

# 馬路地域の 地質

原 英 俊  
植 木 岳 雪  
原 康 祐



令和2年



地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
高知(13)第65号  
NI-53-22-15

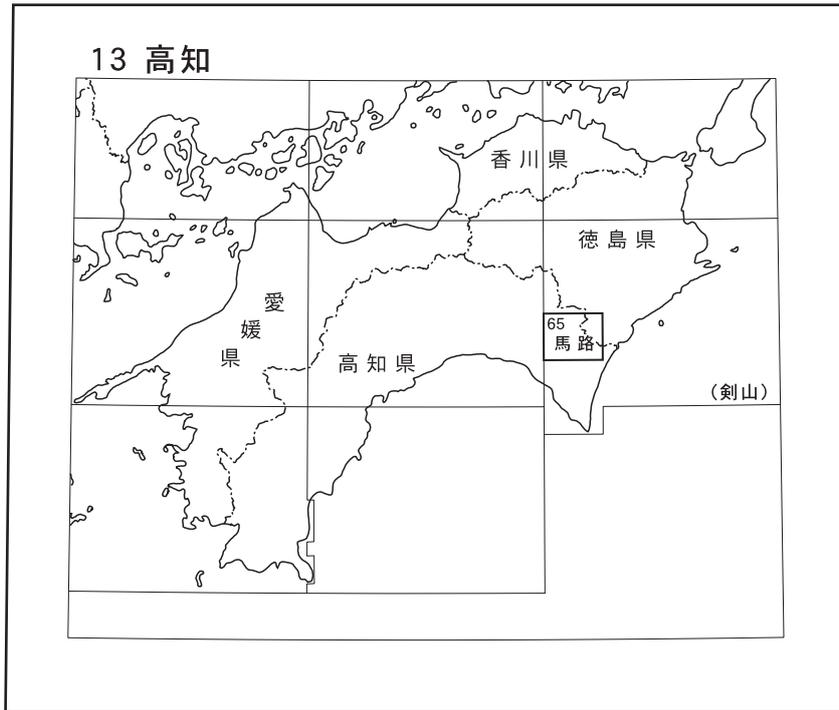
## 馬路地域の地質

原 英俊・植木岳雪・原 康祐

令和2年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

位置図



( ) は1:200,000図幅名

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

高知 Kochi 1:75,000 (1931)	13-54 大 栃 Odochi NI-53-28-2 (未刊行, unpublished)	13-55 北 川 Kitagawa NI-53-22-14 (2014)	13-56 桜 谷 Sakuradani NI-53-22-10 (未刊行, unpublished)
	13-64 手 結 Tei NI-53-28-3 (未刊行, unpublished)	13-65 馬 路 Umaji NI-53-22-15 (2020)	13-66 甲 浦 Kannoura NI-53-22-7・11 (未刊行, unpublished)
	13-74 安 芸 Aki NI-53-28-4 (未刊行, unpublished)	13-75 奈 半 利 Nahari NI-53-22-12・16 (未刊行, unpublished)	室 戸 Muroto 1:75,000 (1930)

# 馬路地域の地質

原 英俊\*・植木岳雪\*\*・原 康祐\*\*\*

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地質図であり、基本的な地質情報を網羅している。

馬路地域は、室戸岬の北方、四国山地の南東部に位置し、高知県と徳島県の両県にまたがる山岳地域である。その大部分に四万十帯白亜系～古第三系付加コンプレックスが、そして河川沿いにわずかに第四系が分布する。馬路地域の地質図と報告書は、主に平成25年～29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、四万十帯白亜系～古第三系付加コンプレックスについては原 英俊・原 康祐が、第四系については植木が担当し、全体の取りまとめは原 英俊が行った。また本研究にあたり、以下の多くの方々のご協力を得た。四国森林管理局安芸森林管理署から調査の際に、管理区域内への入林についての許可を頂いた。馬路村立馬路小中学校にはボーリング掘削を許可して頂いた。平成29～30年度地質情報研究部門リサーチアシスタントとして、筑波大学の富永紘平氏には、調査への同行及び図面の一部を作成して頂いた。また元筑波大学の三橋俊介氏からは、未公表資料の提供を受けた。Elsevier社からは、第3.19図及び第4.14図の転載許可を頂いた。以上の関係者及び関係機関の方々に、深く感謝いたします。なお、本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館室地質試料調製グループの製作による。

(令和元年度稿)

---

所 属

\* 地質情報研究部門

\*\* 千葉科学大学 (地質情報研究部門 客員研究員)

\*\*\* クミネ工業株式会社 (平成27～28年度 地質情報研究部門 リサーチアシスタント)

Keywords: regional geology, geological map, 1:50,000, Umaji, Kochi, Tokushima, Shikoku, Shikoku Mountains, Nahari River, Yasuda River, Ioki River, Ogawa River, None River, Shishikui River, Yanase Reservoir, Late Cretaceous, Paleocene, Eocene, Pleistocene, Holocene, Shimanto Belt, accretionary complex, Taniyama Unit, Hiwasa Unit, Mugi Unit, Higashigo Unit, Kaifu Unit, Naharigawa Unit, lower terrace deposits, alluvial terrace deposits, landslide deposits, valley floor deposits, flood plain deposits, Aki Tectonic Line, Fukase Fault, Inubo Fault, Kuki Fault, Nasa Fault, Shiofuka Fault, Ikumi Fault, Sugenuoe Fault, Hiyadani Fault, Higashidanigawa Fault, Umaji Fault, Yasuda Fault, Muroto Flexure

## 目 次

第1章 地 形	1
第2章 地質概説	5
2.1 地質概略	5
2.2 付加コンプレックスにおける用語の定義と年代の扱い	8
第3章 四万十帯白亜系付加コンプレックス	12
3.1 研究史及び概要	12
3.2 谷山ユニット	13
3.3 日和佐ユニット	18
3.4 牟岐ユニット	24
3.4.1 主に混在岩からなる牟岐ユニット	24
3.4.2 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニット	28
3.5 釈迦ヶ生ユニット	30
3.6 産出化石	32
3.7 砂岩組成と碎屑性ジルコン年代	37
第4章 四万十帯古第三系付加コンプレックス	40
4.1 研究史及び概要	40
4.2 東川ユニット	41
4.3 海部ユニット	44
4.4 奈半利川ユニット	49
4.5 産出化石	55
4.6 砂岩組成と碎屑性ジルコン年代	58
第5章 四万十帯付加コンプレックスの地質構造	61
5.1 断 層	61
5.1.1 安芸構造線	61
5.1.2 ユニット境界となる衝上断層	65
5.1.3 ユニット内部の衝上断層	66
5.1.4 胴切断層	67
5.2 屈 曲	68
第6章 第四系	69
6.1 概要及び研究史	69
6.2 低位段丘堆積物	69
6.3 沖積段丘堆積物	69
6.4 崩壊堆積物	76
6.5 谷底低地堆積物	77
6.6 氾濫原堆積物及び現河床堆積物	77
6.7 埋立地	77
第7章 応用地質	78

7.1 自然災害	78
7.2 資源地質	78
7.3 鉱泉	78
7.4 名勝	78
文献	81
Abstract	88

## 図・表目次

第1.1図 馬路地域周辺の地形概略図	2
第1.2図 馬路地域の主要山地，河川及び行政区分	3
第1.3図 山地地形と峡谷	4
第2.1図 四国東部，四万十帯付加コンプレックスの分布とユニット区分	5
第2.2図 馬路から北川地域における四万十帯付加コンプレックスの地質総括図	6
第2.3図 馬路地域の四万十帯付加コンプレックスの地質概略図	7
第2.4図 馬路地域の四万十帯付加コンプレックスの地質体対比	8
第2.5図 碎屑性ジルコン U-Pb 年代の評価	10
第3.1図 谷山ユニットのルートマップ	14
第3.2図 谷山ユニットの岩相	15
第3.3図 谷山ユニット構成岩相の顕微鏡写真	16
第3.4図 谷山ユニットの柱状図（見かけの層序）	17
第3.5図 日和佐ユニットのルートマップ	19
第3.6図 日和佐ユニットの岩相	20
第3.7図 日和佐ユニット構成岩相の顕微鏡写真	21
第3.8図 日和佐ユニットの柱状図（見かけの層序）	22
第3.9図 主に混在岩からなる牟岐ユニットのルートマップ	25
第3.10図 主に混在岩からなる牟岐ユニットの岩相	26
第3.11図 主に混在岩からなる牟岐ユニット構成岩相の顕微鏡写真	27
第3.12図 牟岐ユニットの柱状図（見かけの層序）	29
第3.13図 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニット，釈迦ヶ生ユニット，東川ユニットのルートマップ	31
第3.14図 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニットの岩相	32
第3.15図 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニット構成岩相の顕微鏡写真	33
第3.16図 釈迦ヶ生ユニットの岩相	34
第3.17図 釈迦ヶ生ユニット構成岩相の顕微鏡写真	34
第3.18図 釈迦ヶ生ユニットの柱状図（見かけの層序）	35
第3.19図 四万十帯白亜系付加コンプレックスから産出する白亜紀放射虫化石	36
第3.20図 四万十帯白亜系付加コンプレックスの砂岩組成	37
第3.21図 四万十帯白亜系付加コンプレックスの碎屑性ジルコン U-Pb 年代分布	38
第4.1図 東川ユニットの岩相	42
第4.2図 東川ユニット構成岩相の顕微鏡写真	43

第 4. 3 図	東川ユニットの柱状図（見かけの層序）	44
第 4. 4 図	海部ユニットと牟岐ユニットのルートマップ	45
第 4. 5 図	海部ユニットの岩相	47
第 4. 6 図	海部ユニット構成岩相の顕微鏡写真	48
第 4. 7 図	海部ユニットの柱状図（見かけの層序）	49
第 4. 8 図	奈半利川ユニットのルートマップ	50
第 4. 9 図	奈半利川ユニットの砂岩及び砂岩泥岩互層	51
第 4.10 図	奈半利川ユニット構成岩相の顕微鏡写真	52
第 4.11 図	奈半利川ユニットの破断した砂岩泥岩互層及び泥岩	53
第 4.12 図	奈半利川ユニットの柱状図（見かけの層序）	54
第 4.13 図	始新世放散虫化石とその分帯	56
第 4.14 図	四万十帯古第三系付加コンプレックスから産出する古第三紀放散虫化石	57
第 4.15 図	四万十帯古第三系付加コンプレックスの砂岩組成	59
第 4.16 図	四万十帯古第三系付加コンプレックスの碎屑性ジルコン年代分布	60
第 5. 1 図	馬路地域の地質構造	62
第 5. 2 図	断層の姿勢	62
第 5. 3 図	断層の露頭写真	63
第 5. 4 図	犬吠断層下盤の東川ユニットに発達する小断層	66
第 6. 1 図	第四系の地点位置図	70-71
第 6. 2 図	段丘堆積物の区分と編年	72
第 6. 3 図	段丘堆積物の柱状図	72
第 6. 4 図	段丘堆積物の露頭写真	73
第 6. 5 図	崩壊堆積物の露頭写真	74
第 6. 6 図	深層崩壊地の地形分類図	75
第 6. 7 図	せき止め湖堆積物の露頭写真	75
第 6. 8 図	檜地川の谷底低地の遠望写真	76
第 6. 9 図	現河床堆積物の遠望写真	76
第 7. 1 図	表層崩壊及び深層崩壊の写真	79
第 7. 2 図	北川村平鍋及び小島の深層崩壊の遠望写真	80
第 7. 3 図	馬路地域の名勝	80
第 3. 1 表	馬路地域から産出する白亜紀放散虫化石	37
第 3. 2 表	四万十帯白亜系付加コンプレックスにおける碎屑性ジルコンの年代分布 (%)	39
第 4. 1 表	馬路地域から産出する古第三紀放散虫化石	58
第 4. 2 表	四万十帯古第三系付加コンプレックスにおける碎屑性ジルコンの年代分布 (%)	60
付図	ルートマップ，露頭，化石産出地点及び年代測定試料採取地点の位置図	86-87
Fig.1	Geological map of the Umaji district	90
Fig.2	Geological summary of the Umaji district	91

## 第1章 地 形

(原 英俊・植木岳雪)

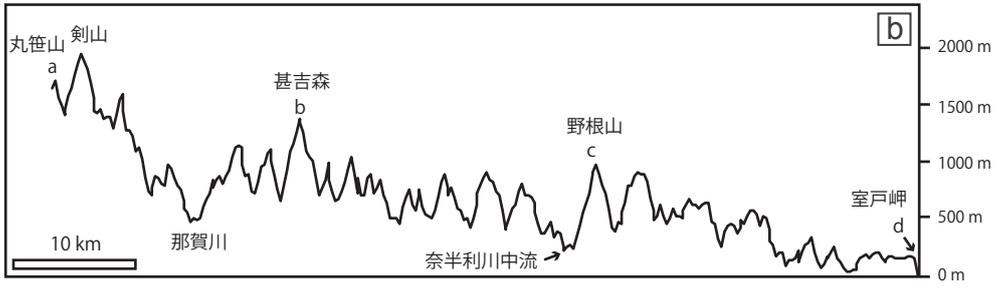
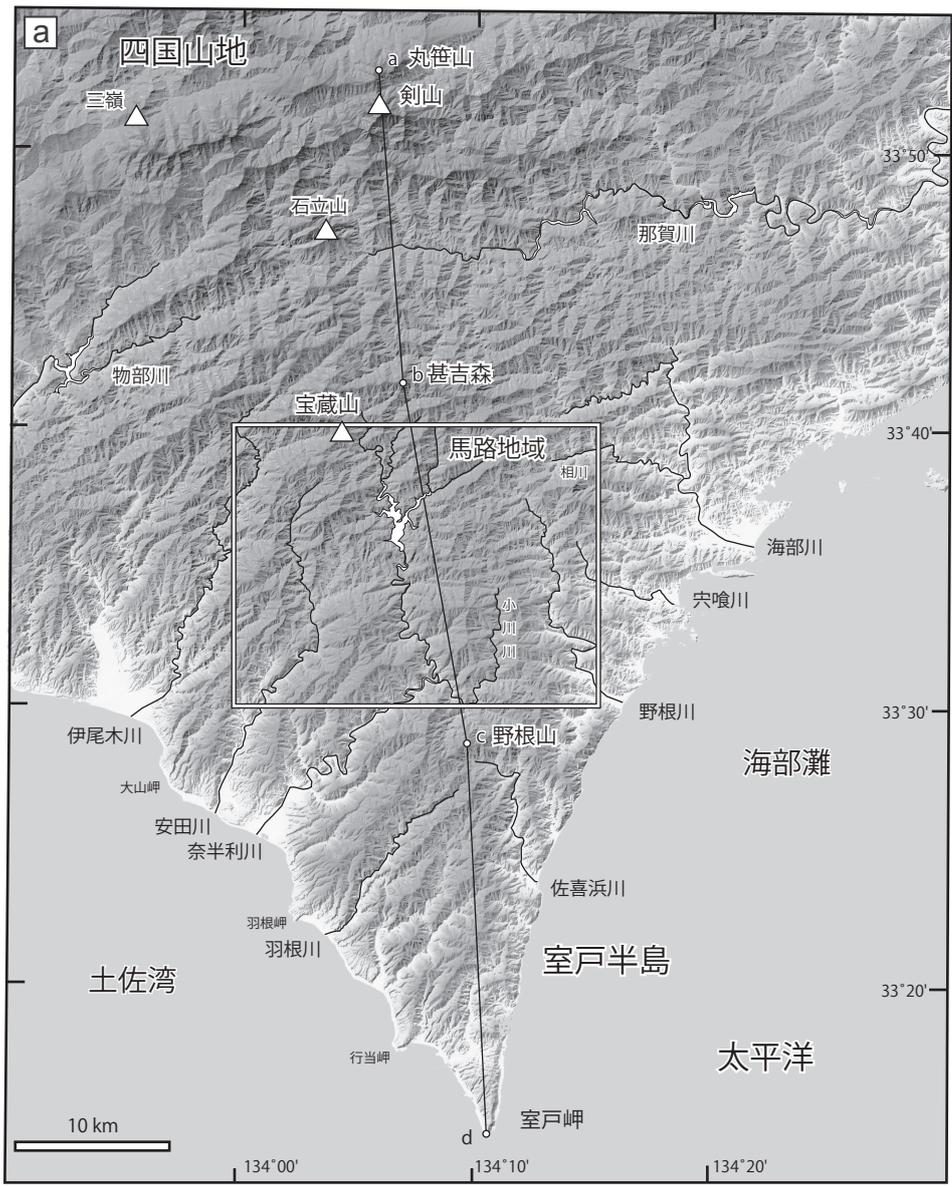
馬路地域は、世界測地系で北緯 33° 30' 12" 2 ~ 33° 40' 12" 1, 東経 133° 59' 50" 4 ~ 134° 14' 50" 4 (日本測地系で北緯 33° 30' ~ 33° 40', 東経 134° 00' ~ 134° 15') の範囲にある。本地域は、四国山地の南東部に、そして室戸半島の北側に位置する (第 1. 1 図 a)。行政区分では、高知県安芸郡馬路村、安芸郡北川村、安芸郡安田町、安芸郡東洋町、安芸市、徳島県海部郡海陽町に属する (第 1. 2 図)。本地域はほぼ全域が山地からなり、四国第二の標高を持つ剣山 (標高 1,955 m) から室戸岬に向かい山地は緩やかに低くなる標高を示す (第 1. 1 図 b)。

本地域では宝蔵山 (1,249 m) を最高峰とする山地地形が特徴であり、低地は極めて少ない (第 1. 2 図)。馬路村の村境をなす山稜沿いの宝蔵山・稗己屋山 (1,228 m)・綾木森 (1,141 m)・八杉森 (1,029 m)・鐘ヶ龍森 (1,126 m)・亀谷山 (1,083 m)・貧田丸 (1,019 m)、馬路村内の雁巻山 (1,124 m)・汗谷山 (1,062 m)・谷山 (1,109 m)・天狗森 (1,296 m)、北川村村内の高善森 (1,029 m) などと 1,000 m を超える稜線が連なる。これらの山地の山腹には、深層崩壊の地形が多数認められる。また東洋町梶尾杉のように、稜線の頂部に線状凹地などの山体重力変形地形も見られる。

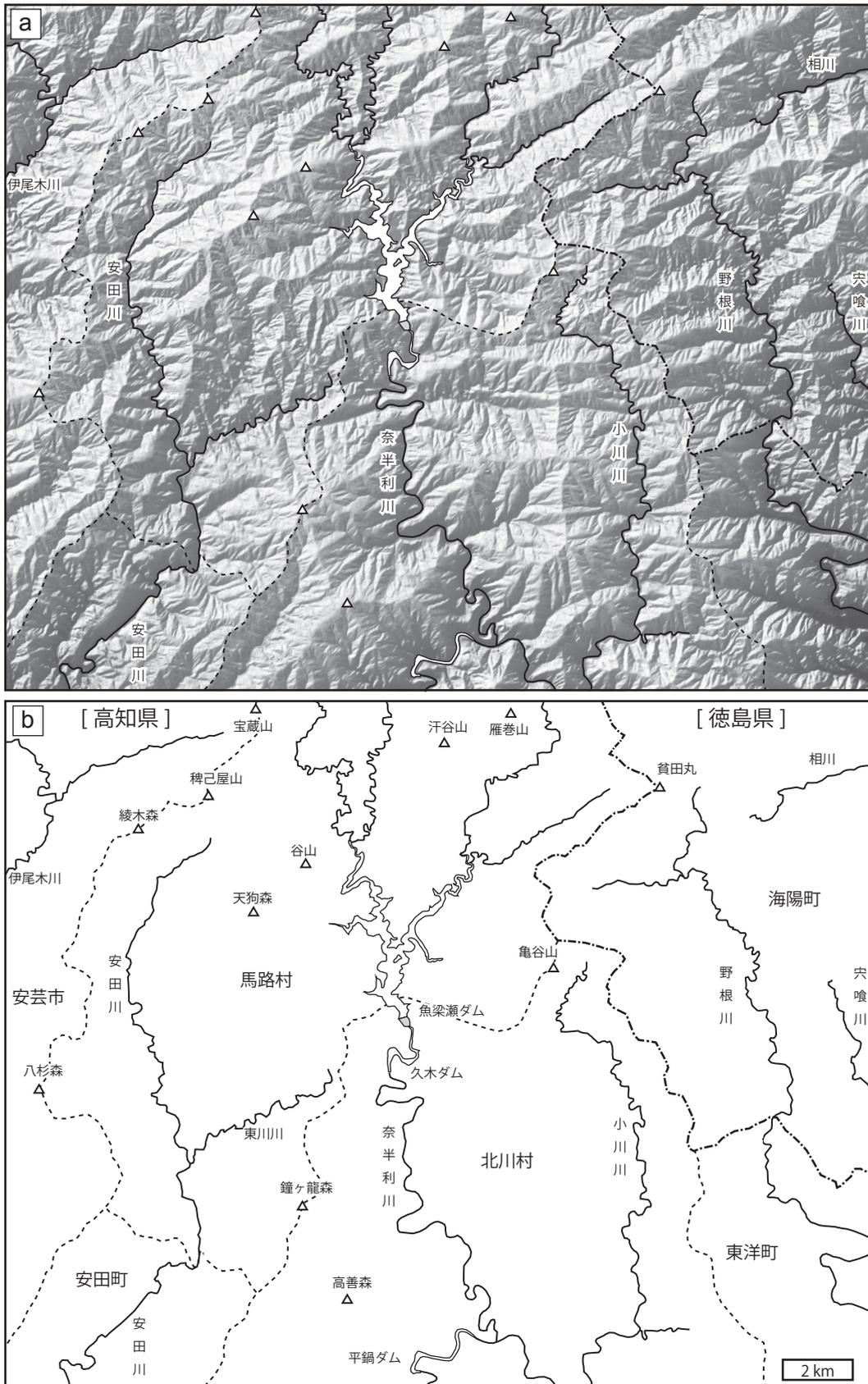
本地域中～西部の高知県側の河川のうち、伊尾木川・安田川・奈半利川及び支流の小川川は土佐湾に、野根川

と徳島県側の宍喰川・野根川・海部川支流の相川は海部灘に流れ込む (第 1. 1 図 a, 第 1. 2 図)。各水系は、上流部では侵食谷が形成され、しばしば比高の大きな V 字谷が刻まれる (第 1. 3 図)。また、上述の河川は、主に南北方向に流路を持った先行谷として発達し、しばしば蛇行する。この河川の本流には、直交する東西方向に流路を持つ小さな支流を伴う。各流域の本流と一部の支流に沿っては、後期更新世と完新世に形成された低位段丘堆積物と沖積段丘堆積物がわずかに分布する。野根川の中～下流部には氾濫原が広がる。奈半利川には、水力発電を目的として、1970 年に馬路地域のほぼ中央部に位置する魚梁瀬ダムが、これに先行し 1960 年に平鍋ダム、1963 年に久木ダムが建設された。それぞれのダムでは、魚梁瀬貯水池、平鍋ダム湖、久木ダム湖があり静水域が広がっている (第 1. 2 図)。

本地域には、段丘堆積物などの第四系を除くと、四万十帯の白亜系～古第三系付加コンプレックスが広く分布する。付加コンプレックスには北東～南西ないしほぼ東西走向で高角度傾斜の層理面・劈開面及びユニット境界断層が発達し、特にユニット境界断層に沿って谷地形が形成され、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 (第 1. 2 図)。



第 1. 1 図 馬路地域周辺の地形概略図  
 (a) 地形陰影図。国土地理院 50 m メッシュ数値地図の標高データを基に、GMT (Generic Mapping Tool ; Weseel and Smith, 1995) を用いて作成した。緯度経度は世界測地系による。(b) 剣山～室戸岬にいたる地形断面図。鉛直：水平は 10 : 1 で示した。



第 1. 2 図 馬路地域の主要山地，河川及び行政区分

(a) 地形陰影図，国土地理院 50 m メッシュ数値地図の標高データを基に，GMT を用いて作成した。(b) 行政区分。



第1.3図 山地地形と峡谷

北川村島より北方を望む。北隣北川地域内の甚吉森を含む稜線は、高知県と徳島県の県境をなす。

## 第2章 地質概説

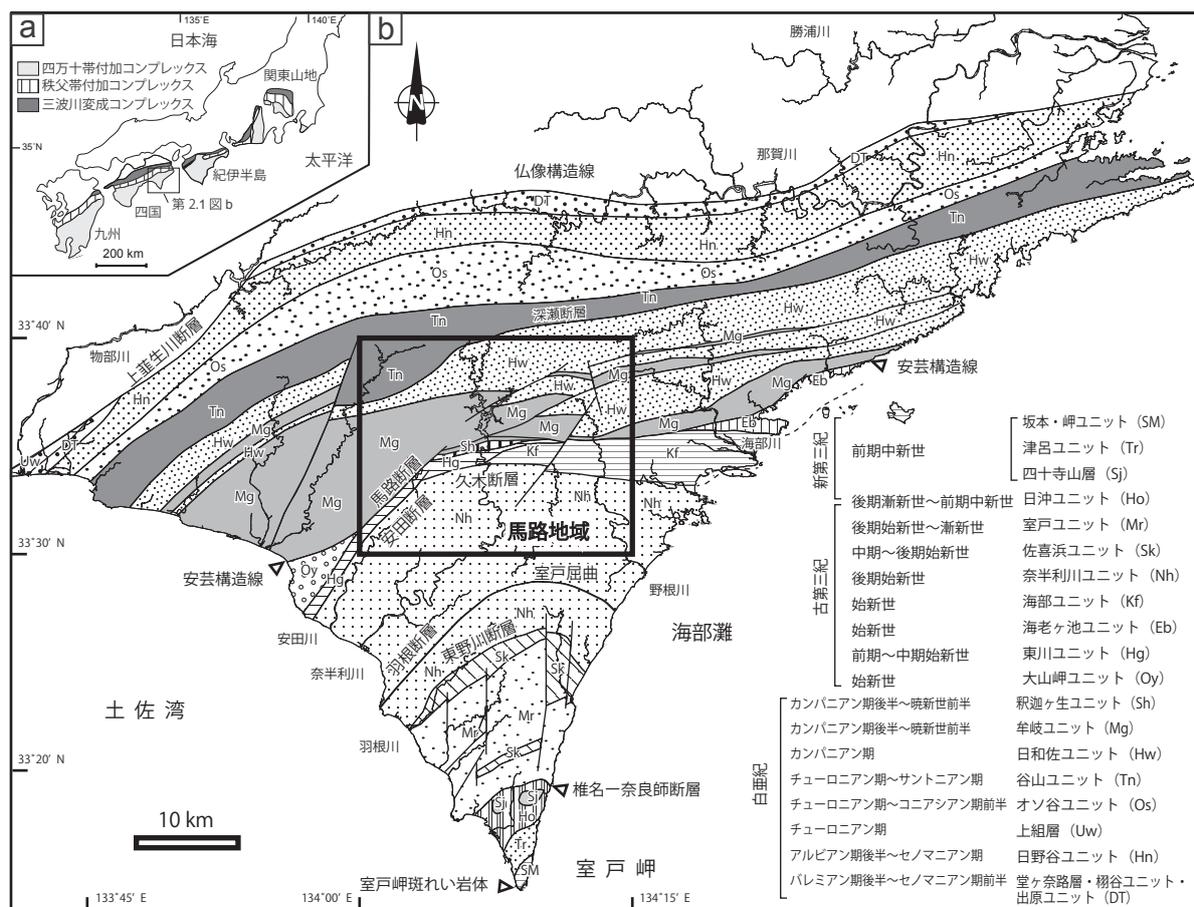
(原 英俊・植木岳雪)

### 2.1 地質概略

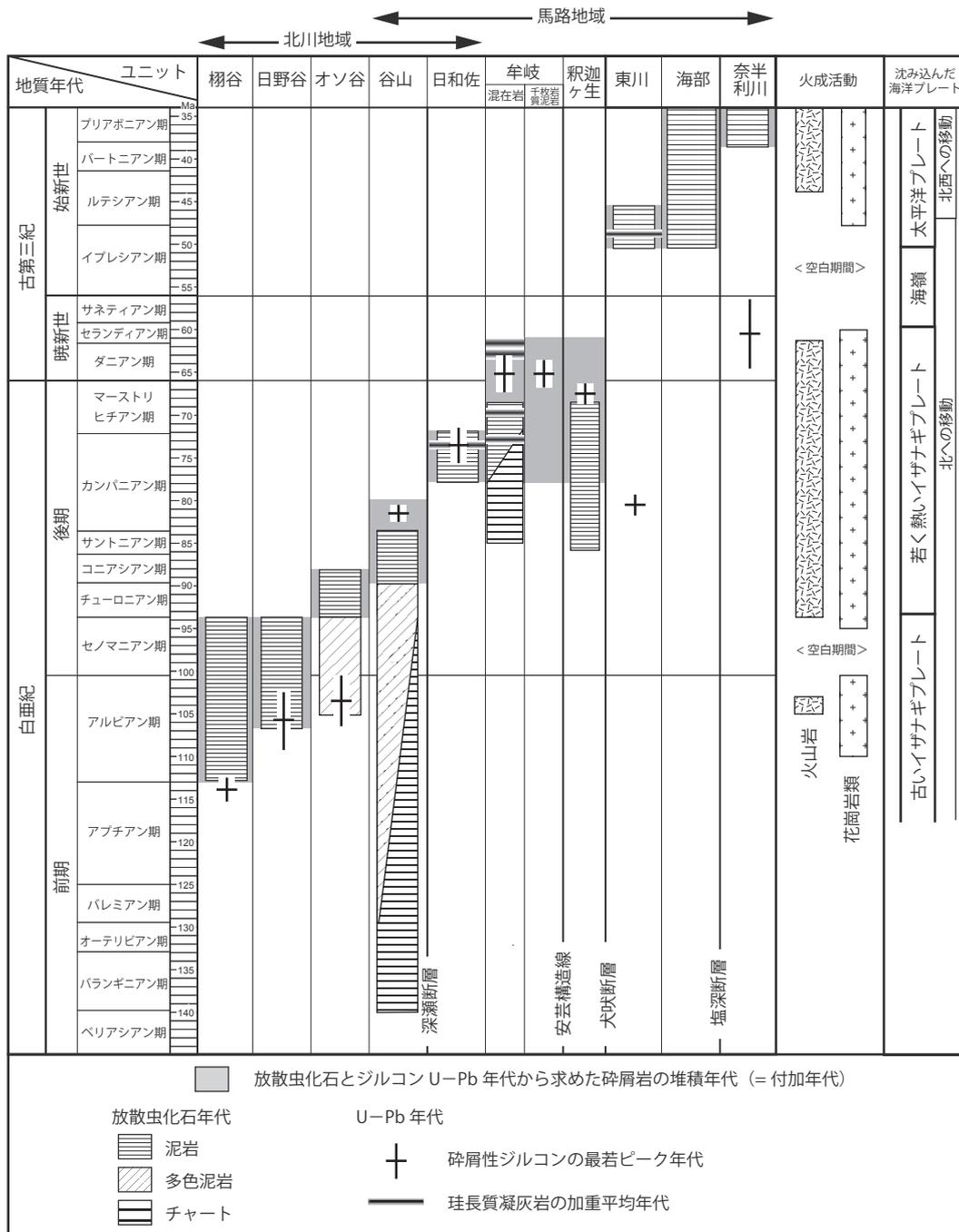
四国東部における四万十帯付加コンプレックスは、安芸構造線を境界とし、白亜系と古第三系に区分されていた（例えば、高知県，1960，1961；甲藤，1977；須鎗・山崎，1987；日本地質学会編，2016）。しかしながら、馬路地域における安芸構造線の位置については不確かなことが多く、研究者によって異なる見解が示されていた（日本地質学会編，2016）。Hara and Hara (2019) では、安芸構造線周辺の付加コンプレックスについて、新たに産出した放射虫化石、碎屑性ジルコン U-Pb 年代、砂岩

の後背地変遷について総合的に研究を行い、安芸構造線周辺の付加コンプレックスについて、その地質年代及び後背地変遷を明らかにした。本報告では、原ほか(2014)、Hara *et al.* (2017)、Hara and Hara (2019) に従い、四万十帯付加コンプレックスについてユニット区分を行った。四国東部における四万十帯付加コンプレックスの地質概略図及び地質総括図を第 2.1 図と第 2.2 図に示す。馬路地域の地質概略図を第 2.3 図に示す。また従来の研究報告との地質体の対比を第 2.4 図に示す。

四国東部、北隣の北川地域から馬路地域の四万十帯白亜系付加コンプレックスは、北より南に向かい、<sup>とちだに</sup> 棚谷ユ



第 2.1 図 四国東部、四万十帯付加コンプレックスの分布とユニット区分  
地質図は、公文・井内 (1976)、平ほか (1980b)、公文 (1981)、君波ほか (1998)、石田 (1998)、Taira *et al.* (1988)、溝口ほか (2009)、Hara *et al.* (2017)、及び原ほか (2018) に基づき編纂した。付加コンプレックスを被覆する堂ヶ奈路層・上組層・四十寺山層も合わせて図示した。

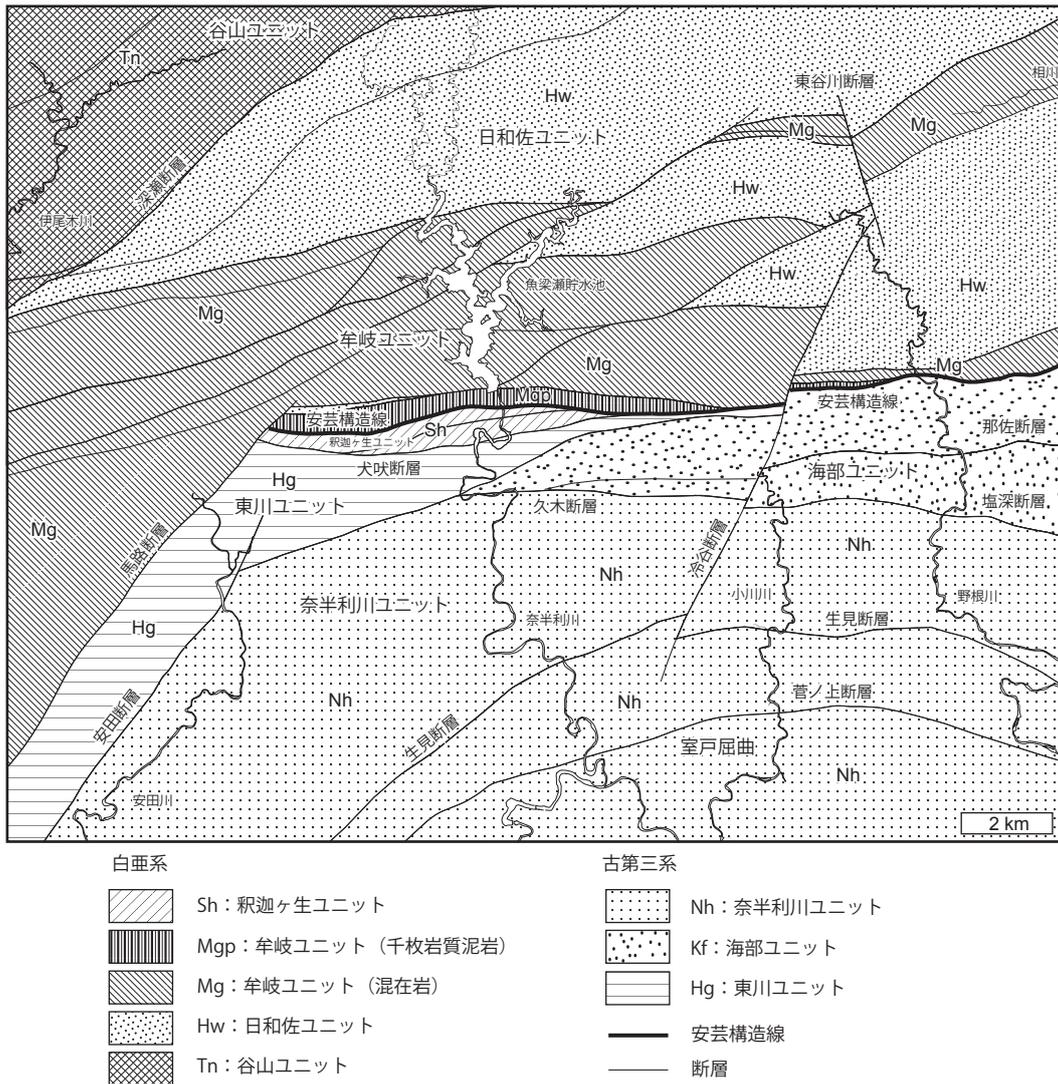


第 2. 2 図 馬路から北川地域における四十帯付加コンプレックスの地質総括図

砕屑性ジルコン U-Pb 年代は, Hara *et al.* (2017) 及び Hara and Hara (2019) による。珪長質凝灰岩のジルコン U-Pb 年代は, 日和佐ユニット及び牟岐ユニットについては Shibata *et al.* (2008) に, 東川ユニットについては Hara and Hara (2019) による。火山岩及び花崗岩の火成活動と沈み込む海洋プレートの取りまとめは, Seton *et al.* (2015), Domeier *et al.* (2017) 及び Hara and Hara (2019) による。なお, 羽谷ユニット, 日野谷ユニット, オソ谷ユニットは, 北隣の北川地域に分布し, 本地域には分布しない。

ユニット・出原<sup>いずはら</sup>ユニット・日野谷<sup>ひのたに</sup>ユニット・オソ谷ユニット・谷山ユニット・日和佐<sup>ひわさ</sup>ユニット・牟岐<sup>むぎ</sup>ユニット・釈迦ヶ生<sup>しやがえ</sup>ユニットに区分される。このうち馬路地域には, 谷山ユニット・日和佐ユニット・牟岐ユニット・釈迦ヶ

生ユニットが分布する。谷山ユニットは, 主に砂岩及び砂岩泥岩互層や破断した砂岩泥岩互層, さらに多色泥岩やチャート及び玄武岩類の岩体を伴う混在岩からなる。砕屑岩の堆積年代は, コニアシアン期～カンパニアン期



第 2. 3 図 馬路地域の四万十帯付加コンプレックスの地質概略図

前半を示す。日和佐ユニットは、整然相を示す砂岩や砂岩泥岩互層を主体として、一部に破断した砂岩泥岩互層を含み、珪長質凝灰岩を伴う。碎屑岩の堆積年代はカンパニアン期後半である。牟岐ユニットは、チャートや玄武岩類ないし砂岩を含む混在岩及び著しく破断した砂岩泥岩互層と千枚岩質泥岩からなる。釈迦ヶ生ユニットは、破断した砂岩泥岩互層及び泥岩からなり、チャートや玄武岩類を含まない。牟岐ユニットと釈迦ヶ生ユニットにおける碎屑岩の堆積年代は、いずれもカンパニアン期後半～ダニアン期を示す(第 2. 2 図)。牟岐ユニットと釈迦ヶ生ユニットの境界が安芸構造線となる。

馬路地域には、古第三系付加コンプレックスとして、東川ユニット(新称)・海部ユニット・奈半利川ユニットが分布する。東川ユニットは、破断した砂岩泥岩互層を主体とし、砂岩、泥岩及び珪長質凝灰岩からなる。碎屑岩の堆積年代は始新世中頃を示す。海部ユニットは、

礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層ないし破断した砂岩泥岩互層を主体とし、多色泥岩及び泥岩を伴うことを特徴とする。碎屑岩の堆積年代は、始新世を示す。奈半利川ユニットは、厚層理ないし塊状砂岩や砂岩泥岩互層からなり、本地域南部の一部などで破断した砂岩泥岩互層を伴う。碎屑岩の堆積年代は、始新世後半を示す。

本地域の第四系は、段丘堆積物、崩壊堆積物、谷底低地堆積物、氾濫原堆積物、現河床堆積物及び人工堆積物からなる。馬路地域を流れる河川に沿っては、後期更新世の低位段丘堆積物と完新世の沖積段丘堆積物が分布している。また、深層崩壊による様々な大きさの年代不詳の崩壊堆積物が広く点在する。特に奈半利川と小川川沿いでは、地質図規模の深層崩壊が認められる。また、野根川の支流には、深層崩壊あるいは多数の表層崩壊による谷底低地堆積物が分布する。

なお本地域を含む広域地質図として、7万5千分の1

本報告	馬路地域	Hara and Hara (2019)	原ほか (2018)	Hara et al. (2017)	日本地質学会編 (2016)	君波ほか (1998)	石田 (1998)	須藤・山崎 (1988)	公文 (1981)	平ほか (1980a)	公文・井内 (1976)	甲藤ほか (1974)	高知県 (1961)
馬路地域	馬路地域	馬路地域	20万分の1高知図幅	北川ー馬路地域	魚梁瀬地域	徳島県南西部	海部川上流	須藤・山崎 (1988)	徳島県南西部	四国東部	徳島県南西部	徳島県南西部	高知県
奈半利川ユニット	Nh2	Nh2	奈半利川ユニット	奈半利川ユニット	奈半利川	奈半利川	奈半利川	奈半利川層	奈半利川層	奈半利川層	奈半利川層	奈半利川層	奈半利川層
海部ユニット							海部砂岩層	海部砂岩層	海部層	海部層	海部層	海部層	海部層
海老ヶ池層*1							海老ヶ池泥岩層	海老ヶ池泥岩層					海老ヶ池層
東川ユニット	Nh1	Nh1	奈半利川ユニット	奈半利川ユニット	奈半利川	奈半利川		奈半利川層	奈半利川層	奈半利川層	奈半利川層	奈半利川層	奈半利川層
大山岬層*1			大山岬ユニット	大山岬ユニット	大山岬	大山岬		大山岬層	大山岬層	大山岬層	大山岬層	大山岬層	大山岬層
駒込ヶ生ユニット	Mg3	Mg3		奈半利川ユニット	魚梁瀬メランジユ	魚梁瀬メランジユ							
千枚岩質泥岩	Mg2	Mg2		千枚岩	中川層	中川層							
半岐ユニット	Mg1	Mg1	半岐ユニット	混在岩					半岐累層	半岐累層	半岐層	半岐層	半岐層
主に混在岩				日 and 佐ユニット					日 and 佐累層	日 and 佐累層			
日 and 佐ユニット			日 and 佐ユニット	日 and 佐ユニット						未区分白亜系			
谷山ユニット			横波一手結ユニット	谷山ユニット					谷山累層	谷山累層			須崎層
									手結・月見山メランジユ	手結・月見山メランジユ			

第2.4図 馬路地域の四万十帯付加コンプレックスの地質体対比

\*1: 本地域には分布しない。\*2: 日和佐累層・轟層・小川谷層・入道山層・三ヶ尻層・村山層。\*3: 樫ノ瀬層・神野層・伊勢田コンプレックス・瀬戸山層・明丸メメララレンジュ・熱田層。

地質図幅「甲浦」(鈴木, 1931)及び20万分の1地質図幅「剣山」(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「馬路」(高知県, 1982), 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1四国地方土木地質図(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)において, 本地域を含む広域地質図が公表されている。

また本報告で用いる地質年代は, 国際層序委員会(International Commission on Stratigraphy)発行の「The Geologic Time Scale」(Gradstein et al., 2012; Cohen et al., 2013 update; Ogg et al., 2016)に従い, 年代値については2018年の改訂版(v2018/08)を用いた。さらに, 次章以降で使用するルートマップ, 露頭, 薄片写真の岩石採取地点, 化石産出地点の位置情報について, 巻末の付図に示す。

## 2.2 付加コンプレックスにおける用語の定義と年代の扱い

馬路地域には, 四万十帯付加コンプレックスが広く分布する。四万十帯付加コンプレックスは, 四万十帯と定義される帯状区分内に認められる付加コンプレックスの総称として使用する。付加コンプレックス(付加体)とは, 海洋プレートが海溝で大陸プレートに沈み込む際に, 海洋プレートを構成する玄武岩類・石灰岩・チャート・珪質泥岩, そしてこれら覆う海溝充填堆積物が大陸側に押し付けられる付加作用によって形成された地質体である(例えば, 勘米良, 1976; 平ほか, 1980a)。四万十帯層群ないし四万十超層群と呼ばれる場合もある(公文・井内, 1976; 平ほか, 1980a; 君波ほか, 1998)。また英語名称として, 四万十付加体や四万十付加コンプレックスを意味する Shimanto accretionary prism (Hibbard et al., 1992; Ohmori et al., 1997)や Shimanto accretionary complex (Hasebe et al., 1993; Shibata et al., 2008; Hara et al., 2017)も用いられている。

### 岩相区分

本報告における岩相区分は, 構成される岩石種の違いを基に行った。一方, 四万十帯付加コンプレックスの地層は, 堆積時における未固結変形や, 付加時に受けた様々な変形により, しばしば様々な程度に破断を受け, また泥質基質中に岩塊が取り込まれ混在化が生じる。そこで岩相区分の際に, 地層の破断や混在化の程度も考慮し, 整然相, 破断相と混在相を以下の様に定義した。

整然相は, 砂岩泥岩互層など, 整然とした地層の積み重なりを残している。報告内では, 岩石名をそのまま記述した。また整然相の地層の層理について, 層厚数 cm

～10 cm を薄層理，層厚数 10 cm ～1 m を中層理，層厚数 m を厚層理とした。本地域の四万十帯付加コンプレックスでは，日和佐ユニット，海部ユニットの一部，奈半利川ユニットで卓越する。

破断相は，本地域では主に砂岩泥岩互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，ブーディン構造や膨縮構造などの変形構造によって特徴づけられる。これらについては，破断した砂岩泥岩互層と記述した。谷山ユニットの一部，釈迦ヶ生ユニット，東川ユニット，海部ユニットの一部で卓越する。

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，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り混在相を示す岩石を，混在岩と呼ぶ。なお岩体とこれを含有する混在岩は，一般にメランジュ (mélange) として呼ばれ (例えば，Hsü, 1974; Raymond, 1984; 脇田, 1989)，その成因論や分類について議論されている (Festa *et al.*, 2010, 2019; Kimura *et al.*, 2012; Wakita, 2015)。本地域では，混在相は谷山ユニットの一部及び牟岐ユニットで卓越する。

#### ユニット区分

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・下限が境にされた，類似する岩相を保持する一つのまとまりから，構造層序単位 (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位を認定した。国際層序ガイド (日本地質学会訳編, 2001) によると，多様で不規則に混ざり合う岩石の集合に対して，層序単位の名称として複合岩体 (コンプレックス, complex) の名称使用が推奨されている。一方，外帯に属する三波川変成コンプレックス (三波川帯変成岩類)，秩父帯付加コンプレックス，四万十帯付加コンプレックスでは，構造層序単位の名称として「ユニット」が与えられている (例えば，Wakita, 1988; 脇田ほか, 2007)，もしくは単元をそのまま「ユニット」と置き換え使用される (例えば，松岡ほか, 1998) ことが多い。本報告においても，四万十帯付加コンプレックスの構造層序単位として，ユニットを使用する。これは複合岩体として示す変成コンプレックスないし付加コンプレックスと，構造層序単位の名称としてのコンプレックスの混同を避けるためであり，また付加コンプレックスに対して下位の階層を便宜上に区別するためである。さらに四万十帯付加コンプレックスの場合，整然相及び破断相を示す地層 (タービダイト)

が広く認められ，混在化した地層からなる複合岩体 (コンプレックス) の使用が適切でない場合がある。なお，平ほか (1980a) では，整然相の地層に対して「層」を，混在相からなる地層に対して「メランジュ, mélange」の名称を与え，両者の違いを示した。

#### 地質境界における存在確実度と位置正確度

本報告及び地質図は，日本工業規格 JIS A 0204:2012 「地質図－記号，色，模様，用語及び凡例表示」 (日本規格協会, 2012a) 及び日本工業規格 JIS A 0205:2012 「ベクトル数値地質図－品質要求事項及び主題属性コード」 (日本規格協会, 2012b) に基づいて作成を行った。これらでは地質記号線種の全面改訂が行われ，地層の界線や断層などの地質学的属性 (地質境界) を表現する記号は，存在の「確実度」と位置の「正確度」に基づいて境界を分類することとなっている。

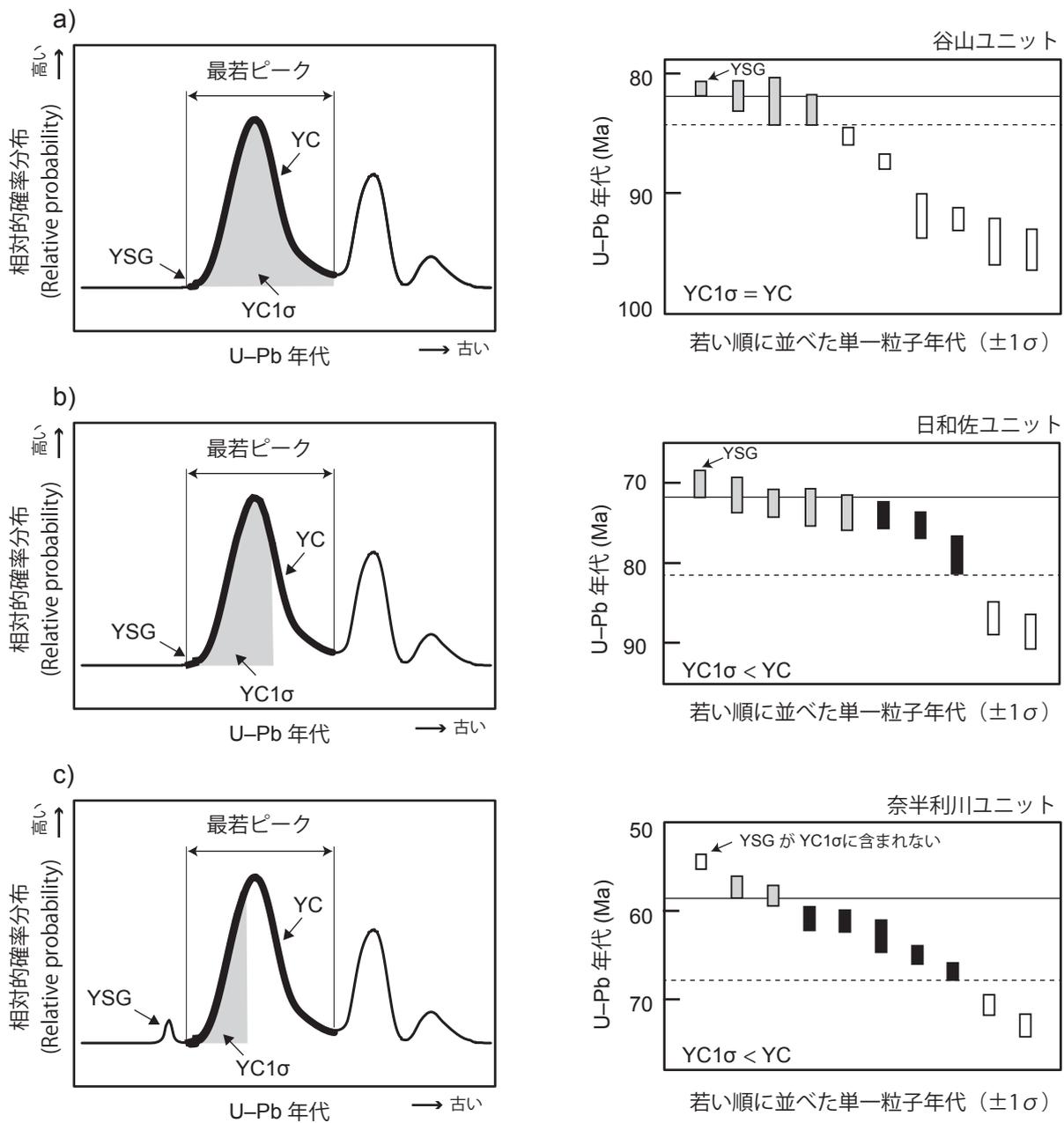
「確実度」は，「存在確実」と「存在不確実」に分けられる。「存在確実」は，地質境界が存在することが確かである場合に用いられる。本報告では，地質境界を主要な「断層」と「地層・岩体または岩相の境界」とした。そして，地質境界露頭の存在，明瞭なりニアメントの存在，また異なる地点に見られる岩相の相違により境界の存在が確実に判断される場合に，「存在確実」として扱った。なお本報告において，「存在不確実」である地質境界は存在しない。

「正確度」は，その信頼区間を基に，「位置正確」・「ほぼ正確」・「位置推定」と定義される。「位置正確」は，露頭なりニアメントの存在，また岩相の相違により，地質境界の位置が正確に求められる場合に用いた。本地域は山岳地域に位置するため調査ルートが限られ，露頭情報の乏しい地域がある。この様な，露頭・リニアメント・岩相境界が確認できていない山間部において，地質境界線の連続性が維持されている場合に「ほぼ正確」を適用した。「位置推定」は，地質境界線の連続性も確認できない場合に適用した。

なお平成 31 年 3 月に上記 JIS 規格の改正が行われ，表示等の若干の変更が加えられた。本報告及び地質図は，その改訂版 (JIS A0204:2019 及び JIS A0205:2019) に準拠し作成した。

#### 付加年代

付加コンプレックスにおいて，海洋プレートの構成岩類及び海溝充填堆積物が，付加する直前における海溝での模式的な層序は海洋プレート層序 (OPS: ocean plate stratigraphy) と呼ばれる (例えば，Matsuda and Isozaki, 1991; Wakita and Metcalfe, 2005)。典型的な海洋プレート層序は，下位より，中央海嶺で噴出した玄武岩 (MORB: mid-ocean ridge basalt) や海山起源の玄武岩 (OIB: ocean island basalt)，遠洋～半遠洋域で堆積した石灰岩・



ジルコン単一粒子年代における  $\pm 1\sigma$  の範囲

YC1σとして採用
  + YCとして採用
  YC1σから外れる年代

最若粒子集団の加重平均値年代

——— この値に重なる年代を YC1σとして採用 (YSG + 1σ)

----- この値より若い年代を YCとして採用 (YC の下限)

第 2.5 図 碎屑性ジルコン U-Pb 年代の評価

(a) YC1σとYCが同じ年代を示す場合. (b) YC1σがYCより若い年代を示す場合. (c) YSGがYC1σと重ならない場合. YSG(Youngest single grain age):最若の単一粒子年代. YC1σ(Youngest cluster age  $\pm 1\sigma$ ):最若の粒子集団年代(2粒子以上からなり, そのうち最若の単一粒子年代に対して, 年代誤差 $\pm 1\sigma$ で年代が重複する粒子集団から算出した加重平均値年代). YC(Youngest cluster):最若の粒子集団年代(最若の単一粒子年代から隣り合う年代値に対し, 年代誤差 $\pm 1\sigma$ で年代が重複し続ける粒子集団から算出した加重平均値年代).

チャート・珪質な多色泥岩、海溝で堆積した砂岩や泥岩などの碎屑岩からなり、海洋プレート層序の下位から上位に向かい新しい年代を示す。なお四万十帯付加コンプレックスの玄武岩類は、礫性石灰岩を伴わない産状や化学組成によって、その大部分は MORB 起源であることが指摘されている (Sugisaki *et al.*, 1979; 平ほか, 1980b; 小川・谷口, 1989; Kiminami *et al.*, 1994)。また付加作用の時期は碎屑岩の堆積年代以降であり、碎屑岩の堆積年代は付加年代に近似されてきた。この碎屑岩の堆積年代は、1980 年代以降、泥岩から放射虫化石を見出すことで明らかにされてきた。また近年では、砂岩中の碎屑性ジルコン U-Pb 年代を用いた堆積年代の推定が盛んに行われている。放射虫化石年代と碎屑性ジルコン U-Pb 年代では、対象となる岩石や地質年代を決める手法が異なる。そこで本報告では、放射虫化石年代と碎屑性ジルコン U-Pb 年代を取りまとめ、両年代が重複する範囲を碎屑岩の堆積年代として採用した。しかし、放射虫化石年代より碎屑性ジルコン U-Pb 年代が有意に古い年代を示す場合は、堆積同時性の碎屑性ジルコンが供給されていないと判断し、放射虫化石年代のみを堆積年代として採用した。そして各ユニットの碎屑岩の堆積年代を用いて、付加の時期に対して年代的制約を与えた。なお白亜系付加コンプレックスのような“白亜系”の年代層序単元は、碎屑岩の堆積年代によって表される。

#### 碎屑性ジルコン U-Pb 年代の評価

碎屑性ジルコン U-Pb 年代の評価において、その最も若い年代（最若年代）が碎屑岩の堆積年代の下限を規定するとされている（例えば、Fedó *et al.*, 2003; Dickinson and Gehrels, 2009; Tsutsumi *et al.*, 2009）。一方、この最若年代の指標として、単一のジルコン粒子年代、もしくは最若粒子集団の加重平均年代を採用するのかは、研究者によって見解が異なっている。Dickinson and Gehrels (2009) は、碎屑性ジルコン U-Pb 年代の指標として、最若の単一粒子年代 (YSG: Youngest single grain age) と最若の粒子集団年代 (YC1  $\sigma$ : Youngest cluster age  $\pm 1 \sigma$ ) などを提唱した。最若の単一粒子年代 (YSG) は、最も若い年代を示す単一粒子のジルコン年代である。最若の粒子集団年代 (YC1  $\sigma$ ) は、2 粒子以上から構成される粒子集団で、その中で最も若い年代から年代誤差  $\pm 1 \sigma$  で重複する年代までの一つの集団に対し、それらの粒子年代を加重平均して得られる年代値である。Hara *et al.* (2017) では、最若の粒子集団年代として、最若単一粒子年代 (YSG) から隣り合う年代値に対し、年代誤差  $\pm 1 \sigma$  で重複し続ける年代の加重平均値を求めた。そ

の際、Dickinson and Gehrels (2009) の YC1  $\sigma$  を誤って引用し、異なる方法で見積もられた最若の粒子集団年代に YC1  $\sigma$  の名称を与えた。本報告では、Hara and Hara (2019) に従い、Hara *et al.* (2017) の方法による最若の粒子集団年代を YC (Youngest cluster age) と示した。そして、Hara *et al.* (2017) で示された YC1  $\sigma$  は、すべて YC に置き換えた。また Dickinson and Gehrels (2009) による YC1  $\sigma$  については、新たに計算した。

YSG, YC1  $\sigma$ , YC の関係については、3 つの事例が認められる。第 2.5 図 a は、YC1  $\sigma$  と YC が同じ粒子集団から構成され、同じ年代を示す場合である。YC の構成粒子数が少ない時や、YC を構成する年代が非常にまとまっている時に認められる。本地域及び北川地域の四万十帯付加コンプレックスでは、オソ谷ユニット、谷山ユニット、牟岐ユニット（混在岩）の砂岩から得られた碎屑性ジルコン年代で認められる。第 2.5 図 b は、YC1  $\sigma$  が YC より若い年代を示す場合である。YC の構成粒子数が多い時や、YC を構成する年代にばらつきがある時に認められる。榎谷ユニット、日野谷ユニット、牟岐ユニット（千枚岩質泥岩に伴う砂岩）、釈迦ヶ生ユニット、東川ユニットの砂岩から得られた碎屑性ジルコン年代で認められる。第 2.5 図 c は、YSG が YC1  $\sigma$  に含まれない場合である。YC1  $\sigma$  及び YC が堆積年代より有意に古く、YC1  $\sigma$  や YC より若い年代を示す粒子が極めて少ない場合に認められる。本地域では、奈半利川ユニットの砂岩で認められる。

本地域の四万十帯付加コンプレックスにおいて、YSG, YC1  $\sigma$ , YC の年代値は、数 100 万年の範囲内で一致する。その中でも、Hara *et al.* (2017) は、島弧火成活動が活発でない前期白亜紀では最若単一粒子年代の YSG の方が、活発な後期白亜紀では最若粒子集団年代である YC (彼らの YC1  $\sigma$ ) の方が、泥岩から産する放射虫化石年代と調和的であることを指摘した。さらに YC を構成するジルコン粒子は、最若ピークを構成する粒子集団と一致し、最若ピーク年代を示す (Hara *et al.*, 2017, 第 2.5 図 a, b)。そこで本地域に分布する四万十帯上部白亜系付加コンプレックスにおいて、碎屑性ジルコン U-Pb 年代の最若年代の評価では、YC を採用することとする。また古第三系付加コンプレックスにおいては、後背地における島弧火成活動が活発でないため、YSG, YC1  $\sigma$ , YC のすべてにおいて、放射虫化石年代の始新世より有意に古い後期白亜紀～暁新世の年代を示す (Hara and Hara, 2019)。そのため、古第三系付加コンプレックスにおいて、砂岩から得られる碎屑性ジルコン U-Pb 年代は堆積年代の評価に有効ではない。

### 第3章 四万十帯白亜系付加コンプレックス

(原 英俊・植木岳雪)

#### 3.1 研究史及び概要

本地域を含む四国東部の四万十帯白亜系付加コンプレックスは、7万5千分の1地質図幅「甲浦」(鈴木, 1931)ではジュラ系として安藝川層に一括して図示された。20万分の1高知県地質産図(高知県, 1960, 1961)では、葉山層及び須崎層として図示された。20万分の1地質図幅「剣山」(神戸, 1968)では、白亜系として、北より西川層・葉山層、東川層・野々川層・須崎層、五剣山層と命名された。なお剣山図幅における白亜系は、各地層の分布範囲が明確ではなく、地質図上で区分がなされていない。徳島県(1972)による15万分の1徳島県地質図では、四万十帯白亜系付加コンプレックスは日野谷層と牟岐層に区分された。

1970年代初頭までは、産出が非常に稀な二枚貝やアンモナイトの大型化石に基づいて、四万十帯白亜系の堆積年代が決定されていた(東明, 1958; 須鎗ほか, 1967)。一方、1970年代以降、泥岩やチャートから放散虫化石の産出報告が相次ぎ、次々と地質年代の決定が行われた。四国東部の四万十帯白亜系においても、散点的で少ないながら白亜紀放散虫化石の産出報告がなされた(例えば、中川・中世古, 1977; 中川ほか, 1977, 1980, 1984; 須鎗, 1984, 1986)。四国東部の四万十帯白亜系における総合的な研究は、公文(1981)によって初めて行われた。公文(1981)は、岩相層序及び砂岩組成、さらに放散虫化石年代に基づいて、四万十帯白亜系を検討し、地層区分と各地層の年代決定、さらに後背地の変遷を明らかにした。また柳井(1983)及びYanai(1984)は四国東部の四万十帯白亜系の地質図を示し、さらに古屋川衝上断層及び水落衝上断層を認め四万十帯白亜系を北部・中部・南部に三分した。なお1980年代初頭頃までは、四万十帯白亜系の地層については、地向斜造山運動論に基づき、その形成過程が議論されていた。

四国の四万十帯白亜系では、放散虫化石の報告とともに、混在相の認定による地層区分や海洋プレート層序が示され、世界に先駆けて付加地質の概念が体系化された(平ほか, 1980a; Taira *et al.*, 1988)。さらに1990年後半以降、研究の進展に伴って、四国東部の四万十帯白亜系は、付加コンプレックスとして認識され、放散虫化石による系統的な地質年代の決定や砂岩の後背地解析などの研究が大きく進展した(石田, 1998; 君波ほか, 1998)。原ほか(2014)は北隣の北川地域において、石

田(1998)及び君波ほか(1998)による四国東部の研究を基に、四万十帯白亜系付加コンプレックスを、構造的上位(北)から栩谷ユニット・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・牟岐ユニットにユニット区分した(第2.1図, 第2.2図)。これらのうち馬路地域には、谷山ユニット・日和佐ユニット・牟岐ユニットが分布する。なお、日本地質学会編(2016)は、魚梁瀬ダム周辺の地質図を示し、白亜系付加コンプレックスを中川層と魚梁瀬メランジュに区分した。両者は、それぞれ日和佐ユニット及び牟岐ユニットにほぼ対比される。

四国東部での四万十帯白亜系付加コンプレックスでは、砂岩の後背地についても検討が進んでいる。栩谷ユニット・出原ユニット・日野谷ユニット・オソ谷ユニットでは長石に富む砂岩を、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)。公文(1992)は、砂岩中の斜長石の曹長石化を検討し、構造的低位(南)に向かい、その程度が強くなることを示した。またオソ谷ユニットと谷山ユニットの間では、砂岩組成の違いとともに、砂岩の化学組成( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Sr}$ など)の違いも指摘されている(君波ほか, 1998; 石濱・君波, 2000)。石濱・君波(2000)は、砂岩と泥岩における化学組成変化に基づき、2つの岩石相の区分が可能とし、KS I及びKS IIの岩石相ユニット(petrofacies unit)を提唱した。なおKS Iユニットは、KS I a・KS I b・KS I cに細分され、栩谷ユニット(KS I a)・出原ユニット(KS I b)・日野谷ユニット(KS I c)・オソ谷ユニット(KS I c)からなる。KS IIユニットは、谷山ユニット・日和佐ユニット・牟岐ユニットから構成される。この岩石相ユニット間における砂岩の化学組成変化は、後背地で生じた前期白亜紀後半～後期白亜紀における火成活動の変遷により説明された(君波ほか, 1998)。Hara *et al.* (2017)は、各ユニットから碎屑性ジルコンU-Pb年代を系統的に求め、放散虫化石年代との比較を行った。そして碎屑性ジルコンU-Pb年代を基にした堆積年代の解釈には、後背地における火成活動の理解が必要と結論づけた。すなわち、島弧の火成活動が活発でない場合には最も若い単一のジルコン粒子年代が、活発な場合には最若のピーク年代に一致する最若粒子年代が、放散虫化石年代に近似できると結論づけた。

また、四万十帯白亜系付加コンプレックスにおける温度構造解析と断層運動の関係についても、詳しく検討さ

れている。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(out-of-sequence thrust)として活動したと推定された(Ohmori *et al.*, 1997)。同様に、四万十帯白亜系及び古第三系付加コンプレックス境界に位置づけられる安芸構造線も、温度構造不連続面を示すことが知られている(Mori and Taguchi, 1988; Ohmori *et al.*, 1997; Hara *et al.*, 2017)。徳島県牟岐町の海岸沿いに分布する牟岐ユニットの混在岩(メランジュ)の地質学的意義に関して、変形過程や流体移動についての検討が進み、底付け付加過程と地震発生帯における地震発生過程が明らかになっている(例えば, Matsumura *et al.*, 2003; Ikesawa *et al.*, 2005; Kitamura *et al.*, 2005; Ujiie *et al.*, 2007a, 2007b, 2010; 山口ほか, 2009; Kimura *et al.*, 2012)。また混在岩(メランジュ)の変形構造解析により、沈み込んだ海洋プレートの移動方向が、後期白亜紀から古第三紀にかけて変化したことが指摘されている(Onishi and Kimura, 1995)。また Hasebe *et al.* (1993)は四万十帯白亜系付加コンプレックスからジルコンとアパタイトのフィッシュン・トラック(FT)年代を報告し、ジルコンのFT年代は弱変成作用による部分的な焼きなまし(partial annealing)により碎屑岩の堆積年代より若い年代を示すこと、アパタイトのFT年代は約10 Maに100°C以下になった冷却年代を示すことを指摘した。Nakamura *et al.* (2019)は、四万十帯白亜系付加コンプレックスにおいて、熱熟成に対する有機物の構造変化を検討し、構造変化に温度依存性を認めるとともに、低温領域では温度以外の要素も働く可能性を示唆した。

一方、馬路地域における安芸構造線の位置については、研究者によって異なる見解が示されていた(例えば、鈴木, 1931; 高知県, 1961; 須鎗・山崎, 1987; 日本地質学会編, 2016)。そこで、Hara *et al.* (2017)は、イライト結晶度と炭質物のラマン分光解析を用い温度構造の不連続面を明らかにし、その不連続面をなす断層を安芸構造線とした。しかし、この安芸構造線の上盤及び下盤より、泥岩から白亜紀放射虫化石が産し、温度構造の不連続面が白亜系・古第三系境界を示さないことが指摘されていた(原・原, 2016)。そこで、Hara and Hara (2019)では、安芸構造線周辺の付加コンプレックスについて、新たな放射虫化石の抽出を試み、また碎屑性ジルコンU-Pb年代測定及び砂岩の後背地解析を行った。その結果、安芸構造線は温度構造境界であることが再確認され、新たに白亜系・古第三系付加コンプレックス境界断層が見出された(Hara and Hara, 2019)。そしてこの白亜系・古第三系付加コンプレックス境界断層は、犬吠断層として新称された。

本報告では原ほか(2014)、Hara *et al.* (2017)及び Hara and Hara (2019)に基づき、四万十帯白亜系付加コンプレックスのユニット区分を行った。四万十帯白亜系付加コンプレックスは、構造的上位(北)より、谷山ユニット・日和佐ユニット・牟岐ユニット・釈迦ヶ生ユニット(新称)に区分される。

### 3. 2 谷山ユニット (Tns, Tnd, Tnx, Tnr, Tnc, Tnb)

**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、谷山累層は再編された。原ほか(2014)は、北隣の北川地域において、君波ほか(1998)による谷山累層を、構造層序単元としてユニットを用い、谷山ユニットに改称した。本報告においても、原ほか(2014)に従い、谷山ユニットを用いる。馬路地域に分布する谷山ユニットは、下部・上部に区分され、それぞれ断層関係にある。下部は、主に破断した砂岩泥岩互層と砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、多色泥岩やチャートを伴う。上部は、チャートや玄武岩類の岩体を含む混在岩と砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。

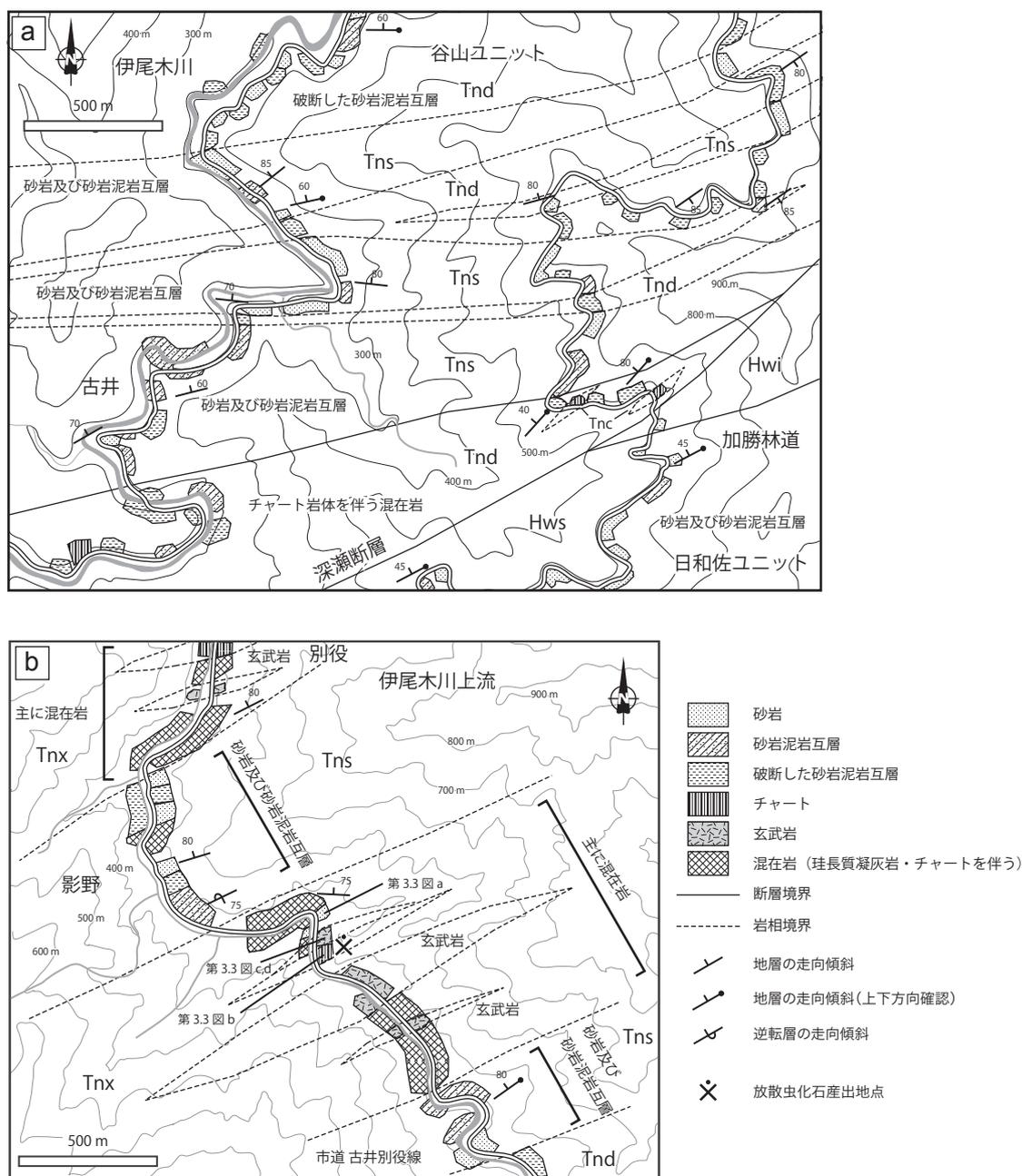
**分布・模式地** 本地域の北西部に分布し、西川、伊尾木川の上流、横荒川などの流域に、また宝蔵山や綾木森周辺に分布する。北隣の北川地域内に広く分布する。本地域における伊尾木川上流を模式地とする。安芸市古井の伊尾木川流域や加勝林道周辺には、本ユニットの下部及び中部が、安芸市別役～影野周辺の伊尾木川流域には本ユニットの上部が分布する。それぞれの地域のルートマップを第3.1図に示す。

**岩相** 砂岩及び砂岩泥岩互層(Tns)、破断した砂岩泥岩互層(Tnd)、混在岩(Tnx)からなり、多色泥岩(Tnr)、チャート(Tnc)及び玄武岩類(Tnb)の岩体を伴う。

**砂岩**は、塊状や中～厚層理な成層砂岩で、灰色～暗灰色を呈する。成層砂岩は、単層の層厚が数10 cm～1 m程度であり、泥岩を伴い砂岩泥岩互層に漸移的に変化する(第3.2図a)。比較的淘汰の悪い石質砂岩で、細粒～粗粒までの様々な粒度を示す。石英・火山岩片を多く含み、長石・深成岩片などを少量含む(第3.3図a)。長石は、曹長石化(ソーシユライト化)を受け、変質していることがある。

**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である。砂岩優勢な砂岩泥岩互層では、砂岩と泥岩の層厚は、それぞれ数10 cm及び数cm～10 cmである。砂岩と互層する泥岩は、暗灰色～黒色を呈する。しばしばシルト質で、葉理が認められることもある。砂岩泥岩等量互層は、数10 cmの層厚を示す。砂岩泥岩互層は、一部で破断相を示すことがある。

**破断した砂岩泥岩互層**は、変形を受け破断相を示す砂岩泥岩互層である。破断した砂岩泥岩互層は、等量ない



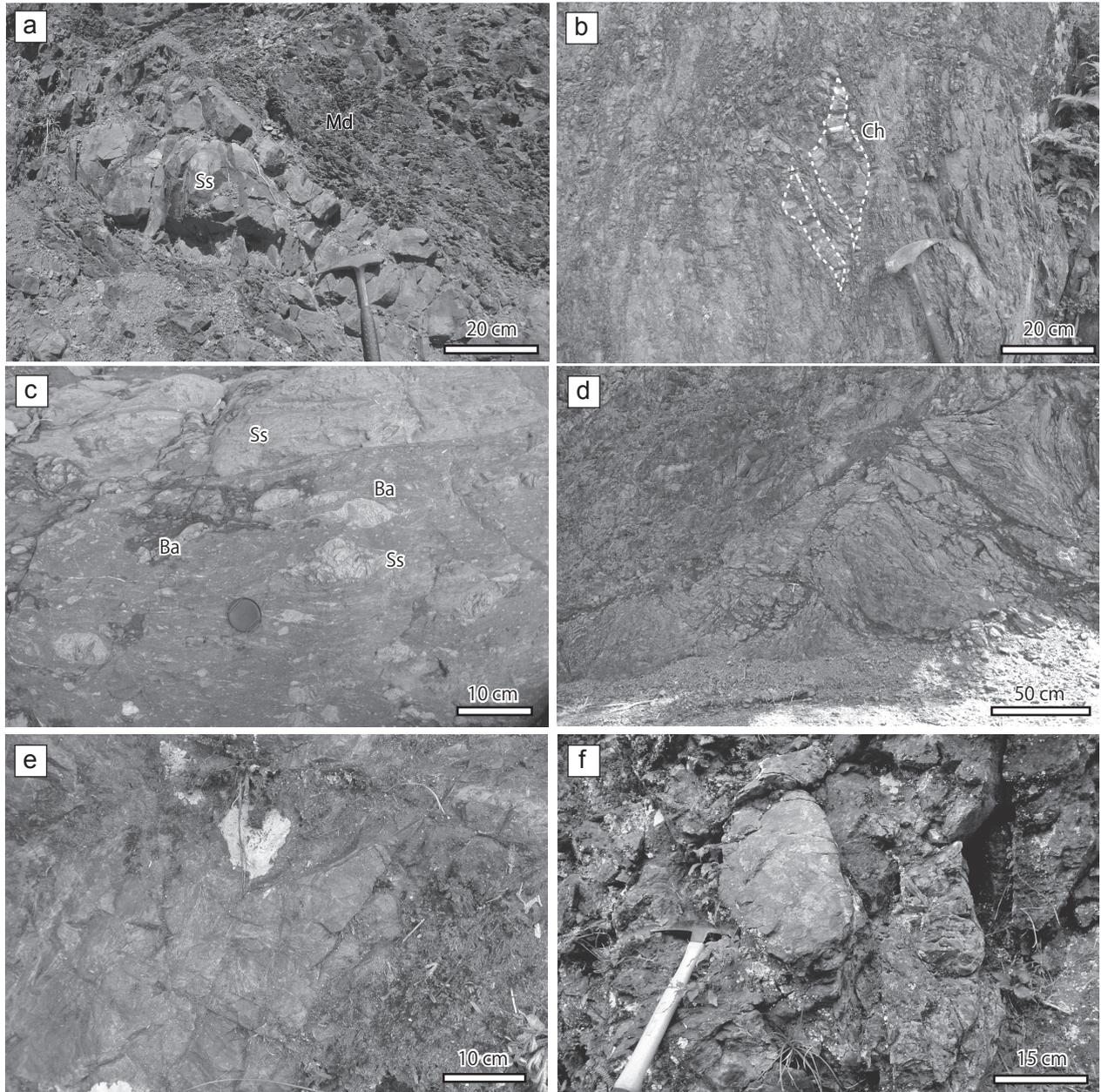
第3.1図 谷山ユニットのルートマップ。  
 (a) 安芸市古及び加勝林道周辺。(b) 安芸市別役～影野周辺。岩相の凡例記号は地質図を参照。

し泥岩優勢な砂岩泥岩互層がしばしば変形を受け、砂岩層がブーディン構造ないしレンズ状の形態をなす。砂岩単層の層厚は、数10 cm 以下であることが多い。

混在岩は、強い変形を受けた混在相で、砂岩、多色泥岩、チャート、玄武岩類の岩塊ないし岩片を泥質基質中に含む。剪断変形により、岩塊及び岩片は、レンズ状の形態をなし、短径は数 mm ～数 m と様々な大きさを示す(第3.2図 b-c)。変形の弱い砂岩岩塊では破断相を示し、ブーディン構造や、未固結変形による岩塊への泥注入も認められることがある。泥質基質は、剪断変形を

受けた泥岩からなり、鱗片状劈開が強く発達する。鱗片状劈開や、複数の断層が発達することで、泥質基質は強い剥離性を示す(第3.2図 d)。

多色泥岩は、淡～暗緑色、赤色～赤褐色や淡～暗灰色を呈する珩質泥岩である。様々な色を呈し、色合いも漸移するため、地質図上では多色泥岩と一括して図示した。多色泥岩は、微晶質な石英と粘土鉱物から構成され、シルト大以上の碎屑粒子はほとんど含まない。赤色チャートと互層する珩質泥岩は赤色～赤褐色ないし暗緑色を、凝灰質な珩質泥岩では淡緑色ないし淡～暗灰色を呈する



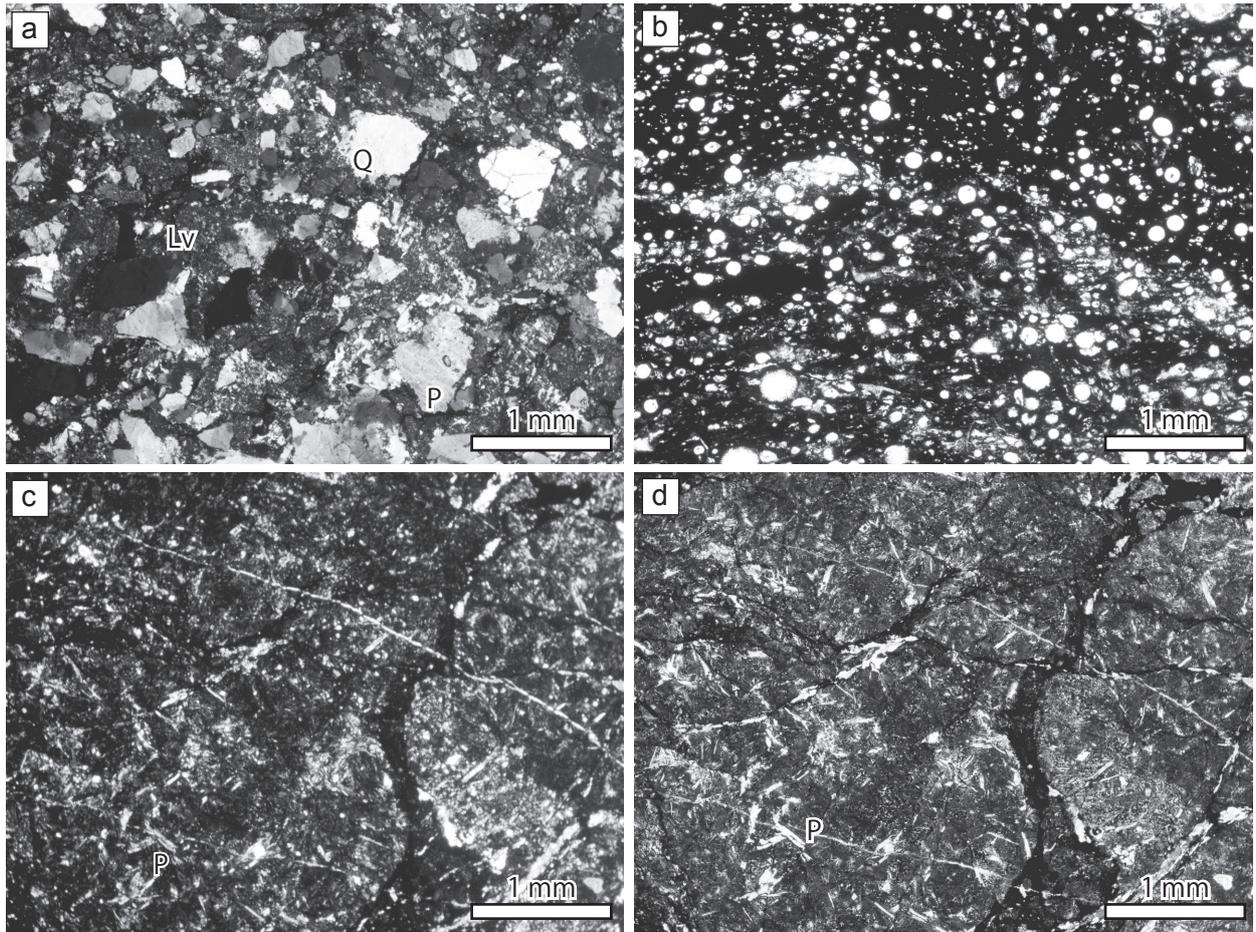
第3.2図 谷山ユニットの岩相

(a) 砂岩泥岩互層。砂岩層はわずかに膨縮構造を受ける。宝蔵山林道。(b) チャート岩塊を含む混在岩。破線はチャート岩塊の境界を示す。加勝林道。(c) 砂岩及び玄武岩岩塊を含む混在岩。西川。(d) 断層が発達する泥質混在岩。宝蔵山林道。(e) 灰色チャート。伊尾木川。(f) 玄武岩角礫岩。伊尾木川。  
 Ss: 砂岩。Md: 泥岩。Ch: チャート。Ba: 玄武岩

ことが多い。本地域の谷山ユニットでは、また層厚 50 m 以下の赤色珪質泥岩が、破断した砂岩泥岩互層中に岩体として、加勝林道から横荒川河床にかけて認められる。その他、混在岩中に岩片として、またチャートと互層して露出する。なお玄武岩火山碎屑岩に伴われる赤～暗赤色泥岩は、主に玄武岩類を起源とする泥岩であるため、玄武岩類に含めた。

チャートは、主に赤色～赤褐色、淡～暗緑色、暗灰色

を呈し。一般に多色泥岩と互層し、層状チャートをなす。また多色泥岩の挟みのない塊状チャートも一部に認められる。特に玄武岩類近傍では塊状チャートとなることが多い(第3.2図e)。チャートは、隠微晶質～微晶質な石英と不透明鉱物からなり、放散虫化石を含むことがある(第3.3図b)。またやや泥質なチャートが認められ、鏡下では隠微晶質～微晶質な石英とともに、粘土鉱物の定向配列が観察される。本ユニットのチャート及び多色



第3.3図 谷山ユニット構成岩相の顕微鏡写真

(a) 砂岩. 伊尾木川. クロスニ科尔. (b) 赤色チャート. 白い円形は放射虫化石. 伊尾木川. オープンニ科尔. (c, d) 無斑晶質玄武岩. 針状の斜長石と変質し黒色をなすガラス質部分からなる伊尾木川. c: クロスニ科尔. d: オープンニ科尔. Q: 石英, P: 長石, Lv: 火山岩片.

泥岩は、バラングニアン期～セノマニアン期にかけて、約4500万年の期間にイザナギプレート上に堆積したことが指摘されている(原・原, 2019)。

玄武岩類は、主に玄武岩溶岩、火山砕屑岩からなる。溶岩は、塊状ないし枕状溶岩である。一般に暗赤色～茶褐色ないし暗緑色を呈する。主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物から構成され、緑泥石や緑れん石などの二次的鉱物を伴う。北隣の北川地域によく分布し、針状ないし短冊状の斜長石と、その間を充填する細粒な単斜輝石からなる間粒状(インターグラニューラー)組織を示す玄武岩、無斑晶質玄武岩(第3.3図c, d)が認められる。また北隣の北川地域では、玄武岩溶岩の粗粒な部分として、暗緑色のドレライトがわずかに認められる(原ほか, 2014)。

火山砕屑岩は、溶岩が破碎され再堆積したもので、玄武岩岩片や斜長石や単斜輝石などからなる砕屑岩である。枕状溶岩が角礫化しつつ、枕状部も残っている角礫岩も認められる(第3.2図f)。溶岩が急冷され、ガラ

ス質な部分を持つ、水冷破碎岩(ハイアロクラスタイト)も認められる。火山砕屑岩には、微晶質な赤鉄鉱が多産し、赤～暗赤色を呈する玄武岩起源の凝灰岩や上述の赤～暗赤色泥岩も含まれる。

本ユニットに対比される手結メラングジュ(平ほか, 1980b)に含まれる枕状溶岩の古地磁気データから、玄武岩の噴出が低緯度で起きたことが指摘されている(平ほか, 1980b; Kodama *et al.*, 1983)。

見かけの層序 一般に付加コンプレックス内部の岩相境界は、整合や不整合などの堆積関係による境界だけではなく、付加時に受けた断層運動などの構造関係による境界も含まれる。そこで、岩相の積み重なりによる見かけの層序を、第3.4図に示す。

谷山ユニットは、断層を介して下部・上部に区分される。下部は、破断した砂岩泥岩互層と砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、多色泥岩やチャートを伴う。上部はチャートや玄武岩類を伴う混在岩と砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。



下部は安芸市古井や島周辺の伊尾木川河床や加勝林道沿い（第3.1図a）に露出する。主に層厚4,500 m程度の破断した砂岩泥岩互層からなり、最大層厚100～600 mの砂岩が頻繁に伴われる。砂岩及び砂岩泥岩互層は東方に向かい尖滅し、層厚の変化が著しい。層厚50 m以下の多色泥岩やチャートが、安芸市古井の伊尾木川河床から加勝林道沿いや、加勝林道から横荒川河床に認められる。

上部は安芸市別役～影野周辺の伊尾木川沿いに露出する（第3.1図b）。混在岩と砂岩及び砂岩泥岩互層が、繰り返し露出する。混在岩は、層厚150 m以下のチャート及び玄武岩類の岩体を伴う。混在岩の最大層厚は約900 m程度であり、その分布はレンズ状の形態をなす。砂岩及び砂岩泥岩互層の層厚は、約250～800 mと側方変化が激しい。また砂岩及び砂岩泥岩互層には、破断した砂岩泥岩互層を伴う。

**ユニット境界** 谷山ユニットは深瀬断層を介して、日和佐ユニットに衝上する（Ohmori *et al.*, 1997; Hara *et al.*, 2017）。また北隣の北川地域において、オソ谷ユニットが谷山ユニットに衝上する。なおオソ谷ユニットと谷山ユニットの境界は、Yanai（1984）による古屋川衝上断層に相当する。

**地質構造** 深瀬断層は、四国東部全域で、ほぼ東北東～西南西ないしほぼ東西の走向を示すが、本地域でのみ北東～南西走向となる（第2.1図）。この深瀬断層の走向の向きが変化することにより、本地域北東部において谷山ユニットが南に張り出すように分布する。谷山ユニットの地層は、概ね東北東走向で、北に中～高角度で傾斜する。一方、加勝林道や神山林道の深瀬断層が通る周辺では、走向はやや北に振れ北東を示す。

**地質年代** 本ユニットの堆積年代は、泥岩から産出する放散虫化石により、北東隣の桜谷地域ではコニアシアン期～サントニアン期とされた（君波ほか, 1998）。北隣の北川地域では、泥岩よりチューロニアン期の放散虫化石が報告されている（原ほか, 2012）。Hara *et al.*（2017）は、砂岩の後背地変化と沈み込む海洋プレートの変遷より、谷山ユニットの地質年代の下限はコニアシアン期と考えた。一方、本ユニットの碎屑性ジルコンの最若粒子集団の加重平均U-Pb年代（本報告のYC）は、カンパニアン期前半を示す（Hara *et al.*, 2017）。そこでこれらの年代が重複するコニアシアン期～カンパニアン期前半を、本ユニットの碎屑岩の堆積年代とした。

谷山ユニットは、バラングニアン期～セノマニアン期のチャート、バレミアン期～セノマニアン期の多色泥岩、コニアシアン期～カンパニアン期前半の碎屑岩からなる。

**対比** 混在岩ないし破断した砂岩泥岩互層を主体とし、コニアシアン期～カンパニアン期前半の付加コンプレックスとして、公文（1981）の赤松累層上部層と谷山

累層、君波ほか（1998）や石田（1998）の谷山累層に対比される（第2.4図）。また平ほか（1980a）による四国東部の四万十帯付加コンプレックスの層序区分では、高知県芸西村の海岸線に分布する手結メラレンジュや、高知県香美市月見山付近に分布する月見山メラレンジュに対比される。また20万分の1地質図幅「高知」（原ほか, 2018）の横波-手結ユニットに対比される。

### 3.3 日和佐ユニット（Hws, Hwi, Hwd, Hwt）

**命名・定義** 中川（1976）により日和佐砂岩勝互層と命名され、公文（1976）及び中川ほか（1977）により日和佐層と改称された。その後、公文（1981）及び君波ほか（1998）により日和佐層が日和佐累層に変更された。原ほか（2014）は、北隣の北川地域で、君波ほか（1998）による日和佐累層を日和佐ユニットに改称した。本報告では、原ほか（2014）に従い日和佐ユニットを用いる。日和佐ユニットは、主に整然相を示す砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、まれに破断した砂岩泥岩互層や珪長質凝灰岩を含むユニットとして定義される。

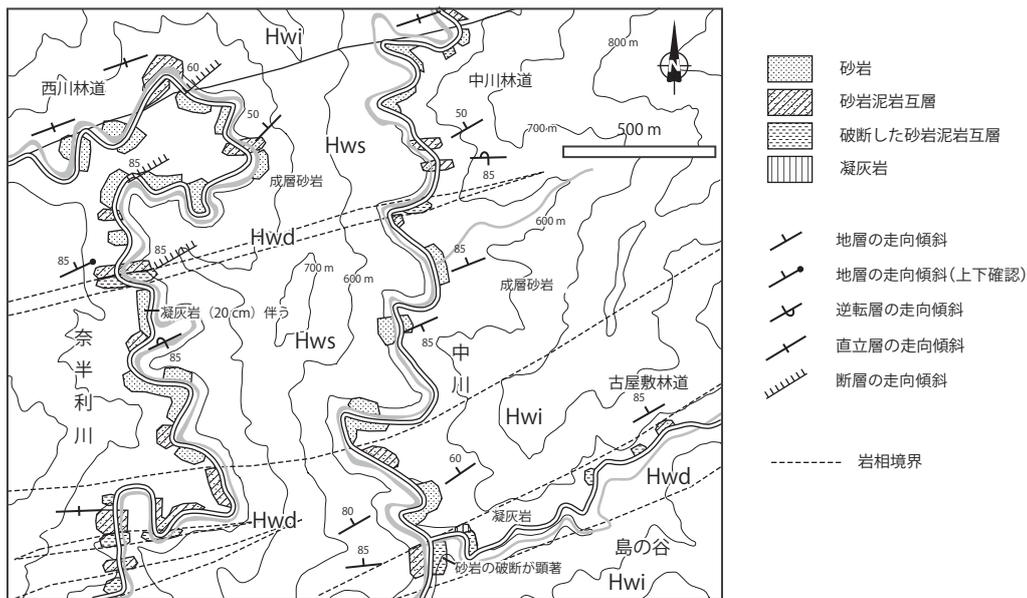
**分布・模式地** 中川、西川、東川、小石川谷、安田川上流、野根川上流、また野根川支流の東谷川、阿瀬川谷、池ヶ谷に分布する。本地域における模式地を奈半利川（西川）及び中川沿いとし、そのルートマップを第3.5図に示す。

**岩相** 主に砂岩及び砂岩泥岩互層（Hws）と砂岩泥岩互層及び砂岩（Hwi）からなり、破断した砂岩泥岩互層（Hwd）及び珪長質凝灰岩（Hwt）を伴う。

**砂岩**は、灰色～暗灰色を呈する塊状ないし成層砂岩である（第3.6図a, b）。一般に細粒～中粒ないし粗粒で、比較的淘汰の悪い石質砂岩からなる。石質砂岩は、石英・珪長質火山岩片を多く含む、長石や深成岩片なども含む（第3.7図a）。成層砂岩は、単層の厚さが数10 cm～数mで中～厚層理を示し、数cm以下の泥岩が挟在する。中層理の場合、泥岩を伴い砂岩泥岩互層に漸移することが多い。また単層の厚さが数mを示す厚層理の場合、成層砂岩と塊状砂岩は漸移関係にあることが多い。

**泥岩**は、微細な粘土鉱物に富み、石英・長石・炭質物などの不透明鉱物などを含む。暗灰色～黒色を呈する。しばしばシルト質で、葉理の発達が認められることもある。

**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り（第3.6図c）、まれに泥岩優勢な砂岩泥岩互層（第3.6図d）を伴う。砂岩優勢な砂岩泥岩互層は、層厚数10 cm～1 mの砂岩に対し、数cm～数10 cmの泥岩を挟む。層厚が数10 cmの中層理砂岩へと漸移することがある。砂岩と泥岩の量比は、9対1～7対3程度である。砂岩泥岩等量互層は、5～20 cmの層厚を持ち、砂岩と泥岩の量比は、6対4～4対6程度で



第3.5図 日和佐ユニットのルートマップ  
 奈半利川上流及び中川下流周辺。岩相の凡例記号は地質図を参照。

ある。泥岩優勢な砂岩泥岩互層は、砂岩泥岩等量互層の泥岩が優勢な部分で認められる。一般に、砂岩と泥岩は10 cm以下の層厚で、その量比は3対7～2対8程度である。これらの砂岩泥岩互層には、露頭規模で褶曲構造が観察される(第3.6図e, f)。また級化層理が発達し、地層の上位方向を容易に確認できる。

破断した砂岩泥岩互層は、変形を受け破断相を示す砂岩泥岩互層である。主に泥岩優勢な砂岩泥岩互層、まれに砂岩泥岩等量互層が、破断した砂岩泥岩互層となる。本ユニットの破断した砂岩泥岩互層では、砂岩層は一般に変形は弱く、膨縮構造やブーディング構造を示し、レンズ状の形態を示すことはまれである。破断した砂岩泥岩互層には珪長質凝灰岩を伴うことがある(第3.6図g)。珪長質凝灰岩層も破断し、地層の膨縮構造が見られる。破断した砂岩泥岩互層は、西川や中川及び東川などに分布する。

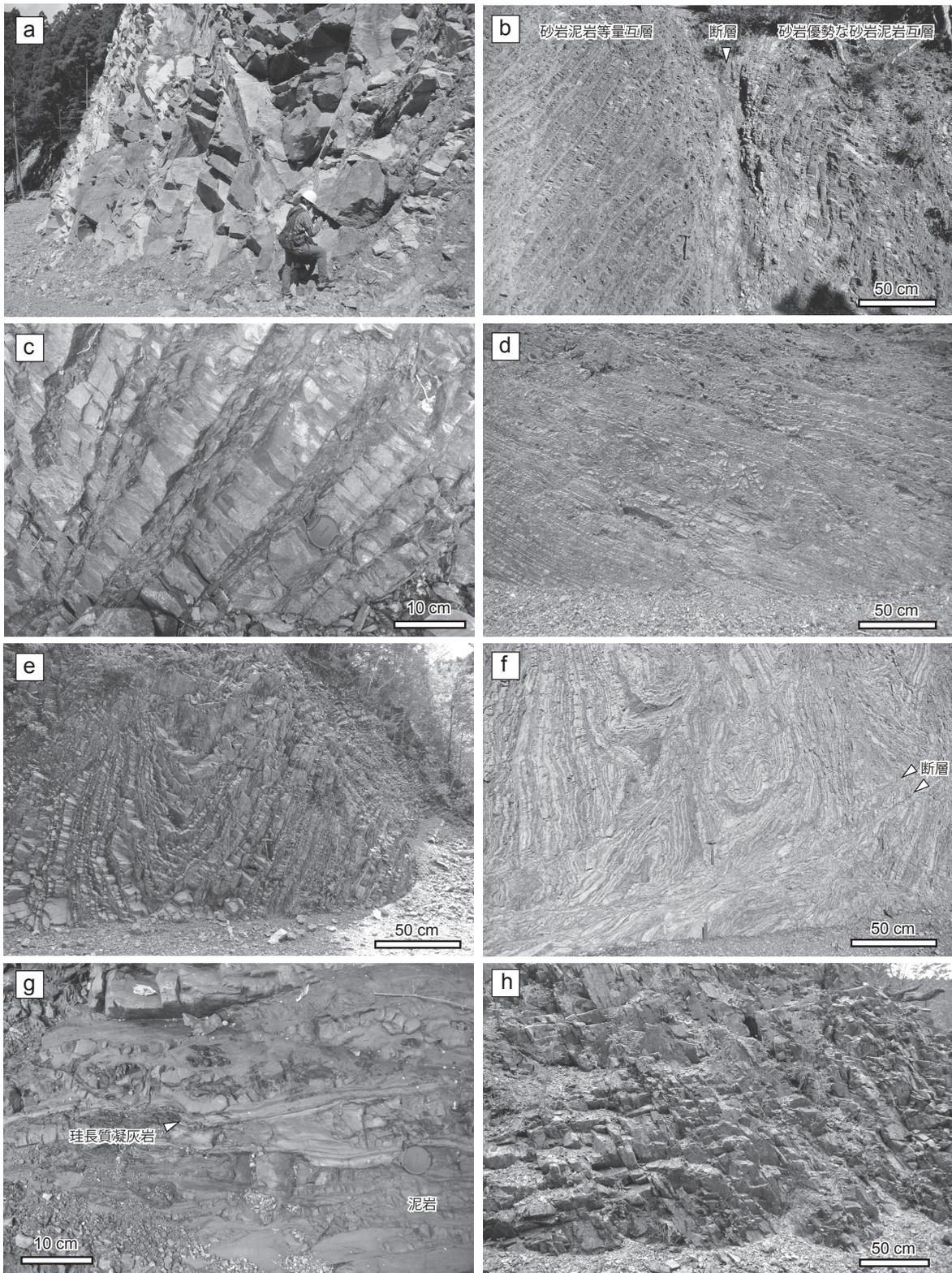
珪長質凝灰岩は、本地域西部で比較的良好に分布し、安田川上流や二の谷の林道沿いにおいて、単層の層厚が10～20 cm程度からなる成層凝灰岩として認められる(第3.6図h)。全体の層厚は数mないし10 m程度である。地質図には、全層厚10 m程度で側方に連続性の良い凝灰岩のみを示した。一般に、細粒であり、淡緑色ないし淡灰色なガラス質凝灰岩(第3.7図b)ないしガラス質結晶凝灰岩(第3.7図c, d)で、また凝灰質泥岩も認められる。粗粒な凝灰岩では、平行葉理が認められることがある。一般に基質と火山岩片に富み、融食形ないし自形の石英や長石の斑晶、変質し粘土鉱物化した火山ガラス片を伴う(第3.7図e)。また、ジルコンや角

閃石などの重鉱物も含まれる。保存状態の良い気泡を伴う軽石は見られない。基質のほとんどは隠微晶質であり、粘土鉱物などの変質鉱物を伴う。またガラス片や火山岩片などは、変質し緑泥石となることもある(第3.6図f)。

Shibata *et al.* (2008) は、徳島県牟岐町の海岸に分布する日和佐ユニットの珪長質凝灰岩より、ジルコン U-Pb 年代として  $73.5 \pm 0.63$  Ma の最若ピーク年代を得て、この年代が堆積年代に相当すると解釈した。またこの珪長質凝灰岩には、碎屑性の異質結晶として、前期白亜紀やジュラ紀・三畳紀、また古原生代を示すジルコンも含まれる。

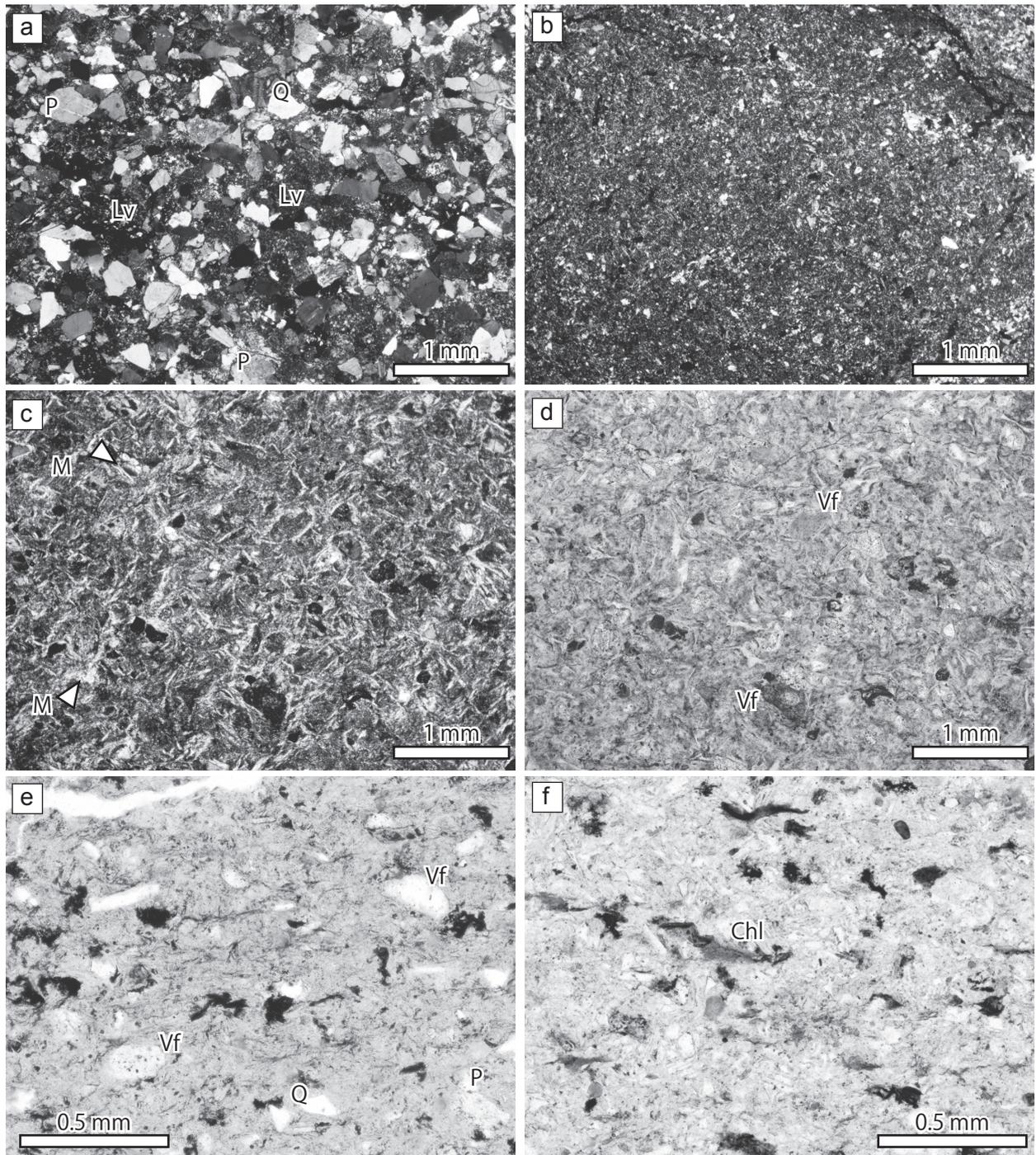
見かけの層序 日和佐ユニットは、砂岩及び砂岩泥岩互層と、わずかに含まれる破断した砂岩泥岩互層及び珪長質凝灰岩によって岩相区分された。日和佐ユニットの見かけの層序を第3.8図に示す。なお砂岩と砂岩泥岩互層は、数10 m～数100 mの層厚で繰り返し露出し、それぞれの量比に応じて砂岩及び砂岩泥岩互層と砂岩泥岩互層及び砂岩に区分された。砂岩及び砂岩泥岩互層は、主に塊状～成層砂岩からなり、砂岩優勢ないし等量の砂岩泥岩互層を伴う。砂岩泥岩互層及び砂岩は、砂岩泥岩等量互層及び成層砂岩からなり、泥岩優勢ないし砂岩優勢な砂岩泥岩互層を伴う。

砂岩及び砂岩泥岩互層と砂岩泥岩互層及び砂岩は、一般に500～1,500 mの厚さをもって、繰り返し露出する(第3.8図)。砂岩及び砂岩泥岩互層と砂岩泥岩互層及び砂岩の走向方向への連続性は良い。この他に、日和佐ユニットには、破断した砂岩泥岩互層及び珪長質凝灰岩が含まれる。破断した砂岩泥岩互層は、主に砂岩泥岩互



第3.6図 日和佐ユニットの岩相

(a) 塊状砂岩～厚層理な成層砂岩. 小石川谷. (b) 砂岩優勢な砂岩泥岩互層及び砂岩泥岩等量互層. 北亀林道. (c) 砂岩優勢な砂岩泥岩互層. 小石川谷南方の林道. (d) 泥岩優勢な砂岩泥岩互層. 二の谷林道. (e) 砂岩泥岩互層に発達する非対称な正立褶曲. 雁巻谷林道. (f) 砂岩泥岩互層に発達する非対称な傾斜褶曲と断層. 北亀林道. (g) 破断した砂岩泥岩互層及び珪長質凝灰岩. 雁巻谷 (h) 珪長質凝灰岩. 二の谷林道.



第3.7図 日和佐ユニット構成岩相の顕微鏡写真

(a) 砂岩, 西川林道, クロスニコル. (b) 細粒なガラス質凝灰岩, 二の谷林道, クロスニコル. (c, d) ガラス質結晶凝灰岩, 粘土鉱物が格子状に発達する, 東谷川. c: クロスニコル, d: オープンニコル. (e) ガラス質結晶凝灰岩, 火山岩片を含む, 雁巻谷林道, オープンニコル. (f) ガラス質結晶凝灰岩, 火山ガラス片や火山岩片などが, 緑泥石化を被る, 二の谷林道, オープンニコル.

Q: 石英, P: 長石, Lv: 砂岩中の火山岩片, M: 粘土鉱物, Vf: 凝灰岩中の火山岩片, Chl: 緑泥石.



層に伴って露出する(第3.8図)。西川及び中川沿いや、海陽町久尾の野根川周辺でまとまった分布を示す。また海陽町海津の南、本地域東隣の相川沿いでは、破断した砂岩泥岩互層が、砂岩と繰り返し2層準に分布する。この破断した砂岩泥岩互層は、変形の程度がやや強く、砂岩がレンズ状の岩塊をなすこともある。そのため原・原(2019)では、この破断した砂岩泥岩互層を牟岐ユニットに含めた。しかし牟岐ユニットの砂岩岩塊のみを含む混在岩ほど変形は強くない。本報告では、この破断した砂岩泥岩互層を君波ほか(1998)に従い、日和佐ユニットに帰属させた。珪長質凝灰岩は、神山林道、二ノ谷林道、和田山林道などで、層厚数10m以下で砂岩泥岩互層及び砂岩中に露出する。これら破断した砂岩泥岩互層と珪長質凝灰岩は、走向方向へ尖減する分布を示す。また馬路村中ノ川や栃谷川と安田川出合い付近では、後述の混在相を示す牟岐ユニット中に、日和佐ユニットに特徴的な整然相を示す砂岩ないし砂岩泥岩互層が層厚100m以下で分布する。本報告では、これらを牟岐ユニット中に、断層関係により挟在される日和佐ユニットとして扱った。

**ユニット境界** 日和佐ユニットの上限は、深瀬断層によって谷山ユニットが日和佐ユニットに衝上する。下限は、断層を介して日和佐ユニットが牟岐ユニットに衝上する。日和佐ユニットと牟岐ユニットは、相川やその南、阿瀬川谷から小川川上流、また魚梁瀬付近などで、断層を介して両ユニットが繰り返し分布する特徴を示す。特に阿瀬川谷から小川川上流、また魚梁瀬付近では、北東-南西走向の右横ずれ変位を示す断層によって、両ユニットが切られる。その見かけの右横ずれの変位量は、約3,000~3,500mである。

**地質構造** 日和佐ユニットの地層は、概ね東北東~北東の走向で、北に高角度で傾斜する。また深瀬断層や小石川谷周辺の北東-南西走向の断層付近では、地層の走向が断層の走向に沿って北東-南西となる。全体的に、地層は北傾斜が卓越し、一部南傾斜も認められる。地層の上位方向は、概ね北方向である。露頭規模では、砂岩泥岩互層で、褶曲構造が良く観察される。翼間隔の閉じた波長数mの褶曲が多く、褶曲軸面が垂直な正立褶曲(第3.6図e)や、褶曲軸面が70~80°と高角度に傾斜した傾斜褶曲が頻繁に認められる(第3.6図f)。これらの褶曲では、褶曲軸面に対して、両翼の長さが異なり、また地層の層厚も変化する非対称褶曲が多く認められる。5万分の1地質図幅の規模で図示できる褶曲構造は確認されていない。そのため本ユニットは、露頭規模の褶曲により傾斜方向は変化するが、大局的には北上位の同斜構造を示すと考えられる。

**地質年代** 君波ほか(1998)は、日和佐ユニットを、H1~H5までの部層に区分した。このうち、H4とH5部層の泥岩よりカンパニアン期後半の放散虫化石を報告

した。また化石の産出報告のないH1~H3部層が日和佐ユニットの構造的上位を占め、古い年代を示す可能性があることを考慮し、日和佐ユニットの年代をカンパニアン期とした。一方、H4部層とH5部層は、日和佐ユニットを特徴づける砂岩や砂岩泥岩互層を主体とするが、少量のチャートが含まれている。そのため、これら部層の一部は、牟岐ユニットに対比される可能性もある。

Shibata *et al.* (2008) は、徳島県牟岐町の海岸に分布する日和佐ユニットの珪長質凝灰岩及び砂岩よりジルコンU-Pb年代を求めた。その結果、珪長質凝灰岩の最若粒子集団年代(YC, 第2.5図参照)の加重平均として $73.5 \pm 0.63$  Ma(試料HY2)を、碎屑性ジルコンの最も若い単一粒子年代(YSG, 第2.5図参照)として $69.6 \pm 3.5$  Ma(試料HY1)と $67.8 \pm 2.3$  Ma(試料MPU3)を得た。Shibata *et al.* (2008) は、測定誤差を考慮して、これらの年代が重複する74.1 Ma~65.5 Maを日和佐ユニットの堆積年代の範囲とした。なおこの年代は、カンパニアン期後半~マーストリヒチアン期であり、放散虫化石年代より若い年代を含む。

Shibata *et al.* (2008) は、碎屑性ジルコンU-Pb年代の評価においてYSGを採用した。一方、Hara *et al.* (2017) は、後背地における島弧の火成活動が活発な時期に堆積した日和佐ユニットの場合、最若粒子集団の加重平均値(YC)が最若ピーク年代と一致し、さらに泥岩の放散虫化石年代から推定された堆積年代に近似できるとした。本報告により、Shibata *et al.* (2008) のデータを基に、碎屑性ジルコンの最若粒子集団年代の加重平均値(YC)を計算すると、 $73.8 \pm 1.8$  Ma(試料HY1, n=10)と $68.4 \pm 1.8$  Ma(試料MPU3, n=2)が得られた。Hara *et al.* (2017) が日和佐ユニットの砂岩から得た最若粒子集団年代の加重平均値(YC)は、 $73.4 \pm 2.1$  Maである。最若ピーク年代の加重平均値(YC)を用いて、すでに報告されているジルコンU-Pb年代を比較すると、Shibata *et al.* (2008) による凝灰岩U-Pb年代と試料HY1の碎屑性ジルコンの最若粒子集団年代(YC)、さらにHara *et al.* (2017) による碎屑性ジルコンの最若粒子集団年代(YC)は、いずれも73.8~73.4 Maの範囲で一致するといえる。さらにこの年代値は、カンパニアン期後半であり、君波ほか(1998)により報告された放散虫化石年代とも一致する。なおShibata *et al.* (2008) の試料MPU3は、最若粒子を構成するジルコンは2粒子のみであるため、最若粒子集団としての評価が難しい。そこで、堆積年代としての解釈から除いた方が良いと考える。以上より、日和佐ユニットの碎屑岩の堆積年代は、カンパニアン期後半とする。

**対比** 整然相を示す砂岩や砂岩泥岩互層を主体とし、カンパニアン期後半の地質年代を示すユニットとして、公文(1981)及び君波ほか(1998)の日和佐累層、石田(1998)の轟層などに対比される(第2.4図)。日本地

質学会編 (2016) で示された中川層のうち、北部に分布する砂岩泥岩等量互層を主体とする部分も本ユニットに対比される。20 万分の 1 地質図幅「高知」(原ほか, 2018) の日和佐ユニットに対比される。君波ほか (1998) は、北東隣桜谷地域及び東隣甲浦地域において、日和佐累層を構造的上位から H1 ~ H5 までの部層に区分した。特に H2, H4 及び H5 部層には、まれにチャートを挟むことで特徴づけられている。馬路地域では、日和佐ユニット中でチャートが認められないこと、また地層の走向方向への連続性を考慮して、H2 部層のチャートを伴わない部分ないし H3 部層が分布していると考えられる。

### 3. 4 牟岐ユニット (Mgd, Mgx, Mgr, Mgc, Mgb, Mgp)

**命名・定義** 20 万分の 1 地質図「徳島」(徳島県, 1972) において牟岐層と命名されたが、この地質図では、本報告の谷山ユニットの混在岩も牟岐層に含まれている。一方、公文 (1981) 及び君波ほか (1998) は、四万十帯白亜系付加コンプレックスの下部を占める混在岩からなる地質体を、牟岐累層として定義した。Hara *et al.* (2017) は、公文 (1981) 及び君波ほか (1998) による牟岐累層を牟岐ユニットに変更した。さらに、馬路地域の牟岐ユニットは混在岩と千枚岩質泥岩からなり、また安芸構造線が牟岐ユニットの下限をなすとした。Hara and Hara (2019) は、馬路地域の安芸構造線周辺の牟岐ユニットについて、岩相区分と放散虫化石年代及び碎屑性ジルコン U-Pb 年代の検討を行った。そして牟岐ユニットを、非公式単元として Mg1 ~ Mg3 のサブ(亜)ユニットに細分した。Mg1 サブユニットは牟岐ユニットの主部をなし、砂岩、チャート及び玄武岩類などの岩体・岩塊を含む混在岩からなる。Mg2 サブユニットは、主に千枚岩質泥岩からなり、安芸構造線の直上を占める。Mg3 サブユニットは安芸構造線の直下を占め、泥岩及び破断した砂岩泥岩互層からなる白亜系として認定された。本報告では、Hara *et al.* (2017) に従い、安芸構造線の上盤を構成する Mg1 及び Mg2 サブユニットのみを牟岐ユニットとした。そして Hara and Hara (2019) の Mg3 サブユニットに対しては、本報告において新たに釈迦ヶ生ユニットの新称を与える。牟岐ユニットは、混在岩及び千枚岩質泥岩からなるユニットとして定義される。本報告では、主に混在岩からなる牟岐ユニットと、千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニットに分けて記載する。

#### 3. 4. 1 主に混在岩からなる牟岐ユニット (Mgd, Mgx, Mgr, Mgc, Mgb)

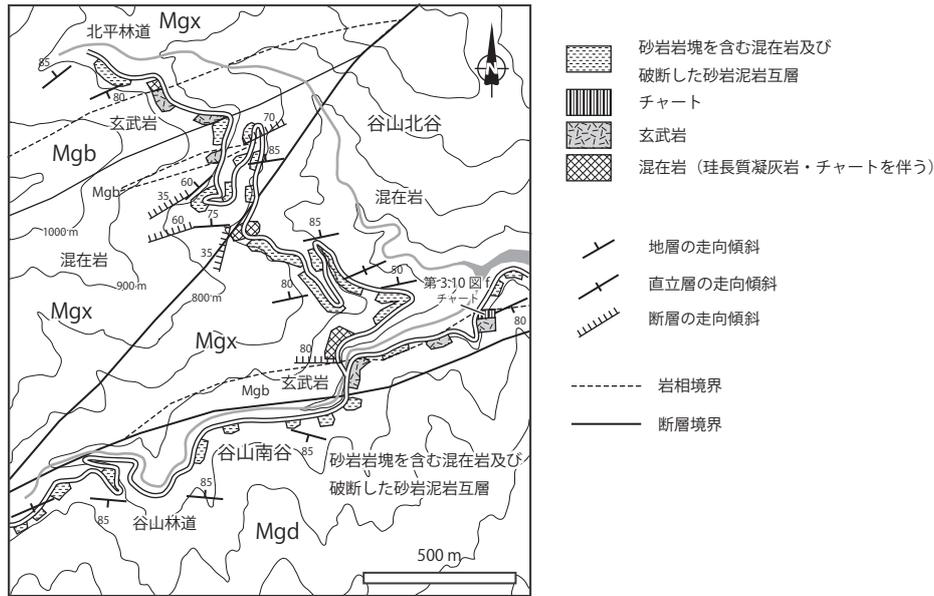
**分布・模式地** 混在岩は、魚梁瀬貯水池、安田川上流域、小川川上流にかけて広く分布する。また海陽町久尾や相川周辺にも分布する。本地域での模式地を谷山北谷及び谷山南谷とし、そのルートマップを第 3. 9 図に示す。

**岩相** 著しく破断した岩塊を含む混在岩と破断した砂岩泥岩互層を特徴とする。混在岩は、これに含まれる岩塊の種類により、砂岩岩塊のみを含む混在岩と、砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類を岩塊として含む混在岩に分けた。またそれぞれ、破断した砂岩泥岩互層を頻繁に伴う。そこで地質図上では、砂岩岩塊のみを含む混在岩及び破断した砂岩泥岩互層 (Mgd) と砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類岩塊を含む混在岩及び破断した砂岩泥岩互層 (Mgx) に岩相区分した。また砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類を岩塊として含む混在岩には、多色泥岩 (Mgr)・チャート (Mgc)・玄武岩類 (Mgb) の岩体が伴われる。

**破断した砂岩泥岩互層**は、変形により破断相を示した砂岩泥岩互層である (第 3. 10 図 a)。主に砂岩泥岩等量互層ないし泥岩優勢な砂岩泥岩互層が破断される。破断の程度として、砂岩層が膨縮しブーディン構造を示す。また砂岩層の破断が進み、砂岩がレンズ状の岩塊となることもある。本報告では、ブーディン構造が顕著な場合について、破断した砂岩泥岩互層を用いた。砂岩岩塊が顕著な場合は、後述の砂岩岩塊のみを含む混在岩とした。破断された砂岩は数 cm ~ 数 10 cm の層厚を示すことが多く、まれに 1 m の層厚を示す。また数 m の層厚を示す砂岩を伴うことがある。砂岩は、細粒~中粒ないし粗粒で、淘汰の悪い石質砂岩を特徴とする。石英・珪長質火山岩片を多く含み、長石や深成岩片などを含む。また石英細脈の発達や砂岩及び泥岩の未固結変形による延性流動がしばしば認められる (第 3. 11 図 a, b)。長石は、曹長石化 (ソーシュライト化) を受け、変質していることがある。砂岩泥岩互層中の泥岩は、黒色~暗灰色を呈し、微細な粘土鉱物に富み、石英・長石・炭質物などの不透明鉱物などを含む。まれに葉理を示すが、鱗片状劈開を伴っていることが多い。

**砂岩岩塊のみを含む混在岩**は、砂岩泥岩互層の砂岩層が著しく破断した混在相を示し、レンズ状岩塊として、泥岩中に含まれる混在岩である (第 3. 10 図 b)。砂岩岩塊のみから構成される混在岩である。混在岩中には、ブーディン構造を示す砂岩層の破断相も認められる。砂岩岩塊は、短径の厚さが数 cm ~ 数 10 cm を示す。剪断変形により、砂岩岩塊が非対称に尾を引く形態を示すことがある。主に砂岩泥岩等量互層ないし泥岩優勢な砂岩泥岩互層が、強い変形を受けている。まれに層厚数 cm の破断した珪長質凝灰岩を伴う。

**砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類岩塊を含む混在岩**は、砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類が破断し混在相を示し、これらの岩塊がレンズ状を呈し泥岩中に含まれる混在岩である (第 3. 10 図 c)。多色泥岩・チャート・玄武岩類の岩体は、この混在岩に伴って分布する。これらの混在岩は、剪断変形を受けて、S-C 面 (ないし P-Y 面) からなる複合面構造が発達することがある。剪



第3.9図 主に混在岩からなる牟岐ユニットのルートマップ  
魚梁瀬貯水池西方の谷山北谷及び谷山南谷周辺。岩相の凡例記号は地質図を参照。

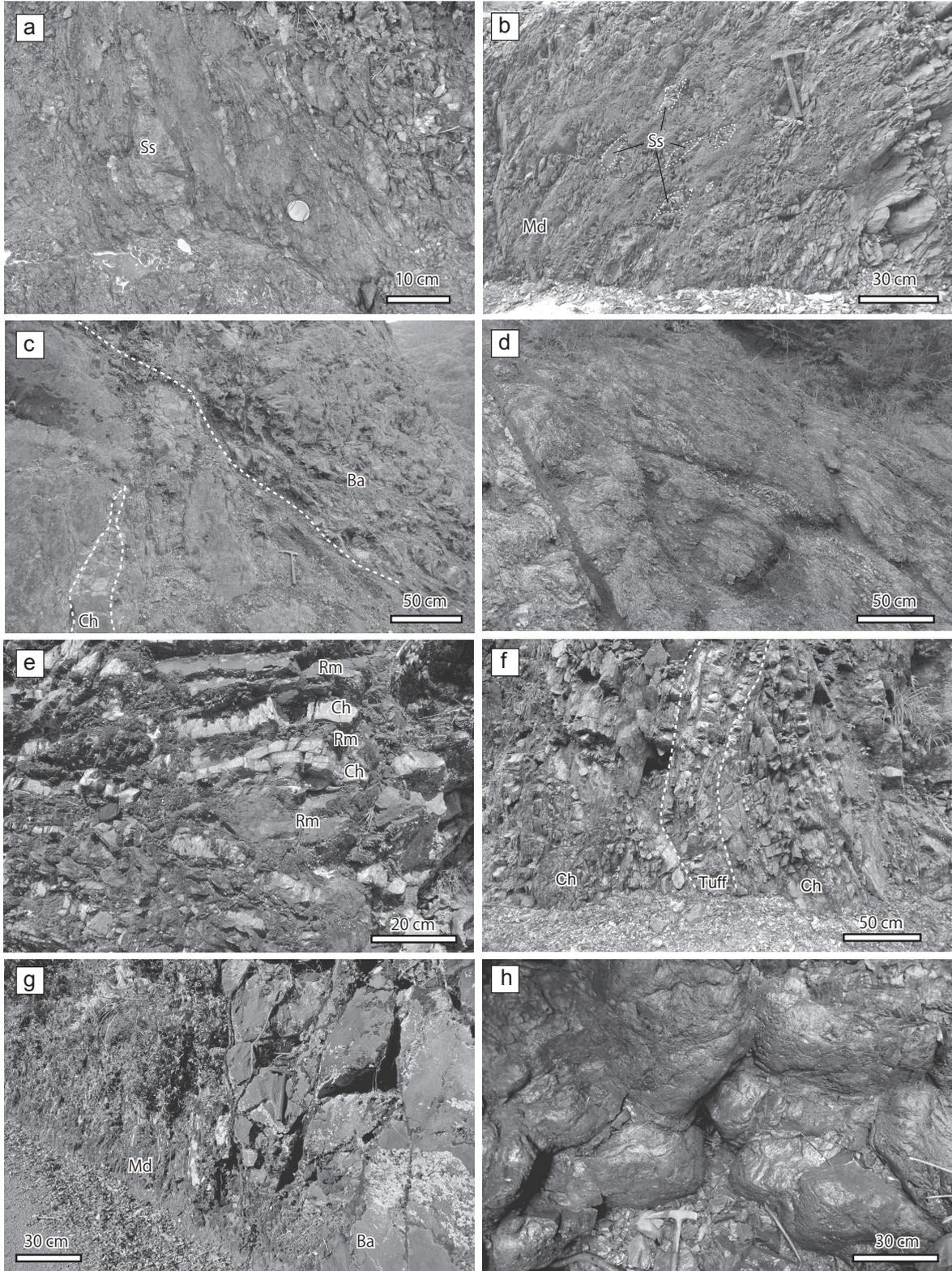
断面は、延性剪断帯ではC面、脆性剪断帯ではY面と呼ばれる。この剪断面に対し、最大30°程度で斜交し、レンズ状岩塊の長軸の方向に平行となる劈開面が、S面ないしY面と呼ばれる。またS面に対し反対方向に低角度で斜交する剪断面が認められることもあり、これはシアerbandないしR1面(リーデル剪断面)と呼ばれる。C面やシアerbandに沿って、幅数10cm以下の破碎帯を伴う断層が発達することがある。泥質基質部では、このような複合面構造に沿って、鱗片状劈開が顕著に発達する。これらの複合面構造や鱗片状劈開の発達、また断層の発達により、混在岩の泥質基質は非常に剥離性が高く崩れやすい(第3.10図d)。鏡下で泥質基質では、粘土鉱物の定向配列及びシルト大の石英や不透明鉱物とともに、鱗片状劈開が黒色不透明な黒い筋からなる圧力溶解劈開として観察される。岩塊は、S面に沿って伸び、短径の厚さが数cm～数10cmを示す。剪断変形により、砂岩岩塊が非対称に尾を引く形態を示すことがある。鏡下では、非対称組織を示す岩片やシルト大の石英で、プレッシャーシャドウが観察されることもある。

多色泥岩は、淡～暗緑色、赤色～赤褐色や淡～暗灰色を呈する珪質泥岩である。様々な色を呈し、色合いも漸移するため、地質図上では多色泥岩と一括して図示した。多色泥岩は、微晶質な石英と粘土鉱物から構成され、シルト大以上の碎屑粒子はほとんど含まない。赤色チャートと互層する珪質泥岩は赤色～赤褐色ないし暗緑色を、凝灰質な珪質泥岩では淡緑色ないし淡～暗灰色を呈することが多い。多色泥岩は、混在岩中に岩片として、またチャートと互層ないし接して露出する。なお玄武岩火山

碎屑岩に伴われる赤～暗赤色泥岩は、主に玄武岩を起源とする凝灰岩であるため、玄武岩類に含めた。

チャートは、主に赤色～赤褐色、暗～淡灰色を呈し、一般に多色泥岩と互層し、層状チャートをなす(第3.10図e)。チャートと多色泥岩の割合はほぼ等量で、それぞれ単層の厚さは、約10cm以下である。またまれに珪長質凝灰岩が挟在する(第3.10図f)。また多色泥岩の挟みがない、塊状チャートも認められる。特に玄武岩類近傍では塊状チャートとなることが多い。鏡下では、隠微晶質～微晶質な石英及び不透明鉱物や石英脈が良く観察され、放散虫化石はほとんど観察されない(第3.11図c)。本ユニットのチャートから、放散虫化石の産出報告は非常にまれである。原・原(2019)は、チャートよりサントニアン期後半～カンパニアン期前半の放散虫化石を報告した。

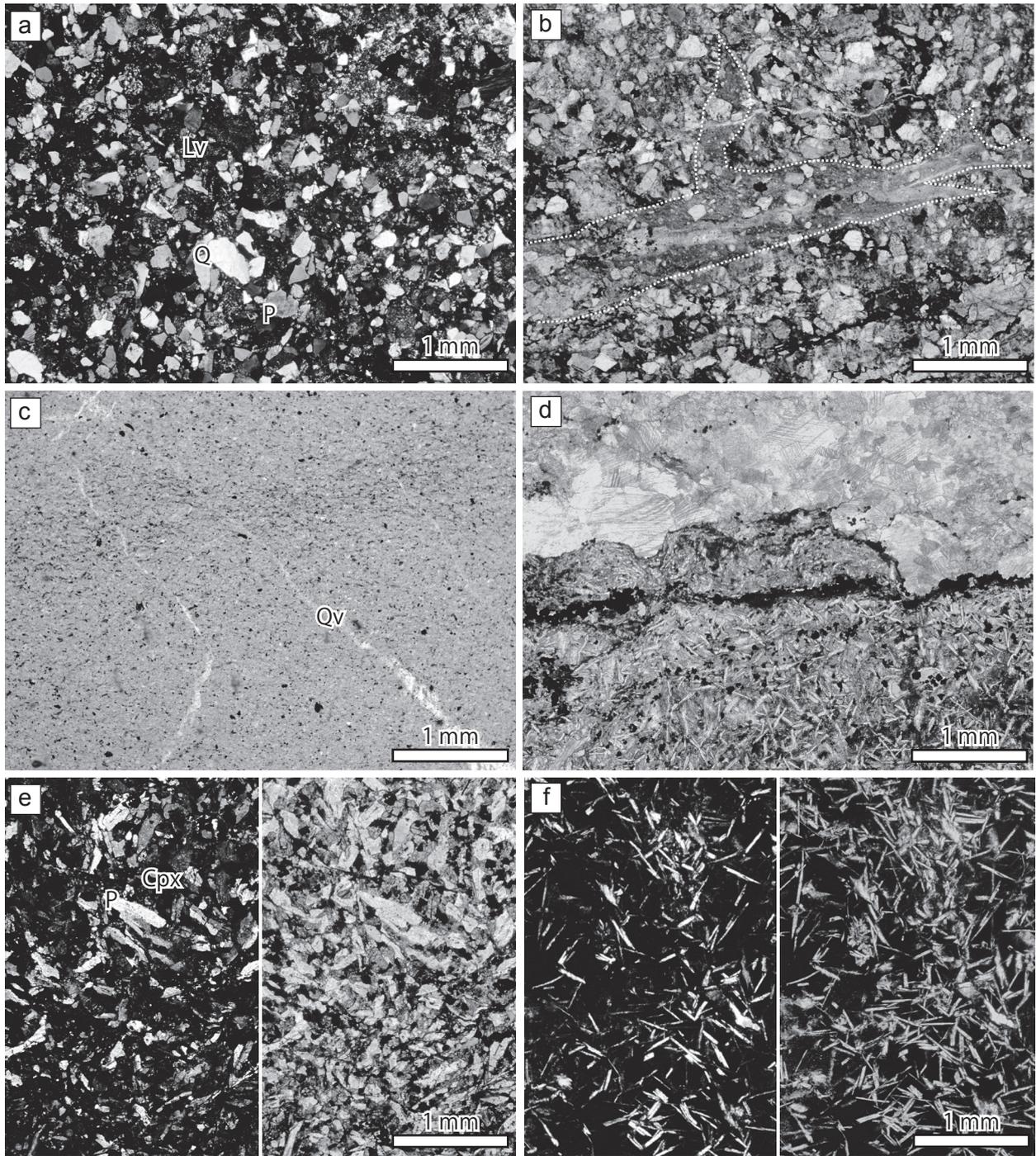
玄武岩類は、暗赤色～茶褐色ないし暗緑色を呈する玄武岩溶岩と火山碎屑岩からなる。溶岩は、塊状ないし枕状を呈する(第3.10図g, h)。また、枕状溶岩には、その間隙を埋める石灰岩(inter-pillow limestone)が認められることがある(第3.11図d)。玄武岩溶岩は、一般に半完晶質で、主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物から構成され、緑泥石や緑れん石などの二次的鉱物を伴う。そして、針状ないし短冊状の斜長石と、その間を充填する細粒な単斜輝石からなる間粒状(インターグラニューラー)組織を示す玄武岩(第3.11図e)、充填する粒子が単斜輝石や二次鉱物及び隠微晶質鉱物からなるインターサータル組織を示す玄武岩、無斑晶質玄武岩(第3.11図f)からなる。火山碎屑岩は、溶岩が破碎され



第3.10図 主に混在岩からなる牟岐ユニットの岩相

(a) 砂岩岩塊のみを含む混在岩. 榎の谷林道. (b) 砂岩岩塊のみを含む混在岩. 破線は砂岩岩塊の境界を示す. 押谷線. (c) チャートを含む混在岩と玄武岩岩体. 破線より上側が玄武岩で, 下側が混在岩からなる. 北亀谷林道. (d) 変形の進んで劈開が形成された混在岩. 北榊谷林道. (e) チャート及び多色頁岩. 裏政林道. (f) チャート及び珪長質凝灰岩. 破線がチャートと珪長質凝灰岩の境界を示す. 谷山林道. (g) 塊状玄武岩溶岩及び泥岩. 写真の右側が塊状玄武岩で, 左側が泥岩からなる. 北亀谷林道. (h) 枕状玄武岩溶岩. 相川の枝沢.

Ss: 砂岩, Md: 泥岩, Rm: 赤色泥岩, Ch: チャート, Ba: 玄武岩.



第 3. 11 図 主に混在岩からなる牟岐ユニット構成岩相の顕微鏡写真  
 (a) 砂岩. 亀谷橋. クロスニコル. (b) 未固結変形を示す石質砂岩. 白い破線内は, 延性流動をした泥質部分を示す. 亀谷橋. オープンニコル. (c) チャート. 東川橋南西. オープンニコル. (d) 枕状溶岩の間隙を埋める石灰岩 (inter-pillow limestone). 写真の下側 (暗色部) が玄武岩で, 上側 (明色部) が再結晶化した石灰岩. 野根川上流. オープンニコル. (e) インターグラニュラー組織を示す玄武岩溶岩. 北亀谷. 左の写真がクロスニコル. 右写真がオープンニコル. (f) 無斑晶質玄武岩溶岩. 東谷川の林道. 左の写真がクロスニコル. 右の写真がオープンニコル.  
 Q: 石英, Qv: 石英脈. P: 長石, Lv: 火山岩片, Cpx: 単斜輝石.

再堆積したもので、玄武岩岩片や斜長石、単斜輝石などからなる砕屑岩である。溶岩が急冷され、ガラス質な部分を持つ、水冷破碎岩（ハイアロクラスタイト）も認められる。火山砕屑岩には、微晶質な赤鉄鉱を多産し、赤～暗赤色を呈する玄武岩起源の凝灰岩も含まれる。

徳島県牟岐町の海岸沿いに分布する牟岐ユニットの一部の玄武岩類は、陸源堆積物である泥岩と互層して産出し、また玄武岩に急冷周縁相が認められること、玄武岩中に黒色泥岩のゼノリスを含むことなどから、現地性の玄武岩として解釈されている（君波ほか、1992）。また玄武岩の化学組成は、中央海嶺玄武岩（君波ほか、1992；中村ほか、2000）や島弧ソレイト（麻木・吉田、1998、1999）の特徴を示すことが指摘されている。この砕屑岩中に含まれる現地性玄武岩の成因として、クラ－太平洋海嶺が海溝付近において活動していた説（君波ほか、1992；Kiminami *et al.*, 1994）、前弧域で海洋プレートの沈み込みによる島弧火成活動が生じていた説（麻木・吉田、1998）が考えられている。

**見かけの層序** 牟岐ユニットの見かけの層序を第3.12図に示す。砂岩岩塊のみを含む混在岩と砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類岩塊を含む混在岩の2つの混在相が、破断した砂岩泥岩互層を伴い、断層関係によって繰り返し露出する。それぞれの層厚はともに、約1,000～3,000 mである。馬路～魚梁瀬では、砂岩岩塊のみを含む混在岩と砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類岩塊を含む混在岩の繰り返し顕著に認められる。砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類岩塊を含む混在岩には、多色泥岩・チャート・玄武岩類の岩体が含まれる。これらの層厚は約100 m以下が多く、大きい岩体では層厚300～500 mを示す。この様な混在岩と岩体は、馬路村馬路～魚梁瀬周辺、海陽町久尾周辺、海陽町船津周辺の3地域に分布する。また久尾では、安芸構造線の直上では、後述の千枚岩質泥岩を伴い、砂岩岩塊のみを含む混在岩が、層厚100～800 mで分布する。海津では、玄武岩類（Mgb）及び玄武岩類の岩塊を伴う混在岩が、向斜を伴い層厚1,000 m以下で分布する。また貧田丸の南の林道沿いでは、多色泥岩及びチャート岩塊を含む混在岩と砂岩岩塊のみを含む混在岩が分布する。これら貧田丸南で認められる混在岩は、海津周辺に分布する混在岩の走向方向延長に相当するが、後述の北北西－南南東走向の胴切断層である東谷川断層によって、走向が東西に振れる。

**ユニット境界** 牟岐ユニットの上位に、断層を介して日和佐ユニットが衝上する。下位には、安芸構造線、犬吠断層、馬路断層を介して、海部ユニットないし東川ユニットに衝上する。また牟岐ユニットと日和佐ユニットは、北東－南西走向の断層により切られ、右横ずれ変位を伴い繰り返し分布する。その見かけの右横ずれの変位量は、約3,000～3,500 mである。

**地質構造** 牟岐ユニット内には、数多くの断層が発達

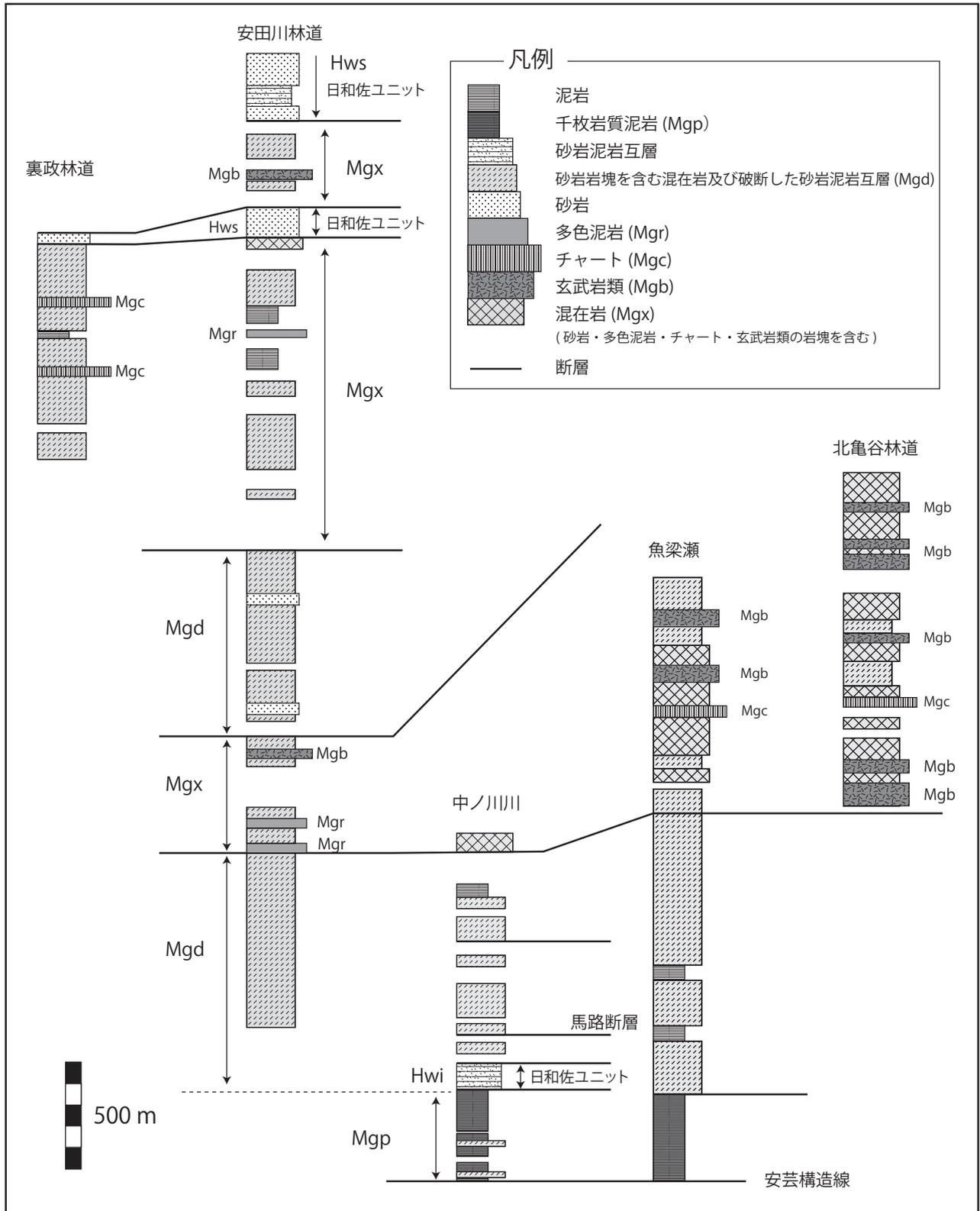
する。本報告では、砂岩岩塊のみを含む混在岩及び破断した砂岩泥岩互層（Mgd）と砂岩・多色泥岩・チャート・玄武岩類を岩塊として含む混在岩及び破断した砂岩泥岩互層（Mgx）の2つの混在相の関係についても断層関係とした。牟岐ユニットの地層及び鱗片状劈開面は、概ね東北東走向を示し、北ないし南に高角度で傾斜する。海陽町皆津や中谷周辺、また馬路村魚梁瀬で、半波長数100 mの地質図規模で向斜及び背斜が認められる。

**地質年代** 泥岩よりカンパニアン期後半～マーストリヒチアン期前半を示す放散虫化石の産出報告がある（Hara *et al.*, 2017；Hara and Hara, 2019）。一方、砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代は、64.1 ± 2.1 Ma の最若粒子集団年代（YC）を持ち、放散虫化石年代より明らかに若い暁新世前半を示す（Hara *et al.*, 2017）。Hara *et al.* (2017) は、牟岐ユニットを構成する海洋プレート層序を想定した場合、泥岩より砂岩の方が若い年代を示す可能性があることから、砂岩から得られた碎屑性ジルコン年代も堆積年代に含めた。また Shibata *et al.* (2008) による徳島県牟岐町に分布する牟岐ユニット中の珪長質凝灰岩 U-Pb 年代は、水落断層の上盤では73～69 Ma、下盤では63～61 Ma と、カンパニアン期最後半～暁新世前半のダニアン期の範囲にある。以上のことから、主に混在岩からなる牟岐ユニットの地質年代を、放散虫化石年代とジルコン年代が重複するカンパニアン期後半～ダニアン期とする。

**対比** 主に混在岩からなり、カンパニアン期後半～ダニアン期の地質年代を示すユニットとして、公文（1981）及び君波ほか（1998）の牟岐累層、石田（1998）の明丸メランジュや伊勢田コンプレックスなどに対比される（第2.4図）。また石田（1998）は、君波ほか（1998）による日和佐累層のうち、チャートが挟まれる H2 部層や H4 部層の一部を、混在相からなる地層として檜ノ瀬層・神野層と定義した。本報告では、日和佐ユニットと牟岐ユニットは、断層により繰り返し分布することを考慮し、これらの混在相を示す地層を牟岐ユニットに対比させた（第2.1図）。日本地質学会編（2016）で示された魚梁瀬メランジュも本ユニットに対比される。牟岐町の海岸沿いに分布する牟岐メランジュ（Matsumaru *et al.*, 2003；Ikesawa *et al.*, 2005；Kitamura *et al.*, 2005）に対比される。20万分の1地質図幅「高知」（原ほか、2018）の牟岐ユニットに対比される。

### 3.4.2 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニット (Mgp)

**分布・模式地** 魚梁瀬ダム周辺、東川川、中ノ川川周辺では、層厚約500 mで分布する。東に向かい分布幅が狭まり竹屋敷林道付近では約200 mとなり、次第に尖滅する。また海陽町久尾西方の林道沿いでは、50 m幅で分布し、東に向かい尖滅する。千枚岩質泥岩が良く観察される東川川沿いを、本報告での模式地とし、そのルー



第 3. 12 図 牟岐ユニットの柱状図 (見かけの層序)

トマップを第 3. 13 図に示す。

**岩相** 主に千枚岩質泥岩からなり、まれに破断した砂岩千枚岩質泥岩互層を伴う (Mgp)。

**千枚岩質泥岩**は、泥岩ないしシルト岩が変成作用を受け、層理面に平行ないしやや斜交して片理面が形成され千枚岩質となっている (第 3. 14 図 a, b)。暗灰色ないし黒色を呈する。灰色の凝灰質ないし珪質な千枚岩質泥岩を伴うことがある。細粒な凝灰岩質の千枚岩質泥岩は、表面が光沢をなすこともある (第 3. 14 図 c)。顕微鏡下では、泥質部で、片理面に沿って粘土鉱物の定向配列がよく観察される (第 3. 15 図 a, b)。千枚岩質泥岩から分離した主にイライトからなる粘土鉱物濃集試料の K-Ar 年代として、 $48.4 \pm 1.1$  Ma (試料 MP02) 及び  $42.9 \pm 0.9$  Ma (試料 MP01) が得られている (Hara *et al.*, 2017)。また千枚岩質泥岩の最大被熱温度は、炭質物のラマン分光計解析により、約 270 ~ 280℃ と見積もられている (Hara *et al.*, 2017)。千枚岩質泥岩中には、ブーディン構造ないしレンズ状の形態を示す破断した砂岩が含まれることがある (第 3. 14 図 d)。

**破断した砂岩千枚岩質泥岩互層**は、泥岩優勢な砂岩千枚岩質泥岩互層が破断した岩相である。砂岩は、千枚岩質泥岩中にブーディン構造ないしレンズ状の形態をなしている。砂岩の層厚は、一般に、数 cm ~ 10 cm ないし 20 cm 程度である。千枚岩質泥岩と砂岩の割合は、9 対 1 ~ 8 対 2 程度である。砂岩は、極細粒 ~ 細粒で、暗灰色 ~ 淡灰色を呈する。牟岐ユニットの砂岩としては細粒な粒子である。淘汰の悪い珪質火山岩片を多く含む石質砂岩を特徴とし、石英及び長石や深成岩片などを含む (第 3. 15 図 c, d)。長石は、しばしば曹長石化 (ソーシユライト化) を受け、変質している。石英脈や方解石脈が発達することがある。また千枚岩質泥岩中の砂岩は、混在岩中の砂岩と同様の砂岩組成及び化学組成の特徴を示す (Hara and Hara, 2019)。

**見かけの層序** 東川川では、千枚岩質泥岩と破断した砂岩千枚岩質泥岩互層が、数 10 m 程度で繰り返す (第 3. 13 図)。層厚約 5 m の砂岩も認められ、この砂岩より碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定が行われた (Hara *et al.*, 2017)。その他の中ノ川川や魚梁瀬ダム周辺、竹屋敷林道、海陽町久尾西方の美濃ヶ谷沿いの林道では、千枚岩質泥岩が優勢である (第 3. 12 図)。これらの地域では、破断した砂岩千枚岩質泥岩互層を伴うことはまれである。

**ユニット境界** 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニットの上限は、中ノ川川及び東川川では断層で絶たれ、その上位の日和佐ユニットの砂岩泥岩互層と接する。魚梁瀬ダム周辺や竹屋敷林道では、主に混在岩からなる牟岐ユニットと接する。また下限は、安芸構造線によって下位の釈迦ヶ生ユニットと接する。そして、白亜系の釈迦ヶ生ユニット、古第三系の東川ユニットの破断した砂岩泥岩互層及び海部ユニットの砂岩に衝上する。

**地質構造** 千枚岩質泥岩ないし破断した砂岩泥岩互層は、概ね東北東走向で北ないし南に高角度で傾斜する。地層の走向は、中ノ川断層や犬吠断層とほぼ平行であり、またこれらの断層と平行な小断層も多く発達する。馬路断層沿いの中ノ川川では、走向はやや北東に振れる。

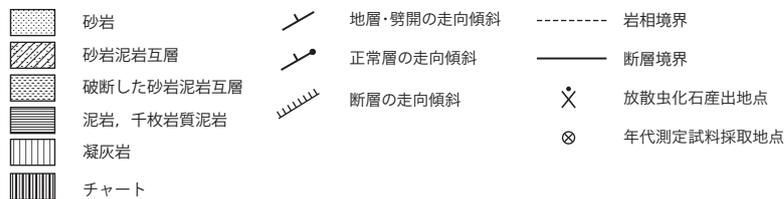
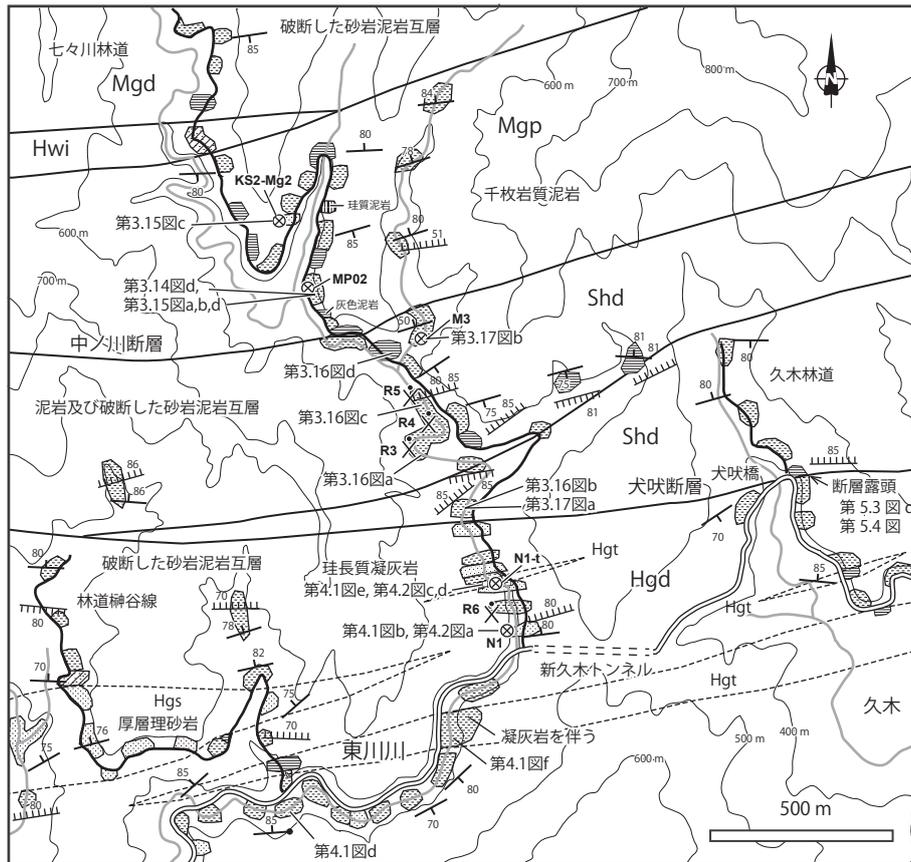
**地質年代** 千枚岩質泥岩から化石年代は得られていない。碎屑性ジルコン U-Pb 年代の最若粒子集団年代 (YC) は、 $65.2 \pm 1.6$  Ma で白亜紀末 ~ 暁新世前半を示す。また千枚岩質泥岩に挟まれる砂岩は、その砂岩組成及び化学組成、碎屑性ジルコン U-Pb 年代の分布パターンの特徴が、混在岩中の砂岩と一致する (Hara *et al.*, 2017)。そこで、混在岩中の砂岩と同様に、千枚岩質泥岩中の砂岩の堆積年代もカンパニアン期後半 ~ 暁新世前半のダニアン期とされた。本報告でも、Hara *et al.* (2017) に従い、主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニットの堆積年代をカンパニアン期後半 ~ ダニアン期とする。

**対比** 須鎗・山崎 (1987) は、東隣甲浦地域の海陽町北河内で、安芸構造線の上盤に黒色千枚岩が分布するとした。この黒色千枚岩は、牟岐ユニットの千枚岩質泥岩に相当する。須鎗・山崎 (1988) は、安芸構造線が魚梁瀬ダムの北に通るとし、この安芸構造線の南側 2 km の範囲で黒色泥岩が千枚岩化しているとした。日本地質学会構造地質部会編 (2012) は、海陽町久尾における安芸構造線を紹介し、その上盤は千枚岩質泥岩からなるとした。日本地質学会編 (2016) では、安芸構造線の位置は本報告とほぼ一致し、魚梁瀬ダムのすぐ南を東西に通る、そして上盤の魚梁瀬メランジュ (本報告の牟岐ユニット) については、一部の泥岩が千枚岩状になっていることが報告された。これらの安芸構造線の上盤において、千枚岩質泥岩として記載されている岩相に対比される。また Hara *et al.* (2017) では、魚梁瀬ダム周辺で、千枚岩質泥岩が安芸構造線の上盤に幅 500 m 程度で分布するとした。そして Hara and Hara (2019) は、牟岐ユニットで千枚岩泥岩によって特徴づけられる Mg2 サブユニットが本ユニットに相当する。

### 3. 5 釈迦ヶ生ユニット (Shd)

**命名・定義** Hara and Hara (2019) は、安芸構造線の下盤に白亜系付加コンプレックスの存在を見出し、これを Mg3 サブユニットとした。本報告では、Mg3 サブユニットを釈迦ヶ生ユニットと新称する。釈迦ヶ生ユニットは、破断した砂岩泥岩互層及び泥岩からなる地質体として定義される。地理的名称は、模式地の高知県北川村釈迦ヶ生に由来する。

**分布・模式地** 魚梁瀬ダム南方の北川村釈迦ヶ生を模式地とし、東川川、中ノ川川周辺で、幅約 500 m で分布する。なお海陽町久尾付近の野根川沿いの安芸構造線の下盤側には露出しない。河床沿いで露頭が良く観察され



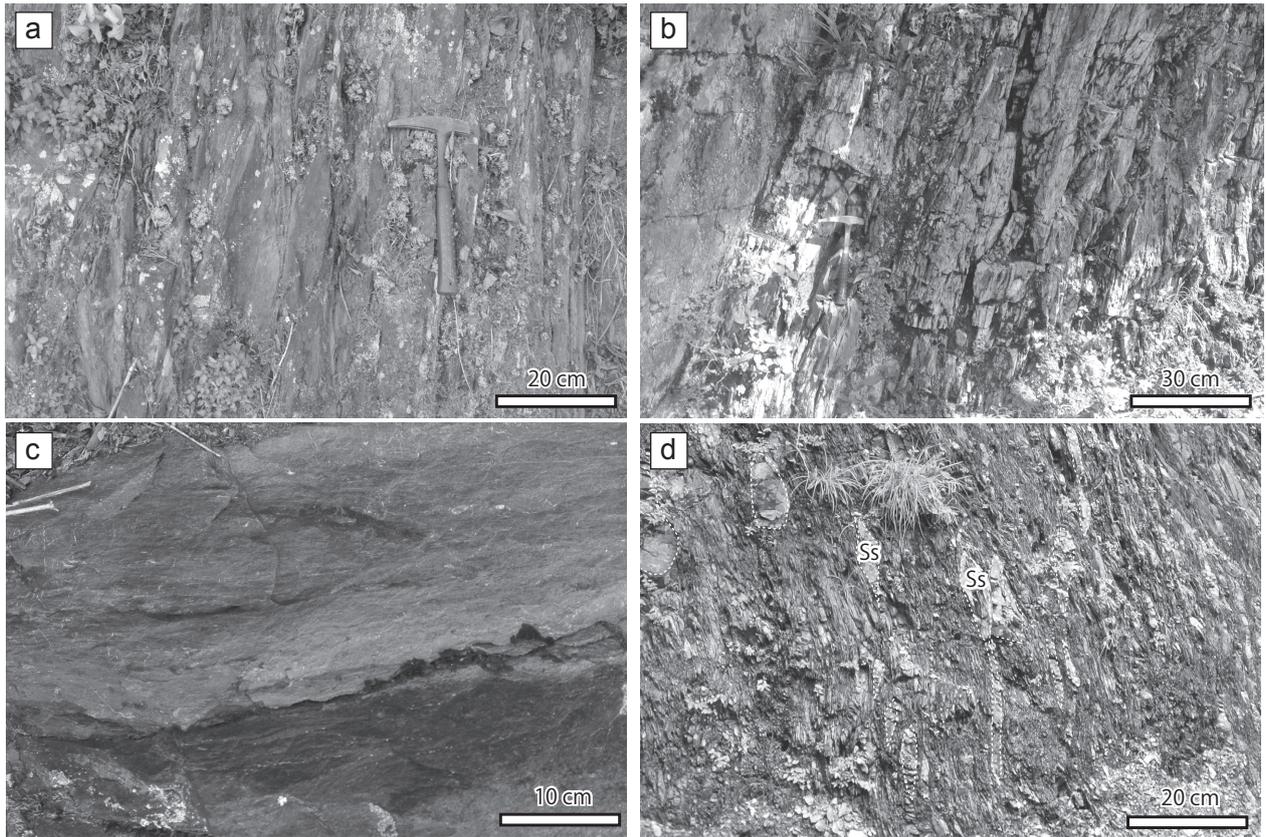
第3. 13 図 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニット，釈迦ヶ生ユニット，東川ユニットのルートマップ  
東川川上流周辺。岩相の凡例記号は地質図を参照。

る東川川沿いのルートマップを第3. 13 図に示す。

岩相 破断した砂岩泥岩互層及び泥岩からなる (Shd)。  
破断した砂岩泥岩互層は、泥岩優勢な砂岩泥岩互層ないし砂岩泥岩等量互層が破断を受けて形成されたものである。泥岩優勢な砂岩泥岩互層では、泥岩と砂岩の割合は約9対1～6対4であり、変化に富む。砂岩の層厚は、数cm～数10cmであることが多いが、数mに達することもある。また整然相を示す砂岩泥岩互層もまれに認められる。一般に、厚さ約数cm～10cmの砂岩層は膨縮が著しく、ブーディング構造を示す(第3. 16 図 a)。河川沿いの露頭では、破断した砂岩泥岩互層に伴い、含礫泥岩が認められる。砂岩礫には、未固結時の変形を示唆する、泥注入や、泥岩中への分断が認められる(第3. 16 図 b)。また延性流動を受けている細粒で、淡緑色ないし灰色を呈する珩長質凝灰岩も認められる(第3. 16 図

c)。これら未固結変形を示す砂岩や珩長質凝灰岩は鏡下でも観察ができ(第3. 17 図 a)、釈迦ヶ生ユニットの特徴となる。しかし、河川沿いの露頭以外、林道沿いの露頭などでは風化や植生により、このような未固結時変形の識別は難しい。本ユニットの砂岩は、暗灰色～淡灰色を呈し、一般に淘汰が悪く、珩長質火山岩片を含む石質砂岩で、長石や深成岩片、雲母などを含む(第3. 17 図 b)。また本ユニットの砂岩は、牟岐ユニットの砂岩と同様の砂岩組成及び化学組成の特徴を示す(Hara and Hara, 2019)。

泥岩は、層厚約数10mの塊状な泥岩(第3. 16 図 d)で、破断した砂岩泥岩互層と繰り返し露出する。泥岩の一部には、砂岩のレンズ状岩塊を含むことがある。泥岩には、鏡下において弱いながら粘土鉱物の定向配列が観察される。



第3. 14 図 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニットの岩相

(a) 千枚岩質泥岩. 魚梁瀬ダム. (b) 千枚岩質泥岩. 中ノ川川. (c) 凝灰岩質な千枚岩質泥岩. 魚梁瀬ダム. (d) 砂岩岩塊を伴う千枚岩質泥岩.  
Ss: 砂岩. 東川川.

**見かけの層序** 釈迦ヶ生ユニットの見かけの柱状図を第3. 18 図に示す. 破断した砂岩泥岩互層は層厚約 20 ~ 180 m, 泥岩は層厚約 20 ~ 50 m で, 交互に繰り返して露出する. 破断した砂岩泥岩互層が泥岩より卓越し, 破断した砂岩泥岩互層と泥岩の割合は, 約 8 対 2 である. 本ユニットは, 概ね東北東走向で北ないし南に高角度な姿勢を示す安芸構造線及び犬吠断層に挟まれて露出する.

**ユニット境界** 本ユニットの上位には, 安芸構造線を介して牟岐ユニットが衝上する. また下位には, 犬吠断層を介して, 東川ユニットに衝上する.

**地質構造** 釈迦ヶ生ユニットの層理及び鱗片状劈開は, 概ね東北東走向で北ないし南に高角度で傾斜する. これらは, 安芸構造線や犬吠断層とほぼ平行である. またこれらの断層と平行な断層も, 本ユニット中に多く発達する. 馬路断層沿いの中ノ川川では, 層理及び鱗片状劈開の走向はやや北東に振れる.

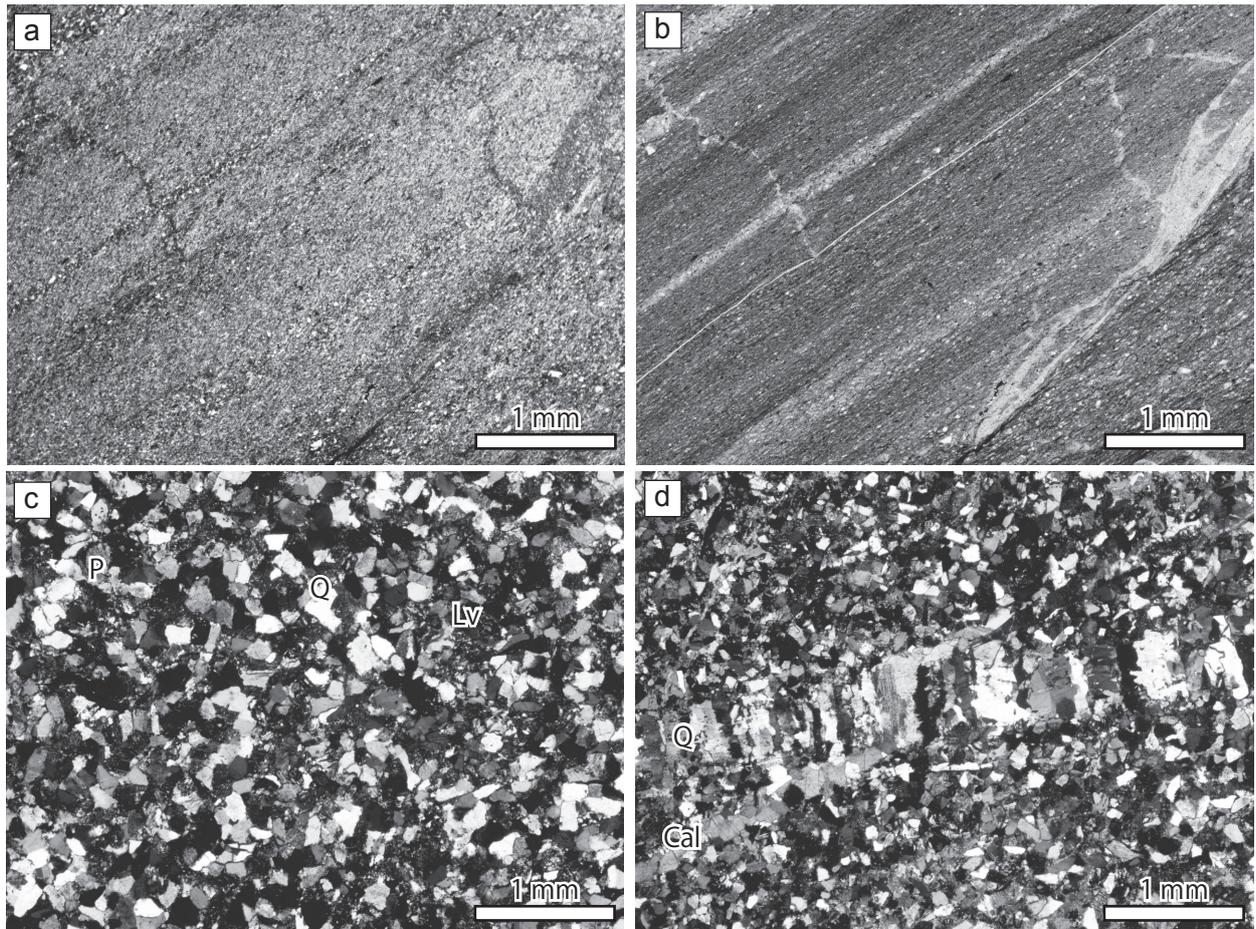
**地質年代** Hara and Hara (2019) は, 本ユニットに相当する彼らの Mg3 サブユニットの泥岩から, サントニアン期~マーストリヒチアン期前半を示す放射虫化石を報告し, 牟岐ユニットよりやや古い群集を含むとした.

一方 Hara and Hara (2019) は, 碎屑性ジルコン U-Pb 年代は,  $67.5 \pm 1.0$  Ma の最若粒子集団年代を持ち, 放射虫化石年代より若いマーストリヒチアン期後半を示し, 本ユニットの砂岩から得られた碎屑性ジルコンの年代分布パターンが, 牟岐ユニットの砂岩と同様の傾向を示すことを明らかにした. そのため, 牟岐ユニットと同様に, 堆積年代はダニアン期まで含む可能性があるとした. 本報告では, Hara and Hara (2019) の見解に従い, 本ユニットの堆積年代を, カンパニアン期後半~ダニアン期とする.

**対比** 安芸構造線の下盤をなし, 泥岩及び破断した砂岩泥岩互層からなる四万十帯白亜系コンプレックスは, 本地域に分布する釈迦ヶ生ユニットのみで, これに対比可能な地質体は他地域には認められない. 従来は, 四万十帯古第三系コンプレックスの奈半利川層 (日本地質学会編, 2016) ないし奈半利川ユニット (Hara *et al.*, 2017) に対比されていた.

### 3. 6 産出化石

前節の各ユニットの記載でも一部述べたが, 本地域の



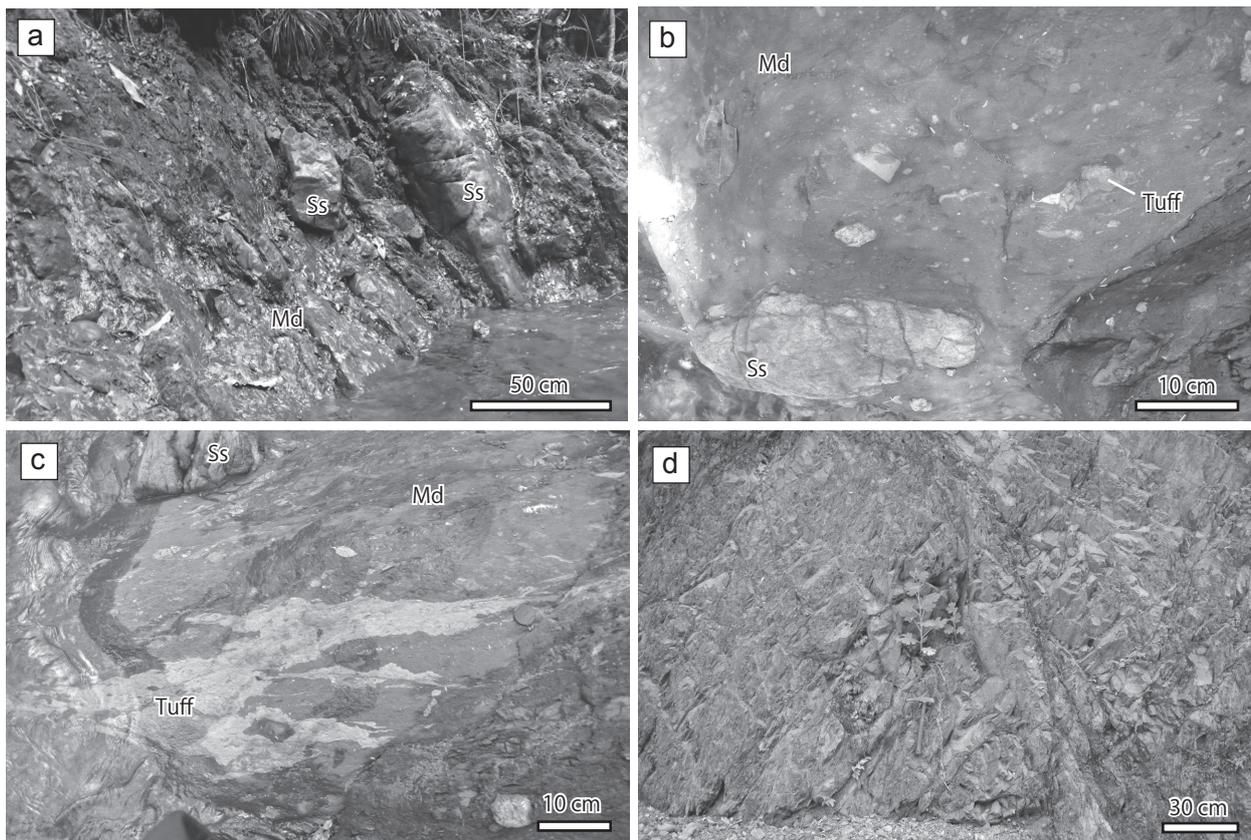
第3. 15 図 主に千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニット構成岩相の顕微鏡写真  
 (a, b) 千枚岩質泥岩. 粘土鉱物の定向配列が認められる. 東川川. a: クロスニコル, b: オープンニコル. (c) 砂岩.  
 東川川. クロスニコル. (d) 砂岩. 石英脈と方解石脈が発達する. 東川川. クロスニコル.  
 Q: 石英, P: 長石, Lv: 火山岩片, Cal: 方解石.

四万十帯白亜系付加コンプレックスからは、チャートや泥岩から、わずかであるが放散虫化石の産出報告がある。また周辺地域からは、放散虫化石及びアンモナイト化石の報告がある。本地域における放散虫化石の産出地点を付図に、代表的な放散虫化石を第3. 19 図に、産出リストを表3. 1 表に示す。なお後期白亜紀の放散虫化石に基づく年代論は、Hollis and Kimura (2001) 及び Hashimoto *et al.* (2015) に従う。

谷山ユニット 伊尾木川流域に分布するチャートより、*Hiscocapsa asseni*, *Thanarla brouweri*, 及び *Thanarla lacrimula* の放散虫化石の報告があり、その年代はパレミアン期末～アプチアン期前半である（試料 UM14-100903；原・原, 2019）。原・原 (2019) は、馬路地域及び周辺地域のチャート及び赤色泥岩より産する放散虫化石年代を取りまとめ、谷山ユニットのチャートは少なくともバラングニアン期～セノマニアン期を、赤色泥岩はパレミアン期～セノマニアン期の年代を示すことを述べている。

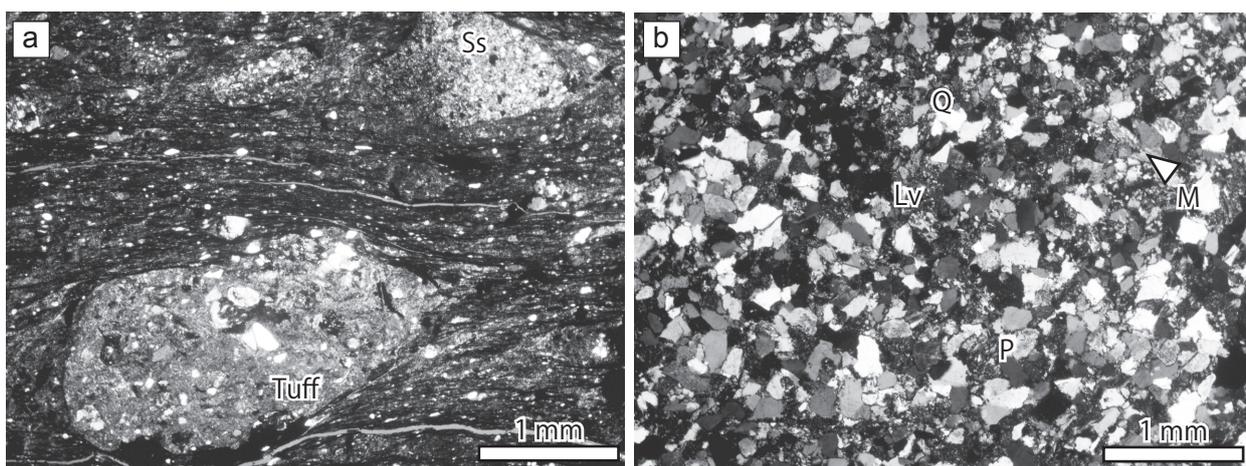
本地域の泥岩からは、産出化石の報告はない。北隣の北川地域では、中川ほか (1980) が、海部川上流の泥岩から、*Artostrobium urna*, *Amphipyndax stocki* などの放散虫化石を報告し、その年代をコニアシアン期～サントニアン期とした。さらに北東隣の桜谷地域の泥岩から、コニアシアン期～サントニアン期の放散虫化石の報告がある（中川ほか, 1980；君波ほか, 1998）。原ほか (2012) では、榎木屋谷沿いの林道より、*Alievium cf. superbium*, *Diacanthocapsa brevithorax*, *Diacanthocapsa euganea*, *Dictyomitra multicostata*, *Hemicryptocapsa prepolyhedra*, *Pseudoaulophacus putahensis* 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) で報告された黒色泥岩中の放散虫化石群集は、中川ほか (1980) 及び君波ほか (1998) の報告よりやや古い放散虫化石を含む。

日和佐ユニット 本地域では、化石産出の報告はない。東隣の甲浦地域の泥岩や珪長質凝灰岩より、*Amphipyndax enesseffi*, *Amphipyndax tylotus*, *Dictyomitra*



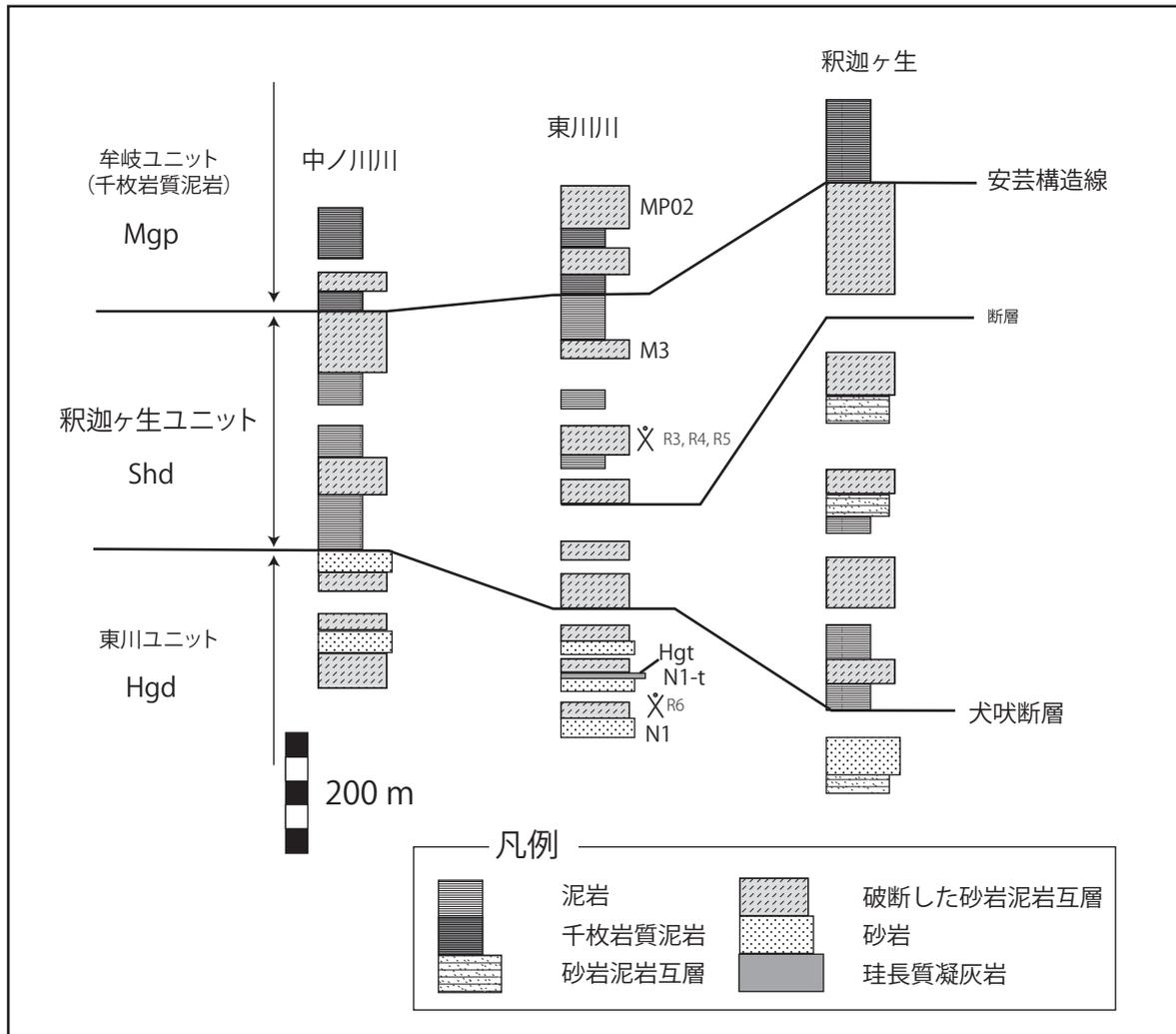
第3. 16図 釈迦ヶ生ユニットの岩相

(a) 破断した砂岩泥岩互層. 東川川. (b) 砂岩礫及び珩長質凝灰岩礫を含む含礫泥岩. 東川川. (c) 延性流動変形を示す珩長質凝灰岩. 東川川. (d) 泥岩. 東川川.  
 Ss : 砂岩, Md : 泥岩, Tuff : 珩長質凝灰岩.



第3. 17図 釈迦ヶ生ユニット構成岩相の顕微鏡写真

(a) 延性流動変形を示す凝灰岩と砂岩の岩片を含む泥岩. 東川川. (b) 砂岩. 東川川の河床.  
 Ss : 砂岩, Tuff : 珩長質凝灰岩, Q : 石英, P : 長石, Lv : 火山岩片, M : 雲母鉍物片.



第3. 18図 釈迦ヶ生ユニットの柱状図（見かけの層序）

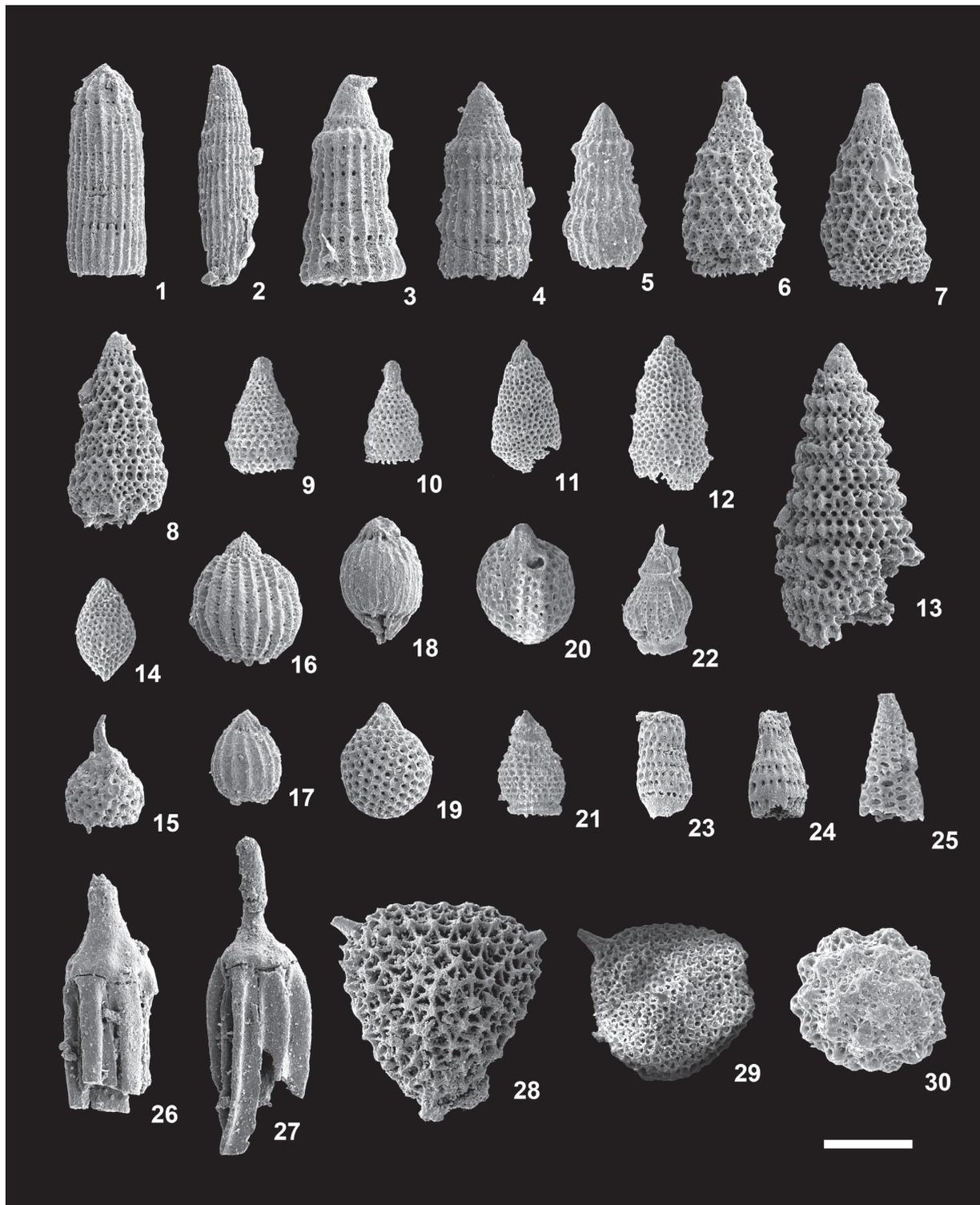
R3～R5は放散虫化石産出層準，N1・N1-t・M3はジルコン年代試料採取層準，MP02はK-Ar年代測定試料採取層準を示す（Hara *et al.*, 2017；Hara and Hara, 2019）。

*koslovae*, *Pseudoaulophacus floresensis*, *Pseudoaulophacus pargueraensis*, *Pseudoaulophacus lenticulatus* などカンパニアン期後半～マーストリヒチアン期を示す放散虫化石の報告がある（君波ほか，1998）。君波ほか（1998）は，*D. koslovae* などマーストリヒチアン期を生存期間として持たない種の産出から，カンパニアン期後半に対比される可能性を指摘した。

**牟岐ユニット** 桑ノ木山西方の裏政谷林道のチャートより，*Artostrobium urna*, *Dictyomitra formosa*, *Dictyomitra koslovae* などのサントニアン期～カンパニアン期を示す放散虫化石の報告がある（試料UM15-82803；原・原，2019）。原・原（2019）は，牟岐ユニットに含まれるチャートは，海嶺を伴う若い海洋プレート上で堆積し，また海嶺がすぐに海溝に達し沈み込んだため，チャートの堆積期間が短くなっていることを指摘した。

魚梁瀬貯水池の小石川橋の南及び野根川上流の林道沿いの泥岩より，*Amphipyndax tylotus*, *Archaeodictyomitra lamellicostata* などのカンパニアン期後半～マーストリヒチアン期前半を示す放散虫化石群集の産出報告がある（試料R1及びR2；Hara *et al.*, 2017；Hara and Hara, 2019）。

本地域以外では，君波ほか（1998）は，東隣の甲浦地域において，泥岩よりカンパニアン期後半の放散虫化石を報告している。山崎ほか（1993）は，西隣の土佐土居地域の猿押林道沿いの泥岩より，カンパニアン期後半～マーストリヒチアン期前半の放散虫化石を報告している。また模式地である牟岐町付近では，須鎗・山崎（1987）が牟岐町中村の凝灰質泥岩より，カンパニアン期前半の放散虫化石を，石田・橋本（1998）が牟岐町の海岸に露出する緑色泥岩より，カンパニアン期後半～マーストリヒチアン期前半の放散虫化石を報告している。



第3. 19 図 四万十帯白亜系付加コンプレックスから産出する白亜紀放射散虫化石

1 : *Archaeodictyomitra lamellicostata* (R5). 2 : *Archaeodictyomitra sliteri* (R5). 3, 4, 5 : *Dictyomitra koslovae* (R5, R2, and R4). 6 : *Amphipyndax pseudoconulus* (R5). 7, 8 : *Amphipyndax tylotus* (R5). 9, 10 : *Amphipyndax stocki* (R3). 11 : *Stichomitra compsa* (R4). 12 : *Stichomitra manifesta* (R4). 13 : *Foremanina schona* (R5). 14 : *Immersothorax cyclops* (R4). 15 : *Rhopalosyringium magnificum* (R5). 16 : *Carpocanopsis costatum* (R5). 17, 18 : *Mylocercion acineton* (R2 and R5). 19 : *Cryptamphorella sphaerica* (R5). 20 : *Cryptamphorella macropora* (R4). 21 : *Artostrobium tina* (R3). 22 : *Artostrobium urna* (R3). 23 : *Theocampe salillum* (R3). 24 : *Theocampe altamonetensis* (R5). 25 : *Cornutella californica* (R3). 26, 27 : *Afens liriodes* (R5). 28 : *Alievium gallowayi* (R5). 29 : *Pseudoaulophacus praeflorens* (R4). 30 : *Praeconocaryomma universon* (R4). スケールは 100  $\mu$  m. Hara and Hara (2019) より転載した。R2 ~ R5 は、試料番号を示す。

第 3. 1 表 馬路地域から産出する白亜紀放散虫化石

文献	*1		*2		*3		
	Tn	Mg	Mg	Mg	Sh	Sh	Sh
ユニット	ch	ch	md	md	md	md	md
各文献での試料番号	*4	*5	R1	R2	R3	R4	R5
放散虫化石							
<i>Afens liriodes</i>							●
<i>Alievium gallowayi</i>							●
<i>Alievium superbum</i>		●			●	●	
<i>Amphipyndax ellipticus</i>							●
<i>Amphipyndax pseudoconulus</i>			●				●
<i>Amphipyndax tylotus</i>				●			●
<i>Amphipyndax cf. tylotus</i>			●				
<i>Amphipyndax stocki</i>			●		●	●	
<i>Archaeodictyomitra lamellicostata</i>			●	●			●
<i>Archaeodictyomitra simplex</i>			●		●		
<i>Archaeodictyomitra sliteri</i>							●
<i>Archaeospongoprunum hueyi</i>						●	
<i>Artostrobium tina</i>						●	
<i>Artostrobium urna</i>		●				●	
<i>Carpocanopsis costatum</i>				●			●
<i>Cornutella californica</i>						●	
<i>Cryptamphorella conara</i>		●					
<i>Cryptamphorella macropora</i>							●
<i>Cryptamphorella sphaerica</i>			●		●	●	●
<i>Dictyomitra formosa</i>		●			●	●	
<i>Dictyomitra densicostata</i>			●				
<i>Dictyomitra koslovae</i>		●		●	●	●	●
<i>Foremanina schona</i>				●			●
<i>Hiscocapsa asseni</i>	●						
<i>Immersothorax cyclops</i>						●	●
<i>Lithomelissa amazon</i>			●				
<i>Myllocerion acineton</i>				●			●
<i>Patellula euessceei</i>						●	
<i>Praeconocaryomma universa</i>		●					●
<i>Pseudoaulophacus prae-florensensis</i>							●
<i>Pseudoaulophacus cf. prae-florensensis</i>		●					
<i>Pseudotheocampe abschnitta</i>			●				
<i>Rhopalosyringium kleinum</i>						●	
<i>Rhopalosyringium magnificum</i>							●
<i>Stichomitra asymbatos</i>			●				
<i>Stichomitra compsa</i>						●	●
<i>Stichomitra manifesta</i>						●	●
<i>Thanarla brouveri</i>	●						
<i>Thanarla lacrimula</i>	●						
<i>Theocampe altamontensis</i>							●
<i>Theocampe salillum</i>							●

Tn: 谷山ユニット. Mg: 牟岐ユニット. Sh: 釈迦ヶ生ユニット.  
 ch: チャート. md: 泥岩. \*1: 原・原 (2019). \*2: Hara *et al.* (2017). \*3: Hara and Hara (2019). \*4: UM14-100903.  
 \*5: UM15-82803.

牟岐町古牟岐では、須鎗ほか (1967) により、マーストリヒチアン期を示唆する *Gaudryceras cf. kayei* のアンモナイト化石の報告がある。須鎗・山崎 (1987) は、このアンモナイト化石産出地点近傍から、始新世放散虫化石が産出することから、このアンモナイト化石は再堆積した化石と考えた。また辻野ほか (2010) によって、マーストリヒチアン期を示唆する *Gaudryceras cf. tombetsense* のアンモナイト化石が、須鎗ほか (1967) が報告したアンモナイト化石産出地点近傍の楠之浦より報告された。辻野ほか (2010) は、Shibata *et al.* (2008) などの地質図に基づき、これらのアンモナイト化石は、いずれも牟

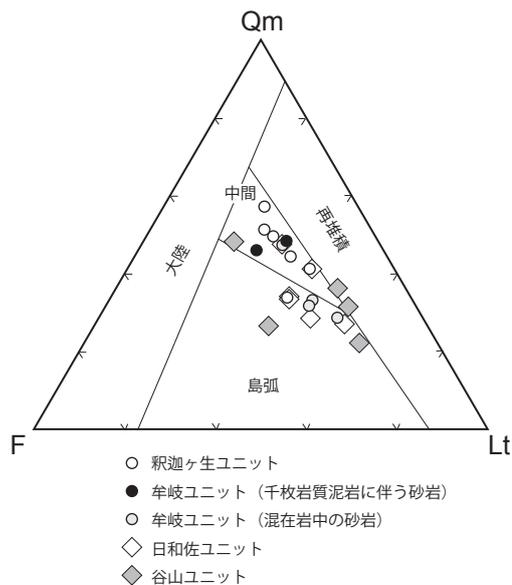
岐ユニットからの産出であるとし、始新世放散虫化石の産出層準とは異なることを指摘した。

なお本ユニットの千枚岩質泥岩からの化石の報告はない。

釈迦ヶ生ユニット 東川川に分布する3ヶ所の泥岩より、放散虫化石の報告がある(試料 R3, R4, R5; Hara and Hara, 2019). 試料 R3 からは, *Artostrobium tina*, *Artostrobium urna*, *Dictyomitra formosa*, *Dictyomitra koslovae* など, 試料 R4 からは, *Cryptamphorella sphaerica*, *Pseudoaulophacus prae-florensensis* など, 試料 R5 からは, *Amphipyndax pseudoconulus*, *Amphipyndax tylotus*, *D. koslovae*, *Rhopalosyringium magnificum* などの放散虫化石が認められる。Hara and Hara (2019) は、これらの放散虫化石年代をサントニアン期~マーストリヒチアン期前半とし、また牟岐ユニットよりやや古い放散虫化石群集を含むことを述べた。

### 3. 7 砂岩組成と碎屑性ジルコン年代

本地域の四万十帯付加コンプレックスでは、砂岩組成と碎屑性ジルコン年代が、ユニット区分及び碎屑岩の堆積年代の制約に大きな役割を果たした (Hara *et al.*, 2017; Hara and Hara, 2019). 本節では、四万十帯白亜系付加コンプレックスの砂岩組成と碎屑性ジルコン年代について総括する。なお本報告における碎屑性ジルコン年代の評価については、Hara *et al.* (2017) 及び Hara and Hara (2019) の報告を基に、最若の単一粒子年代

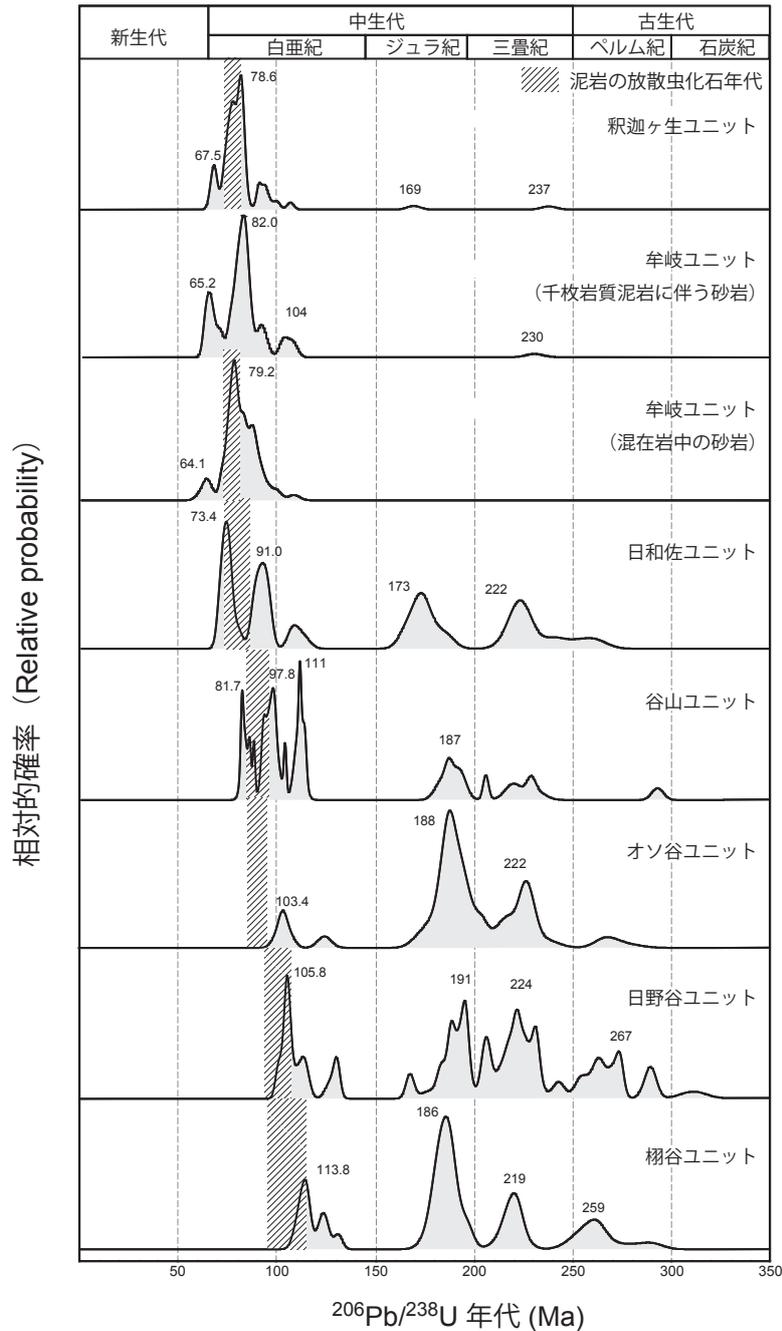


第 3. 20 図 四万十帯白亜系付加コンプレックスの砂岩組成  
 Qm: 単結晶石英. F: 長石. Lt: 岩片. 造構場の区分は Dickinson *et al.* (1983) による。

(YSG), 最若の粒子集団年代 (YC1  $\sigma$ ), 最若の粒子集団年代 (YC) を算出した. そして本報告では, 碎屑性ジルコンの最若年代として, 最若の粒子集団年代 (YC) を用いる. これらの詳細は, 第2章の第2.2節に記述した (第2.5図).

谷山ユニット・日和佐ユニット・牟岐ユニットの砂岩は, 珪長質火山岩片に富む石質砂岩を特徴とする (公文, 1981; 君波ほか, 1998; Hara *et al.*, 2017). 石質砂岩は,

一般に細粒~中粒ないし粗粒で比較的淘汰が悪い. 石英・珪長質火山岩片を多く含み, 長石や深成岩片などを含む (第3.20図). これらの珪長質火山岩を多く含む石質砂岩は, 石濱・君波 (2000) による岩石相ユニットのKS IIに相当する砂岩であり, 四万十帯白亜系付加コンプレックスの中では, 化学組成では SiO<sub>2</sub> の含有量が高く, TiO<sub>2</sub>, Cr, V が少ない特徴を示す (Hara *et al.*, 2017). これらに比べて, 釈迦ヶ生ユニットの砂岩は, 珪長質火



第3.21図 四万十帯白亜系付加コンプレックスの碎屑性ジルコン U-Pb 年代分布 Hara *et al.* (2017) 及び Hara and Hara (2019) による.

山岩片を多く含む石質砂岩からなるが、石英の含有量がやや多い傾向を示す(第3. 20 図)。また釈迦ヶ生ユニットの砂岩は、一般に淘汰が悪く、モード組成にばらつきが見られ、雲母も多く含む特徴を示す。一方、砂岩の化学組成は、上述の牟岐ユニットなどと同様の特徴を示す。碎屑性ジルコンの年代分布について第3. 21 図と第3. 1 表に示す。

碎屑性ジルコンの年代分布は、谷山ユニットと日和佐ユニットで類似性が認められる(第3. 21 図)。最若の粒子集団年代(YC)は、後期白亜紀のジルコン年代から構成され、谷山ユニットで $81.7 \pm 1.0$  Ma、日和佐ユニットで $73.4 \pm 2.1$  Ma が得られている(第3. 2 表)。これらの年代は泥岩から産する放散虫化石年代の上限ないし若干若い年代を示す。このほか、ジュラ紀と三畳紀に強いピークが認められる(第3. 21 図)。また、原生代のジルコンを40%近く含む特徴を持つ(第3. 2 表)。特に厚い砂岩や砂岩泥岩互層を主体とする日和佐ユニットには、カンパニアン期に起きた内帯(主に山陽地方)の活発な珪長質火成活動により、大量の碎屑物供給が起きたことが指摘されている(君波ほか, 1998)。谷山ユニットと日和佐ユニットにおける堆積同時性の碎屑性ジルコ

ンも、この山陽地方におけるカンパニアン期の火成活動にもたらされたものと解釈されている(Hara *et al.*, 2017)。

一方、牟岐ユニットと釈迦ヶ生ユニットの碎屑性ジルコン年代分布は、大きな相違は認められず、同様の傾向を示す。すなわち、65 Ma 付近の弱い最若のピークと、80 Ma 付近の強いピークが顕著に目立つ特徴を示す(第3. 21 図, 第3. 2 表)。また100 Ma 付近にも弱いピークが認められ、中生代～原生代のジルコンはほとんど含まない。この特徴により、牟岐ユニット及び釈迦ヶ生ユニットの碎屑性ジルコンは、80%近くの割合を占めるジルコンが日和佐ユニットの堆積年代とほぼ同時期の山陽地方の火成活動に由来し、あわせて堆積同時性の火成活動起源のジルコンが山陰地方から10数%程度もたらされたものと解釈された(Hara and Hara, 2019)。また牟岐ユニット及び釈迦ヶ生ユニットにおいて、その碎屑性ジルコン年代の最若の粒子集団年代(YC)は最若ピーク年代と一致し、また泥岩から得られた放散虫化石年代より若い年代を示し、碎屑岩の堆積年代の上限の決定に有意である可能性がある(Hara *et al.*, 2017)。

第3. 2 表 四万十帯白亜系付加コンプレックスにおける碎屑性ジルコンの年代分布 (%)

ユニット	棚谷	日野谷	オソ谷	谷山	日和佐	牟岐	釈迦ヶ生	
試料番号	KSI-Tc	KSI-Hn	KSI-Os	KS2-Tn	KS2-Hw	M1	M2	M3
放散虫化石年代 (Ma)	113–94	107–94	94–88	90–84	78–72	78–69	n.d.	86–69
YSG (Ma)	$110.5 \pm 2.5$	$100.7 \pm 1.7$	$101.0 \pm 3.0$	$81.2 \pm 0.6$	$70.1 \pm 1.7$	$62.7 \pm 1.7$	$62.0 \pm 1.3$	$65.7 \pm 1.4$
YCl $\sigma$ (Ma)	$112.9 \pm 1.9$	$102.0 \pm 2.2$	$103.4 \pm 2.9$	$81.7 \pm 1.0$	$72.0 \pm 1.7$	$64.1 \pm 2.1$	$63.4 \pm 1.2$	$66.0 \pm 1.3$
YCl $\sigma$ の構成粒子数	5	2	3	4	5	3	7	4
MSWD	0.65	1.7	0.8	0.6	0.6	0.94	0.48	0.27
YC (Ma)	$113.8 \pm 1.6$	$105.8 \pm 3.3$	$103.4 \pm 2.9$	$81.7 \pm 1.0$	$73.4 \pm 2.1$	$64.1 \pm 2.1$	$65.2 \pm 1.6$	$67.5 \pm 1.0$
YCの構成粒子数	7	8	3	4	8	3	13	6
MSWD	0.96	4.5	0.8	0.6	1.7	0.94	2.7	0.85
年代分布の割合 (%)								
後期白亜紀後半～前期暁新世 (70-62 Ma)	–	–	–	–	–	5.4	18.3	10.0
後期白亜紀 (100-70 Ma)	–	–	–	27.1	27.3	85.7	68.3	78.3
前期白亜紀 (145-100 Ma)	18.3	18.2	6.8	13.6	3.6	1.8	8.3	1.7
ペルム紀～ジュラ紀 (299-145 Ma)	71.7	65.5	62.7	20.3	30.9	0	0	3.3
カンブリア紀～石炭紀 (541-299 Ma)	0	3.6	0	0	0	0	1.7	0
原生代 (2692-541 Ma)	10	12.7	30.5	39	38.2	7.1	3.3	6.7

本地域に分布しない棚谷ユニット・日野谷ユニット・オソ谷ユニットについても、比較のため記した。谷山ユニットの試料採取地点は北隣の北川地域にある。データの詳細は、Hara *et al.* (2017) 及び Hara and Hara (2019) による。YSG (Youngest single grain age) : 最若の単一ジルコン粒子年代。YCl  $\sigma$  (Youngest cluster age  $\pm 1 \sigma$ ) : 最若の粒子集団の年代。YC (Youngest cluster age) : 最若のピーク年代。MSWD (mean square weighted deviation) : 重みつき標準偏差の2乗平均。詳しくは、第2. 5 図及び第2 章の第2 節に記した「碎屑性ジルコン U–Pb 年代の評価」を参照。n.d. : データなし。

## 第4章 四万十帯古第三系付加コンプレックス

(原 英俊・原 康祐)

### 4.1 研究史及び概要

馬路地域を含む四国東部の四万十帯古第三系付加コンプレックスについて、その研究史と概要を述べる。四国東部の四万十帯古第三系は、7万5千分の1「かんのうら甲浦」図幅（鈴木，1931）において奈半利川層と一括して表現された。高知県（1961）による20万分の1高知県地質鉱産図では、古第三系は室戸半島層群と命名され、始新統として大山岬層・奈半利川層・室戸層に、漸新統としてしじゅうじやま四十寺山層に区分された。20万分の1地質図幅「けんざん剣山」（神戸，1968）では、高知県（1961）を踏襲し、同様の地層名が用いられている。また徳島県（1972）による15万分の1地質図では、四万十帯古第三系は穴喰層として命名された。1970年初頭までは、古第三系が上述の広域地質図によって図示されたが、地層区分の根拠や地質構造などは明らかにされていなかった。

1970年後半になり、四万十帯古第三系の層序や地質構造が示された。川添（1974）は、北川村竹屋敷付近における地質図を示し、古第三系を竹屋敷層・二又層・野根山層に区分した。そして二又層を奈半利川層（高知県，1961）に、野根山層を室戸層に対比させた。一方、竹屋敷層については、礫岩を含むことを特徴に挙げた。甲藤ほか（1974，1976）は、海陽町穴喰～東洋町野根～室戸市佐喜浜にかけて分布する奈半利川層及び室戸層について、その地質構造及び変形構造について言及した。公文・井内（1976）は、海陽町穴喰付近の地質図を示し、海部層を新たに認定し、奈半利川層とともに、層序区分・礫岩及び砂岩組成、古流向解析を行なった。そして、両層は互いに良く似た特徴を示し、砂岩は多量の石英を含むこと、主に東から西への古流向を示すことなどを明らかにし、また奈半利川層にはオルソクォーツァイト礫が含まれるとした。

1980年代には、平ほか（1980a）により、古第三系室戸半島層群は付加コンプレックスとして認定され、大山岬層・奈半利川層・佐喜浜メランジュ・室戸層に区分された。これらのうち馬路地域及び周辺地域には、大山岬層と奈半利川層が分布する。これらの大山岬層及び奈半利川層は、粗粒な乱泥流堆積物や海底土石流堆積物から構成され、しばしば斜交葉理・コンポリューション葉理や漣痕・底痕などの堆積構造が認められる（平ほか，1980a）。

大山岬層は、砂岩・泥岩・砂岩泥岩互層からなり、変

成岩礫を含む礫岩を伴うことで特徴づけられる（平ほか，1980a）。馬淵（1995）によれば変成岩礫は、緑泥石帯～ざくろ石帯の三波川変成岩類や黒瀬川帯に属する変成岩類を起源とすることが推定されている。一方、変成岩礫は年代として、78.2～71.4 Maのフェンジャイト K-Ar 年代（吉倉ほか，1991）、 $68.4 \pm 8.2$  Ma 及び  $67.3 \pm 9.0$  Ma のジルコンフィッション・トラック年代（飯塚ほか，2014）が得られており、三波川変成岩類起源として考えられている。また花崗岩礫から、 $89.2 \pm 1.5$  Ma のジルコン U-Pb 年代が得られ、この礫は内帯の後期白亜紀珪長質火成岩起源と解釈されている（吉倉ほか，1996）。大山岬層の堆積年代は、泥岩より産する放射虫化石により、始新世中頃とされている（山崎ほか，1995）。高知県（1961）の20万分の1地質図では、大山岬層が本地域の馬路村馬路から魚梁瀬ダム南方にも分布する。しかし本地域では、大山岬層を特徴づける礫岩は認められないため、大山岬層は分布しないと判断した。

奈半利川層は、主に砂岩優勢な砂岩泥岩互層からなる（平ほか，1980a）。奈半利川層は、室戸半島全域に広く分布し、甲藤ほか（1974，1976）、公文・井内（1976）、平ほか（1980a）らにより層序学的な検討が行われた。なお、甲藤らによる一連の研究は、甲藤・平（1978）や北川村史（甲藤，1997）により取りまとめられている。奈半利川ユニットは、基本的には、整然相を示す砂岩ないし砂岩泥岩互層からなる。また砂岩泥岩互層は、級化層理、平行葉理、斜交葉理の積み重なりからなるブーマシーケンスによって特徴づけられ、タービダイトと呼ばれる乱泥流（混濁流）堆積物であると考えられている（甲藤，1997）。さらにチャンネル（流路）充填堆積物と考えられる堆積相も認められていることから（平ほか，1980a）、大陸斜面から海溝にかけたチャンネルを伴う海底扇状地堆積物であると考えられている（甲藤，1997）。平ほか（1980a）によれば、奈半利川層（本報告の奈半利川ユニット）は、北より A・B・C の3部層に区分される。また A・B・C 部層は、本報告の奈半利川ユニット上部・中部・下部に相当する。

A 部層は、砂岩優勢な砂岩泥岩互層と、やや泥岩優勢な砂岩泥岩互層が繰り返す。また砂岩優勢な砂岩泥岩互層には、塊状ないし厚層理砂岩を伴う。泥質部にはスランプ褶曲が発達することがある。生痕化石や堆積構造がよく観察される。また国指定天然記念物である徳島県穴喰浦の漣痕（石田，1993）も、この上部層に含まれる。

B部層は砂岩優勢な砂岩泥岩互層からなり、厚層理砂岩を伴う。上方薄層化・細粒化のサイクルが認められる。C部層は、やや泥岩優勢な砂岩泥岩互層を主体とし、厚層理砂岩や砂岩優勢な砂岩泥岩互層を伴う。トラフ型斜交葉理なども観察され、海底土石流によるチャンネル充填堆積物や周辺海底扇状地堆積物として解釈されている。

奈半利川層の泥岩より、始新世中頃～後半の放散虫化石が産出する（平ほか、1980a；須鎗・山崎、1987、1988）。Hara and Hara (2019) は、奈半利川層を奈半利川ユニットと改称し、さらにNh1とNh2サブユニットに細分した。そしてそれぞれのサブユニットの砂岩及び泥岩より、碎屑性ジルコンU-Pb年代と放散虫化石年代を報告した。また碎屑性ジルコンU-Pb年代は、始新世の放散虫化石年代より有意に古い後期白亜紀の年代を示すことを見出し、古第三紀における西南日本島弧の活動度の低下を示唆し、後期白亜紀～始新世にかけて後背地変遷を検討した。一方、Nh1サブユニットの珪長質凝灰岩からは、最若ピーク年代と一致する最若粒子集団年代として48.7 MaのジルコンU-Pb年代が得られ、この年代は泥岩から得られている放散虫化石年代と一致することを報告した。

本報告では、公文・井内(1976)、平ほか(1980a)及びHara and Hara (2019)に基づき、馬路地域<sup>ひがしこう</sup>に分布する四万十帯古第三系付加コンプレックスを、東川ユニット(新称)・海部ユニット・奈半利川ユニットに区分した。Hara and Hara (2019)のNh1及びNh2サブユニットは、本報告の東川ユニット及び奈半利川ユニットに相当する。本地域に分布する高知県(1961)の大山岬層は、東川ユニットに対比させた。大山岬層は、本地域の西隣及び南西隣では、安芸構造線と馬路断層に挟まれて、大山岬周辺のみ分布する(第2.1図)。四国東部における四万十帯付加コンプレックスの地質概略図を第2.1図に示す。馬路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。また従来の報告との地質体の対比を第2.4図に示す。

#### 4.2 東川ユニット(Hgs, Hgd, Hgm, Hgt)

**命名・定義** Hara and Hara (2019)は、破断した砂岩泥岩互層を主体とし、四万十帯古第三系付加コンプレックスの最上位を占める地質体をNh1サブユニットとした。本報告では、これを東川ユニットに改称する。四万十帯古第三系付加コンプレックスの最上位に位置し、主に砂岩を伴う破断した砂岩泥岩互層からなる地質体として定義される。ユニットの地理的名称は、馬路村東川<sup>ひがしこう</sup>に由来する。

**分布・模式地** 馬路村馬路から東川及び北川村久木<sup>くき</sup>にかけての東川川沿い及び中ノ川川沿い<sup>なかのかわ</sup>、さらに馬路村相名<sup>あいな</sup>

から日浦<sup>ひうら</sup>にかけての安田川沿い及びその支流、安田町日々入から小川にかけての小川川沿いに広く分布する。模式地を馬路村東川とし、東川川上流周辺のルートマップを第3.13図に示す。

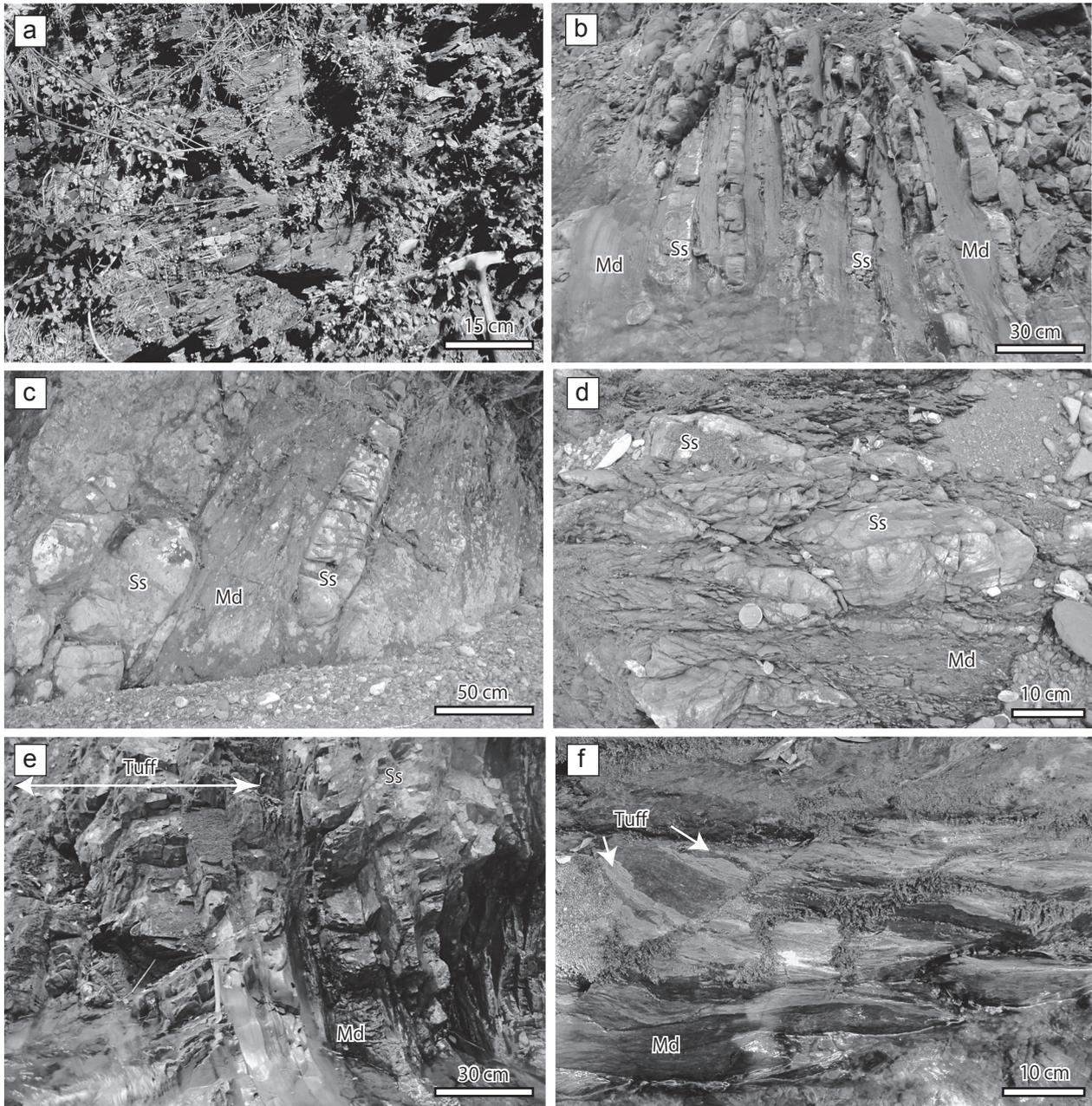
**岩相** 砂岩を伴う破断した砂岩泥岩互層(Hgd)を主体とし、砂岩(Hgs)、泥岩(Hgm)、珪長質凝灰岩及び泥岩(Hgt)からなる。本ユニットの露頭写真を第4.1図に、主な岩相の顕微鏡写真を第4.2図に示す。

砂岩は、暗灰色～淡灰色を呈し、淘汰が非常に悪く、石英及び長石に富み、また多結晶石英や雲母を含むことで特徴づけられる(第4.2図a, b)。多結晶石英として、片状構造が発達した石英片岩が認められる。砂岩泥岩互層の砂岩層として認められるほか、林道榎谷線から中ノ川川にかけて、最大300 mの厚い層厚を示し分布する。しかし走向方向への連続性は悪く、急激に薄層化し尖滅する。

泥岩は、黒色なシルト質泥岩である(第4.1図a)。鏡下では、弱い定向配列を示す粘土鉱物と、シルト大の石英や炭質物など含むことが観察される。泥岩には、10 cm以下の砂岩や珪長質凝灰岩が挟在することがある。また長径10 cm以下の珪質な団塊(ノジュール)を含むことがある。馬路村馬路西方の一谷林道や横谷線や安田町日々入から小川にかけて層厚300 m以下で分布する。走向方向への連続性が良い。

破断した砂岩泥岩互層は、等量ないし泥岩優勢な砂岩泥岩互層が破断相を示し、一部で整然相を示す砂岩泥岩や砂岩を伴う(第4.1図b, c)。泥岩優勢な砂岩泥岩互層は、泥岩と砂岩の割合は約7対3～6対4である。砂岩の層厚は、数10 cmであることが多いが、数mに達することもある。層厚約数cm～数10 cmの比較的薄い砂岩層では、地層の膨縮が著しくブーディン構造を示す。砂岩層の破断が進み、レンズ状の形態をなすこともある(第4.1図d)。同じく破断した砂岩泥岩互層を主体とする釈迦ヶ生ユニットとは、砂岩層の割合がやや多いこと、厚い泥岩層や珪長質凝灰岩層を伴うことで区別される。

珪長質凝灰岩は、一般に細粒であり、淡緑色ないし淡灰色なガラス質凝灰岩ないしガラス質結晶凝灰岩からなる。粗粒な凝灰岩は、基質と火山岩片に富み、融食形ないし自形の石英や長石の斑晶、変質し粘土鉱物化した火山ガラス片を伴う(第4.2図c, d)。この他に、ジルコンや角閃石などの重鉱物も含まれる。保存状態の良い気泡を伴う軽石は見られない。またガラス片や火山岩片などは、変質し緑泥石となることもある。基質のほとんどは隠微晶質なガラスからなる。なお珪長質凝灰岩中には、泥岩の放散虫化石年代と同時期の年代を示すジルコン(YC = 48.7 ± 0.4 Ma)が多く含まれ、碎屑性の異質結晶として考えられる80 Maを示すジルコンもわずかに含まれる(Hara and Hara, 2019)。珪長質凝灰岩は、東川川流域から久木ダム周辺にかけて認められる。一般に、



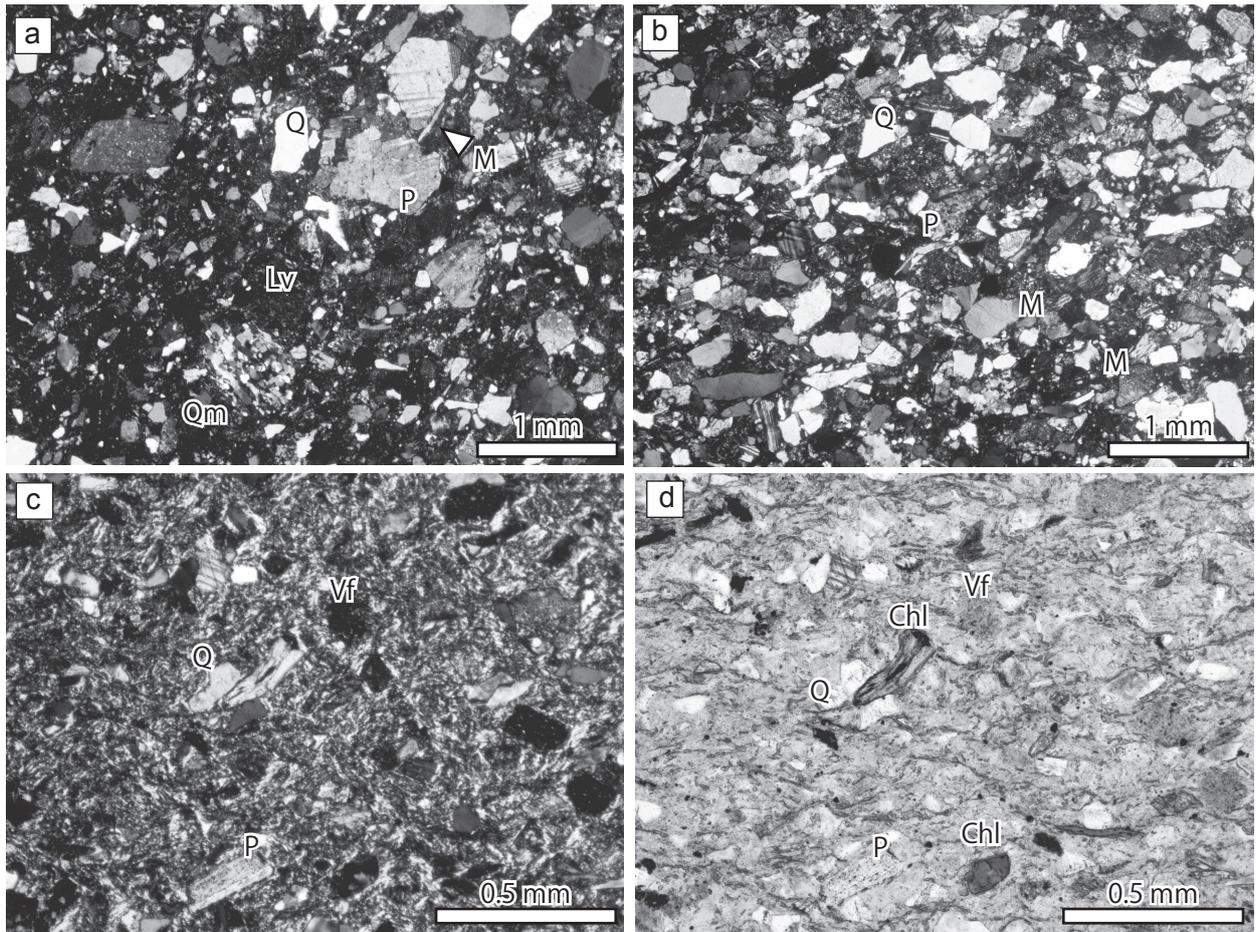
第4.1図 東川ユニットの岩相

(a) 泥岩. 林道一谷線. (b) 整然相～破断相を示す砂岩泥岩互層. 東川川. (c) 破断した砂岩泥岩互層. 馬路村平野. (d) レンズ状の形態を示す砂岩. 東川川. (e) 珩長質凝灰岩. 東川川. (f) 珩長質凝灰岩と泥岩による延性流動変形. 東川川.  
Ss: 砂岩. Md: 泥岩. Tuff: 珩長質凝灰岩.

層厚 10 cm 以下で泥岩や破断した砂岩泥岩互層に挟まれる。層厚数 m の珩長質凝灰岩が砂岩と互層することもある (第 4.1 図 e)。泥岩に挟在する珩長質凝灰岩は、しばしば破断や延性流動などの変形を受け、破断相を示す (第 4.1 図 f)。またまれに、平行葉理が認められることがある。なお東川ユニットの珩長質凝灰岩は、層厚数 cm ～数 10 cm で、5 万分の 1 地質図規模で図示できない。地質図には、層厚 50 ～ 100 m 程度で側方に連続

性の良い珩長質凝灰岩及び泥岩からなる岩相を示した。

**見かけの層序** 東川ユニットの見かけの層序を第 4.3 図に示す。本ユニットの全層厚は 1,500 ～ 2,000 m であり、東に向かい薄層化し、小川川上流部の竹屋敷林道付近で約 200 m と最も薄くなる。竹屋敷林道のさらに東では、北北東 - 南南西走向の胴切断層である冷谷断層ひやだににより本ユニットの分布は断たれる。本ユニットは、この断層より東側では分布しない。砂岩を伴う破断した砂岩泥



第4.2図 東川ユニット構成岩相の顕微鏡写真

(a) 淘汰の悪い砂岩. 東川川. クロスニコル. Qmは、石英片岩からなる. (b) 粘土鉱物片に富む淘汰の悪い砂岩. 一谷線. クロスニコル. (c, d) ガラス質結晶凝灰岩. 東川川. c: クロスニコル, d: オープンニコル.

Q: 単結晶石英, Qm: 多結晶石英. P: 長石, Lv: 砂岩中の火山岩片, M: 粘土鉱物, Vf: 凝灰岩中の火山岩片. Chl: 緑泥石.

岩互層中に、層厚 300 m 以下の砂岩及び泥岩、また層厚 50 ~ 100 m の珪長質凝灰岩及び泥岩が挟まれて分布する。砂岩及び泥岩はそれぞれ1層準ずつ、珪長質凝灰岩及び泥岩は3層準ほど認められる。ただし犬吠断層や久木断層に平行な断層が露頭規模で卓越するため、もとの層序を復元することは困難である。

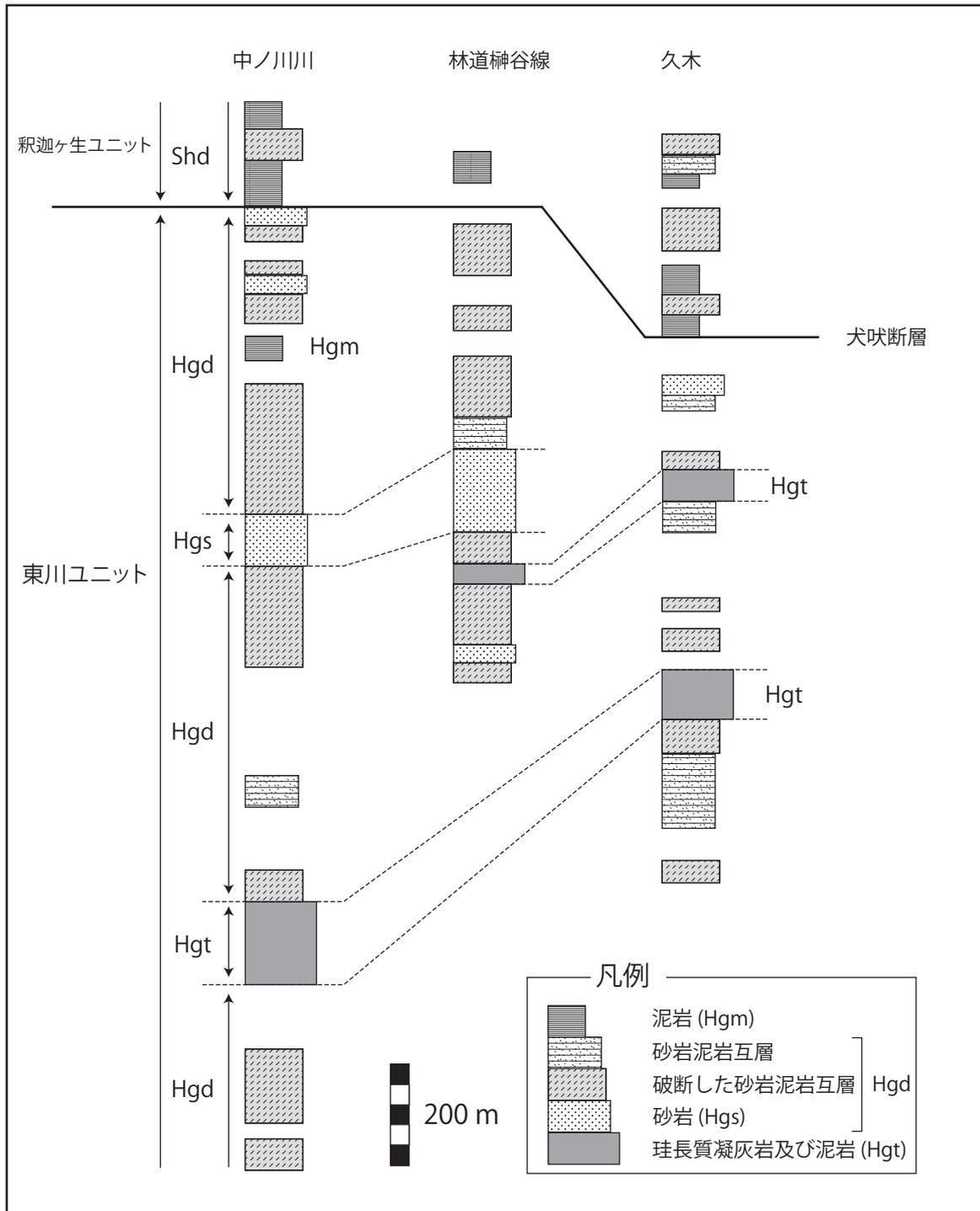
**ユニット境界** 東川ユニットは、東川川沿いでは犬吠断層と久木断層に挟まれて分布する。また安田川沿いでは馬路断層と安田断層に挟まれて分布する。犬吠断層と馬路断層が、本ユニットと釈迦ヶ生ユニットないし牟岐ユニットとの境界をなす。また久木断層及び安田断層が、本ユニットと奈半利川ユニットとの境界をなす。なお馬路断層は犬吠断層を、安田断層は久木断層を切る。

**地質構造** 東川ユニットの地層は、安田断層の東西で走向傾斜が異なる傾向を示す。東川では、犬吠断層や久木断層と平行に、北東～東北東の走向で、北ないし南に高角度で傾斜する。またこれらの断層に平行な小断層も

多く発達する。安田断層の西側では、安田断層及び馬路断層に平行な北北東～北東走向で、北ないし南に中～高角度で傾斜を示す。

**地質年代** 泥岩から産する放射虫化石年代は、Nigrini *et al.* (2005) による分帯の RP9 ~ RP12 の範囲に生存期間があり、イプレシアン期後半～ルテシアン期前半を示す (Hara and Hara, 2019)。珪長質凝灰岩の U-Pb 年代は、 $48.7 \pm 0.4$  Ma であり、泥岩から産する放射虫化石年代と同時期のイプレシアン期後半を示す (Hara and Hara, 2019)。なお砂岩から得られた碎屑性ジルコン U-Pb 年代は、これらのより明らかに古い後期白亜紀 (YC =  $80.5 \pm 1.3$  Ma) を示すため、堆積年代として適用されない (Hara and Hara, 2019)。本ユニットの地質年代は、泥岩から産する放射虫化石年代と珪長質凝灰岩 U-Pb 年代を基に、始新世中頃 (イプレシアン期後半～ルテシアン期前半) とする。

**対比** 砂岩を伴う破断した砂岩泥岩互層からなり、



第 4. 3 図 東川ユニットの柱状図 (見かけの層序)

四万十帯古第三系付加コンプレックスの最上位を占めるユニットとして、高知県 (1960) 及び須鎗・山崎 (1988) の大山岬層の一部に、また日本地質学会編 (2016) の奈半利川層の一部に、Hara and Hara (2019) の奈半利川ユニットの Nh1 サブユニットに対比される (第 2. 4 図)。20 万分の 1 地質図幅「高知」(原ほか, 2018) では、奈半利川ユニットの一部に対比される。

#### 4. 3 海部ユニット (Kfs, Kfd, Kfm, Kfr)

命名・定義 本地域を含む徳島県海陽町 (旧海南町、海部町及び穴喰町) にかけて分布する四万十帯古第三系については、大山岬層・室戸層・奈半利川層が断層で接し分布する地質図が示された (高知県, 1961)。一方、公文・井内 (1973) は、海部層を新称し、古第三系は海

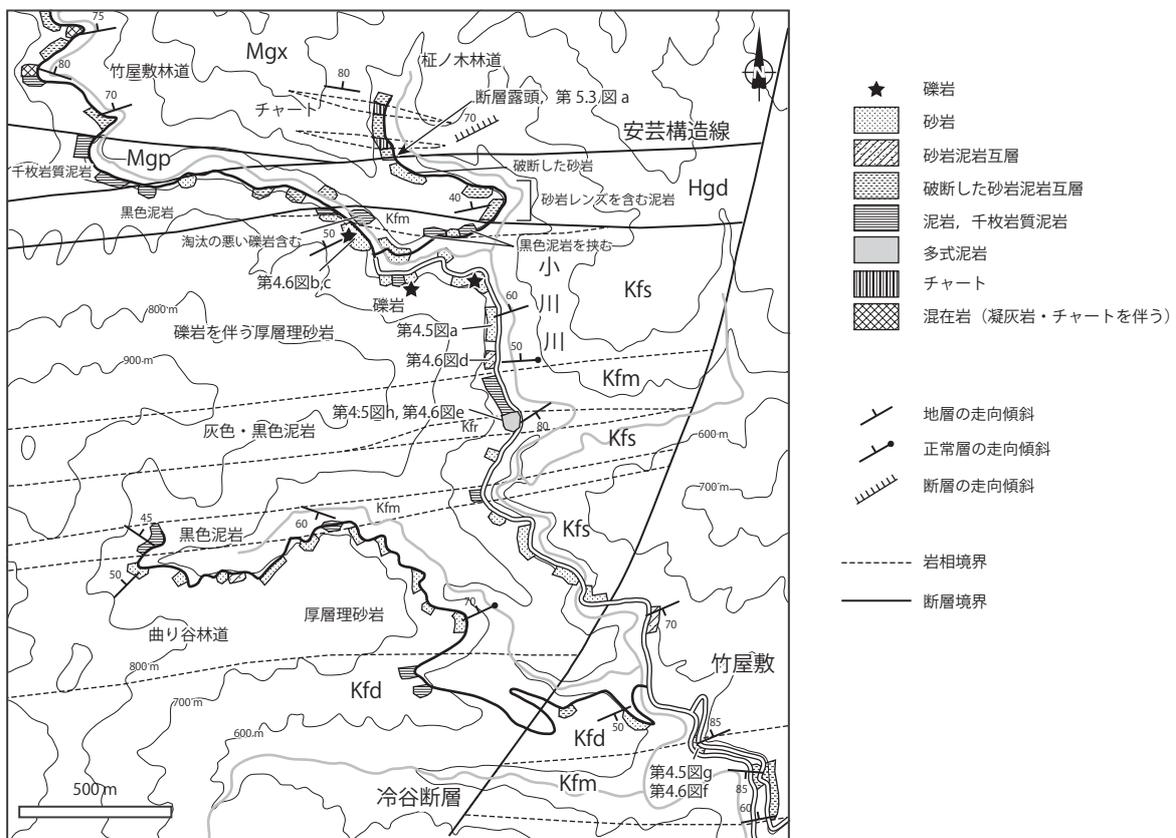
部層及び奈半利川層からなるとした。公文・井内 (1973) は、さらに海部層を下部層 (K1) 及び上部層 (K2) に区分し、両者は整合一連の地層からなり、下部層と上部層の境界は整合と考えた。公文・井内 (1973) の下部層 (K1) は、主に泥岩優勢な砂岩泥岩互層及び泥岩からなり、塊状砂岩や多色泥岩を挟む。上部層 (K2) は、塊状砂岩と砂岩優勢な砂岩泥岩互層からなり、泥岩を挟む。一方、甲藤ほか (1974) は、公文・井内 (1973) の海部層は奈半利川層に対比し、下部層と上部層の境界是那佐断層による断層関係であるとした。これに対し、公文・井内 (1976) では、公文・井内 (1973) に柱状図や砂岩、礫岩の礫組成及び古流向のデータを補完し、自身の見解を支持した。本報告では、後述する整然相を特徴とする奈半利川ユニットとは異なり、大谷林道や竹屋敷林道では、砂岩に伴い多色泥岩が分布すること、北川村竹屋敷や海陽町船津周辺では、破断した砂岩泥岩互層が特徴的に分布することなど、公文・井内 (1976) による岩相区分とはほぼ一致する見解を得た。そこで公文・井内 (1973, 1976) の海部層を踏襲し、構造層序単位としてユニットを用い、新たに海部ユニットに改称する。一方、下部層 (K1) と上部層 (K2) の境界については、断層の存在が確認 (甲藤ほか, 1974) されていること、また下部層 (K1)

と上部層 (K2) の地層は北傾斜を示すが境界は南傾斜を示すことから、整合関係ではなく那佐断層による断層関係であるとした。従って海部ユニットは、下部の泥岩及び多色泥岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層と、上部の泥岩を伴う破断した砂岩泥岩互層からなるユニットとして定義される。そして前者は公文・井内 (1976) の上部層 (K2) に、後者は下部層 (K1) に対比され、その境界是那佐断層である。

**分布・模式地** 本地域中央部に位置する竹屋敷林道から大谷林道にかけて、そしてその東側の海陽町久尾～船津周辺の野根川流域及び小谷周辺の宍喰川流域に分布する。本地域における海部ユニットの模式地を北川村竹屋敷とし、その周辺のルートマップを第 4.4 図に示す。

**岩相** 本ユニットは、那佐断層を挟んで下部と上部に区分される。下部では、砂岩を伴う破断した砂岩泥岩互層 (Kfd) を主体とし、泥岩 (Kfm) を伴う。上部では、礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層 (Kfs) を主体とし、泥岩 (Kfm) 及び多色泥岩 (Kfr) を伴う。

**礫岩** は、北川村竹屋敷北方で、厚層理砂岩と漸移する。一般に、礫は小礫大の亜円～円礫からなる。泥岩礫や泥質片岩礫は、垂角礫である。礫種は、砂岩・泥岩・チャート・結晶片岩であり、大山岬層の礫組成と類似すること



第 4.4 図 海部ユニットと牟岐ユニットのルートマップ  
北川村竹屋敷周辺。岩相の凡例記号は地質図を参照。

が指摘されている(川添, 1974)。この他にも、石英斑岩と呼ばれた石英に富む斑状細粒花崗岩や流紋岩の礫を多く含む。またこれまでのところ、本ユニットの礫岩からオルソクォーツアイト礫は確認されていない(公文・井内, 1976)。基質は粗粒～極粗粒砂岩からなり、基質支持である。礫岩の層厚は数10 cm～1 m程度である。

砂岩は、灰白色～淡灰色を呈する塊状ないし成層砂岩(第4.5図a, b)からなる。中粒～礫質な粗粒砂岩を特徴とする(第4.6図a-c)。一般に砂岩は、比較的淘汰が良く、石英に富む特徴を示す。また長石及び多結晶石英、堆積岩片及び火山岩片や変成岩片、雲母を含む。岩片としては、流紋岩などの珪質火山岩、石英に富む斑状細粒花崗岩、石英片岩や泥質片岩などの変成岩片、泥岩及びシルト岩が多く認められる(第4.6図a-c)。塊状砂岩は、層厚数m以上で泥岩の挟みが認められない砂岩である。成層砂岩は、単層の厚さが数10 cm～数m程度までを示し、数cm以下の泥岩が挟在する。単層の厚さが数10 cm以下の薄～中層理の場合、薄層理砂岩と砂岩泥岩互層が、また単層の厚さが数mを示す厚層理の場合、厚層理砂岩と塊状砂岩が漸移関係になることが多い。また厚層理砂岩には、礫岩や礫質砂岩を伴うことがある。

砂岩泥岩互層は、砂岩に伴って露出し、砂岩優勢ないし等量の砂岩泥岩互層からなる(第4.5図c)。砂岩優勢な砂岩泥岩互層は、層厚数10 cm～1 mの中層理な砂岩に対し、数cm～数10 cmの薄層理の泥岩を挟む。砂岩と泥岩の量比は、9対1～7対3程度である。砂岩泥岩等量互層は、数cm～数10 cmの層厚を示す。

破断した砂岩泥岩互層は、泥岩優勢な砂岩泥岩互層が破断し、しばしば砂岩が膨縮しプーディン構造を示す(第4.5図d, e)。砂岩の層厚は、数10 cm以下である。またしばしば層厚数10 mの砂岩を伴う。破断した砂岩泥岩互層に含まれる砂岩は、一般に細粒～中粒であり、淘汰が悪いことがある(第4.6図d)。公文・井内(1976)は、砂岩のプーディン構造を指摘するとともに、突喰断層によって幅広いじょう乱帯が存在するとした。公文・井内(1976)が指摘したじょう乱帯は、本報告における破断した砂岩泥岩互層に一致する。なお突喰断層は、海陽町船津付近に分布する破断した砂岩泥岩互層中を通るとされるが、本地域では未確認である。

泥岩は、暗灰色～黒色なシルト質泥岩である。鏡下で弱い定向配列を示す粘土鉱物と、シルト大の石英や炭質物などを含むことが観察される(第4.6図e)。泥岩には、長径数mm～数cm大の砂岩のレンズ状岩塊や珪質な団塊(ノジュール)を含むことがある(第4.6図f)。泥岩は、礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層に挟まれ、層厚50 mないし200 mで分布する(第4.5図f)。破断した砂岩泥岩互層には、最大層厚300 mで2層準認められる(第4.5図g)。泥岩は、走向方向への連続性が良く鍵層

となる。

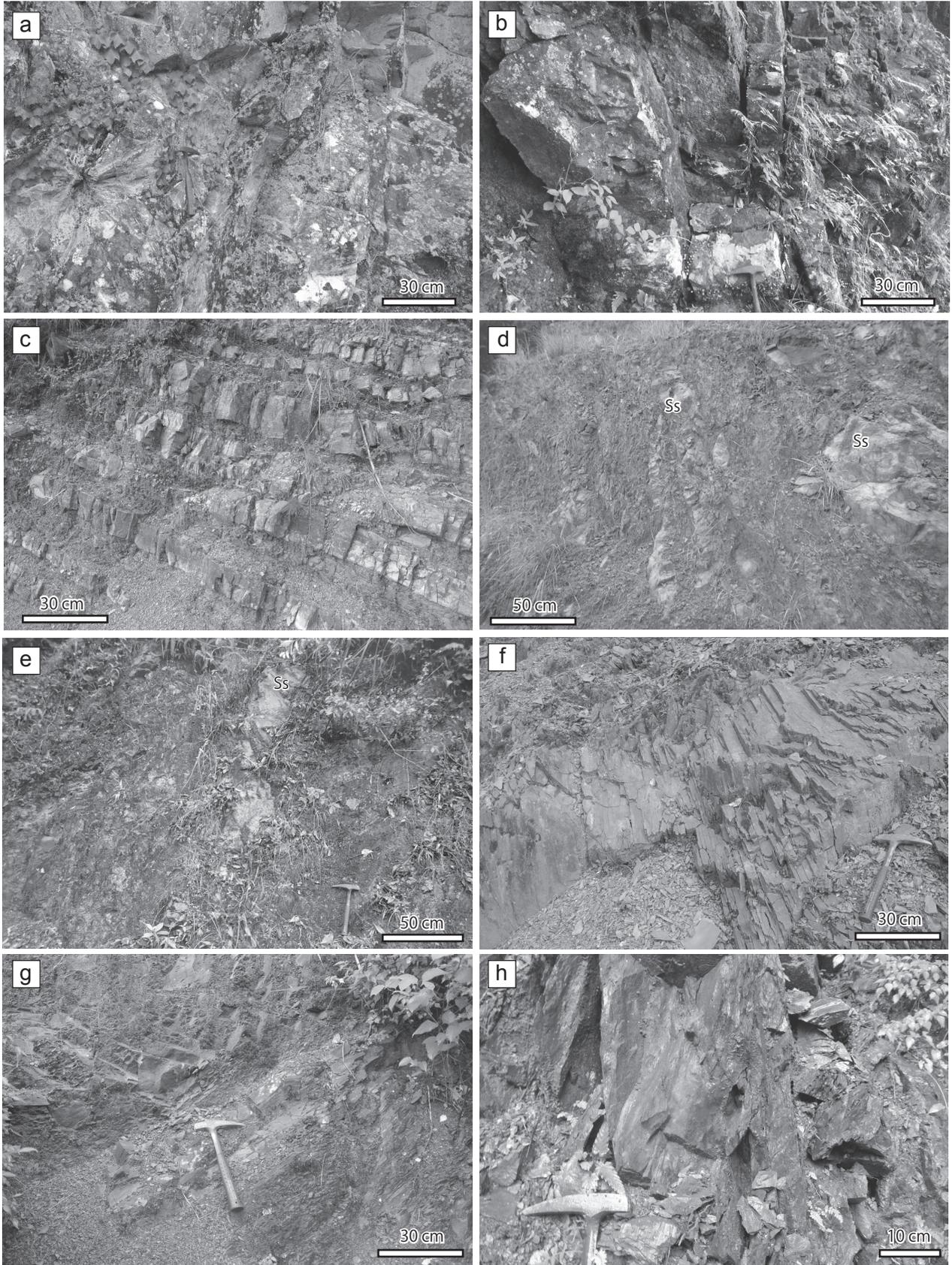
多色泥岩は、細粒な赤色ないし灰色の珪質泥岩である。微晶質な石英と粘土鉱物から構成され、わずかにシルト大の碎屑粒子を伴う。本ユニットの多色泥岩は、層厚50 m以下で、走向方向への連続性が良く鍵層となる。北川村竹屋敷北方や大谷林道では、砂岩及び砂岩泥岩互層中に、黒色泥岩に伴い、赤色ないし灰色を呈する多色泥岩が分布する(第4.5図h)。緑色泥岩も報告されているが(公文・井内, 1976)、本地域では未確認である。

見かけの層序 海部ユニットの見かけの層序を第4.7図に示す。本ユニットは、那佐断層を境にして、その下部と上部で岩相組み合わせによる見かけの層序が大きく異なる。下部は、主に破断した砂岩泥岩互層からなり、泥岩を伴う。北北東-南南西走向の胴切断層である冷谷断層の東側では、層厚1,000～2,000 mの破断した砂岩泥岩互層に対し、層厚200～300 mの泥岩が挟在する。泥岩は2層準ほど認められる。冷谷断層の西側では、大谷林道沿いに分布し、層厚500 m以下で西に向かい尖滅する。また破断した砂岩泥岩互層中に、層厚80 mほどの砂岩を伴う。上部は、主に礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層、泥岩及び多色泥岩からなる。層厚1,500～1,700 mの礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層に対し、層厚50 mないし200 mの泥岩及び層厚50 m以下の多色泥岩が挟在する。冷谷断層の西側の北川村竹屋敷北方及び大谷林道沿いでは、西に向かい礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層の分布が狭まり、久木断層及び東川ユニットとの境界断層に収れんする様にくさび状の分布を示す。

ユニット境界 冷谷断層の東側では、海部ユニットの上限は安芸構造線によって牟岐ユニットと接する(第2.3図)。下限は、塩深断層によって奈半利川ユニットと接する。冷谷断層の西側では、上限は断層により東川ユニットに、下限は久木断層によって奈半利川ユニットに接する。

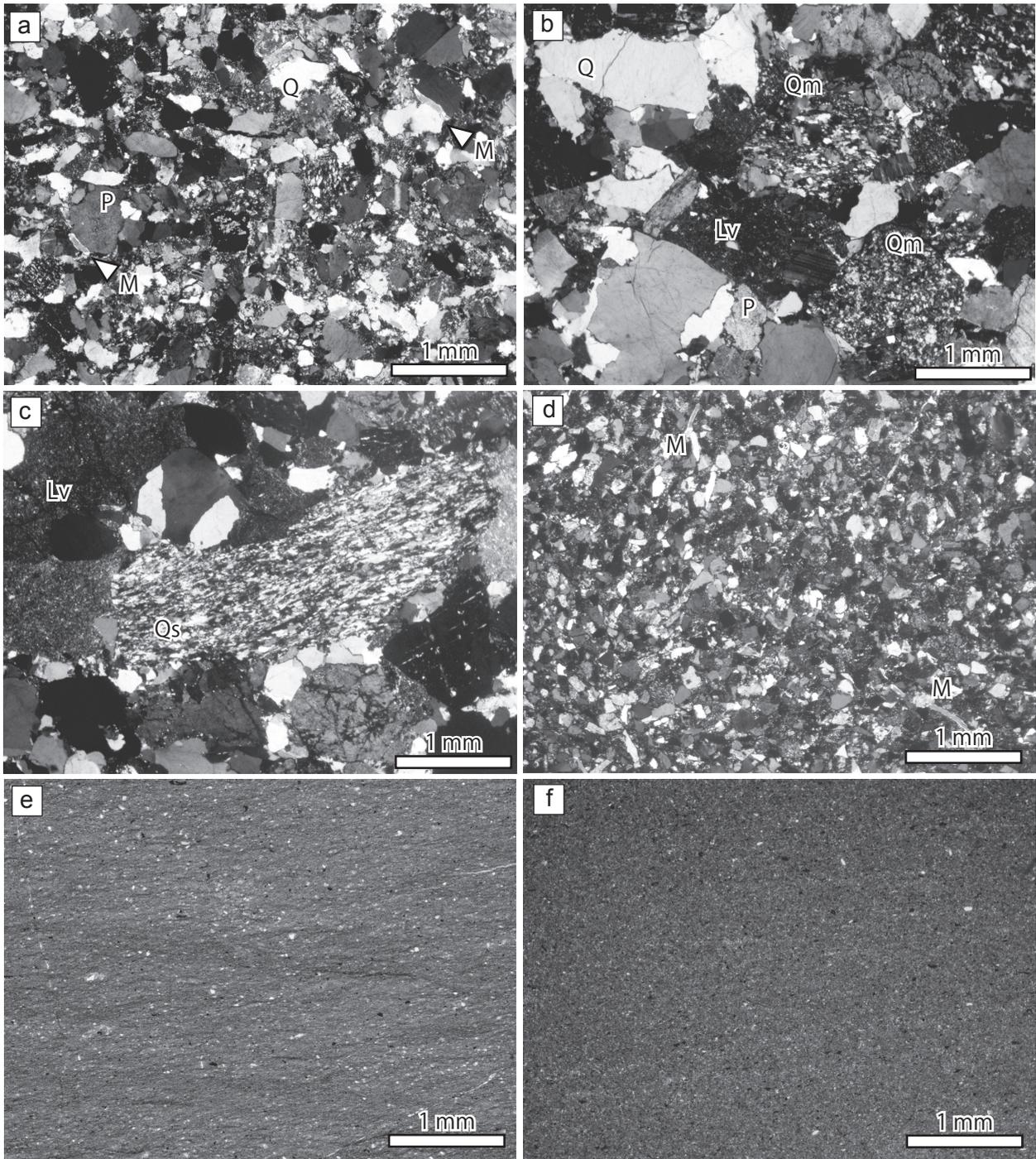
地質構造 海部ユニットの地層は、東北東ないし西北西～東西走向を示し、基本的に北上位で北に高角度で傾斜する。

地質年代 大谷林道のシルト質泥岩から産出した放散虫化石(Hara and Hara, 2019)、また海陽町北河内の泥岩から産出した放散虫化石(須鎗・山崎, 1988)は、Nigrini *et al.* (2005)のRP9～RP12帯に生存期間を持ち、始新世中頃(イプレシアン期後半～ルテシアン期前半)を示す。この年代は、東川ユニットの化石年代と一致する。また複数の地点の泥岩からは、RP8～RP19帯に生存期間を持つ放散虫化石(*Calocyclus hispida*)が産出し(須鎗・山崎, 1988)、この年代は始新世(イプレシアン期後半～プリアボニアン期)の範囲にある。本報告では、海部ユニットの堆積年代を、放散虫化石年代が重複するイプレシアン期後半～プリアボニアン期の範囲とする。しかし化石の産出報告が少ないことから、この年代はよ



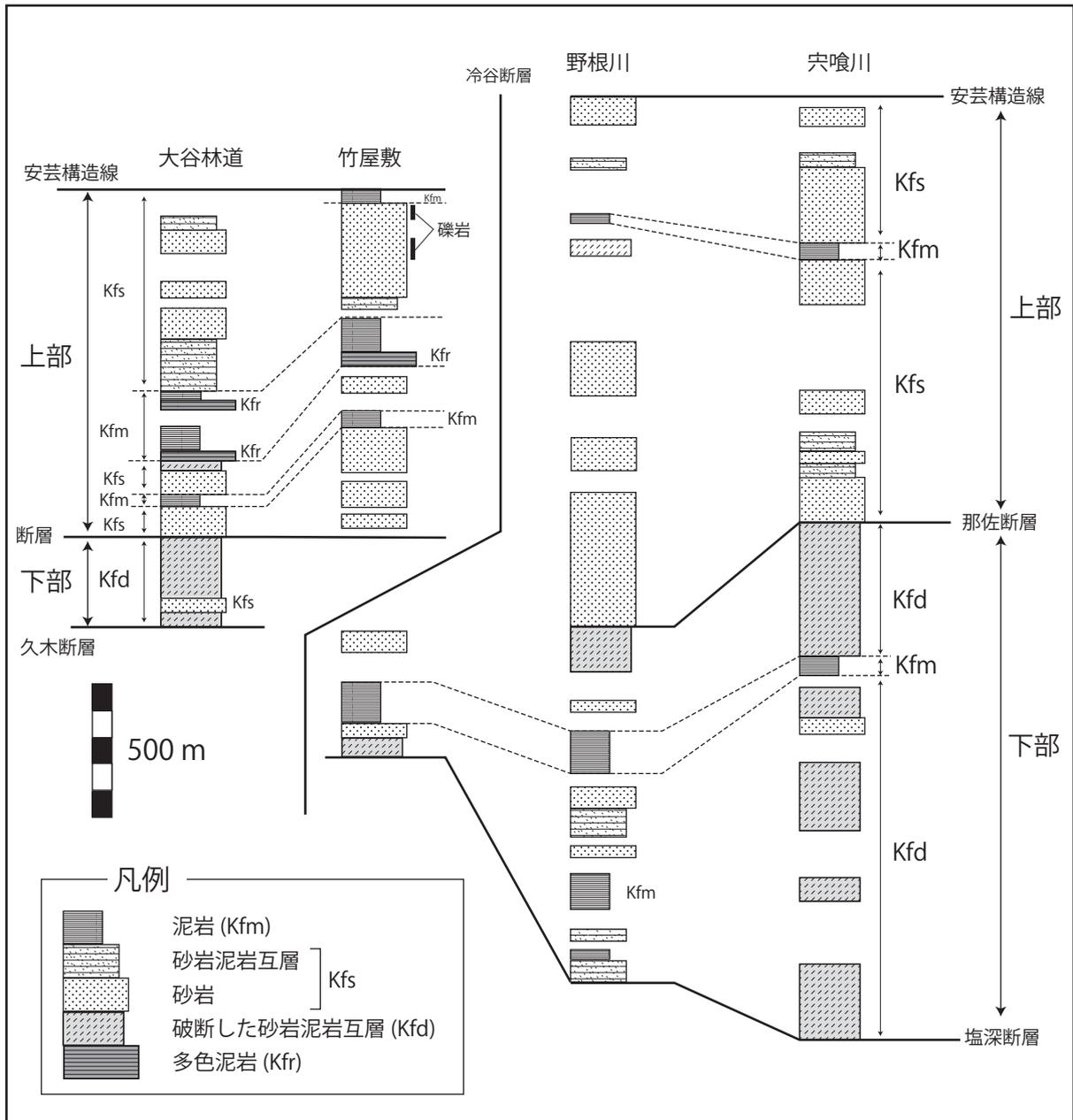
第 4. 5 図 海部ユニットの岩相

(a) 塊状砂岩. 竹屋敷林道. (b) 厚層理砂岩. 海陽町久尾. (c) 砂岩優勢な砂岩泥岩互層. 大谷林道. (d) 破断した砂岩泥岩互層. 東隣の穴喰中学校の裏. (e) 破断した砂岩泥岩互層. 海陽町塩深. (f) 黒色泥岩. 大谷林道. (g) 泥岩. 海陽町船津南. (h) 赤色泥岩. 竹屋敷林道. Ss: 砂岩.



第4.6図 海部ユニット構成岩相の顕微鏡写真

(a) 中粒～粗粒砂岩, 海陽町久尾, クロスニ科尔。(b) 粗粒～極粗粒砂岩, 竹屋敷林道, クロスニ科尔。(c) 粗粒～極粗粒砂岩, 竹屋敷林道, クロスニ科尔。(d) 細粒砂岩, 北川村竹屋敷, クロスニ科尔。(e) 暗灰色泥岩, 竹屋敷林道, オープンニ科尔。(f) 珪質ノジュール, 竹屋敷林道, オープンニ科尔。  
 Q: 単結晶石英, Qm: 多結晶石英 (石英片岩及び斑状細粒花崗岩からなる), Qs: 石英片岩 P: 長石, Lv: 火山岩片, M: 粘土鉱物。



第4.7図 海部ユニットの柱状図（見かけの層序）

り限定される可能性がある。

対比 主に礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層、さらに破断した砂岩泥岩互層からなる古第三系付加コンプレックスとして、公文・井内（1976）の海部層に対比される（第2.4図）。さらに、那佐断層より構造的上位の礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層、泥岩及び多色泥岩は、公文・井内（1976）の海部層上部層及び石田・橋本（1998）の海部砂岩層に、下位の破断した砂岩泥岩互層及び泥岩は海部層下部層に対比される。この他、徳島県（1972）の穴喰層、高知県（1961）の北川村竹屋敷～尾河周辺に断層で繰り返して分布する大山岬層・奈半利川層・室戸

層に、甲藤ほか（1974）の海陽町久尾や周辺に分布する主に砂岩及び砂岩泥岩互層からなる奈半利川層の上部層に相当する。

#### 4.4 奈半利川ユニット (Nhs, Nhi, Nhd)

命名・定義 江原（1928）によって奈半利川層と命名された。奈半利川層は、四万十帯古第三系として、7万5千分の1地質図幅「室戸」（鈴木、1930）及び「甲浦」（鈴木、1931）、20万分の1高知県地質産図（高知県、1961）、20万分の1地質図幅「剣山」（神戸、1968）、甲

藤ほか (1974, 1976), 公文・井内 (1976), 平ほか (1980a), 20 万分の 1 四国地方土木地質図 (四国地方土木地質図編纂委員会, 1998) など多くの文献及び地質図で広く用いられている。本報告では, 原ほか (2018) に従い構造層序単元としてユニットを用い, 奈半利川層を奈半利川ユニットに改称する。奈半利川ユニットは, 主に砂岩・砂岩泥岩互層からなり, その大部分で整合相を示す地層として定義される。本地域南部, 菅ノ上断層より南では, 破断相を示す砂岩泥岩互層も認められる。

**分布・模式地** 高知県側では安田川, 奈半利川, 小川川流域に, また徳島県側では野根川下流に広く分布する。模式地を北川村轟周辺の奈半利川沿いに認定し, 模式地及び大谷林道周辺のルートマップを第 4. 8 図に示す。

**岩相** 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Nhs), 砂岩泥岩互層及び砂岩 (Nhi), 泥岩を伴う破断した砂岩泥岩互層 (Nhd) からなる。

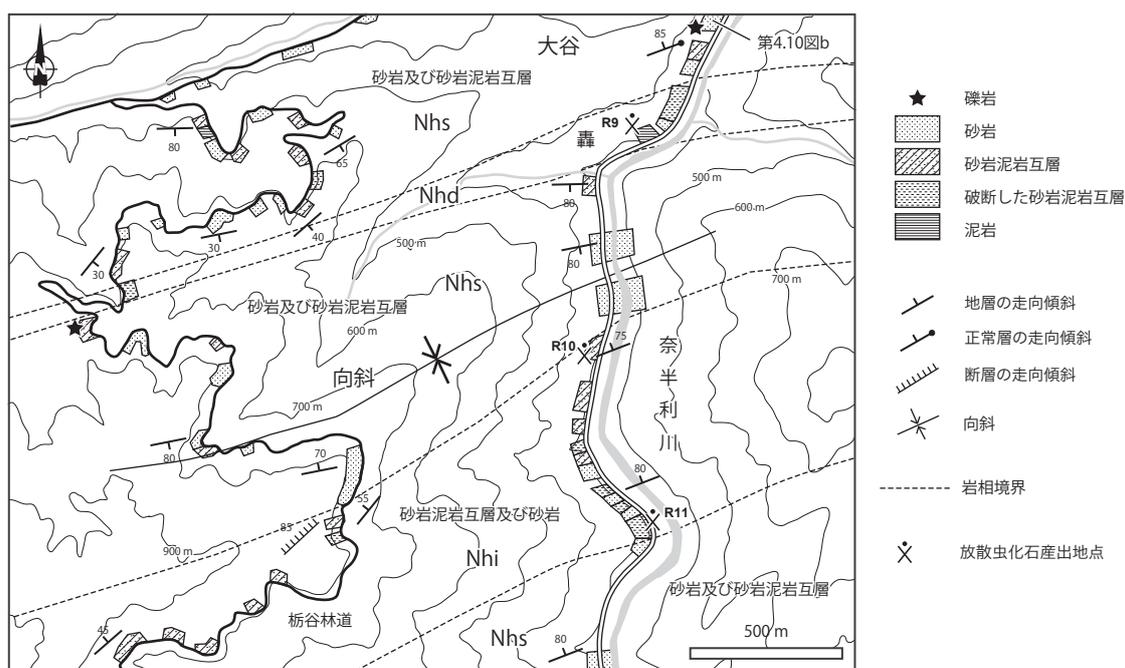
砂岩は, 灰白色～淡灰色を呈し, 塊状ないし成層砂岩 (第 4. 9 図 a, b) である。しばしば砂岩泥岩互層に漸移する。中粒～細礫を含む極粗粒な砂岩を特徴とする (第 4. 10 図 a, b)。一般に砂岩は, 石英に富み, 長石・火山岩片・変成岩片などを含む。火山岩片は, 流紋岩など珪長質な火山岩が多い。変成岩片として, 片状構造が発達した石英片岩や泥質片岩を含む。また多結晶石英や雲母, 泥岩ないしシルト岩の岩片を頻繁に含み, 石英に富む斑状細粒花崗岩の岩片を多く含む (第 4. 10 図 c, d)。塊状砂岩は, 層厚数 m 以上で泥岩の挟みが認められな

い砂岩である。成層砂岩は, 単層の厚さが数 10 cm ～数 m 程度までを示し, 数 cm 以下の泥岩を挟在する。単層の厚さが数 10 cm 以下の薄～中層理の場合, 成層砂岩と砂岩泥岩互層が, また単層の厚さが数 m を示す厚層理の場合, 成層砂岩と塊状砂岩が漸移関係になることが多い。また厚層理砂岩には, 礫岩や礫質砂岩を伴うことがある。

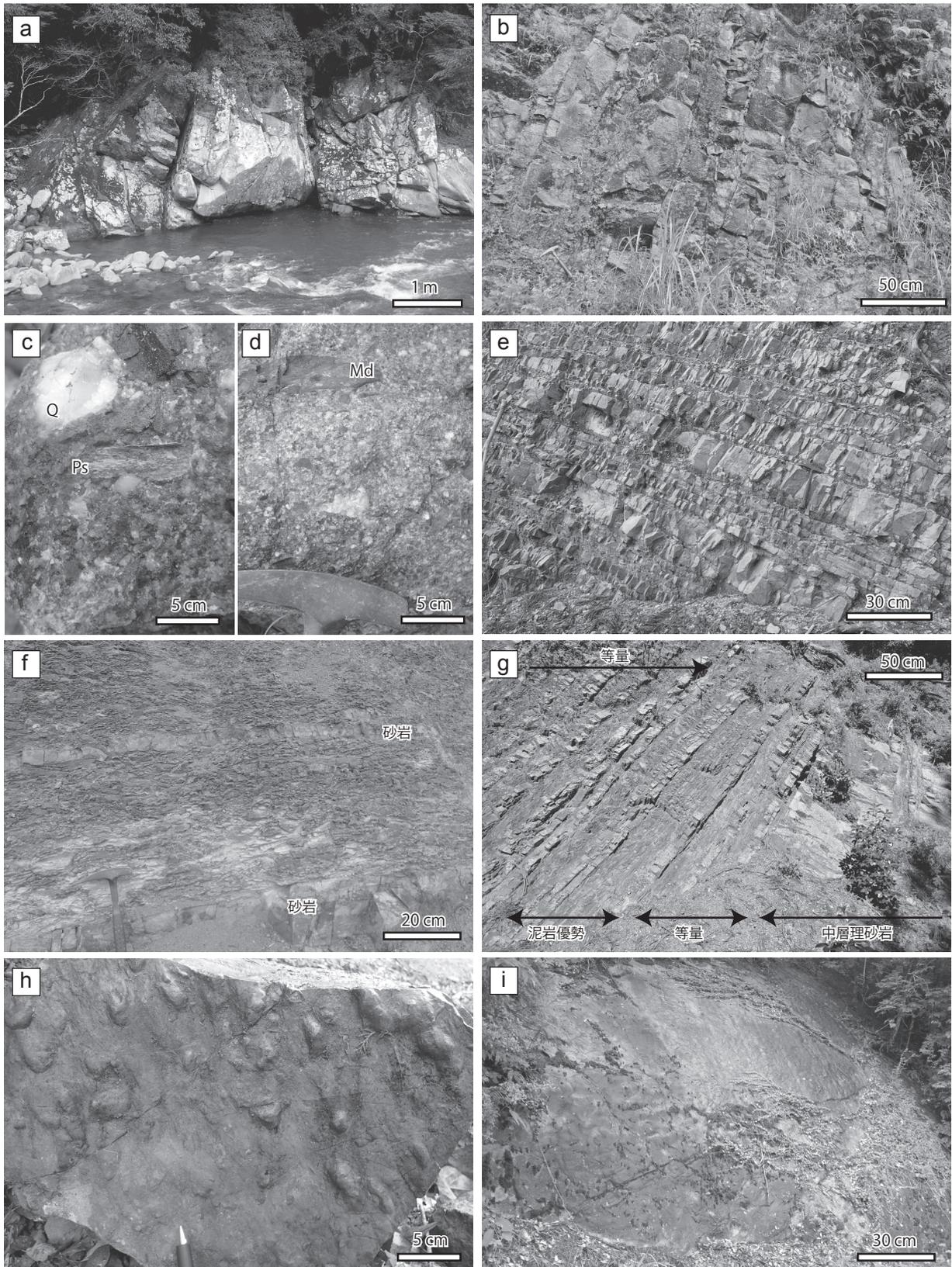
礫岩は, 北川村尾河や笹谷林道などで, 厚層理砂岩と漸移関係によって露出する。礫種として, 砂岩・泥岩・チャート・結晶片岩・流紋岩・石英に富む斑状細粒花崗岩が多く含まれる (第 4. 9 図 c, d)。公文・井内 (1976) によればオルソクォーツアイト礫も確認されている。一般に, 礫は小礫大の垂円～円礫からなる。また泥岩礫や泥質片岩礫は, 垂角礫からなる。一般に基質は粗粒～極粗粒砂岩からなり, 基質支持である。礫岩の層厚は数 10 cm 程度である。

泥岩は, 暗灰色～黒色を呈し, 微細な粘土鉱物に富み, シルト大の石英・長石・炭質物などの不透明鉱物などを含む。しばしばシルト質で, 葉理の発達が認められることもある。層厚数 cm ～数 10 cm で砂岩と互層する。また後述する破断した砂岩泥岩互層は, 層厚数 m 以下の泥岩を伴うことがある。

砂岩泥岩互層は, 主に砂岩優勢な砂岩泥岩互層及び砂岩泥岩等量互層からなり, まれに泥岩優勢な砂岩泥岩互層からなる。砂岩優勢な砂岩泥岩互層は, 層厚が数 cm ～数 10 cm の薄層理ないし中層理であり (第 4. 9 図 e),

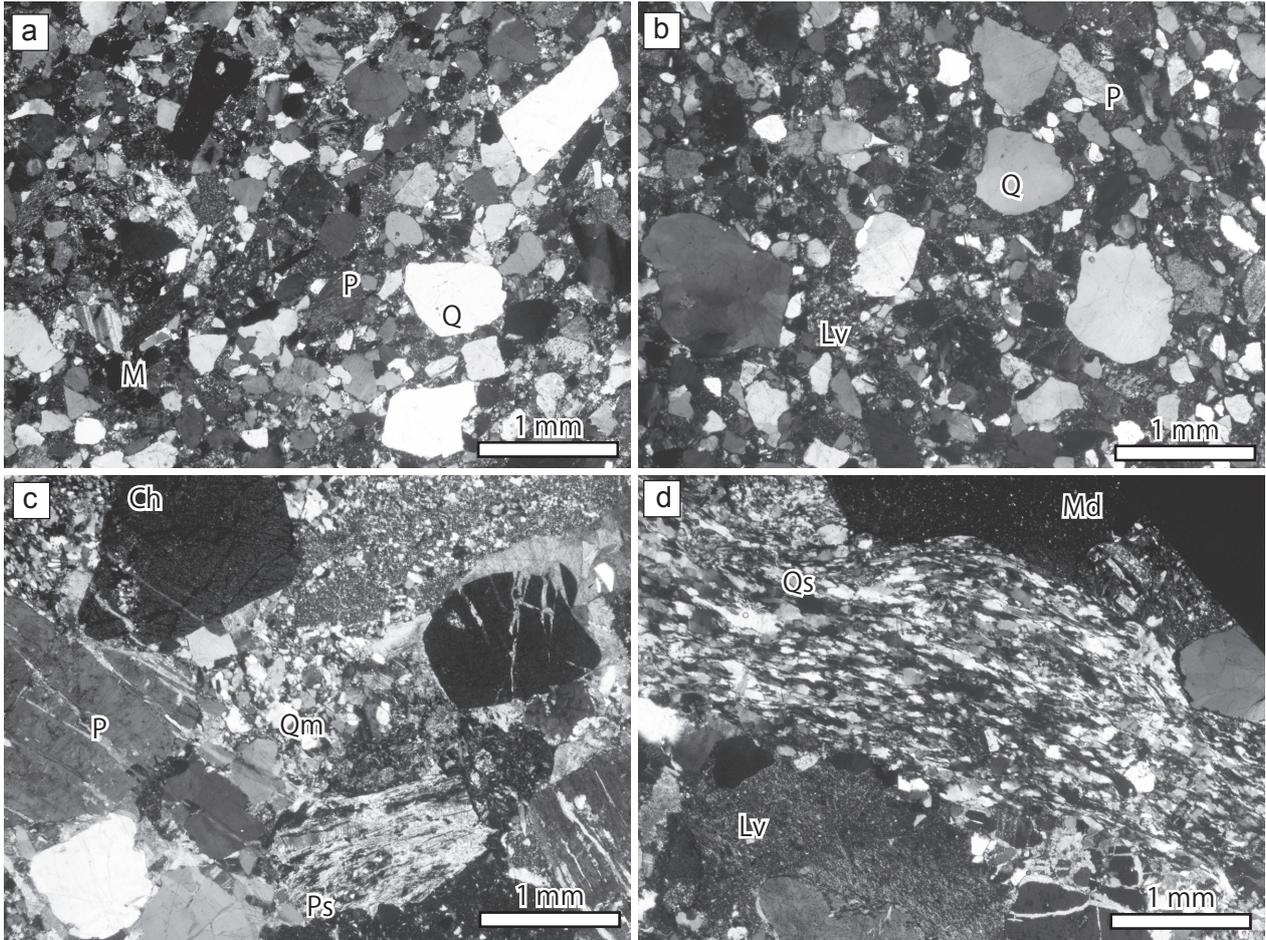


第 4. 8 図 奈半利川ユニットのルートマップ  
北川村轟周辺。岩相の凡例記号は地質図を参照。



第4.9図 奈半利川ユニットの砂岩及び砂岩泥岩互層

(a) 塊状砂岩及び厚層理砂岩. 烏石ビクニック広場. (b) 中層理砂岩. 宗ノ上川. (c, d) 礫岩. 笹谷林道. Q: 石英に富む斑状細粒花崗岩. Ps: 泥質片岩. Md: 泥岩. (e) 砂岩優勢な砂岩泥岩互層. 影地林道. (f) 泥岩優勢な砂岩泥岩互層. 東洋町日曾谷. (g) 砂岩泥岩等量互層及び泥岩優勢な砂岩泥岩互層. 栃谷林道. (h) フルートマーク. 東洋町日曾谷 (i) 漣痕が発達する砂岩の底面. 小川川.



第 4. 10 図 奈半利川ユニット構成岩相の顕微鏡写真

(a) 砂岩. 馬路村五味. クロスニコル. (b) 砂岩. 北川村久木の南. クロスニコル. (c) 礫質砂岩. 笹谷林道. クロスニコル. (d) 礫質砂岩. 笹谷林道. クロスニコル.

Q: 単結晶石英, Qm: 多結晶石英, P: 長石, Lv: 火山岩片, M: 粘土鉱物, Qs: 石英片岩, Ps: 泥質片岩, Md: 泥岩.

砂岩と泥岩の割合は 9 対 1 ~ 7 対 3 程度である。砂岩優勢な砂岩泥岩互層には、層厚数 m の厚層理砂岩ないし塊状砂岩を伴うこともしばしばある。砂岩泥岩等量互層は、単層の厚さが数 10 cm 程度の中層理であることが多い。泥岩と砂岩の割合が、8 対 2 ~ 7 対 3 程度の泥岩優勢な砂岩泥岩互層も認められる (第 4. 9 図 f)。これらの砂岩泥岩互層は、漸移関係を示すことが多い (第 4. 9 図 g)。砂岩泥岩互層の砂岩の底面には、漣痕やフルートマークなどの流痕が認められる (第 4. 9 図 h, i)。

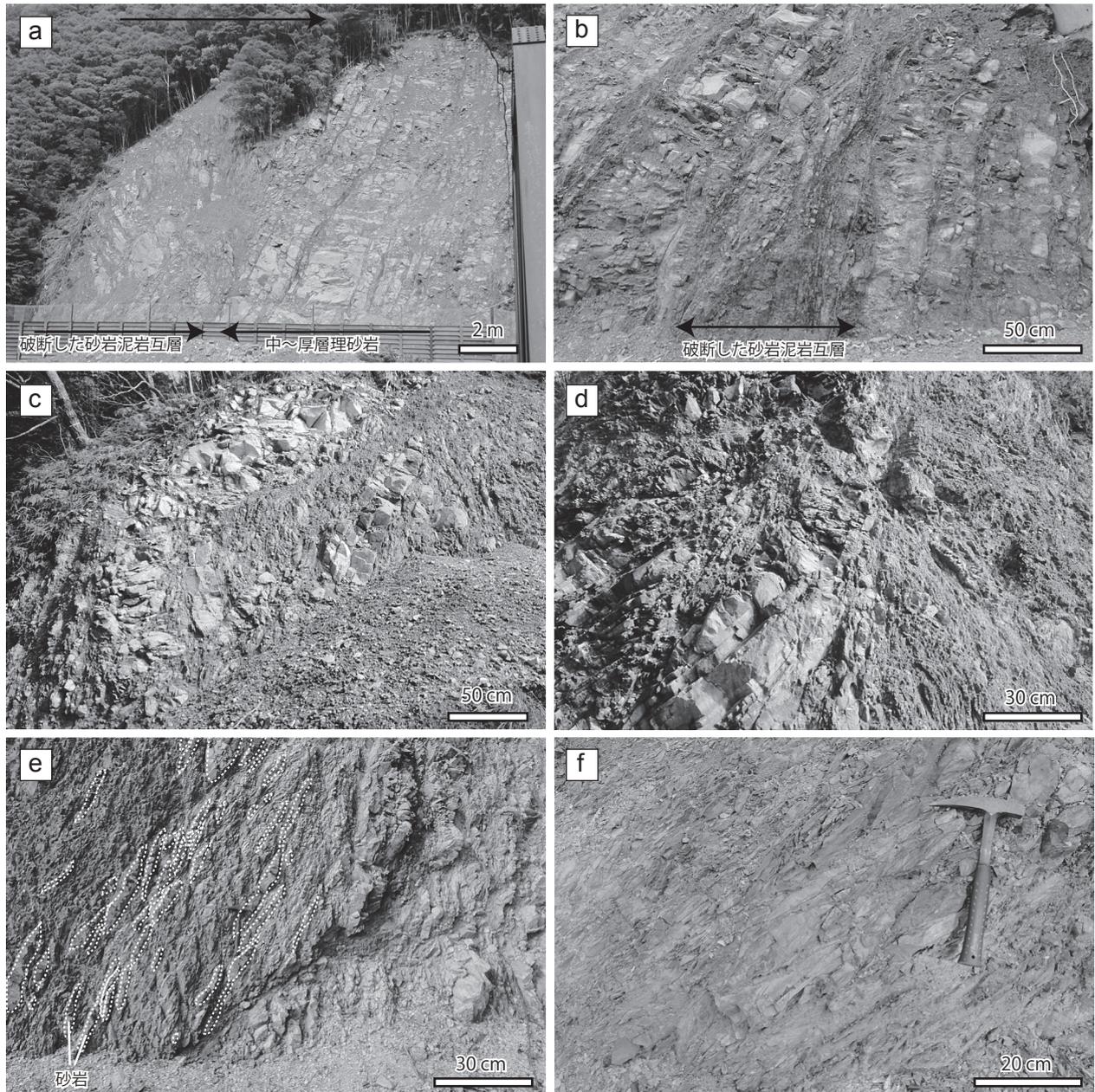
破断した砂岩泥岩互層は、砂岩泥岩等量互層及び泥岩優勢な砂岩泥岩互層中の層厚数 10 cm 以下の薄~中層理砂岩が破断を受けた岩相である。砂岩泥岩互層に伴って露出する場合、破断の程度は弱く、砂岩はわずかにブーディン構造を示す (第 4. 11 図 a, b)。また破断が進行し、砂岩が分断され岩塊として露出することもある。砂岩岩塊は、もとの砂岩層の連続性が確認できる場合 (第 4. 11 図 c, d) や、完全に破断されレンズ状になっている場

合 (第 4. 11 図 e) など、その変形の程度は様々である。また破断した砂岩泥岩互層では、層厚数 m ~ 数 10 m で泥岩を伴うことがある (第 4. 11 図 f)。北川村轟, 堂ヶ平, 平鍋, 安倉などで認められ、層厚は 200 ~ 1,000 m で側方に連続して分布する。特に菅ノ上断層の下盤に広く分布する。

見かけの層序 奈半利川ユニットの見かけの層序を第 4. 12 図に示す。さらに本報告では、本ユニットの層序を下部・中部・上部に細分した。下部と中部の境界に菅ノ上断層、中部と上部の境界に生見断層が位置する。また平ほか (1980a) による奈半利川層の A・B・C 部層は、本報告の奈半利川ユニット上部・中部・下部に相当する。

下部は、菅ノ上断層より構造的な下位の泥岩を伴う破断した砂岩泥岩互層と砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。砂岩及び砂岩泥岩互層中に、層厚 500 m 以下の破断した砂岩泥岩互層が挟まれることを特徴とする。

中部は、主に砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。層厚は、



第 4. 11 図 奈半利川ユニットの破断した砂岩泥岩互層及び泥岩  
 (a) 破断した砂岩泥岩互層と中〜厚層理砂岩. 平鍋橋. (b) 破断した砂岩泥岩互層及び砂岩泥岩互層, 安田町小川. (c) 破断した砂岩泥岩互層, 後口山林道. (d) 破断した砂岩泥岩互層, 後口山林道. (e) レンズ状砂岩岩塊を含む破断した砂岩泥岩互層, 白線で囲んだ部分が砂岩. 影地林道. (f) 泥岩. 影地林道.

1,200 ~ 2,400 m 程度である.

上部は, 生見断層より構造的上位の砂岩及び砂岩泥岩互層と砂岩泥岩互層及び砂岩からなる. 北北東-南南西走向の胴切断層である冷谷断層の西側では, 砂岩及び砂岩泥岩互層と砂岩泥岩互層及び砂岩は, それぞれ 2 層準認められる. 砂岩及び砂岩泥岩互層は, 層厚最大約 1,500 m である. 北縁部では向斜が認められ, 褶曲軸を挟んでその北翼部では層厚 1,200 m 以下, 南翼部では層厚 1,500 m 以下の砂岩及び砂岩泥岩互層が分布する. 北翼部では,

層厚約 100 m 以下の破断した砂岩泥岩互層を伴う. 砂岩泥岩互層及び砂岩は, 層厚約 800 m ないし約 1,500 m である. 冷谷断層の東側では, 北川村尾河から東洋町日曾谷にかけて, 層厚 2,500 m の砂岩及び砂岩泥岩互層に, 層厚 300 m 以下の砂岩泥岩互層及び砂岩がたびたび挟まれる.

**ユニット境界** 奈半利川ユニットの北限は, 久木断層によって東川ユニット及び海部ユニットに, また塩深断層によって海部ユニットに接する. また北西限は, 安田



断層によって東川ユニットに接する。

**地質構造** 奈半利川ユニットは、大局的に本地域の東部では西北西から東西走向が卓越するのに対し、西部では北東走向が卓越する。これは、室戸岬の東部に発達する室戸屈曲 (Hibbard *et al.*, 1992) の影響による。生見断層やこれに並走する菅ノ上断層によって、奈半利川ユニットは細分される。

奈半利川ユニットは、一般に北上位・北傾斜の同斜構造を示すが、本ユニットの最上位の北川村轟の南や朝日出谷周辺では、東北東-西南西走向の軸を持つ向斜が確認される。向斜は、半波長数 100 m の翼間隔の閉じた褶曲であり、地層の傾斜から褶曲軸面はほぼ垂直と推定される。北翼は久木断層に断たれるため、対になる背斜が存在したかどうかは不明である。その他、北川村二又や平鍋では背斜の、北川村尾河<sup>おごう</sup>では向斜の存在が指摘されている (高知県, 1961)。これらの褶曲は、生見断層や菅ノ上断層付近に存在が想定されているため、実態は不明である。断層運動に伴う、露頭規模の小さな褶曲が反映されている可能性がある。

**地質年代** 本ユニットの泥岩から産出する放散虫化石は、Nigrini *et al.* (2005) による化石分帯の RP17 ~ RP19 (プリアボニアン期) に生存期間を持つ種を含む (Hara and Hara, 2019)。一方、碎屑性ジルコン年代の最若のピーク年代は、放散虫化石年代より明らかに古い暁新世 (YC = 60.6 ± 4.0 Ma) を示す。したがって、本ユニットの地質年代は、放散虫化石年代を採用し、始新世後半のプリアボニアン期とする。

**対比** 主に整然相を示す砂岩及び砂岩泥岩互層からなる四万十帯古第三系付加コンプレックスとして、甲藤ほか (1974, 1976) の奈半利川層の一部、公文・井内 (1976) 及び平ほか (1980a) の奈半利川層に相当する (第 2. 4 図)。20 万分の 1 地質図幅「高知」 (原ほか, 2018) の奈半利川ユニットに対比される。

#### 4. 5 産出化石

本地域及び周辺地域の四万十帯古第三系付加コンプレックスの泥岩から、放散虫化石や二枚貝化石の産出報告がある。古第三紀放散虫化石の年代決定について、古くは Sanfilippo *et al.* (1985) による化石分帯が用いられてきた。しかし最近、Sanfilippo and Nigrini (1998) 及び Nigrini *et al.* (2005) は、化石分帯の見直し及びその構成種を詳細に報告し、新たに RP1 ~ RP22 の化石帯 (RP 分帯) を認定した。そして Nigrini *et al.* (2005) による化石分帯は、四万十帯古第三系付加コンプレックスに適用されている (例えば、鈴木・福田, 2012)。本報告では、本地域及び周辺地域からすでに産出報告のある始新世放散虫化石について、Nigrini *et al.* (2005) の RP 分帯に従い、放散虫化石年代の見直しを行った。本地域から産出

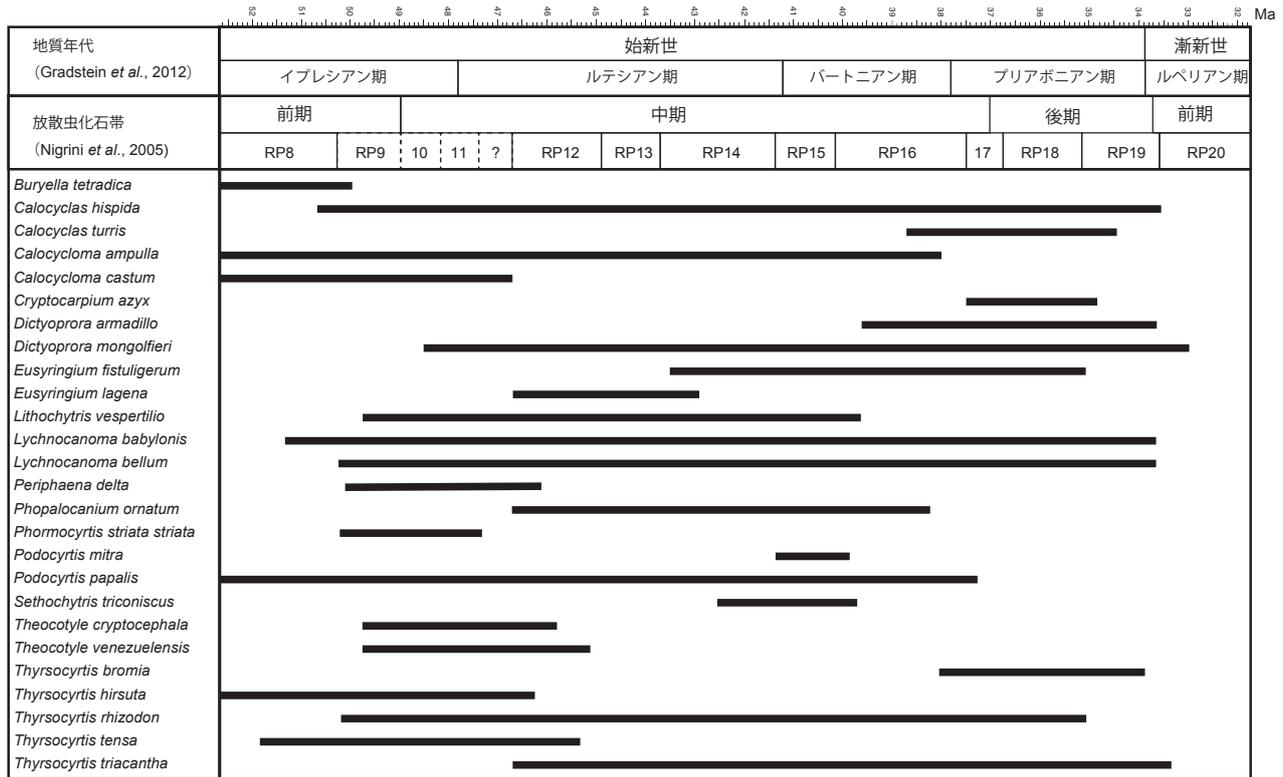
する主な始新世放散虫化石とその地質年代について、第 4. 13 図に取りまとめた。なお Nigrini *et al.* (2005) では、RP9 ~ RP11 については詳細に分帯されていない。そこで、RP9 ~ RP11 については、Nigrini and Sanfilippo (2001) を参考にした。第 4. 1 表には、年代決定に有効な放散虫化石産出と各文献における試料番号、及び化石分帯を示した。本地域での化石産出地点を付図に、代表的な放散虫化石を第 4. 14 図に示す。

**東川ユニット** Hara and Hara (2019) により、2 地点の泥岩より放散虫化石の報告がある。東川川に露出する泥岩 (試料 R6) の年代は、*Lychnocanoma babylonis* などの産出により、RP8 ~ RP11 の範囲 (イプレシアン期 ~ ルテシアン期前半) にある。また林道横谷線に露出する泥岩年代 (試料 R7) は、*Thyrsoyrtis (Pentalacorys) tensa* や *T. (P.) triacantha* などの産出により RP12 (ルテシアン期前半) に対比された。また須鎗・山崎 (1988) が報告した放散虫化石のうち、日浦の地点 (試料 13) は、東川ユニットに含まれる。この試料の放散虫化石年代は、*Periphaena delta* の産出により、RP9 ~ RP12 (イプレシアン期後半 ~ ルテシアン期前半) に対比できる。また山崎ほか (1993) が放散虫化石を報告した大山岬東の下山付近の泥岩も東川ユニットに相当し、その年代は *Phormocyrtis striata striata* により RP9 ~ RP11 (イプレシアン期後半 ~ ルテシアン期前半) に対比される。

**海部ユニット** Hara and Hara (2019) によって、大谷林道に分布する砂岩に伴うシルト質泥岩 (試料 R8) より *Theocotyle cryptocephala* を含む放散虫化石群集が報告された。この化石群集は、RP9 ~ RP12 に対比され、イプレシアン期後半 ~ ルテシアン期前半を示す。須鎗・山崎 (1988) が報告した放散虫化石を産する泥岩のうち、本地域では久尾の泥岩 (試料 7 及び試料 8)、また東隣甲浦地域では海陽町北河内の泥岩 (試料 4)、櫛川西の泥岩 (試料 5)、日比字<sup>ひひじ</sup>の泥岩 (試料 9)、穴喰北の泥岩 (試料 10) 及び塩深の泥岩 (試料 11) が本ユニットに帰属する。北河内の泥岩 (試料 4) から産する放散虫化石群集は、*Periphaena delta* の産出により、RP9 ~ RP12 に対比できる。なおその他の泥岩試料からは、RP8 ~ RP19 に生存期間のある *Calocyclus hispida* や、RP10 ~ RP20 の *Dictyoprora mongolfieri* が産出する。これらの放散虫化石については、生存期間が長く少なくとも始新世を示す。

また須鎗・山崎 (1987) は東隣甲浦地域の海陽町野江<sup>はは</sup>の母川において、転石のノジュールより始新世を示唆する *Crassatella (Eucrassatella) cf. nipponensis* の二枚貝化石を報告した。須鎗・山崎 (1987) では、本ユニット相当層から有孔虫化石も見出されているが、年代決定に有効な種は含まれていない。

**奈半利川ユニット** Hara and Hara (2019) は、奈半利川流域及び小川川流域の 5 地点の泥岩 (試料 R9 ~



第 4. 13 図 始新世放散虫化石とその分帯

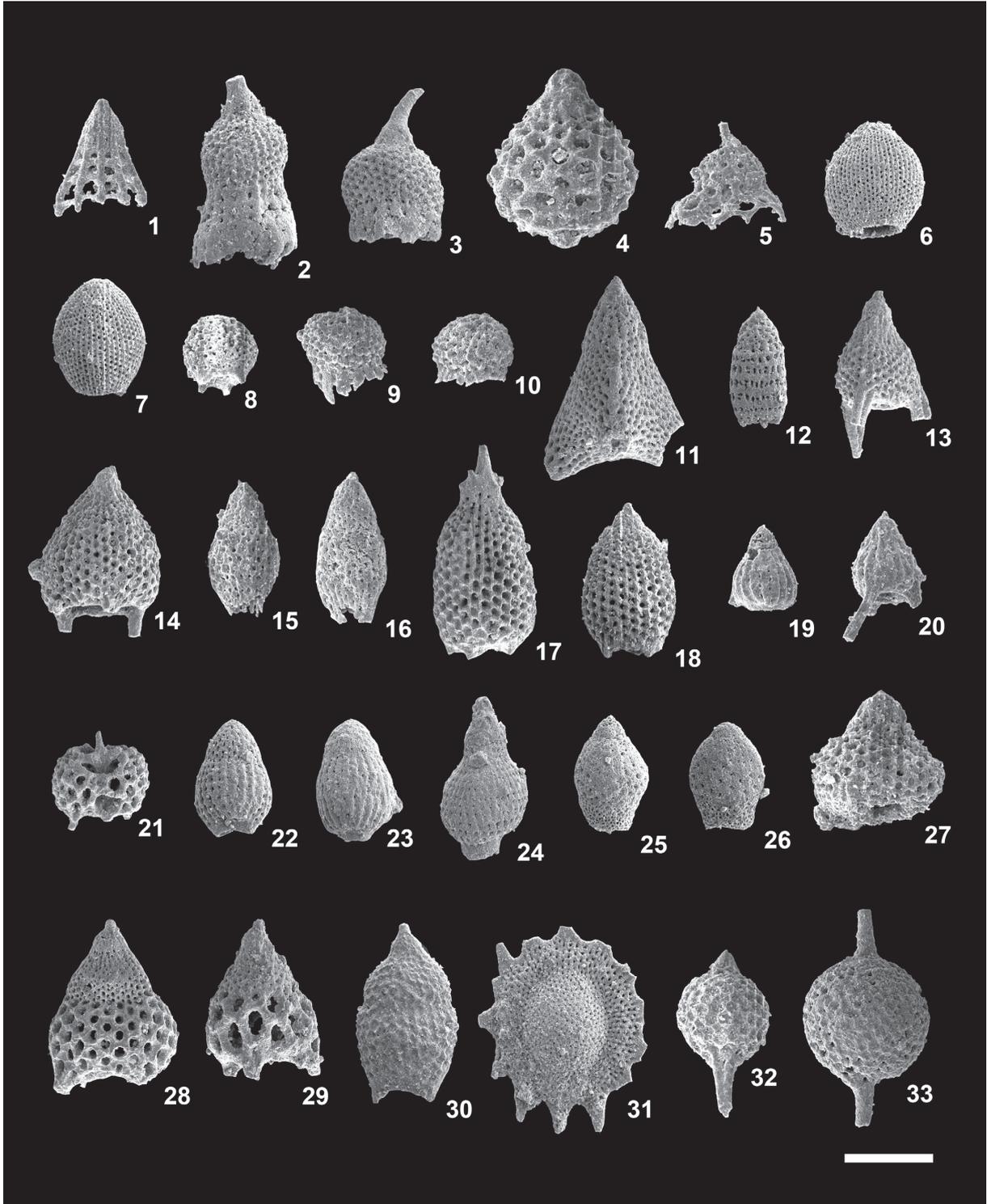
Nigrini et al. (2005) を基に主要な始新世放散虫化石を選択し、それらによる化石分帯と地質年代を示した。地質年代は、国際層序委員会 (Gradstein et al., 2012) の区分を採用し、年代値については 2018 年の改訂版を用いた。

R13) より放散虫化石を報告した。いずれの試料からも *Calocyclus turris*, *Lychnocanoma babylonis*, *Theocampe mongolfieri*, *Theocampe ovata* などの放散虫化石が産出する。このうち *Calocyclus turris* は、Nigrini et al. (2005) の分帯では RP16 ~ RP19 の生存期間の範囲にあり、始新世後半 (パートニアン期後半 ~ プリアポニアン期) を示す。また試料 R9, R11 及び R12 は、RP17 ~ RP19 (プリアポニアン期) に生存期間を持つ *Cryptocarpium azyx* を含み、始新世後半 (プリアポニアン期) を示す。須鎗・山崎 (1988) によって朝日出の泥岩 (試料 14) 及び四郎ヶ野峠の泥岩 (試料 15) から報告された放散虫化石は本ユニットから産出されたものである。両試料からは、*Calocyclus hispidus* や *Dictyoprora mongolfieri* が産出する。これらの放散虫化石は、それぞれ RP8 ~ RP19 及び RP10 ~ RP20 の始新世中頃 ~ 後半にいたる長い生存期間を示す。また四郎ヶ野峠の泥岩 (試料 15) には、*Dictyoprora armadillo* も含まれる。これは RP16 ~ RP19 に対比され、始新世後半 (パートニアン期後半 ~ プリアポニアン期) を示す。また平ほか (1980a) は、本地域の小川川流域の尾河、及び南隣の奈半利地域の淀ヶ磯から *Dictyoprora mongolfieri* を含む放散虫化石群集を報告し、その年代を始新世中頃 ~ 後半とした。

東隣の甲浦地域において、阿佐海岸鉄道甲浦駅北方の穴喰第四トンネル建設中のズリ山より石灰質ナンノ化石の報告がある (甲藤ほか, 1979; 岡田・岡村, 1980)。甲藤ほか (1979) によれば、石灰質ナンノ化石は白亜紀中頃 (アプチアン期 ~ チューロニアン期) と始新世前半 (50 ~ 49 Ma) の混合群集とみなされ、白亜紀の群集は再堆積した群集として解釈された (甲藤ほか, 1979)。

同じく、穴喰第四トンネルの黒色泥岩より、波多江 (1960) による *Crassatellites nov. sp. a* とされる二枚貝化石が産出する (須鎗・山崎, 1987)。南隣の奈半利地域では、北川村崎山の黒色泥岩から *Acila (Truncacila) decisa*, *Portlandia (Portlandia) nahariensis*, *Parvamussium inouei* の二枚貝化石の産出報告があり (Katto and Tahshiro, 1979)、この二枚貝が示す年代は始新世中頃とされる (田代, 1980)。また北川村加茂の黒色泥岩から始新世を示す *Crassatella (Eucrassatella) nipponensis* が報告されている (Katto and Tashiro, 1979; 田代, 1980)。

東隣甲浦地域では海陽町古目水床 (こめみとこ) より、漸新世を示す *Venericardia subnipponica* の二枚貝化石の報告がある (徳島県, 1972)。また同じく海陽町古目では、*Venericardia cf. subnipponica*, *Portlandia cf. watasei*, *Ctenamussium sp.* の二枚貝化石の報告がある (公文・井内,



第4.14図 四万十帯古第三系付加コンプレックスから産出する古第三紀放射虫化石

1 : *Bathropyramis magnifica* (R6). 2, 3 : *Calocyclus turris* (R9 and R11). 4 : *Calocyclus castum* (R6). 5 : *Clathrocyclus universa* (R6). 6, 7 : *Cryptocarpium azyx* (R12 and R9). 8 : *Dorcadospyris confluens* (R6). 9, 10 : *Dorcadospyris pentas* (R6). 11 : *Lithochytris vespertilio* (R7). 12 : *Lithomitra micropore* (R13). 13 : *Lychnocanoma babylonis* (R7). 14 : *Lychnocanoma bellum* (R7). 15, 16 : *Phormocyrtis striata striata* (R6). 17 : *Podocyrtis (Lampterium) mirabilis* (R7). 18 : *Podocyrtis (podocyrtis) papalis* (R13). 19, 20 : *Rhopalocanium pyramis* (R6). 21 : *Tessarospyrus (?) bicaudalis* (R7). 22, 23 : *Theocampe mongolferi* (R13). 24 : *Theocampe ovata* (R9). 25, 26 : *Theocorys spongoconum* (R13). 27 : *Theocotyle cf. venezuelensis* (R6). 28 : *Thyrsoyrtis (pentalacorys) tensa* (R7). 29 : *Thyrsoyrtis (Pentalacorys) triacantha* (R7). 30 : *Thyrsoyrtis (Thyrsoyrtis) rhizodon* (R9). 31 : *Periphaena heliasteriscus* (R7). 32 : *Amphisphaera coronata* (R6). 33 : *Stylosphaera minor* (R13). スケールバーは 100  $\mu$  m. Hara and Hara (2019) より転載した。R6 ~ R13 は、試料番号を示す。

第 4. 1 表 馬路地域から産出する古第三紀放散虫化石

文献	Hara and Hara (2019)									須鎗・山崎 (1988)											山崎*
	Hg	Hg	Kf	Nh	Nh	Nh	Nh	Nh	Nh	Eb	Kf	Hg	Nh	Nh							
各文献での試料番号	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R13	3	4	5	7	8	9	10	11	13	14	15	16*	
化石分帯RP (Nigrini et al. 2005)	8-11	9-12							8-19	9-12							9-12	8-19	16-19	9-12	
放散虫化石																					
<i>Amphisphaera coronata</i>	•																				
<i>Bathropyramis magnifica</i>	•	•	•						•												
<i>Buryella tetradica</i>																					
<i>Calocycloma castum</i>	•																			•	
<i>Calocycloma hispida</i>									•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
<i>Calocyclus turris</i>				•	•	•	•	•	•												
<i>Calocycloma ampulla</i>									•	•		•								•	
<i>Clathrocyclas universa</i>	•																				
<i>Cryptocarpium azyx</i>				•		•	•														
<i>Dictyoprora armadillo</i>																				•	
<i>Dictyoprora mongolferi</i>									•	•			•	•	•	•	•	•	•	•	
<i>Dorcadospyrus confluens</i>	•																				
<i>Dorcadospyrus pentas</i>	•																				
<i>Eusyringium fistuligerum</i>									•											•	
<i>Eusyringium lagena</i>																				•	
<i>Lithochytris vespertilio</i>		•																			
<i>Lithomitra micropore</i>		•		•				•													
<i>Lychnocanoma babylonis</i>	•	•		•	•	•	•	•													
<i>Lychnocanoma bellum</i>		•																			
<i>Periphaena delta</i>									•										•		
<i>Periphaena heliasteriscus</i>		•	•	•																	
<i>Phormocyrtis striata striata</i>	•								•											•	
<i>Phormocyrtis turgida</i>																				•	
<i>Podocyrtis (Lampterium) mirabilis</i>		•																			
<i>Podocyrtis (Lampterium) mitra</i>									•												
<i>Podocyrtis (Podocyrtis) papalis</i>								•													
<i>Rhopalocanium ornatum</i>									•												
<i>Rhopalocanium pyramis</i>	•																				
<i>Sethochytris triconiscus</i>									•						•						
<i>Stylosphaera minor</i>		•	•					•													
<i>Theocampe mongolferi</i>		•		•	•	•	•	•													
<i>Theocampe ovata</i>				•	•	•	•	•													
<i>Theocorys spongoconum</i>				•			•	•													
<i>Theocotyle cryptocephala</i>			•																		
<i>Theocotyle cf. venezuelensis</i>	•																				
<i>Thyrsocyrtis (Pentalacorys) tensa</i>		•																			
<i>Thyrsocyrtis (Pentalacorys) triacantha</i>		•							•						•						
<i>Thyrsocyrtis (Thyrsocyrtis) hirsuta</i>									•										•		
<i>Thyrsocyrtis (Thyrsocyrtis) rhizodon</i>				•					•		•								•		

Hg: 東川ユニット, Kf: 海部ユニット, Nh: 奈半利川ユニット, Eb: 海老ヶ池ユニット, 須鎗・山崎 (1988) の試料番号 3 ~ 11 は東隣の甲浦地域から, 山崎ほか (1992) の試料番号 16 は南西隣の安芸地域からの報告である。

1976). これらの二枚貝化石の産出により, 公文・井内 (1976) は奈半利川層の年代を漸新世とした。一方, 徳島県 (1972) は漸新世二枚貝化石の産出が少ないこと, 須鎗・山崎 (1987) は漸新世二枚貝化石産出と同一層準より始新世二枚貝化石が産出することから, 奈半利川ユニットの年代を漸新世と断定するにはさらなる検討が必要としている。奈半利川ユニットにおいて, 漸新世の二枚貝化石産出層準が海陽町古目の限られた地域のみであること, この二枚貝化石以外の化石は始新世を示すことから, 古目の化石産出層準は奈半利川ユニットに含まれない可能性もある。

この他, 奈半利川ユニットからは, 生痕化石が多産する (例えば, Katto, 1964, 1969; 甲藤, 1973; 甲藤・平, 1978; 石田, 1993; Nara and Ikari, 2011)。露頭条件の

良い海岸線での報告が多いが, 本地域からも複数の生痕化石が報告されている。甲藤 (1997) によれば, 本地域の北川村安倉や南隣の蛇谷より, ネレイテス (*Nereites tosaensis*) とよばれる生痕化石の報告がある。なお Katto (1960) が新種記載した *Nereites tosaensis* は, *Protovirgularia* と同一属とされ, クルミガイなど原鰓類の二枚貝化石やツノガイ (掘足綱) によるはい跡化石とされる (Nara and Ikari, 2011)。

#### 4. 6 砂岩組成と碎屑性ジルコン年代

本節では, 四万十帯古第三系付加コンプレックスの砂岩組成と砂岩からの碎屑性ジルコン U-Pb 年代についての研究を総括する。なお本報告における碎屑性ジルコン

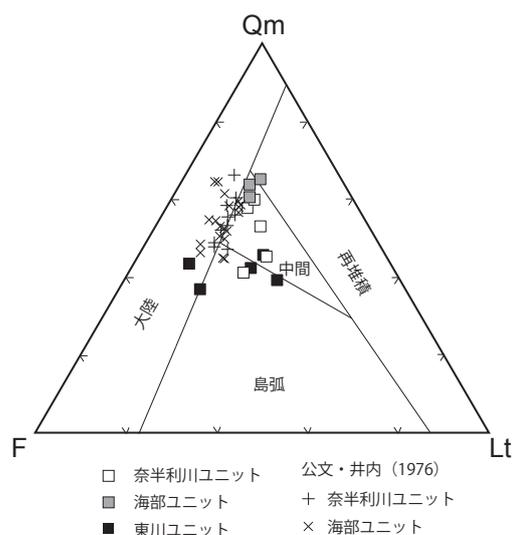
年代の評価については、Hara and Hara (2019) の報告を基に、最若の単一粒子年代 (YSG), 最若の粒子集団年代 (YCI  $\sigma$  及び YC) を算出し、碎屑性ジルコンの最若年代として最若の粒子集団年代 (YC) を用いた。これらの詳細は、第 2 章の第 2. 2 節に記述した (第 2. 5 図)。

四万十帯古第三系付加コンプレックスの砂岩 (以下、古第三系砂岩) は、石英に富み、長石や多結晶石英及び火山岩片・変成岩片・堆積岩片や雲母を含む。多結晶石英や、石英に富む斑状細粒花崗岩の岩片を含むことを特徴とする。また火山岩片として流紋岩など珪長質火山岩を多く含み、変成岩岩片として片状構造が発達した石英片岩や泥質片岩を含む。さらに堆積岩片として、泥岩やシルト岩を含む。これらはしばしば偽礫としても認められる。また古第三系砂岩は、石英や珪長質な火山岩及び深成岩の岩片を多く含むことで、灰白色～淡灰色を呈することが多い。なお東川ユニットの砂岩は、基質が多く淘汰が悪く、細粒砂岩であることが多い。一方、海部ユニットと奈半利川ユニットの砂岩は、基質の少ないアレナイトであることが多く、中粒～極粗粒な砂岩を特徴とする。また東川ユニットに比べて、海部ユニットと奈半利川ユニットの砂岩は、より石英に富む傾向がある (第 4. 15 図)。海部ユニットと奈半利川ユニットの砂岩については、公文・井内 (1976) によって、詳しい報告があり、両ユニットの砂岩は良く似た特徴を示す。本報告での観察に基づいた砂岩は、公文・井内 (1976) に比べ、より岩片に富む傾向がある。この違いは、粗粒な多結晶石英を、石英に含めるか、岩片に含めるかの相違により生じている可能性がある。古第三系砂岩の全岩化学組成は、 $\text{SiO}_2$  及び  $\text{TiO}_2$  に富む傾向がある (Hara and Hara, 2019)。なお前述の四万十帯白亜系付加コンプレックスの砂岩 (以下、白亜系砂岩) も  $\text{SiO}_2$  に富む。砂岩組成を考慮すると、 $\text{SiO}_2$  の起源は、白亜系砂岩は主に珪長質火山岩に、古第三系砂岩は石英や多結晶石英に多く由来すると考えられる。その他に古第三系砂岩は、白亜系砂岩に比べ Rb に富む。これは花崗岩などの基盤岩の上昇・剝削により、もたらされたと解釈された (Hara and Hara, 2019)。また海部ユニットと奈半利川ユニットの砂岩は、礫岩を伴うことが知られている。礫種として、砂岩・泥岩・チャート・結晶片岩・流紋岩・石英に富む斑状細粒花崗岩が多く含まれる。特に奈半利川ユニットからはオルソコーツァイトも報告されている (公文・井内, 1976)。オルソコーツァイト礫は、古くは古流向解析により南方に位置する「黒潮古陸」と呼ばれた大陸基盤からもたらされたと考えられた (公文・井内, 1976)。しかし現在では、付加地質学概念に基づき「黒潮古陸」の考えは否定され、オルソコーツァイト礫は、北中国地塊 (中朝地塊) からもたらされたと解釈されている (公文ほか, 2012; 鈴木・中屋, 2012)。

東川ユニットと奈半利川ユニットの砂岩より、碎屑性

ジルコン U-Pb 年代が得られている (Hara and Hara, 2019)。碎屑性ジルコンの年代分布について、第 4. 16 図と第 4. 1 表に示す。東川ユニットの砂岩は、後期白亜紀に最若の粒子集団年代 (YC =  $80.5 \pm 1.3$  Ma) を持つジルコンを含み、このピーク以外の年代を示すジルコンを含まない (第 4. 16 図)。このことから山陽地方における 80 Ma 頃の火成活動に起源を持つジルコン集団から構成されていると考えられる。また、泥岩の放散虫化石年代に一致する珪長質凝灰岩 (YC =  $48.7 \pm 0.4$  Ma) を起源とするジルコンは含まれない。以上より、砂岩中の碎屑性ジルコンは、放散虫化石年代の始新世中頃より有意に古い年代のみ含み、堆積同時性のジルコンが含まれないと言える。

奈半利川ユニットの碎屑性ジルコン年代は、暁新世、後期及び前期白亜紀、ジュラ紀、三畳紀、ペルム紀、原生代と、多数のピークを示す (第 4. 16 図)。これは、奈半利川ユニットが堆積した始新世後半において、基盤岩の急激な上昇が生じ、様々な年代の基盤岩が広く露出し剝削されたためと考えられている (Hara and Hara, 2019)。一方、碎屑性ジルコンの最若の粒子集団年代 (YC) として、 $60.6 \pm 4.0$  Ma の暁新世が得られており、泥岩から産する放散虫化石年代の始新世後半より有意に古い年代を示す。四万十帯古第三系付加コンプレックスには、後背地における火成活動が活発でないこと、基盤岩の上昇及び剝削が顕著であったことから、堆積同時性のジルコンが供給されなかったと考えられた (Hara and Hara, 2019)。すなわち四万十帯古第三系付加コンプレックスにおいて、砂岩の碎屑性ジルコン年代は堆積年代を決定するのに有用ではないと言える。

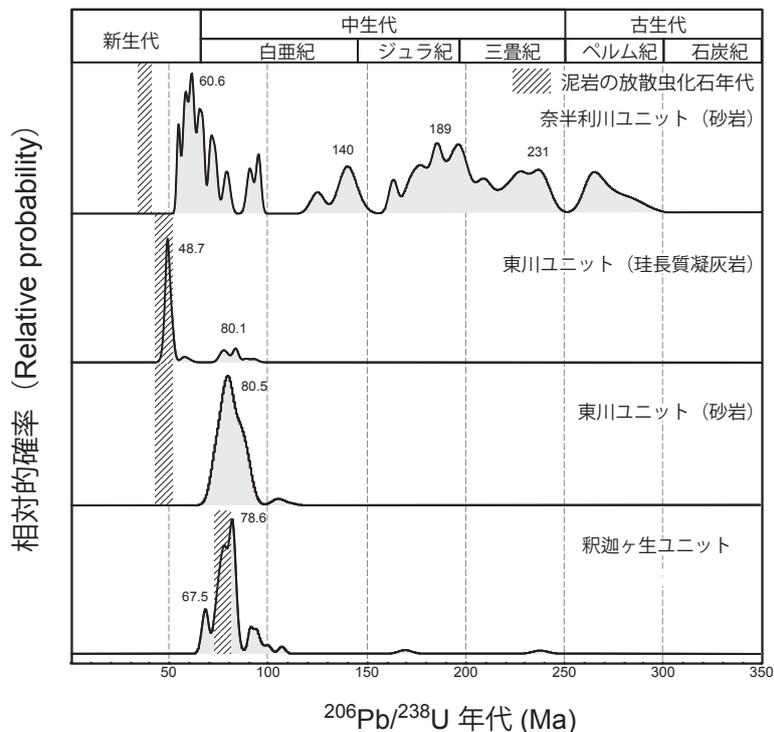


第 4. 15 図 四万十帯古第三系付加コンプレックスの砂岩組成  
Qm: 単結晶石英。F: 長石。Lt: 岩片。造構場の区分は Dickinson *et al.* (1983) による。

第 4. 2 表 四万十帯古第三系付加コンプレックスにおける碎屑性ジルコンの年代分布 (%)

ユニット	東川ユニット	東川ユニット	奈半利川ユニット
試料番号	N1	N1-t	N2
放散虫化石年代 (Ma)	51-45	51-45	39-35
YSG (Ma)	72.2 ± 2.4	46.8 ± 2.7	54.5 ± 0.9
YClσ (Ma)	74.0 ± 1.2	48.3 ± 0.4	58.8 ± 4.3
YClσの構成粒子数	18	23	2
MSWD	0.4	0.34	2.0
YC (Ma)	80.5 ± 1.3	48.7 ± 0.4	60.6 ± 4.0
YCの構成粒子数	59	31	8
MSWD	3.8	0.87	18
年代分布の割合 (%)			
前期始新世 (51-47 Ma)	0	72.1	0
中期～後期暁新世 (62-56 Ma)	0	4.7	8.5
後期白亜紀後半～前期暁新世 (70-62 Ma)	0	0	5.1
後期白亜紀 (100-70 Ma)	92.2	23.3	8.5
前期白亜紀 (145-100 Ma)	3.1	0	6.8
ペルム紀～ジュラ紀 (299-145 Ma)	0	0	40.7
カンブリア紀～石炭紀 (541-299 Ma)	0	0	0
原生代 (2692-541 Ma)	4.7	0	30.5

データの詳細は、Hara and Hara (2019) による。YSG (Youngest single grain age) : 最若の単一粒子年代。YCl σ (Youngest cluster age ± 1 σ) : 最若の粒子集団年代。YC (Youngest cluster age) : 最若のピーク年代。MSWD (mean square weighted deviation) : 重みつき標準偏差の2乗平均。詳しくは、第 2.5 図及び第 2 章の第 2 節に記した「碎屑性ジルコン U-Pb 年代の評価」を参照。なお奈半利川ユニットは、YSG が YCl σ のピーク集団から外れる。ただし YSG が 54.5 ± 0.9 Ma に対し、二番目に若いジルコン粒子年代は 57.4 ± 2.5 Ma であり、誤差を考慮すると 0.5 Ma の差しかない。そこで Hara and Hara (2019) では、YCl σ から外れた YSG も含めて、YC を算出した。本報告も YSG を含めた YC を採用する。なお、YSG を外した YC は 62.3 ± 3.5 Ma を示し、YSG を含めた YC は 60.6 ± 4.0 Ma に対して、両者は誤差の範囲で一致する。



第 4. 16 図 四万十帯古第三系付加コンプレックスの碎屑性ジルコン年代分布 Hara and Hara (2019) による。

## 第5章 四万十帯付加コンプレックスの地質構造

(原 英俊)

本章では、四万十帯付加コンプレックスに発達する断層と屈曲について述べる。四万十帯付加コンプレックスの分布様式を規制する重要な地質構造として、安芸構造線、構造層序単元としてのユニット境界となる衝上断層、ユニット内部に発達する衝上断層に分けて記述を行う。さらに、これらの断層に斜交して発達する胴切断層についても記述を行う。褶曲については、各ユニットの地質構造の記載内に記述した。

本地域において四万十帯付加コンプレックスの構造発達史を理解する上で最も重要な断層として、安芸構造線が挙げられる。これまで安芸構造線は、四国において四万十帯付加コンプレックスの白亜系と古第三系の岩相及び年代境界(甲藤, 1977)として、また温度構造境界(Mori and Taguchi, 1988)として位置づけられた。しかし本地域の安芸構造線は、その下位にも白亜系が認められ、従来の見解と異なる新知見が得られている(Hara and Hara, 2019)。そこで安芸構造線については、これまでの研究史を取りまとめ本章の第5. 1. 1項に報告する。

一般に付加コンプレックスにおいて、ユニット境界となる衝上断層、及びユニット内部に衝上断層が発達する。これらの衝上断層は、イン・シーケンススラスト(in-sequence thrust; 順序内衝上断層)ないしアウト・オブ・シーケンススラスト(out-of-sequence thrust; 順序外衝上断層)とみなされている。付加コンプレックスでは、陸側に傾斜する衝上断層の発生に伴い、海溝充填堆積物や海洋プレートの構成岩類が付加体に順次付け加わる。また衝上断層の発達に伴い、付加された地層は構造的に集積し覆瓦状構造を形成し、結果として付加コンプレックスの厚層化が生じる。この様に形成される衝上断層は、海溝側に順次発生していくことからイン・シーケンススラストと呼ばれ、さらに海溝から陸側に向かい、より古い段階に形成された断層ほど次第に急傾斜となる特徴を示す(例えば、木村, 1998)。イン・シーケンススラストに対し、これらを切る低角の衝上断層が新たに形成され、付加コンプレックスを著しく厚層化する。この衝上断層は、イン・シーケンススラストに対し、その順序から外れるため、アウト・オブ・シーケンススラストと呼ばれる(例えば、木村, 1998)。アウト・オブ・シーケンススラストは、その下盤の地層やイン・シーケンススラストを斜断すること、上盤の地層が下盤の地層より若いこと、温度構造の境界が認められることで認定される。

しかし、イン・シーケンススラストの再活動によって生じたアウト・オブ・シーケンススラストの存在や、上述の特徴を満たさない場合もあり、その認定が難しい場合がある(木村, 1998)。本地域の四万十帯付加コンプレックスに発達する衝上断層のうち、ユニット境界として、深瀬断層、犬吠断層、久木断層、塩深断層が挙げられる。ユニット内部に発達する衝上断層には、那佐断層、生見断層、菅ノ上断層(新称)がある。これらのうち明らかに、アウト・オブ・シーケンススラストとして認定される断層は、安芸構造線及び深瀬断層である。

本地域には、上述の衝上断層に斜交する胴切断層が発達する。野根川上流から小川川にかけ北北東-南南西の冷谷断層が、また北北西-南南東走向の東谷川断層が認められる。また北北東-南南西の断層として、名村川~北路谷川にかけて馬路断層が、安田川沿いには安田断層が認められる。またこれらは、四万十帯付加コンプレックスの側方連続性を断ち変位させるため、付加過程より後に生じた断層である。特に安田断層は明瞭なリニアメントを示し、活断層の可能性が指摘されている(活断層研究会編, 1991)。

本地域最南部では、奈半利川ユニットの走向が、東から西へかけてほぼ東西から北東へと変化する。これは室戸屈曲(Hibbard *et al.*, 1992)の屈曲部に相当する。

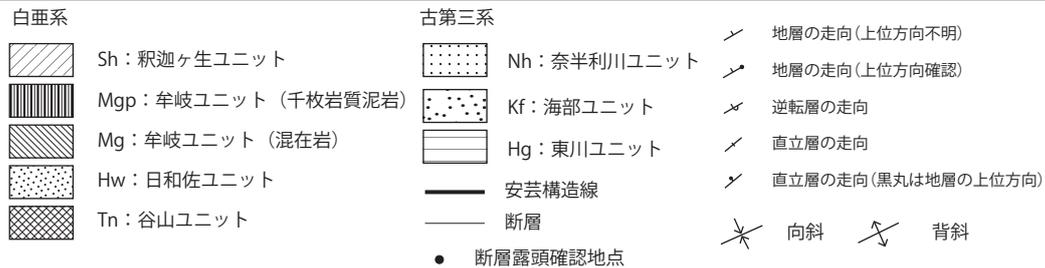
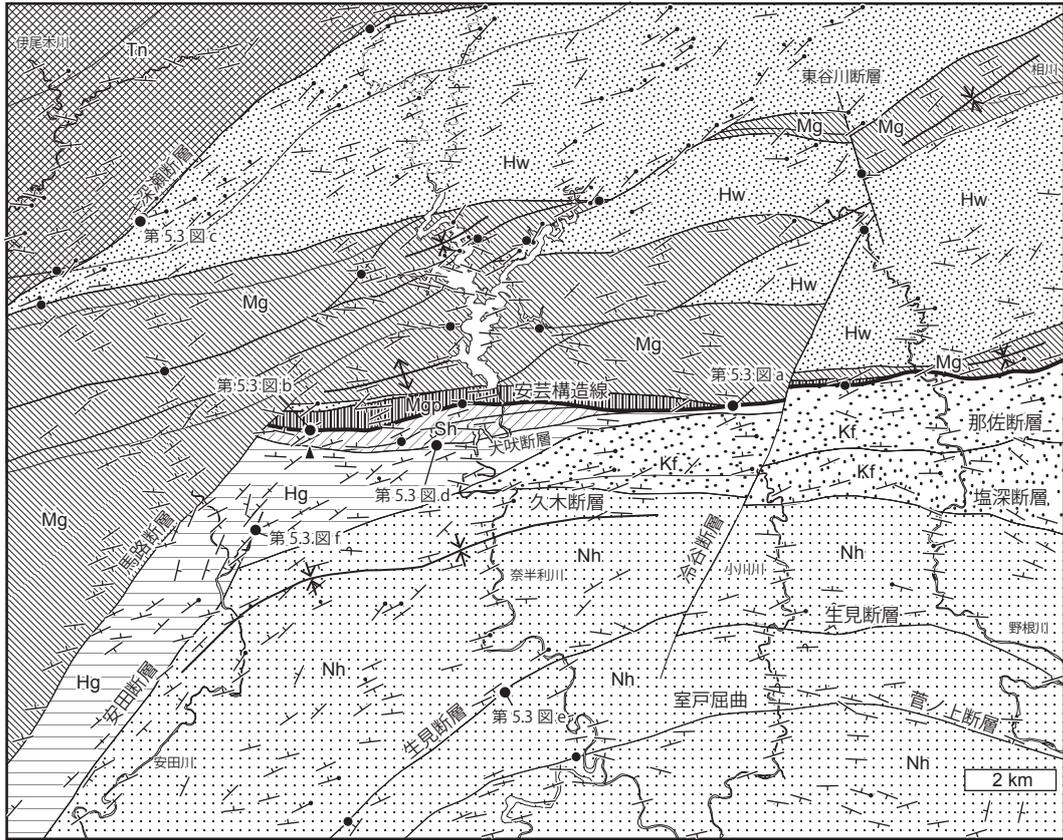
本地域で認められた断層及び屈曲の位置について第5. 1 図に示す。主な断層の姿勢については第5. 2 図に、露頭写真を第5. 3 図に示す。

### 5. 1 断層

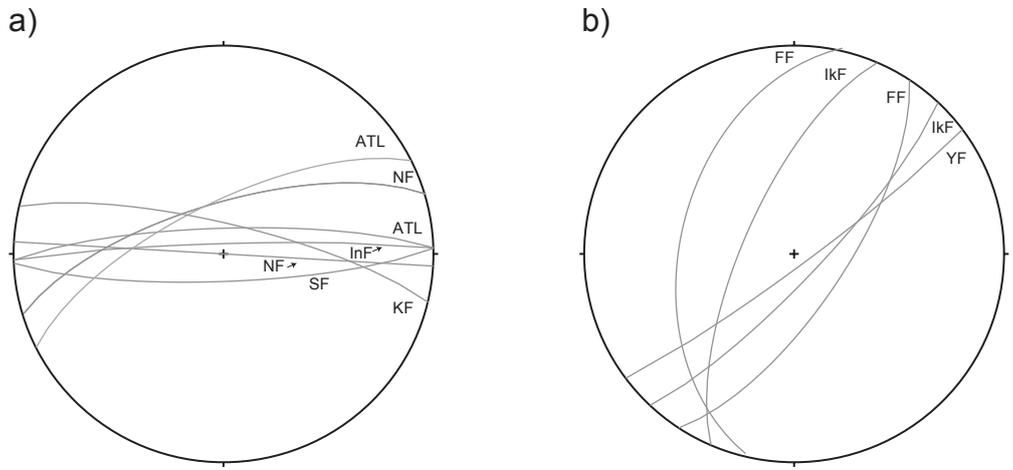
#### 5. 1. 1 安芸構造線

**研究史及び概要** 江原(1928)によって安芸-浅川線と命名された。その後、高知県(1961)は、安芸断層と改称した。そして安芸断層の上盤は、須崎層の厚い粘板岩(本報告の牟岐ユニットの千枚岩質泥岩に相当)からなることが指摘された。甲藤(1977)は、高知県(1961)の安芸断層が、四万十帯白亜系須崎層と古第三系大山岬層の境界断層であることを重要とし、安芸構造線に改称した。そして須鎗・山崎(1987)は、白亜紀と古第三紀の放散虫化石の産出地点に基づき、四国東部における安芸構造線の位置を定めた。

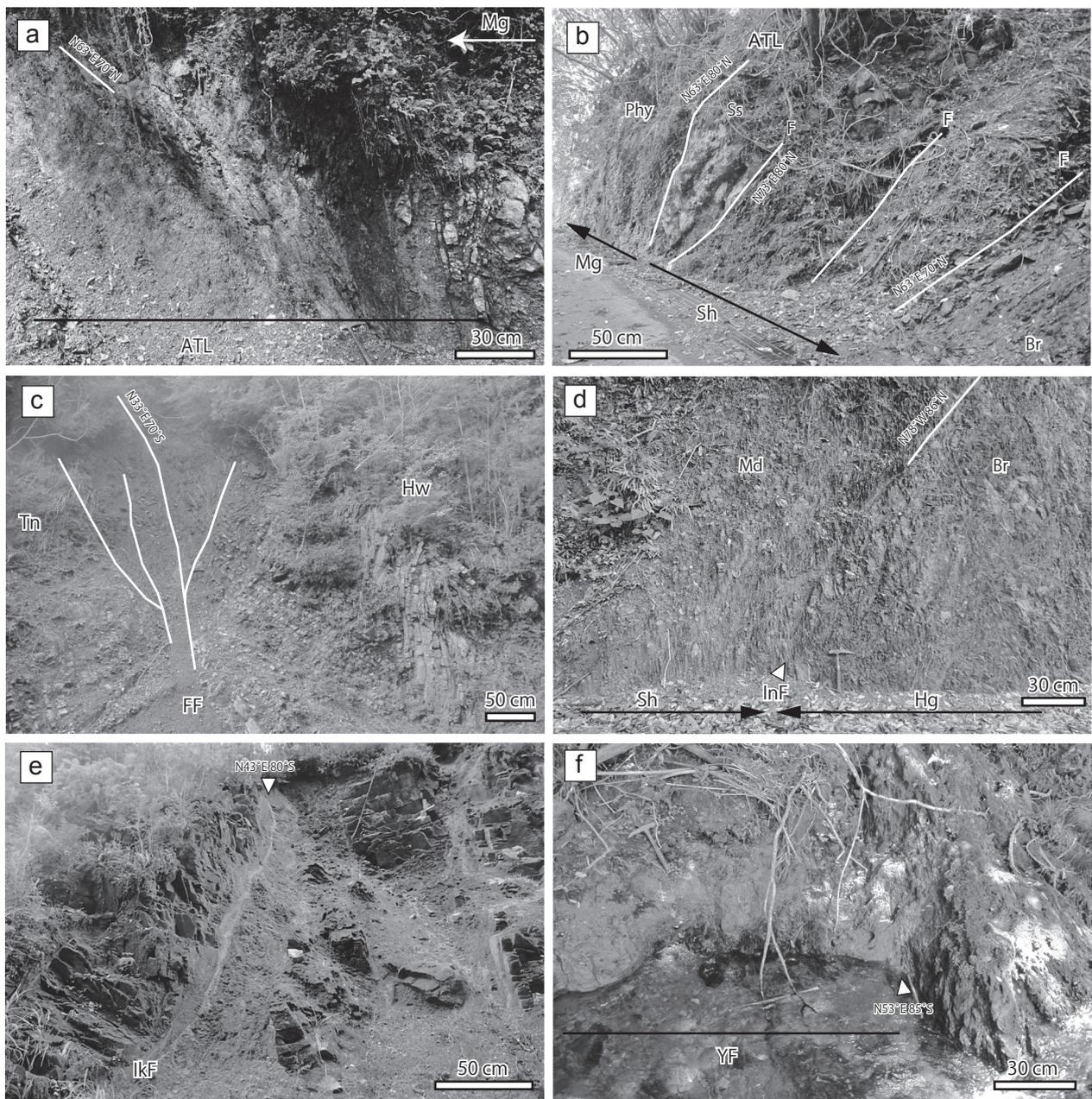
四国東部の高知県安芸市及び徳島県牟岐町付近では、始新世の放散虫化石の報告(須鎗・山崎, 1987, 山崎は



第 5. 1 図 馬路地域の地質構造



第 5. 2 図 断層の姿勢  
 (a) 東西走向の断層. ATL: 安芸構造線. NF: 中ノ川断層. InF: 犬吠断層. KF: 久木断層. SF: 菅ノ上断層. (b) 北東-南西走向の断層. FF: 深瀬断層. IkF: 生見断層. YF: 安田断層.  
 すべて等積下半球投影で図示した.



第 5.3 図 断層の露頭写真

(a) 安芸構造線。柵ノ木林道。ATL：安芸構造線。Mg：牟岐ユニット。(b) 安芸構造線。中ノ川川。ATL：安芸構造線。Mg：牟岐ユニット。Sh：釈迦ヶ生ユニット。F：断層。Phy：千枚岩質泥岩。Ss：砂岩。Br：破断した砂岩泥岩互層。(c) 深瀬断層。神山林道。FF：深瀬断層。Tn：谷山ユニット。Hw：日和佐ユニット。(d) 犬吠断層。北川村久木の犬吠橋。InF：犬吠断層。Sh：釈迦ヶ生ユニット。Hg：東川ユニット。Md：泥岩。Br：破断した砂岩泥岩互層。(e) 生見断層。林道島線。IkF：生見断層。奈半利川ユニット中に発達する。(f) 安田断層。馬路村平野。YF：安田断層。東川ユニット中に発達する。

か、1993, 1995), 及び上盤の白亜系(牟岐ユニット)と下盤の古第三系(大山岬ユニット・奈半利川ユニット・海部ユニット)の岩相と温度構造の明瞭な違い(Mori and Taguchi, 1988; Ohmori *et al.*, 1997)に基づいて、安芸構造線の位置がほぼ確定したといえる。馬路地域では海陽町久尾の西、美濃ヶ谷沿いの林道で、安芸構造線の露頭が確認される。断層面は、ほぼ東西走向を示し、北に70°傾斜している。この露頭の概要は、日本の地質構造100選(日本地質学会構造地質部会編, 2012)に掲載されている。しかし現在では露頭は植生に覆われている。久尾周辺においては、上盤は牟岐ユニットの混在岩、下盤は海部ユニットの厚層理ないし塊状砂岩からなり、明瞭な岩相の相違及び明瞭なリアメントにより安芸構造線が認識される。また東隣の甲浦<sup>かんのうら</sup>地域では、海陽町吉田付近の海部川まで、安芸構造線の追跡ができる(三橋, 2016MS)。これ以東は、安芸構造線は東西走向から北東-南西走向に変化し、牟岐町付近まで追跡される(須鎗・山崎, 1987)。また海陽町久尾~吉田付近の安芸構造線では、泥岩に含まれる炭質物のラマン分光計解析による弱変成温度の推定が行われた(三橋, 2016MS)。変成温度は、安芸構造線の上盤で約270~290°C及び下盤で約200°Cが見積もられており、約80°Cの温度差を示す明瞭な温度構造境界をなすことが示されている(三橋, 2016MS)。以上のように、安芸構造線は、白亜系と古第三系境界であり、かつ明瞭な温度構造境界を伴うことを特徴とする。

一方、久尾<sup>くお</sup>や柁ノ木林道及び竹屋敷林道以西、本地域中央部の馬路村馬路~魚梁瀬ダム付近では、混在岩と破断した砂岩泥岩互層が卓越すること、化石の産出報告がなく白亜系と古第三系の分布が不明なため、研究者によって安芸構造線の位置は異なっていた。高知県(1961)、Yanai (1984)及び甲藤(1997)では、魚梁瀬ダム南方の北川村<sup>しやががうえ</sup>釈迦ヶ生付近に、須鎗・山崎(1987)はより北の馬路村魚梁瀬付近に、日本地質学会編(2016)では魚梁瀬ダム南方から釈迦ヶ生の間に、安芸構造線が通るとしている。本地域中央部では、化石の産出報告がなかったため、上盤と下盤における温度構造の違いから、安芸構造線の位置を推定することが行われた。鶴田ほか(1995)は、イライト結晶度による温度構造解析により、温度構造境界が魚梁瀬ダム南方にあるとし、そこを安芸構造線の位置とした。Hara *et al.* (2017)は、イライト結晶度と炭質物のラマン分光計解析により、魚梁瀬ダム南方から東川川上流にかけて、明瞭な温度構造境界を見出し、その温度構造境界を安芸構造線とした。炭質物のラマン分光計解析では、安芸構造線の上盤(牟岐ユニットの千枚岩質泥岩)で約270°C、下盤(本報告の釈迦ヶ生ユニット)で約240°Cの弱変成温度が示され、上盤と下盤において約30°Cの温度差が見積もられた(Hara *et al.*, 2017)。これらの温度構造境界により推定される安

芸構造線の位置は、日本地質学会編(2016)の見解とほぼ同様の位置であり、魚梁瀬ダム南方から釈迦ヶ生の間を通る。

一方、Hara and Hara (2019)は、Hara *et al.* (2017)が示した温度境界から推定される安芸構造線の下盤側より後期白亜紀放射虫化石を報告した。そしてHara *et al.* (2017)が示した安芸構造線は、温度構造境界としての性質を示す断層であり、白亜系と古第三系の境界断層ではないことを指摘した。また白亜系と古第三系境界は、犬吠橋から釈迦ヶ生付近を通るほぼ東西走向でほぼ垂直な断層であるとし、この断層を犬吠断層と新称した。犬吠断層は、甲藤(1997)が釈迦ヶ生付近で示した安芸構造線の位置にはほぼ一致する。甲藤(1997)による安芸構造線(本報告の犬吠断層)の上盤は安芸層群の混在岩からなり、下盤は奈半利川層の泥岩優勢な砂岩泥岩互層からなる。一方、本報告の犬吠断層では、上盤は釈迦ヶ生ユニットの泥岩及び破断した砂岩泥岩互層、下盤は東川ユニットの砂岩を伴う破断した砂岩泥岩互層からなる。犬吠断層の上盤及び下盤ともに、破断した砂岩泥岩互層から構成されるため、甲藤(1997)で指摘されたほど、岩相の相違は明瞭ではない。

Hara and Hara (2019)では、西南日本の四万十帯付加コンプレックスにおける白亜系・古第三系境界断層と温度構造境界断層を取りまとめた。そして、馬路地域の安芸構造線は、白亜系・古第三系境界断層から上盤の白亜系に派生したアウト・オブ・シーケンススラストであると解釈された。またその活動により、上盤と下盤において温度構造境界が形成されたと考えられた。なおアウト・オブ・シーケンススラストとしての安芸構造線の活動時期は、上盤における千枚岩質泥岩のイライトK-Ar年、砂岩中のジルコンFT年代の評価から、始新世以降とされた(Hara *et al.*, 2017)。

以上をまとめると、馬路村馬路~魚梁瀬ダム付近の安芸構造線は、岩相境界が不明瞭であり、化石の産出も認められなかったため、その位置については不確かであった。そこで、温度構造境界の認定から安芸構造線の位置が推定された。そしてその後、放射虫化石及び碎屑性ジルコンより碎屑岩の堆積年代が明らかとなり、温度構造境界とは異なる位置に、白亜系・古第三系境界の位置が定まった経緯がある。そのため、馬路村馬路~魚梁瀬ダム付近における安芸構造線には、白亜系・古第三系境界あるいは温度構造境界とする2つの解釈が存在することになり、その名称の使用について混乱を生じかねない。そこで本報告では、馬路村馬路~魚梁瀬ダム周辺において、温度構造境界(牟岐ユニットと釈迦ヶ生ユニット境界)を安芸構造線とし(Hara *et al.*, 2017)、白亜系・古第三系境界(釈迦ヶ生ユニットと東川ユニット境界)を犬吠断層(Hara and Hara, 2019)とした。また本地域西部の名村川~北路谷川では、北北東-南南西から北東-

南西走向を持つ馬路断層（高知県，1961）が白亜系と古第三系の境界をなす。馬路断層は、安芸構造線や四万十帯付加コンプレックスの地質構造に斜交する胴切断層である。

**断層露頭** 安芸構造線の断層露頭は、柵ノ木林道、魚梁瀬ダム西方、中ノ川川上流の林道沿いで確認された。柵ノ木林道で観察される安芸構造線は、幅2mの脆弱なガウジを伴う破碎帯からなる。破碎帯内部の断層面の姿勢は、N63°E、70°Nである（第5.3図a）。安芸構造線を境として、上盤は牟岐ユニットのチャート岩体を含む混在岩、下盤は東川ユニットの破断した砂岩泥岩互層からなる。なおこの露頭は、甲藤（1997）による北川村史にも報告されている。中ノ川川上流の林道沿いでは、安芸構造線の上盤は千枚岩質泥岩からなる牟岐ユニット、下盤は破断した砂岩泥岩互層からなる釈迦ヶ生ユニットから構成される（第5.3図b）。安芸構造線は、千枚岩質泥岩と厚さ50cmの砂岩岩塊の間にあり、この地点での断層の姿勢は、N63°E、80°Nである。また本断層から派生したと考えられる小断層が、下盤側によく発達する。小断層には、厚さ数cm～10cm程度の破碎帯が伴われる。魚梁瀬ダム西方では、釈迦ヶ生ユニットの泥岩優勢な破断した砂岩泥岩互層の直上に、ガウジを伴う破碎帯が幅1mほど認められる。この地点での断層面の姿勢は、N87°W、85°Nである。この地点では、上盤が観察されないため、安芸構造線から派生した断層の可能性もある。

### 5. 1. 2 ユニット境界となる衝上断層

**深瀬断層** 深瀬断層は、四万十帯付加コンプレックスの谷山累層と日和佐累層との境界断層に対して名付けられた（公文，1976，1981）。

本地域では、谷山ユニットを構成する破断した砂岩泥岩互層及び混在岩と、日和佐ユニットの整然相を示す砂岩泥岩互層との明瞭な岩相の相違から、断層の位置が推定される。本地域北西部の深瀬断層は、加勝林道～神山林道～二ノ谷林道～宝蔵山林道を通り、北東-南西走向で北東に高角な姿勢を示す。なお宝蔵山林道～西川にかけて、また北隣北川地域やさらに東方では、深瀬断層は東北東ないしほぼ東西の走向で、北に高角な姿勢を示す。本地域の深瀬断層は、北東に走向が振れ、南に張り出すという特徴を示す（第2.1図）。

断層露頭は、宝蔵山林道や神山林道沿いで認められた。宝蔵山林道の深瀬断層は、上盤は谷山ユニットの破断した砂岩泥岩互層、下盤は日和佐ユニットの礫岩を含む砂岩からなる。断層は、破碎帯を伴わず、ほぼ東西走向で垂直な姿勢を示す。神山林道では、N33°E、70°Sの姿勢を示す断層面が認められる（第5.3図c）。この地点では、上盤は谷山ユニットの破断した砂岩泥岩互層、下盤は日和佐ユニットの褶曲した砂岩泥岩互層からなり、50cm～2mの幅を持つ破碎帯が見られる。

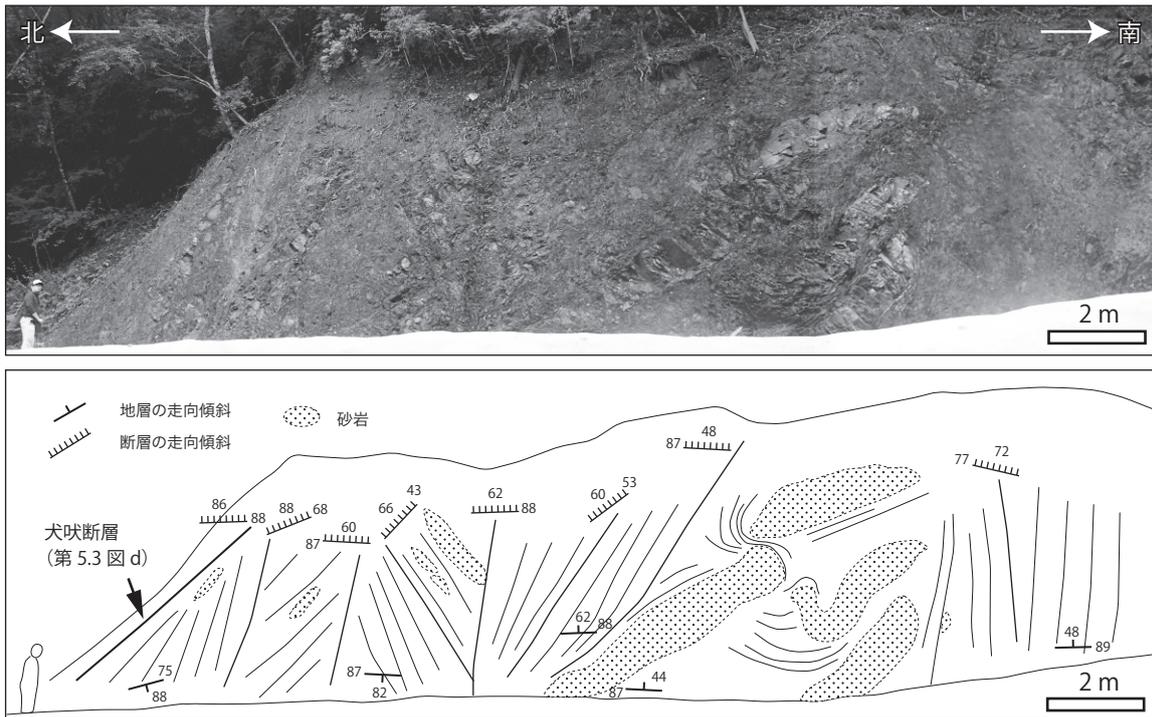
東隣の甲浦地域では、Mori and Taguchi（1988）及びOhmori *et al.*（1997）によりピトリナイト反射率の検討が行われ、深瀬断層上盤の谷山ユニットは約200°C、下盤の日和佐ユニットは100～150°Cの弱変成温度を示すことを明らかにし、約50～100°Cに及ぶ温度構造の不連続性が指摘された。さらにこの温度構造は、地層が最大被熱を経た後に深瀬断層がアウト・オブ・シーケンススラストとして活動（始新世以降）し形成されたと解釈された（Ohmori *et al.*，1997）。

**犬吠断層** 犬吠断層は、白亜系の釈迦ヶ生ユニットと古第三系の東川ユニットとの境界断層で、Hara and Hara（2019）によって定義・命名された。犬吠断層は、ほぼ東西の走向で北ないし南に急傾斜な姿勢を持つ。中川川～東川川～北川村釈迦ヶ生の南を通る。柵ノ木林道の西方で安芸構造線に収斂するが、詳細は不明である。活動時期に関しては、下盤の東川ユニットの堆積年代である始新世前半以降に活動したと考えられるが、その詳細は不明である。

犬吠橋の路面陥没に伴う付け替え道路の法面に、露頭が確認された（第5.3図d）。上盤は釈迦ヶ生ユニットの泥岩及び泥岩優勢な破断した砂岩泥岩互層、下盤は東川ユニットの破断した砂岩泥岩互層からなる。この地点での断層面は、東西走向で、86°Nの姿勢を示す。下盤の東川ユニットは破断が進み砂岩岩塊のレンズ化が著しい。また、犬吠断層から派生したと考えられる小断層が発達する（第5.4図）。

**久木断層** 久木断層は、高知県（1961）により、大山岬層と奈半利川層の境界断層として定義・命名された。本報告では、奈半利川ユニットの上限をなし、東川ユニットと奈半利川ユニット、及び海部ユニットと奈半利川ユニットの境界断層に相当する。本地域中央部、馬路村榎谷～北川村久木～大谷にかけて認められる。本調査により久木断層は、高知県（1961）で示された位置より、約400mほど南に位置することが明らかとなった。久木断層は、東北東-西南西ないしほぼ東西の走向で、ほぼ垂直な姿勢を示す。西は安田断層によって、東は冷谷断層によって絶たれる。久木断層の活動時期は始新世後半以降であるが、詳細は不明である。なお、高知県（1961）は久木断層が安田断層に続くとして解釈し、安田断層も久木断層に含めている。しかし安田断層は、後述の通り活断層の可能性もあり、本報告では久木断層とは別の断層として考える。また久木断層は後述の塩深断層の西方延長と考えられる。

本断層は、岩相境界として認められるとともに、大谷～山伏峠～竹屋敷西方では、ほぼ東西方向に流路を持つ大谷及び小川川の支流が明瞭なりニアメントをなすことから確認される。なお、断層露頭は大谷の上流で確認された。この地点での断層面は、N77°W、78°Nの姿勢を示す。



第5.4図 犬吠断層下盤の東川ユニットに発達する小断層

**塩深断層** 塩深断層は、甲藤ほか(1974)によって、彼らの奈半利川層上部層と下部層の境界断層として定義・命名された。本報告の海部ユニットと奈半利川ユニットの境界断層である。公文・井内(1976)は、海部ユニットと奈半利川ユニットの境界断層として穴喰断層を提唱し、その断層周辺は地層が強い擾乱を受けているとした。そして、海部ユニットが分布する海陽町船津付近に穴喰断層が通るとした。しかし地層の擾乱は、穴喰断層による変形ではなく、海部ユニットの破断した砂岩泥岩互層を指すと考えられる。そこで、海部ユニットの破断した砂岩泥岩互層の下限を、海部ユニットと奈半利川ユニットの境界とした。この境界は、甲藤ほか(1974)の塩深断層と一致する。そこで、甲藤ほか(1974)の塩深断層を踏襲し、本報告での海部ユニットと奈半利川ユニットの境界断層とした。また前述の久木断層の東方延長と考えられる。なお塩深断層の活動時期は始新世後半以降であるが、詳細は不明である。

東隣甲浦地域の海陽町塩深～船津の南を通り、北川村竹屋敷の南に至る。東西ないし西北西～東南東の走向でほぼ垂直な姿勢を示す。本地域において断層露頭は観察されないが、海部ユニットの破断した砂岩泥岩互層ないし泥岩と、奈半利川ユニットの厚層理砂岩の岩相の相違により、その位置を推定した。また甲藤ほか(1974)は、海陽町昏道の南で、N80°W、50°Sの姿勢を示す断層露頭を確認し、塩深断層を南傾斜の断層とした。さらに塩

深断層は、後述の那佐断層に収れんとした。一方、塩深断層は、久木断層の東方延長に相当すること、甲藤ほか(1974)が示した地質図からは高角度な姿勢が読み取れることから、本報告ではほぼ垂直な姿勢を示す断層とした。

### 5.1.3 ユニット内部の衝上断層

**那佐断層** 那佐断層は、高知県(1961)で命名され、甲藤ほか(1974)によって露頭の情報が記載された断層である。本報告の海部ユニットの礫岩を伴う砂岩及び砂岩泥岩互層と破断した砂岩泥岩互層の境界をなす。活動時期は、海部ユニット堆積後の始新世後半以降であるが、詳細は不明である。

東隣甲浦地域の海陽町那佐から本地域の海陽町船津北方を通り竹屋敷の北方、大谷林道にいたる。ほぼ東西走向で、約70°Nの傾斜を示す。本地域では、断層露頭は観察されないが、厚層理砂岩と破断した砂岩泥岩互層の岩相の相違により、その位置を推定した。甲藤ほか(1974)によれば、東隣甲浦地域で、2地点でN70°E、48°N及びN60°W、60°Nの姿勢を示す断層が観察されている。

**生見断層** 生見断層は、甲藤ほか(1974)によって命名された奈半利川ユニット中に発達する断層である。甲藤ほか(1974)は、東洋町生見から大斗<sup>おおと</sup>付近に分布する砂岩泥岩互層に対し、その上限に生見断層を定義した。一方、公文・井内(1976)は、砂岩泥岩互層の下限に生

見断層の位置を移動し、甲藤ほか（1974）より約1,000 mほど南の位置に断層があると考えた。本報告では、砂岩泥岩互層の下限に断層を認めたため、生見断層の位置に関しては公文・井内（1976）の見解に一致する。平ほか（1980a）の奈半利川層のA部層とB部層の境界に相当する。活動時期は、奈半利川ユニットの堆積年代である始新世後半以降である。また室戸屈曲の影響をうけているので、中新世中頃以前に活動を終えていると考えられる。そこで活動時期を、始新世後半～中新世中頃の間とするが、詳細は不明である。

生見断層は、ほぼ東西ないし西北西-東南東の走向を持ち、北に60～70°傾斜した断層である。東洋町生見から野根川及び日曾谷川を通り、北川村尾河を通る。生見断層は、後述する北北東-南南西走向の冷谷断層のより西の奈半利川流域でも認められる。冷谷断層の西側では、後述の室戸屈曲の影響を受けて、断層の走向が北東に振れる。林道島線及び後口山林道で断層露頭が確認される。林道島線で確認された断層面は、N43°E、80°Sの姿勢を持ち、幅約20 cmの破碎帯を伴う断層が認められる（第5.3図e）。後口山林道では、N23°E、70°Nの姿勢を持つ断層面が認められた（第5.1図）。

**菅ノ上断層** 菅ノ上断層は、奈半利川ユニット内の、砂岩及び砂岩泥岩互層と破断した砂岩泥岩互層の境界に相当する。榎地川から、北川村菅ノ上～堂ヶ平～平鍋付近に分布する破断した砂岩泥岩互層の上限に位置する断層を、地理的名称として菅ノ上を用い、菅ノ上断層と新称する。菅ノ上断層は、平ほか（1980a）の奈半利川層のB部層とC部層の境界に相当する。活動時期は、生見断層と同様に、始新世後半～中新世中頃の間とするが、詳細は不明である。

菅ノ上断層は、ほぼ東北東-西南西ないし西北西-東南東の走向を持ち、北ないし南に急傾斜した断層である。東洋町榎地～北川村菅ノ上～堂ヶ平～平鍋を通る。室戸屈曲に伴い、断層の走向が、榎地付近では西北西に、平鍋付近では東北東に振れる。堂ヶ平で断層露頭が確認され、EW、85°Sの姿勢を示す（第5.1図）。

#### 5. 1. 4 胴切断層

**冷谷断層** 冷谷断層は、野根川と阿瀬川谷の出会い付近から、冷谷上流部を通り、北川村竹屋敷東方にかけて、北北東-南南西走向でほぼ垂直な姿勢を示す。本断層に沿って、冷谷上流部の流路が東西から北北東-南南西に変化する。20万分の1地質図幅「剣山」（神戸、1968）においても、走向が北北西-南南東と異なるが、ほぼ同様の位置に胴切断層が描かれ、地層の東への連続性が絶たれている。また四国地方土木地質図編集委員会（1998）においても、北北東-南南西走向の胴切断層が描かれている。この冷谷断層の南限は不明であるが、北限は北北西-南南東走向で高角度な東谷川断層によって絶たれ

る。活動時期は、室戸屈曲を受けた生見断層を切るので、中新世中頃以降である。

この断層を挟んで東西で、四万十帯付加コンプレックスのユニット構成が異なる。すなわち、冷谷断層の東側では北より日和佐ユニット・牟岐ユニット・海部ユニット・奈半利川ユニットに対し、冷谷断層の西側では北より日和佐ユニット・牟岐ユニット・釈迦ヶ生ユニット・東川ユニット・海部ユニット・奈半利川ユニットとなる。

**東谷川断層** 東谷川断層は、北北西の走向でほぼ垂直な姿勢を持つ断層で、東谷川上流部で認められる。本断層に沿って、東谷川の流路が東西から北北西-南南東に変化する。活動時期は、冷谷断層を切るので、中新世中頃以降である。

**東谷川断層**によって、牟岐ユニットと日和佐ユニットは、断層の東西で分布する岩相の構成が異なり、また地層の走向方向が乱されている。すなわち断層の東側では、牟岐ユニットの玄武岩岩類を含む混在岩及び日和佐ユニットの破断した砂岩泥岩互層が分布するのに対し、西側では牟岐ユニットの混在岩及び日和佐ユニットの整然相を示す砂岩及び砂岩泥岩互層からなる。また地層の走向は、断層の東側で北東を示すのに対し、西側ではほぼ東西を示す。東谷川沿いの林道では、N17°W、60°Wのやや西に傾斜した姿勢を持つ断層が確認された。ただし岩相分布から推定される断層全体の姿勢はほぼ垂直である。

**馬路断層** 馬路断層は、高知県（1961）により命名された北北東-南南西走向を持つ高角な断層で、安田断層と平行に伸びる。高知県（1961）では、馬路村馬路周辺において安芸断層（本報告の安芸構造線）に収斂するとした。しかし馬路断層は、より北東の馬路村中ノ川付近において、安芸構造線及び犬吠断層を切る。そして馬路断層は、四万十帯付加コンプレックスの内部構造を大きく斜断させる断層である。活動時期は、詳細は不明である。ほぼ平行に走る後述の安田断層と関連が強い可能性がある。

本地域において、断層露頭は直接観察されていない。大山岬東の名村川から馬路村北路周辺の北路谷川にかけて、明瞭なりニアメントを示し、牟岐ユニットと東川ユニットの境界をなす。安芸構造線は、馬路断層によって南北約7 kmの左横すべり変位を示す（第2.1図）。馬路断層は、大山岬東の海岸付近では、大山岬ユニット（本地域には分布しない）と東川ユニットの境界をなす（第2.1図；原ほか、2018）。

**安田断層** 安田断層は、安田川に沿ってその西に位置し、北北東-南南西走向に伸び、北西側が隆起した逆断層である（活断層研究会編、1991）。安田断層は、活断層の可能性があり、安田町の海岸では、<sup>14</sup>C年代の旧海水準指標より、2,000～1,100年前における大山岬での約4 mの隆起が示されている（前空、1988）。ただし本

地域における安田断層の活動度については、不明である（活断層研究会編，1991）。

東川ユニットと奈半利川ユニットの境界をなし、その北延長は久木断層を切り、中ノ川川へ伸びる。馬路村平野付近の東川川沿いに分布する東川ユニットには、安田断層に沿って、安田断層と同様の北北東－南南西走向を持つ断層が多く認められる（第5.3図f）。

## 5.2 屈曲

室戸岬から室戸半島の東部には、室戸屈曲（Hibbard *et al.*, 1992）が発達する（第2.1図，第5.1図）。室戸屈曲は、その屈曲の度合を弱めながら、四万十帯白亜系付加コンプレックス内にも追跡されている（Hibbard *et al.*, 1992）。奈半利川ユニットは、大局的に本地域の東側では西北西－東南東ないし東西走向が卓越するのに対し、西側では北東－南西走向が卓越する。本地域では、古第三系付加コンプレックスの奈半利川ユニットのみ屈曲による地層の変位が認められる。なお室戸屈曲の形成は、四国海盆の沈み込みにより生じたとされ、その時期は中新世中頃とされる（Hibbard *et al.*, 1992）。

## 第6章 第四系

(植木 岳雪)

### 6.1 概要及び研究史

本地域の第四系は、段丘堆積物、崩壊堆積物、谷底低地堆積物、氾濫原堆積物、現河床堆積物及び人工堆積物からなる。第四系の露頭地点の位置を第6.1図に示す。

本地域の段丘は河成段丘であり、かつ全て侵食段丘である。伊尾木川流域及び安田川流域では4面、奈半利川流域と野根川流域では6面、宍喰川流域では3面、海部川流域では2面に区分される(第6.2図)。各流域で下から2~4段の段丘は連続性が良く、段丘ごとの比高が小さい。安田川流域では完新世の<sup>14</sup>C年代が段丘堆積物中から得られているので(植木, 2018a)、それらを完新世の沖積段丘とする。一方、沖積段丘より高い段丘は連続性が悪く、段丘ごとの比高も大きい。奈半利川流域では約2.9万年前の始良 Tn テフラ(AT)が被覆層中から見出されているので(植木, 2018b)、それらを後期更新世の低位段丘とする。従って、段丘堆積物の層序区分としては、低位段丘堆積物と沖積段丘堆積物の2層を認定し、地質図にその2層を表現した。

本地域における第四系の研究は、極めて乏しい。河成段丘は、土地分類基本調査「馬路」(高知県, 1982)と「日本の海成段丘アトラス」(小池・町田, 2001)に図示されているが、段丘堆積物の記載、流域間の対比、編年などは行われていない。段丘堆積物以外の第四系の研究も行われていない。

本地域における段丘堆積物は、四万十帯付加コンプレックスを基盤として、これを不整合に覆い、層厚は数mである。段丘堆積物の柱状図と露頭写真を、それぞれ第6.3図と第6.4図に示す。

### 6.2 低位段丘堆積物 (tl)

北川村平鍋の地点6.1(第6.4図a)では、奈半利川の右岸で基盤岩の上に層厚5m以上の礫層が重なる(第6.3図)。礫層は最大径60cmの砂岩の亜円礫からなり、礫支持である。北川村二又(久保裏)の地点6.2(第6.4図b)では、奈半利川の右岸で基盤の砂岩の直上に層厚7m以上の礫層が重なる。礫層は最大径40cmの砂岩の亜角~亜円礫からなり、礫支持である。また、検土杖による掘削によって、礫層の上から、層厚7cm以上のフラッドロームのシルト層、層厚25cmの風成ローム層、層厚40cmの斜面堆積物のシルト層、層厚15cmの腐植

土層が採取された(植木, 2018b)。屈折率とEDX(Energy Dispersive X-ray Spectrometry: エネルギー分散型X線)分析によって、ローム層中の火山ガラスは約30,000年前の始良 Tn テフラ(AT)と約7,300年前の鬼界アコホヤテフラ(K-Ah)に対比された(植木, 2018b)。

海部川流域の海陽町皆津の地点6.3(第6.4図c)では、相川の左岸の現河床から約20m上の尾根には、層厚1m以上の最大径30cmの砂岩の亜角~角礫が見られる。

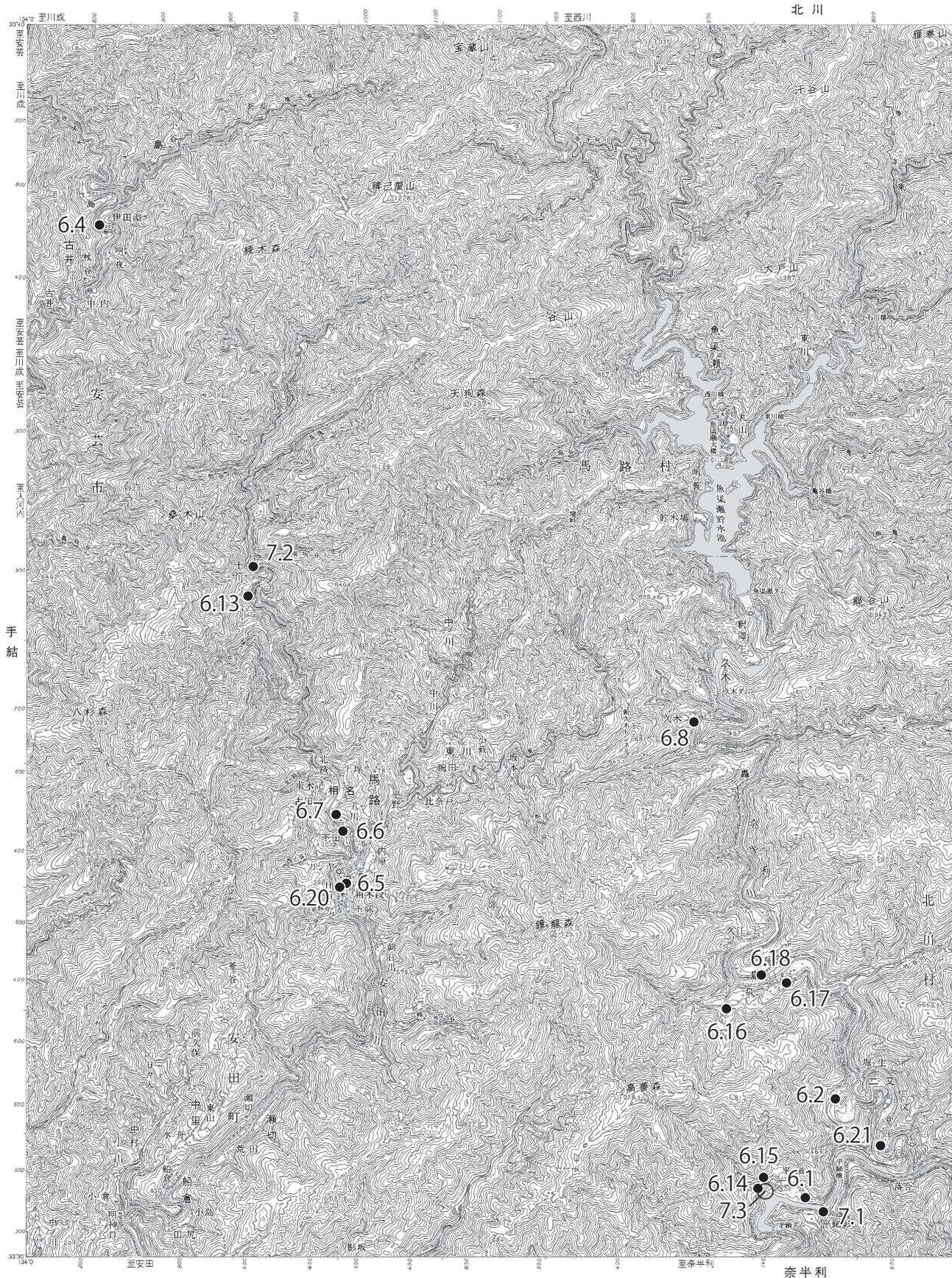
### 6.3 沖積段丘堆積物 (ta)

伊尾木川流域の安芸市伊田淵の地点6.4(第6.4図d)では、伊尾木川の左岸で基盤岩の上に層厚1m以上の礫層が重なる(第6.3図)。礫層は最大径80cmの砂岩の亜角~亜円礫からなり、礫支持である。

安田川流域の馬路村影の地点6.5(馬路小中学校)では、基盤岩の上に層厚4.6mの円礫層と層厚40cmのフラッドロームのシルト層が重なる(第6.3図; 植木, 2018a)。AMS(Accelerator Mass Spectrometry: 加速器質量分析)法により、礫層最上部の砂のバルク試料から $8,480 \pm 30$  yrs BP (2 $\sigma$  暦年代範囲は7,584~7,515 cal BC)、フラッドロームのシルト層最上部のシルトのバルク試料から $6,015 \pm 25$  yrs BP (4,986~4,841 cal BC)の<sup>14</sup>C年代が得られた。馬路村下田の地点6.6では、安田川の右岸で基盤岩の上に層厚1mの礫層が重なる(第6.3図)。礫層は最大径25cmの砂岩の円礫からなり、礫支持である。その上には、層厚40cmのシルト層と層厚10cmの腐植土層が重なる。馬路村八川の地点6.7(第6.4図e)では、馬路川の左岸で基盤の砂岩泥岩互層の上に層厚1mの礫層が重なる(第6.3図)。礫層は最大径20cmの砂岩の亜円礫からなり、礫支持である。

奈半利川流域の北川村久木の地点6.8(第6.4図f)では、奈半利右岸で基盤岩の上に層厚50cm以上の礫層が重なる(第6.3図)。礫層は最大径80cmの砂岩の亜角~亜円礫からなり、礫支持である。北川村竹屋敷の地点6.9(第6.4図g)では、小川川右岸で基盤の泥岩の上に層厚1m以上の礫層が重なる(第6.3図)。礫層は最大径70cmの砂岩の亜角礫からなり、礫支持である。

野根川流域の東洋町大斗の地点6.10では、野根川の右岸で基盤岩の上に層厚1m以上の礫層が重なる(第6.3図)。礫層は最大径60cmの砂岩の円~亜円礫からなり、礫支持である。



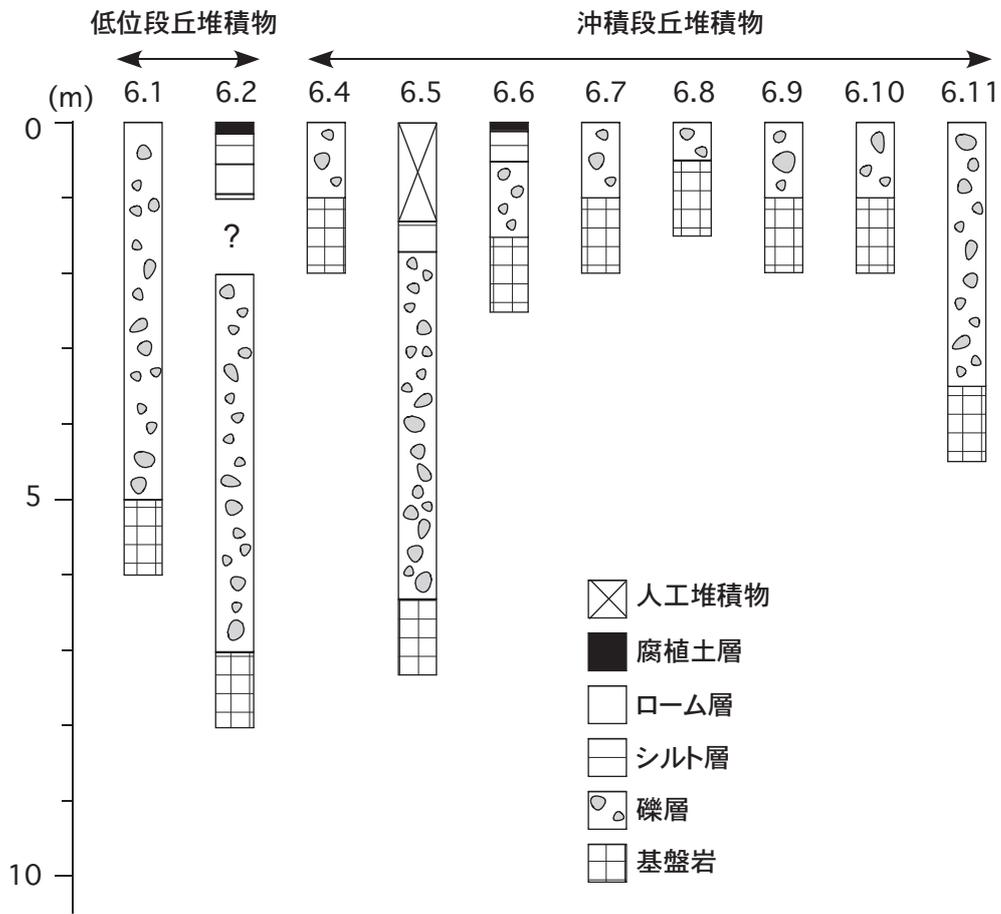
第 6.1 図 第四系の地点位置図  
 基図は、国土地理院発行の数値地図 50,000（地図画像）を用いた。



Tephra	MIS ×10 ka	伊尾木川	安田川	奈半利川	野根川	宍喰川	海部川(相川)	段丘堆積物
K-Ah	1	伊田淵3面	瀬切面	島2面	川口3面	広岡2面	大内3面	沖積段丘堆積物
		伊田淵2面	馬路3面	島1面	川口2面	広岡1面	大内1面	
AT	2	伊田淵1面	馬路2面	久江ノ上面	川口1面			低位段丘堆積物
			馬路1面	日曾浦面	真砂瀬2面	塩深面		
				平鍋面	真砂瀬1面			
	3			久保裏面	船津面			
	4							
	5							

第 6. 2 図 段丘堆積物の区分と編年

K-Ah：鬼界アカホヤテフラ. AT：始良 Tn テフラ. MIS：Marine Isotope Stage（海洋酸素同位体ステージ）



第 6. 3 図 段丘堆積物の柱状図

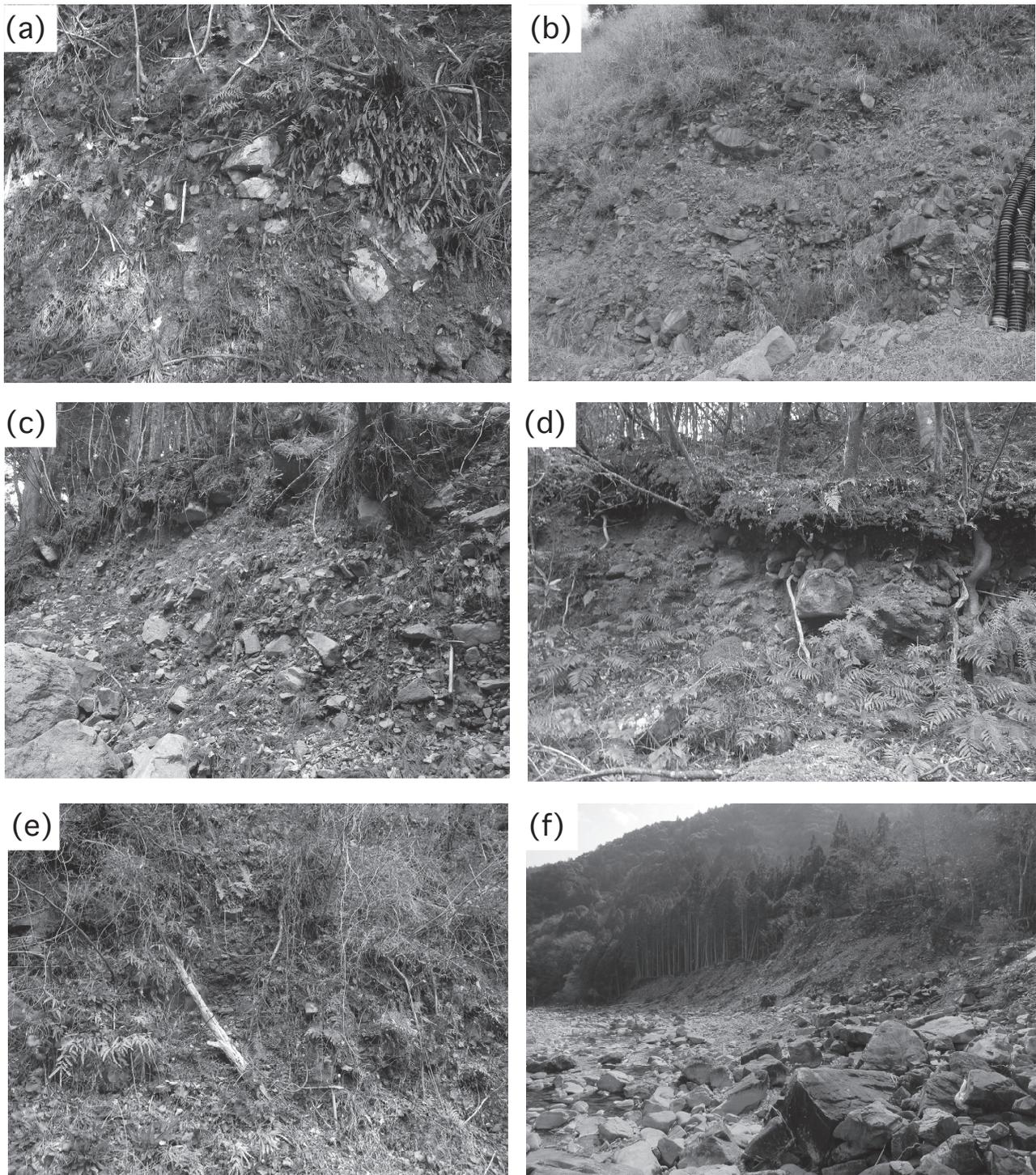
数字は地点番号を示す。低位段丘堆積物は、地点 6.1 では平鍋面，地点 6.2 では久保裏面を構成する。沖積段丘堆積物は、地点 6.4 では伊田淵 1 面，地点 6.5 では馬路 2 面，地点 6.6 では馬路 3 面，地点 6.7 では馬路 2 面，地点 6.8 では島 2 面，地点 6.9 では島 2 面，地点 10 では川口 2 面，地点 11 では広岡 1 面を構成する。

第 6. 4 図 段丘堆積物の露頭写真→

(a) 低位段丘堆積物。北川村平鍋（地点 6.1）。(b) 低位段丘堆積物。北川村二又（地点 6.2）。(c) 低位段丘堆積物。海陽町皆津（地点 6.3）。(d) 沖積段丘堆積物。安芸市伊田淵（地点 6.4）。(e) 沖積段丘堆積物。馬路村八川（地点 6.7）。(f) 沖積段丘堆積物。馬路村久木（地点 6.8）。(g) 沖積段丘堆積物。北川村竹屋敷（地点 6.9）。(h) 沖積段丘堆積物。海陽町小谷（地点 6.11）。

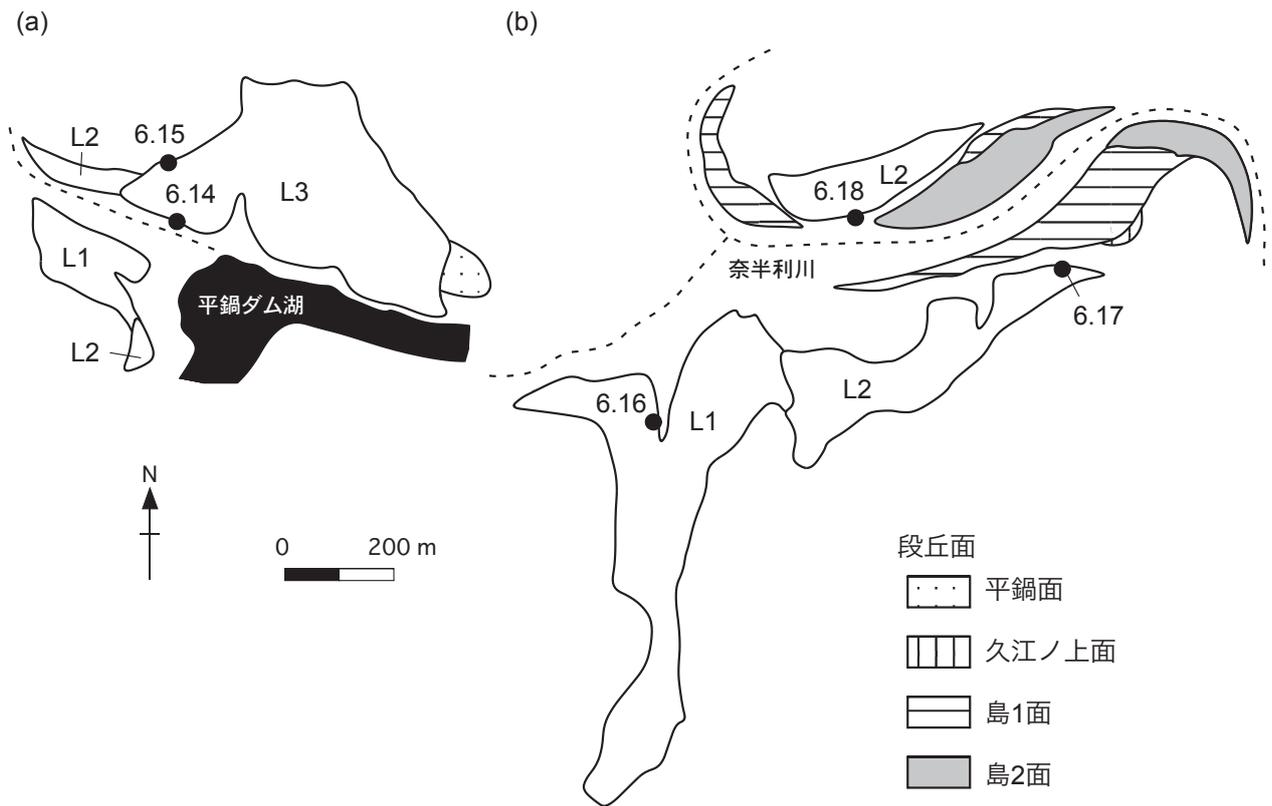
ねじり鎌の長さは 35 cm。野帳の長さは 16 cm。礫層の層厚は、地点 6.1 では約 5 m，地点 6.3 では約 1 m，地点 6.7 では約 1 m，地点 6.8 では約 50 cm。





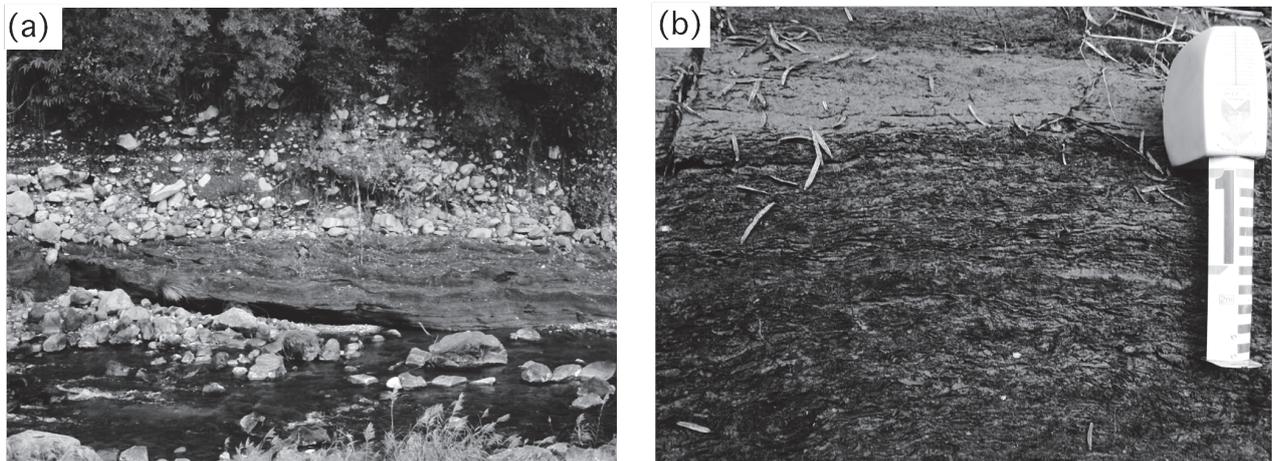
第 6. 5 図 崩壊堆積物の露頭写真

(a) 崩壊堆積物. 馬路村土川(地点 6.13). (b) 崩壊堆積物. 北川村平鍋(地点 6.14). (c) 崩壊堆積物. 北川村島(地点 6.16). (d) 崩壊堆積物. 北川村島(地点 6.17). (e) 崩壊堆積物. 北川村島(地点 6.18). (f) 崩壊堆積物. 北川村安倉(地点 6.19).  
ねじり鎌の長さは 35 cm. 崖の高さは, 地点 6.13 では約 2.5 m, 地点 6.14 では約 6 m, 地点 6.16 では約 3 m, 地点 6.17 では約 2 m, 地点 6.18 では約 2.5 m.



第 6. 6 図 深層崩壊地の地形分類図

(a) 平鍋崩壊地. (b) 島崩壊地. L1, L2, L3 は堆積段丘で, 順に新しくなる.



第 6. 7 図 せき止め湖堆積物の露頭写真

(a) 露頭の全景 (東隣, 海陽町村山の西). 崖の高さは約 6 m. (b) せき止め湖堆積物.

宍喰川流域の海陽町小谷<sup>こだに</sup>の地点 6.11 (第 6. 4 図 h) では、宍喰川の右岸で基盤の泥岩の上に層厚 3.5 m 以上の礫層が重なる (第 6. 3 図)。礫層は最大径 50 cm の砂岩の亜角礫からなり、礫支持である。

海部川流域の海陽町上大内の地点 6.12 では、相川の右岸で旧流路跡に最大径 50 cm の砂岩の亜角礫が転石として見られる。

#### 6. 4 崩壊堆積物 (1)

本地域には、深層崩壊による年代不詳の崩壊堆積物が多数分布している。その中で、露頭があるものを以下に記載し、露頭写真を第 6. 5 図に示す。

安田川流域の馬路村土川<sup>つちかわ</sup>では、安田川の右岸で層厚約

20 m の不淘汰な礫層が堆積段丘をなす。地点 6.13 (第 6. 5 図 a) では、最大径 60 cm の砂岩の角～亜角礫からなり、逆級化の層相を示す。

奈半利川流域の北川村平鍋<sup>ひらなべ</sup>における平鍋崩壊地では、奈半利川右岸のダム湖より高所で層厚 100 m 以上の不淘汰な礫層が 3 段の堆積段丘をなす (第 6. 6 図 a)。地点 6.14 (第 6. 5 図 b) では、最大径 3 m の砂岩の角礫からなり、逆級化の層相を示す。地点 6.15 では、層厚 20 cm の腐植土層に覆われる。北川村泉と島における島崩壊地では、奈半利川両岸で層厚 40 m 以上の不淘汰な礫層が 2 段の堆積段丘をなす (第 6. 6 図 b)。高位のものは、地点 6.16 (第 6. 5 図 c) では、最大径 1 m の砂岩の角礫からなり、逆級化の層相を示す。低位のものは、地点 6.17 (第 6. 5 図 d) では、最大径 1 m の砂岩の角～亜角礫からなり、



第 6. 8 図 榑地川の谷底低地の遠望写真



第 6. 9 図 現河床堆積物の遠望写真

(a) 安田川の現河床堆積物。馬路村影 (地点 6.20)。 (b) 奈半利川の現河床堆積物。北川村堂ヶ平 (地点 6.21)

逆級化の層相を示す。最上部は茶色のシルトを基質とし、層厚 20 cm の腐植土層に覆われる。また、奈半利川対岸の地点 6.18 (第 6.5 図 e) では、最大径 1.5 m の砂岩の角～亜角礫からなり、塊状あるいは逆級化の層相を示す。北川村安倉では、小川川右岸で層厚 10 m 以上の不淘汰な礫層が堆積段丘をなす。地点 6.19 (第 6.5 図 f) では、最大径 80 cm の砂岩の角礫からなり、逆級化の層相を示す。礫層は層厚 15 cm の腐植土層に覆われる。

東隣 甲浦地域の海部川流域の海陽町村山の西 (N 33°38' 50" 10, E 134°15' 59" 13) では、相川の左岸で層厚 3 m 以上のせき止め湖堆積物が見られる (植木, 2018c, 第 6.7 図)。せき止め湖堆積物は、葉、球果、材などの植物片を多量に含み、下流に向かって緩く傾斜する葉理が発達した腐植質シルト層からなり、層厚 3 m の段丘堆積物に覆われている。AMS 法により、植物片からは  $6,620 \pm 30$  yrs BP (2 $\sigma$  暦年代範囲は 5,628 ~ 5,531 cal BC) と  $6,650 \pm 30$  yrs BP (5,620 ~ 5,508 cal BC, 92.7%; 5,503 ~ 5,493 cal BC, 2.7%) の  $^{14}\text{C}$  年代が得られた。周辺の山腹斜面に深層崩壊の地形は認められないが、このせき止め湖堆積物は侵食地形が削剥されてしまった古い深層崩壊の指標となるものであるため、崩壊堆積物に含めた。

## 6.5 谷底低地堆積物 (vf)

野根川の支流の押野川と檜地川沿いの谷底低地は、山地斜面における深層崩壊あるいは多数の表層崩壊によってもたらされた、大～巨礫サイズの砂岩の角～亜角礫からなる。礫によって谷が広く埋積され、大部分は段丘化している。檜地川沿いの谷底低地堆積物の一部は、宝永

4(1707)年 12 月の宝永地震後の深層崩壊と土石流によってもたらされた (中西, 2013; 井上, 2015, 2018; 井上・中西, 2015)。東洋町名留川の集落から、檜地川の谷底低地を遠望した写真を第 6.8 図に示す。

## 6.6 氾濫原堆積物 (fp) 及び現河床堆積物

氾濫原堆積物は、各流域の本流と一部の支流に沿って限定的に分布し、段丘化していない低地を構成する。野根川の中～下流部では分布が大きく、東洋町名留川の集落が形成されている自然堤防とその周辺の後背湿地を構成する。直接観察できる露頭はないが、現河床の表層堆積物に基づけば、各河川の上流部では砂礫層、中～下流部では礫層からなると推定される。

現河床堆積物は、安田川、奈半利川、野根川の河道に沿って分布するが、地質図に図示できる広がりを持たない。一般に山地斜面からの砂礫の供給が豊富で、奈半利川では魚梁瀬ダム、久木ダムによって流量が少ないため、河道には基盤岩の露出が乏しく、堆積物が卓越している。大～巨礫サイズの砂岩の亜角～亜円礫からなる。馬路村影の地点 6.20 における安田川の現河床堆積物を第 6.9 図 a、北川村堂ヶ平の地点 6.21 における奈半利川の現河床堆積物を第 6.9 図 b に示す。

## 6.7 埋立地 (r)

高知県北川村丸山の集落がある造成地の一部は、斜面を切土した基盤岩の砂礫で埋められている (安岡, 1966)。北川村釈迦ヶ生の奈半利川左岸の谷は砂礫で盛土されている。

## 第7章 応用地質

(原 英俊・植木 岳雪)

### 7.1 自然災害

本地域では、山地斜面が急峻で雨量が多いため、表層崩壊が毎年のように発生するだけでなく、深層崩壊も発生することもある。崩壊の地点の写真を第7.1図に示す。

北川村平鍋の東の地点7.1(平鍋橋)における奈半利川左岸と、馬路村土川<sup>つちがわ</sup>の北の地点7.2における安田川左岸における表層崩壊の様子を第7.1図a, bにそれぞれ示す。昭和51(1976)年には北川村島の奈半利川左岸で大規模な表層崩壊があり、昭和63(1988)年には北川村二又、平成6(1994)年と平成8(1996)年には北川村島で落石による被害があった(北川村, 1997)。

平成23(2011)年7月19日の台風6号によって、北川村では深層崩壊が3ヶ所で発生した。本地域の北川村平鍋及び南隣奈半利地域の北川村小島で発生した深層崩壊の遠望を第7.2図に示す。本地域の北川村平鍋では、溪流上流部の山地斜面で、幅90m、水平長200m、比高160m、鉛直方向の最大崩壊深約20mの深層崩壊が発生し、これが土石流となって平鍋ダム湖に流入し、湖水面が上昇した。その結果、湖水がダムの天端を乗り越えた(笹原ほか, 2011, 2012; 須内ほか, 2011; 川西, 2013; 土居, 2016; 笹原, 2016)。北川村平鍋における現在の深層崩壊地の遠景と、地点7.3におけるダム湖に流入した砂礫、復旧工事の様子をそれぞれ第7.1図c, d, eに示す。

宝永4(1707)年12月の宝永地震と半年後の大雨によって、東洋町名留川<sup>なるかわ</sup>の西の檜地川<sup>かしじ</sup>左岸の稜線で深層崩壊が発生した(中西, 2013; 井上, 2015, 2018; 井上・中西, 2015)。もともと稜線には線状凹地が発達する緩斜面があり、そこが崩壊して土石流が流下し、名留川の集落を埋没させた。

### 7.2 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銅鉱床及びマンガン鉱床がある。

銅鉱床は、野根川上流において突喰<sup>ししくい</sup>鉱山がある(清島, 1959)。突喰鉱山は、牟岐ユニットのチャート及び玄武岩類に胚胎する。鉱石品位は、銅(Cu)が1%以下、硫黄(S)が33~38%とされる。明治初期に開発され、休山と再稼行を繰り返し、1953年に閉山した。記録の

残されている1951~1953年には、3,213トンの出鉱があったが、これ以前の採掘については詳細が不明である(地質調査所四国出張所, 1980)。また小川川上流、北川村竹屋敷北方では、第三丸正鉱床がある(地質調査所四国出張所, 1980)。牟岐ユニットの泥岩・砂岩及び玄武岩類に胚胎する。鉱石品位は、良質部で、銅(Cu)が10%、硫黄(S)が35%である。また北隣の北川地域では、谷山ユニットの玄武岩類や玄武岩類に伴うチャートに胚胎する銅鉱床ないし含銅硫化鉄鉱床が知られている(清島, 1960, 渡辺ほか, 1973, 地質調査所四国出張所, 1980)。

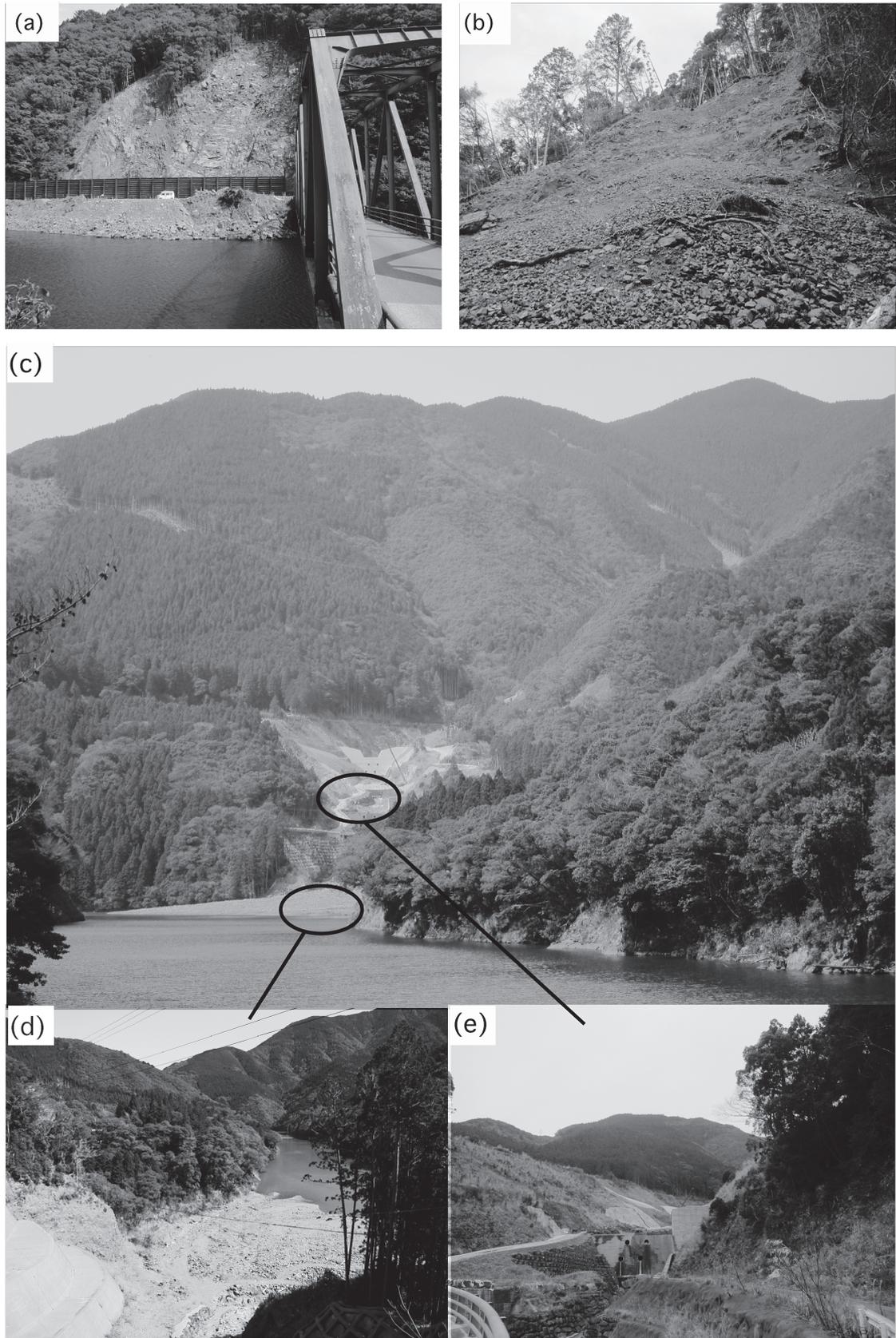
マンガン鉱床は、小川川の上流部に、瀬戸ヶ谷鉱床がある。牟岐ユニットの泥岩と玄武岩類に胚胎する。主に炭酸マンガン鉱からなり、鉱石品位はマンガン(Mn)が25~32%である。

### 7.3 鉱泉

馬路村日浦<sup>ひうら</sup>と馬路村魚梁瀬<sup>やなせ</sup>に、それぞれ馬路温泉とやなせの湯と呼ばれる鉱泉があり、源泉を加温して宿泊施設及び日帰り入浴施設として利用されている。馬路温泉はナトリウム-炭酸水素塩・塩化物泉、やなせの湯はナトリウム-炭酸水素塩泉である。また馬路温泉は、水温15.9°C、pH7.9で、毎分6.5リットルの噴出量がある(馬路温泉, [http://umaji.gr.jp/images/hotspring/seibun\\_2.jpg](http://umaji.gr.jp/images/hotspring/seibun_2.jpg), 2019年6月7日参照)。

### 7.4 名勝

安田川の支流に、釜ヶ谷<sup>かまがだに</sup>の滝と呼ばれる落差約10mの2段の滝がある(安田町, <https://www.town.yasuda.kochi.jp/life/dtl.php?hdnKey=1030>, 2019年6月7日参照)。釜ヶ谷の滝は、奈半利川ユニットの塊状砂岩からなる(第7.3図a)。また野根川の船津<sup>のね</sup>の南、高知県と徳島県の県境付近において、牛ヶ石馬ヶ石<sup>うしがいしうまがし</sup>と呼ばれる名勝がある(東洋町観光旅サイト, <https://www.toyo-kochi.jp/play/nonogawa/>, 2019年6月7日参照)。牛ヶ石馬ヶ石も奈半利川ユニットの塊状砂岩からなる(第7.3図b)。北川村落合の眼鏡橋から広瀬付近にかけた小川川の河床には、小川川<sup>あまがわ</sup>罅<sup>あまがわ</sup>岩群(第7.3図c, d)と呼ばれる凹みのある白い砂岩の巨礫が点在する(北川村, <http://www.kitagawamura.jp/sanpo/05.htm>, 2019年6月7日参照)。



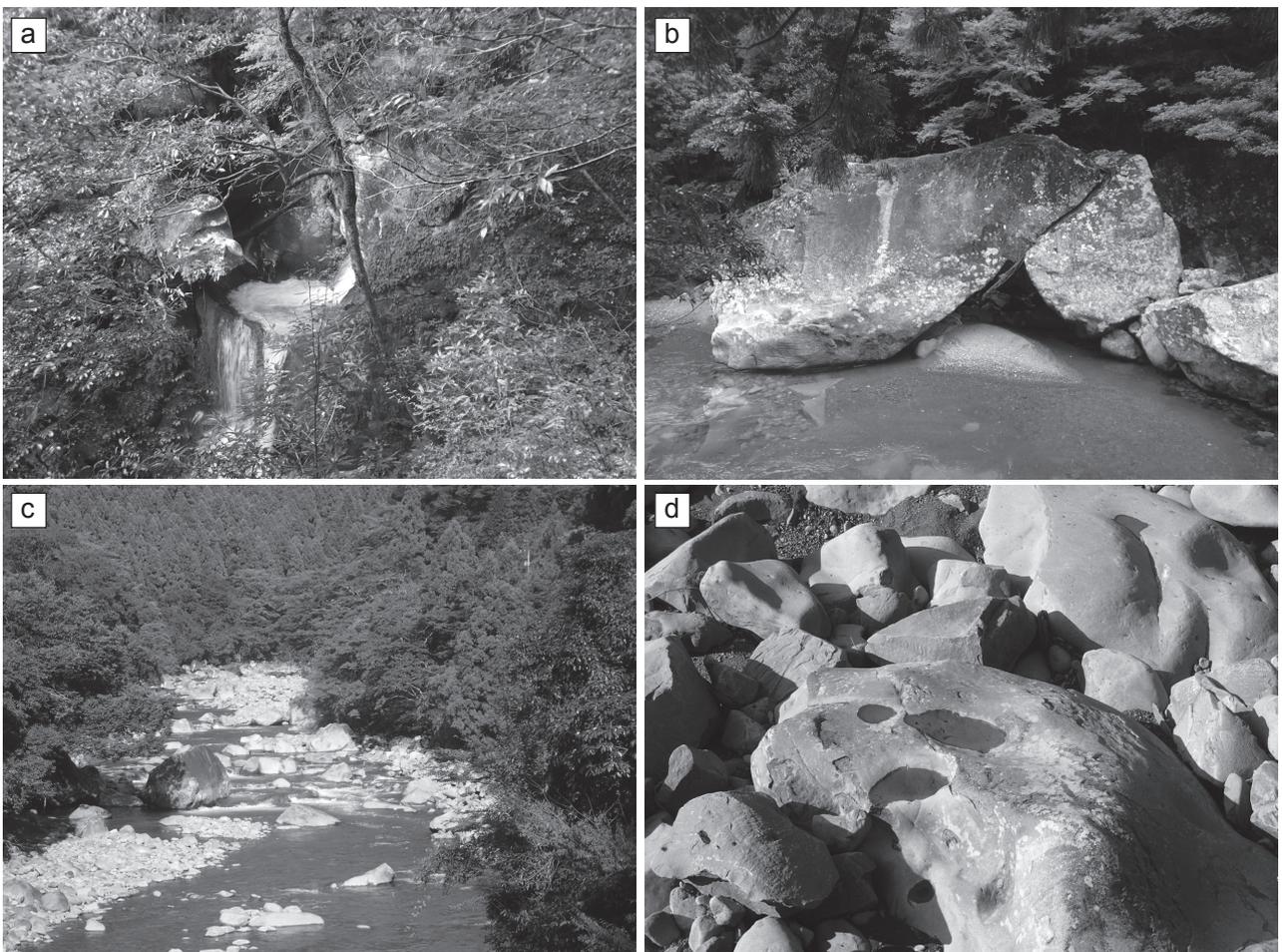
第 7. 1 図 表層崩壊及び深層崩壊の写真

(a) 表層崩壊. 北川村平鍋の平鍋橋 (地点 7.1). (b) 表層崩壊. 馬路村土川 (地点 7.2). 崖の高さは約 30 m. (c) 深層崩壊の遠望. 北川村平鍋 (地点 7.3). (d) ダム湖に流入した砂礫. (e) 復旧工事の様子.

これらの巨礫は、奈半利川ユニットの砂岩からもたらされている。馬路村相名には、安田川に相名の丸石と呼ばれる巨石がある（馬路村, <http://www.umajimura.jp/publics/index/43/>, 2019年6月7日参照）。



第7.2図 北川村平鍋及び小島の深層崩壊の遠望写真



第7.3図 馬路地域の名勝

(a) 釜ヶ谷の滝。滝の高さは約10 m。(b) 牛ヶ石馬ヶ石。(c) 小川川の巨礫。写真の横幅は約20 m。(d) 小川川甌穴群。水が溜まった丸い窪みが甌穴。

## 文 献

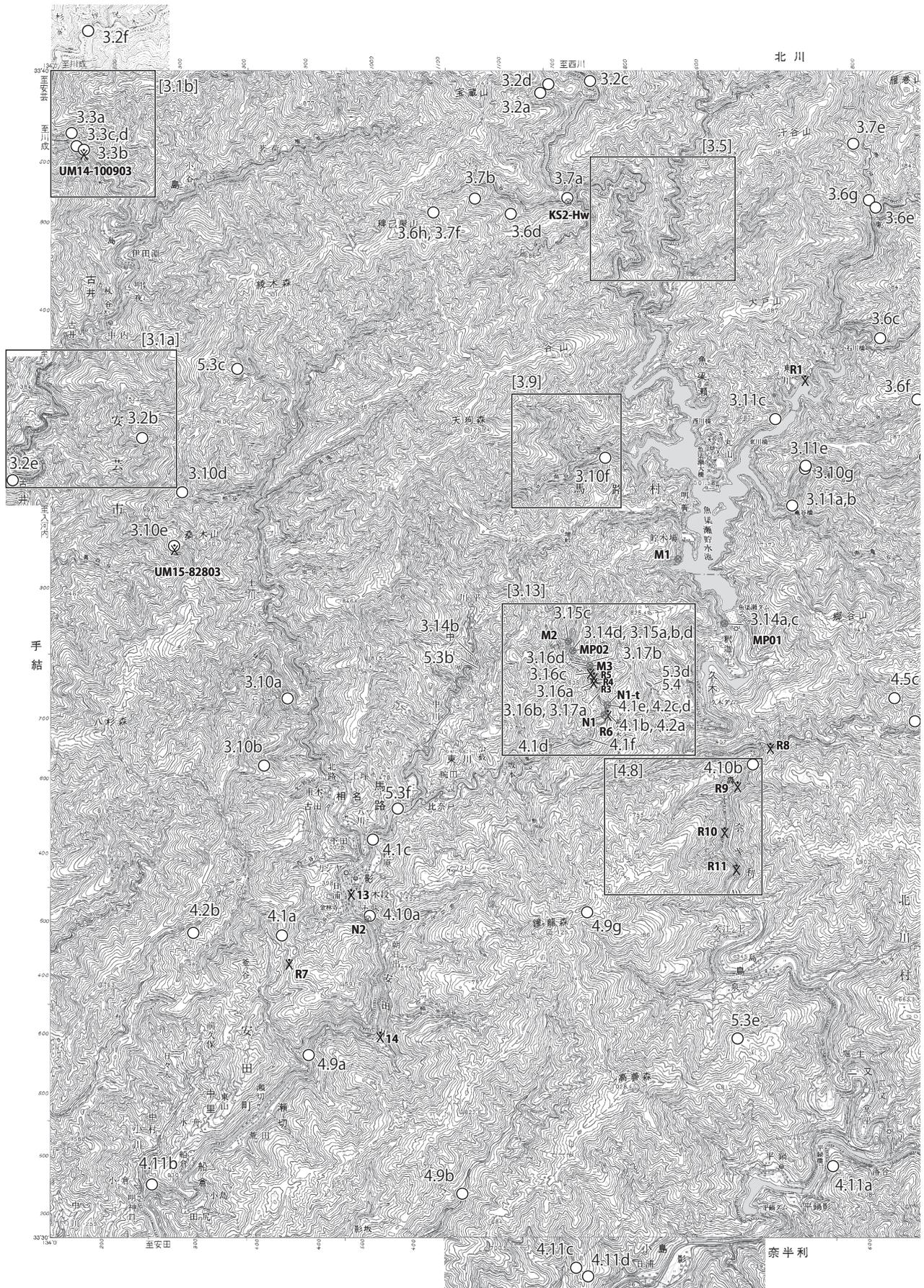
- 麻木孝郎・吉田武義 (1998) 徳島県南東部の四万十帯北帯に分布する沈み込み帯型緑色岩. 岩鉱, vol. 93, p. 83-102.
- 麻木孝郎・吉田武義 (1999) 徳島県南東部に分布する四万十帯玄武岩類の変質作用. 岩鉱, vol. 94, p. 11-36.
- 地質調査所四国出張所 (1980) 四国地方の鉱山分布と地質・鉱床の概要. 地質調査時所四国出張所, 280 p.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, O.L. and Fan, J.X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episode*, vol. 36, p. 199-204.
- Dickinson, W.R. and Gehrels, G.E. (2009) Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 288, p. 115-125.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg F.A. and Ryberg, P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 94, p. 222-235.
- 土居寛幸 (2016) 奈半利川の深層崩壊に起因する土石流対策. 砂防学会誌, vol. 69, p. 42-47.
- Domeier, M., Shephard, G.E., Jakob, J., Gaina, C., Doubrovine, P.V. and Torsvik, T.H. (2017) Intraoceanic subduction spanned the Pacific in the Late Cretaceous-Paleocene. *Science Advances*, vol. 3, eaa02303.
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N. and Rainbird, R.H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In Manchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., Eds., *Zircon, Reviews of Mineralogy and Geochemistry*, vol. 53, p. 276-303.
- Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y. and Codegone, G. (2010) Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *Int. Geol. Rev.*, vol. 52, p. 1040-1105.
- Festa, A., Pini, G.A., Ogata, K. and Dilek, Y. (2019) Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric mélanges in orogenic belts and exhumed subduction-accretion complexes. *Gond. Res.*, vol. 74, 7-30.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmits, M. and Ogg, G. (2012) *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, 1176 p.
- 原 康祐・原 英俊 (2016) 高知県馬路-魚梁瀬地域の安芸構造線周辺から産出する後期白亜紀及び始新世放射虫化石. 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, p. 255.
- 原 英俊・原 康祐 (2019) 高知県馬路地域, 四万十帯白亜系付加コンプレックスのチャートから産する放射虫化石. 地質調査研究報告. vol. 70, p. 117-123.
- Hara, H. and Hara, K. (2019) Radiolarian and U-Pb zircon dating of Late Cretaceous and Paleogene Shimanto accretionary complexes, Southwest Japan: temporal variations in provenance and offset across an out-of-sequence thrust. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 170, p. 29-44.
- 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射虫化石. 地質調査研究報告, vol. 63, p. 301-308.
- 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, 72 p.
- Hara, H., Nakamura, Y., Hara, K., Kurihara, T., Mori, H., Iwano, H., Danhara, T., Sakata, S. and Hirata, T. (2017) Detrital zircon multi-chronology, provenance, and low-grade metamorphism of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, eastern Shikoku, Southwest Japan: tectonic evolution in response to igneous activity within a subduction zone. *Island Arc*, vol. 26, e12218, doi 10.1111/iar.12218.
- 原 英俊・青矢陸月・野田 篤・田辺 晋・山崎 徹・大野哲二・駒澤正夫 (2018) 20 万分の 1 地質図幅「高知」(第 2 版). 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- Hasebe, N., Tagami, T. and Nishimura, S. (1993) Evolution of the Shimanto accretionary complex: a fission-track thermochronologic study. In Underwood, M. B., ed., *Thermal Evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An Example of Ridge-trench Interaction*. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 271, p. 121-136.
- Hashimoto, H., Ishida, K., Yamazaki, T., Tsujino, Y. and Kozai, T. (2015) Revised radiolarian zonation of the Upper Cretaceous Izumi inter-arc basin (SW Japan). *Revue de micropaléontologie*, vol. 58, p. 29-50.
- 波多江信広 (1960) 天草下島南半部の地質と地質構造. 鹿児島大学理科報告, vol. 9, p. 61-107.
- Hibbard, J., Karig, D. and Taira, A. (1992) Anomalous structural evolution of the Shimanto Accretionary Prism at Murotomisaki, Shikoku Island, Japan. *Island Arc*, vol. 1, p. 133-147.
- Hollis, C.J. and Kimura, K. (2001) A unified radiolarian zonation for the Late Cretaceous and Paleocene of Japan. *Micropaleontology*, vol. 47, p. 235-255.
- Hsü, K.J. (1974) Melanges and their distinction from olistostromes. In Dott, R.H., Jr. and Shaver, R.H., eds., *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Soc. Eco. Paleont. Minel. Spec. Pub., no. 19, p. 321-333.
- 飯塚亮太・高木秀雄・本田恵美・岩野英樹・石田章純・佐野有司 (2014) 四国における始新統および中新統中の結晶片岩礫の統合的な放射年代測定. 地球惑星科学連合 2014 年大会予稿, SMP46-P08.
- Ikesawa, E., Kimura, G., Sato, K., Ikehara-Ohmori, K., Kitamura, Y., Yamaguchi, A., Ujiie, K. and Hashimoto, Y. (2005) Tectonic incorporation of the upper part of oceanic crust to overriding plate of a convergent margin: an example from the Cretaceous-

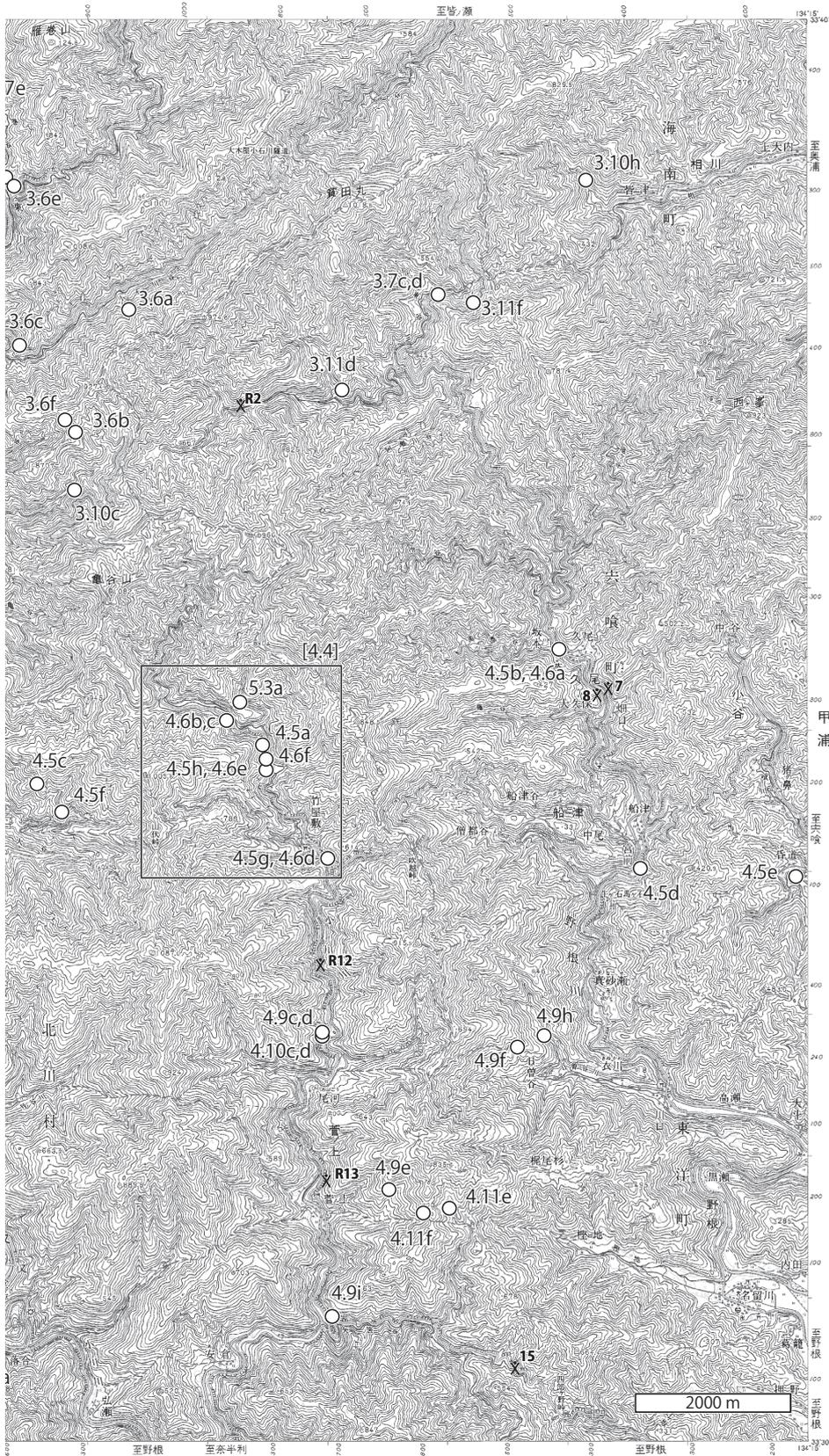
- early Tertiary Mugi Mélange, the Shimanto Belt Japan. *Tectonophysics*, vol. 401, p. 217–230.
- 井上公夫 (2015) 宝永地震と半年後の激甚災害 ～高知県東洋町名留川の大規模崩壊地を歩く. *地理*, vol. 60, p. 66–73.
- 井上公夫 (2018) 1707 年の宝永地震と半年後の豪雨による高知県東洋町名留川の大規模崩壊地. 歴史的な大規模土砂災害地点を歩く, 丸源書店, p. 82–91.
- 井上公夫・中西一郎 (2015) 宝永地震 (1707) による高知県東洋町名留川の大規模土砂災害. *歴史地震*, no. 30, p. 222.
- 石田啓祐 (1993) 四国四万十帯「穴喰浦の化石連痕」. *地質ニュース*, no. 464, p. 26–29.
- 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.
- 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.
- 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.
- 勘米良亀齡 (1976) 過去と現在の地向斜堆積体の対応 I・II. *科学*, Vol. 46, p. 284–291, 371–378.
- Katto, J. (1960) Some problematica from the so-called unknown Mesozoic strata of the southern part of Shikoku, Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, Spec. vol., no. 4, p. 323–334.
- Katto, J. (1964) Some sedimentary structures and problematica from the Shimanto terrain of Kochi Prefecture, Japan. *Res. Rep. Kochi Univ. (Nat. Sci.)*, vol. 13, p. 45–58.
- Katto, J. (1969) A note on the cross-sections of *Nereites* from the Eocene Muroto Formation of Kochi Prefecture, Japan. *Res. Rep. Kochi Univ. (Nat. Sci.)*, vol. 18, p. 21–23.
- 甲藤次郎 (1973) 土佐の“ゲテモノ”と“イゴッソオ”. *地質ニュース*, no. 231, p. 58–65.
- 甲藤次郎 (1977) 四万十帯あらかると～安芸-宿毛構造線と室戸半島層群の今昔～. *地質ニュース*, no. 271, p. 11–17.
- 甲藤次郎 (1997) 第二節 地質, 第二章 自然環境・地質, 第一編 村の大要と自然. 北川村史 通史編. 北川村教育委員会, p. 51–118.
- 甲藤次郎・平 朝彦 (1978) 室戸半島層群の岩相と堆積環境. *地質ニュース*, no. 287, p. 21–31.
- Katto, J. and Tashiro, M. (1979) A study on the molluscan fauna of the Shimanto Terrain, Southwest Japan. Part 2: bivalve fossils from the Muroto-hanto Group in Kochi Prefecture, Shikoku. *Res. Rep. Kochi Univ. (Nat. Sci.)*, vol. 28, p. 1–11.
- 甲藤次郎・三井 忍・小出和男 (1974) 室戸半島北東部の徳島県穴喰～高知県野根間の地質 (四万十帯地向斜における地層変形機構の研究—その 1). *高知大学学術研究報告 (自然科学)*, vol. 23, p. 123–133.
- 甲藤次郎・小出和男・三井 忍 (1976) 室戸半島東部の高知県野根～佐喜浜間の地質 (四万十帯地向斜における地層変形機構の研究—その 2). *高知大学学術研究報告 (自然科学)*, vol. 24, p. 5–10.
- 甲藤次郎・松丸国照・岡田尚武・平 朝彦 (1979) 室戸半島層群および同相当層から始新世化石の発見とその意義. *地質ニュース*, no. 294, p. 41–43.
- 活断層研究会 (編) (1991) 新編 日本の活断層: 分布と資料. 東京大学出版会, 東京, 437 p.
- 川西浩二 (2013) 深層崩壊対策の現状について. *四国技報*, vol. 12, p. 32–36.
- 川添 晃 (1974) 室戸半島北部に分布する新第三系の再検討. *地球科学*, vol. 28, p. 211–217.
- 君波和雄・柏木庸孝・宮下純夫 (1992) 上部白亜系牟岐累層 (四国東部) 中の *in-situ* 玄武岩類の産状とその意義. *地質学雑誌*, vol. 98, p. 867–883.
- Kiminami, K., Miyashita, S. and Kawabata, K. (1994) Ridge collision and *in situ* greenstones in accretionary complexes: an example from the Late Cretaceous Ryukyu Islands and southwest Japan margin. *Island Arc*, vol. 3, p. 103–111.
- 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. *地質学雑誌*, vol. 104, p. 314–326.
- Kimura, G., Yamaguchi, A., Hojo, M., Kitamura, Y., Kameda, J., Ujiie, K., Hamada, Y., Hamahashi, M. and Hina, S. (2012) Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary. *Tectonophysics*, vol. 568–569, p. 25–38.
- 木村克己 (1998) 付加体の out-of-sequence thrust. *地質学論集*, no. 50, p. 131–146.
- 北川村 (1997) 北川村史 通史編. 北川村, 1243 p.
- Kitamura, Y., Sato, K., Ikesawa, E., Ohmori-Ikehara, K., Kimura, G., Kondo, H., Ujiie, K., Onishi, C.T., Kawabata, K., Hashimoto, Y., Mukoyoshi, H. and Masago, H. (2005) Mélange and its seismogenic roof décollement: a plate boundary fault rock in the subduction zone – an example from the Shimanto Belt, Japan. *Tectonics*, vol. 24, TC5012, doi: 10.1029/2004TC001635.
- 清島信之 (1959) 徳島県穴喰鉾山調査報告. *地質調査所月報*, vol. 10, p. 701–704.
- 清島信之 (1960) 高知県別役鉾山について. *地質調査所月報*, vol. 11, p. 673–678.
- 神戸信和 (1968) 20 万分の 1 地質図幅「剣山」. *地質調査所*. 高知県 (1960) 高知県地質鉾産図. 高知県水産商工部商工課. 高知県 (1961) 高知県地質鉾産図説明書. 高知県水産商工部商工課. 129 p.
- 高知県 (1982) 土地分類基本調査「馬路」(5 万分の 1). 高知県企画部, 21 p.
- 高知県 (1991) 高知県温泉水脈推定基礎地質図. 高知県保健環境部衛生課.
- Kodama, K., Taira, A., Okamura, M. and Saito, Y. (1983) Paleomagnetism of the Shimanto Belt in Shikoku, Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*. Terra Sci. Pub. Com. (Terrapub), Tokyo, p. 231–241.
- 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.
- 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p. 及び 3CD-ROM.

- 公文富士夫 (1976) 徳島県南部の四万十層群白亜系の層位学的・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. 地質学雑誌, 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.
- 公文富士夫・井内美郎 (1973) 室戸半島東南部の四万十層群. 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. 2, p. 49–52.
- 公文富士夫・井内美朗 (1976) 室戸半島北東部, 徳島県穴喰町周辺の四万十層群古第三系. 地質学雑誌, vol. 82, p. 383–394.
- 公文富士夫・別所孝範・バリーローザー (2012) 紀伊半島四万十層群の粗粒砕屑岩組成と後背地の変遷. 地学団体研究会専報, no. 59, p. 193–216.
- 馬淵映美 (1995) 四国四万十層群大山岬層中の変成岩礫の起源. 島根大学地質学研究報告, vol. 14, p. 21–35.
- 前杵英明 (1988) 室戸半島の完新世地殻変動. 地理学評論, vol. 61, p. 747–769.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, vol. 10, p. 475–499.
- Matsumura, M., Hashimoto, Y., Kimura, G., Ohmori-Ikehara, K., Enjohji, M. and Ikesawa, E. (2003) Depth of oceanic-crust underplating in a subduction zone: inferences from fluid-inclusion analyses of crack-seal veins. *Geology*, vol. 31, p. 1005–1008.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎 (1998) 付加地地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質学雑誌, vol.104, p. 634–653.
- Mori, K. and Taguchi, K. (1988) Examination of the low-grade metamorphism in the Shimanto Belt by vitrinite reflectance. *Modern Geol.* vol. 12, p. 325–339.
- 三橋俊介 (2016MS) 四国東部穴喰地域における四万十層群付加体の古地温構造. 筑波大学 修士論文, 52p.
- 溝口秀治・君波和雄・今岡照喜・亀井淳司 (2009) 室戸岬地域における中新世の海溝近傍火成活動. 地質学雑誌, vol. 115, p. 17–30.
- 中川衷三 (1976) 四国東部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) 四万十層群の放散虫化石 (予報) —四国東部の四万十層群の研究 その3—. 徳島大学学芸紀要 (自然), vol. 27, p. 17–25.
- 中川衷三・梅岡俊郎・増田英俊・大久保 融 (1977) 四国東部の四万十層群中生界南半の岩相と構造—四国東部の四万十層群の研究 その2—. 徳島大学学芸紀要 (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) 四国東部の四万十層群上部ユラ系及び白亜系放散虫化石の概要. 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) 四国東部四万十層群北帯に関する2・3の新資料 (四国東部四万十層群の研究—第5報—). 徳島大学学芸紀要 (自然科学), vol. 35, p. 19–24.
- 中村謙太郎・藤永公一郎・加藤泰浩 (2000) 四万十層群北帯に分布する現地性玄武岩の希土類元素組成とその起源に関する示唆. 岩鉱, vol. 29, p. 175–190.
- Nakamura, Y., Hara, H. and Kagi, H. (2019) Natural and experimental structural evolution of dispersed organic matter in mudstones: The Shimanto accretionary complex, southwest Japan. *Island Arc*, vol. 28, e12318, doi 10.1111/iar.12318.
- 中西一郎 (2013) 「谷陵記」に書かれなかった高知県野根の宝永地震被害. 第31回歴史地震研究会予稿集, p. 8.
- Nara, M. and Ikari, Y. (2011) “Deep-sea bivalvian highways”: an ethological interpretation of branched *Protovirgularia* of the Palaeogene Muroto-Hanto Group, southwestern Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 305, p. 250–255.
- Nigrini, C. and Sanfilippo, A. (2001) *Cenozoic Radiolarian Stratigraphy for Low and Middle Latitudes*. ODP Technical Note 27.
- Nigrini, C., Sanfilippo, A. and Moore, T.J.Jr. (2005) Cenozoic radiolarian biostratigraphy: a magnetobiostratigraphic chronology of Cenozoic sequences from ODP sites 1218, 1219, and 1220, equatorial Pacific. In Ailson, P.A., Lyle, M. and Firth, J.V., eds., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. 199, p. 1–76.
- 日本地質学会構造地質部会編 (2012) 日本の地質構造 100 選. 朝倉書店, 171 p.
- 日本地質学会編 (2016) 6. 四万十層群. 四国地方 (日本地方地質誌 7), 朝倉書店, p. 204–248.
- 日本地質学会訳編 (2001) 国際層序ガイド 層序区分・用語法・手順へのガイド. 共立出版, 238 p.
- 日本規格協会 (2012a) JIS A 0204: 地質図一記号, 色, 模様, 用語及び判例表示. 126 p.
- 日本規格協会 (2012b) JIS A 0205: ベクトル数値地質図—品質要求事項及び主題属性コード. 190 p.
- 小川勇二郎・谷口英嗣 (1989) 微量元素組成と産状からみた本邦の付加体および構造帯中の玄武岩類の起源とエンブレイスメントのプロセス. 地学雑誌, vol. 98, p. 118–132.
- Ogg, J.G., Ogg, G. and Gradstein, F.M. (2016) *A Concise Geologic Time Scale: 2016*. Elsevier, 240 p.
- 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.
- 岡田尚武・岡村 真 (1980) 高知県四万十層群から発見された石灰質ナンノ化石. 平 朝彦・田代正之編, 四万十層群の地質学と古生物学 (甲藤次郎教授還暦記念論文集), 林野弘済会高知支部, 高知, p. 147–152.
- Onishi, C. T. and Kimura, G. (1995) Change in fabric of melange in the Shimanto Belt, Japan: Change in relative convergence? *Tectonics*, vol. 14, p. 1273–1289.
- Raymond, L.A. (1984) Classification of melanges. In Raymond, L.A. ed., *Melanges: Their Nature, Origin and Significance*, Geol. Soc.

- Amer., Spec. Paper, no. 198, p. 7–2.
- Sanfilippo, A. and Nigrini, C. (1998) Code number for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphy zones and GPST conversion tables. *Marine Micropaleont.*, vol. 33, p. 109–156.
- Sanfilippo, A., Burkle, L.H., Martini, E. and Riedel, W.R. (1985) Cenozoic radiolarian. In Bolli, H.M., Saender, J.B. and Perch-Nielsen, K., eds., *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, p. 631–712.
- 笹原克夫 (2016) 高知県北川村平鍋周辺の深層崩壊跡地と山頂緩斜面の分布. 砂防学会誌, vol. 69, p. 26–37.
- 笹原克夫・石塚忠範・加藤仁志・桜井 亘・梶 昭仁 (2011) 平成 23 年台風 6 号により高知県東部で発生した深層崩壊. 砂防学会誌, vol. 64, p. 39–45.
- 笹原克夫・桜井 亘・加藤仁志・島田 徹・小野尚哉 (2012) LiDAR による深層崩壊発生斜面の地形学的検討 —平成 23 年台風 6 号により高知県東部に群発した深層崩壊の事例解析. 深層崩壊の実態, 予測, 対応. 京都大学防災研究所, p. 1–10.
- 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.
- 四国地方土木地質図編纂委員会 (1998) 四国地方土木地質図及び解説書. (財) 国土開発技術研究センター, 859 p.
- Seton, M., Flament, N., Whittaker, J., Müller, R.D., Gurnis, M. and Bower, D.J. (2015) Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 million years ago. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 42, doi:10.1002/2015GL063057.
- Sugisaki, R., Suzuki, T., Kanmera, K., Sakai, T. and Sano, H. (1979) Chemical compositions of green rocks in the Shimanto Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 85, p. 455–466.
- 須内寿男・宮地修一・水野隆之・土居範昭 (2011) ダム貯水池に影響を与えた大規模崩壊に伴う土石流 (速報). 日本応用地質学会中国四国支部研究発表会発表論文集, p. 77–80.
- 須鎗和巳 (1984) 四国東部四万十帯の放散虫混合群集. 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・山崎哲司 (1987) 徳島県四万十帯北帯と南帯の境界. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 20, p. 34–46.
- 須鎗和巳・山崎哲司 (1988) 四国の四万十帯南帯北縁部の微化石年代. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), vol. 21, p. 107–133.
- 須鎗和巳・坂東祐司・小島郁生 (1967) 徳島県牟岐町の四万十帯より白亜紀アンモナイトの発見. 地質学雑誌, vol. 73, p. 535–536.
- 鈴木博之・福田修武 (2012) 紀伊半島四万十付加体の古第三紀放散虫化石. 地学団体研究会専報, no. 59, p. 237–247.
- 鈴木博之・中屋志津男 (2012) 紀伊半島における四万十付加体の発達史. 地学団体研究会専報, no. 59, p. 273–282.
- 鈴木達夫 (1930) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「室戸」及び同地質説明書. 地質調査所, 20 p.
- 鈴木達夫 (1931) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「甲浦」及び同地質説明書. 地質調査所, 20 p.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎 (1980a) 高知県四万十帯の地質とその起源. 平 朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質学と古生物学 (甲藤次郎教授還暦記念論文集), 林野弘済会高知支部, 高知, p. 249–264.
- 平 朝彦・岡村 真・甲藤次郎・田代正之・斎藤靖二・小玉一人・橋本光男・千葉とき子・青木隆弘 (1980b) 高知県四万十帯北帯 (白亜系) における“メランジュ”の岩相と時代. 平 朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質学と古生物学 (甲藤次郎教授還暦記念論文集), 林野弘済会高知支部, 高知, p. 179–214.
- 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 Geol.*, vol. 12, p. 5–46.
- 田代正之 (1980) 高知県の四万十帯の二枚貝化石とその生層位. 平 朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質学と古生物学 (甲藤次郎教授還暦記念論文集), 林野弘済会高知支部, 高知, p. 249–264.
- 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.
- 東明省三 (1958) 徳島県の四万十帯より産出した化石. 地質学雑誌, vol. 64, p. 95–96.
- 辻野泰之・石田啓祐・和田秀実・平山正則 (2010) 四国東部・徳島県牟岐町の四万十帯より新たに発見された後期白亜紀アンモナイト. 地質学雑誌, vol. 116, p. 680–685.
- 鶴田聖子・長谷川修一・村田明広 (1995) イライト結晶度からみた安芸構造線—四国東部, 魚梁瀬—久尾地域—. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, p. 219.
- Tsutsumi, Y., Miyashita, A., Terada, K. and Hidaka, H. (2009) SHRIMP U–Pb dating of detrital zircons from the Sanbagawa Belt, Kanto Mountains, Japan: need to revise the framework of the belt. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.* vol. 104, p. 12–24.
- 植木岳雪 (2018a) 四国南東部, 安田川の完新世段丘. 日本地理学会発表要旨集, no. 93, p. 97.
- 植木岳雪 (2018b) 四国南東部, 奈半利川の段丘. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 48, p. 5.
- 植木岳雪 (2018c) 徳島県南部, 海部川支流のせき止め湖堆積物. 日本地球惑星科学連合 2018 年大会予稿集, HDS11–09.
- Ujiiie, K., Yamaguchi, A., Kimura, G. and Toh, S. (2007a) Fluidization of granular material in a subduction thrust at seismogenic depths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 259, p. 307–318.
- Ujiiie, K., Yamaguchi, A., Sakaguchi, A. and Toh, S. (2007b) Pseudotachylytes in an ancient accretionary complex and implications for melt lubrication during subduction zone earthquakes. *Jour. Str. Geol.*, vol. 29, p. 599–613.
- Ujiiie, K., Kameyama, M. and Yamaguchi, A. (2010) Geological record of thermal pressurization and earthquake instability of subduction thrusts. *Tectonophysics*, vol. 485, p. 260–268.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the

- Mino Terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 39, p. 675–742.
- 脇田浩二 (1989) 付加テクトニクスと用語. 構造地質 (構造地質研究会誌), no. 34, p. 3–8.
- Wakita, K. (2015) OPS mélange: a new term for mélanges of convergent margins of the world. *Int. Geol. Rev.*, vol. 57, p. 529–539.
- Wakita, K. and Metcalfe, I. (2005) Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia. *Jour. Asian Earth Sci.*, vol. 24, p. 679–702.
- 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.
- Weseel, P. and Smith, W.H.F. (1995) New version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, vol. 76, p. 329.
- 山口飛鳥・柴田伊廣・氏家恒太郎・木村 学 (2009) 四万十帯牟岐メランジュにみる沈み込み帯地震発生帯の変形と流体移動. 地質学雑誌, vol. 115, 補遺, p. 21–36.
- 山崎哲司・横田佳憲・奥村 清 (1993) 高知県安芸市東部から産する白亜紀放散虫化石—四万十帯北帯と南帯の境界に関して—. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 9, p. 215–223.
- 山崎哲司・横田佳憲・奥村 清 (1995) 高知県安芸市下山の海岸部から得られた放散虫化石. 愛媛大学教育学部紀要 (自然科学), vol. 15, p. 31–36.
- 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. 地質学雑誌, vol. 89, p. 575–593.
- Yanai, S. (1984) Paleogeography of the Cretaceous Shimanto geosyncline, in respect of forearc tectogenesis in active continental margin. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol., 21, p. 1–37.
- 安岡大六 (1966) 馬路村史. 馬路村, 380 p.
- 江原眞伍 (1928) 四国における上部白亜紀層の分布と構造線に就きて. 地球, vol., 9, p. 181–190.
- 吉倉紳一・板谷徹丸・岡村 真 (1991) 四国四万十帯大山岬層産結晶片岩礫の K–Ar 年代. 日本地質学会第 98 年学術大会講演要旨, p. 434.
- 吉倉紳一・鈴木堯士・真部由華・Gabites, J. (1996) 四万十帯大山岬層産珪長質火成岩礫のジルコン U–Pb 年代. 日本地質学会西日本支部会報, no. 109, p. 5.





- X 化石産出地点 (試料番号は第3.1表及び第4.1表を参照)
- O 放射年代試料採取地点 (試料番号は第3.2表及び第4.2表を参照)

付図 ルートマップ, 露頭, 化石産出地点及び年代測定試料採取地点の位置図  
基図は, 国土地理院発行の数値地図 50,000 (地図画像) を用いた。

## Geology of the Umaji District

By

Hidetoshi HARA\*, Takeyuki UEKI\*\* and Kousuke HARA\*\*\*\*

(Written in 2019)

(ABSTRACT)

### Outline

The Umaji district is located on the border between Kochi and Tokushima prefectures in the eastern part of Shikoku Island, Southwest Japan, and occupies the southeastern Shikoku Mountains. The geology of this district is composed mainly of the accretionary complex in the Shimanto Belt, which is called the Shimanto accretionary prism or Shimanto accretionary complex, and accompanied with minor Quaternary sediments (Figs. 1 and 2). The Shimanto accretionary complex is characterized by a coherent turbidite or a chaotic mélange formed during Cretaceous and Paleogene. The Quaternary sediments are distributed along major rivers and consists of river terrace, landslide, valley floor and flood plain deposits.

### Cretaceous Shimanto accretionary complex

The Cretaceous Shimanto accretionary complex in the Umaji district consists of four tectono-stratigraphic units (Taniyama, Hiwasa, Mugi, and Shakagaue units) from north to south. The Taniyama Unit is characterized by a mélange that contains blocks of sandstone, basaltic rocks, chert and vari-colored mudstone in an argillaceous matrix, as well as broken beds of sandstone and mudstone. This unit was thrust over the Hiwasa Unit by the Fukase Fault. The Hiwasa Unit is composed of coherent and rhythmic turbidite that contains sandstone, interbedded sandstone and mudstone, and minor amounts of felsic tuff. The Mugi Unit comprises mélange that contains blocks of sandstone, basaltic rocks, chert, and vari-colored mudstone in an argillaceous matrix. The structurally lowest part of the Mugi Unit is composed of phyllitic mudstone with minor sandstone. The Shakagaue Unit comprises mudstone, broken beds of sandstone and mudstone, and minor felsic tuff, representing a dismembered turbiditic sequence. It also lacks clasts of oceanic crust materials. Based on the radiolarian age of mudstone and detrital zircon U–Pb age, the depositional age of the Taniyama Unit ranges from Coniacian to earliest Campanian, and the deposition of the Hiwasa Unit dates to the late Campanian. The Mugi and Shakagaue units have the same depositional age, ranging from late Campanian to Danian.

### Paleogene Shimanto accretionary complex

The Paleogene Shimanto accretionary complex in the district is composed of three tectono-stratigraphic units (Higashigo, Kaifu and Naharigawa units) from north to south. The Higashigo Unit is composed of broken interbedded sandstone with sandstone, mudstone and minor felsic tuff. The depositional age of this unit is middle Eocene, as estimated by the radiolarian age of mudstone and the U–Pb age of felsic tuff. The Kaifu Unit consists of thick bedded sandstone with conglomerate, interbedded sandstone and mudstone, broken beds of sandstone and mudstone, mudstone, and vari-colored mudstone. The depositional age of the Kaifu Unit is Eocene, as inferred from the radiolarian age of mudstone. The Naharigawa Unit comprises massive and bedded sandstone, interbedded sandstone and mudstone, and minor broken beds of sandstone and mudstone. The depositional age of this unit is late Eocene, based on the radiolarian age of mudstone. The detrital zircon U–Pb ages of the Paleogene Shimanto accretionary complex are clearly older than the radiolarian ages, indicating that the U–Pb ages are not suitable to determine the depositional age.

---

\* Research Institute of Geology and Geoinformation.

\*\* Chiba Institute of Science

\*\*\* Research Assistant, Research Institute of Geology and Geoinformation

+ Present address: Kunimine Industries CO., Ltd

### **Geological structure in the Shimanto accretionary complex**

Many lineaments with E–W or NE–SW trends have developed in this area; they run parallel to the strike of the strata and the boundary faults between tectono-stratigraphic units. Each of these boundary faults is interpreted as either an in-sequence or out-of-sequence thrusts, and these faults are named the Aki Tectonic Line, and the Fukase, Inubo, Kuki, Shiofuka, Nasa, Ikumi, Sugeno faults. In addition, the Hiyadani, Higashidanigawa, Yasuda and Umaji faults, which show a NNE–SSW trend, have also developed in this area and cut the above thrusts. The Yasuda Fault has been identified as a possibly active fault. In the Naharigawa Unit, strikes of strata make the transition from WNW–ESE and E–W in the eastern area to NE–SW in the western area; this shift was caused by the Muroto Flexure during the middle Miocene.

### **Quaternary sediments**

The Quaternary sediments consist of lower and alluvial river terrace, landslide, valley floor and flood plain deposits. The lower and alluvial river terrace deposits, formed in the late Pleistocene and Holocene, are distributed along the Yasuda, Nahari, Ogawa, and None rivers. Landslide deposits have been observed in the Shima, Izumi, and Hiranabe areas. Valley floor deposits composed of many gravels are distributed along the None River and its tributaries. Flood plain deposits are characterized by sand and gravel are distributed along the major rivers in the area.

### **Economic and environmental geology**

Several copper mines have been reported in the chert and basaltic rocks succession within the Mugi Unit of the Cretaceous Shimanto accretionary complex. A manganese mine has been reported in the chert within the Mugi Unit. However, all mines have been exhausted. The district contains two active mineral springs. Heavy rain and typhoons frequently cause many landslides and leave landslide scars in the deep mountain area.

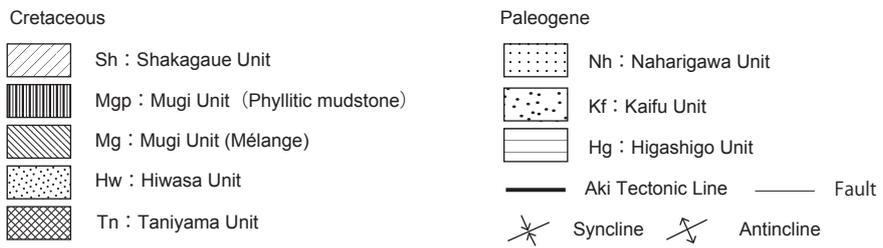
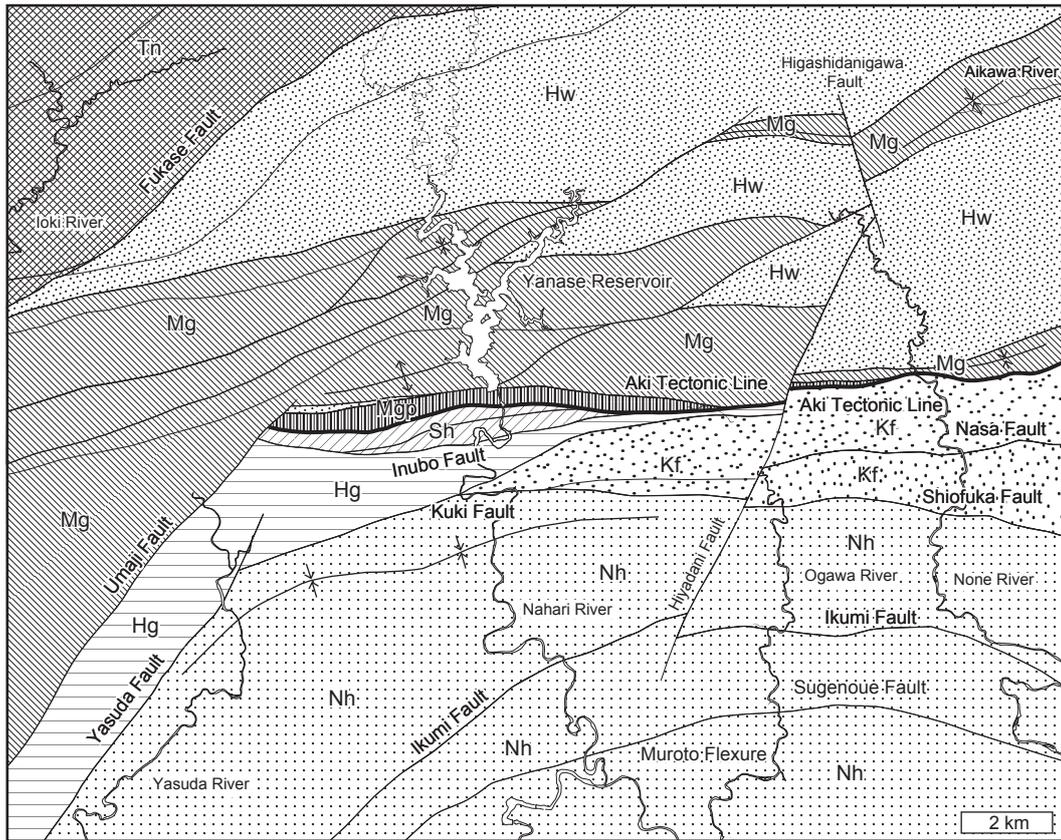


Fig. 1 Geological map of the Umaji district





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
第3章 四万十帯白亜系付加コンプレックス	原 英俊・原 康祐
第4章 四万十帯古第三系付加コンプレックス	原 英俊・原 康祐
第5章 四万十帯付加コンプレックスの地質構造	原 英俊
第6章 第四系	植木岳雪
第7章 応用地質	原 英俊・植木岳雪

文献引用例

原 英俊・原 康祐・植木岳雪 (2020) 馬路地域の地質. 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, 91 p

章単位での引用例

原 英俊・植木岳雪 (2020) 馬路地域の地質, 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. 1-4.

Bibliographic reference

Hara, H., Ueki, T. and Hara, K. (2020) Geology of the Umaji District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 91 p. (in Japanese with English abstract, 4 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Hara, H. and Hara, K. (2020) Geology of the Umaji District, Chapter 3, Cretaceous Shimanto accretionary complex. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 12-39 (in Japanese).

---

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

馬路地域の地質

令和2年2月28日発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

---

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

Published on February 28, 2020

**Geological Survey of Japan, AIST**

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

---

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd



裏表紙写真説明：魚梁瀬ダム展望台からみた魚梁瀬貯水池

Back Cover Photo: Front view of the Yanase Reservoir from an observatory of the Yanase Dam

*Quadrangle Series, 1:50,000  
Kochi (13) No.65 NI-53-22-15*

# Geology of the Umaji District

*by Hidetoshi HARA, Takeyuki UEKI and Kousuke HARA*

