

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
高知(13)第55号
NI-53-22-14

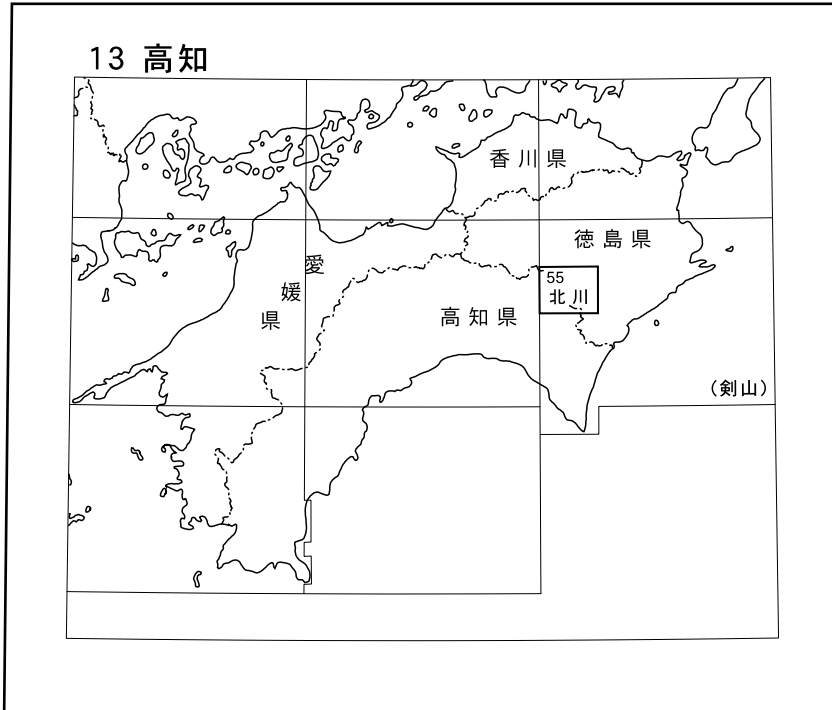
北川地域の地質

原 英俊・植木岳雪・辻野泰之

平成 26 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

13-42 川口 Kawaguchi NI-53-28-1 (1966)	13-43 剣山 Tsurugi San NI-53-22-13 (未刊行, unpublished)	13-44 雲早山 Kumosō Yama NI-53-22-9 (未刊行, unpublished)
13-54 大栃 Ōdochi NI-53-28-2 (未刊行, unpublished)	13-55 北川 Kitagawa NI-53-22-14 (2014)	13-56 桜谷 Sakuradani NI-53-22-10 (未刊行, unpublished)
13-64 手結 Tei NI-53-28-3 (未刊行, unpublished)	13-65 馬路 Umaji NI-53-22-15 (未刊行, unpublished)	13-66 甲浦 Kannoura NI-53-22-11 (未刊行, unpublished)

高知 Kōchi
1:75,000 (1931)

甲浦 Kannoura 1:75,000 (1931)

北川地域の地質

原 英俊*・植木岳雪**・辻野泰之***

地質調査総合センターは、1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため調査研究を行い、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。その中でも5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

5万分の1地質図幅北川地域は、主に平成13～23年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいて作成された。この調査及び作成にあたっては、黒瀬川帯のオルドビス紀～シルル紀変成岩類及び火成岩類、並びに時代未詳超苦鉄質岩類については原が、黒瀬川帯のペルム系浅海成層、三畳系浅海成層、及びジュラ系浅海成層については辻野と原が、黒瀬川帯・秩父帯・四万十帯の各付加コンプレックスについては原が、第四系については植木が担当し、全体の取りまとめは原が行った。

徳島大学の石田啓祐教授には、四国東部の黒瀬川帯・秩父帯・四万十帯を広範囲かつ長年に渡り調査研究されていた資料から、重要な地質情報、化石産出地点、露頭位置などについて教えて頂いた。新潟大学の栗原敏之博士、原 康祐氏及び中村景騎氏にはペルム紀・ジュラ紀・白亜紀の放散虫化石について助言を頂くとともに、未公表データの提供を受けた。福岡大学の上野勝美教授には、ペルム紀のフズリナ化石について助言を頂いた。国立科学博物館の重田康成博士には、アンモナイト化石の同定をして頂いた。九州大学の前田晴良教授、熊本大学の小松俊文博士、愛媛大学の楠橋 直博士、東海化石研究会の水野吉昭氏及び林 常喜氏からは化石を提供して頂いた。静岡大学の平内健一博士には、超苦鉄質岩類について助言を頂いた。安芸森林管理署には調査の際、管理区域内への入林の便宜を計って頂いた。徳島化石研究会の鎌田誠一氏及び平島 昭氏には、天海山に分布する梅ヶ谷層へ案内して頂いた。(株)四季美谷温泉の平井滋氏には、調査ルート的情報を教えて頂いた。那賀町立(旧木頭村立)木頭中学校、那賀町木頭川島の井村博美氏、木頭北川蔭の中田卯一氏には、ボーリング掘削を許可して頂いた。国土交通省四国技術事務所にはボーリング資料を提供して頂いた。那賀町木頭南宇の榊野 誠氏には空撮写真、徳島市佐古の真鍋憲昭氏には文献を提供して頂いた。以上の方々に深く感謝いたします。

(平成25年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門

** 地質情報研究部門 (現 千葉科学大学)

*** 徳島県立博物館 (産総研外来研究員)

Keywords: regional geology, geological map, 1:50,000, Kitagawa, Tokushima, Kōchi, Shikoku, Nakagawa River, Monobegawa River, Shikoku Mountains, Ordovician, Silurian, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Quaternary, Kurosegawa Belt, Chichibu Belt, Shimanto Belt, Miyagadani Metamorphic Rocks, Mitaki Igneous Rocks, serpentinite, shallow marine sediments, Haigyū Group, Usugatani Formation, Sabudani Formation, Umegatani Formation, Hirose Formation, accretionary complex, Kanbadani Unit, Hisone Unit, Heikedaira Unit, Jiheidani Unit, Togano Unit, Sambosan Unit, Nagoro Unit, Tochidani Unit, Izuhara Unit, Hinotani Unit, Osodani Unit, Taniyama Unit, Hiwasa Unit, higher and lower terrace deposits, landslide deposits, Junisha Fault, Butsuzo Tectonic Line, Fukase Fault, Kaminirougawa Fault.

目 次

第1章 地 形	1
第2章 地質概説	3
2.1 概 説	3
2.2 付加コンプレックスにおけるユニット区分の概念	3
2.3 地質概説	4
第3章 オルドビス紀～シルル紀変成岩類及び火成岩類, 時代未詳超苦鉄質岩類	7
3.1 概要及び研究史	7
3.2 宮ヶ谷変成岩類	7
3.3 三滝火成岩類	9
3.4 超苦鉄質岩類	9
第4章 ペルム系浅海成層	10
4.1 概 要	10
4.2 拝宮層群	10
第5章 三畳系浅海成層	13
5.1 概 要	13
5.2 研究史	13
5.3 白ヶ谷層	15
5.4 寒谷層	15
5.5 梅ヶ谷層	18
第6章 ジュラ系浅海成層	20
6.1 概要及び研究史	20
6.2 広瀬層	20
第7章 黒瀬川帯のペルム系及び下部ジュラ系付加コンプレックス	22
7.1 概要及び研究史	22
7.2 勘場谷ユニット	24
7.3 檜曾根ユニット	28
7.4 平家平ユニット	31
7.5 治平谷ユニット	31
7.6 ペルム系及び下部ジュラ系付加コンプレックスの関係について	34
第8章 秩父帯の中部ジュラ系～下部白亜系付加コンプレックス	35
8.1 概要及び研究史	35
8.2 斗賀野ユニット	35
8.3 三宝山ユニット	36
8.4 名頃ユニット	38
第9章 四万十帯の白亜系付加コンプレックス	40
9.1 概要及び研究史	40
9.2 榎谷ユニット	41

9.3	出原ユニット	42
9.4	日野谷ユニット	44
9.5	オソ谷ユニット	44
9.6	谷山ユニット	46
9.7	日和佐ユニット	48
第10章	断層	51
10.1	十二社断層	51
10.2	仏像構造線	51
10.3	深瀬断層	51
10.4	上葦生川断層	51
第11章	第四系	53
11.1	段丘堆積物	53
11.1.1	概要及び研究史	53
11.1.2	高位段丘堆積物	53
11.1.3	低位1段丘堆積物	53
11.1.4	低位2段丘堆積物	53
11.1.5	低位3段丘堆積物	53
11.2	現河床堆積物	54
11.3	崩壊及び崖錐堆積物	55
第12章	応用地質	56
12.1	資源地質	56
12.2	温泉	56
12.3	斜面崩壊・地すべり	56
文 献		57
Abstract		69

図・表目次

第1.1図	四国南東部の地形と水系	1
第1.2図	北川地域の地形概略図	2
第1.3図	那賀川本流沿いの段丘面の空撮写真	2
第2.1図	四国東部の地帯区分図	3
第2.2図	北川地域の地質概略図	4
第2.3図	北川地域の地質総括図	5
第3.1図	オルドビス紀～シルル紀宮ヶ谷変成岩類及び三滝火成岩類	8
第4.1図	小見野々における拝宮層群の柱状図	10
第4.2図	拝宮層群の岩相	11
第5.1図	北川地域における三畳系浅海成層の分布	13
第5.2図	三畳系浅海成層の柱状図	14
第5.3図	白ヶ谷層の暗灰色の泥岩層	15

第 5. 4 図	寒谷層の岩相	16
第 5. 5 図	寒谷層及び梅ヶ谷層から産出した二枚貝化石	17
第 5. 6 図	梅ヶ谷層の岩相	18
第 6. 1 図	広瀬層の岩相	21
第 7. 1 図	黒瀬川帯・秩父帯付加コンプレックスの地質概略図	23
第 7. 2 図	黒瀬川帯・秩父帯付加コンプレックスの海洋プレート層序	25
第 7. 3 図	勘場谷周辺のルートマップ	26
第 7. 4 図	勘場谷ユニットの岩相	27
第 7. 5 図	東蟬谷～平家平周辺のルートマップ	29
第 7. 6 図	檜曾根ユニットの岩相	30
第 7. 7 図	平家平ユニットの岩相	32
第 7. 8 図	治平谷周辺のルートマップ	33
第 7. 9 図	治平谷ユニットの岩相	34
第 8. 1 図	斗賀野ユニットの岩相	36
第 8. 2 図	三宝山ユニットの岩相	37
第 8. 3 図	名頃地域周辺のルートマップ	38
第 8. 4 図	名頃ユニットの岩相	39
第 9. 1 図	四万十帯付加コンプレックスの地質概略図	40
第 9. 2 図	四万十帯付加コンプレックスの層序構造区分と形成年代	41
第 9. 3 図	榎谷ユニットの岩相	42
第 9. 4 図	出原ユニットの岩相	43
第 9. 5 図	日野谷ユニットの岩相	45
第 9. 6 図	オソ谷ユニットのルートマップ	46
第 9. 7 図	オソ谷ユニットの岩相	47
第 9. 8 図	谷山ユニットのルートマップ	48
第 9. 9 図	谷山ユニットの岩相	49
第 9. 10 図	日和佐ユニットの岩相	50
第 11. 1 図	北川地域の高位及び低位段丘堆積物の編年	54
第 11. 2 図	広域テフラの観察地点と露頭写真	55
第 11. 3 図	那賀川本流の砂礫の堆積状況	55
第 3. 1 表	角閃岩及び変斑れい岩中の角閃石 K-Ar 年代	9
第 7. 1 表	黒瀬川帯・秩父帯付加コンプレックスの地質体対比	24
第 7. 2 表	千枚岩のイライト K-Ar 年代	28
第 9. 1 表	四万十帯付加コンプレックスの地質体対比	41
付図 1	ルートマップ及び露頭の位置図	62～65
付図 2	化石産出地点及び放射年代分析試料採取地点	66～68
Fig. 1	Geological map of the Kitagawa district	70
Fig. 2	Geological summary of the Kitagawa district	71

第1章 地 形

(原 英俊・植木岳雪)

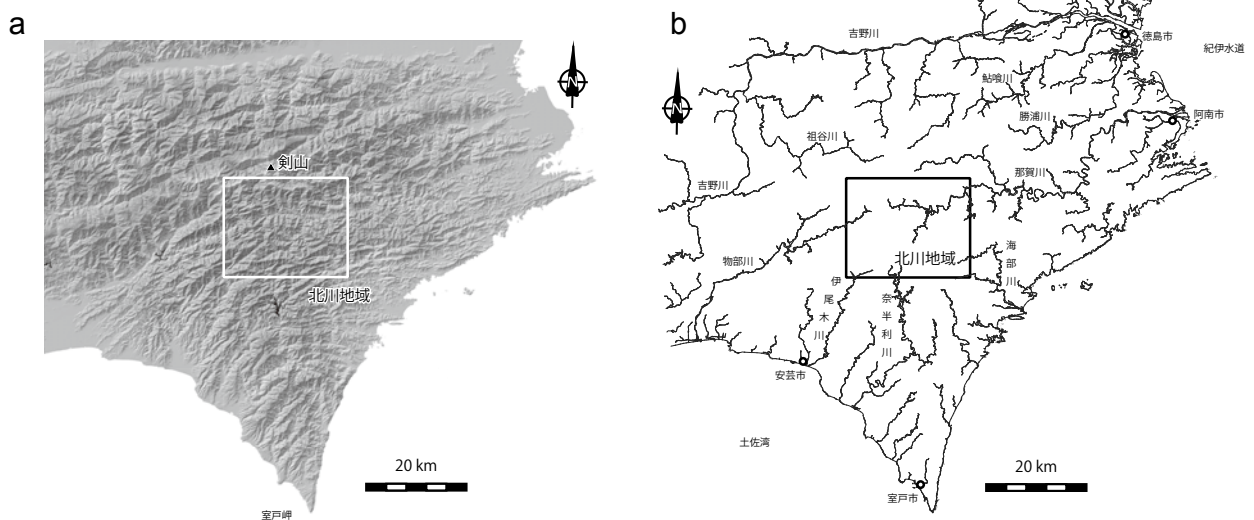
北川地域は、世界測地系で北緯 33° 40′ 12″ 1 ~ 33° 50′ 12″ 0, 東経 133° 59′ 50″ 5 ~ 134° 14′ 50″ 4 (日本測地系で北緯 33° 40′ ~ 33° 50′, 東経 134° 00′ ~ 134° 15′) の範囲にある。行政区分では、その大部分は徳島県那賀郡那賀町 (旧木頭村・旧木沢村・旧上那賀町) に属し、海部郡海陽町 (旧海南町)・三好市 (旧東祖谷山村), 高知県香美市 (旧物部村)・安芸市・安芸郡馬路村に属する。四国山地東方, 四国第二の高峰である剣山 (標高 1,955 m) 山系の南方に位置し、また那賀川・海部川・祖谷川・物部川・伊尾木川・奈半利川の上流部に位置する山岳地域である (第 1. 1 図 a, b)。

本地域は、標高 1,740.8 m の高ノ瀬を最高峰とし、石立山 (1,707.7 m), 中東山 (1,684.6 m), 折宇谷山 (1,652.9 m), 新九郎山 (1,635.3 m), 平家平 (1,603.5 m) に代表される 1,500 m 以上の山地を有し、険しい山地地形を特徴とする (第 1. 2 図)。1,500 m 以下の山地では、山頂付近が丸みを帯びることが多い。折宇谷山~高ノ瀬~中東山~石立山~赤城尾山~西又山~甚吉森~湯桶丸~吉野丸の稜線が、那賀川・海部川・祖谷川・物部川・伊尾木川・奈半利川の各水系の分水界となり (第 1. 1 図 b, 第 1. 2 図), 本地域の大部分是那賀川水系の

範囲にある。また那賀川及び吉野川に合流する祖谷川は紀伊水道に、物部川・伊尾木川・奈半利川は土佐湾に流れこむ。各水系は、その上流部にて、深く V 字谷が刻まれる。なお本地域の水系は、東西方向に流路を持つ河川, またこれと直交する様に南北方向に流路を持つ河川が卓越する。

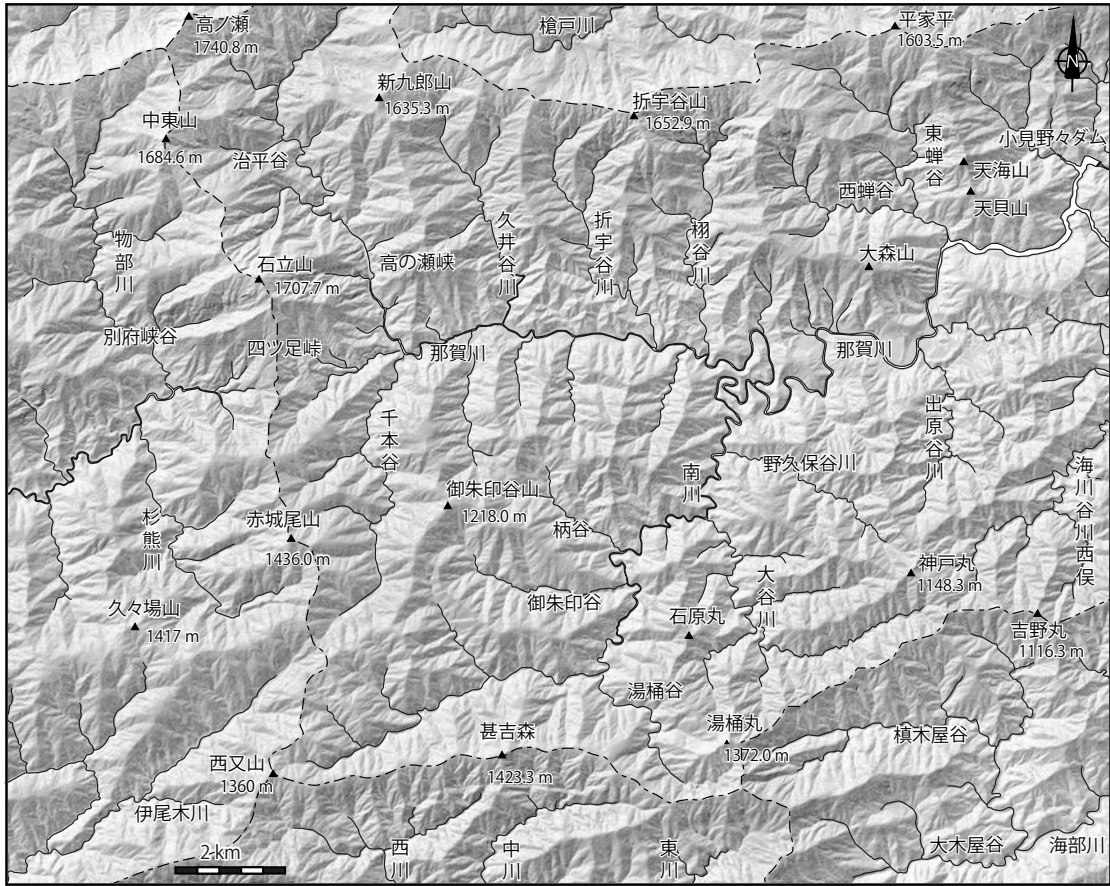
本地域では、黒瀬川帯・秩父帯・四万十帯の各付加コンプレックスが広く分布する。これらには、東西走向で高角な層理面・劈開面及びユニット境界面が発達する。この面構造の発達方向に沿って谷地形及び稜線が発達し、顕著なりニアメントとして組織地形や侵食地形が認められる。東西に伸びる稜線及び河川・谷線は、このリニアメントに沿っている。特に、高の瀬峡~石立山~別府峡谷周辺では、石灰岩による急峻な崖により、組織地形が発達する。

この他に、第四紀以降の隆起運動を反映して、那賀川本流沿いには低位及び高位段丘面が発達し (第 1. 3 図), 全部で 10 面に細分される。また、急峻な地形のために、斜面崩壊が各地で認められる。小見野々ダムの南の源蔵ノ窪には、線状凹地などの山体重力変形地形が発達している。



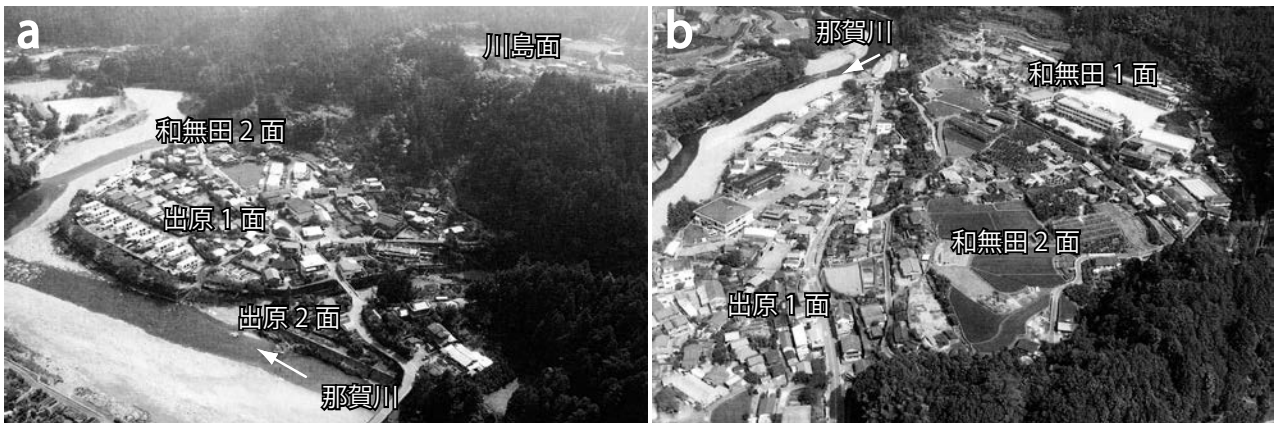
第 1. 1 図 四国南東部の地形と水系

(a) 地形概略図。(b) 主要河川。(a) は国土地理院が公開している基盤地図情報に基に、カシミール 3D (<http://www.kashmir3d.com>) を用いて作成した。



第 1. 2 図 北川地域の地形概略図

国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ (標高) と、カシミール 3D (<http://www.kashmir3d.com>) を用いて作成した。



第 1. 3 図 那賀川本流沿いの段丘面の空撮写真

(a) 木頭川島から木頭川切, (b) 木頭和無田. 段丘面は植木 (2008) に基づく。

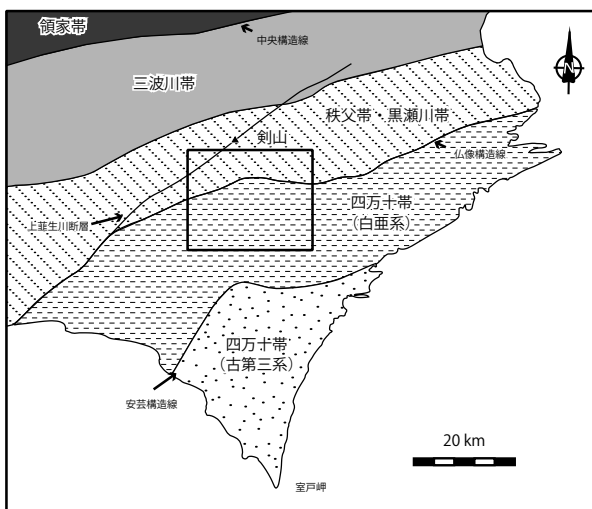
第2章 地質概説

(原 英俊・植木岳雪・辻野泰之)

2.1 概説

四国東部の地質は、北から領家帯の高温低圧型変成岩類、三波川帯の低温高圧型変成岩類、秩父帯北帯、秩父帯南帯、四万十帯の各付加コンプレックスからなる(第2.1図)。また秩父帯北帯と南帯の間には、黒瀬川帯(秩父帯中帯)の存在が知られている(市川ほか, 1956など)。黒瀬川帯は、シルル紀～デボン紀の変成岩類・火成岩類と浅海成層、石炭紀の変成岩類、ペルム系～ジュラ系浅海成層が、蛇紋岩を伴い、ペルム系付加コンプレックス中に断層関係により挟み込まれ分布し、さらにこれらが上部白亜系の汽水成ないし浅海成層により不整合で覆われる地帯である(Aitchison *et al.*, 1991; Hada *et al.*, 1992, 2001; 磯崎ほか, 1992; 山北, 1998)。特に、90年代以降、付加体地質学の概念が確立されたことにより、黒瀬川帯の構成要素として、ペルム系付加コンプレックスが含まれるようになった。北川地域には、秩父帯北帯、黒瀬川帯、秩父帯南帯及び四万十帯の構成岩類及び付加コンプレックスが分布する。

本地域における各帯の付加コンプレックスは、徳島県が発行した7万5千分の1剣山図幅(平山ほか, 1956)にて、秩父帯北帯の剣山層群・沢谷層群、秩父帯中帯の追立層群・檜曾根層群、秩父帯南帯の若杉層群、四万十帯の日野谷層群・春森層群に区分され、それらの岩相が記載された。しかし放散虫化石が有効な示準化石として、その有効性が確立される以前であったため、各層群の詳細



第2.1図 四国東部の地帯区分図

な形成年代は不明であった。その後、秩父帯北帯では主に石田(1985a)やYamakita(1986)、黒瀬川帯では山北(1986)、秩父帯南帯では石田(1983, 1985b, 1987)、四万十帯では東隣の桜谷地域を含めて公文(1981)、石田(1998)及び君波ほか(1998)によって、放散虫化石の産出報告や層序単元区分(ユニット区分)が提唱され、各帯の付加コンプレックスにおいて詳細な地質が明らかになった。一方、黒瀬川帯の構成要素である^{みやが}桜谷変成岩類・三滝火成岩類、ペルム系～ジュラ系浅海成層などについては、7万5千分の1剣山図幅(平山ほか, 1956)でそれらの分布が地質図上で示され、岩石及び地層の記載が行われた以降、大きな研究の進展はなかった。

なお産業技術総合研究所地質調査総合センターの前身である地質調査所が発行した7万5千分の1地質図幅^{かんのうら}甲浦(鈴木, 1931a)の北西部にあたる四万十帯付加コンプレックスの分布域が、北川地域に含まれる。その他に本地域を含む広域地質図として、20万分の1剣山図幅(神戸, 1968)が地質調査所から発行されている。また、20万分の1高知県地質産図(高知県, 1960, 1961)、15万分の1徳島県地質図(徳島県, 1972)、5万分の1表層地質図北川(徳島県, 1985)、20万分の1高知県温泉水脈推定基礎地質図(高知県, 1991)、20万分の1土地保全図(国土庁土地局, 1991)、20万分の1四国地方土地地質図(四国地方土地地質図編纂委員会, 1998)において、本地域を含む広域地質図が公表されている。

なお本報告で用いる地質年代値は、国際層序委員会発行の「The Geologic Time Scale 2012」(Gradstein *et al.*, 2012)に従った。

2.2 付加コンプレックスにおけるユニット区分の概念

北川地域には、黒瀬川帯・秩父帯・四万十帯の付加コンプレックスが広く分布する。一般に付加コンプレックスでは、覆瓦構造を形成した逆断層によって上限・下限が境された、類似する岩相を保持する一つのまとまりから、構造層序単元(tectono-stratigraphic unit)が認定される。本地域においても、岩相組合せの差異から構造層序単元を認定した。そして認定された構造層序単元の名称には、ユニットを与えた。ユニット境界の逆断層は、ユニット間における構成岩相の相違により、断層の位置を特定した。

本報告では、地層の破断や混在化の程度を基準にし、整然相、破断相と混在相を認めた。整然相は、砂岩頁岩

互層など、整然とした地層の積み重なりを残している。それに対し、破断相は、地層が様々な程度に破断され、地層としての連続性が途切れている状態を指し、プーディングや膨縮構造などの変形構造によって特徴づけられる。混在相は、地層としての連続性が完全に欠如し、様々な大きさの岩体・岩塊と、それらを取り巻く泥質岩からなる。岩体・岩塊の構成岩類は、主に砂岩、多色泥岩、チャート、石灰岩、玄武岩類であり、ユニット毎にその構成要素と集合形態は異なる。また、岩体と岩塊の規模については、地質図に表現できる規模を「岩体」、露頭で識別できる規模を「岩塊」、それ以下の規模には「岩片」を用いた。そして、岩塊ないし岩片とこれらを包有する泥質岩からなる混在相から構成された岩石を、混在岩と呼ぶ。

2.3 地質概説

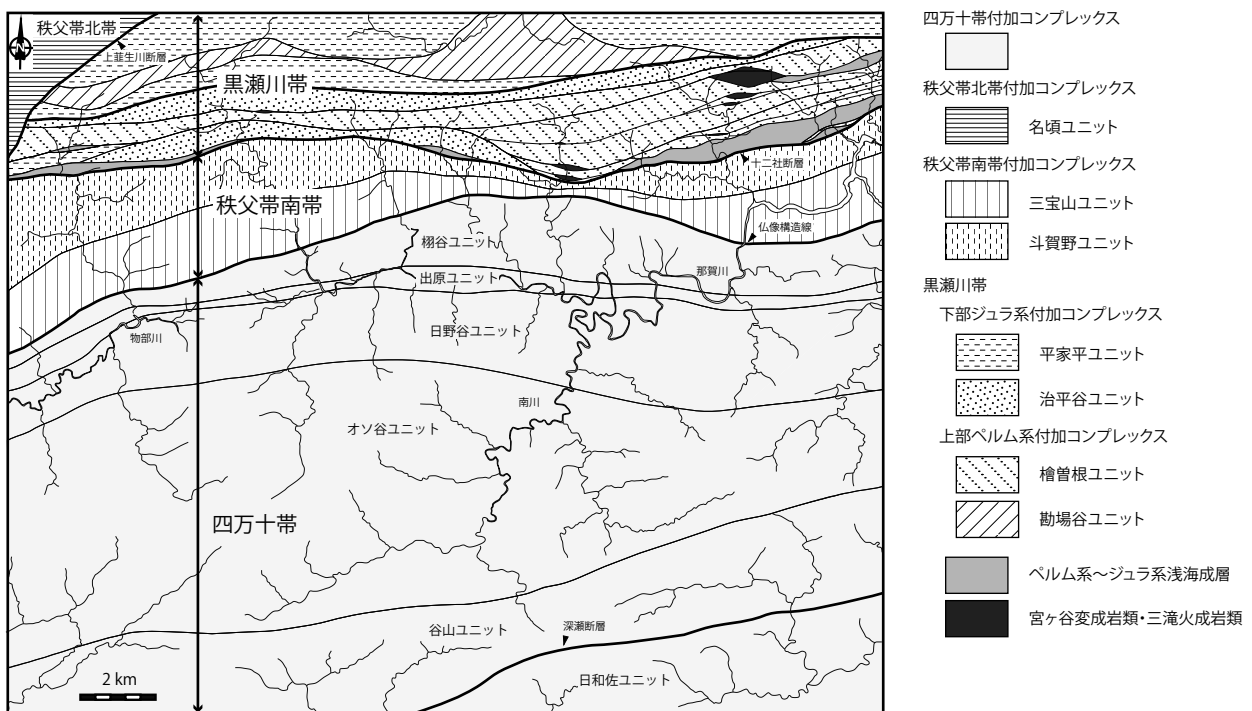
北川地域には、北より黒瀬川帯・秩父帯南帯・四万十帯の構成岩類、浅海成層及び付加コンプレックスが分布し、北西部に上垂生川断層を介して秩父帯北帯の付加コンプレックスがわずかに分布する。本地域の地質概略図を第2.2図に、地質総括図を第2.3図に示す。

本地域周辺の黒瀬川帯には、オルドビス紀～シルル紀の変成岩類（宮ヶ谷変成岩類）及び火成岩類（三滝火成岩類）、時代未詳超苦鉄質岩類、ペルム系浅海成層（拝宮層群）、三疊系浅海成層（臼ヶ谷層・寒谷層・梅ヶ谷層）、ジュラ系浅海成層（広瀬層）が認められ、そして

これらがペルム系付加コンプレックス中に、局所的に挟在するとされていた（例えば、磯崎ほか、1992；山北、1998；石田・香西、2003）。一方、Hara *et al.* (2013) は、従来黒瀬川帯のペルム系付加コンプレックスとされていた地質体から、前期ジュラ紀の放射虫化石を見出し、黒瀬川帯を構成する付加コンプレックスとして、下部ジュラ系付加コンプレックスを加えた。本報告では、Hara *et al.* (2013) の見解に従い、黒瀬川帯は宮ヶ谷変成岩類及び三滝火成岩類、さらにペルム系～ジュラ系浅海成層が、蛇紋岩を伴い、ペルム系と下部ジュラ系付加コンプレックス中に断層関係により含有される地帯として記載を行う。そして黒瀬川帯について、古期変成岩類・花崗岩類・超苦鉄質岩類、浅海成層及び付加コンプレックスにわけて記載を行った。

宮ヶ谷変成岩類は、結晶質石灰岩を伴う角閃岩からなり、三滝火成岩類に付随して山姥岳北斜面にわずかに分布する。三滝火成岩類は、黒雲母角閃石花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩からなり、ごくわずかに斑れい岩を伴う。ほとんどの岩体でカタクラサイト化して、変質を受けている。超苦鉄質岩類として、片状構造の発達した蛇紋岩が認められる。いずれも岩体ないし岩塊として認められ、その分布規模は広くない。

ペルム系浅海成層の拝宮層群は、主に砂岩からなり、礫岩・石灰岩礫岩を挟むことを特徴とする。拝宮層群は、石灰岩礫岩から産するフズリナ化石により、上部ペルム系とされる（平山ほか、1956）。三疊系浅海成層は、層序的下位より臼ヶ谷層・寒谷層・梅ヶ谷層に区分される。



第2.2図 北川地域の地質概略図

地質年代 Ma		地体区分	付加コンプレックス (U: ユニット)				
			黒瀬川帯	秩父帯南帯	秩父帯北帯	四万十帯	
新生代	第四紀	2.588	[崩壊・崖錐堆積物 / 現河床堆積物 / 高位・低位段丘堆積物]				
	新第三紀	23.03					
	古第三紀	66.0					
中生代	白亜紀	後期	マーストリヒチアン期				
			カンパニアン期				
			サントニアン期				
		前期	コニアシアン期				
			チューロニアン期				
			セノマニアン期				
	アルビアン期					榎谷U	
	アプチアン期					出原U	
	バレミアン期					日野谷U	
	ジュラ紀	後期	オククスフォーディアン期				名頃U
			キンメリッジアン期				
			チトニアン期				
		中期	アレーニアン期				
			バッシュジャン期				
			バトニアン期				
	前期	カロビアン期					
		トルシアン期					
		ヘットンギアン期	201.3	広瀬層	平家平U	治平谷U	
三畳紀	後期						
	中期						
	前期	252.2	梅ヶ谷層 寒谷層 白ヶ谷層				
ペルム紀	後期						
	中期						
	前期	298.9	拝宮層群	勸場谷U	檜曾根U		
古生代	石炭紀	後期					
		前期	358.9				
	デボン紀	419.2					
	シルル紀	443.4	宮ヶ谷変成岩類 三滝火成岩類				
オルドビス紀	485.4						
カンブリア紀	541.0						

第 2.3 図 北川地域の地質総括図

年代値は国際層序委員会の勧告 (Gradstein *et al.*, 2012) に基づく。

白ヶ谷層は泥岩及び砂質泥岩からなり、砂岩を挟在する。寒谷層は、砂質泥岩を主体とし、砂岩及び泥岩を伴う。梅ヶ谷層は、泥岩及び泥質砂岩からなる。三畳系浅海成層からは、二枚貝やアンモナイトの大型化石が産出することが知られ、白ヶ谷層は中期三畳紀、寒谷層は後期三畳紀前半、梅ヶ谷層は後期三畳紀後半の堆積年代を示す(平山ほか, 1956; Tsujino *et al.*, 2013)。ジュラ系浅海成層は砂岩泥岩互層を主体とする広瀬層が分布する。広瀬層は泥岩から産出する放射虫化石により、下部ジュラ系とされる(石田・香西, 2004)。

黒瀬川帯のペルム系付加コンプレックスは、弱変成作用を受けた泥質千枚岩を主体とする勘場谷ユニットと混在相からなる檜曾根ユニットに区分される。下部ジュラ系付加コンプレックスは、混在相からなる平家平ユニットと、砂岩及び砂岩泥岩互層の整然相ないし破断相からなる治平谷ユニットに区分される。

秩父帯南帯の付加コンプレックスは、チャート-碎屑岩シーケンスで特徴づけられる斗賀野ユニットと巨大な石灰岩岩体を含む混在相からなる三宝山ユニットに区分される。秩父帯北帯の付加コンプレックスは、上韭生川断層を介し、黒瀬川帯の付加コンプレックスと接し、本地域北西にわずかに名頃ユニット(新称)が分布するのみである。名頃ユニットは、秩父帯北帯の構造的最低位のユニットであり、主に弱変成作用を受けた泥質千枚岩

及び変成玄武岩などからなり、松岡ほか(1988)の柏木ユニットに対比される。

四万十帯の付加コンプレックスは、北より南に向かい、栩谷ユニット・出原ユニット・日野谷ユニット・オソ谷ユニット・谷山ユニット・日和佐ユニットに区分される。栩谷ユニット、日野谷ユニット、日和佐ユニットは、砂岩や砂岩泥岩互層の整然相を主体として、破断した砂岩泥岩互層を含む。出原ユニットは、多色泥岩や鳥巢式石灰岩を岩体として含む破断相ないし混在相で特徴づけられる。オソ谷ユニットは、砂岩や砂岩泥岩互層及び破断した砂岩泥岩互層とともに、赤色や灰色を呈する多色泥岩を挟在する。また谷山ユニットは、砂岩や砂岩泥岩互層及び破断した砂岩泥岩互層、さらにチャートや玄武岩を岩体として含む混在岩からなる。四万十帯付加コンプレックスのユニットの形成年代は、前期白亜紀後半～後期白亜紀に向かった年代極性が認められる。また砂岩組成が、オソ谷ユニットと谷山ユニットの境界で、長石質砂岩から石質砂岩へと変化することが知られている。

第四系中部～上部更新統の高位段丘堆積物及び低位段丘堆積物は、那賀川本流では連続的に分布し、海部川、物部川にも点在する。また、崩壊及び崖錐堆積物は、那賀川本流、栩谷川、海部川に沿って分布する。

第3章 オルドビス紀～シルル紀変成岩類及び火成岩類, 時代未詳超苦鉄質岩類

(原 英俊)

3.1 概要及び研究史

北川地域には、黒瀬川帯に属する変成岩類及び火成岩類、超苦鉄質岩類が、小規模な岩体として認められる。山下(1950)は、東隣桜谷地域の高丸山及び坂州にて、火成岩類(閃緑岩・斑れい岩・角閃岩)、花崗閃緑岩、蛇紋岩の分布を認めた。平山ほか(1956)は、本地域を含む7万5千分の1剣山図幅にて、宮ヶ谷変成岩類及び三滝火成岩類として、変成岩類及び火成岩類の主要構成岩石を記載した。宮ヶ谷変成岩類及び三滝火成岩類は、四国中央部～西部に分布する寺野変成岩類及び三滝火成岩類(市川ほか, 1956)に相当する。なお四国中央部の伊野地域においては、それぞれ寺野変成コンプレックス及び三滝深成コンプレックスと改称されている(宮崎, 2007a)。本報告では、平山ほか(1956)に従い、宮ヶ谷変成岩類と三滝火成岩類として記載を行う。

これら黒瀬川帯の変成岩類及び火成岩類は、四国中央部～西部では岩石記載及び変成条件などの研究が進んでいるが、四国東部に分布する宮ヶ谷変成岩類・三滝火成岩類の研究は多くない。丸山・植田(1974)は、本地域北東隣雲早山地域(くもそうやま)の木頭名(きとうみょう)周辺にて、蛇紋岩中に挟在される結晶片岩は、緑れん石角閃岩相の変成作用を受けているとし、寺野変成岩類より低温の結晶片岩であるとした。そして砂質片岩及び石英片岩の白雲母からK-Ar年代を求め、それぞれ402 Ma及び445 Maと440 Maの値を得た。Tominaga(1990)は、坂州周辺の変成岩類・火成岩類の分布について地質図を示している。この他、四国東部では、那賀川下流域や勝浦町(すべりだに)谷地域にも、宮ヶ谷変成岩類が分布することが知られている(市川ほか, 1956; 岩崎・東明, 1959; Iwasaki, 1960; 唐木田, 1977; Iwasaki and Shibata, 1984; Yoshimoto *et al.*, 2013)。四国東部では、Iwasaki and Shibata(1984)が、角閃岩の形成条件として緑れん石角閃岩相～グラニュライト相の変成作用を挙げた。またざくろ石黒雲母角閃岩から394 ± 12 Maの黒雲母K-Ar年代を求めた。唐木田(1977)及び濡木・唐木田(1988)は、藍晶石-十字石-雲母片岩の記載を行った。またYoshimoto *et al.*(2013)は、宮ヶ谷変成岩類に産する石英岩中の碎屑性ジルコンよりU-Pb年代を求め、450～500 Ma, 600 Ma, 800～1800 Ma, 2400 Maにピーク分布を持つことを示した。三滝火成岩類については、那賀川下流域にて、花崗閃緑

岩から412 Maと430 Maの全岩Rb-Sr年代(早瀬・石坂, 1967)、白雲母花崗岩から399 ± 12 Maの白雲母K-Ar年代(柴田ほか, 1984)が求められている。

また四国中央部～西部での寺野変成岩の研究では、単斜輝石ざくろ石角閃岩から、角閃岩相高温高压部ないしグラニュライト相低温高压部の条件に相当する1 GPa, 800～850°Cの変成条件が見積もられている(Yoshikura *et al.*, 1981; Yoshikura, 1985)。さらに寺野変成岩類の放射年代は、多くはオルドビス紀～シルル紀ないしデボン紀の範囲を示し、400 Ma前後に集中することが知られている(Yoshikura *et al.*, 1990)。三滝火成岩について、Hada *et al.*(2000)は、四国中西部の花崗閃緑岩中のジルコンから、440～442 MaのU-Pb年代を報告した。

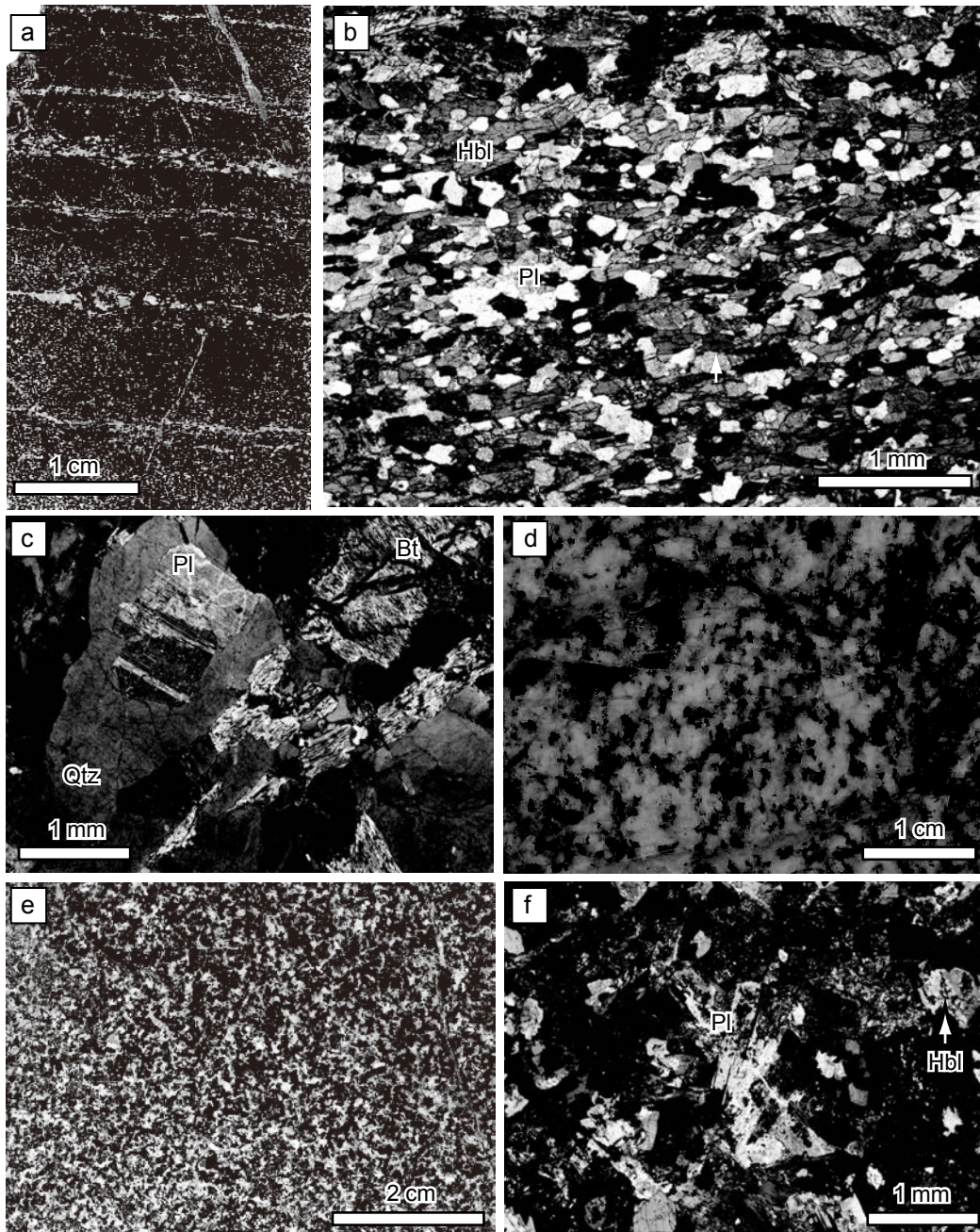
寺野変成岩類と三滝火成岩類は、記載岩石学及び化学的特徴により、密接に関連して形成されたことが指摘されている(Yoshikura, 1985)。

3.2 宮ヶ谷変成岩類 (My)

北川地域では、宮ヶ谷変成岩類に属する角閃岩及び結晶質石灰岩が、三滝火成岩類に付随して、山姥岳北斜面(やまんぼだけ)にそれぞれ厚さ数～5 mの露頭として認められるのみである。なお南限の三滝火成岩類及び北限のペルム系付加コンプレックス(檜曾根ユニット)との境界は観察されなかった。平山ほか(1956)によれば、坂州などでは宮ヶ谷変成岩類と三滝火成岩類は、断層関係で接している。本地域においても、宮ヶ谷変成岩類は、断層を介して、周辺地質体と接すると解釈した。

角閃岩は、主に普通角閃石及び斜長石からなる(第3.1図a, b)。角閃石の定向配列により、片状構造を示す。角閃石は、長形0.2～0.5 mm及び短形0.1～0.2 mmの短柱状の他形結晶で、緑色、黄緑色、青緑色の多色性を示す。一部の角閃石で、縁部が緑泥石に交代している。斜長石は、等粒ないし板状に産し、ソーシュライト化を受けている。結晶質石灰岩は、径0.1～0.2 mmの方解石及び不透明鉱物からなる等粒状組織を示す。また中谷北西では、泥質片岩が転石で認められた。

今回、角閃岩から、432.9 ± 8.6 Maの角閃石K-Ar年代を求めた(第3.1表)。これは、従来の放射年代研究で報告された値(オルドビス紀～シルル紀)の範囲にある。



第 3.1 図 オルドビス紀～シルル紀宮ヶ谷変成岩類及び三滝火成岩類

- (a) 角閃岩の研磨写真。角閃石濃集部（黒色部）と斜長石濃集部（白色部）が片状構造を示す。山姥岳の北斜面。
- (b) 角閃岩の顕微鏡写真。短柱状の角閃石の定向配列が認められ、等粒状の斜長石が埋める。クロスニコル。Pl：斜長石、Hbl：角閃石。角閃石 K-Ar 年代測定試料（KT10-90901）。山姥岳の北斜面。
- (c) 黒雲母花崗岩の顕微鏡写真。黒雲母は、一部変質し白雲母に交代されている。クロスニコル。Qtz：石英、Pl：斜長石、Bt：黒雲母。中谷の北西。
- (d) 変質した黒雲母角閃石花崗閃緑岩の研磨写真。黒雲母及び角閃石は、変質を受け緑泥石に交代され緑色を呈する。中内。
- (e) 変斑れい岩の研磨写真。北隣剣山地域の岩倉西方。
- (f) 変斑れい岩の顕微鏡写真。クロスニコル。Pl：斜長石、Hbl：角閃石。角閃石 K-Ar 年代測定試料（KT10-90201）。北隣剣山地域の岩倉西方。

3.3 三滝火成岩類 (Mt)

北川地域では、山姥岳及びその周辺、^{とちだに}棚谷上流の中内にまとまって分布する。山姥岳では、本地域では最大規模の厚さ約 500 m の岩体として、三滝火成岩類が分布する。その他の岩体は、おおよそ 100 ~ 150 m の厚さを示す。また本報告の調査では確認できなかったが、平山ほか (1956) では、那賀川上流の支流にも、三滝火成岩類の分布が示されているので、地質図上にはこの岩体も図示した。三滝火成岩類と周辺地質体との関係は、宮ヶ谷変成岩類と同様に、断層で接すると解釈した。

本地域の三滝火成岩類は、主に黒雲母角閃石花崗閃緑岩及び黒雲母花崗岩 (第 3.1 図 c) からなり、ごくわずかであるが斑れい岩を伴う。火成岩類は、一般に圧砕され不均質であり、カタクラサイト化されていることがある。また鉍物の変質も激しく、角閃石及び黒雲母の縁部は緑泥石に交代され (第 3.1 図 d)、斜長石はソーシユライト化を受けている。

本地域に分布する三滝火成岩類から、放射年代の報告はないが、これまでの研究で指摘されている通り (早瀬・石坂, 1967; 柴田ほか, 1984; Yoshikura *et al.*, 1990; Hada *et al.*, 2000), オルドビス紀~シルル紀に形成されたと考えられる。

3.4 超苦鉄質岩類 (U)

北川地域では、超苦鉄質岩類は局所的に分布し、そのすべてが片状構造の発達した蛇紋岩である。白石やその東西延長方向に断層に沿って分布する。その他、蛇紋岩は、地質図に図示できない約 5 m 程度の厚さの岩塊として、小断層を介してペルム系付加コンプレックス中にも認められる。

北隣剣山地域の岩倉西方には、ペルム系及び下部ジュラ系の付加コンプレックスの境界断層沿いに蛇紋岩が認められる (村田, 2003)。この蛇紋岩中に、幅 1 ~ 数 m の変斑れい岩及びロジン岩の岩塊が捕獲されている (第 3.1 図 e, 露頭位置については第 7.3 図を参照)。このうち変斑れい岩は、緑色片岩相の変成作用を受けているとされ (村田, 2003)、蛇紋岩と接する岩塊の周辺部では角閃石の緑泥石化が著しい。一方、変斑れい岩岩塊中心部は変成作用の影響が比較的弱く、鏡下では角閃石の緑泥石化は認められない (第 3.1 図 f)。今回、変斑れい岩中心部の角閃石 K-Ar 年代を測定し、 224.3 ± 4.8 Ma が求められた (第 3.1 表)。蛇紋岩中の変斑れい岩は、宮ヶ谷変成岩や三滝火成岩類に比べ、有意に若い角閃石 K-Ar 年代を示す。またこの年代は、Maruyama *et al.* (1978) によって報告された、高知市北方の黒瀬川帯蛇紋岩中の低温高压型変成岩 (ヒスイ輝石-藍閃石片岩) の白雲母 K-Ar 年代の範囲 (240 ~ 208 Ma) に含まれる。変斑れい岩の角閃石 K-Ar 年代の解釈については検討の余地を残すが、黒瀬川帯の蛇紋岩中には、三畳紀の変成岩や火成岩、もしくは三畳紀の冷却イベントを記録した変成岩や火成岩の岩体が含まれる可能性がある。

第 3.1 表 角閃岩及び変斑れい岩中の角閃石 K-Ar 年代

試料名	岩石名	測定鉱物	カリウム含有量 (wt.%)	放射性起源 ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ cc STP/g)	非放射性起源 ⁴⁰ Ar (%)	K-Ar年代 (Ma)
KT10-90901	角閃岩	角閃石	0.680 ± 0.014	1291.0 ± 12.6	1.5	432.9 ± 8.6
KT10-90201	変斑れい岩	角閃石	0.202 ± 0.004	187.2 ± 2.0	9.9	224.3 ± 4.8

角閃岩の角閃石は 100 ~ 150 メッシュサイズ (140 ~ 104 μm)、変斑れい岩の角閃石は 60 ~ 120 メッシュサイズ (221 ~ 117 μm) に揃えた。測定は、蒜山地質年代学研究所にて行われた。年代計算には、Steiger and Jäger (1977) の壊変定数 ($\lambda_p = 4.962 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$; $\lambda_c = 0.581 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$; and $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{atom\%}$) を用いた。

第4章 ペルム系浅海成層

(原 英俊・辻野泰之)

4.1 概要

北川地域に分布するペルム系の浅海成層は、平山ほか(1956)によって^{はいぎゅう}拌宮層群と名付けられた。拌宮層群は、砂岩及び泥岩からなり、礫岩・石灰岩礫岩及び石灰岩を挟む地質体として定義された。石灰岩及び石灰岩礫岩はフズリナ化石を多産し、その化石年代に基づき拌宮層群は上部ペルム系とされた。拌宮層群は、東隣桜谷地域の木頭～溝、また^{うすがたに}白ヶ谷～^{こみのの}拌宮からかけて、大きく2列に分かれて分布する。本地域では、南列の拌宮層群が、小見野々、中谷の北西、折字谷川上流、那賀川上流にて分布する。また物部川上流では、南北2列に拌宮層群が分布する。本地域の拌宮層群は、厚い塊状砂岩ないし石灰岩礫岩を特徴とする。

4.2 ^{はいぎゅう}拌宮層群 (Has, Hac)

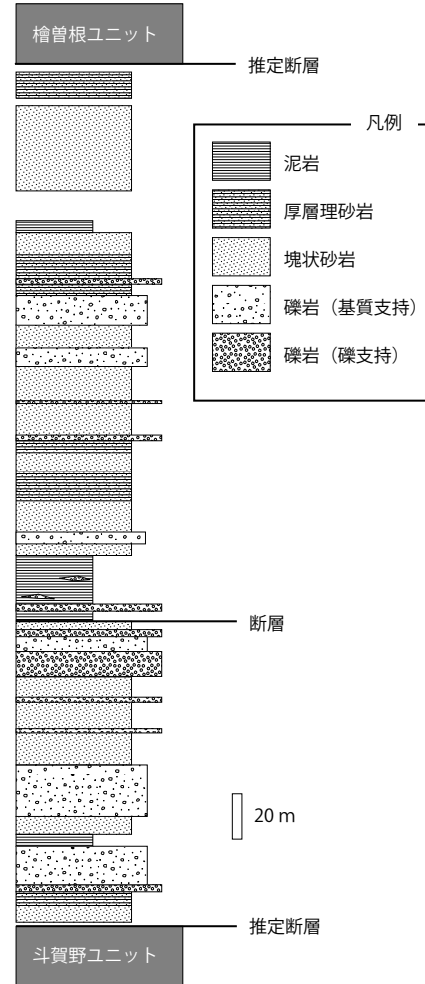
命名 平山ほか(1956)による。

模式地 那賀郡那賀町拌宮

分布・構造 本地域東部では、小見野々でまとまった分布を示す。また中谷の北西にも、ジュラ系浅海成層の広瀬層に付随して、わずかに分布する。西部では、那賀川上流(高の瀬峡の北方)、また物部川最上流部(別府峡谷の北方)にて南北2列に、その分布が認められる。地層の走向は、ほぼ北東-南西ないし東北東-西南西を示し、高角度で北ないし南に傾斜する。周辺の地質体とは断層関係で接する。特に本層群の南限は、十二社断層を介して、秩父帯南帯付加コンプレックス(斗賀野ユニット)と接する。

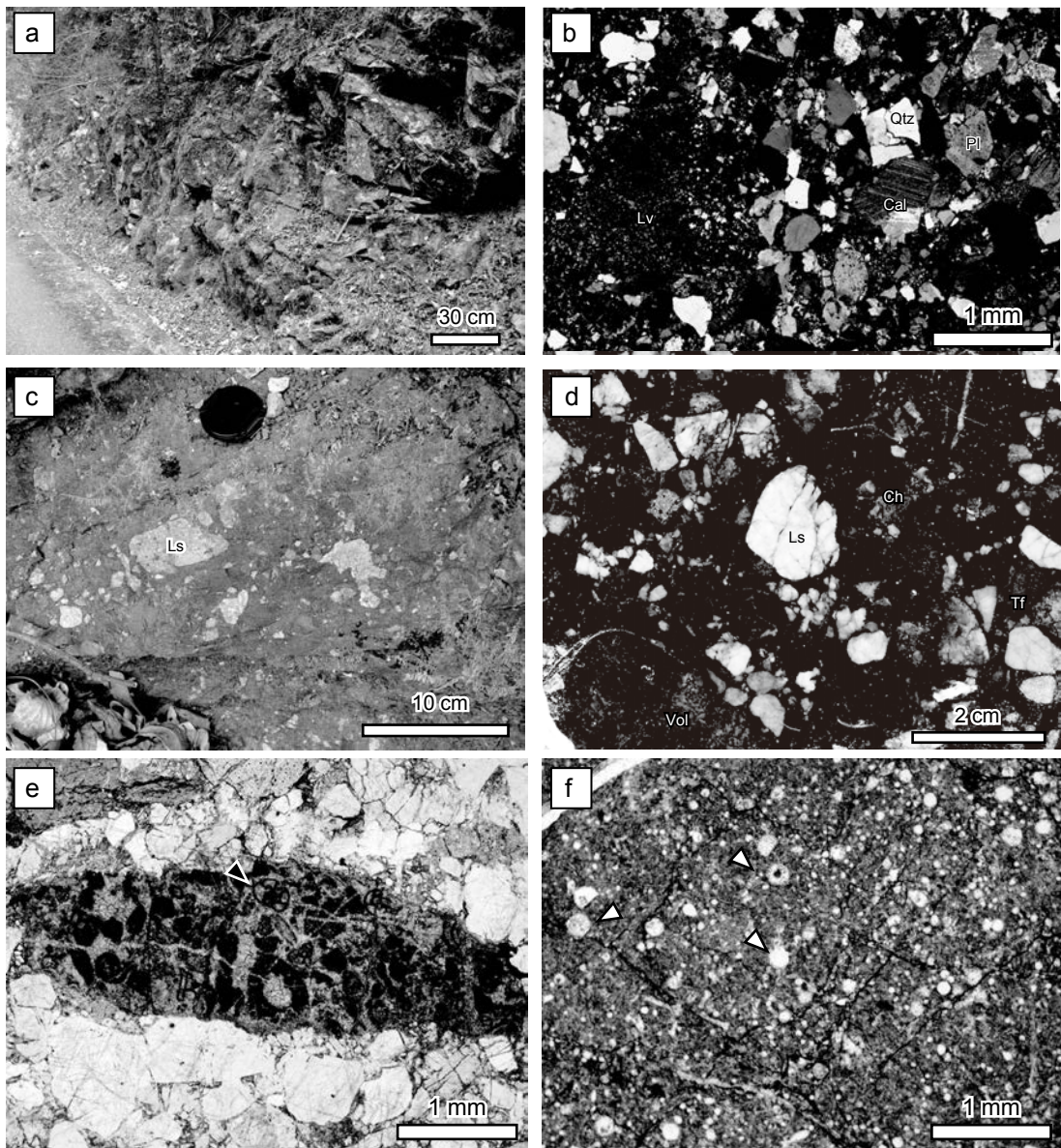
層厚 見かけの層厚は、小見野々で約400 m、物部川上流域の北列で75 m、南列で300 mと見積もられるが、露頭の欠如も著しく、詳細は不明である。

岩相 砂岩(Has)と礫岩及び砂岩(Hac)を特徴とする。小見野々における柱状図を第4.1図に示す。砂岩は、塊状砂岩ないし厚層理砂岩からなり、灰緑色ないし灰色をなし、細粒から粗粒の非常に緻密かつ硬質である(第4.2図a)。また一部で、泥岩を伴う。砂岩や泥岩には、厚さ50 cm以下の淘汰の悪い礫岩層が含まれることがある。砂岩は、石英・長石とともに、多量の火山岩片からなり、石灰岩岩片ないし方解石粒子を伴う(第4.2図b)。また砂岩はしばしば急崖・峡谷をなす。礫岩は石灰岩礫岩を多量に含むことを特徴とする(第4.2図c)。主な礫種は、石灰岩の他に、チャート、砂岩、火山岩、凝



第4.1図 小見野々における拌宮層群の柱状図

灰岩であり(第4.2図d)、まれに花崗岩も認められる。また石灰岩礫岩及びチャート礫岩には、しばしば化石が認められる(第4.1図e, f)。礫岩は、一般に良く円磨された円礫ないし不定形な角礫の細礫～大礫からなり、非常に淘汰が悪い。基質は、凝灰質砂岩ないしアルコース質砂岩からなる。今回、別府峡谷北方の物部川上流において、南北2列に拌宮層群の分布を確認した。北列の拌宮層群は、石灰岩礫岩を主体とする礫岩(Hac)を特徴とし、またチャート礫岩及び火山岩礫岩を伴う。南列の拌宮層群は、厚い塊状砂岩(Has)からなる。南列の砂岩には、火山岩礫岩やチャート礫岩及び泥岩礫岩に富む礫岩が認められた。この礫岩は、急崖をなす塊状砂岩とともに分布すること、また礫岩の西走向方向、西隣の大栃地域の井地山林道、及び東走向方向の那賀川上流部には石灰岩礫岩が認めら



第 4. 2 図 拝宮層群の岩相

- (a) 塊状砂岩。小見野々。
- (b) 砂岩の顕微鏡写真。Qtz:石英, Pl:斜長石, Lv:火山岩片, Cal:方解石。小見野々。クロスニコール。
- (c) 石灰岩礫岩。Ls:石灰岩。小見野々。
- (d) 石灰岩礫岩の研磨写真。Ls:石灰岩, Ch:チャート, Vol:火山岩, Tf:凝灰岩。小見野々。
- (e) 石灰岩礫の顕微鏡写真。三角矢印は有孔虫化石を示す。オープンニコール。別府峡谷北方。
- (f) チャート礫の顕微鏡写真。三角矢印は放散虫化石を示す。オープンニコール。別府峡谷北方。

れるため、拝宮層群に帰属させた。

産出化石 東隣桜谷地域の木頭及び拝宮の石灰岩から、後期ペルム紀を示すフズリナ化石が産出する(平山ほか, 1956)。木頭では, *Condonofusiella cuniculata*, *Schwagerina* aff. *acris*, *Parafusulina?* sp., *Yabeina columbiana*, *Y. yasubaensis*, *Y. gubleri*, *Lepidolina kumaensis*, *L. toriyamai* が、拝宮では, *Lepidolina* sp., *Schwagerina* cf. *acris*, *Schwagerina* sp., *Parafusulina* sp., *Pseudodoliolina pseudolepida gravitesta*, *Pseudodoliolina* sp. が認められている。

栗原ほか(2013)は、中谷北西方の凝灰質泥岩から、*Pseudoalbaillella scalprata*, *Pseudoalbaillella longicornis*, *Albaillella* cf. *asymmetrica* の放散虫化石を報告し、その年代を前期ペルム紀後半のアーティンスキアン期とした。またこの凝灰質泥岩の上位には、礫質石灰岩が累重する。この礫質石灰岩から、上野ほか(2013)は、*Skinnerella gruperaensis*, *Armenina asiatica*, *Misellina claudiae* などのフズリナ化石を認め、その年代を前期ペルム紀後半のクンゲーリアン期後半とした。この凝灰質泥岩-礫

質石灰岩からなるセクションは、黒瀬川帯の下部ペルム系に対比されると考えられる。しかし層厚は約 2 m と非常に薄く、小規模に露出するのみである。またすぐ近傍には、拝宮層群を特徴付ける石灰岩礫岩も認められるため、地質図上では拝宮層群に含めた。

堆積年代 本層群の堆積年代は、石灰岩礫岩から産するフズリナ化石により後期ペルム紀とされている(平山ほか, 1956)。

対比 四国中央部の石灰岩礫岩を特徴とする^{やすば}休場礫岩(Toriyama, 1942)に対比される。磯崎(1985)は、休場礫岩をペルム系付加コンプレックス中の異地性岩塊と

した。一方、拝宮層群の石灰岩礫岩は、厚い塊状砂岩を伴い、休場礫岩と比較して地質図に表現できる広い分布範囲を示す。本報告では、石田・香西(2003)に従い、拝宮層群を付加コンプレックスの岩体として扱わず、浅海成層として扱う。また本層群は、四国中央部に分布する市ノ瀬層群(甲藤ほか, 1956; Hada *et al.*, 1992)に対比される。市ノ瀬層群は、後期ペルム紀フズリナ化石を多産する石灰岩ないし石灰岩礫、また花崗岩礫を伴うことを特徴とする(山下, 1958)。ただし四国中央部の伊野図幅(脇田ほか, 2007)では、市ノ瀬層群をペルム系付加コンプレックスの一員として扱っている。

第5章 三畳系浅海成層

(辻野泰之・原 英俊)

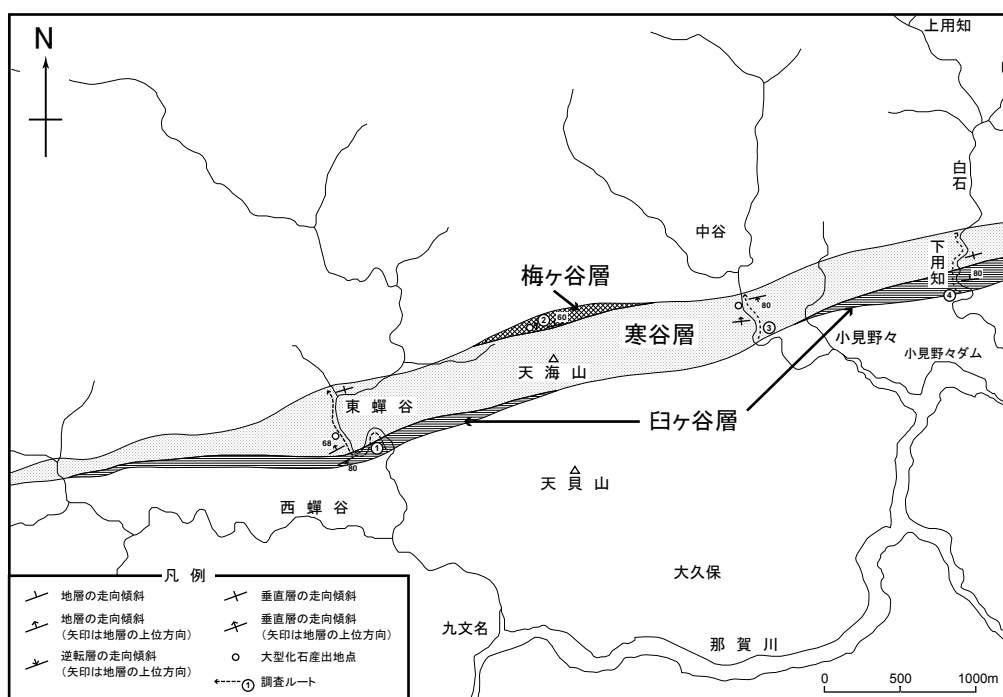
5.1 概要

北川地域内の三畳系浅海成層としては、伊野地域などに分布する蔵法院層相当層である臼ヶ谷層と、川内ヶ谷層群相当層である寒谷層及び梅ヶ谷層が認められる(第5.1図)。三畳系浅海成層は、北川地域の北東部に狭長な帯状に分布しているが、その大部分は寒谷層である。寒谷層と隣接して、南縁と北縁に臼ヶ谷層と梅ヶ谷層が分布している。梅ヶ谷層は、天海山の北方にわずかに露出しているのみで、寒谷層との層序関係は不明である。これらの三畳系浅海成層は、断層を境界にしてペルム系及びジュラ系付加コンプレックス中に挟まれ分布する。また、三畳系浅海成層の中にも、小規模な断層が多数認められる。なお、本調査では、臼ヶ谷層を特徴づける *Daonella* などの二枚貝化石を得ることができなかった。一方、篠原(1946)及び Kobayashi and Tokuyama (1959) によって、下用知、小見野々及び蟬谷から *Daonella* が報告されている。そのため、地質図を図示している過去の研究においては、三畳系浅海成層の南縁に臼ヶ谷層の分布が示されている(小林・市川, 1951; 平山ほか, 1956; 中川, 1961; 森脇, 1960)。本報告においても、従来の研究に従い、三畳系浅海成層の南縁に分布する泥

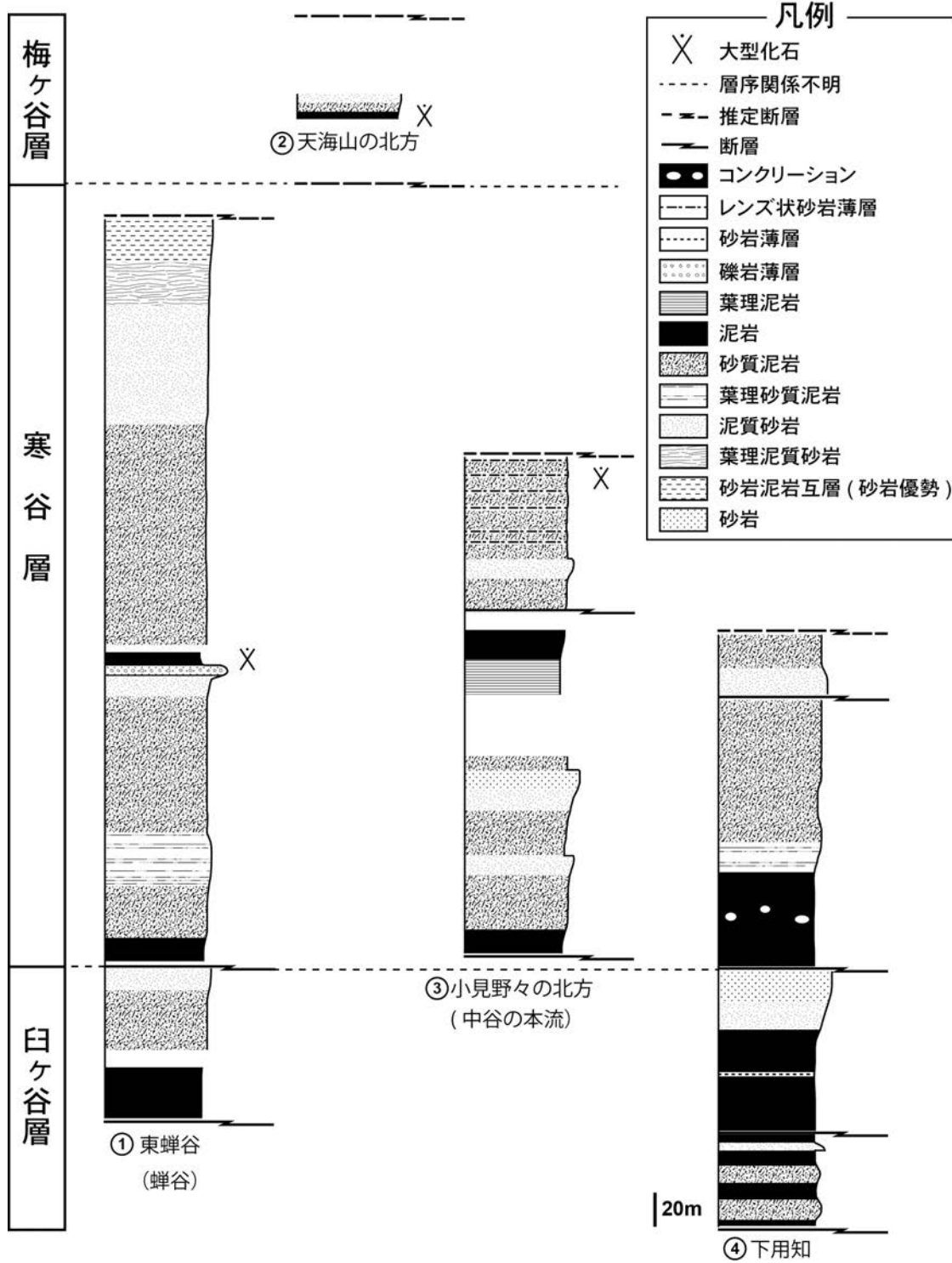
質堆積物を臼ヶ谷層として取り扱うこととする(第5.1図)。

5.2 研究史

北川地域及びその周辺地域に三畳系浅海成層が分布することは、那賀町木頭助の天海山から二枚貝 *Monotis* (当時 *Pseudomonotis*) の化石が確認されたことによって知られるようになった(横山, 1911; サ・デ生, 1915; Yehara, 1927)。その後、大木(1934)や江原(1941)などによって現地での地質調査が進められ、三畳系浅海成層の分布が明らかにされるようになった。大木(1934)は、初めてこの地域の地質図を作成し、三畳系浅海成層の広がりを示した。また、江原(1941)は、三畳系浅海成層が北川地域ならび東隣の桜谷地域の広域に分布し、その分布域を4つの地帯に区分できるとし、北川地域内の三畳系浅海成層は、第四帯に属すると報告している。山下(1950)は、本地域周辺は、東西走向の断層によって、9つの地帯に区分されると報告した。東隣の桜谷地域において、Kobayashi and Iwaya (1941) は、三畳系浅海成層を含む一帯の地質構造が覆瓦構造からなると主張している。その後、小林・市川(1951)では、本地域及



第5.1図 北川地域における三畳系浅海成層の分布



第 5. 2 図 三疊系浅海成層の柱状図
調査ルートは、第 5. 1 図参照.

びその周辺のこれまでの研究を総括し、三疊系浅海成層についてまとめている。

市川ほか(1953)は、那賀町坂州^{さかしゅう}周辺において測量などによる詳細な地質調査を行い、ペルム系(本報告の檜曾根ユニット)と三疊系浅海成層(寒谷層)が不整合関係であることを明らかにし、坂州不整合として紹介した。当時、坂州不整合は、いわゆる秋吉造山運動が外帯の秩父累帯まで及ぶことを示した重要な地質学的証拠であった。その後、平山ほか(1956)による7万5千分の1剣山図幅において、広域的に三疊系浅海成層が記載され、白ヶ谷層及び梅ヶ谷層が新称された。また剣山図幅では、市川ほか(1953)によって命名された寒谷層も新たに記載された。本地域及び周辺地域から産出する化石については、Ichikawa(1954)が、地域全体の三疊系浅海成層中から産出する二枚貝化石の記載を行った。アンモナイトにおいては、桜谷地域内の那賀町長安^{ながやす}の白ヶ谷層から三疊紀ラディニアン期を示す *Protrachyceras* cf. *pseudoarchelaus* (Boeckh) が報告されている(Bando, 1964)。

近年では、石田・香西(2003, 2004)が、秩父累帯を北から雲早山帯、正木帯、吉ヶ平帯、坂州帯、那賀川帯の5つに区分し、白ヶ谷層、寒谷層、梅ヶ谷層の三疊系浅海成層を坂州帯の中を含めている。

5.3 白ヶ谷層 (Us)

命名 平山ほか(1956)によって、那賀郡那賀町白ヶ谷に露出する地層に対して命名された。

模式地 那賀郡那賀町白ヶ谷

層序関係 本層は、北川地域に分布する三疊系浅海成層の最下位にあたる。東蟬谷及び下用知では、上限及び下限ともに断層によって切られている。構造的上位の地層は寒谷層である。

分布・構造 北川地域では、下用知から東蟬谷の西方まで狭長な分布を示す。小見野々の北方では、分布がほとんど見られない。地層の走向は、帯状の分布と同様にほぼ東西ないし東北東-西南西であり、傾斜はほぼ垂直である。上下判定ができる場所は少ないが、全般的に北上位である。傾斜が南傾斜を示し、地層の逆転が見られるところが、しばしばある。

層厚 上限及び下限が断層によって切られているため、全体の層厚は不明であるが、下用知で150 mほどの層厚、また東蟬谷において、85 mほどの層厚がある(第5.2図)。平山ほか(1956)では、白ヶ谷層の層厚を200 m以上と見積もっている。

岩相 主に暗灰色の泥岩及び砂質泥岩からなり、しばしば、厚さ数 mm ~ 5 cm ほどの極細粒砂岩層が挟まれる(第5.3図)。部分的に極細粒~細粒砂岩層が優勢になるところがある。小規模な断層が多数見られ、特に東蟬



第5.3図 白ヶ谷層の暗灰色の泥岩層
薄い極細粒砂層を挟む。地層が断層によって、ややずれている。ハンマーの長さ32 cm。東蟬谷。

谷で見られる泥岩層の多くの部分が剪断されている。下用知においては、層厚30 mにも達する厚い砂岩層が認められる。下用知及び東蟬谷のいずれにおいても、上方粗粒化の傾向が認められる。

産出化石 詳細な産出地は明らかでないが、下用知及び、小見野々、蟬谷において以下の二枚貝化石が産出している(篠原, 1946; Kobayashi and Tokuyama, 1959)。

Daonella kotoi Mojsisovics (産地: 蟬谷)

Daonella hiratai Kobayashi and Tokuyama (産地: 蟬谷)

Daonella sp. (産地: 下用知, 小見野々梅の溝, 蟬谷若宮)

Daonella (?) sp. (産地: 蟬谷)

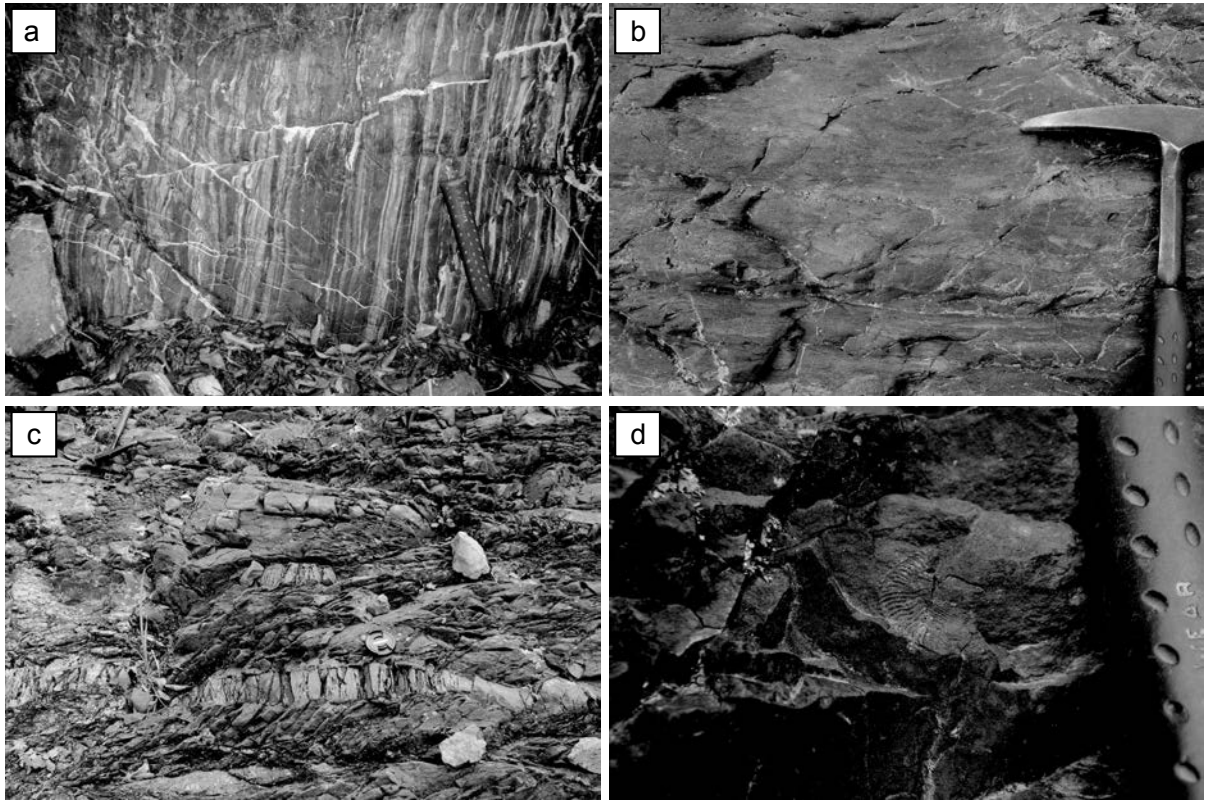
対比・堆積年代 本層は、高知県佐川地域に分布している蔵法院層に対比される(利光ほか, 2007)。本層からは、二枚貝の *Daonella* が産することから、McRoberts(2010)に基づけば、中期三疊紀のアニシアン期後期~ラディニアン期の堆積年代が推定される。さらに隣接する桜谷地域の白ヶ谷層からは、ラディニアン期後期のアンモナイトである *Protrachyceras* cf. *pseudoarchelaus* (Boeckh) が産出している(Bando, 1964)。

5.4 寒谷層 (Sa)

命名 市川ほか(1953)によって、那賀町坂州にある寒谷から坂州木頭川に分布する上部三疊系に対して命名された。その後、平山ほか(1956)において、岩相やその分布、産出化石などが取りまとめられ記載された。

模式地 那賀郡那賀町坂州寒谷

層序関係 本層は、模式地である坂州寒谷において、ペルム系付加コンプレックスの檜曾根ユニットを不整合で覆っている。しかしながら、北川地域において、檜曾根ユニットとの不整合関係は確認できなかった。中谷沿いの小見野々の北方において、本層の下限が、断層によって切られていることが露頭で確認できる。下限の層準の



第5.4図 寒谷層の岩相

- (a) 葉理泥岩層. 中谷沿いに露出する寒谷層の中部で特徴的に見られる. ハンマーの長さ32 cm. 小見野々の北方.
- (b) 砂質泥岩層. 強い生物擾乱が見られる. 写真の縦長30 cm. 小見野々の北方.
- (c) 砂質泥岩層. レンズ状の極細粒砂岩の薄層をしばしば挟む. 写真の下が上位層準. レンズキャップの直径約6 cm. 小見野々の北方.
- (d) 寒谷層の砂質泥岩層に含まれるアンモナイト. アンモナイトは, *Sirenites senticosus* の破片. 写真の縦長9 cm. 小見野々の北方.

南側には、約10 mの層厚の檜曾根ユニットの混在岩が露出し、さらにその南側は、ペルム系浅海成層の拝宮層群が露出する。また、下用知、小見野々の北方、東蟬谷のいずれのルートでも、上限の層準のすぐ北側は、檜曾根ユニットの混在岩が露出している。寒谷層と檜曾根ユニットとの境界は露頭で確認できないが、断層によって切られていることが推定される。

寒谷層と下位の白ヶ谷層との層序関係について、Kobayashi and Iwaya (1941) では、整合関係にあるとし、山下 (1950) では、非整合と考えられている。また、平山ほか (1956) では、寒谷層と白ヶ谷層が桜谷地域の十二社において接しているが、その関係は不明であるとしている。本報告では、正確に寒谷層と白ヶ谷層の境界を認定することが困難であったため、断層によって大きな岩相変化が認められるところを暫定的に境界とした (第5.2図)。

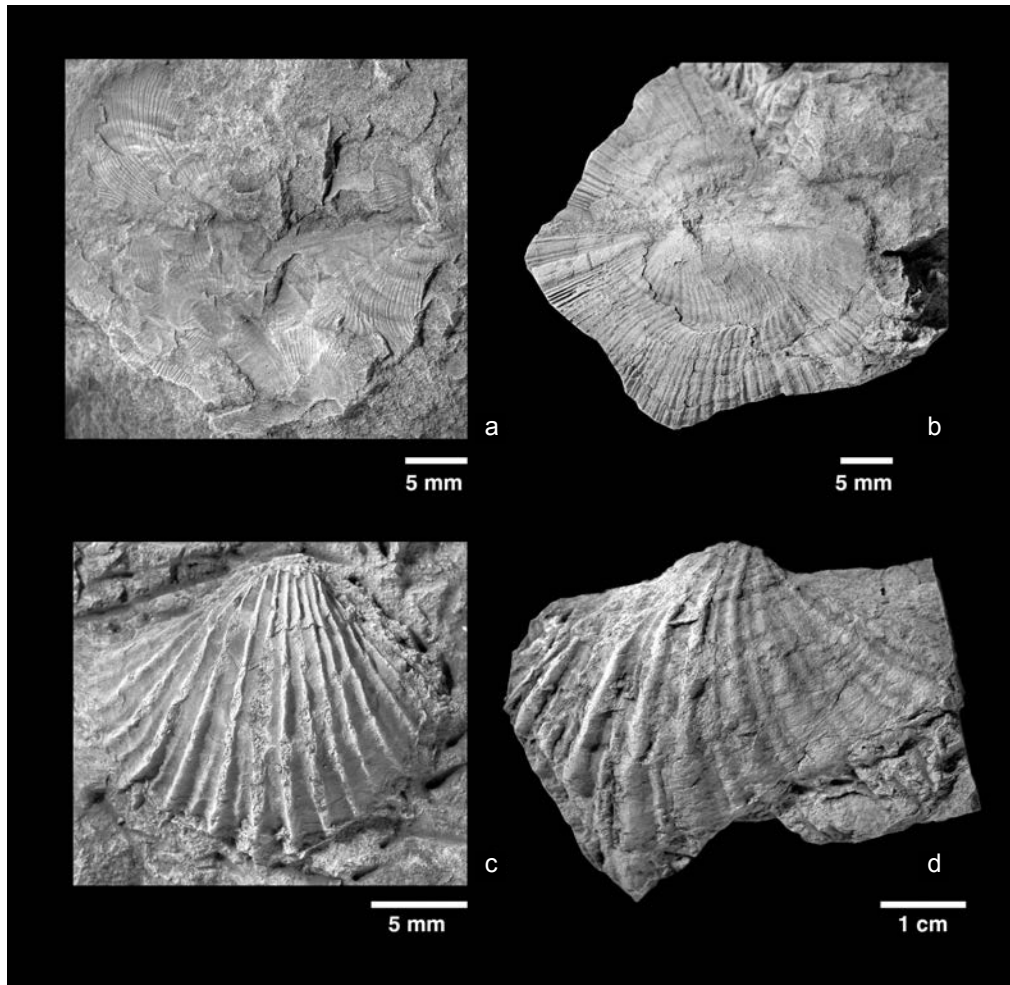
分布・構造 北川地域において、下用知から東蟬谷の西方まで最大幅450 mほどの狭かな分布を示す。西蟬谷より西方では、分布を確認することができない。地層の走

向は帯状の分布にはほぼ平行 (ENE-WSW) であり、傾斜はほぼ垂直、あるいはわずかに北に傾斜している。全体的に北上位であるが、小規模な断層や褶曲によって逆転が見られるところもある。

層厚 模式地である那賀町寒谷で層厚75 mである。中谷沿いの小見野々の北方において、少なくとも約300 mの層厚が観察できた。また、下用知において約200 m、東蟬谷では、約440 mの層厚がある。

岩相 模式地である坂州寒谷において、本層は、上部と下部に区分されている (市川ほか, 1953; 平山ほか, 1956)。下部は、中粒～粗粒砂岩、礫岩の粗粒堆積物からなり、上部は細粒砂岩ないしは、砂質泥岩の細粒堆積物で構成される (平山ほか, 1956)。下部と上部の間には、浅海環境を特徴づけるハンモック状斜交層理が確認されている (石田ほか, 2005a, b)。

北川地域の寒谷層は、主体として砂質泥岩からなり、しばしば、砂岩、泥岩を挟む。岩相はルートによって大きく異なるが、いずれのルートでも上方粗粒化の傾向が認められる (第5.2図)。



第 5. 5 図 寒谷層及び梅ヶ谷層から産出した二枚貝化石
 (a) *Halobia* (*Zittelihalobia*) sp. (東蟬谷)
 (b) *Halobia* (*Zittelihalobia*) *ornatissima* (小見野々の北方)
 (c) *Monotis ochotica* (天海山の北方)
 (d) *Monotis* sp. (天海山の北方)

下用知ルートでは，下部に層厚 60 m ほどの比較的厚い泥岩部が認められ，石灰質のコンクリーションが特徴的に発達する層準もある．上部は，主に砂質泥岩よりなり，泥質砂岩層を挟むところがある．

小見野々の北方ルートでは，砂岩及び砂質泥岩が大部分を占める．下部は，少なくとも 2 層の厚い細粒から中粒の砂岩が挟まれる．中部は，泥質堆積物で構成され，葉理泥岩が特徴的に観察できる (第 5. 4 図 a)．上部は，主に生物擾乱が強く見られる砂質泥岩で構成され (第 5. 4 図 b)．砂質泥岩中には，厚さ 3～5 cm ほどのレンズ状の極細粒砂岩の薄層が頻繁には挟まれる (第 5. 4 図 c)．また，砂質泥岩中には，黒色の植物化石の破片が多く含まれ，一緒に二枚貝やアンモナイトの化石を含むことがある (第 5. 4 図 d)．

東蟬谷ルートの寒谷層は，主として砂質泥岩で構成され，下部と上部において，極細粒砂岩を多く挟む層準がある．下部に挟在する砂岩は層厚 1 cm 以下の薄層であ

り，葉理砂質泥岩である．一方，上部では，砂岩の層厚が 5 cm に達する部分もあり，砂岩泥岩互層にまで達する．中部において，長径 2 cm ほどの礫を伴う中粒から粗粒砂岩の厚い層が特徴的に認められる．

産出化石 産出層準が明確なものは多くないが，下用知，及び小見野々の北方において，二枚貝類を主体に以下のような動物化石の報告がある (Ichikawa, 1954; Tsujino *et al.*, 2013)．また，本報告の調査でも小見野々の北方や東蟬谷から，いくつかの動物化石を採集した (第 5. 5 図)．

二枚貝

Palaeoneilo fujinohira Ichikawa

Palaeoneilo sp.

Trigonucula sakawana Ichikawa

Halobia kawadai Yehara

Halobia obsolete Kobayashi and Aoti

Halobia (*Zittelihalobia*) *ornatissima* (Smith)

Tosapecten suzukii (Kobayashi)

Tosapecten sp.

Anodontophara ? sp.

Schafhaeutlia ? sp.

アンモナイト類

Paratrachyceras sp.

Sirenites senticosus (Dittmar)

対比・堆積年代 本層は、高知県佐川町周辺に分布している川内ヶ谷層群の下部及び中部の層準 (*Triaphorus*–*Halobia*–*Tosapecten* 層) に対比される (利光ほか, 2007). 本層から豊富に産出する二枚貝化石の *Halobia* の生存期間は、後期三畳紀のカーニアン期～ノーリアン期中期である (McRoberts, 2010). また、小見野々の北方から産出したアンモナイト *Sirenites senticosus* は、後期三畳紀のカーニアン期前期の後半に対比される *Austrotrachyceras austriacum* 帯から産出することが知られている. したがって、*S. senticosus* が産出する層準の堆積年代は、カーニアン期前期の後半と推定される (Tsuji et al., 2013).

5. 5 梅ヶ谷層 (Um)

命名 平山ほか (1956) によって、那賀郡那賀町白ヶ谷の支流の梅ヶ谷に露出する地層に対して命名された.

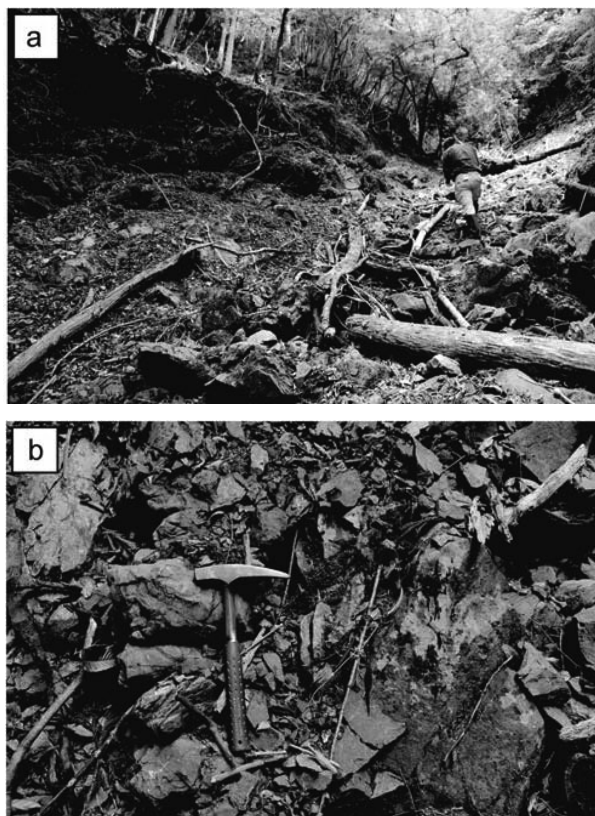
模式地 那賀郡那賀町白ヶ谷支流の梅ヶ谷

層序関係 本層は、北川地域に分布する三畳系浅海成層の最上位にあたり、下位の地層は寒谷層である. しかしながら、露頭において梅ヶ谷層と寒谷層の境界を観察できないため、層序関係は不明である. 中川 (1961) や四国地方土木地質図編纂委員会 (1998) は、本地域における梅ヶ谷層分布域の北縁及び南縁が断層によって切られていると示している. 市川ほか (1953) は、本地域より東方にある坂州地域において、*Monotis* を含む上部三畳系 (=梅ヶ谷層) が、断層で囲まれ、くさび状に分布していることを示している. 本報告では、これらの研究にしたがい、梅ヶ谷層と寒谷層の境界は断層関係であるとした.

分布・構造 北川地域では、天海山周辺にわずかに分布しているのみである. その他に東隣の桜谷地域的那賀町坂州や那賀町白ヶ谷支流の梅ヶ谷にも分布している (平山ほか, 1956). 地層の走向は帯状の分布にほぼ平行 (ENE–WSW) であり、北に約 60° 傾斜している. 露頭において、地層の上下は確認できなかった.

層厚 下限及び上限は不明であるが、本層の層厚は、約 100 m である (平山ほか, 1956).

岩相 天海山の山頂から北西 250 m ほどの沢において、泥岩及び泥質砂岩の露出を確認できたのみである (第 5. 2 図; 第 5. 6 図 a, b). なお須鎗 (1991) によれば、主に泥岩及び砂岩泥岩互層からなり、細粒砂岩～細礫



第 5. 6 図 梅ヶ谷層の岩相

(a) 天海山の山頂から北西 250 m ほどの沢. 沢沿いに梅ヶ谷層が露出する. 天海山の北方.

(b) 泥質砂岩. ハンマーの長さ 32 cm. 天海山の北方.

岩を挟むとされる. 露出がわずかなため、下限から上限までの全体の岩相は不明である.

産出化石 天海山の山頂近くから *Monotis* が産出することが古くから知られている (横山, 1911; サ・デ生, 1915; Yehara, 1927; Ichikawa, 1954). 本報告の調査でも天海山の北西の沢沿いにおいて、*Monotis ochotica* を採集した (第 5. 5 図). これまでの研究で報告された化石は以下のようなものである (サ・デ生, 1915; 大木, 1934; 篠原, 1941; Ichikawa, 1954).

二枚貝

Monotis ochotica ochotica (Keyserling)

Monotis ochotica densistriata (Teller)

Monotis zabaikalica (Kiparisova)

Monotis subcircularis Gabb

Gervillia ? sp.

Cardinia misawensis Kobayashi and Ichikawa

Trigonodus ? sp.

本報告の調査で梅ヶ谷層の露出が確認できなかった東蟬谷及び下用知からも *Monotis* が報告されている (Ichikawa, 1954). また大木 (1934) では、東蟬谷西方の蟬谷の泥岩より *Monotis* (当時は、*Pseudomonotis*

ochotica)の産出が記録されている。*Monotis*の産出から、天海山山頂周辺以外でも梅ヶ谷層が点在して小規模に分布する可能性がある。しかしその詳細は不明なため、地質図には図示していない。

対比・堆積年代 本層は、高知県佐川地域に分布している川内ヶ谷層群の上部層準(*Monotis*層)に対比され

る(利光ほか, 2007)。また、愛媛県の西予市(旧城川町～野村町周辺)に分布している久保谷層に対比できる(Hada, 1974; 利光ほか, 2007)。本層からは、二枚貝の*M. ochotica*が産することから、McRoberts(2010)に基づけば、本層の堆積年代は後期三畳紀のノーリアン期と推定される。

第6章 ジュラ系浅海成層

(原 英俊・辻野泰之)

6.1 概要及び研究史

北川地域には、ジュラ系浅海成層の広瀬層が分布する(石田・香西, 2004)。広瀬層は、従来栗坂層(Kobayashi and Iwaya, 1941)とされていた上部ジュラ系浅海成層より、層序及び前期ジュラ紀放射虫化石の産出に基づいて、石田・香西(2004)によって新たに定義・区分された地層である。

広瀬層は主に砂岩泥岩互層からなり、タービダイトを特徴とする(石田・香西, 2004)。また礫岩及び凝灰岩、さらに鳥巢式石灰岩を挟む地層とされる。本地域には、広瀬層の砂岩泥岩互層及び礫岩が分布し、鳥巢式石灰岩は認められなかった。

栗坂層は、シルト質泥岩を主体とし、砂岩泥岩互層からなる。また栗坂層からは、アンモナイト化石(*Ataxioceras kurisakaense* Kobayashi and Fukuda)及び二枚貝化石が報告され、その堆積年代は後期ジュラ紀のキンメリッジアン期とされた(Kobayashi and Fukuda, 1947; 佐藤ほか, 2008)。また栗坂層の泥岩より、中期ジュラ紀後半及び後期ジュラ紀の放射虫化石群集が報告されている(Ishida, 1997; 石田・香西, 2004)。なお栗坂層は、東隣の桜谷地域に広く分布し、本地域には分布しない。

6.2 広瀬層(Hi, Hc)

命名 石田・香西(2004)による。

模式地 那賀郡那賀町広瀬

分布・構造 東隣桜谷地域の坂州^{さかしゅう}付近から、本地域の^{かみょうち}上用知及び林谷から中谷北方にかけて分布する。北東-南西ないし東北東-西南西の走向を示し、高角度で北ないし南に傾斜する。本層は、断層を介し檜曾根ユニット中に分布する。また西延長では、断層により三滝火成岩類と接する。

第6.1図 広瀬層の岩相(次頁)

- (a) 上方細粒化する砂岩泥岩互層。東隣桜谷地域の坂州周辺。
- (b) 砂岩泥岩互層。中谷北方。
- (c) 泥岩優勢な砂岩泥岩互層。中谷北西方。
- (d) 礫岩。Vol: 火山岩, Tf: 凝灰岩。上用知。
- (e) 火山碎屑岩。林谷。
- (f) やや溶結した火山碎屑岩の顕微鏡写真。緑泥石を伴うガラス質な基質と斜長石からなる。Chl: 緑泥石, Pl: 斜長石。オープンニコル。林谷。
- (g) 珩長質凝灰岩。林谷北西。
- (h) 珩長質凝灰岩の顕微鏡写真。隱微質～微晶質な石英、粘土鉱物、不透明鉱物からなる。オープンニコル。

層厚 層厚は、50～300 mと見積もられるが、露頭の欠如も著しく、詳細は不明である。

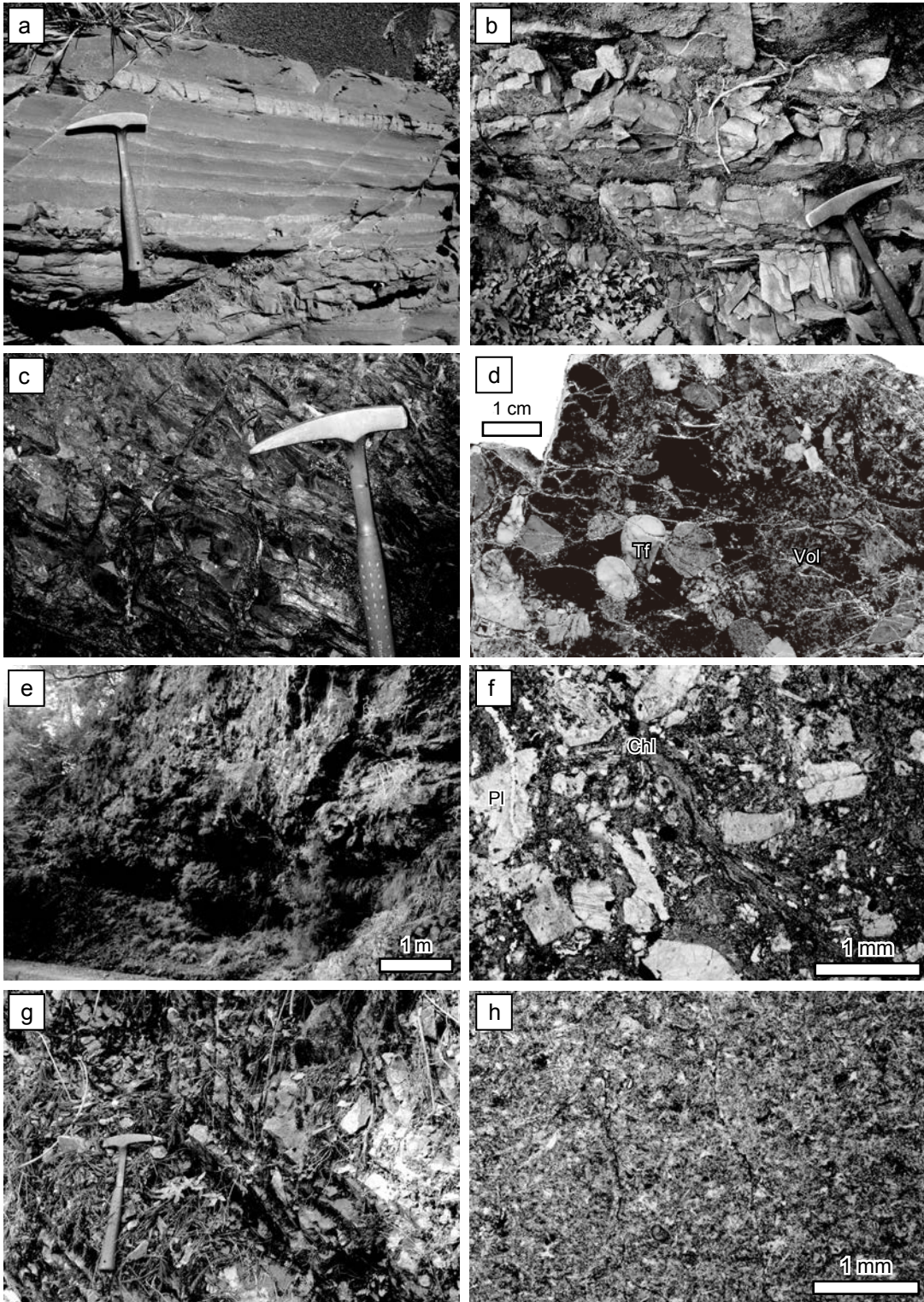
岩相 単層の厚さが10 cm以下で、上方細粒化が顕著な砂岩泥岩互層(Hi)からなる(第6.1図 a-c)。上用知には、礫岩(Hc)が分布する。礫岩は、砂岩、火山岩、深成岩礫を多く含み、円摩度が高い細礫～中礫からなる(第6.1図 d)。露頭の露出状況は悪く、また分布域も狭いことから、層序などの詳細は不明である。

林谷北西に、玄武岩質～安山岩質な火山碎屑岩が認められる(第6.1図 e, f)。石田・香西(2004)によると、広瀬層の基底部には、珩長質火山岩類の中～大礫を主体とする礫岩層が認められている。火山碎屑岩は、ジュラ系分布域の南縁部に分布するため、広瀬層基底部に相当する可能性があるが、火山岩の構成要素が異なる。また分布規模が小さく地質図には図示していないが、火山碎屑岩の北側に厚さ10 mほどの淡緑色なチャート様の珩長質凝灰岩が認められた(第6.1図 g, h)。これらの火山碎屑岩と珩長質凝灰岩は、岩相の類似性からシルル系^{すべりだに}三谷層群(平山ほか, 1956; 石田, 1977b)に対比される可能性もある。しかし露頭が少なく、また堆積年代も不明である。本報告では、これら火山碎屑岩とチャート様の珩長質凝灰岩を、広瀬層の基底礫岩相当層と珩長質凝灰岩に対比させた。

産出化石 本地域から化石の産出報告はない。石田・香西(2004)により、東隣桜谷地域の坂州周辺にて、薄層理の珩長質凝灰岩から *Parasuum simplum*, *P. ovale*, *Gigi* sp., *Bagotum* sp. からなる放射虫化石群集が報告されている。

堆積年代 泥岩から産する放射虫化石により、堆積年代は前期ジュラ紀(ヘッタンギアン期～プリンスバッキアン期前半)とされる(石田・香西, 2004)。

対比 7万5千分の1剣山図幅(平山ほか, 1956)の鳥巢層群及び^{おつたて}追立層群に相当する。



第7章 黒瀬川帯のペルム系及び下部ジュラ系付加コンプレックス

(原 英俊)

7.1 概要及び研究史

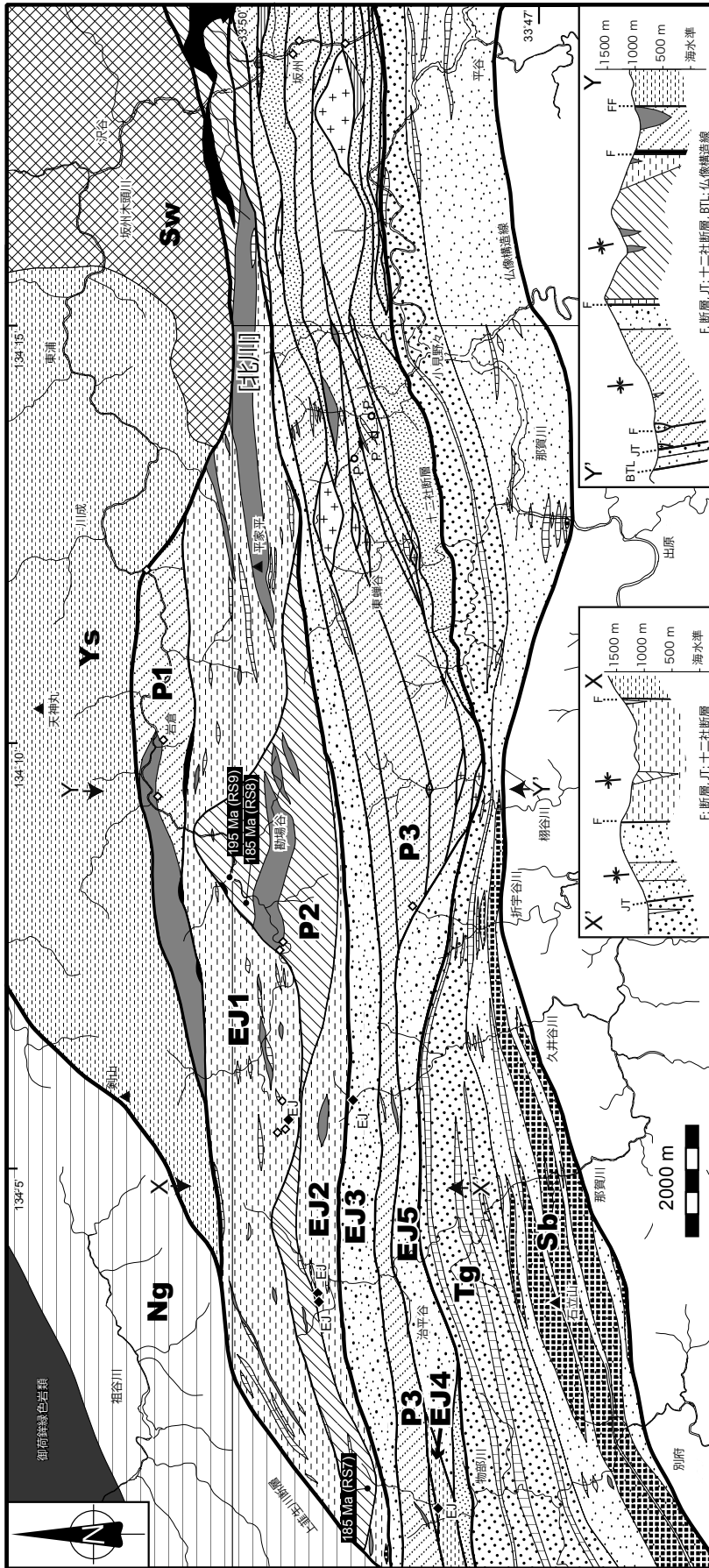
北川地域のペルム系付加コンプレックスは、大木(1934)によって剣山及び那賀川周辺にて、秩父古生層として地質図に示された。東隣の桜谷地域で、Kobayashi and Iwaya (1941)は、11の衝上断層により、三疊系及びジュラ系浅海成層と秩父古生層(秩父層群)が繰り返し分布する地質図を描いた。その後、山下(1950)により、北川地域を含む地質図が示され、浅海成層及び火成岩類・蛇紋岩とともに、秩父帯の古生層が記載された。そして山下(1950)は、Kobayashi and Iwaya (1941)が報告した低角な衝上断層を認めず、高角な断層によって地質体が区分される地質構造を提唱した。その後、7万5千分の1^{はんざん}山図幅(平山ほか, 1956)にて、北川地域を含む広域的な地質図が初めて示された。平山ほか(1956)によると、北川地域には、主に沢谷層群(下部～中部ペルム系)、檜曾根層群(中部ペルム系)及び追立層群(下部ペルム系)が分布する。そして沢谷層群は秩父帯北帯に、檜曾根層群と追立層群は秩父帯中帯(黒瀬川帯)に対比された(平山ほか, 1956)。また小川(1974)は、徳島県下の秩父帯の地質図を示し、その中で秩父帯中部とされた黒瀬川帯では、東隣桜谷地域にて閉じた南フェルゲンツの褶曲と高角ないしやや高角に北へ傾斜する断層が発達する地質構造を示した。

1980年代に入り、北川地域及び北隣の剣山地域の黒瀬川帯及び秩父帯の泥質岩より、ペルム紀及びジュラ紀放射虫化石が相次いで報告され、さらに付加地質学概念に基づき、沢谷層群・檜曾根層群・追立層群は付加コンプレックスとして認識された(石田, 1983, 1985a, 1985b, 1986, 1987; 山北, 1986; Yamakita, 1986, 1988)。

北川地域周辺では、黒瀬川帯の成因に関して、いくつか異なるテクトニクスが提唱されている。石田(1985a)は、秩父帯北帯にて、ペルム系とジュラ系付加コンプレックスを見出し、ペルム系付加コンプレックスがジュラ系付加コンプレックスに挟まれ2帯分布することを報告した。さらにIshida (1999)及びIshida *et al.* (2003)は、四国東部全域の秩父帯・黒瀬川帯を構成する地質体の層序区分の見直しを行った結果、ペルム系付加コンプレックスは秩父帯の構造的上位を占める黒瀬川帯構成要素とみなすことができ、さらにアウト・オブ・シーケンススラスト(Out-of-sequence thrust, 順序外スラスト)や横ずれテクトニクス(Strike-slip tectonics)の変位によ

り、ペルム系付加コンプレックス及び秩父帯ジュラ系付加コンプレックスと黒瀬川帯の浅海成層が構造的に繰り返し分布すると説明した(石田・香西, 2003; Ishida *et al.*, 2003)。磯崎ほか(1992)は、石田(1985a)が示した2帯のペルム系付加コンプレックスが、黒瀬川帯のクリッペを構成する同一ユニットとして考え、黒瀬川帯の内帯起源説の一例として取り挙げた。山北(1998)は、ペルム系付加コンプレックスを、秩父帯北帯の沢谷ユニットと黒瀬川帯のペルム系付加コンプレックスに分けた。そして横ずれテクトニクスの結果、黒瀬川帯のペルム系付加コンプレックス中に、変成岩類・火成岩類・浅海成層が取り込まれたと解釈した。また下部ジュラ系付加コンプレックスが黒瀬川帯に含まれる可能性があることを指摘した。Charvet (2013)は、北川地域を含む四国東部にて、黒瀬川帯の形成に大陸衝突が重要な要素を占めるとした従来のテクトニックモデル(Charvet *et al.*, 1985; Faure, 1985; Faure and Natal'in, 1992)を再構築した。Hara *et al.* (2013)は、黒瀬川帯のペルム系付加コンプレックスとされていた地質体から、前期ジュラ紀の放射虫化石を見出し、黒瀬川帯を構成する付加コンプレックスは、ペルム系と下部ジュラ系付加コンプレックスからなるとした。またこの地質構造及び弱変成作用の解析を基に、黒瀬川帯の内部構造は、クリッペや大陸衝突などの単一のテクトニックモデルだけで説明することは難しく、付加コンプレックス形成後の横ずれテクトニクスなどによる変化の影響が強いことを示唆した。

本地域周辺は、黒瀬川帯を構成する火成岩類や変成岩類及び浅海成層がまとまって分布せず、黒瀬川帯の構造発達史について、複数のモデルが提唱されている。特に、ペルム系付加コンプレックスの帰属及び対比が研究者間によって異なり、付加コンプレックスの特徴を解明することが、黒瀬川帯の構造発達史解明にとって重要である。本報告では、山北(1998)に従い、ペルム系付加コンプレックスを黒瀬川帯と秩父帯北帯に認めた。そして黒瀬川帯のペルム系付加コンプレックスは、泥質千枚岩を主体とする勘場谷ユニットと混在岩を主体とする檜曾根ユニットに、秩父帯北帯のペルム系付加コンプレックスは沢谷ユニットに区分した(第7.1図)。なお沢谷層群は、模式地である那賀町沢谷にて、背斜構造をなす秩父帯北帯の地層群の中で構造的最上位の地質体であるとされているが、本地域には分布しない(勘米良, 1969; Yamakita, 1988; 富永, 1990)。なお北隣剣山地域の東浦に分布する凝灰質泥岩ないし淡緑色珪質泥岩より、石



- 四万十帯付加コンプレックス
- 秩父帯南帯付加コンプレックス
- 秩父帯北帯付加コンプレックス
- 黒瀬川帯付加コンプレックス
- 下部ジュラ系付加コンプレックス
- 上部ベルム系付加コンプレックス
- 付加コンプレックス中の岩体
- 黒瀬川帯浅海成層, 火成岩類及び変成岩類
- ベルム系〜ジュラ系浅海成層
- シルル系石灰岩・凝灰岩
- 三滝火成岩類
- 宮ヶ谷変成岩類
- 蛇紋岩
- 断層
- 主な放散虫化石産出地点
- ◆ EJ: 泥岩, 前期ジュラ紀 (Hara et al., 2013)
 - ◆ 凝灰岩, 前期ジュラ紀 (石田, 1985a)
 - P: 泥岩及び珪質泥岩, 後期ベルム紀 (中村, 2013)
 - ◇ 泥質岩, 中期〜後期ベルム紀 (石田, 1985a; 山北, 1986; Tominaga, 1990; 石田ほか, 2005a)
 - チャート, 中期〜後期ベルム紀 (Hara et al., 2013)
- 185 Ma (RS7)** 泥質千枚岩のイライトK-Ar年代

第7.1図 黒瀬川帯・秩父帯付加コンプレックスの地質概略図

田 (1985a) 及び Matsuda and Ogawa (1993) は中期～後期ペルム紀放射虫化石を報告した。しかし周辺の泥岩はジュラ紀放射虫化石を産し、凝灰質泥岩の分布範囲は狭いため、東浦におけるペルム系の詳細は不明である。

本報告では Hara *et al.* (2013) に従い、黒瀬川帯を構成する付加コンプレックスは、ペルム系付加コンプレックスとともに、下部ジュラ系付加コンプレックスからなるとした。そして下部ジュラ系付加コンプレックスを、混在岩を主体とする平家平ユニットと、破断した砂岩泥岩互層を主体とする治平谷ユニットに区分した。北川地域周辺の黒瀬川帯・秩父帯付加コンプレックスの地質図を第 7.1 図に、従来の研究で定義された地質体との対比を第 7.1 表に示す。また北川地域の黒瀬川帯・秩父帯の付加コンプレックスについて、産出化石に基づき、復元された海洋プレート層序を第 7.2 図に示す。

7.2 勘場谷ユニット (PKp, PKc, PKb)

命名・定義 Hara *et al.* (2013) で示されたペルム系付加コンプレックスのうち、泥質千枚岩から構成されるユニットを、勘場谷ユニットと命名する。坂州木頭川の支流である勘場谷を模式地とする。

分布 勘場谷から勘場山周辺にかけて分布する。また那賀川の最上流域、物部川の最上流域に分布する。勘場谷周辺のルートマップを第 7.3 図に示す。

対比 平山ほか (1956) の勘場谷付近に分布する沢谷層群に対比される。勘場谷周辺に分布する石田 (1985a) の F 垂帯の一部に相当する。山北 (1998) が示した黒瀬川帯のペルム系付加コンプレックス中の弱変成岩のうち、勘場谷周辺に分布する弱変成岩が該当する。石田・香西 (2003) による吉ヶ平帯のペルム系付加コンプレックスに相当する。また四国中央部に分布する新期伊野変成コンプレックス (宮崎, 2007b) などに相当する。

岩相 主に泥質千枚岩及び変成砂岩泥質千枚岩互層

(PKp) 及び変成玄武岩類 (PKb) からなり、変成チャート (PKc) を伴う。模式地の勘場谷周辺では、泥質千枚岩及び変成玄武岩が卓越する。一方、物部川最上流域や那賀川最上流域では、変成砂岩泥質千枚岩互層及び変成チャートの岩体が卓越し、これらはしばしば破断相ないし混在相を示す。

泥質千枚岩は、黒色を呈し、層理面に平行ないし斜交する片理が発達する泥質岩である (第 7.4 図 a)。またしばしばシルトサイズ (径 50 μm) 以下の石英及び長石粒子を含む。鏡下では、粘土鉱物 (定向配列するイライト及び緑泥石) と黒色不透明なシームからなる圧力溶解劈開が認められ、これらが片理を形成する (7.4 図 b)。また片理と斜交し、スレート劈開やちりめんじわ劈開も発達する。変成砂岩は、片理の発達した細粒～中粒の片状砂岩である。しばしば泥質千枚岩と互層をなす。変成玄武岩類は、玄武岩溶岩と火山砕屑岩からなり、緑色ないし赤褐色～赤色を呈する (7.4 図 c)。一般に玄武岩溶岩は、塊状ないし枕状溶岩で、無斑晶質で主に斜長石と不透明鉱物からなり、まれに普通輝石の斑晶を含む。火山砕屑岩は、長石や輝石などの玄武岩岩片からなる砕屑岩及び凝灰岩からなる。なお勘場谷では斑れい岩も認められた (7.4 図 d)。変成チャートは、白色～灰色な層状チャートで (7.4 図 e)、変成作用によって層理面が不明瞭なこともある。

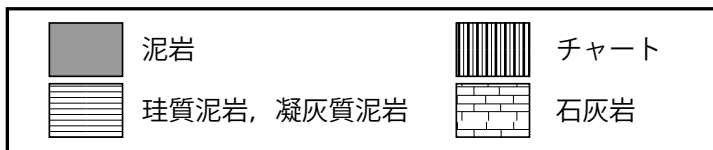
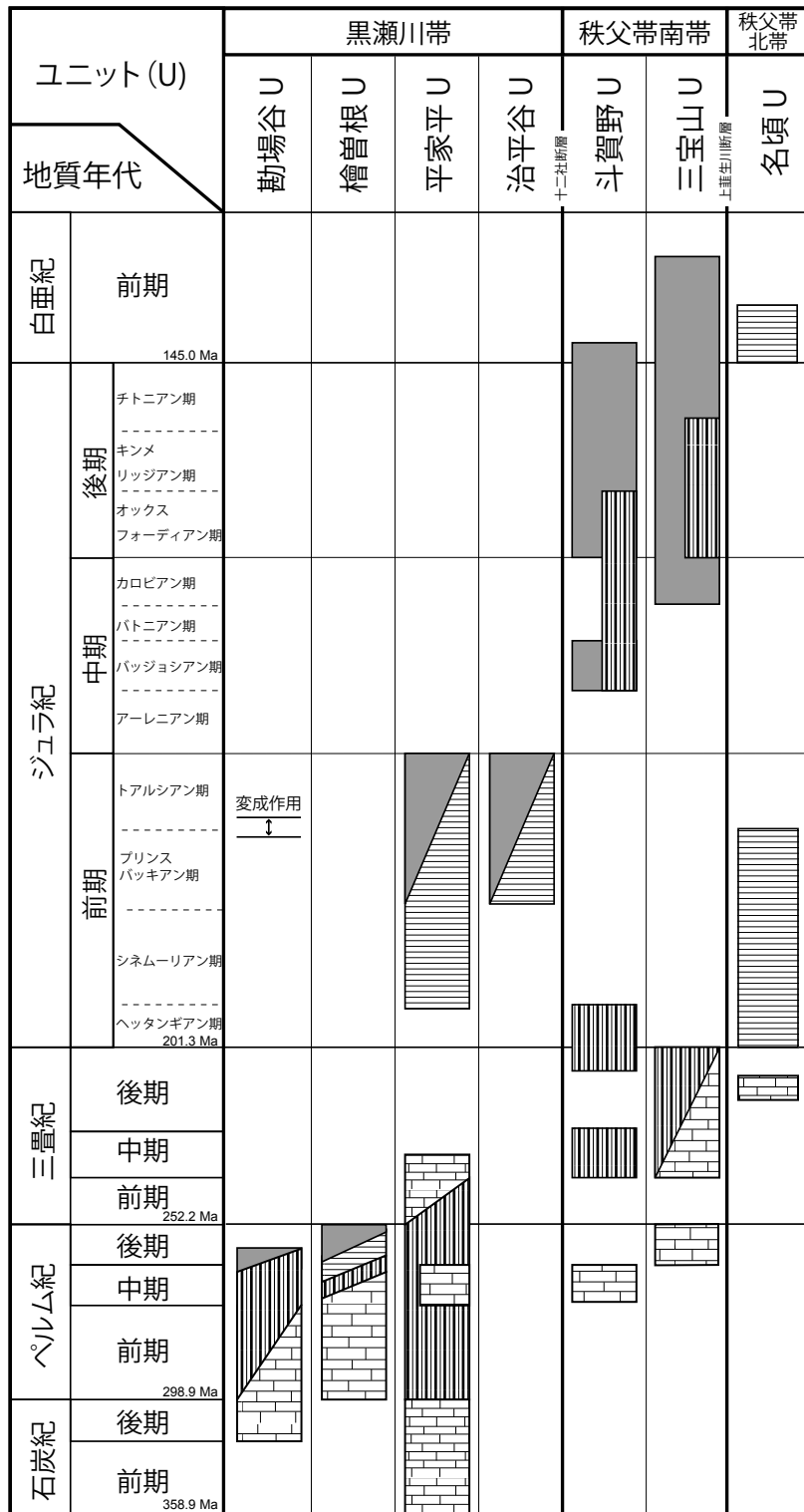
構造 地層及び片理の走向は、北東-南西方向が卓越するが北西-南東方向も認められ、ばらつきが認められる。地層及び片理の傾斜も 30～90° とばらつきが認められる。断層を介し、平家平ユニットに挟まれる様に分布する。

変成作用 イライトや炭質物の結晶化度の評価によれば、本ユニットは、300℃ 程度の変成作用を受けたとされる (Hara *et al.*, 2013)。変成玄武岩には、アクチノ閃石、緑れん石、緑泥石、ぶどう石 (7.4 図 f, g) の変成鉱物が認められたが、変成度を特定する変成鉱物組み合わせ

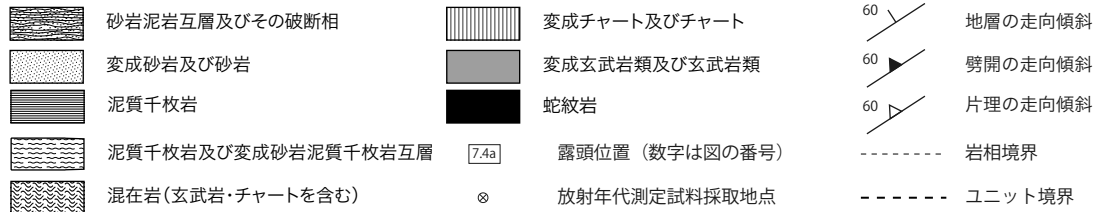
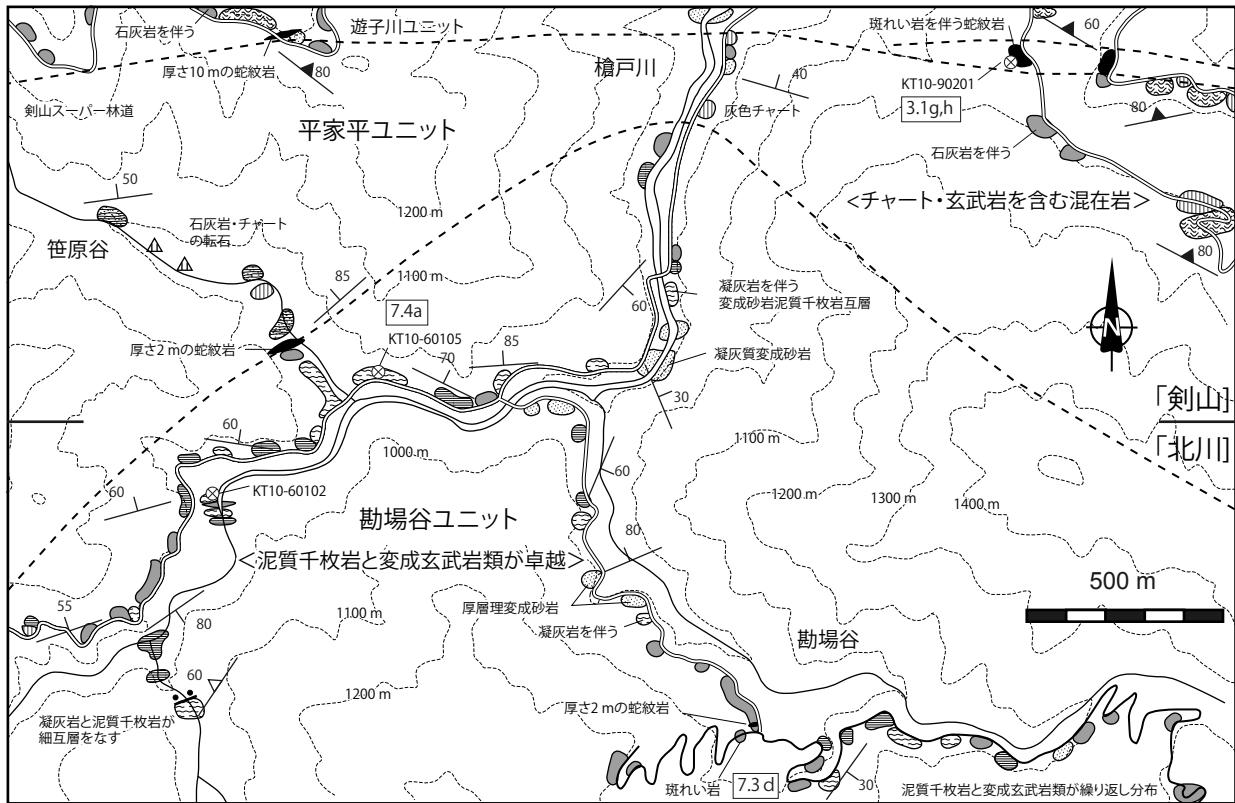
第 7.1 表 黒瀬川帯・秩父帯付加コンプレックスの地質体対比

	本報告		平山ほか (1956)		石田 (1985)		石田 (1987)		石田・香西 (2003)	山北 (1998)	磯崎ほか (1992)	松岡ほか (1998)
	第 7.1 図	ユニット	西部	東部	北部	西部	西部	東部				
北 ↑ 黒瀬川帯 ↓ 南	Ng	名頃ユニット		剣山層群					雲早山帯	神山層群		柏木ユニット
	P1	分布しない	沢谷層群	沢谷層群	B 垂帯		秩父帯北帯	秩父帯北帯	正木帯	八重地層群	秩父帯北帯	黒瀬川帯
	EJ1	平家平ユニット			D, E 垂帯				前期ジュラ紀 AC	遊子川ユニット	秩父帯北帯	遊子川ユニット
	P2	勘場谷ユニット			F 垂帯	D, E 垂帯			後期ペルム紀 AC	黒瀬川帯弱変成岩		
	EJ2	平家平ユニット										
	EJ3	治平谷ユニット										
	P3	檜曾根ユニット	檜曾根層群									
	EJ4	治平谷ユニット	分布しない									
	Tg	斗賀野ユニット	若杉層群	若杉層群	秩父帯南帯	IIIa 亜帯	分布しない	倉野層群・細野層群・大竜寺層群	那賀川帯			
	Sb	三宝山ユニット				IIIb, IIIc 亜帯	Ib, II, IIIa 亜帯	久井谷層群		南部秩父帯	秩父帯南帯	斗賀野ユニット
					IV 亜帯	IV 亜帯					三宝山ユニット	

P1～P3, EJ1～EJ5, Tg, Sb については、第 7.1 図を参照。



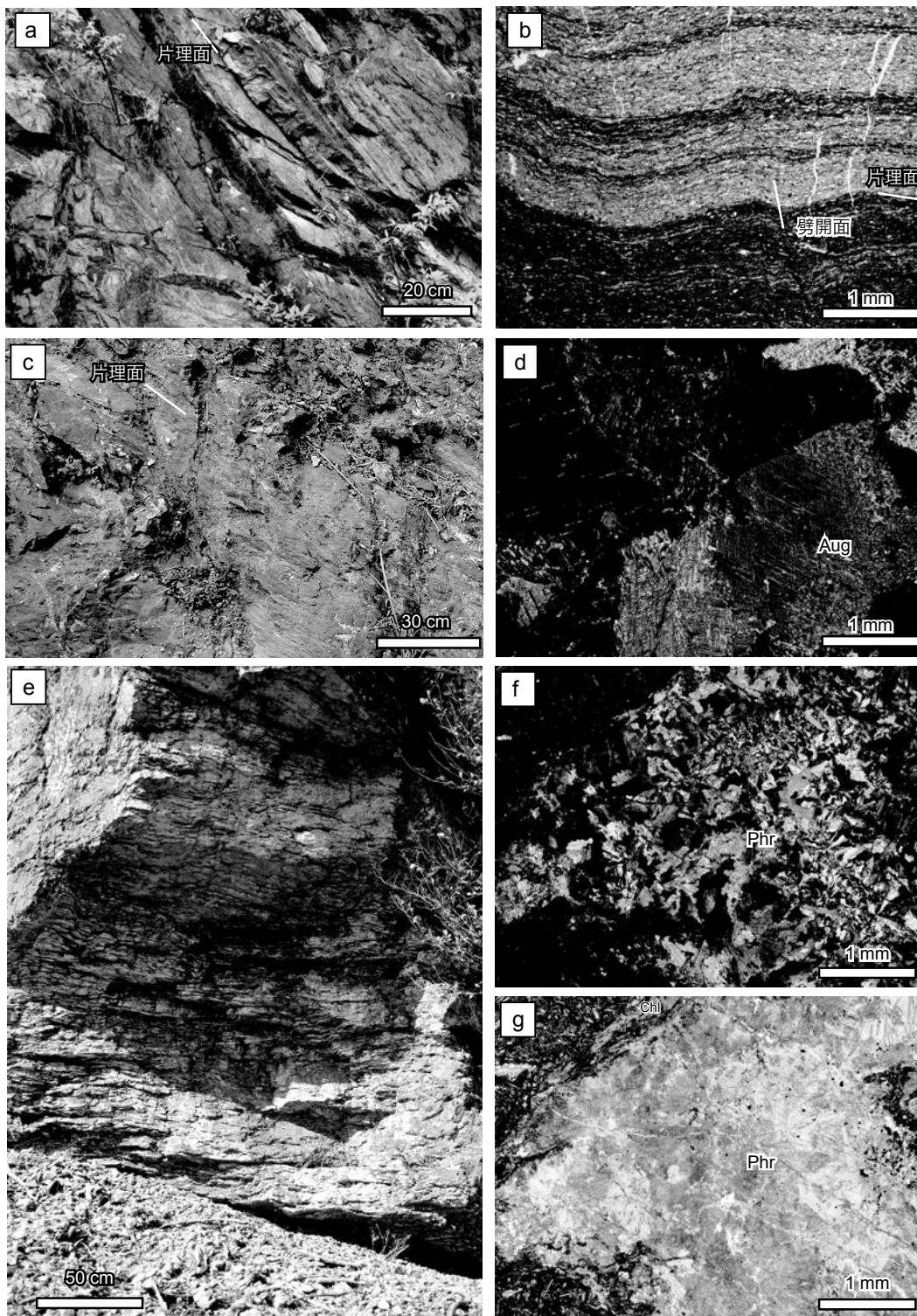
第7.2図 黒瀬川帯・秩父帯付加コンプレックスの海洋プレート層序
主に北川地域から産出する化石に基づく。ただし、名頃ユニットの珪質泥岩の年代は、柏木ユニット（松岡ほか、1998）に従った。



第7.3図 勘場谷周辺のルートマップ

せは見いだせなかったため、変成条件は不明である。なお、本ユニットに対比される新期伊野変成コンプレックスは、パンペリー石-アクチノ閃石相の変成作用を受けている(宮崎, 2007b)。そのため本ユニットも同程度の変成作用を受けていると考えられる。また泥質千枚岩中のイライト K-Ar 年代として、3 地点より $184.8 \pm 3.9\text{Ma}$, $185.5 \pm 3.9\text{Ma}$, $194.9 \pm 4.1\text{Ma}$ が得られた(第7.2表)。本ユニットの変成作用は 300°C 程度であるため、イライト K-Ar 年代の開鎖温度 ($350 \pm 50^\circ\text{C}$) に達していない。そのため、泥質千枚岩中のイライト K-Ar 年代は、変成年代に近似されると考えられ、その年代は前期ジュラ紀である(Hara et al., 2013)。また四国中央部の新期伊野変成コンプレックスのフェンジャイト及び白雲母からは、主に後期三畳紀~前期ジュラ紀の K-Ar 年代が報告されており(磯崎・板谷, 1990; 宮崎, 2007b)、本ユニットの K-Ar 年代値はこれらと調和的である。

産出化石 石田(1985a)は、Loc.23Bの石灰岩より、*Neogondolella* sp., *Streptognathodus* spp., などの後期石炭紀~前期ペルム紀を示唆するコノドント化石を報告した。Yamakita(1986)は、地点85のチャートより *Neogondolella* sp., *Ozarkodia* sp. のペルム紀コノドント化石を報告した。石田(1985a)は、Loc.22の泥質千枚岩より *Follicucullus scholasticus* を、Loc.23Aの泥質千枚岩より *F. scholasticus*, *F. cf. ventricosus*, *F. spp.* の放射虫化石を報告し、その年代を後期ペルム紀とした(地点は付図参照)。Xia et al.(2005)に基づけば、*F. scholasticus* の産出は、中期ペルム紀末~後期ペルム紀初頭とされる。**形成年代** 石田(1985a)が泥質千枚岩から報告した *F. scholasticus* により、形成年代は中期ペルム紀末~後期ペルム紀最前期である。また産出化石報告に基づく、後期石炭紀~前期ペルム紀の石灰岩、ペルム紀のチャート、中期~後期ペルム紀初頭の泥岩からなる海洋プレート層序が復元される(第7.2図)。



第7.4図 勘場谷ユニットの岩相

- (a) 泥質千枚岩. 槍戸川. K-Ar年代測定試料 (KT10-60105) の採取露頭.
- (b) 泥質千枚岩の顕微鏡写真. 別府峡谷北方の物部川上流. K-Ar年代測定試料 (KT9-102711)
- (c) 片理の発達した変成玄武岩. 高の瀬峡北方の那賀川上流のスーパー林道沿い.
- (d) 普通輝石を含む斑れい岩の顕微鏡写真. Aug: 普通輝石. クロスニコール. 勘場谷.
- (e) 層状変成チャート. 別府峡谷北方の物部川上流.
- (f, g) 変成玄武岩中のぶどう石脈の顕微鏡写真. Phr: ぶどう石, Chl: 緑泥石. (f) クロスニコール, (g) オープンニコール. 別府峡谷北方の物部川上流.

第7.2表 千枚岩のイライト K-Ar 年代

試料名	岩石名	測定鉱物	カリウム含有量 (wt. %)	放射性起源 ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ cc STP/g)	非放射性起源 ⁴⁰ Ar (%)	K-Ar年代 (Ma)
KT9-102711 (RS7)	千枚岩	イライト	3.288 ± 0.066	2493.4 ± 24.1	2.0	185.5 ± 3.9
KT10-60102 (RS8)	千枚岩	イライト	4.028 ± 0.081	3041.2 ± 29.4	2.0	184.8 ± 3.9
KT10-60105 (RS9)	千枚岩	イライト	4.206 ± 0.084	3358.9 ± 32.3	1.6	194.9 ± 4.1

Hara *et al.* (2013) の Table 3 を改変. RS7 ~ RS9 は, Hara *et al.* (2013) で報告した試料名. 測定試料は, 150 ~ 250 メッシュサイズ (104 ~ 61 μm) に揃えた. なお測定は蒜山地質年代学研究所にて行われ, 年代計算には Steiger and Jäger (1977) の壊変定数 ($\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$; $\lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$; and $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{atom\%}$) を用いた.

7.3 檜曾根ユニット (PHx, PHc, PHb)

命名・定義 平山ほか (1956) によって檜曾根層群と命名された. また檜曾根層群は, 石田・香西 (2003) によってペルム系付加コンプレックスとして再定義された. Hara *et al.* (2013) で示されたペルム系付加コンプレックスのうち, メランジュ (混在岩) から構成されるユニットに相当する. 東隣桜谷地域的那賀町檜曾根を模式地とする.

分布 東隣谷上流付近から, その東方は白石及び中谷周辺に, 西方は中内及び羽谷川上流域に広く分布する. 東隣谷におけるルートマップを第7.5図に示す. また本ユニットは, 分布域は狭まるが, 折宇谷川最上流域, 久井谷川上流域, 那賀川上流域, 物部川上流域にも分布し, 走向方向に良く連続する.

対比 平山ほか (1956) の沢谷層群のおおよそ南半部と檜曾根層群に対比され, 追込層群も本ユニットに含まれる. 山北 (1998) が示した黒瀬川帯ペルム系付加コンプレックス中の泥質混在岩に相当する. なお弱変成度解析の結果, 山北 (1998) の泥質混在岩中に含有される弱変成岩は, まとまった分布としては認められなかった (Hara *et al.*, 2013). 石田・香西 (2003) が再定義した檜曾根層群に対比される.

岩相 混在岩及び砂岩泥岩互層と破断した砂岩泥岩互層 (PHx) を主体とし, チャート (PHc) 及び玄武岩類 (PHb) の岩体を伴う. 混在岩は, 泥質基質に, 砂岩・玄武岩・チャート・石灰岩の岩塊を含む (第7.6図 a, b). 砂岩は, 淘汰が悪い塊状ないし成層砂岩で, しばしば泥岩を挟在し砂岩泥岩互層をなす. 変形を受け破断した砂岩泥岩互層が卓越する. 泥岩や混在岩の泥質基質には, 鱗片状劈開や片状構造が発達する. 泥岩中のイライト及び炭質物から見積もられた本ユニットの変成温度は, 200°C ~ 300°C の間で大きなばらつきが認められる (Hara *et al.*, 2013). チャートは, 灰色~暗灰色ないし淡緑色~緑色な層状チャートを特徴とする (第7.4図 c). 玄武岩類は, 玄武岩溶岩 (第7.6図 d) 及び火山碎屑岩からなり, ドレライトを伴う. 一般に, 玄武岩溶岩は, 主に斜長石と

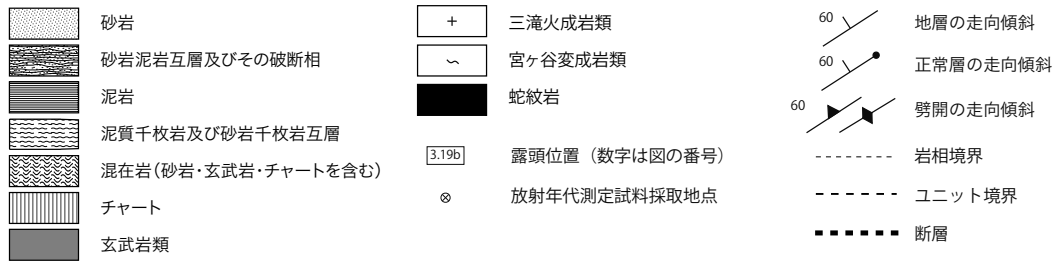
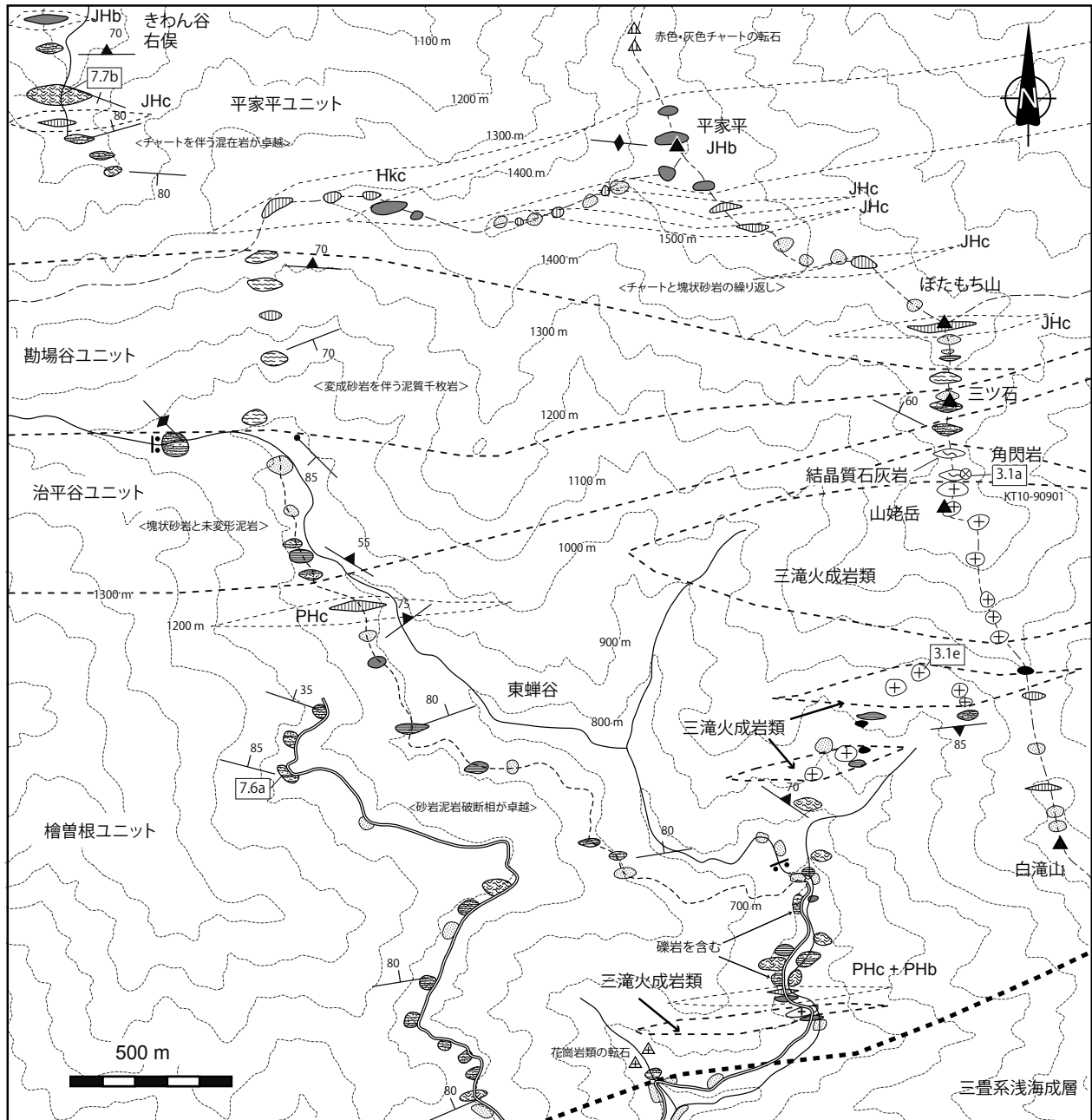
不透明鉱物からなり, 普通輝石の斑晶を含む. しばしばインターグラニューラー組織 (第7.6図 e) やインターサークル組織を示す. 無斑晶質玄武岩も認められる. 火山碎屑岩は, 長石や輝石などの玄武岩岩片からなる碎屑岩及び凝灰岩からなる. ドレライトは, 斜長石と普通輝石からなり, これらがサブオフィティックないしオフィティック組織 (第7.6図 f) を示す. 片状構造が発達する火山碎屑岩も認められる (第7.6図 g, h).

構造 地層の走向は, 東北東-西南西ないし東南東-西北西方向が卓越する. 傾斜は北に 80° 以上の高角を示すことが多い. 三滝火成岩類及び蛇紋岩, またジュラ系浅海成層が, 断層を介して本ユニット中に挟在する. また本地域西側で本ユニットは, 断層を介し, 治平谷ユニットに挟まれて分布する. 東側では北限は治平谷ユニット, 南限は三疊系浅海成層と断層を介して接する.

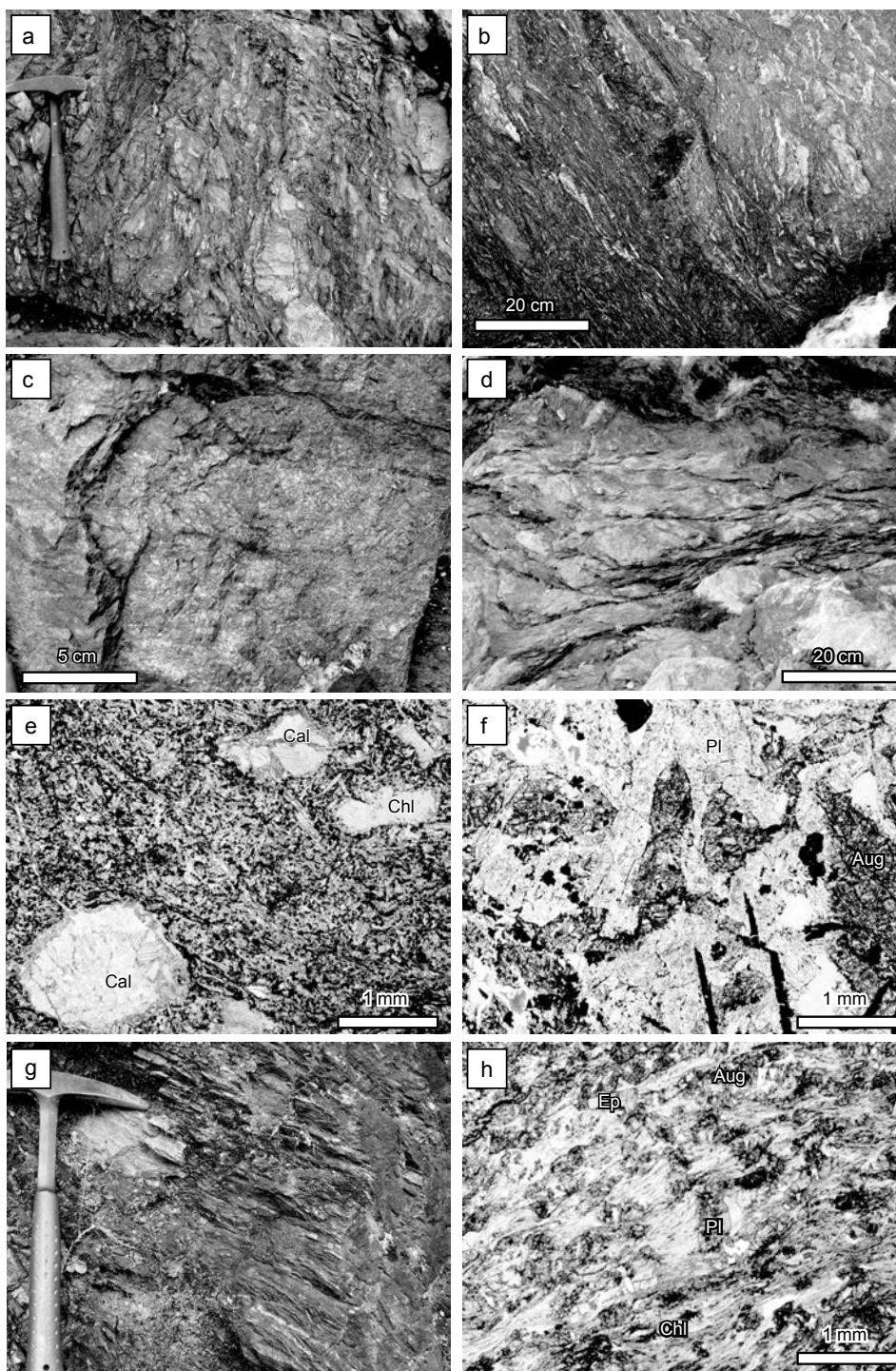
産出化石 平山ほか (1956) は, 中谷の石灰岩礫岩より, *Schwagerina?* sp. のフズリナ化石を報告した. この石灰岩礫岩は, 拝宮層群の石灰岩礫岩, もしくは休場礫岩と同様に, ペルム系付加コンプレックス中の岩塊に対比される可能性がある.

Hara *et al.* (2013) では, 中谷のチャートより中期~後期ペルム紀最前期を示す *Follicucullus porrectus*, *F. ventricosus*, *F. spp.*, *Raciditor cf. gracilis* の放散虫化石を報告した. 中村ほか (2013) は, 同じく中谷のチャートより, *F. scholasticus*, *F. ventricosus*, *F. sp.* など中期~後期ペルム紀最前期の放散虫化石を報告した.

山北 (1986) は, 折宇谷川最上流域の泥質岩より, *Follicucullus charveti*, *F. scholasticus*, *F. sp.*, *Foremanhelenia triangula*, *Pseudoalbaillella sp. aff. P. longicornis*, *Neoalbaillella sp.*, *Defrandrella sp.*, *Ishigaum trifustis*, *I. obesum*, *Nazarovella gracilis* の中期~後期ペルム紀最前期の放散虫化石を報告した. また Tominaga (1990) は, 東隣桜谷地域の坂州周辺の泥岩・珪質泥岩・凝灰質より, *Follicucullus scholasticus*, *F. sp.*, cf. *F. charveti*, *Albaillella sp. cf. A. levis*, *A. sp.*, *Pseudoalbaillella sp. aff. P. longicornis*, *P. sp.*, *Neoalbaillella sp.*, *Pseudotormentus sp. cf. P. kamigoriensis* を, 石田ほか (2005a) は *Follicucullus charveti*, *F. porrectus*, *F. scholasticus* の中期~後期ペルム紀最前期の放散虫化石



第 7. 5 図 東蟬谷～平家平周辺のルートマップ



第7.6図 檜曾根ユニットの岩相

- (a) 砂岩岩塊を含む混在岩. 東蟬谷.
- (b) 片状構造が発達した砂岩岩塊を含む混在岩. 砂岩岩塊はレンズ状をなし, 石英分結脈は引き伸ばされている. 西蟬谷.
- (c) 綠色チャート. 層理面は不明瞭である. 中谷西方.
- (d) 玄武岩溶岩. 鱗片状劈開が発達する. 中谷北方.
- (e) 玄武岩溶岩の顕微鏡写真. インターグラニュラー組織及び杏仁状組織を示す. 杏仁状組織を, 方解石及び緑泥石が充てんする. Cal: 方解石, Chl: 緑泥石. オープンニコル. 別府峡谷北方の物部川上流.
- (f) ドレライトの顕微鏡写真. オフィティック組織を示す. Pl: 斜長石, Aug: 普通輝石. オープンニコル. 中谷西方.
- (g) 片状構造の発達した火山碎屑岩. 中谷北方.
- (h) 片状構造の発達した火山碎屑岩の顕微鏡写真. 片理面は緑泥石からなり, 斜長石及び緑れん石を含む. Pl: 斜長石, Chl: 緑泥石, Aug: 普通輝石, Ep: 緑れん石. クロスニコル. 中谷北方.

を報告した。中村ほか (2013) は、中谷西方の珪質泥岩より、*Albaillella cavitata*, *A. protolevis*, *A. sp.*, *Follicucullus sp.* の後期ペルム紀放射虫化石を、中谷東方の混在岩の泥質基質より、*Albaillella protolevis*, *Albaillella levis* の後期ペルム紀放射虫化石を報告した。

形成年代 本地域の珪質泥岩及び泥岩からは、中期～後期ペルム紀の放射虫化石が報告されている。中村ほか (2013) が報告した *Albaillella cavitata*, *A. protolevis*, *A. levis* に基づき、本ユニットの形成年代を後期ペルム紀とする。また産出化石報告に基づく、ペルム紀の石灰岩、中期ペルム紀～後期ペルム紀最前期のチャート、中期～後期ペルム紀の珪質泥岩・泥岩からなる海洋プレート層序が復元される (第 7. 2 図)。

7. 4 平家平ユニット (JHx, JHc, JHl, JHb)

命名・定義 Hara *et al.* (2013) の下部ジュラ系付加コンプレックスのうちメランジュ (混在岩) からなるユニットを、平家平ユニットと命名する。模式地は平家平周辺とする (第 7. 5 図)。

分布 勘場谷ユニットを挟んで大きく 2 列に分布する。模式地である平家平付近から、^{やりと} 檜戸川上流にかけて良く分布する。また那賀川最上流域、物部川最上流域にも分布し、物部川最上流域には 3 列分布する。東西走向方向に良く連続する。

対比 平山ほか (1956) の平家平や檜戸川に分布する沢谷層群の一部に対比される。檜戸川上流では、石田 (1985a) の A 亜帯の一部、D 亜帯、E 亜帯に、山北 (1998) 及び松岡ほか (1998) の遊子川^{ゆすかわ}ユニットに相当する。那賀川最上流域では、石田 (1985a) の E 亜帯及び F 帯の一部に相当する。また石田・香西 (2003) の吉ヶ平帯の前期ジュラ紀付加コンプレックスまた檜曾根層群の一部に対比される。本ユニットは、秩父帯北帯に対比されていた (石田, 1985a; 山北, 1998) が、Hara *et al.* (2013) は、本ユニットから北隣の剣山地域のペルム系付加コンプレックスの混在岩 (石田, 1985a の B 亜帯) までを、黒瀬川帯を構成する付加コンプレックスとした。

岩相 混在岩及び砂岩泥岩互層と破断した砂岩泥岩互層 (JHx) を主体とし、チャート (JHc)・石灰岩 (JHl)・玄武岩類 (JHb) の岩体を伴う。檜曾根ユニットの岩相に類似するが、本ユニットの岩相は、地質図上に表現可能な規模のチャート及び玄武岩類の岩体が多いこと、石灰岩岩体を含むことを特徴とする。また檜曾根ユニットと同様に、変成温度は 200～300℃の間で大きなばらつきが認められる (Hara *et al.*, 2013)。また各岩相において、しばしば片状構造の発達や構成鉱物の再結晶化が認められる。

混在岩は泥質基質中に、砂岩・玄武岩・チャート・石灰岩の岩塊を含む (第 7. 7 図 a, b)。砂岩泥岩互層はし

ばしば変形を受け、破断相を呈する。チャートは、灰色～暗灰色、淡緑色、赤色を呈する層状チャートからなり、しばしば変成作用により結晶質化している (第 7. 7 図 c)。石灰岩は、白色ないし灰色なミクライト～バイオミクライトからなる (第 7. 7 図 d, e)。しばしば結晶質石灰岩も認められる (第 7. 7 図 f)。玄武岩類は、インターグラニューラー組織を示す玄武岩溶岩及び無斑晶質玄武岩、玄武岩溶岩が再堆積した火山砕屑岩 (第 7. 7 図 g, h) からなる。また、オフィテイク組織を示すドレライトを伴う。

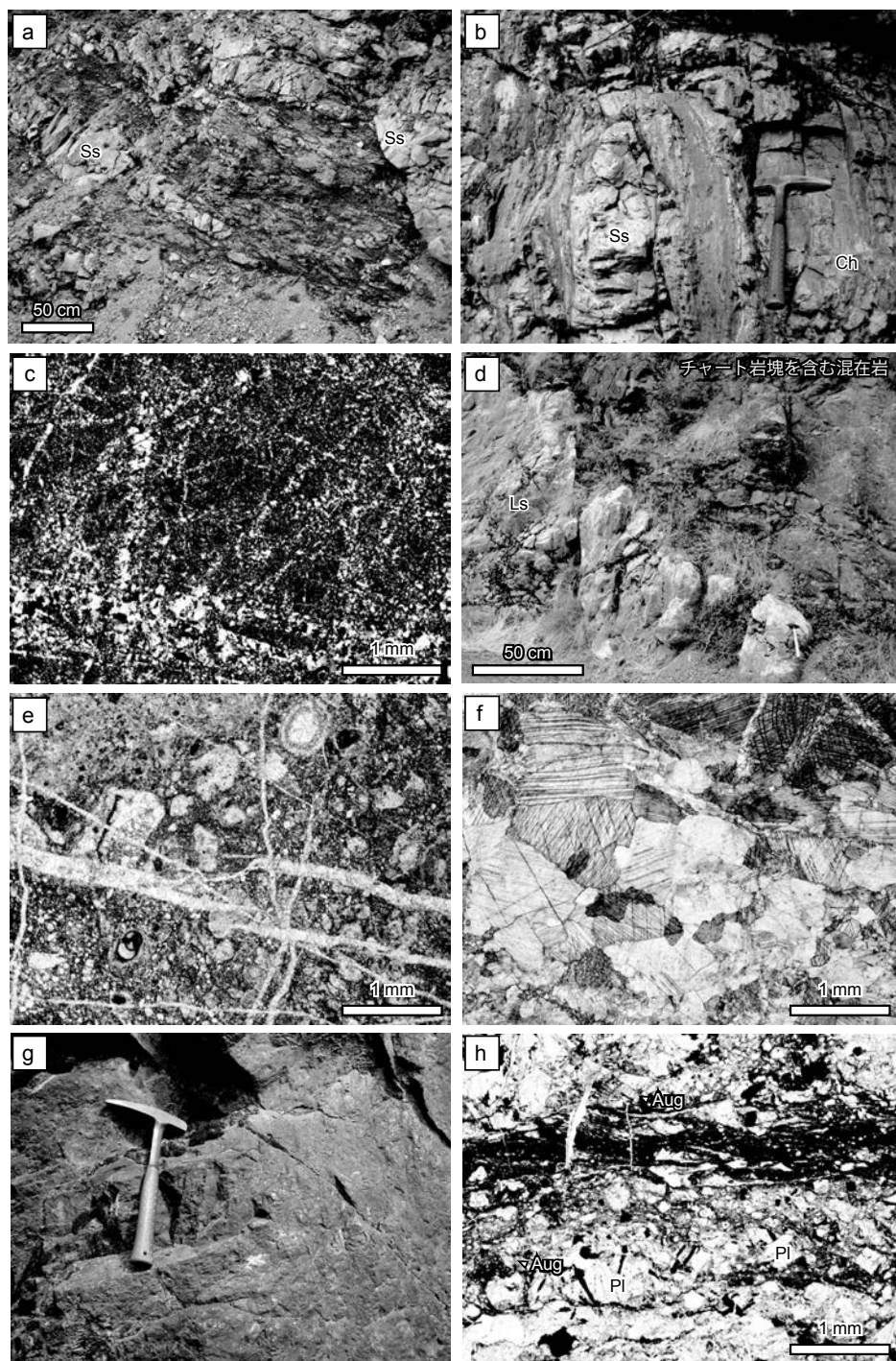
構造 地層の走向は、東北東-西南西ないし東南東-西北西方向が卓越する。上葦生川断層周辺では、北東-南西方向に振れる。傾斜は北ないし南に 30～80° で大きくばらつく。断層を介して、勘場谷ユニットを挟む様に分布し、南限は治平谷ユニットと接する。

産出化石 Yamakita (1986) は、地点 86 の石灰岩より石炭紀のフズリナ化石を、地点 87 の石灰岩より中期ペルム紀のフズリナ化石を報告した。また、地点 89 のチャートよりペルム紀のコノドント化石を報告した。石田 (1985a) は、地点 29 の石灰岩より、前期～中期三畳紀のコノドント化石を報告した。石田 (1985a) は、地点 25, 26, 27, 28 の凝灰岩より、前期ジュラ紀 (シネムリアン期～プリンスバッキアン期) の放射虫化石を報告した。Hara *et al.* (2013) は、地点 EJ1 及び EJ5 の泥岩、EJ3 及び EJ4-1, EJ4-2 の珪質泥岩から、前期ジュラ紀放射虫化石を報告した。EJ1 からは、ジュラ紀を示唆する *Nassellaria* 目の *Eucyrtidiellum?* sp. が産出する。EJ3, EJ4-1, EJ4-2, EJ5 は、*Natoba* spp., *Canoptum* spp., *Parahsuum* spp. を豊富に含み、EJ4-1 からは *Parahsuum longiconicum*, EJ4-2 からは *Parahsuum ovale* が産出する。**形成年代** Hara *et al.* (2013) により、泥岩及び珪質泥岩から産する放射虫化石に基づき前期ジュラ紀 (プリンスバッキアン期～トアルシアン期) とされた。産出化石報告に基づく、石炭紀、中期ペルム紀、前期～中期三畳紀の石灰岩、ペルム紀のチャート、前期ジュラ紀の珪質泥岩や凝灰岩、前期ジュラ紀後半の泥岩からなる海洋プレート層序が復元される (第 7. 2 図)。

7. 5 治平谷^{じへいだに}ユニット (JJs, JJI)

命名・定義 Hara *et al.* (2013) による下部ジュラ系付加コンプレックスのうち、主に砂岩から構成され、破断した砂岩泥岩互層を伴うユニットを、治平谷ユニットと命名する。治平谷及び那賀川最上流域を模式地とする (第 7. 8 図)。

分布 檜曾根ユニットを挟んで南北に 2 列分布する。物部川最上流域、那賀川最上流、久井谷川、折宇谷川にかけて分布する。檜曾根ユニットより北側に分布する本ユニットは、東蟬谷の最上流部及び中谷北方にも連続して



第 7.7 図 平家平ユニットの岩相

- (a) 破断した砂岩泥岩互層. Ss: 砂岩. 檜戸川最上流部.
- (b) 砂岩及びチャート岩塊を含む混在岩. Ss: 砂岩, Ch: チャート. きわん谷上流.
- (c) チャートの顕微鏡写真. 石英の再結晶化が著しい. クロスニコル. 北隣剣山地域の岩倉北方.
- (d) 石灰岩及びチャート岩塊を含む混在岩. Ls: 石灰岩. 高ノ瀬峡北方の那賀川上流.
- (e) 石灰岩の顕微鏡写真. ミクライト質な基質に生物化石片を含むバイオミクライト. オープンニコル. 高の瀬峡北方の那賀川上流.
- (f) 結晶質石灰岩の顕微鏡写真. 径 0.5 mm ~ 1 mm の方解石からなる. オープンニコル. 北隣剣山地域のピリ谷.
- (g) 玄武岩溶岩. 檜戸川最上流部.
- (h) 火山碎屑岩の顕微鏡写真. 極細粒~細粒な斜長石及び普通角閃石が碎屑粒子として認められ, より細かいシルト大以下の碎屑粒子と層理をなす. ガラス質な基質は認められない. Pl: 斜長石, Aug: 普通輝石. オープンニコル. 北隣剣山地域のピリ谷.

分布する。一方、南側に分布する本ユニットは、^{とちだに} 榑谷川上流付近で、断層で切れ、その分布が途切れる。

構造 地層の走向は、東北東-西南西が卓越する。一部、東蟬谷上流で、北西-南東方向も認められ、ユニットの分布方向と斜交する。傾斜は北に70°以上の高角を示す。Yamakita (1986) や山北 (1998) は、中谷北方の厚い砂岩を、北隣の剣山地域で認められる秩父帯北帯付加コンプレックスの向斜の南翼をなす砂岩と解釈した。一方、村田 (2003) は、中谷北方で厚い砂岩が欠如することから、向斜の存在を否定した。本報告の調査では、中谷北方で厚い砂岩を確認した。しかし、山北 (1998) が示す向斜軸部にあたる平家平東方付近では砂岩はまとまって分布せず、また砂岩は東西走向方向に良く連続する。このことから、山北 (1998) が示した平家平付近での向斜は認められなかった。断層を介して、東蟬谷ユニットを挟む様に分布し、北限は平家平ユニット、南限は拜宮層群ないし斗賀野ユニットと接する。

対比 平山ほか (1956) の治平谷や新九郎山周辺に分布する沢谷層群の一部に対比される。また石田・香西 (2003) の檜曾根層群の一部に対比される。

岩相 砂岩 (JJs)、砂岩及び砂岩泥岩互層と破断した砂岩泥岩互層 (Jji) からなる。

砂岩は、淘汰が悪い塊状ないし成層砂岩である (第7.9図 a)。東西走向方向に比較的良好に連続し分布する。まれに凝灰岩をとまなう。砂岩は、泥岩を挟み、砂岩泥

岩互層をなす (第7.9図 b)。砂岩泥岩互層は、変形を受け、しばしば破断相を示すこともある (第7.9図 c)。一般に、砂岩は、細粒~粗粒であり、石英、長石、火山岩片を多く含み石質である (第7.9図 d)。

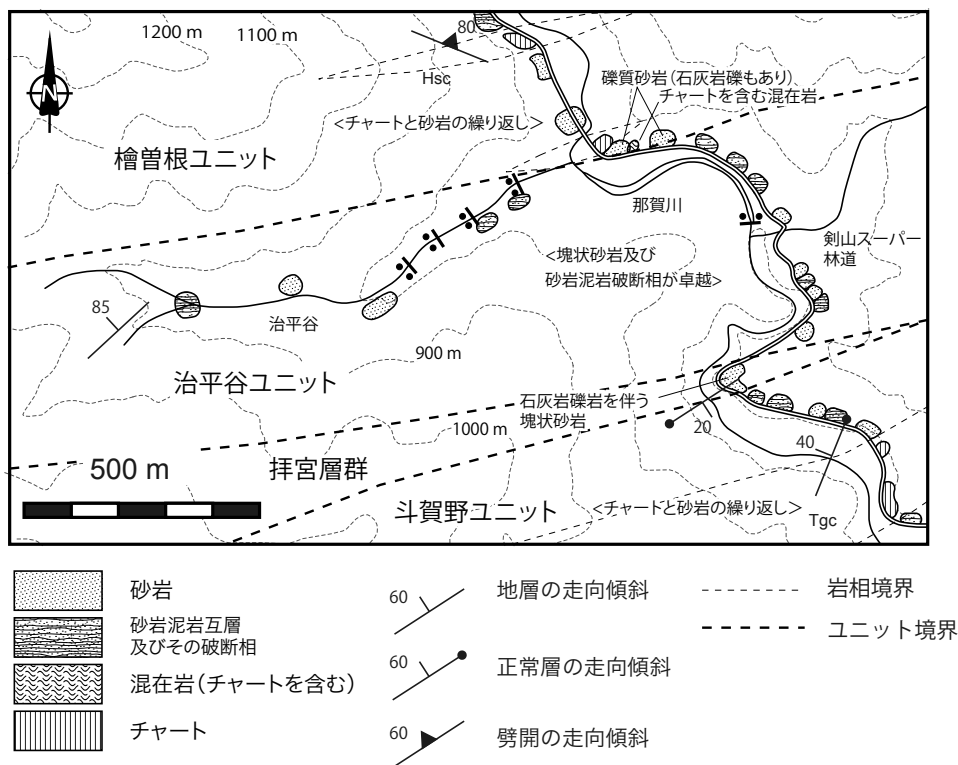
産出化石 Hara *et al.* (2013) は、地点 EJ2 の泥岩から、*Natoba minuta*, *Natoba sp.*, *Canoptum cf. amulatum*, *Parahsuum spp.* の前期ジュラ紀を示す放射虫化石を報告した。

Yamakita (1986, 1988) は、久井谷川のチャート (地点 90, 付図 Y.90) より、前期三畳紀コノドント化石が産するとした。山北 (1998) では、このチャートの産出地点は、黒瀬川帯のペルム系付加コンプレックスに含まれており、詳細は不明である。本報告では、このチャートを治平谷ユニットに含めた。しかしチャートを含む岩相の特徴からは、平家平ユニットに属する可能性があるが、分布範囲が地質図に表現できる規模ではない。

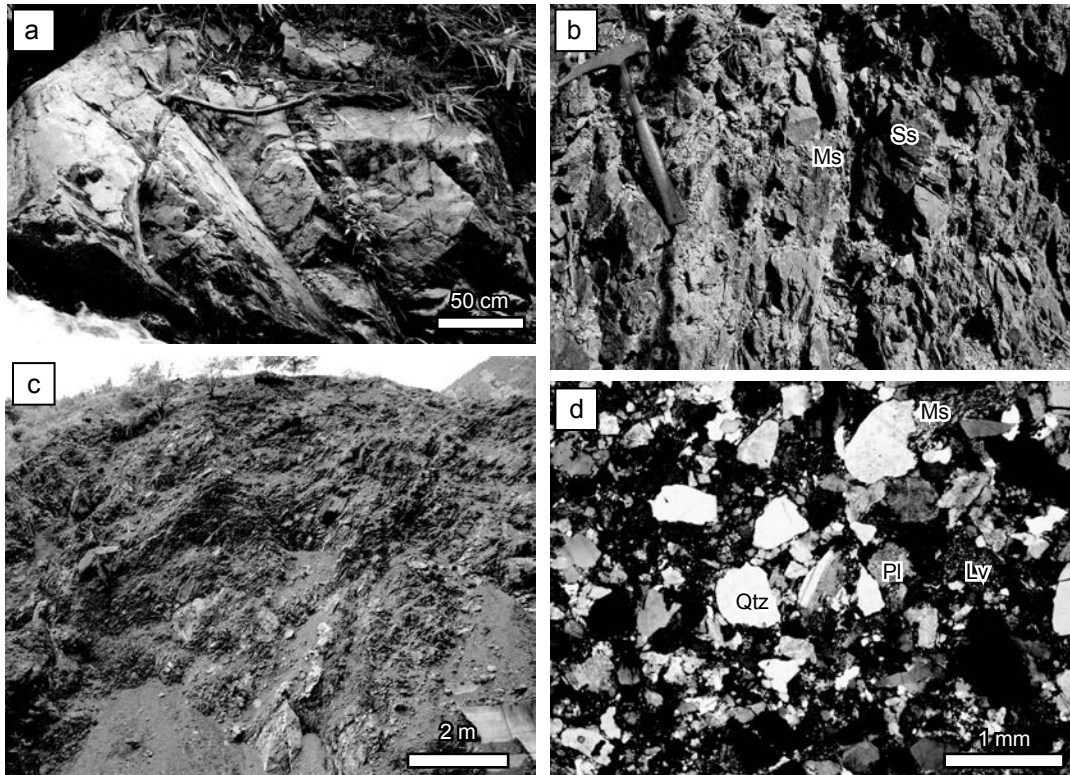
形成年代 Hara *et al.* (2013) により、泥岩から産する放射虫化石に基づき前期ジュラ紀 (プリンスバッキアン期~トアルシアン期) とされた。

7.6 ペルム系及び下部ジュラ系付加コンプレックスの関係について

黒瀬川帯内では治平谷ユニットが、檜曾根ユニットの南北で2列に分布する。同様に、平家平ユニットが、勘場谷ユニットの南北でも2列に分布する。これはペルム系付加コンプレックス (檜曾根ユニット及び勘場谷ユ



第7.8図 治平谷周辺のルートマップ



第7.9図 治平谷ユニットの岩相

- (a) 成層砂岩. 中谷北方.
- (b) やや破断した砂岩泥岩互層. 久井谷川上流. 放散虫化石産出地点(EJ2, Hara *et al.* 2013). Ss: 砂岩, Ms: 泥岩.
- (c) 破断した砂岩泥岩互層. 折字谷川上流.
- (d) 砂岩の顕微鏡写真. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Lv: 火山岩片, Ms: 泥岩片. クロスニコール. 中谷北方.

ニット) 内に北に傾斜した高角な軸面かつ翼間隔の閉じたシンフォームが存在するためである. そして, 翼部に下部ジュラ系付加コンプレックス (治平谷ユニット及び平家平ユニット) が分布することから, ペルム系付加コンプレックスが下部ジュラ系付加コンプレックスの構造的上位に位置していると考えられる. また2対のシンフォームに対し, アンチフォームは認められない. 下部ジュラ系とペルム系付加コンプレックスの累重関係及び

シンフォームは, 断層を挟んで, 異なるユニット組み合わせからなる2対 (治平谷ユニットと檜曾根ユニット, 及び平家平ユニットと勘場谷ユニット) が存在することになる. また黒瀬川帯の構成岩類 (火成岩類・蛇紋岩・浅海成層) の多くは, 檜曾根ユニット内に局所的に点在し分布し, その他に各ユニットの境界断層に沿いも分布する.

第8章 秩父帯の中部ジュラ系～下部白亜系付加コンプレックス

(原 英俊)

8.1 概要及び研究史

黒瀬川帯の南には十二社断層を介して、秩父帯南帯の付加コンプレックスが分布する。また本地域最北西端には、上葦生川断層を介して、黒瀬川帯と秩父帯南帯の付加コンプレックスと上葦生川断層により斜交し、秩父帯北帯の付加コンプレックスが分布する。

北川地域周辺における秩父帯南帯のジュラ系付加コンプレックスは、Kobayashi and Iwaya (1941) によって、東隣の桜谷地域にて、斗賀野統及び秩父帯の地層群として示された。また山下 (1950) は、三宝山層群に対比される古生層として記載した。平山ほか (1956) は、7万5千分の1剣山図幅にて秩父帯南帯の地層として、若杉層群を提唱した。本地域における秩父帯南帯付加コンプレックスの詳細は、石田 (1983, 1985a, 1985b, 1987) の一連の研究によって明らかにされた。石田 (1987) によれば、本地域の秩父南帯ジュラ系付加コンプレックスは、中期ジュラ紀～前期白亜紀に形成された那賀川層群 (石田, 1977a) に対比され、さらに那賀川層群は6つの亜帯 (I b, II, III a, III b, III c, IV 亜帯) に細分される。石田・香西 (2003) は、那賀川層群分布域を那賀川帯と再定義し、さらに倉野亜帯・細野亜帯・太竜寺亜帯・津乃峰亜帯に細分した。松岡ほか (1998) による四国及び関東山地の秩父帯付加コンプレックスの総括に従えば、本地域には、秩父帯南帯付加コンプレックスとして、斗賀野ユニットと三宝山ユニットが分布する。斗賀野ユニットは、チャート-碎屑岩シーケンスを特徴とし、三宝山ユニットは海山起源の石灰岩の巨大な岩体を含む混在相を特徴とする。本報告では、松岡ほか (1998) の区分に従い、斗賀野ユニットと三宝山ユニットを踏襲する。

この他の研究として、久井谷川において、岩相層序と微化石層序による海洋プレートの復元が行われている (Ishida and Hirsch, 2001; Hirsch and Ishida, 2002)。また三宝山ユニットの玄武岩について、石塚ほか (2003) は、四ツ足峠付近の玄武岩が、沸石相の中～高温部の変成作用を受けていること、さらに高 Nb/Zr 型に分類され海洋島玄武岩の起源であることを指摘した。また尾上ほか (2004) は、高の瀬峡の玄武岩も同様に、海洋島玄武岩起源であるとした。

本地域最北西端において、秩父帯北帯に属する付加コンプレックスの名頃ユニット (新称) が分布する。名頃

ユニットは、弱変成作用を受け千枚岩質な岩相を示すことを特徴とし、松岡ほか (1998) による柏木ユニットに対比される。

北川地域周辺の秩父帯付加コンプレックスの地質概略図を第7.1図に、地質体対比表を第7.1表に、また産出化石に基づき復元された海洋プレート層序を第7.2図に示す。

8.2 斗賀野ユニット (Tgs, Tgc)

命名・定義 小林 (1931a, b) により斗賀野層群と命名され、松岡 (1984) により再定義された。本報告では、松岡ほか (1998) に従って、斗賀野ユニットを用いる。

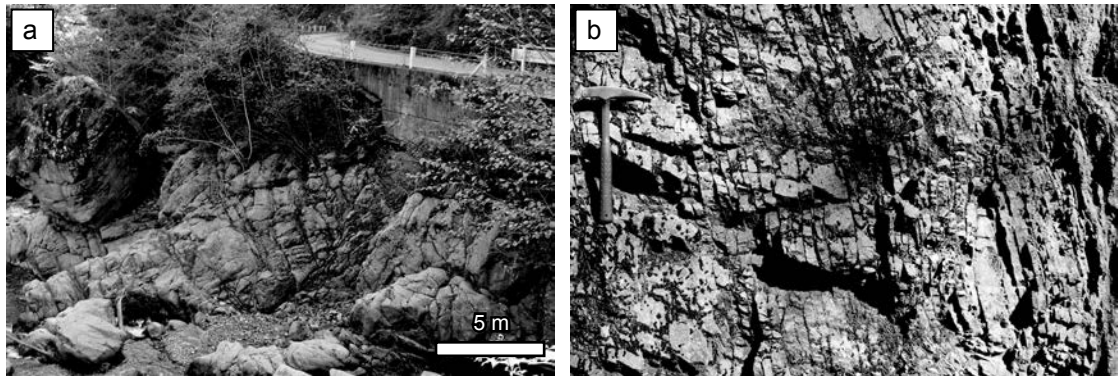
分布 本地域西部にあたる、物部川上流、那賀川上流、久井谷川、折宇谷川にかけて良く分布する。東に向かうにつれ分布範囲が狭まり、榎谷川上流で最も狭まる。榎谷川以東では、西蟬谷から小見野々ダムにかけて、再び分布範囲が広まり分布する。

対比 石田 (1987) の I b 亜帯, II 亜帯, III a, III b, III c 亜帯の地層に対比される。特に、榎谷川以西で III a, III b, III c 亜帯に、以東で I b 亜帯, II 亜帯, III a 亜帯の地層に対比される。石田・香西 (2003) の倉野亜帯の倉野層群・細野亜帯の細野層群・太竜寺亜帯の太竜寺層群に対比される。

岩相 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Tgs) とチャート (Tgc) からなる。本地域の西部、物部川上流、那賀川上流、折宇谷川にかけては、構造的低位のチャートと上位の碎屑岩 (砂岩及び砂岩泥岩互層) から構成されるチャート-碎屑岩シーケンスが繰り返し分布することを特徴とする。榎谷川以東では、砂岩及び砂岩泥岩互層が卓越し、チャートが少なくなる。

砂岩は、一般的に淘汰が悪く中粒～粗粒な成層ないし塊状の長石質～石質砂岩であり (第8.1図 a)、しばしば泥岩を挟在し砂岩泥岩互層となる。チャートは、灰色～暗灰色ないし赤色を呈した層状チャートである (第8.1図 b)。チャートは、隠微晶質～微晶質な石英からなり、放散虫化石を多く含む。灰色・赤色・緑色からなる多色泥岩や珪質泥岩を伴うことがある。これらの泥岩の大部分は、非常に微細な粘土鉱物からなり、シルト大の碎屑粒子をわずかに含むことを特徴とする。その他、岩塊として石灰岩や玄武岩類をとまうことがある。

構造 地層の走向は東西でほぼ一定で、北へ70～90°で傾斜する。一部では南傾斜も認められる。なお走向は、



第 8. 1 図 斗賀野ユニットの岩相
 (a) 成層砂岩. 別府峡谷.
 (b) 層状チャート. 別府峡谷.

本地域の西部で、やや東北東-西南西方向に振れる。走向方向への岩相の連続性は非常に良い。

産出化石 地点 326 の石灰岩より、平山ほか (1956) によって中期ペルム紀のフズリナ化石の報告がある。石田 (1985b) により、多数の地点から、放散虫化石及びコノドント化石の報告がある (付図参照)。地点 75, 81-83, 89-91, 111, 306 のチャートより中期三疊紀ないし中期～後期ジュラ紀前半の放散虫化石の報告されている。地点 305 のチャートより後期三疊紀後半～前期ジュラ紀最前期のコノドント化石の報告されている。地点 55 の凝灰質泥岩より中期ジュラ紀 (バジヨシアン期) 放散虫化石が、地点 79, 80, 84-88, 93, 127 の泥岩ないし凝灰質泥岩より後期ジュラ紀放散虫化石 (オックスフォーディアン期～チソニアン期) が報告されている。地点 80 の泥岩は、後期ジュラ紀 (オックスフォーディアン期～キンメリッジアン期) 及び最前期白亜紀 (ペリアシアン期) を示す放散虫化石を産する (石田, 1987)。

形成年代 石田 (1985b, 1987) が報告した泥岩から産出する放散虫化石に基づく、本ユニットの年代は後期ジュラ紀～最前期白亜紀 (オックスフォーディアン期～ペリアシアン期前半) である。なお松岡ほか (1998) による、斗賀野ユニットの形成年代は中期～後期ジュラ紀 (カロビアン期～キンメリッジアン期) である。

産出化石に基づく、中期ペルム紀の石灰岩、中期三疊紀～後期ジュラ紀のチャート、後期ジュラ紀～最前期白亜紀の泥岩からなる海洋プレート層序が復元される (第 7. 2 図)。

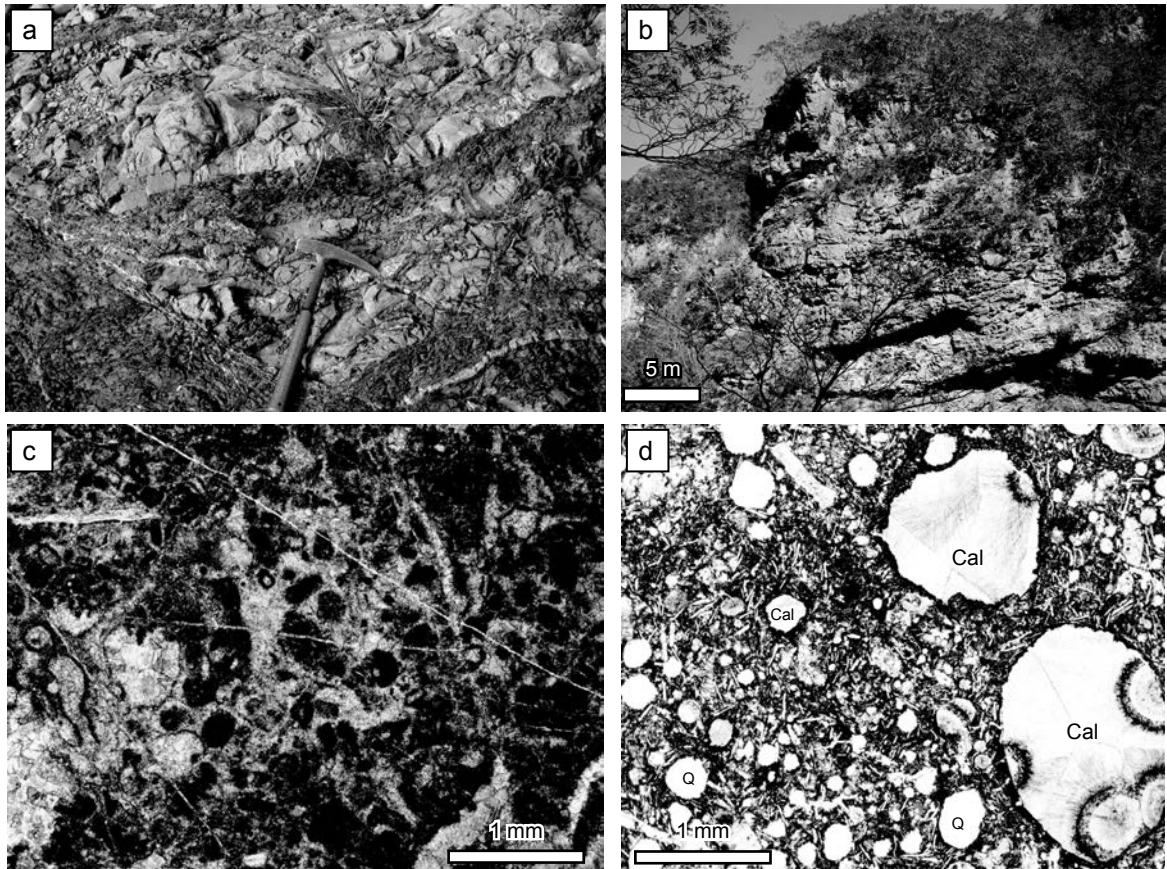
8. 3 三宝山ユニット (Sbx, Sbc, Sbl, Sbb)

命名・定義 鈴木 (1931b) により三宝山層群と命名され、Matsuoka (1992) が再定義した。松岡ほか (1998) により、三宝山ユニットに改称された。本報告では、松岡ほか (1998) に従い三宝山ユニットを用いる。

分布 物部川上流、那賀川上流、久井谷川、折宇谷川にかけて分布する。東に向かうにつれ分布範囲が狭まり、栩谷川上流で最も狭まる。栩谷川以東では、那賀川沿いで、再び分布範囲が広まり分布する。物部川上流、那賀川上流及び那賀川沿いでは幅約 1.5 km で分布するのに対し、栩谷川上流では幅 200 m に分布範囲が狭まる。

対比 石田 (1987) の IV 垂帯の地層群に対比される。石田・香西 (2003) の津乃峰垂帯の久井谷層群に対比される。
岩相 混在岩及び破断した砂岩泥岩互層 (Sbx) と石灰岩 (Sbl) を主体とし、チャート (Sbc) 及び玄武岩類 (Sbb) を伴う。物部川、石立山、那賀川、久井谷川、折宇谷川では、岩体の厚さが 250～500 m に達する厚い石灰岩岩体特徴的に分布する。栩谷川以東では、岩体の厚さが 250 m 以下と、岩体の規模が小さくなり、石灰岩に比べチャートの割合が多くなる特徴を示す。

混在岩は、泥質基質中に、砂岩・多色泥岩・チャート・石灰岩・玄武岩類を岩塊として含む。また破断した砂岩泥岩互層が卓越する (第 8. 2 図 a)。砂岩は、一般的に淘汰が悪く中粒～粗粒な成層ないし塊状の石質砂岩であり、しばしば泥岩を挟在し砂岩泥岩互層となる。石灰岩は、灰色～暗灰色のミクライトないしバイオミクライトで、しばしば急崖をなす (第 8. 2 図 b, c)。チャートは、灰色～暗灰色ないし赤色を呈し、隠微晶質～微晶質な石英からなる。しばしば珪質泥岩を、まれにチャート角礫岩を伴う。珪質泥岩の大部分は、非常に微細な粘土鉱物からなり、シルト大の碎屑粒子をわずかに含む。チャート角礫岩は、赤色及び緑色ないし灰色のチャートの細礫ないし中礫からなり、基質はほとんどなく礫支持である。また石灰岩や玄武岩類の礫も含む。玄武岩類は、緑色及び赤色を呈し、玄武岩溶岩及び火山碎屑岩からなり、ドレライトを伴う。一般に玄武岩溶岩は、主に斜長石と不透明鉱物からなり、普通輝石の斑晶を含むインターグラニューラー組織を示す。また無斑晶質玄武岩も認められる (第 8. 2 図 d)。火山碎屑岩は、長石や輝石などの玄武岩



第 8. 2 図 三宝山ユニットの岩相

- (a) 破断した砂岩泥岩互層. 出原北方的那賀川河床.
 (b) 石灰岩の急崖. 別府峡谷.
 (c) 石灰岩の顕微鏡写真. バイオミクライト. オープンニコル. 高の瀬峡.
 (d) 玄武岩の顕微鏡写真. 杏仁状組織が発達する無斑晶質玄武岩. 杏仁状組織を, 方解石及び石英が充てんする. Cal: 方解石, Q: 石英. オープンニコル. 久井谷川.

岩片からなる碎屑岩及び凝灰岩からなる。ドレイイトは、主に斜長石と普通輝石からなり、これらがサブオフィティックないしオフィティック組織を示す。

構造 地層の走向は東西でほぼ一定で、北ないし南へ $70 \sim 90^\circ$ で傾斜する。北及び南傾斜が認められるが、いずれも高角である。なお走向は、本地域の西部で、やや東北東-西南西方向に振れる。走向方向への岩相の連続性は非常に良い。

産出化石 石田 (1985b, 1987) により、多数の地点から、放散虫化石及びコノドント化石の報告がある (付図参照)。地点 292 の石灰岩からは中期石炭紀の、地点 294 及び 295 の石灰岩から中期三畳紀の、地点 307, 309, 310, 311 の石灰岩からは後期三畳紀のコノドント化石が産出する。地点 318 の泥岩から三畳紀の放散虫化石、地点 302 のチャートから中期三畳紀の放散虫化石、地点 303, 304, 325 のチャートから後期三畳紀の放散虫化石、地点 108 及び 109 のチャートから前期ジュラ紀の

放散虫化石が産出する。地点 53 の凝灰質泥岩から中期ジュラ紀 (カロビアン期)、地点 54 の凝灰質泥岩から後期ジュラ紀 (オックスフォードイアン期)、地点 77, 78, 94-98, 99, 100, 101, 102, 103-105 の泥岩ないし凝灰質泥岩から後期ジュラ紀 (キンメリッジアン期) ~ 前期白亜紀 (バラングニアン期)、地点 68 の泥岩からは前期白亜紀のパレミアン期の放散虫化石が産出する。
形成年代 石田 (1985b, 1987) が報告した泥岩から産出する放散虫化石により、本ユニットの年代は後期ジュラ紀~前期白亜紀 (キンメリッジアン期~パレミアン期) である。なお松岡ほか (1998) による三宝山ユニットの年代は、後期ジュラ紀~最前期白亜紀 (チトニアン期~バラングニアン期前半) である。

産出化石報告に基づくと、後期ペルム紀及び中期~後期三畳紀の石灰岩、中期~後期三畳紀及び後期ジュラ紀のチャート、中期ジュラ紀後半~前期白亜紀の泥岩からなる海洋プレート層序が復元される (第 7. 2 図)。

8.4 名頃ユニット (Ngp, Ngc, Ngb)

命名・定義 北隣剣山地域の名頃付近に分布する弱変成作用を受けた地質体を、名頃ユニットと命名する。三好市名頃を模式地とする(第8.3図)。

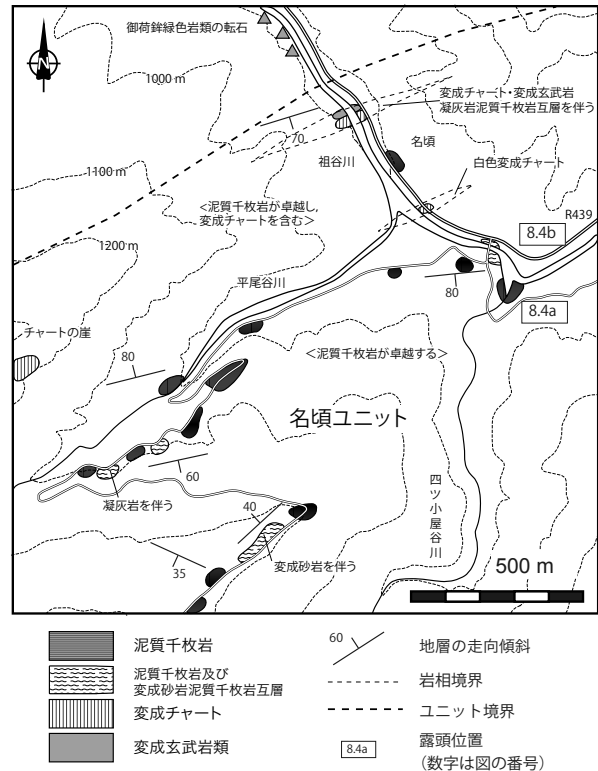
分布 粗谷川、四ツ小屋谷川、平尾谷川、三嶺、白髪山周辺に分布する。

対比 平山ほか(1956)の三嶺周辺に分布する剣山層群の一部、長瀬変成岩類(現在の三波川変成帯・御荷鉢緑色岩類)とされた川井帯の変成岩類に対比される。松岡ほか(1998)の柏木ユニットに対比されるほか、石田・香西(2003)の雲早山帯神山層群の一部及び石田ほか(2007)のC帯の地層に対比される。

岩相 泥質千枚岩、変成砂岩及び変成砂岩泥質千枚岩互層(Ngp)を主体とし、変成チャート(Ngc)及び変成玄武岩類(Ngb)を伴う。弱変成作用を受け、片状構造が発達していることを特徴とする。

泥質千枚岩は、黒色を呈し、層理面に平行ないし斜交する片理が発達する泥質岩である(第8.4図a)。シルトサイズ(径 $50\mu\text{m}$)以下の石英及び長石粒子が含まれる。鏡下では、定向配列する粘土鉱物(イライト及び緑泥石)、また黒色不透明なシームからなる圧力溶解劈開が顕著に認められ、これらが片理を構成する(第8.4図b)。また片理と斜交し、スレート劈開ないしちりめんじわ劈開も発達する(第8.4図a)。変成砂岩は、片理の発達した細粒～中粒の片状砂岩であり、泥質千枚岩を挟み砂岩泥質千枚岩互層となることがある。変成チャートは、白色～灰色な層状チャート(第8.4図c)で、再結晶化した石英からなる。高ノ瀬から三嶺の稜線上に分布する。また、変成作用によって層理面が不明瞭なこともある。変成玄武岩類は、変成を受けた玄武岩溶岩と火山砕屑岩からなる。一般に玄武岩溶岩は、片理が発達する塊状ないし枕状溶岩で、緑色ないしまれに赤褐色から赤色を呈する。主に無斑晶質で主に斜長石と不透明鉱物からなり、変成鉱物として緑泥石・アクチノ閃石・緑れん石・アルカリ角閃石を伴う(第8.4図d)。

本ユニットに対比される四国中央部の伊野地域の思地ユニット(宮崎, 2007c)は、後期白亜紀に低温高圧型の三波川変成作用を受けたとされ、三波川変成コンプレックスとして記載されている(宮崎, 2007c)。したがって名頃ユニットも同様に、後期白亜紀にパンペリー石アクチノ閃石重相の変成作用を受けていると考えられる。

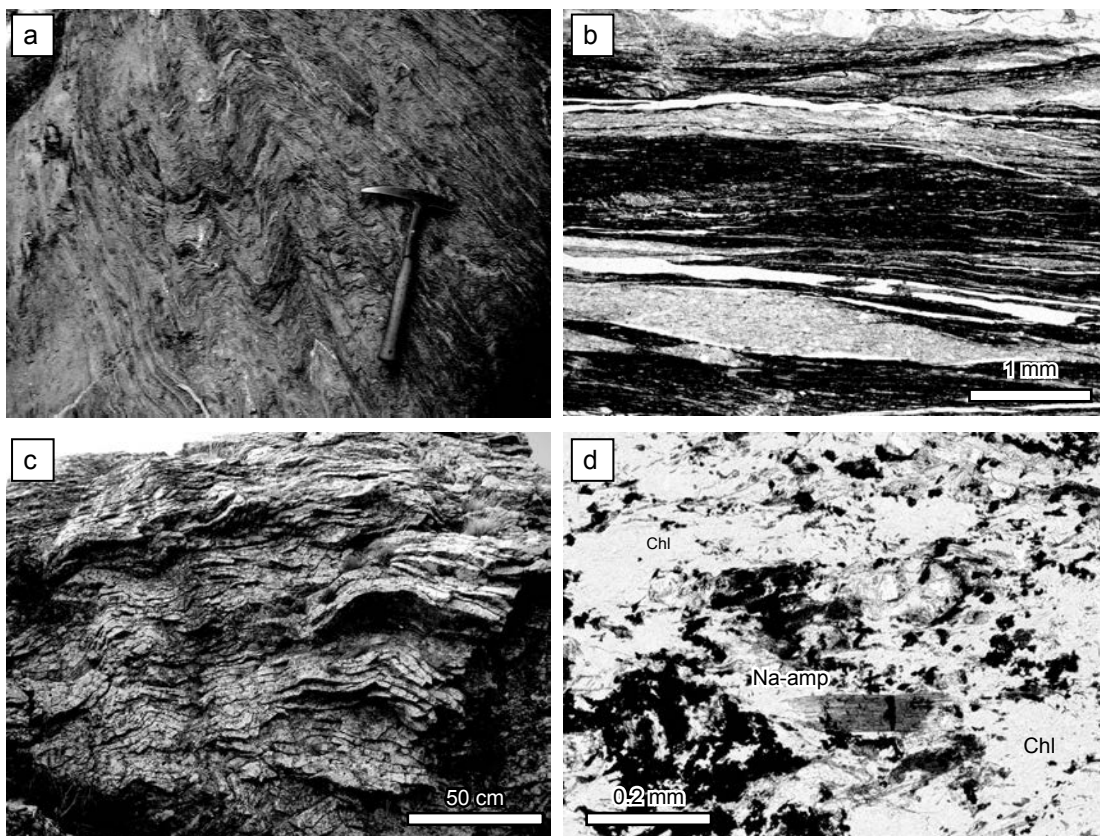


第8.3図 名頃地域周辺のルートマップ

構造 地層の走向は、北東-南西走向を示す。これは、同様の姿勢を持つ上葦生川断層に規制されていると考えられる。30～40°北ないし南に緩く傾斜する。片理の走向は、地層の走向と同様に北東-南西走向を示すが、傾斜は60～90°を示し高角である。

産出化石 石田ほか(2007)は、石灰岩より後期三畳紀(ノーリアン期前期)を示すコノドント化石 *Ancyrogondolella cf. spatulata* を見出した。また石田ほか(2007)は、本地域西隣の大柘地域の京柱峠(きやうばしら)東方付近の珪質泥岩より、前期ジュラ紀を示す放散虫化石 *Parahsuum cf. simplum*, *P. cf. ovale*, *Bagotum sp.*, *Canoptum? sp.* を報告した。

形成年代 本地域から、年代決定に有効な化石は産出していない。松岡ほか(1998)の柏木ユニットに対比されることから、本ユニットの年代は最前期白亜紀と考えられる。産出化石報告及び松岡ほか(1998)に基づく、後期三畳紀の石灰岩、前期ジュラ紀のチャート、最前期白亜紀の珪質泥岩からなる海洋プレート層序が復元される(第7.2図)。



第 8. 4 図 名頃ユニットの岩相

- (a) 泥質千枚岩. ちりめんじわ劈開が発達する. 名頃.
- (b) 泥質千枚岩の顕微鏡写真. オープンニコル. 名頃.
- (c) 変成チャート. 平和丸.
- (d) 変成玄武岩の顕微鏡写真. Chl: 緑泥石, Na-amp: アルカリ角閃石. オープンニコル. 平和丸の西方.

第9章 四万十帯の白亜系付加コンプレックス

(原 英俊)

9.1 概要及び研究史

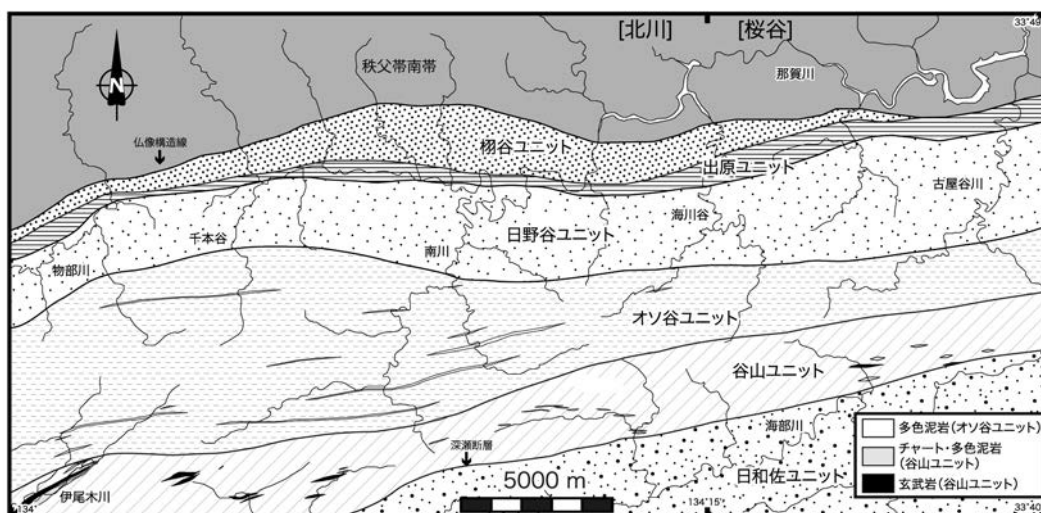
北川地域の四万十帯は、北半部は7万5千分の1甲浦図幅（鈴木，1931a）にて安芸川層と、南半部は7万5千分の1剣山図幅（平山ほか，1956）にて日野谷層群・春森層群として区分及び命名された。20万分の1剣山図幅（神戸，1968）においては、北より、西川層・葉山層、東川層・野々川層・須崎層、五剣山層と層序区分された。しかし地質図上で各地層の分布範囲や対比が明確ではなく、西川層及び葉山層、さらに東川層と野々川層及び須崎層は、地質図上で一括して表現された。また那賀川流域の四万十帯付加コンプレックスでは、1950年代の那賀川河川総合開発事業の一環として、ダム計画地点の候補に挙がった地域にて地質図が示されている（尾原，1957；塚脇，1969）。1980年代以降、北川地域において放散虫化石の産出報告がなされたが、その産出地点は散点的で非常に少ない（中川ほか，1980；須鎗，1986；石田，1987；原ほか，2012）。一方、東隣の桜谷地域では、四万十帯の地層について、岩相層序や砂岩組成の検討及び放散虫化石年代などの検討が詳しく行われた（中川・中世古，1977；中川ほか，1977a，1977b，1980，1984；公文，1981；柳井，1983；石田，1998；石田・橋本，1998；君波ほか，1998；石濱・君波，2000）。

今回、本地域の四万十帯付加コンプレックスを、豊富にデータがある桜谷地域の研究と比較し、さらに構造層序に基づき、北から羽谷ユニット・出原ユニット（石田，

1998）、日野谷ユニット・オソ谷ユニット・谷山ユニット・日和佐ユニット（君波ほか，1998）に区分した。なお本報告では、構造層序区分の単位としてユニットを用い、これまで石田（1998）及び君波ほか（1998）で使用されていた累層及び層を、すべてユニットに置き換えた。

北川地域周辺の四万十帯付加コンプレックスの地質概略図を第9.1図に、地質対比表を第9.1表に示す。また産出化石に基づく、形成年代を表を第9.2図に示す。なお羽谷ユニット・出原ユニット・日野谷ユニット・オソ谷ユニットは長石に富む砂岩を特徴とし、谷山ユニット・日和佐ユニットは岩片に富む砂岩を特徴とする（公文，1981）。またオソ谷ユニットと谷山ユニットの間では、この砂岩組成の違いとともに、砂岩の化学組成（ SiO_2 ， TiO_2 ， Fe_2O_3 ， MgO ， V ， Cr ， Sr など）の違いも指摘されている（君波ほか，1998；石濱・君波，2000）。公文（1992）では、砂岩中の斜長石の曹長石化を検討し、構造的下位に向かい、その程度が強くなることを示した。また桜谷地域では、Mori and Taguchi（1988）及び Ohmori *et al.*（1997）は、炭質物であるビトリナイトの反射率解析から、谷山ユニットと日和佐ユニットの境界断層である深瀬断層（公文，1981）において、温度構造の不連続を認めた。そして深瀬断層は、アウト・オブ・シーケンススラストとして活動したと推定された（Ohmori *et al.*，1997）。

四万十帯付加コンプレックスでは、砂岩・砂岩泥岩互層・破断した砂岩泥岩互層が卓越して分布し、走向方向

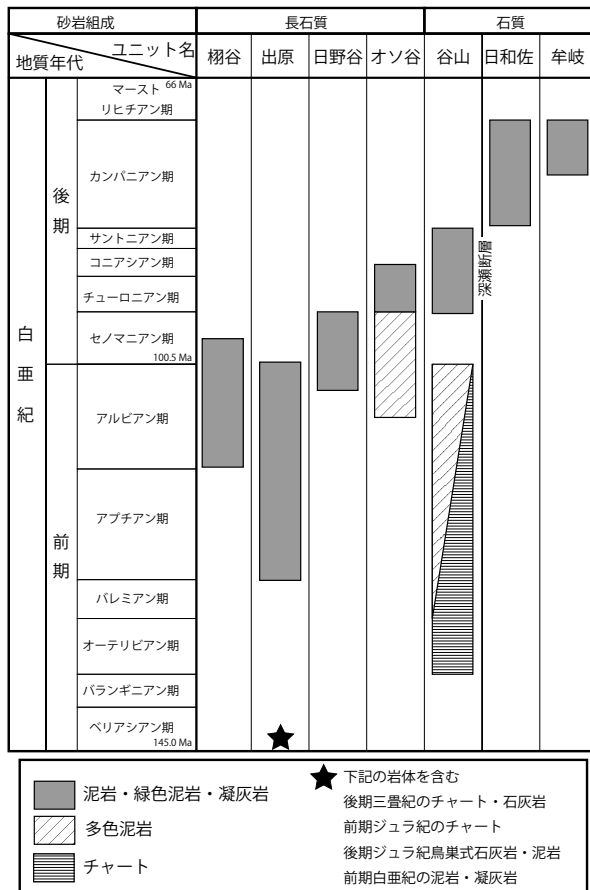


第9.1図 四万十帯付加コンプレックスの地質概略図

第9.1表 四万十帯付加コンプレックスの地質体対比

本研究	平山ほか (1956)	神戸 (1968)	公文 (1981)	君波ほか (1998)	石田 (1998)	
分布しない		須崎層及び東川層	牟岐累層	牟岐累層	海部川層群 *1	
日和佐ユニット		五剣山層	日和佐累層	日和佐累層		*2
谷山ユニット		東川層及び野々川層	谷山累層	谷山累層	福井層群 請ヶ峰層	
オソ谷ユニット			赤松累層	下部層	オソ谷累層	霧越層
日野谷ユニット	日野谷層群	西川層及び葉山層	日野谷累層	下部層	海川層群 日野谷累層	
出原ユニット	春森層群			中部層		日野谷累層
栩谷ユニット				上部層		古屋累層
				成瀬累層	出原層	
					栩谷層	

なお牟岐累層に対比されるユニットは、本地域には分布しない。*1:伊勢田コンプレックス・明丸メランジュ・瀬戸山層・熱田層。*2:小川谷層・入道山層・檜ノ瀬層・三ヶ尻層・神野層・村山層。



第9.2図 四万十帯付加コンプレックスの層序構造区分と形成年代
砂岩組成は、公文(1981)及び君波ほか(1998)を取りまとめた。なお、牟岐ユニットは本地域には分布しない。

への連続性の良い多色泥岩が鍵層となる。本報告では、ユニット内の岩相の細分については、砂岩・砂岩泥岩互層・破断した砂岩泥岩互層の量比に基づいて行った。一方、これらの岩相は、しばしば漸移関係になっており、同一露頭や同一ルートにおいて明瞭な区分が難しい場合がある。一般に付加コンプレックスの砂岩及び砂岩泥岩互層は、海溝付近に堆積した乱泥流堆積物(タービダイト)と解釈され、さらに堆積後の未固結しないし付加作用の変形により破断される(例えば、Taira *et al.*, 1988)。この様な堆積過程や変形作用により、しばしば岩相境界が不明瞭になる。そこで、ユニット内の細分された岩相境界は、漸移関係にあると判断した。

9.2 栩谷ユニット (Tds, Tdi, Tdx)

命名・定義 石田(1987)によって、那賀町木頭折宇中内南方の栩谷右岸を模式地とし、栩谷層と命名された。分布 栩谷川及び折宇谷川に良く露出し、東から西へ星越峠付近、南宇、栩谷、折宇谷、日浦、平、米野南方、程野北方に、走向方向へ比較的よく連続して分布する。折宇谷でのルートマップを第9.3図aに示す。

対比 平山ほか(1956)の春森層群の一部で、砂岩泥岩互層に富む地層に対比される(第9.1表)。なお平山ほか(1956)の春森層群には、チャート及び鳥巢式石灰岩を特徴的に伴う出原ユニット(後述)が含まれる。なお平山ほか(1956)は、春森層群を秩父帯南帯の地層群としたが、神戸(1968)は四万十帯に帰属させ、西川層及び葉山層と呼んだ。君波ほか(1998)の成瀬累層を含む。岩相 砂岩及び砂岩泥岩互層(Tds)、砂岩泥岩互層、砂岩及び泥岩(Tdi)、砂岩泥岩互層及び破断した砂岩泥岩互層(Tdx)からなる。本ユニットの岩相は、砂岩、砂岩泥岩互層、破断した砂岩泥岩互層及び泥岩の量比により細分される。

砂岩は、塊状砂岩ないし厚さ数10cm~数mの厚層

理砂岩で、一部礫質である。栩谷ユニットの砂岩には、ローモンタイトや方解石の細脈が発達することがある(第9.3図b)。また級化層理やコンポリュート葉理が良く発達する。砂岩泥岩互層は、一般に砂岩優勢で良く成層し、しばしば破断相を示す(第9.3図c, d)。泥岩は、しばしばシルト質であり、鱗片状劈開が発達することがある。まれに珪長質凝灰岩を伴う。

構造 東北東-西南西から東南東-西北西の走向を示し、かつ高角度な層理や劈開ならびに断層が良く発達する。地層は、北へ高角に傾斜することが多く、南傾斜もまれに認められる。北上位の地層が卓越する。

産出化石 石田(1985b, 1987)により、放散虫化石が報告されている。地点69の凝灰質泥岩、地点70の凝灰岩、地点71の凝灰質泥岩から、*Pseudodictyomitra carpatia*, *Stichocapsa cribrata*, *Thanarla conia*, *T. pulchra*, *T. praeveneta*, *Xitus spicularius*, *X. spineus*, *Holocryptocanium barbui*, *H. japonicum*, *Zifondium ? pauperum*, などで構成されるアルビアン期~セノマニアン期を示す放散虫化石群集が報告されている。また地点76の泥岩では、*Archaeodictyomitra primigena*, *Thanarla conica* の前期白

亜紀を示す放散虫化石とともに、中期ジュラ紀を示す *Tricolocapsa ? fusiformis* が産する。

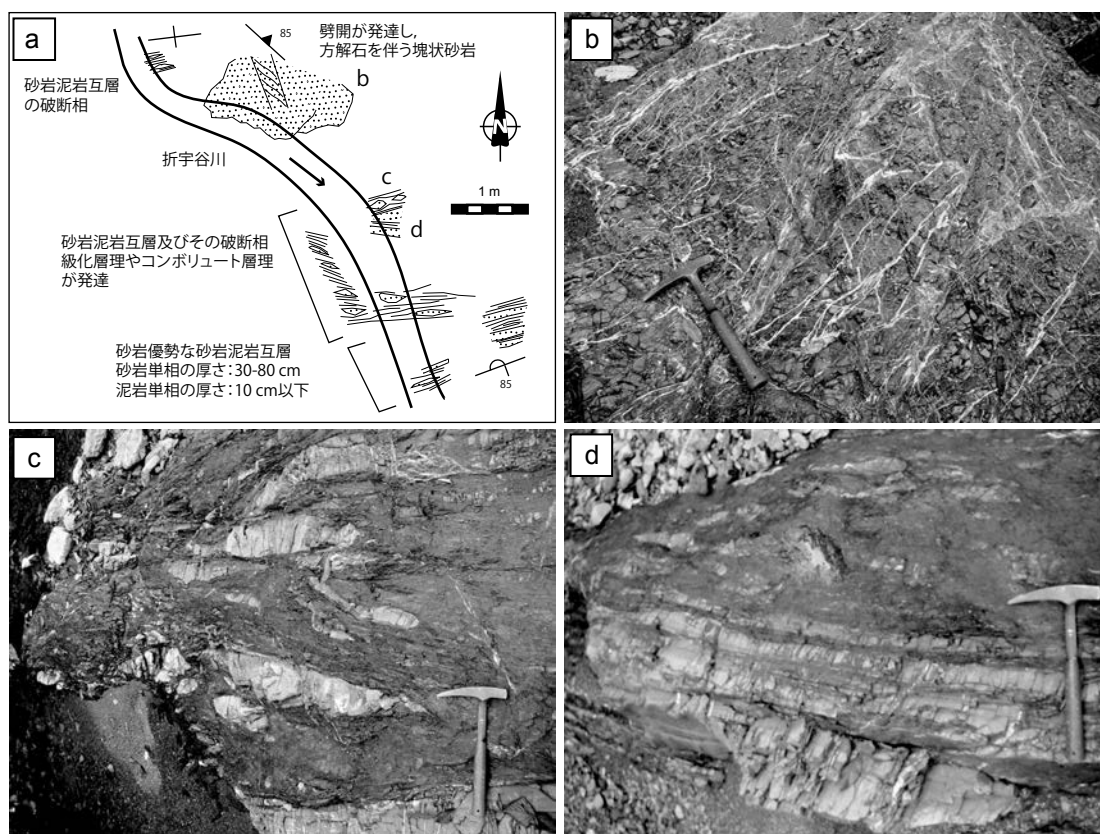
形成年代 石田(1985b, 1987)は、泥岩及び珪長質凝灰岩から産する放散虫化石に基づき、アルビアン期~セノマニアン期とした。

9.3 出原ユニット (Iz, Izl, Izr)

命名・定義 石田(1998)によって、出原層として命名された。本報告で、出原ユニットと改称する。那賀町木頭出原周辺を模式地とする。

分布 出原、西宇、平野、栩谷口、石畳、折宇、北川周辺の那賀川河床に、東西走向方向によく連続して分布する。また、物部川沿いの奈路や程野にも分布する。

対比 平山ほか(1956)の春森層群及び日野谷層群のうち、チャート及び鳥巢式石灰岩を含む地層に対比される(第9.1表)。7万5千分の1地質図甲浦(鈴木, 1931a)の西川層及び葉山層の一部に対比される。石田(1982)のB1層に対比される。また本ユニットは、君波ほか(1998)の古谷累層に対比される。



第9.3図 栩谷ユニットの岩相

- (a) 折宇谷川沿いのルートマップ。
- (b) 方解石脈を伴う塊状砂岩。
- (c) 破断した砂岩泥岩互層。
- (d) 砂岩泥岩互層及び破断した砂岩泥岩互層。

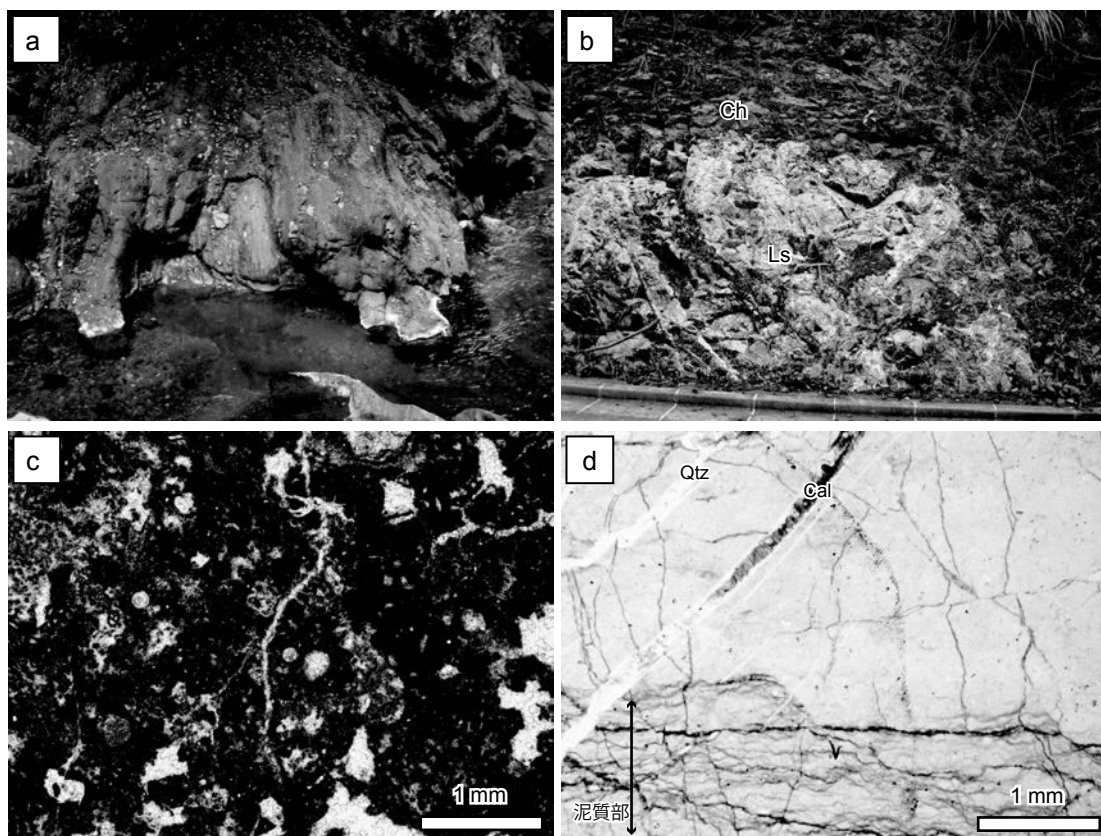
岩相 砂岩，砂岩泥岩互層及び破断した砂岩泥岩互層からなり (Iz), 多色泥岩 (Izr) やチャート及び石灰岩 (Izl) を岩体・岩塊として含むことを特徴とする。

砂岩は，塊状砂岩ないし厚さ数 10 cm ～数 m の厚層理砂岩である。砂岩泥岩互層は，よく成層し，しばしば級化構造やコンポリュート葉理が見られる。また砂岩泥岩互層は，破断相を呈し，破断した砂岩泥岩互層が頻繁にみられる。また破断した砂岩泥岩互層には，砂岩・玄武岩・凝灰岩・チャートが岩塊として含む混在岩を伴うことがある (第 9. 4 図 a)。多色泥岩は，赤色ないし灰色をなす泥岩で，日和田谷と那賀川の出合い付近や，物部川河床に露出する。本ユニットに含まれる大部分の石灰岩は，鳥巢式石灰岩である (第 9. 4 図 b)。数 10 m 以下の岩体・岩塊として破断した砂岩泥岩互層に含まれる。鳥巢式石灰岩は，暗灰色で，ミクライトないしバイオミクライトで，イントラミクライト質やウーミクライト質な部分も認められる (第 9. 4 図 c)。バイオミクライトには，腔腸動物，棘皮動物，藻類，有孔虫類，サンゴ，層孔虫などの生物遺骸が含まれ，礫性の環境下で形

成されたと考えられている (石田，1994；植松・指田，1996)。また同時に，鳥巢式石灰岩からは，後期ジュラ紀の放射虫化石が産出する (石田，1994；Sashida and Uematsu, 1996；植松・指田，1996)。鳥巢式石灰岩には，緑色のチャートを伴うことがある (第 9. 4 図 b, d)。チャートは，隠微質な石英と泥質部からなり，石英脈とともに方解石脈を伴う。この他にも，前期ジュラ紀の放射虫化石を含むチャート，後期三畳紀のコノドントを含むチャート，後期三畳紀のコノドント化石を含むミクライト石灰岩が，岩体として報告されている (石田，1982, 1998)。なお本地域には，地質図上で表現できる規模のチャートは露出しない。

構造 東北東-西南西から東南東-西北西の走向を示し，かつ高角度な層理や劈開ならびに断層が良く発達する。地層は，北へ高角に傾斜することが多い。

産出化石 鳥巢式石灰岩からは，*Aplosmilium?* sp. の六射珊瑚，*Milleporidium fasciculatum*，*Parastromatopora* sp. の層孔虫，*Spongiomorpha cf. globosa* の海綿の大型化石が報告されている (石田，1994)。この他，鳥巢式石灰岩



第 9. 4 図 出原ユニットの岩相

- (a) 砂岩及び凝灰岩の岩塊を含む混在岩，折宇谷川と那賀川の出合い付近。
- (b) 鳥巢式石灰岩 (Ls) と緑色チャート (Ch)。平野。
- (c) 鳥巢式石灰岩の顕微鏡写真，バイオミクライト，オープンニコル，上海川。
- (d) 緑色チャート (b) の顕微鏡写真，泥質部を挟在し，方解石及び石英脈が貫く。Qtz：石英，Cal：方解石，オープンニコル。

から、後期ジュラ紀を示す放散虫化石群集が報告されている(石田, 1994; Sashida and Uematsu, 1996; 植松・指田, 1996)。そして鳥巢式石灰岩の堆積年代について、石田(1994)はオックスフォード期後半、植松・指田(1996)はチトニアン期とした。石田(1982)は、地点21の赤色泥岩より *Thanarla conica*, *T. praeveneta*, *Archaeodictyomitra vulgaris*, 地点22の泥質凝灰岩より *A. vulgaris* の前期白亜紀(アプチアン期~アルビアン期)を示す放散虫化石を報告した。また石田(1982)は、出原谷における地点5の泥岩より、*Thanarla praeveneta*, *T. elegantissima* の前期白亜期後半(アプチアン期~アルビアン期)を示す放散虫化石を報告した。

この他、石田(1982)及び石田(1998)により、石灰岩及びチャートから後期三畳紀のコノドントが、チャートから前期ジュラ紀の放散虫化石が、鳥巢式石灰岩周辺の泥岩から後期ジュラ紀の放散虫化石が、また泥岩及び珪長質凝灰岩から前期白亜紀前期の放散虫化石が報告されている。また東明(1958)は、東隣桜谷地域的那賀町古屋野々尻にて、泥質砂岩から *Natica (Amaruropsis) sanchuensis*, *Glauconia neumayri*, *Astarte cf. semicostata* などの前期白亜期の貝化石を報告した。この貝化石産出地点の泥岩から、石田ほか(1987)は *Holocryptocanium japonicum*, *Archaeodictyomitra vulgaris* などの前期白亜期後半を示す放散虫化石を報告した。

形成年代 石田(1998)は、泥岩から産する放散虫化石により、本ユニットの年代を前期白亜紀のアプチアン期~アルビアン期とした。

9.4 ^{ひのたに}日野谷ユニット(Hns, Hni)

命名・定義 平山ほか(1956)によって、那賀川流域に分布する四万十帯の地層について、日野谷層群と命名された。その後、15万分の1徳島県地質図(徳島県, 1972)により、日野谷層と改称された。公文(1981)は、東隣の桜谷地域以東において、日野谷層群を日野谷累層に改称し、下部層・中部層・上部層に細分した。また君波ほか(1998)は、公文(1981)の日野谷累層上部層を古谷累層(本報告の出原ユニット)に改称して分離し、下部層・中部層のみを日野谷累層と再定義した。本報告では、君波ほか(1998)の日野谷累層を日野谷ユニットと改称する。那賀町陰谷付近(旧日野谷村日野谷付近)を模式地とする。

分布 南川下流、^{かいかわだに}海川谷西俣下流、千本谷下流、杉熊川下流、出原谷川、野久保谷川に分布する。

対比 平山ほか(1956)の日野谷層群のうち砂岩泥岩互層が卓越する部分、公文(1981)の日野谷累層の下部層及び中部層に対比される。なお石田(1998)の日野谷累層には、本報告の日野谷ユニットに対し、後述するオソ谷ユニットが含まれる。

岩相 泥岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層(Hns), 砂岩泥岩互層及び砂岩(Hni)からなる。砂岩泥岩互層及び砂岩は、破断した砂岩泥岩互層を伴う。砂岩は、塊状や厚層理な成層砂岩で、しばしば泥岩を挟み砂岩泥岩互層に漸移的に変化する(第9.5図a)。礫質砂岩や泥岩の偽礫を含むことがある。砂岩泥岩互層は、一般に砂岩優勢ないし等量の砂岩泥岩互層からなる。級化層理をよく残し、コンボリュート葉理が発達する(第9.5図b, c)。また砂岩泥岩互層は破断相を示し、破断した砂岩泥岩互層となる(第9.5図d)。本ユニットを構成する砂岩は、一般に比較的淘汰度が良く、細粒~中粒ないし粗粒の長石・石英を多く含む長石質砂岩で、火山岩片・深成岩片などを伴う(第9.5図e)。

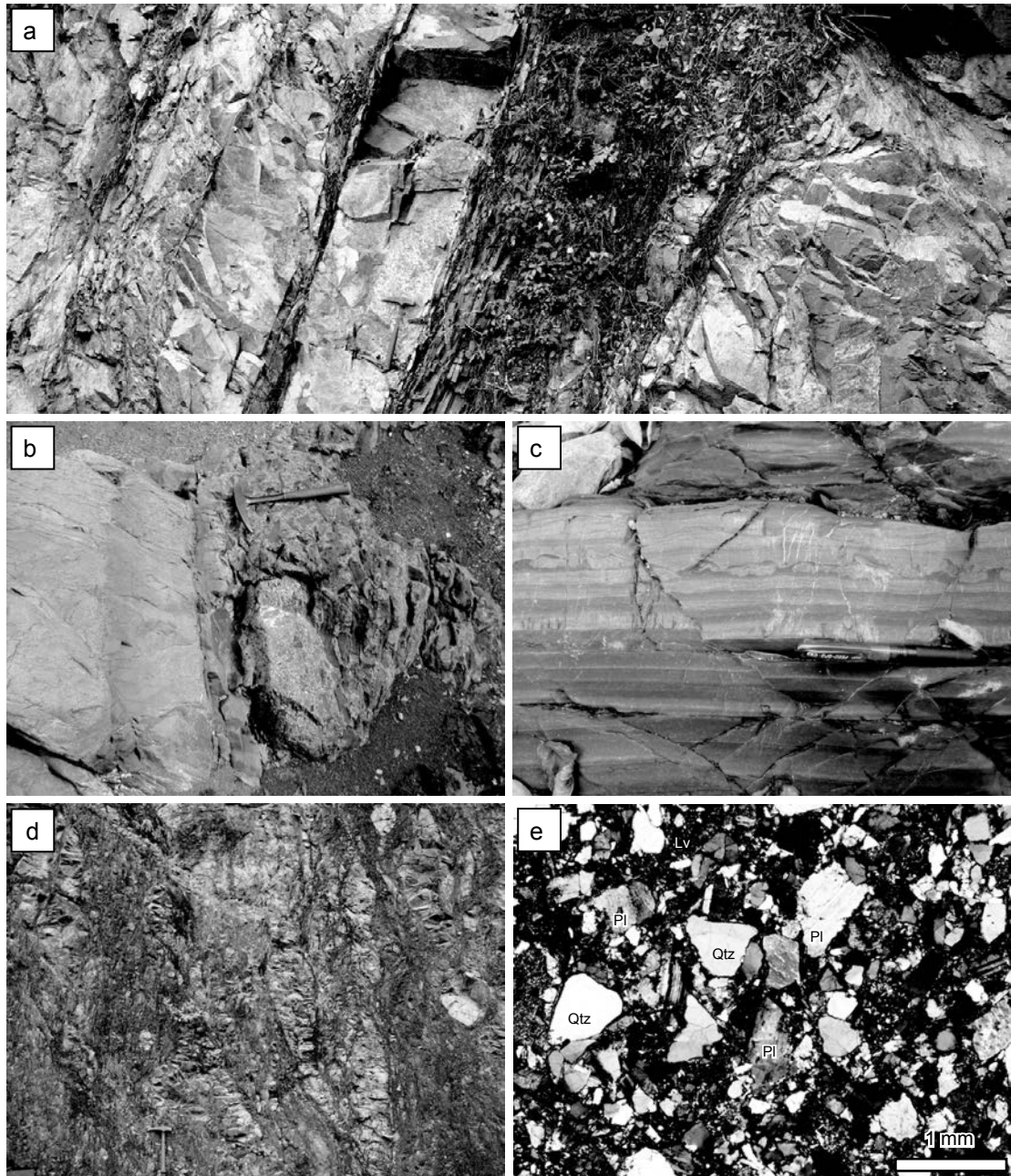
構造 東北東-西南西から東南東-西北西の走向を示し、かつ高角度な層理や劈開ならびに断層が良く発達する。またほぼ東西走向でユニット境界に平行な軸跡かつ高角度な軸面を持ち、波長500m~1000m程度で、翼間隔の閉じた背斜・向斜が発達する。これらの褶曲軸を挟んで、向斜の南翼及び背斜の北翼では北傾斜の、向斜の北翼及び背斜の南翼では南傾斜の地層が発達する。地質図上における褶曲軸の位置については、地層の傾斜方向が変化する周辺に推定した。褶曲の軸跡は、地層の走向方向の連続性にほぼ平行となる。背斜軸部付近にて、北上位の正常層とともに、南上位の逆転層も認められ、両者が近接して混在することがある。これは露頭規模での褶曲も頻繁に認められることから、本ユニット内には複褶曲構造が存在し、これにより地層の上位方向がしばしば反転すると考えられる。

産出化石 本地域から化石の産出報告はない。東隣の桜谷地域以東では、君波ほか(1998)によって3地点の泥岩より、*Archaeodictyomitra vulgaris*, *Eusyringium? foremanae*, *Holocryptocanium barbui*, *H. cf. geysersensis*, *H. aff. tuberculatum* のアルビアン期後期~セノマニアン期を示す放散虫化石が報告されている。また橋本・石田(1997)及び石田(1998)によって、泥岩や泥質凝灰岩より、*Archaeodictyomitra vulgaris*, *A. sliteri*, *Holocryptocanium barbui*, *Mita gracilis*, *Pseudodictyomitra vestarensis*, *P. pseudomacrocephala* などのアルビアン期後期~セノマニアン期を示す放散虫化石が報告されている。

形成年代 君波ほか(1998)及び石田(1998)により、泥岩から産する放散虫化石により、アルビアン期後期~セノマニアン期とされている。

9.5 オソ谷ユニット(Oss, Osi, Osx, Osr)

命名・定義 君波ほか(1998)により、公文(1981)の赤松累層上部層に対し、オソ谷累層と命名された。本報告では、オソ谷ユニットと改称する。東隣桜谷地域の古屋谷川支流のオソ谷周辺を模式地とする。



第9.5図 日野谷ユニットの岩相

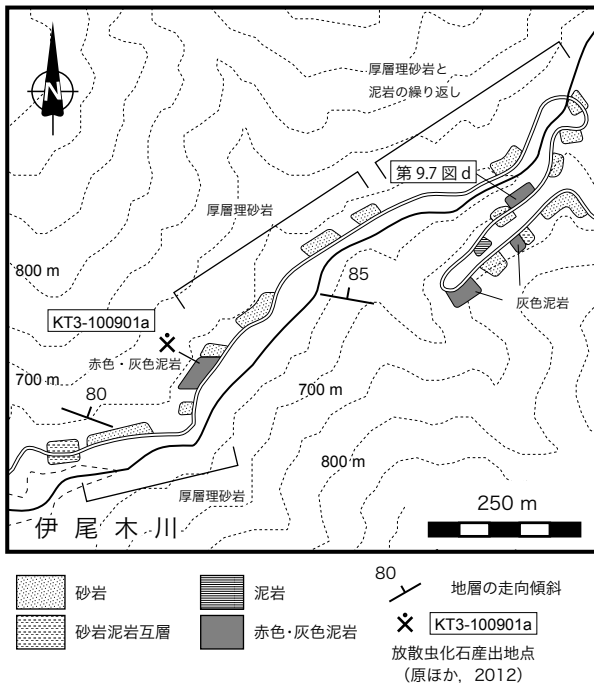
- (a) 成層砂岩と砂岩泥岩互層. 千本谷.
- (b) 級化構造と泥岩の偽礫. 南川と那賀川の出合い.
- (c) コンボリユート葉理. 南川と那賀川の出合い.
- (d) 破断した砂岩泥岩互層. 市宇.
- (e) 砂岩の顕微鏡写真. Qtz: 石英, Pl: 長石, Lv: 火山岩片, クロスニコル. 野久保谷川.

分布 本地域では、南川の上流に広く分布し、海川谷西俣上流、大谷川、湯桶谷、千本谷上流、杉熊川上流、伊尾木川上流などの流域に分布する。伊尾木川上流沿いのルートマップを第9.6図に示す。

対比 公文（1981）の赤松累層上部層に対比される。また石田（1998）の日野谷累層の一部及び霧越層に対比さ

れる。

岩相 本ユニットは、砂岩、砂岩泥岩互層及び破断した砂岩泥岩互層の量比により、砂岩及び砂岩泥岩互層(Oss)、砂岩泥岩互層及び砂岩かつ破断した砂岩泥岩互層を伴う(Osi)、破断した砂岩泥岩互層かつ砂岩泥岩互層及び砂岩を伴う(Osx)の岩相に細分される。また多



第9.6図 オソ谷ユニットのルートマップ

色泥岩 (Osr) を伴うことを特徴とする。

砂岩は、塊状や、しばしば砂岩泥岩互層に漸移的に変化する厚層理な成層砂岩である。砂岩泥岩互層は、一般に砂岩優勢ないし砂岩泥岩が等量である (第9.7図a)。日野谷ユニットの砂岩及び砂岩泥岩互層に類似するが、破断相を示すことが多い (第9.7図b)。一般に砂岩は、比較的淘汰度が良く、細粒～中粒ないし粗粒の長石・石英を多く含む長石質砂岩で、火山岩片・深成岩片などを伴う (第9.7図c)。長石が、若干ソーシユライト化を受けていることがある。多色泥岩は、赤色ないし灰色を呈する泥岩 (第9.7図d) であり、走向方向によく連続し、良い鍵層となる。主に粘土鉱物からなり、シルト大の碎屑粒子をわずかに含む。厚さ100m以下で、砂岩や砂岩泥岩互層に挟まれ分布する。

構造 東北東-西南西から東南東-西北西の走向を示し、かつ高角度な層理や劈開ならびに断層が良く発達する。またほぼ東西走向でユニット境界に平行な軸跡かつ高角度な軸面を持ち、波長500～1,000m程度で、翼間隔の閉じた背斜・向斜が発達する。これらの褶曲軸を挟んで、向斜の南翼及び背斜の北翼では北傾斜の、向斜の北翼及び背斜の南翼では南傾斜の地層が発達する。地質図上における褶曲軸の位置については、地層の傾斜方向が変化する周辺に推定した。褶曲の軸跡は、地層の走向方向の連続性にほぼ平行となる。背斜南翼の地層で、南上位の正常層とともに、北上位の逆転層も認められ、両者が近接して混在することがある。これは露頭規模での褶曲も頻繁に認められることから、本ユニット内には複褶曲構

造が存在し、これにより地層の上位方向がしばしば反転すると考えられる。

産出化石 原ほか (2012) は、大谷川の赤色泥岩及び伊尾木川の灰色泥岩から放散虫化石を報告した。大谷川の赤色泥岩からは、*Thanarla veneta*, *Thanarla pulchra*, *Thanarla* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Pseudodictyomitra* aff. *pseudomacrocephala*, *Dictyomitra montisserei*, *Dictyomitra* spp. 及び *Xitus mclaughlini* の放散虫化石が報告され、その年代はアルビアン期後期～セノマニアン期とされた。また伊尾木川の灰色泥岩からは、*Thanarla pulchra*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, *Pseudodictyomitra tiara*, *Dictyomitra montisserei*, *Dictyomitra* spp., *Archaeodictyomitra* sp., *Xitus mclaughlini*, *Stichomitra stocki* 及び *Rhopalosyringium mosquense* の放散虫化石が報告され、その年代はセノマニアン後期とされた。東隣の桜谷地域では、君波ほか (1998) が、2地点の泥岩より、*Archaeodictyomitra squinaboli*, *Artostrobium tina*, *Dictyomitra formosa*, *D. napaensis*, *Pseudoaulophacus praefloresensis*, *Praeconocaryomma universa*, *Stichomitra asymbatos* からなる放散虫化石群集を報告し、その年代をチューロニアン期～コニアシアン期前期とした。

形成年代 君波ほか (1998) により、東隣桜谷地域の泥岩から産出する放散虫化石により、チューロニアン期～コニアシアン期前期とされている。オソ谷ユニットは、アルビアン期後期～セノマニアン期の赤色及び灰色泥岩、チューロニアン期～コニアシアン期前期の泥岩からなる構造層序ユニットといえる (第9.2図)。

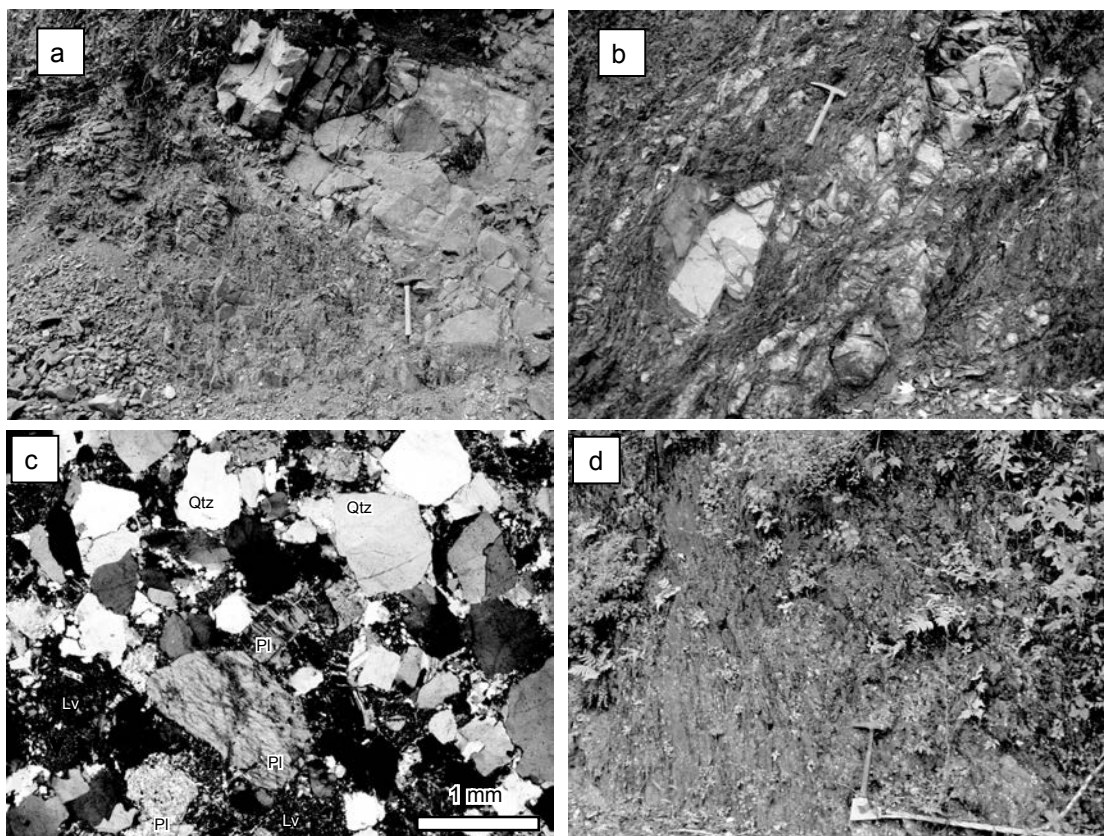
9.6 ^{たにやま}谷山ユニット (Tns, Tni, Tnc, Tnb, Tnx)

命名・定義 公文 (1981) により谷山累層と命名された。その後、君波ほか (1998) により、公文 (1981) の谷山累層と赤松累層下部層をあわせて、谷山累層が再定義された。本報告では、君波ほか (1998) の谷山累層を谷山ユニットに改称する。模式地は、東隣桜谷地域の古屋川東上流の那賀町川俣谷山周辺とする。

分布 本地域では、南部～南西部にかけて広く分布し、西川及び中川の上流、東川上流、榎木屋谷、伊尾木川などの流域に分布する。榎木屋谷沿いのルートマップを第9.8図に示す。

対比 公文 (1981) の赤松累層上部層と谷山累層に対比される (第9.1表)。また石田 (1998) の請ヶ峰層及び谷山累層の一部に対比される。

岩相 主に砂岩及び砂岩泥岩互層 (Tns)、破断した砂岩泥岩互層及び砂岩 (Tni)、チャート (Tnc)、玄武岩類 (Tnb)、泥質基質に砂岩やチャート及び玄武岩類の岩塊を含む混在岩 (Tnx) からなる。混在岩は破断した砂岩泥岩互層を伴う。本地域西方の伊尾木川上流及び西川上流で砂岩及び砂岩泥岩互層が、東方の榎木屋川周辺で破



第9.7図 オソ谷ユニットの岩相

- (a) 砂岩泥岩互層. 久々場谷.
 (b) 破断した砂岩泥岩互層. 野久保谷.
 (c) 砂岩の顕微鏡写真. Qtz: 石英, Pl: 長石, Lv: 火山岩片. クロスニコール. 杉熊沢.
 (d) 赤色泥岩. 伊尾木川.

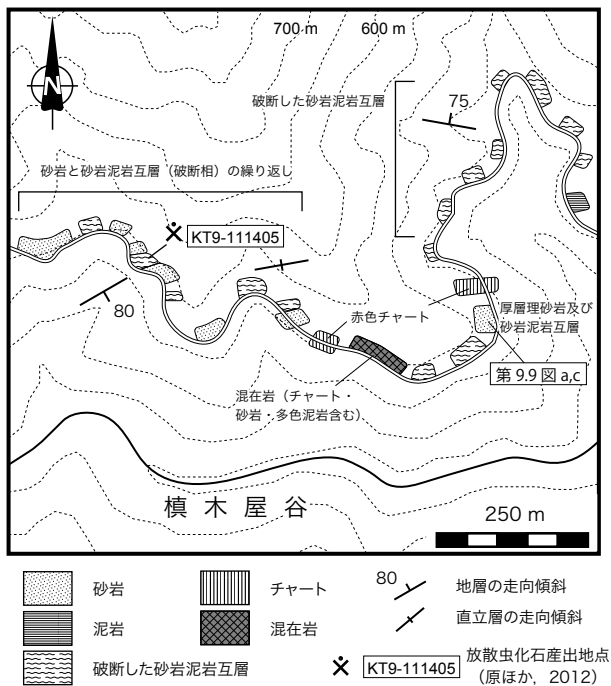
断した砂岩泥岩互層及び砂岩が広く分布する.

砂岩は、塊状や厚層な成層砂岩で、砂岩泥岩互層に漸移的に変化する。砂岩泥岩互層は、一般に砂岩優勢ないし等量の砂岩泥岩互層からなる。強い変形を受け、破断した砂岩泥岩互層が頻繁にみられる(第9.9図a)。また砂岩泥岩互層には、しばしば褶曲が発達する(第9.9図b)。一般に砂岩は、比較的淘汰度が悪い細粒～中粒ないし粗粒の石英・火山岩片を多く含む石質砂岩で、長石・深成岩片などを伴う(第9.9図c)。なお長石は、ソーシユライト化を受け、変質していることがある。チャートは、主に赤色で、まれに緑色ないし灰色を呈する。またしばしば赤色ないし灰色泥岩を伴い、層状を呈する。玄武岩類に伴って分布することがあり、玄武岩近傍では塊状チャートとなることが多い(第9.9図d)。鏡下では、隠微晶質～微晶質な石英及び放散虫化石とともに、石英脈の発達がよく観察される(第9.9図e)。玄武岩類は、玄武岩溶岩及び火山碎屑岩からなり、多色泥岩を伴う。玄武岩溶岩は、塊状ないし枕状(第9.9図f)を呈する。一般に玄武岩溶岩は、主に斜長石と不透明鉱物からなり、普通輝石の斑晶を含むインターグラニユラー組織(第9.9図g)を示す。また無斑晶質玄武岩も認め

られる。火山碎屑岩は、長石や輝石などの玄武岩岩片からなる碎屑岩からなり、凝灰岩を伴う。火山碎屑岩には、溶岩が急冷されガラス質な部分を持つハイアロクラスタイトも認められる(第9.9図i)。また玄武岩類に伴い、サブオフィティックないしオフィティック組織を示すドレライトも認められることがある(第9.9図h)。また玄武岩類中に、ぶどう石脈が認められ、わずかにパンペリー石も認められることから(第9.9図j, k)、ぶどう石-パンペリー石相の変成作用を受けていることが示唆される。多色泥岩は、緑色、赤色や灰色を呈し、主に粘土鉱物からなり、シルト大の碎屑粒子をわずかに含む。混在岩は、泥質基質中に、砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類を岩塊として含む。チャート及び玄武岩類の岩体近傍に分布する。

構造 東北東-西南西の走向を示し、かつ高角度な層理や劈開ならびに断層が良く発達する。大部分の地層は、北に60～90°で高角度に傾斜する。露頭規模での褶曲は頻繁に認められる。

産出化石 中川ほか(1980)により、海部川上流のチャートから、*Eucyrtis micropora*, *Thanarla conica*などの放散虫化石を報告し、その年代をオーテリビアン期～アプチ



第9.8図 谷山ユニットのルートマップ

アン期とした。この他、須槍 (1984) は、西川に分布するチャートより、セノマニアン期、コニアシアン期～カンパニアン期の混合放散虫化石群集を報告した。しかし、須槍 (1984) が報告した *Amphipyndax tylotus* などの放散虫化石は保存状態が悪く、チャートの年代がカンパニアン期まで含むかどうかは不明である。須槍 (1986) による四万十帯から産する放散虫化石のとりまとめでは、このチャートの年代をコニアシアン期として採用していると思われるが、詳細は不明である。

中川ほか (1980) は、海部川上流の泥岩から、*Artostrobum urna*、*Amphipyndax stocki* の放散虫化石を報告し、その年代をコニアシアン期～サントニアン期とした。なお、*Artostrobum urna* と *Amphipyndax stocki* は、原ほか (2012)

第9.9図 谷山ユニットの岩相 (次頁)

- (a) 破断した砂岩泥岩互層。横木屋谷。
- (b) 砂岩泥岩互層の褶曲。翼間隔の閉じた非対称褶曲。西川。
- (c) 砂岩の顕微鏡写真。Qtz: 石英, Pl: 長石, Lv: 火山岩片。クロスニコル。横木屋谷。
- (d) チャートと玄武岩。Ch: チャート, Ba: 玄武岩。西川。
- (e) チャートの顕微鏡写真。白い円形ないし楕円形の部分は放散虫化石。白い筋状の部分は石英脈。オープンニコル。伊尾木川。
- (f) 枕状溶岩。西川。
- (g) 玄武岩の顕微鏡写真。インターグラニューラー組織。オープンニコル。伊尾木川。
- (h) ハイアロクラスタイトの顕微鏡写真。黒い筋は、ガラス質な部分からなる。白い部分は、主に長石及び輝石からなる。著しく剪断変形を受ける。オープンニコル。西川。
- (i) ドレライトの顕微鏡写真。サブオフィティック組織。Pl: 長石, Aug: 普通輝石。オープンニコル。伊尾木川。
- (j, k) 玄武岩中のぶどう石-パンベリー石脈の顕微鏡写真。Pmp: パンベリー石: Phr: ぶどう石。(j): オープンニコル, (k): クロスニコル。中川。

の報告において、それぞれ *Pseudotheocampe urna* と *Stichomitra stocki* に対比される。さらに桜谷地域の泥岩から、コニアシアン期～サントニアン期の放散虫化石の報告がある (中川ほか, 1980; 君波ほか, 1998)。原ほか (2012) では、横木屋谷沿いの林道より、*Alievium cf. superbium*, *Diacanthocapsa brevithorax*, *Diacanthocapsa euganea*, *Dictyomitra multicostata*, *Hemicryptocapsa prepolyhedra*, *Pseudoaulophacus putahensis*, *Pseudotheocampe urna* などの放散虫化石を報告し、その年代をチューロニアン期とした。原ほか (2012) で報告された泥岩中の放散虫化石年代は、これまでに報告された泥岩からの放散虫化石年代に比べやや古い年代を示す。

形成年代 君波ほか (1998) により、東隣桜谷地域の泥岩から産出する放散虫化石により、コニアシアン期～サントニアン期とされた。原ほか (2012) では、新たな放散虫化石産出に基づき、チューロニアン期～サントニアン期とした。谷山ユニットは、オーテリビアン期～アルビアン期のチャート、パレミアン期～アルビアン期の多色泥岩、チューロニアン期ないしコニアシアン期～サントニアン期の泥岩からなる構造層序ユニットといえる。

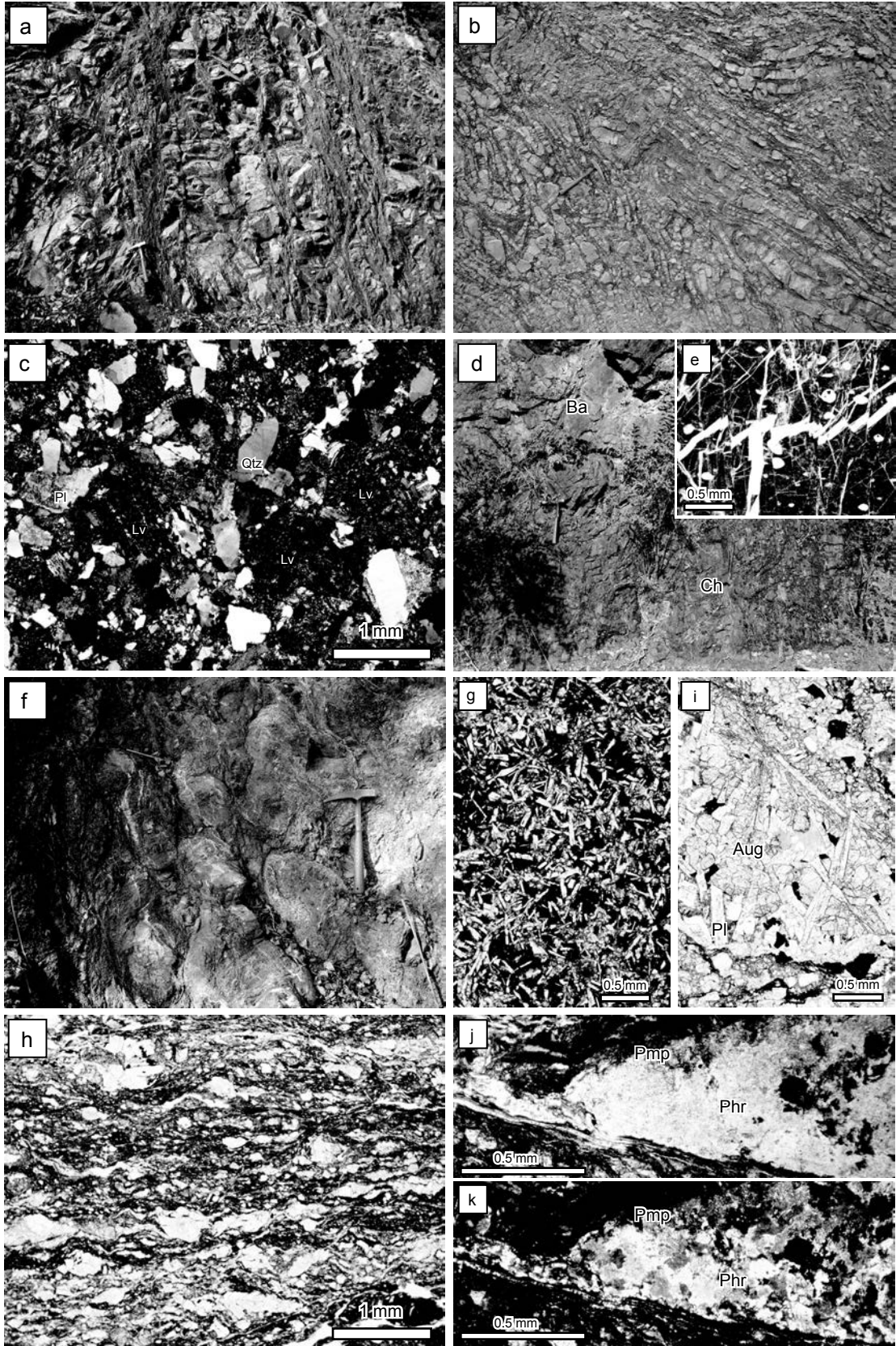
9.7 日和佐ユニット (Hws, Hwi)

命名・定義 中川 (1976) により日和佐砂岩勝互層と命名され、後に公文 (1976) 及び中川ほか (1977a) により日和佐層、公文 (1981) 及び君波ほか (1998) により日和佐累層と改称された。本報告では、君波ほか (1998) の定義に従い、日和佐累層を日和佐ユニットに改称して用いる。

分布 本地域の南東部、大木屋谷、川俣、平井に分布する。東隣桜谷地域の美波町日和佐周辺を模式地とする。

対比 神戸 (1968) の五剣山層、公文 (1981) 及び君波ほか (1998) の日和佐累層、石田 (1998) の轟層に対比される (第9.1表)。

岩相 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Hws) ないし砂岩泥岩互



層及び砂岩 (Hwi) からなる。

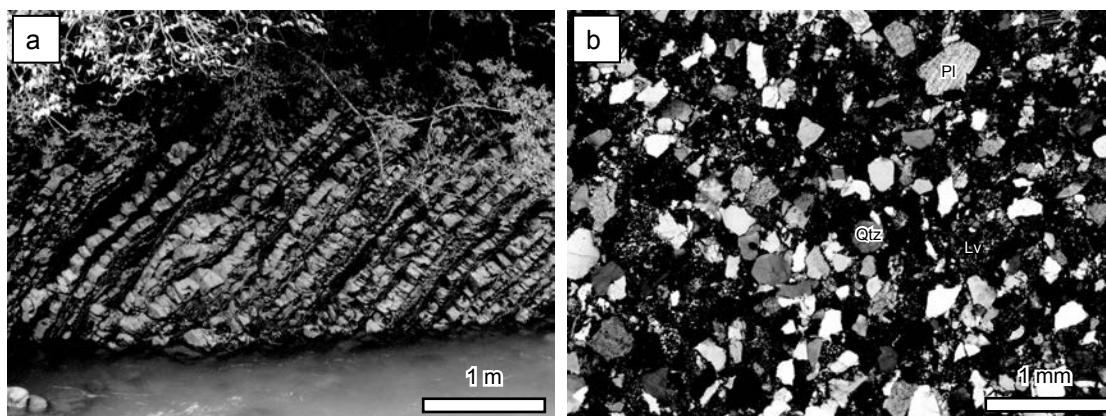
砂岩は、塊状や厚層理な成層砂岩で、砂岩泥岩互層に漸移的に変化する。砂岩泥岩互層は、一般に砂岩優勢ないし等量の砂岩泥岩互層からなり、変形はほとんど受けていない (第 9. 10 図 a)。砂岩は、一般に比較的淘汰度の悪い、細粒～中粒ないし粗粒の石英・火山岩片を多く含む石質砂岩で、長石や深成岩片などを伴う (第 9. 10 図 b)。砂岩泥岩互層中の泥岩は、葉理が発達し、しばしばシルト質である。

構造 大部分の地層は、東北東-西南西の走向を示し、北に 70～90° で高角度に傾斜する。

産出化石 本地域にて、化石産出の報告はない。君波ほか (1998) は、東隣桜谷地域にて、4 地点の泥岩、2 地点の珩長質凝灰岩及び 1 地点の緑色泥岩より、*Amphipyndax enesseffi*, *A. tylotus*, *Dictyomitra multicostata*, *Cryptamphorella macropora*, *C. sphaerica*, *Pseudoaulophacus pargueraensis*, *P. lenticulatus* を普遍的に含み、*Dictyomitra* cf.

andersoni, *D. koslovae*, *Cryptamphorella conara*, *Theocampe* cf. *abschnitta*, *Pseudoaulophacus floresensis*などを伴う放射虫化石群集を報告し、その年代をカンパニアン期とした。

形成年代 君波ほか (1998) による泥岩からの放射虫化石年代に基づき、カンパニアン期とする。一方、Shibata *et al.* (2008) は、美波町明丸の海岸露頭にて、日和佐ユニットの凝灰岩からジルコン U-Pb 年代と、砂岩から碎屑性ジルコン U-Pb 年代を測定した。そして凝灰岩のジルコン年代の加重平均として 73.51 ± 0.63 Ma、碎屑性ジルコンの最も若い年代として 69.6 ± 3.5 Ma と 67.8 ± 2.3 Ma を得た。Shibata *et al.* (2008) は、測定誤差を考慮して、日和佐ユニットの堆積年代を 74.1 Ma ～ 65.5 Ma の範囲とした。一般に、砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代は堆積年代の下限を与える。そのため本ユニットの形成年代は、マーストリヒチアン期を含む可能性がある。



第 9. 10 図 日和佐ユニットの岩相

(a) 砂岩泥岩互層。平井。

(b) 砂岩の顕微鏡写真。Qtz：石英，Pl：長石，Lv：火山岩片。クロスニコル。東川。

第10章 断層

(原 英俊)

北川地域における主要な断層は、十二社断層^{じゅうにしや}、仏像構造線^{ぶつざう}、深瀬断層^{ふかせ}、上葦生川断層^{かみしろがわ}である。このうち十二社断層は、黒瀬川帯と秩父帯南帯との境界断層、仏像構造線は秩父帯南帯と四万十帯の境界断層である。また深瀬断層は、四万十帯付加コンプレックスの谷山ユニットと日和佐ユニットの境界断層をなす。いずれの断層においても、断層露頭は見いだせていないが、構成岩相の相違により、断層の位置を特定した。

10.1 十二社断層^{じゅうにしや}

十二社断層は、黒瀬川帯と秩父帯南帯を境する断層である。平山ほか(1956)は、7万5千分の1剣山図幅内で、秩父帯中帯(黒瀬川帯)と南帯の境界を十二社衝上線と呼んだ。石田・香西(2003)は、十二社スラストと改称し用いた。なお十二社スラストは、石田・香西(2003)坂州帯と那賀川帯の境界断層に相当し、本地域での黒瀬川帯と秩父帯南帯の境界に相当する。本報告では、十二社スラストに対して、断層露頭が未確認でその運動方向が不明なことから、現在の断層の姿勢が高角であると推定されることから、十二社断層とする。なお十二社断層の活動時期については、不明である。

10.2 仏像構造線

仏像構造線は、小林(1931c)によって糸川仏像地質構造線と命名された。秩父帯南帯と四万十帯の境界断層であり、南西諸島や九州から関東地方まで追跡できる。仏像線とも呼ばれる。平山ほか(1956)は、春森層群と日野谷層群の境界断層として、仏像-糸川構造線(仏像構造線)を認めた。しかし、春森層群は、四万十帯付加コンプレックスの一部(神戸, 1968; 石田, 1987)であり、平山ほか(1956)による仏像構造線は、四万十帯付加コンプレックスの羽谷ユニットと出原ユニットの境界断層に相当する。本報告における仏像構造線は、神戸(1968)や石田(1987)が示した秩父帯南帯及び四万十帯付加コンプレックスとの境界の位置に一致する。Sakaguchi(1996, 1999)は、四国中西部におけるビトリナイト反射率解析の結果、仏像構造線を挟んで秩父帯と四万十帯付加コンプレックスの間で、古地温度構造の不連続は認められないとした。すなわち、四万十帯白亜紀付加コンプレックスが受けた変成作用の時期(55 Ma頃, Agar *et al.*, 1989)以前に、仏像構造線はその活動を終えていた

と考えられる。

10.3 深瀬断層^{ふかせ}

四万十帯付加コンプレックスの谷山ユニットと日和佐ユニットとの境界断層に対して、深瀬断層(公文, 1976, 1981)や深瀬-阿部断層(中川, 1976; 中川ほか, 1977a)と名付けられた。谷山ユニットを特徴付ける破断した砂岩泥岩互層及び混在岩と、日和佐ユニットの特徴である整然とした砂岩泥岩互層との明瞭な岩相の相違から、断層の位置が示唆されるが、断層露頭は未確認である。Mori and Taguchi(1988)及びOhmori *et al.*(1997)によるビトリナイト反射率の検討では、深瀬断層に対し上盤側の谷山ユニットは約200°C、下盤側の日和佐ユニットは100-150°Cの変成温度を示すことから、深瀬断層が四万十帯付加コンプレックス内にて、古地温度構造の不連続を生じさせていると指摘した。さらに深瀬断層は、最大被熱後にアウト・オブ・シーケンススラストとして活動したと解釈された(Mori and Taguchi, 1988; Ohmori *et al.*, 1997)。またその活動は、谷山ユニットから得られたジルコンのフィッシュン・トラック(FT)の部分的なアニーリング(焼なまし)年代の最も若いピーク年代より、43 Ma頃であるとされた(Ohmori *et al.*, 1997)。しかしジルコンFTは完全にアニーリングされていないため、少なくとも43 Ma以降に変成作用を受け、その後に深瀬断層が活動し、古地温度構造の不連続を生じさせたと解釈する方が良い。本報告では、深瀬断層の活動時期については、始新世以降とする。

10.4 上葦生川断層^{かみしろがわ}

藤田(1943)は、高知県香美市物部町大栃周辺に分布する白亜系物部川層群相当層と秩父帯南帯三宝山ユニット相当層との境界断層を、上葦生川構造線(断層)と命名した。その後、伊熊・市川(1978)によって、上葦生川断層の北東延長が鮎喰川断層に連続するとされ、秩父帯及び三波川帯の内部構造を大きく斜交させる断層として認識された。なお地形上のリニアメントは、非常に明瞭である(伊熊・市川, 1978)。村田(1990a, b)は、上葦生川断層の左横ずれ変位量を、地質境界や褶曲軸面及び断層の変位から10数kmと見積もり、断層の転位モデルを提唱している。また、上葦生川断層の活動時期としては、外帯の地帯構造形成後の中新世~鮮新世のあ

る時期としている。なお村田（1995）により，上葦生川断層と鮎喰川断層について，それらの概要がまとめられている。本地域北西部では，北北東-南南西走向かつ高角度断層として，上葦生川断層の存在が示唆される。本

断層により，秩父帯北帯と黒瀬川帯及び秩父帯南帯が大きく斜交する。なお断層を挟んだ構成岩相及び地質構造の斜交性は強く認められるものの，断層露頭は見いだせていない。

(植木岳雪)

11. 1 段丘堆積物

11. 1. 1 概要及び研究史

北川地域の段丘堆積物は、那賀川本流、海部川本流に沿って連続的に分布する。また、那賀川支流の羽谷川、折宇谷川、南川、海川谷川と、海部川支流の大木屋谷、物部川に沿って点在する。

本地域の那賀川の段丘面及び段丘堆積物については、1960年代から断片的な記載がなされている(中川, 1961; 阿子島, 1970; 徳島県, 1972, 1985; 石田ほか, 1989; 寺戸, 1992, 1993, 1995; 木頭村教育研究所, 1993; 満塩・栗林, 1997)。海部川の段丘面及び段丘堆積物については寺戸(1972)、物部川の段丘面及び段丘堆積物については宮城(1986)、満塩・川口(1993)、Mitusio(1993)の報告があるが、本地域の段丘面及び段丘堆積物については触れられていない。これらでは、広域テフラが見出された那賀町木頭字井ノ内における那賀川支流の南川の段丘堆積物を除いて、段丘堆積物は風化度のみによって編年されてきた。一方、植木(2008)は、那賀川の段丘面を10面に区分し、段丘面及び段丘堆積物の記載と広域テフラによる編年を行った。

本報告では、那賀川の段丘堆積物を高位段丘堆積物、低位1段丘堆積物、低位2段丘堆積物及び低位3段丘堆積物に大別する(第11.1図)。また、那賀川と海部川、物部川の段丘面の高度、分布の連続性を比較して、海部川の段丘堆積物を低位3段丘堆積物、物部川の段丘堆積物を低位2~3段丘堆積物に含める。那賀川の段丘面及び段丘堆積物の詳細については、植木(2008)に示されている。

11. 1. 2 高位段丘堆積物(Th)

植木(2008)の黒野田峠面、黒野田1~3面の堆積物に相当する。これらの段丘面は、那賀川本流では那賀町木頭黒野田のみに分布する。段丘面は開析が進んでいる。

本堆積物は砂岩、泥岩、チャートの大~巨礫サイズの亜円~円礫からなり、基質は赤色風化し、礫はくさり礫化している。層厚は2~4mである。年代試料は得られていないが、四国山地の隆起速度と堆積物の風化度から、本堆積物の年代は酸素同位体ステージ(MIS)6~5と見積もられる(植木, 2008)。

11. 1. 3 低位1段丘堆積物(Tl₁)

植木(2008)の川島面、寺ノ内面の堆積物に相当する。川島面は那賀川本流では那賀町木頭川島、木頭北川蔭、寺ノ内面は那賀川本流では那賀町木頭寺ノ内、木頭西宇、南川では日早、海川谷川では上海川に分布する。段丘面の保存は良い。

本堆積物は砂岩、泥岩、チャートの中~巨礫サイズの亜円~円礫からなり、礫は風化していない。層厚は1~3mである。ボーリング掘削調査によれば、那賀川本流沿いの木頭川島では、2.9~2.8万年前(町田, 2009)の始良Tnテフラ(AT:町田・新井, 1976)を含むローム層に覆われる(植木, 2008)。一方、約8.8万年前(町田, 2009)の阿蘇4テフラ(Aso-4:町田ほか, 1985)に覆われないことから、低位1段丘堆積物の年代はMIS4~MIS3と見積もられる。

11. 1. 4 低位2段丘堆積物(Tl₂)

植木(2008)の和無田1面、和無田2面の堆積物に相当する。和無田1面は那賀川本流では那賀町木頭助蔭から木頭北川蔭、折宇谷川では木頭折宇谷、南川では木頭字井ノ内、和無田2面は那賀川本流では木頭九文名から木頭平に分布する。段丘面の保存は良い。

本堆積物は砂岩、泥岩、チャートの大~巨礫サイズの亜角~円礫からなり、礫は風化していない。層厚は1~7mである。ボーリング掘削調査によれば、那賀川本流沿いの木頭和無田では最上部にATを含み、約7,300年前(町田・新井, 2003)の鬼界アカホヤテフラ(K-Ah:町田・新井, 1978)に覆われる(植木, 2008)。南川の木頭字井ノ内では、最上部に層厚15~25cmのATをはさむ。(第11.2図a, b)。桜谷地域の海川谷川的那賀町海川西では、直上をATに覆われる(第11.2図c, d)。ボーリング掘削調査によれば、那賀川本流の木頭北川蔭では、K-Ahに覆われるが、ATには覆われない。これらから、低位2段丘堆積物の年代はMIS3~MIS2と見積もられる。

物部川では、本堆積物は香美市物部町野地から物部町米野にかけて分布する。香美市物部町米野では、層厚2.5mの砂岩、泥岩の亜角礫からなり、層厚40cmの礫混じりローム層と層厚10cmの腐植土層に覆われる。

11. 1. 5 低位3段丘堆積物(Tl₃)

植木(2008)の出原1~2面の堆積物に相当する。出原1面は、本地域の段丘面の中で最も連続性が良い。那

テフラ	MIS	年代 (万年 前)	段丘面			段丘堆積物
			那賀川本流	海川谷川	南川	
K-Ah	1	1	出原2面	出原2面		低位3段丘堆積物
		2	出原1面 和無田2面	出原1面		
AT	2	3	和無田1面	和無田1面	和無田1面	
		4	寺ノ内面	寺ノ内面	寺ノ内面	低位1段丘堆積物
3	5					
	6					
4	7	川島面	川島面			
		8				
Aso-4	5a	9				高位段丘堆積物
		10				
5b	11					
5c	12					
5d	13	黒野田3面 黒野田2面				
5e	13					
6	20	黒野田1面 黒野田峠面				
7						

第 11. 1 図 北川地域の高位及び低位段丘堆積物の編年

植木 (2008) に基づく。テフラについては、下位から、Aso-4 は阿蘇 4 テフラ、AT は始良 Tn テフラ、K-Ah は鬼界アカホヤテフラ。

賀川本流では那賀町木頭蔭井から木頭平、栩谷川では木頭栩谷、海川谷川では上海川に分布する。出原 2 面は、那賀川本流では木頭蔭井から木頭宇井ノ瀬、折宇谷川では、木頭折宇谷に分布する。

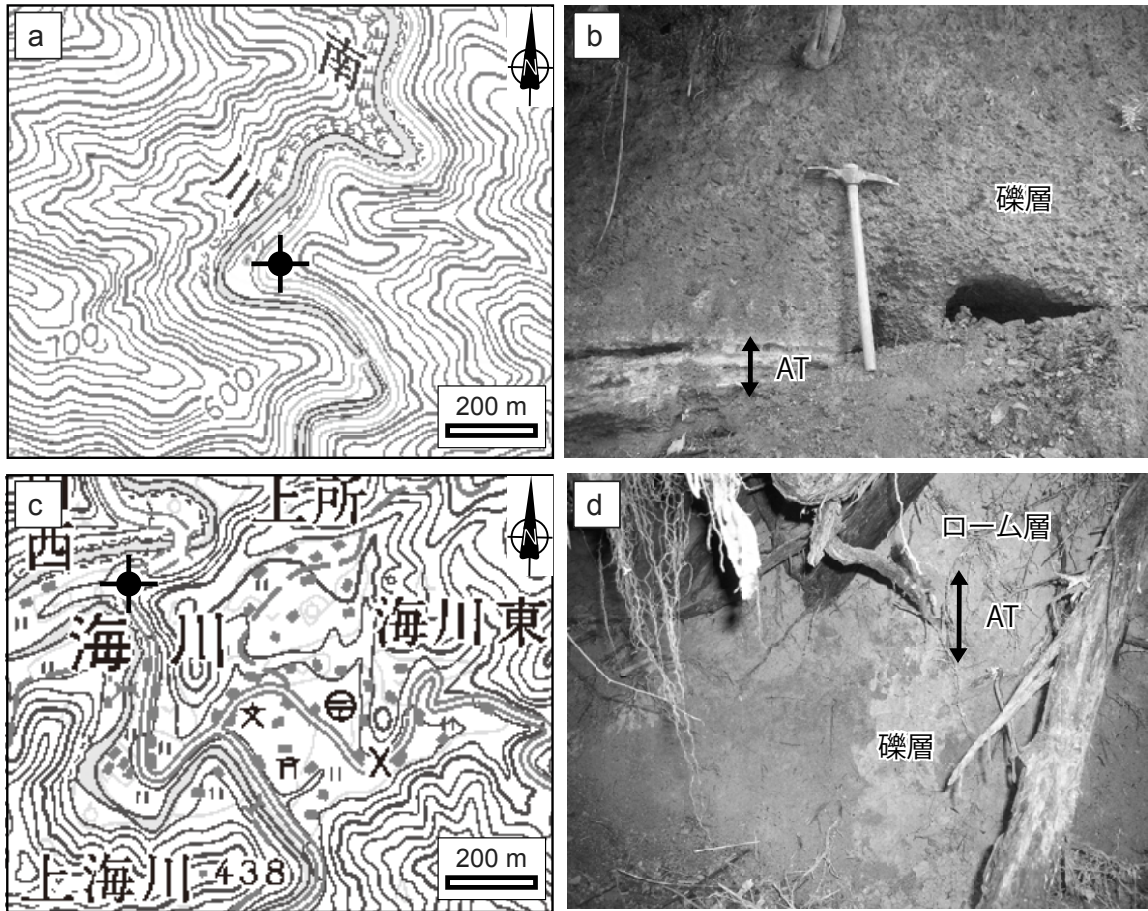
本堆積物は、砂岩、泥岩、チャートの中～大礫サイズの亜角～円礫からなり、礫は風化していない。層厚は 1～2 m である。低位段丘 3 堆積物の年代試料は得られていないが、低位段丘 2 堆積物の年代に基づいて、MIS2～MIS1 と見積もられる。

海部川本流では、本堆積物は海陽町川又から下流に向かって連続的に分布し、大木屋谷では海陽町大木屋に分布する。中～巨礫サイズの砂岩、泥岩の亜角～亜円礫からなり、礫は風化していない。層厚は 1～6 m である。

物部川では、本堆積物は香美市物部町野地、物部町奈路に分布するが、堆積物は未確認である。

11. 2 現河床堆積物

那賀川本流では中～巨礫サイズの亜円～亜角礫からなり、層厚は数 m 以下である。ただし、現河床には基盤岩が露出し、現河床堆積物の分布は限定的であるので、地質図には表現していない。一方、那賀町木頭助蔭から木頭川切にかけては、小見野々ダムの建設によって砂礫が厚く堆積し、現在は谷が埋められつつある (第 11. 3 図)。



第 11. 2 図 広域テフラの観察地点と露頭写真

(a, b) 那賀町木頭宇井ノ内北方。 (c, d) 東隣桜谷地域の那賀町海川西。 AT は始良^{あいら} Tn テフラ。 地形図は、国土地理院発行の数値地図 50000 (地図画像)「北川」及び「桜谷」を用いた。



第 11. 3 図 那賀川本流の砂礫の堆積状況
那賀町木頭蔭井付近

11. 3 崩壊及び崖錐堆積物 (Lc)

崩壊堆積物は、那賀町木頭中内、海陽町大木屋に分布する。それらの詳細については、それぞれ植木 (2005, 2013) に示されている。

那賀町木頭中内の崩壊堆積物は、最大径 5 m の花崗閃緑岩、マイロナイト、砂岩、泥岩の無層理・不淘汰な角礫層からなる。層厚は約 50 m である。K-Ah に覆われ、AT に覆われないことから、崩壊堆積物の年代は 2.8 ~ 2.9 万年前から 7,300 年前の間と見積もられる。

海陽町大木屋の崩壊堆積物は、最大径 80 cm の砂岩、泥岩の無層理・不淘汰な角礫層からなる。層厚は約 20 m である。AT に覆われることから、崩壊堆積物の年代は 2.8 ~ 2.9 万年前以前と見積もられる。

崖錐堆積物は、那賀川本流沿いの木頭^{みなみう}南宇、西宇に分布する。堆積物及び被覆層は未確認であるが、層厚は 10 m 以下の大~巨礫サイズの角礫からなると思われる。地形面があまり開析されていないことから、崖錐堆積物の年代は後期更新世から完新世と推定される。

第12章 応用地質

(原 英俊・植木岳雪)

12.1 資源地質

本地域に稼働中の金属資源及び非金属資源の鉱床・鉱山はない。過去に採掘されていた金属鉱床として、マンガング鉱床及び銅鉱床がある。

大森山北東には、マンガング鉱床の出原^{いずはら}鉱山がある。出原鉱山は、三宝山ユニットのチャートに胚胎するマンガング鉱床であり、稲井(1952)及び横井・脇田(1960)に詳しい報告がある。主に炭酸マンガング鉱からなり、少量の二酸化マンガング鉱を伴い、鉱石品位は、Mn 30～40%程度である。1946年～1953年の8年間に渡り558 tを出鉱したが、1954年より閉山となった。また蟬谷付近の蟬谷鉱山にもマンガング鉱床の報告がある(稲井, 1952)。1946年に35 tを出鉱し、1955年より閉山となっている(平山ほか, 1956)。地質調査所四国出張所(1980)によれば、蟬谷鉱山は檜曾根ユニットの凝灰岩中に胚胎するマンガング鉱床である。またこの他にマンガング鉱床として、物部川上流域に物部鉱山、那賀町中谷に中谷鉱山がある(地質調査所四国出張所, 1980)。物部鉱山は、斗賀野ユニットのチャートに胚胎する炭酸マンガングを主とする鉱床で、鉱石品位はMn 26～37%である。1963年～1964年に140 tの生産があった。中谷鉱山は、檜曾根ユニット中に胚胎する酸マンガングを主とする鉱床とされるが、生産の記録はない。

安芸市別役には、銅鉱床として別役鉱山がある(清島, 1960; 渡辺ほか, 1973)。別役鉱山は、1887年～1893年、1912年～1923年、1951年～1960年に稼働した記録がある。谷山ユニットの凝灰岩及びチャートに胚胎する銅鉱床で、1951年～1960年には683 tの生産記録がある。鉱床は、幅0.2 m～最大2.5 mで、走向方向に500 m連続する。西川上流、西又山南方には、宝蔵^{ほうぞう}鉱山がある(地質調査所四国出張所, 1980)。宝蔵鉱山は、谷山ユニットの玄武岩類及び赤色泥岩に胚胎する含銅硫化鉄鉱床で、銅鉱209 t及び硫化鉄鉱242 tの生産報告がある。1951年に開発され、1953年に休山した。

12.2 温泉

温泉は、物部川沿いの香美市物部町別府に、ナトリウム-炭酸水素塩泉のべふ峡温泉がある。べふ峡温泉は、水温20.9℃、pH9.2で、毎分25.4リットルの湧出量がある(金原, 2005)。また、那賀町木頭宇井ノ内の南川の河岸、那賀町中谷で、硫黄の鉱泉が湧出している報告(木頭村教育研究所, 1993)がある。

12.3 斜面崩壊・地すべり

北川地域は、急峻な地形をなし、かつ多雨地域であることから、地すべり地形や崩壊地形が多く存在する(阿子島, 1970)。防災科学研究所(2006)による地すべり地形分布図によれば、長さ1,000 mに達する移動体を持つ比較的規模の大きい地すべり地形・崩壊地形が、中東^{なかひがしやま}山東斜面、新九郎山東斜面及び西斜面、石立山西斜面、行者山南西斜面、久々場山南西斜面、熊谷北斜面、天海^{てんかい}山南斜面などで認められる。これらのうち、折宇谷川^{ありうだに}や久井谷川^{ひさいだに}及び新九郎山東斜面の崩壊地が、寺戸(1997)によって記載され、特に新九郎山東斜面の崩壊は、崩壊土砂量が約100万 m^3 と推定され非常に規模が大きい。また北村・西山(2007)は、那賀川上流域の地すべり地形について、四万十帯よりも黒瀬川帯・秩父帯で地すべりが多いこと、標高500～1,300 m、起伏量400～600 mの山地で地すべりが増加すること、河床から移動体末端までの比高により地すべりを3つのグループに識別ができることなど、その特徴をまとめた。黒瀬川帯・秩父帯の付加コンプレックスでは、高角な劈開や小断層が発達するため、これらをすべり面として地すべりが発生すると考えられる。近年においても、地すべりや崩壊は度々起こっており、特に2004年の台風10号による東隣桜谷地域の坂州周辺で発生した地すべりは大きな被害をもたらした(例えば、横山ほか, 2006; 西山ほか, 2012など)。

文 献

- Agar, S.M., Cliff, R.A., Duddy, I.R. and Rex D.C. (1989) Accretion and uplift in the Shimanto Belt, SW Japan. *Jour. Geol. Soc., London*, vol. 146, p. 893–896.
- Aitchison, J.C., Hada, S. and Yoshikura, S. (1991) Kurosegawa terrane: disrupted remnants of a low latitude Paleozoic terrane accreted to SW Japan. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, vol. 6, p. 83–92.
- 阿子島 功 (1970) 木頭村の地形. 郷土研究発表会紀要 (阿波学会研究紀要), no 16, p. 35–54.
- Bando, Y. (1964) The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, vol. 36, p. 1–137, pls. 1–15.
- 防災科学技術研究所 (2006) 地すべり地形分布図 第30集「徳島・剣山」防災科学研究資料集, no. 297. <http://lswel1.ess.bosai.go.jp/pdfview/s30-index.html>
- Charvet, J. (2013) Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of SW Japan: a review – reappraisal of the accretionary orogeny and revalidation of the collisional model. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 72, p. 88–101.
- Charvet, J., Faure, M., Caridroit, M. and Guidi, A. (1985) Some tectonic and tectogenetic aspects of SW Japan: an alpine-type orogen in an island-arc position. In Nasu, N., Kobayashi, K., Uyeda, S., Kushiro, I., Kagami, H., eds., *Formation of the Active Ocean Margins*. Terrapub, Tokyo, p. 791–817.
- 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. 地質調査時所四国出張所, 280 p.
- Faure, M. (1985) The pre-Cretaceous structure of the outer belt of southwest Japan. *Tectonophysics*, vol. 113, p. 139–162.
- Faure, M. and Natal'in, B. (1992) The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times. *Tectonophysics*, vol. 208, p. 397–411.
- 藤田 旭 (1943) 四国大橋附近の地質. 地質雑, vol. 50, p. 207–215.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmits, M. and Ogg, G. (2012) *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.
- Hada, S. (1974) Construction and evolution of the intrageosynclinal tectonic lands in the Chichibu Belt of western Shikoku, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 17, p. 1–52.
- Hada, S., Sato, E., Takeshima, H. and Kawakami, A. (1992) Age of the covering strata in the Kurosegawa Terrane: dismembered continental fragment in southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 96, p. 59–69.
- Hada, S., Yoshikura, S. and Gabites, J.E. (2000) U–Pb zircon ages for the Mitaki igneous rocks, Siluro-Devonian tuff, and granitic boulders in the Kurosegawa Terrane, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 56, p. 183–198.
- Hada, S., Ishii, K., Landis, C.A., Aitchison, J. and Yoshikura, S. (2001) Kurosegawa Terrane in Southwest Japan: disrupted remnants of a Gondwana-derived terrane. *Gond. Res.*, vol. 4, p. 27–38.
- 原 英俊・原 康祐・栗原敏之 (2012) 徳島県北川地域の四万十帯付加コンプレックスから産出した白亜紀放散虫化石. 地質調査研報, vol. 63, p. 301–308.
- Hara, H., Kurihara, T. and Mori, H. (2013) Tectono-stratigraphy and low-grade metamorphism of Late Permian and Early Jurassic accretionary complexes within the Kurosegawa belt, Southwest Japan: implications for mechanisms of crustal displacement within active continental margin. *Tectonophysics*, vol. 592, p. 80–93.
- 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, 四万十帯層群の放散虫群集と対比. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 10, p. 245–257.
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb–Srによる地質年令 (I), 西南日本. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 58, p. 201–212.
- 平山 健・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三 (1956) 7万5千分の1 徳島県剣山図幅及び同説明書, 徳島県, 52 p.
- Hirsch, F. and Ishida, K. (2002) The Izanami Plateau: pre-accretionary origin of Japan's low latitude Triassic pelagic carbonates. *Ecol. Geol. Helv.*, vol. 95, p. 43–55.
- Ichikawa, K. (1954) Late Triassic Pelecypods from the Kochigatani Group in the Sakuradani and Kito area, Tokushima Prefecture, Shikoku, Japan – Part I. *Jour. Inst. Poly. Osaka City Univ., Ser. G*, vol. 1, p. 35–57.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下 昇 (1953) 坂州不整合について – 徳島県那賀郡坂州附近の団体研究 – 徳島大学芸紀要 (自然科学), vol. 3, p. 61–74, pls. 1–6.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下 昇 (1956) 黒瀬川構造帯. 地質雑, vol. 60, p. 82–103.
- 伊熊俊幸・市川浩一郎 (1978) 四国外帯の上生界川 – 鮎喰川断層. 「中央構造線の形成過程に関する総合研究」研究連絡誌, no. 3, p. 43–48.
- 稲井信雄 (1952) 徳島県赤松・出原マンガン鉱床調査報告. 地調月報, vol. 3, p. 580–583.
- 石田啓祐 (1977a) 四国東部の秩父累帯南帯中・古生界のコンドントと紡錘虫による再検討. 地質雑, vol. 83, p. 227–240.
- 石田啓祐 (1977b) 徳島県坂州南西におけるシルル系石灰岩の発見. 地質雑, vol. 83, p. 437–438.
- 石田啓祐 (1982) 徳島県西部四万十帯北縁の層序と海底地すべり堆積物. 総合研究「四万十帯褶曲帯の形成過程」報告書, no. 3, p. 53–61.
- 石田啓祐 (1983) 徳島県高瀬峡の三疊系・ジュラ系珪質堆積岩類の層序と放散虫群集 – 四国秩父累帯の研究, その4 – 徳島大教養部紀要 (自然科学), vol. 16, p. 111–141.
- 石田啓祐 (1985a) 徳島県秩父累帯北帯南部の先白亜系. 地質雑,

- vol. 91, p. 553-567.
- 石田啓祐 (1985b) 徳島県地域の秩父累帯南帯における堆積岩類の放散虫・コノドントによる年代とその配列 - 四国秩父累帯南帯の研究, その5-. 徳島大教養部紀要 (自然科学), vol. 18, p. 27-81.
- 石田啓祐 (1986) 四国東部秩父累帯南帯中生界の地質と放散虫年代. 大阪微化石研究会誌, no. 7, p. 235-243.
- 石田啓祐 (1987) 四国東部秩父累帯南帯の地質学的・微化石年代学的研究. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 20, p. 47-121.
- 石田啓祐 (1994) 四国東部四万十帯北縁部の鳥巢式石灰岩の放散虫年代. 地質雑, vol. 100, p. 312-315.
- Ishida, K. (1997) *Stylocapsa (?) spiralis* assemblage (radiolaria) from the Kurisaka Formation of the Trinosu Group in East Shikoku, SW Japan. *News of Osaka Micropaleontologists*, Spec. Vol., no. 10, p. 193-203.
- 石田啓祐 (1998) 四国東部, 四万十帯層群の岩相層序と放散虫年代. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 11, p. 189-209.
- Ishida, K. (1999) Radiolarians as tracers for provenance of gravels in Lower Cretaceous molasse (Outer zone of SW Japan). *Geodiversitas*, vol. 21, p. 637-656.
- 石田啓祐・橋本寿夫 (1998) 四国東部, 四万十帯の上部白亜系チャート - 砕屑岩シーケンスと放散虫生層序. 大阪微化石研究会誌 特別号, no. 11, p. 211-225.
- Ishida, K. and Hirsch, F. (2001) Taxonomy and faunal affinity of late Carnian-Rhaetian conodonts in the Southern Chichibu Belt, Shikoku, SW Japan. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, vol. 107, p. 227-250.
- 石田啓祐・香西 武 (2003) 四国東部秩父累帯の地帯区分と層序. 徳島大総合科学部自然科学研究, vol. 16, p. 11-41.
- 石田啓祐・香西 武 (2004) 四国東部の南部黒瀬川帯 (坂州帯) 坂州層群 (新称) の層序と放散虫年代. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 13, p. 135-148.
- 石田啓祐・寺戸恒夫・東明省三・祖父江勝孝・橋本寿夫・大戸井義美・久米嘉明・森永 宏・香西 武・鎌田誠一 (1987) 上那賀町の地質・地形と古生物. 阿波学会紀要, no. 35, p. 69-88.
- Ishida, K., Kozai, T., Park, S.-O. and Mitsugi, T. (2003) Gravel bearing radiolaria as tracers for erosional events: a review of the status of recent research in SW Japan and Korea. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 21, p. 909-920.
- 石田啓祐・岡本治香・辻野泰之・中尾賢一・香西 武・Hirsch, F. (2005a) 四国東部の南部黒瀬川帯上部三疊系寒谷層と坂州不整合: 層序, 堆積相, フォーナ. 徳島大総合科学部自然科学研究, vol. 19, p. 19-29.
- 石田啓祐・岡本治香・吉岡美穂・辻野泰之・中尾賢一・香西 武 (2005b) 南部黒瀬川帯上部三疊系寒谷層. 阿波学会紀要, no. 51, p. 17-23.
- 石田啓祐・西山賢一・中尾賢一・元山茂樹・高谷精二・香西 武・小澤大成 (2007) 徳島県祖谷川上流の御荷鉢帯の地質と地形. 阿波学会紀要, no. 53, p. 1-12.
- 石濱茂崇・君波和雄 (2000) 砂岩と頁岩の化学組成に基づく四国東部秩父累帯南帯・四万十帯北帯の岩石相ユニット. 地質学論集, no. 57, p. 97-106.
- 石塚英男・三宅真紀・武田尚子 (2003) 四国西部~中東部の南部秩父帯三宝山ユニットに分布する緑色岩類の起源と変成作用. 地質雑, vol. 109, p. 267-279.
- 磯崎行雄 (1985) 休場礫岩とその産状. 地質雑, vol. 91, p. 535-551.
- 磯崎行雄・板谷徹丸 (1990) 四国中央部および紀伊半島西部黒瀬川地帯北縁の弱変成岩の K-Ar 年代 - 西南日本における黒瀬川地帯の広がりについて -. 地学雑, vol. 96, p. 623-639.
- 磯崎行雄・橋口孝泰・板谷徹丸 (1992) 黒瀬川クリッペの検証. 地質雑, vol. 98, p. 917-941.
- Iwasaki, M. (1960) Clinopyroxene intermediate between jadeite and aegirine from Suberi-dani, Tokushima Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 66, p. 334-340.
- Iwasaki, M. and Shibata, K. (1984) Notes on mineralogy and K-Ar age determination for the garnet-amphibolite from Kurosegawa Tectonic Zone of Kamodani area, eastern Shikoku. *Jour. Gakugei Tokushima Univ. (Natural Science)*, vol. 35, p. 9-17
- 岩崎正夫・東明省三 (1959) 徳島県の黒瀬川構造帯で藍閃片岩発見. 地球科学, no. 43, p. 39-40.
- 神戸信和 (1968) 20 万分の 1 地質図幅「剣山」. 地質調査所.
- 勘米良亀齡 (1969) 徳島県那賀川上流の秩父帯北帯の古生層. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, vol. 9, p. 175-186.
- 唐木田芳文 (1977) 黒瀬川構造帯宮ヶ谷変成岩類から発見された十字石 - 雲母片岩. 地質雑, vol. 83, p. 670-672.
- 甲藤次郎・須槍和巳・石井健一・市川浩一郎 (1956) 佐川盆地北縁の地質の再検討 (四国秩父帯累帯の研究 VI). 地球科学, no. 26-27, p. 1-9.
- 君波和雄・松浦卓史・岩田尊夫・三浦健一郎 (1998) 四国東部に分布する白亜系四万十帯層群の砂岩組成と白亜紀火山活動との関連. 地質雑, vol. 104, p. 314-326.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第 2 版) (CD-ROM 版). 地質調査所.
- 北村真一・西山賢一 (2007) 徳島県那賀川上流域に分布する地すべりの地形的特徴. 徳島大総合科学部自然科学研究, vol. 21, p. 77-88.
- 木頭村教育研究所 (1993) 郷土の自然環境 (主として地質的環境) を生かした素材の教材化 - 木頭村を中心として -. 29 p
- 清島信之 (1960) 高知県別役鉾山について. 地調月報, vol. 60, p. 61-66.
- 小林貞一 (1931a) 土佐国佐川の三疊紀層と上部古生層の横移岩塊 (クリッペン) (其 1). 地質雑, vol. 38, p. 223-246.
- 小林貞一 (1931b) 佐川盆地の地質構造と古生層. 地質雑, vol. 38, p. 497-519.
- 小林貞一 (1931c) 土佐国香美郡三寶山の三疊紀石灰岩に就いて. 地学雑誌, vol. 43, p. 96-105.
- Kobayashi, T. and Fukuda, A. (1947) A new species of *Ataxioceras* in Nippon. *Jour. Geol. Geogr.*, vol. 20, p. 45-48.
- 小林貞一・市川浩一郎 (1951) 徳島縣櫻谷天海山地方の三疊紀層. 地質調査所編, 日本三疊系の地質, 地質調査所報告特

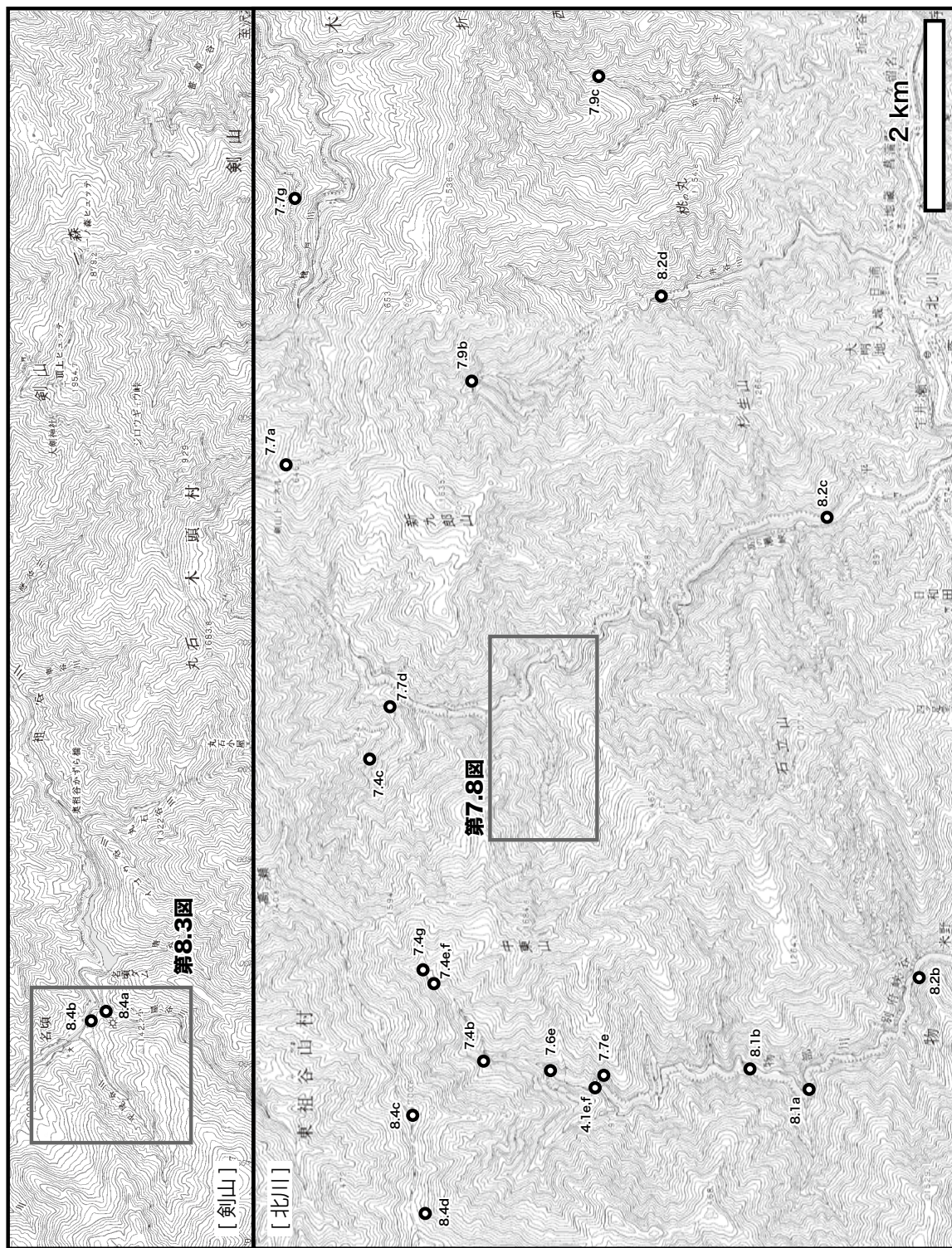
- 別号, p. 89–95.
- Kobayashi, T. and Iwaya, Y. (1941) On the imbricated structure of the Sakuradani area in the province of Awa. *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, vol. 17, p. 110–115.
- Kobayashi, T. and Tokuyama, A. (1959) *Daonella* in Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 12, pt. 1, p. 1–26, pls. 1–4.
- 高知県 (1960) 高知県地質鉱産図. 高知県水産商工部商工課.
- 高知県 (1961) 高知県地質鉱産図説明書. 高知県水産商工部商工課. 129 p.
- 高知県 (1991) 高知県温泉脈推定基礎地質図. 高知県保健環境部衛生課.
- 国土庁土地局 (1991) 20 万分の 1 土地保全図 (自然環境条件図). 高知県農林水産部.
- 公文富士夫 (1976) 徳島県南部の四万十層群白亜系の層位的・堆積学的研究. 総合研究「四万十地向斜に関する総合的研究」研究連絡誌, no. 3, p. 22–26.
- 公文富士夫 (1981) 徳島県南部の四万十層群白亜系. 地質雑, vol. 87, p. 277–295.
- 公文富士夫 (1992) 四国東部の四万十層群白亜系の砂岩における斜長石粒子の曹長石化. 地質学論集, no. 38, p. 281–290.
- 栗原敏之・中村景騎・原 英俊 (2013) 徳島県北川地域の黒瀬川帯砕屑岩から産出した前期ペルム紀放射虫化石. 日本古生物学会 2013 年年会講演要旨集, p. 31.
- 町田 洋 (2009) 関東ローム層中の最近 10 万年間の指標テフラ (火山灰) の記載. 相模原市総務局総務課市史編さん室編「相模原地域の第四紀地史研究のための指標テフラ (火山灰)」, 相模原市総務局総務課市史編さん室, p. 1–14.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰–始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, vol. 46, p. 339–347.
- 町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ–アカホヤ火山灰. 第四紀研究, vol. 17, p. 143–163.
- 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, 336 p.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇 4 火山灰–分布の広域性と後期更新世指示層としての意義. 火山 第 2 集, vol. 30, p. 49–70.
- 丸山茂徳・植田良夫 (1974) 四国東部の黒瀬川構造帯に伴う超塩基性岩体中の結晶片岩とその K–Ar 年代. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 70, p. 47–52.
- Maruyama, S., Ueda, Y. and Banno, S. (1978) 208–240 m.y. old jadeite–glaucophane schists in the Kurosegawa tectonic zone near Kochi City, Shikoku. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 73, p. 300–310.
- Matsuda, S. and Ogawa, Y. (1993) Two-stage model of incorporation of seamount and oceanic blocks into sedimentary mélange: geochemical and biostratigraphic constraints in Jurassic Chichibu accretionary complex, Shikoku, Japan. *Island Arc*, vol. 2, p. 7–14.
- 松岡 篤 (1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, vol. 90, p. 455–477.
- Matsuoka, A. (1992) Jurassic–Early Cretaceous tectonic evolution of the Southern Chichibu terrane, Southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 96, p. 71–88.
- 松岡 篤・山北 聡・榎原正幸・久田健一郎 (1998) 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, vol. 104, p. 634–653.
- McRoberts, C. A. (2010) Biochronology of Triassic bivalves. In Lucas, S. G. ed. *The Triassic Timescale. Geological Society of London, Special Publication* 334, p. 201–219.
- Mitusio, T. (1993) Significance of the Early Pleistocene Kubo–Nurui Formation along the Kami–Nirou River, upper-stream area of the Monobe River. *Mem. Fac. Sci., Kochi University, Ser. E Geol.*, no. 14, p. 45–50.
- 満塩大洗・川口敏生 (1993) 南四国物部川流域の第四系. 高知大学学術研究報告 (自然科学), vol. 42, p. 65–85.
- 満塩大洗・栗林知史 (1997) 徳島県那賀川流域の第四系. 高知大学学術研究報告 (自然科学), vol. 46, p. 65–78.
- 宮崎一博 (2007a) 伊野地域の地質, 第 3 章 寺野変成コンプレックス, 三滝深成コンプレックス及び超苦鉄質岩類, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 7–10.
- 宮崎一博 (2007b) 伊野地域の地質, 第 5 章 古期及び新期伊野変成コンプレックス, 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. 13–18.
- 宮崎一博 (2007c) 伊野地域の地質, 第 11 章 三波川変成コンプレックス, 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. 59–69.
- 宮城豊彦 (1986) 四国島, 物部川の河成段丘. 東北学院大学論集 歴史学・地理学, vol. 17, p. 21–30.
- Mori, K. and Taguchi, K. (1988) Examination of the low-grade metamorphism in the Shimanto Belt by vitrinite reflectance. *Modern Geology*, vol. 12, p. 325–339.
- 森脇定雄 (1960) 木頭地方の地形と地質, 木頭村調査報告書, p. 4–14.
- 村田明広 (1990a) 高知県下の上韭生川断層の左すべり変位量. 構造地質, no. 35, p. 31–43.
- 村田明広 (1990b) 上韭生川断層の左横すべり変位量の側方変化と転位モデル. 地学雑, vol. 99, p. 370–381.
- 村田明広 (1995) 鮎喰川断層系と上韭生川断層. 徳島大総合科学部自然科学研究, vol. 8, p. 27–38.
- 村田明広 (2003) 徳島県木沢地域の黒瀬川帯北縁部の地質構造. 徳島大総合科学部自然科学研究, vol. 17, p. 7–17.
- 中川衷三 (1961) 第二章 地質. 木頭村史, 徳島県那賀郡木頭村, p. 216–247.
- 中川衷三 (1976) 四国東端の四万十層群白亜系. 総合研究「四万十地向斜に関する総合的研究」研究連絡誌, no. 3, p. 15–17.
- 中川衷三・中世古幸次郎 (1977) 四万十層群の放射虫化石 (予報) – 四国東部の四万十層群の研究 その 3–. 徳島大学芸紀要 (自然), vol. 27, p. 17–25.
- 中川衷三・大木吉功・竹内由子・桑原義則・島田泰宏 (1977a) 四国東部の四万十層群中生界 (主としてその北半分について) – 四国東部の四万十層群の研究 その 1–. 徳島大学芸紀

- 要 (自然), vol. 27, p. 1-8.
- 中川衷三・梅岡俊郎・増田英俊・大久保 融 (1977b) 四国東部の四万十帯中生界南半の岩相と構造 - 四国東部の四万十帯の研究 その2-. 徳島大学芸紀要 (自然), vol. 27, p. 9-15.
- 中川衷三・中世古幸次郎・川口輝与隆・吉村隆三 (1980) 四国東端の四万十帯上部ユラ系及び白亜系放射状化石の概要. 徳島大学学芸紀要 (自然科学), vol. 31, p. 1-27.
- 中川衷三・中世古幸次郎・福井 健・森 健太郎・佐野伸介・坂本和裕 (1984) 四国東部四万十帯北帯に関する2・3の新資料 (四国東部四万十帯の研究 - 第5報 -). 徳島大学学芸紀要 (自然科学), vol. 35, p. 19-24.
- 中村景騎・栗原敏之・原 英俊 (2013) 徳島県北川地域における檜曾根層群の遠洋性~半遠洋性珪質岩および陸源性碎屑岩から産出した後期ペルム紀放射状化石. 日本古生物学会2013年年会講演要旨集, p. 69.
- 西山賢一・外山 真・岡田憲司 (2012) 2004年台風10号豪雨により徳島県で発生した斜面崩壊に影響する雨量・地形・地質特性. 徳島大ソシオ・アーツ・アンド・サイエンス研究部自然科学研究, vol. 26, p. 17-29.
- 濡木輝一・唐木田芳文 (1988) 徳島県阿南市金石の黒瀬川構造帯から藍晶石 - 十字石 - ざくろ石 - 雲母片岩の発見. 地質雑, vol. 94, p. 305-308.
- 尾原信彦 (1957) 徳島県那賀川水系新規ダム計画地点土地質調査報告. 地調研報, vol. 8, p. 427-446.
- 小川勇二郎 (1974) 四国東部秩父帯の地質構造. 地学雑, vol. 80, p. 439-455.
- Ohmori, K., Taira, A., Tokuyama, H., Sakaguchi, A., Okamura, M. and Aihara, A. (1997) Paleothermal structure of the Shimanto accretionary prism, Shikoku, Japan: role of an out-of-sequence thrust. *Geology*, vol. 25, p. 327-330.
- 尾上哲治・永井勝也・上島 彩・妹尾 護・佐野弘好 (2004) 九州・四国三宝山付加コンプレックスの玄武岩の起源. 地質雑, vol. 110, p. 222-236.
- 大木謙一 (1934) 四国剣山附近の地質. 地球, vol. 21, p. 174-180, pls.3.
- サ・デ生 (1915) 阿波の中生代化石に就て. 地学雑, vol. 27, p. 84.
- 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.
- Sashida, K. and Uematsu, H. (1996) Late Jurassic radiolarians from the Torinosu-type limestone embedded in the Early Cretaceous Hinotani Formation of the northern Shimanto Terrane, Shikoku, Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol. 17, p. 36-69.
- 佐藤 正・辻野泰之・石田啓祐・香西 武・蜂矢喜一郎 (2008) 徳島県那賀郡栗坂から新たに採取されたジュラ紀後期アンモナイト. 徳島県立博物館研究報告, no.18, p. 1-20
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫 (1984) K-Ar年代測定結果2-地質調査所測定未公表資料-. 地調月報, vol. 35, p. 331-340.
- Shibata, T., Orihashi, Y., Kimura, G. and Hashimoto, Y. (2008) Underplating of mélange evidenced by the depositional ages: U-Pb dating of zircons from the Shimanto accretionary complex, southwest Japan. *Island Arc*, vol. 17, p. 376-393.
- 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) 国土開発技術研究センター, 859 p.
- 東明省三 (1958) 徳島県の四万十帯より産出した化石. 地質雑, vol. 64, p. 95-96.
- 篠原 勇 (1941) 阿波國那賀郡に於ける三疊紀新化石産地. 地質雑, vol. 48, p. 52.
- 篠原 勇 (1946) 阿波國天海山附近のダオネラ・ハロピア層に就いて. 地質雑, vol. 52, p. 8.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359-362.
- 須鎗和巳 (1984) 四国東部四万十帯の放射状混合群集. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 17, p. 31-58.
- 須鎗和巳 (1986) 四国東部の四万十帯北帯の再検討. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 19, p. 45-54.
- 須鎗和巳 (1991) 秩父累帯中帯. 日本の地質「四国地方」編集委員会編, 日本の地質8 四国地方, 共立出版株式会社, 東京, p. 88-89.
- 鈴木達夫 (1931a) 7万5千分の1地質図「甲浦」及び同地質説明書. 地質調査所, 20 p.
- 鈴木達夫 (1931b) 7万5千分の1地質図幅「高知」及び同地質説明書. 地質調査所, 37 p.
- Taira, A., Katto, J., Tashiro, M., Okamura, M. and Kodama, K. (1988) The Shimanto Belt in Shikoku, Japan - evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geology*, vol. 12, p. 5-46.
- 寺戸恒夫 (1972) 徳島県海部川流域の地形. 地理科学の諸問題 (船越謙策教授退官記念論文集), p. 167-172.
- 寺戸恒夫 (1992) 四国の地すべりと大規模マスマーブメント. 月刊地球, vol. 14, p. 86-91.
- 寺戸恒夫 (1993) 徳島県の段丘地形の一般的特色と課題. 徳島地理学会論文集, no. 1, p. 19-31.
- 寺戸恒夫 (1995) 県内にもある火山灰. 寺戸恒夫編「徳島の地理」, 徳島地理学会, p. 40-43.
- 寺戸恒夫 (1997) 大規模崩壊による山地地形の変化. 地理科学, vol. 28, p. 17-27.
- 徳島県 (1972) 徳島県の地質及び15万分の1徳島県地質図. 徳島県農林水産部農林企画課.
- 徳島県 (1985) 土地分類基本調査「北川」(5万分の1). 徳島県農林水産部, 29 p.
- 富永良三 (1990) 四国東部秩父帯北帯のジュラ紀付加体. 地質雑, vol. 96, p. 505-522.
- Tominaga, R. (1990) Tectonic development of the Chichibu Belt, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C.*, vol. 9, p. 377-413.

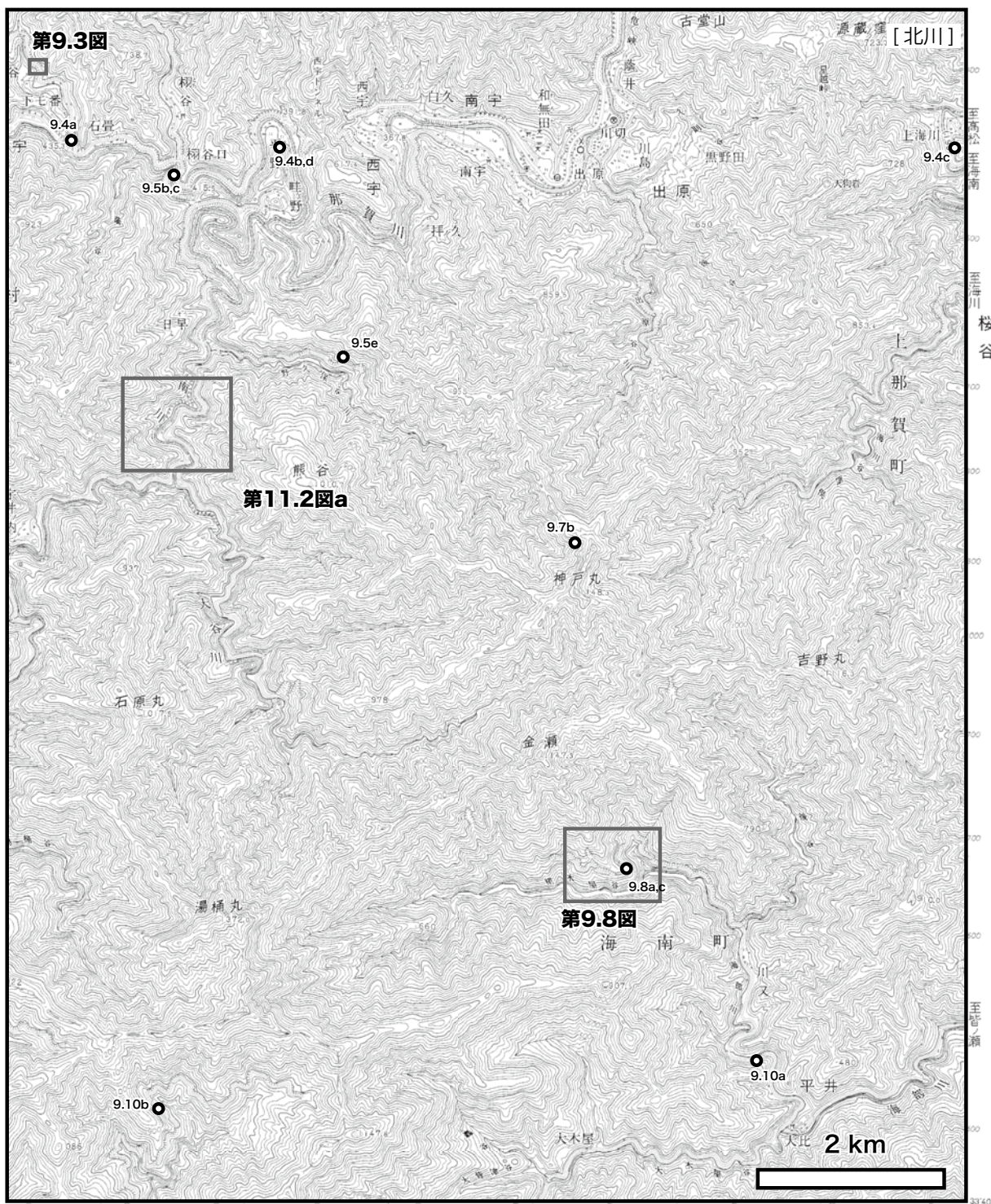
- Toriyama, R. (1942) The fusulinids of the Yasuba conglomerate in the Provenance of Tosa. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 78, p. 237-247.
- 利光誠一・脇田浩二・宮崎一博 (2007) 伊野地域の地質, 第7章 三疊紀正常堆積物, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 23-29.
- Tsujino, Y., Shigeta, Y., Maeda, H., Komatsu, T. and Kusuhashi, N. (2013) Late Triassic ammonoid *Sirenites* from the Sabudani Formation in Tokushima, Southwest Japan, and its biostratigraphic and paleobiogeographic implications. *Island Arc*, vol. 22, p. 549-561.
- 塚脇祐次 (1969) 徳島県那賀郡木頭村地内那賀川水系出原・細川内発電計画地点地質調査報告. 地調月報, vol. 20, p. 725-725.
- 植木岳雪 (2005) テフクロクロノロジーによる徳島県西部, 中内地すべりの発生時期の推定. 日本地すべり学会誌, vol. 42, no. 3, p. 19-23.
- 植木岳雪 (2008) 徳島県西部, 那賀川上流部における河成段丘の編年. 地理学評論, vol. 81, p. 25-40.
- 植木岳雪 (2013) 徳島県南部, 大木屋崩壊地の地形・堆積物の特徴と形成時期の推定. 地質調査研究報告, vol. 64, p. 213-219.
- 植松英行・指田勝男 (1996) 四国四万十帯北帯の鳥巢式石灰岩ブロックから産する後期ジュラ紀放射虫とその意義. 地学雑誌, vol. 105, p. 53-66.
- 上野勝美・宮東 照・栗原敏之・中村景騎・原 英俊 (2013) 四国東部, 黒瀬川帯正常堆積層の礫質石灰岩から産出した前期ペルム紀フズリナ化石. 日本地質学会第120回学術大会講演要旨, p. 129.
- 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治 (2007) 伊野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 140 p.
- 渡辺武男・沢村武雄・宮久三千年 (1973) 日本地方鉱床誌, 四国地方. 朝倉書店. 426 p.
- Xia, W., Zhang, N., Kakuwa, Y. and Zhang, L. (2005) Radiolarian and conodonts biozonation in the pelagic Guadalupian-Lopingian boundary interval at Dachongling, Guangxi, South China, and mid-upper Permian global correlation. *Stratigraphy*, vol. 2, p. 217-238.
- Yamakita, S. (1986) Interfingering of two distinct groups of allochthons in the Chichibu Terrane of eastern Shikoku. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 21, p. 205-222.
- 山北 聡 (1986) 四国東部黒瀬川帯からの *Follicucullus charveti* を含む後期二疊紀放射虫化石の発見. 地質雑, vol. 92, p. 909-911.
- Yamakita, S. (1988) Jurassic-earliest Cretaceous allochthonous complexes related to gravitational slidings in the Chichibu terrane in eastern and central Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 21, p. 467-514.
- 山北 聡 (1998) 北部秩父帯とはどの範囲か - 北部秩父帯と黒瀬川帯をめぐる地体構造区分上の問題 -. 地質雑, vol. 104, p. 623-633.
- 山下 昇 (1950) 徳島縣木頭地方の地質. 地質雑, vol. 56, p. 189-192.
- 山下 昇 (1958) 佐川盆地の下山で発見した *Yabeina-Lepidolina* 化石群とその意義. 地質雑, vol. 64, p. 92-94.
- 柳井修一 (1983) 四万十地向斜の古地理 - 四国東部地域を例として. 地質雑, vol. 89, p. 575-593.
- Yehara, S. (1927) Faunal and stratigraphical study of the Sakawa Basin, Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, vol. 5, p. 1-41, pls. 1-5.
- 江原眞伍 (1941) 徳島縣那賀川上流に於て上部三疊紀層の発見. 地学雑, vol. 53, no. 624, p. 93-94.
- 横井 勉・脇田咸次郎 (1960) 徳島県出原鉱山のマンガン鉱床および三郎鉱山の銅鉱床. 地調月報, vol. 11, p. 589-594.
- 横山又次郎 (1911) 三疊紀化石の新産地. 地質雑, vol. 18, p. 407.
- 横山俊治・村井正徳・中屋志郎・西山賢一・大岡和俊・中野浩 (2006) 2004年台風10号豪雨で発生した徳島県那賀町阿津江の破碎帯地すべりと山津波. 地質雑, vol. 112, 補遺, p. 137-151.
- Yoshikura, S. (1985) Igneous and high-grade metamorphic rocks in the Kurosegawa Tectonic Zone and its tectonic significance. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 28, p. 45-83.
- Yoshikura, S., Shibata, K. and Maruyama, S. (1981) Garnet-clinopyroxene amphibolite from the Kurosegawa Tectonic Zone, near Kochi City -petrography and K-Ar age-. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 76, p. 102-109.
- Yoshikura, S., Hada, S. and Isozaki, Y. (1990) Kurosegawa Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. Publication of IGCP Project. no. 224, p. 185-201.
- Yoshimoto, A., Osanai, Y., Nakano, N., Adachi, T., Yonemura, K. and Ishizuka, H. (2013) U-Pb detrital zircon dating of pelitic schists and quartzite from the Kurosegawa Tectonic Zone, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, vol. 108, p. 178-183.



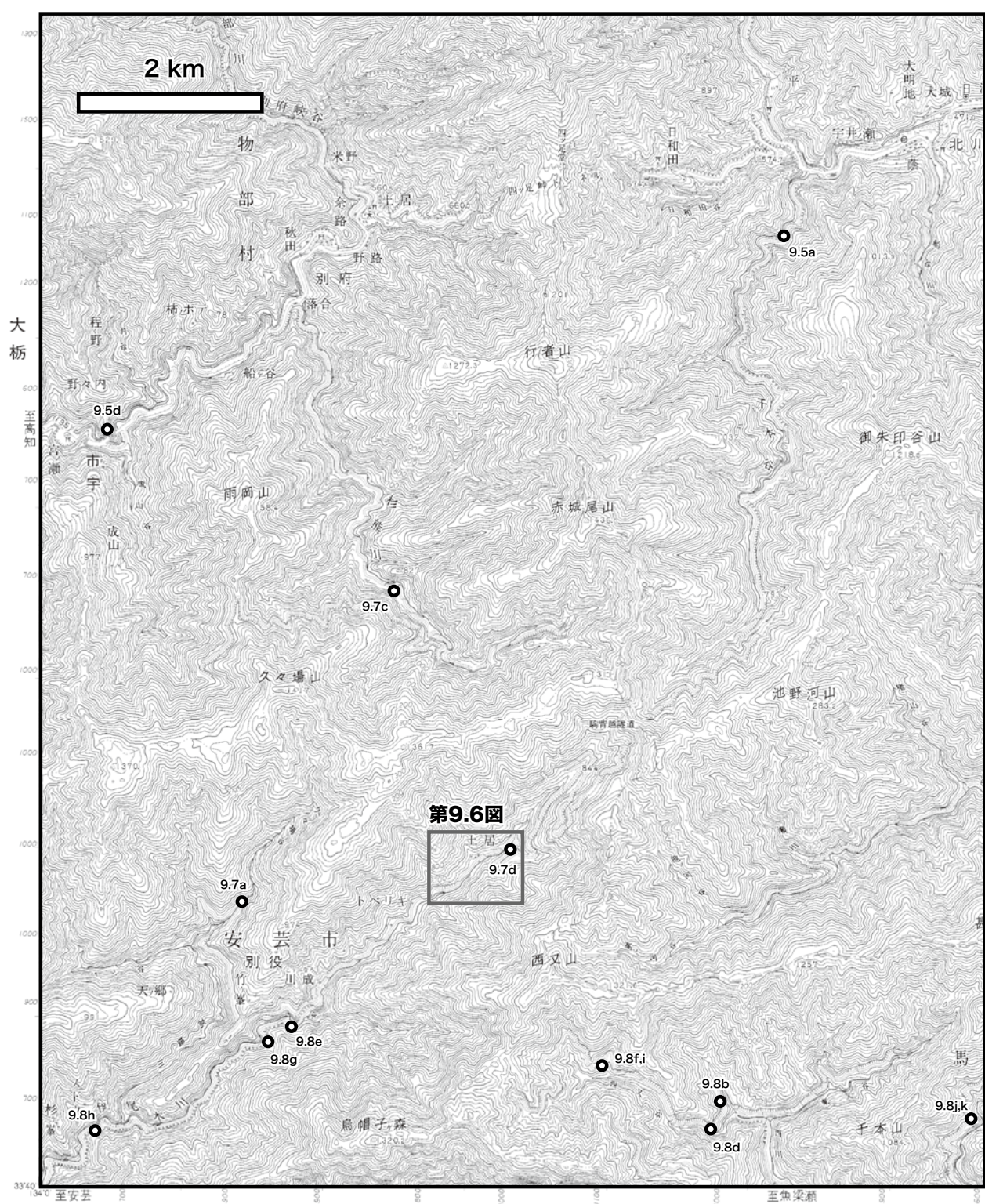
付図 1-1 ルートマップ及び露頭の位置図 1 (北東部)
 数字は図の番号を示す。地形図は、国土地理院発行の数値地図 50000 (地図画像) を用いた。



付図 1-2 ルートマップ及び露頭の位置図 2 (北西部)



付図1-3 ルートマップ及び露頭の位置図3 (南東部)



付図1-4 ルートマップ及び露頭の位置図4(南西部)



付図2-1 化石産出地点及び放射年代分析試料採取地点1（北東部）

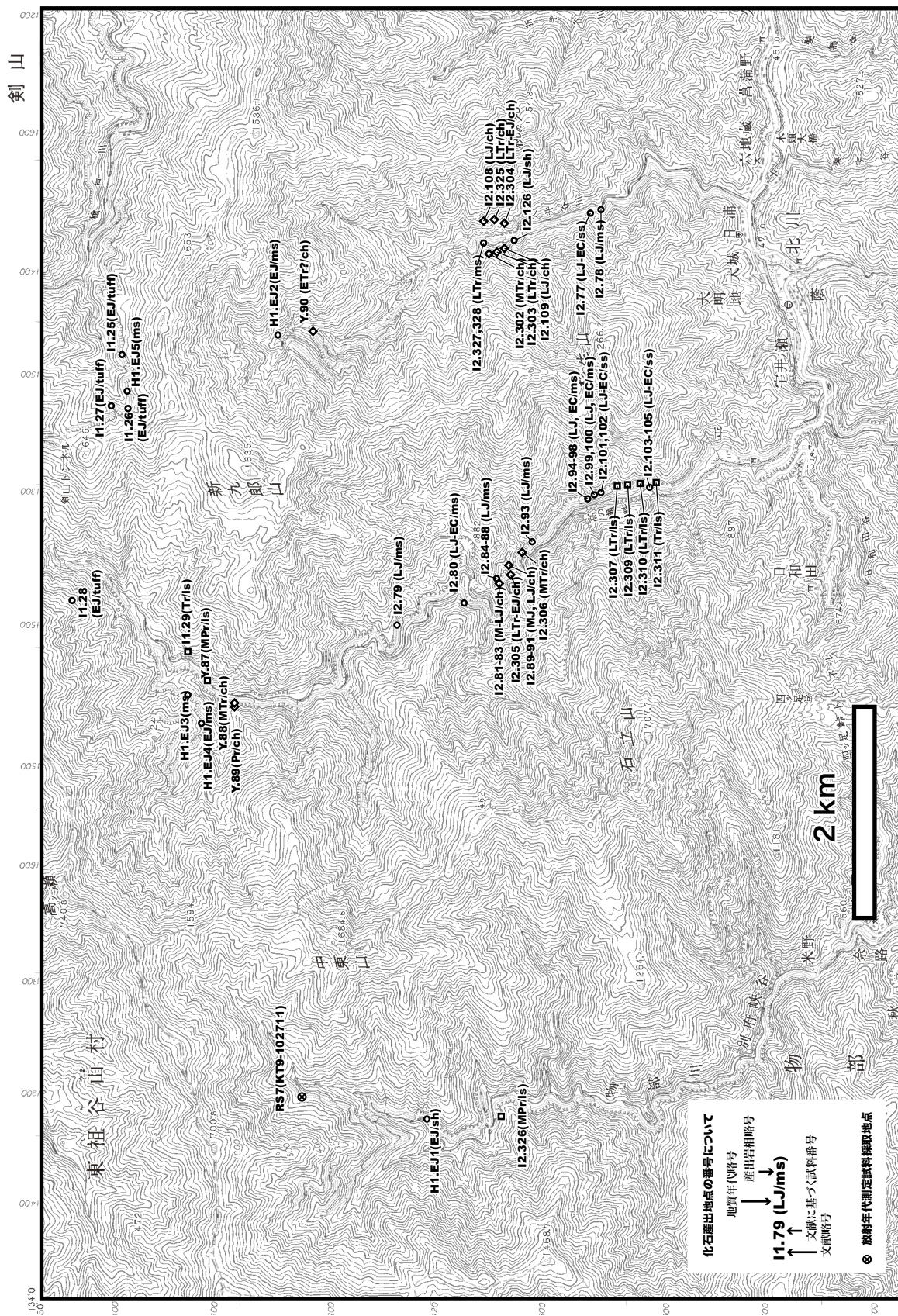
地形図は、国土地理院発行の数値地図50000（地図画像）を用いた。

<産出岩相> ms: 泥岩, phy: 千枚岩, ch: チャート, ls: 石灰岩, tuft: 凝灰岩ないし凝灰質泥岩. <地質年代> Carb: 石炭紀, Pr: ペルム紀, Tr: 三畳紀,

J: ジュラ紀, C: 白亜紀, E: 後期, M: 中期, L: 前期. <文献 (黒瀬川帯・秩父帯)> I1: 石田 (1985a), I2: 石田 (1985b), Y: Yamakita (1986),

H1: Hara *et al.* (2013). <文献 (四万十帯)> I3: 石田 (1987), I4: 石田 (1982), I5: 石田 (1994), OU: 植松・指田 (1996), H2: 原ほか (2012).

三量系からの産出化石地点については、第5.1図を参照。



付図2-2 化石産出地点及び放射年代分析試料採取地点2（北西部）



付図2-3 化石産出地点及び放射年代分析試料採取地点3 (南部)

Geology of the Kitagawa District

By

Hidetoshi HARA*, Takeyuki UEKI*[†] and Yasuyuki TSUJINO**

(Written in 2013)

(ABSTRACT)

The Kitagawa district is located on the eastern side of Shikoku island, Southwest Japan. The geology of the Kitagawa district is summarized in Figs. 1 and 2, containing the Kurosegawa Belt, Chichibu Belt, Shimanto Belt, and Quaternary sediments. The Kurosegawa Belt consists mainly of Ordovician–Silurian metamorphic and igneous rocks, serpentinite of unknown age, and Permian–Jurassic marine sediments that outcrop separately as small areas making up the Permian and Lower Jurassic accretionary complexes. The Chichibu Belt is composed of the Middle to earliest Cretaceous accretionary complex, having a preserved ocean plate stratigraphy. The Shimanto Belt is characterized by the Cretaceous accretionary complex composed of coherent and mélange units. Quaternary comprised river terrace deposits and landslide deposits, distributed along major rivers.

1. Kurosegawa Belt

1.1 Ordovician–Silurian metamorphic and igneous rocks

The Ordovician–Silurian high-grade metamorphic rocks (amphibolite–granulite facies metamorphism, Miyagadani Metamorphic Rocks) and igneous rocks (Mitaki Igneous Rocks) are distributed in the Kitagawa district. The Miyagadani Metamorphic Rocks are composed of amphibolite and crystalline limestone. The Mitaki Igneous Rocks consist of granodiorite and granite with minor gabbro. These rocks are highly disrupted, forming lenticular bodies within the Upper Permian accretionary complex in the Kitagawa district.

1.2 Permian shallow-marine sediments

The Haigyu Group of the Upper Permian marine sediments is distributed narrowly in Kominono area and on the upper reaches of the Monobegawa River. The Haigyu Group is composed mainly of sandstone and conglomerate. Characteristically, conglomerate contains limestone pebble bearing Late Permian fusulinid fossils, chert, sandstone, volcanic rocks and minor igneous rocks.

1.3 Triassic shallow-marine sediments

The Triassic marine sediments in the Kitagawa district are divided into three formations: the Usugatani, Sabudani and Umegatani formations in ascending order. The Usugatani Formation is composed mainly of dark grey mudstone and sandy mudstone, which are frequently intercalated with thin layers of very fine-grained sandstone. Very fine- to fine-grained sandstone predominates in a part of the formation. The formation is at least approximate 150 m in thickness. The Sabudani Formation is characterized by sandy mudstone occasionally intercalated with sandstone and mudstone layers. The formation characteristically yields bivalve fossils such as *Halobia* and *Tosapecten*, as well as ammonoids such as *Sirenites*. Its thickness is at least about 300 m. The Umegatani Formation is composed mainly of mudstone and alternating beds of sandstone and mudstone, with fine sandstone to granule conglomerate. The formation

* Institute of Geology and Geoinformation

[†] Present address; Faculty of Risk and Crisis Management, Chiba Institute of Science

** Tokushima Prefectural Museum

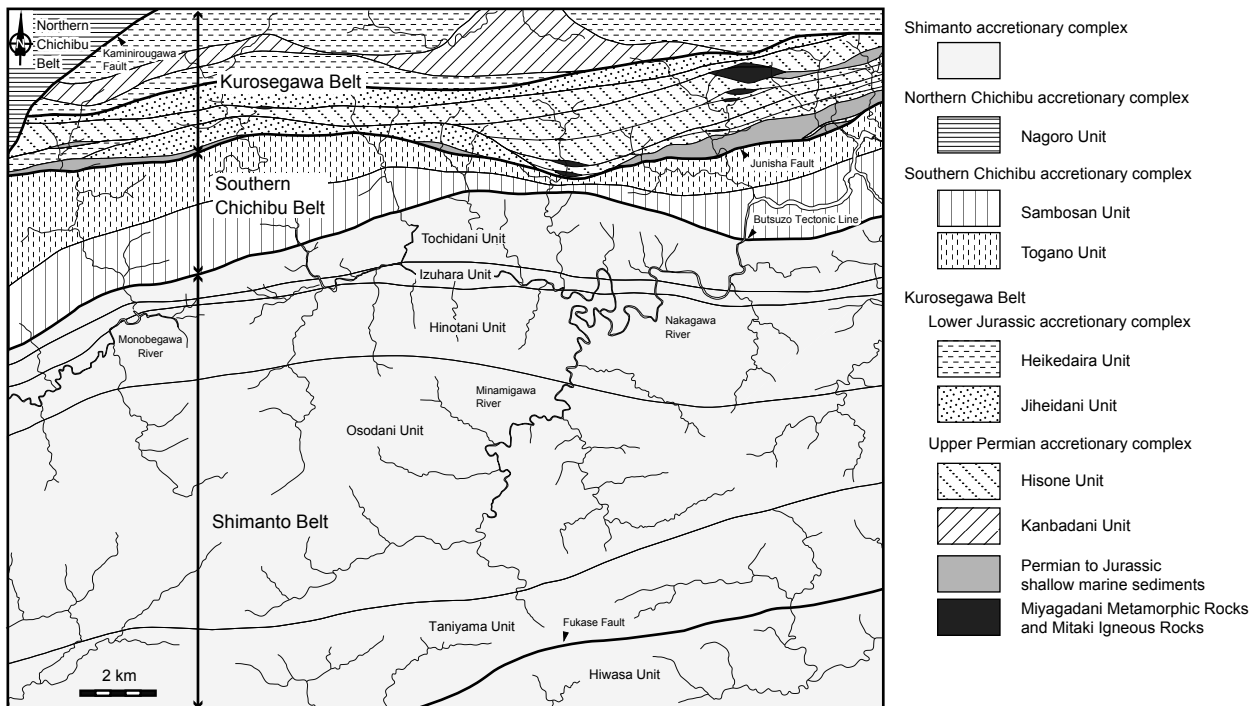


Fig. 1 Geological map of the Kitagawa district

contains abundant bivalves *Monotis*. Its thickness is estimated about 100 m, although the complete stratigraphy is not observable.

1.4 Jurassic shallow-marine sediments

The Lower Jurassic marine sediments called the Hirose Formation are distributed narrowly in the northeastern part of the district. The Hirose Formation is composed of interbedded sandstone and mudstone with felsic tuff, and conglomerate. The formation is approximate 50 to 300 m in thickness.

1.5 Permian and Lower Jurassic accretionary complex

The Permian accretionary complex is subdivided into two lithological units: the Kanbadani and Hisone units. The Kanbadani Unit is characterized by predominantly pelitic phyllite and metabasalt, and contains metasandstone and metachert blocks. This unit corresponds to metamorphic rocks subjected to pumpellyite-actinolite facies metamorphism during Late Triassic–Early Jurassic. The Hisone Unit is composed mostly of chaotic *mélange* and broken beds of sandstone. The *mélange* includes basalt, chert, and limestone blocks of various sizes, all within an argillaceous matrix.

The Lower Jurassic accretionary complex is subdivided into two lithological units: Heikedaira and Jiheidani units. The Heikedaira Unit is composed mostly of chaotic *mélange* and broken beds of sandstone, presenting a similar lithology to the Lower Permian Hisone Unit described above. The Jiheidani Unit is comprised of sandstone, interbedded sandstone and shale, and broken beds of sandstone and shale with minor tuff and chert blocks.

2. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Chichibu accretionary complex

The Chichibu accretionary complex is divided into the Togano, Sambosan, and Nagoro Units based on tectono-stratigraphy and accretionary age. The Togano Unit is a characteristic unit composed of chert–clastic sequence. The Sambosan Unit is characterized by a *mélange* unit with huge limestone block. The Nagoro Unit is consists mainly of pelitic phyllite, metasandstone, metachert and metabasalt, subjected to the pumpellyite–actinolite facies metamorphism during Late Cretaceous. The geological age of the Togano Unit indicates Middle to earliest Cretaceous, while the Sambosan and Nagoro units is Early Cretaceous.

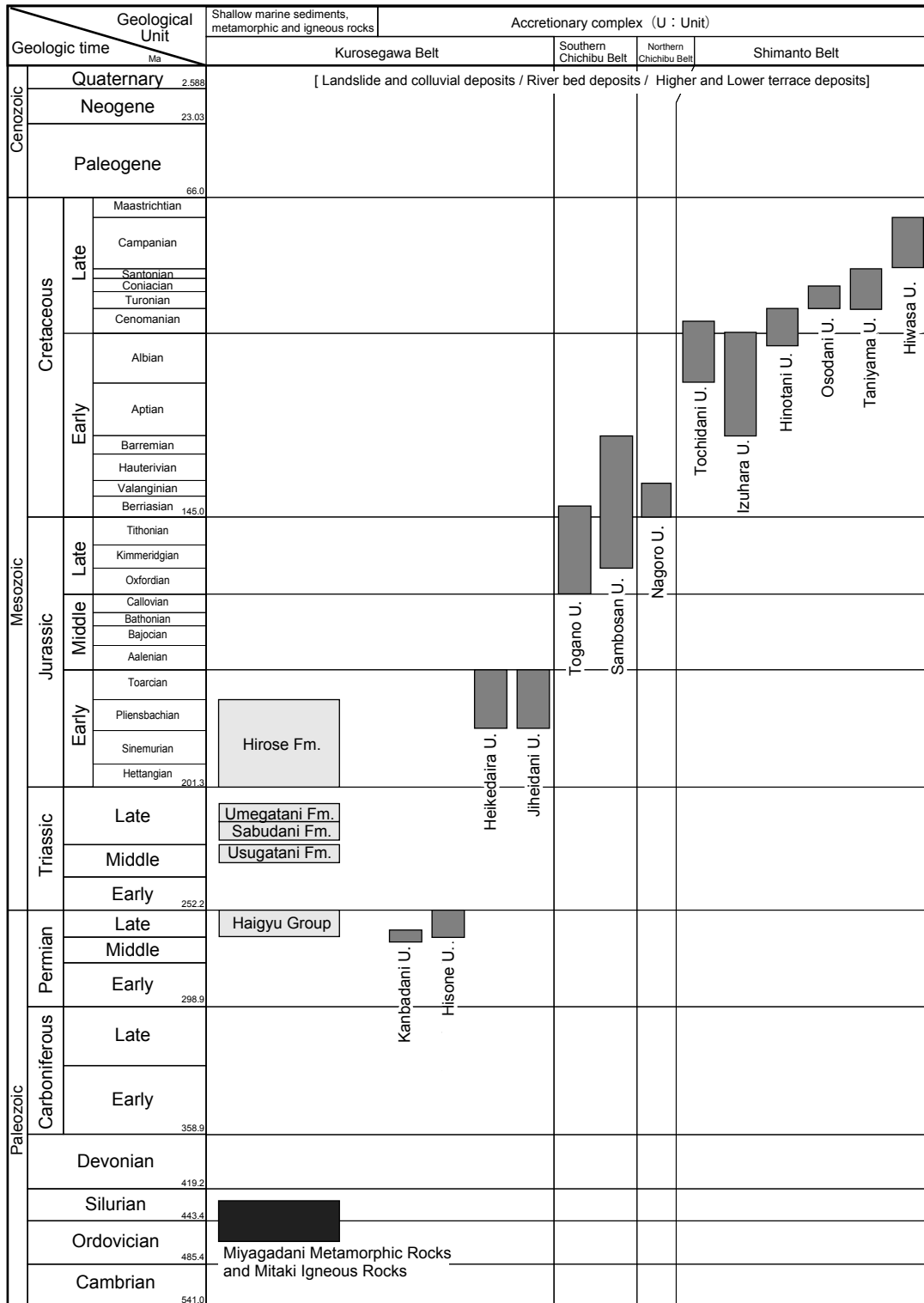


Fig. 2 Geological summary of the Kitagawa district

3. Cretaceous Shimanto accretionary complex

The Shimanto accretionary complex comprises six units from north to south, all of which are characterized by an either coherent turbidite unit (Tochidani, Hinotani, Osodani and Hiwasa units) or a *mélange* unit (Izuhara and Taniyama units). The coherent turbidite units are composed of sandstone, interbedded sandstone and mudstone, and broken beds of sandstone and mudstone with minor vari-colored mudstone. The *mélange* units are characterized by argillaceous *mélange* with blocks of sandstone, chert and basaltic rocks. The depositional ages of the Shimanto accretionary complex range from Aptian to Campanian, presenting younging ages from north to south except the Izuhara Unit.

4. Quaternary

Quaternary comprises terrace and landslide deposits distributed along main streams. Higher and three lower terrace deposits, formed in the Middle and Late Pleistocene, are distributed along the Nakagawa, Kaifugawa and Monobegawa Rivers. Late Pleistocene landslide deposits crop out with the tributary of the Nakagawa River and the upper reach of the Kaifugawa River.

5. Economic and environmental geology

Several manganese mines (Izuhara Mine, Semidani Mine, Monobe Mine and Nakatani Mine) were reported within chert within the Hisone, Togano and Sambosan units of the Permian and Jurassic accretionary complexes, however, they have been exhausted. Two copper mines (Betchaku Mine and Houzou Mine) were reported within succession of red mudstone, chert and basaltic rocks within the Taniyama Unit of the Cretaceous Shimanto accretionary complex. A hot spring gush up in the Befu area. Many landslide scars and landslides are caused by heavy rain and typhoon in the steep mountain area of the Kitagawa district.

執筆分担

第1章	地形	原 英俊・植木岳雪
第2章	地質概説	原 英俊・植木岳雪・辻野泰之
第3章	オルドビス紀～シルル紀変成岩類及び火成岩類，時代未詳超苦鉄質岩類	原 英俊
第4章	ペルム系浅海成層	原 英俊・辻野泰之
第5章	三疊系浅海成層	辻野泰之・原 英俊
第6章	ジュラ系浅海成層	原 英俊・辻野泰之
第7章	黒瀬川帯のペルム系及び下部ジュラ系付加コンプレックス	原 英俊
第8章	秩父帯の中部ジュラ系～下部白亜系付加コンプレックス	原 英俊
第9章	四万十帯の白亜系付加コンプレックス	原 英俊
第10章	断層	原 英俊
第11章	第四系	植木岳雪
第12章	応用地質	原 英俊・植木岳雪

文献引用例

原 英俊・植木岳雪・辻野泰之 (2014) 北川地域の地質. 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, 72p.

章単位での引用例

原 英俊 (2014) 北川地域の地質, 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.1-2.

Bibliographic reference

Hara, H., Ueki, T. and Tsujino, Y. (2014) Geology of the Kitagawa District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 72p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

北川地域の地質

平成26年9月5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。

Geology of Kitagawa District. Quadrangle Series, 1:50,000

Published on September 5, 2014

Geological Survey of Japan, AIST

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

Copyright©2014 Geological Survey of Japan, AIST

All rights reserved.

印刷所 前田印刷株式会社筑波支店
