石含有黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス(第3.7図a; 三豊市山本町立石山)

主要構成鉱物は、黒雲母、カリ長石、斜長石、石英であり、少量のざくろ石、ジルコン、アパタイト、不透明鉱物を伴う。黒雲母は、褐色～淡褐色の多色性を示し、形態定向配列を示さない。黒雲母、石英、カリ長石、斜長石はグラノプラスチックな組織を有する。カリ長石及び斜長石は内部に微細な黒雲母と石英の包有物を有する。

単斜輝石普通角閃石黒雲母含有石英斜長石グラノフェルス

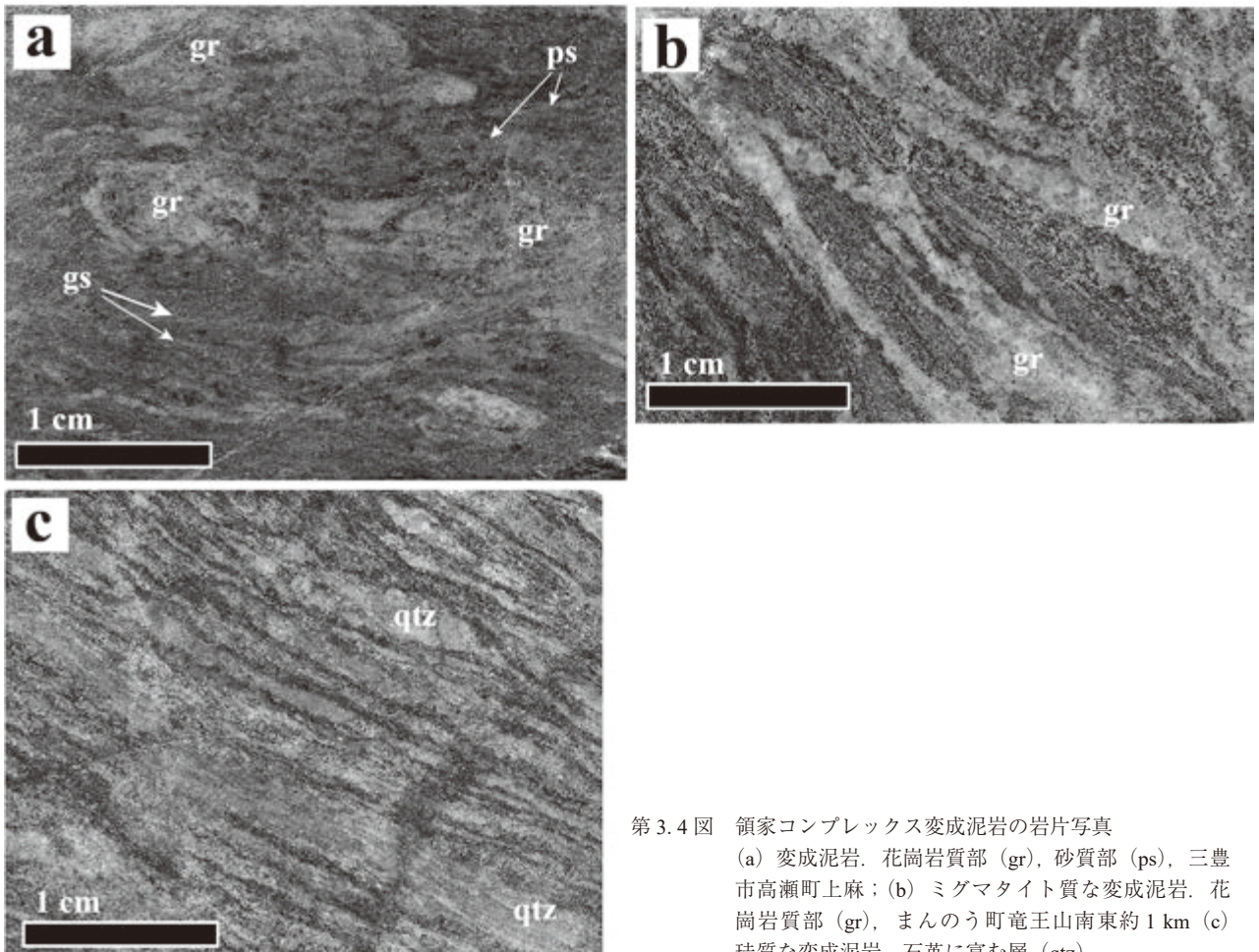
(第3.7図b; まんのう町竜王山南東約1.2 km)

主要構成鉱物は、石英、斜長石で、少量の単斜輝石、ホルンブレンド、黒雲母、カリ長石、ジルコン、アパタイト、不透明鉱物を伴う。基質を構成する鉱物粒子より明らかに粗粒な径500 μm 前後の丸みを帯びた石英や斜長石の粒子が点在する。これらの粗粒な粒子は、内部に包有物を含まない。基質の石英や斜長石は、成長時に包有した微細な黒雲母などの包有物を含むの対称的である。粗粒な石英及び斜長石は、原岩の砂岩に含まれていた碎屑粒



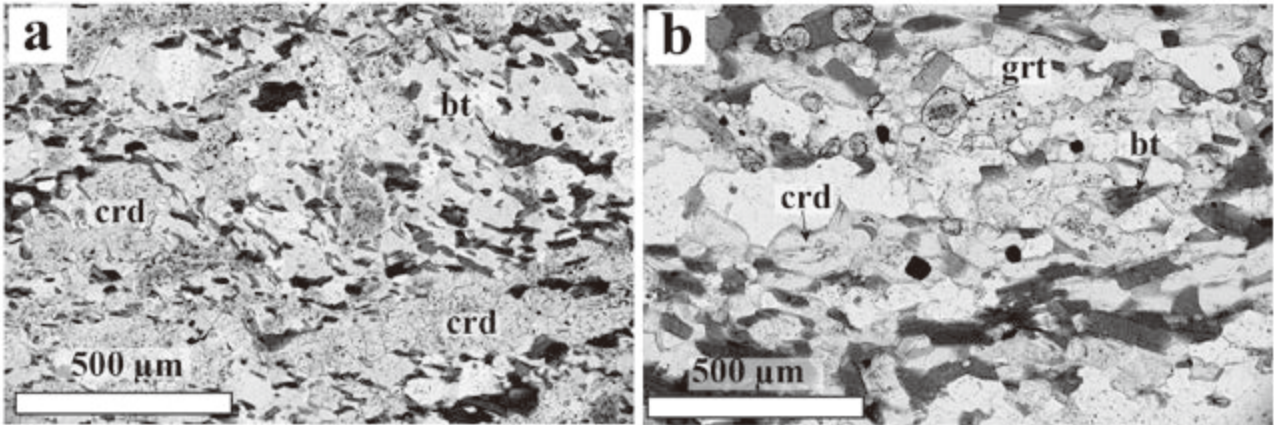
第 3.3 図 領家コンプレックス変成泥岩の露頭写真

(a) 変成泥岩 (rm) に貫入する観音寺花崗岩 (gr) の中粒普通角閃石黒雲母花崗岩 (三豊市高瀬町上麻). 変成泥岩中には花崗岩の岩脈 (di) も貫入している. (b) 片理 (S) が発達する変成泥岩 (三豊市高瀬町上麻).



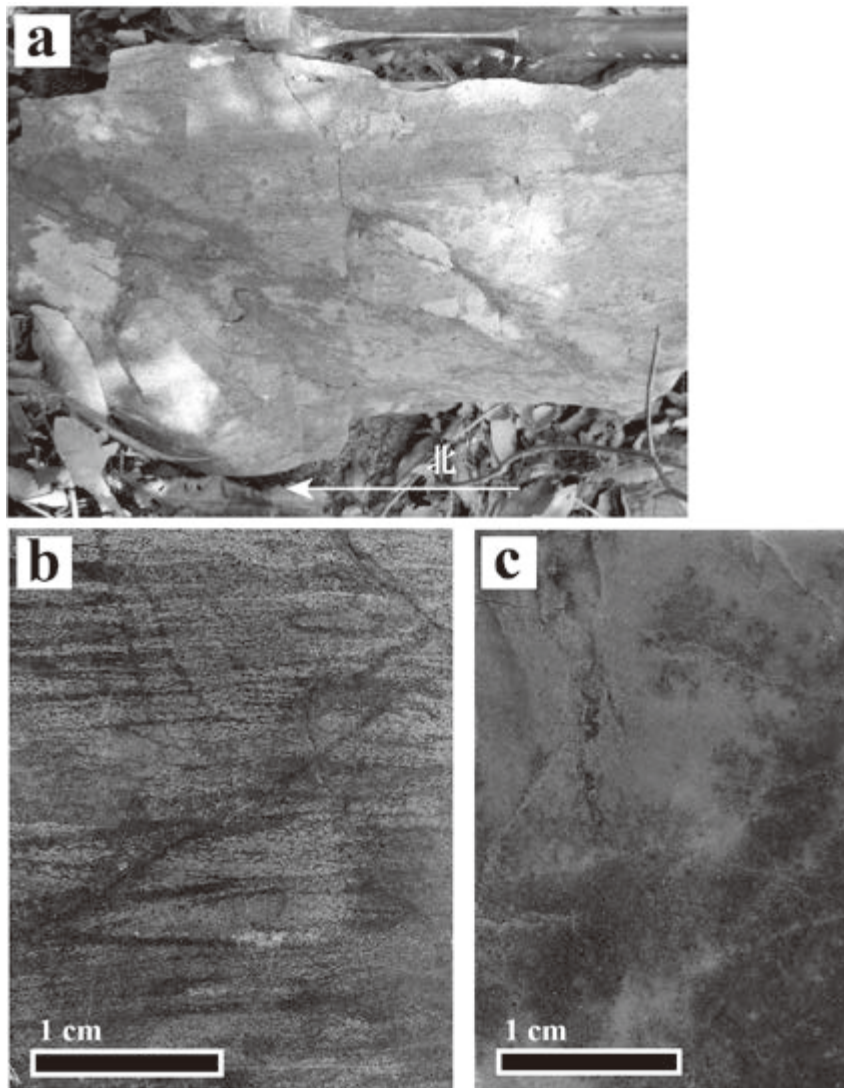
第 3.4 図 領家コンプレックス変成泥岩の岩片写真

(a) 変成泥岩. 花崗岩質部 (gr), 砂質部 (ps), 三豊市高瀬町上麻; (b) ミグマタイト質な変成泥岩. 花崗岩質部 (gr), まんのう町竜王山南東約 1 km (c) 珪質な変成泥岩, 石英に富む層 (qtz).



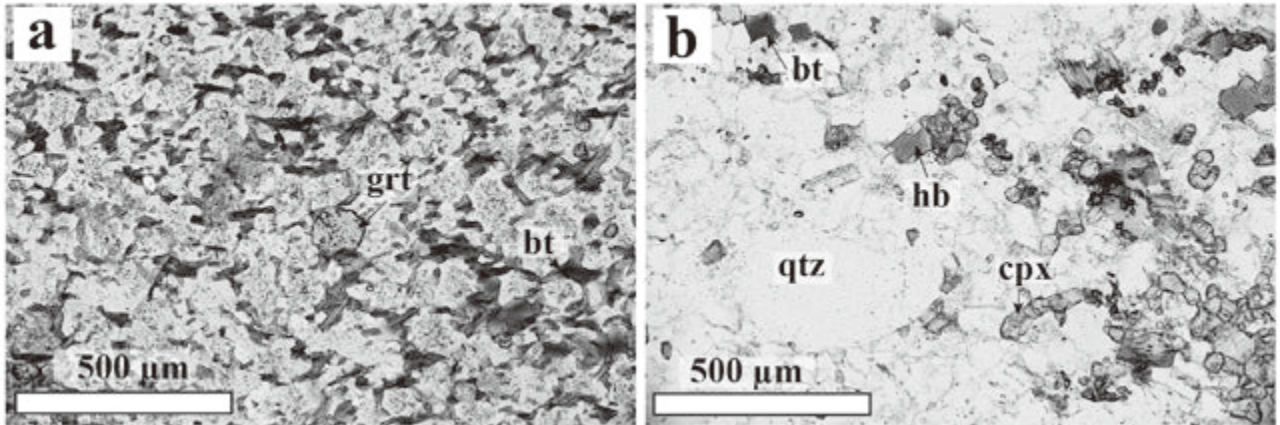
第 3.5 図 領家コンプレックス変成泥岩の薄片写真

(a) 変成泥岩. 堇青石 (crd), 黒雲母 (bt), まんのう町生間; (b) 変成泥岩. 堇青石 (crd), 黒雲母 (bt), ざくろ石 (grt). まんのう町竜王山南東約 1 km.



第 3.6 図 領家コンプレックス変成砂岩の露頭写真及び岩片写真

(a) 変成砂岩, 明色の砂質部に暗色の泥質薄層が挟まる. 山本町立石山. (b) 薄い泥質薄層 (暗色部) が頻繁に挟まる変成砂岩 (明色部). まんのう町竜王山南東約 1 km. (c) 塊状淡緑灰色砂岩 (明色部), まだら状の暗色部は黒雲母を生じている部分. まんのう町竜王山南東約 1 km.



第 3.7 図 領家コンプレックス変成砂岩の薄片写真

(a) 変成砂岩, ざくろ石 (grt), 黒雲母 (bt). 山本町立石山. (b) 淡緑灰色変成砂岩, 単斜輝石 (cpx), ホルンブレンド (hb), 黒雲母 (bt), 石英 (qtz). まんのう町竜王山南東約 1 km.

子の可能性がある。基質は粒径 100 μm 前後のグラノプラスチックな石英, 斜長石, ホルンブレンド, 単斜輝石, 黒雲母からなる。黒雲母は赤褐色～淡黄色, ホルンブレンドは緑褐色～緑色, 単斜輝石は淡緑色～無色の多色性を示す。

3.3.2.1 碎屑性ジルコン U-Pb 年代

変成砂岩からジルコンを分離し, ジルコン U-Pb 年代測定を行った。ジルコンを分離した変成砂岩は, 暗赤褐色を呈し, 黒色の変成泥岩の薄層を挟む。この変成砂岩に含まれるジルコンは, 三波川コンプレックスの砂質片岩や四万十帯の白亜紀付加体, 及び秩父帯のジュラ紀付加体の砂岩に多く含まれる丸みを帯びた外形を持つジルコンの量が少なく, 自形性の良いジルコンの割合が多い。ジルコンの長軸の粒径は約 100 μm 程度である (第 3.8 図 a, b)。カソードルミネッセンス像において不連続な累帯構造の発達認められないこと (第 3.8 図 a), 反射二次電子線像において微細な包有物の同心円状の配列など変成時に成長したことを示唆する組織も認められない (第 3.8 図 b) ことから, 本変成砂岩中のジルコンは, 原岩である砂岩に含まれていた碎屑性ジルコンであると判断できる。分離したジルコン 30 粒子から 30 点の U-Pb 年代測定を行った。測定の結果, 23 個のジルコン粒子から 23 点のコンコダントな年代値が得られた。各点の分析値の 2σ 誤差楕円が, コンコディア成長曲線と交わるものをコンコダントな年代値とした (第 3.9 図 a)。コンコダントな年代値は, 古い方から, 1283 Ma, 445 Ma, 358 Ma, 307 Ma, 258 Ma に年代値のピークを持つ (第 3.9 図 c)。このうち, 258 Ma の年代ピークが最も高い頻度を示す。ジルコンの年代値の統計的処理を行う DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture models の Minimum を用いた最も若い年代成分も, 約 258 Ma

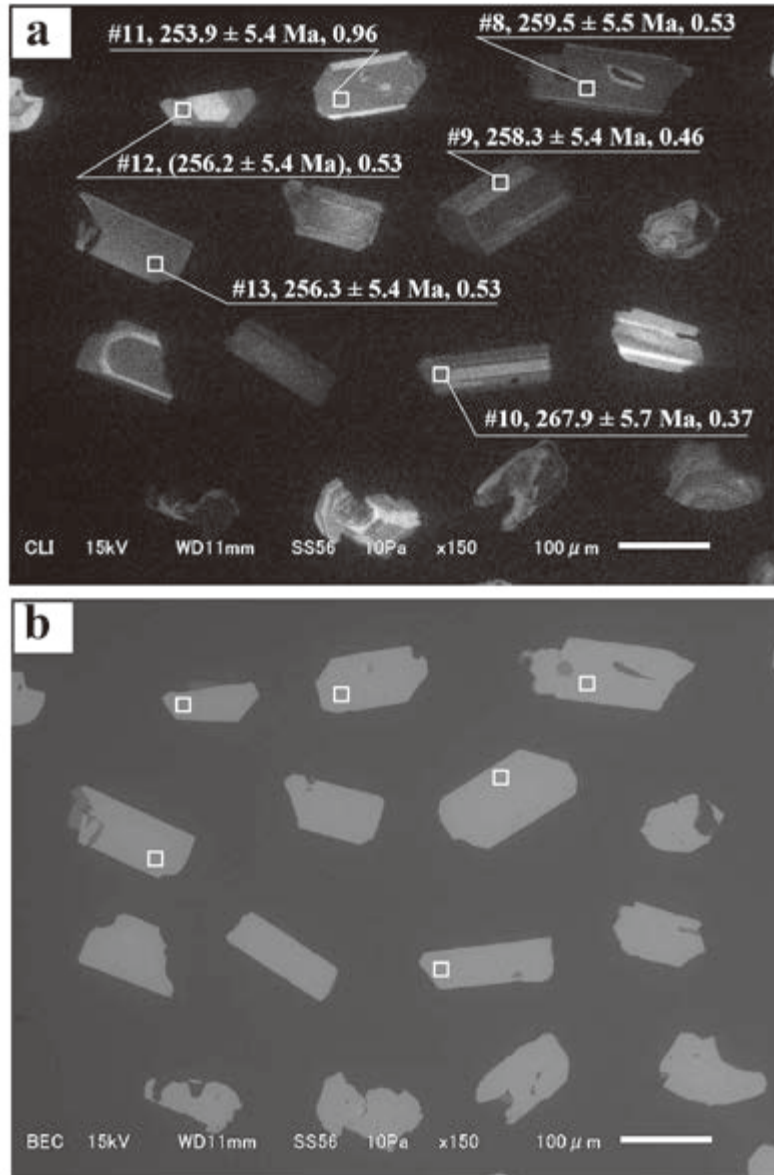
であった (第 3.9 図 c)。Minimum age model では, 得られた年代値から最尤法を用いて統計的に最も確からしい最若年代成分を求めている。さらに, 350 Ma より若い年代を示す年代値集団から, 任意の 5 個以下の年代成分を自動的に検出する DensityPlotter の Mixture models を用いた解析の結果では, 308 Ma, 272 Ma, 258 Ma の 3 つの年代成分が得られ, 最若年代成分の年代推定値は 258 Ma であった (第 3.9 図 d)。Mixture models では, 最尤法とベイズ情報量規準を用いて統計的に最適な年代成分と年代成分の数を推定している。

以上の分析結果を参考に, 最も若い年代成分に属する可能性がある 10 粒子の年代値から, 年代値の加重平均を求めた。その結果, $257.7 \pm 1.6 \text{ Ma} (2\sigma)$, $\text{MSWD} = 0.61$ の非常にばらつきの小さい加重平均年代を得ることができた (第 3.9 図 b)。この変成砂岩の堆積年代の上限値を $257.7 \pm 1.6 \text{ Ma} (2\sigma)$ とした。すなわち, この変成砂岩の原岩は, 後期ペルム紀以降に堆積したことになる。西南日本内帯には, 飛騨山地の三疊紀花崗岩など, 三疊紀のジルコンの供給源は多く存在するにもかかわらず, それらが含まれていないことから, 前期三疊紀以降の碎屑性ジルコンを含まない変成砂岩の堆積年代は後期ペルム紀である可能性がある。

3.4 観音寺花崗岩 (Rg)

観音寺花崗岩は「観音寺」地域から本地域へ連続して分布し, 観音寺図幅で観音寺深成岩類とされたものに相当する。また, 観音寺花崗岩は領家コンプレックス領家花崗岩類に属する。

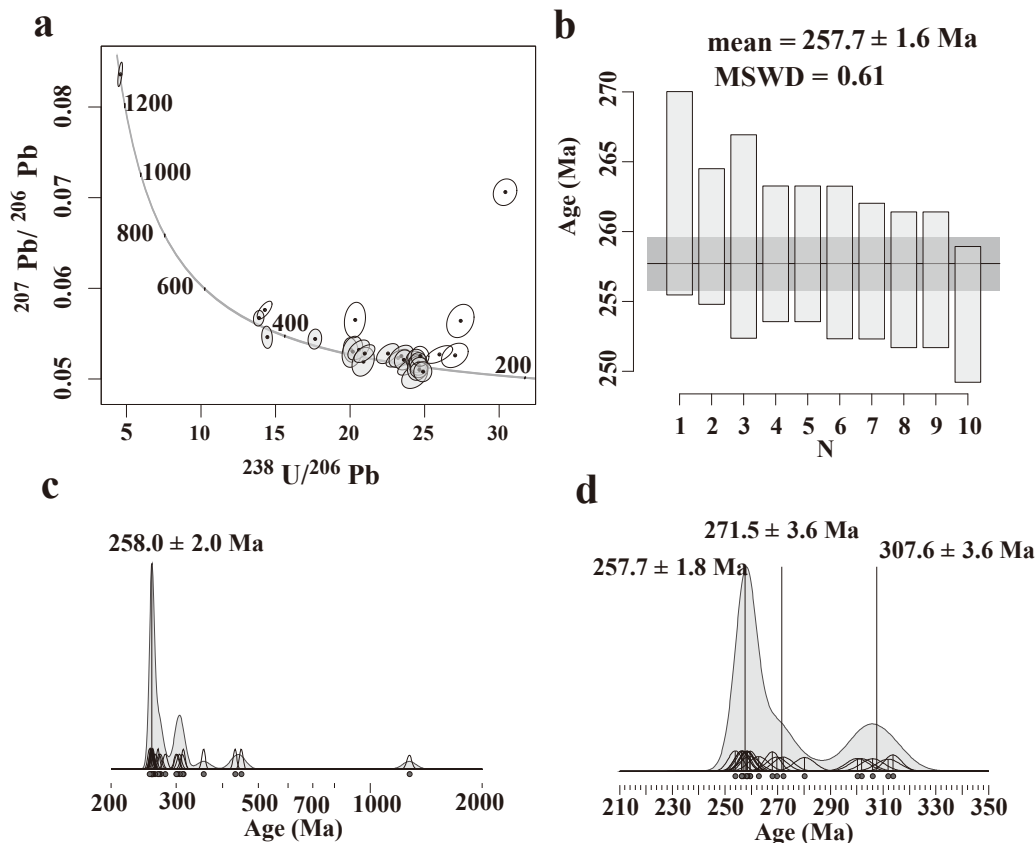
本地域で採取した観音寺花崗岩 32 試料のモード分析を行い, 石英-斜長石-アルカリ長石の三角図にプロットした (第 3.10 図)。観音寺花崗岩は, 三角図上で花崗



第 3.8 図 変成砂岩から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像と反射二次電子像
 (a) カソードルミネッセンス像。# は分析点番号，コンコダント ^{238}U - ^{206}Pb 年代，年代値の後の数字は Th/U の値。括弧で囲まれた年代値はディスコダント年代，四角が分析点。
 (b) 反射二次電子線像。試料は，まんのう町生間。試料採取地点は，地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として示した。試料地点番号 1：IK6-05。

岩から花崗閃緑岩の領域にプロットされる。このうち約 65% は花崗岩の領域にプロットされ，残り 35% が花崗閃緑岩の領域にプロットされる。より詳細に見ると，花崗岩のうちのはほとんどは，より細分化された区分におけるモンゾ花崗岩の領域に入り，1 試料のみ閃長花崗岩の領域に入る。従って，観音寺花崗岩の過半数は花崗岩であり，より細分化された名称では，モンゾ花崗岩が過半数を占める。花崗岩のモード組成の地域変化(第 3.11 図)を見るため，アルカリ長石 + 斜長石に対する斜長石の割合を百分率で表した値 P を用いた。観音寺花崗岩は花崗閃緑岩からモンゾ花崗岩を経て，閃長花崗岩のモー

ド組成を示すので， $P < 65$ となれば花崗岩であり， $P \geq 65$ であれば花崗閃緑岩となる。また， $45 < P < 65$ であれば，モンゾ花崗岩， $P < 45$ であれば閃長花崗岩となる。 P の変化を地域的に見ていくと，西部で P の値がやや高く，東部でやや低い。ただし，西部から東部へ単調に P の値が減少する傾向は認められない。中央部やや西寄りの竜王山周辺で， $P > 65$ となる花崗閃緑岩の出現頻度がやや高い(第 3.11 図)。竜王山東方から満濃池周辺に分布する観音寺花崗岩は， $P = 40-46$ の低い値を示す。さらに東方へむけて， P の値は増加し，東縁では 55 前後の値となる。東部の方が， P の値のばらつきは小さく，



第 3.9 図 領家コンプレックス変成砂岩に含まれるジルコンの U-Pb 年代測定結果

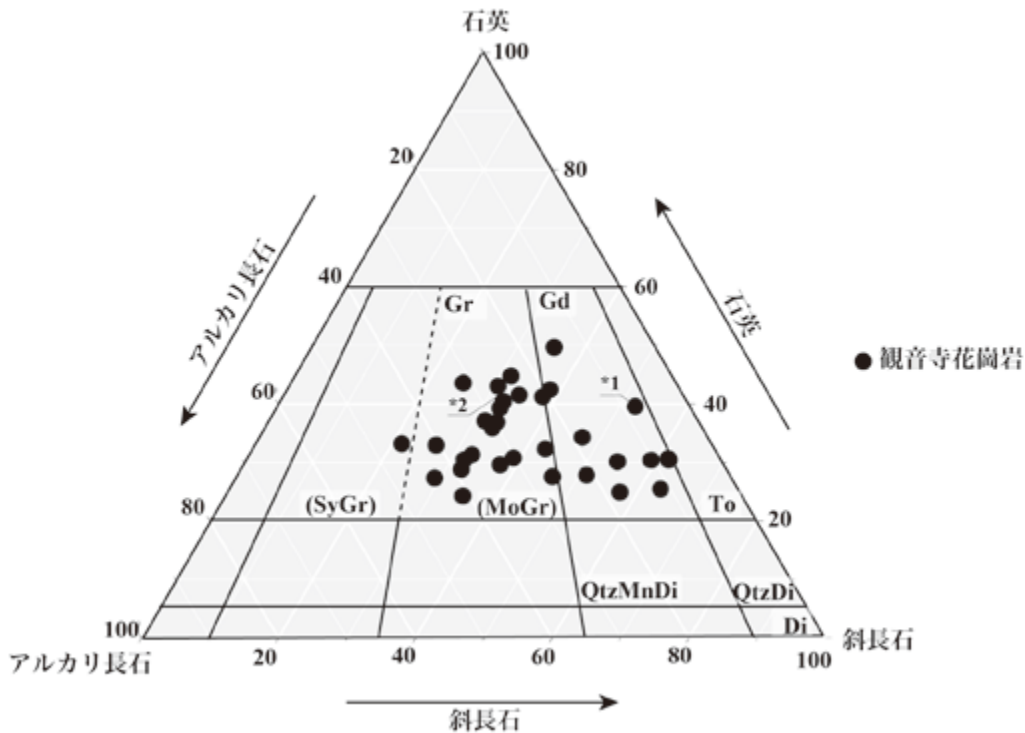
年代測定は京都フィッシュントラック株式会社に依頼し、東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験システムのサイバーレーザー株式会社製 IFRIT フェムト秒レーザーに、ニューインストルメンツ社製 Nu Plasma II マルチコレクター型質量分析計を用いて行われた。レーザーのビーム径は 10 μm で、ガルバノ光学系を用いて 1 辺 15 μm の正方形の領域を照射した。1 次標準試料は、Nancy91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995)、2 次標準試料は OD-3 (岩野ほか, 2012, Iwano *et al.*, 2013, Lukács *et al.*, 2015) と GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004) を用いた。(a) コンコルディア成長曲線と分析点の同位体組成。誤差楕円は 2σ 。白抜き分析点はディスコルダント。IsoplotR (Vermeesch, 2018) を使用。(b) DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture models の auto で求めた最若年代成分に属するコンコルダント ^{238}U - ^{206}Pb 年代の加重平均 (mean) とその MSWD (Mean Square Weighted Deviation)。(c) コンコルダント ^{238}U - ^{206}Pb 年代のカーネル密度分布。数字は、DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture models で求めた最若年代成分。(d) 350 Ma より若いコンコルダント ^{238}U - ^{206}Pb 年代を使い、DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture models の auto で求めた年代成分。試料採取地点は、地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として示した。試料地点番号 1: IK6-05。

大部分が $P < 55$ の低い値にまとまっている。一方、西部は P の値のばらつきが大きい。観音寺花崗岩のモード組成は、花崗岩から花崗閃緑岩にまたがるが、地域的なモード組成の傾向を見いだすことができなかった。

野外において、最も広く分布する観音寺花崗岩は、ホルンブレンド及び黒雲母を含む中粒のモンゾ花崗岩である(第 3.12 図 a)。観音寺花崗岩分布域は丘陵地で地形の勾配がなだらかであり、浸食作用が強く働かず、真砂化した花崗岩が広く分布している。真砂化した花崗岩の露頭には、しばしば径数 m を超すモンゾ花崗岩の風化残留核(コアストーン)が生じている(第 3.12 図 b)。コアストーンは丸みを帯び、真砂化した部分とは対照的にハンマーによる打撃でも耐えうる十分な強度を保持して

いる。三豊市立石山の西斜面の尾根沿いには、観音寺花崗岩の径約 5 m の巨大なコアストーンが残存している。本地域全体を通して、新鮮な観音寺花崗岩が露出する場所は限られている。財田町財田中から北西に 500 m 程度連続する財田川の河床、財田町財田上東方から黒川へかけての財田川河床、まんのう町造田からまんのう町塩田にかけての土器川(どきがわ)の河床、綾上町柏原 溪谷沿いなどで比較的新鮮な観音寺花崗岩が露出する(第 3.12 図 c)。

前述したように、観音寺花崗岩のモード分析の結果は、広域的には花崗岩から花崗閃緑岩へ岩相変化する。しかしながら、竜王山の南斜面には、例外的に観音寺花崗岩の花崗岩と花崗閃緑岩の接触関係を示す露頭が存在する(第 3.12 図 d)。両者の境界は直線的ではなく、不規則



第 3.10 図 観音寺花崗岩の石英－斜長石－アルカリ長石の三角図

Gr：花崗岩． Gd：花崗閃緑岩． To：トーン岩． QtzDi：石英閃緑岩． Di：閃緑岩． QtzMnDi：石英モンゾ
閃緑岩． MoGr：モンゾ花崗岩． SyGr：閃雲花崗岩． *1：全岩化学組成分析を行った花崗閃緑岩 (IK5-14a)
のモード組成． *2：全岩化学組成分析を行った花崗岩 (IK5-14b) のモード組成．

な湾曲した曲面となっている．両者の境界部付近は，ホルンブレンドや黒雲母の量比，自形性の良い斜長石の量比が異なる境界として認識される．花崗閃緑岩側で，ホルンブレンド及び黒雲母の量が多く，また，自形性の良い斜長石の量が多い．両者の境界をまたいで自形性の良いホルンブレンドが存在することから，どちらかがどちらかの構造を切って貫入するようなシャープな境界面ではない．両者の接触時には，花崗岩側も花崗閃緑岩側も完全には固結していなかったと考えられる．接合当時，有色鉱物や自形性の良い斜長石が多い花崗閃緑岩側の結晶の量が多く，花崗岩側の結晶量が少ない状態であったと推定できる．

観音寺花崗岩が分布する山本町神田付近には北東－南西方向に直線的な谷が延びている．その延長線上の高瀬町上麻の東方では，破碎帯を伴う断層が観音寺花崗岩中に確認できた (第 3.12 図 e, f)．断層面の走向は谷の伸長方向とほぼ同じである．断層破碎帯の幅は 1 m 程度であり，観音寺花崗岩はカタクラサイト化している．

3.4.1 岩相

薄片を切り出した岩片を用いて，観音寺花崗岩の岩相変化の観察を行った．観音寺花崗岩は，いずれの岩片においても，石英は透明感のある暗灰色を呈し，識別が容

易である．一方，長石類は風化の程度によって，見え方が異なり，斜長石とカリ長石の識別は困難な場合が多い．比較的新鮮な観音寺花崗岩の岩片では，斜長石が一部白濁した自形性の良い結晶であるのに対し，カリ長石は灰白色で，斜長石より透明感のある結晶である (第 3.13 図 a-e)．また，斜長石には肉眼でも識別できる累帯構造が発達する場合がある．より風化が進んだ試料では，斜長石，カリ長石ともに白濁化が進むが，カリ長石は淡いピンク色を帯びる場合がある (第 3.13 図 f)．ホルンブレンドは比較的自形性の良い黒色ないし暗緑色の短柱状～柱状の結晶として識別できる (第 3.13 図 a)．黒雲母は黒色の板状結晶として識別できる (第 3.13 図 a-e)．ただし，緑泥石化が進んだ黒雲母では緑色を帯びる．

前述したように観音寺花崗岩のモード組成は，花崗岩から花崗閃緑岩の領域まで広がる．しかしながら，花崗閃緑岩に分類される試料と花崗岩に分類される試料の斜長石を比較した場合，自形性や結晶サイズには大きな変化は認められない (第 3.13 図 a-f)．花崗閃緑岩及び花崗岩に含まれる斜長石の粒径は，2～5 mm 程度である．カリ長石は，他形で他の鉱物の粒間を埋めるものと，比較的自形性の良い粒径 5～10 mm の粗粒結晶が含まれる場合がある．カリ長石のモード組成は，花崗閃緑岩か



第 3.11 図 観音寺花崗岩のモード組成の地域的变化
 図中の数字は、斜長石及びカリ長石 (アルカリ長石) のモード組成から $P = \text{斜長石} / (\text{斜長石} + \text{カリ長石})$ を計算しパーセントで表したものの。

ら花崗岩へと増加するが、自形性の良いカリ長石の粒径には大きな変化が認められない。花崗閃緑岩から花崗岩への斜長石のモード組成の減少に応じて、ホルンブレンドや黒雲母などの有色鉱物の量も減少する (第 3.13 図 a-f)。しかしながら、ホルンブレンドや黒雲母の粒径には大きな変化はなく、ホルンブレンドは長軸約 2~5 mm、黒雲母は粒径 1~4 mm である (第 3.13 図 a-e)。観音寺花崗岩の中でも閃長花崗岩に分類される試料にはほとんど有色鉱物が含まれない (第 3.13 図 f)。

岩石記載

中粒等粒状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩

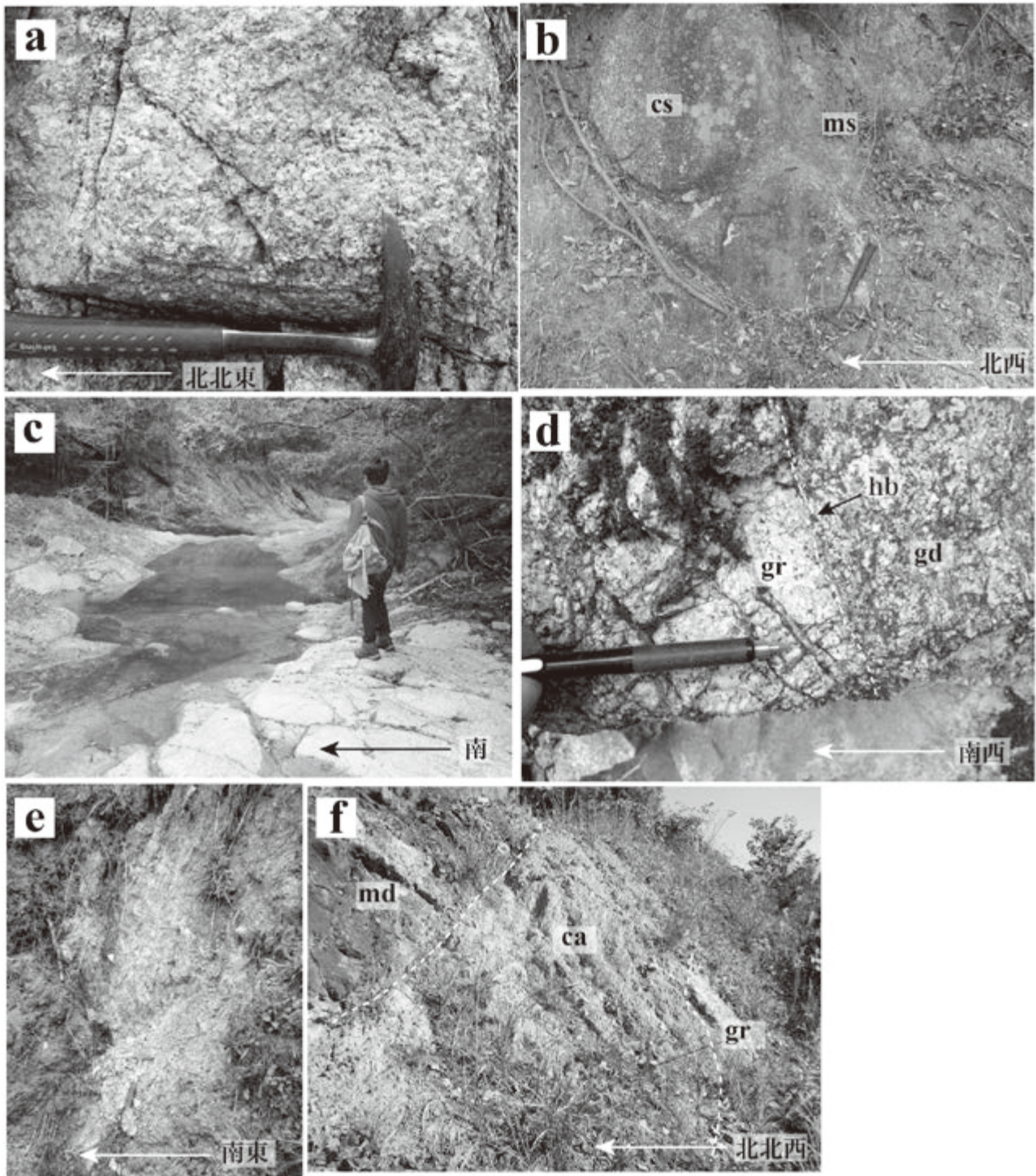
(第 3.14 図 a; まんのう町竜王山南約 500 m)

主要構成鉱物は、ホルンブレンド、黒雲母、カリ長石、斜長石、石英からなり、少量のジルコン、アパタイト、ぶどう石、緑れん石、緑泥石、炭酸塩鉱物、不透明鉱物を伴う。斜長石は粒径 2~5 mm の自形性から半自形の結晶で、核部から縁部へ累帯構造を示す。また、アルバイト式双晶をなすものが多い。結晶内部には、微細な白色雲母、炭酸塩鉱物、ぶどう石が生じており、肉眼で見た時に白濁して見える要因になっている。カリ長石は、量は少ないが、径 1 cm ほどの半自形結晶として産するほか、他の鉱物の粒間を埋める他形結晶として産する。カリ長石は、自形性の良いホルンブレンド、黒雲母、斜長石の結晶を包有するポイキリティックな組織を有する。石英は、粒径 2~5 mm の他形結晶であり、カリ長石とともに他の鉱物の粒間を埋める。黒雲母は茶褐色~黄褐色の多色性を示す半自形ないし他形の板状結晶である。黒雲母の一部は、緑泥石に置換される。ホルンブレンドは褐色~緑褐色の多色性を示す自形から半自形のホルンブレンドで、一部、緑泥石と緑れん石に置換される。ジルコンは基質の結晶粒界に産するものと、ホルンブレンド、黒雲母、斜長石に包有されるものがある。

中粒等粒状普通角閃石黒雲母モンゾ花崗岩

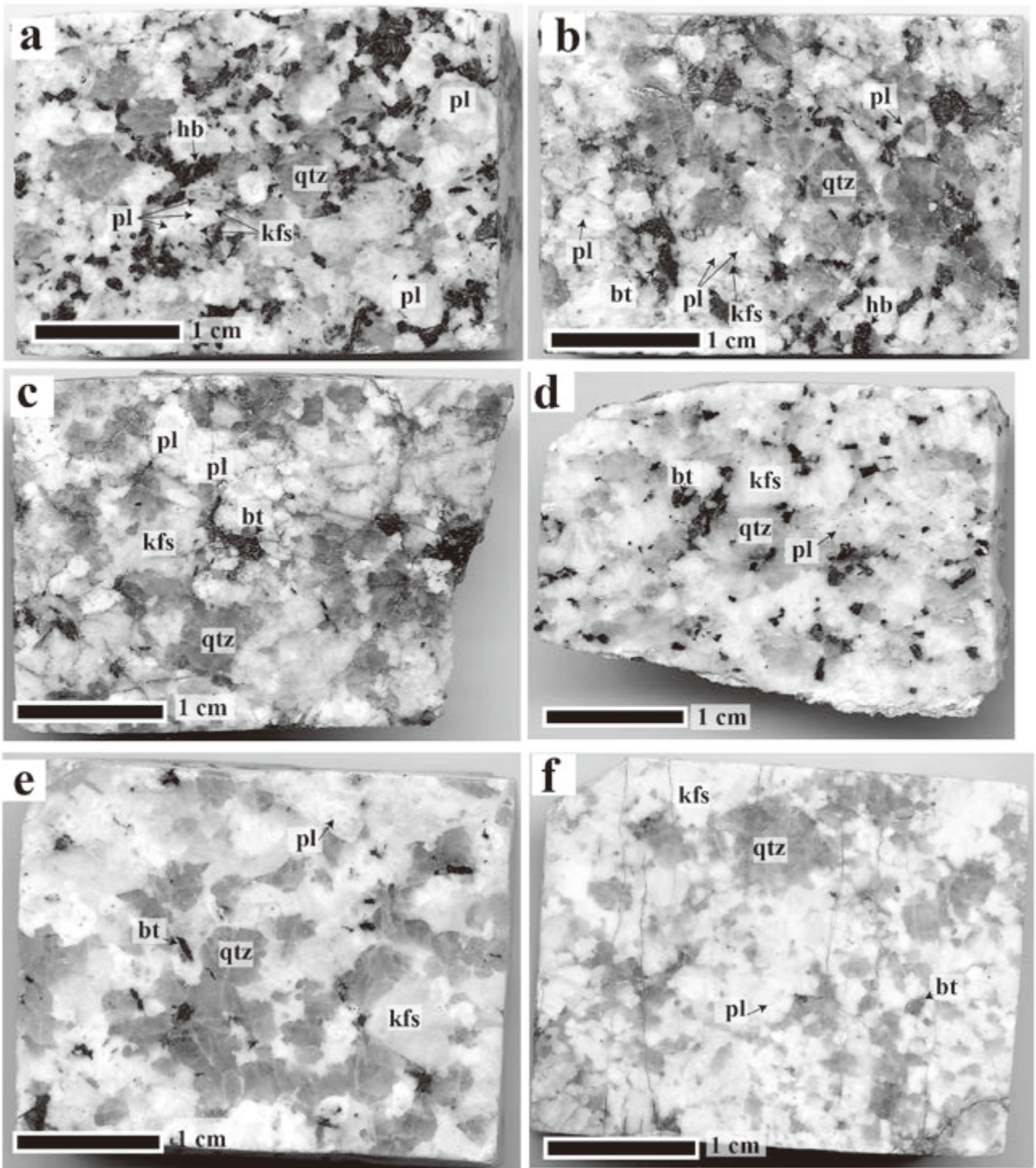
(第 3.14 図 b; まんのう町竜王山南約 500 m)

主要構成鉱物は、ホルンブレンド、黒雲母、カリ長石、斜長石、石英からなり、ジルコン、アパタイト、緑泥石、褐れん石、炭酸塩鉱物、不透明鉱物からなる。斜長石は粒径 2~5 mm の自形性から半自形の結晶で、核部から縁部へ組成累帯構造を示す。また、アルバイト式双晶をなすものが多い。結晶内部には微細な白色雲母、炭酸塩鉱物が生じており、肉眼で見た時に白濁して見える要因になっている。斜長石結晶内部には、微細な緑れん石が包有されている。包有される緑れん石は他形で、緑れん石の周囲にのみ、周囲より屈折率が低いアルバイト成分に富む斜長石になっている。緑れん石包有物はアルバイト成分に富む斜長石に加えて、石英の他形粒子を伴っている。カリ長石は、径 1 mm ほどの半自形結晶として産するほ



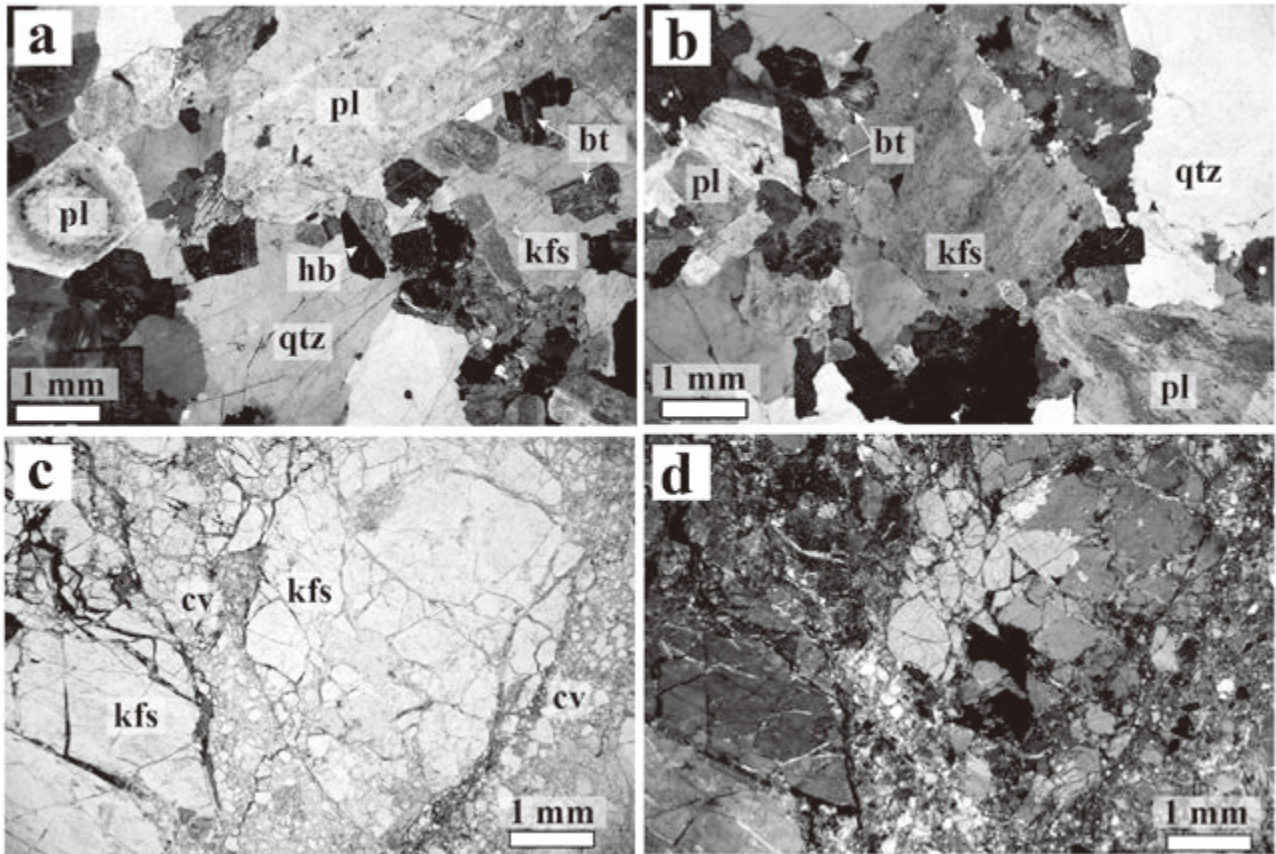
第 3.12 図 観音寺花崗岩の露頭写真

(a) 観音寺花崗岩のモンゾ花崗岩。山本町神田南東約 1 km。(b) 真砂化した観音寺花崗岩 (ms) とコアストーン (cs)。まんのう町造田北東約 1 km。(c) 河床に露出する観音寺花崗岩。綾上町柏原溪谷。(d) 観音寺花崗岩の花崗閃緑岩 (gd) と花崗岩 (gr)、ホルンブレンド (hb)。白破線は花崗閃緑岩と花崗岩の境界。まんのう町竜王山南南西約 1 km。(e) 観音寺花崗岩のカタクラサイト露頭。三豊市高瀬町上麻東約 1 km。(f) 観音寺花崗岩 (gr) と苦鉄質岩脈 (md) の間に発達する観音寺花崗岩のカタクラサイト (ca)。三豊市高瀬町上麻東約 1 km。



第 3.13 図 観音寺花崗岩の岩片写真

(a) 花崗閃緑岩. 斜長石とアルカリ長石のモード組成から計算される $P = \text{斜長石} / (\text{斜長石} + \text{カリ長石}) = 87\%$. まんのう町竜王山南約 1 km. (b) 花崗閃緑岩. $P = 67\%$. 財田町財田上. (c) 花崗岩 (モンゾ花崗岩). $P = 57\%$. 財田町財田中北西約 1 km. (d) 花崗岩 (モンゾ花崗岩). $P = 55\%$. まんのう町竜王山南約 1 km. (e) 花崗岩 (モンゾ花崗岩). 綾上町柏原溪谷. $P = 45\%$. まんのう町竜王山南約 1 km. (f) 閃雲花崗岩. $P = 32\%$. 高瀬町傾山南東約 1 km. hb: ホルンブレンド; bt: 黒雲母; pl: 斜長石; kfs: カリ長石; qtz: 石英.



第 3.14 図 観音寺花崗岩の薄片写真

(a) 花崗閃緑岩. クロスニコル. まんのう町竜王山南約 1 km (b) 花崗岩 (モンゾ花崗岩). クロスニコル. hb: ホルンブレンド; bt: 黒雲母; pl: 斜長石; kfs: カリ長石; qtz: 石英. (c), (d) 観音寺花崗岩のカタクラサイト. オープンニコル (c), クロスニコル (d). 三豊市高瀬町上麻東約 1 km. hb: ホルンブレンド; bt: 黒雲母; pl: 斜長石; kfs: カリ長石; qtz: 石英; cv: カタクラサイト脈.

か、他の鉱物の粒間を埋める他形結晶として産する。黒雲母は茶褐色から黄褐色の多色性を示す半自形～他形の板状結晶である。黒雲母の一部は緑泥石に置換される。ホルンブレンドは緑褐色～緑色の多色性を示す自形から半自形結晶である。ホルンブレンドの一部は、緑泥石と緑れん石に置換される。ジルコンは、基質の粒間に産するほか、斜長石、カリ長石、石英、ホルンブレンド、黒雲母に包有される。赤褐色から褐色の多色性を示す自形の褐れん石が少量産する。

花崗岩カタクラサイト

(第 3.14 図 c, d; まんのう町竜王山の北西約 1 km)

高瀬町上麻の神田断層破碎帯に産する。断層破碎帯から離れたところでは、観音寺花崗岩の中粒黒雲母花崗岩である。カタクラサイトの主要構成鉱物は、周囲の花崗岩と同じく、カリ長石、斜長石、石英、黒雲母である。ただし、黒雲母は酸化緑泥石化している。割れ目の発達した粒径 5 mm 程度のカリ長石、石英、斜長石の結晶を含む。石英は波動消光する。カタクラサイト脈が発達し、

カタクラサイト脈に沿って、石英、斜長石、カリ長石が数 10 μm 以下の粒径の結晶片に破碎されている。カタクラサイト脈内では、細かく破碎された石英、斜長石、カリ長石の結晶片の間を微細な白色ないし褐色を呈する雲母類ないしは粘土鉱物が充填する。

3.4.2 化学組成

観音寺花崗岩 2 試料の化学組成分析を行った (第 3.1 表)。観音寺花崗岩の化学組成は、デイサイトから流紋岩の組成に相当し (第 3.15 図 a), FeO^* (全鉄を FeO として計算した値) / MgO の増加に対して、 SiO_2 があまり増加しないソレライト系列の領域にプロットされる (第 3.15 図 b)。また、アルミナ飽和指標 ($= \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) は、 SiO_2 65.84 wt% で 0.98, SiO_2 74.71 wt% で 1.05 であり、他地域の領家コンプレックスの花崗岩類、すなわち領家花崗岩類が示すアルミナ飽和指標の値 (Nakajima, 1996; Ishihara, 2003; Ishihara and Chappell, 2007; Ishihara and Ohno, 2016) の範囲に収まる (第 3.15 図 c)。Y-Sr/Y 図において、観音寺花崗岩は、

第 3.1 表 観音寺花崗岩の全岩分析値

岩石名	花崗閃緑岩	花崗岩
GSI sample no.	IK5-14a	IK5-14b
試料採集地点緯度経度	34.151839, 133.813251	34.151839, 133.813251
SiO ₂ wt%	65.84	74.71
TiO ₂	0.572	0.192
Al ₂ O ₃	15.83	13.57
Fe ₂ O ₃ (T)	5.37	2.17
MnO	0.097	0.037
MgO	1.15	0.22
CaO	4.33	1.76
Na ₂ O	3.52	2.76
K ₂ O	2.36	4.76
P ₂ O ₅	0.12	0.02
LOI	1.01	0.57
Total	100.2	100.8
Sc ppm	15	7
Be	2	1
V	44	6
Cr	30	<20
Co	7	2
Ni	<20	<20
Cu	<10	40
Zn	80	<30
Ga	20	15
Ge	1	1
As	<5	<5
Rb	71	100
Sr	275	185
Y	27	8
Zr	254	183
Nb	11	4
Mo	2	<2
Ag	0.8	0.6
In	<0.2	<0.2
Sn	2	1
Sb	<0.5	<0.5
Cs	3.9	2
Ba	722	1290
La	37.1	43.2
Ce	75.3	87.6
Pr	8.18	8.91
Nd	31.5	31.2
Sm	6.2	4.6
Eu	1.34	1.09
Gd	5.4	2.9
Tb	0.9	0.3
Dy	5.1	1.6
Ho	1	0.3
Er	3	0.9
Tm	0.42	0.14
Yb	2.8	1
Lu	0.43	0.16
Hf	6.1	4.9
Ta	0.7	0.4
W	<1	<1
Tl	0.4	0.6
Pb	13	18
Bi	<0.4	<0.4
Th	9.6	13.6
U	2	1.4

全岩分析はカナダの Activation Laboratories LTD に依頼した。主成分元素は高周波誘導結合プラズマ発光分析 (ICP-OES) を用い、微量元素は誘導結合プラズマ質量分析装置 (ICP-MS) を用いた。LOI は灼熱減量、Fe₂O₃(T) は全鉄を Fe₂O₃ として計算した値。

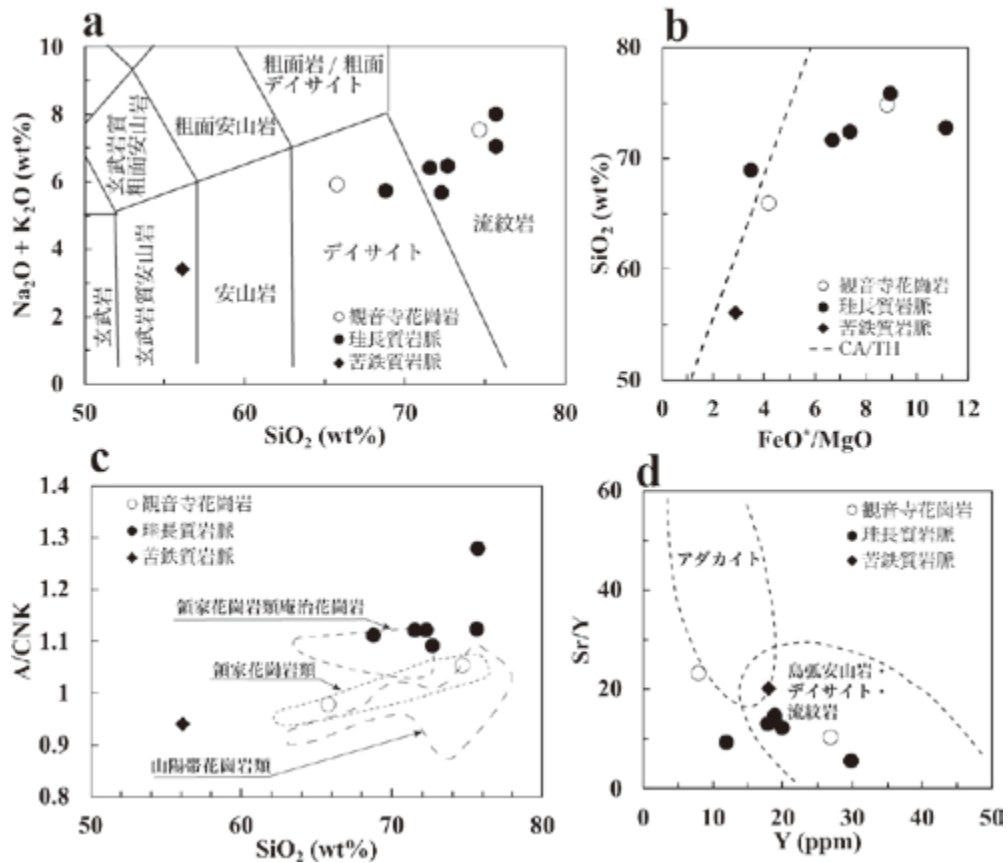
花崗閃緑岩が島弧安山岩・デイサイト・流紋岩の領域にプロットされるのに対し、花崗岩はアダカイトの領域に近いところにプロットされる (第 3.15 図 d)。

SiO₂ の増加に伴う主成分元素 TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O の組成を、岡山県から香川県に分布する山陽帯の花崗岩類及び香川県下の他地域の領家花崗岩類の組成トレンド (Ishihara, 2003) と比較した (第 3.16 図 a-g)。ただし、Ishihara (2003) では、領家花崗岩類のうち、香川県東部に分布する細粒花崗岩の庵治花崗岩を、他と区別してプロットしている。山陽帯の花崗岩類も領家花崗岩類も多くの主成分元素の組成トレンドは似たような傾向を示すが、MgO と Na₂O は、山陽帯と領家花崗岩類で多少異なるトレンドを示す。SiO₂ が 65 wt% 程度の花崗閃緑岩では、山陽帯の花崗閃緑岩の MgO の含有量が領家花崗岩類のそれに比べて高い傾向にある (第 3.16 図 d)。本地域の観音寺花崗岩の花崗閃緑岩の MgO も香川県の他地域の領家花崗岩類と同様の傾向を示す。同じく、SiO₂ が 65 wt% 程度の花崗閃緑岩を比較した場合、山陽帯の花崗閃緑岩の Na₂O の含有量は、領家花崗岩類の花崗閃緑岩の Na₂O に比べ低い傾向がある (第 3.16 図 f)。本地域の花崗閃緑岩は、Na₂O についても香川県の他地域の領家花崗岩類の花崗閃緑岩と同様の傾向を示している。SiO₂ に対する K₂O の組成は、SiO₂ を 75 wt% 前後含む花崗岩を除き、山陽帯の花崗岩類、観音寺花崗岩、香川県下の他地域の領家花崗岩類はいずれも、中カリウム系列の領域にプロットされる (第 3.16 図 g)。SiO₂ を 75 wt% 前後含む花崗岩は、いずれも高カリウム系列の領域にプロットされる。

SiO₂ の増加に対する微量元素 Rb, Sr, Y の組成、及び希土類元素コンドライト規格化パターンを比較検討した (第 3.17 図 a-d)。Rb に関しては、SiO₂ 72 ~ 75 wt% 程度の花崗岩で比較した場合、本地域の花崗岩の Rb 濃度は、山陽帯の花崗岩の Rb 濃度より若干低い。香川県下の他地域の領家花崗岩類の花崗岩には、観音寺花崗岩の Rb の含有量と同様に低い Rb 濃度のものが存在する (第 3.17 図 a)。逆に、Sr の組成では、SiO₂ 72 ~ 75 wt% 程度の花崗岩で比較した場合、観音寺花崗岩は、山陽帯の花崗岩類に比べ若干高い Sr 濃度を示す (第 3.17 図 b)。香川県下の領家花崗岩類の花崗岩には、観音寺花崗岩の Sr 濃度と同程度のものも存在する。SiO₂ の増加に対する Y の組成に関しては、観音寺花崗岩、香川県下の他の領家花崗岩類、山陽帯の花崗岩類ともはっきりした傾向を示さない (第 3.17 図 c)。観音寺花崗岩の希土類元素コンドライト規格化パターンは、香川県下の他の領家花崗岩類から得られているものと良く似たパターンを示す (第 3.17 図 d)。

3.4.3 ジルコン U-Pb 年代

観音寺花崗岩の花崗閃緑岩 1 試料、花崗岩 (モンゾ花



第 3.15 図 観音寺花崗岩及び岩脈の化学組成

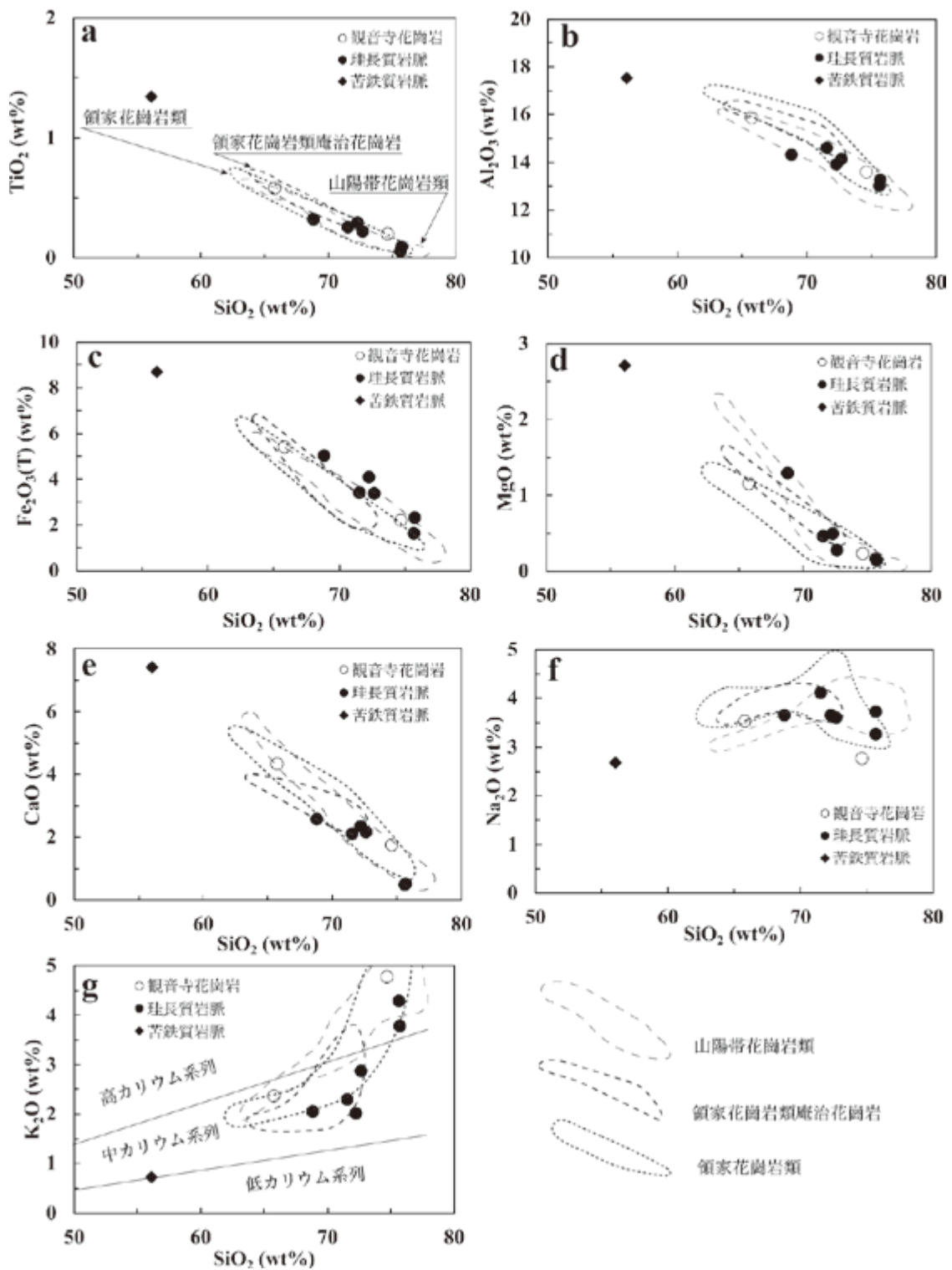
(a) SiO₂-Na₂O+K₂O 図 (全アルカリ-シリカ図). 火山岩の化学的分類は, Le Maitre (2002) による. (b) FeO*/MgO-SiO₂ 図. ソレイト系列とカルクアルカリ系列の境界 (CA/TA) は, Miyashiro (1974) による. FeO* は全鉄を FeO として求めた値. FeO*/MgO は重量 % の比. (c) SiO₂-A/CNK (Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)) 図 (アルミナ過飽和指数). 山陽帯花崗岩類, 領家花崗岩類及び庵治花崗岩の組成範囲は, Ishihara (2003) より. (d) Y-Sr/Y 図. アダカイトと島弧の安山岩・デイサイト・流紋岩の組成範囲は, Defant and Drummond (1993) より.

崗岩) 1 試料からそれぞれジルコンを分離し, U-Pb 年代を測定した.

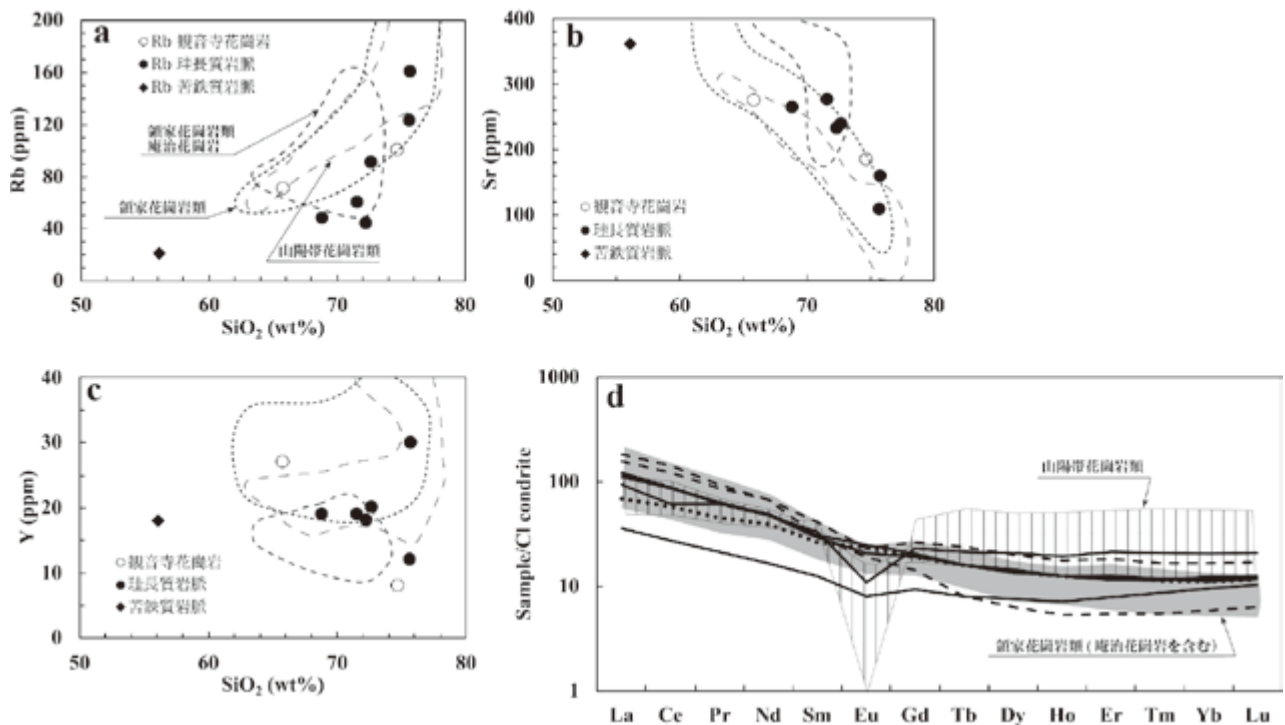
花崗閃緑岩には自形性の良い径数 100 μm のジルコンが含まれる (第 3.18 図 a, b). 分離したジルコン 28 粒子から, 30 点の測定を行った. 2 粒子についてはそれぞれ 2 点測定したが, 有意な年代差は得られていない. 30 点の測定値のうち, 28 点の 2σ 誤差楕円がコンコーディア成長曲線と重なる. この 28 点の年代値をコンコーダントな年代値とした. コンコーダントな年代値のうち, 大部分は 90 Ma 前後の年代を示し, 2 点から 94 Ma 前後のやや古い年代が得られた (第 3.19 図 c). この 2 点の測定位置をカソードルミネッセンス像及び反射 2 次電子線像で確認した. 1 点は, カソードルミネッセンス像により, 内側の累帯構造が外側の累帯構造で切られる明瞭なコア-リム構造を有している (第 3.18 図 a). やや古い年代が得られたのは, リムからである. 従って, より早期に結晶化したと考えられるコアの年代が古いわけではない. もう 1 粒子については, カソードルミネッセンス像にお

いて, 明瞭なコアとリム構造を有しないジルコン粒子からのものである. やや古い 2 点の年代値を含む 28 点のコンコーダント年代を DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture models で成分分析した結果も, 2 つの独立な年代成分が識別され, 古い年代成分は約 94 Ma となった (第 3.19 図 b). 以上の解析結果から, このやや古い 2 点のコンコーダント年代を除外した 26 点のコンコーダント年代を用いて求めた加重平均は 90.7 ± 0.3 Ma (2σ), MSWD = 1.09 であった (第 3.19 図 c). この加重平均値を花崗閃緑岩中のジルコンの晶出年代とした.

もう 1 試料は, 先の花崗閃緑岩と同一露頭から採取したモンゾ花崗岩で, ジルコン 22 粒子から 30 点の測定を行った. ジルコンは長径 100 ~ 200 μm の自形~半自形結晶である (第 3.20 図 a, b). カソードルミネッセンス像において, コアとリムで異なる累帯構造を示す粒子が複数認められた (第 3.20 図 a). しかしながら, 同一粒子のコアとリムの年代は誤差の範囲で重なり, 有意な年代差は検出できなかった. 測定した 30 点のうち, 28 点



第 3.16 図 観音寺花崗岩及び岩脈の SiO_2 含有量と主成分元素 TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ (全鉄 3 価として求めた値), MgO , CaO , Na_2O , K_2O 含有量
 (a) SiO_2 - TiO_2 図. (b) SiO_2 - Al_2O_3 図. (c) SiO_2 - $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ 図. (d) SiO_2 - MgO 図. (e) SiO_2 - CaO 図. (f) SiO_2 - Na_2O 図. (g) SiO_2 - K_2O 図. 山陽帯花崗岩類, 領家花崗岩類及び庵治花崗岩の組成範囲は, Ishihara (2003) より. 高カリウム系列・中カリウム系列・低カリウム系列の境界は Le Maitre (2002) による. $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ (全鉄を Fe_2O_3 として求めた値).



第 3.17 図 観音寺花崗岩及び岩脈の SiO₂ 含有量と微量元素 Rb, Sr, Y の含有量, 及び希土類元素のコンドライト規格化パターン (a) SiO₂-Rb 図. (b) SiO₂-Sr 図. (c) SiO₂-Y 図. (d) 希土類元素のコンドライト規格化パターン. 破線は観音寺花崗岩, 実線は珪長質岩脈, 点線は苦鉄質岩脈を表す. 山陽帯花崗岩類, 領家花崗岩類及び庵治花崗岩の組成範囲は, Ishihara (2003) より.

の測定データの 2σ 誤差楕円がコンコーディア成長曲線と交わり, コンコダントな年代を得ることができた (第 3.21 図 a). 28 点のコンコダント年代から求めた加重平均は 89.8 ± 0.3 Ma (2σ), MSWD = 1.49 であった (第 3.21 図 b). この年代は先の花崗閃緑岩の年代と 2σ 誤差の範囲を超えて異なり, モンゾ花崗岩中のジルコンの晶出時期は, 花崗閃緑岩中のジルコンの晶出時期と比べて最低でも 30 万年程度若い可能性が指摘できる.

3.5 岩脈 (Rq, Rr)

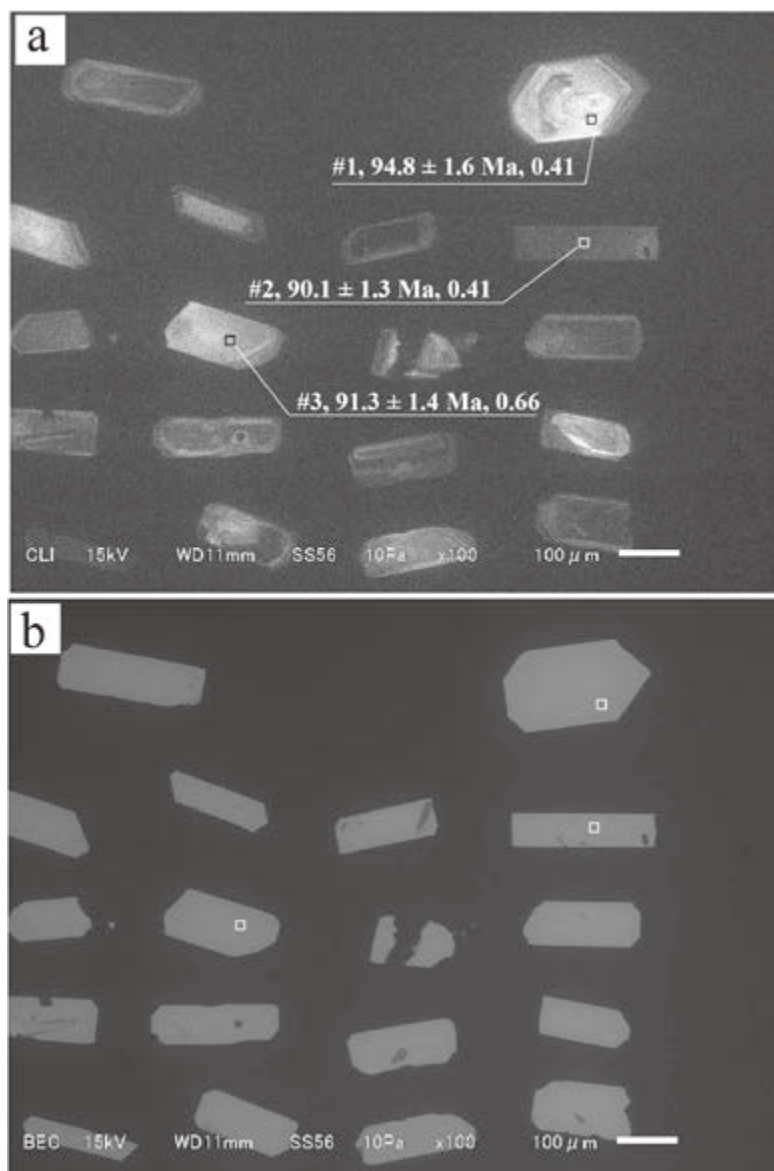
領家コンプレックスの領家変成岩類及び観音寺花崗岩には多数の岩脈が貫入している. 岩脈は細粒斑状花崗岩, 細粒斑状花崗閃緑岩, 流紋岩及びデイサイトからなる珪長質岩脈と, 細粒斑状石英閃緑岩からなる苦鉄質岩脈に分けることができる. 岩脈が集中して貫入しているのが竜王山周辺である. 竜王山周辺では, 南北方向に数 km 連続する岩脈が複数存在する. 岩脈の幅は最大で 200 m 程度である. 岩脈は, 竜王山から南方の三豊市財田町田上付近まで多数存在する. 財田町田上付近では, 岩脈の走向が南北から北東-南西へ変化する. 満濃池西方と東方, 綾歌郡綾上町周辺, 高瀬町上麻生周辺にも数本の岩脈が分布する.

3.5.1 岩相

珪長質岩脈は, 細粒ないし極細粒の深成岩と呼べるものから火山岩と呼べるものまで存在する. 斑状組織が明瞭で基質の粒子が識別できるものを極細粒から細粒の斑状花崗岩ないし斑状花崗閃緑岩とし, 基質の粒子が肉眼では識別できないものを流紋岩ないしデイサイトとした. 苦鉄質岩脈は, 細粒斑状石英閃緑岩である.

珪長質岩脈の中には, 観音寺花崗岩との貫入境界が直線的で, 貫入境界に細粒周縁相を伴うものがある (第 3.22 図 a, b). 一方で, 貫入境界が直線的ではなく, 湾曲して岩脈の厚さが膨縮するもの, 岩脈が途中で途切れているもの (第 3.22 図 c), 枝分かれした岩脈の先端部が湾曲しているものがある (第 3.22 図 d, e). 苦鉄質岩脈では, 観音寺花崗岩に貫入し, 岩脈の厚さが膨縮するもの (第 3.23 図 a) や, 岩脈が途中で切れて, 間に観音寺花崗岩が入り込んでいるもの (第 3.23 図 b) がある.

新鮮な珪長質岩脈の基質ないし石基は, 暗灰色から灰緑色の色調を呈する. 風化すると基質ないし石基は, 白色ないし黄褐色を呈する. 幅の狭い岩脈は斑晶をほとんど含まず, 周縁相の基質は岩脈中心部より細粒になり, 肉眼による粒子の識別が困難となっている (第 3.24 図 a, b). 珪長質岩脈は, 斑晶として自形~半自形の斜長石, ホルンブレンド, 黒雲母, 丸みを帯びた石英を含む (第



第 3.18 図 観音寺花崗岩の中粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像と反射二次電子線像

(a) カソードルミネッセンス像。# は分析点番号、コンコードント ^{238}U - ^{206}Pb 年代、年代値の後の数字は Th/U の値。四角が分析点。(b) 反射二次電子線像。試料は、まんのう町竜王山南約 1 km。試料採取地点は、地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として示した。試料地点番号 2 : IK5-14a。

3.24 図 c, d)。また、斜長石結晶集合体を含む場合がある(第 3.24 図 d)。新鮮な苦鉄質岩脈の基質は、暗緑色ないし黒緑色を呈する。自形～半自形のホルンブレンド、輝石、斜長石の斑晶を含む(第 3.24 図 e)。

岩石記載

流紋岩

(第 3.25 図 a ; 第 3.22 図 a の露頭から採集。まんのう町竜王山南南東約 250 m)

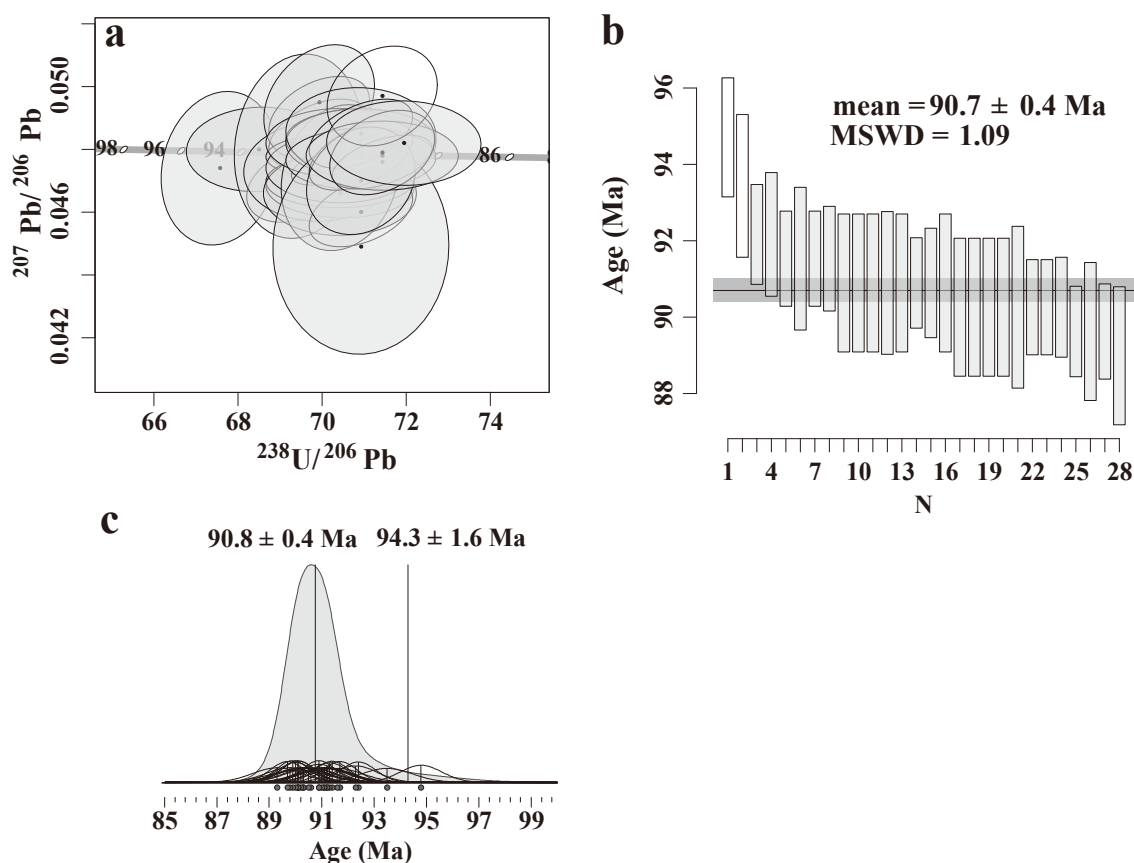
第 3.22 図 a の珪長質岩脈細粒周縁相。斑晶として約 500

μm の自形～半自形の斜長石を少量含む。石基の一部は、100 μm 以下の他形の石英なる。その他の分部は、粒径数 10 μm の石英、長石類及び黒雲母、隠微晶質な石英及び長石類の集合体である。少量の不透明鉱物を含む。

極細粒斑状花崗岩

(第 3.25 図 b ; 第 3.22 図 a の露頭から採集。まんのう町竜王山南南東約 250 m)

第 3.22 図 a の珪長質岩脈中央部分。斑晶として粒径約 500 μm の自形～半自形の斜長石を少量含む。基質は径数



第 3.19 図 観音寺花崗岩の中粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩から分離したジルコンの U-Pb 年代測定結果
 (a) コンコードシア成長曲線と分析点の同位体組成. 誤差楕円は 2σ . 白抜き分析点はディスコードント. IsoplotR (Vermeesch, 2018) を使用. (b) DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture models の auto で求めた最若年代成分に属するコンコードント ^{238}U - ^{206}Pb 年代の加重平均 (mean) とその MSWD (Mean Square Weighted Deviation). 古い年代を示す 2 粒子 (白抜きの 2 つの年代値) は加重平均の計算から除外している. (c) コンコードント ^{238}U - ^{206}Pb 年代のカーネル密度分布. 数字は, DensityPlotter (Vermeesch, 2012) の Mixture models の auto で求めた年代成分. 試料採取地点は, 地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として示した. 試料地点番号 2: IK5-14a.

10 ~ 数 100 μm の他形の石英及び長石類, 長軸 100 μm 以下の柱状の斜長石, 粒径数 10 μm の黒雲母, 及び直径数 100 μm の球果からなる. 球果は中心から放射状に伸びる石英と長石類から構成される. 少量の不透明鉱物を伴う.

ん石がごく少量含まれる. 自形ないし半自形の外形を示すが, 虫食い状に間を石英が埋める融食構造を示す. ジルコンは基質を構成する鉱物の粒界に少量含まれる. 不透明鉱物を少量含む.

細粒斑状花崗岩

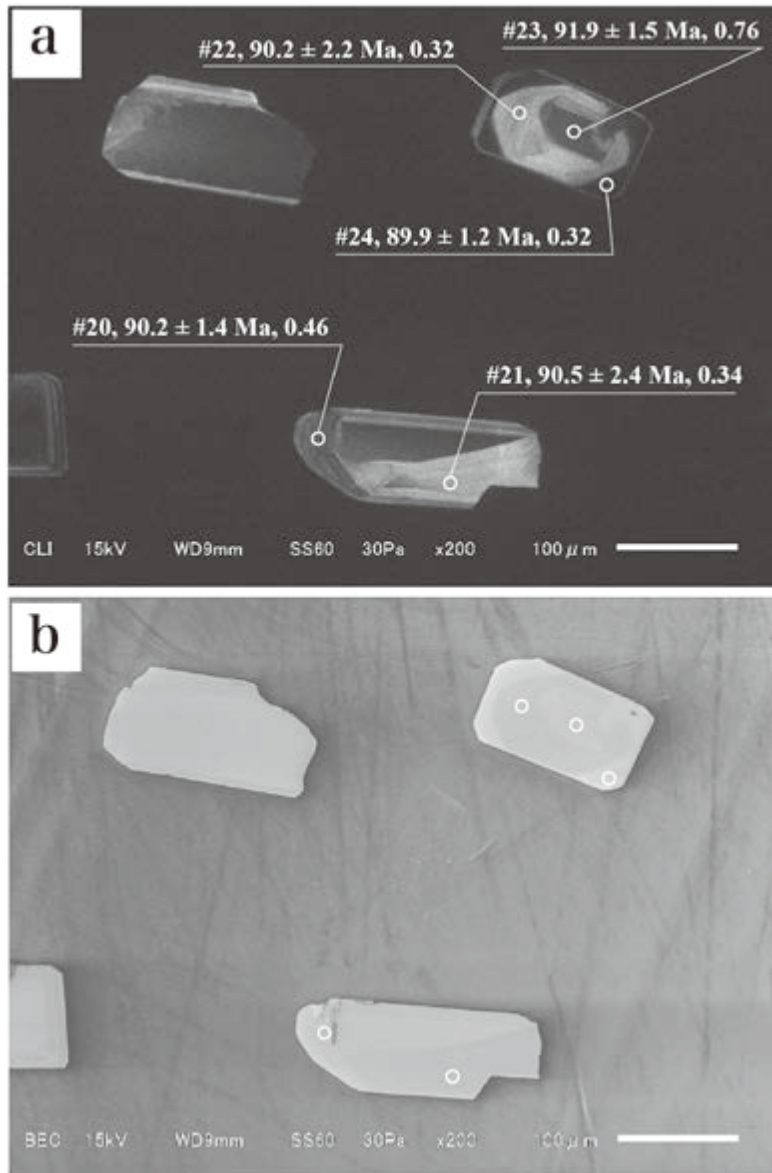
(第 3.25 図 c; まんのう町竜王山南東約 1 km)

斑晶として, 粒径数 mm の自形~半自形の斜長石, カリ長石, 黒雲母, ホルンブレンド, 自形もしくは丸みを帯びた他形の石英を含む. ホルンブレンドは緑褐色~緑色の多色性を示す. 黒雲母は褐色~淡黄色の多色性を示す. 基質は粒径数 100 μm の石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 球果からなる. 球果は中心部から放射状に伸びる石英とアルカリ長石 (アルバイト-カリ長石を端成分とする固溶体) の集合体からなる. 微文象構造を持つカリ長石と石英も認められる. 自形ないし半自形の長径約 500 μm の緑れん

細粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩

(第 3.25 図 d; まんのう町黒川)

斑晶として粒径数 mm の自形~半自形の斜長石, ホルンブレンド, 黒雲母, 粒径約 500 μm の丸みを帯びた石英を含む. ホルンブレンドは褐色~緑褐色の多色性を示す. 黒雲母は褐色~淡黄色の多色性を示す. 基質は粒径数 100 μm の石英, 斜長石, 球果, 長径数 100 μm のホルンブレンド, 黒雲母からなる. 球果は中心部から放射状に伸びる石英とアルカリ長石 (アルバイト-カリ長石を端成分とする固溶体) の集合体からなる. カリ長石と石英は微文象構造をなす部分がある. 粒径約 100 μm の半自形の緑れん



第 3.20 図 観音寺花崗岩の中粒普通角閃石黒雲母モンゾ花崗岩から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像と反射二次電子線像

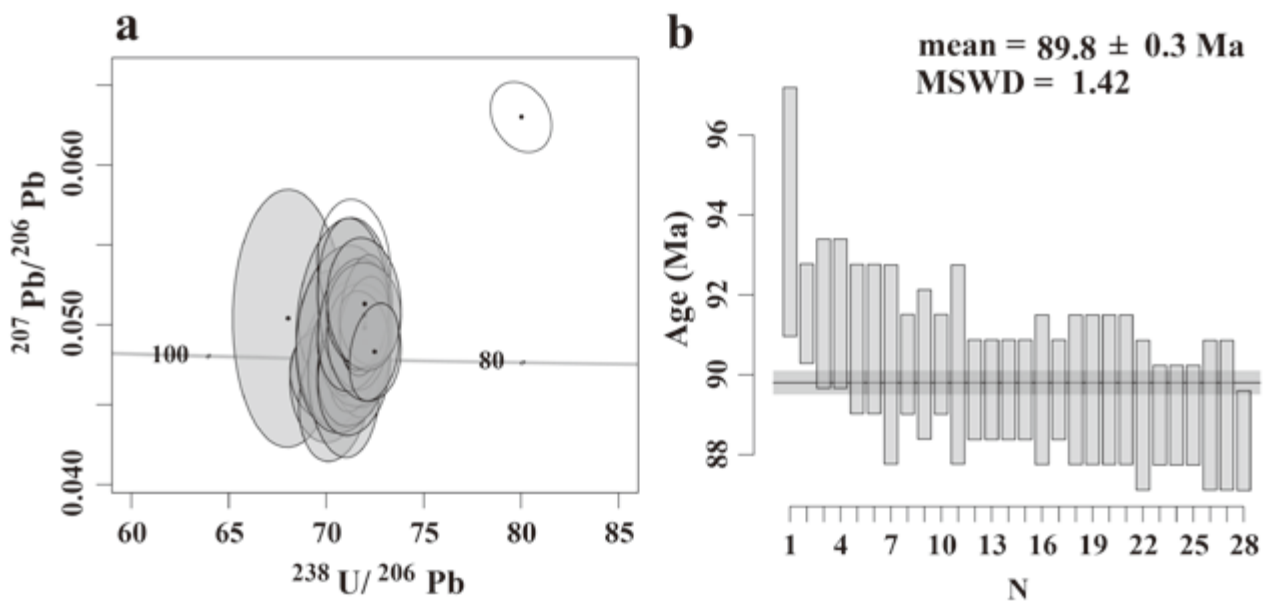
(a) カソードルミネッセンス像。# は分析点番号。コンコダント ^{238}U - ^{206}Pb 年代。年代値の後の数字は Th/U の値。四角が分析点。(b) 反射二次電子線像。試料は、まんのう町竜王山南約 1 km。試料採取地点は、地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として示した。試料地点番号 2 : IK5-14b。

石が少量含まれる。半自形の外形を残したまま結晶外側から内部へ虫食い状に石英が間を埋める融食形を呈する。ジルコンは、基質鉱物の粒界や、斜長石、黒雲母に包有されて少量含まれる。アパタイト及び不透明鉱物も少量存在する。

細粒斑状普通角閃石花崗閃緑岩 (第 3.25 図 e ; まんのう町黒川)

斑晶として粒径数 mm の自形～半自形の斜長石、ホルンブレンドを含む。また、粒径 1 cm 程の斜長石結晶と粒径

数 mm の黒雲母の集合体からなる深成岩様の岩片が包有される。基質は粒径約 500 μm の斜長石、微文象構造を示すアルカリ長石(アルバイト-カリ長石を端成分とする固溶体)と石英の集合体、長径数 100 μm のホルンブレンドの針状結晶、粒径数 100 μm の黒雲母の板状結晶からなる。基質の苦鉄質鉱物の多くは、緑泥石に置換される。粒径約 200 μm の他形の緑れん石が基質に生じている。多くの場合、緑泥石の細粒結晶の集合体を伴っている。少量のジルコン、アパタイト、不透明鉱物も存在する。



第 3.21 図 観音寺花崗岩の中粒普通角閃石黒雲母モンゾ花崗岩から分離したジルコンの U-Pb 年代測定結果
 (a) コンコーディア成長曲線と分析点の同位体組成。誤差楕円は 2σ 。白抜き分析点はディスコーダント。IsoplotR (Vermeesch, 2018) を使用。(b) DensityPlotter (Vermeesch, 2012) で求めたコンコーダント ^{238}U - ^{206}Pb 年代の加重平均 (mean) とその MSWD (Mean Square Weighted Deviation)。試料採取地点は、地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として示した。試料地点番号 2: IK5-14b。

細粒斑状普通角閃石単斜輝石石英閃緑岩 (第 3.25 図 f; 本山町神田)

斑晶として、粒径 2 ~ 5 mm の自形~半自形の斜長石、ホルンブレンド、単斜輝石、粒径 200 ~ 300 μm の粒状の不透明鉱物を含む。単斜輝石の一部はホルンブレンドに包有される。ホルンブレンドは、褐色~緑褐色の多色性を示す。多くは緑泥石化している。基質は、長径数 100 μm の針状の斜長石とその間を埋めるより細粒の単斜輝石、ホルンブレンド、黒雲母、不透明鉱物からなるインターサータル組織を有する。斜長石粒間を埋める苦鉄質鉱物の大半は、加水変質して緑泥石になっている。

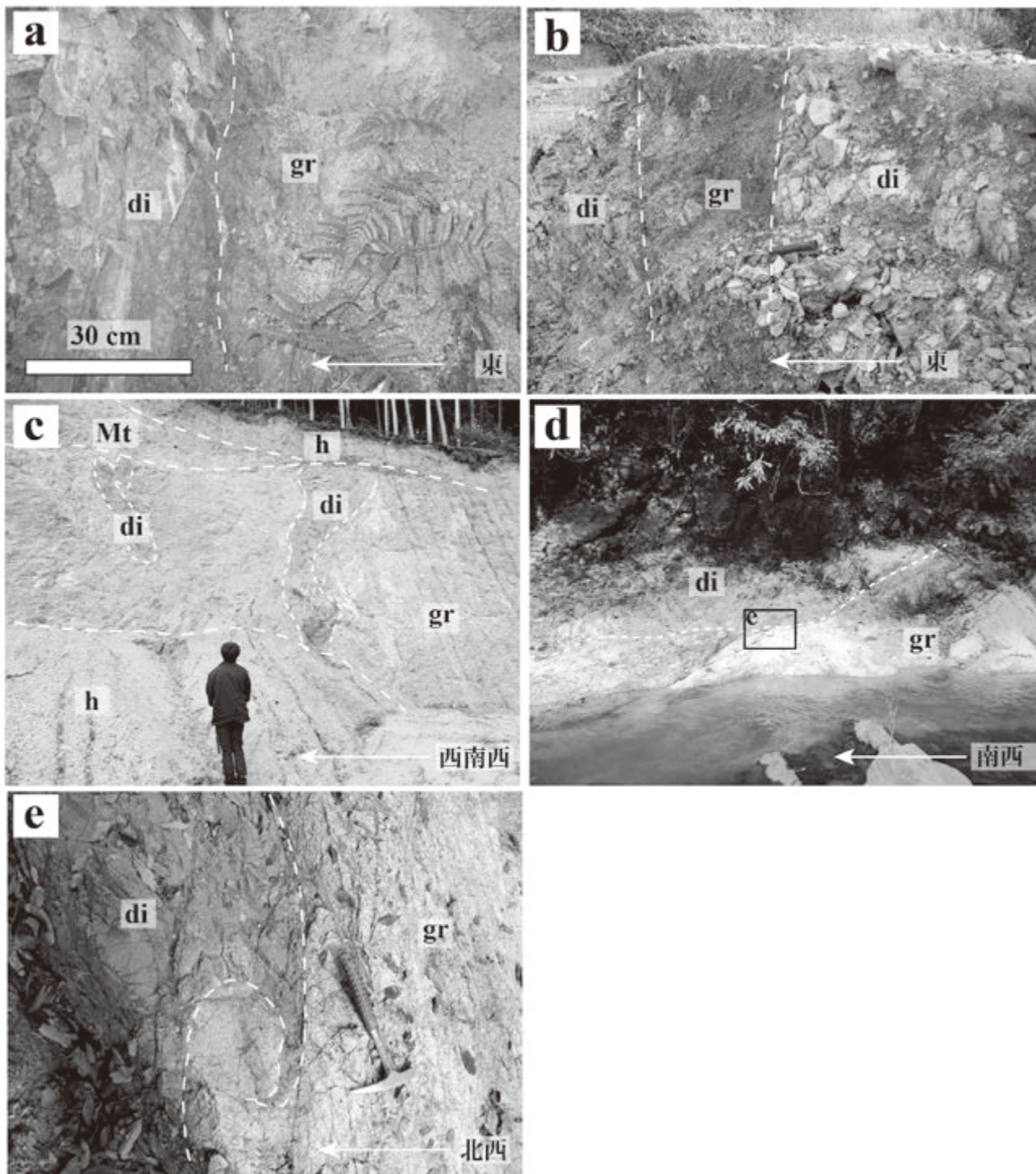
3.5.2 化学組成

珧長質岩脈 6 試料、苦鉄質岩脈 1 試料の全岩化学組成分析を行った (第 3.2 表)。珧長質岩脈の化学組成はデイサイトから流紋岩の組成範囲にプロットされる (第 3.15 図 a)。この組成は、観音寺花崗岩の花崗閃緑岩から花崗岩の組成に相当する。苦鉄質岩脈は、玄武岩質安山岩の組成範囲にプロットされる。観音寺花崗岩にはこの組成に対応する岩石は未発見である。分析した試料の中には、 $\text{SiO}_2 = 55 \text{ wt}\%$ から $65 \text{ wt}\%$ の岩脈が存在しない。FeO*/MgO-SiO₂ 図では、観音寺花崗岩と同様、岩脈の分析値はソレライト系列の領域にプロットされる (第 3.15 図 b)。ただし、 SiO_2 が $70 \text{ wt}\%$ 以下の珧長質岩脈 1 試料と苦鉄質岩脈についてはカルクアルカリ系列とソレ

ライト系列の境界付近にプロットされた。アルミナ飽和指数は、香川県下の領家花崗岩類に比べ、若干高い傾向あり、香川県東部に産する細粒の花崗岩である庵治花崗岩のアルミナ飽和指数に類似する (第 3.15 図 c)。ただし、 SiO_2 が $75 \text{ wt}\%$ を超える 2 試料は、さらに高いアルミナ飽和指数を示す。Y-Sr/Y 図では、大部分の岩脈は島弧の安山岩・デイサイト・流紋岩の領域にプロットされる。

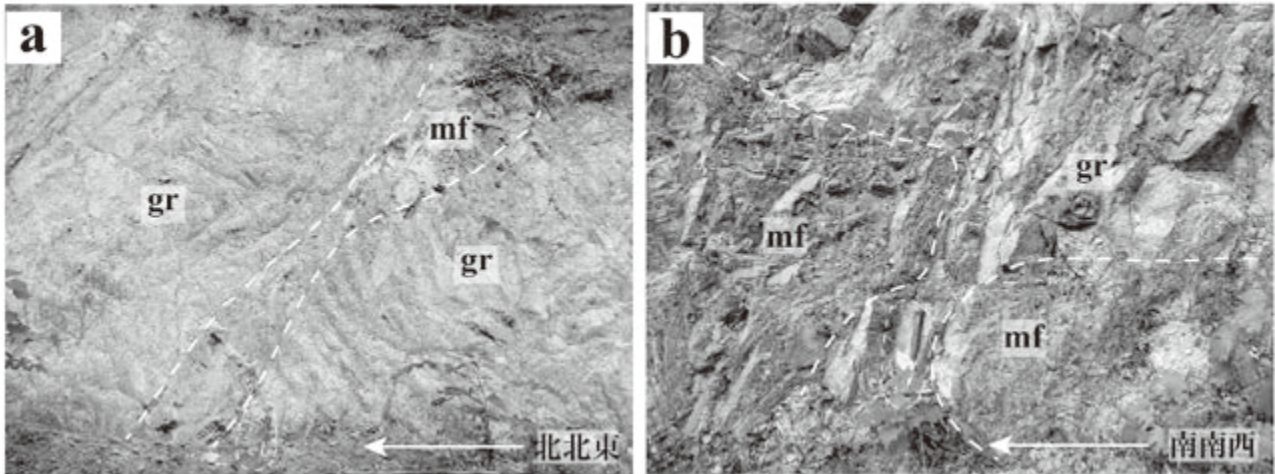
SiO_2 の増加に伴う主成分元素 TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O の組成をプロットした (第 3.16 図 a-g)。珧長質岩脈の主成分元素の組成トレンドは、観音寺花崗岩とほぼ同じ傾向を示す。これらの珧長質マグマの起源と組成に類似性があることを示している。香川県下の他地域の領家花崗岩類と比較した場合も、両者は、ほぼ同じ主成分元素の組成を示す。SiO₂-K₂O 図では、珧長質岩脈及び苦鉄質岩脈の多くは、中カリウム系列の領域にプロットされるが、 SiO_2 を $75 \text{ wt}\%$ 程度含む珧長質岩脈は、高カリウム系列の火成岩の領域にプロットされる (第 3.16 図 g)。

SiO_2 の増加に伴う微量元素 Rb, Sr, Y の組成を見ると、珧長質岩脈の Sr の組成は、観音寺花崗岩の Sr の組成に類似している (第 3.17 図 b)。一方、珧長質岩脈の Rb の組成は、 SiO_2 70 wt% 付近で観音寺花崗岩の Rb の Sr 組成より若干低めの値を示し、若干異なる傾向を示す (第 3.17 図 a)。珧長質岩脈の Rb の組成は、 SiO_2 75 wt% の岩脈を除いて、庵治花崗岩の Rb の組成にやや近い。Y



第 3.22 図 珪長質岩脈の露頭写真

(a) 観音寺花崗岩 (gr) に貫入する珪長質岩脈 (di; 周縁部は流紋岩, 中心部は極細粒斑状花崗岩). まんのう町竜王山南東約 500 m. (b) 観音寺花崗岩 (gr) に貫入するデイサイト岩脈 (di). まんのう町竜王山南東約 1 km. (c) 観音寺花崗岩 (gr) に貫入する珪長質岩脈 (di). 珪長質岩脈の幅は膨縮し, 貫入方向の途中で途切れる珪長質岩脈 (di). 観音寺花崗岩と珪長質岩脈を三豊層群 (Mt) が不整合に覆う. 表土と崖錐 (h). まんのう町竜王山南東約 2 km. (d) 観音寺花崗岩 (gr) に貫入する珪長質岩脈 (di). 黒四角は第 3.22 図 e の位置. 三豊市財田町黒川の財田川河床. (e) 観音寺花崗岩 (gr) に貫入する珪長質岩脈 (di) の貫入面. 三豊市財田町黒川の財田川河床.



第 3.23 図 苦鉄質岩脈の露頭写真

(a) 観音寺花崗岩 (gr) に貫入する膨縮した苦鉄質岩脈 (mf). 山本町神田東約 1 km. (b) 観音寺花崗岩 (gr) に貫入する苦鉄質岩脈 (mf). 苦鉄質岩脈は貫入方向の途中で途切れる苦鉄質岩脈 (mf). 山本町神田東約 1 km.

の組成に関しては、ばらつきが大きくはっきりした傾向は読み取れなかった(第 3.17 図 c). 岩脈類の希土類元素コンドライト規格化パターンは、観音寺花崗岩や香川県下の他の領家花崗岩類のものと類似のパターンを示す(第 3.17 図 d).

3.5.3 ジルコン U-Pb 年代

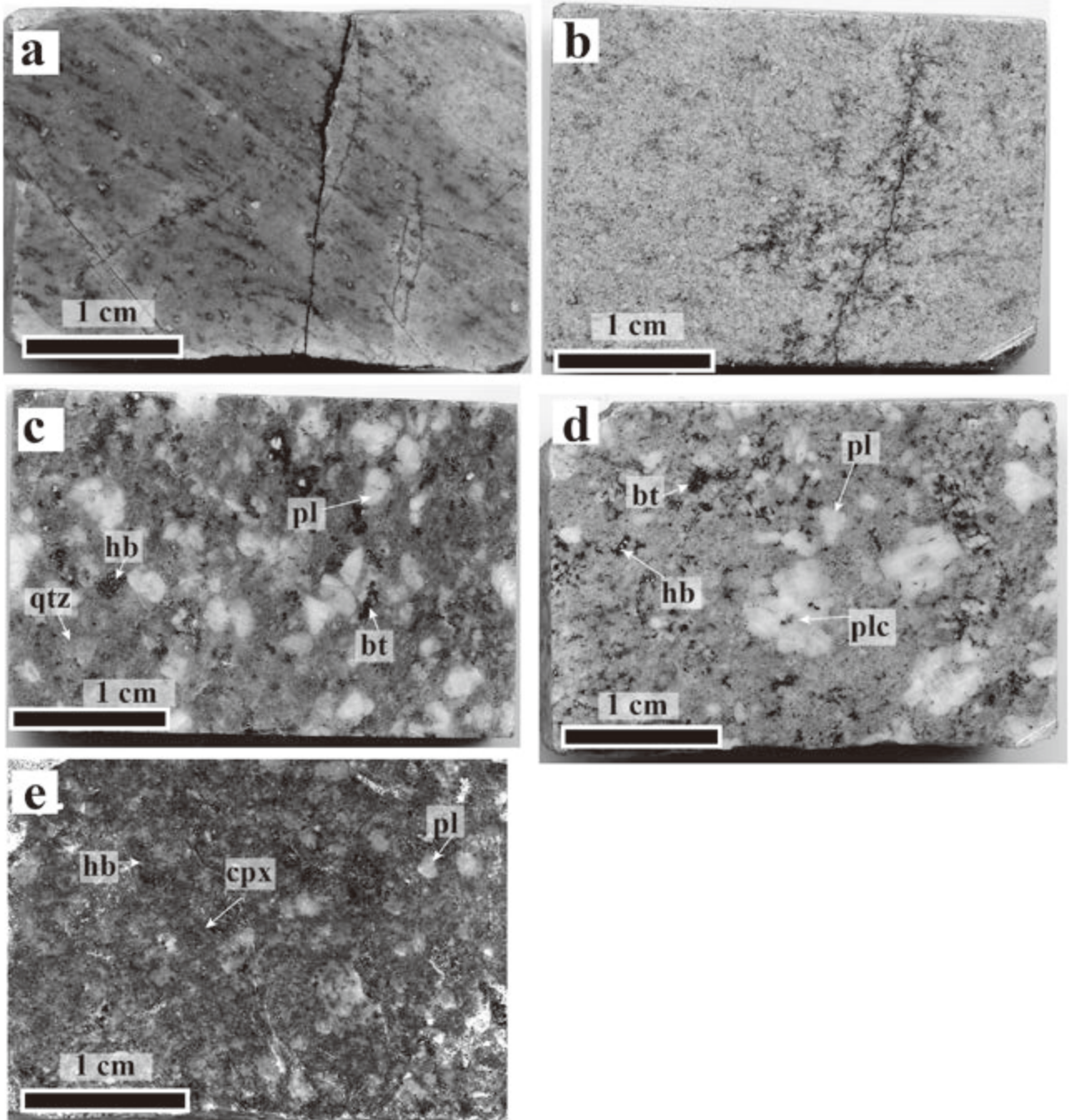
珪長質岩脈 1 試料からジルコンを分離し U-Pb 年代を測定した。珪長質岩脈はデイサイト組成を有し、細粒の花崗閃緑岩に分類される。分離したジルコンは、長軸が数 100 μm の自形～半自形結晶である(第 3.26 図 a, b). 分離したジルコン 28 粒子から 30 点の分析値を得た。30 点のうち 27 点から分析値の 2σ 誤差楕円がコンコーディア成長曲線と交わるコンコダントな年代値が得られた(第 3.27 図 a). コンコダントな 27 点の年代値の加重平均は、 $87.6 \pm 0.5 \text{ Ma}$ (2σ), $\text{MSWD} = 1.50$ となった(第 3.27 図 b). 加重平均値の $87.6 \pm 0.5 \text{ Ma}$ を測定した珪長質岩脈中のジルコンの晶出年代とした。珪長質岩脈中のジルコン晶出年代は、観音寺花崗岩の花崗閃緑岩やモンゾ花崗岩中のジルコン晶出年代に比べ、有意に若く、野外で観察される岩脈と観音寺花崗岩の貫入関係と整合的である。

3.6 領家コンプレックスの変成岩原岩、変成作用及び火成作用

本報告の領家コンプレックスは、西南日本内帯に分布する白亜紀の高温低圧型の領家変成岩類とこれに貫入する白亜紀の火成岩類を一括している。既に述べたように、白亜紀の火成岩類、特にバソリス状の花崗岩類の周囲には接触変成岩が生じるが、それらの形成温度圧力条件は高温低圧型の変成条件を示す。白亜紀花崗岩体の貫入に

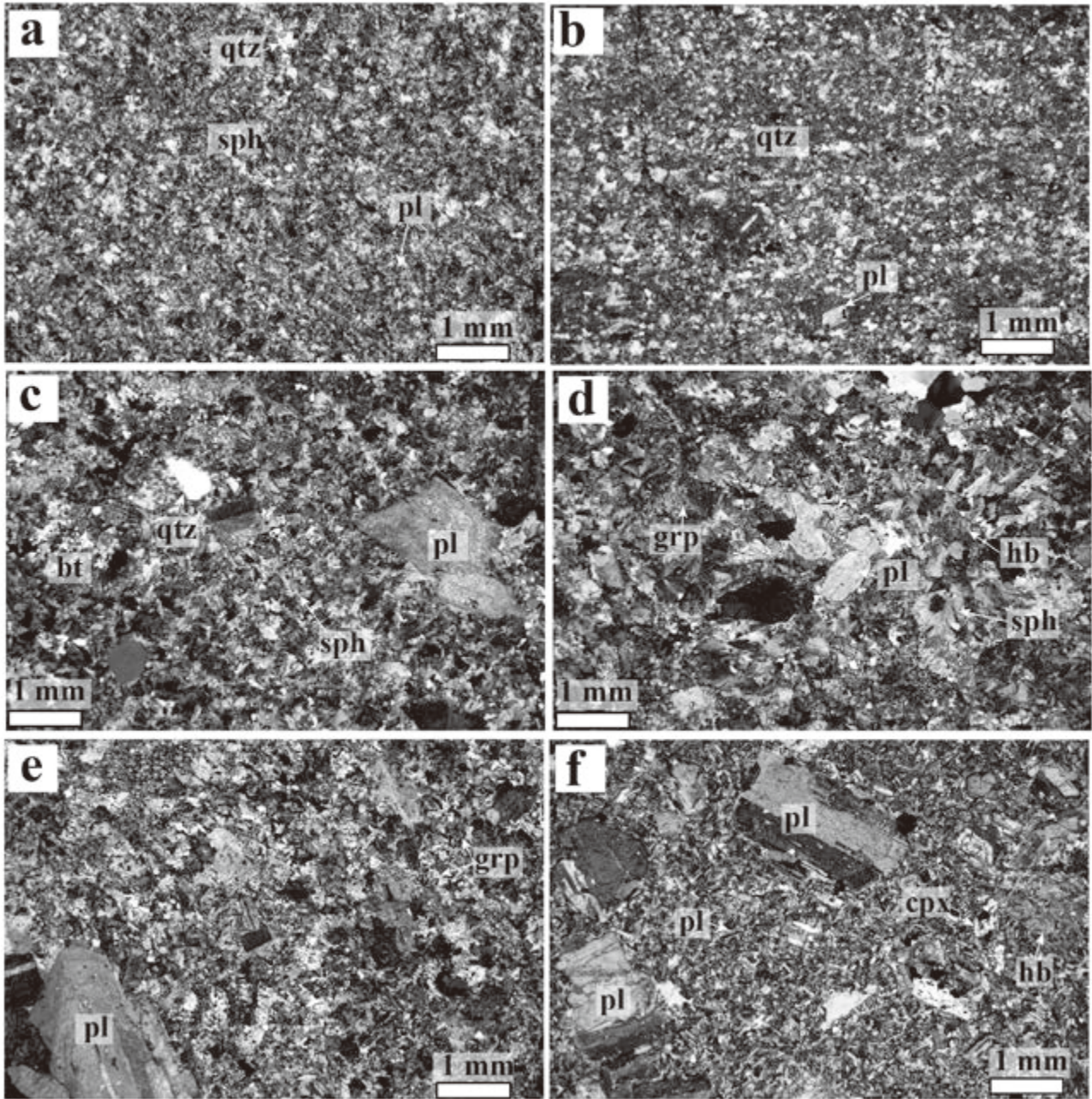
よって生じた接触変成岩と領家変成岩類の識別が問題となる。領家コンプレックスの場合、地殻の比較的浅所で高温の状態が実現され、深部では温度上昇率が鈍化する傾向がある(Miyazaki, 2007, 2010). そのような温度構造を達成するためには、領家コンプレックスに大量に分布する領家花崗岩類を形成したマグマによる潜熱の輸送が重要である(Miyazaki, 2007, 2010). 従って、花崗岩類マグマは、領家コンプレックスの熱源でもある。このことが、領家コンプレックスの変成岩、すなわち領家変成岩類と接触変成岩の峻別を行うことを困難にしている。特に、本地域のように花崗岩の分布面積に比べて変成岩の分布面積が狭い場合、接触変成岩の高変成度部を見ているのか、花崗岩マグマ貫入前に生じていた広域的な高地温勾配のもとで形成された変成岩がもとも広域的に分布していたのかの判断が難しい。そこで、本地域の変成岩の片理の形成と、花崗岩と変成岩の貫入関係に着目した。本地域の変成泥岩は、黒雲母及び堇青石の形態定向配列による片理が形成されている。すなわち、高温低圧変成作用により、泥質片岩となっている。花崗岩は、泥質片岩の片理を切って貫入しており、花崗岩貫入前に片理の形成を伴う高温低圧型変成作用が進行していたと推定できる。従って、通常の接触変成岩と異なり、地域全体において片理形成を伴う高温の状態が持続したと推定でき、地殻浅所に貫入したバソリス状花崗岩体の周囲の単なる接触変成岩とは異なる。このような理由で、本報告では、小規模ではあるが、本地域に分布する変成岩を領家変成岩類とした。

領家コンプレックス領家変成岩類は、山口県柳井地方、近畿地方、中部地方などで、非変成の美濃丹波帯のジュラ紀付加体に漸移することから、これらが原岩と考えられている。しかしながら、本報告で明らかになったよう



第 3.24 図 岩脈の岩片写真

(a) 流紋岩. 第 3.22 図 a の珪長質岩脈周縁細粒相. まんのう町竜王山南東約 500 m. (b) 極細粒斑状花崗岩. 第 3.22 図 a の珪長質岩脈中心部. まんのう町竜王山南東約 500 m. (c) 細粒斑状花崗岩. 三豊市財田町財田上東約 1 km. (d) 細粒斑状花崗閃緑岩. 三豊市財田町黒川. (e) 細粒斑状石英閃緑岩. 山本町神田東約 1 km. cpx: 単斜輝石; hb: ホルンブレンド; bt: 黒雲母; pl: 斜長石; plc: 斜長石集合体; qtz: 石英.



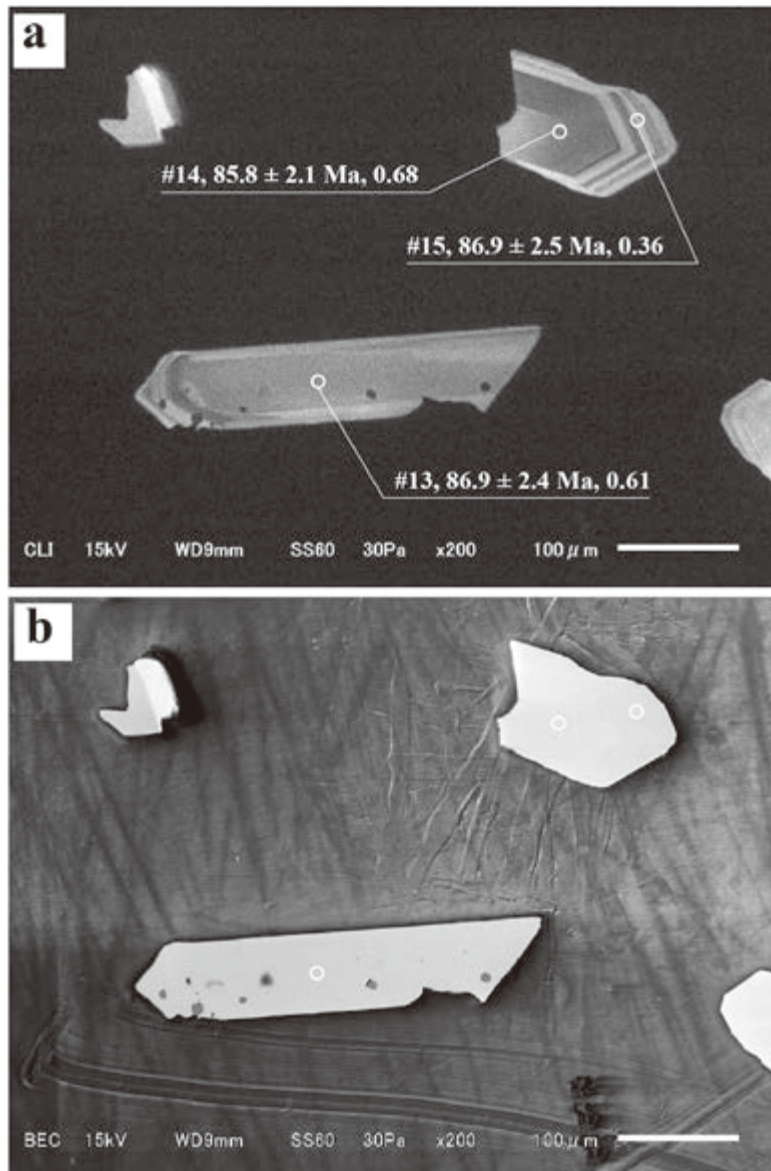
第 3.25 図 岩脈の薄片写真

(a) 流紋岩. 第 3.22 図 a の珪長質岩脈周縁細粒相. まんのう町竜王山南東約 500 m. (b) 極細粒斑状花崗岩. 第 3.22 図 a の珪長質岩脈中心部. まんのう町竜王山南東約 500 m. (c) 細粒斑状花崗岩. 基質にアルカリ長石 (アルバイト-カリ長石を端成分とする固溶体) と石英の放射状集合体からなる球果 (sph) を伴う. 本山町立石山南東約 500 m. (d) 細粒斑状花崗岩. 基質にアルカリ長石 (アルバイト-カリ長石を端成分とする固溶体) と石英からなる微文象構造 (grp) が認められる. 三豊市財田町黒川. (e) 細粒斑状花崗閃緑岩. 三豊市財田町黒川. (f) 細粒斑状石英閃緑岩. 山本町神田東約 1 km. cpx: 単斜輝石; hb: ホルンブレンド; bt: 黒雲母; pl: 斜長石; plc: 斜長石集合体; qtz: 石英; sph: アルカリ長石 (アルバイト-カリ長石を端成分とする固溶体) と石英の放射状集合体からなる球果; grp: カリ長石と石英からなる微文象構造.

第 3.2 表 岩脈の全岩分析値

岩石名	珪長質岩脈	珪長質岩脈	珪長質岩脈	珪長質岩脈	珪長質岩脈	珪長質岩脈	苦鉄質岩脈
GSI sample no.	IK5- 03	IK5- 08b	IK5- 18	IK5- 20	IK6- 06	IK6- 07	IK5- 23
試料採集地点緯度経度	34.151537, 133.824709	34.154626, 133.818079	34.135820, 133.816083	34.127632, 133.807328	34.150809, 133.808444	34.150826, 133.808187	34.139763, 133.791900
SiO ₂ wt%	72.72	75.76	68.86	72.32	71.59	75.71	56.07
TiO ₂	0.215	0.085	0.312	0.281	0.249	0.05	1.338
Al ₂ O ₃	14.13	13.24	14.31	13.91	14.6	13.01	17.56
Fe ₂ O ₃ (T)	3.35	2.26	4.99	4.04	3.37	1.6	8.69
MnO	0.051	0.04	0.09	0.067	0.06	0.036	0.172
MgO	0.27	0.13	1.28	0.49	0.45	0.16	2.71
CaO	2.17	0.51	2.57	2.34	2.11	0.48	7.41
Na ₂ O	3.59	3.26	3.65	3.64	4.1	3.71	2.69
K ₂ O	2.87	3.77	2.05	2.01	2.28	4.27	0.73
P ₂ O ₅	0.05	<0.01	0.08	0.07	0.06	0.01	0.22
LOI	1.01	1.33	1.19	0.88	1.3	0.78	2.89
Total	100.4	100.4	99.38	100.1	100.2	99.82	100.5
Sc ppm	6	2	8	7	10	2	26
Be	2	2	2	2	2	2	1
V	6	<5	30	10	7	<5	79
Cr	<20	30	6160	220	310	340	180
Co	2	1	11	4	3	1	18
Ni	<20	<20	50	<20	<20	<20	<20
Cu	<10	<10	<10	<10	<10	<10	30
Zn	60	40	90	70	100	40	100
Ga	19	16	19	20	22	18	20
Ge	1	1	1	1	1	1	1
As	<5	<5	<5	<5	9	<5	5
Rb	91	160	48	44	60	123	21
Sr	239	159	265	232	277	109	362
Y	20	30	19	18	19	12	18
Zr	186	128	201	194	201	71	131
Nb	7	7	8	9	8	6	10
Mo	<2	<2	2	4	<2	<2	<2
Ag	0.7	<0.5	0.8	0.7	0.6	<0.5	<0.5
In	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Sn	2	2	1	1	2	1	1
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	3.6	3.5	3.9	2.8	5.5	1.9	4.3
Ba	662	871	595	658	652	1015	339
La	28.8	21.9	26.2	27.9	26.3	8.5	16.2
Ce	53.6	37.4	52.5	53.7	52.7	16.7	35.2
Pr	6.02	5.78	5.77	5.85	5.92	2.01	4.25
Nd	22.6	22.3	22.5	22.1	23.1	7.8	18.3
Sm	4.5	5.1	4.5	4.4	4.7	1.9	4
Eu	1.18	0.63	1.18	1.2	1.45	0.46	1.35
Gd	4	4.7	4	3.9	4.2	1.9	3.9
Tb	0.6	0.8	0.6	0.6	0.6	0.3	0.6
Dy	3.7	5.3	3.6	3.4	3.6	1.9	3.5
Ho	0.7	1.1	0.7	0.7	0.7	0.4	0.7
Er	2.1	3.5	2	1.9	1.9	1.3	2
Tm	0.3	0.53	0.29	0.29	0.3	0.22	0.29
Yb	1.9	3.5	2	2.1	2	1.6	1.9
Lu	0.3	0.53	0.32	0.31	0.31	0.26	0.29
Hf	4.7	3.5	4.7	5.4	5	2.7	3.4
Ta	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.9	0.6
W	2	1	<1	1	<1	<1	<1
Tl	0.5	0.9	0.2	0.2	0.3	0.6	0.1
Pb	11	20	23	15	14	17	10
Bi	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
Th	6.1	8.5	5.4	5.7	5	6.2	3
U	1.4	2.4	1.2	1.4	1.1	1.4	0.7

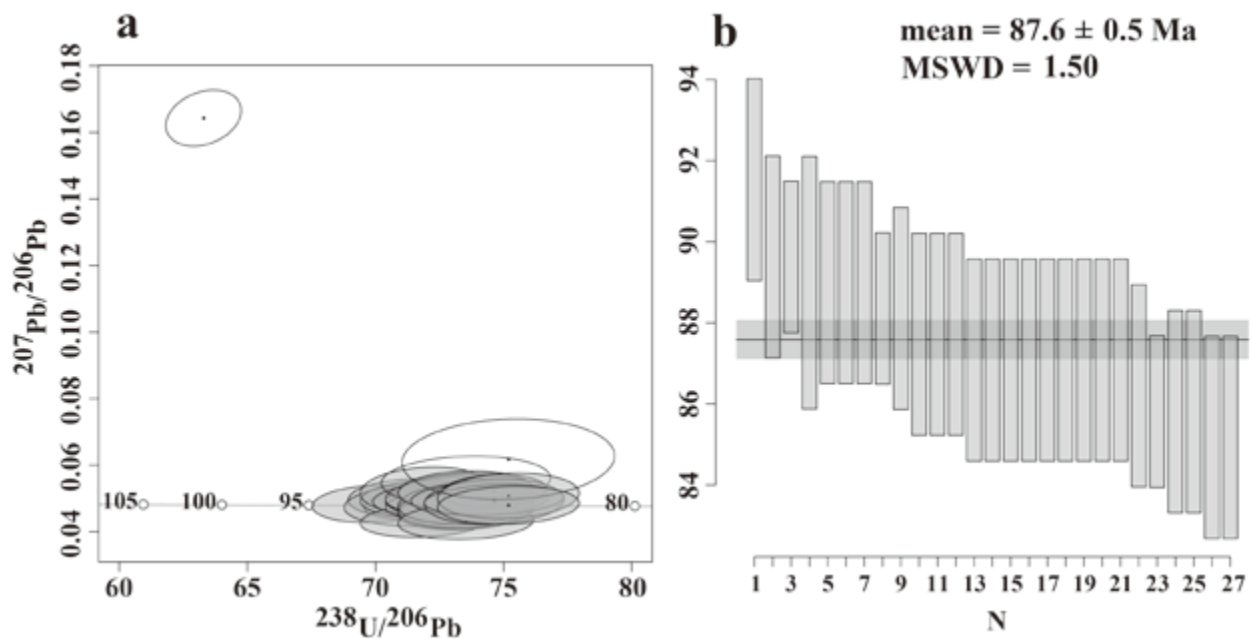
全岩分析はカナダの Activation Laboratories LTD に依頼した。主成分元素は高周波誘導結合プラズマ発光分析 (ICP-OES) を用い、微量元素は誘導結合プラズマ質量分析装置 (ICP-MS) を用いた。LOI は灼熱減量、Fe₂O₃(T) は全鉄を Fe₂O₃ として計算した値。



第 3.26 図 珪長質岩脈から分離したジルコンのカソードルミネッセンス像と反射二次電子線像
 (a) カソードルミネッセンス像. # は分析点番号, コンコードラント ^{238}U - ^{206}Pb 年代, 年代値の後の数字は Th/U の値. 丸が分析点. (b) 反射二次電子線像. 試料は, まんのう町竜王山南約 1 km. 試料採取地点は, 地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として示した. 試料地点番号 3 : IK6-06.

に, 本地域の領家変成岩類の変成砂岩中の碎屑性ジルコンの最も若い年代成分は, $257.7 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (2σ) の後期ペルム紀であり, 前期三畳紀以降の若い年代の碎屑性ジルコン粒子が全く得られない. 従って, 本地域の領家コンプレックスの原岩が美濃丹波帯のジュラ紀付加体であるとは考えにくい. 周辺地域の地質体の分布(第 3.1 図)を見ると, 兵庫県と岡山県の瀬戸内海側では, 兵庫県以東の西南日本内帯に広く分布する美濃丹波帯のジュラ紀付加体の北限が南下し, 北側に分布する超丹波帯のペルム紀付加体が南側に張り出してくる. すなわち, 領家コ

ンプレックスのほぼ東西の分布トレンドとジュラ紀付加コンプレックスとペルム紀付加コンプレックスの境界は, 明らかに斜交している. 本地域のある香川県の瀬戸内海を挟んだ対岸の岡山県付近では, 超丹波帯のペルム紀付加コンプレックスが最も南に張り出しており, 領家コンプレックスの分布域内に超丹波帯のペルム紀付加コンプレックス分布域が重なっている可能性がある. そのような内帯側の広域的な地質の分布状況も加味すると, 本地域の領家コンプレックス領家変成岩類の原岩として超丹波帯のペルム紀付加体を原岩とする可能性が示唆さ



第 3.27 図 珪長質岩脈から分離したジルコンの U-Pb 年代測定結果
 (a) コンコーディア成長曲線と分析点の同位体組成。誤差楕円は 2σ 。白抜き分析点はディスコーダント。IsoplotR (Vermeesch, 2018) を使用。 (b) DensityPlotter (Vermeesch, 2012) で求めたコンコーダント $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ 年代の加重平均 (mean) とその MSWD (Mean Square Weighted Deviation)。試料採取地点は、地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として示した。試料地点番号 3: IK6-06。

れる。

本地域の領家コンプレックスの変成岩が受けた変成作用は、変成泥岩において、カリ長石と堇青石の共生で特徴付けられるカリ長石堇青石帯相当の変成作用を被っている。領家コンプレックスには、変成泥岩において、カリ長石と珪線石の共生で特徴付けられる珪線石カリ長石帯も現れる。カリ長石と堇青石の共生は、カリ長石と珪線石の共生に比べより低圧の条件を示す(宮崎ほか, 1992)。従って、カリ長石堇青石帯は領家コンプレックスの高変成度部であっても、珪線石カリ長石帯よりも低圧の条件を示す。変成岩の構造に非調和に貫入する塊状の観音寺花崗岩、及び多数の岩脈の存在などから、本地域の変成岩類が領家コンプレックスの中でも、比較的浅所で生じた変成岩類であることと調和的である。変成相は、石灰質な変成砂岩で、斜長石 + ホルンブレンドの共生が認められることから角閃岩相に達している。

本地域の領家コンプレックスの変成岩及び観音寺花崗岩には多数の珪長質岩脈と少数の苦鉄質岩脈が貫入している。このうち、珪長質岩脈は、観音寺花崗岩と非常に良く似た化学組成を有し、同源のマグマからの結晶作用で生じたものと推定される。一方、ジルコンの U-Pb 年

代から本地域の火成活動は、94 Ma, 92 Ma, 90 Ma, 88 Ma と 4 つの年代が得られている。94 Ma は本地域では観音寺花崗岩の花崗閃緑岩中のジルコン年代分布の統計解析から推定された 2 つの年代成分の古い方の年代である。本地域で得られた年代学的証拠だけでは、この時期に火成作用があった根拠として弱い。この年代に相当する 94.5 ± 4.7 Ma のホルンブレンド K-Ar 年代が、西隣の「観音寺」地域の観音寺花崗岩から報告されている(野田ほか, 2017b)。92 Ma と 90 Ma の年代は同一露頭の花崗閃緑岩と花崗岩の年代であり、両者の接触関係から、前者が固結し終わる前に後者が貫入したことが示唆される。88 Ma の年代は観音寺花崗岩に貫入する岩脈から得られた。本地域の火成活動は、少なくとも 94 Ma には開始し、88 Ma までの 600 万年の間、断続的に継続した可能性がある。本地域の変成岩は、火成活動の始まりの比較的初期の状態から高温状態にさらされ、変形が進行した結果、片理が発達する高温低圧型の変成岩として形成されたものと考えられる。少なくとも 600 万年の長期間にわたり、マグマが供給され続ける地質学的な場として、後期白亜紀の火山弧の地下深部が想定される。

第4章 和泉層群

(野田 篤)

4.1 研究史及び概要

4.1.1 研究史

和泉層群 (Izumi Group : Matsumoto, 1954) は、四国西部の愛媛県松山市から讃岐山脈・淡路島・紀伊半島の和泉山脈にかけて分布する上部白亜系～古第三系である。その研究は Naumann (1885) が Idzumisandsteine と命名したことに始まり、アンモナイトや二枚貝類などの大型動物化石による分帯 (Yokoyama, 1891; Yabe, 1915; 江原, 1920, 1921; 小林, 1931) に加え、岩相層序区分 (Yehara, 1924, 1936; 江原, 1925) が進められてきた。四国東部の和泉層群については、Yehara (1936) が下部から Basal conglomerate, Hiketa shale, Fucoid sandstone, Hashikawa shale の4つの岩相に区分した。この岩相層序区分は、Matsumoto (1954) による4つの堆積輪廻 (First cycle : 領家花崗岩類を不整合に覆う基底礫岩, Second cycle : 基底礫岩の上位に分布する厚い泥岩優勢層, Third cycle : 砂岩優勢砂岩泥岩互層, Fourth cycle : 泥岩優勢砂岩泥岩互層) の考え方へとつながり、時間の経過によって岩相が変化したととらえられた (Matsumoto, 1954, table 25)。

四国東部 (讃岐山脈) の和泉層群では、1950年代から60年代にかけて、7万5千分の1「脇町」図幅 (平山, 1954) と「徳島」図幅 (平山・田中, 1952) の作成や、層序学的な研究 (中野, 1951, 1953; 中川, 1955; 中川, 1960; Nakagawa, 1961) が行われた。特に中野 (1953) は、讃岐山脈中部の和泉層群から東にプランジする複向斜構造を初めて報告し、西部から東部へと次第に見かけ上位の地層が見られることを断層による繰り返しであると示し、岩相の変化を4つの堆積輪廻 (Matsumoto, 1954) に対比した。同様に、中川 (1960) も讃岐山脈東部の和泉層群を和泉山脈と淡路島で認識された4つの堆積輪廻に対比している。Nakagawa (1961) は、愛媛県松山市から和泉山脈までの和泉層群を下位から Lower, Middle, Upper Subgroup の3つの亜層群に区分し、Lower Subgroup が第一・第二小輪廻, Middle Subgroup が第三小輪廻, Upper Subgroup が第四小輪廻に対比されるとした。また、岩相対比と化石年代から、四国・淡路島・和泉山脈の基底付近の堆積年代が西から東へ次第に若くなっていくことを初めて示した。その後、須鎗の一連の研究 (須鎗, 1965, 1966, 1973; 須鎗ほか, 1968) は、それまでの古生物学的証拠 (Kobayashi and Amano, 1955; Nakano, 1957; Ichikawa and Maeda, 1958a, 1958b, 1963; Nakano, 1958,

1960; Matsumoto and Obata, 1963) を基に、(1) 東方ほど上位の層準が分布すること、(2) 東から西への古流向が認められること、(3) 北縁の泥岩相と主部の砂岩泥岩相とは指交関係にあり、同時異層であることを指摘し、各地域で対比されている岩相が同一層準であるとは考えがたいとした。このように東ほど上位の地層が露出していることに基づき、市川ほか (1979) は中軸部に見られる砂岩泥岩互層を主部相に、山脈の北麓に見られる基底礫岩とその上位の泥岩優勢層は主部相の側方変化相である北縁相とし、岩相の変化を空間的な堆積環境の違いに起因するものとした。

1970年代になると、堆積学的・堆積岩岩石学的な研究 (Nishimura, 1976) や応用地質学的な研究 (宮島ほか, 1975; 林田, 1977; 西村, 1979) も行われるようになった。Nishimura (1976) は、讃岐山脈の和泉層群の砂岩の主要構成粒子の組成は、石英 14 ~ 34 %, 長石 7 ~ 38 %, 岩石片 38 ~ 73 % であり、組成の地域的な変動は大きくないことを示した。また、粒子のほとんどは北方及び北東方の珪長質火成岩から供給され、南側の三波川コンプレックスからの供給はなかったことを明らかにした。和泉層群の砂岩の後背地が領家コンプレックスの花崗岩や高温低圧型変成岩である可能性は、その後の Yokoyama and Goto (2000) によるマンガンに富む砕屑性ざくろ石の化学組成や白亜紀のピーク年代を示すモナザイトの U-Th-Pb 年代からも支持されている。

1980年代以降は、和泉層群の堆積盆の形成をプレートテクトニクスの考え方から理解しようとする研究が始まった (平, 1979; 平ほか, 1979; 市川ほか, 1981)。平ほか (1981) と Taira *et al.* (1983) は、プレートの斜め沈み込みと横ずれ断層との関連から、和泉層群の堆積盆は中央構造線の左横ずれ運動 (Ichikawa, 1980) による横ずれ堆積盆であり、火山弧と非火山性外弧の間に発達した前弧海盆であったと解釈した。1990年代の実験的研究 (宮田, 1990, 1995, 1996; 岩本・宮田, 1994; 宮田・岩本, 1994; 山北・伊藤, 1999) は、須鎗らが示した和泉層群の特徴が、屈曲した横ずれ断層の変位に伴うプリアパート堆積盆の形成によって説明できるとした。形成されるプリアパート堆積盆に堆積物を埋積させながら、段階的に断層が変位することにより、堆積の中心が段階的に東進する特徴が再現された。このような堆積盆の沈降域が段階的に東進するモデルは、四国西部～中央部の和泉層群の層序と岩相変化を説明することにも用いられた (Noda and

Toshimitsu, 2009; 和田・宮田, 2009).

古地磁気に関する研究については、四国西部の愛媛県松山市東部の逆帯磁層は前期カンパニアン期の chron 33r に、松山市東方から讃岐山脈東端までの正帯磁層は前期カンパニアン期～最前期マーストリヒチアン期の chron 33n に対比された (Kodama, 1986, 1987, 1989; 小玉・進司, 1989; 小玉, 1990). また、小玉 (1990) は地磁気逆転タイムスケールを用い、松山市東部から讃岐山脈東端までの和泉層群の全層厚を 30 ~ 40 km とした時におよそ 0.5 ~ 0.7 cm/yr の堆積速度が得られると推定した.

古生物学的な研究も活発に行われており、アンモナイトなどの大型動物化石に関しては、Matsumoto *et al.* (1980, 1981), Furuichi (1982), 坂東・橋本 (1984), Morozumi (1985, 2001), 両角 (1991), 奥村ほか (1994), 谷本・金沢 (2000), Tanimoto (2005), 谷本ほか (2006), 辻野 (2004), 吉野・松岡 (2009), 吉川ほか (2011), Yoshino and Matsuoka (2016) などの研究がある. アンモナイトや二枚貝化石による分帯によれば、四国の和泉層群の堆積年代は *Sphenocerasmus schmidtii* を特徴種とする前期カンパニアン期から *Pachydicus awajiensis* を産する後期カンパニアン期であり、讃岐山脈の和泉層群に関しては中期～後期カンパニアン期とされる (須鎗, 1973; 坂東・橋本, 1984; Morozumi, 1985; Shigeta *et al.*, 2016; Masukawa and Ando, 2018). 微化石については、放散虫化石に関する研究が多くある (須鎗・橋本, 1985; 山崎, 1987; 山崎・辻井, 1994; 橋本・石田, 1997; Hashimoto *et al.*, 2015; 吉野・松岡, 2015). 放散虫化石群集帯によれば、四国の和泉層群には *Dictyomitra koslovae* (DK) 群集帯から *Mylocercion acineton* (MA) 群集帯までが分布し、その堆積年代は前期カンパニアン期の後期から後期カンパニアン期の最後期とされる (Hashimoto *et al.*, 2015). 岡村ほか (1984) は、スプレラリアが多いという放散虫種の特徴から、Empson-Morin (1984) の DSDP による海底掘削試料の放散虫データとの比較から、和泉層群堆積時の古水深を中深度帯と推定している. また、Yamasaki (1986) も四国東部の讃岐山脈の和泉層群について同様の考察を報告している. また、コダイアマモと呼称されてきたものも含め、生痕化石に関する研究も報告されている (坂東・土屋, 1977; 渡辺, 1982, 1983; 徳橋・両角, 1982; 高橋, 1987; 菊地・小竹, 2013). 山崎 (2007) は、本地域を含む香川県三豊市財田町の和泉層群から産出する化石をまとめている.

堆積学的な観点からは、砂岩の底痕を用いた古流向について、1980年代以降にもデータが蓄積されてきた (森永・奥村, 1988; 西村ほか, 1980; 西村, 1984; Yamasaki, 1986; 西浦ほか, 1993; 野田ほか, 2010; 菊地・小竹, 2013; 野田, 2017). それらの研究は、主部相のタービダイトは基本的には東または北東から供給されたと推定されているが、北縁相近傍では北西向きの古流向もあつ

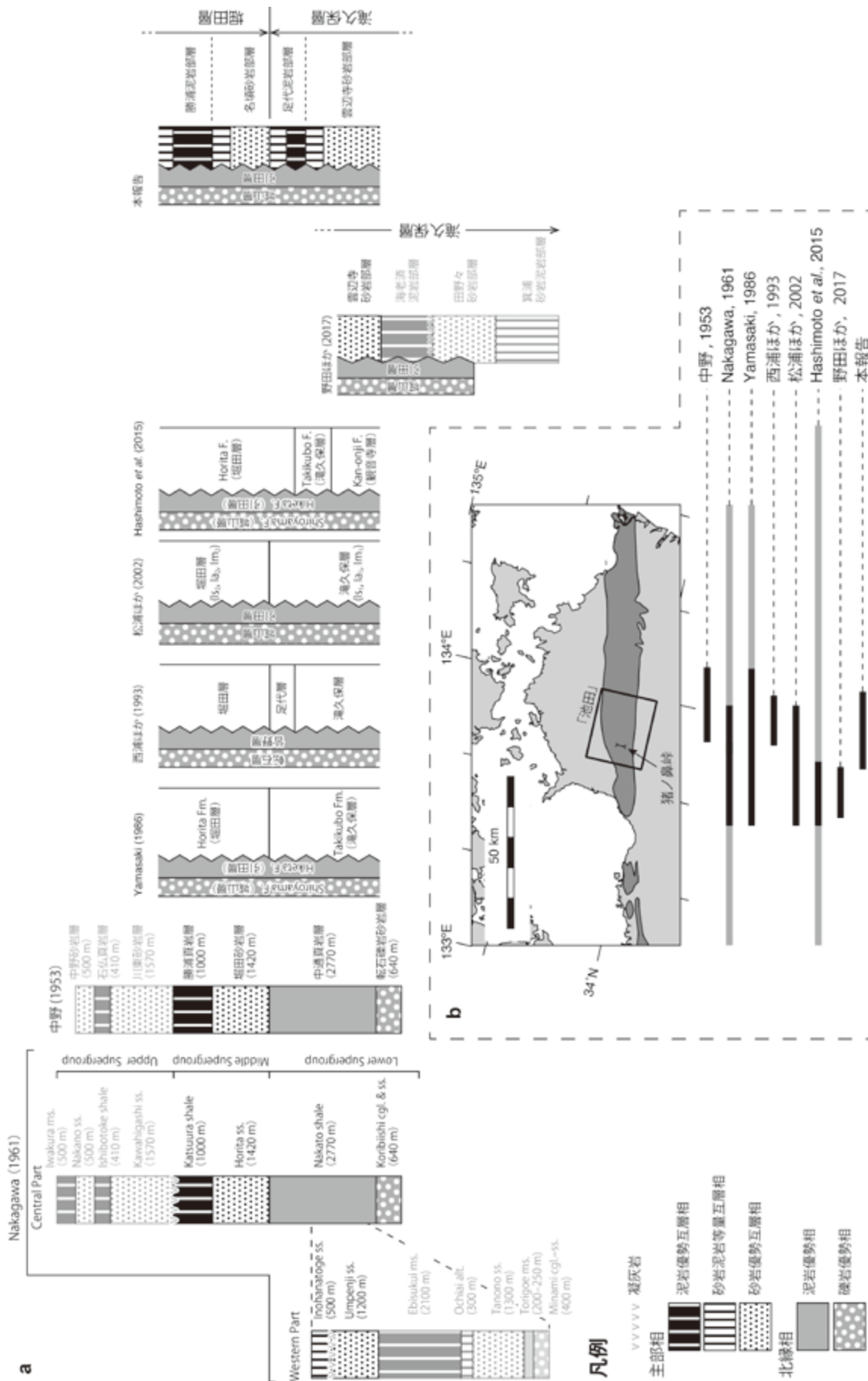
たとされる (森永・奥村, 1988; 西浦ほか, 1993; 菊地・小竹, 2013). また、堆積環境に関しては、徳島県鳴門市の和泉層群板東谷層は分流チャンネルの埋積と移動を頻繁に繰り返す海底扇状地のフロントルスプレーの堆積物と推定されている (菊地・小竹, 2013). 嶋村 (1989) や田中 (1990) は、堆積構造の特徴からタービダイトの堆積プロセスや堆積環境を議論した.

続成作用に関しては、東ほど埋没続成深度が浅いことが示されている (西村ほか, 1980; 西村, 1984; 鈴木, 1996). 西村 (1984) は、和泉層群の沸石埋没続成帯の分帯 (Iijima, 1978) と泥岩の孔隙率の測定から和泉層群の埋没深度を推定し、愛媛県松山市北部はIV帯 (6.3 km)、徳島県三好市池田はIV帯上部 (4.3 km)、香川県東かがわ市引田はIII帯 (2.9 ~ 4.3 km) と、西から東へ浅くなっていく. IV帯からIII帯への転移は、120 ~ 124 °C で起きていることが油井の資料から推定されている (Iijima, 1978). 鈴木 (1996) はビトリナイト反射率について、讃岐山脈西部の 1.6 % から和泉山脈の 1.1 ~ 1.2 % まで西から東へ次第に低下することを示している. その後、本多ほか (2010) は、ロックエバル分析・イライト結晶度・ビトリナイト反射率などを実施し、讃岐山脈地域の北縁相のほぼ全域は過熱成 (post mature) であり、北から南にかけて有機物熟成度は減少し、東西方向への変化がないことを示した. 清家・平野 (2013) も、和泉山脈の和泉層群のビトリナイト反射率を測定し、北縁相は 1.6 ~ 2.6 % と高く、主部相で 0.7 ~ 2.4 % と低いことを示し、北側ほど地温勾配が高かった可能性を支持した. また、讃岐山脈中部の北縁相から、1.7 ~ 1.8 % のビトリナイト反射率を報告した.

近年では、徳島の研究者を中心とした阿波学会が地域研究の一環として、県内各地域の地質調査を実施している (石田ほか, 1993; 橋本ほか, 2003; 西山ほか, 2009). また、Yokoyama and Goto (2000) を除いて、讃岐山脈の和泉層群の碎屑粒子から放射年代を測定した研究例はなかったが、碎屑性ジルコンの U-Pb 年代による珪長質凝灰岩の堆積年代の推定が最近報告されている (Noda *et al.*, 2017a, 2020). これらによれば、讃岐山脈西部～中部にかけての珪長質凝灰岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代は、 2σ の誤差を考慮すると、80.4 ~ 77.0 Ma であり、中期カンパニアン期 (Ogg *et al.*, 2012) とされる.

4.1.2 概要

讃岐山脈の和泉層群の岩相層序区分は、Yehara (1936) の Basal Conglomerate, Hiketa Shale, Fucoid Sandstone, Hashikawa Shale の 4 区分に始まり、その後は各地域において地層名が付与されてきた (第 4.1 図). Yamasaki (1986) は、これまで各地の岩相ごとにつけられていた地層名を讃岐山脈のほぼ全域について整理し、北縁相を城山層と引田層、主部相を滝久保層・堀田層・日開谷層・



第 4.1 図 和泉層群の地域間対比
 (a) 既存研究と本報告における地層層序区分。本地域に分布する地層は、地層名を黒色で示している。(b) 四国東部における和泉層群の分布域（地図上）の濃灰色）と (a) の既存研究の対象範囲（灰色線）。黒色線の範囲は (a) で示した層序区分の分布域を表す。

板東谷層にまとめた。この区分は、その後の20万分の1地質図幅「岡山及丸亀」(松浦ほか, 2002)と「徳島(第2版)」(牧本ほか, 1995)や、5万分の1地質図幅「観音寺」(野田ほか, 2017b)でも踏襲された。本報告も、基本的にはYamasaki(1986)の層序区分に従いつつ、岩相ごとに部層を定義した(第4.1図)。

本地域の和泉層群は讃岐山脈に沿って露出し、山脈の北麓に北縁相の城山層と引田層が分布する(第4.2図)。城山層は領家コンプレックスを不整合に覆い、礫岩及び砂岩を主体とする。引田層は、塊状泥岩を主体とし、一部で砂岩を挟んで砂岩泥岩互層となる。和泉層群の分布の北縁が江畑断層によって境され、不整合が見られない部分もある。主部相は讃岐山脈の主稜線に沿って露出する。主部相の地層として滝久保層と堀田層が分布する。分布の南限は中央構造線によって境され、三波川コンプレックスと接する。滝久保層は下位の砂岩優勢砂岩泥岩互層を主体とする雲辺寺砂岩部層と上位の泥岩優勢砂岩泥岩互層を主体とする足代泥岩部層から、堀田層は下位の砂岩優勢砂岩泥岩互層を主体とする名頃砂岩部層と上位の泥岩優勢砂岩泥岩互層を主体とする勝浦泥岩部層からなる。引田層と主部相とは一部で指交関係にあり、同時異層と考えられる。

アンモナイトによる生層序によれば、本地域は須鎗(1973)のB帯(*Inoceramus balticus* var. *toyajoanus* を含み、*Didymoceras awajiense* を含まない)、また坂東・橋本(1984)のA帯(*Metaplacenticerias subtilistriatum* 帯)からB1亜帯(*Metaplacenticerias-Baculites* 帯)に相当し、中期カンパニアン期に対比される(Morozumi, 1985; Shigeta et al., 2016; Masukawa and Ando, 2018)。また、珪長質凝灰岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代は、滝久保層上部から 78.3 ± 1.3 Ma、堀田層下部から 79.3 ± 1.1 Maの年代値が報告されており、本地域の和泉層群の堆積年代が中期カンパニアン期であることを示している(Noda et al., 2020)。

本地域の岩相区分では、砂岩泥岩互層のうち、砂岩の割合が70%を越えるものを砂岩優勢砂岩泥岩互層、泥岩の割合が70%を越えるものを泥岩優勢砂岩泥岩互層とし、その中間的なものを砂岩泥岩等量互層として扱った。単層の層厚についての記述は、Ingram(1954)に従い、薄層理(<10 cm厚)、中層理(10~30 cm厚)、厚層理(30~100 cm厚)、極厚層理(>100 cm厚)とした。また、本章で用いた写真の撮影地点や試料採取地点、柱状図のルートやルートマップの範囲などは第4.1表と第4.3図に示した。図表中の緯度軽度は、特に断りのない限り、世界測地系で示してある。

4.2 城山層 (Nc, Ns, Tf)

地層名

中野(1953)は、讃岐山脈中部において和泉層群分布域の北縁に分布し、花崗岩類を不整合に覆う礫岩・砂岩を転石礫岩砂岩層と命名し、Nakagawa(1961)はこれをKorobiishi conglomerate and sandstoneと呼んだ(地名としての「転石」の読み方は「ころびし」)。一方、中川(1960)は讃岐山脈の北縁に分布するYehara(1936)の「Basal Conglomerate」を城山礫岩と翼山砂岩に区分して命名した。その後、讃岐山脈の西部で南礫岩砂岩(Nakagawa, 1961)、中部で転石層(西浦ほか, 1993)、東部で城山礫岩と翼山砂岩(中川, 1960)と地域ごとに異なる地層名が使用された。一方、Yamasaki(1986)及び松浦ほか(2002)は、和泉層群の不整合直上に分布する礫岩・砂岩を一括して城山層とした。本報告もこれに従い、讃岐山脈北縁で領家コンプレックスを不整合に覆う地層を城山層とする。

模式地

香川県東かがわ市引田町城山。

層厚

層厚は60~1,000 mであり、地域によって変化が大きい。本地域中西部の財田町財田上の山脇~七箇にかけては層厚600 mほどあるが、下限は江畑断層によって切られている。一方、まんのう町塩入では、一部が三豊層群に被覆されているものの、不整合から上限まで連続的に分布していると考えられ、その層厚は1,100 mを超える。塩入より東では、まんのう町造田の土器川までは、江畑断層により下部の分布状況の把握が容易ではないが、次第に層厚を減じているように見える。本地域東部では、綾川町粉所東において観音寺花崗岩との不整合から引田層基底までの層厚は100 mほどしかない。

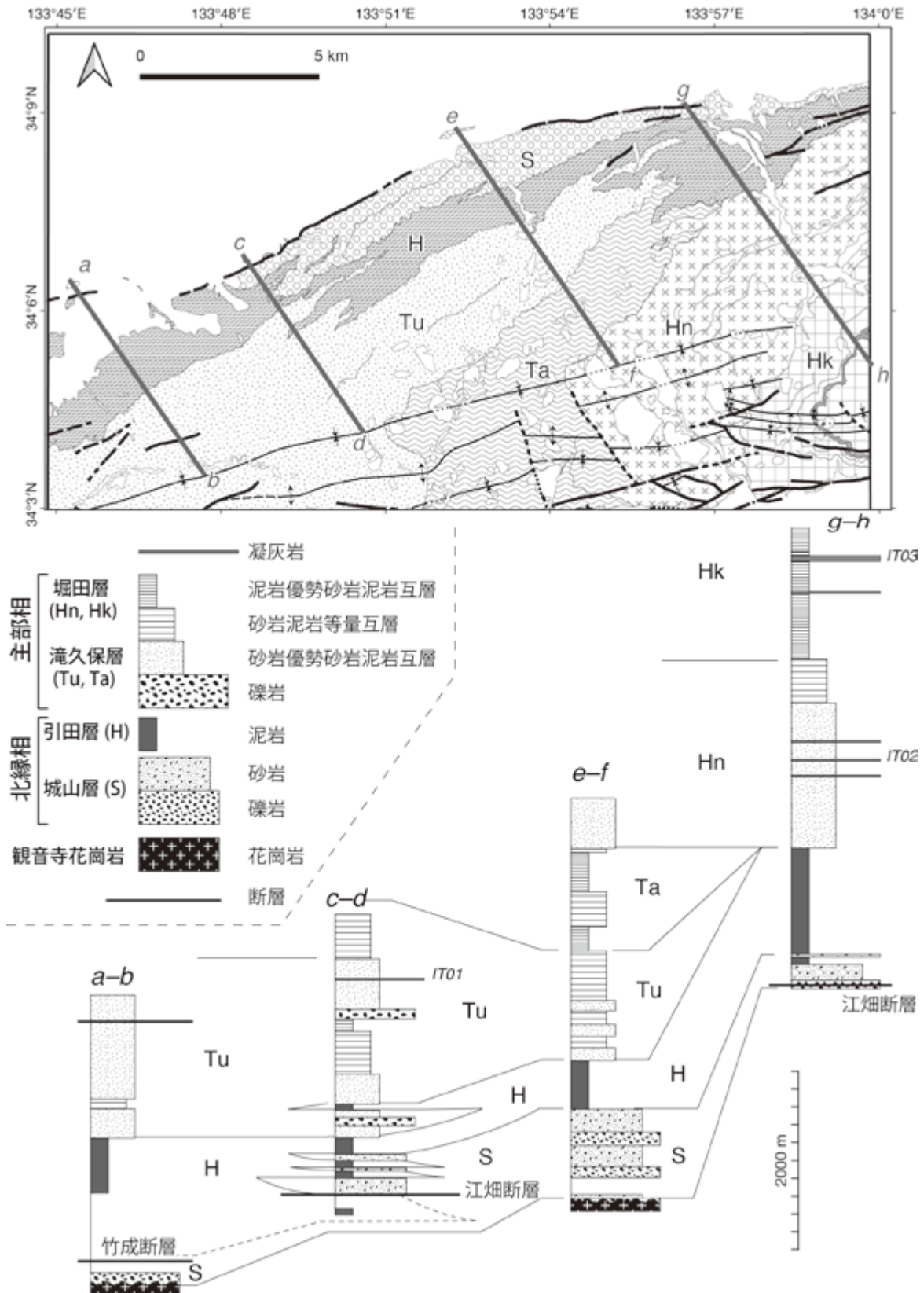
層序関係

基盤の領家コンプレックスを不整合に覆う。上位の引田層とは整合または指交関係にある。また、下部更新統の三豊層群に不整合に覆われる。

分布・構造

本地域では、西端の財田町財田中から東端の綾川町粉所東まで、東北東-西南西方向にほぼ連続的に分布する。主な分布域は、本地域西部の財田町財田中では竹成断層の北側に、中西部では江畑断層の南側にある。本地域における城山層の走向は、分布と平行な東北東-西南西方向を示し、傾斜は南南東向きに20~40°である。走向傾斜の地域差はあまりなく、南南東に傾斜する同斜構造を示す。

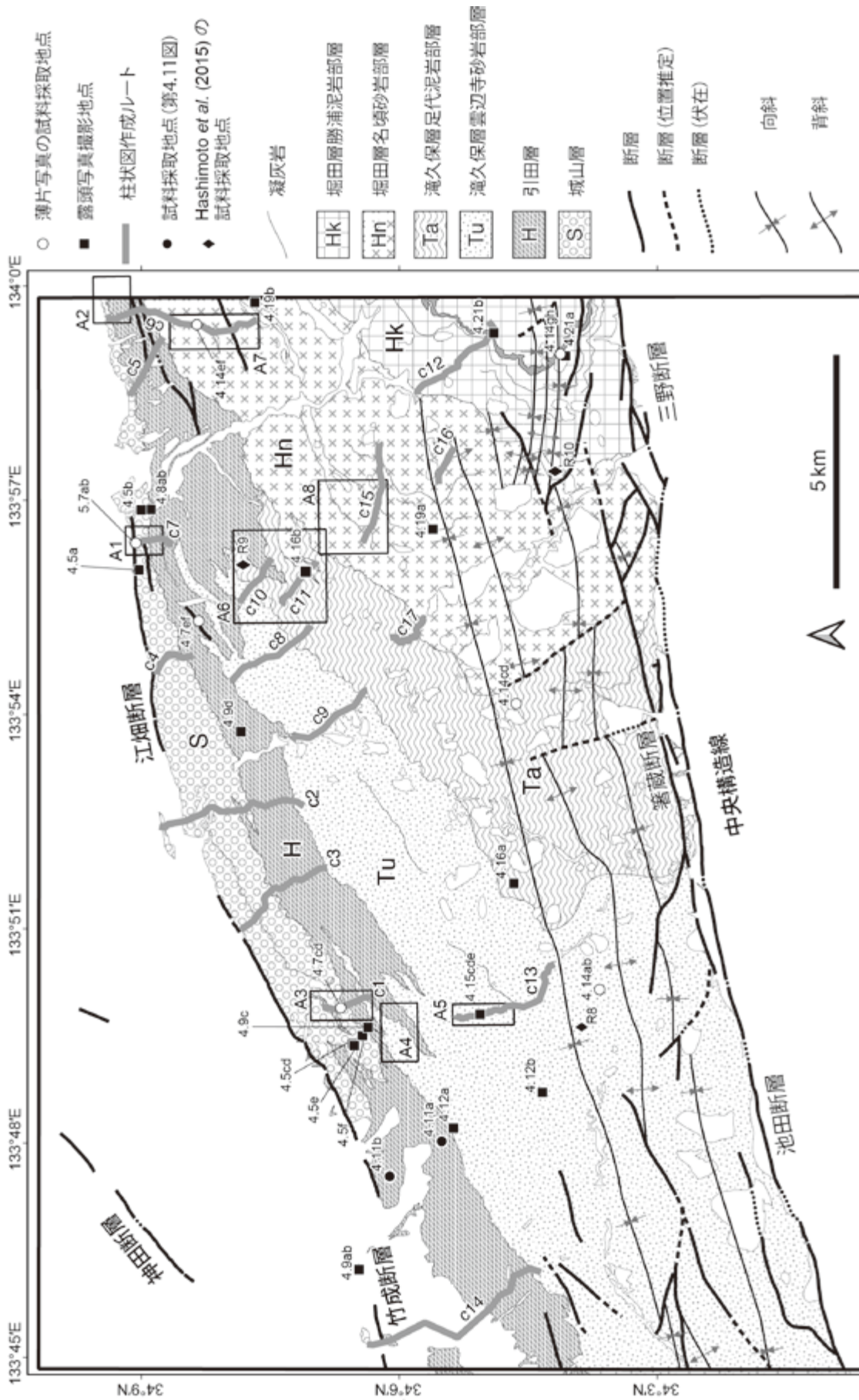
領家コンプレックスの観音寺花崗岩を覆う城山層の基



第 4.2 図 和泉層群の模式柱状図と対比
 珪長質凝灰岩に付された IT01-IT03 は年代測定を実施した層準を示す (Noda *et al.*, 2020). S, 城山層; H, 引田層;
 Tu, 滝久保層雲辺寺砂岩部層; Ta, 滝久保層足代泥岩部層; Hn, 堀田層名頃砂岩部層; Hk, 堀田層勝浦泥岩部層.

第 4.1 表 和泉層群の写真及び試料採取地点

ID	東経 (WGS)	北緯 (WGS)	住所	日付	地点番号	図番号	種別	写真番号	地層名	部層名	GSI登録番号	年代測定地点
2963	133.93374	34.15102	香川県仲多度郡まんのう町造田	2016-12-21	7	4.5A	写真 (露頭)	1895	城山層			
2957	133.94788	34.14873	香川県仲多度郡まんのう町中通	2016-12-21	1	4.5B	写真 (露頭)	1878	城山層			
583	133.82323	34.10963	香川県仲多度郡まんのう町山脇	2015-12-09	7	4.5C	写真 (露頭)	1070	城山層			
583	133.82323	34.10963	香川県仲多度郡まんのう町山脇	2015-12-09	7	4.5D	写真 (露頭)	1071	城山層			
586	133.82278	34.10926	香川県仲多度郡まんのう町山脇	2015-12-09	10	4.5E	写真 (露頭)	1081	城山層			
585	133.82508	34.10772	香川県仲多度郡まんのう町山脇	2015-12-09	9	4.5F	写真 (露頭)	1074	城山層			
5801	133.94003	34.15164	香川県仲多度郡まんのう町造田	2017-09-27	2	4.7AB	写真 (薄片)		城山層			
5603	133.83157	34.11192	香川県仲多度郡まんのう町山脇	2017-09-25	4	4.7CD	写真 (薄片)		城山層			
7042	133.92185	34.13945	香川県仲多度郡まんのう町造田	2018-12-19	4	4.7EF	写真 (薄片)		引田層			
2957	133.94788	34.14873	香川県仲多度郡まんのう町中通	2016-12-21	1	4.8A	写真 (露頭)	1884	城山層			
2958	133.94778	34.15060	香川県仲多度郡まんのう町中通	2016-12-21	2	4.8B	写真 (露頭)	1887	城山層			
925	133.77052	34.10831	香川県三豊市財田町財田中	2015-12-17	9	4.9AB	写真 (露頭)	1201	引田層			
590	133.82703	34.10663	香川県仲多度郡まんのう町山脇	2015-12-09	14	4.9C	写真 (露頭)	1084-1085	引田層			
3145	133.89598	34.13128	香川県仲多度郡まんのう町塩入	2017-02-19	10	4.9D	写真 (露頭)	1933-1934	引田層			
353	133.80353	34.09004	香川県三豊市財田町財田上	2015-10-14	10	4.12A	写真 (露頭)	1012-1013	滝久保層	雲辺寺砂岩部層		
1789	133.81188	34.07281	香川県三豊市財田町財田上	2016-11-01	17	4.12B	写真 (露頭)	1721-1722	滝久保層	雲辺寺砂岩部層		
1597	133.83589	34.06174	徳島県三好郡東みよし町東山増川	2016-10-29	20	4.14AB	写真 (薄片)		滝久保層	雲辺寺砂岩部層		
7231	133.90252	34.07790	徳島県三好郡東みよし町東山増川	2019-02-23	1	4.14CD	写真 (薄片)		滝久保層	雲辺寺砂岩部層		
6829	133.99099	34.13978	徳島県三好郡東みよし町東山増川	2018-12-15	5	4.14EF	写真 (薄片)		堀田層	足代泥岩部層		
7337	133.98405	34.06927	徳島県三好郡東みよし町川東	2019-02-25	3	4.14GH	写真 (薄片)		堀田層	名頃砂岩部層		
1667	133.83004	34.08489	徳島県三好郡東みよし町東山増川	2016-10-30	12	4.15C	写真 (露頭)	1679	滝久保層	勝浦泥岩部層		
1667	133.83004	34.08489	徳島県三好郡東みよし町東山増川	2016-10-30	12	4.15D	写真 (露頭)	1683	滝久保層	雲辺寺砂岩部層		
1668	133.83050	34.08338	徳島県三好郡東みよし町東山増川	2016-10-30	13	4.15E	写真 (露頭)	1697	滝久保層	雲辺寺砂岩部層		
1704	133.86059	34.07835	徳島県三好郡東みよし町東山真安	2016-10-31	7	4.16A	写真 (露頭)	1706	滝久保層	雲辺寺砂岩部層		
5716	133.93364	34.11848	香川県仲多度郡まんのう町造田	2017-09-26	4	4.16B	写真 (露頭)	2290	滝久保層	足代泥岩部層		
4223	133.94322	34.09402	徳島県三好市三野町太刀野山	2017-03-14	4	4.19A	写真 (露頭)	2063-2064	堀田層	名頃砂岩部層		
6832	133.99614	34.12854	香川県仲多度郡まんのう町川東	2018-12-15	8	4.19B	写真 (露頭)	2579-2580	堀田層	名頃砂岩部層		
7339	133.98361	34.06829	徳島県三好市三野町加茂野宮	2019-02-25	5	4.21A	写真 (露頭)	2638	堀田層	勝浦泥岩部層		
2369	133.98893	34.08220	香川県仲多度郡まんのう町勝浦	2016-11-10	4	4.21B	写真 (露頭)	1818	堀田層	勝浦泥岩部層		
2469	133.84077	34.08298	徳島県三好郡東みよし町東山増川	2016-11-11	1		年代測定		滝久保層	雲辺寺砂岩部層	R109880	4
6326	133.94903	34.09625	香川県仲多度郡まんのう町勝浦	2017-12-09	2		年代測定		堀田層	名頃砂岩部層	R109881	5
2368	133.98945	34.08173	香川県仲多度郡まんのう町勝浦	2016-11-10	3		年代測定		堀田層	勝浦泥岩部層	R109882	6

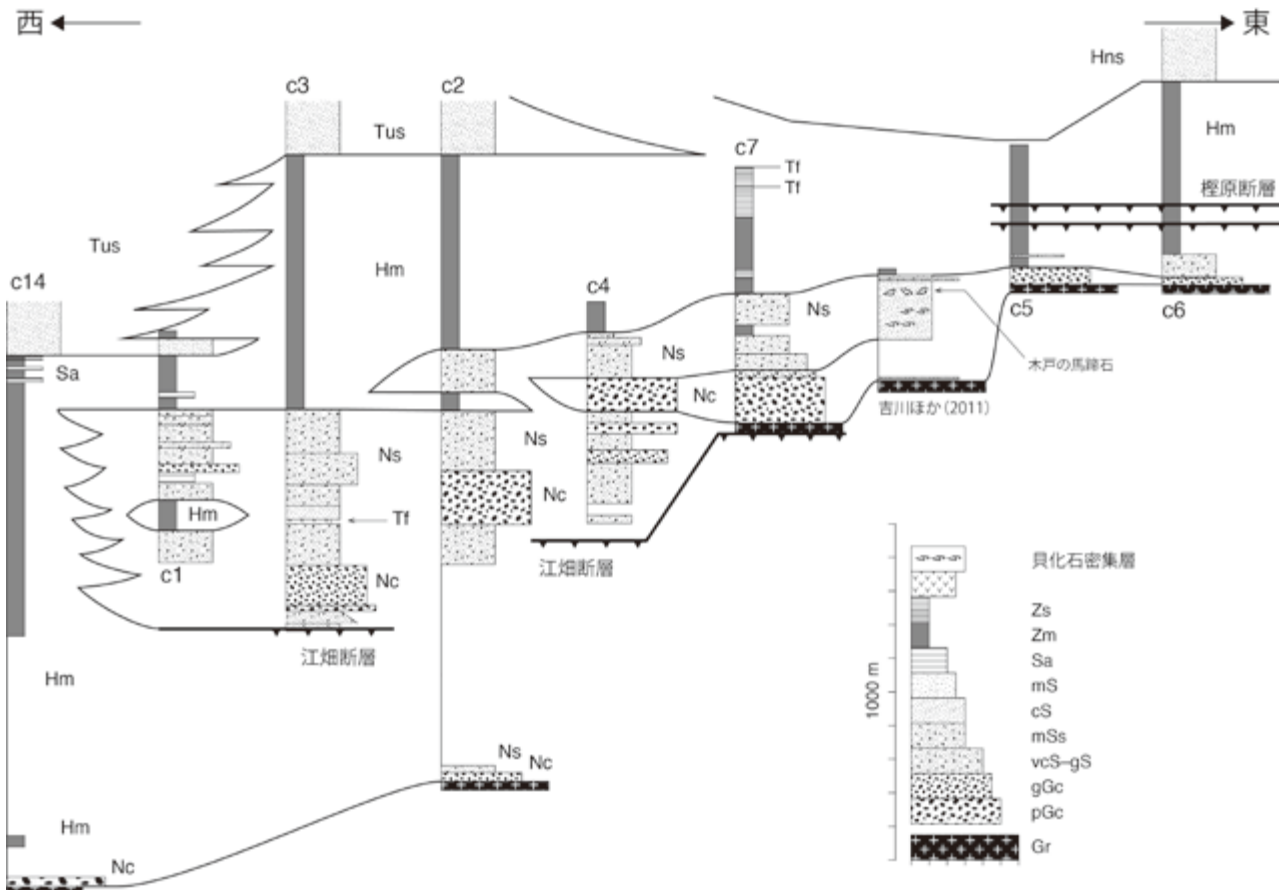


第 4.3 図 和泉層群の地質概略図

柱状図 (c1-c14) の作成ルートを灰色太線で、ルートマップの作成範囲 (A1-A8) を四角の枠で表す。黒色の菱形 (R8-R10) は、

Hashimoto *et al.* (2015) の放射虫化石群集解析の試料採取地点を示す。A1, 第 4.6 図 a ; A2, 第 4.6 図 b ; A3, 第 4.10 図 a ; A4, 第 4.10

図 b ; A5, 第 4.15 図 a ; A6, 第 4.17 図 A7, 第 4.20 図 a ; A8, 第 4.20 図 b。



第 4.4 図 城山層の柱状図

柱状図の作成位置は、第 4.3 図に示す。地層名：Nc, 礫岩 (城山層)；Ns, 砂岩 (城山層)；Hm, 泥岩 (引田層)；Tus, 砂岩優勢砂岩泥岩互層 (滝久保層雲辺寺砂岩部層)；Hns, 砂岩優勢砂岩泥岩互層 (堀田層名頃砂岩部層)。岩相名：Gr, 花崗岩；cGc, 大礫礫岩；pGc, 中礫礫岩；gGc, 細礫礫岩；gS, 含礫砂岩；vcS, 極粗粒砂岩；cS, 粗粒砂岩；mS, 中粒砂岩；Sa, 薄～中層理の砂岩泥岩互層；Zm, 塊状泥岩；Zs, 泥岩 (砂岩の薄層を挟む)；Tf, 珪長質凝灰岩。

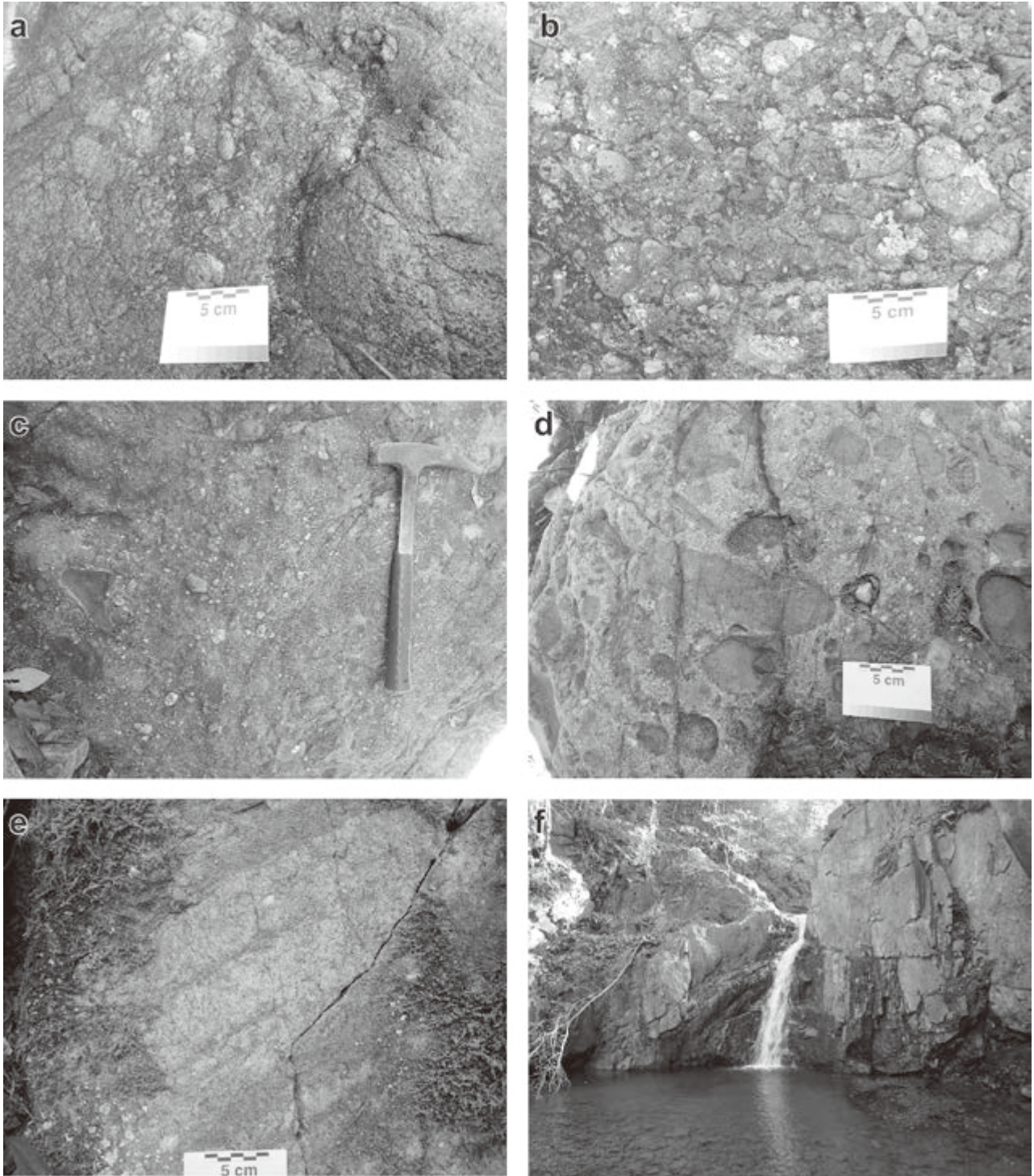
底礫岩層は、異なる複数の礫岩層から構成され、その層準は西部ほど下位に、東部ほど上位に位置する (第 4.4 図)。財田町財田中 (第 4.4 図 c14) やまんのう町七箇 (第 4.4 図 c2)、まんのう町中通地下清 (第 4.4 図 c7) では、西側の礫岩層が東へ連続せず、基盤の花崗岩にオンラップして、せん滅する。一方、東部 (まんのう町造田・綾川町枋所東；第 4.4 図の c4 と c7 及び c5 と c6) の基底礫岩層の西方延長は、城山層の砂岩へ漸移する。枋所東の基底礫岩層 (第 4.4 図 c5 と c6) の西方延長は、木戸の馬蹄石として知られるカキ化石礁 (吉川ほか, 2011；第 4.4 図, 第 4.8 図) の上位に見られる層厚 5 m ほどの礫岩層 (第 4.5 図 b) へと続く。財田町財田上の戸川ダムやまんのう町塩入の野口ダム付近では、引田層の泥岩と指交関係にある。

岩相

本層は礫岩 (Nc) と灰白色の粗粒～中粒の厚層理～極厚層理砂岩 (Ns) からなる。領家コンプレックスを不整合に覆う露頭は複数箇所で見られる。財田町財田中の

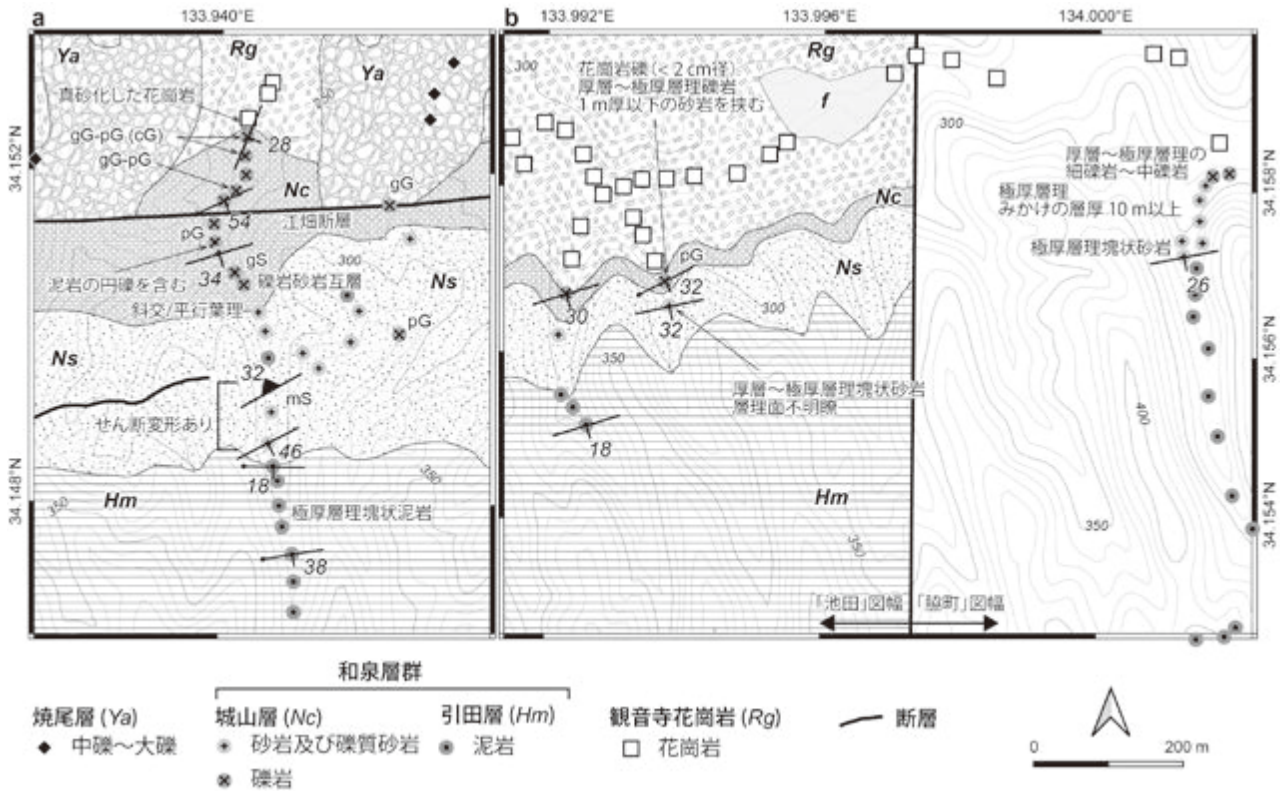
ゴルフ場入口付近では、中礫～大礫サイズ (最大 25 cm 径) の円礫を含む礫岩が観音寺花崗岩を不整合に覆う。まんのう町七箇のもっこく池付近でも、中礫サイズの花崗岩礫を多く含む礫岩が見られる。まんのう町造田の杵野川沿いでは、花崗岩との直接の関係は見られないが、大礫～巨礫サイズ (最大 90 cm) の花崗岩礫を含む礫岩がある。この礫岩の基質部分は、風化した花崗岩の破片のみから構成される (第 4.5 図 a)。そのすぐ東の土器川支流でも同様に、下位から花崗岩、真砂化した花崗岩、花崗岩礫を多く含む礫岩と移行していく様子が観察できる (第 4.6 図 a)。土器川から綾川町枋所東までの区間では、花崗岩の分布域のすぐ南側に礫岩の露頭が点在する (第 4.6 図 b)。この区間の礫岩の礫径は、他地域と比較するとやや小さく、細礫～中礫サイズ (~3 cm 径) である。礫種のほとんどは花崗岩・細粒花崗岩・斑状流紋岩・流紋岩といった珪長質な火成岩類で、しばしば黒色泥岩が含まれる (第 4.7 図 a, b)。

城山層の砂岩主体の分布域には、しばしば極厚層理の



第 4.5 図 城山層の露頭写真

(a) 花崗岩との不整合直上の礫岩。細礫～中礫サイズの花崗岩礫がマサ状の粗粒砂基質に含まれている。(b) 中礫サイズの礫支持礫岩。十分に円磨された流紋岩・斑状流紋岩・花崗岩の礫を含む。最大礫径 10 cm。まんのう町中通の木戸の馬蹄石で知られるカキ化石床の上位に見られる礫岩層。(c) 礫岩。円磨された花崗岩・流紋岩・泥岩の細礫～中礫に加え、中礫～大礫サイズの砂岩・泥岩の偽礫を含む。基質は長石・岩片質な粗粒砂からなる。まんのう町山脇の中瀬川沿い。(d) 砂岩・泥岩の偽礫を多量に含む礫岩。偽礫の大きさは最大 30 cm 程度。まんのう町山脇の中瀬川沿い。ハンマーの柄の長さは 33 cm。(e) 粗粒砂岩の互層。主部相の砂岩とは異なり、明瞭な砂岩泥岩互層をなしていない。(f) 極厚層理の砂岩。まんのう町山脇の中瀬川にある轟の滝。滝の落差は約 5 m。写真撮影地点は第 4.3 図を参照。



第 4.6 図 土器川及び柏原溪谷周辺の城山層のルートマップ

(a) 柱状図 c7 のルートを含む範囲のルートマップ (第 4.3 図の A1)。基盤の花崗岩を覆うマサ化した花崗岩由来の基質と花崗岩礫よりなる礫岩から、花崗岩礫を多量に含む礫岩を経て、城山層の砂岩へ移行する。江畑断層より南側の表層で見積られる城山層の層厚は約 200 m。香川県仲多度郡まんのう町中通。(b) 柱状図 c6 のルートを含む範囲のルートマップ (第 4.3 図の A2)。城山層の層厚は約 70 m。香川県綾歌郡綾川町粉所東。岩相名：cG, 大礫礫岩；pG, 中礫礫；gG, 細礫礫岩；gS, 含礫砂岩。mS, 中粒砂岩。地層名及び走向傾斜の凡例記号は地質図の凡例と共通。

礫質砂岩がレンズ状に分布する。まんのう町塩入の野口ダム周辺の礫質砂岩は、粗粒砂を基質とする砂岩に最大 4 cm 径の円礫が点在する。礫の割合は 5 % 以下で、級化構造などの堆積構造は見られない。財田町山脇の讃岐財田駅南方では、粗粒砂を基質とする砂岩 (層厚 3 m) に最大 30 cm 径の円礫 (平均礫径 1 cm) が 20 % 程度含まれている (第 4.5 図 c)。この地点の礫岩層に含まれる礫のうち、40 % は花崗岩・流紋岩・黒色泥岩だが、残りの 60 % は砂岩や泥岩の偽礫である (第 4.5 図 d)。このような礫岩層は側方へ追跡できず、分布が限られていることから、局所的に発達した海底チャネルを埋積した堆積物と考えられる。

城山層の砂岩は、厚層理～極厚層理で、粗粒砂を主体とし、一部では数 % の割合で細礫～中礫サイズの円礫を含む (第 4.5 図 e, f)。しばしば数 m 以上の層厚を示し、層理面がはっきりしない。中～粗粒砂サイズの流紋岩・斑状流紋岩・細粒花崗岩・花崗岩の岩石片に加え、石英・長石片を含む、石質アレナイトである (第 4.7 図 c, d)。

城山層には珪長質凝灰岩が挟在するが、その頻度は主部相よりもかなり低く、層厚も 1 m 以下のものが多い。

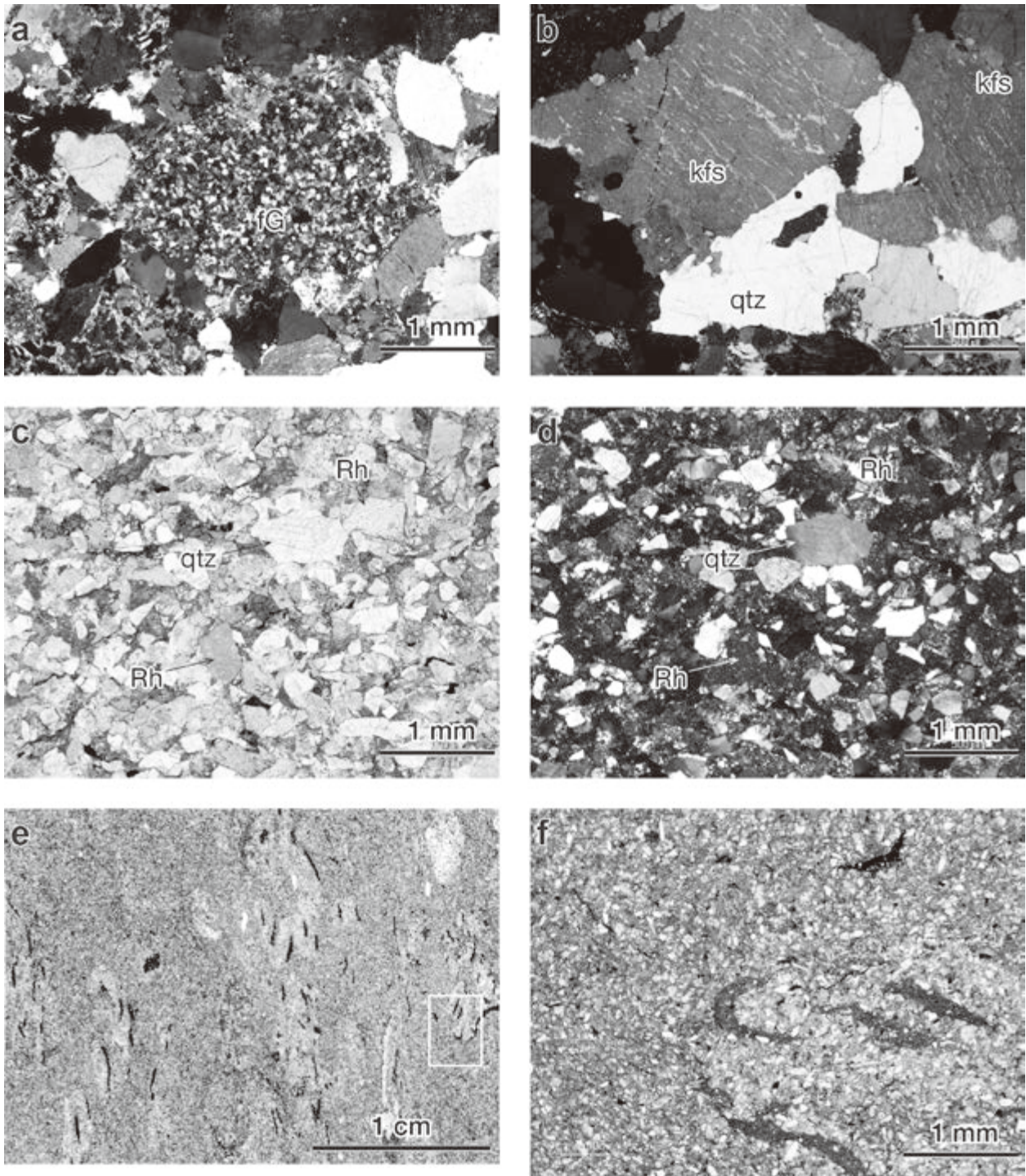
尾瀬山の北側斜面に見られる珪長質凝灰岩は、層厚 7 m 以上で、灰白～灰色を呈する細粒緻密なガラス質凝灰岩である。鏡下では、シルトサイズの火山ガラスを主体とし、細粒砂サイズの石英・長石片を多く含むとともに、炭質物を伴うことが観察される。

化石

まんのう町中通下木戸の土器川河床には、香川県自然記念物に指定されている「木戸の馬蹄石」と呼ばれるカキ化石 (*Crassostrea* 属) の密集層がある (第 4.8 図)。吉川ほか (2011) は、このカキ化石密集層を含む城山層とその上位の引田層下部において、合弁の汽水生二枚貝 (*Brachidontes nankoi*) 及び離弁の二枚貝殻片 (*Eriphyla* sp., *Loxo* sp., *Placunopsis?* sp.) などを報告している。

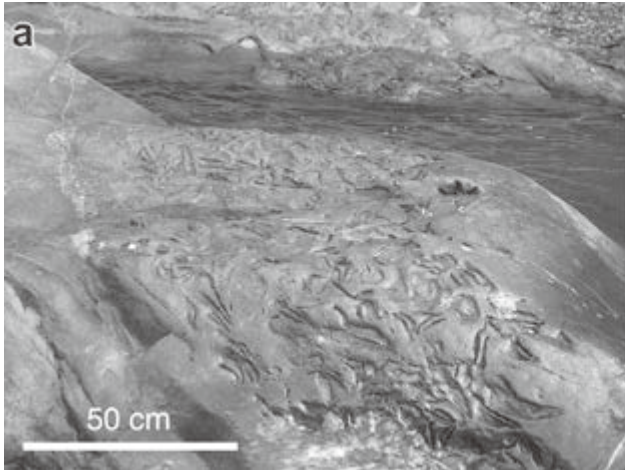
年代

上位の引田層から産出するアンモナイト化石 (*Metaplacenticeras subtilistriatum* と *Baculites kotanii*) の産出層準が中期カンパニアン期 (Morozumi, 1985; Shigeta et al., 2016) であることから、城山層の堆積年代は中期カンパニアン期かそれ以前と考えられる。



第 4.7 図 和泉層群の岩石薄片写真（その 1）

(a) 礫岩（城山層）。細粒等粒状の細粒花崗岩礫。香川県仲多度郡まんのう町中通。試料番号 20170927-02a。クロスニコル。
 (b) 石英とカリ長石からなる花崗岩礫（城山層）。試料は (a) と同じ。クロスニコル。
 (c) 中粒砂岩（城山層）。アレナイト質で、細礫サイズの流紋岩や石英粒子を含む。香川県仲多度郡まんのう町中通。試料番号 20170925-04a。オープンニコル。
 (d) 同薄片のクロスニコル。
 (e) 引田層の泥岩のスキャン画像。生物擾乱を受けている。白枠は (f) の薄片写真の範囲。香川県仲多度郡まんのう町造田の杵田川支流。試料番号 20181219-04a。
 (f) 同試料の一部を拡大した写真。オープンニコル。
 Rh, 流紋岩；fG, 細粒花崗岩；kfs, カリ長石；qtz, 石英。



第 4.8 図 土器川の河床に見られる城山層のカキ化石濃集層

(a) 厚層理砂岩に挟まれるカキ化石濃集層は木戸の馬蹄石と呼ばれ、香川県自然天然記念物となっている。合弁個体もあるが離弁個体が多い。まんのう町中通木戸。(b) カキ化石。合弁個体(断面)が多く見られる。写真(a)の地点の200 mほど下流の地点。写真撮影地点は第4.3図を参照。

4.3 引田層 (Ha, Hm, Tf)

地層名

Yehara (1936) の“Hiketa Shale”に由来し、中川 (1960) の引田互層による。Yamasaki (1986) 及び松浦ほか (2002) は、讃岐山脈北麓に沿って連続的に露出する泥岩主体の地層を一括して引田層とした。

本層は、中野 (1953) が讃岐山脈中部の中通頁岩層としたもののうち、「中部に楔状に挟まれる砂岩がち砂岩・頁岩互層」を除く部分に相当する。また、西浦ほか (1993) の皆野層かいのの一部を含む。

模式地

香川県東かがわ市引田町引田。

層厚

層厚は場所によって変化が大きい。本地域西部の財田町財田中では、竹成断層以南の三豊層群に覆われている部分も含めると、層厚は1,700 mに及ぶ。一方、まんのう町塩入付近では、層厚は500 m以下となるが、まんのう町中通では1,200 mと再び厚くなる。綾川町粉所東では、檜原断層の影響もあり、確認できる層厚は400 mほどに薄くなる。

層序関係

本層は、下位の城山層を整合に覆う部分と指交関係になる部分がある。財田町財田中では、引田層の泥岩が領家コンプレックスの観音寺花崗岩を不整合に覆う露頭が確認されている(第4.9図a, b)。まんのう町山脇南方きらいがわの帰来川沿いでは、城山層に薄く挟まって、厚さ数十mのレンズ状に分布する(第4.10図a)。本層の上面は、主部相である滝久保層及び堀田層に整合に覆われるが、まんのう町造田の柞野川沿いでは、滝久保層雲辺寺砂岩

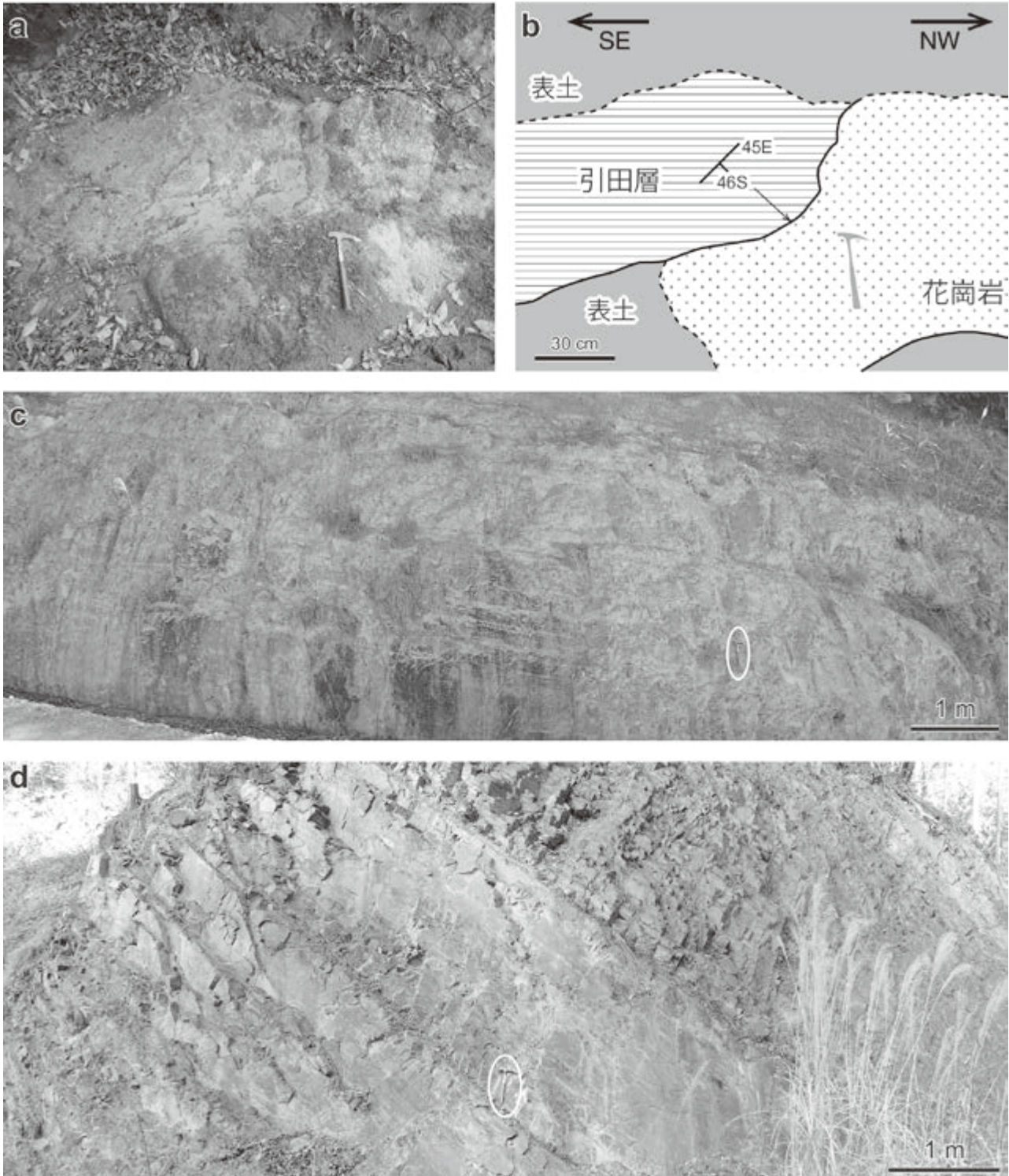
部層及び足代泥岩部層と指交関係にある(第4.10図a, b)。本地域の東部では、堀田層名頃砂岩部層に整合に覆われる。

分布・構造

城山層の層序的上位に幅1～2.5 km程度で北東-南西方向または東北東-西南西方向に分布する。本地域西部で、北東-南西方向に分布する引田層の東方延長は、まんのう町山脇付近で城山層の砂岩へ移行するが、引田層の泥岩の主体は1.2 kmほど南東方向にずれた位置で、再び東北東-西南西方向に分布する。この分布域は、まんのう町造田の土器川付近で急激に層厚を増し、東方へ次第に層厚を減ずる。地層の走向は、北東-南西から東北東-西南西の走向であり、20～40°程度で南東に傾斜する同斜構造を示す。

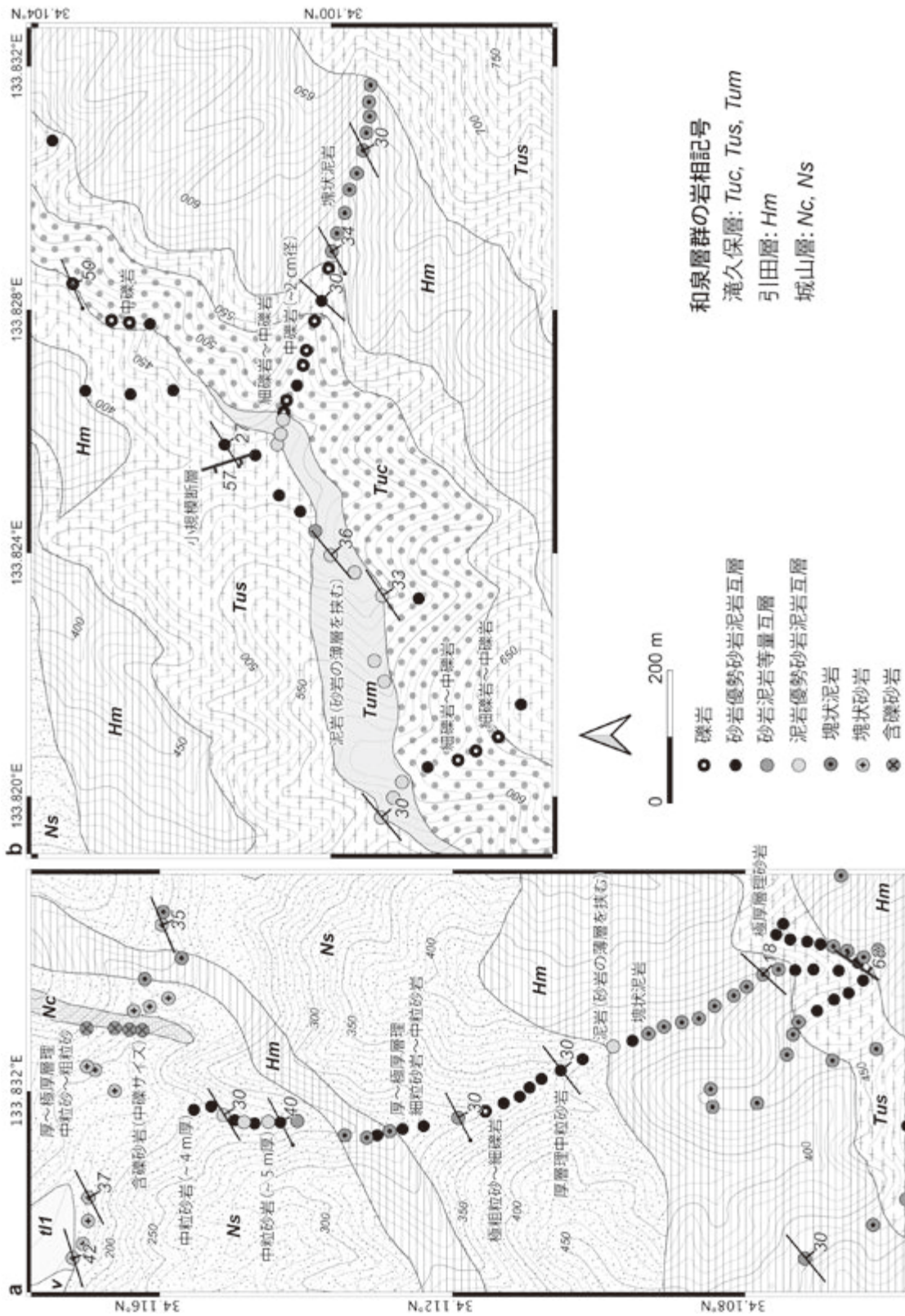
岩相

本層は、黒色～黒灰色の泥岩(Hm)を主体とする(第4.9図c, d)。全体にシルト質で、一部では砂質になる。層理面は不明瞭な場合が多いが、確認できる場所では厚層理～極厚層理を示す。堆積構造はほとんどなく、塊状である。鏡下観察によると、シルトサイズの岩石片や石英・長石片から構成され、植物片を含むことがある。生物擾乱を受けている(第4.7図e, f)。引田層泥岩が滝久保層足代泥岩部層と指交する部分では、砂岩の薄層が泥岩に挟入するようになり、泥岩の層理面が次第に明瞭になってくるとともに、主部相の泥岩優勢砂岩泥岩互層へ移行する。この移行の様子は、まんのう町造田の柞野川とその支流沿いやまんのう町中通の野口川上流部などで見られる。また、層厚2 m以下のガラス質な薄～中層理珪長質凝灰岩層(Tf)が、まんのう町造田の柞野川支流や土器川支流で確認された。

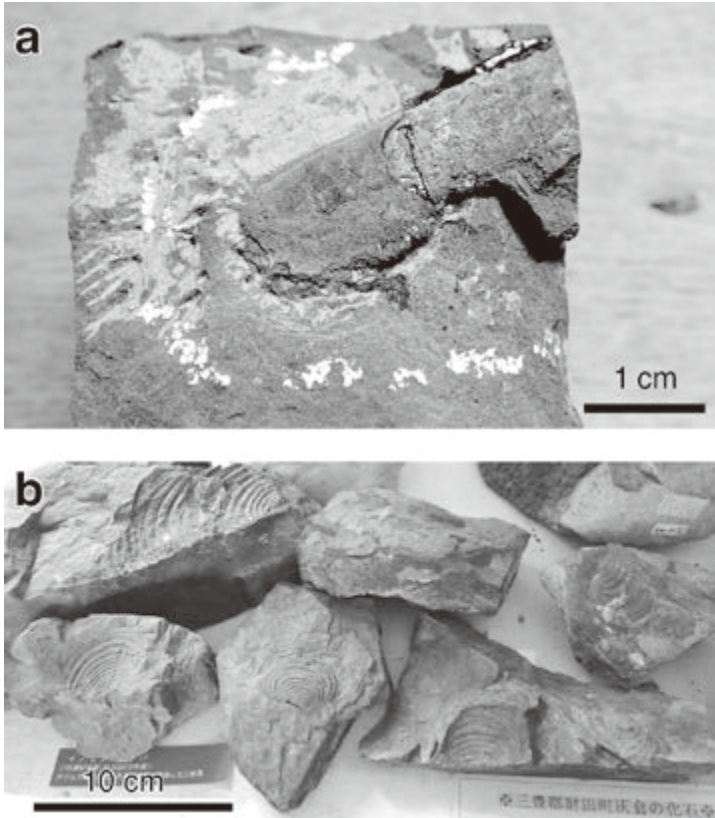


第 4.9 図 引田層の露頭写真

(a) 基盤の花崗岩を引田層が不整合に覆う露頭(小沢沿い左岸壁)。香川県内で見られる和泉層群基底の不整合のうち、花崗岩が引田層の泥岩に覆われていることが確認できる唯一の地点である。三豊市財田町財田中。ハンマーの柄の長さは 33 cm。(b) 写真(a)のスケッチ。(c) 塊状泥岩の露頭写真。層理面ははっきりしないが、中層理～極厚層理の泥岩が累積している。白丸はスケールのハンマーの位置を示す。まんのう町山脇の林道。(d) 中～厚層理の塊状泥岩。泥岩のみからなり、砂岩を挟まない。まんのう町塩入の林道。写真撮影地点は第 4.3 図を参照。



第4.10図 まんのう町山脇における引田層のルートマップ
 (a) 柱状図c1(第4.4図)のルートを含む範囲のルートマップ(第4.3図のA3)。城山層の厚層理砂岩・礫岩は引田層の泥岩を挟みつつ、引田層の厚い塊状泥岩へ移行する。城山層には引田層がレンズ状に挟まれる部分がある。(b) 主相の滝久保層雲辺寺砂岩部層と指交する引田層(第4.3図のA4)。岩相及び走向傾斜の記号は地質図の凡例に同じ。



第 4.11 図 引田層の産出化石

(a) 新猪ノ鼻峠トンネル工事現場から産出した *Baculites* sp. 財田町自然観察・保全同好会の標本を撮影。(b) 三豊市財田町財田中の灰倉から産出したイノセラムス化石。三豊市財田公民館所蔵。産出位置を第 4.3 図に示す。

財田町財田上の戸川ダム南方(財田町灰倉)では、塊状泥岩が優勢な岩相の中に砂岩泥岩互層(Ha)が層厚 150 m 程でレンズ状に挟在する。この砂岩泥岩互層は、塊状な厚層理泥岩に層厚 1～3 m の砂岩がチャンネル状侵食面を伴って挟まる。この周辺は化石の産地となっており、産出したイノセラムスなどの大型動物化石が財田町公民館に展示されている。

化石

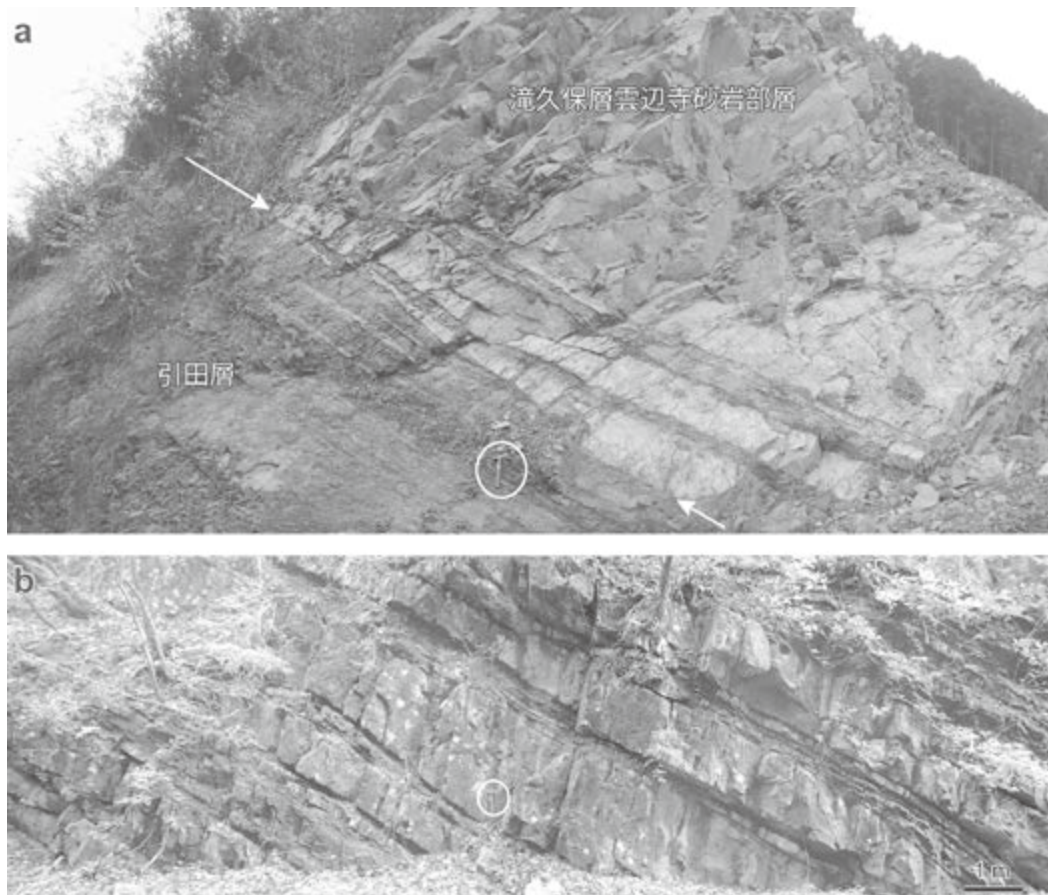
化石の産出に乏しい和泉層群において、引田層は最も多くの化石を産出する地層である。本地域の引田層から産出した大型動物化石としては、二枚貝の *Inoceramus balticus* やアンモナイトの *Metaplacenticerias subtilistriatum* 及び *Baculites* sp. が代表的である。*Inoceramus balticus* は、西隣の「観音寺」地域の山本町から本地域の財田町財田上にかけて産出する(田代ほか, 1993)。また、*Metaplacenticerias subtilistriatum* は、本地域では、財田町財田上から綾川町枋所東にかけて、また東隣の「脇町」地域の高松市塩江町まで産出の報告がある(田代ほか, 1993)。*Baculites* sp. は、観音寺市粟井町粟井ダム付近での産出(野田, 2017)に加え、財田町財田中からの報告がある(田代ほか, 1993)。最近、新猪ノ鼻トンネルの工事に伴って、*Baculites* sp. が産出した(第 4.11 図 a)。さらに、財田町南方の滝久保層直下から、城山層で見られたようなカキ化石密集層が報告されている(田代ほか, 1993)。

三豊市役所財田支所に併設されている財田町公民館には財田町から産出した化石が展示されており、イノセラムスに加え、*Acila yoshidai*, *Nostceras* sp., *Portlandia izumensis*, *Baculites kotanii* などが展示されている(第 4.11 図 b)。山崎(2007)には、財田町から産出した化石がまとめられている。また、まんのう町造田の柞野から魚類の歯が産出したとの報告がある(坂東・北岡, 1982)。年代

Metaplacenticerias subtilistriatum や *Baculites* sp. のアンモナイト化石を産出することから、坂東・橋本(1984)の A 帯～B1 亜帯、Morozumi(1985)の *Metaplacenticerias subtilistriatum* 帯に相当する。これらの化石帯の年代は中期カンパニアン期であること(Morozumi, 1985; Shigeta *et al.*, 2016)から、本地域の引田層の堆積年代は中期カンパニアン期と考えられる。

4.4 滝久保層

滝久保層は、Yamasaki(1986)が定義した讃岐山脈に分布する主部相を構成する 4 層のうちの最下位の地層である。西隣の「観音寺」図幅には、下位から箕浦砂岩泥岩部層、田野々砂岩部層、海老^{えびすくい}泥岩部層、雲辺寺砂岩部層が分布し(野田, 2017)、本地域には雲辺寺砂岩部層と最上位の足代泥岩部層が分布する(第 4.1 図)。



第 4.12 図 滝久保層雲辺寺砂岩部層の露頭写真

(a) 引田層と滝久保層雲辺寺砂岩部層との境界。引田層の泥岩から、2 m ほどの厚さの砂岩泥岩互層を挟んで、層厚 5 m を超える極厚層理砂岩が堆積する。この砂岩泥岩互層中の砂岩層が優勢になるところ（白矢印）が滝久保層雲辺寺砂岩部層の基底。三豊市財田町の谷道川左岸の採石場。白丸はスケールのハンマーの位置を示す。ハンマーの柄の長さは 33 cm。(b) 砂岩優勢砂岩泥岩互層。層厚 1 m 以上の極厚層理砂岩中～厚層理の砂岩が薄～中層理の泥岩と互層する。猪ノ鼻峠。写真撮影地点は第 4.3 図を参照。

4.4.1 雲辺寺砂岩部層 (Tuc, Tus, Tua, Tum, Tf) 地層名

Nakagawa (1961) の Umpenji sandstone を野田 (2017) が部層として再定義した。

中川 (1955) の曼陀峠砂岩層及び Nakagawa (1961) の Umpenji sandstone と Inohanatoge alternation を含む。また、中野 (1953) の中通頁岩層のうち、「中部に楔状に挟まれる砂岩がちの砂岩・頁岩互層」の一部を含む。

模式地

香川県観音寺市の雲辺寺山周辺。

層厚

800 ~ 2,800 m 以上。本地域西部の^{ちゅうれんじみね}中蓮寺峰付近では、引田層の上面から増川向斜の向斜軸まで(本部層の下半部に相当)の層厚は約 1,000 m である。本地域中部では、まんのう町山脇から東みよし町東山にかけて、引田層の上面から足代泥岩部層の下面まで 2,800 m となる。本地

域東部のまんのう町塩入東方では、層厚 800 m となり、東方の北縁相に近づくほど層厚が薄くなる傾向がある。

層序関係

北縁相の引田層とは整合または一部では指交関係にある。財田町財田上の採石場では、引田層の極厚層理の塊状泥岩に 2 m ほど砂岩泥岩互層を挟んで、極厚層理の砂岩層へ急激に上方粗粒化する様子が観察できる(第 4.12 図 a)。ここで見られるように極厚層理の砂岩層が産出し、砂岩層が優勢になるところを本部層の下限とする。まんのう町山脇や造田では、引田層と指交関係にある(第 4.10 図)。本部層の上部では、砂岩の割合が次第に減少していき、足代泥岩部層へ移行する。

分布・構造

本地域西部では、「観音寺」地域から連続して、讃岐山脈の主軸部に沿うように広く分布する。本部層は、本地域における主部相の約半分の面積を占める。分布の南

限は中央構造線活断層系の池田断層によって境される。

地質構造は、讃岐山脈の主稜線の南側にある増川向斜に規制されている。地層の走向傾斜は、向斜軸の北側では東北東-西南西走向で、東南東傾斜の同斜構造を示すが、南側では、断層による変位を伴う複数の向斜・背斜によって北東-南西走向と北西-南東走向とを繰り返す。

岩相

砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Tus) を主体とする。全体的には上方に向かって砂岩の割合が減少し、上位の足代泥岩部層へ漸移する(第 4.13 図)。主体となるのは、中～厚層理の中粒砂岩である(第 4.12 図 b) が、しばしば複数の砂岩層が癒合して層厚 1 m 以上の極厚層理砂岩となる。級化構造などの堆積構造も一般的である。単層の厚さが 1 m を越える砂岩層の基底部には、極粗粒砂～細礫サイズの粒子が数 cm の厚さで含まれることがあり、砂岩層の上部には、平行葉理がしばしば認められる。鏡下での観察によると、砂岩には石英・長石片に加え、流紋岩・斑状流紋岩・細粒花崗岩などの珪長質火成岩類の岩石片が多く含まれる(第 4.14 図 a, b)。基質が少なく、淘汰の良いアレナイトが多い。

泥岩は、黒色～灰黒色を呈し、薄～中層理をなして、砂岩に挟まる。砂岩に乏しい部分では、薄～中層理の泥岩が累重し、数 m 厚の泥岩層となることがある。頻度は高くないが、スランプ状の未固結変形堆積物や珪長質凝灰岩 (Tf) が挟在する。珪長質凝灰岩は、灰色～緑灰色の細粒ガラス質凝灰岩である。主に変質した火山ガラスから構成され、しばしば細礫サイズの押し潰された軽石片を含む。

本部層には、砂岩層の割合が高いところと低いところがレンズ状に存在し、百～数百 m のオーダーで岩相が変化する(第 4.13 図)。例えば、東みよし町東山のルート(第 4.15 図)では、砂岩泥岩等量互層 (Tua) から泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tum) へと上位に向かって砂岩の割合が減少した後、礫岩及び砂岩 (Tuc) が重なり、厚層理～極厚層理の中粒～粗粒砂岩を主体とする砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Tus) へ移行する。この礫岩は側方へ連続しない。また、まんのう町塩入の北東には泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tum) があり、主部相の砂岩泥岩互層と北縁相の塊状泥岩との間の漸移的な岩相となる。

化石

主部相から大型化石の産出報告は、北縁相と比較して少ない。大型動物化石の報告としては、坂東・橋本(1984)と田代ほか(1993)が、国道 32 号線の猪ノ鼻トンネル付近より、アンモナイト化石 *Metaplacenticerus subtiliastum* の産出を報告したのみである。

放散虫化石の産出報告はいくつかある(山崎, 1987; 石田ほか, 1993; Hashimoto *et al.*, 2015)。Hashimoto *et al.* (2015)によると、本部層内の地点 R8(第 4.3 図)からは、*Amphipyndax tylotus* や *A. stocki*, *Archaeodictyomitra*

simplex, *Cryptamphorella sphaerica*, *Dictyomitra densicostata* などが産出し、その放散虫化石群集帯は *Amphipyndax pseudoconulus* や *A. tylotus*, *Pseudothecampe abschnitta* の初産出で特徴付けられる *Archaeodictyomitra lamellicostata* 帯とされる。

年代

本部層に挟在する珪長質凝灰岩層から 78.3 ± 1.3 Ma の碎屑性ジルコン U-Pb 年代が報告されている(Noda *et al.*, 2020; 地質図の年代測定地点 4)。また、上述したアンモナイト化石 (*Metaplacenticerus subtiliastum*) 及び放散虫化石群集 (Hashimoto *et al.*, 2015) から、本部層の堆積年代は中期カンパニアン期と考えられる。

4.4.2 足代泥岩部層 (Taa, Tam, Tf)

地層名

西浦ほか(1993)と石田ほか(1993)は、黒川原谷川流域の足代～百々路、小川谷川流域の葛籠～貞安に分布する泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層を足代層としたが、これを滝久保層の部層として再定義する。

中野(1953)の中通頁岩層のうち、「中部に楔状に挟まれる砂岩がちの砂岩・頁岩互層」の一部に相当する。橋本ほか(2003)の足代層に相当する。

模式地

徳島県東みよし郡三好町足代。

層厚

まんのう町造田柞野で 800 m、まんのう町塩入南方で 1,000 m。

層序関係

下位の雲辺寺砂岩部層及び上位の堀田層とは整合関係にある(第 4.13 図)。北縁相の引田層及び主部相の堀田層の一部と指交関係にあり、同時異相となる。

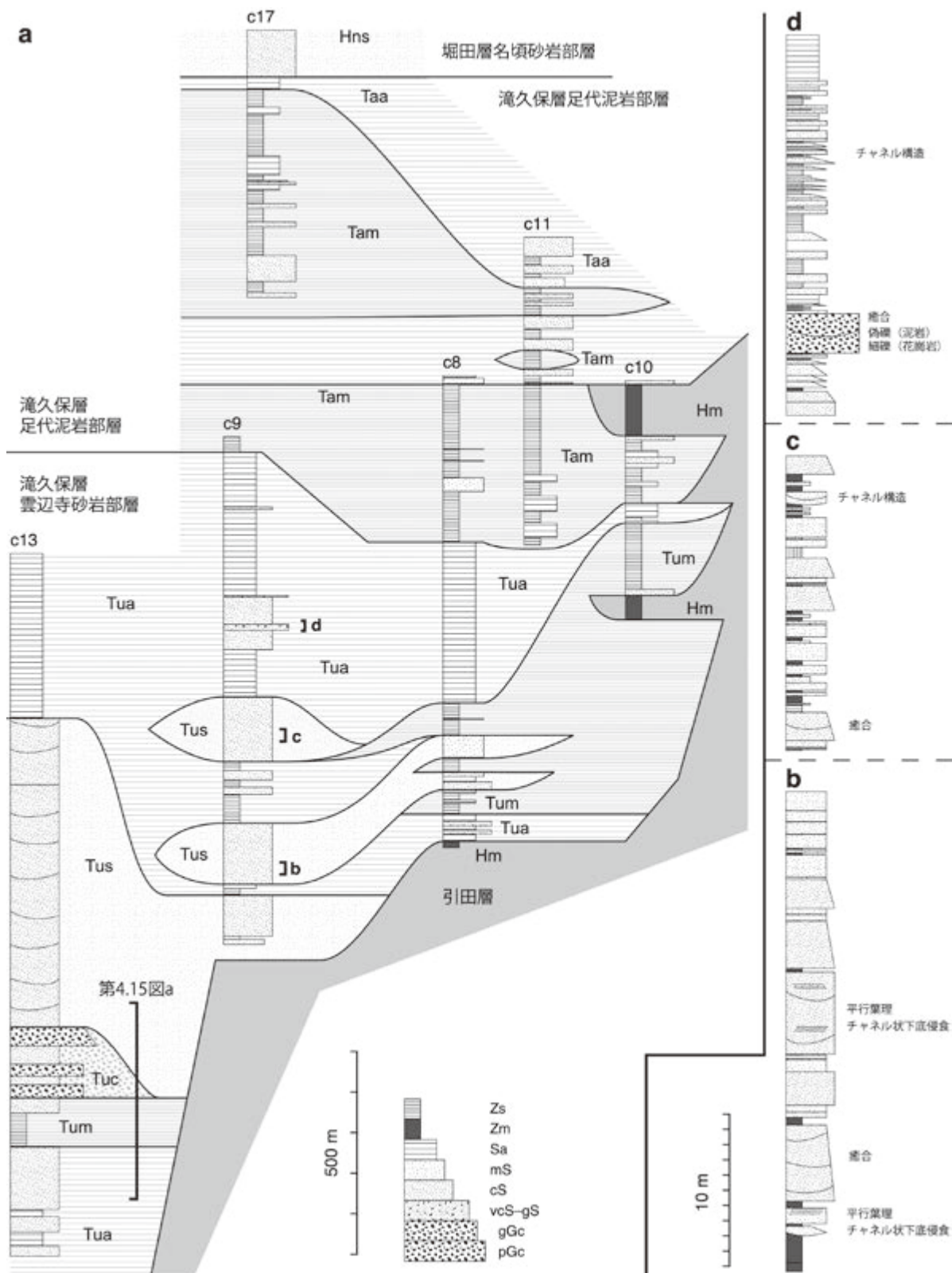
分布・構造

本部層は、主として本地域内の中央部に分布する。具体的には、大川山の北西側斜面から、東みよし町東山葛籠・内野、東みよし町足代中峯・百々路の周辺に分布する。本部層の北東方向の延長では、岩相の境界が引田層と指交関係にある(第 4.13 図)。南限は池田断層によって断たれている。

讃岐山脈の主軸部のやや南方に東北東-西南西方向に延びる増川向斜によって、「く」の字型の構造を示す。向斜軸の北翼では北東-南西走向で南東方向に中程度(30～50°)で傾斜する。南翼側は小規模な背斜と向斜によって、北西傾斜と南東傾斜とを繰り返す。

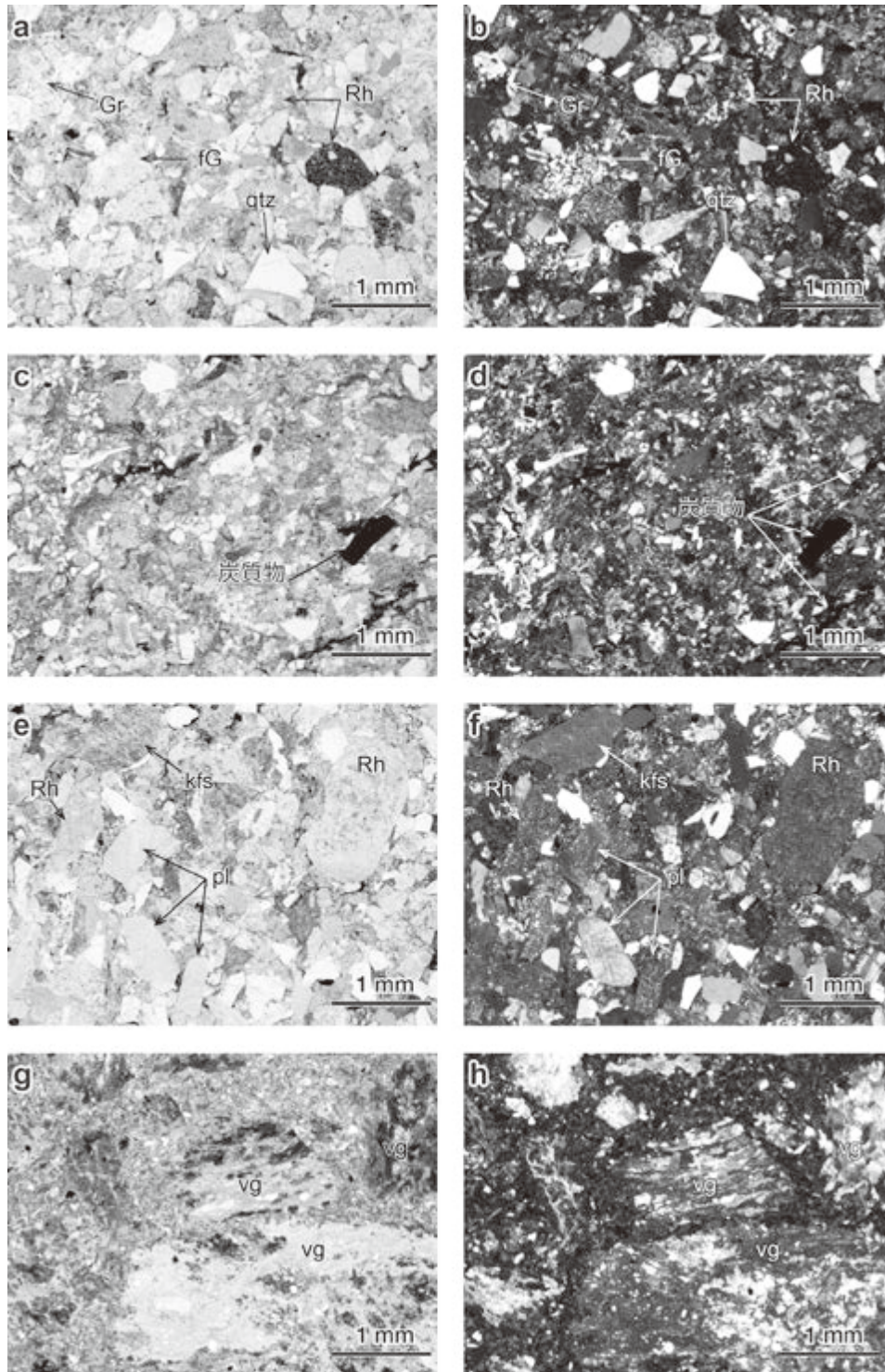
岩相

主として、中～厚層理の泥岩からなり、しばしば砂岩を挟む(第 4.16 図)。挟在する砂岩の割合が低いため、本部層の大部分は泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Tam) となっている。本部層の泥岩中には平板状の砂岩が挟在し、層理面が明瞭になる点が、塊状で層理面が不明瞭な引田層



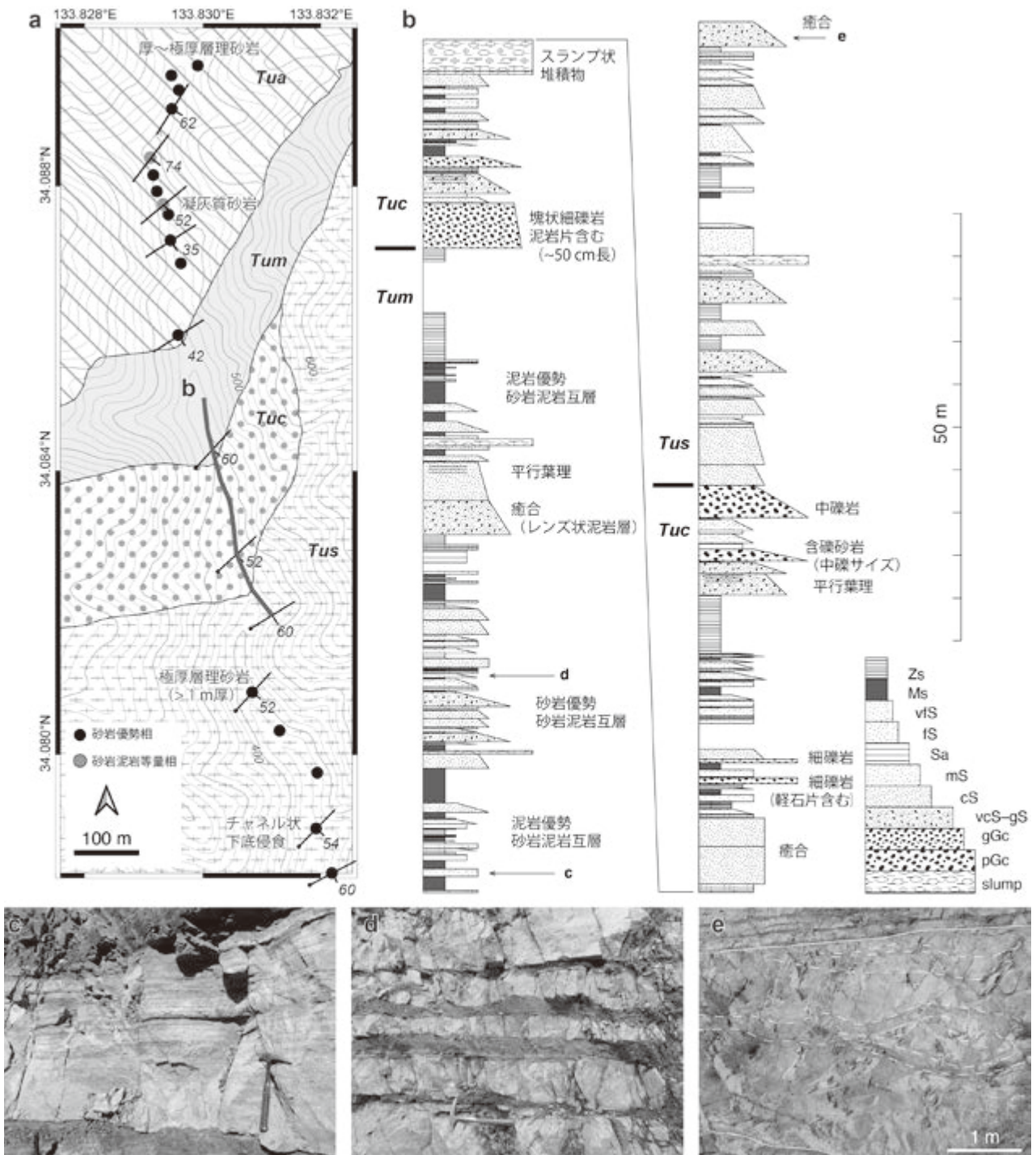
第 4.13 図 滝久保層の柱状図

(a) 滝久保層雲辺寺砂岩部層から足代泥岩部層、堀田層にかけての柱状図。柱状図の作成位置は第 4.3 図に示す。
 (b-d) 柱状図 c9 の一部の詳細柱状図。いずれも砂岩優勢砂岩泥岩互層を主体とし、砂岩の下底にはチャンネル状の侵食構造が、上部には平行葉理が見られる。層厚 1 m 以上の砂岩層は癒合しているものが多い。下部の (b) から上部の (d) にかけて、上方ほど砂岩の層厚は小さくするとともに、砂岩の占める割合も減少する。柱状図の岩相の略号は第 4.4 図と同じ。スケールは (b) から (d) まで共通。

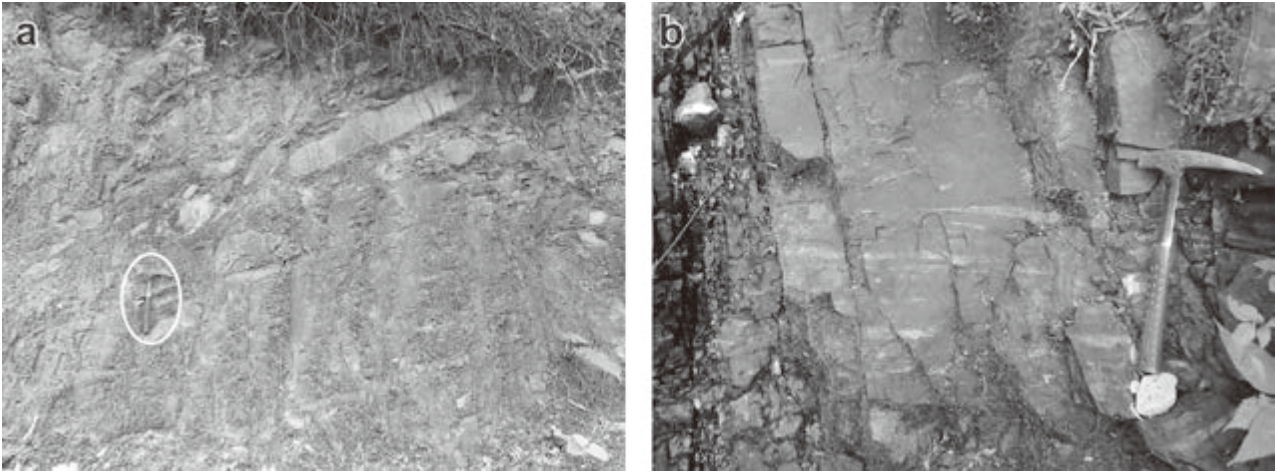


第 4.14 図 和泉層群の岩石薄片写真（その 2）

(a) 中粒砂岩（滝久保層雲辺寺砂岩部層）。円磨されていない石英粒子や珪長質な火成岩片を含み、淘汰は悪い。徳島県三好郡東みよし町東山増川。試料番号 20161029-20a。オープンニコル。(b) 同薄片(a)のクロスニコル。(c) 炭質物を含む中粒砂岩（滝久保層足代泥岩部層）。角張った石英・長石・岩石片の粒子を含み、淘汰は悪い。徳島県三好郡東みよし町足代。試料番号 20190223-01a。オープンニコル。(d) 同薄片(c)のクロスニコル。(e) 粗粒砂岩（堀田層名頃砂岩部層）。アレナイト質で、比較的円磨された流紋岩片や長石片を多く含む。香川県仲多度郡まんのう町川東。試料番号 20181215-05a。(f) 同薄片(e)のクロスニコル。(g) 珪長質凝灰岩（堀田層勝浦泥岩部層）。変質した細礫サイズの火山ガラスを含む。基質はバブルウォール型の火山ガラスの破片が埋める。徳島県三好市三野町加茂野宮。試料番号 20190225-03a。オープンニコル。(h) 同薄片(g)のクロスニコル。Gr, 花崗岩; Rh, 流紋岩; fG, 細粒花崗岩; qtz, 石英; kfs, カリ長石; pl, 斜長石; vg, 火山ガラス。



第 4.15 図 増川谷川上流における滝久保層雲辺寺砂岩部層のルートマップ・柱状図・露頭写真
 (a) 柱状図 c13 の一部を含む範囲のルートマップ (第 4.3 図の A5)。Tua, Tum, Tuc, Tus 及び走向傾斜の記号は地質図の凡例に同じ。(b) 柱状図 c13 (第 4.13 図) の一部の詳細柱状図。(c) 厚層理の中粒砂岩。下部は塊状、中～上部は平行葉理を示す。ハンマーの柄の長さは 33 cm。(d) 薄～中層理の砂岩泥岩互層。(e) 未固結変形構造を示す癒合した極厚層理砂岩層。柱状図の岩相の略号: slump, スランプ堆積物; fS, 細粒砂岩; vfS, 極細粒砂岩; Ms, 泥岩。この他の略号は第 4.4 図と同じ。



第 4.16 図 滝久保層足代泥岩部層の露頭写真

(a) 薄～中層理の砂岩が挟在する泥岩。ハンマーの柄の長さは 33 cm。(b) 泥岩に含まれる薄層理のレンズ状砂岩。大川山北西斜面の杵野川上流、標高 700 m 付近。写真撮影地点は第 4.3 図を参照。

の泥岩と異なる点であるが、一部では両者は漸移的に移行する(第 4.17 図)。増川向斜の北翼側、讃岐山脈の稜線に沿ったところでは、砂岩の割合が比較的高いところがあり、砂岩泥岩等量互層(Taa)が泥岩優勢相に挟まれるように分布する(第 4.17 図)。

泥岩は黒色～黒灰色を呈し、シルトサイズの粒子から構成される。引田層の泥岩ほど砂質分を含まない。砂岩は薄～中層理の平板状で連続性が良い。細粒砂～中粒砂からなるタービダイトである。砂岩には、炭質物を多く含むものもある(第 4.14 図 c, d)。

東みよし町足代の中峯とその南方では、本部層中に層厚 10～30 m の珪長質凝灰岩層(Tf)が見られた。この珪長質凝灰岩層は、灰色～灰白色を呈し、ガラス質で、シルト～細粒砂サイズの粒子を含む薄層理～中層理の珪長質凝灰岩と灰色～黒灰色を呈し、中層理～厚層理の凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩の互層で構成される。

化石

中野(1953)は、東みよし町足代中峯から、*Inoceramus balticus* を報告している。また、石田ほか(1993)が、黒川原谷川の河床の黒色泥岩から二枚貝の *Propeamusium* sp. や巻貝の化石を、また東みよし町足代宮谷からアンモナイト化石(*Baculites* sp.)を報告している。また、挟在する砂岩から生痕化石(*Archaeozostera*)が見つかったている。

放散虫化石の産出報告はいくつかある(山崎, 1987; 石田ほか, 1993; 橋本ほか, 2003; Hashimoto *et al.*, 2015)。Hashimoto *et al.* (2015) の地点 R9 (第 4.3 図) から産出する放散虫化石群集帯は *Archaeodictyomitra lamellicostata* 帯とされ、カンパニアン期中頃を示す。足代層の各地点からスプレリアの多産が報告されており、浅海性の要素がある可能性が指摘されている(橋本ほか, 2003)。

年代

周辺から産出するアンモナイト化石と放散虫化石群集、及び下位の雲辺寺砂岩部層と上位の名頃砂岩部層(後述)の堆積年代を考慮すると、本部層の堆積年代は中期カンパニアン期と考えられる。

4.5 堀田層

堀田層は、中野(1953)の堀田砂岩層の名称を基に、Yamasaki(1986)によって命名された。名称は、まんのう町川東堀田に由来する。滝久保層最上部の足代泥岩部層に重なる極厚層理砂岩を含む砂岩優勢相を下限とし、層厚は 12,000 m に及ぶ(Yamasaki, 1986)。本地域には、堀田層の下部が分布しており、砂岩優勢の名頃砂岩部層と泥岩優勢の勝浦泥岩部層に区分される。

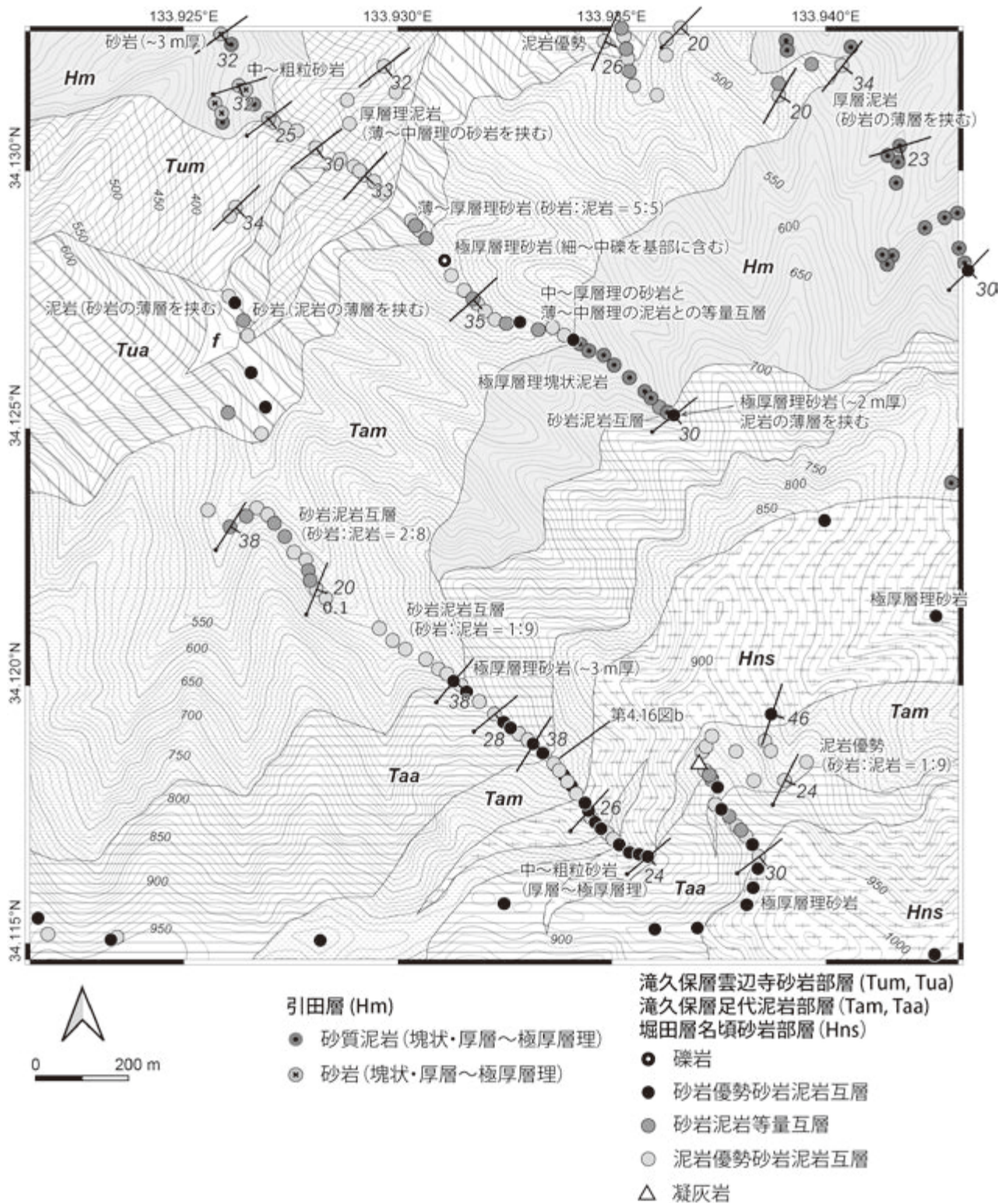
4.5.1 名頃砂岩部層 (Hnc, Hns, Hna, Hnm, Tf)

地層名

新称。中野(1953)の堀田砂岩層に由来する。Yamasaki(1986)の Horita Formation のうち、最下部をなす砂岩優勢な部分を名頃砂岩部層として再定義し、新称する。名称は、まんのう町川東名頃に由来する。実質的には中野(1953)の堀田砂岩層に相当するが、層序区分的に上位カテゴリーの堀田層と名称が競合するため、日本地質学会地層命名の指針(日本地質学会, 2001)に照らして、名頃の地名を用いた。Nakagawa(1961)の Horita Sandstone、西浦ほか(1993)及び橋本ほか(2003)の堀田層に相当する。

模式地

まんのう町川東の名頃と堀田の周辺。大川山の南東斜面の野田小屋川や笠形山の南斜面に良く露出する。



第 4.17 図 柞野川上流域における滝久保層足代泥岩部層のルートマップ
 滝久保層足代泥岩部層は引田層と指交関係にあり、両層の関係は一部で漸移的である。岩相及び走向傾斜の記号は地質図の凡例と同じ。ルートマップの作成位置は第 4.3 図の A6。

層厚

土器川沿いで 1,800 m.

層序関係

讃岐山脈主軸部では滝久保層の足代泥岩部層に、讃岐山脈の北麓では引田層に整合的に重なる(第 4. 18 図)。また、大局的に上方細粒化しながら、上位の勝浦泥岩部層へ漸移的に移行する。まんのう町中通の野口川上流付近で滝久保層足代泥岩部層及び引田層と一部で指交関係にある。下位の足代泥岩部層との境界は、はっきりしていることが多いが、大川山北西斜面などの漸移的に上方粗粒化する部分では、極厚層理砂岩が連続して出現する地点を本部層の下限とした。

分布・構造

本部層は、三好市三野町^{たち}太刀野から大川山、まんのう町川東名頃・堀田を経て、本地域の範囲外(「脇町」地域)へと連続する。

本地域を貫く増川向斜は、本部層で向斜軸の延び方向が層理面と平行に近づいていき、次第に解消される。向斜の北翼側では、地層の走向は、北東-南西方向で、南東傾斜の同斜構造を示す(第 4. 20 図)。南翼側は、複数の断層と褶曲によって北傾斜と南傾斜を繰り返すが、基本的に地層の上位方向は東向きである。

岩相

砂岩優勢な砂岩泥岩互層(Hns)からなり、礫岩・珪長質凝灰岩・凝灰質砂岩を含む。砂岩は灰色~明灰色を呈し、中~粗粒砂からなる。中~極厚層理(最大 2~3 m 厚)で、平板状の層理面やチャネル状の侵食構造を伴う(第 4. 19 図 a, b)。砂岩には、しばしば荷重痕や級化構造が見られる。鏡下では、比較的淘汰の良いアレナイトが多く、流紋岩・斑状流紋岩などの岩石片に加え、斜長石やカリ長石など花崗岩を起源とする粒子が多く含まれる。粗粒な粒子は良く円磨されている(第 4. 14 図 e, f)。礫岩(Hnc)は、礫質砂岩を伴い、そのほとんどが極厚層理砂岩に挟まれるように産し、基底部に数 cm 径に及ぶ細礫~中礫を含む。礫としては、花崗岩や流紋岩などの珪長質火成岩類に加え、チャートや泥岩が含まれる。本部層は上部ほど、泥岩を含む割合が増加し、砂岩泥岩等量互層(Hna)となり、特にまんのう町勝浦下福家付近では泥岩の割合の高い泥岩優勢な砂岩泥岩互層(Hnm)がレンズ状に産する。砂岩泥岩等量互層は、中~厚層理な中粒砂岩と薄~厚層理な泥岩が交互に繰り返す。泥岩優勢砂岩泥岩互層では、露頭に占める砂岩の割合は 30% 以下となり、砂岩の層厚も 50 cm 以下のものが多くなる。珪長質凝灰岩(Tf)は、まんのう町川東の前ノ川沿い、名頃、野田小屋の周辺で見ることができる(第 4. 20 図)。細粒緻密な珪長質凝灰岩と、火山ガラスの破片を多く含む凝灰質砂岩とがある。単層の厚さは 5~30 cm であり、複数の層が重なることで数 m 規模の珪長質凝灰岩層を構成する。珪長質凝灰岩層を側方に追

跡すると、岩相境界と斜交することがある。泥岩は、一般に層厚 30 cm 以下で、黒色~灰黒を呈する。

化石

中野(1953)は、まんのう町川東^{なかぐま}中熊及びまんのう町川東前ノ川から生痕化石(*Archaeozostera*)を、まんのう町勝浦^{はげ}長谷からサンゴの化石を報告している。

放散虫化石の産出報告(山崎, 1987; 橋本ほか, 2003; Hashimoto *et al.*, 2015 の R10; 第 4. 3 図)によれば、本部層から産出する放散虫化石群集帯は、*Archaeodictyomitra lamellicostata* 帯とされる。

年代

Noda *et al.* (2020) は、本部層に挟在する珪長質凝灰岩(地質図の年代測定地点 5)のジルコン U-Pb 年代として、 80.8 ± 1.2 Ma を報告したが、個々の粒子の年代値のばらつきが大きいため統計的な信頼度が低く、参考値としている。上述の放散虫化石群集及び下位の滝久保層雲辺寺砂岩部層と上位の堀田層勝浦泥岩部層の年代値が、いずれも中期カンパニアン期であることから、本部層の堆積年代も中期カンパニアン期と考えられる。

4. 5. 2 勝浦泥岩部層 (Hks, Hka, Hkm, Hkt, Tf)

地層名

中野(1953)の勝浦頁岩及び橋本ほか(2003)の勝浦層を堀田層の部層として再定義。

模式地

香川県仲多度郡まんのう町勝浦の八峯川沿い。

層厚

1,300 m 以上。上限は本地域では不明。

層序関係

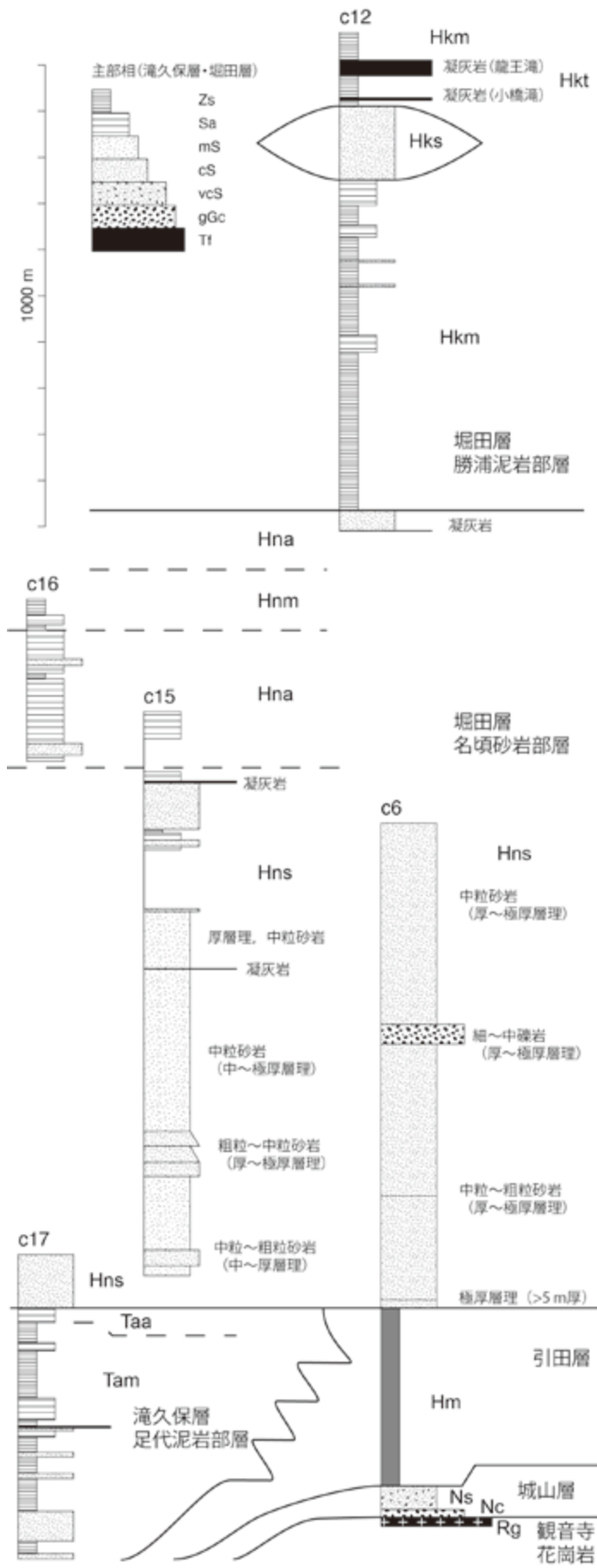
下位の堀田層名頃砂岩部層とは、漸移関係にある。名頃砂岩部層の砂岩泥岩等量互層から、上方細粒化によって泥岩優勢砂岩泥岩互層に移行するところを境界とする。上限は本地域内では見られないが、中野(1953)は砂岩優勢の川東砂岩層が勝浦頁岩層(本報告の勝浦泥岩部層)を整合で覆うとした。

分布・構造

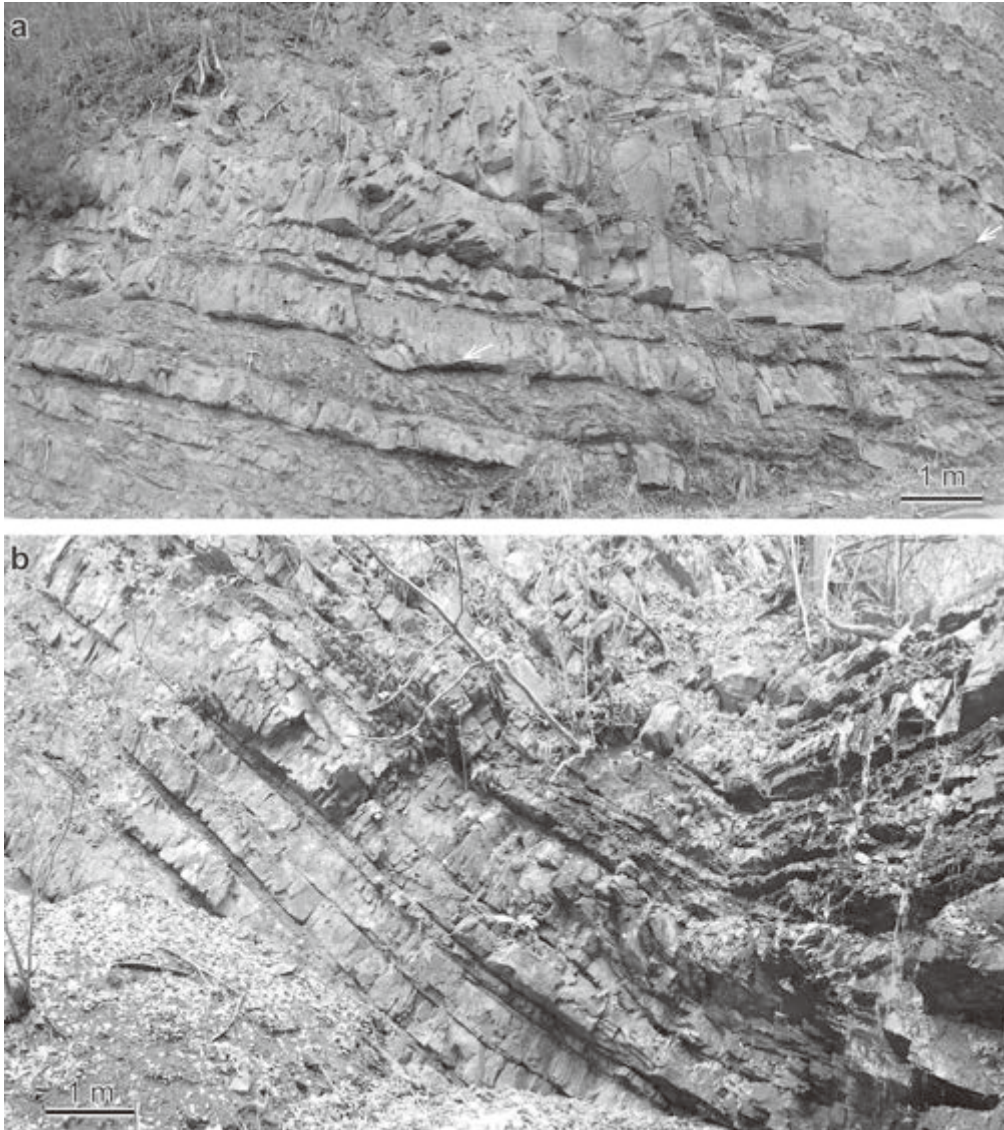
本部層は、まんのう町勝浦八峯・^{ますず}真鈴、三好市三野町滝ノ奥にかけて分布する。本部層の下限は、まんのう町勝浦長谷から真鈴を通して、三好市三野町^{しほう}芝生の河内谷川^{こうちだにがわ}付近にある。東にブランチする複向斜構造によって、東に開いた「く」の字型の構造を示す。北翼では北東-南西走向の南東傾斜、南翼は大局的に西北西-東北東走向の北傾斜となる。分布の南端は、中央構造線活断層系の三野断層によって切られている。

岩相

下部及び中部は泥岩ならびに泥岩優勢の砂岩泥岩互層(Hkm)を主体とし、中部の八峯川上流部には珪長質凝灰岩(Tf)及び砂岩・凝灰質砂岩・珪長質凝灰岩に富む砂岩優勢の砂岩泥岩互層(Hks)がレンズ状に挟在する。



第 4.18 図 堀田層の柱状図
 柱状図の作成位置は、第 4.3 図に示す。
 地層名の凡例は地質図と同じ。岩相の略号は第 4.4 図と同じ。



第 4.19 図 堀田層名頃砂岩部層の露頭写真
 (a) 厚層理～極厚層理の砂岩優勢砂岩泥岩互層。チャンネル状の侵食構造が見られる(白矢印)。
 徳島県三好市三野町太刀野山。(b) 厚層理砂岩主体の砂岩優勢砂岩泥岩互層。香川県仲多度
 郡まんのう町川東。写真撮影地点は第 4.3 図を参照。

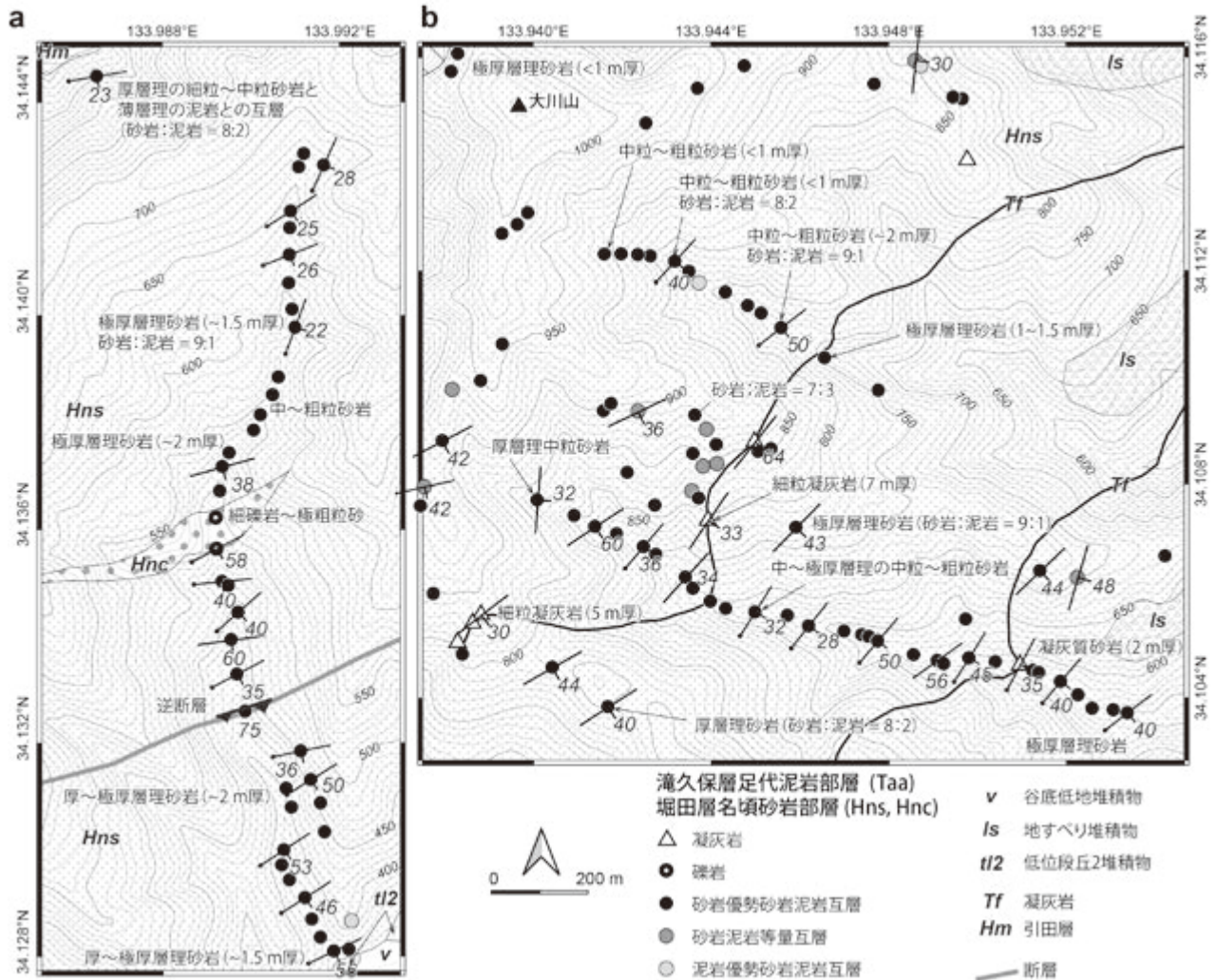
上部は砂岩泥岩等量互層 (Hka) となる。泥岩は薄～中層理で、黒色～黒灰色を呈し、しばしば薄～中層理の細粒砂岩を挟む。挟在する砂岩は明瞭な級化構造を示す。凝灰質砂岩は、灰色～灰緑色を呈し、中層理～厚層理な細粒～中粒砂岩からなり、変質した火山ガラス片などの凝灰質な粒子を含む。凝灰質泥岩は、灰色を呈し、緻密でガラス質の泥岩である。

本部層の特徴として、複数の厚い珩長質凝灰岩がある(第 4.21 図 a, b)。珩長質凝灰岩は、灰黒色～灰色～淡緑色を呈し、緻密なガラス質凝灰岩である。単層の層厚は薄～中層理で、単層内には平行葉理などの葉理構造が普遍的に認められる。珩長質凝灰岩は、しばしば細礫サ

イズの軽石状の火山ガラスを多く含む(第 4.14 図 g, h)。鏡下観察によると、火山ガラスは変質しており、緑泥石などの二次鉱物に置換されている。珩長質凝灰岩は、凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩を伴って、時に層厚 10 m 以上の珩長質凝灰岩層 (Hkt) を構成する。特に、まんのう町勝浦の八峯川上流から三好市三野町滝ノ奥にかけては、層厚 40～m に及ぶ珩長質凝灰岩層が分布している。

化石

大型化石の報告は少なく、橋本ほか(2003)が三好市三野町芝生の泥岩から *Baculites* sp. の産出を報告しているのみである。放散虫化石としては、山崎(1987)が、まんのう町勝浦長谷南方の泥岩中の石灰質ノジュールか



第 4.20 図 土器川上流の支流域における堀田層名頃砂岩部層のルートマップ
 (a) 柱状図 c6 の範囲を含むルートマップ(前ノ川付近, 第 4.3 図の A7). (b) (a) 柱状図 c15 の範囲を含むルートマップ(野田小屋川付近, 第 4.3 図の A8). いずれも厚層理~極厚層理の中粒~粗粒砂岩を主体とする. 岩相及び走向傾斜の記号は地質図の凡例と同じ. ルートマップの作成位置は第 4.3 図に示す.

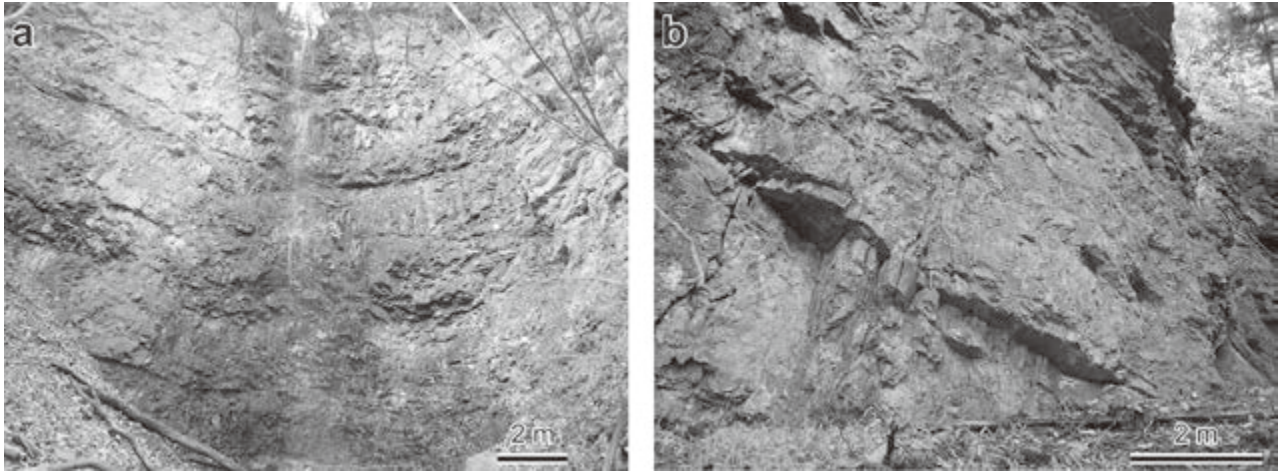
ら, *Amphipyndax pseudoconulus*, *Amphipyndax tylotus*, *Dictyomitra koslovae* を検出している. また, 橋本ほか(2003)は, 産出する放射虫化石は *Amphipyndax tylotus* や *Archaeodictyomitra lamellicostata*, *Dictyomitra densicostata*, *Dictyomitra multicostata* が主であり, ナッセラリアを多産するという特徴を報告している. 本地域の範囲外であるが, Hashimoto *et al.* (2015) は勝浦泥岩部層の上位の地点(R11)から産出した放射虫化石群集を *Archaeodictyomitra lamellicostata* 帯に含めている.

年代

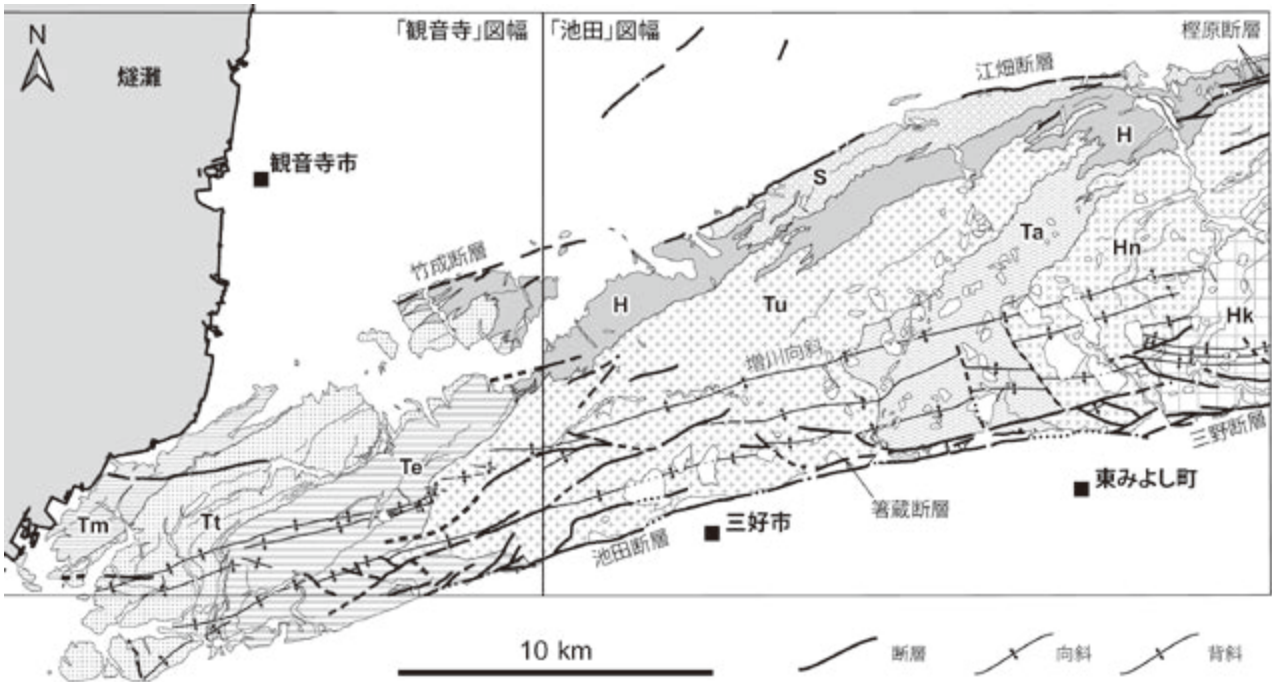
Noda *et al.* (2020) は, 本部層に挟在する最も厚い珪長質凝灰岩層(地質図の年代測定地点 6)から 79.3 ± 1.1 Ma のジルコン U-Pb 年代を報告した. この年代値及び上述の放射虫化石群集によれば, 本部層の堆積年代は中期カンパニアン期(Ogg *et al.*, 2012)と考えられる.

4.6 地質構造

本地域を含む讃岐山脈の西部では, 和泉層群の地質構造は東北東-西南西方向の褶曲群によって特徴づけられる(第 4.22 図). 本地域で最も顕著な褶曲軸は, 讃岐山脈の主稜線のやや南に位置し, 延長 20 km に及ぶ向斜軸である. ここでは褶曲軸が通る東みよし町東山増川の地名から増川向斜と呼ぶ. この増川向斜によって, 本地域の和泉層群は, 全体的に東へ開いた非対称な向斜構造をなし, より上位の地層が東側に分布する. この向斜軸の東端は, 堀田層名頃砂岩部層の北翼部分で, 軸の延びの方向が層理面と平行に近づいて, 解消される. 名頃砂岩部層の上位に位置する堀田層勝浦泥岩部層は, 三好市三野町滝ノ奥付近で, 増川向斜と斜交する方向(西北西-東南東方向)に発達する褶曲群によって複向斜構造を



第 4.21 図 堀田層勝浦泥岩部層の珪長質凝灰岩の露頭写真
 (a) 珪長質凝灰岩. 滝の落差は約 15 m. 徳島県三好市三野町加茂野宮. (b) 珪長質凝灰岩の露頭. 層厚は 35 m 以上. 香川県仲多度郡まんのう町勝浦. 写真撮影地点は第 4.3 図を参照.



第 4.22 図 讃岐山脈西部における和泉層群に関連する地質構造
 S, 城山層; H, 引田層; Tm, 滝久保層箕浦砂岩泥岩部層; Tt, 滝久保層田野々砂岩部層; Te, 滝久保層海老沢泥岩部層;
 Tu, 滝久保層雲辺寺砂岩部層; Ta, 滝久保層足代泥岩部層; Hn, 堀田層名頃砂岩部層; Hk, 堀田層勝浦泥岩部層.

形成している。増川向斜の西端は断層によって切られているが、その西方延長は西隣の「観音寺」地域において、右雁行配列をする距離の短い褶曲群を介して、約 10 km 長の別の向斜軸へと追跡できる。

増川向斜の北翼側の地層は、基本的には北東-南西走向で南東傾斜の同斜構造を示す。向斜軸付近では、地層の傾斜は北翼の地層の傾斜と同程度の 30 ~ 40°である

ことが多く、ゆるやかな U 字型の褶曲構造となっている。この傾向は、西隣の「観音寺」地域と同じであるが、向斜軸に近づくほど地層が急傾斜となる近畿地方の和泉層群(市原ほか, 1986)とは異なる。一方、南翼では、波長の短い背斜と向斜が繰り返すことによって、走向と傾斜の変化が大きくなる。これらの褶曲は増川向斜と同様に東北東-西南西方向の褶曲軸を持つが、しばしば北西

–南東方向の断層によって分断され、連続性は良くない。増川向斜の北翼内にも、地層の傾斜が70～80°あるいは逆転している地点があり、本地域西部の梶付付近(中蓮寺峰の南側)やまんのう町川東の笠形山南側では層理面とほぼ平行なすべり面を持つ東北東–西南西方向の断層露頭を確認した。

讃岐山脈の南部は地すべりによって初生的な地質構造が乱されている部分が多い。東みよし町足代付近では、点在する断層露頭の位置と信頼できる走向傾斜に基づく褶曲軸の軌跡の不連続から、北北西–南南東方向の断層を推定した。三好市三野町芝生から太刀野山の付近は、池田断層と三野断層のセグメント境界に位置しており、讃岐山脈内に見られる断層と褶曲軸も東西方向へ連続せずに斜交する関係にある。これらの褶曲軸の周辺には、軸の伸びの方向とやや斜交する北東–南西及び北西–南東方向の断層がある。三好市池田町白地・池田町州津・三好市三野町太刀野山などに見られる断層が、これに相当する。これらの断層のすべり面には、ほぼ水平方向の条線が見られることから、断層は横ずれ成分が卓越し、和泉層群の褶曲構造の形成に関係があると考えられる。

讃岐山脈の北麓には、和泉層群の分布の北限に沿うように東北東–西南西方向の断層が発達する。これらは、西から竹成断層・江畑断層・梶原断層と呼ばれている逆断層または衝上断層であり、下部更新統の三豊層群を傾動、あるいは和泉層群が三豊層群に衝上する活断層となっており、讃岐山脈の隆起に関与した断層と考えられる(寒川, 1973, 1978b; 小林・大北, 1998)。一方、讃岐山脈の南縁では、西から池田断層・箸蔵断層・三野断層といった中央構造線活断層系の断層が発達している。これらは低位段丘堆積物を切る右横ずれの活断層であり、和泉層群南縁の地質構造に影響を与えるとともに、和泉層群の分布の南限を規制している。

4.7 堆積環境

山本(1986)は土器川河床に見られる城山層のカキ化石密集層について、カキ殻は89%の割合で合弁の産状を示すこと、地層の走向とカキ殻の面が一致するものは40%であり、その方向はN60°E～N70°Eに集中していることなどを示した。利光ほか(1990)は、カキ化石は地層に対して横倒しになった個体がほとんどで殻がレンズ状に集積していることなどから、完全な自生の産状を示しているとは言えないが、殻がそろった個体も多く、長距離運ばれた産状ではないとして、この近辺にカキ礁があったことは確実であろうとした。一方、吉川ほか(2011)は、このカキ化石密集層を含む城山層とその上位の引田層下部において、堆積相解析及びカキ化石を含む二枚貝化石の産出状況から5つの層序ユニットA-Eを識別した。城山層上半部のユニットBから引田層下

部のユニットEの堆積環境は、汽水域の潮汐低地(ユニットB)、厚い潮汐成砂岩相に侵食基底を伴って重なる海進性礫岩(ユニットC)、外浜成砂岩(ユニットD)、外側陸棚以深(ユニットE)であり、このことから城山層の堆積環境は河川～潮汐低地～外側陸棚以深へと海進傾向を示すとした。カキ化石密集層は、自生個体と他生個体とが混在することによって形成され、潮汐チャンネル付近の砂質潮汐低地の限られた場所に位置していたとされる。

本地域外の城山層においても、二枚貝化石の産出状況から、浅海の堆積環境が示唆されている。辻野(2004)は、香川県さぬき市兼割の城山層上部に含まれる*Loxo japonica*の産状から、兼割周辺に南向きの一方向流が卓越する浅海であった可能性を示した。また、田代(1986)は、兼割産二枚貝化石を検討し、和泉層群基底部近くの砂質岩から極浅海要素の強い二枚貝(*Yadia*, *Loxo*, *Brachidontes*)が産すること、直上の泥岩部から沖合の堆積環境を示す要素に富む二枚貝(*Portlandia*, *Thyasira*, *Periplomya*)が産することから、和泉層群の急激な深海化を示唆している。

厚い泥岩層を主体とする引田層は、城山層よりも沖合の環境で堆積したと考えられ、急激な深海化が示唆されている(田代ほか, 1986; Tanaka, 1993)。吉川ほか(2011)は、本層の東方延長である兼割の引田層から産出する二枚貝化石(田代ほか, 1986; 辻野, 2004)がかなり沖合の堆積環境を示すことから、本層の堆積環境を外側陸棚以深の堆積物と解釈した。また、本地域の財田町財田上で見られるチャンネル状侵食面を持つ砂岩と泥岩の互層は、陸棚外縁以深から大陸斜面に発達した海底チャンネルの充填堆積物と考えられる。

北縁相(城山層・引田層)の堆積環境が浅海～斜面と推定されているのに対して、主部相は深海底の海底扇状地を構成する堆積物、つまり礫岩を含む砂岩優勢相は海底チャンネルを含む上部海底扇状地、平板状の砂岩が優勢な砂岩泥岩互層は上部～中部海底扇状地のローブまたは分流チャンネル、泥岩優勢な砂岩泥岩互層は下部海底扇状地における堆積物と考えられている(Tanaka, 1989, 1993; Noda and Toshimitsu, 2009)。本地域では、滝久保層雲辺寺砂岩部層と堀田層名頃砂岩部層の砂岩優勢相は高密度混濁流を主な運搬機構とする上部～中部海底扇状地、滝久保層足代泥岩部層と堀田層勝浦泥岩部層の泥岩優勢相は低密度混濁流によるシートフローを主な運搬機構とする下部海底扇状地～堆積盆底が堆積環境として推定される。砂岩の底痕や砂岩の粒子ファブリックから復元した古流向によれば、混濁流は基本的には南西～西南西向きであったと考えられるが、主部相の北部には一部で北西向きの古流向があったことが認められている(須鎗, 1966; 須鎗ほか, 1968; Yamasaki, 1986; 西浦ほか, 1993; 野田, 2017)。

本地域及び隣接する「観音寺」地域において、主部相と北縁相との指交関係は少なくとも3箇所認められ、そのうちの2箇所では引田層が厚くなるところで引田層の泥岩の側方延長が主部相の泥岩優勢相へ漸移する(第4.22図)。具体的には、三豊市栗井町(本地域と「観音寺」図幅との境界付近)の引田層と滝久保層海老済泥岩部層との関係、まんのう町中通の引田層と滝久保層足代泥岩部層との関係がこれに相当する。特に前者では、海老済泥岩部層→引田層→城山層へと海側から陸側へ堆積環境が浅海化するほど粗粒堆積物が分布している。これは、相対的な海進による浅海域の堆積空間の増加によって、より多くの粗粒堆積物が陸側に堆積するようになったことを示している可能性がある。逆に、「観音寺」地域の田野々砂岩部層及び本地域の足代泥岩部層直下の雲辺寺砂岩部層など、主部相の砂岩優勢相が厚く、それと同時期の北縁相の層厚が薄いところでは、深海への粗粒堆積物の供給割合が多く、浅海域の堆積空間が少なかったことが推察できる。このように、主部相の砂岩優勢砂岩泥岩互層が北縁相の泥岩にオンラップする産状は、海底への土砂供給量が増加することによって海底扇状地が堆積盆縁辺の斜面を覆うように成長したことを示唆して

いる。

本地域では、滝久保層の雲辺寺砂岩部層から足代泥岩部層へ、また堀田層の名頃砂岩部層から勝浦泥岩部層へと大局的な上方細粒化を繰り返している。この傾向は、隣接する「観音寺」地域(野田ほか, 2017b)や愛媛県の「新居浜」地域(青矢ほか, 2013)でも見られる。このような周期的な岩相変化について、Yamasaki(1986)は、粗粒碎屑物を含む土砂供給量の増減に起因するとし、隆起から削剥に到る後背地の地形変化のサイクルがあったと考えた。また、Noda and Toshimitsu(2009)は、堆積盆の段階的東進と周期的な岩相変化を堆積盆形成に関与した横ずれ断層の活動度に関連づけた。つまり、断層運動の活動期には、供給される土砂の多くは堆積盆の沈降によって形成される堆積空間にトラップされるため、海底扇状地への土砂供給量は減少し、主部相の岩相は上方へ細粒化する。一方、断層活動の静穏期には、堆積盆の沈降速度は減少し、後背地からの土砂の多くが海底扇状地へ供給されることで、海底扇状地が前進し、主部相の岩相は上方へ粗粒化する。従って、地質図に見られる周期的な岩相変化の繰り返しは、堆積盆を形成した断層活動の影響を受けて形成された可能性がある。

第5章 三波川コンプレックス

(宮崎一博・長田充弘)

本報告では、白亜紀に低温高压型変成作用により生じた西南日本外帯に分布する変成岩を三波川コンプレックスとして扱う。三波川コンプレックスは、従来の三波川変成コンプレックスと同等であり、地理的名称につづく階層を示す単元用語から形容詞句である“変成”を省略したものに相当する。省略した理由は、(1) 形容詞修飾語句の使用は、公式岩相層序単元の命名では最小限に抑えなければならないこと(日本地質学会編, 2001)、(2) 三波川という地理的名称により、変成岩からなる地質単元であることがわかるため、わざわざ形容詞修飾語句を付する必要性がないこと、である。本報告では、IUGS Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2020) と North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (2005) に従い、地層累重の法則に従わない地質体(Lithodemic unit)の公式地質単元である「コンプレックス」を採用し、その階層を岩相層序単元(Lithostratigraphic unit)の「層群」相当とした。上述の文献には「コンプレックス」を細分する公式地質単元は定義されていないため、本報告ではコンプレックスの下位に非公式な単元として「ユニット」を設定し、岩相層序単元の「層」に対比した。

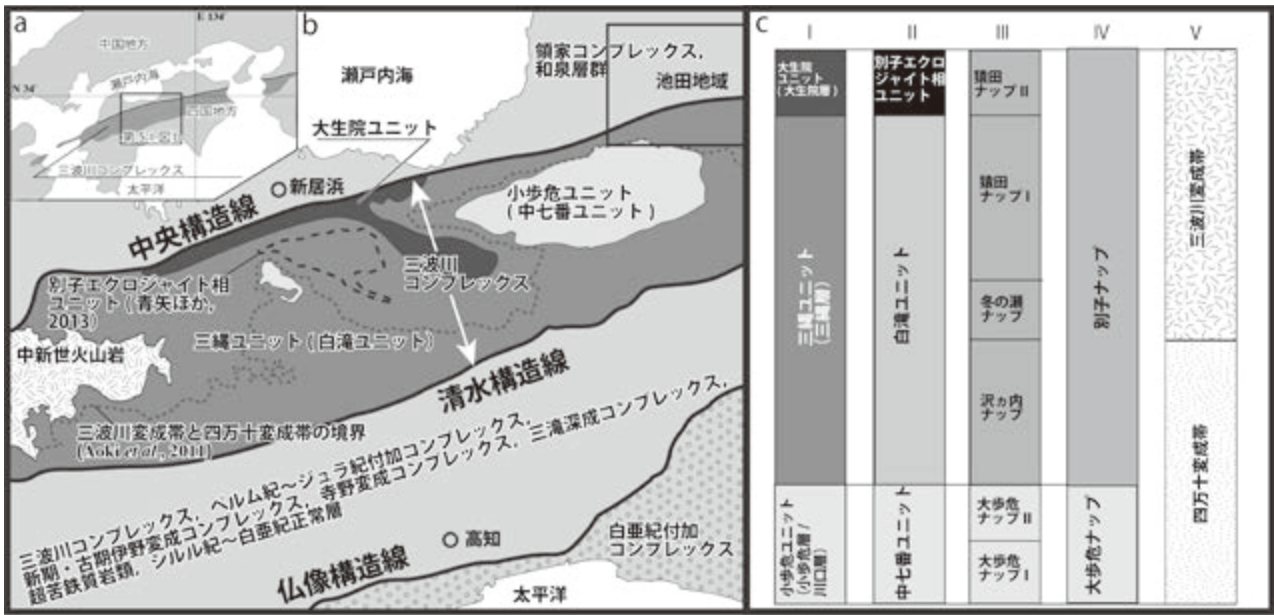
5.1 研究史

本地域の三波川コンプレックスの調査研究は、山上(1899)の20万分の1地質図幅「丸亀」に始まる。三波川コンプレックスは、水成岩類の結晶片岩系とされ、紅れん石片岩、石墨絹雲母片岩、緑泥石片岩からなる記載されている。その後、本地域を含む吉野川流域の三波川コンプレックスの原岩層序が小島(1951)により構築された。三波川コンプレックスは、下位から厚い砂質片岩を主とし礫質片岩と泥質片岩を伴う大歩危層、泥質片岩を主とし苦鉄質片岩を伴う川口層、砂質片岩を主とし少量の苦鉄質片岩と泥質片岩を伴う小歩危層、苦鉄質片岩と泥質片岩からなり珪質片岩を伴う三縄層、珪質片岩・泥質片岩・砂質片岩・苦鉄質片岩からなり石灰質片岩の小レンズを挟む上部層群に区分され、これらをまとめて吉野川層群とされた。上部層群は、後に大生院層と命名される(小島ほか, 1956)(第5.1図)。

1970年代に入ると、本地域を含む三波川コンプレックスの変成分帯がなされ、苦鉄質変成火山岩の鉱物組合せに基づき、I'帯(南大歩危)、I帯(中央大歩危)、II帯(北大歩危)の3帯に分帯された(Ernst *et al.*, 1970)。

I'帯は火成作用で生じたチタンオーゾナイトが残留しており、パンペリー石とローソン石の出現で特徴付けられる。I'帯は、三波川コンプレックスの御荷鉾ユニット(御荷鉾緑色岩類)から赤良木ユニット(遠藤・横山, 2019)に相当する。原岩層序との対応では、I帯は、小島(1951)の大歩危層から三縄層下部に相当する。I帯は、緑泥石、緑れん石、淡緑色アクチノ閃石、アルバイト、チタン石と一部にスチルプノメレンやパンペリー石を伴う。II帯は三縄層の見かけ上部に相当する。この帯では、アルバイトの斑状変晶が形成され、苦鉄質片岩は、緑泥石、緑れん石、アルバイト、緑色もしくは青緑色角閃石、チタン石からなり、白色雲母や方解石を伴う場合があるとされた。

塩田(1976)及び塩田(1981)は、本地域の三波川コンプレックスの詳細な構造地質学的・岩石学的研究を行い、2つの構造ユニットを識別した(第5.2図)。1つは北側に分布する辻ナツプで、その下底部に井内剪断帯を伴う。辻ナツプは大規模な横臥褶曲の発達で特徴付けられるとして、これを辻横臥背斜帯と呼称している。井内剪断帯の内部はレンズ状の岩体が発達する。また、蛇紋岩が多産するとして、井内剪断帯を構造性メランジュとしている。もう1つの構造ユニットは、辻ナツプと井内剪断帯の下位に位置する南部単斜構造帯である。南部単斜構造帯は、北へ緩く傾斜する層理とこれに平行な片理の発達で特徴付けられる。塩田(1981)は、上記の構造区分を行うとともに、本地域の岩相層序区分も行っている。南部単斜構造帯を、下位から上位へ、主に泥質片岩からなる川口層、主に砂質片岩からなる小歩危層、主に泥質片岩からなる三縄層下部層、主に苦鉄質片岩からなる三縄層主部層に区分した。ただし、川口層は、池田地域の南方に分布する。井内剪断帯は構造性メランジュであるとして、岩相層序区分を行っていない。井内剪断帯の構造的上位の辻ナツプは、辻横臥背斜の内側を構成する主に泥質片岩からなる美濃田層、辻横臥背斜の外側を構成する主に苦鉄質片岩からなる加茂層に区分した。塩田(1981)は、本地域の変形時相区分も行い、以下の4つの時相を識別した。すなわち、1) 層面片理の形成に関連した先長浜時相、2) 辻ナツプの形成に関連した大洲時相、3) 緩やかな正立褶曲の形成と関連する肱川時相、4) キンクや断層の形成と関連する後肱川時相である。さらに、塩田(1981)は、泥質片岩の鉱物組合せを用いて、変成分帯を行っている。泥質片岩においてざくろ石



第 5.1 図 四国中央部中央構造線と清水構造線に挟まれた領域に分布する三波川コンプレックスのユニット区分
 (a) 位置図。(b) 四国中央部中央構造線と清水構造線に挟まれた領域に分布するコンプレックスのユニット区分。ただし、分布面積が著しく狭いイタノユニットは除外した。(c) 各ユニット区分の対比。I：本地域のユニット区分 (Nagata *et al.*, 2019) を改変，ただし広域的位置づけが確定していない本図幅のイタノユニットは除外した，II：青矢ほか (2013)，III：Hara *et al.* (1992)，IV：Takasu and Dallmeyer (1990)，V：Aoki *et al.* (2011)。

が出現しない緑泥石帯と、ざくろ石が出現するざくろ石帯に分帯した。両者の境界は、南方単斜構造帯の北縁に位置する。辻ナップは、ざくろ石帯に属し、辻ナップの変成作用は 2 つの時相に分けられるとしている。最初の時相の変成作用は黒雲母の形成に対応し、2 つ目の時相の変成作用はざくろ石の出現で特徴付けられる。最初の時相の変成作用は先長浜時相の初期の変形作用の時期に起こり、2 つ目の時相の変成作用は、先長浜時相の後期と大洲時相の初期に起きたとした。塩田 (1985) により、本地域で行われた構造ユニット区分が、より東方の三加茂-本地域にも適応された。Hara *et al.* (1992) により、塩田 (1981) 及び塩田 (1985) の構造ユニット区分との比較検討がなされ、辻ナップの下部が猿田ユニット、上部が辻ユニットに、南部単斜構造帯の上部が冬の瀬ナップ、中部が沢ヶ内ナップに、下部が大歩危ナップ II と大歩危ナップ II にそれぞれ対比されている (第 5.2 図)。

Nagata *et al.* (2019) は、詳細な地質調査により本地域の岩相層序区分を再構築し、三波川コンプレックスの原岩岩相が海洋プレート層序の玄武岩、チャート、砂岩・泥岩の碎屑岩からなり、これらが主片理形成時のタイトな褶曲により折りたたまれて分布している地質構造を明らかにした。再構築した岩相層序に基づき、構造的上位で主に苦鉄質片岩と泥質片岩からなり珪質片岩を伴う三縄ユニット、構造的低位で主に砂質片岩からなる小歩危

ユニットに区分した (第 5.1 図, 第 5.2 図)。三縄ユニットの上部は玄武岩を原岩とする苦鉄質片岩からなり、その下にチャートを原岩とする珪質片岩、さらにその下に泥岩及び砂岩を原岩とする泥質片岩及び砂質片岩が積み重なる逆転した海洋プレート層序を復元した。この層序区分に従い、各層準から泥質片岩を採取し、同一試料に含まれるジルコン及びフェンジャイトの年代測定を行った。三縄ユニットの海溝充填堆積物の堆積年代を 92 ~ 81 Ma、剪断変形を伴う変成作用の年代をざくろ石帯で 74 ~ 72 Ma、緑泥石帯で 65 Ma とし、小歩危ユニットの海溝充填堆積物の堆積年代を 76 ~ 74 Ma、剪断変形を伴う変成作用の終了時期を 64 ~ 62 Ma とした。これらの結果から、本地域の三波川コンプレックスの形成が、沈み込み帯深部で約 3,000 万年継続した可能性があることを明らかにした。

5.2 概要

四国中央部において中央構造線と清水構造線に挟まれた領域に分布する三波川コンプレックスは、従来の三波川帯の変成岩、三波川変成岩類、三波川結晶片岩、吉野川層群に相当する。この領域に分布する三波川コンプレックスは、原岩岩相を基にした区分 (小島・光野, 1966; 剣山研究グループ, 1984; Nagata *et al.*, 2019)、原岩岩相に変形変成履歴を加味した区分 (青矢ほか,

四国中央部		池田地域		大歩危地域		池田地域	
小島・光野 (1966)		塩田 (1981)		剣山研究グループ (1984)	Hara <i>et al.</i> (1992)	Nagata <i>et al.</i> (2019)	本報告
岩相層序区分		岩相層序区分	構造区分	岩相層序区分	構造区分	岩相層序区分	岩相層序区分
吉野川層群	大生院層	イタノ層	辻朝飯普斜帯 (辻ナップ)	猿田ユニット	三縄ユニット	三縄ユニット	イタノユニット
	上部	加茂層		辻ナップ			
		美濃田層		井内メランジュ帯			
	中部	(構造性メランジュ)	井内剪断帯	冬の瀬ナップ			
		細層	南部単斜構造帯	沢カ内ナップ			
	下部	細層		三縄層			
	小歩危層	小歩危層	大歩危ナップII	大歩危ユニット	小歩危ユニット		
川口層	川口層	大歩危ナップI	小歩危ユニット	小歩危ユニット			
大歩危層		川口層					

第 5.2 図 本地域の三波川コンプレックスの岩相層序と構造区分

2013), 変形・変成履歴に主眼を置いた区分 (Hara *et al.*, 1990), 構造区分とアルゴン-アルゴン年代に主眼を置いた区分 (Takasu and Dallmeyer, 1990), そして碎屑性ジルコン年代に重点を置いた区分 (青木ほか, 2010; Aoki *et al.*, 2011) などがなされている (第 5.1 図). それぞれのユニット区分は異なる基準を用いているため, 相互に対比することは困難だが, 多くの区分において, 砂質片岩が卓越する見かけ下位のユニットをその上位と区別する点は共通している. 岩相層序区分に重点を置いた小島・光野 (1966) や Nagata *et al.* (2019) の三縄ユニット (三縄層) と小歩危ユニット (小歩危層・川口層・大歩危層), 複合的な要素を加味して区分された青矢ほか (2013) の白滝ユニットと中七番ユニット, 変成変形履歴に重点を置いた Hara *et al.* (1990) の猿田ナップII~沢カ内ユニットと大歩危ユニットII・大歩危ユニットI などである (第 5.1 図). 一方, 三波川変成帯と四万十変成帯の区分は, 前者の原岩年代が前期白亜紀, 後者の原岩年代が後期白亜紀とした基準で行われている. しかしながら, 近年, 青木ほか (2010) により四国中央部において前期白亜紀三波川変成帯とされた部分から, 後期白亜紀の碎屑性ジルコン含む試料が多く報告されている. すなわち, 後期白亜紀の海溝充填堆積物を原岩とする変成岩が, 三波川コンプレックスの大部分を占めることが分かってきた (Endo *et al.*, 2018; Nagata *et al.*, 2019). 本報告では, 岩

相層序区分に基づく小島 (1951), 小島・光野 (1966), 剣山研究グループ (1984) を踏襲し, 岩相層序を再構築した Nagata *et al.* (2019) の層序区分を採用する. ただし, 吉野川沿いに孤立して分布するイタノユニットを新設した. イタノユニットの詳細は後述する. 小規模に分布するイタノユニットを除くと, 本地域には, 小歩危ユニットと三縄ユニットが分布する (第 5.1 図). 本地域東隣の「観音寺」地域 (野田ほか, 2017b) では, 本報告の三縄ユニットに相当する地層に対して, 白滝ユニットの名称が使用されている. 本地域に限定した場合, 三縄ユニットは白滝ユニットと同一ユニットと考えて良い. 本地域は小島 (1951) による三縄層及び小歩危層の模式地を含む. また, 三縄層及び小歩危層は岩相層序单元名として定着している. そのため, 本報告では三波川コンプレックスの下階層の地質单元名として三縄ユニット及び小歩危ユニットを使用する. 三縄ユニットを三縄層と同一とした場合, 白滝ユニットと三縄ユニットの同一性は, 「観音寺」地域のさらに西方に位置する「新居浜」地域では成り立たなくなる. 「新居浜」地域では, 青矢ほか (2013) が識別した別子エクログナイト相ユニットが三縄層に含まれてしまうためである. 従って, 「新居浜」地域においては, 三縄ユニットの再定義が必要になる. また, 青矢ほか (2013) において白滝ユニットに組み入れられた「新居浜」地域に分布する大生院ユニット

(大生院層)についても再評価が必要である。

本地域に分布する三波川コンプレックスを、見かけの下位から上位へ、小歩危ユニット、三縄ユニットに区分した(第5.2図)。さらに、吉野川沿いに孤立して分布するイタノユニットを新設した。小歩危ユニットは砂質片岩を主体とする地層であり、三縄ユニットは泥質片岩と苦鉄質片岩が優勢である。イタノユニットは粗粒なアルバイト斑状変晶を生じている苦鉄質片岩と泥質片岩の繰り返しからなる。本報告の三縄ユニットは、小島・光野(1966)の三縄層の下部と主部を合わせたもの、塩田(1981)の三縄層、美濃田層、加茂層を合わせたものに相当する。塩田(1981)では、小島・光野(1966)の三縄層を、井内剪断帯を挟んで南側に分布する三縄層下部と主部、北側に分布する美濃田層と加茂層に区分している。しかしながら、本報告では、井内剪断帯を、転倒シンフォーム・転倒アンチフォームが発達する地帯と考え、その北側も南側も同じ層準の地層が繰り返して分布していると判断した。従って、美濃田層と加茂層は、小島・光野(1966)の三縄層上部ではなく、三縄層下部及び主部に対比し、本報告の三縄ユニットに対比した。イタノユニットは、塩田(1981)のイタノ層に相当する。

本地域では岩相層序区分以外にも、塩田(1981)による構造区分、及びHara *et al.* (1992)による変形変成履歴を加味した構造区分がなされている。岩相層序区分と構造区分を一对一で対比させることは困難である。以下では、岩相層序区分の各ユニットの分布域ごとに、構造区分との関係を述べる。本報告の三縄ユニットの南部は、塩田(1981)の南部単斜構造帯に、その北側の南フェルゲンツの転倒アンチフォーム・転倒シンフォームが発達し、苦鉄質岩及び珪質片岩がレンズ化した領域が井内剪断帯に、さらに北側の厚い苦鉄質片岩と見かけその下位の泥質片岩が分布する地域が辻横臥背斜帯に相当する。Hara *et al.* (1992)ではさらに細かく構造区分がなされている。本報告の小歩危ユニットは、Hara *et al.* (1992)の小歩危ナップIと小歩危ナップIIを合わせたものにほぼ相当する。三縄ユニットの低変成度部(後述する緑泥石帯に相当する部分)が沢カ内ナップ、三縄ユニット高変成度部(後述するざくろ石帯に相当する部分)のうち、転倒アンチフォーム・転倒シンフォームが発達し、苦鉄質岩及び珪質片岩がレンズ化した領域より南が冬の瀬ナップ、そのレンズ化した領域が井内メランジュ帯、さらにその北側の苦鉄質片岩が卓越する部分が辻ナップ、泥質片岩が卓越する部分とイタノユニットが猿田ユニットに相当する。

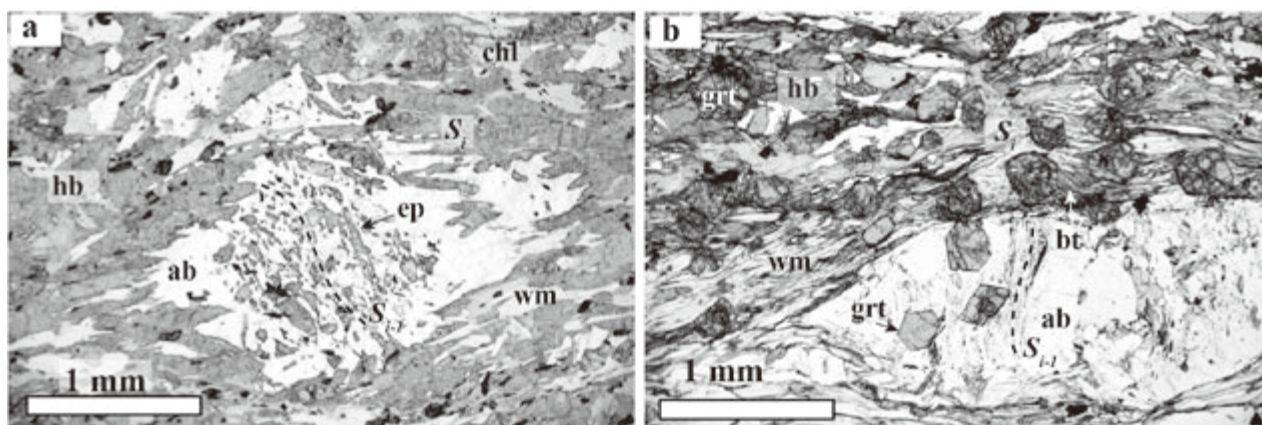
本地域の三波川コンプレックスの変成岩類には片理が発達する。変成岩類に発達する主片理 S_i を形成した変形段階 D_i を基準に、変形段階を D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} の4つに区分した。変形段階 D_{i-1} で形成された片理は、アルバイト斑状変晶に包有される片理 S_{i-1} として認識され

る。変形段階 D_i には、主片理 S_i に平行な軸面を持つ褶曲 F_i が生じている。変形段階 D_{i+1} には、主片理 S_i を褶曲させる軸面が水平な褶曲 F_{i+1} が生じている。さらに、変形段階 D_{i+2} には、主片理 S_i を褶曲させる軸面が鉛直な F_{i+2} が形成されている。各変形段階の詳細は、三縄ユニットの節で述べる。 D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} は、青矢ほか(2013)及びWallis(1990, 1998)の D_r 、 D_s 、 D_i 、 D_u に相当する。 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} はKojima and Suzuki(1958)やFaure(1983)の $S1$ 、 $S2$ 、 $S3$ と呼ばれた面構造にかなりの部分で一致する。 D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+2} は、原ほか(1977)の変形時相区分に対応した塩田(1981)の第1期(先長浜時相)、第2期(大洲時相)、第3期(肱川時相)に相当する。

本地域の三波川コンプレックス泥質片岩の鉱物組合せによる変成分帯を行った。泥質片岩は、石英、アルバイト、フェンジャイトを主要構成鉱物として含む。これらに加えて、泥質片岩に緑泥石を生じている帯を緑泥石帯(c)、緑泥石とざくろ石を生じている帯をざくろ石帯(g)、緑泥石、ざくろ石、及び黒雲母を生じている帯をアルバイト黒雲母帯(a)とした。このような泥質片岩の鉱物組合せを用いた変成分帯は、東野(1990)によって四国中央部において広域的になされている。本地域には出現しないが、緑泥石、ざくろ石、及び黒雲母を生じ、アルバイトに代わりオリゴクレスが出現するオリゴクレス黒雲母帯が、四国中央部汗見川地域及び別子地域に出現する(東野, 1990)。変成度は、緑泥石帯、ざくろ石帯、アルバイト黒雲母帯、オリゴクレス黒雲母帯の順に高くなる。本地域では、小歩危ユニットが緑泥石帯に属し、三縄ユニットが緑泥石帯とざくろ石帯に属する。見かけの層序の下位から上位へ変成度が高くなり、三縄ユニット下部にざくろ石アイソグラッド(ざくろ石出現線)が定義できる。孤立して分布するイタノユニットは、本地域で最も変成度が高く、アルバイト黒雲母帯に属する。

5.3 イタノユニット (Im, Ip)

本ユニットは、本地域南西部、吉野川の流路が南北から東西に屈曲する三好市池田町イタノの吉野川右岸に小規模に露出する。周囲を低位段丘1堆積物に覆われて他の三波川コンプレックスとの関係は不明である。厚さ数mの苦鉄質片岩と泥質片岩が繰り返す部分がある。東西走向で北に傾斜した主片理 S_i が発達する。本ユニットの苦鉄質片岩及び泥質片岩には、粒径2~3mmに達する粗粒なアルバイト斑状変晶が発達する(第5.3図)。苦鉄質片岩の角閃石は、塩田(1981)により化学分析がなされている。イタノユニットで産する角閃石の組成は、バロア閃石及びマグネシオホルンブレンドである。泥質片岩は、主片理 S_i を構成する黒雲母を含み、含まれるざくろ石の量も、後述する三縄ユニットざくろ石帯



第 5.3 図 イタノユニット苦鉄質片岩及び泥質片岩の薄片写真

(a) 緑泥石アルバイトレん石普通角閃石片岩（三好市池田町イタノ）。(b) 緑泥石ざくろ石アルバイト石英フェンジャイト片岩（三好市池田町イタノ）。hb：ホルンブレンド；ep：緑れん石；chl：緑れん石；ab：アルバイト；wm：白色雲母；grt：ざくろ石；bt：黒雲母； S_1 ：主片理； S_{1-1} ：主片理以前に形成されていた片理。

の泥質片岩に比べ多い。また、泥質片岩で認められる緑泥石＋ざくろ石＋黒雲母＋アルバイトの鉱物共生から、東野(1990)のアルバイト黒雲母帯に属すると判断した。本ユニットに産する苦鉄質片岩の記載岩石学的名称は、緑泥石アルバイトレん石普通角閃石片岩、泥質片岩は緑泥石ざくろ石アルバイト石英フェンジャイト片岩である。ただし、主要変成鉱物の量比は、試料ごとに多少変化し、それに応じて記載岩石学的名称における鉱物名の順序は前後する場合がある。

岩石記載

緑泥石アルバイトレん石普通角閃石片岩

(第 5.3 図 a, 三好市池田町イタノ)

主要構成鉱物は緑泥石、緑れん石、アルバイト、ホルンブレンドである。少量の白色雲母、ルチル、チタン石、炭酸塩鉱物、不透明鉱物を伴う。ホルンブレンド、緑泥石、白色雲母の形態定向配列による主片理 S_1 の発達が顕著である。径数 mm のアルバイト斑状変晶内部には、緑れん石及びホルンブレンドの形態定向配列による S_{1-1} 片理が残存している(第 5.3 図 a)。少量含まれる白色雲母も、ホルンブレンドや緑泥石と共に片理 S_1 を形成している。ホルンブレンドは、長軸数 mm、短軸数 100 μm の柱状結晶である。二軸性負号で大きな光軸角を有する。オープンニコルで、淡青緑色・淡緑色・無色の多色性を示し、Z 軸色は淡青緑色である。緑泥石はオープンニコルで淡緑色から無色の多色性を示す。ルチルは常にチタン石に包有される。

緑泥石ざくろ石アルバイト石英フェンジャイト片岩

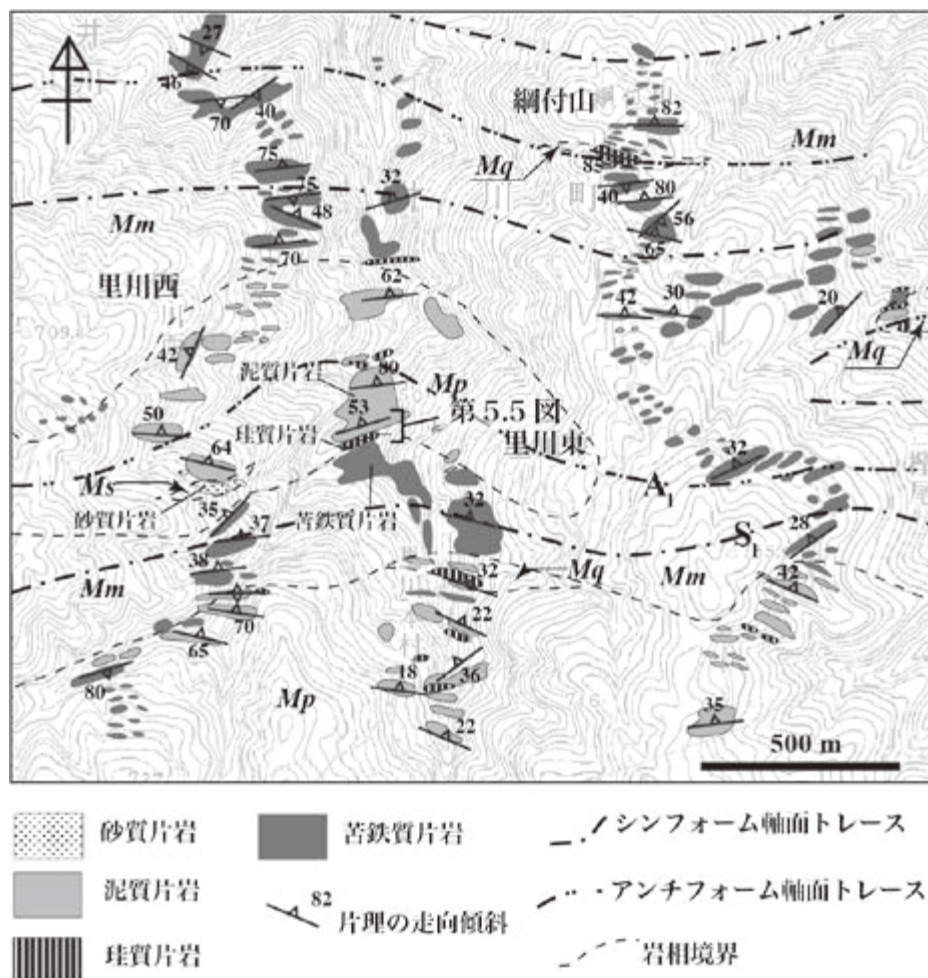
(第 5.3 図 b, 三好市池田町イタノ)

主要構成鉱物は緑泥石、ざくろ石、石英、アルバイト、フェ

ンジャイトである。少量のホルンブレンド、緑れん石、ルチル、チタン石、炭質物、アパタイト、電気石、ジルコン、不透明鉱物を含む。フェンジャイト、緑泥石、黒雲母の形態定向配列による主片理 S_1 の発達が顕著である。径数 mm のアルバイト斑状変晶が発達する。アルバイト斑状変晶内には微細な炭質物の配列で識別できる S_{1-1} 片理が識別できる。ざくろ石は径 0.5 mm 程度の自形結晶として、基質中及びアルバイト斑状変晶内部に産する。黒雲母は、オープンニコルで淡黄色から褐色の多色性を示す。ホルンブレンドは、オープンニコルで淡青緑色・淡緑色・無色の多色性を示し、Z 軸色は淡青緑色である。ルチルは基質及びアルバイト斑状変晶中に単独で存在するが、一部チタン石に包有されるものも存在する。

5.4 三縄ユニット

三縄ユニットは、本地域に分布する三波川コンプレックスの大半を占める。本地域南西端の三好市池田町馬路^{うまじ}から南東端の三好郡東みよし町毛田にかけて東西方向に連続して分布する。北縁は、南西部では東西に流れる吉野川支流の馬路川付近、吉野川が南北から東西に流路を変える池田町イタノから東は、吉野川付近がそれぞれ分布の北縁となる。三波川コンプレックスの北縁を画する中央構造線が馬路川の北を通り、池田町イタノから同町マチまでは吉野川右岸を、それより東では吉野川左岸沿いにほぼ東西走向で連続する。本地域内では、池田町イタノ付近にイタノユニットが存在する以外は、地表に露出する三波川コンプレックスの北限はすべて三縄ユニットが分布している。三縄ユニットの北縁は、多くの場所で中央構造線を介して和泉層群と接すると予想されるが、第四系に覆われて断層露頭は限られている(詳細は



第5.4図 井川町里川東付近の三波川コンプレックス三縄ユニットのルートマップ

Mm: 三縄ユニット苦鉄質片岩; Mp: 三縄ユニット泥質片岩; Mq: 三縄ユニット珪質片岩;
 Ms: 三縄ユニット砂質片岩; A₁: 転倒アンチフォーム A₁; S₁: 転倒シンフォーム S₁. 一点鎖線は転倒シンフォーム軸面のトレース, 二点鎖線は転倒アンチフォーム軸面のトレース.

第9章を参照). 三縄ユニットの南縁は後述するように主片理 S_i に平行なユニット境界で小歩危ユニットと接する.

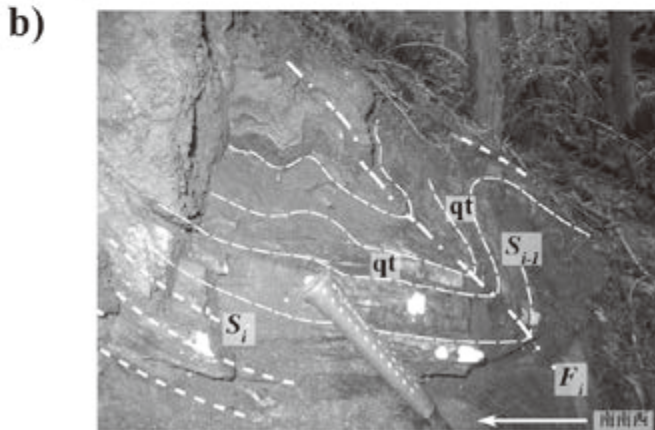
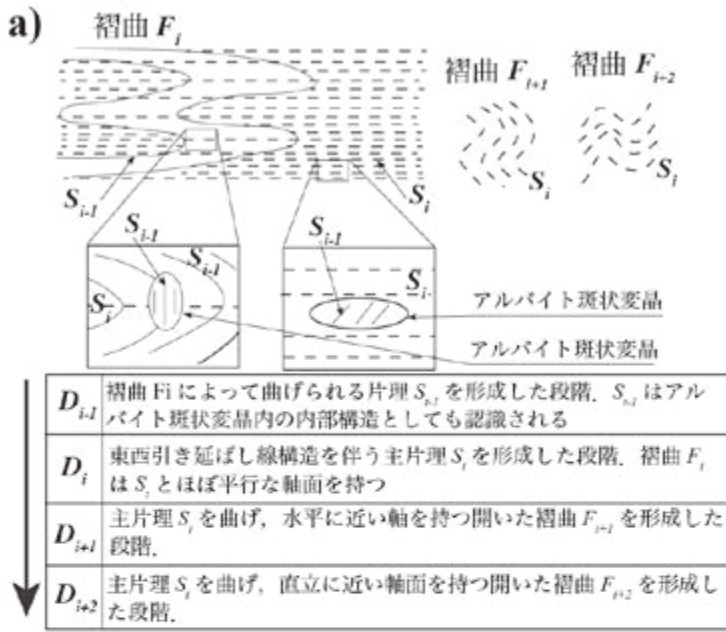
本ユニットは苦鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩, 及び砂質片岩からなり, ごくまれに小規模な蛇紋岩レンズが挟まる. 苦鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩, 砂質片岩の各岩相境界は主片理 S_i と平行であることが多い. しかしながら, 褶曲 F_i のヒンジ部では両者は斜交する. 蛇紋岩を除く各岩相の相互の関係は, 井川町里川東の谷沿いで観察できる (第5.4図). この谷沿いの苦鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩の連続露頭では, 青緑色苦鉄質片岩の見かけ上位に淡緑色の珪質片岩が重なる (第5.5図). 青緑色苦鉄質片岩と淡緑色珪質片岩の境界部付近の苦鉄質片岩は緑泥石を多く含み暗緑色となっている. 淡緑色珪質片岩の見かけ上位は黒色の珪質片岩が重なり, さらにその上位に再び淡緑色の珪質片岩が重なる. さらにその上位に銀灰色の珪質泥質片岩が重なる (第5.5図).

これら片岩の原岩は, 苦鉄質片岩が玄武岩, 珪質片岩がチャート, 珪質な泥質片岩が珪質泥岩であり, もともと海洋プレート層序を有していたと推定される. 前述の谷沿いの露頭での各岩相境界は, 片岩に発達する主片理 S_i に平行である.

概要で述べたように, 本地域の三波川コンプレックスの変成岩には, 主変形 D_i によって主片理 S_i が形成されている. この主片理 S_i を形成した変形 D_i を基準に, 変形 D_i による褶曲 F_i によって曲げられる片理 S_{i-1} を形成した段階を変形 D_{i-1}, 主片理 S_i を曲げる水平に近い軸面を有する褶曲 F_{i+1} を形成した段階を変形 D_{i+1}, さらに主片理 S_i を曲げる直立に近い軸面を持った褶曲 F_{i+2} を変形 D_{i+2} として区分した (第5.6図). 変形 D_i の主片理 S_i 形成には, 角閃石, アルバイト斑状変晶, 及び石英レンズの形態定向配列による東西引き延ばし線構造も形成されている. 本地域での褶曲 F_{i+1} は, 後述する地質断面図でその存在が推定された. 褶曲 F_{i+2} は露頭スケールで観



第 5.5 図 三縄ユニットの苦鉄質片岩, 珪質片岩, 泥質片岩の露頭写真
井川町里川東. 位置は, 第 5.4 図を参照.



第 5.6 図 三波川コンプレックスの変形段階の概要と変形構造の模式図及び三縄ユニットに見られる褶曲 F_i

(a) 池田地域三波川コンプレックスの変形段階 D_{i-1} , D_i , D_{i+1} , D_{i+2} の概要と変形構造 S_{i-1} , S_i , F_i , F_{i+1} , F_{i+2} の模式図. (b) 三縄ユニット泥質片岩に見られる褶曲 F_i . S_i : 主片理; S_{i-1} : 主片理以前に形成されていた片理. F_i : 褶曲 F_i の軸面のトレース. qt: 分泌石英脈. 東みよし町柿佐古.

察される。変形 D_{i+1} と変形 D_{i+2} の変形段階の前後関係は本地域では不明だが、概要で述べたようにそれぞれ、青矢ほか(2013)及び Wallis (1990, 1998) の変形 D_i 及び変形 D_n に対比可能であることから、 D_{i+1} の後に D_{i+2} の変形が起きたと推定した。

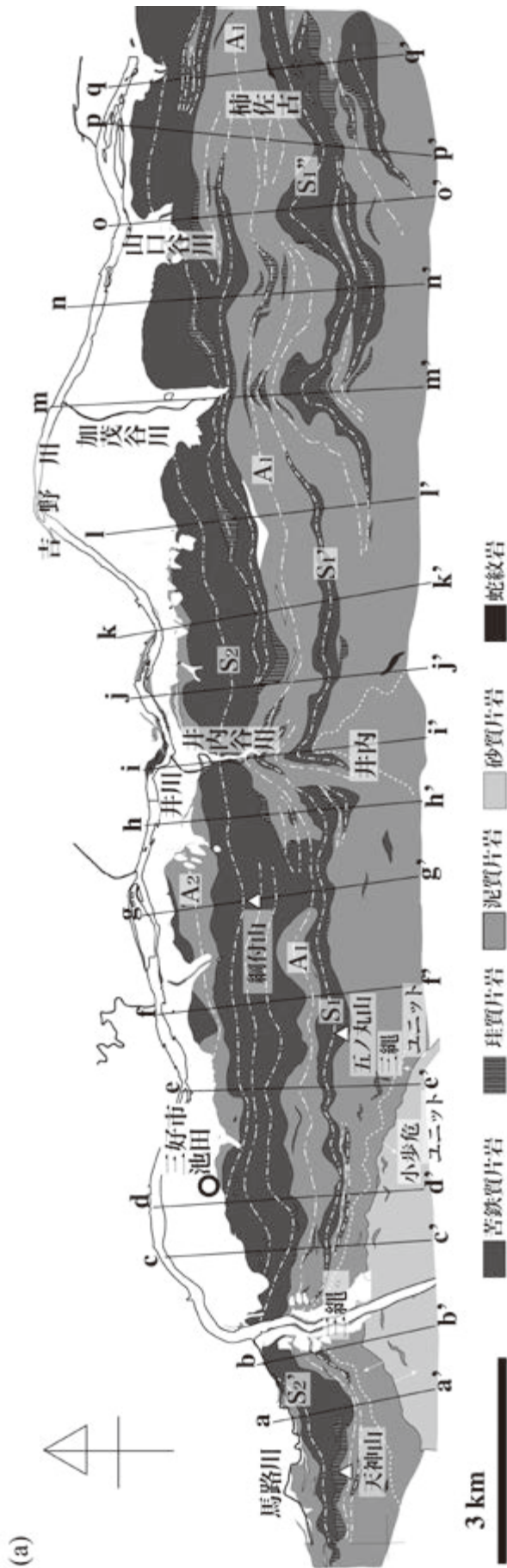
三縄ユニットにおける変形 D_{i-1} と変形 D_i の変形段階の前後関係は、露頭において認識できる(第 5.6 図)。この露頭では、褶曲 F_i とこれにより曲げられる片理 S_{i-1} が認識できる。主片理 S_i 形成以前に形成された分泌石英脈は、主片理 S_i より前に形成された片理 S_{i-1} に平行であり、分泌石英脈は褶曲 F_i により曲げられている。このような露頭規模の褶曲 F_i に加えて、地質図スケールの褶曲 F_i も認定できる。前述の井川町里川東周辺の苦鉄質片岩の分布(第 5.4 図)より、この付近を東西に走る転倒アンチフォーム A_1 (第 5.4 図, 第 5.7 図 a; 第 5.7 図 b の f-f' 断面及び g-g' 断面)の存在を推定した。この付近では、里川西から続く苦鉄質片岩が分布高度をいったん下げた後、分布高度を上げ、綱付山山頂を経て、尾根伝いに南側へ続く。この苦鉄質片岩の分布は、里川東で再び分布高度を下げ、谷沿いに分布し、さらに西方へ分布高度を上げなら連続する(第 5.4 図)。すなわち、想定した転倒アンチフォーム A_1 により、綱付山周辺の苦鉄質片岩は尾根伝いに南側へ連続し、五ノ丸山から連続する苦鉄質片岩につながる。里川東の谷沿いには、想定される転倒アンチフォーム軸に対して対称的に、南から北へ苦鉄質片岩、薄い珪質片岩、泥質片岩、薄い珪質片岩、苦鉄質片岩が分布しており(第 5.4 図)、このことも転倒アンチフォーム A_1 の存在を裏付けている。里川東周辺のルートマップ(第 5.4 図)より、苦鉄質片岩とその見かけ下位の珪質片岩及び泥質片岩との岩相境界は、東側の尾根に近い部分では主片理と大きく斜交する。主片理 S_i 形成以前は、苦鉄質片岩と見かけ下位の珪質片岩及び泥質片岩の岩相境界は、片理 S_{i-1} に平行であり、褶曲 F_i によって岩相境界が曲げられたと解釈した。里川東周辺の谷沿いでの原岩岩相境界は主片理 S_i とほぼ平行であるが、これは変形 D_i が強く進行した褶曲 F_i の翼部が現れているためと考えられる。

転倒アンチフォーム A_1 は、本地域西端から、天神山、五ノ丸山北、綱付山南、黒長谷、柿佐古北を通り、本地域東端まで連続する(第 5.7 図 a)。転倒アンチフォーム A_1 の北翼には、三縄ユニットの比較的厚い苦鉄質片岩が分布する。この苦鉄質片岩の露出を池田町西方の吉野川屈曲点から東方に追跡すると、既に述べたように、綱付山付近で南側に分布する苦鉄質片岩と連続する。南側に分布する苦鉄質片岩を西方へ追跡すると五ノ丸山を通過し、吉野川左岸付近まで連続する。池田町西方の吉野川屈曲点の南で 2 列に分かれて分布する苦鉄質片岩は、褶曲 F_i による繰り返したと推定した。同様の繰り返しは転倒アンチフォーム A_1 の東方延長でも認められる。

転倒アンチフォーム A_1 の北側と南側には、複数の転倒シンフォームと転倒アンチフォームが併走する。これらのうち主要なものが、北側に分布する転倒シンフォーム S_2 と転倒アンチフォーム A_2 、及び南側に分布する転倒シンフォーム S_1 である(第 5.7 図 a)。また、 S_1 の南に小規模なシンフォームを伴い、 S_1 に雁行する主要な転倒シンフォームを北から南へ S_1' 、 S_1'' とする。これらにより本地域の三波川コンプレックスの片岩類は同一岩相が繰り返す(第 5.7 図 b)。同様の地質図スケールの折りたたまれた地層は本地域に多数存在する。小規模な転倒アンチフォーム・転倒シンフォームが発達する池田町みなわ付近や井川町井内北方では、苦鉄質片岩や珪質片岩のレンズ状小岩体が認められ、これらの地域は塩田(1981)の井内剪断帯に相当する。褶曲 F_i が重複することで地層のレンズ状化が起きた可能性がある。三縄ユニットにおけるこのような繰り返しを元に戻すと、本ユニットの岩相層序は、見かけ最上位の苦鉄質片岩、多くの場合その下位に薄い珪質片岩が認められ、さらにその下位に泥質片岩を主体とする層から構成される岩相層序が構築できる。この岩相層序は、逆転した海洋プレート層序に類似する。三縄ユニットの層厚は、褶曲の影響を取り除くと最も厚いところで 1,400 m 以上と見積もられる。苦鉄質片岩を主体とする三縄ユニット上部の層厚は、厚いところで 400 m 以上である。本地域内では、泥質片岩を主体とする三縄ユニット下部の層厚は、最も厚いところで 1,000 m 程度である。

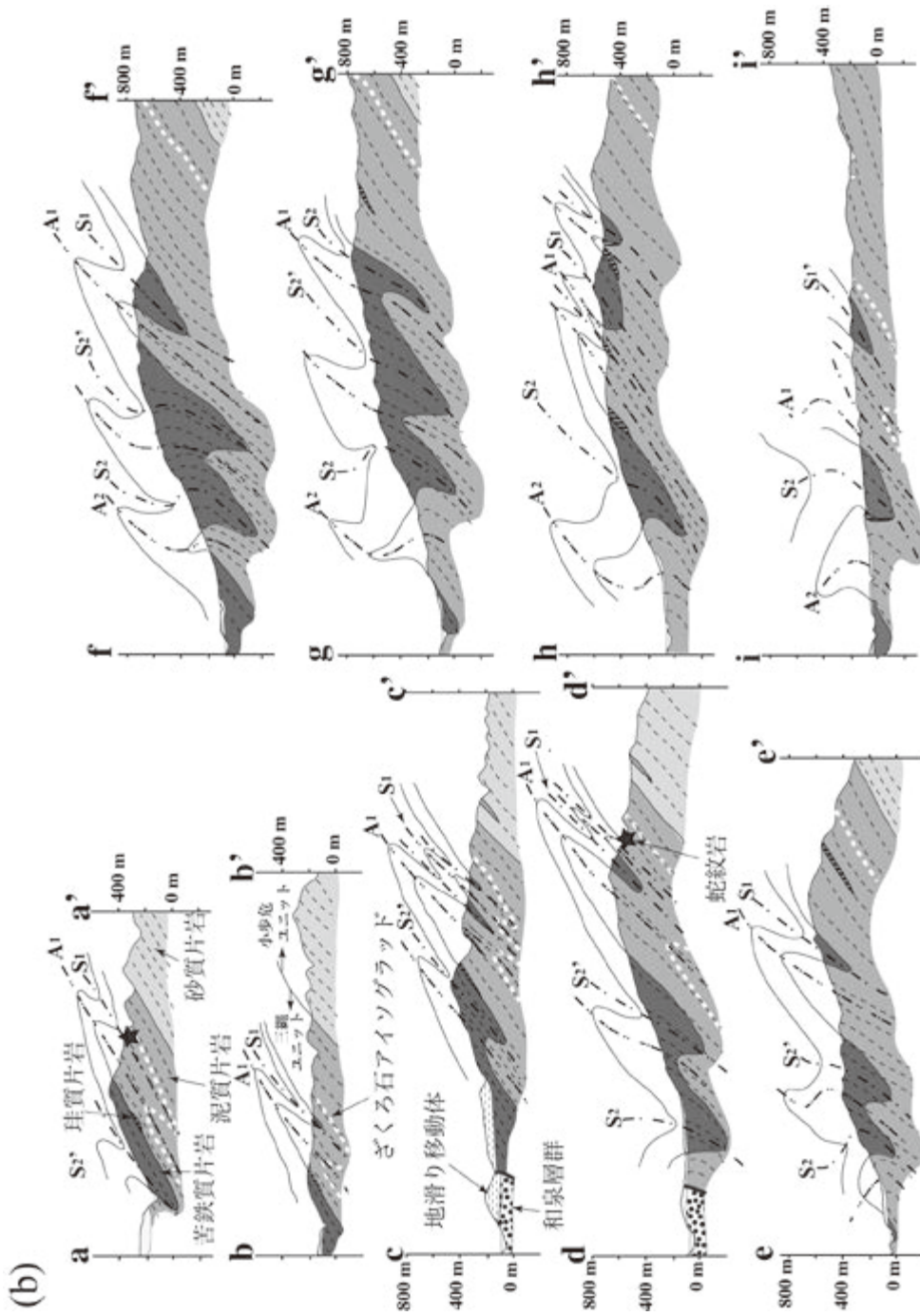
三縄ユニットの地質断面図(第 5.7 図 b)に示したように、褶曲 F_i である転倒アンチフォーム・転倒シンフォームの褶曲軸を曲げるほぼ水平な褶曲軸を持つ開いた褶曲の存在が推定される(第 5.7 図 b の f, g, l, o, p 断面で、褶曲 F_i の軸面を曲げるほぼ水平な軸面を持った褶曲)。本報告では、この褶曲を F_{i+1} とした。褶曲の姿勢及び形態より、褶曲 F_{i+1} は、青矢ほか(2013)及び Wallis (1990, 1998) の変形 D_i に形成された褶曲に対比でき、後述する後述する褶曲 F_{i+2} より前の変形により形成された推定した。

三縄ユニットの変成度は、見かけ下位から上位へ高くなる。変成度の増加は、泥質片岩の鉱物組合せの変化に現れる。本地域では、泥質片岩の鉱物組合せを用いて、低変成度の緑泥石帯と高変成度のざくろ石帯に分帯できる(第 5.8 図)。緑泥石帯とざくろ石帯の境界に、泥質片岩におけるざくろ石アイソグラッド(ざくろ石出現線)が定義できる。本報告におけるざくろ石アイソグラッドの認定には、泥質片岩でのざくろ石の出現に加え、肉眼で確認できるアルバイト斑状変晶の出現を補助的に用いた。泥質片岩が卓越する三縄ユニット下部内に、緑泥石帯とざくろ石帯の境界をなすざくろ石アイソグラッドが存在する。三縄ユニットの変成鉱物の粒度は、見かけ下位の小歩危ユニットから見かけ上位へ向けて粗粒化

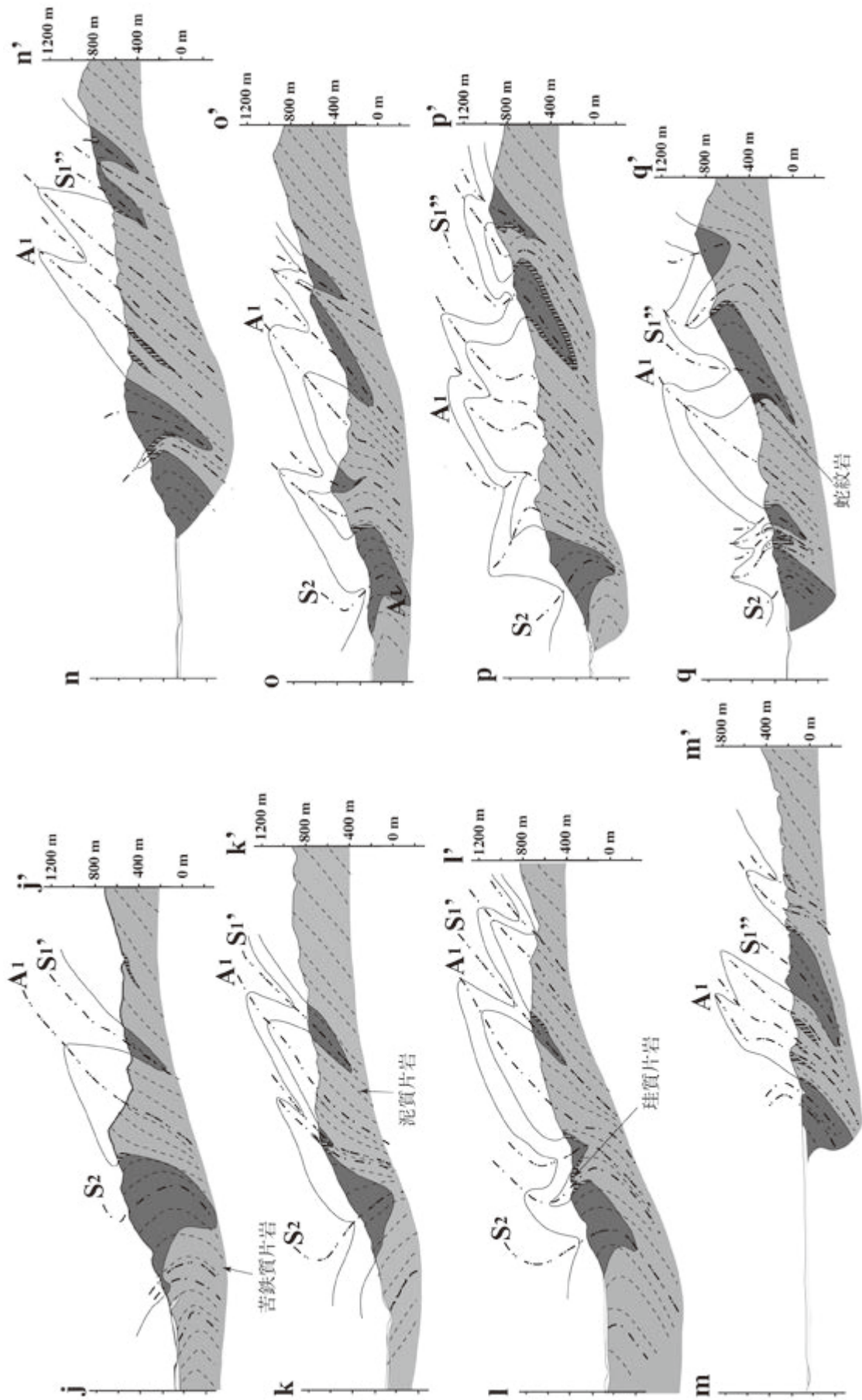


第 5.7 図 三波川コンプレックスの地質図と三縄ユニットに発達する褶曲 F_1 による転倒アンチフォーム・転倒シンフォーム

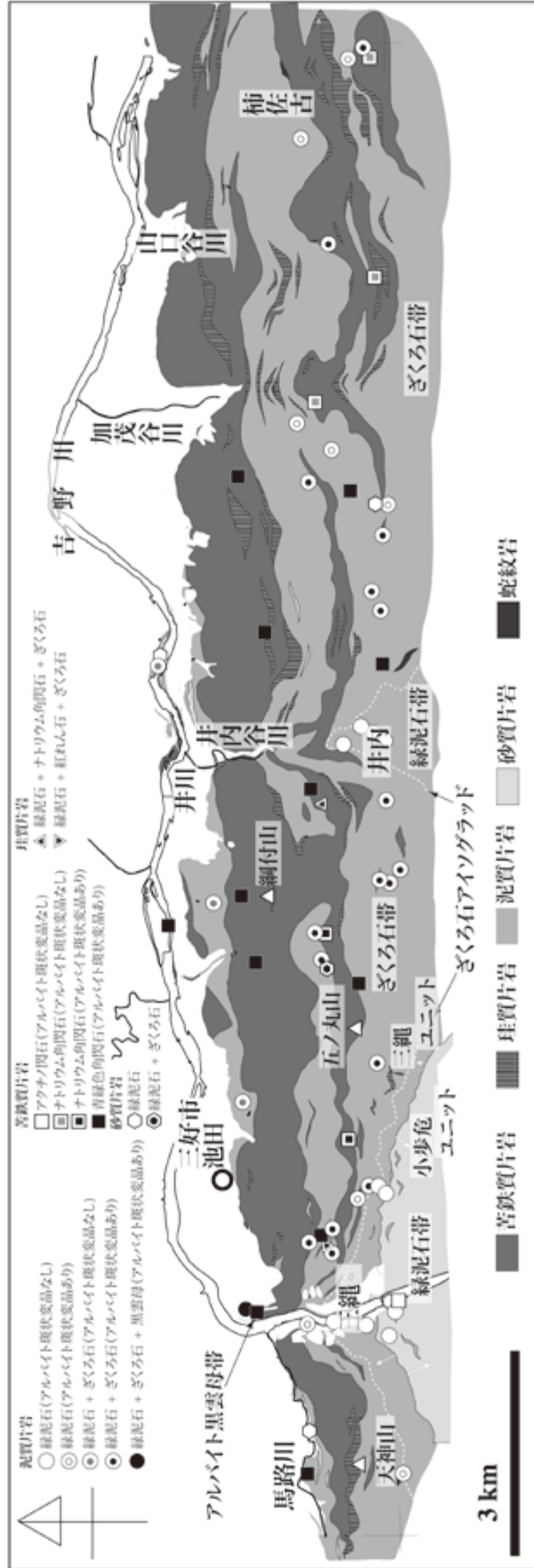
(a) 池田地域三波川コンプレックスの地質図, A_1, A_2 : 褶曲 F_1 による主要な転倒アンチフォーム軸面のトレース; S_1, S_1', S_1'' (S_1', S_1'' は S_1 の南側に小規模な転倒シンフォームを介して雁行配列する主要な転倒アンチフォーム), S_2, S_2' (S_2' は S_2 の西方延長と推定される主要な転倒シンフォーム): 褶曲 F_1 による主要な転倒シンフォーム軸面のトレース.



第 5.7 図 三波川コンプレックスの地質図と三繩ユニットに発達する褶曲 F_1 による転倒アンチフォーム・転倒シンフォーム (続き)
 (b) 池田地域三波川コンプレックスの地質断面図。断面図の位置は (a) の地質図に示した。褶曲 F_1 による主要な転倒アンチフォームと転倒シンフォームのトレースも示している。実線は、岩相境界、破線は主片理 S_1 の断面図でのトレースを示す。断面図の縦横比は 1 対 1。



第 5.7 図 (続き)



第 5.8 図 本地域の三波川コンプレックスの変成分帯と泥質片岩, 苦鉄質片岩, 珪質片岩の変成鉱物の分布



第 5.9 図 三縄ユニットの苦鉄質片岩と泥質片岩の露頭
東みよし町浪内. qtz: 石英レンズ; S₁: 主片理.

する。特に、アルバイト斑状変晶の粒径は、ざくろ石アイソグラッド付近で急激に増大する。ざくろ石アイソグラッドより高変成度側では、泥質片岩及び苦鉄質片岩の両方において、肉眼で容易に識別できる粒径 1 mm ほどのアルバイト斑状変晶が発達する。ざくろ石アイソグラッドより低変成度側の苦鉄質片岩は、淡緑色あるいは青緑色の色調を呈するものが多いが、ざくろ石アイソグラッドより高変成度側では徐々に苦鉄質片岩の色調が濃くなる傾向がある。

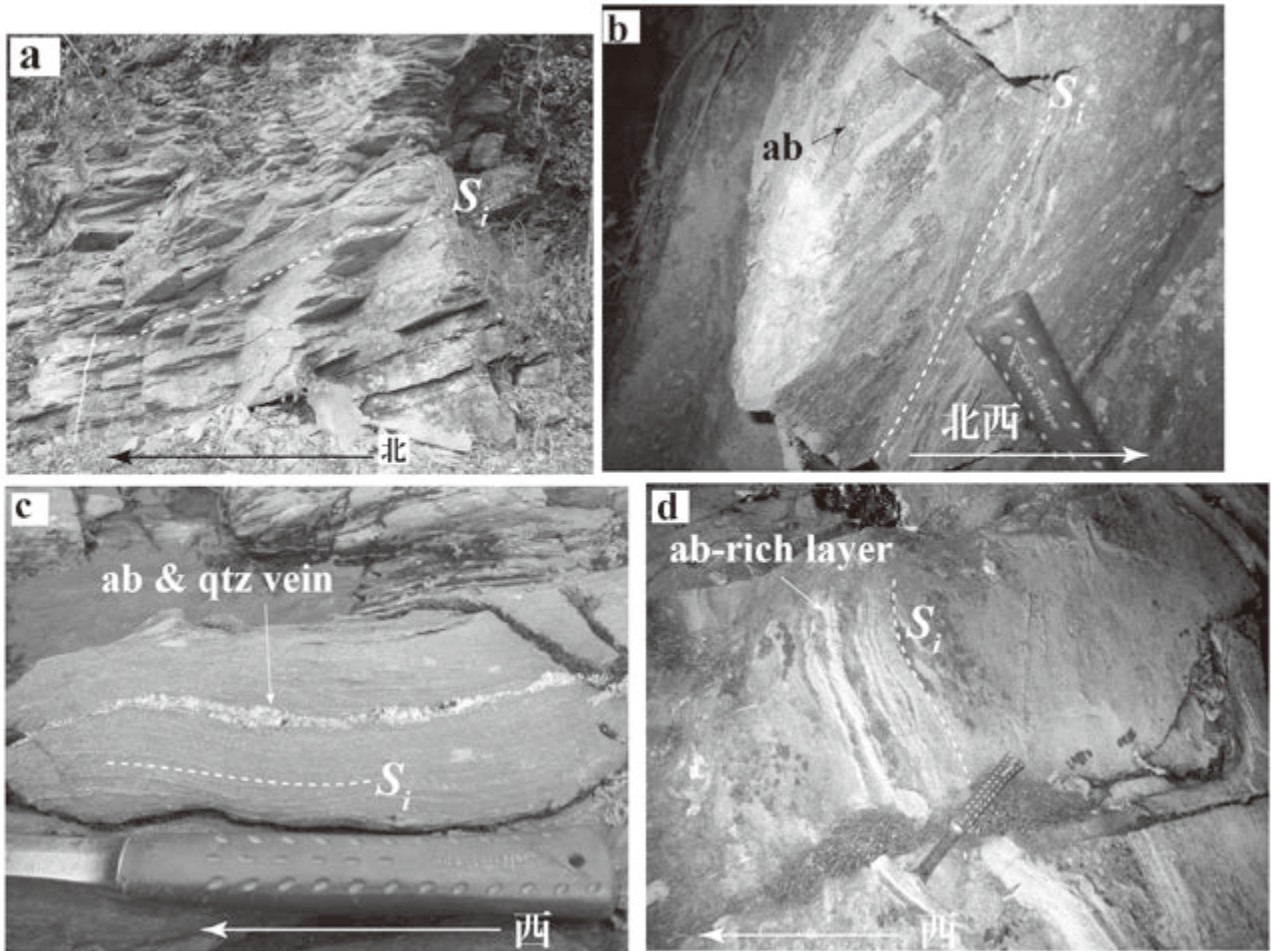
5.4.1 苦鉄質片岩 (Mm)

三縄ユニット下部の緑泥石帯では、苦鉄質片岩は希にしか認められない。地質図には示していないが、三好市池田町三縄付近で厚さ数 m 程度の淡緑色苦鉄質片岩が確認できる。緑泥石帯の苦鉄質片岩には、肉眼で確認できるアルバイト斑状変晶は発達しない。ざくろ石帯に入ると、アルバイト斑状変晶が発達した苦鉄質片岩が認められる。三縄ユニット上部の厚い苦鉄質片岩は、三好市馬路から東方へ綱付山を通り、本地域東端の東みよし町東方を経て、さらに東方へ連続する(第 5.7 図 a)。前述したように主片理 S₁ に平行な軸面を持つ褶曲 F₁ の転倒アンチフォーム・転倒シンフォームによりこの苦鉄質片岩は折りたたまれており、同一層準のものが繰り返し出現する。池田町みなわ東方から五ノ丸山を経て井川町井内北方に分布する苦鉄質片岩は、転倒アンチフォーム A₁・転倒シンフォーム S₁' により折り返したと判断した(第 5.7 図 b の断面図 c-c' から g-g')。また、転倒アンチフォーム A₁ と転倒シンフォーム S₁' によって折り返された苦鉄質片岩が、井川町井内北方から東方に連続し

(第 5.7 図 b の断面図 h-h' から l-l')、さらにその東方の東みよし町黒長谷付近から柿佐古にかけては転倒アンチフォーム A₁ と転倒シンフォーム S₁' によりに折り返された苦鉄質片岩が分布する(第 5.7 図 b の断面図 m-m' から q-q')。転倒シンフォーム S₁' の南側にはさらにいくつかの転倒シンフォーム・転倒アンチフォームの存在が推定され、苦鉄質片岩が 2 列ほど存在する(第 5.7 図 a, b)。

前述したように、変形 D₁ の変形量が大いであると推定される褶曲 F₁ の翼部に当たる部分では、苦鉄質片岩と珪質片岩との岩相境界は、主片理 S₁ に平行である(第 5.5 図)。これ以外にも、淡緑色苦鉄質片岩が、黒色泥質片岩と直接接するところがある(第 5.9 図)。この場合、境界付近の苦鉄質片岩は、緑泥石に富み、濃緑色を呈す。岩相境界に平行な主片理 S₁ が強く発達する。一方、境界に近い側の泥質片岩には石英が濃集した長軸 10 cm 以下のレンズが多数存在する。石英濃集レンズの長軸は、主片理 S₁ にほぼ平行である。

苦鉄質片岩は、主片理 S₁ に沿って薄く剥がれる(第 5.10 図 a)。ざくろ石帯の苦鉄質片岩は、野外で、青緑色、濃緑色、淡緑色を呈し、片理の発達の強弱などと合わせて多様性がある。青緑色及び濃緑色を呈する苦鉄質片岩は、特に片理が強く発達し、白色アルバイト斑状変晶の発達も顕著である(第 5.10 図 b)。アルバイト斑状変晶が発達する苦鉄質片岩では、アルバイト斑状変晶濃集層ができていているところがある。青緑色と淡黄色の細かな層が数 mm 単位で繰り返す層状構造が主片理 S₁ と平行にする苦鉄質片岩も存在する(第 5.10 図 c)。このような薄層は原岩に存在した葉理が強調されたものである



第 5.10 図 三縄ユニット苦鉄質片岩の露頭写真

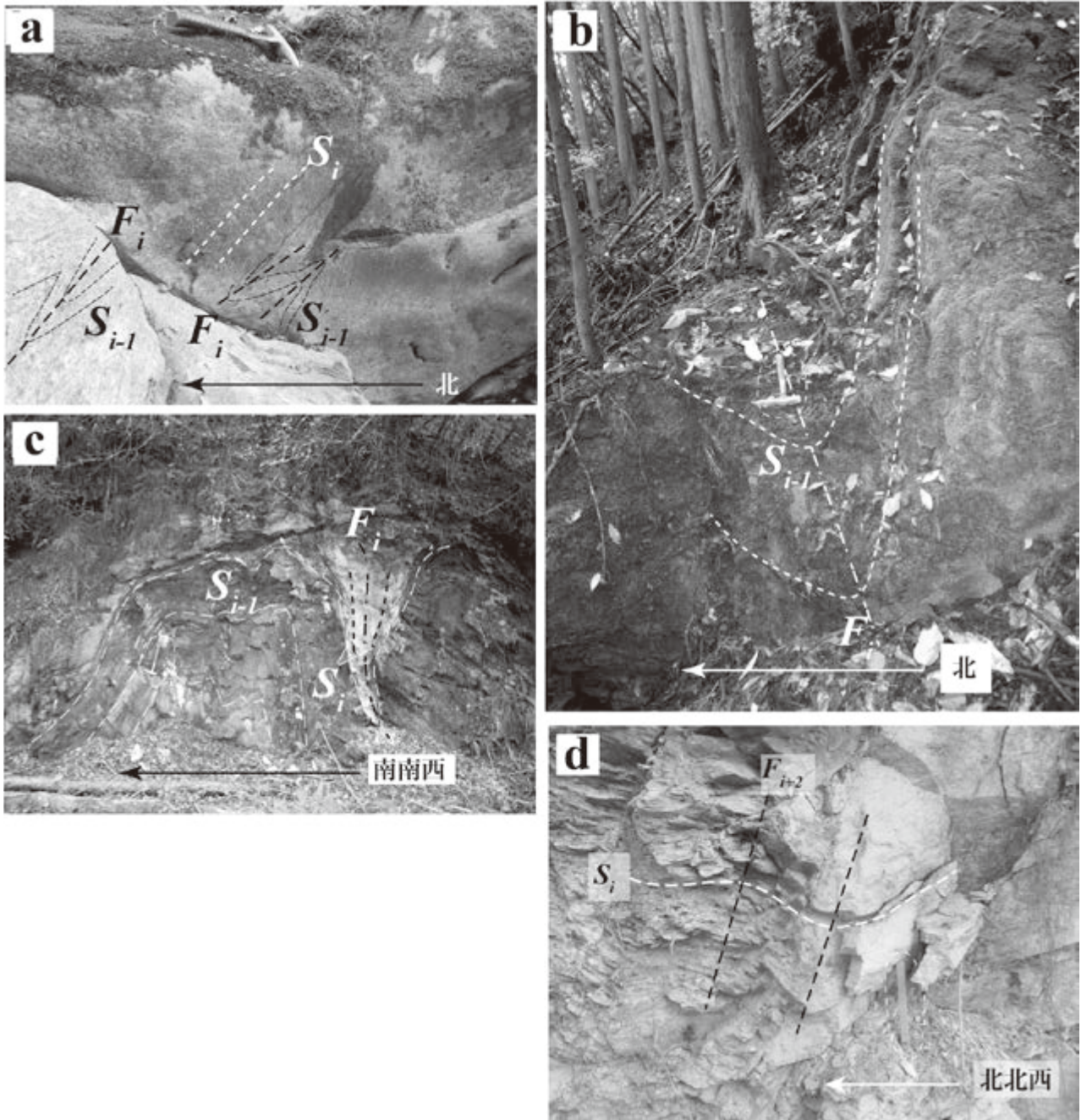
(a) 主片理が発達する苦鉄質片岩。井川町西井川里川東。 S_1 : 主片理。(b) 主片理 S_1 とアルバイト斑状変晶 (ab) が発達する苦鉄質片岩。井川町綱付山西約 1 km。(c) 主片理 S_1 とこれに平行な鉱物組成がことなる薄層が発達する苦鉄質片岩。 ab & qtz vein: 石英・アルバイトからなる脈。東みよし町黒長谷。(d) 片理の発達が弱い淡緑色苦鉄質片岩。 ab-rich layer: アルバイトに富む薄層。井川町井内。

可能性があり、玄武岩凝灰岩を原岩とする可能性がある。主片理 S_1 と低角度で斜交する石英アルバイト脈が観察される場合もある(第 5.10 図 c)。また、変成鉱物の量比が異なる薄層が存在せず、片理は発達するものの、アルバイト斑状変晶が発達する以外は比較的均一な組織を持つ苦鉄質片岩も存在する(第 5.10 図 d)。このような苦鉄質片岩の原岩は、玄武岩溶岩である可能性がある。

三縄ユニットの苦鉄質片岩には、露頭スケールの褶曲構造が発達する。特に、主片理 S_1 と平行な褶曲軸面を持つ褶曲 F_i が多く観察される(第 5.11 図 a-c)。主片理 S_1 より前に形成された変成鉱物の量比が異なる縞状構造及びにこれに平行な片理 S_{i-1} が褶曲 F_i により折り曲げられている。縞状構造は、角閃石及び緑泥石が濃集した濃青緑色層と、緑れん石及びアルバイトが濃集した淡黄緑色の層からなる。多くの場合、褶曲 F_i の翼部は 1 つのヒンジで折り返すが(第 5.11 図 a, b)、2 つのヒンジ

が存在し、箱形の形態をなす場合がある(第 5.11 図 c)。箱形の褶曲には、ヒンジが 1 つの褶曲 F_i もペアになっている。後者の軸部の岩質は前者の軸部の岩質に比べ、緑泥石に富み、主片理 F_i の発達がより顕著である。苦鉄質片岩には主片理 S_1 を曲げる鉛直な褶曲軸面を持った褶曲 F_{i+2} も観察される(第 5.11 図 d)。

苦鉄質片岩の鏡下観察を行い、変成岩記載岩石学的な名称を決めるためには、角閃石の種類を決めることが必要になる。しかしながら、光学的性質のみで、角閃石の組成を決定することは難しい。本地域に産する苦鉄質片岩中の角閃石を分析した塩田(1981)によれば、ざくろ石帯の角閃石は、パロア閃石ないしウインチ閃石である。パロア閃石の存在は光学性からも確認できる。一方、藍閃石の産出は、塩田(1981)でなされているが、分析データは掲載されていない。本報告でも光学性から藍閃石、鉄藍閃石あるいはマグネシオリーベック閃石の存在が



第 5.11 図 三縄ユニット苦鉄質片岩に発達する褶曲
 (a) 井川町里川東. (b) 東みよし町柿佐古の南方約 1 km. (c) 東みよし町黒長谷南西約 2 km. (d) 井川町里川東. S_i : 主片理. S_{i-1} : 主片理以前に形成されていた片理. F_i : 褶曲 F_i の軸面のトレース. F_{i+2} : 褶曲 F_{i+2} の軸面のトレース.

確認できたが、EPMA による組成の決定を行っていない。以下では、藍閃石、鉄藍閃石及びマグネシオリーベック閃石を総称してナトリウム角閃石として記載する。ざくろ石帯の青緑色苦鉄質片岩の記載岩石学的名称は、アルバイト緑れん石バロア閃石ナトリウム角閃石片岩もしくはアルバイト緑れん石緑泥石バロア閃石片岩である。青緑色苦鉄質片岩の薄層と数 mm 単位で繰り返す淡黄

色部分は、鏡下で緑れん石及びアルバイトが濃集した層として認識される(第 5.12 図 c)。青緑色の薄層は、ナトリウム角閃石が濃集した層である。緑れん石とアルバイトからなる薄層は、主片理 S_i と平行な軸面を持つ褶曲 F_i により曲げられており、鉱物の量比の違いによる薄層構造が主片理形成以前から存在したことを示唆している。このような薄層構造は、原岩の堆積構造を反映し

た可能性があり、原岩が玄武岩凝灰岩であることを示唆する。さらに、主片理 S_i に平行にナトリウム角閃石が配列していることより、変形時階 D_i にもナトリウム角閃石が安定であったことを示している。鉱物組成の違いによる薄層が顕著に発達しない苦鉄質片岩の鏡下での特徴は、岩石記載で述べる。濃緑色苦鉄質片岩は緑泥石の量が相対的に多い。また、淡緑色苦鉄質片岩に含まれる角閃石は、鏡下でもオープンニコルで色の薄い角閃石からなる。そのような角閃石は、マグネシオホルンブレンドもしくはアクチノ閃石の可能性がある。ごく希にはあるが、鏡下において径数 mm の角閃石を交代したと考えられる緑泥石集合体や、径数 mm の粗粒淡緑色角閃石を含む苦鉄質片岩が認められる。後者の場合、アルバイト斑状変晶がほとんど認められない。粗粒淡緑色角閃石の周囲には、ナトリウム角閃石が被覆成長し、さらにこれを被覆して青緑色角閃石が成長している(第 5.12 図 d)。このような粗粒角閃石を含む苦鉄質片岩の原岩として、斑れい岩もしくは角閃石岩のような深成岩が考えられる。

岩石記載

アルバイト緑れん石緑泥石バロア閃石ナトリウム角閃石片岩

(第 5.12 図 a；三好市池田町五ノ丸山西方約 3 km)

主要構成鉱物は、ナトリウム角閃石、バロア閃石、緑泥石、緑れん石、アルバイトである。少量の不透明鉱物、チタン石、炭酸塩鉱物を伴う。アルバイトは径 0.5～1.0 mm の斑状変晶をなす。ナトリウム角閃石、バロア閃石、緑泥石の形態定向配列による主片理 S_i が顕著に発達する。ナトリウム角閃石は、紫色から青色の多色性を示し、 $Y=b$ で Z 軸色は青色である。従って、藍閃石、鉄藍閃石、あるいはマグネシオリーベック閃石のいずれかに該当する。バロア閃石は、青緑色から緑色の多色性を示し、二軸性負号で光軸角が小さい。角閃石核部がナトリウム角閃石、縁部がバロア閃石の累帯構造が認められる。また、バロア閃石に被覆成長されないナトリウム角閃石も認められる。緑泥石は緑色から淡黄色の多色性を示す。緑れん石の核部は、淡黄緑色から無色の弱い多色性がある。不透明鉱物は透過光で赤褐色を呈す部分があり、その一部は、赤鉄鉱である。

アルバイト緑れん石緑泥石バロア閃石片岩

(第 5.12 図 b；三好市池田町網付山西方約 1.5 km)

主要構成鉱物は、バロア閃石、緑泥石、緑れん石、アルバイトである。少量の不透明鉱物、チタン石、炭酸塩鉱物を伴う。アルバイトは径 0.5～1.0 mm の斑状変晶をなす。バロア閃石、緑泥石の形態定向配列による主片理 S_i が顕著に発達する。バロア閃石は、青緑色から青色の多色性を示し、二軸性負号で光軸角が小さい。緑泥石は緑

色から淡黄色の多色性を示す。緑れん石は核部で淡黄緑色から無色の弱い多色性がある。不透明鉱物は透過光で赤褐色を呈す部分があり、赤鉄鉱も含まれる。

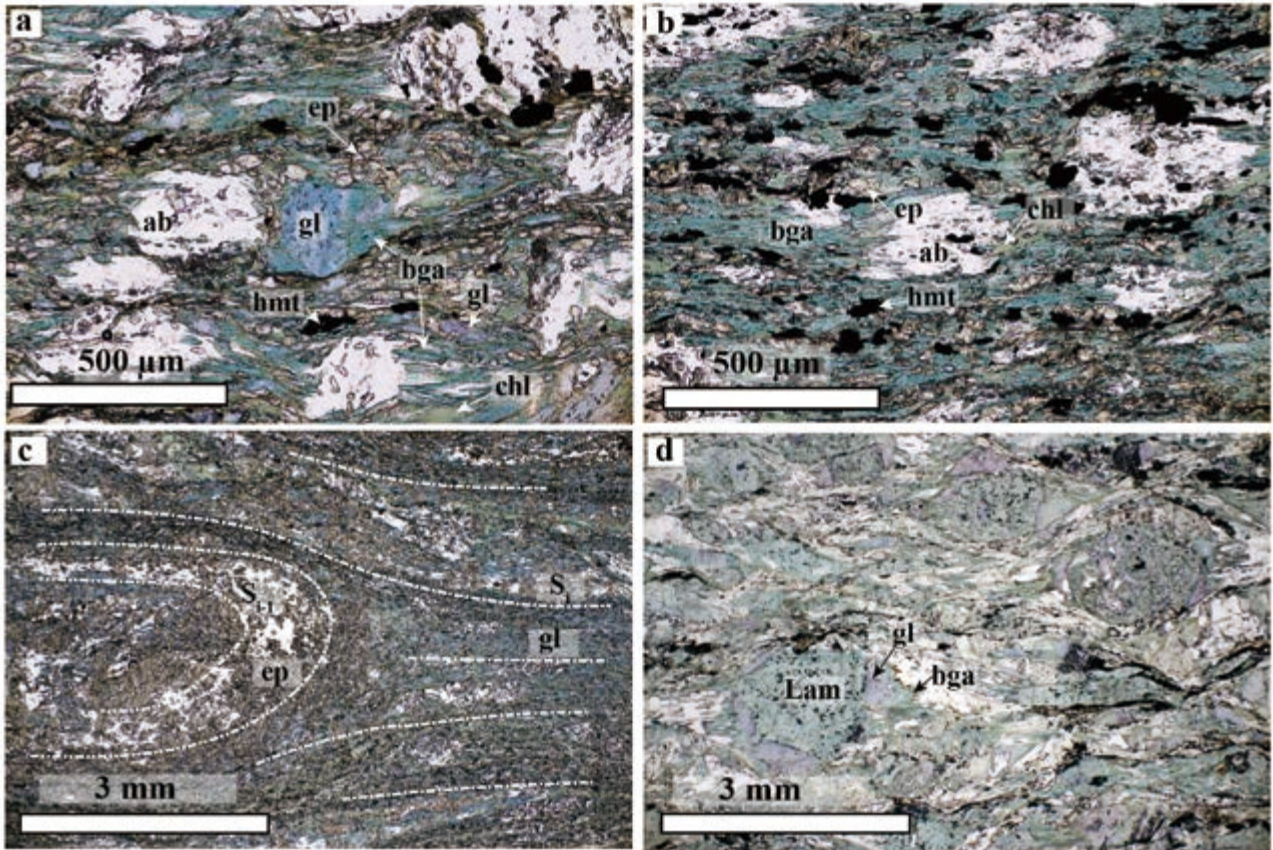
ざくろ石帯の苦鉄質片岩にはアルバイト斑状変晶が発達するが、その内部に主片理 S_i より前に形成された片理 S_{i-1} が保存されている(第 5.13 図 a, b)。アルバイト斑状変晶内部には、青緑色角閃石、緑れん石、チタン石の形態定向配列(第 5.13 図 a)、もしくは微細なチタン石の結晶が濃集した層(第 5.13 図 b)として片理 S_{i-1} が認識される。アルバイト斑状変晶は、片理 S_{i-1} 形成後に成長しているが、一部は変形により褶曲した片理 S_{i-1} を包有し、かつアルバイト斑状変晶の縁部は、主片理 S_i を包有(第 5.13 図 a)する。従って、アルバイト斑状変晶の成長は主片理 S_i 形成のある時期まで続いていたことがわかる。片理 S_{i-1} 構成する変成鉱物と主片理 S_i を構成する鉱物種に大きな違いはない。鏡下でナトリウム角閃石及びバロア閃石と確認できた角閃石は、アルバイト斑状変晶内部及び基質の主片理 S_i を構成する角閃石としても存在する。従って、片理 S_{i-1} と主片理 S_i 形成時の変成条件に大きな違いは存在しなかったと推定される。

5.4.2 珪質片岩 (Mq)

珪質片岩は、三縄ユニット上部の苦鉄質片岩に伴われて分布する。その見かけの層厚は最大でも 100 m を超えない。三縄ユニット上部の苦鉄質片岩と珪質片岩の岩相境界は、主片理 S_i と平行である場合が多い(第 5.5 図)。しかしながら、褶曲 F_i のヒンジ部では両者は斜交する。泥質片岩が卓越する三縄ユニット下部にもごく薄い珪質片岩が分布する。珪質片岩は石英を主成分とし、含まれる副成分鉱物の違いにより、色調が変化する。緑泥石を比較的多く含む場合は、淡緑色を呈し、赤鉄鉱と紅れん石を含む場合は淡紫色から紅色を呈する。このほかに、不透明鉱物を多く含む暗灰色から黒色を呈するもの、石英以外の副成分鉱物が少なく白色から灰色を呈するものなどが存在する。珪質片岩では、石英の富む部分と緑泥石やフェンジャイトなど層状珪酸塩鉱物に富む薄層が律動的に繰り返す(第 5.14 図 a)。層状珪酸塩鉱物に富む薄層には主片理 S_i が発達する。

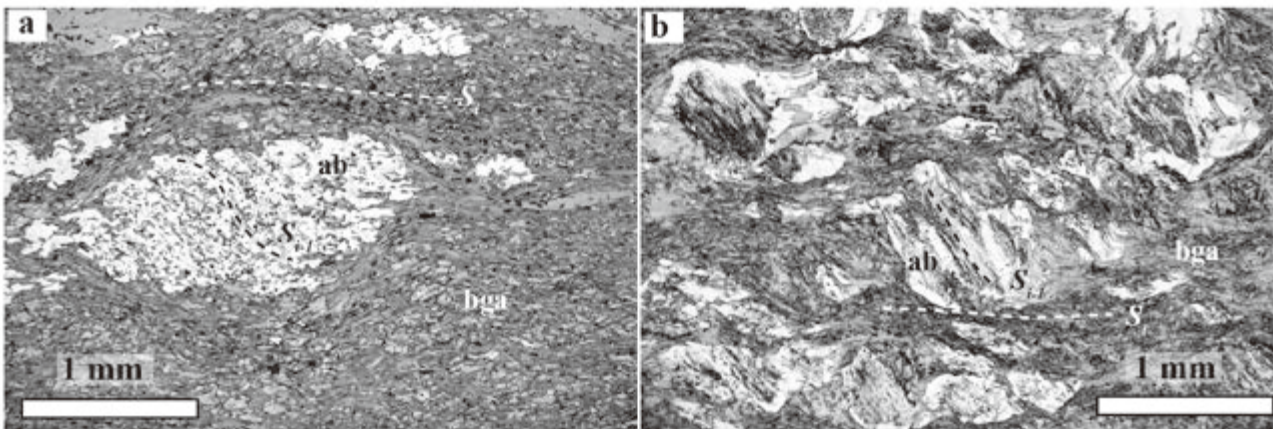
珪質片岩には露頭スケールにおいて、主片理 S_i と平行な軸面を持つ褶曲 F_i が良く発達する(第 5.14 図 b)。主片理 S_i の形成以前の片理 S_{i-1} は、石英に富む薄層と層状珪酸塩鉱物に富む薄層との境界に平行な片理として認識できる(第 5.14 図 b)。片理 S_{i-1} は褶曲 F_i により曲げられている。珪質片岩の見かけの層厚は、このような褶曲 F_i による折りたたみにより厚くなっており、褶曲による折りたたみの効果を除くと、実際の厚さはかなり薄くなると予想される。

鏡下における珪質片岩の観察では、フェンジャイト及



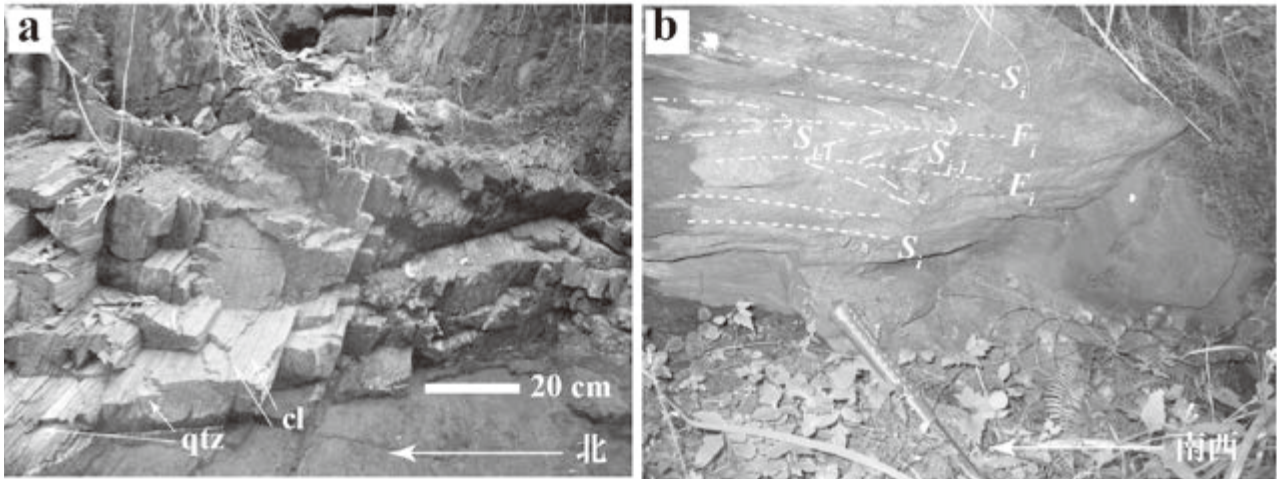
第 5.12 図 三縄ユニット苦鉄質片岩の薄片写真

(a) アルバイト緑れん石緑泥石バロア閃石ナトリウム角閃石片岩 (三好市池田町五ノ丸山西方約 3 km). (b) アルバイト緑れん石緑泥石バロア閃石片岩 (第 5.12 図 b; 三好市池田町網付山西方約 1.5 km). (c) ナトリウム角閃石が濃集した青緑色の薄層と緑れん石とアルバイトからなる薄層からなる苦鉄質片岩. 主片理 S_1 と平行な軸面を持つ褶曲 F_1 により曲げられている. 東みよし町柿佐古南方約 1 km. (d) 粗粒淡緑色角閃石を含む苦鉄質片岩. 東みよし町浪内. gl: ナトリウム角閃石; Lam: 粗粒淡緑色角閃石; bga: 青緑色角閃石; hmt: 赤鉄鉱; chl: 緑泥石; ab: アルバイト; S_1 : 主片理; S_{1-1} : 主片理以前に形成されていた片理. F_1 : 褶曲 F_1 の軸面のトレース.



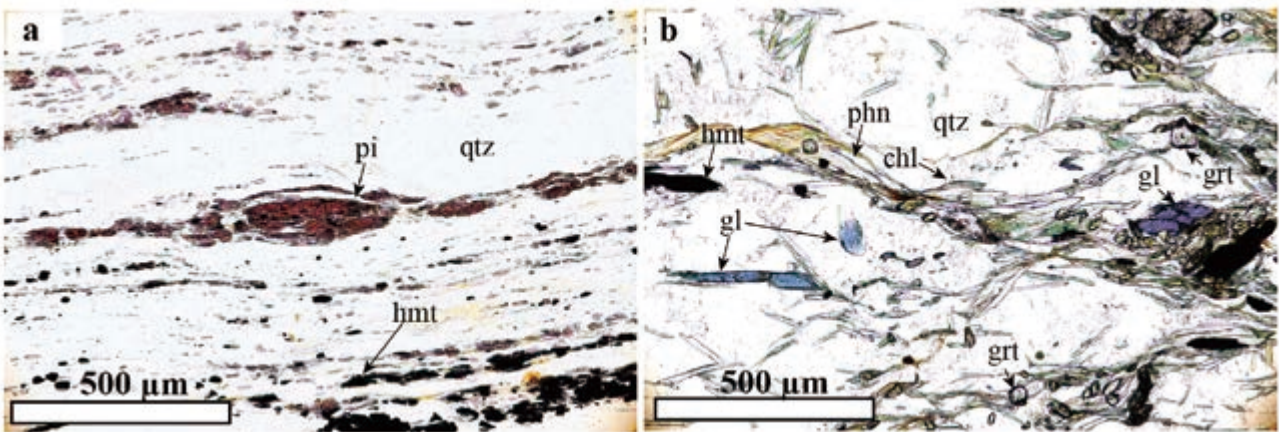
第 5.13 図 三縄ユニット苦鉄質片岩のアルバイト斑状変晶と主片理 S_1 と片理 S_{1-1}

(a) 三好市池田町五ノ丸山東約 500 m. (b) 井川町つくだ. bga: 青緑色角閃石; ab: アルバイト; S_1 : 主片理; S_{1-1} : 主片理以前に形成されていた片理.



第 5.14 図 三縄ユニット珪質片岩の露頭写真

(a) 井川町里山東, (b) 東みよし町浪内西約 1 km. qtz: 石英に富む薄層; cl: フェンジャイト緑泥石に富む薄層. S_1 : 主片理; S_{1-1} : 主片理以前に形成されていた片理. F_1 : 褶曲 F_1 の軸面のトレース.



第 5.15 図 三縄ユニット珪質片岩の薄片写真

(a) 紅れん石赤鉄鉱含有石英片岩 (三好市池田町みなわ北東約 1.3 km). (b) ナトリウム角閃石ざくろ石赤鉄鉱含有石英片岩 (池田町網付山南東約 1 km). pi: 紅れん石; qtz: 石英; hmt: 赤鉄鉱; phn: フェンジャイト; grt: ざくろ石; gl: ナトリウム角閃石; chl: 緑泥石.

び緑泥石などの層状珪酸塩鉱物の形態定向配列により主片理 S_1 が形成されている (第 5.15 図 a, b). 淡紫色を呈する珪質片岩 (第 5.15 図 a) では紅れん石と赤鉄鉱が認められる. 淡緑色を呈する珪質片岩 (第 5.15 図 b) では, フェンジャイト, 緑泥石, ナトリウム角閃石の形態定向配列が認められる. 珪質片岩の記載岩石学的名称は, 少量含まれる特徴的な副成分鉱物を用いて, 副成分鉱物が紅れん石及び赤鉄鉱の場合は, 紅れん石赤鉄鉱含有石英片岩, ナトリウム角閃石及びざくろ石の場合は, ナトリウム角閃石ざくろ石含有石英片岩となる.

岩石記載

紅れん石赤鉄鉱含有石英片岩

(第 5.15 図 a; 三好市池田町みなわ北東約 1.3 km の林道沿い)

主要構成鉱物は石英である. 少量の紅れん石, 赤鉄鉱, フェンジャイト, アパタイト, ざくろ石を含む. 紅れん石, フェンジャイト, 赤鉄鉱の形態定向配列による片理が発達する. 紅れん石は長軸が片理に平行な短柱状で, 濃赤紫色からピンク色の多色性を示す. オープンニコル下で, 赤鉄鉱は結晶端が赤色を呈する. ざくろ石はごく少量含まれ, 内部に紅れん石や赤鉄鉱の微細な結晶を包有する.

ナトリウム角閃石ざくろ石赤鉄鉱含有石英片岩
(第 5.15 図 b; 三好市池田町網付山南東約 1 km)

主要構成鉱物は石英である。少量のナトリウム角閃石、ざくろ石、緑れん石、緑泥石、赤鉄鉱、フェンジャイト、アパタイト、チタン石を含む。ナトリウム角閃石、フェンジャイト、緑泥石の形態定向配列による片理が発達する。ナトリウム角閃石は、紫色から青色の多色性を示す。細粒であるため、光学性の詳細を決定できていない。ざくろ石は、細粒の自形結晶として、フェンジャイトが濃集した薄層に産する。赤鉄鉱は、オープンニコル下で、結晶端が赤色を呈する。緑泥石は緑色から淡黄色の多色性を示す。緑れん石は淡黄色から無色の非常に弱い多色性を示す。

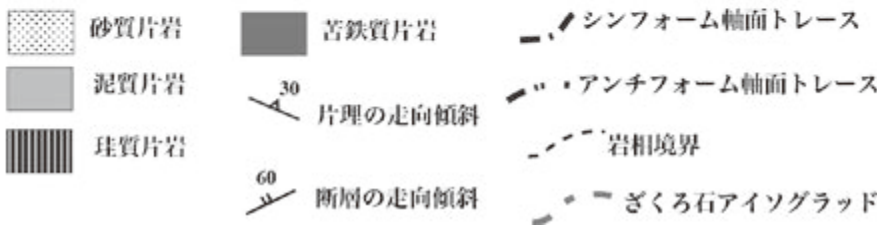
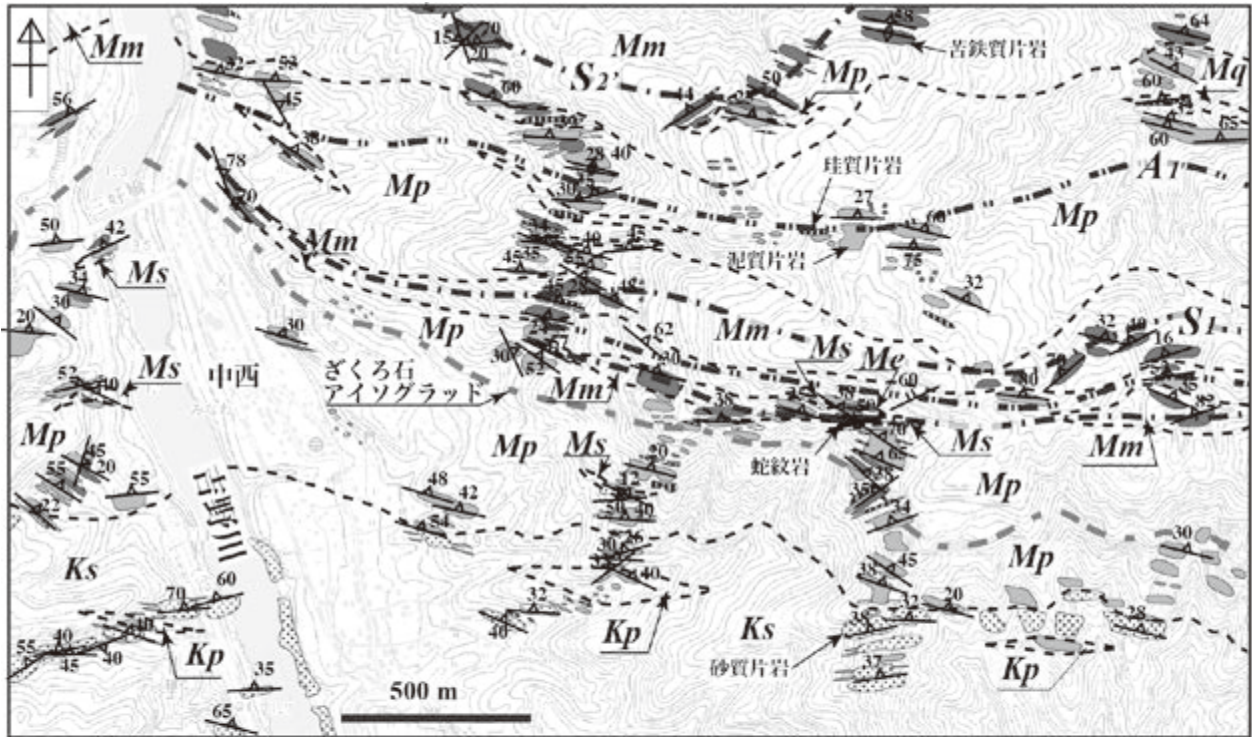
5.4.3 泥質片岩 (Mp)

泥質片岩は三縄ユニット下部の主体をなす。泥質片岩は、三好市池田町天神山南から、五ノ丸山北側を通り、網付山南西まで連続し、転倒アンチフォーム A_1 の軸部に沿って分布している(第 5.7 図 a; 第 5.7 図 b の断面図 a-a' から f-f')。網付山南側の稜線では、見かけ上位の三縄ユニット上部の苦鉄質片岩が露出し、三縄ユニット下部の泥質片岩の分布はいったん途切れる(第 5.4 図, 第 5.7 図 a; 第 5.7 図 b の断面図 g-g')。網付山南東以東では、見かけ下位の三縄ユニット下部の泥質片岩が再び露出し、本地域東端の東みよし町毛田の南方以東に連続する(第 5.7 図 a; 第 5.7 図 b の断面図の h-h' から q-q')。この泥質片岩卓の南側には、転倒シンフォーム S_1 により、苦鉄質片岩が再び現れる(第 5.7 図 a, b)。転倒シンフォーム S_1 に沿って分布する苦鉄質片岩の南側にも、本地域西部から連続する泥質片岩が分布する。転倒シンフォーム S_1 に沿って分布する苦鉄質片岩が井川町井内付近でいったん途切れるため、下位の泥質片岩が転倒シンフォーム S_1 北側の泥質片岩と連続する(第 5.7 図 a)。井川町井内以東では転倒シンフォーム S_1' に沿って分布する苦鉄質片岩の南側に分布する泥質片岩と転倒アンチフォーム A_1 に沿って分布する泥質片岩の 2 列が識別できる。転倒シンフォーム S_1' に沿った苦鉄質片岩の分布が加茂谷川上流の東みよし町加茂山上付近で途切れ、この転倒シンフォームの南北に分かれて分布していた泥質片岩の分布が連続する。これは、泥質片岩の見かけ上位の苦鉄質片岩が地形との関係で分布が途切れるためである(第 5.7 図 b の断面図 I-I')。さらにその東方の加茂谷川以東では、泥質片岩を分かち苦鉄質片岩の分布が転倒シンフォーム S_1'' にシフトする(第 5.7 図 a; 第 5.7 図 b の断面図 p-p' から q-q')。吉野川沿いの三好市池田町南西から井川町辻にかけても、転倒アンチフォーム A_2 に沿って泥質片岩が分布する(第 5.7 図 a; 第 5.7 図 b の断面図 d-d' から I-I')。転倒アンチフォーム A_1 に沿って分布する泥質片岩との間には転倒シンフォーム

S_2 及び S_2' に沿って分布する苦鉄質片岩が存在する。転倒アンチフォーム S_2 に沿って分布する泥質片岩は、転倒アンチフォーム A_1 に沿って分布する泥質片岩、及び転倒シンフォーム S_1 , S_1' , S_1'' の南側に分布する泥質片岩と同一層準のものだと判断した(第 5.7 図 b の断面図 a-a' から q-q')。

三縄ユニット下部の泥質片岩は、見かけ下位に分布する小歩危ユニット砂質片岩と接する。確認できた範囲では、両者の岩相境界は片理に平行である。本地域西部の池田町みなわ付近では、転倒アンチフォーム A_1 に沿って泥質片岩が分布し、その南側の転倒シンフォーム S_1 に沿う苦鉄質片岩が分布する。さらに複数の転倒アンチフォーム・転倒シンフォームが発達し、この領域にはレンズ状の苦鉄質片岩や珪質片岩が認められる。さらに南側では薄い砂質片岩を挟む泥質片岩が分布するようになり、さらにその南側で小歩危ユニットの厚い砂質片岩と三縄ユニットの泥質片岩が接する(第 5.16 図)。見かけ下位の小歩危ユニットとの境界には明瞭な脆性変形による破碎帯を確認できない。

三縄ユニット下部の緑泥石帯泥質片岩は、銀灰色から黒色を呈し、主片理 S_1 が発達する(第 5.17 図 a)。この帯の泥質片岩には、主片理 S_1 と平行に層状珪酸塩鉱物の量が少なく灰白色を呈する砂質の薄層や石英富む白色で珪質な薄層が認められる。小歩危ユニットのまとまった砂質片岩との岩相境界から離れるに従い、三縄ユニットの見かけ上位の地層が分布するようになる。見かけ上位へ向かい、三縄ユニット下部の泥質片岩の変成鉱物の粒度は粗粒化する。池田町みなわ東方では、小歩危ユニットとの境界から 300 ~ 400 m 北側にざくろ石アイソグラッドが存在し、緑泥石帯からざくろ石帯へ移化する(第 5.16 図)。小歩危ユニットとのユニット境界からざくろ石アイソグラッドまでの距離は、東に向かうにつれ長くなり、井川町井内付近では 1 km 以上である。ざくろ石帯の泥質片岩にも主片理 S_1 が発達する(第 5.17 図 b)。また、主片理 S_1 と平行な分泌石英脈や石英レンズ、及び主片理 S_1 と大きく斜交する石英脈も発達する(第 5.17 図 c)。ざくろ石アイソグラッドより高変成度のざくろ石帯では、肉眼で容易に認識できるアルバイトの斑状変晶が発達する(第 5.17 図 c)。泥質片岩中のアルバイト斑状変晶は、微細な炭質物を包有し黒色を呈する。ざくろ石帯の泥質片岩の中でも、転倒シンフォーム S_1 の苦鉄質片岩近傍の泥質片岩のアルバイト斑状変晶の粒径は、他地域のものに比べてやや粗粒である。ざくろ石帯の泥質片岩においても、石英やアルバイトを多く含む砂質片岩の薄層が挟まる(第 5.17 図 d)。泥質片岩の中には、石英を多く含む珪質な薄層を律動的に挟む珪質部分も認められる(第 5.17 図 e)。フェンジャイトや緑泥石に富む泥質片岩中には、主片理 S_1 に平行な分泌石英脈が発達する(第 5.17 図 e)。転倒アンチフォーム A_1



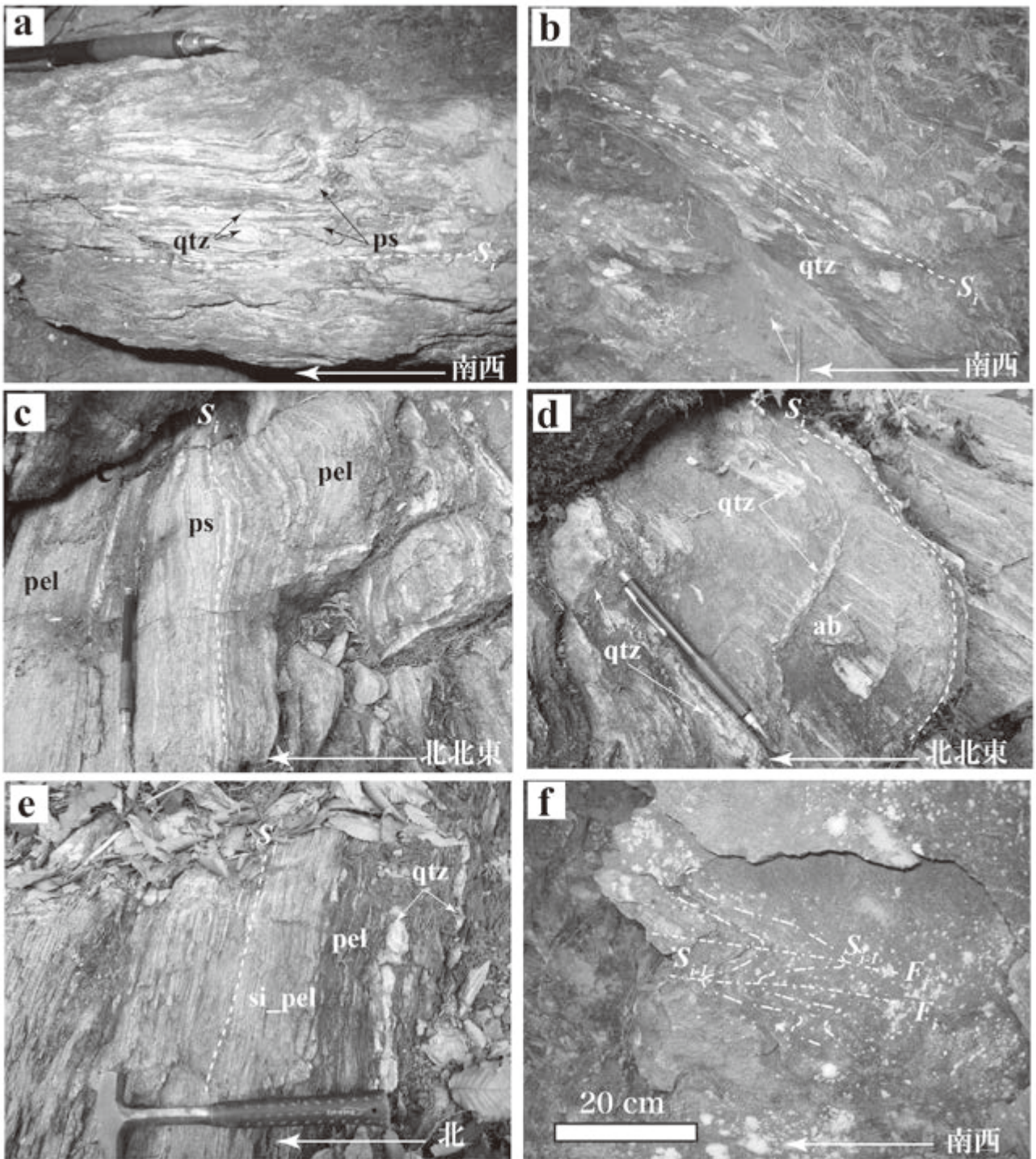
第 5.16 図 三好市池田町中西付近の三波川コンプレックス三縄ユニットのルートマップ

Mm: 三縄ユニット苦鉄質片岩; Mp: 三縄ユニット泥質片岩; Mq: 三縄ユニット珪質片岩; Ks: 小歩危ユニット砂質片岩; Kp: 小歩危ユニット泥質片岩. A₁: 転倒アンチフォーム A₁; S₁: 転倒シンフォーム S₁; S₂: 転倒シンフォーム S₂. 一点鎖線は転倒シンフォーム軸面のトレス, 二点鎖線は転倒アンチフォーム軸面のトレス.

の周辺から転倒シンフォーム S₁, S₁', S₁'' の周辺にかけては, 特に頻繁に露頭規模の褶曲 F_i が観察される. 転倒シンフォーム S₁ 南側に位置する井川町井内西方の露頭では, 片理 S_{i-1} に平行に形成された分泌石英脈が主片理 S_i に平行な軸面を持つ褶曲 F_i により曲げられている (第 5.17 図 f).

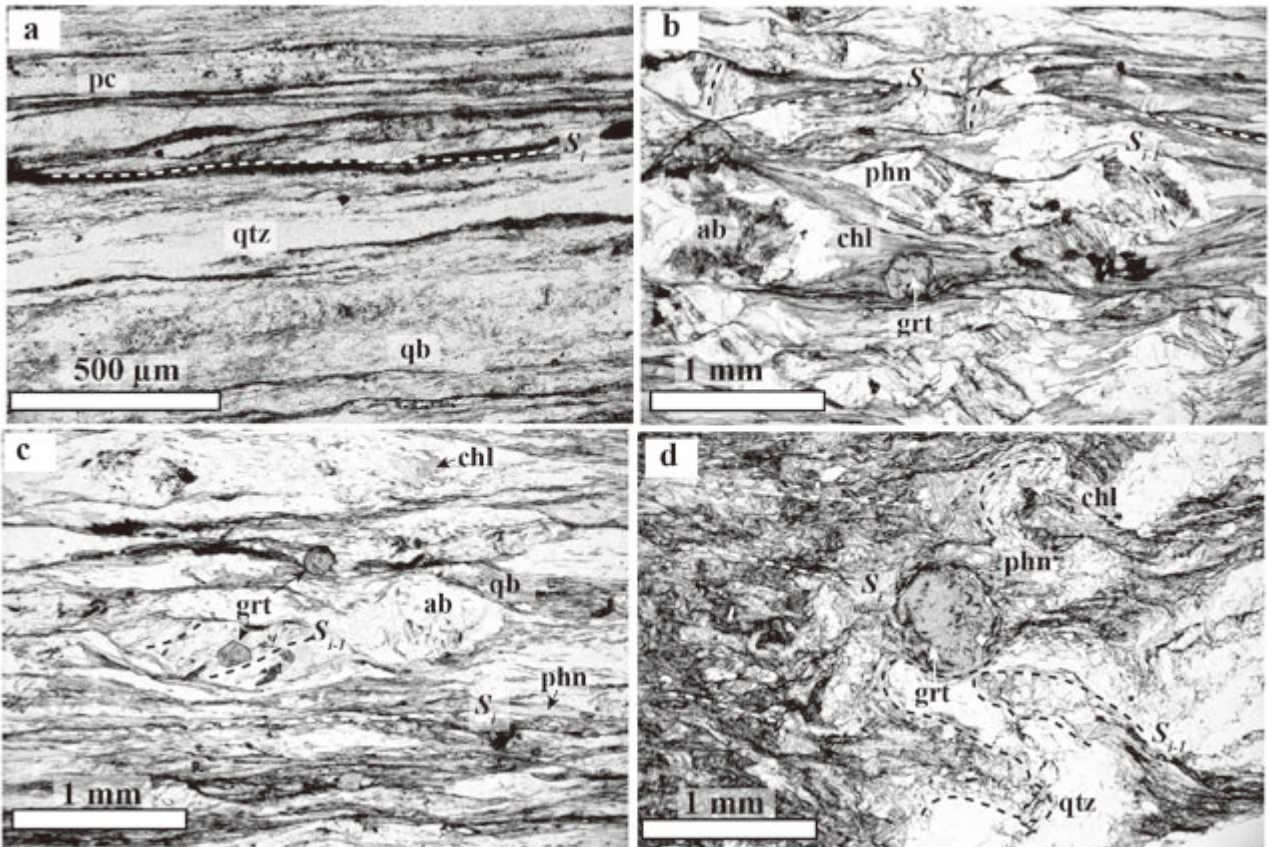
鏡下における観察では, 緑泥石帯の泥質片岩は厚さ 1 mm 以下の鉱物量比が異なる薄層から構成されている. フェンジャイトや緑泥石など層状珪酸塩鉱物に富む薄層と, アルバイトや石英に富む砂質な薄層, ほぼ石英のみよりなる珪質な薄層が主片理 S_i と平行に発達する (第 5.18 図 a). ほぼ石英のみからなる薄層は薄い分泌石英脈と考えられる. ざくろ石帯の泥質片岩では, 径 1 mm 前後のアルバイト斑状変晶が普遍的に認められる (第 5.18 図 b). アルバイト斑状変晶内部には主片理 S_i 形成以前に形成された片理 S_{i-1} が包有される. 片理 S_{i-1} は,

微細な炭質物の配列で認識される. ざくろ石帯の泥質片岩には, 自形性の良いざくろ石が出現する. ざくろ石は, アルバイト斑状変晶内と基質の両方に認められるが, 基質中のざくろ石が丸みを帯びている場合でもアルバイト斑状変晶中のざくろ石は自形性を保持している (第 5.18 図 c). 主片理 S_i に平行な軸面を持つ褶曲 F_i が発達する泥質片岩を, 褶曲軸に垂直になるように作成した薄片では, ざくろ石斑状変晶内部に緩く褶曲した S_{i-1} 片理を包有するものがある (第 5.18 図 d). ざくろ石の成長は片理 S_{i-1} 形成後, 主片理 S_i の形成初期まで続いていた可能性がある. 同じく褶曲 F_i の褶曲軸に垂直に作成した薄片で, アルバイト斑状変晶と主片理 S_i との関係を確認した. 褶曲 F_i の翼部では, 主片理 S_i に斜交する片理 S_{i-1} が観察され, アルバイト斑状変晶内部にも主片理 S_i に斜交する片理 S_{i-1} が確認できる (第 5.19 図 a). ヒンジ部では片理 S_{i-1} に平行に形成された石英に富む薄層が曲



第 5.17 図 三縄ユニット泥質片岩の露頭写真

(a) 井川町井内。(b) 井川町井内西約 500 m。(c-e) 井川町里山東。(f) 井川町井内西約 500 m。ps: 砂質な薄層；pel: 泥質な薄層；qtz: 石英に富む薄層もしくは石英脈；ab: アルバイト斑状変晶； S_1 : 主片理； S_{i-1} : 主片理以前に形成されていた片理。 F_i : 褶曲 F_i の軸面のトレース。



第 5.18 図 三縄ユニット泥質片岩の薄片写真

(a) 緑泥石アルバイトフェンジャイト石英片岩 (井川町井内)。 (b) ざくろ石含有緑泥石アルバイトフェンジャイト石英片岩 (井川町井内西方約 500 m)。 (c) 三好市池田町みなわ東方約 1 km。 (d) 井川町つくだ南約 500 m。 pc: フェンジャイト・緑泥石濃集層; qtz: 石英濃集層; qb: 石英・アルバイト濃集層; phn: フェンジャイト; grt: ざくろ石; ab: アルバイト; chl: 緑泥石; S_i : 主片理; S_{i-1} : 主片理以前に形成されていた片理。

げられているのが観察され、アルバイト斑状変晶内部にも主片理 S_i と高角度で斜交する片理 S_{i-1} が包有される (第 5.19 図 b)。

岩石記載

緑泥石アルバイトフェンジャイト石英片岩 (第 5.18 図 a; 井川町井内)

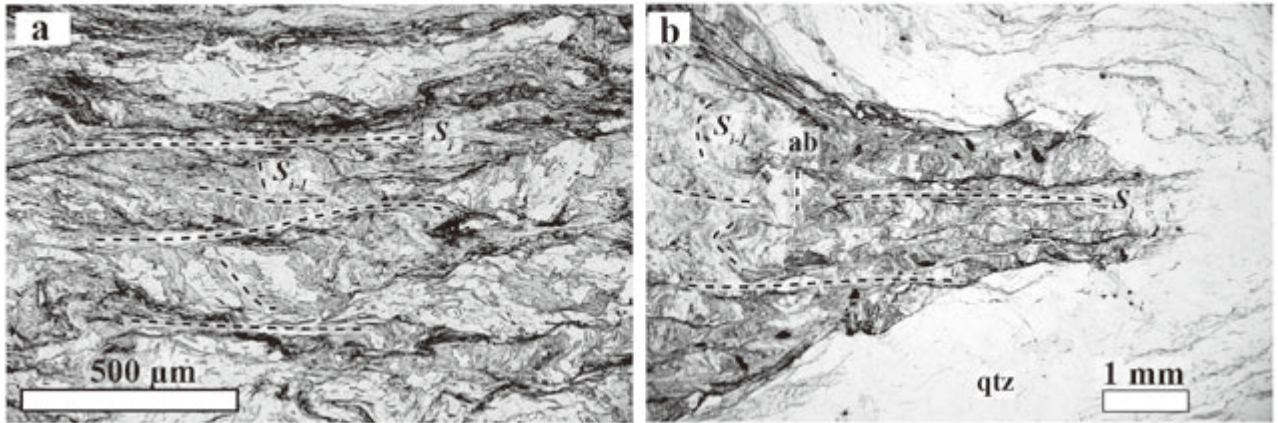
主要構成鉱物は、緑泥石、フェンジャイト、アルバイト、石英である。少量の電気石、アパタイト、チタン石、緑れん石、炭質物、ジルコン、不透明鉱物を含む。緑泥石とフェンジャイトの形態定向配列による片理が強く発達する。フェンジャイトと緑泥石からなる数 100 μm の薄層、石英とアルバイトからなる 1 mm 以下の薄層、ほとんど石英のみからなる薄層が繰り返す縞状構造が主片理 S_i に平行に発達する。フェンジャイトは長軸 100 μm 以下、短軸数 10 μm の板状結晶である。アルバイトは斑状変晶を形成せず、石英とほぼ同じ約 50 μm の粒径である。

ざくろ石含有緑泥石アルバイトフェンジャイト石英片岩 (第 5.18 図 b; 井川町井内)

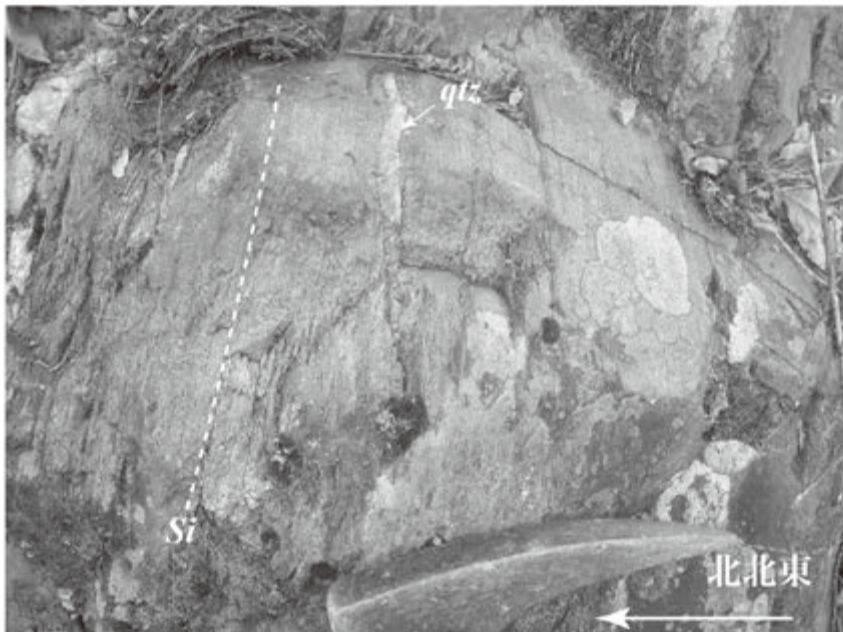
主要構成鉱物は、緑泥石、フェンジャイト、アルバイト、石英である。少量のざくろ石、緑れん石、電気石、アパタイト、チタン石、炭質物、ジルコン、不透明鉱物を含む。フェンジャイトと緑泥石の形態定向配列による主片理 S_i が発達する。フェンジャイトは長軸 1 mm 程度、短軸 100 μm 程度の板状結晶である。アルバイトは径 500 μm ~ 1 mm 程度の斑状変晶をなす。アルバイト斑状変晶内部には微細な炭質物包有物の配列により、片理 S_{i-1} が識別できる。アルバイト斑状変晶に包有される S_{i-1} は、基質に発達する主片理 S_i と大きく斜交する、ざくろ石は径数 100 μm の自形性の良い結晶として基質中に存在する。

5.4.4 砂質片岩 (Ms)

三縄ユニットの砂質片岩は、泥質片岩を主体とする三縄ユニット下部に小規模に分布する。灰白色を呈し、泥質片岩に比べ層状珪酸塩鉱物の量が少なく、主片理 S_i の発達が弱い (第 5.20 図)。泥質片岩中の薄層として認め



第 5.19 図 三縄ユニット泥質片岩のアルバイト斑状変晶と主片理 S_1 と片理 S_{1-1}
 (a-b) 井川町井内西方約 500 m. qtz: 石英濃集層; ab: アルバイト斑状変晶; S_1 : 主片理; S_{1-1} : 主片理以前に形成されていた片理.



第 5.20 図 三縄ユニット砂質片岩の露頭写真
 三好市池田町馬路. qtz: 分泌石英脈; S_1 : 主片理.

られる場合もあるが、層厚 5 ~ 10 m の厚さで分布する場合もある。特に、東みよし町美濃田の淵付近ではまとまって分布する。

岩石記載

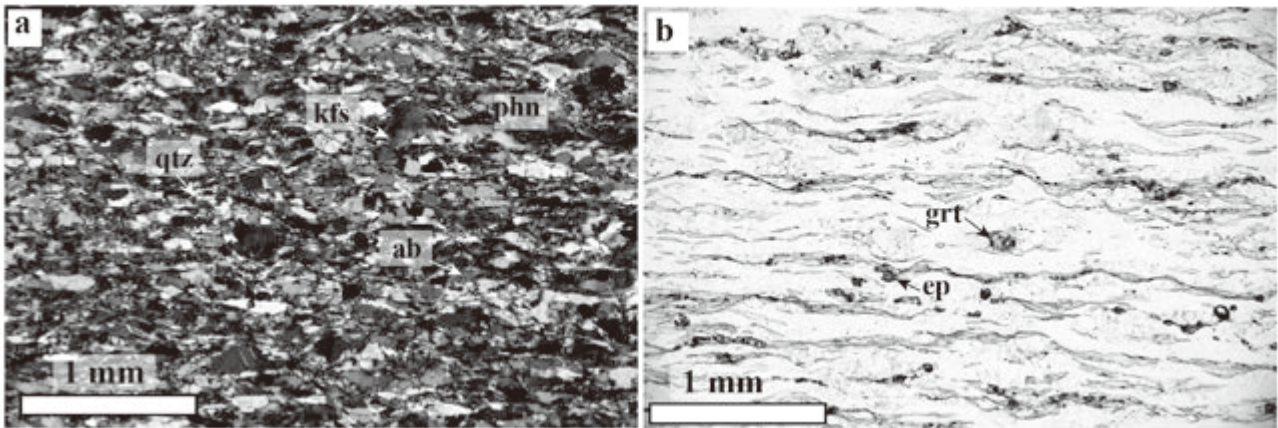
ざくろ石含有カリ長石フェンジャイトアルバイト石英片岩 (第 5.21 図 a, b; 三好市池田町みなわ東方約 1 km の林道沿い)

主要構成鉱物は、石英、アルバイト、フェンジャイト、カリ長石である。少量の緑れん石、ざくろ石、ジルコン、不透明鉱物を含む。カリ長石、アルバイト、石英は径数

100 μm 程度の丸みを帯びたポーフィロクラストが存在する。これらのポーフィロクラストは、もとは原岩である砂岩に含まれていた碎屑粒子の可能性が高い。カリ長石のポーフィロクラストは微斜長石構造を示す。フェンジャイトは、長軸約 300 μm 、短軸約 100 μm の板状結晶で、形態定向配列することにより主片理 S_1 を形成している。

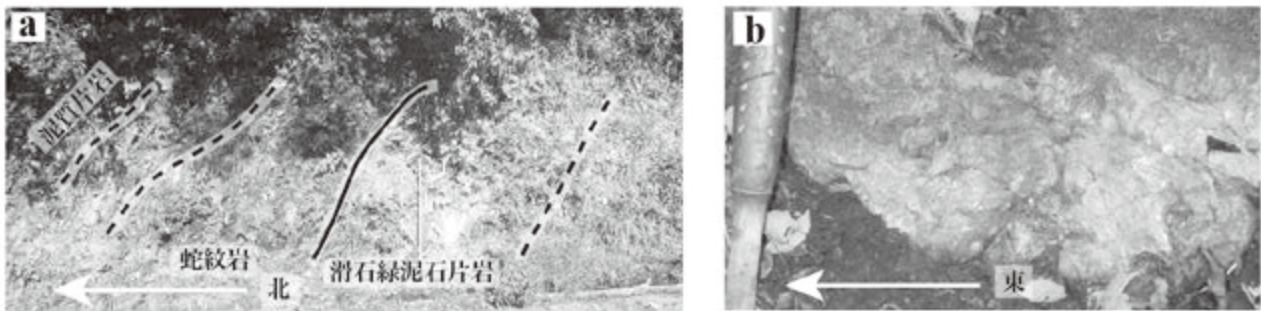
5.4.5 蛇紋岩 (Me)

レンズ状の形態をした小規模な蛇紋岩体が数地点で確認されている。三好市池田町中西の東方、三好郡東みよし町浪内、及び東みよし町中谷である。いずれも三縄ユ



第 5.21 図 三縄ユニット砂質片岩の薄片写真

(a-b) 三好市池田町みなわ西約 1 km. qtz: 石英; kfs: カリ長石; phn: フェンジャイト; ab: アルバイト; grt: ざくろ石; ep: 緑れん石.



第 5.22 図 三縄ユニット蛇紋岩の露頭写真

(a) 三好市池田町みなわ東約 1 km. (b) 三好市池田町天神山南西約 1 km.

ニット下部の泥質片岩卓越層準のざくろ石帯に産出する。蛇紋岩は野外で濃緑色を呈し、表面がなめらかで光沢がある(第 5.22 図 a)。池田町みなわ東方では、蛇紋岩と周囲の泥質片岩との間に、幅数 m の滑石緑泥石片岩が生じている(第 5.22 図 b)。

岩石記載

蛇紋岩

(第 5.23 図; 池田町みなわ東方約 1 km の林道沿い)

主要構成鉱物は蛇紋石と滑石である。少量の不透明鉱物を含む。蛇紋石は淡緑色から無色の弱い多色性がある。滑石は、オープンニコルで無色、クロスニコルで高い干渉色を示し、直消光し伸長は正で、光軸角が非常に小さい。細粒板状滑石の集合体からなる網目状の脈が発達する。

5.5 小歩危ユニット

小歩危ユニットは、本地域南西端の池田町みなわ南方にわずかに分布する。灰白色の砂質片岩を主体とする。本地域の南の図幅範囲外では、少量の泥質片岩、珪質片

岩、苦鉄質片岩を伴う。本地域の砂質片岩の片理は緩く北に傾斜し、三縄ユニットの見かけ下位に分布する。既に述べたように、小歩危ユニットと三縄ユニットのユニット境界は、主片理 S_1 に平行である。

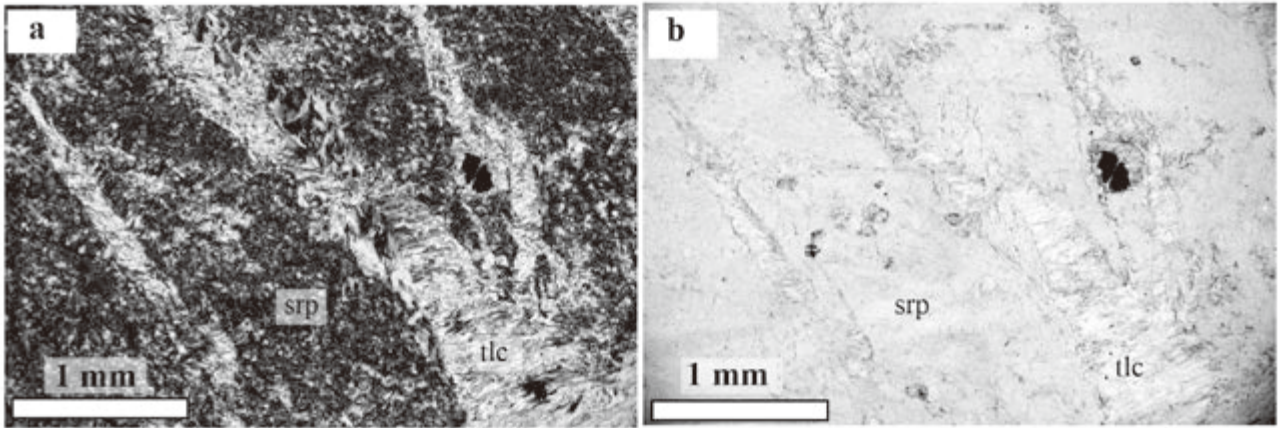
5.5.1 泥質片岩 (地質図では省略)

小歩危ユニットには少量の泥質片岩が挟まれるが、本地域には地質図に表せる規模の泥質片岩は分布しない。小歩危ユニットの泥質片岩は、厚い砂質片岩中の数 cm 程度の薄層(第 5.24 図 a)として挟まるほか、数 10 cm の厚さで挟まる(第 5.24 図 b)。このほかにも、泥質片岩と砂質片岩が片理に平行な岩相境界で数 cm ~ 数 cm で繰り返す互層状の産状を示す(第 5.24 図 c)。いずれの場合も、泥質片岩と砂質片岩の岩相境界は、主片理 S_1 とほぼ平行である。

岩石記載

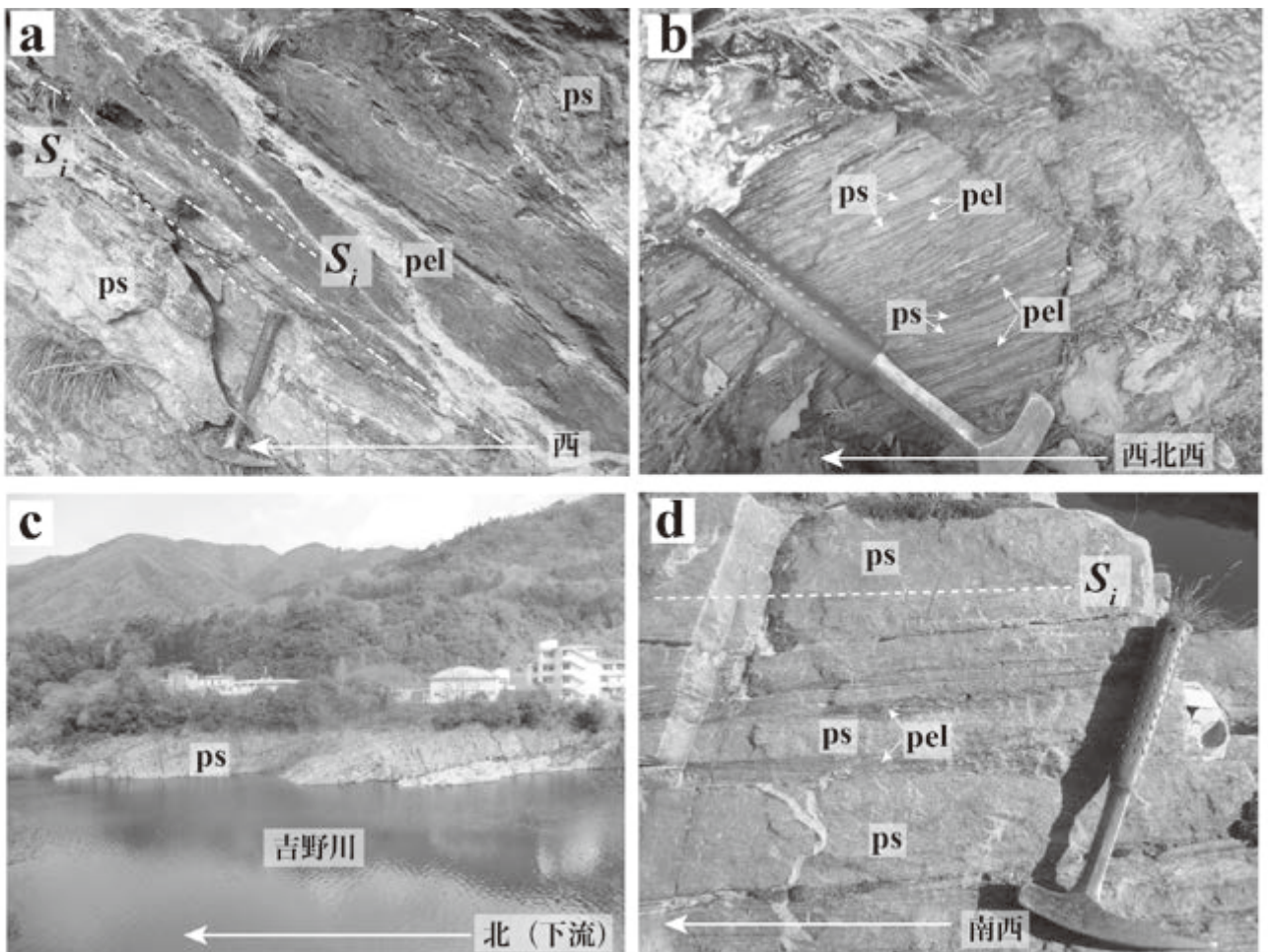
緑泥石アルバイトフェンジャイト石英片岩

(第 5.25 図 a, b; 三好市池田町中西 吉野川左岸 南隣 川口図幅内)



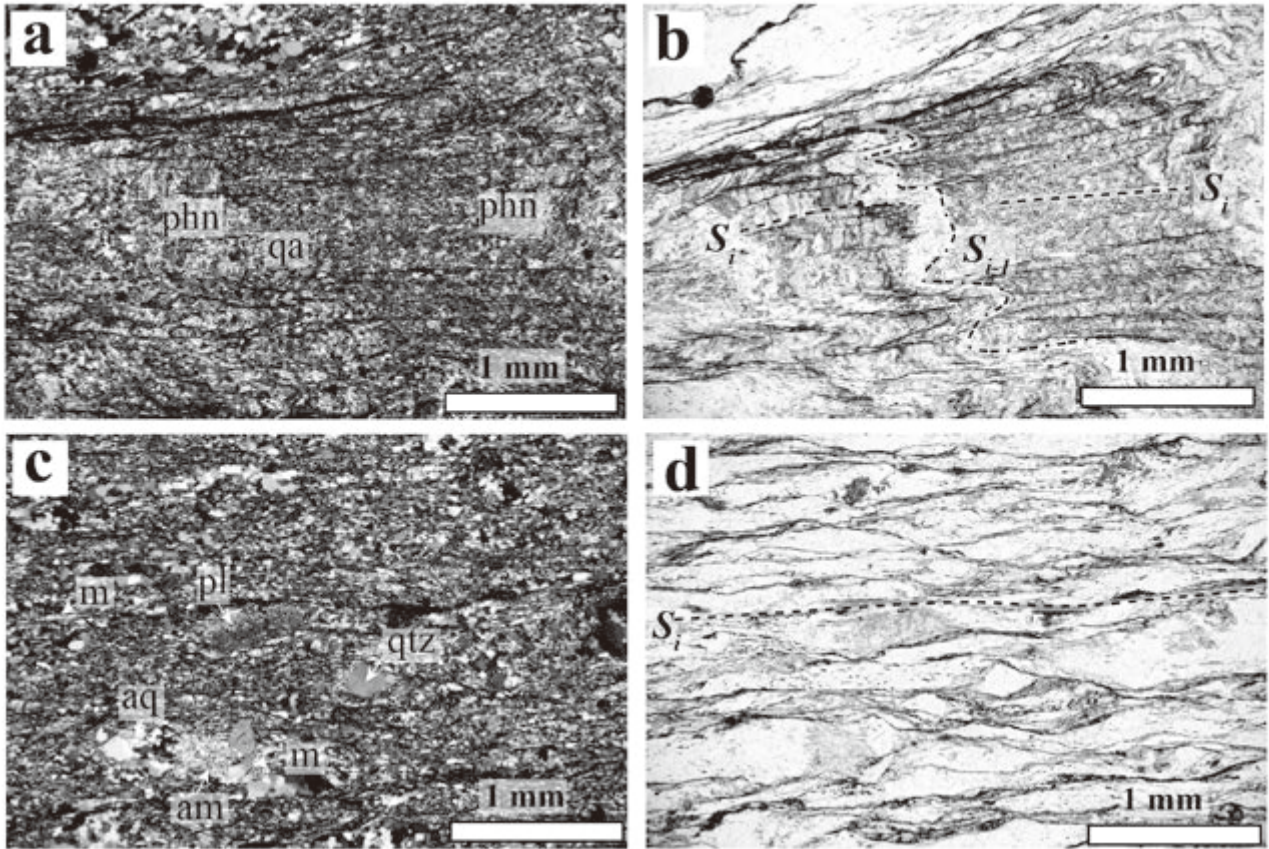
第 5.23 図 三縄ユニット蛇紋岩の薄片写真

(a-b) 三好市池田町みなわ東約 1 km. (a) クロスニコル, (b) オープンニコル. srp: 蛇紋石; tlc: 滑石.



第 5.24 図 小歩危ユニットの泥質片岩, 砂質片岩の露頭写真

(a) 三好市池田町みなわ南約 1 km 一点鎖線は砂質片岩と泥質片岩の岩相境界. (b) 池田町みなわ南西約 500 m. (c) 池田町みなわ南約 1 km. (d) 三好市池田町みなわ南約 1 km. pel: 泥質片岩; ps: 砂質片岩; S_i : 主片理.



第 5.25 図 小歩危ユニットの泥質片岩，砂質片岩の薄片写真
 (a-b) 緑泥石アルバイトフェンジャイト石英片岩（三好市池田町中西 吉野川左岸 南隣川口図幅内）。(c-d) カリ長石フェンジャイトアルバイト石英片岩（三好市池田町中西 吉野川左岸 南隣川口図幅内）。(a) と (c) クロスニコール。(b) と (d) オープンニコール。qa：石英長石に富む砂質薄層；phn：フェンジャイトに富む薄層。S₁：主片理；S₁₋₁：主片理以前に形成されていた片理。m：白色雲母；pl：斜長石；qtz：石英；aq：細粒石英集合体；am：細粒白色雲母集合体。

主要構成は石英，アルバイト，フェンジャイト，緑泥石である。少量のチタン石，アパタイト，ジルコン，ざくろ石，電気石，炭質物，不透明鉱物を含む。フェンジャイトと緑泥石の形態定向配列による主片理 S₁ が発達する。フェンジャイト・緑泥石に富む泥質な薄層と石英・アルバイトに富む砂質な薄層の薄層境界は，主片理 S₁ 以前に形成された片理 S₁₋₁ に平行である。石英とアルバイトの粒径は約 20～30 μm，フェンジャイトは長軸約 100 μm，短軸約 10 μm の板状結晶である。ざくろ石は石英とアルバイトが多い砂質な薄層中に数粒子含まれる。ざくろ石は片理 S₁₋₁ に高角度で斜交する割れ目にそってさらに複数個の小片に割れており，その隙間を石英が埋めている。主片理形成 S₁ 及び片理 S₁₋₁ のいずれに対してもこれらを包有して成長した痕跡を持たないことから，碎屑粒子と判断される。ごく少量産する電気石も同様の産状を示す。

5.5.2 砂質片岩 (Ks)

砂質片岩は小歩危ユニットの主体をなす。本地域で

は，三好市池田町みなわ南方から川口図幅内の池田町中西の吉野川沿いに砂質片岩の連続露頭がある（第 5.24 図 d）。砂質片岩は野外で灰白色を呈する。肉眼で確認できる石英・長石類の碎屑粒子を含む。原岩は比較的粗粒な砂岩と推定される。主片理 S₁ が発達する。数 10 cm の厚さの砂質片岩に数 cm の泥質片岩が挟まる場合がある（第 5.24 図 a）。露頭における観察では，砂質片岩と泥質片岩の岩相境界は，主片理 S₁ と平行である。本地域には，原岩の堆積時の上下判定に有効な泥岩・砂岩の堆積構造は，確認できなかった。

岩石記載

カリ長石フェンジャイトアルバイト石英片岩

（第 5.25 図 c, d；三好市池田町中西 吉野川左岸 南隣川口図幅内）

主要構成鉱物は，カリ長石，フェンジャイト，アルバイト，石英である。少量の緑れん石，ざくろ石，パンペリー石，炭酸塩鉱物，アパタイト，ジルコン，電気石，不透明鉱

物を含む。アルバイト、カリ長石、石英の丸みを帯びた粒径約 500 μm のポーフィロクラストを含む。これらのポーフィロクラストは、もともと原岩である砂岩に含まれていた碎屑粒子で可能性がある。カリ長石ポーフィロクラストには、微斜長石構造やパーサイト構造が認められる。アルバイトには、アルバイト双晶が認められる。石英のポーフィロクラストは単結晶のものと多結晶体になっているものの両方が存在する。アルバイトと石英にはポーフィロクラストをなすもの以外に、細粒基質を構成するものがある。細粒基質のアルバイト及び石英の粒径は 20 ~ 30 μm である。フェンジャイトは長軸約 50 μm 、短軸約 100 ~ 200 μm の板状結晶で、形態定向配列により主片理 S_1 を構成する。ざくろ石は、薄片中に 1 粒子だけ認められ、粒径 200 μm ほどのポーフィロクラストで、割れ目が発達し、細粒な粒子に断片化している。断片化した粒子の間を石英が充填する。成長した痕跡がなく碎屑粒子と判断される。緑れん石、電気石のポーフィロクラストも少量ながら含まれ、もとは碎屑粒子だった可能性がある。パンベリー石は分泌石英脈中に細粒柱状の 10 μm \times 50 μm の半自形結晶として密集して産出する。淡青緑色~無色の弱い多色性がある。

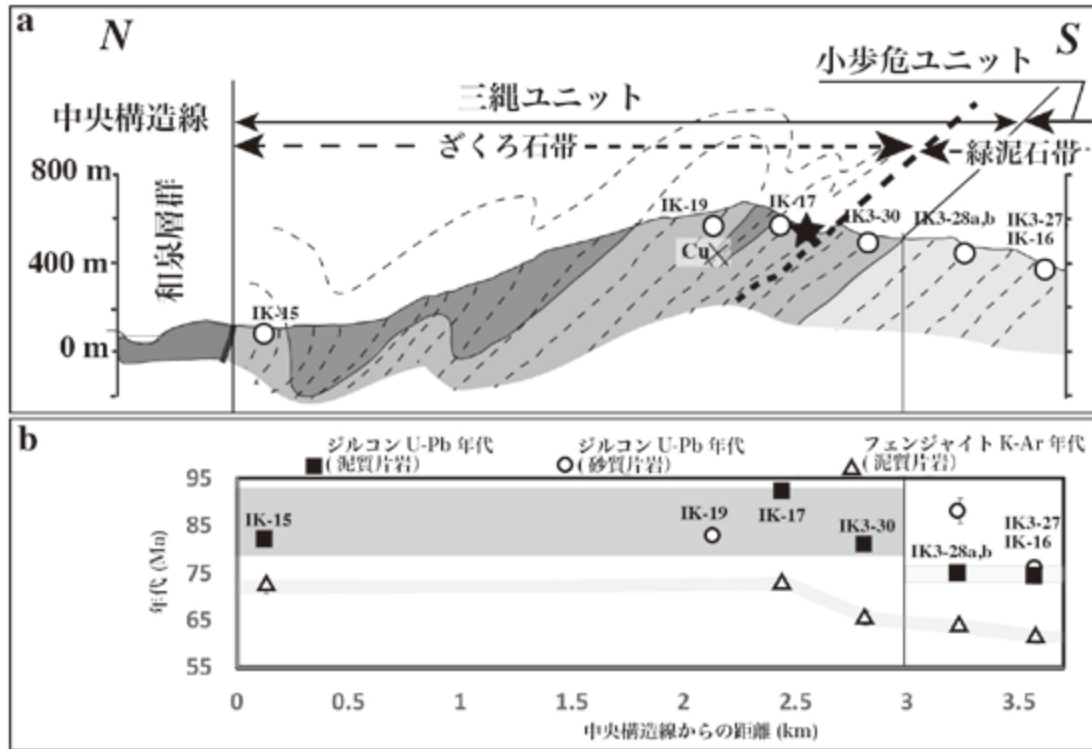
5.6 三波川コンプレックスの原岩、年代、地質構造、変成作用

概要で述べたように、本地域の三波川コンプレックスは、主変形 D_1 とこれにより形成された主片理 S_1 、及び褶曲 F_1 が発達し、地層の分布を規制している。第四系に覆われて孤立して存在するイタノユニットを除く、三縄ユニットと小歩危ユニットのユニット境界は、主片理 S_1 に平行で、下位の歩危ユニットの上位に三縄ユニットが重なる。三縄ユニット内には褶曲 F_1 による地層の折りたたみが顕著である。地層の折りたたみを戻すと、見かけの上位から下位へ、苦鉄質片岩を主体とする上部、数 100 m 以下の珪質片岩、泥質片岩を主体とする下部が分布する。ただし、上部と下部の間に分布する珪質片岩は、場所により欠落する場合もある。また、下部の泥質片岩には、薄い苦鉄質片岩、珪質片岩、及び砂質片岩が挟まる。大局的に見ると三縄ユニットの岩相層序は、海洋プレート層序と見なすことができる。

近年のレーザーアブレーション質量分析器の分析精度の向上により、変成岩に含まれる微細なジルコンの微小領域 U-Pb 年代測定が多くなされるようになり、三波川コンプレックスの原岩年代についての多くの新たな知見が蓄積されている。2010 年以前、三波川コンプレックスの原岩形成年代は低変成度の変成岩から見つかる微化石によって、後期ジュラ紀あるいは前期白亜紀最前期と考えられていた。ところが、変成岩中の碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定の結果は、三波川コンプレックスの原岩のほとんどが、後期白亜紀であることを示している。本

地域においても、岩相層序区分に基づき、各層準から試料採集を行い、碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定が行われた (Nagata *et al.*, 2019; 地質図の年代測定試料地点 4 ~ 7)。三縄ユニット下部の泥質片岩卓越層から得られた碎屑性ジルコン U-Pb 年代は 93 ~ 81 Ma を示す。苦鉄質片岩を主体とする上部に近い層準で、より古い 93 Ma を示し、見かけ下位の歩危ユニットに近い層準で 81 Ma と若い年代を示す。歩危ユニットの碎屑性ジルコン U-Pb 年代は、三縄ユニットより若く、76 ~ 74 Ma である (第 5.26 図)。いずれも後期白亜紀の年代を示す。110 ~ 60 Ma の期間、東アジアでは火成活動が盛んであり、火成活動、特に大規模珪長質火山の噴火により、十分な量のジルコンが供給された。このため、Nagata *et al.* (2019) では、本地域の泥質片岩から得られた碎屑性ジルコン U-Pb 年代は堆積年代に近い年代を示すと考えた。三縄ユニットの苦鉄質片岩直下の泥質片岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代は、93 Ma である。従って、三縄ユニットの苦鉄質片岩の原岩、すなわち海洋プレートが、海溝に到達した時間はおおよそ 93 Ma と推定できる。一方、三縄ユニット上部の苦鉄質片岩中に胚胎するキースラーガー鉱床の形成年代は約 150 Ma であり、この年代が、海嶺で三縄ユニットの苦鉄質片岩の原岩である海洋地殻の玄武岩が形成された年代に近似できる (Nozaki *et al.*, 2013)。従って、三縄ユニット苦鉄質片岩の原岩の海溝到達時の年代、すなわち当時沈み込んでいた海洋プレートの海溝到達時の年齢は 6,000 万年と見積もられる。この見積りは、近年のプレート再構築モデル (Seton *et al.*, 2012) の予想とほぼ一致する。

本地域の三波川コンプレックスの変成相は、変成相の指標となる苦鉄質片岩の鉱物組合せから推定した。すでに述べたように、三縄ユニットざくろ石帯の苦鉄質片岩には、ナトリウム角閃石が出現する。光学的性質だけからでは、ナトリウム角閃石の組成が、藍閃石、鉄藍閃石、マグネシオリーベック閃石のいずれになるのかを決めることは難しい。しかしながら、苦鉄質片岩の Mg 値 (= $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) が極端に小さくない限り、光学性から判断して、本地域のナトリウム角閃石は、藍閃石、鉄藍閃石、もしくは藍閃石成分を相当量固溶するマグネシオリーベック閃石と予想される。藍閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイトの鉱物組合せは、低温高压型の変成相である青色片岩相の亜相の緑れん石青色片岩亜相を特徴付ける鉱物組合せである。本地域のざくろ石帯の変成相は、以下の 2 つの理由から角閃岩相の亜相であるアルバイト緑れん石角閃岩亜相との漸移帯に近い緑れん石青色片岩亜相と推定される。1) ナトリウム角閃石の出現が赤鉄鉱を含む苦鉄質片岩に限られる。2) ナトリウム角閃石とともに、あるいはナトリウム角閃石を伴わずに青緑色角閃石が広く出現する。青緑色角閃石の一部は、その組成がバロア閃石であることが報告されている (塩



第 5.26 図 本地域の三波川コンプレックスの模式断面図と碎屑性ジルコン U-Pb 年代及びフェンジャイト K-Ar 年代
 (a) 本地域の三波川コンプレックスの模式断面図。 (b) 模式断面図に沿って並べた碎屑性ジルコン U-Pb 年代と変成フェンジャイト K-Ar 年代。 Nagata *et al.* (2019) を一部改変。図幅内に試料採取地点がある場合は、地質図に U-Pb 年代及び K-Ar 年代測定試料地点として位置を示した。地点番号 7: IK-15; 地点番号 8: IK-19; 地点番号 9: IK-17; 地点番号 10: IK-20。

田, 1981)。分析を行っていない青緑色角閃石の光学的性質も、バロア閃石であることと調和的である。アルバイト黒雲母帯に属するイタノユニットの苦鉄質片岩中の青緑色角閃石はマグネシオホルンブレンドとバロア閃石であることが報告されている(塩田, 1981)。従って、イタノユニットの変成相は、アルバイト緑れん石角閃岩亜相である。三縄ユニットの緑泥石帯及び小歩危ユニットからは変成相を判断できる苦鉄質片岩の産出がない。

泥質片岩中のざくろ石-緑泥石間の Fe-Mg 分配係数を用いた本地域三波川コンプレックスの変成温度の推定が行われている(塩田, 1981)。ざくろ石-緑泥石間の Fe-Mg 分配係数の値は、1.0 に近いほど変成温度が高くなる。変成温度の見積りに使用された試料は本報告の三縄ユニット下部のざくろ石帯とイタノユニットから採取されている。ざくろ石-緑泥石間の Fe-Mg 分配係数の値は、三縄ユニット下部のざくろ石帯で 0.03 ~ 0.07、イタノユニットで 0.09 の値が得られている。これらの値を三波川コンプレックスの変成分帯の模式地である四国中央部汗見川流域のものと比較すると、三縄ユニット下部ざくろ石帯は、汗見川のざくろ石帯に、イタノユニットは汗見川のアルバイト黒雲母帯の値の範囲に収まる。従って、本地域のざくろ石帯とアルバイト黒雲母帯の温

度条件は、それぞれ汗見川地域のざくろ石帯とアルバイト黒雲母帯と同程度と推定できる。苦鉄質片岩の角閃石の組成も、本地域と汗見川のそれぞれの帯で類似する。従って、両地域の変成温度圧力条件も類似するものと推定できる。汗見川地域の各帯の温度圧力条件は、ざくろ石帯で、圧力 7 ~ 8.5 kbar、温度 440 ± 15 °C、アルバイト黒雲母帯で、圧力 8 ~ 9.5 kbar、温度 520 ± 25 °C が見積もられている(Enami *et al.*, 1994)。汗見川地域では、緑泥石帯の温度圧力も、5.5 ~ 6.5 kbar で > 360 °C(Enami *et al.*, 1994) と見積もられている。しかしながら、汗見川地域の緑泥石帯の苦鉄質片岩からは藍閃石-マグネシオリーベック閃石の報告があるものの、本地域の緑泥石帯からは未発見である。苦鉄質片岩の化学組成と変成温度が同程度であれば、圧力が高いほど藍閃石の出現頻度は高くなる。従って、本地域の緑泥石帯の変成圧力が汗見川地域のそれに比べ低い可能性を否定できない。この点も踏まえて、本地域の三縄ユニットから小歩危ユニットへかけての圧力条件を検討すると、緑泥石帯とざくろ石帯の変成圧力の差として、数 kbar 以上が見込まれる。地殻の平均密度を 2.65 g/cm^3 と仮定すると、緑泥石帯で深度 20 km 以浅、ざくろ石帯で深度 30 ~ 35 km である。現在の推定最大層厚 1.4 km や、これらの地層群の南北

距離最大 4 km と比較しても大きな深度差がある。従って、変成作用のピーク時からの大規模な地層の短縮が必要である。

変成作用の年代は、変成鉱物の放射年代から推定することができる。三縄ユニットざくろ石帯の泥質片岩のフェンジャイト K-Ar 年代は 74 ~ 72 Ma, 同ユニット緑泥石帯からは 65 Ma, 小歩危ユニットからは 65 ~ 62 Ma の年代が得られている (Nagata *et al.*, 2019)。これらの年代は、見かけ下位ほど若くなる傾向を示している。本地域の泥質片岩のフェンジャイトは主片理 S_1 を構成しており、フェンジャイト K-Ar 年代は主片理 S_1 の形成時期を示していると考えられる (Nagata *et al.*, 2019)。注目すべきことは、三縄ユニット上部の変成年代 (74 Ma) と碎屑性ジルコン U-Pb 年代から推定される小歩危ユ

ニット最下部の堆積年代 (74 Ma) がほぼ同じ年代を示す点である。小歩危ユニットの原岩が堆積していた頃、三縄ユニットでは、沈み込み帯の深部で低温高压型の変成作用が進行していた可能性がある。一方、同一の試料から得られる碎屑性ジルコン U-Pb 年代から推定される堆積年代と、フェンジャイト K-Ar 年代から推定される変成年代を比較したところ、両者には 5 Myr 以上の年代差が検出された。本地域の三波川コンプレックスの変成作用は海溝での原岩堆積と沈み込み帯深部での変成作用、上昇と変成作用の停止が逐次行われていたと解釈できる (Nagata *et al.*, 2019)。異なる深度、異なる時期に変成を受けた地層群が主片理 S_1 の形成と地層の薄化を受けて上昇し接合した結果、現在見られる地質構造と温度圧力構造、及び年代の極性を持つに至ったと考えられる。

第6章 瀬戸内火山岩類 (Sv, Sl)

(宮崎一博・長田充弘)

6.1 研究史と概要

本地域を含む讃岐平野には、瀬戸内火山岩類が分布する。瀬戸内火山岩類は、瀬戸内海から中央構造線に沿って分布するサヌキトイド、ざくろ石を含むデイサイト・流紋岩、ピッチストーンなどの特徴的な岩石種を含む中期中新世の火山岩類とされる(新正・折橋, 2017)。本地域の瀬戸内火山岩類は、三豊市高瀬町佐股の傾山山頂周辺に分布が限られ、孤立して分布する。本地域に分布する瀬戸内火山岩類に関する研究例はないが、隣接地域の瀬戸内火山岩類に関して、川畑・周藤(2000)や、西隣の「観音寺」地域の瀬戸内火山岩類についての野田ほか(2017b)の研究例がある。野田ほか(2017b)では、Sato(1982)の層序区分に対比させ、「観音寺」地域に分布する瀬戸内火山岩類を流紋岩凝灰角礫岩・角閃石デイサイト凝灰角礫岩～火山角礫岩からなる東奥層と、これを覆うサヌキトイド質安山岩溶岩からなる国分台層に区分し、両者を合わせて讃岐層群とした。本地域における瀬戸内火山岩類は、傾山山頂に分布する安山岩溶岩とその下位に分布する安山岩火山砕屑岩からなる。西隣「観音寺」図幅内の瀬戸内火山岩類からは 13.0 ± 0.4 Ma の全岩 K-Ar 年代が得られている(角井・新正, 2000; 新正・角井, 2001)。

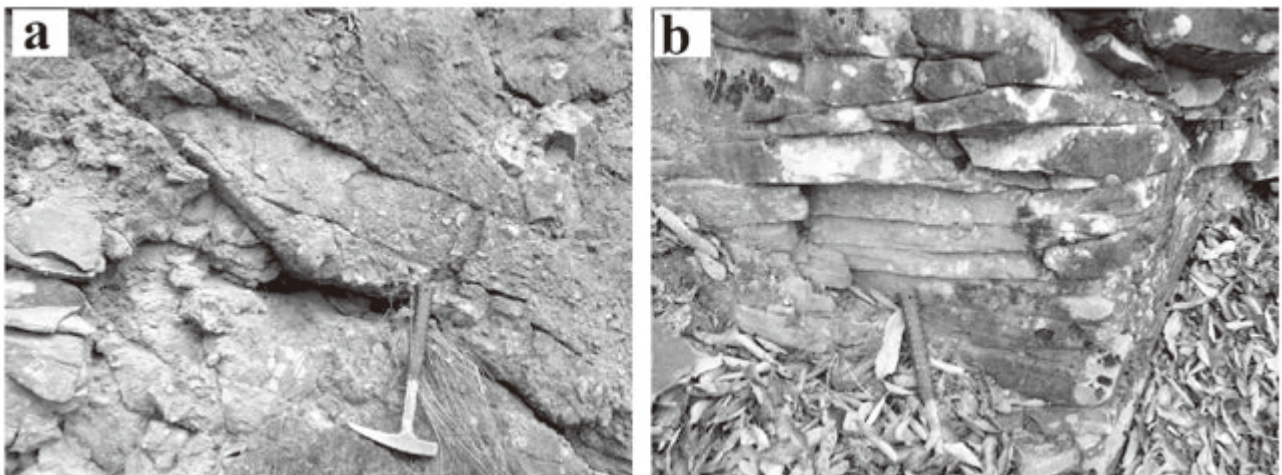
6.2 岩相

本地域の瀬戸内火山岩類は、安山岩火山砕屑岩からなる下部と安山岩溶岩からなる上部に区分できる。下部の安山岩火山砕屑岩は1 m未満の安山岩角礫を含む凝灰角礫岩からなる(第6.1図a)。層厚1 m程度の灰色～暗灰色安山岩凝灰岩が安山岩凝灰角礫岩の間に挟まる。凝灰岩には、暗灰色と灰色をなす薄層の繰り返しからなる葉理が認められる。葉理は、水平から4°ほど東へ傾斜する。上部の安山岩溶岩は、暗灰色を呈し、ほぼ水平な節理が発達する(第6.1図b)。瀬戸内火山岩類は、西隣の「観音寺」地域と同様、観音寺花崗岩を不整合に覆うと予想される。しかしながら、本地域では、瀬戸内火山岩類下部と観音寺花崗岩の不整合露頭を確認できていない。また、本地域の安山岩火山砕屑岩と安山岩溶岩が接する露頭も発見できていない。本地域の瀬戸内火山岩類は、下部も上部も安山岩質であり、「観音寺」地域の国分台層に対比できる可能性がある。

岩石記載

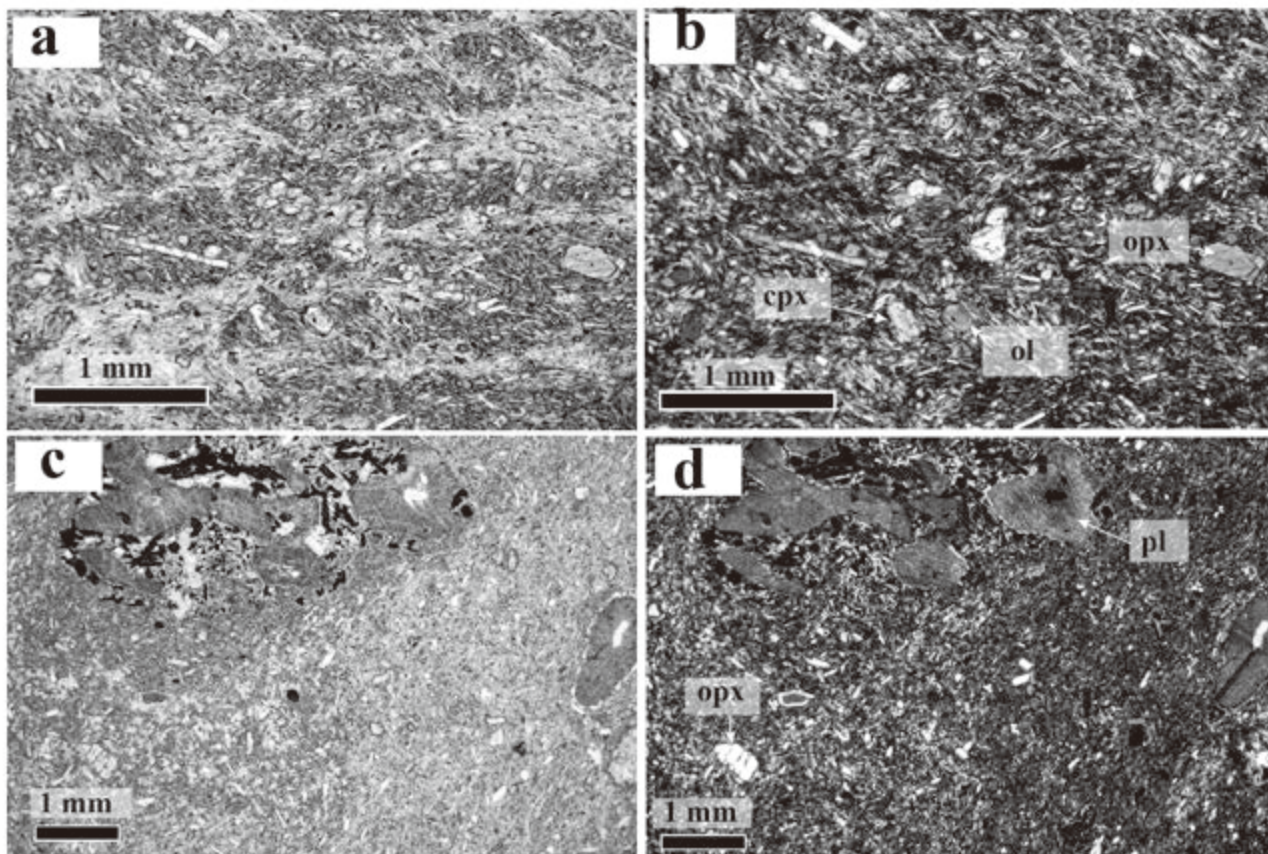
単斜輝石かんらん石斜方輝石安山岩溶岩
(第6.2図a, b; 三豊市高瀬町傾山)

斑晶鉱物として、粒径数100 μm 以上の自形～半自形の斜方輝石、かんらん石、単斜輝石を含む。自形～半自形の



第6.1図 瀬戸内火山岩類の露頭写真

(a) 安山岩凝灰角礫岩。高瀬町傾山。(b) 安山岩溶岩。高瀬町傾山。



第 6.2 図 瀬戸内火山岩類の薄片写真

(a) 単斜輝石かんらん石斜方輝石安山岩溶岩(三豊市高瀬町傾山). オープンニコル. (b) (a)と同上. クロスニコル.
 (c) かんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩凝灰岩(三豊市高瀬町傾山). オープンニコル. (d) (c)と同上. クロスニコル.
 cpx: 単斜輝石; opx: 斜方輝石; ol: かんらん石; pl: 斜長石.

斜長石の斑晶もごく少量含まれる. 斜方輝石は淡赤褐色～淡緑色の弱い多色性がある. 石基は長径 100 μm の斜長石針状結晶, かんらん石, 斜方輝石, 粒状の不透明鉱物からなる. 石基の斜長石は, 針状の形態で長軸が一方向に配列している. 石基が暗色に見える部分と明色に見える部分は, 微細な不透明鉱物の量の違いによる.

かんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩凝灰岩 (第 6.2 図 c, d; 三豊市高瀬町傾山)

径 5 mm 程度の他形の篩い状構造が発達し, 外形が虫食い状に凹凸がある斜長石の斑晶を含む角張った溶岩片, 径数 mm の斜方輝石, 径数 100 μm の斜長石の結晶片を含む. 基質は長径数 100 μm の斜長石針状結晶, 粒径数 100 μm の斜方輝石, 数 10 μm の不透明鉱物及びこれらの粒間を埋めるガラスからなる. 粘土鉱物に充填される粒径 100 μm の粒状鉱物は, かんらん石仮像と考えられる.

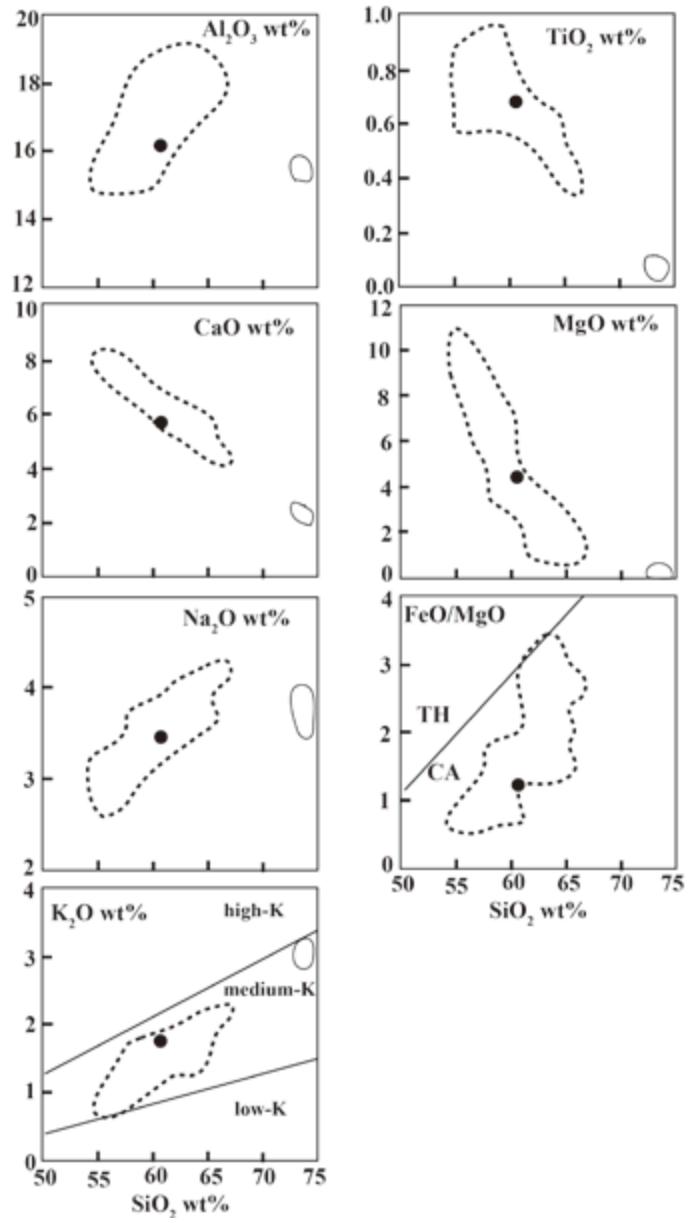
6.3 化学組成

本地域の瀬戸内火山岩類 1 試料の全岩化学分析を行った(第 6.1 表). 分析の結果を, 野田ほか(2017b)に掲載されている国分台層の瀬戸内火山岩類の化学組成と比較した(第 6.3 図). 分析した瀬戸内火山岩類は, 安山岩の組成を有する. $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図でカルクアルカリ系列の領域に, $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 図において中カリウム系列にプロットされ, 国分台層の瀬戸内火山岩と同様の化学的特徴を有する. その他の主要元素においても, 国分台層の瀬戸内火山岩類に類似した特徴を有する.

第 6.1 表 瀬戸内火山岩類安山岩溶岩の全岩化学組成

岩石名	安山岩溶岩
GSI sample no.	IK6- 47
試料採集地点緯度	34.166225,
度経度	133.756498
SiO ₂ wt%	60.79
TiO ₂	0.681
Al ₂ O ₃	16.13
Fe ₂ O ₃ (T)	5.86
MnO	0.132
MgO	4.4
CaO	5.56
Na ₂ O	3.43
K ₂ O	1.71
P ₂ O ₅	0.11
LOI	1.43
Total	100.2
Sc ppm	16
Be	2
V	95
Cr	190
Co	20
Ni	70
Cu	20
Zn	70
Ga	18
Ge	1
As	<5
Rb	69
Sr	186
Y	15
Zr	103
Nb	5
Mo	<2
Ag	<0.5
In	<0.2
Sn	3
Sb	<0.5
Cs	2.6
Ba	291
La	11.2
Ce	25.1
Pr	3.07
Nd	13
Sm	3.3
Eu	0.99
Gd	3.2
Tb	0.5
Dy	3.1
Ho	0.6
Er	1.7
Tm	0.26
Yb	1.8
Lu	0.27
Hf	2.9
Ta	0.6
W	<1
Tl	0.3
Pb	9
Bi	<0.4
Th	3.5
U	1.5

全岩分析はカナダの Activation Laboratories LTD に依頼した。主成分元素は高周波誘導結合プラズマ発光分析 (ICP-OES) を用い、微量元素は誘導結合プラズマ質量分析装置 (ICP-MS) を用いた。LOI は灼熱減量。Fe₂O₃(T) は全鉄を Fe₂O₃ として計算した値。



第 6.3 図 瀬戸内火山岩類の化学組成

太点線の領域は、国分台層の瀬戸内火山岩類の組成範囲 (野田ほか, 2017b)。細実線の領域は、東奥層の瀬戸内火山岩類の組成範囲 (野田ほか, 2017b)。FeO* は全鉄を FeO として求めた値。

第7章 三豊層群・土柱層及び野呂内層

(水野清秀・野田 篤)

本地域に分布する第四系には、主に下部更新統と考えられる三豊層群、土柱層、野呂内層と段丘堆積物及び沖積層が分布する。本章では段丘堆積物及び沖積層を除いた地層について扱う。

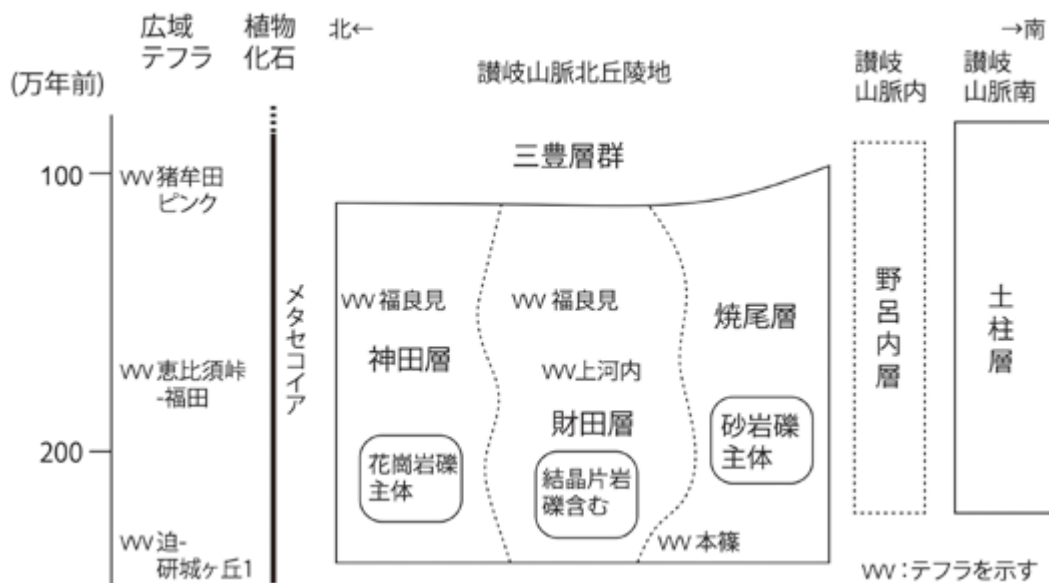
7.1 概要

本地域及びその周辺に分布し、下部更新統を主体とする地層には、讃岐山脈北麓の丘陵地に分布する三豊層群と讃岐山脈南麓(吉野川沿岸)の丘陵地に分布する土柱層がある。このほか、讃岐山脈内の三好市池田町野呂内地区には、三豊層群と土柱層のどちらに属するのか不明の礫層主体層が分布しており、これを新たに野呂内層と呼ぶ(第7.1図)。

三豊層群は、香川県中西部の綾川町、まんのう町、三豊市、観音寺市を中心とした範囲の丘陵地を構成する地層で、スギヤマゾウやメタセコイアなどの化石を産出する礫層、砂層、シルト層からなる淡水成の地層に対して命名された(斎藤・中山, 1954)。一方、三豊層群を不整合に覆うとされ、堆積原面がほとんど残っていない和泉層群起源の礫を主体とする礫層が散在していて、Saito

(1962)は焼尾峠礫層と命名した。しかし焼尾峠礫層の堆積年代に関する資料は少なく、植木・満塩(1998)は、この地層を焼尾層と呼び、三豊層群に含めた。三豊層群は、研究者によってさまざまな層に区分されているが、その中で財田層(植木・満塩, 1998)は、Sangawa(1978a)、古市(1982)の財田礫層に相当し、結晶片岩礫を含む多様な礫種からなる礫層主体層で最も特徴的である。植木(2017)は「観音寺」地域を中心とする範囲において、財田層を基準にして岩相、層準の違いから三豊層群を、財田層、神田層、焼尾層及び高瀬層に区分した。このうち、財田層、神田層及び焼尾層は部分的には指交関係にある。神田層(植木・満塩, 1998)は結晶片岩礫を含まないアルコース質砂礫層と砂層、シルト層からなる。また、高瀬層は斎藤(2002)を再定義したもので、三豊市豊中町付近にだけ分布するアルコース質砂礫主体層である。挟在する上高野火山灰層(水野, 1987)が広域テフラである誓願寺-梅テフラ(町田・新井, 2003, 約0.6 Ma)に対比される(水野, 2001)ことから、上記3層よりも新しいと考えられている。

本地域においては、三豊層群を植木(2017)に従い、財田層、神田層及び焼尾層に区分する。ただし、挟在す



第7.1図 三豊層群、土柱層及び野呂内層の層位関係概略図

層位関係の明らかなテフラのみを示した。広域テフラ名は、水野ほか(1999)、長橋ほか(2000)、町田・新井(2003)参照。

る上河内火山灰層(植木, 2017)などの対比から, これら3層は指交関係にあると考えられる。すなわち, 結晶片岩類分布地域を含む外帯に源を発する大河川沿いに財田層が堆積し, その南側の讃岐山脈沿いには和泉層群起源の特に砂岩礫を主体とした焼尾層, 北側には花崗岩類, 領家変成岩類起源の礫を主体とする神田層が分布する。そして財田層の分布拡大前や縮小期には相対的に讃岐山脈からの扇状地が発達し, 焼尾層がより北側に広がると考えられる(第7.1図)。これらの地層の堆積年代は, 第7.2節に詳述するように産出する植物化石や火山灰層の対比, 年代測定値などからほぼ前期更新世と考えられる。

讃岐山脈南の吉野川流域には, 段丘堆積物や沖積層よりも古い未固結層として, 吉野川下流南岸地域(本地域外)に森山層(阿子島・須鎗, 1989), 北岸地域には土柱層(水野, 1987)が主に分布する(水野, 2016)。これらの地層は吉野川沿いに発達した堆積盆地を埋積する一連の地層と推定されるが, 分布が離れていることや両層をつなぐ鍵層がないために両層の直接の層位関係は不明である。土柱層は, 讃岐山脈沿いでは, 天然記念物である阿波の土柱に代表されるような和泉層群の礫からなる扇状地成の礫層(扇状地型礫層: 岡田, 1970)が主体で, 南へ結晶片岩礫を多く含む円磨度の高い礫層(本流型礫層: 岡田, 1970)に移行する。ところによりシルト層を挟み, メタセコイアなどの植物化石を産出する(山崎, 1985など)ほか, 数枚の火山灰層を挟在している(水野, 1987)。森山層・土柱層に挟まる主な火山灰層のフィッシュン・トラック(FT)年代測定値と対比は以下のとおりである。森山層中の藤井寺火山灰層(阿子島・須鎗, 1989)のFT年代が 2.3 ± 0.5 Ma(阿子島・須鎗, 1989)で, 大阪層群の真ノ池火山灰層(吉川, 1976)に対比される(水野, 1992)。土柱層中の土柱火山灰層(水野, 1987)のFT年代が 1.3 ± 0.2 Ma(阿子島・須鎗, 1989)で, 大阪層群のピンク火山灰層(吉川, 1976; 広域テフラの猪牟田ピンクテフラ: 町田・新井, 2003, 約1.0 Ma)に対比される(水野, 1987, 1992)。土柱層中の井出口火山灰層(水野, 1987; 阿子島・須鎗, 1989の久保谷火山灰)のFT年代が 1.0 ± 0.2 Ma(阿子島・須鎗, 1989)で広域テフラ誓願寺-梅テフラ(町田・新井, 2003, 約0.6 Ma)に対比される(水野, 2001; 水野, 2016)。これらから森山層・土柱層の堆積年代は前期更新世から中期更新世の前半と考えられる。本地域内の土柱層からはメタセコイアが産出していることから, その堆積年代は前期更新世と判断する。土柱層は段丘堆積物や沖積層に覆われて, 広く分布するところはないが, 中央構造線沿いに小規模に点在している。

新称とした野呂内層は, 讃岐山脈内の三好市池田町野呂内にもみ分布する和泉層群の砂岩礫を主体とする堆積原面が保存されていない地層で, かつては三豊層群ある

いは土柱層の分布域と連続していた可能性があるが堆積年代を含めて不明な点が多い。

7.2 三豊層群

本地域内の三豊層群は, 財田層, 神田層及び焼尾層に区分される。挟在する火山灰層(下位より, 本篠火山灰層, 上河内火山灰層, 福良見火山灰層)の対比から, 各層の層位関係は第7.1図のようになる。主な観察地点を付図1に, 地質柱状図を第7.2図及び第7.5図に示した。

7.2.1 財田層(Sa)

地層名

財田層(植木・満塩, 1998)は本地域を中心に分布する, 特に結晶片岩礫を含む礫層主体層に対して命名された地層であり, Sangawa(1978a)のSaida Gravel, 古市(1982)の財田礫層に相当する。斎藤・中山(1954)は, 三豊層群を河内累層と財田累層に区分したが, この財田累層は, 後述する神田層の一部を含んでいる。また, 古市(1984)が満濃池南に分布する地層を満濃池シルト-砂層, まんのう町吉野五毛~江畑付近に分布する地層を江畑砂礫層及び五毛礫層, 綾川町猪尾付近の地層を猪尾礫層と呼んだが, これらの地層も財田層に含める。

分布

財田層の模式地は, 三豊市財田中の長野周辺の丘陵であり(植木・満塩, 1998), 本地域内での財田層は, 模式地周辺から東北東に向かって, 讃岐山脈北麓に連続して分布する。すなわち, 三豊市山本町河内から財田中長野, 雉子尾, 荒戸, まんのう町新目, 満濃池南から五毛, 江畑, 造田, 綾川町猪尾, 粉所西へ, 南北幅最大2.5 kmの範囲に及んで分布する。長野北部や新目, まんのう町福良見, 内田付近では北方の神田層と指交関係にあり, 三豊市財田本篠東部やまんのう町山脇付近では南方の焼尾層と指交する。まんのう町焼尾では, 上位に焼尾層が発達する。

層厚

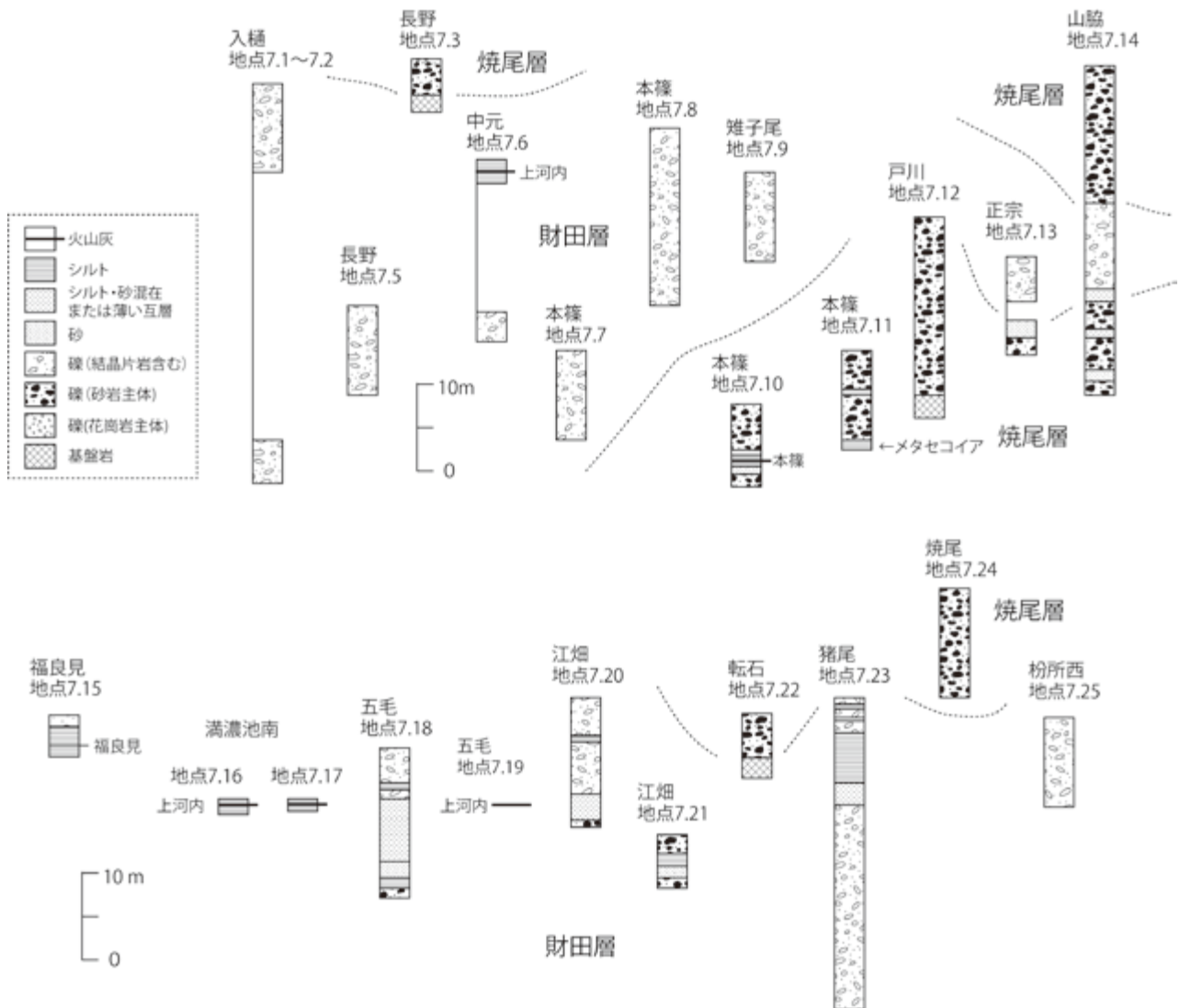
70 m程度。

地質構造

和泉層群や観音寺花崗岩・領家変成岩類を不整合に覆う。一般に地層の傾斜は緩く, 断層近傍を除いて最大でも10数度以下の傾斜である。概して北ないし北西へ緩く傾斜する。竹成断層(第9.2.1項で詳述)近傍では撓曲状の急傾斜を示し, 江畑断層(第9.2.2項で詳述)沿いでは, 和泉層群と断層で接し, その近傍では急傾斜している。

層相

模式地である三豊市財田中の長野周辺では, 厚い礫層が発達する。礫は和泉層群起源の砂岩礫が多く, また泥



第 7.2 図 三豊層群財田層及び焼尾層の地質柱状図
地点番号は付図 1 に対応。

岩、礫岩礫も含まれ、そのほか花崗岩類、結晶片岩類、石英などの珪質岩、瀬戸内火山岩類起源と推定される安山岩なども含まれる。中礫～大礫サイズの垂円～垂角礫が多いが、最大 50 cm 程度に達するものも見られ、特に和泉層群の砂岩礫に大きいものが多い(第 7.3 図)。まれに薄い砂層、シルト層を挟むが連続しない。類似した層相は、東方へまんのう町山脇付近まで続く。その北東の新目付近では、中礫サイズの礫層が主体となり、相対的に上位の層準と考えられる。植木・満塩(1998)による詳細な礫種構成比分析では、砂岩礫の比率はどこでも 50% 以上を占め、花崗岩類が 20～30% 程度、結晶片岩類が 10～20% とされている。また結晶片岩礫の平均最大礫径は 8 cm とされている。さらに古流向を求めた結果では、大まかに東方から西方への流れが推定されている。三豊市財田上・中元やまんのう町福良見から五毛さらに江畑にかけての地域では、結晶片岩礫を少量含

む中礫サイズ主体の砂礫層とシルト層、砂層の不規則な互層が発達し、植物化石を含む有機質シルト層・砂層や少なくとも 2 枚の火山灰層が挟まっている。また、五毛や江畑などでは讃岐山脈沿いの相対的に下位層準に、和泉層群の砂岩礫を主体とする砂礫層も見られる(付図 1 の地点 7.18, 7.20, 7.21 など)。これは古市(1984)の五毛礫層に相当し、厳密には地層区分では焼尾層にあたるが、分布が小規模であるため、地質図では財田層に含める。綾上町猪尾では、下部は主に中礫～大礫サイズの、結晶片岩を少量含む垂円～垂角礫層であるが、概して上方へ細粒化し、中礫サイズ主体の砂礫層となり、最上部ではシルト質砂層～砂質シルト層が優勢となっている(地点 7.23)。

火山灰層

財田層に挟まっている確認された未風化な火山灰層は、上河内火山灰層(植木, 2017)と福良見火山灰層(新



第 7.3 図 財田層上部に見られる礫層の層相
三豊市山本町入樋（付図 1 の地点 7.2 近傍）。大礫サイズの礫は和泉層群の砂岩が多く、間を埋める中礫サイズの礫に結晶片岩が含まれている。ハンマーの柄の長さは約 35 cm。

称)である。これらの火山ガラスの屈折率と化学組成を第 7.1 表に示した。

上河内火山灰層(上河内テフラ)は、「観音寺」地域内の三豊市上河内に分布する神田層中に挟まるガラス質火山灰層であり、広域テフラの恵比須峠-福田テフラ(長橋ほか, 2000)に対比されている(植木, 2017)。火山ガラスの屈折率や化学組成の特徴などから、本テフラと考えられる火山灰層が三豊市中元(地点 7.6)、まんのう町満濃池南(地点 7.16, 7.17)及び五毛(地点 7.19)で確認された。これらは、層厚 25 ~ 70 cm, 灰白色、細粒のガラス質火山灰層である。火山ガラスは、平板状、多孔質型、これらの中間的な発泡程度のもの(中間型)が混在していて、重鉍物はほとんど含まれない。恵比須峠-福田テフラに特徴的な褐色を帯びたユニット B(吉川ほか, 1996)は中元(地点 7.6)で観察されたが、それ以外の地点では明瞭ではない。火山ガラスの化学組成では、 TiO_2 、 MgO が少なく K_2O や Ba が比較的多いといった共通の特徴が一致している(第 7.1 表)。中元(地点 7.6)で採取された本火山灰層の FT 年代は 1.7 ± 0.3 Ma, U-Pb 年代は 1.90 ± 0.14 Ma と求められた(第 7.2 表: 測定は株式会社京都フィッション・トラックによる)。なお、恵比須峠-福田テフラの降灰年代は 1.75 Ma とされていて(吉川ほか, 1996)、年代測定値とは誤差の範囲内で概

ね一致しているといえる。

福良見火山灰層は、まんのう町福良見(地点 7.15)を模式地とするテフラで、上河内火山灰層よりもやや上位層準と推定され、模式地では層厚 25 cm, 灰~灰白色、細粒ガラス質の火山灰層である(第 7.4 図)。このテフラの特徴は、褐色を帯びた多孔質型のガラスが多く、その中に細かな長石の結晶が含まれていることも多いことである。重鉍物ではホルンブレンドが多く含まれている。ガラスの化学組成の特徴としては、Sr が 290 ppm 前後と多く、La/Y 比が 3 程度と比較的高いことがあげられる。

斎藤(1984)と植木(2017)は、三豊市財田中の入樋(地点 7.4)において粘土化した火山灰層を報告し、斎藤(1984)では ST1 と呼び 2.5 ± 0.3 Ma の FT 年代を、植木(2017)では入樋テフラと呼び 2.0 ± 0.2 Ma の FT 年代を報告している。

化石

有機質シルト層~砂層あるいは亜炭層からは、植物化石や昆虫化石が報告されている。古市(1984)は、満濃池南から、オオバラモミ(*Picea koribai*)、ヒメバラモミ(*Picea maximowiczii*)、コウヨウザン属(*Cunninghamia* sp.)、メタセコイア属(*Matasequoia* sp.)など、江畑周辺から、オオバラモミ、メタセコイア(*Matasequoia disticha*)、

第 7.1 表 三豊層群に見られる主な火山灰層と対比テフラの火山ガラスの屈折率及び化学組成一覧

テフラ名	地点番号	地点	屈折率 ¹ ガラス(n)	火山ガラスの主成分化学組成 (重量%) ²														火山ガラスの微量成分組成(ppm)					化学分析者または文献	
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	合計	Ba	La	Sc	Sr	Y						
宮奥1	地点7.29	宮奥	1.504-1.505	0.22	13.24	1.41	0.06	0.24	1.64	3.55	3.03	0.05						502	23	2	137	7	20	三菱マテリアアルテクノ ³
大内	1.503-1.505	大分・杵築	1.503-1.505	0.25	12.48	1.45	0.06	0.24	1.41	3.32	3.32	0.04						501	24	4	128	7	20	石塚ほか(2005)
福良見	地点7.15	福良見	1.502-1.505	0.10	12.27	1.56	0.06	0.02	0.90	3.57	4.05	0.03						727	28	2	292	6	9	古澤地質 ⁴
福良見(タイプA)	地点7.28	羽方	1.502-1.506	0.22	13.58		1.19	0.10	0.35	1.65	3.71	3.06						789	26	3	289	7	8	古澤地質
福良見?(タイプB)				0.20	13.44		1.16	0.08	0.31	1.64	3.70	3.10						674	27	6	57	0	34	
上河内		上河内	1.501-1.502	0.13	12.58		0.99	0.08	0.03	0.80	3.43	4.72						752	34	4	96	<1	25	三菱マテリアアルテクノ
上河内	地点7.6	中元	1.500-1.502	0.10	12.27	1.56	0.06	0.02	0.90	3.57	4.05	0.03						784	33	5	94	<5	24	Actlabs ⁵
上河内	地点7.16	瀧瀬池南	1.500-1.502	0.09	12.35	1.57	0.05	0.07	0.89	3.32	4.00	<0.01						815	35	4	98	<5	24	Actlabs
上河内	地点7.17	瀧瀬池南	1.500-1.502	0.09	12.87	1.70	0.05	0.08	0.87	3.49	4.24	0.01						811	36	4	99	<5	24	Actlabs
上河内	地点7.19	五毛	1.500-1.502	0.09	13.16	1.68	0.05	0.08	0.87	3.57	4.14	0.02						811	36	4	99	<5	24	Actlabs
福田		大阪	1.500-1.502	0.09	12.73	1.69	0.05	0.07	0.88	3.46	4.26	0.02						802	36	5	103	<1	27	吉川ほか(2000)
Kd38		房総	1.500-1.502	0.10	12.87	1.81	0.06	0.05	1.05	3.45	4.14	0.02						766	34	5	107	<1	25	水野・納谷(2011)
本藤	地点7.10	本藤南東部	1.497-1.499	0.10	12.49	1.79	0.05	0.06	1.06	3.62	4.06	0.04						277	23	1	38	<5	19	Actlabs
研城ヶ丘1		淡路島	1.497-1.499	0.03	12.11	0.92	0.05	0.05	0.58	3.51	4.47	<0.01						281	24	2	42	<1	22	水野ほか(1999)
追		滋賀	1.497-1.499	0.03	12.78	1.10	0.05	0.01	0.65	3.20	3.70	0.02						288	24	1	39	<1	21	水野ほか(1999)
根来V290		和歌山	1.497-1.499	0.04	12.34	1.09	0.05	<0.01	0.63	2.86	5.24	0.02						271	22	2	43	<1	20	水野ほか(1999)
				0.04	12.83	1.13	0.05	0.02	0.64	3.12	3.95	0.04												

¹ 屈折率測定は、RIMS87 (株式会社京都フイッショナルトラック製) またはMAIOT (株式会社古澤地質製) を用いて、水野が測定した。

² 火山ガラスの主成分のうち、Fe₂O₃及びFeOは総FeをFe₂O₃またはFeOとして計算した。古澤地質の分析値は測定主成分合計を100%換算したもの。

^{3,4,5} 三菱マテリアアルテクノの分析方法はTamura et al.(2008)。古澤地質の分析方法は古澤(2017)。Actlabsの分析方法は宇藤宮ほか(2019)参照。

第 7.2 表 三豊層群の火山灰層の FT 年代と U-Pb 年代一覧
 地点 7.6 と地点 7.10 は、地質図の試料地点番号 11 と 12 にそれぞれ対応する。

テラ名	地点	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡		U 総計数		Uスタンダード計数 ⁽¹⁾ N_{std}	相関係数 $r^{(2)}$	χ^2 検定 $Pr(\chi^2)^{(3)}$	ウラン濃度 (ppm)	FT年代測定値 ⁽⁴⁾ (Ma)±1σ	U-Pb年代値 ⁽⁵⁾ (Ma)±2σ
			ρ_s (cm ⁻²)	N_s	ρ_u (cm ⁻²)	N_u						
本燻	本燻南東部 (7.10)	25	5.94×10^5	425	2.11×10^9	1514036	12188	0.450	4	800	2.5±0.2	2.43±0.06
本燻 (全粒子)		30	5.98×10^5	511	2.08×10^9	1774621	12188	0.352	2	790	(参考)2.6±0.2	
上河内	中元 (7.6)	16	1.15×10^5	28	6.11×10^8	148999	12188	0.610	42	230	1.7±0.3	1.90±0.14
上河内 (全粒子)		30	6.76×10^5	313	5.07×10^9	234927	12188	0.231	0	190	(参考)12.0±1.0	

測定鉱物：ジルコン、測定方法：LA-ICP-MS-FT(ExtS)、測定者：株式会社京都フイッション・トラック

(1) ²³⁸U濃度、U-Pb年代測定用標準試料：91500(ジルコン)、レーザービーム径：25 μm

(2) r ： ρ_s と ρ_u の相関係数

(3) $Pr(\chi^2)$ ： χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率

(4) 年代値： $T = (1/\lambda_0) \cdot \ln[1 + \lambda_0 \cdot \epsilon \cdot (\rho_u/\rho_s) \cdot \rho_{used}]$ 、誤差： $\rho_T = T \times [1/\Delta N_s + 1/\Delta N_u + 1/\Delta N_{used} + (\sigma_u/\epsilon)^2]^{1/2}$ 、²³⁸Uの全壊変定数： $\lambda_0 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

(5) ²³⁸U-²⁰⁶Pb法による最も若い粒子集団の加重平均値

オオバタグルミ (*Juglans megacineria*)、ヒメトガサワラ (*Pseudotsuga subrotunda*)、キクロカリア (*Cyclocarya*；原著では [*Pterocarya*] cf. *paliulus*) など、猪尾からコウヨウザン属などの大型植物化石を報告している。江畑(地点 7.20)でメタセコイアの産出を確認した(同定は千葉大学の百原 新博士による)。また、高橋(1996)は、満濃池南から植物化石とともにオサムシ科ゴミムシ類、ゲンゴロウ科、ガムシ科、ハネカムシ科、ハムシ科ネクイハムシ亜科(オオミズクサハムシなど)、蛾の蛹などの昆虫化石を報告している。

7.2.2 神田層 (Ko)

地層名

神田層は、主に「観音寺」地域内から「池田」地域の三豊市神田付近にかけて分布する、花崗岩類、領家変成岩類などの礫を主体とする砂礫層及びシルト層、砂層などに対して命名された(植木・満塩, 1998)。類似した礫種組成、層相を示す地層を、植木・満塩(1998)は、分布地域によって入樋層、後山層、木ノ崎層、塩田層、椿谷層に区分しているが、本地域に分布するこれらの地層はすべて神田層に統一する。本層はまた、斎藤・中山(1954)の河内累層、財田累層の一部、古市(1984)の満濃池シルト-砂層の一部と猪尾礫層の一部、斎藤(2002)の河内層の一部と高瀬層の一部、などに相当する。

分布

神田層の模式地は三豊市山本町神田付近であり(植木・満塩, 1998；植木, 2017)、三豊市財田中の林明から神田、三豊市高瀬町羽方〜岩瀬池周辺、まんのう町黒川、後山、佐文、生間周辺、満濃池北、造田北部などに点在する。

層厚

最大 70 m 程度。

地質構造

主に花崗岩類の凹部を埋めるように分布し、地層の傾斜は概して緩く、10 数度以内である。竹成断層(第 9.2.1 項で詳述)や神田断層(第 9.2.4 項で詳述)沿いでは地層は急傾斜を示す。

層相

神田層の主要な層相は、花崗岩礫を多く含む砂礫層と花崗岩質砂層で特徴づけられる。礫層は、花崗岩、貫入岩類、ホルンフェルスなどの領家変成岩類、瀬戸内火山岩類起源と推定される安山岩などの亜角〜亜円礫層が主体であり、細礫層〜中礫層の場合が多い(第 7.6 図)が、大礫〜巨礫(最大径 60 cm 程度)を含むところも見られる。また、和泉層群起源と考えられる砂岩礫が見られるところもあるが、結晶片岩礫は含まれない。また、財田層に比べると全体的に円磨度が低い。三豊市高瀬町上麻の原下工業団地北(地点 7.35)の露頭では、一見したところ風化した花崗岩に見える淘汰の悪い花崗岩の細かな角礫や砂からなる地層があるが、良く見ると細かな瀬戸



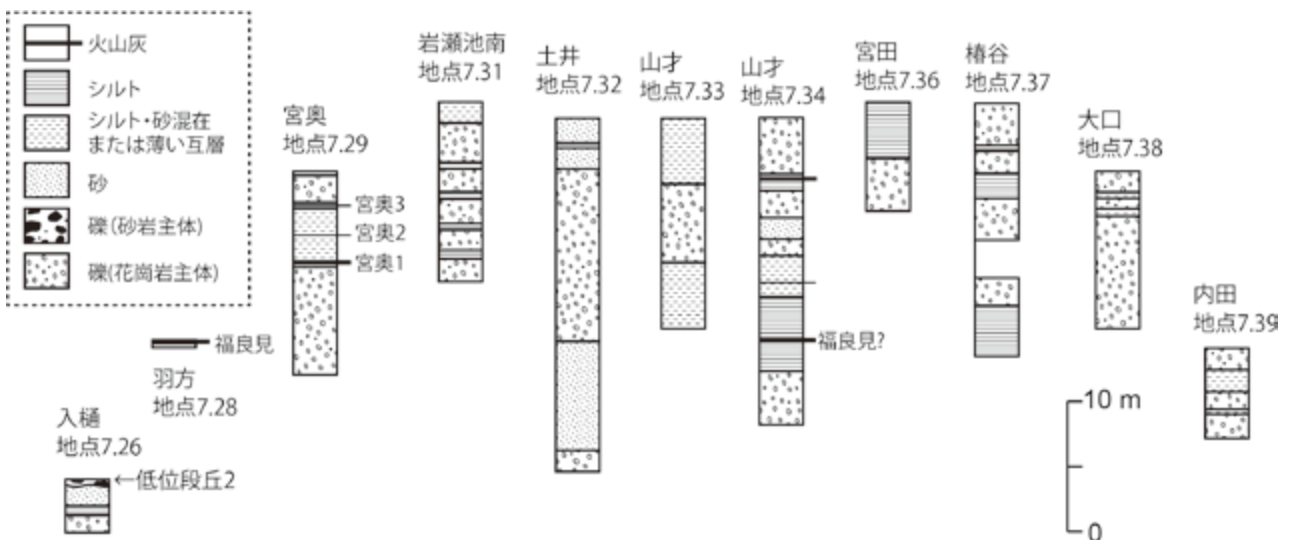
第 7.4 図 福良見火山灰層の露頭
まんのう町福良見(付図 1 の地点 7.15)。ハンマー(柄は約 35 cm)付近のシルト層中に挟まる白っぽいレンズ状の層。表面に見られる中礫は上位からの崩れ。

内火山岩類礫と推定される角礫が散在している(第 7.7 図)。連続性があまり良くないシルト層や花崗岩質砂まじりのシルト層をとところどころに挟んでいて、特に三豊市山本町神田から岩瀬池にかけての地域、まんのう町岸上などに見られる。これらの地域ではまた、薄い火山灰層や植物化石などを含む有機質シルト層や砂層が数枚観察される。

火山灰層

三豊市高瀬町羽方(地点 7.28)には財田層に挟まる福良見火山灰層と同じテフラと考えられる火山灰層が神田層中に挟まれている。露頭では層厚 10 cm のシルトまじり砂層～細礫層、層厚 5 cm の有機質シルト層に重なって層厚 30 cm 以上、灰～灰白色細粒火山灰層があり、上限は不明である。中部に重鉱物(特にホルンブレンド)が点在するユニットが見られる。ただし、火山ガラスの化学組成分析によると、明らかに異なる組成のガラスが 10～20% 程度含まれており(第 7.1 表のタイプ B)、このガラス片が異質物として堆積中に混在したものなのか、ユニットの違いによるものか、あるいはバイモーダルな組成を示すのかについては、今後の検討課題である。三豊市財田上の山才(地点 7.34)にも、層厚 30 cm の風化した火山灰層があり、福良見火山灰層に対比される可能性があるが、風化の影響で明らかではない。「観音寺」地域内に見られる大谷池テフラ(植木, 2017)や仁池火山灰(斎藤, 1982)は多孔質型ガラスが主体でホルンブレンドを含み、これらのテフラに類似するが、長石の微晶を含む褐色を帯びたガラスに欠けるため、別のテフラかもしれない。

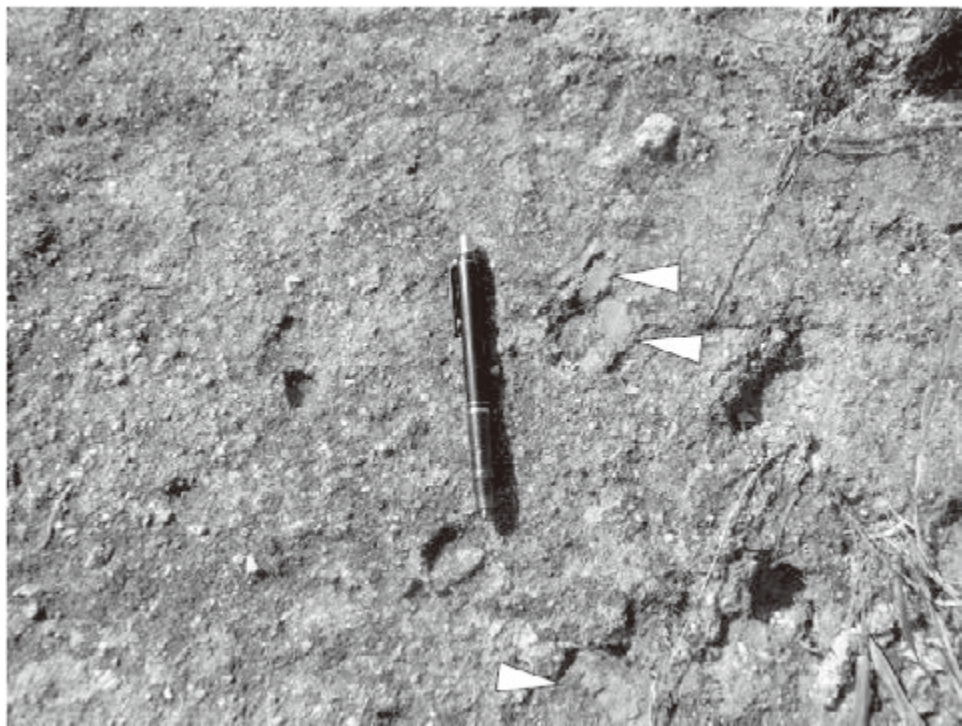
地点 7.28 の約 500 m 北東の地点 7.29 では、福良見火山灰層との層位関係は不明であるが、3 枚の火山灰層が



第 7.5 図 神田層の主な地点の地質柱状図
地点番号は付図 1 に対応。



第 7.6 図 神田層の礫層
 まんのう町椿谷 (付図 1 の地点 7.37 の東方)。花崗岩, ホルンフェルス, 安山岩などの中礫サイズの亜角～亜円礫層からなる。薄いシルト層を挟む。露頭の高さは約 7 m。



第 7.7 図 神田層の礫層
 三豊市高瀬町原下工業団地北 (付図 1 の地点 7.35)。花崗岩の細礫～小礫が散在する淘汰の悪い礫層で、瀬戸内火山岩起源と推定される安山岩の中礫 (矢印) が混じる。ペンの長さは約 14 cm。

確認され、下位より宮奥^{みやおく}1、宮奥2、宮奥3火山灰層と呼ぶ。宮奥1火山灰層は、層厚6 cmの黄灰色、細粒のガラス質火山灰層で、多孔質型の火山ガラスが多く、重鉍物としてホルンブレンドを含んでいる。これらの特徴は福良見火山灰層に似るが、火山ガラスの化学組成は異なり、既存資料では大分県杵築市大内に分布する下部更新統^{せきなん}碩南層群中のガラス質火山灰層(杵築岩層なだれ堆積物)に取り込まれたブロックに挟まる層厚200 cm程度の火山灰層：石塚ほか(2005)における地点17の未命名火山灰層T10)に極めて類似している(第7.1表)。さらに、類似した火山灰層は、大分県姫島に分布する下部更新統丸石鼻層(伊藤ほか, 1997)中にも見られ(水野の未公表資料)、九州を噴出源とする広域テフラの可能性もある。宮奥2火山灰層は宮奥1火山灰層の約2 m上位にある層厚5 cmの粘土化したテフラであり、さらに約2.5 m上に層厚20～40 cm、黄灰色、細粒の宮奥3火山灰層がある。宮奥3火山灰層は、風化して火山ガラスが消失しているが重鉍物にホルンブレンドとカミングトン閃石をほぼ等量含む特徴があり、同じテフラと推定される火山灰層が、近くの地点7.30に見られるほか、「観音寺」地域内で、斎藤(1982)が辻火山灰と呼ぶテフラに類似している。

その他、植木(2017)は、財田中の神田地区にて神田1テフラ(「観音寺」地域内)及び砂古テフラ(地点7.27)を報告し、そのFT年代をそれぞれ 0.58 ± 0.11 Ma、 0.71 ± 0.21 Maとしているが、これらのテフラ対比については不明である。なお、この前後の層準の古地磁気は逆帯磁とされている。

化石

本地域内の神田層からは、大型植物化石、ゾウ化石、昆虫化石などの産出が知られている。

大型植物化石としては三豊市高瀬町岩瀬池の東からメタセコイアなど(高橋, 1995)が、三豊市財田上の北野からメタセコイア、ミツガシワ(*Menyanthes* sp.)など(斎藤・中山, 1954)が、財田上の芋尾からメタセコイアなど(三木, 1953)が、まんのう町造田の内田からメタセコイア、ヒメバラモミ、ヒメトガサワラなど(三木, 1953; 古市, 1984)が産出している。このようにメタセコイアとヒメバラモミ、ミツガシワなどの寒冷な気候を示す植物が共存する時代は、近畿地方では約170～90万年前であり(百原, 1993)、これらの化石産出層準の年代は前期更新世の後半(カラブリアン期)と推定される。

高橋(1995)は上述の岩瀬の東の地点で、オサムシ科ゴミムシ類、ゲンゴロウ科、シテムシ科、ハネカクシ科、コメツキムシ科、ハムシ科ネクイハムシ亜科、ゾウムシ科、蛾の蛹などの昆虫化石を報告している。

三豊市山本町神田の砂川地区に分布する神田層と推定される地層からは、ナウマンゾウ *Palaeoloxodon naumanni* (Makiyama) の臼歯化石が産出している(古市ほか,

1977)。しかし、ナウマンゾウの産出年代は、中期更新世から後期更新世とされており(例えば、樽野・亀井, 1993)、メタセコイアの産出から推定される前期更新世の年代とは矛盾するため、ナウマンゾウの産出した地層については再検討が必要である。

7.2.3 焼尾層 (Ya)

地層名

Saito (1962) が三豊層群を不整合に覆う焼尾峠礫層 (Yakeotoge Gravels) とした地層を、植木・満塩 (1998) が再定義し、三豊層群に含めて焼尾層としたもので、和泉層群起源の砂岩礫を主体とする礫層主体層からなり、結晶片岩礫を含まない。また、高位段丘堆積物よりも古く、堆積原面がほとんど残っていない。植木・満塩 (1998) は満濃池の北に広く分布する地層を焼尾層に含めているが、本書ではこの地層は高位段丘堆積物として扱う。

分布

模式地は図幅東部のまんのう町焼尾周辺(地点7.24など)で(Saito, 1962; 植木・満塩, 1998)、この付近では丘陵頂部付近に分布している。そのほか、讃岐山脈北麓の山地から丘陵地に変わる境界付近に限定的に分布しており、三豊市山本町河内南部から財田中の長野の南部にかけて点在するほか、三豊市財田中の本篠周辺～戸川、まんのう町山脇～前山の江畑断層北側にまとまった分布がある。

層厚

最大70 m。

地質構造

焼尾層は、和泉層群を不整合に覆い、三豊市山本町河内～入樋南やまんのう町焼尾では、財田層の上位に不整合状に重なり、山地から丘陵側へ扇状地状に分布高度を下げながら広がる形態を示す。一方、三豊市財田中の本篠南部、財田上の正宗(地点7.13)やまんのう町山脇(地点7.14)、前山周辺では北方の財田層と指交すると考えられる。断層近傍を除くと地層の傾斜は一般に緩やかであるが、和泉層群との境界部では局所的に20°程度傾斜するところが見られる。竹成断層や江畑断層の近傍では、焼尾層は和泉層群と断層で接するか、急傾斜を示す。

層相

焼尾層の一般的な特徴は、和泉層群起源の砂岩礫の亜角礫～亜円礫層が厚く発達することであり、中礫～大礫サイズが一般的であるが、最大1 mに達する礫が見られることもある(第7.8図)。本篠南部など局所的にはほとんど角礫からなるところもある。また礫には和泉層群の礫岩礫や花崗岩礫が含まれることもある。細粒堆積物を挟むことは少ないが、本篠南東部(地点7.10, 7.11)では、下部に大型植物化石や1枚の火山灰層を挟む薄い有機質シルト層～シルト層や砂層と中礫サイズの砂岩礫主



第 7.8 図 焼尾層の露頭
三豊市財田上の戸川(付図 1 の地点 7.12)。ほとんど砂岩礫からなる。ハンマーの柄の長さは約 35 cm。

体の垂角礫層の互層が見られる。この地域の、下部のシルト層などを挟む比較的細粒な礫層と上部の粗粒な礫層が整合なのか不整合なのかは不明であるが、本地域では、上下の地層を区別せずに焼尾層とする。

火山灰層

三豊市財田中の本篠南東部(地点 7.10)には、1 枚のガラス質火山灰層が挟まっている(第 7.9 図)。このテフラを本篠火山灰層(新称)と呼ぶ。本火山灰層は、層厚 25 ~ 30 cm、灰白色細粒で、主として平板状の火山ガラスから構成され、重鉱物はほとんど含まれない。火山ガラスの化学組成は TiO_2 や MgO が少なく、 K_2O が比較的多いなどのほかに、Ba が 300 ppm 以下と非常に少ないことが特徴である(第 7.1 表)。このような特徴を持つテフラには、和歌山平野根来地区のボーリングコアで見つかった V290(水野ほか, 1999) 及びそれに対比された淡路島の大阪層群に挟まる^{ねじょうがおか}研城ヶ丘 1 火山灰層(高橋ほか, 1992)、古琵琶湖層群の追火山灰層(横山ほか, 1979)がある(第 7.1 表)。これらのテフラの降灰年代は 2.4 ~ 2.3 Ma と推定されている(水野ほか, 1999)が、本篠火山灰層の FT 年代及び U-Pb 年代は 2.5 ± 0.2 Ma 及び 2.43 ± 0.06 Ma と測定され(第 7.2 表)、テフラ対比が妥当であることを示している。このテフラは本地域の三豊層群で最も古い時期のものであり、焼尾層が三豊層群の上部層準だけではないことを示している。なお、植木(2017)は、この周辺の古地磁気が逆帯磁していること

を報告していて、松山逆磁極期に相当すると考えられる。
化石

三豊市財田中の本篠南東部(地点 7.11)の焼尾層下部からメタセコイアの球果、キクロカリア属(*Cyclocarya* sp.)の果実などの植物化石が産出した(同定は千葉大学の百原 新博士による)。

7.3 土柱層 (Dc)

地層名

吉野川流域の特に北側に分布する、未固結の地層のうち、段丘堆積物、沖積層などを除いた、堆積原面が残っていない地層を総称して土柱層と定義された(水野, 1987)。これは、岡田(1970)の古期第四系に相当し、須鎗ほか(1965)が土柱礫層と呼んだ地層のうち、段丘堆積物を除いたものに相当する。しかし厳密には、段丘堆積物とその下位に分布する土柱層の境界は層相だけでは識別できず不明瞭なことが多い。水野(2016)は挟在する火山灰層の対比から土柱層が前期更新世の地層と誓願寺-梅テフラを挟む中期更新世前半の地層に 2 分される可能性を指摘した。本地域内に分布するこれらの地層の年代については十分に明らかにされていないが、一括して土柱層と呼び、細分しない。

分布

吉野川の北岸、特に中央構造線に沿った地域に東西方



第 7.9 図 本篠火山灰層の露頭
三豊市財田上の本篠南東部(付図 1 の地点 7.10). ハンマー(柄の長さは約 35 cm) 付近の白っぽいレンズ状の層.

向に広く分布すると考えられるが、段丘堆積物や沖積層などに覆われて、地表に分布している範囲は少なく、小規模に点在する。それらの地点は、西から三好市池田町馬路、井ノ久保東、三野町太刀野、三野町勢力～加茂野宮である。また三好市池田町市街地西のボーリング(地点 7.43)では、段丘堆積物の下位に土柱層が確認されている(岡田, 1991)。

層厚

60 m 程度。

地質構造

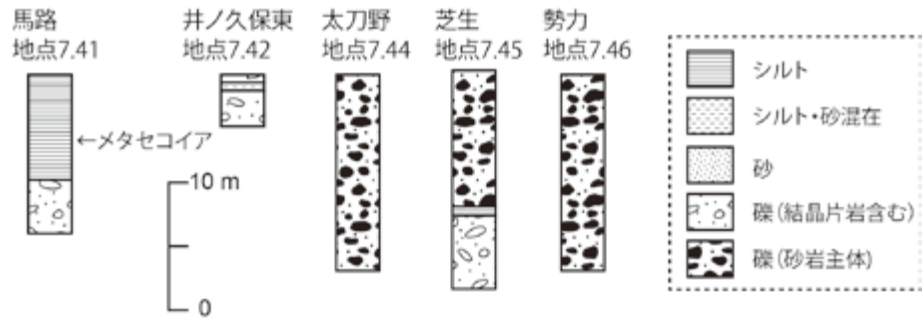
三好市三野町太刀野や加茂野宮などでは、北側の和泉層群分布地域から供給された扇状地あるいは崖錐成の礫層が分布し、和泉層群の基盤に対してかなり高角度で不整合状に覆っているところが見られる。そのため、元々の地層の傾斜として 20° ないしそれ以上に及ぶところがある。ただし、中央構造線の影響を受けている可能性もある。三好市池田町井ノ久保東や三野町芝生では中央構造線の断層運動の引きずりにより急傾斜している。

層相

主な地点の地質柱状図を第 7.10 図に示す。讃岐山脈のすぐ南に分布する土柱層は、一般には和泉層群起源の砂岩礫主体、まれに泥岩礫を含む中礫～大礫、ところにより巨礫(最大径 80 cm 程度に達する)の亜角～亜円礫層からなり、三野町太刀野(地点 7.44 付近)や勢力(地点 7.46 付近: 第 7.11 図)で典型的に見られる。三野町

芝生(地点 7.45)では砂岩、泥岩の亜角礫主体層の下位に薄い砂質シルト層、砂層を挟んで、結晶片岩、珪質岩、石英礫なども含む中礫～大礫サイズの亜円～亜角礫層が見られる。三好市池田町井ノ久保東(地点 7.42)でも珪質岩、結晶片岩、石英礫主体の細礫～大礫サイズの亜円礫層が見られ、薄いシルト質砂層を挟み、有機質な部分も見られる(第 7.12 図)。和泉層群起源の礫を主体とする礫層と、結晶片岩類を含む相対的に円磨度の高い礫層は、岡田(1970)の扇状地型礫層と古吉野川による本流型礫層にあたる。なお、本地域東端のすぐ東に位置する美馬市上中に分布する本流型礫層からは、ざくろ石を含む角閃岩、点紋角閃岩、蛇紋岩、紅簾石石英片岩などの礫が見出されていて(中尾ほか, 2009)、現在それらの岩石が分布している愛媛県の東赤石山付近からの古地理について考察されている。西端の三好市池田町下馬路(地点 7.41)では中央構造線沿いの川岸に急傾斜した中礫～大礫サイズの結晶片岩礫を含む亜角礫層と植物化石を含む有機質シルト主体層が分布していた(水野, 1992; 水野ほか, 1993)がこの露頭は消失している。池田町市街地西(地点 7.43)のボーリングコアでは、地下約 15.5 m から 76 m 付近まで、土柱層と考えられる主として中礫サイズの結晶片岩、石英礫を含む礫層、礫まじりシルト層などが確認されている(岡田, 1991; 水野ほか, 1993)。

池田町下馬路(地点 7.41)の有機質シルト層から、メ



第 7.10 図 土柱層の主な地点での地質柱状図
地点番号は付図 1 に対応。



第 7.11 図 土柱層の扇状地型礫層
三好市三野町勢力(付図 1 の地点 7.46). 和泉層群の砂岩の角～亜角礫からなる。ハンマーの柄の長さは約 35 cm.

タセコイアの球果が産出している(水野, 1992; 水野ほか, 1993)。また池田市街地西(地点 7.43)のボーリングコアから、メタセコイアの花粉化石が報告されている(岡田, 1991)。

7.4 野呂内層 (Nr)

地層名

讃岐山脈中に分布する、堆積原面がほとんど残っていない未固結の地層で、三豊層群や土柱層との関係が不明であるため、新称として野呂内層と命名する。

分布

三好市池田町上野呂内の^{あゆくるしだにがわ}鮎苦谷川南岸(地点 7.40 付

近)に小規模に分布するのみである。かつては鮎苦谷川に沿って分布が広がっていた可能性があり、定高性のある緩斜面が点在するが、堆積物はほかの地点では確認できない。

層厚

60 m 程度。

地質構造

和泉層群の基盤を北に傾く斜面状に不整合に覆い、緩く北へ傾斜する。

層相

大部分が和泉層群の砂岩礫を主とする中礫～巨礫サイズ(最大径 1 m)の亜角～亜円礫層からなり(第 7.13 図)、部分的に薄い中礫サイズの礫層、層厚 30 cm 以内のシル



第 7.12 図 土柱層の本流型礫層とシルト層の露頭

三好市池田町井ノ久保東(付図1の地点7.42)。中礫サイズの結晶片岩、石英などからなる亜円礫層上にシルト質砂層～砂質シルト層が重なる。断層の影響で40°程度南に傾斜している。ハンマーの柄の長さは約35cm。



第 7.13 図 野呂内層の露頭

三好市池田町上野呂内(付図1の地点7.40)。中礫～巨礫サイズの和泉層群の砂岩礫が主体である。ハンマーの柄の長さは約35cm

ト質砂層が挟まれているが側方へは連続しない。

第 8 章 段丘堆積物・地すべり堆積物及び沖積層

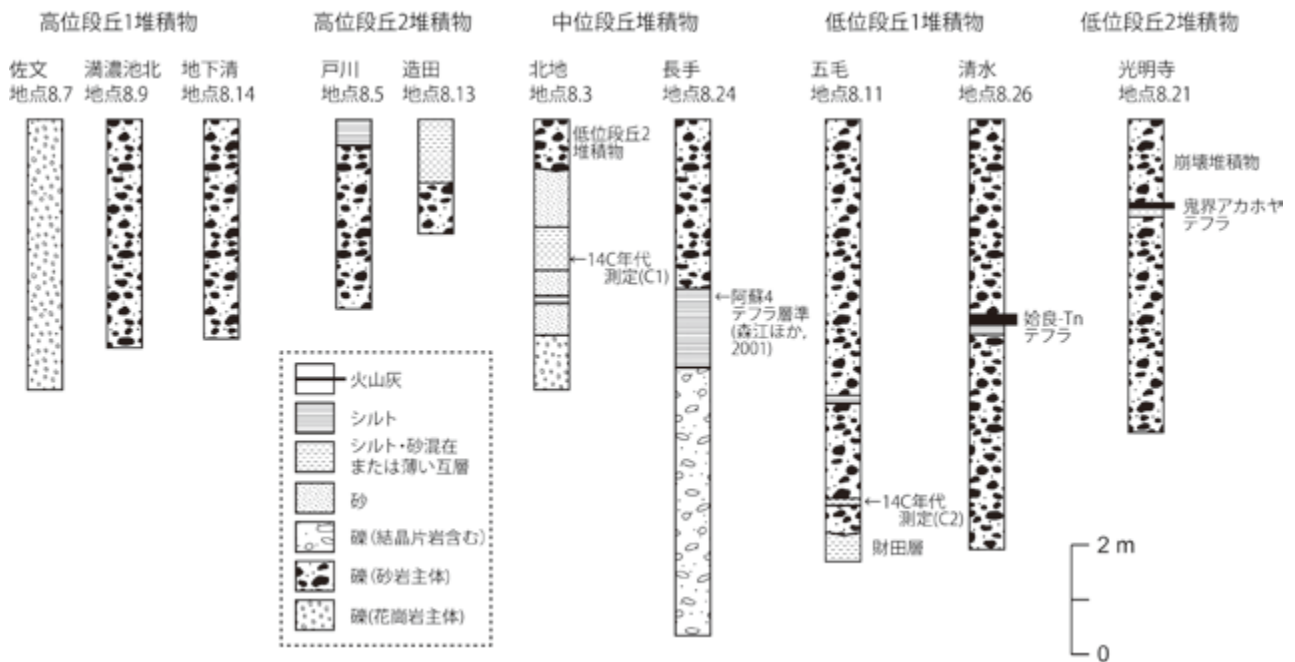
(水野清秀・野田 篤)

本地域には、主として讃岐山脈より北側の丘陵・台地と吉野川流域の丘陵・台地に河川成の数段の段丘面が見られる。また讃岐山脈内の河川沿いにも小規模に段丘面が見られる。これらの段丘面を構成する地層を、段丘面の現河床との比高、段丘面の開析の程度、堆積物の風化の程度などから大きく高位・中位・低位段丘堆積物に区分することが可能である。さらに段丘面の数や既存の対比・年代資料を考慮し、高位段丘 1 堆積物、高位段丘 2 堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘 1 堆積物及び低位段丘 2 堆積物に区分した。限られた地点ではあるが、中位段丘堆積物に阿蘇 4 テフラ、低位段丘 1 堆積物中に始良-Tn テフラが挟まれており(森江ほか, 2001; 水野ほか, 1993), 大まかな年代として高位段丘堆積物は中期更新世, 中位段丘堆積物~低位段丘堆積物は後期更新世に堆積したと推定される。ただし, 低位段丘 1 堆積物以外は堆積年代を直接判断する根拠に乏しいため, 本地域内の対比でも, 食い違いが生じる可能性がある。このほか, 河道沿いの低地などには沖積層が分布する。主な観察地点を付図 1 に, 地質柱状図を第 8.1 図に示す。

8.1 高位段丘 1 堆積物 (th1)

高位段丘は台地あるいは丘陵の頂部に分布し、段丘面はかなり開析されているものの明瞭に残っているもので、三豊層群、土柱層、野呂内層のように段丘面がほとんど保存されていないものとは区別される。この高位段丘面はさらに比高から 2 面に区分することが可能で、より高位のものを構成する地層を高位段丘 1 堆積物と呼ぶ。主要な分布地域は、讃岐山脈より北では、まんのう町佐文、財田川の中流域にあたるまんのう町前山周辺、満濃池の北、まんのう町造田などで、吉野川流域では、三好市池田町中西や東みよし町松岡付近に点在する。

堆積物はほとんどが砂礫層からなる。まんのう町佐文(付図 1 の地点 8.7 付近)に分布するものは中礫~大礫サイズの細粒貫入岩類を主体とする淘汰の悪い締まった角礫層で、扇状地成あるいは崖錐成と考えられる。満濃池北(地点 8.9 付近)や造田(地点 8.12 付近)、地下清(地点 8.14 付近)に分布する段丘面は、Sangawa (1978a) の吉野面に相当し、地層は、くさり礫化した中礫~大礫サイズ



第 8.1 図 段丘堆積物の主な観察地点での地質柱状図
地点番号は付図 1 に対応。



第 8.2 図 高位段丘 1 堆積物の露頭

三好市池田町中西 (付図 1 の地点 8.16)。中礫～大礫サイズの風化した結晶片岩の亜円～亜角礫を主体とする。薄い細礫主体層が挟まれている。ハンマーの柄の長さは約 35 cm。

(まれに最大径 40 cm の巨礫を含む) の砂岩礫主体の亜円～亜角礫層からなり、層厚は最大 20 m である。財田川中流域のまんとう町前山や三本松 (地点 8.10 付近) に分布する本層も、砂岩礫の中礫～巨礫サイズ (最大径 40 cm 程度) の亜角～亜円礫層で、花崗岩礫も少量含まれ、層厚は最大 20 m である。三本松に分布する本層は、Sangawa (1978a) や植木・満塩 (1998) では焼尾層とされているが、段丘面が保存されていて、焼尾層よりは新しいと判断した。吉野川流域の三好市池田町中西 (地点 8.16) 付近に分布する本層は、結晶片岩類の基盤上に重なり、中礫～巨礫サイズ (最大径 40 cm) の風化した結晶片岩、珪質岩の亜円～亜角礫層からなり (第 8.2 図)、層厚は 10 m 程度である。東みよし町昼間の松岡 (地点 8.23) 付近に分布する本層は讃岐山脈南麓の箸蔵断層に近接して点在しており、中礫～巨礫サイズ (最大径 40 cm) の和泉層群起源の砂岩、泥岩の亜角～亜円礫層が主体であるが、下部には結晶片岩、珪質岩礫を含むところもある。層厚は最大 50 m に達するが、下部の地層は土柱層に属する可能性もある。

8.2 高位段丘 2 堆積物 (th2)

高位段丘 1 面よりやや低い位置に開析が進んだ段丘面を持つ地層を高位段丘 2 堆積物と呼ぶ。広い分布地は少ないが、讃岐山脈の北では三豊市高瀬町傾山東麓、財田上雉子尾周辺、まんとう町前山周辺、造田など、吉野川流域では三好市池田町中西、井川町辻、東みよし町昼間

行常、三好市三野町芝生などに点在する。

三豊市高瀬町傾山東麓 (地点 8.1) では、瀬戸内火山岩類の中礫～大礫サイズの亜角～角礫層が分布していて、古い扇状地あるいは斜面堆積物と考えられる。三豊市財田上の戸川付近 (地点 8.5 など) に分布する本層は、中礫～大礫サイズの砂岩礫主体の亜角～亜円礫層からなり、上部に薄いシルト層を載せる。層厚は 10 m 程度である。まんとう町前山周辺 (地点 8.8 など) の本層は、中礫～巨礫サイズ (最大径 40 cm) の砂岩礫の亜角～亜円礫層が主体で、10 m 前後の層厚である。これらの段丘面は概ね Sangawa (1978a) の炭所面に相当するが、面区分が異なる地域もある。三好市池田町中西 (地点 8.15 付近) に分布する本層は、結晶片岩、珪質岩などの亜角～亜円礫からなる中礫～大礫サイズの礫層で、場所によって最大径 2 m に及ぶ巨礫を含んでいる。三好市井川町井川中 (地点 8.22) に分布する本層は、中礫～巨礫サイズ (最大径 50 cm) の角～亜円礫層で、基質がシルト～砂質で締まっている。扇状地成ないしは斜面堆積物と考えられ、より新しい時期の礫層が上位に重なっているところもある。三好市三野町芝生 (地点 8.25) の本層は、層厚 6 m 以上の中礫～大礫サイズの砂岩、泥岩礫の角～亜角礫層であるが、近傍には土柱層も分布していて、境界は必ずしも明確ではない。

8.3 中位段丘堆積物 (tm)

中位段丘面は、高位段丘面に比べて段丘面の保存が良

第 8.1 表 段丘堆積物中の木片の ^{14}C 年代測定値一覧

試料採取地点番号-試料番号(付図 1 の地点 8.11-C2 及び地点 8.3-C1) は、地質図の試料地点番号 13 及び 14 にそれぞれ対応する。

測定番号	地点番号-試料番号	採取地点	試料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)(AMS)	未補正年代		$\delta^{13}\text{C}$ 補正年代		暦年較正用 ^{14}C 年代	
					Age (yrBP)	pMC (%)	Libby Age (yrBP)	pMC (%)	(yrBP)	(cal yrBP)
IAAA-180971	8.11-C2	まんのう町五毛	木片	-28.01±0.38	32,770±140	1.69±0.03	32,720±140	1.70±0.03	32,723±141	37220-36266
IAAA-180972	8.3-C1	三豊市財田上-北地上	木片	-26.55±0.38	>53,955	<0.13	>53,960	<0.13	>53,960	

分析者：株式会社加速器分析研究所。処理方法：酸-アルカリ-酸(AAA)。Libby半減期：5568年。pMC：percent Modern Carbon
 暦年較正年代計算：IntCal13データベース(Reimer et al., 2013)。OxCalv4.3較正プログラム(Bronk Ramsey, 2009)

いが、低位段丘面ほどではなく、また堆積物は多少風化して締まっている。小区域内では少なくとも 2 面に区分できるが、全域にわたる対比が難しいため、これらをあわせて中位段丘面とし、その構成層を中位段丘堆積物とする。中位段丘堆積物は、讃岐山脈より北や吉野川流域の各地に散在しているが、主な分布地としては、三豊市財田上の財田川中流域や東みよし町行常や宮ノ岡周辺、加茂周辺である。

三豊市財田上の戸川(地点 8.4 など)から荒戸、まんのう町七箇本目などに分布する段丘面は、南側から財田川本流に注ぐ扇状地成の段丘面であり、Sangawa (1978a) は炭所面と地下清面に区分している。堆積物は、中礫～巨礫サイズ(最大径 40 cm, まれに 1.5 m)の砂岩の亜角～亜円礫層を主体とする。段丘面の比高が場所によって変わるため、面区分が難しい。三豊市財田上の石野下の財田川北岸(地点 8.3)では、低位段丘 2 面を構成する層厚 1 m ほどの砂岩礫などの中礫～巨礫サイズ(最大径 40 cm)の亜円～亜角礫層の下位に、三豊層群よりも固結度の低い、2 枚の有機質シルト層を挟む花崗岩質砂層、中礫サイズの花崗岩の亜角礫層などからなる地層があり、中位段丘堆積物に対比した。下位の有機質シルト層に挟まる材化石の ^{14}C 年代測定結果は >53,960 yr BP と求められた(第 8.1 表, 株式会社加速器分析研究所の測定による)。三好市池田町白地の吉野川西岸に分布する本層は、中礫～大礫サイズの結晶片岩などの亜円～亜角礫層からなり、その上位を地すべり堆積物が覆っている(岡田, 2004)。東みよし町昼間行常から長手、宮ノ岡に分布する本層は、本流性の中礫～大礫サイズの結晶片岩、砂岩礫などの亜円～亜角礫層からなる部分と、砂岩、泥岩礫の亜角～角礫層からなる扇状地成の礫層が見られ、特に上部では後者が優勢となる。長手(地点 8.24)に分布する本層は、水野ほか(1993)で中位段丘 2 堆積物とされているもので、森江ほか(2001)は層厚 10 m 程度の本層中部のシルト層主体部最上部に、阿蘇 4 テフラ(町田・新井, 2003: 約 9.0～8.5 万年前)に対比される長手テフラを報告している。なお、吉野川流域で、より古い中位段丘 1 堆積物の模式とされている地層は、本地域より東方の阿波市長峰に分布する地層で、比較的温暖な気候を示すヒメブナ(*Fagus microcarpa*)を産出し、最終間氷期の堆積物と推定されている(須鎗ほか, 1965; 岡田,

1970; 水野ほか, 1993)。しかし、下部に挟まる西谷火山灰(水野, 1987)の FT 年代は 0.45 ± 0.11 Ma と求められていて(阿子島・須鎗, 1989)、西谷火山灰を挟む地層までを一連と見るならば、この地層は高位段丘堆積物に相当する可能性がある。本地域内では中位段丘堆積物については長手地区以外具体的な年代資料を欠いている。東みよし町新居田、山根、城谷などの吉野川南の山麓に分布する本層は、小規模な扇状地成あるいは斜面堆積物の性質を示し、主に中礫～巨礫サイズ(最大径 40 cm)の結晶片岩の亜角～角礫層からなり、10 m 程度の層厚を有する。

8.4 低位段丘 1 堆積物 (tl1)

低位段丘堆積物は、段丘面の現河床との比高が小さく、面の保存も良く、堆積物も新鮮で風化していないもので、少なくとも 2 面に区分が可能であり、上位(古い方)から低位段丘 1 堆積物、低位段丘 2 堆積物と呼ぶ。低位段丘 1 堆積物は、讃岐山脈北では財田川や土器川の本流、支流に沿って細長く分布しており、讃岐山脈内でも河川沿いに散在している。吉野川沿いでは比較的広い分布が見られる。

讃岐山脈より北や讃岐山脈内に分布する低位段丘 1 堆積物は、多くは砂礫層から構成され、層厚も 10 m 以内が多い。まんのう町佐文(地点 8.6 など)では、中礫～大礫サイズ(まれに最大径 50 cm)の花崗岩類の角～亜角礫を主体とする礫層、三豊市財田中の長野(地点 8.2)では中礫～巨礫サイズ(最大径 60 cm)の砂岩礫の亜角～亜円礫層からなる。また、まんのう町吉野五毛(地点 8.11)では、層厚 7 m 程度、中礫～巨礫サイズ(最大径 50 cm)の砂岩主体の亜角礫層中に薄い有機質砂層～シルト層が 2 枚挟まれている。下位の有機質砂層～シルト層に挟まる材化石の ^{14}C 年代がおおよそ 36,000～37,000 cal yr BP と求められた(第 8.1 表)。三好市池田町市街地の載る段丘面(地点 8.17 など)は、中礫～巨礫サイズ(最大径 40 cm)の結晶片岩、砂岩礫の亜円礫層が主体である。岡田(1968)によると層厚は 20 m 程度以内とされ、本層に挟まるシルト層中の材化石から ^{14}C 年代測定値として、 $27,700 \pm 600$ yr BP、 $23,600 \pm 1,000$ yr BP が求められている。Goto (2018)によると、三好市池田町西州津に



第 8.3 図 低位段丘 1 堆積物に挟まる始良-Tn テフラ
三好市三野町清水(付図 1 の地点 8.26)。ハンマー(柄の長さは約 35 cm)の
位置の白っぽい層。上下は砂岩礫を主体とする角～亜角礫層

見られる露頭(地点 9.14 近傍)では、層厚 2 m ほどの亜角礫層の上に有機質部を挟む層厚 5 m 程度のシルト層が重なり、有機質部上部の木片の¹⁴C年代測定結果は 17,122 ~ 16,639 cal yr BP と求められている。東州津(地点 8.18 周辺)に分布する本層は、中礫～巨礫サイズ(最大径 80 cm)の砂岩、泥岩礫の淘汰度の低い角礫層からなり、斜面崩壊堆積物あるいは地すべりの二次堆積物と推定される。さらに東の敷地(地点 8.20 付近)では、堆積物は中礫～大礫サイズの結晶片岩、砂岩、石英などの亜円～亜角礫層である。三好市三野町清水(地点 8.26)では、層厚 8 m 以上の中礫～巨礫サイズ(最大径 40 cm)の砂岩礫を主とする角～亜角礫層が見られ、間に薄いシルト層と厚さ 20 ~ 30 cm の火山灰層が挟まれている(第 8.3 図)。この火山灰層は、平板状の火山ガラスを主体とし、その屈折率は $n = 1.497 \sim 1.500$ で、始良-Tn テフラ(町田・新井, 2003 : 約 3 万年前)に対比されている(水野ほか, 1993)。

8.5 低位段丘 2 堆積物 (t12)

低位段丘 2 面は、段丘面の保存が良く、また、沖積面との比高は小さい。Sangawa (1978a) は讃岐山脈北側のまんのう町七箇周辺や造田の内田周辺で、沖積面とわずかな比高で接する段丘面(造田面及び内田面)を示しているが、側方ではこれらの面と沖積面の比高がほとんどなくなり、区別が難しいため、本地域ではこれらの面を沖積面に含めた。低位段丘 2 面を構成する堆積物は、低

位段丘 1 堆積物と同様に、現河道に沿って細長く分布する。

財田川流域(地点 7.26, 8.3 など)に分布する本層は、概ね層厚 5 m 以内で、中礫～巨礫サイズ(最大径 40 cm)の亜円～亜角礫層を主体としていて、礫は新鮮である。吉野川沿いに分布する本層は、確認できる露頭が少ないが、比較的締りが緩く、新鮮な礫層から構成されることが多い。東みよし町昼間の光明寺(地点 8.21)では段丘面を構成している層厚 4 m 以上の砂岩、泥岩礫の中礫～巨礫サイズ(最大径 60 cm)の亜円～亜角礫層の上に薄い礫まじりシルト層が重なり、さらに層厚 10 cm の火山灰層が載っている。このテフラは風成と考えられ、薄手の平板状ガラスを主体とし、その屈折率は $n = 1.508 \sim 1.512$ で、水野ほか(1993)は鬼界アカホヤテフラ(町田・新井, 2003 : 約 7.3 千年前)に対比した。さらに上位に層厚 1.5 m の土石流あるいは崩れと思われる淘汰度の低い砂岩、泥岩の角礫層が重なっている。この少し東に位置する東みよし町松岡での低位段丘 2 面から沖積扇状地面上でのボーリング資料(徳島県, 2020)によると、表層部 6 m 以内が N 値の低い部分的にシルトまじりの砂礫層で、完新世の扇状地堆積物に相当すると考えられ、その下位に相対的に N 値が高い砂礫層がある。下位の砂礫層が低位段丘 2 堆積物と推定される。また、両層の境界に薄いシルト質砂層～火山灰質層が挟まれているところが見られ、鬼界アカホヤテフラの可能性がある。東みよし町阿波加茂駅周辺では沖積面に取り囲まれて比高 1 m 程度の低位段丘 2 面と考えられる段丘面が分布する。そ

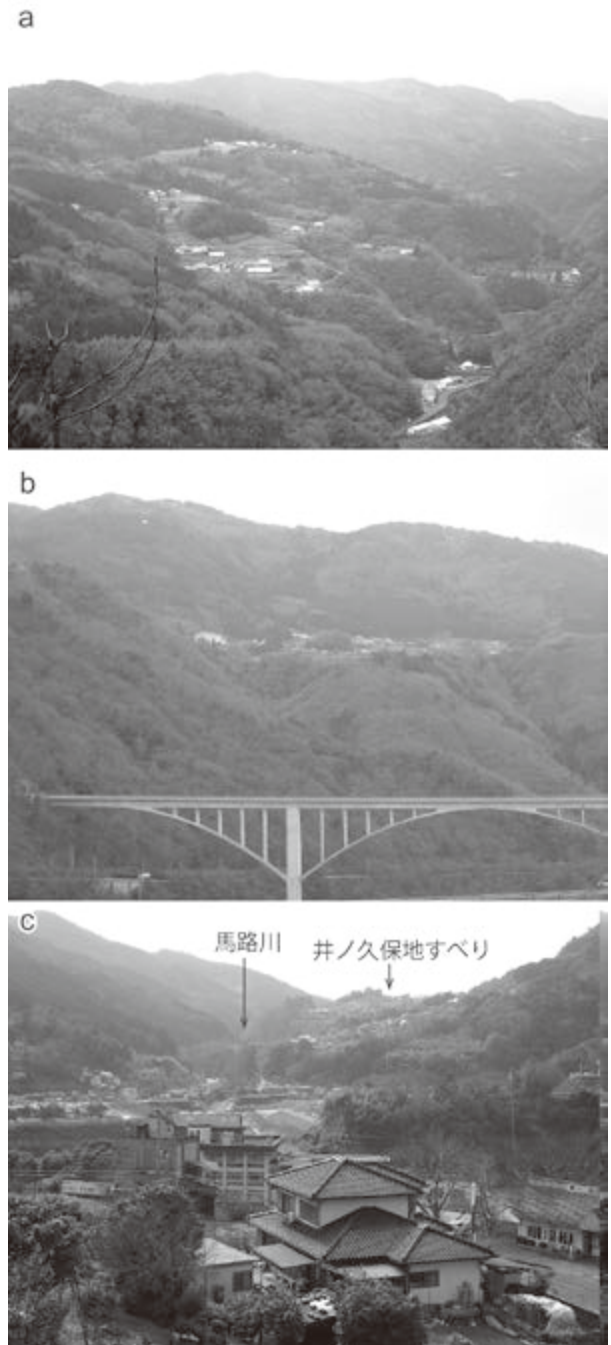
の付近のボーリング資料(徳島県, 2020)によると, 沖積面下の堆積物はシルトまじり砂層～砂質シルト層が優勢で, 低位段丘2面下の堆積物は, 主に砂礫層からなる。

8.6 地すべり堆積物 (Is)

本地域の讃岐山脈には, 大規模な徐動性地すべりが数多く見られる(第8.4図)。地質図に示した地すべり堆積物の分布域は, 現地調査の結果に加え, 国土地理院の空中写真, 都市圏活断層図(後藤ほか, 1999)と地すべり分布図(清水ほか, 2006)を参考にした。西の三好市池田町白地から池田町西山までは南向き斜面に, 東みよし町東山から東みよし町足代・三好市三野町太刀野山にかけては主に東向き斜面に見られる。和泉層群の地すべりには, 地層の傾斜方向と斜面の傾斜方向が一致する流れ盤斜面で発生したものが多くとされ(寺戸, 1986; 上野, 2000), 本地域の地すべりも向斜構造によって東向きに傾斜する斜面の流れ盤に多い。地すべりによって形成された緩斜面の地表傾斜は12～16°程度であり, 周囲の斜面傾斜30～45°と比較してかなり緩く, 畑地や集落として利用されている(第8.4図a, b)。地すべり堆積物の表層部には, 崖錐堆積物状の角礫層が見られる。角礫層は, 和泉層群砂岩の細礫～巨礫サイズの角礫を多く含み, 砂岩や泥岩の粉砕物あるいは土壌からなる基質に取り囲まれる産状を示す(第8.5図)。堆積物は未固結で脆く, 崩れやすい。

本地域の代表的な地すべりとして, 馬路川沿いで最大級の規模を持つ三好市池田町白地の井ノ久保地すべり(東西約1.5 km幅, 南北約1.0 km幅)がある(第8.4図c)。馬路川左岸側(北側)斜面からの地すべり体は, 馬路川を閉塞させており, その開析の程度から, 地すべりの発生は更新世後期の低位段丘と同時期と推定されている(長谷川, 1999)。三谷ほか(2009)は空中電磁法による比抵抗構造探査から, 井ノ久保の大規模地すべりの周辺では, 地すべり堆積物とその基盤岩が低比抵抗であることを示し, 大規模地すべりの発生には地下の低比抵抗帯, すなわち中央構造線に沿う熱水変質による粘土化帯が素因となっている可能性を示した。井ノ久保地すべりは池田断層によって分断され, 地すべり体は右横ずれ変位を示している(長谷川, 1999)。ただし, 加藤・横山(2001)と加藤(2015)は, 井ノ久保地すべりの下に中央構造線が低角度の断層面を持つ衝上断層として存在していると考えている。

もう1つの代表的な地すべりとして, 三好市池田町のシンヤマ地すべりがある(岡田, 1968; 古谷, 1977; Okada, 1980; 長谷川, 1995, 1999)。池田断層の南側に位置する三好市池田町シンヤマには, 和泉層群の砂岩泥岩のみからなる厚さ30 m以上に及ぶ角礫層がある(第8.5図b)。この角礫層の下位には, 結晶片岩類の大礫サイ



第8.4図 讃岐山脈に見られる地すべり地形

(a) 地すべりによる山腹の緩傾斜面。地すべり岩体上面は耕作地や集落として利用されている。三好市三野町太刀野山, 河内谷川の右岸を左岸から望む。(b) 三好市池田町白地馬場の地すべり地形。吉野川左岸から北東を向いて撮影。(c) 井ノ久保地すべり。池田町シンヤマから西を向いて撮影。



第 8.5 図 地すべり堆積物の露頭写真
 地すべり地域に見られる角礫層。中礫～巨礫サイズの角張った和泉層群の砂岩礫を含み、非常に淘汰が悪い。(a) 地すべり崩落崖の冠頂付近に見られる角礫層。三好市池田町西山(付図 1 の地点 8.27)。この地すべりにおける角礫層の厚さは 42 m に及ぶとされる(長谷川, 1992b)。(b) 池田町シンヤマの地すべり堆積物。池田町シンヤマ(付図 1 の地点 8.28)。写真撮影位置は付図 1 に示す。

ズの垂円礫や腐植層や木材を含む崖錐層があり、その木材の ^{14}C 年代は $32,600 \pm 5,830 - 3,340 \text{ yr BP}$ であった(岡田・堤, 1990)。吉野川左岸側の讃岐山脈の南縁斜面で発生した地すべりが、右岸側の崖錐層に乗り上げて、堆積したと考えられている。

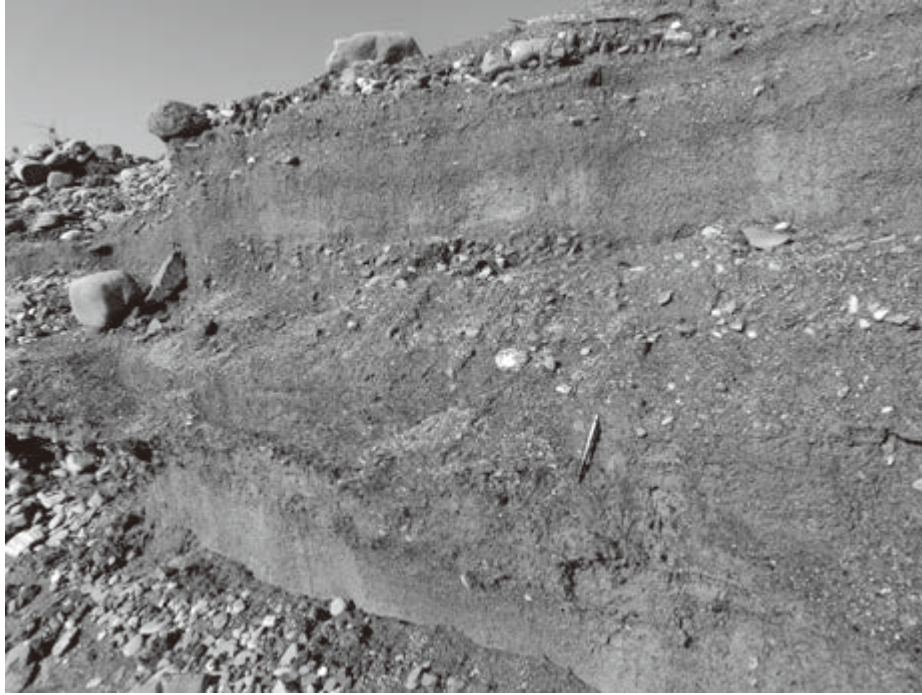
8.7 沖積層 (f, v, a)

沖積層は、低地を形成している地層で、分布形態から、扇状地堆積物 (f)、谷底低地堆積物 (v)、現河床堆積物 (a) に区分した。これらとは別に、ある程度の広さを持

つ人工的な埋立地・盛土 (r) を地質図に示した。

扇状地堆積物は、山地や丘陵と低地の境界部に分布し、低地の中心部に向かって緩斜面を形成している。讃岐山脈より北や山脈内では小規模なものが多いが、讃岐山脈南麓部では特に山地内から低地に出たところに比較的広く発達している。堆積物は砂礫層が主体である。

谷底低地堆積物は、現河川によって形成された谷底低地を埋める地層で、讃岐山脈より北では財田川、土器川の本流、支流にそって幅狭く分布する。まんのう町七箇や造内内田付近ではやや広い分布を示すが、厳密には低位段丘 2 堆積物も含まれている。吉野川本流に沿っては



第 8.6 図 現河床堆積物

三好市池田町三好大橋下流の中洲(付図 1 の地点 8.19)。礫層の中でも比較的細粒の部分。ペン先の少し下位に植物片が含まれている。ペンの長さは約 14 cm。

比較的広い分布が見られる。堆積物は固結度の低い、礫層、砂層、シルト層からなり、層厚は概ね 10 m 以内である。

現河床堆積物は、財田川、土器川、吉野川本流の河床に堆積している地層であり、いずれも中礫～巨礫サイズ

の亜円～亜角礫が多く、層厚は最大 2 m 程度であるが、吉野川の三好大橋下流の中洲(地点 8.19)では、6 m に達する部分もある。また局所的には、砂層や木片を含んでいるところがあり(第 8.6 図)、大雨により増水した後には分布が変化する。

第9章 中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層

(野田 篤・水野清秀)

9.1 中央構造線

地質境界としての中央構造線は、西南日本の内帯と外帯を境する構造線であり、本地域では和泉層群(内帯)と三波川コンプレックス(外帯)との境界に相当する。中央構造線はその活動履歴や運動の性質から、地質境界としての中央構造線と活断層としての中央構造線活断層系とに区別できる。

9.1.1 中央構造線(地質境界)

中央構造線は、内帯(領家コンプレックスと和泉層群)と外帯(三波川コンプレックス)とを境する地質境界としての断層を指し、その断層面は低角な北傾斜であるとされる(Ito *et al.*, 1996, 2009)。この中央構造線の活動時期についての研究は古くから行われてきた(Kobayashi, 1941; 中川・中野, 1964a, b; 中川, 1965)が、ここでは、Kubota *et al.* (2020)、池田ほか(2017)、野田ほか(2017b)を基に、白亜紀以降の中央構造線の活動履歴をまとめる。

鹿塩時階(後期白亜紀前期)

中央構造線の形成初期は鹿塩時階と呼ばれる(Kobayashi, 1941)。この頃の中央構造線は、中部地殻(深度 15 km)に位置する水平な剪断面を伴うデタッチメント断層で、大規模な左横ずれ(上盤が西へ移動する)運動を伴っていた(Okudaira *et al.*, 2009)。この当時における中央構造線の地表の位置は、和泉層群堆積盆の南側にあったとされる(Okudaira *et al.*, 2009)。西南日本の領家帯の領家花崗岩類とマイロナイトの形成年代として、それぞれ 100 Ma 及び 95 ~ 85 Ma の CHIME 年代が報告されていることから(Suzuki and Adachi, 1998)、中央構造線の形成は後期白亜紀の前期頃(100 ~ 85 Ma)に始まったと考えられ、イザナギプレートが北北東-南南西方向に延びる海溝に対して、およそ 20 cm/yr に及ぶ速度で北北西方向へ斜めに沈み込む時期に相当する(Seton *et al.*, 2012)。ただ、この時期に形成されたマイロナイトは、現在の中央構造線とは無関係とする考えもある(磯崎ほか, 2010; 長谷川ほか, 2019, 2020)。

和泉時階(後期白亜紀後期)

和泉層群堆積盆の形成時期に相当する(青矢ほか, 2013)。中央構造線は、引き続き左横ずれの影響を受けており、領家帯のマイロナイトの変形センスから上盤が西へ移動する左横ずれ断層運動が推定されている。四国

から近畿地方では、後期白亜紀の後期(カンパニアン期~マーストリヒチアン期; 84 ~ 66 Ma)から暁新世半ば頃(~ 60 Ma)にかけて、領家コンプレックスを不整合に覆うように浅海~深海成堆積物(和泉層群)が堆積した。和泉層群は、領家帯~山陽帯に分布する火山岩・花崗岩礫に加え、変成泥岩やチャートの礫を含む(西村, 1984; Yokoyama and Goto, 2000)ことから、後期白亜紀の花崗岩類・変成岩類は、この時期までに削剝を受けるまでに隆起した後、和泉層群堆積盆の基盤として沈降を開始した。

領家帯~山陽帯にかけての地域が隆起・圧縮すると同時に和泉層群堆積盆が沈降する状況として、横ずれ断層運動によるプリアパート堆積盆の形成が考えられている(宮田, 1990; 山北・伊藤, 1999; Noda and Toshimitsu, 2009)。東ほど若い堆積年代を示す和泉層群の累重様式は、この堆積盆の形成が左横ずれ断層に関連した堆積盆形成の段階的東進を示唆している。

和泉層群と対比可能な白亜系は九州中西部にも存在するが、和泉層群の堆積年代よりもやや古いもの(御船層群・御所浦層群・大野川層群)と同年代のもの(姫浦層群)がある(安藤・高橋, 2017; 堤ほか, 2018)。また、四国・近畿・中部・関東地方、さらには東北地方の阿武隈山地東縁にも、和泉層群砂岩の碎屑性ジルコン年代と良く似た年代スペクトルを示す白亜系整然層が細切れに分布する(例えば、四国の二及層、紀伊半島の北谷層・御霊層・鳥屋城層、三河大野地域の七郷一色層、関東山地の初谷層、北関東の那珂湊層群磯合層、阿武隈山地東縁の双葉層群玉山層など: 中畑ほか, 2016; 長谷川ほか, 2019, 2020)。これらの年代値から、領家帯~山陽帯の南縁に堆積盆を形成した断層運動の主要な活動時期は、後期白亜紀の後半から古第三紀初期(90 ~ 60 Ma)であると推測される。

市ノ川時階(古第三紀始新世~暁新世)

本時階は、三波川コンプレックスの低温高压型の変成岩類が地下深部から減圧しながら地表へ上昇する時期に相当し、緩やかに北に傾斜する正断層に沿って、上盤が北へ移動する運動を伴う(Takeshita *et al.*, 2015; Kubota and Takeshita, 2008; Kubota *et al.*, 2020)。中部地方における約 65 Ma の領家花崗岩類には、中央構造線の断層面に直交する方向の最小応力(σ_3)軸が記録されていることから、領家帯においても伸長応力場であった可能性が指摘されている(金井ほか, 2014; Kanai and Takagi,

2016). 三重県の中央構造線近傍では、領家花崗岩類のトータル岩(母岩のジルコン FT 年代, 70 Ma)中のシュートタキライトが約 60 Ma の FT 年代を示すことから、領家コンプレックスと三波川コンプレックスが脆性的な破碎を伴って接するようになった時期と考えられている (Takagi *et al.*, 2010). また、淡路島の領家花崗岩類 (K-Ar 年代, 88 ~ 70 Ma) を切る野島断層のシュートタキライトから、約 56 Ma のジルコン FT 年代が得られており、野島断層の活動開始時期もこの時階に対比できる (Kubota *et al.*, 2020).

上部白亜系の和泉層群は三波川コンプレックス起源の碎屑物を全く含まず (例えば、西村, 1984), 始新世の渦鞭毛藻化石を含むひわだ峠層には三波川コンプレックスの礫が含まれる (成田ほか, 1999; 越智ほか, 2014) ため、市ノ川時階の活動期間の上限は、ひわだ峠層の堆積以前に制約される。

古第三紀暁新世はイザナギプレートと太平洋プレートとの間の海嶺が沈み込む時期と一致する (Whittaker *et al.*, 2007) ため、Kubota *et al.* (2020) はこの沈み込む海嶺の浮力によって広域的に引張場となり、中央構造線の正断層運動が引き起こされたと考えた。四国各地の中央構造線断層露頭から、この時階に対応する断層ガウジの K-Ar 年代 (62.9 ~ 57.8 Ma) が得られている (高木・柴田, 1992; Kubota *et al.*, 2020). 本地域内では、東みよし町^{ひるま}の泥質片岩中の断層ガウジから 60.1 Ma, 三好市池田町^{しろうづ}下馬路の緑色片岩に由来する断層ガウジから 62.9 Ma の K-Ar 年代が報告されている (柴田ほか, 1989; 高木・柴田, 1992). 以上のことから、本時階の活動時期は 63 ~ 57 Ma (後期暁新世~前期始新世) と推定される (高木・柴田, 1992; Kubota *et al.*, 2020).

先砥部時階 (中期始新世)

左横ずれを主体とし、北上がり成分を持つ南北圧縮を伴う (Kubota and Takeshita, 2008; Kubota *et al.*, 2020). 和泉層群の褶曲群が形成された時期に相当する。讃岐山脈の和泉層群に発達する右雁行配列の褶曲軸や断層は、左横ずれ圧縮を示唆している。その主断層の位置は現在の堆積盆の南縁(切断されていて現在は見えない)にあったと推測される。このセンスの変位を示す断層のガウジから、47 ~ 46 Ma (中期始新世) の K-Ar 年代が得られている (Kubota *et al.*, 2020).

市ノ川時階から先砥部時階までの間に、沈み込むプレートはイザナギプレートから太平洋プレートに変わり、沈み込みの速度も 20 cm/yr から 6 cm/yr に低下した (Seton *et al.*, 2012). この時期の太平洋プレートは北西方向へ沈み込んでおり、北北東-西南西方向に延びる沈み込み帯に対して、わずかに斜交する方向へ沈み込んでいたとされる。

砥部時階 (中期中新世)

衝上断層が発達した圧縮期に相当する。松山南東部地

域における砥部-花山(北谷)衝上断層系では、北側の和泉層群が南側の久万層群に、南側の唐崎マイロナイト・三波川コンプレックスとそれを覆う久万層群が北側の和泉層群に、それぞれ左横ずれを伴って衝上している (竹下, 1993; 武田, 1996).

久万層群の上位の石鎚層群には変形の影響が認められないことから、砥部時階の衝上運動は久万層群の堆積後から石鎚層群の堆積前までの時期、すなわち前期中新世末~中期中新世初頭(約 15 Ma 頃)の比較的短い時期に起こったものと考えられている (竹下ほか, 2000).

また、中新統の久万層群は和泉層群・三波川コンプレックス・唐崎マイロナイトを不整合に覆う (高橋, 1977; 武田, 1996) ことから、砥部時階の活動時期の下限は久万層群の堆積開始時期に制限される。久万層群の堆積年代を示唆するデータとして、そこに挟在する凝灰岩から 18.4 ± 1.5 Ma ~ 16.5 ± 0.7 Ma の FT 年代値が報告されている (鹿島・武智, 1996; 成田ほか, 1999).

先砥部時階から砥部時階にかけての後期始新世から漸新世 (37 ~ 28 Ma) は、太平洋プレートの沈み込み方向が島弧にほぼ直交する方向へ変化したことから、中央構造線の横ずれ運動は再活動していないとされる (Kubota *et al.*, 2020). 一方、柴田ほか (1989) は三好市池田町^{しろうづ}津の中央構造線の泥質片岩由来の断層ガウジから 31 ~ 27 Ma の K-Ar 年代を報告し、これを砥部時階の断層活動に対比している。

石鎚時階 (中期中新世)

引張場による正断層が卓越するとともに、中央構造線に沿って火山岩が貫入する時期に相当する。中央構造線近傍の和泉層群や久万層群には、北落ちの正断層が確認されている (須鎗・阿子島, 1973; 高木ほか, 1992; Kubota and Takeshita, 2008; Fukunari and Wallis, 2007; 楠橋・山路, 2001). その断層ガウジの K-Ar 年代は 14.7 ± 0.8 Ma であり、中期中新世とされる (高木ほか, 1992). この年代は、愛媛県西部の中央構造線沿いに貫入する火成岩脈の K-Ar 年代 (21 ~ 14.5 Ma; 田崎ほか, 1990; 青矢ほか, 2013), 和泉層群に貫入する珪長質火山岩脈の FT 年代 (14.5 Ma; 野田ほか, 2017b), 内帯側の瀬戸内火山岩類の珪長質火成活動の年代 (14.4 ~ 14.3 Ma; 巽ほか, 2010), 外帯側の石鎚火成岩類の K-Ar 年代 (17 ~ 15 Ma; 竹下ほか, 2000) とほぼ一致するため、中央構造線沿いの正断層運動は瀬戸内火山活動に呼応している可能性がある。本地域でも、中央構造線沿いに貫入する火山岩はある (長谷川ほか, 1996) が、本時階に相当する年代値の報告はない (田崎ほか, 1993; 田村ほか, 2007). また、中央構造線活断層系の伊予・池田・三野及び石鎚断層の破碎帯からマグネサイト・ドロマイト・スメクタイトで特徴づけられる変質帯が報告されており、中央構造線に沿って熱水変質があった可能性が示唆されている (長谷川ほか, 1996, 2001a, b).

9.1.2 中央構造線活断層系

讃岐山脈南麓地域における第四紀の中央構造線の活動については、特に下部更新統の土柱層と和泉層群あるいは三波川コンプレックスの変成岩類などの基盤岩類が接する断層露頭について、古くから報告があり(今村ほか, 1949; 中野・今村, 1951), 白地衝上, 芝生衝上, 荒川衝上などと呼ばれている(例えば, 中川・中野, 1964a, 須鎗ほか, 1965, 横本ほか, 1968, 須鎗・阿子島, 1978). これらの断層変位地形は明瞭ではなく, 水野(1987, 1992)はこれらの断層が土柱層分布の北縁を限っていることから, 断層の活動が土柱層の堆積運動と密接に関連していると指摘した. この断層活動時期が中央構造線の菖蒲谷時階(Kobayashi, 1941)と呼ばれるものである. また, 和泉層群が低角で衝上しているところは地すべりあるいは重力的な変形である可能性も指摘されている(岡田, 1970; 長谷川, 1992a). 一方, 断層が未固結層と接する表層部で低角化しながら発達するという指摘(例えば, 横山, 2016)もある.

これらの変位地形の不明瞭な断層とは別に, Kaneko(1966)や岡田(1968, 1970, 1973a)などは段丘堆積物を変位させ, 明瞭な右横ずれ変位地形を有する断層を見出し, 岡田(1973b)はこの右横ずれ運動が卓越する中央構造線活断層系が最も新しい運動を示すものとした. 荒川断層を除いて, 第四紀における新旧の断層の位置はほとんど一致している(例えば, 水野ほか, 1993)ため, 特に土柱層のみを変位させている低角逆断層が活断層なのかどうか, 判断が難しいところもある.

本地域内に分布する中央構造線活断層系に属する断層は, 主に池田断層, 箸蔵断層及び三野断層である(岡田, 1968, 1970). 活断層の分布は, 水野ほか(1993), 後藤ほか(1999), 後藤・中田(2000)に詳しく示されている. また, 三野断層では, 活断層のトレンチ調査が実施されている(徳島県地域活断層調査委員会, 2000; 森野ほか, 2002). 活断層の分布やその活動度, 段丘堆積物との関係などについて, 岡田(2016, 2020)の詳細な解説がある.

9.1.2.1 池田断層

池田断層(岡田, 1968)は, 愛媛県四国中央市豊岡町から徳島県三好市三野町太刀野付近までN75°E走向に直線状に約46 km続く長大な活断層である(岡田, 2016). 以下, 本地域内における断層地形, 地層の変形が見られる露頭などについて, 西より順に記載する.

三好市池田町馬路地区では, 吉野川支流の馬路川の少し北を池田断層が通過する. 通称深川谷入り口(付図1の地点7.41)は, 中川・中野(1964b), 岡田(1968), 古谷(1977), 須鎗・阿子島(1978)が報告している露頭で, 土柱層に属する結晶片岩礫の中礫~大礫サイズの亜角礫層と材化石を含むシルト主体層が急傾斜しており, 破碎された和泉層群とN48°E, 20°Nの面(断層面か地すべり

面かは不明)を境に接していたが, この露頭は消失している. 断層ガウジのK-Ar年代として, 62.9 ± 1.5 Maが報告されている(柴田ほか, 1989). この露頭よりもさらに南に和泉層群の分布が見られ, この部分は地すべり堆積物と考えられる(水野ほか, 1993). 池田町井ノ久保東(地点7.42近傍)の断層露頭はKato and Yokoyama(2014)が報告しており, 土柱層と三波川コンプレックスの変成岩起源の断層ガウジがN35°E, 30°S方向の断層面で接している. さらに東の地点9.13(付図1)は白地衝上の模式地(中川・中野, 1964b)で, 土柱層の礫層上に和泉層群が30°程度の低角で衝上している(中野・今村, 1951). 岡田(1968)は池田断層がこの近傍を通過し, 断層面は60~80°の高角であると推定して, 低角逆断層に見えるのは地すべりや斜面崩壊などの影響によるものと考えている. しかし, これらの低角断層が活断層とは異なる土柱層堆積頃の断層運動(菖蒲谷時階の断層運動)を反映している可能性も考えられる. 水野ほか(1993)は, 活断層と低角逆断層の部分を区別して図示したが, 本地質図では区別していない. なお, 後藤ほか(1999), 後藤・中田(2000)は, 馬路付近で池田断層の約500 m南に, 東西走向の活断層を引いているが, 明瞭な活断層とは判断できなかったため, 地質図には示していない.

池田町市街地付近では, 北側隆起の池田断層の断層崖が明瞭であり(第9.1図), 低位段丘1面と堆積物の分布から, 約3万年間の水平変位量は右ずれ200 m前後, 垂直変位量は北側隆起約50 mとされた(岡田, 1968).

池田町津から東みよし町昼間の間でも, 低位段丘1面を変位させる比高5~15 m程度の直線的な低断層崖が連続する(岡田, 1968; 水野ほか, 1993). 西州津(地点9.14)では, 低位段丘1面を構成する礫層と和泉層群とがN75°E走向, 60~80°Nの傾斜を示す断層面で接する断層露頭が報告されている(岡田, 2016). 鮎苦谷川河床(地点9.15付近)では, 和泉層群と結晶片岩類の破碎帯が観察され, 断層ガウジのK-Ar年代は 26.6 ± 1.4 Ma, 31.0 ± 1.4 Maと求められている(柴田ほか, 1989). また東岸では低位段丘2堆積物と推定される中礫~巨礫サイズ(最大径40 cm)の砂岩の亜角~亜円礫層と破碎帯がほぼ東西走向, 78°N傾斜の断層面で接していた(第9.2図). 東州津では低位段丘1面を開析する小規模な谷に45~50 mの右ずれ屈曲が認められる(岡田, 1968; 水野ほか, 1993). さらに東の小川谷川河床には, 和泉層群と結晶片岩類の破碎帯が見られ, 指交状の差し違え構造が見られる(岡田, 1968). この断層ガウジのK-Ar年代は, 60.1 ± 1.4 Maと求められている(柴田ほか, 1989).

池田断層の低断層崖は, 東みよし町昼間から宮ノ岡にかけても直線的に連続する. 昼間付近の低位段丘2面には比高4~8 mの, 東みよし町昼間行常付近の中位段丘面には比高25~30 mの低断層崖が見られる(岡田,



第9.1図 池田断層の低断層崖
三好市池田町池田市街地北. 西方を望む.



第9.2図 池田断層の露頭写真
三好市池田町西州津(付図1の地点9.15). 和泉層群の破碎帯と低位段丘2堆積物に属すると考えられる砂岩主体の礫層がほぼ東西走向の断層で接している. 扁平礫が引きずられ再配列している. ただし, 近傍に現河床礫も分布している. 破碎帯中の白色部は貫入岩の破碎ブロックの可能性もある. 東方を望む. ハンマーの柄の長さは約35 cm.



第 9.3 図 箸蔵断層の副断層露頭写真

東みよし町長手(付図 1 の地点 8.24)。和泉層群の泥岩層と中位段丘堆積物の亜円礫層が北落高角の正断層で接する。境界部には部分的に幅 4 cm ほどの断層ガウジがある(写真下部)。また礫層は断層の近傍で急傾斜する。西方を望む。ハンマーの柄の長さは約 35 cm。

1968；水野ほか, 1993)。Goto (2018) は行常付近の中位段丘面の垂直変位量を約 43 ~ 45 m と見積もり、低位段丘 1 面の垂直変位量を約 7 m、右ずれ変位量を 110 ± 2 m 及び 150 ± 5 m と見積っている。地点 9.17 では中位段丘堆積物と考えられる中礫~大礫サイズの砂岩・泥岩礫の角~亜角礫層が幅 5 m 以上にわたり急傾斜している露頭が見られた。中ノ段では低位段丘 1 面に比高 15 m の低断層崖が見られ、また小規模な谷に 70 m 程度の右ずれ屈曲が見られる(岡田, 1968)。堤・後藤(2006)は、山口での黒川原谷川西岸側に見られる沖積段丘(本地質図では谷底低地堆積物に含めている)面の比高約 50 cm の西向き段丘崖が 7.0 ± 0.2 m 右ずれしていると見積り、この値が池田断層の最新活動による右ずれ量である可能性を指摘している。宮ノ岡では和泉層群と結晶片岩類の断層破碎帯が見られる(中川・中野, 1964a)。また、須鎗・阿子島(1978)は、吉野川北岸用水トンネル内で結晶片岩破碎帯と礫層が傾斜 $60^\circ N$ の断層面で接していることを報告している。

最近、Ikeda *et al.* (2020) は、東みよし町加茂の吉野川右岸の河床から和泉層群と三波川コンプレックスが接する断層露頭を報告した。ここでは、三波川変成岩が 10 m 以上の幅を持つ断層ガウジを形成しており、右横ずれの顕著な変形構造を示す。

9. 1. 2. 2 箸蔵断層

箸蔵断層(水野ほか, 1993)は、三好市州津から東みよし町足代にかけて、池田断層のおよそ 500 m 北を池田断層とほぼ平行に約 7 km 連続する活断層である(岡田, 1968, 2016)。しかし、変位地形が比較的明瞭な範囲は、東みよし町昼間から足代の間で、地質図ではこの範囲を示した。松岡から行常にかけては、高位段丘面の高まりが小丘状に点在していて、その北側に北落ちの断層が推定される(水野ほか, 1993)。地点 9.16 では、中位段丘または高位段丘 2 堆積物と推定される結晶片岩礫を少量含む砂岩礫主体の中礫~巨礫サイズ(最大径 80 cm)の亜角~角礫層と南側の破碎された和泉層群の泥岩層が $N42^\circ E$, $60^\circ S$ の面で接していて、見かけは逆断層に見えるが、地すべりの可能性もある。長手では、森江(2003)によって阿蘇 4 テフラを挟む中位段丘堆積物分布の北縁部(地点 8.24 北)にこの堆積物を変位させる断層露頭が報告されている。そこでは断層ガウジは $N77^\circ \sim 90^\circ E$, $47^\circ \sim 66^\circ S$ の走向・傾斜を示し、北側隆起で、中位段丘堆積物基底の礫層の高度差は 23 m に及ぶとされている。この断層の 100 m 程度南にも和泉層群と中位段丘堆積物が断層で接する小露頭が見られ(第 9.3 図)、断層面は、 $N84^\circ W$, $76^\circ N$ の走向傾斜で、南側隆起の正断層と考えられる。足代宮ノ岡北部(地点 9.18)では、淘汰



第9.4図 “芝生衝上”断層の露頭写真

三好市三野町芝生(付図1の地点7.45). ハンマー(柄の長さは約35 cm)から上が破碎された和泉層群, 下が土柱層で境界面はN52°E, 30°Nを示す. 礫層は引きずられ傾斜している. 東方を望む.

度の低い砂岩, 泥岩の中礫~巨礫サイズ(最大径60 cm)の角礫層が, 北側の和泉層群の砂岩層とN58°W, 40°N断層面で接している. 境界には幅3 cmほどの断層ガウジが形成されている. この角礫層は土柱層と推定され, また断層地形も明瞭ではない. このように, 池田断層の北側にほぼ平行な走向で数本の断層が存在する可能性がある.

9.1.2.3 三野断層

三野断層(岡田, 1970)は, 池田断層から分岐する形で三好市三野町太刀野から美馬市脇町西部まで約13 kmにわたって分布し, 全体的にはほぼ東西方向であるが, 湾曲部や枝分かれした断層もいくつか見られる(水野ほか, 1993; 後藤ほか, 1999).

三野町太刀野の花園地区では, 低位段丘1面に北側隆起の比高10~12 mを示す東北東-西南西方向の直線的な低断層崖が見られる(岡田, 1970). 河内谷川を挟んで北東延長の芝生北丘陵内への明瞭な変位地形が続き, 河内谷川東岸(地点9.19)では, 結晶片岩破片を含む和泉層群の破碎帯が認められている(岡田・堤, 1990). そのすぐ南(地点7.45)には, “芝生衝上”(今村ほか, 1949)があり, 土柱層の本流型・扇状地型礫層と和泉層群の破碎帯が30°程度北に傾斜した低角の逆断層面で接している(中川・中野, 1964a: 第9.4図). 三野町加茂野宮では扇状地面上にわずかな崖状地形が見られる(岡田,

1970). さらに東の清水地区では, 小規模な中位段丘面の小丘状の高まりがあり, その北側に北落ちの逆向き低断層崖が見られる(岡田, 1970; 水野ほか, 1993). 逆向き低断層崖は東隣「脇町」図幅の範囲へ続き, 断層の北側が相対的な低地となり, 断層池も見られる(岡田, 1970). この近傍の断層崖基部でトレンチ調査が実施された(徳島県地域活断層調査委員会, 2000; 森野ほか, 2002). 低地を埋積した完新世の砂礫層~シルト層が観察され, それらの地層を切る複数の断層が見られた. 鬼界アカホヤテフラ(町田・新井, 2003)以降に複数回の断層活動があったと考えられ, 最新活動時期はAD1,295~1,390以降, AD1,660~1,950以前とされている(森野ほか, 2002).

9.2 讃岐山脈北麓の断層

9.2.1 竹成断層

竹成断層(寒川, 1973)は, 「観音寺」地域内の観音寺市大野原町丸井付近から本地域内の三豊市財田中にかけてほぼ東北東-西南西方向に約6.5 km追跡される南側隆起の逆断層である. 断層西端部の岩鍋池東の露頭(「観音寺」地域内)では和泉層群と三豊層群が断層破碎帯を伴い, 逆断層で接している(寒川, 1973)が, 東方では三豊層群神田層の分布地域内を通り, 地層の撓曲帯として表れている. 本地域内では断層変位地形は明瞭ではな



第 9.5 図 竹成断層に沿う神田層の急傾斜帯と不整合の露頭
三豊市財田中入樋(付図 1 の地点 9.1 の西). 下部は淘汰の悪いシルト主体層で北方に急傾斜しているが、破線より上位の砂礫主体層はそれらを不整合状に覆っている. 露頭の高さは約 8 m. 北西方を望む.

く、また段丘堆積物の変位も見られないことから活断層ではないと考えられる. 西隣「観音寺」図幅の範囲になるが三豊市財田中の入樋(地点 9.1 の 100 m ほど西)では、三豊層群神田層の花崗岩質砂まじりシルト層が北北西方向に 80° 程度で傾斜し、それを小礫サイズ主体の神田層の砂礫層が不整合に覆う露頭が観察された(第 9.5 図). これは竹成断層が神田層堆積中に断続的に活動していたことを示すものと考えられる. その東の地点 9.1 では、薄いシルト層を挟む花崗岩質粗粒砂層が $N58^\circ E, 78^\circ S$ の走向傾斜で変形しており地層は逆転していると推定される. さらに東の地点 9.2 では、花崗岩質粗粒砂層～細礫層が幅 10 m 程度にわたって北に急傾斜している. 財田中の泉平(地点 9.3)でも、花崗岩質砂礫層が幅 7 m 以上にわたって北に最大 70° 程度の傾斜で傾いている.

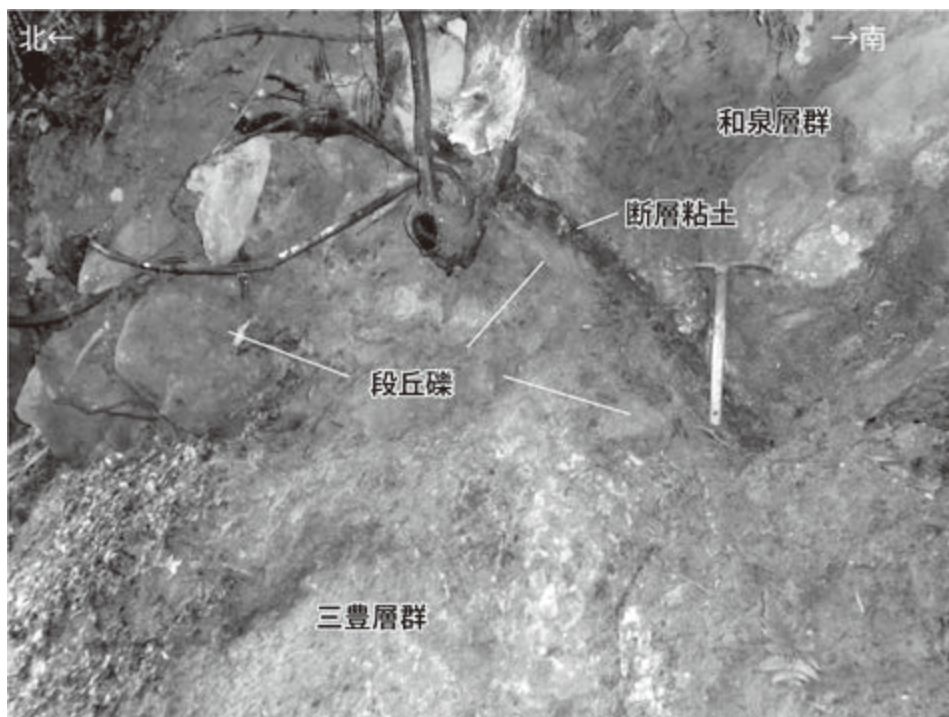
9.2.2 江畑断層

江畑断層は、最初に Saito (1962) によって命名されたものであるが、寒川 (1973) によって再定義され、9.2.1 項で述べた竹成断層を除いた範囲を示す. すなわち、三豊市財田中からまんのう町造田付近まで、16 km 程度、東北東-西南西ないし東西方向につながる、南側隆起の逆断層であり、和泉層群からなる山地と三豊層群が分布する丘陵地との境界に位置している. まんのう町江畑付近の長さ約 2 km の範囲は、段丘堆積物を変位させていると考えられ、活断層である. それ以外の地域では、三

豊層群を変位させているが、断層変位地形は明瞭ではなく、段丘堆積物の変位も観察されないことから、活断層ではないと考えられる. 寒川 (1978b), 古市 (1984), 小林・大北 (1998) に詳しい記載がある.

三豊市財田上の雉子尾付近では、和泉層群からなる山地と三豊層群財田層からなる丘陵の境界は直線的であり、断層露頭は確認していないが、断層の存在が推定される. 財田上の戸川東方、土讃線のすぐ北の谷中(地点 9.4)では、和泉層群の砂岩層と三豊層群財田層の小礫サイズの礫層とが $N42^\circ E, 30^\circ S$ の走向傾斜を示す逆断層面で接している. その境界には幅 5 cm 程度の断層破砕帯が見られるが、固結している. この断層の 6 m ほど北側にも財田層を切る小断層が見られる. まんのう町多治川北の林道沿い(地点 9.5)では、和泉層群の砂岩層と三豊層群焼尾層に相当する小礫～大礫サイズの砂岩の亜角～亜円礫層とが逆断層で接する断層露頭が 1984 年時点で見られたが、現時点では草に覆われて明瞭ではない. 焼尾層中には走向傾斜 $N42^\circ E, 34^\circ S$ の逆断層が見られ、礫層も北側に傾斜していた. さらに 1 km ほど東方(地点 9.6)では、三豊層群焼尾層の礫まじりシルト～砂質シルト層上に 20° 程度の低角で和泉層群砂岩層が衝上している露頭が見られた.

満濃池南のまんのう町吉野五毛南西では、和泉層群と三豊層群の境界が断層である証拠は得られなかった. しかし、五毛南東から江畑集落の南東までの間、2 km の



第9.6図 江畑断層の露頭

まんのう町江畑(付図1の地点9.10)。三豊層群財田層の中礫サイズの砂岩主体角~亜角礫層及びそれを不整合に覆う大礫サイズの砂岩礫を主とする段丘礫層が、幅8cm程度の黒色断層破碎帯を介して和泉層群と逆断層で接する。破碎帯の断層面はN72°E, 45°S, N78°E, 48°Sである。ハンマーの柄の長さは約35cm。

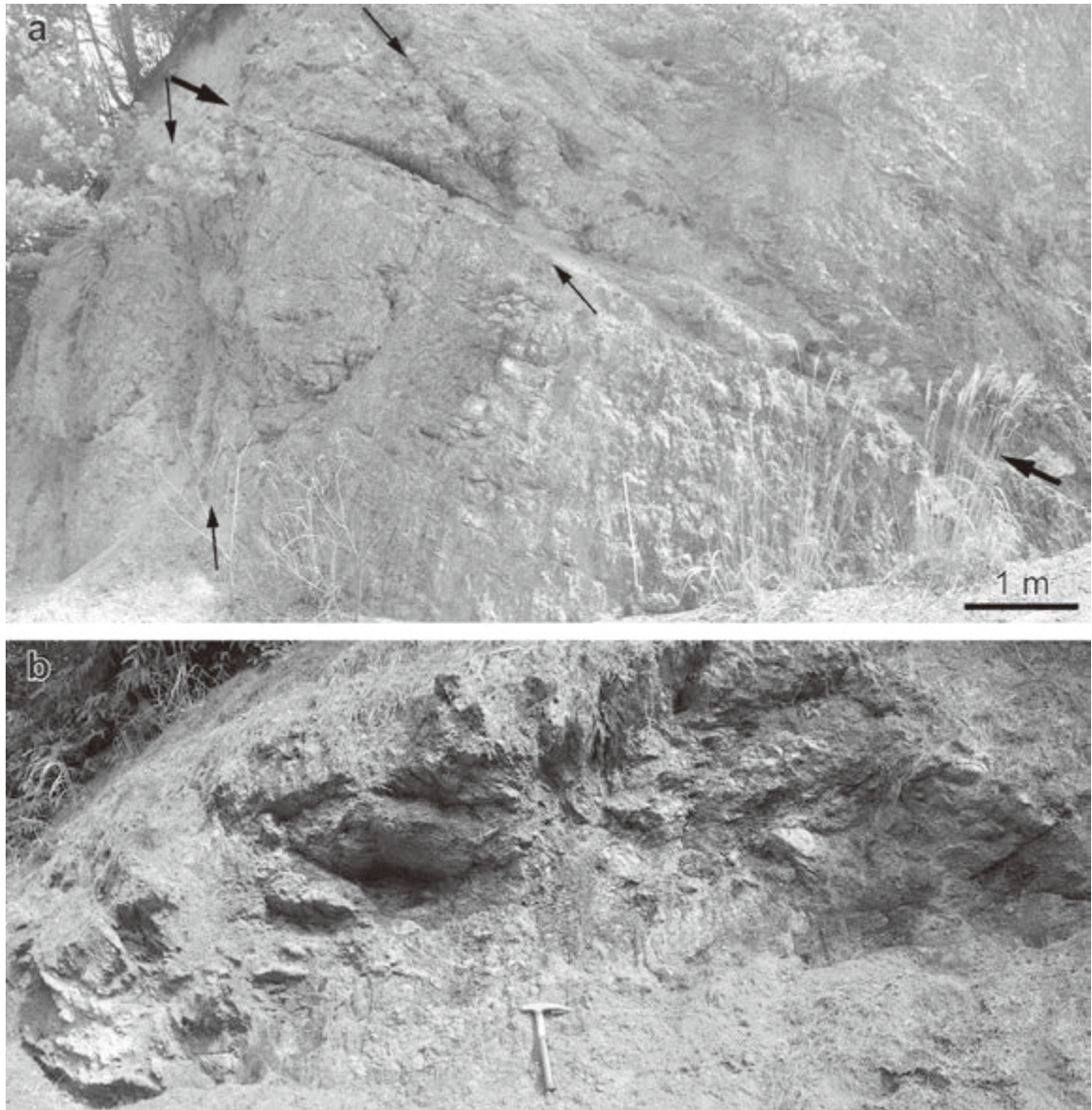
間は、段丘堆積物を変位させ、活断層であると考えられる。江畑集落の西側を南北方向に流れる^{かなくらがわ}金倉川の河床(地点9.8)やその東の中谷川支流谷(地点9.9)には、和泉層群の砂礫岩層と三豊層群財田層の中礫層とシルト層の互層が逆断層で接する露頭がある。断層面はほぼ東西走向、30°~68°南傾斜で、境界には幅5~20cmほどの断層ガウジが形成されている。財田層は幅5m以上にわたり急傾斜し逆転している。断層線よりも南側(地点9.7付近)には和泉層群を不整合に覆って三豊層群と考えられる薄い中礫層とシルト層、それを不整合に覆う高位段丘1堆積物に相当すると考えられる中礫~巨礫サイズ(最大径40cm)の砂岩の亜円礫層が見られるが、高位段丘の分布が断層の北側で途絶える。さらに東の中谷川本流の河床(地点9.10)では、三豊層群の中礫サイズの砂岩礫を主とする角~亜角礫層とシルト層が変形し、破碎が進んだ和泉層群と逆断層で接する露頭が報告されている(小林・大北, 1998)。この露頭では、三豊層群とともに、それを不整合に覆う砂岩礫主体の大礫~巨礫サイズの亜円礫主体層も断層運動の影響を受けている(第9.6図)。この礫層について、小林・大北(1998)は層準不明としているが、高位段丘2面と思われる平坦面が断層より北側でもっと高所に見られることや、河川沿いに分布する低位段丘1面の標高分布と類似することから、

低位段丘1堆積物の可能性が高い。

中谷川の断層露頭の約200m東(地点9.11)では、三豊層群のシルト層と和泉層群の破碎された砂岩層がN64°W, 36°Sの断層面で接する露頭が観察された。その地点より東ではしばらく露頭^{こぼし}がないために断層の連続性は不明となるが、まんのう町転石付近でN60°E, 36°Sの走向傾斜の断層面と和泉層群と焼尾層が接する逆断層露頭が確認されている(古市, 1984)。転石東の林道鶴ヶ谷線沿いの露頭(地点9.12)では、破碎された和泉層群と三豊層群焼尾層の中礫~巨礫サイズ(最大径60cm)の亜円~亜角礫層が垂直に近い角度で接していたが、断層であるかどうかは明確にできなかった。

9.2.3 榎原断層

斎藤ほか(1962)は、まんのう町川東^{かわひがし}より、高松市の内場ダムを通過して、木田郡三木町下所の南方にいたる延長16kmの断層を榎原断層と名付けた。斎藤ほか(1962)によれば、榎原断層は和泉層群のA層(城山層に相当)とB層(引田^{ひきた}層に相当)の境界付近を通り、その走向は東北東-西南西で、南に30~40°傾斜するとある。本地域には、榎原断層の西端部分が見えており、引田層を切っている(第9.7図)。断層露頭の位置と走向から判断すると、断層は複数列あり、東北東-西南西走向で、40



第 9.7 図 檜原断層の露頭写真

(a) 和泉層群引田層の泥岩の中を通る檜原断層。50 cm 幅の破碎帯を伴い、東北東-西南西方向で南に 40° で傾斜する(太矢印)。南に $60 \sim 80^\circ$ で傾斜する東西走向の二次断層(矢印)を伴う。東を見て撮影。(b) 断層破碎帯の断層面。断層面は $N63^\circ E, 85^\circ N$ 。南南西を見て撮影。ハンマーの柄の長さは 33 cm。

$\sim 80^\circ$ で南に傾斜する。南側が隆起する逆断層である。

9.2.4 神田断層

神田断層(新称)は、田力ほか(2017)で指摘されたもので、三豊市山本町神田付近の国道 377 号線の北西側に沿って北東-南西方向に 4 km 程度延びると推定される北西側隆起の断層である。神田の土井地区(地点 7.32)では、三豊層群神田層の礫層・花崗岩質砂層主体層が幅 20 m 以上に及び南東に急傾斜する撓曲帯が見られ、地層は最大 90° 近い傾斜を示す。また、観音寺花崗岩が分布する山本町神田付近には北東-南西方向に直線的な谷

が延びており、その延長線上の高瀬町上麻^{かみあさ}の東方で、カタクラサイト化した観音寺花崗岩の断層破碎帯を確認した(第 3.12 図 e, f)。断層面の走向は谷の伸長方向とほぼ同じで、破碎帯の幅は 1 m 程度である。

神田断層は、竹成断層や江畑断層と違って、三豊層群の堆積盆地の境界に発達する断層ではなく、また、断層の両側で三豊層群神田層の層相や層厚が大きく変わっているわけではないので、神田層堆積後に活動した可能性が考えられる。しかし、活断層である明確な証拠は得られていないため、地質図では活断層として示していない。

第10章 応用地質

(野田 篤・宮崎一博・長田充弘)

10.1 温泉

本地域の香川県側の温泉としては、まんのう町塩入の「塩入温泉」と三豊市財田町財田上の「たからだの里」がある(第10.1表)。塩入温泉は、pH 8.6、泉温 19.6℃のナトリウム-炭酸水素冷鉱泉である。たからだの里は、pH 9.0、泉温 19.5℃の冷泉で、ふっ化物イオン・総硫黄・メタほう酸・炭酸水素ナトリウムの項で温泉法の温泉に該当するが、療養泉には該当しないので泉質名はない。

第10.1表 温泉成分表

温泉名 源泉名	塩入温泉 三号泉	たからだの里 環の湯 三号泉
泉質	ナトリウム-炭酸 水素塩冷鉱泉	-
pH	8.6	9.0
ラドン含有量 (10^{-10} Ci/kg)	4.3	0.0
源泉温度(°C)	19.5	19.5
湧出地	香川県仲多度郡ま んのう町塩入	香川県三豊市財田町 財田上
1 kg中の成分 (mg/Kg)		
Na ⁺	354.3	239.4
K ⁺	2.5	0.7
Mg ²⁺	0.8	<0.1
Ca ²⁺	2.1	0.5
陽イオン計	360.8	241.5
F ⁻	11.6	2.0
Cl ⁻	13.8	10.0
SH ⁻	0.2	2.0
SO ₄ ²⁻	6.6	4.1
HCO ₃ ⁻	832.2	473.4
CO ₃ ²⁻	34.8	67.4
陰イオン計	899.2	560.0
H ₂ SiO ₃	24.8	16.6
HBO ₂	35.8	8.3
非解離成分計	60.6	24.9
成分総計 (g/kg)	1.32	0.83
分析年月日	2010/11/26	2016/02/15



第10.1図 中央構造線沿いの鉱泉
三好市池田町白地(付図1の地点10.1)。写真撮影位置は付図1に示す。

徳島県側には、三好市池田町白地の池田断層付近に鉱泉の泉源があり、近くの小西旅館で白地温泉の名で利用されている(第10.1図)。源泉の水温は13℃、泉質はカルシウム-硫酸塩泉である(金原, 2005)。また、徳島県三好市池田町白地本名にある佐馬地温泉は、中央構造線から約1 km南の三波川コンプレックスの分布域から湧出しており、泉温は32.9℃、泉質はナトリウム-炭酸水素塩-塩化物泉である(高橋, 2016)。三好市三野町加茂野宮にある紅葉温泉は、pH 9.1、泉温 17.8℃の冷鉱泉で、泉質は炭酸水素塩泉(重曹泉)である。

10.2 含銅硫化鉄鉱床

三波川コンプレックスには、層状の含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)が点在する。キースラーガーは、本報告の三縄ユニットの苦鉄質片岩に主に胚胎し、海底火山活動に関連して形成されたと考えられている(小島ほか, 1956)。キースラーガーの形成年代は、硫化鉄物のRe-Os年代より、 148.4 ± 1.4 Maが得られている(Nozaki *et al.*, 2013)。三波川コンプレックスのキースラーガーは、中央海嶺における活発な熱水活動が進行する中央海嶺で形成され、無酸素状態の海洋底で遠洋性のチャートが徐々に堆積することで保存されたと考えられている(Nozaki *et al.*, 2013)。上記のキースラーガーの形成年代は、

ジュラ紀末の海洋無酸素状態の時期 (Podlaha *et al.*, 1998 ; Pearce *et al.*, 2010) に相当する。

本地域には、池田町の三縄鉱山と東みよし町の三好鉱山が存在する。いずれの鉱山の分布位置も、苦鉄質片岩が卓越する三縄ユニット上部の中でも下部の泥質片岩卓越層に近い層準に相当する。三縄ユニット下部の下部の泥質片岩卓越層との間に珪質片岩を伴うことが多い。

三縄鉱山は池田町中西の北東約 500 m に位置する。四国通商産業局 (1957) によると、鉱床は緑泥片岩に胚胎する。なお、四国通商産業局 (1957) では、緑泥片岩は、点紋緑泥片岩と緑れん緑泥片岩に区分できると書かれている。また、付近一帯の結晶片岩は、主として緑泥片岩と石墨片岩からなると記載されているので、緑泥片岩は、本報告の苦鉄質片岩のことを、石墨片岩は泥質片岩のことを指すと考えられる。鉱体は上盤あるいは下盤に必ず紅れん石を含む珪質片岩を伴う。鉱床の産出鉱物は、黄鉄鉱、黄銅鉱、斑銅鉱、磁鉄鉱、赤鉄鉱、方解石、緑れん石などで、黄鉄鉱及び黄銅鉱は緻密に混合していわゆるキースラーガーとなっている。産出鉱石は上鉱と下鉱に別れ、上鉱は緻密質な硫化鉄鉱で、品位は Cu 3-4 %、S 45 % 前後である。下鉱は緑泥石と石英に富み、主に黄鉄鉱を含む鉱石で、品位は Cu 1.5 %、S 30 % 内外である。大正 14 年より昭和 4 年までの精鉱年産平均は、11,366 t であった。現在は廃鉱となっている。

三好鉱山は、東みよし町黒長谷の南約 1 km、標高 800 m 付近に位置する。西山ほか (2013) による文献調査によると、三好鉱山は東西 4 km、南北 1 km の範囲に広がり、東部の三好本坑と西部の滝倉坑に分かれる。四国通商産業局 (1957) によると、鉱床は主として緑泥片岩 (本報告の苦鉄質片岩に相当) に胚胎し、時に石墨片岩 (本

報告の泥質片岩に相当) に胚胎する。本坑を中心とする本鉱床は 1 枚のみで、母岩の片理に沿って胚胎するが、時にこれを横切ることもある。母岩は鉱体に近い部分は極めて複雑な褶曲を示し、上盤には必ず厚さ数 cm から 1 m の紅れん片岩 (本報告の珪質片岩に相当し、紅れん石を含む) を伴う。鉱体の下盤は、通常軟質の緑泥片岩 (本報告の緑泥石に富む苦鉄質片岩に相当) に黄鉄鉱及び黄銅鉱が浸染し縞状を呈し、その下部は堅硬な緑泥片岩 (本報告の苦鉄質片岩に相当) からなる。滝倉鉱床の賦存状態もほとんど本坑鉱床と同様であるが、鉱体に沿い黒色片岩 (本報告の泥質片岩に相当) の発達が著しい。三好鉱山の鉱石、鉱物は、黄鉄鉱及び黄銅鉱を主とし、このほか少量の斑銅鉱、磁鉄鉱、赤鉄鉱、及び磁硫鉄鉱を交える。黄鉄鉱及び黄銅鉱はともに、粗粒で、互いに密に混合し、キースラーガーを形成している。三好鉱山の生産実績は、昭和 11 年で、粗鉱量 6,551 t、品位は Cu 3.65 %、S 40.0 % であった。西山ほか (2013) によると、三好鉱山は、昭和になって大規模に操業された。最盛期は昭和 11 年から 14 年であり、銅の品位が低下し、昭和 19 年に滝倉坑が操業を停止し、昭和 20 年に三好本坑も全面的に休山となった。

10.3 骨材

本地域内では、香川県と徳島県を結ぶ国道 32 号沿いの猪ノ鼻峠の北側に採石場があり、大規模な露天掘りによって主に和泉層群の砂岩を採取している (第 10.2 図)。2019 年現在の稼行中の採石場は、株式会社セイアマテリアル (年間生産量約 24 万 t) と三豊産業 (年間生産量約 15 万 t) である。採取した砂岩は、主に道路やコンクリート用の骨材として利用されている。



第 10.2 図 和泉層群の砂岩を採取する採石場の切刃
国道 32 号沿いの猪ノ鼻峠北の採石場 (付図 1 の地点 10.2)。写真撮影位置は付図 1 に示す。

文 献

- 阿子島 功・須鎗和巳 (1989) 中央構造線吉野川地溝の形成過程. *地球科学*, **43**, 428–442.
- 安藤寿男・高橋雅紀 (2017) 白亜紀古日本陸弧 - 海溝系の復元: 日本列島の白亜紀地質記録からの再考. *化石*, no. 102, 43–62.
- 安藤 武・大久保太治 (1970) 徳島県西部結晶片岩地域の地すべり: 結晶片岩型地すべりについて. *地質調査所月報*, **21**, 395–436.
- 青木一勝・大藤 茂・柳井修一・丸山茂徳 (2010) 三波川変成帯中の新たな独立した広域変成帯の存在. *地学雑誌*, **119**, 313–332.
- Aoki, K., Maruyama, S., Isozaki, Y., Otoh, S. and Yanai, S. (2011) Recognition of the Shimanto HP metamorphic belt within the traditional Sanbagawa HP metamorphic belt: New perspectives of the Cretaceous–Paleogene tectonics in Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **42**, 355–369.
- 青矢陸月・野田 篤・水野清秀・水上知行・宮地良典・松浦浩久・遠藤俊祐・利光誠一・青木正博 (2013) 新居浜地域の地質. 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, 181p.
- 坂東祐司・橋本寿夫 (1984) 阿讃山地における和泉層群産アンモナイトとその生層序. 香川大学教育学部研究報告, 第 II 部, **34**, 1–16.
- 坂東裕司・北岡武雄編 (1982) 香川の化石. 高松市役所, 高松市, 222p.
- 坂東祐司・土屋道子 (1977) 阿讃山地の和泉層群中にみられるサンド・パイプについて. 香川大学教育学部研究報告, 第 III 部, **27**, 5–27.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337–360.
- Cohen, K., Finney, S., Gibbard, P. and Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199–204. (v2020/01: 2020 年 3 月 26 日参照)
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1993) Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, **21**, 547–550.
- 土居正民 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「三島」. 地質調査所, 31p.
- Empson-Morin, K. M. (1984) Depth and latitude distribution of radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans. *Micropaleontology*, **30**, 87–115.
- Enami, M., Wallis, S. R. and Banno, Y. (1994) Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schist: implications for the P-T history of the Sanbagawa belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 182–198.
- 遠藤俊祐・横山俊治 (2019) 本山地域の地質. 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, 100p.
- Endo, S., Miyazaki, K., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T. (2018) Progressive changes in lithological association of the Sanbagawa metamorphic complex, Southwest Japan: Relict clinopyroxene and detrital zircon perspectives. *Island Arc*, **27**, 5. doi: 10.1111/iar.12261
- Ernst, W. G., Seki, Y., Onuki, H. and Gilbert, M. C. (1970) *Comparative study of low-grade metamorphism in the California coast ranges and the outer metamorphic belt of Japan*. Memoir, Geological Society of America, 270p.
- Faure, M. (1983) Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *Journal of the Geological Society of Japan*, **89**, 319–329.
- Fukunari, T. and Wallis, S. R. (2007) Structural evidence for large-scale top-to-the-north normal displacement along the Median Tectonic Line in southwest Japan. *Island Arc*, **16**, 243–261.
- Furuichi, M. (1982) A New Nautiloid Species from the Upper Cretaceous Izumi Group of Shikoku. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 126, 334–340.
- 古市光信 (1982) 香川県西部大野原町付近の三豊層: 四国北部新生代層の研究 (その 2). 香川県自然科学館研究報告, **4**, 25–34.
- 古市光信 (1984) 香川県西部満濃町・琴南町付近の三豊層: 四国北部新生代層の研究 (その 4). 香川県自然科学館研究報告, **6**, 29–36.
- 古市光信・坂東祐司・石井利邦 (1977) 香川県三豊層から発見された旧象化石について (予報). 香川大学教育学部研究報告, 第 II 部, **27**, 29–35.
- 古澤 明 (2017) レーザーアブレーション ICP 質量分析装置を用いた火山ガラスの分析による十和田カルデラ起源大不動テフラと八戸テフラの識別. *地質学雑誌*, **123**, 765–776.
- 古谷尊彦 (1977) 阿波池田付近の第四紀における中央構造線の断層運動について. *東北地理*, **29**, 28–34.
- Goto, H. (2018) Late quaternary slip rates and vectors on the Median Tectonic Line active fault zone in eastern Shikoku, southwest Japan. *Quaternary International*, **471**, 267–277.
- 後藤秀昭・中田 高 (2000) 四国の中央構造線活断層系—詳細断層分布図と資料—. 広島大学総合地史研究資料センター研究叢書, no. 35, 広島大学, 広島市, 144p.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) 1:25,000 都市圏活断層図「池田」. 国土地理院技術資料, no. D1–No.368, 国土地理院.
- 原 英俊・青矢陸月・野田 篤・田辺 晋・山崎 徹・大野哲二・駒澤正夫 (2018) 20 万分の 1 地質図幅「高知」(第 2 版). 産総研地質調査総合センター.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男

- (1977) 三波川帯の構造運動. 秀 敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, 307-390.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Okamoto, K., Takeda, K., Hayasaka, Y. and Sakurai, Y. (1990) Nappe structure of the Sambagawa belt. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 441-456.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., K., T., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y. (1992) Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implications in convergent margin processes. *Journal of Science of Hiroshima University, Series C*, **9**, 495-595.
- 長谷川 遼・磯崎行雄・大友幸子・堤 之恭 (2019) 中央構造線 (MTL) の活動開始時期. 地学雑誌, **128**, 391-417.
- 長谷川 遼・磯崎行雄・堤 之恭 (2020) 破片化した過去の前弧堆積盆地. 地学雑誌, **129**, 49-70.
- 長谷川修一 (1992a) 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと第四紀断層運動. 岡田篤正・杉山雄一・水野清秀・山崎晴雄・佃 栄吉編, 中央構造線のネオテクトニクス—その意義と問題点—, 地質学論集, no. 40, 143-170.
- 長谷川修一 (1992b) 中央構造線沿いの大規模岩盤すべりと第四紀断層運動. 博士論文, 東京大学, 東京, 219p.
- 長谷川修一 (1995) 大規模地すべりの形成年代からみた四国島の地すべり発達史. 地すべり学会関西支部シンポジウム講演集, 35-50.
- 長谷川修一 (1999) 中央構造線沿いの大規模地すべり: その特徴と地盤工学上の問題点. 地盤工学会誌, **47**, 21-24.
- 長谷川修一・鶴田聖子・金山清一・大野裕記・澤田臣啓 (1996) X線粉末回折法による中央構造線活断層系の断層ガウジの原岩判定法. 四国電力・四国総合研究所研究期報, no. 67, 59-64.
- 長谷川修一・田村栄治・鶴田聖子 (2001a) 四国の地すべりの素因としての中期中新世熱水変質作用. 日本地質学会第108年学術大会講演要旨, 金沢, 169.
- 長谷川修一・田村栄治・大野裕記・鶴田聖子 (2001b) 四国の中央構造線沿い中期中新世熱水変質作用. 平成13年応用地質学会中国四国支部総会発表論文集, 7-12.
- 橋本寿夫・石田啓祐 (1997) 四国の上部白亜系, 和泉層群, 外和泉層群, 四万十累層群の放散虫群集と対比. 大阪化石石研究会誌, no. 10, 245-257.
- 橋本寿夫・元山茂樹・石田啓祐・寺戸恒夫・森永 宏・中尾賢一・森江孝志・香西 武・小沢大成・福島浩三・川村教一 (2003) 徳島県西部地域の和泉層群と中央構造線関連の地質・地形—三野町地域—. 阿波学会紀要, no. 49, 1-12.
- Hashimoto, H., Ishida, K., Yamasaki, T., Tsujino, Y. and Kozai, T. (2015) Revised radiolarian zonation of the Upper Cretaceous Izumi inter-arc basin (SW Japan). *Revue de Micropaléontologie*, **58**, 29-50.
- 林田精郎 (1977) 和泉層群 (白亜紀) の硅化していない泥岩の風化についての二, 三の研究. 応用地質, **18**, 125-130.
- 東野外志男 (1990) 四国中央部三波川変成帯の変成分帯. 地質学雑誌, **96**, 703-718.
- 平山 健 (1954) 7万5千分の1地質図幅「脇町」. 地質調査所, 34p.
- 平山 健・田中啓策 (1952) 7万5千分の1地質図幅「徳島」. 地質調査所, 34p.
- 本多和正・日野直之・西村拓也・平野弘道 (2010) 四国讃岐山脈地域の上部白亜系和泉層群における有機物熟成の検討. 日本古生物学会2010年会講演予稿集, つくば, 52.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利 (1986) 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148p.
- Ichikawa, K. (1980) Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. In Ichikawa, K. ed., *Median Tectonic Line of Southwest Japan*, Memoirs of the Geological Society of Japan, no. 18, 187-212.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1958a) Late Cretaceous pelecypods from the Izumi Group Part I. Cucullaeidae (*Pleurogrammatodon*, nov., *Nanonavis* and *Indogrammatodon*). *Journal of the Institute of Polytechnics, Osaka City University, Series G*, **3**, 61-78.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1958b) Late Cretaceous pelecypods from the Izumi Group Part II. Orders Taxodontida, Prionodontida, Dysodontida, Desmodontida and Adapodontida. *Journal of the Institute of Polytechnics, Osaka City University, Series G*, **4**, 71-122.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1963) Late Cretaceous pelecypods from the Izumi Group Part III. Orders Heterodontida (1). *Journal of the Geoscience, Osaka City University*, **7**, 113-144.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (1979) 和泉山脈の和泉層群の層序区分. 地質学会関西支部報, no. 85, 10-11.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (1981) 和泉層群堆積盆の段階的東進に関するモデルと中央構造線の運動様式. 地質学会関西支部報, 11-12.
- Iida, K., Iwamori, H., Orihashi, Y., Park, T., Jwa, Y.-J., Kwon, S.-T., Danhara, T. and Iwano, H. (2015) Tectonic reconstruction of batholith formation based on the spatiotemporal distribution of Cretaceous-Paleogene granitic rocks in southwestern Japan. *Island Arc*, **24**, 205-220.
- Iijima, A. (1978) Geological occurrences of zeolite in marine environments. In Sand, L. B. and Mumpton, F. A. eds., *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*, Pergamon Press, Oxford, United Kingdom, 175-197.
- 飯山敏春・稲井信雄・岩生周一・遠藤六郎・金原均二・河田学夫・神戸信和・斎藤正次・佐藤源郎・鈴木達夫・竹原平一・田中啓策 (1959) 50万分の1地質図幅「高知」(第2版). 地質調査所.
- 池田倫治・後藤秀昭・堤 浩之 (2017) 四国西部の中央構造線断層帯の地形と地質. 地質学雑誌, **123**, 445-470.
- Ikeda, M., Uchida, H., Ichikawa, K., Tonotani, A., Fujieda, K. and Shima, A. (2020) Outcrop of a fault damage zone of the Ikeda fault, the Median Tectonic Line, in eastern Shikoku, southwest Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **126**, I-II.
- Ikeda, T. (2004) Pressure-temperature conditions of the Ryoke metamorphic rocks in Yanai district, SW Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**, 577-589.

- 今村外治・中野光雄・岩本昇海 (1949) 讃岐山脈南北両側に発達する衝上断層に就いて (豫報). 地理学評論, **22**, 39.
- Ingram, R. L. (1954) Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **65**, 937–938.
- 石田啓祐・寺戸恒夫・橋本寿夫・村田明広・森永 宏・中尾賢一・森本誠二 (1993) 阿讃山脈西部の和泉層群と中央構造線: 徳島県三好町地域の地質と地形. 総合学術調査報告三好町. 阿波学会, 徳島市, 郷土研究発表会紀要, no. 39, 1–20.
- Ishihara, S. (2003) Chemical contrast of the Late Cretaceous granitoids of the Sanyo and Ryoke Belts, Southwest Japan: Okayama-Kagawa Transect. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **54**, 95–116.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W. (2007) Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan — Revisited. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **58**, 323–350.
- Ishihara, S. and Ohno, T. (2016) Geochemical variation of the Late Cretaceous-Paleogene granitoids across the Ehime-Hiroshima-Shimane transect, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **67**, 41–58.
- 石塚吉浩・水野清秀・松浦浩久・星住英夫 (2005) 豊後杵築の地質. 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, 83p.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下 敦・大藤茂 (2010) 日本列島の地体構造区分再訪: 太平洋型 (都城型) 造山帯構成单元および境界の分類・定義. 地学雑誌, **119**, 999–1053.
- 伊藤順一・星住英夫・巖谷敏光 (1997) 姫島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 74p.
- Ito, T., Ikawa, T., Yamakita, S. and Maeda, T. (1996) Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan. *Tectonophysics*, **264**, 51–63.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T. (2009) Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, **472**, 124–134.
- IUGS Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2020) Lithodemic stratigraphy. <http://quaternary.stratigraphy.org/stratigraphic-guide/lithodemic-stratigraphy/> (閲覧日: 2020年8月31日).
- 岩本正人・宮田隆夫 (1994) 非対称プリアパート堆積盆の擬似モデル実験. 構造地質, no. 40, 131–138.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原 徹・平田岳史・小笠原正継 (2012) 同一ジルコン結晶を用いたフィッショントラックとU-Pbダブル年代測定法の評価—島根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて—. 地質学雑誌, **118**, 365–375.
- Iwano, H., Orihara, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, T., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U-Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382–394.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.I., Belousova, E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**, 47–69.
- 香川県・徳島県編 (1972) 5万分の1表層地質図「池田」. 土地分類基本調査, 香川県・徳島県.
- 金井拓人・山路 敦・高木秀雄 (2014) 混合ベニング分布を適用したヒールドマイクロクラックによる古応力解析: 中部地方の領家花崗岩類における例. 地質学雑誌, **120**, 23–35.
- Kanai, T. and Takagi, H. (2016) Determination of the stress conditions of the ductile-to-brittle regime along the Asuke Shear Zone, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, **85**, 154–167.
- Kaneko, S. (1966) Transcurrent displacement along the median line, south-western Japan. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **9**, 45–59.
- 鹿島愛彦・武智賢樹 (1996) 四国, 石鎚山第三系久万層群の凝灰岩のフィッショントラック年代. 岩鉱, **91**, 196–200.
- 加藤弘徳 (2015) 四国東部における中央構造線の断層面の低角度化と地すべり運動への転化. 博士論文, 高知大学, 高知, 215p.
- 加藤弘徳・横山俊治 (2001) 阿波池田町井ノ久保地すべりと中央構造線の構造的関係. 日本応用地質学会中国四国支部, 平成13年度研究発表会発表論文集, 19–22.
- Kato, H. and Yokoyama, S. (2014) Rediscovery of the Hakuchi thrust associated with the Median Tectonic Line active fault system in Awa-Ikeda town, eastern Shikoku, southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **68**, 165–172.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層: 分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 川畑 博・周藤賢治 (2000) 四国北東部, 観音寺周辺に分布する瀬戸内火山岩類の地質. 地質学雑誌, **106**, 670–688.
- 経済企画庁総合開発局編 (1973) 表層地質図香川県. 土地分類図, no. 37, 経済企画庁.
- 菊地一輝・小竹信宏 (2013) 徳島県北部島田島に分布する和泉層群板東谷層の地質と生痕化石 *Archaeozostera* の産出層準の堆積環境. 地質学雑誌, **119**, 613–629.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (CD-ROM). 数値地質図, GT-2, 産総研地質調査総合センター, 第2版.
- 小林浩治・大北史彦 (1998) 江畑断層 (1) 讃岐山脈北麓の活断層. 香川県自然科学館研究報告, **20**, 23–34.
- 小林貞一 (1931) 和泉山脈の和泉砂岩層. 地質学雑誌, **38**, 629–640.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the Japanese Island. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Section 2*, **5**, 219–578.
- Kobayashi, T. and Amano, M. (1955) On the pseudoquadratae trigonians, Steinmannella, in the Indo-Pacific Province. *Japanese*

- Journal of Geology and Geography*, **27**, 193–208.
- Kodama, K. (1986) Two different paleomagnetic directions from the Izumi Group in Shikoku, Southwest Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **38**, 279–284.
- Kodama, K. (1987) Paleomagnetic constraint on the evolution of the Upper Cretaceous Izumi Basin in Shikoku, Southwest Japan. In Leitch, E. C. and Scheibner, E. eds., *Terrane Accretion and Orogenic Belts*, American Geophysical Union, Washington, DC, United States, Geodynamics Series, **19**, 291–299.
- Kodama, K. (1989) Paleomagnetic study of the Upper Cretaceous Izumi strike-slip basin along the Median Tectonic Line in Southwest Japan. In Hillhouse, J. W. ed., *Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, American Geophysical Union, Washington, DC, United States, Geophysical Monograph, no. 50, 239–248.
- 小玉一人 (1990) 四国および淡路島の中央構造線沿いに分布する和泉層群の古地磁気層位. 地質学雑誌, **96**, 265–278.
- 小玉一人・進司克己 (1989) 中部阿讃山地和泉層群の古地磁気層位. 高知大学学術研究報告, 自然科学, **38**, 101–111.
- 小島丈児 (1951) 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造. 地質学雑誌, **57**, 177–190.
- 小島丈児・光野千春 (1966) 5 万分の 1 地質図幅「川口」. 地質調査所, 17p.
- 小島丈児・秀 敬・吉野言生 (1956) 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置. 地質学雑誌, **62**, 30–45.
- Kojima, G. and Suzuki, T. (1958) Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: the Kiyomizu tectonic zone in Shikoku, Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, **2**, 173–193.
- 国土庁土地局編 (1971) 表層地質図徳島県. 土地分類図, no. 36, 国土庁.
- 国土交通省四国地方整備局・国土交通省国土地理院 (2003) 四国地方の古地理に関する調査報告書: 川と人との歴史ものがたり, 117p.
- Kubota, Y. and Takeshita, T. (2008) Paleocene large-scale normal faulting along the Median Tectonic Line, western Shikoku, Japan. *Island Arc*, **17**, 129–151.
- Kubota, Y., Takeshita, T., Yagi, K. and Itaya, T. (2020) Kinematic analyses and radiometric dating of the large-scale Paleogene two-phase faulting along the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Tectonics*, **39**, e2018TC005372. doi: 10.1029/2018TC005372
- 楠橋 直・山路 敦 (2001) 愛媛県面河地域の久万層群が示す西南日本の中新世テクトニクス. 地質学雑誌, **107**, 26–40.
- Le Maitre, R. ed. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 2nd edition, 236p.
- Lukács, R., Harangi, S., Backmann, O., Guillong, M., Danisik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soos, I. and Szepesi, J. (2015) Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **170**, 52. doi: 10.1007/s00410-015-1206-8
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス: 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 横本五郎・中川 典・中野光雄 (1968) 徳島県美馬郡脇町で見られる“中央構造線”. 地質学雑誌, **74**, 479–484.
- 牧本 博・利光誠一・高橋 浩・水野清秀・駒澤正夫・志知龍一 (1995) 20 万分の 1 地質図幅「徳島」(第 2 版). 地質調査所.
- Masukawa, G. and Ando, H. (2018) Late Campanian–early Maastrichtian heteromorph-dominated ammonoid assemblages of the Nakaminato Group, central Honshu, Japan: biostratigraphic and paleontological implications. *Cretaceous Research*, **91**, 362–381.
- Matsumoto, T. (1954) Chap. IV, The Izumi Belt along the southern border of the Inner Zone of Southwest Japan. In The Cretaceous Research Committee ed., *The Cretaceous System in the Japanese Island*, Japanese Society for the Promotion of Scientific Research, Tokyo, 125–137.
- Matsumoto, T. and Obata, I. (1963) *Bevahites* (Cretaceous ammonite) from Shikoku. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo, Series C*, **6**, 405–410.
- Matsumoto, T., Hashimoto, H. and Furuichi, M. (1980) An interesting species of *Baculites* (Ammonoidea) from the Cretaceous Izumi Group of Shikoku. *Proceedings of the Japan Academy. Series B: Physical and Biological Sciences*, **56**, 408–413.
- Matsumoto, T., Morozumi, Y., Bando, Y., Hashimoto, H. and Matsuoka, A. (1981) Note on *Pravitoceras sigmoidale* YABE (Cretaceous Heteromorph ammonite). *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan. New series*, no. 123, 168–178.
- 松浦浩久・栗本史雄・吉田史郎・斎藤文紀・牧本 博・利光誠一・巖谷敏光・駒澤正夫・広島俊男 (2002) 20 万分の 1 地質図幅「岡山及丸亀」. 産総研地質調査総合センター.
- 三木 茂 (1953) メタセコイア—生ける化石植物—. 日本礦物趣味の会, 141p.
- 三谷浩二・大寺正宏・細倉撰央・大川義明・長谷川修一・野々村敦子 (2009) 空中電磁法による徳島県馬路川沿いの中央構造線の比抵抗構造. 日本応用地質学会中国四国支部平成 21 年度研究発表会発表論文集, 39–44.
- 宮島圭司・新津 誠・湯上英雄 (1975) 和泉層群の斜面安定についての検討. 応用地質, **16**, 56–62.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**, 321–355.
- 宮田隆夫 (1990) 横ずれ断層運動に伴う堆積盆の形成. 構造地質, no. 35, 65–70.
- 宮田隆夫 (1995) 横ずれテクトニクスと堆積盆の形成過程—和泉層群を例に—. 月刊地球, **17**, 652–656.
- 宮田隆夫 (1996) 中央構造線の断層運動と和泉層群堆積盆形成のモデル化. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子編, 原郁夫先生退官記念論

- 文集テクトニクスと変成作用, 創文, 東京, 220–226.
- 宮田隆夫・岩本正人 (1994) 和泉堆積盆の東進メカニズム. 構造地質, no. 40, 139–144.
- Miyazaki, K. (2007) Formation of a high-temperature metamorphic complex due to pervasive melt migration in the hot crust. *Island Arc*, **16**, 69–82.
- Miyazaki, K. (2010) Development of migmatites and the role of viscous segregation in high-T metamorphic complexes: Example from the Ryoke Metamorphic Complex, Mikawa Plateau, Central Japan. *Lithos*, **116**, 287–299.
- 宮崎一博・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. 地質学雑誌, **98**, 713–722.
- 宮崎一博・脇田浩二・宮下由香里・水野清秀・高橋雅紀・野田篤・利光誠一・角井朝昭・大野哲二・名和一成・宮川歩夢 (2016) 20 万分の 1 地質図幅「松山」(第 2 版). 産総研地質調査総合センター.
- 水野清秀 (1987) 四国及び淡路島の中央構造線沿いに分布する鮮新・更新統について (予報). 地質調査所月報, **38**, 171–189.
- 水野清秀 (1992) 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷—. 岡田篤正・杉山雄一・水野清秀・山崎晴雄・佃 栄吉編, 中央構造線のネオテクトニクス—その意義と問題点—, 日本地質学会, 東京, 地質学論集, no. 40, 1–14.
- 水野清秀 (2001) 瀬戸内海周辺地域に分布する下部, 中部更新統と両者間の堆積間隙. 日本第四紀学会講演要旨集. 鹿児島, 58–59.
- 水野清秀 (2016) 第四系. 日本地質学会編, 四国地方. 朝倉書店, 東京, 日本地方地質誌, **7**, 288–310.
- 水野清秀・納谷友規 (2011) 広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野のボーリングコアの対比. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産総研地質調査総合センター, 地質調査総合センター速報, no. 56, 121–132.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993) 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (四国地域) ストリップマップ. 構造図, no. 8, 地質調査所, 63p.
- 水野清秀・佃 栄吉・高橋 誠・百原 新・内山 高 (1999) 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質. 地質学雑誌, **105**, 235–238.
- 百原 新 (1993) 近畿地方とその周辺の大規模植物化石相. 市原実編, 大阪層群, 創元社, 256–270.
- 森江孝志 (2003) 徳島県阿讃山地南麓に見出された中央構造線活断層系著断層の露頭. 第四紀研究, **42**, 369–372.
- 森江孝志・小澤大成・奥村 清 (2001) 徳島県阿讃山地南麓の段丘堆積物中から見出された長手テフラとその対比. 第四紀研究, **40**, 331–336.
- 森永 宏・奥村 清 (1988) 阿讃山脈東部板野—引田地域の和泉層群. 地学雑誌, **97**, 10–21.
- 森野道夫・岡田篤正・中田 高・松波孝治・日下雅義・村田明広・水野清秀・忠歳能見・谷野宮恵美・池田小織・吉田亮史・原 郁夫 (2002) 中央構造線活断層系三野断層の最新活動時期. 地学雑誌, **111**, 661–683.
- Morozumi, Y. (1985) Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, southwest Japan. *Bulletin of the Osaka Museum of Natural History*, **39**, 1–58.
- 両角芳郎 (1991) 和泉層群の化石. 徳島県立博物館企画展「和泉層群の化石」解説書, 徳島県立博物館, 徳島県徳島市, 30p.
- Morozumi, Y. (2001) Change of repositories of some described and illustrated ammonites and bivalves from the Upper Cretaceous Izumi Group in Southwest Japan. *Bulletin of the Tokushima Prefectural Museum*, no. 11, 123–126.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新—更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌, **106**, 51–69.
- Nagata, M., Miyazaki, K., Iwano, H., Danhara, T., Obayashi, H., Hirata, T., Yagi, K., Kouchi, Y., Yamamoto, K. and Otoh, S. (2019) Timescale of material circulation in subduction zone: U–Pb zircon and K–Ar phengite double-dating of the Sanbagawa metamorphic complex in the Ikeda district, central Shikoku, southwest Japan. *Island Arc*, **28**, e12306. doi: 10.1111/iar.12306
- 中川衷三 (1960) 阿讃山脈東部の和泉層群について. 徳島大学学芸学部紀要 (自然科学), **10**, 53–62.
- Nakagawa, C. (1961) The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. *Journal of Gakugei, Tokushima University, Natural Science*, **11**, 77–124.
- 中川衷三・須鎗和巳・阿子島 功・岩崎正夫・寺戸恒夫編 (1972) 徳島県地質図 (15 万分の 1) 及び説明書. 徳島県農林水産部農林企画課, 徳島県徳島市, 137p.
- 中川 典 (1955) 愛媛県川之江東方の地質について (特に和泉砂岩層の層序と構造). 日本地質学会関西支部報, 17–19.
- 中川 典 (1965) 讃岐山脈西部の“中央構造線”. 広島大学地学研究報告, no. 14, 239–252.
- 中川 典・中野光雄 (1964a) 讃岐山脈中部南麓に発達する“中央構造線”. 地質学雑誌, **70**, 52–58.
- 中川 典・中野光雄 (1964b) 四国阿波池田町西部の“中央構造線”. 地質学雑誌, **70**, 580–585.
- 中畑浩基・磯崎行雄・堤 之恭・岩本直哉 (2016) 関東南部の浅海成白亜系の碎屑性ジルコン年代スペクトル. 地学雑誌, **125**, 353–380.
- Nakajima, T. (1996) Cretaceous granitoids in SW Japan and their bearing on the crust-forming process in the eastern Eurasian margin. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **87**, 183–191.
- 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**, 249–263.
- 中野光雄 (1951) 讃岐山脈中部の和泉砂岩層, 特に層序と構造について. 地質学雑誌, **57**, 275–276.
- 中野光雄 (1953) 讃岐山脈中部の地質. 広島大学地学研究報告, no. 3, 1–13.
- Nakano, M. (1957) On the Cretaceous pennatae trigonians in Japan.

- Japanese Journal of Geology and Geography*, **28**, 107–120.
- Nakano, M. (1958) On some Upper Cretaceous *Steinmannella* (*Yeharella*) in Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, **2**, 83–88.
- Nakano, M. (1960) Stratigraphic occurrences of the Cretaceous Trigonoids in the Japanese Islands and their faunal significances. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, **3**, 215–280.
- 中野光雄・今村外治 (1951) 讃岐山脈中部の地質特に最新世の衝上断層に就いて (予報). 地質学雑誌, **56**, 284–285.
- 中尾賢一・石田啓祐・西山賢一・森江孝志 (2009) 吉野川谷, 美馬町中上の土柱層から見出された高度変成岩礫. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **23**, 1–7.
- 成田耕一郎・山路 敦・田上高広・栗田裕司・小布施明子・松岡數充 (1999) 四国の第三系久万層群の堆積年代とその意義. 地質学雑誌, **105**, 305–308.
- Naumann, E. (1885) *Ueber den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln: Begleitworte zu den von der geologischen Aufnahme von Japan für den internationalen Geologen-Congress in Berlin bearbeiteten topographischen und geologischen Karten*, R. Frieländer & Sohn, Berlin, Germany, 91p.
- 日本地質学会編 (2001) 国際層序ガイド—層序区分・用語法・手順へのガイド. 共立出版, 東京, 238p.
- Nishimura, T. (1976) Petrography of the Izumi sandstone in the east of the Sanuki Mountain Range, Shikoku, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **82**, 231–240.
- 西村年晴 (1979) 四国・讃岐山脈東部における和泉層群にみられる崖くずれについて. 琉球大学教育学部紀要 第二部, no. 23, 53–59.
- 西村年晴 (1984) 四国西部の上部白亜系和泉層群の堆積盆解析. 地質学雑誌, **90**, 157–174.
- 西村年晴・飯島 東・歌田 実 (1980) 四国. 淡路島の和泉層群の沸石統成帯と堆積盆解析. 地質学雑誌, **86**, 341–351.
- 西浦雅弘・山崎哲司・奥村 清 (1993) 阿讃山脈西部の和泉層群に見られる堆積構造. 堆積学研究会報, no. 38, 33–44.
- 西山賢一・石田啓祐・中尾賢一・辻野泰之・森永 宏・森江孝志・橋本寿夫・伊藤嘉将・山崎健太 (2009) 美馬市美馬町の地質と古生物—和泉層群, 鮮新～更新統, ならびに地すべり地形—. 阿波学会紀要, no. 55, 1–12.
- 西山賢一・阿部 肇・中尾賢一・森江孝志・橋本寿夫・石田啓祐 (2013) 東みよし町「旧三加茂町」の地形と地質: 地すべり地形と鉱山跡の調査を中心として. 阿波学会紀要, no. 59, 1–9.
- 野田 篤 (2017) 第5章 和泉層群. 観音寺地域の地質, 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, 23–44.
- Noda, A. and Toshimitsu, S. (2009) Backward stacking of submarine channel-fan successions controlled by strike-slip faulting: The Izumi Group (Cretaceous), southwest Japan. *Lithosphere*, **1**, 41–59.
- 野田 篤・利光誠一・栗原敏之・岩野英樹 (2010) 愛媛県新居浜地域における和泉層群の層序と堆積年代. 地質学雑誌, **116**, 99–113.
- Noda, A., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T. (2017a) LA-ICP-MS U–Pb and fission-track ages of felsic tuff beds of the Takikubo Formation, Izumi Group in the Kan-onji district, eastern Shikoku, southwestern Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **68**, 119–130.
- 野田 篤・植木岳雪・川畑 博・松浦浩久・青矢睦月 (2017b) 観音寺地域の地質. 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, 96p.
- Noda, A., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T. (2020) LA-ICP-MS zircon U–Pb ages of felsic tuffaceous beds in the Takikubo and Horita formations, Izumi Group, Ikeda district, eastern Shikoku, southwestern Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **71**, 33–48.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (2005) North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **89**, 1547–1591.
- Nozaki, T., Kato, Y. and Suzuki, K. (2013) Late Jurassic ocean anoxic event: evidence from voluminous sulphide deposition and preservation in the Panthalassa. *Scientific Reports*, **3**, 1889, doi: 10.1038/srep01889.
- 越智真人・間宮隆裕・楠橋 直 (2014) 四国の中新統久万層群層序の再検討: “下坂場峠層”と“富重層”. 地質学雑誌, **120**, 165–179.
- Ogg, J. G., Hinnov, L. A. and Huang, C. (2012) Chap. 27, Cretaceous. In Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. eds., *The Geologic Time Scale*, Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 793–853.
- 岡田篤正 (1968) 阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動. 第四紀研究, **7**, 15–26.
- 岡田篤正 (1970) 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度. 地理学評論, **43**, 1–21.
- 岡田篤正 (1973a) 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動. 地理学評論, **46**, 295–322.
- 岡田篤正 (1973b) 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 神奈川県秦野市, 49–86.
- Okada, A. (1980) Quaternary fault along the Median Tectonic Line of Southwest Japan. In Ichikawa, K. ed., *Median Tectonic Line of Southwest Japan, Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 18, 79–108.
- 岡田篤正 (1991) 阿波池田付近の中央構造線と大規模地入り. 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, 愛媛, 342.
- 岡田篤正 (2004) 第6章, 中央構造線とその周辺. 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編, 日本の地形, **6**, 近畿・中国・四国, 東京大学出版会, 東京, 243–272.
- 岡田篤正 (2016) 第9.3章, 中央構造線 (活) 断層帯. 日本地質学会編, 日本地方地質誌, **7**, 四国地方. 朝倉書店, 東京, 338–430.
- 岡田篤正 (2020) 中央構造線断層帯—最長活断層帯 (四国) の諸性質—. 古今書院, 東京, 368p.

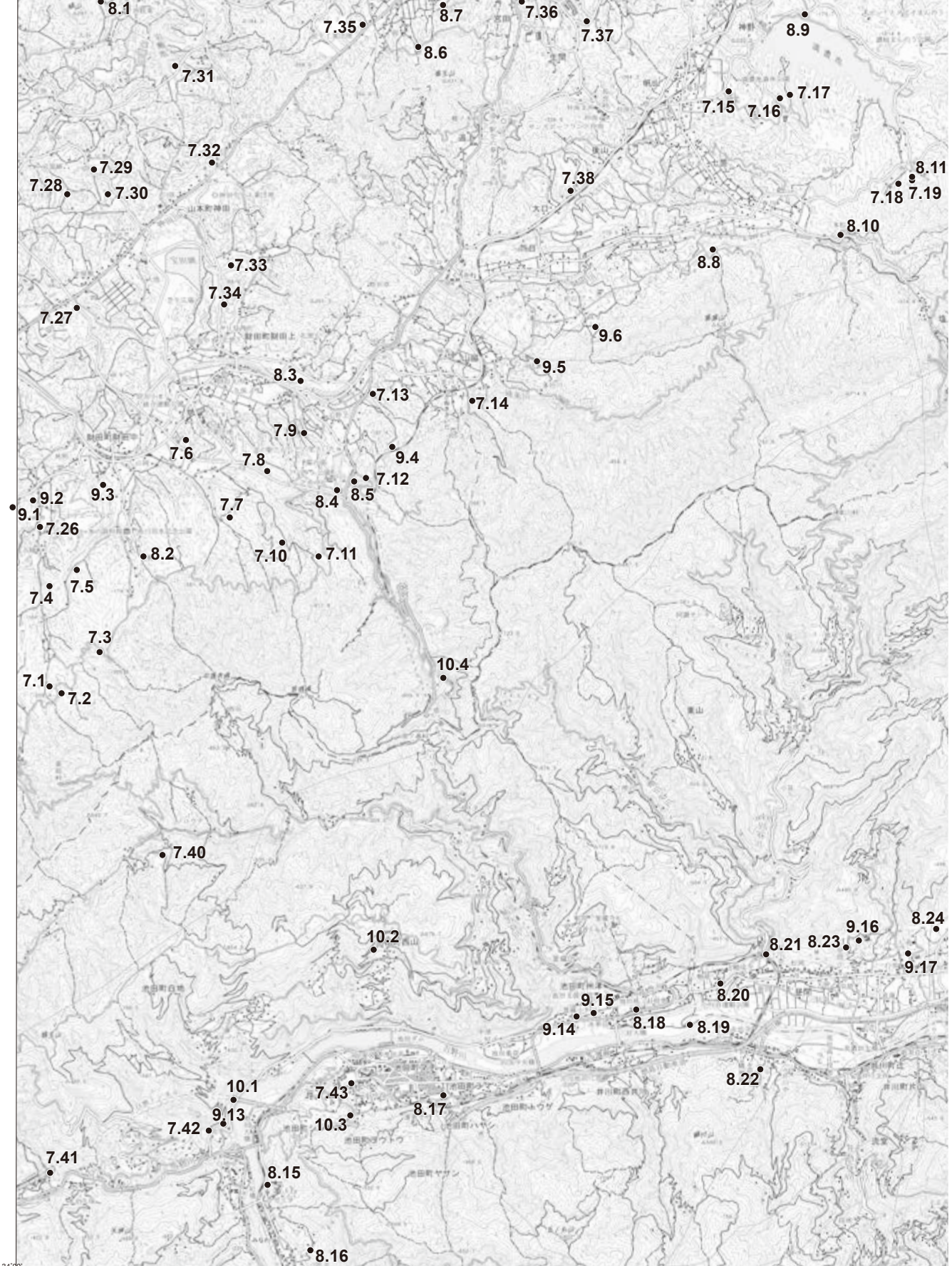
- 岡田篤正・堤 浩之 (1990) 四国中・東部における中央構造線の断層露頭と地形面の編年に関する資料. 活断層研究, no. 8, 31-47.
- 岡田篤正・杉山雄一・水野清秀・山崎晴雄・佃 栄吉編 (1992) 中央構造線のネオテクトニクス—その意義と問題点—. 地質学論集, no. 40, 250p.
- 岡村 真・賀川令章・田代正之 (1984) 愛媛県松山市東部地域の地質と放散虫. 高知大学学術研究報告. 自然科学, **32**, 339-347.
- Okudaira, T., Beppu, Y., Yano, R., Tsuyama, M. and Ishii, K. (2009) Mid-crustal horizontal shear zone in the forearc region of the mid-Cretaceous SW Japan arc, inferred from strain analysis of rocks within the Ryoke metamorphic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, **35**, 34-44.
- 奥村 清・田代正之・橋本寿夫 (1994) 四国和泉層群産イノセラムス, トリゴニア及びその他の二枚貝の二, 三について. 鳴門教育大学研究紀要. 自然科学編, **9**, 1-9.
- Pearce, C. R., Coe, A. L. and Cohen, A. S. (2010) Seawater redox variations during the deposition of the Kimmeridge Clay Formation, United Kingdom (Upper Jurassic) : Evidence from molybdenum isotopes and trace metal ratios. *Paleoceanography*, **25**, 4. doi: 10.1029/2010PA001963
- Podlaha, O. G., Mutterlose, J. and Veizer, J. (1998) Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science*, **298**, 324-347.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- Saito, M. (1962) The geology of Kagawa and northern Ehime prefectures, Shikoku, Japan. *Memoirs of Faculty of Agriculture, Kagawa University*, **10**, 1-74.
- 斎藤 実・中山一義 (1954) 三豊層群 (メタセコイア層) の層序について (予報). 香川県立農科大学学術報告, **5**, 32-37.
- 斎藤 実・板東裕司・馬場幸秋・森合重仁 (1962) 香川県地質図説明書. 内場地下工業株式会社, 香川県高松市, 75p.
- 斎藤文紀 (1982) 香川県西部の三豊層群の層序と地史. 日本地質学会第 89 年学術大会講演要旨, 新潟, 138.
- 斎藤文紀 (1984) 西南日本における前期更新世構造運動と三豊層群. 日本地理学会予稿集, 36-37.
- 斎藤文紀 (2002) 三豊層群. 20 万分の 1 地質図幅「岡山及丸亀」, 産総研地質調査総合センター.
- 寒川 旭 (1973) 阿讃山地北麓の断層地形. 東北地理, **25**, 157-164.
- Sangawa, A. (1978a) Geomorphic development of the Izumi and Sanuki ranges and relating crustal movement. *The Science Reports of the Tohoku University. 7th Series, Geography*, **28**, 313-338.
- 寒川 旭 (1978b) 紀伊半島中・西部と四国北東部 (讃岐山脈北麓域) の断層活動と地形発達について. 市川浩一郎編, MTL (中央構造線), 中央構造線の形成過程に関する総合研究連絡誌, no. 3, 49-60.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2019) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, <https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html> (閲覧日: 2020 年 3 月 25 日).
- 佐藤源郎 (1936) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「丸亀」. 地質調査所.
- Sato, H. (1982) Geology of Goshikidai and adjacent areas, northeast Shikoku, Japan: Field occurrence and petrography of sanukitoid and associated volcanic rocks. *Science Reports of Kanazawa University*, **27**, 13-70.
- 清家一馬・平野弘道 (2013) 和泉山脈地域における和泉層群の有機物熱成度と堆積盆の埋没モデル. 地質学雑誌, **119**, 397-409.
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. and Chandler, M. (2012) Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, **113**, 212-270.
- 柴田 賢 (1979) 東中国における花崗岩類の K-Ar 年代. 村上允英編, 中生代酸性火成作用, 地質学論集, no. 17, 69-72.
- 柴田 賢・中島 隆・寒川 旭・内海 茂・青山秀喜 (1989) 四国における中央構造線の断層ガウジの K-Ar 年代. 地質調査所月報, **40**, 661-671.
- Shigeta, Y., Izukura, M., Nishimura, T. and Tsutsumi, Y. (2016) Middle and Late Campanian (Late Cretaceous) ammonoids from the Urakawa area, Hokkaido, northern Japan. *Paleontological Research*, **20**, 322-366.
- 四国地方土木地質図編纂委員会編 (1998) 四国地方土木地質図縮尺 1:200,000. 国土開発技術研究センター, 東京.
- 四国通商産業局編 (1957) 四国鉱山誌. 財団法人四国商工協会, 802p.
- 嶋村 清 (1989) 白亜系, 和泉層群中の二相構造タービダイト. 堆積学研究会報, no. 31, 33-41.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2006) 5 万分の 1 地すべり地形分布図第 29 集「岡山及丸亀」. 防災科学技術研究所研究資料, no. 291, 防災科学技術研究所.
- 新正裕尚・折橋裕二 (2017) 九州東部大野火山岩類のジルコン U-Pb 年代. 地質学雑誌, **123**, 423-431.
- 塩田次男 (1976) 徳島県井川町辻地域の三波川結晶片岩の地質構造. 小島丈児先生還暦記念文集, 154-159.
- 塩田次男 (1981) 四国東部池田-三加茂地方三波川結晶片岩の構造地質学的・岩石学的研究. 徳島大学学芸紀要 (自然科学), **33**, 29-85.
- 塩田次男 (1985) 四国東部三加茂-山川地方三波川変成帯の辻ナップ. 徳島大学学芸紀要 (自然科学), **36**, 13-20.
- 新正裕尚・角井朝昭 (2001) 西南日本前弧の中期中新世火成岩体カタログ (その 2) 中国・四国地方. 東京経済大学人文

- 自然科学論集, no. 112, 51–91.
- 角井朝昭・新正裕尚 (2000) 瀬戸内火山岩類の活動年代. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 75.
- 須鎗和巳 (1965) 徳島県東部の和泉層群の堆積構造. 地質学雑誌, **71**, 376–376.
- 須鎗和巳 (1966) 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その 1). 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **1**, 9–14.
- 須鎗和巳 (1973) 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大学理科報告 (地質学) 特別号, **6**, 489–495.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1973) 四国島の中央構造線の新期の活動様式. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, 神奈川県秦野市, 177–189.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1978) 四国島の中央構造線の諸問題 (その 3): 吉野川流域のネオテクトニクスの再検討. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **11**, 51–69.
- 須鎗和巳・橋本寿夫 (1985) 四国東部の和泉層群より産した放散虫群集. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **18**, 103–127.
- 須鎗和巳・中川衷三・大戸井義美・久米嘉明・近藤和雄・東明省三・寺戸恒夫・日野雄一郎・細井英夫・山口昭典 (1965) 徳島県土柱・鴨島-川島地域の第四系. 徳島大学学芸紀要 (自然科学), **15**, 13–23.
- 須鎗和巳・大戸井義美・久米喜明・近藤和雄・東明省三・祖父江勝孝・寺戸恒夫・坂東 宏・日野雄一郎・細井英夫・山口昭典 (1968) 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その 2). 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **2**, 7–16.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998) Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 23–37.
- 鈴木舜一 (1996) 上部白亜系和泉層群のビトリナイト反射率と熱史. 地質学雑誌, **102**, 777–786.
- 平 朝彦 (1979) 島弧-海溝系における堆積体の形成と周期的沈み込みモデル. 月刊地球, **1**, 860–868.
- 平 朝彦・甲藤次郎・田代正之 (1979) 白亜紀以降西南日本の地史と島弧-海溝系のテクトニズム. 地質ニュース, no. 296, 27–40.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男 (1981) 日本列島形成の基本的プロセス—プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動—. 科学, **51**, 508–515.
- Taira, A., Saito, Y. and Hashimoto, M. (1983) The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. In Hilde, T. W. C. and Uyeda, S. eds., *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region*, American Geophysical Union, Washington, DC, United States, Geodynamics Series, **11**, 303–316.
- 田力正好・堤 浩之・後藤秀昭・松田時彦 (2017) 讃岐山脈北縁周辺の活断層とそのテクトニックな意義. 日本地球惑星科学連合 2017 年大会予稿集, SSS12-16.
- 高木秀雄・柴田 賢 (1992) 断層ガウジの K-Ar 年代測定—中央構造線における例. 岡田篤正・杉山雄一・水野清秀・山崎晴雄・佃 栄吉編, 中央構造線のネオテクトニクス—その意義と問題点—, 地質学論集, no. 40, 31–38.
- 高木秀雄・竹下 徹・柴田 賢・内海 茂・井上 良 (1992) 四国西部, 砥部衝上断層における中新世中期の正断層運動. 地質学雑誌, **98**, 1069–1072.
- Takagi, H., Shimada, K., Iwano, H. and Danhara, T. (2010) Oldest record of brittle deformation along the Median Tectonic Line: Fission-track age for pseudotachylyte in the Taki area, Mie Prefecture. *Journal of the Geological Society of Japan*, **116**, 45–50.
- 高橋治郎 (1977) 愛媛県松山市南部の地質と中央構造線. 地質学雑誌, **83**, 325–340.
- 高橋治郎 (2016) 第 11.1.2 章, 徳島県の温泉. 日本地質学会編, 日本地方地質誌, **7**, 四国地方. 朝倉書店, 東京, 502–502.
- 高橋芳樹 (1987) 香川県中・西部における和泉層群中のサンドパイプについて. 香川県自然科学館研究報告, **9**, 41–48.
- 高橋芳樹 (1995) 香川県高瀬町における三豊層群産昆虫化石について. 香川県自然科学館研究報告, **17**, 9–16.
- 高橋芳樹 (1996) 香川県満濃池付近における三豊層群産見虫化石について. 香川県自然科学館研究報告, **18**, 25–30.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁 (1992) 洲本地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 107p.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R. D. (1990) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, **185**, 111–139.
- 武田賢治 (1996) 松山南東部の中央構造線の始新世-中新世テクトニクス. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子編, 原郁夫先生退官記念論文集テクトニクスと変成作用, 創文, 東京, 233–240.
- 竹下 徹 (1993) 日本海拡大期の西南日本前弧域および中央構造線沿いの変形: 予察. 地質学論集, no. 42, 225–244.
- 竹下 徹・田中秀実・板谷徹丸 (2000) 四国西部‘石鏡山第三系’の K-Ar 年代とその意味. 地質学雑誌, **106**, 308–311.
- Takeshita, T., Yagi, K., Gouzu, C., Hyodo, H. and Itaya, T. (2015) Extensive normal faulting during exhumation revealed by the spatial variation of phengite K-Ar ages in the Sambagawa metamorphic rocks, central Shikoku, SW Japan. *Island Arc*, **24**, 245–262.
- 田村栄治・長谷川修一・渡辺弘樹・宮田和幸・矢田部龍一・内田純二 (2007) 中央構造線沿いの熱水変質に起因する地すべり. 日本地すべり学会誌, **44**, 222–236.
- Tamura, I., Yamazaki, H. and Mizuno, K. (2008) Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephras in central Japan. *Quaternary International*, **178**, 85–99.
- Tanaka, J. (1989) Sedimentary facies of the Cretaceous Izumi turbidite system, Southwest Japan: An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip tectonic basin. *Journal of the Geological Society of Japan*, **95**, 119–128.
- 田中 淳 (1990) チャネルからのあふれ出しタービダイト—和泉山脈の和泉層群の例—. 堆積学研究会報, no. 33, 37–41.
- Tanaka, J. (1993) Sedimentation and tectonics in the Cretaceous, strike-slip Izumi basin, Izumi mountains, Japan. *Journal of*

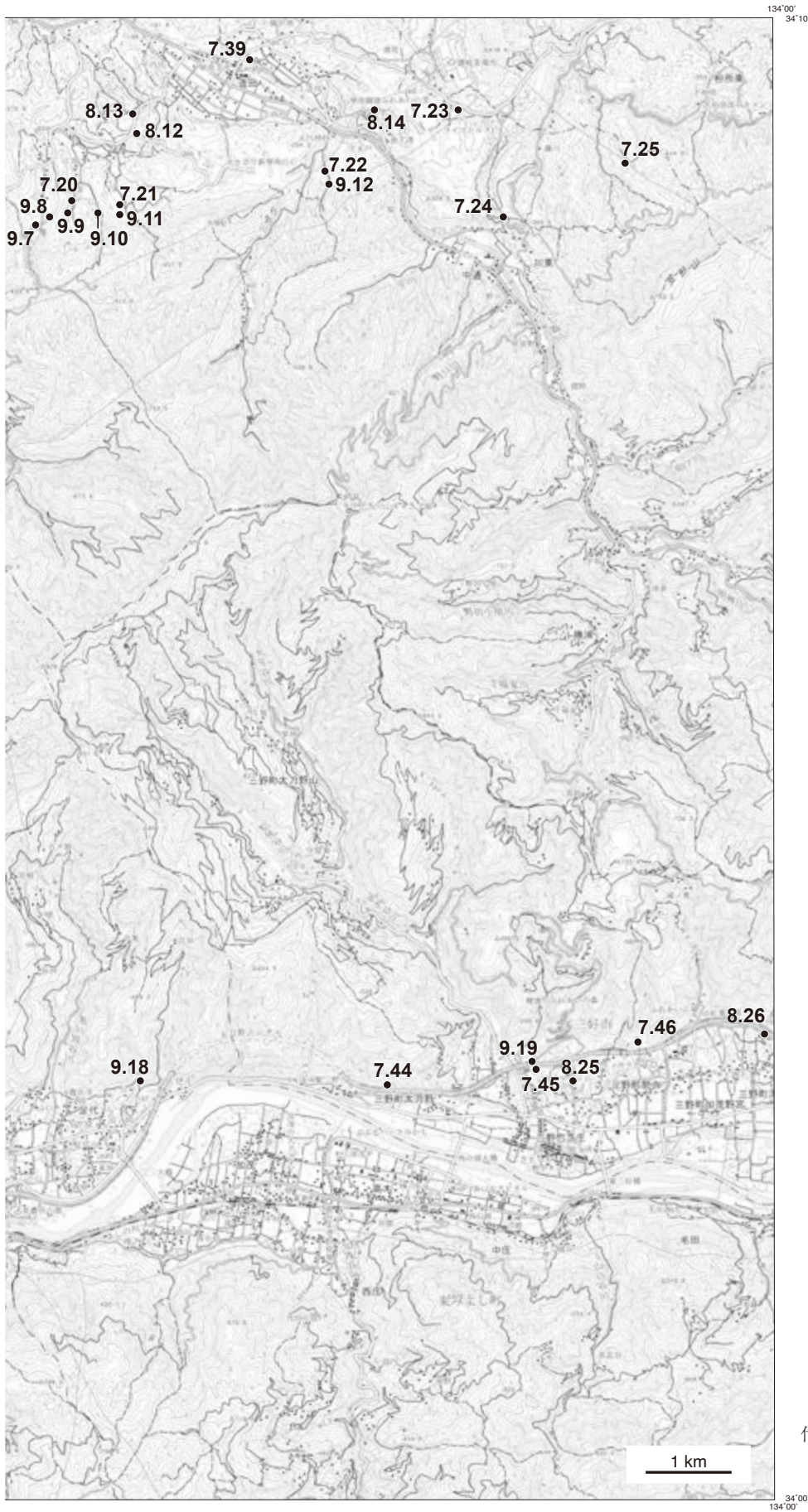
- Geosciences, Osaka City University*, **36**, 85–107.
- Tanimoto, M. (2005) Mosasaur remains from the Upper Cretaceous Izumi Group of southwest Japan. *Geologie en Mijnbouw*, **84**, 373–378.
- 谷本正浩・金沢芳広 (2000) 香川県大川郡長尾町兼割の上部白亜系和泉層群(上部カンパニアン)から硬骨魚綱エンコドゥス化石の発見. 地学研究, **49**, 17–21.
- 谷本正浩・金沢芳広・佐藤政裕 (2006) 和泉層群で発見された巨大なウミガメの上腕骨化石. 地学研究, **55**, 11–15.
- 樽野博幸・亀井節夫 (1993) 近畿地方の鮮新・更新統の脊椎動物化石. 市原 実編, 大阪層群, 創元社, 216–231.
- 田代正之 (1986) 西南日本白亜系の古地理と古環境. 化石, no. 41, 1–16.
- 田代正之・佐光本徳・中村彰男 (1986) 愛媛県西条市周辺の和泉層群二枚貝化石. 高知大学学術研究報告, 自然科学, **35**, 55–61.
- 田代正之・山崎啓司・山崎美紀子 (1993) 四国中西部の和泉層群の動物化石相. 高知大学学術研究報告, 自然科学, **42**, 29–44.
- 巽 好幸・谷 健一郎・佐藤佳子・檀原 徹・兵藤博信・川畑博・羽生 毅・Daniel, J. D. (2010) マルチ年代測定による信頼性の高い火山活動年代の推定: 小豆島に分布する瀬戸内火山岩類への適用. 地質学雑誌, **116**, 661–679.
- 田崎耕市・高橋治郎・板谷徹丸・グレース, R. H.・鹿島愛彦 (1990) 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **85**, 155–160.
- 田崎耕市・加々美寛雄・板谷徹丸・永尾隆志 (1993) 四国北西部の中央構造線に沿う酸性火山岩の起源と K-Ar 年代. 地質学論集, no. 42, 455–458.
- 寺戸恒夫 (1986) 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性. 地質学論集, no. 28, 221–232.
- 徳橋秀一・両角芳郎 (1982) 和泉層群におけるコダイヤモンドの分布と産状. 地質ニュース, no. 347, 15–27.
- 徳島県 (2020) 徳島県地盤情報検索サイト Awajiban. <https://e-awajiban.pref.tokushima.lg.jp> (閲覧日: 2020年4月23日).
- 徳島県地域活断層調査委員会 (2000) 徳島県活断層調査報告書: 中央構造線断層帯(讃岐山脈南縁)に関する調査, 215p.
- 利光誠一・加納 学・田代正之 (1990) 姫浦層群上部亜層群の化石カキ礁. 化石, **49**, 1–12.
- 辻野泰之 (2004) 香川県さぬき市兼割に分布する上部白亜系和泉層群の岩相と化石動物群. 徳島県立博物館研究報告, no. 14, 1–13.
- 剣山研究グループ (1984) 四国中央部大歩危地域の三波川帯の層序と地質構造. 地球科学, **38**, 53–63.
- 堤 浩之・後藤秀昭 (2006) 四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布. 地震第2輯, **59**, 117–132.
- Tsutsumi, H. and Okada, A. (1996) Segmentation and Holocene surface faulting on the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 5855–5871.
- 堤 之恭・磯崎行雄・可児智美・中畑浩基 (2018) 九州中部天草・御船地域の白亜系砂岩と碎屑性ジルコン U-Pb 年代: 白亜紀日本の前弧盆地碎屑岩とその後背地. 地学雑誌, **127**, 21–51.
- 植木岳雪 (2017) 第8章, 三豊層群. 観音寺地域の地質. 産総研地質調査総合センター, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 63–73.
- 植木岳雪・満塩大洗 (1998) 阿讃山地の隆起過程: 鮮新~更新統三豊層群を指標にして. 地質学雑誌, **104**, 247–267.
- 上野将司 (2000) 四国における和泉層群の地すべりの特徴. 応用地質, **41**, 267–278.
- 宇都宮正志・水野清秀・田村糸子 (2019) 下部更新統上総層群黄和田層下部~中部に挟まれるテフラ層の層位と特徴. 地質調査研究報告, **70**, 373–441.
- Vermeesch, P. (2012) On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, **312–313**, 190–194.
- Vermeesch, P. (2018) IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1479–1493.
- 和田達也・宮田隆夫 (2009) 四国西部, 白亜系和泉層群の堆積盆形成に関する擬似モデル実験. 日本地質学会第116年学術大会講演要旨, 岡山, 458.
- Wallis, S. R. (1990) The timing of folding and stretching in the Sambagawa belt: The Asemigawa region, central Shikoku. *Journal of the Geological Society of Japan*, **96**, 345–352.
- Wallis, S. R. (1998) Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 83–95.
- Wallis, S. R., Yamaoka, K., Mori, H., Ishiwatari, A., Miyazaki, K. and Ueda, H. (2020) The basement geology of Japan from A to Z. *Island Arc*, **29**, e12339. doi: 10.1111/iar.12339
- 渡辺忠俊 (1982) 阿讃山脈の上部白亜系和泉層群中に産するコダイヤモンドの分布と産状. 香川県自然科学館研究報告, **4**, 43–50.
- 渡辺忠俊 (1983) 阿讃山脈の上部白亜系和泉層群中のコダイヤモンドを産する砂岩の粒度および主成分鉱物組成. 香川県自然科学館研究報告, **5**, 41–48.
- Whittaker, J. M., Müller, R. D., Leitchkov, G., Stagg, H., Sdrolias, M., Gaina, C. and Goncharov, A. (2007) Major Australian-Antarctic plate reorganization at Hawaiian-Emperor bend time. *Science*, **318**, 83–86.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., VonQuadrat, A., Roddick, J. C., Spiegel, W. (1995) Tree natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1–23.
- Yabe, H. (1915) The Ichinokawa conglomerate and its geological meaning: A contribution to the geotectonics of Southwestern Japan. *Science Reports of the Tohoku Imperial University, Sendai, Japan, 2nd Series (Geology)*, **4**, 11–12.
- 山上万次郎 (1899) 20万分の1地質図幅「丸亀」および同説明書. 地質調査所.
- 山北 聡・伊藤谷生 (1999) 和泉層群堆積盆形成に関する数値モデル実験. 構造地質, no. 43, 1–9.
- 山本明男 (1986) 香川県琴南町付近のカキ化石の産状: 郷土化石を学習に生かすための基礎調査. 香川県自然科学館研究報告, **8**, 25–32.

- 山崎啓司 (2007) 財田町の化石・和泉層群. 財田町自然観察同好会編, 続財田の自然—生物相と生物リスト—. 財田町自然観察同好会・香川県三豊市財田支所, 200–205.
- Yamasaki, T. (1986) Sedimentological study of the Izumi Group in the northern part of Shikoku, Japan. *Science Reports of the Tohoku University, 2nd Series, Geology*, **56**, 43–70.
- 山崎哲司 (1987) 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. 地質学雑誌, **93**, 403–417.
- 山崎哲司・辻井 修 (1994) 四国の和泉層群北縁部地域の放散虫化石 I. 愛媛大学教育学部紀要, 第三部, 自然科学, **14**, 93–99.
- 山崎晴雄 (1985) 吉野川中流美馬町荒川の洪積層の花粉分析. 活断層研究, no. 1, 93–96.
- 山田直利・村山正郎 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「妻籠」及び同説明書. 地質調査所, 31p.
- 江原眞伍 (1920) 四国及淡路の白堊層に就て. 地質学雑誌, **27**, 450–456.
- 江原眞伍 (1921) 和泉砂岩層と「トリゴニア」砂岩層 (一). 地質学雑誌, **28**, 157–160.
- Yehara, S. (1924) On the Izumi Sandstone group, in the Onogawa basin, Province of Bungo, and the same group in Uwajima, Province of Iyo. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **3**, 27–39.
- 江原眞伍 (1925) 和泉砂岩層に就て. 地球, **4**, 345–357.
- Yehara, S. (1936) On the echelon structure of Shikoku and the origin of Japanese arcs. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **13**, 1–24.
- Yokoyama, K. and Goto, A. (2000) Petrological study of the Upper Cretaceous sandstones in the Izumi Group, Southwest Japan. *Memoirs of the National Science Museum, Tokyo*, **32**, 7–17.
- Yokoyama, M. (1891) On some Cretaceous fossils from Shikoku. *Journal of the College of Science, Imperial University, Japan*, **4**, 357–366.
- 横山俊治 (2016) 第 10.5.3 章, 中央構造線活断層系の断層破砕帯に規制された斜面変動. 日本地質学会編, 日本地方地質誌, **7**, 四国地方, 朝倉書店, 東京, 444–448.
- 横山卓雄・松岡長一郎・田村幹夫・雨森 清 (1979) 古琵琶湖層群. 滋賀県自然環境研究会地形的地質調査部編, 滋賀県の自然, 地形地質編, 滋賀県, 309–389.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, **82**, 497–515.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆 (1996) 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層: 福田・辻又川・Kd38 火山灰層. 地質学雑誌, **102**, 258–270.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一 (2000) 神戸市東灘 1,700 m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, **39**, 505–520.
- 吉川武憲・安藤寿男・香西 武・近藤康生 (2011) 香川県まんのう地域に分布する上部白亜系和泉層群北縁相の自生・他生混在型カキ化石密集層. 地質学雑誌, **117**, 523–537.
- 吉野恒平・松岡 篤 (2009) 淡路島南西部における上部白亜系和泉層群西淡層から産するアンモナイト化石・放散虫・浮遊性有孔虫化石とその意義. 日本地質学会第 116 年学術大会講演要旨, 日本地質学会, 岡山, 361.
- 吉野恒平・松岡 篤 (2015) 和泉層群の *Pravitoceras sigmoidale* 帯 (上部 Campanian 階) から産する放散虫群集. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 15, 169–179.
- Yoshino, K. and Matsuoka, A. (2016) Mode of occurrence and taphonomy of the heteromorph ammonite *Pravitoceras sigmoidale* Yabe from the Upper Cretaceous Izumi Group, Japan. *Cretaceous Research*, **62**, 74–85.

133°45'
34°10'



34°09'
133°45'



付図1 三豊層群・土柱層・野呂内層・段丘堆積物・沖積層・断層露頭の観察地点図

Geology of the Ikeda District

NODA Atsushi¹, MIYAZAKI Kazuhiro¹, MIZUNO Kiyohide¹ and NAGATA Mitsuhiro²

ABSTRACT

The geology of the Ikeda District, which is located in the northeastern part of Shikoku Island, is basically divided into basement Late Cretaceous metamorphic, plutonic, and sedimentary rocks, and covering post-Miocene volcanic rocks and Quaternary sediments (Fig. 1). The basement rocks are classified into the Inner and Outer zones of Southwest Japan, which are separated by the Median Tectonic Line (MTL); the former is composed of the Ryoke Complex and the Izumi Group, and the latter is the Sanbagawa Complex in this district (Figs 2 and 3).

Ryoke Complex

The Ryoke Complex is a plutono-metamorphic complex formed underneath a Cretaceous volcanic arc at the eastern margin of Eurasia, and is distributed in the Inner Zone of Southwest Japan. The complex is distributed on the northern side of the Sanuki Mountain Range and is composed of a small amount of high-temperature and low-pressure metamorphic rocks (Ryoke metamorphic rocks), large amount granitic rocks (Ryoke granitic rocks), and a small number of dikes. The Ryoke metamorphic rocks consist of metasandstone with small amounts of metamudstone. Schistosity of the metasandstone is not well developed, and psammitic granofels is dominant. However, schistosity of the metamudstone is well developed, and pelitic schist is dominant. Metamorphic paragenesis in metasandstone and metamudstone is characterized by K-feldspar + cordierite, and is correlated to a K-feldspar-cordierite zone of the Ryoke metamorphic rocks. The metamorphic facies of the Ryoke metamorphic rocks is a low-pressure amphibolite facies. The complex is mainly composed of the Kan-onji Granite, which ranges from medium-grained hornblende-biotite granite to granodiorite. The Kan-onji Granite intruded into the Ryoke metamorphic rocks. Felsic dikes are distributed in the north-central area, and intruded into the Ryoke metamorphic rocks and the Kan-onji Granite. Their chemical compositions range from dacite to rhyolite. A small number of mafic dikes also intrudes into the Ryoke metamorphic rocks and Kan-onji Granite. The chemical composition of the mafic dikes is basaltic andesite. The maximum sedimentation age of the metasandstone of the Ryoke metamorphic rocks is Late Permian. Igneous activities of the Ryoke Complex continued for about 6 Myr from 94 Ma to 88 Ma.

Izumi Group

The Izumi Group is a main component of the Sanuki Mountain Range and is widely distributed in this district. It unconformably overlies the Kan-onji Granite at the northern margin of its distributed area and is truncated by the Ikeda, Hashikura, and Mino faults, which are active faults of the MTL to the south.

The group is composed of the Shiroyama and Hiketa formations of the Northern marginal facies and the Takikubo and Horita formations of the Main facies. The Shiroyama Formation consists of conglomerate and sandstone beds; the former is distributed at the base of the Izumi Group and includes rounded pebble- to cobble-size clasts of granite, fine-grained granite, rhyolite, and porphyritic rhyolite. Sandstones are generally thick- to very thick-bedded, medium- to coarse-grained arenite, sometimes containing scattered pebbles. There are several horizons of the basal conglomerates, which are intercalated with sandstone beds of the Shiroyama Formation. The Hiketa Formation is characterized by thick- to very thick-bedded mudstone and alternating beds of sandstone and mudstone. This formation is characterized by occurrence of macro fossils, including *Inoceramus balticus*, *Metaplacenticerus subtilistriatum*, and *Baculites* sp., which indicates that the depositional age of the Hiketa Formation is the middle Campanian, Late Cretaceous. The total bed thicknesses of the Shiroyama and Hiketa formations are 60–1,000 m and 400–1,700 m, respectively.

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

² Current Address: Japan Atomic Energy Agency

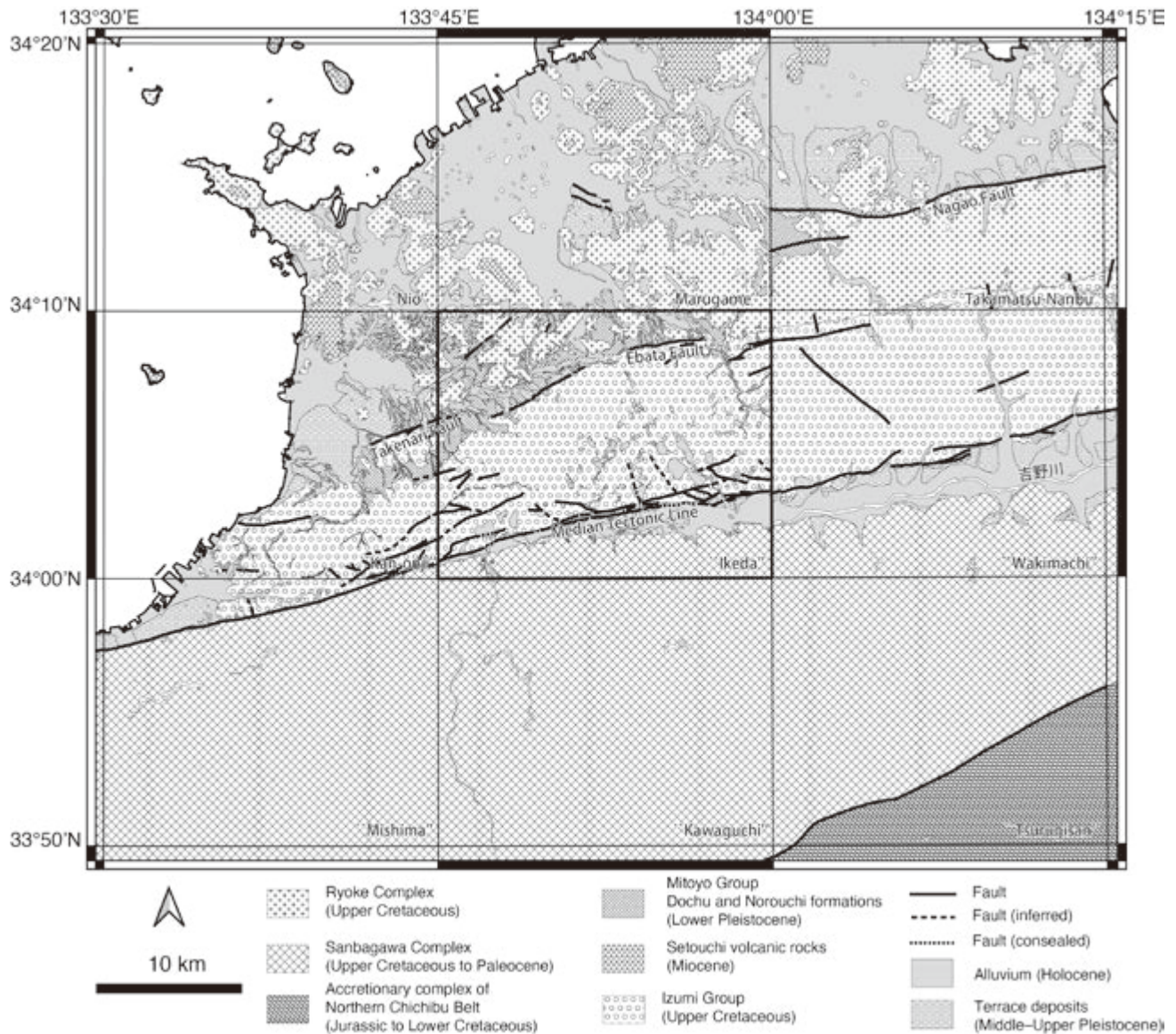


Fig. 1 Generalized geological map of the Ikeda District and surrounding area. Modified from Seamless Geological Map V2 (Geological Survey of Japan, AIST, 2019) and the Geological Map of the Kan-on-ji District (Noda *et al.*, 2017b) with a study of the Ikeda District.

The Takikubo Formation is composed of Umpenji Sandstone and Ashiro Mudstone members based on the lithology. The Umpenji Sandstone Member is characterized by sandstone-dominated alternating beds of sandstone and mudstone with minor conglomerate. The Ashiro Mudstone Member is the uppermost member of the Takikubo Formation, which is dominated by mudstone-dominated alternating beds of sandstone and mudstone. The stratigraphic relationship between the Takikubo and Hiketa formations is either conformity or interfingering. The mudstone-dominated alternating beds in the Ashiro Mudstone Member gradually shift to crudely stratified mudstone beds in the Hiketa Formation. The total bed thicknesses of the Umpenji Sandstone and Ashiro Mudstone members are 800–2,800 m and 800–1,000 m, respectively.

The Horita Formation comprises the Nagoro Sandstone Member and the Katsuura Mudstone Member; the former is characterized by sandstone-dominated alternating beds of sandstone and mudstone, and the latter has mudstone-dominated alternating beds. Felsic tuff beds are much more common in the Horita Formation than in the Takikubo Formation. The total bed thicknesses of the Nagoro Sandstone and Katsuura Mudstone members are 1,800 m and more than 1,300 m, respectively.

Macro- and micro-fossils suggest that the depositional ages of the Takikubo and Horita formations are also middle Campanian. Detrital zircon U–Pb ages of felsic tuff beds in the Umpenji Sandstone and Katsuura Mudstone members are 78.3 ± 1.3 Ma and 79.3 ± 1.1 Ma, respectively. The depositional ages of the two members overlap each other within their uncertainties, which are middle Campanian.

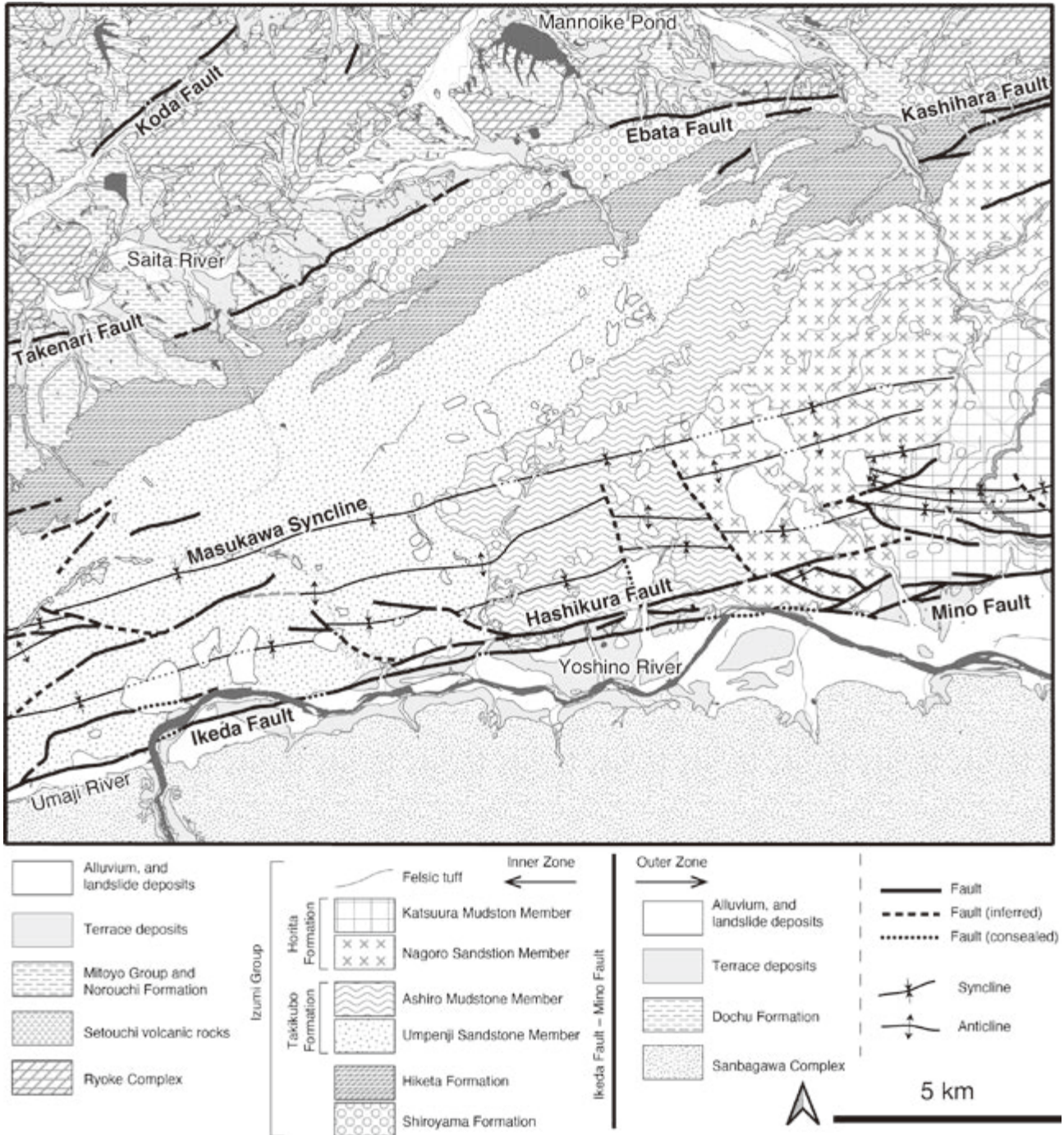


Fig. 2 Geological map of the Ikeda District.

Sanbagawa Complex

The Sanbagawa Complex is a high-pressure and low-temperature metamorphic complex formed during the Cretaceous along a subduction channel and/or deeper part of an accretionary prism, and it is distributed in the Outer Zone of Southwest Japan. The complex is distributed in the Shikoku Mountains on the south side of the MTL. The complex can be subdivided into the Itano, Minawa, and Koboike units in order from north to south. The Itano unit shows an isolated small outcrop along the Yoshino River, and is composed of large albite-porphyroblast-bearing mafic and pelitic schists. The Minawa is the main unit of the complex, and is composed of mafic and pelitic schists with siliceous and psammitic schists and serpentinite. Albite porphyroblasts are developed in the upper part of the Minawa unit. The unit overlies the Koboike unit, and the boundary between the Minawa and Koboike units is parallel to the dominant schistosity S_r . Folds F_p , with an axial plane parallel to the dominant

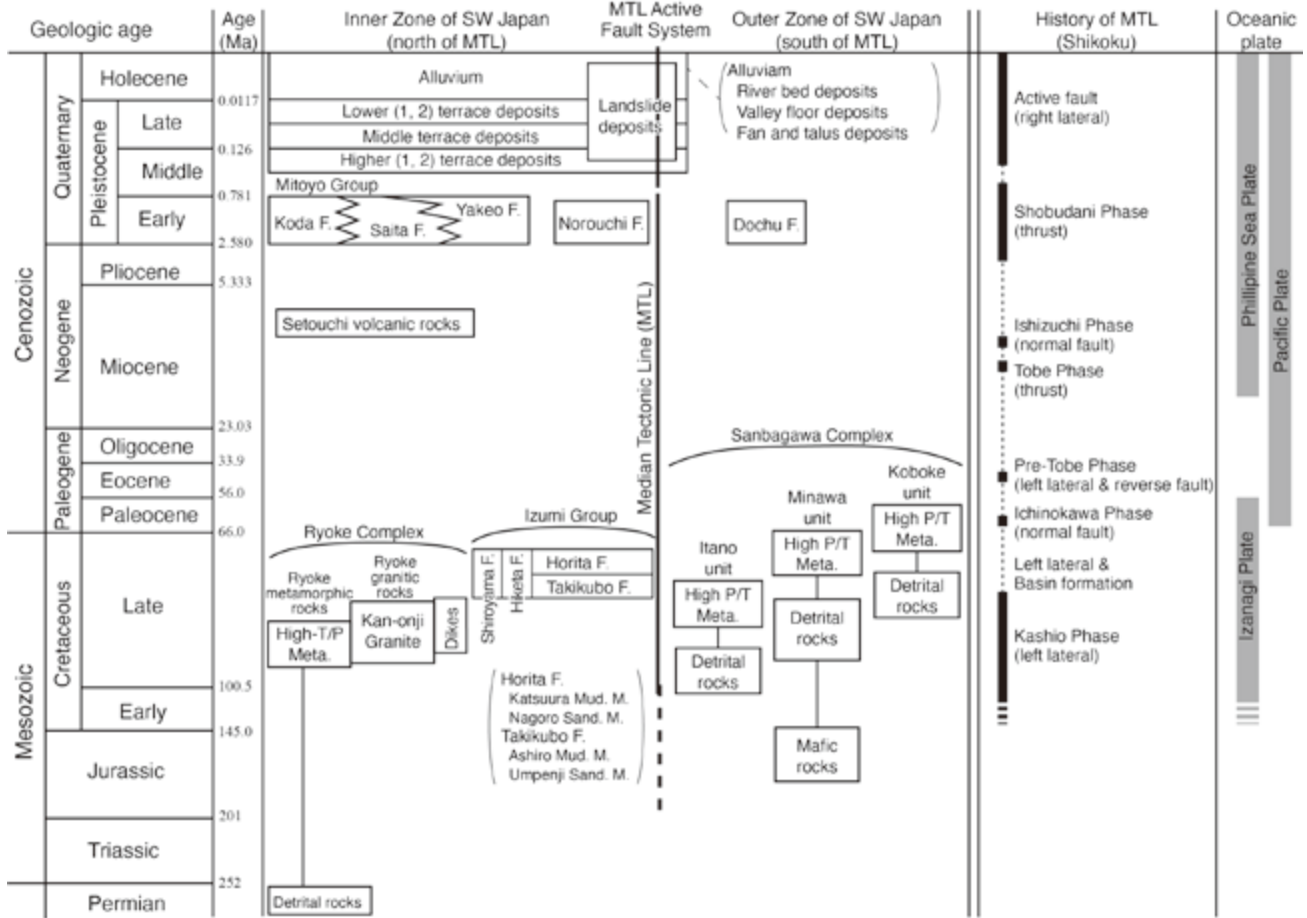


Fig. 3 Summary of geology in the Ikeda District.

Age values come from v2020/01 of Cohen *et al.* (2013). Movement history of the Median Tectonic Line and the plate subduction are modified from Kubota *et al.* (2020) and Seton *et al.* (2012).

schistosity S_p , are developed in the Minawa unit. Unfolding of the folds F_p , a simple lithostratigraphy consisting of mafic, siliceous, and pelitic schist in order from top to bottom, is recognized in the Minawa unit. Such lithostratigraphy resembles an overturned oceanic plate stratigraphy. The Koboke unit is composed mainly of psammitic schist. Progressive metamorphic zonation can be recognized from mineral paragenesis in pelitic schist in the Minawa and Koboke units, where the lower-grade zone is chlorite and the higher-grade zone is garnet. The garnet isograd between the chlorite and garnet zones is located at the lower part of the Minawa unit. Metamorphic zonation of the isolated Itano unit is correlated to an albite-biotite zone, which has a grade higher than that of the garnet zone. The metamorphic facies of the garnet zone is transitional between epidote blueschist subfacies and albite epidote amphibolite subfacies. The protolith of mafic schist of the Minawa unit was formed at a mid-ocean ridge during the last stages of the Late Jurassic. The oceanic crust arrived at the proto-Japan trench around 95–90 Ma based on the detrital zircon U–Pb ages of psammitic schist. High-pressure and low-temperature metamorphism and ductile deformation of the Sanbagawa Complex may have continued for about 30 Myr from ca. 90 to ca. 60 Ma.

Setouchi volcanic rocks

The Setouchi volcanic rocks are Miocene volcanic rocks distributed around the Seto Inland Sea. The rocks in the Kagawa Prefecture are named the Sanuki Group. The Sanuki Group consists of the Higashioku and Kokubundai formations. An isolated small body of the Setouchi volcanic rocks is distributed on the northwest corner. The rocks are composed of andesite volcanoclastic rocks and lava, and can be correlated to the Kokubundai Formation.

Mitoyo Group and Dochu and Norouchi formations

The lower Pleistocene sediments are divided into the Mitoyo Group distributed in the northern hills of the Sanuki Mountain Range, the Docho Formation sporadically distributed along the Yoshino River, and the Norouchi Formation showing a small

distribution in the Sanuki Mountain Range. These are fluvial and gravel-rich deposits, having a total thickness of 60–70 m each. The Mitoyo Group is subdivided into the Saita Formation containing crystalline schist gravels, the Koda Formation characterized by granitic rocks-dominant gravels and arkose sands, and the Yakeo Formation mainly composed of sandstone-dominant gravel beds. Two widespread volcanic ash layers, Motoshino and Kamikochi tephtras, estimated to 2.4–2.3 Ma and 1.75 Ma, respectively, are intercalated in the Mitoyo Group. *Metasequoia* sp. fossils occur in the Mitoyo Group and the Dochu Formation.

Terrace deposits, landslide deposits, and alluvium

In this district, the fluvial terrace deposits and alluvium are distributed mainly along rivers. The terrace deposits are subdivided into the higher terrace 1 and 2, middle terrace, and lower terrace 1 and 2 deposits in ascending order. These sediments are mainly composed of gravel beds, and two widespread volcanic ash layers, Aso-4 and Aira-Tn tephtras, are intercalated in the middle terrace and lower terrace 1 deposits, respectively.

Many landslide deposits are present, especially in the southern part of the Sanuki Mountain Range. Relatively large-scale landslide deposits occur where the dip directions of the bedding plains coincide with those of the topographic slopes. The Inokubo and Shinyama landslides in Ikeda-cho, Miyoshi City, are typical examples of such deposits.

Median Tectonic Line and faults along the northern margin of the Sanuki Mountain Range

The MTL is the major geological boundary in Southwest Japan. The MTL has had multiple stages of historical movement since the Cretaceous: (1) early Late Cretaceous left-lateral faulting (Kashio Phase), (2) late Late Cretaceous left-lateral faulting (Izumi Phase), (3) Paleocene–Eocene normal faulting (Ichinokawa Phase), (4) Middle Eocene left-lateral and N–S compressional faulting (pre-Tobe Phase), (5) Middle Miocene thrusting (Tobe Phase), (6) Middle Miocene normal faulting and intrusion of volcanic rocks along the faults (Ishizuchi Phase), and (7) Quaternary movements that are continuing as an active fault system with the present right-lateral displacement. The pre-Tobe Phase may be related to formation and deformation of the Izumi sedimentary basin (Izumi Group), including an en échelon alignment of the axes of anticline and syncline.

The Ikeda, Hashikura, and Mino faults belonging to the MTL active fault system are distributed along the southern foot of the Sanuki Mountain Range. These faults have sharp fault scarplets that have cut into the lower Pleistocene Dochu Formation and terrace deposits.

The Takenari, Ebata, and Kashihara series of faults constitute a clear boundary between the Sanuki Hills and the northern margin of the Sanuki Mountain Range. These faults are reverse faults with a ENE–WSW or E–W strike and a S dip. The Takenari and Ebata faults have cut the lower Pleistocene Mitoyo Group.

Applied geology

Hot and cold mineral springs are commercially operated in this district. Hot spring facilities are situated at Shioiri (Manno Town) and Saitakami (Saita-cho, Mitoyo City) on the northern side of the Sanuki Mountain Range (Kagawa Prefecture). In addition, mineral springs along the MTL are used at several spa facilities in Ikeda-cho and Mino-cho, Miyoshi City, Tokushima Prefecture.

The Minawa and Miyoshi mines (currently inactive) in the Sanbagawa Complex were used to excavate bedded cupriferous pyritic deposits (Kieslager-type deposits). Sandstones of the Umpenji Sandstone Member of the Takikubo Formation are extracted in open-pit mines near the Inohanatoge Pass, mainly for raw materials for concrete and engineering products.

執筆分担

第 1 章 地形	野田 篤
第 2 章 地質概説	野田 篤・宮崎一博・水野清秀・長田充弘
第 3 章 領家コンプレックス	宮崎一博・長田充弘
第 4 章 和泉層群	野田 篤
第 5 章 三波川コンプレックス	宮崎一博・長田充弘
第 6 章 瀬戸内火山岩類	宮崎一博・長田充弘
第 7 章 三豊層群・土柱層及び野呂内層	水野清秀・野田 篤
第 8 章 段丘堆積物・地すべり堆積物及び沖積層	水野清秀・野田 篤
第 9 章 中央構造線及び讃岐山脈北麓の断層	水野清秀・野田 篤
第 10 章 応用地質	野田 篤・宮崎一博・長田充弘

文献引用例

全体の引用例

野田 篤・宮崎一博・水野清秀・長田充弘 (2021) 池田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 150p.

章単位での引用例

野田 篤 (2020) 第 1 章 地形. 池田地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 1-7.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Noda, A., Miyazaki, K., Mizuno, K. and Nagata, M. (2021) *Geology of the Ikeda District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 150p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

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

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

池田地域の地質

令和 3 年 3 月 31 日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

Geology of the Ikeda District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on March 31, 2021

Geological Survey of Japan, AIST

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

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：

讃岐山脈の北縁に沿って延びる江畑断層の断層崖。江畑断層を境にして、手前側の緩傾斜の丘陵地帯には三豊層群財田層や段丘堆積物が、奥側の急傾斜な斜面には和泉層群城山層の礫岩・砂岩が分布する。香川県仲多度郡まんのう町七箇から撮影。

Back Cover Photo:

Fault scarp of the Ebata Fault along the northern margin of the Sanuki Mountain Range. The gentle slope on the near side of the Ebata Fault is underlain by the Saita Formation, Mitoyo Group and terrace deposits. The steep slope on the far side of the fault is composed of conglomerate and sandstone beds of the Shiroyama Formation, Izumi Group. The photo was taken from Shichika, Manno Town, Nakatado County, Kagawa Prefecture.

