

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
高知(13)第40号
NI-53-27-12, 28-9

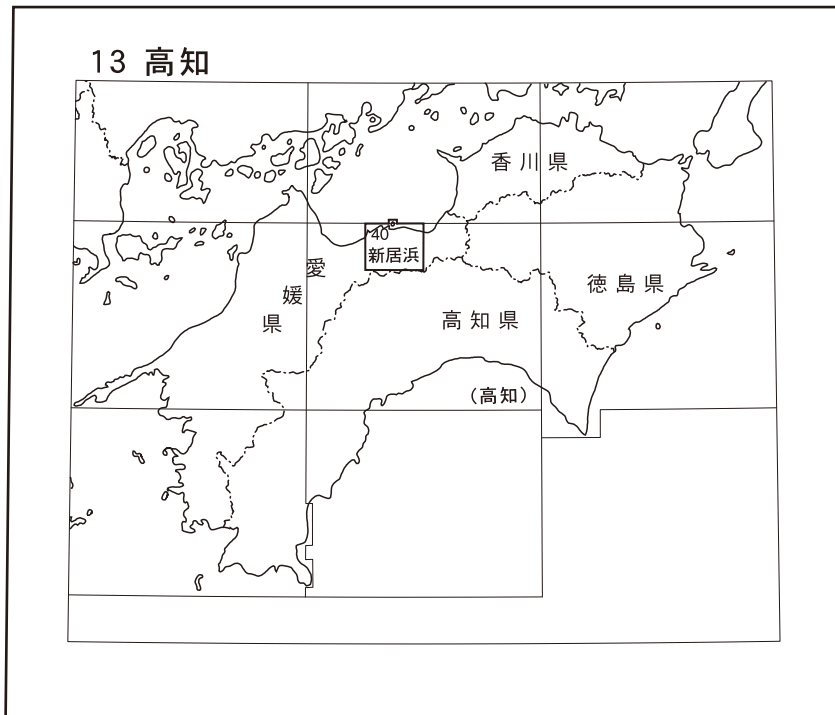
新 居 浜 地 域 の 地 質

青矢睦月・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

平 成 25 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

13-28 今治東部 Imabari-Tōbu NI-53-27-16 (未刊行, unpublished)	13-29 股島 Mata Jima NI-53-27-12 (未刊行, unpublished)	13-30 観音寺 Kan-onji NI-53-27-8 (未刊行, unpublished)
13-39 西条 Saijō NI-53-28-13 (未刊行, unpublished)	13-40 新居浜 Niihama NI-53-27-12,28-9 (2013)	13-41 三島 Mishima NI-53-28-5 (1964)
13-51 石鏡山 Ishizuchi San NI-53-28-14 (未刊行, unpublished)	13-52 日比原 Hibihara NI-53-28-10 (2009)	13-53 本山 Motoyama NI-53-28-6 (未刊行, unpublished)

高知 Kōchi
1:75,000 (1931)

新居浜地域の地質

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*****

地質調査総合センター（元地質調査所）は1882年に創立されて以来、国土の地球科学的実態を解明するために調査研究を行い、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のシリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。「新居浜」地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行われたもので、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

「新居浜」地域の地質図幅の作成は平成18～22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。調査研究と執筆について、地形は青矢、また三波川変成コンプレックスについて中七番ユニットと白滝ユニットは青矢、超苦鉄質岩類は水上、別子エクロジヤイト相ユニットなど、その他の部分については青矢と遠藤が主に担当した。領家変成岩類は松浦と青矢、領家深成岩類及び白亜紀岩脈は松浦、和泉層群は野田と利光、中新世岩脈と中新世熱変成作用は青矢と松浦が担当した。第四系は岡村層と段丘堆積物を水野、完新統と人工造成地を宮地が主に担当し、中央構造線は新第三紀以前の活動を青矢、第四紀の活動を水野が担当した。また応用地質は水野と遠藤、青矢が主に担当した。また研究報告の全体的なとりまとめは青矢が行った。

三波川変成コンプレックスについて、野外調査では愛媛県西条市在住の安森滋氏、また高知県土佐郡大川村在住の石川勝好氏に現地作業員としてご協力いただいた。安森滋氏には銅鉱床、滑石鉱床に関する資料の収集においてもご協力頂いた。また名古屋大学の榎並正樹教授、Simon Wallis 教授、瀧本佑衣氏に様々なご教示をいただいた。榎並教授には氏所蔵の標本及び岩石薄片をお借りした。東京工業大学の丸山茂徳教授には氏が保有するルートマップを参照させていただいた。丸山教授と共にこのルートマップ作成に掛かる野外調査に参加した主なメンバーは、香川大学の寺林優准教授、明星大学の金子慶之准教授、埼玉大学の岡本和明准教授、鹿児島大学の山本啓司准教授、岡山大学地球物質科学研究センターの太田努博士、東京大学の小宮剛准教授及び広島大学の片山郁夫准教授である。また石川県白山自然保護センターの東野外志男研究員には地質図作成に必要な資料、文献の入手についてご助力を頂いた。和泉層群の分布範囲周辺において、愛媛森林管理署には国有林内の、また新居浜市阿島の西日本砕石株式会社と四国中央市土居町の愛媛砕石工業株式会社には採石場内の調査について便宜を図って頂いた。銅鉱床の執筆に関しては元住友金属鉱山株式会社勤務の内田欽介氏に直接的、間接的に様々なご教示を頂いた。また住友金属鉱山株式会社には同社が出版した別子銅山に関する学術資料からの図表の転載を許可して頂いた。新居浜市企画部の加地和弘係長には市内のボーリングデータ収集にご協力頂いた。以上の関係者及び関係機関の方々に厚く御礼申し上げる。

所内では、温泉に関する記述について風早康平グループ長に助言を頂いた。また領家変成岩類の記載において山崎徹研究員に助言をいただいた。本研究に用いた岩石薄片の大部分は、地質標本館の大和田朗、佐藤卓見、福田和幸の各氏の製作によるものである。

(平成24年度稿)

所属：* 地質情報研究部門（現所属 徳島大学）

** 地質情報研究部門

*** 金沢大学理工学域（外来研究員）

**** 地質情報研究部門（産総研特別研究員）

***** 地質標本館

Key Words: areal geology, geological map, 1:50,000, Niihama, Shikoku, Ehime, Kochi, Saijo, Shikokuchuo, Okawa, Besshi, Kokuryo River, Dozan River, Sanbagawa Metamorphic Complex, Ryoke Plutono-Metamorphic Complex, Izumi Group, Median Tectonic Line (MTL), Cretaceous, Miocene, Pleistocene, Holocene, metamorphic rock, high-P/T metamorphism, eclogite-facies metamorphism, granite, K-Ar age, Ar/Ar age, deformation stage, folds, landslide, resources, Besshi copper mine

目 次

第1章 地 形	1
1.1 外帯山地	2
1.2 内帯の丘陵地及び低地	5
1.2.1 中央丘陵	5
1.2.2 海岸丘陵	5
1.2.3 段丘部	6
1.2.4 沖積平野	6
1.3 水 系	6
第2章 地質概説	7
2.1 既存の広域地質図	7
2.2 地質区分・地史の概要	7
2.3 三波川変成コンプレックス（三波川帯）	8
2.4 領家火成-変成コンプレックス及び白亜紀岩脈（領家帯）	11
2.5 和泉層群	11
2.6 中新世岩脈	12
2.7 第四系	12
2.8 中央構造線	12
第3章 三波川変成コンプレックス（三波川帯）	13
3.1 研究史	13
3.2 概 要	16
3.2.1 ユニット区分・岩相区分	17
3.2.2 変成ステージ，及び主変成の変成分帯	20
3.2.3 放射年代	23
3.2.4 塑性変形の変形段階，及び変形構造	26
3.3 中七番ユニット	30
3.3.1 砂質片岩・泥質片岩互層（Ns）	31
3.4 白滝ユニット	34
3.4.1 白滝ユニット下部	34
3.4.1.1 泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩（SLx）	35
3.4.1.2 苦鉄質片岩（SLm）	37
3.4.2 白滝ユニット中部	37
3.4.2.1 苦鉄質片岩（SMm）	38
3.4.2.2 珪質片岩（SMq）	38
3.4.2.3 泥質片岩（SMp）	39
3.4.2.4 砂質片岩・泥質片岩互層（SMps）	40
3.4.3 白滝ユニット上部	41
3.4.3.1 別子地域の巨視的な褶曲構造	41

3. 4. 3. 2	別子エクロジヤイト相ユニットとの境界	47
3. 4. 3. 3	ざくろ石含有苦鉄質片岩 (SUg)	48
3. 4. 3. 4	苦鉄質片岩 (SUm)	49
3. 4. 3. 5	珪質片岩 (SUq, Eqs)	51
3. 4. 3. 6	泥質片岩 (SU _p , Eps)	52
3. 5	別子エクロジヤイト相ユニット	58
3. 5. 1	概要	58
3. 5. 2	ディオプサイドホルンブレンド岩 (Edh)	60
3. 5. 3	ざくろ石含有変斑れい岩 (Egb)	61
3. 5. 4	ざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg)	64
3. 5. 5	ざくろ石含有苦鉄質片岩 (Ems)	65
3. 5. 6	珪質片麻岩 (Eqg)	69
3. 5. 7	砂泥質片麻岩 (Epg)	69
3. 5. 8	大理石 (Emb)	72
3. 6	超苦鉄質岩類	74
3. 6. 1	概要と研究史	74
3. 6. 2	東赤石岩体 (かんらん岩, 輝石岩及び蛇紋岩 (Hd))	76
3. 6. 2. 1	概要	76
3. 6. 2. 2	起源及び変成履歴	79
3. 6. 2. 3	変形構造と変形履歴	81
3. 6. 2. 4	岩石記載	86
3. 6. 3	肉淵岩体 (かんらん岩, 輝石岩, 変斑れい岩及び蛇紋岩 (Ed))	89
3. 6. 3. 1	概要	89
3. 6. 3. 2	起源及び変成履歴	91
3. 6. 3. 3	岩石記載	91
3. 6. 4	蛇紋岩及びトレモラ閃石岩 (Es, SUs, SMs)	93
3. 6. 4. 1	概要	93
3. 6. 4. 2	起源と変成作用	93
3. 6. 4. 3	岩石記載	94
3. 7	変成作用	96
3. 7. 1	初期変成	96
3. 7. 2	エクロジヤイト相変成	99
3. 7. 3	主変成	101
3. 7. 4	主変成以後の上昇履歴	102
3. 8	地質構造	103
3. 8. 1	Ds 期以前の変形構造	103
3. 8. 2	Ds 期の変形構造	104
3. 8. 3	Du 期の変形構造	104
3. 8. 4	断層	104
第 4 章	領家変成岩類	106

4. 1	苦鉄質片麻岩 (Rm)	106
4. 2	泥質及び砂質片麻岩 (Rp)	107
4. 3	珪質片麻岩 (Rs)	107
4. 4	大理石 (Rl)	107
4. 5	変成年代・変成条件	107
第5章	領家深成岩類及び白亜紀岩脈	110
5. 1	垣生花崗閃緑岩 (Gd)	110
5. 2	大島トータル岩 (To, D)	111
5. 3	和井田花崗岩 (Gr)	112
5. 4	白亜紀岩脈 (Gp, Dp)	113
第6章	上部白亜系和泉層群	114
6. 1	研究史	115
6. 2	地層対比	115
6. 3	北縁相	115
6. 3. 1	楠崎層 (Kc, Km)	115
6. 4	主部相	117
6. 4. 1	磯浦層 (Ic, Is, Ia)	117
6. 4. 2	新居浜層 (Nic, Nis, Nia, Nim, Nif)	121
6. 5	古流向	124
6. 5. 1	流 痕	124
6. 5. 2	リップルマーク	124
6. 5. 3	スランプ構造	127
第7章	中新世岩脈 (Md) 及び中新世熱変成作用	128
7. 1	和泉層群に貫入する中新世岩脈	128
7. 2	三波川変成コンプレックスに貫入する中新世岩脈	129
7. 3	中新世火成活動による熱変成作用	130
7. 3. 1	熱変成作用の概要	130
7. 3. 2	放射年代	133
7. 3. 3	変成条件	134
第8章	第四系	135
8. 1	概 要	135
8. 2	岡村層	135
8. 2. 1	岡村層の分布と特徴	135
8. 2. 2	戸屋ノ鼻礫部層 (Oy)	136
8. 2. 3	多喜浜礫部層 (Ok)	136
8. 3	段丘堆積物	138
8. 3. 1	高位段丘堆積物 (th)	138
8. 3. 2	中位段丘1堆積物 (tm1)	138
8. 3. 3	中位段丘2堆積物 (tm2)	138
8. 3. 4	低位段丘1堆積物 (tl1)	138

8. 3. 5 低位段丘 2 堆積物 (tl2)	138
8. 4 完新統 (沖積層)	139
8. 4. 1 扇状地及び崖錐堆積物 (f)	139
8. 4. 2 自然堤防堆積物 (n)	140
8. 4. 3 浜堤堆積物 (b)	140
8. 4. 4 後背湿地及び谷底低地堆積物, 現河床堆積物 (a)	140
8. 5 人工造成地	140
8. 5. 1 干拓地 (dr)	140
8. 5. 2 埋立地 (rm)	140
第 9 章 中央構造線	141
9. 1 概 要	141
9. 2 新第三紀以前の活動	141
9. 2. 1 活動時階の区分	141
9. 2. 2 プレートテクトニクスとの関係	143
9. 3 第四紀の活動	144
9. 3. 1 研究史と概要	144
9. 3. 2 石鎚断層	145
9. 3. 3 岡村断層	145
9. 3. 4 畑野断層	147
9. 3. 5 寒川断層	147
第 10 章 応用地質	148
10. 1 地すべり及び斜面災害	148
10. 2 銅鉍床	149
10. 2. 1 別子銅山	149
10. 2. 1. 1 概 要	149
10. 2. 1. 2 本山鉍床	151
10. 2. 1. 3 筏津鉍床	153
10. 2. 1. 4 余慶鉍床	155
10. 2. 1. 5 積善鉍床	155
10. 2. 1. 6 沿 革	156
10. 2. 2 伊予鉍山	156
10. 2. 3 愛媛鉍山	157
10. 2. 4 大永鉍山	157
10. 2. 5 新生鉍山	158
10. 3 滑石鉍床	158
10. 4 砂鉄鉍床	159
10. 5 クロム鉍床	160
10. 6 採 石	160
10. 6. 1 ダナイト (オリビン砂)	160
10. 6. 2 ざくろ石含有変斑れい岩	160

10. 6. 3 砂 岩	161
10. 6. 4 花崗閃緑岩	161
10. 7 温泉・鉱泉	161
10. 8 地下水	162
文 献.....	163
Abstract.....	177

図・表目次

第 1. 1 図 「新居浜」地域とその周辺の地形概略図	1
第 1. 2 図 「新居浜」地域外帯の 2 つの山系	2
第 1. 3 図 外帯山地の尾根地形	3
第 1. 4 図 外帯山地の滝	3
第 1. 5 図 「新居浜」地域内帯の地形	4
第 2. 1 図 「新居浜」地域及びその周辺の地質分布概要	8
第 2. 2 図 「新居浜」地域の地質総括図	9
第 2. 3 図 三波川帯と領家帯における変成温度・圧力条件	10
第 3. 1 図 三波川変成コンプレックスに分布する岩体等の名称	14
第 3. 2 図 三波川変成コンプレックスのユニット・サブユニット区分	16
第 3. 3 図 三波川変成コンプレックスの模式柱状図	17
第 3. 4 図 三波川変成コンプレックスの変成鉱物組み合わせ	20
第 3. 5 図 変成鉱物の分布, 及び主変成作用の変成分帯	21
第 3. 6 図 点紋帯と無点紋帯の区分図	23
第 3. 7 図 オリゴクレーヌ黒雲母帯の分布範囲	24
第 3. 8 図 褶曲のオーバープリントパターンによる複数の変形段階の認識	27
第 3. 9 図 塑性変形段階の区分と温度・圧力・変形履歴	28
第 3. 10 図 主片理 Ss 上に観察される引き伸ばし線構造	29
第 3. 11 図 主片理 Ss と引き伸ばし線構造 Ls のステレオプロット	30
第 3. 12 図 斜長石斑状変晶の微細構造による変形構造の同定	31
第 3. 13 図 「新居浜」地域南西部三波川帯の地質概略と地質構造	32
第 3. 14 図 中七番ユニットの諸岩相の露頭写真	33
第 3. 15 図 中七番ユニットの砂質片岩, 泥質片岩の薄片写真	34
第 3. 16 図 白滝ユニット下部の諸岩相の露頭写真	35
第 3. 17 図 白滝ユニット下部の諸岩相の薄片写真	36
第 3. 18 図 白滝ユニット中部の諸岩相の露頭写真	39
第 3. 19 図 白滝ユニット中部の諸岩相の薄片写真	40
第 3. 20 図 「新居浜」地域南東部三波川帯の地質概略と地質構造	42
第 3. 21 図 新居浜市別子山, 谷川周辺地域の緩やかな巨視的 Du 褶曲	43
第 3. 22 図 五良津・東平岩体北方の白滝苦鉄質片岩における変形構造の識別	45
第 3. 23 図 別子地域における主変成の変成分帯とその褶曲構造	46

第 3. 24 図	白滝ユニット上部のざくろ石含有苦鉄質片岩	48
第 3. 25 図	白滝ユニット上部の諸岩相の露頭写真	49
第 3. 26 図	(カラー) 片岩類試料の研磨面の写真	53
第 3. 27 図	(カラー) 白滝ユニット上部の苦鉄質片岩 (SUm) の薄片写真	53
第 3. 28 図	(カラー) 別子エクロジヤイト相ユニット・東赤石ユニットの岩石試料の研磨面の写真	54
第 3. 29 図	(カラー) シンプレクタイトを伴う苦鉄質岩と伴わない苦鉄質岩の薄片写真	54
第 3. 30 図	白滝ユニット上部と別子エクロジヤイト相ユニットの珪質片岩 (SUq, Eqs) の薄片写真	56
第 3. 31 図	白滝ユニット上部と別子エクロジヤイト相ユニットの泥質片岩 (SUP, Eqs) の薄片写真	57
第 3. 32 図	別子地域中央部の南北断面図	59
第 3. 33 図	ざくろ石含有変斑れい岩 (Mgb) の露頭写真	62
第 3. 34 図	ざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Mgn) の露頭写真, 及び薄片写真	65
第 3. 35 図	ざくろ石含有苦鉄質片岩 (Gms) の露頭写真, 及び薄片写真	66
第 3. 36 図	ざくろ石とオンファス輝石の同時成長を示す組織の一例	68
第 3. 37 図	堆積岩起源片麻岩類の露頭写真, 及び薄片写真	70
第 3. 38 図	五良津西部岩体中央部の地質概略図と地質構造	71
第 3. 39 図	新居浜図幅内の超苦鉄質岩の分布	72
第 3. 40 図	超苦鉄質岩の鉱物共生と圧力・温度 (P-T) 条件の関係	75
第 3. 41 図	新居浜地域における蛇紋岩類の鉱物共生の分布	76
第 3. 42 図	東赤石岩体 (西側) の岩相分布図	77
第 3. 43 図	東赤石岩体の変形構造の分布と断面図	80
第 3. 44 図	東赤石岩体の変形段階の説明と周囲との対比	80
第 3. 45 図	東赤石岩体の変形段階-露頭写真	80
第 3. 46 図	東赤石岩体の変形段階-薄片写真	82
第 3. 47 図	東赤石岩体の諸岩相の露頭写真	83
第 3. 48 図	東赤石岩体のクロム鉄鉱含有超苦鉄質岩の標本写真	84
第 3. 49 図	東赤石岩体のクロム鉄鉱含有超苦鉄質岩, 及び蛇紋岩の薄片写真	85
第 3. 50 図	東赤石岩体のざくろ石含有超苦鉄質岩の薄片写真	87
第 3. 51 図	肉淵岩体の諸岩相の標本写真	88
第 3. 52 図	肉淵岩体の諸岩相の薄片写真	90
第 3. 53 図	蛇紋岩及びトレモラ閃石岩の標本写真	92
第 3. 54 図	トレモラ閃石岩の露頭写真	93
第 3. 55 図	蛇紋岩及びトレモラ閃石岩の標本写真	94
第 3. 56 図	蛇紋岩及びトレモラ閃石岩の薄片写真	95
第 3. 57 図	三波川変成コンプレックスの変成史総括図	97
第 3. 58 図	新居浜地域三波川帯の地質構造概略図	100
第 3. 59 図	ハネズル断層の露頭写真, 及び変位のセンス	102
第 3. 60 図	大野山断層, 吉居断層の露頭写真	104
第 4. 1 図	本苦鉄質片麻岩の露頭 (新居浜港フェリー一岸壁西)	106
第 4. 2 図	泥質片麻岩の露頭写真 (新居浜市黒島唐猫鼻西)	106
第 4. 3 図	珪質片麻岩 (灰白色) の岩塊を含む苦鉄質片麻岩 (暗色) の露頭写真 (新居浜市黒島東海岸)	106

第 4. 4 図	珪質片麻岩の露頭（新居浜市黒島東海岸）	107
第 4. 5 図	領家変成岩類の薄片写真	108
第 5. 1 図	垣生花崗閃緑岩の典型的岩相（新居浜市垣生）	110
第 5. 2 図	垣生花崗閃緑岩の不均質岩相	111
第 5. 3 図	垣生花崗閃緑岩に貫入する苦鉄質同時性岩脈	112
第 5. 4 図	中粒の大島トータル岩に捕獲された粗粒の垣生花崗閃緑岩（新居浜市大島西海岸）	112
第 5. 5 図	大島トータル岩の典型的岩相（新居浜市大島西海岸）	112
第 5. 6 図	領家変成岩に貫入する大島トータル岩（新居浜市大島東海岸）	112
第 5. 7 図	和井田花崗岩の中粒岩相（新居浜市大島西海岸）	112
第 6. 1 図	四国西部・中央部・東部における和泉層群の層序対比（野田ほか，2010）	116
第 6. 2 図	「新居浜」地域に分布する和泉層群の地層名，岩相，及び岩相組み合わせ	116
第 6. 3 図	花崗岩を不整合に覆う楠崎層の基底礫岩の写真とスケッチ	117
第 6. 4 図	露頭写真・薄片写真・採取した試料の位置図	118
第 6. 5 図	北縁相の露頭写真	118
第 6. 6 図	代表的な岩相柱状図	119
第 6. 7 図	新居浜層の露頭写真	120
第 6. 8 図	礫岩中の礫の薄片写真（GSJ R95962）	122
第 6. 9 図	主部相の砂岩及び泥岩の薄片写真	123
第 6. 10 図	珪長質凝灰岩を確認した露頭の位置図	123
第 6. 11 図	フィッション・トラック年代測定を実施した珪長質凝灰岩（野田ほか，2010）の薄片写真	124
第 6. 12 図	流痕の露頭写真	125
第 6. 13 図	流痕とインプリケーションによる古流向の復元（Noda and Toshimitsu, 2009）	125
第 6. 14 図	リップルマークの露頭写真（A, B）及び地層の傾斜を補正したときのクレストの方向と確認地点（C）	126
第 6. 15 図	スランプ構造の露頭写真	126
第 6. 16 図	スランプ褶曲による古斜面の復元	127
第 7. 1 図	和泉層群の泥岩にシル状に貫入する中新世のデイサイト岩脈（新居浜市阿島荷内東方海岸）	128
第 7. 2 図	中央構造線沿いの三波川変成岩に貫入する岩脈の薄片写真 [GSJ R 101793]	130
第 7. 3 図	三波川変成コンプレックス中に産する流紋岩岩脈	131
第 7. 4 図	三波川変成コンプレックスに貫入する安山岩岩脈	132
第 8. 1 図	岡村層戸屋ノ鼻礫部層（Oy）の露頭（四国中央市岡銅，第 8. 3 図 b の Q5 地点）	136
第 8. 2 図	岡村層多喜浜礫部層（Ok）の露頭（新居浜市多喜浜，第 8. 3 図 a の Q2 地点）	136
第 8. 3 図	第四紀堆積物，断層及び地すべり堆積物の露頭等の位置図	137
第 8. 4 図	新居浜平野地下の沖積層基底等深線図（未完成）	139
第 9. 1 図	中央構造線近傍に産する三波川泥質片岩の薄片写真	142
第 9. 2 図	小河谷川河床の中央構造線露頭（第 8. 3 図 a の F1 地点）	144
第 9. 3 図	石鎚断層の露頭（四国中央市土居町小林，第 8. 3 図 b の F3 地点）	145
第 9. 4 図	岡村断層の低位段丘面を切る低断層崖（新居浜市萩生）	146
第 9. 5 図	畑野断層，石鎚断層周辺の空中写真（四国中央市土居町上野付近）	146
第 10. 1 図	四国中央市富郷町寒川山 藤原にみられる地すべり地形	148
第 10. 2 図	地すべり堆積物の一例（四国中央市富郷町寒川山藤原，第 10. 4 図の L4 地点）	148

第 10. 3 図	地すべり面の例（新居浜市別子山草原の南西約 800m, 第 10. 4 図の L3 地点）	149
第 10. 4 図	地すべり堆積物の露頭位置図	149
第 10. 5 図	別子銅山の概要と周辺の地質	150
第 10. 6 図	別子銅山における鉱床の分布と年代別の採掘実績	152
第 10. 7 図	別子銅山（本山）の露頭と坑口	153
第 10. 8 図	別子銅山の鉱床（本山, 筏津, 余慶）の模式断面図	154
第 10. 9 図	別子銅山産層状含銅硫化鉄鉱石 [GSJ M4337] の標本写真	154
第 10. 10 図	「新居浜」地域の採石場	159
第 3. 1 表	変堆積岩類（上段）と苦鉄質変成岩類（下段）の主要元素全岩化学組成	19
第 3. 2 表	超苦鉄質岩類の主要元素全岩化学組成	73
第 7. 1 表	デイサイト岩脈の全岩 K-Ar 年代	129
第 10. 1 表	別子銅山の鉱床別出鉱実績及び残鉱量	151
第 10. 2 表	「新居浜」地域の温泉	161
第 10. 3 表	源泉水の化学組成	161
Fig. 1	Summary of the geology in the Niihama district	178

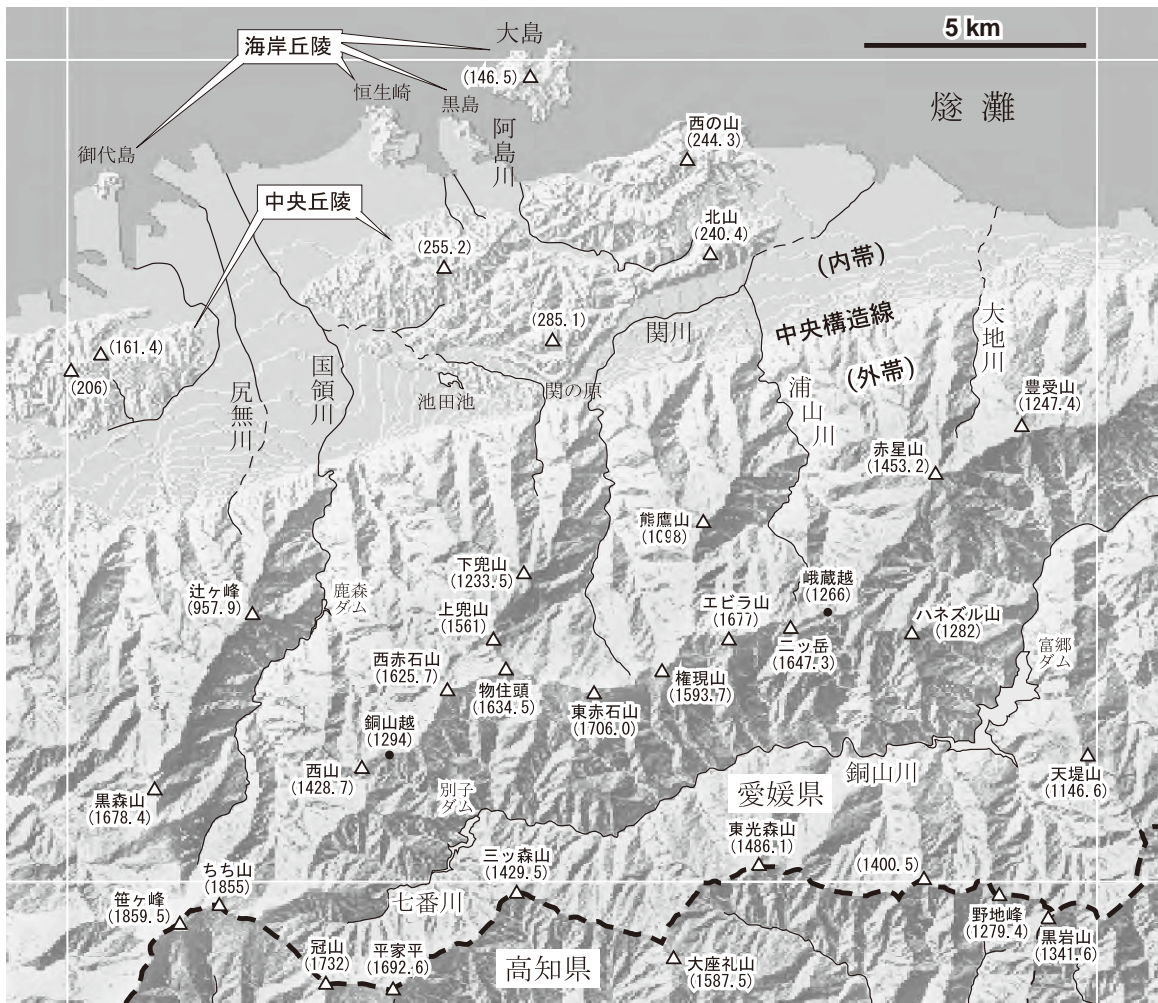
第1章 地形

(青矢睦月)

「新居浜」地域（以後、本地域）は四国中央部の瀬戸内海沿岸に位置し、ほぼ全域が愛媛県東部に含まれる（第1.1図）。日本測地系では北緯33°50′～34°00′，東経133°15′～133°30′，世界測地系では北緯33°50′12.0″～34°00′11.9″，東経133°14′50.7″～133°29′50.6″の範囲を占めている。行政区分としては東部地域南端の2箇所わずかに高知県土佐郡大川村が含まれるほか、愛媛県では西から西条市、新居浜市（旧別子山村を含む）、及び四国中央市（旧土居町と旧伊予三島市）が含まれる。

本地域の中央部には日本列島最大の地質境界である中央構造線が西南西-東北東方向に走り、北側の西南日本内帯と南側の西南日本外帯を分けている（第1.1図）。

本地域の外帯部分は全域が急峻な四国山脈の山地によって占められる。この外帯山地の構成岩は三波川変成コンプレックスの低温高压型変成岩類である。一方、外帯の山地はその北端部の中央構造線付近で急激にその標高を下げ、内帯側のより平坦な地形へと移行する。この内帯部分は中央構造線から北へ、最大でも約7 km までの範囲で瀬戸内海（燧灘）の海岸線に至る（第1.1図）。中央構造線に沿ったこの狭長な地域は、本地域西方の高縄山地と東方の阿讃山脈によって限られる予讃廻廊地帯（東予地学会, 1980；太田ほか, 2004）の中央部に当たる。この内帯部分の地形は、南端の段丘、中央丘陵、海岸丘陵及びそれらの間を埋める沖積平野に4区分でき（第



第1.1図 「新居浜」地域とその周辺の地形概略図

基図のレリーフマップは国土地理院発行数値地図50 mメッシュ（標高）「日本Ⅲ」を使用して、カシミール3Dを用いて作成。内帯の段丘及び平野部分にのみ等高線（間隔10 m）を白線として示した。河川の破線部分は伏流部。



第 1. 2 図 「新居浜」地域外帯の 2 つの山系

(a) 赤石山系. 左下に見えるのは別子ダムの貯水池. 南隣「日比原」地域内の平家平から北東を向いて撮影.

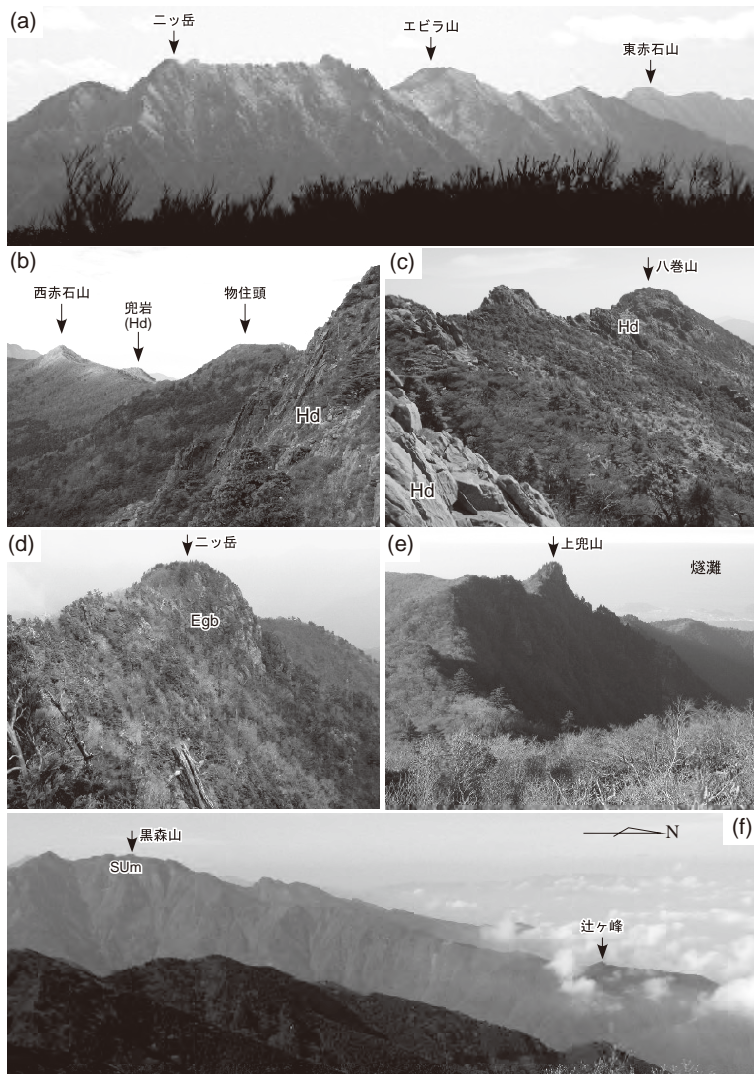
(b) 愛媛-高知の県境山系に属する二つのピーク. 右下は富郷ダムの貯水池である法皇湖. 法皇湖の北東岸から南西を向いて撮影.

1. 1 図), この区分は本報告における地質区分とほぼ対応する. すなわち, 中央丘陵は和泉層群の堆積岩類, 海岸丘陵は領家帯の火成・変成岩類, また段丘と沖積平野はそれぞれ第四紀の段丘堆積物と沖積層によって主に占められる. 本地域北西部の御代島や垣生崎の周辺, また北東部沿岸には, 埋め立てや干拓による人工造成の平地が分布している (第 1. 5 図 b, c).

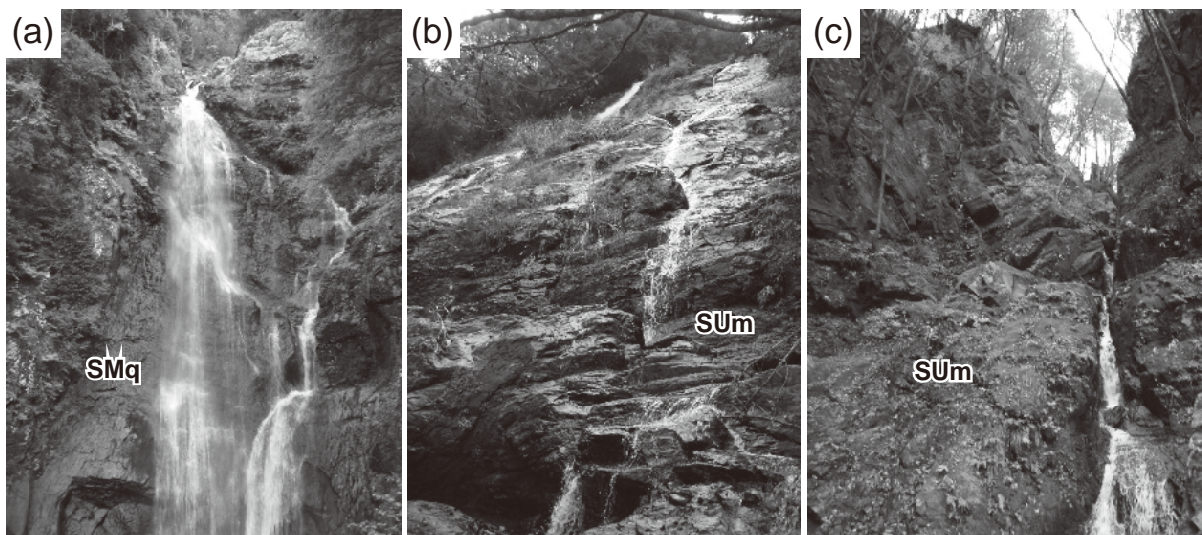
1. 1 外帯山地

東西山系 本地域の外帯山地の中軸をなすのは, 石鎚山系の北東延長に当たる赤石山系である. 南西隣「石鎚山」地域から北東へ連なる石鎚山系は, 南隣「日比原」地域の北西部に位置するちち山の東方で, 北東へ向かう赤石山系と南東へ向かう愛媛-高知県境山系に分岐する

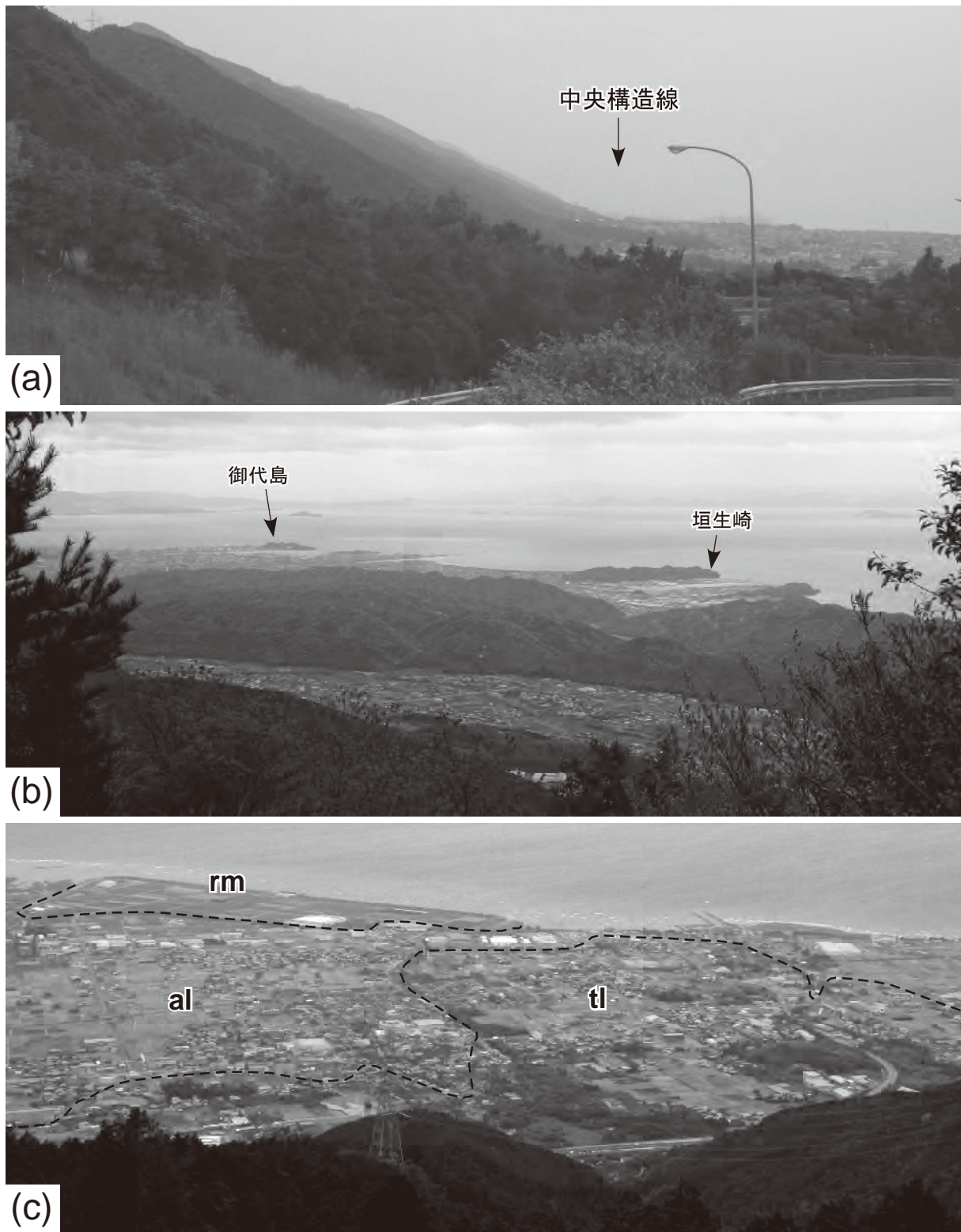
(第 1. 1 図). 赤石山系はこの分岐から北東へ約 1.5 km で本地域の南端に達し, ここから西山, 銅山越, 西赤石山, 物住頭, 東赤石山, 権現山, エビラ山, ニッ岳, 峨蔵越, 赤星山, 豊受山を経て, 本地域の東端に至る (第 1. 1 図, 第 1. 2 図 a). 本地域の最高点は東赤石山三角点 (1,706.0 m) の約 80 m 西方にあり, 標高は日本林業技術協会 (1965) によれば 1,711.8 m である. またこの山系のうち, 峨蔵越よりも北東の部分は法皇山脈とも呼ばれる. 一方, ちち山分岐から南東へ向かう県境山系は, おおむね南隣「日比原」地域の北端部を蛇行するように東へ延びているが, 東光森山周辺及びその約 4 km 東方の 1,400.5 m ピーク付近において本地域南端部にも現れる (第 1. 1 図, 第 1. 2 図 b). つまり, 本地域の南端東部は主に県境山系の北麓が占めている. 赤石山系と県境



第 1.3 図 外帯山地の尾根地形
 (a) 赤石山系の北斜面. 赤星山山頂から南西を向いて撮影. (b) 西赤石山から物住頭にかけての稜線. Hd は東赤石ユニットのかんらん岩 (主にダナイト) で以下同様. 物住頭の南南東約 300 m の地点から西を向いて撮影. (c) 東赤石山の南斜面. 赤石山荘付近から東を向いて撮影. (d) ニッ岳の南西斜面. Egb は別子エクログナイト相ユニットのざくろ石含有変斑れい岩. ニッ岳の北西約 350 m の地点から南東を向いて撮影. (e) 物住頭から上兜山を経て北方 (画面右方) に延びる尾根. 物住頭の北北西約 350 m の地点から北を向いて撮影. (f) 石鎚-赤石山系から分岐して北方に延びる尾根群. 特に黒森山, 辻ヶ峰を経て北方 (画面右) に延びる急峻な尾根が中央に見える. SUm: 白滝ユニット上部の苦鉄質片岩. 上兜山の西北西約 350 m に位置するピーク (串ヶ峰) から西南西を向いて撮影.



第 1.4 図 外帯山地の滝
 (a) 魔戸の滝. 上兜山の北西約 2.3 km の西ノ谷川沿いに位置する. SMq は白滝ユニット中部の珪質片岩. (b) 面白の滝. 赤星山の北方約 2.5 km の面白川沿いに位置する. SUm は白滝ユニット上部の苦鉄質片岩で以下同様. (c) 東光森山の北東約 1 km の谷川沿い (標高 970 m) で確認した無名滝. 「地図にない滝発見」という題で 2009 年 3 月 13 日の愛媛新聞朝刊に紹介された.



第 1. 5 図 「新居浜」 地域内帯の地形

(a) 中央構造線の通過部。向かって左が外帯山地、右が内帯丘陵。四国中央市上野から西南西を向いて撮影。(b) 丘陵地形。画面中央は中央丘陵。御代島、及び垣生崎周辺には海岸丘陵が発達する。四国中央市入野の南方から西北西を向いて撮影。(c) 四国中央市津根周辺の段丘及び平野。低位段丘 (tl)、沖積平野 (al)、及び埋め立て地 (rm) のおよその境界を点線で示した。低位段丘と沖積平野の間の比高は写真で確認できるほど大きくないことがわかる。

山系の間には、ちち山分岐付近を源流とする銅山川（最上流部の名称は七番川）が東流し、本地域の東端まで至る（第1.1図）。

外帯山地を構成する岩石は主に苦鉄質片岩、珪質片岩、泥質片岩や砂質片岩といった三波川変成コンプレックス全般で普通に見られる片岩類であるが、赤石山系の中央部にはその他にかんらん岩、苦鉄質片麻岩、変斑れい岩といった本地域特有の粗粒岩がまとまって分布し、ひととき急峻な地形を形成している（第1.3図a）。例えば、物住頭から東赤石山の東方約800mまでの稜線周辺にはかんらん岩（Hd）が分布し、広い範囲で切り立った岩盤を露出させている（第1.3図c）。これは、より西方の片岩分布域、すなわち西赤石山と物住頭の間の稜線が比較的なだらかなのと対照的である（第1.3図b）。また、西赤石山から北方に延びる尾根上にある小規模なかんらん岩体は通称「兜岩」と呼ばれ、その名の通り、兜のごとく突出している（第1.3図b）。更に東方、権現山からエビラ山を経て二ッ岳に至る稜線周辺には主に苦鉄質片麻岩や変斑れい岩が分布し、やはり非常に険しい地形を形作っている（第1.3図a, d）。一方、片岩類の中でも特に苦鉄質片岩が卓越する地域では、同程度に急峻な尾根地形が見られることがある。例えば、物住頭の北方約700mに位置し、鋭く突出したピークを持つ上兜山（第1.3図e）は苦鉄質片岩からなる。また本地域南西端部の黒森山（第1.3図f）も、その東斜面に苦鉄質片岩の切り立った岩盤を露出させている。県境山系においても、東光森山や1,400.5mピーク（第1.2図b）を含め、尖峰状のピークの大部分は苦鉄質片岩の卓越部となっている（青矢・横山, 2009）。

中央構造線付近の南北尾根群 石鎚-赤石山系からは、北方の中央構造線に向かう南北系の支尾根が多数分岐している。そのような南北系尾根の中で最長のものは、南隣「日比原」地域内の笹ヶ峰から、黒森山、辻ヶ峰を経て中央構造線に至る尾根である（第1.3図f）。その他にも物住頭から上兜山を経て下兜山へ向かう尾根（第1.3図e）や、エビラ山西方のピーク（黒岳）から熊鷹山に向かう尾根、赤星山から北方に延びる尾根などがある。これら北方への尾根は中央構造線から約3km程度の位置で手指状に分岐する（第1.1図）。また分岐した各尾根は、中央構造線直近部においてほぼ例外なく三角末端面による断層崖を形成している（第1.1図, 第1.5図a）。

地すべり地形 三波川変成コンプレックスは地すべりの密集地として有名であり（小出, 1955など）、本地域の外帯山地でも主に滑落崖と側方崖、移動体からなる地すべり地形が随所に発達している。地すべり地形分布図（防災科学技術研究所, 2007）を参照すると、やや不明瞭なものまで含めた場合、本地域の外帯山地はあたかも地すべり地形によって埋め尽くされているかのように見え

る。ただし、苦鉄質片麻岩と変斑れい岩の分布域には比較的地すべりの分布が少ない。

滝 本地域の外帯山地にはその急峻な地形を反映して無数の滝が存在する。1:50,000地形図に示されているものだけを挙げて、西から銚子の滝、清滝、魔戸の滝、柵木滝、八間滝、黒滝、面白の滝がある。こういった10m以上の大きな落差を持つ滝は苦鉄質片岩や珪質片岩、かんらん岩といった堅硬な岩相の内部、もしくは堅硬な岩相と泥質片岩の境界部に発達していることが多い。例えば上兜山の北西約2.3kmにある魔戸の滝は、西ノ谷川が珪質片岩から泥質片岩への境界を横切って流下する部分に位置している（第1.4図a）。また赤星山の北方約2.5kmにある面白の滝は苦鉄質片岩の分布域内に位置する（第1.4図b）。本報告の野外調査において、東光森山の北東約1kmの谷川沿いで落差20メートル程度の滝（第1.4図c）を確認したが、地元でもその存在がほとんど知られていなかったため、調査に同行していた安森滋氏が愛媛新聞社に報告し、2009年3月13日の朝刊に「地図にない滝発見」という題で掲載された。この滝も苦鉄質片岩の分布域内に位置している。

1.2 内帯の丘陵地及び低地

1.2.1 中央丘陵

本地域内帯の中央部には標高300m以下の丘陵地帯が東西2つに分かれて存在する。これら2つの丘陵をひとまとめに中央丘陵と呼び、後述する海岸丘陵と区別する（第1.1図）。東部丘陵は関川丘陵、西部丘陵は船山丘陵とも呼ばれる（太田ほか, 2004）。両丘陵とも、地図上で輪郭は東西に伸びた形状を示す（第1.1図, 第1.5図b）。東部丘陵の最高点は関の原の北北西約800mに位置する285.1mピークであり、その他にも東方の西の山、北山など、標高200m以上のピークが散在する。西部丘陵の最高点は滝の宮ゴルフ場西方の206mピークであり、その他にも標高150~200mのピークが散在する。すなわち、全体として中央丘陵ではピーク高度が150~250mによく揃っている。東部丘陵、西部丘陵ともにその山塊部分のほぼ全域は和泉層群の砂岩、泥岩、礫岩からなる。ただし、東部丘陵では西部の255.2mピークの北方約1kmの山麓部分にわずかに岡村層、低位段丘堆積物といった第四紀堆積物が分布しているほか、2箇所で領家帯の花崗閃緑岩の露頭が認められ、和泉層群と領家帯の境界部となっている。

1.2.2 海岸丘陵

本地域の海岸部及び島しょ部（現在では大島のみ）には、地図上で円状の輪郭を持ち、単一丘に近い形状を示す小規模な丘陵が散在している。西から、御代島、恒生崎周辺、黒島、大島に見られる丘陵がそれである（第1.1

図, 第 1. 5 図 b). 地質図における埋立地 (rm), 干拓地 (dr) の分布からもわかる通り, 御代島や黒島も元々は島しょ部であった。御代島は工業用地の埋め立てにより平野の一部となったものであり, それまでは干潮時のみ海面に現れる約 1.5 km の砂州によって陸地とつながるのみであった。また黒島は元禄の昔から着手された多喜浜塩田の建設に伴う干拓によって陸繋島となった (新居浜市, 1980a)。各丘陵の最高点は, 御代島で 74.1 m, 恒生崎周辺で 101.4 m, 黒島で 52.8 m, 大島で 146.5 m とすべて 150 m 以下である。これらの海岸丘陵は主に領家帯の火成岩類, すなわち様々な粒度の花崗閃緑岩ないし花崗岩及び苦鉄質片麻岩, 珪質片麻岩, 大理石, 泥質及び砂質片麻岩といった領家帯変成岩類からなる。

1. 2. 3 段丘

本地域の海岸部には海成段丘, すなわち隆起海食崖を伴う段丘が見あたらぬ。本地域内帯の段丘は基本的に北流する河川による河成段丘であり, その大部分は中央構造線の北側約 1.5 km までの細長い領域に分布している。標高で言えば 40~50 m 以上の部分に相当し, 中央構造線から北へ緩傾斜を示している (第 1. 1 図)。ただし, 東部丘陵では西部の 255.2 m ピークの北方約 1 km の山麓部分に小規模な段丘地形が認められる。このような本地域の段丘を構成するのは前期更新世以降の礫, 砂及び泥からなる堆積物であり, これらは色調と厚さ, 風化状態と固結度, また地形面の保存状態によって中-古期第四紀層 (岡村層) 及び高位・中位・低位の段丘堆積物に大別される (岡田, 1970; 太田ほか, 2004)。中-古期第四紀層は堆積面をほとんど残していない。また高位段丘は局所的には原面を残すが, 全体的には原面の保存が悪い。一方, 中位段丘は開析を受けてはいるものの面の保存状態は良く, 波浪状の起伏が広く発達する。また低位段丘群は平坦面を広く残し, 高位や中位の段丘面の周りや断層崖麓域に分布している。低位面の沖積面との比高は一般に数 m 以内と比較的低い (第 1. 5 図 c)。

1. 2. 4 沖積平野

本地域の内帯部分には, 中央丘陵, 海岸丘陵, 及び段丘部の間を埋める形で小規模な沖積平野が発達する (第 1. 5 図 b, c)。この沖積平野部分は大きく分けて, 東部丘陵と西部丘陵の間を占める新居浜平野と, 東部丘陵の東方を占める宇摩平野に分けられる。これらの平野に堆積物を供給している水系はそれぞれ主に国領川水系, 関川水系であり (第 1. 1 図), これらの分水嶺に位置する関の原付近で両平野を分けることができる。両平野には共通して後背湿地及び谷底低地 (a) が最も広く分布する。また国領川や関川などの河川流域には自然堤防や現河床 (n, r) が分布する。両平野とも, 海岸部には浜堤 (b) がごく狭く分布している。一方, 扇状地及び崖

錐 (f) の分布は新居浜平野で広く, 宇摩平野ではごく狭い。新居浜平野の扇状地及び崖錐は, 外帯山地から流下する国領川, 尻無川が中央構造線を越えた部分に厚い土砂を堆積させたものである。この扇状地の南北幅は最大約 3.5 km であり, 大比高の断層崖麓に形成したのものとしては規模が小さい。しかし, この幅の割には 100 m を越す厚い堆積物が地下に埋積している (栗原, 1972)。

1. 3 水系

本地域の水系は吉野川水系, 及び燧灘に注ぐ小水系群に大別できる。外帯山地の水系のうち, 赤石山系よりも南側の河川はすべて吉野川水系に属する。赤石山系と愛媛-高知県境山系の間を東流する銅山川 (第 1. 1 図) は, 東隣「三島」地域内で吉野川支流の伊予川に合流し, 伊予川は更に東隣の「川口」地域内で吉野川本流と合流する。また県境山系より南側の小河川群は南隣「日比原」地域内でより南方を東流する吉野川本流に合流する。銅山川流域はほぼ全域が深い峡谷をなす。この地形を利用し, 本地域の銅山川流域には別子ダム及び富郷ダムによる貯水池が建設されている (第 1. 2 図)。富郷ダムの貯水池は法皇湖と呼ばれる。

一方, 赤石山系より北側の水系のうち主なものは, 西部の国領川水系及び東部の関川水系である (第 1. 1 図)。国領川水系は赤石山系の北麓及び内帯の東部丘陵南麓から水を集めて北流し, 本地域北西部の海岸線に達する。国領川中流部の赤石山系北麓には鹿森ダムによる貯水池がある (第 1. 1 図)。一方, 関川水系は主に赤石山系北麓からの水を集め, 内帯に達してからは東北東方向に流れ込み, 本地域北東部の海岸線に達する。国領川水系と関川水系の分水嶺は赤石山系の物住頭から上兜山と下兜山を経て関の原にいたる南北尾根であり (第 1. 1 図, 第 1. 3 図 e), この稜線は新居浜市と四国中央市 (旧土居町) の市境となっている。国領川や関川を始めとした赤石山系北麓に水源をもつ水系は, 中央構造線を越えてまもなくの第四紀堆積物分布域でしばしば伏流となる (第 1. 1 図)。

一方, 内帯の中央丘陵のみを水源とする小水系もいくつか存在する。その中で最も規模が大きいのは東部丘陵に水源を持つ阿島川水系である (第 1. 1 図)。阿島川本流は東部丘陵の南東部に位置する北山の北麓を西流して新居浜と四国中央市 (旧土居町) の市境を横切り, 最終的には流向を北に転じて本地域中央北部の海岸線に至る。

その他, 本地域の内帯部分には図幅中央部やや北西に位置する池田池 (第 1. 1 図) を始めとした多数の小規模な貯水池がある。

第2章 地質概説

(青矢陸月・野田 篤・松浦浩久・水野清秀)

2.1 既存の広域地質図

「新居浜」地域(以下, 本地域)を含む産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の広域地質図としては, 50万分の1地質図幅「高知」(飯山ほか, 1952), 20万分の1地質図幅「高知」(磯見, 1959)及び7万5千分の1地質図幅「新居浜」(佐藤, 1938)が発行されている。また「中央構造線活断層系(四国地域)ストリップマップ」(水野ほか, 1993)は縮尺2万5千分の1で本地域内の中央構造線周辺部をカバーしている。同センター以外からは, 縮尺20万分の1の「愛媛県地質図」が第4版まで改訂を重ねており(永井, 1957; 愛媛地学会, 1991ほか), 20万分の1では他に「四国地方土木地質図」(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)がある。更に大縮尺では10万分の1「愛媛県地質図」(愛媛県, 1962)や5万分の1「西条・新居浜付近の地質図」(東予地学会, 1980)が刊行されている。これらの広域地質図を編集して作成された20万分の1シームレス地質図データベース(<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>)をインターネット上で利用することも可能である(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010)。また本地域に限って見ると, 5万分の1表層地質図「新居浜」(愛媛県, 1977)が刊行されている。なお, 本地域周辺の5万分の1地質図幅としては, 東隣の「三島」(土井, 1964)及び南隣の「日比原」(青矢・横山, 2009)が刊行されている。

2.2 地質区分・地史の概要

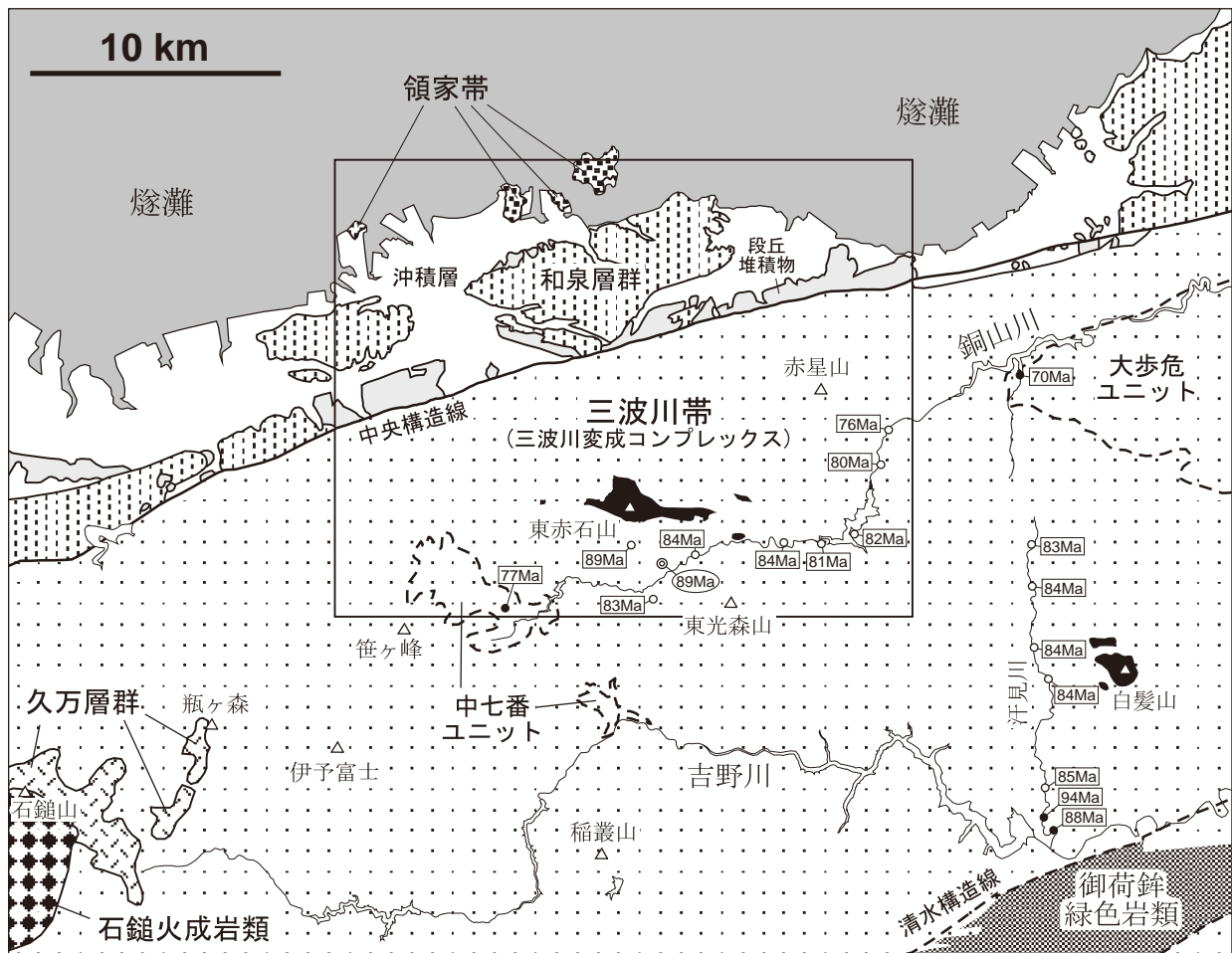
地質区分 本地域周辺の地質分布の概要を第2.1図に, また地質総括図を第2.2図に示す。本地域は, その中央部を西南西-東北東方向に走る中央構造線によって南側の西南日本外帯と北側の西南日本内帯に分けられている(第2.1図)。外帯部分は, 銅山川及び国領川流域にわずかに点在する第四系を除き, ほぼ全域が低温高圧型(以下, 高圧型; 第2.3図)変成岩からなる三波川変成コンプレックス(三波川帯)によって占められる。一方, 内帯側の基盤岩類としては中央構造線近傍に上部白亜系の和泉層群, またその北側には高温低圧型(以下, 高温型; 第2.3図)変成岩と白亜紀火成岩類からなる領家火成-変成コンプレックス(領家帯)が分布している(第2.1図)。三波川変成コンプレックスと領家火成-変成コンプレックス及び和泉層群の岩石の形成時期はそのほとんど

が後期白亜紀であり, これらはその後, 中新世に小規模な火成岩脈の貫入を受けている(第2.2図)。また内帯側では, これらすべての岩石を被覆する第四系の段丘堆積物及び沖積層が比較的広い範囲を占めている(第2.1図)。

地史の概要 本地域に見られるように, 領家帯と三波川帯は中央構造線を介した比較的近い範囲に分布する(第2.1図)。巨視的に見れば, 両帯は西南日本を東西約800kmに渡って並走している。このようにほぼ同時代の高温型・高圧型変成帯が並走する産状は環太平洋地域の随所に見られ, 「対になった変成帯」(都城, 1965, Brown, 2010)として知られる(第2.3図)。大局的には前者が火山弧の直下, すなわち沈み込み帯の上盤側に由来し, 後者は海溝下の地下深所, すなわち沈み込み帯の下盤側に由来するものと捉えられる(都城, 1965, 1994)。本地域に置き換えて見れば, 後期白亜紀のユーラシア大陸東縁に存在したであろう沈み込み帯において, 領家火成-変成コンプレックスは大陸側の地殻内部, また三波川変成コンプレックスは地下深く沈み込んだスラブに由来して形成したものと考えられる(Aoya *et al.*, 2009; Maruyama *et al.*, 2010など)。三波川変成コンプレックスのような高圧型変成帯がどのようなメカニズムで地下深部から地表まで上昇できたのかは未だ明らかとは言えない。ただし, 後期白亜紀に起こったと思われる中央海嶺の沈み込み帯への接近が, 三波川変成コンプレックス上昇の引き金となったという議論がある(青矢2004; Wallis *et al.*, 2009など)。

一方, 領家帯と三波川帯の間に位置する中央構造線は本地域の大部分において活断層であるが, その活動史は長く, 古くは後期白亜紀にまで遡る(例えば Kubota and Takeshita, 2008)。和泉層群は, 後期白亜紀における中央構造線の左横ずれ変位によって生じた横ずれ堆積盆に堆積したと考えられている(Miyata, 1990; Noda and Toshimitsu, 2009; 野田ほか, 2010など)。またその後, 中央構造線が正断層センスの変位を示していた時期があり, この運動が三波川変成コンプレックスの上昇に寄与した可能性が指摘されている(Fukunari and Wallis, 2007; Kubota and Takeshita, 2008)。

本地域に産する中新世岩脈からは約14.5Maの放射年代が得られており, これは瀬戸内火山岩類や石鎚山周辺に分布する石鎚火成岩類(第2.1図)の年代とほぼ一致する(巽ほか2010; Shibata, 1968; 田崎ほか1993など)。これらの火成活動は, 日本海の拡大に伴って



第 2.1 図 「新居浜」地域及びその周辺の地質分布概要

高知県 (1988), 四国地方土木地質図編纂委員会 (1998), 青矢・横山 (2009), 及び本報告の調査結果をもとに作成。三波川帯の超苦鉄質岩類を黒塗りで示した。また三波川帯の泥質片岩・苦鉄質片岩から得られている全岩 (黒丸) 及びフェンジャイト (白抜き丸) の Ar-Ar 年代 (Takasu and Dallmeyer, 1990) を示した。またざくろ石含有苦鉄質片岩 (エクロジャイト様片岩) から得られたざくろ石とオンファス輝石による Lu-Hf アイソクロン年代 (二重丸; Wallis *et al.*, 2009) も併せて示した。

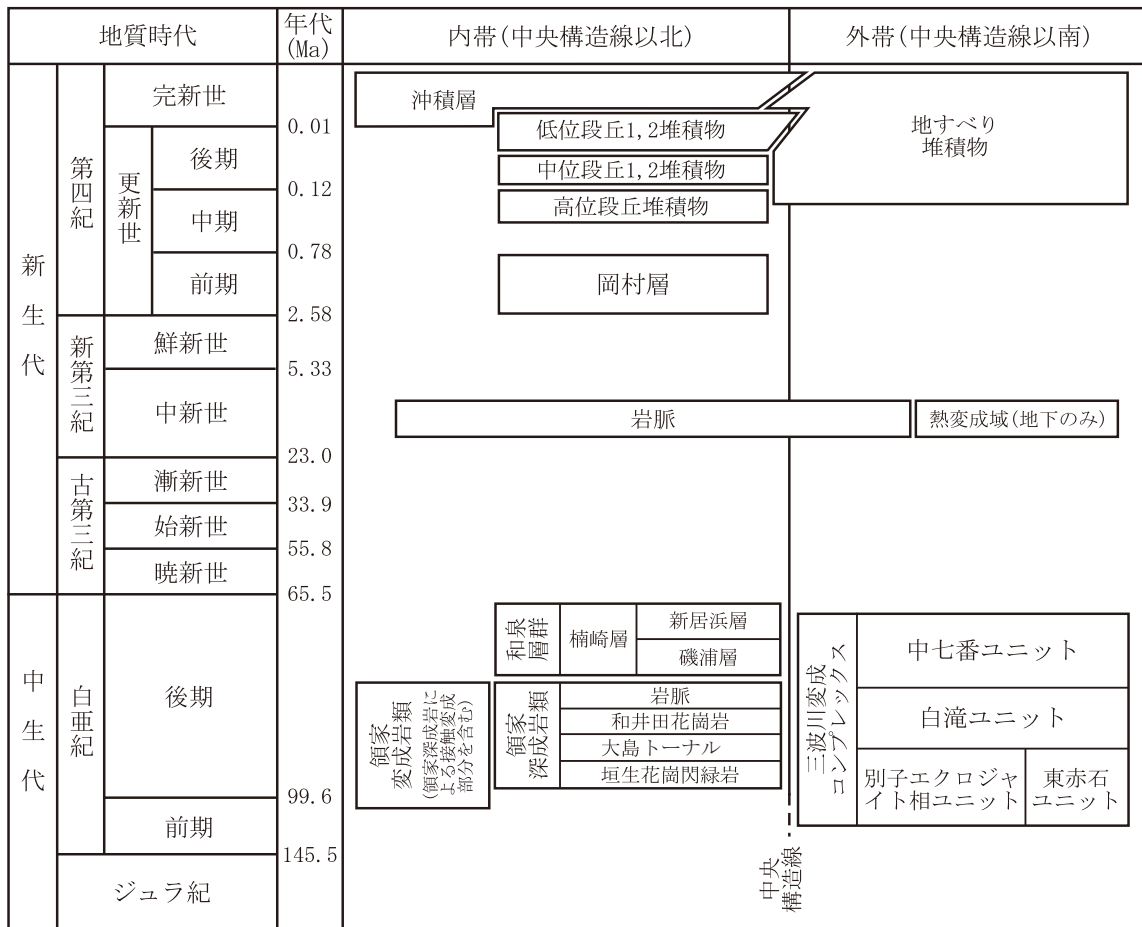
ユーラシア大陸から分離した西南日本弧に対し、形成直後の熱い四国海盆が沈み込んだ結果と考えられている (Maruyama *et al.*, 1997; 巽 2003 など)。地表では確認できないものの、別子銅山の本山鉱床下部には、中新世火成活動に伴う熱変成の結果と思われる三波川変成岩のホルンフェルス化が認められる (内田, 1991)。

中央構造線の北縁に沿っては、下部更新統の河川成堆積物である岡村層が分布している。同時代の地層は、愛媛県伊予市の郡中層、徳島平野の土柱層、和歌山県紀ノ川流域の菖蒲谷層など広く中央構造線沿いに点在していて、2Ma 頃からの傾動沈降を伴う断層運動 (菖蒲谷時階の運動) によってこれらの地層が堆積したと考えられている (水野, 1992)。活断層としての中央構造線では、右横ずれセンスの変位が支配的であり、段丘堆積物に変位を与えている (岡田, 1973a, b; 太田ほか, 2004 など)。

2.3 三波川変成コンプレックス (三波川帯)

本報告では前期白亜紀後期-後期白亜紀 (第 2.1 図) に高圧型変成作用 (第 2.3 図) を被った地質体を三波川変成コンプレックスとして扱い、必要に応じてその巨視的な分布域を三波川帯、構成する岩石を三波川変成岩と呼ぶ。以下の記述における変成相の名称は坂野ほか (2000) に従う。

片岩類 一般に三波川変成コンプレックスは苦鉄質片岩、珪質片岩、泥質片岩、砂質片岩によってその大部分が占められる。これらはそれぞれ玄武岩、チャート、泥岩、砂岩を原岩とする変形・変成岩であり、この原岩組み合わせは海溝付近における海洋地殻の表層部分 (海洋底層序) に相当する。低温高圧型の変成条件 (第 2.3 図) も併せると、三波川変成コンプレックスとは、主に沈み



第2.2図 「新居浜」地域の地質総括図

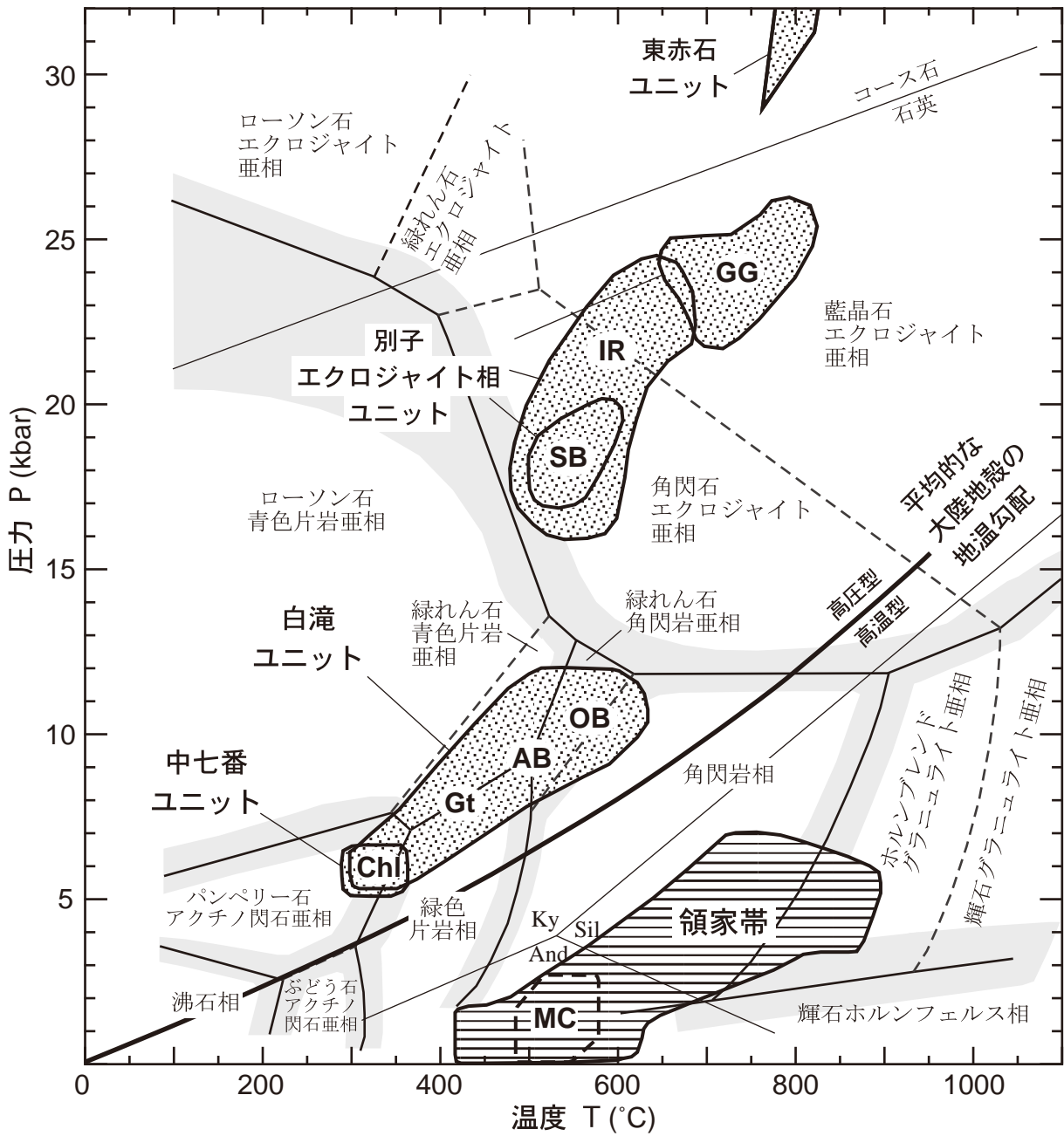
2009年6月にIUGS(国際地質科学連合)が批准した新定義に基づいて第四紀にGelasianを含め、第四紀の始まりを従来の181万年前ではなく258万年とした。この第四紀下限の年代値は遠藤・奥村(2010)に従った。その他の年代値はGradstein *et al.* (2004)に従った。

込んだ海洋地殻表層物質からなる地質体であると推測できる。本地域の三波川変成コンプレックスにおいても主要構成岩相は上記した片岩類である。一方、本地域の片岩類が被った変成作用の温度・圧力条件は幅広い。最高圧力時の変成条件で見ると、三波川変成コンプレックスにおいてほぼ最低変成度とされるバンベリー石アクチノ閃石亜相から、緑れん石青色片岩亜相、緑れん石角閃岩亜相を経て、角閃石エクロジイト亜相までの岩石が産出する(第2.3図)。エクロジイト相に達した岩石のまとまった産出が見られるのは日本では本地域のみである。

片麻岩類 本地域には片岩類に加えて、ざくろ石含有変斑れい岩(Egb)、ざくろ石含有苦鉄質片麻岩(Emg)など、片岩類よりも粗粒の構成鉱物からなる片麻岩類が特徴的に産する。こういった片麻岩類で構成される岩体(東平岩体、五良津岩体など)が数km²の規模で露出しているのは三波川帯全体で見ても本地域のみである。こういった片麻岩類のうち、ざくろ石含有変斑れい岩に

ついては、その起源が議論的となっている。つまり、片岩類と同様に沈み込み帯の下盤側に由来するものなのか(Aoya *et al.*, 2006; Utsunomiya *et al.*, 2011など)、もしくは上盤側の下部地殻から取り込まれたものなのか(Takasu, 1989など)、明確な決着を見ていない。一方、本地域の片麻岩類は一般にエクロジイト相の変成作用を被っている。特に、砂泥質片麻岩(Epg)からなる権現岩体の変成条件は藍晶石エクロジイト亜相に達している(第2.3図)。

超苦鉄質岩類 本地域の三波川変成コンプレックスには超苦鉄質岩を主体とする地質体(Hd, Ed, Es, SUs, SMs)が点在している。小規模なものは径30cmほどの小岩塊から、最大で5km×1.5kmの露出を有する岩体(東赤石岩体; 第2.1図)まで、各露出の規模は幅広い。超苦鉄質岩が三波川変成コンプレックスに占める体積の比率は微少であるが、広域的に分布しており、本地域の三波川変成コンプレックスを特徴づける構成要素の一つである。三波川変成コンプレックス全体を沈み込み



第 2. 3 図 三波川帯と領家帯における変成温度・圧力条件

変成相図は坂野ほか (2000) を一部改変, 平均的な大陸地殻の地温勾配は Spear (1993) の一次元モデルによる. 三波川帯における最高圧力時の温度・圧力条件の範囲はドットで示した. Chl= 緑泥石帯, Gt = ざくろ石帯, AB = アルバイト黒雲母帯 (ここまで Enami *et al.*, 1994), OB = オリゴクレス黒雲母帯 (Enami, 1983), SB = 瀬場苦鉄質・泥質片岩 (Zaw Win Ko *et al.*, 2005a; Kouketsu *et al.*, 2010; Kabir and Takasu, 2010a), IR = 五良津岩体 (フェンジヤイトを含む鉱物共生のみを使用: Ota *et al.*, 2004; Endo, 2010), GG = 権現岩体 (Ota *et al.*, 2004; Miyamoto *et al.*, 2007), また東赤石かんらん岩体について Mizukami and Wallis (2005). 領家帯の温度・圧力条件は Ikeda (2004) による. MC= 白雲母董青石帯. Ky = 藍晶石, Sil = 珪線石, And = 紅柱石.

帯深部の地質体として見ると、その中における超苦鉄質岩体は様々な過程によってスラブ物質、つまり沈み込んだ海洋地殻の表層物質に取り込まれた上盤側マンツルの欠片と見ることができる (Mizukami and Wallis, 2005; Hattori *et al.*, 2010; Aoya *et al.*, 2013 など)。

ユニット区分 本地域の三波川変成コンプレックスを下位から上位へ中七番ユニット、白滝ユニット(第2.1図)、別子エクロジヤイト相ユニット、及び東赤石ユニットに区分した。また見かけの層序から、白滝ユニットを下部、中部、上部という三つのサブユニットに細分した。こうしたユニット・サブユニット区分の詳細は第3章で述べる。白滝ユニット上部と別子エクロジヤイト相ユニットの境界は現時点では不確定性が大きく、今後、別子エクロジヤイト相ユニットの分布範囲は広がる可能性がある(第3.4.3.2節参照)。一方、東赤石ユニットはその全域が超苦鉄質岩類からなる。また比較的小規模な超苦鉄質岩体は別子エクロジヤイト相ユニット、白滝ユニット上部、及び白滝ユニット中部にも散在する。

銅鉱床 本地域の三波川変成コンプレックスには現在は閉山となっているものの、古くは日本有数の稼行実績を誇っていた別子銅山に代表される含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)が数多く胚胎する。これらの銅鉱床は、唯一別子エクロジヤイト相ユニットに胚胎する積善鉱床を除けば、すべて白滝ユニット上部に胚胎する。

2.4 領家火成-変成コンプレックス及び白亜紀岩脈(領家帯)

本報告では前期白亜紀後期-後期白亜紀に高温型変成作用(第2.3図)を被った変成岩類を領家変成岩類と呼び、領家変成岩類に伴って産する後期白亜紀の火成岩類を領家深成岩類と呼ぶ。また領家変成岩類と領家深成岩類が混在して分布する地質体を領家火成-変成コンプレックスとして扱い、その分布域を領家帯と呼ぶ。領家変成岩類に関する記述は第4章で、また領家深成岩類の記述は第5章で取り扱う。

領家変成岩類 新居浜市北東部多喜浜の燧灘に面した新居浜市東港フェリー着場から黒島にかけて小範囲に分布するほか、大島と御代島にも領家深成岩類の小規模な捕獲岩体として含まれる。岩相は分布が広い順に苦鉄質片麻岩(Rm)、泥質及び砂質片麻岩(Rp)、珪質片麻岩(Rs)、及び大理石(RI)からなる。変成度は変成鉱物組み合わせから角閃岩相低圧部相当と推定される(第2.3図)。

領家深成岩類及び白亜紀岩脈 領家深成岩類及び白亜紀岩脈も新居浜市の瀬戸内海沿岸に沿って、小規模な岩体として点在している。露頭では領家変成岩類に貫入し、後期白亜紀カンパニアン期の和泉層群に不整合に覆われる。領家深成岩類は貫入関係と捕獲岩から推定される貫入順に、垣生花崗閃緑岩(Gd)、大島トール岩(To及びD)及び和井田花崗岩(Gr)に区分される。これらの

領家深成岩類には白亜紀岩脈が貫入している。深成岩体の固結後に貫入したと考えられる白亜紀岩脈は、珪長質と苦鉄質の2種類があり、苦鉄質岩脈が珪長質岩脈に貫入している。珪長質岩脈は細粒斑状花崗岩・細粒斑状花崗閃緑岩及び微文象花崗岩(Gp)からなり、苦鉄質岩脈は斜長石と角閃石斑晶を含む細粒斑状閃緑斑岩(Dp)である。苦鉄質岩脈には南北方向から北西-南東方向に貫入するものと西北西-東南東方向に貫入するものがある。

2.5 和泉層群

概要 和泉層群は四国西部から近畿地方西部までの東西300 kmに渡り、中央構造線の北側に沿って細長く分布する後期白亜紀の海成層である。その岩相の特徴から、北縁相・主部相・南部相に区分されている。北縁相は領家深成岩類の近くに分布し、基底礫岩及び厚い無層理塊状泥岩で特徴づけられる。主部相は中央部に分布し、厚い砂岩と泥岩が互層するタービダイト相からなる。南部相は中央構造線の北側に部分的に分布し、厚い無層理塊状泥岩や礫岩で特徴づけられる。南部相の分布は、淡路島や和泉山脈の一部に限られている。

新居浜地域の和泉層群 本地域の和泉層群は、砂岩・泥岩・礫岩・珪長質凝灰岩からなり、南北2~6 km幅で分布する。中央構造線を介して南側の三波川変成コンプレックスと接し、北側に分布する領家深成岩類と不整合または断層で接する。本地域には砂質泥岩が卓越する北縁相と厚い砂岩が卓越する主部相が分布し、南部相は認められない。北縁相は主に泥岩(Km)からなるが、わずかに礫岩及び砂岩(Kc)を含む。主部相は、砂質タービダイトを主体とする砂岩とそれと互層する泥岩(Is, Ia, Nis, Nia, Nim)からなり、しばしば細礫-巨礫を含む礫岩優勢の礫岩砂岩互層(Ic, Nic)やガラス質及び砂質凝灰岩(Nif)を挟む。礫岩は上方細粒化の岩相層序を示し、珪長質火山岩の円礫を多く含む。砂岩は主に石英・長石質アレナイトであり、塊状または級化構造を示す。底面にはチャンネルリングやフルートキャスト、グループキャストなどの流痕が多く見られ、主に北東からの古流向を示す。また、スランプ褶曲など堆積後の変形構造も多い。砂岩泥岩互層については、砂岩と泥岩の含有率から、砂岩が70%以上となる砂岩優勢の砂岩泥岩互層(Is, Nis)、砂岩が30~70%となる砂岩泥岩互層(Ia, Nia)、砂岩が30%以下となる泥岩優勢の砂岩泥岩互層(Nim)とに区分した。四国中西部の和泉層群の堆積年代は、大型化石や微化石、凝灰岩中のジルコンのフィッショソ・トラック年代から、後期白亜紀の前期-中期カンパニアン期とされている。本地域の和泉層群は、西部では東北東-西南西走向で南傾斜の同斜構造を示すのに対し、東部では東西方向の軸を持つ向斜構造によって大

きく褶曲している。更に中央構造線とほぼ平行な東北東-西南西方向の複数の断層によって切られている。

2.6 中新世岩脈

三波川変成コンプレックス中の少なくとも4箇所において安山岩質ないし流紋岩質の小規模な貫入岩脈が認められる。また新居浜市阿島海岸ではこれらと産状の似たデイサイト質岩脈が和泉層群の層理と平行にシル状に貫入しているのが観察される。この岩脈の全岩 K-Ar 年代は中期中新世の 14.5 ± 0.4 Ma を示し、瀬戸内火山岩類(巽ほか 2010 など)、及び石鎚火成岩類 (Shibata, 1968; 田崎ほか 1993 など; 第 2.1 図) の年代とほぼ一致する。

2.7 第四系

中央構造線の北縁部と新居浜市多喜浜付近の山地北麓に、下部更新統の河川成堆積物である岡村層が分布する。どちらも礫層を主体とするが、堆積年代が異なる可能性もある。また段丘堆積物は、中央構造線の北側に主に分布し、河川成の礫層を主体とするもので、大きく高位・中位・低位段丘堆積物に区分される。沖積層は主に中央構造線の北側の国領川下流域から新居浜市街地にかけて、関川下流域に広く分布し、主に河川堆積物からなり、瀬戸内海沿岸部にのみ海成層を伴っている。

2.8 中央構造線

活動史 中央構造線は九州から関東まで延長 1,000 km に及ぶ大断層であり、約 1 億年に及ぶ長い活動履歴を持つが(例えば Ichikawa, 1980; 牧本ほか, 2004; Kubota and Takeshita, 2008), 本報告ではその活動時期を大きく 5 つの時期に区分した。古い方から順に、(1) 前期-後期白亜紀(鹿塩時階・和泉時階)、(2) 後期白亜紀-前期中新世(市ノ川時階)、(3) 前期中新世-中期中新世(砥部時階)、(4) 中期中新世(石鎚時階)及び(5) 第四紀(新居浜時階)、である。各活動期における中央構造線の運動については第 9 章で詳述する。

活断層としての活動 中央構造線活断層系に属する断層には、石鎚断層、岡村断層、畑野断層、寒川断層(さんかわ)があり、いずれも東北東-西南西から東西走向を示し、右横ずれ成分が卓越している(岡田, 1973a; 堤ほか, 1998; 後藤・中田, 2000 など)。岡村断層、畑野断層では、断層のトレンチ調査などから、最新の活動時期は歴史時代であり、活動間隔は、1,000 ~ 2,500 年程度と推定されている(岡田ほか, 1998; 長谷川ほか, 1999; 愛媛県, 1999; 後藤ほか, 2001, 2003 など)。

第3章 三波川変成コンプレックス (三波川帯)

(青矢睦月・水上知行・遠藤俊祐)

本章では超苦鉄質岩類とそれ以外の岩石を分けて記述・記載を行う。超苦鉄質岩類は主に第3.6節で、またそれ以外の岩石については主に第3.2節から第3.5節で取り扱う。ユニット全体が超苦鉄質岩類からなる東赤石ユニットに関する記述は第3.6.2節で取り扱う。また別子エクロジヤイト相ユニットや白滝ユニットの内部に産する超苦鉄質岩類の記載は第3.6.3節と第3.6.4節で取り扱う。

定義 前期白亜紀後期-後期白亜紀に低温高压型(以下、高压型)変成作用を被った地質体を三波川変成コンプレックスとして扱い、必要に応じてその巨視的な分布域を三波川帯、構成する岩石を三波川変成岩と呼ぶ(第2.1図;第2.3図)。ここで“コンプレックス”という用語は、複数の地層や岩石から構成される複合岩体の意味で用いている。コンプレックス内部の巨視的な構造単位は“ユニット”とした。コンプレックスと呼んだ場合、その内部の露頭で観察される岩相境界面は過去の構造境界である可能性があり、必ずしも初生的な層序境界とはみせない。またコンプレックス内の露頭に発達する片理面は塑性変形によって形成した構造であり、一般には岩相境界面と一致しない。本地域の三波川変成コンプレックスでは同定可能な化石の産出は報告されておらず、碎屑性ジルコンの年代測定も行われていないため、原岩年代は不明である。変成作用以前という意味で、凡例では、原岩は後期白亜紀以前とした。

巨視的な位置 三波川帯はその北限を中央構造線に境され、巨視的に見ると西は九州佐賀半島から東は関東山地まで東西約800 kmに渡って細長く分布しているが、四国中央部ではこの帯状分布の南北幅が約30 kmと最も広がっている。本地域南部を占める三波川変成コンプレックスはこの四国中央部三波川帯の北端部に当たる(第2.1図)。

「新居浜」地域の三波川変成コンプレックス 三波川変成コンプレックスのような高压型変成帯の形成・上昇過程はいわゆる造山運動を象徴する地質現象であり(例えば、磯崎・丸山, 1991)、古くから多くの研究者が三波川変成コンプレックスを研究対象としてきた。特に、高压型変成岩が地下深所から地表にまで上昇するメカニズムは未だ明らかとは言えず、地質学上の大問題として残されている。本地域の三波川変成コンプレックスはこういった造山運動の素過程の解明を目指したものを中心に、日本の変成岩研究の「メッカ」とも言えるほど多くの研究が行われてきた地域である。その主な理由は、本

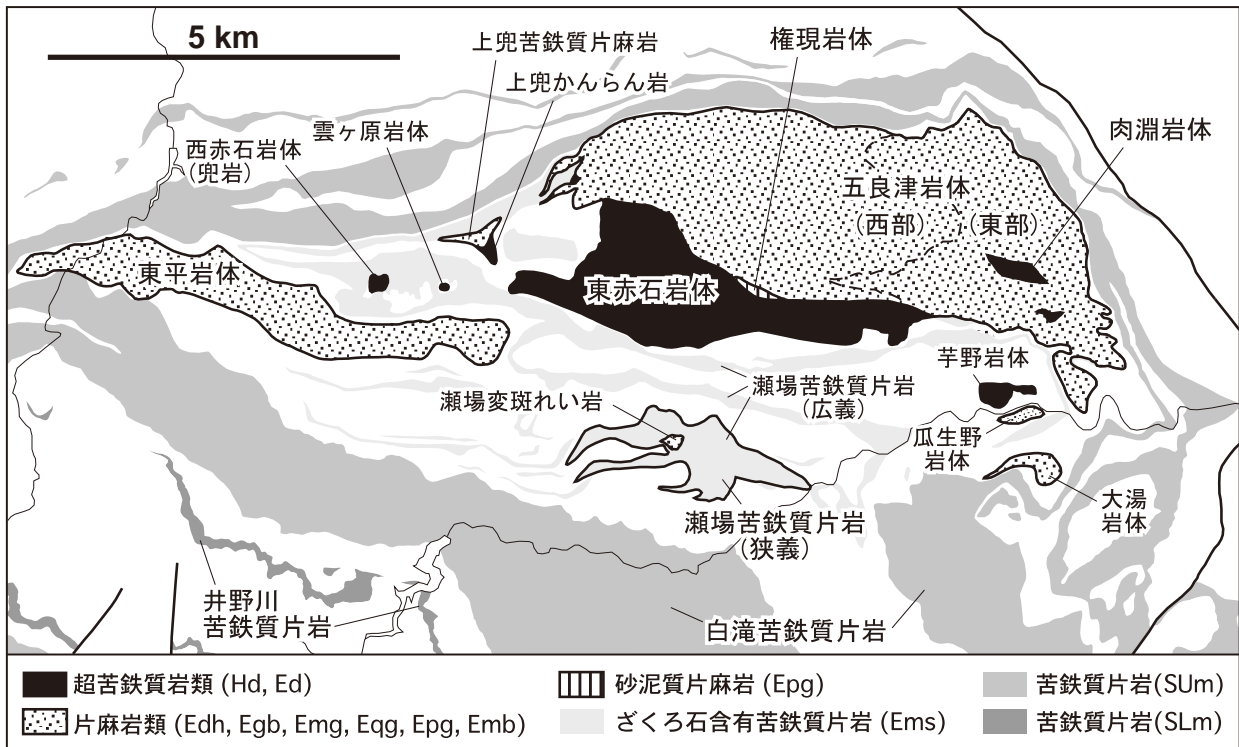
地域の三波川変成コンプレックスには(1)日本最大級の規模を誇った旧別子銅山の含銅硫化鉄鉱床(キースラーガー)が胚胎すること、(2)一般的な低-高変成度の片岩類(第3.26図,第3.28図f-j)のみならず、三波川帯の他所にはまれな粗粒の岩相、すなわち片麻岩類(第3.28図a-e, k-t)やかんらん岩類(第3.28図u-w)のまとまった分布が見られること(第3.1図)、更に(3)これらの粗粒岩類が他の一般的な片岩類よりも深所、すなわちエクロジヤイト相で変成した痕跡を残していること(第2.3図)、などである。つまり、岩相・変成度といういずれの観点から見ても、三波川帯の内部に存在するほとんどすべての岩石種が本地域内で観察できることになる(第3.26図,第3.28図)。

岩体・岩石等の呼称 本地域の三波川変成コンプレックスに分布する岩体等の名称を第3.1図にまとめた。これらの名称を定めておくのは単に説明の便宜をはかるためであって、例えば「五良津岩体」という呼称には、この岩体が周囲の岩石と異なる独自の発達史を持った地質单元である、といった意味合いは必ずしもない。また本報告ではエクロジヤイト様岩という用語をざくろ石とオンファス輝石を含む岩石の意味で用いる。

3.1 研究史

ここでは主に超苦鉄質岩以外の岩相についての研究史をまとめた。超苦鉄質岩類の研究史については第3.6.1節を参照、また放射年代に関する研究については第3.2.3節を参照、その他、本節で紹介するもの以外の重要な研究成果は第3.2節以降の文中で必要に応じて引用しているので参照頂きたい。

原岩と地質構造に関する研究 佐藤(1938)による7万5千分の1地質図幅「新居浜」において三波川変成コンプレックスの岩相が「緑色片岩」・「石墨片岩」・「石英片岩」・「大歩危片状岩」・「角閃石片麻岩」・「橄欖岩及び蛇紋岩」という6種類に区分されていることからわかるように、1900年代初期の段階で既に本地域には角閃石片麻岩やかんらん岩といった粗粒の変成岩類が地質図に表現可能な規模で分布することが認識されていた。また実際には上記6つの岩相のうち先の4つが三波川変成コンプレックスの大部分を構成する岩石であり、これらがそれぞれ「玄武岩」・「泥岩」・「チャート」・「砂岩」を原岩とする変成・変形岩であることにはほとんど異論を見ない。その一方、片麻岩類、特に五良津岩体や東平岩体



第3. 1図 三波川変成コンプレックスに分布する岩体等の名称

図の位置は本地域三波川帯の中央部。岩体等の名称は説明の便宜をはかるためのもので、独立した地質体であることを必ずしも意味しない。本図に示したものの以外に、本地域南東部の富郷ダム周辺に露出するかんらん岩体を藤原岩体と呼ぶ。

(第3. 1図) に産する苦鉄質片麻岩類(角閃石片麻岩類)の原岩問題は論争の種であった。また変成度に関しては、大局的に見れば構造上位に位置する別子層(本報告の白滝ユニットと別子エクロジイト相ユニットを併せたものにほぼ相当)が下位の大步危層(本地域では中七番ユニットに相当)に比べて変成度が高いことも既に指摘されており(小川, 1902), この「逆転構造」の成因が注目されていた。角閃石片麻岩類の原岩問題については、これらの岩相を変斑れい岩と捉え、周囲の苦鉄質片岩と成因を区別する立場(小川, 1902; 久原, 1914a-d; 鈴木, 1926; Suzuki, 1930; 堀越, 1937; 佐藤, 1938)及び周囲の苦鉄質片岩と漸移させ、地向斜期の火山活動の産物とみなす立場(秀ほか, 1956; 秀, 1961; Yoshino, 1961; Banno, 1964)が提案されていた。この原岩問題は現在の目で見ても興味深い。周囲の苦鉄質片岩と角閃石片麻岩類を漸移させるのは変成履歴の違いから見て、結果的には誤りである(第3. 7. 2節参照)。しかし、これまでの研究を総合してみても確かに、粗粒の片麻岩類の中には玄武岩起源のものと斑れい岩起源のもの、両者が存在する(第3. 5. 3節参照)。このうち、変斑れい岩の存在をどう捉えればよいかは次なる問題だった(第3. 7. 1節参照)。プレートテクトニクス^{おろが}の確立以降、「玄武岩」・「チャート」・「泥岩」・「砂岩」という原岩組み合わせが海溝付近における海洋底層序とみなせることが明

確化し、三波川変成コンプレックスはこれらが沈み込んで形成した地質体であるとみなせるようになった。しかし、このような現代的な目で見ても一般的な海洋底層序に含まれない斑れい岩やかんらん岩といった変深成岩類の存在を説明するために、多くの研究者がこれらの岩体の「貫入」を想定した(Sawada, 1973a, b; Kurata and Banno, 1974; 白石, 1975; 坂野ほか, 1976)。一方、小川(1902)の段階で認識された変成度と見かけ層序の「逆転構造」についてはその後、詳細な変成分帯(第3. 2. 2節参照)が検討されるようになると、単純な逆転では済まされないことが明らかになってゆく(秀, 1961; Banno, 1964; 東野ほか; 1977)。東野ほか(1977)の時点の変成分帯図では、最も変成度の高い黒雲母帯が五良津岩体、東赤石岩体^{ひがしあかいし}や東平岩体(第3. 1図)を取り囲むように分布していたため、高須・牧野(1980)はこの変成分帯の成因を粗粒岩類の固体貫入による接触変成に求めた。ただし、その後の東野(1990)による詳細かつ広範囲にわたる変成分帯は、各鉱物帯の分布が更に複雑であることを示した。こういった複雑な構造を解釈する一案としてナップテクトニクス^{おろが}が提唱されている(Higashino, 1990; Hara et al., 1992など)。その一方、複雑な変成分帯に解釈を与え得るもう一つの地質構造、横臥褶曲についても新居浜地域の周辺で既に認識され始めていた(秀, 1954, 1961; 小島, 1951; Kawachi,

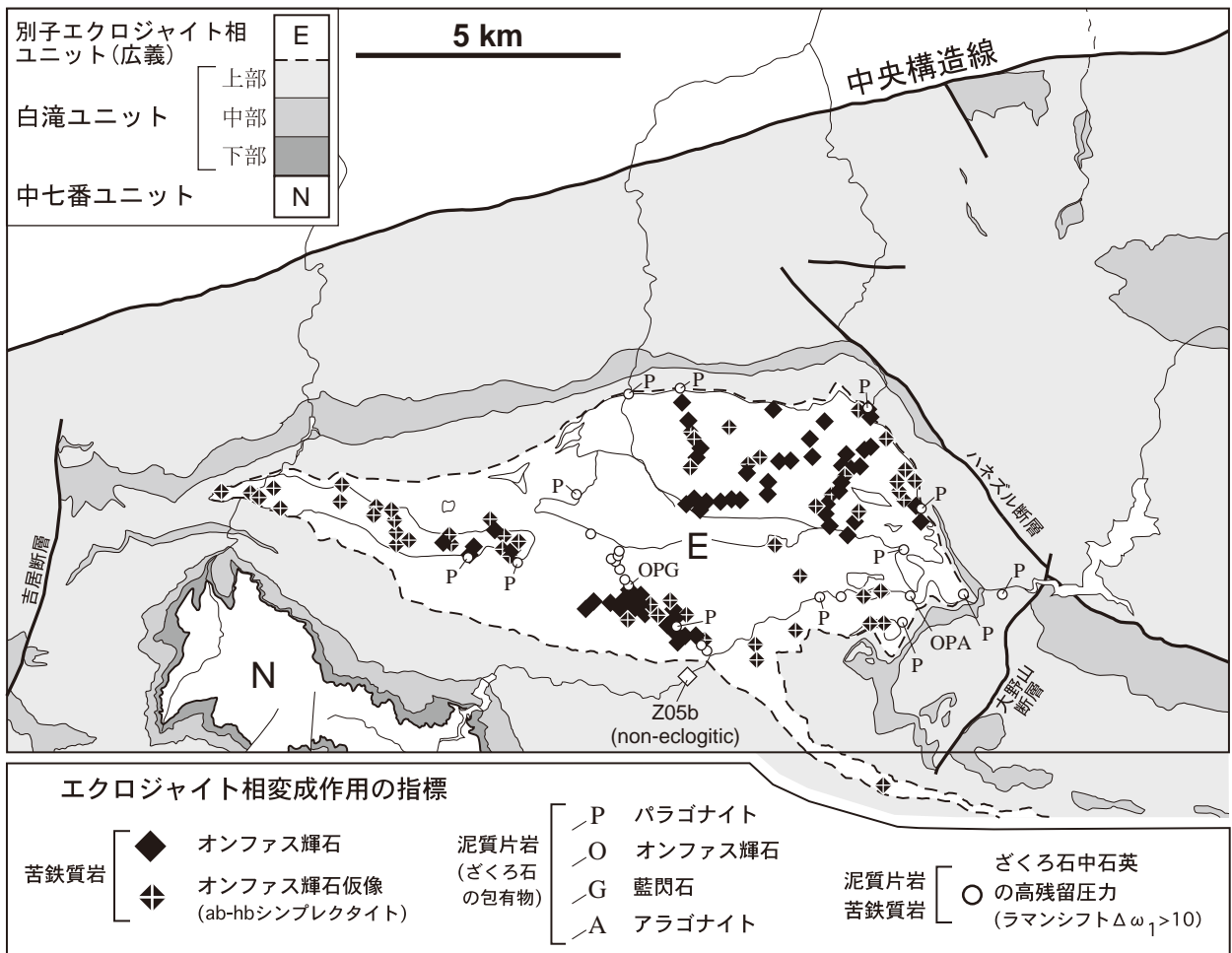
1968; 原ほか, 1977; Hara *et al.*, 1992). 高須・牧野 (1980) は別子地域の地質図作成を通じて横臥褶曲の非存在を主張したが, 現在の目でみれば別子地域に複数の巨視的横臥褶曲が存在することはほぼ確実であり, 横臥褶曲の存在によって変成分帯をも概ね説明できるというのが本報告の見解である(第3. 4. 3. 1節参照). 同時に, Higashino (1990) や Hara *et al.* (1992) などが提案した形でのナップ境界の存在を支持する結果は得られなかった(第3. 8. 4節参照). 新居浜地域における構造地質学的研究としては他に吉田 (1981) がある.

岩石学的研究 Wood and Banno (1973) に始まる地質温度圧力計の構築は, 岩石学者を鉱物化学組成分析へと駆り立てた. すなわち, 電子線マイクロアナライザ(EPMA)の普及と高精度化の時代を呼び, 1970年代後半には別子地域の三波川変成岩についても盛んに鉱物化学組成が報告されるようになった(例えば, Enami *et al.*, 1979; Enami, 1980; Higashino and Takasu, 1982; Minakawa and Momoi, 1982; Enami and Tokonami, 1984; Banno *et al.*, 1986; Hosotani and Banno, 1986など). この流れの中で, 五良津岩体, 東平岩体, 権現岩体, 瀬場変斑れい岩(第3. 1図)といった片麻岩類で構成される岩体群が, ざくろ石+石英に加えてオンファス輝石を一部に保持していること, つまりエクロジャイト相変成の痕跡を残していることが確実となった(坂野ほか, 1976; Enami *et al.*, 1979; Takasu, 1984; 森山, 1990). 当時の知識では片岩類の変成度は最高圧部でも緑れん石角閃岩亜相までと考えられていたため, 片麻岩類中のエクロジャイト様岩の存在は, これら岩相と周囲の片岩類の間に変成度のギャップ, すなわち構造境界が存在することを意味していた. これにより, 粗粒の片麻岩類からなる岩体は, なんらかの形でエクロジャイト相から上昇し, 片岩類に固体貫入した異地性構造岩塊, テクトニックブロックと呼ばれるようになる(Takasu, 1989など). またテクトニックブロックの上昇機構として蛇紋岩ダイアピルが提案された(Takasu, 1989; Dallmeyer and Takasu, 1991). 一方, 片岩類についてはEnami (1983), Enami *et al.* (1994)によって定量的な変成圧力・温度条件が見積もられ, また各岩石が辿った圧力・温度履歴の解析も次第に行われるようになった(Enami, 1998; Okamoto and Toriumi, 2001など; 第3. 7節参照). 1990年代以降は特に後方散乱電子像(BSE像)や元素カラーマッピングによってざくろ石の組成累帯構造を面で捉えた研究が増加する(Takasu and Fujita, 1994; 徐ほか, 1994; 白旗, 1994; Shirahata and Hirajima, 1998など).

近年: 包括的岩石学の時代 1990年代後半に入ると五良津岩体, 東平岩体, 権現岩体, 瀬場変斑れい岩(第3. 1図)といったエクロジャイト様岩を含む岩体(以後, エクロジャイト相岩体)に関するテクトニックブロック説は転機を迎える. そのもそのきっかけはTakasu (1984)

が瀬場変斑れい岩を取り囲む細粒の「片岩」(瀬場苦鉄質片岩; 第3. 1図)中にもエクロジャイト様岩(エクロジャイト様片岩)を発見していたことだった. 当時, 基本的には片岩中にエクロジャイト様岩は存在しないと考えられていたため, このエクロジャイト様片岩の発見によって, ただちに広域的なエクロジャイト相変成作用が想定されることはなかった. またTakasu (1984)の段階ではエクロジャイト様片岩の産出が変斑れい岩の直近部に限られていたため, その成因として変斑れい岩の貫入による固体接触変成が想定された. そして, この接触変成作用の存在は変斑れい岩が「ブロック」として上昇したことを支持し, テクトニックブロック説の追い風となっていた. ところがその後, 猶原 (1995), 猶原・青矢 (1997), Aoya and Wallis (1999)などによって瀬場苦鉄質片岩の広範囲からエクロジャイト様片岩が発見され, エクロジャイト様片岩が変斑れい岩の直近部に集中しているわけではないことがわかった. つまり, エクロジャイト様片岩は接触変成作用のような局所的なイベントで生じたものとは考えられなくなり, 瀬場苦鉄質片岩そのものがエクロジャイト相岩体とみなされるようになった(第3. 5. 1節参照). 更にその後, 泥質片岩においてもEnami *et al.* (2007), Mouri and Enami (2008)やKouketsu and Enami (2011)がざくろ石中の微細包有物からエクロジャイト相変成の証拠を得る方法論を提示し, エクロジャイト相岩体周囲の泥質片岩もやはりエクロジャイト相に達していたことを示した(第3. 4. 3. 2節参照). 現在までの成果をまとめると, エクロジャイト相変成の証拠を残す岩石の分布範囲はブロック状に散在するのではなく, ひとつかたまりのユニットをなすに至っている(第3. 2図; 第3. 2. 1節参照). Wallis and Aoya (2000), Aoya (2001, 2002)は少なくともエクロジャイト相変成の時点で一体化していた構造単位としてエクロジャイトナップを提案しており, これは本報告の別子エクロジャイト相ユニットと東赤石ユニットを合わせたもの(広義の別子エクロジャイト相ユニット)に相当する(第3. 7. 2節参照).

一方, 2000年代以降にはこういったエクロジャイト相変成についての圧力・温度条件の見積もりが多数行われており(Ota *et al.*, 2004; Miyagi and Takasu, 2005; Zaw Win Ko *et al.*, 2005a; Miyamoto *et al.*, 2007; Endo *et al.*, 2009, 2012; 櫻井・高須, 2009; Endo, 2010; Kabir and Takasu, 2010a, 2011; Kouketsu and Enami, 2010; Kouketsu *et al.*, 2010), これらの温度・圧力図上での分布パターンから, 三波川変成コンプレックスの沈み込み時には, 沈み込むスラブとマントル対流のカップリングが約20kbar(約65km)の深さで起こっていたことが論じられている(Aoya *et al.*, 2009). その他に, 苦鉄質片岩中の石英に富む脈に産するざくろ石集合体の結晶方位配向, 及びざくろ石成長のカイネティクスを扱っ



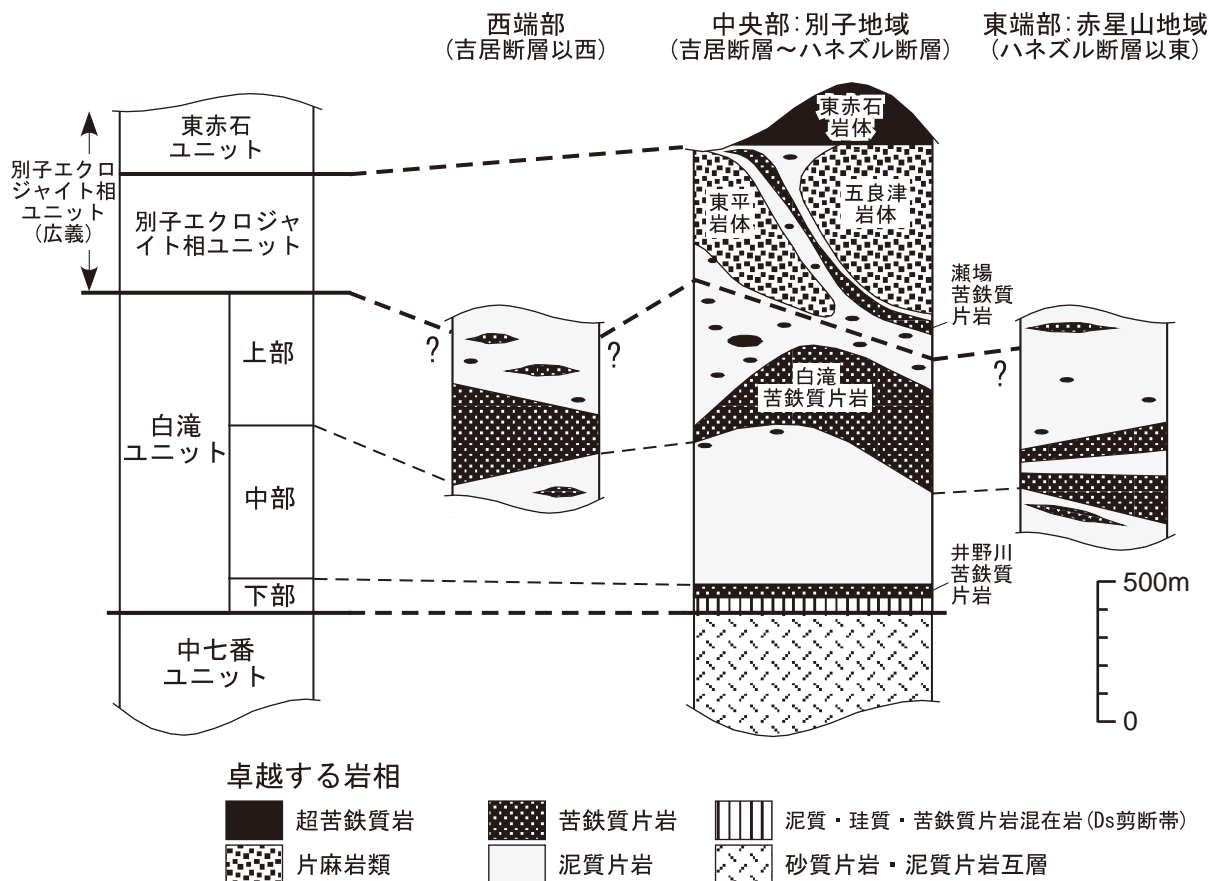
第3.2図 三波川変成コンプレックスのユニット・サブユニット区分

別子エクロジャイト相ユニットの分布範囲は今後広がる可能性が高いため、境界は点線で示した。また現時点で得られているエクロジャイト変成作用の指標の分布を併せて示した。データの出典：苦鉄質岩について森山 (1990), Aoya and Wallis (2003), Ota *et al.* (2004), Miyagi and Takasu (2005), 青矢・横山 (2009), 櫻井・高須 (2009), Endo (2010), 及び本報告の調査。泥質片岩及びざくろ石中石英の残留圧力について Enami (1983), Inui and Toriumi (2002), Zaw Win Ko *et al.* (2005a), Mouri and Enami (2008), Kouketsu and Enami (2010, 2011), 及び Kouketsu *et al.* (2010)。Z05b: Zaw Win Ko *et al.* (2005b) で解析された苦鉄質片岩試料の採取位置。瀬場谷川下流部の2地点におけるざくろ石中石英の残留圧力は青矢が採取した試料を覆並正樹氏が分析した未公表データ。

た Okamoto and Michibayashi (2006), また泥質片岩のざくろ石の組成累帯構造を前進的モデル計算によって再現した Inui (2002, 2006, 2008) などの岩石学的研究がある。近年、深部流体 (第10.7節参照) の組成・起源を探り、岩石学への応用を目指した研究が本地域でなされている。Yoshida *et al.* (2011) は泥質片岩の片理と平行に発達する石英脈中の流体包有物解析を行い、主変成作用時 (第3.2.2節参照) に取り込まれたと思われる H_2O に富む流体が高い Li/B 比を示すことを報告した。また Yoshida and Hirajima (2012) は同様の石英脈中に環状の流体包有物を見出し、気相部分が CH_4 , N_2 , CO_2 , H_2 からなること及び液相部分が高い塩分濃度を示すことを報告している。

3.2 概要

本章の冒頭に述べたように、本報告では「変成年代」(第2.1図)と「変成作用」(第2.3図)の観点から、本地域の南部を占める前期白亜紀後期-後期白亜紀の高圧型変成岩類を三波川変成コンプレックスとした。三波川変成コンプレックスのような変成・変形地域を対象とした研究には、大きく分けても、「原岩」、「変成作用」、「変成年代」、「変形構造」といった複数の切り口が存在する。すなわちそれぞれ、変成岩の原岩は何か、それがどのような変成条件 (温度・圧力条件など) を被ったのか、その変成作用の時代はいつであったか、また原岩は変成作用とそれ以後の上昇過程でどのような変形を被ったの



第 3. 3 図 三波川変成コンプレックスの模式柱状図

Du 褶曲，及び Ds 褶曲の影響を可能な限り取り除いた状態での見かけ層序。ユニット境界は太線で示した。岩体等の名称は第 3. 1 図に，また吉居断層とハネズル断層の位置は第 3. 2 図参照。各岩相の厚さは地域によって変化するため，あくまでも目安である。

か，といった視点である。すべての視点は相互に密接に関係し合っており，厳密な区別は難しいが，混乱を避けるために敢えて上記 4 つの異なる視点を意識しながら，以下に本地域の三波川変成コンプレックスの概要を述べる。超苦鉄質岩の概要については第 3. 6. 1 節で述べる。

3. 2. 1 ユニット区分・岩相区分

本地域の三波川変成コンプレックスを下位から上位に向かって中七番ユニット，白滝ユニット，別子エクログャイト相ユニット及び東赤石ユニットという 4 つの構造単位に区分した。また白滝ユニットは見かけ層序に基づいて下部，中部，上部という 3 つのサブユニットに細分した(第 3. 2 図，第 3. 3 図)。別子エクログャイト相ユニットと東赤石ユニットを合わせたものを特に広義の別子エクログャイト相ユニットと呼ぶ(第 3. 2 図；第 3. 5. 1 節参照)。

中七番-白滝ユニット境界 中七番ユニットと白滝ユニットの区分は主に「変形構造」の観点に基づく。変形段階の区分については第 3. 2. 4 節で述べるが，両ユニットの境界は主変形期(Ds 期)の剪断帯となっており，

白滝ユニットの最下部をなす泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩(SLx)の分布によって特徴付けられる(第 3. 3 図；第 3. 4. 1. 1 節参照)。中七番ユニットは本地域南西部において白滝ユニットの下位に地窓状に分布し(第 3. 2 図)，砂質片岩・泥質片岩互層(Ns)が特徴的に産する。こういった岩相，及び巨視的な構造位置から，中七番ユニットは四国東部の大歩危ユニット(第 2. 1 図)と対比されている(Takasu *et al.*, 1994)。三波川変成コンプレックスの主要岩相を別子ナップと大歩危ナップに大分し，前者が後者に対して南向きに衝上したとする考えがあるが(Takasu and Dallmeyer, 1990；Takasu *et al.*, 1994；Wallis, 1998)この場合，中七番ユニットは大歩危ナップの一部とみなされる。つまり，本地域の白滝-中七番ユニット境界は，別子-大歩危ナップ境界に相当する。

近年，砂質片岩中の碎屑性ジルコンの年代論，すなわち「原岩」年代の観点から大歩危ユニットを白亜紀四万十付加コンプレックスの一部とみなす考えが提案されているが(Aoki *et al.*, 2007；大藤ほか 2010)，現時点でこの説の検証が十分になされているとは言えない

(第3.2.3節参照)。またいずれにせよ、三波川変成コンプレックスと四万十付加コンプレックスでは「変成作用」のタイプが異なる。白亜紀四万十付加コンプレックスにおける変成温度・圧力条件はぶどう石アクチノ閃石亜相から緑色片岩相低圧部に相当し、むしろ高温型である(第2.3図参照; Sakaguchi, 1999; 原・木村, 2001; Miyazaki and Okumura, 2002など)。つまり、仮に三波川変成岩の原岩年代が四万十帯の堆積岩の一部と一致するとしても、両者の形成環境(深度や地温勾配)は異なっていたはずであり、成因上区別されるべきである。本報告ではこの「変成作用」の観点から、高压型変成作用を記録している大歩危・中七番ユニット(第2.2.3図)を三波川帯の一部として扱う。本地域の中七番ユニットで得られている77 Maという後期白亜紀のAr-Ar年代(第2.1図; Takasu and Dallmeyer, 1990)は「変成年代」の条件をも満たしている。

一方、本報告の白滝ユニットはWallis (1998)の別子ユニットから広義の別子エクロジヤイト相ユニットを除いたものにはほぼ相当し、南隣「日比原」地域と更に南の「伊野」地域をまたぐ清水構造線以南の地域(川又ユニット、思地ユニット; 脇田ほか, 2007; 青矢・横山, 2009)を含まない(第2.1図)。

白滝-別子エクロジヤイト相ユニット境界 白滝ユニットと別子エクロジヤイト相ユニットの区分(例えばWallis and Aoya, 2000; Aoya, 2001)は主に「変成作用」の観点に基づく。これは別子エクロジヤイト相ユニットと東赤石ユニットの区分においても同様である(第3.5.1節参照)。すなわち、五良津岩体や東平岩体など古くから知られる粗粒のエクロジヤイト様片麻岩(Takasu, 1989など)だけでなく、それらの周囲に分布する片岩類のうち近年の研究によってエクロジヤイト相変成作用の証拠が得られている岩石の分布域をも併せて別子エクロジヤイト相ユニットとした(第3.2図)。これまでにわかっている限り、別子エクロジヤイト相ユニットの岩石と白滝ユニットの岩石の最高変成圧力には少なくとも3 kbar(深さにして約10 km)のギャップがあるため(第2.3図)、両者の間には構造境界が必要である。そこで本報告では第3.2図に基づき、現時点ではほぼ確実に別子エクロジヤイト相ユニットに含まれる範囲を地質図に示し、これを白滝ユニット上部と別子エクロジヤイト相ユニットの境界とした。ただし、この境界位置にはかなりの不確かさがあり、別子エクロジヤイト相ユニットの分布範囲は今後更に広がる可能性がある。特に白滝ユニット上部の泥質片岩(SUp)と別子エクロジヤイト相ユニットの泥質片岩(Eps)は記載上見分けがつかないため(第3.4.3.2節参照)、地質図ではこれらの境界を点線(推定岩相境界)とした。

一方、別子エクロジヤイト相ユニットを白滝ユニットから独立させる必要はないという考え方もある。つまり、

現時点では明らかではないが、別子エクロジヤイト相ユニットと白滝ユニットの最高圧力時の変成条件は地質図上で漸移しているだろうという見方である(太田ほか, 2003; Ota *et al.*, 2004)。仮にこの考えが正しかった場合には、本報告の考えに立って区分した両ユニットの境界は構造境界ではなく、一種のアイソグラッド(変成分帯の境界線)と読み替えられることになるだろう。

東赤石ユニット 東赤石岩体(第3.1図)は広義の別子エクロジヤイト相ユニットに含めるが、その他の別子エクロジヤイト相ユニット構成岩類よりも有意に高压の変成条件を記録していることから(Enami *et al.*, 2004; Mizukami and Wallis, 2005; 第2.3図)、本報告では独立の構造単位、東赤石ユニットをなすものとした(第3.3図)。また岩相上の特徴と構造位置の類似性から、東赤石岩体の西方に位置する上兜かんらん岩、雲が原岩体、西赤石岩体、また南東に位置する芋野岩体(第3.1図)をも東赤石ユニットに含める(第3.6.2.1節参照)。全域が超苦鉄質岩類からなる東赤石ユニットについては第3.6.2節で詳述する。

サブユニット区分 各ユニット内では「原岩」の観点から岩相区分を行った。例えば、苦鉄質片岩、珪質片岩、泥質片岩、砂質片岩は、それぞれ主に玄武岩、チャート、泥岩、砂岩を原岩とする変成・変形岩である。白滝ユニットでは苦鉄質片岩についてOkamoto *et al.* (2000)、Nozaki *et al.* (2006)による全岩化学組成の報告があり(第3.1表 i, j)、原岩として中央海嶺起源の玄武岩が想定されている。また泥質片岩についてはGoto *et al.* (1996)によって系統的な全岩化学組成分析が行われている(第3.1表 a-d)。こういった「原岩」の大局的な見かけ層序に基づき、本報告では白滝ユニットを更に下部、中部、上部という3つのサブユニットに区分した(第3.2図)。このサブユニット区分においては井野川苦鉄質片岩、及び白滝苦鉄質片岩という2枚の苦鉄質片岩卓越層(第3.1図)を基準として用いた。井野川苦鉄質片岩の上面より下位の部分を下部サブユニット、白滝苦鉄質片岩の下底面より上位の部分を上部サブユニット及びこれらの間の泥質片岩卓越部を中部サブユニットとした(第3.3図)。

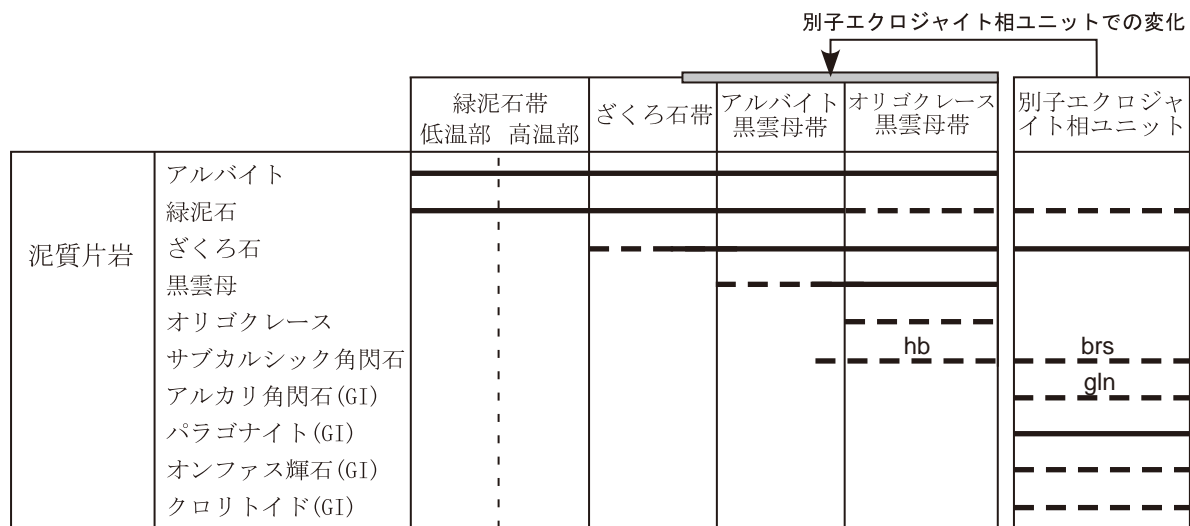
白滝ユニットの内部では後述する主変成の変成度が緑泥石帯からオリゴクレーヌ黒雲母帯にまたがって幅広く変化し、これに伴って同一の原岩でも岩相・構成鉱物が変化する(第3.4図; 次節参照)。ただし、こういった白滝ユニット内での変成度の変化はほぼ連続的であり(第2.3図)、見かけ層序の境界部で変成度が大きく変化するようなケースはほとんど認められない。つまり、白滝ユニット内のサブユニット区分はあくまで原岩種の見かけ層序によるものであり(第3.3図)、仮にサブユニット境界が構造境界であるとしても、主変成作用のピークよりも前に形成されたものと考えられる。

第3.1表 変堆積岩類（上段）と苦鉄質変成岩類（下段）の主要元素全岩化学組成

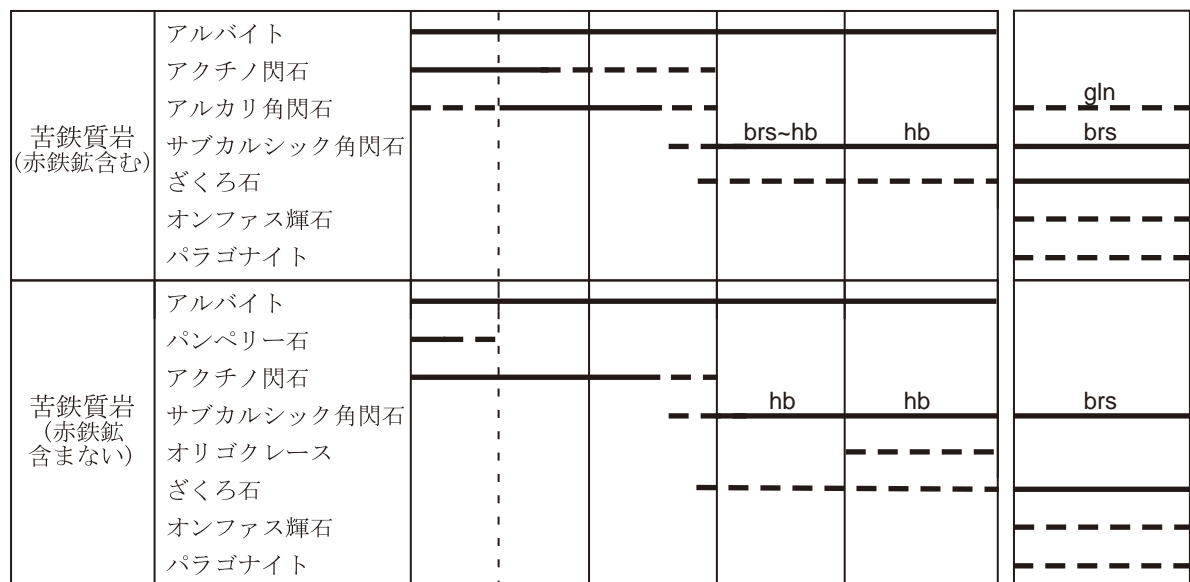
すべて重量%表示。*；全鉄2価として計算。G97：Goto *et al.* (1997)；M07：Miyamoto *et al.* (2007)；A06：Aoya *et al.* (2006)；KT02：釘宮・高須 (2002)；Ok00：Okamoto *et al.* (2000)；N06：Nozaki *et al.* (2006)；Z05：Zaw Win Ko *et al.* (2005b)；M02：Matsumoto (2002)；U11：Utsunomiya *et al.* (2011)；G90：Goto and Banno (1990)。

	a	b	c	d	e	f	g	h
岩相(凡例)	泥質片岩 (Ns, SMp)	泥質片岩 (SMp, SUp, Eps)	泥質片岩 (SUp, Eps)	泥質片岩 (SUp, Eps)	砂泥質片麻 岩(Epg)	砂泥質片麻 岩(Epg)	砂泥質片麻 岩(Epg)	珪質片麻岩 (Eqg)
地域, 岩体 (岩型)	緑泥石帯	ざくろ石帯	アルパイト 黒雲母帯	オリゴク レース黒雲 母帯	権現岩体(エ クロジャイ ト様)	瀬場変斑れ い岩外縁部 (hb含有)	五良津西部 岩体(hb含 有)	五良津西部 岩体
測定数	38	61	70	25	9	12	1	1
SiO ₂	69.02	69.48	68.77	68.50	63.74	58.20	70.34	68.12
TiO ₂	0.52	0.54	0.56	0.58	0.55	0.70	0.46	0.11
Al ₂ O ₃	15.10	14.99	15.23	15.02	13.40	14.90	14.76	16.05
FeO*	3.89	3.90	4.15	4.20	7.56	5.70	3.20	0.93
MnO	0.11	0.15	0.15	0.14	0.13	0.13	0.06	0.03
MgO	1.52	1.65	1.68	1.83	4.46	4.91	0.97	0.38
CaO	0.64	0.80	1.00	1.77	5.13	5.94	3.47	16.24
Na ₂ O	2.86	2.43	2.35	2.21	2.08	3.36	4.56	0.07
K ₂ O	2.95	3.04	3.11	2.90	1.13	0.68	1.03	0.03
P ₂ O ₅	0.15	0.10	0.11	0.12	0.09	0.14	0.13	0.47
Total	96.76	97.09	97.11	97.26	98.27	94.66	98.98	102.43
文献	G97	G97	G97	G97	M07	A06	KT02	KT02

	i	j	k	l	m	n	o	p
岩相(凡例)	苦鉄質片岩 (SMm, SUm)	苦鉄質片岩 (SMm, SUm)	ざくろ石含 有苦鉄質片 岩(SUm)	ざくろ石含 有苦鉄質片 岩(Ems)	ざくろ石含 有苦鉄質片 麻岩(Emg)	ざくろ石含 有変斑れい 岩(Egb)	ざくろ石含 有変斑れい 岩(Egb)	ざくろ石含 有変斑れい 岩(Egb)
地域, 岩体	ざくろ石帯 ~アルパイト 黒雲母帯	ざくろ石帯 ~アルパイト 黒雲母帯	ざくろ石帯 (筏津苦鉄質 片岩)	瀬場苦鉄質 片岩	五良津西部 岩体	五良津東部 岩体(グラ ニュライト)	五良津東部 岩体(エクロ ジャイト)	瀬場変斑れ い岩(ゾイサ イト岩)
測定数	30	23	4	15	6	1	3	1
SiO ₂	47.68	47.96	47.36	47.83	46.02	50.76	45.57	42.55
TiO ₂	1.49	1.21	2.21	1.74	1.06	0.21	1.22	0.08
Al ₂ O ₃	15.18	15.80	16.45	14.50	18.06	6.68	16.63	27.67
FeO*	11.39	11.49	13.99	11.77	10.96	7.74	13.73	3.57
MnO	0.22	0.21	0.19	0.20	0.21	0.18	0.27	0.06
MgO	7.14	7.63	1.19	6.48	5.56	18.55	6.01	5.31
CaO	12.08	10.87	6.93	11.21	12.42	15.68	11.65	15.20
Na ₂ O	2.63	1.98	2.28	2.48	2.54	0.47	2.84	1.79
K ₂ O	0.47	0.21	2.33	1.32	0.41	0.04	0.20	0.14
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.34	0.18	0.34	0.05	0.25	0.02
Total	98.45	97.45	93.27	97.70	97.58	100.36	98.36	96.39
文献	Ok00	N06	Z05	M02	U11	GB90	U11	A06



＋石英，フェンジャイト，±緑れん石，方解石



＋緑れん石，緑泥石，石英，±フェンジャイト，方解石

第3.4図 三波川変成コンプレックスの変成鉱物組み合わせ

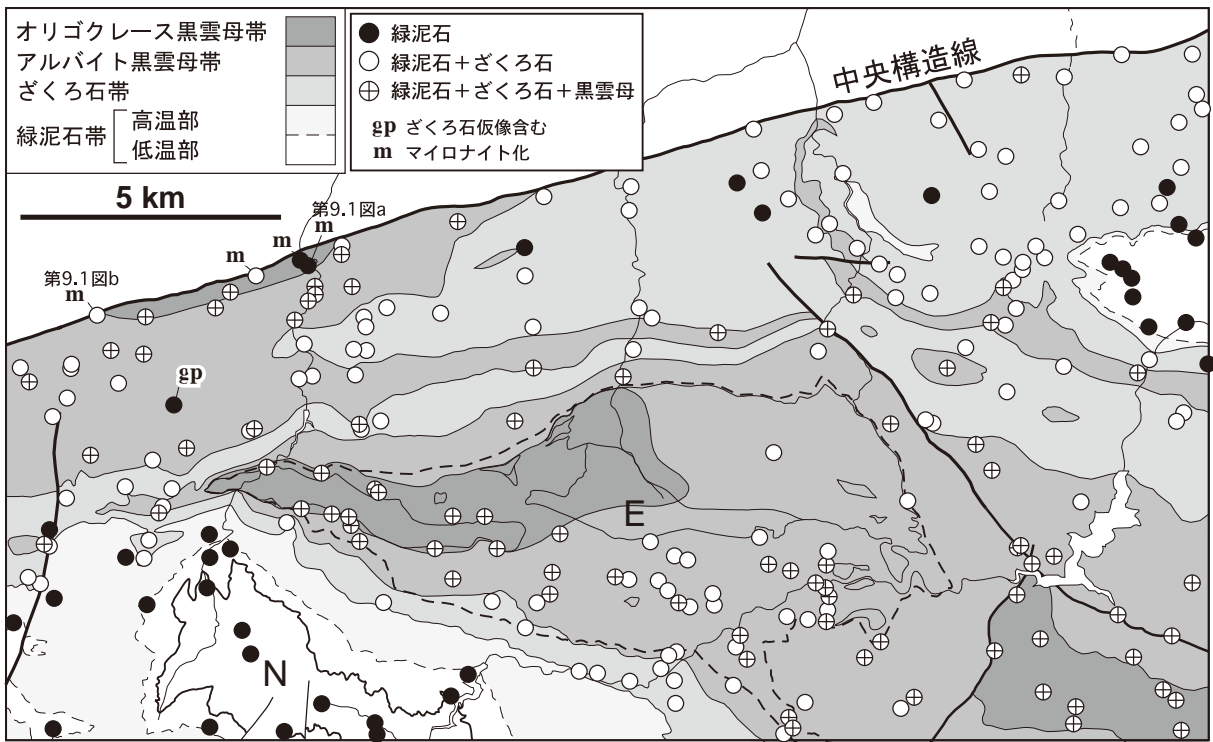
実線は普通に産出するもの、点線は産出することがあるもの、GIはざくろ石中の包有物としてのみ産することを示す。また別子エクロジヤイト相ユニットにおける鉱物共生の変化順序を矢印で示した。緑泥石帯-オリゴクレー黒雲母帯に関して秀(1961)、Otsuki and Banno (1990)、Nakamura and Enami (1994)を、別子エクロジヤイト相ユニットの泥質片岩に関してZaw Win Ko *et al.* (2005a)とKouketsu and Enami (2011)を、また別子エクロジヤイト相ユニットの苦鉄質岩に関してAoya (2001)、Matsumoto *et al.* (2003)、Ota *et al.* (2004)、Endo (2010)を参考にした。hb：ホルンブレンド、brs：パロア閃石、gln：藍閃石。

3.2.2 変成ステージ及び主変成の変成分帯

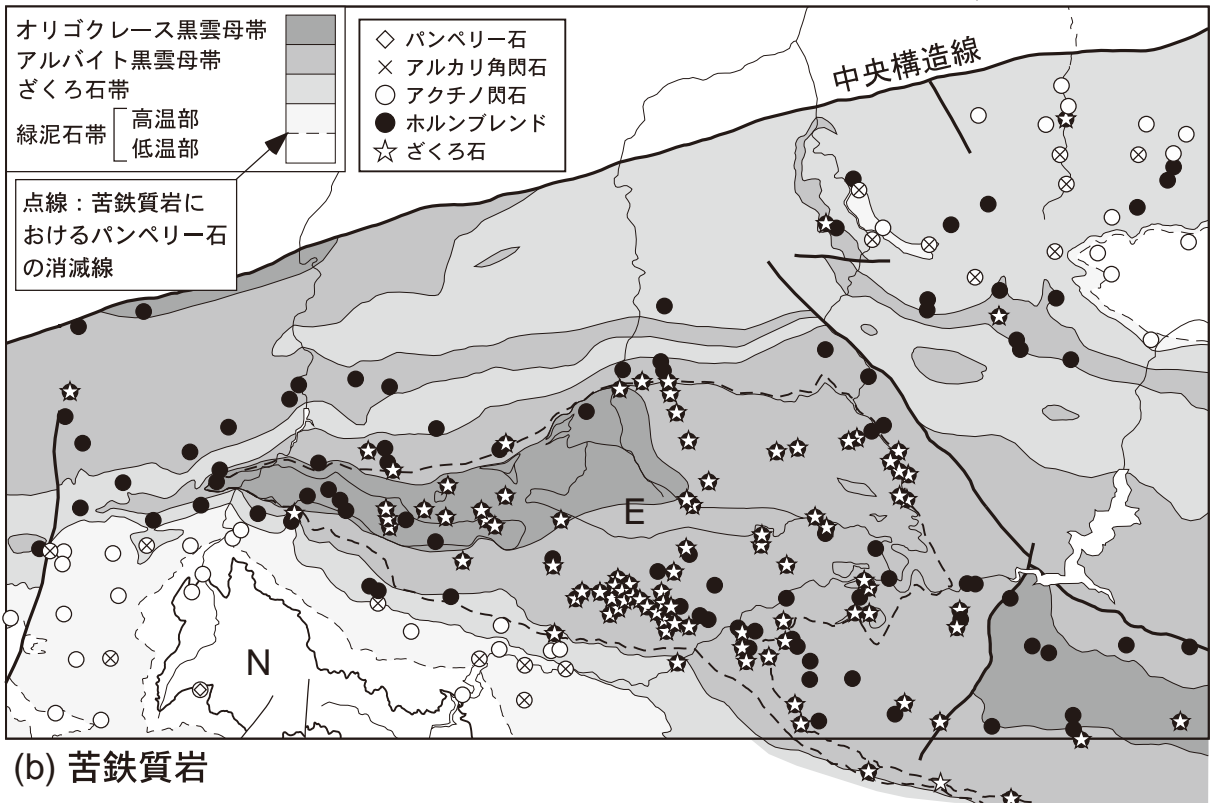
本地域の三波川変成コンプレックスでは初期変成、エクロジヤイト相変成、及び主変成という3段階の変成ステージが認識される。本報告で行った変成分帯(第3.5図)は主変成における変成条件の地域差を表したものである。

ステージ1：初期変成 後述するエクロジヤイト相変成よりも明らかに前のステージの変成作用を初期変成と呼ぶ。2度の異なるエクロジヤイト相変成が認識できると

いう考えもあるが(Takasu, 1989; Toriumi and Kohsaka, 1995; 櫻井・高須2009; Kabir and Takasu, 2010aなど)、著者はこれらの議論が確実なものとは考えていない(第3.7.2節参照)。現時点で確実な初期変成の記録は別子エクロジヤイト相ユニットの片麻岩類に限定される。詳細に検討されている五良津西部岩体の初期変成作用は角閃岩相高压部相当の変成条件で(第3.7.1節参照)、変成年代はざくろ石についてのLu-Hf法によれば約116Maである(Endo *et al.*, 2009; 第3.2.3節参照)。



(a) 泥質岩



(b) 苦鉄質岩

第3.5図 変成鉱物の分布，及び主変成作用の変成分帯

E：広義の別子エクロジヤイト相ユニット，N：中七番ユニット．ユニット区分については第3.2図参照．(a) 泥質岩における鉱物組み合わせの分布．変成分帯の境界線は東野（1990）の図に本報告による若干の修正を加えて描いた．また第9.1図に薄片写真を示した2試料の採取位置を示した．(b) 苦鉄質岩における変成鉱物の分布．不確実性が大きいので，緑泥石帯の高温部・低温部への区分線（パンペリー石の消滅線）は細い破線で示した．

ステージ2: エクロジヤイト相変成 別子エクロジヤイト相ユニット(第3.2図)の岩石に記録されている角閃石エクロジヤイト亜相-藍晶石エクロジヤイト亜相での変成作用が起こったステージで(第2.3図), 泥質片岩・苦鉄質岩におけるアルバイトの非存在によって特徴付けられる(第3.4図; 第3.8.2節参照). 特に五良津西部岩体(第3.1図)では初期変成によって形成したざくろ石核部を被覆するざくろ石外縁部の成長段階として認識される(Endo *et al.*, 2009; Endo, 2010). エクロジヤイト相変成の年代としては瀬場苦鉄質片岩(第3.1図)のエクロジヤイト様片岩についてざくろ石とオンファス輝石を用いたLu-Hf法によって約89Maが得られている(Wallis *et al.*, 2009; 第3.2.3節参照).

ステージ3: 主変成 中七番ユニット, 白滝ユニット, 別子エクロジヤイト相ユニットのすべてにおいて認識され, 緑泥石帯からオリゴクレス黒雲母帯に至るいわゆる三波川帯全域の変成分帯(第3.5図)が記録されたステージである. パンペリー石アクトノ閃石亜相から青色片岩相-緑色片岩相の境界部を経て緑れん石角閃岩亜相に至る連続的な変成相系列が認識される(第2.3図; 第3.8.3節参照). この変成相系列に対しては伝統的に「高圧中間群」という用語が用いられてきた(都城, 1965). 別子エクロジヤイト相ユニットの岩石においてこの主変成は主にオンファス輝石を分解して生じたアルバイトと角閃石(バロア閃石ないしホルンブレンド)またはアルバイトとアルカリ輝石の連晶組織, シンプレクタイトとして認識される(第3.2図). 度合いの差こそあれ, 別子エクロジヤイト相ユニットの岩石はすべてこの主変成作用によるオーバープリントを受けている(第3.4図, 第3.9図c). 主変成作用の時期は, エクロジヤイト相変成作用の時期(約89Ma)とフェンジャイト・全岩を用いたK-Ar, Ar-Ar年代(第2.1図)を併せて考えると89-76Ma頃と考えられる(第3.2.3節参照). **主変成の変成分帯** 主に泥質片岩の鉱物組み合わせに基づいて本地域の三波川帯を緑泥石帯(c), ざくろ石帯(g), アルバイト黒雲母帯(ab)及びオリゴクレス黒雲母帯(ob)に区分した. 地質図にはこれらの境界を点線で示すと共に各鉱物帯の記号を重ね書きした. また変成分帯図を第3.5図に, また各鉱物帯における変成鉱物組み合わせを第3.4図に示した.

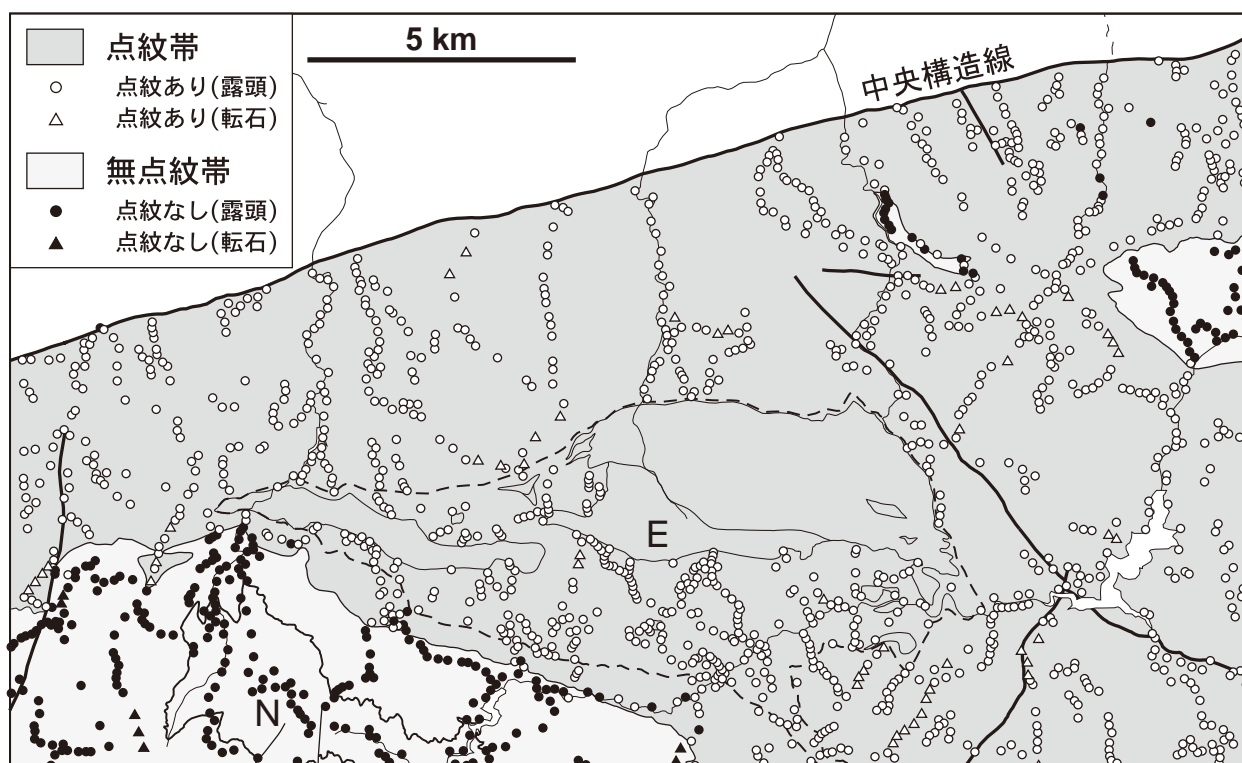
泥質片岩では主変成の変成度の上昇に伴い, ざくろ石, 黒雲母及びオリゴクレスが出現し(第3.4図; Matsumoto *et al.*, 2005), 変成度の低いほうから緑泥石帯, ざくろ石帯, アルバイト黒雲母帯, オリゴクレス黒雲母帯という4つの鉱物帯が定義できる(秀, 1961; Banno, 1964; 東野, 1990; Higashino, 1990). 本報告で採取した泥質片岩試料を検鏡した結果, 東野(1990)の網羅したルート以外の地点において東野(1990)の変成分帯と相容れない鉱物組み合わせがいくつか認識され

た. そこで東野(1990)のデータと本報告のデータを併せ, 地質構造も加味して新たに上記4帯への分帯を行った(第3.5図a).

一方, 変成度の上昇に伴う苦鉄質岩におけるパンペリー石の消滅によって, 緑泥石帯は更に低温部と高温部に区分できる(Nakajima *et al.*, 1977; Nakajima, 1982). ただし, 本報告でパンペリー石を確認できたのは1地点のみである(第3.5図b). 緑泥石帯低温部におけるパンペリー石の産出は全岩化学組成に強く依存し(第3.4図), 少なくとも消滅線の直下では特定の化学組成を持つ苦鉄質岩にしかパンペリー石が出ないため(Nakajima, 1982), 消滅線の決定には高密度の試料採取に基づいた詳細な検討が必要である. つまり本報告のデータ(第3.5図b)は十分ではない. そこで, 本報告ではパンペリー石の消滅線が白滝苦鉄質片岩(第3.1図)の下底部付近に位置するというNakajima(1982)の結論に基づき, 白滝苦鉄質片岩の下底, すなわち白滝ユニット中部と上部の境界(第3.3図)に緑泥石帯高温部・低温部の区分線を引いた. ただし, 位置の不確かさが大きいため第3.5図に点線で示すにとどめ, 地質図には示していない.

緑泥石帯とざくろ石帯の境界は本来, 泥質片岩におけるざくろ石の出現によって定義されるが(第3.4図), 本地域ではざくろ石の出現線が苦鉄質片岩の卓越部を通ることが多く, 散在する泥質片岩のデータだけではその位置にある程度の不確かさが生じる. そこで, 伝統的に用いられてきた点紋帯と無点紋帯への区分線, すなわち肉眼で確認できるアルバイト斑状変晶の出現線(第3.6図)を緑泥石帯-ざくろ石帯境界に用いた. 点紋帯と無点紋帯の境界が泥質片岩のざくろ石出現線とほぼ一致することは経験的に知られている(秀, 1961など). また本地域で点紋の出現によって引いた緑泥石帯-ざくろ石帯境界(第3.6図)は東野(1990)や本報告のデータと矛盾しない(第3.5図a).

オリゴクレス黒雲母帯は泥質片岩及び赤鉄鉱を含まない苦鉄質岩(過剰石英を含むもの)におけるオリゴクレス(アノーサイト成分10%以上の斜長石)の出現によって定義される(榎並, 1982; 第3.4図). また東赤石かんらん岩体(第3.1図)では泥質・苦鉄質岩におけるオリゴクレス形成反応と同様の温度・圧力条件でかんらん石と共存するトレモラ閃石の形成反応が起こっていたことがわかっている(Mizukami and Wallis, 2005; 第3.6.2.1節参照). 本報告では榎並(1982), 古山ほか(1985), 東野(1990)及びMizukami and Wallis(2005)で得られているデータをすべて地図上にプロットし, 本研究による4地点のデータも加えてオリゴクレス黒雲母帯の分布範囲を決定した(第3.7図). 本報告の野外調査により, 本地域南東部のオリゴクレス黒雲母帯の西限は断層(大野山断層; 第3.2図)によるものであることがわかった(第3.8.4節参照).



第3.6図 点紋帯と無点紋帯の区分図

泥質片岩、苦鉄質片岩において、点紋(アルバイト斑状変晶)が肉眼で確認できる地点を白抜き、確認できない地点を黒抜きで示した。E: 広義の別子エクロジャイト相ユニット, N: 中七番ユニット。ユニット区分については第3.2図参照。

また東野(1990)は本地域南東部のオリゴクレス黒雲母帯が銅山川をまたいで北西方向に延長されるものと推測し、点線で細長い延長領域を示したが、本研究のデータによればこの地域にオリゴクレス黒雲母帯は存在しない(第3.7図)。

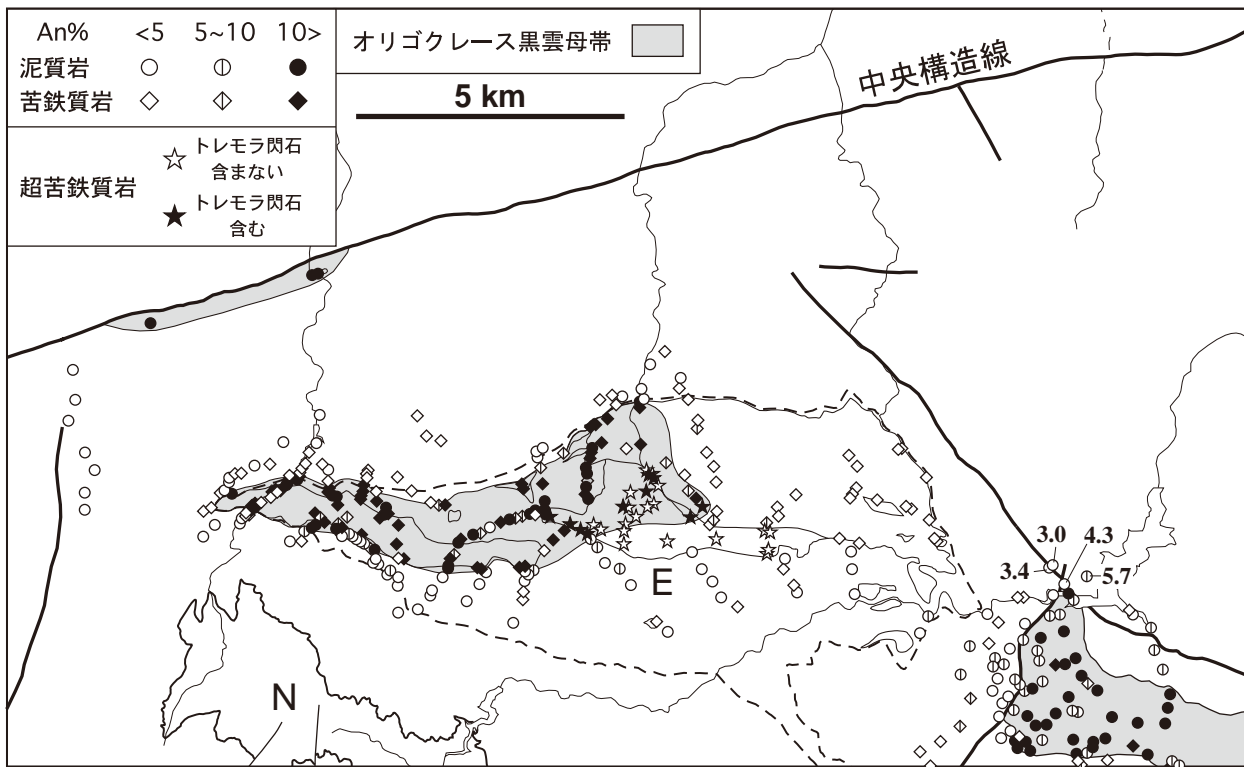
第3.5図からわかるように、中七番ユニットはその全域が最も変成度の低い緑泥石帯低温部に含まれる。つまり、鉱物組み合わせの変化から認識できる主変成の変成度の地域変化はすべて白滝ユニットと別子エクロジャイト相ユニットの範囲で起こっている(第2.3図)。また変成分帯の境界線は数カ所で白滝-別子エクロジャイト相ユニット境界と交差しており(第3.5図)、主変成のピーク温度が両ユニットの定置後に達成されたことが伺える。

3.2.3 放射年代

変成岩から得られる放射年代の解釈はやや複雑である。以下、本地域周辺の三波川変成コンプレックスで得られている放射年代値の意味合いについて著者の見解を述べ、本地域における三波川変成作用の年代を総括する。**全岩による Rb-Sr 年代** 南新ほか(1979)による汗見川地域(第2.1図)の砂質片岩・泥質片岩を用いた Rb-Sr 全岩アイソクロン年代 (116 ± 10 Ma) はこれま

で多くの研究者によってピーク変成年代として引用されてきたが、実際にはこの年代が何を意味しているのかは解釈不能である(Wallis and Endo, 2010)。

SHRIMP によるジルコン U-Pb 年代 SHRIMP を用いた微小領域分析(点分析)ではジルコン粒子が持つ累帯構造の中から特定の領域を選択して年代測定を行うことができる。またジルコンにおける U-Pb 系の閉鎖温度は 750°C 以上と非常に高く(Hodges, 1991; Cherniak and Watson, 2000 など)、三波川変成作用の温度条件では開放されない。つまり、この手法から得られる年代は測定点に対応する部分の「ジルコン成長年代」と解釈できる。ただし、ジルコンは火成作用でも変成作用でも成長し得る上に風化に強く、単一粒子中に年代の異なる複数回の成長部分が観察されることが多い。つまり、得られた年代を変成年代と解釈するためには、測定点近辺で変成鉱物の微細包有物を見つける必要がある。Okamoto *et al.* (2004) は、砂泥質岩を原岩とする権現岩体(第3.1図)のエクロジャイト様岩から多数のジルコンを抽出し、ジルコンの核部から $1900 \sim 134$ Ma、マントル部から $136 \sim 112$ Ma、またこれらを被覆する外縁部から $132 \sim 112$ Ma という年代分布を得た上で、外縁部に対応する $120\text{--}110$ Ma という年代をエクロジャイト相変成のピーク変成年代と解釈した。しかし、ジルコンのいずれの部



第3. 7図 オリゴクレーヌ黒雲母帯の分布範囲

E: 広義の別子エクロジヤイト相ユニット, N: 中七番ユニット. ユニット区分については第3. 2図参照. 泥質片岩と苦鉄質岩における斜長石のアノーサイト (An) 成分最高値の分布データは, 図幅中央部について榎並 (1982), 南東部について古山ほか (1985) と本報告, また北西部の中央構造線近傍について東野 (1990) による. また東赤石かんらん岩体の超苦鉄質岩におけるトレモラ閃石の分布は Mizukami and Wallis (2005) による. 本報告によるデータ4箇所にはアノーサイト値の最高値を併せて示した. これら4試料ではまず $7.5 \times 7.5 \text{ mm}^2$ の領域に対して元素マッピングを行い, 斜長石の Ca 累帯構造を認識した上で, Ca 濃度の最も高い部分について4~30点の組成分析を行い, 最高値を決定した.

分からもエクロジヤイト相変成を特徴付ける微細包有物 (オンファス輝石, ざくろ石など) が見つかっていないため, この解釈は決定的とは言えない. しかも, マントル部とリム部の年代分布は区別がつかないのに加え, 累帯構造が一部欠損し, 明らかに碎屑性と思われるマントル部分からも 112 Ma というリムと同等の年代が得られている. 現時点で 120~110Ma が権現岩体のエクロジヤイト相変成年代であることを否定はできないが, その他の解釈も同等に可能である (本節内で後述).

ざくろ石とオンファス輝石による Lu-Hf 年代 鉱物アイソクロンを用いた年代測定法では親元素と子元素の化学的挙動が測定対象とする複数の鉱物の間で異なっている必要がある. そうでないとアイソクロン図でデータが横軸方向に開かず, 正確な年代を導けない. Lu-Hf 法の場合, 親元素である Lu は重希土類元素であるためざくろ石に強く濃集するのに対し, 子元素である Hf はチタン族元素であり, 両者の挙動が大きく異なる. つまり, 測定鉱物にざくろ石を含めればアイソクロンが横軸 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$) 方向に大きく開き, 高精度の年代が得られると期待できる. またざくろ石における Lu-Hf 系

の閉鎖温度についての実験データは少ないが, 経験的には 900 C° 以上と考えられている (Anckiewicz *et al.*, 2007). つまり, ざくろ石とオンファス輝石を用いた Lu-Hf アイソクロン年代は「ざくろ石の成長年代」であり, ざくろ石とオンファス輝石の同時成長が確認できればエクロジヤイト相変成作用の年代と解釈できる. Wallis *et al.* (2009) は瀬場苦鉄質片岩 (第3. 1図) のエクロジヤイト様片岩, 及び徳島県高越地域のエクロジヤイト様片岩という2試料についてこの手法による年代測定を行い, 共に 89-88 Ma という年代を得た (第2. 1図). 瀬場エクロジヤイト様片岩については Aoya (2001) で, また高越エクロジヤイト様片岩については Matsumoto *et al.* (2003) でざくろ石とオンファス輝石の同時成長が確認されていることから (第3. 5. 5節参照), これらの年代はほぼ確実なエクロジヤイト相変成の年代とみなせる.

一方, Endo *et al.* (2009) は五良津西部岩体 (第3. 1図) のエクロジヤイト様片麻岩について, ざくろ石とオンファス輝石をそれぞれ二分した計4フラクションによる Lu-Hf アイソクロンから $115.9 \pm 0.5 \text{ Ma}$ という年代

を得た。更に測定試料のざくろ石の累帯構造を検討し、鏡下で明瞭に包有物組織の異なる核部と外縁部が認識できること、またオンファス輝石の包有物は外縁部にしか含まれず、核部の成長時には斜長石が安定であったことがわかった。つまり、核部はエクロジヤイト相変成より前に、より低圧の条件（角閃岩相高圧部；第3.7.1節参照）で形成されていたことが判明した。一方、レーザー ICPMS を用いた点分析の結果、Lu の大部分はざくろ石の核部に濃集していることがわかった。これらを総合すると、五良津エクロジヤイト様片麻岩から得られた約 116Ma という年代は「ざくろ石核部の成長年代」、つまりエクロジヤイト相変成よりも前に起こった初期三波川変成の年代であると解釈できる。

初期変成の年代を求めるのに、この時点では存在しなかったオンファス輝石を用いてアイソクロンをひくことは一般論としては誤りである。ただし、Lu-Hf 法では、ざくろ石が最初に成長した時点で Lu の大部分がざくろ石に濃集し、ざくろ石以外の部分では $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比（アイソクロン図の横軸の値）がほぼゼロとなる、というのが他のアイソクロン法にはない特徴と言える。つまり最初のざくろ石の成長以後、基質には ^{176}Hf の親元素である ^{176}Lu がほぼ存在しなくなるので、 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比（アイソクロン図の縦軸の値）はこの時点からほぼ変化しない。Endo *et al.* (2009) では 2 度目にエクロジヤイト相で成長したざくろ石外縁部にほとんど Lu が含まれないことから、この解釈が支持される。つまり、基質における Hf 同位対比はざくろ石核部成長時からほぼ変化していないはずなので、のちに基質で成長したオンファス輝石が記録している Hf 同位対比はざくろ石核部成長時の値と（年代を求める目的の上では）同一視できる。実際、Endo *et al.* (2009) のアイソクロン図では、ざくろ石における $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比が 3.84-6.38 なのに対し、オンファス輝石における $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比がほぼゼロとみなせる値 (0.003~0.005) となっていることはこの解釈と整合的である。これらを踏まえると、ざくろ石の 2 フラクションによって規定される直線の延長上にオンファス輝石の 2 データもプロットされることは、ざくろ石核部の成長時に同位体平衡が成立していたことを支持する。従って、得られたアイソクロン年代をざくろ石核部の成長年代とみなす Endo *et al.* (2009) の解釈は妥当だろう。

Okamoto *et al.* (2004) が権現岩体のジルコン外縁部から得た 120~110 Ma という年代は Endo *et al.* (2009) の初期変成の年代（約 116Ma）と一致することから、これらも初期変成の年代を示している可能性がある。

K-Ar 及び Ar-Ar 年代 三波川変成コンプレックスに広く分布する泥質片岩は普遍的にフェンジャイトを含むため、これまでにフェンジャイトもしくは全岩を用いた K-Ar 及び Ar-Ar 年代測定が数多く行われている (Itaya and Takasugi, 1988; Takasu and Dallmeyer, 1990;

Dallmeyer and Takasu, 1991; Wallis *et al.*, 2000 など)。本地域周辺で得られている Ar-Ar 年代値 (Takasu and Dallmeyer, 1990) の分布は第 2.1 図に示した。フェンジャイト（白雲母類）における K-Ar 系の閉鎖温度は約 400°C とされるが (Hodges, 1991; Hames and Bowering, 1994 など)、この温度は主変成の変成温度の分布範囲内にあるため (第 2.3 図)、年代値の解釈は低変成度と高変成度の岩石で異なる。変成温度が有意に 400°C を下回る緑泥石帯ではフェンジャイトの成長年代、つまり変成年代と解釈され、それ以外の高変成部ではピーク変成のあと、約 400 度まで温度が低下したときの年代、つまり冷却年代とみなされる。本地域について言えば、全域が緑泥石帯低温部に属する中七番ユニットから得られている 77 Ma は変成年代、その他の高変成部から得られている 89~76 Ma という年代は冷却年代と考えられる (第 2.1 図)。つまり、厳密に言えばざくろ石帯以上の高変成部における Ar-Ar 年代はピーク変成年代ではないが、少なくともこれらの試料における主変成のピーク年代がすべて 76 Ma 以前であることを意味している。

一方、Dallmeyer and Takasu (1991) は瀬場変斑れい岩及び瀬場苦鉄質片岩 (第 3.1 図) の計 5 試料から抽出した角閃石について 97~87 Ma にばらついた Ar-Ar 年代を報告しているが、年代スペクトルの不安定性や、スペクトル年代（プラトー年代）と同位体相関年代の不一致などが見られることから少なくとも一部の年代値は信頼性がやや低いと考えられる (Wallis *et al.*, 2009)。同様に Takasu and Dallmeyer (1990) は本地域内の苦鉄質片岩 3 試料と五良津岩体 (第 3.1 図) の 1 試料、合わせて 4 試料について角閃石を用いた Ar-Ar 年代測定を行っているが、やはり年代スペクトルが不安定で 2 試料についてはプラトーを定義できず、残りの 2 試料（年代値は 103.9 Ma 及び 105.4 Ma）でもプラトー年代と同位体相関年代との不一致が見られるなど、やはり年代値の信頼性は低いと考えられる。

ジルコンによるフィッシュトラック年代 ジルコンを用いたフィッシュトラック（以後 FT）年代測定法の閉鎖温度は約 250°C であり (Tagami and Shimada, 1996; Brandon *et al.*, 1998)、三波川変成岩から得られる年代値はすべて冷却年代となる。本地域では FT 年代測定は行われていないが、汗見川地域のオリゴクレーヌ黒雲母帯及び大歩危ユニット（本地域の中七番ユニットに相当；第 2.1 図）の礫質片岩から抽出したジルコンについて FT のトラック密度及びトラック長の測定が行われている。汗見川の試料についてはトラック長分布に異常（短縮傾向）が見られず、単一の冷却イベントが示唆されたことからトラック長密度を用いて約 63 Ma の冷却年代が導かれた (Wallis *et al.*, 2004)。一方、大歩危地域の試料についてはトラック長分布 (Shinjoe and Tagami, 1994) に明らかな短縮傾向が認められ、また過

去のトラックが分割・短縮したものがエッチングによって再び連結した組織も観察された (Wallis *et al.*, 2004). つまり, 大歩危地域の試料は明らかに再加熱を経験している. トラック長密度のデータからはこの再加熱の年代が約 30 Ma よりも若く, 中新世火成活動に起因することが示唆された (第 7. 3 節参照). 同時に, 大歩危ユニットで得られている 70 ~ 63 Ma という三波川変成コンプレックスとしては比較的若い K-Ar, Ar-Ar 年代 (Itaya and Takasugi, 1988; Takasu and Dallmeyer, 1990; Aoki *et al.*, 2008; 第 2. 1 図) がこの再加熱によって若返っている可能性が指摘されている (Wallis *et al.*, 2004). これを考慮すると, 大歩危ユニットにおける変成年代はすべて後期白亜紀 (99.6 ~ 65.5 Ma) に含まれるものと推測される.

大歩危ユニットの碎屑性ジルコン年代 Aoki *et al.* (2007), 大藤ほか (2010) は大歩危ユニット (本地域の中七番ユニットに相当: 第 2. 1 図) とその近辺の砂質片岩から碎屑性ジルコンを大量に抽出し, レーザー ICPMS を用いた U-Pb 年代測定を行った. 碎屑性ジルコンは砂質片岩の原岩 (砂岩) が堆積するときに取り込まれたものなので, 原岩の堆積年代はジルコンの U-Pb 年代よりも若いはずである. Aoki *et al.* (2007) が報告した最も若い年代は 82 ± 11 Ma であることから, 誤差も考慮すると, この試料の堆積年代は 93 Ma よりも若いことになる. この堆積年代が Okamoto *et al.* (2004) の解釈による三波川変成作用の年代, 120 ~ 110 Ma よりも若いことを根拠に, 大歩危ユニットは三波川変成コンプレックスとはみなせず, 白亜紀四万十付加コンプレックスに属するものと結論された. しかし前述の通り, Okamoto *et al.* (2004) の 120 ~ 110 Ma という U-Pb 年代はジルコンの成長年代であり, 今のところこのジルコンの成長がエクロジヤイト相変成時に起こったという証拠はない. 一方, 仮に Wallis *et al.* (2009) が Lu-Hf 法によって示した約 89 Ma のエクロジヤイト相変成年代をこのような議論に用いるとすれば, これは 82 ± 11 Ma よりも有意に古いとは言えない. こういった数字上の意味でも Aoki *et al.* (2007) の議論はまだ決定的ではない. ただし, 原岩年代と変成年代の比較は本来, 共通の変成履歴を持った岩石の間で行うべきである. 大歩危ユニットの堆積年代が 82 ± 11 Ma 以降なことはわかったが, 大歩危ユニットの変成年代もそれ以降であれば矛盾は生じない. つまり, その問題の権現岩体 (第 3. 1 図) というたった 1 箇所を得られた 120 ~ 110 Ma というジルコン年代が三波川変成コンプレックス全体における変成年代であるとする単純すぎる仮定であろう. また第 3. 2. 1 節で述べた通り, 仮に三波川変成コンプレックスの原岩年代が四万十付加コンプレックスの一部と一致するとしても, 両者の形成環境は異なっていたはずであり (第 3. 2. 2 節参照), 成因上両者は区別される

べきである.

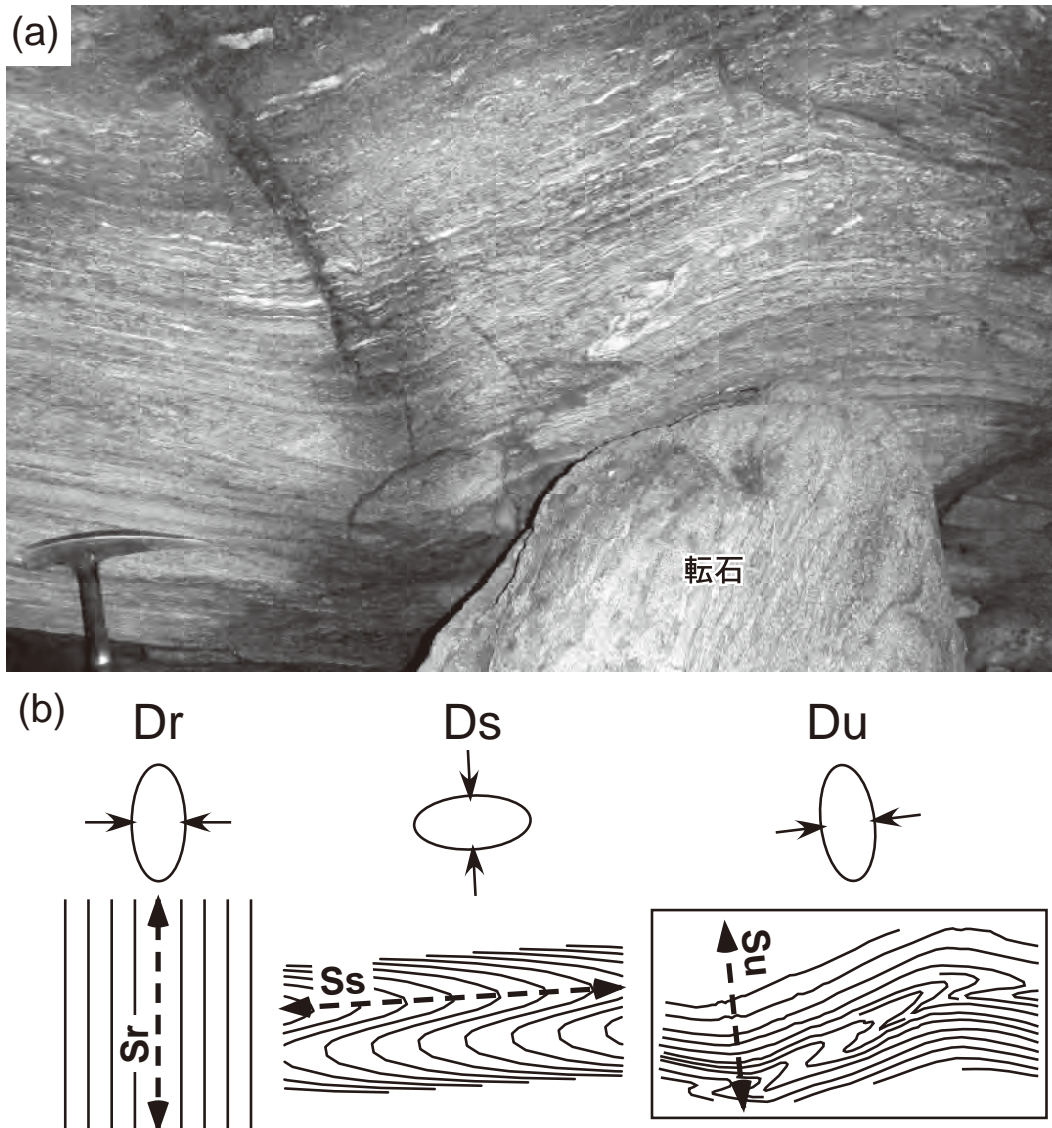
まとめ 本地域の別子エクロジヤイト相ユニットでは五良津西部岩体 (第 3. 1 図) に約 116 Ma の初期変成作用 (角閃岩相相当) が記録されており (Endo *et al.*, 2009), 瀬場苦鉄質片岩 (第 3. 1 図) からはその後のエクロジヤイト相変成の年代として約 89 Ma が得られている (Wallis *et al.*, 2009). また緑泥石帯に含まれる中七番ユニットでは主変成の年代として約 77 Ma が得られており, 白滝ユニットの高変成部・別子エクロジヤイト相ユニットでは 89 ~ 76 Ma の冷却年代が得られていることから主変成は 76 Ma 以前である (第 2. 1 図; Takasu and Dallmeyer, 1990). つまり, 本地域の全域において 3 ステージに及ぶ三波川変成作用はすべて 116 ~ 76 Ma (前期白亜紀後期-後期白亜紀) に起こったと考えて矛盾はない. また今のところ原岩年代が確実に四万十帯よりも古いと確定しているのは約 116 Ma の初期変成を記録している五良津西部岩体のみであり, その他大部分の三波川変成コンプレックスの原岩年代は四万十付加コンプレックスと区別がつかない可能性がある.

3. 2. 4 塑性変形の変形段階, 及び変形構造

褶曲のオーバープリントパターン (第 3. 8 図) から, 三波川変成コンプレックスの岩石が変成作用やそれ以後の上昇過程を通じて複数段階の塑性変形を被っていることがわかる (例えば, 青矢, 2004; 第 3. 9 図).

変形段階の区分 Wallis (1990, 1998) は主に南東隣「本山」地域の汗見川周辺 (第 2. 1 図) での研究を通じて, アルファベット順の添字を用い, 古い方から順に Dr, Ds, Dt, Du という 4 つの変形段階を区分した. 本報告ではこれらを白滝ユニットでの変形段階の呼称として用いる (第 3. 9 図 b). Ds, Dt, Du は Kojima and Suzuki (1958) や Faure (1983) で S₁, S₂, S₃ と呼ばれた面構造の形成段階にかなりの部分で一致する. Du は例えば Hara *et al.* (1992) では^{ひじかわ} 脇川-大歩危変形と呼ばれている.

一方, 白滝ユニットと別子エクロジヤイト相ユニットの境界が構造境界であることから (第 2. 3 図), 両ユニットの定置以前には別子エクロジヤイト相ユニットに関して別の変形段階が定義されるべきである. Aoya and Wallis (1999) はエクロジヤイト様片岩を含む瀬場苦鉄質片岩 (第 3. 1 図) において D₀, D_A, D_B という 3 つの変形段階を区分したが, 混乱を招きかねない名称なので本報告ではこれらを D_{E1}, D_{E2}, D_{E3} と改称して用いる (第 3. 9 図 a; Endo *et al.*, 2012; E は別子エクロジヤイト相ユニットの意味). D_{E1} と D_{E2} は白滝ユニットとの定置以前, すなわち別子エクロジヤイト相ユニットに固有の変形段階である (第 3. 9 図 c). また別子エクロジヤイト相ユニットの上昇が D_{E2} 期に起こり, 同時に白滝ユニットの沈み込みが Dr 期に起こった結果, 両ユニットが定置し, その後両者は共通の変形史を辿ったとされる



第3.8図 褶曲のオーバープリントパターンによる複数の変形段階の認識

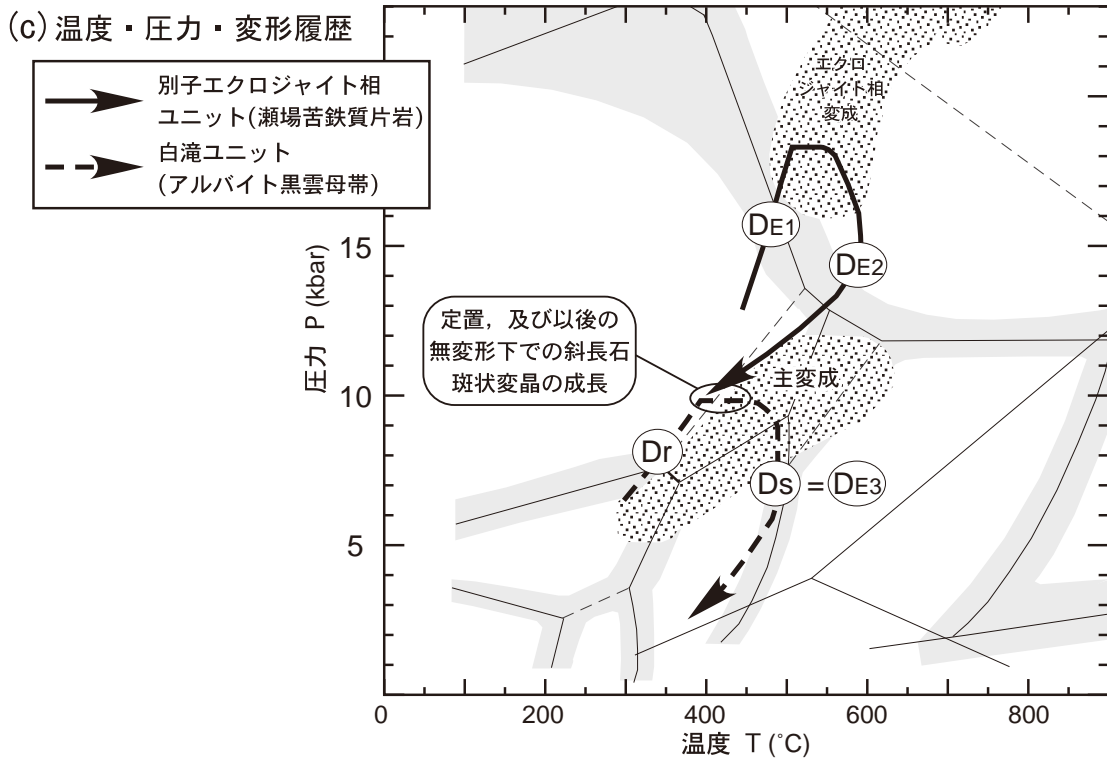
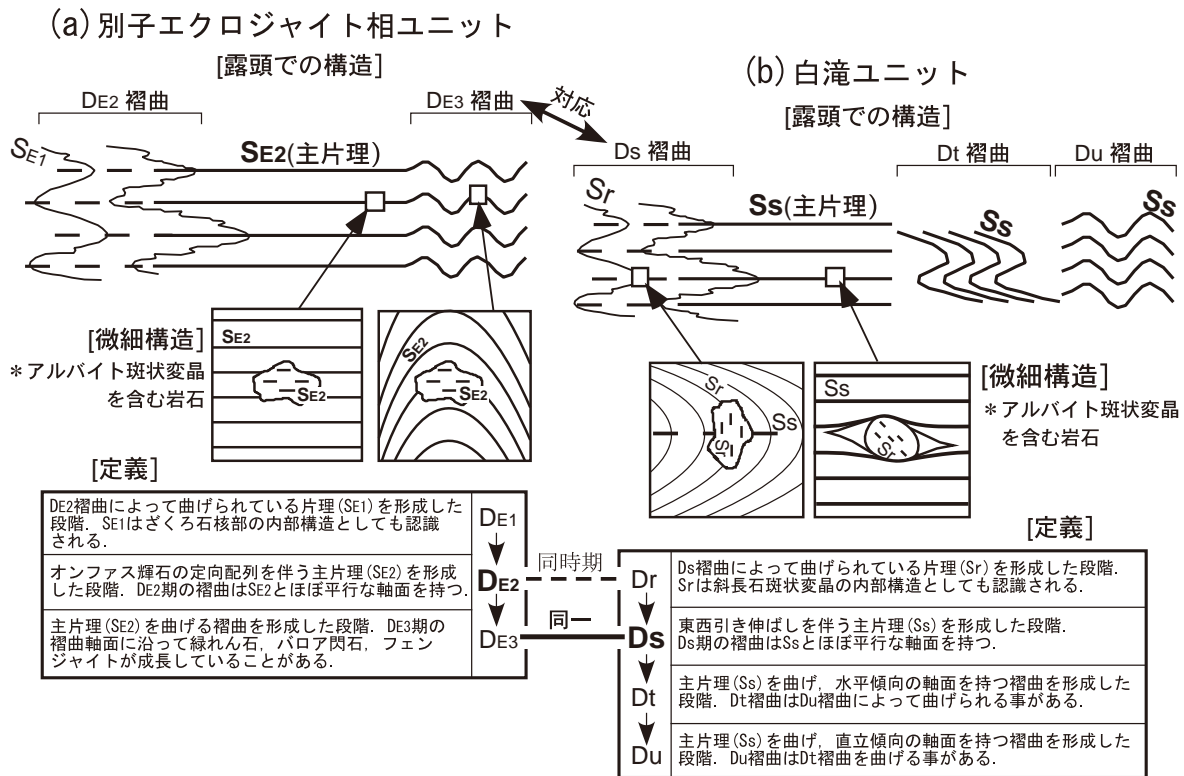
(a) 白滝ユニット中部の泥質片岩 (SMp: アルバイト黒雲母帯) に見られる褶曲のオーバープリント (新居浜市別子山の谷川沿い, 標高 815 m). 東を向いて撮影. (b) (a) から導かれる変形史. 古い方から順に Dr, Ds, Du という三段階の変形段階が認識できる. 変形段階の名称については第3.9図参照. Sr, Ss, Su はそれぞれ Dr 期, Ds 期, Du 期に生じた片理面ないし褶曲軸面. 変形段階の更新の際には歪みの短縮方向 (片理面ないし褶曲軸面に対して垂直な方向) が大きく変化している.

(Aoya, 2001). 定置後に起こった D_{E3} は D_s と同一段階なので (第3.9図c) 以後, D_{E3} という用語は文中で用いない.

中七番ユニットと白滝ユニットの境界も構造境界であり, 本来は中七番ユニットについても固有の変形段階が定義されるべきである. ただし, 両ユニットの定置は D_s 期の終期に起こったと考えられ (第3.4.1.1節参照), 両ユニットは共通に強い D_s 変形を被っている. また中七番ユニットでは D_s よりも前の変形構造の発達が不明瞭であることから, 本報告ではいたずらに変形段階の名称を増やさぬため, 中七番ユニット固有の変形段

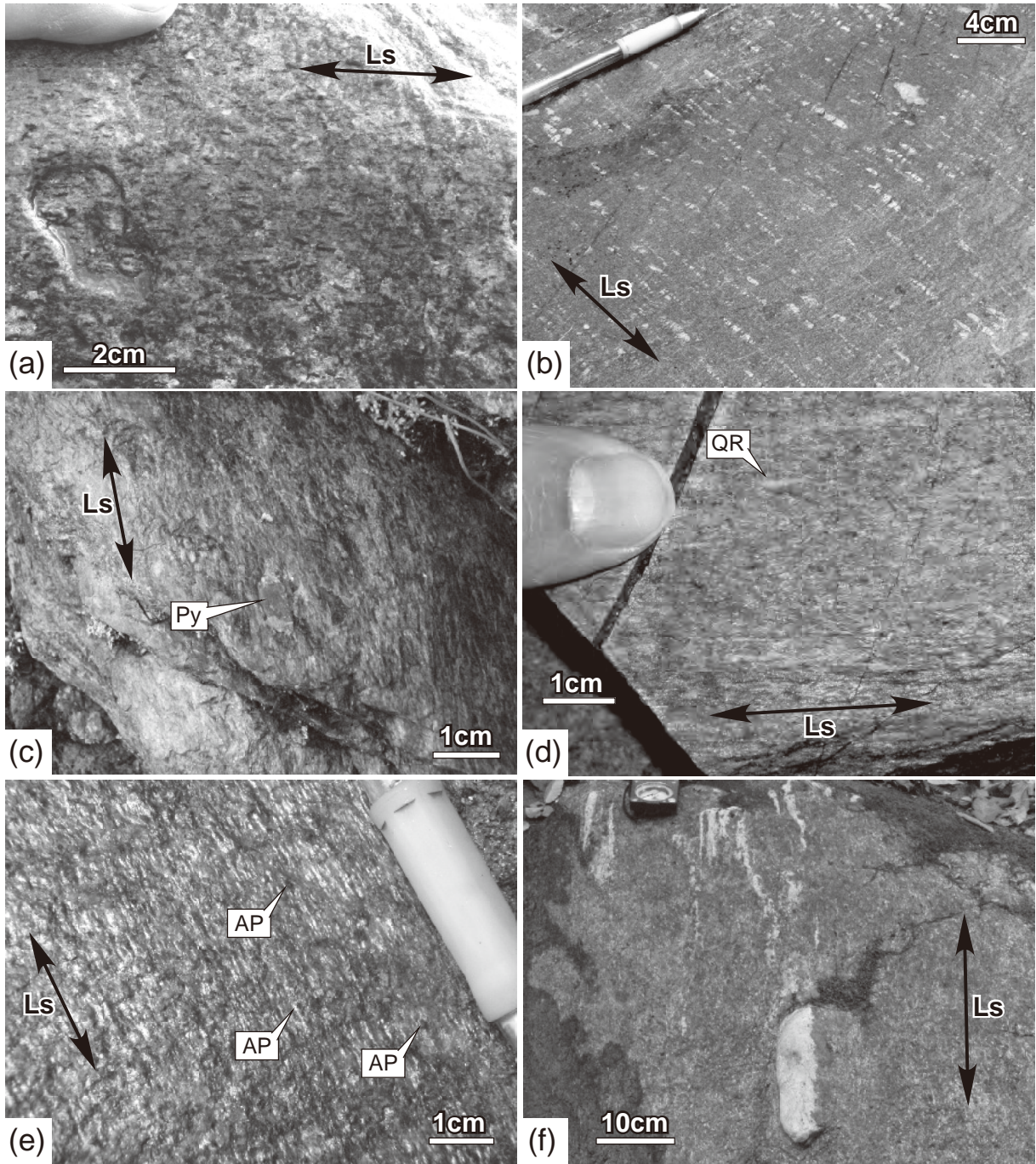
階の名称を取って定義しない.

露頭での構造・巨視的構造 白滝ユニットと中七番ユニットの主変形期である D_s 期は, 三波川帯の大部分で普遍的に発達し, 主に東西方向の引き伸ばし線構造を伴う主片理 S_s を形成した変形段階である (第3.10図, 第3.11図). 地質図には S_s の走向傾斜を塗りつぶし記号で示した. D_s 期に生じた褶曲は主片理 S_s とほぼ平行な褶曲軸面を持つ (第3.9図b). また, こういった D_s 褶曲によって曲げられている片理は D_s 期よりも前の変形段階, D_r 期に形成したものである (第3.8図; 第3.9図b). 一方, D_s 期よりも後の変形段階 (D_t , D_u) は,



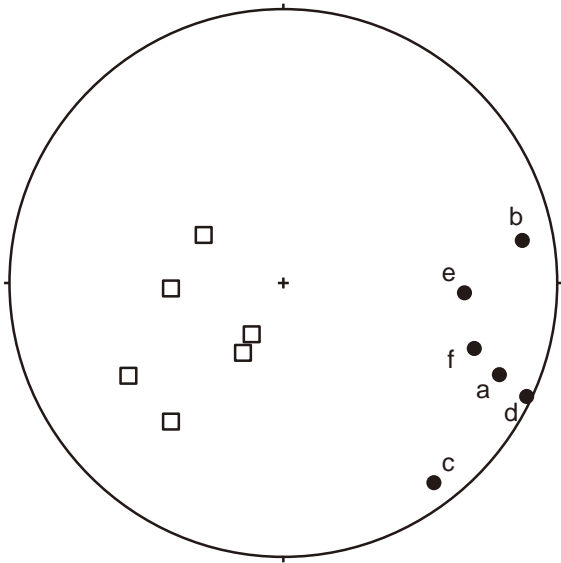
第3.9図 塑性変形段階の区分と温度・圧力・変形履歴

(a) 別子エクログジャイト相ユニット(瀬場苦鉄質片岩)における変形段階の区分。Aoya and Wallis (1999) によるが、この論文で用いられた $D_0 \Rightarrow D_A \Rightarrow D_B$ という変形段階の名称は改称した。(b) 白滝ユニットにおける変形段階の区分 (Wallis, 1990, 1998)。(c) 別子エクログジャイト相ユニット(瀬場苦鉄質片岩)と白滝ユニット(アルバイト黒雲母帯)の温度・圧力・変形履歴。変成相図の境界線と三波川変成岩の温度圧力条件の範囲は第2.3図と同様。瀬場苦鉄質片岩に関して Aoya (2001), Zaw Win Ko *et al.* (2005a), 及び Kabir and Takasu (2010b), またアルバイト黒雲母帯に関して Enami *et al.* (1994), Enami (1998), Aoya (2001) 及び Okamoto and Toriumi (2004: 2005) を参考にした。



第3. 10図 主片理 Ss 上に観察される引き伸ばし線構造

Ls は Ds 期の引き伸ばし線構造, 矢印はその方向を示す. (a) 苦鉄質片岩 (SU_m: ざくろ石帯) における角閃石 (黒い柱状鉱物) の配列による鉱物線構造 (新居浜市別子山筏津北方の銅山川沿い). (b) 苦鉄質片岩 (SU_m: ざくろ石帯) における緑れん石集合体 (白色部) の形状・配列による線構造. プーダン化が見られる (四国中央市, 面白の滝の西北西約 700 m). (c) 苦鉄質片岩 (SU_m: アルバイト黒雲母帯) 中の黄鉄鉱 (Py) に付随する石英プレッシャーシャドウの伸長 (新居浜市別子山, 峨蔵林道の終点付近). (d) 砂質片岩 (Ns: 緑泥石帯低温部) における石英リボン (QR) による形状線構造 (新居浜市別子山中七番). (e) 泥質片岩 (SU_p: アルバイト黒雲母帯) におけるアルバイト斑状変晶 (AP) に付随するプレッシャーシャドウの伸長 (四国中央市富郷町津根山). (f) 泥質片岩 (Eps: アルバイト黒雲母帯) における石英レンズ (下方に左半部が露出) 及び石英リボン (上方) による形状線構造 (新居浜市別子山保土野の南南西約 500m).



第3. 11図 主片理Ssと引き伸ばし線構造Lsのステレオプロット
第3. 10図に写真を示した露頭についてプロットした。四角はSsの極、黒丸がLs。a～fは第3. 10図における図の番号と対応している。

主片理Ss, もしくはDs褶曲そのものを曲げる褶曲(第3. 8図)によって認識される。そのような褶曲のうち、主に水平傾向の軸面を持つものがDt褶曲, 直立傾向の軸面を持つものがDu褶曲である(第3. 9図b)。本地域で観察される褶曲の大部分はDs期とDu期のものである。本地域には巨視的なDs褶曲が多数存在する(第3. 4. 3. 1節参照)。図が煩雑になるのを避けるため、これらの軸面トレースを地質図には示さず、第3. 58図に示すにとどめた。一方、巨視的なDu褶曲については表現可能な地域で地質図に軸面トレースを示すと同時に、露頭で測定したDu褶曲軸の方位も示した。

白滝ユニット・中七番ユニットにおける主片理がSsであるのに対し、別子エクロジヤイト相ユニットの苦鉄質岩における主片理は1段階古いD_{E2}期に形成したS_{E2}である(第3. 9図a)。つまり、別子エクロジヤイト相ユニットの苦鉄質岩はDs期変形の影響をそれほど強く受けずに古い構造を保持している。S_{E2}が観察される範囲ではその走向傾斜を地質図に白抜き記号で示した。凡例にはこれらの片理の形成時期が主変形(Ds期)よりも前であることを記した。一方、同じ別子エクロジヤイト相ユニットでも泥質片岩・珪質片岩はDs期の変形を強く被っており、その大部分において主片理は白滝ユニット・中七番ユニットと同様にSsとなっている。

微細構造 白滝ユニットと中七番ユニットの変成岩を構成する変成鉱物のほとんどはDs変形を被っている。例えば泥質片岩中のフェンジャイト, 黒雲母, 緑泥石等の板状鉱物の大部分は主片理Ssとほぼ平行に配列してい

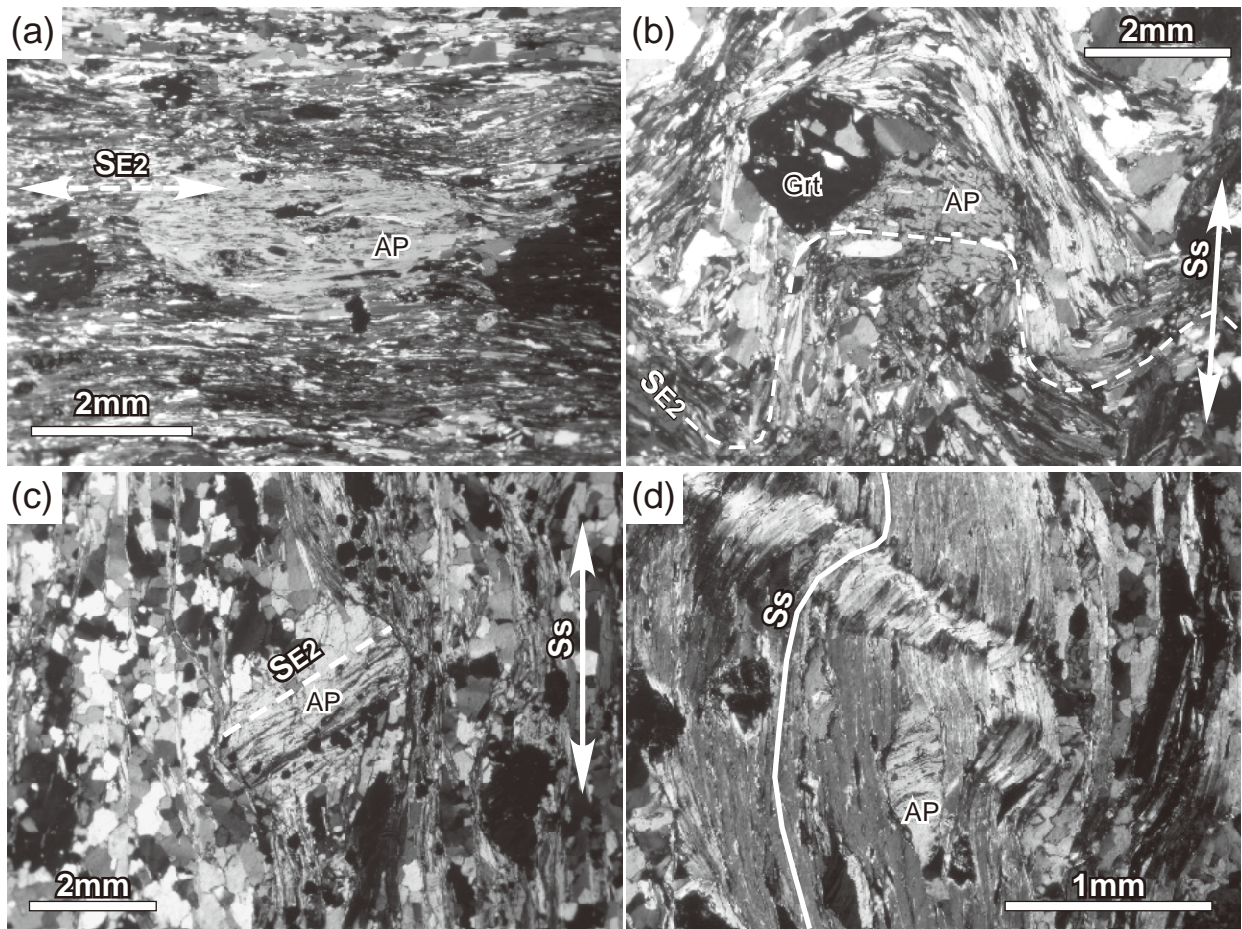
る。また、苦鉄質片岩中の角閃石類や緑れん石も主片理とほぼ平行に産出し、多くの場合、主片理上で引き伸ばし線構造を規定している(第3. 10図a, b)。アルバイト斑状変晶は外縁部でDs期の片理を包有することがあるものの、大部分はDsより前の変形段階、Dr期の片理を包有している(第3. 9図b)。つまり、大部分の変成鉱物の成長はDs期変形の開始以前に起こっている。これらのことから、Dsは主変成の最終期から終了後の時期にかけて起こった変形とみなせる(第3. 9図c)。Dt, Duは更に後の時期の変形である。

一方、別子エクロジヤイト相ユニットについて瀬場苦鉄質片岩(第3. 1図)の例を見てみると(Aoya, 2001; 青矢, 2004), オンファス輝石は主片理S_{E2}とほぼ並行に配列しており、ざくろ石の多くはこの配列をS字状に巻き込んだ形で包有する。つまり、ざくろ石とオンファス輝石はD_{E2}と同時期に成長している。その一方、S_{E2}に沿って引き離されたざくろ石とオンファス輝石の間を埋めるようにバロア閃石と斜長石(アルバイト)が成長していることから、D_{E2}の間にエクロジヤイト相から緑れん石角閃岩重相へと変成条件が変化したことがわかる(Aoya, 2001)。またアルバイト斑状変晶の多くはS_{E2}を乱すことなく包み込むように成長していることから(第3. 9図a, 第3. 12図a), アルバイト斑状変晶の成長時にはD_{E2}は既に終了し、無変形の状態であったことがわかる。これらのことから、D_{E2}は主にエクロジヤイト相変成と主変成の間の時期に起こった変形とみなせる(第3. 9図c)。

上記のように、Ds期の変形が主にアルバイト斑状変晶の成長以後に起こったのに対し(第3. 9図b; 第3. 12図b, c), Dr期やD_{E2}期の変形はアルバイト斑状変晶の成長よりも前に起こっていることから(第3. 9図a, b; 第3. 12図a), 微細組織の観察によってDs片理とそれより古い段階の片理を区別することが可能である(第3. 12図)。

3. 3 中七番ユニット

概要 本地域の中七番ユニットは本地域南端西部、新居浜市別子山中七番周辺に白滝ユニット中の地窓として分布する(第3. 13図a)。岩相は砂質片岩(第3. 26図a), 泥質片岩(第3. 26図b)及びこれらの互層が卓越し(第3. 14図), その岩相と構造位置から東隣「三島」地域などに分布する大歩危ユニット(第2. 1図)と対比される(高須・牧野, 1980; Takasu *et al.*, 1994)。中七番ユニットでは砂質片岩及び泥質片岩のみの卓越域が地質図上に表現可能な規模を持たないと判断し、ユニット全体に砂質片岩・泥質片岩互層の凡例を与えた。上位に位置する白滝ユニット下部との境界はDs期の剪断帯である混在岩によって規定される(第3. 13図b, c)。混在岩は白



第3. 12図 アルバイト斑状変晶の微細構造による変形構造の同定

すべてアルバイト黒雲母帯の泥質片岩で、(a)–(c) は別子エクログャイト相ユニット、(d) は白滝ユニットに属する。すべてクロスニコル。AP：アルバイト斑状変晶、Grt：ざくろ石。(a) Ds 変形をほとんど被っていないもの。周囲の片理は斑状変晶の内部片理と同一視できることから S_{E2} と判断できる (新居浜市別子山、床鍋谷沿いの標高 1150 m 付近 [GSJ R 101733])。 (b) Ds 褶曲を伴うもの。斑状変晶の内部片理と連続する片理 (S_{E2}) が曲げられていることから褶曲は F_s と判断できる (a の地点の西南西約 750 m [GSJ R 101734])。 (c) Ds 変形を強く被ったもの。斑状変晶の内部片理と斜交することから、周囲の片理は S_s と判断できる (新居浜市別子山保土野の北方約 250 m [GSJ R 101735])。 (d) Ds 変形より後の段階の褶曲を伴うもの。(c) と同様の観察から曲げられている片理は S_s である (新居浜市、辻ヶ峰の北西約 1 km [GSJ R 101736])。

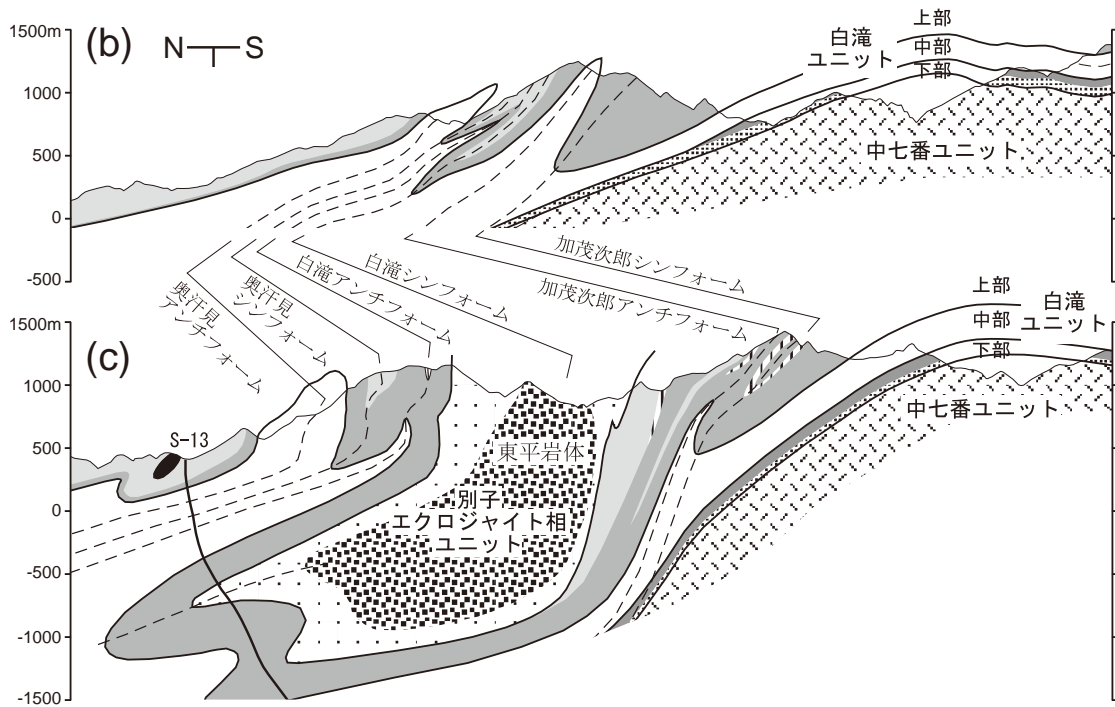
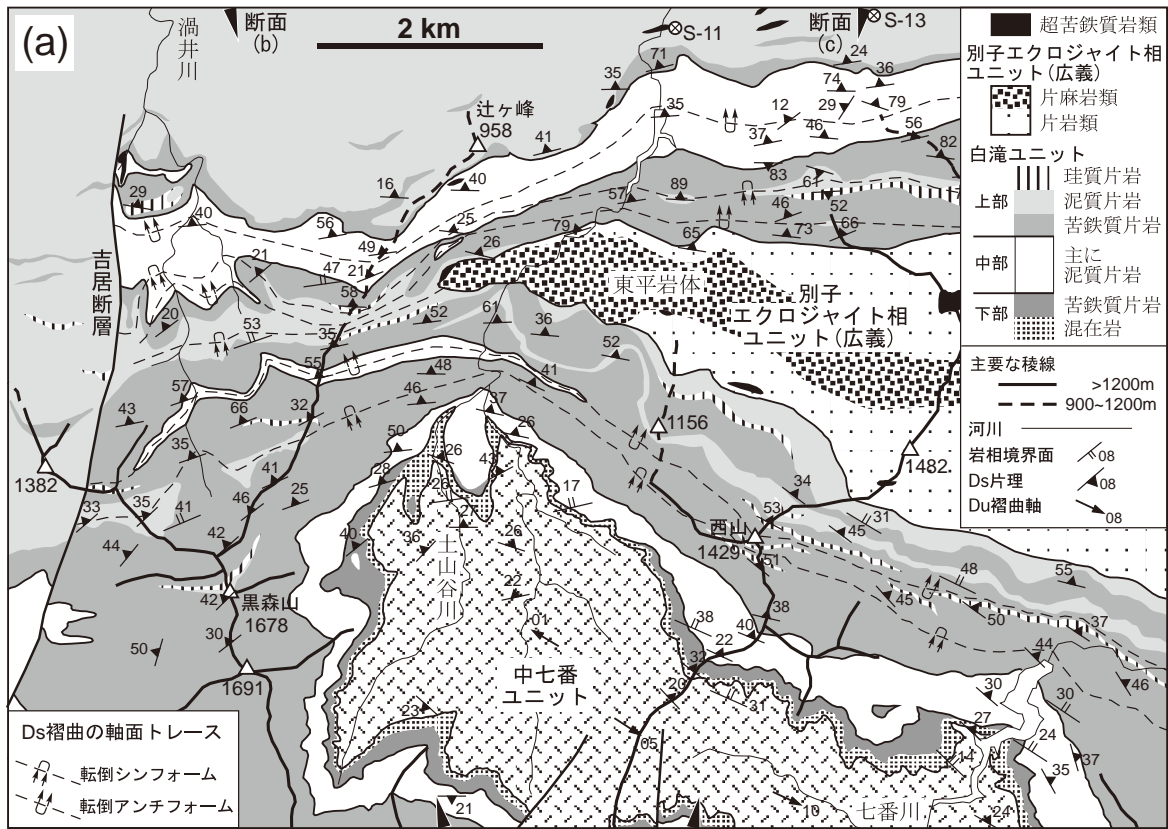
滝ユニット下部に含め、その産状については白滝ユニット下部の節で詳述する。中七番ユニットとその周辺部の岩相境界や D_s 片理を見てみると、ユニット北東部で北東傾斜、北部で北傾斜、また北西部では北西傾斜となっている (第3. 13 図 a)。また南隣「日比原」地域に露出する中七番ユニットでは岩相境界・ D_s 片理はおおむね水平ないし南傾斜となっている (青矢・横山, 2009)。つまり、中七番ユニットは全体としてゆるやかなドーム状アンチフォームをなす。中七番ユニットの厚さは下限が見えていないために不明だが、主片理 S_s を基準として少なくとも見かけで 400 m 以上ある (断面図 G-H: 第3. 13 図 b)。変成分帯では中七番ユニットは全域が緑泥石帯低温部に含まれる (第3. 5 図)。

中七番ユニットの砂質片岩には比較的平滑な D_s 片理

が発達し (第3. 14 図 a)、 D_s 褶曲や D_u 褶曲が発達することは少ない。ただし、泥質片岩優勢の砂質片岩・泥質片岩互層ではしばしば D_s 褶曲 (第3. 14 図 d)、 D_u 褶曲が観察される。褶曲軸の方位は D_s 褶曲、 D_u 褶曲ともにほぼ水平で、西北西–東南東方向が卓越する (第3. 13 図 a)。 D_s 褶曲が非対称性を持つ場合はほぼ一貫して南フェルゲンツ (南に向かっての上り上げた形状) を示す (第3. 14 図 d)。また中七番ユニットでは D_s 片理にほぼ平行、もしくは片理を切るように発達した石英脈が頻繁に観察される (第3. 14 図 b, c)。

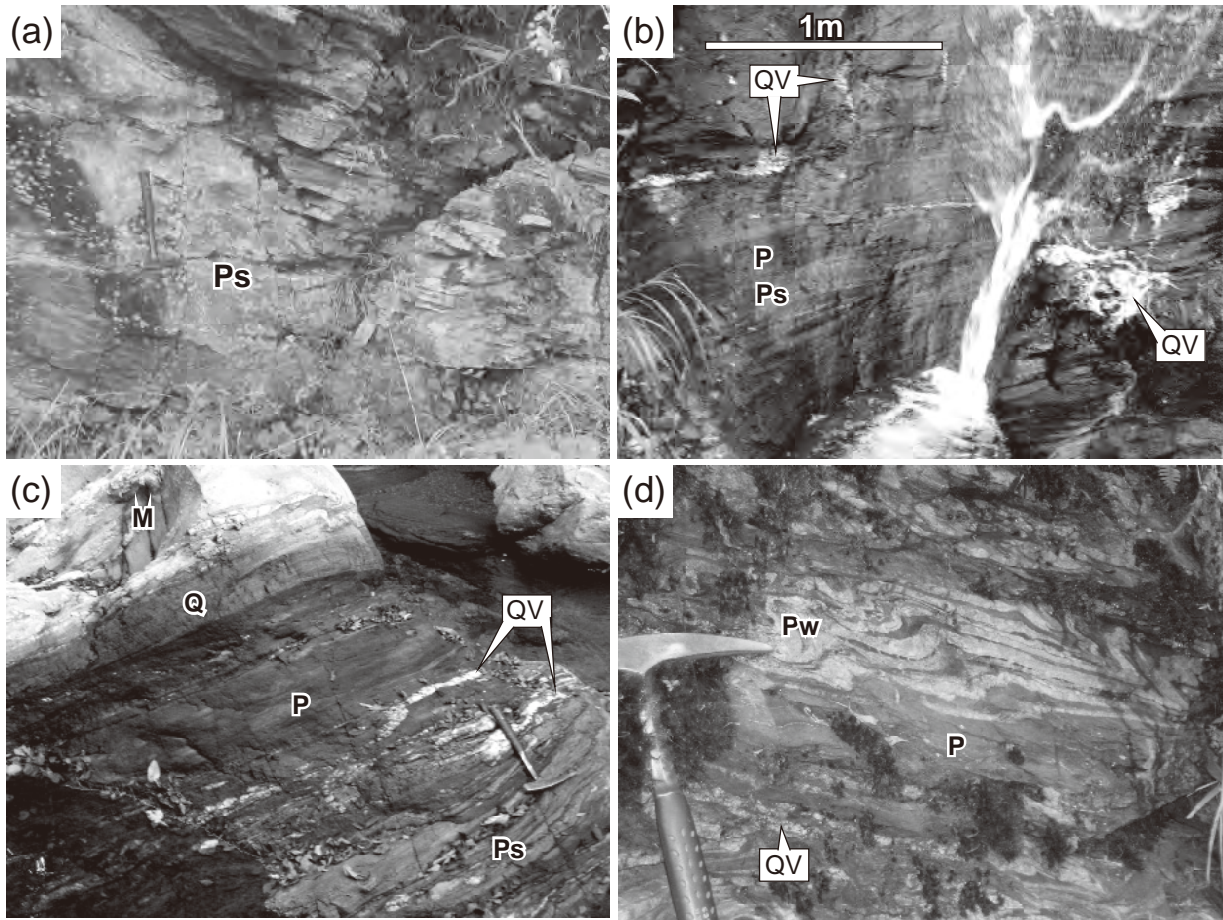
3. 3. 1 砂質片岩・泥質片岩互層 (N_s)

本地域の南端西部、新居浜市別子山中七番の周辺に分布する。一般に厚さ 10 m 以内の様々な規模で砂質部



第 3. 13 図 「新居浜」地域南西部三波川帯の地質概略と地質構造

(a)地質概略図. 岩相境界面は図学的に導出した. 中七番ユニットのDs片理のうち、傾斜が20度未満のものは示していない. 北端部に示したS-11とS-13は探鉱ボーリングの掘削孔の位置(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 1971). S-13のデータは(c)の断面図の作成に用いた. (b), (c)断面図. 断面線の位置は(a)に対する黒三角で示した. (a)とは縮尺が異なるので注意. また(c)の範囲は(a)に示した範囲より北側に少し広い. ユニット境界とサブユニット境界を実線で, Ds 褶曲の軸面トレースを点線で示した. また2つの断面図の間でのDs 褶曲の対応関係を褶曲の名称と共に示した.



第3. 14図 中七番ユニットの諸岩相の露頭写真

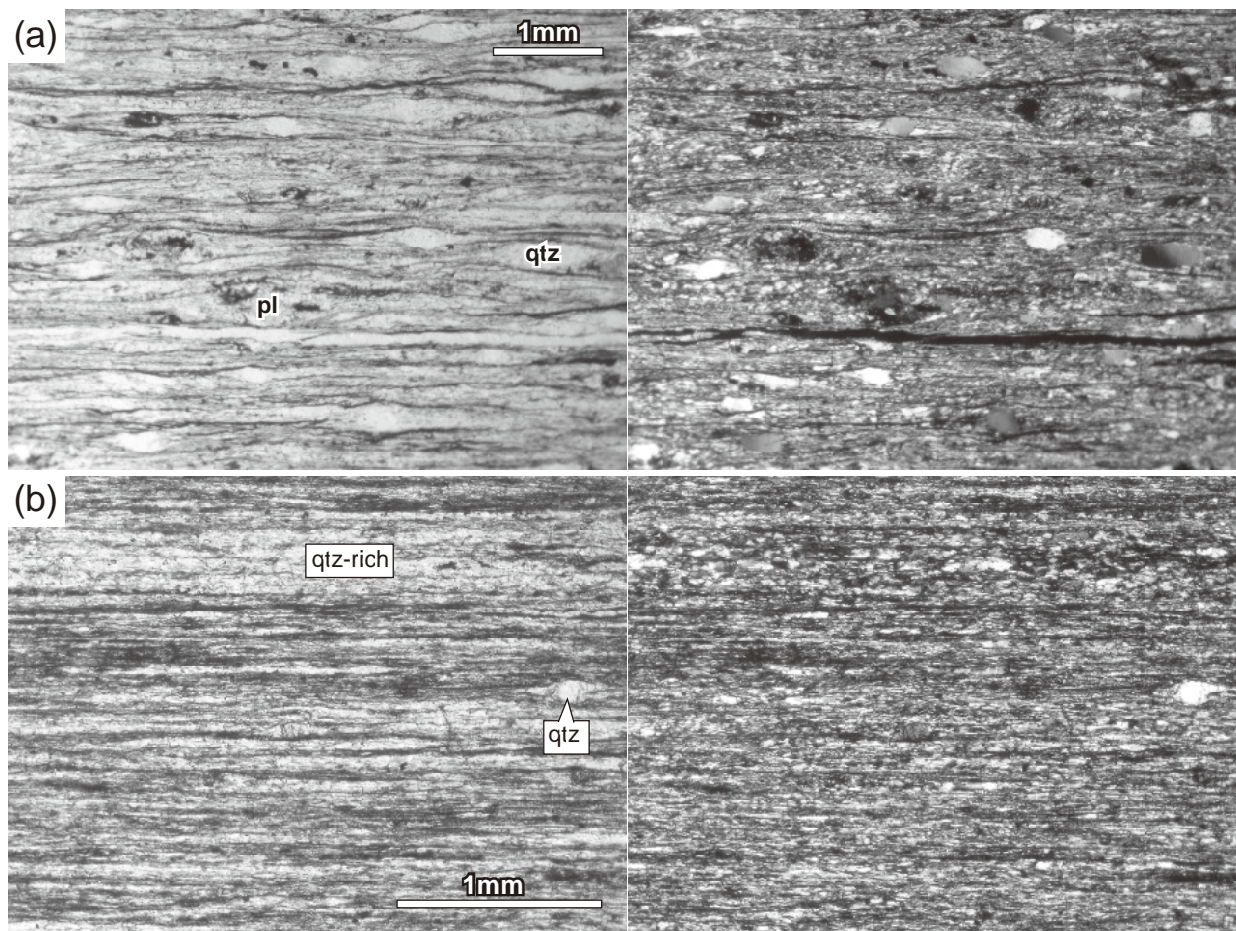
Ps：砂質片岩，P：泥質片岩，M：苦鉄質片岩，Q：珪質片岩，QV：石英脈。ハンマーの長さは33 cm。(a) 砂質片岩。北を向いて撮影（新居浜市別子山中七番の北西約500 m）。(b) 砂質片岩泥質片岩互層。南西を向いて撮影（新居浜市別子山中七番の西北西約600 m）。(c) 苦鉄質片岩と珪質片岩を伴う泥質片岩優勢の砂質片岩泥質片岩互層（新居浜市，土山谷川沿いの標高500 m付近）。(d) 泥質片岩。西を向いて撮影（cの露頭の南方約120 m）。南フェルゲンツのDs褶曲が発達する。碎屑粒子に乏しく、炭質物を欠く白色部（Pw）は珪長質凝灰岩に由来するものと考えられる。

と泥質部が繰り返す層状構造を持つ（第3. 14図 b, c）。主片理（Ds片理）が強く発達し（第3. 15図），まれに厚さ数mまでの灰白色の珪質片岩や淡緑色の苦鉄質片岩を挟むことがある（第3. 14図 c）。砂質片岩は肉眼で灰白色ないし灰色を示し（第3. 26図 a），泥質片岩に比べると片理と斜交した面で断口状に割れやすい（第3. 14図 a）。また割れ面には手で触れるとざらつきがある。一方，泥質片岩は肉眼で黒灰色を示し（第3. 26図 b），片理面に沿って割れやすい。黒色の炭質物に富む層が白色のフェンジャイトや石英に富む層と厚さ2 mm程度までの規模で互層することが多い（第3. 15図 b）。泥質片岩優勢の砂質片岩・泥質片岩互層ではDs褶曲（第3. 14図 d）やDu褶曲がしばしば観察される。

砂質片岩の主要構成鉱物は石英，アルバイト，フェンジャイト，斜長石，カリ長石であり，少量の不透明鉱物を含む。緑泥石は鏡下で認識できないことが多く，あっても比較的まれである。また炭酸塩鉱物やジルコン，電

気石を伴うことがある。石英，斜長石，カリ長石の径0.1～1 mm程度の碎屑粒子を含み，これらはポーフィロクラストをなす（第3. 15図 a）。斜長石，カリ長石は碎屑粒子としてのみ産する。碎屑粒子は一般に波動消光を示し，その長径の方向は片理とほぼ平行な方向に配列する（第3. 15図 a）。

泥質片岩（第3. 15図 b）は主に石英，フェンジャイト，緑泥石，炭質物，アルバイトからなり，他に少量の不透明粒状鉱物，チタン石を伴う。炭酸塩鉱物や電気石を伴うこともある。また，まれに碎屑性の石英粒子を伴うことがあるが，粒径は0.1～0.3 mm程度であり，砂質片岩中のものに比べると細粒で量も少ない（第3. 15図 b）。泥質片岩中にはフェンジャイト，緑泥石に富むものの炭質物を欠く白色層が挟まれることがあるが，これらは珪長質凝灰岩に由来する岩相だろう（第3. 14図 d）。



第3.15図 中七番ユニットの砂質片岩、泥質片岩の薄片写真
 左がオープンニコル、右がクロスニコル。(a) 砂質片岩（新居浜市別子山中七番 [GSJ R 101737]）。強いDs片理が発達し、石英 (qtz) や斜長石 (pl) の碎屑粒子がポーフロクラストをなす。(b) 泥質片岩（新居浜市別子山中七番の北西約 600 m [GSJ R 101738]）。黒色の炭質物に富む層は石英に富む脈状の層 (qtz-rich) と互層する。石英 (qtz) の碎屑粒子が少量含まれる

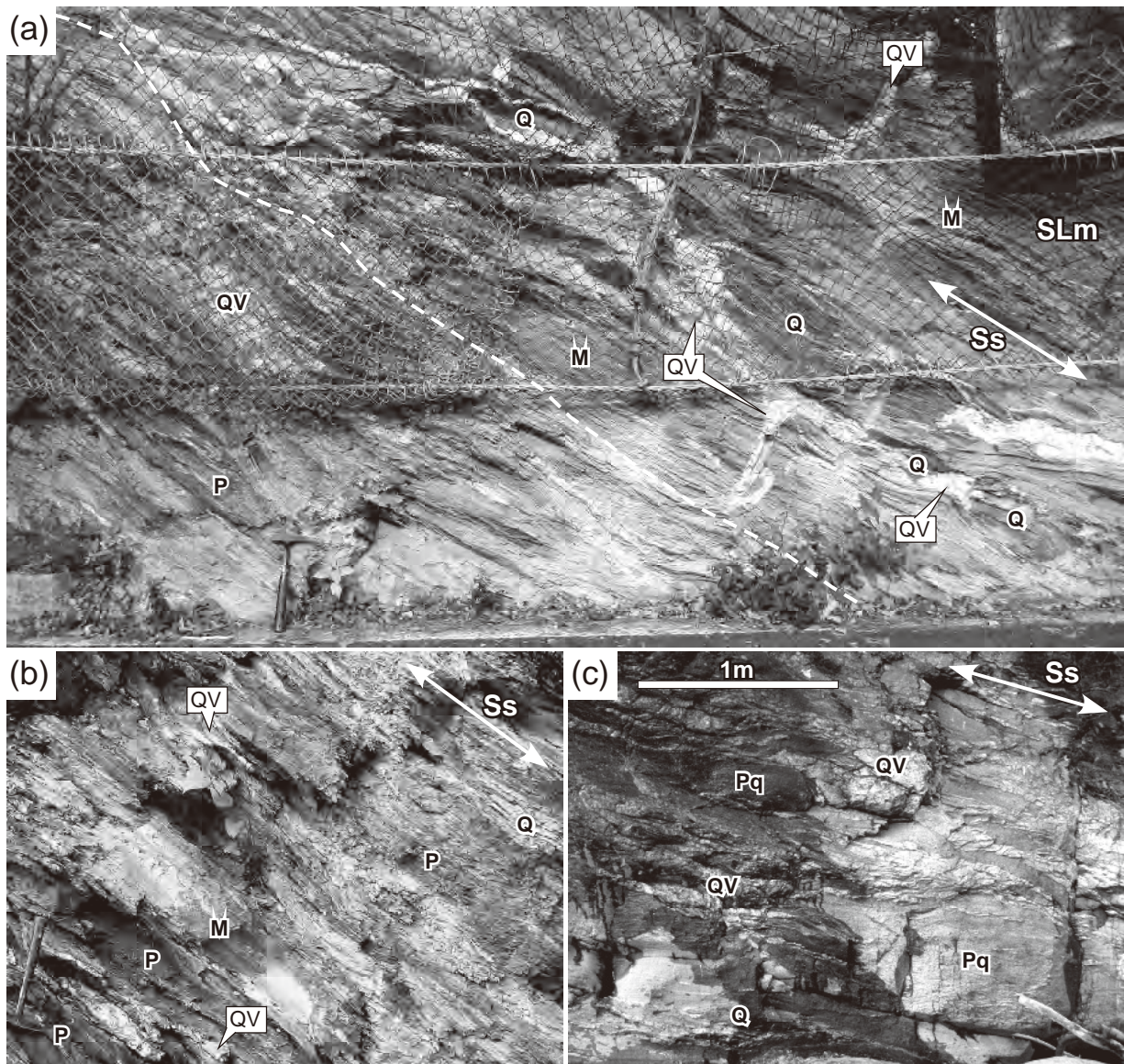
3.4 白滝ユニット

本報告の白滝ユニットは、中七番ユニットの上位を占める部分のうち、エクロジャイト相変成の痕跡を残す岩石の分布域、すなわち広義の別子エクロジャイト相ユニットを除いた部分に当たる（第3.2図、第3.3図）。これは Wallis (1998) の別子ユニットから広義の別子エクロジャイト相ユニットを除いたものにはほぼ相当し、南隣「日比原」地域と更に南の「伊野」地域をまたぐ清水構造線(第2.1図)以南の地域(川又ユニット、思地ユニット：脇田ほか, 2007；青矢・横山, 2009) を含まない。本報告では見かけの岩相層序に基づき、白滝ユニットを更に下部、中部、上部という3つのサブユニットに区分した。

3.4.1 白滝ユニット下部

概要 本地域三波川帯の大部分を占める白滝ユニットの

うち、見かけの層序で下底部に位置する泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩（第3.16図：以下、混在岩と呼ぶ）とその直上の苦鉄質片岩層（井野川苦鉄質片岩：第3.1図）を併せて白滝ユニットの下部サブユニットとした（第3.3図、第3.13図b, c）。下半部を占める混在岩層は主変形期（Ds期）の剪断帯であり、更に下位の中七番ユニットとの間の構造境界を規定する岩相である。地質図に表現可能なため、本報告では白滝ユニット下部に含めた。一方、上半部をなす井野川苦鉄質片岩の上限は岩相境界であり、その上位には白滝ユニット中部の泥質片岩卓越層が重なる（第3.3図）。白滝ユニット下部と中七番ユニットの分布は本地域南端西部の新居浜市別子山中七番の周辺に限られる（第3.13図a）。両者の分布域周辺には緩やかなドーム状アンチフォームが形成されており（第3.13図）、白滝ユニット下部及び中七番ユニットはこのドーム状アンチフォームの下部として地窓状に分布する。白滝ユニット下部全体の厚さは100~200 m程度である（第3.13図b, c）。変成分帯で



第3. 16図 白滝ユニット下部の諸岩相の露頭写真

ハンマーの長さは33 cm. Ss : Ds片理, M : 苦鉄質片岩, Q : 珪質片岩, P : 泥質片岩, Pq : やや珪質な泥質片岩, QV : 石英脈.
 (a) 泥質片岩優勢の混在岩 (左方) と苦鉄質片岩優勢の混在岩 (右方) の境界部. 境界は白破線で示した. 苦鉄質片岩優勢の混在岩は大小の珪質片岩ないしやや珪質な泥質片岩のレンズを含む. この岩相は凡例における泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩 (SLx) の最上位部に産し, 更に上位には苦鉄質片岩 (SLm) が分布する. 北北東を向いて撮影 (別子ダムのダム湖西岸). (b) 泥質片岩優勢の混在岩. (a) と同一露頭. 北西を向いて撮影. (c) 緑色の珪質片岩 (下方) を挟み, 多量の石英脈を伴うやや珪質な泥質片岩. 凡例では混在岩 (SLx) に含めた. 北を向いて撮影 (新居浜市, 清滝の南方約600 m の国領川沿い).

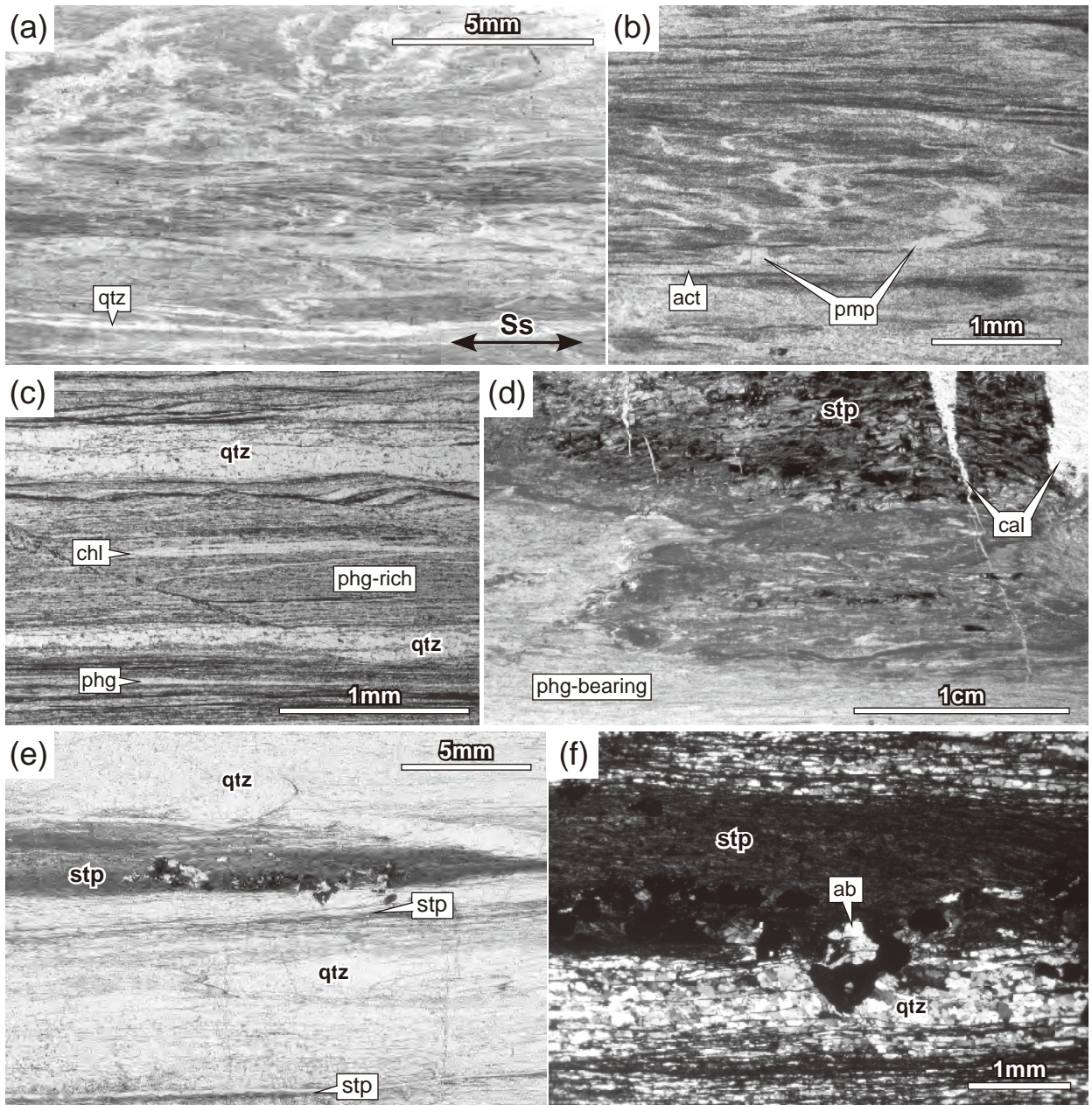
は白滝ユニット下部は全域が緑泥石帯低温部に含まれる (第3. 5図).

白滝ユニット下部では, 普遍的に発達する Ds 片理に加えて露頭規模~サンプル規模の Ds 褶曲 (第3. 17図 a, b) が頻繁に観察され, まれに Du 褶曲も観察される. 褶曲軸の方位は Ds 褶曲, Du 褶曲ともにほぼ水平で, 西北西-東南東方向が卓越する. 特に, Ds 褶曲は他地域に比べて出現頻度が高い. Ds 褶曲の非対称性が認識できる場合にはほぼ一貫して南フェルゲンツ (南に向かっ

ての上上げた形状) を示す.

3. 4. 1. 1 泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩 (SLx)

本地域における泥質片岩・珪質片岩・苦鉄質片岩混在岩 (SLx) の分布範囲は第3. 13図 a に示した. 別子ダム湖西岸の露頭では泥質片岩優勢の混在岩の上位に苦鉄質片岩優勢の混在岩が認識でき (第3. 16図 a), 更に上位では苦鉄質片岩が卓越する. つまり, 苦鉄質片岩優勢



第3.17図 白滝ユニット下部の諸岩相の薄片写真

(a) やや不規則な微細 Ds 褶曲群が発達した苦鉄質片岩。オープンニコル。Ss : Ds 期の片理, qtz : 石英。以下同様 (黒森山の南東約 2.1 km の尾根付近の転石 [GSJ R 101739])。 (b) (a) の中央部の拡大写真。オープンニコル。Ds 褶曲のヒンジ部分にパンペリー石 (pmp) が生じている。act : アクチノ閃石。 (c) 混在岩 (SLx) の基質をなす泥質片岩。オープンニコル (新居浜市, 清滝の南南西約 800 m [GSJ R 101740])。chl : 緑泥石, phg : フェンジャイト。以下同様。 (d) 混在岩 (SLx) 中の苦鉄質片岩。オープンニコル (新居浜市, 清滝の南南西約 1.1 km [GSJ R 101741])。フェンジャイトを含まない濃緑色部がフェンジャイトを含む淡緑色部に取り囲まれる。濃緑色部に含まれるレンズ状スティルプノメレン (stp) 集合体はブーダゲン化し, 間隙を方解石 (cal) が埋めている。 (e) 苦鉄質片岩を基質とする混在岩中にレンズ状に産する珪質片岩 (第3.16 図 a の露頭から採取 [GSJ R 101742])。石英に富む層は厚さ 5 mm 程度までのスティルプノメレン (stp) 濃集層と互層する。 (f) (e) の中央部の拡大写真。クロスニコル。ab : アルバイト。

の混在岩を混在岩層 (SLx) 全体の上限と見なせる。これを踏まえると、混在岩層の層厚はおおむね 50~100 m 程度である (第 3. 13 図 b, c)。また混在岩分布域の北端部では上位の苦鉄質片岩が欠落し、混在岩は白滝ユニット中部の泥質片岩と直接する (第 3. 13 図 a)。

混在岩分布域 (SLx) では露頭規模、あるいはサンプル規模においても泥質片岩、珪質片岩、苦鉄質片岩が入り交じった産状が観察される (第 3. 16 図)。露頭規模では、Ds 褶曲によって生じた複数岩相のインターフィンガーが観察されることがある。また苦鉄質片岩優勢の混在岩では、苦鉄質片岩の基質中に珪質片岩 (第 3. 26 図 i) がレンズ状に分布する産状も見られる (第 3. 16 図 a)。こういった場合、珪質片岩のレンズは西北西-東南東方向に引き伸ばされたブーダン構造を示しており、この構造から、混在岩領域が Ds 変形による強い東西引き伸ばしを被ったことがわかる。一方で、混在岩領域には石英や方解石からなる白脈が大量に分布する (第 3. 16 図 c, 第 3. 17 図 d)。また上記したブーダン構造においては、引き離された珪質片岩レンズの間隙を石英脈が埋めており (第 3. 16 図 a)、脈の形成が Ds 変形と同時期であったことがわかる。すなわち、強い Ds 変形に伴って活発な流体活動があったことが示唆される。これらと同様の観察・考察から、白滝ユニット下部の混在岩領域は南隣「日比原」地域において、Ds 変形による剪断帯と解釈されている (青矢・横山, 2009)。本報告でもこの解釈をとる。頻繁に観察される Ds 褶曲は、物性の異なる複数岩相の混在によって歪み方位に局所的な揺らぎが生じ、一度形成した Ds 片理が再褶曲したものと考えられる (青矢・横山, 2009)。

白脈部分を除くと、混在岩分布域の大部分で優勢な岩層は泥質片岩であり、多くの場合、混在岩の基質部をなしている。こういった泥質片岩部分 (第 3. 17 図 c) は主に石英、フェンジャイト、緑泥石、炭質物、アルバイトからなり、他に少量の不透明粒状鉱物、チタン石を伴う。黒色の炭質物に富む層が白色のフェンジャイトや石英に富む層と厚さ 1 mm 程度までの規模で互層することが多い (第 3. 17 図 c)。また一般に不透明粒状鉱物 (最大径 1 mm 程度) は片理に沿った両脇方向に緑泥石と石英によって充填されたプレッシャーシャドウを伴う。

混在岩分布域の珪質片岩は白色、灰色または淡緑色を示すが、淡緑色を示す珪質片岩は主に細粒の緑泥石、緑れん石からなる厚さ数 mm 以下の苦鉄質部と互層ないし混在する。また珪質片岩は厚さ数 cm 以下の規模で泥質片岩と互層ないし混在することがある (第 3. 16 図 b)。苦鉄質片岩を基質とする混在岩のレンズ部をなす珪質片岩 (第 3. 16 図 a, 第 3. 26 図 i) は灰色ないし灰褐色を呈し、一般に層状ないしレンズ状のスティルプノメレンを含む (第 3. 17 図 e)。その他、石英以外の構成鉱物としては少量の緑泥石、アルバイト、粒状不透明鉱物、及

び緑れん石が認められる (第 3. 17 図 f)。

混在岩中に層状ないしレンズ状に産する苦鉄質片岩は、厚さ 2 cm 程度までのスティルプノメレン濃集層ないしレンズを含むことがある (第 3. 17 図 d)。混在岩分布域に産する苦鉄質片岩のその他の一般的な産状、構成鉱物は次節に準ずる。

3. 4. 1. 2 苦鉄質片岩 (SLm)

本地域における白滝ユニット下部の苦鉄質片岩 (井野川苦鉄質片岩) の分布は第 3. 13 図 a に示した。下位の混在岩の上限は苦鉄質片岩優勢の混在岩 (第 3. 16 図 a) とみなすことができ、これを考慮すると苦鉄質片岩 (SLm) の層厚は最大 150 m 程度である (第 3. 13 図 c)。ただし、苦鉄質片岩 (SLm) は北に向かって層厚を減じる傾向があり (第 3. 13 図 b)、土山谷川沿いなど一部の地域では欠落している (第 3. 13 図 a)。

白滝ユニット下部の苦鉄質片岩は肉眼ではおおむね淡緑色ないし緑色を呈するが、一般に 0.5~5 mm 程度の色調の異なる層の繰り返し認められる。緑れん石に富む薄層は黄緑色、緑泥石に富む層は緑色ないし濃緑色、スティルプノメレンに富む層は赤褐色を示す。また石英や方解石に富む薄層状の白色脈が挟まれることが多い (第 3. 17 図 a)。こういった薄層の繰り返しは主片理 (Ds 片理) とほぼ平行に発達することが多いが、Ds 褶曲のヒンジ部分をなす場合もある (第 3. 17 図 b)。また Ds 片理を曲げる Du 褶曲がしばしば露頭規模で発達するが、これらは一般にその部分構造として波長数 mm 程度の微細褶曲を伴っている。

白滝ユニット下部の苦鉄質片岩は主に緑泥石、アクチノ閃石、緑れん石、アルバイト、石英からなり、その他に少量のチタン石、不透明鉱物を伴う。またフェンジャイト、スティルプノメレン、ルチル、方解石を含む場合がある。これらの鉱物に加えてパンペリー石が含まれることがあり (第 3. 17 図 b)、本地域では確認していないが、南隣「日比原」地域ではアルカリ角閃石を含む苦鉄質片岩も確認されている (青矢・横山, 2009)。ただし、パンペリー石とアルカリ角閃石の両者を含む岩石は見つかっていない (青矢・横山, 2009)。パンペリー石はレンズ状または脈状の細粒結晶の集合体として産し (第 3. 17 図 b)、無色から淡青緑色の多色性を示す。緑れん石は単結晶として、または球状ないしレンズ状の細粒集合体として産する。

3. 4. 2 白滝ユニット中部

概要 本地域三波川帯の大部分を占める白滝ユニットのうち、見かけの層序で井野川苦鉄質片岩 (下部サブユニットに属する) と白滝苦鉄質片岩 (上部サブユニットに属する) の間を占める泥質片岩卓越部を中部サブユニットとした (第 3. 3 図)。白滝ユニット上部・下部との境界

はいずれも苦鉄質片岩ないし混在岩との岩相境界である。ただし、上位に位置する白滝苦鉄質片岩は大局的には北方に向かって薄くなる傾向があり、本地域中央部三波川帯の北部では一部で欠落する。こういった欠落部ではその東西に分布する狭長な苦鉄質片岩の分布を図学的に延長する形で白滝ユニットの上部-中部境界を描いたため、この場合、中部サブユニットの上面は上部サブユニットの泥質片岩と接している。

本地域南端西部の中七番ユニット周辺(第3.13図a)、及び本地域東端部の富郷町^{とよさか}豊坂周辺では、主片理(Ds片理)を基準として見かけ下位の井野川苦鉄質片岩(豊坂では東隣「三島」地域内に分布)と見かけ上位の白滝苦鉄質片岩に挟まれる形で中部サブユニットが分布する。これら2地域の中中部サブユニットは変成分帯では緑泥石帯低温部にあたる。本節(第3.4.2節)ではこれら2地域の岩石記載に重点を置く。一方、第3.4.3.1節で詳述する通り、本地域三波川帯の中央部から南東部(別子地域)にはタイトないし等斜状のDs転倒褶曲が波長0.5~2km程度の様々な規模で発達しており、中部サブユニットはこういったDs褶曲のアンチフォーム部にも地窓状に分布している(第3.13図、第3.4.3.1節参照)。地窓部分の中部サブユニットには変成分帯における緑泥石帯高温部からオリゴクレス黒雲母帯まで幅広い変成度に渡る岩石が含まれる。ただし、これらと同様の岩石はすべて白滝ユニット上部にも分布し、記載上の区分はできないため、岩石記載は次節(第3.4.3節)に準ずるものとし、本節では省略する。

白滝ユニット中部はその大部分が泥質片岩(第3.26図e)からなり、その他に小規模の苦鉄質片岩、砂質片岩、及び珪質片岩が挟まれる(第3.18図)。主片理(Ds片理)にはほぼ平行な成層構造を持つ中七番ユニット周辺と豊坂の2地域において、中部サブユニットの層厚は150~350mである(第3.13図;断面図A-B, E-F, G-H)。

中七番ユニット周辺と豊坂に分布する白滝ユニット中部ではDs片理が普遍的に発達し、その他にDs褶曲、及びDu褶曲もしばしば観察される(第3.18図a-c)。特に、豊坂では中部サブユニット分布域の中央部を巨視的なDu褶曲である薬師アンチフォーム(薬師背斜:土井, 1964)の軸面トレースが東西方向に通過しており、軸面トレース付近では露頭規模のDu褶曲がほぼ普遍的に観察される。地質図にはDs片理、Du褶曲の褶曲軸、及び薬師アンチフォームの軸面トレースを示した。また、まれに露頭規模のDt褶曲が見られることがある(第3.18図d)。

3.4.2.1 苦鉄質片岩(SMm)

白滝ユニット中部の苦鉄質片岩のうち緑泥石帯低温部に属するものについて記載する。その他の鉱物帯に属する苦鉄質片岩の産状は白滝ユニット上部の苦鉄質片岩

(SUm)に準ずる(第3.4.3.4節参照)。

白滝ユニット中部における苦鉄質片岩の産出は泥質片岩に比べて少ないが、主に厚さ50m以下の小規模なレンズ状もしくは薄層状のもの(第3.18図c)が全域に散在している。富郷町豊坂の白滝ユニット中部には厚さ約50mの比較的連続性のよい苦鉄質片岩層が泥質片岩に挟まれる形で分布する。

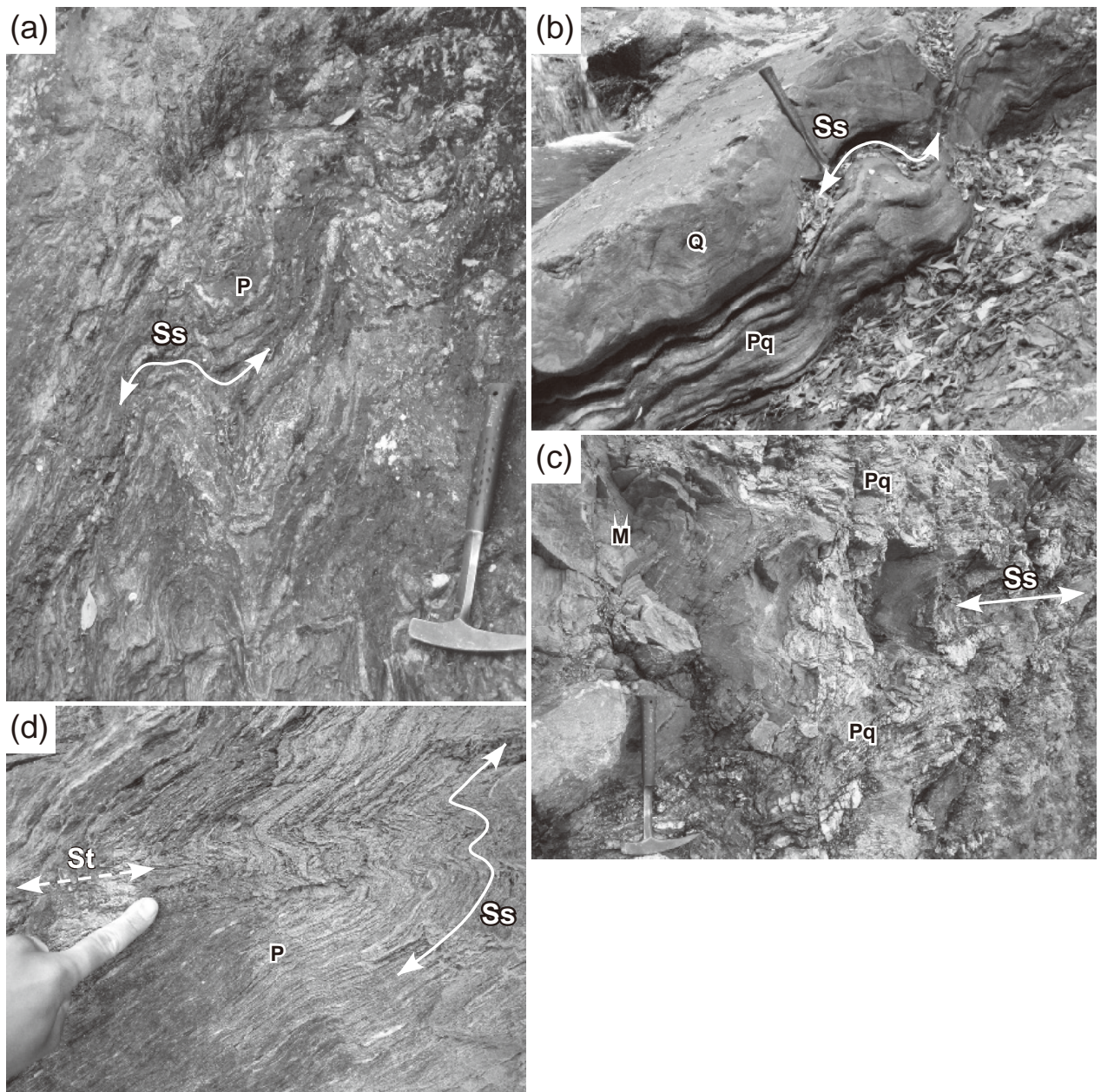
肉眼ではおおむね淡緑色ないし緑色を呈するが、一般に0.5~5mm程度の色調の異なる層の繰り返しが認められる。緑れん石に富む薄層は黄緑色、緑泥石に富む層は緑色ないし濃緑色を示す。また石英や方解石に富む薄層状の白色脈がしばしば挟まれる。こういった薄層の繰り返しは主片理とほぼ平行に発達することが多い。また主片理を曲げるDu褶曲がしばしば露頭規模で発達するが、これらは一般にその部分構造として波長数cm程度以下の微細褶曲を伴っている。

白滝ユニット中部の苦鉄質片岩のうち緑泥石帯低温部に属するものは、主に緑泥石、アクチノ閃石、緑れん石、アルバイト、石英からなり(第3.19図a)、その他に少量のチタン石、不透明鉱物を伴う。またフェンジャイト、ルチル、方解石、スティルブノメレンを含む場合がある(第3.19図b)。これらの鉱物に加え、濃青色から青紫色の多色性を示すアルカリ角閃石が含まれることがあり、これらはアクチノ閃石に取り囲まれるか、もしくはその縁部にアクチノ閃石を伴う(第3.19図b)。また緑れん石は単結晶として、または球状ないしレンズ状の細粒集合体として産する(第3.19図a)。本報告で検鏡を行った4試料ではパンペリー石は見つからなかったが、Nakajima(1982)による詳細な検討によれば、富郷町豊坂周辺の白滝ユニット中部は緑泥石帯低温部、すなわち一部の苦鉄質片岩にパンペリー石が含まれる地域とされている。

3.4.2.2 珪質片岩(SMq)

白滝ユニット中部の珪質片岩のうち緑泥石帯低温部に属するものについて記載する。その他の鉱物帯に属する珪質片岩の産状は白滝ユニット上部の苦鉄質片岩(SUq)に準ずる(第3.4.3.5節参照)。

白滝ユニット中部の珪質片岩は泥質片岩中、もしくは泥質片岩と苦鉄質片岩に挟まれる形で分布し、その量は泥質片岩より少ない。特に緑泥石帯低温部に属するものはまれで、地質図上に示したのは富郷町豊坂南西の厚さ50m以下のレンズ状珪質片岩のみである。この珪質片岩は白色-灰白色を示し、泥質片岩に伴って産する(第3.18図b)。0.5~5mm程度の色調の異なる層の繰り返しが認められ、微量の炭質物を含む厚さ数mm以下の薄層を伴う。



第3. 18図 白滝ユニット中部の諸岩相の露頭写真

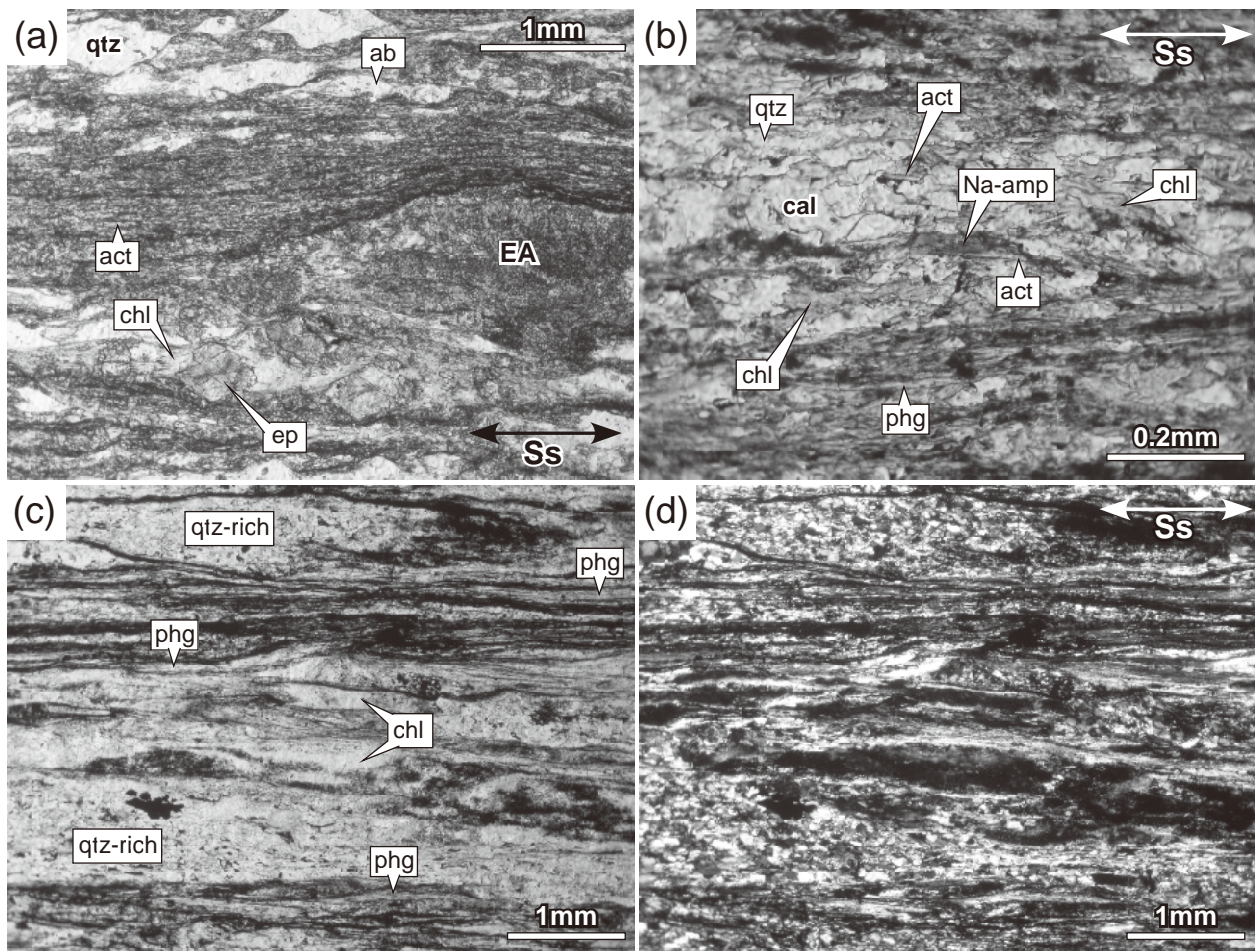
ハンマーの長さは33 cm. Ss:Ds片理, St:Dt片理, P:泥質片岩, Pq:やや珪質な泥質片岩, Q:珪質片岩, M:苦鉄質片岩. (a) Du褶曲の発達した泥質片岩. 西北西方向やや下を向いて撮影(四国中央市富郷町豊坂, 岩原瀬の南西約1kmの足谷川沿い). (b) 珪質片岩を挟む泥質片岩. Du褶曲が発達する. 西北西を向いて撮影((a)の地点の約100 m北方). (c) 苦鉄質片岩を挟む泥質片岩. Ds褶曲が発達する. 北西を向いて撮影(新居浜市, 杵掛山の南東約1.7 km). (d) Dt褶曲の発達した泥質片岩. 東を向いて撮影. 撮影地点周辺のDs片理が30~60度の北傾斜を示すのに対し, これを曲げるDt褶曲の軸面片理はほぼ水平である(新居浜市河又の北方約600m).

3. 4. 2. 3 泥質片岩 (SMp)

白滝ユニット中部の泥質片岩のうち緑泥石帯低温部に属するものについて記載する. その他の鉱物帯に属する泥質片岩の産状は白滝ユニット上部の泥質片岩 (SU_p) に準ずる (第3. 4. 3. 6節参照).

泥質片岩は白滝ユニット中部の大部分を占める支配的な岩相であり, まれに厚さ50 m以下の苦鉄質片岩,

珪質片岩及び砂質片岩層を挟む (第3. 18図 b, c). Ds片理が普遍的に発達し, その他にDs褶曲や, Dt褶曲, Du褶曲もしばしば観察される (第3. 18図). 特に, 巨視的なDu褶曲である薬師アンチフォームが通過する富郷町豊坂では主片理Dsを曲げるDu褶曲がほぼ普遍的に見られる (第3. 18図 a, b). Du褶曲やDt褶曲の褶曲軸面に沿ってはしばしば軸面劈開ないし軸面片理が発



第3. 19図 白滝ユニット中部の諸岩相の薄片写真

(a) 苦鉄質片岩. オープンニコル. Ss: Ds期の片理, chl: 緑泥石, act: アクチノ閃石, ep: 緑れん石, EA: 細粒緑れん石の集合体, ab: アルバイト, qtz: 石英. 以下同様 (豊受山の南方約1.3km[GJSJ R 101743]). (b) アルカリ角閃石を含む苦鉄質片岩. オープンニコル. Na-amp: アルカリ角閃石, cal: 方解石, phg: フェンジャイト. 以下同様 (四国中央市富郷町豊坂, 岩原瀬 [GJSJ R 101744]). (c) 泥質片岩. オープンニコル. 黒色の炭質物に富む層は石英に富む脈状の層 (qtz-rich) やフェンジャイトに富む層, 緑泥石に富む層と互層する (豊受山の南南西約1.1km[GJSJ R 101745]). (d) (c) のクロスニコル.

達する (第3. 18図 d). 泥質片岩は肉眼で暗灰色ないし銀灰色を呈し (第3. 26図 e), 片理にはほぼ平行な薄い石英脈がよく発達する (第3. 18図 a, 第3. 19図 c, d). 主に石英, フェンジャイト, 緑泥石, アルバイト, 炭質物からなり (第3. 19図 c, d), 他に少量の不透明粒状鉱物, チタン石を伴う. 炭酸塩鉱物, 電気石, 緑れん石を伴うこともある. 主片理, 及び Du 褶曲の軸面片理の両者が観察される場合, フェンジャイト, 緑泥石, 炭質物は両方の片理に沿った形態定向配列を示す.

3. 4. 2. 4 砂質片岩・泥質片岩互層 (SMps)

地質図に表現可能なものは四国中央市富郷町豊坂に分布するもののみであり, 主変成の変成分帯では緑泥石帯低温部に属する. この砂質片岩・泥質片岩互層は厚さ10m以内の規模で砂質部と泥質部が繰り返す層状構

造を持つ. 主片理 (Ds片理) が層状構造とほぼ平行に発達し, この主片理を曲げる露頭規模の Du 褶曲もしばしば発達するが, 砂質片岩周辺部には部分構造としての Du 微細褶曲はほとんど発達しない. 砂質片岩部分は肉眼では灰白色ないし灰色を呈する. 主要構成鉱物は石英, アルバイト, フェンジャイト, 斜長石, カリ長石であり, 少量の不透明鉱物, 炭酸塩鉱物を含む. 緑泥石は鏡下で認識できない. 石英, 斜長石, カリ長石の径0.1~1mm程度の碎屑粒子を含み, これらはポーフィロクラストをなす. 斜長石, カリ長石は碎屑粒子としてのみ産する. 碎屑粒子は一般に波動消光を示し, その長径の方向は片理とほぼ平行な方向に配列する. 泥質片岩部分の岩石記載は前節 (第3. 4. 2. 3節) に準ずる.

3. 4. 3 白滝ユニット上部

概要 本地域三波川帯の大部分を占める白滝ユニットのうち、見かけの層序において白滝苦鉄質片岩（いわゆる三縄層主部：小島ほか 1956b など）とその上位を占める部分を上部サブユニットとした（第 3. 3 図）。ただし、エクロジヤイト相変成の証拠を残す岩石の分布域は広義の別子エクロジヤイト相ユニットに属するものとし、白滝ユニット上部に含めない。

白滝ユニットの上部-中部境界は最大 500 m 程度の厚さを持つ苦鉄質片岩卓越層（白滝苦鉄質片岩；第 3. 1 図）の下底面、すなわち岩相境界である。ただし、白滝苦鉄質片岩は大局的には北方に向かって薄くなる傾向があり、本地域三波川帯の北中部では一部で欠落する。こういった欠落部ではその東西に分布する狭長な苦鉄質片岩の分布を図学的に延長する形で白滝ユニットの上部-中部境界を描いたため、この場合、上部サブユニットの下底面は泥質片岩となっている。また露頭規模で頻繁に観察される Ds 褶曲（第 3. 8 図 a, 第 3. 25 図 a, b）が示すように、別子地域において白滝苦鉄質片岩はタイトな北傾斜の Ds 転倒褶曲によって km 規模で曲げられているため（第 3. 13 図 b, c, 第 3. 20 図 b）、その下位に位置する白滝ユニット中部は褶曲のアンチフォーム部分において白滝ユニット上部内の地窓として分布することがある（第 3. 4. 3. 1 節参照）。

一方、別子エクロジヤイト相ユニットは大局的に見ると白滝ユニット上部の更に上位を占めるが（第 3. 3 図）、その地図上での正確な分布範囲を野外調査と顕微鏡観察のみから決めることは難しい。特に別子エクロジヤイト相ユニットの泥質片岩・珪質片岩と白滝ユニットのそれらはほぼ見分けがつかない（第 3. 4. 3. 2 節、及び第 3. 4. 3. 5 節参照）。そこで、地質図では第 3. 2 図に基づく白滝ユニットと別子エクロジヤイト相ユニットの境界のうち、泥質片岩どうし（SU_p と Eps）が接する部分の境界線を点線（推定岩相境界）とした。

白滝ユニット上部には緑泥石帯高温部から、ざくろ石帯、アルバイト黒雲母帯を経てオリゴクレス黒雲母帯まで、主変成における様々な変成度の岩石が分布するが、この変成分帯（第 3. 5 図）は巨視的な Ds 転倒褶曲の影響を受けており、複雑な分布を示す（第 3. 4. 3. 1 節参照）。またこういった変成度の変化により、同じ岩相でもその産状は大きく変化する（第 3. 26 図）。

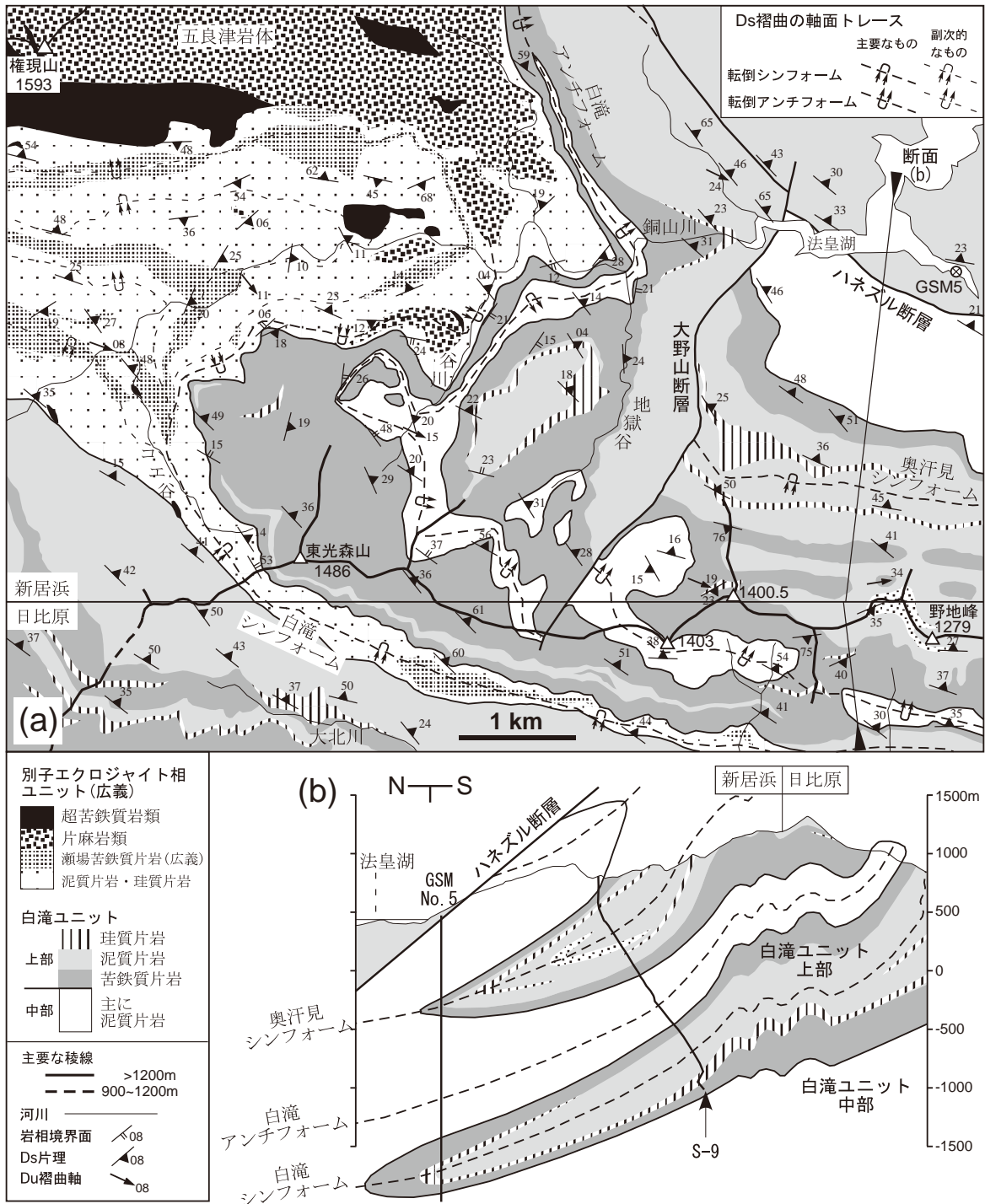
3. 4. 3. 1 別子地域の巨視的な Ds 褶曲構造

本節では本地域三波川帯の中央部、すなわち西部の吉居断層と東部のハネズル断層の間の地域（第 3. 2 図参照）を別子地域と呼ぶ。別子地域とその周辺部ではこれまでに多数の巨視的な Ds 転倒褶曲の報告がある（吉野・小島, 1953；秀, 1954, 1961；Kawachi, 1968；Hara *et al.*, 1992；Wallis *et al.*, 1992；Okamoto, 1998；Okamoto *et*

al., 2000；Aoya, 2002；Mizukami and Wallis, 2005；青矢・横山, 2009；Mori and Wallis, 2010）。本報告では野外調査の結果を踏まえてこれらの Ds 褶曲の対応関係を吟味し、別子地域に主要な軸面トレース計 6 本を想定した。これらを南から、加茂次郎シンフォーム、加茂次郎アンチフォーム、白滝シンフォーム、白滝アンチフォーム、奥汗見シンフォーム、及び奥汗見アンチフォームと呼ぶ（第 3. 13 図 b, c, 第 3. 20 図 b, 第 3. 58 図）。

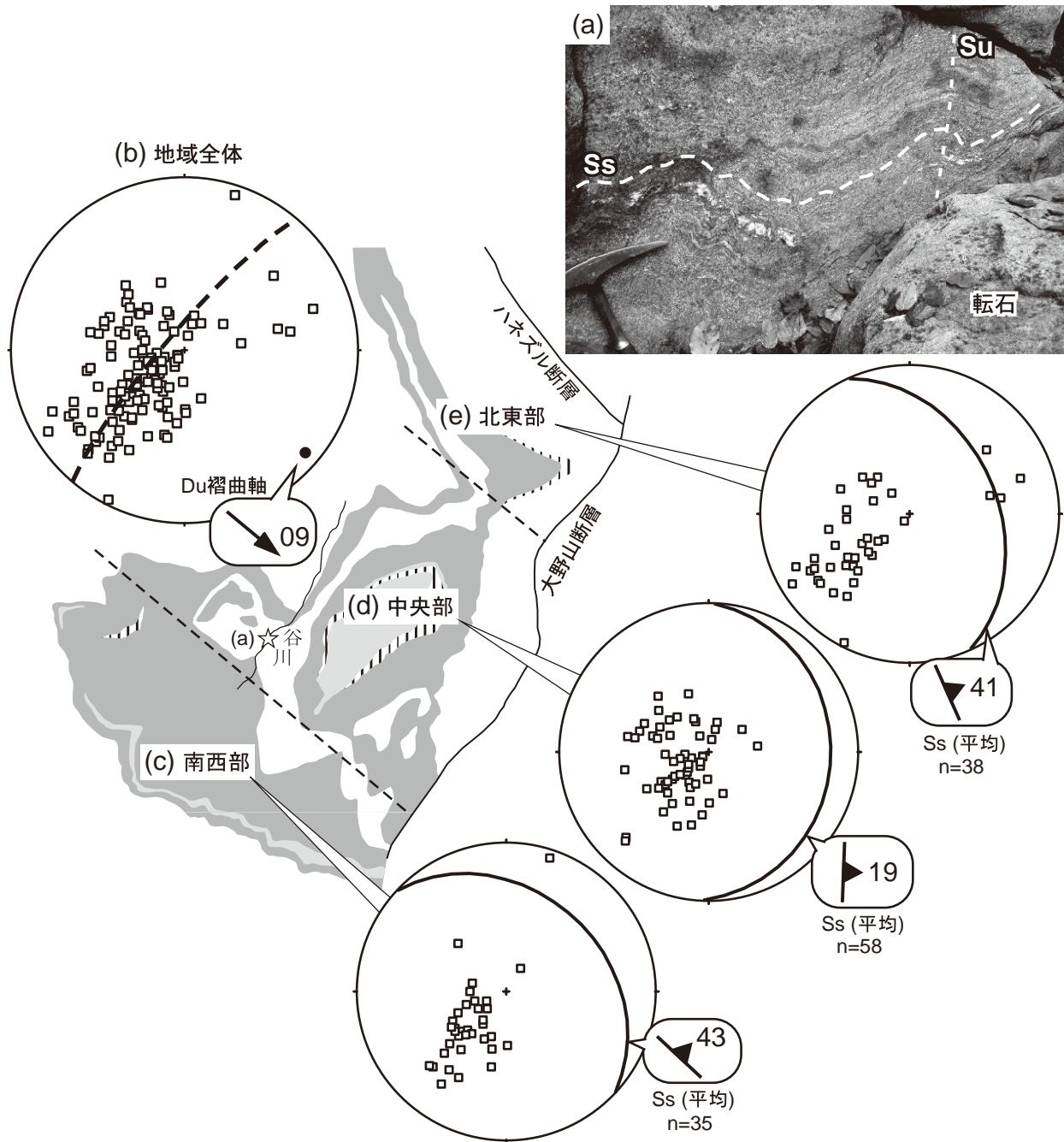
加茂次郎シンフォーム・アンチフォーム 青矢・横山（2009）は南隣「日比原」地域北東部の白滝地域において、秀（1954, 1961）や Kawachi（1968）が報告した横臥褶曲を含む計 4 つの Ds 褶曲を確認し、地質図上で数枚に分かれて分布する白滝ユニット上部の苦鉄質片岩卓越層（白滝苦鉄質片岩；第 3. 1 図）がこれらの褶曲を介して連続する単一層とみなせることを示した。同時に、これら 4 つの褶曲を南から加茂次郎シンフォーム、加茂次郎アンチフォーム、白滝シンフォーム、白滝アンチフォームと命名した。このうち、加茂次郎シンフォームと加茂次郎アンチフォームの軸面トレースは、褶曲軸面にあたる Ds 片理を北西に追跡した結果、本地域西部の黒森山北方に連続することが示唆され、実際に褶曲の存在が確認できた（第 3. 13 図）。すなわち黒森山から北西及び北東に延びる 2 本の稜線沿いでは北方に向かって苦鉄質片岩、泥質片岩、苦鉄質片岩と岩相が変化するのに対し、2 つの稜線の間をえぐる渦井川沿いでは予測される軸面トレースの延長周辺に苦鉄質片岩しか確認されない（第 3. 13 図 a）。つまり、泥質片岩は下に凸の褶曲によって苦鉄質片岩にたたみ込まれており、この褶曲が加茂次郎シンフォームに相当する（第 3. 13 図 b）。また北東への尾根を更に北に向かうと、もう一度苦鉄質片岩、泥質片岩、苦鉄質片岩という岩相変化が見られ、これが青矢・横山（2009）の加茂次郎アンチフォームによるものと解釈できる（第 3. 13 図 b）。

白滝シンフォーム 一方、青矢・横山（2009）によれば白滝シンフォームの北西延長は本地域南端部やや東寄りに位置する東光森山の南方に至る（第 3. 20 図 a）。これに続く本地域内での白滝シンフォームの軸面トレースを導くため、東光森山周辺地域での Ds 片理の方位分布を詳しく調べた（第 3. 21 図）。東光森山から北東方向へ流下する谷川の周辺部ではしばしば Ds よりも後の褶曲、Du 褶曲が観察され（第 3. 8 図 a, 第 3. 21 図 a）、これらは Ds 片理、すなわち Ds 褶曲軸面の方位に緩やかな変化を与えている（第 3. 8 図 b）。そこで、まず谷川周辺地域の巨視的な Du 褶曲軸を求め（第 3. 21 図 b）、Du 褶曲軸面がほぼ垂直であることから（第 3. 21 図 a）、得られた褶曲軸のトレンドで谷川周辺地域を 3 つに区切り、各領域における平均的な Ds 片理の方位を導いた（第 3. 21 図 c-e）。その結果、南西部と北東部の Ds 片理がおおむね 40 度強の北東傾斜を示すのに対し（第 3. 21



第3.20図 「新居浜」地域南東部三波川帯の地質概略と地質構造

(a) 地質概略図。岩相境界面は図学的に導出した。(b) 断面図。断面線の位置は(a)に示した。白滝ユニット中部-上部境界とハネズル断層を実線で、またDs褶曲の軸面トレースを点線で示し、褶曲の名称を付した。断面図の作成では、図に示したようにGSM no.5(金属鉱業事業団, 1999など)、及びS-9(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970)という2つの探鉱ボーリングのデータを走向方向に投影して利用した。結果、日比原図幅(青矢・横山, 2009)における断面図A-Bに修正箇所が生じた。GSM no.5の地表位置は(a)に示した。またS-9の地表位置は断面線の東方約2.2kmである。



第 3. 21 図 新居浜市別子山，谷川周辺地域の緩やかな巨視的 Du 褶曲

(a) 谷川河床に見られる露頭規模の Du 褶曲。南を向いて撮影。露頭位置は左下の図に☆で示した。Ss : Ds 片理，Su : Du 褶曲の褶曲軸面。ハンマーヘッドの長さは 18 cm。(b) 谷川周辺地域全体の Ss をプロットした等面積ステレオ投影図(下半球投影，以下同様)。□ : Ss の極。Ss の極の分布に対する最適大円を点線で，またこの大円の極によって示される Du 褶曲の褶曲軸を●で示した。Du 褶曲の軸面 (Su) がほぼ直立することから，この褶曲軸の方位を用いて谷川周辺地域を 3 分した(下図)。(c)，(d)，(e) 南西部，中央部，北東部のそれぞれにおける平均的な Ss (実線大円) を示したステレオ投影図。露頭で測定した個々の Ss の極は□で示した。

図 c, e), 中央部の Ds 片理はより傾斜が小さく, 水平傾向やや東傾斜であることがわかった (第 3. 21 図 d). この変化傾向に基づくと, 白滝シンフォームの軸面トレースは南方から東光森山の周囲を大きく時計回りに迂回し, 谷川と銅山川の合流部付近を経て五良津岩体南東端部に至ることがわかった (第 3. 20 図 a). 五良津岩体, 東赤石岩体, 東平岩体といったエクロジヤイト相岩体 (第 3. 1 図) を閉じ込む巨視的なシンフォームは金属鉱物探鉱促進事業団 (1970, 1971) のポーリングデータなどを元に想定され, Hara *et al.* (1992) や Okamoto (1998) などによって須領褶曲と呼ばれるが, これが白滝シンフォームと同一視できることになる. そこで, 本地域西部では, 白滝シンフォームは東平岩体を閉じ込む泥質片岩の西方延長部に位置するものと解釈した (第 3. 13 図). 秀 (1961) 及び青矢・横山 (2009) は白滝シンフォームの北西延長が迂回することなく, 本地域中南部の瀬場付近に直線的に延長されると考えたが, 本報告のデータによれば, 瀬場周辺で認識されている波長数 100 m 規模の Ds 褶曲群 (Aoya, 2002; Mizukami and Wallis, 2005; 第 3. 32 図) はむしろ, 半波長数 km 規模の巨視的褶曲である白滝シンフォームの南翼部をなす部分構造とみなすべきだろう. 白滝シンフォームの南翼部に見られるこういった副次的な Ds 褶曲の軸面トレースは第 3. 20 図 a に示した.

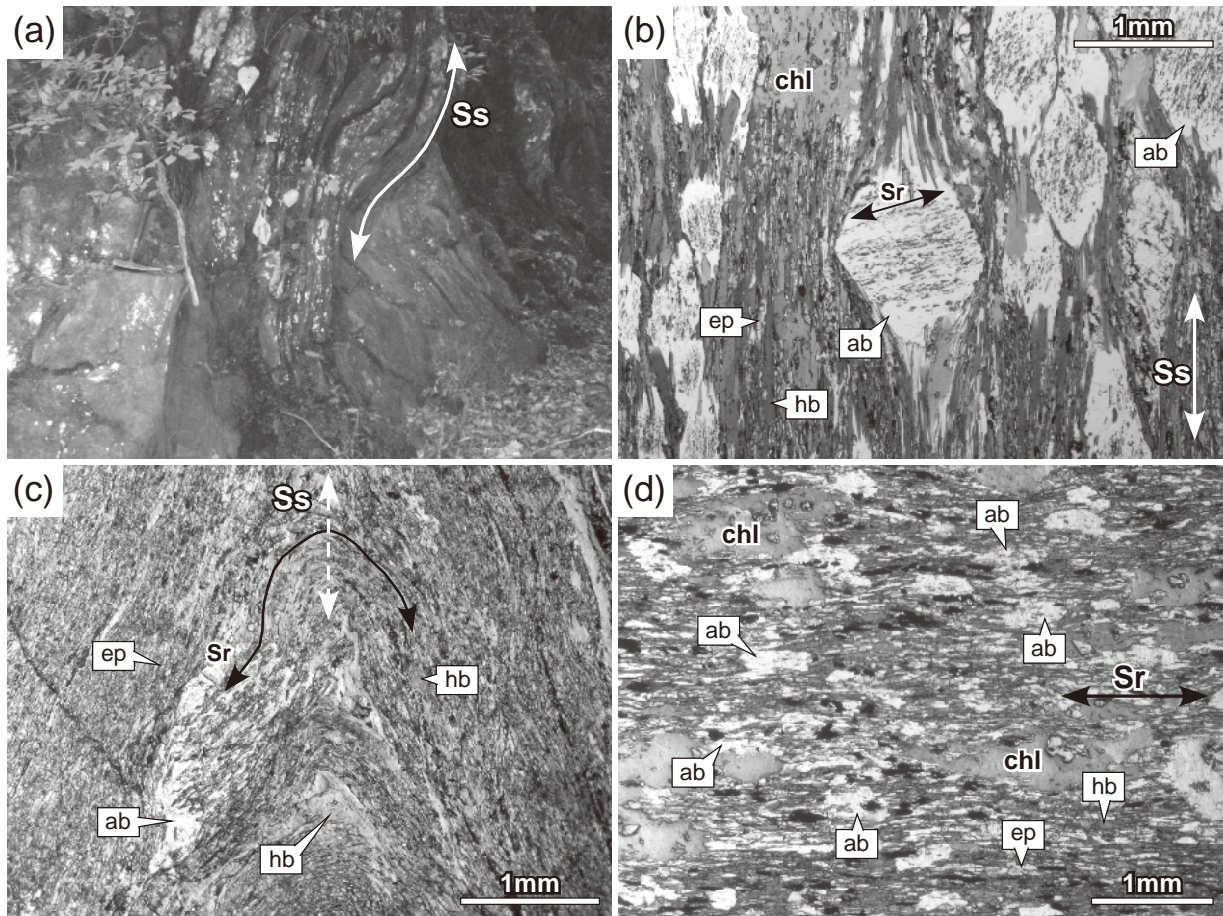
白滝アンチフォーム 南隣「日比原」地域内で白滝シンフォームの約 500 m 北方に位置する白滝アンチフォーム (第 3. 20 図) の西方延長は, いったん大野断層に切られて約 1 km 南下するものの, より西方では白滝シンフォームと同様に時計回りの迂回経路をとる. おおむね谷川の東岸に沿って標高を下げ, 銅山川を超えると五良津岩体の外縁に沿うように北北西方向へと延長する (第 3. 20 図 a). これは原ほか (1977) による秀 (1961) への修正解釈とおおむね一致する. 白滝アンチフォームは秀 (1954) の白滝横臥背斜に相当し, 白滝苦鉄質片岩が上に凸の褶曲によって泥質片岩を閉じ込む形で認識される. 前述の迂回経路に基づいてこのアンチフォームの南翼をなす白滝苦鉄質片岩を追跡した結果, Hara *et al.* (1992) の地質図で白滝苦鉄質片岩とは別ユニットとされた谷川周辺のレンズ状苦鉄質片岩 3 つが白滝苦鉄質片岩の一部と見なせることが判明した. 同時に, 広範囲にエクロジヤイト相変成の痕跡を残す瀬場苦鉄質片岩 (猶原・青矢, 1997; Aoya and Wallis, 2003; 青矢, 2005 など) とその延長部分 (Mizukami and Wallis, 2005; 第 3. 1 図) が白滝苦鉄質片岩とは異なる構造位置を占め, 両者が同一視できないことも明確になった (第 3. 20 図 a).

奥汗見シンフォーム・アンチフォーム Wallis *et al.* (1992) 及び Mori and Wallis (2010) は東隣「三島」地域南端部の汗見川周辺において, Ds 褶曲の非対称

性 (フェルゲンツ) に着目した野外調査から波長数 100 m 規模の転倒シンフォームを認識した. また Mori and Wallis (2010) は更にこのシンフォームの約 800 m 北方に転倒アンチフォームの存在を示唆している. 本報告ではこれらを奥汗見シンフォーム, 奥汗見アンチフォームと呼ぶ. 青矢・横山 (2009), Mori and Wallis (2010), 及び本報告による Ds 片理の方位データによれば, 奥汗見シンフォームの軸面トレースの西方延長は本地域南東端部, 野地峰^{のしむね}の北方 (第 3. 20 図 a) に至るはずである. 実際, 本報告の調査ではこの地域において南から北に向かい, Ds 褶曲の非対称性が南フェルゲンツ (南にのし上げた形) から北フェルゲンツへと逆転することが明らかになった. すなわち, 白滝アンチフォームの更に北方に奥汗見アンチフォームの西方延長が認識される (第 3. 20 図). また本地域西部の渦井川周辺でも, 吉野・小島 (1953) が白滝アンチフォームと奥汗見シンフォームの組み合わせに相当する波長 200 m 程度の巨視的北フェルゲンツ褶曲を報告している (第 3. 13 図 b). これらを総合し, 本報告では奥汗見シンフォーム・アンチフォームは別子地域の東部から西部まで全域に延長される構造であると考え (第 3. 58 図). ただし, 五良津岩体の東方においては奥汗見シンフォーム・アンチフォームはハネズル断層によって切られ, 一部欠落すると解釈した (第 3. 20 図 b など).

Okamoto (1998), 及び Okamoto *et al.* (2000) は東平岩体北方に位置する魔戸の滝の周辺地域におき, Ds 褶曲 (魔戸の滝アンチフォーム) に北フェルゲンツの Dt 褶曲がオーバープリントした複合褶曲を想定したが, 本研究の解釈はこれと異なり, 白滝アンチフォーム, 奥汗見シンフォーム, 奥汗見アンチフォームという 3 つの Ds 褶曲を想定している (第 3. 13 図 c). 魔戸の滝周辺を含む五良津・東平岩体の北方近傍においては確かに比較的多くの Dt 褶曲が認識されるものの (第 3. 22 図 a), これらが巨視的なタイト褶曲をなすとは判断できなかった. つまり, 仮に Okamoto *et al.* の巨視的な北フェルゲンツ Dt 褶曲が存在するとすれば, 魔戸の滝周辺地域の Ds 片理 (第 3. 22 図 b) は東平岩体から北へ向かって垂直傾向, 水平傾向, 垂直傾向という変化を辿るはずだが, この中間部から得られた水平傾向の片理は検鏡によれば Dr 片理であり (第 3. 22 図 d), 当該地域に発達する褶曲はこの Dr 片理を曲げ, 垂直傾向の軸面を持つ Ds 褶曲と判断された (第 3. 22 図 c). すなわち, 本報告の調査では水平傾向の Ds 片理が卓越する領域を認識できなかった.

見かけの層序 ここまでに述べた複数の巨視的な Ds 褶曲を踏まえると, 別子地域において地図上で数枚に分かれて分布する白滝ユニット上部の苦鉄質片岩卓越層 (白滝苦鉄質片岩, 第 3. 1 図) はすべて同一層とみなせる (第 3. 13 図 b, c, 第 3. 20 図 b). この白滝苦鉄質片岩を鍵



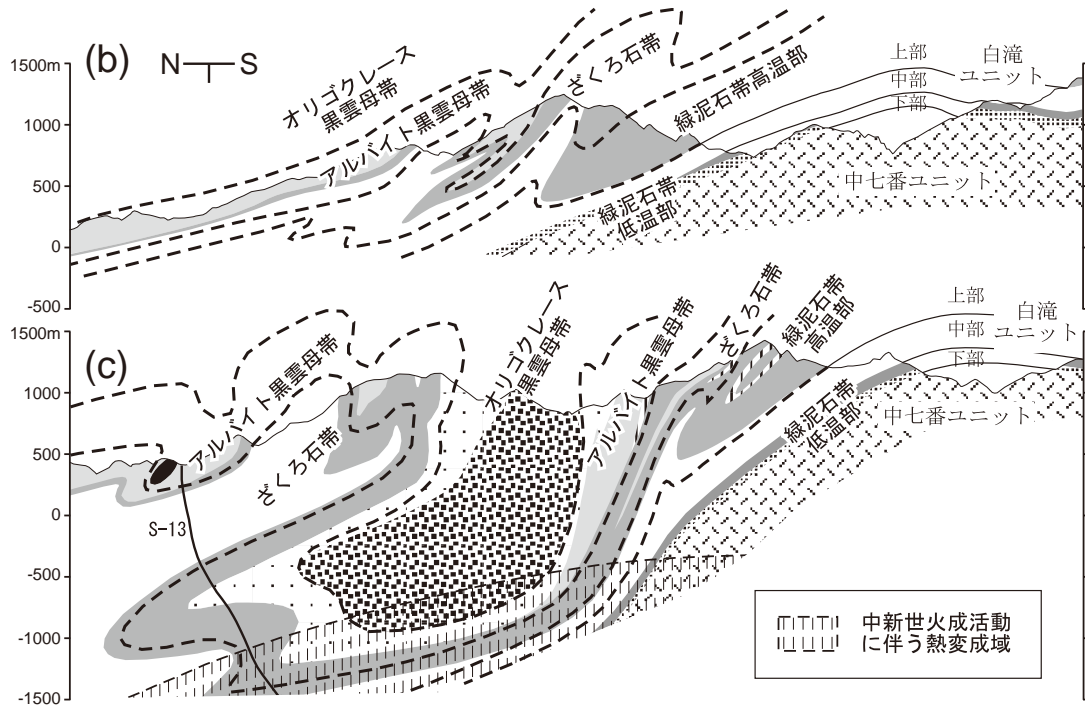
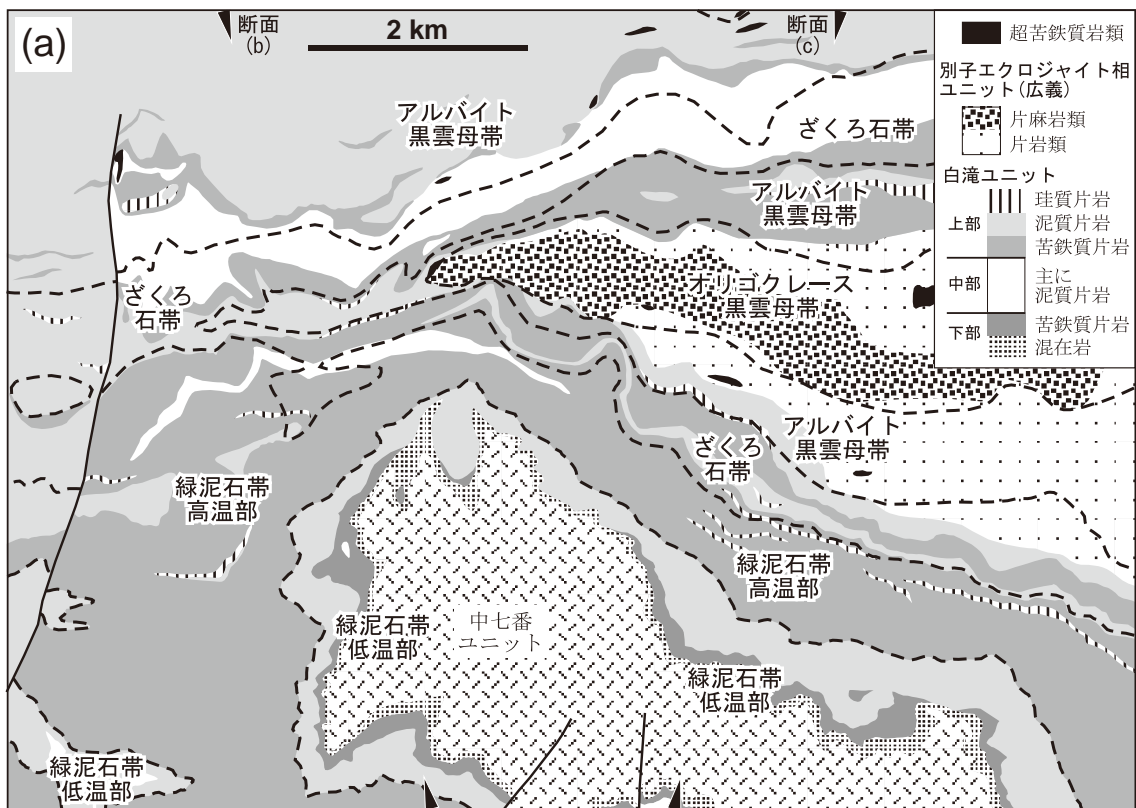
第3. 22図 五良津・東平岩体北方の白滝苦鉄質片岩における変形構造の識別

(a) は露頭写真, (c)-(d) は薄片写真 (オープンニコル). Ss: Ds 片理 (実線) ないし Ds 褶曲軸面 (破線), Sr: Dr 片理, ab: アルバイト, hb: ホルンブレンドないしバロア閃石, ep: 緑れん石, chl: 緑泥石. 変形構造の解釈基準については第3. 9 図 b 参照. (a) 垂直傾向の片理を曲げる緩い褶曲. 南南東を向いて撮影 (ニッ岳の南東約 1.5km のアルバイト黒雲母帯). 検鏡により曲げられている片理が Ds 片理と判断されたため, D2 褶曲と解釈した. (b) 垂直傾向の片理を持つ苦鉄質片岩 (征木滝近傍のアルバイト黒雲母帯 [GSJ R 101746]). 基質の片理はアルバイト斑状変晶の内部片理と斜交し, Ds 片理と判断される. (c) タイトな直立褶曲 (魔戸の滝の南東約 1km のざくろ石帯 [GSJ R 101747]). 曲げられている片理はアルバイトの内部片理と連続し, Dr 片理と見なせるため, Ds 褶曲と判断した. (d) 水平傾向やや南傾斜の片理面 (魔戸の滝の南南西約 1km のアルバイト黒雲母帯 [GSJ R 101748]). 基質の片理はアルバイトの内部片理と同方向に配列し, Dr 片理とみなせるため, 露頭で観察されたこの片理を曲げる褶曲は Ds 褶曲と解釈した.

層と捉えたとき, 見かけ層序においてより下位に位置する部分が白滝ユニット中部である (第3. 3 図). そして, 白滝苦鉄質片岩が Ds 褶曲によってタイトに折りたたまれていることから, 特に加茂次郎アンチフォーム, 白滝アンチフォーム, 奥汗見アンチフォームといったアンチフォーム部分には, 白滝ユニット中部の泥質片岩卓越部がしばしば白滝ユニット上部内の地窓として分布する (第3. 13 図 a, 第3. 20 図 a). 一方, 別子エクログャイト相ユニットに含まれる岩相はすべて白滝苦鉄質片岩よりも上位の部分に分布している (第3. 3 図, 第3. 4. 3. 2 節参照).

変成分帯との関係 第3. 2. 4 節で述べたように, Ds 変形は主に主変成作用のピーク以後に起こっていることか

ら (第3. 9 図 c), 主変成の変成分帯 (第3. 5 図) も Ds 褶曲によって曲げられているはずである (Wallis *et al.*, 1992; 青矢・横山, 2009; Mori and Wallis, 2010 など). その褶曲構造の解釈例を第3. 23 図に示した. 例えば, 同じ白滝ユニット中部に属する泥質片岩は, 黒森山東方では緑泥石帯に, また黒森山北方に分布する 2 箇所の地窓では緑泥石帯, ざくろ石帯, ないしアルバイト黒雲母帯に属する (第3. 22 図 a). また本地域南東端部の四国中央市富郷町折宇周辺に分布する白滝ユニット中部はアルバイト黒雲母帯ないしオリゴクレス黒雲母帯に属する. このように同じ構造位置を占める岩石群が異なる鉱物帯にまたがって分布することは, 岩相境界面と鉱物帯の境界面 (アイソグラッド) が完全には一致せず, 斜交



第 3. 23 図 別子地域における主変成の変成分帯とその褶曲構造

図の範囲は第 3. 13 図と同様。(a) 変成分帯図。変成分帯の境界(アイソグラッド)を破線で示した。(b), (c) 断面図。断面線の位置は(a) 対の黒三角で示した。(a) とは縮尺が異なるので注意。また(c) の範囲は(a) に示した範囲より北側に少し広い。(c) には中新世火成活動に伴う熱変成域も示した。

関係にあることを示している（第3. 23図 b, c）。

3. 4. 3. 2 別子エクロジヤイト相ユニットとの境界

現時点での境界 別子エクロジヤイト相ユニットと白滝ユニットの区分は変成作用の観点、すなわち最高変成圧力の違いに基づく（第3. 2. 1節参照）。すなわち、これまでに得られている変成圧力条件のデータを見る限り、エクロジヤイト相に達した岩石と、達していない岩石の間に有意な変成圧力のギャップが存在するため（第2. 3図）、前者の分布域を広義の別子エクロジヤイト相ユニット（またはエクロジヤイトナップ：Wallis and Aoya, 2000；Aoya, 2002）として白滝ユニットから独立させる必要がある。ところが、こうした過去の構造境界、すなわち剪断帯を野外調査で認定することは、大部分が強度変形岩からなる三波川帯においては決め手を欠き、困難である。例えば近年、オンファス輝石などのエクロジヤイト相鉱物が確認できない片岩類についても、ざくろ石に包有された石英の残留圧力からエクロジヤイト相変成の証拠が得られるようになり（Enami *et al.*, 2007；Mouri and Enami, 2008 など）、Aoya (2002) が野外の情報から認定したユニット境界が誤りであることが判明している（Kouketsu *et al.*, 2010）。つまり、別子エクロジヤイト相ユニットと白滝ユニットの境界は野外での直接観察によってではなく、エクロジヤイト相変成が確認される試料の分布範囲から導き出すしかない。これまでに得られているエクロジヤイト相変成の指標となる鉱物・分析データの分布、またこれに基づいた別子エクロジヤイト相ユニットの分布範囲は第3. 2図、第3. 13図、第3. 20図及び第3. 32図の断面図に示した。これらの図に示した別子エクロジヤイト相ユニットの範囲は、現時点で確実にエクロジヤイト相に達しているであろう岩石の分布域であり、今後別子エクロジヤイト相ユニットは更に広がる可能性がある。

泥質片岩 (SU_p) - 泥質片岩 (Eps) 境界の扱い 泥質片岩におけるエクロジヤイト相の指標鉱物はパラゴナイト、オンファス輝石、藍閃石、及びアラゴナイトであるが（Kouketsu and Enami, 2011）、これらの鉱物はこれまで、ざくろ石中の微細包有物としてしか見つかっていない（第3. 4図）。つまり、この微小さゆえに顕微鏡観察のみでこれらの鉱物を認定することは困難であり、EPMAによる鉱物化学組成分析などによる確認が必要となる。また第3. 2図から明らかのように、三波川帯の泥質片岩に最も多産するエクロジヤイト相の指標鉱物はパラゴナイト（Na白雲母）だが、仮に粗粒のパラゴナイトが薄片内に存在したとしても、白雲母類鉱物であるフェンジャイトとの区別がつかない。つまり、パラゴナイトの認定には鉱物化学組成分析が必須となる。同様に、もう一つの指標であるざくろ石に包有された石英の高残留圧力（Enami *et al.*, 2007；Mouri and Enami, 2008 など）

についても、ラマン分光装置を用いた分析によってしか確認できない。これらの理由から、現時点では鏡下での肉眼観察のみによって泥質片岩からエクロジヤイト相変成の証拠を得ることができない。言い換えれば、別子エクロジヤイト相ユニットの泥質片岩と白滝ユニットの泥質片岩は区別がつかない。この状況は珪質片岩についても同様である（第3. 4. 3. 5節参照）。こういった記載上の理由により、地質図では第3. 2図に基づく白滝ユニットと別子エクロジヤイト相ユニットの境界のうち、泥質片岩どうし（SU_p と Eps）が接する部分の境界線は点線（推定岩相境界）とした。

地質構造との関係 第3. 2図に示した別子エクロジヤイト相ユニットはその全体が白滝苦鉄質片岩よりも上位の部分に位置する（第3. 3図、第3. 58図 a）。つまり、別子エクロジヤイト相ユニットの分布範囲は少なくとも白滝苦鉄質片岩の上位部分にまで制約できることが示唆される。その一方、この上位部分の少なくとも一部はエクロジヤイト相に達していなかったことがざくろ石中の包有物解析によって示されている（Zaw Win Ko *et al.*, 2005b；第3. 2図）。

エクロジヤイト相に達した片岩類の大部分はその後、主変成作用による強いオーバープリントを被り（第3. 4図、第3. 9図 c）、エクロジヤイト相変成時の情報を失っている。つまり、多くの片岩において基質部からはエクロジヤイト相の指標鉱物が見出されない。こういった片岩類が過去にエクロジヤイト相に達していたとすれば、その指標鉱物はエクロジヤイト相で確実に存在するざくろ石の内部包有物として見出されるであろう（例えば、丸山ほか, 2004）。このことは泥質片岩におけるエクロジヤイト相の指標鉱物がざくろ石中の包有物としてしか報告されていないこと（第3. 4図）からも見て取れる。Zaw Win Ko *et al.* (2005a, b) は広範囲にエクロジヤイト様片岩が散在する瀬場苦鉄質片岩中の泥質片岩、及び主変成の変成分帯でざくろ石帯に属する別子山^{いかだづ}筏津付近の苦鉄質片岩（第3. 2図、第3. 26図 c）について、両者からざくろ石中包有物としてのみ産するクロリトイドを見出し、包有物とざくろ石の共生関係を用いてざくろ石形成時の変成圧力を導いた。その結果、瀬場の泥質片岩からは確かにエクロジヤイト相相当の圧力・温度条件が導かれたのに対し、同様の手法によって導いた筏津苦鉄質片岩の圧力・温度条件はより低圧であり、主変成のざくろ石帯ないしアルバイト黒雲母帯相当であることが判明した。このことは、(1) 苦鉄質岩にざくろ石が含まれることは必ずしもエクロジヤイト相変成の証拠とならないこと及び(2) 筏津苦鉄質片岩の産出地点は白滝苦鉄質片岩よりも上位に位置するものの別子エクロジヤイト相ユニットには含まれず、白滝ユニット上部に属する、という2点を意味している。

地質構造の観点から見れば、今後エクロジヤイト相に

達していた岩石が見出される地域があるとすれば白滝苦鉄質片岩の上位に位置する泥質片岩卓越部であることが示唆される(第3.3図, 第3.58図a)。その一方で、筏津苦鉄質片岩の解析例は、こういった構造位置の岩石すべてがエクロジャイト相に達していたわけではないことを示している。

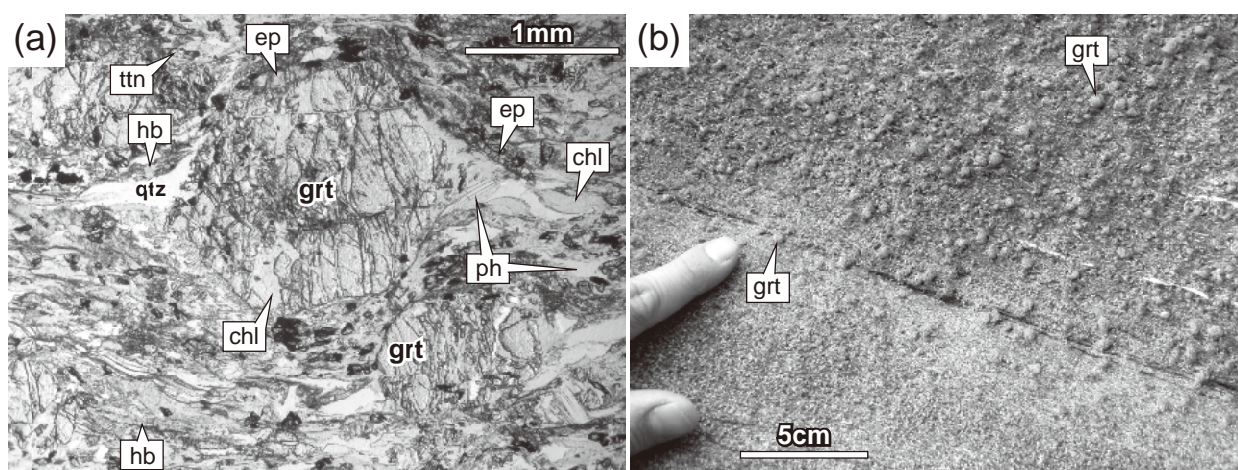
3.4.3.3 ざくろ石含有苦鉄質片岩 (SUG)

ざくろ石含有苦鉄質片岩のうち、瀬場苦鉄質片岩とその延長部分(第3.1図)に産するもの(Ems)は別子エクロジャイト相ユニットに含まれるものとし、第3.5.4節で記載する(第3.4.3.1節参照)。一方、ハネズル断層の北東側地域(赤星山地域)からはエクロジャイト相変成の証拠が見つからないものの、白滝ユニット上部の一部に小規模なざくろ石含有苦鉄質片岩の分布が認められるため、これについて本節で記載する。また地質図上に表現可能な規模を持たない筏津苦鉄質片岩(Zaw Win Ko *et al.*, 2005b: 第3.4.3.2節参照)についても本節で簡単に記載する。

赤星山地域 赤星山の西北西約3.8 km及び南南西約1 kmという2地点の苦鉄質片岩中にざくろ石が認められた(第3.5図b)。また赤星山南南西の苦鉄質片岩層(第3.25図a)は、南東方向へ東隣「三島」地域の猿田川沿いに延長されるが、この猿田川沿いにおいてもざくろ石が認められたため、この層全体にざくろ石含有苦鉄質片岩の凡例を与えた。ただし、ざくろ石はこの苦鉄質片岩層中の特定の層のみに認められる。白滝ユニット上部のざくろ石含有苦鉄質片岩(SUG)は主変成の変成分帯におけるアルバイト黒雲母帯ないしアルバイト黒雲母帯とざくろ石帯の境界部に分布する。

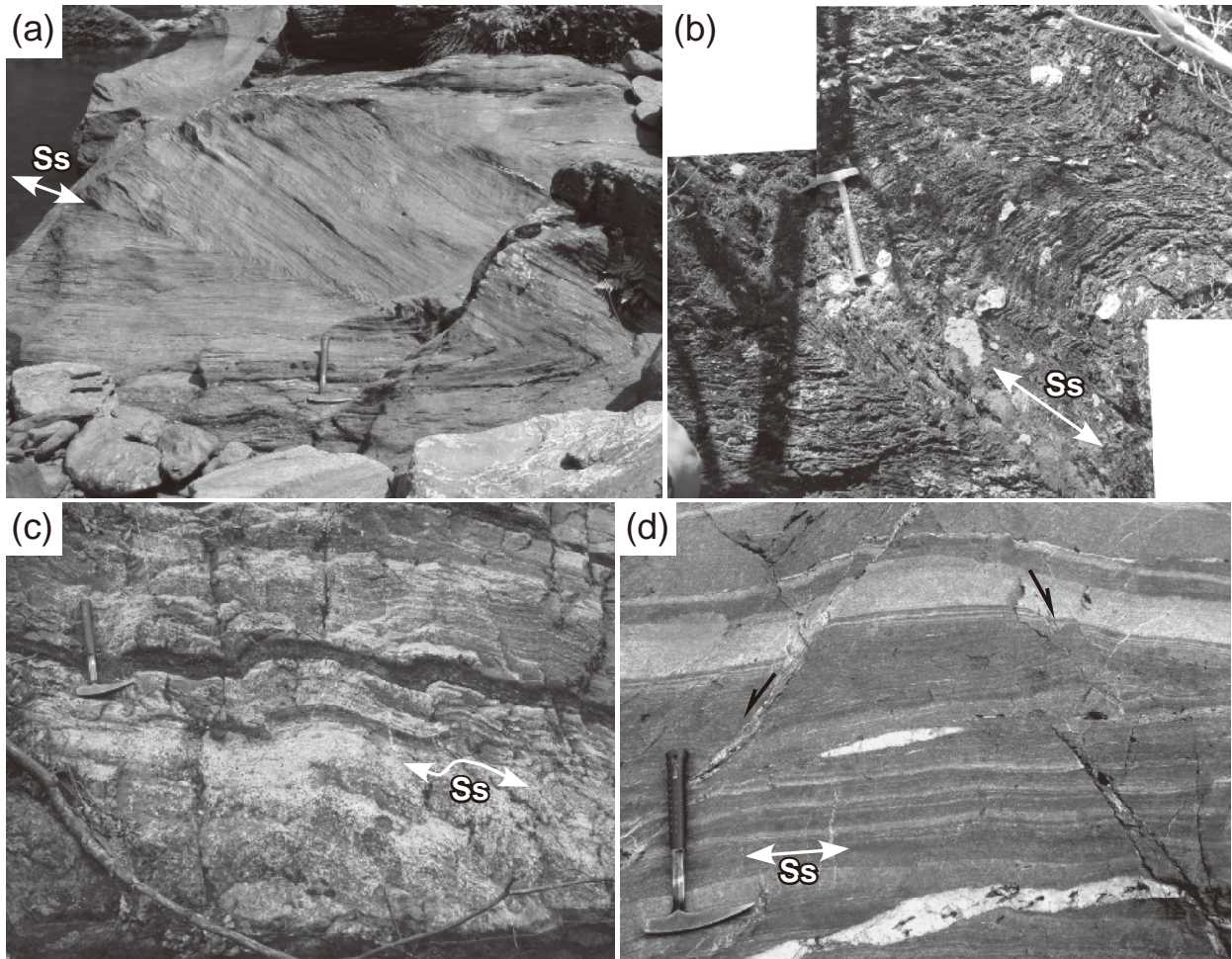
ざくろ石以外の主な構成鉱物はホルンブレンドないしバロア閃石、緑れん石、緑泥石、アルバイト、フェンジャイトであり、その他に少量の石英、チタン石、不透明鉱物を伴う。またルチルや炭酸塩鉱物を含むことがある。赤星山の西北西約3.8 kmに産する試料(第3.26図d)ではざくろ石は最大径2 mm程度までの斑状変晶状である(第3.24図a)。この試料ではアルバイトの量比が少なく、試料は全体に暗緑色を呈する(第3.26図d)。また赤星山の南南西約1 kmの試料では、片理に平行に発達した脈状石英の薄層に伴って径0.1~0.2 mm程度の細粒ざくろ石が認められる。この試料では暗緑色の基質中に径1 mm前後のアルバイト斑状変晶が散在している。一方、東隣「三島」地域の猿田川沿いの試料は、最大径2 mm程度の斑状変晶状ざくろ石と共にほぼ同じ粒度のアルバイト斑状変晶を多量に含むため、前記した2試料よりも全体にやや白っぽく、灰緑色を呈する。いずれの試料においても、ざくろ石はその周囲や割れ目に沿った部分が緑泥石や緑れん石に置換されている(第3.24図a)。

筏津苦鉄質片岩 ざくろ石とクロリトイドを含む筏津苦鉄質片岩は新居浜市別子山筏津の銅山川河床に露出し(第3.2図)、その産出位置は主変成の変成分帯におけるざくろ石帯のうち、アルバイト黒雲母帯との境界に近い部分に当たる(第3.5図b)。転石や川砂などに隠されて周囲との関係は不明だが、おそらくは厚さ10 m程度の規模を持つレンズ状岩としてざくろ石帯の泥質片岩(SUp)中に挟み込まれているものだろう。露頭では緑色ないし灰緑色の基質中に最大径5 mm程度までのざくろ石が肉眼で容易に識別できる(第3.24図b, 第3.26図c)。またざくろ石の量比の違いによる組成層構造が



第3.24図 白滝ユニット上部のざくろ石含有苦鉄質片岩

(a) 赤星山の西北西約3.8kmに産する試料([GSJ R 101749]; アルバイト黒雲母帯)の薄片写真、オープンニコル。grt: ざくろ石, hb: ホルンブレンドないしバロア閃石, ep: 緑れん石, chl: 緑泥石, ph: フェンジャイト, qtz: 石英, ttn: チタン石。(b) 筏津苦鉄質片岩(ざくろ石帯; Zaw Win Ko *et al.*, 2005b)の露頭写真。径数mm程度の球状に見える突出部がざくろ石(grt)。



第3. 25図 白滝ユニット上部の諸岩相の露頭写真

ハンマーの長さは33 cm。Ss：Ds片理。(a) Ds褶曲の発達したざくろ石含有苦鉄質片岩 (SUg：ざくろ石帯)。南東を向いて撮影(四国中央市富郷町寒川山藤原の北約1kmの銅山川沿い)。(b) Ds褶曲の発達した苦鉄質片岩 (SUm：ざくろ石帯)。西北西を向いて撮影(豊受山の東約650 m)。(c) 緩いDu褶曲の発達した珪質片岩 (SUq：ざくろ石帯)。北西を向いて撮影(豊岡川沿いの標高490 m付近)。(d) Ds片理が発達した泥質片岩 (SUP:アルバイト黒雲母帯)。南向きに立ち、下を向いて撮影(中央構造線の南約250 m 渦井川沿い)。Ds片理とはほぼ平行な組成縞は共役小断層によって切られる。断層のずれのセンスは黒矢印で示した。

認識される(第3. 24図b)。

主要構成鉱物はざくろ石、アルバイト、緑泥石、フェンジャイト、緑れん石、及び炭酸塩鉱物(方解石)であり、その他に少量のパラゴナイト、角閃石、チタン石、電気石、及びイルメナイトを伴う。また一部の試料ではざくろ石中の包有物としてのみ観察されるクロリトイドが認められる。こういったクロリトイドを含む試料について詳細な包有物解析を行い、ざくろ石形成時の共存関係、ざくろ石+クロリトイド+パラゴナイト+緑泥石+角閃石(パロア閃石-タラム閃石)を用いた結果、変成圧力・温度条件として約9kbar、505-515°Cが得られた(Zaw Win Ko *et al.*, 2005b)。この圧力・温度条件は主変成におけるざくろ石帯からアルバイト黒雲母帯相当の圧力・温度条件(Enami *et al.*, 1994)と一致する。一方で、Zaw Win Ko *et al.* (2005b) は筏津苦鉄質片岩のうちクロ

リトイドを含むものと含まないもの、両者について全岩化学組成(第3. 1表k)を検討し、クロリトイドの産出がアルミニウムと鉄に富むやや特殊な全岩化学組成に支配されていることを論じた。

3. 4. 3. 4 苦鉄質片岩 (SUm)

分布 本地域三波川帯中央部の別子地域では、詳細な巨視的Ds褶曲の検討(第3. 4. 3. 1節)から、白滝ユニット上部の苦鉄質片岩(SUm)はほぼ白滝苦鉄質片岩層(第3. 1図)のみによって占められるとみなせる。最大層厚は黒森山南方で約500 mあるが、北方に向かってその厚さは数10 m前後まで減少し、大川上流部の河又付近など一部地域では欠落する。一方、ハネズル断層の北東側地域(赤星山地域)でも露頭規模のDs褶曲が頻りに観察されるものの(第3. 25図a, b), 巨視的Ds褶曲の解釈・

認識には至っていない。そこで赤星山地域では赤星山北西麓部から浦山川河床にかけて分布する厚さ100 m前後の苦鉄質片岩卓越層を白滝苦鉄質片岩相当層と考え、この層以上の部分を白滝ユニット上部とした(断面図A-B; 第3.3図)。この枠組みでは、白滝苦鉄質片岩相当層の上位にもう一枚、厚さ50~100 m規模の苦鉄質片岩層が存在するため、この層も白滝ユニット上部とみなした(断面図A-B)。これらの比較的厚い苦鉄質片岩卓越層はその層内により小規模の珪質片岩、及び泥質片岩層をしばしば挟む。一方、白滝苦鉄質片岩及びその相当層の上位に位置する泥質片岩卓越層中にも厚さ20 m以内の苦鉄質片岩層ないしレンズがしばしば挟まれる。

産状 苦鉄質片岩の産状は変成度の違いによって大きく変化する。肉眼では、緑泥石帯とざくろ石帯ではおおむね淡黄緑色から淡青緑色(第3.26図q, r)、アルバイト黒雲母帯とオリゴクレス黒雲母帯ではおおむね濃緑色から暗緑色を呈する(第3.26図s, t)。一般に0.5~5 mm程度の色調の異なる層の繰り返しが認められる。緑泥石帯高温部では肉眼で識別できるアルバイト斑状変晶はほとんど見られないが、径0.5 mm以下のアルバイト斑状変晶がしばしば含まれている(第3.27図a)。ざくろ石帯以上の高変成度部の露頭では一般にアルバイト斑状変晶が肉眼で確認できる(第3.26図r-t)。ただし、アルバイト斑状変晶は厚さ1 m以下の特定の層に集中的に見られるか、もしくは層ごとにその量比・粒径が異なる場合が多い。変成鉱物の粒径は変成度が上がるにつれて大きくなり(第3.27図)、ざくろ石帯以上の高変成度部では肉眼で識別できる変成鉱物が増える。特にアルバイト黒雲母帯やオリゴクレス黒雲母帯ではアルバイト斑状変晶に加えて角閃石(ホルンブレンドないしパロア閃石)、フェンジャイトなども比較的容易に確認できる粒度に達している(第3.27図c, d)。

白滝ユニット上部の苦鉄質片岩ではDs片理がほぼ普遍的に発達し(第3.22図a, b)、この片理とはほぼ平行な軸面を持つタイトないし等斜状のDs褶曲がしばしば観察される(第3.25図a, b)。Du褶曲が観察されることは少ないが、赤星山~四国中央市富郷町豊坂東西方向に通過する巨視的Duアンチフォーム(薬師アンチフォーム)の軸面トレス付近では露頭規模のDu褶曲が観察されることが多い。

緑泥石帯高温部 赤星山地域では赤星山の北西麓と東麓に分かれて分布する。別子地域での分布範囲は第3.23図参照。構成鉱物は白滝ユニット中部の緑泥石帯低温部(第3.4.2.1節参照)に準ずるが、パンペリー石は産出しない(第3.4図)。すなわち、主に緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、アルバイト、石英からなり(第3.27図a)、その他に少量のチタン石、不透明鉱物を伴う。またフェンジャイト、ルチル、方解石、アルカリ角閃石を含む場合がある。アルカリ角閃石の量比が多い試料では、

アクチノ閃石と入り交じって片理に沿った定向配列を示す(第3.27図a)。顕微鏡下では径0.5 mm以下の細粒アルバイト斑状変晶が見られることが多い(第3.27図a)。

ざくろ石帯 別子地域ではざくろ石帯は別子エクログャイト相ユニットを取り囲むような帯状分布を示すが(第3.5図)この分布範囲中に白滝苦鉄質片岩のかかなりの部分が含まれている(第3.23図)。また赤星山地域では赤星山の北部から東部の広範囲がざくろ石帯に区別されるが(第3.5図)、ここにも白滝ユニット上部の苦鉄質片岩の大部分が含まれる。ざくろ石帯のうち緑泥石帯に近い地域での構成鉱物は緑泥石帯高温部と同様だが(第3.4図)、アルバイト斑状変晶は粗粒化して肉眼でも識別できるようになる(第3.26図r)。基質にアルカリ角閃石、アクチノ閃石の両者が存在する試料(第3.5図b)では、アルバイト斑状変晶の中心部に包有される角閃石はアルカリ角閃石に限られる(第3.27図b)。一方、アルバイト黒雲母帯に近い地域ではパロア閃石を含むことが多くなり(第3.4図; Nakamura and Enami, 1994)、このような試料にはアルカリ角閃石やアクチノ閃石は認められない。また、まれにアパタイトが認められるようになる。

アルバイト黒雲母帯 別子地域では東平、五良津岩体北方から五良津岩体東方を経て図幅南端部の東光森山に至る白滝苦鉄質片岩の大部分がアルバイト黒雲母帯に含まれる。赤星山地域での分布はごくわずかである。アルバイト黒雲母帯ではざくろ石帯の広い範囲で産出していたアクチノ閃石やアルカリ角閃石が消滅し、ホルンブレンドないしパロア閃石が主要構成鉱物となる(第3.4図、第3.27図c; Nakamura and Enami, 1994)。基質を構成するホルンブレンドないしパロア閃石、緑れん石、フェンジャイトの粒径が大きくなり、肉眼で識別できるようになる。まれにざくろ石、黒雲母、電気石が含まれ、ざくろ石が含まれる場合、アルバイト斑状変晶の包有物として産することが多い(第3.27図c)。

オリゴクレス黒雲母帯 分布は別子地域に限られる(第3.7図)。東平岩体から五良津岩体、東赤石岩体にまたがるオリゴクレス黒雲母帯には白滝苦鉄質片岩の一部がわずかに含まれる。一方、四国中央市富郷町津根山折宇周辺のオリゴクレス黒雲母帯には白滝苦鉄質片岩の比較的まとまった分布が認められる。構成鉱物はアルバイト黒雲母帯とほぼ同様だが、赤鉄鉱を含まない試料にはオリゴクレスが含まれることがある(第3.4図)。オリゴクレスはアルバイト斑状変晶の縁部に中心部と消光位の異なる部分として認識されることが多い(第3.27図d)。ルチルは普通に含まれるようになり、量比も増える(第3.27図d)。緑泥石は含まれない場合がある。また角閃石の組成は一般にホルンブレンドとなる(Nakamura and Enami, 1994; Leake *et al.*, 1997など)。

構成鉱物の粒径は全体としてアルバイト黒雲母帯よりも更に大きくなっている(第3. 27図c, d).

3. 4. 3. 5 珪質片岩 (SUq, Eqs)

分布と産状 白滝ユニット上部分布域に地窓として産する白滝ユニット中部の珪質片岩 (SMq) についてもこの節で一括して記載する. 白滝ユニット上部及び中部地窓の珪質片岩の大部分は白滝苦鉄質片岩(第3. 1図)の内部, もしくは上下面に伴って層状に産出する. 最大規模のものは魔戸の滝周辺及び上兜山の北西に分布し, 層厚は泥質片岩の薄層を挟みつつ全体として100 m程度と推定される. 一方, 赤星山周辺や四国中央市富郷町津根山折宇の南方では白滝ユニット上部の泥質片岩に挟まれる形で厚さ50 m以内の珪質片岩が分布する. その他, 中央構造線近傍の泥質片岩卓越部にも厚さ50 m以内の小規模な層状ないしレンズ状珪質片岩が散在する. 新居浜市別子山の瀬場周辺に分布する最大層厚100 m程度の珪質片岩層及び瀬場苦鉄質片岩とその延長部分(第3. 1図)に伴われる小規模な珪質片岩(Eqs)は, 第3. 2図によれば別子エクロジャイト相ユニットに属するが, 白滝ユニット上部の珪質片岩と記載上ほぼ区別がつかない(第3. 26図k, o). この節で一括して記載する. これら珪質片岩類は主変成の変成分帯では緑泥石帯高温部からオリゴクレーヌ黒雲母帯までの範囲にまたがって分布する. 瀬場苦鉄質片岩の内部を除くと, 露頭では普遍的にDs片理が発達するほか, Ds片理とほぼ平行な軸面を持つタイトなDs褶曲がしばしば観察される(第3. 26図o). また, まれにDs片理を曲げ, 垂直傾向の軸面を持つDu褶曲が発達する(第3. 25図c).

色調と構成鉱物の関係 珪質片岩は大部分が石英からなるため($\text{SiO}_2=70\text{--}95\%$: Izadyar *et al.*, 2000など), 全岩化学組成に占める SiO_2 以外の成分が少ない. そのため, こういった少量成分内でのわずかな化学組成差によって副成分鉱物の組み合わせに変化が生じ得る. すなわち, 珪質片岩における構成鉱物の差異は変成度よりもむしろ全岩化学組成に負うところが大きい. 白滝ユニットの上部と中部地窓, 及び別子エクロジャイト相ユニットの珪質片岩には石英に加えてフェンジャイト, アルバイトが普遍的に含まれ(第3. 30図a), これらが基調である白色部をなす. そして一般にこの白色部はおおむね厚さ1 cm以内の規模で有色層と互層するため(第3. 26図i-p), この有色層の量比, 及び有色層が含む鉱物種によって岩石全体の色調が決まる. 例えば, 珪質片岩には一般に緑れん石や紅れん石が認められ, 紅れん石(第3. 30図a)を含むものでは有色層が赤色を示すことから, 岩石は全体として淡紅色の見た目となる(第3. 26図m-p). 一方, 緑れん石のみを伴うもののうち有色層に炭質物や粒状不透明鉱物を含むものは全体として灰白色を呈し, 緑泥石や角閃石を伴うものは灰白色-灰緑色を呈する(第3. 26

図i-l). また, こういった色調の違いとはほぼ無関係な微量鉱物として, ざくろ石, 黒雲母, 炭酸塩鉱物, チタン石, ルチル, アパタイト, 電気石を含むことがある. Izadyar *et al.* (2000)は紅れん石を含む赤色系の珪質片岩のうち, ざくろ石帯, 及びアルバイト黒雲母帯に属するものに滑石が含まれることを報告した. また Enami *et al.* (1994)は珪質片岩中にごくまれにアルカリ輝石(エジリンオージャイト)が含まれること見出し, ざくろ石+アルカリ輝石(+アルバイト+石英), という共生関係を利用して緑泥石帯, ざくろ石帯, アルバイト黒雲母帯における主変成の最高温度時の圧力・温度条件及びそこまでの圧力・温度履歴を導いた(第3. 7. 3節参照). このように, ざくろ石+単斜輝石という鉱物組み合わせが緑泥石帯からアルバイト黒雲母帯までの広い変成条件下で確認されることから, 珪質片岩の鉱物組み合わせが主に全岩化学組成に依存し, 変成度による変化がそれほど大きくないことが伺える.

変成度の影響 Nakamura and Enami (1994)と Enami *et al.* (1994)はざくろ石帯以上の高変成度域では珪質片岩においてアルカリ輝石と緑泥石が共存しないことを指摘した. すなわち, アルカリ輝石を含み得るような全岩化学組成を持つ珪質片岩では, ざくろ石帯以上で緑泥石が消滅する. また, 緑泥石帯, ざくろ石帯, アルバイト黒雲母帯において赤鉄鉱と角閃石が含まれる場合, 角閃石の化学組成はそれぞれ主にアクチノ閃石-ウィンチ閃石, アルカリ角閃石及びパロア閃石-ホルンブレンドとなることを報告した.

一方, 本報告で採取した珪質片岩34試料の検鏡結果によると, 緑泥石帯高温部からオリゴクレーヌ黒雲母帯への変成度の上昇に伴い, 出現あるいは消滅する副成分鉱物はほとんど認められなかった. 例えば, ざくろ石, 紅れん石, 緑泥石, 角閃石は主変成の変成分帯におけるすべての鉱物帯において含まれることがあり, また含まれないこともある. 同様に, これらの鉱物は別子エクロジャイト相ユニットと白滝ユニットの間でも産出・非産出に一貫した傾向は見られなかった. ただし, ルチルの産出・非産出にはある程度の傾向が認められた. すなわち, 緑泥石帯とざくろ石帯では11試料すべてにおいて鏡下でルチルが確認できなかったのに対し, アルバイト黒雲母帯とオリゴクレーヌ黒雲母帯では23試料中15試料においてルチルが確認された. また, これらのうち第3. 2図の別子エクロジャイト相ユニットに属する珪質片岩に限ってみると, 12試料中11試料からルチルが確認された. つまり, 別子エクロジャイト相ユニットに属する珪質片岩にはほぼ普遍的にルチルが産出すると考えてよい. ただし, 白滝ユニットでもアルバイト黒雲母帯以上でルチルが安定であった可能性があり, ルチルの産出・非産出によって別子エクロジャイト相ユニットの分布範囲を特定できるかどうかは現時点では明らかでない.

一方、石英に着目すると、大局的には変成度の上昇、すなわち緑泥石帯高温部からオリゴクレーヌ黒雲母帯への遷移に伴って粗粒化する傾向がある(第3.30図)。しかし、各鉱物帯内でも石英粒子の平均粒径にはかなり大きなばらつきがあり、これを踏まえるとアルバイト黒雲母帯に属する珪質片岩のうち、第3.2図の別子エクロジイト相ユニットに含まれるものとそうでないもの間に明瞭な粒度の違いは認められなかった。これはアルバイト斑状変晶の粒径に関しても同様である。

微細組織 珪質片岩中の石英は一般に波動消光を示す。またDs片理にはほぼ平行ないし低角で斜交した形態定向配列を示すことがある。Okamoto(1998)は東平岩体西部周辺において、またYagi and Takeshita(2002)は四国中央市富郷町豊坂の銅山川沿いにおいて、それぞれ珪質片岩中石英の格子定向配列(c軸方位の分布パターン)を報告している。フェンジャイトは一般に片理に沿った定向配列を示し、また炭質物、緑泥石、緑れん石、紅れん石、角閃石が含まれる場合、これらも同様の定向配列を示す(第3.30図)。アルバイトはまれに細粒結晶として含まれるものの、多くは径2mm程度までの斑状変晶として産する(第3.30図a)。ざくろ石は一般に径0.3mm以下の細粒結晶として産し(第3.30図b)、不透明鉱物と共に特定の薄層に濃集することがある。またざくろ石の一部、または大部分が緑泥石に置き換えられていることがある(第3.30図b)。ルチルの長径は一般に0.2mm以下である(第3.30図b)。

3.4.3.6 泥質片岩(SUp, Eps)

分布 第3.2図の別子エクロジイト相ユニット内に産する泥質片岩は白滝ユニット上部の泥質片岩と記載上ほぼ区別がつかないため(第3.26図g,h;第3.4.3.2節参照)。この節で一括して記載する。また白滝ユニッ

ト上部分布域に見られる白滝ユニット中部地窓に産する泥質片岩(SMq)の産状と構成鉱物もこれらの泥質片岩類に準ずる。白滝ユニット上部及び別子エクロジイト相ユニットに属する泥質片岩(SUp, Eps)は白滝苦鉄質片岩(第3.1図)より上位の部分における主要岩相である(第3.3図)。中央構造線に沿った地域の広範囲に分布するほか(いわゆる大生院層;小島ほか1956bなど)、別子地域では五良津岩体、東平岩体、瀬場苦鉄質片岩(第3.1図)などを取り囲むように分布する。赤星山地域では赤星山の南方からハネズル断層までの地域のほとんどを占める。また白滝苦鉄質片岩中にも厚さ約100mまでの様々な規模の泥質片岩層がしばしば挟まれる。これらの泥質片岩は主変成の変成分帯では緑泥石帯高温部からオリゴクレーヌ黒雲母帯までの広い変成度に渡って分布する。

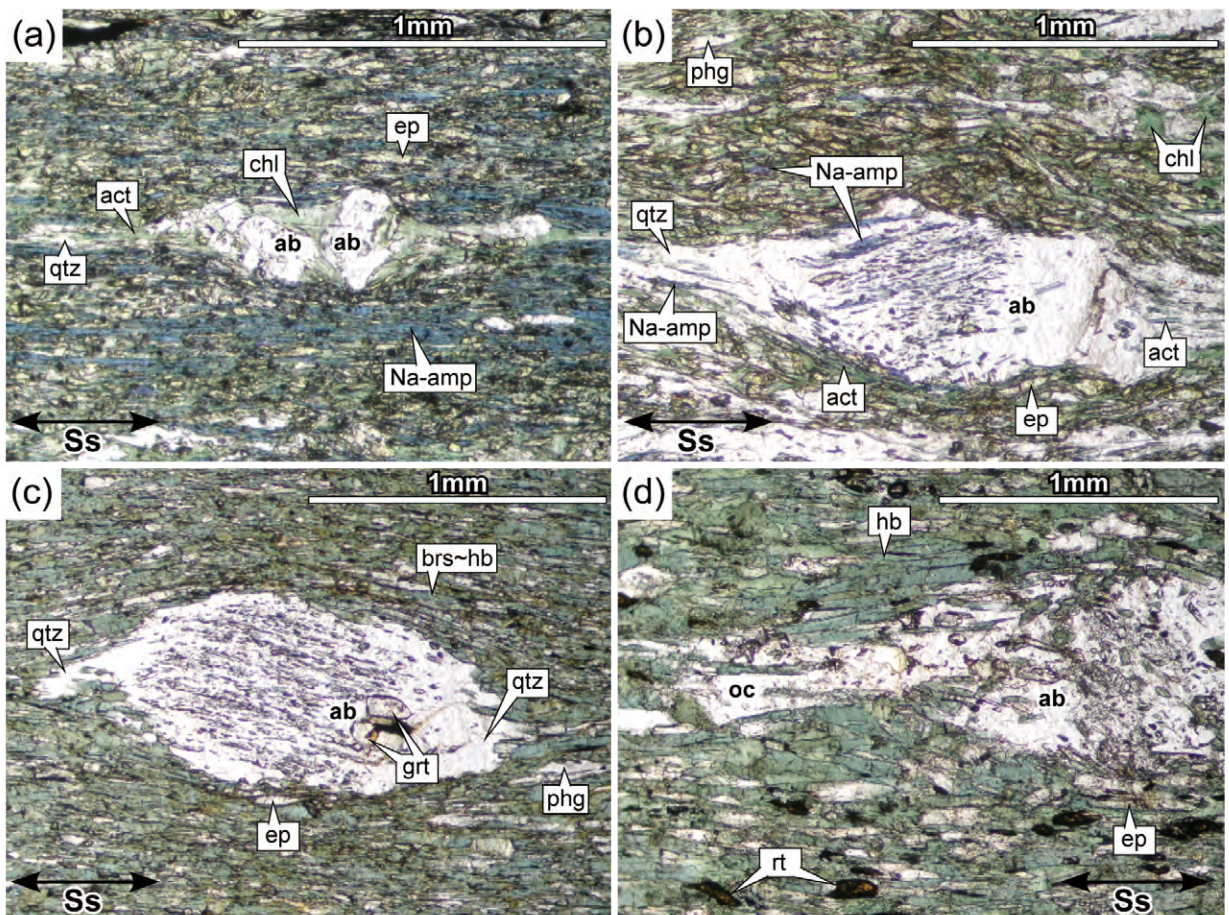
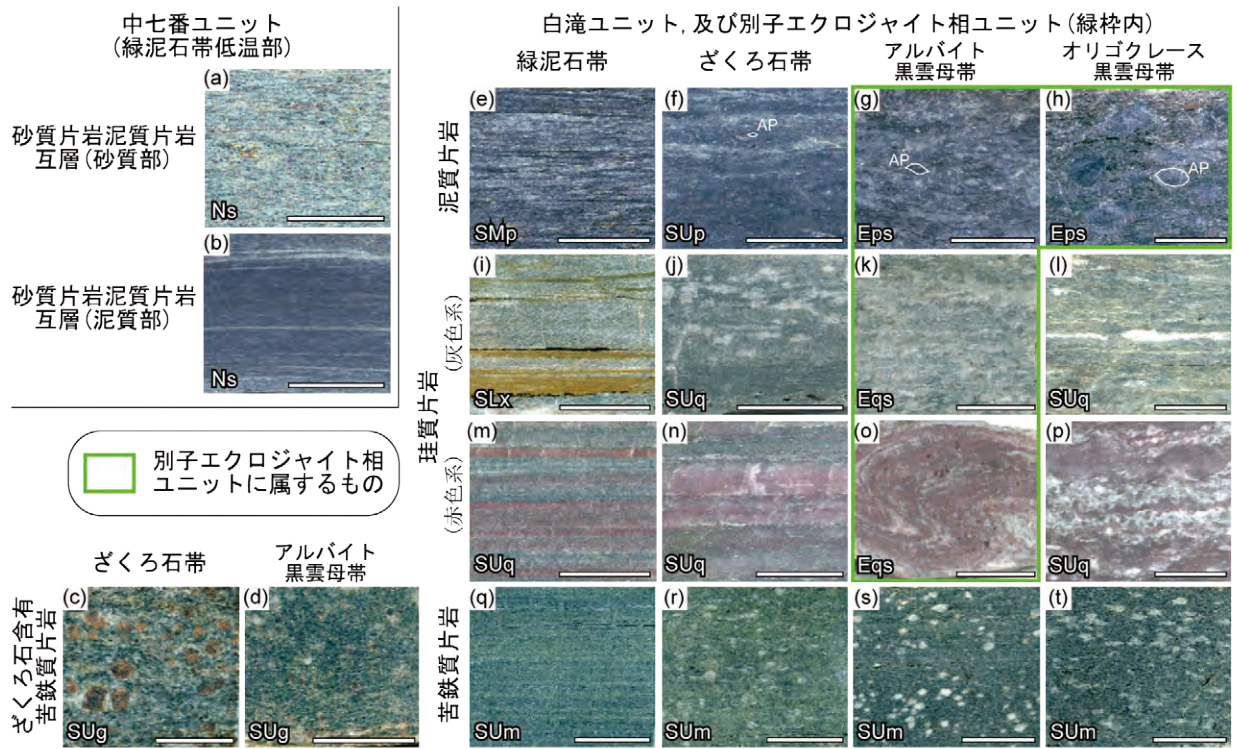
産状 泥質片岩の産状は変成度の違いによって大きく変化する(第3.26図e-h)。緑泥石帯の泥質片岩は肉眼でおおむね暗灰色を示し、片理にはほぼ平行な薄層状ないしレンズ状の石英脈がよく発達する(第3.26図e)。ざくろ石帯以上の高変成度地域ではおおむね暗灰色から銀灰色を呈し、mm規模の層構造の発達はやや不明瞭になる(第3.26図f-h)。ただし、鉱物帯を問わず、炭質物に富む層と比較的乏しい層による数cm~1m規模の縞状構造は頻繁に観察される(第3.25図d)。緑泥石帯では肉眼で識別できるアルバイト斑状変晶は見られず(第3.26図e)、顕微鏡規模のアルバイト斑状変晶もまれである。一方、ざくろ石帯以上の高変成度部の露頭では一般にアルバイト斑状変晶が肉眼で確認できる。この場合、アルバイト斑状変晶は包有物である炭質物に由来して黒色-暗灰色の粒として観察されることが多い(第3.26図f-h)。変成鉱物の粒径は一般に変成度が上がるにつれて大きくなる。特にアルバイト黒雲母帯やオリゴ

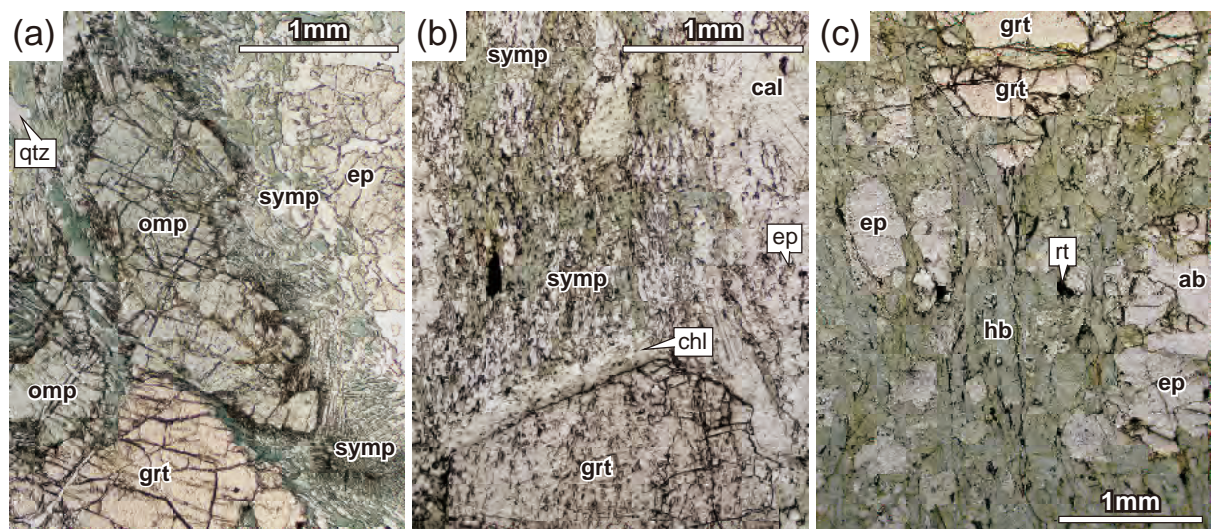
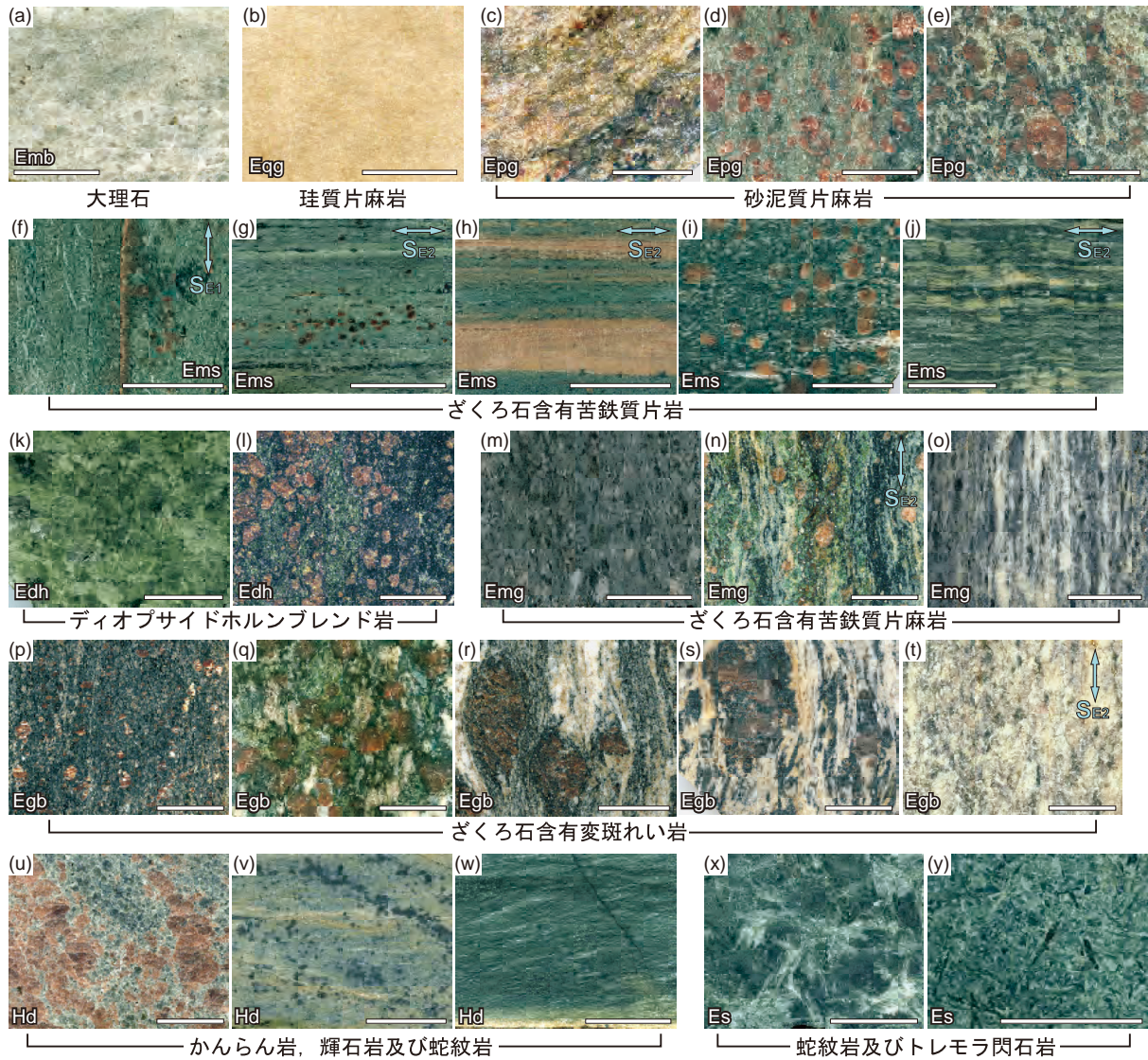
第3.26図 片岩類試料の研磨面の写真

スケールバーはすべて1cm。別子エクロジイト相ユニットに含まれる4試料は緑色の枠で囲んだ。また各試料に地質図凡例の略号を付した。AP:アルバイト斑状変晶。(a),(b)[GSJ R 101737]、[GSJ R 101737]。産地と薄片写真は第3.15図参照。(c)[GSJ R 101750]。新居浜市別子山筏津の銅山川河床。(d)[GSJ R 101749]。赤星山の西北西約3.8km。(e)[GSJ R 101745]。第3.19図c,d参照。(f)[GSJ R 101751]。第3.31図a参照。(g)[GSJ R 101752]。第3.31図b参照。(h)[GSJ R 101753]。第3.31図c参照。(i)[GSJ R 101742]。第3.17図e,f参照。(j)[GSJ R 101754]。大野谷川河床標高870m付近。(k)[GSJ R 101755]。瀬場谷の北方分岐河床標高1120m付近。(l)[GSJ R 101756]。四国中央市富郷町折宇の南南西約1.4km。(m)[GSJ R 101757]。新居浜市別子山日浦。(n)[GSJ R 101758]。豊岡川河床標高490m付近。(o)[GSJ R 101759]。新居浜市別子山瀬場の北西約300m。(p)[GSJ R 101760]。四国中央市富郷町落合の南南東1.8km。(q)[GSJ R 101761]。第3.27図a参照。(r)[GSJ R 101762]。第3.27図b参照。(s)[GSJ R 101763]。第3.27図c参照。(t)[GSJ R88228]。第3.27図d参照。

第3.27図 白滝ユニット上部の苦鉄質片岩(SUm)の薄片写真

すべてオープンニコル。Ss:Ds片理、chl:緑泥石、Na-amp:アルカリ角閃石、act:アクチノ閃石、ep:緑れん石、ab:アルバイト、qtz:石英、brs:バロア閃石、hb:ホルンブレンド、oc:オリゴクレーヌ、rt:ルチル。(a)緑泥石帯高温部の試料(第3.26図q。別子ダム北岸の県道沿い[GSJ R 101761])。(b)ざくろ石帯の試料(第3.26図r。銅山越の南方約600m[GSJ R 101762])。(c)アルバイト黒雲母帯の試料(第3.26図s。東光森山の北西約1.5km[GSJ R 101763])。(d)オリゴクレーヌ黒雲母帯の試料(第3.26図t。野地峰(第3.20図)の北北西約900m[GSJ R88228])。





←第3. 28図 別子エクロジヤイト相ユニット・東赤石ユニットの岩石試料の研磨面の写真

地質図の凡例における区分名を図中に示した。スケールバーはすべて1cm。岩体の名称については第3. 1図参照。(a) [GSJ R 101764]. 五良津西部岩体産(柁木滝の南東約900m)。(b) [GSJ R 101765]. 五良津西部岩体産(権現山の北東約700m)。釘宮・高須(2002)の緑れん石石英岩。(c) 角閃石含有砂泥質片麻岩 [GSJ R 101766]。五良津西部岩体産(エビラ山の西約70m)。釘宮・高須(2002)の曹長石白色雲母石英片岩。(d) エクロジヤイト様砂泥質片麻岩 [GSJ R 101767]。権現岩体産(権現の祠周囲の転石)。Takasu (1989)の石英エクロジヤイト。藍晶石を含む。(e) エクロジヤイト様砂泥質片麻岩 [GSJ R 101768]。権現岩体産(権現山の南西約250m; 岡本ほか2009)。苦鉄質岩片に由来すると思われる黒色部を含むもの。(f) R (random) タイプのエクロジヤイト様片岩 [GSJ R 101769]。瀬場苦鉄質片岩産(瀬場谷河床標高1030m付近; Takasu, 1984; Aoya and Wallis, 1999)。写真左側には片理(S_{E1})を切るように無方向に成長した淡緑色・長柱状のオンファス輝石が確認できる。(g) L (lineated) タイプのエクロジヤイト様片岩 [GSJ R 101770]。瀬場苦鉄質片岩産(瀬場変斑れい岩西端の西北西約300m; Aoya and Wallis, 1999)。オンファス輝石は細粒の基質をなし、片理(S_{E2})に沿った定向配列を示す。(h) L (lineated) タイプのエクロジヤイト様片岩 [GSJ R 101771]。瀬場苦鉄質片岩産(新居浜市別子山瀬場の北西約500m)。オンファス輝石の産状は(g)と同様。細粒ざくろ石と石英からなるピンクバンド(Shirahata and Hirajima, 1995など)が認められる。(i) ざくろ石緑れん石角閃石片岩 [GSJ R 101772]。広義の瀬場苦鉄質片岩産(新居浜市別子山草原の南西約750m)。シンプレクタイトを含む(第3. 29図b)。(j) 緑れん石角閃石片岩 [GSJ R 101773]。瀬場苦鉄質片岩産(瀬場変斑れい岩北東端の北約180m)。乳白色-淡緑色のアルバイト斑状変晶は周囲の片理(S_{E2})をほとんど乱すことなく包み込む。(k) [GSJ R 101774]。東平岩体産(新居浜市別子山東平の東北東約400m)。(l) ざくろ石を含むディオプサイドホルンブレンド岩 [GSJ R 101776]。五良津西部岩体産(権現山の西北西約400m)。Enami (2000)のホルンブレンドエクロジヤイト。釘宮・高須(2002)では緑れん石-ホルンブレンド-ざくろ石単斜輝岩、またOta *et al.* (2004)ではgarnet-clinopyroxeniteに相当する。(m) 優黒質の緑れん石角閃石片麻岩 [GSJ R 101775]。五良津西部岩体産(柁木滝の西南西約1.5km)。(n) エクロジヤイト様片麻岩 [GSJ R 101777]。五良津西部岩体産(権現山の北北西約1km)。(o) 緑れん石角閃石片麻岩 [GSJ R 101778]。五良津西部岩体産(柁木滝の西南西約1.5km)。(p) 優黒質のざくろ石緑れん石角閃石片麻岩 [GSJ R 101779]。東平岩体産(西赤石山の南南西約600m)。(q) エクロジヤイト様片麻岩 [GSJ R 101780]。瀬場変斑れい岩産(瀬場谷河床標高1030m付近)。(r) ざくろ石緑れん石角閃石片麻岩 [GSJ R 101781]。東平岩体産(西赤石山の西南西約1.2km)。(s) ざくろ石緑れん石角閃石片麻岩 [GSJ R 101782]。五良津東部岩体産(二ツ岳の南東約1.1km)。シンプレクタイトを含む。(t) 優白質の緑れん石角閃石片麻岩 [GSJ R 101783]。瀬場変斑れい岩産(瀬場谷河床標高1010m付近)。(u) ざくろ石単斜輝石岩 [GSJ R 101784]。東赤石岩体産(権現越の北約100m; 山本ほか, 2011)。(v) ダナイト [GSJ R 101785]。東赤石岩体産(新居浜市別子山保土野の北約1.2km)。(w) ダナイト源の蛇紋岩 [GSJ R 101786]。東赤石岩体産(新居浜市別子山保土野の北約1.1km)。(x) 一部がトレモラ閃石化した蛇紋岩 [GSJ R 101787] (大野谷川河床標高約920m付近)。トレモラ閃石は淡緑色の長柱状鉱物として認められる。(y) トレモラ閃石岩 [GSJ R 101788] (瀬場谷河床標高660m付近)。

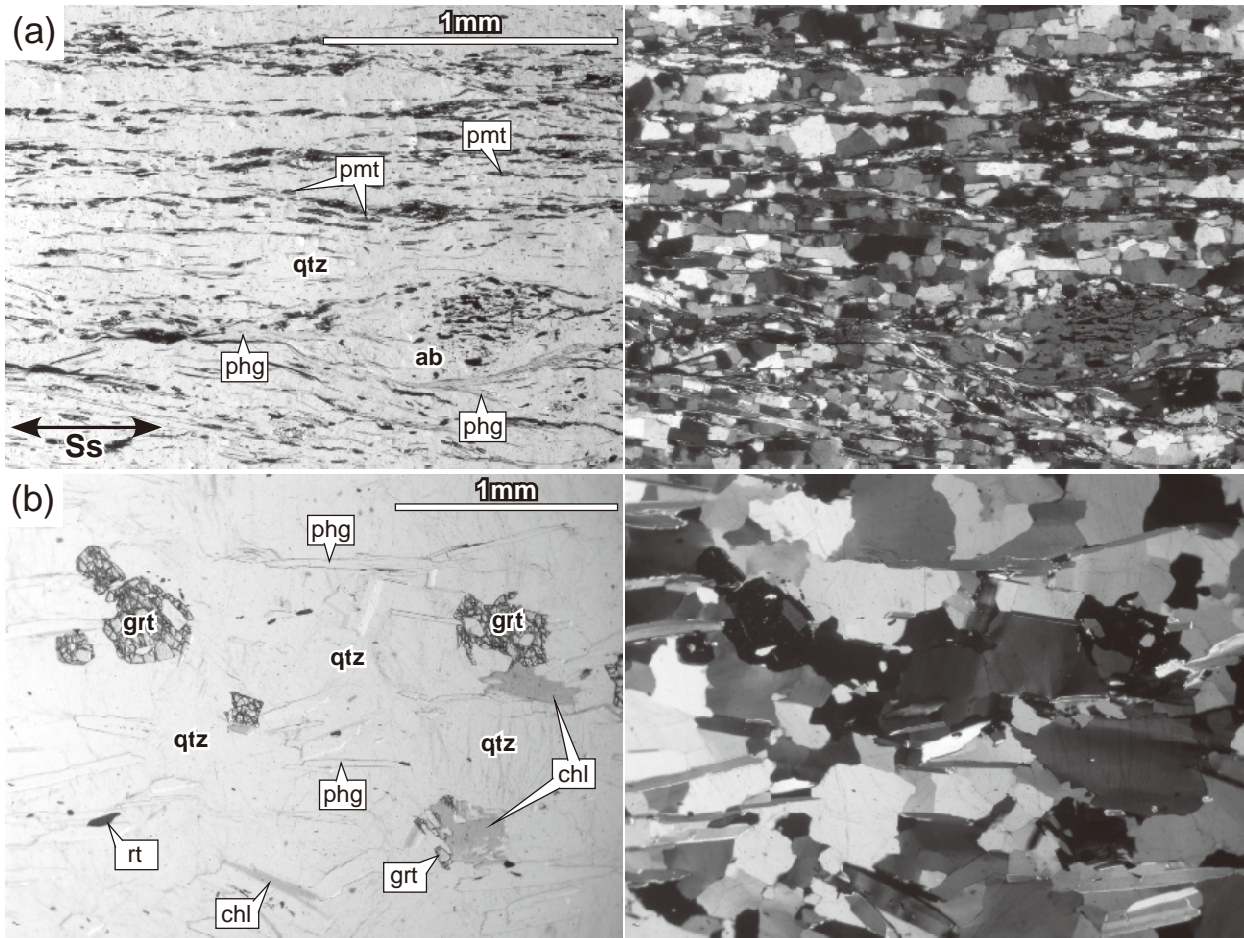
✓第3. 29図 シンプレクタイトを伴う苦鉄質岩と伴わない苦鉄質岩の薄片写真

すべてオープンニコル。omp: オンファス輝石, grt: ガーネット, ab: アルバイト, hb: ホルンブレンド, symp: アルバイト-角閃石(パロア閃石ないしホルンブレンド)シンプレクタイト, ep: 緑れん石, qtz: 石英, rt: ルチル, chl: 緑泥石, cal: 炭酸塩鉱物。(a) 瀬場変斑れい岩のエクロジヤイト様片麻岩(第3. 28図q)。オンファス輝石は自身の分解組織であるシンプレクタイトに取り囲まれている。(b) 瀬場苦鉄質片岩(広義)のざくろ石緑れん石角閃石片麻岩(第3. 28図i)。シンプレクタイトの存在により、もともとはオンファス輝石を含む岩石であったことがわかる。(c) 東平岩体のざくろ石緑れん石角閃石片麻岩(第3. 28図p)。東平岩体には広範囲にエクロジヤイト相変成の証拠が見られるが(第3. 2図)、この岩石はオンファス輝石もシンプレクタイトも含まない。エクロジヤイト相においてもざくろ石緑れん石角閃石片麻岩であったと推定される。

クレーン黒雲母帯ではアルバイト斑状変晶に加えてフェンジャイトや場合によってはざくろ石が比較的容易に識別できる。これらの鉱物帯では片理面がフェンジャイトによって銀色に輝いている。オリゴクレーン黒雲母帯では黒雲母も肉眼で識別できることが多い。

白滝ユニット上部及び別子エクロジヤイト相ユニット(第3. 2図)の泥質片岩ではDs片理がほぼ普遍的に発達し、この片理とほぼ平行な軸面を持つタイトないし等斜状のDs褶曲がしばしば観察される(第3. 8図a)。ただし、東赤石岩体(第3. 1図)の南方など一部にDs変形の影響が弱い地域があり、こういった部分ではゆるいDs褶曲とそれによって曲げられるDr片理ないしD_{E2}片理が発達する(第3. 12図a, b; Aoya, 2002; Fukunari

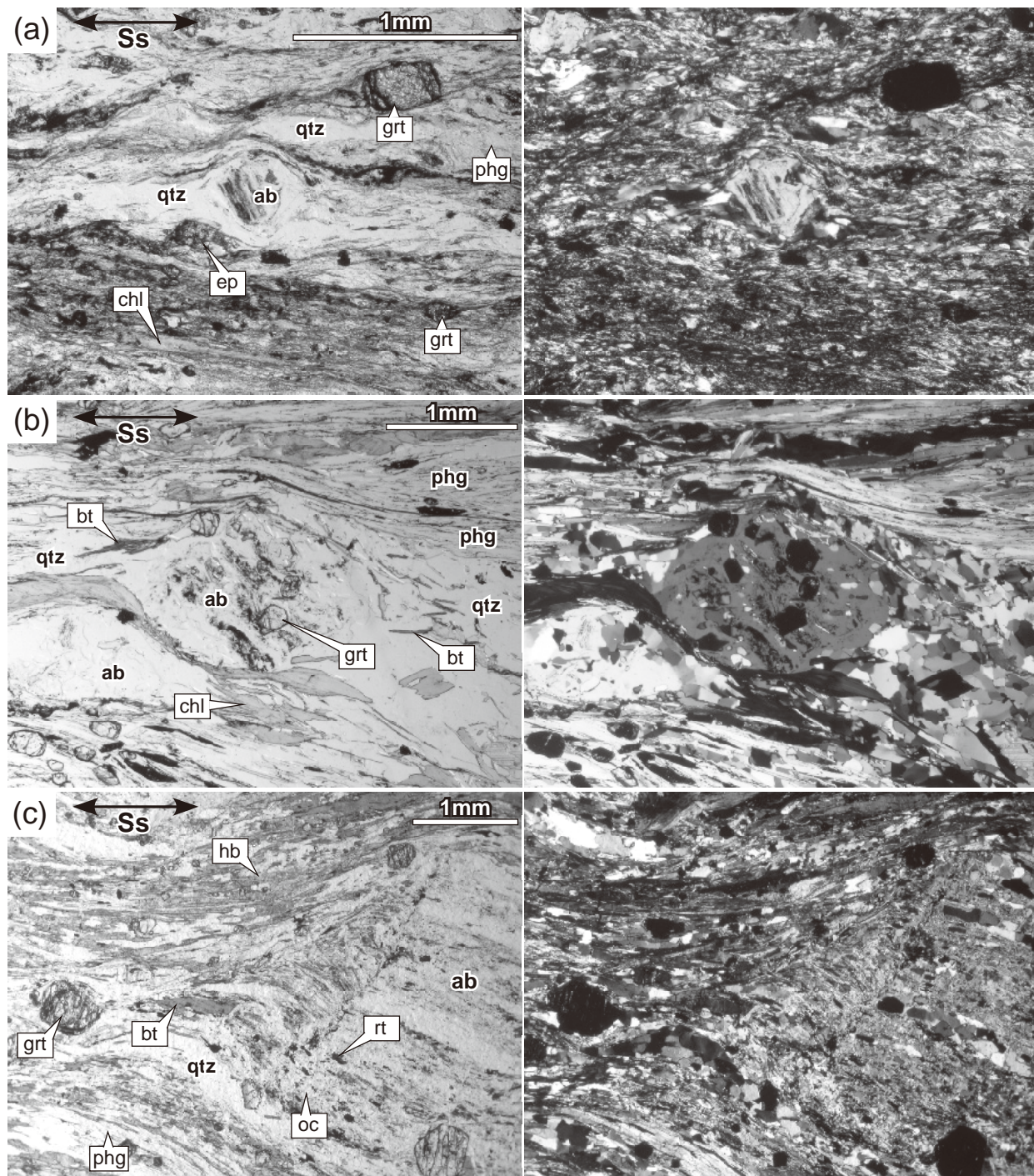
and Wallis, 2007)。一部にこういったより古い構造が残存する一方、Dsよりも後の変形であるDuによる直立褶曲が観察されることもある(第3. 8図a, 第3. 21図a)。緑泥石帯高温部 分布はほぼ黒森山の北方に限られる(第3. 23図a参照)。構成鉱物と微細組織は白滝ユニット中部に産する緑泥石帯低温部の泥質片岩(第3. 19図c, d)に準ずる。すなわち、主に石英、フェンジャイト、緑泥石、アルバイト、炭質物からなり、他に少量の不透明粒状鉱物、チタン石を伴う。また緑れん石、電気石、炭酸塩鉱物を含むことがある。緑泥石、フェンジャイト、炭質物は片理に沿った定向配列を示す。アルバイトは細粒結晶として存在し、斑状変晶をなすことはほとんどない。



第3.30図 白滝ユニット上部と別子エクログジャイト相ユニットの珪質片岩 (SUq, Eq) の薄片写真
 左がオープンニコル, 右がクロスニコル. Ss:Ds 片理, qtz:石英, ab:アルバイト, phg:フェンジャイト, pmt:紅れん石, grt:ざくろ石, chl:緑泥石, rt:ルチル. (a) 白滝ユニット上部, ざくろ石帯の試料 (新居浜市別子山筏津の南南西 500 m [GSJ R 101789]). (b) 別子エクログジャイト相ユニット, 瀬場苦鉄質片岩内部の試料. 主変成の変成分帯ではアルバイト黒雲母帯に属する (瀬場谷下流部, 八間滝の南西 400 m [GSJ R 101790]).

ざくろ石帯 別子地域ではざくろ石帯には別子エクログジャイト相ユニットを取り囲むような帯状分布域及びその北方の中央構造線近傍という2つの分布域があるが (第3.5図) この分布範囲中にかなりの泥質片岩が含まれている (第3.23図 a). また赤星山地域に産する泥質片岩の大部分がざくろ石帯に属する. 構成鉱物は緑泥石帯のものに多くの場合, 径 0.5 mm 以下の細粒ざくろ石が加わる (第3.4図, 第3.31図 a). またアパタイト, 緑れん石 (第3.31図 a), ルチルが含まれることがある. アルバイトが斑状変晶状の産状を示すようになり (第3.31図 a), 多くの場合肉眼で識別できる (第3.26図 f).
アルバイト黒雲母帯 別子地域では別子エクログジャイト相ユニットの大部分を取り囲むようにアルバイト黒雲母帯が分布する (第3.5図). また, その北方のざくろ石帯を挟んで中央構造線に接する部分にもアルバイト黒雲母帯が分布し (第3.5図), その大部分を泥質片岩が占めている. 赤星山南方には北西-南東に延びる帯状分布域, 及び更に南方の稜線部に小規模な分布域があり (第

3.5図), これらも大部分が泥質片岩によって占められる. 構成鉱物はざくろ石帯のものに加えて, 一部に黒雲母が含まれるようになる (第3.4図). また, まれにホルンブレンドが含まれることがあり (第3.4図), ざくろ石はまれに最大径 3 mm までの斑状変晶状を示すようになる. アルバイト黒雲母帯では黒雲母は一般に長径 1 mm 以下の細粒結晶であることが多い (第3.31図 b). また, 黒雲母, ホルンブレンドはおおむね片理に沿った定向配列を示す (第3.31図 b).
オリゴクレス黒雲母帯 分布は別子地域の3箇所 (第3.7図) に限られる. 東平岩体から五良津岩体, 東赤石岩体にまたがるオリゴクレス黒雲母帯 (榎並, 1982), 四国中央市富郷町津根山折宇周辺のオリゴクレス黒雲母帯 (古山ほか, 1985), 及び中央構造線近傍のオリゴクレス黒雲母帯 (東野, 1990) のすべてに泥質片岩が含まれる. 構成鉱物はアルバイト黒雲母帯のものに加え, 一部にオリゴクレスが含まれるようになる (第3.4図). オリゴクレスが含まれる場合, アルバイト斑状



第3.31図 白滝ユニット上部と別子エクログジャイト相ユニットの泥質片岩 (SU_p, Eqs) の薄片写真
 左がオープンニコル, 右がクロスニコル. Ss: Ds 片理, phg: フェンジャイト, chl: 緑泥石, qtz: 石英, ab: アルバイト, grt: ざくろ石, ep: 緑れん石, bt: 黒雲母, oc: オリゴクレス, hb, ホルンブレンド, rt: ルチル. (a) 白滝ユニット上部, ざくろ石帯の試料 (第3.26図f. 四国中央市上畑野の南西800mの西谷川沿い [GSJ R 101751]). (b) 別子エクログジャイト相ユニット, アルバイト黒雲母帯の試料 (第3.26図g. 瀬場谷沿いの標高1220m付近 [GSJ R 101752]). (c) 別子エクログジャイト相ユニット, オリゴクレス黒雲母帯の試料 (第3.26図h. 新居浜市東平の東北東800m [GSJ R 101753]).

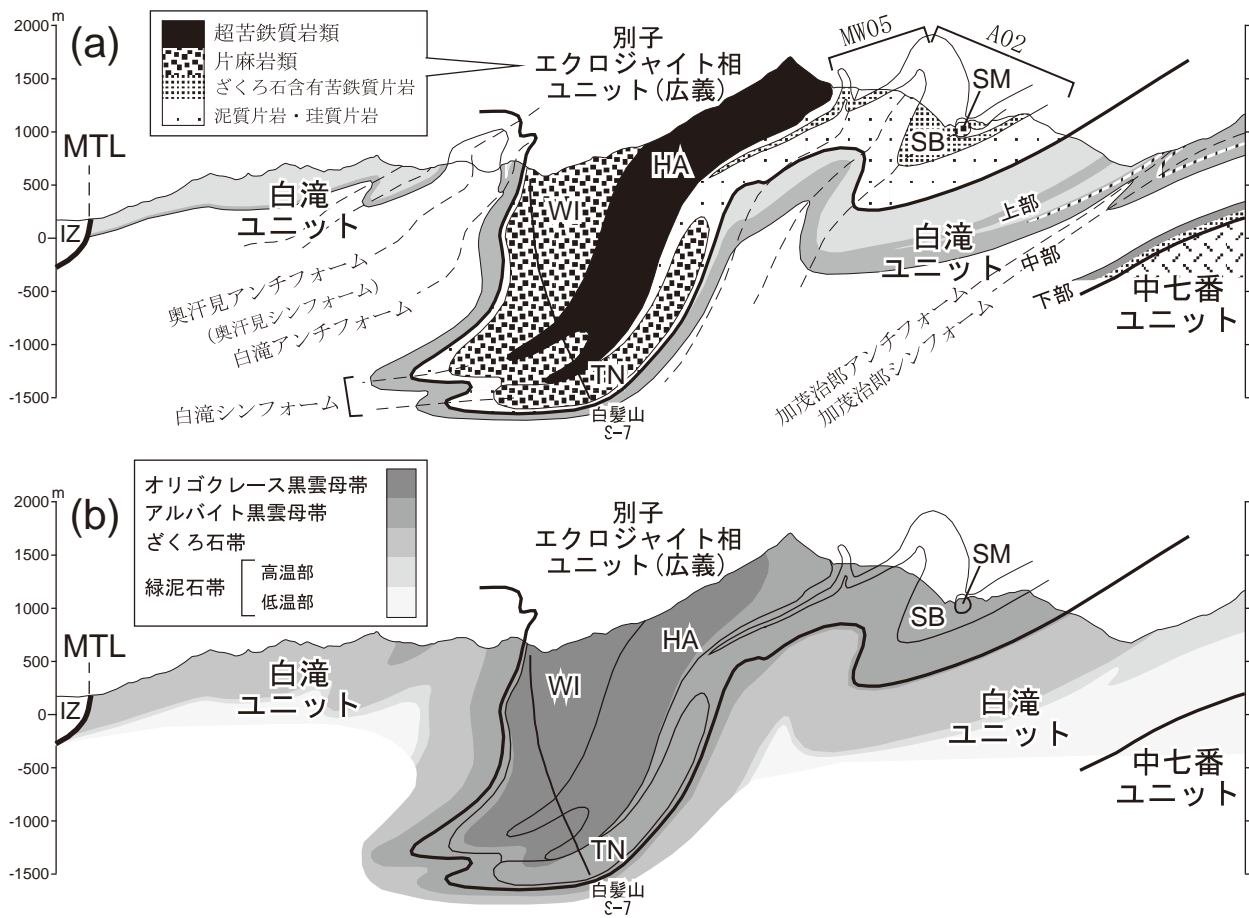
変晶の縁部に、中心部と消光位の異なる部分として観察されることが多い（第3.31図c）。黒雲母の産出がほぼ普遍的になり、粒径も大きくなる（第3.31図c）。緑泥石の量が減り、ときに含まれない場合もある。またルチルが普通に含まれるようになり（第3.31図c）、ホルンブレンドの産出頻度はアルバイト黒雲母帯よりも高くなり、本報告で検鏡した試料のうち4割程度に認められた。一方、中央構造線近傍のオリゴクレス黒雲母帯では変成作用以後の断層運動によると思われるマイロナイト化が複数の泥質片岩試料において認められる（第3.5図a）。これらの試料ではざくろ石や黒雲母といった変成鉱物の少なくとも一部が確認できない（第9.1図a）。

3.5 別子エクロジャイト相ユニット

3.5.1 概要

凡例区分、及びエクロジャイト相岩体の名称 本報告ではエクロジャイト相変成の証拠を残す岩石の分布域のうち、超高压変成作用の痕跡を残す東赤石ユニット（第2.3図）を除いた部分を別子エクロジャイト相ユニットとした（第2.3図）。また別子エクロジャイト相ユニットと東赤石ユニットを併せて広義の別子エクロジャイト相ユニットと呼ぶ。その分布域は第3.2図に示した通りであり、構造位置は白滝ユニット上部の更に上位を占める（第3.3図、第3.32図；第3.4.3.1節及び第3.4.3.2節参照）。ただし、別子エクロジャイト相ユニットに含まれる泥質片岩（Eps）、珪質片岩（Eqs）は記載上、白滝ユニット上部の泥質片岩（SU_p）、珪質片岩（SU_q）と区別がつかない（第3.4.3.2節及び第3.4.3.5節参照）ため、これらの岩相については白滝ユニット上部の節（第3.4.3.6節及び第3.4.3.5節）で一括して記述した。一方、別子エクロジャイト相ユニット分布域のうち、Eps及びEqs以外の凡例を持つ部分は構成岩石の肉眼観察ないし顕微鏡観察の蓄積によってその塗色域全体がエクロジャイト相変成を被ったと判断されたものである。すなわち、ディオプサイドホルンブレンド岩（Edh）、ざくろ石含有変斑れい岩（Egb）、ざくろ石含有苦鉄質片麻岩（Emg）、ざくろ石含有苦鉄質片岩（Ems）、珪質片麻岩（Eqg）、砂泥質片麻岩（Epg）及び大理石（Emb）などがそれに当たる（第3.28図）。これらの凡例で構成される岩体を便宜上、エクロジャイト相岩体と呼ぶ。また超苦鉄質岩類のうち、エクロジャイト相変成の痕跡を残す東赤石岩体（第2.3図）もエクロジャイト相岩体に含める。別子地域には東赤石岩体、五良津岩体、東平岩体、瀬場苦鉄質片岩、瀬場変斑れい岩などのエクロジャイト相岩体が分布している（第3.1図）。瓜生野岩体と大湯岩体、及び上兜苦鉄質片麻岩（第3.1図）は地質図上では分離して見えるものの、五良津岩体と同一の構造位置を占め、五良津岩体の延長部とみなせる。

エクロジャイト様岩の産出頻度 岩型としてのエクロジャイトはざくろ石+オンファス輝石の量比が75%以上の岩石であり（Desmons and Smulikowski, 2007）、この定義を満たすエクロジャイトは本地域にはほとんど存在しない。そこで本報告では量比に関係なく、オンファス輝石+ざくろ石というエクロジャイト相の鉱物組み合わせを含む岩石をエクロジャイト様岩と呼ぶ。別子エクロジャイト相ユニットに属するエクロジャイト相岩体のうち、ディオプサイドホルンブレンド岩、珪質片麻岩及び大理石を除く岩石の分布域からはエクロジャイト相変成作用の指標となるオンファス輝石+ざくろ石+石英という鉱物組み合わせが多数報告されている（第3.2図）。ただし、どのエクロジャイト相岩体も全体がエクロジャイト様岩（オンファス輝石ざくろ石緑れん石角閃石片麻岩）からなるわけではなく、大部分はざくろ石緑れん石角閃石片麻岩（第3.28図i, p, r, s）、緑れん石角閃石片麻岩（第3.28図j, l, o, t）など、オンファス輝石を欠く変成岩類によって占められる。その主な原因は、(1) エクロジャイト相変成の後、主に主変成のオーバープリントを被った際に（第3.9図c）オンファス輝石がアルバイト+ホルンブレンドに分解し、もとのエクロジャイト様岩の大部分が角閃石岩化したこと及び(2) エクロジャイト相に達してもオンファス輝石を生じず、ざくろ石角閃石岩が安定な全岩化学組成を持つ苦鉄質岩も多く存在すること（第3.29図c；Endo *et al.*, 2012）、という2通りである。(1) の場合はオンファス輝石の分解組織であるアルバイト-角閃石（バロア閃石ないしホルンブレンド）またはアルバイト-アルカリ輝石シンプレクタイト（以下、単にシンプレクタイト；第3.2図）の存在によって比較的容易に確認できる（第3.29図b）。一方、(2) のケースはエクロジャイト相岩体の認定を困難にする主要因と言える。つまり、あるひとまとまりのざくろ石角閃石岩体からオンファス輝石の産出が認められれば、その岩体はエクロジャイト相に達していたと言えるが、オンファス輝石を含まないからといって、その岩体がエクロジャイト相に達していなかったとは断定できない。例えば、瀬場苦鉄質片岩からは1980年代にエクロジャイト様片岩（第3.28図f）が認識されているが、その産出報告がごく一部に限られていたため、当時はエクロジャイト相岩体とはみなされなかった（Takasu, 1984, 1986）。上記(2)の要因が明確に認識されていなかったことが一因だろう。その後、猶原（1995）や猶原・青矢（1997）が同岩体の広範囲からエクロジャイト様片岩を発見し（第3.28図g, hなど）、Aoya（1998）とAoya and Wallis（1999）がこれらのエクロジャイト様片岩の成因を統一的に説明するに至ってようやく瀬場苦鉄質片岩はエクロジャイト相岩体と認められた（青矢, 2005）。しかし、瀬場苦鉄質片岩の大部分がざくろ石緑れん石角閃石片岩（第3.28図iなど）からなり、エク



第 3. 32 図 別子地域中央部の南北断面図

断面図 C-D をもとに作成した。またユニット境界は太い実線で示した。S-7 は金属鉱物探鉱促進事業団 (1969) による探鉱ボーリング掘削孔の投影。HA: 東赤石岩体, WI: 五良津西部岩体, TN: 東平岩体, SB: 瀬場苦鉄質片岩, SM: 瀬場変斑れい岩, MTL: 中央構造線, IZ: 和泉層群。(a) 岩相に基づいた断面図。別子エクロジャイト相ユニット以外の凡例は第 3. 13 図と同様。A02: Aoya (2002) によって認識された Ds 褶曲, MW05: Mizukamiand Wallis (2005) によって認識された Ds 褶曲。(b) 主変成の変成分帯に基づいた断面図。エクロジャイト相岩体の輪郭を実線で示した。

ロジャイト様片岩は「散在」するのみであることに変わりはない。つまり、三波川変成コンプレックスにおけるエクロジャイト相変成の圧力・温度条件 (第 2. 3 図; 権現岩体を除く) でオンファス輝石を生じ得るような全岩化学組成を持つ岩石は、エクロジャイト相岩体においても比較的まれであることに注意が必要である。

東平岩体 西の国領川上流部から新居浜市東平を経て東は日浦谷川の上流部に至る東西に細長い岩体で、南北幅 300~800 m, 東西長約 6 km の分布規模を持つ (第 3. 1 図)。大部分がざくろ石含有変斑れい岩 (Egb: 第 3. 28 図 p, r) からなるが、西部にディオプサイドホルンブレンド岩 (Edh: 第 3. 28 図 k) の分布も認められる。森山 (1990) は岩体の広範囲におけるオンファス輝石またはシプレクタイトの産出を報告した (第 3. 2 図)。また Miyagi (2000) は岩体中に産するざくろ石, 単斜輝石 (ディオプサイド及びオンファス輝石), 角閃石, 緑れん石, パラゴナイト, フェンジャイト, 黒雲母, 斜

長石 (アルバイト及びオリゴクレス), 緑泥石, 及びかんらん石の鉱物化学組成を報告している。Miyagi and Takasu (2005) はエクロジャイト様岩を用いた岩石学的解析から、東平岩体がエクロジャイト相に至るまでに沈み込みの履歴を持っていたことを論じ、エクロジャイト相変成時の圧力・温度条件を 15kbar 以上, 700~730 度と見積もった。

五良津岩体 赤石山系の権現山からエビラ山を経てニッ岳に至る稜線の中軸とした地域に分布し、南北幅約 2 km, 東西約 7 km の分布範囲を持つ。大まかには東部のざくろ石含有変斑れい岩 (Egb: 第 3. 28 図 s) と西部のざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg: 第 3. 28 図 m-o) に分けられ (高須・上阪, 1987; Toriumi and Kohsaka, 1995; 釘宮・高須, 2002), 東部岩体は内部に小規模なかんらん岩体を含む (第 3. 6. 3 節参照)。また西部岩体は内部や外縁部にかんらん岩 (Ed), デイオプサイドホルンブレンド岩 (Edh), 砂泥質片麻岩 (Epg: 第 3. 28

図 c), 珪質片麻岩 (Egg: 第 3. 28 図 b) 及び大理石 (Emb: 第 3. 28 図 a) の小規模な分布域を伴う。釘宮・高須(2002) は Enami (2000) のホルンブレンドエクロジヤイト (第 3. 28 図 l) の分布域にホルンブレンドエクロジヤイト岩体という独立の岩体名を与えているが, 本報告では五良津西部岩体に含め, ディオプサイドホルンブレンド岩 (Edh) の凡例を与えた。東部と西部の境界線は主に釘宮・高須 (2002) を参考にし, 一部に本報告の調査による修正を加えて描いた (第 3. 5. 3 節参照)。ただし, 東部のざくろ石含有変斑れい岩と西部のざくろ石含有苦鉄質片麻岩は共に「変形した粗粒の苦鉄質岩」であり (第 3. 28 図 m-t), 露頭観察では区別が難しい場合もあるため, 両者の境界線は点線 (推定岩相境界) とした。このように厳密な区分が難しいことから, 五良津岩体を東部と西部に分けない研究もある。太田ほか (2003), Ota *et al.* (2004), Yamamoto *et al.* (2004) 及び Terabayashi *et al.* (2005) は五良津東部・西部岩体を一括してその主要岩相をざくろ石角閃岩 (garnet amphibolite) とし, これに第 3. 1 図の権現岩体までを含めて五良津岩体と呼んでいる。五良津岩体のほぼ全域にわたるエクロジヤイト様岩の分布は高須・上阪 (1987) や Ota *et al.* (2004) などの産出地点データによって示される (第 3. 2 図)。また五良津岩体から得られているエクロジヤイト相変成の圧力・温度条件のデータ (Ota *et al.*, 2004; Endo, 2010) は第 2. 3 図にまとめた。これらの論文の他に Tanaka (1994) は五良津東部岩体のグラニュライト及びエクロジヤイト様岩中に産するざくろ石, 単斜輝石 (ディオプサイド及びオンファス輝石), 藍閃石の, また Yokoyama (1976) はグラニュライト中の斜長石 (アノーサイト), 斜方輝石, 単斜輝石の鉱物化学組成を報告している。

権現岩体 東赤石岩体と五良津西部岩体の境界部に位置し, 100 m × 800 m 規模のレンズ状の分布を持つ (第 3. 1 図)。砂泥質片麻岩 (Epg: 第 3. 28 図 d, e) からなり, その大部分がエクロジヤイト様岩である。Takasu (1989) では石英エクロジヤイト岩体と呼ばれるが, 岩型名を岩体名とするのは不適切であるという判断から榎並 (1996) は権現山岩体という名称を用いた。ただし, 榎並 (1996) の権現山岩体が釘宮・高須 (2002) のホルンブレンドエクロジヤイト岩体や地由山かんらん岩体を含むのに対し, 本報告の権現岩体はこれらを含まない。権現岩体から得られているエクロジヤイト相変成の温度・圧力条件は別子エクロジヤイト相ユニットの中でほぼ最高温・最高圧の部類に入る (Ota *et al.*, 2004; Miyamoto *et al.*, 2007; 第 2. 3 図)。

瀬場苦鉄質片岩 別子地域中央部の瀬場周辺に分布する (第 3. 1 図)。これまで第 3. 1 図で太線によって囲まれている領域が瀬場苦鉄質片岩 (瀬場塩基性片岩: Aoya and Wallis, 1999) と呼ばれてきたが, Mizukami and Wallis (2005) による Ds 褶曲構造の認識 (第 3. 32 図 a)

及び本報告の野外調査によって瀬場苦鉄質片岩の分布はより広い範囲にまで延長されることがわかった。すなわち, 別子エクロジヤイト相ユニットのざくろ石含有苦鉄質片岩 (Ems: 第 3. 1 図, 第 3. 28 図 i) はすべて瀬場苦鉄質片岩と同一視できる。そこで, 本報告では混乱を避けるため, 以後 Aoya and Wallis (1999) の瀬場苦鉄質片岩を狭義, また Ems 全体を指す場合には広義の瀬場苦鉄質片岩と呼ぶ。狭義の瀬場苦鉄質片岩におけるエクロジヤイト様片岩 (第 3. 28 図 f-h) 及びシンプレクタイトの広域分布は Aoya and Wallis (2003) や青矢 (2005) の分布図に示されている (第 3. 2 図)。また櫻井・高須 (2009) の芋野エクロジヤイトや峨蔵エクロジヤイトは広義の瀬場苦鉄質片岩に含まれる。本報告の調査においても保土野谷川沿いや積善谷沿い, 別子山草原の南西 (第 3. 28 図 i; 第 3. 29 図 b) 及び東平岩体北方の瀬場苦鉄質片岩 (広義) 分布域でシンプレクタイト+ざくろ石の産出を確認した (第 3. 2 図)。狭義の瀬場苦鉄質片岩及びこれに伴う泥質片岩類から得られているエクロジヤイト相変成の圧力・温度条件 (Zaw Win Ko *et al.*, 2005a; Kouketsu *et al.*, 2010; Kabir and Takasu, 2010a) は第 2. 3 図に示した。

瀬場変斑れい岩 瀬場苦鉄質片岩 (狭義) の内部に産する南北 200 m, 東西 300 m 程度の小規模な岩体である (Takasu, 1984; 第 3. 1 図)。Aoya *et al.* (2006) が示した詳細な地質図と試料採取地点からこの岩体の広範囲にエクロジヤイト様岩ないしシンプレクタイト+ざくろ石が分布することがわかる (第 3. 28 図 q, 第 3. 29 図 a)。Takasu (1984) は瀬場変斑れい岩のエクロジヤイト様岩の形成圧力・温度条件として 12~20 kbar, 720~750°C を見積もっている。

3. 5. 2 ディオプサイドホルンブレンド岩 (Edh)

地質図に表現可能なものは東平岩体及び五良津西部岩体の内部及び外縁部に分布域が散在する。分布域のうち最大のもは五良津西部岩体の南端をなし, 東赤石岩体東部及び権現岩体の北縁に沿うもので, 東西延長約 2.7 km の規模を持つ。この権現山周辺の分布域は釘宮・高須 (2002) のホルンブレンドエクロジヤイト岩体にほぼ相当し, ざくろ石を含むディオプサイドホルンブレンド岩 (Enami (2000) のホルンブレンドエクロジヤイト; 第 3. 28 図 l) が特徴的に産出する。その他の分布域のディオプサイドホルンブレンド岩は一般にざくろ石を含まない (第 3. 28 図 k)。また地質図に表現可能ではないが五良津東部岩体内にもざくろ石を含まないディオプサイドホルンブレンド岩の露頭規模の産出が認められる。ディオプサイドホルンブレンド岩分布域の大部分は超苦鉄質岩類の分布域と接するか, もしくは内部に小規模な超苦鉄質岩類を伴っている。

ざくろ石含有ディオプサイドホルンブレンド岩 Enami

(2000) ではホルンブレンドエクロジヤイト, 釘宮・高須 (2002) では緑れん石-ホルンブレンド-ざくろ石単斜輝岩, また Ota *et al.* (2004), Utsunomiya *et al.* (2011) などではざくろ石単斜輝岩 (garnet clinopyroxenite) と称される. 主要構成鉱物はざくろ石, 単斜輝石, ホルンブレンド, 緑れん石であり, その他に少量の緑泥石, ルチル, チタン石, 不透明鉱物を伴う. 一般に石英を含まない. また片理の発達は総じて弱い. 肉眼でざくろ石は赤色, 単斜輝石は淡緑色, ホルンブレンドは黒緑色, また緑れん石は乳白色-淡黄色を呈する (第 3. 28 図 1). 単斜輝石の組成はごくまれにオンファス輝石に分類されるものがあるものの, 大部分はディオプサイドであるため (Ota *et al.*, 2004), 本報告の定義によるエクロジヤイト様岩とはみなせない. 権現山周辺の分布域では層厚数 m ~ 数 10 m のダナイトないしダナイトを起源とする蛇紋岩が, ざくろ石含有ディオプサイドホルンブレンド岩中に層状ないしレンズ状に挟まれて分布する (Mori and Banno, 1973).

ざくろ石を含まないディオプサイドホルンブレンド岩 Miyagi (2000) では単斜輝石角閃石片麻岩, また釘宮・高須 (2002) では単斜輝石角閃石岩と称される. 大部分は粒径 0.5~5 mm 程度のディオプサイド及びホルンブレンドからなり, 粒径 1 mm 以下のチタン石, アパタイトを伴う. その他に少量の緑泥石, 及び鉄鋳類を含むことがあり, 東平岩体では黒雲母, 緑れん石, 炭酸塩鉱物, また五良津岩体では滑石を含むことがある (Miyagi, 2000; 釘宮・高須, 2002). 一般に石英を含まない. また片理の発達は総じて弱い. 肉眼でディオプサイドは緑色, またホルンブレンドは黒緑色を呈する. ただし, デイオプサイドとホルンブレンドの量比には大きな幅があり, 肉眼ではディオプサイドに富む試料は緑色 (第 3. 28 図 k), ホルンブレンドに富む試料は黒色-黒緑色を呈する. 東平岩体では最大長径 10 cm までの粗粒ホルンブレンドが, また五良津西部岩体では最大径 5 cm までの粗粒ディオプサイドが報告されており, こうした粒径の違い及びディオプサイド-ホルンブレンドの量比の違いによる層状構造が発達する (森山, 1990; 釘宮・高須, 2002). 東平岩体のディオプサイドホルンブレンド岩分布域には小規模な層状ないしレンズ状の蛇紋岩が伴う (森山, 1990).

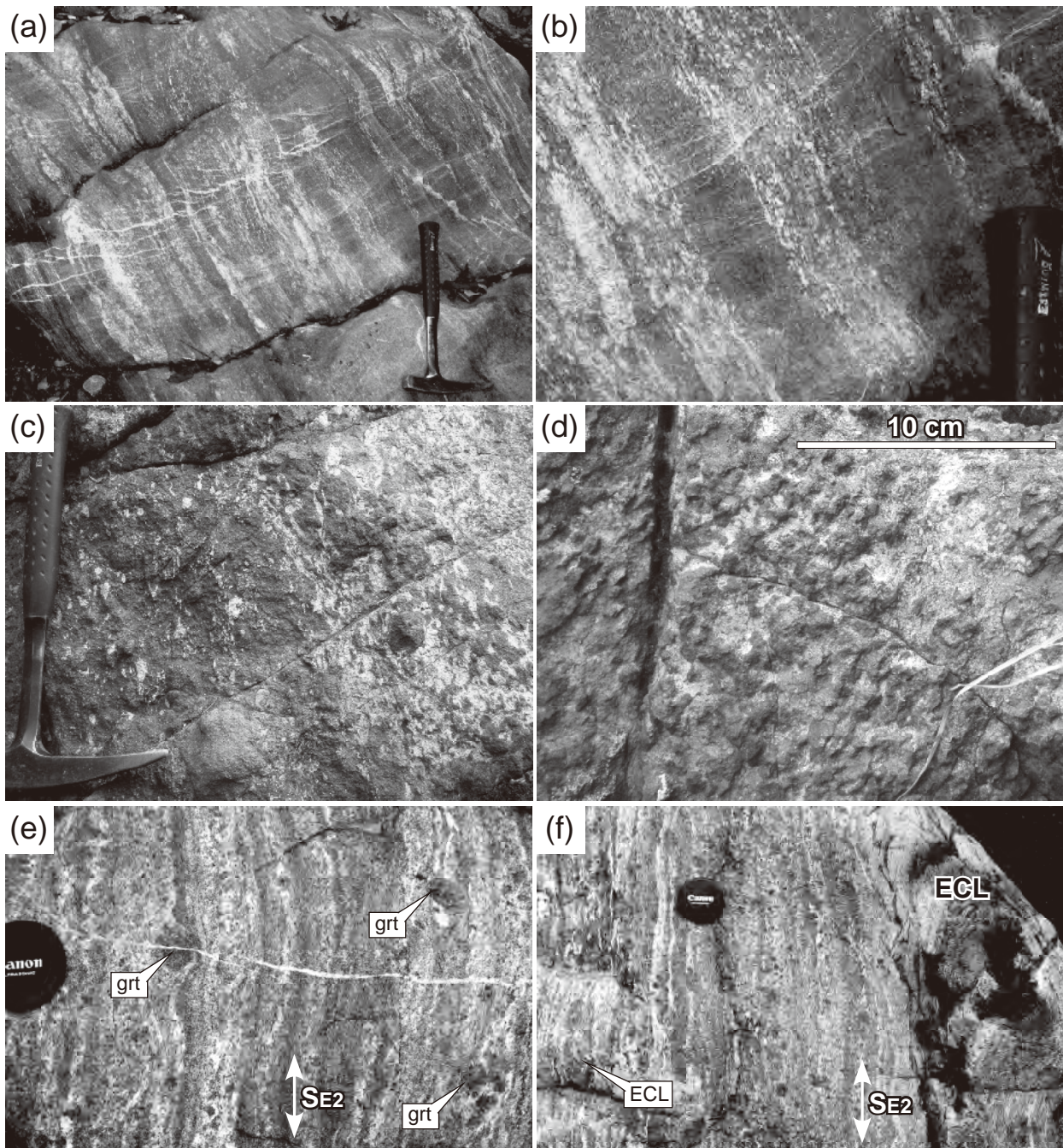
起源 デイオプサイドホルンブレンド岩の原岩は明らかになっていないが, 苦鉄質岩中に産し, 超苦鉄質岩を密接に伴う産状から, この岩相の形成に超苦鉄質岩と苦鉄質岩の相互作用が関与していたことが示唆される. Nagashima *et al.* (2006) は五良津西部岩体のディオプサイドホルンブレンド岩分布域に由来すると思われる転石群からクロムに富む緑れん石を報告しており, これらの岩石はクロム鉄鋳を含む超苦鉄質岩が強い交代作用を受

けた結果生じたものであると推測される.

3. 5. 3 ざくろ石含有変斑れい岩 (Egb)

変形した粗粒の苦鉄質岩, すなわち「苦鉄質片麻岩」という記載名が与えられるべき岩相のうち, 原岩が玄武岩ではなく斑れい岩と推定される岩相をざくろ石含有変斑れい岩 (Egb) として区別した. この岩相は東平岩体, 五良津東部岩体に広く分布するほか, 五良津東部岩体の延長部に当たる大湯岩体と瓜生野岩体, 及び瀬場変斑れい岩 (第 3. 1 図) として小規模な分布が認められる. また地質図に表現可能ではないが瀬場苦鉄質片岩の内部にも長径 15 m 程度のざくろ石含有変斑れい岩レンズが報告されている (Aoya *et al.*, 2006).

変斑れい岩の認定 高度変成岩では原岩の粒度が反映される保証がないため, 変玄武岩と変斑れい岩の区別は困難な場合が多い. 例えば, 瀬場苦鉄質片岩 (第 3. 28 図 f) と瀬場変斑れい岩 (第 3. 28 図 q) の場合, 前者が後者に比べて明らかに細粒であるにも関わらず, 露頭では両者が 10 m 以内のごく近傍に産するため, これらはそれぞれ玄武岩, 斑れい岩を原岩としたものだろうという推測が立つ. ところが, 五良津西部岩体は瀬場変斑れい岩と同等に粗粒の岩相 (第 3. 28 図 m-o) を多く含むにも関わらず, その中心部に厚さ 20 m 以上の大理石 (第 3. 28 図 a) を伴っているため, 海山ないし海台起源, すなわち海洋地殻の表層をなす玄武岩が主たる原岩であろうと推測される (釘宮・高須, 2002; Ota *et al.*, 2004). 一方, やはり粗粒の五良津東部岩体 (第 3. 28 図 s) からは, 大部分が緑れん石 (ゾイサイトないし単斜ゾイサイト) からなる厚さ 6 m に及ぶ厚層が見いだされており, この岩相は明らかに斑れい岩中の優白質部をなすアノソサイトを原岩としたものと考えられる (坂野ほか, 1976). つまり, 五良津岩体の主たる原岩を玄武岩と斑れい岩に分けねばならないという最も重要な根拠は, こうした局所的な観察事実に基づいている. これを踏まえ, 高須・上阪 (1987) と Toriumi and Kohsaka (1995) は五良津岩体の広範囲においてざくろ石の組成累帯構造を検討し, 異なる 3 つのタイプを認識した. Mg に富む均質な核部を持つもの, 核部から外縁部に向かって Mg が増加してゆくもの及びこの 2 つのタイプの複合型, すなわち中心部に均質な高 Mg 部分を持ち, 外縁部では Mg がいったん下がって再び増加するもの, という 3 つである. これら 3 タイプのざくろ石の分布を検討した結果, 均質な高 Mg 部分を持つざくろ石は五良津岩体の東部にのみ分布することがわかった. すなわち, ざくろ石の累帯構造の違いから五良津東部・西部岩体を区分できることが示唆され, 実際に五良津東部・西部岩体の境界はかなり狭い範囲に絞り込まれた (注: ただし, Endo *et al.* (2009) 以降, 五良津西部岩体からも高 Mg 核部を持つざくろ石が報告されるようになった. 第 3. 7. 1 節参照). その後,



第 3. 33 図 ざくろ石含有変斑れい岩 (Egb) の露頭写真

ハンマーの長さは 33 cm, レンズキャップの直径は 6 cm. S_{E2} : D_{E2} 片理, grt: ざくろ石, ECL: エクロジヤイト様岩. (a) 東平岩体のもの. 西方向やや下を向いて撮影 (新居浜市東平の北東 300 m). 厚さ 10 cm 以上の規模の組成層構造が発達する. (b) (a) の拡大写真. (c) 五良津東部岩体のもの. 南を向いて撮影 (二ツ岳の西北西 500m). (d) 五良津東部岩体のもの. 東を向いて撮影 ((c) の南西約 30 m). (e) 瀬場変斑れい岩のもの. 東を向いて撮影 (瀬場谷河床標高 1, 020 m 付近). 片理 (S_{E2}) はざくろ石の周囲を迂回する. (f) 瀬場変斑れい岩のもの ((e) と同一露頭). エクロジヤイト様岩は長径 10 cm 程度のレンズ (左) 及びより大きなレンズ (右) をなす.

釘宮・高須 (2002) は詳細な野外調査に基づいて五良津東部・西部岩体の境界を地質図上に示した。ここでは、大理石の厚層や砂泥質片麻岩といった変堆積岩の分布が五良津西部岩体内に限られるように区分線が引かれている。また五良津東部岩体に産する苦鉄質岩には原岩形成時 (もしくはグラニュライト変成時: Yokoyama, 1976) に形成されたグラノブラスティック (等粒状) 組織が残存するが、五良津西部岩体にはこのような組織が見られないとしている。すなわち、典型的な変斑れい岩は肉眼観察によって識別できるという立場を示した。

本報告の調査においては変斑れい岩を認定するための特徴として主に以下の2点を用いた: (1) 厚さ 10 cm 以上の規模に及ぶ組成層構造 (第 3. 33 図 a), 特に比較的厚い優白質部 (ゾイサイト岩; 例えば第 3. 28 図 t, 第 3. 1 表 p) の存在, 及び (2) 試料規模では, 優白質と優黒質の中間組成を持つ層における, もとの均質な等粒状組織に由来した連続性の悪い層構造。これら 2 つの特徴を兼ね備えた岩相の分布域にざくろ石含有変斑れい岩の凡例を与えた。(2) の特徴は釘宮・高須 (2002) のグラノブラスティック組織に当たる。すなわち, 中間的組成の苦鉄質岩には優白質部 (緑れん石に富む) と優黒質部 (ホルンブレンドないしバロア閃石に富む) が同程度の量比で存在するが, 原岩が斑れい岩であった場合, これらは薄層状に繰り返すのではなく, 均質に入り交じって分布していたと考えられる。こういった岩石が変形した場合, 優黒質部もしくは優白質部の連続性が悪い組成層構造が形成されると推測できる (第 3. 33 図 b, c, 第 3. 28 図 s)。また, ほとんど変形を受けていない部分では均質に入り交じった産状そのものが確認できるであろう (第 3. 33 図 d, 第 3. 28 図 q)。ただし, 大部分がホルンブレンドないしバロア閃石からなる優黒質部 (例えば, 第 3. 28 図 p) の観察からは原岩が玄武岩か斑れい岩かを直接判断することはできない。

こうした観点に基づいた調査の結果, 五良津岩体においてはほぼ釘宮・高須 (2002) が引いた東部・西部境界に問題がないことが確認されたため, 地質図ではおおむねこの境界線を用いた。ただし, ニッ岳からエビラ山に至る稜線沿いのルートでは, 本報告の調査で確認した変斑れい岩 (東部岩体) の出現限界が釘宮・高須 (2002) の境界位置よりも約 380 m 東にずれていたため, この調査結果を加味した修正を加えた。一方, 坂野ほか (1976) や Takasu (1989) などによって変斑れい岩と解釈されている東平岩体の大部分及び瀬場変斑れい岩についても上記 2 つの特徴を備えた岩相が分布していることを確認した (第 3. 33 図 a, b, 第 3. 28 図 q, t; Aoya *et al.*, 2006)。

露頭での産状 瀬場変斑れい岩には, ざくろ石の周囲を迂回する D_{E2} 期の片理 (S_{E2}) が卓越しており (第 3. 33 図 e; Aoya *et al.*, 2006 の D_A), 一般に角閃石や緑れん

石はこの片理に沿った定向配列を示す。東平岩体や五良津東部岩体でも片理の多くはざくろ石を迂回するため, 主に D_{E2} 期の片理が発達しているものと推測される。一方, こういった片理が比較的よく発達した片麻状部分の中に数 cm ~ 数 m 規模のざくろ石に富むレンズ (第 3. 28 図 r, s) がしばしば観察される。こういったレンズ内の岩石はおおむね塊状で構成鉱物は定向配列を示さない。ざくろ石含有変斑れい岩の分布域ではエクロジャイト様岩の大部分はこういったレンズ内に産するため (第 3. 33 図 f), その産状はおおむね塊状である (例えば, 第 3. 28 図 q)。また, ざくろ石は単粒 (第 3. 33 図 e) または集合体として産する場合があるが (第 3. 28 図 s), いずれの場合にも自形性は悪く, 多角形状の成長面が観察されることはほとんどない。

構成鉱物と微細組織 ざくろ石含有変斑れい岩は主にざくろ石緑れん石角閃石片麻岩 (第 3. 28 図 p, r, s) からなり, その主要構成鉱物はホルンブレンドないしバロア閃石, 緑れん石 (主に単斜ゾイサイト) 及びざくろ石である。ざくろ石を欠く場合の岩型名は緑れん石角閃石片麻岩 (第 3. 28 図 t など) であり, オンファス輝石が加わった場合は本報告の定義によるエクロジャイト様片麻岩 (第 3. 28 図 q) となる。肉眼でホルンブレンドは黒緑色, 緑れん石は乳白色-淡黄色, ざくろ石は赤色, またオンファス輝石は淡緑色を呈する (第 3. 28 図 q)。副成分鉱物として一般にルチル, チタン石, 鉄鉱類を含み, 多くの場合, 石英, アルバイト, 緑泥石, パラゴナイト及びフェンジャイトも含む。その他に炭酸塩鉱物, アパタイト, ジルコン, アルカリ輝石 (エジリンオージャイト) を含む場合がある。東平岩体と瀬場変斑れい岩からは黒雲母 (Takasu, 1984; Miyagi, 2000), また五良津東部岩体からは藍閃石, ディオプサイド及び藍晶石の産出報告がある (Tanaka, 1994; Tsujimori *et al.*, 2000; Ota *et al.*, 2004; 櫻井・高須 2001)。五良津東部岩体ではディオプサイドを置き換えてオンファス輝石が形成していることから, ディオプサイドを形成したグラニュライト変成作用 (Yokoyama, 1976) はエクロジャイト相変成作用に先行して起こっていたと考えられる (Ota *et al.*, 2004 など; 第 3. 7. 1 節参照)。一方, エクロジャイト様岩中のオンファス輝石は多くの場合, その周囲を自身の分解組織であるシンプレクタイト (アルバイトとバロア閃石ないしホルンブレンド, もしくはアルバイトとアルカリ輝石の連晶) に取り囲まれており (第 3. 29 図 a), エクロジャイト相変成の後に緑れん石角閃岩重相における主変成のオーバープリントを被ったことがわかる。その他, 緑泥石は主にざくろ石を, またチタン石はルチルを置換した産状を示し, やはりエクロジャイト相変成以後の産物と考えられる。

緑れん石角閃石片麻岩は優黒質のものと優白質なものに分かれるが, 特に優白質なものは坂野ほか (1976) の

ゾイサイト岩に相当する(第3. 28図t, 第3. 1表p). ゾイサイト岩は大部分がゾイサイトないし単斜ゾイサイトからなり, その他にホルンブレンド, パラゴナイト, ルチルを伴う. また少量の石英, 緑泥石及び藍晶石を伴うことがある. 藍晶石は径2 cmに及ぶ巨晶として産することがあり, その周辺部はパラゴナイト化していることが多い(坂野ほか, 1976).

全岩化学組成 瀬場変斑れい岩についてはAoya *et al.* (2006), また五良津東部岩体についてはGoto and Banno (1990), Utsunomiya *et al.* (2011)によってざくろ石含有変斑れい岩の全岩化学組成の報告がある(第3. 1表n, o).

3. 5. 4 ざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg)

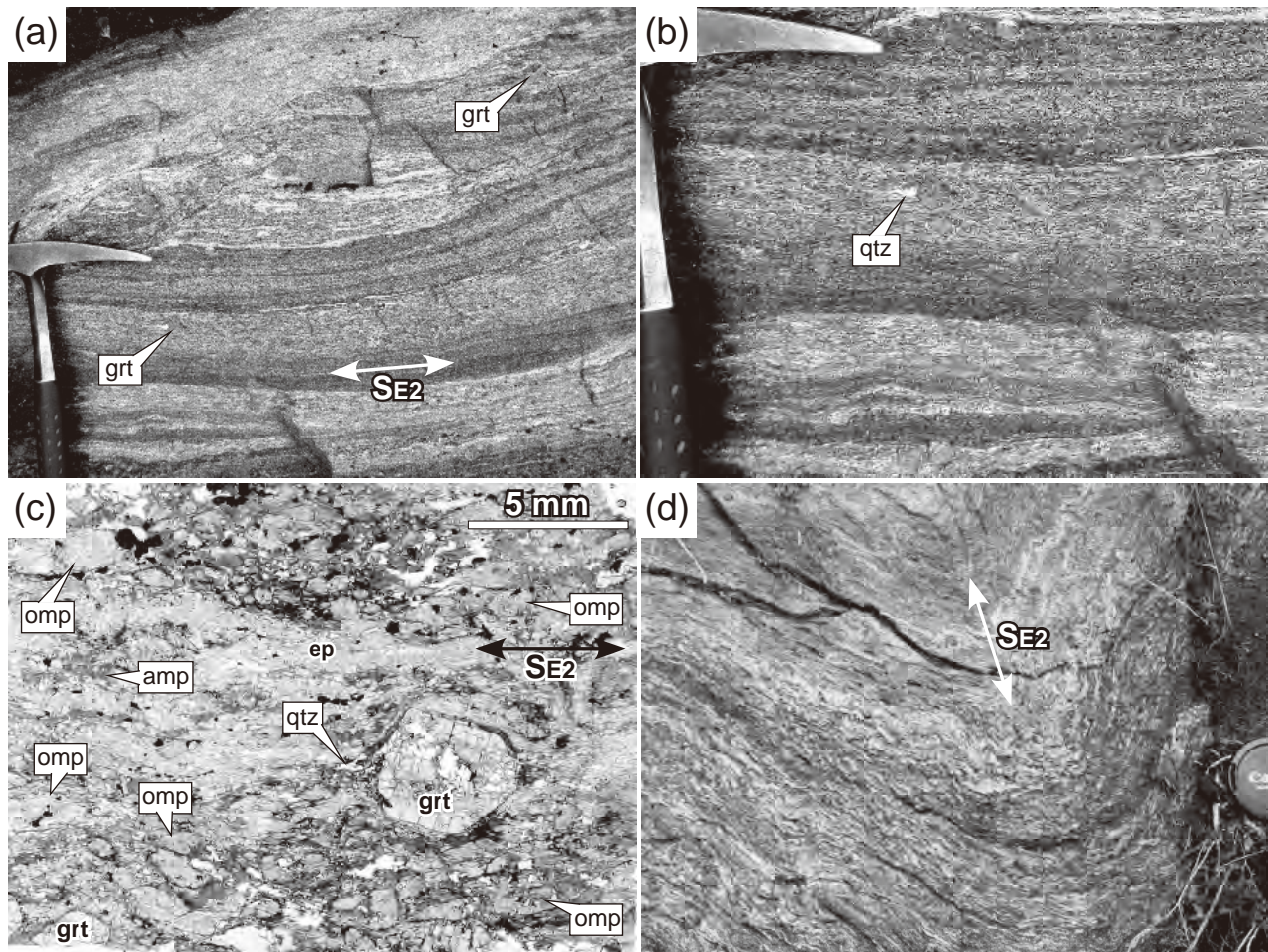
変形した粗粒の苦鉄質岩, すなわち「苦鉄質片麻岩」という記載名が与えられるべき岩相のうち, 原岩が積極的に斑れい岩と認められない岩相をざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg) とした(第3. 5. 3節参照). つまり, ざくろ石含有苦鉄質片麻岩の大部分は変玄武岩と考えるが, 一部に変斑れい岩が含まれることは否定していない. ざくろ石含有苦鉄質片麻岩は五良津西部岩体の大部分を占めるほか, 五良津西部岩体の西方延長にあたる上兜苦鉄質片麻岩(第3. 1図)としても小規模な分布が認められる. また地質図に表現可能ではないが, 新居浜市別子山保土野の北約400 mの尾根すじに現地性の転石群が認められる.

産状 露頭規模で優白質部と優黒質部が繰り返す数cm~十数cm規模の組成層構造が観察され(第3. 34図a, b), 多くの場合, 試料規模でも数mm規模の細かな組成層構造が認識される(第3. 28図n, o). ざくろ石含有変斑れい岩の層構造(第3. 28図s, 第3. 33図)に比べると各層の連続性が良い. またざくろ石含有変斑れい岩にしばしば認められる優白質部分と優黒質部分が入り交じった均質構造(第3. 28図q, 第3. 33図d)は認められない. ざくろ石は一般に最大径10 cmまでの単粒として産し, 自形性が比較的良好. 五良津西部岩体に卓越する片理は D_{E2} 期に形成した S_{E2} であり(第3. 28図n, 第3. 34図a; Endo *et al.*, 2012), この片理はざくろ石を迂回し(第3. 34図b, c), ざくろ石の脇には主に石英によって充填されたプレッシャーシャドウがしばしば観察される(第3. 34図b). またエクロジヤイト様岩中のオンファス輝石はこの片理に沿った定向配列を示すと共に(第3. 34図c)ある特定の層に集中して産するのが普通である(第3. 34図c). つまり, ざくろ石含有変斑れい岩のエクロジヤイト様岩が総じて塊状であったのに対し(第3. 28図q), ざくろ石含有苦鉄質片麻岩のエクロジヤイト様岩は主に層状の産状を示す(第3. 28図n).

一方, 五良津西部岩体では露頭規模の褶曲構造が頻繁

に観察される. Endo *et al.* (2012)は S_{E2} を軸面片理に持つ褶曲群を認識し(第3. 34図d), これらの褶曲によって曲げられている片理を形成した変形段階, D_{E1} を定義した. また同時に S_{E2} を曲げる褶曲群を三波川変成コンプレックス全域における主変形である D_s と対比した(第3. 9図). こうした3段階への変形段階の分類はAoya and Wallis (1999)が瀬場苦鉄質片岩(狭義)において定義した3段階の変形(D_0 , D_A , D_B)と対比できる(第3. 9図a).

構成鉱物と微細組織 ざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg) は主にざくろ石緑れん石角閃石片麻岩からなり, その主要構成鉱物はホルンブレンドないしバロア閃石, 緑れん石及びざくろ石である. ざくろ石を欠く場合の岩型名は緑れん石角閃石片麻岩(第3. 28図m, o)であり, オンファス輝石が加わった場合は本報告の定義によるエクロジヤイト様片麻岩(第3. 28図n)となる. 肉眼でホルンブレンドは黒緑色, 緑れん石は乳白色-淡黄色, ざくろ石は赤色, またオンファス輝石は淡緑色を呈する(第3. 28図n). 副成分鉱物として一般にチタン石, 鉄鋳類を含み, 多くの場合, 石英, アルバイト, 緑泥石, パラゴナイト, 及びフェンジャイトも含む. その他にルチル, 炭酸塩鋳物, アパタイト, アルカリ輝石, 藍晶石を含む場合がある(釘宮・高須, 2002; Endo, 2010). Endo *et al.* (2009)は五良津西部岩体のエクロジヤイト様片麻岩についてざくろ石の累帯構造を検討し, 鏡下で明瞭に包有物組織の異なる核部と外縁部が認識できること, またオンファス輝石の包有物は外縁部にしか含まれず, 核部は角閃岩相相当の変成条件で形成したことを示した(第3. 8. 1節参照). このざくろ石核部の形成は約116Maに起こっており(第3. 2. 3節参照), これが本報告で初期変成作用と呼ぶ変成イベントに相当する(第3. 7. 1節参照). またオンファス輝石を含むざくろ石外縁部は約90Maに起こったエクロジヤイト相変成によって生じたものと考えられる. 一方, エクロジヤイト様片麻岩中のオンファス輝石は多くの場合, その周囲を自身の分解組織であるシンプレクタイト(アルバイトとバロア閃石ないしホルンブレンド, もしくはアルバイトとアルカリ輝石の連晶)に取り囲まれており, エクロジヤイト相変成の後に緑れん石角閃岩重相における主変成のオーバープリントを被ったことがわかる. その他, 緑泥石は主にざくろ石を置換した産状を示し, やはりエクロジヤイト相変成以後の産物と考えられる. チタン鋳物に関して, Endo *et al.* (2010)は五良津西部岩体のエクロジヤイト様片麻岩をルチル(TiO_2)とチタン石(Ca-Ti ケイ酸塩)の両者を含むタイプ(R-Tタイプ)及びチタン石のみを含むタイプ(Tタイプ)という2者に分けた上で, 後者が大理石(Emb)分布域の近傍にのみ産出することから, Tタイプエクロジヤイト様片麻岩の原岩は苦鉄質碎屑物と石灰質碎屑物が混合堆積した堆積岩であることを論じ



第 3. 34 図 ざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg) の露頭写真及び薄片写真
 ハンマーの長さは 33 cm, レンズキャップの直径は 6 cm. S_{E2} : D_{E2} 片理. grt: ざくろ石, qtz: 石英, omp: オンファス輝石, amp: 角閃石 (パロア閃石ないしホルンブレンド), ep: 緑れん石. (a) S_{E2} 及びそれとほぼ平行な組成層構造が発達したものの露頭写真, 北を向いて撮影 (エビラ山の西 670 m). (b) (a) の拡大, ざくろ石の脇に発達したプレッシャーシャドウを埋める石英を示した. (c) エクロジヤイト様片麻岩の薄片写真 (第 3. 28 図 n 参照 [GSJ R 101777]). オンファス輝石は S_{E2} に沿った定向配列を示す. (d) D_{E2} 期のものと思われる褶曲の露頭写真 (権現山の北西約 400 m). 軸面片理 (S_{E2}) が発達する.

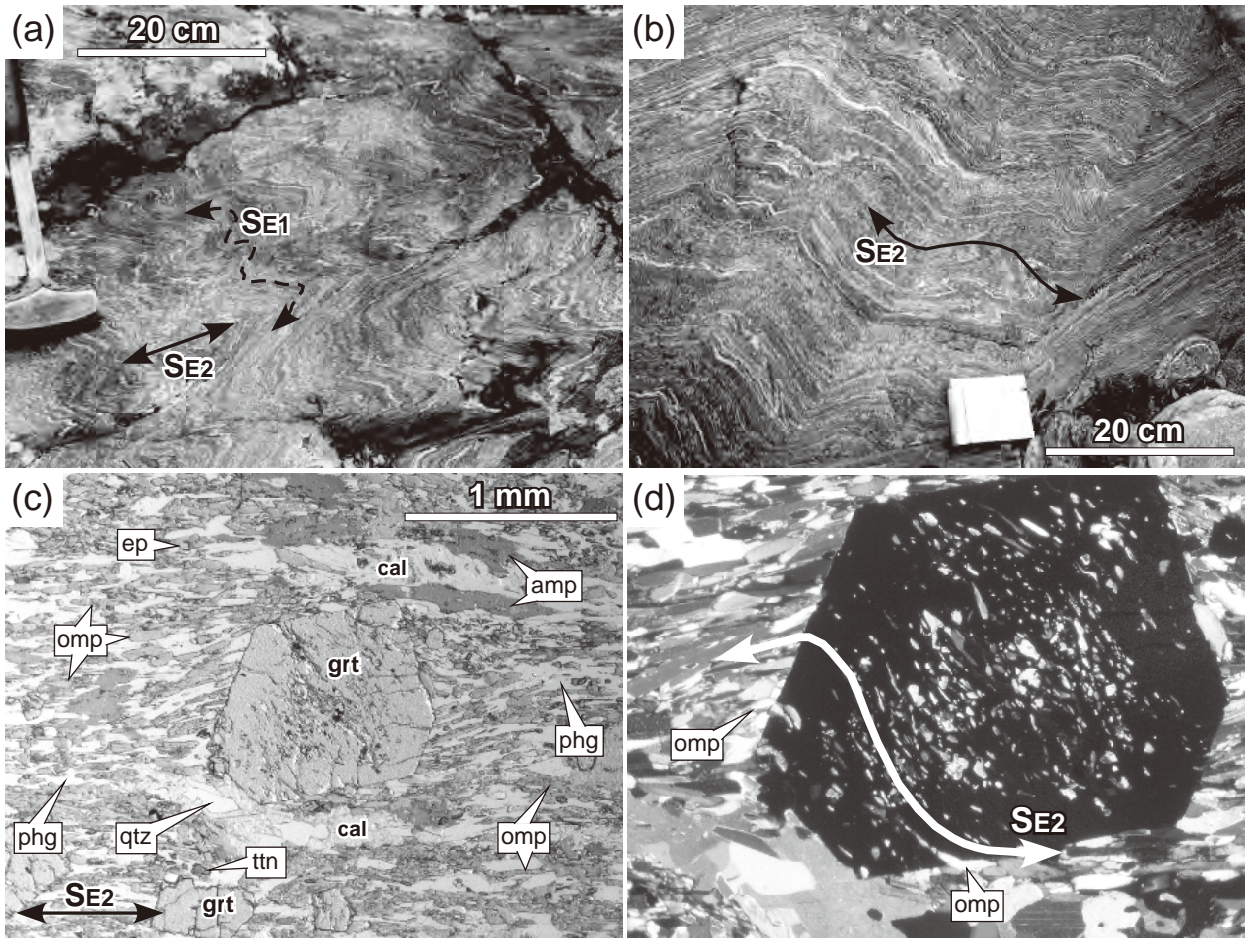
ている. また Endo *et al.* (2012) は, ともに変玄武岩と推測されるざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (第 3. 28 図 m-o) とざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (第 3. 28 図 f-i) の間で基質鉱物の平均粒径に大きな違いが見られる原因が, 両者の経験した沈み込み速度の違いにあることを論じている (第 3. 7. 2 節参照).

全岩化学組成 五良津西部岩体のざくろ石含有変斑れい岩については Utsunomiya *et al.* (2011), Endo *et al.* (2012) によって全岩化学組成の報告がある (第 3. 1 表 m).

3. 5. 5 ざくろ石含有苦鉄質片岩 (Ems)

第 3. 2 図の別子エクロジヤイト相ユニットに属する苦鉄質岩のうち, 白滝ユニット高変成部の苦鉄質片岩 (SUm) と同等の粒度 (第 3. 27 図 c, d) を持つものを

ざくろ石含有苦鉄質片岩 (Ems) とした. この岩相 (第 3. 28 図 f-j) は東平岩体や五良津岩体などに分布する苦鉄質片麻岩類 (第 3. 28 図 m-t) に比べると基質鉱物が有意に細粒である. これまで瀬場苦鉄質片岩 (狭義: 第 3. 1 図) の広範囲にエクロジヤイト様片岩の分布が認められていたが (第 3. 2 図; Aoya and Wallis, 2003; 青矢, 2005 など), Aoya (2002) と Mizukami and Wallis (2005) による D_s 褶曲構造の認識 (第 3. 32 図 a), 及び本報告の野外調査によって別子エクロジヤイト相ユニット内のざくろ石含有苦鉄質片岩はすべて同一の構造位置を占めることがわかった. つまり, ざくろ石含有苦鉄質片岩 (Ems) の分布域は広義の瀬場苦鉄質片岩分布域と一致する (第 3. 1 図). Aoya (2001) の岩石学的・構造地質学的研究は狭義の瀬場苦鉄質片岩を取り扱ったものである. また Kabir and Takasu (2010a) の大野谷エクロジヤ



第3. 35図 ざくろ石含有苦鉄質片岩 (Ems) の露頭写真及び薄片写真

S_{E1} : D_{E1} 片理, S_{E2} : D_{E2} 片理, grt: ざくろ石, qtz: 石英, omp: オンファス輝石, amp: 角閃石 (パロア閃石ないしホルンブレンド), ep: 緑れん石, cal: 炭酸塩鉱物, phg: フェンジャイト, ttn: チタン石. (a) D_{E2} 褶曲の露頭写真. 北北西方向やや下を向いて撮影 (瀬場谷河床標高 940m 付近). (b) D_s 褶曲 (瀬場谷河床の転石). 画面下方の右向き矢印周辺にはこの褶曲によって曲げられる D_{E2} 褶曲も見られる. (c) エクロジャイト様片岩の薄片写真 ([GSJ R 101771]; 第3. 28 図 h に示した試料の別の部分). オープンニコル. オンファス輝石は S_{E2} に沿った定向配列を示す. (d) (c) の拡大. クロスニコル. 2 箇所を示したオンファス輝石がざくろ石内部に巻き込まれ, ざくろ石の内部片理と連続する. この産状から, ざくろ石が D_{E2} 変形と同時期に成長したことがわかる.

イト様片岩は狭義の瀬場苦鉄質片岩に含まれ, 櫻井・高須 (2009) の芋野エクロジャイトは広義の瀬場苦鉄質片岩分布域内に産する. また地質図に表現可能ではないが, 櫻井・高須 (2009) の峨蔵エクロジャイトは五良津東部岩体の北東縁付近に産し, 広義の瀬場苦鉄質片岩と同様の構造位置に産する. Sakurai (2000) は峨蔵エクロジャイト周辺に産するざくろ石, オンファス輝石, 角閃石, 緑れん石, パラゴナイト, フェンジャイト, クロリトイド及び滑石の鉱物化学組成を報告している.

産状 肉眼でおおむね濃緑色から暗緑色を呈するが (第3. 28 図 i, j), エクロジャイト様片岩ではオンファス輝石の存在を反映してより明るい色調の緑色となる (第3. 28 図 f-h). 一般に 0.5~5 mm 程度の色調の異なる層の繰り返しが認められ, 角閃石に富む層は暗緑色, 緑れん石に富む層は淡黄色 (第3. 28 図 j), また細粒石

英とざくろ石の混在層 (ピンクバンド; Shirahata and Hirajima, 1995 など) はピンク色を呈する (第3. 28 図 h). また最大径 6 mm までの赤色ざくろ石が肉眼で観察される場合が多い (第3. 28 図 f, g, i). 様々な規模で珪質片岩や泥質片岩と互層することから (Aoya *et al.*, 2006 など), 原岩は玄武岩質凝灰岩ないし玄武岩溶岩であると推測される. Aoya and Wallis (1999) は狭義の瀬場苦鉄質片岩において褶曲構造のオーバープリントに基づいて D_0 , D_A , D_B という3つの変形段階を区分したが, 混乱を招きかねない名称なので本報告ではこれらを D_{E1} , D_{E2} , D_{E3} と改称して用いる (第3. 9 図 a, Endo *et al.*, 2012). 広義の分布域まで含め, 瀬場苦鉄質片岩では D_{E2} 期に形成した片理, S_{E2} が卓越する (第3. 28 図 g, h, j). 一方で狭義の瀬場苦鉄質片岩中央部には S_{E2} を軸面としたおおむねタイトな褶曲が頻繁に観察され (第3. 35

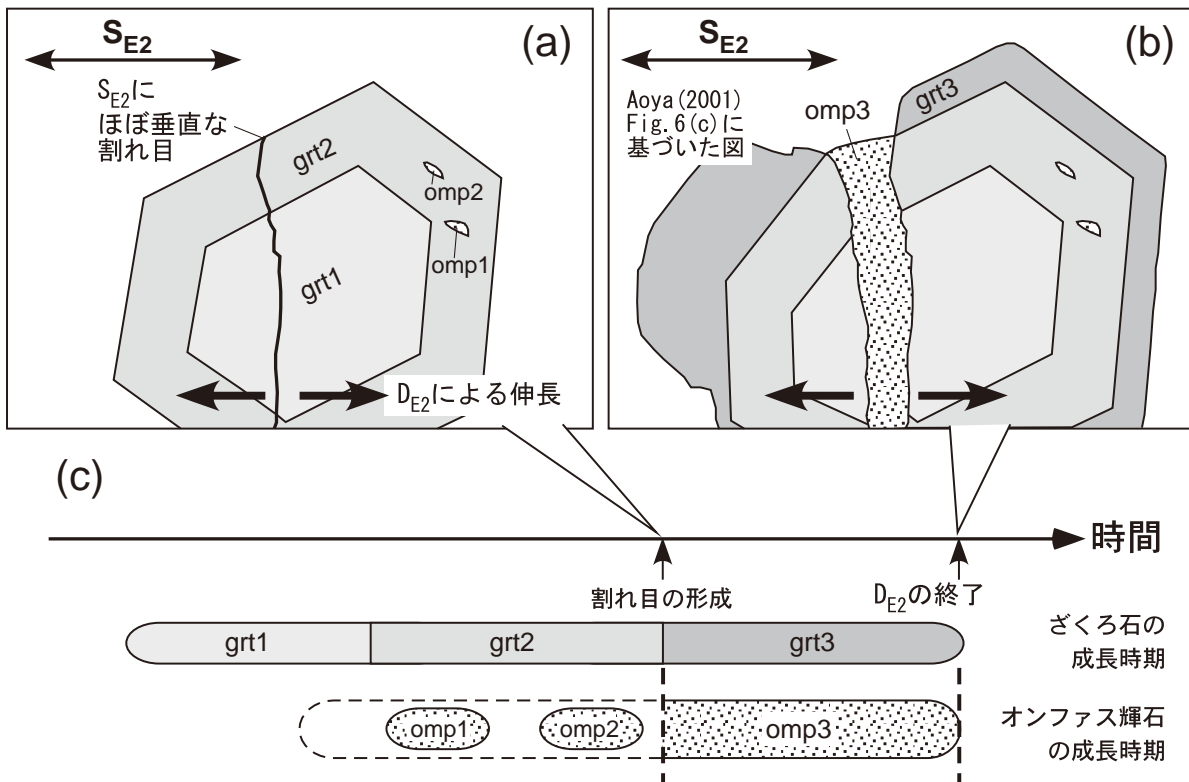
図 a) この褶曲によって曲げられている片理は一段階古い D_{E1} 期に形成した S_{E1} と定義できる (第 3. 9 図 a; 第 3. 35 図 a)。また, S_{E2} 及び D_{E2} 期のタイト褶曲そのものを曲げる新しい褶曲も観察され (第 3. 35 図 b), アルバイト斑状変晶の微細組織も考慮すると, この褶曲を形成した変形段階は三波川変成コンプレックス全体における主変形である D_s と対比できる (第 3. 9 図 a, b, 第 3. 28 図 j; Aoya, 2001)。

構成鉱物と微細構造 ざくろ石含有苦鉄質片岩 (Ems) は主にざくろ石緑れん石角閃石片岩 (第 3. 28 図 i) からなり, その主要構成鉱物はバロア閃石ないしホルンブレンド, 緑れん石, 石英及びざくろ石である。ざくろ石を欠く場合の岩型名は緑れん石角閃石片岩 (第 3. 28 図 j) であり, オンファス輝石が加わった場合は本報告の定義によるエクロジヤイト様片岩 (第 3. 28 図 f-h) となる。副成分鉱物として一般にチタン石, 鉄酸化鉱物を含み, 多くの場合, アルバイト, 緑泥石, フェンジャイトも含む。その他にルチル, 炭酸塩鉱物, アパタイト, アルカリ輝石 (エジリンオーゾヤイト), 黒雲母, 藍閃石を含む場合がある (第 3. 35 図 c; Aoya, 2001; Kabir and Takasu, 2010b)。また, ざくろ石の包有物としてパラゴナイトの産出報告がある (Aoya, 2001)。Takasu (1984) は瀬場変斑れい岩直近部の数カ所でエクロジヤイト様片岩を発見したが, これらのエクロジヤイト様片岩においてオンファス輝石は最大長径 1 cm までの比較的粗粒の結晶をなし, 基質の片理を切るように無方向に成長している (第 3. 28 図 f)。Aoya and Wallis (1999) はこういったタイプのエクロジヤイト様片岩を R (random) タイプと呼んだ。一方, 瀬場変斑れい岩から数 100 m 程度離れた地域では高須・加治 (1985), 猶原 (1995) が順次新たなエクロジヤイト様片岩を発見していったが, これらのエクロジヤイト様片岩ではオンファス輝石は細粒の基質鉱物として産し, 片理に沿った定向配列を示していた (L (lineated) タイプ; 第 3. 28 図 g, h, 第 3. 35 図 c)。その後, Aoya and Wallis (1999) は R タイプのエクロジヤイト様片岩でオンファス輝石が切っている片理は, L タイプのエクロジヤイト様片岩に発達する S_{E2} (第 3. 35 図 c) よりも古い変形段階に生じたもの (S_{E1}) であること (第 3. 28 図 f) 及びエクロジヤイト様片岩の組織の違いが D_{E2} 変形の強弱によることを示した (第 3. 9 図 a)。一方, バロア閃石ないしホルンブレンドには S_{E1} に沿って並ぶもの, S_{E1} を切るもの (Aoya, 2001), S_{E2} に沿って並ぶもの, S_{E2} を切るもの, すべてのタイプが存在する。特に S_{E2} を切るバロア閃石ないしホルンブレンドはその核部が藍閃石組成を示すことがある (Kabir and Takasu, 2010b)。また藍閃石はざくろ石の包有物としても報告されている (Aoya, 2001)。緑れん石, フェンジャイトはおおむね片理に沿った定向配列を示すが, 緑泥石などと共にざくろ石を置換する場合があります, こういった

タイプは定向配列を示さない。R タイプのエクロジヤイト様片岩 (第 3. 28 図 f) では多くの場合, オンファス輝石はその周囲を自身の分解組織であるシンプレクタイト (アルバイトとバロア閃石ないしホルンブレンド, もしくはアルバイトとアルカリ輝石の連晶) に取り囲まれており, エクロジヤイト相変成の後に緑れん石角閃岩亜相における主変成のオーバープリントを被ったことがわかる。また L タイプエクロジヤイト様片岩中のオンファス輝石群に由来すると思われるシンプレクタイトもしばしば観察されるが (第 3. 29 図 b; Aoya, 2001), L タイプエクロジヤイト様片岩ではオンファス輝石がおおむね細粒であるため (第 3. 35 図 c), オンファス輝石の単結晶周囲がシンプレクタイトに置換される産状が観察されるケースはまれである。一方, 径 5 mm 程度までのアルバイト斑状変晶を含む場合があり, この場合, 斑状変晶は S_{E2} をほとんど乱すことなく包み込む (第 3. 28 図 j, 第 3. 9 図 a)。これはアルバイトが無変形の状態で成長したことを示すため, アルバイト安定条件下で起こった主変成作用の時期には, D_{E2} 変形は既に終了していたと考えられる (第 3. 9 図 c)。瀬場苦鉄質片岩を始めたエクロジヤイト相岩体に卓越する片理 (S_{E2}) が三波川変成コンプレックス全体で卓越する主片理 (S_s) よりも古い変形段階に生じたものであることは, 主にこうしたアルバイト斑状変晶の微細組織観察から認識される (Aoya, 2001, 2002; 第 3. 9 図 a, b)。

ざくろ石とオンファス輝石の同時成長 Aoya (2001) は瀬場苦鉄質片岩のエクロジヤイト様片岩においてざくろ石とオンファス輝石は同時成長であるとした。一方, Aoki *et al.* (2010) は Aoya (2001) が提示した岩石組織中のオンファス輝石がざくろ石よりも後で成長した可能性があるとし, この試料 (ESB45) のざくろ石とオンファス輝石を用いて測定された約 89Ma という Lu-Hf アイソクロン年代 (Wallis *et al.*, 2009; 第 3. 2. 3 節参照) に地質学的な意味がないことを示唆した。以下では Aoki *et al.* (2010) が問題にしたオンファス輝石がざくろ石と同時成長であることを改めて示す (第 3. 36 図)。

そもそも A, B という 2 つの鉱物の同時成長は, A が B より後であることを示す組織と B が A より後であることを示す組織, 両者が観察されることによって認識できる。すなわち, 鉱物成長というのはある時間幅を持った現象であるため, A と B の同時成長の場合, 初期に成長した A に対して終期に成長した B は後であるし, その逆も成り立つ。Aoya (2001) の Fig.6c に示された組織 (第 3. 36 図 b) では, 大局的に言えば, ざくろ石の包有物として産するオンファス輝石 (omp1, 2; 第 3. 36 図 a) はざくろ石よりも前であり, ざくろ石の割れ目を充填するオンファス輝石 (omp3) はざくろ石よりも後である。この 2 つの観察事実が同時成長の根拠となっている。一方, Aoki *et al.* (2010) は omp3 はざく



第3. 36図 ざくろ石とオンファス輝石の同時成長を示す組織の一例

Aoya (2001) の Fig.6c に示されたエクロジヤイト様片岩の組織 (b) の形成履歴を示した。 S_{E2} : D_{E2} 片理, grt : ざくろ石, omp : オンファス輝石. (a) ざくろ石に割れ目が生じた段階での組織. (b) 薄片で観察される組織. D_{E2} 変形終了時の状態を保存しているものと考えられる. (c) ざくろ石とオンファス輝石の成長時期. grt2, 3の成長時期は omp1-3の成長時期と同時期と解釈できる.

ろ石よりも完全に後でも構わないと考えた。

第3. 36 図 b の組織は変形構造 (D_{E2} 片理) を伴っており, Aoya (2001) の大局的な議論より精密な情報を含むため, 変形履歴も加味してこの組織の形成履歴をもう少し詳しく議論する. 重要なことは: (1) 問題となっている割れ目の方向はこの試料に発達した D_{E2} 期の伸長線構造にほぼ垂直であり; (2) 割れ目を充填している omp3 はざくろ石外部の基質に発達した D_{E2} 片理を切らない, という2点である. (1) はこの割れ目が D_{E2} 期に生じたことを示す. この割れ目が生じたあと (第3. 36 図 a), 左右に分かれたざくろ石は引き続き D_{E2} によって引き伸ばされるが, ざくろ石は周囲の基質よりも硬い鉱物であるためほとんど変形しない. つまり, ざくろ石が引き離されて生じる隙間に何らかの鉱物を成長させて埋めなくてはならない. omp3 はこういった変形戦略によって成長したものであるから (第3. 36 図 b), D_{E2} 変形が終了すれば成長を終えるだろう (第3. 36 図 c). 上記 (2) の観察はこの解釈と調和的である. 一方, このオンファス輝石と同時期には grt3 が成長している (第3. 36 図 b). また同一試料のざくろ石は D_{E2} 片理を巻き込み, その内部包有物がいわゆるスノーボール構造 (Passchier

and Trow, 1996 など) を示すことから (第3. 35 図 d : Aoya, 2001) grt3 に対応するざくろ石外縁部の成長も D_{E2} 期と同時期である. また, ざくろ石の内部片理と外部片理が直接つながっている (第3. 35 図 c) ことはざくろ石の成長終了後までは D_{E2} 変形が継続しなかったことを示す. つまり, ざくろ石の成長もほぼ D_{E2} の終了とともに止まったものと考えられる (第3. 36 図 c). 以上の考察をまとめて図示した第3. 36 図 c から, 少なくとも grt2, 3 と omp1-3 が同時成長したことがわかる. また仮にオンファス輝石が D_{E2} の終了後にも成長していたとすれば, 基質には S_{E2} を切るように無方向に成長したオンファス輝石が観察されるはずだが, そのようなものは一切観察されない (第3. 35 図 c). 結論として, オンファス輝石 (omp1-3) はやはりざくろ石と同時成長しており, Aoki *et al.* (2010) の Lu-Hf 年代値批判は成り立たない.

全岩化学組成 瀬場苦鉄質片岩 (狭義) については Matsumoto (2002MS) によって全岩化学組成の報告がある (第3. 1 表1).

3. 5. 6 珪質片麻岩 (Eqg)

本報告の珪質片麻岩 (Eqg: 第 3. 28 図 b) は釘宮・高須 (2002) の緑れん石石英岩に相当する。釘宮・高須 (2002) が示した全岩化学組成によれば、緑れん石石英岩の SiO_2 含有量は 68.12% であり (第 3. 1 表 h), 砂泥質片麻岩 (Epg) の 56~70% (釘宮・高須, 2002; Miyamoto *et al.*, 2007) とほぼ同様だが、雲母類鉱物をごく少量しか含まない点でいわゆる砂泥質変成岩と異なるため、珪質片麻岩と称した。この岩相は五良津西部岩体内部の大理石 (Emb) 分布域の東縁に沿うように層状に分布する。最大層厚は約 50 m で、大理石との境界部では大理石と互層した産状が見られる。片理面の発達は総じて弱い。また大理石と共に複雑に褶曲している場合がある (釘宮・高須, 2002)。ほとんどが石英と緑れん石からなり、副成分鉱物として少量のチタン石を含む (第 3. 37 図 a, b)。また、その他にアルバイト、方解石、デオプサイド、ホルンブレンド、鉄鋳類を含むことがある (釘宮・高須, 2002)。釘宮・高須 (2002) は大理石と互層する産状などから、珪質片麻岩の原岩は堆積岩であるとしている。

3. 5. 7 砂泥質片麻岩 (Epg)

砂泥質片麻岩 (Epg) は五良津西部岩体内などに小規模に分布する角閃石含有砂泥質片麻岩 (第 3. 28 図 d, 第 3. 37 図 c) 及び権現岩体 (第 3. 1 図) に分布するエクロジャイト様砂泥質片麻岩 (Takasu (1989) の石英エクロジャイト。第 3. 28 図 d, e, 第 3. 37 図 d, e) に分けられる。

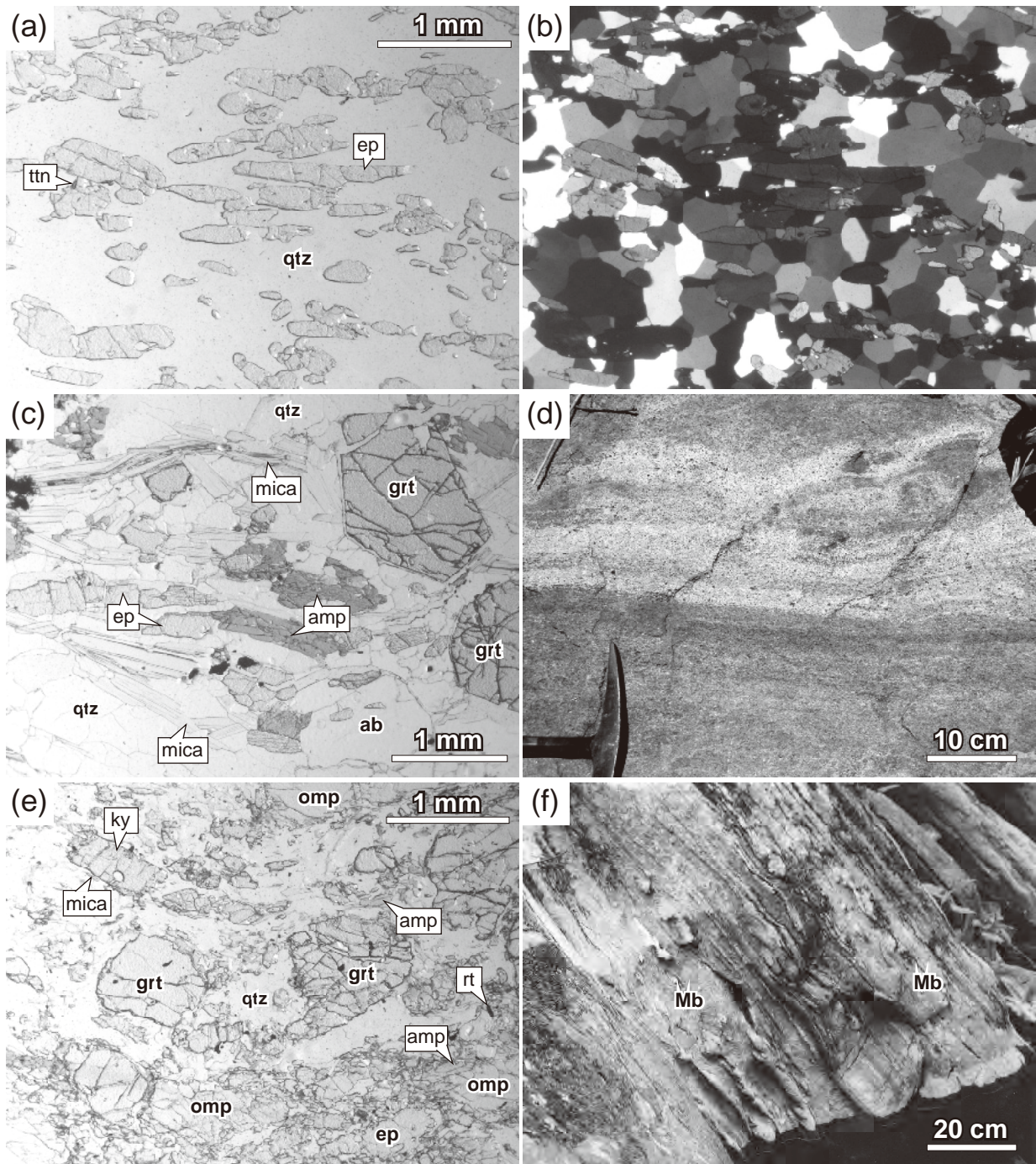
角閃石含有砂泥質片麻岩 この岩相は釘宮・高須 (2002) の曹長石白色雲母石英片岩 (第 3. 1 表 g) 及び Aoya *et al.* (2006) の石英と雲母に富む苦鉄質片岩 (QMBS) に相当する (第 3. 1 表 f)。五良津西部岩体内の数箇所 (釘宮・高須, 2002; 本報告)、東平岩体の南西端部 (Miyagi and Takasu, 2005; 遅沢ほか 2006)、五良津東部岩体の南端部及び瀬場変斑れい岩の外縁部 (Aoya *et al.*, 2006) に厚さ数 m 程度の層状に産する。いずれも地質図に表現可能な規模を持たないが、産出位置がわかるよう、地質図に示した。ただし、瀬場変斑れい岩外縁部のものとは図が煩雑になるため示していない。高変成度の砂泥質岩に特徴的な石英、白色雲母、アルバイト、ざくろ石という鉱物組み合わせに加えて、一般に角閃石 (ホルンブレンドないしパロア閃石)、緑れん石を含む粗粒の変形岩であることから (第 3. 37 図) 角閃石含有砂泥質片麻岩と称する。副成分鉱物としては緑泥石、チタン石、不透明鉱物を含み、その他にルチル、炭酸塩鉱物を含むことがある。角閃石+緑れん石の量比に大きな幅があり、これを反映した数 mm ~ 20 cm 規模の組成層構造が発達する。

五良津西部岩体内のものはしばしば層状ないしレンズ

状のざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg) を挟む。ざくろ石含有苦鉄質片麻岩の主な原岩は海山ないし海台起源の玄武岩と推定されるため (第 3. 5. 3 節参照)、このような産状は玄武岩質凝灰岩と砂泥質岩の互層に由来するという解釈が成り立つ。すなわち、五良津西部岩体の角閃石含有砂泥質片麻岩の原岩は間違いなく堆積岩だろう。五良津西部岩体のもの 1 試料について釘宮・高須 (2002) による全岩化学組成の報告があり、 SiO_2 含有量は 70.34% である。

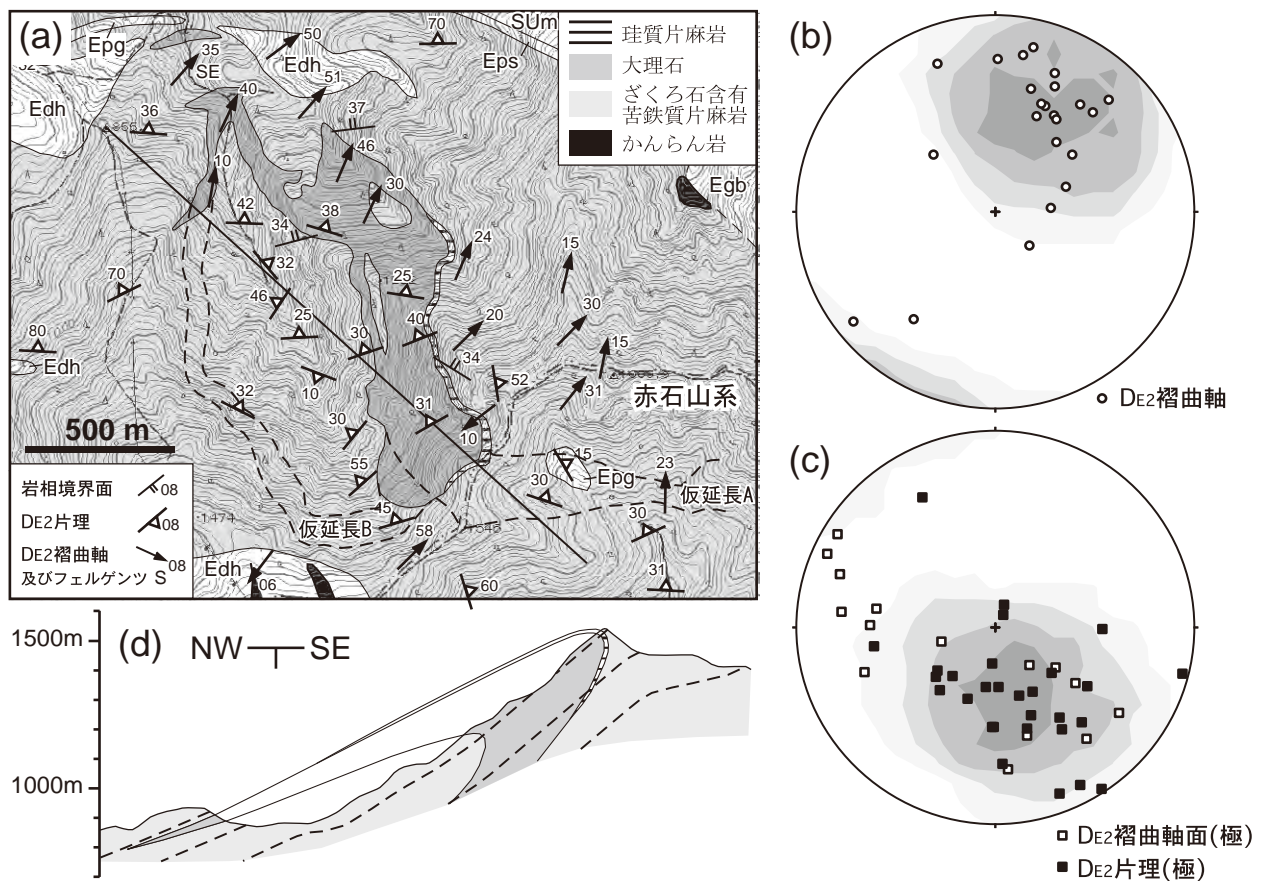
一方、東平岩体南端部及び五良津東部岩体南端のものは付近に堆積岩由来を示唆する大理石を伴い (Wada *et al.*, 1984; 第 3. 5. 8 節参照)、瀬場変斑れい岩外縁部のもは一般に相当量の炭酸塩鉱物を含む (Aoya *et al.*, 2006)。これらのことから、やはり角閃石含有砂泥質片麻岩の原岩として堆積岩が示唆される。Aoya *et al.* (2006) は瀬場変斑れい岩外縁部に厚さ 6 m 前後の層として産する角閃石含有砂泥質片麻岩 12 試料の全岩化学組成を検討し (第 3. 1 表 f)、これらが層の両隣りをなす泥質片岩 (Takasu, 1986; 野溝 1992) とざくろ石含有変斑れい岩の中間的な化学組成 ($\text{SiO}_2 = 51\sim 67\%$) を持つことを示した。また堆積構造に由来すると思われる緻密な組成層構造も併せ、角閃石含有砂泥質片麻岩の原岩は、斑れい岩由来粒子と泥質粒子の混合堆積によって生じた堆積岩であると考えた。この解釈に立つと、瀬場変斑れい岩の原岩は海洋底、すなわち中央海嶺ないし海山・海台由来の巨大岩塊 (オリストリス) であったことになる。ただし、Aoya *et al.* (2006) が示した瀬場変斑れい岩の微量元素化学組成は中央海嶺ないし海山・海台起源を支持していない。角閃石含有砂泥質片麻岩の原岩は概ね堆積岩起源と推定されるが、例えば瀬場変斑れい岩外縁部のものについては変斑れい岩と泥質岩の間の構造境界に沿って機械的混合が起こった結果生じたという考えもある (Kabir and Takasu, 2011)。この場合、角閃石含有砂泥質片麻岩の緻密な組成層構造が、機械的混合や変成分化作用といった二次的な現象によって形成し得るかどうかが問題となる。

エクロジャイト様砂泥質片麻岩 Takasu (1989) の石英エクロジャイトに相当し、分布は権現岩体 (第 3. 1 図) に限られる。この分布域の大部分においてオンファス輝石+ざくろ石+石英という鉱物組み合わせが認められるものの、ざくろ石+オンファス輝石の量比が 75% を超える部分はまれであることから、この岩相をエクロジャイト様砂泥質片麻岩と称する。Takasu (1989) は権現岩体の原岩が塩基性の火山性砕屑物と泥が混合した砂泥質堆積岩であることを指摘し、Miyamoto *et al.* (2007) は全岩化学組成分析 (第 3. 1 表 e) に基づいてこれを支持した。また Okamoto *et al.* (2004) が権現岩体の岩石から SHRIMP 年代測定 (第 3. 2. 3 節参照) のためのジルコンの抽出に成功していることも砂質の原岩が含まれる



第3. 37図 堆積岩起源片麻岩類の露頭写真及び薄片写真

qtz：石英，ep：緑れん石，ttn：チタン石，grt：ざくろ石，amp：パロア閃石ないしホルンブレンド，mica：フェンジャイトないしパラゴナイト，ab：アルバイト，ky：藍晶石，rt：ルチル．(a) 珪質片麻岩 (Eqg) の薄片写真 ([GSJ R 101765]；第3. 28 図 b 参照)．オープンニコル．(b) (a) のクロスニコル．(c) 五良津西部岩体内の角閃石含有砂泥質片麻岩の薄片写真 ([GSJ R 101766]；第3. 28 図 c 参照)．オープンニコル．(d) 権現岩体のエクロジャイト様砂泥質片麻岩の露頭写真 (写真下方：権現山の南西約 250 m)．写真上方の優白質部は部分溶融によって生じたことが示唆されている (岡本ほか 2009)．(e) 権現岩体のエクロジャイト様砂泥質片麻岩の薄片写真 ([GSJ R 101767]；第3. 28 図 d 参照)．(f) 大理石 (Emb) の露頭写真．西方やや下を向いて撮影 (榎木滝の南南東約 350 m)．ざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg) と互層する．Mb：大理石．



第 3. 38 図 五良津西部岩体中央部の地質概略図と地質構造

(a) 地質概略図。地形図は国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1「第地」を使用。岩相境界面は図学的に導出した。破線で示した大理石分布域の仮延長は A が褶曲 (d) の存在を仮定しない場合、また B は褶曲の存在を仮定した場合である。Edh: デイオプサイドホルンブレンド岩, Epg: 砂泥質片麻岩, Eps: 別子エクロジヤイト相ユニットの泥質片岩, SUm: 白滝ユニット上部の苦鉄質片麻岩。(b) 大理石分布域と周辺における D_{E2} 褶曲軸の方位をプロットした等面積ステレオ投影図 (下半球投影)。等高線間隔は 2σ , また等高線の作成には Stereonet6.3 を用いた (c も同様)。(c) (b) と同様に D_{E2} 褶曲軸面、及び D_{E2} 片理 (S_{E2}) の極をプロットした図。(d) 断面図。断面線は (a) に示した。

ことと調和的である。露頭では泥質及び苦鉄質の堆積岩互層に由来すると思われる、石英に富む淡緑色部と石英に乏しい濃緑色部による縞状構造が発達する (第 3. 28 図 d, e, 第 3. 37 図 d)。また、こういった規則的な層構造を切るようにやや不規則に発達する優白質部がしばしば観察される。こういった優白質部は変成作用時の部分溶融によって生じたことが示唆されている (岡本ほか 2009)。また比較的規則的な層構造を持つ部分ではこれとほぼ平行な弱い片理が発達する。

以下、榎並 (1996)、釘宮・高須 (2002) 及び Miyamoto *et al.* (2007) も参考にして構成鉱物と微細組織を記述する。エクロジヤイト様砂泥質片麻岩 (第 3. 28 図 d, e) はしばしば藍晶石を含み (第 3. 37 図 e)、エクロジヤイト相変成時の変成度は第 2. 3 図の藍晶石エクロジヤイト亜相に達している。主要構成鉱物は石英、ざくろ石、オンファス輝石、パラゴナイト、フェンジャイト、緑れん石、ホルンブレンドないしバロア閃石であ

り (第 3. 37 図 e)、副成鉱物としてルチル、アパタイトを伴う。その他に少量の藍晶石、チタン石、アルバイト、藍閃石、黒雲母を伴うことがある。チタン石はルチルを、またパラゴナイトは主に藍晶石を置換する産状を示す。また藍閃石はざくろ石中の包有物として産する。オンファス輝石は多くの場合、その周囲を自身の分解組織であるシンプレクタイト (アルバイトとバロア閃石ないしホルンブレンドの連晶) に取り囲まれており、エクロジヤイト相変成の後に緑れん石角閃岩亜相における主変成のオーバープリントを被ったことがわかる。またアルバイトは最大径 1 mm の斑状変晶状に産することもあり、この場合、石英、ホルンブレンド、緑れん石、ルチルなどを包有する。露頭での淡緑色層では石英に富む部分が層状に産するが (第 3. 37 図 e)、露頭での濃緑色層は石英に乏しく、石英はプール状の集合体として散在する。またエクロジヤイト様砂泥質片麻岩中には苦鉄質碎屑岩片に由来すると思われる暗黒色の丸みを帯びた粗粒

部分が認められ（第3. 28 図 e），この部分はほとんどざくろ石，オンファス輝石，フェンジャイト及びルチルからなり，石英，緑れん石，藍晶石を含まない。

3. 5. 8 大理石 (Emb)

地質図に表現可能なものの分布は五良津西部岩体内に限られる。その他に五良津東部岩体の内部や外縁部 (Wada *et al.*, 1984 ; Ota *et al.*, 2004), 東平岩体の南西端部 (Wada *et al.*, 1984 ; Miyagi and Takasu, 2005) などに露頭規模以内の小規模な分布が認められる。これらの大理石の起源としては石灰質堆積岩及び貫入岩脈という2通りが考えられる。様々な形態で周囲の岩石の片理面や層状構造を切り，明らかに貫入岩脈とみなせるものもある一方，多くの大理石は層状に産し，起源の認定を困難にしている (坂野ほか, 1976 など)。

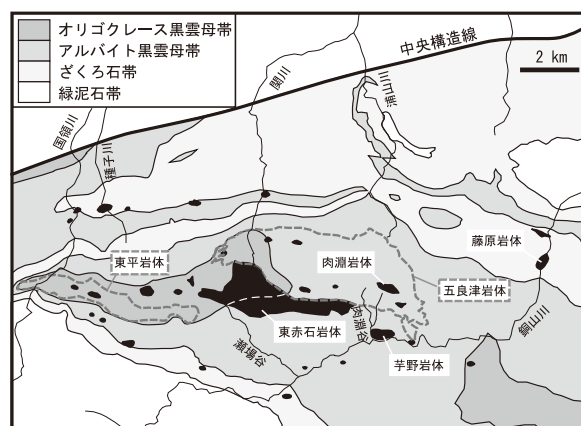
五良津西部岩体の大理石の巨視的 D_{E2} 褶曲 五良津西部岩体に分布する大理石には白色，オレンジ色，ピンク色といった色調の違いによる縞状構造が発達し，珪質片麻岩 (Eqg) や層状ないしレンズ状のざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg) とは数 mm 程度以上の様々な規模で互層する (第3. 37 図 f ; Endo, 2010 など)。これらの層構造は堆積構造に由来するものと推定されるため，大理石は堆積岩起源と推測される。また五良津西部岩体中央部に分布する大理石 (第3. 38 図 a) が少なくとも層厚 20 m 以上に及び，1 km もの規模に渡って延長することが釘宮・高須 (2002) によって報告されたことで，岩脈起源はほぼ完全に否定された。つまり，五良津西部岩体中央部の大理石は明らかに堆積岩起源とみなせる。海山や海台など，海洋底における地形の高まりに堆積したもののだろう (釘宮・高須, 2002 ; Ota *et al.*, 2004 など)。この大理石の分布は第3. 38 図 a に示した。概ね分布域の東端 (珪質片麻岩を伴う) を上面，西端を下面とした層をなし，ほぼ全域に渡って岩相境界面は 35 度程度の北傾斜に揃っている。ところが，これらの岩相境界面を図学的に更に南方に延長した場合，大理石は赤石山系の稜線を越えて南斜面にまで分布するはずだが (第3. 38 図 a の仮延長 A)，この仮延長 A の部分には大理石が産出しないことが本報告の調査によって確認された。

一方，五良津西部岩体中央部の大理石分布域とその周辺の露頭ではタイトないし等斜状の D_{E2} 褶曲 (例えば第3. 34 図 d ; Endo *et al.*, 2012) が頻繁に観察される (第3. 38 図 a)。また，これらの褶曲の褶曲軸は概ね北東-南西方向に揃っており (第3. 38 図 a, b)，褶曲軸面ないし軸面にほぼ平行な片理面 (第3. 34 図 d) は概ね 30-40 度程度の北傾斜を示す (第3. 38 図 a, c)。こういった形態や方位の枠組みを持った巨視的なアンチフォームを想定すれば，仮延長 A (第3. 38 図 a) に大理石が存在しないことを説明できることから，本報告では赤石山系の稜線付近に半波長数 100 m 規模の D_{E2} アンチフォー

ムが存在するものと解釈する (第3. 38 図 d)。北端部の 1 箇所のみの記載だが，露頭規模の D_{E2} 褶曲が南東フェルゲンツを示していることは (第3. 38 図 a)，第3. 38 図 d のように巨視的褶曲が下方に向かって閉じ込むことと調和的である。

一方，この褶曲構造を踏まえると，第3. 38 図 a に示した仮延長 B に大理石が分布することが予測されるが，本報告の調査によれば，この部分にも大理石は分布しない。大理石の層厚は概ね北西に向かって減じる傾向があるため (第3. 38 図 d)，北部では大理石層が北西に向かって徐々に消滅しているという解釈も成り立つ。しかし，分布域南端部では赤石山系の北西斜面において大理石の層厚は 100 m 規模に達しており，この層が西に向かって急激に消滅するとは考えにくい。すなわち， D_{E2} よりも前の段階， D_{E1} 期の褶曲による閉じ込み，もしくはなんらかの断層 (構造境界) の存在を仮定する必要があるらしい。ただし，本報告の調査では古い褶曲や断層を想定する明確な根拠は得られなかった。

Ota *et al.* (2004), Yamamoto *et al.* (2004), 及び Terabayashi *et al.* (2005) は五良津西部岩体中央部の大理石の上面に構造境界を想定し，東方へ五良津東部岩体内部の小規模な大理石分布域に延長した。すなわち，この構造境界は第3. 38 図 a の仮延長 A の上面にほぼ相当する。しかし，この境界が正しければ仮延長 A (第3. 38 図 a) には大理石が分布すべきであるため，この構造境界の設定位置は妥当とは言えない。五良津西部岩体内に構造境界が認識できるとすれば，その位置は大理石分布域の西側だろう。しかも，想定すべき構造境界は大理石の層状分布を



第3. 39 図 新居浜図幅内の超苦鉄質岩の分布。かんらん岩及び蛇紋岩の比較的規模の大きい岩体の分布を黒色で示す。梶座 (1984) に本報告の修正を加えて描いた。代表的な岩体，及び文中で引用した河川と沢の名称を付記する。泥質片岩に基づく変成分帯 (第3. 5 図) を灰色から白色の4階調で塗り分け，五良津岩体，東平岩体について分布境界を濃い灰色破線で示す。

第3.2表 超苦鉄質岩類の主要元素全岩化学組成

すべて重量%表示。*: 全鉄2価として計算, LOI: 強熱減量, -: 測定なし, tr: 微量, n.d.: 検出限界以下. E70: Ernst *et al.* (1970), Y77: 吉田ほか (1977), On78: 大貫ほか (1978), S06: Senda *et al.* (2006), H10: Hattori *et al.* (2010).

	a	b	c	d	e	f	g	h
岩相 (凡例)	ざくろ石 ウェブステ ライト (Hd)	ウェブステ ライト (Hd)	かんらん石 単斜輝石岩 (Hd)	ウェールラ イト (Hd)	ウェールラ イト (Hd)	ウェールラ イト (Hd)	ダナイト (Hd)	ダナイト (Hd)
岩体	東赤石岩体	東赤石岩体	東赤石岩体	東赤石岩体	東赤石岩体	東赤石岩体	東赤石岩体	東赤石岩体
測定数	2	1	1	3	1	2	4	1
SiO ₂	48.59	52.2	48.75	45.7	43.94	40.87	39.9	36.76
TiO ₂	0.41	0.12	0.23	0.07	0.05	0.09	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	8.20	2.05	1.06	1.02	1.84	1.88	0.29	1.86
Cr ₂ O ₃	0.21	0.158	0.35	0.439	0.28	0.29	0.748	0.47
Fe ₂ O ₃	1.14	-	3.94	-	2.62	3.86	-	3.61
FeO	10.32	7.37*	2.68	7.54*	3.25	6.87	7.11*	4.25
MnO	0.21	0.14	0.13	0.16	0.14	0.16	0.12	0.11
MgO	18.54	19.5	20.71	28.9	28.22	36.89	44.8	46.65
NiO	0.04	0.028	0.06	0.062	0.19	0.23	0.263	0.30
CaO	11.61	16.2	18.75	11.6	10.61	5.86	1.22	0.14
Na ₂ O	0.44	-	0.23	-	0.16	0.11	-	0.01
K ₂ O	0.03	-	tr	-	0.02	0.02	-	tr
H ₂ O+[LOI]	0.15	[0.5]	2.51	[3.3]	7.90	2.75	[6.7]	5.58
H ₂ O-	0.10	-	0.28	-	0.34	0.23	-	0.32
P ₂ O ₅	tr	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.01	n.d.
Total	99.95	98.3	99.69	98.7	99.57	100.09	101.2	100.07
文献	Y77	H10	Y77	H10	Y77	E70	H10	E70

	i	j	k	l	m	n	o	p
岩相 (凡例)	ウェブステ ライト (Ed)	スピネル ウェブステ ライト (Ed)	スピネル レールゾラ イト (Ed)	ウェールラ イト (Ed)	ダナイト (Ed)	蛇紋岩 (Ed)	ウェールラ イト源蛇紋 岩 (Sus)	ダナイト源 蛇紋岩 (Sus)
岩体	肉淵岩体	肉淵岩体	肉淵岩体	肉淵岩体	肉淵岩体	肉淵岩体	藤原岩体	藤原岩体
測定数	1	4	5	3	5	1	2	4
SiO ₂	47.1	42.14	42.8	39.37	37.4	37.6	39.11	36.73
TiO ₂	0.28	0.21	0.15	0.32	0.02	0.05	0.27	0.15
Al ₂ O ₃	6.63	14.18	2.80	2.09	0.51	2.07	6.18	2.43
Cr ₂ O ₃	0.535	0.05	0.217	0.18	0.037	0.027	0.36	0.50
Fe ₂ O ₃	-	2.90	-	5.45	-	-	5.58	8.34
FeO	7.30*	8.89	11.6*	9.19	15.7*	14.9*	6.10	3.14
MnO	0.11	0.19	0.18	0.17	0.25	0.19	0.17	0.15
MgO	17.8	20.39	30.2	32.19	39.2	33.1	26.84	37.09
NiO	0.040	0.04	0.061	0.08	0.087	0.055	0.17	0.27
CaO	17.23	7.77	8.82	4.89	0.67	0.51	6.39	0.11
Na ₂ O	0.35	0.52	0.07	0.25	n.d.	n.d.	0.12	0.05
K ₂ O	0.004	0.16	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	0.02	tr
H ₂ O+[LOI]	[0.5]	2.22	[1.80]	5.35	[4.38]	[10.45]	8.39	10.85
H ₂ O-	-	0.20	-	0.35	-	-	0.29	0.27
P ₂ O ₅	0.005	0.08	0.006	tr	0.005	0.005	0.01	tr
Total	97.88	99.94	98.64	99.96	98.28	98.96	99.96	100.07
文献	S06	Y77	S06	Y77	S06	S06	On78	On78

断ち切るものであり、彼らが想定したような岩相境界に平行なものではない。また、そもそも彼らが想定するようなデュープレックス構造が形成するのは主に沈み込みから付加までの時期であろうから、その後の上昇期に起こったD_{E2}変形(第3.9図c)の影響を取り除かなければ、より古い構造は吟味できない。つまり、仮に大理石などの変堆積岩上面に構造境界を想定するという考え方が正しかったとしても、その境界は一般に後の変形によって複雑に褶曲している可能性が高く(第3.38図d)、少なくとも彼らが想定したような単純な形では認識できない。

産状と岩石記載 五良津西部岩体に産するものは主に等粒状組織を示す方解石(最大径4 mm)からなるが、珪質片麻岩やざくろ石含有苦鉄質片麻岩との互層を反映し、その他に少量の白雲母類鉱物、緑れん石、石英、アルバイト、ディオプサイド、ホルンブレンド、チタン石を伴う(釘宮・高須, 2002)。またピンク色の大理石は微量のMnを含むことが報告されている(坂野ほか, 1976)。五良津東部岩体や東平岩体に産するものは厚さ1 m以内の層状ないしレンズ状に産するもの(Wada *et al.*, 1984; Miyagi and Takasu, 2005; 遅沢ほか 2006)及び様々な形態で周囲の岩石の片理面や層状構造を切るものの両者が存在する。層状ないしレンズ状に産するものは岩片状ないしレンズ状のざくろ石含有苦鉄質片麻岩を含むことがある(Wada *et al.*, 1984; 岡本ほか, 2009)。これらの大理石は主に方解石からなり、他にディオプサイド、ホルンブレンド、緑れん石を含む。また少量の緑泥石、白雲母類鉱物、アルバイト、石英、チタン石を伴う。

起源に関する議論 前述の通り、西部五良津岩体中央部に産する大理石は堆積岩起源とみなせる。一方、Wada *et al.* (1984)は五良津東部岩体の大理石2試料について炭素同位体比を検討し、1つは堆積岩起源、もう1つは堆積岩起源でないことを示唆した。Ota *et al.* (2004)などが五良津西部岩体の大理石の延長とみなしたものの産出位置の1つは、堆積岩起源ではないとされた大理石の位置とほぼ一致している。またWada *et al.* (1984)は東平岩体の南西端部に産する層状大理石についても炭素同位体比に基づき、堆積岩起源を示唆している。

3.6 超苦鉄質岩類

3.6.1 概要と研究史

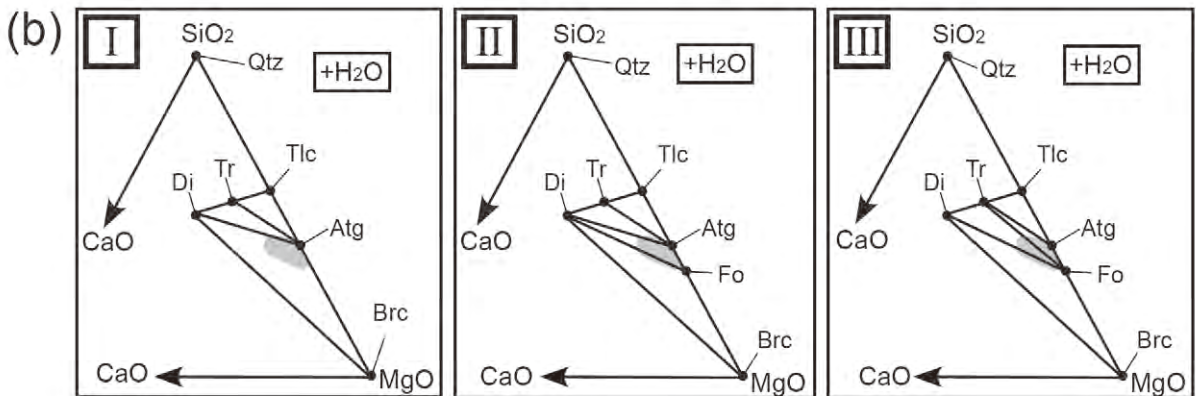
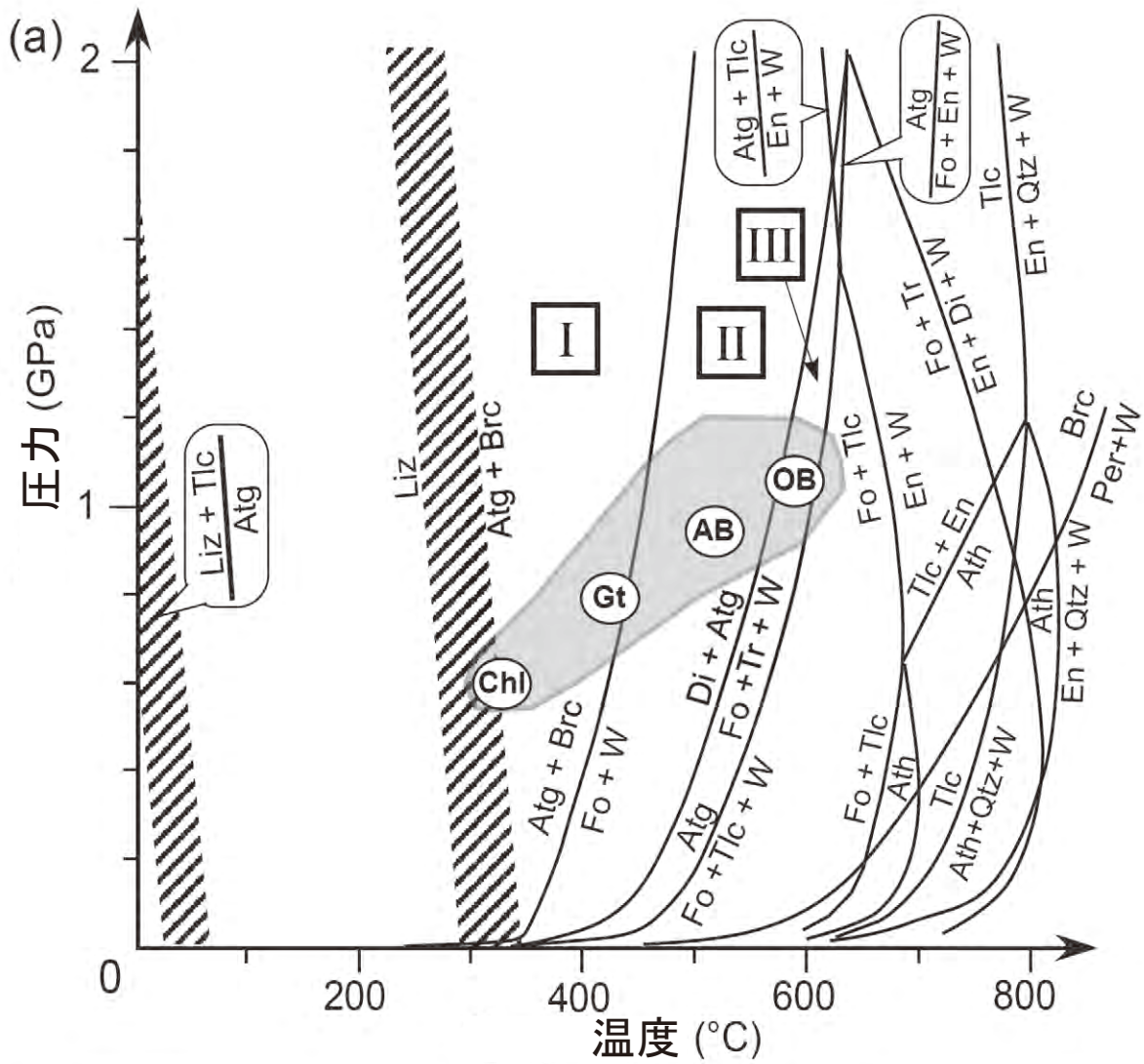
「新居浜」地域には、超苦鉄質岩を主体とする地質体が点在している。小規模なものは径30 cmほどの小岩塊から、最大で5 km × 1.5 kmの露出を有する岩体まで、各露出のサイズは幅広い。超苦鉄質岩が三波川変成コンプレックスに占める体積の比率は微少であるが、広域的に分布しており、本地域の三波川変成コンプレックスを特徴づける構成要素の一つである。三波川変成コンプレ

ックスを沈み込み帯深部の地質体として見ると、超苦鉄質岩体は様々な過程を経てスラブ物質に取り込まれたマンタルの欠片と見ることができる。これらの超苦鉄質岩はマンタルウェッジを構成する岩石や、沈み込み境界付近でのマンタル物質とスラブ物質の相互作用と力学的挙動を理解する上で重要な情報を提供する。特に本地域の超苦鉄質岩で報告された、含水条件に特有のかんらん石結晶軸選択配向パターン(Yoshino, 1961; Mizukami *et al.*, 2004; Tasaka *et al.*, 2008; Muramoto *et al.*, 2011)やアンチゴライト蛇紋岩の作る異方的な構造(Yoshino, 1961; Mizukami and Wallis, 2005; Nishii *et al.*, 2011; Wallis *et al.*, 2011)は、いずれも世界的に見て稀少な産例の一つである。

超苦鉄質岩類は一般に加水反応によって蛇紋岩化する。本地域の超苦鉄質岩類もさまざまな程度に加水、蛇紋岩化しており、小規模な岩体ほどその程度は強い。また特に泥質片岩との境界部では交代作用による変質も進行しており、トレモラ閃石、滑石、緑泥石などからなる反応帯が形成されている。数メートル程度の小規模なブロックは完全に変質して緑色のトレモラ閃石岩(アクチノ閃石鞘状岩塊とも呼ばれる)となっていることが多い。

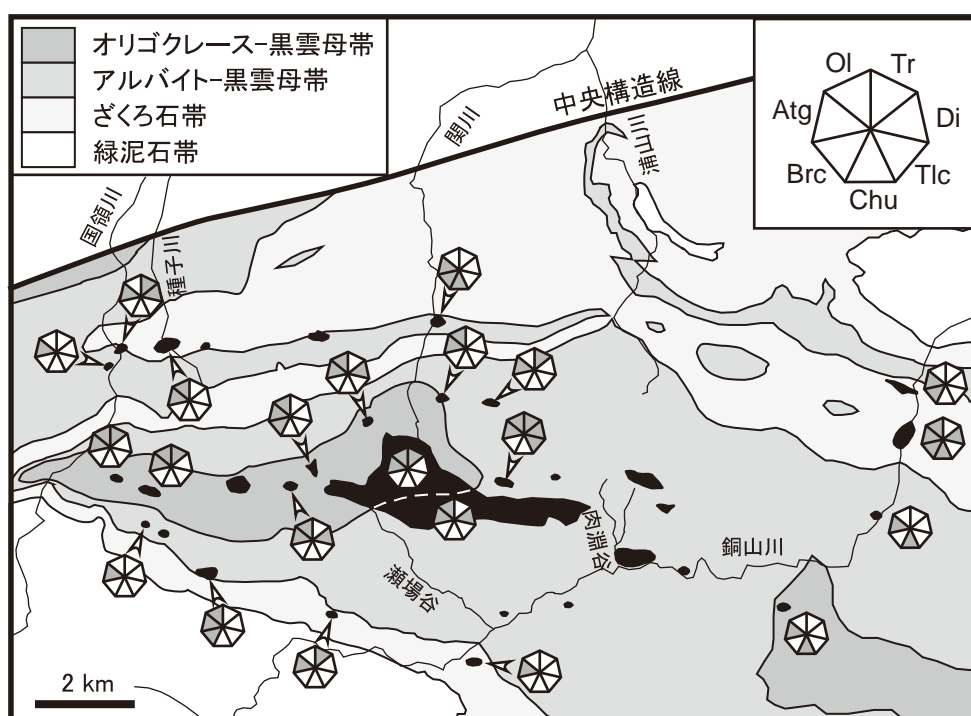
分布 本地域における超苦鉄質岩類(Hd, Ed, Es, SUs, SMs)の分布を第3.39図に示した。比較的規模の大きな岩体の分布は本地域三波川帯の中央部に集中しており、分布の南限・東限は銅山川近傍にあり、北限は関川河又から国領川奥ノ平付近を結んだあたりにある。この分布域は、小島ほか(1956b)による地層区分の、大生院層と三縄層上部に対比される。本報告のユニット区分においては東赤石ユニットの全域が超苦鉄質岩類からなるほか、別子エクロジイト相ユニット、白滝ユニット上部・中部にも小規模な超苦鉄質岩類が分布する。また主変成の変成分帯(第3.5図)と対比すると、超苦鉄質岩体はオリゴグレース黒雲母帯、アルバイト黒雲母帯、ざくろ石帯といった高変成度部に分布しており、高変成度部に向かって分布の面積、頻度が高くなる傾向がみられる。本地域最大規模の超苦鉄質岩体である東赤石岩体(第3.39図)は、最高変成度に相当するオリゴグレース黒雲母帯とアルバイト黒雲母帯の領域にまたがって分布する。

原岩 強度に変質した一部の岩石を除き、残存する無水鉱物やその仮像の観察から超苦鉄質岩類の原岩を推定することができる。原岩として最も多い岩石種はダナイトであり、ウェールライト、かんらん石単斜輝石岩を伴って層状構造をなす。岩体によって、これらの超苦鉄質岩が変斑れい岩と層状岩体をなす場合(肉淵岩体、藤原岩体)や、ざくろ石単斜輝石やざくろ石かんらん岩を伴う場合(東赤石岩体)がある。斜方輝石を含む超苦鉄質岩はごくまれで、赤石山系の稜線沿いの権現越に産するかんらん岩とざくろ石パイロキシナイト(Mori and Banno,



第3.40図 超苦鉄質岩の鉱物共生と圧力・温度 (P-T) 条件の関係

鉱物名の略号は以下の通り。Fo = フォルステライト (かんらん石), Di = デイオブサイド (単斜輝石), En = エンスタタイト (斜方輝石), Tr = トレモラ閃石, Ath = 直閃石, Tlc = 滑石, Atg = アンチゴライト, Liz = リザダイト, Per = ペリクレーズ, Brc = ブルース石, Chu = クリノヒューマイト, Qtz = 石英。(a) CaO-MgO-SiO₂-H₂O (CMSH) 系の反応曲線を描いた P-T ダイアグラム。反応曲線は Ulmer and Trommsdorff (1999), Bromiley and Pawley (2003), Evans (2004) を参照した。梶屋 (1984) による I 帯, II 帯, III 帯に対応する P-T 領域を示した。また白滝ユニットの変成条件を灰色の領域で記した (第 2.3 図参照)。(b) I 帯, II 帯, III 帯 (梶屋, 1984) の CMSH 系における鉱物共生。灰色の領域は新居浜地域の超苦鉄質岩の組成領域を示す (但し地由山岩体のハルツバーナイトは除く)。全岩組成に応じて鉱物共生が変化することに注意。



第 3. 41 図 新居浜地域における蛇紋岩類の鉱物共生の分布

鉱物名の略号は第 3. 40 図と同様。榎並 (1980), 梶座 (1984) に本報告の調査結果を加えて作成した。トレモラ閃石とかんらん石の共生はオリゴクレーズ黒雲母帯にのみ見られる。ざくろ石帯の超苦鉄質岩体にはアンチゴライトとブルース石の共生が確認されている。東赤石岩体には北西部でトレモラ閃石とかんらん石の共生が見られるが、南東では単斜輝石+かんらん石+アンチゴライトである (Mizukami and Wallis, 2005) (第 3. 7 図参照)。

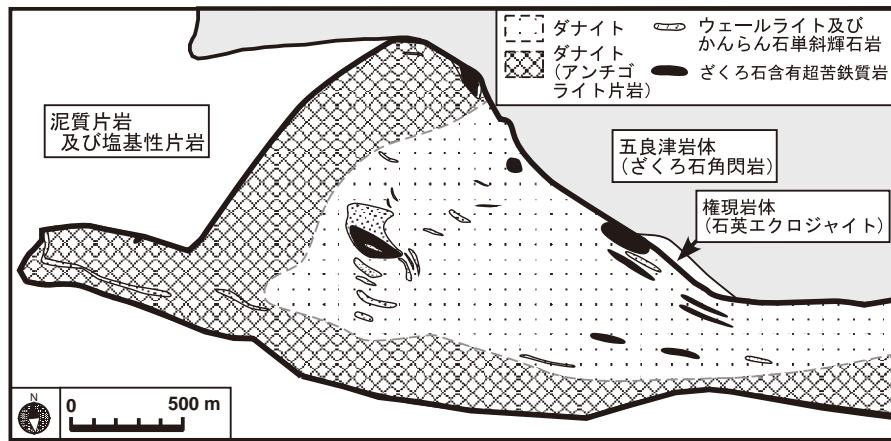
1973; Enami *et al.*, 2004) と地由山に露出するハルツバージャイト, 斜方輝石岩 (梶座, 1984; Enami *et al.*, 2004), 肉淵谷に産する輝石岩類 (Yokoyama, 1980) の報告がある。新居浜地域の超苦鉄質岩の全岩化学組成の代表的な値を第 3. 2 表に示す。

原岩の起源・成因 本地域に産する, ダナイトの卓越する層状岩体の成因については, 1970 年代から 1980 年代にかけて特に大型の岩体について検討され, 各々マグマからの集積岩であるとの考えが提示された (Mori and Banno, 1973; Yokoyama, 1980; 大貫ほか, 1978; 榎並, 1980; 梶座, 1984; Kunugiza *et al.*, 1986)。これらの結晶集積作用モデルでは, 超苦鉄質岩体の無水鉱物はマグマから晶出したものと考え, マグマの分化に伴う晶出鉱物の変化によって各岩体の多様な岩相が形成されたと説明している。そして本地域の多様性, すなわち, ざくろ石単斜輝石岩を伴う東赤石岩体と, 変斑れい岩やスピネル輝石岩を伴う肉淵岩体 (第 3. 39 図), 変斑れい岩とダナイト-ウェールライトかんらん岩が層状構造をなす藤原岩体 (第 3. 39 図) の違いは, 起源となるマグマの組成と貫入深度の違いによると解釈されている (例えば Kunugiza *et al.*, 1986)。これに対して, 最近, 東赤石岩体の全岩微量元素組成と鉱物化学組成のデータに基づき, ダナイトをマントルウェッジの溶け残り岩と考え,

単斜輝石に富む岩石を島弧マグマからの集積岩とする複合岩体モデルが提案されている (Hattori *et al.*, 2010)。三波川変成コンプレックスのような変成帯に産する超苦鉄質岩は, 変成作用に伴う相変化や組織変化, 鉱物化学組成の変化を多かれ少なかれ被っており, 起源に関する議論を困難にしている。火成作用時の情報をどの程度残しているかについては, 今後注意深く検討されるべきところであろう。

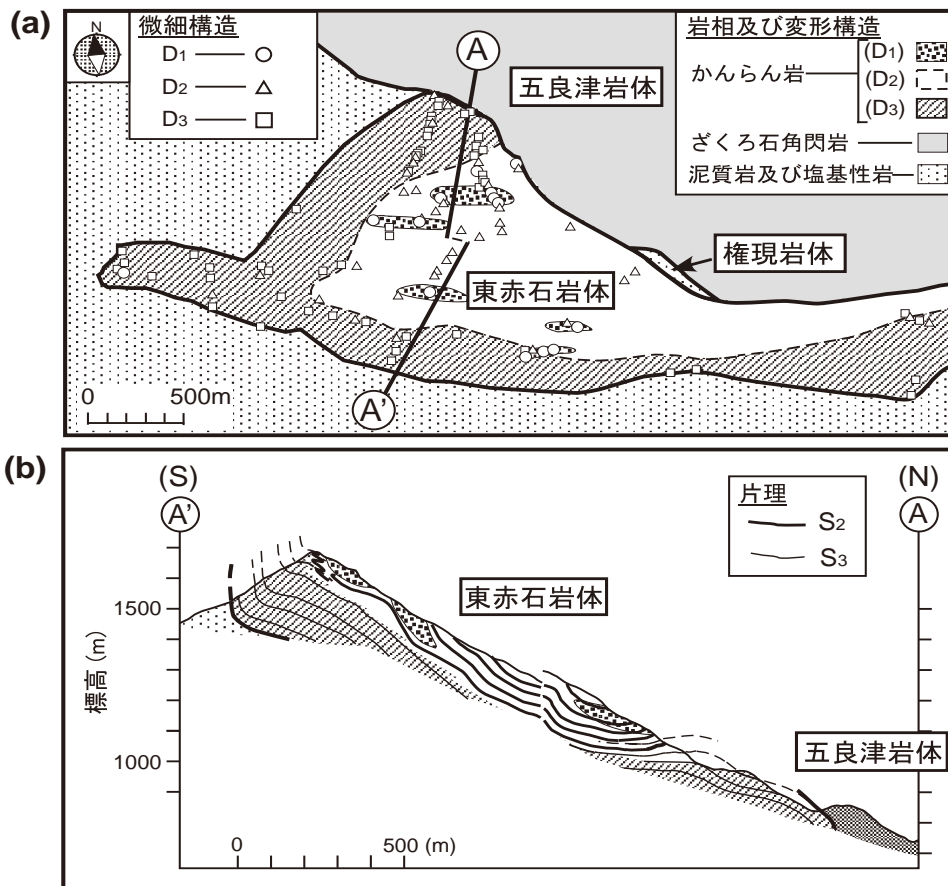
変成分帯・変成履歴 本地域の超苦鉄質岩の変成履歴は, (1) 泥質岩中の鉱物共生の広域的な変化 (東野, 1990 など) を生じた最終的な変成作用 (主変成, 第 3. 3. 2 節参照) と, (2) それより前の変成履歴に大別される (Kunugiza *et al.*, 1986)。Kunugiza (1980) と梶座 (1984) は本地域の超苦鉄質岩体のうち, (1) の変成作用のみを記録する岩体を S タイプ (蛇紋岩タイプ) とし, (2) の痕跡を残す岩体を P タイプ (かんらん岩タイプ) と分類している。例えば, 主変成よりも前の履歴が確認される東赤石岩体や肉淵岩体は P タイプ, 確認されない藤原岩体は S タイプに分類される。

含水化した超苦鉄質岩 (P タイプの含水化部分と S タイプ) の鉱物共生の種別には, 泥質岩中の鉱物共生に基づく変成分帯 (東野, 1990) との相関が認められる (梶座, 1984; 第 3. 40 図, 第 3. 41 図)。高温中軸部のオリ



第3.42図 東赤石岩体(西側)の岩相分布

ダナイトを主体とし、単斜輝石に富む超苦鉄質岩(ウェールライトとかんらん石単斜輝石岩)、ざくろ石含有超苦鉄質岩を層状もしくはレンズ状に挟む。周縁部のアンチゴライト片岩の発達が顕著な領域を別の凡例で示したが、内部にレンズ状もしくは層状のダナイトを挟む。Yoshino (1961, 1964), Hattori *et al.* (2010) の地質図を参照し、本報告の修正を加えて作図した。



第3.43図 東赤石岩体における変形構造の分布と断面図

Mizukami and Wallis (2005) を改訂。(a) 変形構造の分布図は野外での面構造の方位及び採取試料の微細構造の顕微鏡観察に基づいて作成した。微細構造の観察地点と推定分布域を示した。D_{2A} と D_{2B} の変形構造を一括して D₂ としてプロットしている。(b) (a) 図の A-A' 断面に対して近傍の片理の方位を投影して作成した。片理の空中への推定延長を破線で記した。岩相及び変形構造の表記は (a) に同じ。

ゴクレス黒雲母帯に位置する東平、一ノ森、地由山の超苦鉄質岩には、かんらん石+アンチゴライト+トレモラ閃石の共生が見られ(III帯, 梶座, 1984; 以下同様), その外側のアルバイト黒雲母帯には、かんらん石+アンチゴライト+単斜輝石の組み合わせが卓越する(II帯). 更に外側のざくろ石帯には、アンチゴライト+ブルース石+単斜輝石もしくはアンチゴライト+トレモラ閃石の共生が卓越するが(I帯), 一部の大規模な岩体にはII帯に相当するかんらん石を含む鉱物共生も見られる. 本報告の調査では確認できなかったが, 最高変成度の地点に相当する雲ヶ原岩体(第3.1図)から直閃石の報告がある(堀越, 1937).

Pタイプの超苦鉄質岩体については, 上記の広域変成作用以前の温度圧力履歴についても岩石学的な検討がなされている(Mori and Banno, 1973; Yokoyama, 1980; 梶座, 1984; Enami *et al.*, 2004). 東赤石岩体ではざくろ石と斜方輝石を含む岩石から700~810°C, 29~38 kbarという超高压変成作用(石英-コース石転移線より高压側. 第2.3図参照)に相当する変成条件が得られている. またその後の緑れん石角閃岩垂相での主変成作用に対応するものとして500~600°C, 7~15 kbarの平衡温度圧力条件が見積もられている(Mori and Banno, 1973; Enami *et al.*, 2004). 一方, 五良津東部岩体(第3.1図)のざくろ石含有変斑れい岩(Egb)に伴う肉淵超苦鉄質岩体では, グラニュライト相変成作用を示唆するスピネル+単斜輝石+斜方輝石+斜長石の鉱物共生に対して750°C, 5~10 kbarの見積り結果が得られており(Yokoyama, 1980), 東赤石岩体のような超高压条件の痕跡は見つかっていない.

こういった変成履歴及び周囲の岩相との関係等の観点から, 本地域の超苦鉄質岩は, 大きく3つのグループに区分される.

(1) 東赤石岩体に代表される, かんらん石を多量に含むもので, 一部に超高压条件を示すざくろ石を含む鉱物共生が残存する.

(2) 肉淵岩体に代表される, 五良津変斑れい岩体に内包される層状岩体で, 緑色スピネルを含むグラニュライト変成作用(単斜輝石+斜方輝石の共生によって特徴付けられる)の痕跡を残す.

(3) 累進変成作用に伴う著しい蛇紋岩化作用を被っており, 多くは泥質片岩や苦鉄質片岩に整合的に挟まる板状からレンズ状の小規模の岩体をなす. 最大の藤原岩体は400 m × 200 mの規模を有する.

(1)と(2)は梶座(1984)のPタイプ, (3)はSタイプに分類される. 以下の記述では(1), (2), (3)のグループを分けて扱い, それぞれの代表的な例として東赤石岩体, 肉淵岩体, 藤原岩体に焦点を当てて紹介する. これらの岩体は本報告のユニット区分ではそれぞれ東赤石ユニット, 別子エクロジャイト相ユニット及び白滝ユニット

ト上部に含まれる. 小規模な超苦鉄質岩体の名称は梶座(1984)を参照されたい.

3.6.2 東赤石岩体(かんらん岩, 輝石岩及び蛇紋岩(Hd))

3.6.2.1 概要

分布 赤石山系の最高峰をなす東赤石山(標高:1706 m)を中心に分布する超苦鉄質岩を東赤石超苦鉄質岩体(以下, 東赤石岩体)と呼ぶ(第3.39図). 西は前赤石山から東は肉淵谷の西斜面までの長さ約5 kmの東西に伸長した分布を示す. 岩体の西部では東赤石山の北斜面に三角に突き出した分布の形状を示し, 関川の支流である尻無川から権現越に至る谷を北東限とする. 南北の最大幅は約1.5 kmである. この分布の全容は堀越(1937)によって明らかにされ, Yoshino(1961)やHattori *et al.*(2010)によって詳細な岩相分布が示されている(第3.42図). 北東に分布する五良津西部岩体の下位, また別子エクロジャイト相ユニットの泥質片岩-苦鉄質片岩(Eps, Ems)の上位に位置する板状もしくはレンズ状の岩体で, 厚さは最大で400 mと推定される(Yoshino, 1961; Yamamoto *et al.*, 2004; Mizukami and Wallis, 2005). 物住頭から東赤石山南麓へ続く東西方向の転倒向斜軸を持つ褶曲により折りたたまれており, 向斜軸の北側では, 面構造が北西から北へ30~60°傾斜し, 南側ではほぼ鉛直から南に傾斜する立った面構造が卓越する(第3.43図b).

東赤石岩体の西方に位置する上兜かんらん岩, 雲が原岩体及び西赤石岩体(第3.1図)の構成岩は東赤石岩体の岩石と酷似しており(堀越, 1937), 広域的な地質構造においても同水準にあるため, 板状の東赤石岩体の西方延長とみなすことができる. また, 南東に位置する芋野岩体(第3.39図)は, ダナイトを原岩とし, 一部にアンチゴライト片理が発達するPタイプの超苦鉄質岩体である(梶座, 1984). ざくろ石を含む岩石は見出されていないものの, 変形構造, 鉱物化学組成は東赤石岩体のものとよく似ている(Tasaka *et al.*, 2008: 後述). 本報告ではこれら5つの岩体を合わせて東赤石ユニットとした.

構成岩相 東赤石岩体を構成する岩石は, 主にかんらん岩及び輝石岩(パイロキシナイト)を原岩としている(堀越, 1937; 番場, 1953; Mori and Banno, 1973; Enami *et al.*, 2004). 岩型としてはダナイト(第3.28図v)が卓越し, ウェールライト, かんらん石単斜輝石岩(第3.28図u)へと単斜輝石のモードが連続的に増加する. レンズ状や層状に産するざくろ石を含む超苦鉄質岩には, ざくろ石単斜輝石岩からざくろ石岩, ざくろ石ウェブステライトやウェールライトがある. これらのかんらん岩と輝石岩は, それぞれが様々な程度に蛇紋岩化作用, 角閃石片麻岩化作用を被っている. これらの超苦鉄質岩の代

表的な全岩化学組成はを第3.2表 a-h に示した。

周囲の岩石との関係 東赤石岩体内の構造的下部に分布するアンチゴライト片岩 (第3.28図 w) と、更にその下位の泥質片岩や苦鉄質片岩の片理は境界各所においてほぼ平行で、両者の関係は見かけ上整合的である。ただし、床鍋谷や古杣谷上流など、一部に東西走向の垂直の断層で接する場合がある。泥質片岩との境界のごく近傍にはトレモラ閃石を多量に含む変質岩が見られることがある。この境界付近から最大20mほどの領域は著しい蛇紋岩化作用を被っており、アンチゴライト片岩、すなわち片状蛇紋岩が塊状の蛇紋岩へと変化している。

一方、北東部に位置する五良津岩体との境界は、権現谷において観察できる。北北東に約60°傾斜する境界の下位、東赤石岩体側にはアンチゴライト片岩が発達し、五良津岩体には片状の緑れん石角閃石片麻岩が発達する (番場, 1953)。これらの変形岩の厚さはそれぞれ5m以下であり、両者の面構造はほぼ平行で西北西-東南東方向の鉱物線構造が発達する。本報告の調査で確認した限り、境界のアンチゴライト片岩は単斜輝石のポーフィロクラストを多数含み、ウェルライトを原岩とするものである。五良津岩体と東赤石岩体が隣接した後に緑れん石角閃岩亜相の条件で活動した剪断帯であると推定されるが、規模が小さいことから変位は比較的小さいと思われる。

3.6.2.2 起源及び変成履歴

東赤石岩体の起源について、深部から三波川変成コンプレックスへ固体貫入したマントル物質とする考えは古くから提示されており (堀越, 1937; 番場, 1953; Yoshino, 1961; Yoshino, 1964; 坂野, 1968)、近年の研究によってもこの大局的な考え方に変更はない。堀越 (1937) は東赤石岩体の固体貫入に伴う周囲の変成岩への熱的影響を考えたが、岩石学的証拠は認められず、後の研究者は十分に冷却したのちにテクトニックに併入したと論じている。

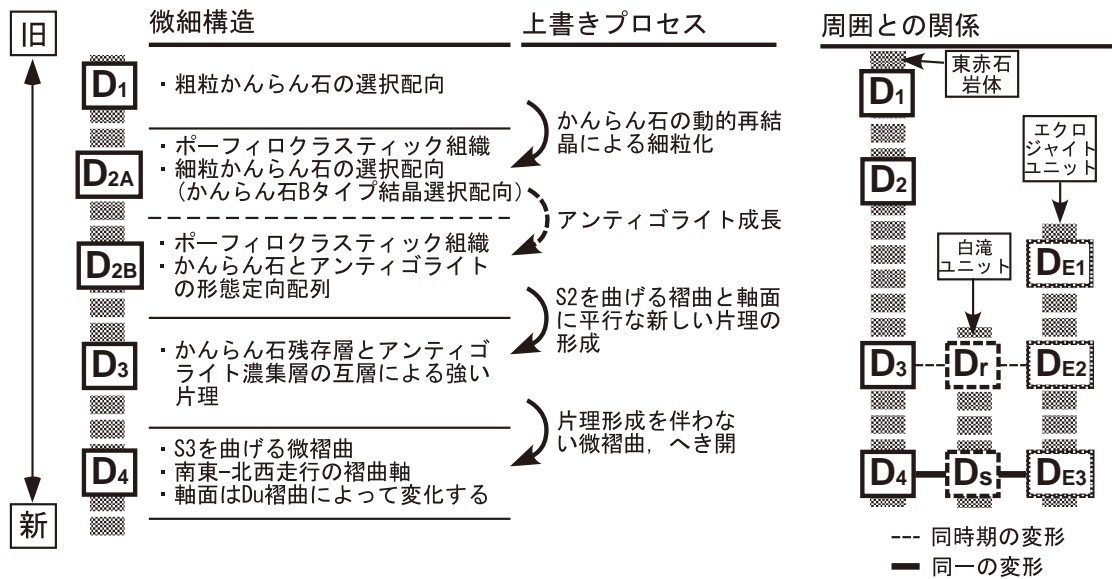
原岩の成因に関する研究 かんらん石とクロム鉄鉱の鉱物化学組成の変化に基づいて、結晶集積作用によるかんらん石-輝石層状構造の形成が、岩石の成因として提案された (Mori, 1972MS; Kunugiza, 1980; Kunugiza, 1981)。同様に、ざくろ石を含む超苦鉄質岩 (第3.28図 u) とダナイト (第3.28図 v) も集積岩とされる (Mori and Banno, 1973; 山口・大島, 1977; Kunugiza *et al.*, 1986)。その根拠として、ざくろ石単斜輝石岩の全岩化学組成がかんらん石斑れい岩とは一致せず、ざくろ石と単斜輝石の鉱物組み合わせでしか説明できないと指摘がある。Kunugiza *et al.* (1986) は, Kushiro and Yoder (1974) の相平衡図に基づき、圧力20kbar以上の条件で玄武岩質のマグマが結晶化すれば、かんらん石とクロム鉄鉱に続いてざくろ石と単斜輝石を晶出する集積岩が形成され

ると論じている。そして、高温高压条件下でマグマから形成された超苦鉄質岩が、上昇冷却後に三波川変成コンプレックスの地殻起源の変成岩と一体化した、と結論付けている。

これに対して Enami *et al.* (2004) は、含ざくろ石超苦鉄質岩中のざくろ石、斜方輝石に角閃石の包有物を見出し、東赤石岩体は含水化の後に累進変成作用を経て上記の鉱物共生に到ったと提案した。また、そのテクトニックな要因として、(1) マントルウェッジかんらん岩の引きずり下降流と (2) 含水化した海洋リソスフェアの沈み込みの2つの可能性を挙げている。最近、Hattori *et al.* (2010) は東赤石岩体において最初の地球化学的データを提示し、起源に関する新たな視点を提供している。Hattori *et al.* (2010) は全岩の微量元素組成、主に白金族元素の濃集度からダナイトは枯渇した溶け残り岩とし、その他の単斜輝石を含む岩石は島弧マグマからの集積岩とした。そして、これらの複合岩体は島弧下の最上部マントルで形成し、スラブへと向かうマントル流によって沈み込み境界へと移動してきたマントルウェッジの断片と考えた。Tasaka *et al.* (2008) は芋野岩体のダナイトの起源について、東赤石岩体のダナイトと同様に、高枯渇度マントルとの関連性を指摘している。Sumino *et al.* (2010) は、東赤石岩体のかんらん石に含まれる微細包有物の希ガス及びハロゲン元素の同位体組成の分析から、海水由来の間隙水が海洋プレートの沈み込みによって深部に持ち込まれ、マントルウェッジへと浸透するメカニズムが存在することを示した。

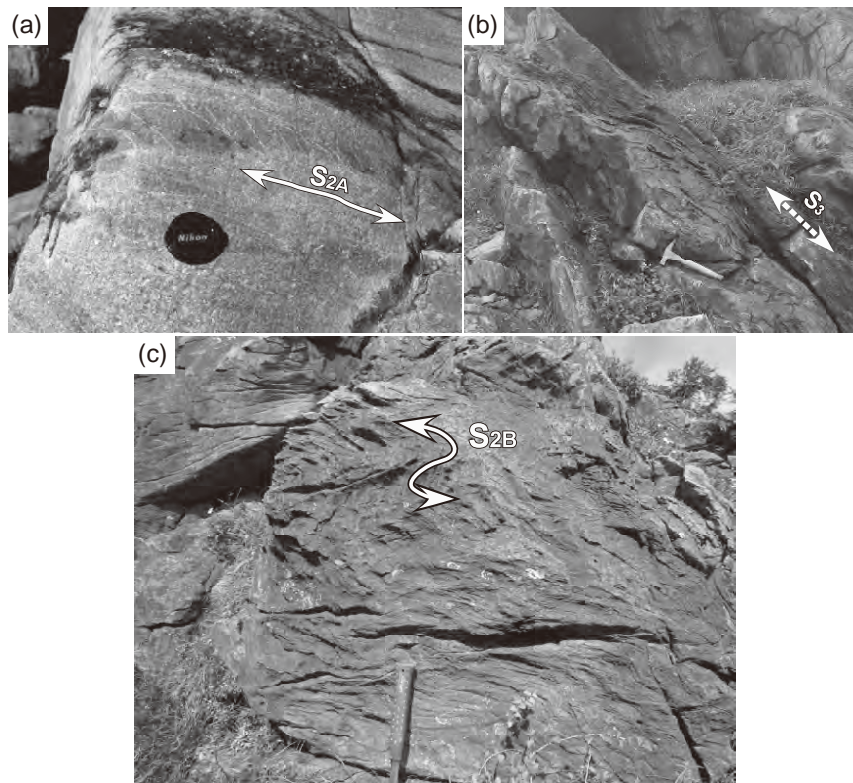
変成履歴に関する研究 東赤石岩体の超苦鉄質岩は、上述のように火成岩としての化学的特徴を有するものの、特徴的に見られる微細組織は、グラノプラスチック、ポーフィロプラスチック、もしくはポーフィロプラスチックであり、火成岩組織は残存しない。かんらん岩と輝石岩のいずれの岩相からも、岩石形成後に複数段階の著しい再結晶作用を経験したことが読み取れる。中でも最も古い変成作用の情報を保持しているのが、ざくろ石を含む超苦鉄質岩である。坂野 (1968) は、ざくろ石輝石岩を用いて初めて変成条件の推定を行ない、ざくろ石と単斜輝石の間の Fe-Mg 分配係数から角閃岩相の低温部で平衡に達したと推定した。Mori and Banno (1973) は東赤石岩体の幅広い岩相を用い、ざくろ石、単斜輝石、斜方輝石のリムの化学組成について地質温度圧力計の適用を含む先駆的な解析を行ない、平衡温度圧力条件を500~600°C、7~13kbarと見積もった。これらの無水鉱物の化学平衡は緑れん石角閃岩相の広域変成作用において含水鉱物が形成される前に達せられたと考えた。この条件において単斜輝石中にざくろ石やスピネルの離溶組織が形成されている (Yokoyama, 1975)。

その後 Enami *et al.* (2004) は、ざくろ石を含む超苦鉄質岩の鉱物化学組成を詳細に解析し、Mori and Banno



第 3. 44 図 東赤石岩体の変形段階の説明と周囲との対比

東赤石岩体の各変形段階を特徴づける微細構造と、より古い構造を置き換える上書きのメカニズムを記す。東赤石岩体の変形構造については Mizukami and Wallis (2005) に、白滝ユニットの変形段階は Wallis (1990, 1998)、別子エクロジャイト相ユニットは Aoya and Wallis (1999) にそれぞれ基づいている。本報告による別子エクロジャイト相ユニットの変形段階の名称変更に従っている。



第 3. 45 図 東赤石岩体の変形段階 - 露頭写真

(a) D_{2A} の変形構造が発達するダナイト。粗粒の D_1 微細構造がレンズ状に残る（濃色部）。弱い S_2 面構造が両矢印線のように発達する。露頭表面の凹凸は粒状のかんらん石ポーフロクラストの有無による。旧赤石オリビン採石所北の沢（標高約 1, 100 m）。レンズカバーは直径約 5 cm。 (b) D_3 のアンチゴライト片岩。ややかんらん石に富む塊状の層と、片理の発達するアンチゴライトに富む層が互層する。八巻山西方の鞍部付近。ハンマーの長さは約 40 cm。 (c) S_{2B} をタイトに折り曲げる F_3 褶曲を示すアンチゴライト片岩。赤石山系の稜線沿い、八巻山の東方約 100 m 地点。ハンマーのグリップの長さは約 20 cm。

(1973) 後に整備された様々な地質温度圧力計を用いて変成履歴を再検討した。彼らは、ざくろ石と共存する輝石の Al 含有量がコアからリムへと減少、増加する組成変化から、700~810°C、29~38 kbar という超高压条件への等温昇圧と 600~700°C、約 20 kbar への減圧の変成履歴を導いた。30 kbar を超えるピーク圧力条件は三波川変成コンプレックスの岩石から見積もられる最高圧の条件であり (第 2. 3 図)、沈み込み境界付近の地下 100 km 以上の条件に相当する。ざくろ石かんらん岩中には、伸長したクロム鉄鉱とかんらん石、輝石を包有するざくろ石ポーフィロプラストが見られる (Mizukami and Wallis, 2005)。この組織は、スピネルかんらん岩相で変形を被った岩石が、ざくろ石かんらん岩相の温度圧力条件へ移動したことを示し、上記の圧力上昇と整合的である。

その後東赤石岩体は、オリゴクレス黒雲母帯及びアルバイト黒雲母帯に相当する更に低圧の三波川変成作用 (第 2. 3 図) を被っている。この条件において起こった鉱物生成反応と化学組成変化は、部分的であるが岩体全域で見ることができる。すなわち、ざくろ石単斜輝石岩におけるホルンブレンドや緑れん石の形成、単斜輝石を含むかんらん岩中のトレモラ閃石の形成 (単斜輝石 + アンチゴライト → かんらん石 + トレモラ閃石 + 水) が起こっている。トレモラ閃石と単斜輝石の鉱物共生の分布は、オリゴクレス黒雲母帯の領域にのみ見られることから、トレモラ閃石形成反応はオリゴクレス黒雲母帯の温度・圧力条件においてのみ起こったと考えられる (第 3. 7 図; Mizukami and Wallis, 2005)。

脱蛇紋岩化作用 超苦鉄質岩の変成作用に伴う鉱物共生の変化に関連して、脱蛇紋岩化作用に関する議論がある。Yoshino (1961) は、かんらん石とアンチゴライトの結晶軸配向の平行性から、アンチゴライト蛇紋岩であった東赤石岩体が三波川変成コンプレックスへの固体貫入と同時期に累進変成作用を被り、部分的にかんらん岩へと変化したと考えた。このように蛇紋石の昇温脱水分解により形成されたかんらん石は、蛇紋岩化で析出した磁鉄鉱を包有し、先行する蛇紋石の FeO と NiO に乏しい組成を引き継ぐ。例えば三波川変成コンプレックスにおいて、高知県白髪山や紀伊半島龍門山の超苦鉄質岩では、かんらん石化学組成に脱 NiO、脱 FeO の傾向が認められる (Kunugiza, 1980)。また東赤石岩体近傍の地由山に分布する超苦鉄質岩 (五良津西部岩体の内部に位置する) には磁鉄鉱を含むかんらん石が見られる。しかし、東赤石岩体のかんらん石中には流体起源の微細な蛇紋石包有物に付随する磁鉄鉱の包有物は見られるが (Mizukami *et al.*, 2004)、かんらん石に独立に包有されるものはない。つまり、こういった磁鉄鉱は、H₂O に富む流体包有物がホストのかんらん石と反応して蛇紋石を形成した際の副生成物であり、もともと磁鉄鉱として

かんらん石に包有された初生包有物とはみなせない。また、かんらん石には脱 NiO を示す組成変化は見られない (Kunugiza, 1980)。したがって、現時点では東赤石岩体の履歴において大規模な脱蛇紋岩化作用を考える必要はないと思われる。

3. 6. 2. 3 変形構造と変形履歴

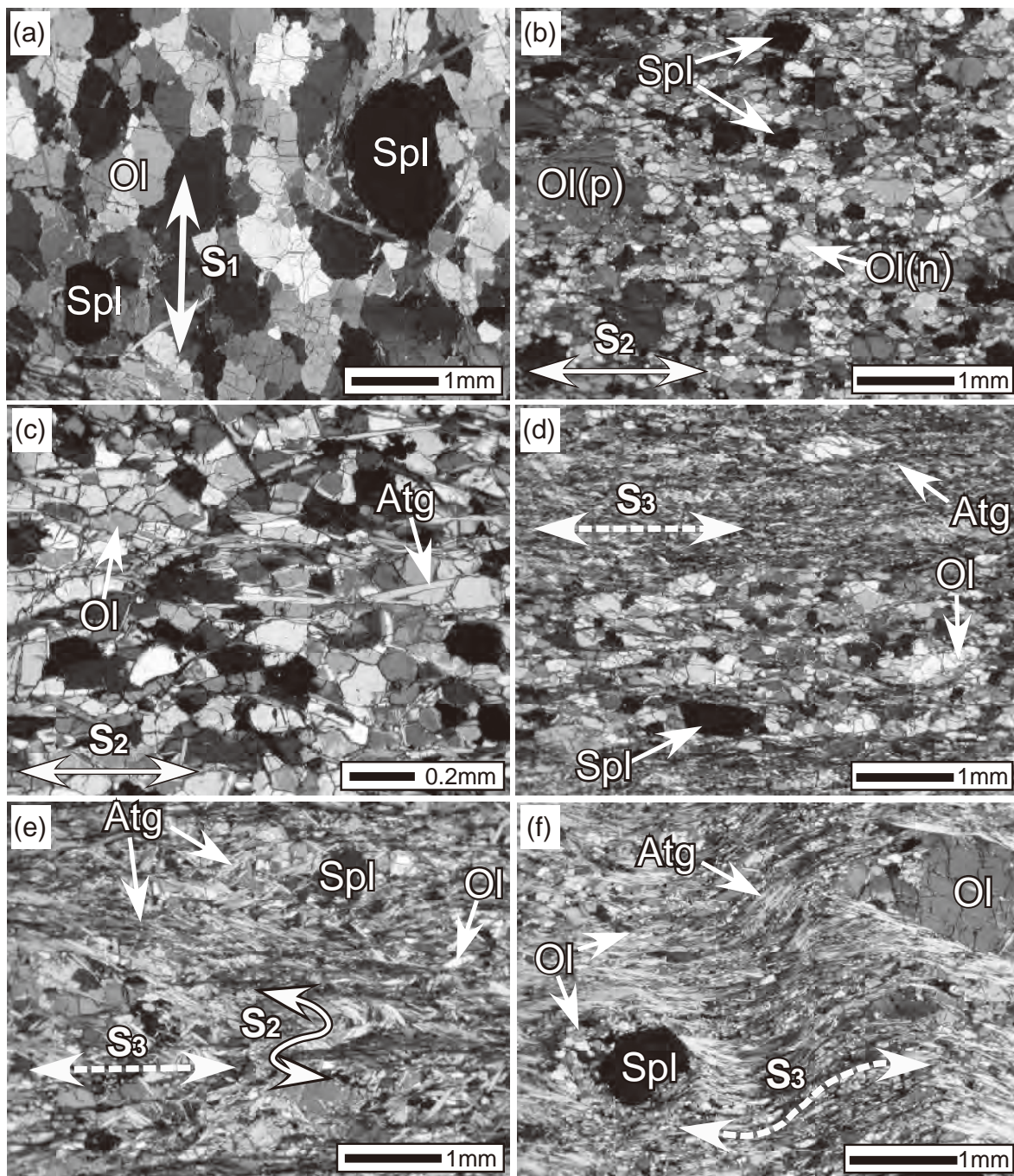
東赤石岩体に発達する地質構造には、岩相変化による組成層構造の他に、かんらん石や蛇紋石などの鉱物の定向配列による面構造と線構造、または褶曲構造といった変形構造がある。組成層構造は変形による面構造 (片理面) とほぼ平行となっている。鉱物の結晶方位定向配列に関して Yoshino (1961, 1964)、吉野 (1978)、Mizukami *et al.* (2004)、Muramoto *et al.* (2011)、かんらん石の転位構造について Toriumi (1978)、また変形履歴について Yoshino (1961, 1964)、Mizukami and Wallis (2005) の研究がある。芋野超苦鉄質岩体のかんらん石のなす変形構造については Tasaka *et al.* (2008) による詳細な解析がある。

Mizukami and Wallis (2005) は東赤石岩体のダナイトに見られる構造を、構成要素と前後関係から D₁ から D₄ までの 4 つの変形段階に区分した (第 3. 44 図)。以下に、各段階の微細構造と分布の特徴を古い順に述べる。各々の岩体内の分布は第 3. 43 図に、露頭での産状を第 3. 45 図に、微細組織の顕微鏡写真は第 3. 46 図にそれぞれ示した。また周囲の変成ユニットの変形段階との対応関係を第 3. 44 図に示した。

D₁ 期 直径 1 mm 程度の比較的粗粒のかんらん石による等粒状組織が特徴で、かんらん石の定向配列による面構造、伸長したクロム鉄鉱の配列による鉱物線構造が発達する (第 3. 46 図 a)。これらの構造は、小規模なレンズ状の領域 (最大厚さ 100 m) として残存し、最上位の中央部を中心に岩体全域に分布する (第 3. 43 図)。

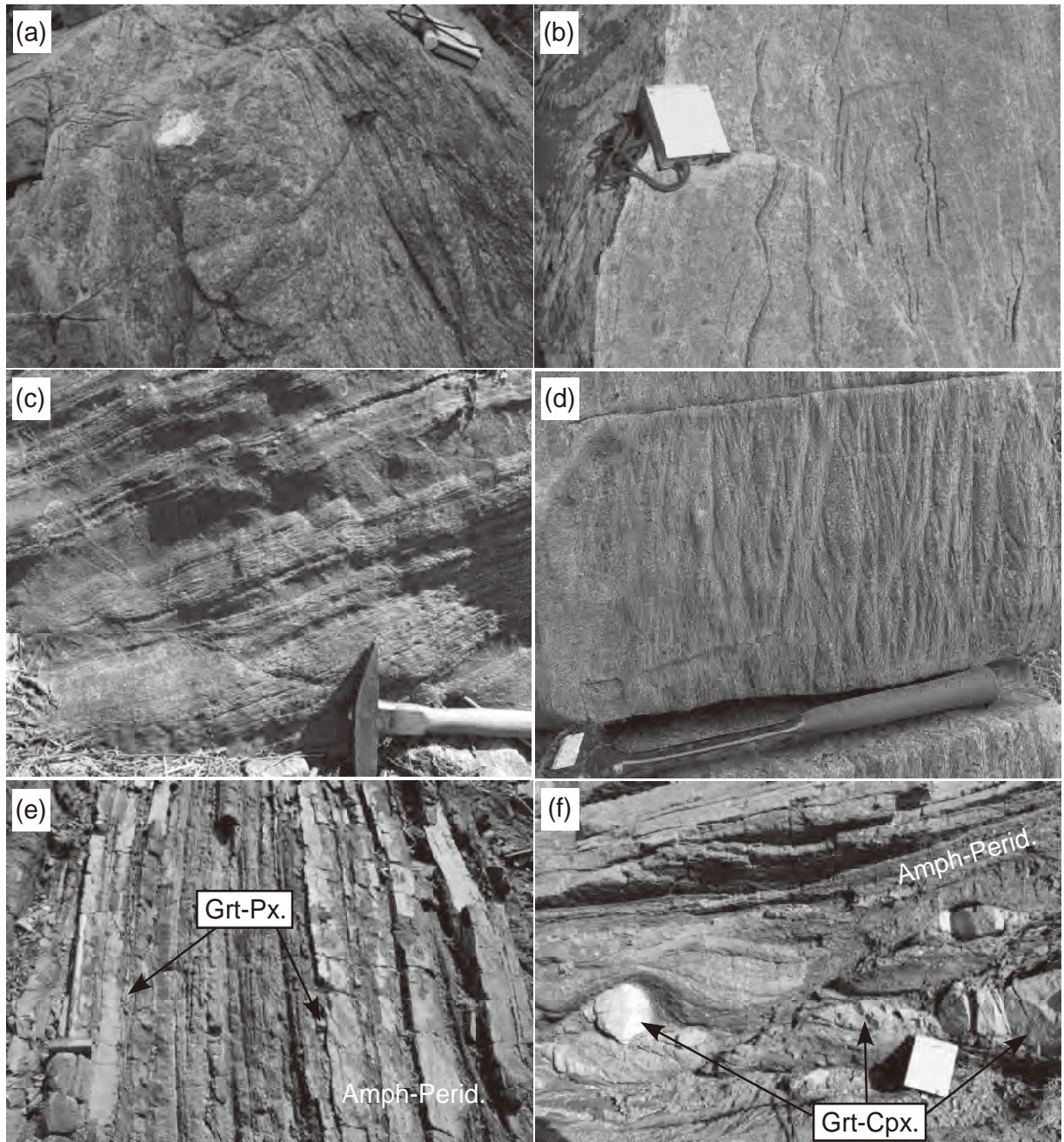
D₂ 期 直径 1 mm 程度のかんらん石ポーフィロクラストと直径 0.1~0.3 mm 程度のかんらん石ネオプラストのなすポーフィロクラスティック組織が特徴である (第 3. 46 図 b)。ネオプラストの形態定向配列及び伸長したスピネルの配向性により、面構造と線構造が定義される。D₁ から D₂ への構造変化は漸移的であり、ポーフィロクラストとネオプラストの量比が連続的に変化する。D₂ 構造の分布は、岩体の中央部から北東の五良津西部岩体との境界付近にかけて連続的に分布し、構造的上位を占めている (第 3. 43 図)。構造要素がスピネルとかんらん石のみの時期 (D_{2A}) (第 3. 46 図 b) とアンチゴライト蛇紋石が伴う時期 (D_{2B}) (第 3. 46 図 c) の 2 つの段階に細分される (第 3. 44 図)。

D₃ 期 アンチゴライト蛇紋石と細粒かんらん石が強く面状配列するアンチゴライト片岩の形成が特徴である (第 3. 45 図 b, 第 3. 46 図 d)。細粒のクロム鉄鉱及び磁



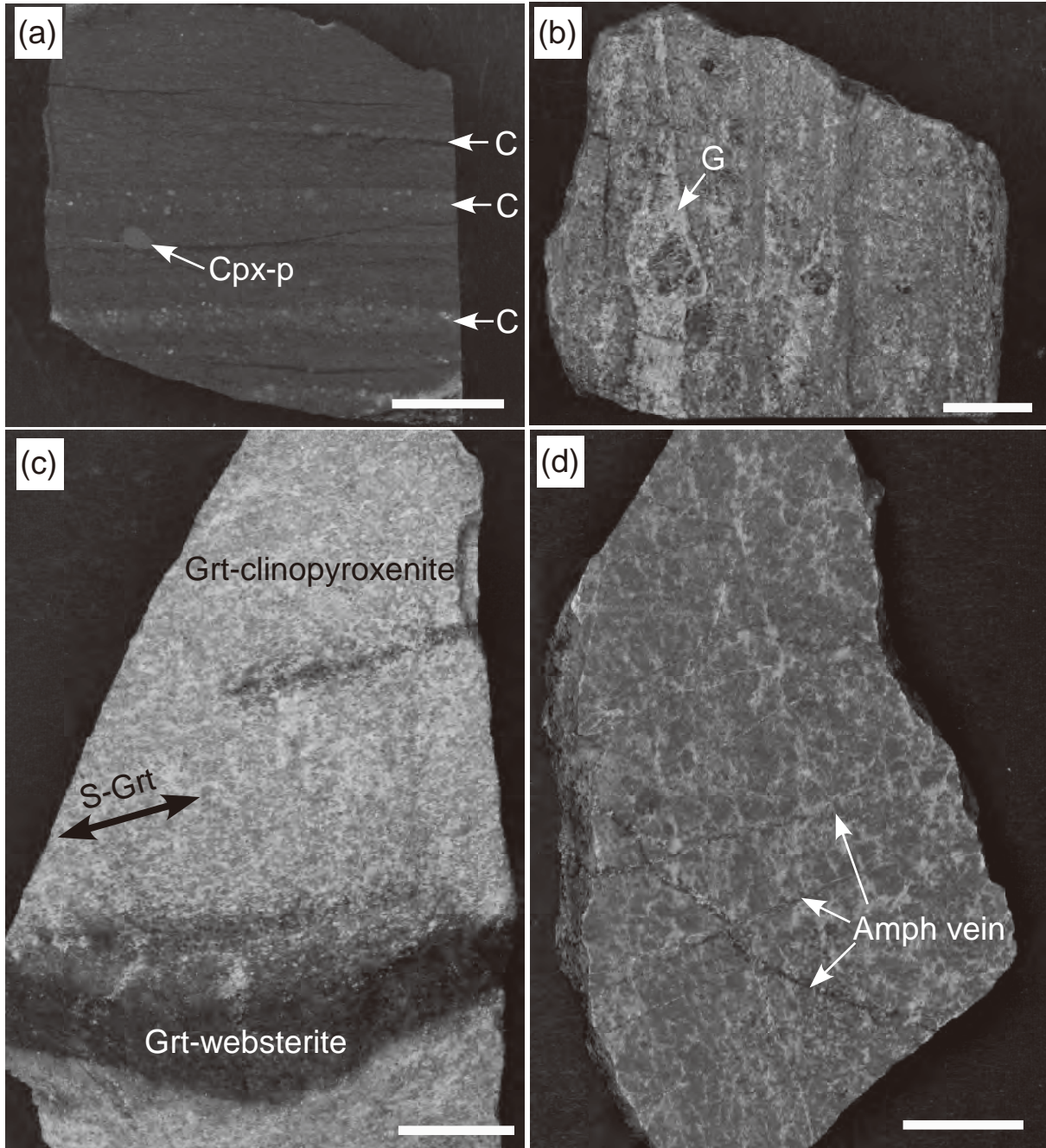
第3.46図 東赤石岩体の変形段階-薄片写真

Sは面構造，添字は変形段階を表わす。Ol = かんらん石，Spl = クロム鉄鉱，Atg = アンチゴライト。(a) D_1 微細構造。1 mm 大の粗粒のかんらん石とクロム鉄鉱が形態定向配列を示す。(b) D_{2A} 微細構造。1 mm 大のかんらん石ポーフィロクラスト (Ol-p) と 50~300 μm 大のかんらん石ネオプラスト (Ol-n) からなるポーフィロクラスティック組織が発達する。かんらん石ネオプラストは伸長した形状を示し，面構造 (S_2) を規定する。かんらん石ポーフィロクラストには 10 μm 以下の含水鉱物の包有物が含まれる。一方ネオプラストは微細包有物に乏しく清澄である。(c) D_{2B} 微細構造。50~200 μm 大のかんらん石とアンチゴライトの板状結晶が面状の形態定向配列を示す (S_2)。 (d) D_3 微細構造。アンチゴライトの濃集層とかんらん石の濃集層が交互に重なる層構造 (S_3) が発達する。(e) D_3 微細構造。鉱物線構造に垂直な薄片。一段階古い片理 (S_2) を曲げる褶曲の褶曲軸面に平行にアンチゴライトの配列が形成されている (S_3)。 (f) S_3 を曲げる微細褶曲 (F_4) の微細組織。 D_3 構造に含まれるかんらん石ポーフィロクラストには微細包有物が含まれない。



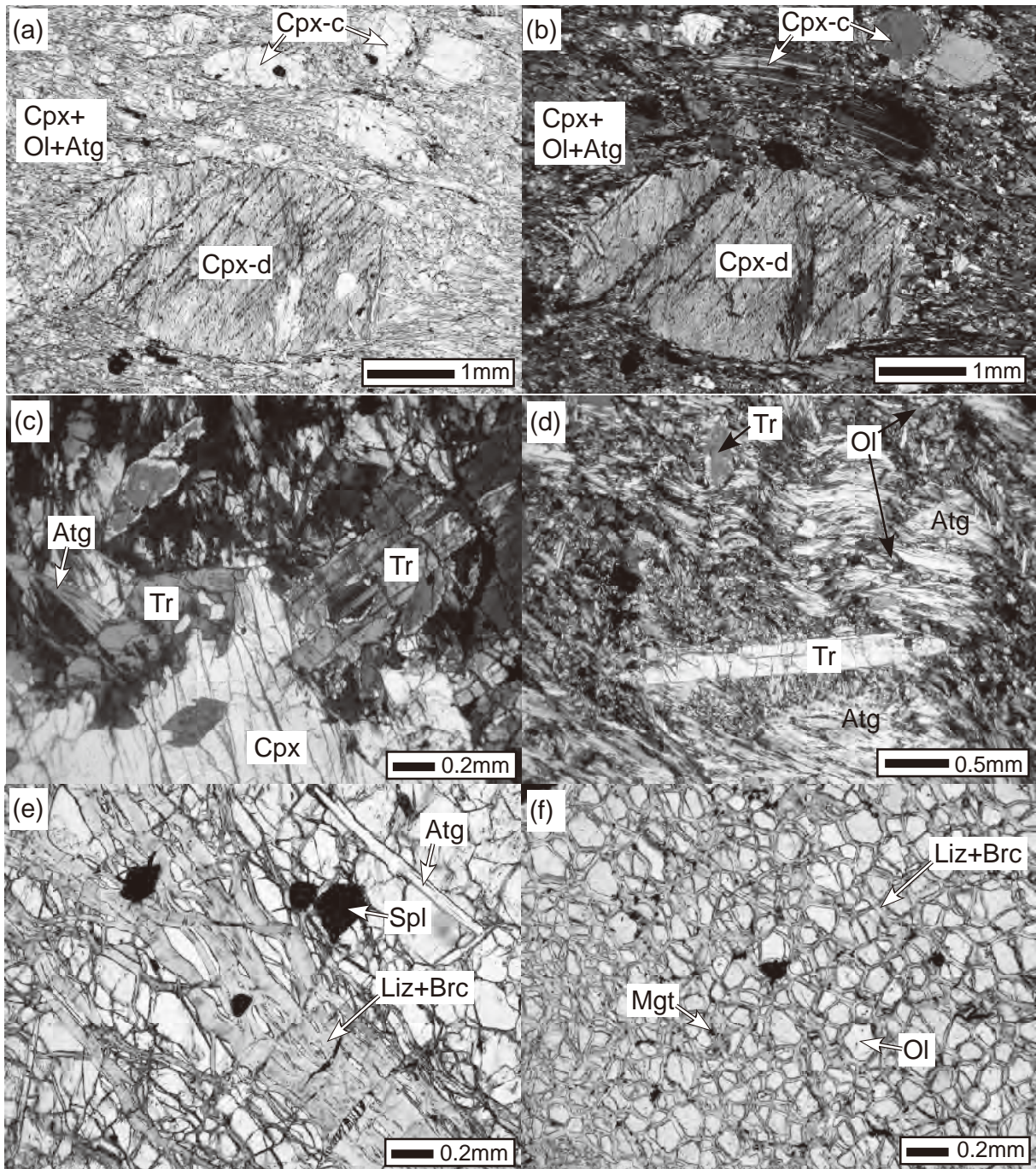
第 3. 47 図 東赤石岩体の諸岩相の露頭写真

(a) ダナイト源のアンチゴライト片岩に層状に挟まる単斜輝石岩. 5 mm 径の単斜輝石ポーフィロクラストを 60% ほど含む. クリノメーターの横幅は約 8 cm. (b) 粗粒ダナイト. 厚さ数 mm のクロム鉄鉱濃集層を多数挟む. クロム鉄鉱層は対になるものが多い. クリノメーターの横幅は約 7 cm. (c) アンチゴライト片岩とかんらん岩 (ダナイト) の 10 cm スケールの互層. ハンマーヘッドの長さは 18 cm. (d) 粗粒ダナイトに発達するネットワーク状のリザダイト-ブルース石脈. ハンマーの長さは約 40 cm. (e) かんらん岩とざくろ石含有輝石岩 (Grt-Px.) のなす層状構造. ざくろ石含有輝石岩層の厚さは数 mm ~ 数 cm. 角閃石かんらん岩 (Amph-Perid) 中の角閃石の濃集層は比較的強く剪断を受け, 表面の浸食の程度が大きい. ハンマーの長さは 50 cm. (f) 角閃石かんらん岩中に挟まるレンズ状のざくろ石単斜輝石岩 (Grt-Cpx). 剪断によりブーダン化し, 上盤左ずれ (北西ずれ) の剪断センスを示す. クリノメーターの長辺は約 8 cm.



第3.48図 東赤石岩体のクロム鉄鉍含有超苦鉄質岩の標本写真

スケールの長さは1cm。(a) ウェールライトの研磨標本。暗褐色の単斜輝石ポーフィロクラスト (Cpx-p) を含む。厚さ2~5 mmの単斜輝石濃集層 (C) と厚さ約1 cmのかんらん石濃集層が互層する。赤石山系の前赤石山南面にて採取した。(b) ざくろ石ウェールライトの標本。厚さ数mmから1 cmのざくろ石単斜輝岩層 (G) がかんらん岩に挟まる。ざくろ石単斜輝岩層では5~8 mm径の黒色の単斜輝石ポーフィロクラストの周囲を数100 μm径の緑色単斜輝石とざくろ石が取り囲んでいる。権現越北の露頭にて採取した。(c) ざくろ石ウェブステライト層 (暗褐色部) を挟むざくろ石単斜輝石岩。赤色のざくろ石は伸長した形状を示し、単斜輝石と共に面状に配列する (S-Grt)。権現越北のガレ場の転石。(d) ざくろ石単斜輝石岩の研磨標本。暗緑色の角閃石-緑れん石の細脈 (Amphvein) が形成されている。本坑南のざくろ石単斜輝石層露頭より採取した。



第3.49図 東赤石岩体のクロム鉄鉱含有超苦鉄質岩及び蛇紋岩の薄片写真

略号：Ol = かんらん石，Cpx = 単斜輝石，Tr = トレモラ閃石，Spl = クロム鉄鉱，Mgt = 磁鉄鉱，Atg = アンチゴライト，Liz = リザダイト，Brc = ブルース石。(a) ウェールライト(オープンニコル)。(b) (a)に同じ(クロスニコル)。単斜輝石ポーフィロクラストにはクロム鉄鉱の析出のために濁った粒子(Cpx-d)と清澄な粒子(Cpx-c)がある。清澄な単斜輝石には変形双晶が認められる。基質は、単斜輝石、かんらん石、アンチゴライト及び磁鉄鉱からなる。(c) トレモラ閃石を含むウェールライト源のアンチゴライト片岩(クロスニコル)。単斜輝石ポーフィロクラストの周囲にトレモラ閃石の柱状結晶が生じており、一部かんらん石を包有する。基質にはアンチゴライトが存在する。(d) トレモラ閃石を含むダナイト源のアンチゴライト片岩(クロスニコル)。(e) 粗粒のダナイトに発達するリザダイトブルース石脈。(f) 細粒のダナイトに発達するリザダイトブルース石メッシュ組織。

鉄鉱の集合体が伸長線構造をなし、クロム鉄鉱のブルーパート構造をなす場合もある。かんらん石、単斜輝石、クロム鉄鉱のポーフィロクラストの周囲に剪断による非対称構造が観察される。面構造 S_3 は、 S_{2B} を曲げる褶曲の軸面に平行にアンチゴライトが再配列もしくは成長する形で発達している（第3.46図e）。 D_3 褶曲は円型で等斜褶曲に近い。 D_2 構造との分布境界は明瞭ではないが、 D_3 構造は岩体の北西から南部の境界に沿って帯状に分布し、岩体の最下位を占めている（第3.43図）。南側の境界に当たる八巻山から東赤石山にかけての稜線付近では、 D_3 褶曲を伴う上書き構造を観察することができる（第3.45図c）。 D_3 は狭義別子エクロジヤイト相ユニットにおける D_{E2} （第3.9図a；Aoya and Wallis (1999) の D_A を改称、第3.2.4節参照）に対比される変形段階である（第3.44図）。

D_4 期 上記の D_3 構造の分布域には、アンチゴライト面構造 S_3 を曲げる波長数センチメートルの微褶曲が発達する（第3.46図f）。新しい面構造の形成は見られず、へき開を伴うのが一般的である。褶曲の翼の開きはオープンである。 D_4 は狭義別子エクロジヤイト相ユニットにおける D_{E3} （Aoya and Wallis (1999) の D_B を改称、第3.2.4節参照）に対比される変形段階である（第3.44図）。また白滝ユニットにおいては主変形 D_s と対応する（第3.9図a, b）。

上述した D_1 から D_{2A} の変形はかんらん石が安定な比較的高温の条件で起こっており、 D_2 構造は D_3 時に上書きされた部分も含めると岩体全体に発達していることから、東赤石岩体の主変形構造とみなすことができる。すなわち、東赤石岩体に卓越する片理面 (S_2) は狭義別子エクロジヤイト相ユニットに卓越する片理面よりも一段階古い。この変形と同期してざくろ石かんらん岩に低Alの斜方輝石が成長することから、圧力上昇、すなわち沈み込み時の変形と解釈されている（Mizukami *et al.*, 2004；Mizukami and Wallis, 2005）。 D_1 はざくろ石形成前の比較的低圧高温条件における流動プロセスに関係すると推定されるが、温度圧力条件は制約できていない。 D_{2B} と D_3 はアンチゴライトの安定な条件における変形で、東赤石岩体の冷却・上昇過程に関係する。

変形段階に応じて、かんらん石結晶軸選択配向 (crystallographic preferred orientation, CPO) のパターンが変化する。 D_1 の粗粒かんらん石のなすCPOは、 b 軸が面構造に垂直な方向に集中し、 a 軸と c 軸がガードル分布するパターンを示す（Mizukami *et al.*, 2004；Muramoto *et al.*, 2011）。このパターンは、超苦鉄質集積岩や高温で変形したかんらん岩に見られる。 D_{2A} 段階に形成されたネオプラストは、 b 軸が面構造に垂直な方向に集中し、 c 軸が鉱物線構造と同一の方向に集中するパターンを示す（Mizukami *et al.*, 2004）。このパターンは Jung and Karato (2001) の実験によって、水を含み差

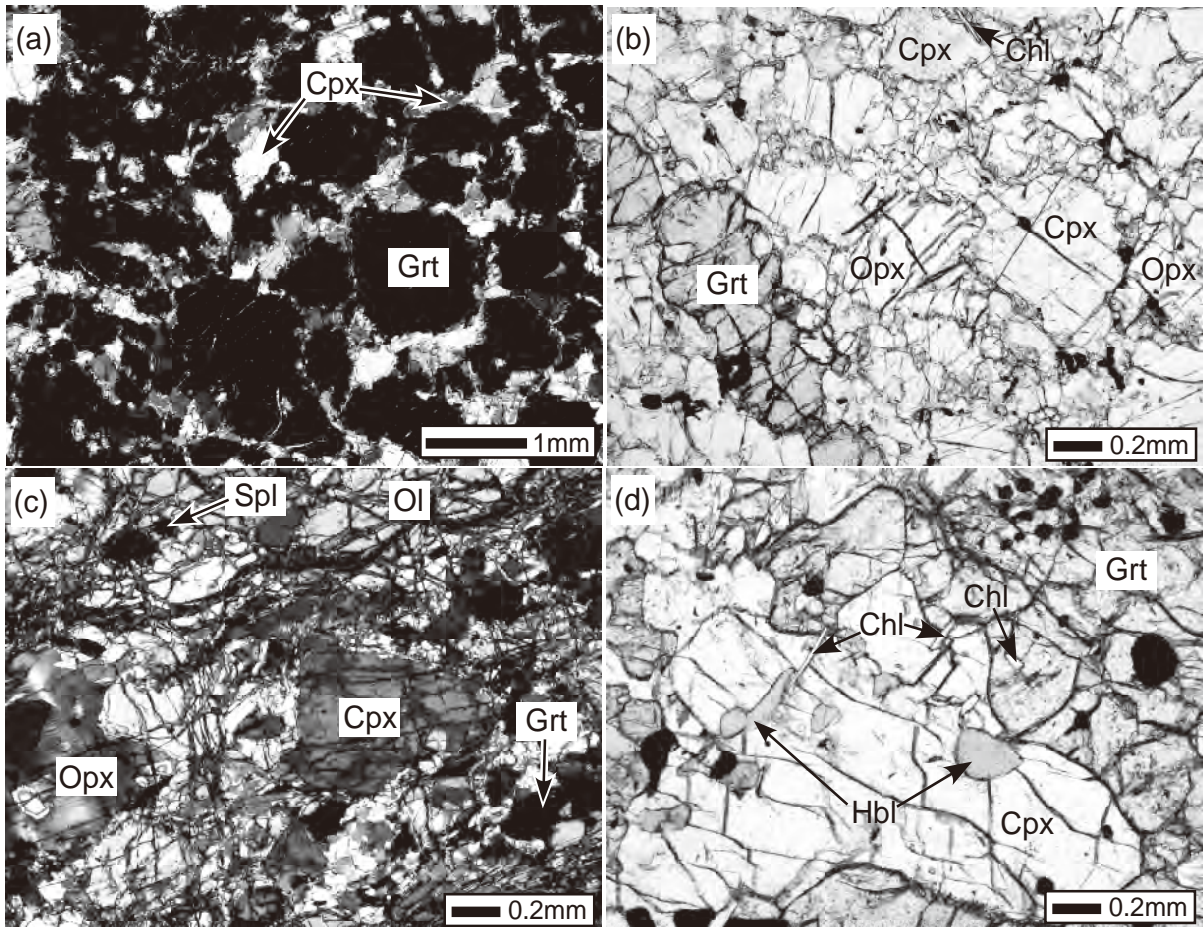
応力の大きい条件、すなわち沈み込み境界に予想される変形条件で形成されることが示されている。更に、アンチゴライトの形成を伴う D_{2B} 段階では、かんらん石のCPOは特定の配向性を示さず、ランダム分布に近くなることが知られる（Wallis *et al.*, 2011）。また D_3 のアンチゴライト片岩（第3.28図w）においても残存するかんらん石のCPOはランダムである（Yoshino, 1961）。一方、Nishii *et al.* (2011) は D_{2B} 片理の発達した試料においてアンチゴライトのCPOを検討し、B-タイプ、すなわちアンチゴライト結晶の b 軸が D_{2B} 変形の伸長方向に集中するパターンを報告している。

3.6.2.4 岩石記載

東赤石岩体の構成岩相はかんらん岩、輝石岩及び蛇紋岩 (Hd) である。一般にかんらん石や単斜輝石といった原岩の構成鉱物を含み、強度に蛇紋岩化もしくは変質した部分はまれである。以下、この凡例に含まれる岩相について記載する。

クロム鉄鉱含有超苦鉄質岩 東赤石岩体の主体をなし、全域に分布する。岩型としてはダナイトが90%を占め、ウェールライト、かんらん石単斜輝石岩へと単斜輝石のモードが連続的に増加する。これらはアンチゴライトやリザダイトを形成する蛇紋岩化作用を様々な程度に被っているが、これについては後述する。ウェールライトはかんらん石に富む層と単斜輝石に富む層の厚さ数mmから10cmの互層をなす。単斜輝石岩は厚さ50cmから1m程度の層として主にウェールライトと共に産するが、ダナイト中に帯状に産する場合もある（第3.47図a）。また、1cmほどの緑色単斜輝石の濃集する脈も見られる。赤石鉱山の本坑付近から東赤石山の稜線付近にかけて、厚さ数10cmから数mのウェールライトやかんらん石単斜輝石岩がダナイトと互層するまとまった露出がある（第3.42図）。ダナイトには厚さ数mmから数10cmのクロム鉄鉱濃集帯を挟むことがある（第3.47図b）。

肉眼ではダナイトは赤褐色の風化面を呈し、内部は灰色味を帯びた緑色を示す（第3.28図v）。おおむね塊状で、径1mmほどのかんらん石ポーフィロクラストが確認できる場合がある（第3.45図a）。アンチゴライトが多いダナイトは暗緑色ないし黒色を呈する（第3.28図w）。ダナイト中の単斜輝石は鮮やかな緑色を呈する。黒色粒状もしくは伸長したクロム鉄鉱を伴い（第3.28図v）、炭酸塩鉱物を含む白色脈を伴うことがある。クロム鉄鉱の周囲にまれに紫色の堇泥石（クロムを含む緑泥石の一種）が産する。ウェールライトは、単斜輝石ポーフィロクラスト（直径5mm～5cm）を含み、強い片状構造を示す（第3.48図a）。単斜輝石は肉眼で黒色、褐色、緑色を示すものがあり、複合的な斑状結晶をなしている場合や3者が一つの試料で共存することがある。基質は



第3. 50図 東赤石岩体のざくろ石含有超苦鉄質岩の薄片写真

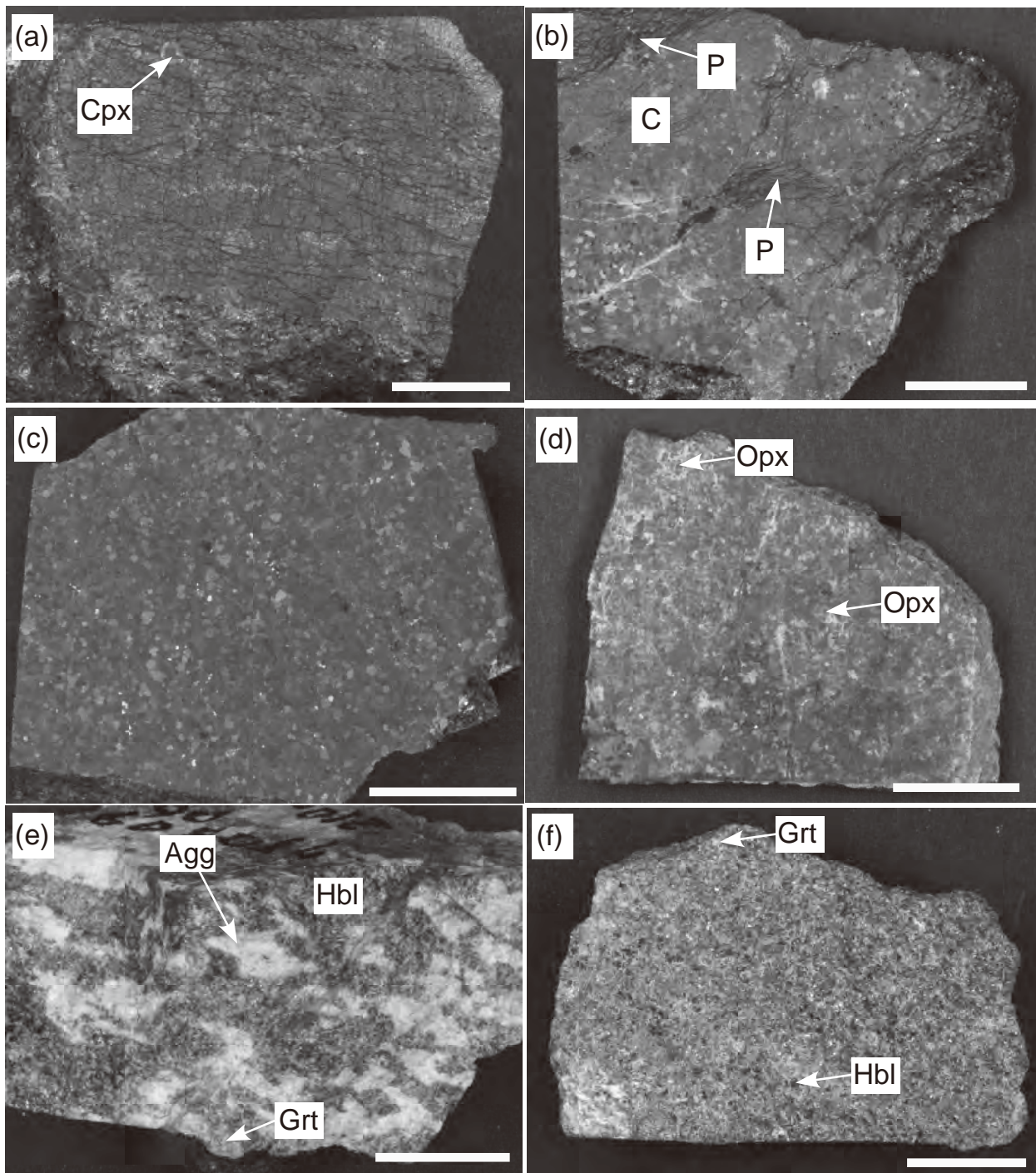
略号:Ol = かんらん石, Cpx = 単斜輝石, Opx = 斜方輝石, Hbl = ホルンブレンド, Spl = クロム鉄鉱, Chl = 緑泥石. (a) ざくろ石単斜輝石岩 (クロスニコル). ざくろ石は球もしくは楕円体に近い形状で, 隙間を単斜輝石が埋めている. (b) ざくろ石ウェプステライト (オープンニコル). ざくろ石, 単斜輝石, 斜方輝石が等粒状グラノプラスチック組織をなす. 単斜輝石は淡い緑色を帯び, 斜方輝石は淡赤色である. (c) ざくろ石ウェールライト (クロスニコル). 主に約0.5 mm大のかんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石からなる. ざくろ石(写真右下)の周囲に0.1 mm以下の細粒化した領域が認められる. (d) ざくろ石単斜輝石岩(クロスニコル). 緑泥石の板状結晶, 緑色のホルンブレンドの結晶が単斜輝石, ざくろ石に包有される.

暗緑色から黒色で, アンチゴライトの淡緑色板状結晶を含む. 単斜輝石岩は, 淡緑ないし暗緑色の単斜輝石結晶(直径約5 mm)からなり, 隙間を細粒の単斜輝石及びアンチゴライトが埋め, 弱い片状構造を示す(第3. 47図a).

ダナイト, ウェールライトの主要構成鉱物は, かんらん石, 単斜輝石, アンチゴライト, クロム鉄鉱であり, 副成分鉱物として磁鉄鉱, ペントランダイト, 黄鉄鉱, 黄銅鉱を含む. クロム鉄鉱は鏡下で不透明に近い赤褐色である. ポーフロクラスティック組織が顕著であり, かんらん石, クロム鉄鉱, アンチゴライトの形態定向配列が発達する(第3. 46図b, 第3. 49図a, b). かんらん石ポーフロクラスト(第3. 46図b)は多量の微細な蛇紋石, 磁鉄鉱の包有物を含む. ウェールライトの単斜輝石ポーフロクラストには, クロム鉄鉱析出物を含む汚濁結晶と, 析出物に乏しく明澄な結晶とがあり, 後

者には変形双晶の発達が発著である(第3. 49図a, b). 単斜輝石中の析出物の増加は, 肉眼観察による黒色から褐色, 緑色への変化に対応する. ウェールライトにはトレモラ閃石が単斜輝石の縁部を置き換える形(第3. 49図c)や, 柱状自形の斑状変晶としてポストテクトニックに成長する場合がある(第3. 49図d). トレモラ閃石の産出は散在的であるが, おおむねオリゴクレス黒雲母帯に相当する領域に分布する. 権現越のざくろ石含有超苦鉄質岩を挟むダナイトにはパーガス閃石が含まれる. 単斜輝石岩は単斜輝石, アンチゴライト, 磁鉄鉱からなり, かんらん石やクロム鉄鉱は微量である.

ダナイト中のアンチゴライトのモード組成は5~60%であり, アンチゴライトの量比の変化による数10 cmから数m間隔の縞状構造が野外で観察される(第3. 47図c). ウェールライトと単斜輝石岩には20%程度のアンチゴライトが含まれる(第3. 49図a, b). アンチゴラ



第3. 51図 肉淵岩体の諸岩相の標本写真

名古屋大学の榎並正樹所蔵の試料を撮影した。(a) ダナイトの研磨標本。リザダイト蛇紋岩化に伴う磁鉄鉱のために暗色に見える。かんらん石は褐色を帯びている。単斜輝石 (Cpx) は黒色で縁部が白色に変質する。(b) かんらん石単斜輝石岩の研磨標本。ブロック状の単斜輝石岩部分 (C) とかんらん岩部分 (P) からなる。かんらん岩部分には黒色の蛇紋石脈が発達する。(c) スピネル単斜輝石岩の研磨標本。1 mm 大の単斜輝石が等粒状組織をなす。輝度の高い細粒鉱物は硫化鉱物。(d) スピネルウェブステライトの標本写真。暗褐色の斜方輝石 (Opx) が確認できる。(e) 変斑れい岩の標本。片麻状構造が発達する。暗緑色はホルンブレンド。白色部はゾイサイト、斜長石、石英、藍晶石の集合体 (Agg) となっている。ざくろ石 (Grt) を含む。(f) 変斑れい岩 (ざくろ石緑れん石角閃岩) の標本。1 mm 大のざくろ石 (Grt)、ホルンブレンド (Hbl) のポーフィロクラストの合間を明るい緑色細粒の基質 (緑れん石+ホルンブレンド) が埋めている

イトを20%以上含むかんらん岩質の超苦鉄質岩では片状構造が顕著である(第3.28図w)。このアンチグライイト片岩は大部分がD₃構造を有し、一部D_{2B}テクトナイトに分類される。アンチグライイト片岩が卓越する領域はD₃構造とほぼ同一で岩体の下位を占めているが、岩体上位にもウェールライトや単斜輝石岩に伴って発達する。

かんらん岩とアンチグライイト片岩のいずれにも、かんらん石結晶粒界や割れ目に沿うリザダイト蛇紋岩化が認められる。岩体の縁辺部や断層に沿って塊状リザダイト蛇紋岩、岩体中央部のダナイトには脈状のリザダイト蛇紋岩が形成されている(第3.47図d)。塊状の蛇紋岩は磁鉄鉱を伴うために野外で黒色を呈し、強く磁化している。リザダイトはブルース石と共晶をなして、網目状のメッシュ組織や脈を形成する(第3.49図e, f)。鏡下で無色に近いものや赤褐色を呈するものがある。

ざくろ石含有超苦鉄質岩 ざくろ石を含む超苦鉄質岩の岩相は幅広く、ざくろ石単斜輝石岩(第3.28図v)からざくろ石岩へと単斜輝石とざくろ石の量比が連続的に変化する。また、ざくろ石ウェブステライトやざくろ石ウェールライトへ漸移する場合もある。東赤石岩体における本岩相の産出は局所的で、その割合は5%以下である。比較的まとまった分布が、岩体の北東境界付近にあたる権現越から床鍋谷上流へ続く地域と、岩体中央部にあたる赤石鉱山の本坑跡付近の東赤石山北斜面に見られ、ウェールライトや単斜輝石岩の分布と相関がある(第3.42図)。権現越北面の露頭では上記のすべての岩相が産出し、ざくろ石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石の鉱物モード組成の変化による数mm～数cmスケールの層構造が発達する(第3.47図e, 第3.48図c)。またクロム鉄鉱含有ダナイトやウェールライトに厚さ数cmから30cm程度の層もしくはレンズとして挟まり、剪断に伴うブーゲン化が見られる(第3.47図f)。ざくろ石、単斜輝石、斜方輝石は、それぞれ鮮やかな赤色、明るい緑色、暗褐色を呈する。かんらん石はやや鉄に富む組成を有し、粒界に沿って変質を被っているために褐色を帯びた緑色を呈する(第3.48図b)。

一方、床鍋谷上流と岩体中央部の赤石鉱山本坑付近では、ざくろ石単斜輝石岩がレンズ状の岩体をなし、ダナイトもしくはダナイト-ウェールライト互層に調和的に挟まる(第3.42図)。モード組成の変化による層構造が発達する点は、権現越のざくろ石単斜輝石岩と同様である。中央部のざくろ石超苦鉄質岩体は最も規模が大きく、厚さ50mに達する。これらの箇所では、ざくろ石を含む単斜輝石岩の角閃石片麻岩化が脈形成を伴って進行し、淡黄色のクリノゾイサイト、暗緑色のホルンブレンドが形成される(第3.48図d)。再結晶化が進行したざくろ石角閃石片麻岩やざくろ石緑れん石角閃石片麻岩も産する。ホルンブレンドは脈内で定向配列を示すが、

岩石全体に一貫した配向性を示さないことが多い。含水化したざくろ石かんらん岩では、粒状の緑泥石がざくろ石仮像として確認できる。

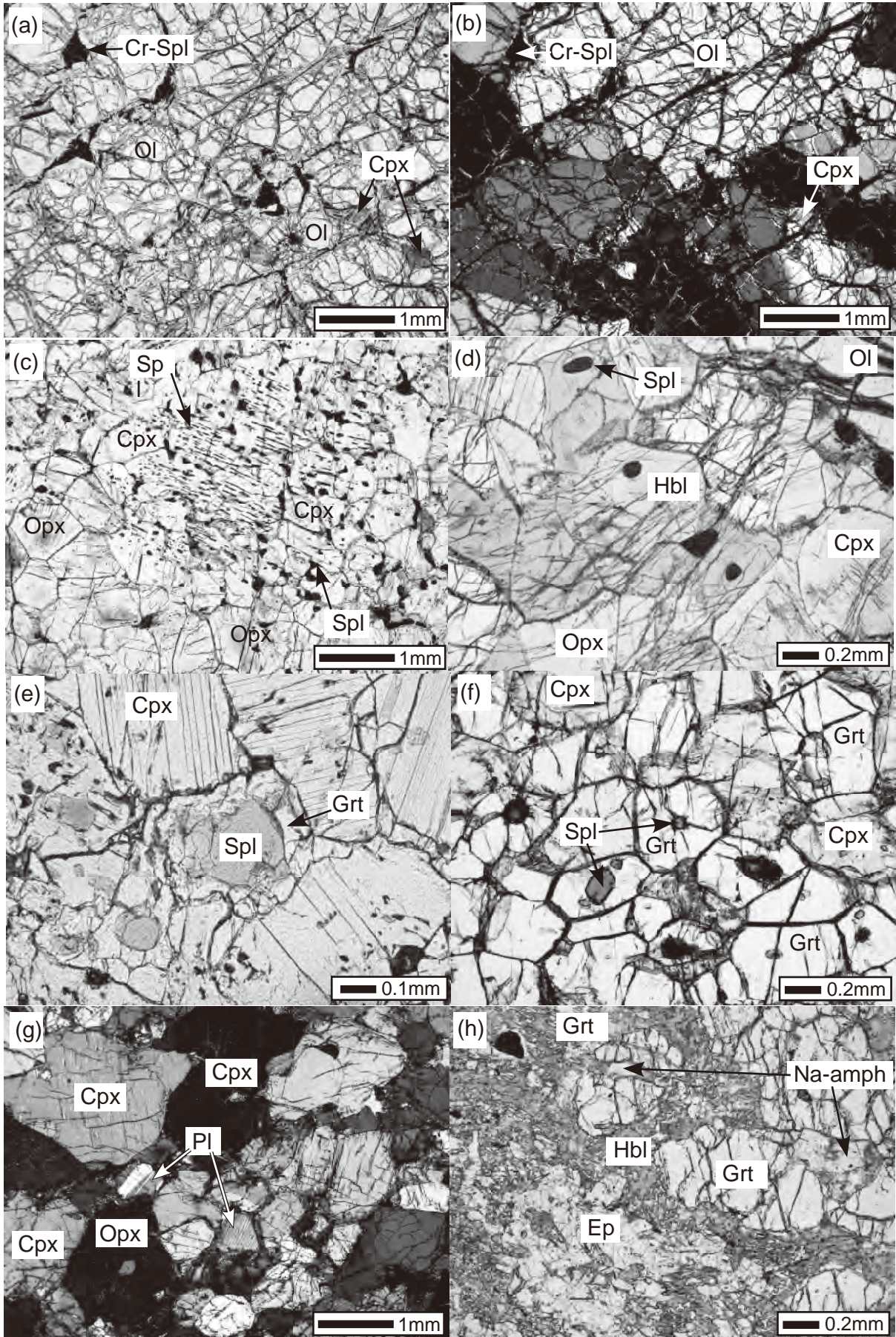
ざくろ石含有輝石岩及びかんらん岩中のざくろ石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石の粒径は、0.1～0.8mmで、等粒状組織を示す(第3.50図a-c)。伸長した単斜輝石、及びざくろ石粒子が形態定向配列を示す。ざくろ石の包有物として、単斜輝石に加えて、丸い形状のホルンブレンド、板状の緑泥石が見られる(第3.50図d)。また、二次生成物としてホルンブレンドや緑泥石、グロシユラー成分に富む無色のざくろ石が、脈や結晶粒界に沿って産する。副成分鉱物としてイルメナイト、磁鉄鉱、赤鉄鉱、磁硫鉄鉱、チタン石を含む。

3.6.3 肉淵岩体(かんらん岩、輝石岩、変斑れい岩及び蛇紋岩(Ed))

3.6.3.1 概要

別子エクロジイト相ユニットを構成する五良津東部岩体のざくろ石含有変斑れい岩(Egb)の内部に100mスケールの超苦鉄質岩体が5つ確認されている(第3.39図)。周囲の片麻状構造とほぼ調和的な平板状の岩体(白石, 1975)で、かんらん岩から斑れい岩質の岩石がなす組成層構造が顕著である。五良津東部岩体に伴う超苦鉄質岩は、FeとAlに富む化学組成を示し(第3.2表i-n)、かんらん岩に緑色スピネルを含む輝石岩や変斑れい岩を挟むのが特徴で、かんらん石、輝石類に先行する含水化や蛇紋岩化の痕跡は認められない(柗座(1984)のPタイプに分類される)。

肉淵岩体は、スピネル含有タイプとして最大の岩体で(500m×200m)、肉淵谷の東の支流に沿って標高1,050mから1,350mの位置に連続的な露出がある(Yokoyama, 1980)。ダナイト、ウェールライト、レーゾライトのかんらん岩類と、スピネル単斜輝石岩、スピネルウェブステライトの輝石岩類、そしてスピネルを含む苦鉄質片麻岩からなる(第3.51図)。「ダナイト→ウェールライト→スピネル輝石岩→スピネル含有苦鉄質岩」の岩相変化を、上位から下位に向かって全面的もしくは部分的に繰り返す。かんらん岩及び輝石岩の層厚は概して5～30mで、最上位のダナイト層のみ厚さ100m以上ある。苦鉄質岩層の厚さは2m程度である。かんらん岩は粗粒のプロトグラニューラー組織、輝石岩類は等粒状グラノブラスティック組織を示し、顕著な変形構造は発達しない。加水反応による再結晶が部分的に進行し、かんらん岩は、特に下位の厚さ60mにおいて、アンチグライイト蛇紋岩へ変化し、スピネル輝石岩や苦鉄質岩にはざくろ石、緑れん石、ホルンブレンドが生じて角閃石片麻岩へと変化している(第3.51図f)。



←第3. 52図 肉淵岩体の諸岩相の薄片写真

名古屋大学の榎並正樹教授所蔵の薄片試料を撮影した。略号：Ol = かんらん石，Cpx = 単斜輝石，Opx = 斜方輝石，Cr-Spl = クロム鉄鋳，Spl = スピネル，Hbl = ホルンブレンド，Grt = ざくろ石，Pl = 斜長石，Ep = 緑れん石，Na-amph = 藍閃石。(a) ダナイト (オープンニコル)。(b) (a) に同じ (クロスニコル)。かんらん石には半自形の結晶が認められる (例えば (b) 中央左)。単斜輝石，クロム鉄鋳はかんらん石の結晶粒界にあり，単斜輝石は変質により磁鉄鋳を析出している。再結晶作用を示す微細構造は顕著ではなく，結晶集積岩の性質を示す。(c) スピネルウェールライト中のウェステライト層 (オープンニコル)。写真の中央から右上側を単斜輝石，左下を斜方輝石の結晶が占めている。直線状の結晶粒界が発達するグラノプラスチック組織を示す。単斜輝石は無色，斜方輝石は淡赤色～淡緑色の多色性を示す。緑色のスピネルが単斜輝石の結晶粒界，もしくは離溶相として単斜輝石内に存在する。複数の単斜輝石粒子の間で離溶スピネルの伸長方向が揃う (写真中央)。(d) スピネルウェールライト中の輝石濃集層 (オープンニコル)。ホルンブレンドがスピネルを取り囲むように生じ，単斜輝石，斜方輝石と共にグラノプラスチック組織をなす。スピネルは磁鉄鋳の析出のために暗色に見える。(e) スピネル単斜輝石岩 (オープンニコル)。緑色スピネルの周囲，単斜輝石との間にざくろ石が生じている。(f) スピネル単斜輝石岩中のざくろ石の卓越する部分 (オープンニコル)。ざくろ石と単斜輝石がグラノプラスチック組織をなし，ざくろ石の中央部には緑色のスピネルが存在する。(g) 変斑れい岩 (グラニュライト) (クロスニコル)。斜長石は双晶をなし，結晶粒界付近はゾイサイト，藍晶石，石英の細粒結晶集合体へと変質している。(h) 変斑れい岩 (ざくろ石緑れん石角閃岩) (オープンニコル)。緑色のホルンブレンドと無色の緑れん石が配列し面構造をなす。ざくろ石ポーフィロクラストの間に淡青色の藍閃石が残存する。藍閃石の周縁部には緑色のホルンブレンドが生じている。

3. 6. 3. 2 起源及び変成履歴

肉淵岩体には，ダナイト，ウェールライト，スピネル輝石岩，斑れい岩の繰り返し層構造が見られ，ウェールライトにおいてはかんらん石に富む層と，単斜輝石とスピネルに富む層が数 mm から数 cm スケールで互層する。また粗粒スピネルはスピネルウェステライトにのみ見られ，濃集層をなすため集積鋳物とみなすことができる。これらの産状は，晶出鋳物が「かんらん石→単斜輝石→斜方輝石→スピネル→斜長石」と変化する分別結晶作用を考えると説明できる (Yokoyama, 1980)。この晶出順序を満たす起源マグマはシリカに飽和したかんらん石玄武岩であり，かんらん石と斜長石の共存やざくろ石の晶出が認められないことから形成圧力は 12～18kbar と制約される (Yokoyama, 1980)。また Nd 同位体初生値から，中央海嶺玄武岩とは異なり，海洋島玄武岩もしくは島弧玄武岩に類する起源マグマが推定されている (Senda *et al.*, 2006)。超苦鉄質岩については Sm-Nd 全岩アイソクロン法によって 138 ± 18Ma という年代が得られており，原岩の形成年代と解釈されている (Senda *et al.*, 2006)。

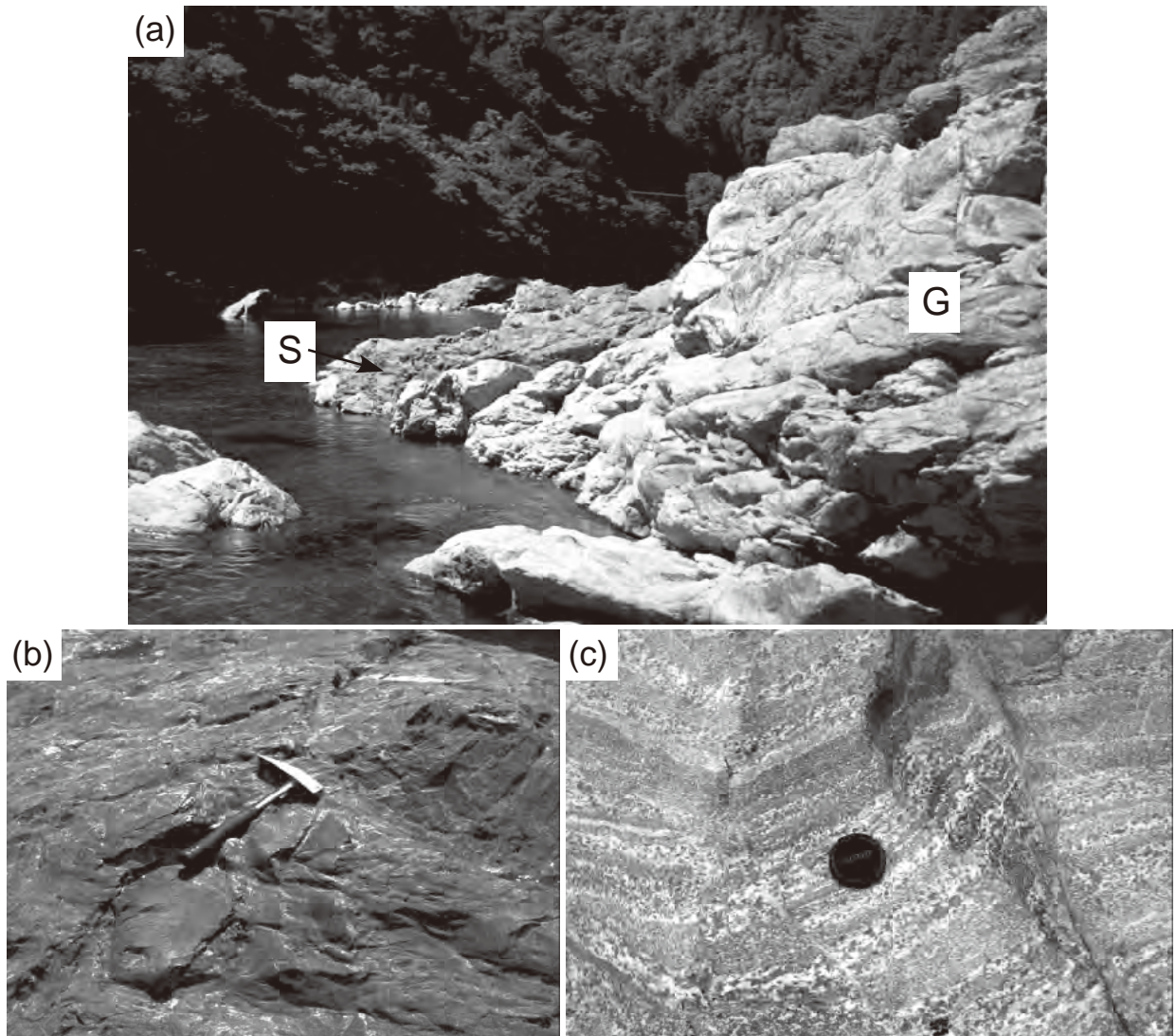
肉淵岩体の原岩形成に引き続いてグラニュライト形成時，及び緑れん石角閃岩垂相での少なくとも 2 つの変成作用の痕跡が認められる (Yokoyama and Mori, 1975; Yokoyama, 1980)。グラニュライトは，スピネル-単斜輝石-斜方輝石-Ca に富む斜長石 (現在はゾイサイト及びアルバイト，藍晶石，石英の集合体) の鋳物共生によって特徴づけられ，輝石の粒間相もしくは離溶物として緑色のスピネルが生じている (Yokoyama, 1980)。スピネル輝石岩はグラノプラスチック組織を示し，コアの鋳物化学組成は均質で，かんらん岩類についてもこの条件で化学平衡に達したとみられる。単斜輝石と斜方輝石の Fe-Mg 分配に基づく平衡温度は 750℃ と見積もら

れ，上記の 4 相共存から圧力は 5～10kbar と制約される (Yokoyama, 1980)。この温度・圧力条件は第 2. 3 図の角閃岩相当であり，Endo *et al.* (2009) が五良津西部岩体で認識した初期変成作用 (第 3. 2. 3 節) の変成条件に近い (第 3. 8. 1 節参照)。グラニュライトより後に生じた鋳物として，ざくろ石，斜長石仮像をなすゾイサイト，アルバイト，藍晶石及び石英集合体，そして，ホルンブレンドや緑れん石がある。Yokoyama and Mori (1975) と Yokoyama (1980) はこれらを緑れん石角閃岩相における変成作用の産物とみなした。しかし，五良津東部岩体には圧力 15kbar 以上で形成されたエクロジャイト様岩が見出されており (例えば Takasu, 1989)，これに取り囲まれる肉淵岩体もグラニュライトの形成後，同様のエクロジャイト相変成を経たのちに緑れん石角閃岩垂相に達した可能性が高い (榎並, 2002)。ざくろ石を含む苦鉄質岩中にオンファス輝石が存在しなかったことはエクロジャイト相変成作用を被らなかったという積極的な理由にはならない (第 3. 5. 1 節参照)。

3. 6. 3. 3 岩石記載

超苦鉄質岩類 大きくかんらん岩類とスピネル含有輝石岩類に区分して微細組織の特徴を記す。かんらん岩類の主要構成鋳物はかんらん石，単斜輝石，斜方輝石，スピネルである。かんらん石濃集層と輝石スピネル濃集層が mm スケールで互層をなし，その相対量の変化によって岩型がダナイト，ウェールライト，レーブルライトと変化する。ダナイトとウェールライトの境界はおおむね明瞭であるが，モード組成の漸移的な変化も見られる。斜方輝石に比べて単斜輝石の量が多く，ホルンブレンドを含む場合がある。

ダナイトやかんらん石濃集層はアドキュムラス (adcumulus) もしくはプロトグラニュラー (protogranular)



第3. 53図 藤原岩体の諸岩相の露頭写真

名古屋大学の榎並正樹撮影。(a) 銅山川河床の蛇紋岩 (S) 及び変斑れい岩 (G) の露頭。現在はダム湖の水面下にある。(b) 蛇紋岩の近接写真。弱い面状構造を有する蛇紋岩内に角レキ状の蛇紋岩が存在する。ハンマーの長さは約40 cm。(c) 変斑れい岩の近接写真。単斜輝石や角閃石といったマフィック鉱物と白色部(ゾイサイト、石英、アルバイト集合体)の量比が変化する組成層構造が発達する。レンズキャップの直径は約5 cm。

組織を示し、時折粒界が 120° で交わる三重会合点をなす(第3. 52図 a, b)。キंकバンドや波動消光は散見される。かんらん石が変質し、磁鉄鉱を伴う蛇紋石の網目状組織が発達する。かんらん石粒径は層準により変化し(2~8 mm)、半自形から他形を呈する。スピネルは0.6 mm程度の粒状結晶が多い。かんらん岩中のスピネルの多くは変質して緑泥石と磁鉄鉱になっている。単斜輝石は細粒(0.3~1.0 mm)で他形である。

一方、輝石濃集層は粒径1~3 mmの等粒状グラノブラスティック組織が特徴的である(第3. 52図 c, d)。単斜輝石の粒径が最も大きく、時折半自形の粒状結晶が見られる。離溶した緑色スピネル、斜方輝石ラメラを含み、部分的に淡褐色のホルンブレンドに置換される。単

斜輝石の多結晶体に含まれる離溶スピネルが一貫した配向性を示す組織から、初生的な粗粒のAlに富む単斜輝石が細粒化したことが分かる(第3. 52図 c)。斜方輝石は淡緑色から淡赤色の多色性を示し、スピネル等を伴わないことが多い(第3. 52図 c)。一般に粒状だが、単斜輝石やかんらん石の粒間を充填する場合がある。かんらん石は粒径1 mm程度で、不定形である。スピネルは粒状もしくは伸長した形状を示し、かんらん石や輝石の粒界、包有物もしくは輝石の離溶相として産する(第3. 52図 c)。輝石層では0.3 mm程度の粒子が多いが、数mmに達するものもある。スピネルは暗緑色から緑色を呈し、中央部に磁鉄鉱の離溶物が見られる。ホルンブレンドはスピネルの周囲を取り囲むようにフィルム状もしくは粒

状結晶として生じている (第 3. 52 図 d).

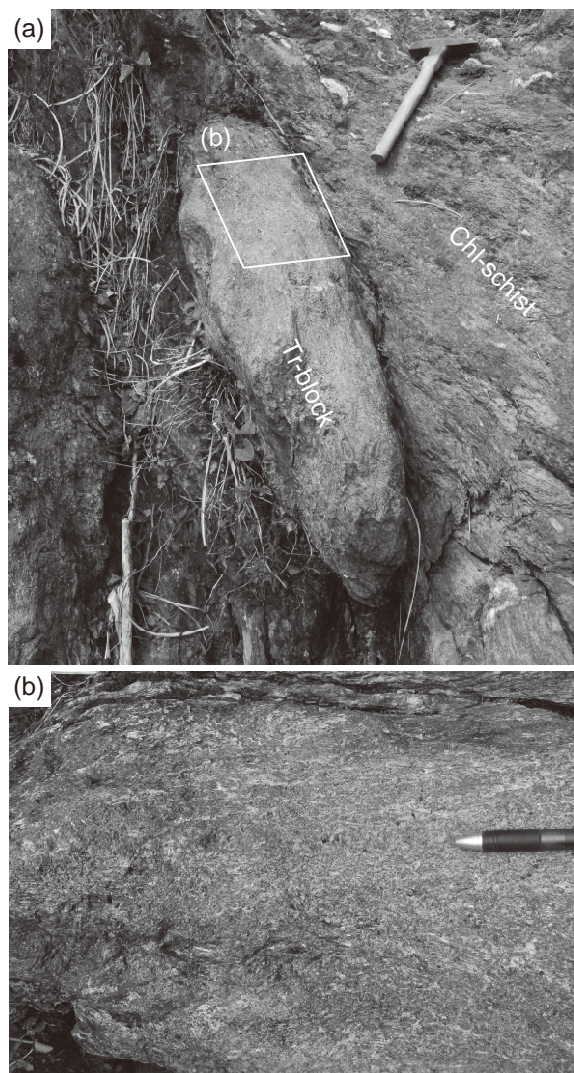
輝石岩類の微細組織の特徴は、かんらん岩中のスピネル・輝石濃集層と本質的に同じである。主要構成鉱物はスピネル、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石で、スピネル単斜輝石岩からスピネルウェブステライトへと連続的に組成が変化する。スピネルウェブステライトは1~4 mmの粗粒の緑色スピネルを特徴的に含み、斜長石の仮像を含むことがある。単斜輝石の粒径は1~3 mmで、1 cmに達する場合もある。ざくろ石がスピネルの周囲や輝石の結晶粒界に生成している (第 3. 52 図 e)。反応が進行した試料では、スピネルウェブステライトがざくろ石と単斜輝石の組み合わせにほぼ完全に置き換えられている場合もある (第 3. 52 図 f)。

苦鉄質岩類 (変斑れい岩) 肉淵岩体の苦鉄質岩の記載岩石学的な特徴は、五良津東部岩体のざくろ石含有変斑れい岩 (Egb)と同様である (第 3. 5. 3 節参照)。グラニュライト (Yokoyama, 1976) 及びバロア閃石と緑れん石を主要構成鉱物とする苦鉄質岩が確認されている。粒状の斜長石 (アノーサイト) を含むグラニュライトは肉淵谷の転石には見つかる (第 3. 52 図 g) が、超苦鉄質岩の産する沢伝いの連続露頭では確認されていない。一般的には、斜長石は粒界から分解し、ゾイサイト、アルバイト、藍晶石、石英の細粒結晶の集合体へと変化している。バロア閃石と緑れん石を主要構成鉱物とする苦鉄質岩は他にざくろ石、フェンジャイト、パラゴナイト及びルチルを含む (第 3. 52 図 h)。またざくろ石の結晶粒の間に藍閃石が残存することがある。藍閃石は青から紫への多色性を示し、周囲から緑色のバロア閃石へと置換されている。

3. 6. 4 蛇紋岩及びトレモラ閃石岩 (Es, SUs, SMS)

3. 6. 4. 1 概要

新居浜地域の超苦鉄質岩のうち小規模の岩体として泥質岩中に含まれるグループは、含水化が著しく、火成岩として形成されたかんらん石などの無水鉱物はほとんど残されていない。別子エクロジイト相ユニット及び白滝ユニットの上部と中部に散在し、いずれも薄いレンズ状もしくはブロック状の形状をしており、周囲の変成岩の面構造に調和的である。岩相によって岩塊の規模が異なり、厚さ数 m ~ 数 10 m 規模の岩体は蛇紋岩であるのに対して、トレモラ閃石岩は数 10 cm ~ 数 m の小岩塊として産する。こういった蛇紋岩体のうち最大規模のものは、白滝ユニット上部に含まれ、本地域東部の富郷ダム (銅山川) 付近に分布する藤原岩体である。露出面積は $400 \times 200 \text{ m}^2$ 、厚さは最大 150 m である (大貫ほか, 1978, 1980; 榎並, 1980) (第 3. 39 図, 第 3. 53 図 a)。現在はダム及びダム湖 (法皇湖) の下にあり露出は限られている。蛇紋岩体の分布は、ざくろ石帯の高変成度部から黒雲母帯に限られており、特にざくろ石帯とアルバ



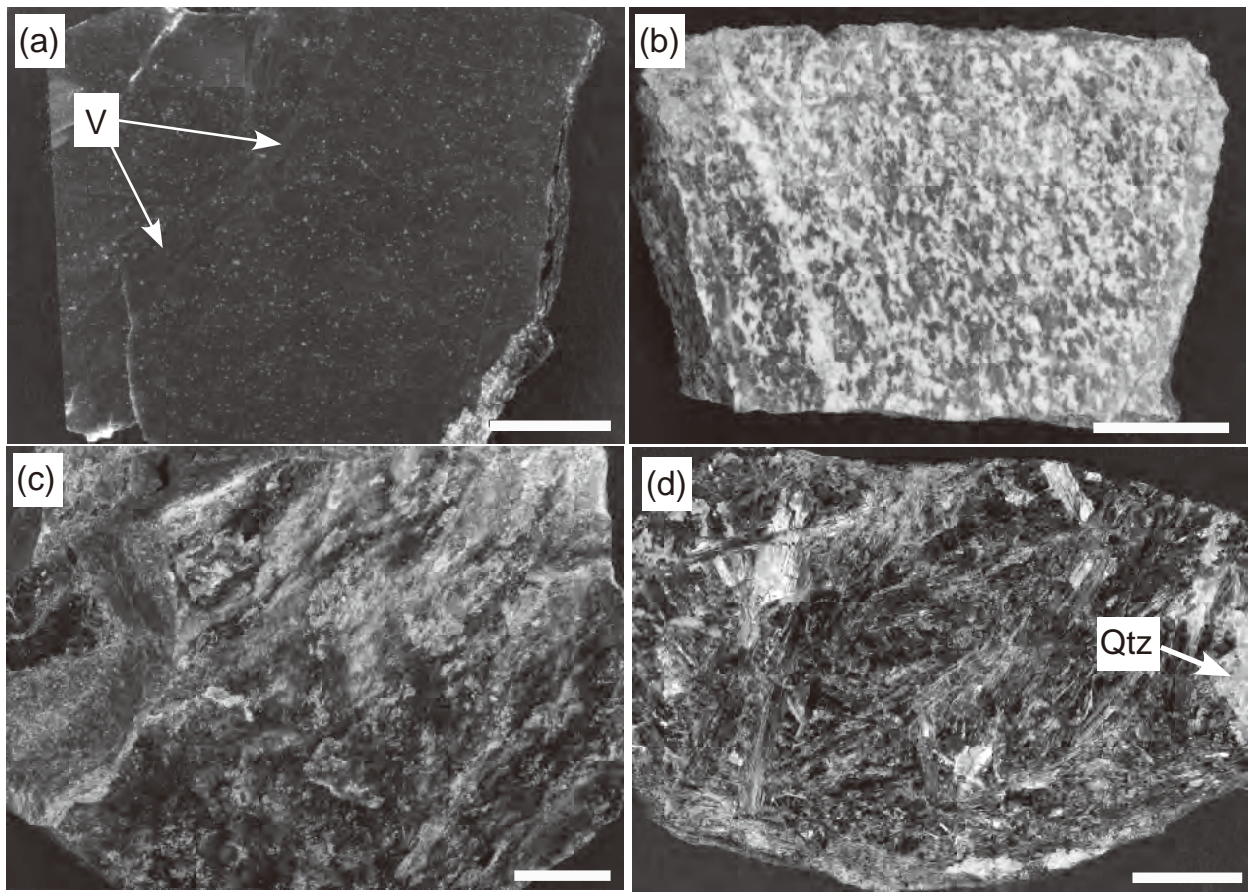
第 3. 54 図 トレモラ閃石岩の露頭写真

(a) 泥質片岩中のトレモラ閃石岩ブロック (Tr-block)。周囲を緑泥石片岩 (Chl-schist) が取り囲み、外側の泥質片岩へと漸移する。ハンマーの長さは 38cm。 (b) (a) のトレモラ閃石ブロックの拡大写真。トレモラ閃石の柱状結晶がランダムに成長している。

イト黒雲母帯の境界付近に多い。トレモラ閃石岩は、黒雲母帯にのみ見られる (Kunugiza *et al.*, 1986)。

3. 6. 4. 2 起源と変成作用

蛇紋岩 (第 3. 28 図 x) については、全岩化学組成 (第 3. 2 表 o, p) や共生鉱物の組み合わせから、ダナイト源とウェールライト源のものが認識される (大貫ほか, 1978; 梶座, 1984)。斜方輝石が存在した事実は認められない。これらの蛇紋岩中に残存するクロムスピネルの中心部の化学組成は東赤石岩体の組成範囲に収まり、ほぼ同一のトレンドをなすことから、同様の起源をもつと考えられる (榎並, 1980; 梶座, 1984)。藤原岩体の蛇紋岩の全岩化学組成は、大貫ほか (1978) に記されている。榎並



第3.55図 蛇紋岩及びトレモラ閃石岩の標本写真

(a) 藤原岩体のダナイト起源の蛇紋岩の研磨標本。中央上から左下にかけて脈状のかんらん石 (V) を含む。輝度の高い細粒結晶は磁鉄鉱、もしくは変質したクロム鉄鉱。(b) 藤原岩体の変斑れい岩の研磨標本。暗色の角閃石 (集合体) が定向配列を示す。(c) 蛇紋岩の標本。試料左側の断面に塊状の内部構造が見える。岩石の表面に緑色のクリソタイルが生じている。西種子川沿いの露頭より採取。(d) トレモラ閃石岩の破断面。暗緑色柱状のトレモラ閃石の隙間をアルバイト、石英、滑石、緑泥石が埋める。写真右側にプール状の石英 (Qtz) が存在する。

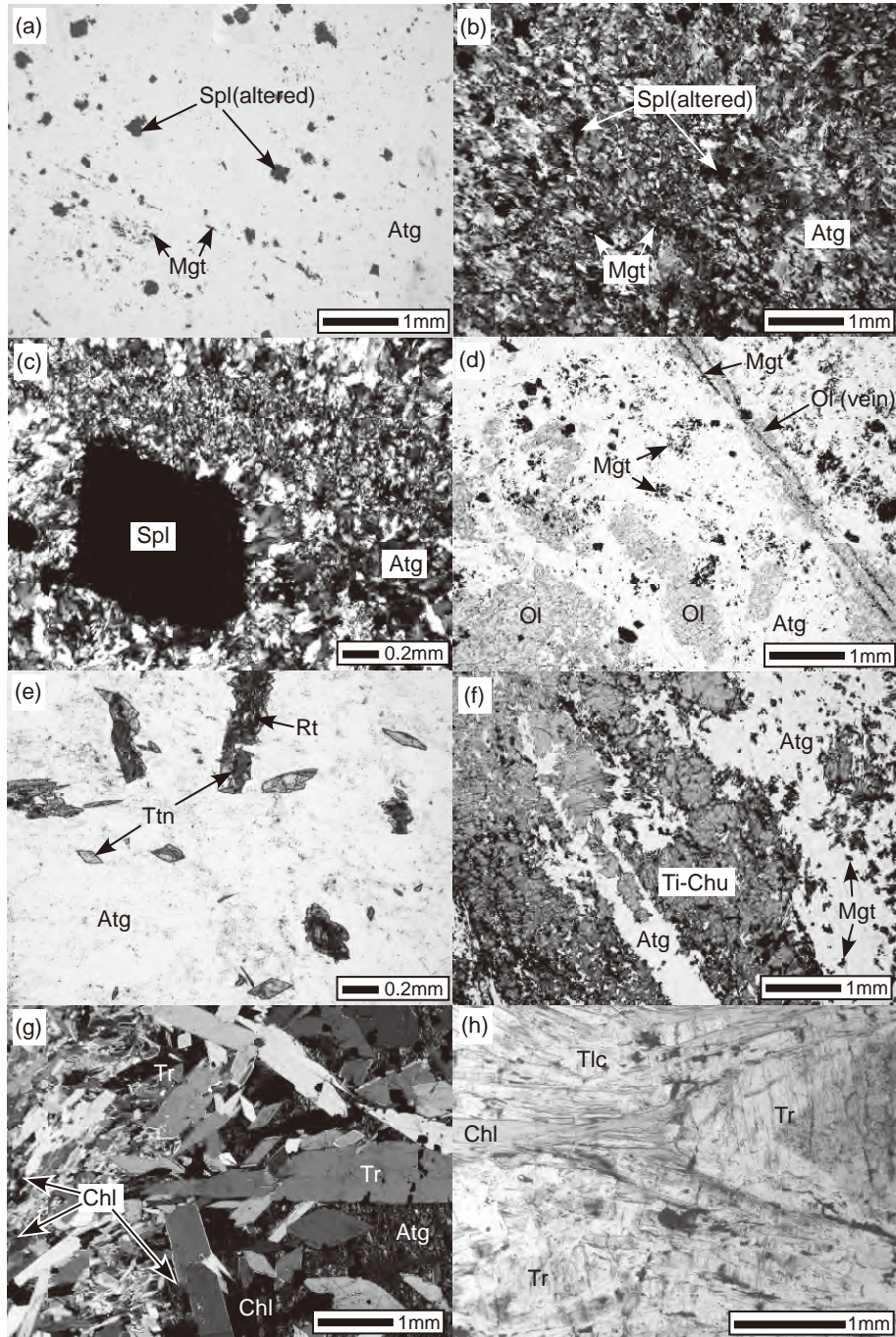
(1980) は Sr 含有量から蛇紋岩化以前に斜長石が存在しなかったことを示した。前述したとおり、蛇紋岩の鉱物共生の種別には、泥質岩中の鉱物共生に基づく変成分帯との相関が認められる (桐座, 1984)。一方、トレモラ閃石岩 (第3.28図 y) は化学的変質が強く、原岩の種類を特定するのは困難である。蛇紋岩体と泥質岩との境界にトレモラ閃石や緑泥石に富む反応帯が見られることから (第3.54図, 第3.56図 g), 蛇紋岩の小ブロックの交代作用の産物であると考えられる。

藤原岩体では、ダナイト由来の蛇紋岩中にレンズ状のウェールライト源の蛇紋岩や苦鉄質岩を含む関係が見られる。苦鉄質岩は岩体中央部に厚さ 50 m ほどの層状ユニットをなしており (第3.53図 a), 角閃石、ゾイサイトの量比の漸移的な変化による縞状構造や斜交層構造が発達する (第3.53図 c, 第3.55図 b) ことから斑れい岩質の岩床であったと推定される (大貫ほか, 1978)。ダナイト源蛇紋岩にはアンチゴライトとブルース石の共生が認められ、磁鉄鉱を包有する脈状もしくは斑状の変

成かんらん石が形成されている (大貫ほか, 1980; 榎並, 1980)。また、ウェールライト源蛇紋岩の鉱物共生は、アンチゴライト+クリノクロア (緑泥石の一種) + かんらん石+透輝石である (大貫ほか, 1980)。上記から、藤原岩体は 300 ~ 450 °C の条件で蛇紋岩化したのち、450 °C 以上の条件で三波川変成作用を経験したと読み取れる (榎並, 1980)。岩体近傍の大理石における方解石-石墨間の炭素同位体分配から 460 °C の変成温度が見積もられている (Wada *et al.*, 1984)。リザダイト蛇紋岩からの累進的な変成作用の痕跡は認められない (大貫ほか, 1980)。単斜輝石、ブルース石、炭酸塩鉱物や、チタノクリノヒューマイト (石橋ほか, 1978) の二次的な細脈が生成されている。

3.6.4.3 岩石記載

蛇紋岩 小規模の岩体として産する蛇紋岩はアンチゴライトを主成分とし、リザダイト蛇紋岩はごくまれにしか認められない。アンチゴライト蛇紋岩は黒色ち密で、標



第3.56図 蛇紋岩及びトレモラ閃石岩の薄片写真

藤原岩体の試料は榎並正樹（名古屋大）所蔵のもの。(a) 藤原岩体のアンチゴライト蛇紋岩（オープンニコル）。(b) (a)に同じ（クロスニコル）。アンチゴライトの数100 μm が共晶組織を示す。粒状の変質クロム鉄鉱（Spl）を多数含む。磁鉄鉱（Mgt）は不規則に生じているが、脈に沿って形成されている。(c) アンチゴライト蛇紋岩中のクロム鉄鉱（クロスニコル）。自形を示すが縁部に細粒の磁鉄鉱を伴う。(d) 藤原岩体の変成かんらん石（オープンニコル）。島状（Ol）と脈状（Ol (vein)）の二種類の産状が確認できる。脈状の変成かんらん石は中心に磁鉄鉱（Mgt）生成を伴うが、島状かんらん石と磁鉄鉱の産状に相関は見られない。(e) チタン石を伴う蛇紋岩（オープンニコル）。チタン石（Ttn）はルチル（Rt）を取り囲むように産するものや菱形の自形を示すものがある。藤原岩体。(f) チタノクリノヒューマイト斑状変晶を含む蛇紋岩（オープンニコル）。チタノクリノヒューマイト（Ti-Chu）は幅約1cmの脈をなしている。橙色を帯びた褐色で濃淡の多色性を示し、磁鉄鉱を伴いアンチゴライトを包有する部分もある。藤原岩体。(g) 蛇紋岩と泥質片岩の境界部分の薄片写真（クロスニコル）。右側の蛇紋岩側ではトレモラ閃石の自形結晶の合間にアンチゴライトが存在する。左側の泥質片岩側はトレモラ閃石が細粒で比率が高い。隙間は緑泥石が埋める。(h) トレモラ閃石岩の薄片写真。斑状のトレモラ閃石（Tr）の周囲に緑泥石（Chl）、滑石（Tlc）、細粒のトレモラ閃石が面状配列をなす。

本規模では明瞭な面構造を示さず塊状を呈する(第3. 55 図 a, c). 露頭スケールでは弱い面構造が認められる場合がある. 岩体の周縁部や断層に沿って角礫化を被っており, 変斑れい岩部分には葉片状の小片の配列による面構造が発達する(第3. 53 図 b). 剪断割れ目や角レキの表面では暗緑色のクリソタイルや白色のブルース石もしくは炭酸塩鉱物が, 薄膜もしくは細脈状に生成されている(第3. 55 図 c).

ダナイト源の蛇紋岩の主要な構成鉱物は, アンチゴライト, 磁鉄鉱, クロム鉄鉱で, 稀に赤鉄鉱を含む(第3. 56 図 a, b). 付随鉱物として, ルチル, チタン石, 方解石を含む. ウェールライト起源の蛇紋岩には斑状の単斜輝石を含む. アンチゴライト蛇紋石の粒径は10~100 μm と幅広く, 300 μm 程度のアンチゴライト斑状結晶が存在する場合もある. 形状は半自形で, 板状に近い結晶が共晶をなすように基質を形成する. クロム鉄鉱は不透明から濃い赤褐色の自形から半自形結晶を呈し, その周囲を数 μm の細粒磁鉄鉱が取り囲む(第3. 56 図 c). 磁鉄鉱は他形で粒径は数 μm である. 集合体をなして200 μm ほどの大きさになり, 自形のアンチゴライトを取り囲む場合もある. かんらん石はダナイト源蛇紋岩にはわずかに残存するが, ウェールライト源蛇紋岩には認められない. 残存かんらん石は微量で粒径数10 μm である. 三波川変成作用に伴って形成された変成かんらん石は, 脈状もしくは10 mm ほどの斑状変晶をなし, 内部に磁鉄鉱とアンチゴライトの微小結晶を包有する(第3. 56 図 d). トレモラ閃石の分布は変成条件によって変化し, 低変成度域では, アンチゴライトと共存し, 高変成度域では, かんらん石と共存する. 中程度の変成度域に相当する岩石ではトレモラ閃石は存在せず, アンチゴライトと単斜輝石の共存が特徴的である. ダナイト起源の蛇紋岩であっても, 泥質岩との境界付近には, 長さ数 mm に及ぶトレモラ閃石の斑状変晶が成長する(第3. 56 図 g). 藤原岩体にはダナイト源蛇紋岩に5%程の斑状のチタン石を含むことがある(第3. 56 図 e). 大部分のチタン石は中心にルチルを包有するが, 独立結晶も存在する. チタノクリノヒューマイトは, 肉眼で濃い赤褐色を呈し, 顕微鏡下では赤みを帯びた黄褐色を示す(第3. 56 図 f). 蛇紋岩中に斑状もしくは脈状に発達しており, 変成かんらん石を伴うことがある.

トレモラ閃石岩 トレモラ閃石岩(第3. 28 図 y)は, 数10 cm~数 m 規模のブロックとして, 主に泥質岩に取り込まれる形(第3. 54 図)で広域的に分布する. また, 超苦鉄質岩ユニットや苦鉄質ユニットと泥質岩の構造境界に特徴的に産する. 例えば瀬場谷ルート沿いでは, 最上流の東赤石岩体の南側境界と, 瀬場苦鉄質片岩(狭義)の北側境界に, いずれもアルバイト岩を伴って数メートル規模の露出が確認される. 泥質岩中のブロックは, 緑泥石に富む片状の岩石に取り囲まれる同心円状の構造

を示すことが多い(第3. 54 図). 緑色を呈し, 鞘状の外形を示すことから「アクチノ閃石鞘状岩塊(Actinolite pod)」の通称がある. ただし, 構成角閃石はアクチノ閃石-トレモラ閃石固溶体系列で言えば大部分がトレモラ閃石側の組成を持つことから, 本報告ではトレモラ閃石岩と呼ぶ. 内部は塊状を呈することが多いが(第3. 28 図 y), 複雑な褶曲構造を伴う場合もある. 構成鉱物は, トレモラ閃石(もしくは Mg に富むアクチノ閃石), 滑石, 緑泥石(第3. 56 図 h), 石英(第3. 55 図 d), アルバイトである. トレモラ閃石は, 透明度の高い緑色の長さ数 mm~数 cm の柱状結晶で, 塊状のブロックでは放射状の集合体をなす(第3. 28 図 x, 第3. 55 図 d). 緑色柱状のトレモラ閃石とその隙間を埋める白色の滑石とのコントラストが美しい. 石英脈を伴う場合やプール状に石英集合体を胚胎することがある(第3. 55 図 d).

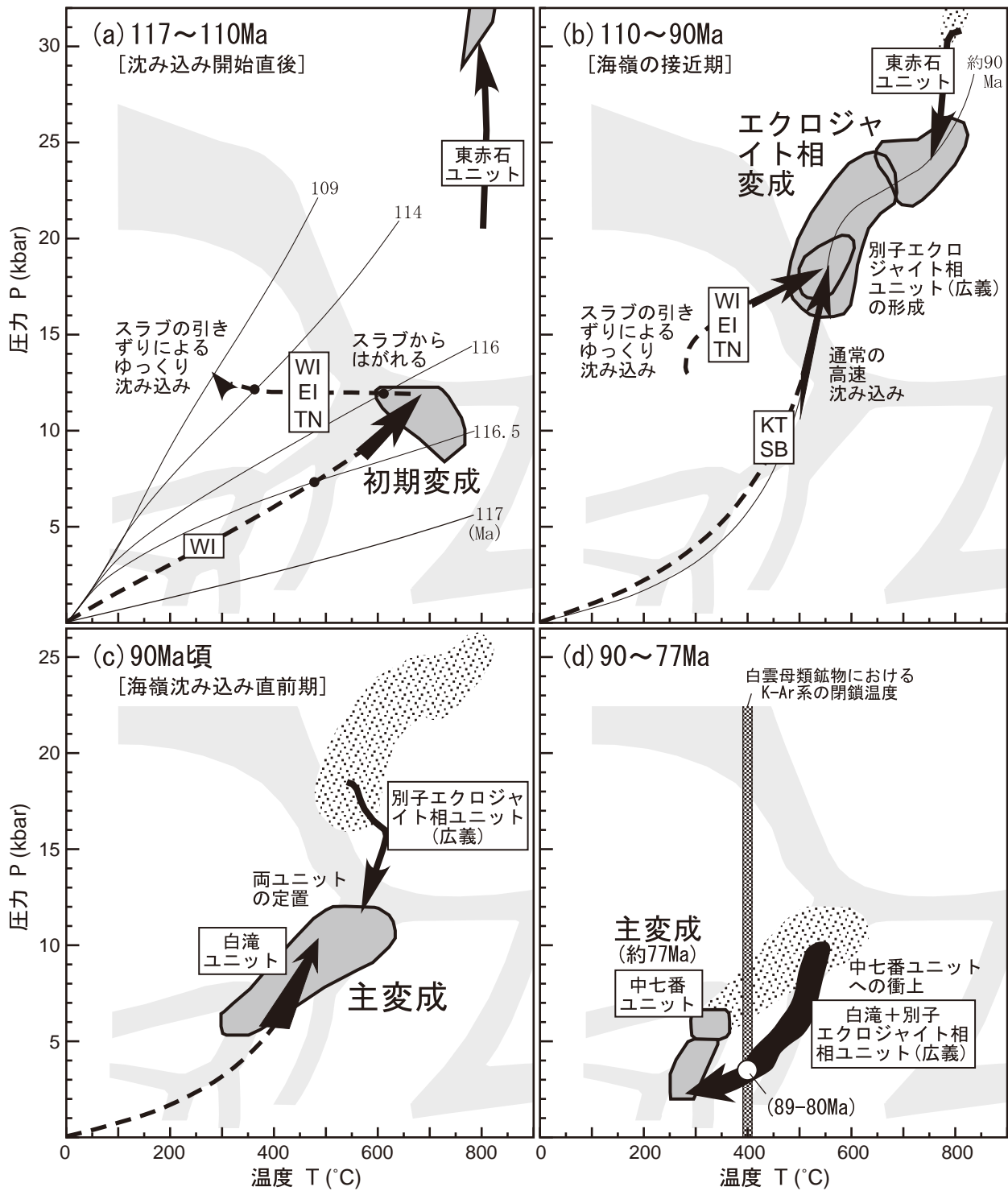
3. 7 変成作用

本地域を中心とした三波川変成コンプレックスの変成史を第3. 57 図に総括した. 以下, 初期変成, エクロジャイト相変成, 主変成(第3. 2. 2 節参照)及びそれ以後の上昇履歴という4つのステージ区分に基づいて過去の研究成果を整理する.

3. 7. 1 初期変成

定義と分布 後述するエクロジャイト相変成に先行する独立した変成ステージを初期変成と呼ぶ. 初期変成作用を記録している岩石の分布は別子エクロジャイト相ユニット内に限られる. Endo *et al.* (2009) は, 五良津西部岩体(第3. 1 図)のエクロジャイト様片麻岩中のざくろ石に2段階の不連続成長を示す累帯構造が普遍的にみられることを報告した. このざくろ石結晶の核部は斜長石を初生包有物として含み, 約116Ma の変成年代を記録している(第3. 2. 3 節参照). また, このざくろ石核部を被覆成長するざくろ石外縁部が多量のオンファス輝石包有物を含むことから, 核部の形成は明らかにエクロジャイト相変成よりも前である. 更に, Miyagi and Takasu (2005) が記載した東平岩体のエクロジャイト様片麻岩のざくろ石核部の化学組成及びそこに包有される鉱物共生は, 五良津西部岩体のものと同一視できる. 従って五良津西部岩体と東平岩体は, 共通の初期変成作用を経験し, その記録をざくろ石の結晶核部に残しているものとみなせる.

一方, 五良津東部岩体(肉淵岩体を含む, 第3. 1 図)は一部にグラニュライト, すなわち単斜輝石(Al_2O_3 を8%程度含むディオプサイド) + 斜方輝石 + 斜長石(バイトウナイトないシアノーサイト)の鉱物組み合わせをもつ岩石が確認されている(Yokoyama and Mori, 1975; Yokoyama, 1976, 1980; Tanaka, 1994). このグラニュ



第3.57図 三波川変成コンプレックスの変成史総括図

初期変成作用の圧力・温度条件は Yokoyama (1976, 1980) と Endo *et al.* (2012) による。その他の圧力・温度条件、変成相の境界等は第2.3図と同様。圧力・温度経路は岩石学的に導かれたものを黒矢印、モデル計算によって導かれたものを破線で示した。WI: 五良津西部岩体 (Endo *et al.*, 2012), EI: 五良津東部岩体, TN: 東平岩体, KT: 高越エクロジャイト様片岩 (Aoya *et al.*, 2003), SB: 瀬場苦鉄質片岩。東赤石ユニットの圧力・温度経路は Enami *et al.* (2004) と Mizukami and Wallis (2005), 白滝ユニット (ざくろ石帯, アルバイト黒雲母帯) の沈み込み経路は Enami (1998), 上昇経路は Okamoto and Toriumi (2005) による。(a) 117~110Ma, Endo *et al.* (2012) のモデル計算による沈み込み境界の地温曲線を細い実線で示し、年代値を付した。(b) 110~90Ma, 約90Maにおける沈み込み境界の地温曲線 (Aoya *et al.*, 2009) を細い実線で示した。(c) 90Ma頃。(d) 90~77Ma。

ライトの構成鉱物はより低温・高圧条件での再平衡を示す特徴、すなわち、ざくろ石が構成鉱物に加わり、また単斜輝石（デオプサイド）と斜方輝石はともに Al_2O_3 に乏しい組成への変化を示している（Yokoyama and Mori, 1975；Ota *et al.*, 2004）。このようにざくろ石を生じたグラニュライトのデオプサイドは更にオンファス輝石に置き換えられる（Ota *et al.*, 2004）。こうした観察から、五良津東部岩体も原岩としてのグラニュライト形成後、エクロジャイト相変成以前に五良津西部岩体と共通の初期変成作用を受けていたと考えられる。五良津東部岩体におけるグラニュライト及び初期変成ステージの記録は、ブーダンの中心部など、非変形で流体の浸透を免れた領域に残されている（Goto and Banno, 1990；Ota *et al.*, 2004）。

権現岩体（第 3. 1 図）からはジルコン外縁部の成長年代として 132～112Ma が得られており（Okamoto *et al.*, 2004）、この年代値は Endo *et al.* (2009) による初期変成作用の年代と一致する。また、これらのジルコンがオンファス輝石やざくろ石といったエクロジャイト相鉱物を含まないことから、権現岩体におけるジルコン外縁部の成長は初期変成作用時に起こった可能性がある（第 3. 2. 3 節参照）。

変成条件 Endo *et al.* (2009) は五良津西部岩体のエクロジャイト様片麻岩中のざくろ石核部の包有物を検討し、ざくろ石+角閃石（バロア閃石ないしタラム閃石）+斜長石（アルバイトないしオリゴクレス）+パラゴナイト+緑れん石+石英という鉱物共生から、角閃岩相高圧部（第 2. 3 図参照）の変成条件を示唆した。その後、Endo *et al.* (2012) はこの鉱物共生に対して多平衡温度圧力計の適用とシュードセクション解析（例えば、大森・眞砂, 2004）を行い、温度・圧力条件を 660°C, 12kbar（最高温度時）と見積もった。

一方、五良津東部岩体（肉淵岩体）のグラニュライトの平衡条件は鉱物組み合わせ（単斜輝石+斜方輝石+斜長石+スピネル）と両輝石間の Fe-Mg 分配係数から 750°C, 5～10kbar と見積もられている（Yokoyama, 1980）。この平衡条件自体は五良津西部岩体の初期変成より有意に高温・低圧であるが、これに引き続くより低温・高圧条件での再平衡は初期変成に関係付けられる。すなわち、ざくろ石が出現し（10kbar 以上）、単斜輝石及び斜方輝石は Al_2O_3 に乏しい組成へと変化し、両輝石間の Fe-Mg 分配係数の変化は冷却を示唆する（Yokoyama and Mori, 1975）。また、Ota *et al.* (2004) は Al に富む単斜輝石がざくろ石ラメラを離溶し、Al に乏しいデオプサイドへと変化する組織を示し、やはりグラニュライト相から角閃岩相高圧部への冷却・昇圧の履歴が示唆される。このような初期変成作用の変成条件は第 3. 57 図 a に示した。五良津西部岩体と五良津東部岩体が共に初期変成作用を記録していることは、この変成ステージ

（約 116Ma）の時期には既に両岩体が接合していたことを意味する。

圧力・温度履歴 五良津西部岩体はその中心部に厚さ 20 m 以上の大理石を伴っているため（第 3. 38 図）、礫性石灰岩が発達した海洋底上の地形的高まり（海山ないし海台）を起源とし、玄武岩が主たる原岩であると推測される（第 3. 5. 3 節, 第 3. 5. 8 節参照）。従って初期変成作用の変成条件（第 3. 57 図 a）に至るまでの圧力・温度履歴は沈み込み、つまり圧力・温度の上昇を伴うものと期待される。Endo *et al.* (2009) は最高温度時以前の鉱物共生を検討することで、また Endo *et al.* (2012) はシュードセクション解析を用いることで、それぞれ初期変成作用時に五良津西部岩体が圧力・温度の上昇を経験していたことを示した（第 3. 57 図 a）。この圧力・温度履歴は五良津西部岩体の原岩が海洋底表層物質であることを裏付けている。一方で、五良津西部岩体の初期変成時の圧力・温度条件（第 3. 57 図 a）は成熟した冷たい沈み込み帯（例えば、Peacock *et al.*, 1994；Uehara and Aoya, 2005）に比べると高温側に大きく隔たっている。そこで、Endo *et al.* (2012) は五良津西部岩体の沈み込みは海洋プレートの沈み込み開始直後に起こったものと解釈し、この解釈に基づいたモデル計算を行うことで、岩石学的に導かれた圧力・温度履歴がモデルによって再現できることを示した（第 3. 57 図 a）。

一方、五良津東部岩体の原岩は主に斑れい岩と考えられ（第 3. 5. 3 節）、これが沈み込む海洋地殻に由来するのか、または沈み込み境界直上（上盤側）の下部地殻に由来するものなのか、議論が分かれる。Takasu (1989) は五良津東部岩体に代表される変斑れい岩類は沈み込み帯上盤側の下部地殻ないしウエッジマントルに由来するものと考えた。この上盤起源という解釈は、五良津東部岩体におけるグラニュライトの産出及び初期変成作用の条件に至る昇圧・冷却の圧力・温度履歴と整合的である。すなわち、斑れい岩が下部地殻起源であるならば、原岩形成後のサブソリダステージはグラニュライト相相当の条件である。またその後、海洋プレートの沈み込み開始によって沈み込み境界が形成されると、上盤の岩石は直下を沈み込むスラブによって次第に冷却され、初期変成作用の条件が達成される。この解釈に立てば、五良津東部岩体は沈み込んできた五良津西部岩体と初期変成作用の段階で接合したものとみなせる。

Utsunomiya *et al.* (2011) は五良津西部・東部岩体の試料について全岩化学組成及び Nd や Sr の同位体比を検討し、本報告の五良津西部岩体に属するざくろ石含有デオプサイドホルンブレンド岩（Utsunomiya *et al.* の garnet clinopyroxenite のうち、東赤石岩体との境界部に産するもの；第 3. 28 図 1）が他の岩相に比べて特異な希土類元素パターンや Nd 同位体比を持つことを示した。そして五良津西部・東部岩体が海洋底で既に一体であっ

たという仮定 (Terabayashi *et al.*, 2005 など) のもと、この特異な化学的性質を説明するために、五良津岩体全体の起源を海洋性島弧に求めた。この場合、五良津西部・東部岩体は沈み込み開始時からすべての変成履歴を共にしていることになる。しかし、ざくろ石含有ディオプサイドホルンブレンド岩は東赤石岩体との境界部に特徴的に産し、超苦鉄質岩と苦鉄質岩の間の交代作用によって生じた岩石である可能性が高い (第 3. 5. 2 節参照)。つまり、初生的情報を失っている可能性が高く、地球化学的手法によって起源を論じるのに不向きな岩石である。また Utsunomiya *et al.* (2011) がざくろ石含有ディオプサイドホルンブレンド岩以外の岩相について示した希土類元素パターンは海洋島、中央海嶺、島弧などいずれの起源をも積極的に支持するものではない。つまり、現状では五良津西部・東部岩体の起源について、地球化学的な視点からは強い制約が得られているとは言えない。ただし、起源に関していずれの解釈を取るにせよ、五良津西部・東部岩体は共通の初期変成作用を被っており、以後の変成履歴はほぼ同様のものと考えられる (第 3. 57 図 a)。

3. 7. 2 エクロジャイト相変成

定義と分布 角閃石エクロジャイト亜相-藍晶石エクロジャイト亜相での変成作用によって特徴付けられる (第 3. 57 図 b)。別子エクロジャイト相ユニットの岩石はすべてこのステージの変成作用を経験している。Wallis *et al.* (2009) は瀬場苦鉄質片岩 (第 3. 1 図) のエクロジャイト様片岩及び徳島県の高越エクロジャイト様片岩という 2 試料についてエクロジャイト相変成作用時、つまりざくろ石とオンファス輝石の同時成長年代を検討し、共に 89~88 Ma という年代を得ている (第 3. 2. 3 節参照)。一方、東赤石ユニットのエクロジャイト相変成 (最高圧力時; 第 3. 57 図 a) は狭義別子エクロジャイト相ユニットより有意に高圧で起こっており (第 2. 3 図; 第 3. 6. 2. 2 節参照)、この最高圧力の時期は 90Ma 以前 (変形段階の対応関係による) という事しかわからない。第 3. 57 図では東赤石岩体の沈み込みを便宜的に 117~110Ma の時期 (第 3. 57 図 a) に書き込んだが、正確には 117~90Ma のいずれかの時期である。

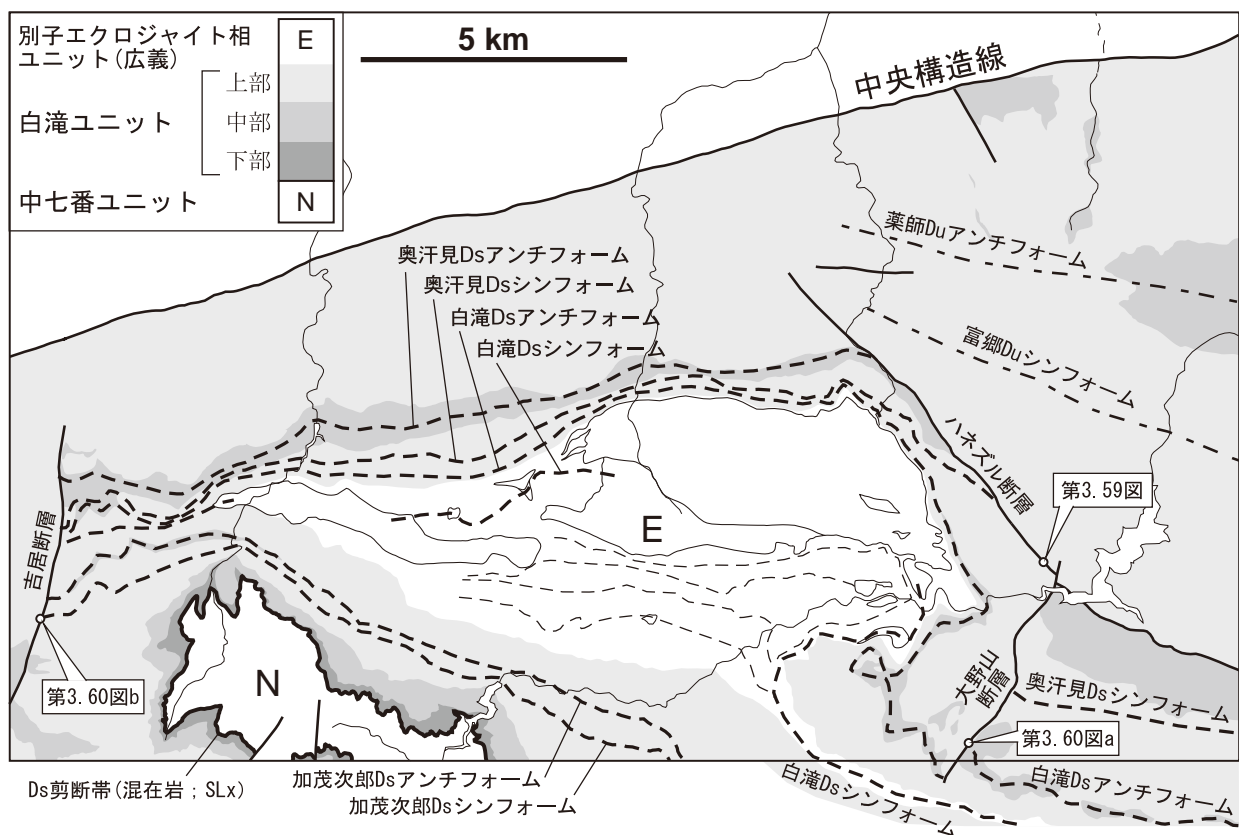
変成条件 エクロジャイト相変成作用時の圧力・温度条件は第 2. 3 図及び第 3. 57 図 b にまとめた。東赤石岩体における最高圧力条件 (第 3. 57 図 a) は変形段階の区分における D_{2B} 期 (第 3. 44 図) に達成されているが、その後の上昇時に起こった D_3 期の少なくとも一部は別子エクロジャイト相ユニットにおける上昇時変形、 D_{E2} と同一視できる (第 3. 44 図; 第 3. 6. 2. 3 節参照)。つまり、東赤石岩体は第 3. 57 図 b に示したエクロジャイト相変成の圧力・温度条件下で他のエクロジャイト相岩体と接合した可能性が高い。

圧力・温度履歴 東赤石岩体の圧力・温度履歴については第 3. 6. 2. 2 節参照。以下、別子エクロジャイト相ユニットの岩石を瀬場タイプと五良津タイプに分けて議論する。瀬場タイプのエクロジャイト様岩は狭義の瀬場苦鉄質片岩 (ざくろ石含有苦鉄質片岩; Ems) に産するものに代表され、多くの基質鉱物は径 1 mm 以下と比較的細粒である (第 3. 28 図 f-h)。また初期変成作用の痕跡を持たない。一方、五良津岩体 (第 3. 1 図) のざくろ石含有苦鉄質片麻岩 (Emg) やざくろ石含有変斑れい岩 (Egb) を五良津タイプとするが、これらの構成鉱物の多くは肉眼で認識可能な程度に粗粒である (第 3. 28 図 m-o, s)。また初期変成作用の痕跡を一部に残す (第 3. 7. 1 節参照)。Aoya *et al.* (2003) は瀬場タイプの特徴を持つ徳島県の高越エクロジャイト様片岩について詳細なざくろ石の包有物解析を行い、圧力/温度勾配の非常に大きな「立った」沈み込み圧力・温度履歴を認識した (第 3. 57 図 b)。そして、このような圧力・温度履歴が記録されるテクトニックな状況が海嶺沈み込みの直前期に当たることを熱モデル計算 (Uehara and Aoya, 2005) によって示した。すなわち、高越エクロジャイト様片岩や瀬場エクロジャイト様片岩が形成した約 90Ma の時期には中央海嶺が海溝の近傍にまで接近している状況であった (第 3. 57 図 b)。一方、Endo *et al.* (2012) は五良津西部岩体のエクロジャイト様岩についてシェードセクション解析を行い、エクロジャイト相への沈み込み圧力・温度履歴が瀬場タイプに比べて明らかに小さな圧力/温度勾配を持つことを示した (第 3. 57 図 b)。そして、このような「寝た」沈み込み圧力・温度履歴はゆっくりとした沈み込みによって形成されるものと考え、熱モデル計算によってその圧力・温度履歴を再現した (第 3. 57 図 a, b)。すなわち、五良津西部岩体はスラブと一体の正常な沈み込みによって初期変成作用のピーク変成条件を経験したのちにスラブからはがれ、その後はスラブに引きずられる形でゆっくりと沈み込んでエクロジャイト相に達したという解釈である (第 3. 57 図 a, b)。スラブからはがれた時期は沈み込み開始直後であったため、その後沈み込み境界はどんどん冷却してゆく (第 3. 57 図 a)。これに伴い、五良津岩体は初期変成作用のあと、110Ma ころまでに急速な温度降下を経験する (第 3. 57 図 a)。一方、110~90Ma の時期には接近してくる中央海嶺によって沈み込み境界は徐々に温められてゆくため、この状況でゆっくりと沈み込む五良津岩体には「寝た」圧力・温度履歴が記録される (第 3. 57 図 b)。このモデルは、共に玄武岩を原岩とする瀬場タイプエクロジャイト様岩と五良津西部岩体のエクロジャイト様岩 (第 3. 5. 3 節参照) の粒度の違いをよく説明する。つまり、立った沈み込み圧力・温度履歴を伴う瀬場タイプエクロジャイト様岩は約 90Ma の時期に一気にエクロジャイト相まで沈み込んでおり (第 3. 57 図 b)、変成作用の

継続時間は数 Ma 以内とごく短い。これに対し、五良津西部岩体は少なくとも約 20Ma という長い時間をかけてゆっくりとエクロジャイト相へと達する(第 3. 57 図 b)。両者の粒度の違いは、こういった変成作用の持続時間の違いによるものと解釈できる。近年、エクロジャイト相岩体群を取り囲む地域の泥質片岩(Eps)や珪質片岩(Eqs)もエクロジャイト相変成を経験したと考えられるようになったが(第 3. 2 図)、こういった比較的細粒の岩相は瀬場タイプエクロジャイト様岩と履歴を共にしていただろう。一方、東平岩体が五良津タイプに属することは第 3. 7. 1 節で述べたが、瀬場変斑れい岩、権現岩体(第 3. 1 図)などが瀬場タイプと五良津タイプのどちらに分類されるべきなのかは今のところ明らかではない。これらの岩体が粗粒の片麻岩類で構成されることは五良津タイプを示唆するものの、特に変斑れい岩については原岩の粒度を踏襲している可能性もある。初期変成作用の痕跡を残しているか、またはエクロジャイト相への沈み込み圧力・温度履歴の傾きが大きいかわかが分類の鍵であろう。

いずれにせよ、これまでに得られているエクロジャイト相変成作用の圧力・温度条件をまとめると第 3. 57 図 b のように一連のトレンドをなす(Ota et al., 2004 ;

Aoya et al., 2009)。つまり、エクロジャイト相変成以前には東赤石岩体、瀬場タイプ、五良津タイプといったいくつかの異なる変成履歴が存在するものの(第 3. 57 図 b)、エクロジャイト相変成の時期(約 90Ma)にはこれらすべての岩体は一体化し、一連のユニットである広義の別子エクロジャイト相ユニット(Wallis and Aoya, 2000, Aoya, 2002 のエクロジャイトナップ; 第 3. 2 図, 第 3. 32 図)が形成していたと解釈できる(第 3. 57 図 b)。エクロジャイト相変成の単一性について これまで、2 度の異なるエクロジャイト相変成が認識できるという考えがいくつか提案されているので(Takasu, 1989 ; Toriumi and Kohsaka, 1995 ; 櫻井・高須 2009 ; Kabir and Takasu, 2010a など)、これらに関する著者の見解を簡単に述べる。まず Takasu (1989) や Toriumi and Kohsaka (1995) は五良津東部岩体に 2 段階のざくろ石成長が認識されること(第 3. 5. 3 節参照)を主な根拠として 2 段階のエクロジャイト相変成を想定しているが、彼らが認識したざくろ石核部はエクロジャイト相ではなく、角閃岩相相当の初期変成作用によって生じた可能性が高い(第 3. 7. 1 節参照)。苦鉄質岩におけるざくろ石の存在が必ずしもエクロジャイト相変成の証拠とならないことは既に述べた(第 3. 4. 3. 2 節参照)。また 櫻井・高須



第 3. 58 図 新居浜地域三波川帯の地質構造概略図

ハネズル断層、大野山断層及び吉居断層の確認位置を、露頭写真を示した図の番号と共に示した。Ds 転倒褶曲の軸面トレスのうち、白滝シンフォームの南翼に見られる副次的なものについては細い点線で示した。

(2009) は広義の瀬場苦鉄質片岩に属する峨蔵地域のエクロジャイト様片岩のざくろ石に融食再成長組織が認められることを示し、この融食の原因を降温・減圧に求めることで、融食前・融食後という2度のエクロジャイト相変成(エクロジャイト相における昇温・昇圧)を想定した。しかし、ざくろ石の融食を引き起こす原因はH₂O分圧の増大など、降温・減圧以外にも考えられるため、櫻井・高須(2009)の解釈は確実とは言えない。一方、Kabir and Takasu(2010a)は狭義の瀬場苦鉄質片岩に属する大野谷エクロジャイト様片岩中に、ざくろ石核部が異なる組成のざくろ石を包有する組織を見だし、被包有ざくろ石とホストのざくろ石が2回の異なるエクロジャイト相変成に対応するものと解釈した。しかし、彼らが示した被包有ざくろ石の組成はホストざくろ石の核部の外側に成長したマントル部と同一である。しかも、被包有ざくろ石とざくろ石マントル部が、過去の割れ目を充填成長したと思われるネットワーク状ざくろ石によって連結していることが一部で確認できる(Kabir and Takasu(2010a)のFig.5)。つまり、彼らが示した被包有ざくろ石はおそらくホストざくろ石の一部に過ぎない。過去の割れ目を充填するように成長したネットワーク状ざくろ石は、例えば瀬場変斑れい岩においても認識されている(Takasu, 1984)。

3.7.3 主変成

定義と分布 中七番ユニット、白滝ユニット、別子エクロジャイト相ユニットのすべてにおいて認識され、緑泥石帯からオリゴクレーヌ黒雲母帯に至るいわゆる三波川帯全域の変成分帯(第3.5図)が記録されたステージである。パンペリー石アクチノ閃石重相から青色片岩相-緑色片岩相の境界部を経て緑れん石角閃岩重相に至る連続的な変成相系列が認識される(第2.3図;第3.8.3節参照)。エクロジャイト相岩体では主変成は主にオンファス輝石を分解して生じたホルンブレンドまたはアルカリ輝石とアルバイトの連晶組織、シンプレクタイトとして認識される(第3.2図,第3.29図a,b)。度合いの差こそあれ、別子エクロジャイト相ユニットの岩石はすべてこの主変成作用によるオーバープリントを受けている(第3.4図,第3.9図c,第3.57図c)。主変成作用の時期は、エクロジャイト相変成作用の時期(約89 Ma)とフェンジャイト・全岩を用いたK-Ar, Ar-Ar年代(第2.1図)を併せて考えると89~76 Ma頃と考えられる(第3.2.3節参照)。

変成条件 別子地域のオリゴクレーヌ黒雲母帯についてはEnami(1983)が泥質片岩の鉱物共生から10 ± 1 kbar, 610 ± 25 °Cという圧力・温度条件を見積もっている。またEnami *et al.*(1994)は、ざくろ石+アルカリ輝石(エジリンオージャイト)+アルバイト+石英、という鉱物組み合わせを含む希少な珪質片岩を緑泥石

帯、ざくろ石帯、アルバイト黒雲母帯から見だし、ざくろ石-単斜輝石温度計とひすい輝石圧力計を組み合わせることで、これらの鉱物帯の最高温度時の圧力・温度条件を導いた。別子地域に関し、緑泥石帯では5.5~6.5 kbar, 300~360 °C、ざくろ石帯では7.0~8.5 kbar, 420~460 °C、アルバイト黒雲母帯では8.0~9.5 kbar, 490~550 °Cが見積もられている。これらの圧力・温度条件は第2.3図及び第3.57図cにまとめた。

一方、エクロジャイト相岩体の大部分はアルバイト黒雲母帯またはオリゴクレーヌ黒雲母帯に属するが(第3.5図)、シンプレクタイト(アルバイト+パロア閃石ないしホルンブレンド)の形成から推定される緑れん石角閃岩重相の変成条件は両帯における変成条件と合致する。Zaw Win Ko *et al.*(2005a)は狭義の瀬場苦鉄質片岩(第3.1図)に挟まれた泥質片岩中のざくろ石にエクロジャイト相変成よりも後に成長した外縁部を認識し、ざくろ石-緑泥石温度計から550~600 °C(10kbarでの値)という変成温度を見積もった。この温度は瀬場苦鉄質片岩が属するアルバイト黒雲母帯の変成条件とほぼ一致している。このように別子エクロジャイト相ユニットが周囲の白滝ユニットと同様の主変成の痕跡を残していることは、主変成作用の段階で別子エクロジャイト相ユニットと白滝ユニットが定置していたことを示す(第3.57図c)。中七番ユニットの主変成作用の扱いについては第3.7.4節で述べる。

圧力・温度履歴 Aoya(2001)は瀬場苦鉄質片岩(狭義)のエクロジャイト様片岩について、エクロジャイト相から緑れん石角閃岩重相への定性的な上昇履歴を示した。また五良津西部岩体のエクロジャイト様片岩についてEndo *et al.*(2012)が、エクロジャイト相から緑れん石角閃岩重相に向かう定量的な上昇履歴を報告している(第3.57図c)。一方、Enami *et al.*(1994)は緑泥石帯に属する白滝ユニットの岩石では最高温度に至る履歴が沈み込み(昇温・昇圧)履歴となっていることを示した。またEnami *et al.*(1994)はざくろ石帯及びアルバイト黒雲母帯の珪質片岩試料において最高温度以前の圧力・温度履歴を検討し、最高温度達成の前に50~100 °Cの昇温に伴う0.3~1kbarの減圧があったことを示唆した。その後、Enami(1998)は両鉱物帯の泥質片岩に産するざくろ石の累帯構造にざくろ石-緑泥石温度計とチタン石形成反応を併用したモデル計算を行い、最高圧力時に至るまでの比較的「立った」(圧力/温度勾配の大きな)沈み込み履歴(第3.57図c)及びその後の最高温度に至るまでの昇温・減圧履歴を導いた。またInui and Torium(2002)はアルバイト黒雲母帯の泥質片岩について、ざくろ石の組成累帯構造を用いたギブス法解析(乾, 2004)からEnami(1998)と同様の「立った」沈み込み圧力・温度履歴を導いている。ただし、現在の目で見るとEnami *et al.*(1994), Enami(1998), 及びInui

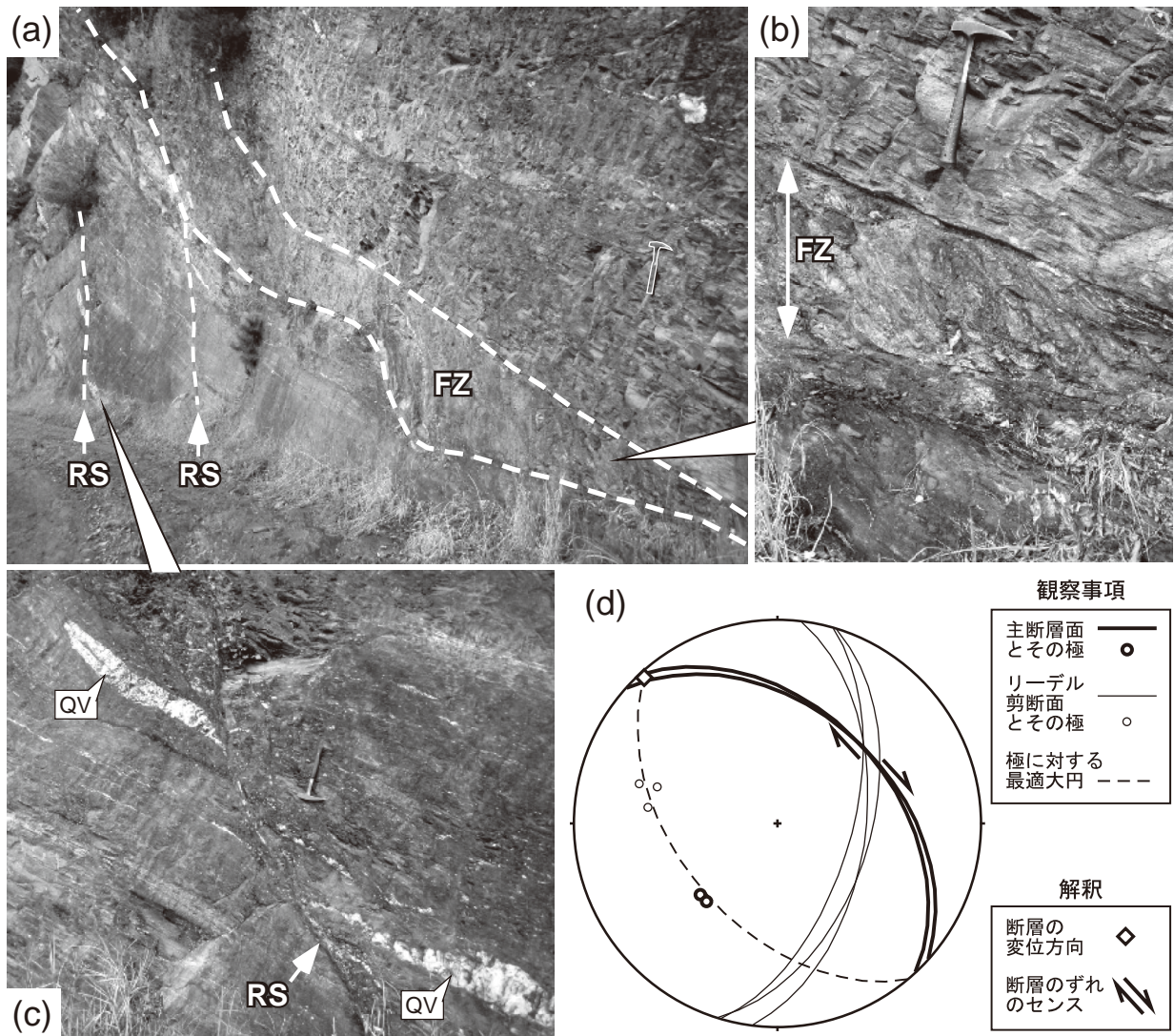
and Toriumi (2002) が用いた試料の多くは第3. 2図の別子エクロジヤイト相ユニットに含まれており、解析に使われたざくろ石はエクロジヤイト相で形成していた可能性があるため、解析結果の少なくとも一部は現在の視点で再評価されるべきだろう。

3. 7. 4 主変成以後の上昇履歴

白滝ユニットの緑泥石帯低温部と中七番ユニットの変成条件は共にパンペリー石アクチノ閃石亜相に相当し、区別がつかない(第2. 3図; Sakaguchi and Ishizuka, 2008)。この意味において中七番ユニットでの変成作用は一連の主変成の一部とした。一方、中七番ユニット(緑泥石帯低温部)の最高変成温度は300~360°Cであり、

白雲母類鉱物におけるK-Ar系の閉鎖温度(約400°C: Hodges, 1991; Hames and Bowering, 1994など)に満たないため、Takasu and Dallmeyer (1990)によって得られている約77MaというAr-Ar年代(第2. 1図)は変成年代とみなすのが妥当だろう。本報告では暫定的にこの立場を取り、中七番ユニットにおける主変成作用は約77Maに起こったと考える(第3. 57図d)。ただし、中新世火成活動に伴う再加熱によってAr-Ar年代の若返りが起こっている可能性があることを付け加えておく(第7. 3節参照)。

一方、ざくろ石帯やアルバイト黒雲母帯に属する白滝-別子エクロジヤイト相ユニットから得られているAr-Ar年代は約400°Cへの冷却年代であるにも関わら



第3. 59図 ハネズル断層の露頭写真、及び変位のセンス
ハンマーの長さは33 cm。断層の両側を占めるのは白滝ユニット上部の泥質片岩(SUp:アルバイト黒雲母帯)。FZ:破砕帯、RS:リーデル剪断面。(a)露頭全景。北北西を向いて撮影。露頭の位置は第3. 58図参照。(b)(a)の右端の破砕帯部分の拡大。北を向いて撮影。(c)(a)の左端のリーデル剪断面の拡大。北を向いて撮影。QV:石英脈。(d)露頭で測定した構造方位のステレオプロット(等面積、下半球投影)とその解釈。ハネズル断層は右横ずれ断層と解釈できる。

ず、大部分は 89~80Ma と 77Ma よりも古い値を示している。つまり、中七番ユニットにおける主変成の時期（約 77Ma）には、白滝ユニットと別子エクロジヤイト相ユニットは既に白雲母類鉱物における K-Ar 系の閉鎖温度、約 400 度以下への冷却を終えている（第 3. 57 図 d）。Okamoto and Toriumi (2004, 2005) は苦鉄質片岩中の角閃石の組成累帯構造を用いたギブス法解析（岡本, 2004）によって緑泥石帯高温部-アルバイト黒雲母帯における主変成以後の圧力・温度履歴（上昇履歴）を導いた（第 3. 57 図 d）。この解析結果によれば、白滝-別子エクロジヤイト相ユニットは 400 度以下まで冷却した 89~80Ma の段階で約 3.5kbar まで上昇しており（第 3. 57 図 d）、中七番ユニットの主変成の時期（約 77Ma）にはその上位への衝上運動を終えていたものと考えられる。Wallis *et al.* (2009) は瀬場苦鉄質片岩（狭義）から得られている Lu-Hf 年代と Ar-Ar 年代にほとんど差がなく、誤差範囲で一致することから（第 2. 1 図）、瀬場苦鉄質片岩がエクロジヤイト相から Ar-Ar の閉鎖圧力（約 3.5kbar、第 3. 57 図 d 参照）に達するまでの上昇がプレート運動に匹敵する高速（2.5 cm/year 以上）であったことを論じた。

3. 8 地質構造

本節では新居浜地域三波川帯における巨視的な（地質図規模の）地質構造を総括する（第 3. 58 図参照）。

3. 8. 1 Ds 期以前の変形構造

別子エクロジヤイト相ユニット内の構造境界 第 2. 3 図及び第 3. 57 図 b に示した通り、東赤石ユニットは他のすべての別子エクロジヤイト相ユニット構成岩類よりも高圧の変成条件を経験しているため、このユニットに属する東赤石岩体、芋野岩体、上兜かんらん岩、雲ヶ原岩体及び西赤石岩体（第 3. 1 図）の分布境界は、断層で接する一部の例外（第 3. 6. 2 節参照）を除けばすべて過去の構造境界とみなせる。東赤石岩体と周囲の別子エクロジヤイト相ユニットは東赤石岩体における D₃ 期（第 3. 44 図）には既に履歴を共にしていることから、これらの構造境界は D₃ 期以前（別子エクロジヤイト相ユニットにおける D_{E2} 期以前）に形成したものと考えられる。五良津西部・東部岩体（第 3. 1 図）の境界が過去の構造境界であるかどうかは五良津東部岩体が下部地殻-ウェッジマントル起源であるか、あるいは海洋底起源であるかによる（第 3. 7. 1 節参照）。前者の場合は D_{E1} 期（第 3. 9 図）以前の明確な構造境界と考えられる。五良津タイプに属する東平岩体は瀬場タイプの片岩類に取り囲まれることから、その分布境界は D_{E2} 期以前の構造境界とみなせる。また瀬場変斑れい岩（第 3. 1 図）の分布境界が明瞭な構造境界かどうかは、この岩体

が五良津タイプなのか、瀬場タイプなのかによる（第 3. 57 図 b；第 3. 7. 2 節参照）。五良津タイプであれば、周囲を取り囲む瀬場タイプ岩相との間に D_{E2} 期（第 3. 9 図）以前の構造境界が必要である。権現岩体（第 3. 1 図）については、東赤石岩体と接する南西端は D_{E2} 期以前の構造境界とみなせるが、北東端についてはこの岩体が五良津タイプなのか瀬場タイプなのかによる。いずれにせよ、エクロジヤイト相に達した岩石の集積、つまり別子エクロジヤイト相ユニットの形成は上昇時変形である D_{E2} 期の開始時にはほぼ終了しており（第 3. 9 図、第 3. 57 図 b）、別子エクロジヤイト相ユニット（広義）の内部に想定される構造境界はすべて D_{E2} 期以前に形成したものとみなせる。

別子エクロジヤイト相ユニットと白滝ユニットの境界 D_{E2} 期変形は別子エクロジヤイト相ユニットにおける主変形であり（第 3. 9 図 a）、瀬場苦鉄質片岩（狭義）や五良津西部岩体では広範囲において D_{E2} 片理が発達している（Aoya and Wallis, 1999；Endo *et al.*, 2012）。D_{E2} 期は別子エクロジヤイト相ユニットにおける上昇時変形だが、同時期に起こっていた Dr 変形は白滝ユニットにおける沈み込み時変形である（第 3. 9 図）。つまり、別子エクロジヤイト相ユニットと白滝ユニットの定置はこれらの変形段階の最終期に起こったと考えられる（第 3. 9 図 c；Aoya, 2001）。別子エクロジヤイト相ユニットと白滝ユニットの間の構造境界を露頭観察と薄片観察のみによって認定することが困難なことは第 3. 4. 3. 2 節で述べた。ただし、地質構造の観点から見れば、別子エクロジヤイト相ユニットの分布は少なくとも白滝苦鉄質片岩の上位に位置する泥質片岩卓越部以上の構造位置に限られる（第 3. 3 図、第 3. 32 図 a；第 3. 4. 3. 2 節参照）。現時点での別子エクロジヤイト相ユニットの分布範囲は第 3. 2 図に示した。

3. 8. 2 Ds 期の変形構造

Ds 期の片理（Ss）は別子エクロジヤイト相ユニット（広義）を除く三波川変成コンプレックスのほぼ全域に発達し、三波川帯全域における主変形とみなせる（第 3. 9 図 b；Wallis *et al.*, 2009 など）。本地域三波川帯中央部の別子地域では、この Ds 期に形成した巨視的な転倒褶曲群、すなわち南から加茂次郎シンフォーム、加茂次郎アンチフォーム、白滝シンフォーム、白滝アンチフォーム、奥汗見シンフォーム及び奥汗見アンチフォームが認識された。これについては第 3. 4. 3. 1 節で記述した。また、これらの褶曲の軸面トレースは第 3. 58 図に示した。一方、本地域南西端部の新居浜市別子山中七番周辺には混在岩（SLx）によって特徴付けられる Ds 期の剪断帯があるが（第 3. 58 図）、これについては第 3. 4. 1. 1 節で記述した。この剪断帯は下位の中七番ユニットと上位の白滝ユニットを境するものであり（第 3. 3 図；第

3. 32 図), 白滝ユニットの中七番ユニットに対する南方への衝上によって形成したものと考えられる (第 3. 57 図 d; Takasu and Dallmeyer, 1990; Takasu *et al.*, 1994; Wallis, 1998).

3. 8. 3 Du 期の変形構造

Du 期変形は主片理 Ss を曲げ, 東西傾向ほぼ水平な褶曲軸を持つ直立褶曲によって認識される (第 3. 8 図 a, 第 3. 9 図 b). 本地域三波川帯東部のハネズル断層 (第 3. 58 図) より北東側の地域 (赤星山地域) には, 地質図規模の Du 褶曲, すなわち富郷シンフォームと薬師アンチフォームが認識される (断面図 A-B). 地質図及び第 3. 58 図にはこれらの軸面トレースを示した. また本地域三波川帯中央部の別子地域においても緩やかな巨視的 Du 褶曲の影響が確認できる (第 3. 21 図; 第 3. 4. 3. 1 節参照).

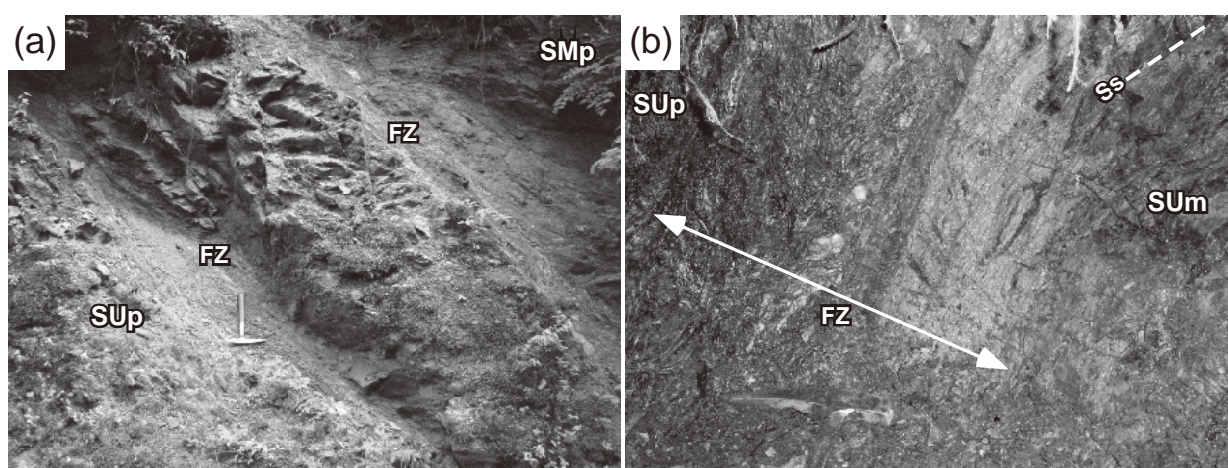
3. 8. 4 断層

中央構造線 中央構造線は前期白亜紀から現在に至る長大な活動史を持つ (第 9 章参照). 本地域では三波川変成コンプレックスとその北方に位置する和泉層群ないし第四紀堆積物との境界断層をなしている (第 3. 32 図). 本地域三波川帯のうち中央構造線から 300 m 以内の部分では後期白亜紀末期までの活動によると思われる泥質片岩のマイロナイト化がしばしば認められる (第 3. 5 図 a, 第 9. 1 図; 第 9. 2. 1 節参照). また小河谷川河床の中央構造線露頭では泥質片岩のカクラサイト化が認められる (第 9. 2 図 a). Fukunari and Wallis (2007) と El-Fakharani and Takeshita (2008) は中央構造線近傍の三波川変成コンプレックスにおいて正断層センスの変位を示

す小断層群 (もしくはシアーバンド) を報告しており, これらは後期白亜紀末期-前期中新世の活動に伴って形成したものと考えられる (第 9. 2. 1 節参照).

ハネズル断層 本地域三波川帯東部において北西-南東方向に延びる (第 3. 58 図). 露頭写真は第 3. 59 図 a-c に示した. 主断層面は母岩の Ds 片理とほぼ平行に発達し, 厚さ 20~80 cm 程度の固結した破砕帯 (ないし剪断帯) を伴う (第 3. 59 図 a, b). 固結断層であることから, 未固結破砕帯を伴う大野山断層 (後述) よりも古いものと考え, 地質図では大野山断層に切られるように描いた. ハネズル断層の破砕帯周辺にはリーデル剪断面 (R1 面: 狩野・村田, 1998 など) と思われる互いにはほぼ平行な複数の小断層が発達する (第 3. 59 図 a, c). 主断層面とこれらリーデル剪断面の方位関係から, ハネズル断層の変位方向がほぼ水平であったこと, また断層変位のセンスが右横ずれであったことがわかる (第 3. 59 図 d). またリーデル剪断面において石英脈のズレから認識される変位のセンスも右横ずれと調和的である (第 3. 59 図 c). ハネズル断層北西部の位置は Hara *et al.* (1990, 1992) における猿田ナップ I と猿田ナップ II の境界にほぼ一致している. しかしナップと呼ぶ以上, その境界の両側には明らかな異地性が認識されるべきであるが, 本報告の調査では岩相, 変成度, 変形構造といういずれの観点からも明確な異地性を示す事実は得られなかった. ハネズル断層の西側では五良津岩体北方から中央構造線にかけてざくろ石帯が広く分布し, 東側ではハネズル山北方にやはりざくろ石帯が広く分布する. 仮にこれらのざくろ石帯の南限をマーカーと考えると, ハネズル断層の右横ずれ変位は約 3 km である.

大野山断層 本地域三波川帯南東端部において北北東-



第 3. 60 図 大野山断層, 吉居断層の露頭写真

ハンマーの長さは 33cm, ハンマーヘッドの長さは 18cm. 露頭位置は第 3. 58 図参照. SUP: 白滝ユニット上部の泥質片岩, SMp: 白滝ユニット中部の泥質片岩, SUM: 白滝ユニット上部の苦鉄質片岩. FZ: 破砕帯, Ss: Ds 片理. (a) 大野山断層に伴う 2 条の未固結破砕帯. 北東を向いて撮影. 断層上側の泥質片岩は白滝苦鉄質片岩の下位を, また断層下側の泥質片岩は白滝苦鉄質片岩の上位を占めることを周辺の調査で確認した. (b) 吉居断層に伴う破砕帯. 北東を向いて撮影.

南南西方向に延びる（第3.58図）。この断層を認識したことを一因とし、南隣「日比原」地域北東端部の地質図、断面図（青矢・横山, 2009）に若干の修正が生じた（第3.20図）。断層の確認地点（第3.58図）において、大野山断層の断層面の走向はN27°E、傾斜は東に56°である（第3.60図a）。この走向を北北東に延長すると古山ほか（1985）によるアルバイト黒雲母帯とオリゴクレス黒雲母帯の境界（第3.7図）に至る。古山ほか（1985）やHara *et al.*（1990, 1992）はこの境界を猿田ナップIとIIの境界と解釈しているが、本報告では大野山断層によるものと解釈する。大野山断層に伴う破碎帯（第3.60図a）は未固結であるため、固結断層であるハネズル断層よりも新しいものと考え、地質図ではハネズル断層を切るように描いた。断層面上に観察される擦痕の方向は傾斜方向と平行に近い（トレンド139°, プランジ49°）。東平岩体から五良津岩体（第3.1図）にかけて分布するオリゴクレス黒雲母帯は東に向かって赤石山系上方の空中に延長すると考えられるので、仮にオリゴクレス黒雲

母帯をマーカーと考えると、大野山断層は正断層センスの変位を伴っていたと考えられる。

吉居断層 本地域三波川帯南西端部において北北東-南南西方向に延びる（第3.58図）。吉野・小島（1953）の地質図に示されていたものを本報告の調査で確認した。断層の確認地点（第3.58図）において、断層面の走向傾斜はN16°E、62°Wである。断層確認地点の北方では点紋片岩と無点紋片岩の分布境界（ざくろ石帯と緑泥石帯の境界）が南北に走っているが（第3.6図）、この境界は吉居断層によるものと考えられる。また、断層東側に広く分布する白滝苦鉄質片岩が西側で消滅することも吉居断層の存在によって説明できる。露頭では東側の苦鉄質片岩と西側の泥質片岩（共に緑泥石帯）を隔てており、幅40 cm程度の未固結破碎帯を伴う（第3.60図b）。断層の変位方向やずれのセンスを露頭で確認することはできなかったが、仮に白滝苦鉄質片岩をマーカーと考えると、左横ずれの変位を伴っていたと考えられる。

第4章 領家変成岩類

(松浦浩久・青矢睦月)

「新居浜」地域（以下、本地域）の領家変成岩類は新居浜市北東部多喜浜の燧灘に面した新居浜市東港フェリー着場から黒島にかけて小範囲に分布するほか、大島と御代島にも領家深成岩類の小規模な捕獲岩体として含まれる。岩相は分布が広い順に苦鉄質片麻岩（第4.1図、第4.3図）、泥質及び砂質片麻岩（第4.2図）、珪質片麻岩（第4.3図、第4.4図）、及び大理石からなる。片麻岩類の岩相境界は東西方向から西北西-東南東方向で北または南に40°以上の急傾斜で接し、原岩の層理を示すと考えられる。片麻岩は板状鉱物と柱状鉱物の並びによるほぼ岩相境界と平行な片麻状構造を示すが、部分的には接触変成によるモザイク組織を示すことがある（第4.5図b）。

4.1 苦鉄質片麻岩 (Rm)

苦鉄質片麻岩には縞状構造の発達が弱い部分と強い部分がある。縞状構造の発達が弱い苦鉄質片麻岩は黒島東海岸から海浜公園にかけての岩体のほか、垣生崎南にも小規模に露出する。黒島東海岸でブロック状の層状珪質片麻岩の小岩体を捕獲するが（第4.3図）、それ以外の場所では他の岩相を含まない。塊状苦鉄質岩を顕微鏡で観察すると主に径0.05~0.8 mmのホルンブレンド（Z：緑褐色）と斜長石からなる角閃石片麻岩で、少量の単斜輝石、黒雲母、鉄酸化鉱物及びチタン石を伴う。露頭及び手標本では塊状に見えるが、顕微鏡下では角閃石の柱状結晶の伸張や粗粒の層と細粒の層の互層、及び副成分鉱物に富む層を挟むことによる片麻状組織が認められる。



第4.1図 苦鉄質片麻岩の露頭（新居浜港フェリー岸壁西）

縞状構造の発達が顕著な苦鉄質片麻岩は新居浜市東港フェリー着場の西に露出している（第4.1図）。厚さ数mm~数cmの灰緑色部と白色部及び暗緑褐色部が縞状を示し、縞が細かく折りたたまれて褶曲する（第4.1図）。顕微鏡で観察すると、灰緑色部は主に径0.1~0.5 mmのホルンブレンド（Z：緑褐色）、斜長石、単斜輝石（デオプサイド）からなる角閃石片麻岩で（第4.5図a）、径0.02 mm前後のチタン石とアパタイトを伴う。白色部は主に径0.1~0.2 mmの単斜輝石と斜長石からなり、単斜輝石を多量に包有するホルンブレンド（径0.5~1 mm、Z：緑褐色）を少量含み（第4.5図a）、径0.02 mm前後のチタン石とアパタイトを伴う。暗緑褐色部分はホルンブレンド（径0.1~1 mm、Z：緑褐色）とチタン石からなる角閃石岩である。これらの岩相をぶどう石脈が切っている。



第4.2図 泥質片麻岩の露頭（新居浜市黒島唐猫鼻西）



第4.3図 珪質片麻岩 (Rs) の岩塊を含む苦鉄質片麻岩 (Rm) の露頭（新居浜市黒島東海岸）

4.2 泥質及び砂質片麻岩 (Rp)

本岩相は風化・浸食を受けて分布は狭く、黒島の苦鉄質片麻岩と深成岩体に挟まれた低所にわずかに残るほか(第4.2図)、大島の花崗閃緑岩の捕獲岩体として露出している。泥質及び砂質片麻岩は茶褐色を呈し、径0.2~1 mmの黒雲母結晶が肉眼で認められる。厚さ1~3 cmの珪質片麻岩の薄層を挟むほか、礫状ないし岩塊状の珪質片麻岩を含むことがある(第4.2図)。黒島の苦鉄質片麻岩の北側から得られた試料(第4.5図d)、及び大島で得られた捕獲岩試料は共に灰色部と暗褐色部の厚さ1~10 mmの互層からなる。顕微鏡で観察すると、主成分鉱物は径0.05~1.2 mmの石英、黒雲母(Y≒Z; 赤褐色)、斜長石、カリ長石及び白雲母からなり(第4.5図c, d)、径0.02 mm前後の鉄酸化鉱物と、ジルコン、アパタイトを含む。また堇青石に由来すると思われる径1~2 mm程度の粒状のピナイト集合体が含まれる(第4.5図c, d)。加えて、黒島の試料には最大径7 mmまでのざくろ石、及び緑泥石が少量含まれる(第4.5図d)。緑泥石は一部で黒雲母を置換していることから(第4.5図d)、後退変成時に生じたものと考えられる。灰色部の原岩はおそらく石英砂粒に富む砂質岩で、暗褐色部は泥質岩由来と考えられる。灰色部では暗褐色部に比べて黒雲母とざくろ石に乏しく、また石英が粗粒で波動消光を示す。

4.3 珪質片麻岩 (Rs)

珪質片麻岩は垣生花崗閃緑岩の捕獲岩体として垣生に比較的まとまって分布するほか、黒島にも小岩体が分布する。露頭規模では泥質及び砂質片麻岩中にレンズ状ないしブーダン状の径数cmの中礫サイズから10数mの岩塊として含まれることがある(第4.2図)、また黒島東海岸では珪質片麻岩の小岩体が苦鉄質片麻岩中に捕獲されている(第4.3図)。露頭では厚さ数cmの珪質岩に厚さ1~3 mmの泥質岩の薄層を挟んで互層する層状珪質片麻岩である(第4.4図)。薄片を肉眼で観察すると薄片の大部分はほぼ無色透明であるが、1~2 cmに1枚の割合で厚さ0.5 mmの褐色薄層を挟む。顕微鏡で観察すると無色透明に見える部分は径0.2~1.2 mmの粗粒石英が大部分を占める。粗粒石英は結晶内部に径0.01 mm前後の黒雲母微結晶を含む。石英内の黒雲母微結晶の多くは片麻状構造と平行な方向に配列している。石英以外には径0.05~0.3 mmの黒雲母(Y≒Z; 赤褐色)、ざくろ石、及び白雲母を少量含む。褐色薄層の部分はほとんどすべて黒雲母のみからなり、少量のざくろ石を伴う。



第4.4図 珪質片麻岩の露頭(新居浜市黒島東海岸)

4.4 大理石 (Rl)

垣生花崗閃緑岩に捕獲された泥質片麻岩に大理石が伴う。大理石は径数m~10 mの岩塊として御代島北部にわずかに分布する(稲見, 1964)。大理石は再結晶によって個々の方解石結晶が肉眼で見える糖晶質になっており、更に周辺部には垣生花崗閃緑岩や珪質片麻岩との反応によって珪灰石・灰ばんざくろ石・透輝石・ベスブ石・桃れん石を含むスカルンを生じている(稲見, 1964)。

4.5 変成年代・変成条件

変成年代 本地域の領家変成岩類について放射年代測定は行われていない。比較的近傍で得られている年代値としては、山口県柳井地域で泥質片麻岩3試料のモナザイトについて104~96MaのCHIME年代が報告されており、領家変成作用の年代と解釈されている(Suzuki and Adachi, 1998)。

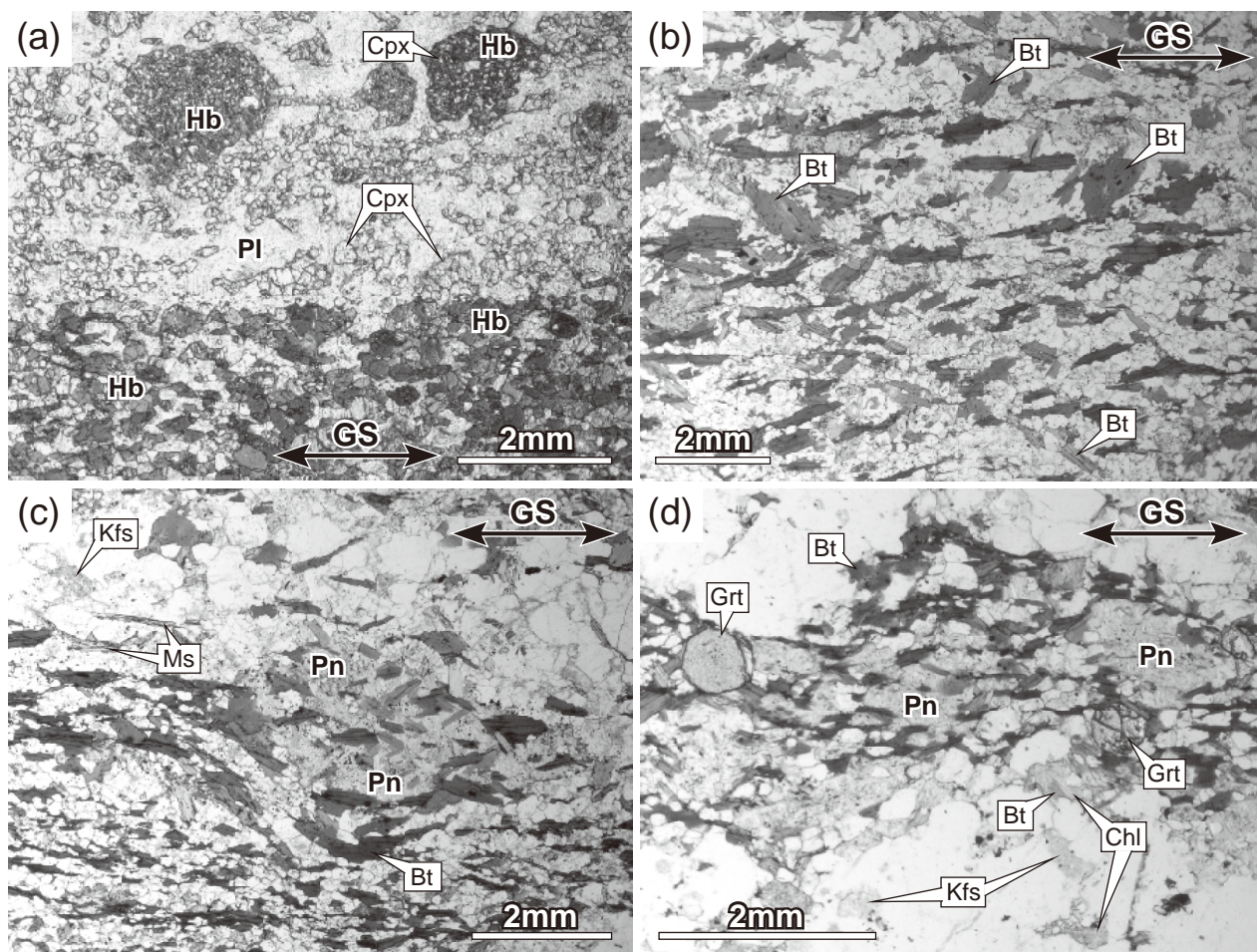
変成条件 本地域の領家変成岩類は広域変成作用のみならず、その後の領家深成岩類の貫入による接触変成作用の影響をも受けている。例えば大島で得られた泥質及び砂質片麻岩捕獲岩のモザイク組織(第4.5図b)に見られるように、広域的な変形・変成作用によって生じた片麻状構造を切るように無方向に成長している黒雲母(第

4. 5 図 b) は、変形終了後の接触変成作用時に生じた可能性が高い。ただし、こういった黒雲母以外には接触変成作用によって生じたと判断できる変成鉱物はほとんど認められない。以下では広域変成作用時の変成度を知らため、主に変形作用を被った変成鉱物に着目する。変成相の名称は坂野ほか (2000) に従う。

縞状の苦鉄質片麻岩では、特に灰緑色部のホルンブレンドが弱い定向配列によって片麻状構造を規定しており、広域変成作用時の変成鉱物とみなせる (第 4. 5 図 a)。これらのホルンブレンドは斜長石や単斜輝石 (ディオプサイド) と直接接し、反応関係が認められない。従って本地域の苦鉄質片麻岩における広域変成作用時の鉱物組み合わせはホルンブレンド + 斜長石 + ディオプサイドであったと考えられる (第 4. 5 図 a)。本地域の苦鉄

質片麻岩類が一般に緑れん石を欠くことも併せると、変成条件は角閃岩相に達している。また斜方輝石 (Ikeda, 2002 など) を欠くことから、グラニュライト相や輝石ホルンフェルス相には達していないものと推測される (第 2. 3 図)。

一方、本地域の泥質及び砂質片麻岩には斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母に加えて堇青石の変質によって生じたとされるピナイトの集合体が含まれる (第 4. 5 図 c, d)。大島の試料では黒雲母と白雲母が片麻状構造に沿って配列する産状が確認されるため (第 4. 5 図 c)、両者を広域変成作用の指標鉱物とみなすことができる。また片麻状構造をなす黒雲母の配列がピナイト集合体 (堇青石仮像) を迂回していることから (第 4. 5 図 c)、堇青石もやはり変形を被っており、広域変成作用の



第 4. 5 図 領家変成岩類の薄片写真

すべてオープンニコル。GS は片麻状構造と平行な方向を示す。Hb; ホルンブレンド, Cpx; 単斜輝石 (ディオプサイド), Pl; 斜長石, Bt; 黒雲母, Ms; 白雲母, Kfs; カリ長石, Pn; ピナイトの集合体, Grt; ざくろ石, Chl; 緑泥石。(a) 縞状の苦鉄質片麻岩 (新居浜東港フェリー着場西 [GSJ R 101716])。上方が白色部, 下方が灰緑色部に相当する。(b) 泥質片麻岩 (大島南東海岸 [GSJ R 101730])。黒雲母の無方向な配置によるモザイク組織が見られる。(c) 泥質片麻岩 (b と同一薄片)。ピナイト集合体からなる粒状の堇青石仮像が認められる。(d) ざくろ石を含む泥質片麻岩 (黒島海浜公園北部 [GSJ R 101724])。

指標鉱物とみなせる。また黒島の試料にはざくろ石が含まれる(第4.5図d)。これらを考慮すると、本地域の泥質及び砂質片麻岩における広域変成作用時の鉱物組み合わせは、黒雲母+白雲母+カリ長石+堇青石±ざくろ石、であったと考えられる。この鉱物組み合わせは山口県柳井地域での変成分帯(Ikeda, 1998)における白雲母-堇青石帯に相当する。また柳井地域の白雲母-堇青

石帯において、堇青石そのものは確認できず、ピナイト化した堇青石仮像のみが確認される点も一致している。Ikeda(2004)の岩石学的解析によれば、白雲母-堇青石帯の泥質片麻岩から得られる変成温度・圧力条件は480~580°Cで3 kbar以下であり、坂野ほか(2000)による角閃岩相の低圧部(紅柱石の安定領域)に含まれる(第2.3図)。

第5章 領家深成岩類及び白亜紀岩脈

(松浦浩久)

領家深成岩類及び白亜紀岩脈も本地域内では領家変成岩類と同じく、新居浜市の瀬戸内海沿岸の半島と島嶼部の狭い地域に分布している。深成岩体としては露出面積が狭いため岩体の全容を把握できていない可能性もあるが、陸上に分布する部分だけでも岩相の相違と捕獲関係によって明らかに3つの深成岩体を識別できる。それぞれが露出する地名によって垣生花崗閃緑岩、大島トータル岩及び和井田花崗岩と呼ぶ。和井田花崗岩は小規模で岩脈状の産状を示すが、中粒ないし粗粒の深成岩組織を有するので岩体名を与えた。これら深成岩に対して脈状に貫入して細粒の岩相を示す白亜紀岩脈については岩体名を与えずに記述する。

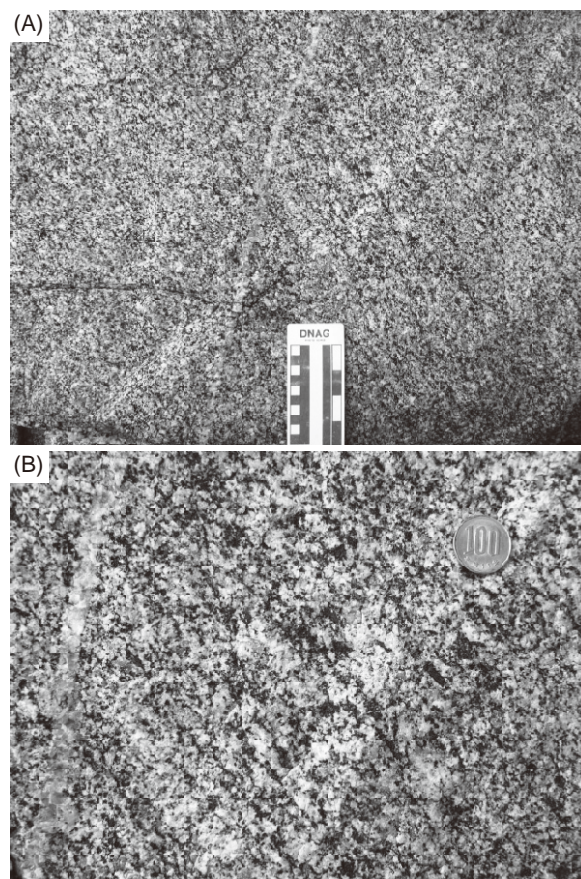
5.1 垣生花崗閃緑岩 (Gd)

分布 垣生花崗閃緑岩は新居浜市の海岸に沿って御代島、垣生、黒島に長径500~1,500 mの小岩体が飛び飛びに分布するほか、多喜浜周辺の埋め立て地からJR予讃線付近にも小露頭が点在している。なお御代島の岩体については土地所有者の協力が得られなかったため、愛媛県地質図編集委員会(1991)、愛媛県(1977)及び早瀬・石坂(1967)によって記述する。

模式地 垣生の北の海岸には典型的な岩相が露出するので、ここを模式地とする。

貫入関係及び放射年代 御代島、垣生及び黒島では領家変成岩類に貫入し、その岩片を捕獲している。黒島東部の海岸で大島トータル岩に貫入され、大島北西海岸では本花崗閃緑岩と同じ岩相の岩片が大島トータル岩に捕獲されているのが観察される。また垣生の北海岸では本花崗閃緑岩に和井田花崗岩が貫入している。垣生と黒島南部では白亜紀岩脈に貫入される。早瀬・石坂(1967)は御代島の黒雲母 Rb-Sr 年代として 93 Ma を報告した。

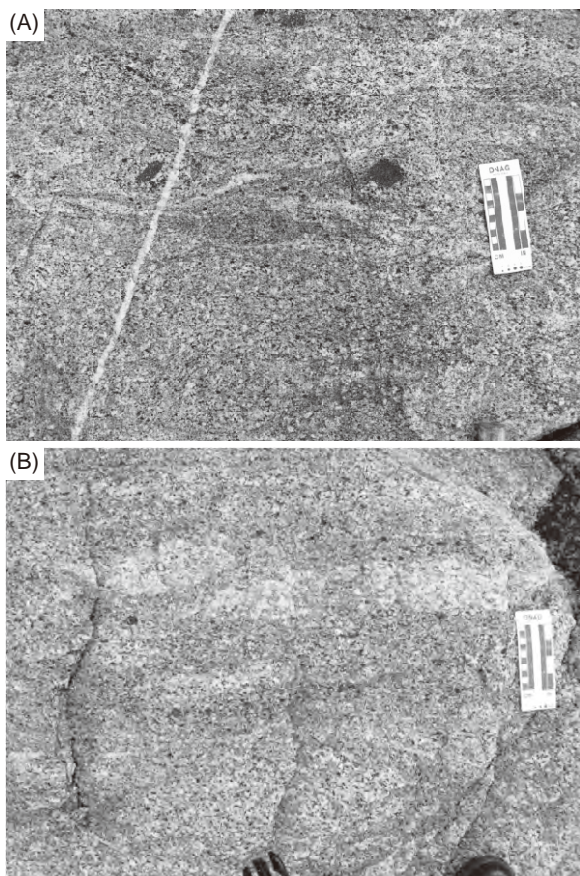
岩相 本岩体は主としてフォリエイションを示す粗粒均質な花崗閃緑岩からなるが(第5.1図A, B)、垣生漁港付近では縞状ないしレンズ状に有色鉱物の含有量が異なる岩相が不均質に混じる岩相(第5.2図A)や、花崗閃緑岩中にレンズ状の花崗岩組成の部分に伴う不均質な岩相を含むことがある(第5.2図B)。また岩体中の鉱物組成も主岩相では粗粒単斜輝石角閃石黒雲母花崗閃緑岩であるが、場所によっては角閃石黒雲母花崗閃緑岩から角閃石黒雲母花崗岩組成まで組成が変化する。またしばしば厚さ3~10 cm、径5~40 cmのレンズ状暗色包有物(細粒角閃石はんれい岩)を含む。フォリエイシ



第5.1図 垣生花崗閃緑岩の典型的岩相(新居浜市垣生)
(B)は(A)の中央部の拡大写真。

ンは顕著な場所から不明瞭な場所まで発達の様子は様でないが、概ね西北西-東南東方向で北または南に60~80°の急傾斜を示し、領家変成岩類の片麻状構造及び岩相境界の走向・傾斜と調和的である。垣生花崗閃緑岩の主岩相を顕微鏡で観察すると、主成分鉱物は多い順に斜長石(径0.5~10 mm)、石英(径0.3~5 mm)、黒雲母(径0.2~3 mm, Y ≒ Z:赤味の強い褐色)、カリ長石(径1~5 mm)、ホルンブレンド(径0.5~3 mm, Z:緑色)、単斜輝石(径0.5~3 mm)を含む。副成分鉱物には径0.03~0.1 mmのチタン石、アパタイト、モナズ石、ジルコンが認められ、多くは黒雲母に含まれる。石英と斜長石には多結晶化が認められ、黒雲母は湾曲しており変形による歪みを受けている。カリ長石にはマイクロクリン構造が発達している。このほか御代島では白雲母と鉄電気石を含むペグマタイトを伴う(稲見, 1964)。

垣生北部のフェリー着き場から垣生崎にかけての海岸



第 5. 2 図 垣生花崗閃緑岩の不均質岩相
(A) 有色鉱物含有量と粒度が異なる部分がレンズ状に含まれる岩相 (新居浜市垣生). (B) 中粒花崗閃緑岩に粗粒花崗岩質レンズを含む岩相 (新居浜市垣生).

に分布する垣生花崗閃緑岩には、幅 1~5 m の苦鉄質岩脈が岩脈群をなして東西方向に貫入している (地質図には示していない; 第 5. 3 図 A). この苦鉄質岩脈は母岩の垣生花崗閃緑岩中で幅に比べて延長が長い岩脈の産状を示すが、部分的には逆に母岩の垣生花崗閃緑岩が粗粒のまま細脈状に苦鉄質岩脈中に貫入する場所がある (第 5. 3 図 B). またこの苦鉄質岩脈は幅が一定でなく、くびれたり、レンズ状に分離して母岩の垣生花崗閃緑岩中の暗色包有物となっている部分が観察される (第 5. 3 図 B). このような産状は苦鉄質岩脈が垣生花崗閃緑岩が未固結で流動性を保っていた時期に貫入したことを示しており、垣生花崗閃緑岩体と同時性の岩脈と考えられる. 本報告ではこのように母岩が未固結の時期に貫入した特徴を示す岩脈を苦鉄質同時性岩脈と呼び、固結した母岩を割って貫入した産状を示す細粒斑状閃緑岩 (後述) とは区別して記述する. 苦鉄質同時性岩脈を顕微鏡で観察すると領家変成岩類の苦鉄質片麻岩の角閃石片麻岩とほとんど同じ鉱物組成と組織を持っており、野外での産状によってのみ識別可能な岩石である. 主な鉱物は多い順にホルンブレンド (径 0.02~0.1 mm, Z: 褐色),

斜長石 (径 0.02~0.1 mm), 単斜輝石 (径 0.05~0.4 mm) 黒雲母 (径 0.05~0.15 mm, Y ≡ Z: 赤褐色) を含み、副成分鉱物としてチタン石, 鉄酸化鉱物を伴う. これらは常に岩石中で均質に含まれるのではなく, ホルンブレンド+斜長石の暗色層と単斜輝石+斜長石の明色層が縞状になる部分もある.

5. 2 大島トータル岩 (To, D)

分布 大島トータル岩は新居浜市阿島北の燧灘に浮かぶ大島と黒島北東海岸に分布している.

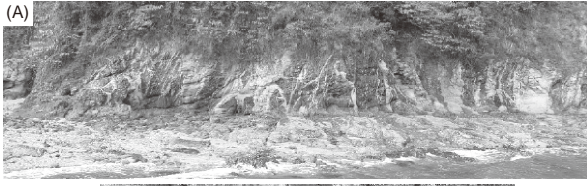
模式地 大島の南西海岸には典型的な岩相が露出するので、ここを模式地とする.

貫入関係 大島トータル岩は黒島北東海岸で領家変成岩類に貫入し、これを捕獲している. 大島の北海岸では垣生花崗閃緑岩を捕獲しているのが観察される (第 5. 4 図). また大島北海岸では各所で岩脈状の和井田花崗岩に貫入されている.

岩相 中粒角閃石黒雲母トータル岩 (部分的に斑状) の主岩相 (To) と捕獲岩状の中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (D) からなり、いずれも塊状ないし弱いフォリエイションを示す. フォリエイションの方向は西北西-東南東ないし東北東-西南西方向で、北または南に 50 度以上傾く. 黒島北東海岸から大島南西部では径 1 cm 前後の斑状斜長石を含む (第 5. 5 図). まれに暗色包有物として径 5 cm 前後の細粒閃緑岩を含む. 本岩体の暗色包有物は垣生花崗閃緑岩の暗色包有物がレンズ状を示すのに対して球形に近いことと、直径が 2~5 cm と小型である点が異なる. 大島東海岸では泥質及び砂質片麻岩の片麻状構造と平行に大島トータル岩が貫入しているのが見られる (第 5. 6 図). 大島トータル岩は母岩の泥質及び砂質片麻岩・珪質片麻岩中で幅数 cm の細脈状でありながら全体が中粒岩相を示し、接触部でも急冷細粒相を持っていない. これは泥質片麻岩の温度が高い時期に大島トータル岩が貫入したことを示すものと考えられる. このような大島トータル岩の特徴は、瀬戸内海周辺でいわゆる領家古期花崗岩類として記載された岩相の特徴と一致している.

主岩相 (To) は自形の斑状斜長石 (径 1~2 cm) を含む. 顕微鏡下で認められる斑晶以外の主成分鉱物は、多い順に斜長石 (径 0.5~8 mm), ホルンブレンド (径 0.1~3 mm, Z: 緑褐色), 石英 (径 0.1~1 mm), 黒雲母 (径 0.1~1.5 mm, Y ≡ Z: 赤褐色), カリ長石 (径 0.1~0.5 mm) を含む. 粒径 1 mm 以上の斜長石は自形を示すが、その他の主成分鉱物は他形になっている. 副成分鉱物には鉄酸化鉱物 (径 0.2~0.8 mm), チタン石, アバタイト, ジルコン (以上径 0.3 mm 以下) を、変質鉱物として緑泥石及び緑簾石を含む.

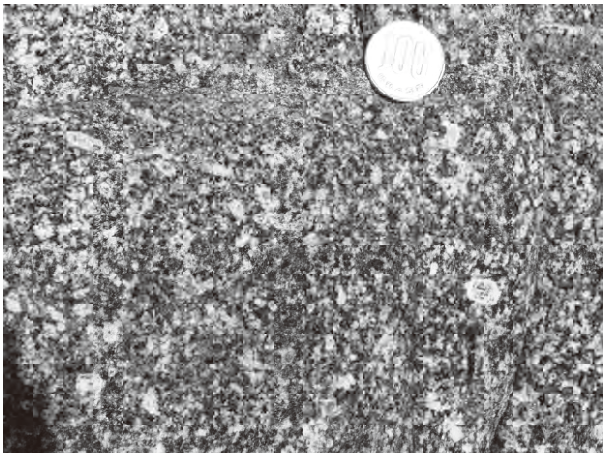
中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (D) は主成分鉱物とし



第 5. 3 図 垣生花崗閃緑岩に貫入する苦鉄質同時性岩脈
(A) 新居浜東港西. (B) 新居浜市垣生. 暗色部が
苦鉄質岩脈.



第 5. 4 図 中粒の大島トータル岩に捕獲された粗粒の垣生花崗
閃緑岩 (新居浜市大島西海岸)



第 5. 5 図 大島トータル岩の典型的岩相(新居浜市大島西海岸)



第 5. 6 図 領家変成岩に貫入する大島トータル岩 (新居浜市
大島東海岸)

幅数 cm の大島トータル岩 (優白質層, 中粒鉱物が
まだらに見える) がハンマーの頭から左上にかけ
て泥質・珪質片麻岩 (暗色層) の片麻状構造と平
行に貫入している.



第 5. 7 図 和井田花崗岩の中粒岩相 (新居浜市大島西海岸)

て多い順に斜長石 (径 0.5~4 mm), ホルンブレンド (径
0.3~3 mm, Z: 緑褐色), 石英 (他形 径 0.2~1 mm),
黒雲母 (径 0.3~1.5 mm, Y ≒ Z: 赤褐色, 一部緑泥石
化) を含む. 副成分鉱物には鉄酸化鉍物, チタン石 (他
形 径 0.1~0.5 mm), アパタイト, ジルコン (以上長径
0.1 mm 以下) を含む.

5. 3 和井田花崗岩 (Gr)

分布 和井田花崗岩は岩脈状の小岩体群で, 主に大島北
海岸の和井田周辺に点在し, 垣生にもわずかに分布する.

模式地 和井田の海岸には典型的な岩相が露出するの
で, ここを模式地とする.

貫入関係 大島北海岸の和井田周辺で大島トータル岩
に, 垣生崎で垣生花崗閃緑岩に貫入してこれらの小岩塊

を捕獲している。

岩相 本花崗岩は各地で岩脈状の産状を示すにもかかわらず、母岩との接触部付近でも構成鉱物が3~8 mmになる深成岩組織を持っている(第5.7図)ので、本報告では花崗岩体として記述する。

本花崗岩は全体に中粒-粗粒黒雲母花崗岩で、垣生崎からフェリー発着所付近の岩脈状岩体は長径2~3 cmの斑状カリ長石を含む。本岩体はほぼ塊状岩相を示すが、場所によっては弱いフォリエーションが認められることがある。垣生崎東方の海岸では苦鉄質同時性岩脈が本花崗岩中に貫入している。

顕微鏡で観察すると、斑状カリ長石以外の主成分鉱物は、多い順に石英(径0.3~6 mm)、カリ長石(径0.5~8 mm)、斜長石(径0.5~6 mm)、黒雲母(径0.3~2 mm, Y≒Z:茶褐色-赤褐色)である。また副成分鉱物には褐れん石(径0.2~1 mm)、モナズ石、ジルコン(以上径0.1 mm以下)を含む。本花崗岩の石英は多結晶化と波動消光を示し、弱いフォリエーションが認められることから本花崗岩も弱いながら変形による歪みを受けている。

5.4 白亜紀岩脈(Gp, Dp)

白亜紀の岩脈は珪長質(Gp)と苦鉄質(Dp)の2種類があり、苦鉄質岩脈が珪長質岩脈に貫入しているのが大島北西海岸で観察される。いずれも領家変成岩類、垣生花崗閃緑岩及び大島トータル岩に貫入している。またいずれもフォリエーションは認められない。

珪長質岩脈(Gp) 珪長質岩脈は斑晶と石基の鉱物組成・粒径・組織が1本の岩脈でも漸移的に変化しており、細粒斑状花崗岩、細粒斑状花崗閃緑岩から微文象花崗岩にまたがる。脈幅は数m~数10mで、領家変成岩類、垣生花崗閃緑岩及び大島トータル岩に対しておおよそ南北方向に貫入する。

細粒斑状花崗閃緑岩の斑状鉱物は多い順に斜長石(径1~5 mm)、石英(径0.5~2 mm)、黒雲母(径0.5~1.5 mm, Y≒Z:赤褐色)、ホルンブレンド(径0.5~1.5 mm, Z:緑色)である。石基は石英とカリ長石連晶による径0.5~1 mmの文象組織が約半分を占め、径0.2 mm以下の斜長石、黒雲母、ホルンブレンド(Z:青緑色)、鉄酸化鉱物、アパタイト、ジルコンが文象組織に埋まった状態で含まれる。細粒斑状花崗岩は有色鉱物の斑晶が乏しく、カリ長石斑晶を含む。また微文象花崗岩は細粒斑状花崗岩の斑晶を含まない部分である。

苦鉄質岩脈(Dp) 苦鉄質岩脈は細粒斑状閃緑岩で、径3~4 mmの斜長石斑晶と長径1 cmに達する角閃石斑晶を含む。脈幅は一般に2 m以下であるが、大島の和井田には幅10 mに達するものがある。苦鉄質岩脈は南北方向から北西-南東方向に貫入するものと西北西-東南東方向に貫入するものがあるが、両者に岩相の違いはない。

苦鉄質岩脈を顕微鏡で観察すると、斑晶鉱物(径0.3~2 mm)は斜長石と変質柱状有色鉱物(針状ホルンブレンド化, Z-緑褐色)を含む。変質柱状有色鉱物は外形から元は斜方輝石だったと推定される。副成分鉱物としては径0.1 mm以下の斜長石、ホルンブレンド、鉄酸化鉱物、アパタイトを含む。

第6章 上部白亜系和泉層群

(野田 篤・利光誠一)

和泉層群は四国西部から近畿地方西部までの東西 300 km にわたり、中央構造線の北側に沿って東西に細長く分布する後期白亜紀に堆積した海成層である。四国の和泉層群は北の領家深成岩類と南の三波川変成コンプレックスに挟まれており、前者とは不整合あるいは断層関係にあり、後者とは中央構造線によって境されている。東西に狭長な分布を示し、南北幅は最大 15 km である。

6.1 研究史

Harada (1890) によって Izumisandsteine (和泉砂岩) と命名された紀伊半島の和泉山脈や淡路島の上部白亜系は、江原 (1925) によって阿讃山脈へ連続することが確認された。Yehara (1936) は阿讃山脈から伊予灘に分布する上部白亜系を Izumi sandstone Series (和泉砂岩層) とし、阿讃山脈から^{ひらた}燧灘までを下部から Basal conglomerate, Hiketa shale, Fucoid sandstone, Hashikawa shale の4つに区分した。7万5千分の1地質図幅「新居浜」(佐藤, 1938) では、和泉砂岩層の名称を用いずに「上部白亜系」として「砂岩(礫岩を含む)」と「砂岩及頁岩」とを区別しているが、7万5千分の1地質図幅「脇町」(平山, 1954) と同説明書(平山, 1953) では、「和泉砂岩統 (Izumi Sandstone Series)」の名称を用いている。松本・前田 (1951) と田中ほか (1952) は、この和泉砂岩層を「和泉層群 (Izumi group)」とし、7万5千分の1地質図幅「徳島」(平山・田中, 1952) と同説明書(平山・田中, 1955) もこれに従った。それ以降、和泉層群の名称が広く用いられている。

和泉層群を対象とした初期の研究は、基本的に堆積輪廻の概念に基づき、各地の岩相を対比していた。Matsumoto (1954) は、四国西部から和泉山脈までの各地に分布する和泉層群の岩相と産出化石を対比し、全体に4つの堆積輪廻があるとした。第一輪廻は領家深成岩類を不整合に覆う基底礫岩、第二輪廻は基底礫岩の上位に分布する厚い泥岩優勢層、第三輪廻と第四輪廻は砂岩泥岩互層の堆積時期に対応している。同様に中野 (1953) と中川 (1960) は、四国の和泉層群には4つの堆積輪廻があるとしたが、中川 (1958) は松山地域の和泉層群が他の地域よりも泥岩に富むことや、岩相や産出する化石種とその年代が地域によって異なることを示し、和泉層群全体を機械的に堆積輪廻の概念で解釈することに疑問を呈している。

中野 (1953) は、阿讃山脈中部の和泉層群から、東にプランジする複向斜構造を初めて報告したが、西部から東部へと次第にみかけ上位の地層が見られることを断層による繰り返しであるとした。Nakagawa (1961) は、松山から和泉山脈までの和泉層群の岩相と堆積年代を対比して、基底礫岩の堆積年代が四国・淡路島・和泉山脈と、西から東へ次第に若くなっていくことを初めて示した。その後、須鎗の一連の研究(須鎗, 1966, 1973; 須鎗ほか, 1968) は、阿讃山脈の和泉層群について、(1) 東方ほど上位の層準が分布すること、(2) 東から西への古流向、(3) 北縁相の泥岩と主部相の砂岩泥岩互層とは指交関係にあり、同時異層であることを指摘し、各地域で対比されている岩相が同一層準であるとは考えがたいとした。須鎗 (1973) は、大型化石に基づき、四国西部から紀伊半島までの和泉層群を A 帯から E 帯に区分し、西から東へ堆積年代が若くなることを示した。

これらの研究を受けて、平 (1979) と平ほか (1979) はプレートテクトニクスの考え方から、和泉層群の地層はプレートの沈み込みによって形成された弧内海盆で堆積したと解釈した。彼らは、西から東へとプレートの沈み込みが開始するにつれて、海盆の形成は西から東へ進行し、堆積物は東から西へ供給されるモデルを提案した。その後、平ほか (1981) と Taira *et al.* (1983) は、プレートの斜め沈み込みと横ずれ断層との関連から、和泉層群の堆積盆は中央構造線の左横ずれ運動 (Ichikawa, 1980) による横ずれ堆積盆であり、火山弧と非火山性外弧の間に発達した前弧海盆であったと解釈した。

1980年代以降には、四国に分布する和泉層群について、アンモナイトなどの大型化石 (Matsumoto *et al.*, 1980; Uyeno *et al.*, 1981; Uyeno and Minakawa, 1983; Furuichi, 1982; 坂東・橋本, 1984; 田代ほか, 1986, 1993; Nishizawa and Sakagami, 1997; 辻野, 2004) や放射虫などの微化石 (岡村ほか, 1984; 須鎗・橋本, 1985; 山崎, 1987; Kashima *et al.*, 1988; 橋本・石田, 1997; Hollis and Kimura, 2001; 橋本ほか, 2003; 西山ほか, 2009; 野田ほか, 2010) を用いた堆積年代や堆積環境の推定、堆積学的研究 (Nishimura, 1976; 高橋, 1977; 西村ほか, 1980; 西村, 1984; Yamasaki, 1986; 森永・奥村, 1988; 西原・高橋, 1988; 西浦ほか, 1993; 鈴木, 1996; Yokoyama and Goto, 2000; Noda and Toshimitsu, 2009)、古地磁気学的研究 (Kodama, 1985, 1986, 1987, 1989; 小玉・進司, 1989; 小玉, 1990; Kodama,

2003) などの研究結果が数多く発表された。

「新居浜」地域内に分布する和泉層群についての研究・報告には稲見 (1975, 1978), 新居浜市 (1980b), 高橋 (1988), 高橋・越智 (1989) が, 地質図類については佐藤 (1938), 愛媛県 (1977), 東予地学会 (1980), 愛媛県地質図編集委員会 (1991) がある。「新居浜」周辺の和泉層群から産出する化石については, Kobayashi and Amano (1955), Matsumoto and Obata (1963), 近藤 (1967), 稲見 (1984), 稲見・越智 (1984), 高橋 (2000) の報告がある。

6.2 地層対比

中川 (1958) は四国西部 (松山地域) の和泉層群の地層名を岩相に基づいて命名し, 高橋 (1986) と山崎・辻井 (1994) はそれに従い地層名を再定義した (第 6.1 図)。一方, 岡村ほか (1984) は, 砂岩もしくは礫岩から始まり頁岩優勢層に終わる堆積サイクルを層の単位とし, 層以下は岩相により部層を定義した (第 6.1 図)。中川 (1955) と Nakagawa (1961) は四国東部 (阿讃山脈西部) の和泉層群について, 岩相に基づいて地層名を定義し (第 6.1 図), それらを亜層群 (Subgroup) にまとめた。一方, Yamasaki (1986) と松浦ほか (2002) は, 北縁部に分布する礫岩と泥岩を北縁相として区別し, 主部相を地域ごとに大きく分けて地層名を定義した。

四国中央部の新居浜地域は, 四国西部からも四国東部からも離れた分布をしているため, 地層名は明確には定義されてこなかった。Nakagawa (1961) は, 阿讃山脈西部に分布する地層が新居浜地域にも連続するとして, 阿讃山脈西部で定義した地層名の一部を新居浜地域にも適用している。しかし, 新居浜地域東部の主部相は東傾斜の向斜構造を示しており, 阿讃山脈の地層の層序の下位に相当する。また放散虫化石群集は阿讃山脈の堆積年代が後期カンパニアン期であることを示しており (山崎, 1987), 前期-中期カンパニアン期の新居浜地域とは一致しない。これらのことから, 野田ほか (2010) は岡村ほか (1984) と同様に岩相層序のサイクルを層の単位として, 本地域で北縁相の楠崎層と主部相の磯浦層と新居浜層を定義した (第 6.1 図, 第 6.2 図)。

6.3 北縁相

6.3.1 楠崎層 (Kc, Km)

命名 野田ほか (2010)。

模式地 新居浜市郷字楠崎付近。

層厚 30 m+。

層序関係 新居浜市東部の丘陵地帯 (東部丘陵と呼ぶ) では領家深成岩類を不整合に覆い, 新居浜市郷字楠崎周辺の数地点で不整合が確認できる (第 6.3 図, 第 6.4

図)。新居浜市西部の丘陵地帯 (西部丘陵) の西条市仏崎では領家深成岩類と断層関係にあることが報告されており (稲見, 1975), 下限は不明である。上位の主部相である磯浦層と新居浜層とは整合関係にあり, 上方に粗粒化することで漸移する。ただし, 新居浜市王子町では上位の磯浦層及び新居浜層と指交関係にあると推測される。模式地周辺では, 三波川変成岩の角礫を含む岡村層 (高橋, 1958) 相当層 (鮮新統-更新統) の砂礫層に不整合に覆われる。

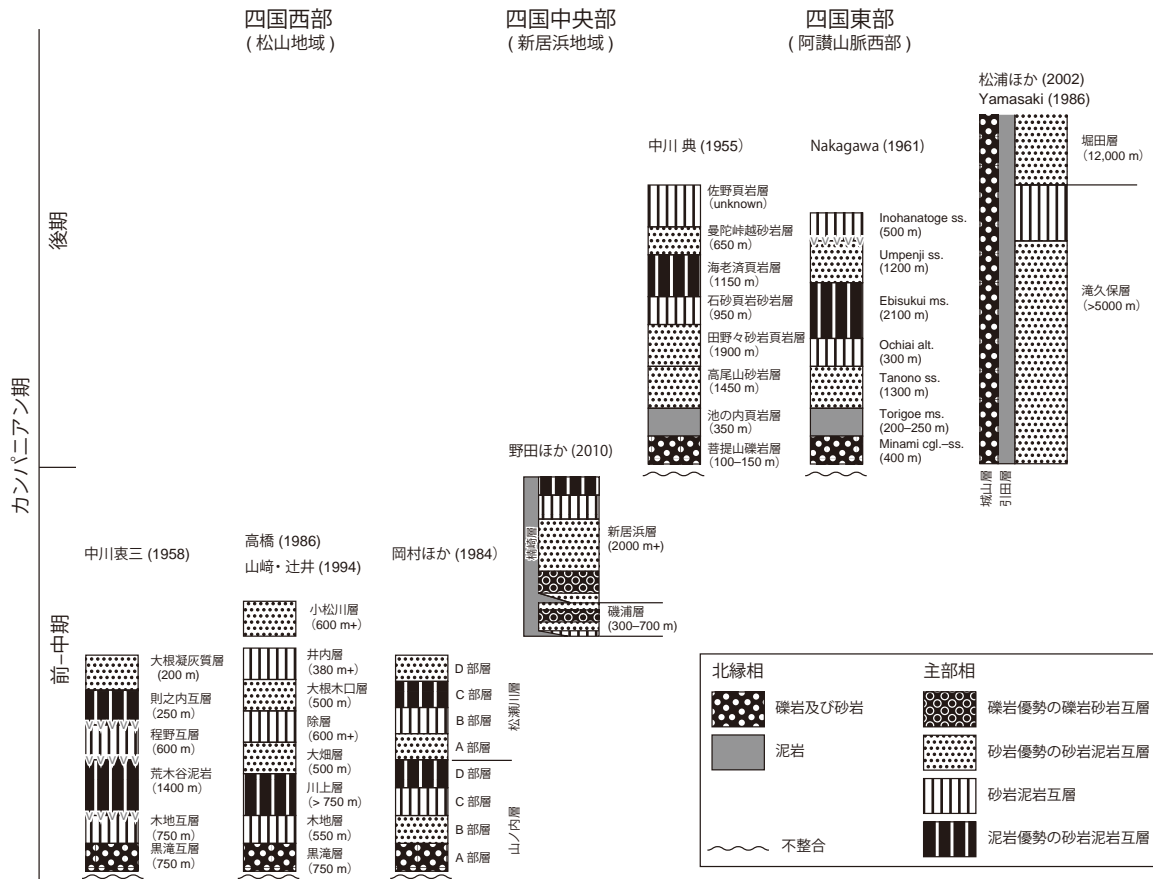
分布・構造 東部丘陵北縁の四国中央市土居町池の谷から新居浜市阿島にかけての海岸, 新居浜市郷字楠崎及び西部丘陵北縁の新居浜市星越町・王子町・磯浦町にかけて分布する。和泉層群分布域の北縁に沿って, ほぼ連続的に分布するが, 新居浜市荷内の海岸には見られない。地層の走向は, 西部丘陵では東-西, 東部丘陵では東北東-西南西であり, いずれも 50° 程度の南傾斜である。

岩相 全体的に泥岩 (Km) が優勢である (第 6.2 図)。領家深成岩類を不整合に覆う部分では, 礫岩及び砂岩 (Kc) が見られることがあるが, 明瞭な基底礫岩を欠くことが多い。泥岩層は厚さ 1~30 cm で, 1~5 cm 厚の砂岩の薄層と互層する (第 6.5 図 AB, 第 6.6 図 A)。東部丘陵北縁の四国中央市土居町池の谷に分布する泥岩層は, しばしば厚く (50~300 cm 厚), 砂質・塊状となる。新鮮な泥岩は明灰色・灰色・暗灰色を呈するが, 風化したものは赤灰色・黄灰色・暗黄褐色などになる。生痕化石やイノセラムスなどの貝化石, ウニの化石を含む (第 6.5 図 C, D)。石灰質ノジュールを含むことがある。

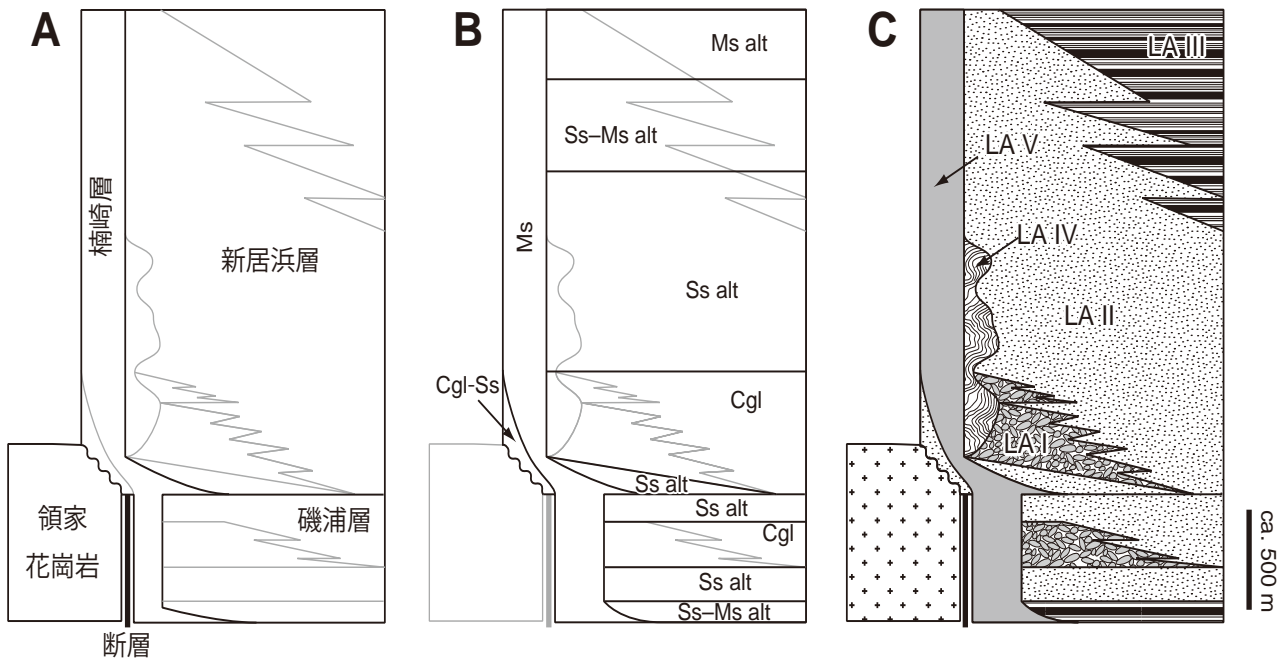
化石・対比 四国中央市土居町池の谷周辺からは *Inoceramus (Endocostea) cf. balticus* Böhm (第 6.5 図 D) やウニ, 中期カンパニアン期のアンモナイト (*Delawarella* sp.) などの大型化石の産出がある (稲見・越智, 1984)。また, 模式地である郷字楠崎の沢から, カンパニアン期後期-マストリヒチアン期の *Acila (Truncacila) cf. shimajimensis* Tashiro を得ている (GSJ F17494)。

西部丘陵北縁の西条市仏崎からは, Matsumoto and Obata (1963) がアンモナイトの *Bevahites aff. lapparenti* Collignon や *Nanonavis*, *Pseudogrammatodon*, *Acila*, *Glycymeris* などの二枚貝類が優勢な化石群が産出することを報告した。また, *Inoceramus balticus* Böhm, *Inoceramus (Sphenoceramus) cf. schmidtii* Michael, *Submorticeras* sp., *Baculites cf. occidentalis* Meek の産出も報告している。以上のことから, Matsumoto and Obata (1963) は西条市仏崎に露出する和泉層群の堆積年代を前期-中期カンパニアン期としている。

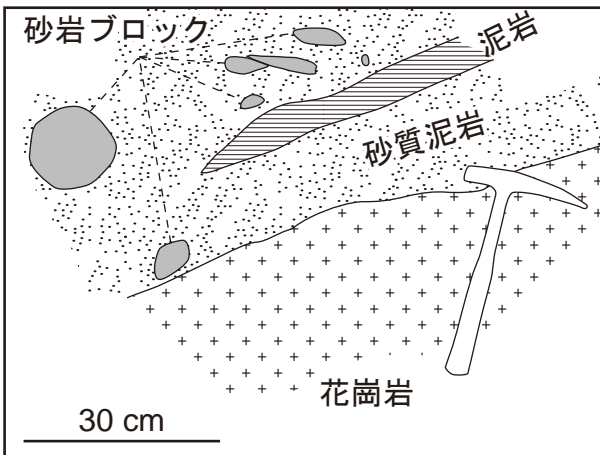
野田ほか (2010) は, 楠崎層から放散虫化石を抽出し, ごく少量の *Nassellaria (Amphipyndax stocki)* (Campbell and Clark), *Neosciadiocapsa* sp.) 及び円盤状の形態をもつ種を中心とした多量の *Spumellaria (Archaeospongoprimum sp., Archaeospongoprimum*



第 6. 1 図 四国西部・中央部・東部における和泉層群の層序対比 (野田ほか, 2010)



第 6. 2 図 「新居浜」地域に分布する和泉層群の地層名, 岩相及び岩相組み合わせ (Noda and Toshimitsu, 2009; 野田ほか, 2010). 岩相記号 :Cgl-Ss, 礫岩及び砂岩; Ms, 泥岩; Ss alt, 砂岩優勢の砂岩泥岩互層; Ss-Ms alt, 砂岩泥岩互層; Ms alt, 泥岩優勢の砂岩泥岩互層. 岩相組み合わせの記号 :LA I, 礫岩優勢相; LA II, 砂岩優勢砂岩泥岩互層相; LA III, 泥岩優勢砂岩泥岩互層相; LA IV, スランプ堆積物相; LA V, 泥岩優勢相.



第 6. 3 図 領家花崗岩 (垣生花崗閃緑岩) を不整合に覆う楠崎層の基底礫岩の写真とスケッチ
 上図が露頭写真, 下図はそのスケッチ (野田ほか, 2010). 露頭位置は第 6. 4 図に示す. ハンマーの長さは 33cm.

hueyi Pessagno group, *Archaeospongoprunum andersoni* Pessagno, *Orbiculiforma* sp., *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *Triactinosphaera* sp., *Crucella* sp.) を報告した. *P. floresensis* は, サントニアン期-マーストリヒチアン期初期に生存期間があるとされる. また, *A. hueyi* は, その初産出がカンパニアン期に対比される DK2 帯の基底部の定義として用いられている (Hollis and Kimura, 2001). 放散虫化石からは, 楠崎層の堆積年代はカンパニアン期であると言える.

6. 4 主部相

主部相は磯浦層と新居浜層から構成される. 地層の走向傾斜や地質構造から, 新居浜地域の主部相は阿讃山脈西部 (川之江東方) の田々野砂岩 (Nakagawa, 1961) や高尾山砂岩 (中川, 1955) とは層準が異なり, より下位の地層であると考えられる (第 6. 1 図).

6. 4. 1 磯浦層 (Ic, Is, Ia)

命名 野田ほか (2010).

模式地 新居浜市磯浦町.

層厚 300~700 m.

層序関係 下位の楠崎層とは整合関係にあり, 上方へ粗粒化することによって漸移する. 楠崎層の泥岩 (Km) が砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Is) または砂岩泥岩互層 (Is) となるところを境界とする. 西部丘陵東部の新居浜市星越町では, 楠崎層の泥岩がくさび状に入る部分が上位の新居浜層との境界になっている.

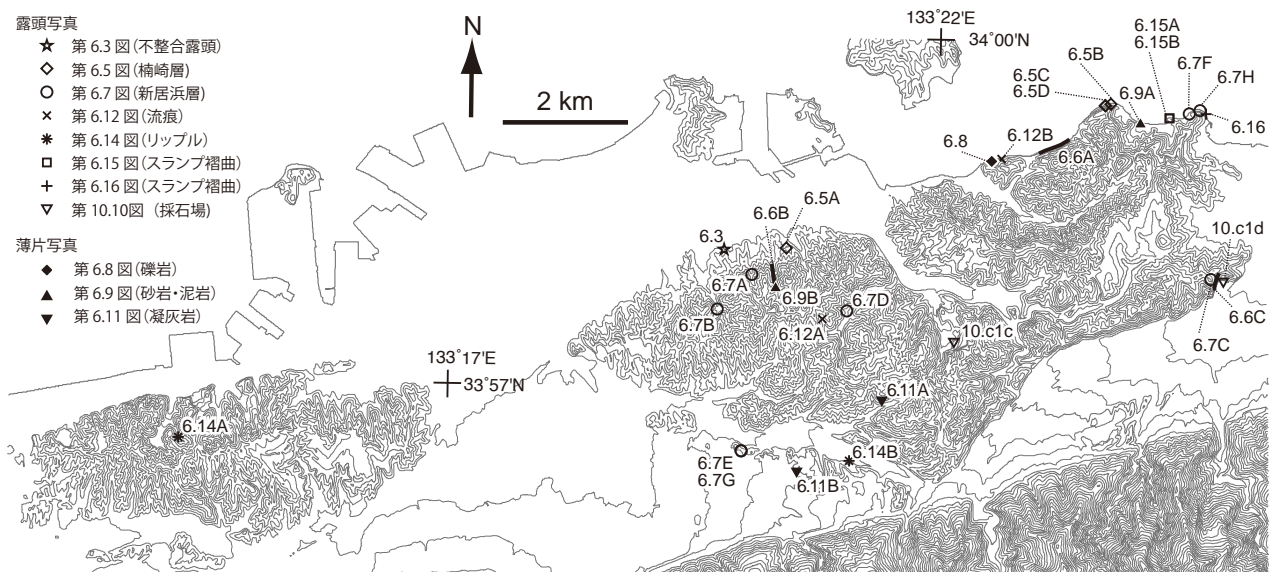
分布・構造 西部丘陵北部の新居浜市磯浦町から西条市船屋にかけての西部丘陵の北部から北西部に分布する. 分布の中心は「西条」地域内にあり, 「新居浜」地域には, その東端が分布している. 構造は東北東-西南西走向, 40~60° 南傾斜であり, 楠崎層と調和的である.

岩相 主に礫岩・砂岩・泥岩からなり, 砂岩泥岩互層 (Ia)・砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Is)・礫岩優勢の礫岩砂岩互層 (Ic) の 3 つに区分できる (第 6. 2 図).

砂岩泥岩互層 (Ia) は, 30~100 cm 厚の砂岩が 5~30 cm 厚の泥岩と互層し, 砂岩が全体の 30~70% を占める. 砂岩は細粒砂-粗粒砂からなり, 薄い層ほど細粒であることが多い. 概して石英・長石質アレナイトであり, 岩片として珪長質火山岩片を多く含む. 灰色から青灰色を示す. 泥岩は灰色から暗灰色を呈し, しばしば生痕化石を含む.

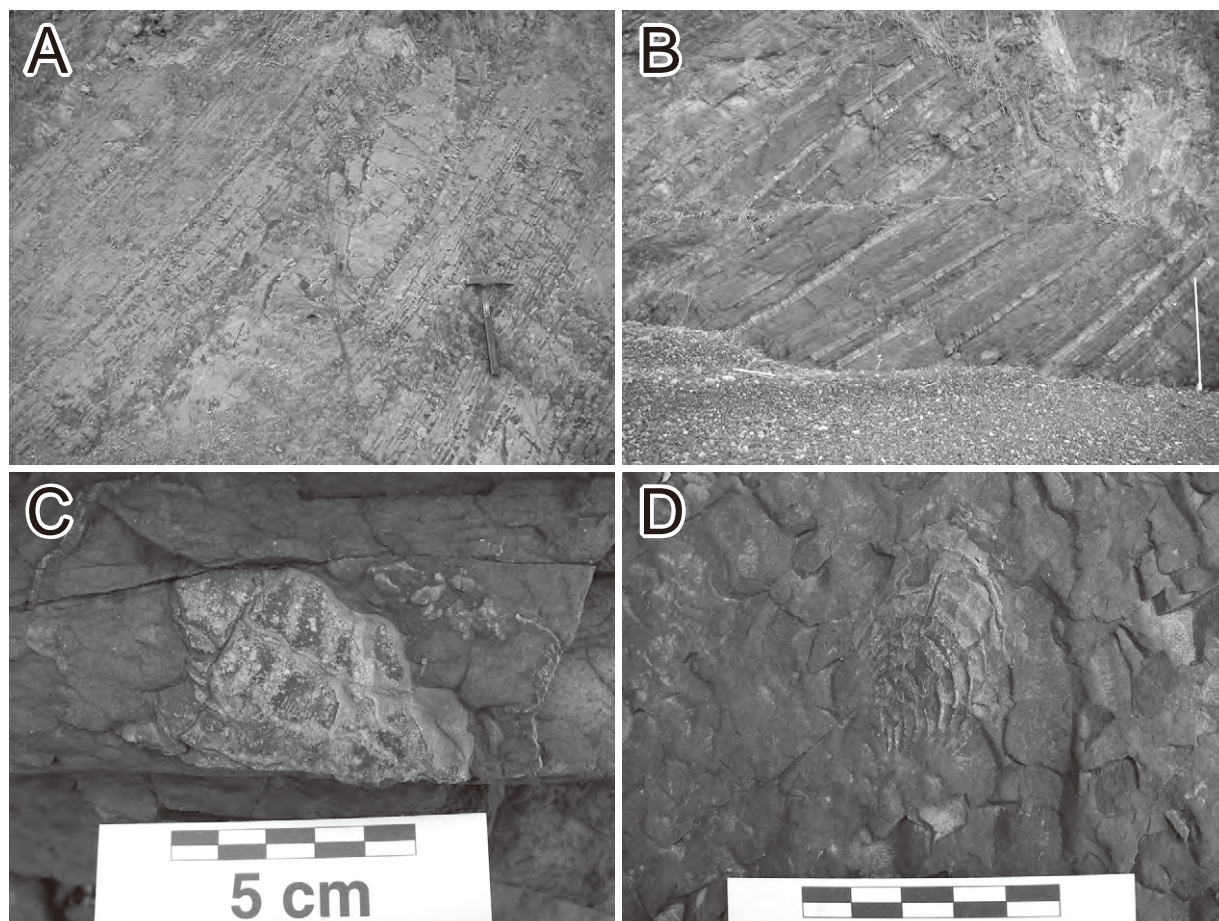
砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Is) は, 砂岩が全体の 70% 以上を占め, 層厚 30 cm 以上の厚い砂岩からなる. 砂岩の層厚は最大で 3 m に達し, 1 m 以上の非常に厚い砂岩は複数の砂岩層が癒合していることが多い. 砂岩の構成粒子は粗粒砂-極粗粒砂であり, まれに細礫や数 cm から数 10 cm 大の泥岩の偽礫を含むことがある. 厚い砂岩の大部分は塊状であるが, 底部や最上部に級化構造が見られるものや, 単層の上部 5~10 cm に平行葉理が観察されるものがある. 砂岩優勢の砂岩泥岩互層に見られる泥岩は層厚 5 cm 以下のものが多く, 砂岩が厚いところでは数 mm から 1 cm 程度の薄層となるか, もしくは侵食されて欠如する. 磯浦層の最上部にみられる砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Is) は, その下部では泥岩が少なく, 砂岩が 90% 以上を占め, まれに含礫砂岩が見られる. 上部では泥岩の割合が最大 30% ほどになり, 30~100 cm 厚の粗粒砂岩が層厚 10 cm 以下の泥岩と互層する.

礫岩優勢の礫岩砂岩互層 (Ic) は下部ほど礫岩の割合が高い. 下部では 1~3 m 厚で重なる礫岩層に砂岩層が挟在するが, 上部では厚い礫岩がなくなり, 成層する砂岩層に層厚 1 m 以下の含礫砂岩や礫岩層が挟在する. 礫岩には, 礫支持のものと基質支持のものがある. 礫支持には塊状で淘汰が悪いものと, 級化構造を示しながら砂岩へ漸移する比較的淘汰の良いものがある. 前者はしばしば大礫以上の礫を含むが, 後者は主に細礫-中礫サ



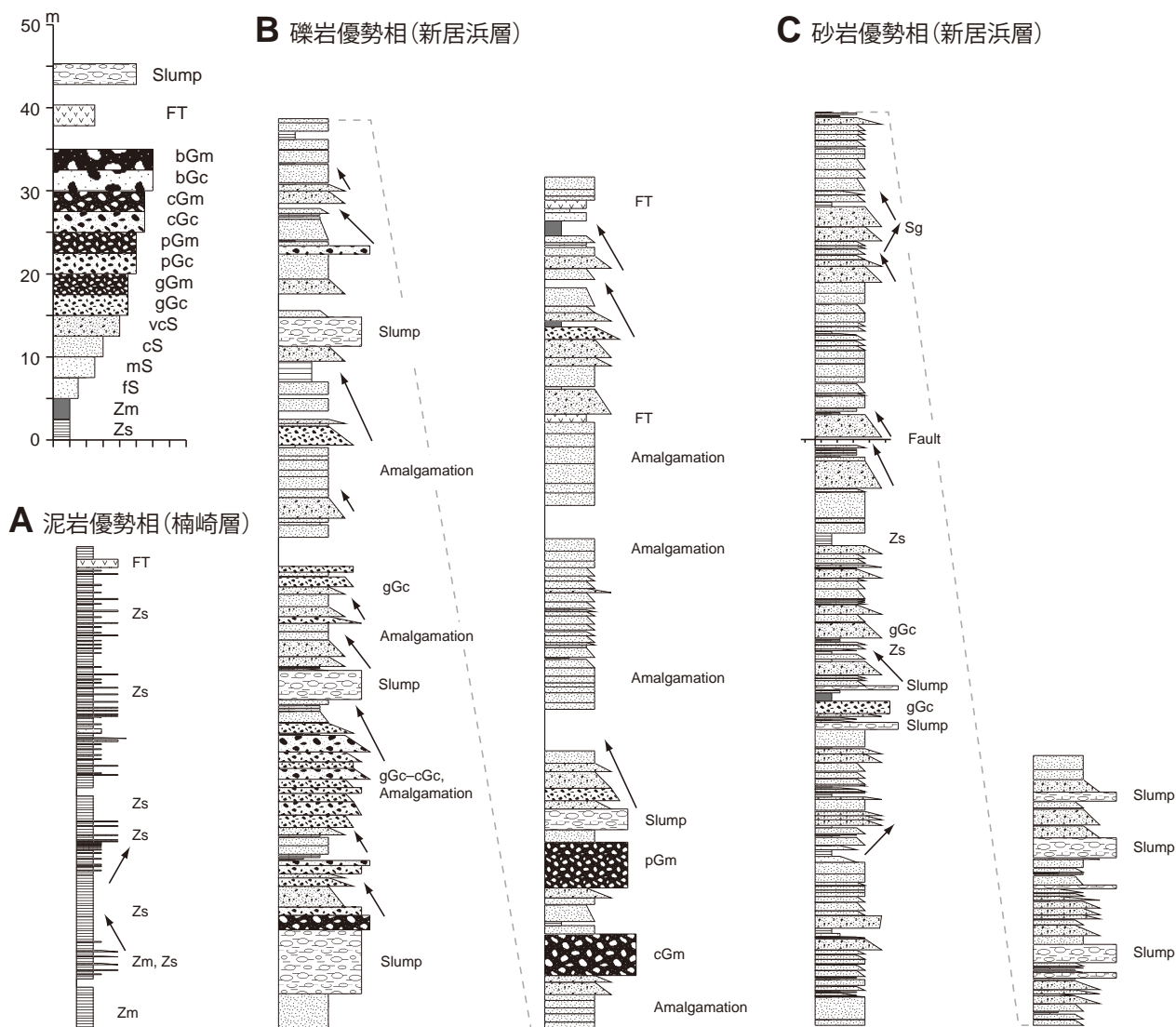
第 6. 4 図 露頭写真・薄片写真・採取した試料の位置図

実線は柱状図 (第 6. 6 図) を作成したルート。緯度経度は世界測地系による。等高線のうち細線は 20 m 間隔, 太線は 100 m 間隔。本地形図の作成には国土地理院発行の基盤地図情報 (数値標高モデル 10 m メッシュ) を使用した。



第 6. 5 図 北縁相の露頭写真

(A, B) 泥岩と (C, D) 砂質泥岩に含まれる大型化石。(C) は *Inoceramus* sp., (D) は *Inoceramus (Endocostea) cf. balticus* Böhm. 露頭位置は第 6. 4 図に示す。ハンマーの長さは 33 cm。(B) と (D) のスケールの長さは、それぞれ 1 m と 5 cm.



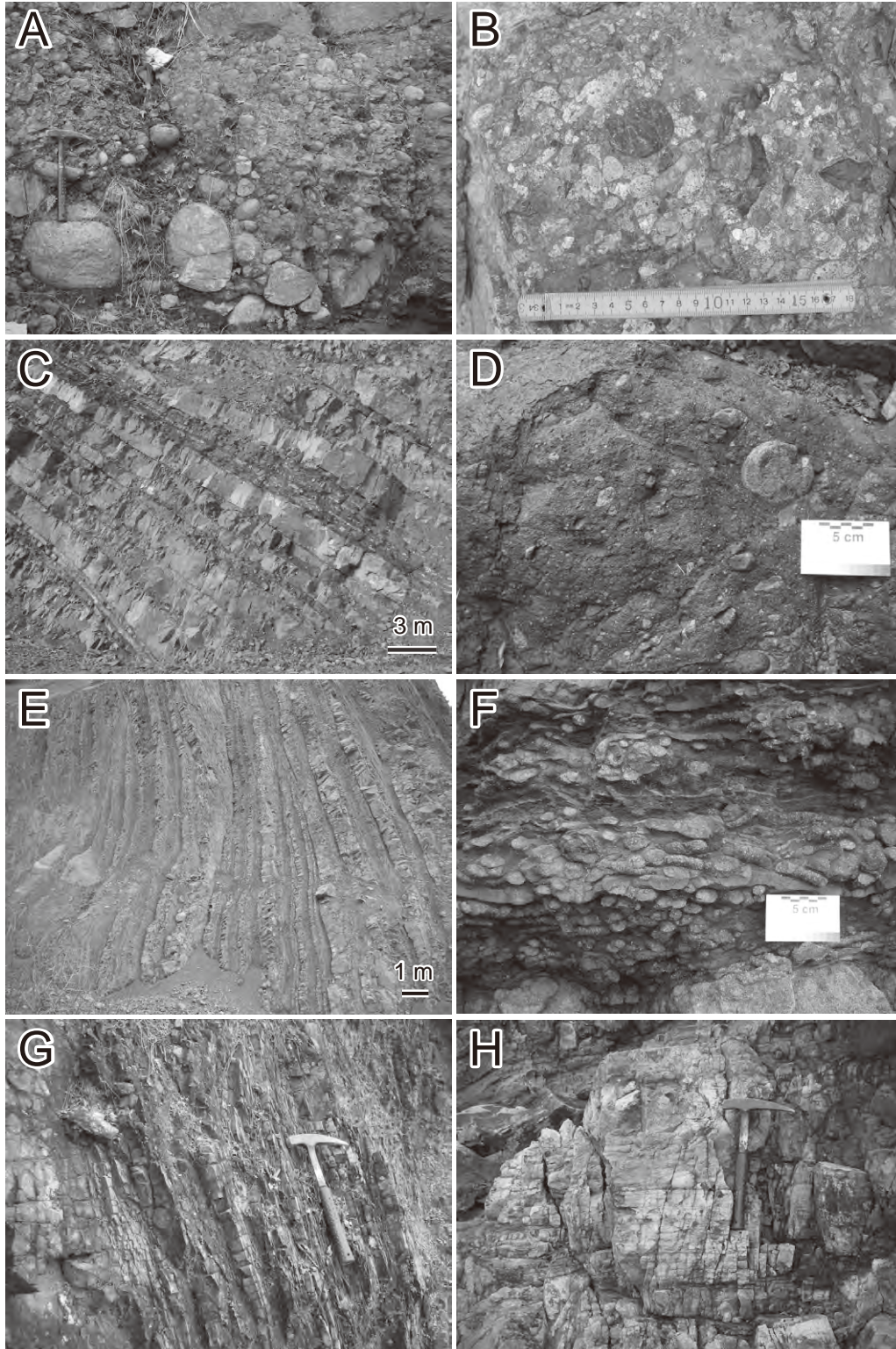
第 6. 6 図 代表的な岩相柱状図

(A) 楠崎層。(B) 新居浜層の礫岩優勢の礫岩砂岩互層と (C) 砂岩優勢の砂岩泥岩互層。柱状図を作成した位置は第 6. 4 図に示す。矢印は上方粗粒化及び上方細粒化を示す。岩相記号：Zs, 薄層泥岩；Zm, 塊状泥岩；fS, 細粒砂岩；mS, 中粒砂岩；cS, 粗粒砂岩；vcS, 極粗粒砂岩；gGc, 礫支持細礫岩；gGm, 基質支持細礫岩；pGc, 礫支持中礫岩；pGm, 基質支持中礫岩；cGc, 礫支持大礫岩；cGm, 基質支持大礫岩；bGc, 礫支持巨礫岩；bGm, 基質支持巨礫岩；FT, 珪長質凝灰岩；Slump, スランプ堆積物；Amalgamation, 癒合；Fault, 断層

イズの礫を含む。いずれも基質は粗粒砂-極粗粒砂で、礫は良く円磨されている。このタイプの礫岩は複数層の礫岩が砂岩と互層しながら、数~10 mの周期で上方細粒化を繰り返すことがある。基質支持の礫岩は塊状で淘汰が悪く、基質は暗灰色の泥岩-砂質泥岩であることが多いが、礫支持礫岩と同様な粗粒砂の場合もある。礫の大きさは細礫から巨礫まで多様であり、円礫から角礫までである。全体に占める礫の割合は5~20% くらいのものである。礫を含まない暗灰色の厚い泥岩が基質支持礫岩の上部に見られることがある。

化石・対比 田代ほか(1986)は、西部丘陵西端の西条市船屋付近の砂岩泥岩互層から *Sphenoceras schmidtii* や *S. sachalinensis* (Sokolow) などの産出を報告し、そ

の堆積年代を前期カンパニアン期最後期から中期カンパニアン期最初期であるとした。彼らは産出する化石の種類や産状が、松山市塚や東温市山ノ内の奥黒滝に分布する同層群のものと共通することから、同時代の堆積物である可能性を指摘した。また上記以外の化石として、*Nucula* (?) sp., *Acila* (*Truncacila*) aff. *shimajimensis* Tashiro, *Nanonavis brevis* Ichikawa et Maeda, *I. (Cordiceramus) yuasai* Noda, *I. (Endocostea) bulticus bulticus* Böhm, *Myrtea angularis* Tashiro, *Periplomya* sp., *Tetragonites* cf. *popetensis* (Yabe), *Gaudryceras* sp. を報告している。Kobayashi and Amano (1955) は、西条市祝谷(西条市仏崎と船屋の間)から、三角貝 *Yaadia japonica* (Yehara) を報告している放散虫など微化石の報告はない。



第 6. 7 図 新居浜層の露頭写真

(A, B) 砂岩基質の礫支持礫岩. (C) 1 m を越える層厚を持つ砂岩からなる砂岩優勢の砂岩泥岩互層. (D) 砂質泥岩基質の基質支持礫岩. (E) 砂岩泥岩互層. (F) 砂岩泥岩互層の泥岩中に含まれる生痕化石. (G) 泥岩優勢の砂岩泥岩互層. (H) 平行葉理を示す珪長質凝灰岩. 露頭位置は第 6. 4 図に示す. ハンマーの長さは 33 cm.

6. 4. 2 新居浜層 (Nic, Nis, Nia, Nim, Nif)

命名 野田ほか (2010).

模式地 新居浜市郷字楠崎南方の丘陵地帯.

層厚 2,000 m+.

層序関係 西部丘陵では下位の磯浦層と、東部丘陵では北縁相の楠崎層と整合関係にあり、上方へ粗粒化することで漸移する。磯浦層とは、楠崎層の泥岩がくさび状に入るところで境される。分布の南縁は中央構造線に切られており、上限は不明である。

分布・構造 西条市下島山から新居浜市星越町の西部丘陵南部-東部と、新居浜市東部から四国中央市土居町天満の東部丘陵ほぼ全域に分布する。

走向・傾斜は西部丘陵のほぼ全域で東北東-西南西走向の南傾斜の同斜構造を示し、磯浦層と調和的である。しかし、西部丘陵の南縁では、半波長 200 m の正立褶曲群が見られ、北傾斜と南傾斜を繰り返す。大きな断層は確認されていない。

東部丘陵西部では西部丘陵と同様の同斜構造を示すが、東部丘陵東部では東にプランジする向斜構造によって、北部は北東-南西走向の南傾斜、南部は北西-南東走向の北傾斜となっている。褶曲は断層の近くに多く発達し、特に中央構造線と平行な断層に沿って発達する褶曲の軸は、断層に対して左雁行配列となっている。いくつかの褶曲は、波長の短い正立褶曲または転倒褶曲となり、部分的に地層を逆転させている。

東部丘陵には中央構造線と平行な断層が複数あり、地層を変位させている。特に東部丘陵南部の新居浜市坂之下から四国中央市土居町北野へ抜ける断層は、比高 100 m を越える顕著なりニアメントとなっている。この断層は従来より関川断層 (須鎗・阿子島, 1974) または坂之下断層 (稲見, 1975; 愛媛県, 1977; 新居浜市, 1980b) と呼ばれてきたが、本報告では活断層である岡村断層 (第 9. 3. 2 章参照) とする。今回の調査では東部丘陵内の沢に 3~15 m 幅の断層ガウジをとまなう剪断帯が確認された。また、東部丘陵中央部の新居浜市阿島から四国中央市土居町天満へ抜ける断層は、愛媛県 (1977)、稲見 (1978)、新居浜市 (1980b) によって東田断層と呼ばれ、活断層ではないが新居浜市来光付近の珪長質凝灰岩層の追跡から 500 m ほどの左横ずれ変位が推測できる。

岩相 新居浜層を構成する岩相は、礫岩優勢の礫岩砂岩互層 (Nic)・砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Nis)・砂岩泥岩互層 (Nia)・泥岩優勢の砂岩泥岩互層 (Nim) の 4 つに区分できる (第 6. 1 図, 第 6. 2 図)。

礫岩優勢の礫岩砂岩互層 (Nic) は、約 500 m の厚さを持ち、新居浜層最下部にある砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Nis) の上位に見られる。個々の礫岩層の多くは円礫-垂円礫からなる礫支持礫岩で、30~300 cm の層厚を持つ (第 6. 7 図 A, B)。層厚 100 cm 以上の礫岩層は複数枚の層が癒合していることが多いが、巨礫を含む礫岩は

単層でも 100 cm 以上の厚さを持つことがある。礫種は、流紋岩・デイサイトなどの珪長質火山岩が主体であり、全体のおよそ 70~90% を占める (野田ほか, 2010; 第 6. 8 図 A)。ほかにも花崗岩・砂岩・泥岩・チャートなどの礫が含まれる (第 6. 8 図 B, C)。礫岩は砂岩を挟みながら、数~10 m オーダーで上方細粒化を繰り返すことがある (第 6. 6 図 B)。しばしば層厚 5 m 以下の泥岩または砂岩基質の基質支持礫岩が挟在する (第 6. 7 図 D)。基質支持礫岩の礫種も主に珪長質火山岩である。礫岩優勢の礫岩砂岩互層は東部丘陵西部に分布し、次第に砂岩優勢の砂岩泥岩互層へと漸移する。

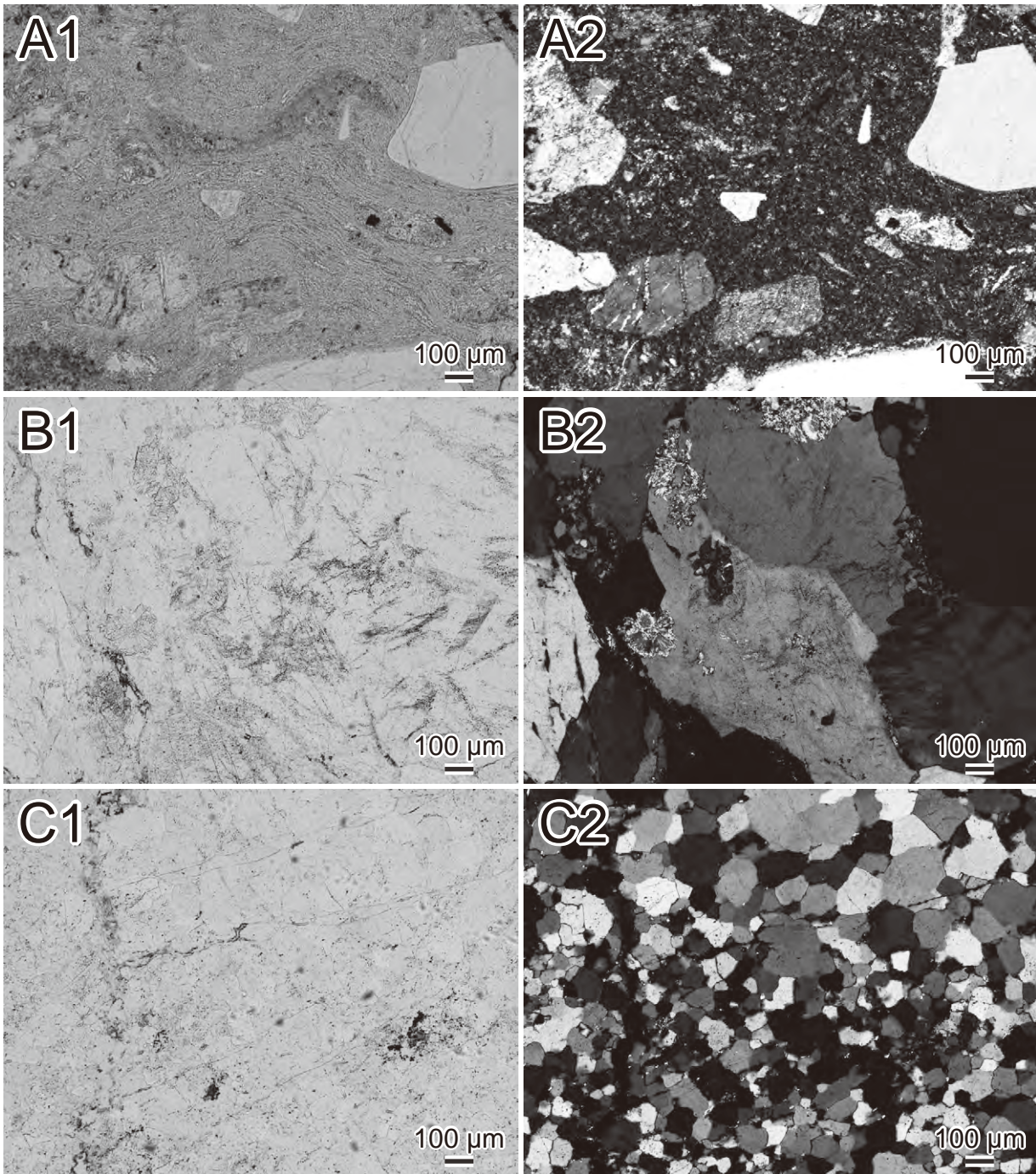
全体に対する砂岩の割合が 70% 以上となる砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Nis) は、西部丘陵から東部丘陵にかけての広い範囲に分布し、新居浜層の最下位 (層厚約 50 m) と礫岩優勢の礫岩砂岩互層の上位 (層厚約 1,000 m) に見られる。個々の砂岩層は粗粒砂-極粗粒砂からなり、50~300 cm の層厚を持つ (第 6. 6 図 C, 第 6. 7 図 C)。砂岩は主に花崗岩起源の石英や長石、珪長質火山岩片から構成されている (第 6. 9 図 A)。挟在する泥岩は 1 cm 以下の薄層が多く、シルトサイズの石英・長石粒子に加え、炭質物片を多量に含むことがある (第 6. 9 図 B)。まれに珪長質火山岩礫を主とする層厚 5 m 以下の基質支持礫岩が挟在する。新居浜層最下位の砂岩優勢の砂岩泥岩互層は、上方へ急激に厚層化・粗粒化し、礫岩優勢の礫岩砂岩互層へ漸移している。

砂岩が全体の 30~70% を占める砂岩泥岩互層 (Nia) は、層厚 30~100 cm の細粒砂岩-中粒砂岩が、層厚 5~30 cm の泥岩と互層する (第 6. 7 図 E)。泥岩の部分には生痕化石が多く見られる (第 6. 7 図 F)。

泥岩優勢の砂岩泥岩互層 (Nim) は、全体に対する泥岩の割合が 70% 以上で、泥岩層に層厚 10 cm 以下の細粒砂岩が挟在する (第 6. 7 図 G)。砂岩泥岩互層と泥岩優勢の砂岩泥岩互層は、東部丘陵において新居浜層の南縁に分布する。岩相は側方へ変化し、すべての層相がそろうのは東部丘陵西部のみである。

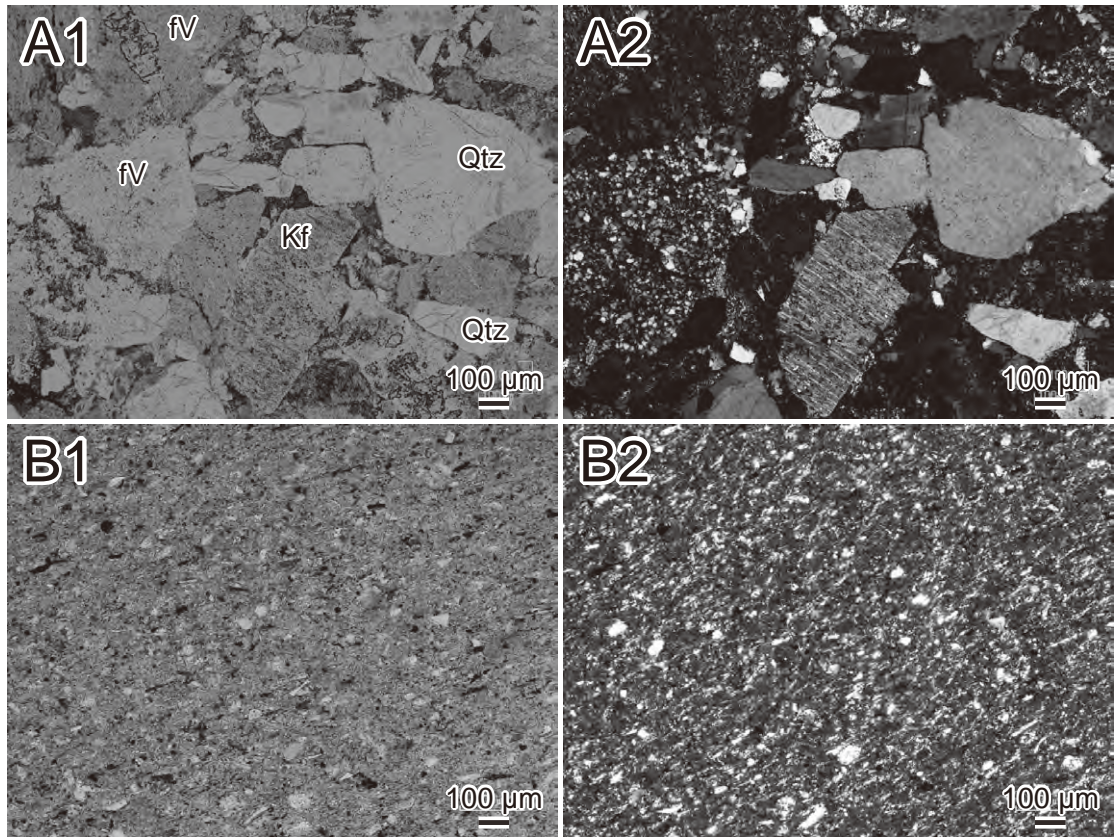
新居浜層には多数の珪長質凝灰岩 (Nif) が挟在する (第 6. 7 図 H, 第 6. 10 図)。一般に細粒なガラス質凝灰岩ないしガラス質結晶凝灰岩である (第 6. 11 図) が、一部は砂粒子を多く含む凝灰質砂岩である。明灰色を呈するものが多いが、緑灰色・淡緑色・青灰色・黄灰色・灰オリーブ色を呈する凝灰岩もある。細粒な凝灰岩には、平行葉理や級化層理が見られることも多い。単層の厚さは数 cm 程度であるが、まれに 2 m 以上の厚さを持ち、塊状無層理の層もある。全体の層厚は 30~300 cm 程度までのものが多いが、30 m を越えるものも見られる。

化石・対比 山崎 (1987) と野田ほか (2010) は、前期-中期カンパニアン期に対比される *Dictyomitra koslovae* 群集帯を特徴づける放散虫化石を新居浜層の泥岩から報告した。また新居浜層最上部の泥岩優勢の砂岩泥岩互

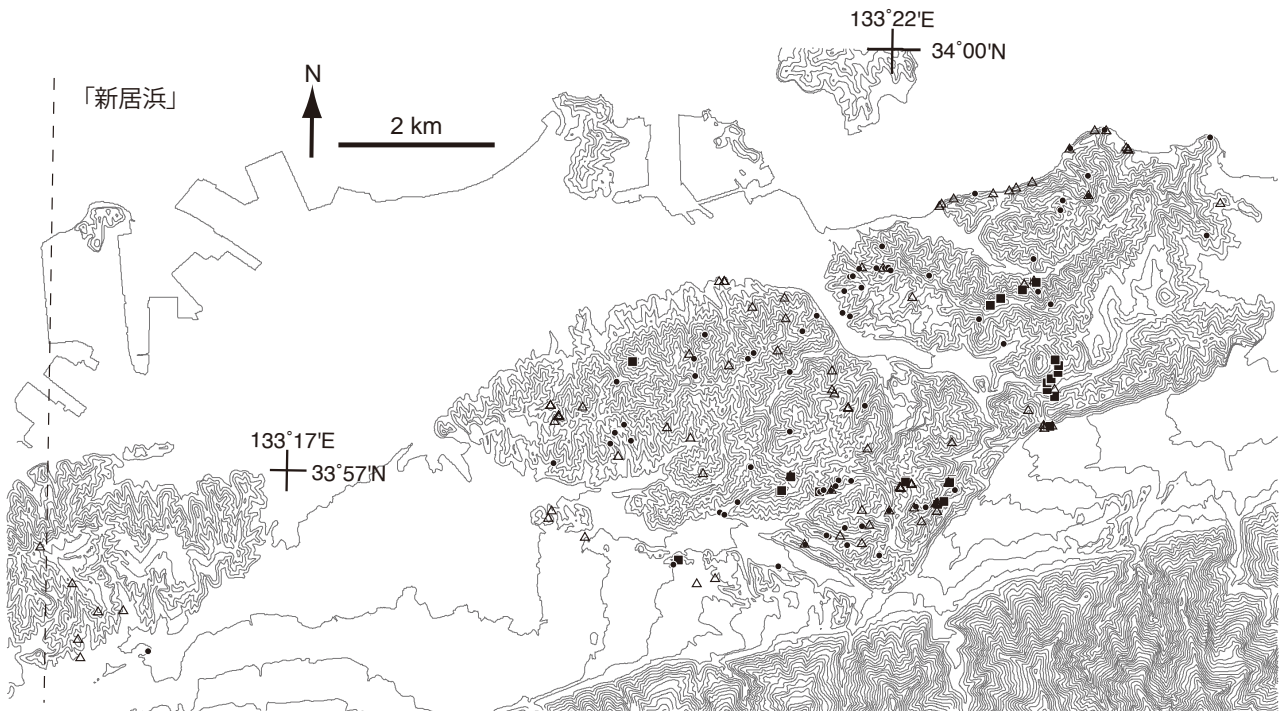


第 6. 8 図 礫岩中の礫の薄片写真 (GSJ R95962)

各図 1 がオープンニコル, 2 がクロスニコル. A: 珪長質火山岩 (流紋岩). B: 花崗岩. C: 再結晶化したチャート. 試料採取位置は第 6. 4 図に示す.



第 6. 9 図 主部相の砂岩及び泥岩の薄片写真
 各図1がオープンニコル, 2がクロスニコル. A: 粗粒砂岩 (GSJ R95954). 写真中の fV, Kf, Qtz は, それぞれ珪長質火山岩片, カリ長石, 石英を表す. B: 泥岩 (GSJ R95953). B1 の黒い部分は炭質物片. 試料採取位置は第 6. 4 図に示す.



第 6. 10 図 珪長質凝灰岩を確認した露頭の位置図
 黒四角は層厚 10 m 以上, 黒丸は層厚 1 m 以上 10 m 未満, 白三角は層厚 1 m 以下の地点を示す.

層から採取した試料からは、カンパニアン階上部-マーストリヒチアン階下部に産出する *Amphipyndax tylotus* Foreman と似た個体が得られており、前期-中期カンパニアン期の範囲内でも中期カンパニアン期 (Ogg *et al.*, 2004) である可能性がある (野田ほか, 2010)。

新居浜層から2試料の珪長質凝灰岩 (第6.11図) のフィッション・トラック年代測定を実施した結果、 76.8 ± 2.4 Ma と 92.1 ± 5.7 Ma (年代誤差は1 σ) の年代値が得られた (野田ほか, 2010)。トラック長の平均値は、それぞれ $10.73 \mu\text{m}$ と $10.66 \mu\text{m}$ であり、いずれも熱影響のない標準試料から得られた値 ($10.7 \mu\text{m}$: Hasebe *et al.*, 1994) と比較して有意な短縮化は認められず、本FT年代値に再加熱による若返りはないと判断された。両年代は2 σ の誤差範囲内で一致し、その加重平均値の 79.1 ± 2.2 Ma (中期カンパニアン期; Ogg *et al.*, 2004) は、新居浜層の堆積年代を代表すると考えられる。

6.5 古流向

6.5.1 流痕

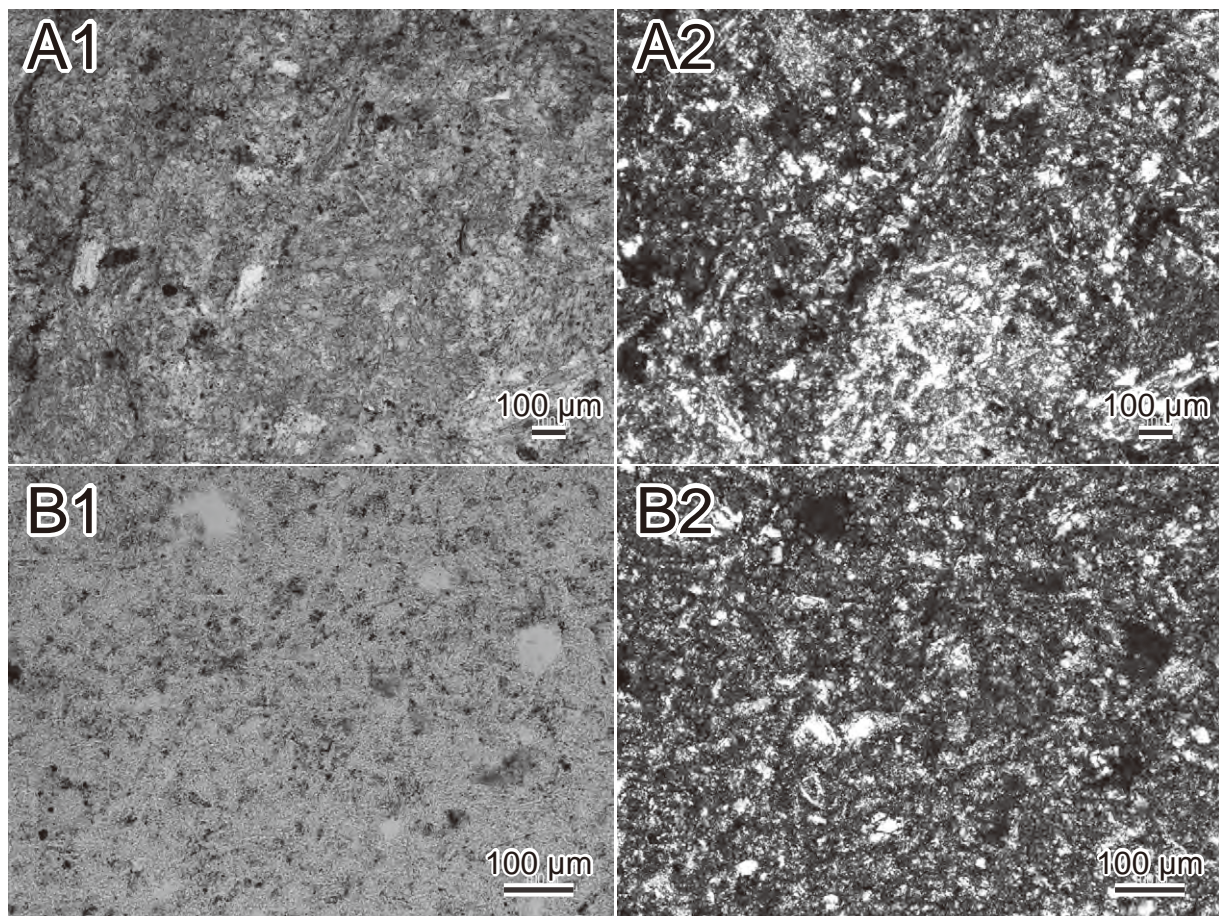
砂岩にはフルートキャストやグループキャストなどの

流痕が発達しており、泥岩の上に堆積する粗粒砂岩の底面に良く見られた (第6.12図)。礫岩にはまれにインプリケーションが見られるが、礫の球形度が高いために、確認された地点は少ない。図幅範囲内及び周辺地域のおよそ50地点から古流向を示唆する堆積構造を測定した (第6.13図)。

古流向の平均値は、流痕が $241 \sim 259^\circ$ 、礫のインプリケーションが 249° であり、いずれも東北東から西南西方向の古流向を示唆する。これらの古流向の多くは地層の走向と平行であり、堆積盆の主軸を流れる軸流と解釈される (Noda and Toshimitsu, 2009)。分布域の北東部では南向きの古流向も観察されており、古堆積盆縁側の側方流であると解釈されている (Noda and Toshimitsu, 2009)。

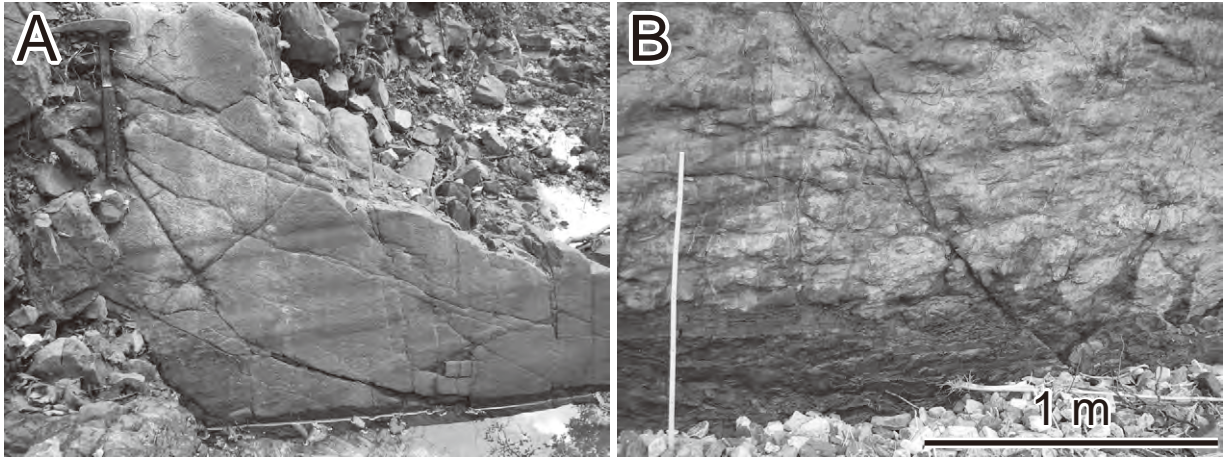
6.5.2 リップルマーク

地層の表面にリップルマークが観察された地点が4地点あり、そのうちの3地点においてクレストの方向を測定した (第6.14図)。リップルマークはいずれも波長10 cm、高さ1 cm 程度であり、クレストはわずかにカー

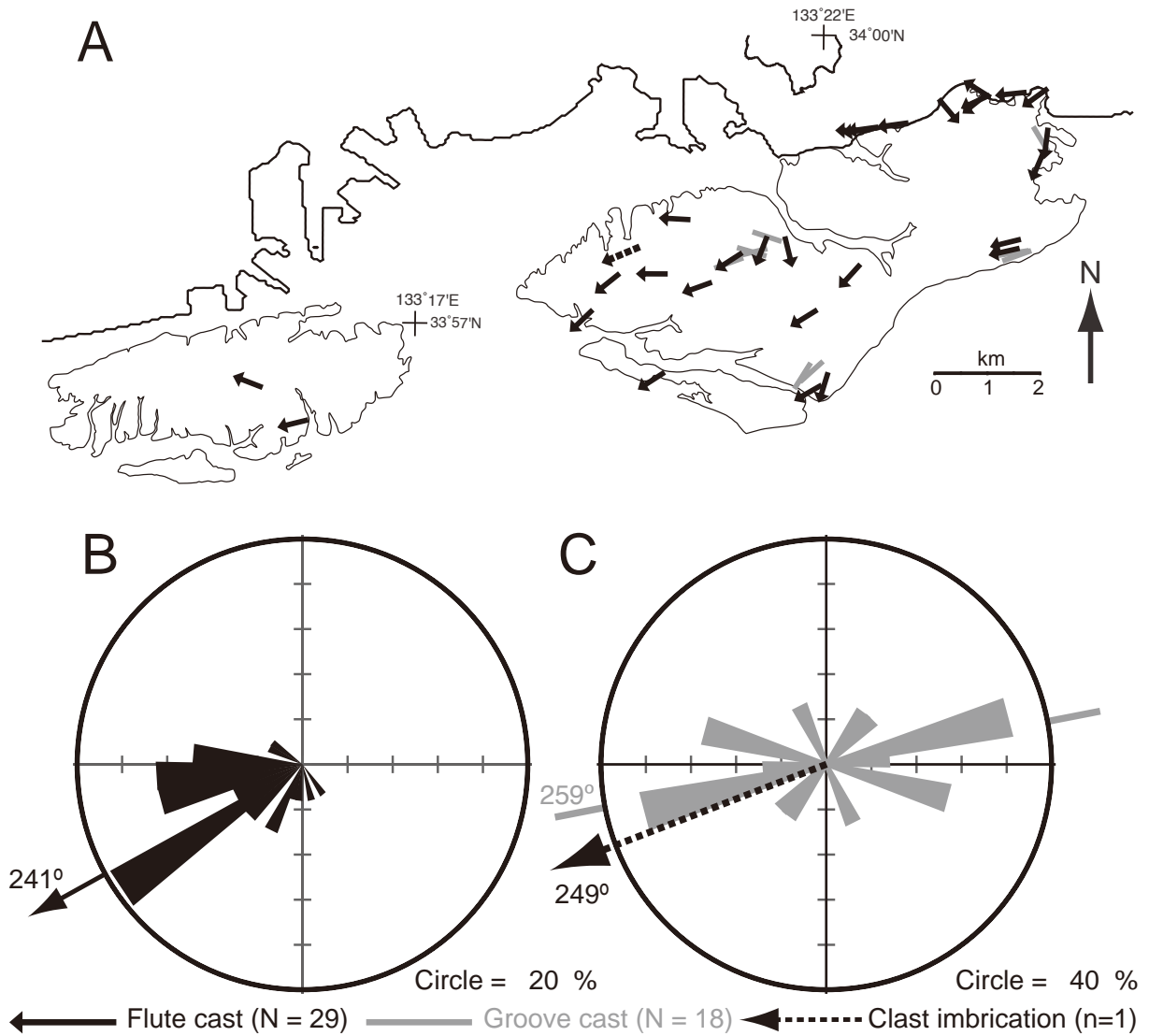


第6.11図 フィッション・トラック年代測定を実施した珪長質凝灰岩 (野田ほか, 2010) の薄片写真

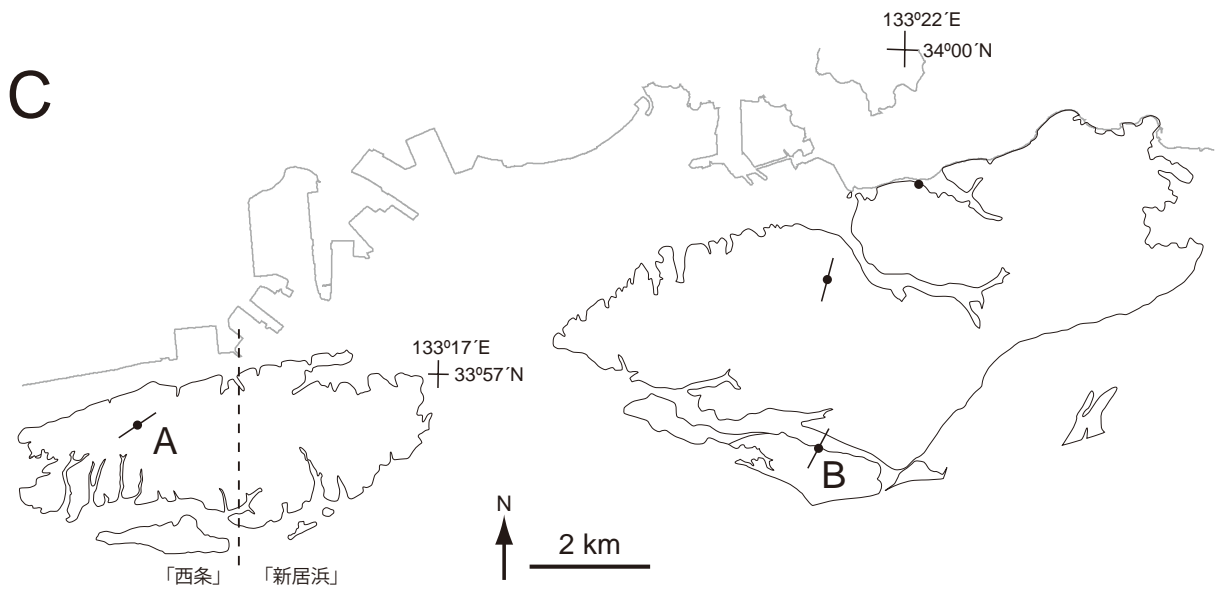
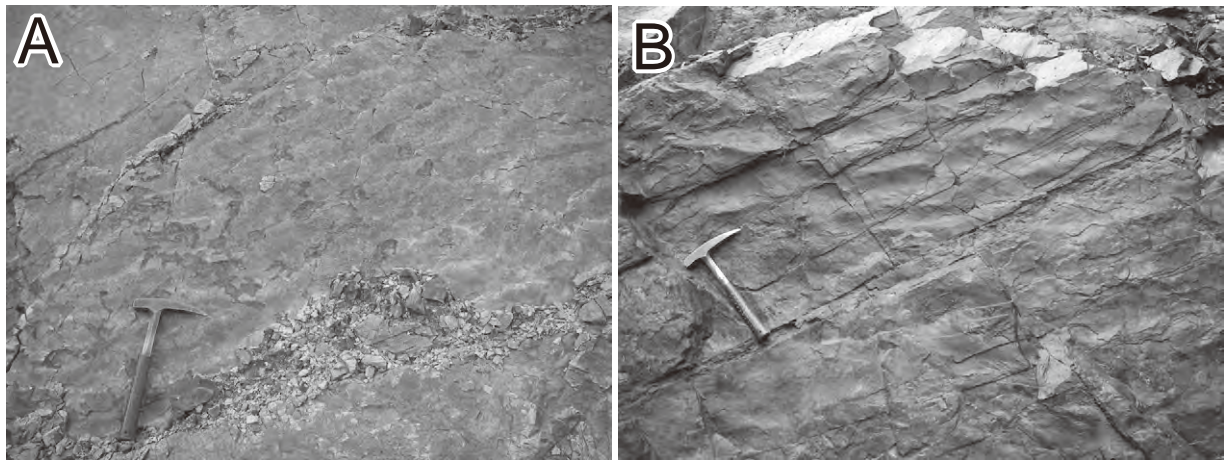
A: FT1 (GSJ R95961)。B: FT2 (GSJ R95957)。いずれもガラス質凝灰岩。各図1がオープンニコル、2がクロスニコル。試料採取位置は第6.4図に示す。



第 6. 12 図 流痕の露頭写真
 (A) グループキャスト, (B) フルートキャスト, 左から右の古流向を示す. 露頭位置は第 6. 4 図に示す. ハンマーの長さは 33 cm.



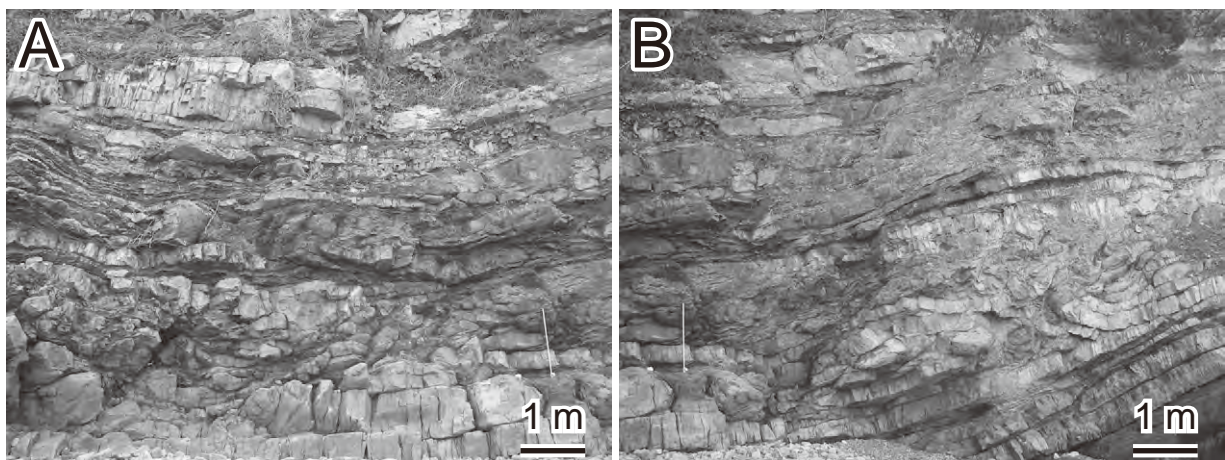
第 6. 13 図 流痕とインプリケーションによる古流向の復元 (Noda and Toshimitsu, 2009)



第 6. 14 図 リップルマーク

(A, B) の露頭写真. ハンマーの長さは 33 cm.

(C) 地層の傾斜を補正したときのクレストの方向 (実践) と確認地点 (黒丸).



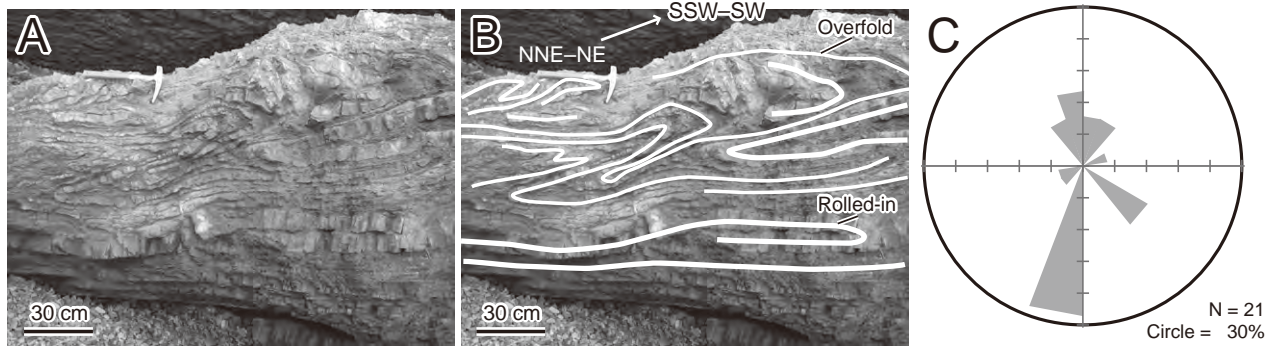
第 6. 15 図 スランプ構造の露頭写真
露頭位置は第 6. 4 図に示す. スケールバーの長さは 1m.

ブしているか直線的である。「西条」地域内から観察されたリップルマークは、わずかに非対称性を示し、南東から北西の古流向を示す(第6.14図A)。それに対して、「新居浜」地域内のリップルマークは、ほぼ対称であり、クレストの方向は北北東-南南西方向であり、流痕から示唆される古流向とは斜交する(第6.14図B)。

6.5.3 スランプ構造

新居浜層の北縁近くの地層にはスランプ構造が多く

見られ、特に東部丘陵の海岸沿いで良く観察できる(第6.15図)。スランプ構造を含む地層では、砂岩や泥岩が激しく変形しており、花崗岩の角礫を含むこともある。厚さは1~3mほどであることが多い。スランプ褶曲の軸の方向が古斜面の傾斜方向に直交すると仮定したとき(Jones, 1939)、古斜面はおおよそ南南西方向に傾斜していることが推測された(第6.16図)。この方向は新居浜層の分布域北部における砂岩の流痕から推測した南向きの古流向と調和的である。



第6.16図 スランプ褶曲による古斜面の復元

きつく褶曲した砂岩泥岩細互層の露頭写真(A)とその解釈(B)。スランプ堆積物は写真の左から右に移動したと解釈される。(C) スランプ褶曲から復元した古斜面の傾斜方向を示したローズダイアグラム(Noda and Toshimitsu, 2009)。露頭位置は第6.4図に示す。ハンマーの長さは33cm。

第7章 中新世岩脈 (Md) 及び中新世熱変成作用

(青矢睦月・松浦浩久)

愛媛県から香川県にかけての内帯側には中新世に活動した瀬戸内火山岩類の分布が知られる(巽ほか 2003 など)。また外帯側の同時代の火成岩類として、「新居浜」地域(以下、本地域)の南西隣「石鎚山」地域には主に溶岩-火砕岩や貫入岩類からなる石鎚コールドロン、及び主に火山噴出物からなる石鎚層群が分布する(愛媛県・高知県, 1981; Yoshida, 1984; 吉田ほか, 1993 など)。本報告では石鎚山周辺に産するこれらの火成岩類をひとまとめに石鎚火成岩類と呼ぶ(第2.1図)。本地域の和泉層群と三波川変成コンプレックスには、産状・化学組成から瀬戸内火山岩類または石鎚火成岩類の岩脈類に対比される安山岩質ないし珪長質の小規模な貫入岩脈が存在している。

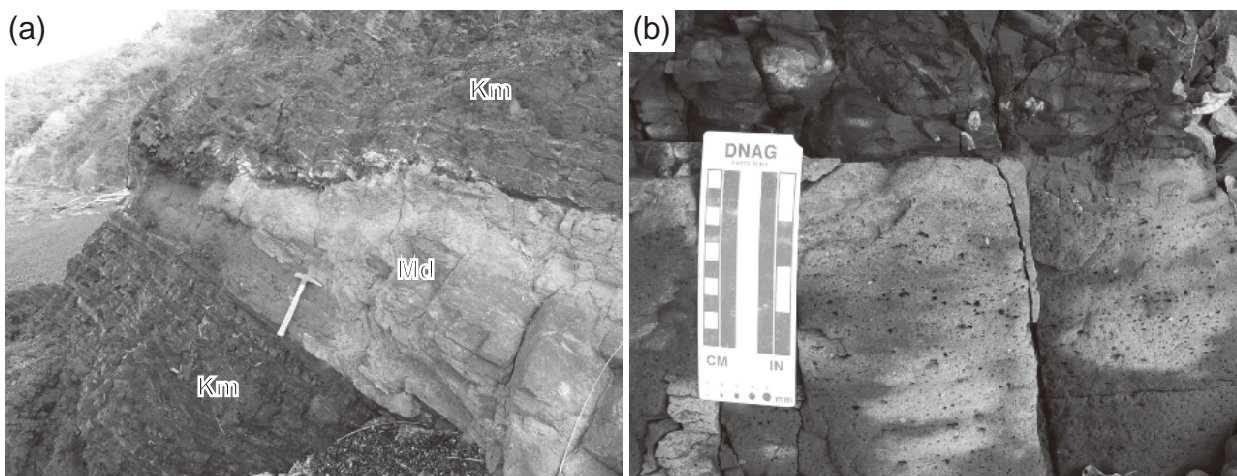
7.1 和泉層群に貫入する中新世岩脈

産状 新居浜市阿島海岸で後期白亜紀カンパニアン期の和泉層群楠崎層(Km)の層理と平行に厚さ0.5~2mの岩脈がシル状に貫入しているのが観察される(第7.1図a)。露出の規模は小さいが、位置がわかるよう地質図に示した。岩脈の新鮮な部分は暗灰色の角閃石デイサイトで、肉眼では径1mm前後の斜長石以外にはほとんど斑晶が見えない。野外では一般に変質して黄土色から灰褐色を呈する。デイサイト岩脈の和泉層群との接触部は幅2~5cmの緻密な急冷相であるが、それ以外の部分はわずかに発泡している(第7.1図b)。壁岩の和泉層群はデイサイト岩脈との接触部から約10cmの幅で接触

面に垂直な細かい節理を生じ、割れ目を炭酸塩鉱物が満たしている。

岩石記載 顕微鏡で観察すると岩石の大部分は石基からなり、斑晶に乏しい(1~2 vol%)。斑晶の大部分は卓状斜長石(長径0.5~2.5 mm)で、まれに短柱状のホルンブレンド(長径0.2~0.3 mm, Z:褐色)を含む。石基は短冊状斜長石(長径0.05~0.2 mm)と変質したガラス(草緑色ないし褐色)がほぼ等量を占め、径0.01 mm前後の鉄酸化鉱物を含む。気泡は長径1 cm前後で引き延ばされた形を示すものから径0.05 mmの顕微鏡的な大きさで球形を示すものまで変化があり、デイサイトマグマの流動中から停止後まで発泡が続いたことを示す。年代測定で得られたカリウム含有量は K_2O 換算で2.96~2.98 wt%を示し、デイサイトとしてもカリウムに富む特徴を持っている。

放射年代 紀伊半島から四国に分布する和泉層群には珪長質岩の岩脈や火山岩の存在が知られ、貫入時期が中新世と推定される場合が多いが、瀬戸内火山岩類や外帯の酸性岩類に比べると小規模なため、放射年代の報告例は少ない。本研究では新居浜市阿島海岸で和泉層群に貫入するデイサイト岩脈(第7.1図)について全岩K-Ar年代測定を行い、中期中新世を示す 14.5 ± 0.4 Maを得た(第7.1表)。この年代は愛媛県から香川県の内帯側に分布する瀬戸内火山岩類(新正・角井, 2001; 巽ほか 2010 など)、及び外帯側の石鎚火成岩類(Shibata, 1968; 田崎ほか, 1990, 1993; 竹下ほか 2000 など)の放射年代の分布範囲にあつて、和泉層群に貫入する珪長



第7.1図 和泉層群の泥岩にシル状に貫入する中新世デイサイト岩脈(新居浜市阿島荷内東方海岸)
(a) 露頭全景。Md: デイサイト岩脈, Km: 和泉層群楠崎相の泥岩。(b) デイサイト岩脈の発泡部分(写真下部)。

第 7. 1 表 デイサイト岩脈の全岩 K-Ar 年代

試料番号	産地	緯度 経度	岩石名	測年対象	K-Ar年代値 (Ma)	⁴⁰ Ar rad (scc/g × 10 ⁻⁵)	⁴⁰ Ar rad (%)	K (%)
GSJ R10173	新居浜市 阿島海岸	33°59' 3" N 133°23' 2" E	角閃石 デイサイト	全岩	14.5 ± 0.4 (平均)			
					(14.7 ± 0.4)	0.141	84.4	2.47
					(14.3 ± 0.4)	0.138	83.8	2.46

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/\text{yr} \quad \lambda_{e} = 0.581 \times 10^{-10}/\text{yr} \quad {}^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167 \text{ atom \%} \quad {}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar atmosphere} = 295.5$$

測年: MASS SPEC SERVICES

質岩脈もこれらと同時代の火成活動の産物であることを示す。

7. 2 三波川変成コンプレックスに貫入する中新世岩脈

本地域の三波川変成コンプレックスでは少なくとも以下の4つの地域に小規模な貫入火山岩の産出が認められる。

- (1) 図幅西部の中央構造線沿い、小河谷川の河床 (第 9. 2 図)
 - (2) 黒森山の北西約 1km の稜線周辺
 - (3) 新居浜市別子山筏津の南方約 1.2 km の市道沿い周辺
 - (4) 豊受山の南方約 1.2 km のさわ沿い周辺
- どれも露出の規模は小さいが、位置がわかるよう、(2) - (4) については地質図に示した。

(1) 中央構造線沿いの岩脈 (1) の火山岩の産出は岡田・堤 (1990) に報告されている。この地点では厚さ 60 cm 以内の複数の火山岩脈が、カタクラサイト化した白滝ユニット上部の泥質片岩に貫入している (第 9. 2 図参照)。ただし、これらの岩脈は貫入後の断層運動による変形で細粒化・粘土化しており、顕微鏡観察で元の岩石名を特定することは困難である。この地点の火山岩の薄片 (第 7. 2 図) では、粘土鉱物を除くと、鏡下で確認できる鉱物は径 0.2~1.5 mm の炭酸塩鉱物と最大径 0.6 mm までの石英ないし細粒石英の集合体のみである (第 7. 2 図 a)。薄片全体に網目状に発達する小断層帯は主に粘土鉱物からなり、断層帯の内部には石英集合体が断層角礫をなす産状が認められる (第 7. 2 図 b)。石英は一般に波動消光を示す。

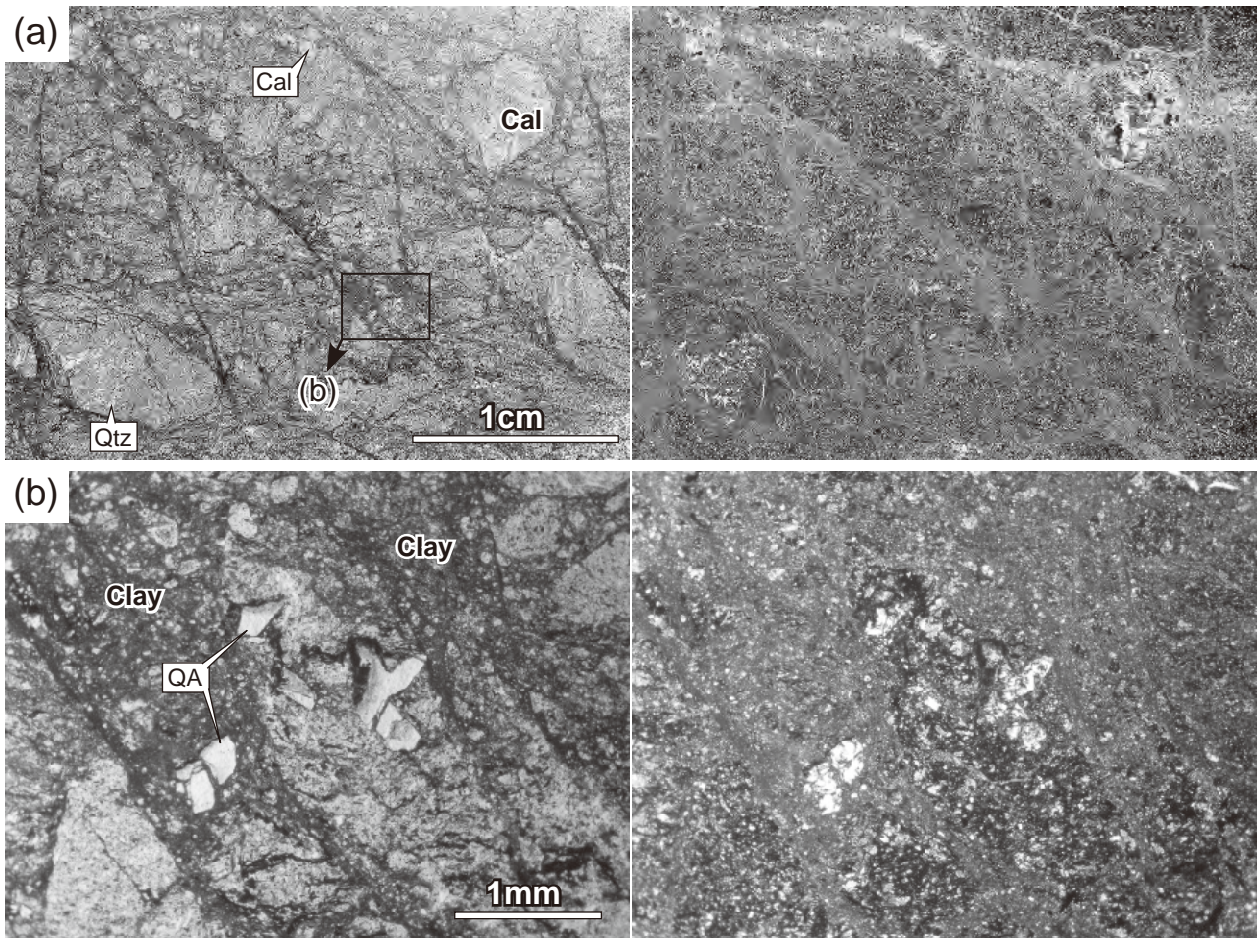
(2), (3) 流紋岩岩脈 (2), (3) の地域の火山岩はともに流紋岩で、白滝ユニット上部の苦鉄質片岩の内部もしくは苦鉄質片岩と泥質片岩の境界部に産するが、周囲の岩石との関係は直接観察できない。野外では一般に変質して黄土色から灰褐色を呈するが、比較的新鮮な部分は灰白色から淡桃色であり、色合いの変化・色の濃淡による流紋が発達している (第 7. 3 図 a, c)。いずれの地域の流紋岩においても斑晶の最大径は 2 mm 程度であ

る。

(2) の試料 (第 7. 3 図 a) は斑晶に乏しく (1~2 vol%), 顕微鏡で観察するとその大部分が石英である。その他に最大径 1 mm までの鉄酸化鉱物、及び三波川変成岩 (泥質片岩) の捕獲岩片が認められる (第 7. 3 図 b)。石基はごく細粒で (第 7. 3 図 b)、ガラス質部分の風化・変質によって生じたと思われる粘土鉱物の他は径 5 μm 前後の石英及び白雲母が確認できるのみである。一方、(3) の試料 (第 7. 3 図 c) では斑晶がやや多く (5 vol% 程度) その大部分はやはり石英だが、卓状ないし短冊状のかり長石や斜長石の斑晶も含まれる (第 7. 3 図 d)。石基には (2) の試料と同様の粘土鉱物が生じているが、他に長径 30 μm 程度までの粒状石英、短冊状斜長石ないしかり長石、白雲母が認められる。この試料の石英斑晶は一般に、斑晶から放射状に伸びる針状の斜長石ないしかり長石の微結晶集合体に取り囲まれている (第 7. 3 図 d)。その他、副成分鉱物として最大径 1 mm までの鉄酸化鉱物及びチタン石が認められる。

(4) 安山岩岩脈 (4) の地域の火山岩は沢沿いの 2 箇所に認められ、特に南側の露頭では厚さ 50 cm 程度の岩脈として白滝ユニット中部の泥質片岩 (SMp) に貫入する産状が確認できる (第 7. 4 図 a, b)。貫入境界面は高角北傾斜 (70~80°) であり、周囲の泥質片岩の水平傾向の片理面を切っている (第 7. 4 図 b)。野外での露出部分は一般に変質して黄土色から灰褐色を呈する。岩脈の新鮮な部分は暗灰色の普通輝石安山岩で、最大径 1 cm までの斑晶状鉱物を 5~10 vol% 程度含む (7. 4 図 c)。

顕微鏡で観察すると斑晶として斜長石、石英、及び単斜輝石が確認でき (第 7. 4 図 c)、その他に二次的に生じたと思われる斑晶状の方解石も含まれる。単斜輝石斑晶は一般に径 3 mm 以下である (第 7. 4 図 c)。また消光角が 0 度に近く、砂時計構造 (第 7. 4 図 d) が見られることなどからサブカルシック普通輝石ないしチタン普通輝石と考えられる。砂時計構造を示す単斜輝石は、結晶中心を取り囲む同心長方形に配列した不透明鉱物群を包有する (第 7. 4 図 d)。また単斜輝石はかんらん石に由来すると思われる蛇紋石を包有することがあり、蛇紋石を置き換えた産状を示すこともある (第 7. 4 図 e)。



第7.2図 中央構造線沿いの三波川変成岩に貫入する岩脈の薄片写真 [GSJ R 101793]

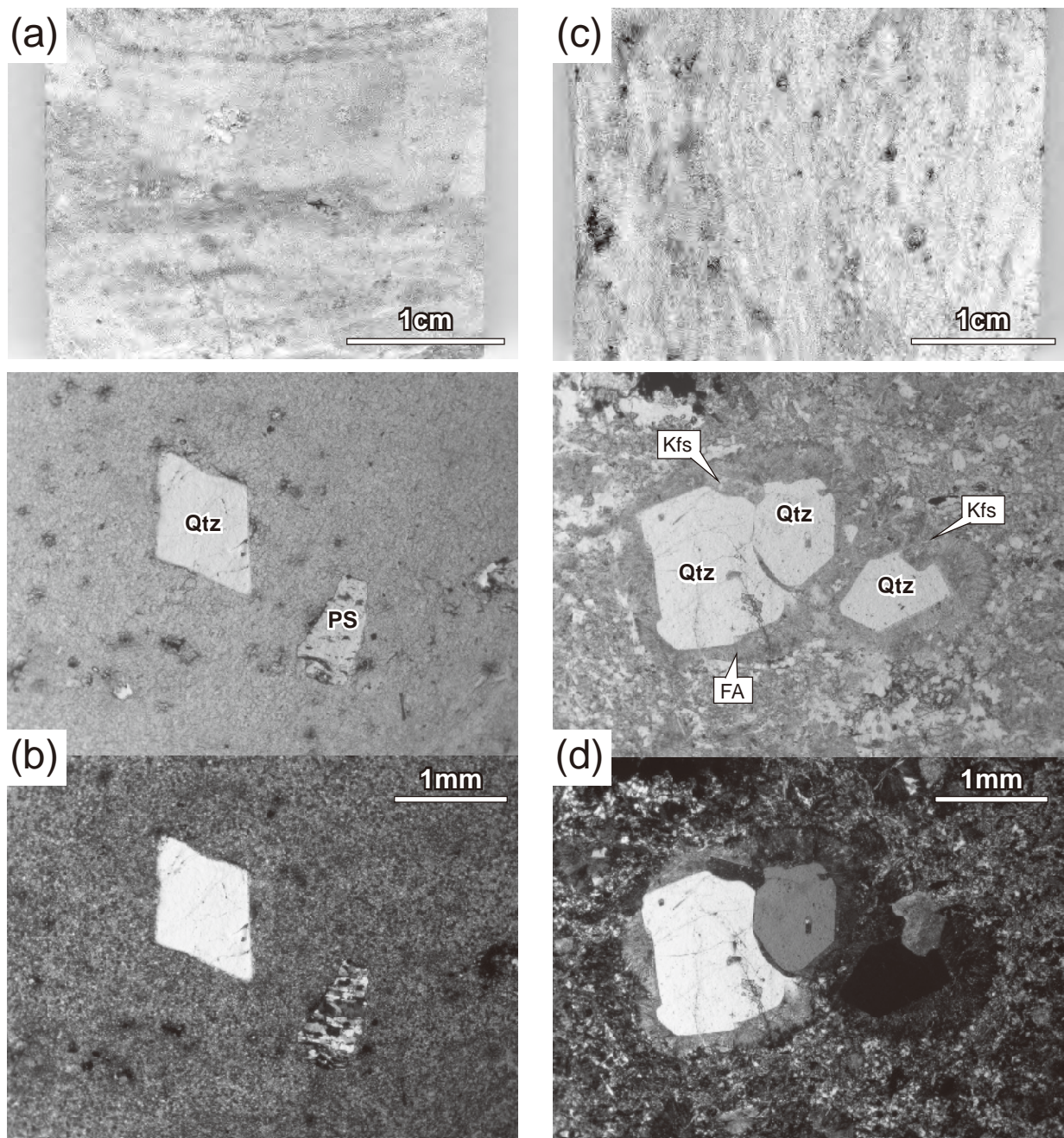
左がオープンニコル，右がクロスニコル。露頭での産状は第9.1図参照。(a) 薄片の全体像。オープンニコルでは網目状の小断層帯が暗色に見える。(b) の位置を併せて示した。Cal：方解石，Qtz：石英。(b) 小断層帯の拡大写真。QA：石英集合体，Clay：主に粘土鉱物からなる部分。

一方、石英斑晶と斜長石斑晶は最大径5 mmを超える大きなものもあり、一般にその周囲を厚さ0.1 mm程度の汚濁した細粒鉱物集合からなる反応縁に取り囲まれている(第7.4図e)。かんらん石由来と思われる蛇紋石の存在も併せると、石英斑晶は初生鉱物ではなく、周囲の泥質片岩中に多産するレンズ状石英脈(第7.4図b)を捕獲したものである可能性が高い。また三波川変成岩中には斜長石斑晶に相当する構成物がないので、斜長石斑晶は初生鉱物と考えられる。一方、ガラス状の風化部分を除くと、石基の大部分は無方向な分布を示す短冊状斜長石(長径0.1~1 mm)と変質黒雲母ないし黒雲母(長径0.1~0.6 mm)からなる(第7.4図d, e)。また副成分鉱物として鉄酸化鉱物(ほとんどが径0.05~0.2 mm程度)、炭酸塩鉱物、チタン石が含まれる。

7.3 中新世火成活動による熱変成作用

南西隣「石鎚山」地域の石鎚コールドロン内に位置す

る坂瀬川岩体や面河溪岩体は数 km^2 規模の分布面積を持つ中新世貫入花崗岩類であり、周囲の岩石はこれらの岩体による接触変成作用を受け、ホルンフェルス化している(堀越, 1957)。特に分布面積が約 7 km^2 に及ぶ面河溪岩体ではその周囲の接触変成帯も広く、直近の石鎚層群のみならず三波川変成コンプレックスにまで接触変成作用の影響が及んでいる(愛媛県・高知県, 1981など)。一方、地表では確認できないものの、本地域においても別子銅山の本山鉱床下部(標高約400 m以深)には、中新世火成活動に伴う熱変成の結果と思われる三波川変成岩のホルンフェルス化(緻密・硬化)が認められる(宮崎ほか, 1974; 内田, 1991; 第10.2.1.2節参照)。住友金属鉱山株式会社(1981)によれば、本山鉱床下部のホルンフェルスは原岩の片理面に平行なある特定の層に形成され、上盤及び下盤の三波川変成岩に挟まれるように産する。榊原ほか(1993)は四国西部の松山市砥部町において同様の産状のホルンフェルスを報告し、その特異な産状から変成作用の熱源を貫入岩体の接触には



第7.3図 三波川変成コンプレックス中に産する流紋岩岩脈

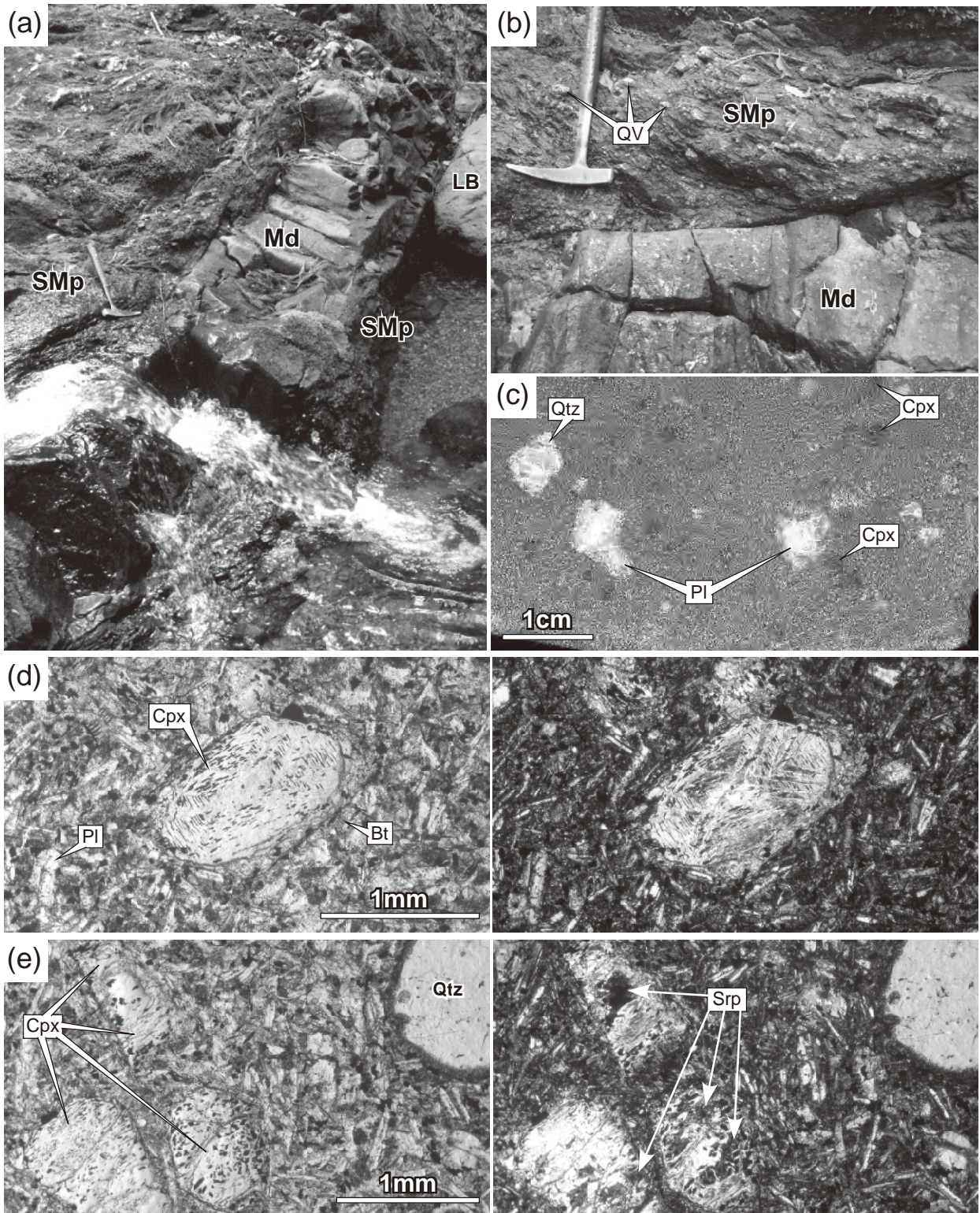
(a) 黒森山の北西約1 kmの稜線に産する試料[GJSJ R 101794]のチップ切断面。(b) (a)の試料の薄片写真。上段がオープンニコル、下段がクロスニコル (dでも同様)。PS: 三波川泥質片岩の岩片。Qtzは石英で以下同様。(c) 新居浜市別子山筏津の南方約1.2 kmに産する試料[GJSJ R 101795]のチップ切断面。(d) (c)の試料の薄片写真。Kfs: カリ長石, FA: 針状長石微結晶の集合体。

なく、高温流体による熱輸送に求めている。そこで本報告では中新世火成活動に伴って起こった変成作用に対して「接触変成作用」ではなく、より一般的な用語である「熱変成作用」を用いる。地質図の図面上でこの熱変成域が現れるのは断面図E-Fのみである。断面図E-Fにおける熱変成域の分布は金属鉱物探鉱促進事業団(1971)のボーリングデータ及び内田(1991)の断面図を参考にし

て描いた。

7.3.1 熱変成作用の概要

変成分帯や岩石の産状など熱変成作用の詳細は、松山市砥部町に露出した熱変成岩を取り扱った榊原ほか(1993)の研究にまとめられている。本地域では昭和43~44年度に金属鉱物探鉱促進事業団によって行われた



第7.4図 三波川変成コンプレックスに貫入する安山岩岩脈

露頭の位置は豊受山の南方約1.2 kmの沢沿い、ハンマーの長さは33 cm。Md：安山岩岩脈，SMp：三波川変成コンプレックスの泥質片岩（白滝ユニット中部の緑泥石帯），LB：転石，QV：レンズ状石英脈，Qtz：石英，Pl：斜長石，Cpx：単斜輝石，Bt：黒雲母，Srp：蛇紋石。（a）露頭全景，東北東を向いて撮影。（b）貫入境界の拡大写真，北向きに立ち，真下を向いて撮影。（c）岩脈試料[G SJ R 101796]の切断面の写真。（d），（e）薄片写真，左がオープンニコル，右がクロスニコル。

ボーリング調査のうち、S-13孔とS-11孔(第3. 13図a)の下底部において熱変成作用による三波川変成岩のホルンフェルス化が認められており、その調査結果は金属鉱物探鉱促進事業団(1970, 1971)にまとめられている。以下の記述は主にこれらの文献の記載・記述に基づく。S-13の掘削孔は断面線G-Hのごく近傍であるため、断面図E-Fに投影して示した。またS-11孔の掘削位置はS13孔の西方約1.7kmの国領川東岸である。

S-13孔の掘削は標高-1,684.7mまで行われているが、コア試料の薄片観察によれば、標高-1,100m付近よりも深い部分に熱変成作用(ホルンフェルス化)が認められる(第3. 23図; 断面図E-F)。S-13孔の標高-1,100mから-1,550mの範囲では苦鉄質片岩(SUm)が卓越するが(第3. 23図; 断面図E-F)、この部分の最上位から下位に向かってアクチノ閃石及びホルンブレンドが増加し、また緑泥石は光学性が正に変わるとともに減少する。標高-1,180mより深い部分では単斜輝石(デオプサイド)が現れ、黒雲母や褐色ホルンブレンドが見られるようになる。また更に深部、標高-1,550m以下の泥質片岩には一般に黒雲母が含まれる。一方、S-11孔の掘削は標高-1,800m付近まで行われているが、やはり標高-1,150m付近より下位の部分で苦鉄質片岩中にデオプサイドと黒雲母、また泥質片岩中に黒雲母が認められるようになる。特にS-11孔では標高-1,580m付近でアルバイト斑状変晶が消滅し、それ以深の部分は三波川変成作用における緑泥石帯にあたるはずだが、この範囲の泥質片岩には一般に黒雲母が含まれ、緑泥石は微量かもしくは含まれない。これは泥質片岩中の黒雲母が三波川変成作用ではなく、熱変成作用によって生じたものであることを示す。高温低圧型の変成作用において一般的な、緑泥石を消費して黒雲母を生じる反応が進行したものと考えられる。

こういった熱変成作用が中新世火成活動と関係付けられたのは、両掘削孔中の数カ所で石鎚火成岩類に類似の貫入岩脈が確認されたことによる。S-13孔の標高-550m、-570m、-1,070m付近には貫入性の火成角礫岩(厚さ1~3m)が、またS-11孔においては標高-1,000m付近に流紋岩岩脈(厚さ2m程度)が、それぞれ確認されている。これらの岩石が石鎚火成岩類と対比できることから、掘削孔下底部の更に下位には、面河溪岩体に類似の岩株状火成岩体の存在が示唆されている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 1971)。

7. 3. 2 放射年代

ホルンフェルスの放射年代(内田, 1991)に関しては、2000年3月に伊豆で行われた「変成岩シンポジウム」における板谷徹丸氏及び同氏を介した内田欽介氏との私信も参考にして記述する。

前述のS-11孔の最下部に見られる通り、本地域の地

下には三波川変成作用によっては黒雲母を生じておらず、熱変成によって生じた黒雲母のみを含むホルンフェルスが存在する。内田(1991)は別子銅山本山鉱床で得られたこのような試料3つ(泥質、苦鉄質、及び珪化ホルンフェルス)について、黒雲母のK-Ar年代を報告している。私信によれば、試料採取位置は三波川変成時の黒雲母が生成する層準よりもはるかに下位であるため、黒雲母を分離して測定すれば熱変成の時期が測定出来るものと期待された。測定結果は泥質ホルンフェルスについて 25.8 ± 1.3 Ma、苦鉄質ホルンフェルスについて 24.7 ± 1.2 Ma、また珪化ホルンフェルスについては 17.7 ± 0.9 Maであった(内田, 1991)。これらの年代値に対し、榊原ほか(1993)は、測定試料が三波川変成岩の残留鉱物を含んでいる可能性を指摘した。つまり、三波川変成コンプレックスの示す90~65Ma程度のK-Ar、Ar-Ar年代(第2. 1図; Itaya and Takasugi, 1988; Takasu and Dallmeyer, 1990など)と中新世火成岩類の示す約15MaのK-Ar年代(新正・角井, 2001; 巽ほか, 2010; Shibata, 1968; 田崎ほか, 1990, 1993; 竹下ほか, 2000など)の混合年代であろうという指摘である。実際、内田(1991)の記載によれば測定した3試料はすべて白雲母類を含む。従って黒雲母年代を正確に測るには、鉱物分離作業において白雲母類を完全に取り除く必要がある。その後内田氏は再測定を検討し、旧地質調査所、及び京都大学の研究者に順次黒雲母の分離を依頼したが、いずれの研究者からも「白雲母と黒雲母の分離濃集が困難」との返答を受けている(私信による)。逆に言えば、内田(1991)で報告された3つ測定試料においても白雲母が完全に取り除けていなかったと考えられる。このことから、本報告では上記の年代値は正確な熱変成作用の年代ではなく、混合年代であると解釈する。27~17Maという混合年代は熱変成作用が約15Maに起こったという解釈と整合的である。

ここまで、熱変成作用の真の年代を得るためには三波川変成作用の影響を完全に取り除かなければならないことを述べた。一方、逆の見方をすると、三波川変成作用について正確な変成(もしくは冷却)年代を得るためには、中新世の熱変成作用の影響を被っていない試料を選ばなければならない。つまり、中新世の熱変成作用を被った三波川変成岩では、変成鉱物が部分的に再結晶することで取り込まれていたアルゴンが一部離脱し、実際よりも年代が若返っている可能性がある。四国東部に分布する大歩危ユニット(第2. 1図)で得られている70~63Maという三波川変成コンプレックスとしては比較的若いK-Ar、Ar-Ar年代(Itaya and Takasugi, 1988; Takasu and Dallmeyer, 1990; Aoki *et al.*, 2008)について、中新世火成活動に伴う再加熱の影響が指摘されている(Wallis *et al.*, 2004; 第3. 2. 3節参照)。

7.3.3 変成条件

以下の記述における変成相の名称は坂野ほか（2000）（第2.3図）に従う。

三波川変成岩の礫を含み（永井，1972；Yokoyama and Itaya, 1990；Nuong *et al.*, 2009），三波川変成コンプレックスを不整合に覆う久万層群（広義；第2.1図）が始新統-中新統であることから，中新世には三波川変成コンプレックスはすでに地表近傍まで上昇していた（成田ほか，1999など）。つまり，中新世の熱変成作用は地表近傍のごく低圧の条件下で起こったはずである。このような低圧条件において，S-13孔の比較的浅い部分（標高 -1,100 m から -1,180 m）の苦鉄質岩ではアクチノ閃石

の形成が認められるため，緑色片岩相の低圧部が示唆される。またS-13孔とS-11孔の両者において，更に深い部分の苦鉄質岩ではホルンブレンドに加えてディオプサイドが生じており，角閃岩相を示唆する。一方，これらの苦鉄質岩には一般に少ないながらも緑れん石が残存するため，緑れん石を消費して斜長石を生じる反応は完全には進行していない。また斜方輝石が認められていないことから輝石ホルンフェルス相には達していない。これらのことから，本地域西部の地下（標高 -1,100 m から -1,600 m）に見られる熱変成作用の変成条件は緑色片岩相低圧部から角閃岩相低圧部の紅柱石安定領域に相当するものと考えられる。

(水野清秀・宮地良典)

8.1 概要

燧灘の南岸と石鎚山地北縁部の中央構造線活断層系(岡田, 1973b)が発達する区域間の新居浜平野などの低地及びその周囲の丘陵地縁辺部には第四系が広く分布している。これらの地層の分布は、佐藤(1938)、愛媛県(1962, 1977)、東予地学会(1980)、建設省国土地理院(1997)などの地質図や地図で図示されたほか、岡田(1973a)、水野ほか(1993)などによって細分された。それらによると、第四系は丘陵地を構成する岡村層及びその相当層と、段丘堆積物及び完新統(沖積層)に大別される。平野地下の第四系については、建設省計画局・愛媛県(1965)、栗原(1972)、中国地方基礎地盤研究会編(1994)、四国建設弘済会(2010)などで、詳しく示されている。

岡村層は、西隣「西条」地域内の西条市小松町岡村から大谷池周辺の丘陵地を構成する砂礫層を主体とする地層に対して命名された(高橋, 1958, 1963)。類似した地層は、本地域内の中央構造線活断層系に沿って点在し(岡田, 1973a; 稲見, 1982; 水野ほか, 1993)、これらの地層も岡村層に含まれている(稲見, 1982; 水野, 1992)。新居浜市多喜浜付近の燧灘沿岸部にも岡村層と考えられる地層が分布しているが、層相が異なることから、本図幅では両者を区別し、戸屋ノ鼻礫部層(Oy)と多喜浜礫部層(Ok)に区分した。

段丘堆積物は、高位、中位、低位段丘堆積物に区分され、地域によっては更に細分されている(岡田, 1973a; 水野ほか, 1993など)。高位・中位段丘堆積物の年代についてはよくわかっていない。低位段丘堆積物中には、始良 Tn テフラ(町田・新井, 2003)が挟まれていることがある(岡田・堤, 1990; 水野ほか, 1993)。どの段丘堆積物も主として砂礫層から構成され、段丘面の比高は概して北側の海岸に向かって低くなっているが、断層運動の影響を受けて上流側に傾斜したり、マウンド状の分布形態を示すところもある(岡田, 1973a; 水野ほか, 1993)。また中央構造線沿いでは、低位段丘面は、完新世の扇状地堆積物に覆われるところが多く(岡田, 1973a; 水野ほか, 1993)、あるいは低位段丘堆積物から現成の扇状地まで断続的に地層がたまっているところもある。本図幅では段丘堆積物を堆積年代の古い順に、高位段丘堆積物(th)、中位段丘1堆積物(tm1)、中位段丘2堆積物(tm2)、低位段丘1堆積物(tl1)、低位段丘2堆積物(tl2)に区分した。

完新統(沖積層)は、新居浜平野と関川下流域の低地に広く分布している。本図幅では、これらを微地形と堆積物の層相に基づいて、扇状地・崖錐堆積物(f)、自然堤防堆積物(n)、浜堤堆積物(b)、後背湿地及び谷底低地堆積物(a)、現河床堆積物(r)に区分した。これらのほかには、主として山地内に地すべり堆積物(ls)がみられるほか、燧灘沿岸域には埋立地(rm)、干拓地(dr)がある。地すべり堆積物については、第10章で述べる。

8.2 岡村層

8.2.1 岡村層の分布と特徴

紀伊半島から四国にかけての中央構造線に沿って、菖蒲谷層、土柱層、郡中層などと呼ばれる鮮新-更新統が細長く分布しており、それらの地層の多くは、中央構造線活断層系に比べて変位地形の明瞭でない(古い時期に活動した)断層によって堆積場が規制されていることが示されている。そのような地層の堆積年代は多くがおよそ2~1Maの範囲であり、広域的な構造運動によって、断層運動が進行するとともに地層が堆積していったと推定された(水野, 1992)。燧灘南岸の中央構造線に沿って点々と分布している堆積原面を残していない地層群も、そのような構造運動を反映して堆積した可能性が高く、水野(1992)、水野ほか(1993)はそれらの地層をほぼ同時期の堆積物と考え、岡村層として一括した。

岡村層は、最初に高橋(1958)、高橋(1963)によって、「西条」地域内の西条市小松町岡村を模式地としてその周辺に広がる丘陵地を構成する、河川成の砂礫層主体層に対して命名された。模式地周辺での礫層は、和泉層群起源の砂岩・頁岩礫のほか、結晶片岩礫などを含んでいる。また、ところどころにシルト層を挟んでいて、その中からメタセコイア(*Metasequoia disticha*)、オオバラモミ(*Picea koribai*)などの大型植物化石や花粉化石が報告されている(高橋, 1958, 1963)。更に、岡村火山灰層と呼ばれるガラス質テフラが挟まっていて、そのフィッシュン・トラック年代が $1.4 \pm 0.2\text{Ma}$ と求められている(水野, 1992; 水野ほか, 1993)。全体の層厚は70m以上に達する。植物化石やテフラの年代測定から、模式地における岡村層の年代は、前期更新世と推定される。

類似した地層は、更に西方の西条市丹原町菜見(高橋, 1958)や東方の西条市早川から「新居浜」地域内の新居浜市萩生にかけての地域、四国中央市土居町上野から小林、豊岡町岡銅から更に「伊予三島」地域内の四国中央

市上柏町、^{かなだ}金田町^{かながわ}金川に至るまで（岡田，1973a；稲見，1982；水野ほか，1993），点々と中央構造線の北縁に沿って分布している。一方，本地域内では，中央構造線から離れた燧灘沿いの新居浜市^{たきほま}多喜浜付近にも類似した礫層の分布がみられる。これらの地層も岡村層に含めるが，中央構造線沿いの礫層は結晶片岩礫が主体であるのに対して，多喜浜ではチャート，砂岩，頁岩礫を多く含むことと，シルト層をほとんど挟まないなど，両者の層相が異なっている。そこで本報告では，前者を^{とやのはな}戸屋ノ鼻礫部層（Oy），後者を多喜浜礫部層（Ok）と呼び，区別する。

8. 2. 2 戸屋ノ鼻礫部層（Oy）

定義 新称。中央構造線に沿ってその北縁から北方約2 km 程度までの範囲に点在する段丘面を残していない未固結の地層に対して命名する。模式地は，「新居浜」地域と西隣「西条」地域の境界域に当たる新居浜市大^{おおじょう}生院戸屋ノ鼻周辺。岡田(1973a)の中・古期第四系に相当し，稲見(1982)や水野ほか(1993)はこれらの地層を単に岡村層と呼んでいる。

分布 新居浜市大生院，萩生，船木，四国中央市土居町上野，畑野，入野，小林，岡銅などに点在する。

層厚 大生院周辺では80 m 以上，畑野周辺では30 m 程度，岡銅では50 m 程度と推定される。

層相 全域を通して，礫層が主体である。戸屋ノ鼻から萩生付近では，中礫-大礫サイズ，まれに最大径50 cm に達する結晶片岩の亜円ないし亜角礫からなる礫層が主体で，薄い砂層，シルト層を挟んでいる。北側の岸ノ下では，和泉層群の基盤岩の上に厚さ5 m 程度の結晶片岩の中礫-大礫サイズの亜円礫層がのっている。南側の三波川変成コンプレックス基盤山地沿いでは，中礫-巨礫（最大径1 m）サイズの結晶片岩の角ないし亜角礫が主体となり，一部は土石流堆積物あるいは地すべり堆積物と推定される。船木のゴルフ場東端では，和泉層群を覆って，厚さ10 m ほどの礫層がみられ，礫は中礫-巨礫（最大径40 cm）サイズの結晶片岩の亜角ないし亜円礫が主体である。ここでは上位に地すべり堆積物と考えられる結晶片岩のブロックが重なっている（第8. 3 図bのL1地点付近）。上野-畑野-岡銅に分布する本層は，結晶片岩の中礫-巨礫サイズ（最大1 m）の亜角ないし亜円礫層が主体である（第8. 1 図）。

植物化石 戸屋ノ鼻の本層中から，稲見(1982)により，メタセコイア (*Metasequoia distica*)，ヒメバラモミ (*Picea maximowiczii*)，オオバタグルミ (*Juglans megacineria*) の化石が報告されている。

年代・対比 近畿地方では，メタセコイアは前期更新世以前の地層から，オオバタグルミは約120 万年前以前，ヒメバラモミは約170 万年前以降の地層から産出していること（百原，1993）から，本層の堆積年代は前期更新世であると考えられる。模式地である西条市小松町岡村



第8. 1 図 岡村層戸屋ノ鼻礫部層（Oy）の露頭（四国中央市岡銅，第8. 3 図bのQ5地点）
中礫-巨礫サイズの結晶片岩の亜角～角礫層からなり，断層運動の影響を受けて地層が30°程度北（写真左側）に傾斜している。露頭の高さは約3 m。

の岡村層にほぼ対比される。

8. 2. 3 多喜浜礫部層（Ok）

定義 新称。新居浜市多喜浜付近の丘陵地北部に分布する段丘面を残していない未固結層に対して，命名する。

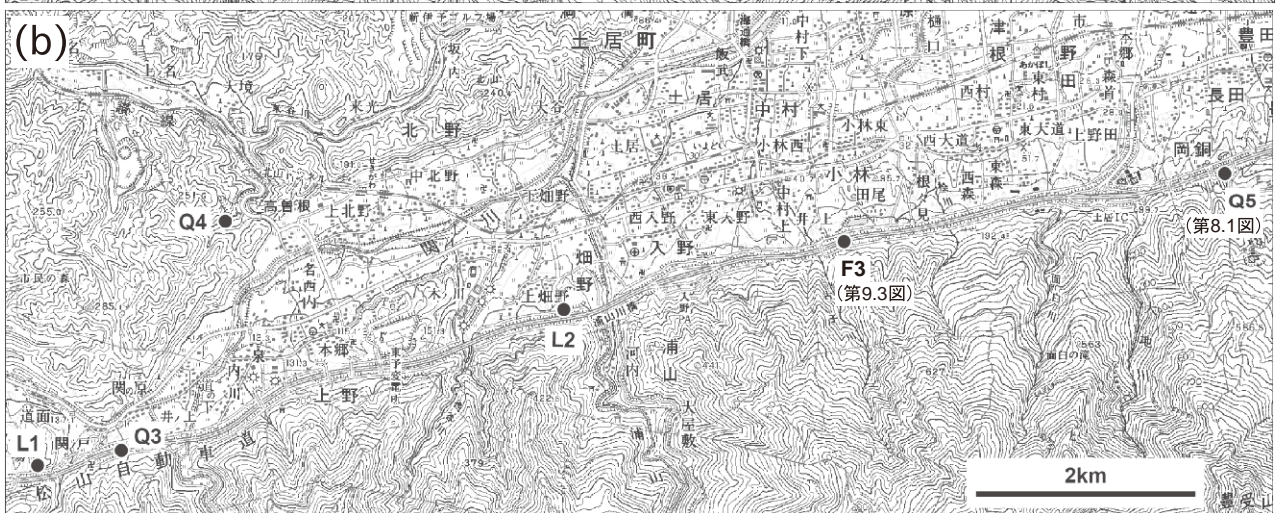
分布 新居浜市多喜浜付近にのみ分布する。

層厚 約40 m

層相 ほとんど礫層からなる。礫は，中礫-巨礫サイズ（最大径50 cm）の結晶片岩，チャート，砂岩，頁岩などの亜円礫からなる（第8. 2 図）。戸屋ノ鼻礫部層に比べると円磨度がやや高いこと，チャート・砂岩・頁岩礫を含むこと，シルト-砂層をほとんど挟まないことなどが異なっている。



第8. 2 図 岡村層多喜浜礫部層（Ok）の露頭（新居浜市多喜浜，第8. 3 図aのQ2地点）
中礫-巨礫サイズの亜円礫層からなり，細粒層がほとんど見られない。露頭の高さは約8 m。



第 8. 3 図 第四紀堆積物、断層及び地すべり堆積物の露頭等の位置図
 国土地理院発行の数値地図 50,000 徳島・香川・愛媛・高知（5 万分の 1「西条」、 「新居浜」）の一部を使用。 Q は第四紀堆積物露頭、 F は断層露頭、 L は地すべり堆積物露頭を示す。 岩石試料については標本登録番号を示した。 (a) 「新居浜」図幅の西端部周辺。 (b) 「新居浜」図幅の北東部。

年代・対比 化石などは発見されていないことから、正確な堆積年代は不明である。また、戸屋ノ鼻礫部層と直接接していないため、その新旧関係も不明である。ただし、戸屋ノ鼻礫部層と固結度が大きく異なることから、堆積年代を前期更新世と推定する。

8.3 段丘堆積物

本地域内に分布する段丘堆積物を、段丘面の開析の程度、比高と堆積物の風化の程度などから、上位より高位段丘堆積物、中位段丘1堆積物、中位段丘2堆積物、低位段丘1堆積物、低位段丘2堆積物に区分した。これらは岡田（1973a）及び水野ほか（1993）による区分を基準にしているが、地域によって段丘面の対比が異なっているものがある。高位段丘堆積物は、段丘面が保存されているが開析の程度が大きく、また風化の程度が高い。中位段丘堆積物は、段丘面の開析の程度や現河床との比高が中程度のもので、更に古期中位段丘1堆積物と新期中位段丘2堆積物に細分した。低位段丘堆積物は段丘面の保存がよく、また現河床との比高も小さいもので、更に古期の低位段丘1堆積物と新期の低位段丘2堆積物に細分した。ただし、低位段丘2堆積物は、一部では段丘面が現成の扇状地面あるいは沖積面とほとんど比高がなくなって連続し、後述する扇状地堆積物（f）あるいは後背湿地・谷底低地堆積物（a）と明瞭に区別できない地域もある。

8.3.1 高位段丘堆積物（th）

分布 四国中央市土居町上野、畑野、入野、小林、岡銅に点在する。

層厚 最大20m程度。

層相 中礫-大礫、まれに巨礫サイズ（最大径50cm程度）の結晶片岩の亜円ないし亜角礫層が主体である。基質は褐色ないし赤褐色に風化した砂が埋めていて、締まっている。

8.3.2 中位段丘1堆積物（tm1）

分布 新居浜市大生院、萩生、四国中央市土居町畑野、岡銅、豊岡町などに小規模に点在する。

層厚 最大20m程度

層相 中礫-巨礫（最大径1m程度）の結晶片岩の亜角ないし亜円礫からなる礫層が主体で、南部の基盤沿いでは角礫が多くなる。基質は褐色化した砂が埋めていて比較的締まっている。

8.3.3 中位段丘2堆積物（tm2）

分布 新居浜市萩生、船木、四国中央市土居町上野、入野、小林、豊岡町などに小規模に分布する。

層厚 最大10m程度。

層相 中礫-巨礫（最大径50cm程度）サイズの結晶片岩の亜円ないし亜角礫からなる礫層が主体であり、基質は砂質で比較的締まっている。

8.3.4 低位段丘1堆積物（tl1）

分布 新居浜市萩生、船木、四国中央市土居町上野、畑野、入野、小林、豊岡町などに扇状地面を形成して広く分布するほか、新居浜市多喜浜の丘陵北縁部に小規模に点在する。

層厚 最大15m程度

層相 主に中礫-大礫サイズ、場所によって巨礫（最大径80cm程度）サイズを含む亜角ないし亜円礫からなる礫層が主体であり、角礫が卓越する地域もある。基質は砂質で比較的新鮮であり、固結度も比較的低い。薄い砂層やシルト層を挟むことがあり、萩生や上野では厚さ30cm前後の始良Tnテフラ（町田・新井，2003）に同定されるガラス質火山灰層を挟んでいることがある（岡田・堤，1990；水野ほか，1993）。テフラの露頭の多くは松山自動車道建設の際に観察されたもので、残っている露頭は少ないが、萩生の段丘面を開析する谷（第8.3図aのQ1地点）では、段丘面から約2m下の砂主体層中に厚さ30cmの始良Tnテフラが観察された。萩生や上野などの山地北縁部では、低位段丘1堆積物上に中礫-巨礫サイズの亜角礫を主体とする扇状地堆積物が断続的あるいは連続的に重なっていて、礫層中には厚さ10~50cm程度の鬼界アカホヤテフラ（町田・新井，2003：約7,300年前）に同定されるガラス質火山灰層が挟まっていることがある（岡田・堤，1990；水野ほか，1993）。上野西部（第8.3図bのQ3地点）では、松山自動車道建設中に、始良Tnテフラの約5m上位の礫層中に鬼界アカホヤテフラが挟まっている露頭が観察された。これらの現成扇状地堆積物と低位段丘1堆積物との境界を押さえることは難しく、地質図では扇状地堆積物を含めて低位段丘1堆積物として示している。

年代・対比 萩生の中央構造線に沿った低位段丘1堆積物の露頭の泥炭層からは23,400 ± 750 yrs BP及び27,040 + 1,040, -920 yrs BPの¹⁴C年代測定値が求められている（岡田，1973a；岡田・堤，1990）。始良Tnテフラの降灰年代は、2.6~2.9万年前と推定されている（町田・新井，2003）ことから、低位段丘1堆積物の堆積年代はその前後と考えられるが、扇状地堆積物が連続的に重なっている地域では完新世にまで及んでいる。

8.3.5 低位段丘2堆積物（tl2）

分布 新居浜市大生院、萩生、船木、多喜浜、四国中央市土居町上野、畑野、入野、野田、天満、豊岡町などに分布する。

層厚 最大10m程度

層相 主に中礫-巨礫（最大径50cm程度）サイズの亜

円ないし亜角礫層からなり、薄い砂層及びシルト層を挟んでいるところもある。礫種は、石鎚山地北縁部に分布するものは、ほとんどが結晶片岩からなり、更に北側の山地縁辺部に分布するものは、和泉層群起源と考えられる砂岩が主体である。堆積物の固結度は低く、ルーズである。四国中央市土居町北野の和泉層群からなる山地内（第8.3図bのQ4地点）に小規模に分布する本層（地質図には反映されていない）は、厚さ4m以上の中礫-大礫サイズの砂岩礫の亜角礫層からなっていて、下部に厚さ60cm程度の鬼界アカホヤテフラを挟んでいる。

対比・年代 本層の下限の年代資料はないが、一部では鬼界アカホヤテフラを挟むことから、その年代は完新世に及んでいる。

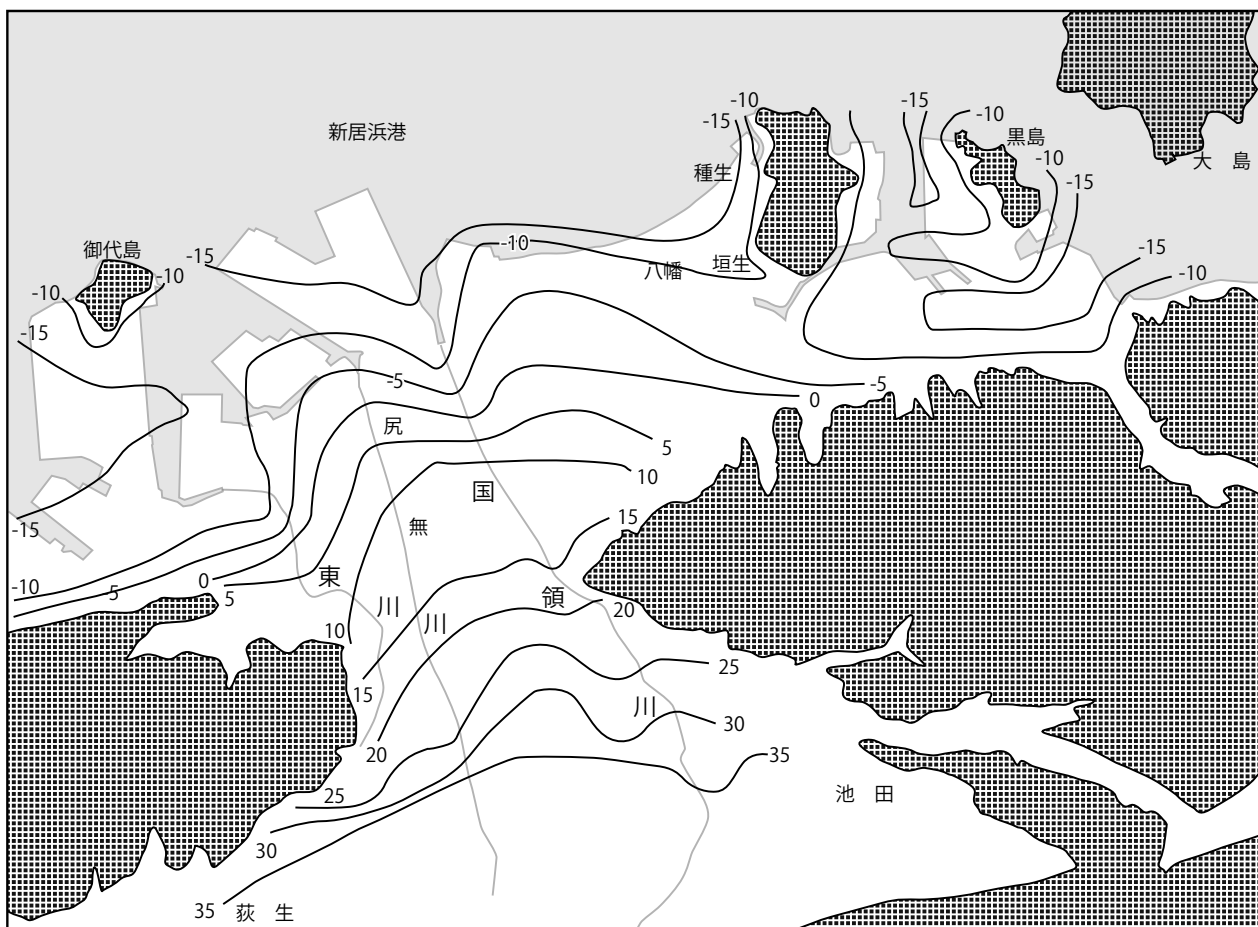
8.4 完新統（沖積層）

新居浜平野は中央構造線以北に分布し、内帯低地中央部の東部丘陵と西部丘陵に挟まれて鼓状にくびれている。くびれ南部の低地は主に国領川、東川、尻無川などの扇状地堆積物、北部は主に氾濫原、天井川を含む堤防

堆積物よりなる。北部の海岸沿いでは国領川東部において3列の浜堤列が認識できるが、西部では区分できない。平野地下の沖積層の分布については、建設省計画局・愛媛県（1965）に詳しく述べられている。第8.4図は、建設省計画局・愛媛県（1965）に新居浜市のボーリング資料を合わせて作成した新居浜平野地下の沖積層基底等深線図である。これによると、新居浜平野の沖積層の基底面は南部の扇状地では縁辺部を除き標高50mから20mへと北に向かって低標高になる。一方、平野北部での基底面は黒島と東部丘陵間において標高-12mから-16mと深いものの、建設省計画局・愛媛県（1965）によれば国領川・尻無川河口部に-10m以深の埋没谷はみられず、平野中心部で標高5m、沿岸部で標高-5mから-12mに基底面が見られる。一方、本地域東部の宇摩平野には広い後背湿地がひろがり、関川などの自然堤防がみられる。海岸部には一部に浜堤列がみられる。

8.4.1 扇状地及び崖錐堆積物（f）

国領川が新居浜平野に流下した中央構造線以北の標高約60m付近から東部丘陵・西部丘陵が張り出す新居浜



第8.4図 新居浜平野地下の沖積層基底等深線図（数字は沖積層の基底面の標高）

駅周辺までに分布する。沖積扇状地は古期扇状地を切ったり、埋積したりするものがあり、大きく3期に区分したものの(岡田, 1973a)や上下2段に分けたもの(新居浜, 1980b)などがある。その層厚は南部で約50 m以上あるが、北方のくびれ部分では5~7 mとなる。主に礫質堆積物よりなる。国領大橋付近では、扇状地堆積物上に厚さ5 m以下の泥層が累重することもある。国領川上流域では最大礫径は場所により10~30 cmのものもあるが、N値が20程度で一定しており、大礫は少ないと思われる。

8. 4. 2 自然堤防堆積物 (n)

地質図中には主に国領川・尻無川の堆積物による微高地を示した。ボーリングデータによると特に下流部は地下5 mまでは主に泥層からなるが、その中に厚さ2~5 mのレンズ状の砂体がみられる。新居浜平野北部の後背湿地中にある微高地は、空中写真では判読できるが、現在は地形改変を受け、その堆積物の存在は確認できていない。一方、国領川・尻無川の河川沿いの堤防は、扇状地面や後背湿地との比高が5 m以上あり、江戸時代以降、人工的に河道固定されたために生じた自然堤防と考えられる。

宇摩平野にも関川などの天井川化した自然堤防がみられる。

8. 4. 3 浜堤堆積物 (b)

昭和45年国土地理院撮影の空中写真から、新居浜平野東部には北方から、海岸沿い、八幡周辺及び垣生周辺に3列の浜堤列の微高地がみられる。

御代島は昭和初期に埋め立てが始まるまで干潮時のみ海水にあらわれる1.5 kmほどの砂州により繋がっていた(新居浜市, 1980a)。

本地域沿岸の海底底質は泥が多いが、浜堤の分布する国領川の東側や宇摩平野沿岸の海底には砂が分布している(建設省国土地理院, 1997)。

8. 4. 4 後背湿地及び谷底低地堆積物, 現河床堆積物 (a)

新居浜平野北部では扇状地堆積物と漸移的に沖積平野となり後背湿地堆積物が分布する。国領川下流部の氾濫原低地の標高は5~10 mで、表層は砂質である。これらの砂層は厚さ5~10 mで、N値は5~15と緩い砂層である。その下位に厚さ5~10 mの粘土層がみられ、しばしば最大層厚2 m程度のレンズ状の砂層を挟む。この粘土層のN値は0~5と非常に緩い。また、国領川、尻無川など大きな河川沿いには主に粗粒砂からなる現河床堆積物がみられる。国領川ではJR以南の上流川に小礫から大礫も含む。

8. 5 人工造成地

8. 5. 1 干拓地 (dr)

新居浜市(1980a)によると、新居浜市垣生の干拓地は江戸時代初期から、また多喜浜沖の干拓地は江戸時代中期以降に開発された塩田で、標高は1 m程度である。久貢島、黒島など基盤岩類の陸繋島は多喜浜塩田などの建設によって陸とつながられたものである。

8. 5. 2 埋立地 (rm)

国領川左岸の埋立地はそのほとんどが昭和以降の埋立地である。昭和20年以前に御代島との砂州を埋め立てて工業地帯が作られはじめ、国領川の西部を中心に沿岸部の埋め立てが進んだ(新居浜市, 1980a)。

第9章 中央構造線

(水野清秀・青矢睦月)

9.1 概要

中央構造線は西南日本を内帯と外帯に分かつ第一級の断層であり、前期白亜紀から現在に至る長大な活動史を持つ。地質断層としての中央構造線は大局的に見ると30°程度の北傾斜を示す(堤ほか2007; Ito *et al.*, 2009など)。また内帯と外帯を直接分ける主断層以外にも近辺に多くの副断層を伴い、これらも含めた中央構造線断層系をなしている。中央構造線断層系は九州から関東まで長さ1,000 kmにも及び、地域ごとにその地球科学的な特徴が異なっているため、この違いに基づいて大きく4つの部分域(西から東へI-IV域)に区分されている(Ichikawa, 1980)。I・II域の中央構造線主断層の1つの特徴はその北側に沿って上部白亜系の和泉層群が細長く分布する点である。「新居浜」地域(以下、本地域)の中央構造線北側にもやはり和泉層群が分布し、上記の区分においてはIIa域に含まれる。

本報告では四国周辺で認識される中央構造線の活動史を古い方から順に次の5期に区分した。

第1期 前期-後期白亜紀(鹿塩時階・和泉時階)の左横ずれ運動

第2期 後期白亜紀-前期中新世(市ノ川時階)の正断層運動

第3期 前期中新世-中期中新世(砥部時階)の衝上運動

第4期 中期中新世(石鎚時階)の小規模な正断層運動

第5期 第四紀(新居浜時階)の右横ずれ運動

過去の文献(須鎗・阿子島, 1973; Ichikawa, 1980; 牧本ほか2004; Kubota and Takeshita, 2008など)における活動時階の区分・名称には相互に若干の相違があるため、一部でその見直しを図った。和泉時階は新称である。以下、各活動時階における中央構造線の運動について、本地域と関連が強い事項を中心に説明する。

9.2 新第三紀以前の活動

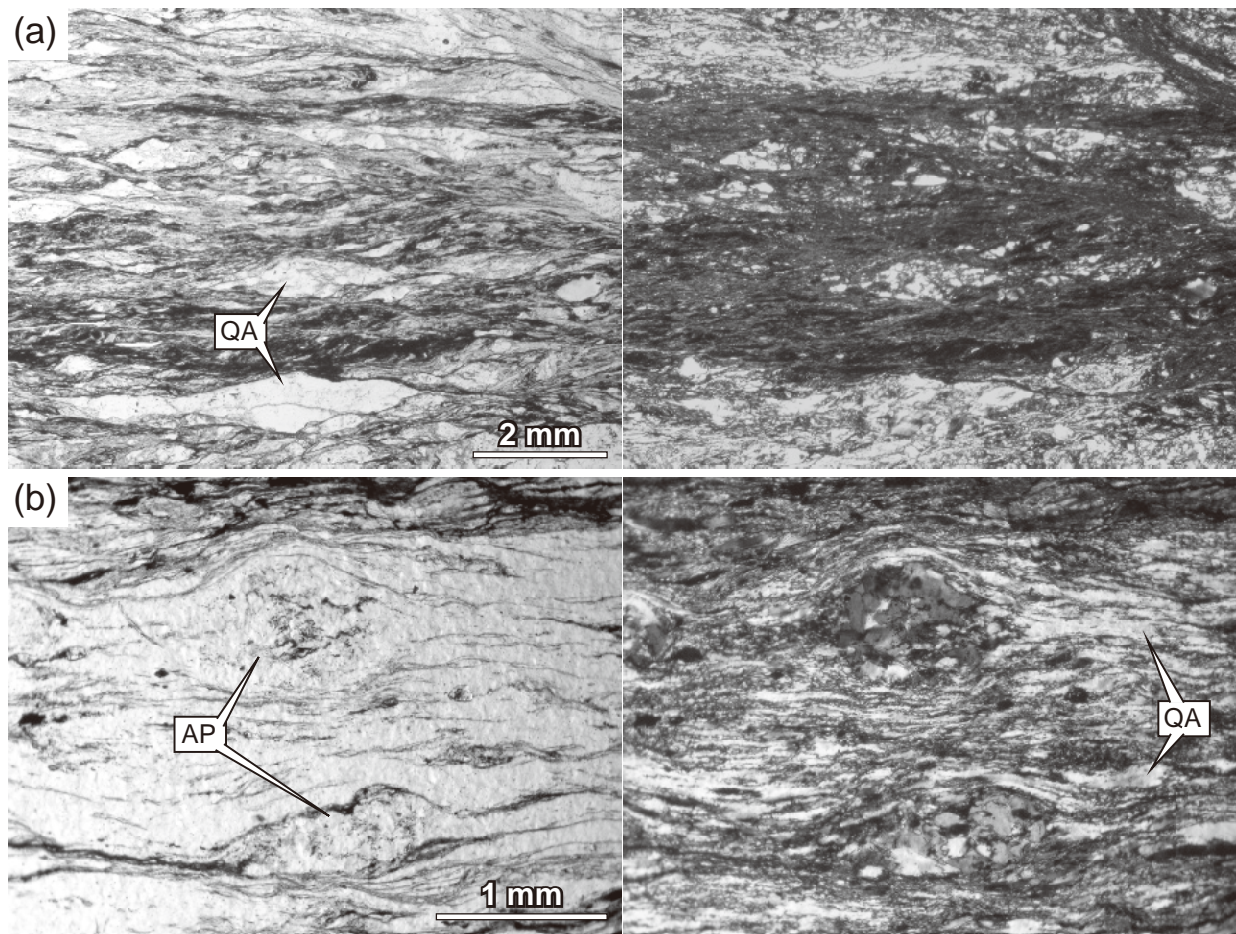
9.2.1 活動時階の区分

第1期 a 鹿塩時階 Kobayashi (1941) 命名。中央構造線の近傍約1 km以内の範囲の領家帯に発達するいわゆる鹿塩マイロナイトの形成時期で、中央構造線の誕生期とされる。四国では和泉層群に被覆されているため鹿塩マイロナイトの露出がない。近畿地方以東の露出域に

おける構造地質学的研究から、鹿塩時階には左横ずれ変位が卓越していたと考えられている(Hara *et al.*, 1980; Takagi, 1986; 島田ほか, 1998など)。本地域西部の中央構造線近傍では一部に三波川変成岩のマイロナイト化が認められるが(第9.1図)、このマイロナイト化は鹿塩時階、もしくは次に述べる和泉時階に起こったものだろう。

第1期 b 和泉時階 新称。この時階は中央構造線の北側に細長く分布する和泉層群の堆積時期に相当し、左横ずれ変位が卓越した活動時階である。本地域も含めた和泉層群の重要な特徴は、(1)地層がおおむね東傾斜で西から東へ若くなること、(2)積算層厚が厚いこと、(3)古流向が東北東-北東方向からであり、地層の若くなる方向と逆向きであること、などである(須鎗, 1966, 1973; 須鎗ほか, 1968; 宮田ほか1987など)。これらの特徴から、和泉層群が中央構造線の左横ずれ運動に伴って堆積したものと推測できる。本地域から東へ追っていくと中央構造線は奈良県五條市で北方に大きく屈曲するが、この屈曲部に至る直前で和泉層群の分布延長がほぼ終了する(栗本ほか, 1998など)。つまり、この五條屈曲の東側に当時の堆積物供給場があり、屈曲部の東進によってその西側に生じた開口部を埋めていったのが和泉層群であると読むことができる(Miyata, 1990; Noda and Toshimitsu, 2009)。こう考えてゆくと、和泉層群の形成と中央構造線の左横ずれ運動は連動したものであり、和泉層群の堆積終了は同時に中央構造線の左横ずれ運動の終焉と見なすことができる。

牧本ほか(2004)やKubota and Takeshita (2008)では後に述べる第2期(和泉層群の堆積後)にも左横ずれ変位が起こっていたとし、本報告の和泉時階と一括している。その主な根拠は、左横ずれ変位を示す中央構造線の分岐副断層(Miyata *et al.*, 1980)が和泉層群を切っていることにある。本地域においても、東部丘陵中央部の和泉層群を東西に切る東田断層について、珪長質凝灰岩層の追跡から500 mほどの左横ずれ変位が推測された(6.4.2節参照)。しかし、これらの断層が和泉層群全体の堆積終了後に形成したという解釈は必ずしも成り立たない。前述の通り、和泉層群の形成と中央構造線の左横ずれは連動しており、ひとたび堆積した堆積岩はその直後から常に左横ずれセンスの変形を被り得る状態にあったはずである。従って、和泉層群を切る副断層は、和泉層群の堆積が引き続き起こっている時期に生じたという解釈も可能である。本報告ではこの解釈を取



第9.1図 中央構造線近傍に産する三波川泥質片岩の薄片写真

左がオープンニコル、右がクロスニコル。(a) マイロナイト化した泥質片岩〔GSJ R 101791〕。国領川沿い、採取地点は第8.3図a参照)。石英の微細結晶集合体(QA)がマイロナイト面構造に沿って伸長した形態を示す。この試料はオリゴクレス黒雲母帯の範囲に産するが、ざくろ石や黒雲母を含まない。マイロナイト化に伴って分解したものと推測される。(b) マイロナイト化したアルバイト黒雲母帯の泥質片岩(第9.2図の中央構造線露頭の約30 m南方〔GSJ R 101792〕)。アルバイト斑状変晶(AP)がポーフィロクラスト化し、その周囲をリボン状の石英結晶集合体(QA)が迂回して取り囲む。石英集合体は光学的にほぼ連続的な微細亜結晶からなり、紀伊半島東部領家帯のマイロナイトに見られるFタイプ石英(高木, 1985)と同様のものと考えられる。

り、左横ずれの終了によって和泉層群の堆積も終了したと考える。近畿地方から報告されている和泉層群の最も若い堆積年代はマーストリヒチアン期(71~65Ma: Gradstein *et al.*, 2004)であることから、巨視的に見た和泉時階の左横ずれ運動はこの時期に終了したものと考えられる。

第2期 市ノ川時階 Kobayashi (1941)命名。ただし、本報告の市ノ川時階は和泉層群の堆積終了後から久万層群(第2.1図)の堆積時までの時期とし、和泉層群の堆積時期は含まない。和泉層群中には三波川変成岩の礫が含まれておらず、和泉時階には三波川変成コンプレックスはまだ地表に露出していなかった。一方、始新世-中新世に堆積した広義の久万層群(第2.1図; 成田ほか, 1999)は三波川変成コンプレックスを不整合に覆い、三波川変成岩の礫を含むことから(永井, 1972;

Yokoyama and Itaya, 1990; Nuong *et al.*, 2009)、久万層群堆積時には三波川変成コンプレックスは地表に露出し始めていた。つまり、市ノ川時階は三波川変成コンプレックスの地表への露出を引き起こした活動時階と言える。下盤側の深部にある岩石を地表にもたらしようとする断層運動は正断層センスの変位を伴うはずである。近年、本地域も含めた三波川変成コンプレックスにおいて Fukunari and Wallis (2007) と El-Fakharani and Takeshita (2008) が、また西隣「西条」地域内の和泉層群(市ノ川地域を含む)で Kubota and Takeshita (2008) が、それぞれ中央構造線近傍において正断層センスの変位を示す小断層群(もしくはシアアーバンド)を報告した。また Fukunari *et al.* (2011)はこの正断層活動時に三波川変成コンプレックスに生じた石英脈の流体包有物解析から、石英脈の形成圧力が母岩よりも明瞭に低いことを示し、正断層活動

に伴う三波川変成コンプレックスの上昇（減圧）を裏付けた。和泉層群を切る左横ずれ断層が必ずしも和泉層群の堆積終了後に生じたと思なせないのは前述の通りであるが、正断層の場合には話が別である。これらの小正断層群の存在は和泉層群の堆積終了後、中央構造線における断層運動の枠組みが大きく変化したことを示すため、和泉時階とは異なる活動時階を想定すべきである。本報告ではこれらの正断層活動が市ノ川時階を特徴付ける運動様式であると考えられる。すなわち、おおむね北傾斜の中央構造線において上盤側が北方へ向かう運動である。

Fukunari and Wallis (2007) の四国西部、砥部地域の調査は三波川変成コンプレックスのみならず久万層群にも及んでいるが、久万層群では正断層はごくまれであるとし、三波川変成コンプレックスに見られる小正断層群の大部分は久万層群の堆積以前に形成されたとしている。一方で、面河地域の久万層群における古応力解析（小断層解析）から、久万層群の堆積時にも中央構造線が正断層として運動していたことが示唆されている（楠橋・山路, 2001）。

第3期 砥部時階 Kobayashi (1941) 命名。四国西部の砥部地域に見られる砥部衝上断層（高橋, 1992；竹下 1993；武田, 1996 など）の形成時期。砥部衝上断層は北側の和泉層群が南側の久万層群に対してのし上げたもので、下盤側の久万層群ではこの断層運動に伴う褶曲が見られる。一方、久万層群の上位に重なる石鎚層群（主に石鎚火成岩類の火山噴出物からなる層；第 2. 1 図）にはこういった変形の影響が見られないことから、砥部時階の衝上運動は久万層群の堆積後から石鎚層群の堆積前までの時期、すなわち前期中新世末-中期中新世初頭の比較的短い時期に起こったものと考えられる（成田ほか, 1999；竹下ほか, 2000）。本地域では砥部時階の衝上運動を示す証拠は見つかっていない。

第4期 石鎚時階 須鎗・阿子島 (1973) 命名。石鎚火成岩類の貫入時期、すなわち中期中新世に相当する。この時期の大規模な構造運動が報告されているわけではない。高木ほか (1992) は砥部断層において、衝上運動の後に正断層運動のオーバープリントが見られることを報告し、断層粘土について 14.7Ma という中期中新世の K-Ar 年代を報告している。つまり、石鎚時階における中央構造線の運動は正断層センスであったと推測されるが、その変位量は砥部時階の衝上運動に比べてはるかに小さかったはずである（Fukunari and Wallis, 2007）。

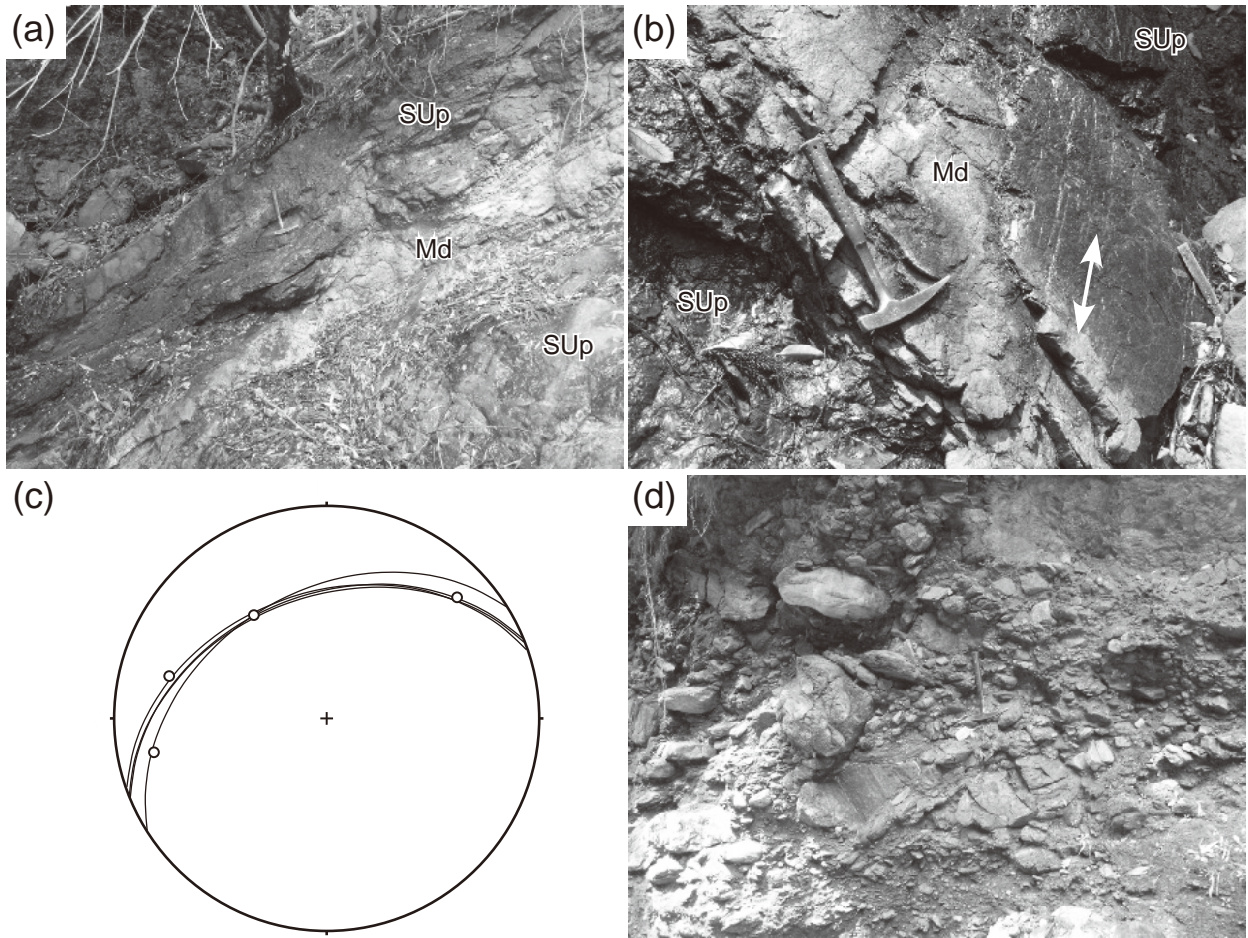
四国北西部の中央構造線に沿って貫入する石鎚火成岩類には無変形のものが見られることから（田崎ほか, 1990 など）、少なくとも四国西部の一部では、中央構造線は石鎚時階以降の断層運動を行っていないと思われる。対照的に、本地域西部、小河谷川河床の中央構造線露頭（第 8. 3 図 a の F1 地点。岡田・堤, 1990；水野ほか, 1993）に貫入している同様の火山岩脈は、破碎・

変形を受けて灰白色-灰褐色の粘土状になっている（第 9. 2 図 a）。この火山岩脈に発達した断層鏡肌には水平傾向の条線が多く見られるため（第 9. 2 図 b, c）、第四紀の横ずれ変位を被ったことは間違いなさそうだが、まれに傾斜方向の条線も見られるため（第 9. 2 図 c）、石鎚時階の変形をも被っている可能性がある。

9. 2. 2 プレートテクトニクスとの関係

白亜紀以降の日本周辺におけるプレートテクトニクスの描像は Maruyama *et al.* (1997) などにまとめられている。中央構造線の活動史に着目すると、本報告の鹿塩時階と和泉時階（前期白亜紀-後期白亜紀）には左横ずれ運動が卓越するが、これは三波川変成コンプレックスの主変形において卓越する上盤側が西へ向かう剪断運動と調和的である。これらの左横ずれ運動は、ユーラシアプレートに対する海洋プレートの斜め沈み込みによって引き起こされたものと解釈されている（Ichikawa, 1980；平ほか 1981；Wallis *et al.*, 2009 など）。また Wallis *et al.* (2009) は Engebretson *et al.* (1985) の古地磁気学的データを検討し、白亜紀の日本周辺に存在したプレートのうち、ユーラシアプレートに対して左横ずれを伴う斜め沈み込みを起し得るのはイザナギプレートのみであったとした。つまり、中央構造線における鹿塩・和泉時階の左横ずれ運動は、ユーラシアプレートに対するイザナギプレートの斜め沈み込みに起因するものと考えられる。

その後の白亜紀後期には、ユーラシアプレートに対して海嶺が接近し（Aoya *et al.*, 2003；青矢 2004；Okudaira and Yoshitake, 2004；Uehara and Aoya, 2005）、ついには海嶺沈み込みが起こったとする研究がある（木下・伊藤, 1986；Nakajima *et al.*, 1990；磯崎・丸山, 1991；Otsuki, 1992；君波ほか, 1993；Sakaguchi, 1996；Iwamori, 2000；Aoya *et al.*, 2009；Wallis *et al.*, 2009）。また領家・山陽帯の深成岩類の年代に西から東への若返り傾向が見られること（Nakajima *et al.*, 2004）などから、この海嶺沈み込みは西から東へと順次起こっていったとも考えられている（木下・伊藤, 1986；Nakajima *et al.*, 1990；君波ほか, 1993 など）。いずれにせよ、白亜紀後期にはイザナギプレートの消滅、クラプレートの出現など、日本周辺域においてプレート運動の大改変が起こっている（Otsuki, 1992；Wallis *et al.*, 2009）。和泉時階の左横ずれ運動から、市ノ川時階の正断層運動への変化は、ちょうどこの時期に起こったのかもしれない。つまり、正断層活動を伴うような伸長テクトニクスは、沈み込んだ海嶺の開裂によって引き起こされたものかもしれない。その後古第三紀に入ると、約 60Ma 頃にはユーラシアプレートに対する太平洋プレートの沈み込みが安定化しており、その運動方向は沈み込み帯に対してほぼ垂直であったとされる（Maruyama *et al.*, 1997；Wallis *et al.*, 2009）。中央構造線の正断層運



第9.2図 小河谷川河床の中央構造線露頭（第8.3図aのF1地点）

(a) カタクラサイト化した三波川泥質片岩（Sup）に挟まれる中新世火山岩脈（Md）。ハンマーの長さは33 cm。岩相記号とハンマーの長さは以下同様。東を向いて撮影。(b) 火山岩脈上に見られる断層鏡肌。南西方向やや下を向いて撮影。水平傾向の条線（両矢印の方向）が見られる。(c) この露頭における断層面（大円）と面上の条線（白丸）の方位のステレオプロット（下半球投影）。(d) 断層の上位を占める更新世段丘堆積物。北西を向いて撮影。

動がこの時期以降にも続いていたかどうかは不明である。

砥部時階の衝上運動から石鎚時階の小規模正断層運動までの時期は、前期中新世末～中期中新世初頭（約20～14Ma）にあたる。この時期は約30Maに始まった日本海の開裂（背弧海盆の拡大）の最終期であり、砥部衝上はこの時期に前弧域で起こった衝上運動（磯崎・丸山，1991など）と捉えられる。また石鎚時階に起こった約15Maの火成活動は、ユーラシア大陸から分離した西南日本弧に対し、形成直後の熱い四国海盆が沈み込んだ結果と考えられており（巽，2003など）、同時期に起こった正断層活動は沈み込む四国海盆の開裂がもたらした伸長場を反映したものと解釈できる。

9.3 第四紀の活動

9.3.1 研究史と概要

中央構造線の第四紀における活動は、最初に和歌山県紀ノ川沿いの橋本市しょうぶだに菖蒲谷にみられる、下部更新統の菖蒲谷層を変位させている断層の存在から、菖蒲谷時階の活動と呼ばれた（Kobayashi, 1941）。四国中央部でも、永井（1954, 1955）などによって、第四系が断層変位を受けていることが示され、特に「新居浜時階」と呼ばれている（永井，1973）。それ以前に、辻村（1923, 1924a-c, 1932a-c）は、地形的な特徴から石鎚山地北縁部の直線的な急崖が断層崖（石鎚断層崖）であり、比較的最近までの断層活動の累積として形成されたと考えた。その後、辻村・淡路（1934）は、その北側に新期の断層崖を発見して、最近の断層活動を証明した。更

に、Kaneko (1966) や岡田 (1968, 1970, 1972, 1973a, 1973b) は、広域にわたる断層変位地形を検討し、中央構造線の最近の活動は右横ずれが卓越した運動であることを示した。そして、いわゆる菖蒲谷時階の断層運動は、ひとつ古い時代の運動であり、それとは区別して最新の活動を示す断層帯は中央構造線活断層系と呼ばれるようになった (岡田, 1973b)。両方の運動をあわせたものが永井 (1973) の「新居浜時階」にあたる。一方、水野 (1992) は、菖蒲谷層、岡村層などの中央構造線に沿って分布する地層の年代を主として前期更新世と推定し、それらの地層の堆積といわゆる菖蒲谷時階の断層運動が関連していると考えた。しかし第四紀の前半と後半とで広域的なテクトニクスに違いがあったのかどうかは明確に示されていない。

最近では、トレンチ調査などにより、活断層の活動時期や変位量などの調査が進み (山崎ほか, 1992; 岡田ほか, 1998; 後藤・中田, 1998; 長谷川ほか, 1999; 後藤ほか, 2003 など)、また活断層系の詳細な分布図も示されている (水野ほか, 1993; 堤ほか, 1998; 後藤・中田, 2000 など)。これらの研究に基づくと、本地域内に分布する第四紀以降に活動している断層は、石鎚断層、岡村断層、畑野断層及び寒川断層である。

9. 3. 2 石鎚断層

石鎚断層は、石鎚山地の北縁部に西南西-東北東方向のほぼ直線的な断層崖を形成しており、三波川変成コンプレックスと和泉層群との境界をなす断層である。第四紀以降の活動が明瞭な範囲は、西隣「西条」地域内の西条市早川から「新居浜」地域の範囲ほぼ全域に及んでいる (水野ほか, 1993; 中田ほか, 1998, 堤ほか, 1998; 後藤・中田, 2000)。

石鎚断層西部の新居浜市大生院では、結晶片岩類と岡村層戸屋ノ鼻礫層とが北落ちの断層で接している。「新居浜」地域枠のわずかに西側で観察された露頭 (第 8. 3 図 a の F2 地点) では、断層面はほぼ東西走向で北に 42° 傾斜した正断層で、幅 30 cm 程度の断層粘土が形成されていた。この露頭の東側には中位段丘 1 堆積物と推定される礫層が分布しているが、変位地形がみられないことから、おそらく段丘堆積物は断層変位を受けていないと考えられる。断層変位地形が明瞭で、段丘堆積物を変位させている範囲は、新居浜市大生院東部の川口付近から東の地域である。なお、大生院から萩生にかけて分布する岡村層中には、ほぼ南北走向の小断層がみられることが多い (水野ほか, 1993) が、これらの断層は変位地形に現れないほか、段丘堆積物に覆われているので、中期更新世以前に活動したものと考えられる。

新居浜市萩生南や御蔵町南では、低位段丘堆積物あるいは高位段丘堆積物と考えられる地層と結晶片岩あるいは安山岩岩脈が断層で接している露頭が報告されている

(永井, 1955; 岡田, 1973a; 岡田・堤, 1990)。新居浜市種子川町では、断層によって低位段丘 1 面に 20~27 m の比高、低位段丘 2 面に 7~8 m の比高が生じている (岡田, 1973a)。新居浜市船木東部から四国中央市土居町関ノ戸にかけては、岡田・堤 (1990) により、段丘堆積物を変位させる断層露頭の報告がなされており、また断層面には水平方向の条線が観察されている。更に東の井ノ上付近では、低位段丘 2 面に比高約 4~6 m の変位が生じている (岡田, 1973a)。四国中央市土居町畑野から入野付近では、石鎚断層は 2~3 本の断層に分かれていると考えられる。また、岡田・堤 (1990) により、新旧の段丘堆積物を変位させる断層露頭が確認されている。更に東の小林 (第 8. 3 図 b の F3 地点) では、松山自動車道建設中に中位段丘 1 堆積物に対比される礫混じりシルト質層と低位段丘 1 堆積物と考えられる垂角礫層が南落ちの正断層で接する露頭がみられた (第 9. 3 図)。

新居浜市大生院の渦井川に沿った反射法探査結果 (堤ほか, 2007) によると、地質境界断層としての石鎚断層は、地下では約 25° の北傾斜で、地表における岡村断層 (後述) の位置付近まで追跡されている。

9. 3. 3 岡村断層

岡村断層は、石鎚断層のおよそ 1.5 km 北を石鎚断層とほぼ平行に走る活断層であり、「西条」地域の西条市小松町から「新居浜」地域内の四国中央市土居町北野付近まで追跡されるが、そこから東は沖積層下に伏在しているのかどうか、明確ではない (水野ほか, 1993; 後藤・中田, 2000)。大生院から萩生及び中萩町にかけては、段丘面を北落ちに変位させる直線的な低断層崖が明瞭であり (第 9. 4 図)、特に中萩低断層崖と呼ばれ、村田 (1971) によって扇状地形態などから詳細に研究されている。断層崖の比高は、沖積面で 2~3 m、低位段丘 2 面で 6 m、低位段丘 1 面で 13~14 m となっている (村田, 1971; 岡田, 1973a)。中萩町では、中位段丘 1 面に対比される段丘面が背斜状に変形していて、断層の南側には



第 9. 3 図 石鎚断層の露頭 (四国中央市土居町小林, 第 8. 3 図 b の F3 地点) 中位段丘堆積物 (?) と低位段丘 1 堆積物が正断層で接する。ハンマーの柄の長さは約 40 cm。



第9.4図 岡村断層が低位段丘面を切る低断層崖（新居浜市萩生）南方を望む。



第9.5図 畑野断層，石鎚断層周辺の空中写真（四国中央市土居町上野付近）
 国土地理院発行の空中写真（C SI-74-9 C23B16）の一部。上の矢印が畑野断層，下の矢印が石鎚断層。

低地が形成されている。この低断層崖は、更に東へ連続することが後藤・中田（1998, 2000）によって示され、新居浜市喜光地町では沖積面に比高 1.3 m 程度の南落ちの段差が生じていて、トレンチ調査によって断層の存在が確認されている。岡村断層は更に東方へ断続的に続き、船木東方の市民の森のある丘陵地を横断して、更に東の北野では沖積面に比高 1.5 m の北落ちの低断層崖が生じている（後藤・中田, 1998, 2000）。ここでもトレンチ調査によって完新統が変位を受けていることが確認されている。

岡村断層の活動履歴や断層形態を解明するトレンチ調査は、西隣「西条」地域内の西条市飯岡地区で集中的に行われた。それらの結果によると、断層の最新活動時期は 4～7 世紀頃、その右ずれ変位量はトレンチの 1 つで 5.7 m と求められており、上下変位は数 10 cm 程度の北落ちとされている。また、最新活動以前の活動は、約 4,000 年前以降に 2 回程度と推定されている（岡田ほか, 1998 など）。一方、新居浜市大生院岸ノ下ではジオスライサーによる調査が行われ（愛媛県, 1999；後藤ほか, 2001）、断層の最新活動時期は愛媛県（1999）では、1,

090～960 yBP, 後藤ほか(2001)ではおよそ西暦1,500年以降と推定された。

9.3.4 畑野断層

畑野断層は、四国中央市土居町上野から野田にかけて、石鎚断層の約0.5～1kmほど北側をやや雁行しながらほぼ平行に走る活断層である。上野付近では、高位段丘面を刻む河谷に明瞭な右横ずれ屈曲がみられる(岡田, 1973a; 第9.5図)。また畑野から東では、断続的に北落ちの断層崖がみられ、断層崖のすぐ南側の岡村層の作る丘陵や高位・中位段丘面は背斜状あるいはマウンド状の変形をしていることが多い(岡田, 1973a; 水野ほか, 1993)。浦山川付近の低断層崖では、低位段丘2面及び沖積面に1～4 mの北落ちの崖、6 mほどの右屈曲が認められている(岡田, 1973a; 後藤・中田, 2000; 堤・後藤, 2006)。また、小林-野田でも、低位段丘2面、沖積面を切る比高1～5 m程度の低断層崖が認められ、一部では南落ちとなっている(後藤・中田, 2000)。畑野では、低位段丘堆積物と考えられる礫層を変位させている断層露頭が報告されている(Grapes and Takahashi, 1987)。

畑野断層のトレンチ調査は、上野と津根西大道で実施されている(長谷川ほか, 1999; 後藤ほか, 2003)。上

野地区のトレンチ調査では、断層の最新活動時期は770 ± 75 ～ 625 ± 80 yBPと推定され、更におよそ4,500 yBP以降に2回の活動が推定されている(長谷川ほか, 1999)。西大道地区のトレンチ調査では、最新活動時期はAD1480～1670、その時の右ずれ量は2～3 m、垂直変位量は0.3～0.5 m、ひとつ前の活動時期は3,410 ± 50 yBP以降と推定されている(後藤ほか, 2003)。

9.3.5 寒川断層

寒川断層は、畑野断層の東端から東へほぼ連続する形で、東隣「伊予三島」地域内の四国中央市寒川町まで続く活断層である(岡田, 1973a; 後藤・中田, 2000)。豊岡町岡銅から大町にかけては高位・中位段丘面を北落ちに変位させる断層崖が明瞭である(岡田, 1973a)。図幅東端の寒川町西寒川付近では、低位段丘2面を切る比高2～3 m程度の南落ちの低断層崖がみられ(岡田, 1973a; 水野ほか, 1993)、また条里制地割に起因したと推定される道路や土地境界に4～6 m程度の右ずれがあると指摘されている(堤・後藤, 2006)。この断層より南にも断層崖らしきものがあり、後藤・中田(2000)は、複数の短い断層を図示しているが、確実に断層であると判断できなかった。

第10章 応用地質

(水野清秀・青矢睦月・遠藤俊祐・松浦浩久・野田篤・青木正博)

10.1 地すべり及び斜面災害

(水野清秀・青矢睦月)

本地域の三波川変成コンプレックス分布地域には、多数の地すべり地形がみられる。空中写真判読と防災科学技術研究所（2007）による地すべり地形分布図を基に、現地調査結果を加えて、地すべり地形の分布を地質図に示した。三波川変成コンプレックス内部では、基盤岩の地質構造がわかりやすいように、滑落崖と地すべり移動体の外形のみを示した。一方、第四紀堆積物と地すべり移動体が接する中央構造線から北の地域では、両者の関係がわかるように、地すべり堆積物を図示した。

比較的規模の大きな地すべり地形は、中央構造線より南の三波川変成コンプレックスに多数みられ、内帯側の和泉層群や花崗岩類分布地域にはほとんどみられない。三波川変成コンプレックスの中でも、地すべりの分布密度には岩相によって差があり、特に別子エクログジャイト相ユニットの片麻岩、変斑れい岩といった堅硬な粗粒岩相が分布するエビラ山周辺では少なく、泥質片岩と苦鉄質片岩が混在する銅山川南岸斜面や豊岡町南部の豊受山北斜面では密集している。また、粗粒岩相ながら様々な度合いに蛇紋岩化しているかんらん岩の分布域も地すべりの多い地域となっている。一方、こういった岩相規制に加えて構造規制も見受けられ、変成岩の片理面の傾斜方向と斜面の方向が一致する流れ盤側で比較的多く地すべり地形がみられる。すなわち、本地域の三波川変成コンプレックスでは北傾斜の片理面が支配的であることから、南斜面よりも北斜面の方で地すべりが多い傾向がある。比較的大きな地すべりは、滑落崖下から地すべり移動体末端までの長さが500~1,500 m、幅200~800 m程度のもが多い（第10.1図）。

地すべり堆積物は、規模の大きなブロックでは一見しただけではわかりにくい。基盤岩体の構造を残しながら片理面などにそってクラックが多数入っていることが多く、泥質片岩分布域では特に顕著である（第10.2図）。また、径数m以上の岩塊として分布していることも多い。小規模な地下水の湧出がみられることもある。地すべり面と考えられる部分は、新居浜市別子山で観察した（第10.3図）。ここでは、幅1mほどの泥質片岩の破碎された部分があり、その上面は平滑で斜面とほぼ平行であり、その上に比較的破碎されていない地すべり岩塊ののっている。

中央構造線を越えて北側に分布する第四紀堆積物の



第10.1図 四国中央市富郷町寒川山、藤原にみられる地すべり地形
地すべり移動体がつくる緩斜面（写真手前、第10.4図のL4地点の北西）及び対岸の馬蹄形をした地形的高まり。どちらも泥質片岩（SU_p）分布地域。藤原集落から西方を望む。



第10.2図 地すべり堆積物の一例（四国中央市富郷町寒川山藤原、第10.4図のL4地点）
全体の構造を残しながら、泥質片岩の片理面とそれに直交する節理に沿って多数の割れ目が生じている。ハンマーの柄の長さは約35 cm。

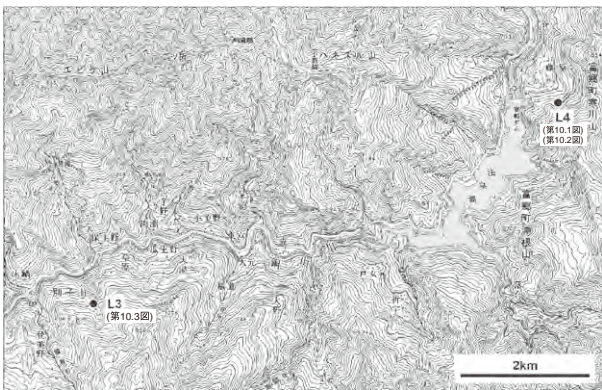
中、あるいは上位に結晶片岩の岩塊がみられることもあり、新居浜市船木（第8.3図bのL1地点）や四国中央市土居町畑野（第8.3図bのL2地点）などで観察されるが、断層運動によって分離された結果、それらがどこから供給されたのか、不明なものが多い。

本地域内及び周辺で発生した地すべりとその対策などについてふれているものには、今西ほか（1984）、矢田部ほか（1997）、鹿島（2006）、横山（2009）などがある。

本地域内では、地すべり以外にも斜面災害が多く発生しており、最近では2004年の台風15号、21号、23号の降雨による災害が大きかった（矢田部・長谷川、



第 10. 3 図 地すべり面の例（新居浜市別子山草原の南西約 800 m, 第 10. 4 図の L3 地点）
ハンマーの長さは 33 cm. 西を向いて撮影. ハンマーの位置から上が地すべり岩塊で、それより下は破碎された泥質片岩からなる。境界面のトレース（白矢印）は直線的である。



第 10. 4 図 地すべり堆積物の露頭位置図
国土地理院発行の数値地図 50,000 徳島・香川・愛媛・高知（5 万分の 1「新居浜」）の一部を使用。L は地すべり堆積物露頭を示す。

2004；高橋，2004；愛媛県土木部河川港湾局砂防課，2006 など）。台風 15 号（8 月 17 日～18 日）では，新居浜市街地の南東に位置する和泉層群からなる丘陵地の主に北側の斜面で多数の土石流が発生した（矢田部・長谷川，2004；愛媛県土木部河川港湾局砂防課，2006）。台風 21 号（9 月 29 日～30 日）では，中央構造線に沿った地域で土石流が多く発生しており，新居浜市大生院では中央構造線直上の自然斜面が大規模に崩壊した（矢田部・長谷川，2004；高橋，2004）。中央構造線に貫入した安山岩・流紋岩近傍は熱水変質により粘土化して地すべりを起こしやすいことが指摘されている（田村ほか，2007）。そのほか，新居浜市船木の国道 11 号線に面した，和泉層群からなる複数の斜面で，崩壊や土石流が発生した（高橋，2004）。和泉層群の泥岩はスレーキングしやすく，また砂岩は亀裂に富んでいるので風化に弱

く，そのため豪雨による斜面災害や土石流災害を引き起こしやすいとされている（矢田部・長谷川，2004；高橋，2004）。台風 23 号（10 月 19 日～20 日）では，台風 15 号で崩壊が発生した新居浜市北東部の和泉層群からなる丘陵地で，土石流が発生している（愛媛県土木部河川港湾局砂防課，2006）。

10. 2 銅 鉱 床

（遠藤俊祐・青矢陸月・青木正博）

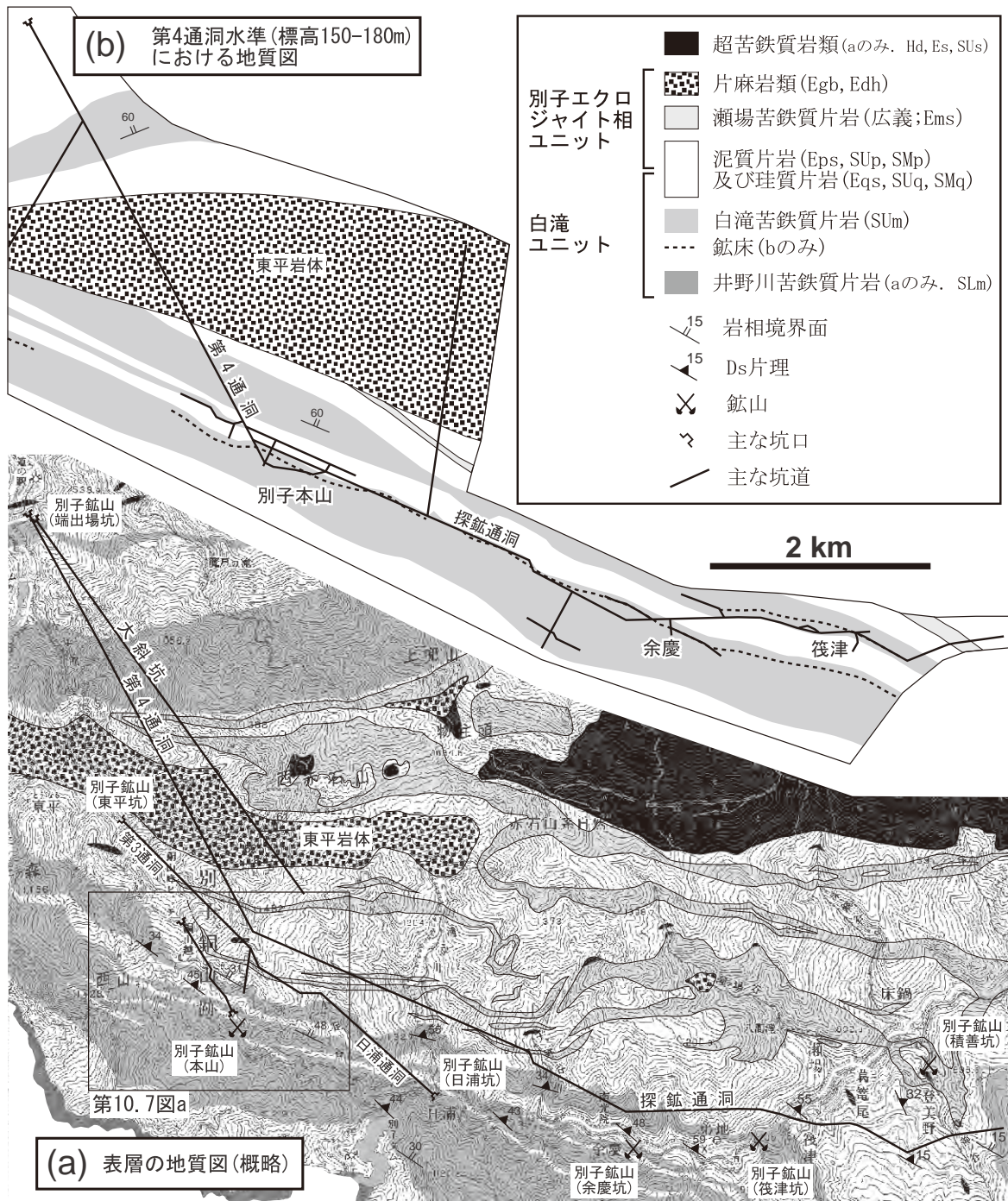
本地域の三波川変成コンプレックスは，日本最大の層状含銅硫化鉄鉱床（キースラーガー，別子型鉱床とも呼ばれる）である別子鉱床群（別子本山，筏津，余慶，積善）を胚胎し（第 10. 5 図），これら 4 鉱床を併せた別子銅山（別子銅山）の名がよく知られている（第 10. 3 節で記述する別子滑石鉱山と区別するため，本報告では別子銅山の名称を用いる）。また，その他にも同様の別子型鉱床を稼行対象とした伊予鉱山，愛媛鉱山，大永鉱山，新生鉱山などの銅鉱山が存在したが，別子銅山も含め，現在はそのすべてが休廃止鉱山となっている。これらの鉱山の位置，また別子銅山については主な坑口の位置を地質図に示した。本地域三波川帯の銅鉱床は，唯一別子エクロジイト相ユニットに胚胎する積善鉱床を除けば，すべて白滝ユニット上部に胚胎する。こうした層状含銅硫化鉄鉱床の成因については第 10. 2. 1. 1 節で述べる。別子銅山 4 鉱床からの過去の出鉱量は銅量にして約 72 万トンにのぼり（第 10. 1 表），国内では栃木県足尾銅山の 82 万トンに次ぐ実績である。また別子銅山に加え，本地域内の伊予，愛媛，大永，新生，東隣「伊予三島」地域の佐々連，薬師や，南隣「日比原」地域の白滝，基安，また南西隣「石鎚山」地域の新居といった鉱山も併せると，別子銅山の周辺地域はわが国最大の層状含銅硫化鉄鉱床区を形成していたと言える（小島ほか，1956a）。

10. 2. 1 別子銅山

1691 年（元禄 4 年）の稼行開始から 1973 年（昭和 48 年）に閉山するまでの 280 年余りに亘って住友により開発された。別子銅山における鉱床の分布は第 10. 6 図に示す。閉山後の現在，酸化の著しい地表露頭（第 10. 7 図 a, b）を除いて鉱床を観察することはできないが，以下では主に内田（1991）をもとに鉱床の形態と産出した鉱石鉱物について概説する。

10. 2. 1. 1 概要

別子鉱床群のうち別子本山（以下単に本山），筏津，余慶の 3 鉱床は白滝ユニット上部の苦鉄質片岩（白滝苦鉄質片岩，第 3. 1 図参照）ないし泥質片岩中に胚胎され，積善鉱床は別子エクロジイト相ユニットに属する瀬場



第10.5図 別子銅山の概要と周辺の地質

(a)の基図として国土地理院発行2万5千分の1地形図「別子銅山」を用いた。坑口や坑道の位置は内田(1991)に基づく。(a)別子銅山周辺における表層の地質図(概略)。第10.7図aの位置を示した。(b)第4通洞準(標高150~1,800m)における地質図。内田(1991)の図を改変した。

苦鉄質片岩中に胚胎される(第10.5図)。鉍床は母岩の片理と調和的なシート状(縦横比は1:500~1:1,000程度)を示し、中央海嶺玄武岩(MORB)起源の苦鉄質片岩(Nozaki *et al.*, 2006)とチャート起源の珪質片岩に挟まれた非対称累重構造を持つ。また、Ds期もしくはそれ以前の変形(第3.2.4節参照)により母岩とと

もタイトに褶曲している。鉍床は主として黄鉄鉍、黄銅鉍、閃亜鉛鉍などのCu-Fe-Zn硫化物と磁鉄鉍、赤鉄鉍及び各種脈石鉍物からなる。鉍石は緻密堅硬な硫化物集合体である塊状硫化鉍と、苦鉄質片岩中に硫化物を縞状ないし鉍染状に含む縞状鉍に大別できる。

別子鉍床群をはじめとする層状含銅硫化鉄鉍床の成因

第 10. 1 表 別子銅山の鉱床別出鉱実績及び残鉱量

内田 (1991) による。別子本山の出鉱実績のうち鉱量は 1905 年 (明治 38 年) 以降の実績値にそれ以前の推定値を加えたものである。

鉱床	出鉱実績			残鉱量			稼行年代
	鉱量(万T)	Cu%	Cu量(T)	鉱量(万T)	Cu%	Cu量(T)	
別子本山	2590	2.60	673400	404	0.81	32900	1691~1973
筏津	243	1.60	38800	71.9	1.17	8400	1878(?)~1973
余慶	26.6	1.62	4300	-	-	-	1927~1965
積善	6.7	1.64	1100	-	-	-	1921~1960
合計	2866.3	2.50	717600	475.9	0.86	41300	

に関して、現在では中央海嶺の熱水循環システムで形成された噴気堆積性鉱床であるとの理解に落ち着いている。しかし、過去には鉱床と母岩の関係について同生説と後生説の論争が長らく続いた。別子鉱床群が層序規制型の分布を示すことは共通認識であったが、戦前は後生説が優勢であった。後生説とは三波川変成作用の末期もしくは終了後に熱水溶液が苦鉄質片岩と珪質片岩の岩相境界面に沿って上昇し、苦鉄質片岩の熱水交代作用により鉱床が形成されたとする考えである。こうした鉱化作用を及ぼした熱水の起源として、当時は固体貫入した高温深成岩類と認識されていた別子エクロジイト相ユニット内の粗粒な苦鉄質-超苦鉄質岩体 (東平岩体, 五良津岩体, 東赤石岩体など, 第 3. 1 図参照) が想定された。それに対し、戦後は構造地質学者 (小島ほか, 1956a) や鉱床学者 (渡辺, 1957) が鉱床の形態や母岩との関係性といった野外地質学的視点から、別子鉱床群や類似した層状金属鉱床は海底火山活動により形成され、母岩とともに堆積したとする同生説を唱えるようになった。その後も論争は続いたが、1978 年以降、有人深海潜水艇による東太平洋海嶺の調査において、玄武岩枕状溶岩上の熱水噴気孔から現在形成されつつある層状含銅硫化鉄鉱床の発見が相次いだ (例えば, Francheteau *et al.*, 1979)。この発見により海嶺軸付近を形成場とする層状含銅硫化鉄鉱床の同生説が実証され、鉱床成因論の議論に終止符が打たれた。

別子鉱床群は、海嶺軸付近の MORB からなる海洋底に含銅硫化鉄鉱床が堆積後、遠洋域でチャートに覆われ、プレート運動に伴って海溝まで移動して海溝堆積物とともに沈み込み、白亜紀の三波川変成作用により母岩とともに延性変形・再結晶作用を受けたと考えられる。三波川変成コンプレックス上昇期の Ds 変形終了以後、脆性変形に伴い局所的な二次富化帯 (はねこみ) が形成されている。はねこみは Ds 期の片理を切って発達する斑銅鉱や黄銅鉱を主体とする分泌脈で、極めて銅品位が高いが量は少ない。またその後、中新世珪長質火成岩の貫入 (第 7. 3 節参照) に伴う熱変成を受け、鉱床深部では黄鉄鉱の磁硫鉄鉱化が起こった。それに引き続く熱水活動により、鉱床深部から浅部に向けて累帯変化する、高温

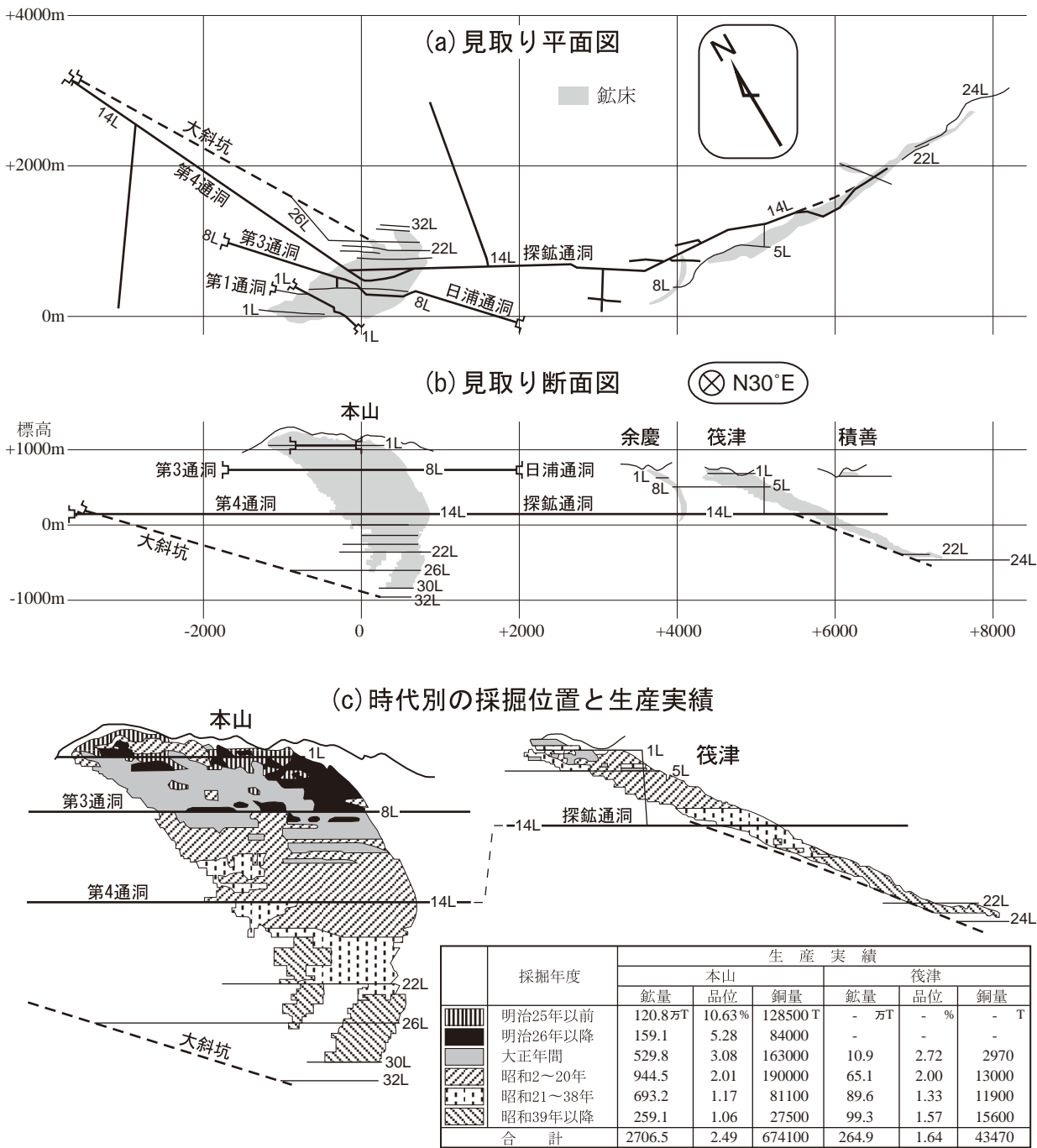
ないしは低温熱水性の多金属性鉱脈型鉱化作用が重複している。

10. 2. 1. 2 本山鉱床

鉱床の形態 別子鉱床群のなかで最大規模の本山鉱床は白滝ユニット上部の苦鉄質片岩ないし泥質片岩中に母岩の片理とはほぼ平行に胚胎される (第 10. 5 図 b, 第 10. 7 図 a)。地表露頭は銅山峰付近の標高 1,150~1,300 m の範囲に、北西から南東へ約 1,800 m に渡って連なる形で認められる (第 10. 7 図 a, b)。鉱床は北北東に傾斜する平均幅 2.5 m の板状で、傾斜角は上部 (標高 20 m 以上) の 45° 前後から下部 (標高 -950 m から 20 m) において 60° 前後とやや急になる。可採部の走向延長は上部の 1,600 m から下部に向かって減少し、標高 -950 m において僅か 300 m 程度となる (第 10. 6 図 b)。鉱床の傾斜方向の連続性は総延長 2,700 m (深度幅にして約 2,000 m) に及ぶ (第 10. 6 図 b)。鉱床の延長方向 (落とし) に直交する模式断面図 (第 10. 8 図 a) に示される通り、厚さ 10~20 cm の 2 枚の塊状硫化鉄の外側は厚さ 1 m 前後の珪質片岩に包まれ、また 2 枚の塊状硫化鉄の間に縞状鉄や苦鉄質片岩を挟む。2 枚の塊状硫化鉄は東部で一つに収斂し、珪質片岩中に尖滅する。こうした構造は、下位から上位に向かって苦鉄質片岩、縞状鉄、塊状硫化鉄、珪質片岩、泥質片岩と累重する海洋プレート層序が、沈み込み帯深部における延性変形により引き伸ばされ、等斜状褶曲により折り畳まれたものと解釈できる。

鉱石の特徴 本山鉱床の初生的な塊状硫化鉄は、緻密堅硬で、黄鉄鉱を主体に黄銅鉱、斑銅鉱、閃亜鉛鉱、磁鉄鉱を含む。縞状鉄の脈石鉱物は石英と緑泥石を主体とする。第 10. 9 図に示した鉱石標本 (GSJ M4337) では、苦鉄質片岩、塊状硫化鉄、珪質片岩という累重関係がみとれる。二次富化作用を受けた鉱石 (はねこみ) として斑銅鉱、黄銅鉱を主とする高品位銅鉱石が鉱床上部に産出した。

本山鉱床の重要な特徴として、潜在する中新世珪長質貫入岩体による熱変成作用及び多金属熱水鉱脈型鉱化作用が挙げられる。この熱変成作用により、鉱床下部 (標高約 -300 m 以深) に向かって黄鉄鉱の磁硫鉄鉱化が顕

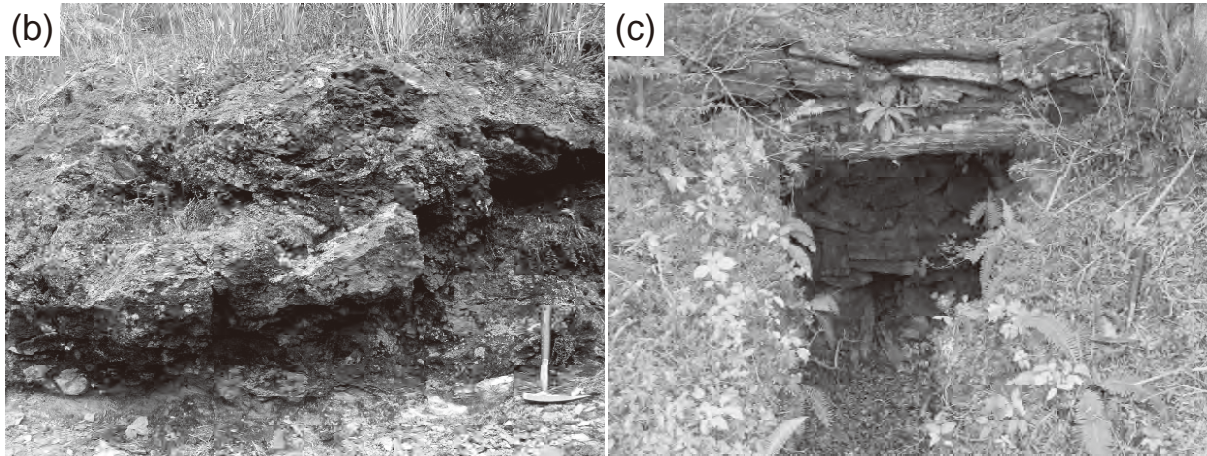
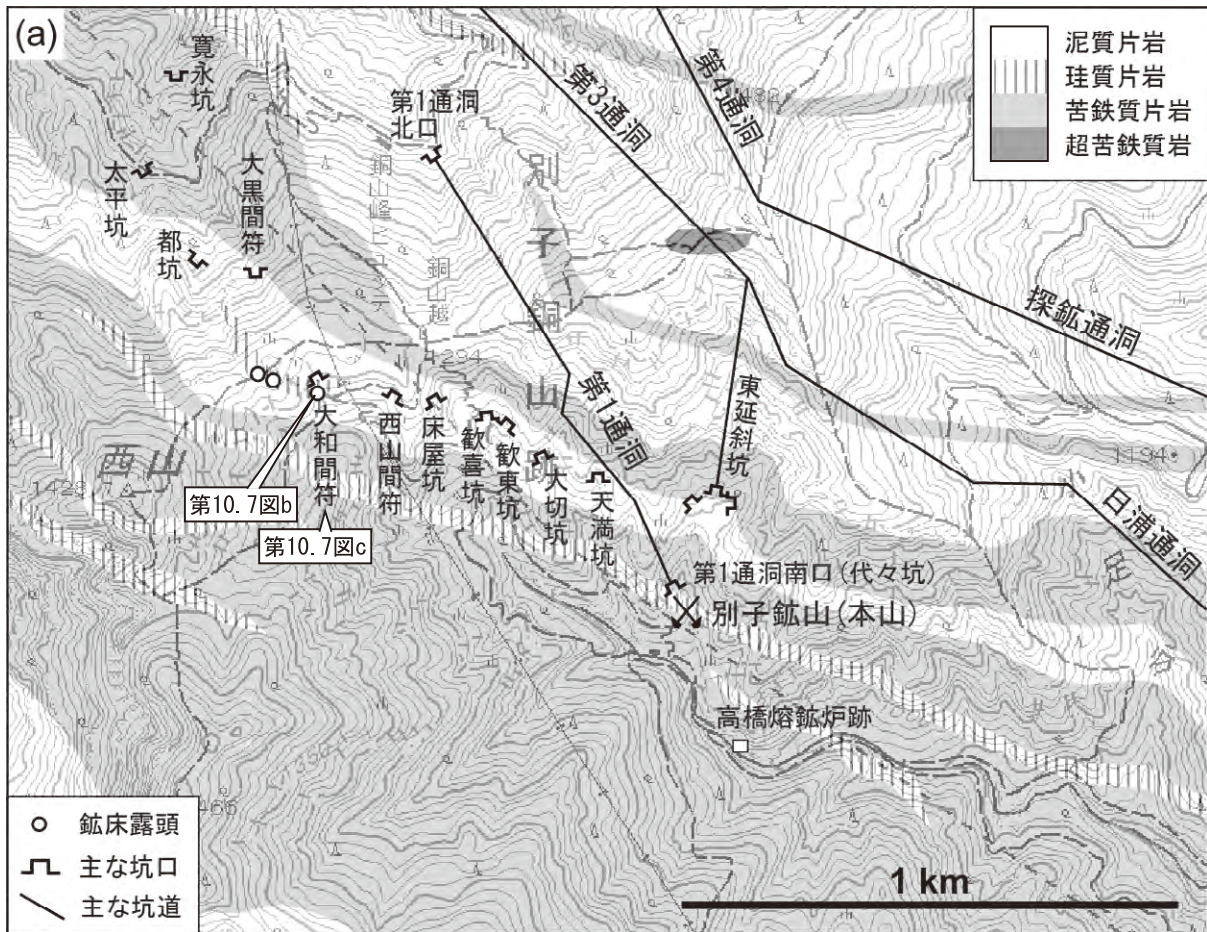


第10.6図 別子銅山における鉱床の分布と年代別の採掘実績

内田 (1991) の図を改変した。坑口の凡例は第10.5図と同様。また主な坑道は太い実線、主な斜坑は太い破線、またその他の坑道は細い実線で示した。(a), (b) 見取り平面図, 及び見取り断面図。(c) 本山及び筏津鉱床における時代別の採掘位置図 (上), 及び時代別の生産実績表 (右下)。

著になる (宮崎ほか, 1974; Kase, 1977)。標高 -600 m 以深の塊状硫化鉱中には、黄鉄鉱の磁硫鉄鉱化に伴って掃き出された Co が、輝コバルト鉱、コバルトペントランド鉱、含コバルトマッキナウ鉱などの独立した Co 硫化物相として晶出している (加瀬, 1988)。また、高温の熱水鉱化作用として、鉱床深部 (標高 -600 m) では

黄錫鉱、錫石、黄錫銀鉱、赤錫鉱、フランケ鉱といった Sn 鉱物が黄鉄鉱、硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱、含銀四面銅鉱、クトナホラ石、菱マンガン鉱、石英、螢石、白雲母及び電気石を伴って産出した (Kase, 1988)。鉱床浅部 (標高約 20 m) では、低温な熱水鉱化作用により輝安鉱を産出した。こうした熱水作用により本山鉱床各所



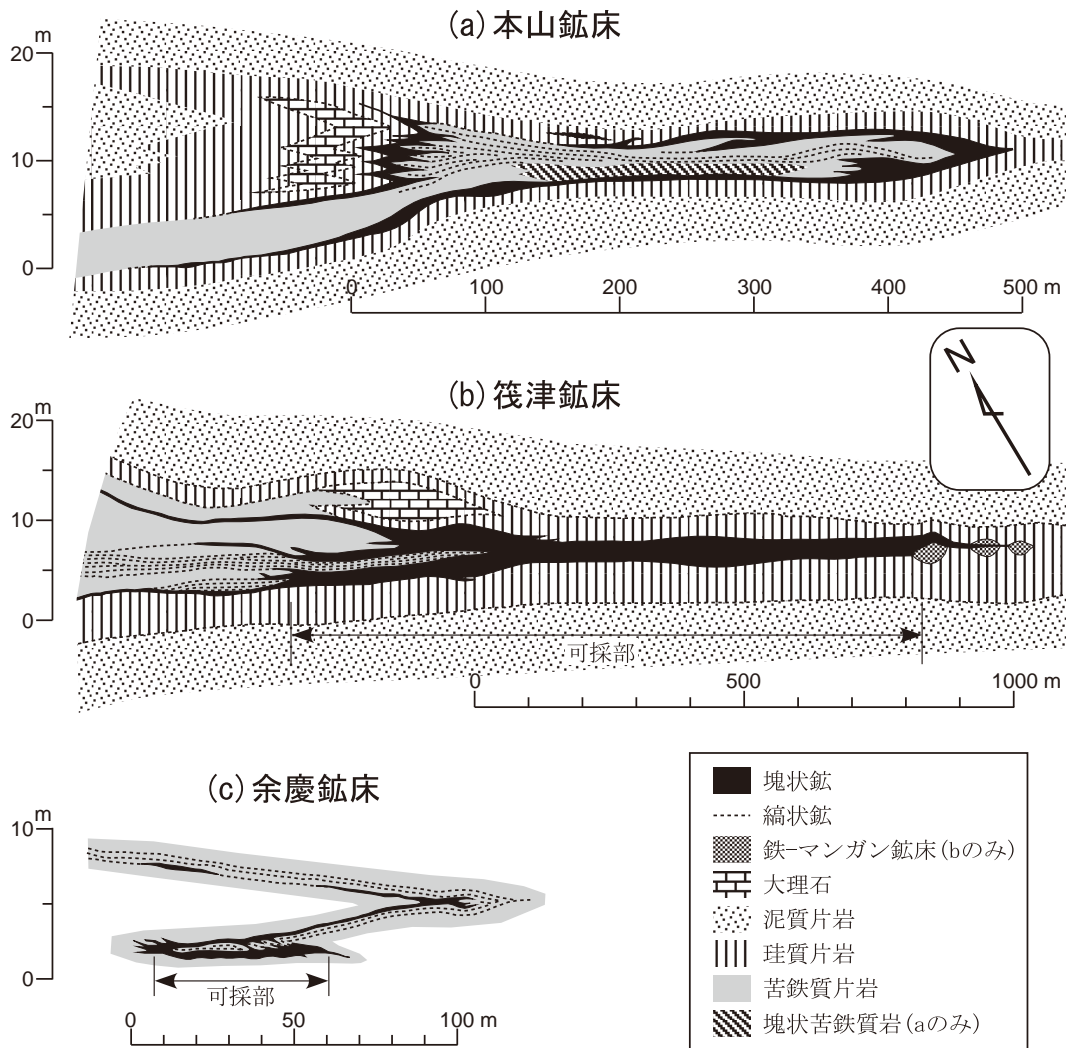
第10.7図 別子銅山（本山）の露頭と坑口

(a) 別子本山周辺における主な露頭と坑口の位置を示した地質概略図。基図として国土地理院発行2万5千分の1地形図「別子銅山」を用いた。坑口と坑道の位置は伊藤（1973）及び内田（1991）に基づく。(b) 風化して褐鉄鉱化した鉱床露頭の写真。位置は(a)に示した。(c) 大和間符の坑口の写真。位置は(a)に示した。

で安四面銅鉱、鉄閃亜鉛鉱、方鉛鉱などを含む鉱脈が発達するが、なかでも塊状硫化鉱を切る裂罅に沿って晶出した自形の安四面銅鉱の結晶群は、別子銅山を代表する銘柄鉱物標本として各地の博物館に所蔵され、鉱物図鑑（例えば、木下，1962）に掲載されている。

10.2.1.3 筏津鉱床

鉱床の形態 鉱床の延長方向に直交する模式断面図（第10.8図b）は、本山鉱床とほぼ相似形を示す。すなわち鉱床東部では1枚の塊状硫化鉱が珪質片岩中に尖滅するが、西に向かって塊状硫化鉱が分岐し、苦鉄質片岩を挟む。本山鉱床と同様に等斜状褶曲により折り畳まれた



第10.8図 別子銅山の鉱床（本山，筏津，余慶）の模式断面図

内田（1991）の図を改変した。いずれも鉱床の下方への延長方向（落とし）に直交する模式断面図で、様々な深度の情報を落としの方向に投影している。方位はすべての図で共通。縮尺はすべての図で異なり、各図において縦横比も異なる。(a) 本山鉱床。(b) 筏津鉱床。(c) 余慶鉱床。



第10.9図 別子銅山産層状含銅硫化鉄鉱石 [GSJ M4337] の標本写真
写真右下が苦鉄質片岩，左上が珪質片岩で，中央部が鉱石部分。

構造であると解釈できる。本鉱床の特徴として、東部尖滅部の珪質片岩中には磁鉄鉱やバラ輝石を含む小規模なレンズ状の鉄-マンガン鉱床が胚胎される。変成作用は本山鉱床と同じく、ざくろ石帯に相当するが、本山鉱床の構造的上位に位置し、変成度は若干高い。

鉱石の特徴 鉱石は塊状硫化鉄及び縞状鉄である。鉱石鉱物は黄鉄鉱を主とし、少量の黄銅鉱、斑銅鉱、閃亜鉛鉱、磁鉄鉱、赤鉄鉱と微量の方鉛鉱、含テルル砒四面銅鉱を伴う。また、本山鉱床ほど顕著ではないが、中新世火成活動に伴う黄鉄鉱の磁硫鉄鉱化が鉱床下部にみられるほか、安四面銅鉱（一部は水銀を含む変種）の細脈（1～2 cm）が塊状硫化鉄を切って発達する。

10. 2. 1. 4 余慶鉱床

鉱床の形態 余慶鉱床は白滝苦鉄質片岩中に胚胎され、本山・筏津鉱床とは異なり、珪質片岩とは直接しない。また鉱床を胚胎する層準は泥質片岩におけるアルバイト斑状変晶出現線直上にあり、ざくろ石帯低温部に相当する。塊状硫化鉄は厚さ数 cm 以下の薄層をなし、巨視的構造はDs期の大規模褶曲によると思われるZ字型を示す（第10.8図c）。

鉱石の特徴 鉱石は塊状硫化鉄と縞状鉄で、本山及び筏津鉱床のものより細粒である。鉱石鉱物は黄鉄鉱を主体とし、黄銅鉱、斑銅鉱、閃亜鉛鉱を含むが、比較的閃亜鉛鉱に富むのが本鉱床の特徴である。黄銅鉱、斑銅鉱に富むはねこみも普遍的にみられたとされる。そのほか、中新世火成活動に伴う鉄化作用の産物と考えられる輝銀鉱、四面銅鉱グループの鉱物が少量認められる。

10. 2. 1. 5 積善鉱床

鉱床の形態 本鉱床は小規模で稼行期間が短く不明な点が多いが、竹田・関根（1960）をもとに記述する。まず、本鉱床はほかの別子鉱床群とは異なり、別子エクロジャイト相ユニット内に胚胎される。鉱床の母岩はアルバイト斑状変晶の発達した泥質片岩を主体とし、下盤に最大厚さ20 mの蛇紋岩レンズを伴うのが特徴である。塊状硫化鉄周辺には珪質片岩や苦鉄質片岩のレンズを伴うほか、アルバイトやざくろ石の単鉱物脈が発達する。走向延長100 m程度の不規則レンズ状ないし芋状の鉱床が複数認められており、母岩とともに複雑に褶曲している。鉱床は膨縮が著しいが、可採部の厚さは0.2～3 mであったとされる。

鉱石の特徴 本鉱床はエクロジャイト相及び緑れん石角閃岩亜相の変成作用を受けており、高い変成度を反映して鉱石も粗粒である。主に黄鉄鉱、黄銅鉱からなる塊状鉄と縞状鉄を産するほか、鉱床周縁部には磁硫鉄鉱を主とする鉱石がみられ、黄銅鉱を主とする富化鉄を伴っている。本山及び筏津鉱床の場合と異なり、本鉱床の磁硫鉄鉱は高変成度の三波川変成作用時に形成されたものと

考えられる。鉱石鉱物としては黄鉄鉱、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、磁硫鉄鉱、斑銅鉱、輝銅鉱、マッキナウ鉱（原記載ではヴァレリー鉱）、自然金、方鉛鉱の産出が記載されている。

10. 2. 1. 6 沿革

以下の記述は日本鉱業協会（1965）、伊藤（1973）、住友金属鉱山株式会社（1991）及び内田（1991）に基づく。**黎明期** 別子銅山の歴史は1690年（元禄3年）に阿波出身の坑夫、切場長兵衛が現在の銅山越付近で鉱床露頭（第10.7図b）を発見したことに始まる。翌1961年（元禄4年）には住友家による探鉱が始まり、産銅は年と共に増加、1695年（元禄8年）には早くも600トンを突破する。当時の採掘はまず露頭探しから始まり、露頭付近に小規模な坑口を掘ってゆく形で行われた。第10.7図cに示した大和間符^{やまとまがひ}は別子銅山の開坑と同時に開かれた古い坑口で、ほぼ原型をとどめていると思われる貴重な遺跡である。銅山峰の鉱床露頭から南東方向へは、こういった当時の露頭追跡の名残として数々の小規模な坑口が連なっている（第10.7図a；伊藤，1973）。また当時の精力的な採掘を示す事件として、大和間符の坑間抜け合いがある。1695年（元禄8年）、銅山峰の南側から北へ向かって掘り進んでいた大和間符は、峰の北側の立川^{たつかわ}鉱山から逆向きに掘り進んでいた大黒間符（第10.7図a）と地中で繋がってしまった。別子銅山が幕領にあったのに対し、立川鉱山は西条藩の領地であったことから、鉱業権を巡って大論争が巻き起こった。その後、紆余曲折を経て1749年（寛延2年）に別子銅山は立川鉱山を合併し、本件は落ち着いた。

明治時代（成長期） 明治期に入り、1873年（明治6年）にはフランス人技師のコワニー氏を、また翌1874年（明治7年）にはやはりフランス人技師のラロック氏を招聘、3箇月に渡る科学的調査の設計を行い、1875年（明治8年）にはその成果として鉱山目論見書を完成させる。1882年（明治15年）にはダイナマイト、1891年（明治24年）には削岩機、また1901年（明治34年）には電灯設備を、いずれも日本で最初に導入して先進的な開発を進めた。また、この時期の1893年（明治26年）には住友別子銅山鉄道の下部鉄道、及び上部鉄道が開業し、運搬面でも向上を見ている。筏津坑もこの時期には既に開坑していた（第10.1表）。ただし、1893年（明治26年）には煙害問題が発生、また1899年（明治32年）には台風の集中豪雨による別子大水害（山津波）が発生して513人が死亡するなど、開発の歪みの部分も垣間見える。特に煙害問題は1939年（昭和14年）に中和工場の完成を見るまで、50年に亘る問題となった。

大正時代から終戦まで（ピーク期） その後、1902年（明治35年）に第3通洞が、また1915年（大正4年）には第4通洞が貫通し（第10.5図a、第10.6図a、b）、本山鉱床における採掘位置は次第に下方へと移動してゆく

(第10.6図c). この移動に合わせ、採鉱本部も1916年(大正5年)に東延(第1通洞南口付近)から東平へ、また1930年(昭和5年)には東平から端出場へと移転する(第10.5図a参照). 一方、本山鉱床における開坑時から閉山までの銅品位の低下(第10.6図c)が既に明確に進行していることも興味深い. 歴史の長い本山鉱床では、時代によって採掘・処理方法及び稼行限界品位が著しく変化しており、過去に高品位部のみを採掘した際にズリ(廃石)として運搬坑道に充填された低品位鉱をその後再採掘する、ということが繰り返し行われていた(内田, 1991). つまり、第10.6図cに見られる品位の低下は、より低品位の鉱石の処理が可能になったこと、すなわち精錬技術等の進歩の現れとも読める. 大正年間と昭和2~20年の産銅量は約16万トン、約19万トンとほぼ同レベルだが、この銅量を得るために採掘された鉱石の量は後者で約2倍に増えている(第10.6図c). 時代と共に現場での採掘方法も徐々に変わっていったことが推測できる. この大正年間から1945年(昭和20年)の終戦までの時期は鉱況劣化と技術面の向上がバランスした別子銅山のピーク期であったと言える. 余慶坑、積善坑が開坑したのはこの時期である(第10.1表).

終戦から閉山まで 終戦後、操業母体の名称は井華鉱業株式会社、別子鉱業株式会社別子鉱業所を経て1952年(昭和27年)に住友金属鉱山株式会社となる. 戦後の時期には鉱況の悪化を見据え、本山鉱床・筏津鉱床における坑内試錐や別子-佐々連間の探鉱ボーリング及び大斜坑の開削など、様々な探査が組織的に行われた. ただし、筏津鉱で鉱況の好転が確認されて増産体制に入り、鉱況の悪化した本山下部の出鉱を補うことができた(第10.6図c)ほか、戦後の探鉱活動によって大きな成果は得られなかった. 特に本山鉱床では、初生の鉱況劣化がほぼ普遍的であると示唆されたのに加え、中新世の熱変成作用による鉱質の変化が確認された(第7.3節及び第10.2.1.2節参照). 一方、東隣「伊予三島」地域の佐々連鉱山と別子銅山の中間地域(白髪山地域)における探鉱ボーリング(金属鉱物探鉱促進事業団, 1968, 1969, 1970, 1971)では、深掘り試錐13孔(S1-S13)、計24,000mに及ぶ構造試錐が行われたものの(例えば、第3.13図c, 第3.20図b, 第3.32図)、捕捉された鉱徴の多くは標高-1,570から-1,870mという深部にあり、脈幅は数10cm程度、平均銅品位は1%に満たなかった. 結果、将来の銅価格と採鉱技術を推定した場合、更なる探査の対象とはならないと判断され、1969年(昭和44年)3月には別子-佐々連間の深部探査も終了する. 一方、大斜坑(第10.6図)は1968年(昭和43年)9月に貫通し、別子本山の採掘現場の最先端は地表から約2,000m、海面下約1,000mの深部にまで達した. これは日本で人間が到達した最深部である. 大斜坑は翌年1月から本格的に動き始めたが、その頃、別子銅

山は鉱況に加えて作業環境についても著しく悪い状況に陥っていた.

開発の深部移行に伴い、大きな問題となったのは地温や盤圧の上昇による作業環境の悪化である(住友金属鉱山株式会社, 1991). 別子本山の自然温度は50m深くなるとに約1°Cずつ上昇し、26番坑道準(以後26Lなどと呼ぶ. 第10.6図b, c参照)では47°C, また32Lでは52°Cに達する. また32L以下の坑道試錐では20mに1°Cの割合で温度上昇し、36Lでは64.5°Cに達することも判明した. 別子銅山では通気系統や坑内冷却装置を整備して作業環境の改善に努めていたが、それでも26L以下では温度30~33°C, 湿度97~98%という高温・多湿状態であり、こういった劣悪な環境は作業能率を大幅に低下させていた. 一方、盤圧の上昇はさらなる深刻な問題であった. 本山坑道の深部では上下盤に亀裂が発生しやすくなり、鉄柱による支保の強化が至るところで必要となった. 特に1965年(昭和40年)には「山鳴り」、1972年(昭和47年)には「山ハネ」現象が発生している. 山鳴りとは岩盤内で亀裂が生じるときに出る音で、23Lの掘削あたりから起き始め、1971年(昭和46年)には1日800~1,600回も計測されるようになる. また山ハネは岩盤が破裂して坑道が破壊される危険極まりない現象で、幸い山ハネによる死者こそ出なかったものの、もはやこのような深部稼行の続行は保安・安全管理面からも不可能と感じさせるものであった.

鉱況の悪化の中、1968年(昭和43年)には東平坑(第3通洞口; 第3.5図a)が閉鎖し、その後の本山における採掘はほとんど14L以下に集約された(第10.6図c). また上記した作業環境の悪化や所得倍増計画等による人件費・物品費の上昇も追い打ちをかけ、1973年(昭和48年)3月31日、別子銅山は筏津坑の終掘をもって開坑以来283年にわたる稼行の歴史を閉じた. この間の坑道延長は約700km, 産銅量は約72万トンにのぼる(第1表). 別子銅山は日本最大級の銅鉱山として日本の近代化を支えた.

10.2.2 伊予鉱山

以下の記述は日本鉱業協会(1965)に基づく. 伊予鉱山は四国中央市の浦山川最上流部、標高900m付近に位置し、白滝ユニット上部の苦鉄質片岩(白滝苦鉄質片岩. 第3.1図参照)中に胚胎される. 三波川主変成作用の変成分帯ではアルバイト黒雲母帯に含まれる. 母岩として苦鉄質片岩、泥質片岩、珪質片岩を伴い、母岩に発達する片理の方位は北東傾斜40~50°である. 鉱床はおおむね層状で4枚からなり、規模は走向延長180m, 傾斜延長500m程度、厚さは10~80cmの間で変化する. また母岩の片理の走向が変化する部分にしばしば富鉱部が形成されている. 含有金属鉱物は黄銅鉱、黄鉄鉱、磁鉄鉱、磁硫鉄鉱であり、脈石鉱物は主に石英である. 磁鉄

鉬は黄銅鉬，黄鉄鉬と混在し，磁硫鉄鉬は鉬床の下底部付近に多い。

沿革 1689年（元禄2年）頃に発見され，1897年（明治30年）には山中好夫による探鉬，採掘が行われている。その後1907年（明治40年）に影山矩公らによる第1大坑開さく，1916年（大正5年）に吉田商会による第2大坑開さくを経て，1924年（大正13年）に新居田直太郎の所有となる。その後1935年（昭和10年）に日本鉬業株式会社の所有となり，1942年（昭和17年）に休山した。休山までの坑道延長は4.9 kmである。また過去の産出実績は，昭和2～6年度の5年間に鉬量29,311トン，品位Cu 3.32%，また昭和9～17年度の9年間に鉬量92,459トン，品位Cu 3.02%となっている。

10. 2. 3 愛媛鉬山

以下の記述は通商産業省四国通商産業局（1957編）及び日本鉬業協会（1965）に基づく。愛媛鉬山は新居浜市大生院，渦井川上流部の標高800 m付近に位置し，白滝ユニット上部の苦鉄質片岩（白滝苦鉄質片岩，第3.1図参照）中に胚胎される。三波川主変成作用の変成分帯では緑泥石帯とざくろ石帯の境界付近に位置する。母岩として苦鉄質片岩，泥質片岩，珪質片岩を伴い，局所的に石灰岩の薄層も介在する。また鉬区内にはかんらん岩，蛇紋岩及び岩脈状の細粒斑状花崗岩が見られる。母岩に発達する片理の方位は北北西傾斜40～50°である。第1鉬床から第3鉬床まで3つの鉬床が認められており，数m規模の観察では各鉬床は苦鉄質片岩と泥質片岩の境界付近に層状に産する。第1鉬床と第2鉬床の規模はほぼ同様で，走向延長185～200 m，傾斜延長50～55 m，厚さは2～2.5 m（最大6 m）である。第3鉬床は比較的小規模で，走向延長60 m，傾斜延長30 m，厚さは約1 mである。金属鉬物として黄鉄鉬，黄銅鉬，磁鉄鉬及び閃亜鉛鉬を含み，鉬床のはねこみ部には斑銅鉬，黄銅鉬が濃集した富鉬部が形成されている。また鉬体末端部では黄銅鉬，黄鉄鉬が減少し，磁鉄鉬が漸増して尖滅する。また磁鉄鉬は鉬床の上下盤にも分布する。第1鉬床，第2鉬床を合わせた鉬量は14万トン（品位はCu 1.5%）にのぼっていたが，既にほとんど採掘しつくされている。また第3鉬床については確定鉬量として1,583トン，品位はCu 1.53%が見積もられている。

沿革 本鉬山は西条市の伊藤祐義氏の発見による。当初，伊東個人による小規模な探鉬が続けられ，1924年（大正13年）に有望鉬床である第1鉬床が発見された。同年，久原鉬業株式会社に経営が委託され，探鉬・採掘が続けられたが，鉬況不振で1929年（昭和4年）に一時休山となる。その後1933年（昭和8年）に日本鉬業株式会社（久原鉬業が改称したもの）として事業を再開し，1941年（昭和16年）には第2鉬床を発見，1944年（昭和19年）には電化をはかって本格的な操業を開始する。

1949年（昭和24年）には第3鉬床を発見して活況を呈したが，第3鉬床はその後，期待よりも小規模であることが判明，第2鉬床の採掘が進むにつれて埋蔵鉬量は漸減していった。そのため，電探・磁探をもとにした探鉬が積極的に行われたが，新鉬床の発見には至らず，1953年（昭和28年）に若干の龍頭を残したまま操業を高越鉬業株式会社に引き継いだ。同年6月以降，高越鉬業による残鉬採掘が行われ，1957年（昭和32年）の休山に至っている。休山までの坑道延長は約4,000 mである。また過去の産出実績は，昭和9～20年度の12年間に鉬量80,928トン，品位Cu 1.63%，また昭和21～31年度の12年間に鉬量58,336トン，品位Cu 1.57%となっている。

10. 2. 4 大永鉬山

以下の記述は通商産業省四国通商産業局（1957編）に基づく。大永鉬山は新居浜市菰生の南方，小河谷川上流部に位置する大永鉬床（勝山坑）及びその南南西約1.7 kmに位置する第2大永鉬床（大生院坑）からなる。大永鉬床は白滝ユニット上部の泥質片岩（SU_{Up}）中に，また第2大永鉬床は白滝ユニット上部の苦鉄質片岩（SU_m）中にそれぞれ胚胎される。三波川主変成作用の変成分帯では，大永鉬床はアルバイト黒雲母帯に，また第2大永鉬床はざくろ石帯に位置している。いずれの鉬床も数m規模の観察では苦鉄質片岩と泥質片岩の境界付近に産し，片理に沿ったレンズ状の形態を示す。鉬床の厚さは大永鉬床では0.5～2 m，第2大永鉬床では2～8 mに及ぶ場合がある。また第2大永鉬床では東西約200 mに渡って断続的な露頭分布が認められる。鉬量については両鉬床とも深部探鉬が十分でないため確定鉬量として記載できる量は極めて少ない。昭和27年の鉬産資源研究所員による調査から，勝山坑について推定鉬量7,200トン，平均品位Cu 3.5%，また大生院坑について推定鉬量14万トン，平均品位Cu 2%とされている。なお，地質調査所四国出張所（1980）によれば第2大永鉬床の東約1 kmの位置に第3大永及び東北東約2 kmの位置に第4大永鉬床が存在したと記述があるが，これらの鉬床における生産実績の詳細は不明である。

沿革 第2大永鉬床の発見は別子銅山とともに極めて古く，大生院坑東の山頂（標高1,242.7 m）には別子銅山と共に開坑したといわれる旧坑が斜坑で下っており，高品位の銅鉬石を採掘したものと思われる。この開発を誰が行ったかは不明である。この旧坑の西方約150 mの地点に大露頭があり，付近には明治末期に久原鉬業株式会社が探鉬したと伝えられる坑口がある。大永鉬山としては西条市の伊藤祐義氏の発見によるもので，1911年（明治44年）2月に採掘権を設定し採掘に着手している。1939年（昭和14年）11月には第2大永鉬山に試掘権を設定してその後の開発が行われた。鉬山としての正式な稼行は1950年（昭和25年）以前に終了している模様で，

稼行期間には勝山坑から1,000トン以上、また大生院坑からは数千トンに及ぶ粗鉱が出鉱されたと推定される。1950年(昭和25年)に鉱業権者は越智善太郎氏となり、以後の探鉱及び採鉱が行われた。1953年(昭和28年)には新鉱床探査坑道の指令を受け、勝山坑及び大生院坑の下部における掘削が行われているが、この際の勝山坑における採鉱量はおよそ30トン、品位はCu2.5%程度とされている。

10.2.5 新生鉱山

以下の記述は通商産業省四国通商産業局(1957編)に基づく。新生鉱山は新居浜市大生院の南方、銚子の滝の南東約500mに位置し、白滝ユニット上部の泥質片岩(SUp)中に胚胎される。三波川主変成作用の変成分帯ではアルバイト黒雲母帯に位置している。鉱床付近には東西方向の褶曲軸を持つ褶曲が強く発達するが、平均的な片理の方位は北北西傾斜20~30°程度である。鉱床は主に褶曲の背斜部に発達し、向斜部にはほとんど発達しない。また鉱床は片理の走向方向に沿った約100mに渡る断続的な分布を示すが、西部では厚さ約3mのレンズ状富鉱体が見られる一方、東部では鉱床の厚さは3cm程度にとどまる。新生鉱山の鉱量について、確定鉱量6,600トン、推定鉱量12,700トン、予想鉱量11,800トンが見積もられており、総計は31,100トンである。

沿革 約300年前に開鉱したとされるが、本格的な稼行は今村高哉氏が鉱業権を取得した明治期からである。1909年(明治42年)に鉱業権を譲り受けた山本盛信は1号坑下部において優秀な鉱体を発見し、1913年(大正2年)に本坑を開坑した。1915年(大正4年)には椿本俊吉が買収して盛んに探採鉱を行い、本坑で最大とされる厚さ5mの富鉱体を発見する。1917年(大正6年)に井沢駿太郎が鉱業権者となり、更に1928年(昭和3年)に大阪の弘益殖産株式会社、1939年(昭和14年)には植松益市に権利が移転するとともに大和鉱山として軽便索道を設置した。また1941年(昭和16年)には鉱床西部に旭坑が開坑された。1943年(昭和18年)には田中春一ほか2名が鉱業権を譲り受け、もっぱら本坑東部の探鉱を行ったが大きな成果は得られなかった。終戦と同時に一時休山したが、1950年(昭和25年)12月に再開、1951年(昭和26年)1月に渡辺百三が鉱業権を譲り受けて事業を継続したが、1953年(昭和28年)以降は出鉱を見ていない。なお、昭和25年度から27年度までの3年間の出鉱量は粗鉱459トン、Cu品位は2.1~2.5%であった。

10.3 滑石鉱床

(青矢睦月)

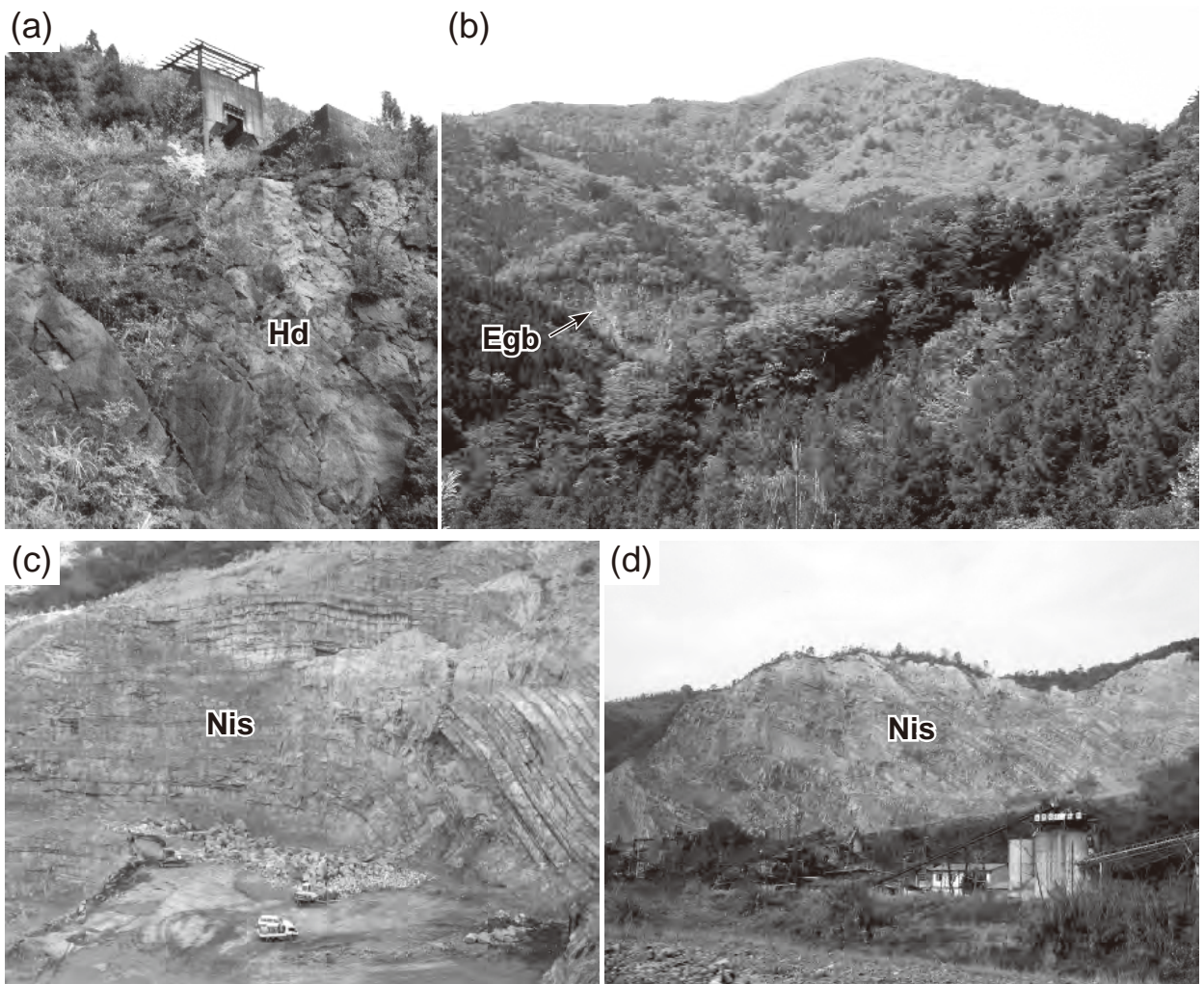
本地域の三波川変成コンプレックスに産する超苦鉄質

岩類はさまざまな程度に加水、蛇紋岩化しており、小規模な岩体ほどその程度は強い。また特に蛇紋岩と泥質片岩との境界部では加水時の交代作用による変質も進行しており、トレモラ閃石、滑石、緑泥石などからなる反応帯が形成されている。こうした小規模蛇紋岩体に伴う滑石の採掘が本地域中西部「船木鉱山」の種子川採鉱所と中尾採鉱所及び東部の「藤原鉱山」でかつて行われていた(通商産業省四国通商産業局、1957編;林、1958)。また、より小規模の滑石鉱山としては富郷鉱山、別子鉱山(別子銅山と区別するため、以下では別子滑石鉱山と呼ぶ)も稼行していた。地質図にはこれらの鉱山の位置を示した。

船木鉱山 以下の記述は通商産業省四国通商産業局(1957編)に基づく。船木鉱山の種子川採鉱所は国領川支流の種子川上流部(標高340m)に、また中尾採鉱所は下兜山の北北東約1kmの沢づたい(標高750m)に位置し、ともに地質図上では白滝ユニット上部の泥質片岩(SUp)の分布範囲内にある(位置は地質図参照)。種子川採鉱所では種子川鉱床を、また中尾採鉱所では東谷鉱床と西谷鉱床という2鉱床を採掘対象としていた。いずれの鉱床も小規模蛇紋岩に伴う幅0.2~4m程度の脈状ないしレンズ状鉱床である。

船木鉱山周辺の山地では明治時代に石筆材として滑石の採掘が行われていた。昭和18年(1943年)当時、この地に銅を目的とする鉱区を持っていた川野菊太郎が滑石の有望性を知り、同22年(1947年)には秋吉郷造氏の調査によってそれを確認、翌23年(1948年)に東邦タルク株式会社(のちに旭タルク株式会社に改称)が種子川採鉱所と中尾採鉱所を設立して採掘に着手した。着手後は23年7月から出鉱を開始し、四国最大の滑石鉱山として稼行されたが、国外産高品位鉱石の輸入による需要の減少に伴い、昭和27年(1952年)11月に休山し、現在に至っている。昭和23年7月からの約4年半の稼行による生産実績は2,903トンである。また総鉱量は確定・推定量を合わせ、種子川鉱床で12,600トン、中尾の2鉱床で13,900トンとされる。製粉工場で粉砕された粉鉱製品は品質によって1,2,3級に分けられ、3級品は主に農薬用に、また1級品は農薬用以外にも製紙やゴム工業用に供されていた。

藤原鉱山 以下の記述は林(1958)に基づく。藤原鉱山では富郷ダムの北方、銅山川の東岸に位置する藤原坑と西岸に位置する瀬井野坑という2つの坑口が稼行していた(位置は地質図参照)。いずれも白滝ユニット上部の泥質片岩(SUp)の分布域内にある。藤原坑では北傾斜10~20°、幅50~100cm程度の滑石層の上下盤に部分的に幅10~20cmのトレモラ閃石岩を伴う。坑内状況から過去に約100トンの鉱石が採掘されたものと推定される。一方、瀬井野坑の滑石は北北西傾斜50°程度、厚さ30~50cmの層をなし、傾斜方向に30m程度連続して



第 10. 10 図 「新居浜」地域の採石場

(a) 三波川帯，東赤石かんらん岩体内で操業していた「赤石オリビンサンド」の鉱山施設跡。Hd：かんらん岩（ダナイト）。(b) 三波川帯内に位置する別子ダム建設用の採石場跡（画面左）。主に東平岩体のざくろ石含有変斑れい岩（Egb）が採取されていた。正面の山稜は物住頭（日浦谷東岸の林道から北を向いて撮影）。(c) 和泉層群内，新居浜市阿島の採石場。Nis：砂岩優勢の砂岩泥岩互層（新居浜層）。(d) でも同様。(d) 和泉層群内，四国中央市土居町土居の採石場（稼行時の写真）。採石場の位置は第 6. 4 図に示す。

いたと推測される。鉱石は上質でトレモラ閃石を伴わない。いずれの坑口においても，明治末期に石筆用の滑石が採掘されていたが，過去の生産量など詳細は不明である。

富郷鉱山 藤原鉱山藤原坑の約 2 km 北方の銅山川東岸に位置する。泥質片岩中に産する蛇紋岩（厚さ 2~10 m）の一部が交代されて生成したレンズ状を呈し，膨縮に富んだ滑石鉱床。脈幅 0.5~2 m で走向方向に 10~20 m 連続する。明治年間に石墨用として採掘されていたものが昭和 21~37 年（1946~1962 年）と昭和 39~44 年（1964~1969 年）の二期にわたって再稼行していた。二期目の 6 年間における生産量は 5,825 トンであった（地質調査所四国出張所，1980）。

別子滑石鉱山 新居浜市立川町，マイントピア別子付近の国領側西岸に位置する。泥質片岩と苦鉄質片岩の境

界に産する厚さ 3 m 程度の蛇紋岩が交代された滑石鉱床。古くから採掘されていた模様だが，昭和 21 年（1946 年）以前の生産量は不明である。昭和 22~26 年（1947~1951 年）の 5 年間における生産量は 2,180 トンであり，昭和 27 年（1952 年）に生産休止となっている（地質調査所四国出張所，1980）。

10. 4 砂鉄鉱床

（青矢陸月）

四国中央市土居町の関川河口部には，和泉層群を基盤として堆積した第四紀の地層中に胚胎する砂鉄鉱床を稼行対象とした長津鉱山があった。赤石山系に露出するかんらん岩やざくろ石含有苦鉄質片麻岩（東赤石岩体及び五良津西部岩体。第 3. 1 図参照）の風化分解物が河川

によって運搬され、海中へと達して波の淘汰作用によって汀線に打ち上げられて生成したものである。地表下 30 cm までに 2~3 層あり、厚さ 5~10 cm、幅 20~50 m、延長 150~400 m の規模を有していた。昭和 12 年（1937 年）の採掘開始当初は研磨剤としてのざくろ石（鉄ばんざくろ石）の採掘を中心とし、昭和 12~20 年（1937~1945 年）の間のざくろ石生産量は 1880 トンであった。砂鉄の採掘は昭和 19~20 年（1944~1945 年）の期間に行われており、採掘された磁鉄鉱の品位は Fe 50%、Cr₂O₃ 10%、TiO₂ 1% とされている（地質調査所四国出張所、1980）。

10. 5 クロム鉱床

（青矢睦月）

本地域中央部の三波川変成コンプレックス内部に位置する東赤石かんらん岩体ではかつてクロム鉄鉱の採掘が行われていた（安森、2006 など）。四國鉱山誌（通商産業省四国通商産業局、1957 編）によると、この「赤石鉱山」（鉱種は銅、クロム鉱、ニッケル鉱及び石綿）は明治 43 年（1910 年）に神野佐太郎がかんらん岩（ダナイト）中にクロム鉄鉱床を発見し、試掘権を得たことに始まる。その後大正 13 年（1924 年）には明治鉱業株式会社の所有となり、大正 15 年（1926 年）に一時休山するが、その後昭和 7 年（1932 年）に事業が再開する。昭和 11 年（1936 年）のクロム鉄鉱採鉱量は 1,616 トン、Cr 含有量は 549.4 トン（品位 33%）であった。第二次大戦中には軍艦艦艇や大砲砲身の合金材料としてクロムの需要が高まり、赤石鉱山は好況に沸いたが、その後戦局の悪化によって国からの資金援助が打ち切られると鉱石の品位低下も重なり、赤石鉱山の事業は急速にダナイトの採石へと移行していく（次節）。昭和 24 年（1949 年）にはダナイト採石も業界不況に陥って赤石鉱山は一時休山となり、クロム鉱石の採掘事業はここで終了した。

赤石鉱山のクロム鉄鉱床には集粒塊状及び縞状という 2 つのタイプが存在するが、いずれも非連続的に東赤石かんらん岩体中に点在する。集粒塊状鉱床は規模が大きいほど高品位（最大で 60%）となる傾向があるが、鉱床の規模は最大でも 10 m × 10 m × 1.5 m、小さいものは 1 m × 1 m × 0.1 m 程度である。また縞状鉱床でもその厚さは最大 50 cm 程度、最大延長は 50 m 程度までであり、鉱床が長く連続しないという特性は両者に共通している。こういった産状を反映し、現在も東赤石山周辺各所には本抗（東赤石山北面直下の標高 1,300 m 付近）、下連抗、元山抗を始めとした少なくとも 7 箇所に抗口が点在して残っている（安森、2006）。なお、赤石鉱山産の縞状クロム鉄鉱の標本写真は保育社の「原色鉱石図鑑」（木下、1962）にカラーで掲載されている。また同書には赤石鉱山産のクロムざくろ石、及びクロムディオプサ

イド（クロム透輝石）の標本写真も収められている。また近年、赤石鉱山のクロム鉱床からクロムを主成分とする鮮やかな緑色の角閃石、愛媛閃石が新鉱物として発見されている（Nishio-Hamane *et al.*, 2012）。

10. 6 採石

（青矢睦月・野田 篤・松浦浩久）

以下に記述する稼行採石場及び休廃止採石場はすべて地質図上にその位置を示した。2012 年 6 月現在、稼行中なのは和泉層群内、新居浜市阿島の砂岩採石場のみである。

10. 6. 1 ダナイト（オリビン砂）

前節で述べた通り、三波川変成コンプレックス内部に位置する東赤石かんらん岩体では昭和初期に明治鉱業株式会社によるクロム鉄鉱を目的とした採掘が行われていたが、昭和 13 年（1938 年）頃には母岩であるダナイトが耐火物原料として優秀であることが認識され、石材として出荷されるようになった（通商産業省四国通商産業局、1957 編；安森、2006）。東赤石かんらん岩体の地質図上での規模をみてもわかるように、ダナイトの推定埋蔵量は 1 億 5 千万トンにもものぼる。昭和 24 年（1949 年）の一時休山までの時期には、多喜浜塩田横の工場で耐火煉瓦に加工されたほか、高炉用モルタルや化学肥料（溶性燐肥）など幅広い用途に供された。休山 2 年後の昭和 26 年（1951 年）、赤石鉱山は「赤石オリビンサンド」の名称で再開し、全面露天掘りを採用、ダナイトのみの採掘を稼行した。昭和 30 年度の生産実績は 5,591 トンである。その後、昭和 33 年（1958 年）には明治鉱業株式会社から独立した子会社、赤石オリビン株式会社が操業を続行する。昭和 40 年（1965 年）には親会社の明治鉱業が倒産。赤石オリビンも連鎖倒産したものの、同年すぐに業務を引き継いだ明治鉱産株式会社（明治鉱業の姉妹会社）が昭和 61 年（1986 年）3 月の会社閉鎖までオリビン採石を行っていた。昭和 40 年代には採石場を低所に移し（第 10. 10 図 a）、そこまで林道を延長するなど、トラック輸送による運送費の軽減がはかられた。また昭和 50 年代以降の操業末期には東赤石岩体での採掘を休止し、かわりに新居浜市別子山の芋野岩体（第 3. 1 図）で月産 2,000 トン程度を採掘し、旧土居町の工場で各種サイズに粉碎、出荷する営業形態を取っていた（愛媛県、1977）。

10. 6. 2 ざくろ石含有変斑れい岩

本地域の三波川変成コンプレックス内には、吉野川水系の銅山川沿いに別子ダム（1961 年着手、1965 年竣工）及び富郷ダム（1974 年着手、2000 年竣工）という 2 つの重力式コンクリートダムがある。これらのダム建

第 10. 2 表 「新居浜」地域の温泉

温泉名	源泉名	泉質	pH	源泉温度	湧出地
マイントピア別子	別子鉱泉第3源泉	ナトリウム・カルシウム-炭酸水素塩・塩化物冷鉱泉 【低張性中性冷鉱泉】	6.4	15.4℃	愛媛県新居浜市立川町
新居浜温泉パナス	新居浜温泉第1源泉	含鉄II・二酸化炭素-ナトリウム・カルシウム-炭酸水素塩・塩化物温泉 【等張性中性温泉】	6.5	25.3℃	愛媛県新居浜市篠場町

設用に採掘された石材は主にざくろ石含有変斑れい岩 (Egb) であり、別子ダムではダムの北北東約 2.2 km の東平岩体内に、また富郷ダムではダムの西南西約 4.3 km の五良津岩体内に、それぞれ採石場跡が残っている (第 10. 10 図 b)。

10. 6. 3 砂岩

本地域の和泉層群では新居浜層の砂岩 (Nis) を対象に砕石が行われている。新居浜市阿島の西日本砕石株式会社では 1965 年から砕石を開始し、現在の年間産出量はおよそ 40 万トンである (第 10. 10 図 c)。最盛期には年 120 万トンが生産されていた。また、四国中央市土居町にある愛媛砕石工業は 1963 年から 2008 年まで砕石を実施しており、最盛期で年 50 万トン、通常期で年 30 万トンを生産していた (第 10. 10 図 d)。いずれも主な用途は生コンクリート用骨材で、全生産量の 8 割以上を占める。

10. 6. 4 花崗閃緑岩

新居浜市垣生には垣生花崗閃緑岩 (Gd) を稼行対象としていた採石場跡が 2 箇所にある。跡地は荒れておらず露頭は新鮮なので、採石休止は比較的最近と思われるが、詳細は不明である。

10. 7 温泉・鉱泉

(青矢睦月)

本地域を含めた四国中央部は火山地帯ではないため、温かい天然温泉が湧き出る地は数少ないものの、冷鉱泉が湧出する地は比較的多い。25℃程度より冷たい地下水であっても有効成分を規定量以上含めば温泉法により「温泉」とされ、加熱して入浴や療養に利用される。本地域においても三波川変成コンプレックス (白滝ユニット上部の泥質片岩) の分布範囲に位置する「マイントピア別子」及び中央構造線の北側、第四系 (完新世の扇状地及び崖錐堆積物) の分布範囲に位置する「新居浜温泉

パナス」という 2 つの温泉施設が営業されている。マイントピア別子では、温泉施設の約 750 m 北北東に位置する湧出口から鉱泉水を引いている。両温泉の概要を第 10. 2 表に、また源泉水の化学組成を第 10. 3 表に示した。

前者は泉温 15.4 度の冷鉱泉、泉質は「ナトリウム・カルシウム-炭酸水素塩・塩化物冷鉱泉」、後者は 25.3 度の低温泉で含鉄 II・二酸化炭素-ナトリウム・カルシウム-炭酸水素塩・塩化物温泉であり、いずれも塩化物イオンと炭酸水素イオンを非常に多く含んでいる (第 10. 3 表)。類似した泉質の温泉は、近隣の中央構造線付近の地域にも湧出している。中央構造線沿いに湧出する塩化物イオンと炭酸水素イオンを非常に多く含んだ温泉は、紀伊半島から中部地方を経て北関東地域までの広い範囲で存在し、その起源は天水起源の水にマントルなど

第 10. 3 表 源泉水の化学組成

	マイントピア別子	新居浜温泉パナス
リチウムイオン	3.8	13.8
ナトリウムイオン	525.3	1636.0
カリウムイオン	54.7	117.0
アンモニウムイオン	1.7	7.2
マグネシウムイオン	29.6	117.8
カルシウムイオン	154.1	550.4
ストロンチウムイオン	1.8	7.7
バリウムイオン	0.7	2.2
マンガンイオン	2.0	0.2
鉄 (II) イオン	12.0	24.1
鉄 (III) イオン		0.8
フッ化物イオン	0.3	0.6
塩化物イオン	589.1	1966.0
臭化物イオン	1.1	3.6
ヨウ化物イオン		0.1
硫酸イオン	17.7	3.9
リン酸二水素イオン		0.9
炭酸水素イオン	1059.0	3396.0
炭酸イオン	17.4	0.8
メタケイ酸	43.0	68.0
メタホウ酸	35.1	88.6
遊離二酸化炭素	748.5	1172
分析年月日	平成6年2月17日	平成16年7月13日
分析施設	愛媛県立衛生環境研究所 愛媛県立衛生環境研究所	

超深層から構造線沿いに上昇してきた塩分と二酸化炭素に富む深部流体が混入したものと考えられている（風早ほか，2010 など）。

10. 8 地 下 水

（松浦浩久）

本地域の沖積層は地下水が豊富で，主に工業用水と上水道用に揚水されている。工業用水としては地下水総取水量の約8割に当る約24万 m^3 が，約60本の浅井戸群から揚水されている。一方新居浜市の上水道水源はすべて地下水でまかなっており，平成23年度（2011年度）には市の上水道給水人口約12万4,000人に対して日量

最大約42,000 m^3 ，年間約1,550万 m^3 が市内にある22箇所の飲用水源井から供給されている（新居浜市水道局水源管理課，2008）。新居浜市の地下水は国領川，東川などの河川水が平野に入って浅部に分布する沖積層の砂礫層を伝わって伏流しているものと考えられる。伏流水は平地の海岸付近で自噴井として湧出しており，本地域内では新居浜市若水町2丁目5番の若水社内に葛淵（つづら淵）と呼ばれる自噴井がある。葛淵は海岸近くにあっても水質がよく，2008年には環境省による「平成の名水百選」に選ばれた。また湧水量も豊富なため古くから重要な飲用水源として利用されており，新居浜市によって史跡としても指定されている（新居浜市スポーツ文化課，2008）。

文 献

- Anczkiewicz, R., Szczepanski, J., Mazur, S., Storey, C., Crowley, Q., Villa, I. M., Thirlwall, M. F. and Jeffries, T. E. (2007) Lu-Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland. *Lithos*, vol. 95, p. 363–380.
- Aoki, K., Iizuka, T., Maruyama, S. and Terabayashi, M. (2007) Tectonic boundary between the Sambagawa belt and the Shimanto belt in central Shikoku, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 113, p. 171–183.
- Aoki, K., Itaya, T., Shibuya, T., Masago, H., Kon, Y., Terabayashi, M., Kaneko, Y., Kawai, T. and Maruyama, S. (2008) The youngest blueschist belt in SW Japan: implication for the exhumation of the Cretaceous Sambagawa high-P/T metamorphic belt. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 26, p. 583–602.
- Aoki, K., Kitajima, K., Masago, H., Nishizawa, M., Terabayashi, M., Omori, S., Yokoyama, T., Takahata, N., Sano, Y. and Maruyama, S. (2010) Reply to “Comment on ‘Metamorphic P–T–time history of the Sambagawa belt in central Shikoku, Japan and implications for retrograde metamorphism during exhumation’ ” by S. R. Wallis and S. Endo. *Lithos*, vol. 116, p. 197–199.
- Aoya, M. (1998) Thermal calculation for high-pressure contact metamorphism: application to eclogite formation in the Sebadani area, the Sambagawa belt, SW Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 160, p. 681–693.
- Aoya, M. (2001) P–T–D path of eclogite from the Sambagawa belt deduced from combination of petrological and microstructural analyses. *Journal of Petrology*, vol. 42, p. 1225–1248.
- Aoya, M. (2002) Structural position of the Seba eclogite unit in the Sambagawa belt: supporting evidence for an eclogite nappe. *Island Arc*, vol. 11, p. 91–110.
- 青矢睦月 (2004) 三波川エクロジヤイトの沈み込み P–T 経路の導出とそのテクトニクな意味づけ—包括的岩石学への布石として—. *地学雑誌*, vol. 113, p. 664–677.
- 青矢睦月 (2005) 四国三波川帯・瀬場地域の研究史：高度変成地域の野外調査にまつわる諸事情. *地質調査研究報告*, vol. 56, p. 137–146.
- Aoya, M. and Wallis, S. R. (1999) Structural and microstructural constraints on the mechanism of eclogite formation in the Sambagawa belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 21, p. 1561–1573.
- Aoya, M. and Wallis, S. R. (2003) Role of nappe boundaries in subduction-related regional deformation: spatial variation of meso- and microstructures in the Seba eclogite unit, the Sambagawa belt, SW Japan. *Journal of structural Geology*, vol. 25, p. 1097–1106.
- 青矢睦月・横山俊治 (2009) 日比原地域の地質. *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, 75 p.
- Aoya, M., Endo, S., Mizukami, T. and Wallis, S. R. (2013) Paleomantle wedge preserved in the Sambagawa high-pressure metamorphic belt and the thickness of forearc continental crust. *Geology*, vol. 41, p. 451–454.
- Aoya, M., Uehara, S., Matsumoto, M., Wallis, S. R. and Enami, M. (2003) Subduction-stage pressure-temperature path of eclogite from the Sambagawa belt: prophetic record for oceanic-ridge subduction. *Geology*, vol. 31, p. 1045–1048.
- Aoya, M., Tsuboi, M. and Wallis, S. R. (2006) Origin of eclogitic metagabbro mass in the Sambagawa belt: geological and geochemical constraints. *Lithos*, vol. 89, p. 107–134.
- Aoya, M., Mizukami, T., Uehara, S. and Wallis, S. R. (2009) High-P metamorphism, pattern of induced flow in the mantle wedge, and the link with plutonism in paired metamorphic belts. *Terra Nova*, vol. 21, p. 67–73.
- 番場猛夫 (1953) 東赤石山橄欖岩体. *地質学雑誌*, vol. 59, p. 437–445.
- 坂東祐司・橋本寿夫 (1984) 阿讃山地における和泉層群産アンモナイトとその生層序. *香川大学教育学部研究報告*, II, vol. 34, p. 1–16.
- Banno, S. (1964) Petrologic studies on Sambagawa crystalline schists in the Besshi-Ino district, central Shikoku, Japan. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Sec II*, vol. 15, Part 3, p. 203–319.
- 坂野昇平 (1968) 愛媛県東赤石山エクロジヤイトの結晶温度についての一考察. *岩鉱*, vol. 59, p. 1–8.
- 坂野昇平・横山一己・岩田 修・寺島進世意 (1976) 四国中央部三波川帯の緑れん石角閃岩体の成因. *地質学雑誌*, vol. 82, p. 199–210.
- Banno, S., Sakai, C. and Higashino, T. (1986) Pressure-temperature trajectory of the Sambagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*, vol. 19, p. 51–63.
- 坂野昇平・鳥海光弘・小畑正明・西山忠男 (2000) 岩石形成のダイナミクス. 東京大学出版会, 304p.
- 防災科学技術研究所 (2007) 地すべり地形分布図 1:50000 新居浜. 防災科学技術研究所研究資料, No. 299.
- Brandon, M. T., Roden-Tice, M. R. and Garver, J. I. (1998) Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, Northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 110, p. 985–1009.
- Bromiley, G. D. and Pawley, A. R. (2003) The stability of antigorite in the system MgO–SiO₂–H₂O (MSH) and MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (MASH): the effects of Al₃₊ substitution on high-pressure stability. *American Mineralogist*, vol. 88, p. 99–108.
- Brown, M. (2010) Paired metamorphic belts revisited. *Gondwana*

- Research*, vol. 18, p. 46–59.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, vol. 172, p. 5–24.
- 地質調査所四国出張所 (1980) 四国地方の鉱山分布と地質・鉱床の概要. 280p.
- 中国地方基礎地盤研究会編 (1994) 四国臨海平野地盤図. 332p.
- Dallmeyer, R. D. and Takasu, A. (1991) Tectonometamorphic evolution of the Sebadani eclogitic metagabbro and the Sambagawa schists, central Shikoku, Japan: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 9, p. 605–618.
- Desmons, J. and Smulikowski, W. (2007) High P/T metamorphic rocks. In Fettes, D. and Desmons, J., eds., *Metamorphic Rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., p. 32–35.
- 土井正民 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「三島」及び同説明書. 地質調査所, 31p.
- 江原真伍 (1925) 和泉砂岩層に就て. *地球*, vol. 4, p. 345–357.
- 愛媛県 (1962) 愛媛県地質図 (1:100,000) 及び同説明書. 182 p.
- 愛媛県 (1977) 土地分類基本調査「新居浜」(5 万分の 1 表層地質図). 愛媛県農林水産部農地計画課, 45p.
- 愛媛県 (1999) 中央構造線断層帯 (愛媛北西部・石鎚山脈北縁) に関する調査. 第 3 回活断層調査成果報告会予稿集, p. 331–346.
- 愛媛県地質図編集委員会 (1991) 第 4 版 愛媛県地質図 (1 : 200,000) 及び同説明書. トモエヤ商事, 松山, 86 p.
- 愛媛県土木部河川港湾局砂防課 (2006) 平成 16 年の土砂災害 - 災害と復旧の記録 -. 68p.
- 愛媛県・高知県 (1981) 土地分類基本調査「石鎚山」(5 万分の 1 表層地質図). 愛媛県農林水産部農政課・高知県企画部企画調整課, 36p.
- El-Fakharani, A.-H. and Takeshita, T. (2008) Brittle normal faulting in the highest-grade Sambagawa metamorphic rocks of central Shikoku, southwest Japan: indication of the exhumation into the upper crustal level. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 33, p. 303–322.
- Enami, M. (1980) Notes on petrography and rock-forming mineralogy (8) margarite-bearing metagabbro from the Iratsu mass in the Sanbagawa belt, central Shikoku. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economical Geology*, vol. 75, p. 245–253.
- 榎並正樹 (1980) 四国中央部三波川帯中の藤原岩体と周囲の泥質片岩の岩石学. *地質学雑誌*, vol. 86, p. 461–473.
- 榎並正樹 (1982) 四国中央部別子地域・三波川帯の灰曹長石-黒雲母帯. *地質学雑誌*, vol. 88, p. 887–900.
- Enami, M. (1983) Petrology of pelitic schists in the oligoclase-biotite zone of the Sanbagawa metamorphic terrain, Japan: phase equilibria in the highest grade zone of a high-pressure intermediate type of metamorphic belt. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 1, p. 141–161.
- 榎並正樹 (1996) 四国中央部別子地域・三波川帯に産する藍晶石を含むテクトニック・ブロックの岩石学. 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 p. 47–55.
- Enami, M. (1998) Pressure-temperature path of Sanbagawa prograde metamorphism deduced from grossular zoning of garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 16, p. 97–106.
- Enami, M. (2000) Kyanite-quartz eclogite and hornblende eclogite at Gongen, central Shikoku, Japan. *Bulletin of Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science*, no. 26, p. 1–2.
- 榎並正樹 (2002) 四国三波川帯・肉淵岩体中のグラニュライト共生の平衡温度の再検討. 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, p. 167.
- Enami, M. and Tokonami, M. (1984) Coexisting sodic augite and omphacite in a Sanbagawa metamorphic rock, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 84, p. 241–247.
- Enami, M., Iwata, O. and Banno, S. (1979) Notes on petrography and rock-forming mineralogy (6) Glaucofanite in the Iratsu amphibolite in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economical Geology*, vol. 74, p. 332–338.
- 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*, vol. 116, p. 182–198.
- Enami, M., Mizukami, T., and Yokoyama, K. (2004) Metamorphic evolution of garnet-bearing ultramafic rocks from the Gongen area, Sanbagawa belt, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 22, p. 1–15.
- Enami, M., Nishiyama, T. and Mouri, T. (2007) Laser Raman microspectrometry of metamorphic quartz: a simple method for comparison of metamorphic pressures. *American Mineralogist*, vol. 92, p. 1303–1315.
- 遠藤邦彦・奥村晃史 (2010) 第四紀の新たな定義: その経緯と意義についての解説. *第四紀研究*, vol. 49, p. 69–77.
- Endo, S. (2010) Pressure-temperature history of titanite-bearing eclogite from the Western Iratsu body, Sanbagawa Metamorphic Belt, Japan. *Island Arc*, vol. 19, p. 313–335.
- Endo, S., Wallis, S., Hirata, T., Anczkiewicz, R., Platt, J., Thirlwall, M. and Asahara, Y. (2009) Age and early metamorphic history of the Sanbagawa belt: Lu-Hf and P-T constraints from the Western Iratsu eclogite. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 27, p. 371–384.
- Endo, S., Wallis, S.R., Tsuboi, M., Aoya, M. and Uehara, S. (2012) Slow subduction and buoyant exhumation of the Sanbagawa eclogite. *Lithos*, vol. 146–147, p. 183–201.
- Engebretson, D., Cox, A. and Gordon, R. G. (1985) *Relative plate motions between ocean and continental plates in the Pacific basin*. Geological Society of America Special Paper, vol. 206, 60p.
- Ernst, W. G., Seki, Y., Onuki, H. and Gilbert, M. C. (1970) *Comparative study of low-grade metamorphism in the California coast ranges and the outer metamorphic belt of Japan*. Geological Society of America memoirs, vol. 124, 276p.
- Evans, B. W. (2004) The serpentine multisystem revisited: Chrysotile

- is metastable. *International Geology Review*, vol. 46, p. 479–506.
- Faure, M. (1983) Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 89, p. 319–329.
- Francheteau, J., Needham, H.D., Choukroune, P., Juteau, T., Seguret, M., Ballard, R.D., Fox, P.J., Normark, W., Carranza, X., Cordoba, D., Guerrero, J., Rangin, C., Bougault, H., Cambon, P. and Hekinian, R. (1979) Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, vol. 277, p. 523–528.
- Fukunari, T. and Wallis, S. R. (2007) Structural evidence for large-scale top-to-the-north normal displacement along the Median Tectonic Line in southwest Japan. *Island Arc*, vol. 16, p. 248–261.
- Fukunari, T., Wallis, S. R. and Tsunogae, T. (2011) Fluid inclusion microthermometry for P–T constraints on normal displacement along the Median Tectonic Line in Northern Besshi area, Southwest Japan. *Island Arc*, vol. 20, p. 426–438.
- Furuichi, M. (1982) A New Nautiloid Species from the Upper Cretaceous Izumi Group of Shikoku. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 126, p. 334–340.
- 古山 清・原 郁夫・秀 敬 (1985) 四国中央部別子橋地域三波川帯の地質構造. 吉田博直先生退官記念論文集, p. 386–390.
- Goto, A. and Banno, S. (1990) Hydration of basic granulite to garnet-epidote amphibolite in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Chemical Geology*, vol. 85, p. 247–263.
- Goto, A., Higashino, T. and Sakai, C. (1996) XRF analyses of Sanbagawa pelitic schists in central Shikoku, Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, vol. 58, p.1–19.
- 後藤秀昭・中田 高 (1998) 中央構造線活断層系 (四国) の川上断層・岡村断層の再検討—横ずれ断層の断層線認識の新たな始点とその意義—. *活断層研究*, vol. 17, p. 132–140.
- 後藤秀昭・中田 高 (2000) 四国の中央構造線活断層系—詳細断層線分布図と資料—. 広島大学総合地誌研究資料センター研究叢書, no. 35, 144p.
- 後藤秀昭・中田 高・堤 浩之・奥村晃史・今泉俊文・中村俊夫・渡辺トキエ (2001) 中央構造線活断層系 (四国) の最新活動時期からみた活断層系の活動集中期. *地震* 2, vol. 53, p. 205–219.
- 後藤秀昭・堤 浩之・遠田晋次 (2003) 中央構造線活断層系・畑野断層の最新活動時期と変位量. *地学雑誌*, vol. 112, p. 531–543.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 589p.
- Grapes, R.H. and Takahashi, J. (1987) Recent faulting along the Hatano fault, Central Shikoku. *Memoirs of Ehime University, Science, Series D (Earth Science)*, vol. 10, p. 59–65.
- Hames, W. E. and Bowring, S. A. (1994) An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 124, p. 161–167.
- 原 英俊・木村克己 (2001) 流体包有物とイライト結晶度から復元される付加体の温度圧力履歴. *月刊地球 (号外)*, vol. 32, p. 168–173.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男 (1977) 三波川帯の造構運動. 秀 敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, p. 307–390.
- Hara, I., Shyoji, K., Sakurai, Y., Yokoyama, S. and Hide, K. (1980) Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Memoirs of Geological Society of Japan*, vol.18, p. 27–49.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Okamoto, K., Takeda, K., Hayasaka, Y. and Sakurai, Y. (1990) Nappe structure of the Sambagawa belt. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 8, p. 441–456.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y. (1992) Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implications in convergent margin processes. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, vol. 9, p. 495–595.
- Harada, T. (1890) *Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Übersicht*. Kaiserlich Japanischen Geologischen Reichsanstalt [Imperial Geological Survey of Japan], Tokyo, 126p.
- Hasebe, N., Tagami, T. and Nishimura, S. (1994) Towards zircon fission-track thermochronology: reference framework for confined track length measurements. *Chemical Geology*, vol. 112, p. 169–178.
- 長谷川修一・岡田篤正・田村栄治・川上祐史・大野裕記・永峰良則 (1999) 愛媛県土居町における中央構造線活断層系畑野断層のトレンチ調査. 四国電力, 四国総合研究所研究期報, no. 73, p. 50–67.
- 橋本寿夫・石田啓祐 (1997) 四国の上部白亜系, 和泉層群, 外和泉層群, 四万十累層群の放散虫群集と対比. *大阪微化石研究会誌*, vol. 10, p. 245–257.
- 橋本寿夫・元山茂樹・石田啓祐・寺戸恒夫・森永 宏・中尾賢一・森江孝志・香西 武・小沢大成・福島浩三・川村教一 (2003) 徳島県西部地域の和泉層群と中央構造線関連の地質・地形—三野町地域—. 三野町総合学術調査報告. 阿波学会紀要, no. 49, 阿波学会, 徳島市, p. 1–12.
- Hattori, K., Wallis, S., Enami, M., and Mizukami, T. (2010) Subduction of mantle wedge peridotites: evidence from the Higashi-akaishi ultramafic body in the Sanbagawa metamorphic belt. *Island Arc*, vol. 19, p. 192–207.
- 林 昇一郎 (1958) 愛媛県藤原鉾山滑石鉾床調査報告. *地質調査所月報*, vol. 9, p. 201–203.
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb–Sr による地質年齢 (I), 西南日本. *岩石鉱物鉾床学会誌*, vol. 58, p. 201–212.
- 秀 敬 (1954) 高知県白滝鉾山付近の地質構造. *広島大学地学研究報告*, vol. 4, p. 48–83.
- 秀 敬 (1961) 別子白滝地方三波川結晶片岩の地質構造. 広島

- 大学地学研究報告, vol. 9, p. 1–87.
- 秀 敬・吉野言生・小島丈見 (1956) 別子点紋片岩帯の地質構造-序説. 地質学雑誌, vol. 62, p. 574–584.
- 東野外志男 (1990) 四国中央部三波川変成分帯の変成分帯. 地質学雑誌, vol. 96, p. 703–718.
- Higashino, T. (1990) The higher grade metamorphic zonation of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 8, p. 413–423.
- Higashino, T. and Takasu, A. (1982) Notes of petrography and rock-forming mineralogy (13) Detrital garnets from pelitic schists in the Bessi area, central Shikoku. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economical Geology*, vol. 77, p. 362–367.
- 東野外志男・秀 敬・坂野昇平 (1977) 四国および紀伊半島における三波川帯の変成分帯図. 秀 敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, p. 201–206.
- 平山 健 (1953) 脇町図幅地質説明書. 7万5千分の1地質図幅, 地質調査所, 34p.
- 平山 健 (1954) 7万5千分の1地質図幅「脇町」, 地質調査所.
- 平山 健・田中啓策 (1952) 7万5千分の1地質図幅「徳島」, 地質調査所.
- 平山 健・田中啓策 (1955) 徳島図幅地質説明書. 7万5千分の1地質図幅, 地質調査所, 34p.
- Hodges, K. V. (1991) Pressure–temperature–time paths. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, vol. 19, p. 207–236.
- Hollis, C. J. and Kimura, K. (2001) A unified radiolarian zonation for the Late Cretaceous and Paleocene of Japan. *Micropaleontology*, vol. 47, p. 235–255.
- 堀越義一 (1937) 愛媛県別子付近の岩石・地質概報. 地質学雑誌, vol. 44, p. 121–140.
- 堀越和衛 (1957) 四国石鎚山付近の地質. 愛媛大学紀要, 第II部 (科学), vol. 2, no. 4, p. 127–137.
- Hosotani, H. and Banno, S. (1986) Amphibole composition as an indicator of subtle grade variation in epidote–glaucophane schists. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 4, p. 23–35.
- Ichikawa, K. (1980) Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Memoirs of Geological Society of Japan*, vol. 18, p. 187–212.
- 飯山敏春・稲井信雄・岩生周一・遠藤六郎・金原均二・河田学夫・神戸信和・斎藤正次・佐藤源郎・鈴木達夫・竹原平一・田中啓策 (1952) 50万分の1地質図幅「高知」. 地質調査所.
- Ikeda, T. (1998) Progressive sequence of reactions of the Ryoke metamorphism in the Yanai district, southwest Japan: the formation of cordierite. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 16, p. 39–52.
- Ikeda, T. (2002) Regional occurrence of orthopyroxene-bearing basic rocks in the Yanai district, southwest Japan: evidence for granulite-facies Ryoke metamorphism. *The Island Arc*, vol. 11, p. 185–192.
- Ikeda, T. (2004) Pressure–temperature conditions of the Ryoke metamorphic rocks in Yanai district, SW Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 146, p. 577–589.
- 今西欽哉・広嶼孝也・原田敏雄 (1984) 渡瀬地すべりの調査と対策. 地すべり学会関西支部現地検討会“中央構造線と地すべり”, p. 1–12.
- 稲見馬治郎 (1964) 桃簾石の新産地 (新居浜市御代島). 地学研究, vol. 15, p. 52–53.
- 稲見馬治郎 (1975) 新居浜市附近の和泉層群の地質と構造について (概要報告). 新居浜市郷土館, 新居浜市, 44p.
- 稲見馬治郎 (1978) 新居浜の地質. 愛媛地学会, 松山市, 119p.
- 稲見馬治郎 (1982) 新居浜市の鮮新–更新世岡村層. 地学研究, vol. 33, p. 181–185.
- 稲見馬治郎 (1984) 新居浜市付近の和泉層群の化石産地. 愛媛石の会会誌, vol. 4, p. 18–20.
- 稲見馬治郎・越智 勇 (1984) 愛媛県宇摩郡土居町池の谷産アンモナイト. 地学研究, vol. 35, p. 159–161.
- Inui, M. (2002) Forward calculation of the formation of chemical zoning in garnet. *Transactions of the Kokushikan Univ. Faculty of Engineering*, vol. 35, p. 8–16.
- 乾 睦子 (2004) 四国中央部三波川変成分帯中のざくろ石から解析する温度圧力履歴. 地質学雑誌, vol. 113, p. 571–586.
- Inui, M. (2006) Forward calculation of zoned garnet growth with limited diffusion transport in the matrix. *Mineralogy and Petrology*, vol. 88, p. 29–46.
- Inui, M. (2008) A thin-section scale original inhomogeneity of bulk rock chemistry inferred from compositional zoning of garnet in the Sambagawa metamorphic rock, central Shikoku, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 103, p. 135–140.
- Inui, M. and Toriumi, M. (2002) Prograde pressure–temperature paths in the pelitic schists of the Sambagawa metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 20, p. 563–580.
- 石橋 澄 (1978) 四国・東赤石山地の藤原超塩基性岩体産タタン斜ヒューム石. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 73, p. 18–25.
- 磯見 博 (1959) 20万分の1地質図幅「高知」. 地質調査所.
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (1991) 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい区分. 地質学雑誌, vol. 100, p. 697–761.
- Itaya, T. and Takasugi, H. (1988) Muscovite K–Ar ages of the Sambagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 100, p. 281–290.
- 伊藤玉男 (1973) 明治の別子. 銅山峰ヒュッテ. 167p.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T. (2009) Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, vol. 472, p. 124–134.
- Iwamori, H. (2000) Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholith and paired metamorphic belts. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 181, p. 131–144.
- Izadyar, J., Hirajima, T. and Nakamura, D. (2000) Talc–phengite–albite assemblage in piemontite–quartz schist of the Sambagawa

- metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *The Island Arc*, vol. 9, p. 145–158.
- Jones, O. T. (1939) The geology of the Colwyn Bay district: a study of submarine slumping during the Salopian period. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, vol. 95, p. 335–382.
- Jung, H. and Karato, S. (2001) Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, vol. 293, p. 1460–1463.
- Kabir, M. F., and Takasu, A. (2010a) Evidence for multiple burial-partial exhumation cycles from the Onodani eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 28, p. 873–893.
- Kabir, M. F. and Takasu, A. (2010b) Glaucophanic amphibole in the Seba eclogitic basic schists, Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: implications for timing of juxtaposition of the eclogite body with the non-eclogite Sambagawa schists. *Earth Science*, vol. 64, p. 183–192.
- Kabir, M. F. and Takasu, A. (2011) High-Mg garnets from pelitic schists adjacent to the Sebadani eclogitic metagabbro mass, Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 106, p. 332–337.
- Kaneko, S. (1966) Transcurrent displacement along the Median line, Southwestern Japan. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, vol. 9, p. 45–59.
- 狩野謙一・村田昭広 (1998) 構造地質学. 朝倉書店. 東京, 298p.
- Kase, K. (1977) Sulfide minerals and their assemblages of the Besshi deposit—studies on sulfide minerals in metamorphosed ores of the Besshi and Hitachi copper deposits (1). *Mining Geology*, vol. 27, p. 355–365.
- Kase, K. (1988) Tin, arsenic, zinc and silver vein mineralization in the Besshi mine, central Shikoku, Japan. *Mining Geology*, vol. 38, p. 407–418.
- 加瀬克雄 (1988) 変成組織とその問題点—別子型鉍床の硫化鉍物. 苮木浅彦編, 鉍石顕微鏡と鉍石組織, テラ学術図書出版, 東京, p. 381–396.
- 鹿島愛彦 (2006) すねぐろの地すべり行脚 (愛媛県農地地すべり地質調査). 266p.
- Kashima, N., Shinohara, T., Takahashi, J. and Matsuura, H. (1988) Rhyolites in the Upper Cretaceous Izumi Group at the Ominegadai Hill area, northwestern Shikoku, Japan. *Professor Shinji Sato Memorial Volume*, p. 17–25.
- Kawachi, Y. (1968) Large-scale overturned structure in the Sambagawa metamorphic zone in central Shikoku, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 74, p. 607–616.
- 風早康平, 森川徳敏, 安原正也, 塚本 齊, 高橋 浩, 佐藤 努, 高橋 正明, 大和田 道子, 尾山洋一, 芝原 暁彦, 稲村 明彦, 鈴木 秀和, 半田 宙子, 仲間純子, 切田 司, 北岡豪一, 大沢信二, 戸崎 裕貴 (2010) 日本列島の地下水に含まれる深部流体の起源・成因. 日本地球惑星科学連合大会講演要旨, 要旨番号 AHW015–03.
- 建設省計画局・愛媛県編 (1965) 愛媛県伊予東予地区の地盤, 都市地盤調査報告書, 109p.
- 建設省国土地理院 (1997) 沿岸海域地形図, 沿岸海域土地条件図 (1:25000) 及び報告書「新居浜地区」, 沿岸海域基礎調査報告書 (新居浜地区). 国土地理院技術資料 D.3–No. 69, 65p.
- 君波和雄・宮下純夫・川端清司 (1993) 海嶺衝突とその地質的影響: 西南日本の後期白亜紀を例として. 地質学論集, no. 42, p. 167–182.
- 木下亀城 (1962) 原色鉍石図鑑 (増補改訂版). 保育社, 231p.
- 木下 修・伊藤英文 (1986) 西南日本の白亜紀火成活動の移動と海嶺のもぐり込み. 地質学雑誌, vol. 92, 723–735.
- 金属鉍物探鉍促進事業団 (1968) 昭和 41 年度 精密調査報告書 白髪山地域.
- 金属鉍物探鉍促進事業団 (1969) 昭和 42 年度 精密調査報告書 白髪山地域.
- 金属鉍物探鉍促進事業団 (1970) 昭和 43 年度 精密調査報告書 白髪山地域.
- 金属鉍物探鉍促進事業団 (1971) 昭和 44 年度 精密調査報告書 白髪山地域.
- 金属鉍事業団 (1999) 白髪山地域地質図 (2 万分の 1).
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the Japanese Island. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, sec.2*, vol. 5, p. 219–578.
- Kobayashi, T. and Amano, M. (1955) On the Pseudoquadratae trigonians, Steinmannella, in the Indo-Pacific Province. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 27, p. 193–208.
- 高知県 (1988) 土地分類基本調査「本山・伊予三島, 土佐長浜」(5 万分の 1 表層地質図). 高知県農林水産部耕地課, 44p.
- Kodama, K. (1985) Reverse magnetizations found from the Izumi Group in northwestern Shikoku, Southwest Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, vol. 12, p. 35–37.
- Kodama, K. (1986) Two different paleomagnetic directions from the Izumi Group in Shikoku, Southwest Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, vol. 38, p. 279–284.
- Kodama, K. (1987) Paleomagnetic constraint on the evolution of the Upper Cretaceous Izumi Basin in Shikoku, Southwest Japan. In Leitch, E. C. and Scheibner, E., eds., *Terrane Accretion and Orogenic Belts*, Geodynamics Series, vol. 19, American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA), p. 291–299.
- Kodama, K. (1989) Paleomagnetic study of the Upper Cretaceous Izumi strike-slip basin along the Median Tectonic Line in Southwest Japan. In Hillhouse, J. W., ed., *Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, Geophysical Monograph, vol. 50, American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA), p. 239–248.
- 小玉一人 (1990) 四国および淡路島の中央構造線沿いに分布する和泉層群の古地磁気層位. 地質学雑誌, vol. 96, p. 265–278.
- Kodama, K. (2003) Magnetostratigraphic correlation of the Upper Cretaceous System in the North Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 21, p. 949–956.
- 小玉一人・進司克己 (1989) 中部阿讃山地和泉層群の古地磁気層位. 高知大学学術研究報告 (自然科学), vol. 38, p. 101–111.
- 小出 博 (1955) 日本の地にり: その予知と対策. 東洋経済新

- 報社, 東京, 259p.
- 小島丈児 (1951) 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造. 地質学雑誌, vol. 57, p. 177-190.
- Kojima, G. and Suzuki, T. (1958) Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: the Kiyomizu tectonic zone in Shikoku, Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, vol. 2, p. 173-193.
- 小島丈児・秀 敬・吉野言生 (1956a) 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置. 地質学雑誌, vol. 62, p. 30-45.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一 (1956b) 四国西条-上八川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, vol. 62, p. 317-326.
- 近藤松一 (1967) 愛媛県東・中予の和泉砂岩基底附近の産出する化石産地について. 愛媛の地学, 永井浩三先生還暦記念号, p. 125-127.
- Kouketsu, Y., and Enami, M. (2010) Aragonite and omphacite-bearing metapelite from Besshi region, Sambagawa belt in central Shikoku, Japan and its implication. *Island Arc*, vol. 19, p. 165-176.
- Kouketsu, Y. and Enami, M. (2011) Calculated stabilities of sodic phases in the Sambagawa metapelites and their implications. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 29, p. 301-316.
- Kouketsu, Y., Enami, M. and Mizukami, T. (2010) Omphacite-bearing metapelite from the Besshi region, Sambagawa metamorphic belt, Japan: prograde eclogite facies metamorphism recorded in metasediment. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 105, p. 9-19.
- Kubota, Y. and Takeshita, T. (2008) Paleocene large-scale normal faulting along the Median Tectonic Line, western Shikoku, Japan. *Island Arc*, vol. 17, p. 129-151.
- 釘宮康郎・高須 晃 (2002) 四国中央部別子地域の三波川変成帯テクトニック・メランジェ中の五良津西部岩体とその周辺の地質. 地質学雑誌, vol. 108, p. 644-662.
- 久原幹雄 (1914a) 祖谷及別子鉍床の生因に就て (一). 地質学雑誌, vol. 21, p. 185-199.
- 久原幹雄 (1914b) 祖谷及別子鉍床の生因に就て (二). 地質学雑誌, vol. 21, p. 246-253.
- 久原幹雄 (1914c) 祖谷及別子鉍床の生因に就て (三). 地質学雑誌, vol. 21, p. 325-344.
- 久原幹雄 (1914d) 祖谷及別子鉍床の生因に就て (四). 地質学雑誌, vol. 21, p. 368-383.
- Kunugiza, K. (1980) Dunites and serpentinites in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku and Kii peninsula, Japan. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economical Geology*, vol. 75, p. 14-24.
- Kunugiza (1981) Two contrasting types of zoned chromite of the Mt. Higashi-akaishi peridotite body of the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economical Geology*, vol. 76, p. 331-342.
- 梶座圭太郎 (1984) 四国中央部三波川変成帯の超塩基性岩体の変成作用と起源. 岩鉍, vol. 79, p. 20-32.
- Kunugiza, K., Takasu, A. and Banno, S. (1986) The origin and metamorphic history of the ultramafic and metagabbro bodies in the Sanbagawa belt. *Geological Society of America Memoir*, vol. 164, p. 375-385.
- Kurata, H. and Banno, S. (1974) Low-grade progressive metamorphism of pelitic schists of the Sazare area, Sanbagawa metamorphic terrain, in central Shikoku, Japan. *Journal of Petrology*, vol. 15, p. 361-382.
- 栗原権四郎 (1972) 瀬戸内南岸沖積平野の地質学的研究. 東北大学理学部地質古生物研究邦文報告, vol. 73, p. 31-65.
- 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋裕平・駒澤正夫 (1998) 20万分の1地質図「和歌山」. 地質調査所.
- 楠橋 直・山路 敦 (2001) 愛媛県面河地域の久万層群が示す西南日本の中新世テクトニクス. 地質学雑誌, vol. 107, p. 26-40.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Scumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, vol. 61, p. 295-321.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭 (2004) 粉河地域の地質. 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, 89p.
- Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G. and Terabayashi, M. (1997) Paleogeographic maps of the Japanese islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *The Island Arc*, vol. 6, p. 121-142.
- 丸山茂徳・真砂英樹・片山郁夫・岩瀬康幸・鳥海光弘 (2004) 広域変成作用論の革新的変貌. 地学雑誌, vol. 113, p. 727-768.
- Maruyama, S., Masago, H., Katayama, I., Iwase, Y., Toriumi, M., Omori, S. and Aoki, K. (2010) A new perspective on metamorphism and metamorphic belts. *Gondwana Research*, vol. 18, p. 106-137.
- Matsumoto, K., Banno, S. and Hirajima, T. (2005) Pseudosection analysis for the Sanbagawa pelitic schist and its implication to the thermal structure of high-pressure intermediate type of metamorphism. *Proceedings of the Japan Academy Ser. B*, vol. 81, p. 273-277.
- Matsumoto, M. (2002MS) *Tectonic evolution of the glaucophane eclogite from the Kotsu area, eastern Shikoku, Japan: structural and petrological constraints*. Master thesis, Department of Geology and Mineralogy, Graduate School of Science, Kyoto University, 72p.
- Matsumoto, M., Wallis, S., Aoya, M., Enami, M., Kawano, J., Seto, Y. and Shimobayashi, N. (2003) Petrological constraints on the formation conditions and retrograde P-T path of the Kotsu

- eclogite unit, central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 21, p. 363–376.
- Matsumoto, T. (1954) The Izumi Belt along the southern border of the Inner Zone of Southwest Japan. In *The Cretaceous Research Committee (Chairman Matsumoto, Tatsuro), ed., The Cretaceous System in the Japanese Island*, Japanese Society for the Promotion of Scientific Research, Tokyo, Chapter IV, p. 125–137.
- 松本達郎・前田保夫 (1951) 淡路産菊石パッキディスカス。鉱物と地質, vol. 4, p. 3–4.
- Matsumoto, T. and Obata, I. (1963) Bevahites (Cretaceous ammonite) from Shikoku. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo, Series C*, vol. 6, p. 405–410.
- Matsumoto, T., Hashimoto, H. and Furuichi, M. (1980) An interesting species of *Baculites* (Ammonoidea) from the Cretaceous Izumi Group of Shikoku. *Proceedings of the Japan Academy. Series B: Physical and Biological Sciences*, vol. 56, p. 408–413.
- 松浦浩久・栗本史雄・吉田史郎・斎藤文紀・牧本博・利光誠一・巖谷敏光・駒沢正夫・広島俊男 (2002) 20 万分の 1 地質図幅「岡山及丸亀」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Minakawa, T. and Momoi, H. (1982) Ruby from the Sanbagawa metamorphic belt, in the Hodono Valley, Ehime Prefecture, Japan. *Mineralogical Journal*, vol. 11, p. 78–83.
- 南新真裕・柳 哮・山口 勝 (1979) 四国中央部三波川変成岩の Rb–Sr 全岩年代. 日本列島構成の同位体地球科学, 科学研究費補助金総合研究 (A) (課題番号 334054), p. 68–71.
- Miyagi, Y. (2000) Chemistry of rock-forming minerals in epidote amphibolites and eclogites in the Tonaru epidote–amphibolite mass in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, central Shikoku, southwest Japan. *Geoscience Report, Shimane University*, vol. 19, p. 135–150.
- Miyagi, Y. and Takasu, A. (2005) Prograde eclogites from the Tonaru epidote amphibolite mass in the Sambagawa Metamorphic Belt, central Shikoku, southwest Japan. *Island Arc*, vol. 14, p. 215–235.
- Miyamoto, A., Enami, M., Tsuboi, M., and Yokoyama, K. (2007) Peak conditions of kyanite-bearing quartz eclogites in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 102, p. 352–367.
- 都城秋穂 (1965) 変成岩と変成帯. 岩波書店, 東京, 458p.
- 都城秋穂 (1994) 変成作用. 岩波書店, 東京, 256p.
- Miyata, T. (1990) Slump strain indicative of paleoslope in Cretaceous Izumi sedimentary basin along Median tectonic line, southwest Japan. *Geology*, vol. 18, p. 392–394.
- Miyata, T., Ui, H. and Ichikawa, K. (1980) Paleogene left–lateral wrenching on the Median Tectonic Line in southwest Japan. *Memoirs of Geological Society of Japan*, no. 18, p. 51–68.
- 宮田隆夫・両角芳郎・篠原正男 (1987) 和泉帯. 中沢圭二ほか編, 日本の地質 6 近畿地方, 共立出版, 東京, p. 60–65.
- Miyazaki, K. and Okumura, K. (2002) Thermal modelling in shallow subduction: an application to low P/T metamorphism of the Cretaceous Shimanto Accretionary Complex, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 20, p. 441–452.
- 宮崎憲治・向山 広・井沢英二 (1974) 別子鉱床における熱変成作用. 鉱山地質, vol. 24, p. 1–12.
- Mizukami, T. and Wallis, S. R. (2005) Structural and petrological constraints on the tectonic evolution of the garnet–lherzolite facies Higashi–akaishi peridotite body, Sanbagawa belt, SW Japan. *Tectonics*, vol. 24, TC6012, doi:10.1029/2004TC001733.
- Mizukami, T., Wallis, S. R. and Yamamoto, J. (2004) Natural examples of olivine lattice preferred orientation patterns with a flow–normal a–axis maximum. *Nature*, vol. 427, p. 432–436.
- 水野清秀 (1992) 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷. 地質学論集, no. 40, p. 1–14.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993) 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (四国地域) ストリップマップ及び同説明書. 構造図 (8), 地質調査所, 63p.
- 百原 新 (1993) 近畿地方とその周辺の大規模植物化石相. 市原実編「大阪層群」, 創元社, 大阪, p. 256–270.
- Mori, H. and Wallis, S. R. (2010) Large-scale folding in the Asemi-gawa region of the Sanbagawa Belt, southwest Japan. *Island Arc*, vol. 19, p. 357–370.
- Mori, T. (1972MS) *Petrology of the Mt. Higashi–Akaishi peridotite and garnet clinopyroxenite, S. W. Japan*. Master of Science Thesis, Kanazawa University.
- Mori, T. and Banno, S. (1973) Petrology of peridotite and garnet clinopyroxenite of the Mt. Higashi–Akaishi mass, central Shikoku, Japan—subsolidus relation of anhydrous phases. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 41, p. 301–323.
- 森永 宏・奥村 清 (1988) 阿讃山脈東部板野–引田地域の和泉層群. 地学雑誌, vol. 97, p. 10–21.
- 森山 浩 (1990) 四国中央部別子地域の三波川変成帯中の東平緑れん石角閃岩体にみられる変成履歴の異なる 2 つの岩相について. 島根大学地質学研究報告, vol. 9, p. 49–54.
- Mouri, T. and Enami, M. (2008) Areal extent of eclogite facies metamorphism in the Sanbagawa belt, Japan: new evidence from a Raman microprobe study of quartz residual pressure. *Geology*, vol. 36, p. 503–506.
- Muramoto, M., Michibayashi, K., Ando, J. and Kagi, H. (2011) Rheological contrast between garnet and clinopyroxene in the mantle wedge: an example from Higashi–akaishi peridotite mass, SW Japan. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 184, p. 14–33.
- 村田貞蔵 (1971) 断層扇状地の純地形学的研究. 矢沢大二・戸谷 洋・貝塚爽平編「扇状地–地域的特性」, 古今書院, 東京, p. 1–54.
- 永井浩三 (1954) 四国西部における中央構造線の活動についての考察. 愛媛大学紀要第 II 部 (科学) (A シリーズ), vol. 2, p. 63–73.
- 永井浩三 (1955) 東予の中央構造線に沿う地帯の最近の地殻変動. 愛媛大学紀要第 II 部 (科学) (A シリーズ), vol. 2, p. 155–168.
- 永井浩三 (1957) 第 1 版 愛媛県地質図 (1 : 200,000) 及び同説明書. トモエヤ文具書店地理部, 松山, 33 p.
- 永井浩三 (1972) 四国, 始新統久万層群. 愛媛大学紀要自然科学

- 学 D シリーズ (地学), vol. VII, p. 1-7.
- 永井浩三 (1973) 愛媛県の中央構造線. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p. 197-207.
- Nagashima, M., Akasaka, M. and Sakurai, T. (2006) Chromian epidote in omphacite rocks from the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 101, p.157-169.
- 中川衷三 (1958) 愛媛県温泉郡重信川上流の地質—主として和泉層群について. 徳島大学学芸紀要 (自然科学), vol. 8, p. 37-45.
- 中川衷三 (1960) 阿讃山脈東部の和泉層群について. 徳島大学学芸学部紀要 (自然科学), vol. 10, p. 53-62.
- Nakagawa, C. (1961) The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. *Journal of Gakugei, Tokushima University, Natural Science*, vol. 11, p. 77-124.
- 中川 典 (1955) 愛媛県川之江東方の地質について (特に和泉砂岩層の層序と構造). 日本地質学会関西支部報. p. 17-19.
- Nakajima, T. (1982) Phase relations of pumpellyite-actinolite facies metabasites in the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos*, vol. 15, p. 267-280.
- Nakajima, T., Banno, S. and Suzuki, T. (1977) Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic rocks of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Journal of Petrology*, vol. 18, p. 263-284.
- Nakajima, T., Shirahase, T. and Shibata, K. (1990) Along-arc lateral variation of Rb-Sr and K-Ar ages of Cretaceous granitic rocks in Southwest Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 104, p. 381-389.
- 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*, vol. 95, p. 249-263.
- Nakamura, C. and Enami, M. (1994) Prograde amphiboles in hematite-bearing basic and quartz schists in the Sanbagawa belt, central Shikoku: relationship between metamorphic field gradient and P-T paths of individual rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 12, p. 841-852.
- 中野光雄 (1953) 讃岐山脈中部の地質. 広島大学地学研究報告, vol. 3, p. 1-13.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二 (1998) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図「西条」. 国土地理院技術資料 D.1-No. 355.
- 猶原亮介 (1995) 四国中央部三波川帯瀬場谷地域に新しく見いだされたエクロジヤイト. 島根大学地質学研究報告, vol. 14, p. 117-125.
- 猶原亮介・青矢陸月 (1997) 四国中央部三波川帯瀬場谷地域の塩基性片岩に産する累進のエクロジヤイト. 島根大学総合理工学部紀要, シリーズ A, vol. 30, p. 63-73.
- 成田耕一郎, 山路 敦・田上高広・栗田裕司・小布施明子・松岡敷充 (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, vol. 105, p. 305-308.
- 日本鉱業協会 (1965) 日本の鉱床総覧 (上巻). 581p.
- 日本林業技術協会 (1965) 別子山村森林基本図 (1:5000).
- 新居浜市 (1980a) 新居浜市史 第 2 編 / 第 2 章「地形」. 新居浜市史編纂委員会, p. 164-181.
- 新居浜市 (1980b) 新居浜市史 第 2 編 / 第 3 章「地質」. 新居浜市史編纂委員会, p. 182-238.
- 西原孝典・高橋治郎 (1988) 松山市近傍に分布する和泉層群砂岩の密度. 佐藤信次教授退官記念論文集, p. 107-113.
- Nishii, A., Wallis, S. R., Mizukami, T. and Michibayashi, K. (2011) Subduction related antigorite CPO patterns from forearc mantle in the Sanbagawa belt, southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 33, p. 1436-1445.
- Nishimura, T. (1976) Petrography of the Izumi sandstone in the east of the Sanuki Mountain Range, Shikoku, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 82, p. 231-240.
- 西村年晴 (1984) 四国西部の上部白亜系和泉層群の堆積盆解析. 地質学雑誌, vol. 90, p. 157-174.
- 西村年晴・飯島 東・歌田 実 (1980) 四国・淡路島の和泉層群の沸石続成帯と堆積盆解析. 地質学雑誌, vol. 86, p. 341-351.
- Nishio-Hamane, D., Ohnishi, M., Minakawa, T., Yamamura, J., Saito, S. and Kadota, R. (2012) Ehimeite, $MgCa_2Mg_4CrSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$: The first Cr-dominant amphibole from the Akaishi mine, Higashi-Akaishi Mountain, Ehime Prefecture, Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 107, p. 1-7.
- 西浦雅弘・山崎哲司・奥村 清 (1993) 阿讃山脈西部の和泉層群に見られる堆積構造. 堆積学研究会報, vol. 38, p. 33-44.
- 西山賢一・石田啓祐・中尾賢一・辻野泰之・森永 宏・森江孝志・橋本寿夫・伊藤嘉将・山崎健太 (2009) 美馬市美馬町の地質と古生物—和泉層群, 鮮新〜更新統, ならびに地すべり地形—. 美馬市美馬町総合学術調査報告. 阿波学会紀要, no. 55, 阿波学会, 徳島市, p. 1-12.
- Nishizawa, Y. and Sakagami, S. (1997) Phylogenetic significance of a new cheilostome bryozoan species, *Dysnoetocella? voigti* from the Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku, Japan. *Paleontological Research*, vol. 1, p. 267-273.
- Noda, A. and Toshimitsu, S. (2009) Backward stacking of submarine channel-fan successions controlled by strike-slip faulting: the Izumi Group (Cretaceous), southwest Japan. *Lithosphere*, vol. 1, p. 41-59.
- 野田 篤・利光誠一・栗原敏之・岩野英樹 (2010) 愛媛県新居浜地域における和泉層群の層序と堆積年代. 地質学雑誌, vol. 116, p. 99-113.
- 野溝明子 (1992) 四国中央部三波川帯瀬場谷エクロジヤイト岩体西部の泥質変成岩に含まれる 3 種のざくろ石. 地質学雑誌, vol. 98, p. 49-52.
- Nozaki, T., Nakamura, K., Awaji, S. and Kato, Y. (2006) Whole-rock geochemistry of basic schists from the Besshi area, central Shikoku: implications for the tectonic setting of the Besshi sulfide deposit. *Resource Geology*, vol. 56, p. 423-432.
- Nuong, N. D., Itaya, T., Hyodo, H. and Yokoyama, K. (2009) K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ phengite ages of Sanbagawa schist clasts from

- the Kuma Group, central Shikoku, southwest Japan. *Island Arc*, vol. 18, p. 282–292.
- 小川琢治 (1902) 20 万分の 1 地質図幅「高知」及び同説明書. 農商務省地質調査所, 118p.
- Ogg, J. G., Agterberg, F. P. and Gradstein, F. M. (2004) The Cretaceous period. In Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G., eds., *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press, Cambridge, p. 344–383.
- 岡田篤正 (1968) 阿波池田付近の中央構造線の新期断層運動. 第四紀研究, vol. 7, p. 15–26.
- 岡田篤正 (1970) 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度. 地理学評論, vol. 43, p. 1–21.
- 岡田篤正 (1972) 四国北西部における中央構造線の第四紀断層運動. 愛知県立大学文学部論集一般教育編, vol. 23, p. 68–94.
- 岡田篤正 (1973a) 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動. 地理学評論, vol. 46, p. 295–322.
- 岡田篤正 (1973b) 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p. 49–86.
- 岡田篤正 (1988) 1984 年中央構造線活断層系・岡村断層 (西条地区) トレンチ調査. 活断層研究, no. 5, p. 35–41.
- 岡田篤正・堤 浩之 (1990) 四国中・東部における中央構造線の断層露頭と地形面の編年に関する資料. 活断層研究, no. 8, p. 31–47.
- 岡田篤正・中田 高・堤 浩之 (1989) トレンチ掘削調査による中央構造線活断層系岡村断層の活動時期と変位量の解明. 地学雑誌, vol. 98, p. 489–491.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝 (1993) 1988 年春季中央構造線活断層系・岡村断層 (西条地区) トレンチ調査. 活断層研究, vol. 11, p. 29–37.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝 (1998) 中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動—愛媛県西条市飯岡地区のトレンチ調査のまとめ—. 活断層研究, vol. 17, p. 106–131.
- 岡本 敦 (2004) 角閃石のギブス法解析. 地学雑誌, vol. 113, p. 587–599.
- Okamoto, A. and Michibayashi, K. (2006) Misorientations of garnet aggregate within a vein: an example from the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 24, p. 353–366.
- Okamoto, A. and Toriumi, M. (2001) Application of differential thermodynamics (Gibbs' method) to amphibole zonings in the metabasaltic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 141, p. 268–286.
- Okamoto, A. and Toriumi, M. (2004) Optimal mixing properties of calcic and subcalcic amphiboles: application of Gibbs' method to the Sanbagawa schists, SW Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 146, p. 529–545.
- Okamoto, A. and Toriumi, M. (2005) Progress of actinolite-forming reactions in mafic schists during retrograde metamorphism: an example from the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 23, p. 335–356.
- Okamoto, K. (1998) Inclusion-trail geometry of albite porphyroblasts in a folded structure in the Sambagawa Belt, Shikoku, Japan. *Island Arc*, vol. 7, p. 283–294.
- Okamoto, K., Maruyama, S. and Isozaki, Y. (2000) Accretionary complex origin of the Sanbagawa, high P/T metamorphic rocks, central Shikoku, Japan – layer-parallel shortening structure and green-stone geochemistry –. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 106, p. 70–86.
- Okamoto, K., Shinjoe, H., Katayama, I., Terada, K., Sano, Y. and Johnson, S. (2004) SHRIMP U–Pb zircon dating of quartz-bearing eclogite from the Sanbagawa Belt, south-west Japan: implications for metamorphic evolution of subducted protolith. *Terra Nova*, vol. 16, p. 81–89.
- 岡本和明・青木一勝・丸山茂徳 (2009) 四国中央部三波川変成帯のテクトニクス. 日本地質学会第 116 年学術大会見学旅行案内書, 地質学雑誌第 115 巻補遺, p.vii 及び p. 37–49.
- 岡村 真・賀川令章・田代正之 (1984) 愛媛県松山市東部地域の地質と放散虫. 高知大学学術研究報告, vol. 32, p. 339–347.
- Okudaira, T. and Yoshitake, Y. (2004) Thermal consequence of the formation of a slab window beneath the Mid-Cretaceous southwest Japan arc: a 2-D numerical analysis. *The Island Arc*, vol. 13, p. 520–532.
- 大森聡一・眞砂英樹 (2004) 変成 P–T 経路の見積もりにおける相平衡熱力学的フォワードモデリングの適用. 地学雑誌, vol. 113, p. 647–663.
- 大貫 仁・吉田武義・鈴木亮士 (1978) 四国中央部, 三波川変成帯の藤原苦鉄質-超苦鉄質複合岩体 1. 岩石化学と造岩鉱物. 岩鉱, vol. 73, p. 311–322.
- 大貫 仁・吉田武義・根建心具 (1980) 四国中央部, 三波川変成帯の藤原苦鉄質-超苦鉄質複合岩体 2. 累帯構造をもつクロム鉄鉱とその共生関係. 岩鉱, vol. 75, p. 186–195.
- 遅沢壮一・竹下 徹・八木公史・石井和彦 (2006) 四国中央部三波川変成岩上昇時の変形構造. 日本地質学会第 113 年学術大会見学旅行案内書, 地質学雑誌第 112 巻補遺, p. 11 及び p. 101–116.
- 太田 努・寺林 優・片山郁夫 (2003) 三波川超高压変成帯仮説-五良津エクロジャイト岩体の温度圧力構造と変形史-. 月刊地球, vol. 25, p. 227–235.
- Ota, T., Terabayashi, M. and Katayama, I. (2004) Thermobaric structure and metamorphic evolution of the Iratsu eclogite body in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Lithos*, vol. 73, p. 95–126.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (2004 編) 日本の地形 6 – 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 383p.
- 大藤 茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一 (2010) 砂質片岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯最区分の試み. 地学雑誌, vol. 119, p. 333–346.
- Otsuki, K. (1992) Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: Their implications on the Cretaceous tectonics of Japan. *Island Arc*, vol. 1, p. 51–63.
- Otsuki, M. and Banno, S. (1990) Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Journal of Metamorphic Ge-*

- ology, vol. 8, p. 425–439.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1996) *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg (= 1999, 鳥海光弘・金川久一訳「マイクロテクトニクス」シュプリンガーフェアラーク東京).
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. B. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 121, p. 227–244.
- Sakaguchi, A. (1996) High paleogeothermal gradient with ridge subduction beneath the Cretaceous Shimanto accretionary prism, southwest Japan. *Geology*, vol. 24, p. 795–798.
- Sakaguchi, A. (1999) Thermal structure and paleo-heat flow in the Shimanto accretionary prism, Southwest Japan. *Island Arc*, vol. 8, p. 359–372.
- Sakaguchi, M. and Ishizuka, H. (2008) Subdivision of the Sanbagawa pumpellyite–actinolite facies region in central Shikoku, southwest Japan. *Island Arc*, vol.17, p.305–321.
- 榎原正幸・小松正幸・高橋美千代・小山内康人・板谷徹丸 (1993) 四国西部三波川帯における中期中新世の熱変成作用. 地質学論集, no.42, p.279–296.
- Sakurai, T. (2000) Chemical compositions of the constituent minerals of the Gazo mass, a tectonic block in the Sambagawa metamorphic belt. Besshi district, central Shikoku, Japan. *Geoscience Report, Shimane University*, vol. 19, p. 167–185.
- 櫻井 剛・高須 晃 (2001) 四国中央部三波川変成帯五良津東部岩体中の藍晶石. 地質学雑誌, vol. 107, no. 6, p. XIII–XIV (口絵).
- 櫻井 剛・高須 晃 (2009) 四国中央部三波川帯別子地域峨嵋岩体の地質とエクロジヤイトの変成作用. 地質学雑誌, vol. 115, p. 101–121.
- 佐藤 戈止 (1938) 7万5千分の1地質図幅「新居浜」及び同説明書. 地質調査所, 70p.
- Sato, T., Konishi, T., Hirayama, R., and Caldwell, M.W., 2012, A review of Upper Cretaceous marine reptiles from Japan. *Cretaceous Research*, vol. 37, 319–340
- Sawada, K. (1973a) Geology of geosynclinal greenstones of the Chichibu and Sambagawa belts in central Shikoku. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 79, p. 503–511.
- Sawada, K. (1973b) Geochemistry of geosynclinal greenstones of the Chichibu and Sambagawa belts in central Shikoku. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 79, p. 651–668.
- Senda, R., Kachi, T. and Tanaka, T. (2006) Multiple records from osmium, neodymium, and strontium isotope systems of the Nikubuchi ultramafic complex in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Geochemical Journal*, vol. 40, p. 135–148.
- Shibata, K. (1968) K–Ar age determination on granitic and metamorphic rocks in Japan. *Report of Geological Survey of Japan*, no. 227, 71p.
- Shibata, T. (1972) On the occurrence of anhydrite in the Iratsu ultramafic complex, central Shikoku. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economical Geology*, vol. 67, p. 76–83.
- 四国地方土地質図編纂委員会 (1998) 四国地方土地質図及び解説書. (財) 国土開発技術センター, 859p.
- 四国建設弘済会 (2010) 創立40周年記念事業「四国の地盤」DVD-ROM.
- 島田耕史・高木秀雄・大澤英昭 (1998) 横ずれ圧縮場における地質構造発達様式: 紀伊半島東部, 領家帯南縁部のマイロナイト化と褶曲形成の時空関係. 地質学雑誌, vol. 104, p. 825–844.
- 新正裕尚・角井朝昭 (2001) 西南日本前弧の中期中新世火成岩体カタログ. 東京経済大学人文自然科学論集, no. 112, p. 51–91.
- Shinjoe, H. and Tagami, T. (1994) Cooling history of the Sanbagawa metamorphic belt inferred from fission track zircon ages. *Tectonophysics*, vol. 239, p. 73–79.
- 白旗克志 (1994) 四国中央部三波川変成帯東平角閃岩体周辺の多様なざくろ石. 岩鉱, vol. 89, p. 134–135.
- Shirahata, K. and Hirajima, T. (1995) Chemically sector-zoned garnet in Sanbagawa schists; its mode of occurrence and growth timing. *Journal of Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economical Geology*, vol. 90, p. 69–79.
- Shirahata, K. and Hirajima, T. (1998) Al–Fe³⁺ substitution in Sanbagawa pyrospite garnet. *Mineralogy and Petrology*, vol. 62, p. 73–87.
- 白石邦幸 (1975) 愛媛県二ツ岳付近の角閃岩体とそれに貫入する超苦鉄質岩体. 地質学雑誌, vol. 81, p. 53–54.
- Spear, F. S. (1993) *Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time path*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799p.
- Sumino, H., Burgess, R., Mizukami, T., Wallis, S.R., Holland, G. and Ballentine, C.J. (2010) Seawater-derived noble gases and halogens preserved in exhumed mantle wedge peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 294, p. 163–172.
- 住友金属鉱山株式会社 (1981) 別子–佐々連を中心としたキースラー–ガ–鉱床と鴻之舞含金石英脈鉱床に対する探査の展開. 日本の鉱床探査 (第一巻), 日本鉱山地質学会, p. 219–293, .
- 住友金属鉱山株式会社 (1991) 別子300年の歩み–明治以降を中心として–. 住友金属鉱山株式会社, 321p.
- 須鎗和巳 (1966) 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その1). 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 1, p. 9–14.
- 須鎗和巳 (1973) 阿讃山脈の和泉層群の岩相区分と対比. 東北大学理科報告 (地質) 特別号, vol. 6, p. 489–495.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1973) 四国島の中央構造線の新期の活動様式. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p. 177–189.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1974) 四国島の中央構造線の諸問題–四国中央部における中央構造線–. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 7, p. 25–42.
- 須鎗和巳・橋本寿夫 (1985) 四国東部の和泉層群より産した放散虫群集. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 18, p. 103–127.
- 須鎗和巳・大戸井義美・久米喜明・近藤和雄・東明省三・祖父

- 江勝孝・寺戸恒夫・坂東 宏・日野雄一郎・細井英夫・山口昭典 (1968) 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その2). 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 2, p. 7-16.
- 鈴木 醇 (1926) 伊予別子鉾山付近の角閃岩の成因. 地質学雑誌, vol. 33, p. 483-516.
- Suzuki, J. (1930) Petrological study of the crystalline schist system of Shikoku, Japan. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University, Ser IV*, vol. 1, p. 27-111.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998) Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneiss and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 16, p. 23-37.
- 鈴木舜一 (1996) 上部白亜系和泉層群のビトリナイト反射率と熱史. 地質学雑誌, vol. 102, p. 777-786.
- Tagami, T. and Shimada, C. (1996) Natural long-term annealing of zircon fission track system around a granitic pluton. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, p. 8245-8255.
- 平 朝彦 (1979) 島弧-海溝系における堆積体の形成と周期的沈み込みモデル. 月刊地球, vol. 1, p. 860-868.
- 平 朝彦・甲藤次郎・田代正之 (1979) 白亜紀以降西南日本の地史と島弧-海溝系のテクトニズム. 地質ニュース, no. 296, p. 27-40.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男 (1981) 日本列島形成の基本的プロセス-プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動-. 科学, vol. 51, p. 508-515.
- Taira, A., Saito, Y. and Hashimoto, M. (1983) The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. In Hilde, T. W. C. and Uyeda, S., eds., *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region*, Geodynamics Series, vol. 11, American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA), p. 303-316.
- 高木秀雄 (1985) 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕岩類. 地質学雑誌, vol. 91, p. 637-651.
- Takagi, H. (1986) Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 8, p. 3-14.
- 高木秀雄・竹下 徹・柴田 賢・内海 茂・井上 良 (1992) 四国西部, 砥部衝上断層における中新世中期の正断層活動. 地質学雑誌, vol. 98, p. 1069-1072.
- 高橋治郎 (1977) 愛媛県松山市南部の地質と中央構造線. 地質学雑誌, vol. 83, p. 325-340.
- 高橋治郎 (1986) 愛媛県松山市周辺地域の“中央構造線”. 愛媛大学教育学部紀要, 第 III 部, 自然科学, vol. 6, p. 1-44.
- 高橋治郎 (1988) 愛媛県新居浜市西方の地質, 特に和泉層群中に発達する膝折り曲げ褶曲について. 愛媛大学教育学部紀要, 第 III 部, 自然科学, vol. 8, p. 115-125.
- 高橋治郎 (1992) 愛媛県域の中央構造線の活動史. 地質学論集, no. 40, p. 99-112.
- 高橋治郎 (2004) 愛媛県新居浜市大生院及び船木の台風 21 号による斜面災害. 愛媛の地学研究, vol. 8, p. 37-43.
- 高橋治郎・越智崇徳 (1989) 愛媛県新居浜市東方の丘陵の地質. 愛媛大学教育学部紀要, 第 III 部, 自然科学, vol. 9, p. 33-43.
- 高橋 和 (1958) 愛媛県小松町附近の第三紀層についての一考察. 地学研究, vol. 10, p. 156-159.
- 高橋 和 (1963) 愛媛県岡村付近の鮮新世岡村層産の花粉化石. 地質学雑誌, vol. 69, p. 395-396.
- 高橋 和 (2000) 西条市船屋 (祝谷) の化石新産地. 愛媛の地学研究, vol. 4, p. 230-231.
- Takasu, A. (1984) Prograde and retrograde eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, Japan. *Journal of Petrology*, vol. 25, p. 619-643.
- Takasu, A. (1986) Resorption-overgrowth of garnet from the Sambagawa pelitic schists in the contact aureole of the Sebadani metagabbro mass. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 92, p. 781-792.
- Takasu, A. (1989) P-T histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. In Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D., eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, Geological Society Special Publication, vol. 43, p. 533-538.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R. D. (1990) ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, vol. 185, p. 111-139.
- Takasu, A. and Fujita, Y. (1994) Resorption-overgrowth garnets from the Sambagawa pelitic schists in the Besshi district, central Shikoku, Japan. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, vol. 48, p. viii-xiii.
- 高須 晃・加治敦次 (1985) 三波川変成帯中のエクロジヤイト相の存在 (四国, 高越・別子地域より新たに見いだされたエクロジヤイト). 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, p. 374.
- 高須 晃・上阪佳史 (1987) 別子地域三波川変成帯, 五良津緑れん石角閃岩体中のエクロジヤイト. 地質学雑誌, vol. 93, p. 517-520.
- 高須 晃・牧野州明 (1980) 四国・別子地域の三波川帯の層序と構造-とくに横臥褶曲構造の再検討-. 地球科学, vol. 34, p. 16-26.
- Takasu, A., Wallis, S.R., Banno, S. and Dallmeyer, R.D. (1994) Evolution of the Sambagawa metamorphic belt. *Lithos*, vol. 33, p. 119-134.
- 竹田英夫・関根良弘 (1960) 愛媛県積善鉾床の変成作用に関する一考察. 鉾山地質, vol. 10, p. 369-379.
- 武田賢治 (1996) 四国, 松山南東部の中央構造線の始新世-中新世テクトニクス. 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, p. 233-240.
- 竹下 徹 (1993) 日本海拡大期の西南日本前弧域および中央構造線沿いの変形: 予察. 地質学論集, no. 42, p. 225-244.
- 竹下 徹・田中秀実・板谷徹丸 (2000) 四国西部'石鎚山第三系'の K-Ar 年代とその意味. 地質学雑誌, vol. 106, p. 308-311.
- 田村栄治・長谷川修一・渡辺弘樹・宮田和幸・矢田部龍一・内田純二 (2007) 中央構造線沿いの熱水変質に起因する地すべり. 日本地すべり学会誌, vol. 44, p. 222-236.
- Tanaka, C. (1994) Electron microprobe analyses of rock-forming

- minerals from the eastern Iratsu epidote amphibolite mass in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Geology Report, Shimane University*, vol. 13, p. 13–21.
- 田中啓策・松本達郎・前田保夫 (1952) 淡路島最南部の和泉層群. *地学雑誌*, vol. 61, p. 67–72.
- Tasaka, M., Michibayashi, K. and Mainprice, D. (2008) B-type olivine fabrics developed in the fore-arc side of the mantle wedge along a subducting slab. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 272, p. 747–757.
- 田代正之・佐光本徳・中村彰男 (1986) 愛媛県西条市周辺の和泉層群二枚具化石. *高知大学学術研究報告 (自然科学)*, vol. 35, p. 55–61.
- 田代正之・山崎啓司・山崎美紀子 (1993) 四国中西部の和泉層群の動物化石相. *高知大学学術研究報告 (自然科学)*, vol. 42, p. 29–44.
- 巽 好幸 (2003) 安山岩と大陸の起源. *東京大学出版会*, 213p.
- 巽 好幸・谷 健一郎・佐藤佳子・檀原 徹・兵藤博信・川畑 博・羽生 毅・D.J.Dunkley (2010) マルチ年代測定による信頼性の高い火山活動年代の推定: 小豆島に分布する瀬戸内火山岩類への適用. *地質学雑誌*, vol. 116, p. 661–679.
- 田崎耕市・高橋治郎・板谷徹丸・Grapes, R.H・鹿島愛彦 (1990) 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代. *岩鉱*, vol. 85, p. 155–160.
- 田崎耕市・加々美寛雄・板谷徹丸・永尾隆志 (1993) 四国北西部の中央構造線に沿う酸性火山岩の起源と K-Ar 年代. *地質学論集*, no. 42, p. 267–278.
- Terabayashi, M., Okamoto, K., Yamamoto, H., Kaneko, Y., Ota, T., Maruyama, S., Katayama, I., Komiyama, T., Ishikawa, A., Anma, R., Ozawa, H., Windley, B. F. and Liou, J. G. (2005) Accretionary complex origin of the mafic-ultramafic bodies of the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *International Geology Review*, vol. 47, p. 1058–1073.
- Toriumi, M. (1978) Dislocation structure of olivine in the Mt. Higashi Akaishi dunite mass in the Sambagawa metamorphic terrane of Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 84, p. 299–308.
- Toriumi, M. and Kohsaka, Y. (1995) Cyclic P-T path and plastic deformation of eclogite mass in the Sambagawa metamorphic belt. *Journal of Faculty of Science, University of Tokyo, Section II*, vol. 22, p. 211–231.
- 東予地学会 (1980) 西条・新居浜付近の地質図 (1:50,000). トモエヤ, 松山.
- Tsujimori, T., Tanaka, C., Sakurai, T., Matsumoto, M., Miyagi, Y., Mizukami, T., Kugimiya, Y. and Aoya, M. (2000) Illustrated introduction to eclogite in Japan. *Bulletin of Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science*, vol. 26, p. 19–40.
- 辻村太郎 (1923) 断層崖及び断層線崖. *地質学雑誌*, vol. 30, p. 269–279, 293–303.
- 辻村太郎 (1924a) 西南日本中央線の地形学的意義 (1). *地質学雑誌*, vol. 31, p. 110–119.
- 辻村太郎 (1924b) 西南日本中央線の地形学的意義 (2). *地質学雑誌*, vol. 31, p. 155–166.
- 辻村太郎 (1924c) 西南日本中央線の地形学的意義 (3). *地質学雑誌*, vol. 31, p. 210–219.
- 辻村太郎 (1932a) 東北日本の断層盆地 (上). *地理学評論*, vol. 8, p. 641–658.
- 辻村太郎 (1932b) 東北日本の断層盆地 (中). *地理学評論*, vol. 8, p. 747–760.
- 辻村太郎 (1932c) 東北日本の断層盆地 (下). *地理学評論*, vol. 8, p. 977–992.
- 辻村太郎・淡路正三 (1934) 新期の断層運動による断層地形. *地理学評論*, vol. 10, p. 1116–1136.
- 辻野泰之 (2004) 香川県さぬき市兼割に分布する上部白亜系和泉層群の岩相と化石動物群. *徳島県立博物館研究報告*, vol. 14, p. 1–13.
- 通商産業省四国通商産業局 (1957 編) 四国鉱山誌, 820p.
- 堤 浩之・後藤秀昭 (2006) 四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布. *地震 2*, vol. 59, p. 117–132.
- Tsutsumi, H., Okada, A., Nakata, T., Ando, M. and Tsukuda, T. (1991) Timing and displacement of Holocene faulting on the median Tectonic Line in central Shikoku, Southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 13, p. 227–233.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・安藤雅孝 (1992) 中央構造線岡村断層の地表付近の構造と完新世の活動-1988 年春季西条地区トレンチ発掘調査-. *地質学論集*, no. 40, p. 113–127.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二 (1998) 2.5 万分の 1 都市圏活断層図「新居浜」. *国土地理院技術資料 D.1-No. 355*.
- 堤 浩之・戸田 茂・今村朋裕・石山達也・河村知徳・佐藤比呂志・宮内崇裕・加藤 一・隅元 崇・武田麻美・山本彰吾 (2007) 四国の中央構造線断層帯の浅層反射法地震探査-2002 年新居浜測線と 2003 年阿波測線-. *地震研究所彙報*, vol. 82, p. 105–117.
- 内田欽介 (1991) 別子鉱床群の地質と鉱床. *住友別子鉱山史 (別巻)*, 住友金属鉱山株式会社, p. 185–210.
- Uehara, S. and Aoya, M. (2005) Thermal model for approach of a spreading ridge to subduction zones and its implications for high P/ high T metamorphism: importance of subduction vs ridge-approach ratio. *Tectonics*, vol. 24, TC4007. doi:10.1029/2004TC001715.
- Ulmer, P. and Trommsdorf, V. (1999) Phase relations of hydrous mantle subducting to 300 km. In Fei Y., Bertka C.M. and Mysen B.O., eds., *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation*, Geochemical Society Special Publication, vol. 6, p. 259–281.
- Utsunomiya, A., Jahn, B., Okamoto, K., Ota, T. and Shinjoe, H. (2011) Intra-oceanic island arc origin for Iratsu eclogites of the Sanbagawa belt, central Shikoku, southwest Japan. *Chemical Geology*, vol.280, p. 97–114.
- Uyeno, T. and Minakawa, T. (1983) A new enchodontoid fish of the genus *Eurypholis* from Cretaceous of Japan. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo, Series C*, vol. 9, p.79–83.

- Uyeno, T., Minakawa, T. and Matsukawa, M. (1981) Upper Cretaceous elasmobranchs from Matsuyama, Ehime Prefecture, Japan. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo, Series C*, vol. 7, p. 81–87.
- Wada, H., Enami, M. and Yanagi, T. (1984) Isotopic studies of marbles in the Sanbagawa metamorphic terrain, central Shikoku, Japan. *Geochemical Journal*, vol. 18, p. 61–73.
- 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, 140p.
- 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*, vol. 96, p. 345–352.
- Wallis, S. (1998) Exhuming the Sanbagawa metamorphic belt: the importance of tectonic discontinuities. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 16, p. 83–95.
- Wallis, S. and Aoya, M. (2000) A re-evaluation of eclogite facies metamorphism in SW Japan: proposal for an eclogite nappe. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 18, p. 653–664.
- Wallis, S. R. and Endo, S. (2010) Comment on 'Metamorphic P–T–time history of the Sanbagawa belt in central Shikoku, Japan and implications for retrograde metamorphism during exhumation' by K. Aoki, K. Kitajima, H. Masago, M. Nishizawa, M. Terabayashi, S. Omori, T. Yokoyama, N. Takahata, Y. Sano, S. Maruyama. *Lithos*, vol. 116, p. 195–196.
- Wallis, S. R., Banno, S. and Radvanec, M. (1992) Kinematics, structure and relationship to metamorphism of the east–west flow in the Sanbagawa belt, southwest Japan. *Island Arc*, vol. 1, p. 176–185.
- Wallis, S., Takasu, A., Enami, M. and Tsujimori, T. (2000) Eclogite and related metamorphism in the Sanbagawa belt, Southwest Japan. *Bulletin of Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science*, vol. 26, p. 3–17.
- Wallis, S., Moriyama, Y. and Tagami, T. (2004) Exhumation rates and age of metamorphism in the Sanbagawa belt: new constraints from zircon fission track analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 22, p. 17–24.
- Wallis, S. R., Anczkiewicz, R., Endo, S., Aoya, M., Platt, J. P. and Thirwall, M. (2009) Lu–Hf dating of eclogite, ridge subduction and preservation of the Sanbagawa Belt, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 27, p. 93–105.
- Wallis, S. R., Kobayashi, H., Nishii, A., Mizukami, T. and Seto, Y. (2011) Obliteration of olivine crystallographic preferred orientation patterns in subduction–related antigorite–bearing mantle peridotite: an example from the Higashi–Akaishi body, SW Japan. In D. Prior and E. Rutter, eds., *Deformation Mechanism, Rheology and Tectonics: Microstructures, Mechanics and Anisotropy*, Geological Society of London Special Publication vol. 360, p. 113–127.
- 渡辺武男 (1957) 日本の層状含銅硫化鉄鉱床ならびに層状マンガン鉱床の成因. 鉱山地質, vol. 7, p. 87–97.
- Wood, B. J. and Banno, S. (1973) Garnet–orthopyroxene and orthopyroxene–clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 42, p. 109–124.
- 徐 勇・坂野昇平・平島崇男・大槻正行 (1994) 三波川塩基性片岩中のざくろ石に関する新発見. 岩鉱, vol. 89, p. 423–432.
- Yagi, K. and Takeshita, T. (2002) Regional variation in exhumation and strain rate of the high–pressure Sambagawa metamorphic rocks in central Shikoku, south–west Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 20, p. 633–647.
- 山口 勝・大島恒彦 (1977) 四国東赤石山超塩基性岩体の岩相変化. 九州大学理学部研究報告 (地質), vol. 12, p. 255–262.
- Yamamoto, H., Okamoto, K., Kaneko, Y. and Terabayashi, M. (2004) Southward extrusion of eclogite–bearing mafic–ultramafic bodies in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, vol. 387, p. 151–168.
- 山本啓司・寺林 優・小宮 剛 (2011) 四国中央部別子地域三波川帯の超マフィック層状岩体に認められる変形構造: プーディングおよびデュープレックス様累重. 地質学雑誌, vol. 117, no. 4, p. VII–VIII (口絵).
- Yamasaki, T. (1986) Sedimentological study of the Izumi Group in the northern part of Shikoku, Japan. *Science Reports of the Tohoku University, 2nd Series, Geology*, vol. 56, p. 43–70.
- 山崎哲司 (1987) 四国・淡路島西部の和泉層群の放散虫群集. 地質学雑誌, vol. 93, p. 403–417.
- 山崎哲司・辻井 修 (1994) 四国の和泉層群北縁部地域の放散虫化石 I. 愛媛大学教育学部紀要, 第 III 部, 自然科学, vol. 14, p. 93–99.
- 山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・衣笠善博・岡田篤正・中田 高・堤 浩之・長谷川修一 (1992) 愛媛県西条市における中央構造線岡村断層のトレンチ発掘調査. 地質学論集, no. 40, p. 129–142.
- 山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・吉岡敏和・衣笠善博・岡田篤正・中田 高・堤 浩之・長谷川修一 (1995) 1988 年 8 月中央構造線岡村断層 (西条市八幡原区) トレンチ発掘調査. 活断層研究, no. 13, p. 60–71.
- 安森 滋 (2006) 四国赤石山系物語. 赤石山荘, 1036p.
- 矢田部龍一・長谷川修一 (2004) 2004 (平成 16) 年台風 10, 15, 21 号による四国の土砂災害. 日本地すべり学会誌, vol. 41, p. 416–418.
- 矢田部龍一・八木則男・佐藤修治・長谷川修一 (1997) 道路建設に伴う四国の中央構造線沿いの地すべりの特性. 地すべり, vol. 34, no. 2, p. 42–49.
- Yehara, S. (1936) On the echelon structure of Shikoku and the origin of Japanese arcs. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 13, p. 1–24.
- Yokoyama, K. (1975) Garnet lamellae in clinopyroxene from the Mt. Higashi–akaishi peridotite mass, central Shikoku. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 81, p. 431–436.
- Yokoyama, K. (1976) Finding of plagioclase–bearing granulite from the Iratsu epidote amphibolite mass in central Shikoku. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 82, p. 549–551.
- Yokoyama, K. (1980) Nikubuchi peridotite body in the metamorphic

- belt: thermal history of the Al pyroxene-rich suite peridotite body in high pressure metamorphic terrain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 73, p. 1–13.
- Yokoyama, K. and Goto, A. (2000) Petrological study of the Upper Cretaceous sandstones in the Izumi Group, Southwest Japan. *Memoirs of the National Science Museum, Tokyo*, vol. 32, p. 7–17.
- Yokoyama, K. and Itaya, T. (1990) Clasts of high-grade Sanbagawa schists in Middle Eocene conglomerates from the Kuma Group, central Shikoku, south-west Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 8, p. 467–474.
- Yokoyama, K. and Mori, T. (1975) Spinel-garnet-two pyroxenes rock from the Iratsu epidote amphibolite mass in central Shikoku. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 81, p. 29–37.
- 横山俊治 (2009) 日比原地域の地質, 第6章 災害地質, 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, p. 53–65.
- Yoshida, K. and Hirajima, T. (2012) Annular fluid inclusions from a quartz vein intercalated with metapelites from the Besshi area of the Sanbagawa belt, SW Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 107, p. 50–55.
- Yoshida, K., Sengen, Y., Tsuchiya, S., Minagawa, K., Kobayashi, T., Mishima, T., Ohsawa, S. and Hirajima, T. (2011) Fluid inclusions with high Li/B ratio in a quartz vein from the Besshi area of the Sanbagawa metamorphic belt: implications for deep geofluid evolution. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 106, p. 164–168.
- 吉田武義 (1981) 四国中央部別子地域, 国領川ルートにおける三波川結晶片岩の地質構造. *地質学雑誌*, vol. 87, p. 61–76.
- Yoshida, T. (1984) Tertiary Ishizuchi cauldron, southwestern Japan arc: formation by ring fracture. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, p. 8502–8510.
- 吉田武義・大貫 仁・田切美智雄 (1977) 愛媛県東赤石山地域の超苦鉄質岩類とその随伴岩類. 秀 敬編, 三波川帯, 広島大学出版研究会, p. 69–76. 吉田武義・村田 守・山路 敦 (1993) 石鎚コールドロンの形成と中新世テクトニクス. *地質学論集*, no. 42, p. 297–349.
- Yoshino, G. (1961) Structural-petrological studies of peridotite and associated rocks of the Higashi-akaishi-yama district, Shikoku, Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, vol. 3, p. 343–402.
- Yoshino, G. (1964) Ultrabasic mass in the Higashiakaishiyama district, Shikoku, Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, vol. 4, p. 333–364.
- 吉野言生 (1978) 四国東赤石山かんらん岩体中の折りたたまれた縞状グナイトの構造解析. *岩鉱*, vol. 73, p. 346–354.
- 吉野言生・小島丈児 (1953) 愛媛県新居群愛媛鉱床付近の地質構造. *地質学雑誌*, vol. 59, p. 424–434.
- Zaw Win Ko, Enami, M. and Aoya, M. (2005a) Chloritoid and barroisite-bearing pelitic schists from the eclogite unit in the Besshi district, Sanbagawa metamorphic belt. *Lithos*, vol. 81, p. 79–100.
- Zaw Win Ko, Enami, M. and Aoya, M. (2005b) Chloritoid-bearing basic schists from Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: their petrologic significance and evidence for presence of major tectonic boundary. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 100, p. 43–54.

引用したホームページ

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁-伊予灘) の長期評価について. 地震調査研究推進本部のホームページ. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03feb_chuokozo/index.htm. 最終閲覧日: 2012年7月5日.
- 新居浜市水道局水源管理課 (2008) 目で見る上水道事業. 新居浜市ホームページ, http://www.city.niihama.lg.jp/soshiki/detail.php?lif_id=3084. 最終閲覧日: 2012年7月12日.
- 新居浜市スポーツ文化課 (2008) つづら淵が「平成の名水百選」に選ばれました!. 新居浜市ホームページ, http://www.city.niihama.lg.jp/soshiki/detail.php?lif_id=8655. 最終閲覧日: 2012年7月5日.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2010) 20万分の1日本シームレス地質図データベース 2012年6月15日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター: <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/>. 最終閲覧日: 2012年7月5日.

Geology of the Niihama District

By

Mutsuki AOYA*, Atsushi NODA**, Kiyohide MIZUNO**, Tomoyuki MIZUKAMI***,
Yoshinori MIYACHI**, Hirohisa MATSUURA**, Shunsuke ENDO****,
Seiichi TOSHIMITSU***** and Masahiro AOKI*****

(Written in 2012)

(ABSTRACT)

The Niihama district is located in the north-central part of Shikoku Island. A major fault system, the Median Tectonic Line (MTL), runs WSW-ENE in the central part of this district and divides it into northerly located Inner Zone and southerly located Outer Zone of Southwest Japan. The Outer-Zone part of this district is steep and with the highest point 1711.8 m, and is almost entirely occupied by Early to Late Cretaceous Sanbagawa Metamorphic Complex (the Sanbagawa belt). In contrast the Inner-Zone part of this has a flatter topography comprising several low-altitude hills (<300 m) and their surrounding plains (<200 m). Two relatively large hills, the western and the eastern hills, in the Inner-Zone part are dominantly occupied by sedimentary rocks of Late Cretaceous Izumi Group. Metamorphic and plutonic rocks of the Late Cretaceous Ryoke Plutono-Metamorphic Complex (the Ryoke belt) forms the basement to the Izumi sedimentary rocks, and are mainly distributed in other smaller hills located along the coast of the Hiuchi-nada sea and in Oshima Island. The Inner-Zone plains around these eastern, western and coastal hills are occupied by Quaternary deposits, which can be roughly classified into two groups, alluvium and a group of terrace deposits.

1. Sanbagawa Metamorphic Complex

The Late Cretaceous high-pressure and low-temperature Sambagawa Metamorphic Complex (Sanbagawa belt) stretches ENE-WSW about 800 km in southwest Japan. The Sanbagawa Metamorphic Complex is mainly composed of mafic, siliceous, pelitic and psammitic schists, which originally formed at ocean-floor surface and were subsequently subducted to undergo high-pressure type metamorphism. In addition to these normal Sanbagawa lithologies, coarse-grained lithologies such as metagabbro, mafic gneiss, pelitic-psammitic gneiss and peridotite are also distributed in the Niihama district. These coarse-grained lithologies bear evidence for the eclogite-facies metamorphism while peak metamorphic conditions of most of the fine-grained are in lower pressure range.

Distribution range of rocks with evidence for the eclogite-facies metamorphism (excluding the Higashi-Akaishi ultramafic Unit with evidence for an ultra-high pressure metamorphism) is treated as an independent tectonic unit, the Besshi eclogite-facies Unit, which comprises the coarse-grained lithologies and a part of other fine-grained schists. Distribution range of non-eclogitic lithologies is divided into a couple of tectonic units, the Shirataki and Nakashichiban units. The Shirataki Unit structurally overlies the Nakashichiban Unit with a tectonic boundary between them. Peak metamorphic conditions of the Nakashichiban Unit are restricted in the pumpellyite-actinolite facies, while those of the Shirataki Unit extends from the pumpellyite-actinolite facies, through the epidote-blueschist and greenschist facies, to the epidote amphibolite facies. This range of metamorphism is named the main (Sanbagawa) metamorphism, which affected all the Sanbagawa metamorphic rocks and formed the regional metamorphic zonation into the chlorite, garnet, albite-biotite and oligoclase biotite zones in terms of pelitic mineral assemblages. Members of the Besshi eclogite-facies Unit experienced the main metamorphism as an overprint event after the eclogite-facies metamorphism. In addition, another metamorphic event that predates the eclogite-facies metamorphism is recognized in a coarse-grained body, the Iratsu body. Metamorphic conditions of this early (Sanbagawa) metamorphism are in higher-pressure part of the amphibolite facies. The age of the early metamorphism is determined to be ca 116 Ma and that of the eclogite-facies metamorphism to be ca. 89 Ma using Lu-Hf isochron method on garnet and omphacite in eclogitic rocks. The age of the main metamorphism is constrained within 89–76 Ma by K-Ar and Ar-Ar dating using phengite separates or bulk rocks (mainly pelitic schists).

* Institute of Geology and Geoinformation (present affiliation : Tokushima University)

** Institute of Geology and Geoinformation

*** College of Science and Engineering, Kanazawa University

**** Institute of Geology and Geoinformation (postdoctoral researcher)

***** Geological Museum

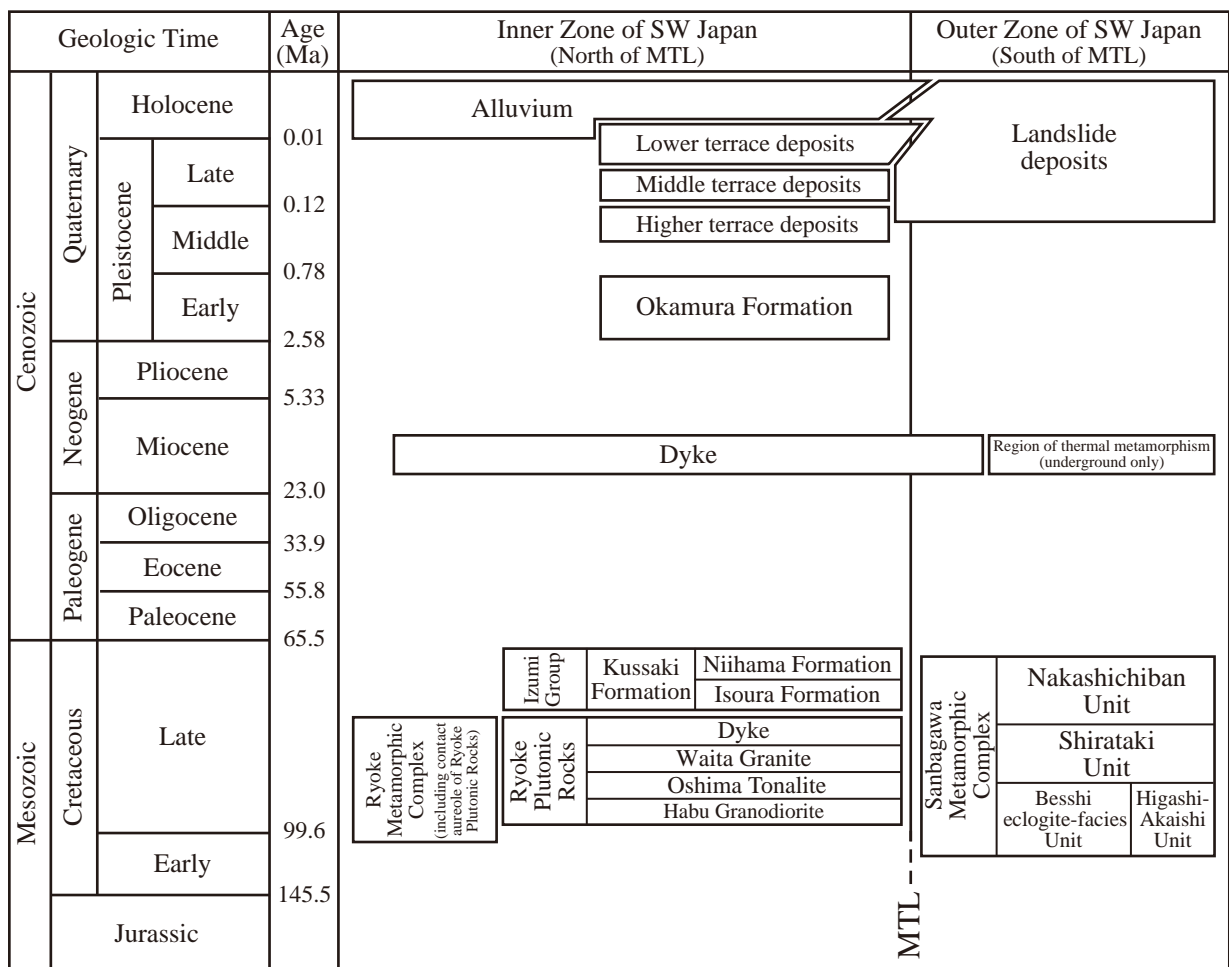


Figure 1. Summary of the geology in the Niihama district

Quaternary is set to include Gelasian, based on the new definition adopted by IUGS in 2009. The age number for the lower limit of Quaternary, 2.58 Ma, is taken from Endo & Okumura (2010). Other age numbers follow Gradstein *et al.* (2004). MTL; Median Tectonic Line.

Several phases of ductile deformation are recognized for the Sanbagawa Metamorphic Complex. All tectonic units, the Higashi-Akaishi, the Besshi eclogite-facies, Shirataki and Nakashichiban units, are affected by the main deformation, Ds, and a later deformation, Du. In the Shirataki and Nakashichiban units, a flat-lying to north-dipping schistosity associated with roughly E-W stretching lineation is penetratively developed, and formation stage of this main schistosity is defined as Ds. Large (km) -scale tight Ds recumbent folds are recognized in the eclogite and Shirataki units. The tectonic boundary between the Nakashichiban and Shirataki unit are also interpreted to have formed during the final stage of Ds. All these Ds structures are affected by open to tight Du upright folds.

1.1. Besshi eclogite-facies Unit

The Besshi eclogite-facies Unit is mainly composed of garnet-bearing metagabbro, garnet-bearing mafic gneiss, garnet-bearing mafic schist and pelitic schist with lesser amount of diopside-hornblende rock, marble, pelitic-psammitic gneiss and ultramafic rocks. Rare but widespread occurrence of eclogitic rocks (defined as rocks with garnet and omphacite) is recognized in mafic lithologies such as garnet-bearing metagabbro, garnet-bearing mafic gneiss and garnet-bearing mafic schist. Recently evidence for the eclogite-facies metamorphism has come to be recognized also in pelitic schists although it is found only as tiny inclusions in garnet crystal such as paragonite, omphacite and deformed quartz. The dominant foliation developed in the Besshi eclogite-facies Unit formed during DE2 deformation, which predates Ds deformation and is related to exhumation from the eclogite facies to the epidote amphibolite facies.

1.2. Shirataki Unit

The Shirataki Unit underlies the Besshi eclogite-facies Unit with reference to Dr schistosity, which is folded by tight to isoclinal Ds recumbent folds. This unit is subdivided into upper, middle and lower subunits by apparent lithological sequences. The upper subunit is composed of mafic schist and pelitic schist with minor amount of siliceous schist. The middle subunit is mainly composed of pelitic and siliceous schist with minor amount of mafic and psammitic schists. The lower subunit is composed of mafic schists and mixed rocks of pelitic, siliceous and mafic schists. The mixed rocks are lithologies that characterize the tectonic boundary against the underlying Nakashichiban Unit, and the Shirataki Unit is interpreted to have thrust southward along this boundary onto the Nakashichiban Unit during final stage of Ds deformation.

1.3. Nakashichiban Unit

The Nakashichiban Unit forms lowermost part of the Sanbagawa Metamorphic Complex and structurally underlies the Shirataki Unit. This unit is mainly composed of interlayers of psammitic and pelitic schists with minor amount of siliceous and mafic schists.

1.4. Ultramafic rocks

Ultramafic rocks are volumetrically minor but characteristic members of the Sanbagawa metamorphic belt in the Niihama district. Meter- to kilometer-scale bodies are distributed in the higher metamorphic grades of the Higashi-Akaishi, the Besshi eclogite-facies and the Shirataki units, i.e. the garnet, albite-biotite and oligoclase-biotite zones of the main Sanbagawa metamorphism. The ultramafic bodies are classified into a totally hydrated S-type and a less hydrated P-type. The S-type ultramafic rocks include serpentinite and tremolite rocks and generally form small bodies. Typical mineral assemblage of serpentinite changes from antigorite + brucite through antigorite + olivine + diopside to olivine + tremolite with increasing metamorphic temperature. The largest S-type body is the Fujiwara body along the Dozan River. Tremolite blocks are regarded as products of metasomatic reactions between serpentinite and crustal rocks. The P-type ultramafic rocks are separated into two groups in terms of bulk-rock chemistry and pressure-temperature evolution. One group is represented by the Higashi-Akaishi Unit, which contains the largest ultramafic body (the Higashi-Akaishi body) in the Niihama district. This P-type ultramafic body mainly consists of dunite and clinopyroxenite with a highly depleted nature and includes a small amount of garnet-bearing peridotite recording an ultra-high pressure metamorphism above 30 kbar, showing it represents a piece of mantle wedge incorporated into subducted crustal materials, i.e. the other member of the Sanbagawa Metamorphic Complex. Another group of the P-type bodies occurs as blocks or layered units in a mafic body (the Iratsu body) of the Besshi eclogite-facies Unit. This group is characterized by existence of green spinel and Fe-rich mineral chemistry and has intercalations of metagabbro. The largest body exposed along the Nikubuchi valley locally preserves compositional layering and microtextures at the igneous stage and also records subsequent re-equilibration at the amphibolite- and the eclogite-facies conditions. Geochemical studies of the Nikubuchi ultramafic body and the surrounding Iratsu mafic body suggest that their origin can be related to intra-oceanic or arc setting. The ultramafic bodies in the Niihama district provide direct information on the structure in subduction-zone mantle and the mechanical and chemical interactions with subducting crustal materials.

2. Ryoke Plutono-Metamorphic Complex (Ryoke belt) and Cretaceous dykes

2.1. Ryoke Metamorphic Rocks

The Ryoke Metamorphic Rocks in the Niihama district consist of pelitic-psammitic gneiss, siliceous gneiss, mafic gneiss (amphibolite) and marble associated with skarn. Their gneissose foliation strikes E-W and dips N or S at high angles. Pelitic gneiss commonly contains plagioclase, quartz, biotite, garnet, and occasionally K-feldspar, muscovite and aggregates of pinitite as pseudomorphs after cordierite. Mafic gneiss is mainly composed of plagioclase and greenish brown hornblende with lesser amounts of diopside and accessory minerals. These mineral assemblages indicate that the Ryoke Metamorphic Rocks in the Niihama district underwent the low-pressure (andalusite-stable) amphibolite facies metamorphism.

2.2. Ryoke Plutonic Rocks

The Cretaceous Ryoke Plutonic Rocks are divided into the Habu Granodiorite, Oshima Tonalite, and Waita Granite. The Habu

Granodiorite is composed of coarse-grained hornblende-biotite granodiorite to granite that is associated with E-W striking foliation. The Habu Granodiorite intrudes into the Ryoke Metamorphic Rocks and is unconformably covered by the Late Cretaceous Izumi Group. The Oshima Tonalite distributes in Oshima island and is composed of fine- to medium-grained hornblende-biotite tonalite and medium-grained hornblende-biotite quartzdiorite showing massive to weakly foliated textures. The Oshima Tonalite intrudes into the Habu Granodiorite. The Waita Granite occurs as tiny intrusions associated with the Habu Granodiorite and Oshima Tonalite. The Waita Granite is medium- to coarse-grained hornblende-biotite granite and biotite granite, showing massive to weakly foliated textures.

2.3. Cretaceous dykes

Cretaceous small-scale dykes can be divided into felsic and mafic types. Felsic dykes are classified as fine-grained porphyritic granite, fine-grained porphyritic granodiorite and micrographic granite. Mafic dykes are dominantly composed of fine-grained porphyritic diorite. These dykes intrude into the Ryoke Metamorphic Rocks and other larger-scale Cretaceous intrusive rocks.

3. Izumi Group

The Izumi Group (the Late Cretaceous) unconformably overlies or is bounded by faults to the Ryoke Plutonic Rocks at the northern margin, and is bounded to the south by the Median Tectonic Line. The group in the Niihama district is divided into the Kussaki Formation of the northern marginal facies, and Isoura and Niihama formations of the main facies. The Kussaki Formation is composed mainly of fossiliferous sandy mudstone. The Isoura and Niihama formations consist of conglomerate, alternating beds of sandstones and mudstones, and felsic tuff beds; the former is conformably overlain by the latter and the boundary is partly interfingering by the Kussaki Formation. Conglomerates are dominantly clast-supported and include many rounded clasts of felsic volcanic rock and granite. Sandstones are mainly quartz-feldspathic turbidites with flute or groove casts showing southwestward paleocurrent direction. Macro- and micro-fossils suggest that the depositional age is early to middle Campanian. Fission-track age analysis of zircon grains extracted from felsic tuff beds in the Niihama Formation also indicates the middle Campanian.

4. Miocene dykes

Miocene felsic/andesitic dykes intrude at several surface localities in distribution range of the Sanbagawa Metamorphic Complex and Izumi Group. In addition thermal metamorphism associated with this Miocene igneous activity is recognized underground in the Besshi Copper mines and in a couple of drilled holes in the levels lower than about 1 km below the sea level.

5. Quaternary

The Quaternary sediments are mainly distributed in the plains, north of the MTL, and comprise the Okamura Formation (early Pleistocene fluvial deposits), the terrace deposits subdivided into the higher, middle1, 2, lower 1, and 2 (mainly middle to late Pleistocene fluvial deposits), and alluvium (Holocene). Those are composed of mainly gravel and sand.

6. Median Tectonic Line

The MTL, which stretches WSW-ENE about 1000km in Southwest Japan, is one of the best-known examples of trench-parallel major fault system in the world. The fault surface of the MTL, on the whole, dips gently to NNW. The long-lived displacement history of the MTL since Early Cretaceous can be divided into the following five stages: (1) Early to Late Cretaceous left-lateral faulting (Kashio and Izumi phases), (2) Latest Cretaceous to early Miocene major normal faulting (Ichinokawa phase), (3) Early Miocene to middle Miocene thrusting (Tobe phase), (4) Middle Miocene minor normal faulting (Ishizuchi phase), and (5) Quaternary movements including the present right-lateral displacement as an active fault system. In the Niihama district Stage 2 is recognized by formation of the Izumi sedimentary basin (Izumi Group), which is located on the northern side of the MTL and shows eastward younging. In addition, for Stage 3, a number of minor faults and shear bands showing top-to-the north normal displacement have recently been recognized in distribution range of the Sanbagawa Metamorphic Complex adjacent to the MTL. The MTL active fault system is composed of four faults; Ishizuchi, Okamura, Hatano and Sangawa faults, and the last faulting event is estimated to have occurred during a historical period by trenching surveys.

7. Applied geology

7.1 Landslides and slope disaster

Many landslide configurations are recognized in the Outer Zone occupied by Sanbagawa Metamorphic Complex in the Niihama district. The large-scale landslide mass reaches 500 to 1500 m in length and 200 to 800 m in width. In the north side of the MTL, some dislodged landslide blocks have been observed in the Quaternary sediments. The Niihama district was struck by the slope failure and the debris flows that occurred associated with heavy rainfall in 2004.

7.2 Copper mines

In the Niihama district there are many closed copper mines such as Besshi, Iyo, Ehime, Dai-ei and Shinsei mines, all of which mined bedded cupriferous iron sulfide (BCIS) deposits closely associated with mafic schists in the upper subunit of the Shirataki Unit or in the Besshi eclogite-facies Unit. Besshi mine, which contains Honzan, Ikadadu, Yokei and Sekizen deposits, was one of the largest copper mines in Japan. Only the Sekizen deposits of Besshi mine occur in the Besshi eclogite-facies unit while all other BCIS deposits in the Niihama district occur in the upper subunit of the Shirataki Unit. Besshi mine had worked for 282 years until its closure in 1972

and produced total of about 720000-ton copper during its long mining history.

7.3 Other mines and Quarries

In the Sanbagawa belt of the Niihama district there were mining industries for talc and chromite in addition to copper. Talc mines, all of which closed before 1970, are located within the upper subunit of the Shirataki Unit. The talc occurs in reaction zones between small (0.2–4m) serpentinite blocks and surrounding pelitic schists. All the chromite mines are located in the Higashi-Akaishi peridotite body in the Sanbagawa Metamorphic Complex, and operated as Akaishi Mine intermittently during 1910–1949. A new amphibole mineral, 'Ehimeite' has recently been discovered from Akaishi Mine. In 1938 the host peridotite (dunite) began to be quarried for olivine sand in Akaishi Mine and this industry intermittently continued until 1986. In the Besshi eclogite-facies unit of the Sanbagawa belt, garnet-bearing metagabbros of Tonaru and Iratsu bodies used to be quarried for construction of Besshi and Tomisato dams, respectively.

A mine for iron sand and Fe-rich garnet is located close to the shoreline of Hiuchi-nada sea. This mine occurs as several thin layers within Quaternary deposits. The mined magnetite and garnet grains are derived from peridotite and garnet-bearing mafic gneiss exposed in the Sanbagawa metamorphic complex and are carried to the shoreline by the stream of Seki river.

In Izumi Group of this district quarries for sandstone are still operating. In the range of the Ryoke Plutono-Metamorphic complex there is a closed quarry for the Habu granodiorite.

7.4 Hot spring and Groundwater

In the Niihama district a couple of spa operates. Both the two occur as cold mineral springs located adjacent to the MTL, one in the Sanbagawa belt and the other in Holocene fan and talus deposits. The spring waters from the area close to the MTL including these localities are remarkably rich in chloride ion and hydrogencarbonate, which are considered as components of deep crustal fluid.

The Niihama district is rich in groundwater. In Niihama city groundwater provides all the city water and about 80% of water supply for industries.

The southern margin of Jurassic accretionary complexes of the Tamba Belt was suffered the Late Cretaceous low-pressure - high-temperature type Ryoke metamorphism. The lowest grade chlorite zone is recognized in this district. In the southeastern and central part of this district, the accretionary complexes surrounding the Late Cretaceous granites are metamorphosed up to the cordierite zone making contact aureoles. The Late Cretaceous dikes intruded into the accretionary complexes.

執筆分担

第1章	地形	青矢睦月
第2章	地質概説	青矢睦月・野田 篤・松浦浩久・水野清秀
第3章	三波川変成コンプレックス	青矢睦月・水上知行・遠藤俊祐
第4章	領家変成岩類	松浦浩久・青矢睦月
第5章	白亜紀深成岩類及び岩脈	松浦浩久
第6章	上部白亜系和泉層群	野田 篤・利光誠一
第7章	中新世岩脈 (Md) 及び中新世熱変成作用	青矢睦月・松浦浩久
第8章	第四系	水野清秀・宮地良典
第9章	中央構造線	水野清秀・青矢睦月
第10章	応用地質	水野清秀・青矢睦月・遠藤俊祐・松浦浩久・野田 篤・青木正博

文献引用例

青矢睦月・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, 181 p.

章単位での引用例

青矢睦月 (2013) 新居浜地域の地質, 第 1 章 地形, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-6.

Bibliographic reference

- Aoya, M., Noda, A., Mizuno, K., Mizukami, T., Miyachi, Y., Matsuura, H., Endo, S., Toshimitsu, S. and Aoki, M. (2013) Geology of the Niihama district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 181 p. (in Japanese with English abstract, 3 p.).
- Aoya, M. (2013) Geology of the Niihama district. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-6 (in Japanese).

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

新居浜地域の地質

平成 25 年 4 月 26 日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 谷田部印刷株式会社

©2013 Geological Survey of Japan, AIST