

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
東京 (8) 第57号 NI-54-31-15



大河原地域の地質

Geology of the Ogawara District

中村	佳博	NAKAMURA Yoshihiro
山崎	徹	YAMASAKI Toru
宮崎	一博	MIYAZAKI Kazuhiro
高橋	浩	TAKAHASHI Yutaka

令和7年

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
東京(8)第57号
NI-54-31-15

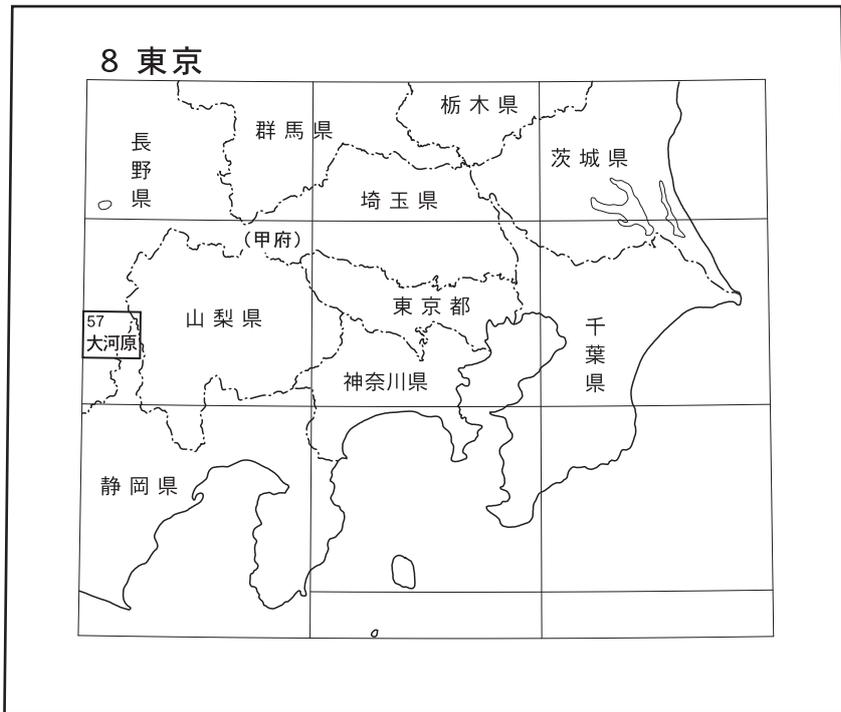
大河原地域の地質

中村佳博・山崎 徹・宮崎一博・高橋 浩

令和7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

10-74 赤穂 Akaho NI-53-1-2 (1958)	8-45 市野瀬 Ichinose NI-54-31-14 (1983)	8-46 韮崎 Nirasaki NI-54-31-10 (未刊行, unpublished)
10-86 飯田 Iida NI-53-1-3 (1958)	8-57 大河原 Ogawara NI-54-31-15 (2025)	8-58 鯉沢 Kajikazawa NI-54-31-11 (未刊行, unpublished)
11-12 時又 Tokimata NI-53-1-4 (未刊行, unpublished)	8-68 赤石岳 Akaishi Dake NI-54-31-16 (未刊行, unpublished)	8-69 身延 Minobu NI-54-31-12 (2018)

恵那山 Ena San
1:75,000 (1930)

大河原地域の地質

中村佳博¹・山崎 徹¹・宮崎一博¹・高橋 浩²

地質調査総合センターは1882年に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。大河原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、国土の地質実態把握のみならず、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。

大河原地域における地質図幅の作成は、平成29年～令和3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。大河原地域に分布する秩父付加コンプレックス・四万十付加コンプレックス・戸台層について中村が、三波川変成コンプレックスについて宮崎と中村が、領家深成変成コンプレックスについて山崎が、中央構造線沿いの断層岩類は中村と高橋が担当して研究報告を執筆するとともに地質図作成を担当した。研究報告及び地質図の全体的なとりまとめは中村が行った。

大河原地域の大部分を占める赤石山地主稜線帯は、車両が通行できる道路が存在しておらず、ほぼ全てのルートでテント泊及び山小屋泊を利用しながら地質調査を実施した。その地質調査の一環で、以下の方々に多大なるご協力をいただいた。テント泊及び山小屋調査には、大内 航氏(当時新潟大学大学院生)、杉本大志氏(当時信州大学大学院生)、志村侑亮氏(当時名古屋大学大学院生)、箱守 貴氏(当時東京大学大学院生)に荷物運搬補助及び沢での地質調査補助を協力していただいた。大鹿村地域内の地質調査では、高橋啓太氏(当時新潟大学大学院生)と平瀬哲夫氏(大鹿村在住)に山岳地域の案内と河川調査に協力いただいた。牧本 博氏(元職員)には、大鹿村地域の地質調査ルートマップ及び岩石薄片試料の提供を受けた。領家深成変成コンプレックスの苦鉄質岩類の調査にあたっては、手塚恒人氏に情報をいただいた。大鹿村周辺の地質調査では、斎藤秀哉氏に協力いただき、大鹿村役場の瀬間 稔氏にもお世話になった。また大鹿村滞在中は、赤石荘に長期間滞在し、調査を円滑に実施することができた。代表の多田 聡氏を始め従業員一同の多大なる地質調査へのご配慮に対して厚く御礼申し上げる。

長野県大鹿村地域及び伊那市周辺の国有林・保安林内の地質調査には南信森林管理局・南信州地域振興局に、山梨県南アルプス市及び早川町周辺の恩賜林・国有林内の地質調査には、中北林務環境事務所・山梨森林管理局に便宜を諮っていただいた。林道東俣線の通行許可は、静岡県経済局農林水産部治山林道課管理係に便宜を諮っていただいた。また国有林の一部は、南アルプス国立公園特別地域及び特別保護地区に指定されているため、南アルプス国立公園特別保護地区内の土石の採取許可(環関地国許第1708222号、環関地国許第1708223号、環関地国許第1906275号、環関地国許第1908061号、環関地国許第1908063号、環関地国許第2106221号、環関地国許第2106222号)及び南アルプス国立公園特別地域内の土石の採取許可(環関地国許第1708224号、環関地国許第1908062号、環関地国許第1908064号)の取得に関して、関東地方環境事務所及び南アルプス保護官事務所に便宜を諮っていただいた。以上の関係機関及び関係者の方々に厚く御礼申し上げます。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門

² 元地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : regional geology, geological map, 1:50,000, Ogawara, Ina, Hayakawa, Minami-Alps, Komagane, Nakagawa, Matsukawa, Toyooka, Nagano, Shizuoka, Yamanashi, Akaishi Mountain Range, Mt. Ainodake, Mt. Nishinotori, Mt. Shiomi, Mt. Kogochi, Mt. Arakawa, Aoki River, Kashio River, Koshibu River, Mibu River, Oi River, Chichibu accretionary complex, Todai Formation, Sanbagawa metamorphic complex, Shimanto accretionary complex, Ryoke plutono-metamorphic complex, Median Tectonic Line, Butsuzo Tectonic Line, Kashio Shear Zone, Todai Tectonic Zone, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Quaternary

令和6年6月10日受理 令和7年2月20日発行

目 次

第1章 地形	1
1.1 山地地形	1
1.2 水系	5
1.3 地すべり地形	6
第2章 地質概説	9
2.1 既存の地質図	9
2.2 地質区分	9
2.3 秩父付加コンプレックス	9
2.4 下部白亜系戸台層	13
2.5 三波川変成コンプレックス	13
2.6 四万十付加コンプレックス	14
2.7 領家深成変成コンプレックス	14
2.8 第四系	15
2.9 地質構造	16
2.10 応用地質	16
2.11 変成・付加コンプレックスにおける用語の定義と年代の扱い	17
2.11.1 ユニット区分	17
2.11.2 碎屑性ジルコンU-Pb年代の分析条件	17
2.11.3 碎屑性ジルコンU-Pb年代の評価	18
第3章 秩父付加コンプレックス	20
3.1 概要及び研究史	20
3.2 構造層序区分	22
3.3 三峰川ユニット	22
3.4 豊口山ユニット	29
3.5 寺沢ユニット	33
3.6 変成作用	40
第4章 下部白亜系	44
4.1 概要及び研究史	44
4.2 戸台層	44
第5章 三波川変成コンプレックス	48
5.1 研究史	48
5.2 構造層序区分・変形段階・変成分帯	52
5.2.1 構造層序区分	52
5.2.2 変形段階	52
5.2.3 変成分帯	52
5.3 御荷鉾ユニット	52
5.4 釜沢ユニット	59

5.5	黒川沢ユニット	62
5.6	変成・変形作用	72
5.6.1	変成作用	72
5.6.2	変形作用	74
第6章	四万十付加コンプレックス	77
6.1	概要及び研究史	77
6.2	構造層序区分	79
6.3	赤石ユニット	79
6.4	白根ユニット	83
6.5	変成作用	89
第7章	領家深成変成コンプレックス	91
7.1	研究史	91
7.2	岩相区分と概要	95
7.2.1	従来の報告における岩相や産状及びそれらに基づいた岩相区分の整理	96
7.2.2	各岩型・岩体の既存年代値の評価	96
7.2.3	本報告における岩相区分	97
7.2.4	概要	99
7.3	領家変成岩類	103
7.3.1	カリ長石堇青石帯Ⅰ	103
7.3.2	カリ長石堇青石帯Ⅱ	106
7.4	領家深成岩類	107
7.4.1	非持トータル岩	107
7.4.2	生田花崗岩	109
7.4.3	南向花崗岩	115
7.4.4	苦鉄質岩類	121
7.5	地質構造と深成-変成-変形作用	126
第8章	第四系	129
8.1	段丘堆積物	129
8.2	地すべり堆積物	130
8.3	岩石氷河堆積物	130
8.4	沖積錐堆積物	130
8.5	谷底低地堆積物	131
8.6	現河床堆積物	131
第9章	地質構造	133
9.1	中央構造線	133
9.1.1	中央構造線の延性変形	133
9.1.1.1	鹿塩せん断帯	133
9.1.1.2	鹿塩せん断帯の研究史	133
9.1.2	鹿塩せん断帯の内部構造	135
9.1.2.1	D1 マイロナイト	135

9.1.2.2	D2 マイロナイト	138
9.1.3	鹿塩せん断帯形成場の制約	139
9.1.4	中央構造線の脆性変形	140
9.1.4.1	中央構造線脆性変形帯に関する研究史	140
9.1.5	中央構造線脆性変形帯の内部構造	140
9.1.6	活断層としての中央構造線	141
9.1.7	中央構造線の活動史及び年代	143
9.1.7.1	鹿塩時階	143
9.1.7.2	赤石時階及び石鎚時階	145
9.1.7.3	中央構造線における最新の活動履歴	146
9.2	仏像構造線	146
9.3	戸台構造帯	149
9.4	ユニット境界断層	150
9.4.1	<small>こもだてざわ</small> 孤立沢断層	150
9.4.2	<small>しよざわ</small> 所沢断層 (新称)	150
9.4.3	湯オレ沢断層 (新称)	150
9.4.4	小黒山断層 (新称)	150
9.4.5	北沢峠断層	151
9.5	その他の主要な断層	151
9.5.1	鹿塩断層	151
9.5.2	大花沢断層	151
9.5.3	小洪川断層 (小洪断層)	151
第10章	応用地質	152
10.1	土砂災害	152
10.1.1	前茶白山崩壊地	152
10.1.2	鳶ヶ巣崩壊地	152
10.1.3	小塩沢地すべり	152
10.1.4	大西山地すべり	152
10.1.5	入谷地すべり	152
10.1.6	三六災害による土石流災害	153
10.2	温泉及び鉱泉	153
10.3	鉱山	156
10.4	碎石	156
文献		158
Abstract		180

図・表目次

第 1.1 図	地形概略図	1
第 1.2 図	代表的な山岳地形の写真	2
第 1.3 図	赤石山地の地形断面図	3
第 1.4 図	代表的な山岳地形写真	4
第 1.5 図	典型的な二重(多重)山稜	5
第 1.6 図	水系	6
第 1.7 図	典型的な水系及び地形	7
第 1.8 図	5 m メッシュ数値標高モデルから構築した調査地域の傾斜量図	8
第 1.9 図	5 m メッシュ数値標高モデルを利用した疑似カラーCS 立体図	8
第 2.1 図	長野県南部地域の地質概要	10
第 2.2 図	大河原地域の地質概要	11
第 2.3 図	大河原地域の地質総括図	12
第 3.1 図	赤石山地秩父付加コンプレックスの化石年代	21
第 3.2 図	赤石山地秩父付加コンプレックス各ユニットの碎屑性ジルコン U-Pb 年代と付加年代との対比	23
第 3.3 図	大河原地域における三波川変成-秩父付加コンプレックス区分の変遷	24
第 3.4 図	大河原地域における三波川変成-秩父付加コンプレックス区分の対比図	25
第 3.5 図	秩父付加コンプレックス各ユニットの面構造及び線構造の姿勢	25
第 3.6 図	三峰川ユニットのルートマップ	26
第 3.7 図	三峰川ユニットの主要構成岩類の産状と岩相	27
第 3.8 図	三峰川ユニットの碎屑岩類の薄片写真	28
第 3.9 図	三峰川ユニットの苦鉄質岩類の薄片写真	30
第 3.10 図	三峰川ユニット及び豊口山ユニット中の碎屑性ジルコンのコンコーディア図と それら年代ヒストグラム	31
第 3.11 図	豊口山ユニットのルートマップ	33
第 3.12 図	豊口山ユニットの主要構成岩類の産状と岩相	34
第 3.13 図	豊口山ユニットの主要構成岩類の薄片写真	35
第 3.14 図	寺沢ユニットのルートマップ	37
第 3.15 図	寺沢ユニットの主要構成岩類の産状と岩相	38
第 3.16 図	寺沢ユニットの主要構成岩類の薄片写真	39
第 3.17 図	寺沢ユニット中の碎屑性ジルコンコンコーディア図とそれら年代ヒストグラム	40
第 4.1 図	戸台層のルートマップ	45
第 4.2 図	戸台層の主要構成岩類の産状と岩相	46
第 4.3 図	戸台層主要構成岩類の薄片写真	47
第 5.1 図	三波川変成コンプレックスの付加・変成年代	49
第 5.2 図	三波川変成コンプレックス各ユニットの面構造及び線構造の姿勢	53
第 5.3 図	御荷鉾ユニット及び黒川沢ユニットのルートマップ	54
第 5.4 図	御荷鉾ユニットの主要構成岩類の産状と岩相	56

第 5.5 図	御荷鉾ユニットの主要構成岩類の薄片写真	57
第 5.6 図	御荷鉾ユニットの変成斑れい岩及び超苦鉄質岩の薄片写真	58
第 5.7 図	釜沢ユニットのルートマップ	60
第 5.8 図	釜沢ユニットの主要構成岩類の産状と岩相	63
第 5.9 図	釜沢ユニットの主要構成岩類の薄片写真	64
第 5.10 図	釜沢ユニット中の碎屑性ジルコンのコンコーディア図とその年代ヒストグラム	65
第 5.11 図	黒川沢ユニットの主要構成岩類の産状と岩相	67
第 5.12 図	黒川沢ユニットの主要構成岩類の薄片写真	68
第 5.13 図	黒川沢ユニットの超苦鉄質岩類及び変成斑れい岩の薄片写真	71
第 5.14 図	黒川沢ユニット中の碎屑性ジルコンのコンコーディア図とそれら年代ヒストグラム	72
第 5.15 図	変成玄武岩中の変成鉍物組み合わせ	74
第 5.16 図	変成鉍物組み合わせの分布	75
第 5.17 図	NCMASH系における相平衡図	76
第 6.1 図	赤石山地四万十付加コンプレックスの構造層序区分	78
第 6.2 図	赤石山地白亜系四万十付加コンプレックスの地質総括図	80
第 6.3 図	四万十付加コンプレックス各ユニットの面構造及び線構造の姿勢	81
第 6.4 図	赤石ユニットのルートマップ	81
第 6.5 図	赤石ユニットの主要構成岩類の産状と岩相	82
第 6.6 図	赤石ユニットの主要構成岩類の薄片写真	84
第 6.7 図	白根ユニットのルートマップ	85
第 6.8 図	白根ユニットの主要構成岩類の産状と岩相	86
第 6.9 図	白根ユニットの主要構成岩類の薄片写真	88
第 6.10 図	白根ユニット中碎屑性ジルコンのコンコーディア図とその年代ヒストグラム	90
第 7.1 図	大河原地域の領家深成変成コンプレックスの地質概略図と、 領家変成岩類の変成泥岩の鉍物組合せと変成分帯	92
第 7.2 図	大河原地域の領家深成変成コンプレックスの貫入関係と既存年代値	99
第 7.3 図	大河原地域の領家深成岩類のモード組成	101
第 7.4 図	大河原地域の領家変成岩類の野外での産状	104
第 7.5 図	大河原地域の領家変成岩類の薄片写真	105
第 7.6 図	非持トータル岩の露頭写真	108
第 7.7 図	非持トータル岩，生田花崗岩，南向花崗岩を構成する代表的な岩相の試料写真及び全薄片写真	110-111
第 7.8 図	非持トータル岩の薄片写真	112
第 7.9 図	生田花崗岩と南向花崗岩の露頭写真	114
第 7.10 図	生田花崗岩の薄片写真	115
第 7.11 図	南向花崗岩と苦鉄質岩類の露頭写真	117
第 7.12 図	南向花崗岩粗粒相の露頭写真	119
第 7.13 図	南向花崗岩細粒相の露頭写真	120
第 7.14 図	南向花崗岩の薄片写真	120
第 7.15 図	苦鉄質岩類の露頭写真	123
第 7.16 図	苦鉄質岩類を構成する代表的な岩相の試料写真及び全薄片写真	124

第 7.17 図	苦鉄質岩類の薄片写真	125
第 8.1 図	大鹿村地域で観察される代表的な段丘面	129
第 8.2 図	代表的な岩石水河, 沖積錐堆積物及び現河床堆積物の産状	131
第 9.1 図	大河原地域の主要な断層・褶曲の分布	134
第 9.2 図	鹿塩マイロナイト帯の面構造及び線構造の姿勢	136
第 9.3 図	中央構造線の距離に対する面構造及び傾斜変化	136
第 9.4 図	代表的な鹿塩マイロナイトの変形微細構造	137
第 9.5 図	鹿塩川本流沿いのオレンジ-赤色及び淡緑色カタクレサイトの産状	141
第 9.6 図	脆性断層岩の変形微細構造	142
第 9.7 図	5 m メッシュ数値標高モデルを利用した疑似カラーCS 立体図	144
第 9.8 図	中央構造線露頭の産状	147
第 9.9 図	代表的な仏像構造線, ユニット境界断層及びその他の主要な断層露頭の産状	148
第 10.1 図	大河原地域の土砂災害露頭と対策工事	153
第 10.2 図	大河原地域の温泉及び鉱泉	155
第 10.3 図	小日影鉱山の露頭状況	157
第 10.4 図	大河原地域の採石場	157
第 2.1 表	東京大学における LA-ICP-MS 分析条件	19
第 2.2 表	名古屋大学における LA-ICP-MS 分析条件	19
第 3.1 表	大河原地域周辺の碎屑性ジルコン U-Pb 年代	31
第 3.2 表	三波川変成コンプレックス及び 秩父付加コンプレックス中の低温高压型変成鉱物の代表的な鉱物化学組成	42
第 3.3 表	大河原地域泥質岩の変成温度	42
第 9.1 表	大河原地域周辺で確認された中央構造線露頭	146
第 10.1 表	大河原地域の主要な温泉の泉質分析値 1	154
第 10.2 表	大河原地域の主要な温泉の泉質分析値 2	154
付表 1	LA-ICP-MS 分析による Mb0602 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	168
付表 2	LA-ICP-MS 分析による Mk0103 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	169-170
付表 3	LA-ICP-MS 分析による OS3-22 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	171
付表 4	LA-ICP-MS 分析による OS3-19 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	172
付表 5	LA-ICP-MS 分析による Tk0401 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	173
付表 6	LA-ICP-MS 分析による OS3-26 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	174
付表 7	LA-ICP-MS 分析による Jk1105 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	175
付表 8	LA-ICP-MS 分析による OS2-33 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	176
付表 9	LA-ICP-MS 分析による OS2-32 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	177
付表 10	LA-ICP-MS 分析による Sh3007 試料から得られたジルコン結晶の U-Pb 同位体値	178-179
Fig. 1	Geological map in the southern part of Nagano Prefecture, Japan	184
Fig. 2	Geological map of the Ogawara District	185

Fig. 3 Summary of geology in the Ogawara District186

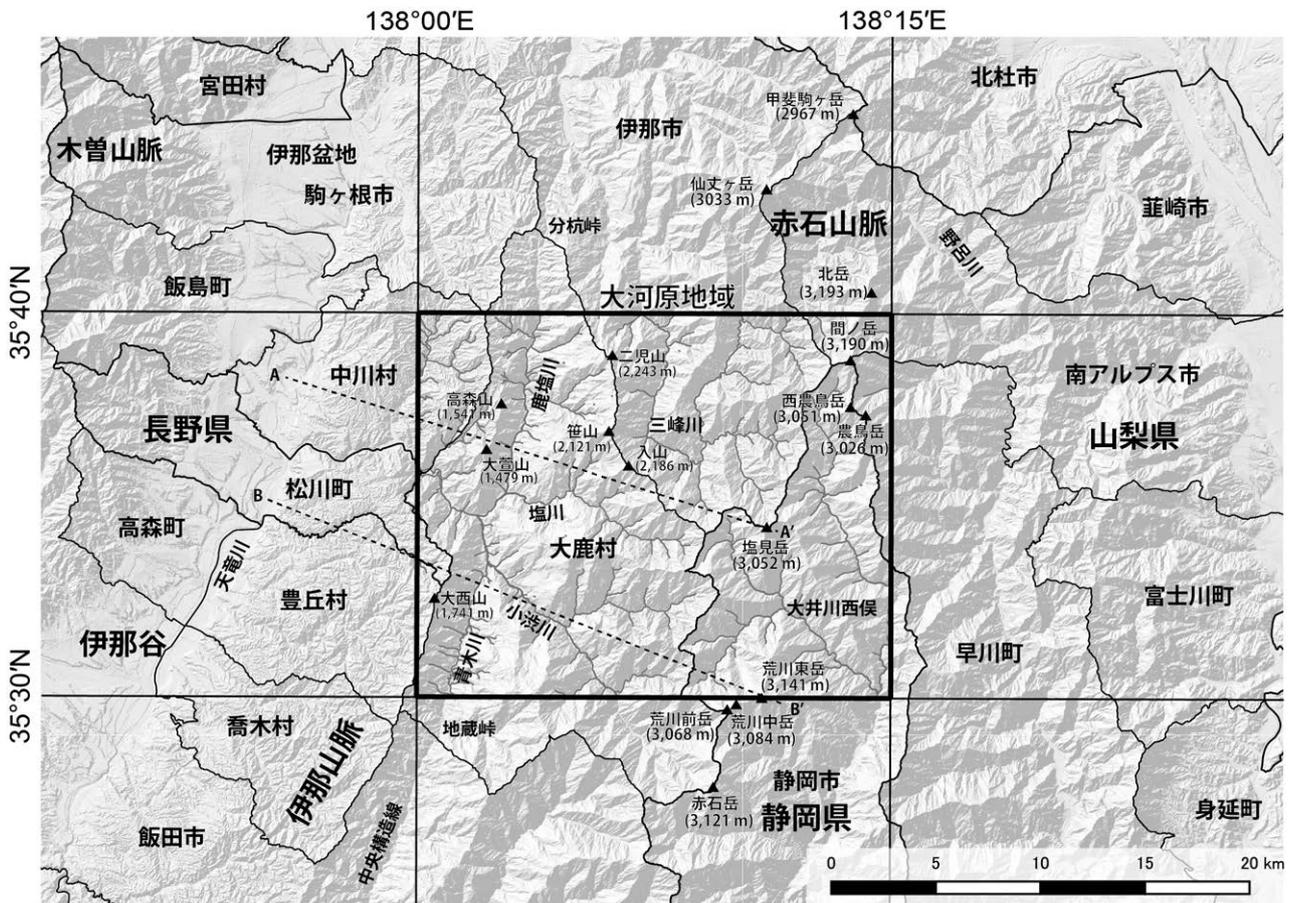
第1章 地 形

(中村佳博)

5万分の1地質図幅「大河原」地域(以降大河原地域と略記)は、天竜川と釜無川-富士川に挟まれた南北100 km、幅50 kmを超える日本で最大規模の非火山性の山岳地帯である赤石山地(南アルプス)の中央北部に位置する。大河原地域の範囲は、日本測地系で東経138度00分-138度15分、北緯35度30分-35度40分、世界測地系で東経137度59分48.9秒-138度14分48.9秒、北緯35度30分11.6秒-35度40分11.5秒である。大河原地域西側及び北側の行政区画は、長野県下伊那郡大鹿村を中心に、豊丘村、松川町、中川村、駒ヶ根市、伊那市の一部を含む。大河原地域南側及び東側は、静岡県静岡市葵区、山梨県早川町、南アルプス市の一部が含まれる(第1.1図)。

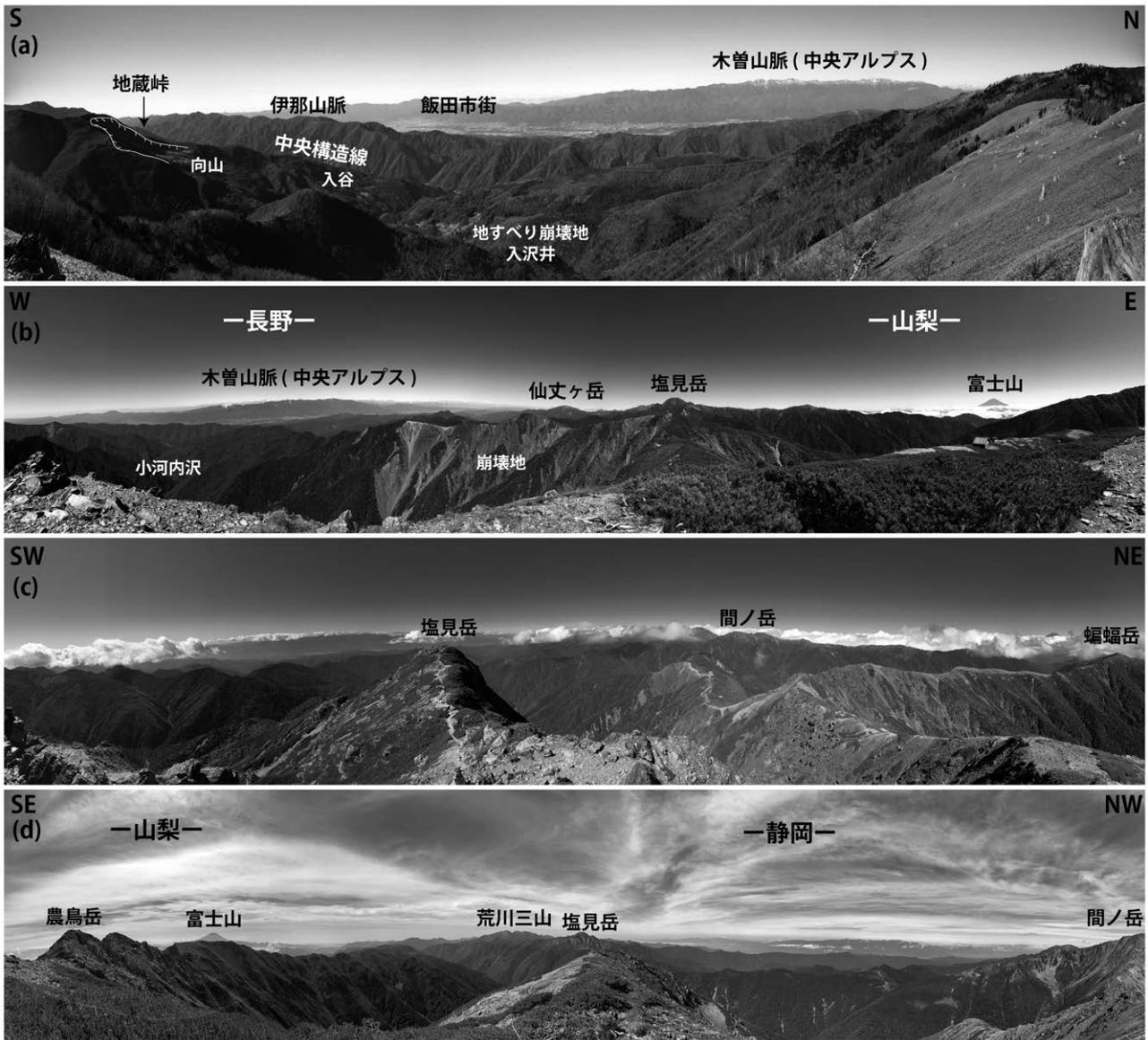
1.1 山地地形

赤石山地は、伊那谷と富士川谷に区画された諏訪湖付近を頂点とする北に尖った楔形の山地である(町田ほか編, 2006)。木曾山脈と赤石山地の境には、伊那谷活断層帯と天竜川が形成した河岸段丘で特徴づけられる伊那谷(伊那盆地)が北北東-南南西方向に分布する(第1.1図及び第1.2図a-b)。この伊那谷から大鹿村をほぼ南北に流れる鹿塩川及び青木川までの赤石山地が「伊那山脈」、鹿塩川及び青木川から東側が「赤石山脈」に地形区分されている(町田ほか編, 2006)。天竜川から伊那山脈を経て赤石山脈主稜線の塩見岳及び南隣赤石岳図幅内と大河原地域の境界付近に位置する荒川東岳までの代表的な地形



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、行政区画境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、A-A'及びB-B'線は、第1.3図の地形断面図の位置である。



第 1.2 図 代表的な山岳地形の写真

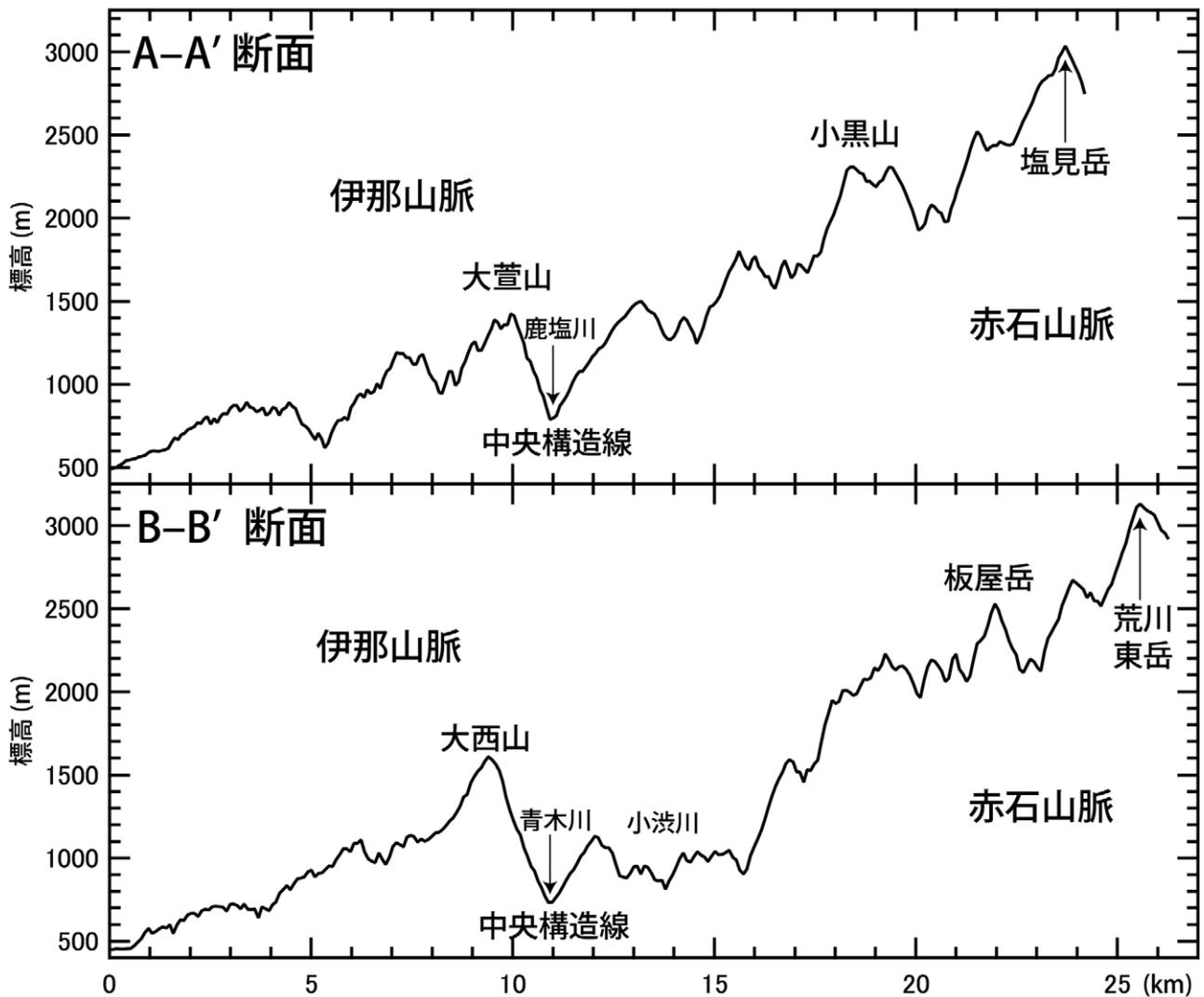
(a) 伊那山脈の遠望。中央構造線にそって直線的な断層谷が形成されている。伊那山脈東縁の急崖は鹿塩マイロナイトから構成されている。入山付近から南西方向を見て撮影。(b) 山梨県側の緩やかな地形と長野県側斜面の急崖。天竜川水系の源流部は険しい崩壊地となっている。小河内岳から北方向を見て撮影。(c) 大河原地域北部の遠望。稜線沿いに登山道が続いている。塩見岳東峰から北方を撮影。(d) 大河原地域南部の遠望。北北東-南南西方向に 2,700 m を超える直線状の長大な稜線が連続する。赤石山地南部の静岡県側と山梨県側の山岳地形が遠望できる。西農鳥岳から南方向を撮影。

断面図を第 1.3 図に示す。大河原地域は、伊那山脈東側の一部と赤石山脈に属している(第 1.1 図)。なお国土地理院が発行する地理院地図では、赤石山地(南アルプス)全体を、「赤石山脈」として定義している。しかし赤石山脈の分布やその定義に関する記載がなく、隣接する山地及び山脈との地形区分が不明確である。そのため先行研究(尾崎・杉山, 2018)と同様に、町田ほか編(2006)の地形区分に従い分類を行っている。

大河原地域では、伊那山脈の主要なピークとして高森山(1,541 m)・大萱山(1,479 m)・大西山(1,742 m)が中央

構造線に沿って北北東-南南西方向に分布する(第 1.1 図)。また伊那山脈東縁に位置する鹿塩川及び青木川は、中央構造線の断層活動によって開析が進み、分杭峠から地蔵峠に沿って深い谷を形成している(第 1.2 図 a, 第 1.3 図)。

大河原地域の赤石山脈は、標高 3,000 m を超える赤石山地(南アルプス)主稜線部に位置し、最高峰の間ノ岳(3,190 m)から南へ西農鳥岳(3,051 m)、農鳥岳(3,026 m)、塩見岳(3,052 m)、南隣赤石岳(3,068 m)との境界部に位置する荒川三山(荒川前岳; 3,068 m・中岳; 3,084 m・東岳;



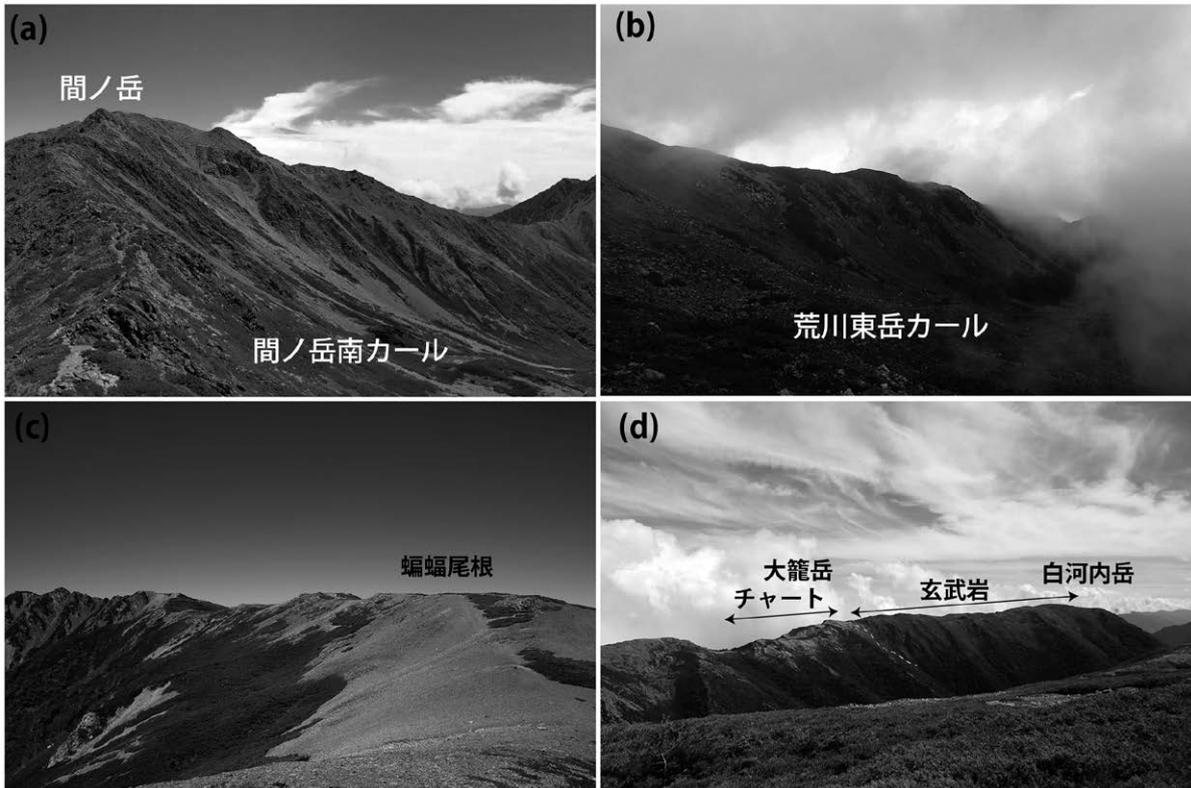
第 1.3 図 赤石山地の地形断面図
天竜川から塩見岳・荒川東岳に向けた地形断面図。A-A' 及び B-B' 断面線の位置は第 1.1 図を参照。

3,141 m)まで、3,000 mを超える山頂が7座分布する(第 1.1 図)。いずれの山稜も四万十付加コンプレックスの岩石で構成されており、玄武岩・チャート等の比較的風化に強い岩相と風化に弱い泥質混在岩や砂岩などで比高差が生じている。そのため赤石山脈主稜線に沿って高低差は300-500 mほどある。これらの玄武岩・チャート岩体は、北北東-南南西走向の姿勢で分布し、3,000 mを超える主要な山頂(北岳-塩見岳-荒川東岳)の分布とよく一致する。

赤石山地における急峻な山岳地形の発達は、第四紀の急激な隆起と基盤岩の帯状配列を強く反映している。特に第四紀の急激な隆起については、複数の熱年代学的手法(ジルコンフィッシュトラック年代・アパタイトフィッシュトラック年代・ジルコンHe年代)を組み合わせた赤石山地の隆起速度の検討が実施されている(末

岡ほか, 2011)。赤石山地の東西断面方向で詳細な熱年代測定が実施され、赤石山地北部地域(特に市野瀬川幅)では、約4 mm/年の隆起及び削剥速度で基盤岩が上昇し、全体の削剥量は約330万年前から最大約10 kmを超えることが推定されている(Sueoka *et al.*, 2017)。

赤石山脈主稜線には過去の寒冷期に形成された氷食地形・岩石氷河等が森林限界(標高2,650 m付近)を超える山岳地帯に分布する(池田・西井, 2011)。特に大河原地域内では、間ノ岳周辺斜面及び荒川三山周辺斜面に特徴的な氷河地形(モレーン・カール地形など)が確認されている(第 1.4 図 a, b)。また塩見岳から^{こうもり}蝙蝠岳にかけて続く蝙蝠尾根では、四万十付加コンプレックス白根ユニットの泥質混在岩で構成された平滑な岩屑斜面からなる広大な稜線が形成されている(第 1.4 図 c)。同様の緩やかな平坦地形は、烏帽子岳・間ノ岳・小河内岳・広河内岳



第 1.4 図 代表的な山岳地形写真

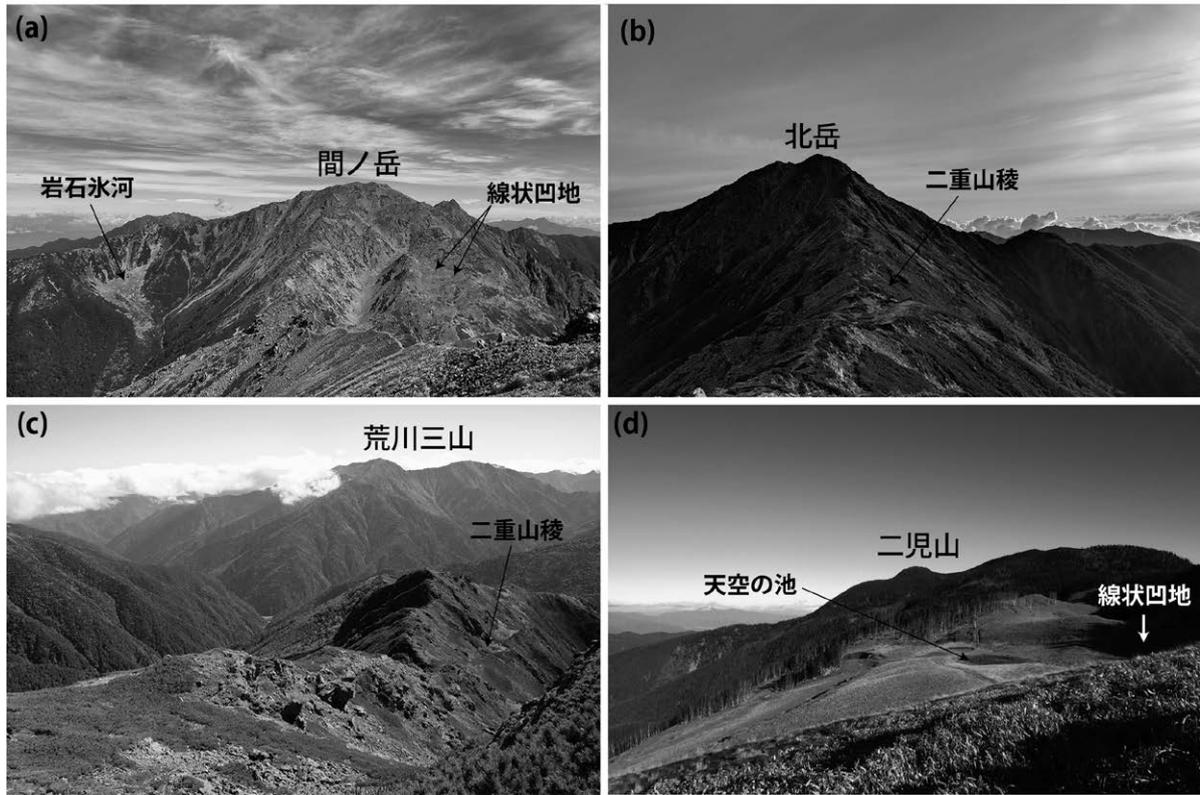
(a) 間ノ岳南斜面に見られるカール地形。三峰岳山頂から東方向に撮影。(b) 荒川東岳に見られるカール地形。荒川東岳東側丸山から北西方向に撮影。(c) 四万十付加コンプレックス白根ユニット泥質混在岩からなる緩やかな稜線が発達する。蝙蝠尾根を北方向に撮影。(d) 大籠岳から白河内岳にかけての稜線。白色(チャート)と黒色(風化した玄武岩)のコントラストで岩相分布が識別できる。広河内岳尾根から南東方向へ撮影。

南方の稜線沿いで発達している(第 1.4 図 c, d)。いずれの稜線も、森林限界(標高 2,650 m 付近)を超えており、高地の平坦地形からなる特徴的な山岳地形が北北東-南南西方向の稜線に沿って多数発達している(第 1.4 図 d)。このような赤石山脈主稜線付近の平坦地形の大半は、周水河作用によって形成された高位削剥面と考えられている(須貝, 1990; 1992)。

また赤石山脈主稜線や黒河山稜線付近には、重力性の変位地形として線状凹地及び二重(多重)山稜が広く発達する(松岡, 1985; 大村・吉本, 1986; Chigira and Kiho, 1994; 小嶋, 2018)。二重(多重)山稜は、稜線が二重あるいは多重に分岐・並走した地形と定義されている(小嶋, 2018)。これら二重山稜の間は、凹地地形になっている場合があり、その形態から「線状凹地」または発達場所から「山上凹地」と呼ばれている(小嶋, 2018)。二重(多重)山稜に挟まれた線状凹地は、岩盤クリープや山体上部の引張応力場の岩石に発生しやすく、大規模な地すべりや深層崩壊の前兆地形あるいは、その結果として解釈されてきた(大村・吉本, 1986; 檜垣, 1996)。岩石物性の異方性が大きい岩石(スレートなど)が広く分布する場合、顕著

に線状凹地が観察されることが世界各地の山岳地域で知られており、赤石山地北岳南斜面付近・間ノ岳南側斜面・農鳥岳南斜面で線状凹地が報告されている(第 1.5 図 a; 松岡, 1985)。これらの線状凹地壁面には正断層変位によって形成された断層粘土の存在が確認されている(松岡, 1985)。

大河原地域では、国土地理院が公開している 5 m メッシュ数値標高モデル(DEM)から再構築した傾斜量図及び疑似カラーCS立体図・航空写真判読の結果を総合して線状凹地及び二重(多重)山稜を判読した。CS立体図とは、標高のメッシュデータから簡便に再構築できる曲率(Curvature)と傾斜(Slope)を乗算合成した立体図であり、汎用GISソフト(ArcGIS, QGIS等)を利用して作成可能である(戸田, 2012; 2014)。大河原地域では、青色濃淡色に変更した曲率図と疑似カラー傾斜量図を乗算合成し、疑似カラーCS立体図を作成している。この立体図によってより微地形の凹凸を判読しやすくなっている。大河原地域ではCS立体図及び傾斜量図から稜線付近の斜面の一部が下方にずり落ち二本以上の稜線が併走する地形を判読し、明瞭な変位地形を「二重(多重)山稜」と



第 1.5 図 典型的な二重 (多重) 山稜

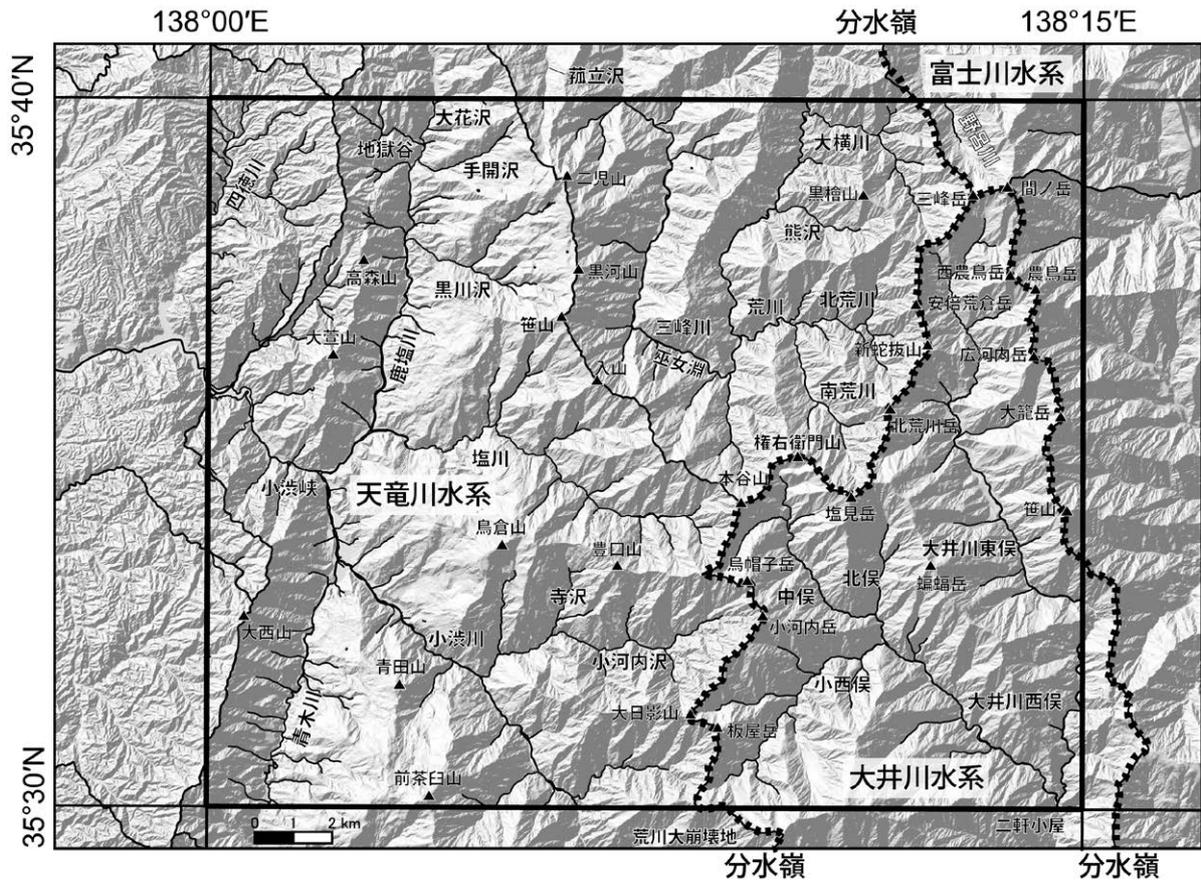
(a) 間ノ岳南傾斜面に形成された線状凹地と三峰岳南側の岩石氷河。西農鳥岳山頂付近から北方向に撮影。(b) 北岳南斜面に発達する二重山稜。中白根山山頂から北方向に撮影。(c) 塩見岳南尾根に発達する二重山稜。塩見岳山頂から南方向に撮影。(d) 黒川牧場に発達する線状凹地と窪地に発達した池 (天空の池と呼ばれる)。線状凹地の延長上に発達する。

して地質図に表記している。判読した線状凹地及び二重 (多重) 山稜は、北岳南側斜面 (第 1.5 図 b)・塩見岳南稜線 (第 1.5 図 c) で稜線に併走する地形の「へこみ」として現地を確認している。また黒河山山頂上付近では、線状凹地に水が流入することで池 (天空の池) が二重 (多重) 山稜の間に形成している (第 1.5 図 d)。大河原地域における主要な二重 (多重) 山稜は、二兎山-黒河山-笹山-入山へ続く標高 2,000-2,250 m 稜線・烏帽子岳北方稜線・塩見岳南方稜線・北荒川岳-新蛇抜山稜線・間ノ岳-西農鳥岳稜線・荒川三山の荒川東岳 (悪沢岳) 北方稜線に分布が集中する。いずれの二重 (多重) 山稜も南北から北北東-南南西方向に線状配列しており、基盤岩の走向方向の姿勢を反映して地表面に明瞭な変位地形を形成している。

1.2 水系

大河原地域の水系は、赤石山地主稜線の分水嶺を境に天竜川水系・大井川水系・富士川水系に大別される (第 1.6 図)。天竜川は、長野県茅野市の八ヶ岳連峰を源流として諏訪盆地・伊那谷・遠州平野をへて遠州灘に注ぐ。天竜川水系を構成する一級河川は、三峰川、小渋川、鹿

塩川、青木川などがある。三峰川は、その源流部を南アルプス仙丈ヶ岳南西斜面に持ち、巫女淵の石灰岩分布地域周辺で南から北へ 180°ほど流路を大きく変化させる (第 1.7 図 a)。その後、高遠を経由して伊那市下新田で天竜川と合流する。小渋川は、その源流を南隣赤石岳図幅内の荒川大崩壊地を起点として、南東から北西方向に流路を持つ (第 1.6 図)。大河原地区で青木川が、落合地区で鹿塩川が、小渋川に合流する。鹿塩川及び青木川は、中央構造線の活動によって形成された断層谷を北北東及び南南西方向から流れる河川である。その後小渋川は、深い V 字谷をなす小渋峡、更に小渋ダムを経て、松川町渡場付近で天竜川と合流する。小渋川流域には多数の崩壊地が存在するため、大量の土砂が発生し災害も多発している。そのため小渋川沿いには多数の砂防堰堤が築造されている。最も上流に位置する七釜砂防堰堤は、仏像構造線の直上に築造されている。また上蔵地区には、1954 年に竣工したアーチ式の土蔵砂防堰堤がある (第 1.7 図 b)。この堰堤は、天竜川水系で唯一の石積みのアーチ式コンクリート構造の設計で、2009 年に国の登録有形文化財 (建造物) に登録されている (菅沼, 2017)。大井川水系の大井川は、間ノ岳南斜面を源流として、静岡県中央部



第 1.6 図 水系

大河原地域における太平洋に流れる 3 水系源流部の分布。点線は各水系の分水嶺を示す。

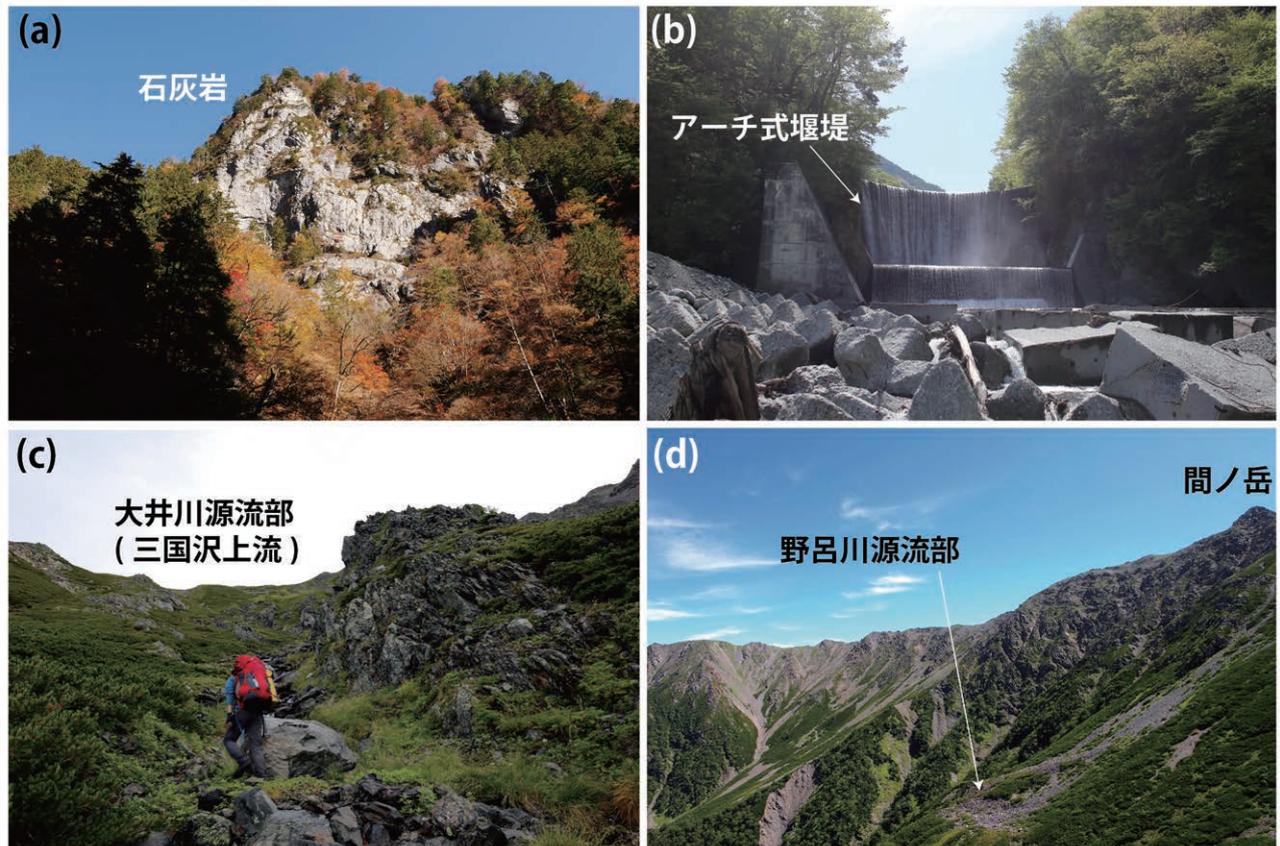
を南北に流れ、様々な河川と合流し駿河湾へ注ぐ。大井川東侯源流部の農鳥沢及び三国沢では、標高 2,650–2,800 m 付近から湧水が確認できた(第 1.7 図 c)。大井川東侯は、深い V 字谷を形成しながら二軒小屋で、権右衛門山及び塩見岳を源流とする大井川西侯と合流する。大河原地域の北東部を流れる富士川水系の支流は早川と呼ばれており、上流地域では野呂川と名称が変化する。野呂川は三峰岳北側斜面の岩石氷河周辺を源流として北方へ流れている(第 1.7 図 d)。その後北岳を 180° 迂回して南方に流れ、富士川に合流した後に、駿河湾へ注いでいる。

1.3 地すべり地形

赤石山地の大規模な地すべりの分布密度は基盤地質によって大きく左右されることが知られている(町田ほか編, 2006)。Sugai *et al.* (1994) によると、三波川変成コンプレックス (13%) 及び秩父付加コンプレックス (15%) で赤石山地に占める地すべりの 28% が集中しており、領家深成変成コンプレックス (1.5%) や四万十付加コンプレックス(本報告における赤石及び白根ユニット; 3.1%) の地すべり分布密度に対して突出して分布密度が高い。

大河原地域内でも三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックスの分布域に地すべり地形が集中的に分布することが、防災科学研究所発行の地すべり地形分布図 (1/50,000) で報告されている(清水ほか, 2001)。

地すべり地形の抽出は、国土地理院が公開する 5 m メッシュ DEM から再構築した傾斜量図(第 1.8 図)及び疑似カラー CS 立体図・航空写真判読の結果を総合して行なった。大河原地域の地すべり地形に関しては、空中写真判読によって作成された地すべり地形分布図 (1/50,000) が、防災科学研究所によって刊行されている(清水ほか, 2001)。この地すべり地形分布図では、地すべり移動体が完全に分離した状態になっていない地すべりや、輪郭がかなり失われた地すべりも抽出されている。そして地すべり移動体の末端は麓の河床まで達するものとして、地すべり移動体が表現されている。しかし一般に、航空写真判読や傾斜量図から地すべり移動体の末端位置を決定するのは困難である。そこで遠藤・横山 (2019) に従い、地すべり移動体と確実に認定できる緩斜面からの勾配の変わり目(遷急線)のやや下方に、地すべり移動体の境界が存在すると判断して地すべり移動体の形状を抽出した。大河原地域では、傾斜量図・疑似カラー

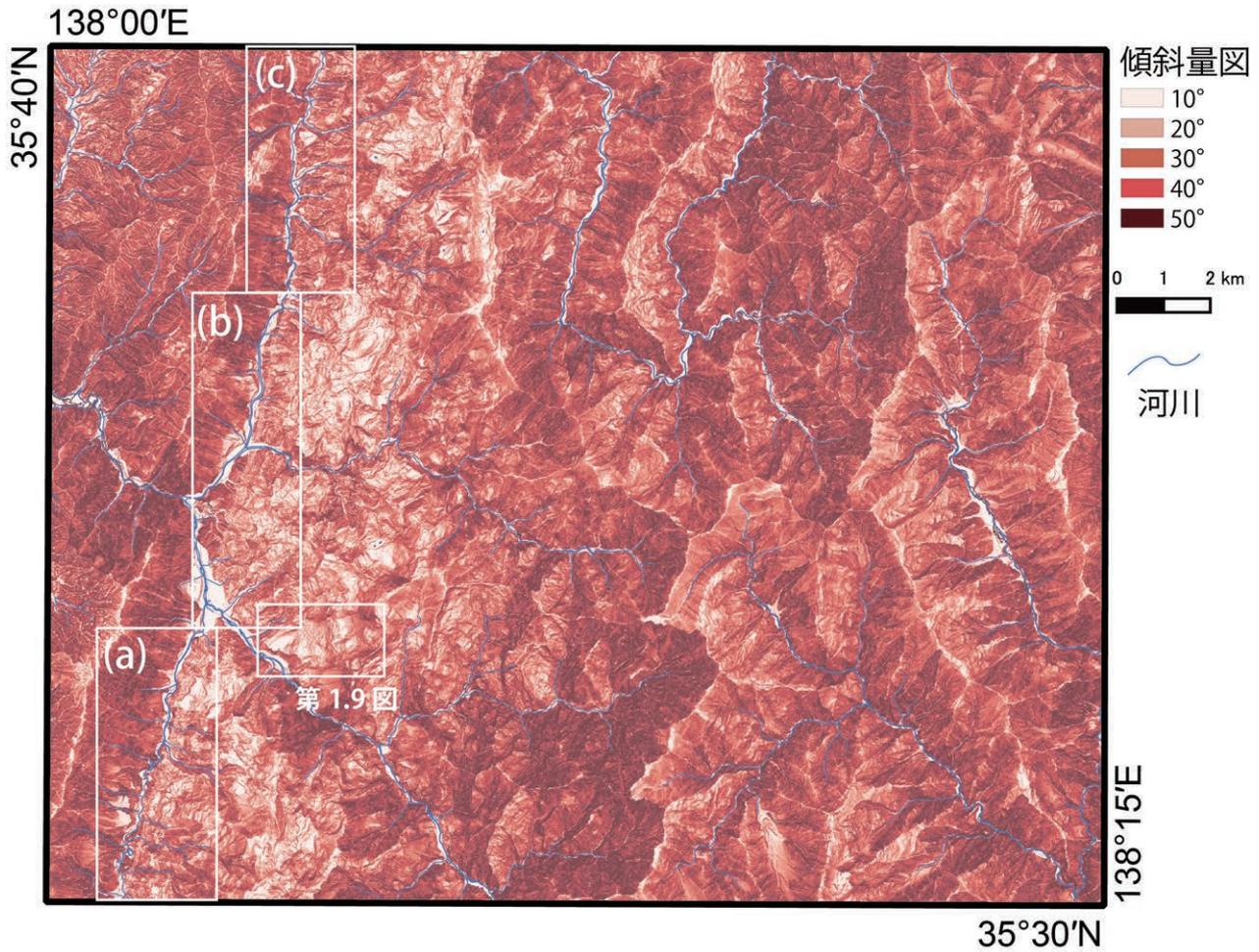


第 1.7 図 典型的な水系及び地形

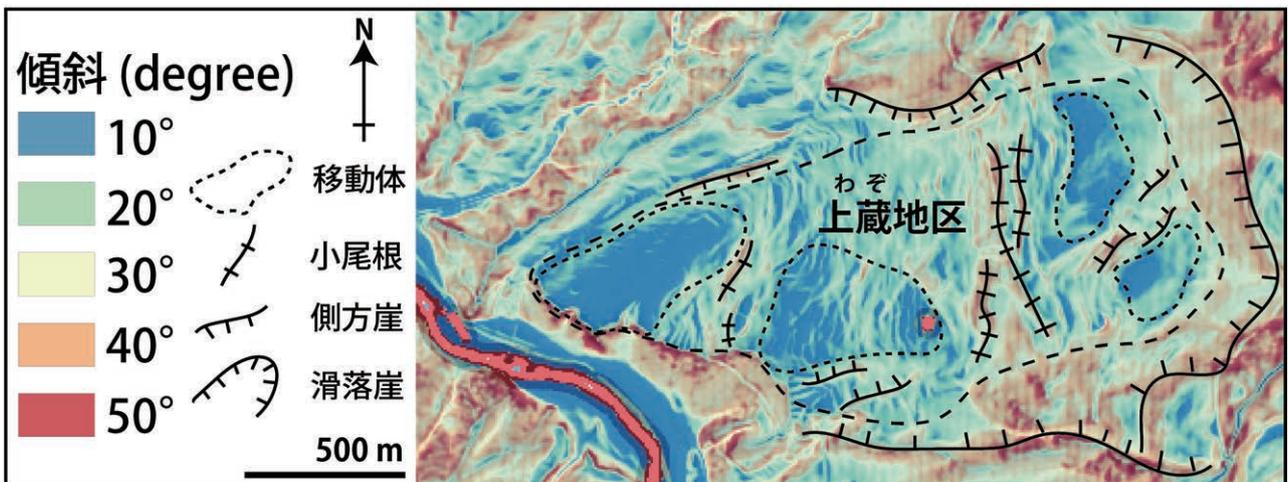
(a) 巫女淵^{まじろ}に分布する石灰岩露頭。(b) 小渋川^{おごぼ}上蔵地区に現存するアーチ式堰堤。(c) 三峰岳付近三国沢上流部の涸れ沢。大井川の源流部に相当する。(d) 野呂川(早川)源流部の遠景。登山道から東方を撮影。岩塊が舌状に分布している箇所は、三峰岳北方の岩石氷河地形。

CS 立体図及び航空写真で地すべり地形が識別できる場合に、側方崖・滑落崖及び地すべり移動体を地質図に表記している。更に明瞭な緩斜面(特に牧場・田畑・集落)で地すべりによって形成された多数の岩屑を野外で確認している場合は、個別に地すべり堆積物(1d)として地質図に表記している。なお滑落崖の開析が進んでいる場合は、上方の滑落崖を認定せずに地すべり移動体のみを地形から認定している場合もある。大鹿村上蔵地区周辺に分布する典型的な地すべり地形を第 1.9 図に示す。疑似カラーCS 立体図及び空中写真判読の結果、複数の小規模な地すべり移動体と小尾根・側方崖から構成される地すべりが一つの大きな滑落崖内に観察された。大河原地域の 5 万分の 1 地質図スケールでは、縮尺の関係上このような複合的な地すべり移動体を簡略化して表記しているが、実際の内部構造はより複雑で複数の地すべり移動体と小尾根や側方崖・滑落崖から構成されている。

大河原地域における地すべり地形は、大西山崩壊・鶯ノ巣崩壊を含む河合・中尾・沢戸・小塩沢・沢井・梨原・下市場・上市場・上蔵地区で判定されている(中山・木村, 1982)。また他の代表的な地すべり地形(例えば入沢井、入谷、向山牧場)は、稜線沿いから遠望すると全景が観察可能である(第 1.2 図 a)。本報告では、疑似カラーCS 立体図から明瞭な地すべり地形を、引の田・北の原・梅村山北方・向山牧場・入谷・北川牧場に判定した。沢井地区では周期的変形を伴いながら地すべり移動体の滑動(岩盤クリープ)が 1980 年頃から観測されている(中山・木村, 1982)。このように大河原地域では定常的な岩盤クリープを引き起こしている地すべりが複数報告されており、防災上の観点から多数の地すべり対策工事が実施されている(詳細は第 10 章にて紹介する)。



第 1.8 図 5 m メッシュ数値標高モデルから構築した大河原地域の傾斜量図
 傾斜 20° 以下の緩斜面は、大鹿村中央部の三波川変成コンプレックス周辺に広く分布する。他の地域は傾斜 20° 以上の険しい山岳地域で構成されており、東西方向で明瞭な地形コントラストが表現されている。緯度経度は日本測地系。白枠 (a), (b), (c) は、中央構造線沿いの疑似カラーCS 立体図作成地点の第 9.7 図 a, b, c に対応する。



第 1.9 図 5 m メッシュ数値標高モデルを利用した疑似カラーCS 立体図
 大鹿村上蔵地区の地すべり地形。崩落崖と複数の地すべり移動体、側方崖や滑落崖の分布が疑似カラーの地形コントラストとして明瞭に観察される。

第2章 地質概説

(中村佳博・山崎 徹・宮崎一博・高橋 浩)

2.1 既存の地質図

大河原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「東京(第2版)」(広川ほか, 1966)と20万分の1地質図幅「甲府」(尾崎ほか, 2002)が発行されている。また20万分の1特殊地質図幅「中部地方領家帯地質図」(山田ほか, 1974)が大河原地域の一部を含む。大河原地域周辺では、20万分の1地質図幅「飯田(第2版)」(山田ほか, 1990)、20万分の1地質図幅「静岡及び御前崎(第2版)」(杉山ほか, 2010)、5万分の1地質図幅「市野瀬」(河内ほか, 1983)・「高遠」(牧本ほか, 1996)・「赤穂」(村山・片田, 1958)・「飯田」(河田・山田, 1958)・「身延」(尾崎・杉山, 2018)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大河原地域を含む地質図としては、10万分の1下伊那地質図(下伊那地質誌編集委員会, 1976)、20万分の1「中部地方土木地質図」(中部地方土木地質図編纂委員会編, 1992)、5万分の1天竜川上流域地質図(天竜川上流域地質図調査・編集委員会, 1984)、20万分の1長野県地質図(長野県地学会編, 1962; 富沢編, 1976)、長野県デジタル地質図2015(長野県地質図活用普及事業研究会編, 2015)、20万分の1表層地質図「長野県」(経済企画庁総合開発局編, 1974)、20万分の1表層地質図「山梨県」(経済企画庁総合開発局編, 1973)、20万分の1表層地質図「静岡県」(経済企画庁総合開発局編, 1971)、5万分の1表層地質図「赤石岳・身延・大河原・鯉沢」(静岡県編, 1994)、5万分の1表層地質図「大河原・鯉沢」(山梨県編, 1993)がある。

2.2 地質区分

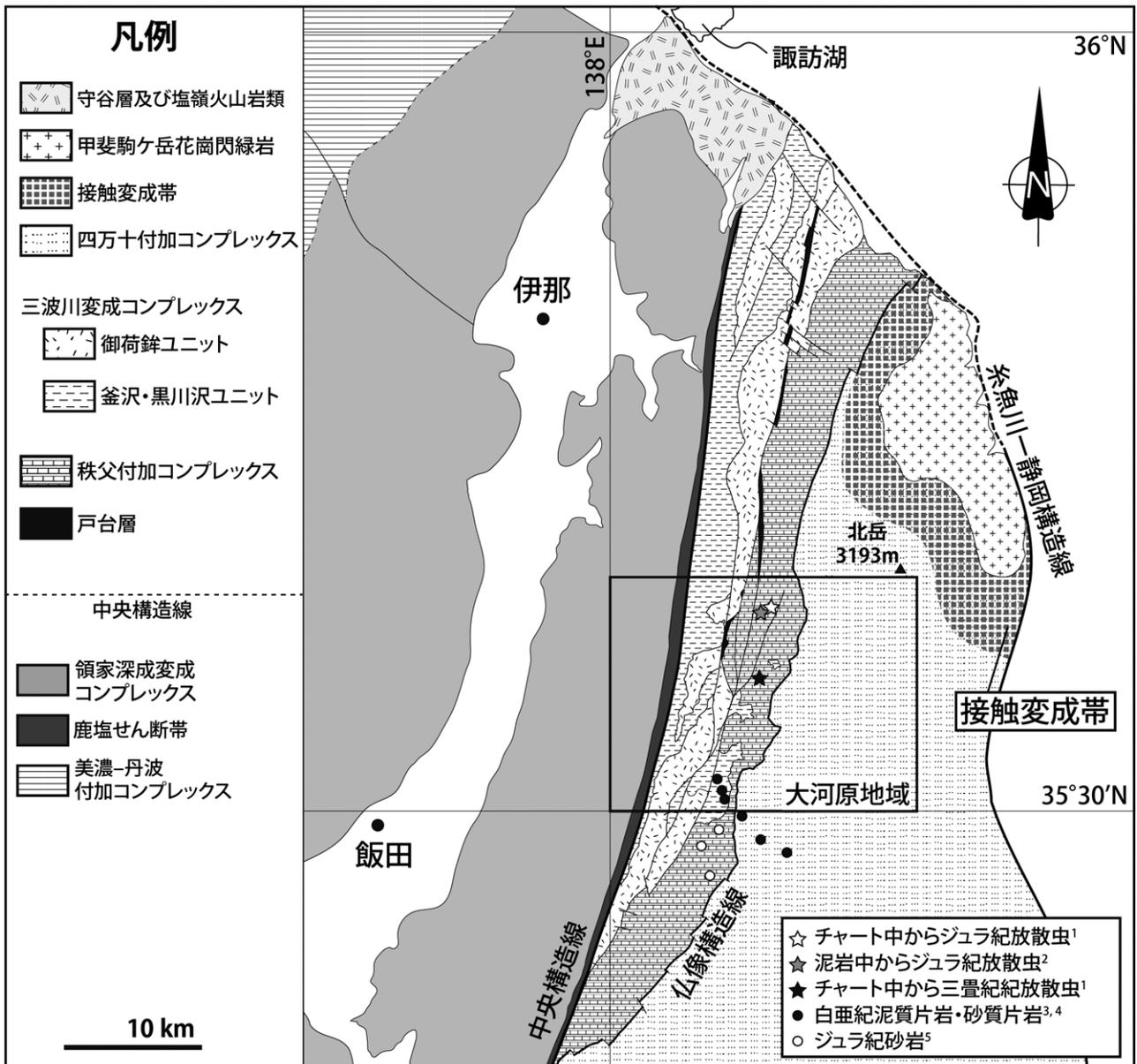
長野県南部地域及び大河原地域の地質概要を第2.1図と第2.2図に、地質総括図を第2.3図に示す。大河原地域が位置する赤石山地北部は、秩父付加コンプレックス・下部白亜系(戸台層)・三波川変成コンプレックス・四万十付加コンプレックス・領家深成変成コンプレックス・第四系から構成される(第2.1図)。大河原地域の地質区分は、大河原地域を南北に縦断する中央構造線によって、西側の西南日本内帯と東側の西南日本外帯に大きく分けられる。内帯側には、後期白亜紀火成活動とそれに伴う高温低圧型変成作用によって形成された領家深成変成コンプレックスが分布する。領家深成変成コンプレックスは、中央構造線に近づくにつれて強い延性変形を被り、大河原地域内で幅1kmにわたる大規模な延性変形帯(鹿塩せん断帯)を形成する。外帯側には、大陸縁辺部の沈み込み帯で形成された三波川変成コンプレックス(白亜紀から古第三紀に低温高圧型変成作用で形成された変成岩)・秩父付加コンプレックス(主にジュラ紀の付加体を主体とし、一部低温高圧型変成作用を被る)・四万十付加コンプレックス(白亜紀の付加体)が帯状に配列する。三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックスの境界に発達する戸台構造帯内部には、汽水-浅海成の下部白亜系戸台層がレンズ状に挟まれる。いずれの地質体も幅数kmの狭長な分布を示し、帯状構造の分布幅が西南日本の四国や紀伊半島に比べて狭いのが赤石山地の特徴である。

2.3 秩父付加コンプレックス

秩父付加コンプレックスは、関東山地から南西諸島にわたり東西に約1,500kmの狭長な分布を示す秩父帯に属し、ジュラ紀から前期白亜紀の付加コンプレックスから構成される地質体である。

大河原地域の秩父付加コンプレックスは、岩相層序の特徴から三峰川・豊口山・寺沢ユニットに区分される。三峰川ユニットを構成する主要岩類は、泥質混在岩を主体に数mm以下の岩片から数km以上の石灰岩・玄武岩・砂岩及びチャートの大規模岩体をレンズ状に挟む。豊口山ユニットを構成する主要岩類は、泥質混在岩を主体とし、大規模な石灰岩体及び玄武岩火山砕屑岩の小-中規模岩体をレンズ状に挟む。寺沢ユニットを構成する主要岩類は、変成チャートと泥質千枚岩からなり、変成砂岩・片状変成玄武岩火山砕屑岩及び塊状変成玄武岩の小-大規模岩体をレンズ状に挟む。

大河原地域中央南部に位置する塩川・小渋川地域では、東側へ緩く傾斜する低角度な地質構造で複数のシンフォーム・アンチフォームを形成しながら、三峰川ユニットを欠き、寺沢ユニットと豊口山ユニットが分布する(第2.2図)。寺沢ユニットの下限は、湯オレ沢断層によって三波川変成コンプレックス釜沢ユニットと断層関係で接する。寺沢ユニットと豊口山ユニットは、小黒山断層によって断層関係で接している。豊口山ユニットの上限は、仏像構造線によって、四万十付加コンプレックス赤石ユニットと接している。大河原地域中央北部に位



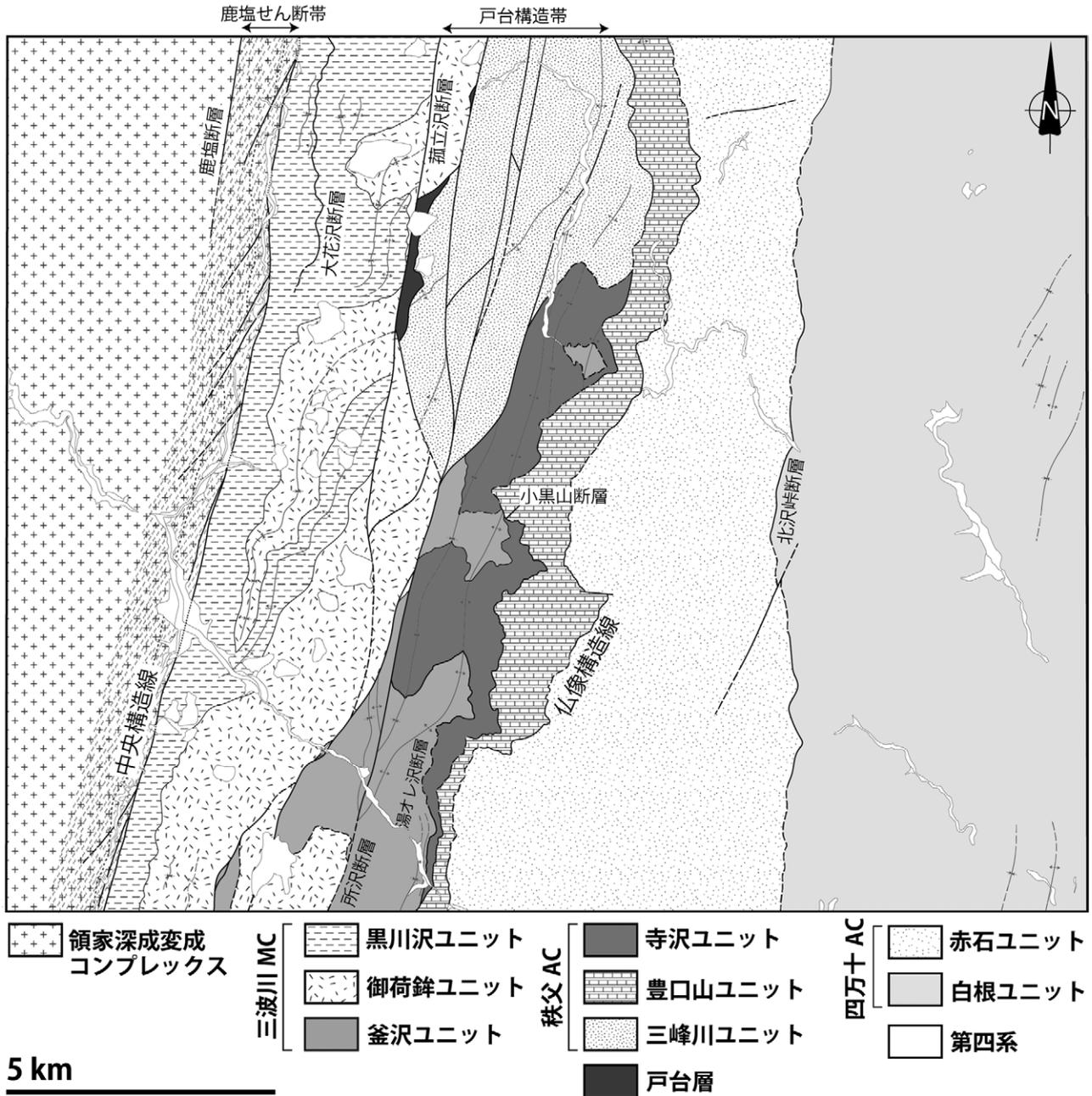
第 2.1 図 長野県南部地域の地質概要

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編, 2022) を利用して作成した。5 万分の 1 「大河原」図幅範囲を黒枠で示す。大河原地域周辺で報告されている放射虫年代 (¹伊藤・中村, 2021; ²金本・大塚, 2000a) 及び泥質片岩・砂質片岩・砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代 (³常盤ほか, 2018; ⁴志村ほか, 2021; ⁵杉本ほか, 2019) の採取地点を併記している。緯度経度は日本測地系。構造線以外の断層線及び地質境界線は、縮尺の関係上、同じ線の太さで示している。

置する三峰川地域では、中央南部地域と対比的に戸台構造帯の内部で三峰川ユニットが閉じた褶曲を繰り返しながらレンズ状岩体が分布する (第 2.2 図)。三峰川ユニットの上限は、小黑山断層によって豊口山ユニットと、下限は寺沢ユニットと接している。また三峰川ユニットは、こもだてさね 孤立沢断層によって戸台層及び三波川変成コンプレックス御荷鉢ユニットと接する。

秩父付加コンプレックス寺沢ユニットでは、パンベ

リー石+アクチノ閃石+緑泥石の変成鉱物組み合わせが普遍的で、ナトリウム角閃石も稀に観察される。豊口山ユニットは、パンベリー石+アクチノ閃石+緑泥石の変成鉱物組み合わせが寺沢ユニット同様に観察できるが、ナトリウム角閃石が欠如する。三峰川ユニット下部は、パンベリー石+変成単斜輝石+緑泥石の変成鉱物組合せが出現する。以上の変成苦鉄質岩類の鉱物共生に基づき、寺沢ユニットと三峰川ユニットは、パンベリー石アクチ

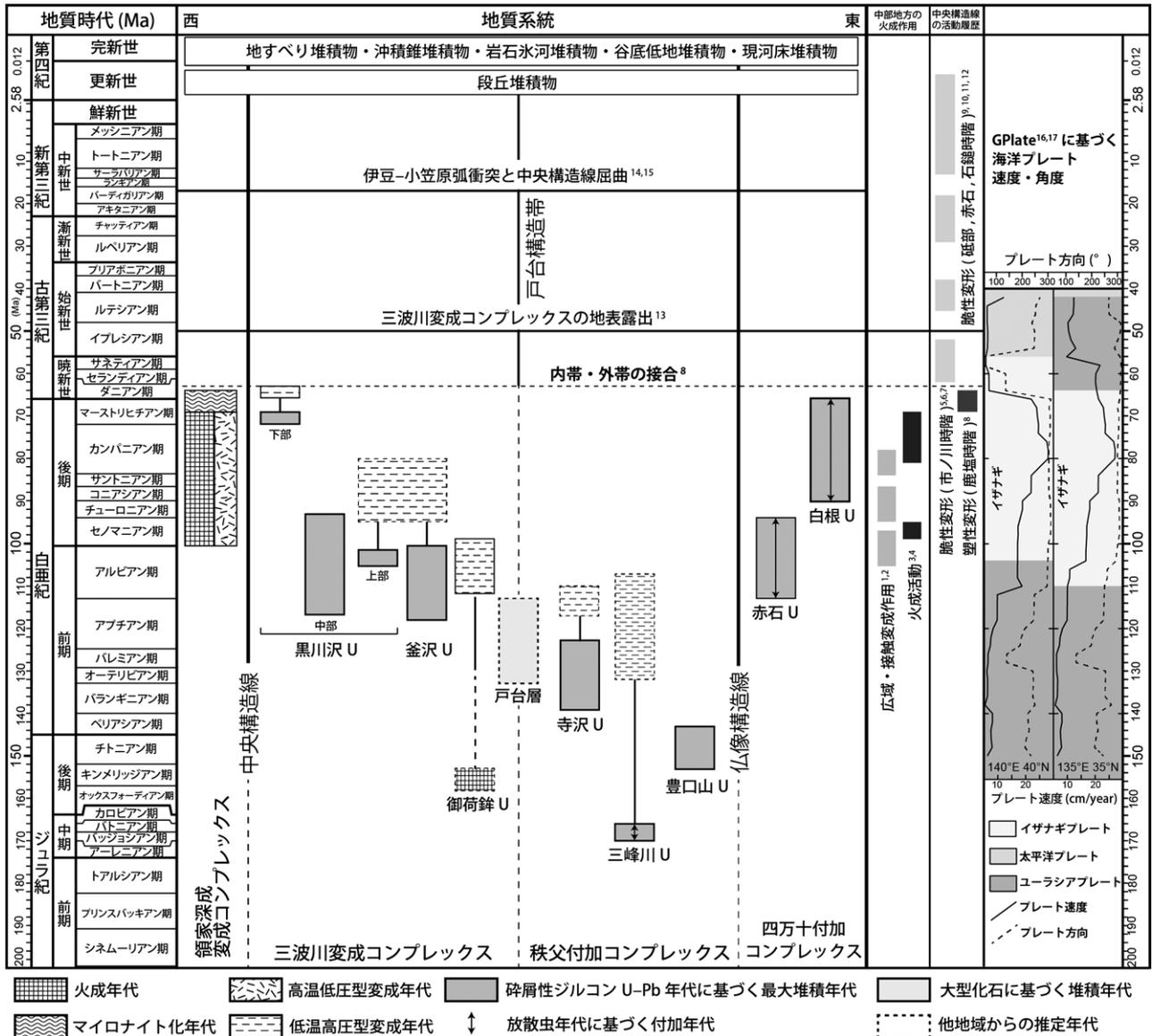


第2.2図 大河原地域の地質概要
MC：変成コンプレックス，AC：付加コンプレックス。

ノ閃石亜相高压部の変成作用を被っている。また豊口山ユニットは、パンペリー石アクトノ閃石亜相の変成作用を被っている。Kouketsu *et al.* (2014) を利用した炭質物ラマン地質温度計に基づく変成温度は寺沢ユニットで 296 ± 20 °C、豊口山ユニットで 294 ± 16 °C、三峰川ユニットで 284 ± 21 °C となり、寺沢ユニットから三峰川ユニット上部に向かって変成温度が低下する傾向がある。寺沢ユニット及び三峰川ユニット下部では、低温高压型(三波川)変成作用を示唆する変成単斜輝石やナトリウム角閃

石が観察される一方で、パンペリー石を除く低温高压型の変成作用を示す変成鉱物が豊口山ユニットから確認されていない。そのため変成温度は、ほぼ同一 (~300 °C) であるが、豊口山ユニットはより低压条件で変成作用を被っていた可能性がある。

碎屑性ジルコンU-Pb年代測定に基づく最若粒子年代は、 127.7 ± 4.9 Ma (寺沢ユニット泥質千枚岩、誤差表記は 2σ)・ 147.8 ± 5.1 Ma (豊口山ユニット泥質混在岩)・ 165.0 ± 5.9 Ma (三峰川ユニット砂岩) である。最若クラス



第 2.3 図 大河原地域の地質総括図

地質年代値は、最新版の Geological Time Scale v.6.0 (Walker and Geissman, 2022) に従った。中部地方領家深成変成コンプレックスの代表的な広域・接触変成作用 (¹Kawakami *et al.*, 2022 ; ²Miyazaki *et al.*, 2023), 火成作用 (³Takatsuka *et al.*, 2018a ; ⁴Takatsuka *et al.*, 2018b) 及び中央構造線の活動史 (⁵Kubota and Takeshita, 2008 ; ⁶Kanai and Takagi, 2016 ; ⁷Kubota *et al.*, 2020 ; ⁸Nakamura *et al.*, 2022) を併記している。赤石山地中央構造線の脆性変形タイミングは、⁹柴田・高木 (1988), ¹⁰Tanaka *et al.* (1995), ¹¹杉山ほか (2018), ¹²高木ほか (2019) を引用している。合わせて西南日本外帯の主要な地質イベントであるマイロナイト化を伴う内帯・外帯の接合タイミング (⁸Nakamura *et al.*, 2022), 三波川変成コンプレックスの地表露出タイミング (¹³成田ほか, 1999), 中部地方における中央構造線の屈曲タイミング (¹⁴酒向・星, 2014 ; ¹⁵星, 2018) を記載している。最若粒子年代 (YSG) と最若クラスター年代 (YCI σ) の 2 手法の U-Pb 年代の 2 σ 誤差範囲を各ユニットの最大堆積年代として記載している。碎屑性ジルコン U-Pb 年代と放射虫年代が報告されている場合は、放射虫年代に基づく付加年代幅を採用している。各ユニットで報告または対比される地域で報告される K-Ar 年代を総括し、低温高圧型変成年代として推定している。戸台層の年代幅は、市野瀬図幅地域の化石年代から推定している。火成作用及び高温低圧型変成年代は、中部地方の領家深成変成コンプレックスの報告例を総括している。GPlate software (¹⁶Müller *et al.*, 2016 ; ¹⁷Matthews *et al.*, 2016) に基づく 150 Ma から 40 Ma までの 2 つの不動点 (140°E40°N, 135°E35°N) における海洋プレート速度 (cm/year) 及び角度 (°) を計算し併記している。各ユニットの付加年代に対応する変成年代は黒実線にて記載している。U : ユニット。

ター年代 (YC1 σ : Dickinson and Gehrels, 2009) は, 136.7 ± 2.2 Ma (寺沢ユニット泥質千枚岩, 誤差表記は 2σ) \cdot 150.5 ± 2.4 Ma (豊口山ユニット泥質混在岩) \cdot 166.5 ± 4.3 Ma (三峰川ユニット砂岩) である. 三峰川ユニットの泥岩からは, 中期ジュラ紀バジジョシアン-前期バトニアン期を示唆する放散虫化石群集の報告がある (金本・大塚, 2000a; Matsuoka and Ito, 2019). 一方, 寺沢ユニットと豊口山ユニットの泥岩からは, 放散虫化石の産出報告はない. 以上の年代データから三峰川ユニット, 豊口山ユニット, 及び寺沢ユニットは中期ジュラ紀-前期白亜紀以降の付加年代を示す (第 2.3 図).

松岡ほか (1998) の総括により秩父帯は, 黒瀬川帯を境界に北部及び南部秩父帯に区分されている. 特に北部秩父帯の一部 (柏木ユニット・上吉田ユニット) は, 白亜紀の低温高压型 (三波川) 変成作用を被っている (Hirajima and Banno, 1989; 平島ほか, 1992; Endo and Wallis, 2017; Lu *et al.*, 2022). 赤石山地に分布する秩父付加コンプレックスは, これまで赤石山地南部の放散虫層序に基づき南部秩父帯に属すると報告されてきた (天竜川上流域地質図調査・編集委員会, 1984; 村松, 1999). しかし岩相層序・低温高压型 (三波川) 変成作用・碎屑性ジルコン U-Pb 年代に基づく原岩年代を総合的に評価すると大河原地域の三峰川・寺沢ユニットは, 北部秩父帯の上吉田・柏木ユニット (松岡ほか, 1998) に対比される可能性がある. 一方で仏像構造線に沿って分布する豊口山ユニットは, 大規模な石灰岩岩体の連続・付加年代から従来どおり南部秩父帯の三宝山ユニット (松岡ほか, 1998) に対比される.

2.4 下部白亜系戸台層

大河原地域に分布する下部白亜系は, 戸台層と呼ばれ, 北北東-南南西走向の横ずれ断層から構成される戸台構造帯の内部にレンズ状岩体として分布する. 戸台層は汽水-浅海成の地層で, 砂岩・礫岩及び泥岩からなり, 一部の層準には円礫チャートからなる礫岩を挟む. 大河原地域内で化石産出の報告例はないが, 北隣の市野瀬図幅地域では, トリゴニア・アンモナイトなどの大型化石が多産しており前期白亜紀 (オーテリビアン期-アプチアン期) の堆積年代が推定されている (田代ほか, 1986). 大河原地域における戸台層泥岩の炭質物ラマン地質温度計を用いたピーク変成温度は, $248-296$ °C で平均値は 276 ± 17 °C である. この変成温度は, 周囲の秩父付加コンプレックスや三波川変成コンプレックスが経験した変成温度よりも有意に低い特徴を示す.

2.5 三波川変成コンプレックス

大河原地域では, 西南日本外帯の三波川帯に属する白

亜紀 (一部, 古第三紀) の低温高压型変成作用を被った白亜紀付加体を三波川変成コンプレックスとした. 大河原地域の三波川変成コンプレックスは原岩岩相と変成度に基づき, 1) 御荷鉢ユニット, 2) 釜沢ユニット, 3) 黒川沢ユニットに区分される. また黒川沢ユニットは, 岩相組合せと変成度から上部, 中部, 下部に細分される.

御荷鉢ユニットは, 塊状変成玄武岩溶岩と片状変成玄武岩火山碎屑岩からなる変成玄武岩類を主体とし, 超苦鉄質岩類・変成斑れい岩・変成チャートを伴う. 釜沢ユニットは, 泥質千枚岩を主体とし, 小-大規模岩体の苦鉄質千枚岩・塊状変成玄武岩・変成砂岩・変成石灰岩・変成チャートをレンズ状に挟む. 黒川沢ユニットは, 泥質片岩を主体とし, 小-大規模岩体の苦鉄質片岩・超苦鉄質岩類・変成斑れい岩・珪質片岩を伴う. 露頭規模で砂質片岩や石灰質片岩も苦鉄質片岩や泥質片岩中に挟まれる.

三波川変成コンプレックスには, 大きな有限歪みを伴う延性変形により主片理 S_i が発達する. 大河原地域の変形段階は, 主片理形成の変形段階 D_i を基準に, D_{i-1} , D_i , D_{i+1} , D_{i+2} の 4 段階に区分した. 三波川変成コンプレックスの各ユニットのユニット境界は, 主片理 S_i にほぼ平行であり, 大きな有限歪みを伴う延性変形により各ユニットが接合したものと考えられる.

大河原地域の三波川変成コンプレックスは, 泥質片岩及び泥質千枚岩の鉱物組合せを用いて, 相対的に低温の緑泥石帯と高温のざくろ石帯に分帯できる. ざくろ石帯は, 黒川沢ユニット下部に対応し, 黒川沢ユニット中部・上部, 及びその他のユニットは全て緑泥石帯に属する. また変成苦鉄質岩の鉱物共生から, 御荷鉢ユニット, 釜沢ユニット, 黒川沢ユニット上部がパンペリー石アクチノ閃石重相高压部, 黒川沢ユニット中部と下部が緑色片岩相と緑れん石青色片岩相の漸移帯の変成作用を被ったと推定される. 泥質片岩中の炭質物を利用した変成温度は, 黒川沢ユニットから秩父付加コンプレックス三峰川ユニットへ向かい 400 °C から 235 °C まで低下する (Nakamura *et al.*, 2023). 一方, 釜沢ユニットの一部で再度変成温度が 313 ± 32 °C まで上昇する部分がある (試料数は 22 試料; Nakamura *et al.*, 2023).

黒川沢ユニット・釜沢ユニットの泥質片岩及び泥質千枚岩から得られた碎屑性ジルコン U-Pb 年代の最若粒子年代 (YSG) は構造的な黒川沢ユニットざくろ石帯から釜沢ユニットに向かって, 70.7 ± 1.5 Ma から 111.1 ± 1.9 Ma (泥質片岩及び泥質千枚岩, 誤差表記は 2σ) まで変化する. 同様に最若クラスター年代 (YC1 σ) も, 71.2 ± 0.9 Ma から 115.9 ± 2.0 Ma (泥質片岩及び泥質千枚岩, 誤差表記は 2σ) まで変化する. 黒川沢ユニット・御荷鉢ユニットの再結晶白雲母の K-Ar 年代から推定される三波川変成作用の年代は, $65.9-63.1$ Ma (黒川沢ユニットざくろ石帯; 柴田・高木, 1988), 105.4 ± 6.3 Ma (御荷鉢ユニット);

渡辺ほか, 1982)と報告されている(第2.3図)。

これらのユニット群のうち、大河原地域中央部を縦断する孤立沢断層の東側では、秩父付加コンプレックス寺沢ユニットと御荷鉾ユニットは、釜沢ユニットの構造的上位に累重する。一方、孤立沢断層の西側では、御荷鉾ユニットは黒川沢ユニットの構造的上位に累重する(第2.2図)。寺沢ユニットと御荷鉾ユニットの関係及び釜沢ユニットと黒川沢ユニットの直接の関係はわかっていない。大河原地域の三波川変成コンプレックスの各ユニットは、大河原地域で観察される累重関係、変成相系列の解析、変成年代、碎屑性ジルコンU-Pb年代、及び関東山地及び四国中央部の三波川帯及び秩父帯の変成岩類との対比から、構造的な下位から上位へ、黒川沢ユニット下部、黒川沢ユニット中部、黒川沢ユニット上部、釜沢ユニット、御荷鉾ユニットの順に累重していると推定される。

2.6 四万十付加コンプレックス

四万十付加コンプレックスは、関東山地から南西諸島まで1,500 km以上にわたり連続的に分布する白亜紀から古第三紀に形成した四万十帯に属する付加コンプレックスである。赤石山地の四万十帯は四万十主帯と瀬戸川帯に区分され、四万十主帯は構造的な下位から赤石層群・白根層群・寸又川層群・犬居層群・三倉層群に区分される(Kano and Matsushima, 1988; 尾崎・杉山, 2018)。従来は、地質単位として層群が使用されてきたが、大河原地域では層群を層へ変更し、構造層序単位名として「ユニット」を用いる。大河原地域の四万十付加コンプレックスは、岩相層序の特徴から赤石ユニットと白根ユニットに区分される。赤石ユニットの下限は、仏像構造線によって秩父付加コンプレックス豊口山ユニットと断層関係で接する。赤石ユニットと白根ユニットは、南北から北東-南西走向の東傾斜で分布し、両者は北沢峠断層で境される(第2.2図)。

赤石ユニットは、砂岩及び砂岩泥岩互層から構成されており、稀にチャートを含む。層理面及び主片理面は、北北東-南南西走向で主に東へ約30-80°の傾斜を示す地質構造を示す。大河原地域で堆積年代を推定する年代値の報告はないが、赤石山地南部遠山川流域の赤石ユニットでは、泥岩及び珪長質凝灰岩から放射虫化石群集が報告(村松, 1995; 1997)されており、堆積年代は、アルビアンからセノマニアン期と推定されている(竹谷, 1995; 常盤ほか, 2018)。また砂岩中の碎屑性ジルコンU-Pb年代測定に基づく最若粒子年代(YSG)は、 114.1 ± 1.6 - 100.8 ± 1.2 Ma(誤差表記は 2σ)である。また最若クラスター年代(YC1 σ)は、 125.8 ± 1.6 - 107.5 ± 1.5 Ma(誤差範囲は 2σ)と見積もられ、いずれも放射虫化石年代と調和的である(常盤ほか, 2018; 第2.3図)。

白根ユニットは、泥質混在岩主体で、砂岩・チャート

及び珪長質凝灰岩・石灰岩・玄武岩及び玄武岩火山砕屑岩をレンズ状に挟む。泥質混在岩に含まれるチャート、珪長質凝灰岩及び玄武岩のレンズ状岩体は北北東-南南西方向から北東-南西方向の姿勢を示し、3,000 mを超える標高の荒川東岳・塩見岳・白河内岳の山頂付近に特徴的に分布する。赤石山地南部で産出する放射虫化石群集から推定される白根ユニットの堆積年代は、後期アルビアン期から前期マーストリヒチアン期が推定される(村松, 1995; 1997; 1998)。この中でも大河原地域の白根ユニットに対比されるユニット3-5の放射虫化石年代は、前期コニアシアン期から前期マーストリヒチアン期が推定されている(村松, 1995)。また泥質混在岩に挟まれる砂岩の碎屑性ジルコンU-Pb年代の最若粒子年代(YSG)として 68.4 ± 4.3 Ma、最若クラスター値(YC1 σ)として 70.8 ± 1.8 Ma(誤差範囲は 2σ)が大河原地域で得られた(第2.3図)。

2.7 領家深成変成コンプレックス

領家深成変成コンプレックスは、中央構造線に沿って西南日本内帯におよそ800 kmにわたって帯状に分布する。領家帯に属し後期白亜紀の高温低圧型変成作用を被った変成岩類とこれに貫入する火成岩類からなる地質体である。大河原地域では、領家深成変成コンプレックスを構成する変成岩類のことを領家変成岩類、深成岩類のことを領家深成岩類と呼ぶ。中部地方の領家変成岩類は、美濃帯のジュラ紀付加コンプレックスを原岩とし(例えば、牧本ほか, 2004)、102-89 Ma頃にピーク変成作用を被っている(鈴木ほか, 1994; Suzuki *et al.*, 1994; Takatsuka *et al.*, 2018a, b)。現在地表に露出している領家変成岩類で最も変成度の高い部分は、ざくろ石+堇青石の変成鉱物組合せで特徴づけられ、その温度・圧力は4.3-5.7 kbar・715-801 °Cと見積もられている(Miyazaki, 2010)。領家深成岩類は、ピーク変成作用と同時期に始まる99-84 Maの火成活動、それに引き続く81-75 Maと75-69 Maの、3つの時期の火成活動の産物から構成されているとされる(Takatsuka *et al.*, 2018b)。大河原地域の領家深成変成コンプレックスは、南北に流れる鹿塩川及び青木川より西に分布し、その西方は飯田地域図幅に連続する。領家変成岩類は、主として変成泥岩から構成され、変成砂岩・変成珪質岩を伴う。いずれも領家深成岩類中の捕獲岩体として産し、領家深成岩類による接触変成作用を被っている。これらの変成岩捕獲岩体は、変成泥質岩の鉱物組合せに基づき、ざくろ石+堇青石+カリ長石の組合せを主体とするカリ長石堇青石帯Iと、カリ長石+堇青石+珪線石の組合せを主体とするカリ長石堇青石帯IIとに区分される。カリ長石堇青石帯IIは小渋湖から高森山を結ぶ地域より南東の伊那山脈の稜線付近及び小渋川桶谷橋付近の苦鉄質岩体周辺に産し、カリ長石堇青石

帯Iはそれ以外の地域に産する。

大河原地域の領家深成岩類は、貫入の順に、非持トータル岩、生田花崗岩、南向花崗岩及び苦鉄質岩類から構成される。南向花崗岩と苦鉄質岩類とは同時期に活動している。大河原地域及び周辺地域から報告されている固結年代に基づくと、非持トータル岩は約 86 Ma、生田花崗岩は約 78 Ma、南向花崗岩及び苦鉄質岩類は 73–71 Ma 頃に貫入・定置した(坂島ほか, 2000; Yokoyama *et al.*, 2016; Nakamura *et al.*, 2022)。これら地質単元としての各岩型は、ところにより片麻状構造の程度や粒度、そして構成鉱物量比が異なり、異なる岩型間で酷似した岩相が含まれる場合がある。そして、このことが、先行研究における岩相の帰属や相互関係の認定の不一致をもたらしている。こうした経緯や、構成岩相及びそれらの関係の詳細については、第7章で記述し、ここでは岩型を特徴づける代表的な岩相と産状の概要を述べる。非持トータル岩は主として片麻状角閃石黒雲母トータル岩から構成され、特徴的に有色鉱物に富む薄層と無色鉱物に富む薄層とが数mm間隔で繰り返す縞状構造を示す。生田花崗岩は弱片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、粗粒の褐れん石を多量に含むことで特徴づけられる。南向花崗岩は片麻状角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩を主体とし、分布域北西部の四徳川流域に分布する細粒相と、主として南東部に広範に分布する粗粒相とに区分される。細粒相では一般に、また、粗粒相ではところにより、片麻状構造が弱く塊状に近い岩相を示すことがある。細粒相・粗粒相ともに苦鉄質岩類と密接に産し、液状態で共存した産状を示す。苦鉄質岩類も細粒相と粗粒相とに区分され、それぞれ、単斜輝石含有角閃石斑れい岩と角閃石斑れい岩及びコートラングナイト等から構成される。これらの深成岩類は大局的に北西側が地殻浅部、南東側がより深部に貫入・定置したと考えられる。領家深成岩類中の片麻状構造は変成岩捕獲岩体中の片理と調和的で、西から東に向け、中央構造線の構造に収斂する。

2.8 第四系

大河原地域の第四系は、段丘堆積物、地すべり堆積物、岩石氷河堆積物、沖積錐堆積物、谷底低地堆積物及び現河床堆積物に区分される。

大河原地域に分布する段丘堆積物は、大鹿村塩川・鹿塩川合流部の左岸、大鹿村落合地区、大鹿村釜沢地区に分布する。釜沢地区で確認されている段丘堆積物の層厚は約 3 m である(国土地盤情報検索サイト KuniJiban, 2023)。段丘堆積物は、暗灰色の砂礫層からなり、基質は中砂(0.25–0.85 mm)で直径 0.5–3 cm 程度の亜角–亜円礫からなる。大河原地域で認定した段丘面の比高は約 3–10 m であり、伊那谷地域と対比すると、小渋川沿いに分布する低位段丘面である「追引面」に対比される。この低位

段丘面は、赤バミと呼ばれる新期御岳上部テフラ層の下部を構成するテフラの三岳スコリア層(MtS: 竹本ほか, 1987; 別名: Pm-IV)に覆われる辻沢面よりも新しい段丘面として対比されている(田中・寺平, 1983)。MtSの年代は約 5.7 万年前とされていることから(竹本ほか, 1987)、追引面はこれよりも新しい段丘面と判断される。以上の天竜川地域の段丘面区分を基に、大河原地域に分布する段丘堆積物を上部更新統と推定した。

大河原地域では、多数の地すべり移動体が三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックス分布地域に顕著に発達する。明瞭な緩斜面かつ野外(特に集落・田畑・牧場)で崩落した岩屑を複数確認した場合に、地すべり堆積物として地質図に表記している。一方で、地形判読のみで明瞭な崩落崖と地すべり移動体を判読した場合は、点線で地すべり移動体の分布や形状を表記している。地すべり堆積物は、一般的に淘汰の悪い岩屑(礫、砂及びシルト)からなる。岩屑の種類や形状は基盤岩である三波川変成コンプレックスや秩父付加コンプレックスの変成玄武岩・変成斑れい岩・超苦鉄質岩・苦鉄質片岩・泥質片岩・泥質千枚岩等の岩相に左右される。大鹿村入谷地区では、地すべり対策工事として 76 箇所のボーリング調査が実施されており、地すべり体移動体内部の堆積層の厚さは、崩落崖周辺のボーリングコア試料では地すべり基底面から 10 m 以下、地すべり移動体中央部では 20–46 m と報告されており、礫種は変成玄武岩(緑色岩)を主体に超苦鉄質岩類(蛇紋岩)・泥質片岩・珪質片岩からなる(国土地盤情報検索サイト KuniJiban, 2023)。

赤石山地主稜線の森林限界(標高 2,650 m 付近)を超える主稜線沿いには、岩屑から構成された形態的に氷河に類似する舌状の地形を示す岩石氷河が限定的に発達する。大河原地域では、北から三峰岳北面岩石氷河(式, 1961; 青山, 2002; 池田・西井, 2011)・三峰岳南面岩石氷河(式, 1961; 青山, 2002; 池田・西井, 2011)・荒川東岳(悪沢岳)カール岩石氷河(青山, 2002)の3ヶ所が、岩石氷河として報告されている。3 地点における耳たぶ状地形及びカール中央部の舌状地形の長さは約 130–400 m で、層厚は約 10–13 m である。三峰岳南面岩石氷河及び三峰岳北面岩石氷河堆積物の基質を構成する灰色シルトから細礫層のうち、基盤岩直上の細かな層準 6 試料から¹⁴C年代が報告されており、三峰岳南面岩石氷河は遅くとも完新世初頭には下端が現在の位置まで到達していたこと、三峰岳北面岩石氷河の形成は最終氷河期最盛期から完新世初頭の年代であると推定されている(池田・西井, 2011)。また赤石山地河川沿いには、多数の沖積錐堆積物が分布する。斜面基盤由来の淘汰の悪い亜角礫・亜円礫と、それらを支持する砂・シルトからなる礫支持の礫層である。

大河原地域の大部分は急峻な山地地形で構成されているが、中央構造線付近の河川沿いには、小規模に谷底低

地堆積物と現河床堆積物が分布する。大河原地域で確認される谷底低地堆積物は、上流域に露出する基盤岩・崖錐堆積物などを起源とする砂、泥、及び礫からなる。地形断面図で段丘面とは異なり明瞭な段丘崖が識別できず、現河床面に連続して緩傾斜する面に分布する堆積物を谷底低地堆積物として示した。

2.9 地質構造

中央構造線は西南日本内帯と外帯とを区分する日本最大の地質境界であり、長さ1,000 kmを越える。大河原地域では、中央構造線変形史の中でも最初期(鹿塩時階)の活動によって形成した約1 km幅の大規模延性変形帯(鹿塩せん断帯)が、領家深成変成コンプレックス中に発達する(第2.2図)。

中央構造線西側に分布する鹿塩せん断帯は、圧砕岩類の再結晶石英粒径分布・変形微細組織・変形温度に基づきD1及びD2マイロナイト帯に細分される(Nakamura *et al.*, 2022)。またD1マイロナイト帯及びD2マイロナイト帯に発達する圧砕岩類をそれぞれD1マイロナイトとD2マイロナイトと分類している(Nakamura *et al.*, 2022)。D1マイロナイトは、先行研究で斑状緻密岩・ヘレフリンタ様緻密岩・ポーフィロイド様岩・ヘレフリンタ様岩と記載されていた、数mmから数cmに及ぶ長石ポーフィロクラストが特徴の黒色-淡緑色マイロナイトである。D1マイロナイトの原岩は、中粒-粗粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩及び角閃石黒雲母花崗閃緑岩(非持トータル岩)、細粒-粗粒黒雲母モンゾ花崗岩及び黒雲母花崗閃緑岩(南向花崗岩)、細粒角閃石斑れい岩・石英閃緑岩・領家変成岩類である。いずれの岩相も延性変形の影響によって、数cmから数m間隔の灰白色-白色細粒部と優黒質部の縞状構造を形成する。D2マイロナイトは、中央構造線から400-500 m以内のD2マイロナイト帯中に分布し、野外で数mmから数cm間隔の優黒質部-優白質細粒部からなる縞状構造を示すマイロナイトからウルトラマイロナイトである。縞状構造の間隔は、D1マイロナイト帯に比べてD2マイロナイト帯のほうが狭い特徴を示す。優黒質部には、数mm以下の長石類から構成されるポーフィロクラストが残存しているが、優白質細粒部は肉眼でポーフィロクラストを確認できない。D1及びD2マイロナイトに発達する非対称組織から推定される運動センスは、いずれも左ずれのせん断センスを示す。また中央構造線から約100-400 mに渡って領家深成変成コンプレックス及び三波川変成コンプレックス両側に大規模な脆性破砕帯が発達する。その脆性破砕帯中には、幅数mにわたる断層ガウジが複数条発達する。脆性破砕帯に発達するカタクレーサイト及び断層ガウジの非対称組織から推定される運動センスは、一部左ずれのせん断センスも認定できるが、右ずれのせん断センスが支配的である。

大河原地域における活断層としての中央構造線は、紀伊半島西部・四国と異なり明瞭な段丘面変位を示さず、活動度としてC級程度と推定されている(活断層研究会編, 1991; 岡田, 1992)。しかし明瞭なりニアメントが、豊橋から諏訪湖にかけて連続することが赤石山地では古くから知られている(松島, 1973)。本報告では、疑似カラーCS立体図を利用して中央構造線沿いの主要な断層地形を認定した。その結果、最近の断層活動に起因する明瞭なりニアメントを青木川から鹿塩川のこしお・おおしお大塩地区周辺まで追跡することができた。それより北方では、疑似カラーCS立体図及び航空写真で顕著な断層地形を判別することが困難となる。このような断層地形の発達様式から、鹿塩川の大塩地区周辺までを活断層と判断し地質図に表記している。

大河原地域中央部には、赤石山地における四万十付加コンプレックスと秩父付加コンプレックスを区画する構造線として仏像構造線がほぼ南北走向で認められる(第2.2図)。明瞭な破砕帯を伴うことは稀だが、岩相分布の変化によって連続的に仏像構造線の姿勢を追跡できる。三峰川流域では、北北東-南南西走向で約50°の東傾斜の断層境界として連続的に追跡できる。一方で塩川・小渋川流域ではより複雑な分布を示す。仏像構造線の西側には、複数のユニット境界断層から構成される戸台構造帯が発達する。多数の南北から北北東-南南西走向の横ずれ断層によって構成されており、御荷鉾ユニット・三峰川ユニット・釜沢ユニット・戸台層が断層帯内部に狭長に分布する。この戸台構造帯を構成する主要なユニット境界断層として、菰立沢断層と所沢断層が戸台構造帯内部に確認できる。一方で釜沢ユニット・寺沢ユニット・豊口山ユニットを区画する湯オレ沢断層と小黒山断層は、戸台構造帯の横ずれ断層によって分布が切断されている。また赤石ユニットと白根ユニットの境界は、ユニット境界断層の北沢峠断層によって境される。ユニット内部には領家深成変成コンプレックス内に鹿塩断層が、三波川変成コンプレックス内に大花沢断層が確認される。いずれも高角度な断層を形成し、明瞭な脆性破砕帯が発達する。

2.10 応用地質

第四紀の急激な隆起によって土砂生産の激しい大河原地域では、明治時代以前から地すべりに関連した土砂災害が山間地で多数発生している。最も大規模な自然災害は、昭和36年6月下旬伊那谷を中心に発生した梅雨前線集中豪雨(いわゆる三六災害)である。この集中豪雨によって中央構造線沿いの大西山東崖が崩壊し、大鹿村下市場・文満地区のほぼ全戸で浸水と崩落土砂の流出が発生した。村民55名の死者・行方不明のうち、42名がこの崩壊によって犠牲となっている。このときの大西山の崩壊土量は、 $3,200\text{--}3,537\times 10^3\text{ m}^3$ と推定されており、崩壊

斜長 450 m, 崩壊平均深度 15 m にわたり領家深成変成コンプレックス起源のカタクレーサイトの岩盤が崩壊した(井良沢, 1986). 他にも三波川変成コンプレックス側の山間地で多数の地すべり・崩壊・土石流災害が発生するため, これまで多数の谷止工や集水井工などの対策工事が実施されている.

大河原地域の三波川変成コンプレックス中には, フィリピン海プレートの脱水反応を起源とするスラブ流体起源の深部流体(塩水)が複数箇所では採水されている. 特に鹿塩温泉では古くからポンプを利用して, くみ上げた塩水から塩を精練している. いずれの塩水も 25 °C 以下の鉱泉であるが, 塩濃度は海水と同等である(益田ほか, 1988; Kusuhara *et al.*, 2020). 釜沢地区奥の湯オレ沢では, 湯オレ沢断層沿いの脆性破砕帯から, 湯の花を伴い鉱泉が自然湧泉している露頭を確認している. Kusuhara *et al.* (2020) で報告されている湧泉地点は, いずれも黒川沢ユニット・御荷銚ユニット及び釜沢ユニットの泥質片岩や超苦鉄質岩類中に発達した脆性破砕帯に対応する特徴がある.

大河原地域の秩父付加コンプレックス豊口山ユニットには, 泥質混在岩中に火山性塊状硫化物鉱床(別子型)が胚胎し, 小日影鉱山として黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱が採掘されていた(大鹿村, 1984; 清水ほか, 1988; 村松ほか, 2016). 他にも大鹿鉱山及び中沢鉱山と呼ばれる小規模な鉱山が, 1941 年から 1949 年まで稼働していた報告がある(今村, 2002). また大河原地区では, 現在でも鹿塩マイロナイトを骨材資源として採掘している. 小渋川沿いでは, 小渋ダムに堆積した土砂を回収し, 選別したのち道路やコンクリート用骨材として利用している.

2. 11 変成・付加コンプレックスにおける用語の定義と年代の扱い

2. 11. 1 ユニット区分

大河原地域を含む日本列島に分布する変成・付加コンプレックスは, 白亜紀の東アジア大陸縁で沈み込みに伴う低温高圧型変成作用と延性変形そして上昇時の熱変成作用等の複雑な変成・変形履歴を経験している. またこの構造発達過程の断層活動によって地質体は複雑に断片化する. このような地質体では, 野外で構成される岩石種の違い(岩相層序)だけでなく構造変形を加味した構造層序単位(tectonostratigraphic unit)を認定する必要がある(中江, 2000). 国際層序ガイド(日本地質学会訳編, 2001)によると, 多様で不規則に混ざり合う岩石集合体の岩相層序単位名に対して, 「層」ではなく複合岩体(コンプレックス: Complex)の名称使用が推奨されている. 一方で四万十付加コンプレックスや三波川変成コンプレックスなど付加・変成過程を加味した地質体の総称として, コンプレックスが用いられる. このような付加コンプレックス・変成コンプレックスと, 単元名としての

コンプレックスの併用を避けるため, 単元の名称として「ユニット」(Unit)が使用されている(Wakita, 1988; 脇田ほか, 2007; 遠藤・横山, 2019). 大河原地域においても, 付加コンプレックスや変成コンプレックスなどについて, 構造層序単元を認定し, その単元名に「ユニット」を使用する. なお先行研究を引用する場合は, 先行研究の地層名を尊重し従来の地質単元名(帯・層群等)のまま引用している. なお和名及び地質記号の表記は, 日本工業規格 JIS A0204 (日本規格協会, 2019a) 及び JIS A0205 (日本規格協会, 2019b) に従った.

大河原地域では, 断層岩及び変成岩の変成分帯・変形分帯について, 岩石薄片や地球化学分析値を用いず, なるべく野外で識別可能な指標(例えばポーフィロクラストの有無, 点紋・アルバイトポーフィロブラストの有無)を基に区分している(詳細は, 第 5 章及び第 9 章を参照). また岩体規模の記述に関しては中江(2000)を参考にして, 見掛けの層厚が 500 m 以上を「大規模岩体」, 250–500 m を「中規模岩体」, 50–250 m を「小規模岩体」とし, 50 m 未満については, 「岩塊」と表記する. また薄片で観察できる数 cm 以下の岩石は, 「岩片」と表記する. 5 万分の 1 縮尺の地質図に表現できる規模は小規模から大規模岩体と定義できる. また特筆すべき岩塊(例えば石灰岩, 超苦鉄質岩, 変成チャート)は必要に応じて誇張して, 地質図に表現している. 大河原地域では, 火成岩類の粒度について概ね粒径 5 mm 以上を粗粒, 1–5 mm を中粒, 1 mm 以下を細粒に区分する.

2. 11. 2 碎屑性ジルコン U-Pb 年代の分析条件

大河原地域では, 各ユニットから代表的な砂岩・泥質混在岩・千枚岩・泥質片岩中・変成砂岩の碎屑性ジルコンを分離・マウント・研磨を行い, レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置(LA-ICP-MS)を用いた U-Pb 年代測定を実施した. 年代測定は, 京都フィッション・トラック(株)及び名古屋大学に分析を依頼した. ジルコン結晶は, 磁気分離・重液分離を経て最終的にハンドピッキングによって岩石試料から分離した. ジルコン結晶の内部構造については, 産総研地質調査総合センター設置の走査型電子顕微鏡(JEOL JSM-6610LV 及び HITACHI SU3500)・名古屋大学設置の走査型電子顕微鏡(JEOL JSM-6510CV)を用いてカソードルミネッセンス像(CL 像)及び反射電子像(BSE)を観察した.

碎屑性ジルコンの U-Pb 年代測定は, 東京大学及び名古屋大学で実施した. 東京大学地球化学実験施設では, フェムト秒レーザーアブレーションシステム(CARBIDE, Light Conversion, Inc.)を接続した Nu Plasma II マルチコレクター ICP-MS (Nu Instruments, Ltd.)を利用してジルコン U-Pb 分析を実施した. 分析条件の詳細は第 2. 1 表にまとめている. 分析時のスポットサイズは約 10 µm で, ジルコン粒子内の分析位置は, 事前に取得した CL 像を基に

クラックや包有物を避けて選定した。装置内での $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ の同位体分別は、91500 ジルコン (1065.4 Ma ; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.17917$; Wiedenbeck *et al.*, 1995) を同位体比の1次標準として利用して補正した。また未知試料分析中にOD-3 (岩野ほか, 2012 ; Iwano *et al.*, 2013 ; Lukács *et al.*, 2015), Plešovice (Sláma *et al.*, 2008), GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004) をU-Pb年代データの2次標準として分析することで年代データの質を確認した。名古屋大学では、NWR213 レーザーアブレーションシステム (Electro Scientific Industries, Inc.) を搭載したAgilent 7700x ICP-MS (Agilent Technologies, Inc.) を利用してジルコンU-Pb分析を実施した。分析時のスポットサイズは約25 μm で、事前に取得したCL像を基にクラックや包有物を避けて分析箇所を選定した。分析条件の詳細は第2.2表にまとめている。装置内での $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ の同位体分別は、91500 ジルコン (1065.4 Ma ; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.17917$; Wiedenbeck *et al.*, 1995) を用いて補正されたNIST SRM 610 ガラス (National Institute of Standards and Technology, Standard Reference Material) を利用して補正した。また未知試料分析中にPlešovice (Sláma *et al.*, 2008) を2次標準として分析することで年代データの質を確認した。取得した分析データのうち、コンコールドな分析値を使用し、Isoplot/Ex 4.15 を用いて、コンコルディア図及び相対確率分布図・ヒストグラムを作成した。

2.11.3 碎屑性ジルコンU-Pb年代の評価

碎屑性ジルコンのU-Pb年代測定が様々な研究地域で実施されるようになり、最も若い年代(最若年代)が碎屑岩の堆積年代の下限として推定できるとされている(例えば, Fedo *et al.*, 2003 ; Dickinson and Gehrels, 2009)。この最若年代の指標として、単一の最も若いジルコン粒子

年代(YSG : Youngest single grain age) や、最若粒子集団の加重平均年代(YC1 σ : Youngest cluster $\pm 1\sigma$) が広く用いられている(Dickinson and Gehrels, 2009)。最若粒子集団の加重平均年代(以後最若クラスター年代)は、2粒以上から構成される粒子集団の中で、最も若い年代から年代誤差 $\pm 1\sigma$ で重複する年代までを一つの集団と仮定し、それらの加重平均をとった年代値である(Dickinson and Gehrels, 2009)。そのためジルコン供給が乏しい堆積物の場合、最若クラスター年代(YC1 σ)では少ない粒子数(最も少ない場合は2粒子)の粒子集団から加重平均を算出する必要があり、加重平均の 1σ が大きくなる場合がある。また鉛のコンタミネーションやクラックからの鉛放出の影響によって単一粒子の放射年代が信用できない場合もある。そのため必ずしも最若粒子年代(YSG)と最若クラスター年代(YC1 σ)のみが採用されるわけではなく、他の年代指標も含めてどの最大堆積年代を採用するかは研究者間で見解が大きく異なっている(Vermeech, 2021)。

いずれにせよ碎屑性ジルコンU-Pb年代は、これまで示準化石が産出しなかった変成岩などの堆積年代を推定でき、非常に重要な地質学的制約となる。そのため大河原地域では、最若粒子年代(YSG)と最若クラスター年代(YC1 σ)を併記して記載し、これらの2手法のU-Pb年代の 2σ 誤差範囲が各ユニットの最大堆積年代(Maximum Depositional Ages : MDAs)におおよそ近似されていると仮定して報告する。ただし放散虫に基づく付加年代と碎屑性ジルコンU-Pb年代が既に報告されているユニットに関しては、U-Pb年代の 2σ 誤差範囲ではなく放散虫に基づく付加年代の年代幅を優先して採用する。なお沈み込み帯で形成される付加体や変成岩における碎屑岩の堆積年代は、一般に付加年代に近似される。

第 2.1 表 東京大学における LA-ICP-MS 分析条件

レーザーアブレーションシステム	
モデル	CARBIDE (Light Conversion, Lithuania)
レーザー波長	Femtosecond laser (257 nm)
エネルギー密度	1.6 J/cm ²
スポットサイズ	~10 μm
繰り返し周波数	6 ~ 10 Hz
レーザーアブレーション時間	12 ~ 15 s
キャリアガス (He)	0.6 ~ 0.75 L/min
パルス数	90 ~ 120回
ICP-MS	
モデル	Nu Instruments Nu Plasma II (Wrexham, UK)
ICP-MSのタイプ	Multi-collector, double focussing magnetic sector
印加電力	1300W
キャリアガス (Ar)	0.9 ~1.0 L/min
ThO+/Th(oxide ratio)	< 1%
データ収集プロトコル	Time-resolved analysis
データ収集	10 ~ 15 s for gas blank, 10 ~ 12 s for ablation
測定同位体	²⁰² Hg, ²⁰⁴ (Hg+ Pb), ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Standard	
1次標準	Nancy91500 ¹
2次標準	OD-3 ^{2,3,4} , Plešovice ⁵ , GJ-1 ⁶

¹Wiedenbeck *et al.* (1995); ²Iwano *et al.* (2012); ³Iwano *et al.* (2013);

⁴Lukács *et al.* (2015); ⁵Sláma *et al.* (2008); ⁶Jackson *et al.* (2004)

第 2.2 表 名古屋大学における LA-ICP-MS 分析条件

レーザーアブレーションシステム	
モデル	NWR213 frequency quadrupled Nd-YAG laser (Electro Scientific Industries, USA)
レーザー波長	213 nm
エネルギー密度	11.7 J/cm ²
スポットサイズ	~25 μm
繰り返し周波数	10 Hz
プリアブレーション /アブレーション時間	8 s / 10 s
キャリアガス (He)	1.0 L/min
ICP-MS	
モデル	Agilent 7700x (Agilent Technologies, USA)
印加電力	1400 W
キャリアガス(Ar)	0.9-1.1 L/min
検出モード	Pulse counting
スキャンモード	Peak jump
測定同位体	²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
標準資料	
標準ガラス	NIST SRM 6101 (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U = 0.2236)
1次標準	Nancy91500 ¹
2次標準	Plešovice ²

¹Wiedenbeck *et al.* (1995); ²Sláma *et al.* (2008)

第3章 秩父付加コンプレックス

(中村佳博・宮崎一博)

3.1 概要及び研究史

赤石山地北部の秩父帯は、1950年代に地層・岩体の区分が検討され、初めて全体の地質構造の概要が明らかにされた(石井ほか, 1953; Ishii *et al.*, 1956). その後渡辺(1970), 10万分の1下伊那地質図(下伊那地質誌編集委員会, 1976), Watanabe (1977), 天竜川上流域地質図(天竜川上流域地質図調査・編集委員会, 1984), 20万分の1「中部地方土木地質図」(中部地方土木地質図編纂委員会編, 1992)の地質調査及びその編纂によって、秩父帯の地層・岩体の詳細な地質構造の把握が行われている。北隣の市野瀬図幅地域(河内ほか, 1983)では、秩父帯の地層・岩体は御荷銚緑色岩類と整合一連の地層として記載されており、総称して御荷銚・秩父帯と区分されている。そして構造的低位から緑色岩類と蛇紋岩を主とする下部層・チャートと主とする中部層・石灰岩を主とする上部層に区分されている。下伊那地質誌編集委員会(1976)や天竜川上流地域地質調査・編集委員会(1984)は、コノドント化石年代及び岩相層序に基づき、小渋川流域の秩父帯を小渋層群と定義し、遠山地方(南隣赤石岳図幅)地域の尾高山層群からしらびそ層群に対比可能と報告している。市野瀬図幅地域の更に北側の高遠図幅地域では、秩父帯を岩相層序に基づき、入笠ユニット・東谷ユニット・程久保ユニット・釜無ユニットの4つにユニット区分している(牧本ほか, 1996)。

秩父帯は1980-90年代の放散虫化石に基づく付加体研究の発展によって、主にジュラ紀(一部前期白亜紀を含む)の付加コンプレックスから構成されることが明らかになった(例えば、磯崎ほか, 1981; 松岡, 1984; 久田, 1984; 指田, 1992)。本報告では、秩父帯に属する付加コンプレックスを「秩父付加コンプレックス」と呼ぶ。松岡ほか(1998)は、秩父帯の岩相層序・放散虫年代・変成作用等を総括して、従来の秩父帯北帯と南帯に対して、北部秩父帯と南部秩父帯を提唱した。そして、北部秩父帯の付加コンプレックスを5つのユニット(沢谷・遊子川・住居附・上吉田・柏木ユニット)、南部秩父帯の付加コンプレックスを3つのユニット(大平山・斗賀野・三宝山ユニット)に区分した。北部秩父帯は、ペルム紀・中期-後期ジュラ紀・前期白亜紀の付加コンプレックスら構成されており、構造的上位に向かって古くなる傾向がある(松岡ほか, 1998)。また御荷銚緑色岩類と北部秩父帯の一部(特に柏木ユニットと上吉田ユニット)は、広範囲に

低温高圧型(三波川)変成作用を被っており、これらは三波川変成コンプレックスと共通の沈み込み帯深部への沈み込みと上昇プロセスを経て形成されたと認識されている(例えば、Hirajima and Banno, 1989; Endo and Wallis, 2017)。南部秩父帯は、ジュラ紀から前期白亜紀の付加コンプレックスからなり、構造的上位から下位の太平ユニット・斗賀野ユニット・三宝山ユニットに向かって珪質泥岩や泥岩の放散虫年代が南方へ若年化する傾向が報告されている(久田・岸田, 1986; 松岡ほか, 1998)。

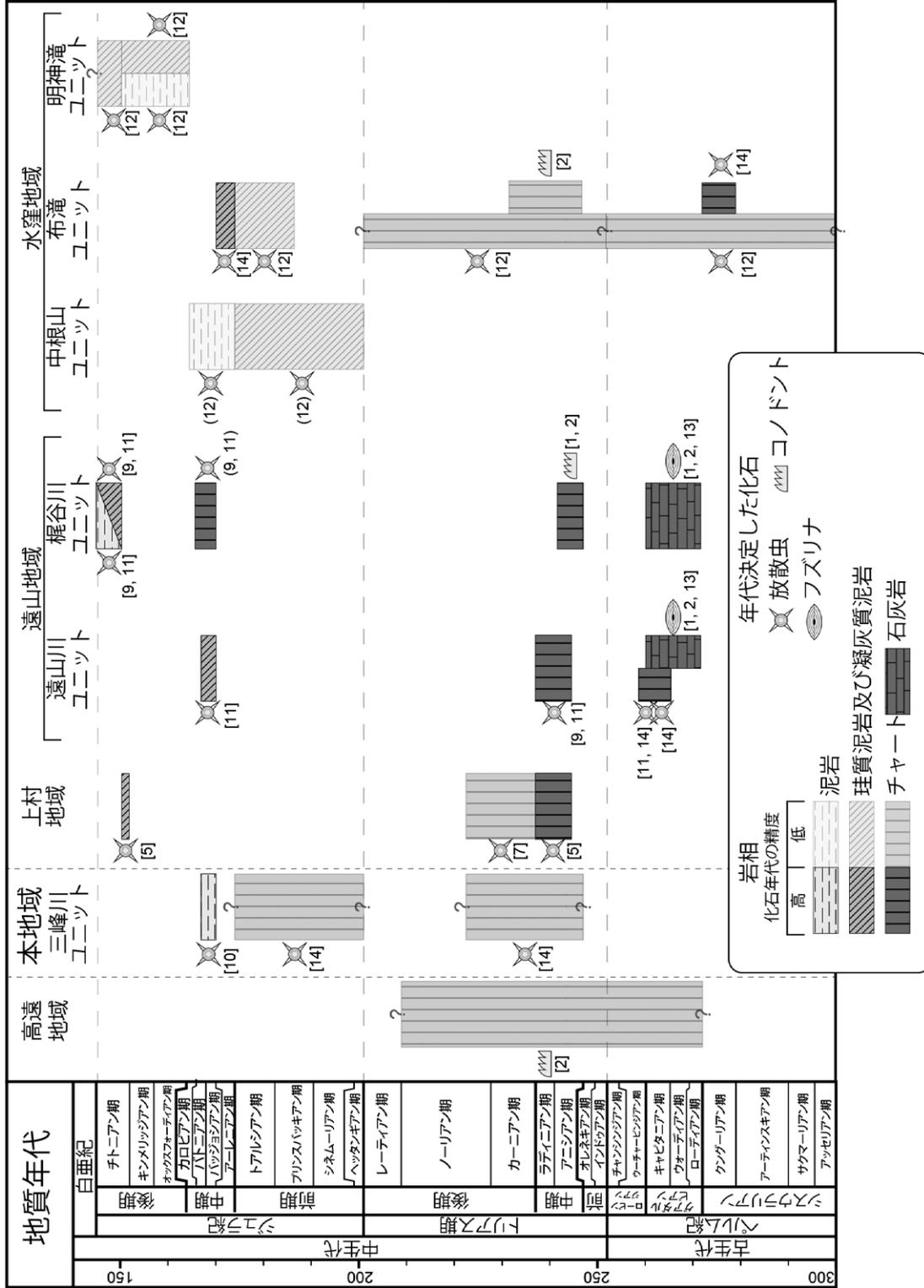
秩父付加コンプレックスにおいて、フズリナ化石や放散虫化石などに基づく海洋プレート層序復元に関する研究は、関東山地と四国地域で詳しく検討されてきた。その一方で、2つの研究地域間に位置する中部地方での研究例は極端に少ない。その原因は、赤石山地北部(大河原地域以北)の秩父付加コンプレックスの一部が低温高圧型(三波川)変成作用を広く被っている点と、伊豆-小笠原弧衝突に関連した中期中新世火成活動による接触変成作用の熱的影響により、示準化石が殆ど産しないことに起因する(河内ほか, 1983; 牧本ほか, 1996; 金本・大塚, 2000b)。これらの変成作用の影響によって、赤石山地北部でコノドント化石の産出報告は1例、放散虫の産出報告はこれまで2例しかない(坂本, 1981; 金本・大塚, 2000a; 伊藤・中村, 2021)。大河原地域内では、金本・大塚(2000a)が後述する三峰川ユニット(本報告で新称)の泥岩より、Matsuoka and Ito (2019)のJR4(中期ジュラ紀バジジョシアン期-前期バトニアン期)の指標種を含む放散虫群集を報告している。また伊藤・中村(2021)は三峰川ユニットのチャートから中期-後期三畳紀及びジュラ紀-白亜紀の年代を示す可能性がある放散虫を2ヶ所から報告している。大河原地域を含めた赤石山地北部の研究例が少ないため、放散虫層序・コノドント化石が多産する赤石山地南部地域(遠山川・水窪)との年代対比を第3.1図に示す。

このような化石による堆積年代の決定が難しい研究背景を踏まえ、赤石山地でもここ数年で碎屑性ジルコンU-Pb年代に基づく最大堆積年代(Maximum depositional ages: MDAs)の推定が活発に検討されている(常盤ほか, 2018; 杉本ほか, 2019; 志村ほか, 2021)。これらの先行研究では、小渋川から北又沢上流(南隣赤石岳図幅)にかけての泥質混在岩及び砂岩中の碎屑性ジルコンU-Pb年代が測定され、最若粒子年代(YSG)と最若クラスター年

→S

赤石山地周辺の秩父付加コンプレックス

N←



第 3.1 図 赤石山地秩父付加コンプレックスの化石年代

地質年代は、Walker and Geissman (2022) の Geological Time Scale v.6.0 に従った。括弧内の数字は先行研究における化石報告例(1坂本, 1980; 2坂本, 1981; 3川端, 1984; 4村松, 1986; 5村松, 1995; 6村松, 1996; 7村松, 1997; 8村松, 1998; 9村松, 2001; 10金本・大塚, 2000a; 11村松, 2006; 12村松, 2018; 13坂本ほか, 2021; 14伊藤・中村, 2021)。伊藤・中村 (2021) を改変。

代(YC1 σ)を用いて、最大堆積年代を推定している(第3.2図)。碎屑性ジルコンU-Pb年代に関する詳細はユニットごとに後ほど紹介する。

3.2 構造層序区分

大河原地域を含む周辺地域の秩父付加コンプレックスの構造層序区分の変遷に関して、三波川変成コンプレックスを含めた地質図(第3.3図)と対比図(第3.4図)をもとに解説する。初期の三波川帯-秩父帯地域の地質図(第3.3図a;渡辺,1970)では、三波川帯・秩父帯の各地層が共に東へ傾斜する地質構造が表記されていた。秩父帯は、主に構造的低位から下部層(泥質片岩・塩基性片岩・砂質片岩主体の地層)・中部層(泥質準片岩から泥質岩主体の地層)・上部層(珪質岩と連続性の良い石灰岩の地層)と区分されていた(第3.4図)。その後下伊那地質誌編集委員会(1976)、天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)及びそれらを編纂した20万の1地質図幅「甲府」(尾崎ほか,2002)では、御荷鉾緑色岩のナップ構造や多数の胴切り断層が識別されるようになった(第3.3図b)。下伊那地質誌編集委員会(1976)は、大河原地域の秩父帯を小洪層群と定義し、粘板岩を主体とする「下部層」、チャートが卓越する「中部層」、厚い石灰岩からなる「上部層」に岩相区分した(第3.4図)。また渡辺(1970)やWatanabe(1977)を除いて赤石山地北部と南部の地質構造を区画する胴切り断層として、小洪川断層が表現されてきた(赤石山地地質研究グループ,1961;下伊那地質誌編集委員会,1976;天竜川上流域地質図調査・編集委員会,1984)。本報告では、小洪川流域で北西-南東方向の断層・脆性破碎帯、また小洪川を挟んだ岩相の不連続性を野外で確認できていない。そのため小洪川断層とされる胴切断層は表現せず、南北走向から北北東-南南西走向主体の断層系と低角度な断層によって各ユニットを区分する地質構造を提案している。一方でこれまでの研究で報告された小洪層群の下部層(泥質片岩から粘板岩主体の地層)・中部層(チャート主体の地層)・上部層(石灰岩主体の地層)の岩相変化については連続的に追跡することができた。そこで本報告では、秩父付加コンプレックスを、3つの構造層序ユニット;1)三峰川ユニット,2)豊口山ユニット,3)寺沢ユニットに区分し定義する(第3.3図c)。なお本報告では、先行研究で小洪層群下部層(下伊那地質誌編集委員会,1976)や小洪層群(天竜川上流域地質図調査・編集委員会,1984)と定義されていた泥質片岩から粘板岩を主体とする地層の大部分は、三波川変成コンプレックス釜沢ユニットに区分している。釜沢ユニットを三波川変成コンプレックスに区分した根拠や岩相の詳細に関しては第5章、各ユニットの境界をなす断層に関しては第9章にて述べる。

大河原地域の御荷鉾緑色岩類(本報告の御荷鉾ユニッ

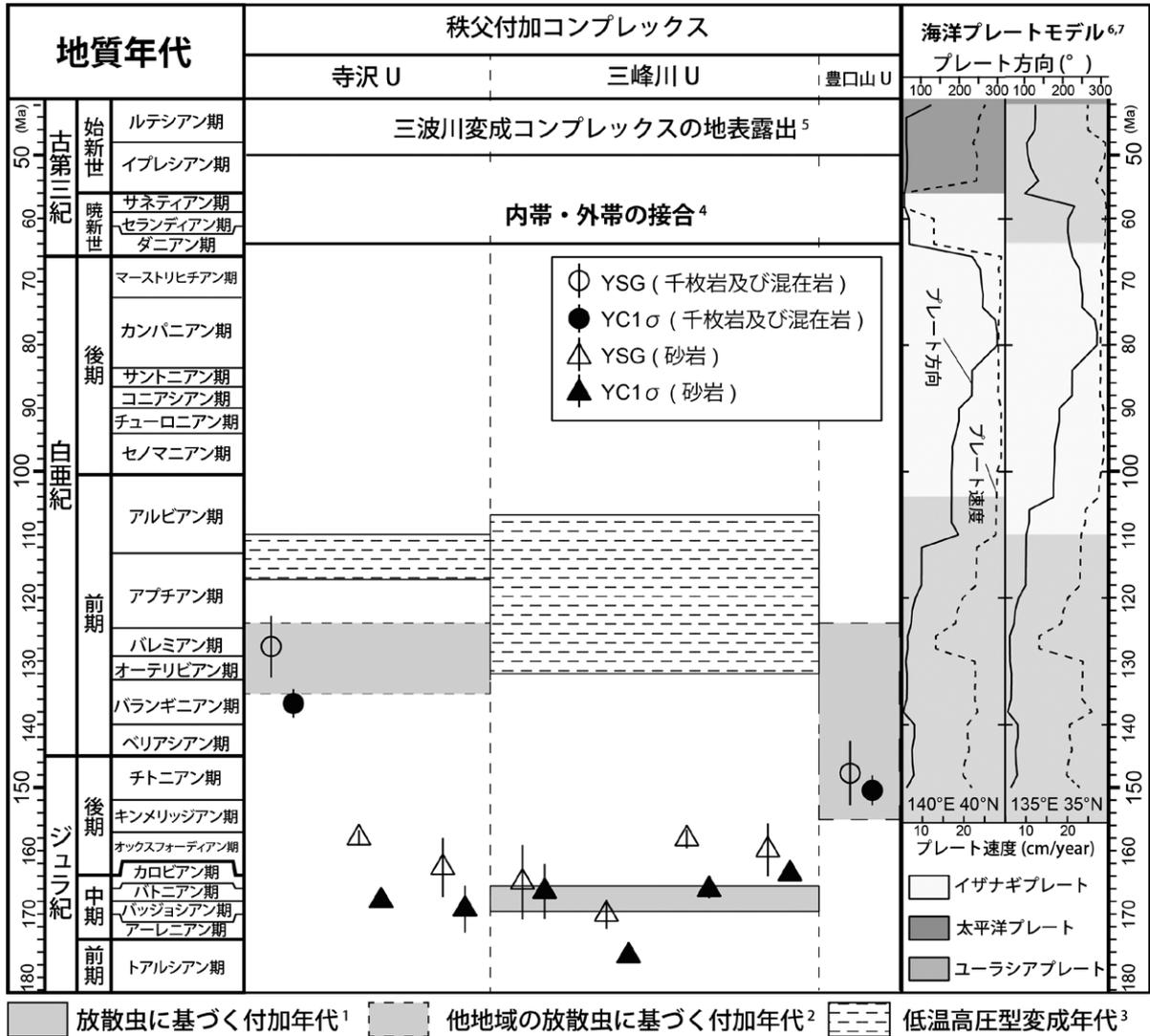
ト)と秩父付加コンプレックスの境界には、黒瀬川帯の構成要素として考えられた下部白亜系戸台層(田代ほか,1986)が分布する。また仏像構造線にそって連続的に露出する石灰岩主体のユニット(釜無ユニット;牧本ほか,1996,本報告の豊口山ユニット)が、松岡ほか(1998)による三宝山ユニットに対比される点から、大河原地域も含めた赤石山地全体のジュラ紀付加コンプレックスは、南部秩父帯(秩父帯南帯)に対比されると考えられてきた(天竜川上流域地質図調査・編集委員会,1984;村松,1999)。しかし本報告では、岩相と変成作用の特徴から、寺沢ユニットと三峰川ユニットについては、北部秩父帯の柏木ユニットと上吉田ユニットに対比した。

3.3 三峰川ユニット(Mbp, Mbc, Mbc, Mbb)

命名・定義: [新称] 三峰川沿いに広く分布し、砂岩・チャート及び玄武岩の岩片から小-大規模岩体をレンズ状に挟在する泥質混在岩からなる地質体を三峰川ユニットと命名・定義する。

模式地: 長野県伊那市長谷浦小瀬戸ノ湯付近の三峰川沿い。

分布及び地質構造: 三峰川ユニットは、大河原地域中央北部に位置する三峰川流域沿いに南北に分布する。三峰川流域での分布幅は、約4.5kmを超えるが、南に向かって分布が狭くなり樺沢^{かんぼさわ}周辺で消失する。三峰川ユニットは寺沢・釜沢ユニットに対して、戸台構造帯の東縁断層や所沢断層と高角度に接するほか、一部では低角度な断層を介して累重する。黒川牧場周辺の三峰川ユニット西側では、中角度から高角度な脆性断層によって戸台層と接する。戸台層が分布しない地域(二兎山及び入山沢周辺)では、三波川変成コンプレックスの御荷鉾ユニットと高角度な孤立沢断層で接しており、ユニット境界部は脆性破碎帯を伴う。ユニット内部は、閉じた褶曲と高角度な北北東-南南西方向の断層によって強く破断されており、チャート・砂岩・玄武岩岩体が繰り返す。地質図規模では、複数のシンフォーム・アンチフォーム構造によって折りたたまれた地質構造を示す。そのためシュミットネット上の層理面や片理面は、北北東-南南西走向で東南東及び西北西に高角度に傾斜する。線構造は北北東-南南西方向に集中する(第3.5図a)。この地質構造は後述する三波川変成コンプレックスの御荷鉾ユニットや黒川沢ユニットと同様の面構造と線構造の傾向を示す。ユニット東側は、中角度な小黒山断層によって切断される。三峰川本流大曲周辺における寺沢・三峰川ユニット境界部では、脆性破碎帯を伴う明瞭なユニット境界断層は確認できていない。そのため周囲の地質構造と岩相変化からユニット境界断層の位置を推定している。**岩相:** 三峰川ユニットは主に、数mm以下の岩片から数km以上の砂岩、チャート及び玄武岩の大規模岩体をレン



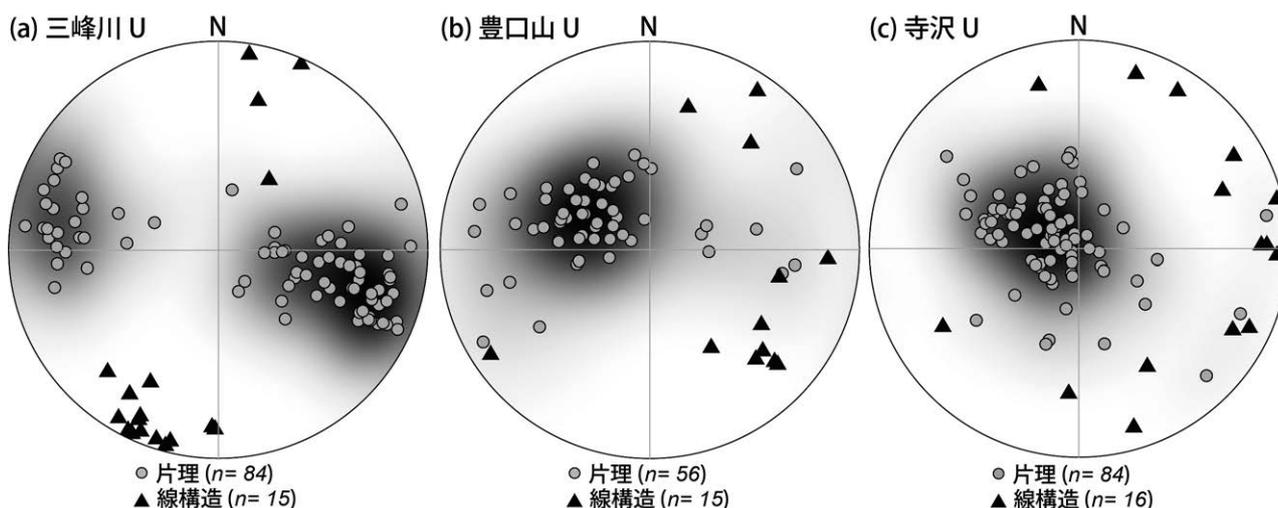
第 3.2 図 赤石山地秩父付加コンプレックス各ユニットの碎屑性ジルコン U-Pb 年代と付加年代との対比
 地質年代は、Walker and Geissman (2022) の Geological Time Scale v.6.0 に従った。放射虫化石群集に基づく付加年代¹(金本・大塚, 2000a)、関東山地・四国地域における放射虫化石群集を総括した付加年代²(松岡ほか, 1998)を併記している。最若粒子年代 (YSG) 及び最若クラスター年代 (YC1σ) に関しては、第 3.1 表にまとめた年代データを利用してプロットしている。大河原地域の寺沢・三峰川ユニットに関するフェンジャイト K-Ar 年代の報告はないため、寺沢・三峰川ユニットに対比される関東山地の柏木・上吉田ユニットのフェンジャイト K-Ar 年代を参考値として引用した³(Lu et al., 2022)。合わせて西南日本外帯の主要な地質イベントである内帯・外帯の接合タイミング⁴(Nakamura et al., 2022) 及び三波川変成コンプレックスの地表露出タイミング⁵(成田ほか, 1999)を記載している。GPlate software⁶(Müller et al., 2016; Matthews et al., 2016)に基づく 150 Ma から 40 Ma までの 2 つの不動点 (140°E 40°N; 135°E 35°N) における海洋プレート速度 (cm/year) 及び角度 (°) を計算し併記している。U: ユニット。

ズ状に挟む泥質混在岩からなる。砂岩、チャート及び玄武岩は複数の沢で連続的に追跡することができ、小-大規模岩体として広範囲に分布する。特に赤紫色を呈する塊状玄武岩や赤色チャートの野外産状から、御荷鉢ユニットや寺沢ユニットの岩相と区別される。構造的下位の寺沢ユニット境界部では、泥質混在岩中の片理の発達が強くなり、再結晶化したチャートと泥質混在岩が主体

となる。一方で構造的上位に位置する二兎山周辺及び黒川牧場周辺では、変成度の低いチャート・砂岩及び泥質混在岩が主体となる。玄武岩、ドレライト及び玄武岩火山碎屑岩は、三峰川本流・小瀬戸の湯付近から延びる林道沿いに分布する。模式地である三峰川小瀬戸ノ湯周辺のルートマップを第 3.6 図に示す。

渡辺 (1970)		下伊那地質誌 編集委員会 (1976)			天竜川上流域 地質図調査・ 編集委員会 (1984)		本報告	
秩父帯	上部層	秩父帯	小笠層群	上部層	秩父帯	小笠層群	秩父	豊口山 U
	中部層			AC			三峰川 U	
	下部層						寺沢 U	
				三波川 MC			釜沢 U	

第 3.4 図 大河原地域における三波川変成-秩父付加コンプレックス区分の対比図
渡辺 (1970), 下伊那地質誌編集委員会 (1976) 及び天竜川上流域地質図調査・編集委員会 (1984) に基づく層序区分図から作成。MC: 変成コンプレックス, AC: 付加コンプレックス, U: ユニット。



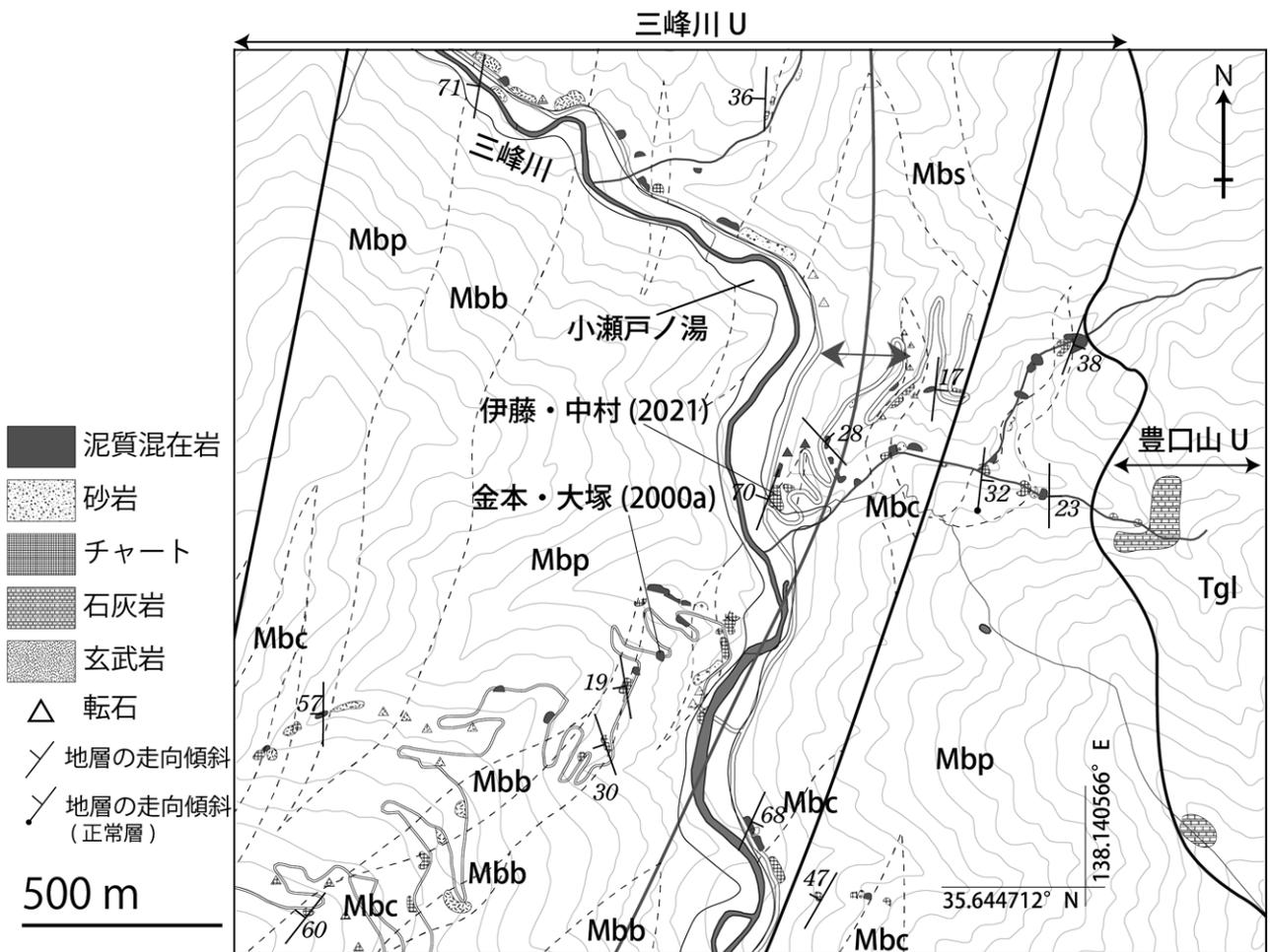
第 3.5 図 秩父付加コンプレックス各ユニットの面構造及び線構造の姿勢
(a) 三峰川ユニット, (b) 豊口山ユニット, (c) 寺沢ユニット。括弧内の n は、線構造及び面構造のプロット数。U: ユニット。

(1) 泥質混在岩 (Mbp)

泥質混在岩は、砂岩、チャート及び玄武岩などの小-大規模岩体を包有し、三峰川本流から樺沢まで広く分布する。泥質混在岩は露頭において、黒色泥岩の基質中にブーデン化した砂岩・チャート・玄武岩・分泌石英脈を、数mmの岩片から数m規模の岩塊として含む(第3.7図a)。石灰岩も数mmから2-3m幅の岩片から岩塊として露頭で確認されるが(第3.7図b)、大河原地域内では地質図規模の分布を示さないため、泥質混在岩に含めている。泥質混在岩中の一部岩片は、長軸が鱗片状劈開の方向に配列し、両端を脆性せん断面で切断されることでひし形の形状を示すことが多い。黒色から暗灰色を呈する

泥質基質部は、せん断変形を受けた泥岩からなり、鱗片状劈開が強く発達することで、強い剥離性を示す。

顕微鏡観察によると、泥質混在岩は、砂岩、分泌石英脈、石灰岩、珪質泥岩、チャート及び玄武岩からなる岩片と、せん断変形を受けた泥質基質部からなる(第3.8図a)。それぞれの岩片の円磨度は高く、非対称組織の発達によってレンズ状の岩片が再配列している。泥質基質部は、白雲母や緑泥石、炭質物等の不透明鉱物によって片理面が形成している。三峰川ユニットの構造的上位に位置する戸台層との境界部(黒川牧場周辺)では、再結晶化があまり進んでいない楕円形を示す放射虫化石が泥質基質部に観察される(第3.8図b)。一方で、三峰川ユニッ



第 3.6 図 三峰川ユニットのルートマップ

三峰川本流小瀬戸ノ湯付近三峰川ユニットの代表的なルートマップ。伊藤・中村 (2021) 及び金本・大塚 (2000a) の放散虫化石産出地点を併記している。U: ユニット。

トの構造的下位に位置する三峰川大曲周辺では、放散虫化石は再結晶化した多結晶石英集合体に変化し、圧力溶解へき開とプレッシャーシャドーが岩片や多結晶石英集合体の周囲に形成している (第 3.8 図 c)。

(2) 砂岩 (Mbs)

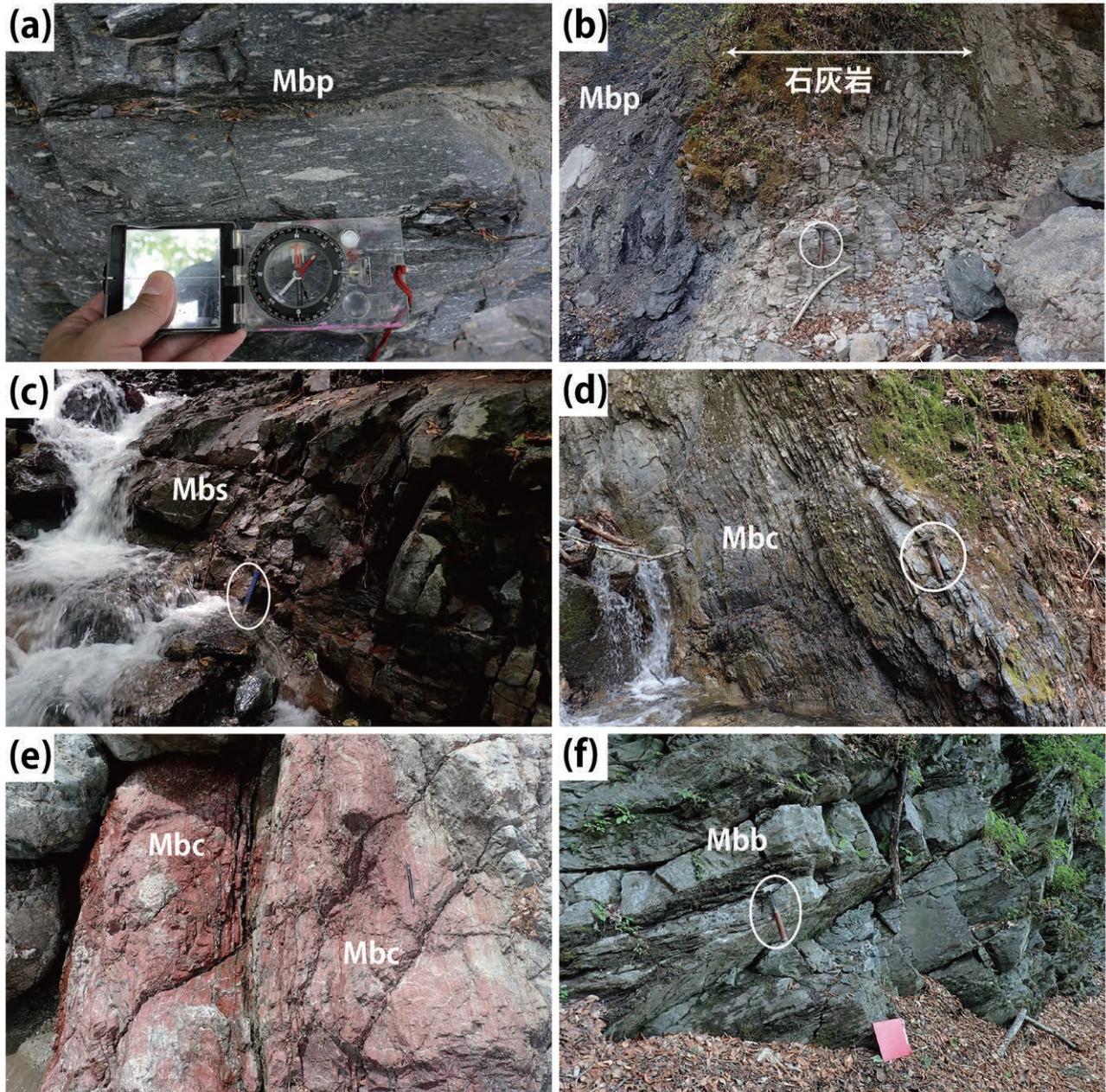
砂岩は、側方へ 0.5–2 km 連続する小–大規模岩体として、三峰川流域及び黒川牧場周辺で観察される。野外で砂岩は灰白色–褐色を示し、泥質混在岩中に挟在する。三峰川ユニットの構造的な下位に位置する変成度の高い砂岩は、野外で分泌石英脈が多数発達する。一方、構造的な上位に位置する砂岩は、塊状を呈し、野外で表面が褐色に風化する特徴を示す (第 3.7 図 c)。

顕微鏡観察によると、砂岩は中粒–粗粒で円磨度の低い石英、斜長石、アルカリ長石、ソーシユライト化した斜長石、堆積岩岩片、火山岩岩片、雲母類などの碎屑粒子と、粘土鉱物及び炭質物からなる基質で構成される

(第 3.7 図 d)。比較的淘汰がよく、粘土鉱物及び炭質物からなる基質を持ち、長石、岩片より石英に富む特徴を示す。火山岩岩片は、流紋岩などの珪質火山岩で、堆積物岩片は、隠微晶質な多結晶石英集合体からなるチャートと泥岩からなる。石英は、波動消光を示すものが多い。重鉱物としてジルコン・緑れん石・褐れん石等が多数含まれる。構造的な下位の砂岩では、圧力溶解へき開が石英・長石粒子の周囲に発達することで、弱い片理面構造を形成している (第 3.8 図 e)。

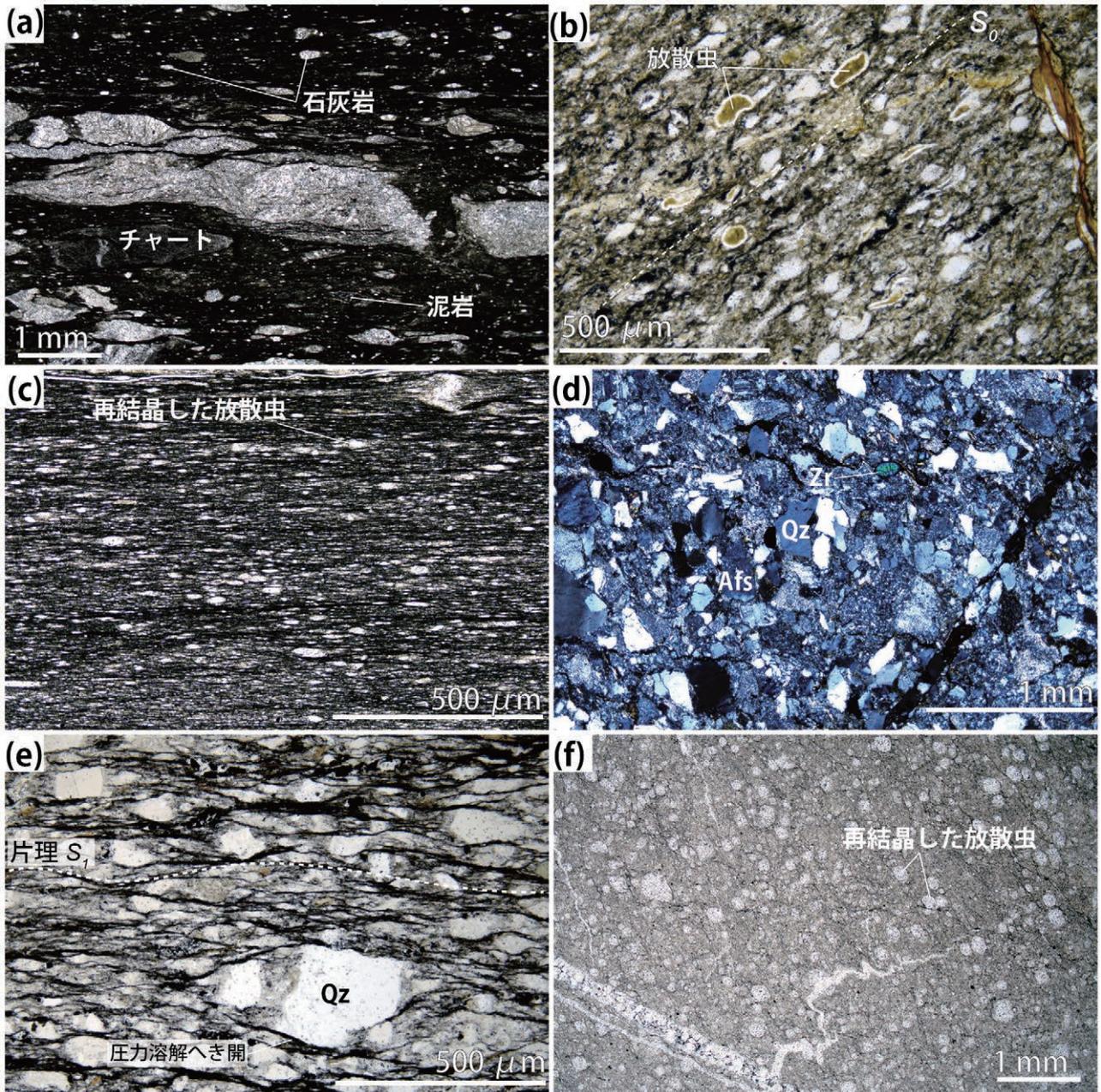
(3) チャート (Mbc)

チャートは側方へ 0.5–3 km 連続する小–大規模岩体として、三峰川流域から樺沢まで全域にわたり分布する。露頭では厚さ数 cm から数 10 cm の珪質部と数 mm の粘土層の互層から構成される層状チャートとして産し、灰色–暗灰色を呈する (第 3.7 図 d)。ただし玄武岩近傍のチャートは赤色を呈し、再結晶化している場合がある



第 3.7 図 三峰川ユニットの主要構成岩類の産状と岩相

(a) 泥質混在岩 (Mbp) 露頭。泥岩基質部に石灰岩、チャート、砂岩、及び玄武岩の岩塊を多数含む (三峰川・船形沢合流部)。(b) 破碎した泥質千枚岩中に含まれる石灰岩岩塊 (三峰川・船形沢合流部から 0.5 km 上流部)。幅は 2-3 m ほどで側方へ連続性はない。そのため地質図には表現されていない。(c) 三峰川ユニット砂岩 (Mbs) 露頭。表面は褐色に風化しているが、内部は灰白色-淡褐色を示す (三峰川大曲周辺の枝沢)。(d) 灰色層状チャート (Mbc) の産状 (船形沢から 1.5 km 上流部)。(e) 赤色チャート (Mbc; 船形沢から 1.0 km 上流部)。ペンの長さは、約 14 cm。(f) 塊状玄武岩及び玄武岩火山碎屑岩 (Mbb) の互層 (西風巻谷から続く林道の標高 1,650 m 付近)。ハンマーが刺さっている上部に玄武岩火山碎屑岩を挟む。いずれの写真でもハンマーは白丸に位置する。



第 3.8 図 三峰川ユニットの碎屑岩類の薄片写真

(a) 泥質混在岩の薄片写真。野外での観察と同じく多数の遠洋性堆積物の岩片を含む。オープンニコール。(b) 三峰川ユニットの泥質混在岩。戸台層との境界部では再結晶化していない放射虫化石が泥質部に含まれる。オープンニコール。(c) 片理の発達した泥質混在岩。寺沢ユニット境界付近では片理が発達し放射虫は再結晶している。再結晶化した石英集合体がプレッシャーシャドウを形成している。オープンニコール。(d) 砂岩の薄片写真。碎屑粒子としてアルカリ長石 (Afs) 及び多結晶石英 (Qz) が観察される。重鉱物のジルコン (Zr) も多数含まれる。クロスニコール。(e) 変形した砂岩。寺沢ユニット境界付近で砂岩中にも片理 (S_1) が発達する。オープンニコール。(f) 再結晶放射虫を多数含む層状チャート。オープンニコール。

(第3.7図e).

顕微鏡観察によると、層状チャートの珪質部は微晶質石英集合体と不透明鉱物からなり、粘土層には微細な雲母類が認められる。寺沢ユニット境界部付近の構造的低位に位置するチャートは、再結晶化が比較的進行しており、放散虫は多結晶石英に置き換わり、石英脈がメッシュ状に発達する。一方で黒川牧場周辺の構造的上位に位置するチャートには比較的変成・変形を免れた楕円を示す放散虫化石が残存しており、放散虫化石が濃集する層が含まれる(第3.8図f)。

(4) 玄武岩、ドレライト及び玄武岩火山砕屑岩 (Mbb)

側方へ0.4–3.8 km連続する小–大規模岩体として、玄武岩、ドレライト及び玄武岩火山砕屑岩からなる苦鉄質岩体が三峰川流域から大曲周辺まで分布する。玄武岩は、露頭において塊状で、暗緑色を呈し赤色チャート、ドレライト、及び玄武岩火山砕屑岩を密接に伴う。ドレライトは、露頭で暗緑色から赤紫色を呈し、塊状玄武岩中に幅数mの層状に分布する。玄武岩火山砕屑岩は、数mから数10 mの分布幅でドレライトと同じく層状に塊状玄武岩中に挟在する(ハンマー上部分が玄武岩火山砕屑岩; 第3.7図f)。なお玄武岩火山砕屑岩やドレライトは複数の露頭で連続的に追跡できるが、分布が限定的であるため一括して地質図に表記している。

顕微鏡観察によると、塊状の玄武岩は斑晶鉱物としてかんらん石仮像、単斜輝石、斜長石を含み、インターグラニューラー組織からインターサタル組織を示す(第3.9図a, b)。一部で無斑晶状組織を示す玄武岩も観察される。火成岩起源の斑晶鉱物は緑泥石・アクチノ閃石、緑れん石、及び不透明鉱物に置換されており、斜長石はソーシユライト化している。ただし残留火成鉱物として単斜輝石や普通角閃石が残存する場合がある。残存している単斜輝石や普通角閃石の縁部は、濃緑色及び淡青色の多色性を示す変成単斜輝石やナトリウム角閃石が変成鉱物として成長している。玄武岩溶岩中に気泡が観察される場合は、方解石、緑泥石、パンペリー石、アルバイトが変成鉱物として空隙を充填している(第3.9図c)。ドレライトは残留火成鉱物として短柱状のケルスート閃石と半自形–自形のチタン普通輝石を斑晶として多量に含み、基質は不透明鉱物、緑れん石、緑泥石、アルバイト、方解石からなる。自形でピンク色の多色性を示すチタン普通輝石の縁部は、濃緑色の多色性を示す変成単斜輝石に部分的に置換されている(第3.9図d)。褐色の多色性を示す短柱状のケルスート閃石は、周囲を淡青色の多色性を示すナトリウム角閃石に置換されており、更に無色のアクチノ閃石によって再度置換される累帯構造を示す(第3.9図e)。玄武岩火山砕屑岩は主に凝灰岩から凝灰角礫岩からなり、変質鉱物として緑泥石、白雲母、アルバイト、サポナイト及び方解石を含む。緑泥石・サポナ

イト・緑れん石・不透明鉱物が片理面構造を構成し、残留火成鉱物としてピンクの多色性を示すチタン普通輝石が残存している場合がある(第3.9図f)。

年代: 金本・大塚(2000a)は、Matsuoka and Ito (2019)のJR4 (*S.plicarum*: 中期ジュラ紀バジジョシアン–前期バトニアン期)の指標種を含む放散虫群集 [*Striatojaponocapsa plicarum* (YaO)] を泥岩から報告している。また伊藤・中村(2021)はClosed *nassellarian*に近い球状から楕円球状の放散虫を層状チャートから報告している。この放散虫化石は保存が悪く種を同定できていないが、ジュラ紀から白亜紀の放散虫の可能性が高い。また本報告により三峰川ユニットの砂岩1試料(Mb0602)の碎屑性ジルコンU–Pb年代測定から最若粒子年代(YSG)として 165.0 ± 5.9 Ma、最若クラスター年代(YC1 σ)として 166.5 ± 4.3 Ma ($n=2$)が得られた(第3.10図a, 第3.1表, 附表1)。最若粒子年代及び最若クラスター年代のどちらも、先行研究で放散虫群集から推定される年代とおおよそ一致する(第3.2図)。以上の放散虫年代及び碎屑性ジルコンU–Pb年代を考慮し、大河原地域での三峰川ユニットの付加年代をバジジョシアン期–バントニアン期とする。

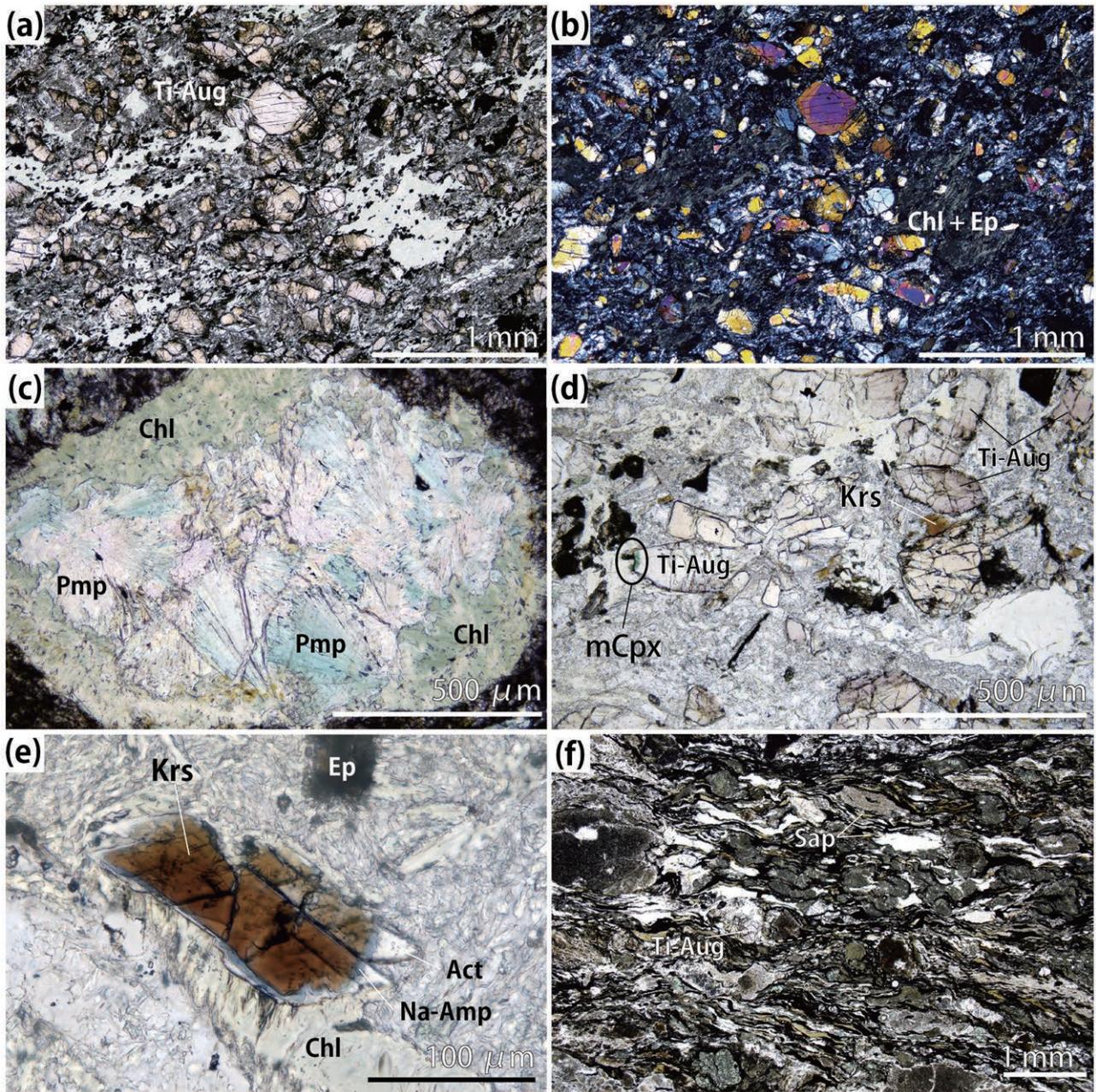
対比: 泥質混在岩とチャートを主体とすること、中期ジュラ紀の付加年代を示すこと、後述する低温高压型(三波川)変成作用(3.6節変成作用で解説)を被っていることから、松岡ほか(1998)の上吉田ユニットに対比されると考えられる。下伊那地質誌編集委員会(1976)による小洪層群中部層の一部及び天竜川上流地域地質図調査・編集委員会編(1984)の小洪層群の一部に対比されると推定される。また市野瀬図幅地域の御荷鉢・秩父帯中部層の一部に、高遠図幅地域の入笠ユニットに対比されると考えられる。

3.4 豊口山ユニット (Tgp, Tgl, Tgb)

命名・定義: [新称] 大河原地域を南北に区画する仏像構造線に沿って広く連続する泥質混在岩を主体とし、石灰岩の小–大規模岩体と、その石灰岩に付随する玄武岩火山砕屑岩の小–中規模岩体をレンズ状に挟む地質体を豊口山ユニットと命名する。

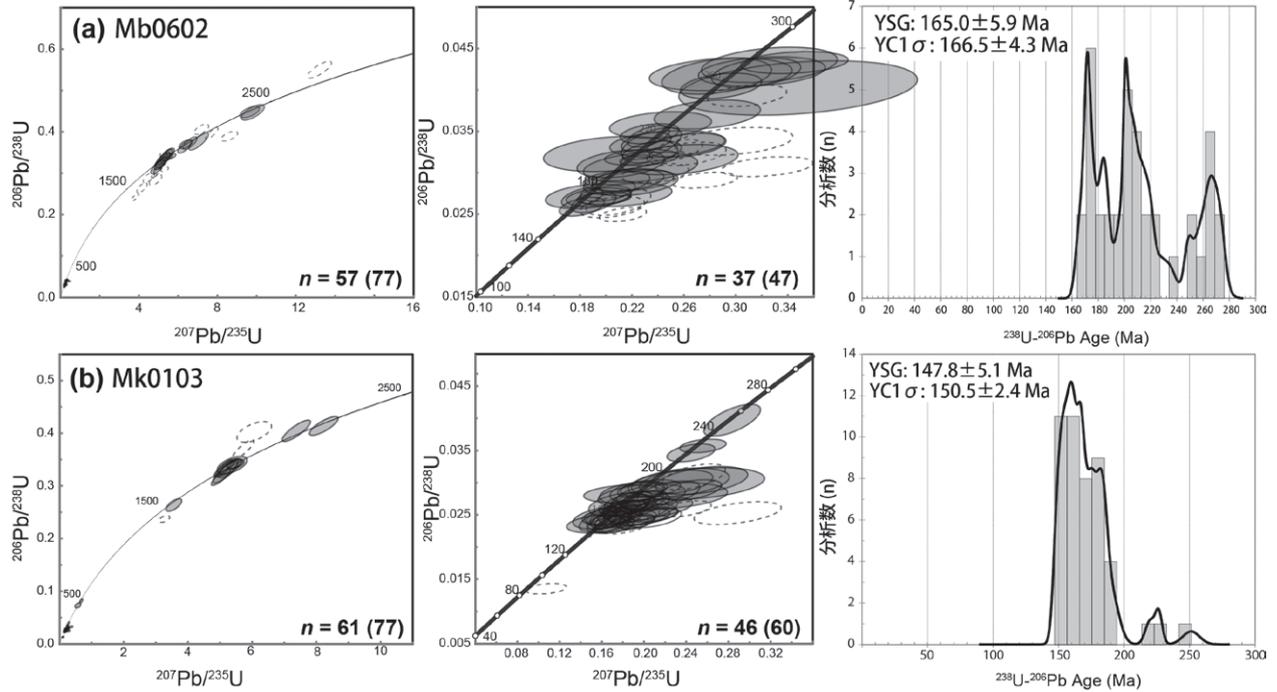
模式地: 大河原地域中央部に位置する豊口山の西壁は、大規模な石灰岩露頭から構成されており東傾斜のケスタ地形を形成している。この石灰岩露頭を豊口山ユニットの模式地とする。鳥倉林道終点三伏峠登山道入り口付近で露頭を観察できる。

分布及び地質構造: 豊口山ユニットは、小瀬戸谷屈曲部から三峰川・塩川・豊口山・小河内沢・小洪川を通過して南北に分布する。模式地の豊口山周辺における分布幅は約2 kmを超えるが、三峰川–小瀬戸谷周辺の北部地域では1–1.5 km・小河内沢–小洪川周辺の南部地域では、0.5–0.8 kmである。ユニット両側が小黒山断層と仏像構造線



第 3.9 図 三峰川ユニットの苦鉄質岩類の薄片写真

(a) 三峰川ユニットの塊状玄武岩。オープンニコル。(b) 三峰川ユニットの塊状玄武岩。クロスニコル。累帯構造を示す鉱物は、チタン単斜輝石 (Ti-Aug)。空隙は緑泥石 (Chl) と緑れん石 (Ep) で充填されている。(c) 塊状玄武岩中の空隙に成長した変成鉱物。緑泥石 (Chl)、扇状に成長した針状パンペリー石 (Pmp)、及びアルバイトから構成される。淡緑色のパンペリー石は、鉄成分に富んでいる。オープンニコル。(d) ドレライトの薄片写真。自形短柱状でピンクの多色性を示すチタン単斜輝石 (Ti-Aug) と褐色多色性で特徴的なへき開を示すケルスート閃石 (Krs) が残留火成鉱物として観察される。その周囲には、濃緑色の変成単斜輝石 (mCpx) が成長している。オープンニコル。(e) 累帯構造を示すケルスート閃石 (Krs)。ナトリウム角閃石 (Na-Amp) の周囲には更にアクチノ閃石 (Act) が成長している。オープンニコル。(f) 三峰川ユニットの片状を示す玄武岩火山砕屑岩。緑泥石、不透明鉱物、サポナイト (Sap) によって面構造が形成している。オープンニコル。



第 3.10 図 三峰川ユニット及び豊口山ユニット中の碎屑性ジルコンのコンコードシア図とそれら年代ヒストグラム
 (a) 試料Mb0602, 三峰川ユニット砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代. (b) 試料Mk0103, 豊口山ユニット砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代. 点線はディスコードナントなデータを示す. ディスコードナントなデータはヒストグラム, 最若クラスター年代の計算から除外している. 年代ヒストグラムは, Isoplot/Ex4.15 を利用して最若クラスター年代の加重平均を計算している. 最若粒子年代 (YSG) 及び最若クラスター年代 (YC1 σ) は第 3.1 表に記載している.

第 3.1 表 大河原地域周辺の碎屑性ジルコンU-Pb年代

サンプル	緯度	経度	地点番号	コンプレックス	ユニット	岩相	コンコードナント なスポット数 n (総数)	最若粒子年代		最若クラスター年代		MSWD	n*	文献
								YSG $\pm 2\sigma$	YC1 $\pm 2\sigma$					
Jk1105	35.65712	138.06106	1	三波川	黒川沢	泥質片岩	57(60)	70.7 \pm 1.5	71.2 \pm 0.9	0.35	3	本報告		
OS2-33	35.63945	138.05891	2	三波川	黒川沢	泥質片岩	22(32)	96.3 \pm 2.7	114.4 \pm 2.5	0.01	2	本報告		
OS2-32	35.56663	138.05763	3	三波川	黒川沢	泥質片岩	37(40)	103.6 \pm 1.8	103.9 \pm 0.9	0.16	5	本報告		
OS3-26	35.57486	138.10791	4	三波川	釜沢	千枚岩	59(60)	103.6 \pm 3.1	104.7 \pm 1.4	0.67	4	本報告		
17112505	35.53063	138.07963	5	三波川	釜沢	変成砂岩	60(76)	105.5 \pm 1.3	115.9 \pm 2.0	0.60	3	志村ほか(2021)		
OS2-30	35.52118	138.08838	6	三波川	釜沢	千枚岩	39(40)	109.6 \pm 1.2	115.1 \pm 0.8	0.30	5	志村ほか(2021)		
17112502	35.51601	138.09113	7	三波川	釜沢	変成砂岩	66(77)	111.1 \pm 1.9	113.1 \pm 2.6	2.10	2	志村ほか(2021)		
OS3-22	35.56153	138.10450	8	秩父	寺沢	千枚岩	49(74)	127.7 \pm 4.9	136.7 \pm 2.2	0.19	6	本報告		
OS3-19	35.55644	138.10012	9	秩父	寺沢	変成砂岩	49(50)	158.0 \pm 1.2	167.9 \pm 0.7	0.32	5	本報告		
Tk0401	35.56962	138.09275	10	秩父	寺沢	変成砂岩	47(72)	162.7 \pm 4.7	169.3 \pm 3.7	0.87	2	本報告		
Mk0103	35.62398	138.12123	11	秩父	豊口山	泥質混在岩	61(77)	147.8 \pm 5.1	150.5 \pm 2.4	0.37	7	本報告		
Mb0602	35.63744	138.15539	12	秩父	三峰川	砂岩	57(77)	165.0 \pm 5.9	166.5 \pm 4.3	0.55	2	本報告		
Chi-01	35.47617	138.05064	13	図幅外	秩父	しらびそ(三峰川)	135(160)	170.1 \pm 2.3	176.7 \pm 1.2	0.37	3	杉本ほか(2019)		
Chi-02	35.48777	138.06737	14	図幅外	秩父	しらびそ(三峰川)	133(160)	158.2 \pm 1.5	166.2 \pm 1.3	0.17	4	杉本ほか(2019)		
Chi-03	35.45649	138.06265	15	図幅外	秩父	しらびそ(三峰川)	140(160)	159.9 \pm 4.2	163.7 \pm 0.9	0.72	11	杉本ほか(2019)		
Aka-01	35.50281	138.10475	16	図幅外	四万十	赤石	139(180)	113.6 \pm 2.3	115.4 \pm 1.4	-	-	常盤ほか(2018)		
Aka-02	35.47922	138.12162	17	図幅外	四万十	赤石	128(180)	114.1 \pm 1.6	125.8 \pm 1.6	-	-	常盤ほか(2018)		
Aka-03	35.47504	138.15241	18	図幅外	四万十	赤石	132(180)	100.8 \pm 1.2	107.5 \pm 1.5	-	-	常盤ほか(2018)		
Sh3007	35.64484	138.20015	19	四万十	白根	砂岩	55(62)	68.4 \pm 4.3	70.8 \pm 1.8	0.61	4	本報告		

n* = 最若クラスター年代 (YC1 σ) の計算に使用したコンコードナントな分析数. 地点番号は, 地質図に記載されている年代測定試料地点と対応している.

によって区画されおり、分布幅の変化が南北で大きい特徴を示す。ユニット西側は、明確な脆性破砕帯を伴う小黒山断層によって、寺沢ユニットと三峰川ユニットに接する。構造的低位の寺沢ユニットに発達する片理面と調和的な片理面を示し、東方へ中から低角度に傾斜する地質構造を示す。また北東方向または南東方向のトレンドで緩傾斜なプランジを有する線構造が卓越する(第3.5図b)。ただし構造的低位の寺沢ユニットや三波川変成コンプレックス釜沢ユニットが形成する複アンチフォーム・シンフォーム構造に豊口山ユニットは参加していない。ユニット東側は、仏像構造線によって四万十付加コンプレックス赤石ユニットと接している。シュミットネットにおける片理面の集中は、豊口山ユニットの方が赤石ユニットより水平な地質構造を示す(第3.5図b, 第6.3図a)。

岩相: 豊口山ユニットは、泥質混在岩を主体とし、小-大規模な石灰岩体及び小-中規模岩体の玄武岩火山碎屑岩をレンズ状に挟む。大規模な石灰岩体は、南から小渋川・小河内沢・塩川・巫女淵・東風巻谷・小瀬戸谷で連続して追跡できる。主に小黒山断層付近から側方に層厚を変化させながら石灰岩体が連続して分布する。この大規模石灰岩体は市野瀬図幅地域を経て高遠図幅地域の赤石山地北端まで、急峻な地形を形成しながら約50 km以上に渡って連続して確認できる。鳥倉林道の豊口山付近から三伏峠小屋に至る登山道沿いでは広く泥質混在岩が分布しており、豊口山ユニットの分布幅が小渋川・塩川流域と比べて厚い特徴がある。同様の傾向は小黒山周辺部でも共通している。代表的な豊口山ユニットのルートマップを第3.11図に示す。

(1) 泥質混在岩 (Tgp)

泥質混在岩は、石灰岩・玄武岩火山碎屑岩などの小-大規模岩体を包有し、小渋川本流から小瀬戸谷まで南北方向に広く分布する。泥質混在岩の基質部は黒色から暗灰色の泥岩で、数mmから数m幅のレンズ化したチャート・砂岩・分泌石英脈の岩片及び岩塊を多数含む(第3.12図a, b)。豊口山ユニット内では、地質図に表記できる規模の砂岩・チャートの小規模岩体は認められない。そのため泥質混在岩に砂岩やチャートの分布を含めている。基質部の泥岩は雲母鉱物の配列によって片理面を形成しており、せん断変形を受けて鱗片状に剥離する。

顕微鏡観察によると、岩片として含まれる石灰岩、珪質泥岩、砂岩、チャート、石英、及びソーシユライト化した斜長石の境界部で圧力溶解へき開が発達しており、ポーフィロクラストの縁の一部が溶解している。またポーフィロクラストの周囲には、雲母鉱物からなるプレッシャーシャドウが形成し、非対称組織を示す。泥質基質部は主に、白雲母、緑泥石、黄鉄鉱、炭質物等の不透明鉱物から構成されており、白雲母や緑泥石からなる

片理面を形成している(第3.13図a, b)。

(2) 石灰岩 (Tgl)

豊口山ユニットの石灰岩は、小渋川-上沢合流部奥・小河内沢中流・塩川中流・巫女淵奥・小瀬戸谷上流に広く露出する。いずれの層理面も東に30-50°傾斜する同斜構造を示し、数10 mから数100 m幅の小-大規模な石灰岩体が南北方向に特徴的に分布する。大河原地域では、ケスタ地形によって石灰岩の急崖が西側斜面に広範囲に露出している(第3.12図c)。この急崖は河川による侵食を受けた場合、急峻な渓谷を形成している(第3.12図d)。野外で石灰岩は白色~灰色を呈し、小河内沢沿いでは、泥質混在岩・玄武岩火山碎屑岩と細互層する層状石灰岩が発達する。その層厚は数cmから数10 mまで変化が著しい。

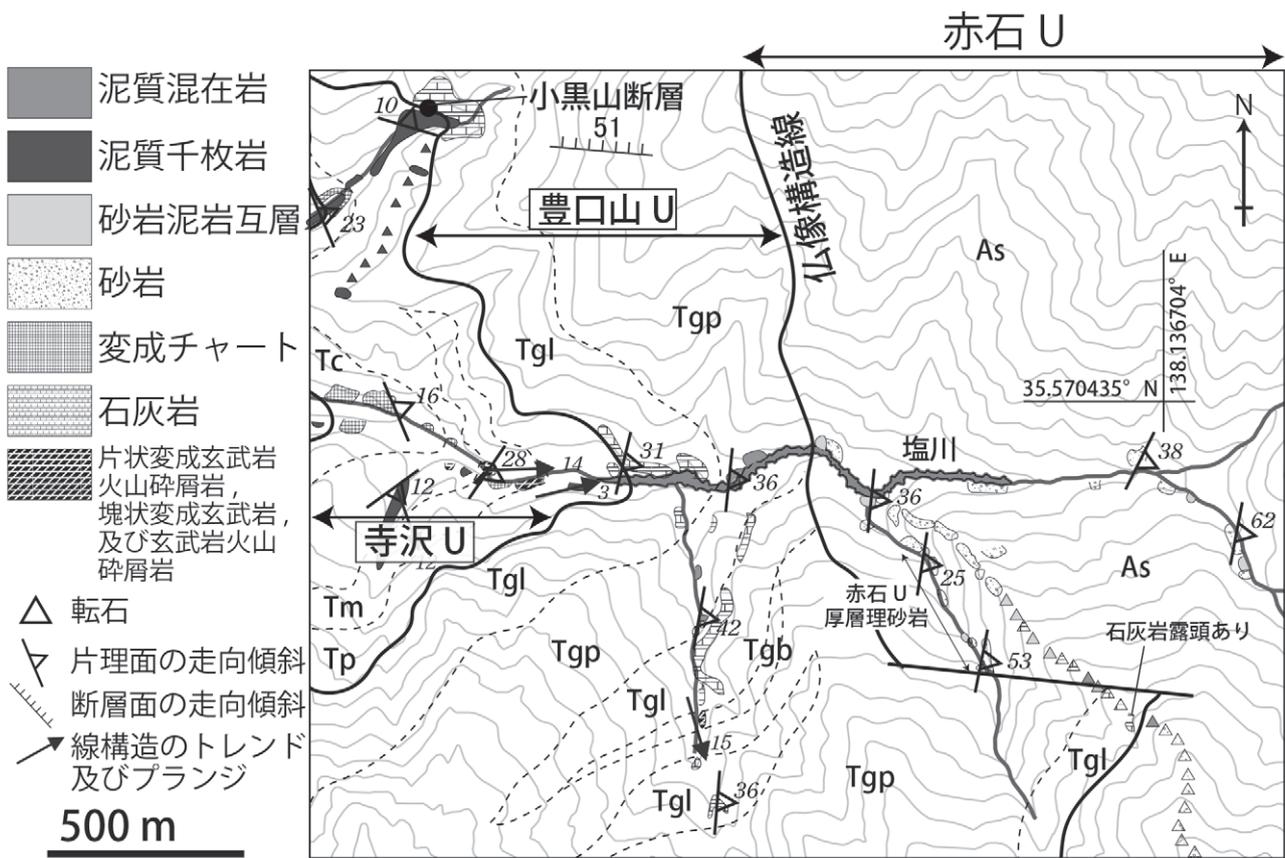
顕微鏡観察によると、石灰岩は再結晶化した等粒状方解石集合体からなり、生物遺骸は認められない(第3.13図c)。炭質物、不透明鉱物、再結晶化した方解石粒子が再配列して片理面を形成している。再結晶化した方解石には双晶幅の太いタイプIIの変形双晶が多数発達している(第3.13図d)。

(3) 玄武岩火山碎屑岩 (Tgb)

玄武岩火山碎屑岩は、石灰岩と共に側方へ0.4-1.0 km連続する小-中規模岩体として、小河内沢、三伏峠登山道、塩川、三峰川の一部地域で観察される。玄武岩火山碎屑岩は、玄武岩火山角礫岩や玄武岩質凝灰岩を原岩とし、野外では片状の泥質混在岩や石灰岩と密接に互層をなす(第3.12図e)。野外で暗緑色から淡緑色を呈し、片理の発達が弱い緑色の玄武岩岩塊を含む火山角礫岩を層状に挟む場合がある(第3.12図f)。塊状玄武岩は数mの露頭規模で岩塊として観察できるが、地質図に表記できる小規模岩体(50 m以上)は、豊口山ユニットで認められない。

顕微鏡観察によれば、玄武岩火山碎屑岩は基質部でアクチノ閃石、緑泥石、緑れん石の変成鉱物が片理面を形成し、細粒な単斜輝石を残存火成鉱物として含む(第3.13図e)。塊状玄武岩では、残存する単斜輝石と変質した基質からなるインターサタル組織を示す。また無斑晶状組織を示す塊状玄武岩も観察される。斑晶鉱物仮像や変成脈中には、パンベリー石、アクチノ閃石、緑泥石、アルバイト、方解石集合体が観察される(第3.13図f)。

年代: 本報告により、豊口山ユニット中泥質混在岩1試料(Mk0103)の碎屑性ジルコン最若粒子年代(YSG)として 147.8 ± 5.1 Ma、最若クラスター年代(YC1 σ)として 150.5 ± 2.4 Ma ($n=7$)のU-Pb年代が得られた(第3.10図b, 第3.1表, 付表2)。他にも、塩川で発見された石灰岩転石からペルム紀を示唆する*Neoschwagerina*属のフズ



第 3.11 図 豊口山ユニットのルートマップ
 塩川上流地域の豊口山ユニットの代表的なルートマップ。U：ユニット。

リナ化石が発見されている(小林, 1955)。塩川流域で露出する石灰岩は豊口山ユニットに限られており、転石であるが豊口山ユニット起源の石灰岩と推定される。碎屑性ジルコンU-Pb年代の最大堆積年代を考慮し、本ユニットの付加年代は、キンメリッジアン期-ベリアシアン期以降とする。

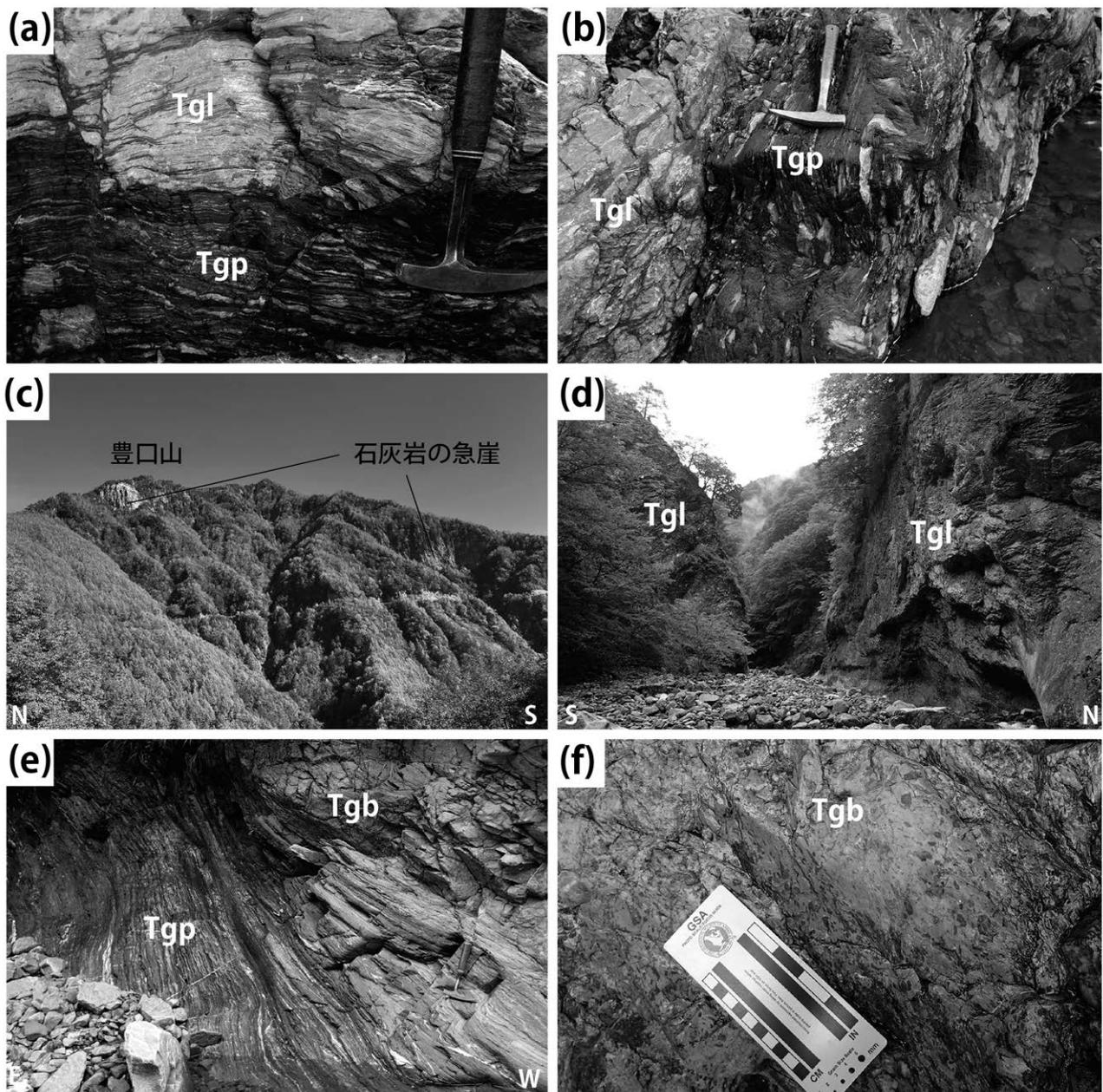
対比：仏像構造線に沿って約 50 km 以上にわたって連続する大規模な石灰岩体という岩相的特徴と、碎屑性ジルコンU-Pb年代から推定される付加年代から、松岡ほか(1998)の南部秩父帯三宝山ユニットに対比されると考えられる。このユニットが南部秩父帯に相当するため、三峰川ユニット(上吉田ユニット相当)や後述する寺沢ユニット(柏木ユニット相当)が属する北部秩父帯に対して、小黑山断層を介して大規模な構造不連続が存在することになる。また下伊那地質誌編集員委員会(1976)の小渋川層群上部層、天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)の小渋層群に相当する。北隣の市野瀬図幅地域では、石灰岩を主とする御荷鉾・秩父帯上部層に対比される。高遠図幅地域では釜無川流域に広く分布する石灰岩主体の釜無ユニットに対比されると考えられる。

3.5 寺沢ユニット (Tp, Ts, Tc, Tm)

命名・定義：[新称]大河原地域中央部に分布し、変成チャートと泥質千枚岩を主体とする地質体を寺沢ユニットと命名する。

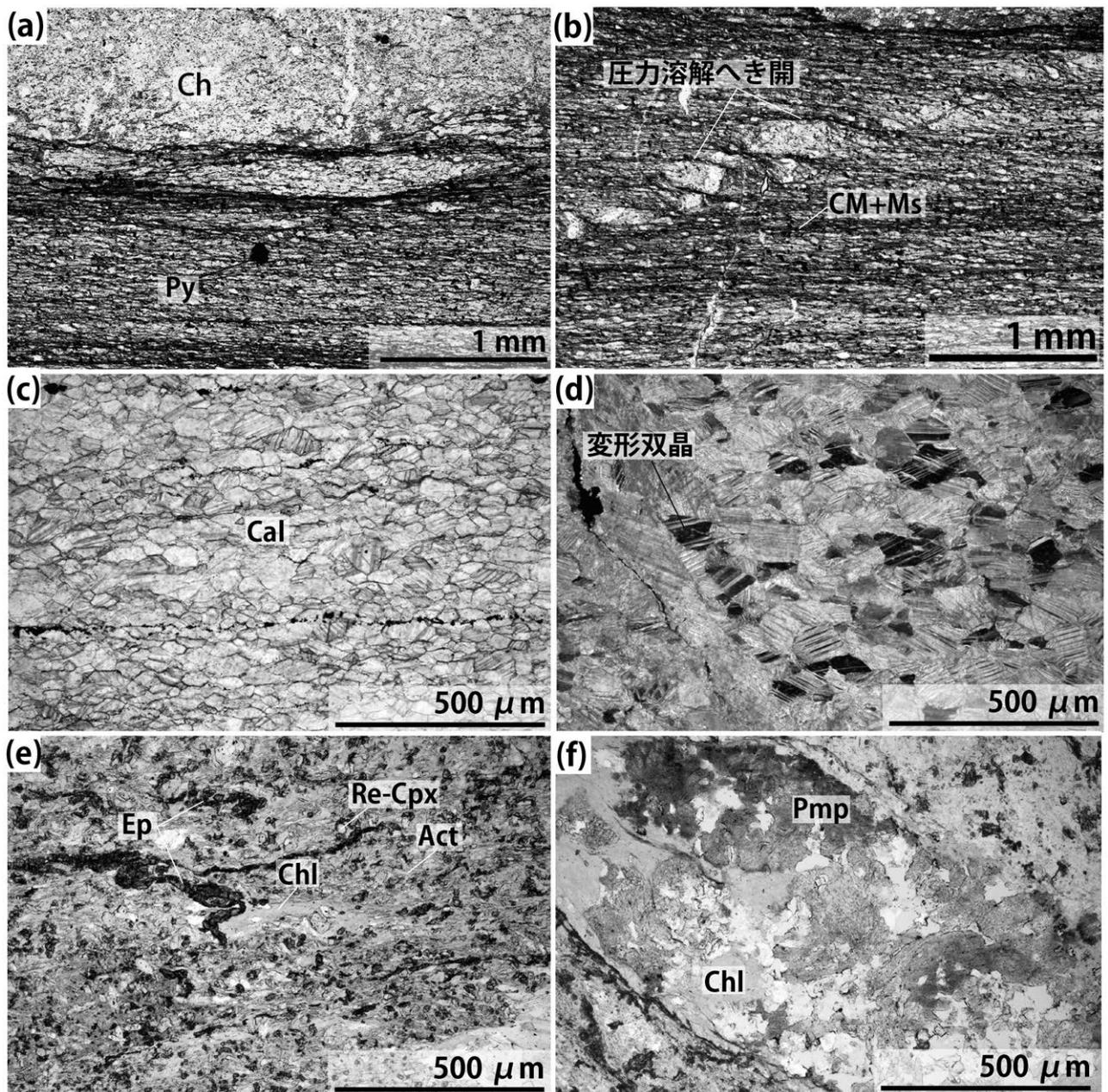
模式地：長野県下伊那郡大鹿村釜沢上流の寺沢周辺。

分布及び地質構造：寺沢ユニットは、三峰川大曲から南沢を通り塩川小屋上流付近・鳥倉林道周辺に分布する。いずれの分布域も限定的で、塩川及び小渋川流域での分布幅は0.5-0.8 kmと狭いが、鳥倉林道及び三峰川大曲では2 km以上の幅で広範囲に分布する。ユニット西側境界は、高角度な姿勢を示す所沢断層と低-中角度の姿勢を示す湯オレ沢断層によって釜沢ユニットと接する。またユニット東側境界は低-中角度な姿勢の小黑山断層によって豊口山ユニットと接する。どちらの断層境界にも明瞭な脆性破碎帯が発達するのが特徴である。三峰川ユニットとの境界は所沢断層から派生する高角度な断層または、中角度な断層によって接する。構造的上位の三峰川ユニット及び豊口山ユニット・構造的下位の三波川変成コンプレックス釜沢ユニットとの境界断層の姿勢は、主片理の構造と調和的である。



第 3.12 図 豊口山ユニットの主要構成岩類の産状と岩相

(a) 石灰岩 (Tgl) 及び泥質混在岩 (Tgp) の互層 (小河内沢・小日影沢合流部から 1 km 上流)。泥質混在岩には破断した分泌石英脈及び砂岩レンズが多数含まれる。(b) 強く変形した泥質混在岩 (Tgp; 三峰川林道終点の取水口手前)。砂岩レンズも変形して褶曲している。碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定露頭 (Mk0103)。(c) 豊口山西側に形成している石灰岩の急崖。鳥倉林道ゲート駐車場から撮影。(d) 渓谷を形成する石灰岩体 (Tgl; 小河内沢約 3 km 上流)。小河内沢を西から東方向に撮影。(e) 片状を示す灰色泥質混在岩 (Tgp) 及び玄武岩火山碎屑岩 (Tgb) の互層 (小河内沢約 3.5 km 上流)。(f) 玄武岩火山碎屑岩 (Tgb) の片理面。数 cm 程度の火山碎屑岩の岩塊が観察される (小河内沢約 3.5 km 上流)。



第 3.13 図 豊口山ユニットの主要構成岩類の薄片写真

(a) 泥質混在岩中のレンズ状変成チャート (Ch). 黄鉄鉱 (Py) が泥質基質部に形成している. オープンニコール. (b) 圧力溶解へき開を示す石英, 長石の碎屑粒子. 圧力溶解部は炭質物 (CM) と雲母鉱物 (Ms) とからなる. オープンニコール. (c) 豊口山ユニットの石灰岩. 再結晶化が進行した方解石集合体 (Cal) で構成されている. オープンニコール. (d) 変形双晶を示す方解石 (Cal). クロスニコール. (e) 玄武岩火山碎屑岩. 残存の単斜輝石 (Re-Cpx), アクチノ閃石集合体 (Act) と緑れん石 (Ep) からなる. 基質は緑泥石 (Chl) 及び緑れん石 (Ep), 不透明鉱物が充填している. オープンニコール. (f) 玄武岩火山碎屑岩中に発達する変成脈. パンペリー石 (Pmp), 緑泥石 (Chl), アルバイト, 方解石から構成される.

標高の高い鳥倉山東方から豊口山西方にかけての地域では、低角度な地質構造が明瞭で分布幅が大きい。即ち、この地域では、寺沢ユニットは構造的下位の三波川変成コンプレックス釜沢ユニットと共に、シンフォーム・アンチフォームによって翼間隔の開いた緩やかな褶曲を繰り返す。アンチフォーム・シンフォームは、北東-南西走向で東もしくは西へ緩く傾斜する。主片理上に発達する線構造の集中度は弱い(第3.5図c)。小渋川から鳥倉山東を通り、塩川に至る地域では、ほぼ南北走向の高角度断層(所沢断層とその派生断層)により、寺沢ユニット内に発達するシンフォーム西側翼部が切断される。また変成チャートや片状変成玄武岩火山碎屑岩のレンズ状岩体、アンチフォーム・シンフォームの褶曲構造は、小黒山断層によって不連続に切断されている。

岩相: 寺沢ユニットは、変成チャートと泥質千枚岩からなり、変成砂岩・片状変成玄武岩火山碎屑岩及び塊状変成玄武岩の小-大規模岩体をレンズ状に挟む。寺沢ユニットの最下位を構成する変成チャートの大規模岩体は、寺沢・小河内沢・湯オレ沢・小渋川に沿って連続的に追跡できる。塩川周辺でも最下部を構成する変成チャート岩体は低角度な姿勢で側方に連続して分布する。構造的上位に向かうにつれて、泥質千枚岩中に変成砂岩・片状変成玄武岩火山碎屑岩がレンズ状に分布する。代表的な寺沢ユニットのルートマップを第3.14図に示す。

(1) 泥質千枚岩 (Tp)

泥質千枚岩は、変成砂岩・変成チャート・片状変成玄武岩火山碎屑岩及び塊状変成玄武岩の小-大規模岩体を包有し、鳥倉林道周辺・三峰川大曲周辺まで広く分布する。泥質千枚岩は露頭で黒色-銀灰色-灰白色を呈し、主片理が密に発達する。またせん断変形を受けた面に沿って薄く剥がれる。凝灰質な灰白色泥質千枚岩(第3.15図a)や、炭質物を多く含む銀灰色-黒色泥質千枚岩(第3.15図b)など岩相変化によって色調が変化する。泥質千枚岩中に多数のプーディン化した変成砂岩が含まれる場合もある。露頭スケールの褶曲により、泥質千枚岩は緩やかに東もしくは西へ 10° 前後傾斜する(第3.15図b)。泥質千枚岩には、露頭規模でキンクバンドや微細褶曲へき開もよく発達する。泥質千枚岩の主片理上には、フェンジャイトの配列で構成される西北西-東南東~北東-南西方向の線構造が発達する(第3.5図c)。

顕微鏡観察によれば、泥質千枚岩は石英、アルバイト、白雲母、緑泥石を主要な構成鉱物として含み、炭質物、黄鉄鉱、炭酸塩鉱物を少量含む。主片理 S_1 と軸面が平行な等斜褶曲 F_1 は、主片理より1つ前の片理 S_{n-1} を折りたたんでいるのが観察される(第3.16図a)。また扁平に変形した微細な再結晶石英粒子集合体に置換された放散虫化石の周囲には、プレッシャーシャドーが形成されている(第3.16図b)。キンクバンドは、褶曲構造を切断する分

泌石英脈と主片理面を変形させており、最後期の変形ステージで形成されたと示唆される(第3.16図c)。

(2) 変成砂岩 (Ts)

変成砂岩は、側方に0.3-1.2 km連続する小-中規模岩体としてレンズ状に分布する。鳥倉林道ゲート駐車場付近・南沢周辺で露頭として確認でき、鳥倉山東方の2,082 mピークでは転石として分布を確認できる。変成砂岩は露頭で灰白色-淡褐色を示す。プーディン化した変成砂岩が、泥質千枚岩中に含まれる場合もある。主片理は変成砂岩中に発達するが、泥質千枚岩に比べて発達の程度が弱い。

顕微鏡観察によると、変成砂岩には、石英・斜長石・チャートなどの碎屑粒子からなるポーフィロクラストと、細粒化した黒色基質部が認められる(第3.16図d)。斜長石はアルバイトと微細な白雲母の集合体に置換されている。変成砂岩中のポーフィロクラストである石英は、強い波動消光を示す。チャート岩片の長軸は、主片理に平行に配列する。この扁平なチャート岩片の内部には放散虫の痕跡と推定される再結晶石英集合体が多数残されている。ポーフィロクラストとして含まれる斜長石・石英の周囲には、非対称プレッシャーシャドーが形成されている。細粒化した黒色を呈する基質は、石英・アルバイト・白雲母・緑泥石・炭質物から構成される。泥質千枚岩と比べると基質に含まれる白雲母や緑泥石の量が少ない。

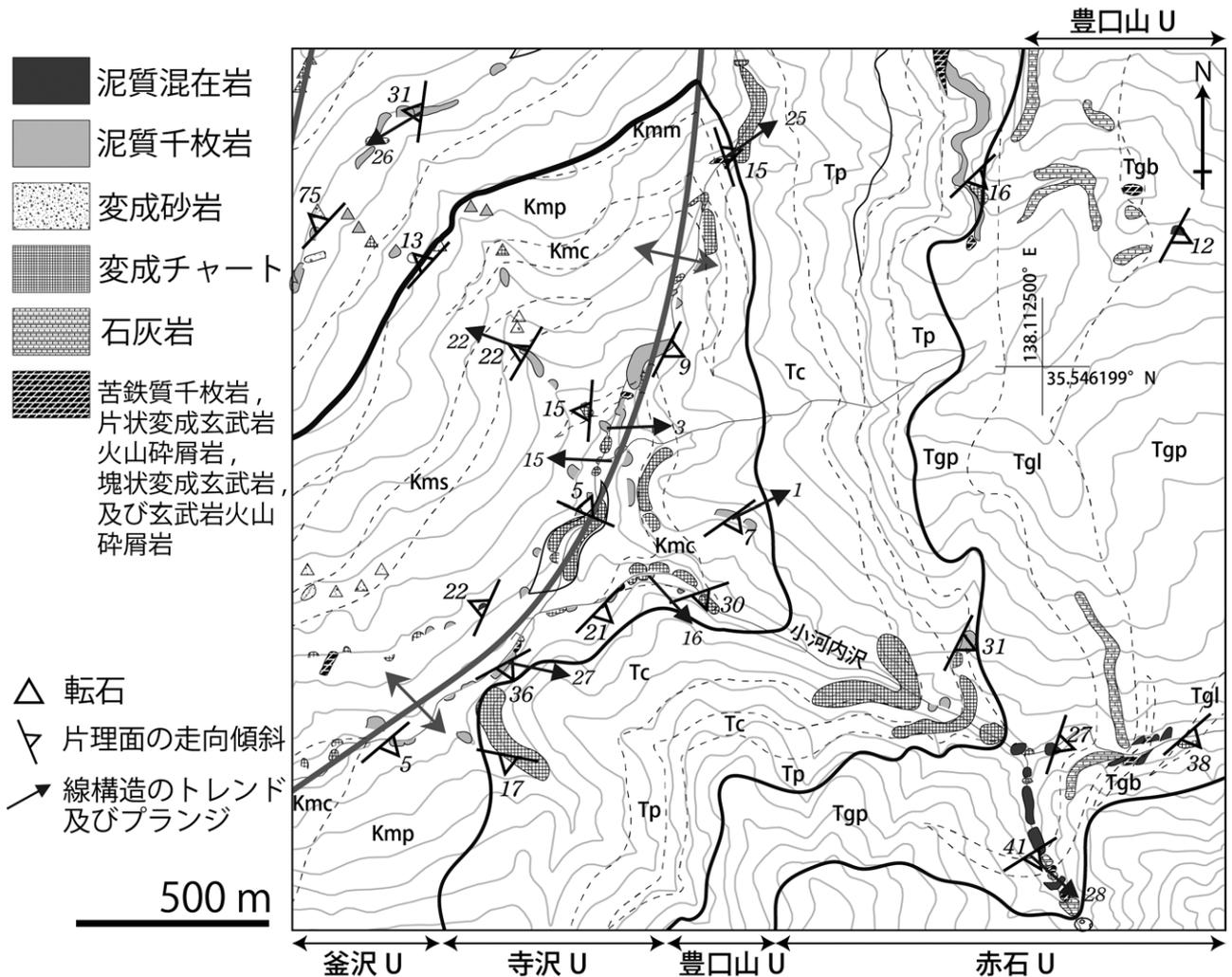
(3) 変成チャート (Tc)

変成チャートは、側方に0.5-8.3 km連続する小-大規模岩体として小渋川、小河内沢、寺沢にかけて追跡できる。同様の変成チャートの大規模岩体は塩川本流とその支流で連続的に追跡できる。寺沢ユニットでは他にも多数の小-大規模の変成チャート岩体が多数観察される。野外で灰色-白色を呈し、数cmから数10 cmの珪質部と数mm以下の泥質な薄層が繰り返す。薄層と主片理は平行である(第3.15図c)。泥質千枚岩との岩相境界も、主片理に平行である。変成チャートの原岩は、層状チャートと推定される。露頭では主片理と斜交する多数の石英脈がメッシュ状に形成されている場合がある。

顕微鏡観察によると、変成チャートは隠微晶質な再結晶石英集合体と不透明鉱物からなる。多くの場合再結晶した微細石英の集合体(放散虫化石の痕跡)が確認される。

(4) 片状変成玄武岩火山碎屑岩及び塊状変成玄武岩 (Tm)

寺沢ユニットの変成苦鉄質岩は片状変成玄武岩火山碎屑岩及び塊状変成玄武岩からなり、側方に0.6-3.3 km連続する小-大規模岩体として鳥倉林道から塩川本流まで

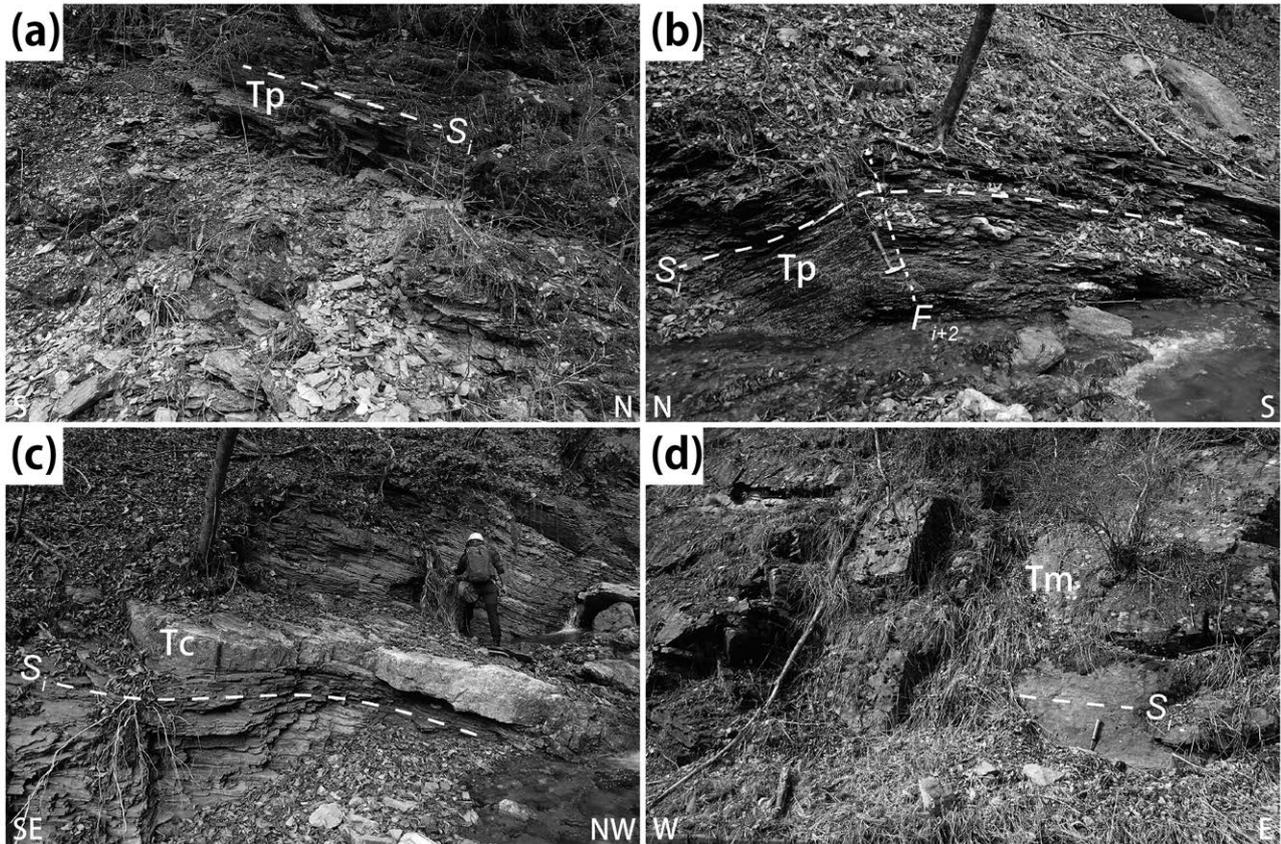


第 3.14 図 寺沢ユニットのルートマップ
 小河内沢周辺地域における寺沢ユニットの代表的なルートマップ。U: ユニット。

泥質千枚岩中に挟まれる。他にも樺沢で複数の小規模岩体として片状変成玄武岩火山碎屑岩及び塊状変成玄武岩が分布する。露頭ではせん断変形により主片理が発達した暗緑色-灰緑色を呈する片状変成玄武岩火山碎屑岩が多く認められ、塊状変成玄武岩が片状変成玄武岩火山碎屑岩に挟在する場合がある(第 3.15 図 d)。片状変成玄武岩火山碎屑岩と泥質千枚岩との岩相境界は主片理に平行で、主片理の面内に黒色の点紋が配列する。黒色の点紋は、残留火成鉱物の単斜輝石や普通角閃石とこれらを置換した緑泥石やアクチノ閃石の集合体で構成されている。塊状変成玄武岩は、暗緑色-緑色を呈し、幅数 m から数 10 m の岩塊として限定的に分布し、連続的に追跡できる露頭は稀である。そのため地質図では、片状変成玄武岩火山碎屑岩と一括して地質図に表記している。

顕微鏡観察によれば、片状変成玄武岩火山碎屑岩にはアクチノ閃石と緑泥石の形態定向配列による主片理が認められる(第 3.16 図 e)。火成鉱物の単斜輝石は、多くの場合残

存しているが、周囲から緑泥石、緑れん石と針状アクチノ閃石に置換され、汚濁している。普通角閃石は針状のアクチノ閃石集合体に周囲から置換されている。基質には、アルバイト、パンペリー石、アクチノ閃石、緑泥石、もしくはこれに緑れん石が加わった変成鉱物組合せが普遍的に観察される。塊状変成玄武岩は主にインターサタル組織を示し、単斜輝石が残っている場合が多い。一部で無斑晶状組織を示す塊状変成玄武岩も観察される。基質は、アルバイト、パンペリー石、アクチノ閃石、緑泥石、緑れん石及び不透明鉱物が観察される。塊状変成玄武岩に観察される杏仁状構造や変成脈は、アクチノ閃石、パンペリー石、緑れん石、アルバイト、方解石によって充填されている(第 3.16 図 f)。片状変成玄武岩火山碎屑岩や塊状変成玄武岩の針状アクチノ閃石の核部に希に、青色~青紫色の多色性を示すナトリウム角閃石が認められる。



第3.15図 寺沢ユニットの主要構成岩類の産状と岩相

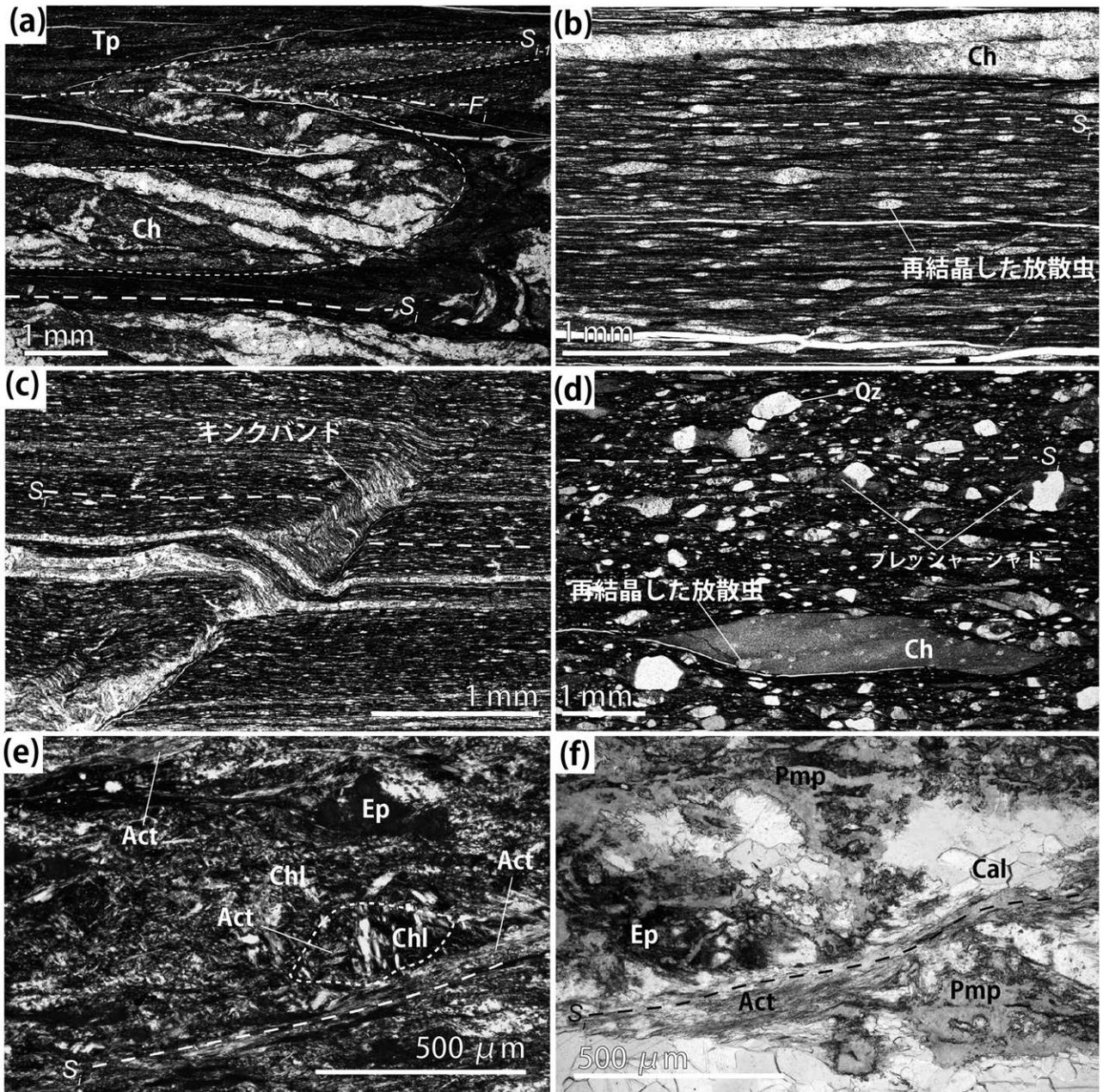
(a) 破断した灰色泥質千枚岩 (Tp: 鳥倉林道沿い)。 (b) 破断した黒色泥質千枚岩 (Tp: 寺沢約 1.0 km 上流)。いずれの泥質千枚岩も内部でキンクバンドや微細褶曲構造を示し低角度な地質構造が特徴。ハンマー部分がピンジ。 (c) 変成チャート (Tc: 寺沢約 1.3 km 上流部)。数 10 cm から数 cm の珪質部と粘土層の互層からなる。泥質千枚岩と同じく低角度な地質構造を示す。 (d) 観察される変成玄武岩火山碎屑岩 (Tm) の露頭 (鳥倉林道沿い)。

年代: 本報告では、寺沢ユニット中の泥質千枚岩 1 試料 (OS3-22)、変成砂岩 2 試料 (OS3-19 及び Tk0401) の碎屑性ジルコン U-Pb 年代を新たに示す。本ユニットの泥質千枚岩では、最若粒子年代 (YSG) は 127.7 ± 4.9 Ma で、最若クラスター年代 (YC1) は 136.7 ± 2.2 Ma ($n=6$) である (第 3.17 図 a, 第 3.1 表, 付表 3)。ただし最若粒子年代は、2 番目に若い年代を示す粒子 (134.6 ± 6.9 Ma) とは誤差の範囲で重ならず、最若クラスター年代を構成する粒子群に含まれない。コンコダントな分析粒子数が 60 粒子と少ないため、本報告では最若粒子年代と最若クラスター年代の間を泥質千枚岩の最大堆積年代 (バラングニアン期-前期アプチアン期) とする。一方で変成砂岩は、最若粒子年代 (YSG) として 158.0 ± 1.2 Ma 及び 162.7 ± 4.7 Ma、最若クラスター年代 (YC1 σ) として 167.9 ± 0.7 Ma ($n=5$) 及び 169.3 ± 3.7 Ma ($n=2$) が得られた (第 3.17 図 b-c, 第 3.1 表, 付表 4-5)。

一般に古日本弧を含む東アジア東縁部では、後期ジュラ紀から前期白亜紀まで、火成活動の静穏期 (magmatic hiatus) であったことが広く知られている (Sagong *et al.*,

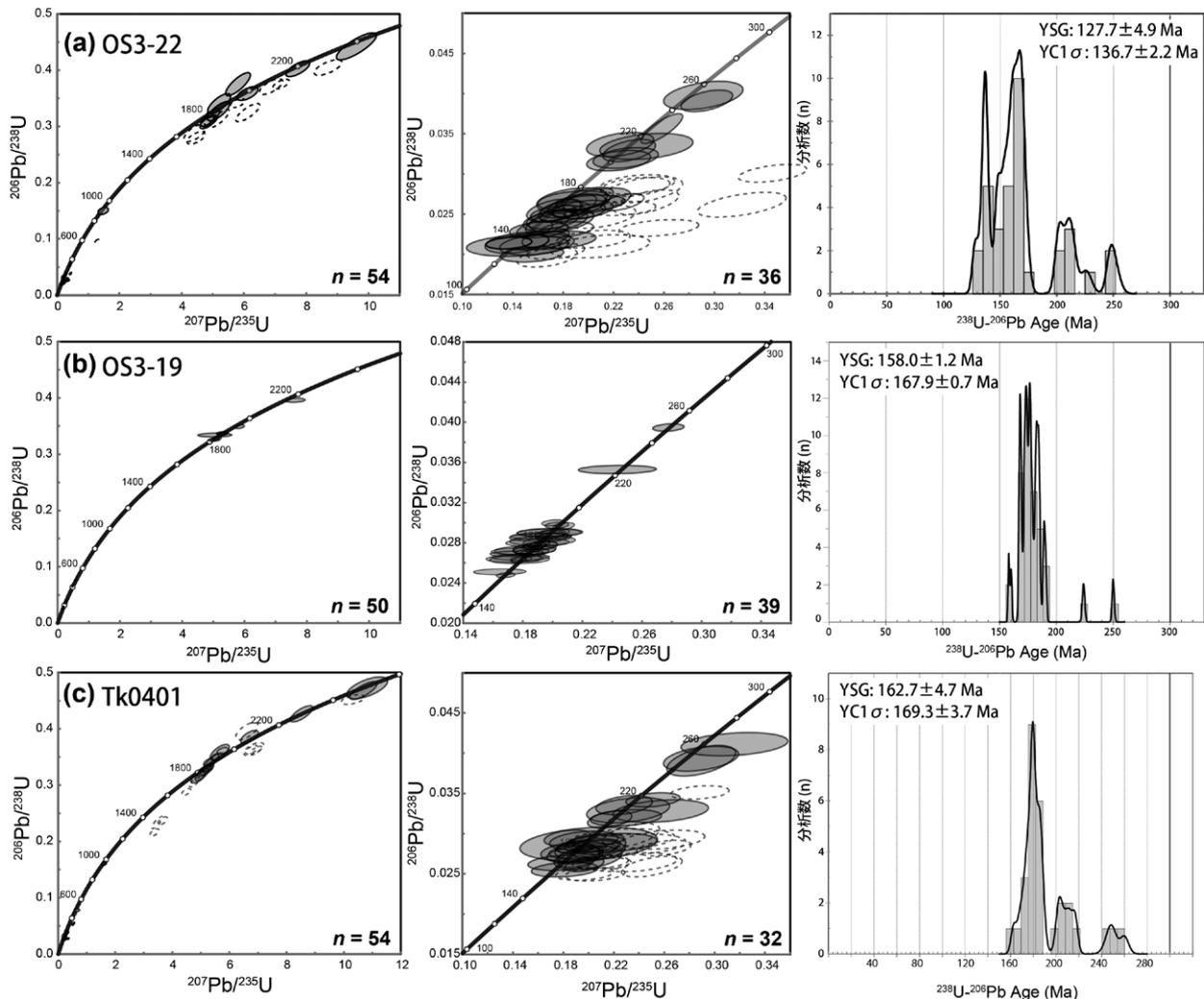
2005; Mori *et al.*, 2022; Eshima *et al.*, 2023)。そのため寺沢ユニット変成砂岩に含まれる碎屑性ジルコンは、後背地側の火成活動が乏しいため堆積同時性のジルコン供給が少なく、若い粒子集団の年代が最大堆積年代に近似できない可能性が高い。例えば四国地域では、変成砂岩中の碎屑性ジルコン粒子に基づく最若クラスター年代は、ジルコン結晶の供給が乏しいため、粗粒なジルコン粒子集団のスポット的なイベント年代によって最も若い粒子集団の年代が反映されていない可能性が指摘されている (Nagata *et al.*, 2019)。そのため大河原地域では、泥質千枚岩中の碎屑性ジルコン年代を寺沢ユニットの最大堆積年代と採用し、本ユニットの付加年代を前期白亜紀のバラングニアン期-前期アプチアン期以降とする。

対比: 変成チャートが多く、泥岩には主片理が発達して泥質千枚岩となっていること、変成苦鉄質岩にナトリウム角閃石が生じ低温高压型 (三波川) 変成作用を被っている点、泥質千枚岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 最若年代が前期白亜紀を示すことから、四国中央部の赤良木ユニット (遠藤・横山, 2019)、関東山地神流川流域の柏木



第 3.16 図 寺沢ユニットの主要構成岩類の薄片写真

(a) 泥質千枚岩中に観察される変成チャート層。強い変形によって薄層が折りたたまれている。Ch: 変成チャート層。オープンニコル。(b) 寺沢ユニットの泥質千枚岩。放射虫化石と推定される再結晶化した石英集合体がプレッシャーシャドウを形成している。オープンニコル。(c) 黒色泥質千枚岩中のキंकバンド。石英脈もキंकバンドの変形に参加している。雲母鉱物が多い泥質千枚岩で顕著にキंकバンドが発達する。オープンニコル。(d) 変成砂岩。強い延性変形によって粒子が流動変形している。残存する石英、長石、及び変成チャート岩塊 (Ch) はプレッシャーシャドウを形成しながら回転している。石英は強い波動消光を示す。オープンニコル。(e) 片状変成玄武岩火山砕屑岩。単斜輝石は緑泥石 (Chl)、緑れん石 (Ep) 及びアクチノ閃石 (Act) に置換されている。点線部は単斜輝石が変質しアクチノ閃石・緑泥石集合体となった部分。クロスニコル。(f) 変成玄武岩中の空隙。パンペリー石 (Pmp)、方解石 (Cal)、アクチノ閃石 (Act)、及び緑れん石 (Ep) が変成鉱物として普遍的に観察される。オープンニコル。



第 3. 17 図 寺沢ユニット中の碎屑性ジルコンコンコードシア図とそれら年代ヒストグラム

(a) 試料 OS3-22, 寺沢ユニット泥質千枚岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代. (b) 試料 OS3-19, 寺沢ユニット変成砂岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代. (c) 試料 Tk0401, 寺沢ユニット変成砂岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代. 点線はディスコードナントなデータを示す. ディスコードナントなデータはヒストグラム, 最若クラスター年代の計算から除外している. 年代ヒストグラムは, Isoplot/Ex4.15 を利用して最若クラスター年代の加重平均を計算している. 最若粒子年代 (YSG) 及び最若クラスター年代 (YC1 σ) は第 3. 1 表に記載している.

ユニット (Tominaga and Hara, 2021 ; Lu *et al.*, 2022) に対比できる. 本ユニットに対比される柏木ユニットは, 第 5 章で後述する御荷鉾ユニットに対比される御荷鉾緑色岩類とともに同じ海洋底プレート層序をなし, 同時期に付加プリズム深部において底付け付加と低温高压型 (三波川) 変成作用を受けたと考えられている (Tominaga and Hara, 2021 ; Lu *et al.*, 2022). また近隣地域では, 本ユニットは下伊那地質誌編集員委員会 (1976) で定義された小波層群中部層の一部, 天竜川上流域地質図調査・編集委員会 (1984) の小波層群の一部に相当する. 市野瀬図幅地域では, 御荷鉾・秩父帯の中部層の一部に対比される.

3. 6 変成作用

赤石山地北部の秩父付加コンプレックスが低温高压型 (三波川) 変成作用を受けていることは, 1970 年代から広く認識されていた. 渡辺 (1970) は, 大河原地域の詳細な地質調査に基づき, 秩父帯 (大河原地域の秩父付加コンプレックス) の変成玄武岩中にナトリウム角閃石やアクチノ閃石等の三波川帯 (大河原地域の三波川変成コンプレックス) と同様の変成鉱物組み合わせを有することを報告している. 大河原地域の変成度は, 東部に向かって低下するが, 仏像構造線近傍の玄武岩中でも普遍的に緑泥石・パンペリー石等が観察できることから, 秩父帯全域が低温高压型 (三波川) 変成作用を被っていると解釈

されている(渡辺, 1970). その後三波川帯-御荷鉾緑色岩類-秩父帯の広域の変成鉱物組み合わせが検討され, 大河原地域は3帯に変成分帯された(Watanabe, 1974; 1977). 本報告で秩父付加コンプレックスに属する豊口山ユニット・三峰川ユニットは, Zone I及びIIの一部に対応しており普遍的にパンペリー石を含み, Zone IIからは全岩化学組成によってナトリウム角閃石及び変成単斜輝石(アルカリ輝石)を含むとされる(Watanabe, 1974). 一方で北部の高遠図幅地域では, パンペリー石は入笠ユニット(本報告の三峰川ユニット相当)までしか産出せず, チャート主体の程久保ユニット及び石灰岩主体の釜無ユニット(本報告の寺沢ユニット及び豊口山ユニットに相当)からは, 低温高压型(三波川)変成作用を示す変成鉱物(パンペリー石やナトリウム角閃石)が変成玄武岩から産出しない(牧本ほか, 1996). これは秩父付加コンプレックス全域で低温高压型(三波川)変成作用を示唆する変成鉱物が観察できる大河原地域とは対照的な変成鉱物組み合わせであり, 北部に向かって低温高压型(三波川)変成作用が低くなることを示している. 一方でイライト結晶度に基づく変成解析より, 赤石山地北部地域は戸台層を除き三波川帯と秩父帯がほぼ同じ変成作用を受けていることが明らかになっている(金本・大塚, 2000b). 秩父帯はアンキ帯高温部からエビ帯低温部相当の変成相で形成されたと推定され, 特に変成度が高い高遠図幅北東地域は, 木船花崗閃緑岩体の接触変成作用の影響が示唆されている.

大河原地域でも先行研究(渡辺, 1970; Watanabe, 1974; 1977)の指摘どおり, 寺沢ユニット及び三峰川ユニットの一部で, ナトリウム角閃石や変成単斜輝石がケルスト閃石や単斜輝石の縁に観察される(第3.9図d, e). また普遍的にパンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石の変成鉱物組み合わせも確認できた. 塊状玄武岩中に含まれる変成鉱物の代表的な鉱物化学組成を第3.2表に示す. これらの変成鉱物組み合わせから, 小渋川から三峰川流域にかけての秩父付加コンプレックス(主に三峰川ユニット下部と寺沢ユニット)で, 低温高压型(三波川)変成作用を経験したと判断できる. そのためより詳細な変成鉱物組み合わせと変成鉱物の空間分布は, 三波川変成コンプレックスと合わせて第5.6節の変成・変形作用にて紹介する.

各ユニットの変成温度推定には, 泥質混在岩, 泥質千枚岩中に普遍的に含まれる炭質物を利用した炭質物ラマン地質温度計を適用した. 薄片中炭質物の顕微ラマン分光分析には, 新潟大学設置の顕微ラマン分光装置(Jasco, NRS-3100)及び産総研地質調査総合センター設置の顕微ラマン分光装置(Airix, STR-Raman)を利用した. 詳細な分析法は, Nakamura *et al.* (2019)に従い, Kouketsu *et al.* (2014)の温度換算式を利用して変成温度を推定している. 各ユニットの変成温度の平均値を第3.3表に示す.

炭質物ラマン地質温度計に基づく最高変成温度は三峰川ユニット・寺沢ユニット・豊口山ユニットで, 284 ± 21 °C・ 294 ± 16 °C・ 296 ± 20 °Cとなり, 3ユニット内の平均的な変成温度条件に有意な違いがない. ただし単一ユニット内で変成温度を比較すると, 変成温度に違いが観察される. 三峰川ユニットでは, 大河原地域中央北部に位置する黒川牧場や小瀬戸の湯付近で変成温度が低い傾向があり, 南部に向かって変成温度が上昇する. 森ほか(2021)は, 小渋川沿い(寺沢ユニットから豊口山ユニットに相当)に炭質物を用いた変成温度解析を実施し, 中央構造線から一度低下した変成温度が, 仏像構造線に向かって再度約350°C付近まで上昇する温度構造を報告している.

豊口山ユニット中では, パンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石, パンペリー石+アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石, 緑れん石+アクチノ閃石+緑泥石, アクチノ閃石+緑泥石の変成組み合わせがユニット全域で観察される. 一方で, 低温高压型(三波川)変成作用を示唆するナトリウム角閃石や変成単斜輝石を含まない. 第5章で用いる理想的な $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCMASH)系における相平衡図と各ユニットで得られた炭質物ラマン地質温度計での変成温度見積もり(第3.3表)を組み合わせると, 豊口山ユニットの変成圧力は, 296 ± 20 °C, 2.8–6.0 kbarと推定される. ナトリウム角閃石や変成単斜輝石を生じていないことを考慮すると後述する御荷鉾ユニット, 釜沢ユニット, 黒川沢ユニットの低温高压型(三波川)変成作用より低圧の変成圧力条件が推定される. 変成苦鉄質岩類の鉱物共生に基づく変成相では, パンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石の変成作用を被ったと推定される. 三峰川ユニット及び寺沢ユニットの変成温度圧力条件は, 第5章で紹介する.

秩父付加コンプレックスの3ユニット中の泥質混在岩・泥質千枚岩の炭質物ラマン地質温度計に基づく平均変成温度は, いずれも300°Cを下回っているためフェンジャイトK-Ar年代に基づく変成年代の検討を実施していない. しかし寺沢ユニットは変成作用, 岩相及び原岩の付加年代から柏木ユニット(松岡ほか, 1998)に対比される可能性がある. 同じく構造的上位の三峰川ユニットは低温高压型(三波川)変成作用を被っている上吉田ユニット(松岡ほか, 1998)に対比できる可能性がある. また低温高压型変成作用を被る三峰川ユニットの一部の岩相は, 松岡ほか(1998)で上吉田ユニットに一括された万場層・上吉田層の中でも, 特に万場層の岩相層序に対比される可能性が高い. 関東山地柏木ユニットと万場層のフェンジャイトK-Ar年代は, それぞれ117–110 Ma及び132–107 Ma(Lu *et al.*, 2022)と報告されており, 赤石山地でも同様の年代幅(前期白亜紀)に低温高压型(三波川)変成作用を被ったと示唆される(第3.2図).

第3.2表 三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックス中の低温高压型変成鉱物の代表的な鉱物化学組成

ユニット	黒川沢	黒川沢	釜沢	御荷鉾	三峰川
試料番号	Ma2-33	70	Ma1-52	288	Ma1-58
スポット	1	18	55	40	25
鉱物名	マグネシオリー ベック閃石	ウィンチ閃石	マグネシオリー ベック閃石	藍閃石	エジリンオージャ イト
SiO ₂	57.76	54.88	55.64	55.31	52.48
TiO ₂	0.02	0.04	0.12	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	4.05	1.66	2.21	6.65	2.36
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
FeO*	19.69	14.50	15.63	18.17	19.93
MnO	0.14	0.26	0.40	0.00	0.00
MgO	9.52	14.92	13.77	7.82	4.62
CaO	0.56	9.55	1.36	0.82	10.10
Na ₂ O	7.24	2.04	8.04	6.94	7.72
K ₂ O	0.01	0.08	1.40	0.02	0.01
Total	98.99	97.92	98.71	95.89	97.40
Si	8.047	7.803	7.838	7.979	2.004
Ti	0.002	0.005	0.013	0.018	0.005
Al	0.664	0.278	0.366	1.131	0.106
Cr	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Fe ⁺³	1.115	0.622	1.073	0.680	0.447
Fe ⁺²	1.179	1.102	0.767	1.512	0.190
Mn	0.016	0.031	0.048	0.000	0.000
Mg	1.976	3.159	2.889	1.680	0.263
Ca	0.083	1.454	0.204	0.126	0.413
Na	1.954	0.563	2.193	1.939	0.571
K	0.002	0.015	0.252	0.003	0.000
Total	15.039	15.031	15.649	15.069	4.000
O	23	23	23	23	6

第 3.3 表 大河原地域泥質岩の変成温度

コンプレックス	ユニット	変成帯	D1 band FWHM	1 σ	max-T (°C)	min-T (°C)	mean T (°C)	1 σ
四万十AC	白根		81.3	9.5	341	256	303	20
四万十AC	赤石		76.5	15.1	366	265	310	27
秩父AC	豊口山		85.4	7.6	328	280	294	16
秩父AC	三峰川		90.2	9.7	324	234	284	21
秩父AC	寺沢		84.8	9.4	332	259	296	20
三波川MC	釜沢	緑泥石帯	78.9	10.0	346	269	308	22
三波川MC	御荷鉾	緑泥石帯	75.3	4.5	323	309	316	10
三波川MC	黒川沢	緑泥石帯	63.7	12.5	389	295	341	27
三波川MC	黒川沢	ざくろ石帯	43.6	6.3	398	370	384	14
	戸台層		93.7	8.0	296	248	276	17

D1 band FWHM : D1 バンドの半値幅, AC : 付加コンプレックス, MC : 変成コンプレックス,
 Kouketsu *et al.* (2014) の炭質物ラマン地質温度計を利用して最高変成温度を推定.

第4章 下部白亜系

(中村佳博)

大河原地域に分布する下部白亜系は、アンモナイトやトリゴニアなどの大型化石を産する汽水-浅海成の地層で、戸台層と呼ばれる。高遠図幅地域から大河原地域まで三波川変成コンプレックスと秩父付加コンプレックスの境界付近に発達する戸台構造帯内部でレンズ状に分布する特徴を有する。

4.1 概要及び研究史

市野瀬図幅地域の長谷村戸台付近でトリゴニア化石を含む白亜系の分布が報告(例えば、脇水, 1899)されて以降、多数の古生物学研究を経て、石井ほか(1953)によりこの下部白亜系は戸台層と命名された。前田・北村(1965)は、戸台層を岩相変化と化石群の特徴から3つの堆積サイクルからなる上部層・中部層・下部層に区分し、トリゴニア化石は主に上部層から産出することを明らかにした。北村ほか(1979)は上部層から産出するアンモナイト化石を基に、戸台層の堆積年代を後期アプチアン期の後半と報告している。田代ほか(1986)は、下部層からオーテリビアン期を示す汽水生の二枚貝・巻貝化石の産出を報告し、下部層と中-上部層の間で岩相・化石群集が異なることを指摘した。そして下部層を戸台層から独立させ小黒川層と呼ぶことを提唱した。このほか戸台層中の礫岩から、花崗岩質岩礫及び珪長質溶結凝灰岩礫の研究が報告されている(加納, 1961; 小井土ほか, 1975; 牧本ほか, 1996)。

4.2 戸台層 (Td)

命名・定義: 石井ほか(1953)が命名。北北東-南南西方向へ帯状に分布する下部白亜系で、多数のトリゴニア・アンモナイトの化石を産する。石灰質砂岩、珪質砂岩、礫岩、黒色頁岩から構成される。

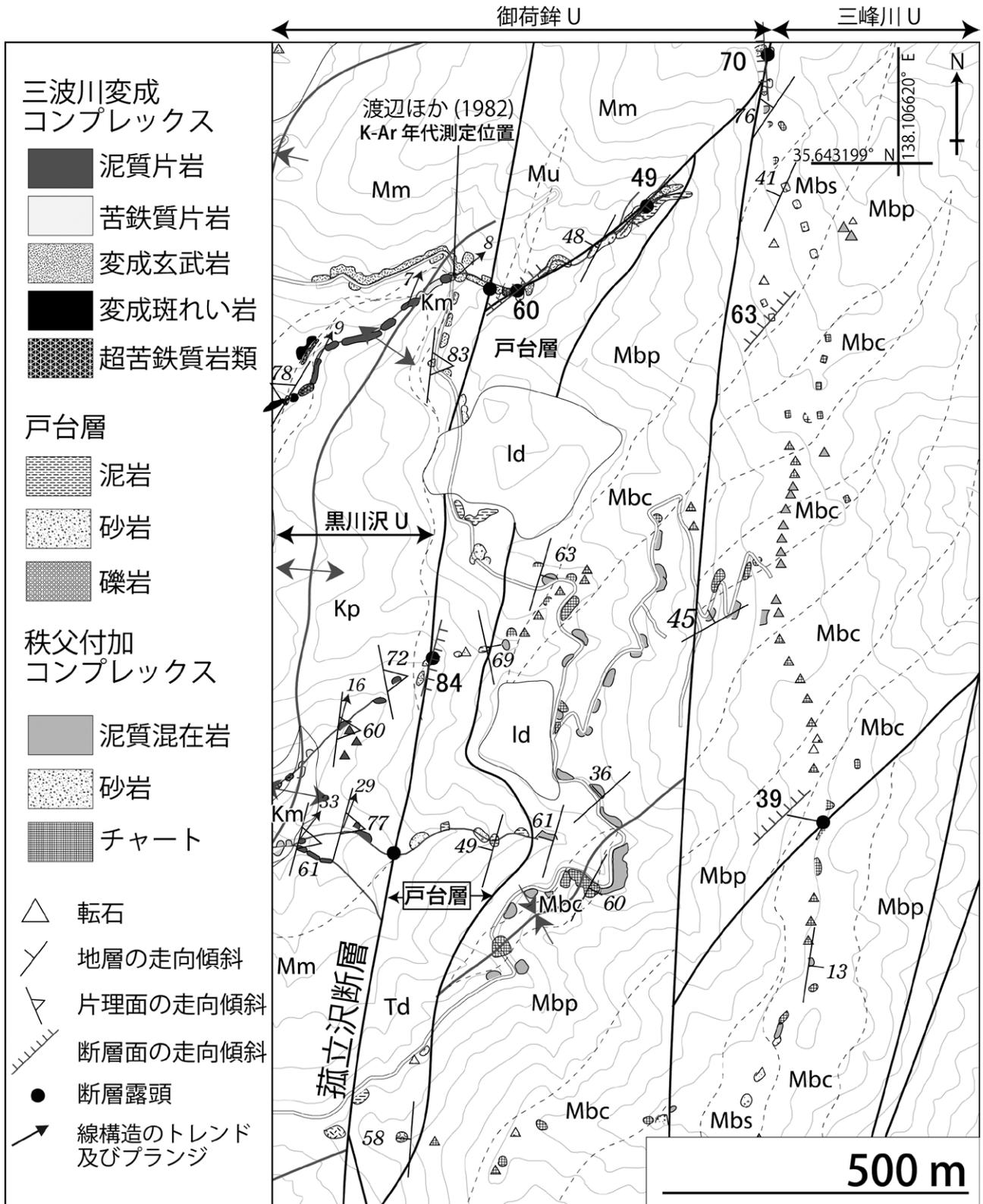
模式地: 市野瀬図幅地域の旧長谷村(伊那市)戸台(石井ほか, 1953)。

分布及び地質構造: 大河原地域の戸台層は、船形沢上流及び黒川牧場周辺に分布するが、東西両側は脆性断層で境され、その分布範囲は限られる。三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックスとの境界付近に分布し、戸台層の両側は断層境界でそれぞれのコンプレックスと接する。戸台層が最も広く分布する黒川牧場周辺のルートマップを示す(第4.1図)。先行研究(渡辺, 1970;

天竜川上流地域地質図調査・編集委員会, 1984)では、入山沢上流にも戸台層が分布すると報告されているが、ここでは三峰川ユニットのチャート及び泥質混在岩が広く分布しており、戸台層起源と推定できる礫岩・砂岩等の転石は確認できなかった。一方で青田山から前茶白山方面へ続く林道沿いでは、戸台層起源と推定される強く変形した礫岩の転石が発見された(第4.2図a)。これまでの先行研究(天竜川上流地域地質図調査・編集委員会, 1984)や本報告の地質図では蛇紋岩が広く分布する地域で、地質図に表記できる戸台層の分布は確認できない。しかしこの周辺にも戸台層起源の礫岩が岩塊ないし小規模岩体として断層沿いに挟在する可能性がある。

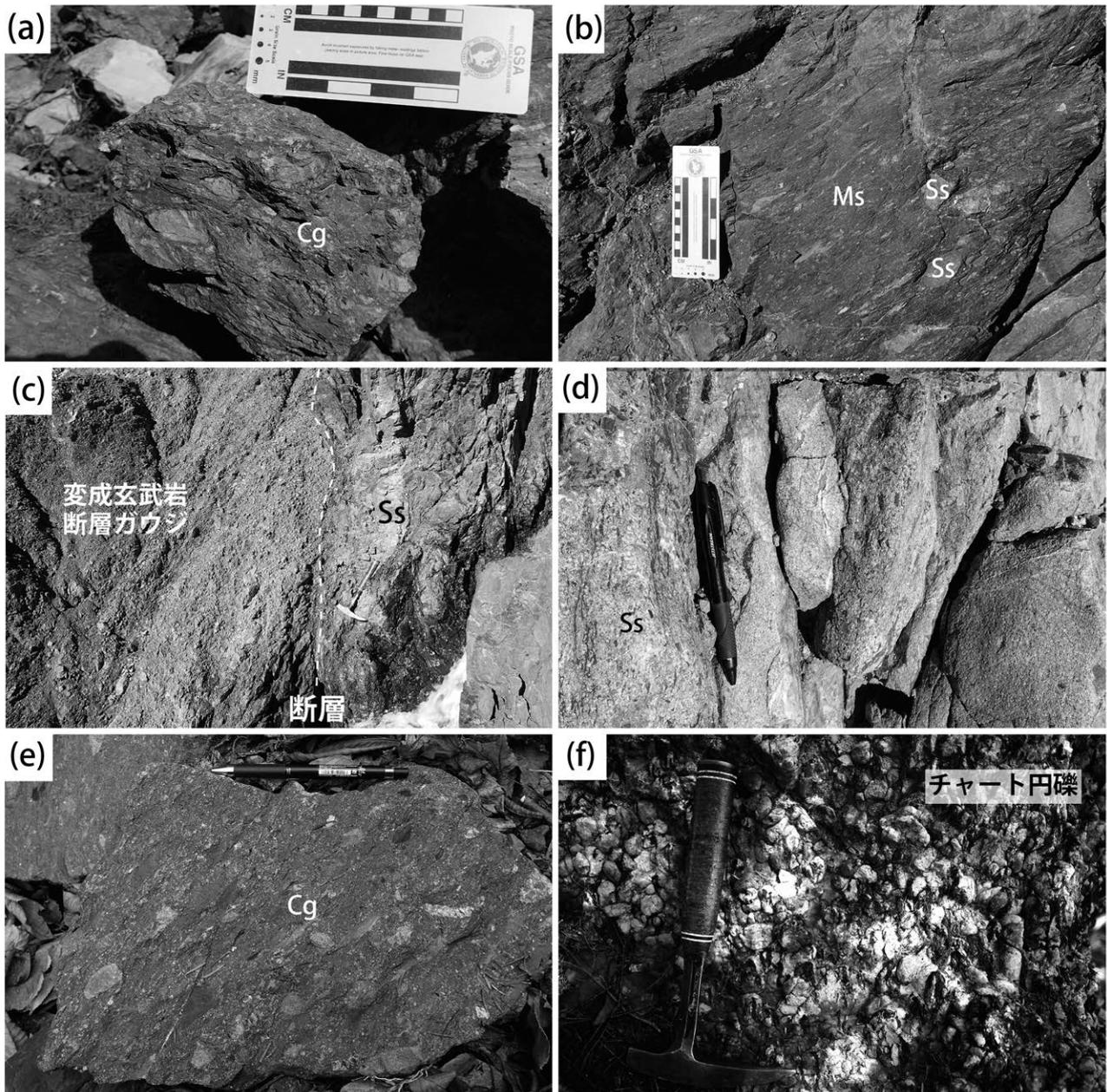
岩相: 戸台層を構成する主要岩類は、砂岩・礫岩及び泥岩である。大河原地域において主要岩類の層厚は数mから数100m以下で、全域にわたり脆性変形を被っている(第4.2図a, b)。また分布も限定的で、堆積相の特徴などは不明である。ユニット境界断層付近では、泥岩や砂岩は強く脆性破碎し、三波川変成コンプレックス御荷鉢ユニットの変成玄武岩起源の緑色断層ガウジと直接接している(第4.2図c)。野外で砂岩は、灰白色から灰色を呈し、泥岩やシルト岩を偽礫として含む(第4.2図d)。砂岩は、一般的に中粒から礫質な砂岩で、礫岩や礫質砂岩に漸移する。断層付近では、レンズ状に強く破断され、せん断変形を受けた泥岩と共に観察される。礫岩は、礫支持もしくは基質支持で、円磨度の高いチャート、泥岩、砂岩、花崗岩礫を含む(第4.2図a, e)。チャート、砂岩、泥岩礫は延性的に変形して扁平に押し潰されている場合が多い。殆どチャートの円礫から構成される礫岩を笹山に続く尾根沿いで確認している(第4.2図f)。この露頭は径数cm-数10cmのチャート・泥岩の円礫から構成されており、岩相の特徴から市野瀬図幅地域の戸台層と断層関係で接する塩平層の可能性(下伊那地質誌編集委員会, 1976; 天竜川上流地域地質図調査・編集委員会, 1984)。ただし大河原地域ではこの1露頭しか確認できず、尾根付近で露頭状況が悪く側方への連続性が不明確であることから、この円礫層を戸台層に含めた。泥岩は、野外で暗灰色ないし黒色を呈し、砂岩や礫岩中に幅数m以下で挟まれる。

顕微鏡観察によると、砂岩は円磨度の低い堆積岩岩片、火山岩岩片、石英、アルカリ長石、ソーシユライト化した斜長石等と粘土鉱物や不透明鉱物からなる基質から構成されており、やや淘汰が悪い特徴を示す。火山岩岩片



第 4.1 図 戸台層のルートマップ

黒川牧場周辺に分布する戸台層の代表的なルートマップ。戸台層は両側を断層で区画されている。U：ユニット。



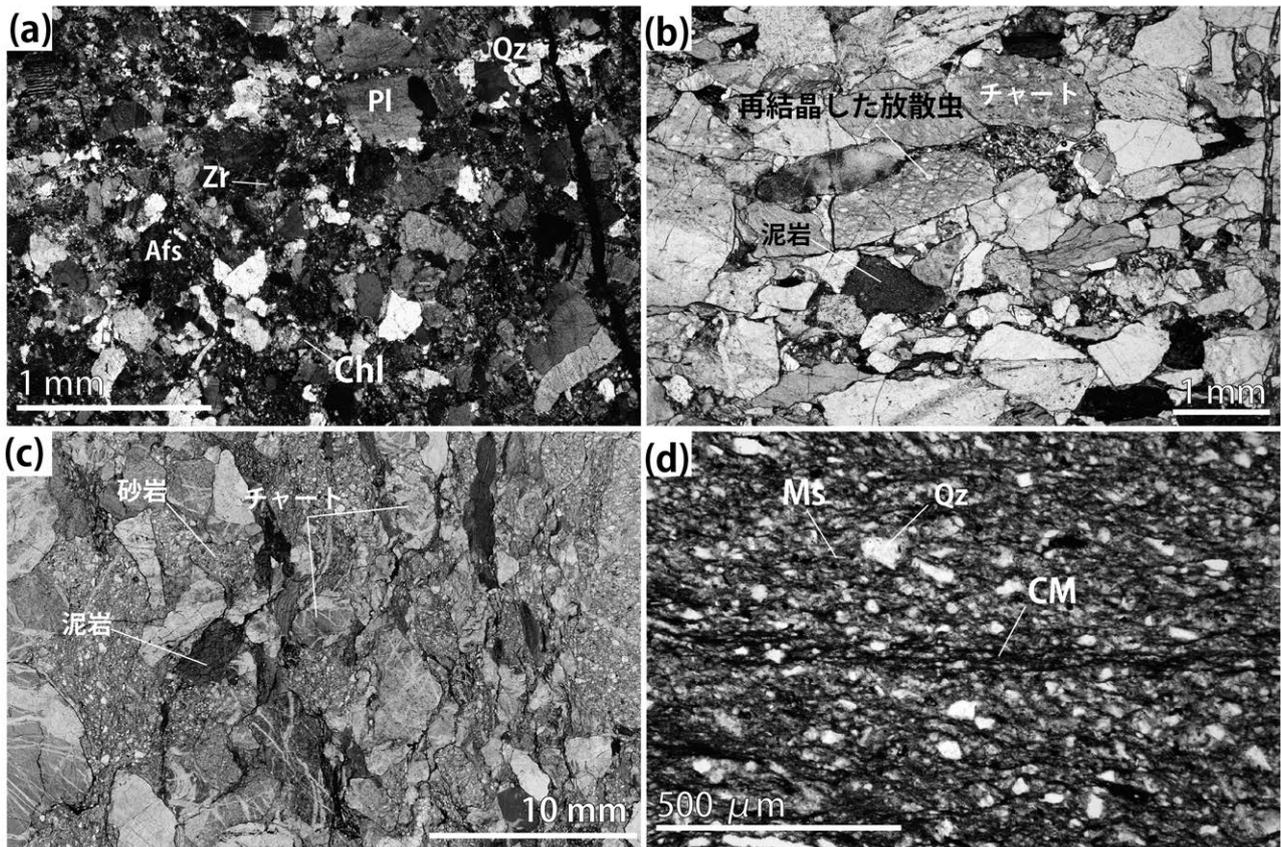
第 4.2 図 戸台層の主要構成岩類の産状と岩相

(a) 変形した礫岩 (Cg)。青田山林道の転石。周辺に戸台層の露頭はない。(b) 黒川牧場北方の断層帯付近で観察される泥岩 (Ms)。破断した砂岩 (Ss) をレンズ状に含む (黒川沢上流 3.7 km 付近)。(c) 破断した戸台層砂岩と三波川変成コンプレックス御荷鉾ユニットの断層関係 (黒川沢上流 3.5 km 付近)。白点線が境界断層。(d) 戸台層砂岩の産状 (Ss；黒川沢上流 3.5 km 付近)。(e) 基質支持の戸台層礫岩 (Cg)。黒川牧場南側枝沢の転石。(f) チャート円礫から構成される礫岩。笹山に続く西側尾根中腹。

は流紋岩などの珪長質火山岩で、堆積物岩片は主に隠微晶質な石英集合体からなるチャートと泥岩である(第4.3図a)。堆積岩岩片や火山岩岩片の割合が、石英・長石類より多い特徴を示す。重鉱物としてジルコン・緑れん石・褐れん石等が多数含まれる。礫岩は、一般に細礫~中礫大の亜角礫から円礫を示す。基質は中粒から極粗粒砂岩からなり、礫支持から基質支持まで変化を示す。礫種は、堆積岩としてチャート、泥岩、砂岩、火成岩として珪長質火山岩、花崗岩の礫を含む。顕微鏡下で泥岩や砂岩礫は、扁平な形状を示す(第4.3図b, c)。またチャート礫は、再結晶化しメッシュ状に石英脈が発達しており、再結晶した放射虫化石の痕跡が観察される(第4.3図b)。泥岩は、一般に淘汰が悪く、碎屑粒子として石英、長石類と弱い定向配列を示す雲母類が含まれる。

黒色シームには炭質物も含まれる(第4.3図d)。泥岩中に含まれる炭質物を利用した炭質物ラマン地質温度計を利用すると、最高変成温度は248–296℃で、平均は276±17℃(誤差表記は1σ, 第3.3表)である。周囲の秩父付加コンプレックスや三波川変成コンプレックスよりも変成温度が30–50℃低い特徴を示す。

年代：大河原地域の戸台層は、分布が断片的で化石の産出報告もない。そのため戸台層のうち上部・中部・下部層のいずれに対比できるのか不明である。そのため田代ほか(1986)で推定された戸台層下部層から上部層の年代幅であるオーテリビアン期–アプチアン期の堆積年代であると推定した。



第4.3図 戸台層主要構成岩類の薄片写真

(a) 典型的な砂岩。碎屑粒子として石英集合体(Qz), 斜長石(Pl), アルカリ長石(Afs)を含み、基質には緑泥石(Chl)や重鉱物のジルコン(Zr)を含む。クロスニコル。(b) 変形した礫岩。チャート中の斑点は再結晶化した放射虫からなる。オープンニコル。(c) 泥岩、チャート、砂岩礫から構成される変形した礫岩。オープンニコル。(d) 泥岩。雲母と炭質物(CM)を含むシームを形成している。碎屑粒子は石英(Qz), 白雲母(Ms), 長石類からなる。オープンニコル。

第5章 三波川変成コンプレックス

(宮崎一博・中村佳博)

白亜紀に低温高压型変成作用を被った変成岩類を三波川変成コンプレックスとして扱う。大河原地域の三波川変成コンプレックスは、地帯区分(断層で隔てられた地帯)の三波川帯および秩父帯に分布する変成岩類に相当する。また大河原地域の三波川変成コンプレックスを、御荷鉢ユニット・釜沢ユニット・黒川沢ユニットに区分した(第5.1図)。これらのユニットは、渡辺(1970)による三波川帯(御荷鉢緑色岩類を含む)及び秩父帯に属するが、帯状に分布しないことから本報告では帯区分を用いず、三波川変成コンプレックスとして一括して扱う。また、秩父付加コンプレックスの寺沢ユニット及び三峰川ユニット下部も、低温高压型(三波川)変成作用を被っている。そのため本章では、三波川変成コンプレックスに加え、寺沢ユニットと三峰川ユニット下部についても、研究史と変成・変形作用について紹介する。

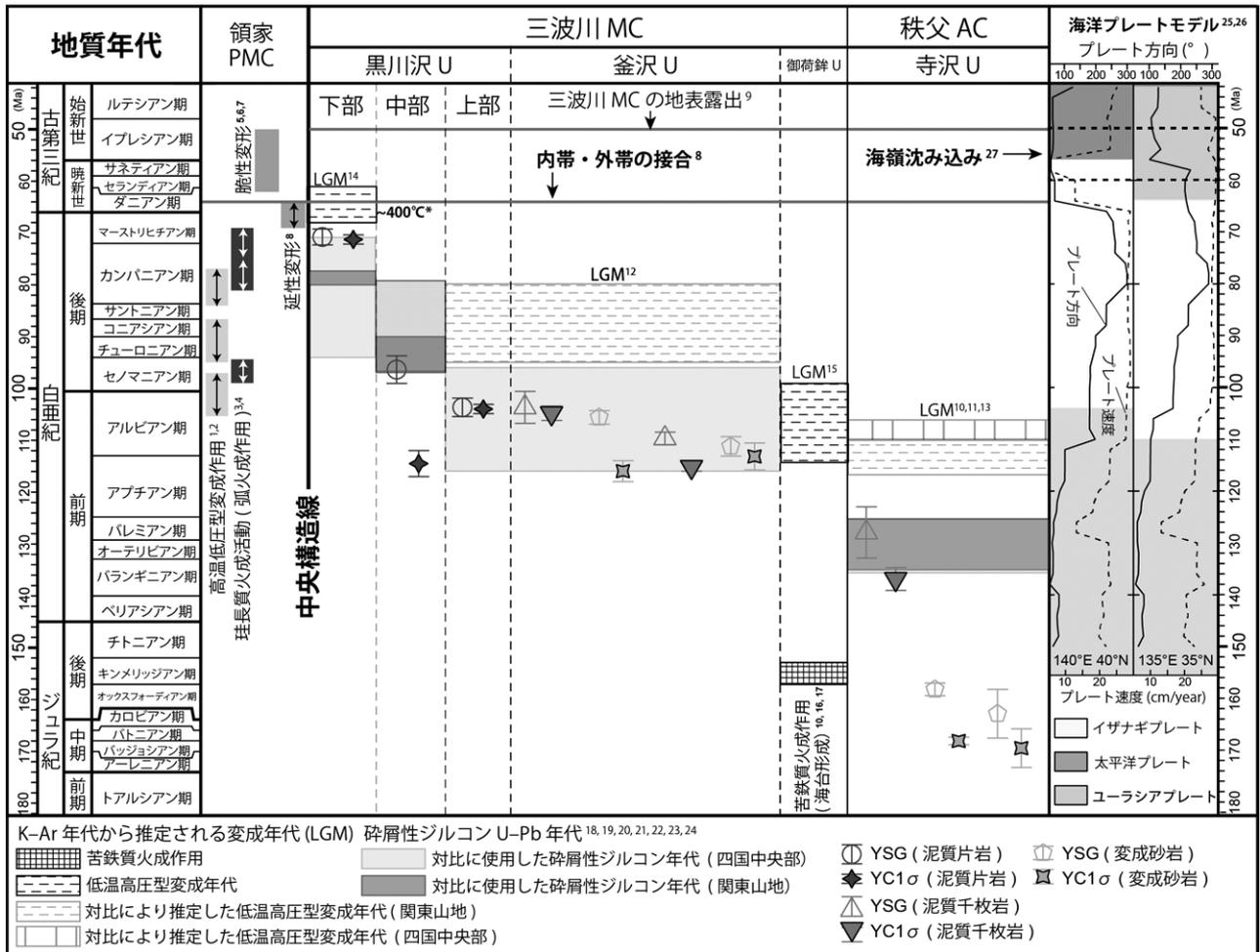
5.1 研究史

大河原地域の三波川変成コンプレックスに関する研究は、石井ほか(1953)に始まる。石井ほか(1953)は、高遠、市野瀬、鹿塩、大河原、地藏峠、程野を経て和田に至る東西約10 km、南北約70 kmを調査し、大河原地域の三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックスに相当する地層を伊那層とし、更に伊那層を下部と上部に区分した。三波川変成コンプレックスは、伊那層下部に対比される。伊那層下部は、緑色片岩類(大河原地域の苦鉄質片岩、以下括弧内の記述は同様に大河原地域での記載名を指す)、黒色片岩類(泥質片岩)と少量の石灰岩(変成石灰岩)からなる(石井ほか, 1953)。変成度は東方に向かって低下し、東部に分布する伊那層上部層(秩父付加コンプレックス)では未変成の地層が分布する(石井ほか, 1953)。石井ほか(1953)は、伊那層下部と上部は整合関係とし、変成部と未変成部の境界は地層の走向傾斜と斜交すると報告している。また石井ほか(1953)では、大河原地域の超苦鉄質岩類・変成斑れい岩(御荷鉢ユニット)を、伊那層下部(黒川沢ユニット)に貫入した火成岩類としている。

1970年代に入ると、渡辺暉夫により大河原地域の三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックスが詳細に調査され、一連の研究成果が公表される。渡辺(1970)は、御荷鉢緑色岩(御荷鉢ユニット)の東側を区切る戸台構造線を境に、これより西側を三波川帯に、東側

を秩父帯に区分した(第3.3a図)。なお秩父帯の東は、仏像構造線で区切られる。渡辺(1970)によると、三波川帯は、西側の結晶片岩(黒川沢ユニットの片岩類)、東側の御荷鉢緑色岩(御荷鉢ユニット)からなる。結晶片岩の大部分は、肉眼で確認できるアルバイト斑状変晶を含まない片岩であるが、見かけ最下部にアルバイト斑状変晶を含む片岩が出現する。御荷鉢緑色岩は、変成玄武岩及び変成玄武岩火山砕屑岩(狭義の「御荷鉢緑色岩」)、超苦鉄質岩(超苦鉄質岩類)、斑れい岩(変成斑れい岩)、輝緑岩(粗粒な変成玄武岩、もしくは細粒な変成斑れい岩)に区分される。渡辺(1970)による「御荷鉢緑色岩」の原岩は、玄武岩組成の凝灰角礫岩、火山角礫岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩、塊状溶岩、枕状溶岩からなる。また輝緑岩や細粒な斑れい岩などは貫入岩体をなし、岩体縁には周縁急冷相を持つ。「御荷鉢緑色岩」のうち、凝灰岩起源の岩相には片理が発達する(渡辺, 1970)。なお渡辺(1970)では、「御荷鉢緑色岩」が、結晶片岩類に整合に重なる地質構造が提案されている。

渡辺(1970)は、秩父帯に分布する地質体を弱変成の古生層とし、下部層・中部層・上部層に区分した。この弱変成の古生層は、本報告による大河原地域の三波川変成コンプレックス釜沢ユニットと、秩父コンプレックス寺沢ユニット・三峰川ユニットの構造的下部に相当する。渡辺(1970)は、大河原地域の秩父帯は、西から東側に向けて、上位の層準が累重するとした。上述の三波川帯に接する付近の秩父帯の下部層は、泥質片岩及び苦鉄質片岩を主体とし、少量の珪質片岩、砂質片岩、石灰質片岩を含む。また苦鉄質凝灰岩起源の変成岩には、ナトリウム角閃石が生じていることを明らかにした。更に渡辺(1970)は上記の関係から、三波川帯と秩父帯の間に層序学的な間隙はあっても、変成作用は連続的であると結論している。秩父帯中部層は、塩川流域では泥質片岩(千枚岩)が多く分布し、苦鉄質岩、珪質岩を伴う(渡辺, 1970)。同じく中部層が分布する小渋川流域では、泥質岩を主体とし、砂質岩、珪質岩、苦鉄質岩が伴う。渡辺(1970)の秩父帯上部層は、珪質岩とその上位にある連続性の良い石灰岩からなり、これらの岩石の中に泥質岩、苦鉄質岩が挟まれる。苦鉄質岩は、凝灰岩、溶岩、火山礫凝灰岩及び輝緑岩、斑れい岩の岩床等であり、単斜輝石及び普通角閃石の残留火成鉱物、希に斜長石も残存していると記載されている。渡辺(1970)では、秩父帯の地層は下部層から上部層へ向かい変成度が低くなるとされた。



第 5.1 図 三波川変成コンプレックスの付加・変成年代

赤石山地, 関東山地, 紀伊半島, 四国地域の三波川変成コンプレックスの付加・変成年代の対比. 中部地方領家深成変成コンプレックスにおける代表的な広域及び接触変成作用 (¹Kawakami *et al.*, 2022; ²Miyazaki *et al.*, 2023), 火成作用の年代 (³Takatsuka *et al.*, 2018a; ⁴Takatsuka *et al.*, 2018b), 中央構造線の脆性変形 (⁵Kubota and Takeshita, 2008; ⁶Kanai and Takagi, 2016; ⁷Kubota *et al.*, 2020), 及び 領家深成変成コンプレックスと三波川変成コンプレックス接合 (⁸Nakamura *et al.*, 2022) のタイミングを比較として記載している. 三波川変成コンプレックスの地表露出タイミングは⁹成田ほか (1999) に従う. フェンジャイト K-Ar 年代に基づく三波川変成コンプレックスの高圧変成作用の年代 (LGM) は, ¹⁰遠藤・横山 (2019), ¹¹平島ほか (1992), ¹²Itaya and Fukui (1994), ¹³Lu *et al.* (2022), ¹⁴柴田・高木 (1988), ¹⁵渡辺ほか (1982) を引用した. 御荷鉾ユニットの火成作用は, ¹⁶遠藤・横山 (2019), ¹⁷Sawada *et al.* (2019), ¹⁸Tominaga and Hara (2021) を引用した. 碎屑性ジルコン U-Pb 年代は, ¹⁸Endo *et al.* (2018), ¹⁹Endo *et al.* (2017), ²⁰Nagata *et al.* (2019), ²¹長田ほか, (2015), ²²志村ほか, (2021), ²³富永ほか (2019), ²⁴Tsutsumi *et al.* (2009) を引用した. 大河原地域の最若粒子年代 (YSG) 及び最若クラスター年代 (YC1σ) に関しては, 第 3.1 表にまとめた年代データをプロットした. GPlate を用いた海洋プレートモデルは, ²⁵Matthews *et al.* (2016) 及び ²⁶Müller *et al.* (2016) のデータを基に構築. 海嶺沈み込みタイミングは, ²⁷Seton *et al.* (2015) を引用. PMC: 深成変成コンプレックス, MC: 変成コンプレックス, AC: 付加コンプレックス, U: ユニット.

Watanabe (1977) では, 大河原地域の三波川変成コンプレックスが露出する代表的なルートの地質柱状図が示されている. 三波川帯からは, 大河原地域北部の大花沢セクション (三波川変成コンプレックス黒川沢ユニットの下部が分布) で層厚 260 m, 同じく大河原地域北部の手開沢セクション (黒川沢ユニットの下部-中部が分布) で層厚 860 m の柱状図が示されている. 更に, 塩川沿いの沢井付近 (黒川沢ユニットの上部が分布) の凝灰角礫岩と凝灰岩などの火山碎屑岩からなる柱状図も示されてい

る. また, 鳥倉山付近に分布する御荷鉾緑色岩 (御荷鉾ユニット) の層厚を約 1,000 m と見積もっている. Watanabe (1977) では, 秩父帯に分布する地層群についても, 詳細な岩相記載と岩相柱状図が掲載されている. このうち大河原地域で秩父付加コンプレックスに区分した寺沢ユニットと三波川ユニットの地層の一部は, 片岩からなると記載されている. 大河原地域の釜沢ユニットに相当する部分で見かけの層厚 735 m の柱状図が, そして大河原地域の寺沢ユニットと豊岡山ユニットを合わせたものに

相当する部分で層厚 470 m の柱状図が示されている。小渋川沿い及び小河内佐波の秩父帯の柱状図も示されている。

Watanabe (1977) では、大河原地域の三波川変成コンプレックスの苦鉄質変成岩の原岩に関する特徴も記載されている。全岩化学組成を利用した $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ による火成岩分類に基づくと、大河原地域の変成玄武岩は高アルカリグループ(アルカリ系列)、中アルカリグループ(高アルミナ岩系列)、低アルカリグループ(ソレアイト系列)に区分される。更に $(\text{MgO} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ダイアグラムでは、低アルカリ岩系の変成玄武岩は、関東山地の御荷銻緑色岩と同様の全岩化学組成の領域にプロットされる。また高アルカリ岩系及び中間アルカリ岩系の変成玄武岩は、四国西部の御荷銻緑色岩と対比される。また残留する単斜輝石の Si-Al 及び Si-Ti 判別図(丸山, 1976)を用いて、原岩の推定を実施している(Watanabe, 1977)。この検討によって御荷銻緑色岩の緑色岩(変成玄武岩)中の殆どの単斜輝石は、アルカリ玄武岩中の単斜輝石の組成領域にプロットされることを示した。また角閃石はケルスート閃石であり、アルカリ玄武岩マグマからの晶出を示唆する。一方斑れい岩中の単斜輝石は、ソレアイト玄武岩中の単斜輝石の組成領域にプロットされる。Watanabe *et al.*, (1978) は、三峰川沿いの小瀬戸峡の御荷銻緑色岩中の単斜輝石の起源を同様の方法で求め、多くはソレアイト玄武岩の組成領域にプロットされることを示した。従って御荷銻緑色岩中の変成玄武岩には、アルカリ玄武岩とソレアイト玄武岩の両方が存在する。

渡辺(1970)は、三波川帯及び秩父帯を構成する地層群の地質構造についても詳細な報告を行った。渡辺(1970)によると、露頭スケールのメソスコピックな構造では、三波川帯に分布する地層群の方が秩父帯に比べはるかに複雑であり、小褶曲が発達するとされた。ただし三波川帯及び秩父帯で、メソスコピックな構造要素は基本的に同じであると述べられている。渡辺(1970)によると、三波川帯及び秩父帯の大部分の泥質岩では、変成分化作用により生じた鉱物組成の異なる面構造である S_1 、面構造 S_1 と高角度で斜交する面構造 S_2 、また秩父帯東部の粘板岩に見られるスレート劈開が識別される。褶曲構造は、面構造 S_1 に平行な軸面をもつ等斜褶曲である褶曲 F_1 、褶曲 F_1 を曲げる小規模な変形運動(小褶曲)、面構造 S_2 と密接な関係性を示す褶曲 F_2 、褶曲軸部が鋭角的な褶曲 F_3 、及び戸台層や四万十帯の粘板岩に見られるキंक褶曲 F_4 が識別された。三波川帯及び秩父帯の面構造 S_1 、 S_2 及びちりめんじわ線構造の検討から、三波川帯の地層群に認められる変形運動が秩父帯の地層群にも及んでいることは明らかだと結論している(渡辺, 1970)。また大河原地域の重複変形は、褶曲 F_1 、小褶曲、褶曲 F_2 、褶曲 F_3 、褶曲 F_4 の順に起こったことが示された。渡辺・菅家(1974)

は、中央構造線に近づくほど翼部の閉じた褶曲 F_2 が多くなることを指摘した。また渡辺(1974)は、褶曲 F_1 を変成鉱物の集合部の配列から更に2つに細分している。1つは、褶曲 F_1 の軸面に軸面劈開が発達する褶曲 F_{1-a} 、もう一つは、軸面劈開が発達しない褶曲 F_{1-b} である。褶曲 F_{1-a} は秩父帯の変成岩類にのみに産するとしている。同様な褶曲構造の細分は、Watanabe(1977)でも行われている。

河内・渡辺(1974)は、大河原地域に分布する秩父帯(本報告では三波川変成コンプレックス釜沢ユニット)の苦鉄質変成岩の変成鉱物共生を検討し、互いに接触している相のみによる安定な共生関係判定を提案した。Watanabe(1974)は、この判定方法を小渋川沿いの秩父帯の苦鉄質変成岩に適応して変成分帯を行った。Watanabe(1974)が分帯を行った岩石は、大河原地域の三波川コンプレックス御荷銻ユニット、釜沢ユニット、及び秩父付加コンプレックス寺沢ユニット、豊口山ユニットの苦鉄質岩に相当する。Watanabe(1974)によると、三波川帯及び秩父帯全体では、パンペリー石の出現で特徴づけられるI帯、パンペリー石とナトリウム角閃石も出現することで特徴づけられるII帯、パンペリー石の消滅で特徴づけられるIII帯に分帯される。変成度は、I帯からIII帯へ高くなり、I帯はパンペリー石アクチノ閃石片岩相(パンペリー石アクチノ閃石重相)に、II帯とIII帯は、藍閃石片岩相(青色片岩相)に相当する。小渋川沿いの秩父帯と解釈されてきた三波川変成コンプレックス釜沢ユニットや秩父付加コンプレックス寺沢ユニット・豊口山ユニットはI帯に属する。河内・渡辺(1974)の手法を用いると、更に3つの帯に細分される。即ちパンペリー石、緑泥石、方解石の共生で特徴づけられるIa、パンペリー石、緑泥石、アクチノ閃石で特徴づけられるIb、そしてパンペリー石、緑泥石、緑れん石の共生で特徴づけられるIcである。I帯の変成度は、Ia、Ib、Icの順に高くなる。II帯では、パンペリー石はナトリウム角閃石と接することはない。またII帯では石英を伴わないひすい輝石や石英と共存するエジリンオージャイトが稀に出現する。エジリンオージャイトの詳細な共生関係と化学分析値は、Watanabe(1975)に掲載されている。III帯では、三波川帯の最も西側の泥質片岩中にざくろ石が出現する(Watanabe, 1974)。同様の変成分帯は、Watanabe(1977)でも検討されており、II帯は単斜輝石の周囲に生じたナトリウム角閃石の出現でI帯と区別され、III帯はパンペリー石と緑れん石が接することがなくなる特徴でII帯と区別される。I帯及びII帯はパンペリー石アクチノ閃石重相に相当し、III帯は、青色片岩相に相当する(Watanabe, 1977)。なおWatanabe(1974)では、III帯でパンペリー石が消滅すると記載しているが、Watanabe(1977)では、III帯でもパンペリー石は残存すると記載を変更している。ただし、パンペリー石と緑れん石は接していない。またWatanabe(1977)では、II帯に産するひすい輝石とIII帯に産するざ

くろ石の化学組成も掲載されている。大河原地域の苦鉄質変成岩におけるナトリウム角閃石の出現は、全岩の $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 、 MgO に制御され、パンペリー石の出現は、全岩の MgO/CaO 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ に依存することが示された(Watanabe, 1977)。従って全岩化学組成の評価なしに、これらの鉱物の出現を大河原地域の変成度の指標として使えない。更に大河原地域のアクチノ閃石の組成は、変成度の増加と共に Na_2O と Al_2O_3 が増加することが示された(Watanabe, 1977)。鉱物組合せの解析と実験岩石学で得られている結果から、大河原地域の三波川変成作用の変成条件として、300–350 °C、5–6 kbarが推定されている(Watanabe, 1977)。

大河原地域の御荷鉾ユニットの超苦鉄質岩類の火成岩岩石学的研究も1950年代から盛んに行われている。島津(1956)は、大河原地域の超苦鉄質岩類とこれに伴う苦鉄質岩類が、かんらん岩(ダナイト及びウェールライト)、細粒及び粗粒斑れい岩、斑れい岩ペグマタイト、アルビタイトからなることを明らかにした。かんらん岩は蛇紋石化が、斑れい岩の一部はロジン岩化が進行している。Iizumi(1968)は、超苦鉄質岩類が、ダナイト、ソーシユライト含有ダナイト、ウェールライト、ソーシユライト含有ウェールライトからなることを明らかにした。またこれらの超苦鉄質岩類は、50%以上のかんらん石を含んでいるものが多いとした。飯泉(1972)は、超苦鉄質岩及び苦鉄質岩のRb、Srの含有量と同位体比を測定した。いずれのRb含有量も数ppm以下で、極端に濃度が低く、Sr含有量は、数ppmから数100ppmまで変動を示す。これらの含有量及びRb/Sr比から海洋底ソレイト玄武岩の特徴に類似すると判断している。また飯泉(1975)は、御荷鉾ユニットに脈状で産する角閃石斑れい岩について、残晶角閃石の化学組成を報告している。残晶角閃石は、エデン閃石、パーガス閃石、マグネシオホルンブレンドの中間的な組成であり、関東山地の御荷鉾緑色岩、東海地方浜名湖北の御荷鉾緑色岩雨生岩体、紀伊半島東部の御荷鉾緑色岩鳥羽岩体の超苦鉄質岩類に伴われる苦鉄質岩中の残晶角閃石とほぼ同じ組成であることを明らかにした。牧本(1978)は、大鹿村入沢井南方の超苦鉄質岩類及び苦鉄質岩類(以下、入沢井超苦鉄質複合岩体)の詳細な地質調査と岩石学的研究を行い、以下のことを明らかにした。1) 入沢井超苦鉄質複合岩体と周囲の三波川帯の泥質片岩との境界は全て断層関係である。2) 入沢井超苦鉄質複合岩体は、塩川かんらん岩体、入山沢角閃石岩–斑れい岩体からなる。3) 塩川かんらん岩体は、主にダナイト、斜長石ウェールライトからなる。4) 塩川かんらん岩体は、ダナイト–かんらん石斑れい岩の層状構造を示す部分と、これに貫入する小岩体及び岩脈状の斑れい岩類を伴う。5) 塩川かんらん岩体の全岩、かんらん石、単斜輝石の化学組成は、御荷鉾緑色岩からのこれまでの報告に比べ、マグネシウムに富み、三波川帯中の超苦鉄質岩

の化学組成に近い。6) 塩川岩体かんらん岩中のかんらん石と単斜輝石間のFe–Mg分配から、本岩体のかんらん岩類がほぼ一様の温度条件で平衡に達しており、その温度は三波川帯中の超苦鉄質岩である四国赤石山岩体に比べてかなり高温(800 °C以上)と考えられる。7) 塩川かんらん岩体が形成された深さについては、かんらん岩中のかんらん石と斜長石が共存していることから、8–9 kbar以浅の低圧の条件を示す。8) 塩川かんらん岩体の岩石は、現在、蛇紋石、緑泥石、クリノゾイサイトまたは緑れん石、無色角閃石(アクチノ閃石?)、パンペリー石、白雲母などの鉱物共生を示し、周囲の三波川帯の苦鉄質片岩と同様の低温高圧型変成作用を受けている。上杉・荒井(1999)は、御荷鉾ユニットの塩川かんらん岩体の詳細な岩石記載と、かんらん石、単斜輝石、スピネルの化学組成分析を行った。上杉・荒井(1999)によると塩川かんらん岩体は、塊状のダナイト、トロクトライト、単斜輝石斑れい岩、及びダナイト–斑れい岩互層(ダナイト、トロクトライト、ウェールライト、斑れい岩からなる互層)よりなる。単斜輝石斑れい岩を除く岩石は、かんらん石集積岩である。塩川岩体は、岩体の大きさ、スピネルの化学組成からプレート内ソレイト起源の層状貫入岩体の超苦鉄質部であると推定され、周囲の御荷鉾緑色岩類(大河原地域の御荷鉾ユニット)も同様のマグマ起源であることから、全体として海山列、海台のようなマグマ固結体に由来する可能性が示された。

大河原地域を含むより広範囲な地質図では、大河原地域の三波川コンプレックスの地層群は以下の様に示されている。下伊那地質編集委員会(1976)は、三波川帯を構成する岩石を黒川層群と呼び、更に結晶片岩類と塩基性から超苦鉄質岩類に区分した。前者は大河原地域の黒川沢ユニットに、後者は大河原地域の御荷鉾ユニットに相当する。また下伊那地質編集委員会(1976)は、三波川帯内部においてシンフォーム・アンチフォームを形成しながら褶曲する構造を明らかにした。天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)では三波川帯は三波川結晶片岩類からなり、結晶片岩類は黒色片岩(大河原地域の泥質片岩)と緑色片岩(大河原地域の苦鉄質片岩)に区分された。天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)の緑色岩類は大河原地域の御荷鉾ユニットに相当する。天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)では、緑色岩類(緑色片岩)は黒色片岩に対しナップ構造を示すことや、多数の胴切り断層が識別されるようになった。20万の1地質図幅「甲府」(第3.3図b; 尾崎ほか, 2002)では、三波川変成岩類を結晶片岩類(大河原地域の黒川沢ユニットに相当)と御荷鉾緑色岩類(大河原地域の御荷鉾ユニットに相当)に区分した。なお本報告で新称する釜沢ユニットは、これらの地質図ではいずれも秩父帯に含められている。

5.2 構造層序区分・変形段階・変成分帯

5.2.1 構造層序区分

大河原地域の三波川変成コンプレックスを、原岩の岩相、原岩の岩相組合せ、変成岩組織から、御荷鉾ユニット、釜沢ユニット、黒川沢ユニットに区分した。これらのユニットのうち、釜沢ユニットに対して御荷鉾ユニット及び秩父付加コンプレックス寺沢ユニットが構造的上位に位置する。また黒川沢ユニットに対して御荷鉾ユニットが構造的上位に位置する。区分されたユニット境界は、大きな有限歪みを伴う延性変形により生じた主片理 S_i と平行な姿勢を示す。即ち三波川変成コンプレックスの各ユニットは、主片理形成をともなう大きな歪み量の延性変形を受けながら積み重なったユニット群として認識される。御荷鉾ユニットは、塊状変成玄武岩溶岩と片状変成玄武岩火山砕屑岩からなる変成苦鉄質岩類を主体とし、変成チャート・変成斑れい岩・超苦鉄質岩類を伴う。釜沢ユニットは、主に泥質千枚岩からなり、変成チャート、苦鉄質千枚岩及び塊状変成玄武岩、変成石灰岩、変成チャート、変成砂岩を伴う。黒川沢ユニットは、主に泥質片岩からなり、珪質片岩、苦鉄質片岩、変成斑れい岩、超苦鉄質岩類を伴う。

5.2.2 変形段階

三波川変成コンプレックスに発達する変形構造を以下のように整理した。まず大河原地域の変成岩類に発達する主片理 S_i を基準に、これを生じた変形段階 D_i と規定する。大河原地域の変形段階には、 D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} の4段階の変形段階が認められる。変形段階 D_{i-1} は、主片理 S_i より前に形成された片理 S_{i-1} として識別される。片理 S_{i-1} は、アルバイト斑状変晶に包有される片理として、もしくは後述する等斜褶曲 F_i により折りたたまれた片理として観察される。従って変形段階 D_{i-1} は変形段階 D_i より前の変形段階である。変形段階 D_i には、主片理 S_i と共に、軸面が S_i と平行な等斜褶曲 F_i が形成されている。変形段階 D_{i+1} は、主片理を曲げる軸面の傾きが低角度な閉じた褶曲 F_{i+1} として認識される。変形段階 D_{i+1} は、変形段階 D_i より後の変形段階である。変形段階 D_{i+2} は、主片理を曲げる軸面が鉛直に近く、閉じた褶曲から開いた褶曲の褶曲 F_{i+2} として認識される。今回変形段階 D_{i+1} で生じた構造と変形段階 D_{i+2} で生じた構造の直接の関係を野外で観察できなかった。褶曲 F_{i+2} は、褶曲 F_{i+1} より翼角が大きく、変形量が小さいことから、変形段階 D_{i+2} は、変形段階 D_{i+1} より後の変形段階であると判断した。従って大河原地域の変形段階の前後関係は、 D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} の順になる。各ユニット内の岩相境界は、主片理 S_i と平行であることが多く、各ユニット境界も一部を除いて主片理 S_i と平行であることが多い。

変形段階 D_{i-1} 、 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} は、青矢ほか(2013)及び

Wallis(1990, 1998)のDr, Ds, Dt, Du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と呼ばれた面構造を形成した変形段階にほぼ一致する。 D_i 、 D_{i+1} 、 D_{i+2} は、渡辺(1970)の S_1 及び S_2 と呼ばれた面構造を形成した変形段階におおよそ一致する。

5.2.3 変成分帯

大河原地域の三波川変成コンプレックスでは、泥質片岩や泥質千枚岩で鉱物組合せを用いた変成分帯が可能で、低温の緑泥石帯と高温のざくろ石帯に分帯できる。緑泥石帯の泥質片岩及び泥質千枚岩の鉱物組合せは、石英+アルバイト+フェンジャイト+緑泥石であり、ざくろ石帯では緑泥石帯の組合せにざくろ石が加わる。大河原地域の三波川変成コンプレックスの大部分は、緑泥石帯に分帯される。緑泥石帯の苦鉄質片岩や変成玄武岩には、低温高压型変成作用を特徴づける下記のような変成鉱物が生じている。ひすい輝石成分を固溶する変成単斜輝石、藍閃石成分を固溶するナトリウム角閃石、ローソン石などである。苦鉄質片岩及び変成玄武岩の鉱物共生を用いた変成相の詳細な検討は、本章の変成・変形作用の節で述べる。

大河原地域のざくろ石帯と緑泥石帯の境界を表すざくろ石アイソグラッドは、黒川沢ユニット内部に存在する。黒川沢ユニット以外の三波川変成コンプレックスは全て緑泥石帯に分帯される。黒川沢ユニットのざくろ石アイソグラッドは、数kmスケールで主片理 S_i とはほぼ平行であるが、岩相境界とはやや斜交する。

5.3 御荷鉾ユニット (Mm, Mc, Mg, Mu)

命名・定義: 御荷鉾緑色岩ないし御荷鉾緑色岩類は、後期ジュラ紀に海洋域において苦鉄質火成活動で形成された超苦鉄質岩類、玄武岩、斑れい岩と、海洋底で堆積したチャートを原岩とする白亜紀の低温高压型変成岩からなる「緑色岩」は、緑色の岩石の総称であり、正式な岩石記載用語ではないため使用を避ける。本報告では、御荷鉾緑色岩ないし御荷鉾緑色岩類を構造層序単元として表し、御荷鉾ユニットと呼称する。御荷鉾緑色岩の「みかぶ」の呼称は、群馬県藤岡市西御荷鉾山及び東御荷鉾山周辺に分布するKoto(1888)の御荷鉾統に由来する。

模式地: 模式地は、群馬県藤岡市西御荷鉾山及び東御荷鉾山周辺(Koto, 1888)。大河原地域内の参照模式地は、長野県下伊那郡大鹿村夕立神周辺とする。

分布及び地質構造: 御荷鉾ユニットは、南から青田山・日向休・向山牧場周辺地域、沢戸から入谷・梨原を通る地域、北川牧場周辺の3地域に広く位置する。いずれの地域でも、黒川沢ユニットの構造的上位に累重する。小渋川南方の梅村山の西では、釜沢ユニットの構造的上位に分布する。下位の黒川沢ユニットもしくは釜沢ユニッ

トとのユニット境界断層は、主片理と平行である。御荷鉾ユニットは、標高が高い地域(1,500–2,000 m)に0.5–2.5 kmの東西幅で南北方向に帯状に分布する。御荷鉾ユニット東側は、北川牧場の東において、北北東–南南西走向の高角度な孤立沢断層に切断されており、黒川沢上流では戸台層と脆性破碎帯を伴う孤立沢断層で接する。また二見山周辺では、戸台構造帯内部の北北東–南南西走向の高角度な断層を介して、秩父帯付加コンプレックスの三峰川ユニット・戸台層と接する。塩川下流域では、御荷鉾ユニットは構造的下位の黒川沢ユニットと共に、褶曲 F_{i+2} であるアンチフォームとシンフォームに参加しており、御荷鉾ユニットはシンフォーム部付近に特徴的に分布する。御荷鉾ユニットは、下部の黒川沢ユニットと同様の北北東–南南西方向の集中を示す主片理と、北北東–南南西方向で緩い傾斜を示す線構造が発達する(第5.2図a)。

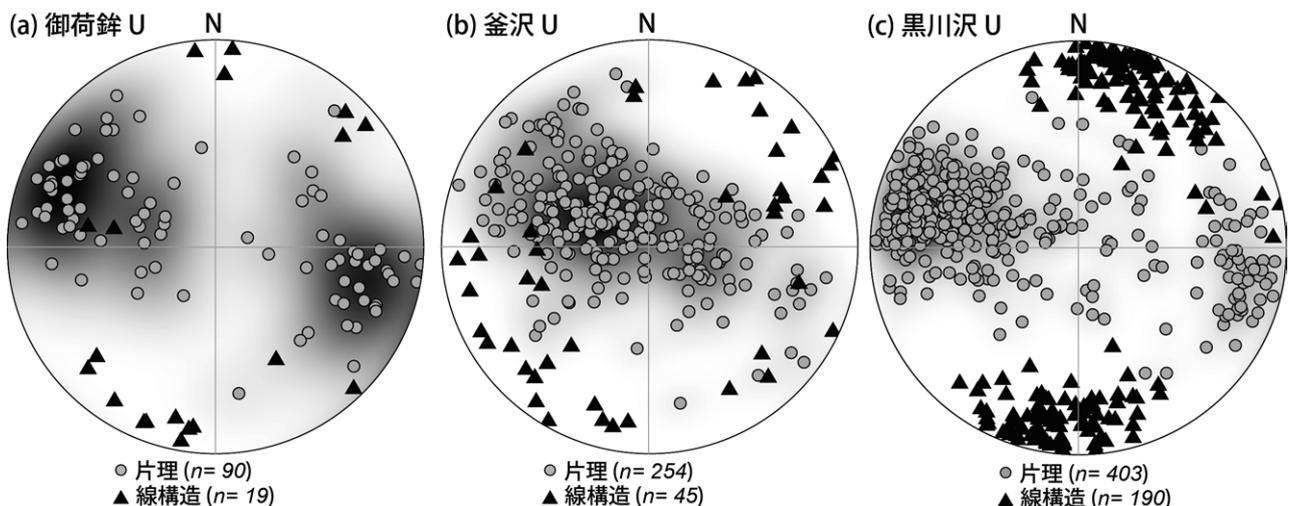
岩相：御荷鉾ユニットは、塊状変成玄武岩溶岩と片状変成玄武岩火山砕屑岩からなる変成苦鉄質岩類を主体とし、変成チャート・変成斑れい岩・超苦鉄質岩類を伴う。本ユニットでは、低温高压型(三波川)変成作用によって藍閃石、ひすい輝石、ローソン石等の変成鉱物が生じている。塊状変成玄武岩溶岩・超苦鉄質岩類・変成斑れい岩の一部を除く岩石には、主片理と線構造が発達する。代表的な御荷鉾ユニットのルートマップを第5.3図に示す。

(1) 塊状変成玄武岩及び片状変成玄武岩火山砕屑岩(Mm)

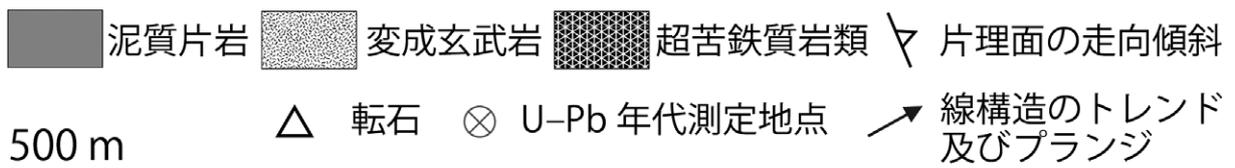
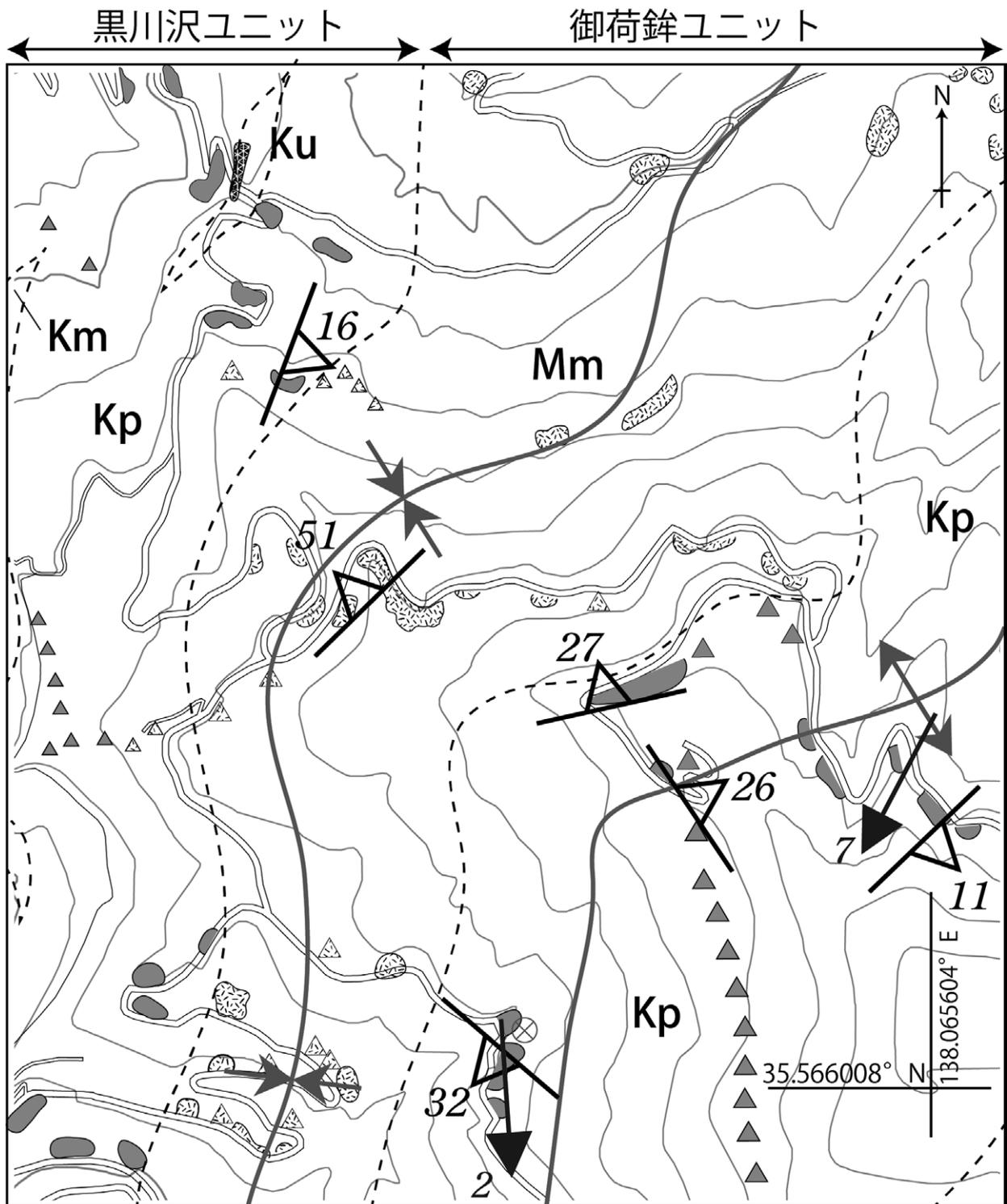
本ユニットの変成苦鉄質岩類は、主に塊状変成玄武岩溶岩と片状変成玄武岩火山砕屑岩から構成される。小渋川日向休、塩川では、変成斑れい岩及び超苦鉄質岩類を

伴う塊状変成玄武岩が側方に2.6–11 km以上連続する大規模岩体として連続的に分布し、険しい渓谷が形成されている(第5.4図a)。他にも沢戸から南山・梨原を経て南南西–北北東方向に分布する大規模岩体と、北川牧場周辺の大規模岩体が黒川沢ユニットの上部に広く分布する。露頭で塊状変成玄武岩は、緑色から暗緑色塊状を呈する(第5.4図b)。稀に変形した枕状溶岩が塊状変成玄武岩中に認められる(第5.4図c)。変形した枕状溶岩内部には多数の気泡が発達し、気泡内部は方解石・緑泥石・緑れん石等で充填されている。また枕状溶岩のインターピロー及び割れ目に炭酸塩鉱物脈が多数発達している(第5.4図d)。塊状の変成玄武岩中には、数m–数10m幅で片状変成玄武岩火山砕屑岩が挟まれる場合があり、それらの岩相には主片理が発達する。玄武岩凝灰岩を原岩とするものと、角張った玄武岩溶岩の火山礫を含む火山礫凝灰岩を原岩とするものが野外で認められる(第5.4図e)。

顕微鏡観察によると、塊状変成玄武岩は細粒緻密な無斑晶状組織や、粗粒な単斜輝石斑晶が目立つ(第5.5図a)。一般的に単斜輝石や普通角閃石は、周囲から緑泥石、アクチノ閃石に置換され汚濁しているが、斑晶として残留している場合が多い。一方でその他の斑晶鉱物は、変成鉱物に完全に置換されている。基質は、パンペリー石、緑泥石、方解石、アクチノ閃石、緑れん石、アルバイトからなる。塊状変成玄武岩中に気泡が見られる場合は、方解石、緑泥石、パンペリー石、アクチノ閃石、アルバイトが充填している(第5.5図b)。変成鉱物として、ナトリウム角閃石(藍閃石–マグネシオリーベック閃石)、変成単斜輝石(ひすい輝石–エジリンオーゾジャイト、透輝石)、ローソン石などが基質や斑晶の縁を置換している。



第5.2図 三波川変成コンプレックス各ユニットの面構造及び線構造の姿勢
(a) 御荷鉾ユニット (b) 釜沢ユニット (c) 黒川沢ユニットの構造データ。括弧内の n は、線構造及び面構造のプロット数。
U: ユニット。



第 5.3 図 御荷鉾ユニット及び黒川沢ユニットのルートマップ
 南山地区の御荷鉾ユニット及び黒川沢ユニットの代表的なルートマップ。

変成単斜輝石は、濃緑色の多色性を示し、単斜輝石の縁部やクラックを充填して成長している。アルバイト脈中には、残存する単斜輝石の周囲から針状に変成単斜輝石が成長し、アクチノ閃石、ナトリウム角閃石、ローソン石と共存している(第5.5図c)。ローソン石は、アルバイト脈中に自形の柱状結晶として極稀に観察される(第5.5図d)。ナトリウム角閃石は、自形のひし形または柱状結晶を示し、縁部はアクチノ閃石に置換されている場合が多い。

片状変成玄武岩火山砕屑岩の構成鉱物は、塊状変成玄武岩溶岩と同じである。片状が強い変成玄武岩火山砕屑岩は、緑泥石、緑れん石や不透明鉱物による定向配列で構成される主片理が発達する(第5.5図e)。片状変成玄武岩火山砕屑岩の中には、主片理方向に長軸がそろった元は火山ガラス片であったと思われる岩片を多量に含むものが存在する。岩片部分は、主として緑泥石、フェンジャイト、及び粘土鉱物からなる(第5.5図f)。また単斜輝石や褐色の多色性を示す普通角閃石が残存している場合があり、塊状変成玄武岩と同様に縁部は変成鉱物(変成単斜輝石やナトリウム角閃石)に置換されている。塊状変成玄武岩溶岩及び片状変成玄武岩火山砕屑岩中の代表的なナトリウム角閃石の化学組成を第3.2表に示す。

(2) 変成チャート (Mc)

変成チャートは、青田山林道及び鳥倉山の尾根に沿って側方に0.6–1 km連続する小–中規模岩体として分布する。露出は極めて悪く、周囲の岩相との関係性は不明である。そのため、現地性の転石も含めて記載した。野外で白色–灰色を呈し、細粒緻密な変成チャートが多い。変成チャートは、泥質な薄層を挟在することがあり、その薄層には主片理が発達する。また主片理を切って、大量の石英脈が発達する。

顕微鏡観察によると、変成チャートは再結晶化した粒径20 µm以下の隠微晶質な石英集合体と不透明鉱物からなる。隠微晶質な石英集合体は、主にフェンジャイトと緑泥石からなる泥質な薄層と律動的に繰り返す。主片理を切る石英脈は、粒径60 µm以上の粗粒な石英集合体からなる。

(3) 変成斑れい岩 (Mg)

変成斑れい岩は超苦鉄質岩類と複合岩体を形成し、入山沢・鳥倉林道及び大沢から勘馬沢上流付近に側方へ1.0–3.5 km以上連続する中–大規模岩体として分布する。主片理は殆ど発達せず、残留火成鉱物として粗粒な単斜輝石や普通角閃石が肉眼で観察できる(第5.4図f)。変成斑れい岩の原岩は、残存する構成鉱物から、かんらん石斑れい岩、単斜輝石斑れい岩、角閃石単斜輝石斑れい岩、角閃石斑れい岩と推定される。かんらん石斑れい岩

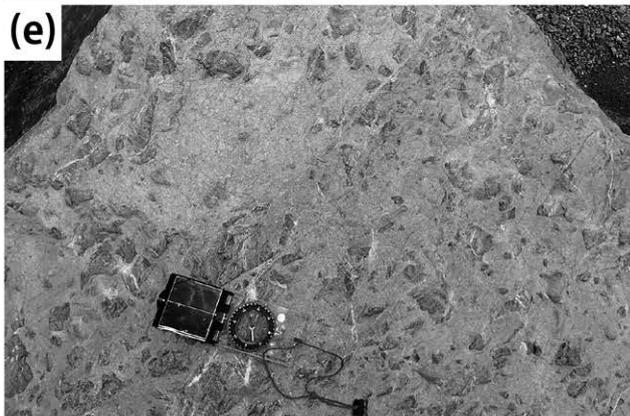
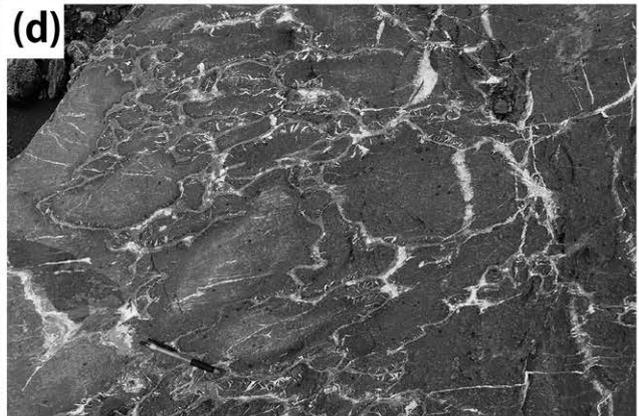
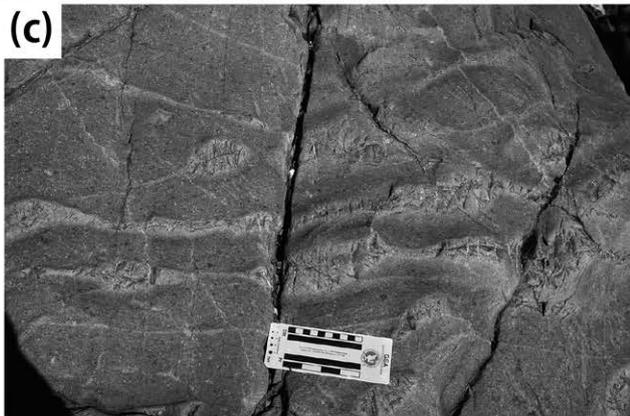
は、超苦鉄質岩類と層状構造をなす。ソーシュライト化した斜長石に富む優白質な岩相と単斜輝石または普通角閃石に富む優黒質な岩相が層状構造を形成する場合がある。

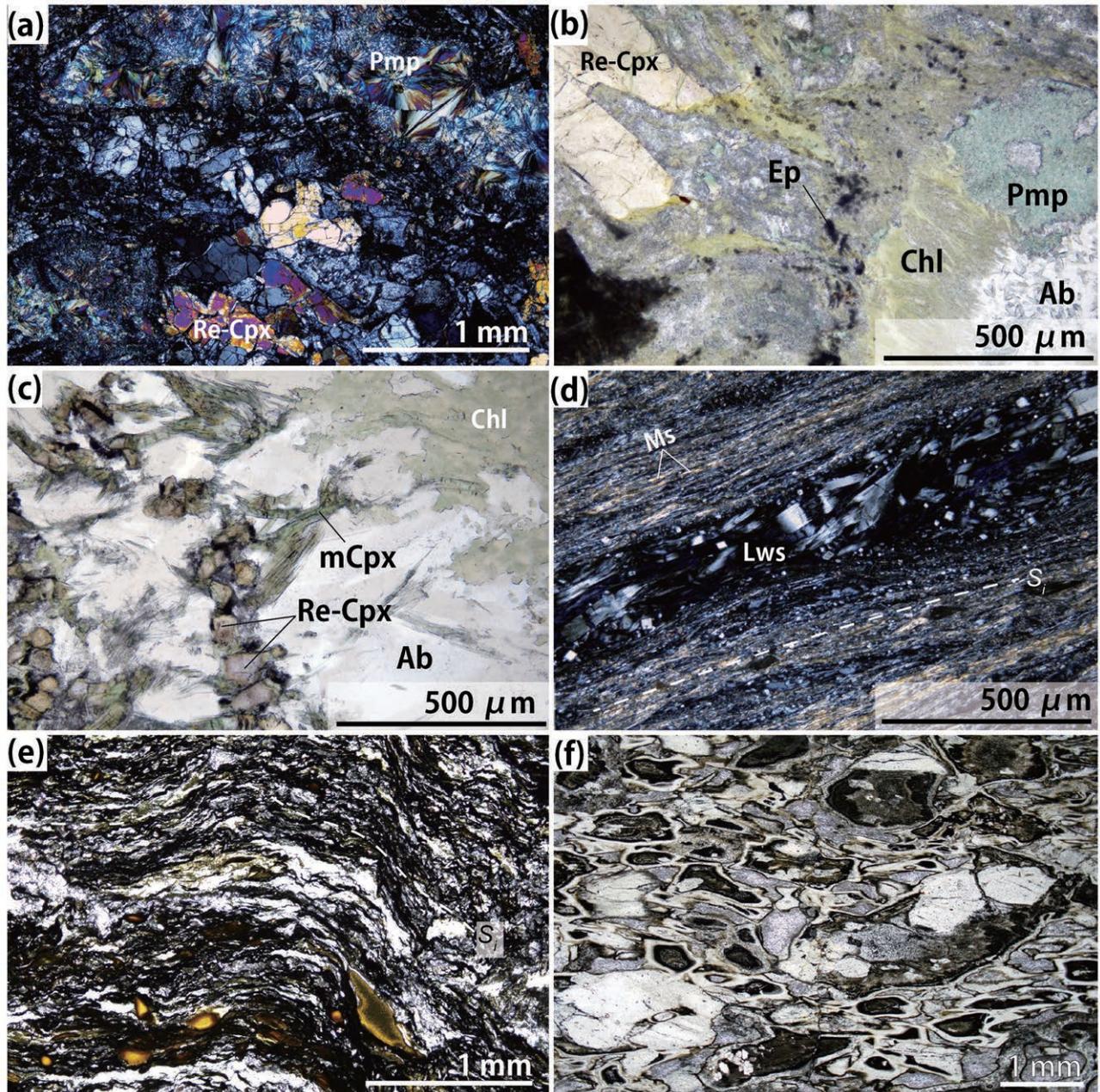
顕微鏡観察によると、変成斑れい岩は普通角閃石、ソーシュライト化した斜長石、かんらん石仮像、単斜輝石の斑晶鉱物と基質から構成される。斑晶鉱物(普通角閃石、かんらん石等)は、アクチノ閃石、ナトリウム角閃石、不透明鉱物、アルバイト等の集合体に置換されている場合が多い。普通角閃石は、短柱状で褐色の多色性を示し、面構造を形成している(第5.6図a)。また自形を示す普通角閃石の縁部には、青色–紫色の多色性を示すナトリウム角閃石(藍閃石–マグネシオリーベック閃石)が成長している(第5.6図b)。単斜輝石は、変質によって汚濁帯を形成するが、斑晶として残っている場合が多い(第5.6図c)。単斜輝石の縁部にも、変成単斜輝石(ひすい輝石–エジリンオージャイト、透輝石)が成長している。基質は、主にパンペリー石、緑泥石、方解石、アクチノ閃石、緑れん石、アルバイト及び不透明鉱物の集合体からなる。基質やアルバイト脈中にも、普遍的にナトリウム角閃石、変成単斜輝石が観察される。

(4) 超苦鉄質岩類 (Mu)

代表的な超苦鉄質岩体として、塩川–向山・大沢・ツガムラ岩体が、北北東–南南西方向にほぼ連続して分布する。いずれも側方へ3.0–5.4 km以上連続する大規模岩体として分布する。他にも多数の超苦鉄質岩類が、塊状を示す変成玄武岩中に小–中規模岩体または岩塊として挟在する。超苦鉄質岩類は、主に塊状のダナイトから斜長石ウエールライトに分類されるかんらん岩、及び蛇紋岩からなる。蛇紋岩が広く分布する地域では、選択的に斜面崩壊や地すべりが多数発生している(第5.4図g)。かんらん岩は、単斜輝石濃集層と、ほぼかんらん石のみからなる層が繰り返す層状構造が認められる。また塩川沿いに分布する塩川岩体一部の超苦鉄質岩類は、蛇紋石化が殆ど進行しておらず、かんらん石が残存する。かんらん石が多く残存しているダナイトの破断面は、暗緑色塊状を呈するが、風化表面はオレンジ色を呈する。一方で蛇紋岩は野外で暗緑色–緑色を呈し、貝殻状断面は脂肪光沢を示す。塩川岩体の超苦鉄質岩類では、蛇紋岩中に多数のロジン岩脈及び方解石脈がメッシュ状に発達し(第5.4図h)、岩体周縁部は片状構造が発達した蛇紋岩が分布する。

顕微鏡観察によると、かんらん岩は主に等粒状組織を示すかんらん石と少量のクロムスピネルからなり、磁鉄鉱、単斜輝石、角閃石が散在する。ダナイト中のかんらん石は粒界に沿って僅かに蛇紋石に置換されているが、斜長石ウエールライトよりも風化に強く、かんらん石が残存している場合が多い。斜長石ウエールライト起源の



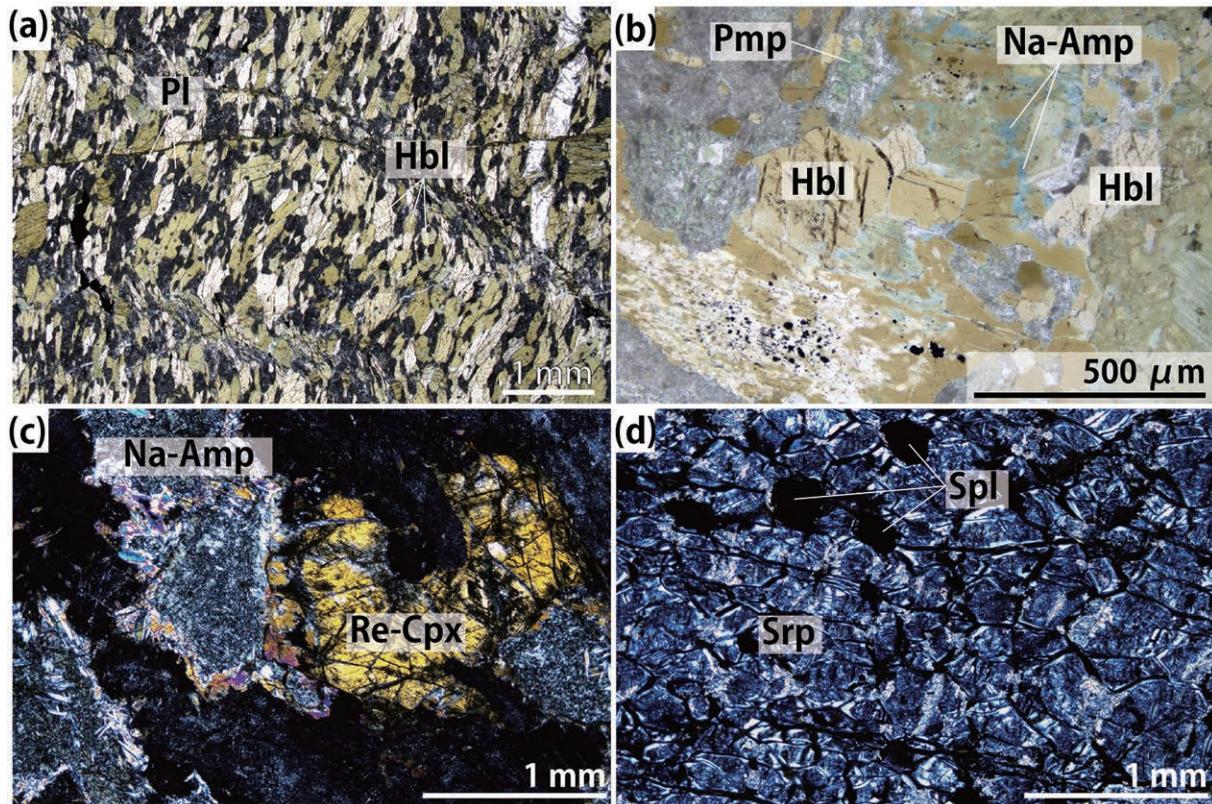


第 5.5 図 御荷鉾ユニットの主要構成岩類の薄片写真

(a) 塊状変成玄武岩。単斜輝石 (Re-Cpx) が残存している。杏仁状構造内部には、扇状に成長したパンペリー石 (Pmp) が生じている。クロスニコル (b) 変成玄武岩。班晶の周囲は汚濁しているが、単斜輝石 (Re-Cpx) は残存し、パンペリー石 (Pmp)、緑れん石 (Ep)、アルバイト (Ab) と緑泥石 (Chl) が生じている。オープンニコル。 (c) 変成玄武岩中の変成鉍物脈。基質中に残存する単斜輝石 (Re-Cpx) がアルバイト (Ab)-緑泥石 (Chl) と接するところに変成単斜輝石 (mCpx) が成長している。オープンニコル。 (d) 片状変成玄武岩火山砕屑岩中のアルバイト脈に生じた柱状結晶のローソン石 (Lws)。白雲母 (Ms) から構成される主片理 S_1 が発達する。クロスニコル (e) 片状変成玄武岩火山砕屑岩。緑泥石の形態定向配列による主片理 S_1 が発達する。オープンニコル。 (f) 変成玄武岩火山砕屑岩。オープンニコル。

← 第 5.4 図 御荷鉾ユニットの主要構成岩類の産状と岩相

(a) 小渋川沿いの塊状変成玄武岩分布地域。周囲よりも風化に強いいため、険しい渓谷を形成する。 (b) 塊状変成玄武岩の典型的な露頭 (小渋川上蔵砂防壊堤上流)。 (c) 扁平に変形した枕状溶岩 (小渋川上蔵砂防壊堤上流)。 (d) 変形した枕状溶岩の転石 (塩川樺沢合流部)。枕の境界部には多数の炭酸塩鉍物脈が充填している。 (e) 火山礫を多数含む変成玄武岩火山砕屑岩 (塩川樺沢合流部)。 (f) 変成斑れい岩 (黒川沢上流約 2 km)。 (g) 変成玄武岩中に含まれる超苦鉄質岩の露頭。大規模な斜面崩壊によって地すべり帯を形成している (鷹ヶ巣崩壊地)。 (h) 超苦鉄質岩類中に貫入するロジン岩脈 (小渋川・ツガムラ沢合流部)。



第 5.6 図 御荷鉾ユニットの変成斑れい岩及び超苦鉄質岩の薄片写真

(a) ソーシユライト化した斜長石 (Pl) 及び普通角閃石 (Hbl) の形態定向配列による片麻状構造が発達する変成斑れい岩。オープンニコル。(b) 変成斑れい岩中のナトリウム角閃石 (Na-Amp) の産状。普通角閃石 (Hbl) の縁部はナトリウム角閃石 (Na-Amp) に置換されている。基質はパンペリー石 (Pmp)、緑泥石 (Chl)、アルバイトに置換されている。オープンニコル。(c) 変成斑れい岩。斜長石仮像はアクチノ閃石、ナトリウム角閃石 (Na-Amp) 及アルバイト (Ab) に置換されている。単斜輝石 (Re-Cpx) は残存しているが、汚濁し変質している。クロスニコル。(d) 御荷鉾ユニットの超苦鉄質岩。変質作用によって形成した蛇紋岩 (Srp) と残存するクロムスピネル (Spl) からなる。クロスニコル。

蛇紋岩は、蛇紋石化したかんらん石仮像、単斜輝石、ソーシユライト化した斜長石と少量の角閃石、クロムスピネル、磁鉄鉱から構成される。蛇紋石化したかんらん石はメッシュ状組織を示し、メッシュ状組織の粒界には、クロムスピネルが散在する(第 5.6 図 d)。またかんらん石の蛇紋石化に伴い、蛇紋石と共に磁鉄鉱がメッシュ状組織の粒界に形成されている。磁鉄鉱は、変質脈として発達するリザーダイト脈の中央部に形成される場合もある。

年代：大河原地域内で、本ユニットからの放散虫化石やジルコン U-Pb 年代等は報告されていない。本ユニットのナトリウム角閃石を含む雲母片岩(ナトリウム角閃石石英アルバイト緑泥石白色雲母片岩)中の白色雲母(フェンジャイト) K-Ar 年代として 105.4 ± 6.3 Ma が報告されている(渡辺ほか, 1982; 第 5.1 図)。

対比：四国中央部の御荷鉾ユニット(遠藤・横山, 2019)、関東山地の御荷鉾ユニット(牧本・竹内, 1992, Tominaga and Hara, 2021)、あるいは御荷鉾緑色岩類(Lu *et al.*, 2022)

に対比できる。他地域の本ユニットでは、四国中央部の斑れい岩から 155.1 ± 2.2 Ma (遠藤・横山, 2019)、紀伊半島の鷲嶺火成岩類(内野ほか 2017)の斑れい岩から 154.6 ± 1.6 Ma (Sawada *et al.*, 2019)、関東山地の斑れい岩に付随する斜長岩から 157.0 ± 0.9 Ma (Tominaga and Hara, 2021) のジルコン U-Pb 年代が得られている(第 5.1 図)。これらのジルコン U-Pb 年代及び変成玄武岩の化学組成から、御荷鉾ユニットの変成玄武岩の原岩は、後期ジュラ紀の巨大海台を作るような大規模な苦鉄質火成作用によって形成され、その後海溝から沈み込んだ海台の断片であると考えられている(Ichijama *et al.*, 2014; Sawada *et al.*, 2019; Tominaga and Hara, 2021)。四国中央部や関東山地では、御荷鉾ユニットと大河原地域の寺沢ユニットに対比される柏木ユニットとは、1つの海洋底プレート層序を構成し、同時期に付加プリズム深部において底付け付加と低温高圧型(三波川)変成作用を受けたと考えられている(Endo and Wallis, 2017; Tominaga and Hara, 2021; Lu *et al.*, 2022)。

近隣地域では、20 万の 1 地質図「甲府」(尾崎ほか、

2002) 及び天竜川上流域地質図調査・編集委員会 (1984) の三波川帯 (三波川変成岩類) の御荷鉾緑色岩類とされている。また下伊那地質誌編集委員会 (1976) の黒川層群の塩基性-超苦鉄質岩類 (苦鉄質-超苦鉄質岩類) に相当する。北隣の市野瀬図幅地域 (河内ほか, 1983) の御荷鉾・秩父帯の地層群の下部層及び高遠図幅地域 (牧本ほか, 1996) の三波川帯の上位ブロックとされた御荷鉾緑色岩類に対比される。

5.4 釜沢ユニット (Kmp, Kms, Kmc, Kml, Kmm)

命名・定義: [新称] 泥質千枚岩を主体とし, 変成砂岩, 変成石灰岩, 変成チャート, 苦鉄質千枚岩及び塊状変成玄武岩の小-大規模岩体を挟む地質体を釜沢ユニットと新たに定義する。これまで釜沢ユニットを含めた小渋川上流地域の小渋層群は, 赤石山地南部地域の秩父帯の地層群と対比されてきた (天竜川上流域地質図調査・編集委員会, 1984)。しかしながら, 釜沢ユニットは, 構造的上位の寺沢ユニットや豊口山ユニットより泥質千枚岩の主片理の発達が著しく, 大きな有限歪みを伴う延性変形を被っていること, 藍閃石成分を固溶するナトリウム角閃石の産出, Na_2O を 1-2 wt% 含むアクチノ閃石+バンベリ-石+緑泥石の鉱物共生が普遍的に認められること, 更に泥質千枚岩中の碎屑性ジルコンU-Pb年代が 116-105 Ma の最若クラスター年代を示すことから, 三波川変成コンプレックスの特徴を有する。そのため, 本報告では釜沢ユニットを三波川変成コンプレックスに含めた。

模式地: 長野県下伊那郡大鹿村釜沢地区周辺。

分布及び地質構造: 釜沢ユニットは, 塩川中流域周辺より南側で, 鳥倉山の東を通り, 青田山の東と梅村山の西を通る北北東-南南西走向の高角度な弧立沢断層より東に分布する。小渋川・塩川流域・巫女淵の付近では, 標高が 1,500 m 以下の地域に分布する。本ユニットは, 所沢断層より東側では, 秩父付加コンプレックス寺沢ユニットの構造的下位に位置する。小渋川から塩川に至る地域では, 寺沢ユニットに対し構造地窓 (テクトニックウィンドウまたはフェンスター) として低角度な地質構造として分布する。本ユニットと構造的上位の寺沢ユニットの泥質岩は共に主片理が発達する泥質千枚岩で, 両ユニットの境界断層の姿勢は主片理に平行である。ただし除山南南東の湯オレ沢付近では, 脆性破碎帯を伴う湯オレ沢断層によって両ユニットが接する。小渋川南側の梅村山周辺や所沢断層の西側の一部では, 御荷鉾ユニットの構造的下位に釜沢ユニットが分布する。両者の境界断層は推定であるが, 釜沢ユニットの主片理とはほぼ平行である。

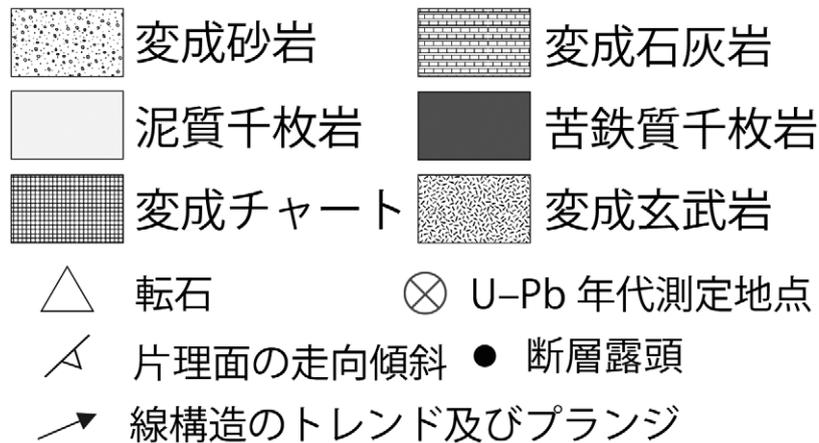
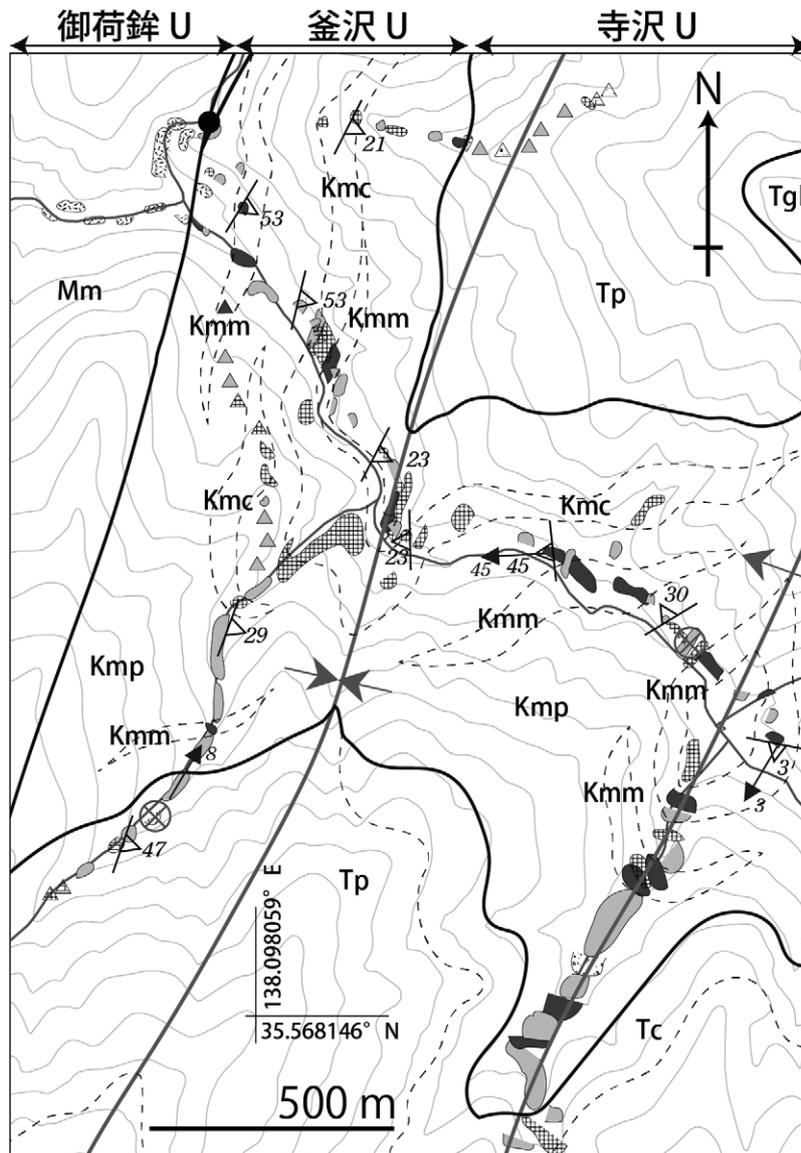
小渋川流域及び塩川流域の釜沢ユニットは, 南北及び東西に最大 3 km にわたり広範囲に分布する。一方で巫女淵では, 寺沢ユニットの下位に釜沢ユニットの変成石灰

岩が小規模に露出している。釜沢ユニットの主片理はほぼ水平で, 褶曲 F_{i+2} のアンチフォーム・シンフォームで西及び東に緩く傾斜する。釜沢ユニットの主片理と線構造は, 構造的上位の寺沢ユニットのものとはほぼ同じ姿勢を示す (第 5.2 図 b, 第 3.5 図 c)。即ち両ユニットは, アンチフォーム・シンフォームによって緩やかに褶曲している。この褶曲構造は, 釜沢ユニットと寺沢ユニットの東に分布する豊口山ユニットとの境界断層 (小黑山断層) に切断されている。一方で大河原地域北部の二見山を通り, 笹山西, 鳥倉山東, 青田山東を通る南北ないし北北東-南南西走向の高角度断層の西側に分布する黒川沢ユニット及び御荷鉾ユニットの主片理 (第 5.2 図 a, c) と釜沢ユニットの主片理の方位には違いが認められる (第 5.2 図 b)。釜沢ユニットの主片理は, 低角度に東傾斜するものが多く, 黒川沢ユニット及び御荷鉾ユニットの主片理は傾斜が中角度から高角度のものが多く, この違いは, 上述の高角断層より西では, 褶曲 F_{i+2} に対応したアンチフォーム・シンフォームの翼角が, 高角断層の東に発達するアンチフォーム・シンフォームの翼角にくらべ小さいことによる。線構造についても釜沢ユニットと黒川沢ユニットとの間で違いが認められる。釜沢ユニットの線構造は, 北東-南西方向が卓越するのに対して, 黒川沢ユニット及び御荷鉾ユニットは北北東-南南西方向が卓越し, 僅かに斜交している (第 5.2 図)。

岩相: 釜沢ユニットは, 泥質千枚岩を主体として, 小-大規模岩体の苦鉄質千枚岩・塊状変成玄武岩・変成砂岩・変成石灰岩及び変成チャートをレンズ状に挟む。いずれの岩体も複数の沢で連続的に追跡することができ, 周囲の泥質千枚岩と共に強い延性変形を被っている。全体の傾向として, 本ユニットの構造的下位で変成砂岩を多く含み, 上位に向かうに連れて変成チャート及び苦鉄質千枚岩の割合が多くなる。また寺沢ユニットの境界部付近の構造的最上位には大規模な変成石灰岩が分布する。巫女淵周辺の変成石灰岩は, 寺沢ユニットで石灰岩岩体を含まないこと, 変成石灰岩中の泥質千枚岩は釜沢ユニットと同様の片状構造を示すこと, 変成石灰岩体に向かうに連れて炭質物ラマン地質温度計に基づく最高変成温度が上昇することから, 釜沢ユニットに帰属させた。塩川地域の釜沢ユニットの代表的なルートマップを第 5.7 図に示す。

(1) 泥質千枚岩 (Kmp)

泥質千枚岩は本ユニットを構成する主要な岩相で, 変成砂岩・変成チャート・変成石灰岩・苦鉄質千枚岩及び塊状変成玄武岩などの小-大規模岩体を包有し, 小渋川釜沢地区, 塩川小屋及び巫女淵周辺で分布する。露頭で黒色-銀灰色を呈し, 主片理の発達が著しい。原岩を砂岩泥岩互層とする。延性変形と変成作用を被り形成された泥質千枚岩と変成砂岩の互層も観察される (第 5.8 図



第 5.7 図 釜沢ユニットのルートマップ
 塩川地域の釜沢ユニットの代表的なルートマップ。U：ユニット。

a). 変成砂岩薄層と泥質千枚岩の岩相境界は主片理に平行である(第5.8図b). 軸面が主片理 S_1 と平行な等斜褶曲 F_1 も観察される. 主片理より古い片理 S_{i-1} 及びこれと平行に形成された石英脈は, 褶曲 F_1 により折りたたまれる. また主片理面上には, フェンジャイトや緑泥石などの層状珪酸塩鉱物の明瞭な配列に規定される伸長線構造が発達する(第5.8図c). 泥質千枚岩には, 変成チャートや変成砂岩が折りたたまれ, 軸面の傾斜が低角度で閉じた褶曲 F_{i+1} が多数観察される(第5.8図d-e). 泥質千枚岩と変成チャートや変成砂岩の岩相境界は, 主片理 S_1 と平行であり, 主片理は褶曲 F_{i+1} により褶曲している. このような褶曲 F_{i+1} が発達する露頭では, 多数の F_{i+1} の微細褶曲構造やキンクバンドも発達している.

顕微鏡観察によると, 泥質千枚岩は石英, フェンジャイト, アルバイト, 緑泥石, 炭質物から構成されており, 主にフェンジャイトと緑泥石からなる泥質層と, 主に石英とアルバイトからなるシルト層または砂岩層との繰り返しからなる縞状構造が発達する(第5.9図a). 主片理の面構造は, フェンジャイトと緑泥石の強い形態定向配列によって構成される. 珪質薄層や砂質薄層が主片理 S_1 に平行な軸面を持つ等斜褶曲 F_1 により折りたたまれる(第5.9図b). 珪質薄層や砂質薄層と泥質千枚岩の境界は, 主片理よりも前に形成された片理 S_{i-1} と平行である.

(2) 変成砂岩 (Kms)

変成砂岩は, 側方へ0.5–1.3 km連続する小–中規模岩体として釜沢・下沢・御所平周辺に分布する. 泥質千枚岩と幅数cmから数mの互層をなす場合もある(第5.8図a). またせん断変形を被った泥質千枚岩中の片理面にそって変成砂岩がレンズ状に含まれる場合もある(第5.8図b). 野外で変成砂岩は, 灰白色–淡褐色を呈し, ルーペで識別できる碎屑粒子によってポーフィロクラストが観察される. 泥質千枚岩に比べて変成砂岩の主片理の発達には弱い(第5.8図a, b).

顕微鏡観察によると, 変成砂岩は粒径数100 μm 程度の波動消光を示す石英や斜長石などの碎屑粒子と, 細粒化した黒色基質部からなる(第5.9図a). 碎屑粒子は非対称組織を示し, 片理方向にそってプレッシャーシャドウが顕著に発達する. 細粒化した黒色を呈する基質は, 石英・アルバイト・白雲母・緑泥石・炭質物から構成される. 泥質千枚岩と比べると基質に含まれる白雲母や緑泥石の量が少ない. 主に菰立沢断層から所沢断層周辺の変成砂岩には, 明瞭な片理が発達している(第5.9図a). 一方で, 上沢周辺の構造的上位の変成砂岩の片理発達には弱い(第5.9図c). 片理発達の弱い変成砂岩は, 主に円磨度の高い石英, ソーシュライト化した斜長石, 堆積岩岩片(主に泥岩とチャート)を含み, 基質は細粒な白雲母, 緑泥石, と炭質物を含む不透明鉱物から構成される. また重鉱物として緑れん石, 褐れん石, ジルコンが含ま

れる.

(3) 変成チャート (Kmc)

変成チャートは側方へ0.3–2.2 km追跡できる連続性のよい小–中規模岩体として, 小渋川, 小河内沢, 寺沢, 塩川で多数確認される. 露頭で灰色から灰白色を呈し, 泥質千枚岩及び苦鉄質千枚岩と数10 cmから数m単位で繰り返す(第5.8図f). また多数の石英脈が主片理を切断して変成チャート中に発達する.

顕微鏡観察によると, 変成チャートは隠微晶質な石英集合体, 方解石と不透明鉱物から構成されており, 多数の石英・アルバイト脈がメッシュ状に生じている(第5.9図d). 一部の再結晶化した石英は, 動的再結晶によって粒径20 μm 以下の細粒な再結晶石英集合体に変化している. また石英脈を構成する粒径100 μm 以上の粗粒な石英粒子は波動消光を示し, 粒界が不明瞭となる. そのような石英粒子の縁部では新たな石英が核形成して生じている(第5.9図e). この変形微細組織はバルジング(BLG), 即ち, 転位密度が高く大きな再結晶石英が, 外側から新たに核形成した石英結晶の集合体への置き換わる動的再結晶機構で変形していることを示している.

(4) 変成石灰岩 (Kml)

側方へ0.3–1.2 km程度連続する大規模岩体として, 構造的上位の寺沢ユニット境界付近に位置する釜沢地区及び巫女淵周辺で分布する. また露頭規模で, 泥質千枚岩・苦鉄質千枚岩・変成チャートと数cmから数10 cm間隔で互層をなす場合がある(第5.8図g, h). 本報告では, 前者のみを地質図に表現している. 野外では変成石灰岩は白色–灰白色を呈し, 苦鉄質千枚岩及び変成チャートに伴って分布する. 変成石灰岩には, 周囲の泥質千枚岩と調和的な片理面構造が発達している.

顕微鏡観察によると, 変成石灰岩は方解石の再結晶化が進行しており, 変形双晶を示す再結晶方解石の集合体によって構成されている(第5.9図f). 再結晶方解石の形態定向配列による弱い主片理が発達する. また白雲母・炭質物が濃集した薄層が主片理を形成している場合もある.

(5) 苦鉄質千枚岩及び塊状変成玄武岩 (Kmm)

苦鉄質千枚岩は, 変成チャートや変成石灰岩を密接に伴い, 側方へ0.5–1.2 km連続する小–中規模岩体として塩川及び釜沢周辺に多数分布する. 露頭では, 数10 cmから数m幅で泥質千枚岩, 変成チャート, 変成石灰岩と密接に互層をなす(第5.8図h). 苦鉄質千枚岩は, 緑色から淡黄緑色を呈し, 主片理の発達が良い. 苦鉄質千枚岩と変成チャート, もしくは変成石灰岩との岩相境界は, 苦鉄質千枚岩の主片理と平行である. また釜沢地区周辺では, 主片理が殆ど発達しない塊状の変成玄武岩の小規

模岩体が2箇所確認されている。いずれも小規模岩体(～50 m)で、連続的に追跡できない点から2つの岩相を区分していない。

顕微鏡スケールで苦鉄質千枚岩には、緑泥石、アクチノ閃石、緑れん石、パンペリー石、アルバイト、方解石が主要な構成鉱物として観察される。主片理は、緑泥石、アクチノ閃石、緑れん石、不透明鉱物の形態定向配列によって構成される。また変成脈や基質には、パンペリー石、アクチノ閃石、緑泥石、緑れん石、方解石、アルバイト集合体の変成鉱物として成長している(第5.9図g)。希に苦鉄質千枚岩には、緑れん石、パンペリー石を含まず、ナトリウム角閃石を含む場合がある。塊状の変成玄武岩は、細粒緻密で無斑晶状組織、もしくは単斜輝石斑晶が目立つ。残留する単斜輝石斑晶は、周囲から緑れん石、緑泥石、アクチノ閃石に一部置換されている。基質は、パンペリー石、緑泥石、緑れん石、アルバイト、及びアクチノ閃石が変成鉱物として成長している(第5.9図h)。またアルバイト、方解石、及び緑泥石からなる変成脈がメッシュ状に発達し、アクチノ閃石やパンペリー石も生じている。

年代: 志村ほか(2021)で、釜沢ユニット中の凝灰質泥質千枚岩1試料及び変成砂岩2試料(中粒砂岩及び細粒砂岩)から碎屑性ジルコンU-Pb年代が報告されている。また本報告では泥質千枚岩1試料(OS3-26)の碎屑性ジルコンU-Pb年代を追加で分析した(第5.10図, 第3.1表, 付表6)。これらの碎屑性ジルコンU-Pb年代を総括すると、最若粒子年代(YSG)は 103.6 ± 3.1 Ma (OS3-26), 105.5 ± 1.3 Ma, 109.6 ± 1.2 Ma, 及び 111.1 ± 1.9 Ma に集中する(第3.1表)。最若クラスター年代(YC1 σ)は、 104.7 ± 1.4 Ma (OS3-26; $n=4$), 115.9 ± 2.0 Ma, 115.1 ± 0.8 Ma, 及び 113.1 ± 2.6 Ma である(第3.1表)。これらの碎屑性ジルコンU-Pb年代は、すべて前期白亜紀(後期アプチアン期-アルビアン期)に集中している。本地域から化石年代の報告はないため、これらの碎屑性ジルコンU-Pb年代より、本ユニットの最大堆積年代を前期白亜紀以降(後期アプチアン期-アルビアン期)とする(第5.1図)。

対比: 本ユニットは、四国中央部のいわゆる三波川南縁

帯(小島ほか, 1956)に分布する川又ユニット及び思地ユニットの原岩岩相組合せ(脇田ほか, 2007)、泥質岩における大歪み量の延性変形による主片理の発達(脇田ほか, 2007)、苦鉄質変成岩におけるナトリウム角閃石の出現(脇田ほか, 2007)、砂質岩中の碎屑性ジルコンU-Pb年代が113–100 Maである点(長田ほか, 2015)が共通する。従って釜沢ユニットは、川又ユニットもしくは思地ユニットに対比が可能である。川又ユニット及び思地ユニットからは、泥質千枚岩の主片理を構成するフェンジャイトのK-Ar年代も報告されており、その年代値は碎屑性白雲母混入の可能性のある試料を除くと95–80 Maである(Itaya and Fukui, 1994; 第5.1図)。そのため釜沢ユニットの変成年代は、四国地域との対比から約95–80 Maに推定される。関東山地の三波川変成コンプレックスからは本ユニットに相当するユニットは見つかっていない。本ユニットは後述する黒川沢ユニット上部と、泥質片岩ないし千枚岩を主体とする岩相、泥質片岩ないし千枚岩中の碎屑性ジルコンU-Pb最若年代、炭質物ラマン地質温度計で求められた最高変成温度(Nakamura *et al.*, 2023)、苦鉄質変成岩の鉱物共生が類似する。また所沢断層より東側では、本ユニットは御荷鉾ユニットの構造的低位に位置する。この点でも後述する黒川沢ユニット上部と共通する。従って釜沢ユニットと黒川沢ユニット上部は同一のユニットである可能性がある。

近隣地域では、渡辺(1970)の秩父帯下部層及び中部層の一部、下伊那地質誌編集員委員会(1976)の秩父帯小渋層群下部層及び天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)の秩父帯小渋層群の一部に相当する(第3.4図)。

5.5 黒川沢ユニット (Kp, Ks, Km, Kg, Ku)

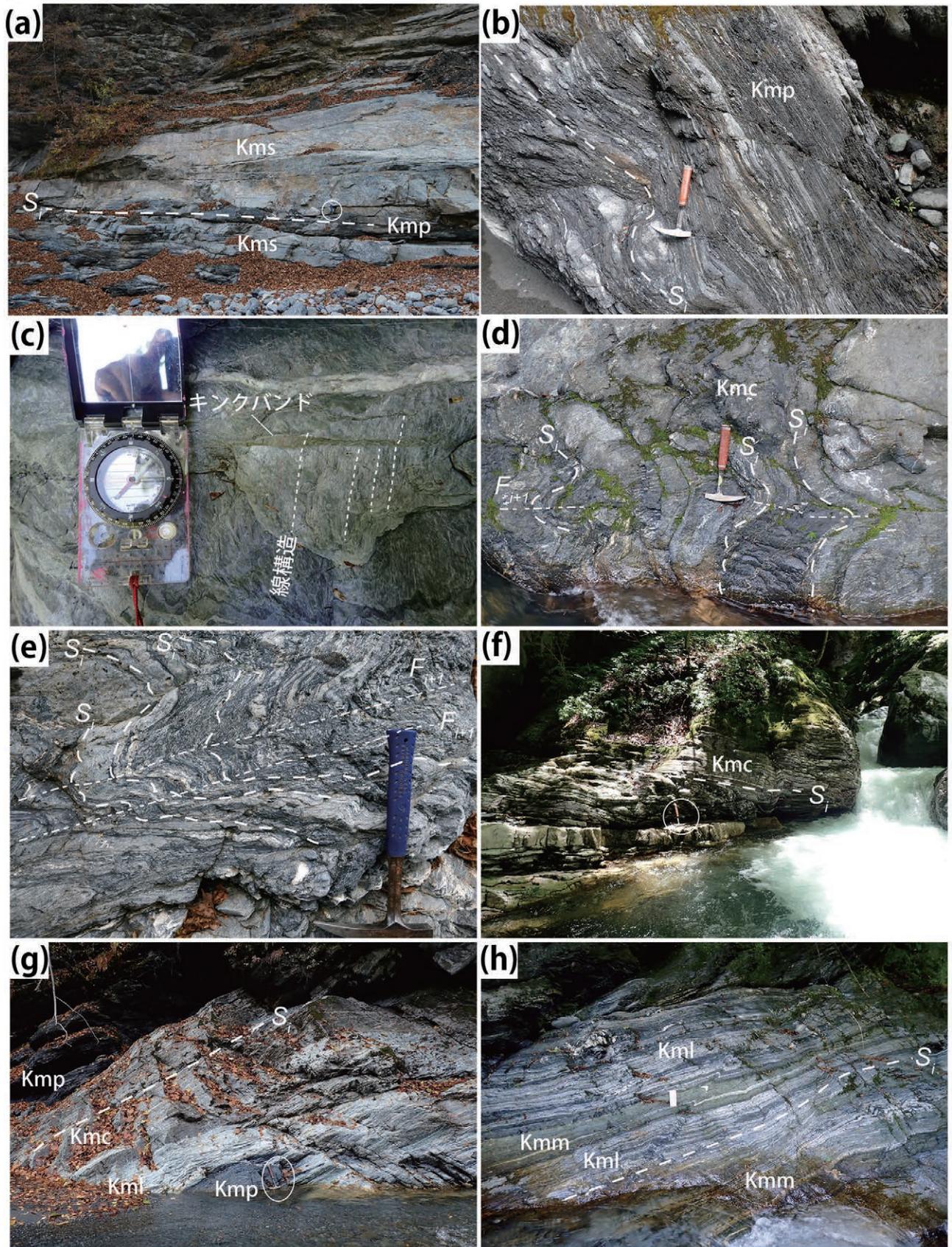
命名・定義: [新称] 本報告では、主に泥質片岩からなり、珪質片岩・苦鉄質片岩・変成斑れい岩及び超苦鉄質岩類を伴う地質体を黒川沢ユニットと命名する。

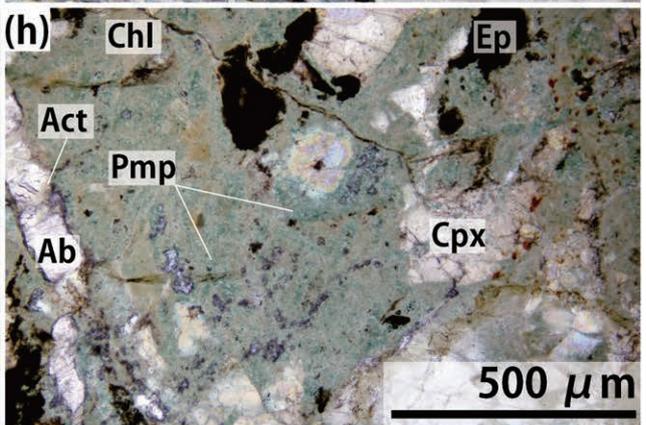
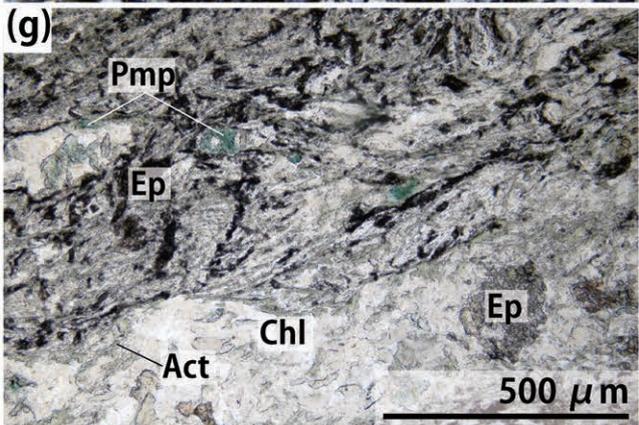
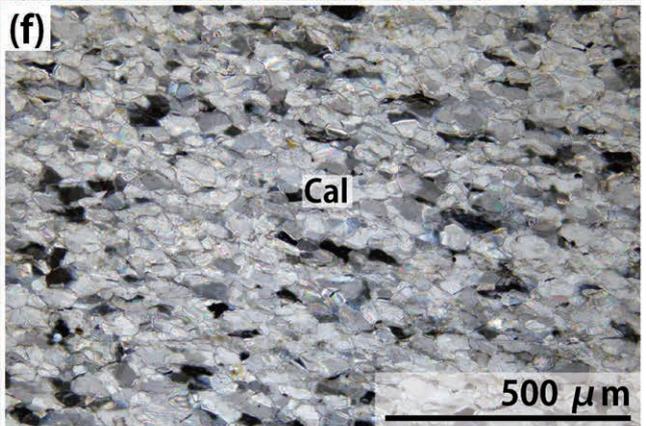
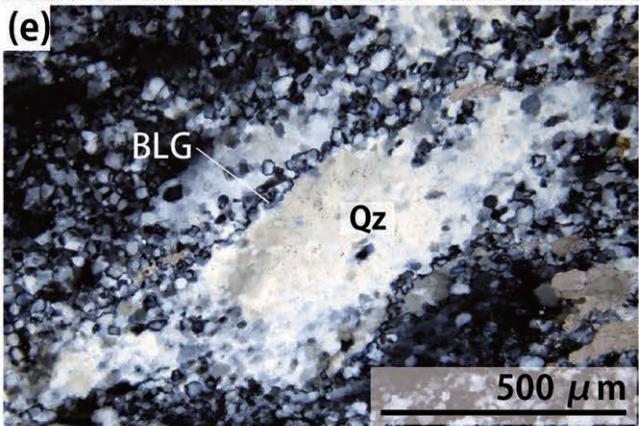
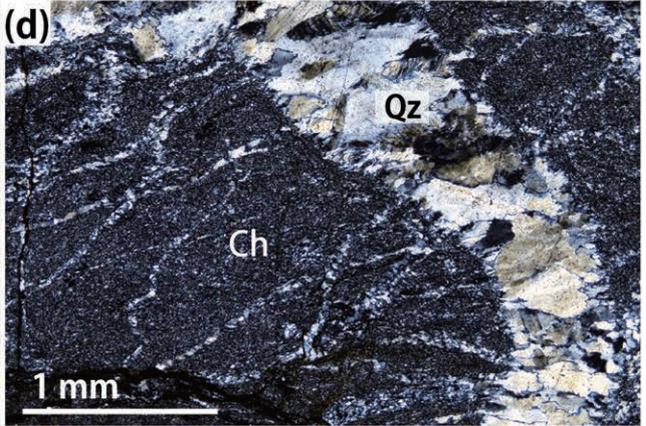
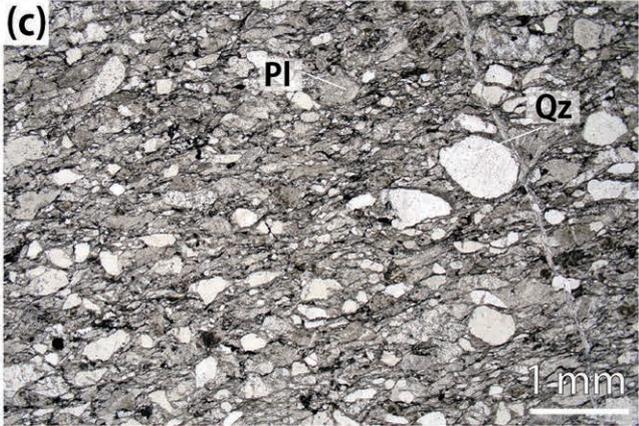
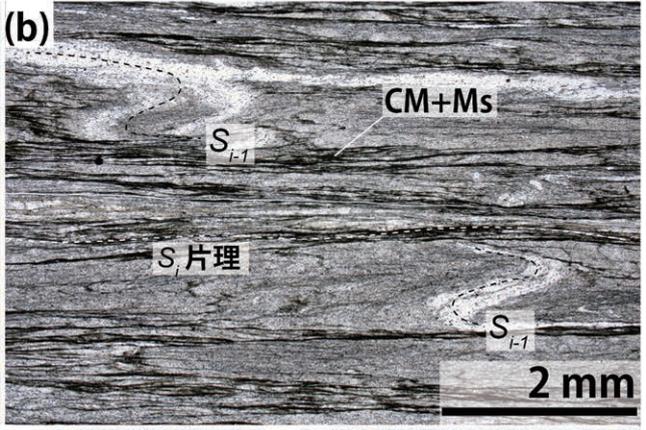
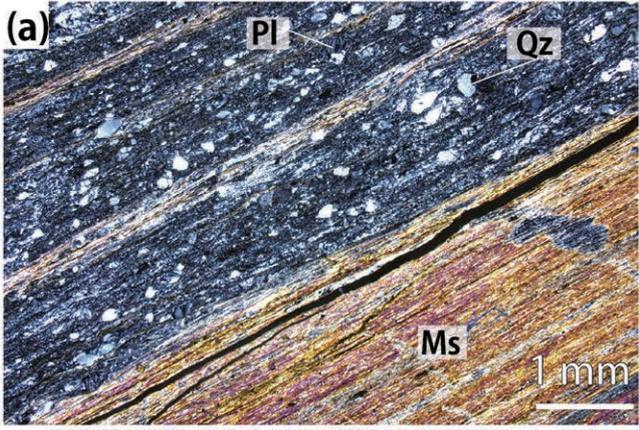
模式地: 長野県下伊那郡大鹿村儀内路黒川沢。

分布及び地質構造: 黒川沢ユニットは、大花沢から模式地の黒川沢、更にその南方の塩川、小渋川を経て勤場沢まで、中央構造線の東側を南北に分布する。御荷鉾ユニッ

第5.8図 釜沢ユニットの主要構成岩類の産状と岩相→

(a) 変成砂岩(Kms)・泥質千枚岩(Kmp)互層(小渋川釜沢地区周辺)。スケールはハンマー(白丸で位置を表示)。主片理 S_1 が発達する。(b) 主片理 S_1 が発達する泥質千枚岩(Kmp)の露頭状況(小河内沢寺沢合流部)。砂質な薄層を挟む。(c) 主片理 S_1 が発達する珪質泥質千枚岩。主片理上にフェンジャイトの形態定向配列で規定される線構造が明瞭に観察される(小河内沢寺沢合流部)。(d) 主片理 S_1 が発達する泥質千枚岩中に挟まれる珪質部(Kmc; ツガムラ沢合流部から約500 m上流)。高角度な主片理 S_1 を褶曲させる軸面が水平な褶曲 F_{i+1} が発達する。(e) 変成砂岩と泥質千枚岩に発達する主片理 S_1 を褶曲させる軸面が水平に近い褶曲 F_{i+1} (ツガムラ沢合流部から約500 m上流)。(f) 変成チャート(Kmc; 小河内沢寺沢合流部)。主片理 S_1 が発達する。スケールはハンマー(白丸で位置を表示)。(g) 変成石灰岩(Kml; ツガムラ沢合流部から約2.2 m上流)。変成チャート(Kmc)と泥質千枚岩(Kmp)を伴う。主片理 S_1 が発達する。(h) 苦鉄質千枚岩(Kmm; 小河内沢寺沢合流部)。変成石灰岩(Kml)と互層する。主片理 S_1 が発達する。スケールはハンマー(白丸で位置を表示)。



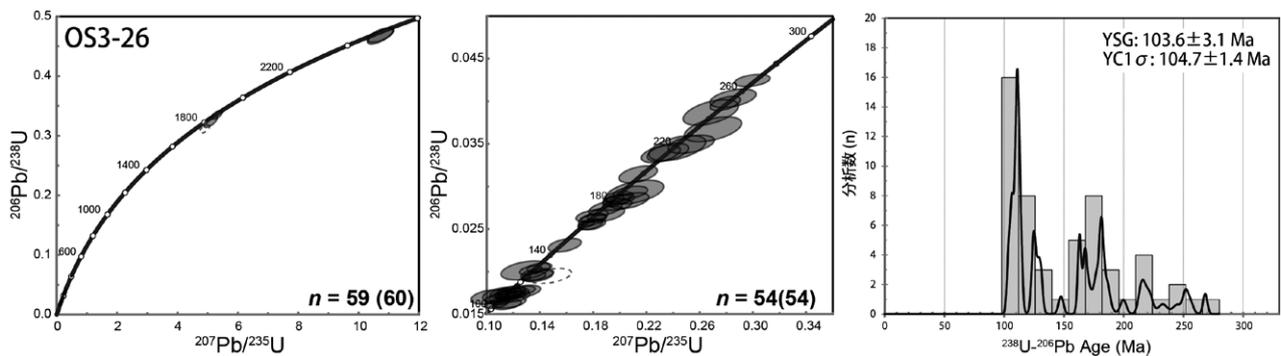


トの塊状変成玄武岩及び超塩基性岩類が構造的上位に累重する。御荷鉾ユニットに覆われ地表には露出しないが、本ユニットの東縁は孤立沢断層で区切られ、大河原地域北部では秩父付加コンプレックス三峰川ユニットと、南部では釜沢ユニットと接する。本ユニットの分布幅は、大河原地域北部の黒川沢周辺では最大約3 kmである。一方、小渋川以南での分布幅は約1.8 kmから0.6 kmであり、構造的上位に累重する御荷鉾ユニットが広く分布することで、北から南に向かって徐々に狭くなる。

本ユニットでは、北にプランジする褶曲 F_1 に相当するアンチフォーム・シンフォーム構造が発達する。構造的上位の御荷鉾ユニットもこのアンチフォーム・シンフォームに参加している。入沢井地区ではアンチフォームの軸部に本ユニットが分布する。ユニット内部では、主片理は北北東-南南西走向で高角度に西北西もしくは東南東への傾斜が多い(第5.2図c)。また線構造は南北から北北東-南南西方向を示す。中央構造線に近づくと、主片理は高角度の東傾斜が支配的になり、中央構造線の活動の影響で脆性破砕した泥質片岩や苦鉄質片岩が多く観察される。数cmから数m程度の幅を持った脆性破砕帯の出現頻度は地域によるが、中央構造線から200-500 mの範囲で特に高くなる。

河内ほか(1983)は、黒川沢ユニット内部に岩入衝上断層を推定し、この断層を三波川帯と御荷鉾・秩父帯の境界断層として定義した。一方で、Watanabe(1977)は、岩入衝上断層に相当する断層を大花沢断層と命名し、三波川帯結晶片岩類の内部に発達する断層とした。本報告でも調査地域北部の東小花沢及び大花沢で、泥質片岩と苦鉄質片岩境界に先行研究で報告された脆性破砕帯と断層を確認した。そして、河内ほか(1983)が指摘したように苦鉄質片岩が構造的上位に分布することは、複数の沢で連続的に追跡できた。しかし、苦鉄質片岩の構造的上位にも再度泥質片岩が分布しており、この苦鉄質片岩を御荷鉾ユニットではなく黒川沢ユニットに帰属させた。そのため岩入衝上断層は、黒川沢ユニットと御荷鉾ユニットの境界断層としては認定できない。本報告では、この断層については、Watanabe(1977)による大花沢断層を踏襲し、ユニット内部の主要な断層として地質図に表記した(詳細は第9章にて説明)。なお、この大花沢断層は黒川沢付近まで追跡できるが、それ以南については不明瞭となる。

岩相：黒川沢ユニットは、泥質片岩を主体とし、苦鉄質片岩・超苦鉄質岩類・変成斑れい岩・珪質片岩を伴う。幅数10 cmから数m規模の砂質片岩や石灰質片岩も分布



第5.10図 釜沢ユニット中の碎屑性ジルコンのコンコーディア図とその年代ヒストグラム

試料OS3-26、釜沢ユニット泥質千枚岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代。点線はディスコーダントなデータを示す。ディスコーダントなデータはヒストグラム、最若クラスター年代の計算から除外している。年代ヒストグラムは、Isoplot/Ex4.15を利用して最若クラスター年代の加重平均を計算している。最若粒子年代(YSG)及び最若クラスター年代(YC1 σ)は第3.1表に記載する。

←第5.9図 釜沢ユニットの主要構成岩類の薄片写真

(a) 泥質千枚岩部と変成砂岩の互層。変成砂岩は延性変形によって細粒化し、石英(Qz)、長石(Pl)クラストのみ残存している。白雲母(Ms)からなる雲母層の形成が顕著である。(b) 泥質千枚岩。片理面の内部に折りたたまれた層理面(S_{f1})が観察される。(c) 変成砂岩。仏像構造線付近では圧力溶解へき開の発達が弱い。(d) 変成チャート(Ch)。隠微晶質な石基に多数の石英脈が貫入している。(e) 変成チャートの拡大写真。残存していた石英(Qz)を核に周囲がバルジング再結晶(BLG)によって細粒な石英集合体に変化している。(f) 変成石灰岩の産状。等粒状の方解石(Cal)集合体からなる。(g) 塊状変成玄武岩中の変成脈。多数のアルバイト(Ab)-アクチノ閃石(Act)がメッシュ状に発達する。基質はパンペリー石(Pmp)や緑れん石(Ep)が充填している。(h) 塊状変成玄武岩。単斜輝石(Re-Cpx)は残存しているが、基質は緑泥石(Chl)、パンペリー石(Pmp)、緑れん石(Ep)、アルバイト(Ab)、アクチノ閃石(Act)に置換されている。(a)、(d)、(e)、(f)はクロスニコール。(b)、(c)、(g)、(h)はオープンニコール。

する。ただしこれらの分布は限定的であるため、地質図上での表現を省略し、泥質片岩や苦鉄質片岩に含めて記載した。

岩相層序・変成鉱物組み合わせに基づき本ユニットは、みかけの層序として、下部、中部、上部に細分される。黒川沢ユニット下部は、主に泥質片岩と苦鉄質片岩からなり、超苦鉄質岩類・珪質片岩をレンズ状に挟む。大花沢下流から手開沢下流にかけて数100 m幅で分布する。苦鉄質片岩や泥質片岩は、肉眼で確認できるアルバイト斑状変晶を含むことを特徴とし、数mから数10 mの分布幅で密に互層を繰り返す。なおこの互層については、地質図には、より卓越する岩相を採用して表現をしている。泥質片岩と苦鉄質片岩の互層は、露頭内で翼間隔の閉じた褶曲を繰り返す場合もあるが、大局的には北北東-南南西走向で東へ約50度から80度傾斜する構造を示す。中部・下部の泥質片岩と比べて変成鉱物がより粗粒で、泥質片岩の変成鉱物組み合わせから、黒川沢ユニット下部はざくろ石帯に属する。

黒川沢ユニット中部は泥質片岩を主体とし、超塩基性岩類を伴う苦鉄質片岩や珪質片岩の小-大規模岩体を伴う。小-大規模岩体は、複数の沢で連続的に追跡できる。泥質片岩及び苦鉄質片岩の分布幅は数10 m以上あり、各岩相の層厚は下部層に比べて大きい特徴を持つ。下部ユニットと同様に、露頭内で翼間隔の閉じた褶曲を繰り返し、大局的には北北東-南南西走向で東へ約40度から85度傾斜する構造を示す。黒川沢ユニット中部は、泥質片岩の鉱物組合せによって、緑泥石帯に属する。

黒川沢ユニット上部は主に泥質片岩からなり、苦鉄質片岩・超苦鉄質岩類・変成斑れい岩・珪質片岩を小-大規模岩体としてレンズ状に挟む。黒川沢ユニット中部に比べて、黒川沢ユニット上部は、変成斑れい岩・超苦鉄質岩類の分布が増える特徴を示す。また石英・斜長石の碎屑粒子がポーフィロクラストとして残存する砂質片岩が泥質片岩中に特徴的に挟在する。ただし大河原地域で砂質片岩は露頭規模でしか露出しておらず、地質図に表現していない。黒川沢ユニット上部の超苦鉄質岩類及び変成斑れい岩は、黒川沢上流及び北の原-上青木-桃の平-勘馬沢地域に苦鉄質片岩に伴い北北東-南南西走向に

分布する。黒川沢ユニット下部や中部と異なり、片理面の傾斜角度が50度から約10度に徐々に変化し、構造的上位の御荷鉾ユニットと共に複アンチフォーム・シンフォーム構造を示す。上部の代表的な地質構造が観察される塩川南方の南山地区の代表的なルートマップを第5.3図に示す。黒川沢ユニット上部は、泥質片岩の鉱物組合せによって、緑泥石帯に属する。

(1) 泥質片岩 (Kp)

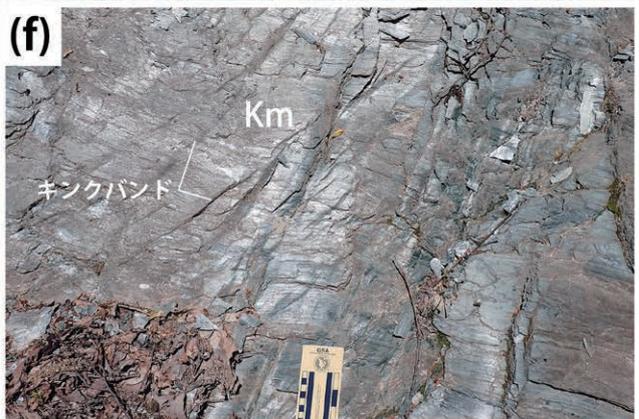
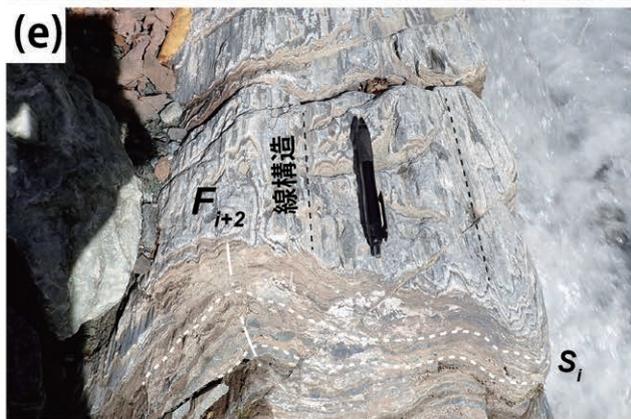
泥質片岩は、珪質片岩・石灰質片岩・苦鉄質片岩・超苦鉄質岩類・変成斑れい岩などの小-大規模岩体を包有し、勘馬沢、大河原、鹿塩、黒川沢、大花沢まで南南西-北北東方向に連続的に分布する。野外では、黒色-銀灰色を呈し、主片理 S_1 が発達する。石英・アルバイトに富む明色の層と、フェンジャイト・緑泥石に富む炭質物を含む暗色の層の繰り返しからなる縞状構造が認められる。

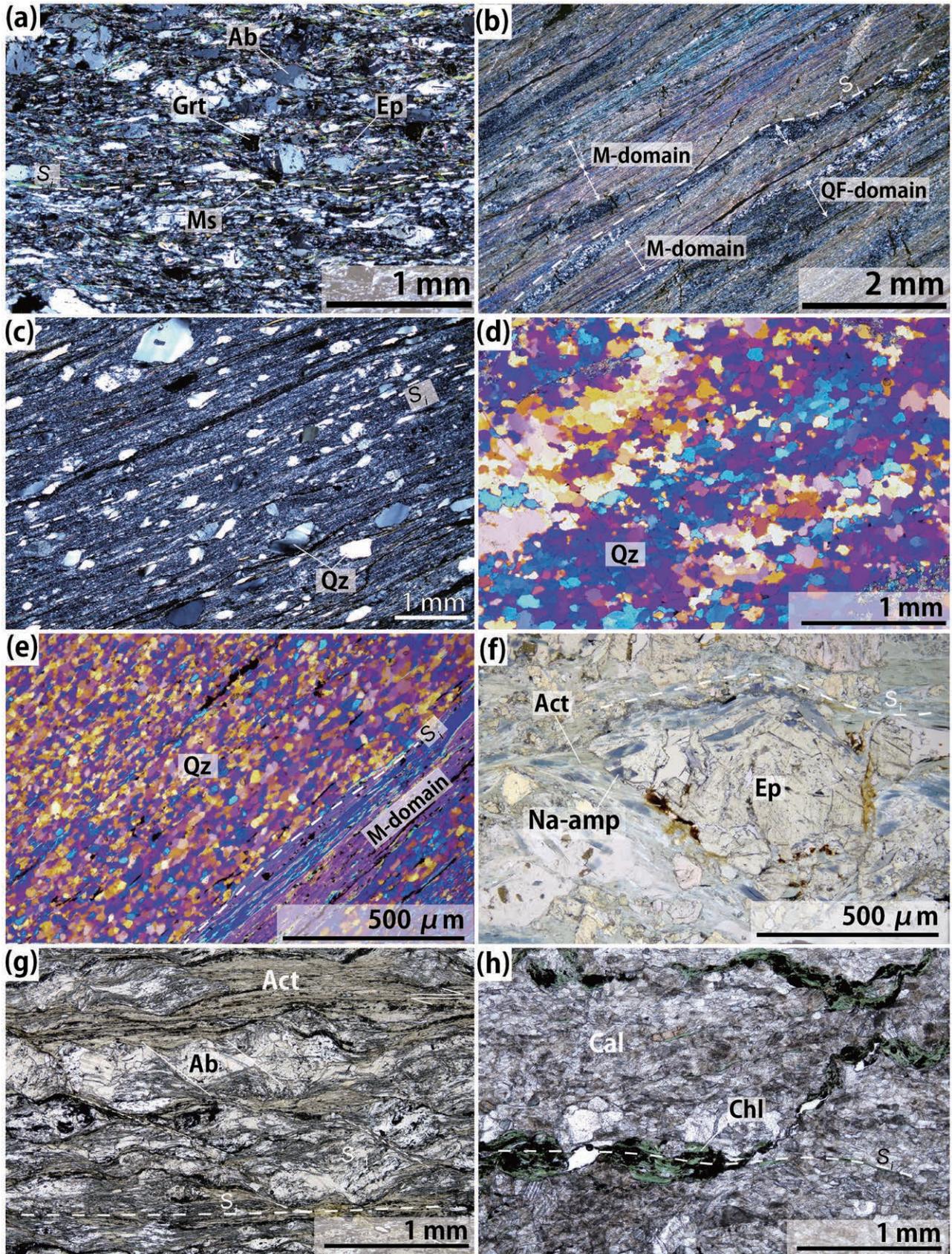
黒川沢ユニット下部(ざくろ石帯)に属する泥質片岩中の変成鉱物は粗粒で、肉眼でアルバイト斑状変晶が観察される場合がある。構成鉱物の違いによる縞状構造は、片理 S_{i-1} に平行であり、褶曲 F_i により褶曲している。主片理 S_i には、フェンジャイトや緑泥石などの層状珪酸塩鉱物の明瞭な配列に規定される伸長線構造が発達する。主片理 S_i に平行な薄い分泌石英脈が、緑泥石帯に比べて、ざくろ石帯の泥質片岩でより発達する特徴を示す。この層構造は、主片理 S_i と平行である。また泥質片岩には、露頭スケールで主片理(S_i)と平行な軸面を持つ褶曲 F_i が形成されており、褶曲 F_i によって、主片理より前に形成された片理 S_{i-1} が折りたたまれている(第5.11図a)。アンチフォーム・シンフォームの軸部付近では、軸面が鉛直な開いた褶曲 F_{i+2} やキンクバンドが観察される(第5.11図b)。

黒川沢ユニット中部・上部(緑泥石帯)では、泥質片岩中の変成鉱物は下部に比べて細粒である。下部の泥質片岩と同様に野外で黒色-銀灰色を呈し、主片理 S_1 が発達する。泥質片岩中には、数cmから数10 cm幅の砂質片岩や石灰質片岩の薄層を挟むことがある(第5.11図c)。片理面の間隔は変成度の低下に応じて狭くなるが、脆性断

第5.11図 黒川沢ユニットの主要構成岩類の産状と岩相→

(a) 泥質片岩の微細褶曲構造(塩川約2.7 km上流)。主片理 S_1 形成前の片理 S_{i-1} が観察される。(b) 閉じた褶曲構造を示す苦鉄質片岩(Km;大花沢約700 m上流)。YZ方向から変成岩を観察すると閉じた褶曲構造 F_{i+2} が観察される。(c) 緑泥石帯の代表的泥質片岩(Kp;黒川沢約2 km上流)。砂質片岩・石灰質片岩を含む泥質片岩が褶曲している。(d) 珪質片岩(Ks)とアルバイトポーフィロクラストを含む苦鉄質片岩(Km)の互層(鹿塩川・大花沢合流部)。ざくろ石帯では肉眼でも点紋状のアルバイトが観察できる。(e) 石灰質片岩に見られる線構造(黒川沢約3.2 km上流)。ペンの方向が線構造及び微細褶曲構造の軸面劈開がなす線構造。(f) 苦鉄質片岩(Km)の片理面に形成したキンクバンド。線構造もキンクバンドで変形している(手開沢約1 km上流)。(g) 超苦鉄質岩と複合岩体を形成する変成斑れい岩(Kg;黒川沢約2.2 km上流)。ソーシユライト化した斜長石及び普通角閃石の面構造が観察される。(h) 泥質片岩に挟在する脂肪光沢を示す蛇紋石から構成される超苦鉄質岩体(Ku;新小浜橋から南東へ約500 m)。斜面崩壊を引き起こし風化面が露出している。





層が分布すると局所的に狭くなる(千枚岩化する)場合もある。

顕微鏡観察によると、黒川沢ユニット下部(ざくろ石帯)の泥質片岩は、フェンジャイト、緑れん石、緑泥石の形態定向配列による主片理が発達し、アルバイトは斑状変晶をなす(第5.12図a)。アルバイト斑状変晶内には、主片理 S_1 より前に形成された片理 S_{1i} が包有される。ざくろ石は、50 μm 以下の半自形から自形を示すものが多い。EPMA分析では、ざくろ石帯の泥質片岩中のざくろ石は累進変成作用で生じた正累帯構造を示す(Nakamura *et al.*, 2022)。またざくろ石帯の泥質片岩には明瞭なS-Cファブリック、アルバイト斑状変晶の回転と再結晶石英C軸ファブリックが観察され、いずれも左横ずれセンスを示す(Nakamura *et al.*, 2022)。

黒川沢ユニット中部・上部(緑泥石帯)の泥質片岩は、石英、フェンジャイト、アルバイト、緑泥石、炭質物から構成されており、主にフェンジャイト・緑泥石からなる薄層(M-domain)と主に石英・アルバイトからなる薄層(QF-domain)との縞状構造が顕著に発達している(第5.12図b)。泥質片岩は、野外においてこのM-domainに沿って剥がれやすい。この縞状構造(セグリゲーション)は、中部から上部にかけて発達が弱くなる。黒川沢ユニット上部で、御荷銚ユニットの境界付近の泥質片岩に挟まる砂質片岩では、石英ポーフィロクラストが波動消光を示し片理面にそって剛体回転しているのが観察される(第5.12図c)。

(2) 珪質片岩 (Ks)

珪質片岩は、泥質片岩中に小規模岩体として多数含まれる。幅50 m以下の岩塊規模の分布が多いが、側方方向に連続して追跡できる場合が多い。層状チャート原岩とし、灰色から灰白色を呈し、泥質片岩及び苦鉄質片岩と数10 cmから数m単位で繰り返す。珪質片岩と泥質片岩ないし苦鉄質片岩との岩相境界は、主片理 S_1 に平行である(第5.11図d)。また珪質片岩には、暗灰色の泥質な

薄層が律動的に挟まり、泥質な薄層には主片理 S_1 が発達する。

顕微鏡観察によると、珪質片岩はほぼ石英から構成される層を主体とし、主にフェンジャイトと緑泥石からなる薄層を律動的に挟む。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_1 が発達する。黒川沢ユニット下部(ざくろ石帯)の珪質片岩は、再結晶石英の粒成長が進行しており、石英の平均粒径は約100 μm 程度である(第5.12図d)。粒界は不連続な変形微細組織を示しており、バルジング(BLG)からサブグレインローテーション(SGR)再結晶機構によって動的再結晶化が進行し、石英粒子の境界は不明瞭な組織で、亜粒界が識別できる(第5.12図d)。主に石英からなる層は、検板を入れると反時計回りに青からオレンジに色が変化し、石英粒子の格子定向配列が示唆される。

黒川沢ユニット中部・上部(緑泥石帯)の珪質片岩中では、再結晶石英の平均粒径は20 μm 以下で細粒である(第5.12図e)。再結晶石英粒子の格子定向配列は、ざくろ石帯より低温条件のバルジング(BLG)再結晶機構による動的再結晶化によって起きたと推定される(第5.12図e)。

(3) 苦鉄質片岩 (Km)

黒川沢ユニットの苦鉄質片岩は、側方に0.4–4.8 km以上連続する北北東–南南西方向の小–大規模岩体として、泥質片岩中に複数挟まれる。いずれの岩体も側方方向に連続的に追跡できる特徴を有する。野外で苦鉄質片岩は、淡緑色、淡黄緑色、青緑色、濃青緑色を呈し、明瞭な主片理が発達する。黒川沢ユニットの苦鉄質片岩は、主に角閃石・緑泥石などの苦鉄質鉱物からなる暗色の薄層と、主にアルバイト・緑れん石からなる白色–黄緑色の薄層が繰り返す層状構造が露頭で認められる場合が多く、原岩は玄武岩凝灰岩などの火山砕屑岩と推定される。黒川沢ユニット下部(ざくろ石帯)の苦鉄質片岩では、肉眼で確認できるアルバイト斑状変晶を含む特徴を示す。

←第5.12図 黒川沢ユニットの主要構成岩類の薄片写真

(a) 黒川沢下部のざくろ石帯の泥質片岩(ざくろ石含有緑泥石石英アルバイトフェンジャイト片岩)。主片理 S_1 が発達する。顕著なS-Cファブリックを示し、ざくろ石(Grt)や、アルバイト(Ab)ポーフィロブラストが回転している。基質には緑れん石(Ep)とフェンジャイト(Ms)が含まれる。(b) 黒川沢中部の緑泥石帯の泥質片岩(緑泥石石英アルバイトフェンジャイト片岩)。石英長石層(QF-domain)とフェンジャイト緑泥石層(M-domain)に分離し強い主片理 S_1 を形成している。(c) 孤立断層付近の砂質片岩。主片理 S_1 が発達する。石英砕屑粒子(Qz)、斜長石砕屑粒子がポーフィロクラストとして残存する。石英砕屑粒子は波動消光を示す。(d) 黒川沢ユニット下部のざくろ石帯の珪質片岩。粒径が大きくポリゴナルな形態を示す再結晶石英(Qz)が特徴である。(e) 黒川沢ユニット中部の緑泥石帯の珪質片岩。ざくろ石帯と比較して再結晶石英(Qz)は細粒で結晶方位もばらつきが大きい。(f) 苦鉄質片岩。主片理 S_1 が発達する。緑れん石(Ep)及びアクチノ閃石(Act)中に含まれるナトリウム角閃石(Na-Amp)。自形を示すナトリウム角閃石は、粗粒な緑れん石の包有物として残存している。(g) 黒川沢ユニット下部のアルバイト斑状変晶を含む苦鉄質片岩。基質には主片理 S_1 が発達し、アルバイト斑状変晶内には、主片理より前の片理 S_{1i} が包有される。アルバイト(Ab)に沿ってS-Cファブリックが形成されている。(h) 黒川沢ユニット上部の緑泥石帯の石灰質片岩。緑泥石(Chl)及びフェンジャイトが方解石(cal)中で主片理 S_1 を形成している。(a), (b), (c), (d), (e)はクロスニコル。(d), (e)は検板入り。(f), (g), (h)はオープンニコル。

黒川沢ユニット中部・上部(緑泥石帯)の苦鉄質片岩は、下部に比べて、泥質片岩と同様に變成鉱物は細粒になり、片理面の間隔が狭くなる。また苦鉄質片岩中には、下部・中部・上部の岩相に関係なく石灰質片岩(第5.11図c)や珪質片岩(第5.11図d)を伴うことが多く、これらとの岩相境界は、主片理に平行である。苦鉄質片岩に伴われる石灰質片岩は、灰色-淡緑灰色を呈する。苦鉄質片岩には、軸面が鉛直に近い閉じた褶曲 F_{i+2} が発達し、主片理を褶曲させている。主片理上には、緑泥石の配列で規定される線構造が発達する。褶曲 F_{i+2} と線構造の関係をみると、線構造は、褶曲 F_{i+2} のヒンジラインとほぼ一致する(第5.11図e)。フェンジャイトや緑泥石を多く含む苦鉄質片岩には、主片理上にキンクバンドが多数発達することがある(第5.11図f)。

顕微鏡観察によると、苦鉄質片岩は主にアクチノ閃石、緑泥石、緑れん石、アルバイトを主要構成鉱物として含む。アクチノ閃石、緑泥石などの柱状鉱物、板状鉱物の形態定向配列による主片理が発達する。濃緑色を呈する苦鉄質片岩では、青色-紫色の多色性を示す藍閃石-マグネシオリーベック閃石組成のナトリウム角閃石を含む(第5.12図f)。ナトリウム角閃石の縁部は、アクチノ閃石に被覆成長される。また緑れん石に包有される場合もある。

黒川沢ユニット下部(ざくろ石帯)の苦鉄質片岩は、アクチノ閃石、緑泥石、緑れん石、アルバイトを主要構成鉱物とし、黒川沢ユニット中・上部(緑泥石帯)の苦鉄質片岩よりも再結晶化が進んでいる。アルバイトは長径1mm程度の斑状変晶をなす。シアバンドがアルバイト斑状変晶を切断し、特徴的な右ずれセンスを示すS-Cファブリックが観察される場合がある(第5.12図g)。

黒川沢ユニット中部・上部(緑泥石帯)の苦鉄質片岩は、ざくろ石帯の苦鉄質片岩と同様の變成鉱物組み合わせを示すが、變成鉱物がより細粒でアルバイト斑状変晶を含まない特徴をもつ。またナトリウム角閃石が柱状のアクチノ閃石の核部に残存している場合が多い。下部・中部・上部の岩相に関係なく産する石灰質片岩は、再結晶化した粗粒な方解石から構成されており、フェンジャイト、緑泥石からなる片理面が形成されている(第5.12図h)。再結晶化した方解石粒径は、黒川沢ユニット下部から上部にかけて細粒化するが、變成鉱物組み合わせに変化はない。黒川沢ユニットの苦鉄質片岩に産する代表的なナトリウム角閃石の化学組成を第3.2表に示す。

(4) 變成斑れい岩 (Kg)

變成斑れい岩は、本ユニットの上部(緑泥石帯)で認められ、苦鉄質片岩・超苦鉄質岩類と密接に伴い、側方へ0.9-1.8km連続する小-中規模岩体として、泥質片岩中に挟在する。野外で變成斑れい岩は、塊状または弱い主片理の発達認められ、暗緑色を示す。肉眼でソーシユ

ライト化した斜長石と黒色の単斜輝石・普通角閃石が確認できる(第5.11図g)。またソーシユライト化した斜長石に富む優白質な層と、単斜輝石または普通角閃石に富む優黒質な層の繰り返しからなる層状構造が観察される場合がある。かんらん石斑れい岩、単斜輝石斑れい岩、角閃石単斜輝石斑れい岩、角閃石斑れい岩が原岩と推定されるが、既に変成鉱物によって斑晶鉱物が置換されており、原岩に基づく区分は困難である。そのため地質図では、一括して變成斑れい岩としている。

顕微鏡観察によると、變成斑れい岩は主に単斜輝石、普通角閃石、アルバイト、緑れん石、不透明鉱物からなる(第5.13図a)。斜長石は、アルバイト、緑れん石、フェンジャイトへ完全に置換されている。斑晶鉱物として残存する普通角閃石は、Z軸色が褐色である。その褐色の多色性を示す普通角閃石の縁部には、青色-紫色の多色性を示すナトリウム角閃石が成長している。更にナトリウム角閃石の縁部は、アクチノ閃石に被覆成長されている。基質は、主にパンペリー石、緑泥石、方解石、アクチノ閃石、緑れん石及びアルバイトの集合体からなる。變成度が高くなると、パンペリー石は消失する。本ユニット上部では、角閃石核部が濃緑色の多色性を呈し、縁部で薄緑から青色の多色性を示す角閃石が観察される。

(5) 超苦鉄質岩類 (Ku)

超苦鉄質岩類は、本ユニットの中部・上部(緑泥石帯)で認められ、苦鉄質片岩・變成斑れい岩を密接に伴い、側方へ0.2-1.9km連続する小-中規模岩体として、泥質片岩中に挟在する。本ユニット下部にも露頭規模の超苦鉄質岩類が苦鉄質片岩や泥質片岩に含まれる。野外で超苦鉄質岩類は、主に塊状のダナイトから斜長石ウエルライトに分類されるかんらん岩、及び蛇紋岩からなる。かんらん岩は、かんらん石斑れい岩を原岩とする變成斑れい岩を密接に伴う。大沢から桃の平付近には、蛇紋石化の程度が弱いダナイトが分布する。かんらん石が多く残存しているダナイトの破断面は、暗緑色塊状を呈するが、風化表面はオレンジ色を呈する。一方で斜長石ウエルライトと推定されるかんらん岩は、蛇紋石化していることが多い。蛇紋岩は野外で暗緑色-緑色を呈し、貝殻状断面は脂肪光沢を示す。蛇紋岩が分布する多くの地域では、選択的に斜面崩壊や地すべりが発生している(第5.11図h)。また蛇紋岩と泥質片岩との岩相境界部には、滑石からなる反応帯が形成されている。

顕微鏡観察によると、ダナイトは等粒状のかんらん石を主要構成鉱物とし、少量の細粒クロムスピネル、単斜輝石、フロゴパイト、褐色の多色性を示す角閃石を含む。かんらん石は殆ど蛇紋石に置換されていない(第5.13図b)。等粒状かんらん石粒界には、細粒のクロムスピネルが存在する。かんらん石粒界には、フロゴパイトや角閃石が形成している場合がある。斜長石ウエルライトが

原岩と推定される蛇紋岩は、蛇紋石化したかんらん石仮像、単斜輝石、ソーシユライト化した斜長石と少量の角閃石、クロムスピネル、フロゴパイト、磁鉄鉱から構成される。その他の蛇紋岩は、メッシュ状組織を示す蛇紋石からなり、残存する細粒なクロムスピネルと蛇紋石の粒界に細粒な磁鉄鉱が生じている。

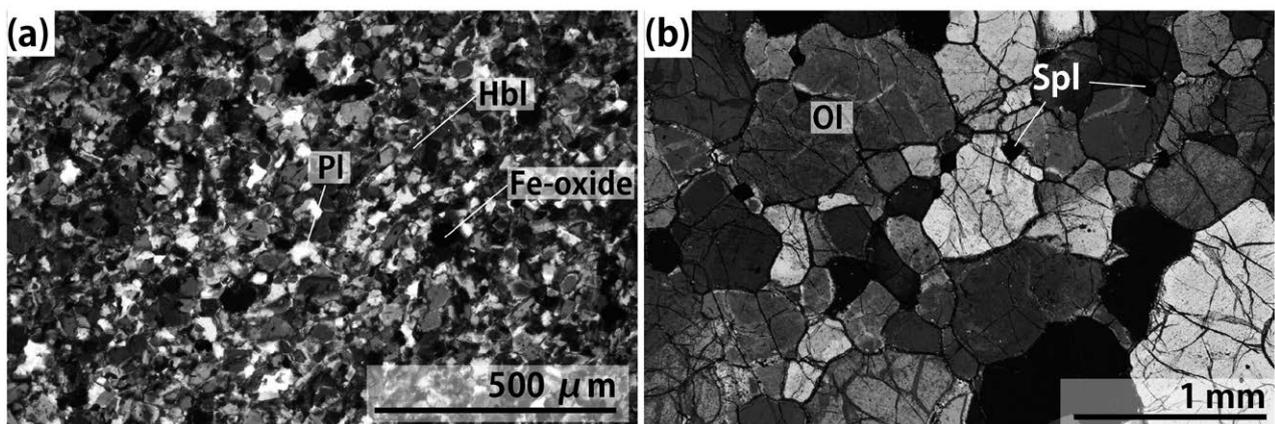
年代：本報告において、黒川沢ユニットの見かけ層序の下部・中部・上部から、各1試料、計3試料の泥質片岩の碎屑性ジルコンU-Pb年代を新たに報告する。下部の試料(Jk1105)はざくろ石帯に属し、中部と上部の試料(OS2-33, OS2-32)は緑泥石帯に属する。それぞれのコンコーディア図及びヒストグラムを第5.14図、碎屑性ジルコンU-Pb年代の分析データは付表7-9に示す。下部の泥質片岩では、最若粒子年代(YSG)は 70.7 ± 1.5 Maを、最若クラスター年代(YC1 σ)は 71.2 ± 0.9 Ma ($n=3$)を示す(第5.14図a, 第3.1表, 付表7)。中部の泥質片岩では、最若粒子年代(YSG)は 96.3 ± 2.7 Maを示し、最若クラスター年代(YC1 σ)は 114.4 ± 2.5 Ma ($n=2$)を示す。上部の泥質片岩では、最若粒子年代(YSG)は 103.6 ± 1.8 Maを、最若クラスター年代(YC1 σ)は 103.9 ± 0.9 Ma ($n=5$)を示す(第5.14図b-c, 第3.1表, 付表8-9)。最若粒子年代(YSG)と最若クラスター年代(YC1 σ)間で仮定する泥質片岩の原岩堆積年代は、下部で後期白亜紀後期(約71 Ma, マーストリヒチアン期)以降、中部で白亜紀の中頃(約114-96 Ma, おおよそアプチアン期-セノマニアン期)以降、上部で前期白亜紀後期(約104 Ma, アルビアン期)以降と推定される(第5.1図)。最若粒子年代(YSG)は、黒川沢ユニットの下部から上部へ向けて、マーストリヒチアン期・セノマニアン期・アルビアン期と系統的に古くなる傾向が認められる。一方、最若クラスター年代(YC1 σ)は、下部でマーストリヒチアン期、中部と上部で

アプチアン期~アルビアン期を示す。本報告の碎屑性ジルコンU-Pb年代は、分析数が32~60粒子と少なく、詳細な検討を行うには十分ではない。また中部の泥質片岩では、最若粒子年代(YSG)が最若クラスター年代(YC1 σ)を構成しない。そのため今回示した黒川沢ユニットの碎屑性ジルコンU-Pb年代は、予察的な年代値と評価しており、今後の詳しい検討によって、堆積年代の推定により制約が与えられる可能性がある。

また黒川沢ユニット下部のざくろ石帯より、フェンジャイトK-Ar年代が、泥質片岩から報告されている。フェンジャイトK-Ar年代は、中央構造線の活動による年代若返りの可能性のある試料を除くと、65.9-63.1 Ma(柴田・高木, 1988)が得られている。

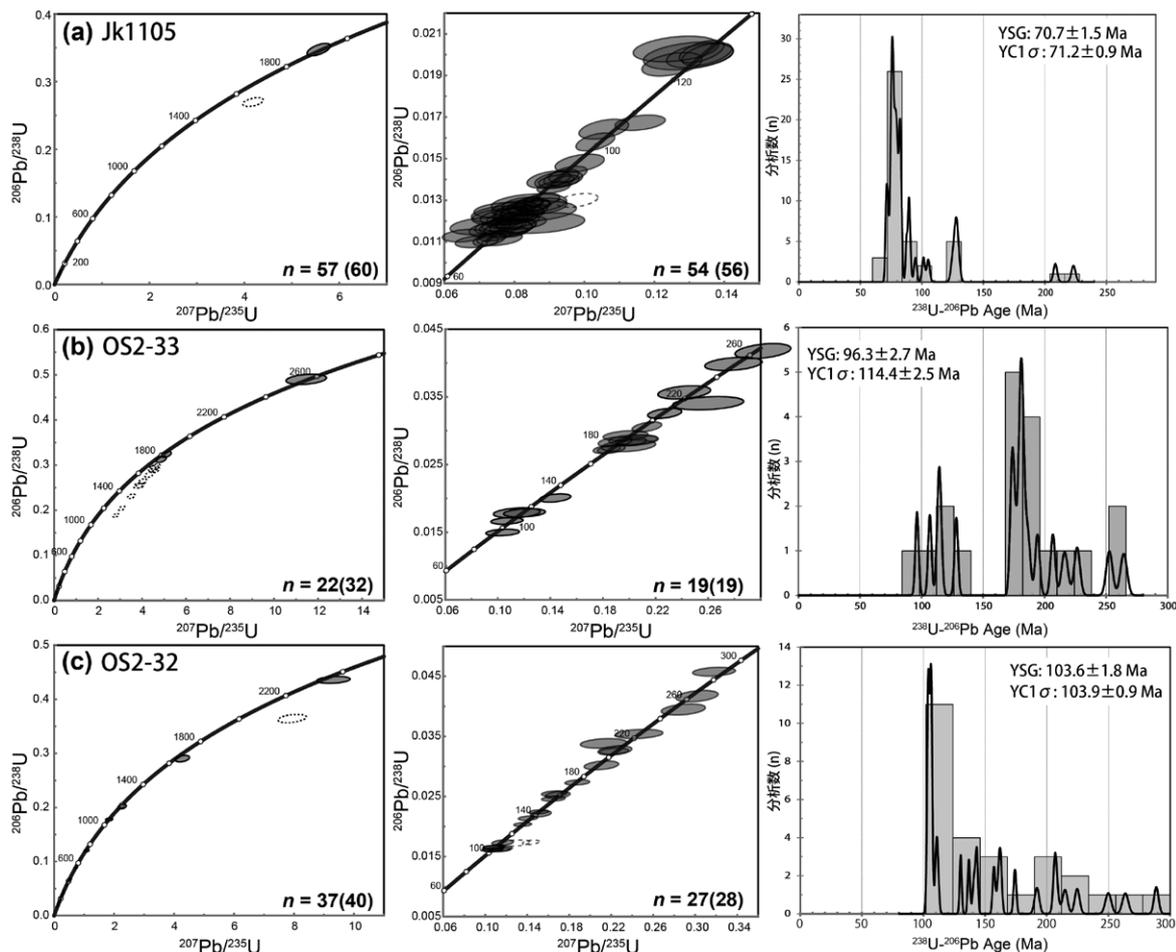
対比：本ユニットの下部と中部は、1) 岩相、2) 変成苦鉄質岩の鉱物共生、3) 緑泥石帯とざくろ石帯に分帯可能であること、4) 泥質片岩ないし砂質片岩中の碎屑性ジルコンU-Pb年代に基づき、四国中央部三波川変成コンプレックスの三縄ユニット(野田ほか, 2021; Nagata *et al.*, 2019)及び白滝ユニット下部(遠藤・横山, 2019)、関東山地三波川帯の緑泥石帯とざくろ石帯の変成岩類(牧本・竹内, 1992; 宮下, 1998; Miyashita and Itaya, 2002; Tsutsumi *et al.*, 2009; Lu *et al.*, 2022)に対比できる。前述したように本ユニット上部は、釜沢ユニットと同一である可能性があり、四国中央部のみに分布する川又ユニットないし思地ユニットに対比できる。

近隣地域では、下伊那地質誌編集委員会(1976)の黒川層群に相当する。市野瀬図幅地域(河内ほか, 1983)及び天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)の三波川帯の結晶片岩類、及び高遠図幅地域(牧本ほか, 1996)の三波川帯の三波川結晶片岩類に対比される。



第5.13図 黒川沢ユニットの超苦鉄質岩類及び変成斑れい岩の薄片写真

(a) 普通角閃石(Hbl)、新鮮な斜長石(Pl)及び鉄酸化物(Fe-oxide)からなる細粒な変成斑れい岩。どちらも大沢-桃の平に分布する超苦鉄質複合岩体。クロスニコル。(b) 等粒状組織を示す新鮮なダナイト、かんらん石(Ol)とクロムスピネル(Spl)から構成される。クロスニコル。



第 5.14 図 黒川沢ユニット中の碎屑性ジルコンのコンコードシア図とそれら年代ヒストグラム

(a) 試料 Jk1105, 黒川沢ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代. (b) 試料 OS2-33, 黒川沢ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代. (c) 試料 OS2-32, 黒川沢ユニット泥質片岩中の碎屑性ジルコンの U-Pb 年代. 点線はディスコードナントなデータを示す. ディスコordナントなデータはヒストグラム, 最若クラスター年代の計算から除外している. 年代ヒストグラムは, Isoplot/Ex4.15 を利用して最若クラスター年代の加重平均を計算している. 最若粒子年代 (YSG) 及び最若クラスター年代 (YC1σ) は第 3.1 表に記載する.

5.6 変成・変形作用

本節では, 大河原地域に分布する三波川変成コンプレックスの各ユニットと, 三波川変成作用を被った秩父付加コンプレックス寺沢ユニット・三峰川ユニット下部の変成・変形作用の特徴を記述し, 三波川変成コンプレックスの模式地である関東山地, 及び四国中央部との比較を行う. 比較の結果, 関東山地, 大河原地域, 四国中央部の三波川変成作用が, ほぼ同じ変成温度圧力条件, 変成相系列, 変形履歴をなすことを示す.

5.6.1 変成作用

大河原地域の三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックス寺沢・三峰川ユニット下部の苦鉄質変成岩中の変成鉱物の消長を第 5.15 図に示す. アクチノ閃石は, 黒川沢ユニットから三峰川ユニット下部にかけて広

く出現するが, 三峰川ユニット下部で出現頻度が低くなる. ウィンチ閃石は, 黒川沢ユニットでごく稀に出現する. ナトリウム角閃石は, 三波川変成コンプレックスだけではなく, 三峰川ユニット下部にかけて広く出現する. 緑れん石は, 黒川沢ユニットから三峰川ユニット下部まで広く出現するが, 三峰川ユニット下部では, 出現頻度が低下する. パンペリー石は, 黒川沢ユニットの変成度が高い部分を除き, 三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックスに普遍的に出現する. ローソン石は, 御荷鉾ユニットと黒川沢ユニット上部の変成苦鉄質岩に極希に出現する. 変成単斜輝石は, 三峰川ユニット下部で出現頻度が高く, 黒川沢ユニットを除く寺沢・御荷鉾・釜沢ユニットに出現する.

苦鉄質変成岩の鉱物組合せを用いた Watanabe (1977) の変成分帯では, パンペリー石が出現し, ナトリウム角閃石が出現しない I 帯, ナトリウム角閃石が出現し, パ

ンペリー石と緑れん石が接するⅡ帯，パンペリー石と緑れん石が接しないⅢ帯が識別されている。釜沢ユニットと寺沢ユニットは、殆どがⅠ帯に、菰立沢断層付近のみⅡ帯に分帯される。一方、御荷鉾ユニットと黒川沢ユニットの上部に相当する部分がⅡ帯に、黒川沢ユニット中部と下部がⅢ帯に分帯される。しかしながら大河原地域で、Watanabe (1977) でⅠ帯とされた釜沢ユニットと寺沢ユニットからもナトリウム角閃石の産出が確認された。従ってWatanabe (1977) のⅠ帯とされた釜沢ユニットと寺沢ユニットは、全てⅡ帯に相当すると考えられる。またⅡ帯とⅢ帯の違いは、パンペリー石の出現頻度の違いで説明出来るため、先行研究の鉱物消長関係と本研究の鉱物消長関係は調和的である。なおWatanabe (1977) では、三峰川ユニットの変成分帯は行っていない。以上本研究で得られた苦鉄質片岩中の変成鉱物組み合わせを考慮すると、寺沢ユニット、御荷鉾ユニット、釜沢ユニット、黒川沢ユニット上部がパンペリー石+アクチノ閃石亜相高圧部、黒川沢ユニット中部と下部が緑色片岩相と緑れん石青色片岩相の漸移帯の変成作用を被ったと推定される。

大河原地域の苦鉄質片岩中の鉱物消長関係を他地域と比較する。なお本報告では関東山地の秩父帯及び三波川帯のユニット名として、Lu *et al.*, (2022) のユニット名を使用する。Lu *et al.*, (2022) の万場ユニットと上吉田ユニットは、松岡ほか (1998) や Tominaga and Hara (2021) では、上吉田ユニットに一括されている。Hirajima (1985) の鉱物消長関係と大河原地域を比較すると、関東山地秩父帯の上吉田ユニットが三峰川ユニット上部に、万場ユニットが三峰川ユニット下部に、柏木ユニットが寺沢ユニットに、御荷鉾緑色岩が御荷鉾ユニットに、三波川帯鮎川ユニット緑泥石帯が釜沢ユニットと黒川沢ユニット上部と中部(緑泥石帯)に対応する。遠藤・横山 (2019) との比較では、秩父帯上穴内ユニットは三峰川ユニット下部に、御荷鉾赤良木ユニットと御荷鉾ユニットは、それぞれ寺沢ユニットと御荷鉾ユニットに、三波川帯の木能津ユニットと白滝ユニット下部は、釜沢ユニットと黒川沢ユニット上部と中部に対応する。

本報告における各ユニットの苦鉄質変成岩の鉱物組み合わせの分布を第5.16図に示す。大河原地域の苦鉄質変成岩の鉱物組合せは、三峰川ユニット下部と黒川沢ユニット中部及び下部を除き、パンペリー石+緑れん石+アクチノ閃石+緑泥石の変成鉱物組合せが広く認められる特徴がある。また三峰川ユニット下部は、パンペリー石+変成単斜輝石+緑泥石の変成鉱物組合せが出現する。黒川沢中部と下部は、緑れん石+アクチノ閃石+緑泥石の変成鉱物組合せで特徴づけられる。以上の変成鉱物組合せは、平島 (1983) のシュライネマーカの東の方法を用いた3成分系の鉱物共生を関東山地に適応した結果と一致する。平島 (1983) の解析結果を、Lu *et al.*, (2022) の関東山地ユニット区分で記述すると、パンペリー石+変

成単斜輝石+緑泥石の変成鉱物組合せは万場ユニットと上吉田ユニットに、パンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石の変成鉱物組合せは柏木ユニットと御荷鉾緑色岩に、緑れん石+アクチノ閃石+緑泥石の鉱物共生は鮎川ユニットに対応する。更に4成分系に拡張した解析 (Hirajima and Banno, 1989) でも、関東山地において変成度の上昇に伴う同様の鉱物共生の変化が解析結果として得られている。平島 (1983) では、四国地方の三波川変成作用を受けた秩父付加コンプレックスから三波川変成コンプレックスの苦鉄質変成岩の鉱物共生に関しても同様の解析を行い、関東山地と同様の鉱物共生の変化が変成度の上昇とともに起こることが確認されている。即ち、これらの地域の変成相系列(各変成岩が到達したピークの変成温度圧力条件)が、温度圧力図上で右肩上がりの曲線をなすことが同一と見なして良いことを示している。関東山地から、中部地方の大河原地域を経て、四国西部までは、東西約750kmの距離がある。関東山地、中部地方、四国地方の秩父付加コンプレックスから三波川変成コンプレックス(いわゆる御荷鉾帯を含む)に分布する変成岩類が同じ変成相系列を示す。このことは、その変成相系列が示す温度圧力トレンドと同等の温度圧力構造が、変成岩類の形成場である白亜紀沈み込み帯境界面付近において、海溝軸と平行な水平方向に少なくとも750km以上の広がりをもって存在したことを示唆する。

本報告では、三波川変成コンプレックスの変成鉱物のEPMA分析を実施した。各ユニットにおける変成鉱物の代表的な鉱物化学組成を第3.2表に示す。黒川沢ユニットの苦鉄質片岩には藍閃石から鉄藍閃石成分を50%弱固溶するマグネシオリーベック閃石からリーベック閃石が、釜沢ユニットの苦鉄質片岩には藍閃石成分を10-15%固溶するマグネシオリーベック閃石が、御荷鉾ユニットの変成玄武岩には藍閃石から鉄藍閃石が確認された(第3.2表)。また釜沢ユニットの苦鉄質千枚岩及び御荷鉾ユニットの変成玄武岩には、ひすい輝石成分を10-20%含むエジリンオーシャイトからデオプサイドが生じている。三波川変成コンプレックス、秩父付加コンプレックスの三峰川ユニット及び寺沢ユニットの変成条件は、理想的な $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCMASH)系における相平衡(第5.17図)と炭質物ラマン地質温度計でのピーク温度見積もり(第3.3表)を組み合わせると、三峰川ユニットで変成温度は 284 ± 21 °C、変成圧力は2.6-6.3 kbarとなる。寺沢ユニットでは変成温度は平均値 296 ± 20 °C、変成圧力は2.8-6.6 kbarとなる。御荷鉾ユニットでは変成温度309-316 °C、変成圧力は3.9-6.9 kbarとなる。釜沢ユニットでは変成温度 308 ± 22 °C、変成圧力は3.0-7.0 kbar、黒川沢ユニット緑泥石帯では変成温度 341 ± 27 °C、ざくろ石帯では変成温度 384 ± 14 °Cとなる。黒川沢ユニットの変成圧力は、325 °Cで4.6-6.9 kbar、325 °C以上では高圧限界が6.9-8.1 kbarの範囲となる。本報告

コンプレックス	三波川変成コンプレックス				秩父付加コンプレックス	
	黒川沢 (ざくろ石帯)	黒川沢 (緑泥石帯)	釜沢 (緑泥石帯)	御荷鉾 (緑泥石帯)	寺沢	三峰川(下部)
アクチノ閃石					
ウィンチ閃石				
ナトリウム角閃石
緑れん石					
パンパリー石					
ローソン石			
変成単斜輝石			
緑泥石						
ざくろ石					

第 5.15 図 変成玄武岩中の変成鉱物組み合わせ
太実線は、普遍的に出現する変成鉱物。破線は、希に出現する変成鉱物。

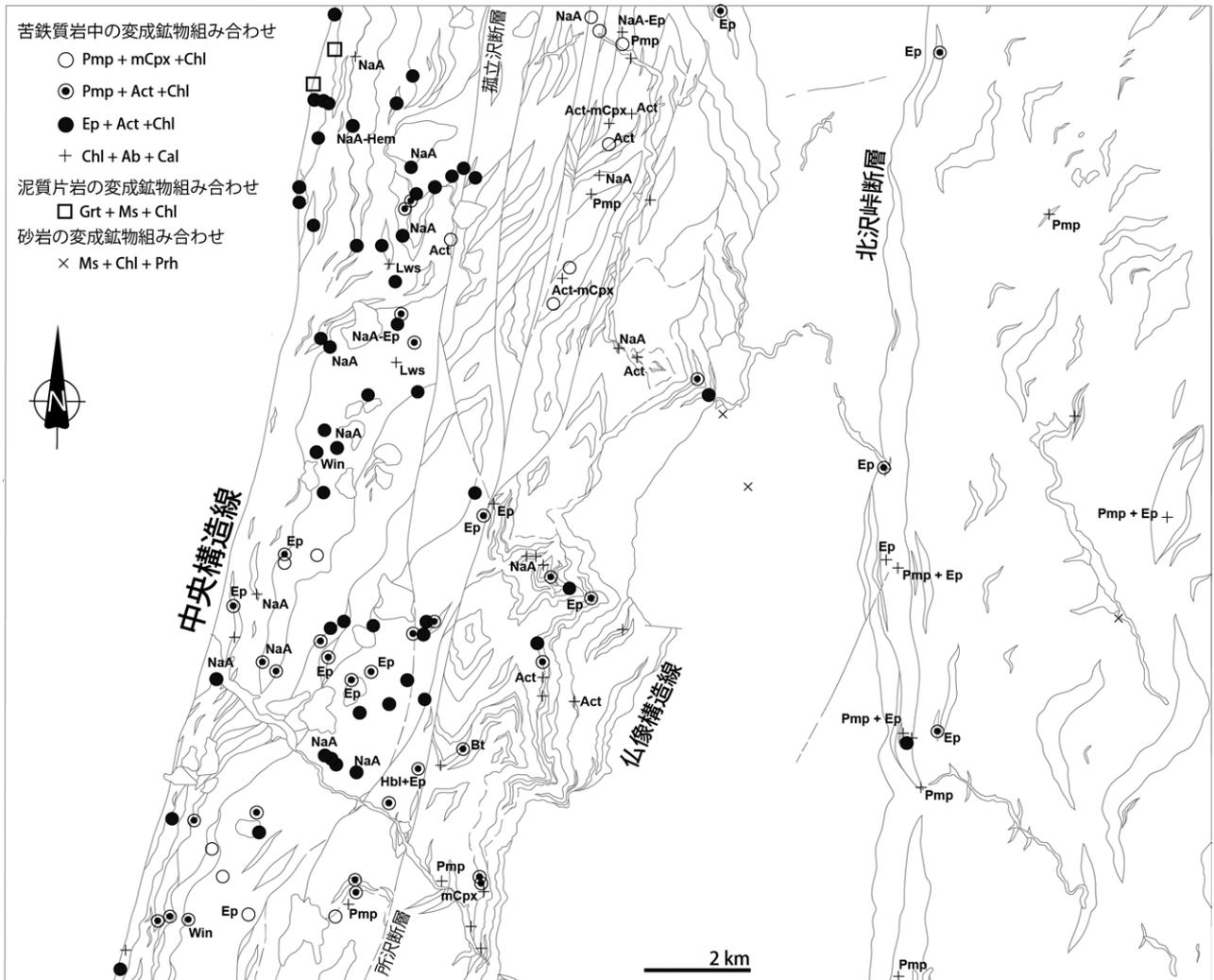
で見積もられた変成温度及び変成圧力条件は、黒川沢ユニット下部から三峰川ユニット下部まで構造的上位に向かって変成度が低下する傾向を示す。

黒川沢ユニット上部・中部で得られた温度圧力条件は、先行研究によって推定された三波川変成コンプレックス緑泥石帯の変成温度圧力条件 (300–350 °C, 5–6 kbar) ともおよそ一致する (Watanabe, 1977)。一方で、黒川沢ユニット下部 (ざくろ石帯) では、変成圧力を制約する鉱物組み合わせが確認できていないため、厳密な温度圧力推定は実施できていない。ただし黒川沢ユニット下部の変成温度は、ざくろ石–フェンジャイト地質温度計で ~398 °C、ざくろ石–緑泥石地質温度計で ~374 °C が見積もられている (Nakamura *et al.*, 2022)。この変成温度見積もりは、黒川沢ユニット下部 (ざくろ石帯, 384 ± 14 °C) から得られた炭質物ラマン地質温度計の変成温度と調和的である (第 3.3 表)。この変成温度条件と NCMASH 系の相平衡図 (第 5.17 図) からざくろ石帯の圧力条件を推定すると、変成温度圧力条件は、375–400 °C, 6.9–8.1 kbar の範囲となる。変成圧力の見積もりに幅があるが、各ユニットから産出する藍閃石から鉄藍閃石成分を固溶するナトリウム角閃石の産出、ひすい輝石成分を固溶する単斜輝石の産出などから、実際の変成圧力は四国中央部

(Endo and Wallis, 2017; Enami *et al.*, 1994) と同程度と考えられ、推定した圧力範囲の上限値に近い可能性がある。

5.6.2 変形作用

三波川変成コンプレックスの変形作用の特徴は、大きな有限歪みをともなう延性変形により主片理 S_1 が発達することである。秩父付加コンプレックス寺沢ユニットと三峰川ユニット下部においても主片理 S_1 の発達が認められる。泥質片岩及び泥質千枚岩の主片理は、フェンジャイトの形態定向配列で構成される。主片理を構成するフェンジャイトは、変形に伴う再結晶作用 (Itaya, 2020)、もしくは差応力下での溶解・成長 (Miyazaki *et al.*, 2019) によって形成され、その K–Ar 年代はフェンジャイト形成時期を示すと考えられる (Itaya, 2020; Miyazaki *et al.*, 2019)。従って、主片理を構成するフェンジャイトの K–Ar 年代から、変形段階 D_1 の進行時期を推定することができる。大河原地域、三波川変成コンプレックス各ユニットの主片理を構成するフェンジャイトの K–Ar 年代は、御荷鉾ユニットで約 110 Ma、黒川沢ユニット下部で 66–63 Ma である (第 5.1 図)。 D_1 変形時相の進行時期は、構造的上位から下位へ向けて若くなる年代極性が認められる。三峰川ユニット下部、寺沢ユニット、釜沢ユニット、黒川



第 5.16 図 変成鉱物組み合わせの分布

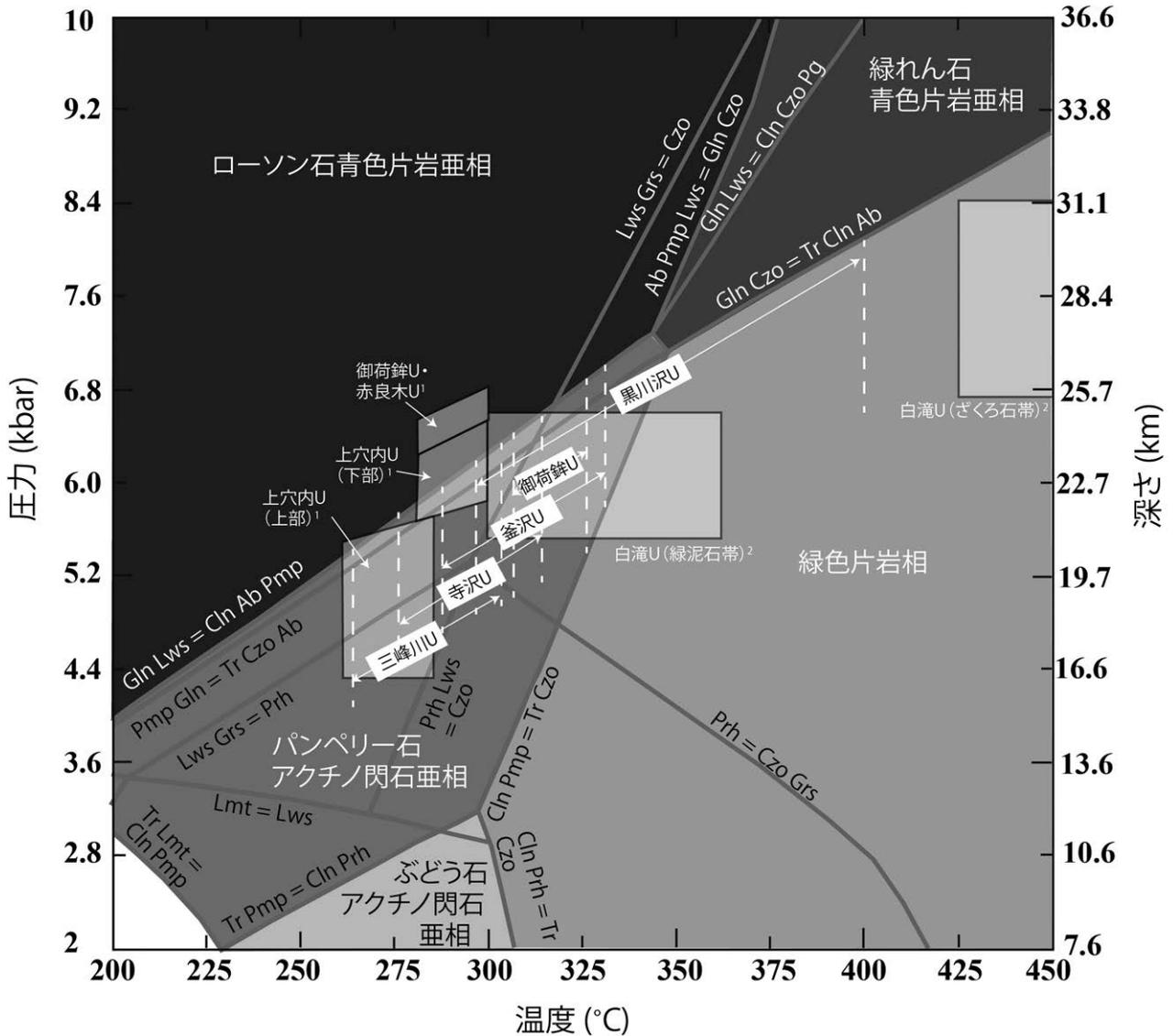
高压変成作用を示す代表的な指標鉱物の組み合わせ；パンペリー石 (Pmp)+変成単斜輝石 (mCpx)+緑泥石 (Chl)，パンペリー石 (Pmp)+アクチノ閃石 (Act)+緑泥石 (Chl)，緑れん石 (Ep)+アクチノ閃石 (Act)+緑泥石 (Chl)。他に代表的な変成鉱物を示す場合は、プロット状に記載している。Lws：ローソン石，Ep：緑れん石，NaA：ナトリウム角閃石，Hb：普通角閃石，Bt：黒雲母，Win：ウィンチ閃石，Act：アクチノ閃石，Prh：ぶどう石，Hem：ヘマタイト。

沢ユニット上部中部の主片理を構成するフェンジャイトのK-Ar年代は得られていないが、各節で対比を行った関東山地あるいは四国中央部のユニットの年代値を用いると、寺沢ユニットで117-110 Ma (関東山地柏木ユニット；Lu *et al.*, 2022)，釜沢ユニット及び黒川沢上部で95-90 Ma (四国中央部川又ユニット・思地ユニット；Itaya and Fukui, 1998)と推定される (第 5.1 図)。三峰川ユニット下部もこれと対比される万場ユニット及び上吉田ユニットのフェンジャイトK-Ar年代 (Lu *et al.*, 2022)より、132-107 Maと推定される。これらの推定結果は、 D_1 変形時相の進行時期が構造的上位から下位へ向けて若くなる年代極性と矛盾しない。また、碎屑性ジルコン年代から推定される各ユニットの海溝充填堆積物の年代も構造的な下位ほど若くなる年代極性を持つ。

苦鉄質変成岩における主片理は、緑泥石と角閃石の形

態定向配列で構成される。大河原地域のどのユニットにおいても、主片理を構成する角閃石がナトリウム角閃石である場合、アクチノ閃石がナトリウム角閃石を被覆成長している。従って、変形段階 D_1 は、各ユニットが延性変形を被りながら上昇を開始した時期に対応すると考えられ、四国中央部三波川変成コンプレックスの D_s 変形 (Wallis, 1990)と対応する。

各ユニットの海溝充填堆積物中の碎屑性ジルコン年代から推定される堆積年代の上限値は構造的な下位ほど若くなる年代極性を持つ (第 5.1 図)。主片理を構成するフェンジャイトK-Ar年代も年代極性を持つことから、次のような構造発達史が想定される。即ち、本地域の三波川変成コンプレックス及び三波川変成作用を被った秩父付加コンプレックスの各ユニットは、前期白亜紀から後期白亜紀最末期に、ユーラシア大陸東縁の沈み込み帯プレー



第 5.17 図 NCMASH系における相平衡図

Perple_X7.0 (Connolly, 2005) を用いて計算した理想的な $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCMASH) 系における相平衡図。グレースケールの色が異なる領域は、ローソン石青色片岩垂相、緑れん石青色片岩垂相、パンペリー石アクチノ閃石垂相、ぶどう石アクチノ閃石垂相、及び緑色片岩相の各変成相の領域を示す。縦の破線で示した温度領域は、大河原地域の三波川変成コンプレックスと秩父付加コンプレックス三峰川ユニットの炭質物ラマン地質温度計で求めた温度範囲に対応する。黒川沢ユニットは、ピーク温度の最大値と最小値、他はピーク温度の平均値を中心とした 1σ の温度範囲である。灰色の温度圧力範囲は、四国中央部の上穴内ユニット、赤良木ユニット、御荷鉾ユニットの温度圧力範囲 (¹Endo and Wallis, 2017) と汗見川流域の白滝ユニット緑泥石帯とざくろ石帯の温度圧力範囲 (²Enami *et al.*, 1994)。U はユニットを表す。Ab: アルバイト, Cln: クライノクロア, Czo: クリノゾイサイト, Gln: 藍閃石, Gro: グロシユラル, Lws: ローソン石, Lmt: ローモンタイト, Pa: パラゴナイト, Pmp: パンペリー石, Prh: ぶどう石, Tr: トレモラ閃石。

ト境界に沿って、海溝から沈み込み、次々に付加プリズム深部で底付け付加され、低温高圧型変成作用を被り、順次延性変形を被りながら上昇した。このような履歴を経たユニット群が、構造的低位から順次付け加わることにより、三波川変成コンプレックス及び三波川変成作用を被った秩父付加コンプレックスが形成された。

変形段階 D_i 以降、三波川変成コンプレックス及び三波川変成作用を被った秩父付加コンプレックスでは、共通

して変形段階 D_{i+2} が進行している。変形段階 D_{i+2} では、褶曲 F_{i+2} としてアンチフォーム・シンフォームが形成され、この変形に三波川変成コンプレックス及び三波川変成作用を被った秩父付加コンプレックスのすべてのユニットが参加している。このため、変形段階 D_{i+2} の進行時期は、黒川沢ユニット下部の主片理形成時期の上限である 63 Ma より後であり、古第三紀暁新世以降と推定される。

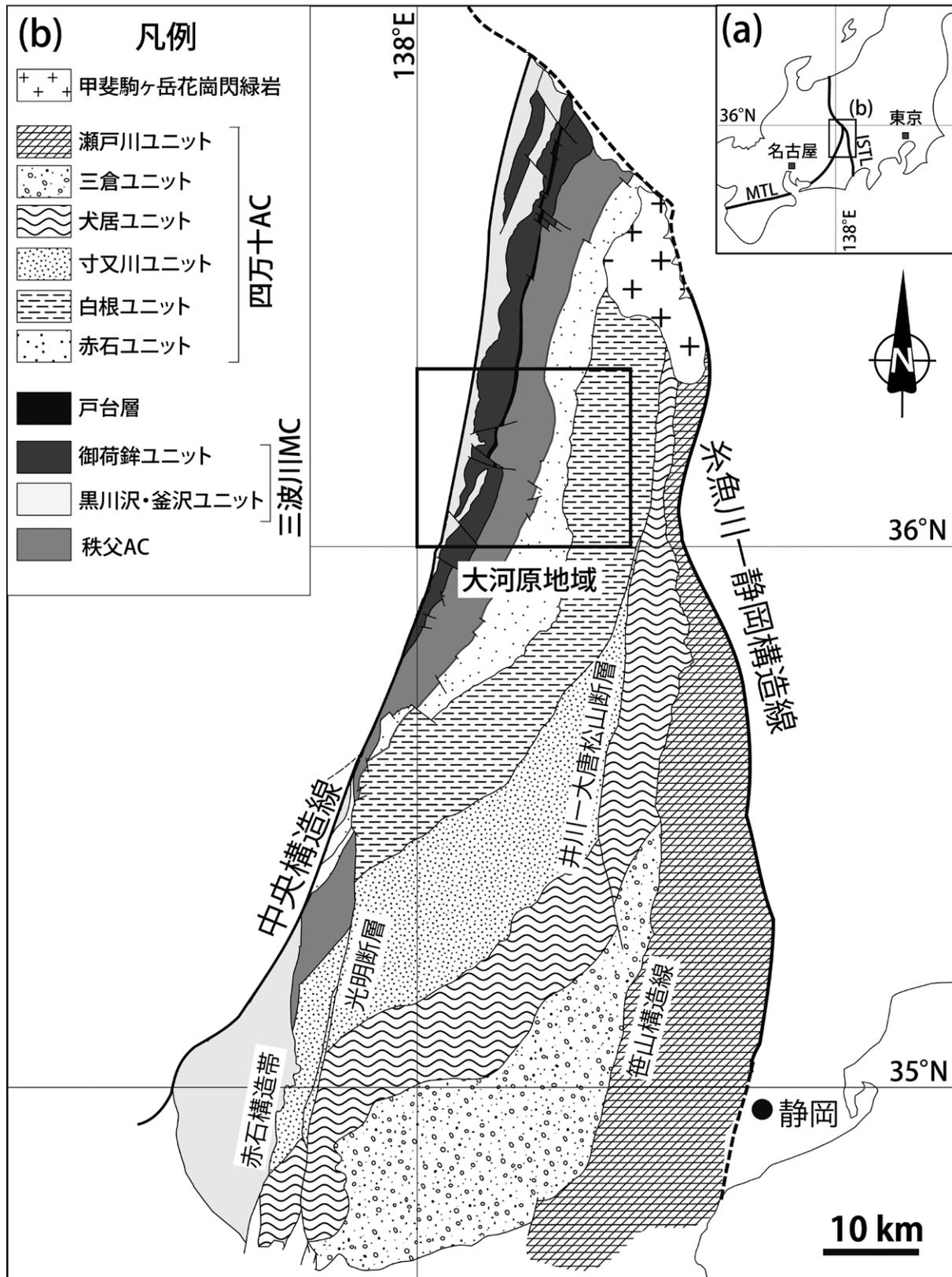
第6章 四万十付加コンプレックス

(中村佳博)

6.1 概要及び研究史

赤石山地北部に分布する四万十帯は、示準化石に乏しく地質時代を制約する情報は1950年代までなかった。そのため他地域との比較から中生層の赤石層として定義されてきた(石井ほか, 1953; Ishii *et al.*, 1956)。その後、大久保ほか(1958)や大久保・松島(1959)による石灰岩から六射サンゴと厚歯二枚貝の発見により、中生代(ジュラ紀後期から白亜紀)の地質体が広く分布すると認識されるようになった。1960年代には、赤石山地地質研究グループ(1961)によって赤石山地全域の地質調査が実施され、四万十帯は四万十累帯として南北に伸びる赤石帯・白根帯・大井川帯・三倉帯・瀬戸川帯の5帯に区分された。この時に四万十帯を西北西-東南東方向に横断する小渋川断層が初めて識別され、この小渋川断層を境に、赤石山地の北部と南部で地質構造や岩相の違いがあることが指摘された。その後赤石山地のより詳細な地質調査によって、北岳-塩見岳-荒川東岳の山頂付近に背斜頂部が位置する複背斜向斜構造が想定された(河内ほか, 1965; 山田ほか, 1969)。この軸部に沿って構造的最低位の変形作用及び再結晶化が顕著な地域は、赤石中軸帯と命名されている(河内ほか, 1965; 山田ほか, 1969)。この複背斜向斜構造によって露出する構造的低位の地層には、複数の片理面が形成されており、主片理(S_1)に対して折りたたみ褶曲の軸面へき開として $S_{1,2}$ 面そして $S_{1,2}$ 面に対して高角度で斜交する S_3 面が識別されている(山田ほか, 1969)。これらの片理面に対応する複数の線構造も識別されており、これらは北あるいは南へ緩くプランジする。大河原地域北隣の市野瀬図幅地域では、四万十帯は構造的低位より仙丈岳帯と北岳帯に区分された(河内ほか, 1983)。仙丈岳帯は薄い粘板岩を挟む厚い砂岩で構成される一方で、北岳帯は砂岩泥岩互層を主体に緑色岩・チャート・石灰岩をレンズに挟むとされる。山田ほか(1983)では、赤石山地北部全域の調査結果に基づき、構造的低位から仙丈岳層・北岳層・農鳥岳層・赤石岳層・西俣層・広河内層・転付峠層・奈良田層と区分された。また赤石山地の四万十帯の大規模な地質構造は、南東側の地層ほど若い地層群からなる帯状配列である説(赤石山地地質研究グループ; 1961)と、大規模な複背斜構造によって同一の地質体が繰り返し出現するという説(Kimura and Tokuyama, 1971)が提唱され議論されてきた。

1980年代に入ると、赤石山地全域での四万十帯の調査が進み、各層群の泥岩や珪長質凝灰岩などから放散虫化石が報告され、堆積年代が決定されるようになった(狩野, 1981; 川端, 1984; 村松, 1986; 1990)。これら岩相層序と堆積年代を総括し、四万十帯は四万十主帯と瀬戸川帯に区分され、四万十主帯は赤石層群・白根層群・寸又川層群・犬居層群・三倉層群の5つの層群に細分された(第6.1図; Kano and Matsushima, 1988)。そして四万十主帯は白亜紀~古第三紀の付加コンプレックスからなる解釈された。本報告では、四万十帯に属する付加コンプレックスを「四万十付加コンプレックス」と呼ぶ。大河原地域には、四万十主帯に属する赤石層群と白根層群が分布する。赤石層群と白根層群から産出する放散虫化石の報告は以下の通りである。村松(1995)は、南隣赤石岳図幅に位置する遠山川流域及び光岳周辺の赤石層群の泥岩・珪長質(酸性)凝灰岩から多数の放散虫化石の産出を報告し、赤石層群の堆積年代を後期アルビアン期から前期チューロニアン期とした。また村松(1995)は、白根層群のチャート・泥岩や珪長質(酸性)凝灰岩からも放散虫化石の産出を報告し、白根層群の堆積年代が後期アルビアン期から前期マーストリヒチアン期まで幅広い年代を示すとし、白根層群内で西から東へ若化する5つのユニットを細区分した。村松(1995)に従うと、ユニット1は砂岩・チャート・玄武岩・石灰岩をブロックとして頻繁に挟む泥質岩であり、堆積年代は後期アルビアン期から前期コニアシアン期とされた。ユニット2は、下部がチャート・玄武岩を挟む泥質岩で中-上部は砂岩泥岩互層となる。これらの堆積年代は前期チューロニアン期から前期カンパニアン期とされた。ユニット3はチャート・玄武岩を挟む泥質岩で珪長質凝灰岩を頻繁に挟む。ユニット4はチャート・玄武岩を挟む泥質岩と砂泥互層からなる。ユニット5は石灰岩・チャート・玄武岩を挟む泥質岩と砂岩泥岩互層からなる。ユニット3-5は前期コニアシアン期から前期マーストリヒチアン期の堆積年代を示し、南東方向へ年代が若くなる可能性が指摘されている。更に村松(1997)は、南隣赤石岳図幅に位置するしらびそ峠-大沢岳ルートの白根層群の泥岩中から放散虫化石を報告し、前期コニアシアン期から前期カンパニアン期の堆積年代を報告している。更に東方の樫島-赤石岳-聖岳周辺の白根層群中の泥質岩では、後期アルビアン期から前期マーストリヒチアン期の堆積年代が報告されており、一度断層で年代極性が乱されるものの南東方



第 6.1 図 赤石山地四万十付加コンプレックスの構造層序区分

(a) 赤石山地四万十付加コンプレックスの位置. (b) 赤石山地四万十付加コンプレックスの構造層序区分図. Kano and Matsushima (1988) を改変した. MTL: 中央構造線, ISTL: 糸魚川-静岡構造線, AC: 付加コンプレックス, MC: 変成コンプレックス.

向に向かって年代が若くなる傾向を明らかにしている(村松, 1998). 合わせて寸又川層群の堆積年代をカンパニアン期中頃から前期マーストリヒチアン期としている. これらの放散虫年代をKano and Matsushima (1988)に追加した総括図を第6.2図に示す. Kano and Matsushima (1988)による構造層序区分は, これ以降の赤石山地の地質図(尾崎ほか, 2002; 牧本ほか, 2004; 杉山ほか, 2010)で踏襲されており, 赤石山地四万十付加コンプレックスを構成する地層群の標準的な構造層序区分として広く引用されている.

赤石山地の四万十付加コンプレックスは, 1960年代から赤石山地南部と北部で地質構造に大きな違いが見られることが広く知られている(赤石山地地質研究グループ, 1961). 松島(1994)は, 赤石山地の帯状配列は小渋川より南部で北東-南西方向で西傾斜を示すのに対して, 北部で南北に近い走向で東傾斜となると主張している. そしてこの地質構造の一つの解釈として, 中期中新世の伊豆-小笠原孤衝突によって小渋川断層を境界に逆くの字型に赤石山地全体の地質体がねじ曲がったと提案している(松島, 1997). 一方で赤石山地南西部の満島・佐久間・天龍岡幅地域に分布する赤石構造線(狩野ほか, 1993)より東側の四万十帯付加コンプレックスの内部構造は, 剛体回転しているものの南東側へ若くなる地質構造が保存されている. 狩野(2002)は, 四万十付加コンプレックス内部に分布する南北方向の左横ずれ断層(赤石構造帯や笹山構造線)の活動によって南西-北東構造から南北構造に地質構造が改変され, 北へシフトしていく湾曲構造を形成したと解釈している. この湾曲構造には, 下部中新統を含む瀬戸川・竜爪層群まで参加しており, 南東側のユニットほど顕著な反時計回りの鉛直軸回転と, 北西側に分布していたユニットの消失が, 中期中新世の短期間に生じたと示唆している(狩野, 2002).

6.2 構造層序区分

大河原地域の四万十付加コンプレックスを, 岩相層序と地質構造に基づき2つの構造層序ユニット; 1) 赤石ユニット, 2) 白根ユニットに区分する. 各ユニットの境界をなす断層に関しては第9章にて述べる. 赤石ユニット及び白根ユニットは, Kano and Matsushima (1988)の赤石層群及び白根層群に相当する. 本報告では, 四万十付加コンプレックスの各層群について, 層群の階層を一つ下げ構造層序単元とみなして, 層群の代わりにユニットを用いた.

6.3 赤石ユニット (As)

命名・定義: Kano and Matsushima (1988)で赤石層群と命名. 赤石層群は, 珪長質凝灰岩, 珪質泥岩を挟むタービ

ダイト起源の砂岩優勢砂岩泥岩互層からなる地質体と定義されている. 本報告では, 上述の通り赤石層群を赤石ユニットに変更する.

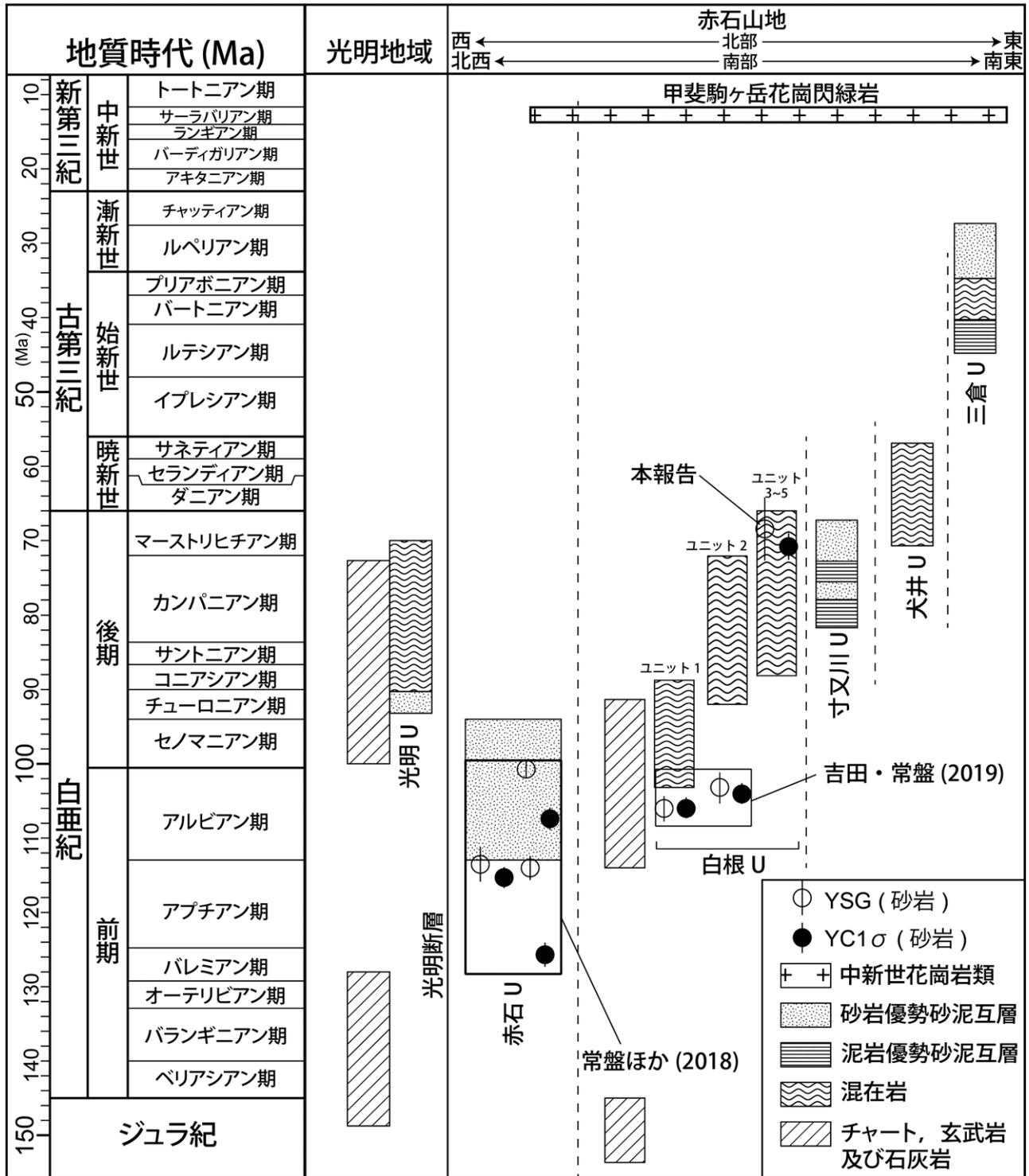
模式地: Kano and Matsushima (1988)では模式地の記述がない. 大河原地域内では, 三峰川上流の荒川-北荒川流域を模式地とする.

分布及び地質構造: 赤石ユニットは, 三峰川上流地域から荒川・三伏峠・小河内岳を経て, 小渋川上流地域まで南北に分布する. 小渋川上流地域周辺の赤石ユニットの分布幅は約7 kmを超えるが, 北部に向かって狭くなり, 三峰川上流大横川合流地点付近では約2 kmとなる. 本ユニットの層理面は, 北北東-南南西走向で主に東へ30-80°の中角度で傾斜する. この層理面と調和的な姿勢で片理面も同時に発達している(第6.3a図). ユニット西側は仏像構造線によって秩父帯付加コンプレックス豊口山ユニットと接する. ユニット東側は, 北沢峠断層によって白根ユニットと接する.

岩相: 赤石ユニットは, 砂岩及び砂岩泥岩互層からなる. 構造的低位から上位に向けて大きな岩相の変化は乏しい. 大河原地域南部の仏像構造線周辺(小渋川流域)では, 片理面・線構造そして微細褶曲構造が強く発達する. 三峰川上流地域の赤石ユニットの代表的なルートマップを第6.4図に示す.

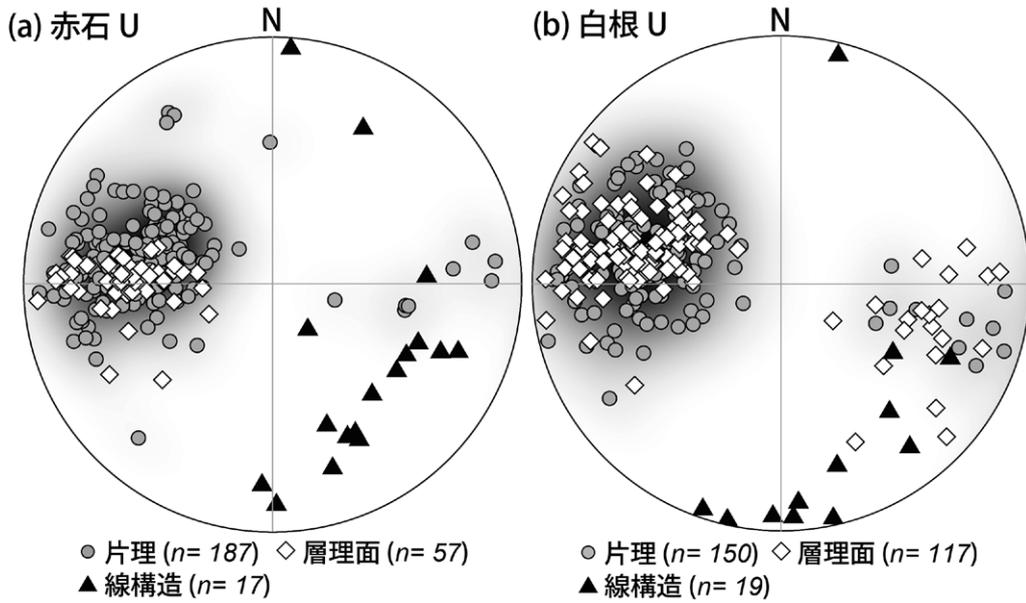
本ユニットの砂岩は, 露頭で灰白色-灰色を呈する厚層理砂岩を主体とし, 塊状砂岩も認められる. 厚層理砂岩の単層の厚さは, 数mから数10 mまで変化し, 層厚数cm-数mの泥岩が挟まれる特徴を示す(第6.5図a). 小渋川上流や三峰川上流荒川, 大横川に分布する厚層理砂岩では, 明瞭な片理面(S_1)が発達し, 層理面(S_0)を切断している(第6.5図b, c). このような片理面の発達が強い地域では, 地層の上下判定は困難である. 一方塊状砂岩は, 層厚が数m以上で, 泥岩の挟みが露頭スケールで観察できない. また塊状砂岩は, 層理面が不明瞭で, 多数の泥岩やシルト岩の偽礫を包有する特徴がある. 塊状砂岩は, 非常に険しい渓谷や滝を形成することがある(第6.5図d).

砂岩泥岩互層は, 砂岩優勢な砂岩泥岩互層を主体とし, 層厚数10 cmから数mの砂岩に対して, 数cmから数10 cmの泥岩を挟む. 泥岩優勢な砂岩泥岩互層も一部で認められ, 砂岩優勢な砂岩泥岩互層や厚層理砂岩を経て塊状砂岩に漸移することが多い. 砂岩泥岩互層には, 片理が発達することがあり, 稜線付近では片理に沿って風化しスレート状になっている(第6.5図e). また泥岩中にはキンクバンドが認められることがある(第6.5図f). 一部の片理の発達した泥岩には, 線構造が発達しており, 南南東から南東のトレンドで緩い傾斜のプランジを示す. 片理面と層理面が大きく斜行する場合は, 微細褶曲構造が露頭規模で確認できる. 変形の弱い砂岩泥岩互層では, 級化層理から地層の上位方向が複数地点で確認で



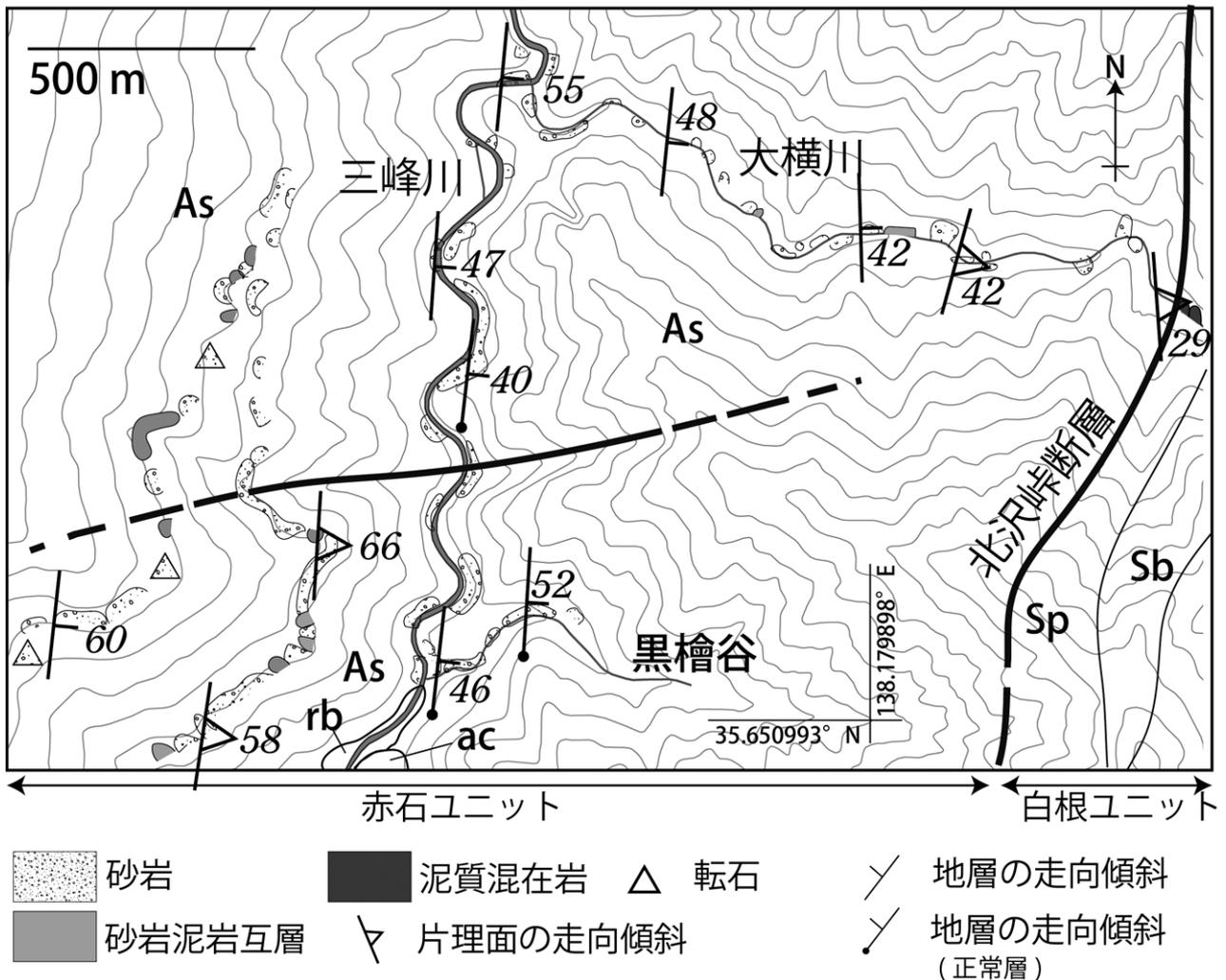
第 6.2 図 赤石山地白堊系四万十付加コンプレックスの地質総括図

Kano and Matsushima (1988) に基づき改変。碎屑性ジルコン U-Pb 年代に関しては、常盤ほか (2018)、吉田・常盤 (2019) 及び大河原地域の碎屑性ジルコン U-Pb 年代を引用。放散虫化石群集に基づく白根ユニット混在岩 (ユニット 1-5) の付加年代を総括図に引用している (村松, 1995, 1999)。甲斐駒ヶ岳花崗閃緑岩体のジルコン U-Pb 年代は、Sawaki *et al.* (2020) を引用。YSG: 最若粒子年代, YC1σ: 最若クラスター年代, U: ユニット。



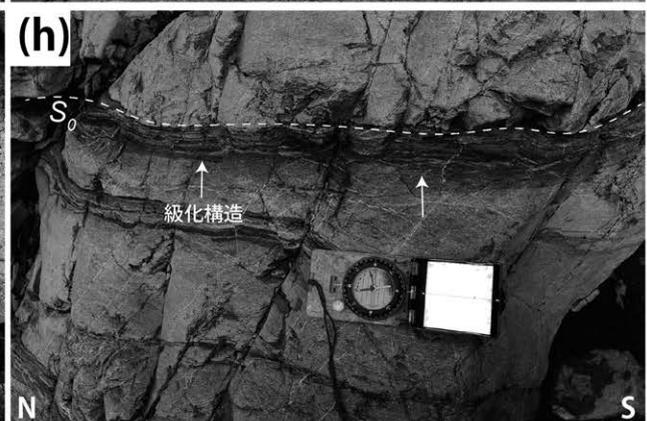
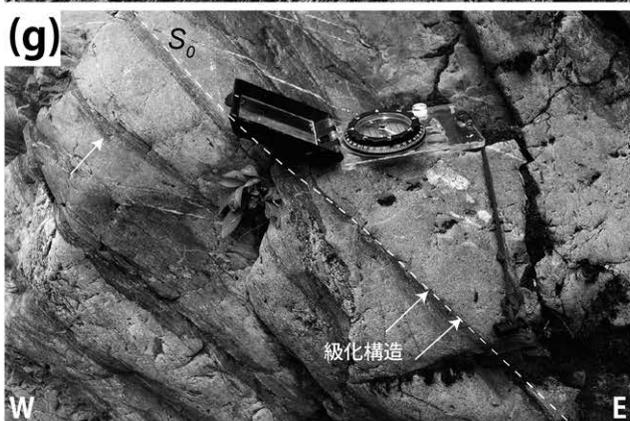
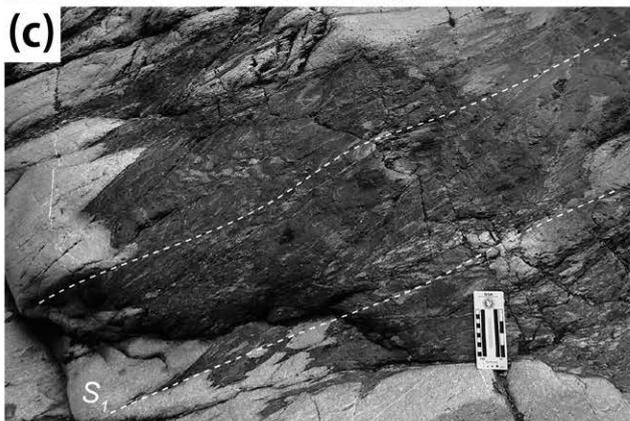
第 6.3 図 四万十付加コンプレックス各ユニットの面構造及び線構造の姿勢

(a) 赤石ユニット及び (b) 白根ユニットの構造データ。括弧内の n は、線構造及び面構造のプロット数。U: ユニット。



第 6.4 図 赤石ユニットのルートマップ

三峰川-大横川付近の代表的な赤石ユニットのルートマップ。



きた(第6.5図g, h). 小渋川上流七釜堰堤(小渋川の仏像構造線直上)付近の枝沢で, 唯一赤色チャートの分布を確認したが, 約3 m幅の露頭規模であるため地質図には表現していない。

顕微鏡観察によると, 砂岩は細粒から一部粗粒の石英, アルカリ長石, ソーシユライト化した斜長石, 方解石, 堆積岩岩片, 火成岩岩片, 花崗岩岩片, 雲母類, 炭質物などの碎屑粒子と基質で構成される。一般に砂岩は, 比較的淘汰が良く, 岩片類よりも石英や長石類に富む特徴を示す。火成岩岩片は流紋岩などの珪長質火山岩や花崗岩, 堆積岩岩片はチャートや泥岩からなる。重鉱物として緑れん石, ジルコン, アパタイト, 褐れん石を含む。小渋川上流, 小河内沢上流, 荒川周辺の砂岩には, 変形・変成によって岩塊の縁部に圧力溶解へき開が発達し, 非対称に碎屑粒子が回転している(第6.6図a, b)。一方で赤石山地稜線付近の砂岩は, 圧力溶解へき開は発達せず, 挟在する砂岩泥岩互層中に級化構造が確認できる(第6.6図c)。砂岩泥岩互層中の砂岩は, 厚層理砂岩と同じく細粒から一部粗粒の石英, アルカリ長石, ソーシユライト化した斜長石, 方解石, 堆積岩岩片, 火成岩岩片, 花崗岩岩片, 雲母類, 炭質物などの碎屑粒子と基質で構成される。砂岩泥岩互層中の泥岩は, 主にシルトサイズの石英, 長石類の碎屑岩粒子と定向配列を示す雲母類で構成される。小渋川上流, 小河内沢上流, 荒川周辺の泥岩は, 堆積構造に対して斜交して定向配列を示す雲母類が片理面を形成し, レンズ状の砂岩岩片によって非対称組織を示している。

赤色チャートは, 凝灰質で隠微晶質な再結晶石英集合体と不透明鉱物からなる。大部分は隠微晶質な再結晶石英集合体から構成されるが, 一部楕円形の再結晶化した放散虫化石と推定される多結晶石英も観察される(第6.6図d)。

年代: 赤石岳図幅の遠山川流域赤石ユニットの泥岩及び珪長質(酸性)凝灰岩から *Holocryptonium barbui* 群集が産出しており, 堆積年代は後期アルビアン期から前期チュウロニアン期と推定された(村松, 1995; 1997)。しかし一般に, *Holocryptonium barbui* 群集は, セノマニアン期を示唆する代表種で, 後期セノマニアン期に消滅していることが知られている(竹谷, 1995)。また常盤ほか(2018)では, *Holocryptonium barbui* 群集の下限が明確に

決定されておらず国際的な対比も確立していない点から, アルビアン期からセノマニアン期を赤石層群の堆積年代と扱っている。本報告でも, 常盤ほか(2018)の見解に従う。また常盤ほか(2018)は, 大河原地域を含む赤石ユニットの砂岩3試料(Aka-01, Aka-02, Aka-03)の碎屑性ジルコンU-Pb年代を報告している。常盤ほか(2018)による本ユニットの碎屑性ジルコンU-Pb年代は, 最若粒子年代(YSG)が, 113.6 ± 2.3 Ma, 114.1 ± 1.6 Ma, 100.8 ± 1.2 Maを示し, 最若クラスター年代(YC1 σ)が, 115.4 ± 1.4 Ma, 125.8 ± 1.6 Ma及び 107.5 ± 1.5 Maを示す(第3.1表)。1試料から得られた125.8 MaのYC1 σ 年代を除いて, 碎屑性ジルコンU-Pb年代による最大堆積年代は, 約115–101 Maで主にアルビアン期を示し, 遠山川地域で報告されている放散虫化石に基づく堆積年代の下限におおよそ一致する。常盤ほか(2018)は, 赤石ユニットがアプチアン期またはアルビアン期以降に堆積したと結論づけており, 大河原地域でも碎屑性ジルコンU-Pb年代と放散虫年代を考慮し, 付加年代をアルビアン期–セノマニアン期以降とする。

対比: 下伊那地質誌編集員委員会(1976)及び天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)の赤石層群に相当する。河内ほか(1983)の仙丈ヶ岳帯及び山田ほか(1983)の仙丈層に対比される。

6.4 白根ユニット (Sp, Ss, Sc, Sl, Sb)

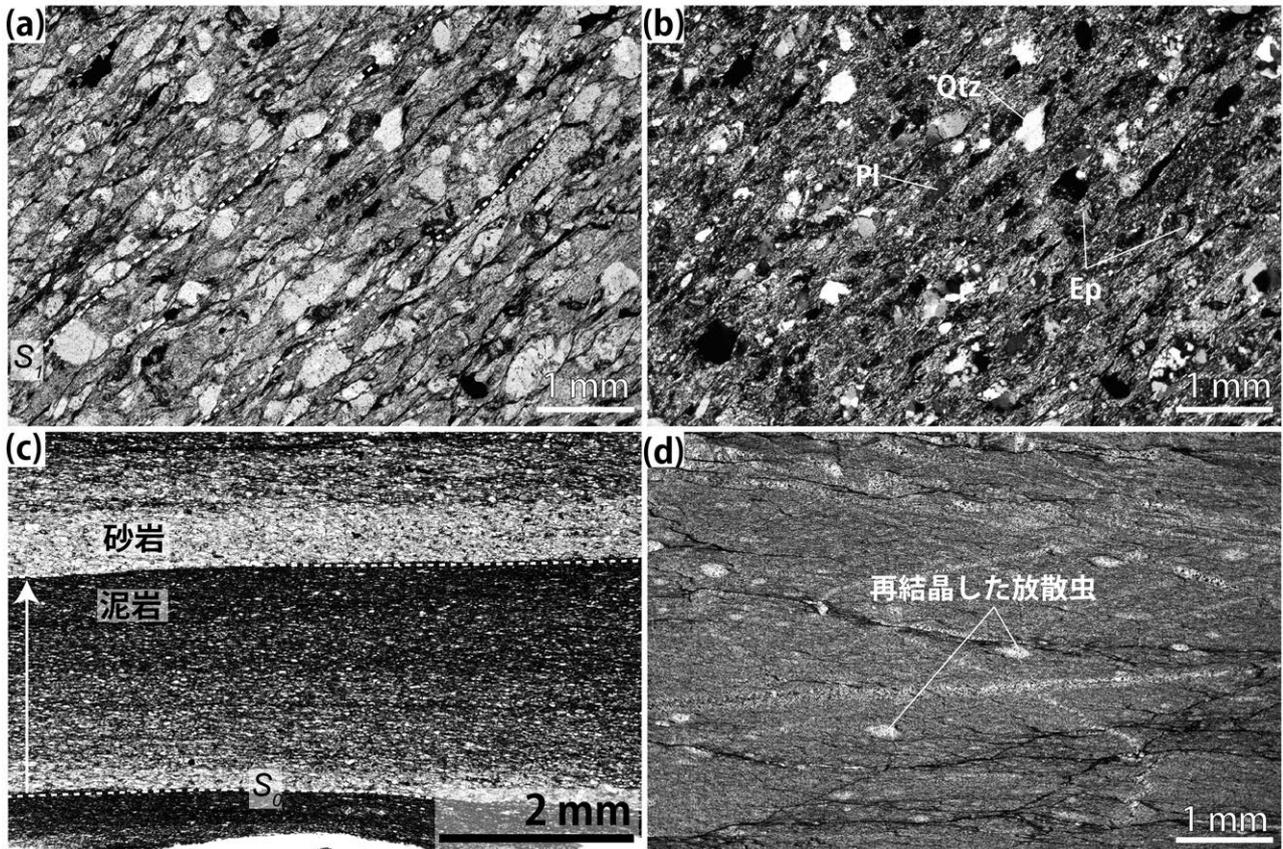
命名・定義: Kano and Matsushima(1988)が白根層群と命名。本報告では, 上述の通り, 白根層群を白根ユニットに変更する。大河原地域の白根ユニットは, 泥質混在岩を主体とし, 玄武岩・砂岩・石灰岩・チャートの岩体を含む地質体として定義する。

模式地: 長野県飯田市南信濃遠山川流域(Kano and Matsushima, 1988)。

分布及び地質構造: 白根ユニットは, 約5–7 kmの分布幅で北岳南稜線から間ノ岳・農鳥岳・蝙蝠岳を経て, 荒川岳及び二軒小屋まで南北に連続して分布する。ユニット西側は, 北沢峠断層によって赤石ユニットと接している。ユニット東側は鯉沢図幅内の井川–大唐松山断層(狩野ほか, 1986)によって犬居層群と接する(第6.1図)。本ユニットでは, 様々な規模の褶曲構造が認められる。殆どの褶曲構造は露頭規模の小規模な褶曲であるが, 大井川

←第6.5図 赤石ユニットの主要構成岩類の産状と岩相

- (a) 厚層理砂岩の産状。泥岩層を挟む(大横川約500 m上流)。(b) 砂岩泥岩互層中に形成された片理 S_1 (大横川約1.8 km上流)。(c) 複雑な褶曲を示す厚層理砂岩中の泥岩(板屋沢約500 m上流)。堆積構造は不明である。(d) 塊状砂岩の産状。塊状のため急峻な溪谷を形成する(小渋川・板屋沢合流部)。(e) 風化した砂岩泥岩互層。(小河内岳避難小屋東方)。(f) 泥岩中に発達するキンクバンド(小河内沢約4.5 km上流)。(g-h) 級化構造を示す砂岩泥岩互層(三峰川林道終点の取水口から約1.5 km上流)。どちらの砂岩泥岩互層も正常層の層理面 S_0 を示す。



第 6.6 図 赤石ユニットの主要構成岩類の薄片写真

(a) 圧力溶解へき開の発達によって片理面 (S_1) を形成する砂岩。オープンニコル。(b) 第 6.6a 図のクロスニコル。(c) 初生的な堆積構造 (S_0) を保存している砂岩泥岩互層。泥岩中に級化構造が確認できる。写真中の白矢印が級化方向を示す。オープンニコル。(d) 楕円に変形した放射虫化石を含むチャート。オープンニコル。Qz: 石英, Pl: 斜長石, Ep: 緑れん石。

西俣及び東俣では複アンチフォーム・シンフォーム構造が地質図規模で分布する。層理面及び片理面はどちらも北北東-南南西走向で中角度の東傾斜を示す。片理面に観察される線構造は南-南西に緩いプランジを持つ(第 6.3b 図)。

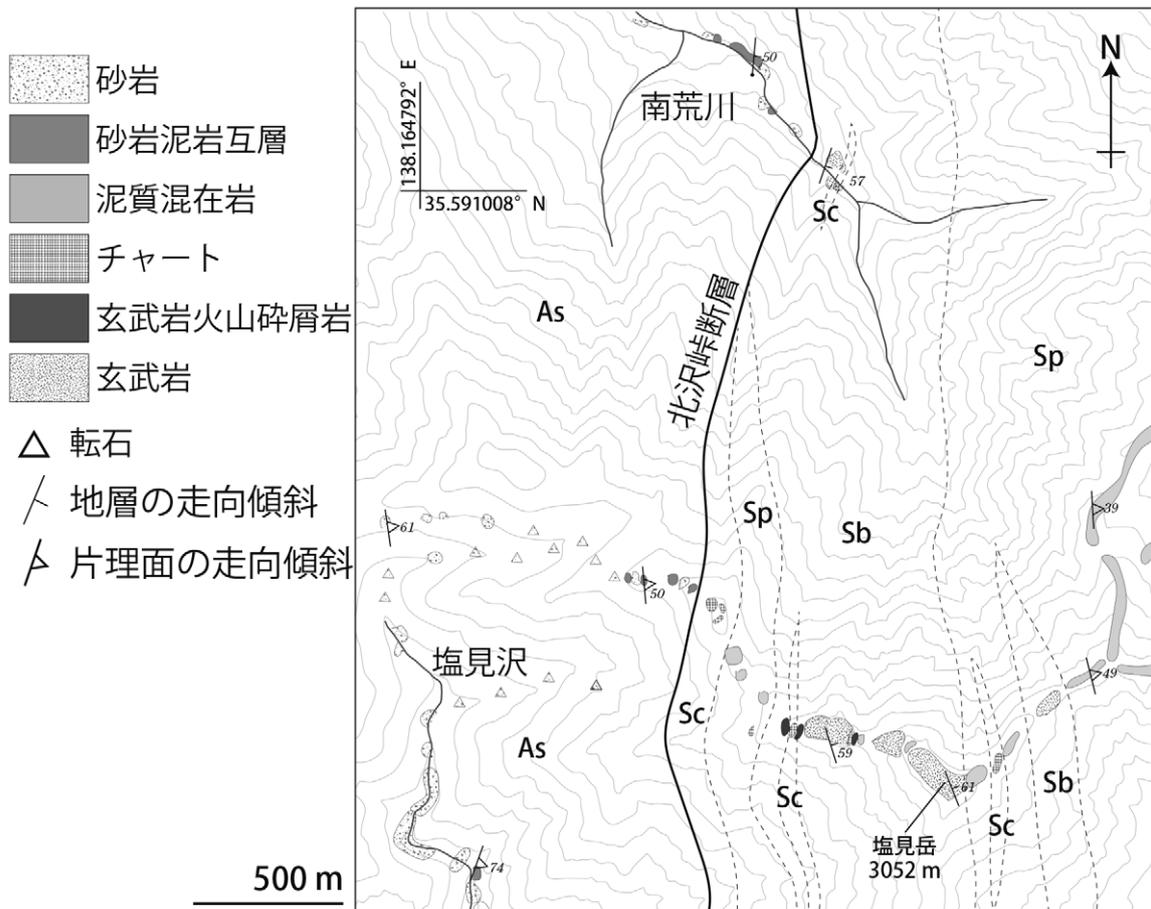
岩相: 白根ユニットの主要岩類は、泥質混在岩であり、玄武岩・砂岩・石灰岩・チャートの小-大規模岩体がレンズ状に含まれる。北沢峠断層付近の本ユニットの構造的な下位では、延性変形と片理の発達が強い特徴を示す。泥質混在岩中には、ちりめんじわ構造や圧力溶解へき開が明瞭に発達している。構造的な下位の大横川上流・北荒川上流・南荒川上流・塩見岳山頂付近・大井川中俣地域では、玄武岩やチャートの大規模岩体が南北に広く分布する。また構造的な上位に向かって、砂岩の大規模岩体の割合が増える。また泥質混在岩中にも、砂岩泥岩互層や砂岩の岩塊が多く含まれるようになる。構造的な上位の岩相では、変成及び変形度が低く片理面構造の発達が弱い。そして玄武岩・チャート・石灰岩体は、北沢峠断層沿いに分布し、砂岩の割合が多くなるに連れて玄武岩・チャー

ト・石灰岩体の分布が少なくなる。塩見岳山頂付近の白根ユニットの代表的なルートマップを第 6.7 図に示す。

(1) 泥質混在岩 (Sp)

泥質混在岩は、大井川西俣・東俣・北荒川上流・大横川上流・野呂川上流に広く分布する。泥質の基質部に、チャート、砂岩、珩長質凝灰岩、石灰岩、玄武岩の岩塊を含む。一般に岩片及び岩塊は、せん断変形を受け、破断しブーディン構造を示す。レンズ状の形態をなす岩片及び岩塊の長径は数 mm から数 m 規模で、XZ 面において非対称組織を示す。黒色の泥質基質は、せん断変形を受けた泥岩からなり、鱗片状へき開が発達する。特に北沢峠断層付近に位置する構造的な下位の泥質混在岩は、鱗片状へき開が強く発達しており、強い剥離性を示す。泥質基質に発達していた初生的な堆積構造や岩塊は折りたたまれて新しい片理面 (S_1) が形成されている(第 6.8 図 a)。そして S_1 片理にそって石英脈が充填して更にその石英脈が褶曲する複雑な構造を示す(第 6.8 図 b)。

顕微鏡観察によると、泥質混在岩にはチャート、砂岩、



第 6.7 図 白根ユニットのルートマップ
塩見岳頂上付近の代表的な白根ユニットのルートマップ。

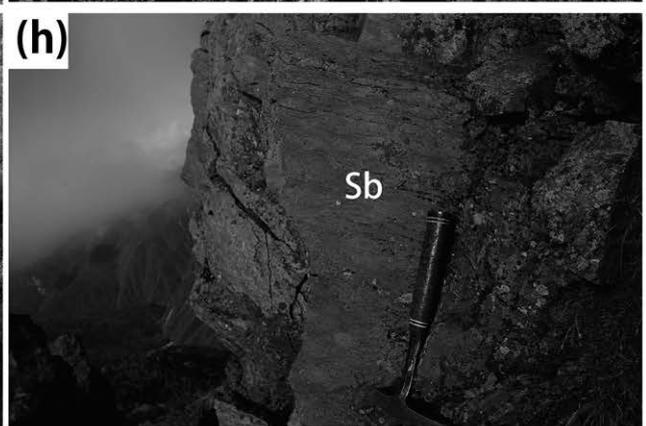
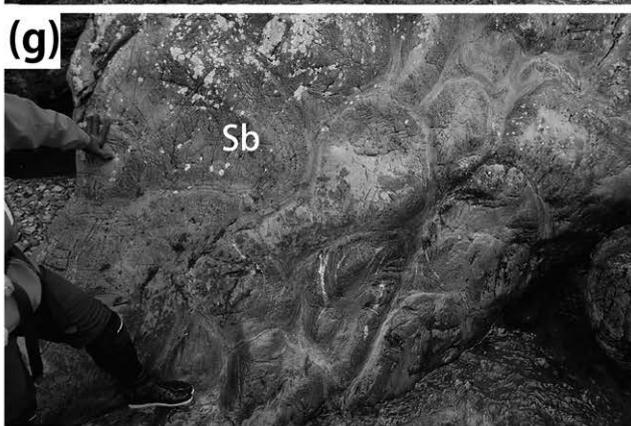
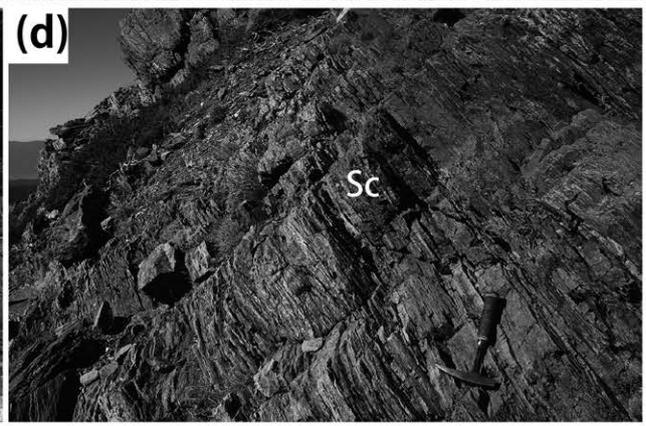
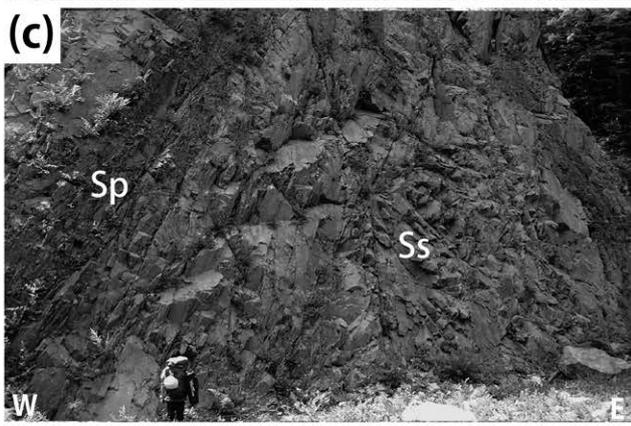
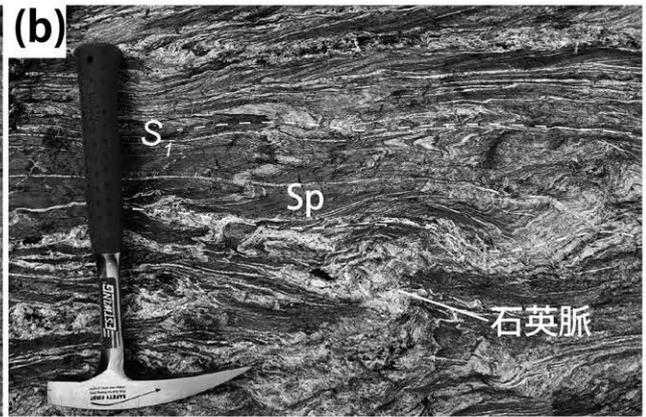
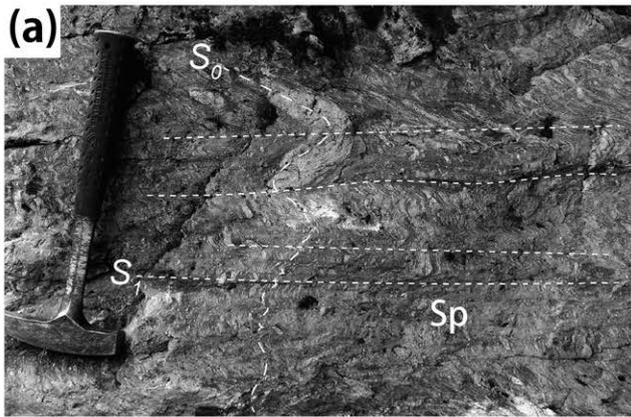
珪長質凝灰岩、石灰岩、玄武岩、火山岩からなる岩片と、泥質基質部が観察される。チャート岩片は、再結晶化した隠微晶質な石英と不透明鉱物からなる。砂岩岩片は、石英、ソーシユライト化した斜長石、アルカリ長石、堆積岩岩片(泥岩やチャート等)、火山岩岩片及びシルト質な基質から構成される。比較的淘汰がよく、岩片よりも長石類及び石英に富む傾向を示す。泥質基質は、細粒な白雲母、緑泥石と炭質物を含む不透明鉱物から構成される。主に変成・変形の強い泥質混在岩の泥質基質部では鱗片状へき開が発達し、レンズ状岩片の縁の一部は圧力溶解によって黒色シームが形成している。レンズ状の形態を示す岩片は、非対称組織を示しプレッシャーシャドウが片理面に沿って形成している。また泥質基質部には、石英脈が片理に沿って多数発達している(第 6.9 図 a)。

(2) 砂岩 (Ss)

砂岩は、側方へ 0.8–5.0 km 連続する小–大規模岩体として、大井川西俣・東俣流域で多数観察される。特に、

二軒小屋発電所付近から大井川西俣及び東俣下流周辺に位置する白根ユニットの構造的上位では、大規模岩体として分布する(第 6.8 図 c)。泥質混在中の岩片や岩塊としても普遍的に観察される。砂岩は、灰白色から淡褐色を呈する薄層理砂岩である。薄層理砂岩は、単層の厚さが、数 10 cm から数 m 程度の幅で変化し、数 cm 程度の泥岩を挟む場合もある。砂岩は細粒から中粒で、一部粗粒部も観察される。露頭スケールでは、泥質混在岩に漸移する。

顕微鏡観察によると、砂岩は斜長石(一部ソーシユライト化)、アルカリ長石、石英、堆積岩岩片、火山岩岩片、方解石、雲母類の碎屑粒子と、シルト質な基質で構成される。火山岩岩片は流紋岩などの珪長質火山岩、堆積岩岩片はチャートや泥岩が多い。一般に砂岩は、比較的淘汰がよく、岩片よりも長石類と石英に富む傾向を示す。基質の粘土鉱物は、弱い定向配列を示し、一部の砂岩中岩片の縁部は圧力溶解へき開によって黒色シームを形成している。重鉱物として緑れん石、ジルコン、褐れん石が含まれる(第 6.9 図 b)。



(3) チャート及び珪長質凝灰岩 (Sc)

チャート及び珪長質凝灰岩は、泥質混在岩中の岩塊から大規模岩体まで様々な規模で、大井川西俣・東俣・北荒川上流・大横川上流・野呂川上流域に広く分布する。顕微鏡観察によると、放散虫化石が多数含まれる生物起源のチャートと、火山碎屑物起源の珪長質凝灰岩に分類される。野外ではどちらの岩相も再結晶化すると、白色から灰白色緻密な産状となり両者の区別が困難となり、薄片観察での確認が必要となる。そのため地質図上では両者を区分せず、一括して表現した。分布の割合としては、珪長質凝灰岩よりもチャートの方が多い。露頭でチャートは、厚さ数cm-数10 cm程度の珪質部と数mmの粘土層の互層から構成される赤色-灰色の層状チャートとして産する。赤色チャートは塊状の玄武岩を密接に伴う(第6.8図d)。珪長質凝灰岩は、露頭で白色から灰白色を呈し、層状構造がなく表面が均一で緻密な産状を示す。一部では層状チャートと漸移する露頭も観察される。珪長質凝灰岩の小規模岩体は、蝙蝠岳東方・白根沢周辺・大籠岳東方の3か所で確認されている。

顕微鏡観察によると、チャートは隠微晶質な石英集合体と不透明鉱物からなる。メッシュ状に発達した多数の石英脈に充填されており、再結晶化した放散虫化石も観察される(第6.9図c)。珪長質凝灰岩は、主に隠微晶質なガラスや凝灰岩が変質した粘土鉱物からなる。保存の良い火山ガラス、火山岩片、軽石などは認められない。シルトサイズのアルカリ長石・斜長石・白雲母・ジルコン・石英の碎屑粒子を含む(第6.9図d)。

(4) 石灰岩 (SI)

大原地域では、大井川東俣、新蛇拔山尾根線、大籠^{おこもり}岳、中白根山、八本歯ノコル周辺の5か所で石灰岩の小規模岩体を確認したほか、泥質混在岩中に岩片や岩塊として石灰岩が産する(第6.8図e)。大井川東俣や北岳周辺に分布する石灰岩は、チャート及び塊状玄武岩を密接に伴う。野外では岩片や岩塊の破断面が白色から灰白色を呈し、明瞭な層理面は発達しない。また顕微鏡観察によると、石灰岩は再結晶化した方解石集合体からなり、生物片などは確認できない。

(5) 玄武岩及び玄武岩火山碎屑岩 (Sb)

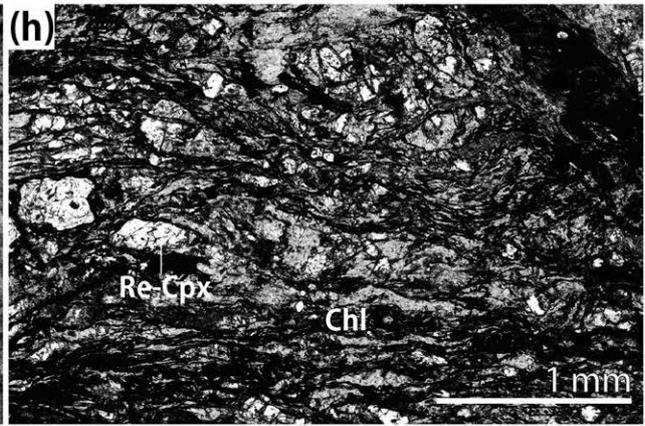
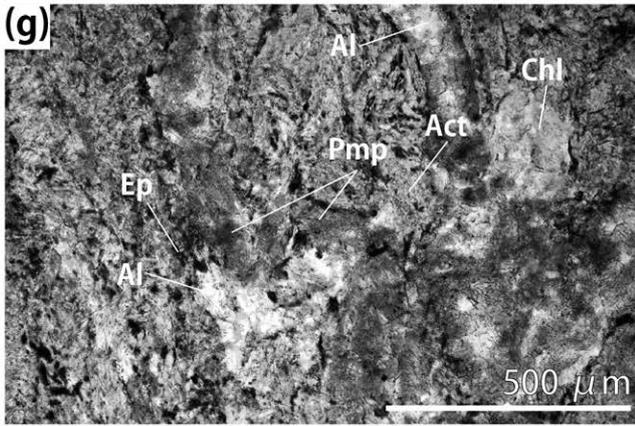
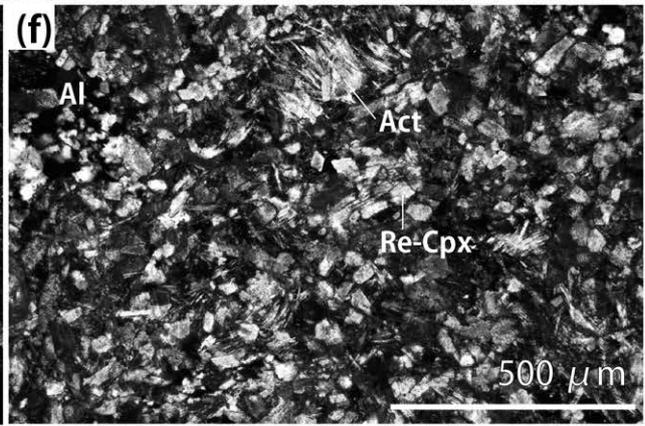
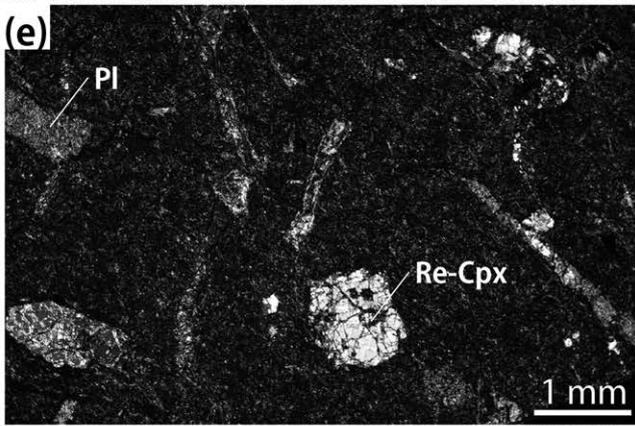
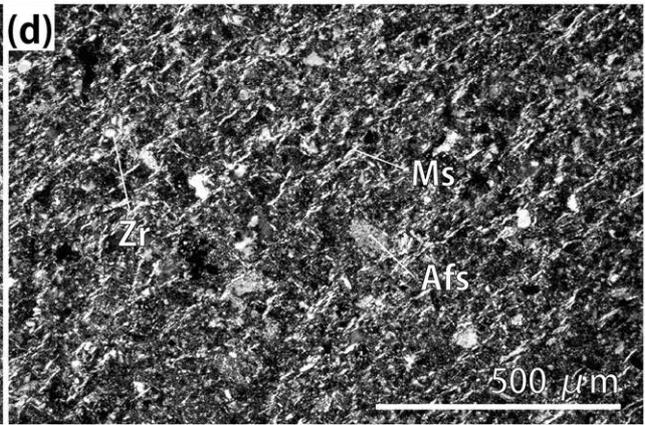
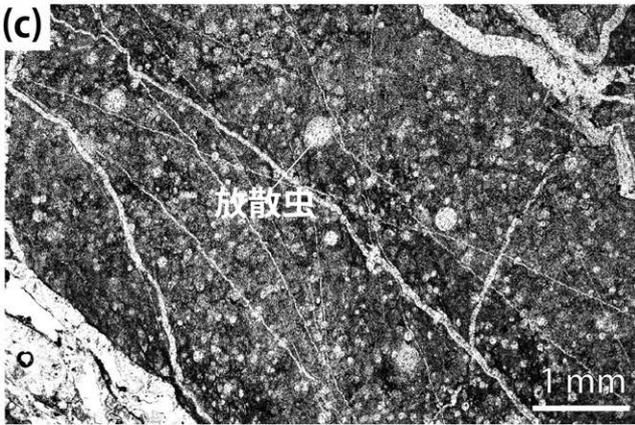
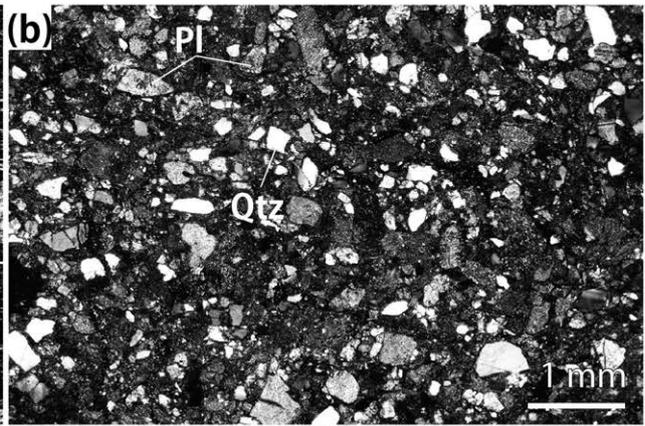
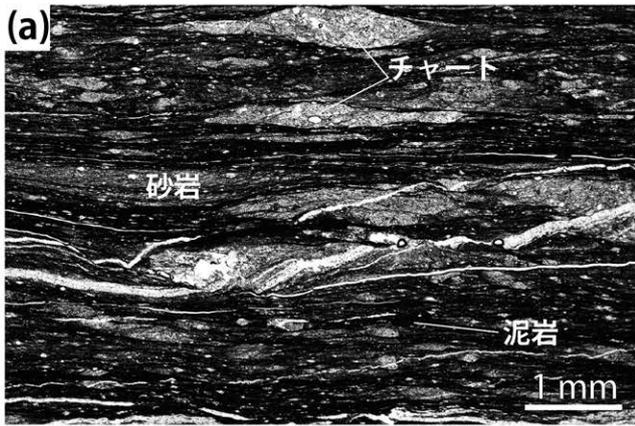
玄武岩及び玄武岩火山碎屑岩は、走向方向へ0.6-12 km連続する小-大規模岩体として、荒川三山-北荒川上流まで断続的に分布する(第6.8図f)。白河内岳では、高位削剥面として稜線沿いに広大な平坦地を形成し、黒色-褐色に風化した玄武岩の産状が観察される(第1.4図d)。この山稜はいずれも北北東-南南西方向に配列しており、白根ユニットの層理面及び片理面の方向と一致する。他にも市野瀬河幅地域の北岳バットレスから連続する塊状の玄武岩大規模岩体の一部が、大河原地域まで連続する。なお荒川東岳周辺は南アルプス国立公園特別保護地区であるため、カール内の立ち入りが厳しく制限されており、地質調査が実施できていない。そのため先行研究で報告されていた荒川東岳カール内の枕状溶岩(山田ほか、1983)や低角度な玄武岩岩体の分布(天竜川上流域地質図調査・編集委員会、1984)について検証ができていない。ただし荒川東岳北方の小西俣で転石として、白根ユニット起源の枕状溶岩を確認している(第6.8図g)。また本報告では、便宜上河川沿い及び登山道の露頭で確認できた北北東-南南西の地質構造を延長して玄武岩岩体をレンズ状に地質図に表現している。

玄武岩は露頭で、暗緑色から褐色に風化しているが、新鮮な破断面は緑色-暗緑色を呈する。塊状な玄武岩溶岩ないし枕状溶岩からなり、一部の露頭では玄武岩火山碎屑岩を挟む。玄武岩火山碎屑岩は、赤色-暗緑色を示し、赤色チャートを挟む場合がある。塩見岳山頂手前(標高2,900 m付近)では玄武岩火山碎屑岩、塊状玄武岩、及び赤色チャートの産状を連続的に観察できる(第6.8図h)。一般に、玄武岩火山碎屑岩は、玄武岩に比べ片理の発達が顕著になる。塊状の玄武岩中に数mから数10 m幅で層状に挟まれる場合が多く、露頭としての連続性も悪いため、玄武岩と一括して地質図に表現している(第6.8図h)。

顕微鏡観察によると、玄武岩は単斜輝石、かんらん石仮像、斜長石仮像の斑晶鉱物と基質からなり、インターサタル組織を示す(第6.9図e)。一部の玄武岩は、斑晶鉱物が確認できず、無斑晶状組織を示す。単斜輝石を除く斑晶鉱物は、いずれもアルバイト、緑泥石、緑れん石の集合体に置換されている。単斜輝石は、変質鉱物への置換を免れているが、縁部では汚濁している。玄武岩の石基は、アクチノ閃石、緑泥石、緑れん石、パンペリー

←第6.8図 白根ユニットの主要構成岩類の産状と岩相

(a) 延性変形を被った泥質混在岩 (Sp)。混在岩中のレンズの長軸が片理面 (S_f) 形成によって褶曲している(大横川約2.0 km上流)。(b) 片理面 (S_f) にそって貫入する石英脈(大横川約2.0 km上流)。(c) 薄層理砂岩 (Ss; 大井川西俣)。(d) 多色頁岩を挟む赤色チャート (Sc; 塩見岳頂上手前) (e) 石灰岩 (SI) 露頭。周囲に石灰岩ブロック以外の露頭はなく産状は不明(新蛇拔山中腹)。(f) 白河内岳山頂付近の風化した玄武岩 (Sb)。ここから見える塩見岳・荒川東岳はどちらも白根ユニットに属する玄武岩から構成されている。(g) 枕状溶岩の産状(転石; 小西俣)。(h) 玄武岩火山碎屑岩の産状。多色頁岩やチャートと密接に分布する(塩見岳頂上手前)。



石、アルバイトに置換されている(第6.9図f)。またパンペリー石、緑泥石、アルバイト、アクチノ閃石からなる変成脈が、玄武岩中に普遍的に発達する(第6.9図g)。玄武岩火山砕屑岩は、破碎された玄武岩岩片のほか、破碎された単斜輝石、緑れん石、緑泥石からなる。緑泥石、緑れん石、不透明鉱物からなる片理面構造が発達する(第6.9図h)。

年代：村松(1995)は、白根ユニットのチャートから *Holocryptocanium barbui* 群集、泥岩や珪長質(酸性)凝灰岩から *Holocryptocanium barbui* 群集、*Dictyomitra formosa* 群集、*Theocampe salillum* 群集、*Amphipyndax tylotus* 群集の放散虫化石を報告している。これらの放散虫化石群集は、後期アルビアン期から前期マーストリヒチアン期の幅広い年代を示す。またしらびそ峠-大沢岳の泥岩から、前期コニアシアン期から前期カンパニアン期の放散虫化石が報告されている(村松, 1997)。更に東方の榎島-赤石岳-聖岳周辺の泥岩からは、前期アルビアン期から前期マーストリヒチアン期の放散虫化石年代が報告されている(村松, 1998)。吉田・常盤(2019)では、赤石山地南部の遠山川地域に分布する白根ユニット砂岩の碎屑性ジルコンU-Pb年代を測定し、最若粒子年代(YSG)として 106.3 ± 1.5 Ma 及び 103 ± 1.9 Ma を、最若クラスター年代(YC1 σ)として 106.3 ± 1.4 Ma 及び 104.3 ± 1.1 Ma を報告している。これらはアルビアン期を示す。一方、本報告では、大横川上流大滝の砂岩中(Sh3007)の碎屑性ジルコンのU-Pb年代として、 68.4 ± 4.3 Ma の最若粒子年代(YSG)と 70.8 ± 1.8 Ma ($n=4$) の最若クラスター年代(YC1 σ)が得られた(第3.1表, 第6.10図, 付表10)。これらは、マーストリヒチアン期を示す。吉田・常盤(2019)が報告した碎屑性ジルコンU-Pb年代は、松村(1995)によって細分された白根ユニットのユニット1の放散虫化石年代におおよそ一致し、本報告でのU-Pb年代はユニット3-5の放散虫化石年代と一致している。そのため、大河原地域では、遠山川流域の白根ユニットより、若い地質体が分布する可能性がある。白根ユニットのユニット3-5の放散虫化石年代と本報告の碎屑性ジルコンのU-Pb年代を考慮して、コニアシアン期からマーストリヒチアン期以降とする。

対比：下伊那地質誌編集員委員会(1976)及び天竜川上流

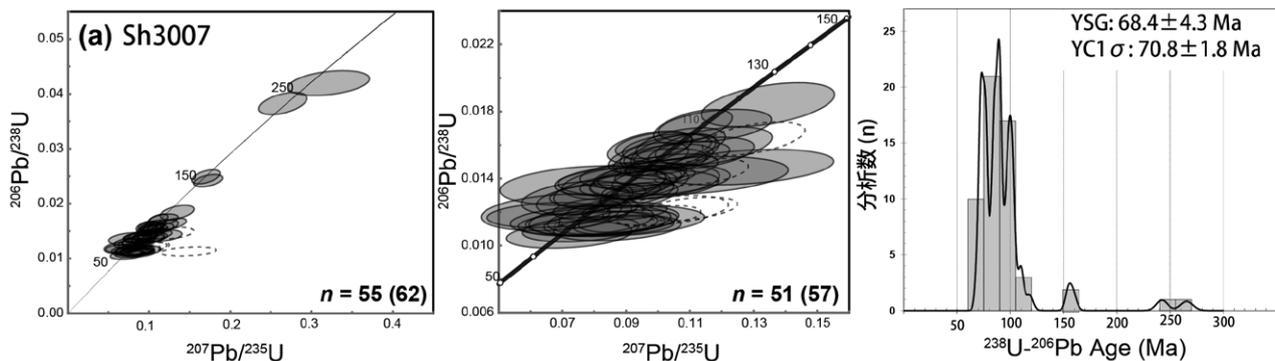
域地質図調査・編集委員会(1984)の白根層群に相当する。河内ほか(1983)の北岳帯及び山田ほか(1983)の北岳層、農鳥岳層、赤石岳層、広河内層、西俣層の一部に対比される。

6.5 変成作用

赤石山地北部の四万十付加コンプレックスの変成作用に関しては、1960年代から玄武岩中の変成鉱物組み合わせが詳細に検討されている。河内・水野(1965)は、瀬戸川層群中の玄武岩から初めてパンペリー石を報告した。松田・栗谷川(1965)は、苦鉄質岩に特徴的な変成鉱物組み合わせから、四万十付加コンプレックス全域の変成作用をZone I(沸石帯)、Zone II(ぶどう石・パンペリー石帯)、Zone III(アクチノ閃石帯)の3つに区分している。そしてZone IからZone IIIは、南東から北西に向かって帯状に分布するとした。この変成分帯は、構造層序区分の帯状構造にやや斜交しており、中期中新世に起きた隆起によって、削剥量の大きな地域ほど変成度の高い岩石が露出していると考察されている(松田・栗谷川, 1965)。その後、山田ほか(1969)は、単斜輝石の縁にパンペリー石+アクチノ閃石+緑れん石が共存する変成鉱物組み合わせを報告している。また山田ほか(1983)は、赤石山地北部の四万十付加コンプレックス全域の玄武岩(82試料)に関する鉱物組み合わせを再検討し、玄武岩中にパンペリー石が普遍的に見出されることを明らかにした。またアクチノ閃石も観察できる点から、ぶどう石パンペリー石相からパンペリー石アクチノ閃石相に相当すると結論づけている。ただし、ぶどう石の出現は稀で、パンペリー石・方解石脈中に付随して産することから、パンペリー石及びアクチノ閃石と同時期に共存した変成鉱物とはいえない可能性を指摘している。この観察から一部の地域は、パンペリー石+アクチノ閃石が安定な温度圧力条件と推定している。Toriumi and Teruya(1988)は、西南日本の四万十付加コンプレックスの玄武岩に基づく低温変成作用を総括し、Zone IからZone IIIまで3つの変成分帯に区分している。Zone Iは、沸石とぶどう石が普遍的に観察される。Zone IIで沸石が消滅し、ぶどう石・パンペリー石が支配的な変成鉱物組み合わせとなる。Zone IIIは、ぶどう石が消滅し、アクチノ閃石が変成鉱物とし

←第6.9図 白根ユニットの主要構成岩類の薄片写真

(a)チャート、砂岩岩片を含む泥質混在岩の産状。(b)成層砂岩。(c)チャート。メッシュ状に石英脈が貫入し、楕円の放散虫化石が確認できる。(d)火山砕屑粒子からなる珪長質凝灰岩。ジルコン(Zr)、アルカリ長石(Afs)、そして粘土鉱物や白雲母(Ms)からなる。(e)インターサータル組織を示す玄武岩。単斜輝石(Re-Cpx)のみ斑晶として残存している。(f)玄武岩。基質はアクチノ閃石(Act)、アルバイト(Al)及び緑泥石(Chl)に置換されている。(g)玄武岩中のアルバイト脈。アルバイト(Al)・パンペリー石(Pmp)、緑れん石(Ep)、アクチノ閃石(Act)、緑泥石(Chl)からなる変成脈が発達する。(h)玄武岩火山砕屑岩。片理に沿って緑れん石(Ep)、緑泥石(Chl)、不透明鉱物が面構造を形成している。(b)、(d)はクロスニコール。(a)、(c)、(e)、(f)、(g)、(h)はオープンニコール。



第 6.10 図 白根ユニット中碎屑性ジルコンのコンコーディア図とその年代ヒストグラム

(a) 試料Sh3007, 白根ユニット砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代. 点線はディスコーダントなデータを示す. ディスコダントなデータはヒストグラム, 最若クラスター年代(YC1 σ)の計算から除外している. 年代ヒストグラムは, Isoplot/Ex 4.15 を利用して最若クラスター年代の加重平均を計算している. 最若粒子年代(YSG)及び最若クラスター年代(YC1 σ)及びは第 3.1 表に記載する.

て産する. 赤石山地の四万十付加コンプレックスでは, Zone II及びZone IIIの変成帯が確認されている. これらの変成鉱物組み合わせは, 松田・栗谷川(1965)と同じく Zone IIはぶどう石・パンペリー石帯, Zone IIIはアクチノ閃石帯と報告している.

本報告でも先行研究と同様に, 玄武岩中の変成脈や基質中に普遍的にパンペリー石が産出すること, パンペリー石は, 緑泥石, アクチノ閃石, 緑れん石を伴って共存する産状を確認している. 詳細な変成鉱物組み合わせ分布は第 5.16 図に示している. パンペリー石+アクチノ閃石+緑泥石, アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石, パンペリー石+緑泥石の変成鉱物組み合わせは, 大井川中俣から大横川まで白根ユニットの広範囲に分布する. 一方でぶどう石は, 変成脈として玄武岩や砂岩中に稀に観察されるが, アクチノ閃石やパンペリー石と共存する関係を確認していない. この点から, 大河原地域の四万十付加コンプレックスの変成分帯は, 松田・栗谷川(1965)における Zone III(アクチノ閃石帯), Toriumi and Teruya(1988)の Zone IIIに対比できる.

各ユニットの変成温度推定には, 泥質混在岩及び泥岩中に普遍的に含まれる炭質物を利用した炭質物ラマン地質温度計を適用した. 各ユニットの変成温度の平均値を第 3.3 表に示す. 最高変成温度は, 赤石ユニット・白根ユニットで $310 \pm 27^\circ\text{C}$ ・ $303 \pm 20^\circ\text{C}$ となり, 2 ユニット内の平均的な変成温度条件に有意な違いがない. ただし単一ユニット内で変成温度を比較すると, 変成温度の違いが観察される.

単純な $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCMASH) 系

における苦鉄質岩の鉱物組み合わせから, ぶどう石パンペリー石の変成鉱物組み合わせは, $230-310^\circ\text{C}$ で 1-3 kbar の領域で安定とされている (Beiersdorfer and Day, 1995; Schiffman and Day, 1999). 一方でパンペリー石+アクチノ閃石+緑れん石が安定な領域はこれより高压側であり, 炭質物ラマン地質温度計から約 300°C の変成温度 (第 3.3 表) を仮定した場合, 3-10 kbar となる (Schiffman and Day, 1999). 玄武岩中にナトリウム角閃石を含まない点から, 圧力の上限は三波川変成コンプレックスより低い 5-6 kbar であると示唆される. 以上の考察をまとめると Toriumi and Teruya(1988)の考察と同じく約 3-5 kbar, 約 $260-340^\circ\text{C}$ の温度圧力条件が推定される. 変成相としては, パンペリー石アクチノ閃石重相低圧部の変成作用を被ったと推定される. この圧力条件は, 地殻の平均密度を 2700 kg/m^3 と仮定した場合, おおよそ 10-15 km の地殻深度となる.

Tanabe and Kano(1996)は, 各地層群を横断して泥岩中のイライト結晶度に基づく熱構造の検討を実施している. 各地層群のイライト結晶度は, アンキ帯 (Anchizone) から続成帯 (Diagenesis zone) まで変化し, 一部では断層によって変成時に獲得した温度構造が改変されているとした. 更に北東に向かうと変成度が上昇し, 古第三系瀬戸川層群では, 緑色片岩相に達する変成作用が指摘されている (山田ほか, 1983; 唐沢・狩野, 1992). 赤石山地北東部では, 戸台構造帯付近を除いてアンキ帯 (Anchizone) の変成作用が広範囲に認められている (金本・大塚, 2000b).

第7章 領家深成変成コンプレックス

(山崎 徹)

大河原地域では、西南日本内帯に分布する後期白亜紀の高温低圧型変成作用を被った変成岩類とこれに貫入する火成岩類を、領家深成変成コンプレックスとして一括し、これを構成する変成岩類のことを領家変成岩類、深成岩類のことを領家深成岩類と呼ぶ。なお、領家深成変成コンプレックスのうち、中央構造線に沿って脆性・延性変形を被っている断層岩類(マイロナイト、カタクレーサイト、及び断層ガウジ)に関しては、第9章で詳しく記述し、本章においては延性変形帯の西方に連続する各岩相と関連する記述にとどめる。

なお、以下の記述において、上伊那郡中川村の四徳川に存在する「桑原の滝」という地名に度々言及する。この桑原の滝は、大河原地域西端より僅かに西の飯田地域に存在するが、複数の先行研究によって地名が言及されており、それらの研究における岩相認定を追認し、位置を特定できる極めて重要な露頭である。そのため、桑原の滝の位置を第7.1図に示し、大河原地域でも大河原地域構成岩の一部として取り扱う。

7.1 研究史

大河原地域の領家深成岩類は全般に不均質で変形作用を被っており、相互の貫入関係の理解はもとより、岩相区分自体にも困難が伴われる。加えて、領家深成岩類の一般的特徴として、アルカリ長石が淡桃色を呈さずに野外において斜長石との区別が難しいこと、大河原地域を構成する花崗岩類がいずれも花崗閃緑岩やトーナル岩を共通して含むこと、そして単一の岩体内においてもモード組成や変形の程度が様々に異なることなどから、先行研究の地質図において、地質単元としての岩体・岩型の認定範囲に相違が認められる。そこで、以下の記述では、これまで便宜的に区分されてきた岩型や岩体が、相互に漸移している観察事実等についても詳細に触れつつ、大河原地域の領家深成変成コンプレックスの研究史を述べる。

領家変成岩類は日本において最も早期に認識された変成岩類のひとつで、天竜川の支流である水窪川上流の奥領家村(現在の静岡県浜松市天竜区水窪町奥領家)付近の地名をとって命名された(Harada, 1890; 原田, 1890-1892)。中部地方の領家深成変成コンプレックスにおいては、三河地方を中心に早くから地質図幅の整備が行われ、1920年代後半にはこれらの地域で7万5千分の1地質図幅が刊行されているものの、いずれも大河原地域に隣接

する図郭までの範囲であり、大河原地域は含まれていない。また、1880年代末-1890年代前半には20万分の1地質図幅が整備され、20万分の1「甲府図幅」(鈴木, 1888)においては、大河原地域が含まれているものの、全て単一岩相の「片麻岩」として描かれている。大河原地域中西部の大西山より東の中央構造線沿いのマイロナイト帯については、杉山(1939)により初めて地質図が示されている。これによると、大西山付近の「片状普通花崗岩」から東に向け、「斑状花崗岩」、「雲母片岩」がこの順に分布する。その東では閃緑岩質岩と花崗岩とが南北方向に狭長に分布して繰り返し出現し、これらはともに変形した「いわゆる鹿塩片麻岩」と記載されている(杉山, 1939)。石井ほか(1955)は、大河原地域から伊那市にかけての地質図を示した。石井ほか(1955)では、本図幅地域の角閃石を含む花崗岩類を、塩基性火成岩由来の変成岩であるシャルスタインと解釈しており、この岩相が大河原地域の大部分を占めている。その他には、四徳川流域及び本報告地域の非持トーナル岩に相当する部分に、片麻状花崗岩類から構成される「混成岩」のレンズ状岩体が描かれている(石井ほか, 1955)。これらは細粒の黒雲母花崗岩や両雲母花崗岩から構成されるとされており、非持トーナル岩ではなく、本報告の南向花崗岩の細粒黒雲母モンゾ花崗岩に対応する岩相と思われる。

領家団研グループ(1955)は、1953年に結成された第一次領家団研グループのそれまでの成果をまとめた中部地方領家帯地質図を示した。これによると、大河原地域は大部分が「片麻岩源ミグマタイト」から構成され、南西部に「新期黒雲母花崗岩」、北東部に「苦鉄質岩源ミグマタイト」が分布すると描かれている。更に、中央構造線に沿う部分には、幅1km程度に渡り、狭長にマイロナイト帯が描かれている。「苦鉄質岩源ミグマタイト」とされているものは、それまで「混成岩」と呼ばれていたものの一部で、ここでは非持型石英閃緑岩と呼ばれ、一般に顕著な片麻状構造を示すものの、四徳川付近では片麻状構造のない花崗閃緑岩に漸移するとされている(領家団研グループ, 1955)。一方、「片麻岩源ミグマタイト」とされているものは、領家団研グループ(1955)の説明では片麻状花崗岩とも記述され、小渋川流域において一部が天竜峡花崗岩と非常に類似した岩相を示すことがあるとされている(領家団研グループ, 1955)。また、「苦鉄質岩源ミグマタイト」と極めて密接に伴い、しばしば両者が狭い範囲で漸移すると記述されている。この片麻状花崗岩は大

河原地域南西部で新期黒雲母花崗岩の岩体に貫入されており、地質図ではこの岩体に対して岩体名及び岩型名は与えられていないが、説明では生田型花崗岩とされている。四徳川付近の生田型花崗岩と片麻状花崗岩との接触部付近では、いずれの岩相とも判別ができない中間的な岩相が存在したり、生田型花崗岩内に局所的に片状構造が存在し、この構造が片麻状花崗岩の構造と大局的に一致すると述べられている(領家団研グループ, 1955)。これらの観察結果は、大河原地域の岩相・岩体区分に対して重要な示唆を含んでいる。

Yamada (1957) は、大河原地域中西部の大西山から北西端までの範囲の詳細な地質図を初めて示した。この地質図は、本報告と岩相名や岩型名が異なるものの、分布に関しては概ね類似している。Yamada (1957) の地質図では、本図幅と概ね同様の非持トータル岩の分布を描き、その西方及び南方には、本報告の南向花崗岩に相当する岩相として、片麻状花崗岩が分布するとされている。この片麻状花崗岩は、大河原地域から天竜峡付近まで連続していることから、Yamada (1957) は、大河原地域の片麻状花崗岩は天竜峡花崗岩の周縁相であると考えた。更に、本報告の南向花崗岩粗粒相に相当する部分には、明瞭な境界(界線)を持たずに角閃石黒雲母片麻岩が混在する分布が描かれている。この角閃石黒雲母片麻岩は明確な界線をもつ領家変成岩類とは区別して表現されているため、片麻状花崗岩中の苦鉄質片麻状部を意味する。なお、Yamada (1957) は、本報告の南向花崗岩粗粒相に相当する部分のうち、生田花崗岩の南西縁と接する部分に分布する粗粒の黒雲母角閃石花崗岩を、滝沢花崗岩として独立させている。大河原地域の生田花崗岩分布域は、Yamada (1957) の地質図でも生田花崗岩とされており、苦鉄質岩のレンズ状岩体に関しては、変輝緑岩(Meta-diabase)とされている。中央構造線沿いにはマイロナイト帯が描かれ、本図幅の分布とほぼ同じである(Yamada, 1957)。また、領家変成岩類については、大河原地域の北西端に分布する岩体を除き、花崗岩類中の捕獲岩体であるとしている。Yamada (1957) によると、大河原地域の非持トータル岩は、片状トータル岩から構成され、片状の変斑れい岩や花崗閃緑岩を伴うとされる。四徳川周辺で、より片状構造が弱く珪長質な岩相に漸移し、片麻状花崗岩との区別が困難であると述べている(Yamada, 1957)。片麻状花崗岩はアダメロ岩、トロニウム岩、花崗閃緑岩、トータル岩と少量の両雲母花崗岩を含み、片麻状構造で特徴づけられる(Yamada, 1957)。生田花崗岩は花崗閃緑岩及び花崗岩から構成され、塊状な岩相で特徴づけられるとされているが、一部で僅かに片状ないし斑状の場合もあり、生田花崗岩が片麻状花崗岩に漸移する産状も認められると述べられている(Yamada, 1957)。

Hashimoto (1957) は、大河原地域北隣の市野瀬図幅以北の非持トータル岩について検討し、これを非持石英閃

緑岩と呼んだ上で、細粒の黒雲母角閃岩と粗粒の角閃石黒雲母石英閃緑岩が片状もしくは層状構造をもつことで特徴づけられる岩相であると述べている。こうした構造は一部で弱くなり、その場合は楕円体状あるいは紡錘体状の角閃岩を包有する産状を示すとされている(Hashimoto, 1957)。加えて、Hashimoto (1957) は、非持石英閃緑岩がその東縁で鹿塩片麻岩と呼ばれているマイロナイトに漸移すると述べている。

Hayama (1959) は、大河原地域北隣の市野瀬図幅以北及び大河原地域西隣の飯田図幅にわたる範囲の地質図を示し、非持トータル岩を非持花崗閃緑岩質岩と呼んだ上で、これに接する片麻状花崗岩について、南向片麻状花崗閃緑岩質岩と名付けた。Hayama (1959) は、非持花崗閃緑岩質岩が、主として縞状花崗閃緑岩(banded granodiorites)と黒雲母石英閃緑岩から構成され、後者は岩体の西縁に産し、塊状で縞状構造を欠くと述べている。一方、南向片麻状花崗閃緑岩質岩は、片麻状花崗閃緑岩、片麻状石英閃緑岩を主体とし、少量の片状花崗閃緑岩や角閃石斑れい岩を伴うほか、地質図規模の大きさの変輝緑岩の捕獲岩を含むとされている(Hayama, 1959)。このうち、花崗閃緑岩及び石英閃緑岩の各岩相は相互に漸移すると述べられている。更に、Hayama (1959) は、非持花崗閃緑質岩と南向片麻状花崗閃緑岩質岩とは、漸移する場合と、明瞭な貫入関係を示す場合とがあると述べている。貫入関係の場合、非持花崗閃緑質岩が南向片麻状花崗閃緑岩質岩に由来するアプライト質脈に貫入されているとされている。Hayama (1960) は、上述の領家深成岩類に加えて領家変成岩類の検討も行い、大河原地域北西端から西方に連続した岩体として領家変成岩類が分布し、これらは北西から南東に向けて変成度が高くなり、最も高い変成度の部分は、珪線石堇青石白雲母黒雲母片麻岩から構成されるとしている。Hayama (1962), Hayama (1964a, b) では、駒ヶ根地域の領家変成岩類を、黒雲母帯、堇青石帯、第1珪線石帯、第2珪線石帯の4帯に分帯した上で、大河原地域を第2珪線石帯としている。それらの報告によると、黒雲母帯は、黒雲母-白雲母の共生で特徴づけられ、原岩がアルミナスな場合、紅柱石が出現する。堇青石帯は堇青石の存在で特徴づけられる。第1珪線石帯とは、アルミナスな岩石において、紅柱石から相転移した珪線石が出現する領域で、第2珪線石帯とは、白雲母と石英との反応で生成したフィブrolaitが出現する領域である。なお、Hayama (1960, 1962, 1964a, b) の検討地域には大河原地域の北西端が僅かに含まれるのみであり、領家深成岩類に捕獲岩状に産する領家変成岩類については取り扱われていない。

Yamada (1967) では、Yamada (1957) の地質図の範囲がより拡大され、大河原地域の領家深成変成コンプレックス分布域にほぼ相当する範囲の地質図が示されている。この地質図では、Hayama (1959) を踏襲して片麻状花崗

岩に対して南向片麻状花崗岩という名称が用いられ、角閃石黒雲母片麻岩の分布域が点線で示されるとともに、北側の一部で非持花崗閃緑岩と密接に伴われる表現となっている。滝沢花崗岩については、滝沢花崗閃緑岩と改名した上で、生田花崗岩から漸移することから、生田花崗岩の局所的な岩相として扱っている。Yamada (1967)においても、小渋川の北や四徳川流域において生田花崗岩と南向片麻状花崗岩とは漸移し、野外において識別が困難であるとしている。

中部地方の領家深成岩類については、小出 (1949) による愛知県段戸地域の検討によって、変形作用 (片麻状構造) の有無をもとに古期と新期との少なくとも2つの異なる時期の深成岩類から構成されると考えられてきた。Hayama (1959) は大河原地域周辺の花崗岩類に対して、初めて新期・古期の区分を行い、非持花崗閃緑岩質岩と南向片麻状花崗閃緑岩質岩とが古期領家深成岩類に属するとした。Yamada (1967) は、同様に非持花崗閃緑岩と南向片麻状花崗岩を古期領家深成岩類に、滝沢花崗閃緑岩と生田花崗岩を新期領家深成岩類に区分した。更に山田・端山 (1967) は、大河原地域の領家深成岩類を含む中部地方の花崗岩類の全岩化学組成の検討を行い、中部地方各地の岩体の対比を初めて行った。こうした検討結果は、領家研究グループ (1972) にまとめられ、地質図として20万分の1「中部地方領家帯地質図」(山田ほか, 1974) として公表された。領家研究グループ (1972) では、中部地方の領家深成岩類の総括的な対比が行われ、活動時期を9つの時階に区分した。この中で大河原地域の非持トータル岩に相当する岩体が最も古い第1時階に位置づけられ、三河地域の神原石英閃緑岩体と対比された。また、南向花崗岩が天竜峡花崗岩と対比され第2時階に、生田花崗岩が三都橋花崗閃緑岩と対比され第4時階に位置づけられ、これら全ては濃飛流紋岩の活動以前の古期花崗岩類とされた。その後、Hayama and Yamada (1977) では、大河原地域の南向花崗岩が天竜峡花崗岩に含められ、岩体・岩型名としては存在しなくなったが、この著作 (野外巡検説明書) の目的のための便宜的扱いであると注記されている。

1980年代以降は、北隣の市野瀬図幅以北、西隣の飯田地域及び南西の時又図幅における領家深成変成コンプレックス構成岩類に関する報告はあるものの、大河原地域を対象としたものはごく僅かである。手塚 (2020) は、小渋川の桶谷橋周辺の苦鉄質岩体を桶谷苦鉄質岩体と名付けた上で、岩体中の捕獲岩として含十字石黒雲母片岩を報告している。また手塚 (2023) では、桶谷苦鉄質岩体を白沢上流部の白沢苦鉄質岩体と、北東部の桶谷苦鉄質岩体に再区分し、白沢苦鉄質岩体中の細粒苦鉄質岩中にコートラングナイトを報告している。手塚 (2020, 2023) では、小渋川本流沿いと小渋川より南西部分に分布する領家深成岩類を生田花崗岩としている。また手塚 (2023) に

よると、苦鉄質岩類とホストの花崗岩 (生田花崗岩) との間には、ホストの花崗岩と粒度は大きくは変わらないものの、明瞭に角閃石や黒雲母に富む厚さ数 cm の“ハイブリッド部”が発達する。この岩相は、Hayama (1959) により非持花崗岩質岩の岩体西縁に産するとされた、縞状構造を欠く石英閃緑岩質岩と共通の特徴をもつ。これら以外の周辺地域を対象とした検討で、大河原地域が僅かに含まれるものや、大河原地域から延長する岩体に関するものとしては、以下の報告がある。手塚 (1984) は、松川町から豊丘村にかけての、主稜線西麓のいくつかの沢から、南向花崗岩中の領家変成岩類の捕獲岩中に珪線石の産出を報告している。大河原地域から南西の時又図幅にかけては、天竜川の東に連なる山脈である伊那山地の稜線付近に、長径最大1 km 程度の斑れい岩の小岩体が点在する。手塚 (1979, 1980a, b) 及び手塚・福沢 (1980) は、これらの地質図及び岩相について報告している。これらの岩体はいずれも、いわゆるコートラングナイトを含む斑れい岩類から構成され、貫入関係のはっきりしているものについては、天竜峡花崗岩 (南向花崗岩) 及び領家変成岩類に貫入しており、生田花崗岩に貫入されているとされる (手塚, 1979; 下伊那誌編纂会, 2006)。領家帯の苦鉄質深成岩類の記載には、かんらん石を含み角閃石の巨晶を多く含むものにはコートラングナイトという岩石名が伝統的に使われており、これらは、IUGS Subcommission (Le Maitre, 2002) の名称では、斜長石輝石かんらん石含有ホルンブレンドナイト (斜長石輝石かんらん石含有角閃石岩)、斜長石含有かんらん石ホルンブレンドパイロクシナイト (斜長石含有かんらん石角閃石輝岩) や、かんらん石斜長石含有ホルンブレンドパイロクシナイト (かんらん石斜長石含有角閃石輝岩) となる。

大河原地域から連続する領家変成岩類や領家深成岩類の各岩体の放射年代は、1960年代から報告が始まったが、大河原地域内の岩石を直接対象としたものは極めて少ない。以下では、記述の煩雑さを避けるために岩型ごとにまとめて時系列的に研究史を概観し、岩型名は本図幅で使用される地質単元名で統一して記述する。なお天竜峡花崗岩として報告された年代のうち、大河原地域周辺地域から採取した試料に基づくものについては、南向花崗岩の名称を併記する。

Shibata and Hayama (1968) は、大河原地域から北西に連続する領家変成岩類について、駒ヶ根市周辺地域から 64 ± 3 , 59 ± 3 , 58 ± 3 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を報告した。

岡野 (1982) は、非持トータル岩から 61.2 Ma の全岩-黒雲母 Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代を報告した。柴田・高木 (1988) は、非持トータル岩から角閃石、黒雲母、アルカリ長石 K-Ar 年代として、それぞれ 72.3 ± 3.0 Ma, 65.2 ± 2.0 Ma, 59.3 ± 1.9 Ma を報告し、冷却史の検討に基づいて固結年代を 80 Ma 以前と考えた。非持トータル岩については、マイロナイト化作用との関連で比較的多くの年

代値が報告されており, Tagami *et al.*, (1988), Shibata *et al.*, (1990), Tagami and Shibata (1993) によって 57.0–50.1 Ma のジルコン FT 年代及び 12.5–9.3 Ma のアパタイト FT 年代が報告されているほか, Dallmeyer and Takasu (1991) によって 63.0–61.1 Ma の Ar–Ar 全岩年代及び 70.0 Ma の Ar–Ar 鉍物年代が報告されている. 柚原ほか (2000) は, 非持トータル岩の縞状構造を示す試料の Rb–Sr 全岩アイソクロン年代として 69.9 ± 8.1 Ma と 63 ± 13 Ma を, 黒雲母とフェルシックフラクションを用いた Rb–Sr 鉍物アイソクロン年代として 64.4 ± 0.03 Ma, 64.3 ± 0.3 Ma, 63.7 ± 0.04 Ma, 61.8 ± 0.1 Ma, 59.1 ± 0.1 Ma を, 更に, ホルンブレンドとフェルシックフラクションを用いた Sm–Nd 鉍物アイソクロン年代として, 164 ± 18 Ma, 161.3 ± 1.4 Ma, 125.1 ± 8.6 Ma, 124 ± 18 Ma, 86 ± 27 Ma を報告し, 非持トータル岩の活動は 160 Ma よりも古いと考えた. 一方坂島ほか (2000) は, 大河原地域内と思われる高森山林道沿いの“塊状”の非持トータル岩から 86 ± 7 Ma の, より北方の縞状を示す非持トータル岩から 71 ± 3 Ma のジルコン U–Pb SHRIMP 年代を報告した. なおここで“塊状”と表現されるものは, 非持トータル岩を特徴づける縞状構造を欠く岩相であり, 片状構造がないわけではない.

Kagami (1973) は, 生田花崗岩から 84.1 Ma の Rb–Sr 全岩アイソクロン年代を報告した. 一方, Hayama and Yamada (1977) は, 生田花崗岩から 142 Ma の Rb–Sr 全岩アイソクロン年代を報告している.

山田・柴田 (1970) 及び Hayama and Yamada (1977) は, 天竜峡花崗岩の Rb–Sr 全岩アイソクロン年代として 128 Ma を報告し, 大河原地域周辺地域 (駒ヶ根–鹿塩地域) の天竜峡花崗岩 (南向花崗岩) から黒雲母の Rb–Sr 鉍物アイソクロン年代として 73.0, 68.8, 68.6 Ma を報告している. これらの同一試料からは柴田ほか (1979) によって K–Ar 年代が測定報告されており, 天竜峡花崗岩 (南向花崗岩) のうち, 最も片麻状構造の強い岩相として黒雲母 K–Ar 年代 64.4 ± 2.0 Ma を, 天竜峡花崗岩の代表的岩相として 66.2 ± 4.3 Ma の角閃石 K–Ar 年代, 63.9 ± 2.0 Ma の黒雲母 K–Ar 年代を, そして天竜峡花崗岩の珪長質な岩相として 63.9 ± 2.0 Ma の黒雲母 K–Ar 年代を報告した. Kagami (1973) は, 天竜峡花崗岩から 118.6 Ma の Rb–Sr 全岩アイソクロン年代を報告した. 岡野 (1982) は, 84.1 ± 2.9 Ma の Rb–Sr 全岩アイソクロン年代と, 63.6 Ma 及び 61.7 Ma の全岩–黒雲母 Rb–Sr 鉍物アイソクロン年代を報告した. 更に, 中島ほか (1993) は, 天竜峡花崗岩から 86.1 ± 1.4 Ma のジルコン U–Pb SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) 年代を報告している. Nakai and Suzuki (1996) は, 天竜峡花崗岩から, 91.2 ± 3.5 Ma と 89.7 ± 7.7 Ma のモナザイト CHIME (chemical Th–U–total Pb isochron) 年代を報告している. Tani *et al.*, (2014) は, 天竜峡花崗岩から 75 ± 1 Ma のジルコン U–Pb 年代を報告している.

Yokoyama *et al.*, (2016) は, 日本全国から約 400 試料のウラニナイト及びトーライト CHIME 年代を報告した. このうち 3 試料が大河原地域の南向花崗岩からのもので, 72.6 ± 0.9 , 72.2 ± 1.2 , 71.6 ± 1.0 Ma のウラニナイト CHIME 年代を示す. なお 3 試料のうち 1 試料が採取された位置 (桑原の滝) の岩相は, Yamada (1957) によって, 典型的な天竜峡花崗岩と同一であると述べられているものである.

柚原・加々美 (2007) は, 大河原地域の南西の伊那山地稜線付近に点在する苦鉄質岩体の同位体年代の検討を行い, 角閃石 K–Ar 年代として 75.6–61.9 Ma を, 黒雲母 K–Ar 年代として 65.5 Ma を, 全岩–ホルンブレンドの Rb–Sr 鉍物年代として 76.7–60 Ma, 全岩–黒雲母の Rb–Sr 鉍物年代として 64.2 Ma を報告した. 更に, 全岩–ホルンブレンドの Sm–Nd 鉍物アイソクロン年代として, 154–100 Ma を報告し, これらが 154–140 Ma と 121–100 Ma の 2 つの年代グループに分けられると述べている.

Nakamura *et al.*, (2022) は, 大河原地域のマイロナイト帯北部地域の試料からジルコン U–Pb 年代を求め, 85.6 ± 1.5 , 77.7 ± 0.4 , 70.9 ± 0.3 Ma の 3 つの年代パルスを報告した.

以上が大河原地域周辺及び大河原地域に分布し他の図郭に連続するとみなされている岩体の年代学的検討であるが, 以下では, 大河原地域からは大きく離れているものの, 中部地方における領家深成変成コンプレックスの主要な活動期の理解に重要な三河地域の構成岩相の年代値について若干補足する. 三河地域の領家変成岩類からは, 101.9–98.0 のモナザイト CHIME 年代が報告されている (森下・鈴木, 1993; 鈴木ほか, 1994; Suzuki *et al.*, 1994; Suzuki and Adachi, 1998). 一方, レーザーアブレーション ICP–MS によるジルコン U–Pb 年代としては, 97 ± 4.0 – 89 ± 3.0 Ma が報告されている (Takatsuka *et al.*, 2018a, b). 三河地方に分布する領家深成岩類は, 既に述べたように岩体もしくは岩型ごとに中部地方全域で対比が行われているが, ここではそれら個別の岩体・岩型ごとの対比に触れずに全体像をみると, ジルコン U–Pb 年代において, 99–95 Ma, 81–75 Ma, 75–69 Ma の 3 つの年代パルスが存在することが Takatsuka *et al.*, (2018b) によって示されている. 更に, Nakajima *et al.*, (2004) は, 斑れい岩類から 72.4 ± 1.2 Ma と 71.5 ± 1.1 Ma のジルコン SHRIMP 年代を報告している.

7.2 岩相区分と概要

大河原地域周辺及び中部地方の領家深成変成コンプレックス構成岩類の岩相や産状と年代値に関する上述の報告を整理し, 本図幅における岩相区分と概要について以下に述べる.

7.2.1 従来の報告における岩相や産状及びそれらに基づいた岩型区分の整理

大河原地域を構成する領家深成岩類について、既存の研究で名称の異なる岩石名部分を除いて岩型名で表現すると、非持型、天竜峡型、生田型及び苦鉄質岩類となる。1970年代頃までの初期の研究においては、これらの岩型の岩相や産状が詳細かつ正確に記載されており、それらに基づくと、以下の特徴が整理される。(1) いずれの岩型も多様な岩相から構成される。例えば非持型は花崗閃緑岩、トータル岩、石英閃緑岩から構成されるとともに変輝緑岩や角閃岩を伴い、天竜峡型は花崗岩、花崗閃緑岩、トータル岩及び少量の斑れい岩から構成される。生田型は花崗閃緑岩、トータル岩及び花崗岩から構成され、多量の苦鉄質岩や変成岩の捕獲岩を含む。これらの捕獲岩は、変輝緑岩と記述される場合もある。(2) 非持型及び天竜峡型は、一般に片麻状構造で特徴づけられるが、片麻状構造が弱く塊状に近い部分もある。一方、生田型は一般に塊状に近いが、片麻状構造を示す部分もある。(3) いずれの岩型も、相互の接触部付近で漸移する産状が観察され、場合によっては岩型の判定が不可能な中間的岩相を示す。

上述の整理から明らかなように、例えば花崗閃緑岩やトータル岩は非持型・天竜峡型・生田型のいずれにも含まれており、岩石名のみからは岩型を判断することはできない。ただし、深成岩類の岩石名は有色鉱物を除いた無色鉱物の石英・斜長石・アルカリ長石の量比で決定するため、岩石名が同一であっても有色鉱物の量比や、有色鉱物中の角閃石と黒雲母の量比、構成鉱物の形態や岩石組織の特徴等が岩型ごとに系統的に異なっていれば、それらを参考に各岩型が識別可能である。しかしながら、各岩型内で岩相変化が多様であることは、これらの量比や組織も多様であることが想定され、それぞれの岩型を定義する客観的基準を設定することは困難である。実際に既存の研究においては、2種の岩型の中間的岩相の存在を認めている。こうした事情から、従来の研究における岩型区分や分布は、あくまでも観察者が典型的な岩相部分から連続的に岩相変化を追い、主観的判断に基づいて便宜的に界線を設定したものであると理解される。更に、岩型を特徴づける代表的あるいは特徴的な岩石名の主観的判断、もしくは「花崗岩質岩」という意味での一般名詞として「花崗岩」を岩型名に使用することによって、例えば非持型についてみると、非持花崗閃緑岩・非持石英閃緑岩・非持トータル岩・非持花崗岩といった様々な名称で呼ばれる結果となっており、これらの表記上の相違には大きな意味はないものと考えられる。ただし、これらの先行研究における記述は、今日的観点から不正確と評価されるべきではなく、むしろ、識別が困難である限界を認めつつ正確に記述しているものと評価される。

7.2.2 各岩型・岩体の既存年代値の評価

既存の年代値の評価にあたっては、それぞれの年代測定手法とともに、上述の岩型区分・岩型分布の地質図としての描画上の制約、即ち対象とする深成岩の岩型認定自体についても加味する必要がある。まず、黒雲母、角閃石(ホルンブレンド)及びアルカリ長石のK-Ar年代については、一般にそれぞれの系の閉鎖温度に達した時点での冷却年代と解釈される。大河原地域周辺地域の非持型からは72-60 Ma、天竜峡型からは66-64 Ma、苦鉄質岩類からは76-62 Maが報告されており、更に、領家変成岩類からも64-58 Maの年代が報告されている。これらの年代はそれぞれの誤差を考慮するとほぼ一致している(例えば、領家変成岩類の下限は 58 ± 3 Ma)。Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代も、一般にそれぞれの系の閉鎖温度に達した時点での冷却年代と解釈される。閉鎖温度は概ねK-Ar系と同程度であると考えられており、上に述べた既存の報告値の多くは鉱物のK-Ar年代と類似し、非持型からは64-59 Ma、天竜峡型からは73-62 Ma、苦鉄質岩類からは77-60 Maが報告されている。従って、これらの年代値は、閉鎖温度の若干高いホルンブレンドを用いたもので古い年代が出ているものの、下限は大河原地域周辺地域が黒雲母の閉鎖温度に達した時期を意味しているとして解釈することに不合理な点はない。

Sm-Nd系の鉱物アイソクロン年代も、原理的にはそれぞれの系における鉱物が閉鎖温度に達した時点での冷却年代を示す。ただし、大河原地域周辺における年代値の解釈には、上述の岩相や産状の整理を考慮に入れる必要がある。既に述べたように、非持型からはホルンブレンドとフェルシクフラクションを用いたSm-Nd 鉱物アイソクロン年代として、 164 ± 18 Ma、 161.3 ± 1.4 Ma、 125.1 ± 8.6 Ma、 124 ± 18 Ma、 86 ± 27 Maが報告されている(柚原ほか, 2000)。非持型の典型的な岩相は、強い片麻状構造を示し苦鉄質部と珪長質部とが縞状に産する特徴をもつ。Hashimoto (1957) は、片麻状構造の弱い部分において、苦鉄質部が楕円体あるいは紡錘体の角閃岩から構成されると記載しているが、この角閃岩と縞状部分の苦鉄質部とが同一の岩相であるかについては、現在まで詳細な検討はない。仮に強い片麻状構造を示す部分の苦鉄質部が、捕獲岩であった場合、フェルシクフラクションとは起源が異なる可能性があり、系の閉鎖温度に達した時点で同位体的な平衡が成立していなかった可能性がある。例えば、Nakamura *et al.*, (2022) は、領家深成岩類起源と想定されるマイロナイトからジルコンU-Pb年代の3つのパルスを報告しており、このことは、年代値の頻度からすると、最も若い固結年代をもつ花崗岩質マグマが、周囲のより古い花崗岩質岩を同化した結果と思われるが、強い変形作用によって、異質なものが混じり合っている可能性もある。従って非持型に関しても、異質な岩相が強く変形し、見かけ上単一の岩相のように

見えている可能性が否定できない。一方、柚原・加々美(2007)は、苦鉄質岩類の全岩-ホルンブレンドのSm-Nd 鉱物アイソクロン年代として、154-100 Maを報告している。山崎ほか(2012)は、柚原・加々美(2007)がSm-Nd 鉱物アイソクロン年代を求めた岩体の一つである長野県飯田市の卯月山岩体の岩石学的検討を行い、大河原地域を含め、領家深成変成コンプレックスに特徴的に産する、いわゆるコートラングライトが、スピネル-かんらん石キウムレイト並びにスピネル-かんらん石-単斜輝石キウムレイトであると述べた。このことは、かんらん石を含みつつ、多量の角閃石や斜長石を含む岩相が、マグマから早期に晶出したスピネル+かんらん石±単斜輝石と、マグマ本体もしくは粒間の残液との反応で形成されたことを意味する。即ち全岩を構成する鉱物には、マグマの結晶作用の全く異なるステージのものが混在しているとともに、粒間にトラップされたメルトも早期晶出相(キウムラス鉱物)とは平衡ではなかったことを示している。以上の非持型及び苦鉄質岩類の全岩-ホルンブレンドのSm-Nd 鉱物アイソクロン年代は、仮に異質なものが含まれていても、最終的に固結までに全岩としてSm-Nd系の同位体的平衡に達していた可能性もあるが、これについては、より慎重な吟味が必要と考えられる。これらの年代値は、後に述べるジルコンU-Pb年代や、それよりも系統的にやや古いCHIME年代を考慮しても解釈の困難な程に古いため、本論では上述の同位体的な非平衡の可能性を排除できないことを理由に留保し、岩体の年代としては意味をもたせない。

Rb-Sr全岩アイソクロン年代についても、同様に、上述の従来の岩相や産状及びそれらに基づいた岩型区分の整理を考慮に入れて解釈する必要がある。Rb-Sr系の全岩アイソクロン年代が成立するためには、原理上、岩体の一定の範囲が同位体的に閉鎖系で平衡であったことが条件となる。先行研究の報告にある通り、非持型・天竜峡型・生田型のいずれも境界部の少なくとも一部で漸移し、岩型の識別が困難である岩相が存在する以上、全岩アイソクロン年代の測定に用いた試料が、確実に単一の岩型の系から採取されたものであるかという基本的問題が存在する。それぞれの検討において帰属が不明確な岩相は用いていないと推定されるが、岩型の地質図としての分布も観察者の主観に依存するため、試料採取にあたって依拠した地質図の岩型区分が正しいとは限らない。加えて、いずれの岩型も漸移するとともに、先の非持型の苦鉄質部の起源の問題や、生田型で記載されているような多量の捕獲岩の影響により、同位体的に系が乱されている可能性も考慮する必要がある。これまでに報告されたRb-Sr全岩アイソクロン年代に意味がないことを主張するものではないが、既存の年代値の少なからずは試料採取地点や岩体の中での位置づけ・化学組成等の記載をはじめ、誤差の表記もないことから、大河原地域

ではこれらについても固結年代としての積極的な意味をもたせないこととする。

以上のことから、領家深成岩類の活動年代あるいは固結年代としては、CHIME年代とジルコンU-Pb年代とが現時点では最も信頼性が高いものと判断される。ただし、モナザイトCHIME年代は、同一の岩体・岩型から得られたジルコンU-Pb年代よりも系統的に古い傾向が指摘されており、それらの一部は母岩の領家変成岩類からのモナザイトの混入に起因する可能性も示唆されている(例えば、Takatsuka *et al.*, 2018b)。本報告ではこうした原因については立ち入らず、ジルコンU-Pb年代とCHIME年代の両方が報告されており、かつ、CHIME年代のほうが古い場合はジルコンU-Pb年代を固結年代として採用する。以上の整理に基づく、固結年代は、非持型では 86 ± 7 Ma及び 71 ± 3 Ma、天竜峡型では 86.1 ± 1.4 Ma、 75 ± 1 Ma、 72.6 ± 0.9 - 71.6 ± 1.0 Ma、苦鉄質岩類については、72 Maが候補となり、領家変成岩類については、102-89 Maに広域変成作用を被ったとみなされる。ここで、非持型や天竜峡型のこれらの年代の解釈には、やはり先行研究における岩型区分及び認定やその分布を考慮する必要がある。上述の各岩型の固結年代の殆どは、Nakamura *et al.*, (2022)による、大河原地域のマイロナイト帯北部地域の試料からのジルコンU-Pb年代の、 85.6 ± 1.5 、 77.7 ± 0.4 、 70.9 ± 0.3 Maの3つの年代パルスのうち、86 Maと71 Ma頃のもの誤差の範囲内で一致し、いずれも広域的に何らかの意味のある年代であると推定される。しかしながら非持型・天竜峡型における87-86 Maと75 Ma、そして73-72 Maの年代は相互に誤差の範囲を超え、単一の固結年代を示すと解釈するのは不合理である。地域ごとに固結年代が異なっているか、あるいは異なる岩型を誤認しているかのいずれかであるが、地域ごとに固結年代が異なっていた場合、全く異なる地域の固結年代が、大河原地域のマイロナイト帯の試料からのジルコンU-Pb年代の年代パルスと偶然一致するとは考えにくい。これらの解釈は今後年代値が拡充されることによって明らかになると期待されるが、本報告では、従来、広域的な対比によって非持型や天竜峡型といった岩型区分がなされてきた中に、異なる時代あるいは岩型のものが混在している可能性があるものとして取り扱う。

7.2.3 本報告における岩相区分

これまで整理してきた各種の問題の第1は、岩型としての岩相区分自体の困難さと、それに伴う地質図としての岩型(岩体)描画の不確かさの存在である。これについては、対象地域が同一である以上、本研究においても追認された。岩相の大きく異なる典型的な部分でそれぞれの岩型は異なる岩相上の特徴をもち識別可能であるが、それぞれの岩型内の岩相変化を考慮すると、岩型の識別が困難な岩相が少なからず存在する。これに対し、本研

究では、160以上の試料の全岩主成分・微量成分組成の分析を行い、その結果を参考に岩相区分を行った。これらの分析値や化学組成図の情報は膨大であるし、化学組成の分析値がなければ岩相を区分できないことは、地質区分ないし記載区分としては適切ではないため、本報告では産状や岩石記載を裏付ける科学的根拠として扱い、その詳細は別途、山崎(2025)として報告する。

第2の問題は、広域的な岩相対比を前提とした場合の岩相名と年代の混乱である。非持型については、坂島ほか(2000)によると、 71 ± 3 Maを示すものが縞状構造を示す典型的な岩相である。一方、 86 ± 7 Maを示す弱片麻状の試料は、大河原地域北部から北隣の市野瀬図幅に続く高森山林道で採取されたものである。従って、後者を大河原地域の非持型の年代として採用して差し支えないと判断される。一方、天竜峡型については、中央構造線沿いに中部地方全域に分布するため、これらを単一時期の同一の「岩体」として一括して取り扱うこと自体に潜在的な問題がある。そこで大河原地域の天竜峡型については、先行研究での南向型という地域名を採用し、模式地の天竜峡花崗岩とは名称上区別することとし、大河原地域内から報告されている 72.6 ± 0.9 – 71.6 ± 1.0 MaのウラニナイトCHIME年代(Yokoyama *et al.*, 2016)は、その固結年代を示しているものとする。更に、後に詳しく述べるように、大河原地域に産する苦鉄質岩類の小岩体は、一部で南向型と液状態で同時共存したことを示唆するマグマ混合様の産状を示す。三河地域から従来報告されている苦鉄質岩類の72 MaのジルコンU–Pb年代は、この南向型のCHIME年代と一致し、産状とも調和的である。なお、生田型については、ジルコンU–Pb年代、CHIME年代いずれの報告もない。しかし、Nakamura *et al.*, (2022)による、大河原地域のマイロナイト帯北部地域の試料からのジルコンU–Pb年代の、 85.6 ± 1.5 、 77.7 ± 0.4 、 70.9 ± 0.3 Maの3つの年代パルスのうち、約86 Maと71 Ma頃のものそれぞれ一定範囲の分布を示す非持型と南向型とに相当すると、約78 Maの粒子年代のパルスを検出可能なほどのジルコンを含む貫入体が、伊那山地東麓の検討試料の採取位置のみにごく小規模かつ局所的に存在するとは考えにくい。そのため、生田型がこれに相当するものと推察される。従来、片麻状構造の有無を主要な根拠として生田型が南向型(天竜峡型)に貫入するとされてきたが、そのような根拠をもとに非持型に次ぐ第2段階の古期花崗岩類に区分されていた天竜峡型(領家研究グループ, 1972)は、ジルコンU–Pb年代の報告により、少なくとも一部は領家深成岩類の中でも最も若い一群であることが明らかになってきたため、先行研究による貫入関係については精査が必要である。従来から指摘されているように、非持型・南向型においても、中央構造線から西に離れるに従って片麻状構造が弱くなる傾向があることから、大河原地域の最も西側に位置する生田型にお

いて片麻状構造が弱いことは貫入時期とは直接関係ないものと思われる。また、後に述べるように、少なくとも本研究で確認された貫入関係は生田型の固結年代を約78 Maとすることと矛盾しない。

上述の2つの問題は、更に、苦鉄質岩類においても重複している。領家深成変成コンプレックス中の苦鉄質岩類の多くは伝統的に変輝緑岩と呼ばれ、花崗岩類以前の苦鉄質火成活動の産物で変成作用を受けたものとみなされてきた(例えば、領家団研グループ, 1955; 田結庄ほか, 1989; Kustukake, 2000)。特に、研究史の初期(1950年代頃)までは、当時の花崗岩成因論を反映し、“花崗岩化作用”によって、苦鉄質岩類から花崗岩類に漸移すると理解されていた(例えば、領家団研グループ, 1955)。このため、苦鉄質岩を多く含む花崗岩類は、「混成岩(Hybrid rock)」や、産状的な意味での“塩基性ミグマタイト”等と表現されてきた。一方、非持型については、典型的岩相において苦鉄質部と珪長質部が縞状構造を示すため、これらの総体として岩相名が定義されている(例えば、Hashimoto, 1957)。これにより、大河原地域周辺の従来の地質図において、生田型及び南向型分布域には苦鉄質岩の小岩体が描かれているにも関わらず、非持型中には苦鉄質岩類が見かけ上存在しない表現となっている。Hashimoto(1957)やYamada(1957)でも記載されているように、大河原地域内の片麻状構造の弱い非持型の中には、苦鉄質岩類は捕獲岩(暗色包有岩)として産する。更に、本研究に基づく、南向型と非持型との境界では、両者の分布域を跨いで苦鉄質岩類の岩体が存在し、非持型中の苦鉄質部の少なくとも一部は、より後期の貫入体であると判断される。これらまとまった分布を示す苦鉄質岩類は、化学組成上も区別できず(山崎, 2025)、先に述べたように南向型の一部と液状態で同時共存した産状を示すため、少なくとも地質図規模の苦鉄質岩類に関しては、三河地域の苦鉄質岩類の72 Maと同時期に活動したものとみなして矛盾はない。なお非持型の苦鉄質部に、72 Ma頃に活動した苦鉄質岩類が混在しているとする、坂島ほか(2000)による、縞状の典型的な岩相からの 71 ± 3 Maの年代値は合理的に解釈可能である。Nakamura *et al.*, (2022)によると中央構造線沿いのマイロナイト化作用は69 Ma以降と推定されているため、非持型に貫入していた苦鉄質岩が、マイロナイト化作用に伴って強く変形し、縞状の片麻状深成岩となった結果を見ている可能性がある。

以上の整理に基づいて、本報告においては、大河原地域の領家深成岩類を、活動時期の順に、非持トータル岩、生田花崗岩、南向花崗岩及び苦鉄質岩類の4つの岩相に区分し、南向花崗岩及び苦鉄質岩類については、それぞれ粗粒相と細粒相とに細分した。なお、第7.1節で触れているように、従来の研究では、例えば、「非持花崗閃緑岩が南向片麻状花崗閃緑岩質岩に由来するアプライト質

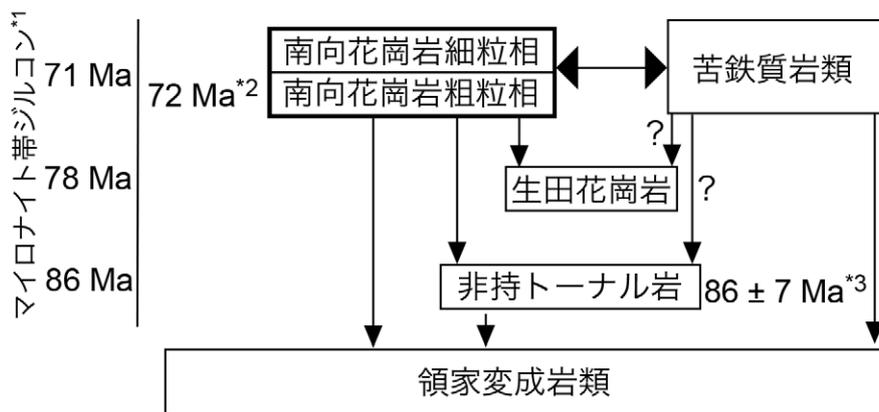
脈に貫入されている」(Hayama, 1959)といった報告がある。一方、大河原地域西隣の飯田地域においては、領家深成岩類を貫く岩脈として、深成岩類とは独立した地質单元として石英斑岩及び花崗斑岩とアプライトが描かれている(河田・山田, 1958)。大河原地域においても、片麻状構造に非調和に貫入する細粒優白質岩の存在は観察されたが、その岩相や化学組成は南向花崗岩細粒相と区別できないことから、これに含めた。こうしてまとめた大河原地域の領家深成変成コンプレックスの各岩型の分布及び相互関係と年代をそれぞれ、第7.1図と第7.2図に示す。

7.2.4 概要

大河原地域の領家深成変成コンプレックスは、大河原地域西部を南北に流れる鹿塩川及び青木川より西に分布し、その西方は飯田図幅に連続する。領家変成岩類は、変成泥岩・変成砂岩・変成珪質岩から構成される。これらの変成岩のうち、北西端付近の四徳鉱泉周辺に分布するものは、既存の地質図から判断すると、西部-北西部にかけて大河原地域の図郭外に連続して広く分布する岩体の一部と思われる。これ以外は全て、大きさは様々であるが領家深成岩類中に包含されている。ただし、これらの捕獲岩体中の変成岩類の構造は、殆どの場合、周囲の領家深成岩類の片麻状構造と概ね調和的である。地質図においては、これらの原岩の岩相に基づく区分を示した。大河原地域の領家変成岩類はほぼ全て深成岩体中の捕獲岩体であり、その位置は必ずしも捕獲前に存在していた位置を示すものではない。従って、アイソグラッドを設定することができず、厳密には“分帯”を行うことが

できない。しかしながら、中部地方の他地域と共通の記載法として分帯の基準を採用することは、広域的な地質の直接比較に寄与する地質情報となることが期待される。そこで、本報告では、中部地方の領家深成変成コンプレックスのうち、領家変成岩類がまとまった分布を示し、詳細な分帯が行われている御油地域(宮崎, 2008)の変成分帯の鉱物帯の名称と分帯の基準に従い、変成泥岩の変成鉱物組合せの違いに基づいて変成分帯に相当する区分を行った。変成岩の記載に際しては、片岩、片麻岩、グラノフェルス等の名称を用い、定義はInternational Union of Geological Sciences (IUGS) Subcommission of the Systematics of Metamorphic Rocksの、Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Fettes and Desmons, 2007)に従う。また、アルカリ長石の表記についてもこれに従い、変成岩中のみはカリ長石とした。

大河原地域の領家変成岩類の分布は、周辺地域への連続を考慮すると四徳鉱泉付近に産するものが最も広い分布を示すが、この岩体の大河原地域内での分布はごくわずかであり、また、他の岩体と同様、ほぼ領家深成岩類に囲まれている。その他の領家深成岩類中の捕獲岩体は、四徳鉱泉の東の伊那山地稜線部の非持トータル岩中の岩体、小河内川流域、そして小渋川流域で比較的大きな分布を示す。南向花崗岩粗粒相中には、数10 m-数m規模の捕獲岩体として多く産するが、小規模なものは地質図には表現されていない。いずれの捕獲岩体も変成泥岩を主体とし、ところにより、変成砂岩や変成珪質岩の層を伴う。大河原地域南西部の大西山周辺の稜線では変成砂岩の捕獲岩体が比較的多く見られるが、一般に尾根部は露頭の大きさが限られていることから、本来は他の捕獲



第7.2図 大河原地域の領家深成変成コンプレックスの貫入関係と既存年代値

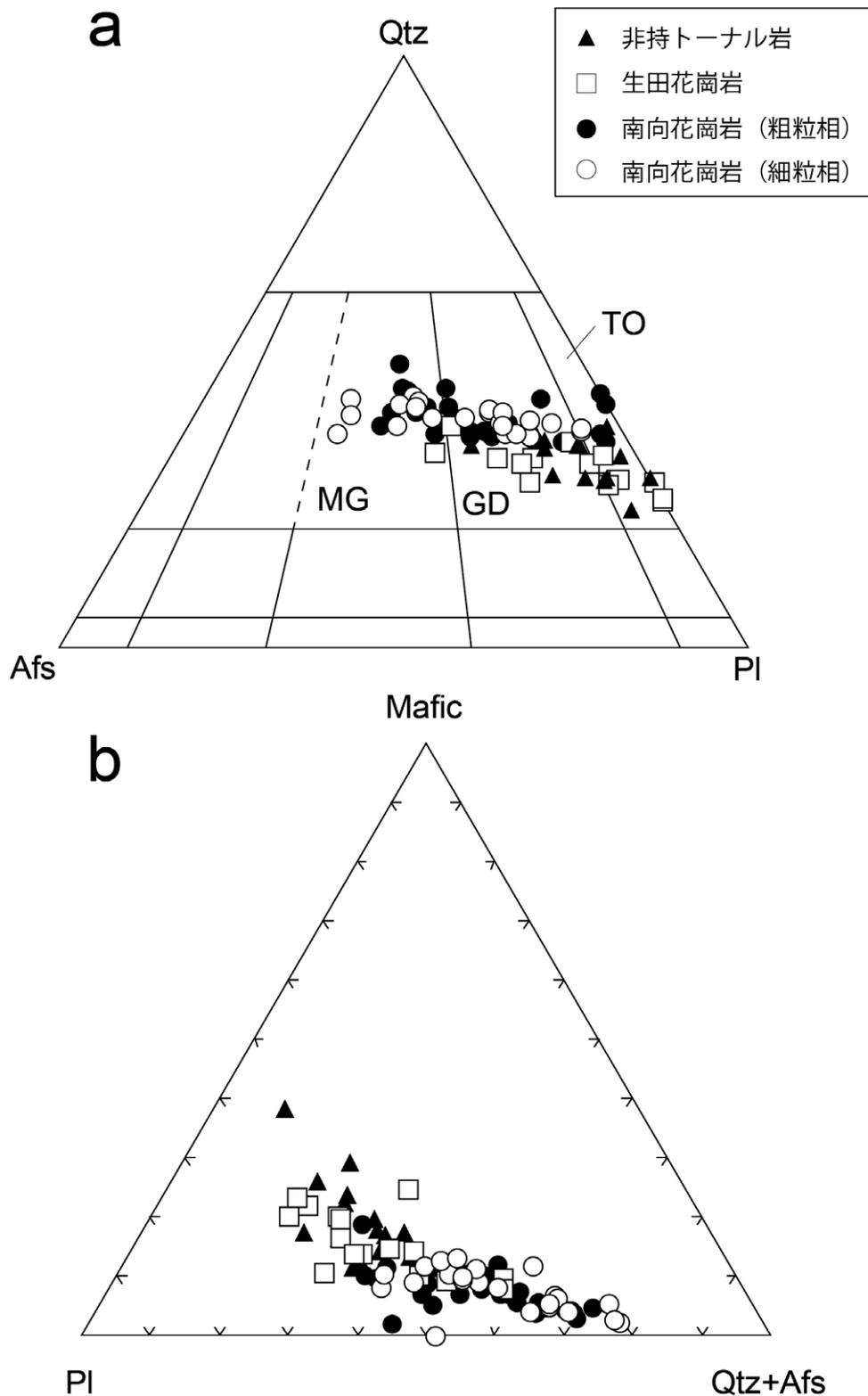
既存研究による年代値については、大河原地域の固結年代として意味のあるものを選定した。*1: Nakamura *et al.*, (2022) による、変形深成岩(鹿塩マイロナイト)中のジルコンU-Pb年代(レーザーアブレーション法)のクラスターのピーク年代。*2: Yokoyama *et al.*, (2016) による南向花崗岩粗粒相のウラニナイトCHIME年代。*3: 坂島ほか(2000)による非持トータル岩のU-Pb SHRMP年代。

岩体と同じく変成泥岩を主体とするものの、石英の多い変成砂岩部のみが岩塊状に尾根部に露出している可能性もある。地層の走向は北北東-南南西~北東-南西方向であり、多くの場合、北西に急傾斜する。走向は大局的に伊那山地の稜線から西に離れるに従い、北東-南西方向が卓越する傾向がある。変成泥岩は、大局的には、小渋湖から高森山を結ぶ地域より北西において、見かけ上、片岩様の細粒な岩相を示すが、殆どの場合、グラノフェルス化し片理に沿った割れ目はあまり発達しない。一方、南東では片麻岩が卓越する。

領家深成岩類に包有される捕獲岩体中の変成泥岩の鉱物組み合わせには、明確ではないものの系統性があり、伊那山地の稜線北部及び稜線より西の小渋川桶谷橋付近の苦鉄質岩体周辺を除く部分では、ざくろ石+黒雲母+カリ長石、ざくろ石+堇青石+カリ長石の鉱物組合せが卓越する。一方、小渋湖から高森山を結ぶ地域より南東の伊那山地の稜線付近及び小渋川桶谷橋付近の苦鉄質岩体周辺ではカリ長石+堇青石+珪線石の組合せを主体とし、カリ長石+堇青石の鉱物組合せも認められる。いずれも領家深成岩類に包有されているか貫入境界のごく近傍であるため、広域変成作用と領家深成岩類による接触変成作用とを重複して被っているものと思われる。この領家深成岩類に包有された変成岩類に記録された変成作用は、深成岩類の定置深度や高温状態の持続時間の違いによって異なり、北西部のざくろ石+堇青石の組合せは、広域変成作用による変成鉱物組合せを反映しているものと考えられ、全体としては、最終的にカリ長石+堇青石の組合せを記録しているものと考えられる。そこで、大河原地域に産する領家変成岩類は、全体としては領家変成岩類による変成作用を受けたカリ長石堇青石帯とし、北西部のざくろ石を含む部分についてはカリ長石堇青石帯I、南東部のざくろ石を欠く部分についてはカリ長石堇青石帯IIと区別した。ただし、これはざくろ石や珪線石の有無を補足的な情報として示すためのカリ長石堇青石帯の補助区分であり、比較的大きな捕獲岩体の場合、その岩体内を構成する全ての部分が確かに同一の変成鉱物組合せであるかは確認されていない。大河原地域に分布する領家変成岩類の変成変成分帯を第7.1図に示す。

大河原地域の領家深成岩類は、南向花崗岩が最も広く分布し、伊那山地主稜線北部の高森山付近から、大河原地域南端部まで分布する。中川村の四徳川本流及び支流の番場入沢・小河内川流域には、南向花崗岩細粒相が分布し、その北西と広く南東部は粗粒相が分布する。南向花崗岩細粒相の周囲には、非持トータル岩が分布する。小渋湖の大河原地域西半分から北東に向けて延びる尾根及びその両翼には、生田花崗岩のまとまった分布が認められる。更に、これらの全ての岩相中には、大小の苦鉄質岩類の貫入岩体や捕獲岩体が存在する。これらの苦鉄質岩類は、小渋湖の桶谷橋周辺より北西では細粒斑れい

岩ないし石英閃緑岩から構成されるが、桶谷橋周辺の岩体以南には、極粗粒の角閃石斑れい岩や、かんらん石を含む角閃石斑れい岩である、いわゆるコートランダイトが単体または粗粒苦鉄質岩内に産する。大河原地域に分布する領家深成岩類のモード組成を第7.3図に示す。深成岩類の記載に際し、本報告書では、岩石の名称の定義としてInternational Union of Geological Sciences (IUGS) Subcommission of the Systematics of Igneous Rocksの、Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Le Maitre, 2002)に従う。和名は日本工業規格 JIS A0204 (日本規格協会, 2019a) 及び JIS A0205 (日本規格協会, 2019b) による。なお、以下の説明では、IUGSの命名法に従い、閃長花崗岩とモンゾ花崗岩をあわせて(狭義の)花崗岩と記述し、岩石記載においてはモード組成に基づいてそれらの細分を行う。また花崗岩類とは、IUGSによるQAP図(石英-斜長石-アルカリ長石図)中の岩石名のうち、閃緑岩と斑れい岩を除いた岩石を包括する名称として使用する。粒度については、概ね粒径5 mm以上を粗粒、5-1 mmを中粒、1 mm以下を細粒と呼ぶ。なお、大河原地域の領家深成岩類は、既存研究でも報告されているように、露頭及び標本サイズにおいて肉眼的に粗粒・等粒状に見えても、鏡下観察では同じ鉱物組合せのより細粒な結晶を含み、連続的に粒度が変化するのが普通である。そのため、岩石名の接頭語や露頭・標本サイズの岩相記述における粒度は、多くの場合長石に代表される粒径の大きな鉱物によって示される肉眼的な観察による特徴に基づくものである。「片麻状(gneissose)」という語は、変形作用によるリボン状の黒雲母や細粒化した石英が観察される場合や、黒雲母が連続して面構造を形成している場合に用いる。岩石記載において顕微鏡下の組織を示す用語は、黒田・諏訪(1983)に従う。なお、既に述べたように、領家深成変成コンプレックスの苦鉄質深成岩類の記載には、かんらん石を含み角閃石の巨晶を多く含むものにはコートランダイトという岩石名が伝統的に使われており、これらは、IUGS Subcommission (Le Maitre, 2002)の名称では、かんらん石単斜輝石斜方輝石含有ホルンブレンダイト(かんらん石単斜輝石斜方輝石含有角閃石岩)、斜長石含有かんらん石ホルンブレンダイト(斜長石含有かんらん石角閃石岩)や、かんらん石斜長石含有ホルンブレンダイト(かんらん石斜長石含有角閃石岩)等の多様な岩石名となる。このように、IUGSの定義に従った場合、構成鉱物の量比の違いにより、意味合いとしては同一の岩相であっても異なった名称となり、岩石名が冗長で分かりにくい上、先行研究で言及されている岩相との対応関係が不明確となる。そこで、本報告の以下の記述では、かんらん石を含み角閃石の巨晶(オイコクリスト)を多く含む粗粒苦鉄質深成岩について、変質等でかんらん石が失われていたとしても、一定の岩相変化幅を持った特定の岩相を指す名称としてコートラ



第 7.3 図 大河原地域の領家深成岩類のモード組成

(a) Qtz-Afs-Pl 図, (b) Mafic-Pl-Qtz+Afs 図. 苦鉄質岩類については, 角閃石岩 (コートラングイト) を除き基本的に全て角閃石斑れい岩ないし閃緑岩である. IUGS の定義において斑れい岩と閃緑岩とは斜長石の An 組成に基づいて区分されるため, 本報告では石英を含むものについては便宜的に石英閃緑岩とした. Qtz: 石英, Afs: アルカリ長石, Pl: 斜長石, Mafic: 有色鉍物, TO: トータル岩, GD: 花崗閃緑岩, MG: モンゾ花崗岩. Qtz-Afs-Pl 図の岩石区分は IUGS (Le Maitre, 2002) に従った.

ンダイトを用いる。その上で、岩石記載においてはIUGSの定義に従った名称を与える。

それぞれの岩体の特徴と相互関係についての概略は以下の通りである。なお、本節の以下の記述では、従来の地質図と、岩相区分や地質図上の分布表現を変更した点を明確するため、貫入順序や分布上の配列とは異なる順に説明する。苦鉄質岩類は、非持トータル岩、生田花崗岩、南向花崗岩いずれの分布域にも存在し、先に述べたように、岩相的には小渋川の桶谷橋周辺の岩体以南にのみ、コートランダイトを含む粗粒斑れい岩が産する。南向花崗岩細粒相中の苦鉄質岩類は、数10 cm-数 cmの細粒斑れい岩-閃緑岩の暗色包有岩として産することが多いが、それらが集中して産し、苦鉄質岩類が優勢な岩相を示す部分を苦鉄質岩類の分布域として地質図に表現している。なお苦鉄質岩類は貫入順序に従うと、南向花崗岩と一部包有関係にあるほかは、基本的に花崗岩質岩に貫入している。地質図での表現に際しては、貫入関係を強調するため、岩体の端が鋭く先細りとなったレンズ状の岩体として貫入岩体を描く場合があるが、大河原地域においては、餅盤(ラコリス)状もしくは岩株状の貫入体を想定し、界線をゆるやかな曲線で描いている。ただし中央構造線付近では、北北東-南南西方向へ引き伸ばされたレンズ状の貫入体へ漸移するように地質図で表現している。

南向花崗岩中の暗色包有岩は、露頭内-地質図スケールでは周囲の南向花崗岩細粒相に包有される産状を示すが、境界部ではマグマ混合様に様々な程度に混交する、あるいは同化される産状を示し、しばしば閃緑岩質の岩相を示す。従来、こうした細粒苦鉄質岩類は、非持トータル岩の構成岩相とみなされてきた。そのため、大河原地域で南向花崗岩細粒相中の苦鉄質岩類と表現した部分及びその周辺の南向花崗岩細粒相は、既存の地質図では非持トータル岩分布域として地質図に表現されてきた。これによって、南向花崗岩粗粒相よりも片麻状構造が弱い細粒相について、四徳川周辺で非持トータル岩の片麻状構造が弱い岩相であると認識され、南向花崗岩との境界部で漸移すると記載されてきたものと解釈される。しかしながら、全岩化学組成による裏付け(山崎, 2025)の下、大河原地域においては、南向花崗岩細粒相と同時期の活動としての苦鉄質岩類を識別し、四徳川流域に分布する岩相は南向花崗岩とした。苦鉄質岩類は、南向花崗岩粗粒相とも一部で相互貫入の関係を示す。細粒相は、粗粒相に比べて明らかに細粒である点と、小規模な苦鉄質包有岩をしばしば含む点で区別される。粗粒相と細粒相とで肉眼的な岩相の相違は大きい。全岩化学組成上は主成分・微量元素ともに区別できない(山崎, 2025)ことから、南向花崗岩として一括した。

非持トータル岩は、大河原地域の領家深成変成コンプレックス分布域の北東部、駒ヶ根市の伊那山地稜線部か

ら南西に向け分布する岩体と、その延長部の岩体、そして大河原地域北西端に主として分布する。一般に粗粒-中粒で顕著な片麻状構造を示すトータル岩質から構成される。しばしば、角閃石や黒雲母の濃集した優黒質部と斜長石や石英に富む優白質部とが数 mm 間隔で縞状に産する。それ以外に、厚さ数10 cm-数 cmの層状の苦鉄質部を含む場合もある。南向花崗岩粗粒相は黒雲母や角閃石がリボン状に連続する片麻状構造を示す粗粒な花崗岩~花崗閃緑岩から構成される。非持トータル岩とは、粗粒である点と、全体として南向花崗岩粗粒相のほうが有色鉱物に乏しい点、そして、有色鉱物がリボン状に連続するものの、非持トータル岩のように優黒質部と優白質部が縞状構造を示さない点で区別される。南向花崗岩粗粒相と非持トータル岩との境界は、伊那山地の林道沿いのカッティングや四徳川支流の小河内川流域において、ほぼ連続した露頭が観察されるが、肉眼的な特徴が類似している上に、両岩相の片麻状構造が調和的であるため、風化によって両岩相の正確な境界を識別することが困難である。従って、大河原地域における両岩相の境界は、新鮮で帰属が確実に確認された試料の露頭や、化学分析値によって帰属の裏付けができた露頭の間で、岩相が若干変化する部分に設定している。このことは、両者が漸移することを意味するものではない。

生田花崗岩は、先行研究においては、塊状に近い花崗岩質岩であると識別されてきた(Yamada, 1957, 1967)。しかしながら、大河原地域で区分した生田花崗岩は全体的に片麻状構造を有し、非持トータル岩や南向花崗岩粗粒相の片麻状部と酷似する。先行研究の記載において生田花崗岩の典型的な岩相とされてきた塊状の花崗岩は、小渋湖南西の飯田地域に卓越する(河田・山田, 1958)ほか、先行研究の地質図との比較に基づくと、先行研究では大河原地域の南向花崗岩細粒相の一部も生田花崗岩に含めている。Yamada (1957, 1967)の記載では、生田花崗岩の特徴として多量の苦鉄質岩や変成岩の捕獲岩を含むとしているが、これは南向花崗岩細粒相に見られる特徴である。既に述べたように、大河原地域周辺の領家深成岩類全体として、中央構造線から西に離れるに従い片麻状構造が弱くなる傾向にあり、また、片麻状構造の有無は貫入順序の前後関係の根拠とは必ずしもならない。大河原地域における生田花崗岩は、多くの場合、非持トータル岩や南向花崗岩とよく似た片麻状構造を示すが、南向花崗岩と比べると、角閃石に富み有色鉱物全体の量比も大きい特徴をもつ。また、南向花崗岩にはしばしば苦鉄質岩類の包有岩が含まれるのに対し、生田花崗岩にはこれが認められない。一方、非持トータル岩とは有色鉱物の量比も岩相も酷似するが、非持トータル岩にしばしば見られる縞状構造を持たず、多くの場合、特徴的に自形の角閃石を含む点で区別される。また、生田花崗岩には副成分鉱物として褐れん石が普遍的かつ比較的多量に

含まれるのに対し、非持トータル岩や南向花崗岩はこれを欠くか、ごくわずかしか含まれない。褐れん石の有無を野外で識別するのは一般には困難であるが、生田花崗岩ではしばしばルーペで識別可能な粒度の褐れん石が含まれる。

7.3 領家変成岩類 (Rs, Rm)

7.3.1 カリ長石堇青石帯I

カリ長石+堇青石+ざくろ石の組合せが認められる変成泥岩の分布域及び捕獲岩体をカリ長石堇青石I帯とした。カリ長石堇青石I帯に属する変成岩類は、伊那山地の稜線南部及び小渋川の桶谷橋付近の苦鉄質岩類周辺を除く、大河原地域の領家深成変成コンプレックス分布域の殆どで産する。ただし、粒度は、粗粒な片麻岩から、細粒で露頭においては片岩様を呈するグラノフェルスまで様々である。カリ長石堇青石帯Iの変成岩類は、変成泥岩のほか、変成砂岩や変成珪質岩を少量伴うが、これらはいずれも変成泥岩に密接に伴われて産する砂質部及び珪長質部であり、地質図規模の変成砂岩が産するのは伊那山地稜線の高森山北西及び小渋湖南の菖蒲沢のみである。

変成泥岩 (Rm)

非持トータル岩、南向花崗岩中に包有される大小の岩体として産し、それらのうち、伊那山地稜線付近及び小河内川並びに小渋川流域の比較的大きな岩体を除く部分に産する。厚さ数 cm-数 mmの変成砂岩と互層状に産するのが普通である。伊那山地稜線の高森山北西及び松川町菖蒲沢の変成砂岩で塗色した部分も、全体としては変成砂岩が卓越するものの、変成泥岩の薄層を伴う。また、地質図には表現されない規模で、層状もしくはレンズ状の変成珪質岩を伴うこともある。地質図スケールで見た場合、片麻状構造の走向は周囲の片麻状を呈する領家深成岩類の構造と調和的であるが、四徳鉱泉周辺の岩体では屈曲が認められるほか、その南方で小渋湖の北方の非持トータル岩中の捕獲岩体では明確に斜交している。

本帯の変成泥岩は暗灰色-黒色を呈する泥質片麻岩から構成される。大局的に北西-西の分布域では、相対的に細粒で、優白質細脈によって規定される片麻状構造が平面的に発達するため、見かけ上、片岩様の産状を示すものもある(第7.4図a)。しかし、この場合でも片理の発達は弱く、全体としてグラノフェルス化している。こうした産状以外の多くの場合、片麻状構造は緩やかな不規則流動状褶曲を示し、時に等斜褶曲(閉じた褶曲)が認められる(第7.4図b)。泥質片麻岩には花崗岩質の脈や層が発達する(第7.4図a)。こうした脈や層は、後述するカリ長石堇青石帯IIに比べると、大局的に、より平板状で薄く、細粒の傾向があるが、ところによって産状は

異なる。露頭スケールで見た場合、層理面と片麻状構造の構造はほぼ平行である。

本帯の泥質片麻岩はざくろ石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩である(第7.5図a)。ただし、構成鉱物の量比や粒度は試料により異なり、堇青石を含まない泥質片麻岩も存在する(第7.5図b)。堇青石は一部ピナイト化している場合が多い。堇青石を含まない岩相において、顕微鏡下で定向配列する黒雲母の消光位が揃っている場合がある。このような特徴は、三河地域の黒雲母帯を構成する泥質片岩にも認められるが(山崎, 2012)、大河原地域の試料はそのような泥質片岩に比べると粗粒であり、片理の発達も弱い(第7.5図c)。泥質片麻岩に伴われる変成珪質岩は、ざくろ石白雲母含有石英グラノフェルスから構成される。この試料に含まれる白雲母も顕微鏡下で消光位が揃っている。

岩石記載

ざくろ石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩(第7.5図a, 四徳川支流ハンノ入沢, OG044)

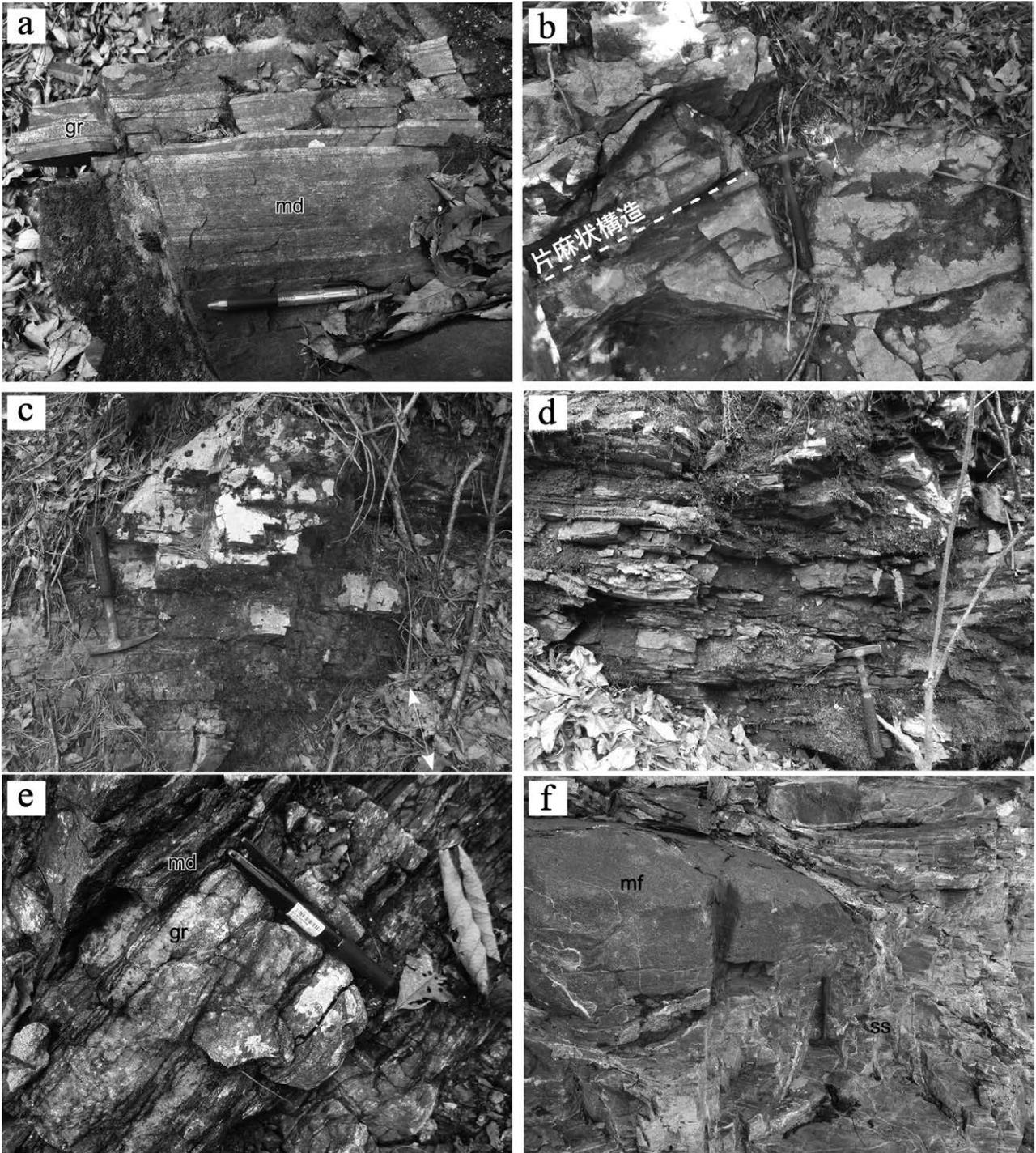
主要鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石、ざくろ石で、少量の白雲母、不透明鉱物及びジルコンを伴う。石英と長石に富む部分と、黒雲母に富む部分とが繰り返り、弱い片麻状構造を示す。黒雲母は丸みを帯びた半自形である。ざくろ石は第7.5図aにみられる丸みを帯びた細粒結晶のほか、不定形の形態を示す0.5-0.2 mmの他形結晶としても産する。堇青石は一般に割れ目に沿ってピナイト化しており、全てがピナイト化している場合もある。

ざくろ石含有カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩(第7.5図b, 地獄谷の西の稜線, OG057)

主要鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母で、少量のざくろ石、不透明鉱物、アパタイト及びジルコンを伴う。レンズ状に石英と長石に富む部分が存在し、弱い片麻状構造を示す。黒雲母は定向配列し、試料全体として消光位が揃っている。黒雲母のうち、粒径が大きなものは比較的自形性が強いが、粒径の小さなものは丸みを帯びた半自形ないし他形を示す。

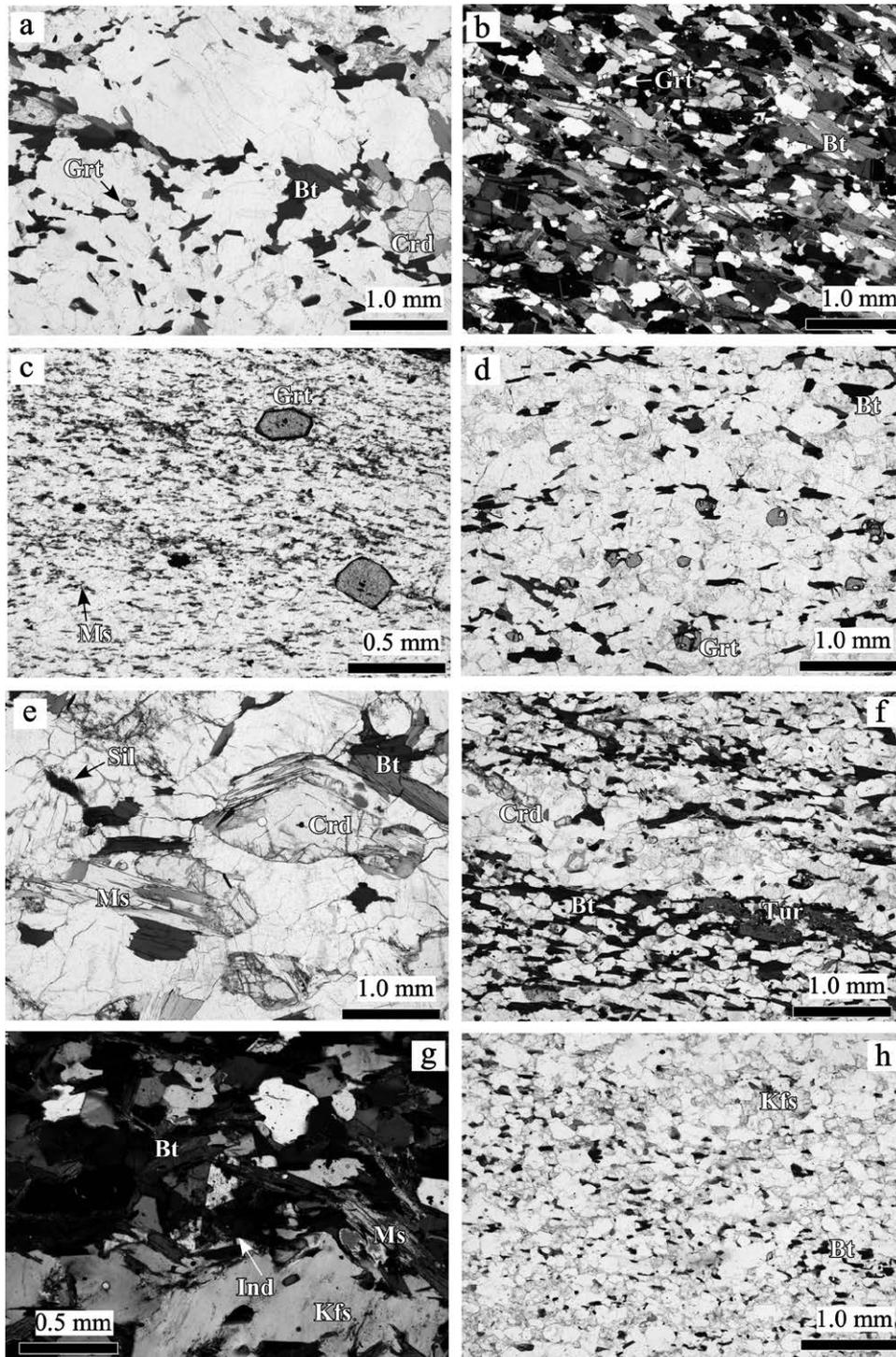
ざくろ石白雲母含有石英グラノフェルス(第7.5図c, 大鹿村塩河西の登山道沿い, OG202)

主要鉱物は石英で、少量の白雲母、黒雲母、斜長石、ざくろ石、不透明鉱物、アパタイト、ジルコンを伴う。雲母類は長径0.2 mm以下で、殆どが白雲母である。定向配列し消光位が揃うが、個々の結晶の外形は丸みを帯びている。ざくろ石は径0.4-0.1 mmの半自形ないし他形を示し、周囲の石英や雲母よりも著しく粗粒である。同様に粗粒(0.3 mm程度)の変質した長石の点紋も含まれる。相対的に雲母に富む部分と乏しい部分とが数mm間隔で繰り返すが、境界は明瞭ではない。



第 7.4 図 大河原地域の領家変成岩類の野外での産状

(a) 堇青石カリ長石帯Ⅰの変成泥岩(ざくろ石黒雲母片麻岩)。数mmの細互層状の産状を示し、優白質のうち、厚いものは花崗岩類の貫入である。変成泥岩は厚い部分で15-20cmほど。小渋川沿い、丸円沢入り口。md:変成泥岩, gr:花崗岩質脈。
 (b) 堇青石カリ長石帯Ⅰの変成泥岩(ざくろ石堇青石片麻岩)。写真右上から左下に向かって片麻状構造が発達し、写真では識別できないが奥行き方向に横臥褶曲している。竹倉沢南尾根。
 (c) 堇青石カリ長石帯Ⅰの変成珪質岩。数cm厚の珪質部の層理面が発達する。大鹿村塩河西の登山道沿い。
 (d) 堇青石カリ長石帯Ⅱの変成泥岩(白雲母堇青石片麻岩)。数mm-数cm厚の砂泥互層で、片麻状構造に沿った割れ目が発達し片岩様の産状を示す。小河内川。
 (e) 堇青石カリ長石帯Ⅱの変成泥岩(白雲母堇青石片麻岩)。変成泥岩にはmm間隔の片麻状構造が発達し、その構造に平行に花崗岩類が貫入している。豊丘村、大西山南西の沢。Md:変成泥岩, gr:花崗岩質脈。
 (f) 堇青石カリ長石帯Ⅱの変成砂岩。苦鉄質岩類の接触部。砂質部を主体とし、厚さ数mmの泥質部を挟む。小渋川桶谷橋付近。Ss:変成砂岩, mf:苦鉄質岩類。



第 7.5 図 大河原地域の領家変成岩類の薄片写真

(a) ざくろ石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩. 四徳川支流ハンノ入沢, OG044. オープンニコル. (b) ざくろ石含有カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩. 地獄谷の西の稜線, OG057. クロスニコル. (c) ざくろ石白雲母含有石英グラノフェルス. 大鹿村塩川西の登山道沿い, OG202. オープンニコル. (d) 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. 小渋川支流丸田沢入口, OG003C. オープンニコル. (e) 珪線石含有堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩. 大西山の北東約 1.1 km の稜線, OGX01. オープンニコル. (f) 珪線石電気石含有堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩. 大西山の西約 0.7 km, OG115. オープンニコル. (g) 珪線石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩. 小渋川, 桶谷橋付近, OG412B. クロスニコル. (h) 黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス. 小渋川, 桶谷橋付近, OG411. オープンニコル. Grt: ざくろ石, Bt: 黒雲母, Crd: 堇青石, Sil: 珪線石, Tur: 電気石, Ind: インディアライトの相転移仮像, Ms: フェンジャイト Kfs: カリ長石.

変成砂岩 (Rs)

南向花崗岩中に包有される小規模岩体として産するほか、変成泥岩に伴われて産する。三河地域にみられるような、厚く塊状の変成砂岩層として産するのではなく、厚さ数 cm-数 mm の変成泥岩と互層状に産する砂質優勢部として産する。露頭における産状は変成泥岩とほぼ同じで、暗灰色-黒色を呈する泥質片麻岩中に、相対的に明色な暗灰色-灰色の薄層として産する。グラノフェルス化して塊状を呈するが、泥質部の薄層は挟み片麻状を呈する場合もある。そのような場合であっても、泥質部における片理の発達には弱い。変成砂岩は、互層状に産する変成泥岩とともに緩やかな不規則流動状褶曲を示す。

本帯の変成砂岩は、灰色-暗灰色を示すざくろ石含有白雲母黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルスである(第 7.5 図 d)。黒雲母は融食形を示し、明瞭な定向配列は示さないが、その無色鉱物との量比の違いで弱い縞状構造を示すことがある。

岩石記載

ざくろ石含有黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス(第 7.5 図 d, 小渋川支流丸丸沢入口, OG003C)

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母で, 少量のざくろ石, 不透明鉱物, アパタイト, ジルコンを伴う。黒雲母は弱い定向配列を示すが, 顕著な片理や片麻状構造は認められない。また, しばしば丸みを帯びた外形を示す。石英, 斜長石及びカリ長石は, 粒径 1.0-0.2 mm の他形である。ざくろ石は径 0.4-0.1 mm の他形・粒状である。

7.3.2 カリ長石堇青石帯 II

大河原地域に産する, 領家深成岩類中の変成岩捕獲岩体には, ざくろ石を欠くと共に珪線石を含む岩相が産する。そこで, カリ長石+堇青石+珪線石の組合せが認められる変成泥岩捕獲岩体をカリ長石堇青石 II 帯とした。カリ長石堇青石 II 帯に属する変成岩類は, 伊那山地の稜線南部及び小渋川の桶谷橋付近の苦鉄質岩類周辺のほか, 小河内川流域にも認められる。粒度は, I 帯同様, 粗粒な片麻岩から, 細粒で露頭においては片岩様を呈するグラノフェルスまで様々であるが, 全体としては相対的に粗粒な傾向がある。カリ長石堇青石帯 II の変成岩類は, 変成泥岩のほか, 変成砂岩や変成珪質岩を少量伴うが, これらはいずれも変成泥岩に密接に伴われて産する砂質部及び珪長質部であり, 地質図に表現可能な規模のものではなく, 粗粒な片麻岩においては, 花崗岩質な部分との識別が難しい場合も多い。地質図のスケールでは, 変成岩類の走向は周囲の領家深成岩類の片麻状構造にやや斜交する場合が多く認められるが, これは花崗岩類に捕獲されたために若干回転しているのか, その分布が主稜線部である場合が多いため, 露頭自体が若干動いているためかは不明である。

本帯の変成泥岩は暗灰色-黒色を呈する泥質片麻岩である。最も北西の小河内川の捕獲岩体では, 見かけ上, 片理の発達した片岩様の産状を示す(第 7.4 図 d)。小渋川以南では, 一般に粗粒で優白質部と優黒質部が明瞭な片麻状構造を示す泥質片麻岩として産する(第 7.4 図 e)。片麻状構造は緩やかな不規則流動状褶曲を示し, 花崗岩質の脈や層が発達する(第 7.4 図 e)。こうした脈や層は, 前述のかり長石堇青石帯 I に比べると, より湾曲し厚く, 粗粒である大局的傾向があるが, ところによって産状は異なる。露頭スケールで見た場合, 層理面と片麻状構造の構造はほぼ平行である。変成砂岩卓越部は, 灰色-暗灰色を呈し, 有色鉱物の濃集による明瞭な片麻状構造は示さないが, 量比の違いによる縞状構造(弱い片麻状構造)が認められる(第 7.4 図 f)。泥質片麻岩の場合, 黒雲母濃集部に割れ目が発達するケースが多いが, 変成砂岩ではそうした割れ目の発達は弱い。

本帯の泥質片麻岩ないしグラノフェルスは珪線石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩である(第 7.5 図 e)。ただし, 構成鉱物の量比や粒度は試料により異なり, 珪線石を含まない試料や, 特徴的に虫食い状の電気石を含む試料も存在する(第 7.5 図 f)。堇青石は一部ピナイト化しているケースが多い。また, 小渋川沿いの比較的大きな苦鉄質岩体に捕獲される変成泥岩中には, 花卉状の扇形三連双晶(sector trilling)した堇青石が認められることがある(第 7.5 図 g)。このような堇青石は, その高温相であるインディアライトが低温で相変態した仮像(擬双晶)として泥質の接触変成岩から報告されている(例えば, Kitamura and Yamada, 1987)。手塚(2020)は, この苦鉄質岩体に伴われる変成泥岩中に十字石・珪線石・紅柱石・ざくろ石を報告している。泥質片麻岩に伴われる変成砂岩は, 黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルスである(第 7.5 図 h)。黒雲母は融食形を示し, 明瞭な定向配列は示さないが, 無色鉱物との量比の違いによって弱い縞状構造を示すことがある。

岩石記載

珪線石含有堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩(第 7.5 図 e, 大西山の北東約 1.1 km の稜線, OGX01)

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 堇青石, 白雲母で, 少量の珪線石, 不透明鉱物, アパタイト及びジルコンを伴う。粗粒で, 弱く定向配列する黒雲母の量比の違いによる片麻状構造を示す。堇青石は割れ目に沿ってピナイト化している。珪線石は羽毛状のフィプロライトとして産する。一部の斜長石の結晶縁にはミルメカイト組織が認められる。

珪線石電気石含有堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩(第 7.5 図 f, 大西山の西約 0.7 km, OG115)

主要鉱物は石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母, 白雲母で,

少量の堇青石、十字石、珪線石、不透明鉱物、アパタイト及びジルコンを伴う。黒雲母及び白雲母は定向配列し、消光位が揃う。ただし、個々の結晶の外形は丸みを帯びている。黒雲母及び白雲母に富む部分とこれらに乏しい部分とが数 mm 間隔で繰り返し、弱い片麻状構造を示す。堇青石は部分的にあるいは全体にピナイト化している場合がある。石英長石質部と雲母に富む部分との境界付近には、他の試料に比べて電気石が多く含まれる。その一部は虫食い状の形態を示し、褐色-淡黄褐色の多色性を示す。珪線石は羽毛状のフィプロライトとして産する。

珪線石堇青石カリ長石斜長石石英黒雲母片麻岩(第7.5 図g, 小渋川, 桶谷橋付近, OG412B)

主要鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、堇青石、白雲母、珪線石で、少量の不透明鉱物、アパタイト、電気石、ジルコンを伴う。粗粒で、石英長石質の脈を含み、これと概ね平行に定向配列する黒雲母の濃集部と片麻状構造を示す。石英、斜長石及びカリ長石中には融食形を示す微細・粒状の黒雲母や不透明鉱物等の包有物が多く含まれる。堇青石は部分的にあるいは全体にピナイト化している場合がある。堇青石の一部は、花弁状の扇形三連双晶(sector trilling)を示す。このような三連双晶を示す堇青石は、融食形を示す微細・粒状の黒雲母や不透明鉱物等の包有物を多量に含む。珪線石は多くが羽毛状のフィプロライトとして産するが、一部、結晶形が明確なものもある。電気石は石英長石質の脈との接触部付近に産し、半自形-自形を示す。

黒雲母カリ長石石英斜長石グラノフェルス(第7.5 図h, 小渋川, 桶谷橋付近, OG411)

主要鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母で、少量の不透明鉱物、アパタイト、ジルコンを伴う。顕著な片理や片麻状構造は認められない。黒雲母はしばしば丸みを帯びた外形を示す。石英、斜長石及びカリ長石は、粒径 1.0-0.2 mm の他形である。

7.4 領家深成岩類

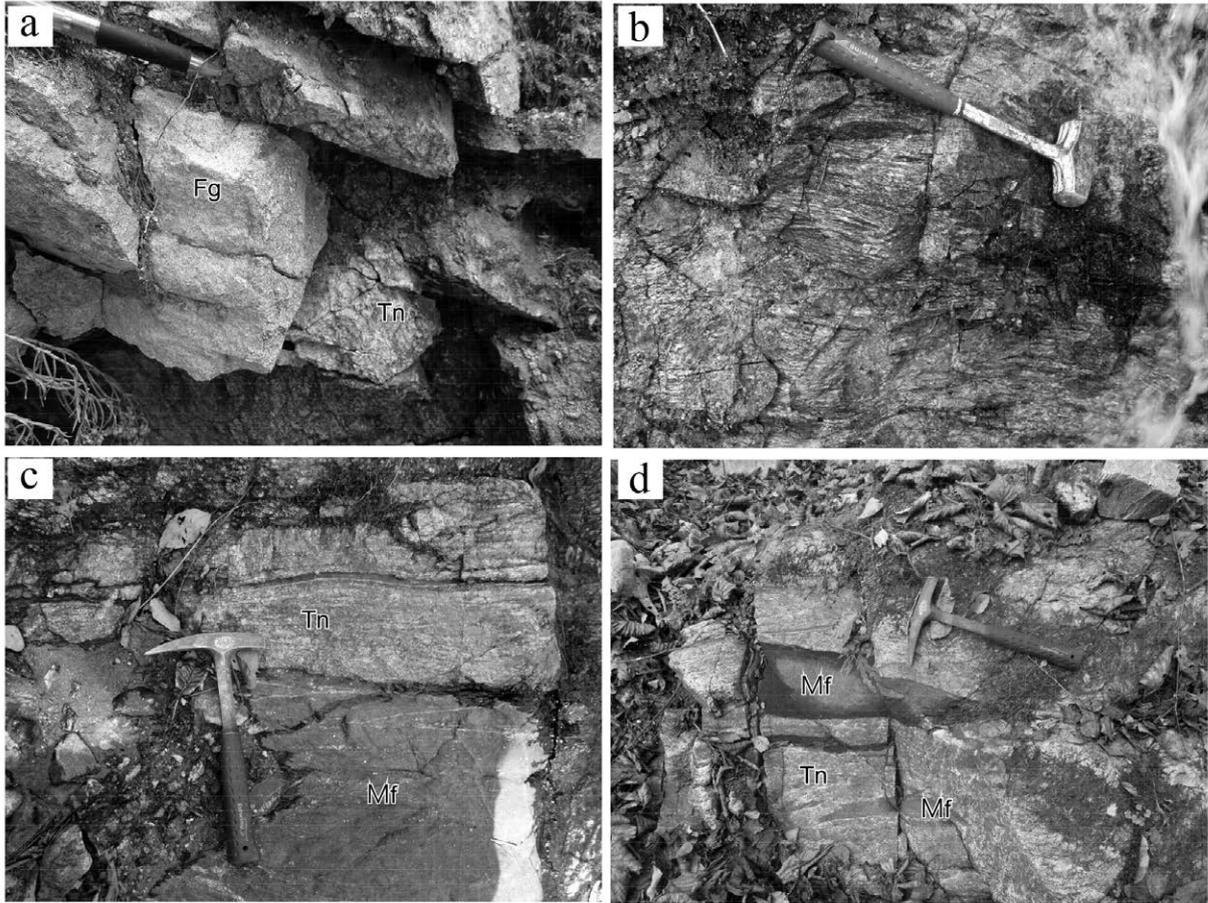
7.4.1 非持^{ひじ}トータル岩(Tn)

命名: 領家団研グループ(1955)が非持型石英閃緑岩と命名。Hashimoto(1957)や北隣の市野瀬^{ひのせ}幅地域においては非持石英閃緑岩、Yamada(1957)により非持トータル岩、Hayama(1959)により非持花崗閃緑岩質岩などと呼ばれてきた。2000年以降、非持トータル岩の名称が使用されてきたこと(例えば、柚原ほか, 2000; 坂島ほか, 2000)、石英閃緑岩は苦鉄質岩類の構成岩相でもあることから、花崗岩類に属する岩型名であることを明確にし、他の花崗閃緑岩質の類似した岩型と区別するため、本報告では非持トータル岩を使用する。

分布及び貫入関係: 長野県伊那市高遠町^{おさふじ}長藤から大河原地域北部の駒ヶ根市まで、中央構造線の西側に東西 1.5-1 km の幅で狭長に分布し、大河原地域の上伊那郡中川村では最大幅 4.5 km 程度に達する。大河原地域においては、駒ヶ根市から続く伊那山地の稜線周辺から中川村の四徳川支流小河内川中流部にかけて分布するほか、その南西の延長方向に南北約 1 km、東西約 2.5 km のレンズ状の岩体として分布する。

大河原地域の四徳川流域に分布する花崗岩類は、一部で苦鉄質岩類の包有物を多量に含むことから、苦鉄質部と珪長質部が縞状構造を示す非持トータル岩の一部として扱われ、非持トータル岩から漸移すると認識されてきた。しかし、この部分を構成する花崗岩は大河原地域においては南向花崗岩細粒相として区分した。非持トータル岩は、岩体の西-南西側で、この塊状に近い南向花崗岩細粒相及びそれと密接に産する苦鉄質岩類に貫入される(第7.6 図a)。南東の南向花崗岩粗粒相及び生田花崗岩との境界周辺では、露頭が風化してともに産状が似るため、明確な貫入関係を確認することができなかった。その他、領家変成岩類に貫入する。

岩相及び産状: 顕著な片麻状構造を示す角閃石黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩から構成される。大河原地域に分布するその他の領家深成岩類である生田花崗岩と南向花崗岩粗粒相にも片麻状構造が発達するが、それらの片麻状構造に比べ、非持トータル岩の片麻状構造は優白質部と優黒質部とが幅数 cm から数 mm で明瞭に識別できる縞状構造を示すことで特徴づけられる(第7.6 図b)。ただし、著しく面構造が発達するものの、明瞭な縞状構造を示さない場合もある。非持トータル岩は苦鉄質部と珪長質部とが縞状構造を示すことがその特徴とされる(例えば、領家団研グループ, 1955)。Hashimoto(1957)によると、そのような産状は典型的ではないもののしばしば観察されるとされ、多くの場合、苦鉄質部と珪長質部とはシャープではない境界で接する。大河原地域においては、有色鉱物が多く優黒質な岩相は存在するものの、優黒質部は相対的に無色鉱物に富む岩相から漸移的に変化し、一般に露頭の状況も良くないことから、Hashimoto(1957)で報告された産状を確認することはできなかった。一方、非持トータル岩を構成する花崗岩質岩と、層状の細粒苦鉄質岩とがシャープな境界で接する産状は観察される(第7.6 図c)。こうした細粒苦鉄質岩は、レンズ状に非持トータル岩中に産する場合もある(第7.6 図d)。これらの細粒苦鉄質岩と、地質図で示した苦鉄質岩類とは、少なくとも化学組成上は区別できない(山崎, 2025)。ただし、両者が同一の時期あるいは同一の起源であるかは明らかではない。非持トータル岩の代表的な岩相の試料写真及び全薄片写真を第7.7 図a-dに示す。構成鉱物は斜長石、石英、黒雲母、ホルンブレンドを主体とし、少量のアルカリ長石を含む場合がある。構成鉱物



第 7.6 図 非持トータル岩の露頭写真

(a) 細粒・優白質の南向花崗岩細粒相に貫入される非持トータル岩(高森山の北 2.5 km の稜線). Tn: 非持トータル岩, Fg: 南向花崗岩細粒相. (b) 顕著な縞状構造を示す非持トータル岩(ハンノ入沢上流). (c) 層状の苦鉄質岩類を伴う非持トータル岩(ハンノ入沢). Tn: 非持トータル岩, Mf: 苦鉄質岩類. (d) レンズ状の苦鉄質岩類を伴う非持トータル岩(小河内川上流). Tn: 非持トータル岩, Mf: 苦鉄質岩類.

の量比はところによって異なり, 稀に融食形を示す単斜輝石を含むこともある.

岩石記載

片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(第 7.8 図 a-d, 小河内川上流, OG303)

主成分鉱物: 斜長石(44.4%), 石英(27.6%), アルカリ長石(10.5%), ホルンブレンド(8.8%), 黒雲母(8.7%).

副成分鉱物: アバタイト, ジルコン, スフェーン, 褐れん石, 不透明鉱物.

完晶質で, 長柱状及び板状のホルンブレンドと黒雲母とが配列し, それらが連結した部分や連結して濃集した優黒質部と, 石英長石質の優白質部とが 1 mm 程度の間隔で繰り返すことにより, 片麻状構造を示す. 主成分鉱物の粒度は 1.5 mm から 0.2 mm 程度まで連続的に変化する. 斜長石は半自形, 長径 1.0-0.2 mm 程度で弱い累帯構造が発達

する場合がある. アルカリ長石は他形で粒状に産する. 単純双晶を示すことがある. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し, 弱い波動消光が認められる. 黒雲母は自形-半自形, 長径 1.0-0.2 mm 程度で, Y = Z = 黒褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. ホルンブレンドは半自形-他形で, しばしば虫食い状の組織を示し, 長径 1.0-0.1 mm 程度である. Y = Z = 暗帯緑褐色もしくは暗褐色, X = 淡褐色の多色性を示し, 単純双晶を示す場合がある. 第 7.8 図 a, b に示す片麻状構造のほか, 厚さ 1 cm 程度のより有色鉱物に濃集した部分も存在する(第 7.8 図 c, d). このような優黒質部においては, 有色鉱物の形態や組織は相対的に優白質な部分とほぼ同じであるが, 同一の薄片内でも無色鉱物の粒度がやや小さく, 形態も粒状である傾向がある(第 7.8 図 c, d).

片麻状角閃石黒雲母トータル岩(第 7.8 図 e, 小河内川中流, OG004)

主成分鉱物：斜長石 (50.7%), 石英 (22.1%), ホルンブレンド (11.1%), 黒雲母 (11.1%), アルカリ長石 (4.9%).

副成分鉱物：アパタイト, ジルコン, 褐れん石, 不透明鉱物.

完晶質で, 板状の黒雲母が配列し, それらが連結した部分や連結して角閃石とともに濃集した部分と, 石英長石質の優白質部とが2-1 mm程度の間隔で繰り返し現れることにより, 弱い片麻状構造を示す. ただし, 典型的な部分(第7.8図a-d)に比べて有色鉱物の量が少ないため, 有色鉱物同士の連結も不完全で片麻状構造は弱い. また, 有色鉱物は角閃石に対して黒雲母に富む. 主成分鉱物の粒度は2.0 mmから0.2 mm程度まで連続的に変化する. 斜長石は半自形, 長径2.0-0.2 mm程度で弱い累帯構造が発達する. アルカリ長石は他形で粒状に産し, 単純双晶を示すことがあるほか, 他の鉱物の粒間に不定形に産する. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し, 弱い波動消光が認められる. 黒雲母は自形-半自形, 長径2.0-0.1 mm程度で, Y = Z = 暗赤褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. ホルンブレンドは他形-半自形で, しばしば虫食い状の組織を示し, 長径1.0-0.1 mm程度である. Y = Z = 暗緑褐色もしくは暗褐色, X = 淡褐色の多色性を示し, 単純双晶を示す場合がある.

単斜輝石含有角閃石黒雲母トータル岩(第7.8図f, 松川町菖蒲沢西の道路沿い, OG010)

主成分鉱物：斜長石 (53.0%), 石英 (17.0%), ホルンブレンド (16.9%), 黒雲母 (8.9%), アルカリ長石 (4.1%).

副成分鉱物：単斜輝石, アパタイト, ジルコン, スフェーン, 褐れん石, 不透明鉱物.

完晶質で, 板状の黒雲母が弱く配列し, それらが部分的に連結して弱い片麻状構造を示す. また, 有色鉱物は角閃石に富む. 主成分鉱物の粒度は2.5 mmから0.1 mm程度まで連続的に変化する. 斜長石は半自形-自形, 長径2.5-0.2 mm程度で顕著な累帯構造を示す. 石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し, 弱い波動消光が認められる. アルカリ長石は他形で他の鉱物の粒間に不定形に産する. ホルンブレンドは半自形-他形で, 長径2.0-0.1 mm程度である. Y = Z = 暗緑褐色もしくは暗褐色, X = 淡褐色の多色性を示し, 単純双晶を示す場合がある. 一部, 虫食い状の組織を示す. 黒雲母は自形-半自形, 長径2.0-0.1 mm程度で, Y = Z = 暗赤褐色, X = 淡褐色の多色性を示す. 単斜輝石は他形で長径<1.0 mmの粒状もしくは短柱状融食形結晶として産する. ホルンブレンドに周囲を取り囲まれ, 単斜輝石内にもブレップ状にホルンブレンドが生じている.

年代：非持トータル岩の固結年代として, 大河原地域内と思われる高森山林道沿いの“塊状”の非持トータル岩から86±7 Maの, より北方の縞状を示す非持トータル岩から71±3 MaのジルコンU-Pb SHRIMP年代が報告されている(坂島ほか, 2000). 大河原地域の大鹿村高森山付近

の伊那山地稜線には林道が存在せず, また, 先行研究による地質図においても非持トータル岩のまとまった分布はない. 従って, 高森山林道とは, より北方の, 地獄谷の北から西に延び, 伊那山地の稜線に沿う林道高森山線(村道)のことと理解される. これらの86±7 Maと71±3 Maの年代値は誤差を越えて有意に異なる. 86±7 Maの年代を示す試料は大河原地域からのものであり, また, 71±3 Maは南向花崗岩の年代(Yokoyama *et al.*, 2016)と一致するほか, 三河地方の領家深成岩類においても, 固結年代として75 Ma以前とは区別されるステージ意味をもつ年代である(Takatsuka *et al.*, 2018a, b)ことから, 本報告では非持トータル岩の固結年代として, 86±7 Maを採用する.

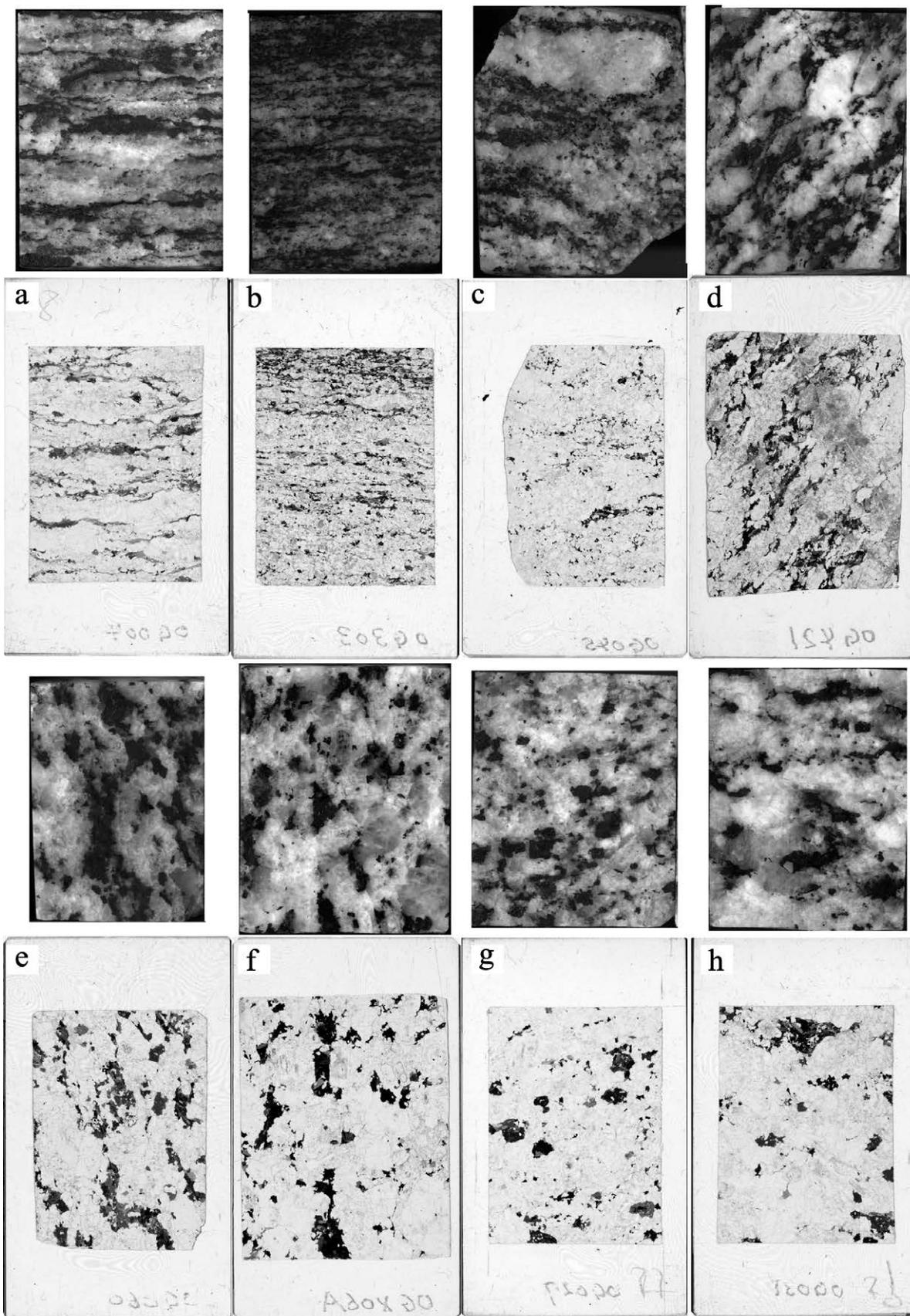
冷却年代としては, 61.2 Maの全岩-黒雲母Rb-Sr鉱物アイソクロン年代(岡野, 1982), 72.3±3.0 Maの角閃石K-Ar年代・65.2±2.0 Maの黒雲母K-Ar年代・59.3±1.9 Maのアルカリ長石K-Ar年代(柴田・高木, 1988), 63.0-61.1 MaのAr-Ar全岩年代及び70.0 MaのAr-Ar鉱物年代(Dallmeyer and Takasu, 1991)が報告されている.

一方, 柚原ほか(2000)は, 非持トータル岩の縞状構造を示す試料によるRb-Sr全岩アイソクロン年代として69.9±8.1 Maと63±13 Maを, 黒雲母とフェルシックフラクションを用いたRb-Srアイソクロン年代として64.4±0.03 Ma, 64.3±0.3 Ma, 63.7±0.04 Ma, 61.8±0.1 Ma, 59.1±0.1 Maを, 更に, ホルンブレンドとフェルシックフラクションを用いたSm-Ndアイソクロン年代として, 164±18 Ma, 161.3±1.4 Ma, 125.1±8.6 Ma, 124±18 Ma, 86±27 Maを報告している. Rb-Srアイソクロン年代は各種冷却年代と概ね一致するが, Sm-Ndアイソクロン年代はばらつきが大きく, 著しく古い年代値を含む. 複数の年代値が誤差の範囲内で一致しているため, これらの年代にも何らかの意味がある可能性はあるが, これらはアイソクロンを求めるために使用した試料間で同位体平衡が成立していた確証がないため, 本報告では紹介するとどめる.

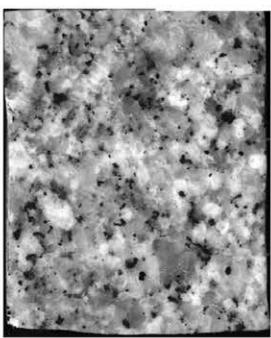
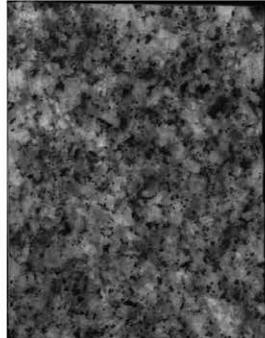
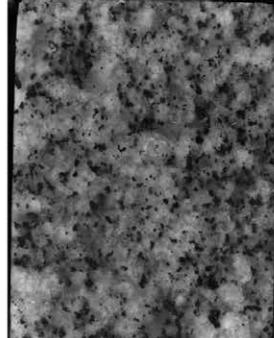
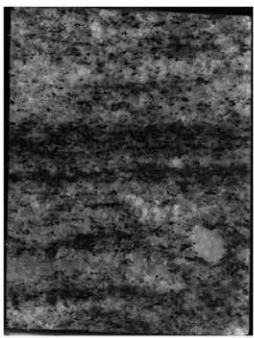
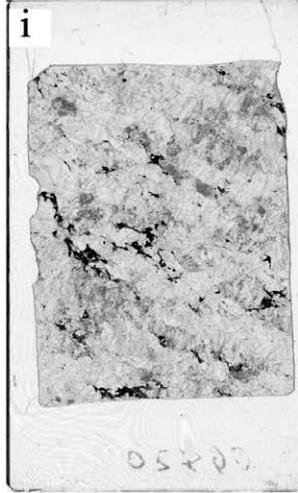
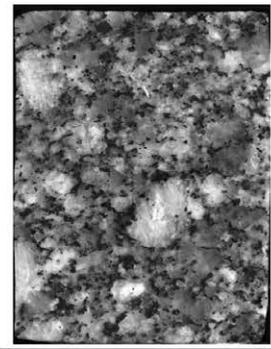
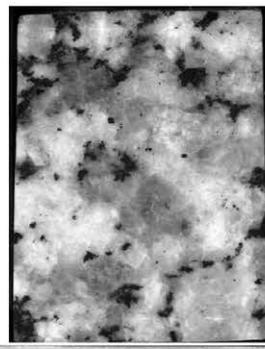
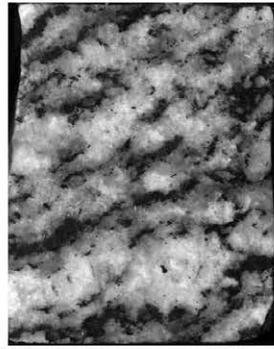
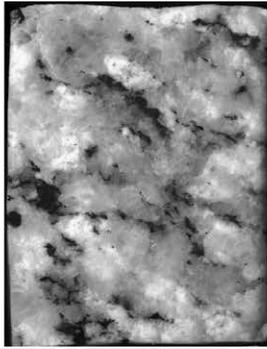
7.4.2 生田花崗岩(Gd)

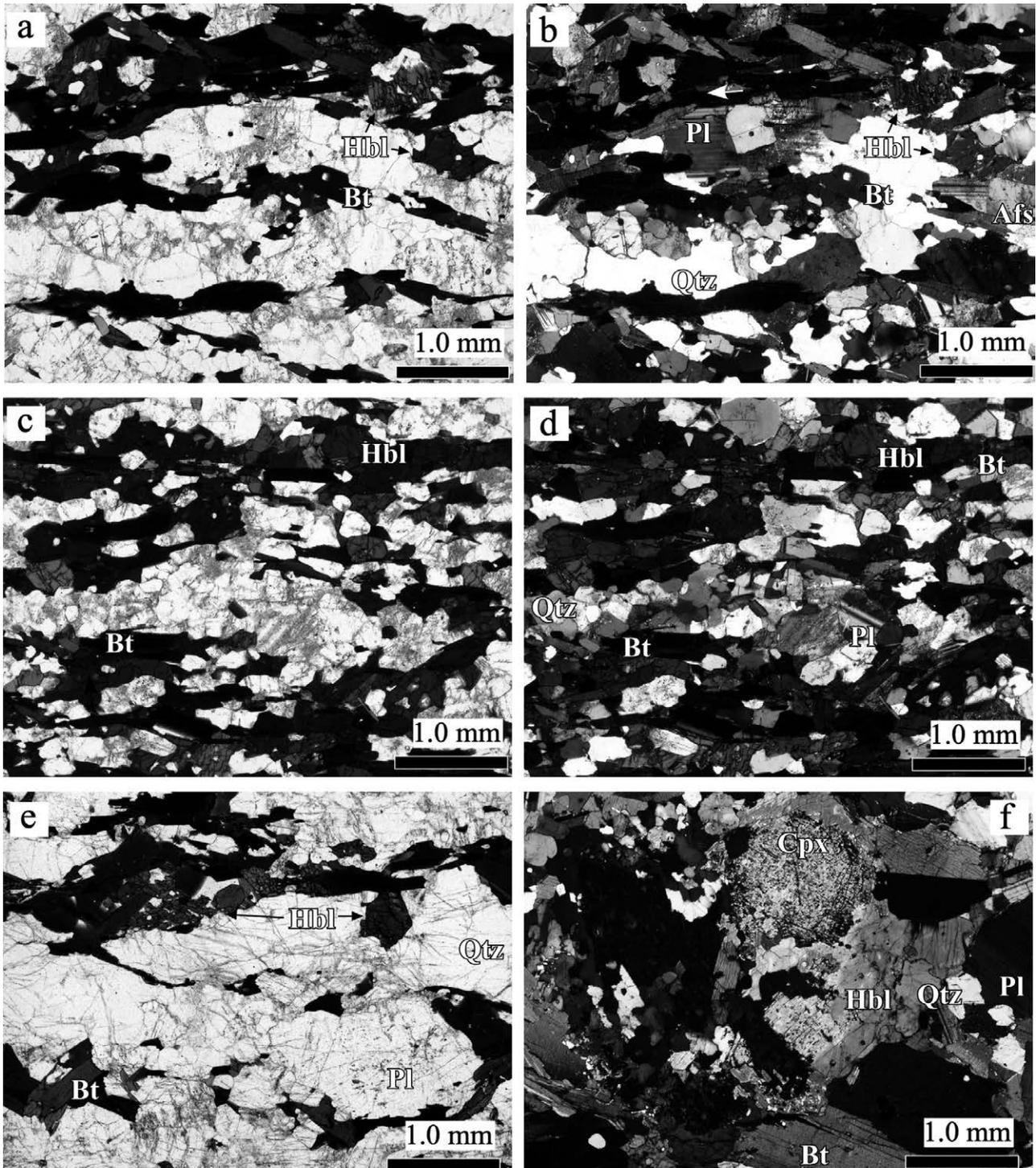
命名：領家団研グループ(1955)が生田型花崗岩と命名. 河田・山田(1958), Yamada(1957)ほか, 一般に生田花崗岩と呼ばれる. 本報告でも生田花崗岩を踏襲する.

分布及び貫入関係：小渋川下流から飯田市東部, 長野県下伊那郡泰阜村の^{やすおか}万古川流域, 天竜峡の西方から長野県下伊那郡阿南町の^{まんど}和知野川にかけて分布する. ただし, 小渋川下流から連続する岩体は下伊那郡^{たかき}喬木村の毛無山で途切れ, 泰阜村以南からは別の岩体として分布する. 大河原地域においては, 小渋湖北岸の滝沢橋付近より北西の地域に, 北東-南西方向に伸びる尾根を中心として山麓部にかけて分布する. 地質図では非持トータル岩及び南向花崗岩と接するが, 生田花崗岩の主岩体と周辺



第7.7図 非持トータル岩, 生田花崗岩, 南向花崗岩を構成する代表的な岩相の試料写真及び全薄片写真
 (a)-(d) 非持トータル岩. (e)-(h) 生田花崗岩. (i)-(l) 南向花崗岩粗粒相. (m)-(p) 南向花崗岩細粒相. 薄片の短辺 = 2.9 cm.





第 7.8 図 非持トータル岩の薄片写真

(a) - (d) 片麻状角閃石黒雲母トータル岩. 小河内川上流, OG303. (a)・(b), 相対的に有色鉱物に乏しい部分, (c)・(d) は有色鉱物に富む部分. (e) 片麻状角閃石黒雲母トータル岩. 小河内川中流, OG004. (f) 単斜輝石含有角閃石黒雲母トータル岩. 松川町菖蒲沢西の道路沿い, OG010. (a), (c), (e) オープンニコル, (b), (d), (f) クロスニコル. Hbl: ホルンブレンド, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Afs: アルカリ長石, Cpx: 単斜輝石.

岩体との直接の貫入関係は露頭では確認できなかった。生田花崗岩から南向花崗岩へ両岩型の境界を通過する2つのルートにおいては、中ノ沢最上流部(第7.9図a, b)及び中山沢下流部(第7.9図c, d)ともに、生田花崗岩から南向花崗岩への岩相の変化は明らかであり、異なる地質単元として区別することが妥当であると判断される。先行研究では、生田花崗岩と他の岩型との貫入関係については、生田花崗岩分布域の様々な地点での観察結果をもとに、天竜峡花崗岩へ貫入しているとされている(河田・山田, 1958; Yamada, 1957; Hayama and Yamada, 1977)。しかしながら、これらの先行研究にあっても、大河原地域においては、「中粒で片麻状構造の著しい部分が発達し天竜峡花崗岩との区別が困難である」(河田・山田, 1958)、「中間型の岩相が出現する」(領家研グループ, 1955)、あるいは、「天竜峡花崗岩に漸移する」(Yamada, 1957)と記載されており、直接の貫入関係を観察し、順序を判定することが困難である旨の記載がある。なお、Yamada (1967)は、大河原地域の生田花崗岩の南東部を滝沢花崗閃緑岩と呼んだが、生田花崗岩の花崗閃緑岩部分の名称としているため、本報告では生田花崗岩として一括した。一方、大河原地域においては、生田花崗岩の主岩体周辺に小岩体が南向花崗岩中に分布している。これらのうち、南向花崗岩粗粒相中のものは、露頭状況や片麻状構造の類似性から貫入関係はやはり不明であるが、南向花崗岩細粒相中のものは、片麻状構造を有した相対的に優黒質の生田花崗岩に、細粒で優白質の南向花崗岩が明瞭に貫入している(第7.9図e)。

岩相及び産状: 河田・山田(1958)、Yamada(1957)、Hayama and Yamada(1977)などの先行研究に基づく、生田花崗岩は中粒-粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、トータル岩及び花崗岩を伴うとされている。一般に塊状であるが、部分的に僅かに片麻状で、淡紅色のアルカリ長石が斑状であったりすると記載されている。また、自形性の強い黒雲母や長柱状のホルンブレンドの結晶の存在によって特徴づけられるとされている。河田・山田(1958)やYamada(1957)によると、岩体規模では変成岩や苦鉄質の捕獲岩を普遍的に含むことが特徴であるとされている。その一方で、Hayama and Yamada(1977)は、生田花崗岩において暗色包有岩はさほど一般的ではないと述べている。いずれにしても、そうした捕獲岩の存在以外には概して岩相変化に乏しいとされている(河田・山田, 1958; Yamada, 1957)。

本研究の観察に基づく、生田花崗岩は主として粗粒-中粒角閃石含有黒雲母トータル岩、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩及び黒雲母花崗閃緑岩から構成され、ところにより黒雲母モンゾ花崗岩を伴う。ほぼ普遍的に弱い片麻状構造を示し、塊状に近い岩相は稀である。ただし、非持トータル岩に認められるような縞状の片麻状構造は

示さず、また、概して南向花崗岩よりも片麻状構造が弱い傾向にある(第7.9図)。片麻状構造の構造は周囲の非持トータル岩や南向花崗岩と調和的である。野外においては、やや風化・変質した部分において、淡桃色のアルカリ長石を含み、そのようなアルカリ長石が斑状を示す場合があることと、自形性の強い角閃石を含むことで特徴づけられる。一般に、中部地方の領家深成岩類においては、アルカリ長石は白色を呈することが多く、野外で識別するのは困難であるが、伊奈川花崗岩は、特徴的に淡桃色を帯び、かつ、斑状を示す岩相を示し生田花崗岩の一部はこの伊奈川花崗岩に岩相が似る。本図幅大河原地域において、生田花崗岩の露頭を観察可能な場所の多くは、風化し、地衣類・植生、ネット等を伴う道路沿いの法面や、尾根上の岩塊であり、沢沿いでの観察地点は限られる。そのため、苦鉄質包有岩を含むことが一般的な特徴であるのかは明確には識別できなかった。小渋湖沿いや、南向花崗岩との境界付近では、苦鉄質岩類の分布が認められるが、これらはいずれも南向花崗岩に密接に伴われる苦鉄質岩類であると思われる。捕獲岩を普遍的に含む場合、それらの同化によって岩相変化が大きいことが普通であるため、先行研究において岩相が均質であるとされている生田花崗岩が普遍的に捕獲岩を含むという点は精査が必要である。先行研究では周辺の岩型との識別が困難であるとも述べられているため、少なくとも一部は、南向花崗岩を生田花崗岩に含めている可能性も考えられる。

生田花崗岩の岩石記載上の特徴は自形性の強い角閃石を含むことと(第7.10図a)、自形で粒径の大きな褐れん石(最大長径3.0 mm程度)を多量に含むことである(第7.10図b)。非持トータル岩にも少量の褐れん石が含まれるが、生田花崗岩では粒径や量比が著しく大きい。このため、全岩化学組成上は、他の岩型に比べて特徴的に軽希土類元素に富む傾向を示す(山崎, 2025)。なお、伊奈川花崗岩も自形で粗粒な褐れん石を含む特徴をもつ(例えば、山崎, 2012, 2020)。生田花崗岩の代表的な岩相の試料写真及び全薄片写真を第7.7図e-hに示す。

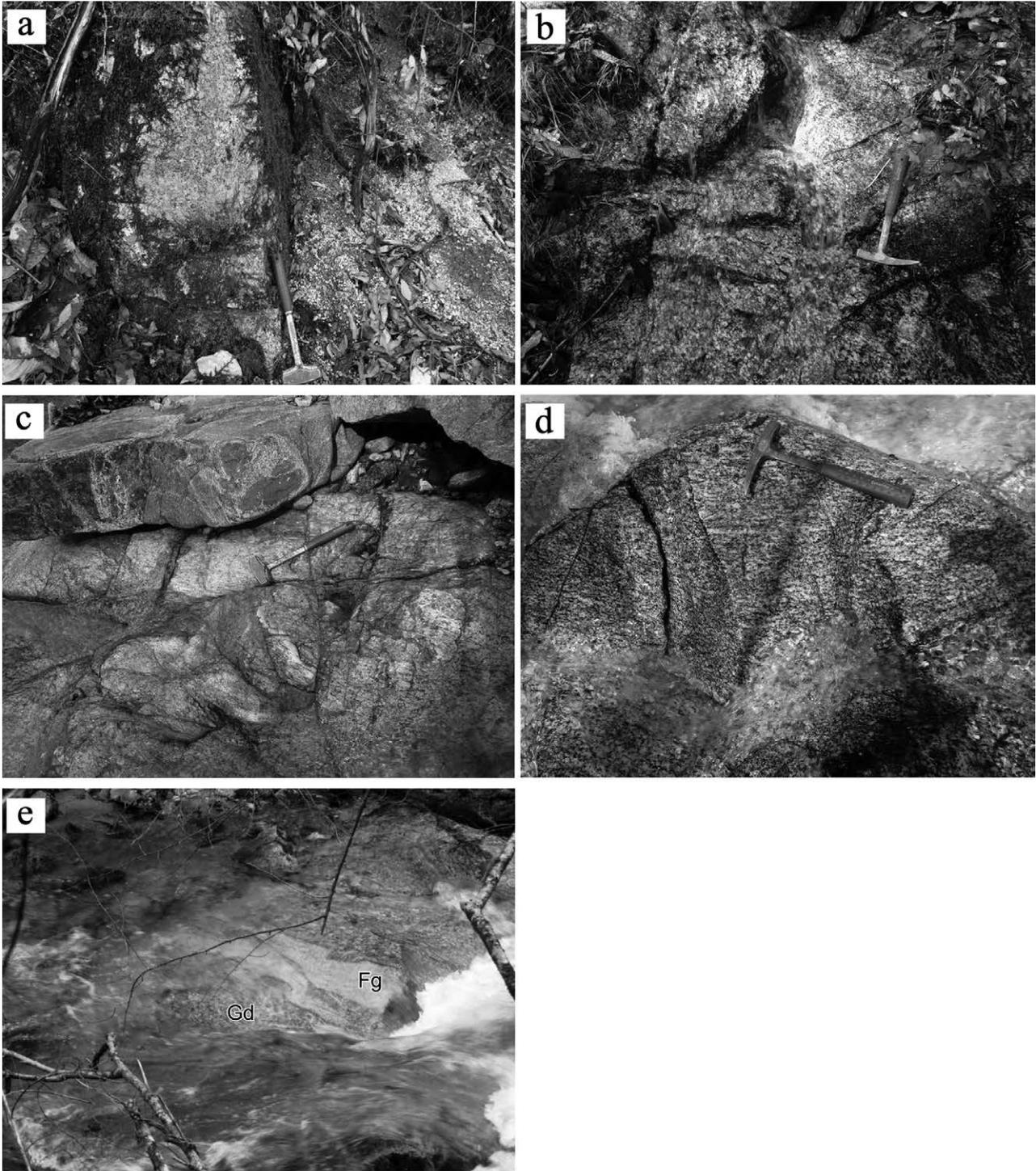
岩石記載

褐れん石角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(第7.10図a, 松除橋の西0.4 km, OG017)

主成分鉱物: 斜長石(44.8%), 石英(27.6%), アルカリ長石(13.1%), 黒雲母(11.9%), ホルンブレンド(2.5%)。

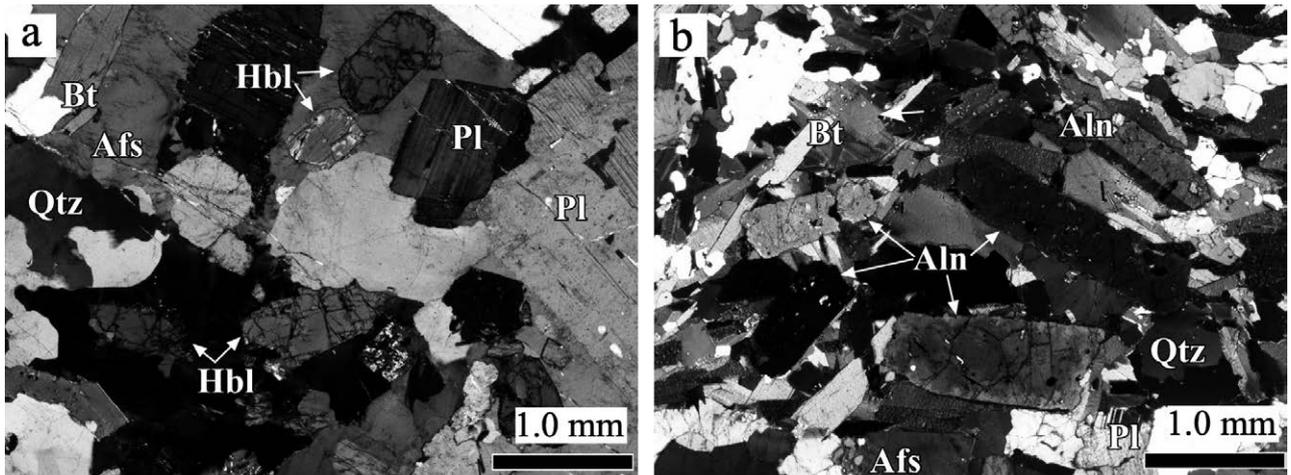
副成分鉱物: 褐れん石, アパタイト, ジルコン, 不透明鉱物。

完晶質で、板状の黒雲母が弱く配列し弱い片麻状構造を示す。ただし、長柱状のホルンブレンドの長軸は必ずしも定向配列を示さず、また、黒雲母も部分的に濃集して弱い定向配列を示すものの、連続性は良くない。主成分鉱物の粒度は5.0 mmから0.2 mm程度まで連続的に変化する。斜長



第 7.9 図 生田花崗岩と南向花崗岩の露頭写真

(a), (b) 中ノ沢最上流部における同一ルートでの、生田花崗岩 (a) から南向花崗岩 (b) への岩相変化。(c), (d) 中山沢下流部の同一ルートでの、生田花崗岩 (c) から南向花崗岩 (d) への岩相変化。いずれも、生田花崗岩が南向花崗岩に比べて優白質で、南向花崗岩の片麻状構造がより顕著である。(e) 南向花崗岩に貫入される生田花崗岩 (四徳川, 桑原の滝北東 0.5 km). Gd: 生田花崗岩, Fg: 南向花崗岩細粒相。



第 7.10 図 生田花崗岩の薄片写真

(a) 褐れん石角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩。松除橋の西 0.4 km, OG017. (b) 生田花崗岩中の自形性の強い褐れん石の濃集部。高森山の西 2.3 km の尾根上, OG031. 全てクロスニコル。Bt: 黒雲母, Afs: アルカリ長石, Qtz: 石英, Hbl: ホルンブレンド, Pl: 斜長石, Aln: 褐れん石。

石は自形-半自形、長径 5.0-0.2 mm 程度で累帯構造を示すことがある。また、石英との粒界でミルメカイト組織を示すことがある。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。アルカリ長石は他形で他の鉱物の粒間に不定形に産する。ホルンブレンドは自形-半自形で、長径 2.0-0.2 mm 程度である。Y = Z = 暗緑褐色もしくは暗褐色、X = 淡褐色の多色性を示し、単純双晶を示す場合がある。黒雲母は自形-半自形、長径 2.0-0.2 mm 程度で、Y = Z = 暗赤褐色、X = 淡褐色の多色性を示し、クロット状に濃集する場合がある。長径 2.1 mm に達する自形の褐れん石を特徴的に多量に含む。褐れん石は単純双晶や累帯構造を示すことがある。

年代: Kagami (1973) は、生田花崗岩から 84.1 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を報告した。一方、Hayama and Yamada (1977) は、生田花崗岩から 142 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を報告している。これらは、同一の岩型から得られたにも関わらず年代差が大きく、いずれの年代値が固結年代を示しているか、あるいは、そもそもいずれかの年代値が固結年代を示しているか否かも不明である。仮に先行研究の貫入順序に従って生田花崗岩を大河原地域の最も若い深成岩であると位置づけ、いずれかの年代値が固結年代を示していると解釈した場合、南向花崗岩の 72.6 ± 0.9 - 71.6 ± 1.0 Ma のウラニナイト CHIME 年代 (Yokoyama *et al.*, 2016) とは固結年代の順が逆となる。一方、Nakamura *et al.*, (2022) による、大河原地域のマイロナイト帯北部地域の試料からのジルコン U-Pb 年代の、 85.6 ± 1.5 , 77.7 ± 0.4 , 70.9 ± 0.3 Ma の 3 つの年代パルスのうち、86 Ma と 71 Ma 頃のものそれぞれ非持トータル岩と南向花崗岩とから得られている固結

年代と一致するため、帰属不明の 78 Ma 頃の年代を生田花崗岩の固結年代と想定すると、本報告におけるそれぞれの岩型の貫入関係と調和的である。先行研究において、生田花崗岩は三河地域の三都橋花崗閃緑岩に対比されてきたが (山田・石井, 1961)、黒雲母・角閃石の水素同位体比の特徴が伊奈川花崗岩と一致することが指摘されている (黒田ほか, 1982) ほか、上述の通り岩相的にも伊奈川花崗岩の特徴に似る。三河地域の伊奈川花崗岩は最も古いもので 75 ± 1 Ma のジルコン U-Pb 年代を示す (Takatsuka *et al.*, 2018b) ことから、誤差や地域的な違い、活動時期の幅を考慮すると、大河原地域の生田花崗岩は 78 Ma 頃の固結年代を示し、伊奈川花崗岩に対比されると考えられる。生田花崗岩からは冷却年代は報告されていない。

7.4.3 南向花崗岩 (Cg, Fg)

命名: Hayama (1959) が南向片麻状花崗閃緑岩質岩と命名。Yamada (1967) では南向片麻状花崗岩、領家研究グループ (1972) では南向花崗岩と表記。先行研究による広域的な地質図に基づくと、大河原地域の南向型は南西に向け、天竜峡花崗岩の模式地まで連続する。このことから、大河原地域の南向型を天竜峡型と一括して呼ぶ場合もある。しかし、既に述べたように天竜峡型からも誤差を越えた複数の固結年代が得られていることから、従来、連続した岩体とみなされている中に異なる岩体が存在する可能性もある。そのため、大河原地域では大河原地域周辺を模式地として命名された南向花崗岩を用いる。

分布及び貫入関係: 天竜峡型と区別した南向花崗岩については、Hayama (1959) と Yamada (1967) によると、長野

県伊那市長谷市野瀬^{はせいのせ}に幅1-0.5 km程のレンズ状の小岩体として分布し、その南の中沢峠の西、駒ヶ根市中沢から南に連続して分布する岩体の大河原地域南端までがその分布とされている。これらの岩体は、より広域的な地質図(例えば、山田ほか、1974)では、天竜峡・南向花崗岩として天竜峡型の模式地まで連続する。なお、Yamada (1967)においては、南向花崗岩は天竜峡花崗岩の北部に相当すると述べられている。Hayama (1959)による先行研究においては非持トータル岩から漸移する場合や指交状に貫入しあう場合、南向花崗岩から派生した脈が明瞭に非持トータル岩の片麻状構造を切る場合があるとされている。Yamada (1967)においても、大河原地域の非持トータル岩と南向花崗岩とは場合によっては漸移し、貫入の前後関係が不明であるとされている。河田・山田 (1958)及びYamada (1967)により、生田花崗岩には貫入されるとされている。ただし、西隣の飯田地域(河田・山田、1958)においては、大河原地域において南向花崗岩細粒相とした四徳川流域の花崗岩類も一部は生田花崗岩に含めているため、この記述は細粒相が粗粒相に貫入する産状のことを意味している可能性がある。

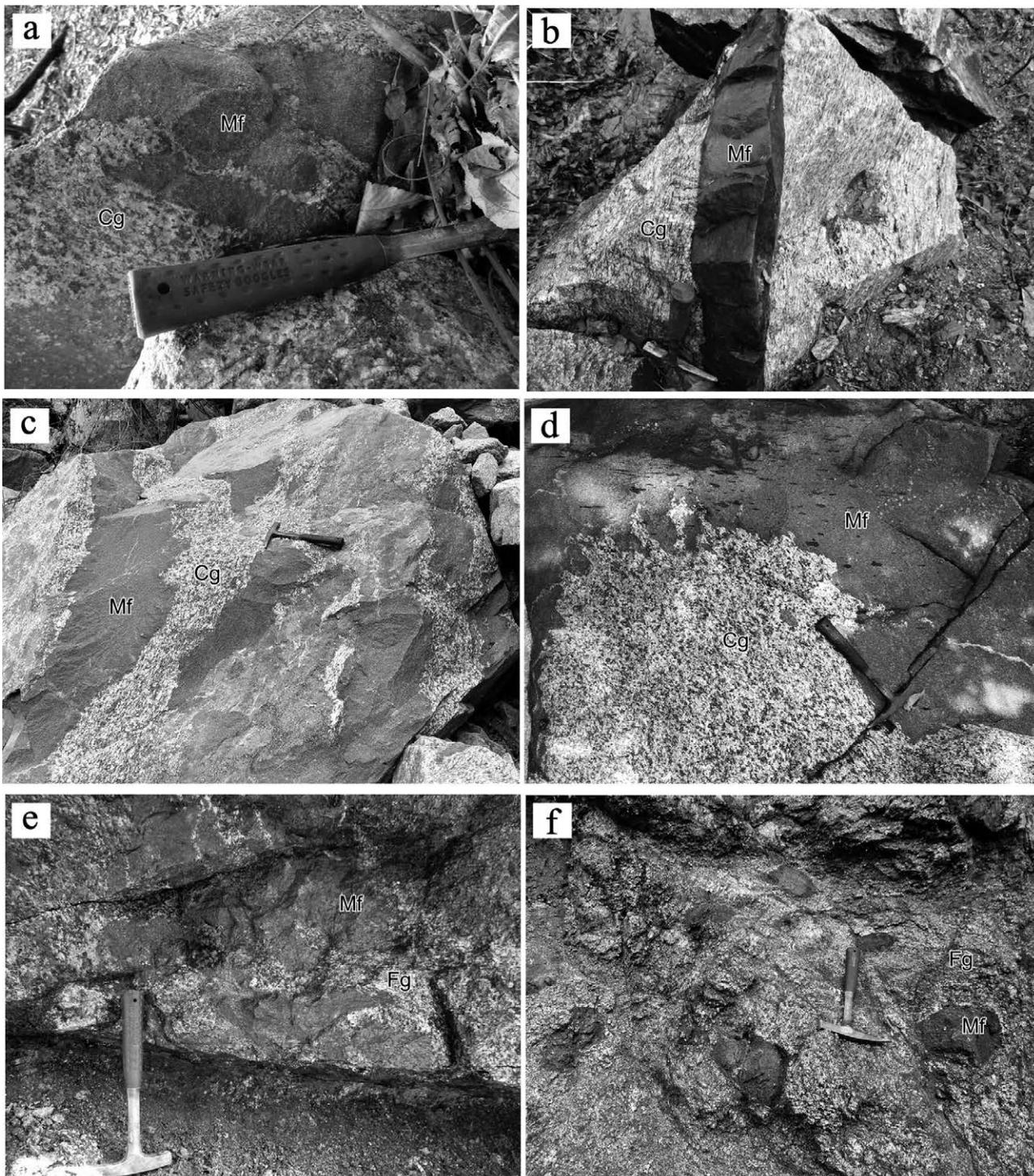
本研究では、四徳川流域に分布する細粒黒雲母花崗岩を南向花崗岩細粒相として区分した。粗粒相との境界は、非持トータル岩の2つの岩体の南縁を結んだ地域に置いているが、実際には細粒相中にも粗粒な部分はある。また、粗粒相中にも細粒な部分は存在する。粗粒相においては、粗粒な長石が多いため野外において粗粒に見えるが、実際にはそうした粗粒長石以外の基質部分は細粒である。従って、粗粒相と細粒相との間には明瞭な境界や貫入関係は確認されない場合が多い。貫入関係が観察される場合は、粗粒相に対して細粒相が貫入している。一方、細粒相は片麻状構造が殆ど認められない場合が多く、そうした岩相は非持トータル岩に明瞭に貫入している(第7.6図a)。また、この細粒相は、生田花崗岩にも明瞭に貫入している(第7.9図e)。南向花崗岩は、細粒相・粗粒相ともに、特に小渋湖以北において、露頭規模でしばしば苦鉄質岩類を密接に伴う。巨視的にはこれらの苦鉄質岩類は南向花崗岩に包有される暗色包有岩であるが、その接触部は複雑に入り組み、場合によって相互に貫入した産状を示す(第7.11図)。具体的には、一般的に露頭では南向花崗岩粗粒相が苦鉄質岩類を暗色包有物として捕獲する産状が認められるものの、しばしば暗色包有物に対して、不規則な形態の脈として貫入する(第7.11図a)。一方、苦鉄質岩類が南向花崗岩粗粒相に対し、明瞭に貫入する産状も認められることがある(第7.11図b)。更に、苦鉄質岩類が南向花崗岩粗粒相に対し貫入するように連続するものの、その境界が平板状ではなく不規則であるとともに、周囲では暗色包有物として南向花崗岩粗粒相に包有される産状を示すこともある(7.11図c)。こうした場合、苦鉄質岩類と南向花崗岩粗

粒相との境界は入道雲様を呈し、相互に貫入する産状を示す(7.11図d)。このような産状は、苦鉄質マグマと珪長質マグマとが液状態で共存し、混合したことを示す典型的な組織とされている(例えば、Didier and Barbalin, 1991)。同様の産状は南向花崗岩細粒相分布域でも認められ、完全に固結した細粒苦鉄質岩を包有した場合には想定しづらい、不規則な形態での相互貫入関係が認められる(第7.11図e)。ただし、多くの場合、こうした苦鉄質岩類は南向花崗岩細粒相中の暗色包有物として産する(第7.11図f)。

岩相及び産状：これまで述べてきたように、大河原地域においては、四徳川流域に分布する南向花崗岩細粒相が苦鉄質岩類と密接に伴われて産することから、その少なくとも一部が非持トータル岩と認識されてきた。また、この四徳川流域に分布する南向花崗岩細粒相の一部は、河田・山田 (1958)では生田花崗岩とされている。更に、南向花崗岩粗粒相については、強い片麻状構造を有することから、非持トータル岩や生田花崗岩との識別が一部で不明確あるいは漸移すると記載されてきた。本研究においては、苦鉄質岩類と液状態で同時共存する花崗岩類を南向花崗岩として識別し、かつ、典型的な岩相において粒度が著しく異なる粗粒部と細粒部とを、全岩化学組成による裏付け(山崎, 2025)を参考に、それぞれ南向花崗岩粗粒相と細粒相として識別した。このため、大河原地域で南向花崗岩としたものには、先行研究において別の岩型の一部として記載されたものが含まれている。先行研究による記載との混乱を避けるため、以下は本研究に基づく観察結果のみを記述する。

南向花崗岩粗粒相は、一般に片麻状構造を有する黒雲母花崗岩を主体とする。片麻状構造の程度や鉱物の量比はところによって変化し、岩相的には角閃石含有黒雲母花崗岩も認められる。野外で識別できる岩相上の特徴としては、大河原地域の領家深成岩類の中で最も有色鉱物に乏しい点である。苦鉄質岩類の暗色包有岩は、南向花崗岩粗粒相では普遍的に含まれるわけではなく、存在が集中する場合が多い。そのような場合、暗色包有岩を包有するホストである南向花崗岩粗粒相は有色鉱物に富む傾向があり、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩から構成される。ただし、角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩が必ず暗色包有岩を多く含むわけではない。このため、片麻状構造が顕著な場合、野外における非持トータル岩や生田花崗岩との識別は困難である。既に述べたように、非持トータル岩とは、縞状構造の有無と有色鉱物の量比、生田花崗岩とは自形性の強い角閃石と、鏡下における褐れん石の量比を参考に識別し、南向花崗岩粗粒相が広範に分布する領域での非持トータル岩や生田花崗岩類似相は、南向花崗岩粗粒相の岩相多様性の一部として扱った。

南向花崗岩粗粒相の代表的な岩相は、黒雲母がりボン



第 7.11 図 南向花崗岩と苦鉄質岩類の露頭写真

(a) 苦鉄質岩類を包有し、包有岩に貫入している南向花崗岩粗粒相(丸円沢入口)。(b) 南向花崗岩粗粒相に貫入する苦鉄質岩類(松除橋南 0.5 km)。(c) 不規則な形態の苦鉄質岩類を包有する南向花崗岩粗粒相(丸円沢中流)。(d) 入道雲様の境界を示し、相互に貫入する苦鉄質岩類と南向花崗岩粗粒相(cと同一露頭)。(e) 不規則な形態の境界を示し、相互貫入する南向花崗岩細粒相と苦鉄質岩類(小河内川、四徳川との出会いから 0.8 km)。(f) 苦鉄質岩類を包有する南向花崗岩細粒相(小河内川最上流部)。Cg: 南向花崗岩粗粒相, Fg: 南向花崗岩細粒相, Mf: 苦鉄質岩類。

状に連なり強い片麻状構造を有し、長石が斑状に産する産状を示す(第7.12図a)。この岩相が模式地付近の天竜峡型に最も類似するものである。片麻状構造はところによって程度が異なり、弱片麻状部分では、斑状黒雲母花崗岩から構成される(第7.12図b、第7.14図a)。大局的に、中央構造線に近づくにつれて片麻状構造が強くなる傾向があり、ところにより眼球片麻岩状の岩相を呈する。苦鉄質捕獲岩体周辺では、角閃石に富む角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩が産する(第7.12図c、第7.14図b)。この岩相は、非持トータル岩や生田花崗岩に比べると、全体として有色鉱物の量が少ない。一方、南向花崗岩分布域には、優白質で片麻状構造の非常に弱い黒雲母花崗岩が産することがある(第7.12図d)。こうした岩相は非持トータル岩や大河原地域の生田花崗岩とは明らかに異なり、同様の優白質の岩相で様々な程度に片麻状構造を有する岩相が存在する(第7.12図e、f)ことから、主として片麻状構造の程度の違いを反映した、最も塊状に近い岩相であると判断した。

南向花崗岩細粒相の代表的な岩相は、塊状黒雲母花崗岩で、見かけ上、粗粒相よりも更に優白質である場合が多い(第7.13図a、第7.14図a)。ただし、粗粒相と同じく、苦鉄質包有岩を多く含む露頭では有色鉱物が多く、花崗閃緑岩質である(第7.11図e、f)。また、粒度自体も単一の露頭内で変化し、粗粒なものは粗粒相の細粒部とほぼ区別できない(第7.13図b)。細粒相は塊状に近い場合が多いが、片麻状構造を示す場合もある(第7.14図d)。なお、細粒相には、稀に角閃石、ざくろ石や白雲母が含まれる場合がある。南向花崗岩の代表的な岩相の試料写真及び全薄片写真を第7.7図i-pに示す。

岩石記載

粗粒相

角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩(第7.14図a、四徳川桑原の滝、OG023A)

主成分鉱物：斜長石(49.0%)、石英(31.3%)、アルカリ長石(8.6%)、黒雲母(2.0%)、ホルンブレンド(0.2%)。

副成分鉱物：アパタイト、ジルコン、褐れん石、不透明鉱物。

完晶質で、板状の黒雲母が長石の縁に集合して配列し、弱い片麻状構造を示す。ただし、黒雲母の連続性は良くない。主成分鉱物の粒度は10mmから0.2mm程度まで連続的に変化する。斜長石は半自形-自形、長径10-0.2mm程度で累帯構造を示す。また、石英との粒界でミルメカイト組織を示すことがある。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。アルカリ長石は、殆どの場合他形で他の鉱物の粒間に不定形に産する。斜長石との粒界でミルメカイト組織を示すことがある。粒間の結晶が全体として長柱状ないし短柱状の半自形を示す場合もあり、半自形の結晶は稀に単純双晶を示す。アルカリ長石は、

しばしば0.1mm以下の斜長石、石英、融食形黒雲母を多量に包有し汚濁した産状を示す。ホルンブレンドは他形で、融食形を示す。Y=Z=暗緑色、X=淡緑褐色の多色性を示す。黒雲母は自形-半自形、長径2.0-0.2mm程度で、Y=Z=暗褐色、X=淡褐色の多色性を示し、しばしば斜長石の縁に濃集する。

角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(第7.14図b、大西山の北西2.5kmの沢の中、OG103A)

主成分鉱物：斜長石(41.1%)、石英(34.3%)、アルカリ長石(14.1%)、黒雲母(7.0%)、ホルンブレンド(3.48%)。

副成分鉱物：アパタイト、ジルコン、褐れん石、スフェーン、不透明鉱物。

完晶質で、粒径<4mmの鉱物中に長径最大7mm程度の短柱状アルカリ長石を含む斑状組織を示す。主成分鉱物の粒度は10mmから0.2mm程度まで連続的に変化する。斜長石は半自形、長径4.0-0.2mm程度で累帯構造を示す。また、石英との粒界でミルメカイト組織を示すことがある。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。アルカリ長石は、半自形で斑晶状として産するもの(長径最大7mm)から、その他の基質部分の鉱物と同程度の大きさのものまで、連続的に粒径が変化する。しばしば、細紐状のパーサイト組織を示すほか、斜長石との粒界でミルメカイト組織を示すことがある。また、単純双晶を示すことがある。ホルンブレンドは他形-半自形、長径1.5-0.2mmで、Y=Z=暗緑色、X=淡褐色の多色性を示す。黒雲母は自形-半自形、長径1.0-0.2mm程度で、Y=Z=暗褐色、X=淡褐色の多色性を示し、ところによって長石の縁に濃集する。

細粒相

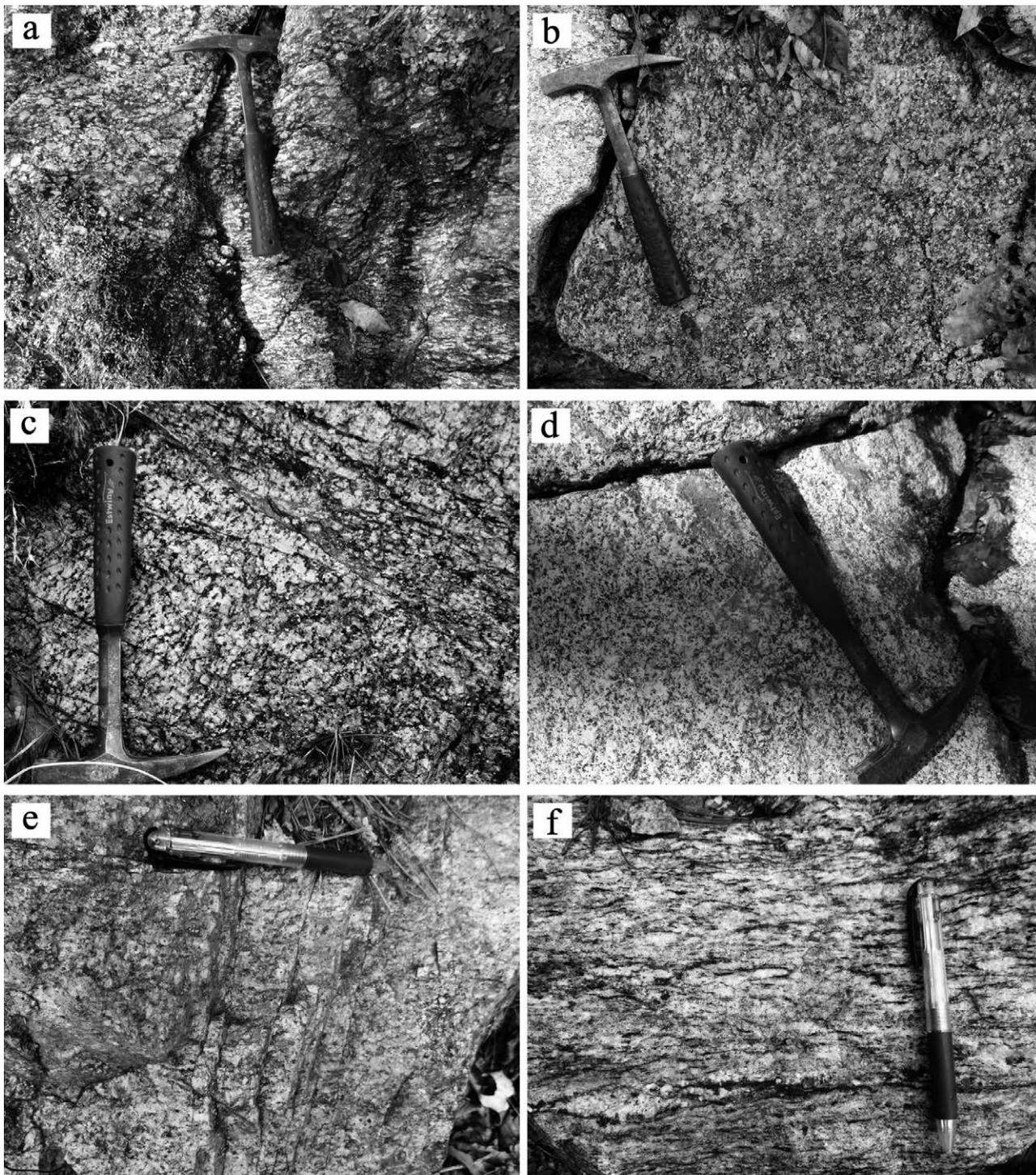
黒雲母モンゾ花崗岩(第7.14図c、大萱山の西2.7kmの沢の中、OG402C)

主成分鉱物：斜長石(52.3%)、石英(33.8%)、黒雲母(8.3%)、アルカリ長石(5.6%)。

副成分鉱物：アパタイト、ジルコン、褐れん石、スフェーン、不透明鉱物。

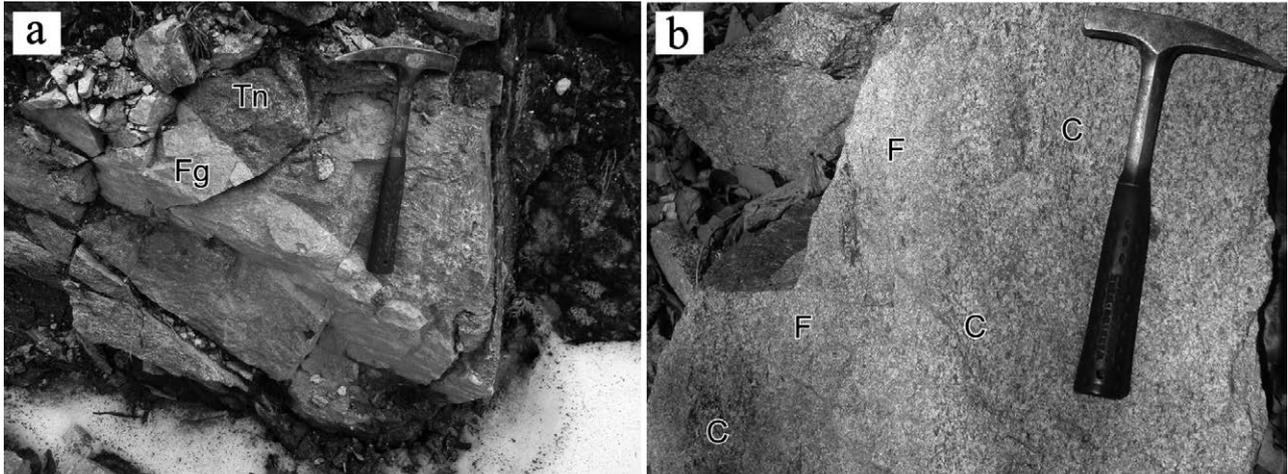
完晶質で、最大粒径4mm程度から0.2mm程度まで連続的に粒径が変化するが、全体としては平均粒径2mm程度の粒状組織を示す。斜長石は半自形、長径4.0-0.2mm程度で著しい累帯構造を示す。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し、弱い波動消光が認められる。アルカリ長石は、殆どの場合他形で他の鉱物の粒間に産するが、単純双晶を示す粒状の結晶として産することもある。黒雲母は自形-半自形、長径2.0-0.2mm程度で、Y=Z=暗褐色、X=淡褐色の多色性を示し、ところによって長石の縁に濃集する。

黒雲母モンゾ花崗岩(第7.14図d、大萱山の西2.3kmの沢の中、OG404)



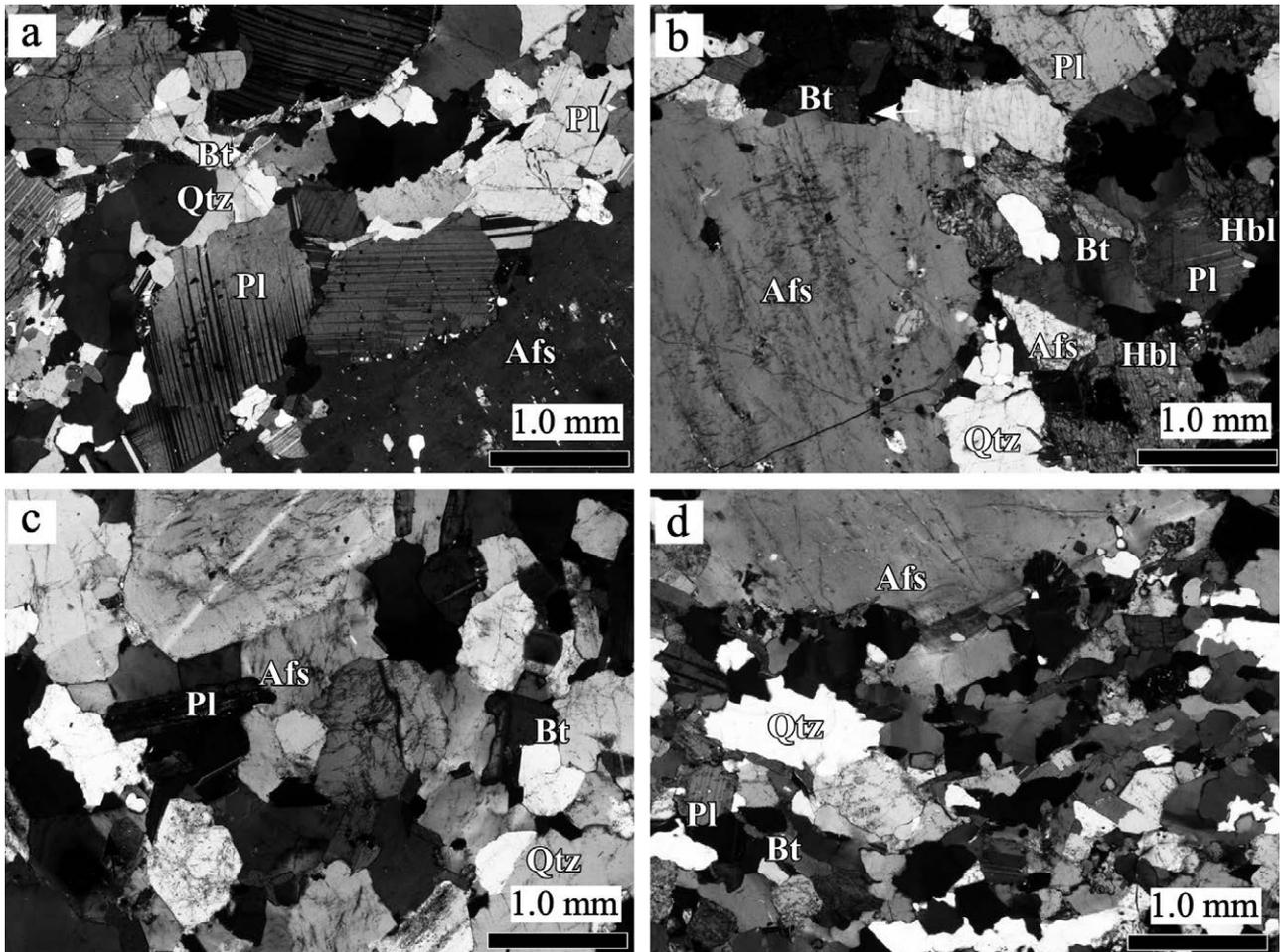
第 7.12 図 南向花崗岩粗粒相の露頭写真

(a) 南向花崗岩粗粒相の代表的岩相。強い片麻状構造をもち、眼球片麻岩状を示して典型的な天竜峡花崗岩に似るとされる岩相 (ハンノ入沢下流)。(b) 斑状を示し、片麻状構造の弱い岩相。こうした岩相の片麻状構造が強くなると a となる (大西山の北西 1.8 km の沢の中)。(c) 苦鉄質包有岩付近の角閃石黒雲母花崗閃緑岩。南向花崗岩の他の岩相に比べて角閃石を多く含む (小渋湖沿い、滝沢橋と松除橋の間の道路沿い)。(d) 片麻状構造が弱く優白質な岩相 (大西山の南西 2 km の沢の中、大河原地域西端)。(e) 弱片麻状構造を示す優白質な岩相 (大西山の北西約 2 km の沢の中)。(f) 片麻状構造の顕著な優白質な岩相 (松除橋の南 1.2 km の道路沿い)。(d) - (f) は比較的優白質な岩相の片麻状構造の程度の違いを示す。



第 7.13 図 南向花崗岩細粒相の露頭写真

(a) 非持トータル岩に貫入する南向花崗岩細粒相。粗粒相を含め、大河原地域の領家深成岩類の中で最も優白質で、塊状であることが多い(地獄谷の西の稜線)。Fg: 南向花崗岩細粒相, Tn: 非持トータル岩。(b) 南向花崗岩細粒相中の粒度変化。明瞭な境界を示さずに、不規則な形態で漸移的に変化する(番場入沢上流部)。C: 粗粒部, F: 細粒部。



第 7.14 図 南向花崗岩の薄片写真

(a) 角閃石含有黒雲母モンゾ花崗岩(粗粒相), 四徳川桑原の滝, OG23A。(b) 角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(粗粒相), 大西山の北西 2.5 km の沢の中, OG103A。(c) 黒雲母モンゾ花崗岩(細粒相, 粗粒相との境界付近), 大萱山の西 2.7 km の沢の中, OG402C。(d) 黒雲母モンゾ花崗岩(細粒相), 大萱山の西 2.3 km の沢の中, OG404。全てクロスニコル。Qtz: 石英, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Afs: アルカリ長石, Hbl: ホルンブレンド。

主成分鉱物：石英 (36.0%)，斜長石 (35.6%)，アルカリ長石 (20.1%)，黒雲母 (8.3%)。

副成分鉱物：アパタイト，ジルコン，褐れん石，スフェーン，不透明鉱物。

完晶質で，最大粒径 3.5 mm 程度の短柱状のアルカリ長石斑晶を含み，平板状の黒雲母が定向配列する片麻状組織を示す。斑晶状のアルカリ長石を除くと，主要鉱物は 1.5 mm から 0.2 mm 程度まで連続的粒径が変化する。斜長石は半自形，短柱状で長径 1.5–0.2 mm 程度で弱い累帯構造を示すことがある。石英は他形で他の鉱物の粒間を充填し，弱い波動消光が認められる。全体的に片麻状構造の方向に伸長した形態を示し，長径最大 1.5 mm で縦横比 1:3 程度の形態を示す。斑晶状のアルカリ長石は，径 0.1 mm 未満の融食形の斜長石や黒雲母を含み汚濁している場合がある。その他には，粒間にも他形結晶として産する。黒雲母は自形–半自形，長径 1.0–0.2 mm 程度で， $Y \approx Z$ = 暗褐色， X = 淡褐色の多色性を示す。定向配列した黒雲母は比較的良好に連結するが，薄片全体に連続するほどではない。

年代：固結年代として，大河原地域の南向花崗岩から 72.6 ± 0.9 , 72.2 ± 1.2 , 71.6 ± 1.0 Ma のウラニナイト CHIME 年代が報告されている (Yokoyama *et al.*, 2016)。これらのうち， 72.2 ± 1.2 Ma の年代値を示す試料は，第 7.14 図 a に示した試料と同じ位置で採取されたもので，この場所の南向花崗岩の岩相は，Yamada (1957) によって典型的な天竜峡花崗岩と同一であると述べられている。これらの年代は Nakamura *et al.*, (2022) による，大河原地域のマイロナイトからの 70.9 ± 0.3 Ma のジルコン U–Pb 年代に相当すると考えられる。山田・柴田 (1970) 及び Hayama and Yamada (1977) は，南向花崗岩から 128 Ma の Rb–Sr 全岩アイソクロン年代を報告している。しかしながら，この年代は，南向花崗岩のウラニナイト CHIME 年代はもとより，大河原地域のいずれの深成岩類よりも大幅に古く，南向花崗岩中の苦鉄質岩類との関係を考慮すると，全岩アイソクロンを求めるために使用した全ての試料において同位体平衡が成立していたかの確証が得られないため，本報告では年代値を紹介するにとどめる。冷却年代としては，黒雲母の Rb–Sr 鉱物アイソクロン年代として 73.0 Ma, 68.8 Ma 及び 68.6 Ma (山田・柴田, 1970; Hayama and Yamada, 1977) が報告されている。これらの同一試料からは柴田ほか (1979) によって K–Ar 年代が報告されており，南向花崗岩のうち，最も片麻状構造の強い岩相として黒雲母 K–Ar 年代 64.4 ± 2.0 Ma が，代表的岩相として 63.9 ± 2.0 Ma の角閃石 K–Ar 年代及び 66.2 ± 4.3 Ma の黒雲母 K–Ar 年代が，そして珪長質な岩相として 63.9 ± 2.0 Ma の黒雲母 K–Ar 年代が報告されている。

7.4.4 苦鉄質岩類 (Ct, Mf)

命名：大河原地域の苦鉄質岩類には，河田・山田 (1958)

や Yamada (1957) では特定の岩体名はつけられておらず，変輝緑岩と呼ばれている。手塚 (2020) は，小渋川の桶谷橋周辺の岩体について，桶谷岩体と呼んだ。その後，手塚 (2023) は，白沢上流部の小岩体を白沢苦鉄質岩体と呼び，その北東部の小渋川流域の岩体を桶谷苦鉄質岩体と呼んだ。なお，大河原地域では，全ての花崗岩類に含まれる細粒苦鉄質岩類について，南向花崗岩との同時期的な活動を根拠に一括している。非持トータル岩及び生田花崗岩中のレンズ状あるいは層状 (脈状) の細粒苦鉄質岩については，少なくとも化学組成上は南向花崗岩中のものと区別できなかったが (山崎, 2025)，マグマの組成が区別できないだけで，異なる時期に形成されたものである可能性は排除できない。

分布及び貫入関係：小渋川沿い及び小渋川以北の伊那山地稜線沿い，そして四徳川及びその支流の流域に，短径 0.7 km 長径最大 1.7 km 程度の岩体として点在する。また，小渋川以南では径数 100 m 程度の岩体として産する。小渋湖沿いのいくつかの岩体を除き，殆どは南向花崗岩分布域に産する。また，これら地質図に表現可能な規模のもの以外にも，南向花崗岩の露頭においては，暗色包有岩として苦鉄質岩類がしばしば産する。地質図に表現した岩体のうち，ほぼ苦鉄質岩類のみからなっているのは桶谷橋付近の岩体と，大西山以南の粗粒相のみで，その他の細粒相は，露頭において南向花崗岩を伴い，両者が混在している。大河原地域では，こうした産状を示す部分を南向花崗岩として地質図に示した場合，その存在を過小に表現することとなるため，深成岩体中で苦鉄質岩優勢部を苦鉄質岩類として表現している。従って，苦鉄質岩類細粒相として地質図に示した部分は，露頭において苦鉄質岩が優勢であると判断された部分の領域を示すのであって，その境界は苦鉄質岩類と花崗岩類との貫入境界を示すものではない。こうした苦鉄質岩類のうち，細粒相は概ね全域にわたって分布するが，粗粒相は，確認された限りでは，小渋川以南の，桶谷橋付近の岩体と，伊那山地の稜線部分とに限られている。

苦鉄質岩類細粒相と花崗岩類との関係は既に述べた通りである。非持トータル岩と生田花崗岩には貫入しているものと考えられる。非持トータル岩については，大河原地域北部において接触部が観察されたものの，明確な貫入順序は識別できなかった (第 7.6 図 c, d)。一方，桶谷橋付近の岩体においては地質図のスケールで非持トータル岩を包有している。生田花崗岩については，露頭が悪く明確な貫入関係や分布が観察できなかったが，少なくとも一部では，苦鉄質岩類と生田花崗岩との境界において苦鉄質岩類の岩相がやや珪長質になっていることから，苦鉄質岩マグマによる母岩の同化，即ち苦鉄質マグマの貫入の結果を見ている可能性がある。南向花崗岩については，既に述べた通りで，相互に貫入しあう，同時

期的な関係を示す(第7.11図)。

苦鉄質岩類粗粒相と南向花崗岩との関係は、その産出が稜線部分に限られているため、直接観察することはできなかった。しかしながら、後に述べるように粗粒相はキウムレイトであり、マグマそのものが固結したのではないため、花崗岩に貫入することはあり得ず、花崗岩に包有されているものと判断される。桶谷橋付近の岩体においては、細粒苦鉄質岩中に粗粒苦鉄質岩が産するが、このうちの一部は細粒苦鉄質岩から漸移し、キウムレイト組織を示すものは、細粒苦鉄質岩中に包有されているものと判断される。

岩相及び産状：苦鉄質岩類細粒相のうち、南向花崗岩に接するものは、細粒斑れい岩-細粒石英閃緑岩から構成される。花崗岩質岩中の暗色包有岩は、両者が完全に混じり合っていないために包有物として識別できるが、実際には両者の間では化学的な混合が様々な程度に進行しており、見かけ上の色も黒色ないし暗灰色のものから、明灰色ないし灰色のものまで様々である(第7.11図)。そのような、見かけ上南向花崗岩に包有される苦鉄質岩類細粒相には、石英や多量の黒雲母が含まれることが多い。また、大局的に南向花崗岩に包有され、接触部で相互貫入を示す細粒苦鉄質岩中には、南向花崗岩の長石の捕獲結晶を持つものもある(第7.15図a)。

苦鉄質岩類粗粒相の多くは、小渋川以南の稜線付近に岩塊状に露出し、表面は風化によって丸みを帯びている(第7.15図b)。稜線付近に産する場合、周囲に分布する地質との間には露出が欠如して関係が不明で、粗粒相周辺に細粒苦鉄質岩を伴い、粗粒相を含み細粒苦鉄質岩が貫入しているのか、粗粒相自体が南向花崗岩に包有されているのかは識別できない。しかしながら、粗粒相はキウムレイトであるため、これ自体が貫入しているとは考えにくく、大局的には南向花崗岩に包有されていると考えるのが妥当である。粗粒相は、桶谷橋周辺にまとまって産する岩体中において、細粒相からの連続的な岩相変化を観察することができる。この岩体中では、数10cmの範囲内で鉱物組合せの同じ塊状の粗粒相と細粒相とが不規則に分布し、両者は数cmの間に漸移的に変化する(第7.15図c)。こうした急激な粒度変化に加えて、数10cmの範囲内で鉱物組合せの同じ塊状の粗粒相中に葉片状構造をもつ細粒相が発達する場合もある(第7.15図d)。このような産状は強い変形作用は伴っていないように見えるが、明瞭に変形構造を示す場合もある(第7.15図e)。更に、葉片状構造を示しつつ、有色鉱物の量比の違いにより、モーダル・レイヤリング状の構造を示す場合もある(第7.15図f)。粒度変化やレイヤリング、面構造等、いずれの場合も露頭規模を越えた連続性は良くなく、露欠や優白質脈の貫入、剪断帯等で途切れ、岩体規模では不均質な産状を示す。そうした中にキウムレイト質のコー

トラングナイトも産する。中粒から細粒の苦鉄質岩類から連続する場合、その境界(外形)は不明瞭である。苦鉄質岩類の様々な岩相の全薄片写真を第7.16図に示す。

岩石記載

細粒相

単斜輝石含有角閃石斑れい岩(第7.17図a, 松除橋南0.5 km, OG019B)

主成分鉱物：斜長石(56.5%), ホルンブレンド(16.9%), 黒雲母(11.5%), 単斜輝石(11.3%)。

副成分鉱物：アパタイト, ジルコン。

完晶質で、板状の黒雲母及び長柱状のホルンブレンド・斜長石が定向配列し、顕著な葉片状構造を示す。長径最大2 mm程度の斑晶状の斜長石を含み、それ以外の主成分鉱物の粒度は長径0.4 mmから0.2 mm程度まで連続的に変化する。斑晶状の斜長石は半自形、長径2-1.5 mm程度で、融食形の微細な黒雲母・ホルンブレンド・斜長石を多量に含み汚濁した産状を示すとともに、顕著な累帯構造を示す。基質の斜長石は半自形-自形、長径0.4-0.2 mmで、しばしば顕著な累帯構造を示す。ホルンブレンドは自形-半自形で、 $Y=Z$ =暗緑褐色、 X =淡褐色の多色性を示す。黒雲母は自形-半自形、長径0.4-0.2 mm程度で、 $Y=Z$ =暗褐色、 X =淡褐色の多色性を示す。

粗粒相

角閃石斑れい岩(第7.17図b, 桶谷橋南東0.5 km, OG410D)

主成分鉱物：ホルンブレンド(64.5%), 斜長石(29.9%), 不透明鉱物(5.6%)。

副成分鉱物：黒雲母, アパタイト, ジルコン。

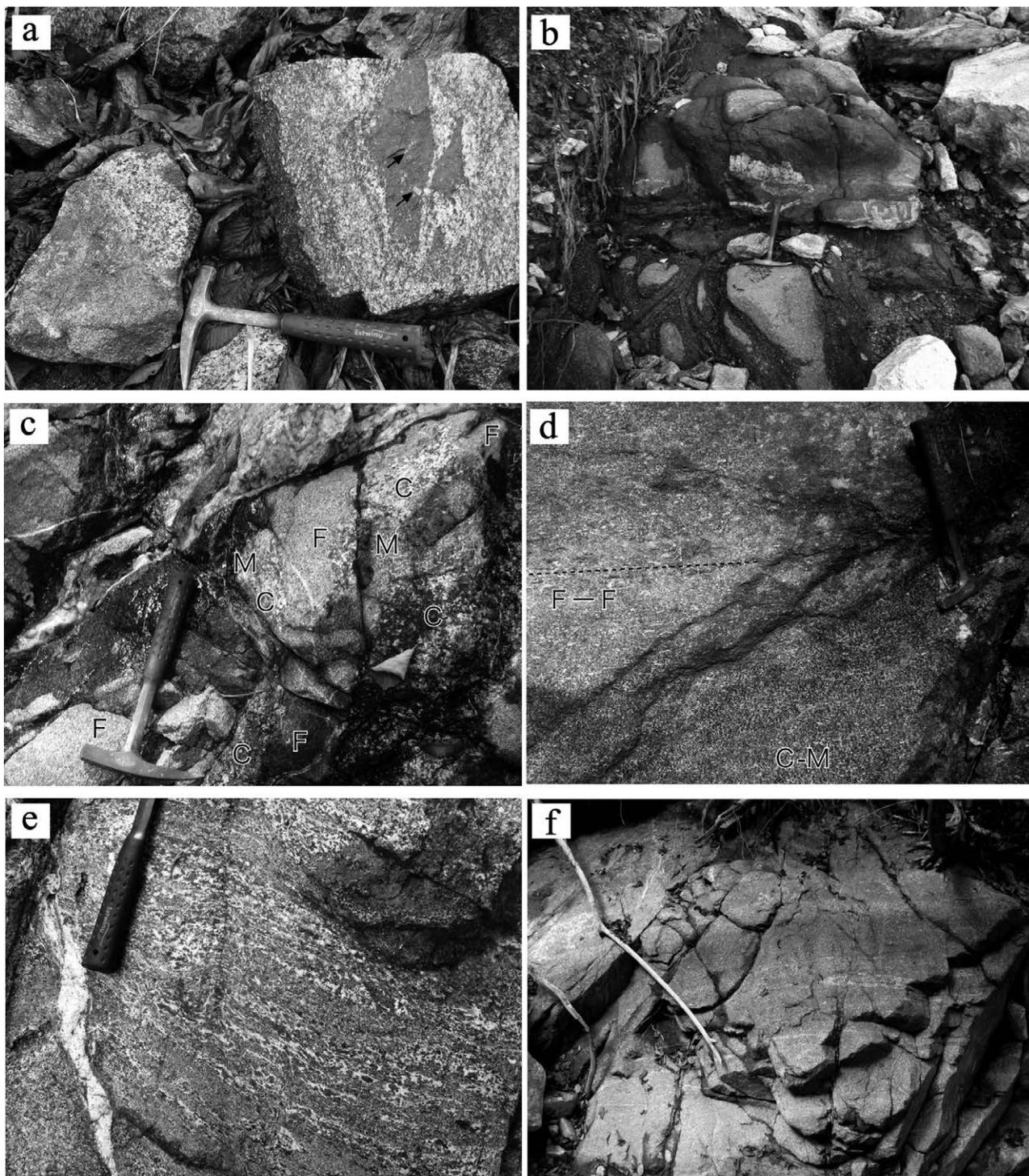
オルソキウムレイト組織を示し、主としてホルンブレンド・斜長石、不透明鉱物から構成され、主成分鉱物の粒度が長径0.5 mmから0.2 mm程度まで連続的に変化する。ホルンブレンドは半自形-自形で、 $Y=Z$ =帯緑褐色、 X =淡褐色の多色性を示す。しばしば、中心部がより褐色を帯びる累帯構造が認められる。また、単純双晶を示す場合がある。斜長石は半自形、長径0.5-0.2 mmで、顕著な累帯構造を示す。不透明鉱物は他形・不定形で、斜長石とホルンブレンドの粒間にプール状に産するほか、粒状の結晶として両鉱物に包有される。黒雲母を少量含み、自形-半自形、長径0.4-0.2 mm程度で、 $Y=Z$ =暗褐色、 X =淡褐色の多色性を示す。

角閃石斑れい岩(第7.17図c, 桶谷橋南東0.8 km, OG409C)

主成分鉱物：ホルンブレンド(50.3%), 斜長石(49.7%)。

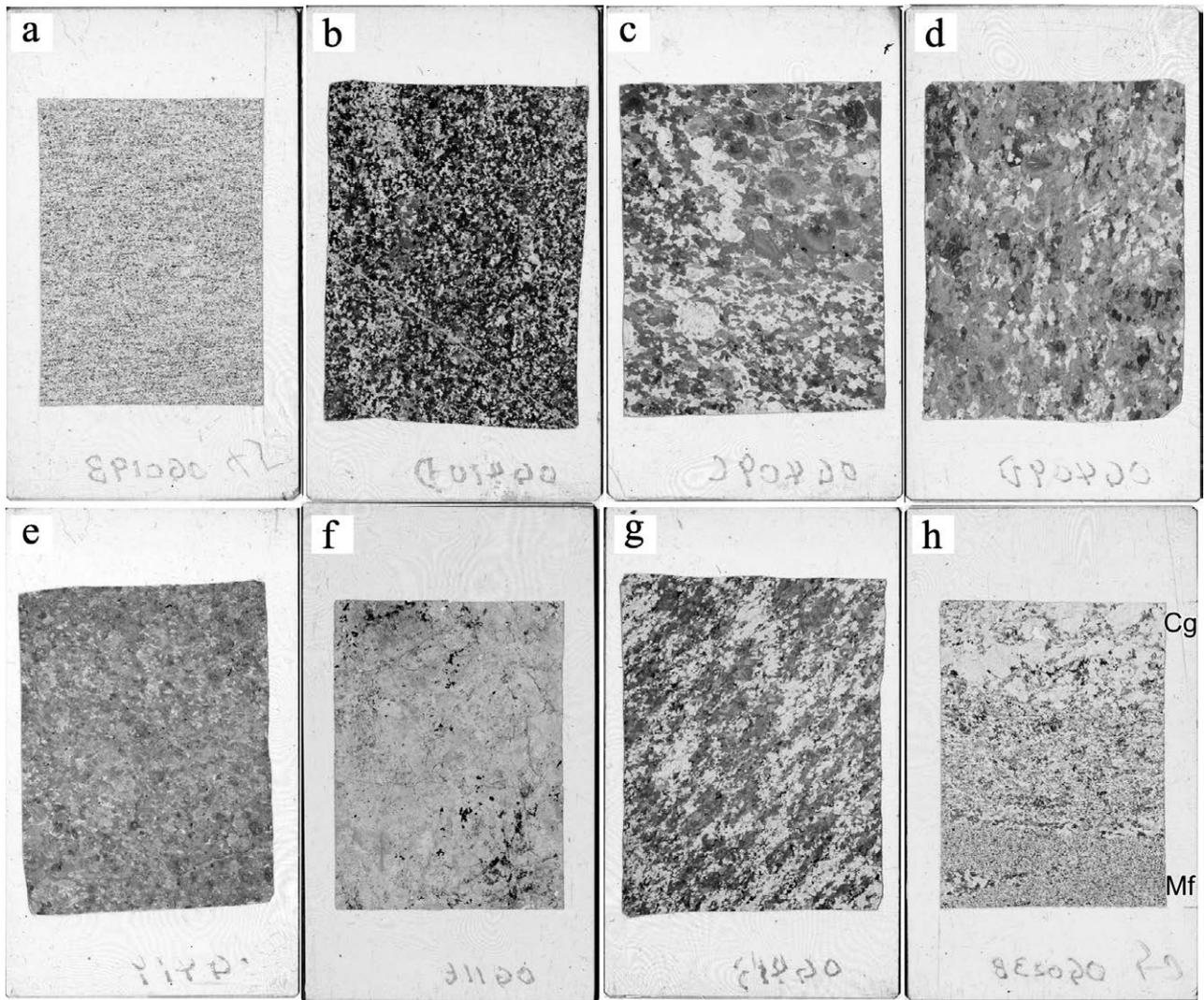
副成分鉱物：アパタイト, ジルコン, 不透明鉱物。

オルソキウムレイト組織を示し、主としてホルンブレンド・斜長石から構成され、鉱物の粒度が長径8 mmから0.2 mm



第 7.15 図 苦鉄質岩類の露頭写真

(a) 南向花崗岩粗粒相中の苦鉄質岩類細粒相。南向花崗岩由来の捕獲結晶(矢印部分)を含む。周囲の南向花崗岩は有色鉍物に富む(松除橋付近)。(b) 苦鉄質岩類粗粒相(コートラングタイト)の産状。特徴的に表面が丸みを帯びる(白沢、桶谷橋の南西 1.2 km)。(c) 露頭内で急激な粒度変化を示す塊状苦鉄質岩類(白沢、桶谷橋の南 0.6 km)。粗粒部と細粒部は鉍物組合せや構成鉍物の量比が同じで、両者の中間的な粒度のものも存在することから、貫入関係ではなく粒度変化と判断される。C:粗粒部, F:細粒部, M:中間部。(d) 粗粒・塊状苦鉄質岩(C-M)から細粒・葉片状苦鉄質岩(F-F)への露頭内での急激な変化(桶谷橋の南東 1.8 km)点線は葉片状構造の方向を示す。(e) 変形構造を伴い、露頭内で急激な粒度変化を示す苦鉄質岩類(桶谷橋の南東 1 km)。(f) 有色鉍物の量比の違いにより、モーダル・レイヤリング状の構造を示す苦鉄質岩類(露頭の高さ約 1.5 m, 小渋川沿い, 桶谷橋の南東 0.5 km)。



第 7.16 図 苦鉄質岩類を構成する代表的な岩相の試料写真及び全薄片写真

(a) 細粒相, (b) 単斜輝石を含む細粒相, (c)-(g) 粗粒相, うち, (e) ほぼ有色鉱物のみから構成されるキウムレイト, (f) コーランドライト, (g) 変形した粗粒苦鉄質岩類, (h) 苦鉄質岩類細粒相と南向花崗岩粗粒相との接触部. Mf: 苦鉄質岩類, Cg: 南向花崗岩粗粒相. 記号を付した部分は粒度の違いが明瞭であるが, その間は中間的な粒度・連続的な粒度変化を示す.

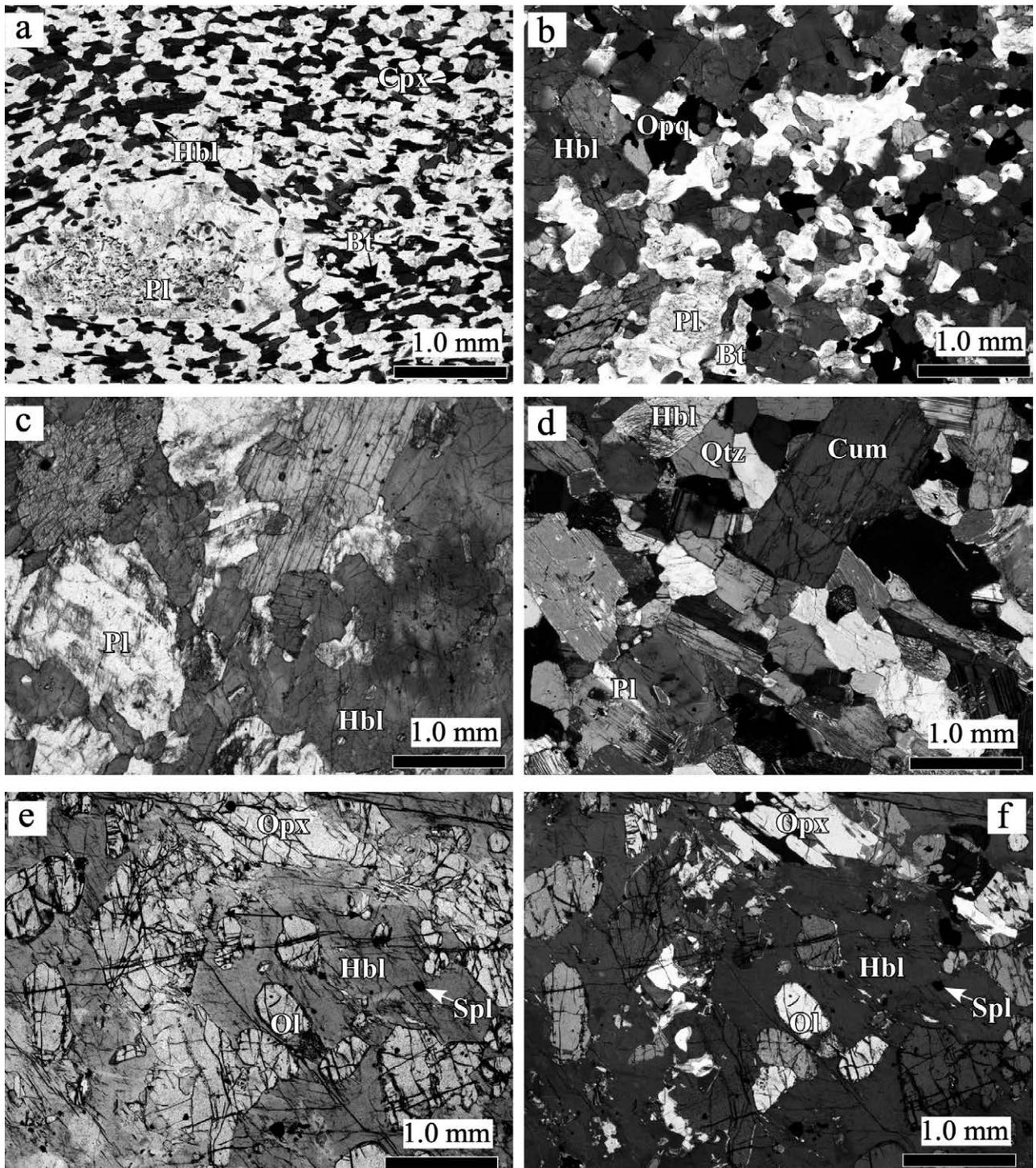
程度まで連続的に変化する. ホルンブレンドは半自形-自形, 長径 8 mm から 0.2 mm で, Y=Z= 帯緑褐色, X= 淡褐色の多色性を示す. しばしば, 中心部がより褐色を帯びる累帯構造が認められる. また, 単純双晶を示す場合がある. 斜長石は半自形, 長径 4-0.2 mm で, 顕著な累帯構造を示すほか, しばしば, まだらな消光を示す. また, 融食形を示す細粒のホルンブレンドをしばしば包有する. 不透明鉱物は他形・不定形で, 斜長石とホルンブレンドの粒間にプール状に産するほか, 粒状の結晶として両鉱物に包有される.

角閃石斑れい岩 (第 7.17 図 d, 桶谷橋南東 0.8 km, OG409D)

主成分鉱物: ホルンブレンド (47.7%), カミングトン閃石 (25.9%), 斜長石 (26.4%).

副成分鉱物: 黒雲母, 石英, アパタイト, ジルコン, 不透明鉱物.

アドキウムレイト組織を示し, 主としてホルンブレンド・カミングトン閃石・斜長石から構成され, 長柱状のカミングトン閃石と斜長石が弱く定向配列する. 主要鉱物の粒径は長径 5 mm から 0.5 mm 程度まで連続的に変化する. カミングトン閃石は自形-半自形, 長径 5-0.5 mm で, しばしば集片双晶を示す. 淡緑褐色-無色の弱い多色性を示す. 黒雲母・不透明鉱物・斜長石を包有する. ホルンブレンドは半自形-自形, 長径 2.5 mm から 0.2 mm で, Y=Z= 帯緑褐色, X= 淡褐色の多色性を示す. しばしば, 中心部がより



第 7.17 図 苦鉄質岩類の薄片写真

(a) 単斜輝石含有角閃石斑れい岩 (細粒相), 松除橋南 0.5 km, OG019B. オープンニコル. (b) 角閃石斑れい岩 (粗粒相), 桶谷橋南東 0.5 km, OG410D. オープンニコル. (c) 角閃石斑れい岩 (粗粒相), 桶谷橋南東 0.8 km, OG409C. オープンニコル. (d) 角閃石斑れい岩 (粗粒相), 桶谷橋南東 0.8 km, OG409D. クロスニコル. (e), (f) 斜方輝石単斜輝石かんらん石含有角閃石岩 (粗粒相: コートラングイト, 大西山北西 0.4 km, OG116). (e) オープンニコル, (f) クロスニコル. Pl: 斜長石, Hbl: ホルンブレンド, Cpx: 単斜輝石, Bt: 黒雲母, Opq: 不透明鉱物, Cum: カミングトン閃石, Opx: 斜方輝石, Spl: スピネル, Ol: かんらん石.

褐色を帯びる累帯構造が認められる。また、顕著な劈開を示し、単純双晶が認められることがある。斜長石は半自形、長径 4-0.2 mm で、弱い累帯構造を示すことがある。黒雲母は、自形-半自形、長径 2.0-0.2 mm 程度で、 $Y \approx Z$ = 明赤褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。岩石全体としては、斜方輝石・単斜輝石・斜長石からなるガブローライトのキュムレイトが変成したものと考えられる。

かんらん石含有輝石角閃石岩(コートランダイト、第 7.17 図 e, f, 大西山北西 0.4 km, OG116)

主成分鉱物: ホルンブレンド (49.5%), 斜方輝石 (39.5%), 単斜輝石 (10.5%), かんらん石 (0.5%)。

副成分鉱物: スピネル

完晶質で、最大粒径 150 mm 程度のホルンブレンドオイククリスト中に、かんらん石、斜方輝石、スピネルがチャダクリストとして包有されるオルソキュムレイト組織を示す。ホルンブレンドのオイククリストは、半自形-他形、粒径 150-80 mm で、 $Y=Z$ = 褐色、 X = 淡褐色の多色性を示す。かんらん石は、粒状-不定形の他形-半自形で、粒径 1.5-0.1 mm を示す。斜方輝石は他形でチャダクリストとして産するほか、ホルンブレンドオイククリストの粒間にも産する。単斜輝石はチャダクリスト中の残晶として産し、虫食い状ないしスポンジ状の他形結晶として産する。この単斜輝石結晶の周囲はホルンブレンドが淡色である。スピネルは半自形-他形、粒径 < 0.1 mm で、全ての鉱物中に産する。

年代: 大河原地域の苦鉄質岩類から年代値の報告はない。南向花崗岩と液状態で共存していた産状を示すことから、その活動時期は南向花崗岩と同時期と推察される。

7.5 地質構造と深成-変成-変形作用

大河原地域の領家深成岩類は、大河原地域分布域の西側では北東-南西方向の走向を示す片麻状構造を有し、東方の中央構造線に近づくにつれて、北北東-南南西走向へ漸移的に変化し、中央構造線とほぼ平行となる。こうした構造は先行研究において既に認識されており(例えば、Yamada, 1957)、本研究の観察結果はこれに矛盾しない。更に、領家深成岩類中の捕獲岩として産する領家変成岩類の構造もこれと概ね調和的である。

領家変成岩類は、大河原地域外の中部地方においては、美濃丹波帯の非変成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(牧本ほか, 2004; 宮崎・長田, 2021)。領家変成岩類が連続してまとまった分布を示す三河地方において、その変成温度圧力は中央構造線に向かって系統的に上昇することが報告されている(例えば、Miyazaki, 2010)。宮崎(2008)によると、三河地方御油地域の領家変成岩類は、低変成度側から順に、

黒雲母帯・カリ長石珪線石帯・ざくろ石堇青石帯に分帯され、そのアイソグラッドは中央構造線及び片理の方向とほぼ平行である。それぞれの変成圧力・温度条件は、黒雲母帯: 2.9-3.7 kbar・506-593 °C、カリ長石珪線石帯: 3.7-4.3 kbar・574-709 °C、ざくろ石堇青石帯: 4.3-5.7 kbar・715-801 °C と見積もられている(Miyazaki, 2010)。Hayama(1962)、Hayama(1964a, b)に基づく、大河原地域の北西端付近から北西に向けて領家変成岩類のまとまった分布が示されており、その南東端(大河原地域の北西端)は、第2珪線石帯に分布されている。この第2珪線石帯とは、白雲母と石英との反応で生成したフィブロライトが出現する領域であり、この反応は御油地域における黒雲母帯とカリ長石珪線石帯との間に定義される反応(宮崎, 2008; Miyazaki, 2010)と同じである。従って、大河原地域の北西端付近には、カリ長石珪線石帯の変成岩類が分布していることとなる。大河原地域周辺では、カリ長石珪線石帯の南東端は領家深成岩類の貫入によって切られており、より高圧・高温の変成条件の想定される変成岩類、即ち、ざくろ石堇青石帯の変成岩類のまとまった分布はない。しかしながら、Nakamura *et al.*, (2022) は、大河原地域の領家深成変成岩類の東端付近のマイロナイト帯の変成泥岩から、4.6-5.6 kbar・650-790 °C の御油地域におけるざくろ石堇青石帯と同程度の最高変成圧力・温度条件を見積もっていることから、大河原地域より北西に続くカリ長石珪線石帯の南東に位置する大河原地域には、領家深成岩類の貫入以前にはざくろ石堇青石帯の領家変成岩類が分布していたものと推定される。

御油地域におけるカリ長石珪線石帯とざくろ石堇青石帯との間は、珪線石+黒雲母+石英=カリ長石+ざくろ石+堇青石+水の反応で定義される。大河原地域の稜線付近やいくつかの岩体を除いた領家深成岩類中の捕獲岩は、ざくろ石+堇青石の鉱物組合せを有し珪線石を欠く。このことは、大河原地域よりも北西に分布するカリ長石珪線石帯の南東に分布していた、ざくろ石堇青石帯の構成岩を領家深成岩類が捕獲したためであると考えられる。その一方で、それらの領家変成岩類の捕獲岩には、珪線石を欠くものの、ざくろ石も欠き、カリ長石+堇青石の組合せを示すものもある。このことは、ざくろ石+堇青石の鉱物組合せを示すものも含め、領家深成岩類に捕獲されることにより、その接触変成作用により、御油地域のカリ長石堇青石帯相当の変成作用を受けたことを意味すると思われる。一方、変成岩類から推定される地殻構造が中央構造線方向に深部に向けて成層しているからといって、領家深成岩類もその状態で貫入したとは限らない。マグマの流動・対流等を考慮すると、捕獲岩体がカリ長石珪線石帯の南東に位置していても、全く別の場所でマグマに取り込まれた可能性もある。花崗岩質のマグマは、その貫入・定置の段階では、一般に母岩に入った割れ目を通じて貫入し、周囲の母岩をブロック状に取り

込むストーピングによってその貫入場を確保すると考えられている(例えば, *Petford et al.*, 2000). そのような場合においては, 花崗岩質のマグマは一般的に粘性が高いため, ブロック状に取り込まれた捕獲岩が大きく移動することは考えにくい. 従って, 領家深成岩類中の変成岩類捕獲岩体は, 若干の移動はあるにしても, 概ねその場で取り込まれたとみなして良いものと考えられる.

領家深成岩類中の変成岩類捕獲岩体のうち, カリ長石+堇青石+珪線石の組合せを持つものについては, カリ長石珪線石帯の変成岩類が接触変成作用を被ったと考えるには, 前述のざくろ石堇青石帯起源のものとの分布関係が整合的に説明できない. 稜線部以外に分布するカリ長石+堇青石+珪線石の組合せを持つ変成岩類は, いずれも苦鉄質岩類の岩体の近傍に位置している. それらの変成岩捕獲岩体の中には, 接触変成作用によって形成されたと考えられる, 高温型の堇青石であるインディアライトの仮像を含み, 強い接触変成作用を受けたことが示唆される. これらのことは, 苦鉄質岩体(苦鉄質マグマ)の近傍では, より高温状態にさらされたか, あるいは高温状態が持続し, ざくろ石堇青石帯からのある種の後退変成作用がより完全に進行するとともに, 御油地域よりもやや高圧で接触変成作用が生じたためにカリ長石+堇青石+珪線石の組合せを持つ変成泥岩となったものと推定される.

ざくろ石堇青石帯の変成作用は領家変成岩類の広域変成作用よりも低圧で深成岩類による接触変成作用が生じたことを示唆している. 従って, 大河原地域の領家深成岩類は, 領家変成岩類のピーク変成作用が生じた地殻構造当時の深度に貫入・定置したものではないと考えられる. 大河原地域並びに周辺地域の深成岩類の冷却年代である各種鉱物の K-Ar 及び Rb-Sr 年代は, 概ね 77-60 Ma 頃を示しており, 最も若い 60 Ma 頃には黒雲母の閉鎖温度である約 300 °C を下回ったと解釈される. 一方, 大河原地域の領家深成岩類で最も若い南向花崗岩は, 固結年代として 72.6 ± 0.9 - 71.6 ± 1.0 Ma のウラニナイト CHIME 年代 (*Yokoyama et al.*, 2016) を示す. *Nakamura et al.*, (2022) は, 大河原地域のマイロナイト帯は最後の火成活動の直後に形成され, 69-67 Ma と 66-64 Ma の 2 つのステージのマイロナイト化作用が生じたとしている. マイロナイト帯の詳細については第 9 章で記述するため, ここでは火成作用と地質構造との関連について簡潔に記述する. 大河原地域周辺の先行研究とあわせて整理すると, 領家深成岩類の片麻状構造には以下の特徴がある. (1) ほぼ全ての岩相に片麻状構造が認められ, その走向は西部から東部へ向け, 中央構造線あるいはマイロナイトの構造に収斂していく. (2) 非持トータル岩は見かけ上, 最も強い片麻状構造を示し, 南向花崗岩は東の中央構造線に近づくほど片麻状構造が強くなり, 眼球片麻岩状となる. (3) 想定されるマイロナイト化作用の開始期は, 南向

花崗岩の固結直後である. 相対的に早期に固結した非持トータル岩の片麻状構造がマイロナイト化直前まで固結していなかった南向花崗岩と調和的であるということは, 以上のこととあわせて考えると, 固結前・固結後の時期の違いはあるにせよ, 最終的にマイロナイト化につながる差応力の下で, 全ての深成岩類の片麻状構造が形成されたことを示唆する.

ここで, 領家変成岩類の片理はピーク変成作用時に形成されたものであり, マイロナイト化作用で形成されたものではない. 従って, 領家変成岩類の片理面と深成岩類の片麻状構造とは調和的である必然性はなく, 捕獲岩体自体が回転する等して斜交することもあり得るはずである. しかしながら, 実際には, 領家変成岩類の層理面・片理面は周囲の深成岩類の片麻状構造と概ね一致している. 層理・片理を有する変成岩類は, しばしば野外での産状に認められるように, それらの面に沿ってマグマの貫入を受けやすい一方で, それに直交する方向には貫入を受けにくい, あるいは割れにくい性質をもつ. このことから, 花崗岩質マグマが変成岩類に貫入した際に, 一定程度の大きさの平板状の岩塊として変成岩類が捕獲されたものと想定される. そのため, そうした平板状, 直方体状, あるいは紡錘体状の岩塊が, マイロナイト化作用につながる一定の差応力の下で片麻状構造と調和的に配列し, 現在のように領家変成岩類の層理面あるいは片理面と深成岩類の片麻状構造とが概ね調和的になったと考えるのが合理的である. 実際に, 詳細にみると変成岩類の片理と周囲の深成岩類の片麻状構造が若干斜交する部分は少なからず存在する.

南向花崗岩細粒相や苦鉄質岩類の中には, 単一の露頭内で鉱物組合せ・量比が変わらず, 粒度だけが数 10 cm の範囲で著しく変化する産状が存在する. 苦鉄質岩類中に認められるこのような組織は, *varitextured gabbro* と呼ばれ, オフィオライトや高速拡大海嶺のシート状岩脈群直下のメルトレンズや, 低速拡大海嶺の斑れい岩類に知られている(例えば, *MacLeod and Yaoancq*, 2000). こうした地域はメルトレンズとその周囲との間に急な温度勾配が存在し, 温度境界層 (*thermal boundary layer*) 付近で結晶の不均質な核形成が生じることが *varitextured gabbro* の原因の一つと考えられている. 大河原地域において急激な粒度変化を示す南向花崗岩細粒相と苦鉄質岩類とはソリダス温度が異なるため, これらが同一の温度条件である必要はないが, 南向花崗岩細粒相については, 粗粒相よりも僅かに分化した全岩化学組成を示し(山崎, 2025), 相対的に細粒で北西側に分布すること, 粗粒相に貫入する場合もあることから, 地殻のより浅部の, 南向花崗岩粗粒相の分化残液に相当する部分と想定される. 苦鉄質岩類についても, 急激な粒度変化が観察される桶谷橋付近の岩体より北西あるいは西では細粒相として産することから, この部分が, オフィオライトや高速拡大

海嶺において、火山岩的な組織を示すシート状岩脈群と、*varitextured gabbro*を形成するメルトレンズの境界(温度境界層)に相当するような温度条件にあり、東側あるいは南東側がより深部に相当したと思われる。従って、これらのことは、領家深成岩類の貫入・定置深度や貫入

時の地殻構造が、領家変成岩類の主変成作用時と全く同じである必要はないものの、大局的には北西あるいは西側が浅部、南東あるいは東側が深部に相当する地質構造を見ているものと推察される。

第8章 第四系

(中村佳博)

大河原地域の第四系は分布が狭いものの、山間地を流れる河川沿いまたは傾斜地に点在する。主に段丘堆積物、地すべり堆積物、岩石氷河堆積物、沖積錐堆積物、谷底低地堆積物及び現河床堆積物に区分される。

8.1 段丘堆積物 (t)

大河原地域では、段丘地形の分布について国土地理院が公開している5 mメッシュDEMから再構築した傾斜量図、疑似カラーCS立体図及び1960年代の航空写真判読の結果を総合して判読した。判読の結果、塩川・鹿塩川合流部左岸地区、落合地区、釜沢地区の3地点で段丘地形が認められた。いずれの段丘面も現河床堆積物や谷底低地堆積物が成す面よりも1段高く(第8.1図)、1960年代の航空写真ではいずれも段丘崖の地形を確認できた。ただし、現在は土地改変が進んでおり、露出も悪く段丘堆積物の露頭を大河原地域内で確認できなかつた。

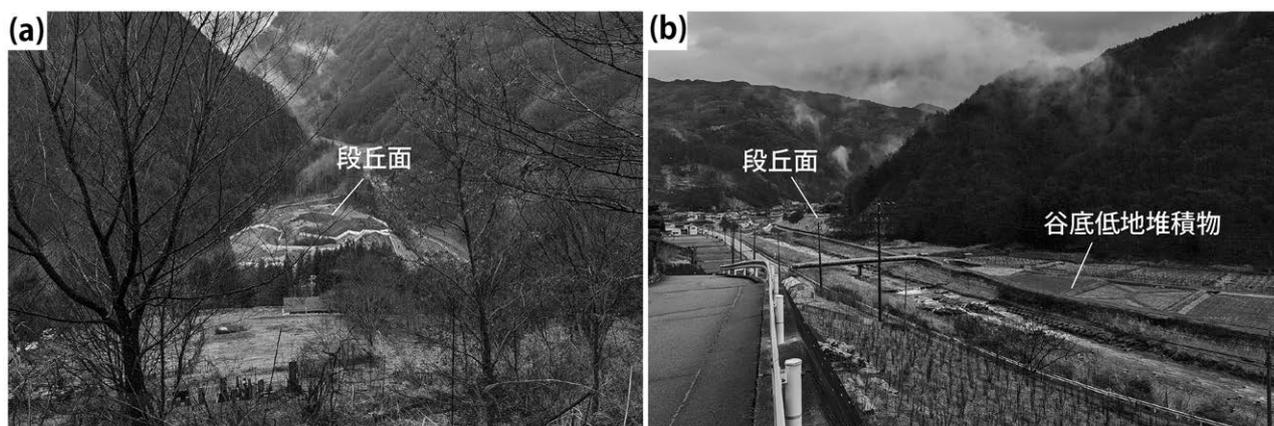
分布：大鹿村塩川・鹿塩川合流部の左岸地区(第8.1図a)、大鹿村落合地区、大鹿村釜沢地区(第8.1図b)に認められる。

層厚：釜沢地区で層厚は約3 m(国土地盤情報検索サイト KuniJiban, 2023)。現河床と段丘面の比高は、大鹿村塩川・鹿塩川合流部左岸で約10 m。大鹿村落合地区では約5 m。大鹿村釜沢地区で約10 mである。

層序関係：ボーリングコアの記載に基づくと、基盤の三波川変成コンプレックスもしくは領家深成変成コンプレックスの基盤岩を不整合で覆うと推定される(国土地盤情報検索サイト KuniJiban, 2023)。

層相：大鹿村釜沢地区ではボーリングコア資料から段丘堆積物の記載が報告されている(国土地盤情報検索サイト KuniJiban, 2023)。その報告によると、本堆積物は暗灰色の砂礫層からなり、基質は中砂(0.85–0.25 mm)で直径0.5–3 cm程度の亜角～亜円礫を含み、礫の最大径は約4 cmである。

年代・対比：上伊那南部及び下伊那地域では、天竜川沿いの段丘面は低位段丘から高位段丘まで複数の面が認識されている(下伊那地質誌編集委員会, 1976; 田中・寺平, 1983)。これらの段丘面区分において、小渋川沿いに分布する低位段丘面は「追引面」とされている。この低位段丘面が大河原地域の小渋川上流地域の大鹿村地域内にも連続している可能性が高く、本段丘堆積物の成す面は追引面に相当する可能性がある。この低位段丘面は、赤バミと呼ばれる新期御岳上部テフラ層の下部を構成するテフラの三岳スコリア層(MtS: 竹本ほか, 1987; 別名: Pm-IV)に覆われる辻沢面よりも新しい段丘面である(田中・寺平, 1983)。MtSの年代は約5.7万年前とされていることから(竹本ほか, 1987)、追引面はこれよりも新しい段丘面と判断される。以上の天竜川地域の段丘面区分



第8.1図 大鹿村地域で観察される代表的な段丘面

(a) 釜沢地区から望む段丘面。現在はリニア新幹線工事の残土置き場として地形は完全に改変されている。(b) 鹿塩地区に確認できた段丘面。谷底低地堆積物よりも1段上に段丘崖を伴い平坦面が形成されている。段丘面は田畑として利用されている。

を基に、大河原地域に分布する段丘堆積物を上部更新統と推定した。

8.2 地すべり堆積物 (ld)

大河原地域において、国土地理院が公開している5 mメッシュDEMから再構築した傾斜量図、疑似カラーCS立体図、空中写真を用いて大規模な地すべり移動体を数多く確認した。地すべり移動体の分布域は、周囲の斜面よりも傾斜量が小さくなっており、平坦面の上方は湾状の崩落崖地形が形成されている(第1.8図, 第1.9図)。より詳細な地すべり地形に関する記載は、第1.3節にて紹介している。本報告では、明瞭な緩斜面かつ野外で岩屑移動体を複数確認している地域(特に集落・田畑・牧場)を地すべり堆積物(ld)として地質図に表記している。一方で地形判読のみで明瞭な崩落崖と地すべり移動体を判読した場合は、点線として地すべり移動体の分布を表現している。

分布: 黒川沢ユニット・御荷鉢ユニットが分布する中央構造線以東に多く発達する特徴を示す。超苦鉄質岩類及び塊状変成玄武岩の分布域に対応して大規模な地すべり堆積物が分布することが多い。

層序関係: 基盤岩である三波川変成コンプレックス・秩父付加コンプレックス、戸台層を不整合に覆う。

層相: 本堆積物は、淘汰の悪い岩屑であり、礫、砂及びシルトからなる。岩屑の種類や形状は母岩の岩相に強く左右される。大鹿村入谷地区では、地すべり対策工事として76箇所のボーリング調査が実施されている。入谷地区の崩落崖周辺のボーリングコア試料から地すべり移動体内部の堆積物の厚さは、地すべり移動体縁辺部では基底面から10 m以下、地すべり移動体中央部では20–46 mと報告されている。礫種は変成玄武岩(緑色岩)を主体に超苦鉄質岩類(蛇紋岩)・泥質片岩・珪質片岩からなる(国土情報検索サイト KuniJiban, 2023)。また基盤岩は、強風化した苦鉄質(緑色)片岩・泥質(黒色)片岩・変成玄武岩(緑色岩)及び超苦鉄質岩類(蛇紋岩)とされ、風化した三波川変成コンプレックス起源の変成岩と推定される(国土情報検索サイト KuniJiban, 2023)。

8.3 岩石氷河堆積物 (g)

大河原地域では、岩屑からなり形態的に氷河に類似する舌状の地形が認められる。これは岩石氷河によって形成された岩石氷河堆積物と解釈され、森林限界(標高2,650 m付近)以上の赤石山脈主稜線に限定的に発達する(式, 1961; 小野, 1975; 池田・西井, 2011)。岩石氷河とは、小規模な氷河に類似する角礫からなる舌状ないし耳たぶ状の地形と定義されており、その特徴として高山に分布することや、表面に溶岩流で見られるような多数の

稜線と溝からなる「しわ」が観察される(松岡, 1998)。本報告では、これまでの研究によって赤石山脈で認定された岩石氷河を岩石氷河堆積物として地質図に表記している。

分布: 三峰岳南面岩石氷河(式, 1961; 青山, 2002; 池田・西井, 2011; 第8.2図a)・三峰岳北面岩石氷河(式, 1961; 青山, 2002; 池田・西井, 2011)・荒川東岳(悪沢岳)カール岩石氷河(青山, 2002)が、大河原地域内で報告されている。三峰岳南面岩石氷河では、カール底が長径数10 cm–数 mの岩塊に覆われており、その岩塊は更に下流側に舌状に伸び、全長はカール内の崖錐下端から約400 mにわたる(池田・西井, 2011; 第8.2図a)。三峰岳北面岩石氷河で発達する耳たぶ状地形の長さは130 mとなる(池田・西井, 2011)。荒川東岳カール岩石氷河では、カール西側の耳たぶ状地形・カール中央部の舌状地形・カール東側の耳たぶ状地形が岩石氷河と認定されており、傾斜方向への長さは224 mと判定されている(青山, 2002)。

層厚: 三峰岳北面岩石氷河では、厚さ約10–13 mの岩石氷河堆積物の露頭が報告されている(Matsuoka and Ikeda, 1998; 青山, 2002)。

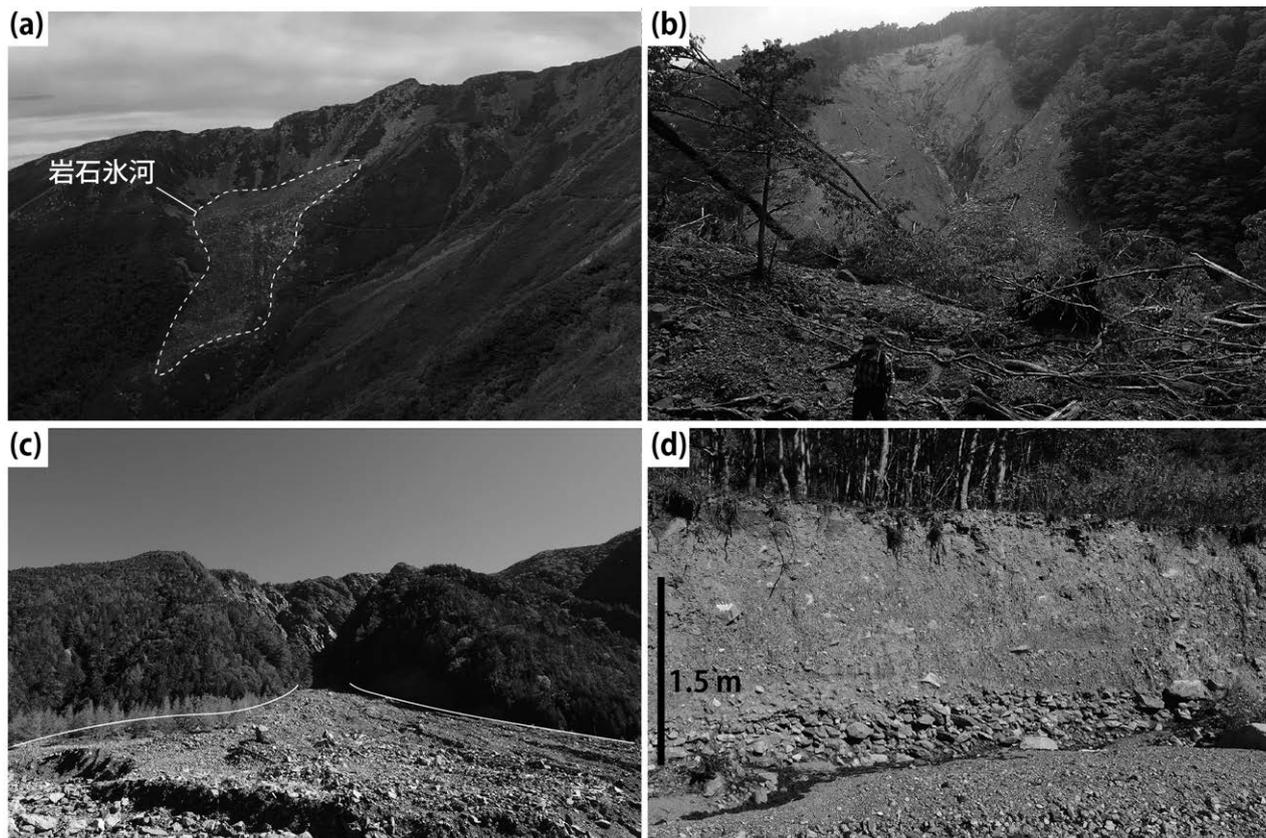
層序関係: 基盤岩の四万十付加コンプレックスを不整合に覆う。

層相: 上部2–3 mは基質を欠くオープンワークの岩塊層となっており、その下部は基質の砂を含む層厚10–11 mのより細粒な岩屑層となる(Matsuoka and Ikeda, 1998; 青山, 2002)。上部の岩塊層を構成する礫の最大長径は220 cmで平均長径は40 cmである(青山, 2002)。

年代: 三峰岳北面及び南面のカール地形は、間ノ岳周辺で大きく新旧2期に分けられる氷食地形のうち、新規の地形に対応し(小野, 1975; 五百沢, 1979)、他の山域の氷河地形との対応関係から、海洋酸素同位体ステージ2(MIS 2)に形成されたと考えられている(小野, 1975; 池田・西井, 2011)。三峰岳南面岩石氷河及び三峰岳北面岩石氷河の基質を構成する灰色シルトから細礫層のうち、基盤岩直上の細粒な層厚6試料から¹⁴C年代が報告されている。これらの¹⁴C年代を基に三峰岳南面岩石氷河は遅くとも完新世初頭には下端が現在の位置まで到達していたこと、三峰岳北面岩石氷河の形成は最終氷河期最盛期から完新世初頭の年代であると推定されている(池田・西井, 2011)。

8.4 沖積錐堆積物 (ac)

急傾斜な河床勾配が減少する山地内の小谷の出口付近や谷底に生じる小規模な扇状地状の堆積物を沖積錐堆積物と認定した。大河原地域では、水流運搬された未固結な堆積物から構成されており、淘汰の悪い斜面基盤由来の亜角礫・亜円礫からなる礫支持の礫層からなる。完新



第 8.2 図 代表的な岩石氷河，沖積錐堆積物及び現河床堆積物の産状
 (a) 三峰岳南方に形成する岩石氷河. (b) 北荒川を閉塞する大規模土砂崩れと沖積錐堆積物. (c) 東池ノ沢の崩落で形成された沖積錐堆積物. (d) 鹿塩川の現河床堆積物.

世以降に形成されたものが多いと推定されるが年代を制約できる資料はない。層厚は数 10 m 以内で、昨今の豪雨災害によって一部河川や林道を閉塞する沖積錐堆積物が、三峰川・荒川・大井川中俣周辺で観察された(第 8.2 図 b-c)。

南隣赤石岳図幅内の大井川本流部でも多数の沖積錐堆積物が報告されており、「赤崩」と呼ばれる崩壊地は、最大横幅約 900 m で崩壊面積は約 39 ha に及ぶ(池田ほか, 1993)。池田ほか(1993)の赤崩に関する記載に基づく、北東-南西走向で北西に 60°以上傾斜した四万十付加コンプレックスの砂岩・頁岩互層で崩壊が発生した。沖積錐を構成する堆積物は、大礫を主体とする角礫からなり、一つのロープの中で逆グレーティングを形成し表層部で最も粗くなる。表層礫層は、空隙に細粒物質が極めて少ない透かし礫岩である。一方で、下方に向かうにつれて細粒物質が増えるが空隙を充填しつくすほどではなく、礫と礫が接した礫層となる。これらの大規模崩壊地によって形成された沖積錐堆積物は、谷壁斜面を構成する四万十付加コンプレックスの地層による岩盤クリープや、線状凹地の形成と重力性断層に関連して形成されたと示唆されている(久田・新藤, 1982)。

8.5 谷底低地堆積物 (v)

大河原地域で確認される谷底低地堆積物は、上流域に露出する基盤岩・崖錐堆積物などを起源とする砂、泥、及び礫からなる。地形断面図で段丘面とは異なり明瞭な段丘崖が識別できず、現河床面に連続して緩傾斜する面に分布する堆積物を谷底低地堆積物として示した。平坦地が少ない大鹿村大河原地区・鹿塩地区そして鹿塩川や青木川沿いでは、田畑や居住地域として広く利用されている。大河原地域では、鹿塩川流域の儀内路地区・鹿塩地区・西地区・大河原地区、青木川沿いの下青木地区・上青木地区・小渋川沿いの沢戸地区・上蔵地区に点在する。いずれも山地地形が緩傾斜になり、大規模な地すべり堆積物・沖積錐堆積物が見られる河川沿いに対応する。

8.6 現河床堆積物 (rb)

現河床堆積物は、青木川・小渋川・鹿塩川・三峰川・大井川西俣・東俣の河床に分布する。河床勾配が緩やかになる地域や峡谷が部分的にポケット状に広がる地域に

現河床堆積物が広がる。また、三峰川・小渋川等では、水力発電のための取水口及び大規模堰堤付近にも現河床堆積物が広く分布する。本堆積物は、上流域に露出する基盤岩・崖錐堆積物などを起源とする砂、泥及び礫から構成される。鹿塩川女高地区の堰堤上流部では、現河床堆積物の断面が露出する小露頭が観察される(第 8.2 図 d)。

ここでは、層厚 0.5 m 程度の礫支持の礫層と層厚 1.5 m 程度の基質支持の礫層が、基盤岩を不整合に覆う。礫は、径 10–30 cm であり、領家深成変成コンプレックス起源のマイロナイト・花崗岩類及び三波川変成コンプレックス起源の泥質片岩・苦鉄質片岩・変成玄武岩から構成される。

第9章 地質構造

(中村佳博・高橋 浩)

大河原地域の主要な地質構造を第9.1図に示す。地質構造について、主要な構造線及び断層に関して中央構造線(第1節)、仏像構造線(第2節)、戸台構造帯(第3節)、ユニット境界断層(第4節)、その他の主要な断層(第5節)の順に記述する。

9.1 中央構造線

中央構造線は、1885年にナウマンが西南日本外帯と内帯の境界として中央線(Median Line)を提唱して以来、西南日本の基盤岩の地質構造発達史を議論する上で最も重要な構造線として多数の研究が実施されてきた。中でも大河原地域の中央構造線西側の領家深成変成コンプレックスに広く分布する「鹿塩マイロナイト」は、Harada(1890)が「鹿塩片麻岩」と名付けてから、多数の岩石学的及び構造地質学的な研究成果が報告されている。約100年以上に渡る中央構造線に分布する圧砕岩類(マイロナイト・ウルトラマイロナイトなど)に関する歴史的な研究背景に関しては、大友(1996)を参照されたい。本報告では1)中央構造線の延性変形、2)中央構造線の脆性変形、3)活断層としての中央構造線に関して、大河原地域を中心に最近の研究成果を報告する。

9.1.1 中央構造線の延性変形

9.1.1.1 鹿塩せん断帯

中央構造線は西南日本内帯と外帯を区分する日本最大の地質境界であり、長さは1,000 kmを越える。大河原地域では、中央構造線の変形史の中でも最初期(鹿塩時階)の活動によって形成した約1 km幅の延性変形帯が、中央構造線西側の領家深成変成コンプレックス中に発達する。この中央構造線西側に発達する延性変形帯を先行研究に従い、「鹿塩せん断帯」と呼ぶ(Michibayashi, 1993; Michibayashi and Masuda, 1993; Nakamura *et al.*, 2022)。大河原地域における鹿塩せん断帯分布域は、後述する「領家南縁せん断帯」のT帯-C帯(原ほか, 1977)やM帯(高木, 1984)とおおよそ一致する。本報告の鹿塩せん断帯は、中央構造線から西に約1,000 m離れた付近に出現する圧砕岩類の再結晶石英粒径の急激な減少地点を構造境界に設定し、地質図に表記している(第9.1図)。野外では長石から構成されるポーフィロクラストが観察される圧砕岩類と片麻状花崗岩類(南向花崗岩及び非持トー

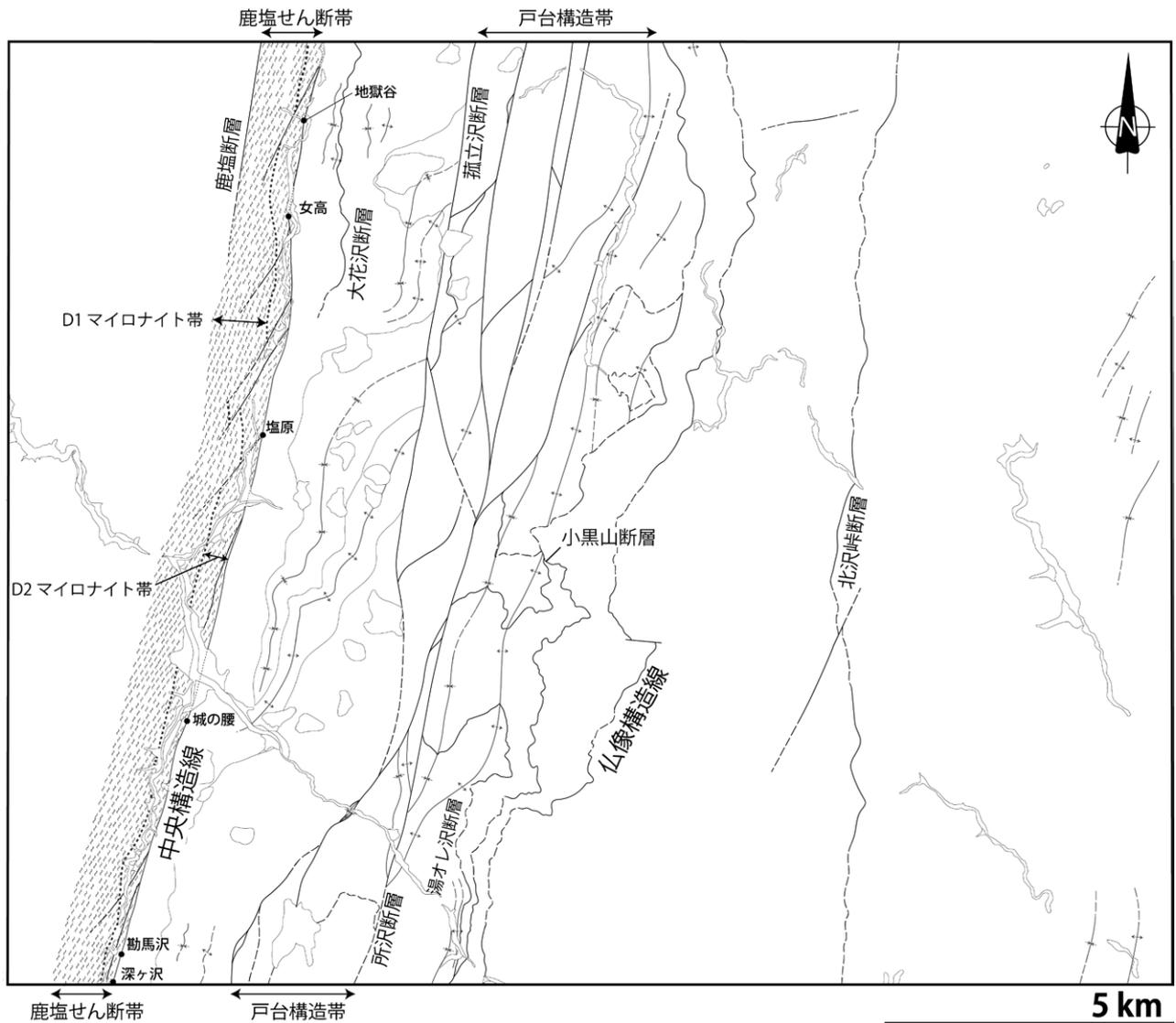
ナル岩)との境界におおよそ対応する。また、この鹿塩せん断帯内部に発達する領家深成変成コンプレックス起源の圧砕岩類を「鹿塩マイロナイト」と呼ぶ。なお高木・小林(1996)に基づく断層岩区分に基づく、「マイロナイト」の分類から外れる圧砕岩類(ウルトラマイロナイト、プロトマイロナイト等)も鹿塩せん断帯内部に分布するが、便宜的に一括して「鹿塩マイロナイト」と呼んでいる。

9.1.1.2 鹿塩せん断帯の研究史

鹿塩せん断帯に分布する鹿塩片麻岩は当初、斑状緻密岩・ヘレフリンタ様緻密岩・ポーフィロイド様岩・ヘレフリンタ様岩と記載されており、マグマが完全に固結する前に早期に晶出した鉱物が破碎流動した火成岩組織(プロトクラスティック)であるという説(端山ほか, 1963; 端山・山田, 1973; 杉山, 1973)・堆積岩由来の変成岩である説(小野, 1977; 1981)・交代作用によって形成した混成岩である説(Hashimoto, 1955)などが提唱されていた。その後マイロナイトが深所の延性領域で形成する断層形成モデルと断層岩類の記載的分類(Sibson, 1977)が確立して以降、中央構造線沿いに分布する「鹿塩片麻岩」は主に延性変形によって形成した「マイロナイト」であることが広く認められるようになった(大友, 1996)。

このような研究背景の下で、原ほか(1977)は、紀伊半島から中部地方領家帯南縁に発達する中央構造線延性変形帯の構造地質学的研究から「領家南縁せん断帯」を提唱した。領家南縁せん断帯に発達するマイロナイトは、再結晶石英粒径と変形組織に応じて更に3つの領域: せん断帯縁辺部で再結晶石英粒径の減少が緩やかな領域(M帯)、再結晶石英粒径が急激に減少する領域(T帯)、中央構造線付近に発達する細粒の再結晶石英が分布する領域(C帯)に細分されている。領家南縁せん断帯は、紀伊半島出合地域で約6.5 km、鹿塩地域で約3 km、高遠図幅地域で1 kmとなり、東ないし北に向かって狭くなる(原・横山, 1974)。そしてHara *et al.*(1980)は、各地の領家南縁せん断帯では中央構造線に向かって、再結晶石英粒子の平均粒径減少、定向配列の変化、再結晶粒子のアスペクト比が大きくなる傾向を明らかにした。

大鹿村地域の鹿塩マイロナイト中の再結晶石英粒径は、中央構造線西側から1 kmくらいまで緩やかに減少し、1 km以内から急激に減少して細粒になる傾向が多数



第9.1図 大河原地域の主要な断層・褶曲の分布
 波線は、鹿塩せん断帯の分布域を示す。点線を境界にD1 マイロナイト帯とD2 マイロナイト帯に区分される。黒丸は、大河原地域内で確認した中央構造線露頭。

報告されている(原ほか, 1977; 高木, 1984; Takagi, 1986; 林・高木, 1987; Michibayashi and Masuda, 1993)。高木(1984)は、高遠-市野瀬図幅地域で詳細な鹿塩マイロナイトの記載を行い、再結晶石英粒径及び変形微細構造に基づき片麻岩帯(G帯)、マイロニティック片麻岩(MG帯)、プラストマイロナイト及びマイロナイト帯(M帯)に変形分帯を区分した。この分帯の中で最も変形が強いM帯は、必ずしも常に中央構造線に近い鹿塩マイロナイトほど石英粒径が細粒であるとは限らず、M帯の中で再結晶石英粒径が変動することが確認されている。その後Takagi(1986)及び林・高木(1987)は、鹿塩マイロナイト中の石英C軸ファブリックの解析、ポーフィロクラストの非対称プレッシャーシャドーやマイカフィッシュ

等の変形微細構造の記載、せん断センスの解析が実施され、後期白亜紀の中央構造線が大規模な左横ずれせん断運動によって形成したことを明らかにした。

Michibayashi(1993)は、中部地方の中央構造線に分布するマイロナイト帯を特に「鹿塩せん断帯」と呼び、大河原地域の地獄谷を含む鹿塩せん断帯の横断ルートで鹿塩マイロナイトの再結晶石英粒径を多数測定した。その結果、多くの地域で中央構造線に向かって再結晶石英粒径はログノーマル(log-normal)分布を示しながら平均粒径が $37 \pm 5 \mu\text{m}$ に収束することを明らかにした。この再結晶石英粒径が鹿塩せん断帯における動的再結晶時の定常粒径(Steady-state grain size: D_s)として判断されており、古差応力計を用いた変形応力は25-100 MPaと見積られ

た。更に Michibayashi and Masuda (1993) は、中央構造線から約 400 m 離れた領域から再結晶石英の平均粒径が急激に減少し、この境界から長石類が延性変形から脆性変形へ遷移することを明らかにした。これらの変形微細組織と再結晶石英の平均粒径の特徴から、鹿塩せん断帯を高温 (>450 °C) 及び低温 (<300 °C) せん断帯の2段階に細分している。前者の高温せん断帯は、後期白亜紀に領家深成岩類の地下深部での定置と上昇に伴う急激な温度低下によって形成されたと指摘されている。その後、岩体の上昇に伴うさらなる温度低下によってより狭い領域で歪集中 (Strain localization) が起き、中央構造線中軸部 (400 m より内側) に低温せん断帯が形成されたと主張している (Michibayashi and Masuda, 1993)。

9.1.2 鹿塩せん断帯の内部構造

鹿塩せん断帯は、上述したように、マイロナイト中再結晶石英の変形温度及び変形ファブリック等の微細変形組織に基づき、高温せん断帯 (high-*T* shear zone) 及び低温せん断帯 (low-*T* shear zone) に細分されている (Michibayashi and Masuda, 1993)。ただし延性変形は変形温度だけではなく歪速度にも依存しているため、変形温度条件を変形分帯名に取り入れるのは不適切である (Passchier and Trouw, 2005)。そこで、大河原地域で認められた2段階の延性変形段階に基づき、D1 及びD2 マイロナイト帯と変形区分名が変更された (Nakamura *et al.*, 2022)。本報告も Nakamura *et al.* (2022) の区分に従う。またD1 マイロナイト帯及びD2 マイロナイト帯に発達する圧碎岩類をそれぞれD1 マイロナイトとD2 マイロナイトと定義する。

鹿塩せん断帯に発達する圧碎岩類の特徴として、数mmから数cmに及ぶ長石ポーフィロクラストが特徴の黒色マイロナイト中に、灰白色-白色の優白質細粒部が数cmから数m間隔で縞状に分布する。このような優白質細粒部に特にポーフィロクラストが肉眼で観察できない岩相をウルトラマイロナイトバンドと認定し、各露頭で産状記載した。鹿塩せん断帯を構成するD1 及びD2 マイロナイト帯は、野外で観察できるこのウルトラマイロナイトバンド及び淡緑色カタクレサイトの出現によって定義した。野外で見られる縞状構造は、有色鉱物 (特に普通角閃石、緑れん石及び黒雲母) の量比に依存しており、中央構造線へ向かって縞状構造の間隔が狭くなる。また縞状構造が発達するにつれて、淡緑色の特徴的な変質作用を受けたマイロナイト及びカタクレサイトの分布の発達が顕著となる。この変質作用は、脆性変形時の大規模な流体流入に関連しており、延性変形と直接的な関係性が薄いと示唆されるが、野外調査における特徴的な産状であるため細分の定義に加えている。以上の定義によって野外で確認したD1 及びD2 マイロナイト帯、及びその境界線を緑点線で地質図に表記している (第 9.1

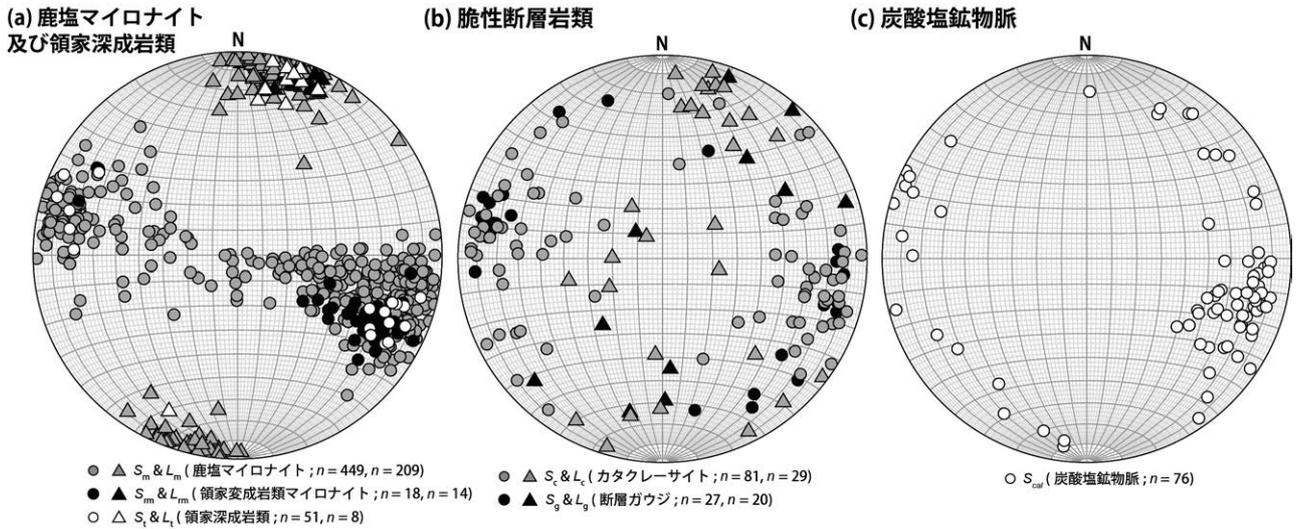
図)。延性変形帯で観察されるD1 マイロナイト及びD2 マイロナイトの野外産状・変形微細構造・再結晶石英C軸ファブリック等の詳細な記載は以下に紹介する。

9.1.2.1 D1 マイロナイト

D1 マイロナイトは、数mmから数cmに及ぶ長石ポーフィロクラストが特徴の黒色-淡緑色のマイロナイトである。D1 マイロナイトの原岩は、中粒-粗粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩、角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (非持トータル岩)、細粒-粗粒黒雲母モンゾ花崗岩及び黒雲母花崗閃緑岩 (南向花崗岩)、細粒角閃石斑れい岩及び石英閃緑岩である。いずれの岩相も延性変形の影響によって、石英長石類から構成される灰白色-白色の優白質細粒部と有色鉱物 (特に普通角閃石、緑れん石及び黒雲母) が集積する優黒質部が、数cmから数m間隔で縞状構造を形成しており、D1 マイロナイトの原岩を一つの岩相として認定することは困難である。ただし地質図に原岩を表記するため便宜上、大河原地域内では細粒-粗粒黒雲母モンゾ花崗岩及び黒雲母花崗閃緑岩 (南向花崗岩) を、D1 マイロナイトの支配的な岩相として表現している。北部の市野瀬図幅地域では、片麻状角閃石黒雲母トータル岩及び角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (非持トータル岩) が支配的な岩相である (高木, 1984)。またD1 マイロナイト帯中には、領家深成変成コンプレックスの変成泥岩及び変成砂岩起源のマイロナイトも含まれている。地質図では変成泥岩・変成砂岩・石英閃緑岩体 (苦鉄質岩類細粒相) は、側方へ 0.5-2.1 km 以上連続する小-大規模岩体としてD1 マイロナイト帯中に表記している。

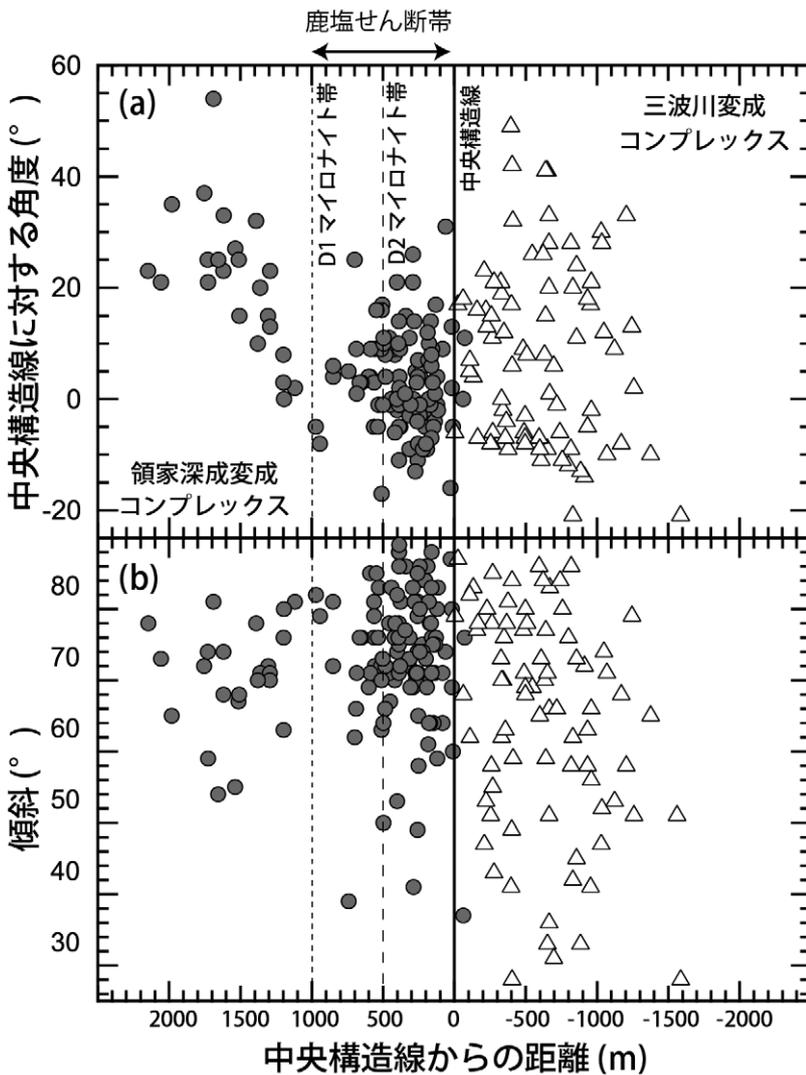
野外でD1 マイロナイトは、黒雲母、白雲母及び普通角閃石の定向配列から定義されるマイロナイト面構造が中央構造線に向かって強く発達する。このマイロナイト面構造は、北北東-南南西から北東-南西走向で、傾斜は 60-90° の姿勢を示す。この面構造に対して、原岩の中粒-粗粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩 (非持トータル岩) や黒雲母花崗閃緑岩 (南向花崗岩) に発達する片麻状構造の姿勢は、僅かに北東-南西方向に回転している (第 9.2 図 a)。中央構造線の一般走向に対する面構造のなす角度を取ると、中央構造線に近づくにつれて反時計回りに回転し、傾斜角も高角度に変化する (第 9.3 図)。北東-南西方向の姿勢であった領家深成変成コンプレックスの片状構造が中央構造線の姿勢 (北北東-南南西方向) へ収斂していく大構造は、先行研究でも報告されており、大河原地域でも同様の地質構造を確認した (山田ほか, 1974; 端山・山田, 1973; Hara *et al.*, 1980; 林・高木, 1987)。

顕微鏡下でD1 マイロナイトは、流動変形した斜長石や普通角閃石ポーフィロクラストが特徴的なマイロナイト組織を示す (第 9.4 図 a-b)。ポーフィロクラストを形成する斜長石 (第 9.4 図 a) 及び普通角閃石 (第 9.4 図 b)



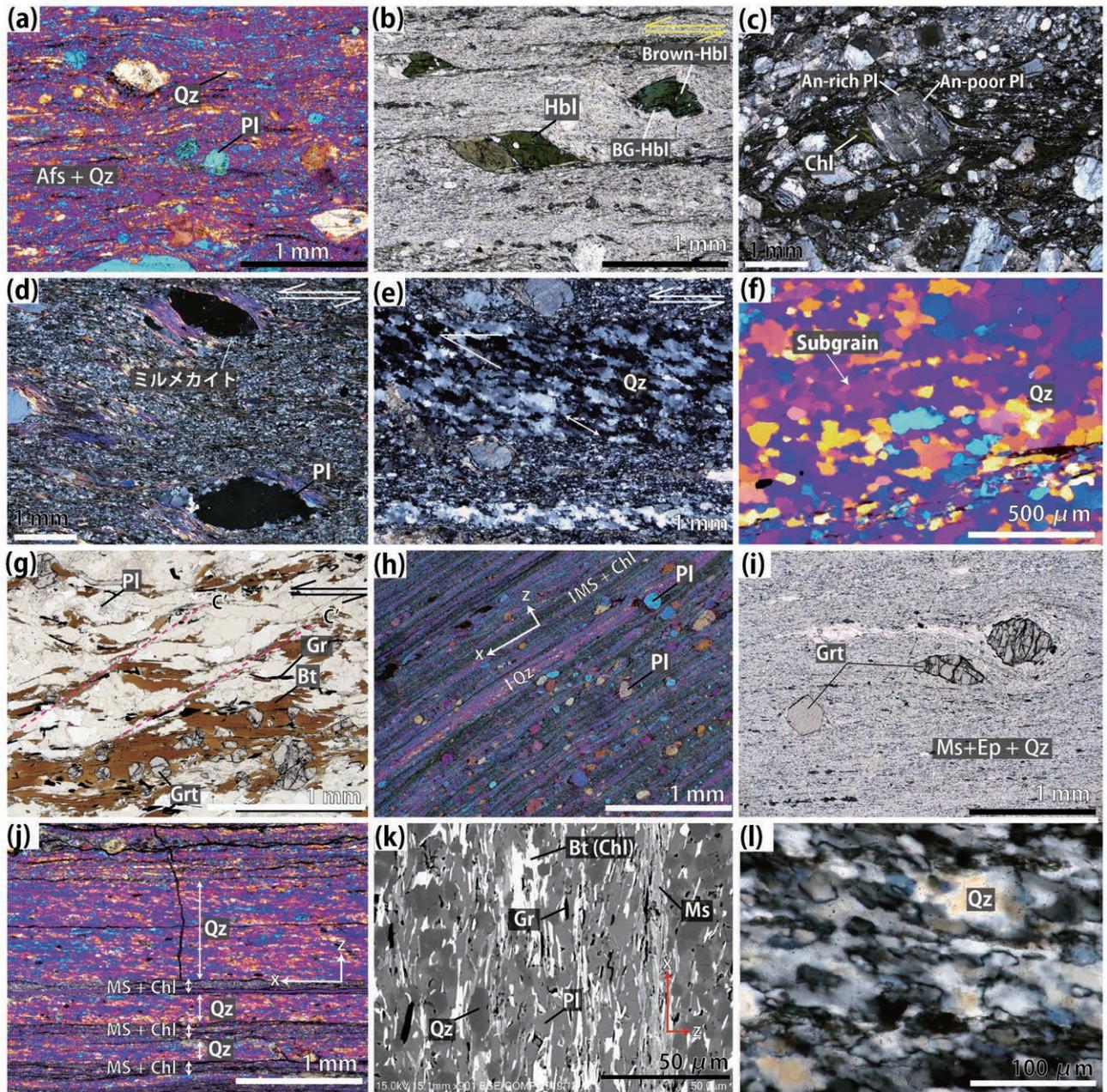
第9.2図 鹿塩マイロナイト帯の面構造及び線構造の姿勢

(a) 鹿塩マイロナイト (S_m, L_m), 領家変成岩類起源マイロナイト (S_m, L_m), 領家深成岩類 (S_s, L_s) の面構造と線構造. (b) カタクレーサイト (S_s, L_s) 及び断層ガウジ (S_s, L_s) の面構造及び線構造の姿勢. (c) 炭酸塩鉱物脈の面構造.



第9.3図 中央構造線の距離に対する面構造及び傾斜変化

(a) 中央構造線からの距離に対するマイロナイト面変化. (b) 中央構造線からの距離に対する傾斜変化.



第 9.4 図 代表的な鹿塩マイロナイトの変形微細構造

(a) 流動変形を示すポーフィロラスティック D1 マイロナイト (b) σ 組織を示す角閃石ポーフィロクラスト。左横ずれを示す。(c) σ 組織を示す斜長石ポーフィロクラスト。緑泥石のプレッシャーシャドーと再結晶したアルバイト成分に富む縁 (An-poor Pl) が形成している。(d) ミルメカイト組織が発達する斜長石ポーフィロクラスト。プレッシャーシャドーとして白雲母が成長している。(e) 変形石英リボン。片理面に斜交した伸びの方向が識別できる。(a)–(e) はいずれも左横ずれセンスを示す。(f) 亜粒界が発達しポリゴonalな再結晶石英が特徴な組織。サブグレインローテーション (Subgrain rotation : SGR) による変形メカニズムが示唆される。(g) S-C ファブリックを示す領家変成岩起源の D1 マイロナイト。(h) D2 マイロナイトの変形微細組織。ポーフィロクラストも細粒化し円磨度が高くなる。(i) σ 組織を示すを領家変成岩起源の D2 マイロナイト。ざくろ石以外の鉱物が細粒化している。(j) フィロナイト (Phyllonite) の内部組織。石英層と雲母層に分離している。石英集合体は強い定向配列を示す。(k) 雲母層の BSE 画像 (反射電子像)。緑泥石化した黒雲母と白雲母から構成されており、板状のグラファイトも含まれる。石英、長石は $10\ \mu\text{m}$ 以下に細粒化している。(l) ウルトラマイロナイトの再結晶石英粒子。イレギュラーな粒界が発達する。Grt: ざくろ石, Bt: 黒雲母, Qz: 石英, Ep: 緑れん石, Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石, Afs: アルカリ長石, An: アノーサイト, Gr: グラファイト, Ms: 白雲母, Chl: 緑泥石。(c), (d), (e), (l) はクロスニコル。(a), (f), (h), (j) はクロスニコルで検板を挿入。(b), (g), (i) はオープンニコル。

は、 σ 組織や δ 組織を示し、プレッシャーシャドーに再結晶石英、緑泥石、白雲母集合体が形成している。斜長石ポーフィロクラストは、明瞭な組成累帯構造を示しコアからリムに向かいアルバイト成分の増加が報告されている(Nakamura *et al.*, 2022; 第9.4図c)。普通角閃石は自形-半自形で、Y=Z=暗帯緑褐色もしくは暗褐色、X=淡褐色の多色性を示し、単純双晶を示す場合がある。普通角閃石もマイロナイト中で明瞭な組成累帯構造を示し、コアからリムに向かって^TAlの増加とTiの低下に伴い、マグネシオホルンブレンドからチェルマック閃石へ鉱物化学組成領域が変化する(Nakamura *et al.*, 2022; 第9.4図b)。ポーフィロクラスト、マイカフィッシュ及び石英リボンが示す変形微細組織はいずれも左横ずれセンスを示す(第9.4図a-c)。D1マイロナイトの基質は、再結晶した石英、斜長石、緑れん石、白雲母、緑泥石、及び不透明鉱物からなる。SEM-EBSD(走査電子顕微鏡-電子線後方散乱回折)分析に基づくD1マイロナイトの再結晶石英C軸ファブリックは、主にY集中及びシングルガードル分布を示すことが報告されている(Nakamura *et al.*, 2022)。また林・高木(1987)がP-typeと呼んでいるポリゴナルな再結晶石英が、亜粒界を形成しながら細粒化している微細組織が発達している(第9.4図f)。この変形微細組織からサブグレインローテーション(Subgrain rotation: SGR)による変形メカニズムが示唆される。

領家変成岩類を起源とするD1マイロナイトは、柱状結晶(珪線石)及び層状珪酸塩鉱物(黒雲母、白雲母、及び緑泥石)によってS-Cファブリックを形成し、半自形のざくろ石及び斜長石がポーフィロクラストとして回転している(第9.4図g)。ポーフィロクラストとして残存する斜長石の縁にはミルメカイト組織が発達する(第9.4図d)。または斜長石ポーフィロクラストが完全にアルバイト-白雲母集合体に置換されている場合もある。他にも領家変成岩類中には左横ずれセンスを示す白雲母から構成されるマイカフィッシュが多数観察される。領家変成岩類起源のD1マイロナイトの基質は再結晶した石英、斜長石、緑れん石、白雲母、緑泥石、グラファイト及び不透明鉱物からなる。

9.1.2.2 D2 マイロナイト

D2マイロナイトは、中央構造線から400-500m以内に分布し、野外で数mmから数cm間隔の優黒質部-優白質細粒部からなる縞状構造を示すマイロナイトからウルトラマイロナイトである。縞状構造の間隔は、D1マイロナイト帯に比べてD2マイロナイト帯のほうが狭い特徴がある。優黒質部には、数mm程度の長石類から構成されるポーフィロクラストが残存しているが、優白質細粒部は肉眼でポーフィロクラストを確認できない。D2マイロナイトの原岩は、D1マイロナイトの中でも更に石英長石質な岩相が選択的に延性変形している。D2マイロナイト

帯にも、有色鉱物量比によってD2マイロナイト化を免れたD1マイロナイトが残存している。

一方、領家変成岩類起源のD2マイロナイトは、石英や雲母が多いため周囲の岩相(領家深成岩類起源のD2マイロナイト)よりも細粒化する場合が多い。このD2マイロナイトは、黒色-褐色を示し、ポーフィロクラストが観察できず、野外の産状は泥質片岩に近い。そのため先行研究では三波川変成コンプレックスざくろ石帯の泥質片岩や全く別の地質体(北川層)として記載されていた(河内ほか, 1983; 天竜川上流域地質図調査・編集委員会, 1984)。Nakamura *et al.* (2022)では、D2マイロナイト中に含まれる10 μ m以上の板状グラファイトの形態及びそれらの結晶度が、三波川変成コンプレックス泥質片岩中の炭質物と明瞭に区別できることを指摘している。碎屑性グラファイトの場合は、低結晶度の炭質物と高結晶度なグラファイトでバイモーダルなヒストグラムを示すが、D2マイロナイト中のグラファイトは、高結晶度なグラファイトのみのモノモーダルなヒストグラムを示す。また残存する自形-半自形ざくろ石の鉱物化学組成も、三波川変成コンプレックス起源ではなく領家変成岩類の化学組成領域にプロットされており、領家変成岩類起源のマイロナイトからウルトラマイロナイトであることを支持している(Nakamura *et al.*, 2022)。そのため市野瀬図幅地域(河内ほか, 1983)で、中央構造線沿いに分布する帰属不明の「北川層」は、本報告において領家変成岩類起源のD1またはD2マイロナイトと表記している。

D2マイロナイトの面構造は、北北東-南南西走向で60-90°傾斜し、中央構造線の姿勢と平行である。ただしD2マイロナイトの内部では、中央構造線の走向方向に対して30°程度斜交する面構造や、40°以下の傾斜角になる面構造まで、姿勢に大きなばらつきが認められる(第9.3図a, b)。このマイロナイト面構造のばらつきは、D2マイロナイトがシース褶曲等の多段階の延性変形を受けている影響で、面構造が改変されているのが原因である。ただし線構造の集中度は高く、北北東-南南西方向のトレンドと低角度なプランジを示す(第9.2図a)。

顕微鏡で観察すると、基質の再結晶石英の平均粒径は20 μ m以下のものが多く、高木・小林(1996)の断層岩区分に従うとD2マイロナイトの多くはウルトラマイロナイトに区分される。領家深成岩類を起源とするD2マイロナイトでは、細粒化し円磨度の高い斜長石ポーフィロクラストが細粒な基質に残存し、左横ずれセンスを示す(第9.4図h)。ポーフィロクラストの斜長石は脆性変形を示し、その破断部に再結晶石英が充填する組織も普遍的に観察される。普通角閃石は、ポーフィロクラストとして残存している場合もあるが、細粒化し縁部が緑れん石に置換されている。D2マイロナイトの基質は再結晶した石英、斜長石、緑れん石、白雲母、緑泥石、方解石、黒雲母から構成される。

領家変成岩類起源のD2 マイロナイトは、ざくろ石のみがポーフィロクラストとして残存している(第9.4図i)。残存するざくろ石はコアからリムにかけて明瞭な多段階の組成累帯構造を形成している(Nakamura *et al.*, 2022)。D2 マイロナイトの基質は再結晶した石英、斜長石、緑れん石、白雲母、緑泥石、黒雲母、グラファイト及び不透明鉱物からなる。黒雲母も残存するが、緑泥石に置換されている場合が多い。また再結晶石英層と白雲母、緑泥石、及び方解石で構成される雲母層からなる縞状組織を示す(第9.4図j)。雲母層を反射電子像で観察すると、定向配列した黒雲母-白雲母-緑泥石の粒界に石英、斜長石、板状のグラファイトが充填している(第9.4図k)。中央構造線境界から100 m以内となると、D2 マイロナイトの再結晶石英粒子はイレギュラーな境界を示し、平均粒子サイズは20 μm 以下となる(第9.4図l)。これはバルジング(BLG)再結晶機構による動的再結晶化を示唆している。SEM-EBSD分析に基づく再結晶石英C軸ファブリックはシングルガードル(single girdle)分布からタイプIクロスガードル分布である(Nakamura *et al.*, 2022)。更に20 μm 以下の再結晶石英粒子から構成されるD2 マイロナイトは、多数の長石・雲母が再結晶粒界で成長し、再結晶石英粒界に細粒化した長石が充填した組織を形成する。そのため石英C軸ファブリックの変形集中度(M-index)はピンニング効果(ピン止め効果)によって低下し、再結晶石英C軸ファブリックもランダムになる(Nakamura *et al.*, 2022)。

なお中央構造線東側の三波川変成コンプレックス中の泥質片岩も強い延性変形を被っていることが報告されている(Nakamura *et al.*, 2022)。中央構造線境界付近の泥質片岩では、ざくろ石やアルバイトポーフィロクラスト、白雲母及び緑泥石から構成するS-Cファブリックが認められ、いずれも鹿塩マイロナイトと同様に左横ずれセンスを示す。またSEM-EBSD分析に基づく再結晶石英C軸ファブリックはD2 マイロナイトと同様にタイプIクロスガードル分布を示す(Nakamura *et al.*, 2022)。

9.1.3 鹿塩せん断帯形成場の制約

鹿塩せん断帯の形成は、一般的な領家深成変成コンプレックスの上昇モデル(例えばSuzuki and Adachi, 1998)を基に、1)領家深成岩類定置後の岩体上昇に伴う急激な温度低下と延性変形、2)脆性塑性領域の通過に伴う低温条件下での延性変形、という2段階の延性変形によって形成したことが示唆されている(Michibayashi and Masuda, 1993)。しかし領家深成岩類の定置深度や領家変成岩類の温度圧力条件の制約が中央構造線付近で実施されてこなかったため、鹿塩せん断帯の形成場についての詳細は不明であった。

近年、Nakamura *et al.* (2022)は、鹿塩せん断帯内部の領家変成岩類起源のD1及びD2 マイロナイトを利用した

変成温度圧力条件の制約を実施している。Nakamura *et al.* (2022)では、市野瀬図幅地域で「北川層」と呼ばれていたフィロナイト(phyllonite)が領家変成岩類起源のウルトラマイロナイトであることを明らかにし、変成岩岩石学に基づく最高温度圧力条件及び後退変成作用の制約を行った。また複数の変成ステージを記録する自形のざくろ石を新たに報告している。従来の領家深成変成コンプレックスの珪線石帯からざくろ石堇青石帯に産するざくろ石は、逆累帯構造を示すことが広く知られている(Ikeda, 1993)。実際に大河原地域でも、ざくろ石堇青石帯に相当する領家変成岩類のざくろ石は、スペルサルテイン成分(X_{Sp})が核部から縁部にかけて増加する逆累帯構造を示す。しかしNakamura *et al.* (2022)は、D1及びD2 マイロナイト帯で、グロッシュラー成分(X_{Gr})が多段階に増加する縁部を有する自形ざくろ石が特徴的に含まれることを明らかにした。このざくろ石縁部の鉱物化学組成は、 Fe^{2+} -Mn-Ca三角ダイアグラムで領家変成岩類のざくろ石の組成領域から、三波川変成コンプレックスざくろ石帯の泥質片岩に含まれるざくろ石の組成領域まで鉱物化学組成が連続的に変化する特徴がある(Nakamura *et al.*, 2022)。更にNakamura *et al.* (2022)は、延性変形を被っていない領家変成岩類中の白雲母に対してマイロナイト面を形成する再結晶白雲母のSi成分が増加する傾向(圧力が増加する傾向)を見出している。これらの分析から鹿塩せん断帯のD1及びD2 マイロナイトが、単純な温度低下に伴う原岩の上昇だけでは説明できないことを指摘した。また延性変形時に再結晶化した変成鉱物(ざくろ石、白雲母、黒雲母、斜長石)の鉱物化学組成を利用して後退変成作用時の変成温度圧力条件を見積もった結果、変成温度はシグモイド状に温度低下する一方で、変成圧力は中央構造線に向かって最大8 kbar付近(約30 km)まで圧力上昇(沈降)したことを明らかにした。

これらの変成・変形履歴を基にNakamura *et al.* (2022)は、火山フロント縁辺の火成活動に関連して形成された領家深成変成コンプレックスは前弧側の構造削剝(tectonic erosion)によって一度沈み込み帯で沈降し、地下20-30 kmで三波川変成コンプレックスの形成領域で定置したと主張した。このときの沈降と沈み込み帯への移動に伴う急激な温度低下によって幅1 kmにわたるD1 マイロナイト帯が形成されたと指摘している。また三波川変成コンプレックスが領家深成変成コンプレックスの下盤側に底付けされたことで、さらなる温度低下と歪集積が沈み込み境界面で発生し、D2 マイロナイト帯が領家深成変成コンプレックス側に形成したと解釈した。

実際に地質温度計によって見積もった後退変成作用時の変成温度条件と、D1 マイロナイトの再結晶石英C軸ファブリックに基づく変形温度条件(Faleiros *et al.*, 2016)は、500-600 $^{\circ}\text{C}$ でおおよそ一致する。つまりD1 マイロナイト帯で明らかになった500-600 $^{\circ}\text{C}$ での変成温度と変形

温度の一致は、後退変成作用時の温度圧力条件時に、D1 マイロナイトを形成する延性変形作用を被ったことを示唆している。

更に1) D2 マイロナイトの再結晶石英C軸ファブリックに基づく変形温度条件 (Faleiros *et al.*, 2016), 2) 三波川変成コンプレックス泥質片岩中の再結晶石英C軸ファブリックに基づく変形温度条件, 3) 三波川変成コンプレックス泥質片岩中のざくろ石-白雲母地質温度計に基づく変成温度条件, 4) 三波川変成コンプレックス炭質物ラマン地質温度計に基づく変成温度条件はいずれも約400℃で一致する (Nakamura *et al.*, 2022). D2 マイロナイト帯で明らかになった約400℃の変成温度と変形温度の一致は、三波川変成コンプレックスと領家深成変成コンプレックスがD2 マイロナイトの形成タイミングで接合し、「対の変成帯」を沈み込み帯深部ですでに形成していたことを示唆している。

9.1.4 中央構造線の脆性変形

大河原地域では、中央構造線を中心に領家深成変成コンプレックス及び三波川変成コンプレックスの両側に約100-400 m幅で脆性変形帯が発達する。この脆性変形帯は、沈み込み帯深部で鹿塩せん断帯が形成された後、脆性塑性領域から脆性領域へ中央構造線の構造場が転換した時に活動していた変形集中帯である。

9.1.4.1 中央構造線脆性変形帯に関する研究史

中央構造線から約100-400 mに渡って領家深成変成コンプレックス及び三波川変成コンプレックス両側に大規模な脆性変形帯が発達することは、1980年代から報告されている (木下, 1982; 高木, 1983, 1984; 林・高木, 1987; 柴田・高木, 1988). 田中・原(1990)は、北隣市野瀬図幅地域の中央構造線断層露頭(溝口露頭)で詳細な脆性断層岩(特に断層ガウジ)の記載を行い、脆性断層岩が右横ずれセンスを示すことを明らかにした。その後市野瀬図幅地域の北川露頭や南隣赤石岳図幅地域と大河原地域境界に位置する安康露頭でも脆性断層岩の変形組織解析が実施され、中央構造線には左横ずれ、右横ずれ、そして左横ずれ・右横ずれセンスを共に示す断層岩が共存していることを報告している (田中ほか, 1996). 安康露頭では、更に詳細な変形ステージの検討が実施され、6段階の延性-脆性変形段階が識別された (Jefferies *et al.*, 2006). Jefferies *et al.* (2006) の変形段階は、1) 延性変形 (いわゆる鹿塩せん断帯の延性変形) 2) オレンジ、灰色-緑色カタクレサイトの形成、2-3) 片状カタクレサイトの形成、3-4) オレンジ-黒色カタクレサイト及びガウジの形成、2-5) 高角度な横ずれセンス、6) 低角度な逆断層センスの変形である。高角度な横ずれ変形は、2から5段階の変形で確認されている。河本ほか(2013)は、安康露頭の暗灰色-淡褐色断層岩を領域①から⑩まで区

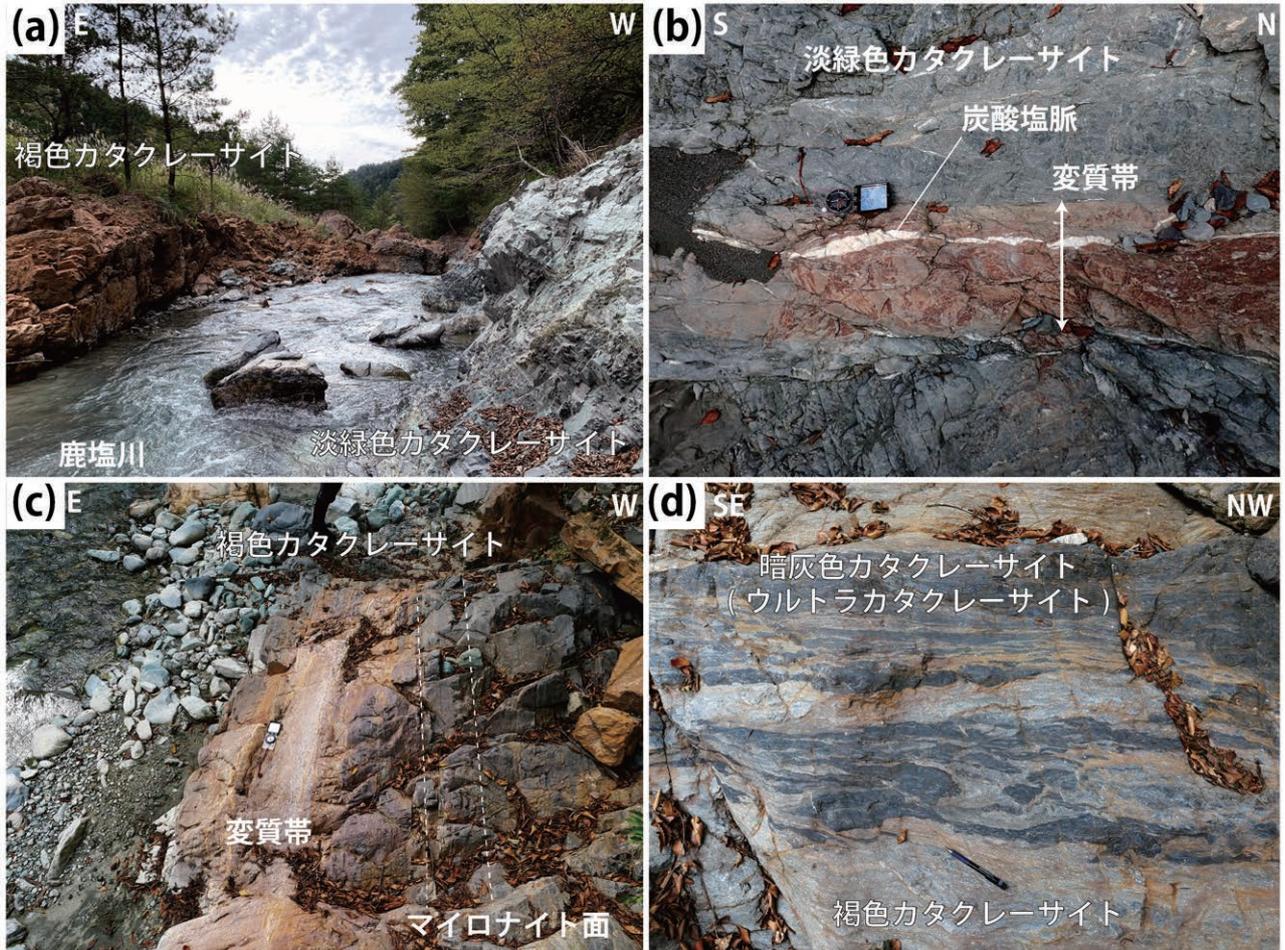
分し、詳細な薄片観察と断層岩の化学分析を実施している。この結果、領域⑨と領域⑧の境界が、中央構造線、即ち、領家深成変成コンプレックスと三波川変成コンプレックスとの構造境界であると報告している。また Ishikawa *et al.* (2014) は、安康露頭で詳細な脆性断層岩類の地球化学分析を実施し、周囲の断層岩に対して黒色断層ガウジで顕著なLiと⁸⁷Sr/⁸⁶Sr同位体比の増加を明らかにしている。この断層ガウジで明らかになった微量元素の元素移動は、250℃を超える高温の流体-岩石相互作用が地震性滑り時に発生したことを示唆しており、Na-Cl型(有馬型)の深部流体(益田ほか, 1988; Kusuhara *et al.*, 2020)が脆性断層岩形成時の中央構造線沿いに浸透していたことを報告している (Ishikawa *et al.*, 2014)。

9.1.5 中央構造線脆性変形帯の内部構造

大河原地域では、鹿塩マイロナイトを起源とする淡緑色カタクレサイトと暗灰色-淡褐色カタクレサイトが中央構造線西側に沿って特徴的に分布する。また三波川変成コンプレックスの泥質片岩・苦鉄質片岩を起源とする暗灰色-灰色-淡緑色千枚岩質のカタクレサイトも中央構造線東側に確認できる。更に中央構造線の破碎帯には、幅数mから数10 mにわたる断層ガウジが複数条発達する。カタクレサイト及び断層ガウジの面構造は、北北東-南南西走向が卓越しており、線構造は10-20°のプランジでトレンドは北北東-南南西走向が多い(第9.2図b)。

最も広範囲に褐色-淡褐色カタクレサイトと淡緑色カタクレサイトの関係性が観察できる大鹿村柳島地区鹿塩川本流の産状を示す(第9.5図a)。この地域では、淡緑色カタクレサイト中に炭酸塩鉱物脈が貫入すると、その周囲に淡褐色-褐色の変質帯が発達する(第9.5図b, c)。炭酸塩鉱物脈の貫入方向は、鹿塩マイロナイトの面構造に規制されており、北北東-南南西走向が支配的である(第9.2図c)。また青木川針ノ木橋周辺では、褐色カタクレサイト中に暗灰色カタクレサイトが発達する産状が観察される(第9.5図d)。暗灰色部は、周囲の褐色カタクレサイトよりも顕著に細粒化しており、高木・小林(1996)の断層岩区分に従うと、ウルトラカタクレサイトに対応する。

顕微鏡下で脆性断層岩類(カタクレサイトやウルトラカタクレサイト)は、三波川変成コンプレックスの泥質片岩、苦鉄質片岩、鹿塩マイロナイトが粉碎し細粒化した基質と岩片からなる破碎流動組織が観察される(第9.6図a, b)。脆性断層岩中の破碎岩片は、主にマイロナイト起源の石英や長石等から構成され、基質は雲母粘土鉱物及び細粒化した石英と長石類で充填される。露頭で淡緑色カタクレサイトとして観察される試料を鏡下観察すると、主にマイロナイト中の黒雲母が緑泥石に変質することで淡緑色に変化している。そして淡緑色カ



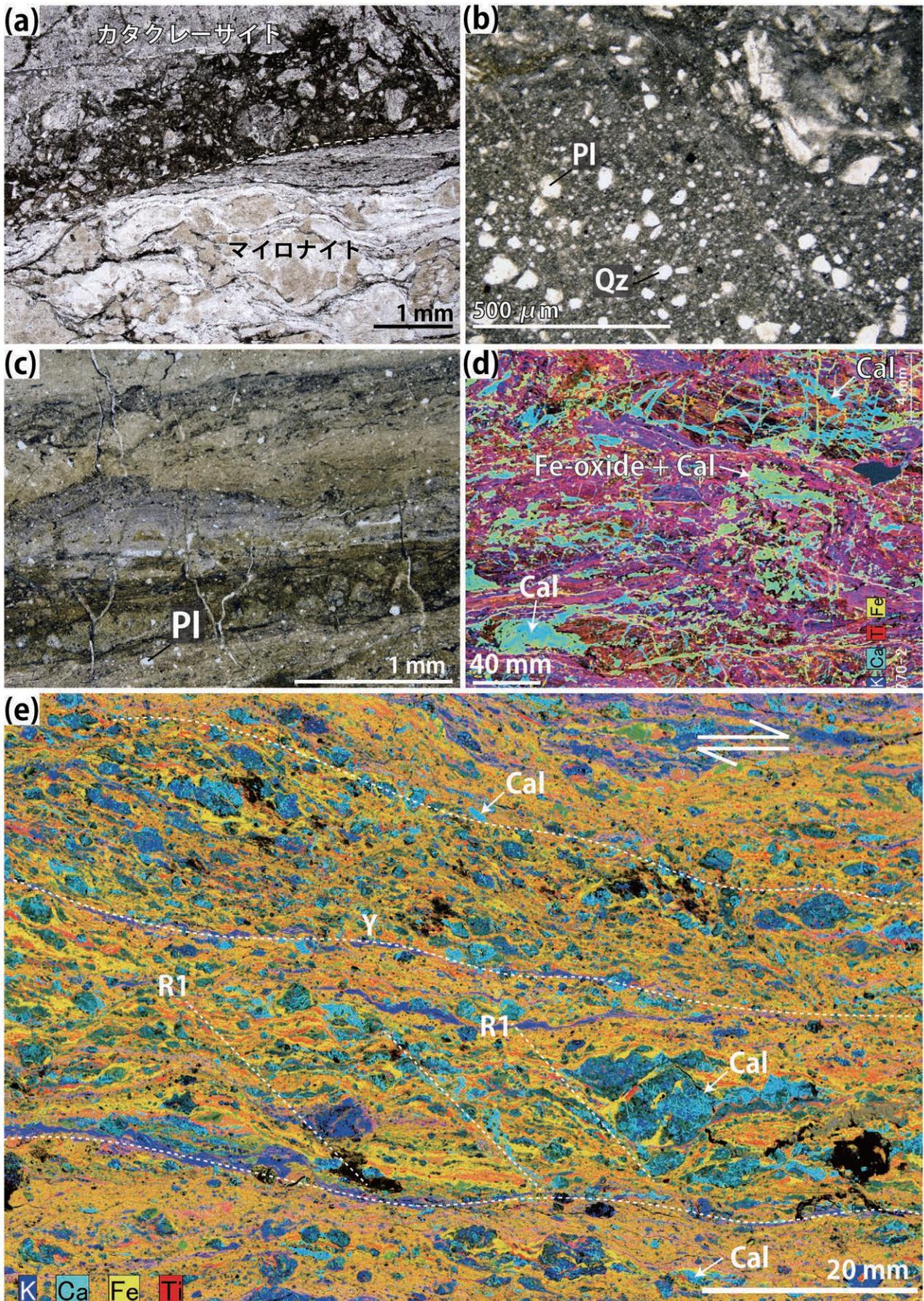
第 9.5 図 鹿塩川本流沿いのオレンジ-赤色及び淡緑色カタクレーサイトの産状
 (a) 淡緑色カタクレーサイト中に発達する褐色カタクレーサイトの産状 (b) 淡緑色カタクレーサイト中の小規模な変質帯。中心部に炭酸塩鉱物脈が発達する。 (c) マイロナイト面とカルサイト脈及び変質帯中マイロナイト面の姿勢。マイロナイト面にそって変質作用が進行している。 (d) 黒色のウルトラカタクレーサイトと褐色カタクレーサイトの縞状構造。

タクレーサイトに多数の炭酸塩鉱物と鉄酸化物が沈殿すると、褐色-淡褐色カタクレーサイトへ変化する (Jefferies *et al.*, 2006)。更に脆性変形の進行に伴う粉碎と細粒化が進行すると、黒色のウルトラカタクレーサイトまたは黒色断層ガウジへと変化する。本報告では、中央構造線沿いの断層帯中軸部 (青木川周辺) に発達する黒色のウルトラカタクレーサイトと未固結断層ガウジを定方位で採取し、冷乾樹脂で補強したのち XZ 研磨面を観察した。断層ガウジの場合、カタクレーサイトやウルトラカタクレーサイトに比べ破碎岩片の量比が大きく減少し、最新の断層面に対して断層ガウジの注入組織が観察できる (第 9.6 図 c)。青木川沿いの針ノ木橋で採取された黒色を示すウルトラカタクレーサイトでは、残存する岩片中に大量の炭酸塩脈がメッシュ状に貫入しており、より新規に活動した断層面によって炭酸塩鉱物や鉄酸化物も切断されている (第 9.6 図 d)。内部の変形組織を明確にするため断層ガウジのマイクロ X 線蛍光分析を実施する

と、石英・長石・炭酸塩鉱物のフラグメントを切断するように層状珪酸塩鉱物から構成されるシアバンドが P-R1 複合面構造を形成している (第 9.6 図 e)。これらリーデルセン断面とポーフィロクラストの変形微細構造から右横ずれセンスと決定できる。

9.1.6 活断層としての中央構造線

中部地方では、豊橋から諏訪湖に屈曲しながら連続する中央構造線のリニアメントの存在が古くから知られている (松島, 1973)。岡田 (1992) によると、赤石岳地域内の地蔵峠南方から、大河原地域を通り、高遠地域内の杖突峠まで、直線状谷や鞍部列の断層地形が明瞭に発達することが報告されている。大河原地域における活断層としての中央構造線は、紀伊半島西部・四国地域とは異なり、第四系の明瞭な断層変位を示さず、活動度は地蔵峠-大河原区間で C 級程度と推定されている (活断層研究会編, 1991; 岡田, 1992)。また大河原 (大鹿村鹿塩)-杖



突峠区間は、活断層の疑いのあるリニアメントと判定されている(活断層研究会編, 1991).

大河原地域では、古くから「青ハネ」とよばれる地すべりを引き起こす弱い地盤(断層ガウジ)の分布が知られており、青木川及び鹿塩川に沿って断層鞍部や河川屈曲など断層地形を生み出している。本報告では、国土地理院が公開している5 mメッシュDEMから再構築した疑似カラー傾斜量図と曲率図を乗算合成して作成したCS立体図を利用し、断層変位地形の評価を実施した。疑似カラーCS立体図を利用して認定した中央構造線沿いの主要な断層地形を示す(第9.7図)。青木川沿いの中央構造線では、尾根線・谷線の消失・河川の屈曲等(黒矢印)の顕著な変動地形を5 mメッシュDEMの解像度で十分に観察できた(第9.7図a-c)。疑似カラーCS立体図の場合、赤色と緑-青色のコントラストでリニアメントが直線状に分布するのが観察できる。尾根線・谷線は、消滅するか見掛け東側が南方向へ移動するように屈曲している。実際に現地では断層鞍部付近を調査すると、地形急変点付近で中央構造線の新しい露頭を複数発見できた。この急変点には、右横ずれセンスを示す断層ガウジが発達する場合が多い。現地調査によって発見した露頭及び既に報告されている中央構造線露頭に関して、南から1)安康露頭、2)深ヶ沢露頭、3)勘馬沢露頭1-2、4)城の腰露頭、5)塩原露頭、6)女高露頭、7)地獄谷露頭、8)東小花沢露頭、9)北川露頭、10)北川北露頭の10か所の座標と記載を第9.1表にまとめた。また代表的な露頭状況を第9.8図に示す。

大河原地域において中央構造線の明瞭なりニアメントは、青木川から鹿塩川の^{こしお}小塩・^{おしお}大塩集落周辺まで追跡することが可能である(第9.7図a-b)。それより北方では、明瞭な変動地形を疑似カラーCS立体図から判別することが困難となる。女高^{おなたか}周辺の中央構造線露頭では、三波川変成コンプレックスの苦鉄質片岩と領家深成変成コンプレックス類起源の淡緑色カタクレサイトが直接接合しており、断層ガウジを欠く(第9.8図g)。一方、安康露頭(第9.8図a)では断層ガウジが認められ、杉山(2016)の記述によれば段丘礫層の落ち込みも確認されていることから、最近(第四紀後半)の活動が示唆され

る。以上のことから本報告では、鹿塩川大塩地区南側の中央構造線については活断層である可能性が否定できないと判断した。そのため大河原地域の中央構造線については、鹿塩川大塩地区南側の部分を活断層として、大塩地区から北側の部分を地質断層として地質図に表記した。なお、本地域北隣の市野瀬図幅地域の非持露頭では、約10万年前以降に形成された堆積物に断層による変位が認められることから、この付近の中央構造線は活断層として認識されている(高木ほか, 2019)。

9.1.7 中央構造線の活動史及び年代

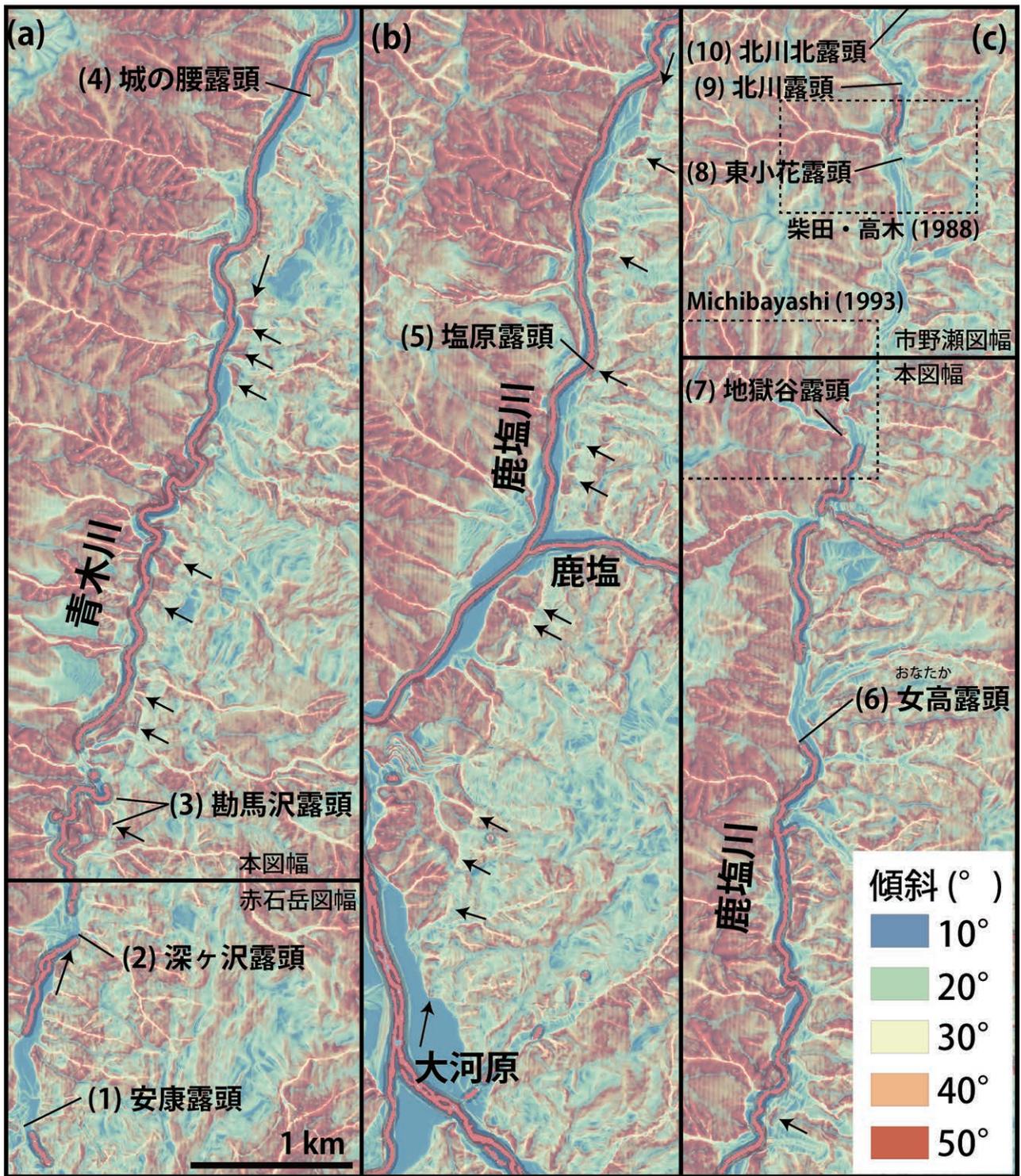
中央構造線の延性変形作用・脆性変形作用に関する多数の放射年代値や変形ステージに関する研究は、Kubota and Takeshita (2008) 及び Kubota *et al.* (2020) によって総括されている。これらの先行研究から、中央構造線の変形ステージは、1) 鹿塩時階(80-64 Ma)・2) 市ノ川時階(~59 Ma)・3) 先砥部時階(47-46 Ma)・4) 砥部時階(46-20 Ma)・5) 赤石時階(29-19 Ma)・6) 石鎚時階(15-2 Ma)・7) 菖蒲谷時階(中央構造線活断層系)に区分される(高木・柴田, 1992; Kubota and Takeshita, 2008; Kubota *et al.*, 2020; Nakamura *et al.*, 2022)。このうち大河原地域の中央構造線は、主に鹿塩時階(Kobayashi, 1941; 原・横山, 1974; Kubota and Takeshita, 2008; Nakamura *et al.*, 2022)、中部地方のみに識別される赤石時階(高木・柴田, 1992; Kubota and Takeshita, 2008)、石鎚時階(高木・柴田, 1992; Kubota and Takeshita, 2008)に対応する活動年代が報告されている。なお市野瀬図幅地域で確認された活断層としての右横ずれ運動(高木ほか, 2019)は、菖蒲谷時階(中央構造線活断層系)に相当し、大河原地域外であるが重要な中央構造線活動であるため、他の変形時階と合わせて中央構造線活動史を解説する。

9.1.7.1 鹿塩時階

鹿塩時階に形成されたマイロナイトの形成年代は、これまで原岩の領家深成岩類の固結年代に強く左右されてきた。既に第7.1節で詳細に解説したように、中部地方の領家深成岩類は、片麻状構造の有無をもとに、古期と新期、2つの異なる時期の深成岩類から構成されると考

←第9.6図 脆性断層岩の変形微細構造

(a) カタクレサイトとマイロナイトの変形微細構造の関係。マイロナイトを原岩として粉碎し、カタクレサイト帯が形成している。(b) ウルトラカタクレサイトの薄片写真。岩片は残存しているが、いずれも細粒化している。(c) 断層ガウジの薄片写真。縞状構造を示す粘土鉱物で構成されている。(d) 黒色ウルトラカタクレサイトのK-Ca-Fe-Ti化学組成マップ。鉱物化学組成に依存して色相は端成分のK(青色)-Ca(水色)-Fe(黄色)-Ti(赤色)の混合色となる。(e) 中央構造線断層中軸部から採取した断層ガウジのK-Ca-Fe-Ti化学組成マップ。鉱物化学組成に依存して色相は端成分のK(青色)-Ca(水色)-Fe(黄色)-Ti(赤色)の混合色となる。明瞭なP-R1構造が識別でき、右横ずれセンスを示す。ポーフィロクラストの長石は風化しメッシュ状の炭酸塩鉱物(Cal)に置換されている。マイクロX線蛍光分析装置(M4 TORNADO)を用いてスラブ片及び薄片の元素マッピングを測定した。



第9.7図 5mメッシュ数値標高モデルを利用した疑似カラーCS立体図

(a) 青木川周辺の疑似カラーCS立体図。中央構造線沿いに地形傾斜量が急変する。河川屈曲・尾根の消滅が黒矢印部に観察される。(b) 大河原-鹿塩地域の疑似カラーCS立体図。青木川同様に地形傾斜量が急変する地点が観察される。(c) 鹿塩川周辺の疑似カラーCS立体図。南部地域と比べて明瞭な地形変換点が観察できない。

えられてきた(小出, 1949). この判断基準を基に領家研究グループ(1972)は, 中部地方の領家深成岩類の総合的な対比を実施し, 濃飛流紋岩の活動を基準に活動時期を9つの時階に区分した. この中でマイロナイトの原岩とされる中粒-粗粒片麻状角閃石黒雲母トータル岩及び角閃石黒雲母花崗閃緑岩(非持トータル岩)と細粒-粗粒黒雲母モンゾ花崗岩及び黒雲母花崗閃緑岩(南向花崗岩)は, それぞれ第1・第2時階に対比され, いずれも古期花崗岩類に分類される. Ohtomo(1993)は, 中部地方領家帯の古期花崗岩類・変成岩のK-Ar年代・Rb-Sr年代をとりまとめ, 古期花崗岩類(特に非持石英閃緑岩)のRb-Sr全岩アイソクロン年代に基づき, 約90 Ma頃が鹿塩時階のマイロナイト化の年代と判断した. そして古期花崗岩類の70-60 Maを示す多数の同位体年代は, 新期花崗岩類の貫入による放射性年代の若返りを経験していると解釈した. その後, Michibayashi *et al.*(1997)は, 佐久間町浦川地域で天竜峡花崗岩に捕獲されたマイロナイトゼノリスを発見し, 天竜峡花崗岩が形成された約91-89 Ma(Nakai and Suzuki, 1996)より前から, マイロナイト化が進行していたと示唆した.

一方でNakamura *et al.*(2022)は, 大河原地域で鹿塩せん断帯のD2マイロナイト中のジルコンU-Pb年代を報告している. Densityplotter(Vermeesch, 2012)を用いたカーネル密度推定に基づき, 85.6 ± 3.0 Ma, 77.7 ± 0.9 Ma, 70.9 ± 0.6 Maの3つクラスター年代を識別している. これらの年代はTakatsuka *et al.*(2018a, b)が報告しているジルコンU-Pb年代の3つの火成パルス(99-84 Ma, 81-77 Ma, 75-69 Ma)におおよそ対応している. また最も大きな年代スペクトルを持つ最若クラスター年代(70.9 ± 0.6 Ma)は, 飯田-駒ヶ根地域の前期領家花崗岩類の 72.6 ± 0.9 - 71.6 ± 1.0 MaのウラニナイトCHIME年代(Yokoyama *et al.*, 2016)におおよそ一致する. つまり中央構造線沿いでマイロナイトを形成している原岩は, 中部地方領家深成変成コンプレックスの最終ステージ(70 Ma前後)の火成パルスで形成した領家深成岩類を含むこととなる. そして, 少なくとも70 Ma前後の火成作用後に, 2段階の延性変形ステージがあったと延性変形年代の制約ができる(Nakamura *et al.*, 2022). つまり過去の前期花崗岩類の影響による若返りと解釈された70-60 Maに集中するK-Ar年代・Rb-Sr年代(柴田・高木, 1988; Ohtomo, 1993)は, マイロナイト原岩の冷却年代を正しく記録していた可能性が高く, 領家深成岩類の古期・新期区分の再検討が必要であることを提起している(Nakamura *et al.*, 2022). 実際に坂島ほか(2000)は, 市野瀬図幅地域の非持トータル岩及び三河大野-東栄地域の浅川沢花崗岩「縞状部」のジルコンU-Pb SHRIMP年代として, 71 ± 3 Ma及び 71 ± 1 Maを報告しており, 71 Ma前後の領家深成岩類がマイロナイトの原岩であると推定している.

Nakamura *et al.*(2022)は, 先行研究の同位体年代(柴

田・高木, 1988; Tagami *et al.*, 1988; Dallmeyer and Takasu, 1991; 坂島ほか, 2000)を集約し, 大河原地域の冷却カーブを再構築した. その結果 ~ 34 °C /m.y.の冷却速度を見積もった. 加えて石英C軸ファブリック温度計(Faleuris *et al.*, 2016)に基づく変形温度からD1及びD2マイロナイト形成条件を, それぞれ450-550 °C及び350-400 °Cに制約している. この変形温度と冷却カーブの関係性から, 69-67 Ma(D1マイロナイト)及び66-64 Ma(D2マイロナイト)に2段階の延性変形を被ったと結論付けた. 柴田・高木(1988)で報告されているフィロナイト(Phyllonite: 領家変成岩類起源のマイロナイト)と三波川変成コンプレックスのK-Ar年代(66-63 Ma)が共にD2マイロナイト化の年代(66-64 Ma)と一致する. また第9.1.3項で記載した通り, 変成作用・変形作用も領家深成変成コンプレックスと三波川変成コンプレックスで一致する. つまり66-63 Maのタイミングで「対の変成帯」が形成されたことになる.

その後, 領家深成岩類と四万十付加コンプレックスのジルコンフィッシュトラック年代やアパタイトフィッシュトラック年代から, 54 Ma以降に鹿塩マイロナイトの隆起速度が ~ 34 °C /m.y.から ~ 1.7 °C /m.y.に転換しており, このタイミングで脆性領域に定置したと推定されている(Tagami *et al.*, 1988; Sueoka *et al.*, 2017). また他地域の領家深成変成コンプレックスや三波川変成コンプレックスの上昇史をまとめると, 約60-50 Maの期間に「対の変成帯」が地殻の脆性塑性領域を超えたことが総括されている(Nakamura *et al.*, 2022).

9.1.7.2 赤石時階及び石鎚時階

中部地方の中央構造線沿いに分布する脆性断層岩は, 主に右横ずれセンスを示すカタクレサイトや断層ガウジから構成されており, それらの断層形成年代を制約するK-Ar年代が多数報告されている. 柴田・高木(1988)は, 東小花沢露頭(北隣市野瀬図幅)で観察される三波川変成コンプレックスの泥質片岩に由来する断層ガウジから, 細粒部分(2 µm)を分離し, 約 18.5 ± 0.4 MaのK-Ar年代を報告している. 一方で領家深成変成コンプレックス中の変質したマイロナイトのカオリナイト及び白雲母K-Ar年代として, 22.7 Maが得られている(柴田・高木, 1988). 同様の2 µm以下の断層ガウジ細粒部分のK-Ar年代は, 中部地方の他地域(板山, 北川, 馬越, 佐久間)でも検討されており, 45.2-11.1 Maの年代が報告されている(高木・柴田, 1992). 他にも水窪北方草木トンネルの中央構造線近傍の断層ガウジからも29-22 MaのK-Ar年代が報告されている(田中ほか, 1992). その後, 溝口露頭(北隣市野瀬図幅)において断層ガウジを切断する珪長質火山岩岩脈(フェルサイト)のK-Ar年代が測定されており, 12.3 ± 0.5 Maの年代が報告されている(高木ほか, 1991). これらの年代データを集約し, 大河原地域及

び市野瀬図幅地域の中央構造線活動時期は、29–19 Ma (赤石時階)と14–10 Ma (石鎚時階)に区分された(高木・柴田, 1992)。

従来のK–Ar年代法では、断層ガウジの細粒部分(<2 μm)に対して年代測定を実施することでガウジ形成年代が決定されている。しかし複数の脆性変形ステージで形成した雲母粘土鉱物や原岩の碎屑性白雲母の混入の可能性を評価することができず、より厳密な手法によるK–Ar年代測定が求められていた。最近この問題点を克服するため、イライトポリタイプの量比($IM_d:2M_1$ 比)ごとのK–Ar年代測定を実施し、 IM_d が100%となる回帰直線の切片から年代を決定するillite age analysis (IAA)法を用いた年代データの再検討が予察的に実施されている(杉山ほか, 2018)。この研究成果に基づくと、赤石岳図幅安康露頭と佐久間町下平露頭の試料から15.2±1.8 Maと12.1±6.3 Maの自生イライト年代が見積もられている。この結果から旧来手法より赤石時階の年代は10–5 Maほど若く修正される可能性が示唆された(杉山ほか, 2018)。この年代は、Tanaka *et al.* (1995)が報告している赤石構造線中の断層ガウジのK–Ar年代(~15 Ma)によく一致しており、中期中新世の伊豆–小笠原孤衝突に伴う中央構造線の折れ曲がりにより赤石時階の活動が関連している可能性が指摘されている(杉山ほか, 2018)。

9.1.7.3 中央構造線における最新の活動履歴

従来大河原地域における活断層としての中央構造線は、第四系の明瞭な断層変位を示さず、活動度は地蔵峠–大河原区間でC級程度と推定されている(活断層研究会編, 1991; 岡田, 1992)。しかし赤石岳図幅内の安康露頭・市野瀬図幅地域の北川露頭・非持露頭では、断層ガウジの最脆弱部で段丘礫層の落ち込みと、段丘堆積物を切断する断層が確認されている(杉山ほか, 2016; 2017)。更に非持露頭では、約10万年前の御岳第1テフラ(On-Pm1)由来の二次堆積火山ガラスを含む段丘礫層を切断する中央構造線の脆性断層が最近発見されている(高木ほか, 2019)。これらの観察結果から、少なくとも10万年前以降もこの地域の一部の中央構造線は、活断層として活動しており、実変位速度は0.012–0.018 m/kyと報告されている(高木ほか, 2019)。

9.2 仏像構造線

仏像構造線は秩父帯と四万十帯を境する断層で、赤石山地方北方高遠図幅地域から九州まで追跡できる構造線である(小林, 1931; 牧本ほか, 1996)。北隣の市野瀬図幅地域では、本構造線を仏像–糸川構造線と呼んでいる(河内ほか, 1983)。天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)では、三峰川及び荒川合流部・小黒沢・豊口山東

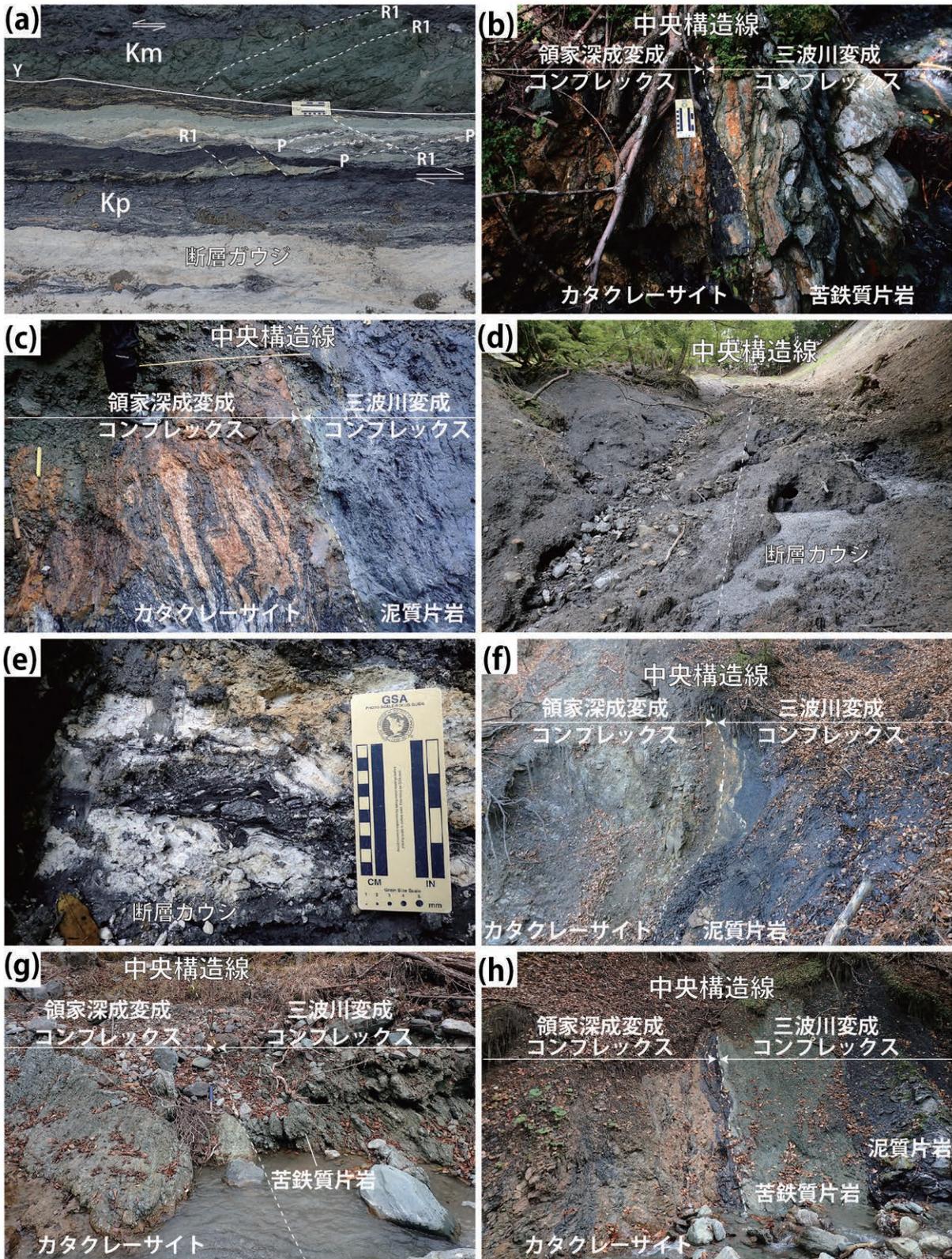
第9.1表 大河原地域周辺で確認された中央構造線露頭

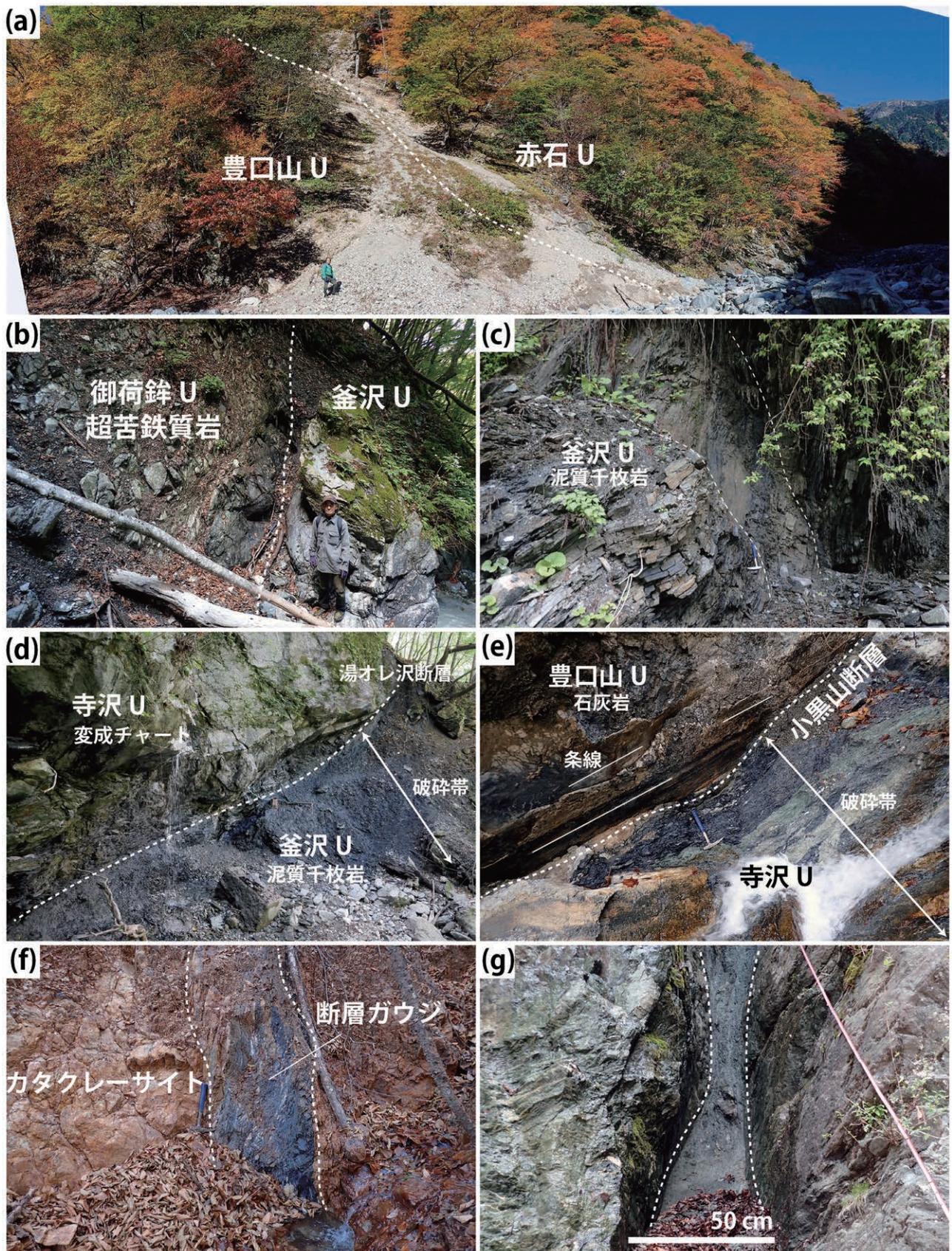
名称	緯度	経度	代表的な断層面	記載	露頭写真	文献
安康露頭	35.489651	138.015350		複数の断層ガウジを挟む幅数100 mの脆性変形帯が発達	第9.8図a	Jefferies <i>et al.</i> (2006), 河本ほか (2013)
深ヶ沢露頭	35.501452	138.018923	N12° E72° E	幅1–2 mの断層ガウジと数10 mのカタクレーサイト帯が発達	第9.8図b	本報告で確認
勘馬沢露頭1	35.512439	138.022463		幅数100 mのカタクレーサイト帯と複数の断層ガウジが勘馬沢沿いに発達	第9.8図c–e	本報告で確認
勘馬沢露頭2	35.513522	138.022871	N10° E78° E	北北東–南南西方向の断層谷が発達し、谷沿いに断層ガウジが発達	第9.8図f	本報告で確認
城の腰露頭	35.550070	138.035274		幅0.3–0.5 mの断層ガウジを境界にカタクレーサイト帯が発達		大鹿村中央構造線博物館 (2023)
塩原露頭	35.599374	138.051109		黒色断層ガウジが法面工事中に露出。現在は断層ガウジの転石のみ確認		本報告で確認
女高露頭	35.639145	138.057203	N35° E79° E	三波川MC、領家PMC起源のカタクレーサイトが地質境界として接する	第9.8図g	本報告で確認
地獄谷露頭	35.656233	138.060100		三波川MC、領家PMC起源のカタクレーサイトが地質境界として接する		本報告で確認
東小花沢露頭	35.672080	138.064370		複数の断層ガウジを挟む幅数10 mの脆性変形帯が発達		柴田・高木 (1988)
北川露頭	35.676002	138.064606	N2° E84° E	幅約10 mのカタクレーサイト帯と0.5 mの断層ガウジが地質境界に発達		田中ほか (1996)
北川北露頭	35.684978	138.065443	N2° E75° E	幅1–2 mの断層ガウジと数10 mのカタクレーサイト帯が発達	第9.8図h	本報告で確認

MC; 変成コンプレックス, PMC; 深成変成コンプレックス

第9.8図 中央構造線露頭の産状→

(a) 安康露頭の断層ガウジ。黒色断層ガウジ中に右ずれを示す明瞭なP–R1構造が発達している。その上部の苦鉄質片岩には左ずれを示すR1面が発達する。安康露頭周辺の河床に露出していたが、2022年現在一部が消失。(b) 深ヶ沢露頭における中央構造線。三波川変成コンプレックス・領家深成変成コンプレックスとの岩相境界と脆性断層中軸部は一致していない。(c) 深ヶ沢露頭における断層ガウジ。幅5 mを超える黒色断層ガウジを形成。(d) 勘馬沢露頭2から南南西方向の中央構造線断層谷。未固結断層ガウジが谷を埋没している。両側の崖もカタクレーサイトからなる。(e) 中央構造線断層谷沿いの黒色–灰白色断層ガウジの産状。低角度なブランジを示す線構造が確認された。野外で識別したXZ面から複合面構造を観察すると右横ずれセンスを示す。(f) 勘馬沢露頭2における領家深成変成コンプレックスと三波川変成コンプレックスとの境界面。境界部が断層ガウジで構成されている。(g) 女高地区における鹿塩川沿いの中央構造線露頭。断層ガウジを欠き、淡緑色カタクレーサイトと破碎した苦鉄質片岩が接している。(h) 北川北露頭における領家深成変成コンプレックスと三波川変成コンプレックスとの境界面。北川露頭の北方延長ではほぼ同じ断層関係がこの沢でも確認できる。





鞍部・豊口沢・小河内沢・小渋川で秩父付加コンプレックスと四万十付加コンプレックスの境界として仏像構造線が確認されている。本報告でも、ほぼ同様の地点で仏像構造線の位置を確認している。一方で小河内沢-豊口沢合流部に存在していた仏像構造線の破碎露頭(天竜川上流域地質図調査・編集委員会, 1984)は、現在土砂が堆積しており確認できず、左岸側斜面崩壊地に仏像構造線の位置が推定できる(第9.9図a)。仏像構造線の露頭は、明瞭な断層面を伴う脆性破碎帯の発達には稀で、多くの場合秩父付加コンプレックス(豊口山ユニット)と四万十付加コンプレックス(赤石ユニット)の岩相の相違から仏像構造線の位置と姿勢が決定される。

仏像構造線の姿勢は、大河原地域北部の三峰川地域と南部の塩川-小渋川地域で異なる。三峰川地域では小黒沢で確認した豊口山ユニットの石灰岩と赤石ユニットの砂岩泥岩互層の層理面に調和的な断層面が連続し、北北東-南南西走向で約50°東方向に傾斜した仏像構造線が北方へ連続している。また三峰川-荒川合流部北方から小黒沢下流を経て、小瀬戸谷境界部まで、岩相変化としての仏像構造線の位置と姿勢を連続的に追跡している。

塩川-小渋川地域では、三伏峠小屋へ向かう登山道で豊口山ユニットが再度露出するため、塩川-鳥倉林道から登山道-豊口沢に至る仏像構造線は、複雑な分布を示す。また塩川から三伏峠へ至る登山道では、登山道で確認された豊口山ユニット石灰岩と、河川沿いに露出する赤石ユニット砂岩との岩相分布から、仏像構造線を切る東西性の胴切り断層を想定している。この特徴的な岩相分布は、天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)でも示されており、南北系の断層帯が2つの胴切り断層によって区切られた地質構造が地質図に表現されている。本報告では、一本の胴切り断層と高角度な断層面の傾斜角を変化させることで岩相分布を表現している(第3.11図)。小河内沢-小日影沢の仏像構造線は、北東-南西走向で東へ30°程度の傾斜角である。その南方、小渋川では、豊口山ユニット及び赤石ユニットの岩相が共に北北東-南南西走向で50°程度の東傾斜へ変化している。

松島ほか(1957a, b)及び下伊那地質誌編集委員会(1976)は、三波川帯と秩父帯を区画する戸台構造帯を定義した。その後、三波川帯と御荷鉢・秩父帯との境界部は岩入衝上断層に再定義され、戸台構造帯は、御荷鉢・秩父帯内部を南北に通る複数の断層からなる断層帯として定義された(河内ほか, 1983)。戸台構造帯内部には、南北に続く狭い地溝状に戸台層と御荷鉢・秩父帯の構成岩類が狭長に分布する。戸台層は御荷鉢・秩父帯構成岩類に対して断層関係で接しており、多数の断層によって狭い範囲で岩相が繰り返している。この構造帯の特徴は、断層運動の性格及びその出現する地質学的位置から四国中央部の上八川-池川構造線かみでかわ いけがわに対比されると考察している(河内ほか, 1983)。その後牧本ほか(1996)は、御荷鉢緑色岩類を三波川帯の構成岩類と分類した経緯から、戸台構造帯は三波川帯と秩父帯を区画する断層と再定義した。戸台構造帯がどの地質体の境界断層であるかに関しては見解が異なるが、複数の南北断層系によって様々なユニットがレンズ状に分布する特徴はいずれの先行研究でも一致している。そのため本報告では、複数の南北断層系によって様々なユニットをレンズ状に内包する断層帯として戸台構造帯を定義する。なお三波川変成コンプレックス及び秩父付加コンプレックスを区画する「構造帯」ないし「構造線」という先行研究の定義は、本報告の「戸台構造帯」には含まれていない。

本報告における戸台構造帯は、複数の北北東-南南西走向の高角断層によって構成された断層帯である。大河原地域では、戸台構造帯内部に市野瀬図幅地域から追跡できる明瞭なユニット境界断層を新たに2条識別した(ユニット境界断層の詳細な記載は第9.4節にて紹介する)。これら主要な断層と副次的な断層系の組み合わせによって、御荷鉢ユニット・三峰川ユニット及び戸台層がレンズ状に挟み込まれた分布を示す。また断層露頭の多くで上盤が北ないし南へ移動する横ずれセンスの条線を断層面上に確認することができた。この構造帯の広域的な地質構造は、赤石山地南部に分布する赤石構造帯(狩野ほか, 1993)と類似性が高い。狩野ほか(1993)によれ

←第9.9図 代表的な仏像構造線、ユニット境界断層及びその他の主要な断層露頭の産状

(a)小河内沢における仏像構造線露頭。崖錐堆積物で覆われている箇所(白点線)が仏像構造線。(b)ツガムラ沢における菰立沢断層。破碎された御荷鉢ユニット超苦鉄質岩と高角度な片理面構造を示す釜沢ユニット泥質千枚岩が脆性断層(白点線)で接している。(c)所沢断層。写真手前の低角度な地質構造を示す泥質千枚岩が、所沢断層(白点線)を挟んで高角度な地質構造へ変化している。(d)湯オレ断層。寺沢ユニット変成チャートと幅3-4mの破碎帯を形成する釜沢ユニット泥質千枚岩が中角度な断層で接している。破碎帯上部の断層境界面から水が湧出している。(e)小黒山断層。豊口山ユニットの石灰岩と寺沢ユニット泥質千枚岩が断層で接している。下盤側の寺沢ユニット泥質千枚岩中に2-3m幅の破碎帯を形成している。(f)鹿塩断層。赤色からオレンジ色のカタクレサイト帯中に黒色断層ガウジを伴う破碎帯が形成されている。幅は50cm程度で、変質帯は10-30mに及ぶ。(g)大花沢断層。市野瀬図幅地域では同じ断層が岩入衝上断層と命名されている。大河原地域内では、高角度な脆性断層として追跡できる。断層ガウジを伴う幅50cmほどの破碎帯を挟む。

ば、赤石構造帯は、南北方向約 50 km、幅 3–5 km の断層帯で、三波川変成コンプレックス・下部白亜系・下部中新統が、横ずれ変位を示すスリッケンラインをもつ高角断層によってレンズ状の分布を示している。このような比較的狭い範囲でレンズ状の地質体を集積させる機構として、横ずれ断層に伴う複合せん断帯 (strike-slip duplex) の形成が示唆されている (狩野ほか, 1993)。戸台構造帯も複数のレンズ状の地質体が横ずれ高角断層によって集積している地質構造が類似しており、横ずれデュープレックスによって複雑な地質構造を解釈できる可能性がある。

9.4 ユニット境界断層

9.4.1 菰立沢断層

菰立沢断層は、北隣市野瀬図幅地域から連続する三波川帯内部の南北系断層として、Watanabe (1977) によって命名・記載された。Watanabe (1977) が大河原地域で記載している断層位置は、大河原地域において黒川沢で記載している断層破碎帯よりもやや西方に位置している。ただし大河原地域で黒川沢の脆性破碎帯で測定した断層の姿勢を延長すると二兎山西方の断層鞍部を通り菰立沢まで延長することができるため、同一の断層と判断した。そのため、菰立沢断層を黒川沢上流で確認できる御荷銚ユニットと戸台層の境界をなすユニット境界断層として再定義する。戸台構造帯の西縁断層でもある。黒川沢上流で確認できる断層露頭では、N15°E、84°E の断層面が発達する。北隣の市野瀬図幅地域では、菰立沢を通り小瀬戸峡の超苦鉄質岩類の西側断層として連続し、岩入地区手前まで追跡できる。主断層の菰立沢断層に収斂する多数の北東–南西方向または北西–南東方向の断層系も野外で確認され、大規模な崩壊地を形成する黒川牧場北方では変成玄武岩起源の断層ガウジが破碎した戸台層砂岩と直接接している。入山沢付近で菰立沢断層は 2 つの断層に分岐し、再度小渋川流域で一つの断層に収斂する。分岐した断層帯内部には御荷銚ユニットがレンズ状に分布する。小渋川支流のツガムラ沢では、菰立沢断層は高角度な断層面で蛇紋石化した御荷銚ユニット超苦鉄質岩類と釜沢ユニット泥質千枚岩が接する断層関係が観察される (第 9.9 図 b)。

9.4.2 所沢断層 (新称)

戸台構造帯を構成する断層の一つで、三峰川ユニットと釜沢ユニットの内部を通る。鳥倉山–塩川地域では、御荷銚ユニットと釜沢ユニットないし寺沢ユニットの境界をなす断層である。釜沢地区から所沢を通過し北北東–南南西方向に確認できる。小渋川流域南側では、上沢上流部の前茶白山崩壊地に所沢断層が通る。この崩壊地中腹

の 1,600 m 付近には断層露頭が確認されており、この断層を境界に粘板岩を主体とする下盤 (大河原地域の釜沢ユニット) とチャート・緑色岩類を主体とする上盤 (御荷銚ユニット) が接していることが報告されている (北澤, 1992)。小河内沢の露頭では、N5°E、82°E の高角断層が確認できる (第 9.9 図 c)。釜沢地区から北方へは、鳥倉山北方の鞍部を通り塩川まで北北東–南南西走向の高角断層として追跡できる。その北方で、所沢断層は 2 条に分岐し入山から抜沢を通り、落滑薙や三峰川支流船形沢合流部で大規模な破碎帯を形成する。この断層は市野瀬図幅地域でも追跡することができ、戸台層のレンズ状岩体を多数挟みながら戸台川まで高角な断層として連続する。

9.4.3 湯オレ沢断層 (新称)

釜沢ユニットと寺沢ユニットの境界をなす断層を湯オレ沢断層と新たに命名する。小渋川中流の湯オレ沢とその枝沢で複数の断層露頭が確認できる。湯オレ沢の露頭では、下盤側の釜沢ユニット泥質千枚岩が、5–10 m 幅で脆性変形帯を形成しており、寺沢ユニット変成チャートと接する。湯オレ沢の露頭における代表的な断層面の走向傾斜は N33°E、54°E である。この露頭での断層の姿勢は、岩相分布から推定される傾斜よりやや高角度である。湯オレ沢断層は、寺沢ユニットの厚い変成チャートと釜沢ユニットの泥質千枚岩との岩相境界として、他の地域 (寺沢・塩川) でも連続的に位置と姿勢を特定できる。小河内沢・寺沢・塩川では低角度 (20–40°) な地質構造で岩相分布が変化しており、低角度なユニット境界断層として地質図で表現した。また湯オレ沢の脆性破碎帯境界部では鉱泉が湧泉している (第 9.9 図 d)。破碎帯では、白色の湯の花が破碎した泥質千枚岩に沈殿しており、滲み出る鉱泉が採水されている。

9.4.4 小黒山断層 (新称)

寺沢ユニットと豊口山ユニットの境界をなす断層を小黒山断層と新たに命名する。小黒山南方の沢の露頭では、豊口山ユニットの石灰岩の下盤側に、約 3–10 m 幅の寺沢ユニット泥質千枚岩起源の破碎帯が発達している (第 9.9 図 e)。厚い石灰岩の基底部には条線が発達しており、代表的な断層面の走向傾斜は N85°W、51°E である。この断層面を追跡すると西北西方向の斜面に、破碎帯によって形成された崩落地が連続する。この断層は釜沢ユニット・寺沢ユニットと同様に低角度な断層として分布しているが、構造的低位のユニットを非調和に切断している。塩川では岩相分布から約 30° 東傾斜のユニット境界断層として、小河内沢まで連続的に追跡できる。更に南側では約 50° の東傾斜へ変化し、上沢合流部付近まで小黒山断層が追跡される。一方、三峰川より北側では明瞭な断

層破碎帯は分布しないが、約 30–60°へ傾斜角度を変化させながら東風巻谷を経て、小瀬戸谷まで連続的に岩相分布の変化が追跡される。

9.4.5 北沢峠断層

北沢峠断層は、四万十付加コンプレックス赤石ユニット及び白根ユニットの境界をなす断層である。河内ほか(1983)が市野瀬図幅地域で命名・記載した北沢峠断層の南方延長に相当する。市野瀬図幅地域では、北沢峠断層は南部で2条の断層帯に分岐しているが、西側の断層のみ明確な境界面として大河原地域内で追跡できた。大河原地域で明瞭な脆性破碎帯は発達しないが、厚層理砂岩から泥質混在岩、玄武岩及びチャートへ岩相変化するユニット境界として、大横川・北荒川・南荒川・塩見小屋付近・大井川中保まで 20 km 以上にわたって約 60°の東傾斜の姿勢で断層面が連続する。大横川では、この境界断層を挟んで上位に分布する白根ユニットは強く延性変形しており、白根ユニットの泥質混在岩の層理面をタイトに褶曲させながら片理面を形成している。

9.5 その他の主要な断層

9.5.1 鹿塩断層

鹿塩断層は領家深成岩類内部に発達する南北系の高角度な脆性断層で、小野(1981)によって命名・記載された。鹿塩せん断帯と細粒–粗粒黒雲母モンゾ花崗岩及び黒雲母花崗閃緑岩(南向花崗岩)または中粒–粗粒片状角閃石黒雲母トータル岩及び角閃石黒雲母花崗閃緑岩(非持トータル岩)との境界となっており、野外で長石類のポーフロクラストが消滅する地点と一致する。南北系の断層に沿って周囲の鹿塩マイロナイトや領家深成岩類は淡褐色–褐色変質帯を形成し、断層中軸部には暗灰色カタクレーサイトと約数 cm 幅の断層ガウジが発達する。露頭における代表的な断層面の走向傾斜は N7°E, 64°W である(第 9.9 図 f)。

9.5.2 大花沢断層

Watanabe(1977)によって、三波川変成コンプレックス内部に発達する南北系の断層の一つとして、大花沢断層が命名・記載された。なお、渡辺(1970)及び下伊那地質

誌編集委員会(1976)までの大河原地域の地質図には、黒川沢ユニット内部を通る南北方向の断層について記載はなかった。河内ほか(1983)は、三波川帯最上部泥質片岩と御荷鉾・秩父帯下部層を境する断層として、岩入衝上断層を命名・記載している。市野瀬図幅地域では、北北東–南南西走向で傾斜は 20–40°であり複数地点でこの断層面及び破碎帯が確認されている(河内ほか, 1983)。この断層は、河内ほか(1983)によって三波川帯南縁帯と御荷鉾帯に区画する四国中央部の清水構造線(Kojima and Suzuki, 1958)に対比されている。この岩入衝上断層は、市野瀬図幅地域から大河原地域北部まで追跡することができ、Watanabe(1977)が記載した大花沢断層は岩入衝上断層の延長であると報告されている。しかし大河原地域内の脆性破碎帯中に見られる代表的な断層面は高角度(第 9.9 図 g を参照)であり、低角度な衝上断層ではない。そして、この塊状緑色岩(大河原地域では苦鉄質片岩)より構造的上位にも泥質片岩が再度露出する点から、この断層が三波川帯と御荷鉾・秩父帯を境とするユニット境界断層ではないと判断した。そのため、三波川変成コンプレックス内部の断層として Watanabe(1977)による大花沢断層の定義を踏襲する。大河原地域では、小花沢、大花沢、手開沢、黒川沢まで泥質片岩と苦鉄質片岩との間に、幅 50 cm–10 m ほどの明瞭な脆性破碎帯が発達する(第 9.9 図 g)。この脆性破碎帯は黒川沢南方から不明瞭になり、断層及び破碎帯は追跡できない。

9.5.3 小渋川断層(小渋断層)

赤石山地地質研究グループ(1961)や天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)では赤石山地南部と北部の地質構造が大きく変化する境界として小渋川沿いに四万十付加コンプレックス、秩父付加コンプレックス及び三波川変成コンプレックスを横断する胴切断層として、小渋川断層または小渋断層が記載されている。しかし小渋川沿いで、西北西–東南東方向の断層、脆性破碎帯など小渋川断層の存在を示唆する断層露頭を発見することはできなかった。また小渋川沿いの秩父付加コンプレックスや三波川変成コンプレックス内で、小渋川を挟んで岩相の不連続性を確認できていない。これらの理由により、本報告で小渋川断層を地質図に表記していない。

第10章 応用地質

(中村佳博)

10.1 土砂災害

大河原地域では、明治時代以前から地すべりに関連した土砂災害が多数発生している。この中で最も大規模な土砂災害は、昭和36年6月下旬伊那谷を中心に発生した梅雨前線集中豪雨（いわゆる三六災害）である。文献として記録されている他の自然災害と合わせて大河原地域の土砂災害を報告する。

10.1.1 前茶臼山崩壊地

小渋川南方に位置する前茶臼山(2,331 m)の東側斜面に発達する前茶臼山崩壊地(第10.1図a)は、1898年9月の豪雨で大規模な深層地すべりと土石流災害が発生し、死者十数人を出している(北澤, 1992)。この崩壊地周辺では、秩父付加コンプレックス(三峰川ユニット)と三波川変成コンプレックス(釜沢ユニット)とのユニット境界断層(所沢断層)が南北に縦断しており、三峰川ユニットのチャートや玄武岩がキャップロックとして軟弱な地盤(釜沢ユニットの破碎した泥質千枚岩)の上に分布している。またこれら岩石の一般走向傾斜はN40-60°E, 30°NWで、崩壊斜面に対して受盤であったことが報告されている(北沢, 1973)。この様な岩相分布及び地質構造が崩壊を拡大したと考えられている(北澤, 1992)。また長い年月が経っても崩壊地は自然復旧せず、さらなる土砂災害を防ぐため、上沢周辺には多数の砂防ダムが設置されている。

10.1.2 鳶ヶ巣崩壊地

鳶ヶ巣崩壊地は、大鹿村青田山の北西に位置し、別名「一名大ナギ」と呼ばれる大規模な崩壊地である。崩壊の発生時期は不明であるが、明治時代には既に現在の規模の崩壊地が形成されていたとされる(斎藤, 1988)。その後的大雨によって鳶ヶ巣崩壊地では、多量の土砂が流出し、小渋川の流路が変わり下流側に災害をもたらした。特に三六災害により崩壊斜面は大きく拡大した。当時崩壊地内は約60,000 m³の不安定土砂が堆積しており、下流の大河原地区に大きな被害を及ぼす可能性が指摘されていた。そのため1964年から多数の復旧治山工事が実施され、コンクリート谷止工23基・鋼製谷止1基が施工されている(斎藤, 1988)。現在でも崩壊対策工事は継続されており、風化した超苦鉄質岩からなる鳶ヶ巣崩壊斜面の植林作業が長年実施されている(第10.1図b)。

10.1.3 小塩沢地すべり

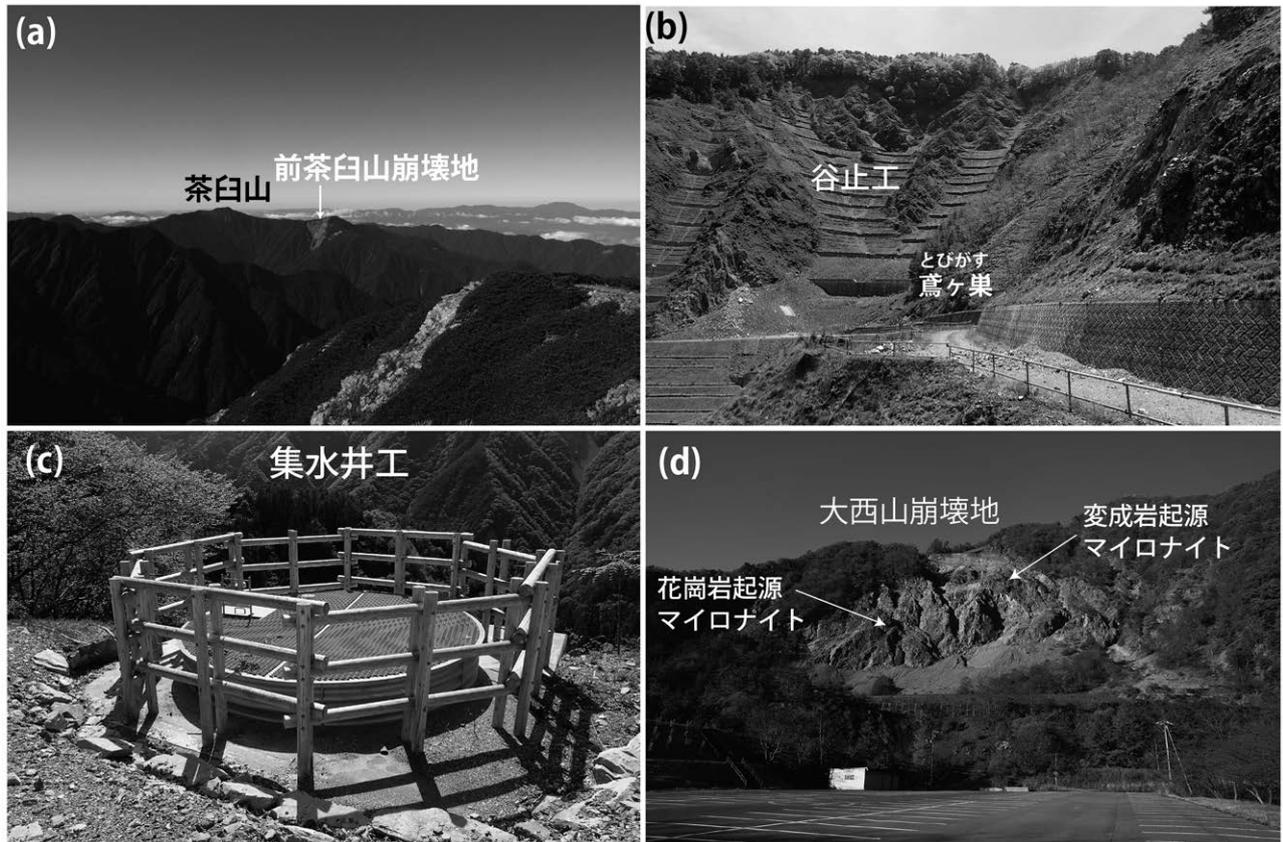
大鹿村落合地区から北方5.2 kmの地点に小塩地区がある。この地区に流れる小塩沢上流部では、1947年頃から地すべりに起因して地盤が傾動していることが報告されている。北沢(1981)による現地調査では、周囲の岩盤は北北東-南南西走向で60-70°Eの傾斜であるが、地すべり地はシンフォーム構造の翼部に位置するため、地すべり斜面の岩盤は受盤となっている。そして小塩沢の地すべり移動体内部は、多数の湧水と地すべり・滑落崖及び亀裂が確認されている。その後小塩地区は、林野庁の直轄地すべり防止事業として、多数の谷止工や集水井工などの対策工事が実施されている(第10.1図c)。

10.1.4 大西山地すべり

大鹿村大河原地区では、三六災害の集中豪雨によって形成された大西山の地すべりが観察される(第10.1図d)。この崩壊は、梅雨前線による集中豪雨がピークに達した2日後の昭和36年6月29日午前9時頃発生し、大鹿村下市場・文満地区がほぼ全戸浸水した。そして崩落土砂の流出によって村民55名の死者・行方不明のうち、42名がこの崩壊によって犠牲となっている。このときの大西山の崩壊土量は、3,200-3,537×10³ m³と推定されており(井良沢, 1986)、崩壊斜長450 m、崩壊平均深度15 mにわたり崩壊した。また崩壊前の野外調査時に、小渋川に併進する巨大亀裂(幅20 cm)が既に2条確認されている(北澤, 1992)。この地すべりは豪雨後の地下水浸透によって、大西山東崖の領家深成変成コンプレックス起源のマイロナイトまたはカタクレーサイトが崩壊したことで発生したと報告されている(井良沢, 1986)。

10.1.5 入谷地すべり

大鹿村入谷地区の地すべりでは、1698年頃から大規模な「蛇抜け」と呼ばれる地すべりがあったと記録されている。近年でも多数の被害が報告されており、1982-1983年には地すべり滑動による家屋基礎の沈下・道路擁壁の押出が発生している。その後集水井工85基・アンカー工978本を施工する大規模な地すべり対策工事が実施され、地下水位を約18 m低下させ地すべりの安定化が進んでいる(国土交通省中部地方整備局天竜川上流河川事務所, 2014)。



第 10.1 図 大河原地域の土砂災害露頭と対策工事

(a) 前茶白山崩壊地の遠望。烏帽子岳から南東方向に撮影。山頂付近から大規模に崩落している。(b) 鳶ヶ巣崩壊地の地すべり対策工事の状況。多数の谷止工設置と植林作業が現在も実施されている。(c) 小塩地すべり地区の集水井。大河原地域の地すべり地域には、地下水位の低下のため多数の集水井が設置されている。(d) 大西山崩壊地の全景。崩落地域は整備され、公園として利用されている。大西公園駐車場から撮影。崩落崖は、淡緑色のカタクレサイト化した花崗岩起源マイロナイトと黒色の変成岩起源マイロナイトから構成されている。

10.1.6 三六災害による土石流災害

昭和 36 年におきた三六災害では、地すべり被害に加えて大規模な土石流災害も発生している。大河原地域中川村の四徳地区では、大規模な土石流の発生によって四徳集落が壊滅的な被害を受けて全戸移住を余儀なくされた(野田, 2018)。更に大鹿村北川地区では、土石流と地すべりが谷を埋め尽くし、39 戸の全戸と北川分校が消滅した(松島・村松, 1993)。

10.2 温泉及び鉱泉

大河原地域では、中央構造線を境界に異なる種類の鉱泉が湧出しており、いずれの鉱泉も広く利用されている。領家深成変成コンプレックス側には中川村四徳の四徳鉱泉がある(第 10.1 表)。四徳鉱泉は、pH 9.8、泉温 17.2℃のアルカリ冷鉱泉である。自然湧泉するアルカリ泉を利用した温泉施設が営業していたが、昭和 36 年の三六災害

で四徳地区が廃村になると共に廃止されている。現在は、中川村の「四徳森林体験館」の温泉水として利用されている(上伊那教育会, 2018)。

三波川変成コンプレックス側には、中央構造線に沿って多数の Na-Cl 型(有馬型)の鉱泉が湧出することが、古くから知られている。鉱泉の pH は 7.3-10.9 で、泉温は 11.4-24.3℃である。最も Na-Cl 濃度の高い鹿塩温泉(定義としては鉱泉に分類されるが、広く「鹿塩温泉」として知られている)では、海水に匹敵する塩濃度を示す。大鹿村周辺では、多くの地域で「塩」が地名(鹿塩・塩川・大塩・小塩など)に残存しており、このような地区ではかつて塩水が採取されていた。現存している文献資料として鹿塩温泉(塩畑・満塩)・孫塩・伊万塩・小塩・大塩・八田塩とよばれる地点で Na-Cl 型の鉱泉が報告されている(第 10.1 表, 大鹿村, 1984)。現存する地名は小塩・大塩のみとなっているが、鹿塩温泉から北に向かって塩濃度が低下する傾向が報告されている。他にも小瀬戸ノ

第 10.1 表 大河原地域の主要な温泉の泉質分析値 1

温泉名	四徳鉱泉	小瀬戸鉱泉	小瀬戸食塩水	塩畑	満塩	孫塩	伊万塩	小塩	大塩	八田塩
調査時温度	23.1	23.2	23.2	n.d.						
泉温	17.2	11.7	11.7	14	14.4	18.5	17.8	18.2	17	17
pH	9.8	7.3	7.7	7.6	7.6	7.5	7.6	7.6	7.5	7.5
1kg中の成分(mg/l)										
Na ⁺	34.8	333	1600	79000	83000	3200	680	330	350	58
K ⁺	0.7	7.9	30.8	n.d.						
Ca ²⁺	2.5	18.8	55	680	340	36	75	37	54	71
Mg ²⁺	0.3	2.7	20.2	n.d.						
Fe ²⁺	0.4	0.22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl ⁻	1.4	408	22513	17000	18000	1100	1000	1000	1000	1600
HCO ₃ ⁻	72.6	125.1	n.d.	5	5	8.4	69	19	12	44
F ⁻	22.3	0.8	2.3	n.d.						
SO ₄ ²⁻	13.5	7.1	1	0.7	1.2	1.2	1	1.2	1.3	1.2
H ₂ S	n.d.	0.43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
分析年月日	S43.8	S43.8	S43.8	n.d.						
文献	上伊那教育会(2018) 上伊那教育会(2018) 上伊那教育会(2018)			大鹿村(1984)						

泉質分析データは、上伊那教育会(2018)及び大鹿村(1984)から引用。

第 10.2 表 大河原地域の主要な温泉の泉質分析値 2

分析地点	鹿塩鉱泉A	鹿塩鉱泉B	入谷	生津の湯	三正坊	小渋
ID	KNK-16-M005	KNK-16-M006	KNK-16-M007	KNK-16-M004	KNK-16-M001	KNK-16-M003
採取日時	2016/5/15	2016/5/15	2016/6/28	2016/5/14	2016/5/14	2016/5/14
温度(°C)	11.8	17.6	18.9	17	18.4	24.3
pH	7.8	7.8	7.7	10.9	8	9
電気伝導度(mS/cm)	53	42.5	15.7	0.632	2.8	0.602
1kg中の成分(mg/L)						
TDS mg/L	37000	28100	8760	197	1800	418
Na	13400	20300	3190	97.3	595	133
K	177	143	59	6	13.9	2.5
Mg	73	57	17	0.5	0.8	0.3
Ca	651	403	40	8.1	4.4	1.2
Li	77.6	62.3	16.6	0	2	0.4
Cl	22500	17100	5050	66.9	570	25.6
HCO ₃	76	119	339	0	594	232
CO ₃	0	0	0	0.9	1.9	16.4
SO ₄	0.4	3.4	2.4	0.9	0.8	1.7
Br	34.2	25.9	8.8	0.1	0.8	0
⁴ He, (cm ³) STP/gH ₂ O	3.93E-07	6.29E-07	1.95E-07	n.d.	1.75E-06	2.64E-06
²⁰ Ne, (cm ³) STP/gH ₂ O	8.01E-09	5.26E-08	1.28E-07	n.d.	1.60E-08	2.35E-07
³ He/ ⁴ He, Ra	1.39	1.37	1.72	n.d.	0.47	0.5
δ D (‰)	-53.2	-59.7	-76.2	-74.5	-93.2	-90.1
¹⁸ O (‰)	-2.7	-5	-9.7	-10.9	-12.9	-13
³ H, TU	<0.4	0.6±0.1	n.d.	n.d.	<0.4	<0.4

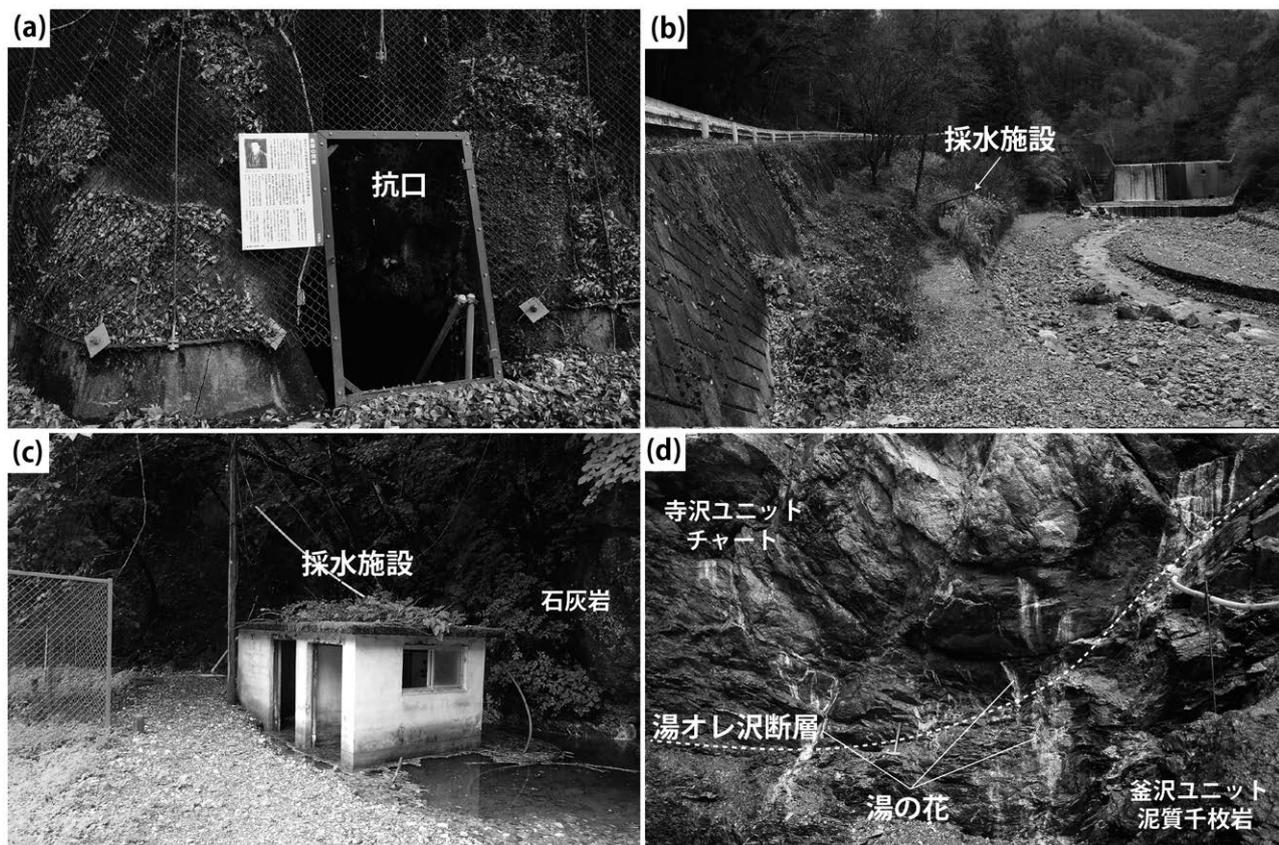
泉質分析データは、Kusuhara *et al.*, (2020)から引用。

湯(現在廃止)・入谷・生津の湯・三正坊・小洪等の地域でNa-Cl型の鉱泉が報告されている(益田ほか, 1988; Kusuhara *et al.*, 2020). いずれも鹿塩地区から離れるにつれて塩濃度が低下する傾向がある(第10.2表). また, 生津の湯や小洪と表記される泉源は, 三波川変成コンプレックスの超苦鉄質岩類や秩父付加コンプレックスの石灰岩体から湧水しており, 他地域よりpHが高い特徴を示す(Kusuhara *et al.*, 2020).

現在大河原地域では, 鹿塩地区の井戸で採取できる塩水(鉱泉)は, ポンプで組み上げ浴場や「山塩」として商用利用されている. この井戸周辺には, 泥質片岩を掘削し塩水を採取しようとした抗口が残されている(第10.2図a). また堰堤工事中に自噴した鉱泉を採取できる採水施設も入谷地区にある(第10.2図b). 小洪川上沢では, 石灰岩壁前に鉱泉水の採水施設があり, ポンプを利用して採水している(第10.2図c). 明治時代までは浴場として営業していたが, 明治時代の前茶臼山の崩壊によって浴場施設で多数の死傷者が発生したため, 採水施設のみ残されている. また湯オレ沢断層では, 自然に湧出する鉱泉と湯の花が, 寺沢ユニット変成チャート直下の脆性

断層帯付近で観察できる(第10.2図d).

益田ほか(1988)は, 鹿塩地域で1年にわたる鹿塩鉱泉の溶存化学成分と酸素・水素安定同位体比変動を追跡した. その結果, 鹿塩鉱泉の成分は, 集水域に降る雨水と地下深くに浸透し岩石と反応した2種類の循環水(天水と滞留水)と塩水(深部流体)が反応することで解釈できると主張している. 2種類の循環水のうち, 前者は, 山頂付近で降った雨水が岩石中に浸透し, 石灰岩等と反応した結果, 重炭酸イオンが増加している. 後者は, 岩石中で滞留することで, 重酸素と重水素が濃集している. この2種類の循環水と塩水の混合比によって様々な湧水の成分が説明されている. Kusuhara *et al.* (2020)は, 酸素・水素安定同位体値に加えて, 希ガス分析も加えることで深部流体の起源について詳細な議論を行っている. スラブ脱水に起源を持つ深部流体の証拠は, 1) 島弧マグマ水に近い酸素・水素安定同位体値を有すること, 2) マントルからのヘリウムの寄与を示唆する高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を有すること, 3) 熱水活動に関連した非火山性の長周期微動及び地震が観測されることが挙げられている(Giggenbach, 1992; Sano and Wakita, 1985; Matsumoto *et*



第10.2図 大河原地域の温泉及び鉱泉

(a) 大鹿村鹿塩地区に保存されている塩水を採取しようとしていた抗口. 黒川沢ユニットの泥質片岩を掘削していた. (b) 鹿塩温泉水の採水施設. (c) 小洪川上沢の採水施設. (d) 湯オレ沢断層から湧出する鉱泉水. 白色の湯の花が断層境界面に形成している.

al., 2003; Morikawa *et al.*, 2016). 鹿塩鉱泉の詳細な分析の結果、鹿塩鉱泉の深部流体の起源 (Kashio deep brine end-member: KDE) は、 δD 及び ^{18}O に関して有馬塩水と同様の有馬型マグマ水の領域に起源を有することが明らかになった。一方で、鹿塩鉱泉は、有馬型温泉水に対して 1) マグネシウムとリチウムを除く主要な成分 (Na, K, Ca, Cl, 及び Br) が 50 % 以下の濃度になる特徴を有し、2) CO_2 が鹿塩鉱泉から完全に除去されており、3) $^3He/^4He$ 比が低い傾向を有し、4) 塩水温度が明瞭に低い特徴がある (Kusuhara *et al.*, 2020)。これら 4 つの特徴は、近畿地方と中部地方における地下深部の複雑な流体浸透経路の違いや、スラブ脱水深度を反映している可能性が指摘されている (Kusuhara *et al.*, 2020)。

10.3 鉍山

大河原地域の秩父付加コンプレックス豊口山ユニットには、火山性塊状硫化物鉍床 (別子型) が胚胎され、小日影鉍山として黄鉄鉍・黄銅鉍・磁硫鉄鉍が採掘されていた (大鹿村, 1984; 清水ほか, 1988; 村松ほか, 2016)。大河原地域では、小日影沢で小日影鉍山の抗口を 2 箇所確認できた (第 10.3 図 a-c)。一つ目の抗口は、現在も木の骨組みが残っており、内部から鉍水が排出されている。また周囲の豊口山ユニットの泥質混在岩には、多数の石英脈が形成しており、現在も黄鉄鉍が露頭で確認できた

(第 10.3 図 d)。当時の文献によると小日影鉍山の鉍床は、粘板岩の間に幅 20 cm ほどの鉍脈が 3 層ほど確認されていたが、鉍脈が断層で絶たれ続かず、明治末期から大正元年の短期間のみ稼働していた (大鹿村, 1984)。

他にも大鹿鉍山及び中ッ沢鉍山と呼ばれる小規模な鉍山が 1941 年から 1949 年まで稼働していた報告がある (今村, 2002)。大鹿鉍山は、大鹿村大河原清水地区に位置しており、三波川変成コンプレックス黒川沢ユニット中の苦鉄質片岩からマンガン鉍を採掘していたと報告がある。昭和 20 年には月産 60 トンの生産量を上げていたと記録が残されている (鹿間, 1951)。中ッ沢鉍山は、大鹿村上青木地区に位置しており、蛇紋岩体 (大河原地域の三波川変成コンプレックス中の超苦鉄質岩) からニッケル鉍、自然銅を採取していた報告がある (鹿間, 1951; 今村, 2002)。

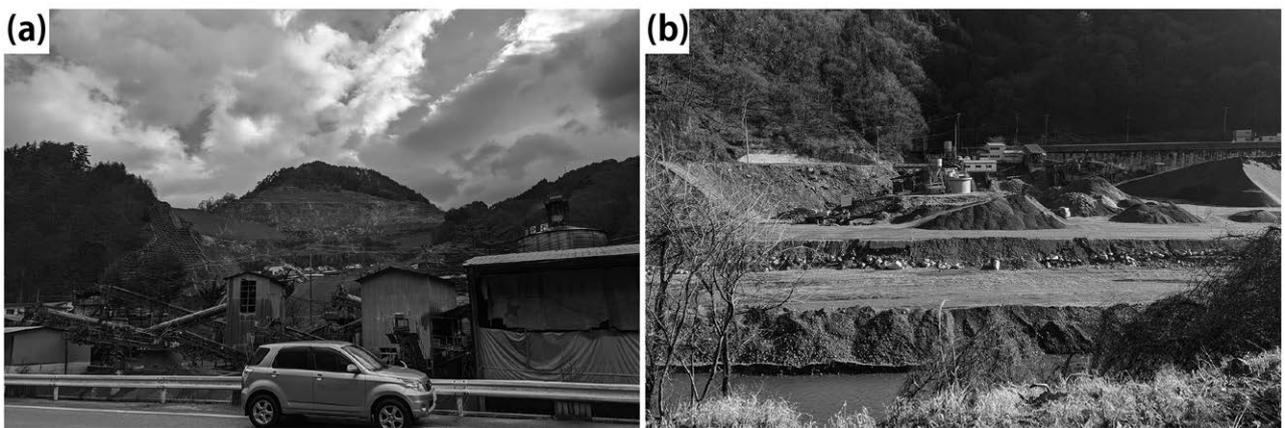
10.4 砕石

大河原地域内では、国道 152 号線沿いに採石場が 1 箇所あり、露天掘りによってカタクレーサイト化した鹿塩マイロナイトを骨材用として採掘している (第 10.4 図 a)。また小渋川沿いでは、小渋ダムに堆積した土砂を回収し、選別したのち道路やコンクリート用骨材として利用されている (第 10.4 図 b)。



第 10.3 図 小日影鉱山の露頭状況

(a) 小日影鉱山の抗口 1. (b) 小日影山抗口 1 の内部. 朽ちた木杵が残存しており, 抗口内部は浸水している. (c) 小日影鉱山抗口 2. (d) 小日影鉱山周辺に見られる泥質片岩や石英脈中には, 黄鉄鉱や黄銅鉱が含まれている.



第 10.4 図 大河原地域の採石場

(a) 大河原地区露天掘りの採石場. (b) 小渋川ダムに堆積した土砂を採取している採石場.

文 献

- 赤石山地地質研究グループ (1961) 赤石山地東麓における糸魚川—静岡構造線について (予報). *地球科学*, **54**, 40–45.
- 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.
- 青山雅史 (2002) 日本アルプスのカール内に分布する岩塊堆積地形の成因—岩石氷河説に基づく再検討—. *地理学評論*, **75**, 529–543.
- Beiersdorfer, R. E. and Day, H. W. (1995) Mineral paragenesis of pumpellyite in low-grade mafic rocks. In Schiffman P. and Day. H. W. eds., *Low-grade Metamorphism of Mafic Rocks*. Geological Society of America, Special Papers, no. 296, 5–28.
- Chigira, M. and Kiho, K. (1994) Deep-seated rockslide avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Engineering Geology*, **38**, 221–230.
- 中部地方土木地質図編纂委員会編 (1992) 中部地方土木地質図及び同解説書. 国土開発技術研究センター, 515p.
- Connolly J. A. D. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 524–541.
- Dallmeyer, R. D. and Takasu, A. (1991) Middle Paleocene terrane juxtaposition along the Median Tectonic Line, southwest Japan: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Tectonophysics*, **200**, 281–297.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) The different types of enclaves in granites—Nomenclature. In Didier, J. and Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 19–23.
- Dickinson, W. R. and Gehrels, G. E. (2009) Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, **288**, 115–125.
- 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. and Wallis, S. R. (2017) Structural architecture and low-grade metamorphism of the Mikabu–Northern Chichibu accretionary wedge, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **35**, 695–716.
- 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**, e12261.
- Eshima, K., Owada, M. and Kamei, A. (2023) Parent magma of the Cretaceous Northern Kyushu batholith and heat source of large-scale igneous activity: Petrological constraints on magmatism of the Northeastern Asian continental margin in the Cretaceous period, example for the Kita-Taku mafic complex in northern Kyushu, SW Japan. *Lithos*, **456–457**, 107329.
- Faleiros, F. M., Moraes, R., Pavan, M. and Campanha, G. A. C. (2016) A new empirical calibration of the quartz *c*-axis fabric opening-angle deformation thermometer. *Tectonophysics*, **671**, 173–182.
- Faure, M. (1983) Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *Journal of Geological Society of Japan*, **89**, 319–329.
- Fedo, C. M., Sircombe, K. N. and Rainbird, R. H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O., eds., *Zircon*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, De Gruyter, Berlin, **53**, 277–303.
- Fettes, D. and Desmons, J. eds. (2007) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of International Union of Geological Sciences Submission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 244p.
- Giggenbach W. F. (1992) Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**, 495–510.
- Hara I., Shyoji K., Sakurai Y., Yokoyama S. and Hide K. (1980) Origin of the median tectonic line and its initial shape. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 18, 27–49.
- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三 (1977) 領家南縁剪断帯の研究—中央構造線発生時の運動像—. *地球科学*, **31**, 204–217.
- 原 郁夫・横山俊治 (1974) 中央構造線の発生に伴う領家花崗岩類の変形. *島弧基盤*, **1**, 9–14.
- Harada, T. (1890) *Die Japanischen Inseln: Eine Topographisch-Geologische Übersicht*. Verlag von Paul Parley, Berlin, 126p.
- 原田豊吉 (脇水鐵五郎・石井八萬次郎訳) (1890–1892) 日本群島. *地質学雑誌*, **2**, 471–477, 559–563, 615–620 ; **3**, 16–19, 76–81, 191–194, 245–249, 293–296, 347–351, 422–429, 459–465 ; **4**, 1–6, 199–205, 299–303, 347–352, 398–405, 443–446, 493–495.
- Hashimoto, M. (1955) Replacement structure in mylonitic rocks. *Bulletin of the National Science Museum*, **2**, 45–49.
- Hashimoto, M. (1957) On the Basic plutonic rocks of Miwa and Inasato District, Nagano Prefecture, central Japan. *Bulletin of the National Science Museum*, **3**, 137–155.
- Hayama, Y. (1959) The Ryoke granitic rocks in Kimagane District, Nagano Pref., Japan. *Journal of Agricultural Science, Tokyo*

- Nogyo Daigaku*, **5**, 1–35.
- Hayama, Y. (1960) Geology of the Ryoke Metamorphic Belt in the Komagane District, Nagano Pref. Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **66**, 87–101.
- Hayama, Y. (1962) Metasomatic transfer of potassium and aluminum in the Ryoke regional metamorphism of the Komagane District, Nagano Pref. central Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **33**, 79–86.
- Hayama, Y. (1964a) Progressive metamorphism of basic rocks of the Ryoke Metamorphic Belt in the Komagane District, Nagano Pref., central Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **35**, 193–204.
- Hayama, Y. (1964b) Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane District, Nagano Pref., central Japan. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo. Section II*, **15**, 321–369.
- 端山好和・宮川邦彦・中島和一・山田哲雄 (1963) 浦川～和田間の鹿塩構造帯. 地球科学, **66**, 23–31.
- 端山好和・山田哲雄 (1973) 領家深成作用と鹿塩時階の中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 静岡, 1–7.
- Hayama, Y. and Yamada, T. (1977) Ryoke Metamorphic Belt in the Komagane–Kashio district. In Yamada, N., Nozawa, T., Hayama, Y. and Yamada, T., eds., *Mesozoic Felsic Igneous Activity and Related Metamorphism in Central Japan –From Nagoya to Toyama–*. Guide Book for Field Excursion 4, Geological Survey of Japan, 7–32.
- 林 正貴・高木秀雄 (1987) 長野県南部における中央構造線沿いの圧砕岩にみられる再結晶石英の形態ファブリック. 地質学雑誌, **93**, 349–359.
- 檜垣大助 (1996) 水系の発達からみた線状凹地と崩壊・地すべりとの関係. 季刊地理学, **48**, 33–41.
- 平島崇男 (1983) Schreinemakers の東の方法を用いた藍閃変成作用の鉱物共生の解析. 地質学雑誌, **89**, 679–691.
- Hirajima, T. (1985) Petrological study of the Sanbagawa metamorphic belt in the Kanto Mountains, central Japan. PhD. Thesis of Kyoto University.
- Hirajima, T. and Banno, S. (1989) Records of high pressure metamorphism in the so-called "superficial nappe" in the Chichibu belt, Japan. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 661–664.
- 平島崇男・磯野玄伯・板谷徹丸 (1992) 関東山地三波川変成岩の白雲母の化学組成と K–Ar 年代. 地質学雑誌, **98**, 445–455.
- 広川 治・福田 理・一色直記・石和田靖章・磯見 博・片田正人・河内洋佑・松田武雄・水野篤行・沢村孝之助・須田芳朗・山田直利 (1966) 50 万分の 1 地質図幅「東京」. 地質調査所.
- 久田健一郎 (1984) 関東山地南部芦ヶ久保—鴨沢地域の中・古生層. 地質学雑誌, **90**, 139–156.
- 久田健一郎・岸田容司郎 (1986) 関東山地西部の浜平層群—ジュラ系—下部白亜系付加体の発達過程—. 地質学雑誌, **92**, 569–590.
- 久田健一郎・新藤静夫 (1982) 岩盤クリープと崩壊・二重稜線の成因に関する考察—大井川支流小河内川流域を例として—. 筑波大学大井川プロジェクト編, 山地崩壊にともなう土砂流出の機構と環境保全に関する山岳地域生態的研究 II 大井川流域の環境特性—崩壊の素因と誘因, 57–67.
- 星 博幸 (2018) 関東対曲構造の形成はいつ始まったのか? 地質学雑誌, **124**, 805–817.
- Ichiyama, Y., Ishiwatari, A., Kimura, J. I., Senda, R. and Miyamoto, T. (2014) Jurassic plume-origin ophiolites in Japan: accreted fragments of oceanic plateaus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **168**, 1019.
- Iizumi, S. (1968) The Ogawara ultrabasic intrusion, Nagano prefecture in central Japan (part I). *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, **22**, 267–273.
- 飯泉 滋 (1972) 長野県大河原付近に産する塩基性・超苦鉄質岩類の Rb・Sr 含量と Sr 同位体比. 岩石鉱物鉱床学会誌, **67**, 203–208.
- 飯泉 滋 (1975) 長野県下伊那郡大河原超苦鉄質岩体に伴われる塩基性岩中の角閃石. 鳥根大学文理学部紀要. 理学科編, **8**, 115–122.
- 池田 敦・西井稜子 (2011) 赤石山脈三峰岳周辺の岩石水河の ¹⁴C 年代. 第四紀研究, **50**, 309–317.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ・小玉芳敬 (1993) 大井川上流の沖積錐における岩屑の流動・堆積. 筑波大学農林技術センター演習林報告, **9**, 149–173.
- Ikeda, T. (1993) Compositional zoning patterns of garnet during prograde metamorphism from the Yanai district, Ryoke metamorphic belt, southwest Japan. *Lithos*, **30**, 109–121.
- 今村理則 (2002) 飯田・下伊那の金属鉱山. 伊那谷自然史論集, **3**, 45–68.
- 五百沢智也 (1979) 鳥瞰図譜=日本アルプス. 講談社, 東京, 190p.
- 井良沢道也 (1986) 大西山の大崩壊. 砂防学会誌, **39**, 30–32.
- 石井清彦・植田良夫・島津光夫 (1953) 長野県赤石山系の地質及び岩石. 岩石鉱物鉱床学雑誌, **37**, 123–130.
- 石井清彦・植田良夫・島津光夫 (1955) 長野県伊那地方の領家花崗岩及び領家変成岩. 岩石鉱物鉱床学会誌, **39**, 1–10.
- Ishii, K., Ueda, Y. and Shimazu, M. (1956) The geology and petrology at the Ina district in the Akaishi Mountain range, Nagano Prefecture. *Science reports of the Research Institutes, Tohoku University*, **5**, 183–200.
- Ishikawa, T., Hirono, T., Matsuda, N., Kawamoto, K., Fujimoto, K., Kameda, J., Nishio, Y., Maekawa, Y. and Honda, G. (2014) Geochemical and mineralogical characteristics of fault gouge in the Median Tectonic Line, Japan: evidence for earthquake slip. *Earth, Planets and Space*, **66**:36.
- 磯崎行雄・前島 渉・丸山茂徳 (1981) 和歌山県・徳島県秩父累帯北帯先白亜系からのジュラ紀型放射状化石の産出. 地質学雑誌, **87**, 555–558.
- Itaya, T. (2020) K–Ar phengite geochronology of HP–UHP metamorphic rocks—An in–depth review—. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **115**, 44–58.
- Itaya, T. and Fukui, S. (1994) Phengite K–Ar ages of schists from the Sanbagawa southern marginal belt, central Shikoku, southwest

- Japan: Influence of detrital mica and deformation on age. *Island Arc*, **3**, 48–58.
- 伊藤 剛・中村佳博 (2021) 赤石山地西部に分布する秩父帯ジュラ紀付加体及び南信濃の中新統和田層のチャート礫から産出した放射虫. *化石*, **110**, 3–16.
- 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ュ・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., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J.I., 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. L. and 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.
- Jefferies, S. P., Holdsworth, R. E., Shimamoto, T., Takagi, H., Lloyd, G. E. and Spiers, C. J. (2006) Origin and mechanical significance of foliated cataclastic rocks in the cores of crustal-scale faults: Examples from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B12303.
- Kagami, H. (1973) A Rb-Sr geochronological study of the Ryoke granites in Chubu District, central Japan. *Journal of the geological Society of Japan*, **79**, 1–10.
- 上伊那教育会 (2018) 上伊那誌自然篇改訂増補版「上伊那の自然」web版. <http://www.kamiina.jp/naturegraphy/> (閲覧日: 2023年9月30日)
- Kanai, T. and Takagi, H. (2016) Determination of the stress conditions of the ductile-to-brittle regime along the Asume Shear Zone, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, **85**, 154–167.
- 金本高明・大塚 勉 (2000a) 赤石山地北部の秩父帯から産出したジュラ紀中世放射虫化石群集. *信州大学理学部紀要*, **35**, 69–78.
- 金本高明・大塚 勉 (2000b) イライト結晶度からみた長野県諏訪湖南方における三波川帯・秩父帯・四万十帯の弱変成作用. *信州大学理学部紀要*, **35**, 11–29.
- 加納 博 (1961) 赤石山地戸台層の含花崗岩質礫岩とその問題点—含花崗岩質礫岩の研究(その9)—. *地質学雑誌*, **67**, 362.
- 狩野謙一 (1981) 大井川源流部原生自然環境保全地域の地質. 大井川源流部原生自然環境保全地域調査報告書, 日本自然保護協会, 43–54.
- 狩野謙一 (2002) 伊豆孤衝突に伴う西南日本孤の地殻構造変化. *地震研究所彙報*, **77**, 231–248.
- Kano, K. and Matsushima, N. (1988) The Shimanto belt in the Akaishi Mountains, eastern part of Southwest Japan. *Modern Geology*, **12**, 97–126.
- 狩野謙一・村松 武・廣田 豊 (1986) 四万十累層群の変形様式—赤石山地南部の上部白亜系に見られる例—. *静岡大学地球科学研究報告*, **12**, 89–114.
- 狩野謙一・田中秀実・吉田智治・松井信治 (1993) 赤石構造体の形成過程—中新世における西南日本孤東部の地殻変遷と関連して—. *地質学論集*, no. 42, 203–223.
- 唐沢 謙・狩野謙一 (1992) 赤石山地東部の四万十帯, 瀬戸川層群中のスレート帯の形成とその変形過程. *地質学雑誌*, **98**, 761–777.
- 鹿間時夫 (1951) 南信の鉱物. 長野県地学会編「長野県の地学I」, 教育出版社, 東京, 100–121.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布と試料—. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 川端清司 (1984) 赤石山地・遠山川地域の四万十帯より産出した白亜紀放射虫化石とその意義. *地球科学*, **38**, 215–219.
- Kawakami, T., Ichino, T., Kazuratachi, K., Sakata, S. and Takatsuka, K. (2022) Multistage zircon growth recording polyphase metamorphic evolution caused by pulsed granitoid intrusions into a low-*P/T* type metamorphic belt: *P-T-D-t* evolution of migmatites in the Ryoke belt, southwest Japan. *Island Arc*, **31**, e12454.
- 河本和郎・石川剛志・松多範子・廣野哲朗 (2013) 長野県天然記念物, 中央構造線安楽露頭における原岩の判定と地質境界断層の決定—偏光顕微鏡観察と全岩化学分析による解析—. *伊那谷自然史論集*, **14**, 1–17.
- 河田清雄・山田直利 (1958) 5万分の1地質図幅「飯田」及び報告書. 地質調査所, 62p.
- 河内洋佑・水野篤行 (1965) 瀬戸川層群中のパンペリー石. *地球科学*, **76**, 38–40.
- 河内洋佑・渡辺暉夫 (1974) 互いに接触している相のみによる安定な共生関係判定と一変系反応で定義される変成分帯. *地球科学*, **28**, 1–10.
- 河内洋佑・山田哲雄・松島信幸・徳岡隆夫・松本英二 (1965) 赤石山地北部の野呂川上流の時代未詳層群(予報). *地質学雑誌*, **71**, 375.
- 河内洋佑・湯浅真人・片田正人 (1983) 市野瀬図幅の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 70p.
- 経済企画庁総合開発局編 (1971) 土地分類基本調査「静岡」(20万分の1). 経済企画庁, 137p.
- 経済企画庁総合開発局編 (1973) 土地分類基本調査「山梨」(20万分の1). 経済企画庁, 83p.
- 経済企画庁総合開発局編 (1974) 土地分類基本調査「長野」(20万分の1). 経済企画庁, 193p.
- 木下房男 (1982) 長野県大鹿村地蔵峠の中央構造線の露頭. *地質学雑誌*, **88**, 413–415.
- Kimura, T. and Tokuyama A. (1971) Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Memoirs of the Geological society of Japan*, no. 6, 9–20.
- 北村健治・松川正樹・小島郁生・松本達郎 (1979) 赤石山地白亜系戸台層の時代. *国立科博専報*, **12**, 55–64.
- Kitamura, M. and Yamada, H. (1987) Origin of sector trilling in cordierite in Daimonji hornfels, Kyoto, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **97**, 1–6.
- 北沢秋司 (1973) 伊那地方における地質と崩壊地の関係について

- て。信州大学農学部紀要, **10**, 147–173.
- 北沢秋司 (1981) 長野県下伊那郡大鹿村小塩沢地すべりについて。地すべり, **17**, 1–9.
- 北沢秋司 (1992) 天竜川上流域の崩壊と地質特性。水利科学, **36**, 1–29.
- 小林国夫 (1955) 日本アルプスの自然。築地書館, 東京, 266p.
- 小林貞一 (1931) 佐川盆地の地質構造と古生層。地質学雑誌, **38**, 497–519.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo*, **5**, 219–578.
- 小出 博 (1949) 段戸山花崗閃緑岩及び段戸変成岩類。地学団体研究会専報, no. 3, 39p.
- 小井土由光・山田直利・端山好和・山田哲雄・松島信幸 (1975) 赤石山地戸台層中の珪長質凝灰岩層から推定される白亜紀初期の火山活動。日本地質学会第82年学術大会講演要旨, **82**, 230.
- Kojima, G. and Suzuki, T. (1958) Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone; the Kiyomizu Tectonic Zone. *Journal of Science of the Hiroshima University. Series C, Geology and Mineralogy*, **2**, 173–193.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一 (1956) 四国西条–上八川間路線に沿う三波川帯の地質：(予土路線に沿う地質 その1)。地質学雑誌, **62**, 317–326.
- 小嶋 智 (2018) 応用地質学的視点からみた山体重力変形地形研究の進展と展望。地質学雑誌, **124**, 889–897.
- 国土情報検索サイト KuniJiban (2023) <https://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/>, (閲覧日 2023年9月10日)。
- 国土交通省中部地方整備局天竜川上流河川事務所 (2014) 入谷地区地すべり対策事業説明資料, 12p.
- Koto, B. (1888) On the so-called crystalline schists of Chichibu. *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo*, **2**, 77–141.
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D. and Wallis, S. (2014) A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, **23**, 33–50.
- 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.
- 黒田吉益・諏訪兼位 (1983) 偏光顕微鏡と岩石鉱物 [第2版]。共立出版, 東京, 390p.
- 黒田吉益・山田哲雄・藤本勝彦・大橋宏之・高橋恵子・岡野 修・望月康年・山名 智・大友幸子 (1982) 水素同位体からみた中部・近畿地方の領家花崗岩の分類と特徴 (予報)。地質学雑誌, **88**, 541–554.
- Kustukake, T. (2000) Petrographic features of the gabbroic rocks in the Ryoike Belt of the Mikawa district, southwest Japan. *Science Report of the Toyohashi Museum of Natural History*, **10**, 1–12.
- Kusuhara, F., Kazahaya, K., Morikawa, N., Yasuhara, M., Tanaka, H., Takahashi, M. and Tosaki, Y. (2020) Original composition and formation process of slab-derived deep brine from Kashio mineral spring in central Japan, *Earth, Planets and Space*, **72**: 107.
- Le Maitre, R. W. ed. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. 2nd Edition*. Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- Lu, Z., Shimizu, I. and Itaya, T. (2022) Metamorphic ages of the Jurassic Accretionary Complexes in the Kanto Mountains, Central Japan, determined by K–Ar dating of illite: Implications for the tectonic relationship between the Chichibu and Sanbagawa Belts. *Minerals*, **12**, 1515.
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, 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.
- 町田 洋・松田時彦・梅津正倫・小泉武栄 編 (2006) 日本の地形 5 中部, 東京大学出版会, 東京, 392p.
- MacLeod, C. J. and Yaoanq, G. (2000) A fossil melt lens in the Oman ophiolite: Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, **176**, 357–373.
- 前田四郎・北村健治 (1965) 赤石山地西部戸台層の層序と構造。千葉大学文理学部紀要, **4**, 323–332.
- 牧本 博 (1978) 長野県下伊那地方の入沢井超苦鉄質複合岩体の岩石学：塩川かんらん岩体の岩石記載と化学的性質。地質学雑誌, **84**, 317–329.
- 牧本 博・竹内圭史 (1992) 寄居地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 牧本 博・高木秀雄・宮地良典・中野 俊・加藤碩一・吉岡敏和 (1996) 高遠図幅の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 114p.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」。産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 丸山茂徳 (1976) 四国東部秩父帯中の沢谷緑色岩コンプレックスの化学的性質。地質学雑誌, **82**, 183–197.
- 益田晴恵・橋爪 伝・酒井 均 (1988) 鹿塩地域に湧出する塩水の季節変動とその要因について。地球化学, **22**, 149–156.
- 松田時彦・栗谷川幸子 (1965) 赤石山地東部の変成作用。東京大学地震研究所彙報, **43**, 209–235.
- Matsumoto T, Kawabata, T, Matsuda, J, Yamamoto, K. and Mimura, K. (2003) $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: Surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula. *Earth and Planetary Science*

- Letters*, **216**, 221–230.
- 松岡 篤 (1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質学雑誌, **90**, 455–477.
- Matsuoka, A. and Ito, T. (2019) Updated radiolarian zonation for the Jurassic in Japan and the western Pacific. *Science Reports of Niigata University (Geology)*, **34**, 49–57.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎 (1998) 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質学雑誌, **104**, 634–653.
- 松岡憲知 (1985) 赤石山地主稜線部における線状凹地の分布と岩石物性. 地理学評論, **58**, 411–427.
- 松岡憲知 (1998) 岩石水河—氷河説と周氷河説—. 地学雑誌, **107**, 1–24.
- Matsuoka, N. and Ikeda, A. (1998) Some observations regarding mountain permafrost in the Japanese Alps. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, **24**, 19–25.
- 松島信幸 (1973) 赤石山地の中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」. 東海大学出版会, 静岡, 9–27.
- 松島信幸 (1994) 赤石山地の中央構造線に対する新しい見方. 飯田市美術博物館研究紀要, **4**, 113–124.
- 松島信幸 (1997) 赤石山地形成論—ポスト和田変動と中央構造線付近のまくれ上がりについて—. 飯田市美術博物館研究紀要, **7**, 145–162.
- 松島信幸・村松 武 (1993) 伊那谷の土石流と滴水. 第四紀研究, **32**, 323–327.
- 松島信幸・亀井節夫・岩井四郎・吉田幸文・立木省治 (1957a) 赤石山地の戸台層について. 地質学雑誌, **63**, 416.
- 松島信幸・吉田幸文・岩井四郎・立木省治・亀井節夫 (1957b) 戸台層の層序と構造. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, **5**, 52–54.
- Matthews, K. J., Maloney, K. T., Zahirovic, S., Williams, S. E., Seton, M. and Müller, R. D. (2016) Global plate boundary evolution and kinematics since the Late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, **146**, 226–250.
- Michibayashi, K. (1993) Syntectonic development of a strain-independent steady-state grain size during mylonitization. *Tectonophysics*, **222**, 151–164.
- Michibayashi, K. and Masuda, T. (1993) Shearing during progressive retrogression in granitoids: abrupt grain size reduction of quartz at the plastic-brittle transition for feldspar. *Journal of Structural Geology*, **15**, 1421–1432.
- Michibayashi, K., Makino, T. and Yoshida, S. (1997) "Xenolith windows": Intensely deformed mylonites entrained in the Tenryukyo granite, the Ryoke belt, central Honshu, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **103**, 1053–1064.
- 宮下 篤 (1998) 関東山地三波川変成岩類の「層状体の構造的累積による地質構造」の再検討. 地質学雑誌, **104**, 731–746.
- Miyashita, A. and Itaya, T. (2002) K–Ar age and chemistry of phengite from the Sanbagawa schists in the Kanto Mountains, central Japan, and their implication for exhumation tectonics. *Gondwana Research*, **5**, 837–848.
- 宮崎一博 (2008) 第4章 領家変成コンプレックス及び領家深成岩による接触変成域. 御油地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 18–40.
- Miyazaki, K. (2010) Development of migmatites and the role of viscous segregation in high-T metamorphic complex: Example from the Ryoke Metamorphic Complex, Mikawa, Plateau, Central Japan. *Lithos*, **116**, 287–299.
- 宮崎一博・長田充弘 (2021) 第3章 領家コンプレックス. 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, 13–41.
- Miyazaki, K., Suga, K., Mori, Y., Iwano, H., Yagi, K., Shigeno, M., Nishiyama, T., Danhara, T. and Hirata, T. (2019) Kinetics and duration of metamorphic mineral growth in a subduction complex: zircon and phengite in the Nagasaki metamorphic complex, western Kyushu, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **174**:91.
- Miyazaki, K., Ikeda, T., Iwano, H., Hirata, T. and Danhara, T. (2023) Kinetics and pulses of zircon growth in migmatites beneath a volcanic arc: An example from the high-T Ryoke Complex, southwest Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **41**, 639–664.
- 森 宏・友岡洋介・常盤哲也・額瀬佑衣 (2021) 長野県小渋川流域における西南日本外帯の変成温度構造. 地学雑誌, **130**, 85–98.
- Mori Y., Miyazaki, K., Ikeda, T., Miyamoto, T., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T., (2022) Early Cretaceous partial melting recorded by pelitic gneiss from the Nagasaki Metamorphic Complex, western Kyushu, Japan: initiation of Cretaceous high-T metamorphism at eastern margin of Eurasia, *International Geology Review*, **64**, 1817–1844.
- Morikawa N., Kazahaya K., Takahashi M., Inamura A., Takahashi H. A., Yasuhara M., Ohwada M., Sato T., Nakama A., Handa H., Sumino H. and Nagao K. (2016) Widespread distribution of ascending fluids transporting mantle helium in the fore-arc region and their upwelling processes: Noble gas and major element composition of deep groundwater in the Kii Peninsula, southwest Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **182**, 173–196.
- 森下康成・鈴木和博 (1993) 愛知県設楽地域, 三都橋花崗岩の全岩化学組成データ. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, no. 9, 77–90.
- Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S. E., Matthews, K. J., Wright, N. M., Shephard, G. E., Maloney, K. T., Barnett–Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D. J. and Cannon, J. (2016) Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **44**, 107–138.
- 村松 武 (1986) 赤石山地南部の四万十帯 (北帯) から発見された白亜紀後期～古第三紀最初期? 放射虫化石. 地質学雑誌, **92**, 311–313.
- 村松 武 (1990) 赤石山地南部の上部白亜系四万十帯層群の岩相・古流向解析. 飯田市美術博物館研究紀要, **1**, 1–28.
- 村松 武 (1995) 赤石山地南部, 遠山川地域の放射虫化石—微

- 化石データベース構築に向けてI—。飯田市美術博物館研究紀要, **5**, 113–132.
- 村松 武 (1996) 赤石山地南部, 寸又川層群葵沢メランジュの放散虫化石—微化石データベース構築に向けてII—。飯田市美術博物館研究紀要, **6**, 125–134.
- 村松 武 (1997) 赤石山地中部, しらびそ峠—大沢岳ルートから産出した放散虫化石—微化石データベース構築に向けてIII—。飯田市美術博物館研究紀要, **7**, 137–144.
- 村松 武 (1998) 赤石山地中部, 榎島周辺の四万十帯白亜系の地質と放散虫化石—微化石データベース構築に向けてIV—。飯田市美術博物館研究紀要, **8**, 129–142.
- 村松 武 (1999) 赤石山地南部, 梶谷川流域から産した放散虫化石—微化石データベース構築に向けてV—。飯田市美術博物館研究紀要, **9**, 207–218.
- 村松 武 (2001) 赤石構造帯最北部の秩父帯の地質と放散虫化石—微化石データベース構築にむけてVI—。飯田市美術博物館研究紀要, **11**, 65–78.
- 村松 武 (2006) 水窪町の秩父帯南帯横断。日本地質学会編, 日本地方地質誌4: 中部地方。朝倉書店, 東京, 256–257.
- 村松容一・谷口無我・千葉 仁・奥村文章・大場 武 (2016) 糸魚川—静岡構造線南部及びその東域における高塩化物泉の成因—中央構造線に分布する鹿塩高塩化物泉の成因の類似性—。温泉科学, **66**, 70–88.
- 村山正郎・片田正人 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「赤穂」及び報告書。地質調査所, 43p.
- 長野県地学会編 (1962) 20 万分の 1 長野県地質図及び説明書 (改訂版)。内外地図, 東京, 78p.
- 長野県地質図活用普及事業研究会編 (2015) 長野県デジタル地質図 2015。長野県地質図活用普及事業研究会。
- 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**, 1–19.
- 長田充弘・横川実和・高地吉一・大藤 茂 (2015) 三波川変成岩類に関連する地質単元のジルコンU–Pb年代。日本地質学会第122年学術大会講演要旨, R5-P-29.
- 中江 訓 (2000) 付加複合体の区分法と付加地質学における層序構造概念の有効性。地質学論集, no. 55, 1–15.
- Nakai, Y. and Suzuki, K. (1996) CHIME monazite ages of the Kamihara tonalite and the Tenryukyo granodiorite in the eastern Ryoke belt of central Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **102**, 431–439.
- Nakamura, Y., Miyazaki, K., Takahashi, Y., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T. (2022) Amalgamation of the Ryoke and Sanbagawa metamorphic belts at the subduction interface: New insights from the Kashio mylonite along the Median Tectonic Line, Nagano, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **40**, 389–422.
- Nakamura, Y., Miyazaki, K., Takeuchi, Y., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T. (2023) 3D-tectonothermal structure of deeply subducted materials revealed in the Akaishi Mountains, Nagano, Japan: Implications for Izanagi–Pacific ridge subduction and exhumation tectonics. Abstract of Japan Geoscience Union Meeting. Makuhari Messe, 2023. SMP26–03.
- Nakamura, Y., Hara, H. and Kagi, H. (2019) Natural and experimental structural evolution of dispersed organic matter in mudstone: The Shimanto accretionary complex, southwest, Japan. *Island Arc*, **28**, e12318.
- 中島 隆・Williams, I. S.・渡辺暉夫 (1993) 領家花崗岩類及び山陽帯花崗岩類のSHRIMP年代。日本地質学会第100年学術大会講演要旨, 584p.
- 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.
- 中山 康・木村重彦 (1982) 長野県大鹿村の地すべりと崩壊。地すべり, **18**, 23–30.
- 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.
- 日本地質学会訳編 (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, 238p.
- 日本規格協会 (2019a) 地質図—記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示 JIS A 0204。日本規格協会, 126 p.
- 日本規格協会 (2019b) ベクトル数値地質図—品質要求事項及び主題属性コード JIS A 0205。日本規格協会, 192 p.
- 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.
- 野田和浩 (2018) 伊那谷を襲った梅雨豪雨災害 (三六災害) 山腹崩壊地復旧。水利科学, **62**, 108–117.
- Ohtomo, Y. (1993) Origin of the Median Tectonic Line. *Journal of science of the Hiroshima University. Series C, Geology and Mineralogy*, **9**, 611–669.
- 大友幸子 (1996) 初生中央構造線の研究史。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「テクトニクスと変成作用」(原郁夫先生退官記念論文集), 創文, 東京, 191–201.
- 岡田篤正 (1992) 中央構造線活断層系の活動区の分割試案。地質学論集, no. 40, 15–30.
- 岡野 修 (1982) 長野県駒ヶ根地域領家帯の日曾利花崗閃緑岩体のSr同位体比。日本鉱山地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱物学会 昭和57年秋期連合学術講演会 講演要旨集, 88p.
- 大久保雅弘・松島信幸 (1959) 赤石山地の厚菌二枚貝 (1 新種)。地球科学, **42**, 1–4.
- 大久保雅弘・松島信幸・安井宣昭 (1958) 赤石山地より六射珊瑚の発見。地質学雑誌, **64**, 346.
- 大村 寛・吉本博則 (1986) 赤石山地における多重稜線と大規模崩壊の関係について。砂防学会誌, **38**, 3–11.
- 小野 晃 (1977) 中部地方北部の中央構造線付近の変成岩につ

- いて。地質学雑誌, **83**, 207–212.
- 小野 晃 (1981) 領家変成帯, 高遠—鹿塩地方の地質。地質学雑誌, **87**, 249–257.
- 小野有五 (1975) 日本アルプスのカール地形。地理学評論, **48**, 155–157.
- 大鹿村 (1984) 大鹿村誌 中巻。大鹿村誌刊行委員会, 380–383.
- 大鹿村中央構造線博物館 (2023) <https://mtl-muse.com/mtl/outcrop/kyonokoshi/>, (閲覧日 2023 年 9 月 10 日)。
- 尾崎正紀・杉山雄一 (2018) 身延地域の地質。地域研究報告 (5 万の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 169p.
- 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤碩一・駒沢正夫・広島俊男・須藤定久 (2002) 20 万分の 1 地質図幅「甲府」。産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- Passchier C. W. and Trouw R. A. (2005) *Microtectonics* (2nd ed.) Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 289p.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W. and Vigneresse, J.-L. (2000) Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, **408**, 669–673.
- 領家団研グループ (1955) 領家帯の団体研究と中部地方領家帯地質図。地球科学, **25**, 1–3.
- 領家研究グループ (1972) 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係。地球科学, **26**, 205–216.
- 斎藤 昇 (1988) 鷹ヶ巣崩壊地。砂防学会誌, **41**, 38–39.
- Sagong, H., Kwon, S.-T., and Ree, J.-H. (2005) Mesozoic episodic magmatism in South Korea and its tectonic implication. *Tectonics*, **24**, TC5002.
- 坂本正夫 (1980) 赤石裂線地域の秩父帯の地質。下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 187–210.
- 坂本正夫 (1981) 赤石山地の秩父帯の地質—釜釜山・水窪川を中心に—。下伊那教育会自然研究紀要, **4**, 85–98.
- 坂本正夫・長谷川美行・狩野謙一・酒井幸雄 (2018) 赤石構造帯北部に発見した黒瀬川帯の構成要素。伊那谷自然史論集, **19**, 1–15.
- 坂島俊彦・高木秀雄・寺田健太郎・竹下 徹・早坂康隆・佐野有司 (2000) 領家帯非持トール岩及び浅川沢花崗岩の SHRIMP 年代。日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 155p.
- 酒向和希・星 博幸 (2014) 本州中部, 中新統富草層群の古地磁気とテクトニックな意義。地質学雑誌, **120**, 255–271.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2022) 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: 2023 年 3 月 25 日)。
- Sano Y. and Wakita H. (1985) Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: implications for arc Tectonics and incipient magmatism. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 8729–8741.
- 指田勝男 (1992) 関東山地東縁部の秩父帯北・中帯。地質学雑誌, **101**, 573–593.
- Sawada, H., Isozaki, Y., Aoki, S., Sakata, S., Sawaki, Y., Hasegawa, R. and Nakamura, Y. (2019) The Late Jurassic magmatic protoliths of the Mikabu greenstones in SW Japan: A fragment of an oceanic plateau in the Paleo-Pacific Ocean. *Journal of Asian Earth Science*, **169**, 228–236.
- Sawaki, Y., Asanuma, H., Abe, M. and Hirata, T. (2020) U–Pb ages of granitoids around the Kofu basin: Implications for the Neogene geotectonic evolution of the south fossa Magna region, central Japan. *Island Arc*, **29**:e12361.
- Schiffman, P. and Day, H. W. (1999) Petrological methods for the study of very low-grade metabasites, In Frey, M. and Robinson, D. eds., *Low-grade Metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, UK, 108–142.
- Seton, M., Flament, N., Whittaker, J., Müller, R. D., Gurnis, M. and Bower, D. J. (2015) Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 million years ago. *Geophysical Research Letters*, **42**, 1732–1740.
- Shibata, K., Danhara, T. and Takagi, H. (1990) Concordance between K–Ar ages of K-feldspar and fission-track ages of zircon in Cretaceous granitic rocks from Japan. *Geochemical Journal*, **24**, 187–192.
- Shibata, K. and Hayama, Y. (1968) K–Ar ages of the Ryoike metamorphic rocks of the Komagane District, Nagano Prefecture, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **19**, 213–218.
- 柴田 賢・高木秀雄 (1988) 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代—長野県分杭峠地域の例—。地質学雑誌, **94**, 35–50.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫 (1979) K–Ar 年代測定結果—1。地調月報, **30**, 675–686.
- Sibson, R.H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, **133**, 191–213.
- 式 正英 (1961) 赤石山地北部の地形について。辻村太郎先生古希記念事業会編「辻村太郎先生古稀記念地理学論文集」。古今書院, 東京, 224–238.
- 島津光夫 (1956) 長野県下伊那地方の超塩基性および苦鉄質岩類。岩石鉱物鉱床学会誌, **40**, 207–216.
- 清水正明・長沢敬之助・島津光男 (1988) 日本の地質「中部地方 I」編集委員会編, 日本の地質 4: 中部地方 I, 共立出版, 東京, 229–234.
- 清水文健・松垣大助・八木浩司・井口 隆・大八木規夫 (2001) 5 万分の 1 地すべり地形分布図 第 13 集「甲府」。防災科学技術研究所研究資料, no. 211, 防災科学技術研究所。
- 下伊那地質誌編集委員会 (1976) 10 万分の 1 下伊那地質図及び下伊那地質図説明書, 329p.
- 下伊那誌編集委員会 (2006) 下伊那誌 地質編。下伊那誌編集委員会, 263p.
- 志村侑亮・中村佳博・常盤哲也・杉本大志・水戸創也 (2021) 赤石山地中央部の小渋川地域に分布する陸源砕屑岩から得られた前期白亜紀最末期の砕屑性ジルコン。地質学雑誌, **127**, 51–58.
- 静岡県編 (1994) 土地分類基本調査「赤石岳・身延・大河原・鯉沢」(5 万分の 1)。土地分類基本調査, 静岡県, 63p.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N. and

- Whitehouse, M. J. (2008) Plešovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**, 1-35.
- 末岡 茂・Kohn B. P.・池田安隆・狩野謙一・堤 浩之・田上高広 (2011) 低温領域の熱年代学的手法に基づいた赤石山脈の隆起・削剥史の解明. *地学雑誌*, **120**, 1003-1012.
- Sueoka, S. Ikeda, Y., Kano, K., Tsutsumi, H., Tagami, T., Kohn, B. P., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Shibata, K. (2017) Uplift and denudation history of the Akaishi Range, central Japan: Insights from low-temperature thermochronometry and thermokinematic modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **122**, 6787-6810.
- 須貝俊彦 (1990) 赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源. *地理学評論*, **63**, 793-813.
- 須貝俊彦 (1992) 赤石山地高山域における周氷河作用による侵食小起伏面の形成—プロセス・レスポンス・モデルによる量的検討—. *地理学評論*, **65**, 168-179.
- Sugai T., Ohmori, H. and Hirano, M. (1994) Rock control on magnitude-frequency distribution of Landslide. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **15**, 233-251.
- 菅沼裕一 (2017) 歴史的砂防施設が有する広報的価値についての一考察：アーチ式石積コンクリート造である上蔵砂防堰堤での事例研究. *日本地域政策研究*, **19**, 66-74.
- 杉本大志・常盤哲也・志村侑亮 (2019) 赤石山地中央部に分布する秩父帯付加体の碎屑性ジルコンU-Pb年代. *地質学雑誌*, **125**, 827-832.
- 杉山幸太郎・高木秀雄・田村糸子・北澤夏樹・河本和郎 (2016) 中部地方中央構造線における中新世以降の脆性変形履歴. Abstract of Japan Geoscience Union Meeting, Makuhari Messe, 2016. SGL37-P12.
- 杉山幸太郎・高木秀雄・田村糸子・水野清秀・北澤夏樹・河本和郎 (2017) 長野県伊那地域の中央構造線における活断層の認定. *日本地質学会第124年学術大会講演要旨*, R15-P-4.
- 杉山幸太郎・高木秀雄・河本和郎 (2018) 中部地方中央構造線における断層ガウジのK-Ar年代. Abstract of Japan Geoscience Union Meeting, Makuhari Messe, 2018. SGL31-P16.
- 杉山隆二 (1939) 所謂中央線に沿へる地帯に分布せる諸岩類の研究 (第1報) (I) 所謂鹿塩片麻岩を主題とする野外調査に依って得たる諸考察, 並に之と連携して所謂中央線に就いての再検討. *地質学雑誌*, **46**, 169-187.
- 杉山隆二 (1973) 鹿塩片麻岩の岩石成因と中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 静岡, 365-389.
- 杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松 武・松田時彦・石塚 治・及川輝樹・高田 亮・荒井晃作・岡村行信・実松健造・高橋正明・尾山洋一・駒澤正夫 (2010) 20万分の1地質図幅「静岡及び御前崎 (第2版)». 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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**, 23-27.
- 鈴木和博・森下康成・梶塚 泉・仲井 豊・足立 守・柴田 賢 (1994) 三河-東濃地域の領家変成岩と花崗岩のCHIMEモナザイト年代. *名古屋大学古川総合研究資料館報告*, **10**, 17-38.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I. (1994) Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**, 391-405.
- 鈴木 敏 (1888) 20万分の地質図幅「甲府図幅」及び説明書. 農商務省地質局, 128p.
- Tagami, T. and Shibata, K. (1993) Fission track ages on some Ryoke granitic rocks along the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Geochemical Journal*, **27**, 403-406.
- Tagami, T., Lal, N., Sorkhabi, R. and Nishimura, S. (1988) Fission track thermochronologic analysis of the Ryoke belt and the median tectonic line, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **93**, 13705-13715.
- 田結庄良昭・飯泉 滋・加々美寛雄・端山好和 (1989) 近畿-瀬戸内領家帯の苦鉄質岩類の成因. *地球科学*, **43**, 16-27.
- 高木秀雄 (1983) 中央構造線沿いの圧砕岩類に認められるカタクラスティックな重複変形—長野県上伊那地方の例—. *早稲田大学教育学部学術研究 (生物学・地学編)*, **32**, 47-60.
- 高木秀雄 (1984) 長野県高遠~市野瀬図幅における中央構造線沿いの圧砕岩類. *地質学雑誌*, **90**, 81-100.
- Takagi, H. (1986) Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Journal of Structural Geology*, **8**, 3-14.
- 高木秀雄・小林健太 (1996) 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造—その比較組織学. *地質学雑誌*, **102**, 170-179.
- 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. *地質学論集*, no. 40, 31-38.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂 (1991) 中部地方における中央構造線の断層ガウジとフェルサイト岩脈のK-Ar年代. *地質学雑誌*, **97**, 377-384.
- 高木秀雄・杉山幸太郎・田村糸子・水野清秀・北澤夏樹・河本和郎 (2019) 長野県伊那市の中央構造線非持露頭における最新活動の認定. *活断層研究*, **50**, 1-12.
- Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi, H. and Hirata, T. (2018a) Age gap between the intrusion of gneissose granitoids and regional high-temperature metamorphism in the Ryoke belt (Mikawa), central Japan. *Island Arc*, **27**; e12224.
- Takatsuka, K., Kawakami, T., Skrzypek, E., Sakata, S., Obayashi, H. and Hirata, T. (2018b) Spatiotemporal evolution of magmatic pulses and regional metamorphism during a Cretaceous flare-up event: Constraints from the Ryoke belt (Mikawa area, central Japan). *Lithos*, **308-309**, 428-445.
- 竹本弘幸・百瀬 貫・平林 潔・小林武彦 (1987) 新期御岳テフラ層の層序と時代—中部日本における編年上の意義—. *第四紀研究*, **25**, 337-352.
- 竹谷陽二郎 (1995) 本邦上部白亜系の放射虫化石層序の再検討—特に国際対比上有効な層準について—. *地質学雑誌*, **101**, 30-41.
- Tanabe H. and Kano K. (1996) Illite crystallinity study of the

- Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan. *Island Arc*, **5**, 53–68.
- 田中秀美・原 崇 (1990) 中央構造線の中新世初期以前の右横ずれ運動—断層破碎岩の検討から—。地質学雑誌, **96**, 331–334.
- 田中秀美・坂 幸恭・安倍武史・小浜俊介・板谷徹丸 (1992) 赤石列線の断層ガウジとそのK–Ar年代。地質学雑誌, **98**, 39–48.
- Tanaka, H., Uehara, N. and Itaya, T. (1995) Timing of the cataclastic deformation along the Akaishi Tectonic Line, central Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **120**, 150–158.
- 田中秀美・高木秀雄・井上 良 (1996) 中部地方中央構造線に伴う断層破碎岩類の変形・変質様式と断層活動史。構造地質, **41**, 31–44.
- 田中邦雄・寺平 宏 (1983) 上伊那南部の段丘地形について。信州大学環境科学論集, **5**, 44–54.
- Tani, K., Horie, K., Dunkley, D. and Ishihara, S. (2014) Pulsed granitic crust formation revealed by comprehensive SHRIMP zircon dating of the SW Japan granitoids. Abstract of Japan Geoscience Union Meeting, Yokohama, 2014. SCG61–01.
- 田代正之・柳澤秀樹・北村健治 (1986) 赤石山地戸台地域からの領石フォナーの発見。地質学雑誌, **92**, 757–759.
- 天竜川上流域地質図調査・編集委員会 (1984) 5万分の1天竜川上流域地質図及び説明書。中部建設協会, 414p.
- 手塚恒人 (1979) 長野県飯田市卯月山苦鉄質複合岩体について。下伊那教育会自然研究紀要, **2**, 85–129.
- 手塚恒人 (1980a) 中川村南向。銭不動苦鉄質岩体について。下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 137–145.
- 手塚恒人 (1980b) 卯月山苦鉄質複合岩体周辺の領家変成岩について。下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 147–156.
- 手塚恒人 (1984) 伊那山地～三穂丘陵～下条山脈付近の珪線石を含む変成岩。下伊那教育会自然研究紀要, **7**, 119–128.
- 手塚恒人 (2020) 中部地方領家帯伊那山脈北部。桶谷苦鉄質岩体から見出された含十字石黒雲母片岩捕獲岩。伊那谷自然史論集, **21**, 11–16.
- 手塚恒人 (2023) 中部地方領家帯伊那山脈中部。白沢苦鉄質岩体から見出されたコートランダイト。伊那谷自然史論集, **24**, 37–44.
- 手塚恒人・福沢 宏 (1980) 安康南沢苦鉄質岩体について。下伊那教育会自然研究紀要, **3**, 81–111.
- 戸田堅一郎 (2012) 航空レーザ測量データを用いた微地形図の作成。砂防学会誌, **65**, 51–55.
- 戸田堅一郎 (2014) 曲率と傾斜による立体図法 (CS立体図) を用いた地形判読。森林立地, **56**, 75–79.
- 常盤哲也・市谷和也・志村侑亮・竹内 誠・山本鋼志 (2018) 赤石山地四万十帯白亜系赤石層群から得られた碎屑性ジルコンU–Pb年代。地質学雑誌, **124**, 539–544.
- Tominaga, K. and Hara, H. (2021) Paleogeography of Late Jurassic large-igneous-province activity in the Paleo-Pacific Ocean: Constraints from the Mikabu greenstones and Chichibu accretionary complex, Kanto Mountains, Central Japan. *Gondwana Research*, **89**, 177–192.
- 富永紘平・原 英俊・常盤哲也 (2019) 関東山地に分布する北部秩父帯付加コンプレックス柏木ユニットのジルコンU–Pb年代。地質調査研究報告, **70**, 299–314.
- 富沢恒雄編 (1976) 長野県地質図:20万分の1及び長野県の地質—長野県地質図説明書。信濃教育会出版部, 63p.
- Toriumi, M. and Teruya, J. (1988) Tectono-metamorphism of the Shimanto Belt. *Modern Geology*, **12**, 303–324.
- Tsutsumi, Y., Miyashita, A., Terada, K. and Hidaka, H. (2009) SHRIMP U–Pb dating of detrital zircons from the Sanbagawa Belt, Kanto Mountains, Japan: need to revise the framework of the belt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **104**, 12–24.
- 内野隆之・中江 訓・中島 礼 (2017) 鳥羽地域の地質。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, 141p.
- 上杉次郎・荒井章司 (1999) 長野県みかぶ帯。塩川かんらん岩体: プレート内マグマからの集積岩。地質学論集, no. 52, 229–242.
- Vermeesch, P. (2012) On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, **312–313**, 190–194.
- Vermeesch, P. (2021) Maximum depositional age estimation revisited. *Geoscience Frontiers*, **12**, 843–850.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino Terrane, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **39**, 675–757.
- 脇水鉄五郎 (1899) 信州美和村産三角貝化石。地質学雑誌, **6**, 83.
- 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治 (2007) 伊野地域の地質。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, 140 p.
- Walker, J. D. and Geissman, J. W., compilers (2022) Geological Time Scale v.6.0: Geological Society of America, America.
- Wallis, S. R. (1990) The timing of folding and stretching in the Sambagawa belt: the Asemigawa region, central Shikoku. *Journal of Geological Society of Japan*, **96**, 345–352.
- Wallis, S. (1998) Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 83–95.
- 渡辺暉夫 (1970) 長野県下伊那大鹿地方の三波川帯・秩父帯の地質及び構造。地質学雑誌, **76**, 373–388.
- Watanabe, T. (1974) Metamorphic zoning of the Sambagawa and Chichibu district, central Japan, with special reference to pumpellyite-actinolite schist facies mineral assemblage. *Journal of the Geological Society of Japan*, **80**, 525–538.
- 渡辺暉夫 (1974) 三波川帯・秩父帯中の小褶曲の形成機構についての一考察: 長野県大鹿地方の例。地質学雑誌, **80**, 225–238.
- Watanabe, T. (1975) Aegirine-augite and sodic augite from the Sambagawa and the Chichibu belts in the oshika district, central Japan, with special reference to Na-metasomatism. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and Mineralogy*, **16**, 519–532.

- Watanabe, T. (1977) Metamorphism of the Sambagawa and Chichibu Belts in the Oshika District, Nagano Prefecture, Central Japan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and Mineralogy*, **17**, 629–694.
- 渡辺暉夫・菅家延征 (1974) 長野県伊那地方の三波川帯結晶片岩の重複変形. 地質学雑誌, **80**, 17–30.
- Watanabe, T., Kawachi, Y. and Yuasa, M. (1978) Relict clinopyroxenes in the Mikabu greenstones, Oshika and Kosetokyo districts, Nagano prefecture, Central Japan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and Mineralogy*, **18**, 509–520.
- 渡辺暉夫・湯浅真人・後藤隼次 (1982) 長野県伊那地方の御荷鉾緑色岩類中に産する雲母片岩のK–Ar年令. 鳥根大学地質学研究報告, **1**, 63–66.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. and Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1–23.
- Yamada, T. (1957) On the gneissose granites of Minakata—Kashio District Nagano Prefecture, central Japan. *Journal of Faculty of Liberal Arts and Science, Shinshu University*, **7**, 43–73.
- Yamada, T. (1967) Petrochemical studies of the Ryoke granitic rocks from the River Koshiu District, central Japan. *Journal of the Faculty of Science, Shinshu University*, **2**, 149–193.
- 山田哲雄・石井 求 (1961) 長野県小渋川付近の花崗岩類に含まれる微量元素について. 地質学雑誌, **67**, 440–450.
- 山田哲雄・端山好和 (1967) 中部地方の領家花崗岩類の化学成分に関する考察. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 113–118.
- 山田哲雄・河内洋佑・渡辺暉夫・横田勇治・菅家延征 (1969) 赤石山地の四万十帯, 特に赤石中軸帯. 地質学論集, no. 4, 117–122.
- 山田哲雄・渡辺暉夫・河内洋佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦 要・小川邦夫・横田勇治・菅家延征・木下房男・出町 恵 (1983) 赤石山地北部の四万十帯. 地球科学, **37**, 329–348.
- 山田直利・柴田 賢 (1970) 中部地方領家帯花崗岩のRb–Sr年代. 日本地質学会第77回学術大会講演要旨, 309.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦 (1974) 中部地方領家帯地質図. 地質調査所.
- 山田直利・脇田浩二・広島俊男・駒澤正夫 (1990) 20万分の1地質図幅「甲府」. 地質調査所.
- 山梨県編 (1993) 土地分類基本調査「大河原・鯉沢」(5万分の1), 山梨県, 46p.
- 山崎 徹 (2012) 第4章 領家深成岩類. 足助地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 27–50.
- 山崎 徹 (2020) 第4章 領家深成岩類. 明智地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 28–54.
- 山崎 徹 (2025) 5万分の1地質図幅「大河原」地域に産する領家深成変成コンプレックス構成岩類の全岩主成分・微量成分組成. 地質調査研究報告, **76** (印刷中).
- 山崎 徹・青矢睦月・木村希生・宮崎一博 (2012) 長野県飯田市, 卯月山苦鉄質複合岩体の岩石学的性質–領家帯における苦鉄質火成作用の成因解明への予察的検討–. 地質調査研究報告, **63**, 1–19.
- Yokoyama, K., Shigeoka, M., Otomo, Y., Tokuno, K. and Tsutsumi, Y. (2016) Uraninite and Thorite ages of around 400 granitoids in the Japanese Island. *Memoirs of the National Science Museum (Tokyo)*, **51**, 1–24.
- 吉田祥真・常盤哲也 (2019) 赤石山地南部における四万十帯白亜系白根層群の地質, 変形構造解析, 及び碎屑性ジルコンU–Pb年代. 日本地質学会第126年学術大会講演要旨, R14–P–3.
- 柚原雅樹・加々美寛雄 (2007) 伊那領家変成帯に分布する苦鉄質岩の同位体年代. 福岡大学理学集報, **37**, 57–78.
- 柚原雅樹・原 文宏・加々美寛雄 (2000) 非持トータル岩のRb–Sr, Sm–Nd年代とその意義. 地質学論集, no. 56, 241–253.

付表1 LA-ICP-MS分析によるMb0602 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios						Age (Ma)					Concordant (con.) or Discordant (dis.)
	^{207}Pb	Error	^{206}Pb	Error	^{207}Pb	Error	Th	^{206}Pb	Error	^{207}Pb	Error	
	^{206}Pb	2σ	^{238}U	2σ	^{235}U	2σ	U	^{238}U	2σ	^{235}U	2σ	
Mb0602-												
1	0.0687 ±	0.0048	0.0291 ±	0.0008	0.2759 ±	0.021	0.49	185.1 ±	5.0	247.4 ±	18.5	dis.
2	0.1162 ±	0.0033	0.3060 ±	0.0066	4.9006 ±	0.176	0.02	1720.8 ±	37.3	1802.3 ±	64.7	dis.
3	0.0499 ±	0.0075	0.0419 ±	0.0016	0.2882 ±	0.045	0.38	264.7 ±	10.2	257.1 ±	40.1	
4	0.1168 ±	0.0038	0.3397 ±	0.0076	5.4719 ±	0.216	0.20	1885.1 ±	42.3	1896.1 ±	74.8	
5	0.0549 ±	0.0066	0.0423 ±	0.0014	0.3199 ±	0.040	0.41	266.9 ±	9.1	281.8 ±	35.2	
6	0.1247 ±	0.0043	0.3703 ±	0.0085	6.3665 ±	0.263	0.40	2030.7 ±	46.7	2027.6 ±	83.7	
7	0.0686 ±	0.0077	0.0411 ±	0.0014	0.3886 ±	0.045	0.40	259.5 ±	9.0	333.3 ±	39.0	dis.
8	0.0569 ±	0.0043	0.0393 ±	0.0011	0.3087 ±	0.025	0.40	248.8 ±	6.8	273.1 ±	22.0	dis.
9	0.1590 ±	0.0056	0.4476 ±	0.0155	9.8110 ±	0.482	0.36	2384.6 ±	82.4	2417.1 ±	118.8	
10	0.0457 ±	0.0092	0.0323 ±	0.0017	0.2034 ±	0.042	0.62	204.9 ±	11.0	188.0 ±	39.0	
11	0.0487 ±	0.0030	0.0271 ±	0.0010	0.1815 ±	0.013	0.61	172.1 ±	6.1	169.4 ±	12.2	
12	0.0507 ±	0.0035	0.0259 ±	0.0009	0.1811 ±	0.014	0.45	165.0 ±	5.9	169.0 ±	13.2	
13	0.1283 ±	0.0039	0.3734 ±	0.0125	6.6073 ±	0.298	0.50	2045.6 ±	68.6	2060.3 ±	93.0	
14	0.1146 ±	0.0035	0.3265 ±	0.0109	5.1594 ±	0.232	0.01	1821.6 ±	61.0	1845.9 ±	83.2	
15	0.0497 ±	0.0068	0.0272 ±	0.0012	0.1861 ±	0.027	0.28	172.8 ±	7.7	173.3 ±	25.0	
16	0.0524 ±	0.0040	0.0278 ±	0.0010	0.2012 ±	0.017	0.59	177.0 ±	6.5	186.1 ±	15.9	
17	0.0490 ±	0.0063	0.0358 ±	0.0013	0.2418 ±	0.032	0.35	226.8 ±	8.2	219.9 ±	29.2	
18	0.0487 ±	0.0036	0.0347 ±	0.0010	0.2334 ±	0.019	0.73	220.2 ±	6.2	213.0 ±	16.9	
19	0.1283 ±	0.0042	0.4066 ±	0.0102	7.1912 ±	0.298	0.16	2199.5 ±	55.1	2135.3 ±	88.6	
20	0.1602 ±	0.0051	0.3899 ±	0.0098	8.6114 ±	0.349	0.53	2122.4 ±	53.2	2297.7 ±	93.2	dis.
21	0.0764 ±	0.0063	0.0308 ±	0.0010	0.3241 ±	0.029	0.50	195.3 ±	6.2	285.1 ±	25.3	dis.
22	0.0535 ±	0.0076	0.0335 ±	0.0013	0.2471 ±	0.036	0.55	212.4 ±	8.3	224.2 ±	32.9	
23	0.1560 ±	0.0053	0.4485 ±	0.0114	9.6487 ±	0.408	0.58	2388.4 ±	60.7	2401.7 ±	101.6	
24	0.0618 ±	0.0039	0.0250 ±	0.0007	0.2129 ±	0.015	0.38	159.0 ±	4.4	195.9 ±	13.6	dis.
25	0.1173 ±	0.0027	0.3022 ±	0.0106	4.8887 ±	0.205	0.02	1702.1 ±	59.7	1800.2 ±	75.5	dis.
26	0.0588 ±	0.0080	0.0316 ±	0.0015	0.2563 ±	0.037	0.60	200.6 ±	9.5	231.7 ±	33.5	
27	0.1123 ±	0.0027	0.3340 ±	0.0117	5.1724 ±	0.221	0.40	1857.8 ±	65.3	1848.0 ±	79.0	
28	0.0523 ±	0.0048	0.0288 ±	0.0012	0.2080 ±	0.021	0.57	183.1 ±	7.4	191.8 ±	19.2	
29	0.0535 ±	0.0081	0.0307 ±	0.0015	0.2265 ±	0.036	0.36	195.0 ±	9.4	207.3 ±	32.9	
30	0.0496 ±	0.0056	0.0417 ±	0.0018	0.2850 ±	0.035	0.66	263.3 ±	11.2	254.6 ±	30.8	
31	0.1142 ±	0.0046	0.3239 ±	0.0119	5.1023 ±	0.278	1.28	1808.8 ±	66.4	1836.4 ±	100.0	
32	0.0492 ±	0.0061	0.0311 ±	0.0014	0.2112 ±	0.028	0.56	197.5 ±	8.6	194.6 ±	25.4	
33	0.0549 ±	0.0069	0.0431 ±	0.0017	0.3257 ±	0.043	0.71	271.8 ±	11.0	286.3 ±	37.6	
34	0.1155 ±	0.0034	0.3363 ±	0.0100	5.3544 ±	0.224	0.04	1868.8 ±	55.5	1877.5 ±	78.6	
35	0.0570 ±	0.0050	0.0333 ±	0.0012	0.2619 ±	0.025	0.50	211.4 ±	7.5	236.2 ±	22.4	dis.
36	0.0544 ±	0.0045	0.0421 ±	0.0014	0.3156 ±	0.028	0.52	265.8 ±	9.1	278.5 ±	24.8	
37	0.0562 ±	0.0032	0.0327 ±	0.0010	0.2536 ±	0.017	0.31	207.7 ±	6.6	229.5 ±	15.1	
38	0.0640 ±	0.0076	0.0338 ±	0.0014	0.2983 ±	0.037	0.50	214.5 ±	8.7	265.1 ±	33.1	dis.
39	0.0524 ±	0.0038	0.0325 ±	0.0011	0.2352 ±	0.019	0.37	206.4 ±	6.8	214.5 ±	16.9	
40	0.0508 ±	0.0033	0.0335 ±	0.0016	0.2348 ±	0.019	0.72	212.7 ±	10.0	214.2 ±	17.3	
41	0.1134 ±	0.0043	0.3335 ±	0.0153	5.2121 ±	0.310	0.40	1855.2 ±	85.3	1854.5 ±	110.4	
42	0.0627 ±	0.0129	0.0403 ±	0.0027	0.3479 ±	0.075	0.62	254.5 ±	17.0	303.1 ±	65.5	
43	0.1144 ±	0.0039	0.3396 ±	0.0155	5.3568 ±	0.307	0.06	1884.9 ±	86.1	1877.9 ±	107.5	
44	0.0574 ±	0.0048	0.0265 ±	0.0013	0.2094 ±	0.020	0.52	168.3 ±	8.2	193.0 ±	18.8	dis.
45	0.1141 ±	0.0044	0.3165 ±	0.0146	4.9773 ±	0.298	1.05	1772.7 ±	81.6	1815.4 ±	108.6	
46	0.1354 ±	0.0048	0.3776 ±	0.0173	7.0494 ±	0.408	0.22	2065.1 ±	94.6	2117.6 ±	122.5	
47	0.0540 ±	0.0053	0.0291 ±	0.0011	0.2167 ±	0.023	0.61	185.0 ±	6.8	199.1 ±	20.9	
48	0.0544 ±	0.0062	0.0371 ±	0.0014	0.2779 ±	0.033	0.41	234.7 ±	9.1	249.0 ±	30.0	
49	0.1139 ±	0.0027	0.3432 ±	0.0073	3.8212 ±	0.145	0.04	1403.5 ±	42.0	1597.2 ±	60.6	dis.
50	0.0490 ±	0.0023	0.0244 ±	0.0011	0.2327 ±	0.013	0.20	218.2 ±	6.7	212.4 ±	12.1	
51	0.1411 ±	0.0025	0.3965 ±	0.0117	7.7156 ±	0.266	0.11	2153.1 ±	63.6	2198.3 ±	75.9	
52	0.0588 ±	0.0052	0.0323 ±	0.0012	0.2618 ±	0.025	0.46	204.9 ±	7.3	236.1 ±	22.5	
53	0.1739 ±	0.0040	0.5509 ±	0.0166	13.2062 ±	0.498	0.42	2828.7 ±	85.2	2694.4 ±	101.7	dis.
54	0.0569 ±	0.0074	0.0274 ±	0.0011	0.2148 ±	0.029	0.64	174.0 ±	7.3	197.6 ±	26.9	
55	0.0533 ±	0.0044	0.0270 ±	0.0006	0.1981 ±	0.017	0.78	171.5 ±	3.8	183.5 ±	15.7	
56	0.1243 ±	0.0033	0.3103 ±	0.0044	5.3189 ±	0.160	0.77	1742.0 ±	24.4	1871.8 ±	56.3	dis.
57	0.0898 ±	0.0067	0.0393 ±	0.0010	0.4871 ±	0.038	0.35	248.7 ±	6.0	402.9 ±	31.8	
58	0.1201 ±	0.0035	0.3423 ±	0.0050	5.6686 ±	0.185	0.30	1897.7 ±	27.7	1926.5 ±	63.0	
59	0.0578 ±	0.0055	0.0433 ±	0.0011	0.3451 ±	0.034	0.41	273.5 ±	6.8	301.0 ±	29.5	
60	0.1096 ±	0.0026	0.3475 ±	0.0046	5.2503 ±	0.144	0.26	1922.8 ±	25.6	1860.7 ±	50.9	dis.
61	0.0517 ±	0.0051	0.0319 ±	0.0008	0.2272 ±	0.023	0.54	202.3 ±	5.1	207.9 ±	21.3	
62	0.0512 ±	0.0022	0.0316 ±	0.0005	0.2230 ±	0.010	0.29	200.6 ±	3.0	204.4 ±	9.3	
63	0.1127 ±	0.0043	0.2902 ±	0.0105	4.5104 ±	0.237	0.15	1642.6 ±	59.5	1732.8 ±	90.9	dis.
64	0.0522 ±	0.0034	0.0264 ±	0.0010	0.1904 ±	0.014	0.77	168.2 ±	6.3	176.9 ±	13.2	
65	0.1262 ±	0.0040	0.3649 ±	0.0130	6.3511 ±	0.302	0.33	2005.5 ±	71.4	2025.5 ±	96.4	
66	0.1144 ±	0.0039	0.3431 ±	0.0123	5.4114 ±	0.269	0.30	1901.5 ±	68.2	1886.6 ±	93.8	
67	0.1138 ±	0.0043	0.2654 ±	0.0096	4.1654 ±	0.217	0.22	1517.2 ±	54.9	1667.2 ±	86.7	dis.
68	0.1239 ±	0.0048	0.2842 ±	0.0104	4.8545 ±	0.260	0.21	1612.7 ±	58.8	1794.3 ±	96.0	dis.
69	0.0574 ±	0.0052	0.0259 ±	0.0010	0.2046 ±	0.020	0.38	164.7 ±	6.7	189.0 ±	18.8	dis.
70	0.0559 ±	0.0064	0.0288 ±	0.0013	0.2221 ±	0.027	0.43	183.0 ±	7.9	203.7 ±	24.9	
71	0.0497 ±	0.0031	0.0337 ±	0.0010	0.2308 ±	0.016	0.28	213.7 ±	6.1	210.9 ±	14.3	
72	0.0520 ±	0.0052	0.0271 ±	0.0009	0.1943 ±	0.020	0.76	172.2 ±	5.8	180.2 ±	19.0	
73	0.1148 ±	0.0037	0.3208 ±	0.0086	5.0792 ±	0.2132	1.10	1793.8 ±	47.9	1832.6 ±	76.9	
74	0.0516 ±	0.0043	0.0405 ±	0.0013	0.2884 ±	0.0256	0.40	256.0 ±	8.0	257.3 ±	22.8	
75	0.0540 ±	0.0068	0.0291 ±	0.0011	0.2170 ±	0.0286	0.53	185.2 ±	7.0	199.4 ±	26.3	
76	0.0575 ±	0.0048	0.0300 ±	0.0010	0.2376 ±	0.0212	0.47	190.4 ±	6.0	216.4 ±	19.3	dis.
77	0.1146 ±	0.0039	0.3499 ±	0.0094	5.5270 ±	0.2389	0.23	1934.0 ±	52.0	1904.7 ±	82.3	

付表2 LA-ICP-MS分析によるMk0103 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb 同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios										Age (Ma)			Concordant (con.) or Discordant (dis.)	
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		Error		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		Error		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		
	2 σ	Error	2 σ	Error	2 σ	Error	2 σ	Error	2 σ	Error	2 σ	Error	2 σ		Error
Mk0103-															
1	0.0564	± 0.0125	0.0280	± 0.0017	0.2176	± 0.050	0.77	178.0	± 10.9	199.9	± 46.0				
2	0.0487	± 0.0057	0.0248	± 0.0011	0.1663	± 0.021	0.53	157.8	± 6.8	156.2	± 19.4				
3	0.1142	± 0.0032	0.3353	± 0.0119	5.2791	± 0.239	0.23	1863.9	± 66.0	1865.4	± 84.3				
4	0.0498	± 0.0037	0.0274	± 0.0011	0.1881	± 0.016	0.37	174.2	± 6.7	175.0	± 14.6				
5	0.0491	± 0.0035	0.0239	± 0.0009	0.1617	± 0.013	0.68	152.2	± 5.8	152.2	± 12.3				
6	0.0502	± 0.0035	0.0256	± 0.0010	0.1771	± 0.014	0.44	162.9	± 6.2	165.6	± 13.1				
7	0.1441	± 0.0039	0.4143	± 0.0146	8.2313	± 0.365	0.06	2234.7	± 79.0	2256.7	± 100.2				
8	0.0588	± 0.0033	0.0239	± 0.0009	0.1936	± 0.013	0.44	152.1	± 5.7	179.7	± 12.0				dis.
9	0.0603	± 0.0055	0.0263	± 0.0012	0.2185	± 0.022	1.00	167.2	± 7.6	200.7	± 20.6				dis.
10	0.1148	± 0.0028	0.3172	± 0.0129	5.0224	± 0.239	0.48	1775.9	± 72.4	1823.0	± 86.9				
11	0.1123	± 0.0028	0.3694	± 0.0151	5.7184	± 0.274	0.24	2026.7	± 82.7	1934.1	± 92.6				
12	0.0479	± 0.0058	0.0284	± 0.0014	0.1876	± 0.025	0.46	180.6	± 8.7	174.5	± 22.8				
13	0.1119	± 0.0027	0.3341	± 0.0136	5.1531	± 0.244	0.44	1858.2	± 75.6	1844.8	± 87.3				
14	0.1108	± 0.0024	0.3337	± 0.0135	5.0958	± 0.233	0.52	1856.2	± 75.2	1835.3	± 84.0				
15	0.0613	± 0.0053	0.0289	± 0.0013	0.2443	± 0.024	0.62	183.7	± 8.3	221.9	± 21.6				
16	0.0479	± 0.0038	0.0249	± 0.0013	0.1648	± 0.016	0.28	158.8	± 8.3	154.9	± 14.8				dis.
17	0.0583	± 0.0044	0.0259	± 0.0014	0.2079	± 0.019	0.36	164.6	± 8.7	191.8	± 17.7				
18	0.0569	± 0.0054	0.0284	± 0.0015	0.2229	± 0.024	0.73	180.6	± 9.8	204.3	± 22.3				
19	0.0474	± 0.0062	0.0246	± 0.0014	0.1604	± 0.023	0.56	156.4	± 8.9	151.0	± 21.5				dis.
20	0.0565	± 0.0085	0.0301	± 0.0018	0.2343	± 0.038	0.50	191.1	± 11.5	213.7	± 34.6				
21	0.0470	± 0.0036	0.0241	± 0.0013	0.1561	± 0.015	0.54	153.3	± 8.0	147.3	± 13.8				
22	0.1148	± 0.0037	0.3263	± 0.0164	5.1653	± 0.309	0.22	1820.5	± 91.8	1846.8	± 110.3				
23	0.0607	± 0.0078	0.0304	± 0.0018	0.2543	± 0.036	0.38	193.0	± 11.2	230.1	± 32.4				
24	0.0512	± 0.0055	0.0292	± 0.0011	0.2060	± 0.023	0.83	185.3	± 6.9	190.2	± 21.6				dis.
25	0.0533	± 0.0045	0.0232	± 0.0008	0.1703	± 0.016	0.26	147.8	± 5.1	159.7	± 14.7				
26	0.0497	± 0.0045	0.0289	± 0.0010	0.1983	± 0.019	0.37	183.9	± 6.4	183.7	± 17.7				
27	0.0511	± 0.0035	0.0347	± 0.0011	0.2444	± 0.019	0.26	219.7	± 7.2	222.0	± 16.9				
28	0.0499	± 0.0049	0.0262	± 0.0009	0.1800	± 0.019	0.47	166.6	± 6.0	168.0	± 17.5				
29	0.0524	± 0.0037	0.0276	± 0.0009	0.1993	± 0.016	0.64	175.5	± 5.8	184.5	± 14.4				
30	0.0505	± 0.0026	0.0252	± 0.0008	0.1757	± 0.011	0.29	160.6	± 5.0	164.3	± 9.9				
31	0.0594	± 0.0059	0.0251	± 0.0009	0.2055	± 0.022	0.45	159.8	± 6.0	189.7	± 20.1				
32	0.0519	± 0.0034	0.0358	± 0.0009	0.2557	± 0.018	0.37	226.5	± 5.4	231.2	± 16.3				
33	0.0462	± 0.0077	0.0283	± 0.0011	0.1803	± 0.031	0.37	179.9	± 7.1	168.3	± 28.8				
34	0.0809	± 0.0090	0.0329	± 0.0012	0.3668	± 0.043	0.51	208.7	± 7.4	317.3	± 37.1				dis.
35	0.1165	± 0.0039	0.3416	± 0.0071	5.4848	± 0.215	0.35	1894.3	± 39.2	1898.1	± 74.3				

付表2 LA-ICP-MS分析によるMk0103 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値(続き)

36	0.0513 ± 0.0048	0.0263 ± 0.0007	0.1859 ± 0.018	0.36	167.1 ± 4.6	173.1 ± 16.7	
37	0.0997 ± 0.0037	0.2377 ± 0.0050	3.2655 ± 0.139	0.52	1374.5 ± 29.1	1472.8 ± 62.9	dis.
38	0.1156 ± 0.0035	0.3424 ± 0.0069	5.4574 ± 0.198	0.07	1898.2 ± 38.3	1893.8 ± 68.8	
39	0.0528 ± 0.0049	0.0260 ± 0.0011	0.1893 ± 0.019	0.40	165.6 ± 6.7	176.1 ± 17.8	
40	0.0559 ± 0.0053	0.0233 ± 0.0010	0.1792 ± 0.019	0.44	148.3 ± 6.1	167.4 ± 17.3	dis.
41	0.0666 ± 0.0050	0.0260 ± 0.0010	0.2387 ± 0.020	0.39	165.4 ± 6.6	217.3 ± 18.5	dis.
42	0.0580 ± 0.0039	0.0240 ± 0.0009	0.1919 ± 0.015	0.61	153.0 ± 5.9	178.3 ± 13.8	dis.
43	0.0978 ± 0.0041	0.2642 ± 0.0098	3.5637 ± 0.198	0.82	1511.3 ± 56.0	1541.4 ± 85.7	
44	0.0571 ± 0.0064	0.0248 ± 0.0011	0.1955 ± 0.024	0.46	158.1 ± 6.9	181.3 ± 21.8	dis.
45	0.0602 ± 0.0027	0.0821 ± 0.0030	0.6808 ± 0.040	0.61	508.5 ± 18.6	527.3 ± 30.7	
46	0.0510 ± 0.0054	0.0245 ± 0.0010	0.1727 ± 0.020	0.57	156.3 ± 6.6	161.8 ± 18.5	
47	0.0537 ± 0.0068	0.0245 ± 0.0011	0.1814 ± 0.024	0.46	156.0 ± 7.2	169.3 ± 22.9	
48	0.0480 ± 0.0071	0.0236 ± 0.0011	0.1563 ± 0.024	0.69	150.6 ± 7.3	147.4 ± 23.0	
49	0.0505 ± 0.0041	0.0260 ± 0.0011	0.1810 ± 0.017	0.39	165.5 ± 6.8	168.9 ± 15.5	
50	0.0507 ± 0.0042	0.0269 ± 0.0011	0.1878 ± 0.017	0.23	171.0 ± 7.0	174.8 ± 16.0	
51	0.1092 ± 0.0066	0.4030 ± 0.0160	6.0688 ± 0.439	0.27	2182.8 ± 86.8	1985.7 ± 143.6	dis.
52	0.1147 ± 0.0067	0.3402 ± 0.0135	5.3801 ± 0.381	0.39	1887.4 ± 74.7	1881.6 ± 133.3	
53	0.0495 ± 0.0059	0.0249 ± 0.0011	0.1697 ± 0.022	0.49	158.3 ± 7.1	159.2 ± 20.3	
54	0.0571 ± 0.0080	0.0136 ± 0.0007	0.1068 ± 0.016	0.41	86.8 ± 4.2	103.0 ± 15.3	dis.
55	0.1149 ± 0.0041	0.3342 ± 0.0148	5.2928 ± 0.302	0.58	1858.8 ± 82.4	1867.6 ± 106.6	
56	0.0534 ± 0.0064	0.0280 ± 0.0014	0.2061 ± 0.027	0.49	178.1 ± 9.1	190.3 ± 24.8	
57	0.0560 ± 0.0084	0.0251 ± 0.0014	0.1937 ± 0.031	0.57	159.8 ± 8.8	179.8 ± 28.7	
58	0.0554 ± 0.0063	0.0301 ± 0.0015	0.2303 ± 0.028	0.48	191.4 ± 9.6	210.4 ± 26.0	
59	0.0520 ± 0.0063	0.0270 ± 0.0014	0.1931 ± 0.025	0.87	171.5 ± 8.7	179.3 ± 23.5	
60	0.0568 ± 0.0067	0.0736 ± 0.0038	0.5759 ± 0.074	0.68	457.6 ± 23.4	461.8 ± 59.0	
61	0.0618 ± 0.0055	0.0245 ± 0.0012	0.2092 ± 0.021	0.76	156.3 ± 7.5	192.9 ± 19.6	dis.
62	0.0532 ± 0.0039	0.0271 ± 0.0014	0.1990 ± 0.018	0.42	172.5 ± 9.0	184.3 ± 16.7	
63	0.0543 ± 0.0064	0.0257 ± 0.0014	0.1923 ± 0.025	0.64	163.4 ± 9.2	178.5 ± 23.4	
64	0.0480 ± 0.0059	0.0266 ± 0.0015	0.1764 ± 0.024	0.61	169.5 ± 9.5	164.9 ± 22.2	
65	0.0827 ± 0.0084	0.0253 ± 0.0014	0.2887 ± 0.034	0.53	161.1 ± 9.1	257.5 ± 30.1	dis.
66	0.0517 ± 0.0030	0.0397 ± 0.0020	0.2834 ± 0.022	0.34	251.2 ± 12.9	253.3 ± 19.6	
67	0.0578 ± 0.0049	0.0309 ± 0.0016	0.2467 ± 0.025	0.45	196.4 ± 10.5	223.9 ± 22.4	dis.
68	0.0505 ± 0.0032	0.0245 ± 0.0013	0.1703 ± 0.014	0.54	155.9 ± 8.0	159.7 ± 12.9	
69	0.0605 ± 0.0121	0.0299 ± 0.0020	0.2495 ± 0.053	0.48	190.0 ± 12.8	226.2 ± 47.9	
70	0.0542 ± 0.0057	0.0239 ± 0.0011	0.1786 ± 0.020	0.59	152.2 ± 7.1	166.9 ± 19.1	
71	0.0518 ± 0.0043	0.0265 ± 0.0012	0.1893 ± 0.018	0.70	168.8 ± 7.5	176.1 ± 16.6	
72	0.0505 ± 0.0042	0.0242 ± 0.0011	0.1687 ± 0.016	0.91	154.3 ± 6.8	158.3 ± 15.0	
73	0.0515 ± 0.0030	0.0235 ± 0.0010	0.1673 ± 0.0119	0.34	150.0 ± 6.3	157.1 ± 11.2	
74	0.0489 ± 0.0049	0.0287 ± 0.0013	0.1933 ± 0.0212	0.68	182.4 ± 8.3	179.5 ± 19.7	
75	0.1320 ± 0.0035	0.4051 ± 0.0166	7.3740 ± 0.3597	0.50	2192.4 ± 89.7	2157.8 ± 105.3	
76	0.0520 ± 0.0039	0.0252 ± 0.0011	0.1806 ± 0.0157	0.53	160.2 ± 7.0	168.5 ± 14.6	
77	0.0519 ± 0.0052	0.0235 ± 0.0011	0.1681 ± 0.0185	0.58	149.7 ± 6.9	157.8 ± 17.3	

付表3 LA-ICP-MS分析によるOS3-22 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios						Age (Ma)				Concordant (con.) or Discordant (dis.)	
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2 σ	Th U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error 2 σ
OS3-22-												
1	0.0510	± 0.0036	0.0238	± 0.0011	0.1672	± 0.014	0.54	151.6	± 6.7	157.0	± 13.0	
2	0.1116	± 0.0055	0.2892	± 0.0127	4.4489	± 0.294	1.28	1637.3	± 71.8	1721.4	± 113.8	
3	0.0535	± 0.0057	0.0242	± 0.0012	0.1787	± 0.021	0.68	154.3	± 7.4	166.9	± 19.5	
4	0.0630	± 0.0059	0.0281	± 0.0013	0.2437	± 0.025	0.42	178.3	± 8.4	221.5	± 23.1	dis.
5	0.1110	± 0.0043	0.3408	± 0.0145	5.2142	± 0.302	0.16	1890.5	± 80.5	1854.9	± 107.3	
6	0.1151	± 0.0042	0.3273	± 0.0138	5.1924	± 0.291	0.05	1825.2	± 77.2	1851.3	± 103.8	
7	0.0525	± 0.0016	0.0357	± 0.0015	0.2583	± 0.014	0.36	225.9	± 9.6	233.3	± 12.2	
8	0.0515	± 0.0042	0.0256	± 0.0008	0.1816	± 0.016	0.68	162.7	± 5.3	169.4	± 14.9	
9	0.0573	± 0.0052	0.0231	± 0.0008	0.1826	± 0.018	0.68	147.3	± 5.0	170.3	± 16.4	dis.
10	0.0512	± 0.0061	0.0267	± 0.0010	0.1886	± 0.024	0.55	169.8	± 6.3	175.4	± 21.9	
11	0.0520	± 0.0045	0.0320	± 0.0011	0.2297	± 0.021	0.95	203.1	± 6.7	210.0	± 19.3	
12	0.0505	± 0.0049	0.0215	± 0.0007	0.1499	± 0.015	1.16	137.3	± 4.7	141.8	± 14.6	
13	0.1145	± 0.0036	0.3071	± 0.0087	4.8473	± 0.206	0.47	1726.6	± 49.0	1793.1	± 76.1	
14	0.1394	± 0.0039	0.4029	± 0.0113	7.7408	± 0.309	0.13	2182.2	± 61.5	2201.3	± 87.8	
15	0.0513	± 0.0044	0.0317	± 0.0010	0.2241	± 0.021	0.28	201.0	± 6.6	205.3	± 19.0	
16	0.0583	± 0.0081	0.0218	± 0.0009	0.1752	± 0.025	0.86	138.9	± 5.8	163.9	± 23.8	dis.
17	0.0835	± 0.0047	0.0301	± 0.0009	0.3464	± 0.022	0.30	191.1	± 5.7	302.0	± 19.4	dis.
18	0.0603	± 0.0058	0.0287	± 0.0010	0.2389	± 0.024	0.57	182.6	± 6.3	217.6	± 22.1	dis.
19	0.0512	± 0.0051	0.0251	± 0.0009	0.1768	± 0.019	0.82	159.6	± 5.4	165.3	± 17.3	
20	0.0605	± 0.0054	0.0284	± 0.0010	0.2372	± 0.023	0.75	180.7	± 6.1	216.1	± 20.5	dis.
21	0.1143	± 0.0039	0.3102	± 0.0085	4.8897	± 0.215	0.17	1741.8	± 47.8	1800.4	± 79.1	
22	0.1238	± 0.0044	0.3587	± 0.0099	6.1239	± 0.276	0.38	1975.9	± 54.7	1993.6	± 89.8	
23	0.0797	± 0.0076	0.0233	± 0.0008	0.2560	± 0.026	0.97	148.5	± 5.4	231.4	± 23.5	dis.
24	0.0618	± 0.0065	0.0196	± 0.0010	0.1674	± 0.020	1.04	125.4	± 6.3	157.1	± 18.3	dis.
25	0.0892	± 0.0067	0.0262	± 0.0013	0.3220	± 0.029	1.07	166.6	± 8.0	283.4	± 25.3	
26	0.0673	± 0.0048	0.0265	± 0.0012	0.2459	± 0.021	0.37	168.7	± 7.9	223.3	± 19.2	dis.
27	0.1124	± 0.0038	0.3755	± 0.0167	5.8196	± 0.324	0.30	2055.2	± 91.1	1949.3	± 108.4	
28	0.0722	± 0.0104	0.0210	± 0.0012	0.2093	± 0.032	1.06	134.0	± 7.5	192.9	± 29.8	dis.
29	0.1575	± 0.0050	0.4428	± 0.0196	9.6165	± 0.525	0.63	2363.2	± 104.7	2398.7	± 131.0	
30	0.0563	± 0.0052	0.0267	± 0.0013	0.2072	± 0.022	0.31	170.0	± 8.2	191.2	± 19.9	
31	0.0545	± 0.0027	0.0391	± 0.0011	0.2391	± 0.017	1.33	247.3	± 7.0	261.8	± 14.9	
32	0.0721	± 0.0061	0.1502	± 0.0051	1.4927	± 0.136	0.44	902.2	± 30.5	927.4	± 84.7	
33	0.0505	± 0.0057	0.0231	± 0.0008	0.1606	± 0.019	1.19	147.1	± 5.2	151.2	± 18.0	
34	0.0969	± 0.0026	0.0962	± 0.0026	1.2860	± 0.049	0.10	592.4	± 15.9	839.5	± 31.8	
35	0.0563	± 0.0071	0.0200	± 0.0008	0.1553	± 0.021	1.82	127.7	± 4.9	146.6	± 19.4	
36	0.0565	± 0.0034	0.0253	± 0.0007	0.1974	± 0.013	0.76	161.3	± 4.7	182.9	± 12.4	dis.
37	0.1558	± 0.0048	0.4052	± 0.0112	8.7034	± 0.362	0.39	2192.8	± 60.9	2307.4	± 95.9	dis.
38	0.0528	± 0.0071	0.0217	± 0.0009	0.1583	± 0.022	1.14	138.6	± 6.0	149.3	± 21.1	
39	0.0485	± 0.0043	0.0337	± 0.0012	0.2253	± 0.022	0.89	213.7	± 7.8	206.3	± 19.9	
40	0.0531	± 0.0043	0.0398	± 0.0014	0.2914	± 0.026	0.88	251.6	± 9.1	259.6	± 23.0	
41	0.0512	± 0.0033	0.0329	± 0.0011	0.2325	± 0.017	0.39	208.9	± 7.2	212.2	± 15.6	
42	0.0512	± 0.0047	0.0243	± 0.0009	0.1715	± 0.017	1.00	154.8	± 5.8	160.8	± 15.8	
43	0.0493	± 0.0032	0.0232	± 0.0008	0.1575	± 0.012	0.72	147.7	± 5.1	148.5	± 10.9	
44	0.0674	± 0.0075	0.0219	± 0.0009	0.2037	± 0.024	0.63	139.7	± 5.8	188.2	± 22.2	dis.
45	0.0509	± 0.0028	0.0251	± 0.0008	0.1760	± 0.011	0.53	159.7	± 5.4	164.6	± 10.7	
46	0.1345	± 0.0043	0.3710	± 0.0114	6.8797	± 0.306	0.09	2034.0	± 62.5	2096.0	± 93.2	
47	0.0617	± 0.0064	0.0204	± 0.0008	0.1735	± 0.019	1.58	130.2	± 5.0	162.5	± 18.0	dis.
48	0.0621	± 0.0033	0.0265	± 0.0009	0.2270	± 0.014	0.42	168.7	± 5.4	207.7	± 12.8	dis.
49	0.0581	± 0.0025	0.0549	± 0.0017	0.4392	± 0.024	0.37	344.3	± 10.8	369.7	± 19.8	dis.
50	0.0555	± 0.0052	0.0256	± 0.0009	0.1957	± 0.020	0.71	162.9	± 6.0	181.5	± 18.3	dis.
51	0.1158	± 0.0049	0.2800	± 0.0090	4.4711	± 0.239	1.45	1591.6	± 51.0	1725.6	± 92.0	dis.
52	0.0534	± 0.0062	0.0335	± 0.0013	0.2462	± 0.030	0.81	212.2	± 8.4	223.5	± 27.4	
53	0.0610	± 0.0065	0.0247	± 0.0012	0.2079	± 0.024	0.48	157.4	± 7.6	191.8	± 22.4	dis.
54	0.0530	± 0.0046	0.0261	± 0.0012	0.1909	± 0.019	0.46	166.1	± 7.5	177.4	± 17.3	
55	0.1203	± 0.0035	0.3146	± 0.0131	5.2176	± 0.265	0.14	1763.1	± 73.4	1855.4	± 94.4	
56	0.0491	± 0.0045	0.0255	± 0.0012	0.1726	± 0.018	0.71	162.2	± 7.4	161.6	± 16.4	
57	0.0525	± 0.0033	0.0261	± 0.0011	0.1889	± 0.014	0.34	165.9	± 7.2	175.7	± 13.4	
58	0.0521	± 0.0057	0.0242	± 0.0012	0.1739	± 0.021	1.13	154.3	± 7.3	162.8	± 19.5	
59	0.0537	± 0.0039	0.0269	± 0.0012	0.1994	± 0.017	0.46	171.2	± 7.5	184.6	± 15.5	
60	0.1392	± 0.0032	0.3754	± 0.0070	7.2047	± 0.214	0.06	2054.9	± 38.2	2137.0	± 63.4	dis.
61	0.0554	± 0.0060	0.0264	± 0.0008	0.2019	± 0.023	0.73	168.0	± 5.1	186.7	± 20.9	
62	0.0993	± 0.0095	0.0269	± 0.0009	0.3686	± 0.037	0.92	171.3	± 5.7	318.6	± 32.3	dis.
63	0.0494	± 0.0111	0.0211	± 0.0011	0.1437	± 0.033	0.60	134.6	± 6.9	136.3	± 31.5	
64	0.1232	± 0.0034	0.3417	± 0.0066	5.8064	± 0.195	0.26	1895.0	± 36.4	1947.3	± 65.3	
65	0.0464	± 0.0049	0.0214	± 0.0006	0.1369	± 0.015	0.92	136.6	± 3.8	130.3	± 14.1	
66	0.0640	± 0.0059	0.0257	± 0.0007	0.2269	± 0.022	0.84	163.8	± 4.6	207.7	± 20.0	dis.
67	0.0543	± 0.0078	0.0213	± 0.0011	0.1592	± 0.024	1.66	135.6	± 6.9	150.0	± 22.8	
68	0.0484	± 0.0066	0.0214	± 0.0010	0.1431	± 0.021	0.74	136.7	± 6.7	135.8	± 19.6	
69	0.1370	± 0.0043	0.3248	± 0.0132	6.1350	± 0.315	0.61	1813.3	± 73.6	1995.2	± 102.3	dis.
70	0.0826	± 0.0037	0.0389	± 0.0016	0.4430	± 0.027	0.24	246.0	± 10.2	372.3	± 22.7	dis.
71	0.1131	± 0.0036	0.3161	± 0.0128	4.9293	± 0.254	0.47	1770.8	± 71.8	1807.2	± 93.1	
72	0.0505	± 0.0035	0.0255	± 0.0011	0.1778	± 0.014	0.53	162.4	± 6.9	166.1	± 13.4	
73	0.0546	± 0.0044	0.0221	± 0.0010	0.1661	± 0.015	0.94	140.7	± 6.2	156.0	± 14.3	dis.
74	0.0507	± 0.0057	0.0268	± 0.0012	0.1869	± 0.023	0.53	170.2	± 7.9	174.0	± 21.3	

付表4 LA-ICP-MS分析によるOS3-19 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios						Age (Ma)				Concordant (con.) or Discordant (dis.)	
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error	Th	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error
		2 σ		2 σ		2 σ	U		2 σ			2 σ
OS3-19-												
1	0.0494	± 0.0018	0.0298	± 0.0002	0.2029	± 0.007	0.49	189.3	± 1.5	187.5	± 5.6	
2	0.1661	± 0.0035	0.4482	± 0.0263	10.2705	± 0.524	0.53	2387.5	± 118.3	2459.3	± 49.0	
3	0.0492	± 0.0017	0.0248	± 0.0002	0.1684	± 0.005	0.39	158.0	± 1.2	158.0	± 4.6	
4	0.0505	± 0.0022	0.0278	± 0.0003	0.1934	± 0.008	0.34	176.7	± 2.0	179.4	± 6.7	
5	0.0503	± 0.0022	0.0290	± 0.0003	0.2014	± 0.008	0.29	184.7	± 2.0	186.2	± 6.8	
6	0.1139	± 0.0038	0.3376	± 0.0023	5.3035	± 0.158	0.13	1875.2	± 11.5	1869.3	± 26.4	
7	0.0483	± 0.0020	0.0273	± 0.0003	0.1819	± 0.007	0.38	173.6	± 1.7	169.6	± 5.8	
8	0.0497	± 0.0021	0.0289	± 0.0003	0.1980	± 0.008	0.56	183.5	± 1.9	183.3	± 6.7	
9	0.0499	± 0.0022	0.0289	± 0.0003	0.1989	± 0.008	0.67	183.9	± 2.1	184.1	± 7.1	
10	0.0485	± 0.0018	0.0300	± 0.0002	0.2006	± 0.007	0.58	190.7	± 1.6	185.5	± 5.6	
11	0.0492	± 0.0019	0.0277	± 0.0002	0.1881	± 0.006	0.27	176.4	± 1.5	174.9	± 5.4	
12	0.0510	± 0.0018	0.0395	± 0.0003	0.2778	± 0.009	0.16	249.8	± 1.9	248.8	± 6.9	
13	0.0546	± 0.0020	0.0655	± 0.0006	0.4929	± 0.017	0.34	408.9	± 3.5	406.7	± 11.7	
14	0.0491	± 0.0018	0.0264	± 0.0002	0.1787	± 0.006	0.38	168.1	± 1.4	166.8	± 5.1	
15	0.1120	± 0.0037	0.3261	± 0.0022	5.0369	± 0.147	0.17	1819.3	± 11.0	1825.4	± 25.8	
16	0.1398	± 0.0047	0.3963	± 0.0029	7.6413	± 0.255	0.52	2151.9	± 14.0	2189.6	± 31.2	
17	0.0490	± 0.0020	0.0271	± 0.0003	0.1829	± 0.007	0.48	172.4	± 1.6	170.5	± 5.7	
18	0.0489	± 0.0021	0.0281	± 0.0003	0.1892	± 0.007	0.62	178.5	± 1.9	175.8	± 6.4	
19	0.0489	± 0.0010	0.0263	± 0.0002	0.1773	± 0.004	0.33	167.3	± 1.5	165.6	± 3.8	
20	0.0508	± 0.0019	0.0286	± 0.0004	0.2001	± 0.008	0.81	181.7	± 2.4	185.1	± 7.0	
21	0.0498	± 0.0013	0.0279	± 0.0003	0.1913	± 0.006	0.67	177.3	± 1.8	177.7	± 4.8	
22	0.1132	± 0.0019	0.3287	± 0.0025	5.1322	± 0.110	0.38	1831.9	± 12.8	1841.3	± 19.4	
23	0.1141	± 0.0019	0.3368	± 0.0027	5.3000	± 0.123	0.15	1871.3	± 13.4	1868.7	± 20.9	
24	0.0510	± 0.0020	0.0274	± 0.0004	0.1924	± 0.008	0.35	174.1	± 2.4	178.5	± 7.0	
25	0.0485	± 0.0021	0.0275	± 0.0004	0.1836	± 0.009	0.71	174.8	± 2.5	171.0	± 7.3	
26	0.0498	± 0.0015	0.0286	± 0.0003	0.1965	± 0.006	0.51	182.1	± 2.0	182.0	± 5.5	dis.
27	0.1215	± 0.0020	0.3494	± 0.0027	5.8569	± 0.125	0.17	1931.8	± 13.4	1954.7	± 19.7	
28	0.0498	± 0.0016	0.0270	± 0.0003	0.1854	± 0.006	0.62	171.8	± 2.0	172.6	± 5.6	
29	0.0551	± 0.0011	0.0678	± 0.0006	0.5146	± 0.013	0.49	422.8	± 3.7	421.4	± 8.8	
30	0.0508	± 0.0013	0.0264	± 0.0003	0.1854	± 0.005	0.56	168.3	± 1.7	172.6	± 4.7	
31	0.0507	± 0.0013	0.0297	± 0.0003	0.2075	± 0.006	0.46	188.7	± 1.9	191.3	± 5.0	
32	0.0509	± 0.0017	0.0277	± 0.0003	0.1946	± 0.007	0.28	176.4	± 2.2	180.4	± 6.2	
33	0.0565	± 0.0018	0.0762	± 0.0009	0.5936	± 0.022	0.53	473.4	± 5.4	473.1	± 14.5	
34	0.0491	± 0.0015	0.0277	± 0.0003	0.1875	± 0.006	0.44	176.2	± 2.0	174.4	± 5.5	
35	0.0482	± 0.0018	0.0274	± 0.0003	0.1819	± 0.007	0.54	174.2	± 2.2	169.6	± 6.2	
36	0.0494	± 0.0041	0.0290	± 0.0003	0.1977	± 0.017	0.38	184.7	± 1.9	183.1	± 14.9	
37	0.0486	± 0.0040	0.0287	± 0.0003	0.1922	± 0.017	0.55	182.4	± 1.6	178.4	± 14.4	
38	0.0496	± 0.0044	0.0282	± 0.0004	0.1932	± 0.018	0.73	179.6	± 2.5	179.3	± 15.5	
39	0.0478	± 0.0040	0.0265	± 0.0003	0.1744	± 0.016	0.48	168.4	± 1.9	163.1	± 13.7	
40	0.0491	± 0.0042	0.0280	± 0.0003	0.1898	± 0.017	0.71	178.4	± 2.2	176.3	± 14.9	
41	0.0475	± 0.0040	0.0272	± 0.0003	0.1782	± 0.016	0.59	172.9	± 1.8	166.4	± 13.8	
42	0.0489	± 0.0043	0.0264	± 0.0003	0.1778	± 0.016	0.57	167.9	± 2.2	166.0	± 14.3	
43	0.0500	± 0.0041	0.0353	± 0.0003	0.2435	± 0.021	0.71	223.8	± 2.1	221.2	± 17.6	
44	0.0494	± 0.0042	0.0290	± 0.0004	0.1980	± 0.018	0.43	184.7	± 2.3	183.3	± 15.5	
45	0.0487	± 0.0040	0.0266	± 0.0003	0.1788	± 0.016	0.52	169.3	± 1.6	166.9	± 13.6	
46	0.0482	± 0.0042	0.0273	± 0.0003	0.1814	± 0.017	0.76	173.6	± 2.2	169.2	± 14.5	
47	0.0474	± 0.0039	0.0251	± 0.0002	0.1644	± 0.014	0.53	160.1	± 1.5	154.5	± 12.7	
48	0.1097	± 0.0088	0.3343	± 0.0028	5.0584	± 0.444	0.56	1859.5	± 13.9	1829.0	± 77.5	
49	0.0486	± 0.0041	0.0286	± 0.0003	0.1917	± 0.017	0.72	181.7	± 1.9	178.0	± 14.7	
50	0.0475	± 0.0038	0.0269	± 0.0002	0.1765	± 0.015	0.25	171.4	± 1.4	164.9	± 13.2	

付表5 LA-ICP-MS分析によるTk0401 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios						Age (Ma)				Concordant (con.) or Discordant (dis.)	
	²⁰⁷ Pb	Error	²⁰⁶ Pb	Error	²⁰⁷ Pb	Error	Th	²⁰⁶ Pb	Error	²⁰⁷ Pb		Error
	²⁰⁶ Pb	2σ	²³⁸ U	2σ	²³⁵ U	2σ	U	²³⁸ U	2σ	²³⁵ U		2σ
Tk0401-												
1	0.0709	± 0.0033	0.0532	± 0.0013	0.5203	± 0.028	0.44	334.2	± 8.4	425.3	± 22.7	dis.
2	0.0569	± 0.0065	0.0328	± 0.0011	0.2577	± 0.031	0.29	208.2	± 7.3	232.8	± 28.0	
3	0.1132	± 0.0035	0.2163	± 0.0052	3.3766	± 0.132	0.09	1262.2	± 30.5	1498.9	± 58.7	dis.
4	0.1258	± 0.0037	0.3861	± 0.0093	6.6992	± 0.253	0.30	2104.7	± 51.0	2072.4	± 78.4	
5	0.0452	± 0.0035	0.0295	± 0.0008	0.1836	± 0.015	0.47	187.4	± 5.2	171.2	± 14.1	
6	0.1134	± 0.0023	0.3053	± 0.0069	4.7720	± 0.146	0.09	1717.4	± 39.1	1779.9	± 54.4	dis.
7	0.0518	± 0.0054	0.0283	± 0.0012	0.2018	± 0.023	0.45	179.8	± 7.8	186.7	± 21.2	
8	0.0570	± 0.0039	0.0298	± 0.0012	0.2343	± 0.018	0.25	189.4	± 7.6	213.7	± 16.9	dis.
9	0.0506	± 0.0109	0.0287	± 0.0017	0.2005	± 0.045	0.52	182.7	± 10.9	185.6	± 41.3	
10	0.1076	± 0.0027	0.2340	± 0.0088	3.4716	± 0.156	0.09	1355.2	± 50.7	1520.7	± 68.2	dis.
11	0.1138	± 0.0026	0.3401	± 0.0127	5.3357	± 0.233	0.10	1887.4	± 70.4	1874.5	± 81.7	
12	0.0701	± 0.0047	0.0259	± 0.0010	0.2506	± 0.020	0.38	165.0	± 6.7	227.1	± 17.8	dis.
13	0.0538	± 0.0054	0.0270	± 0.0012	0.2001	± 0.022	0.45	171.6	± 7.4	185.2	± 20.3	dis.
14	0.0538	± 0.0036	0.0391	± 0.0015	0.2899	± 0.022	0.33	247.2	± 9.8	258.5	± 19.9	
15	0.0646	± 0.0075	0.0264	± 0.0010	0.2355	± 0.029	0.47	168.3	± 6.2	214.7	± 26.2	dis.
16	0.1120	± 0.0032	0.2368	± 0.0058	3.6568	± 0.137	0.22	1369.9	± 33.7	1561.9	± 58.5	dis.
17	0.0719	± 0.0022	0.0551	± 0.0014	0.5465	± 0.022	0.13	346.0	± 8.5	442.7	± 17.5	dis.
18	0.0499	± 0.0043	0.0274	± 0.0008	0.1885	± 0.017	0.59	174.4	± 5.2	175.4	± 16.1	
19	0.0644	± 0.0062	0.0293	± 0.0010	0.2600	± 0.027	0.36	186.1	± 6.2	234.7	± 24.1	dis.
20	0.0669	± 0.0041	0.0282	± 0.0008	0.2604	± 0.018	0.40	179.5	± 5.0	234.9	± 15.9	dis.
21	0.0489	± 0.0053	0.0292	± 0.0010	0.1966	± 0.022	0.36	185.3	± 6.2	182.3	± 20.5	
22	0.0496	± 0.0030	0.0318	± 0.0009	0.2172	± 0.014	0.19	201.7	± 5.5	199.6	± 13.2	
23	0.0494	± 0.0037	0.0336	± 0.0010	0.2287	± 0.018	0.80	212.9	± 6.2	209.1	± 16.7	
24	0.1138	± 0.0031	0.3260	± 0.0082	5.1166	± 0.189	0.36	1818.9	± 45.7	1838.8	± 67.9	
25	0.0546	± 0.0032	0.0262	± 0.0007	0.1971	± 0.013	0.57	166.5	± 4.6	182.7	± 11.7	dis.
26	0.1130	± 0.0037	0.3141	± 0.0081	4.8932	± 0.203	0.19	1760.8	± 45.4	1801.0	± 74.6	
27	0.1363	± 0.0043	0.3644	± 0.0094	6.8487	± 0.281	0.57	2003.2	± 51.9	2092.0	± 85.9	dis.
28	0.1151	± 0.0030	0.3287	± 0.0082	5.2159	± 0.189	0.05	1832.0	± 45.9	1855.2	± 67.4	
29	0.1653	± 0.0047	0.4525	± 0.0069	10.3158	± 0.331	0.05	2406.3	± 36.8	2463.4	± 79.1	
30	0.0628	± 0.0058	0.0781	± 0.0020	0.6761	± 0.065	0.55	484.7	± 12.6	524.4	± 50.0	
31	0.0562	± 0.0082	0.0293	± 0.0011	0.2271	± 0.034	0.37	186.4	± 6.7	207.8	± 31.2	
32	0.0589	± 0.0091	0.0287	± 0.0011	0.2327	± 0.037	0.67	182.2	± 7.0	212.4	± 33.7	
33	0.0515	± 0.0060	0.0256	± 0.0007	0.1815	± 0.022	0.72	162.7	± 4.7	169.4	± 20.2	
34	0.0725	± 0.0029	0.1611	± 0.0027	1.6105	± 0.070	0.19	962.9	± 16.2	974.3	± 42.3	
35	0.0549	± 0.0071	0.0289	± 0.0009	0.2188	± 0.029	0.29	183.7	± 6.0	200.9	± 26.9	
36	0.0530	± 0.0034	0.0281	± 0.0006	0.2054	± 0.014	0.53	178.8	± 3.6	189.7	± 12.8	
37	0.1156	± 0.0028	0.3612	± 0.0049	5.7570	± 0.160	0.08	1987.9	± 26.9	1939.9	± 53.8	
38	0.0596	± 0.0038	0.0351	± 0.0007	0.2886	± 0.019	0.43	222.7	± 4.3	257.4	± 17.1	dis.
39	0.0515	± 0.0040	0.0293	± 0.0006	0.2080	± 0.017	0.40	186.0	± 3.9	191.9	± 15.5	
40	0.0499	± 0.0041	0.0283	± 0.0006	0.1944	± 0.016	0.34	179.8	± 3.9	180.4	± 15.2	
41	0.1156	± 0.0034	0.3511	± 0.0051	5.5939	± 0.184	0.16	1939.7	± 28.4	1915.1	± 63.0	
42	0.1151	± 0.0028	0.3296	± 0.0045	5.2324	± 0.146	0.16	1836.5	± 24.9	1857.8	± 51.7	
43	0.0489	± 0.0029	0.0282	± 0.0005	0.1902	± 0.012	0.79	179.5	± 3.2	176.8	± 10.9	
44	0.0498	± 0.0044	0.0278	± 0.0007	0.1905	± 0.017	0.61	176.5	± 4.3	177.1	± 16.3	
45	0.0572	± 0.0052	0.0250	± 0.0006	0.1973	± 0.019	0.45	159.4	± 4.1	182.8	± 17.4	dis.
46	0.0587	± 0.0046	0.0263	± 0.0006	0.2127	± 0.017	0.57	167.2	± 3.9	195.8	± 15.9	dis.
47	0.0517	± 0.0045	0.0286	± 0.0007	0.2037	± 0.018	0.46	181.6	± 4.4	188.2	± 16.8	
48	0.1119	± 0.0025	0.3413	± 0.0054	5.2633	± 0.143	0.29	1892.7	± 30.1	1862.9	± 50.6	
49	0.0522	± 0.0050	0.0320	± 0.0008	0.2301	± 0.023	0.38	203.0	± 5.3	210.3	± 21.0	
50	0.0575	± 0.0048	0.0265	± 0.0006	0.2098	± 0.018	0.47	168.5	± 4.1	193.4	± 16.7	dis.
51	0.1144	± 0.0029	0.3192	± 0.0088	5.0328	± 0.190	0.28	1785.7	± 49.4	1824.8	± 69.0	
52	0.0612	± 0.0026	0.0710	± 0.0020	0.5995	± 0.030	0.17	442.4	± 12.6	476.9	± 24.2	dis.
53	0.0636	± 0.0040	0.0382	± 0.0012	0.3346	± 0.023	0.45	241.5	± 7.4	293.0	± 20.4	dis.
54	0.0515	± 0.0036	0.0273	± 0.0008	0.1938	± 0.015	0.84	173.4	± 5.3	179.8	± 13.6	
55	0.0534	± 0.0041	0.0393	± 0.0013	0.2897	± 0.024	0.54	248.8	± 8.0	258.3	± 21.7	
56	0.1447	± 0.0036	0.4270	± 0.0118	8.5206	± 0.319	0.18	2292.3	± 63.5	2288.0	± 85.6	
57	0.1655	± 0.0039	0.4685	± 0.0129	10.6889	± 0.388	0.53	2476.9	± 68.3	2496.4	± 90.6	
58	0.0511	± 0.0068	0.0278	± 0.0011	0.1960	± 0.027	0.47	176.9	± 7.0	181.7	± 25.4	
59	0.1210	± 0.0044	0.3963	± 0.0127	6.6094	± 0.318	0.36	2152.0	± 68.8	2060.5	± 99.2	
60	0.0519	± 0.0032	0.0269	± 0.0009	0.1927	± 0.013	0.20	171.3	± 5.7	179.0	± 12.5	
61	0.0511	± 0.0056	0.0329	± 0.0013	0.2319	± 0.027	0.66	208.9	± 8.1	211.7	± 24.5	
62	0.0531	± 0.0033	0.0281	± 0.0009	0.2059	± 0.015	0.67	178.7	± 6.0	190.1	± 13.5	
63	0.1658	± 0.0071	0.4733	± 0.0159	10.8177	± 0.586	1.01	2498.1	± 83.7	2507.5	± 135.9	
64	0.1145	± 0.0042	0.3587	± 0.0115	5.6637	± 0.274	0.29	1976.0	± 63.1	1925.8	± 93.1	
65	0.0924	± 0.0058	0.0276	± 0.0010	0.3517	± 0.025	0.83	175.6	± 6.1	306.0	± 21.9	dis.
66	0.1130	± 0.0027	0.2883	± 0.0048	4.4897	± 0.131	0.28	1632.8	± 27.1	1729.0	± 50.6	dis.
67	0.1353	± 0.0029	0.3631	± 0.0060	6.7760	± 0.183	0.23	1996.9	± 32.8	2082.5	± 56.4	dis.
68	0.0490	± 0.0057	0.0264	± 0.0008	0.1783	± 0.021	0.76	167.9	± 4.9	166.6	± 19.9	
69	0.0558	± 0.0059	0.0411	± 0.0012	0.3163	± 0.035	0.50	259.9	± 7.4	279.0	± 30.6	
70	0.1388	± 0.0023	0.3624	± 0.0057	6.9347	± 0.158	0.19	1993.7	± 31.2	2103.0	± 48.0	dis.
71	0.0597	± 0.0054	0.0250	± 0.0007	0.2055	± 0.019	0.45	158.9	± 4.2	189.7	± 18.0	dis.
72	0.0533	± 0.0036	0.0342	± 0.0007	0.2516	± 0.018	0.73	217.0	± 4.6	227.9	± 15.9	

付表6 LA-ICP-MS分析によるOS3-26 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios						Age (Ma)				Concordant (con.) or Discordant (dis.)	
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2 σ	Th U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error 2 σ
OS3-26-												
1	0.1140	± 0.0027	0.3241	± 0.0080	5.0982	± 0.185	0.27	1809.7	± 39.1	1835.7	± 31.9	
2	0.0503	± 0.0024	0.0340	± 0.0009	0.2360	± 0.013	0.49	215.8	± 5.5	215.0	± 10.5	
3	0.0505	± 0.0024	0.0195	± 0.0004	0.1355	± 0.007	1.65	124.3	± 2.7	128.9	± 6.4	
4	0.0533	± 0.0031	0.0367	± 0.0012	0.2700	± 0.018	0.27	232.6	± 7.4	242.5	± 14.2	
5	0.0504	± 0.0018	0.0284	± 0.0006	0.1976	± 0.008	0.53	180.7	± 3.5	182.9	± 7.2	
6	0.0548	± 0.0045	0.0195	± 0.0007	0.1477	± 0.013	1.19	124.7	± 4.6	139.7	± 11.5	
7	0.0513	± 0.0028	0.0268	± 0.0007	0.1896	± 0.011	0.45	170.5	± 4.6	176.2	± 9.8	
8	0.0477	± 0.0022	0.0202	± 0.0004	0.1329	± 0.007	1.07	128.9	± 2.7	126.6	± 6.1	
9	0.0515	± 0.0037	0.0162	± 0.0005	0.1150	± 0.009	1.41	103.6	± 3.1	110.4	± 8.0	
10	0.0523	± 0.0040	0.0177	± 0.0006	0.1278	± 0.010	0.52	113.3	± 3.7	122.0	± 9.3	
11	0.0493	± 0.0024	0.0314	± 0.0008	0.2137	± 0.012	0.46	199.7	± 5.1	196.6	± 10.0	
12	0.0513	± 0.0033	0.0195	± 0.0006	0.1382	± 0.009	1.62	124.8	± 3.5	131.3	± 8.5	
13	0.0521	± 0.0040	0.0294	± 0.0012	0.2111	± 0.018	0.71	186.6	± 7.2	194.4	± 15.1	
14	0.0494	± 0.0022	0.0339	± 0.0008	0.2307	± 0.012	0.49	214.7	± 5.2	210.7	± 9.9	
15	0.0473	± 0.0032	0.0171	± 0.0005	0.1116	± 0.008	1.28	109.3	± 3.1	107.3	± 7.3	
16	0.0478	± 0.0030	0.0162	± 0.0004	0.1069	± 0.007	1.91	103.8	± 2.7	103.1	± 6.6	
17	0.0518	± 0.0041	0.0164	± 0.0005	0.1173	± 0.010	0.42	105.1	± 3.4	112.5	± 8.9	
18	0.1657	± 0.0036	0.4689	± 0.0099	10.7213	± 0.356	0.59	2479.0	± 43.6	2499.1	± 32.4	
19	0.0484	± 0.0033	0.0177	± 0.0005	0.1184	± 0.009	2.39	113.3	± 3.3	113.5	± 7.9	
20	0.0459	± 0.0026	0.0175	± 0.0004	0.1106	± 0.007	0.99	111.8	± 2.7	106.4	± 6.1	
21	0.0494	± 0.0012	0.0256	± 0.0004	0.1746	± 0.005	0.43	163.0	± 2.3	163.3	± 4.4	
22	0.1148	± 0.0023	0.3351	± 0.0058	5.3063	± 0.146	3.23	1863.1	± 28.1	1869.7	± 24.6	
23	0.0432	± 0.0046	0.0171	± 0.0007	0.1018	± 0.011	2.27	109.1	± 4.4	98.3	± 10.3	
24	0.0497	± 0.0021	0.0261	± 0.0006	0.1794	± 0.008	1.09	166.4	± 3.6	167.5	± 7.4	
25	0.0530	± 0.0028	0.0283	± 0.0008	0.2072	± 0.012	0.38	180.3	± 4.9	191.1	± 10.1	
26	0.0499	± 0.0024	0.0274	± 0.0007	0.1891	± 0.010	0.41	174.6	± 4.3	175.8	± 8.7	
27	0.1141	± 0.0023	0.3116	± 0.0057	4.9042	± 0.139	0.20	1748.9	± 28.0	1802.8	± 24.9	dis.
28	0.1664	± 0.0034	0.4674	± 0.0110	10.7307	± 0.345	1.71	2472.1	± 48.9	2499.9	± 31.3	
29	0.0474	± 0.0026	0.0175	± 0.0004	0.1142	± 0.007	1.77	111.8	± 2.7	109.7	± 6.1	
30	0.0497	± 0.0030	0.0231	± 0.0007	0.1586	± 0.010	0.74	147.5	± 4.1	149.3	± 9.0	
31	0.0510	± 0.0033	0.0345	± 0.0012	0.2431	± 0.017	1.60	218.9	± 7.6	220.9	± 14.4	
32	0.0498	± 0.0038	0.0174	± 0.0006	0.1199	± 0.010	1.50	111.6	± 3.5	114.9	± 8.7	
33	0.0497	± 0.0014	0.0284	± 0.0005	0.1950	± 0.006	0.20	180.7	± 2.9	180.7	± 5.5	
34	0.0483	± 0.0024	0.0165	± 0.0004	0.1102	± 0.006	1.66	105.9	± 2.3	106.0	± 5.4	
35	0.0502	± 0.0028	0.0387	± 0.0012	0.2683	± 0.017	1.38	245.0	± 7.7	241.2	± 13.7	
36	0.0514	± 0.0036	0.0171	± 0.0005	0.1214	± 0.009	0.77	109.6	± 3.3	116.3	± 8.2	
37	0.0504	± 0.0019	0.0256	± 0.0005	0.1778	± 0.008	0.63	162.9	± 3.2	166.0	± 6.5	
38	0.0509	± 0.0014	0.0398	± 0.0007	0.2792	± 0.009	0.72	251.5	± 4.2	249.9	± 7.4	
39	0.0510	± 0.0019	0.0256	± 0.0005	0.1799	± 0.008	0.42	162.8	± 3.2	167.9	± 6.5	
40	0.0559	± 0.0015	0.0656	± 0.0012	0.5061	± 0.017	0.28	409.7	± 7.6	415.7	± 11.6	
41	0.0496	± 0.0022	0.0167	± 0.0003	0.1140	± 0.005	1.07	106.7	± 2.2	109.5	± 5.0	
42	0.0506	± 0.0035	0.0197	± 0.0006	0.1377	± 0.010	0.47	125.9	± 3.5	130.9	± 9.0	
43	0.0509	± 0.0020	0.0285	± 0.0005	0.2005	± 0.009	0.72	181.5	± 3.0	185.4	± 7.3	
44	0.0486	± 0.0031	0.0173	± 0.0004	0.1160	± 0.008	2.50	110.7	± 2.7	111.3	± 7.1	
45	0.0468	± 0.0049	0.0173	± 0.0007	0.1117	± 0.012	3.11	110.8	± 4.4	107.4	± 11.1	
46	0.0515	± 0.0030	0.0178	± 0.0004	0.1266	± 0.008	1.56	113.9	± 2.7	121.0	± 7.1	
47	0.0511	± 0.0016	0.0425	± 0.0006	0.2995	± 0.011	1.43	268.2	± 3.6	265.9	± 8.6	
48	0.0512	± 0.0023	0.0404	± 0.0009	0.2850	± 0.014	0.49	255.3	± 5.5	254.5	± 11.3	
49	0.0500	± 0.0020	0.0288	± 0.0005	0.1988	± 0.009	0.58	183.1	± 3.2	184.0	± 7.6	
50	0.0465	± 0.0032	0.0168	± 0.0004	0.1080	± 0.008	2.49	107.7	± 2.8	104.0	± 7.1	
51	0.0463	± 0.0051	0.0202	± 0.0009	0.1290	± 0.015	1.24	128.8	± 5.8	123.1	± 13.6	
52	0.0489	± 0.0025	0.0266	± 0.0006	0.1791	± 0.010	0.90	169.1	± 3.7	167.2	± 8.6	
53	0.0510	± 0.0023	0.0173	± 0.0003	0.1218	± 0.006	0.45	110.8	± 1.9	116.6	± 5.3	
54	0.0491	± 0.0026	0.0172	± 0.0004	0.1162	± 0.007	1.97	109.8	± 2.3	111.5	± 6.1	
55	0.0495	± 0.0030	0.0175	± 0.0004	0.1195	± 0.008	1.27	112.0	± 2.6	114.5	± 6.9	
56	0.0525	± 0.0027	0.0350	± 0.0009	0.2535	± 0.014	0.63	221.7	± 5.4	229.3	± 11.6	
57	0.0496	± 0.0019	0.0263	± 0.0004	0.1799	± 0.008	0.70	167.5	± 2.6	167.8	± 6.5	
58	0.0514	± 0.0024	0.0293	± 0.0006	0.2079	± 0.011	0.79	186.4	± 3.8	191.6	± 8.9	
59	0.0515	± 0.0021	0.0279	± 0.0005	0.1981	± 0.009	0.09	177.2	± 3.2	183.4	± 7.7	
60	0.0493	± 0.0025	0.0205	± 0.0004	0.1394	± 0.008	1.29	131.0	± 2.7	132.4	± 6.8	

付表7 LA-ICP-MS分析によるJk1105 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios								Age (Ma)				Concordant (con.) or Discordant (dis.)
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2 σ	Th U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2 σ		
Jk1105(17051105)-													
1	0.0499	± 0.0054	0.0125	± 0.0004	0.0860	± 0.010	0.42	80.1	± 2.5	83.6	± 9.0		
2	0.0533	± 0.0061	0.0119	± 0.0004	0.0875	± 0.010	0.57	76.4	± 2.5	85.1	± 9.7		
3	0.0546	± 0.0025	0.0130	± 0.0003	0.0980	± 0.005	0.03	83.4	± 1.7	94.8	± 4.5	dis.	
4	0.0480	± 0.0027	0.0124	± 0.0003	0.0821	± 0.005	0.15	79.6	± 1.8	80.0	± 4.7		
5	0.0474	± 0.0020	0.0122	± 0.0002	0.0795	± 0.004	0.49	78.0	± 1.6	77.5	± 3.5		
6	0.0475	± 0.0048	0.0129	± 0.0004	0.0842	± 0.009	0.53	82.4	± 2.4	81.9	± 8.3		
7	0.0473	± 0.0017	0.0129	± 0.0003	0.0838	± 0.003	0.02	82.4	± 1.6	81.6	± 3.2		
8	0.0493	± 0.0038	0.0127	± 0.0003	0.0864	± 0.007	0.36	81.5	± 2.1	84.1	± 6.6		
9	0.0466	± 0.0039	0.0122	± 0.0003	0.0785	± 0.007	0.51	78.3	± 2.1	76.7	± 6.5		
10	0.0459	± 0.0028	0.0126	± 0.0003	0.0799	± 0.005	0.30	81.0	± 1.8	78.0	± 4.9		
11	0.0433	± 0.0043	0.0118	± 0.0003	0.0703	± 0.007	0.76	75.5	± 2.1	68.8	± 6.8		
12	0.0455	± 0.0042	0.0122	± 0.0003	0.0767	± 0.007	0.53	78.4	± 2.2	74.9	± 6.9		
13	0.0489	± 0.0021	0.0130	± 0.0003	0.0878	± 0.004	0.33	83.5	± 1.7	85.3	± 4.0		
14	0.0483	± 0.0033	0.0120	± 0.0003	0.0801	± 0.006	0.76	77.2	± 1.8	78.1	± 5.4		
15	0.0451	± 0.0034	0.0203	± 0.0005	0.1262	± 0.010	0.45	129.6	± 3.2	120.6	± 9.0		
16	0.0478	± 0.0042	0.0117	± 0.0003	0.0773	± 0.007	0.45	75.2	± 2.1	75.5	± 6.7		
17	0.0492	± 0.0033	0.0112	± 0.0003	0.0758	± 0.005	0.78	71.6	± 1.7	74.1	± 5.0		
18	0.1124	± 0.0036	0.2701	± 0.0053	4.1866	± 0.176	0.25	1541.2	± 26.9	1671.3	± 35.5	dis.	
19	0.0466	± 0.0025	0.0128	± 0.0003	0.0824	± 0.005	0.45	82.2	± 1.8	80.2	± 4.5		
20	0.0447	± 0.0039	0.0123	± 0.0003	0.0760	± 0.007	0.57	79.1	± 2.1	74.3	± 6.5		
21	0.0504	± 0.0019	0.0115	± 0.0002	0.0798	± 0.003	0.08	73.6	± 1.2	77.9	± 3.0		
22	0.0497	± 0.0036	0.0119	± 0.0003	0.0818	± 0.006	0.76	76.6	± 1.7	79.7	± 5.7		
23	0.0459	± 0.0022	0.0121	± 0.0002	0.0768	± 0.004	0.05	77.8	± 1.4	75.0	± 3.6		
24	0.0472	± 0.0030	0.0118	± 0.0002	0.0770	± 0.005	0.52	75.8	± 1.5	75.2	± 4.8		
25	0.0477	± 0.0023	0.0113	± 0.0002	0.0744	± 0.004	0.11	72.6	± 1.3	72.7	± 3.6		
26	0.0507	± 0.0014	0.0352	± 0.0005	0.2464	± 0.008	0.37	223.1	± 3.4	223.5	± 6.6		
27	0.0502	± 0.0024	0.0167	± 0.0003	0.1160	± 0.006	0.05	107.1	± 1.9	111.3	± 5.4		
28	0.0455	± 0.0032	0.0110	± 0.0002	0.0692	± 0.005	0.50	70.7	± 1.5	67.8	± 4.8		
29	0.0489	± 0.0012	0.0139	± 0.0002	0.0938	± 0.003	0.05	89.2	± 1.3	90.9	± 2.6		
30	0.0482	± 0.0022	0.0128	± 0.0002	0.0850	± 0.004	0.63	81.9	± 1.4	82.7	± 3.9		
31	0.0482	± 0.0024	0.0139	± 0.0003	0.0927	± 0.005	0.27	89.3	± 1.6	89.9	± 4.5		
32	0.0485	± 0.0026	0.0125	± 0.0002	0.0838	± 0.005	0.61	80.4	± 1.5	81.6	± 4.4		
33	0.0475	± 0.0016	0.0129	± 0.0002	0.0845	± 0.003	0.85	82.7	± 1.3	82.2	± 3.0		
34	0.0464	± 0.0017	0.0125	± 0.0002	0.0798	± 0.003	0.37	79.9	± 1.3	77.9	± 3.0		
35	0.0485	± 0.0019	0.0136	± 0.0002	0.0912	± 0.004	0.42	87.4	± 1.5	88.5	± 3.6		
36	0.0487	± 0.0021	0.0127	± 0.0002	0.0856	± 0.004	0.03	81.7	± 1.4	83.3	± 3.7		
37	0.0505	± 0.0011	0.0328	± 0.0005	0.2287	± 0.006	0.18	208.4	± 3.0	209.0	± 5.0		
38	0.0468	± 0.0023	0.0119	± 0.0002	0.0770	± 0.004	0.15	76.5	± 1.4	75.2	± 3.7		
39	0.0421	± 0.0032	0.0113	± 0.0002	0.0657	± 0.005	0.57	72.6	± 1.6	64.5	± 4.9	dis.	
40	0.0443	± 0.0037	0.0125	± 0.0003	0.0766	± 0.007	0.68	80.4	± 1.9	74.8	± 6.3		
41	0.0480	± 0.0028	0.0140	± 0.0003	0.0926	± 0.006	0.24	89.7	± 2.2	89.8	± 5.2		
42	0.0480	± 0.0020	0.0141	± 0.0003	0.0934	± 0.004	0.36	90.4	± 2.0	90.5	± 3.8		
43	0.0474	± 0.0024	0.0111	± 0.0003	0.0728	± 0.004	0.07	71.4	± 1.7	71.2	± 3.6		
44	0.0491	± 0.0033	0.0118	± 0.0003	0.0796	± 0.005	0.55	75.5	± 1.9	77.7	± 5.1		
45	0.0470	± 0.0030	0.0117	± 0.0003	0.0761	± 0.005	0.43	75.3	± 1.9	74.4	± 4.7		
46	0.0464	± 0.0025	0.0195	± 0.0005	0.1251	± 0.007	0.34	124.9	± 2.9	119.5	± 6.4		
47	0.0487	± 0.0035	0.0116	± 0.0003	0.0782	± 0.006	0.64	74.7	± 1.9	76.4	± 5.4		
48	0.0466	± 0.0025	0.0164	± 0.0004	0.1056	± 0.006	0.14	105.1	± 2.5	101.8	± 5.4		
49	0.0483	± 0.0027	0.0200	± 0.0005	0.1331	± 0.008	0.39	127.5	± 3.1	126.8	± 7.1		
50	0.0489	± 0.0020	0.0200	± 0.0004	0.1351	± 0.006	0.79	128.0	± 2.8	128.5	± 5.2		
51	0.0472	± 0.0037	0.0200	± 0.0005	0.1298	± 0.011	0.63	127.4	± 3.4	123.8	± 9.5		
52	0.0483	± 0.0027	0.0148	± 0.0004	0.0987	± 0.006	0.49	94.8	± 2.3	95.4	± 5.3		
53	0.0474	± 0.0045	0.0116	± 0.0003	0.0760	± 0.007	0.69	74.6	± 2.2	74.3	± 7.0		
54	0.0485	± 0.0022	0.0142	± 0.0003	0.0953	± 0.004	0.30	91.3	± 2.1	92.3	± 4.1		
55	0.0473	± 0.0020	0.0158	± 0.0004	0.1031	± 0.005	0.73	101.2	± 2.3	99.6	± 4.2		
56	0.0489	± 0.0019	0.0127	± 0.0003	0.0858	± 0.003	0.04	81.6	± 1.8	83.4	± 3.2		
57	0.1162	± 0.0037	0.3476	± 0.0075	5.5708	± 0.201	0.06	1923.4	± 36.0	1911.5	± 32.1		
58	0.0465	± 0.0026	0.0140	± 0.0003	0.0898	± 0.005	0.41	89.8	± 2.1	87.2	± 4.7		
59	0.0477	± 0.0035	0.0123	± 0.0003	0.0812	± 0.006	0.54	79.1	± 2.1	79.2	± 5.6		
60	0.0480	± 0.0018	0.0202	± 0.0004	0.1336	± 0.005	0.11	128.8	± 2.8	127.2	± 4.7		

付表8 LA-ICP-MS分析によるOS2-33試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios						Age (Ma)				Concordant (con.) or Discordant (dis.)	
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2 σ	Th U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error 2 σ
OS2-33-												
1	0.0523 ±	0.0025	0.0418 ±	0.0009	0.3018 ±	0.017	0.40	264.3 ±	5.4	267.7 ±	13.7	
2	0.1105 ±	0.0029	0.2639 ±	0.0049	4.0226 ±	0.158	0.15	1510.0 ±	25.3	1638.6 ±	32.9	dis.
3	0.0506 ±	0.0017	0.0306 ±	0.0006	0.2134 ±	0.009	0.08	194.2 ±	3.7	196.3 ±	7.8	
4	0.0485 ±	0.0018	0.0273 ±	0.0005	0.1828 ±	0.009	0.30	173.9 ±	3.4	170.3 ±	7.4	
5	0.1096 ±	0.0032	0.2551 ±	0.0049	3.8545 ±	0.184	0.36	1464.9 ±	25.4	1604.1 ±	39.6	dis.
6	0.1125 ±	0.0029	0.2796 ±	0.0052	4.3371 ±	0.163	0.09	1589.6 ±	26.3	1700.3 ±	32.0	dis.
7	0.0499 ±	0.0048	0.0150 ±	0.0004	0.1035 ±	0.011	1.33	96.3 ±	2.7	99.9 ±	9.7	
8	0.1095 ±	0.0029	0.2047 ±	0.0038	3.0897 ±	0.118	0.01	1200.5 ±	20.5	1430.0 ±	30.2	dis.
9	0.1104 ±	0.0029	0.2311 ±	0.0043	3.5197 ±	0.135	0.14	1340.2 ±	22.7	1531.5 ±	31.2	dis.
10	0.0465 ±	0.0041	0.0167 ±	0.0004	0.1068 ±	0.010	0.43	106.7 ±	2.8	103.0 ±	9.2	
11	0.0495 ±	0.0018	0.0273 ±	0.0005	0.1863 ±	0.009	0.15	173.5 ±	3.4	173.3 ±	7.4	
12	0.0518 ±	0.0031	0.0201 ±	0.0005	0.1435 ±	0.010	1.47	128.2 ±	2.9	136.0 ±	8.7	
13	0.0488 ±	0.0049	0.0179 ±	0.0005	0.1202 ±	0.013	0.46	114.3 ±	3.4	115.1 ±	11.9	
14	0.1128 ±	0.0030	0.3134 ±	0.0058	4.8754 ±	0.193	0.23	1757.6 ±	28.9	1797.9 ±	34.4	
15	0.1118 ±	0.0029	0.2552 ±	0.0048	3.9338 ±	0.154	0.01	1465.2 ±	24.6	1620.5 ±	32.6	dis.
16	0.0519 ±	0.0040	0.0278 ±	0.0007	0.1994 ±	0.017	0.56	177.1 ±	4.3	184.5 ±	14.4	
17	0.0483 ±	0.0024	0.0284 ±	0.0006	0.1892 ±	0.011	0.59	180.8 ±	3.5	175.8 ±	9.0	
18	0.1120 ±	0.0033	0.2932 ±	0.0051	4.5279 ±	0.188	0.15	1657.6 ±	25.7	1736.0 ±	35.6	dis.
19	0.1128 ±	0.0032	0.2967 ±	0.0051	4.6158 ±	0.168	0.03	1675.0 ±	25.5	1752.0 ±	31.3	dis.
20	0.0517 ±	0.0019	0.0284 ±	0.0005	0.2021 ±	0.009	0.48	180.4 ±	3.2	186.8 ±	7.4	
21	0.0507 ±	0.0028	0.0399 ±	0.0008	0.2793 ±	0.018	0.77	252.6 ±	5.1	250.0 ±	14.3	
22	0.0491 ±	0.0029	0.0357 ±	0.0008	0.2419 ±	0.016	0.28	226.4 ±	4.7	219.8 ±	13.5	
23	0.1695 ±	0.0055	0.4906 ±	0.0092	11.4692 ±	0.749	0.59	2573.4 ±	40.3	2561.9 ±	63.5	
24	0.1081 ±	0.0031	0.1889 ±	0.0033	2.8166 ±	0.106	0.23	1115.6 ±	17.8	1359.8 ±	29.0	dis.
25	0.0553 ±	0.0042	0.0341 ±	0.0008	0.2601 ±	0.022	0.88	216.3 ±	5.2	234.6 ±	18.0	
26	0.0505 ±	0.0020	0.0326 ±	0.0006	0.2270 ±	0.011	0.24	206.7 ±	3.7	207.6 ±	8.8	
27	0.0463 ±	0.0056	0.0179 ±	0.0006	0.1143 ±	0.014	1.52	114.5 ±	3.6	109.8 ±	13.3	
28	0.0514 ±	0.0035	0.0287 ±	0.0006	0.2030 ±	0.015	0.45	182.2 ±	4.1	187.6 ±	13.0	
29	0.0488 ±	0.0031	0.0293 ±	0.0006	0.1972 ±	0.014	0.72	186.5 ±	4.0	182.7 ±	12.0	
30	0.1143 ±	0.0032	0.3242 ±	0.0055	5.1099 ±	0.186	0.16	1810.2 ±	27.3	1837.6 ±	31.9	
31	0.1152 ±	0.0033	0.2895 ±	0.0050	4.5991 ±	0.167	0.03	1639.2 ±	25.0	1749.0 ±	31.3	dis.
32	0.0521 ±	0.0030	0.0286 ±	0.0006	0.2058 ±	0.013	0.72	182.1 ±	3.8	189.9 ±	11.3	

付表9 LA-ICP-MS分析によるOS2-32 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値

Name, Spot Number	Isotopic ratios						Age (Ma)				Concordant (con.) or Discordant (dis.)	
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Error 2 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	Error 2 σ	Th U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Error 2 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		Error 2 σ
OS2-32-												
1	0.0530	± 0.0029	0.0395	± 0.0008	0.2889	± 0.017	0.78	249.9	± 4.8	257.6	± 13.7	
2	0.0524	± 0.0027	0.0417	± 0.0008	0.3019	± 0.016	0.77	263.7	± 4.8	267.8	± 12.9	
3	0.1578	± 0.0066	0.3649	± 0.0063	7.9394	± 0.386	0.23	2005.4	± 30.2	2224.0	± 45.4	dis.
4	0.0487	± 0.0034	0.0173	± 0.0004	0.1165	± 0.008	0.60	111.0	± 2.4	111.8	± 7.7	
5	0.0480	± 0.0023	0.0167	± 0.0003	0.1103	± 0.005	0.51	106.7	± 1.9	106.2	± 4.9	
6	0.0556	± 0.0027	0.0670	± 0.0012	0.5135	± 0.027	0.60	417.9	± 7.4	420.7	± 18.6	
7	0.0501	± 0.0026	0.0221	± 0.0004	0.1530	± 0.008	0.68	141.3	± 2.6	144.5	± 7.2	
8	0.0574	± 0.0032	0.0677	± 0.0013	0.5362	± 0.034	0.84	422.6	± 8.0	435.8	± 22.5	
9	0.0496	± 0.0028	0.0327	± 0.0006	0.2236	± 0.013	0.06	207.5	± 3.9	204.8	± 11.0	
10	0.1067	± 0.0045	0.2907	± 0.0050	4.2801	± 0.195	0.52	1645.2	± 25.2	1689.4	± 38.6	
11	0.0507	± 0.0040	0.0163	± 0.0004	0.1144	± 0.009	0.61	104.6	± 2.4	109.9	± 8.5	
12	0.0815	± 0.0036	0.2020	± 0.0036	2.2701	± 0.115	1.01	1186.4	± 19.3	1202.9	± 36.4	
13	0.0598	± 0.0027	0.0891	± 0.0016	0.7345	± 0.036	0.61	550.1	± 9.4	559.1	± 21.6	
14	0.0506	± 0.0030	0.0302	± 0.0006	0.2108	± 0.013	0.34	192.0	± 3.8	194.1	± 11.3	
15	0.0482	± 0.0027	0.0166	± 0.0003	0.1101	± 0.006	1.69	105.9	± 2.0	105.9	± 5.8	
16	0.0598	± 0.0027	0.0174	± 0.0003	0.1434	± 0.007	0.55	111.3	± 1.9	135.9	± 5.9	dis.
17	0.2052	± 0.0086	0.5137	± 0.0088	14.5392	± 0.680	0.72	2672.3	± 38.1	2785.4	± 46.3	dis.
18	0.0540	± 0.0045	0.0173	± 0.0004	0.1287	± 0.011	0.87	110.5	± 2.7	122.8	± 10.0	
19	0.0478	± 0.0033	0.0162	± 0.0003	0.1070	± 0.008	1.52	103.8	± 2.2	103.1	± 7.0	
20	0.0485	± 0.0027	0.0253	± 0.0005	0.1690	± 0.010	0.77	161.0	± 3.0	158.5	± 8.4	
21	0.0480	± 0.0032	0.0166	± 0.0002	0.1100	± 0.007	0.94	106.3	± 1.6	105.9	± 6.1	
22	0.0483	± 0.0028	0.0204	± 0.0003	0.1357	± 0.007	0.98	130.1	± 1.7	129.1	± 6.2	
23	0.0485	± 0.0030	0.0247	± 0.0003	0.1649	± 0.009	0.40	157.1	± 2.1	154.9	± 8.0	
24	0.0504	± 0.0029	0.0458	± 0.0006	0.3181	± 0.017	0.05	288.8	± 3.7	280.4	± 12.9	
25	0.0504	± 0.0039	0.0354	± 0.0006	0.2465	± 0.019	0.61	224.6	± 3.9	223.6	± 15.4	
26	0.1548	± 0.0082	0.4363	± 0.0052	9.3145	± 0.455	0.35	2334.1	± 23.6	2369.3	± 46.4	
27	0.0510	± 0.0039	0.0162	± 0.0003	0.1139	± 0.008	0.97	103.6	± 1.8	109.4	± 7.5	
28	0.0476	± 0.0029	0.0214	± 0.0003	0.1408	± 0.008	0.42	136.8	± 1.8	133.6	± 6.8	
29	0.0496	± 0.0029	0.0326	± 0.0004	0.2228	± 0.011	0.50	206.7	± 2.6	204.1	± 9.5	
30	0.0487	± 0.0028	0.0225	± 0.0003	0.1510	± 0.008	0.77	143.3	± 1.8	142.7	± 6.8	
31	0.0472	± 0.0031	0.0255	± 0.0004	0.1659	± 0.010	0.95	162.4	± 2.4	155.7	± 8.7	
32	0.0747	± 0.0041	0.1783	± 0.0022	1.8369	± 0.095	0.46	1057.9	± 12.3	1058.6	± 34.7	
33	0.0477	± 0.0040	0.0163	± 0.0003	0.1072	± 0.009	0.58	104.2	± 2.0	103.3	± 7.8	
34	0.0463	± 0.0031	0.0166	± 0.0002	0.1058	± 0.006	0.86	106.0	± 1.6	102.0	± 5.9	
35	0.0456	± 0.0039	0.0339	± 0.0007	0.2129	± 0.018	0.87	214.8	± 4.1	195.9	± 15.3	
36	0.0480	± 0.0034	0.0162	± 0.0003	0.1071	± 0.007	0.89	103.7	± 1.7	103.2	± 6.5	
37	0.0546	± 0.0033	0.0644	± 0.0009	0.4849	± 0.028	0.83	402.2	± 5.4	401.3	± 19.2	
38	0.0652	± 0.0040	0.1206	± 0.0018	1.0844	± 0.070	0.60	733.8	± 10.3	745.7	± 34.8	
39	0.0539	± 0.0031	0.0561	± 0.0007	0.4169	± 0.021	1.17	352.0	± 4.4	353.7	± 15.5	
40	0.0497	± 0.0029	0.0274	± 0.0004	0.1877	± 0.010	0.24	174.1	± 2.2	174.6	± 8.3	

付表 10 LA-ICP-MS分析によるSh3007 試料から得られたジルコン結晶のU-Pb同位体値(続き)

31	0.0499 ± 0.0112	0.0113 ± 0.0006	0.0779 ± 0.018	0.80	72.6 ± 3.9	76.1 ± 17.5
32	0.0537 ± 0.0063	0.0121 ± 0.0004	0.0894 ± 0.011	0.72	77.4 ± 2.7	87.0 ± 10.6
33	0.0506 ± 0.0050	0.0142 ± 0.0005	0.0989 ± 0.010	0.36	90.7 ± 2.9	95.8 ± 10.0
34	0.0486 ± 0.0043	0.0156 ± 0.0009	0.1048 ± 0.011	0.76	100.0 ± 5.6	101.2 ± 10.6
35	0.0481 ± 0.0041	0.0119 ± 0.0007	0.0787 ± 0.008	1.16	76.1 ± 4.2	76.9 ± 7.8
36	0.0421 ± 0.0076	0.0129 ± 0.0008	0.0746 ± 0.014	0.69	82.4 ± 5.3	73.0 ± 14.0
37	0.0534 ± 0.0061	0.0160 ± 0.0009	0.1174 ± 0.015	0.53	102.0 ± 6.0	112.7 ± 14.4
38	0.0529 ± 0.0060	0.0184 ± 0.0011	0.1345 ± 0.017	0.49	117.7 ± 6.9	128.1 ± 16.3
39	0.0483 ± 0.0052	0.0156 ± 0.0009	0.1035 ± 0.013	0.39	99.5 ± 5.7	100.0 ± 12.2
40	0.0472 ± 0.0079	0.0132 ± 0.0008	0.0860 ± 0.015	0.53	84.5 ± 5.4	83.8 ± 15.0
41	0.0539 ± 0.0100	0.0115 ± 0.0007	0.0859 ± 0.017	0.82	74.0 ± 4.5	83.6 ± 16.4
42	0.0505 ± 0.0023	0.0136 ± 0.0006	0.0947 ± 0.006	0.54	87.0 ± 4.1	91.8 ± 6.0
43	0.0470 ± 0.0036	0.0171 ± 0.0008	0.1109 ± 0.010	0.38	109.4 ± 5.3	106.8 ± 9.7
44	0.0483 ± 0.0046	0.0161 ± 0.0008	0.1071 ± 0.011	1.03	102.7 ± 5.1	103.3 ± 11.1
45	0.0567 ± 0.0119	0.0142 ± 0.0009	0.1110 ± 0.024	0.45	90.9 ± 5.9	106.8 ± 23.5
46	0.0444 ± 0.0044	0.0159 ± 0.0008	0.0973 ± 0.011	0.55	101.6 ± 5.1	94.2 ± 10.5
47	0.0461 ± 0.0043	0.0152 ± 0.0008	0.0969 ± 0.010	0.44	97.6 ± 4.8	93.9 ± 10.0
48	0.0575 ± 0.0050	0.0164 ± 0.0008	0.1300 ± 0.013	0.52	104.9 ± 5.2	124.1 ± 12.5
49	0.0505 ± 0.0053	0.0154 ± 0.0007	0.1074 ± 0.012	0.39	98.7 ± 4.2	103.6 ± 11.8
50	0.0446 ± 0.0072	0.0138 ± 0.0007	0.0850 ± 0.014	0.46	88.5 ± 4.3	82.8 ± 13.9
51	0.0487 ± 0.0054	0.0137 ± 0.0006	0.0923 ± 0.011	0.48	87.9 ± 3.8	89.6 ± 10.7
52	0.0469 ± 0.0048	0.0159 ± 0.0007	0.1027 ± 0.011	0.70	101.5 ± 4.3	99.3 ± 11.0
53	0.0572 ± 0.0075	0.0115 ± 0.0005	0.0904 ± 0.013	0.58	73.5 ± 3.5	87.9 ± 12.3
54	0.0486 ± 0.0054	0.0150 ± 0.0007	0.1006 ± 0.012	0.71	96.0 ± 4.2	97.3 ± 11.6
55	0.0502 ± 0.0041	0.0139 ± 0.0006	0.0964 ± 0.009	0.58	89.2 ± 3.6	93.4 ± 8.6
56	0.0501 ± 0.0041	0.0383 ± 0.0016	0.2647 ± 0.024	0.73	242.2 ± 10.4	238.5 ± 21.9
57	0.0571 ± 0.0056	0.0144 ± 0.0007	0.1134 ± 0.012	0.43	92.2 ± 4.2	109.0 ± 11.7
58	0.0497 ± 0.0057	0.0172 ± 0.0008	0.1178 ± 0.015	0.56	109.8 ± 5.1	113.0 ± 14.0
59	0.0652 ± 0.0067	0.0122 ± 0.0006	0.1097 ± 0.012	1.05	78.2 ± 3.6	105.7 ± 11.9
60	0.0499 ± 0.0095	0.0110 ± 0.0006	0.0757 ± 0.015	0.69	70.5 ± 3.9	74.1 ± 14.6
61	0.0495 ± 0.0036	0.0249 ± 0.0011	0.1701 ± 0.014	0.48	158.8 ± 6.7	159.5 ± 13.5
62	0.0570 ± 0.0102	0.0111 ± 0.0006	0.0871 ± 0.016	0.86	71.0 ± 4.0	84.8 ± 15.9

Geology of the Ogawara District

NAKAMURA Yoshihiro¹, YAMASAKI Toru¹, MIYAZAKI Kazuhiro¹, TAKAHASHI Yutaka²

ABSTRACT

Outline

The geology of the Ogawara District, located in the central part of the Akaishi Mountain Range, Nagano, Japan, consists of the Chichibu accretionary complex (AC), the Todai Formation, the Sanbagawa metamorphic complex (MC), the Shimanto AC, the Ryoke plutono-metamorphic complex (PMC), and the Quaternary sediments that cover them (Fig. 1). This district occupies an area between latitude 35°30'11"6N and 35°40'11"5N and longitude 137°59'49"0E and 138°14'48"9E (latitude 35°30'N and 35°40'N and longitude 138°00'E and 138°15'E; Tokyo Datum). The basement rocks are mainly divided by the Median Tectonic Line (MTL) into the Inner and Outer Zones of southwestern (SW) Japan. The former Ryoke PMC was formed by the Late Cretaceous igneous activities with low-pressure/temperature (*P/T*) type metamorphism at the active continental margin of East Asia. The latter MC and ACs are exhumed remnants of deeply subducted material formed under high-*P/T* type metamorphism during the Early Cretaceous to the Paleogene. In addition, the Early Cretaceous shallow marine sediments (Todai Formation) are sometimes interbedded with the shear zone (the so-called Todai Tectonic Zone) between the Sanbagawa MC and Chichibu AC (Fig. 2). These complexes are currently distributed as a narrow belt along the Akaishi Mountain Range, due to the arc–arc collision tectonics during the Middle Miocene. Fig. 3 provides a summary of detrital zircon U–Pb ages, white mica K–Ar ages, and radiolarian ages of mudstones for all units and previously reported data for the Ryoke PMC, the Sanbagawa MC, the Chichibu AC, and the Shimanto AC in the Akaishi Mountain Range and surrounding area. A more detailed geologic description is given below.

Chichibu accretionary complex

The Chichibu AC in this district is divided into three units: Terasawa, Toyoguchiyama, and Mibugawa. In the southern area of the Ogawara District, the Terasawa Unit is composed mainly of mappable bedded metachert; pelitic phyllite; and minor amounts of schistose metabasaltic volcanoclastic rock, massive metabasalt, and metasandstone. The prominent schistosity is almost horizontal and is parallel to the prominent schistosity of the lower Sanbagawa MC. The unit is bounded by the Yuarezawa and Oguroyama Faults with a thick brittle shear zone (Fig. 2). In the upper portion of the Terasawa Unit, the Toyoguchiyama Unit is composed mainly of pelitic mixed rock and thick limestone with minor amounts of basaltic volcanoclastic rocks. The prominent schistosity is similar to that observed in the Terasawa Unit; however, the pole of schistosity is slightly shifted between the poles of the lower and upper units (Terasawa and Akaishi Units). The unit is bounded by the Oguroyama Fault and the Butsuzo Tectonic Line (BTL). In the northern area (in the eastern part of the Mikabu Unit), tight to close folding of thick-bedded chert, dolerite, and massive basalt is well exposed along the Mibu River. The Mibugawa Unit is composed mainly of pelitic mixed rock including blocks of sandstone, chert, basalt, dolerite, and basaltic volcanoclastic rock. The blocks in the pelitic mixed rock range in size from a few centimeters to 1 m or more, and those blocks can sometimes be traced for a few kilometers on the geological map. The unit is located in the Todai Tectonic Zone and is bounded by the Komodatezawa and Oguroyama Faults (Fig. 2).

The maximum depositional ages ($YC1\sigma$) inferred from detrital zircon U–Pb analyses tend to become older toward the structurally upper unit from 136.7 ± 2.2 Ma (Terasawa Unit) to 150.5 ± 2.4 Ma (Toyoguchiyama Unit) to 166.5 ± 4.3 Ma (Mibugawa Unit; see Fig. 3). The mineral assemblage of metabasalts in the Chichibu AC is usually pumpellyite, epidote, chlorite, and actinolite, with no prehnite observed with microscopy. Sodium-calcium amphibole formed under high-*P/T* type metamorphism is sometimes observed, especially in the Terasawa Unit and the lower part of the Mibugawa Unit. The metamorphic peak temperatures are estimated to be ~ 234 – 332 °C (mean values: 291 ± 20 °C) based on Raman spectra of carbonaceous material (RSCM) thermometry. Metamorphic conditions decrease

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

² Former researcher of Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST

toward the structurally upper (older) unit, which correspond to the change in white mica K–Ar ages (Fig. 3). These data indicate that these units were metamorphosed under pumpellyite-actinolite facies beneath 10 km in the accretionary prism.

Todai Formation

The Todai Formation is a shallow marine sediment formed as a tectonic block within the Todai Tectonic Zone. The formation is mainly composed of sandstone and conglomerate with minor amounts of mudstone. The blocks sometimes contain fossil shells (*Trigonia*) and deformed ammonoids, suggesting depositional ages of Early Cretaceous (Hauterivian to Aptian). The peak metamorphic temperatures in the pelitic rocks are estimated to be 248–296 °C (mean values: 276 ± 17 °C) based on RSCM thermometry, which are significantly low compared with the surrounding units.

Sanbagawa metamorphic complex

The Sanbagawa MC in the Ogawara District can be divided into the Kurokawasawa, Mikabu, and Kamasawa Units in order from west to east. The Kurokawasawa Unit is the lowest structural unit exposed to the eastern side of the MTL. The unit strikes NNE–SSW with a dip of 40°–70°E. Most poles of fold axes are roughly parallel to the regional schistosity, and the mineral/stretching lineations defined by phyllosilicates run dominantly NNE–SSW. Tight to isoclinal folding is common and easily observed, especially in the pelitic schists. A few thick mafic schist layers accompanied by metagabbro and ultramafic rocks are interbedded within the pelitic schists. The degree of deformation and metamorphism gradually increases toward the fault core of the MTL. The Mikabu Unit is composed mainly of massive metabasalt, metagabbro, and ultramafic rocks with minor amounts of metachert and schistose metabasaltic volcanoclastic rocks. The metabasalt with ultramafic blocks is exposed mainly in the upper part of the pelitic schists in the Kurokawasawa Unit (e.g., in the hinge of a synform; Fig. 2). The Kamasawa Unit is characteristically a low-angle structure along the Koshibugawa and Shiokawa Rivers as a tectonic window of the upper Chichibu AC. The unit is composed mainly of pelitic phyllite, metasandstone, and metachert with minor amounts of metalimestone, mafic phyllite, and massive metabasalt. The prominent schistosity is almost horizontal, and a weak mineral/stretching lineation runs NE–SW. This unit is bounded by the Komodatezawa, Shozawa, and Yuorezawa Faults (Fig. 2).

The Sanbagawa MC can be grouped into two metamorphic zones, garnet and chlorite zones, based on the mineral paragenesis in pelitic rocks. A garnet isograd is recognized approximately 500 m away from the northeastern area of the MTL. Sodium-calcic amphiboles are usually included in all units. All units are thought to have been formed under pumpellyite-actinolite to blueschist or greenschist facies metamorphic conditions during the Late Cretaceous to the Paleogene. The systematic decrease in peak metamorphic temperature from 397 to 269 °C (384 ± 14 °C in the garnet zone; 341 ± 14 °C in the chlorite zone) can be estimated by RSCM thermometry. However, the peak metamorphic temperatures increase again from ~290 to ~350 °C toward the Kamasawa Unit.

The maximum depositional ages ($YC1\sigma$) in pelitic schists tend to become older toward the structurally upper unit from 71.2 ± 0.9 Ma (garnet zone in the Kurokawasawa Unit) to 115.9 ± 2.0 Ma (chlorite zone in the Kamasawa Unit; see Fig. 3). In addition, the white mica K–Ar ages formed by high-*P/T* type metamorphism also demonstrate a similar change from 63.4 to 105.4 Ma toward the structurally upper units.

Shimanto accretionary complex

The Shimanto AC in the Akaishi Mountain Range is a deeply subducted material formed along a subduction channel and/or the deeper part of an accretionary prism during the Cretaceous to Paleogene. The complex in the Oshika area can be divided into the Akaishi and Shirane Units in order from west to east. Both units are bounded by the Kitazawatoge Fault with no brittle shear zone (Fig. 2). The Akaishi Unit is composed mainly of massive and bedded sandstones with minor amounts of alternating sandstone and mudstone. The prominent schistosity and bedding of the unit in the Shimanto AC strike is N–S to NNE–SSW and dips moderately toward the east. The radiolarian fossil ages in the southern part of Akaishi Mountain Range are Albian to Cenomanian. The maximum depositional ages ($YC1\sigma$) inferred from detrital zircon U–Pb analysis in sandstone are estimated from 125.8 ± 1.6 to 107.5 ± 1.5 Ma (2σ error range). The metamorphic peak temperatures in pelitic rocks are estimated to be ~265–366 °C (mean values: 310 ± 27 °C) based on RSCM thermometry.

The Shirane Unit is composed mainly of mixed rocks including blocks of metabasalt, felsic tuff, limestone, sandstone, and chert. The radiolarian fossil ages in the southern part of the Akaishi Mountain Range are Coniacian to Maastrichtian. The maximum depositional age ($YC1\sigma$) inferred from the detrital zircon U–Pb analysis in the sandstone is estimated to be 70.8 ± 1.8 Ma (2σ error range). The mineral assemblage of the metabasalt is usually pumpellyite, epidote, chlorite, and actinolite, with no prehnite observed by microscopy. The metamorphic peak temperatures in pelitic rocks are estimated to be ~256–341 °C (mean values: 303 ± 20 °C) based on RSCM thermometry. These data suggest that not only the Chichibu AC but also the Shimanto AC is metamorphosed under pumpellyite-actinolite facies beneath 10 km in the accretionary prism.

Ryoke plutono-metamorphic complex

The Ryoke PMC consists of Late Cretaceous low- P/T type metamorphic rocks (Ryoke MC) and plutonic rocks (Ryoke Plutonic Rocks) intruded into the Ryoke MC. The Ryoke PMC is distributed along the northern side of the MTL and extends about 800 km from east to west. Based on the previous studies, the timing of peak metamorphism is about 102–89 Ma and the apparent highest $P-T$ conditions preserved in the present exposure are $P = 4.3\text{--}5.7$ kbar and $T = 715\text{--}801$ °C for metamudstone with a garnet and cordierite assemblage. The Ryoke plutonic rocks are thought to be the products of three periods of igneous activity, beginning at 99–84 Ma, coincident with peak metamorphism, followed by 81–75 Ma and 75–69 Ma.

The Ryoke PMC is distributed in the western quadrant of the Ogawara District and continues into the western Iida District. The Ryoke MC consists mainly of metamudstone with small amounts of metasandstone and metasiliceous rock. Such metamorphic rocks occur as large (several hundred meter- to kilometer-sized) xenoliths in the Ryoke Plutonic Rocks and are subjected to contact (pyro) metamorphism. The metamorphic xenoliths are divided into K-feldspar–cordierite zone I (more precisely, a "class" corresponding to the metamorphic zone for the Ryoke MC was assigned to each xenolith body), characterized by a garnet + cordierite + K-feldspar assemblage, and K-feldspar–cordierite zone II, characterized by a K-feldspar + cordierite + sillimanite assemblage, based on metamorphic mineral assemblages in the metamudstone. The distribution of K-feldspar–cordierite zone II occurs around the ridges of the Ina Mountains southeast of the line connecting Lake Koshibu and Mt. Takamori, and around the mafic body of the Koshibu River near the Oketani Bridge, while K-feldspar–cordierite zone I occurs in other areas.

The Ryoke Plutonic Rocks in the Ogawara District consist of Hiji Tonalite, Ikuta Granite, Minakata Granite, and mafic rocks in an intrusion sequence. The Minakata Granite and mafic rocks are contemporaneous. Based on solidification ages reported from the Ogawara District and surrounding areas, the Hiji Tonalite was emplaced at about 86 Ma, the Ikuta Granite at about 78 Ma, and the Minakata Granite and mafic rocks at about 73–71 Ma. The Hiji Tonalite consists mainly of gneissose hornblende-biotite tonalite, and characteristically shows a banded structure with few-millimeter-scale alternating mafic and felsic layers. The Ikuta Granite consists mainly of weakly foliated hornblende-biotite granodiorite and is characterized by abundant allanite. Minakata Granite is mainly composed of gneissose hornblende-bearing biotite granite and is divided into fine-grained facies distributed in the northwest (Shitoku River basin) and coarse-grained facies widely distributed mainly in the southeast. The gneissose structure of the fine-grained facies is generally weak, and such massive lithology occasionally occurs in the coarse-grained facies. Both fine- and coarse-grained facies occur closely with mafic rocks and show coexistence as a liquid phase. The mafic rocks are also divided into coarse-grained facies and fine-grained facies. The fine-grained facies typically consist of clinopyroxene-bearing hornblende gabbro, and the coarse-grained facies consist of hornblende gabbro and cortlandite. These Ryoke Plutonic Rocks are thought to have been intruded and emplaced at a shallower crustal depth on the northwest side and at a deeper depth on the southeast side. The gneissosity of the plutonic rocks is consistent with that of the Ryoke MC in the xenolithic bodies and converges with the structure of the MTL from west to east.

Quaternary sediments

The Quaternary deposits in the Ogawara District consist of terrace deposits, landslide deposits, alluvial cone deposits, rock glacier deposits, valley floor deposits, and riverbed deposits. The terrace deposits, approximately 3 m thick, are composed of gravel with minor amounts of sand and mud and are distributed in the restricted area of the Shiokawa, Ochiai, and Kamasawa areas along the Koshibagawa and Kashio Rivers. Landslide deposits are widely observed on the gentle slopes of the Mikabu and Kurokawasawa Units. In this area, prominent landslide deposits exist in Tsugamurayama, Kitanohara, Wazo, Mukoyama Ranch, Nashihara, Irisawai, Kurokawa Ranch, and Kitagawa Ranch from south to north. Alluvial cone deposits are usually observed along the Kashio, Aoki, Koshibu, Mibu, Higashimata, and Nishimata Rivers, where water is abundant throughout the year. Rock glacier deposits are recognized at Mibukita (the northern portion of Mt. Mibu), Mibuminami (the southern portion of Mt. Mibu), and Mt. Warusawa in the Ogawara District. Valley floor deposits and riverbed deposits are present along some branches of the Koshibu, Aoki and Rivers.

Geological structure

A thick ductile shear zone ~1 km wide (Kashio Shear Zone) is widely exposed along the MTL in the Ogawara District. The Kashio Shear Zone developed immediately after the last igneous activity at ca. 71 Ma, and two stages of mylonitization (stages D1 and D2) can be identified from field and microstructural observations of Kashio mylonite. The retrograde $P-T$ conditions recorded in the Kashio mylonite exhibit a systematic change in temperature from 710 to 450 °C at 5.2–2.6 kbar with decreasing distance from the MTL. In contrast, highly deformed mylonites with zoned garnets demonstrate a striking increase in pressure from 4.0 to 8.3 kbar with decreasing temperature from 590 to 450 °C after low- P/T type metamorphism. Such a temperature range indicating isothermal compression is consistent with deformation temperatures of stage D1 determined from quartz microstructures and a quartz c -axis fabric opening-angle deformation thermometer. Moreover, the timings of the two mylonitization episodes during retrograde metamorphism are estimated to be 69–67 Ma and 66–64 Ma, respectively, with a high cooling rate of ~34 °C/Myr using the revised time–temperature relationship of the host Ryoke granitoids. The rapid change in tectonic setting with strain localization occurred during the brief period between 69 and 64 Ma in the subduction zone.

The Butsuzo Tectonic Line is traced over as a change in lithology between limestone and bedded sandstone; however, there is no ductile or brittle shear zone along the boundary. The Yuorezawa and Oguroyama Faults, which are the unit boundary faults, show a low-angle structure and are cut by the Todai Tectonic Zone. Other prominent fault boundaries such as the Komodatezawa and Shozawa Faults show a clear brittle shear zone striking NNE–SSW, which is a member of the strike-slip duplex structure (Todai Tectonic Zone).

Applied geology

Geohazards in the Ogawara District are due to rock mass creep, landslides, collapses, rock falls, and debris flows. In particular, landslides are affected by lithofacies, and the strength and attitude of the local schistosity. Many of the landslides occur around the Mikabu and Kurokawasawa Units, which consist of ultramafic rocks and massive metabasalts. The ridge of Akaishi Mountain Range contains many linear depressions and double ridgelines, which are signs of deep collapse or landslides on steep mountain slopes. The largest geohazard event occurred in the Ogawara District in 1961 (the so-called Saburoku disaster). A large landslide of Kashio mylonite on Mt. Ohnishi was caused by heavy rain from a rainy season storm front, and a huge volume of debris, from 3,200 to $3,537 \times 10^3 \text{ m}^3$, collapsed onto the villages of Shimoichiba and Bunman. Forty-two people were killed by the huge landslide (Ohnishiyama landslide). In addition, all people in the Kitagawa and Shitoku areas were displaced by large landslides and debris flows by heavy rain in 1961. No one has lived in these areas since then.

Slab-derived fluids, which originate from dehydration reactions of the Philippine Sea plate, have been recognized at several locations in the Sanbagawa MC and Chichibu AC. In particular, the slab-derived fluids in the Kashio area are refined for commercial use ("Yamashio" salt obtained from the mountains). Although these slab-derived fluids are cold mineral springs below 25 °C, the salinity of the fluids exceeds that of seawater. We found some slab-derived springs along the brittle shear zone in this study. The fluids are flowing out along the brittle shear zone around the pelitic schist and ultramafic bodies of the Kurokawasawa and Kamasawa Units in the Sanbagawa MC.

The Kohikage Mine, which is classified to excavate bedded cupriferous pyritic deposits (Kieslager-type deposits), is located in the Chichibu AC. This mine formerly extracted pyrite, chalcopyrite, and pyrrhotite commercially. In addition, the granitic mylonite in the Ogawara District and riverbed deposits along the Koshibu River are currently mined as an aggregate resource for roads and concrete.

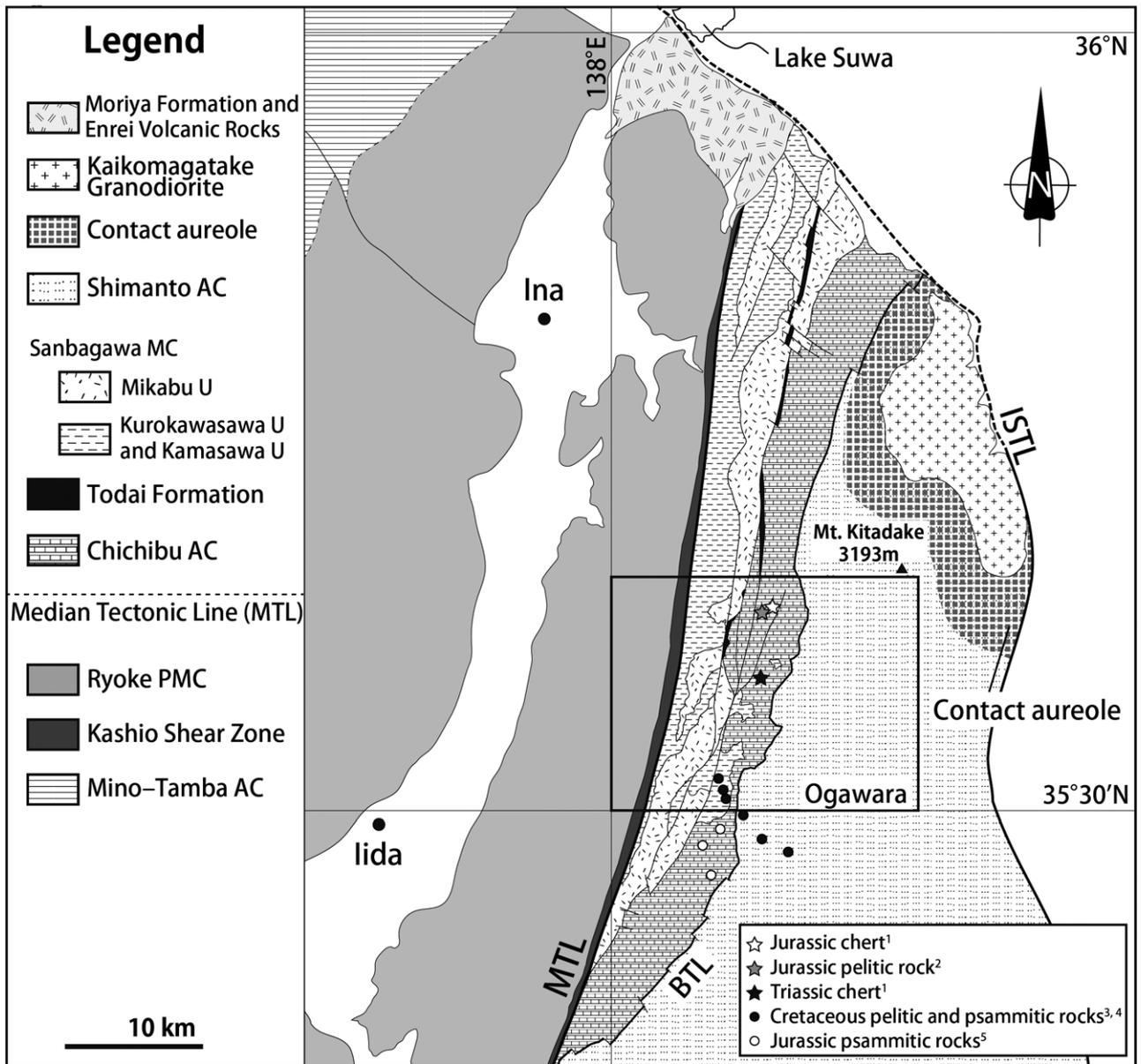


Fig. 1 Geological map in the southern part of Nagano Prefecture, Japan

Geological map of representative metamorphic complexes, accretionary complexes, and igneous complexes in the southern part of Nagano Prefecture, Japan, showing the location of the Median Tectonic Line (MTL) and Itoigawa–Shizuoka Tectonic Line (ISTL), modified after the 1:200,000 seamless digital map of Japan V2 (Geological Survey of Japan, AIST, 2022). The black solid box indicates the study area of the Ogawara District, shown in more detail in Fig. 2. Black, gray and white stars show sampling locations for radiolarian fossils previously reported (¹Ito and Nakamura, 2021; ²Kanemoto and Otsuka, 2000a). Filled circles and white circles are sampling locations for reported zircon U–Pb ages in clastic rocks (³Tokiwa *et al.*, 2018; ⁴Shimura *et al.*, 2021; ⁵Sugimoto *et al.*, 2019). BTL: Butsuzo Tectonic Line, AC: accretionary complex, MC: metamorphic complex, PMC: plutono-metamorphic complex, U: unit.

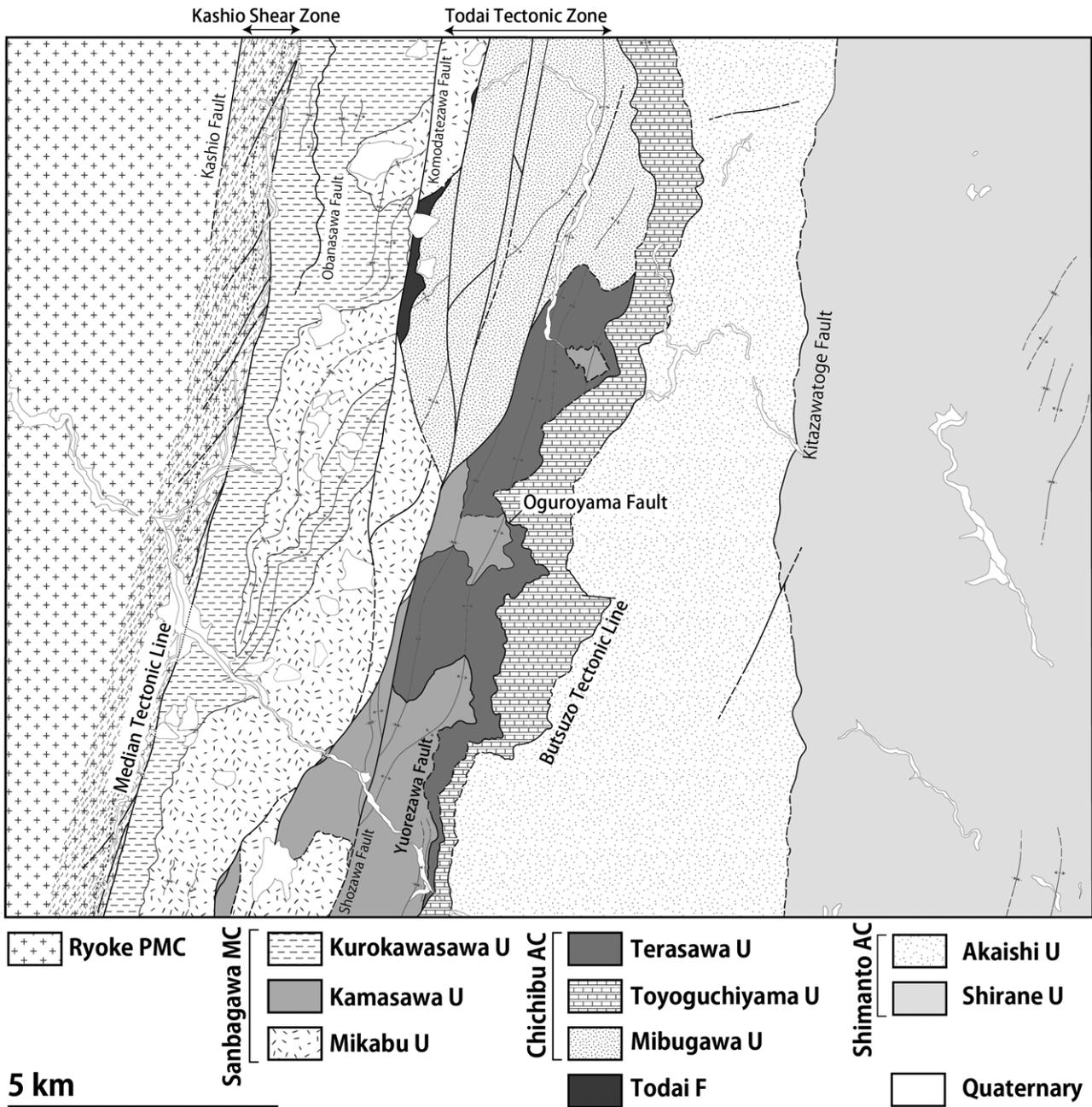


Fig. 2 Geological map of the Ogawara District

MC: metamorphic complex, AC: accretionary complex, PMC: plutono-metamorphic complex, U: Unit, F: formation.

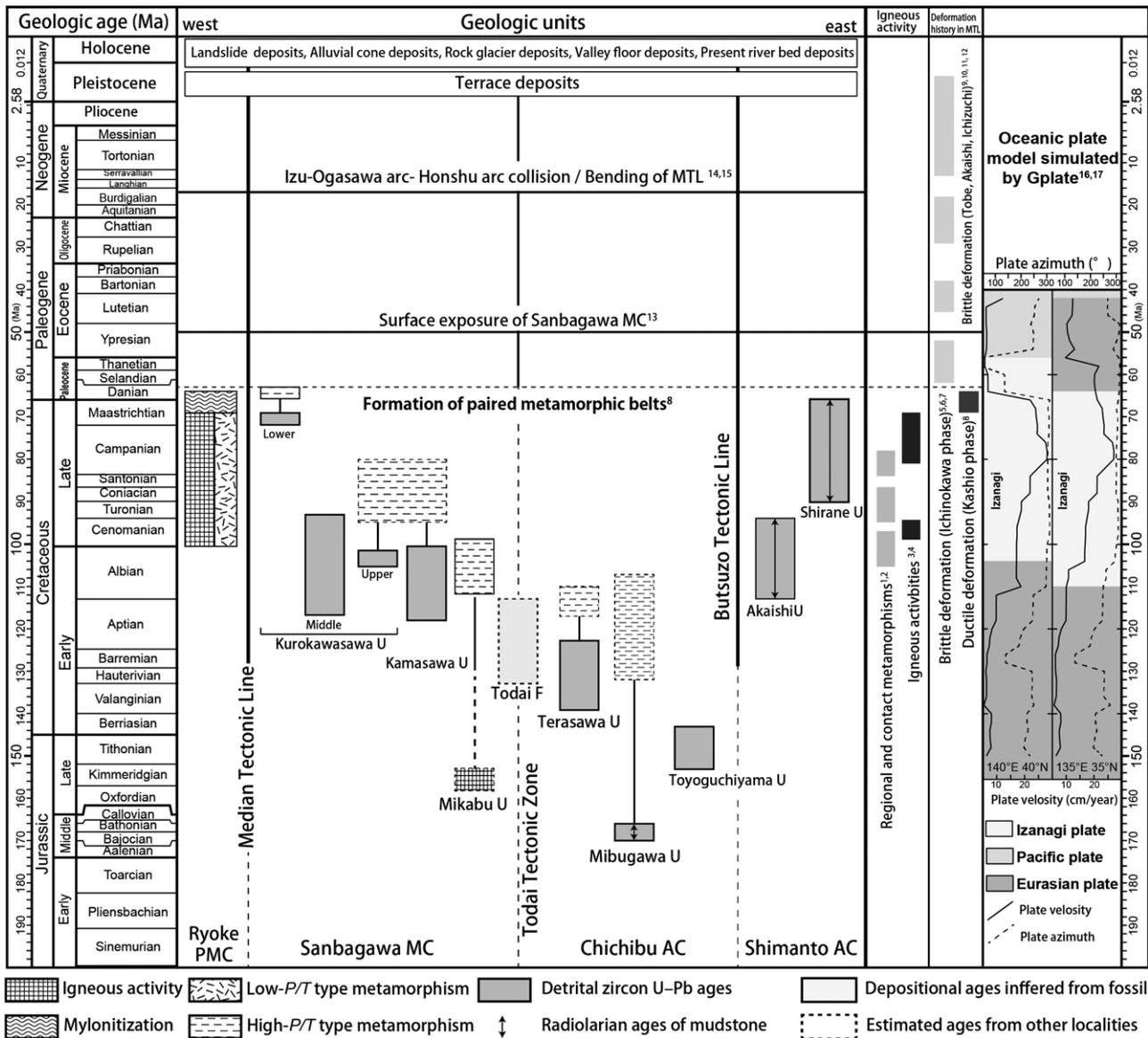


Fig. 3 Summary of geology in the Ogawara District

Geological time scale is based on the Latest database of Geological Society of America (GSA geological time scale v.6.0; Walker and Geissman, 2022). Representative periods of igneous activity with regional and contact metamorphism in the Nagano and Mikawa area are superimposed (¹Kawakami *et al.*, 2022; ²Miyazaki *et al.*, 2023; ³Takatsuka *et al.*, 2018a; ⁴Takatsuka *et al.*, 2018b). The timing of brittle deformation (⁵Kubota and Takeshita, 2008; ⁶Kanai and Takagi, 2016; ⁷Kubota *et al.*, 2020) and ductile deformation with amalgamation of low- and high-*P/T* type metamorphic belts (⁸Nakamura *et al.*, 2022) reported previously are shown. The timing of brittle deformation along the Median Tectonic Line and Akaishi Tectonic Line in the Akaishi Mountain Range are from ⁹Shibata and Takagi, (1988), ¹⁰Tanaka *et al.* (1995), ¹¹Sugiyama *et al.* (2018), ¹²Takagi *et al.* (2019). The timing of surface exposure of high-*P/T* type (Sanbagawa) Metamorphic Rocks is from ¹³Narita *et al.* (1999). Timing of the bending of median tectonic line due to the collision of Izu-Ogasawara arc is based on the paleomagnetic data in the Miocene sediments along the Median Tectonic Line (¹⁴Sako and Hoshi, 2014; ¹⁵Hoshi, 2018). The 2σ variations of YSG and YC1 σ are defined as a maximum depositional age in each unit. High-*P/T* type metamorphism are inferred from the reported K-Ar dating in the Ogawara district and related metamorphic complex. The timing of igneous activity with low-*P/T* type metamorphism are plotted from the previous ages data in the Chubu area of Ryoke plutono-metamorphic complex. The fossil age is inferred from the reported age in the Ichinose district. Plate azimuth ($^{\circ}$) and plate velocity (cm/year) at two invariant points (140 $^{\circ}$ E, 40 $^{\circ}$ N and 135 $^{\circ}$ E, 35 $^{\circ}$ N) were reconstructed based on the supplementary file of ¹⁶Müller *et al.* (2016), ¹⁷Matthews *et al.* (2016), and using GPlate software (www.gplates.org). MC: metamorphic complex, AC: accretionary complex, PMC: plutono-metamorphic complex, U: unit, F: formation, MTL: Median Tectonic Line.

執筆分担

第 1 章 地形	中村佳博
第 2 章 地質概説	中村佳博・山崎 徹・宮崎一博・高橋 浩
第 3 章 秩父付加コンプレックス	中村佳博・宮崎一博
第 4 章 下部白亜系	中村佳博
第 5 章 三波川変成コンプレックス	宮崎一博・中村佳博
第 6 章 四万十付加コンプレックス	中村佳博
第 7 章 領家深成変成コンプレックス	山崎 徹
第 8 章 第四系	中村佳博
第 9 章 地質構造	中村佳博・高橋 浩
第 10 章 応用地質	中村佳博

文献引用例

全体の引用例：

中村佳博・山崎 徹・宮崎一博・高橋 浩 (2025) 大河原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 186p.

章単位での引用例：

中村佳博 (2025) 第 1 章 地形. 大河原地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 1-8.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Nakamura, Y., Yamasaki, T., Miyazaki, K., and Takahashi, Y. (2025) *Geology of the Ogawara District. Quadrangle Series, 1:50,000*, Geological Survey of Japan, AIST, 186p. (in Japanese with English abstract) .

In the case of part citation:

Nakamura, Y. (2025) Chapter 1, Topography. *Geology of the Ogawara District. Quadrangle Series, 1:50,000*, Geological Survey of Japan, AIST, 1-8 (in Japanese) .

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

大河原地域の地質

令和 7 年 2 月 20 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 中央事業所 7 群

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

Published on February 20, 2025

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：大籠岳^{おおこもりだけ}から白河内岳に続く稜線
白い岩石からなるチャート（手前）と褐色の玄武岩（奥）で色彩コントラストが明瞭に認められる。標高2,700 mを超える赤石山地稜線まで海洋プレート上で堆積した岩石が隆起している。大籠岳山頂から南側稜線を撮影。

Back Cover Photo: The ridge line leading from Mt. Okomori to Mt. Shirogochi
Clear color contrast between the white chert (front side) and the brown basalt (back side) can be recognized along the ridge line. Pelagic rocks formed on the sea plate are uplifted up to the ridge line at over 2,700 m. The photo was taken from the top of Mt. Okomori to the southern ridge line.

