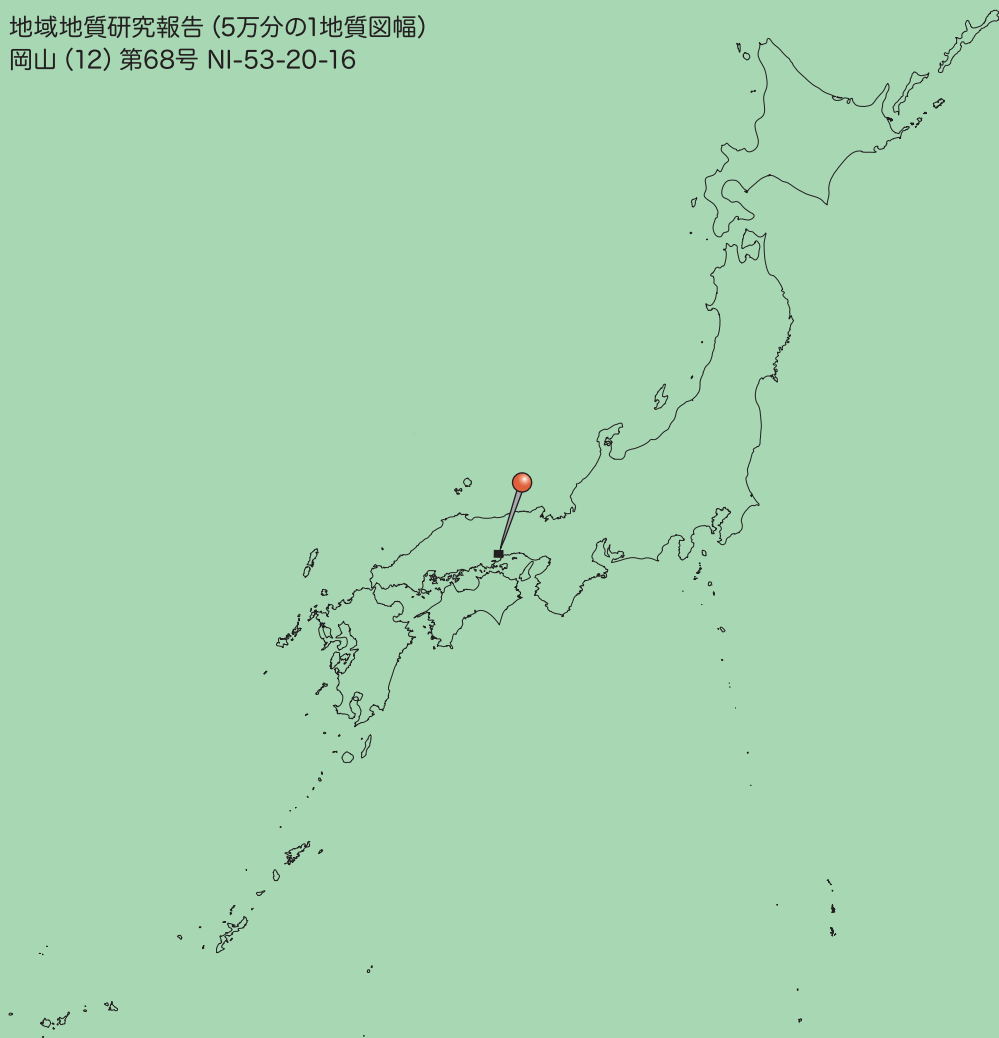


地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)  
岡山 (12) 第68号 NI-53-20-16



# 和気地域の地質

Geology of the Wake District

佐藤 大介

SATO Daisuke

脇田 浩二

WAKITA Koji

宮地 良典

MIYACHI Yoshinori

令和4年



地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
岡山(12)第68号  
NI-53-20-16

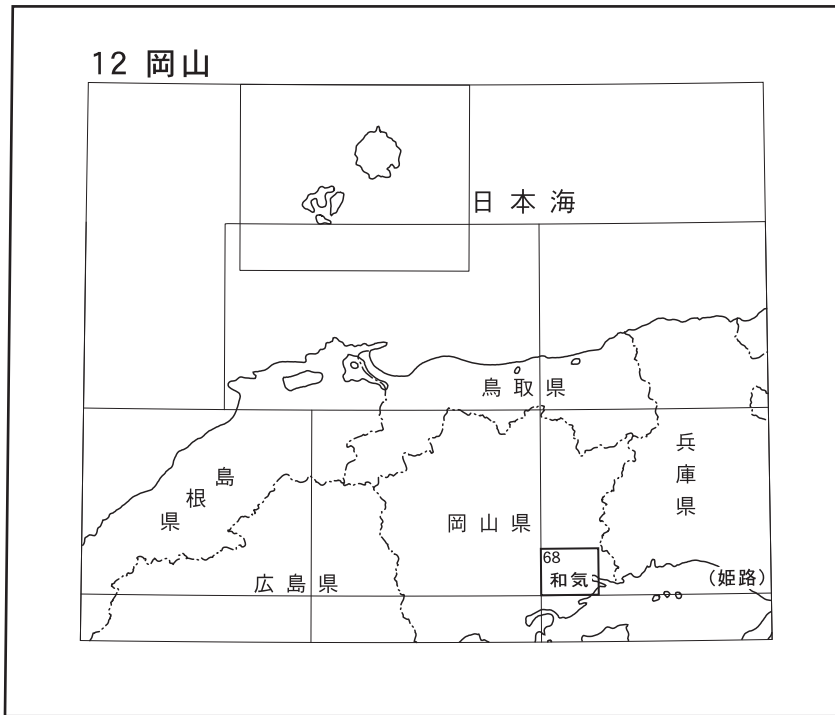
## 和気地域の地質

佐藤大介・脇田浩二・宮地良典

令和4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

高梁 Takahashi  
1:75,000 (1938)

岡山 Okayama 1:75,000 (1927)	12-55 福渡 Fukuwatari NI-53-26-3 (未刊行, unpublished)	12-56 周匝 Susai NI-53-20-15 (1965)	12-57 上郡 Kamigōri NI-53-20-11 (1980)
	12-67 岡山北部 Okayama-Hokubu NI-53-26-4 (未刊行, unpublished)	12-68 和気 Wake NI-53-20-16 (2022)	12-69 播州赤穂 Banshu-Ako NI-53-20-12 (2016)
	12-79 岡山南部 Okayama-Nanbu NI-53-27-1 (未刊行, unpublished)	12-80 西大寺 Saidaiji Saidaiji NI-53-21-13 (未刊行, unpublished)	12-81 寒霞溪 Kankakei NI-53-21-9 (未刊行, unpublished)

# 和気地域の地質

佐藤大介<sup>1</sup>・脇田浩二<sup>2</sup>・宮地良典<sup>1</sup>

地質調査総合センターは、その前身の地質調査所が明治15年(1882年)に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。それらのうち5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。

「和気」地域の調査・研究は平成27～令和元年度に実施された。現地調査とその研究報告の作成にあたっては、舞鶴帯ペルム系・超丹波帯ペルム系・丹波帯ジュラ系を脇田が、地形・上部白亜系(後期白亜紀火山岩類及び貫入岩類)・資源地質を佐藤が、古第三系の吉備層群及び第四系を佐藤・宮地が、地質災害を宮地がそれぞれ担当した。全体の取りまとめについては佐藤が行った。

本調査研究にあたり多くの方々のご協力を得た。岡山大学の鈴木茂之名誉教授には本地域及び周辺のペルム系～ジュラ系についてご教示いただいたほか、参考資料をご提供いただいた。現地調査に際し、丸紅産業有限会社には採石場内の調査について便宜を図っていただいた。

本報告で使用した薄片は、産総研地質情報基盤センター地質標本館室の佐藤卓見、福田和幸、平林恵理、大和田 朗の各氏の製作による。本報告で記載した岩石試料のうち、[GSJ R No.]を付した試料は地質標本館に登録・保存されている。

---

## 所 属

<sup>1</sup> 地質調査総合センター 地質情報研究部門

<sup>2</sup> 山口大学 地域未来創生センター

<sup>3</sup> 地質調査総合センター 地質情報研究部門(客員研究員)

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Wake, Okayama, Akaiwa, Setouchi, Bizen, Yoshii River, Permian, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Quaternary, Maizuru Belt, Ultra Tamba Belt, Tamba Belt, Maizuru Group, Omoriyama Formation, Mantomi Unit, Ejiri Unit, Mushiage Unit, Goishigawa Unit, Shashakiyama Formation, Takasagoyama Formation, Hinase Formation, Dodozan Formation, Wake Formation, Kamosaki Formation, Oku Formation, Yotsujiyama Granite, Nagashima Granite, Misaoyama Granite, Nibori Granite, Momoezaki Quartz Diorite, Osafune Granite, Myokenzan Granodiorite, Kibi Group, Susai Formation, fan deposits, gentle slope deposits, Alluvium, natural hazard, resource geology

令和3年8月20日受理 令和4年3月30日発行

## 目 次

第1章 地形	1
1.1 山地・丘陵	2
1.2 低地	3
1.3 島嶼	4
1.4 海岸・海底地形	5
第2章 地質概説	6
2.1 既存の地質図	6
2.2 地質区分	6
2.3 先白亜系	8
2.4 後期白亜紀火山岩類	8
2.5 後期白亜紀貫入岩類	10
2.6 吉備層群	11
2.7 第四系	11
2.8 地質災害	11
2.9 資源地質	11
第3章 舞鶴帯	13
3.1 概要	13
3.2 研究史	13
3.3 大盛山層	13
3.4 地質年代と対比	14
第4章 超丹波帯	18
4.1 概要	18
4.2 研究史	19
4.3 万富ユニット	19
4.4 江尻ユニット	21
4.5 虫明ユニット	23
4.6 地質年代と対比	26
4.6.1 放散虫化石	26
4.6.2 年代	30
4.6.3 対比	31
第5章 丹波帯	33
5.1 概要	33
5.2 研究史	33
5.3 五石川ユニット	33
5.4 地質年代と対比	34
第6章 後期白亜紀火山岩類	35
6.1 研究史及び概要	35

6.1.1	研究史	35
6.1.2	概要	35
6.2	シャシャ木山層	36
6.3	高砂山層	40
6.4	日生層	42
6.5	道々山層	45
6.6	和氣層	48
6.6.1	台山溶結火山礫凝灰岩部層	49
6.6.2	野谷凝灰岩部層	49
6.6.3	平山谷溶結凝灰岩部層	51
6.6.4	八木谷溶結凝灰岩部層	51
6.6.5	明神山溶結火山礫凝灰岩部層	52
6.6.6	吉永溶結火山礫凝灰岩部層	52
6.6.7	藤野凝灰岩部層	55
6.6.8	和氣富士流紋岩部層	56
6.6.9	熊山溶結火山礫凝灰岩部層	56
6.7	鴨前層	57
6.8	邑久層	59
第7章	後期白亜紀貫入岩類	61
7.1	研究史及び概要	61
7.1.1	研究史	61
7.1.2	概要	61
7.2	四辻山花崗岩	62
7.3	長島花崗岩	63
7.4	操山花崗岩	66
7.5	仁堀花崗岩	69
7.6	百枝月石英閃緑岩	71
7.7	長船花崗岩	71
7.8	妙見山花崗閃緑岩	72
7.9	岩脈類	76
7.9.1	安山岩	76
7.9.2	流紋岩～デイサイト	76
7.9.3	斑状流紋岩～斑状デイサイト	77
7.10	接触変成作用	78
第8章	吉備層群	79
8.1	研究史及び概要	79
8.2	吉備層群未区分層	79
8.3	周匝層	80
第9章	第四系	84
9.1	扇状地堆積物	84

9.2 緩斜面堆積物	84
9.3 沖積層	84
9.4 沖積層地下の地質	86
9.5 埋立地及び盛土	86
第10章 地質災害	87
10.1 地すべり	87
10.2 吉井川の水害	87
第11章 資源地質	89
11.1 金属資源	89
11.1.1 金	90
11.1.2 銅・鉛・亜鉛	90
11.1.3 水銀	91
11.2 非金属資源	92
11.2.1 ろう石	92
11.2.1.1 吉永地区	92
11.2.1.2 片上地区	92
11.2.1.3 和気地区	93
11.2.1.4 岡山市地区	94
11.2.2 粘土	95
11.3 温泉・鉱泉	96
11.4 骨材資源	97
11.4.1 碎石	97
11.4.2 真砂	97
文献	98
Abstract	103

## 図・表目次

第1.1図 「和気」地域の行政区分と本報告書内で使用する主な地名	1
第1.2図 「和気」地域とその周辺の傾斜量図	2
第1.3図 「和気」地域の山地・丘陵地形	3
第1.4図 「和気」地域の低地地形	3
第1.5図 「和気」地域の島嶼	4
第1.6図 「和気」地域の海岸地形	4
第1.7図 「和気」地域南東部周辺の海底地形	5
第2.1図 「和気」地域の地質総括図	7
第2.2図 「和気」地域及び周辺地域の先白亜系基盤の地体構造区分図	9
第3.1図 大盛山層の苦鉄質岩類（枕状溶岩）の露頭写真	15
第3.2図 大盛山層の苦鉄質岩類（ドレライトと玄武岩）の露頭写真	15



第 3.3 図	大盛山層のドレライトの鏡下写真	15
第 3.4 図	大盛山層の泥岩の鏡下写真	16
第 3.5 図	大盛山層の砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代	16
第 3.6 図	大盛山層の年代と舞鶴層群における位置付け	17
第 4.1 図	「和気」地域における超丹波帯の分布図	18
第 4.2 図	万富ユニットの主要な岩相の露頭写真	20
第 4.3 図	万富ユニット, 泥質混在岩の基質の鏡下写真	20
第 4.4 図	江尻ユニットの整然相	21
第 4.5 図	江尻ユニットの砂岩泥岩互層内のスランプ露頭	22
第 4.6 図	江尻ユニットの砂岩の鏡下写真	22
第 4.7 図	江尻ユニットの分布と断層によるブロック区分	24
第 4.8 図	虫明ユニットの泥質混在岩	24
第 4.9 図	虫明ユニットの整然相と接する泥質混在岩	25
第 4.10 図	虫明ユニットの砂岩泥岩互層	26
第 4.11 図	虫明ユニットの礫岩	27
第 4.12 図	虫明ユニットの塊状砂岩及び礫岩の産状	27
第 4.13 図	偽礫を沢山含む礫岩及び砂岩層 (虫明ユニット)	28
第 4.14 図	虫明ユニットの泥岩優勢砂岩泥岩互層中の褶曲	28
第 4.15 図	万富ユニットから産出した放散虫化石の SEM 画像	29
第 4.16 図	超丹波帯の砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代	30
第 4.17 図	超丹波帯 (万富・江尻・虫明ユニット) の地質年代対比	31
第 5.1 図	五石川ユニットの砂岩の鏡下写真	33
第 5.2 図	五石川ユニットの砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代	34
第 6.1 図	「和気」地域, 後期白亜紀火山岩類の分布概略図	37
第 6.2 図	「和気」地域, 後期白亜紀火成岩類の層序・貫入関係	38
第 6.3 図	シャシャ木山層の地域別柱状図	40
第 6.4 図	シャシャ木山層を構成する岩石の鏡下写真	41
第 6.5 図	高砂山層の露頭写真	43
第 6.6 図	高砂山層を構成する岩石の鏡下写真	43
第 6.7 図	日生層の露頭写真	45
第 6.8 図	日生層を構成する岩石の鏡下写真	46
第 6.9 図	道々山層の露頭写真	47
第 6.10 図	道々山層を構成する岩石の鏡下写真	47
第 6.11 図	和気層の層序対比	48
第 6.12 図	和気層の地質柱状図及び作成ルート位置	50
第 6.13 図	和気層の露頭写真	53
第 6.14 図	和気層を構成する岩石の鏡下写真	54
第 6.15 図	鴨前層の露頭写真	58
第 6.16 図	鴨前層を構成する岩石の鏡下写真	58
第 6.17 図	邑久層を構成する岩石の鏡下写真	60

第 7.1 図	「和気」地域，後期白亜紀貫入岩類の分布概略図	63
第 7.2 図	「和気」地域，後期白亜紀貫入岩類の薄片写真	64
第 7.3 図	「和気」地域，後期白亜紀貫入岩類のモード組成	65
第 7.4 図	四辻山花崗岩の鏡下写真	67
第 7.5 図	長島花崗岩の露頭写真	67
第 7.6 図	長島花崗岩の鏡下写真	68
第 7.7 図	操山花崗岩の鏡下写真	68
第 7.8 図	仁堀花崗岩の露頭写真	73
第 7.9 図	仁堀花崗岩の鏡下写真	74
第 7.10 図	百枝月石英閃緑岩の鏡下写真	74
第 7.11 図	長船花崗岩の鏡下写真	75
第 7.12 図	妙見山花崗閃緑岩の露頭写真	75
第 7.13 図	妙見山花崗閃緑岩の鏡下写真	75
第 7.14 図	後期白亜紀岩脈類の鏡下写真	77
第 8.1 図	吉備層群の分布図	80
第 8.2 図	吉備層群未区分層の露頭写真	81
第 8.3 図	周匝層の露頭写真	82
第 9.1 図	吉井川沿いの柱状対比図	85
第 11.1 図	「和気」地域内の金属・非金属鉱山，粘土産地，温泉・鉱泉及び採石場位置図	89
第 11.2 図	吉永地区～片上地区周辺のろう石鉱床分布図	96
第 3.1 表	大盛山層の砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定結果	16
第 4.1 表	超丹波帯の砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定結果	31
第 5.1 表	五石川ユニットの砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定結果	34
第 6.1 表	本報告に用いた後期白亜紀火山岩類試料の採取地点	39
第 6.2 表	後期白亜紀火山岩類のジルコン U-Pb 年代測定結果	41
第 7.1 表	本報告に用いた後期白亜紀貫入岩類試料の採取地点	66
第 7.2 表	後期白亜紀貫入岩類のジルコン U-Pb 年代測定結果	66
第 10.1 表	吉井川の明治以降の主な水害	88
第 10.2 表	平成 30 年 7 月豪雨における本地域自治体の被害状況	88
第 11.1 表	ろう石鉱床，吉永地区鉱山一覧	93
第 11.2 表	ろう石鉱床，片上地区鉱山一覧	94
第 11.3 表	ろう石鉱床，和気地区鉱山一覧	95
第 11.4 表	備前焼原料粘土の化学組成	97
付図 1	後期白亜紀火山岩類のジルコン年代値のコンコーディア図	102
付図 2	後期白亜紀貫入岩類のジルコン年代値のコンコーディア図	102
Fig. 1	Summary of geology in the Wake District	104

# 第1章 地 形

(佐藤大介)

「和気」地域(以下、本地域と略記)は、世界測地系において北緯34度40分11.6秒～34度50分11.6秒、東経133度59分50.4秒～134度14分50.3秒(日本測地系において北緯34度40分～34度50分、東経134度00分～134度15分)の範囲に位置する。行政区としては岡山県岡山市・赤磐市・和気郡和気町・瀬戸内市・備前市に属する(第1.1図)。

本地域は陸域約97%、海域約3%であり、大部分が陸域からなる。陸域は標高100～500mの低い山地及び丘陵地が多く、低地は本地域を南北に流れる吉井川及び砂川

などの河川沿いに主に分布する(第1.2図)。海域は本地域南東部に見られ、瀬戸内海播磨灘の一部をなす。本地域南東部から東隣「播州赤穂」地域南西部にかけては、沈降地形による沈水海岸及び多島海景観を呈する。本地域の陸地の最高点は赤磐市の熊山(標高509m)で、海底の最深点は片上大橋付近の海釜(水深8～9m)である。

本地域の地形については、土地条件調査報告書(岡山地域)(国土地理院,1976)及び土地分類基本調査「和気・播州赤穂」(高橋,1982)に記載がある。また、海底地形については、播磨灘北西部の「沿岸の海の基本図」(海上保



第1.1図 「和気」地域の行政区分と本報告書内で使用する主な地名



第 1.2 図 「和気」地域とその周辺の傾斜量図

傾斜量図は、産総研地質調査総合センター (2020a) のシームレス傾斜量図から作成。標高データは国土地理院 5 m メッシュを使用。黒枠が「和気」地域の範囲。本報告書内で使用する主な自然地名及び山の標高を加筆。

安庁水路部, 1989) がある。

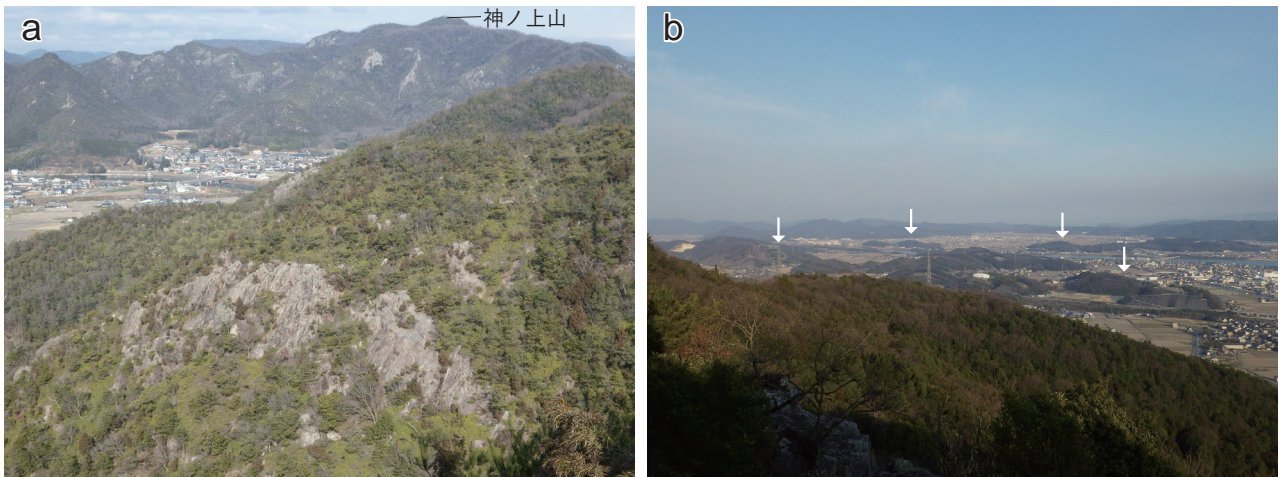
以下に、山地・丘陵、低地、島嶼、海岸・海底地形の 4 つに分けて、それぞれの地形の特徴を記述する。

### 1.1 山地・丘陵

本地域の山地・丘陵地は、中国脊梁山地の南側に広がる吉備高原の南東縁にあたり、標高は大部分が 500 m 以下である。標高 300 m 以上の山地は本地域中央部から北東部にかけて見られ、これらの山地は主に上部白亜系の火山岩類からなる。和気町の外国山、和気富士、衣笠山周辺や瀬戸内市邑久町の城山周辺などの流紋岩溶岩からなる山地は、谷に面する斜面が急で、露岩となっている (第 1.3 図 a)。山地は北東-南西系～東西系の谷によって分断・開析されている。山頂部にはしばしば侵食小起伏面が発達しており、本地域中央部の熊山周辺における標高 300～500 m の山頂部では広い範囲で小起伏面が認められる (第 1.2 図)。そのほか、本地域東部の義方山 (標高 320 m) から明神山 (標高 341 m) 周辺及び北東部の空

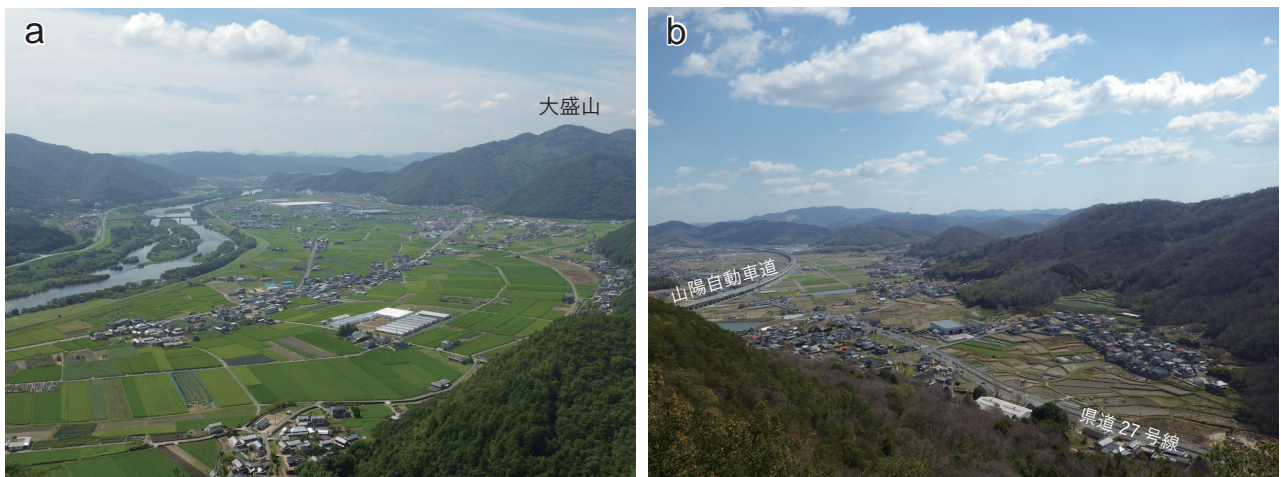
山 (標高 375.7 m) 周辺では標高 300 m 前後の小起伏面が認められる。

本地域の西部から北西部は標高 300 m 未満の山地・丘陵地で、西部は主に先白亜系の岩石及び上部白亜系の火成岩類、北西部は上部白亜系仁堀花崗岩及び古第三系吉備層群の礫岩層からなる。先白亜系からなる山地・丘陵地では、谷密度が比較的高く、枝谷・枝尾根が発達する。仁堀花崗岩による接触変成作用を受けた先白亜系分布域では斜面の傾斜が急になり、標高も周囲に比べて高い。仁堀花崗岩及び吉備層群分布域の山地・丘陵地では、一般になだらかな地形を呈し、周囲に比べて標高が 100 m 程度低い。ただし、仁堀花崗岩に西北西-東南東方向に貫入する岩脈が多数認められる真光寺山 (標高 195 m) 周辺では、斜面の傾斜が急である。これら地形の差は、仁堀花崗岩及び吉備層群の礫岩層が、周囲の先白亜系や上部白亜系の火山岩類及び岩脈に比べて侵食されやすいため生じた組織地形によるものである。仁堀花崗岩及び吉備層群分布域のうち、なだらかな地形を呈するところでは、大規模な宅地造成が行われており、地形の改変が



第 1.3 図 「和気」地域の山地・丘陵地形

(a) 流紋岩溶岩(和気層和気富士流紋岩部層)からなる山地。斜面が急で岩石が露出している(和気町衣笠, 標高 180 m の尾根から北西方向を撮影)。(b) 孤立丘(岡山市東区, 芥子山展望台から東方向を撮影)。



第 1.4 図 「和気」地域の低地地形

(a) 吉井川沿いに発達する谷底低地(和気町, 外国山山頂南から南西方向を撮影)。(b) 緩斜面地形。写真右から左にかけて人家が連続するところが緩斜面堆積物からなる(西隣「岡山北部」地域内, 岡山市北区牟佐の標高 190 m 付近から東方向を撮影)。

著しい。

そのほか、本地域南西部及び南東部は標高 300 m 未満の山地・丘陵地で、主に先白亜系の岩石及び上部白亜系の火成岩類からなる。先白亜系の分布域では枝谷・枝尾根が発達する地形が多い。火成岩類、特に火山岩類が分布する本地域南西部の芥子山<sup>けしこやま</sup>周辺や南東部の富田松山<sup>とみたまつやま</sup>、夕立受山<sup>ゆうだちうけやま</sup>、大平山<sup>おおひらやま</sup>周辺では凸型のやや急斜面からなる地形が多い。また、本地域北西部から南西部の低地内には、埋積谷によって分断された孤立丘が点在する(第 1.3 図 b)。

## 1.2 低地

本地域の低地地形は、主に河川が運んできた土砂の堆積によって形成された(第 1.4 図 a)。本地域の主な河川には、本地域中央部を南北に流れる岡山県三大河川の一つである吉井川とその支流の金剛川<sup>こんこうがわ</sup>、吉井川の西側を流れる旭川水系の砂川がある(第 1.2 図)。

吉井川流域では、本地域北部から中央部にかけては山地に挟まれ、埋積谷性の低地地形をなす。低地の幅は広いところで約 1.5 km で、赤磐市吉原付近では吉井川の旧



第 1.5 図 「和気」地域の島嶼

(a) 湾内に点在する島嶼（備前市穂浪，夕立受山山頂から西方向を撮影）．(b) 長島の組織地形（瀬戸内市邑久町，大平山中腹から南東方向を撮影）．



第 1.6 図 「和気」地域の海岸地形

(a) 片上湾付近の海岸地形．本地域は沈降性の海岸地形で，溺れ谷の地形を呈する．片上湾では，1900年代の埋め立てが広範囲に行われている（備前市東片上，富田松山山頂から南東方向を撮影）．(b) 海食崖と波食棚．岩石は長島花崗岩（瀬戸内市邑久町虫明の海岸で撮影）．ハンマー（白丸内）の長さは約 33 cm．

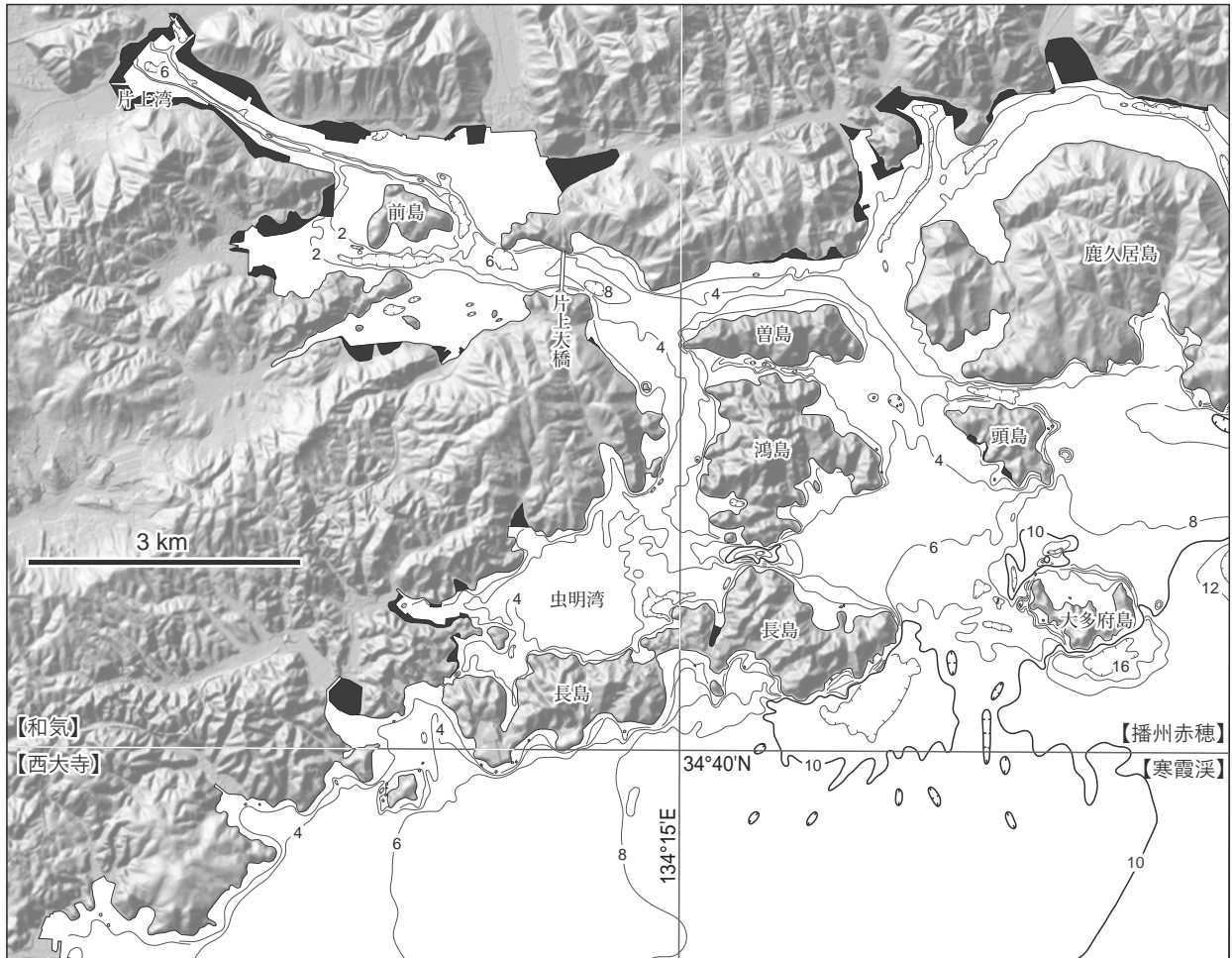
河道が明瞭である．本地域中央部では，岡山市東区瀬戸町万富<sup>まんとみ</sup>周辺に低地が認められ，特に扇状地が発達する．本地域中央部より南方では，谷を抜けて低地は広がる．瀬戸内市長船町磯上・福里<sup>ふくさと</sup>付近は後背湿地で，周囲の氾濫原面より 1 m ほど標高が低く，標高 3~4 m 程度である．また，本地域北東部，吉井川支川の金剛川流域では，緩斜面，谷底低地及び氾濫原が発達しており，その幅は JR 和気駅や JR 吉永駅付近で約 700~1,500 m である．

砂川流域では，赤磐市西中<sup>にしなか</sup>や馬屋<sup>まや</sup>周辺において緩斜面の地形が発達する（第 1.4 図 b）．砂川の東側，岡山市東区瀬戸町瀬戸から南古都<sup>みなみこず</sup>にかけては，周囲の氾濫原面の標高より 0.5~1 m ほど高い自然堤防堆積物ないし盛土が

約 4 km 続いており，天井川化していた砂川により運搬された堆積物の可能性がある（国土地理院，1976）．この自然堤防堆積物より東側の岡山市東区浦間<sup>うらま</sup>付近は後背湿地で，周囲の氾濫原面より 0.5~1 m ほど標高が低く，標高 2~3 m 程度である．また，岡山市東区沼も砂川の現河床より標高が低い．なお，砂川の河道が現在の位置に改修されたのは 1677 年頃とされる（高橋，1982）．

### 1.3 島 嶼

本地域南東部から東隣「播州赤穂」地域南西部にかけては，大小 10 以上の島が点在する．本地域には，長島・



第 1.7 図 「和気」地域南東部周辺の海底地形

数字は水深 (m)。等水深線は 2 m 間隔で、水深 10 m は太線で表現している。海岸沿いの黒色部は埋立地。海底地形の基図には、海上保安庁水路部 (1989) を用いた。緯度経度は日本測地系。

だんじま まえしま よこしま すみよししま からしま なべしま  
 段島・前島・横島・住吉島・唐島・鍋島がある (第 1.5 図 a)。

長島は、東隣「播州赤穂」地域にかけて東西に延びる本地域で最も大きい島である。島の中央部は細くくびれており、現在は海で分断されているが、1965 年頃までは砂州で繋がっていた。本地域内には主に島の西半部が含まれており、超丹波帯虫明ユニットの岩石、上部白亜系日生層の火砕岩及び長島花崗岩から構成される。長島花崗岩による接触変成作用を受けた虫明ユニットの岩石及び日生層の火砕岩は標高 90 m 程度のやや急傾斜な地形を示すのに対して、長島花崗岩では標高 20 m 程度の平坦な地形を示す (第 1.5 図 b)。

そのほか、段島は超丹波帯虫明ユニットの岩石から、前島及びそのほかの小島嶼部は日生層の火砕岩から構成される。

#### 1.4 海岸・海底地形

本地域の海岸は、沈降地形のために多くは人工海岸及び岩石海岸からなる (第 1.6 図 a)。人工海岸の多くは 1900 年代の工業用地等の埋め立てによるものである。岩石海岸では山腹斜面が海岸線を構成しており、本地域及び隣接地域にかけて樹枝状の入り江を持つリアス式海岸が認められる。岩石海岸の特徴的な小地形として、海食崖、波食棚及び海食洞が認められる (第 1.6 図 b)。

本地域の海底地形は、虫明湾では平坦な海底をなす一方、片上湾から片上大橋にかけては細長い盆状の海釜が認められる (第 1.7 図)。水深は多くが 6 m 以内で全体的に浅く、海底表層堆積物は粘土質シルトである (井内, 1982)。

## 第2章 地質概説

(佐藤大介・脇田浩二・宮地良典)

### 2.1 既存の地質図

本地域を含む産総研地質調査総合センター発行の広域地質図としては、50万分の1地質図幅「岡山」(広川ほか、1973)、20万分の1地質図幅「赤穂」(巨智部、1895、1897)、「岡山」(大塚、1896)、「姫路」(猪木、1981)及び本地域の南半部を含む7万5千分の1地質図幅「西大寺」(佐藤、1937、1938)などが出版されている。また、隣接する5万分の1地質図幅として、北隣の「周匝」(光野・大森、1965)、北東隣の「上郡」(猪木・弘原海、1980)及び東隣の「播州赤穂」(佐藤ほか、2016)が刊行されている。同センター以外からも様々な地質図が出版されている。岡山県全体を包括する地質図として、縮尺20万分の1「岡山県地質図」(岡山県、1950、1954)、15万分の1「岡山県地質図」(光野・大森、1963)、10万分の1「岡山県地質図」(光野・杉田、1979)及び5万分の1「岡山県内地質図」(例えば、故光野千春先生遺作地質図作成プロジェクトチーム、2020a、b)などが刊行されている。本地域を含む5万分の1地質図としては、表層地質図「和気・播州赤穂」(岡山県、1982)及び岡山県内地質図「和気・播州赤穂」(故光野千春先生遺作地質図作成プロジェクトチーム、2020b)が刊行されている。そのほか、本地域北東部の備前市三石～吉永地域については、中国地域非金属鉱物資源対策委員会(1984)が2万5千分の1及び1万分の1の地質図を出版している。

### 2.2 地質区分

本地域の地質総括図を第2.1図に示す。本地域の地質は、舞鶴帯ペルム系・超丹波帯ペルム系・丹波帯ジュラ系・上部白亜系(後期白亜紀火山岩類及び貫入岩類)・古第三系(吉備層群)・第四系から構成される。

舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯は、本地域の土台を構成するが、上部白亜系に広く被覆又は貫入されるため、本地域南西部にまともって露出するほかは、南東部及び北東部において小規模な分布を示すのみである。後期白亜紀火山岩類は、本地域北西部を除いて広く分布する。後期白亜紀貫入岩類は、本地域北西部に規模の大きい岩体が露出するほか、北部及び南部に小規模な岩体が複数露出し、後期白亜紀火山岩類に貫入するか覆われる。礫岩層からなる吉備層群は、主に本地域北部から西部にかけての丘陵部に散点的に分布するが、大規模造成により露頭

の多くは失われている。第四系は、斜面表層部や河川沿いに分布する。以下に、それぞれの地質について、下位のものから概要を記述する。

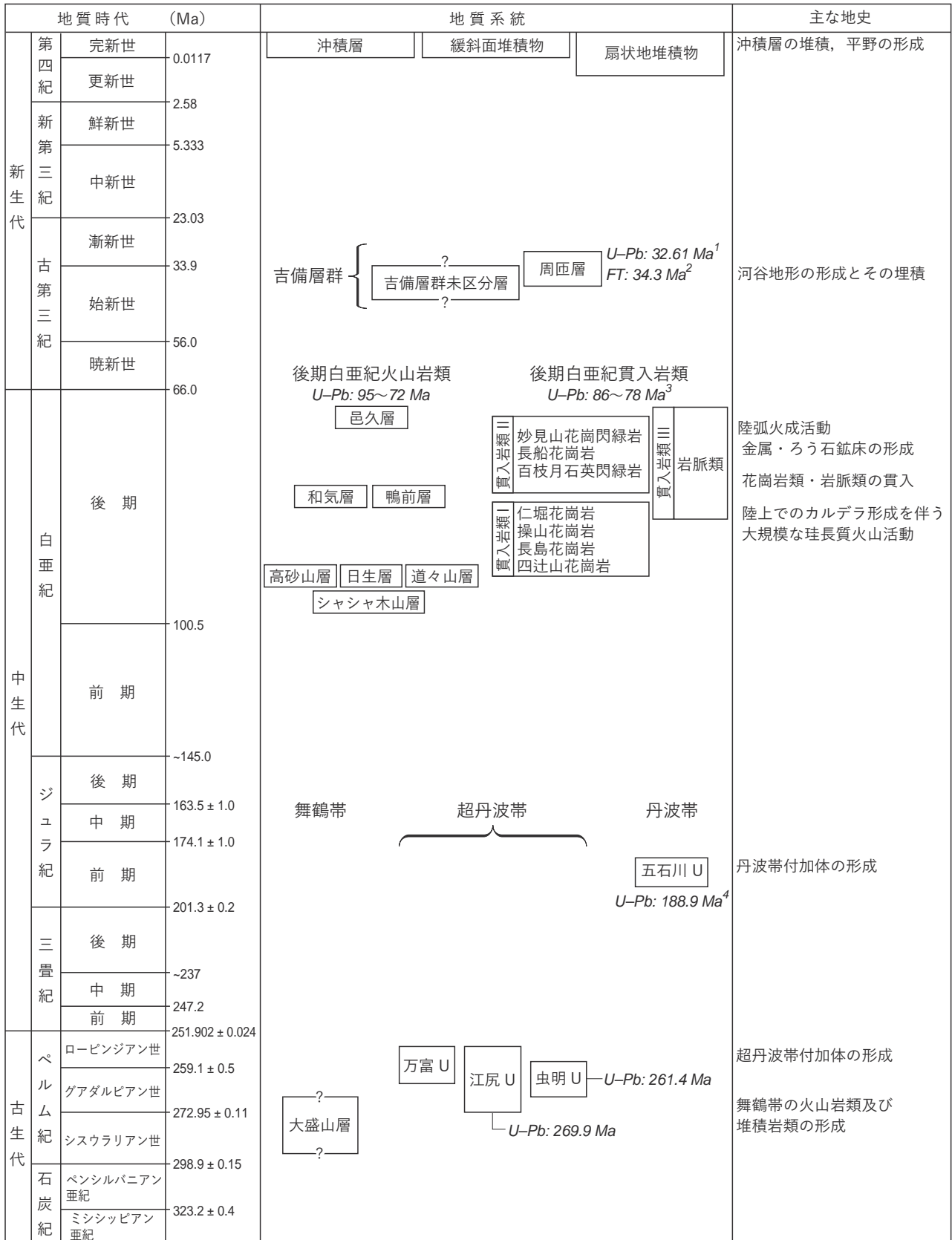
なお、本報告で用いる用語や章立て等について、若干の補足を以下に記す。

先白亜系で用いている「・・・帯」という用語について、本報告では一定の地質期間において特定の地質現象(作用)によって形成されたひとかたまりの地質体が分布する範囲に対して「・・・帯」を用いる。

章立てについて、本地域の後期白亜紀火山岩類の一部は後期白亜紀貫入岩類を覆うが、煩雑さを避けるためにこれらを形成順ではなく、「後期白亜紀火山岩類」として第6章に、「後期白亜紀貫入岩類」として第7章に、それぞれまとめて記載する。

本報告に付属する地質図に用いた記号群及び凡例表示は、JIS A 0204:2019及びJIS A 0205:2019が定める規格に準拠している。そのうち地層境界・断層などの地質学的属性境界については、存在確実度と位置正確度を特定する区分体系を適用している。存在確実度は、地層境界・断層などの存在の確かさを示す尺度で、上記区分体系では「存在確実」と「存在不確実」で示す。位置正確度は、地層境界・断層などの位置の正確さを示す尺度で、上記区分体系では「位置正確」、「位置ほぼ正確」、「位置推定」に加えて「位置伏在」で示す。本報告におけるこれらの定義は次の通りである。「存在確実」は、(a)存在を露頭などで確認できる場合や(b)地形及び走向・傾斜などの地質学的証拠に基づいて論理的に存在すると判断できる場合に用いる。「存在不確実」は、(c)存在を確認できるがその種別(地層・岩体境界であるか断層であるか)を特定できない場合や(d)論理的に存在すると判断できないが、存在する可能性が高い場合に用いる。「位置正確」は、(e)露頭などでその位置がほぼ連続的に確認できるか、(f)地形及び地質学的証拠などに基づいて定義した範囲(信頼区間内)にその位置を限定できる場合に用いる。「位置ほぼ正確」は「位置正確」よりも、「位置推定」は「位置ほぼ正確」よりもさらに信頼区間が広い範囲でしか境界の位置を限定できない場合に用いる。位置正確度の信頼区間は、「位置正確」では地質図上で界線の両側各250m以内、「ほぼ正確」では各250～500mの範囲、「位置推定」では各500～1,000mの範囲としている。なお、「位置伏在」は、地層境界・断層などの位置が、地質図の投影面に露出していない場合に使用し、その信頼区間は定義しない(位置正





第 2.1 図 「和気」地域の地質総括図

地質時代の年代値は, Cohen *et al.* (2013; updated) の 2021 年版 (v2021/05) に従った。U はユニットの略号。U-Pb はジルコン U-Pb 年代の加重平均値。FT はジルコンのフィッシュン・トラック年代。1, Sonehara *et al.* (2020); 2, 鈴木ほか (2003); 3, Iida *et al.* (2015); 4, 佐藤・脇田 (2021)。

確度を問わない)。

本報告における地層境界・断層などの存在確実度は、境界の存在根拠となる露頭(上記a)や空中写真による地形判読(上記b)によって、存在を確認できることから全て「存在確実」とした。位置正確度は、露頭(上記e)及び地形や地層・岩体の走向・傾斜から判断される地質学的証拠(上記f)に基づき、地層境界・断層の多くを「位置正確」とした。そのほかの露頭又は地形・地質学的証拠に乏しい地層境界・断層についても、露頭又は存在確実な地層境界・断層が延長上に存在し、位置を500m(両側で1,000m)に限定できることから、これらを「位置ほぼ正確」とした。ただし、接触変成帯については、野外観察によるところが多いため、「位置推定」とした。

## 2.3 先白亜系

本地域に広く分布している上部白亜系の基盤岩類について、本節でまとめて記述する。本地域に分布する先白亜系の地質体は、舞鶴帯の舞鶴層群からなる火成岩類及び堆積岩類、超丹波帯の付加体、丹波帯の付加体である。舞鶴帯と超丹波帯の地層や岩石は主にペルム紀に形成され、丹波帯の付加体はジュラ紀に形成されている。

第2.2図に、本地域及びその周辺地域における、先白亜系基盤の地体構造区分を示す。本地域に分布する地質体は先に述べたように、舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯である。これらは、互いに低角衝上断層で接していると推定されるが、部分的には、のちに形成された高角断層で接している場合がある。本地域及びその周辺地域における各地質帯の配列は、全体として北東-南西方向で、各地質帯の境界の断層は北西側に傾斜している場合が多い。

本地域の舞鶴帯舞鶴層群は、苦鉄質岩類を主体とし、泥岩及び砂岩を僅かに伴う大盛山層(新称)からなる。最も優勢な岩相は、玄武岩溶岩で、枕状構造を呈する場合がある。玄武岩溶岩は、ドレライトを伴うことがある。大盛山層は、岩相から舞鶴層群下部層に相当する。その地質年代は、舞鶴層群下部層の変玄武岩の放射年代値及び舞鶴層群中部層の形成時期から、ペルム紀シスウラリアン世からグアダルピアン世(前期~中期ペルム紀)のいずれかの時期と推定される。

本地域の超丹波帯の付加体は、<sup>まんとも</sup>万富ユニット・<sup>えじり</sup>江尻ユニット・<sup>おおもりのま</sup>虫明ユニットからなる。これらは、鈴木ほか(1988)及び鈴木・光野(1988)により、万富層・江尻層・虫明層と命名されていたが、本報告では付加体の岩相構造単元として“ユニット”(例えば、Wakita, 1988)を用いる。万富ユニットは、分布域北側の舞鶴帯大盛山層と断層で接し、南側の江尻ユニットとも断層で接する。チャートを伴う剥離性が強く発達している泥質混在岩からなる混在相で特徴付けられ、砂岩泥岩互層や塊状砂岩からなる整然相を伴う。江尻ユニットは、本地域南西部に広く

分布している。砂岩泥岩互層や塊状砂岩からなる整然相で特徴付けられ、泥質混在岩を僅かに伴うが、チャートは挟在しない。砂岩は、しばしば緑がかった灰色を特徴的に呈する。虫明ユニットは、本地域南東端部に分布しており、他のユニットとの関係は不明である。剥離性が発達していない泥質混在岩からなる混在相と砂岩泥岩互層や塊状砂岩からなる整然相で構成される。礫岩を伴い、チャートは挟在しない。本ユニットの岩石には未固結時変形を伴った堆積構造が多く認められる。放散虫化石及び碎屑性ジルコンU-Pb年代から、これら超丹波帯の3つのユニットの形成年代は、ペルム紀グアダルピアン世~ローピンジアン世(中期~後期ペルム紀)と推定される。

本地域の丹波帯の付加体は、北東端部と東端部に僅かに分布する<sup>こいしがわ</sup>五石川ユニットからなる。剥離性の発達した泥質混在岩を主体とし、チャートの小岩体を挟有する。北西-南東の走向を有し、隣接する「播州赤穂」・「周匝」・「上郡」地域に連続する。砂岩中に含まれる碎屑性ジルコンU-Pb年代は、前期ジュラ紀を示している(佐藤・脇田, 2021)。

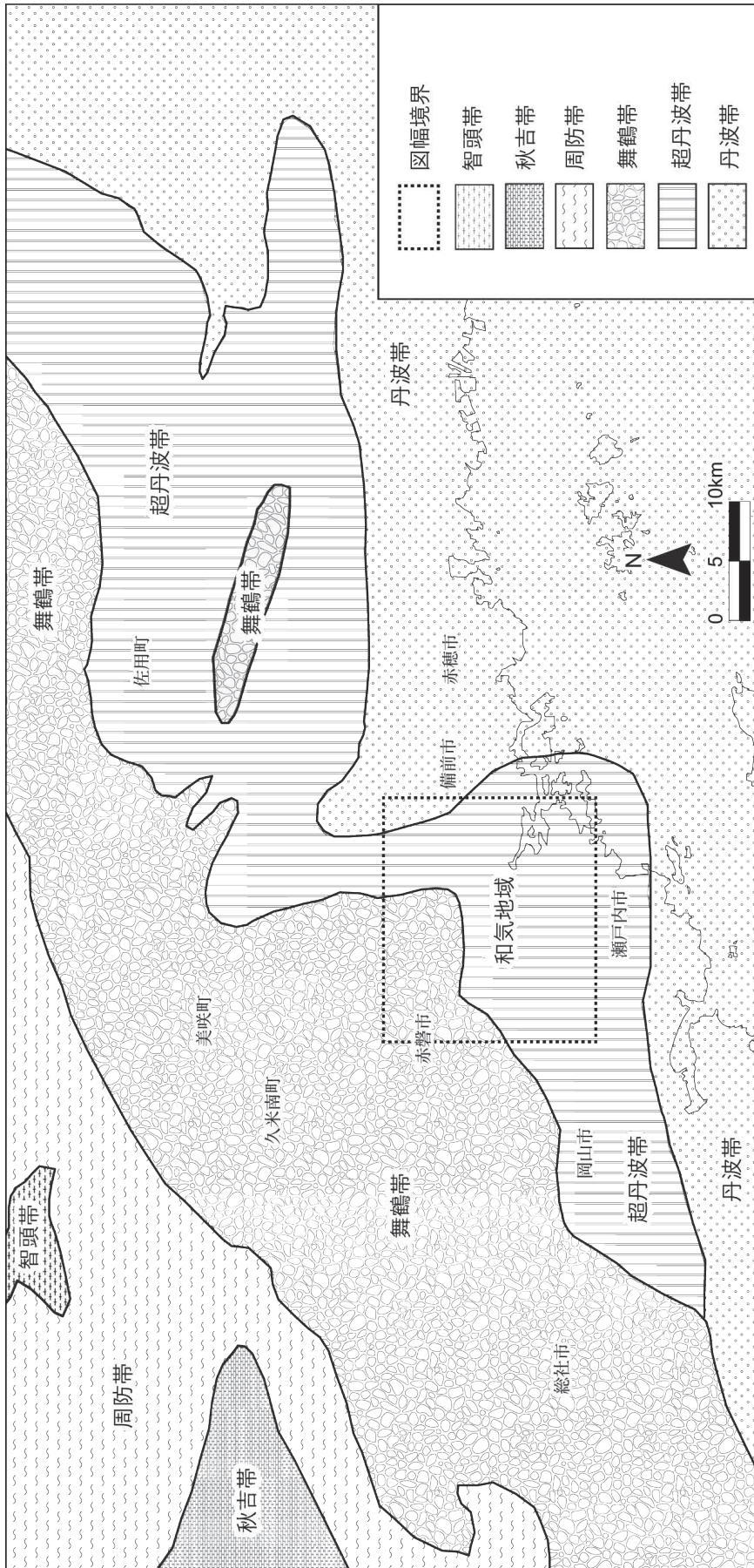
舞鶴帯・超丹波帯・丹波帯の地層・岩石は、後期白亜紀火山類に不整合に覆われ、一部は後期白亜紀貫入岩類に貫かれ、接触変成作用を受けている。

## 2.4 後期白亜紀火山岩類

西南日本内帯には後期白亜紀火山岩類及び貫入岩類が広く分布している。本地域の後期白亜紀火山岩類は、岡山県南東部から兵庫県南西部にかけて連続的に分布するものの一部で、主に陸上堆積の火砕岩からなり、溶岩や湖成堆積物を伴う。本地域の火山岩類は、分布、岩相、層序関係及び年代測定に基づいて、<sup>きやま たか</sup>シャシャ木山層・<sup>たか</sup>高砂山層・<sup>ひなせ</sup>日生層・<sup>どうどうざん</sup>道々山層・<sup>かもさき</sup>和気層・<sup>お</sup>鴨前層・<sup>お</sup>邑久層の7つに区分される。

シャシャ木山層は、本地域南西部に分布する。一般に結晶片に富む溶結したデイサイト~流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなり、流紋岩凝灰岩及び泥岩の薄層を挟む。デイサイト~流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩は、石英及び長石類の結晶片の量比、岩片の量比及び層序関係から少なくとも4つの岩相に細区分される。本層は、超丹波帯江尻ユニットを不整合に覆い、<sup>ももえづき</sup>百枝月石英閃緑岩に貫入される。

高砂山層は、本地域南西部から南部及び南隣「西大寺」地域にかけて分布する。本層は、緻密な流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩を主体とし、その下位に流紋岩凝灰岩と流紋岩溶岩が認められる。結晶片の量はシャシャ木山層の岩石に比べて乏しい。本層は、分布状況から超丹波帯江尻ユニット及びシャシャ木山層を不整合に覆うと推定される。複数の後期白亜紀貫入岩類に貫かれて接触変成作用を受けている。



第 2.2 図 「和気」地域及び周辺地域の先白亜系基盤の地体構造区分図  
 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (産総研地質調査総合センター, 2020b) を基に作成。

日生層は、本地域南東部から東隣「播州赤穂」地域にかけて分布する。本層の主体は、結晶片と異質岩片を多く含む流紋岩溶結火山礫凝灰岩、凝灰岩及び凝灰角礫岩で、その上位にはデイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩と流紋岩凝灰岩からなる互層が、更に上位には流紋岩溶岩ないし凝灰岩が重なる。超丹波帯虫明ユニット及び丹波帯五石川ユニットを高角度の不整合で覆うか断層で接する。分布域西部及び南部では後期白亜紀貫入岩類に貫かれ、接触変成作用を受けている。

道々山層は、本地域中央部北西の狭い範囲に分布する。溶結した流紋岩火山礫凝灰岩を主体とし、流紋岩溶岩及び泥岩を伴う。舞鶴帯大盛山層及び超丹波帯万富ユニットを不整合に覆い、仁堀花崗岩に貫入される。

和気層は、本地域北東部の大部分を占め、北隣「周圍」及び東隣「播州赤穂」地域にも連続して分布する。流紋岩～デイサイト火砕岩及び溶岩を主体とし、碎屑岩類を伴う。和気層は岩質、岩相及び層序関係から9つの部層に細区分される。下位より、台山溶結火山礫凝灰岩部層、野谷凝灰岩部層、平山谷溶結凝灰岩部層、八木谷溶結凝灰岩部層、明神山溶結火山礫凝灰岩部層、吉永溶結火山礫凝灰岩部層、藤野凝灰岩部層、和気富士流紋岩部層及び熊山溶結火山礫凝灰岩部層からなる。和気富士流紋岩部層のみ溶岩からなり、そのほかは火砕岩を主体とし、一部に泥岩、砂岩及び流紋岩凝灰岩を伴う。和気富士流紋岩部層は熊山溶結火山礫凝灰岩部層と指交する。本層は、超丹波帯万富ユニット、丹波帯五石川ユニット、日生層、道々山層及び仁堀花崗岩を不整合に覆うと推定され、妙見山花崗閃緑岩に貫入される。

鴨前層は、本地域西端部から西隣「岡山北部」地域にかけて北東-南西方向に細長く分布する。本地域では、主に流紋岩凝灰岩及び溶岩と結晶片に富むデイサイト～流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩の繰り返しからなり、そのほかにデイサイト溶岩が認められる。舞鶴帯大盛山層及び超丹波帯江尻ユニットとは断層又は高角度の不整合面で接し、仁堀花崗岩を不整合に覆う。

邑久層は、本地域南端部中央に露出するが、本層の大部分は南隣「西大寺」地域に分布する。結晶片に富む流紋岩溶結凝灰岩からなり、岩相の変化が少ない。本層には周囲の後期白亜紀貫入岩類による接触変成作用が認められないことから、後期白亜紀貫入岩類の定置後に活動したと推定される。

層序・貫入関係及びジルコンU-Pb年代から推定される各層の形成年代は、シャシャ木山層：約 95.2 Ma, 高砂山層：約 85.8 Ma, 日生層：約 85.6 Ma, 道々山層：83 Ma 以前, 和気層：約 82～81 Ma, 鴨前層：約 81.8 Ma, 邑久層：約 71.7 Ma で、いずれも後期白亜紀に当たる。

## 2.5 後期白亜紀貫入岩類

本地域の貫入岩類は、分布、岩相、貫入・被覆関係から、四辻山花崗岩・長島花崗岩・操山花崗岩・仁堀花崗岩・百枝月石英閃緑岩・長船花崗岩・妙見山花崗閃緑岩の7つの花崗岩類岩体と岩脈類に区分される。これらは、後期白亜紀火山岩類に貫入するが、一部は後期白亜紀火山岩類に覆われる。そこで本報告では、後期白亜紀貫入岩類を貫入の時期や岩相から貫入岩類Ⅰ、Ⅱ、Ⅲの3つに大別した。貫入岩類Ⅰは、後期白亜紀火山岩類及び花崗岩類に被覆又は貫入される岩体及びこれらと同時期と推定される岩体で、四辻山花崗岩、長島花崗岩、操山花崗岩及び仁堀花崗岩からなる。貫入岩類Ⅱは、貫入岩類Ⅰを被覆する後期白亜紀火山岩類に貫入する岩体、貫入岩類Ⅰに貫入する岩体及びこれらと同時期と推定される岩体からなり、百枝月石英閃緑岩、長船花崗岩及び妙見山花崗閃緑岩がこれに含まれる。貫入岩類Ⅲは、岩脈類で貫入岩類Ⅰ、Ⅱに貫入し、一部は貫入岩類Ⅱに貫かれる。

四辻山花崗岩は、本地域南部中央に北北西-南南東方向に細長く分布する。主に細粒斑状黒雲母普通角閃石花崗岩からなるが、岩体中央部から外縁部にかけては石基及び斑晶の粒径が変化し、貫入境界付近では斑状流紋岩～流紋岩の岩相に漸移する。本岩は、基質部の鉱物が肉眼で同定できないほど細粒で、従来の花崗斑岩～石英斑岩に相当する。超丹波帯江尻ユニット及び虫明ユニット、高砂山層及び日生層に高角度に貫入する。長船花崗岩に貫入されており、接触変成作用を受けている。

長島花崗岩は、本地域南東端部から東隣「播州赤穂」地域にかけて、小規模な岩株状岩体として分布する。白色の斜長石と灰色を帯びる石英が目立つ中-粗粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩である。日生層に貫入し、超丹波帯虫明ユニット及び日生層に接触変成作用を与えている。

操山花崗岩は、本地域南西端部から隣接する図幅地域にかけて分布する。本地域では塊状の中粒黒雲母花崗岩からなる。超丹波帯江尻ユニット及び高砂山層に貫入し、接触変成作用を与えている。

仁堀花崗岩は、本地域北西部に広く分布する。岩体全体は隣接する図幅地域にまたがって分布する底盤状の岩体で、本地域には本岩の南東部が露出している。本地域内では舞鶴帯大盛山層、超丹波帯万富ユニット及び江尻ユニット、道々山層に貫入し、接触変成作用を与えている。また、和気層、鴨前層及び吉備層群に不整合に覆われる。粒度・構成鉱物から、中-粗粒普通角閃石黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩・細-中粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩・中粒普通角閃石黒雲母閃緑岩に区分される。主体は中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩である。細-中粒斑状花崗岩～花崗閃緑岩は、中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩の細粒相で、両者は漸移関係である。中粒閃緑岩は本地域北部に小規模に認められる。中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩との関係は両者に接触変成作用が認められないことから、両者はほぼ同時期に定置したと判断される。

百枝月石英閃緑岩は、本地域南西部において東西方向に延びた形で分布する。長径3~5 mm程度の斜長石が目立つ中粒斑状普通角閃石黒雲母石英閃緑岩で、シャシャ木山層及び高砂山層に高角度に貫入するか断層で接する。

長船花崗岩は、本地域南部中央に分布する。鏡下で微文象組織を示す細-中粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩である。超丹波帯江尻ユニット、高砂山層及び四辻山花崗岩に低角度に貫入しており、広範囲に接触変成作用を与えている。

妙見山花崗閃緑岩は、本地域北部中央から北隣「周匝」地域にかけて、北北西-南南東方向に細長く分布する。本岩は断層を境に北部岩体と南部岩体に区分される(白川, 1975)。北部岩体は累帯構造を持つ複合岩体をなしており、南部岩体は斑状トータル岩~石英閃緑岩とそれを貫く斑状花崗岩からなる。本地域には南部岩体の斑状花崗岩のみ分布する。岩相は、細-中粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩で、和気層にやや高角度に貫入する。

岩脈類は、本地域全域に分布している。岩相及び岩質から安山岩、流紋岩~デイサイト及び斑状の鉱物が目立つ斑状流紋岩~斑状デイサイトに区分される。斑状流紋岩~斑状デイサイトの一部は、細粒斑状花崗岩の岩相に漸移する。岩脈類の幅は0.5 m~10数mのものが多いが、本地域南部では脈幅数100 mに達するものがしばしば認められる。岩脈類は、先白亜系及び上部白亜系を貫いて分布するが、接触変成作用を受けていることがあり、一部は花崗岩類(貫入岩類II)に貫入されると推定される。

貫入・被覆関係及びジルコンU-Pb年代などから推定される貫入岩類の形成年代は、四辻山花崗岩:約85.6 Ma, 長島花崗岩:85.6 Ma以降, 操山花崗岩:約84.75 Ma, 仁堀花崗岩:約85.88~83.00 Ma, 百枝月石英閃緑岩:85.8 Ma以降, 長船花崗岩:約85.6~71.7 Ma, 妙見山花崗閃緑岩:約78.1 Maで、いずれも後期白亜紀に当たる。

## 2.6 吉備層群

中国山地から瀬戸内海沿岸にかけては、礫岩を主体とする河川成堆積物が点在する。このうち、吉備高原周辺に分布する古第三紀の礫岩層は吉備層群(鈴木ほか, 2003)と呼ばれる。吉備層群は、当時の谷地形を埋積する堆積盆ごとに地層区分されており、本地域の吉備層群は主に岡山県東部の吉井川と並行して南北数10 kmにわたり分布する周匝層(鈴木ほか, 2003)に属する。

本地域の周匝層は、吉井川西方の北部から西部にかけて点在し、先白亜系及び上部白亜系を不整合に覆う。岩相は、亜円礫~円礫形の中礫~大礫サイズの礫を主体とする礫岩で、一部では砂岩を伴う。礫種は先白亜系及び上部白亜系の岩石からなり、その量比は場所により様々である。大規模な宅地造成により、現在は露頭の多くが

失われている。

周匝層の堆積年代は、北隣「周匝」地域内の礫岩層に挟在する凝灰岩層から34.3 Ma(フィッシュン・トラック年代:鈴木ほか, 2003)及び32.61 Ma(U-Pb年代:Sonehara *et al.*, 2020)のジルコン年代が報告されており、始新世ブリアボニアン期~漸新世ルペリアン期(後期始新世~前期漸新世)頃と考えられる。

そのほか、本地域には吉井川西方の周匝層分布域とは離れたところにも堆積年代未詳の礫岩が点在する。本報告では、本地域内に点在する礫岩層のうち、周匝層分布域から10 km以上東に離れて分布する主に亜円礫で構成される堆積年代未詳の地層を便宜上、吉備層群未区分層とした。

## 2.7 第四系

本地域の第四系は、後期更新世~完新世の扇状地堆積物と完新世の緩斜面堆積物及び沖積層からなる。沖積層は更に、氾濫原及び谷底低地堆積物・自然堤防堆積物・旧河道及び現河床堆積物に分けられる。扇状地堆積物は主に亜角~亜円礫の礫、砂及び泥からなる。緩斜面堆積物は主に砂及び泥からなり、礫を伴う。本地域の沖積層は、吉井川、砂川及びこれらの支流沿いに分布し、砂、礫及び泥からなる。その層厚は、砂川下流の岡山市東区南<sup>みなみこず</sup> 古<sup>すながわ</sup>都<sup>かつらやま</sup>や吉井川下流の岡山市東区一日市<sup>ひといち</sup>以南で5~10 mである。

## 2.8 地質災害

本地域の地質災害として、地すべり及び河川の氾濫がある。

本地域に認められる地すべり地形はいずれも小規模で、多くは幅100 m以下である。地すべり地形は、本地域南部(瀬戸内市長船町<sup>おさふね</sup>、桂山<sup>かつらやま</sup>周辺)、中央部(岡山市東区瀬戸町弓削<sup>ゆげ</sup>周辺)、北西部(赤磐市稗田<sup>ひえだ</sup>周辺)に多く認められる。南部及び中央部は後期白亜紀火山岩類、北西部は後期白亜紀貫入岩類の分布域における地すべりである。

河川の氾濫は、一級河川の吉井川で中世以降頻発し耕作地や家屋に被害を及ぼしている。これは、中世からのたたら製鉄をはじめとした鉄穴流しや山林伐採による植生の破壊がその一因とされている(高橋, 2001)。

## 2.9 資源地質

本地域には資源地質として、金属資源、非金属資源、温泉・鉱泉、骨材資源がある。

金属資源は、金・銅・鉛・亜鉛・水銀である。金鉱床を稼行対象とした鉱山は、本地域東部の伊里<sup>いり</sup>鉱山で、後

期白亜紀火山岩類(和気層)中に胚胎する。銅・鉛・亜鉛鉱床を対象とした鉱山は、本地域南西部に古都鉱山及び鉄旧坑、中央部に万成、金山及び南方鉱山がある。古都鉱山、鉄旧坑及び万成鉱山の鉱床は超丹波帯の万富ユニットないし江尻ユニットの碎屑岩類中に、金山及び南方鉱山の鉱床は上部白亜系の岩脈中にそれぞれ胚胎する。水銀鉱床を対象とした鉱山は、本地域北部の和気水銀鉱山である。鉱床は和気層中に胚胎する浅熱水性の脈状鉱染型で、ろう石鉱床に随伴し、断層破碎帯に沿って自然水銀が生成されている。いずれも現在は稼行していない。

非金属資源は、ろう石及び粘土である。ろう石鉱床は、本地域北東部から東隣「播州赤穂」地域北西部にかけての三石・吉永地区に分布するものが有名で、最盛期には60以上の鉱山が稼行していた。鉱床は、後期白亜紀火山岩類が酸性変質作用を受けたもので、和気層(一部は日生層及びシャシャ木山層)中に胚胎する。三石・吉永地区南部ではセリサイト質ろう石、北部ではパイロフィライト質ろう石を主体とする。2019年度調査時現在では1鉱山(岡山市東区竹原、竹原鉱山)のみ稼行している。粘

土は、本地域中央東部の備前市伊部・香登周辺における水田下の沖積層から採取されており、備前焼の原土として用いられている。粘土層は、縄文海進期の海面上昇に伴って形成された内湾浅海性又は内湾に接する湿地帯において、熊山や吉井川から運ばれてきた細粒な碎屑物及び湿地性草本が堆積して形成されたと推定されている(藤木・三好, 1995)。黒色を呈する本粘土は、一般的な焼物用原料と比較して粘土の堆積年代が極めて若く、また鉄の含有量が多いのが特徴である。

温泉・鉱泉は、数箇所存在しており、2019年度調査時現在、営業を行っているのは、和気町益原の和気鶴飼谷温泉、赤磐市酌田のツルの湯、赤磐市下市の山陽足王温泉及び瀬戸内市長船町長船の長船温泉の4箇所である。

骨材資源は、砕石及び真砂である。砕石資源は、道路用や生コンクリート用骨材等の用途を目的に採掘されており、超丹波帯万富ユニットの碎屑岩類と日生層及び和気層などの流紋岩溶結凝灰岩が対象である。真砂は、本地域北西部の仁堀花崗岩を対象に、強風化した花崗岩類が砂状になったものから採掘されている。

## 第3章 舞鶴帯

(脇田浩二)

### 3.1 概要

舞鶴帯は、ペルム系舞鶴層群、下～中部三疊系夜久野層群・志高層群・上部三疊系難波江層群・荒倉層及び石炭系～ペルム系夜久野岩類からなり(早坂, 2009a)、京都府北部から島根県西部にかけて分布する。舞鶴層群は苦鉄質岩類及び堆積岩類、夜久野層群～荒倉層は碎屑岩類、夜久野岩類は火成岩類からなる。これらは、断層又は不整合関係で接している。舞鶴層群は、更に下部層・中部層・上部層に区分される(清水ほか, 1962)。下部層は苦鉄質岩類を主体とし、泥岩を伴う。中部層は泥岩及び砂岩泥岩互層からなり、上部層は泥岩を主体とし、砂岩や石灰岩を伴う。上部層の一部には砂岩・礫岩主体の非海成層がある(早坂・八尾, 2009)。夜久野岩類は、花崗岩類を主体とする夜久野酸性岩類(早坂, 2009b)と変玄武岩・変はんれい岩・角閃岩・超塩基性岩類を主体とする夜久野塩基性岩類からなる(石渡, 2009)。本地域にはこれらのうち、舞鶴層群のみが分布する。

本地域北西部には、舞鶴層群に所属する地層として、大盛山層(新称)が分布する。本層は、苦鉄質岩類を主体とし、碎屑岩類を伴っている。また、苦鉄質岩類と碎屑岩類は、しばしば繰り返して産出する。大盛山層は、岩相から判断して、舞鶴層群下部層(清水ほか, 1962)に対比される。岡山県内地質図作成プロジェクトチーム(2020)は、本層を超丹波帯万富層(本報告の万富ユニット)に含めているが、苦鉄質岩類を主体とする岩相であること、その北方の柵原地域(北隣「周匝」地域内)において、ペルム系及び三疊系陸棚相堆積岩類が分布することから、本報告では舞鶴帯舞鶴層群とした。また、猪木(1981)や寺岡ほか(1996)は、本地域の苦鉄質岩類と碎屑岩類を夜久野岩類と舞鶴層群として明確に区別しているが、本地域の苦鉄質岩類と碎屑岩類は密接に伴っており、区別することは適当ではないと判断した。したがって、本報告では苦鉄質岩類と碎屑岩類は一括して大盛山層として扱う。

### 3.2 研究史

本地域の舞鶴帯については、これまで多くの地質図の作成はなされてきたが、研究論文による報告はない。加えて、既存の地質図(第2章1節を参照)のいずれも舞鶴帯と超丹波帯の区分は明瞭ではない。舞鶴帯については、

20万分の1「岡山県地質図」(岡山県, 1954)では、上部古生層として一括し、10万分の1「岡山県地質図」(光野・杉田, 1979)では、岩相を区分して示している。50万分の1地質図幅「岡山」(広川ほか, 1973)では二疊系(ペルム系)として一括し、本地域西部の善応寺山周辺の苦鉄質岩類のみを夜久野貫入岩類としている。本地域の舞鶴帯の苦鉄質岩類については、20万分の1地質図幅「姫路」(猪木, 1981)では夜久野型複合岩体とし、20万分の1地質図幅「高梁」(寺岡ほか, 1996)ではその西方延長部を夜久野コンプレックスと扱っている。碎屑岩類については、20万分の1地質図幅「姫路」(猪木, 1981)では、舞鶴層群最下部(龍野層群下部)及び相当層とし、20万分の1地質図幅「高梁」(寺岡ほか, 1996)では舞鶴層群の泥岩と示している。5万分の1岡山県内地質図「和気・播州赤穂」(故光野千春先生遺作地質図作成プロジェクトチーム, 2020b)では、超丹波帯～舞鶴帯の玄武岩質溶岩・凝灰岩やスレート・砂質岩と記述している。彼らの説明書(岡山県内地質図作成プロジェクトチーム, 2020)によると、本報告において舞鶴帯大盛山層とした岩石群は、超丹波帯の万富層(本報告の万富ユニット)の一部に含めているように読み取れる。

### 3.3 大盛山層 (Ob, Om, Os)

**命名** 新称。模式地の大盛山(標高 349 m)に由来する。  
**分布** 本層は、岡山市東区と赤磐市の境界に聳える大盛山周辺と、赤磐市鴨前にある善応寺山(標高 262 m)周辺の2箇所に分かれて分布する。大盛山周辺では北部と西部を後期白亜紀貫入岩類によって限られ、東部を後期白亜紀火山岩類に覆われ、南部は超丹波帯万富ユニットと断層で接する。善応寺山周辺は更に狭い分布で、後期白亜紀火山岩類と断層で接する。地域外では、大盛山層相当層は、西方の岡山市北区東部から久米郡久米南町にかけての地域や、北方の赤磐市北部から久米郡美咲町付近にかけての地域に分布する。

**模式地** 本地域では、大盛山周辺地域に最も広い分布があり、その周辺を模式地とする。

**岩相** 本層は、暗緑色ないし暗赤褐色を呈する玄武岩溶岩及びドレライト(Ob)からなる苦鉄質岩類を主体とし、泥岩及び泥岩優勢砂岩泥岩互層(Om)と塊状砂岩及び砂岩泥岩互層(Os)からなる碎屑岩類を伴う。大盛山周辺には、碎屑岩類が極めて少なく、善応寺山地域では、碎屑

岩類が卓越している。ただし、善応寺山地域においては露頭状況が悪いため、苦鉄質岩類と碎屑岩類の量比は明瞭ではない。

玄武岩は、暗緑色ないし暗赤褐色を呈し、多くの場合塊状溶岩であるが、まれに枕状溶岩が確認できる(第3.1図)。一般に細粒であるが、まれに粗粒のドレライトを伴う(第3.2図及び第3.3図)。玄武岩は泥岩と繰り返して現れることがあり、泥層が堆積する場に溶岩が流入するような場で形成された可能性がある。泥岩は、暗緑色から暗褐色を呈し、塊状で産する場合と砂岩と互層で産する場合がある。鏡下では、火山岩やシルト岩などの岩片を含んでいる(第3.4図)。砂岩は、灰色を呈し、細粒から中粒である。産状は塊状のものと、泥岩と互層するものがある。

**地質構造** 大盛山周辺地域では、主として塊状の苦鉄質岩類を主体とするため、地質構造が明瞭ではない。ただし、超丹波帯との境界断層が大まかに東西方向に延びることから、大局的な地質構造は、東西方向と推定される。一方、善応寺山地域では、北東-南西方向の走向で急な傾斜を有する。ただし、北北東-西南西方向の断層で後期白亜紀火山岩類と接していることから、本来持っていた地質構造の方向ではなく、断層による引きずりである可能性がある。その証拠に、西隣「岡山北部」地域東部では、大盛山相当層が、東北東-西南西方向の走向を持って分布している(松浦ほか, 2002)。

### 3.4 地質年代と対比

本地域では、これまで本層の地質年代について、化石年代・同位体年代などのデータが得られていなかった。そのため、本報告では砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代を測定した。測定試料は、善応寺山北方の道路沿いに露出していた砂岩(試料名WK851)から採取した。測定は、株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼し、東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設のレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析装置(LA-ICP-MS)で行われた。機器はサイバーレーザー株式会社製IFRITフェムト秒レーザーを搭載したニューインストルメンツ社製Nu Plasma IIマルチコレクター型質量分析計が用いられた。本報告では、各粒子の分析値の誤差楕

円(2 $\sigma$ )とコンコーディア成長曲線が重なるものをコンコードな年代値とみなし(第3.5図)、報告値には $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$ 年代よりも確度が高い $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ 年代を採用した。最若ジルコン粒子年代と誤差3 $\sigma$ で重複する粒子集団を最若粒子集団とし、その加重平均値を報告値とした(第3.1表)。以下、断りのない限り、年代値の誤差は2 $\sigma$ である。

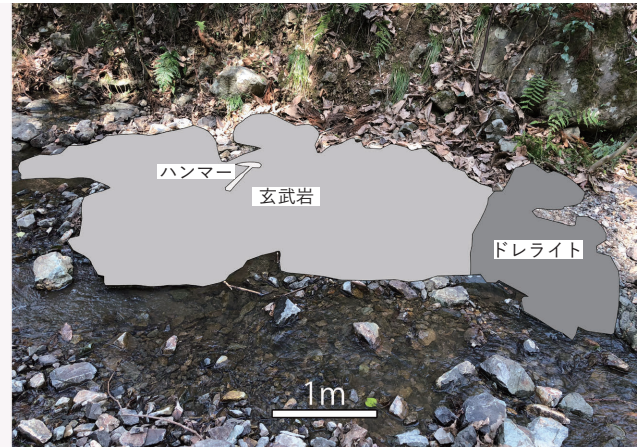
砂岩試料2 kgから約100粒子のジルコン結晶を抽出し、30粒子について測定した結果、28粒子からコンコードな年代が得られた(第3.5図及び第3.1表)。そのうち、最若年粒子(305.3 $\pm$ 10.6 Ma)と誤差3 $\sigma$ で重複しない340 Ma台の1粒子を除外し、残る27粒子を最若年粒子集団とした。その加重平均値は322.0 $\pm$ 1.9 Maで、石炭紀前期ペンシルバニアン亜紀(後期石炭紀)の初頭頃に相当する。ただし、測定したジルコンは摩耗し、量的にも少なく、細粒であること、得られた年代がペルム系とされる舞鶴層群の一般的な地質年代に比べて古い年代であること、などを考慮すると、この年代は大盛山層の堆積年代ではなく、後背地に存在した火成岩の年代である可能性がある。Tsutsumi *et al.* (2014)によると、舞鶴帯及びロシア極東ハンカ地塊には、シルル紀から三畳紀(440~250 Ma)の花崗岩があり、それら火成岩からジルコンがもたらされた可能性がある。また、舞鶴層群の砂岩中の碎屑性ジルコン年代には、500~400 Maの成分と300~250 Maの成分が存在することも知られている(堤, 2016)。つまり、大盛山層の地質年代は、前期ペンシルバニアン亜紀より若いということのみが、この碎屑性ジルコンのU-Pb年代から分かる。

大盛山層は、苦鉄質岩類が卓越することから、従来の舞鶴層群の層序における下部層(輝緑凝灰岩相：清水ほか, 1962)に相当すると考えられる。舞鶴層群下部層は、化石の報告はないが、岡山県井原市の変玄武岩から290~280 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代(Koide *et al.*, 1987)が報告されている。また、舞鶴層群中部層は中期ペルム紀に対比されている(中沢・志岐, 1958; Ishiga, 1984)。これらから判断すると、大盛山層の地質年代はペルム紀シスウリアン世(前期ペルム紀)からグアダルピアン世(中期ペルム紀)のいずれかの時期である(第3.6図)。

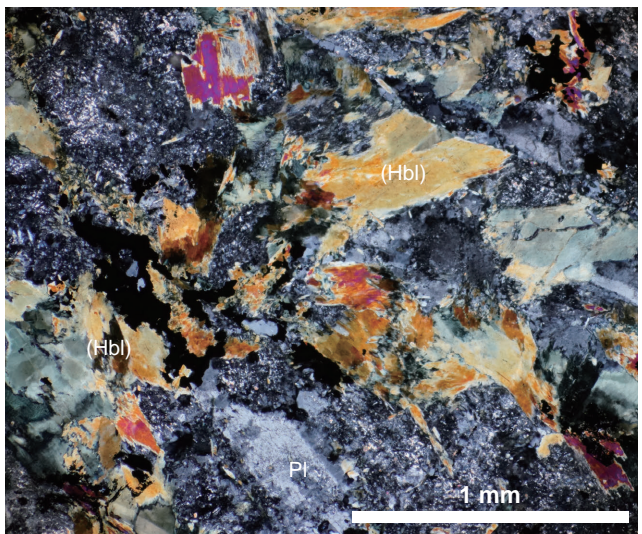
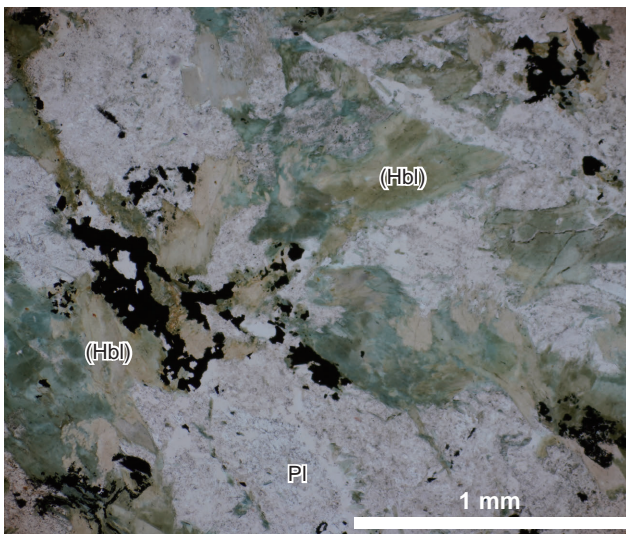




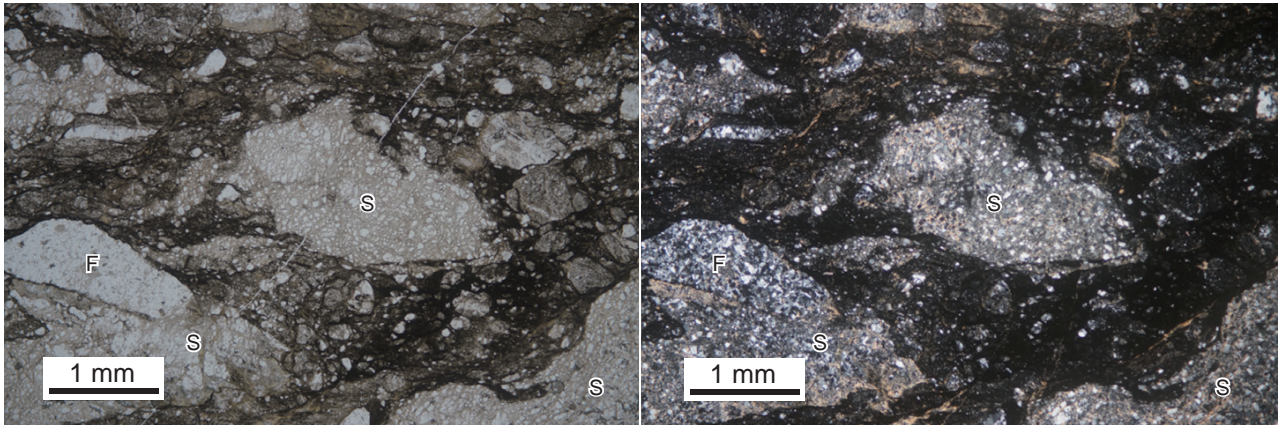
第 3.1 図 大盛山層の苦鉄質岩類 (枕状溶岩) の露頭写真  
 左図では、枕状溶岩の構造が観察できる。いずれも赤磐市善応寺山南方 (西隣「岡山北部」地域内) で撮影。



第 3.2 図 大盛山層の苦鉄質岩類 (ドレライトと玄武岩) の露頭写真  
 写真内左側が細粒部 (玄武岩) で右側が粗粒部 (ドレライト)。赤磐市善応寺山南方 (西隣「岡山北部」地域内) で撮影。

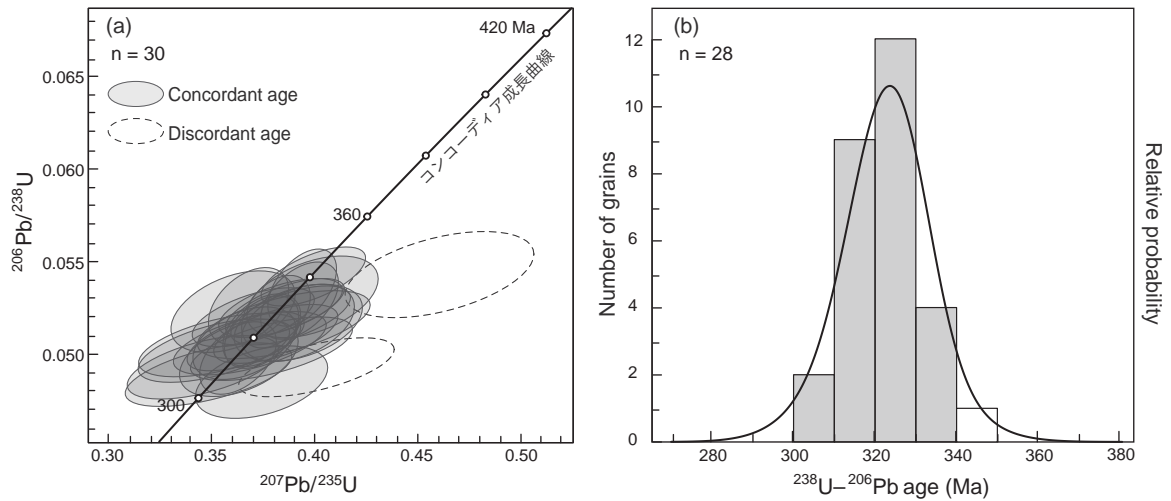


第 3.3 図 大盛山層のドレライトの鏡下写真  
 左が単ポーラー、右が直交ポーラー。(Hbl) : 変質した角閃石, Pl : 斜長石。



第 3.4 図 大盛山層の泥岩の鏡下写真

写真は東原 (2019) による。左が単ポーラー、右が直交ポーラー。F：珪長質凝灰岩，S：シルト岩。赤磐市善応寺山南方で採取。



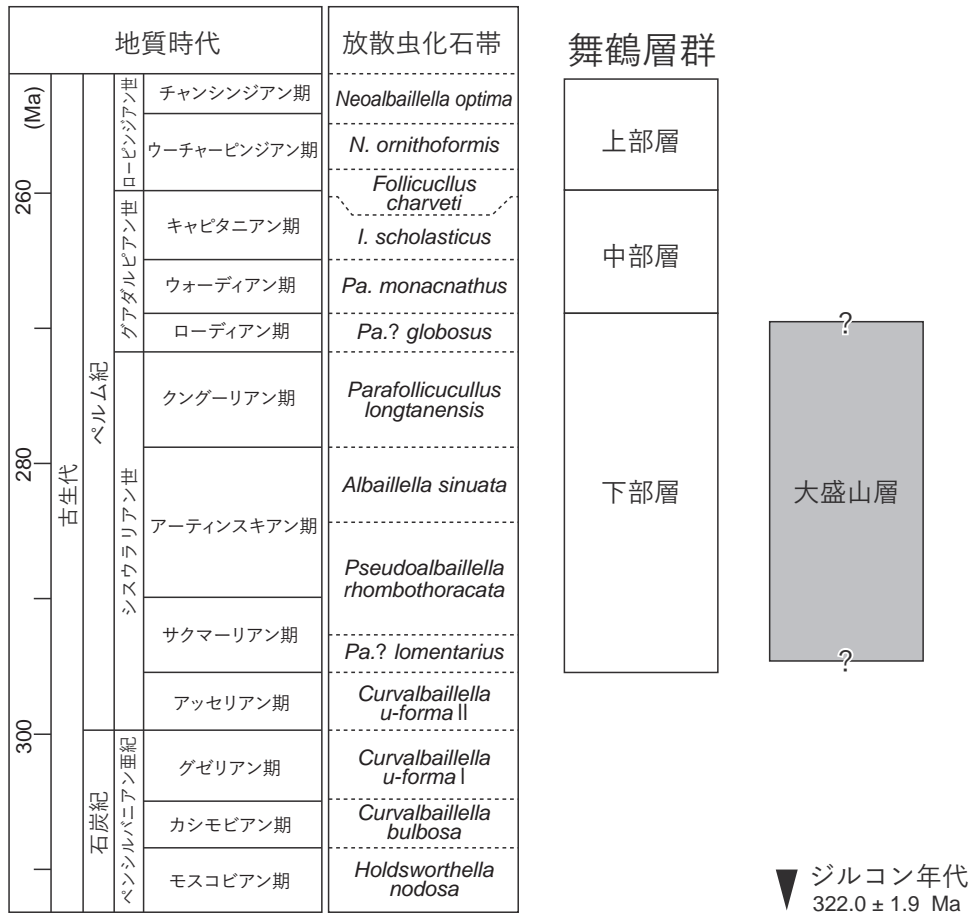
第 3.5 図 大盛山層の砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代

(a) コンコーディア図。楕円の誤差は  $2\sigma$ 。(b) コンコーダント  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  年代のヒストグラム及び確率密度分布図。ヒストグラムの白抜きの粒子は加重平均の計算から除外している。n：粒子数。

第 3.1 表 大盛山層の砂岩の碎屑性ジルコン U-Pb 年代測定結果

番号	試料名	地層名 (凡例)	産地 (北緯, 東経)	コンコーダント 粒子数 / 測定数	最若年代集団 の粒子数	U-Pb 年代値 (Ma) Age $\pm 2\sigma$	最若年代集団内 の年代幅 (Ma)
1	WK851	大盛山層 (Os)	赤磐市西中 (34°45'56", 133°59'54")	28/30	27	<b>322.0 <math>\pm</math> 1.9</b>	336.5~305.3

番号は地質図中の年代測定試料採取地点の番号に対応。測定は株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。測定した粒子のうち、各粒子の分析値の誤差楕円 ( $2\sigma$ ) とコンコーディア成長曲線が重なるもの (第 3.5 図) をコンコーダントな年代値とし、最若年代を示す単粒子と誤差  $3\sigma$  以内で重複する粒子群を最若年代集団とした。U-Pb 年代値は、最若年代集団から求めた  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  年代の加重平均である。



第 3.6 図 大盛山層の年代と舞鶴層群における位置付け  
舞鶴層群の年代幅は、放射年代値 (Koide *et al.*, 1987) 及び化石 (例えば, 早坂・八尾, 2009) による。

## 第4章 超丹波帯

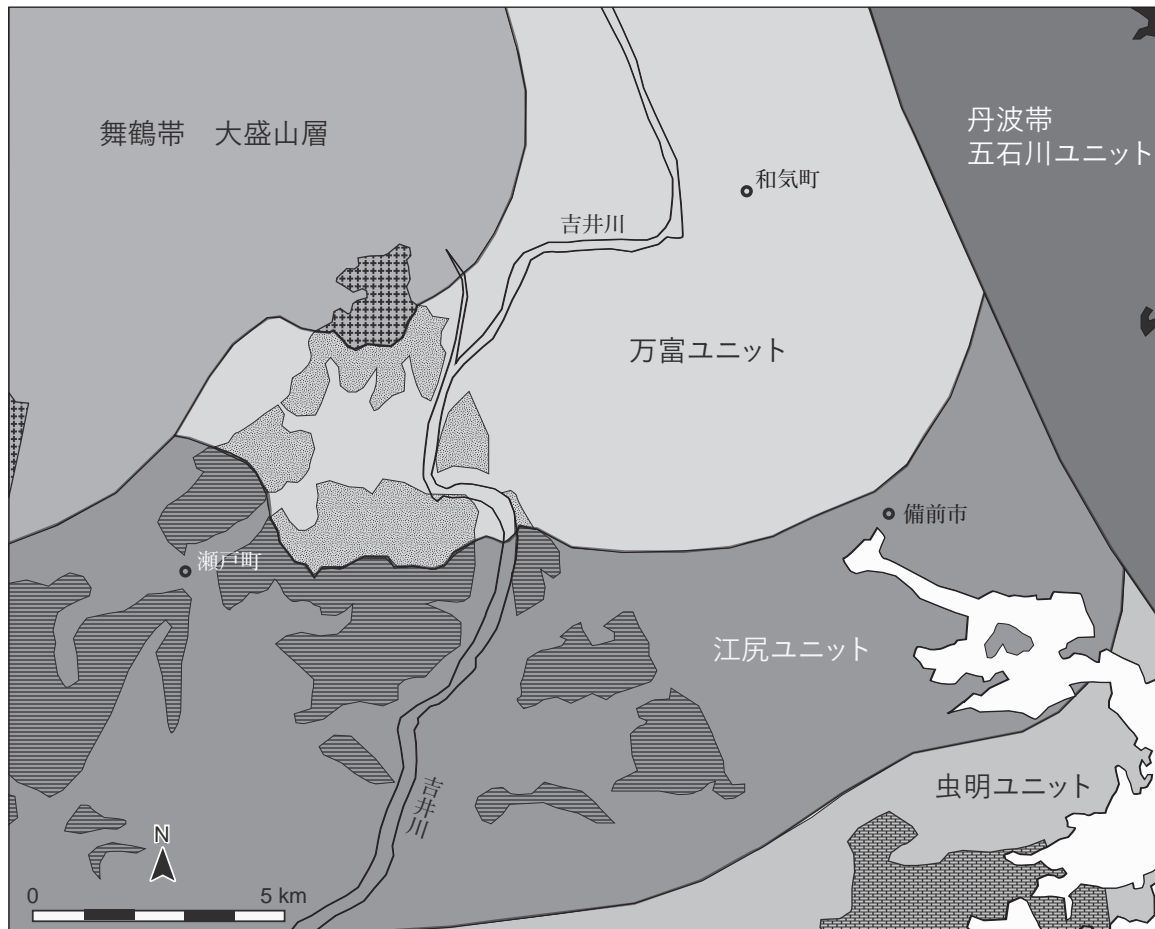
(脇田浩二)

### 4.1 概要

超丹波帯は、Caridroit *et al.* (1985) によって舞鶴帯と丹波帯の中間に位置する地質帯として定義・命名された。主にペルム紀から前期三畳紀にかけて形成された付加体と付加体周縁層からなり、京都府北西部から岡山県南部にかけて分布している。超丹波帯では、これまで大飯層や氷上層 (Ishiga, 1986) など、地層区分単位としての“層”が用いられてきたが、本報告では付加体からなる地質帯として記述するために、超丹波帯を構成する岩相構造单元に対して、“層”の代わりに“ユニット”(Wakita, 1988)を用いる。また、舞鶴帯との境界断層及びユニット境界

断層は、露出状況が悪く、明瞭な境界露頭を観察できなかった。そのため地質図には、これら境界断層をそのほかの断層と同様に表現した。混在相の周囲などに存在していた付加体形成時の断層は、地層・岩体の境界として地質図上に表現した。

本地域では、超丹波帯に所属する地質体が南西部と南東端部に分布している。それらは、後期白亜紀の火山岩類に不整合に覆われる場合と、同時期の貫入岩類に貫かれる場合がある。後者の場合、貫入岩類により著しい接触変成作用を受けている場合がある。本地域の超丹波帯には、万富ユニット・江尻ユニット・虫明ユニットがある(第4.1図)。万富ユニットは剥離性の発達した泥質混



第4.1図 「和気」地域における超丹波帯の分布図  
模様部分が露出箇所。

在岩とチャートで特徴付けられ、江尻ユニットは緑がかった灰色の砂岩泥岩互層及び塊状砂岩を主体とし、泥質混在岩を僅かに伴っている。これらは、鈴木ほか(1988)で命名された、万富層と江尻層に相当する。本地域南東端部の虫明湾周辺に分布する虫明ユニットは、主に剥離性が発達していない泥質混在岩及び砂岩泥岩互層からなる。本ユニットは、虫明層(鈴木・光野, 1988)と仮称され、鈴木(2009)や田原ほか(2016)では、丹波帯に所属するとされてきた。本報告では、岩相の特徴と新たに得られた地質年代の情報から、超丹波帯虫明ユニットとして記載している。これら3ユニットの形成年代は、得られたデータから、ペルム紀グアダルピアン世ローディアン期(中期ペルム紀前期)からローピンジアン世ウーチャーピンジアン期(後期ペルム紀前期)で、年代差はほとんどない。付加体においては、構造的上位から構造的低位に向けて順に若くなる傾向がある。本報告では、このような付加体の傾向を考慮して、万富ユニット→江尻ユニット→虫明ユニットの順に記述する。

## 4.2 研究史

本地域の超丹波帯において、最も古い研究報告は、佐藤(1937)による7万5千分の1地質図幅「西大寺」である。佐藤(1937)では、本地域の万富ユニットと江尻ユニットは上部古生界の粘板岩とされ、虫明ユニットは上部古生界の變成粘板岩とされている。20万分の1「岡山県地質図」(岡山県, 1954)では、上部古生層として一括され、50万分の1地質図幅「岡山」(広川ほか, 1973)では二疊系(ペルム系)として一括されている。10万分の1「岡山県地質図」(光野・杉田, 1979)では、古生代の砂質岩～礫質片岩あるいは砂質岩・泥質岩互層～砂質片岩・泥質片岩互層と表現されている。20万分の1地質図幅「姫路」(猪木, 1981)では、舞鶴層群最下部(龍野層群下部)及び相当層として、超丹波帯ではなく、舞鶴帯の地層として記述されている。また、土地分類基本調査及び表層地質図「和気・播州赤穂」(岡山県, 1982)では、古生界として一括され、岩石の区分のみがなされている。

超丹波帯が定義されたのは、Caridroit *et al.* (1985)による。そして、Ishiga(1986)によって、岩相の異なる剥離性が発達した泥岩主体の大飯層と緑灰色砂岩主体の氷上層が区別された。この超丹波帯が認識されるようになって、本地域の研究を本格的に実施したのが、鈴木ほか(1988)である。鈴木ほか(1988)は岡山県東区瀬戸町付近の超丹波帯を詳しく調査し、岩相によって北側の万富層と南側の江尻層に区分した。本報告でも、基本的にその区分に従っている。最近の報告では、5万分の1岡山県内地質図「和気・播州赤穂」(故光野千春先生遺作地質図作成プロジェクトチーム, 2020b)がある。説明書(岡山県内地質図作成プロジェクトチーム, 2020)では鈴木ほか

(1988)に準拠し、超丹波帯の万富層と江尻層として記載されている。ただし、本地域南東端部の地質体(本報告の虫明ユニット)は江尻層として表現されている。そのほか、万富ユニットと江尻ユニットについては東原(2019)が、虫明ユニットについては鈴木・光野(1988)及び田原ほか(2016)が記述している。

## 4.3 万富ユニット (Mc, Msm, Mm, Ma, Ms, Mx)

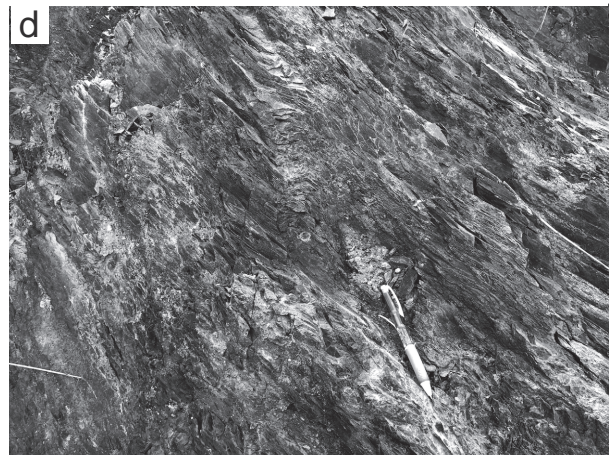
**命名** 鈴木ほか(1988)の万富層に由来する。  
**分布** 万富ユニットは、岡山市東区瀬戸町坂根周辺から万富、鍛冶屋地域にかけて分布する。南側では江尻ユニットと高角断層で接し、北側では舞鶴帯大盛山層と高角断層で接する。

**模式地** 本ユニットの模式地は、岡山市東区瀬戸町南方の天神山周辺とする。天神山の南方にある瀬戸町森林公園は、散策路なども整備されており、本ユニットを観察するのに適している。

**岩相** 本ユニットは、混在相と整然相から構成される(第4.2図)。舞鶴帯大盛山層に断層を介して南接する瀬戸町鍛冶屋地域に分布する本ユニットの岩石は、後期白亜紀貫入岩類との接触變成作用によってホルンフェルス化している。

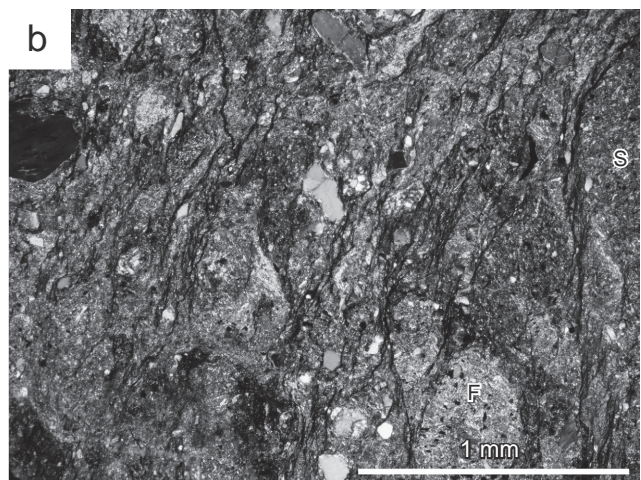
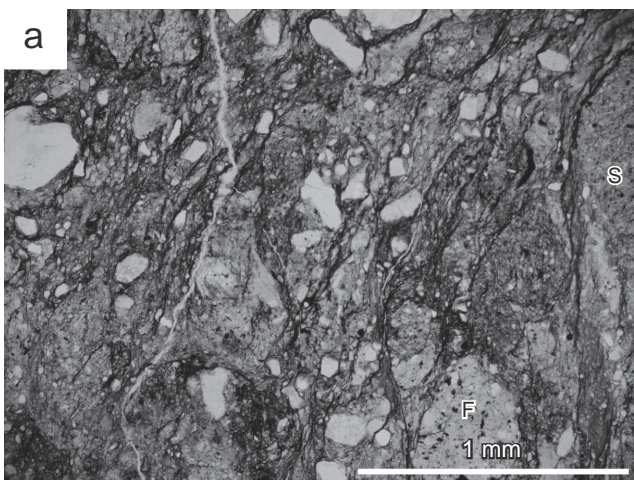
混在相は、泥質混在岩(Mx)を主体とし、チャート(Mc)、珪質泥岩及び珪長質凝灰岩(Msm)を伴う。泥質混在岩は、剥離性の発達した黒色泥岩基質に、径数cmから2mの灰色の砂岩岩塊や灰色のチャート岩塊を含んでいる(第4.3図)。チャートは岩塊状のものだけではなく、レンズ状あるいは平板状のものも含まれる。地質図上に描ける大きさのチャート(Mc)は、灰色を呈し、厚さ数cmの珪質部と泥質部からなる層状チャートである。珪質泥岩と珪長質凝灰岩は、分布域南部の瀬戸町坂根から大内にかけて分布する。瀬戸町坂根ではチャートの北側に珪質泥岩が露出する。瀬戸町大内には、数層準に珪質泥岩層があり(第4.2図a)、一部にマンガן炭酸塩岩のレンズを含む。

整然相は、砂岩泥岩互層を伴う塊状砂岩(Ms)、砂岩優勢砂岩泥岩互層(Ma)及び泥岩優勢砂岩泥岩互層(Mm)からなり、珪質泥岩及び珪長質凝灰岩(Msm)を伴う。塊状砂岩は、層厚数m以上の砂岩で、しばしば砂岩泥岩互層を伴う(第4.2図b)。砂岩優勢砂岩泥岩互層は、厚さ5~30cmの砂岩層とそれより薄い泥岩層が繰り返している。塊状砂岩や砂岩優勢砂岩泥岩互層を構成する砂岩は、一般に灰色ないし暗灰色を呈し、細粒から中粒である。鏡下の観察では、石英が少なく、斜長石や岩片が多い。また岩片は、珪長質火山岩が卓越する。基質は10%程度と少ない。泥岩優勢砂岩泥岩互層は、厚さ10~50cmの泥岩層とそれより薄い砂岩層が繰り返している(第4.2図c)。泥岩優勢砂岩泥岩互層中には、厚さ10数m



第 4.2 図 万富ユニットの主要な岩相の露頭写真

(a) 層状珪質泥岩. 岡山市東区瀬戸町鍛冶屋. (b) 泥岩優勢砂岩泥岩互層と厚層理砂岩. 岡山市東区瀬戸町肩脊塩井. (c) 泥岩優勢砂岩泥岩互層. 岡山市東区瀬戸町肩脊塩井. (d) キンク褶曲 (ペン直上) を示す泥岩優勢砂岩泥岩互層. 岡山市東区瀬戸町鍛冶屋. ハンマーの長さは 28 cm, ペンの長さは 14.5 cm.



第 4.3 図 万富ユニット, 泥質混在岩の基質の鏡下写真

(a) 単ポーラー, (b) 直交ポーラー. F: 珪長質凝灰岩, S: シルト岩.

から数mの珪質泥岩や珪長質凝灰岩層が挟在する。また、泥岩優勢砂岩泥岩互層の一部は、変形して破断砂岩泥岩互層となっている場合がある。破断砂岩泥岩互層では、砂岩層はレンズ化し、側方への連続性が悪く、泥岩には剥離性が発達する。ただし、変形が弱い互層の場合、泥岩を詳しく観察すると葉理が確認できる。

**地質構造** 瀬戸町塩納南部では、西北西-東南東方向の走向で、北ないし南に急傾斜している。北方の瀬戸町万富・鍛冶屋から東方の瀬戸町弓削にかけての地域では、東西方向の走向で、北ないし南に急傾斜している。瀬戸町坂根南方から瀬戸町大内の南方にかけての江尻ユニットとの境界付近では、西北西-東南東方向の断層があり、その東端部では江尻ユニットとの境界となっている。また、江尻ユニットとの境界断層は、北東-南西方向の2本の高角断層によって変位を与えられている。露頭規模の小構造では、瀬戸町鶴居西方で珪質泥岩が波長1 mくらいの開いた背斜構造を示している。また、泥岩優勢砂岩泥岩互層には、キंक褶曲を示す場合がある(第4.2図d)。

#### 4.4 江尻ユニット (Esm, Em, Ea, Es, Ex)

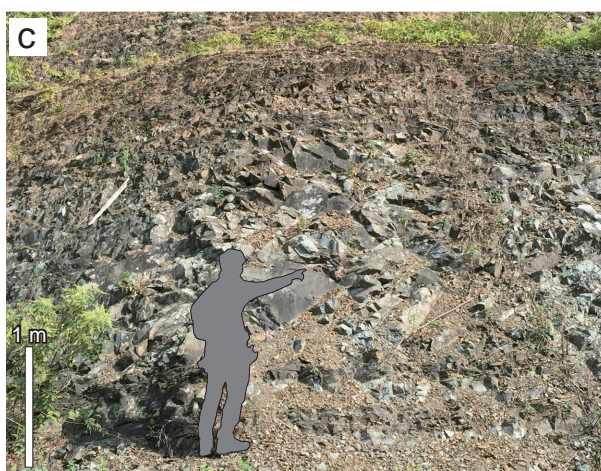
**命名** 鈴木ほか(1988)の江尻層に由来する。

**分布** 江尻ユニットは、岡山市東区瀬戸町肩脊から西方の瀬戸町観音寺にかけての地域及び東方の瀬戸内市長船町磯上にかけての地域に分布する。本ユニットの分布は、西隣「岡山北部」地域の岡山市中区、龍ノ口山付近まで連続する。

**模式地** 本ユニットは、命名の由来となった瀬戸町江尻よりも、瀬戸町肩脊付近の方が露頭がよい。肩脊からその南方の一日市にかけての地域を模式地とする。

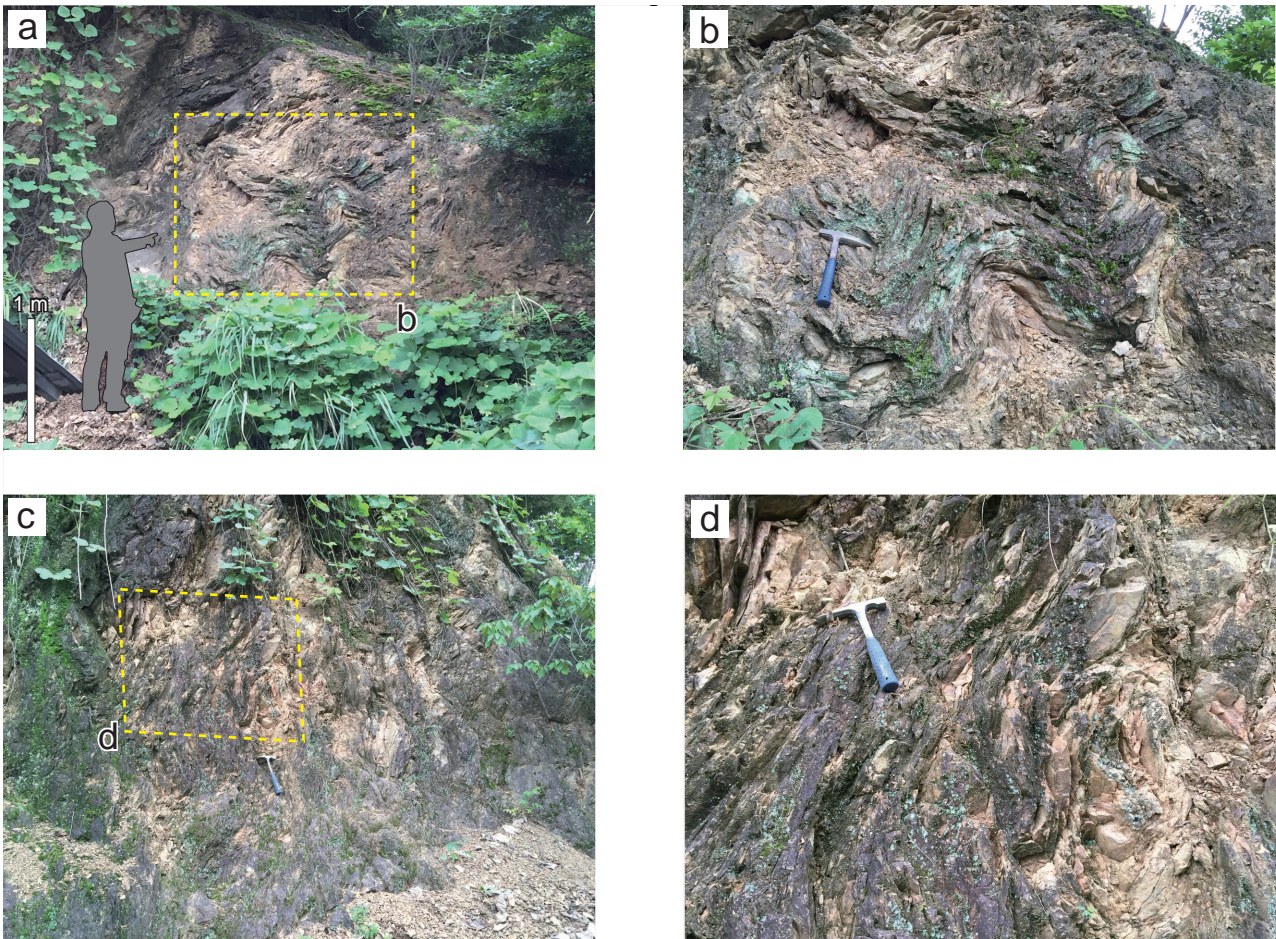
**岩相** 本ユニットは、泥岩優勢砂岩泥岩互層 (Em)、砂岩優勢砂岩泥岩互層 (Ea)、塊状砂岩及び砂岩泥岩互層 (Es) からなる整然相を主体とし(第4.4図)、泥質混在岩 (Ex) や珪質泥岩 (Esm) をまれに伴う。

砂川を挟んで、東方と西方では、岩相が若干異なる。砂川より東方の瀬戸町肩脊周辺は、泥岩優勢砂岩泥岩互層が卓越し、塊状砂岩を伴い、まれに泥質混在岩を挟有



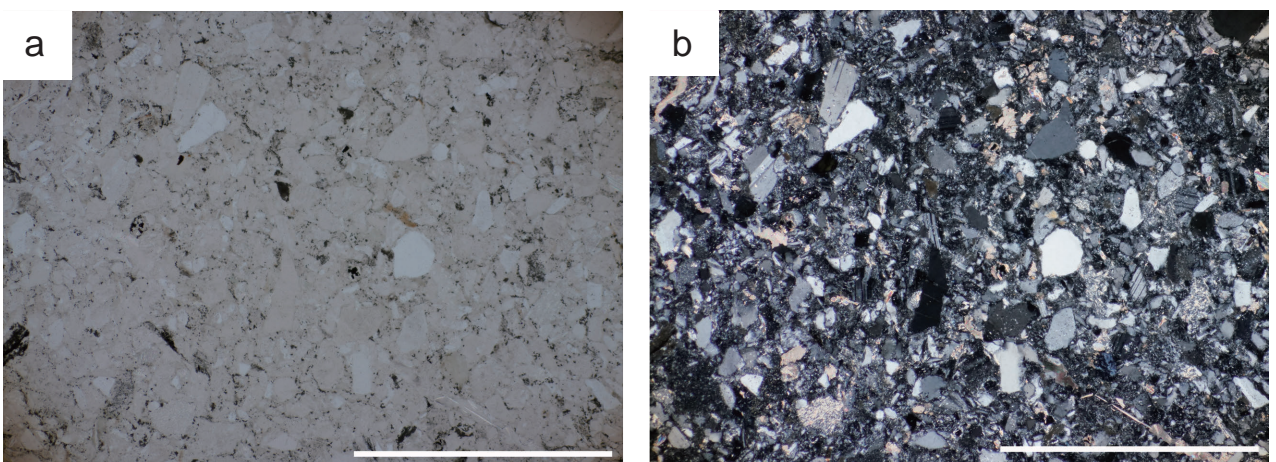
第4.4図 江尻ユニットの整然相

(a) 泥岩優勢砂岩泥岩互層。岡山市東区浦間。(b) 砂岩優勢砂岩泥岩互層。岡山市東区一日市。(c) 塊状砂岩。岡山市東区一日市。(d) 砂岩層と泥岩優勢砂岩泥岩互層。岡山市東区瀬戸町肩脊塩井。ハンマーの長さは(a)が33 cm, (b), (d)が28 cm。



第 4.5 図 江尻ユニットの砂岩泥岩互層内のスランプ露頭

(a) 写真内左上は整然層であるが、中央部 (b) は激しく褶曲をしている。(c), (d) 部分的に激しい褶曲をしているが、変形が左上方向に連続しない。いずれも岡山市東区瀬戸町肩脊で撮影。ハンマーの長さは (b) が 33 cm, (c), (d) が 28 cm.



第 4.6 図 江尻ユニットの砂岩の鏡下写真

(a) 単ポーラー, (b) 直交ポーラー. スケールは 1 mm.



する。一方、砂川より西方の瀬戸町観音寺周辺では、塊状砂岩が優勢で泥岩優勢砂岩泥岩互層を伴い、泥質混在岩層を挟有しない。また、砂川より西方の塊状砂岩卓越地域、分布域東部の長船町磯上における砂岩優勢層卓越地域などでは、地層が後期白亜紀貫入岩類による接触変成作用を受けてホルンフェルス化しているため、露頭で岩相を判別することが難しく、岩相の決定には薄片観察を必要とする場合がある。

泥岩優勢砂岩泥岩互層は、厚さ数cmの泥岩層とそれより薄い細粒砂岩層が繰り返している(第4.4図a)。泥岩は、緑がかった暗灰色を呈する。泥岩は、層理に平行に剥離するような劈開が発達する場合がある。薄い砂岩層は側方に連続性がない場合があり、場所によっては破断砂岩泥岩互層となっている。瀬戸町肩脊では、第4.5図に示すような褶曲構造があるが、この褶曲は上下方向に連続せず、スランプ褶曲の可能性がある。

砂岩優勢砂岩泥岩互層は、厚さ5~60cmの砂岩層と厚さ1~40cmの泥岩層が繰り返している(第4.4図b)。砂岩は細粒から中粒で、灰色ないし緑がかった灰色を呈する。泥岩も、緑がかった暗灰色を呈している。砂岩と泥岩が等量の互層もあり、砂岩層の厚さは3~50cmで、泥岩層の厚さは1~40cmである。しばしば級化構造が観察され、泥岩には葉理が発達する。

塊状砂岩は、泥岩優勢砂岩泥岩互層あるいは砂岩優勢砂岩泥岩互層を伴って現れる(第4.4図c, d)。塊状砂岩の厚さは、数mから10m以上を有する。砂岩は、灰色ないし緑がかった灰色を呈し、中粒から粗粒である。鏡下の観察では、石英と長石がともに30%程度で最も多く、岩片も15%ほど含む(第4.6図)。万富ユニットの砂岩と同様に岩片は珉長質火山岩が多く、砂岩や泥岩などの碎屑岩も含まれる。万富ユニットの砂岩との違いは、石英粒子の量が多く、基質の量が多い(20%超)ことである。

**地質構造** 赤磐市斎富<sup>さいとみ</sup>東方から瀬戸町肩脊・大内にかけての地域では、走向が西北西-東南東で、吉井川を挟んだ東側の備前市坂根では東西方向になる。岡山市東区一日市から瀬戸内市長船町長船・磯上にかけての地域では、東北東-西南西方向の走向を有する。また、本地域西端部の瀬戸町観音寺・小廻山<sup>こめぐりやま</sup>・上道北方<sup>じょうどうきたがた</sup>などの地域では、東西方向から東北東-西南西方向の走向で北に傾斜する。走向方向と岩相の変化を考慮すると、本ユニットの地層はいくつかのブロックに区分される(第4.7図)。また、江尻ユニットと万富ユニットの境界のずれや江尻ユニット内の岩相のずれなどから、瀬戸町万富から瀬戸にかけて北東-南西方向の推定伏在断層を、赤磐市斎富から岡山市東区百枝<sup>ももえびき</sup>にかけて北西-南東方向の推定伏在断層をそれぞれ想定している(第4.7図)が、地質図上ではこれらの伏在断層は示していない。

整然相の砂岩泥岩互層において、級化構造などを観察した結果、分布中央部にあたる瀬戸町肩脊から東方の瀬

戸町大内、南方の岡山市東区一日市にかけての地域(第4.7図のB~Fブロック)ではいずれの地層も北上位を示す。ただし、露頭規模の小褶曲はまれに観察され、肩脊の北方では泥岩優勢砂岩泥岩互層にキンク褶曲も観察される。一方、分布東部にあたる瀬戸内市長船町長船から備前市福田にかけての地域(第4.7図のIブロック)では北上位と南上位が半々くらい存在しており、褶曲の存在が推定されるが、軸の位置が特定できないので、地質図上には表現していない。瀬戸町観音寺周辺のKブロックの地層では、接触変成作用を受けている上、露頭の連続性が悪く、走向データも少ないため、地層の上下判定に関する情報は全く得られなかった。

#### 4.5 虫明ユニット (Mum, Mus, Mcg, Mux)

**命名** 鈴木・光野(1988)の虫明層に由来する。

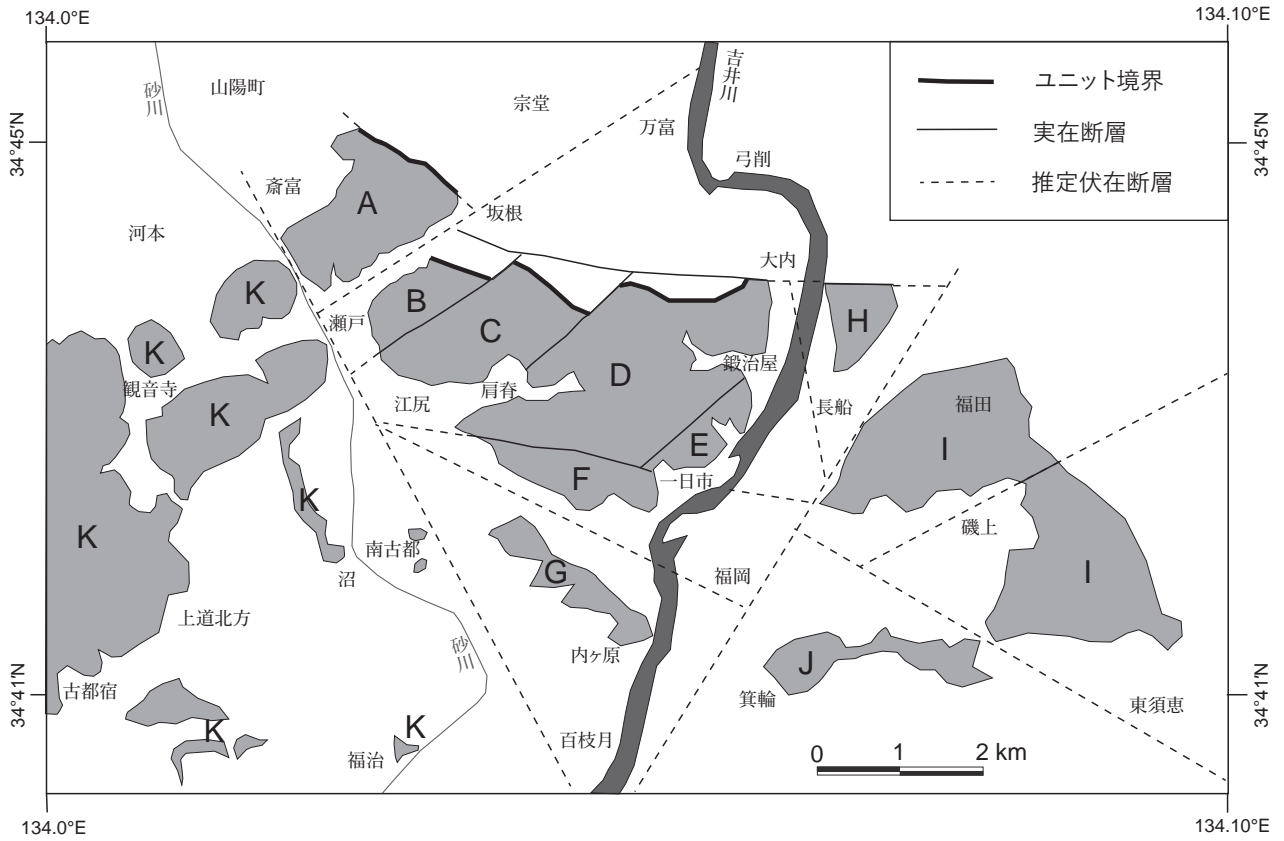
**分布** 虫明ユニットは、瀬戸内市<sup>あく</sup>邑久町虫明周辺から長島<sup>ながしま</sup>や段島<sup>だんじま</sup>にかけての地域などに分布する。更に、南隣「西大寺」地域内の瀬戸内市邑久町尻海付<sup>しりみ</sup>近まで本ユニットの分布は連続する。

**模式地** 本ユニットは、瀬戸内市邑久町虫明周辺地域を模式地とする。

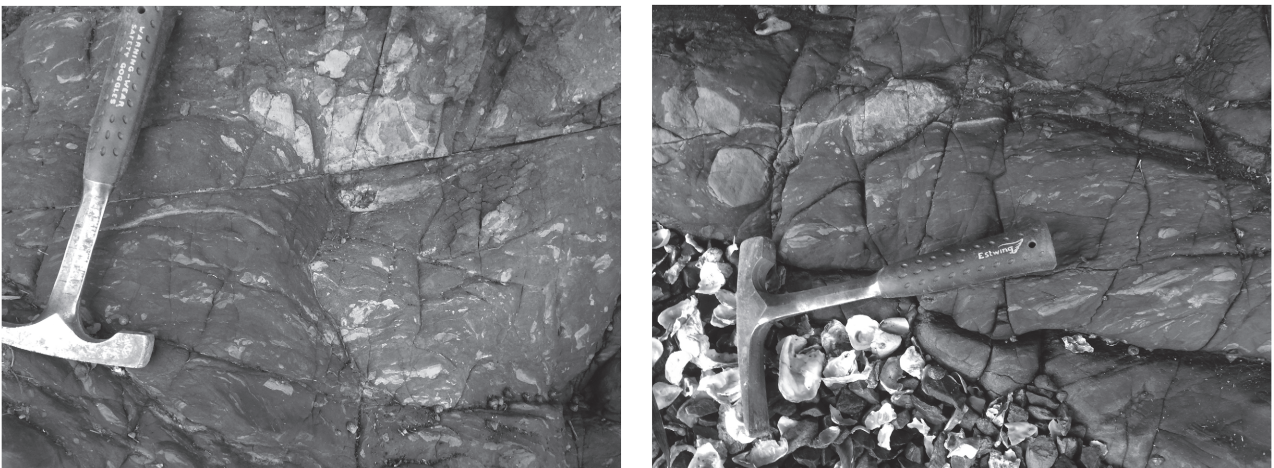
**岩相** 本ユニットは、泥質混在岩(Mux)を主体とする混在相と、泥岩優勢砂岩泥岩互層(Mum)、塊状砂岩及び砂岩泥岩互層(Mus)、礫岩及び砂岩(Mcg)からなる整然相から構成される。混在相と整然相は、ほぼ同量露出する。南隣「西大寺」地域内の泥岩優勢砂岩泥岩互層卓越地域などでは、後期白亜紀貫入岩類による激しい接触変成作用を受けてホルンフェルス化しており、岩相の判別が難しい。

混在相は、八反峠<sup>はったんとうげ</sup>付近に2層準挟有されるほか、邑久町田辺里から南西に延びる地域に幅広く露出しており、泥岩優勢で不定形の砂岩岩塊を含む泥質混在岩から構成される。泥質混在岩の基質には剥離性などの剪断変形はほとんど見受けられない(第4.8図)。その多くは未固結時変形を伴った堆積構造を有しており、邑久町虫明において特に明瞭に観察できる。泥岩中の砂岩岩塊は、径0.5~20cmの不定形の円礫で、淘汰が悪い。泥質混在岩を主体とする混在相は、一般に本ユニットの数層準において地質図に描けるほどの幅を有する。しかし、整然相とされる砂岩泥岩互層にも泥質混在岩の薄層を挟有しており(第4.9図)、砂岩泥岩互層と泥質混在岩薄層は堆積関係で接触している。

整然相は、泥岩優勢砂岩泥岩互層を主体とし、砂岩泥岩互層を伴う塊状砂岩や礫岩及び砂岩を伴っている。これらの整然相は、邑久町福谷<sup>ふくとに</sup>周辺と邑久町虫明<sup>おうぎ</sup>扇及び長島周辺に露出しており、特に長島の西岸や南西岸に良い露出がある。泥岩優勢砂岩泥岩互層は、厚さ数cmの泥岩層とそれより薄い細粒砂岩層が繰り返している(第4.10



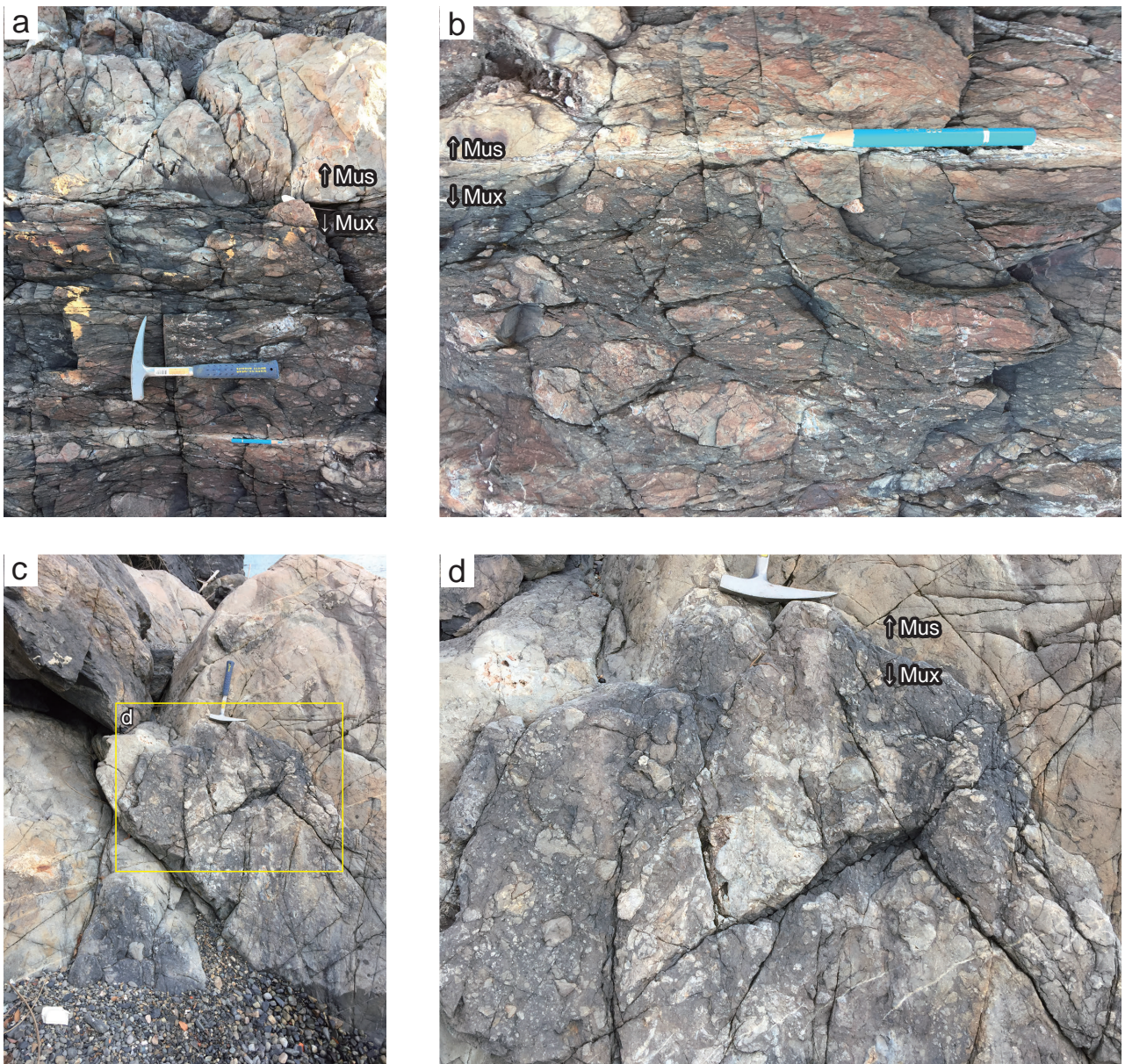
第 4.7 図 江尻ユニットの分布と断層によるブロック区分  
 A~K: 江尻ユニットの地質構造説明のために付与したブロックの名称.



第 4.8 図 虫明ユニットの泥質混在岩  
 基質に剥離性がほとんど発達していない。瀬戸内市邑久町虫明瀬戸で撮影。ハンマーの長さは 28 cm.

図a). しばしば、砂岩層は、小規模な正断層系で切断されており、破断砂岩泥岩互層の様相を呈する(第4.10図b). 塊状砂岩は、邑久町虫明浜東方から段島にかけて顕著に観察され、その厚さは数mから10m以上を有している。砂岩は、灰色を呈し、中粒から粗粒である。塊状砂岩に伴う砂岩泥岩互層は、厚さ1~10cmの砂岩層とそれより薄い泥岩層が繰り返している。泥岩優勢砂岩泥岩互層(Mum)よりも変形が少なく、整然とした互層となっている(第4.10図c). 互層をなす砂岩は細粒から中粒で、灰色ないし暗灰色を呈する。砂岩層ではしばしば級化構

造が観察され、上下判定が可能となっており、長島地域では地層の逆転構造を観察できる(第4.10図d). 礫岩は、邑久町虫明浜の東方の海岸沿いや間口港の東側で、砂岩泥岩互層(Mum)や塊状砂岩層(Mus)に厚さ1~数mの薄層として挟在している。礫径は5~10mm程度の細礫で、基質は中粒から粗粒の砂岩で、淘汰が悪い(第4.11図). 礫は、亜円から亜角礫で、泥岩・砂岩の礫が多く、珪長質火成岩の礫も含まれる。虫明浜の東方にある礫岩及び砂岩の露頭(第4.12図)では、粗粒砂岩中に泥岩からなる偽礫を沢山含んでおり、未固結時変形による褶曲も観



第4.9図 虫明ユニットの整然相と接する泥質混在岩

(a), (b) 厚さ20cmの砂岩層(Mus)と接する泥質混在岩(Mux)(層理面に垂直な面). (c), (d) 厚さ1m以上の塊状砂岩層(Mus)と接する泥質混在岩(Mux)(層理面に並行な面). いずれも瀬戸内市邑久町長島で撮影。ハンマーの長さは33cm, 鉛筆の長さは9cm.



第 4.10 図 虫明ユニットの砂岩泥岩互層

(a) 泥岩優勢砂岩泥岩互層. (b) 砂岩層が破断した泥岩優勢砂岩泥岩互層. (c) 整然とした砂岩泥岩互層. (d) 砂岩泥岩互層の堆積構造(地層が逆転している). (a), (c) は邑久町虫明扇, (c), (d) は邑久町長島で撮影. ハンマーの長さは 33 cm, ペンの長さは 14.5 cm.

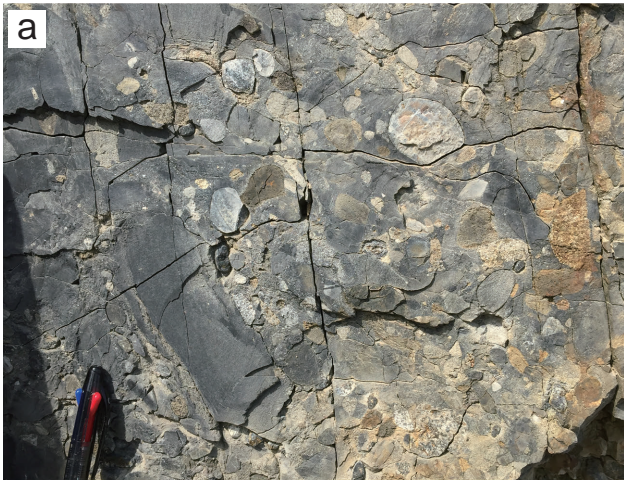
察される(第 4.13 図).

**地質構造** 本ユニットは、全体として北東-南西方向の走向を有し、北西方向に  $45\sim 85^\circ$  傾斜する。整然相の砂岩泥岩互層において、級化構造などを観察した結果、分布域北西部の福谷あたりでは北西上位、長島西岸では南東上位(北西に傾斜しているため逆転構造)がそれぞれ卓越する。このことから、オノ峠から長島西部の北端部にかけて、ほぼ東西方向に褶曲軸を有する転倒背斜が存在する。この褶曲軸部のあたる邑久町虫明扇の南側の海岸沿いでは、構造変形と考えられる波長数 m の正立褶曲が観察される(第 4.14 図)。

## 4.6 地質年代と対比

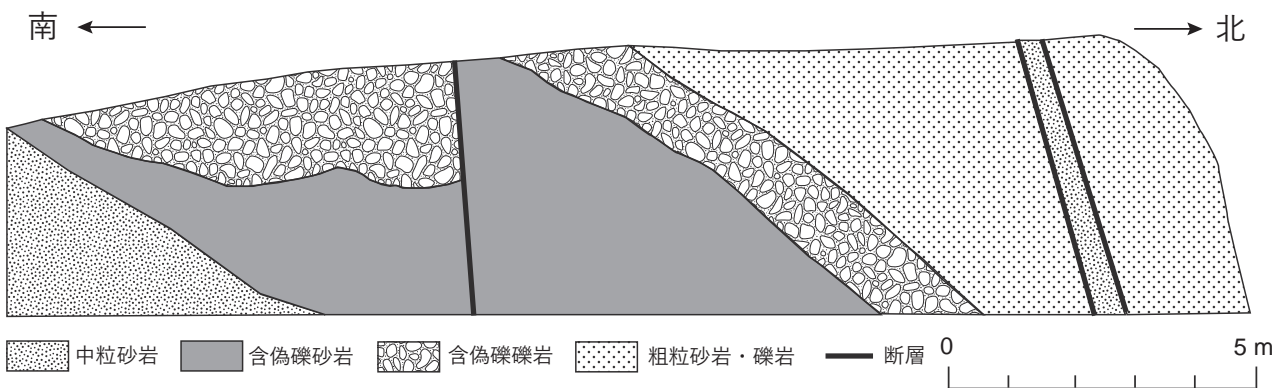
### 4.6.1 放散虫化石

万富ユニットからは、鈴木ほか(1988)が酸性凝灰岩泥岩互層から、ペルム紀ローピンジアン世ウーチャーピンジアン期の放散虫化石 *Follicucullus charveti* などを報告している。東原(2019)は、万富ユニットの珪質泥岩や珪長質凝灰岩及びチャートなどから、*Follicucullus charveti* や *F. scholasticus* などの放散虫化石を得た(第 4.15 図)。これらの化石の示す地質年代は、鈴木ほか(1988)と同様で、ペルム紀ウーチャーピンジアン期である。一方、江尻ユニットからは、東原(2019)が珪長質凝灰岩から *Follicucullus?* spp. の産出を報告している。したがって、江



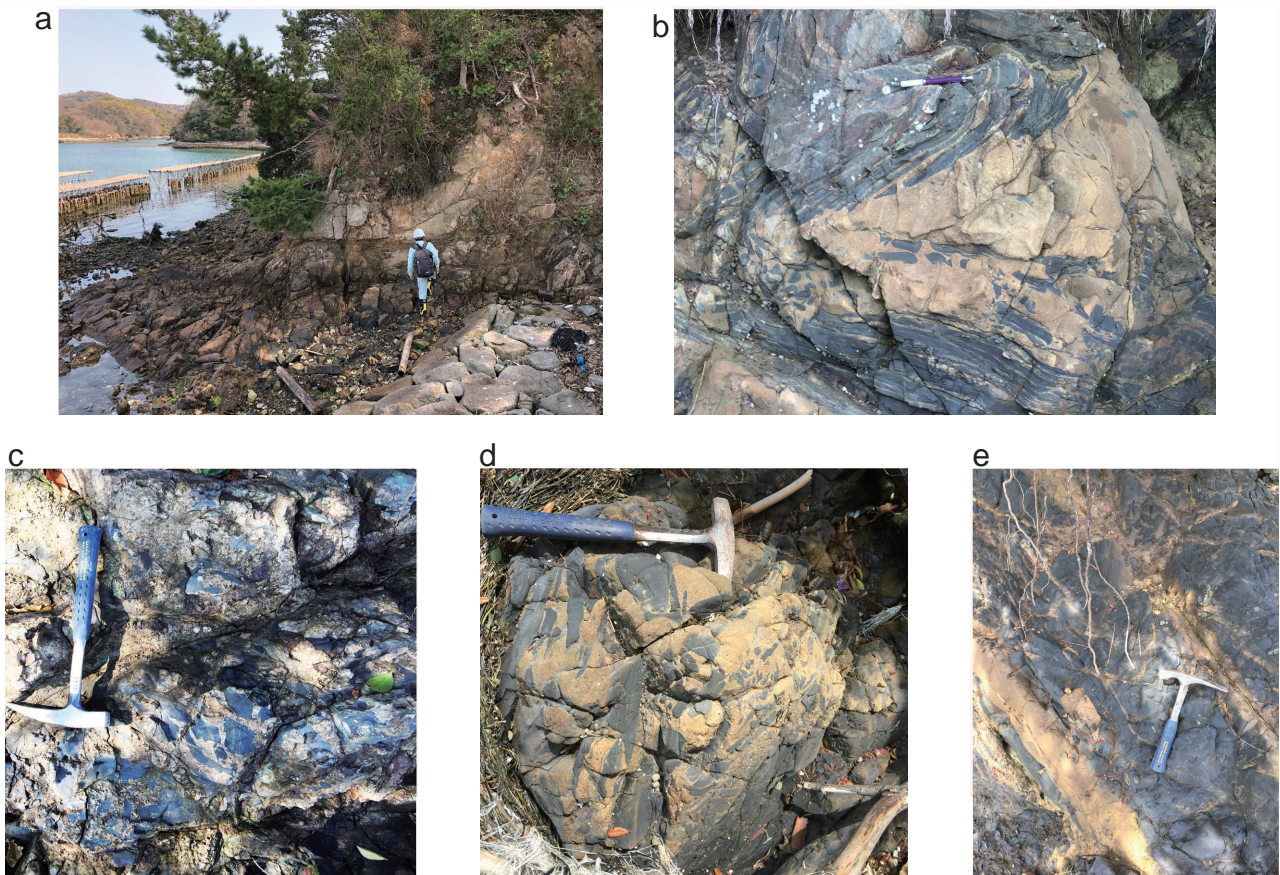
第 4.11 図 虫明ユニットの礫岩

(a), (b) 砂岩層中に挟有される礫岩. 邑久町虫明扇. (c), (d) 泥岩優勢砂岩泥岩互層に伴う礫岩. 邑久町長島. ボールペン部の長さは 4 cm, (b) のハンマーの長さは 28 cm, (c) のハンマーヘッドの長さは 19 cm, (d) のハンマー部の縦の長さは 32 cm.



第 4.12 図 虫明ユニットの塊状砂岩及び礫岩の産状

南北方向の露頭を東側から観察して作成したスケッチ. 瀬戸内市邑久町虫明浜.

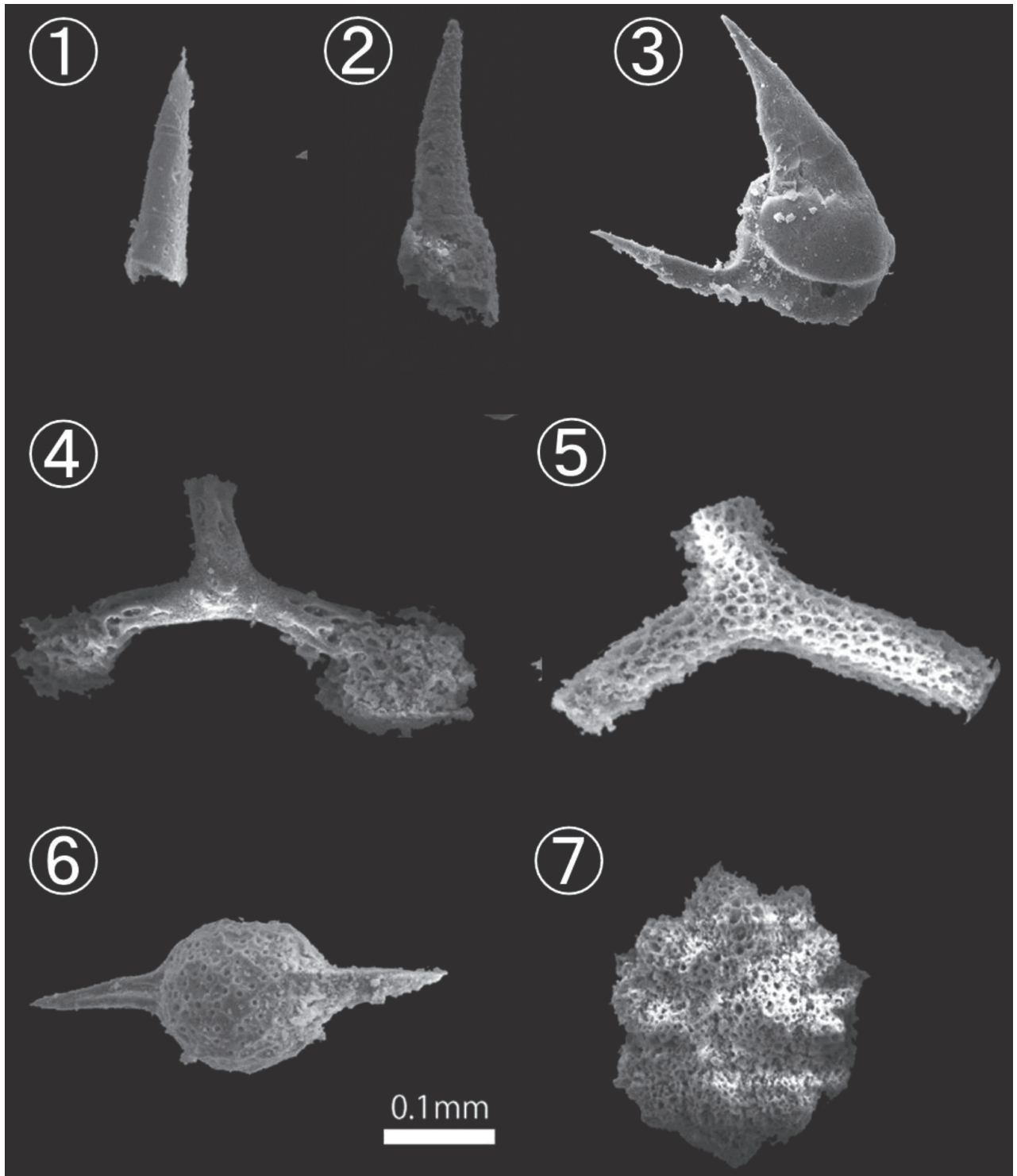


第 4.13 図 偽礫を沢山含む砂岩・礫岩層 (虫明ユニット)

(a) 塊状砂岩 (第 4.12 図の北端の砂岩). (b) 泥岩の偽礫を含んだ砂岩. 未固結時変形 (褶曲) が認められる. (c) 泥岩の偽礫を含んだ礫岩. 泥岩以外の礫は小さい (径 1 cm 以下). (d) 泥岩の偽礫を含んだ砂岩. (e) 泥岩優勢砂岩泥岩互層. 泥岩の偽礫を含んだ砂岩に移化する. いずれも瀬戸内市邑久町虫明浜で撮影. (b) のボールペンの長さは 14.5 cm, (c), (d) のハンマーの長さは 33 cm, (e) のハンマーの長さは 28 cm.



第 4.14 図 虫明ユニットの泥岩優勢砂岩泥岩互層中の褶曲  
邑久町虫明扇で撮影. ハンマーの長さは左 33 cm, 右 28 cm.



第 4. 15 図 万富ユニットから産出した放射虫化石の SEM 画像  
東原 (2019) による。

- 1 : *Ishigaconus* sp.
- 2 : *Follicucullus porrectus* Rudenko
- 3 : *Cariver charveti* (Caridroit and De Wever)
- 4 : *Ishigaum trifustis* De Wever and Caridroit
- 5 : *Latentibifistula?* sp.
- 6 : *Entactinosphaera* sp. aff. *E. strangulata* Nazarov and Ormiston
- 7 : *Hegleria mammilla* (Sheng and Wang)

尻ユニットは少なくともペルム紀グアダルピアン世キャピタニアン期以降のペルム系であると推定される。なお、虫明ユニットからは化石産出の報告はない。

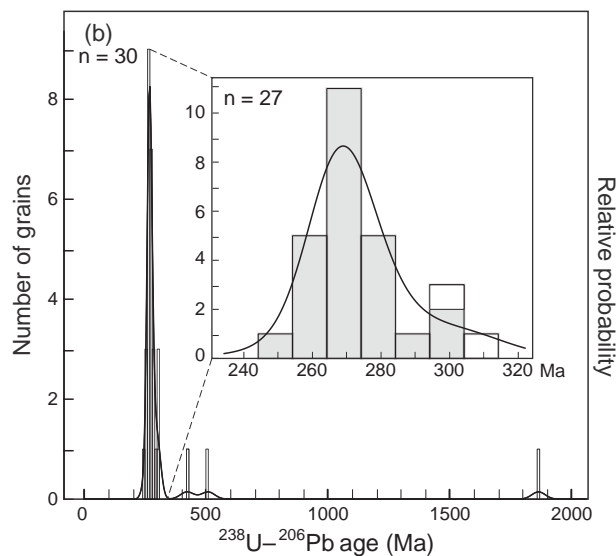
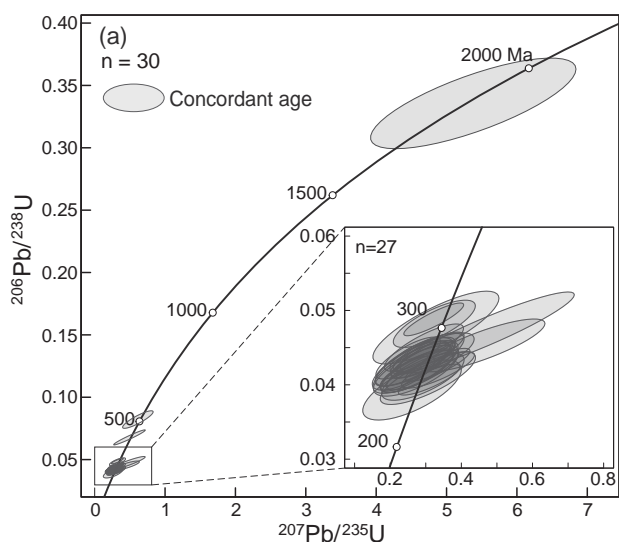
#### 4.6.2 年代

本報告において、江尻ユニット及び虫明ユニット内の各砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代を測定した。これらの年代測定は株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼し、東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設のLA-ICP-MSで行われた。機器は、江尻ユニットの際はエキシマレーザー (Photon Machines社製Analyte Excite) と四重極型ICP-MS (サーモフィッシャーサイエ

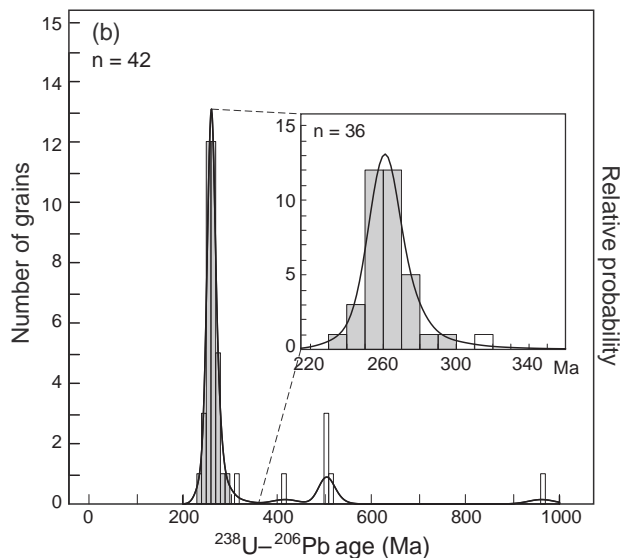
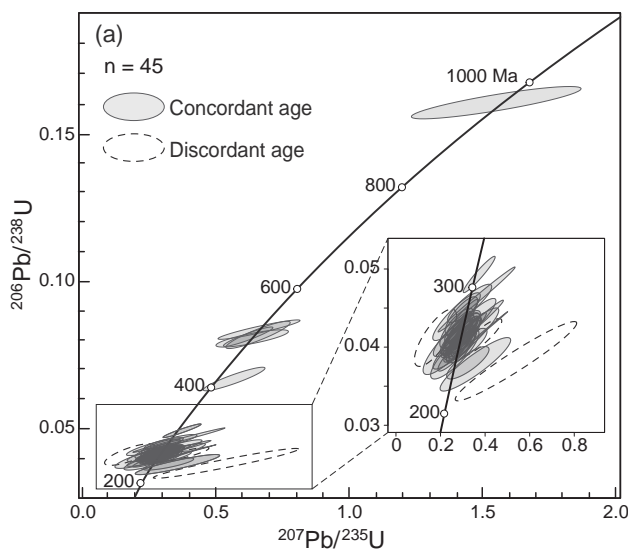
ンティフィック株式会社製iCAP-TQ) が、虫明ユニットの際はエキシマレーザー (New Wave Research社製NWR193) と四重極型ICP-MS (サーモフィッシャーサイエンティフィック株式会社製iCAP-Qc) がそれぞれ用いられた。

江尻ユニットに所属する砂岩サンプルは、瀬戸町肩脊塩井から北北東に延びる道路沿いで採取したKW887である。250 gの試料から10,000粒子以上のジルコン結晶を抽出し、30粒子を測定した結果、全粒子からコンコダントな年代が得られた(第4.16図)。そのうち、最若年粒子(248.3 ± 21.0 Ma)と誤差3σで重なる25粒子を最若年粒子集団とみなし、これらの加重平均値から269.9 ±

#### 江尻ユニット



#### 虫明ユニット



第4.16図 超丹波帯の砂岩の碎屑性ジルコンU-Pb年代

(a) コンコディア図。楕円の誤差は2σ。(b) コンコダント  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ 年代のヒストグラム及び確率密度分布図。ヒストグラムの白抜きの粒子は加重平均の計算から除外している。n: 粒子数。



3.0 Maの年代が得られた(第4.1表)。この年代は、ペルム紀グアダルピアン世ローディアン期に相当する(第4.17図)。

虫明ユニットに所属する砂岩サンプルは、瀬戸内市邑久町虫明浜(第4.13図の露頭)で採取したWK35である。300 gの試料から約1,000粒子のジルコン結晶を抽出し、45粒子を測定した結果、42粒子からコンコールドな年代が得られた(第4.16図)。そのうち、最若年粒子(240.2 ± 11.2 Ma)と誤差3σで重なる35粒子を最若年粒子集団とした。その加重平均値は261.4 ± 2.0 Maで、この年代はグアダルピアン世キャピタニアン期に相当する(第4.17図)。

碎屑性ジルコンのU-Pb年代は、後背地の岩石の年代を示しているため、堆積年代は得られたU-Pb年代より若い。そのことと上述の放散虫化石を考慮すると、万富ユ

ニットはペルム紀ローピンジアン世ウーチャーピンジアン期に、江尻ユニットはペルム紀グアダルピアン世ローディアン期からキャピタニアン期以降に、虫明ユニットはペルム紀グアダルピアン世キャピタニアン期頃に形成されたと考えられる(第4.17図)。つまり、これらの形成時期に大きな差はない。

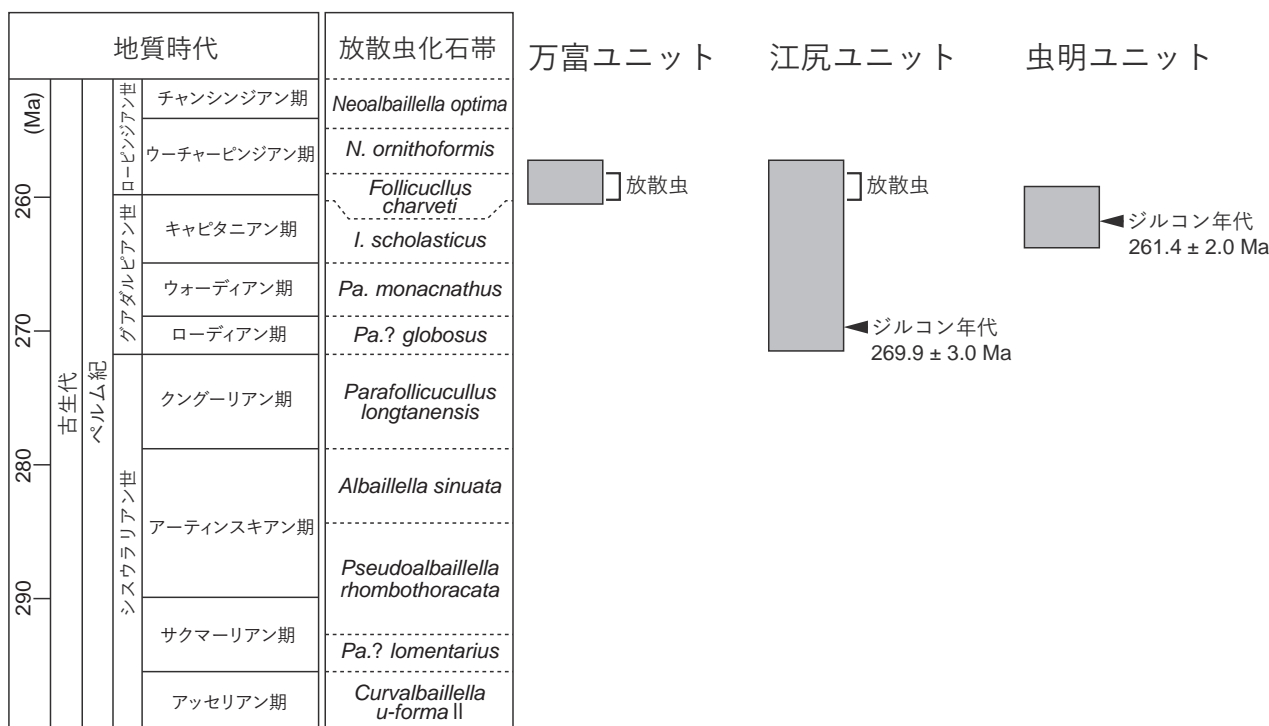
#### 4.6.3 対比

鈴木ほか(1988)は、万富ユニット(万富層)をIshiga(1986)における超丹波帯の大飯ユニット(大飯層)、江尻ユニット(江尻層)を氷上ユニット(氷上層)に対比している。万富ユニットは、チャートを含み、*Follicucullus bipartitus*-*F. charveti*群集の放散虫化石を産することから、大飯ユニット相当であろう。また、江尻ユニットは、緑灰色の砂岩と泥岩からなる整然層を主体とすることか

第4.1表 超丹波帯の砂岩の碎屑性ジルコンU-Pb年代測定結果

番号	試料名	ユニット名 (凡例)	産地 (北緯, 東経)	コンコールド 粒子数 / 測定数	最若年集団 の粒子数	U-Pb 年代値 (Ma) Age ± 2σ	最若年集団内 の年代幅 (Ma)
2	WK887	江尻ユニット (Es)	岡山市東区瀬戸町肩脊 (34°44'09", 134°04'37")	30/30	25	269.9 ± 3.0	300.6~248.3
3	WK35	虫明ユニット (Mus)	瀬戸内市邑久町虫明 (34°40'57", 134°13'17")	42/45	35	261.4 ± 2.0	290.3~240.2

番号は地質図中の年代測定試料採取地点の番号に対応。測定は株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。測定した粒子のうち、各粒子の分析値の誤差楕円(2σ)とコンコルディア成長曲線が重なるもの(第4.16図)をコンコールドな年代値とし、最若年代を示す単粒子と誤差3σ以内で重複する粒子群を最若年粒子集団とした。U-Pb年代値は、最若年粒子集団から求めた<sup>238</sup>U-<sup>206</sup>Pb年代の加重平均である。



第4.17図 超丹波帯(万富・江尻・虫明ユニット)の地質年代対比

ら、これも氷上ユニット相当とみなすことは妥当である。一方、虫明ユニットは、緑灰色の砂岩を含まず、スランプ堆積物や礫岩を伴い、泥質混在岩層に剥離性がほとんど発達していない。付加体そのものではなく、前弧海盆堆積物など付加体を覆う堆積体である可能性がある。石賀ほか(1987)は、兵庫県篠山地域において、味間層が超丹波帯高城山層(氷上ユニット相当)を不整合に覆うと

述べている。石灰質砂岩を主体とする味間層は、虫明ユニットとは岩相が異なるが、付加体を不整合に覆う地層の存在が超丹波帯に存在する可能性を示している。虫明ユニットについては、丹波帯のジュラ紀付加体に含める意見もあった(田原ほか, 2016)が、砂岩に含まれる碎屑性ジルコン年代がペルム紀を示すことから、丹波帯の構成ユニットではない。

## 第5章 丹波帯

(協田浩二)

### 5.1 概要

丹波帯は、主に近畿地方に分布する地質帯で、超丹波帯の構造的低位に位置する。主として、ジュラ紀付加体からなり、I型地層群とII型地層群に大別される(Ishiga, 1986)。I型地層群はII型地層群の構造的低位に位置し、苦鉄質岩類やペルム紀のチャートをほとんど含まず、II型地層群は苦鉄質岩類、石灰岩及びチャートを普遍的に含むことを特徴とする。本地域及びその周辺のジュラ紀付加体は、周囲を後期白亜紀の火山岩類に囲まれており、本地域では北東端部及び東端部に僅かに分布する。主として混在相からなり、泥質混在岩、砂岩、チャート、玄武岩などから構成される。本地域のジュラ紀付加体は、岩相から判断してII型地層群に対比される。東隣「播州赤穂」地域(佐藤ほか, 2016)ではジュラ紀付加体の地層名は命名されていなかったため、本報告において新たに五石川ユニットと命名する。

### 5.2 研究史

本地域のジュラ紀付加体は、20万分の1「岡山県地質図」(岡山県, 1954)では上部古生層、50万分の1地質図幅「岡山」(広川ほか, 1973)では二疊系(ペルム系)、10万

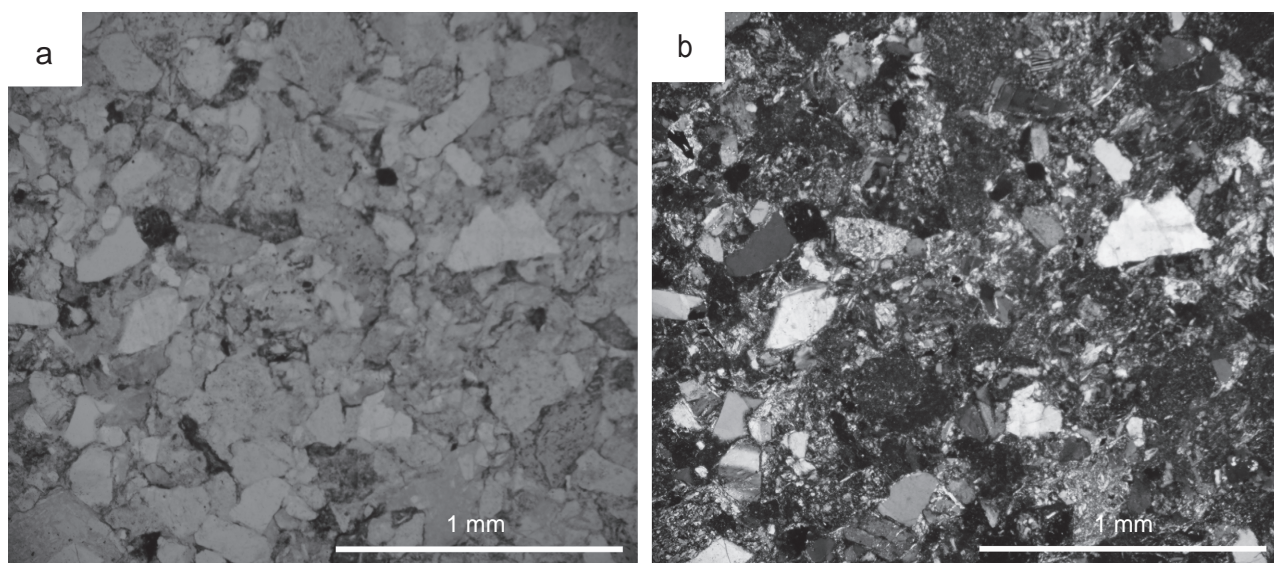
分の1「岡山県地質図」(光野・杉田, 1979)では古生代の泥質岩～泥質片岩と記述されている。また、20万分の1地質図幅「姫路」(猪木, 1981)では、舞鶴層群最下部(龍野層群下部)及び相当層として、舞鶴帯や超丹波帯の地層群と区別されずに記述されている。同様に、土地分類基本調査及び表層地質図「和気・播州赤穂」(岡山県, 1982)でも、古生界として記述されている。

本地域のジュラ紀付加体は、分布は狭いが、4つの5万分の1地質図幅に跨っており、隣接する「周匝」・「上郡」・「播州赤穂」地域で既に報告されている。北隣「周匝」地域(光野・大森, 1965)では、粘板岩を主体とする対比不明の古生層、北東隣「上郡」地域(猪木・弘原海, 1980)では、上月-龍野帯の龍野層群下部と記述されている。最新の東隣「播州赤穂」地域(佐藤ほか, 2016)では、丹波帯堆積岩コンプレックスとして詳しく記述されている。

### 5.3 五石川ユニット(Gc, Gx)

命名 新称。模式地の備前市三石を流れる五石川に由来する。

分布 本地域北東端部の備前市吉永町今崎及び東端部の備前市八木山に僅かに分布する。本ユニットは、後期白亜紀火山岩類に広く覆われるため、本ユニットが分布す



第5.1図 五石川ユニットの砂岩の鏡下写真  
(a)単ポーラー、(b)直交ポーラー。

る4地域(本地域及び周辺の「周匝」・「上郡」・「播州赤穂」地域)を合わせても、南北8 km、東西7 kmの範囲にしか露出がない。本ユニットが最も広く露出する地域は、東隣「播州赤穂」地域北西部の備前市野谷や三石付近である。

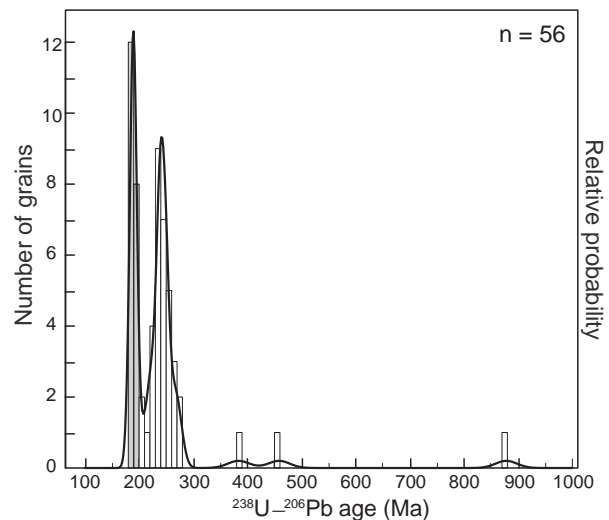
**模式地** 本ユニットの分布の主体は東隣「播州赤穂」地域にあることから、模式地を備前市三石の五石地区を流れる五石川流域を模式地とする。

**岩相** 本地域では、泥質混在岩(Gx)を主体とし、地質図に表現できる規模の岩体としてチャート(Gc)を僅かに伴う。泥質混在岩は、剥離性の発達した暗灰色の泥岩を基質とし、数mmから10数cmの岩塊を含む。岩塊としては、数mmから数cmの砂岩が多いが、まれに径2~15 cmの灰白色ないし暗灰色チャートや径10 cmの暗緑色の玄武岩を伴う。本地域外の三石地域(東隣「播州赤穂」地域内)では、石灰岩岩塊を含む玄武岩質火砕岩や溶岩からなる幅数m規模の露出や珪長質凝灰岩の岩片を多数含む細粒から中粒の塊状砂岩が認められる(第5.1図)。地質図に表現できる規模のチャートは、備前市吉永町今崎付近のみに分布しており、厚さ数mから数10 mの小規模岩体で、泥質混在岩中に挟み込まれる。チャートは、明灰色から暗灰色を呈し、厚さ数cmから10数cmの珪質部とより薄い泥質部からなる層状チャートである。東隣「播州赤穂」地域では、これらの岩相以外に、砂岩及び砂岩泥岩互層が広く分布し、珪質泥岩や苦鉄質岩などを伴う場合がある(佐藤ほか, 2016)。

**地質構造** 本地域の五石川ユニットは、分布が限られており、地質構造は明瞭ではない。しかし、本地域北東端部の備前市吉永町今崎付近から東隣「播州赤穂」地域の備前市野谷にかけての本ユニットは、北西-南東方向の走向や岩相分布を示し、北東へ急角度で傾斜している。一方、本地域東端部の備前市八木山から東隣「播州赤穂」地域の備前市三石では、北東-南西方向の走向を有し、北西方向へ急傾斜をしている。本地域から東隣「播州赤穂」地域北西部にかけて分布する丹波帯の大局的な構造を考慮すると、本ユニットは、西にプランジした東西方向の軸を持つ、南フェルゲンツの転倒向斜構造をしていると考えられる。

## 5.4 地質年代と対比

本ユニットの地質年代については、化石など年代の根拠となる証拠が得られていなかった。東隣「播州赤穂」地域(佐藤ほか, 2016)では、岩相が類似する兵庫県たつの市~姫路市付近(「龍野」地域内)の相当層の珪質泥岩や泥岩から得られた後期三畳紀及び前期ジュラ紀の放射虫化石から地質年代を推定していた。その後、佐藤・脇田(2021)は砂岩中の碎屑性ジルコンのU-Pb年代を報告した。測定試料は、北隣「周匝」地域内の備前市吉永町神根本の砂岩層から採取された。200 gの試料から約2,000粒子の鉱物結晶を抽出、ジルコン63粒子を測定し、56粒子からコンコールドな年代が得られた(第5.2図)。20粒子の最若粒子集団から、 $188.9 \pm 1.6$  Maの加重平均年代が得られた(第5.1表)。この年代は、前期ジュラ紀のプリンスバッキアン期に相当する。得られた地質年代と岩相から判断して、丹波帯II型地層群に対比した佐藤ほか(2016)の解釈は妥当であると考えられる。



第5.2図 五石川ユニットの砂岩中の碎屑性ジルコンU-Pb年代コンコールドな $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ 年代のヒストグラム及び確率密度分布図。ヒストグラムの白抜きの粒子は加重平均の計算から除外している。n: 粒子数。佐藤・脇田(2021)のデータを基に作成。

第5.1表 五石川ユニットの砂岩の碎屑性ジルコンU-Pb年代測定結果

試料名	ユニット名	産地 (北緯, 東経)	コンコールド 粒子数 / 測定数	最若年代集団 の粒子数	U-Pb 年代値 (Ma) Age $\pm$ 2 $\sigma$	最若年代集団内 の年代幅 (Ma)
WK08	五石川ユニット	備前市吉永町神根本 (34°50'29", 134°14'25")	56/63	20	<b>188.9 <math>\pm</math> 1.6</b>	197.0~181.7

佐藤・脇田(2021)による。U-Pb年代値は、最若年代集団から求めた $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ 年代の加重平均である。

## 第6章 後期白亜紀火山岩類

(佐藤大介)

### 6.1 研究史及び概要

#### 6.1.1 研究史

西日本内帯には白亜紀火成岩類が広く分布する。火山岩類は珪長質の火砕岩を主とする陸上の噴出物で、貫入岩類とともに西南日本内帯を特徴付ける岩石である。本地域周辺の火山岩類は岡山県南東部から兵庫県南西部にかけて連続的に認められる。

本地域を含む岡山県内の白亜紀火山岩類の調査・研究は、岡山県(1950, 1954)、光野・大森(1963)、光野・杉田(1979)、光野(1987, 1991)、岡山県内地質図作成プロジェクトチーム(2020)などがあり、光野らを中心に行われてきた。光野らは、前期白亜紀の関門層群(松本, 1951)に相当する堆積岩類を鍵層に、岡山県西部の成羽川地域における白亜紀火山岩類の調査を行った。その結果、白亜紀火山岩類には主に流紋岩類とその上位の安山岩類からなる大きな活動が2回あったとし、下位から第1期流紋岩類、石英安山岩類、第1期安山岩類、第2期流紋岩類、第2期安山岩類に区分した(例えば、光野, 1991; 岡山県内地質図作成プロジェクトチーム, 2020)。関門層群相当層は、石英安山岩類下位、第1期安山岩類下位、第2期流紋岩類下位付近にそれぞれ堆積する。この流紋岩類・安山岩類からなる2回の大きな活動は、成羽川地域以外の岡山県内の白亜紀火山岩類にも認められ、本地域を含む岡山県南東部の火山岩類は第2期に含まれる。

上記の研究は、広域にわたり分布する白亜紀火山岩類を、堆積岩類などの鍵層や岩相の類似性で対比した包括的な層序区分である。これらに対し、1980年末以降は旧地質調査所を中心とした地質構造に基づいた調査と5万分の1地質図幅の研究が中国・近畿地方で精力的に行われた。その結果、白亜紀火山岩類はしばしば当時のカルデラ(コールドロン)を埋積して分布していること、多くが後期白亜紀に形成されたことが明らかになってきた(例えば、尾崎・松浦, 1988; 山元ほか, 2000; 佐藤ほか, 2016)。本地域を含むカルデラ火山に関する研究は、Ishihara and Imaoka (1999)及び佐藤ほか(2016)がある。Ishihara and Imaoka (1999)は、本地域東半部から東隣「播州赤穂」地域にかけて分布する火山岩類について、北北西-南南東方向に延びる23×15 kmの外側のカルデラと直径15 kmの内側のカルデラからなる二重カルデラ構造の“和気カルデラ(コールドロン)”の存在を推定している。佐藤ほか(2016)はこの和気カルデラについて、外側

のカルデラの南半部がより東側にも広く分布すること、外側と内側の両カルデラの活動年代に約3 Myrの隔たりがあることから、両者を異なる火成活動の産物として日生層と和気層に区分・再定義した。

上記のほか、本地域内の火山岩類を対象にした地質調査の報告が複数ある。本地域北東部から東隣「播州赤穂」地域北西部にかけての備前市三石～吉永地域では、1950～1980年頃にろう石鉱床調査を目的とした地質調査が行われた。大森(1962, 1963, 1965, 1966a)、藤井ほか(1979)、光野・大森(1983, 1984)、光野(1991)などにより、この地域における地質図とその記載が報告され、中国地域非金属鉱物資源対策委員会(1984)によって、2万5千分の1縮尺の三石-吉永地域総合地質図及び1万分の1縮尺の板屋-三石地域詳細図として詳細な地質図が作成された。また、本地域南東部については卒業研究を通して光野・松川(1966)が、本地域西端部については備前国分寺跡の遺跡調査の一環で鈴木ほか(2015)が、それぞれ地質図とその記載を報告している。

なお、本地域内の火山岩類を対象したK-Ar年代がいくつか報告されているが(柴田・藤井, 1971; 本宮ほか, 2000; Matsuda *et al.*, 2001)、これらはろう石鉱床の変質年代の解明を主目的としたものである。そのため、これらの年代は第11章の資源地質にて記述する。

#### 6.1.2 概要

本報告では、火砕岩中の結晶片の鉱物組合せとその量比、地質構造及び年代測定に基づいて調査を行った結果、独立した堆積盆を埋めて分布する火山岩層を複数確認した。そのため、本地域内における従来の5万分の1地質図(岡山県, 1982; 故光野千春先生遺作地質図作成プロジェクトチーム, 2020b)から大きな改訂を行った。本報告では、本地域内の白亜紀火山岩類を、活動時期の古い方からシャヤマ山層、高砂山層、日生層、道々山層、和気層、鴨前層及び邑久層の7つの火山岩層に区分した(第6.1図)。これらは、主に陸上堆積の流紋岩質～デイサイト質の火砕岩(大部分が溶結)からなり、部分的に溶岩や湖成堆積物(泥岩及び砂岩)を伴う。層序関係は、互いに接する火山岩層の上下関係は判断できるが、分布が離れた火山岩層の間では確定できないため、放射年代や貫入岩類との関係からこれら火山岩層を対比した(第6.2図)。各層の境界は、下位層と高角又は断層で接するか地層境界に岩脈が貫入することが多く、火山地形を残

してはいないが一部は当時のカルデラ(コールドロン)をなしていたものと推定される。本地域の白亜紀火山岩類の形成年代は、下限はシャシャ木山層の約 95 Ma、上限は邑久層の約 72 Ma(いずれもジルコンU-Pb年代)で、全て後期白亜紀に含まれる。なお、本章で用いた岩石の試料採取地点は、第 6.1 表にまとめた。

## 6.2 シャシャ木山層 (Sp1, Ss, Sp2, Sp3, Sp4)

**地層名** 新称。模式地であるシャシャ木山(標高 174.8 m)に由来する。

**定義** 岡山市東区西半部に分布する結晶片に富む火砕流堆積物を主体とする地層をシャシャ木山層と定義する。

**模式地** 岡山市東区にある新庄山しんじょうやまからシャシャ木山に至る登山道。ここでは、最上部の地層を除いた本層の一連の岩相を観察できる。最上部の地層は、岩倉山いわくらやま(標高 153 m)から、約 700 m 西方の標高約 115 m の山頂付近で観察される。

**分布・構造** 本地域南西部、シャシャ木山おおひばたやまや大日幡山周辺の東西 5.6 km、南北 5.2 km の範囲にまとまって分布する。火砕岩の溶結構造の葉理面や碎屑岩の層理面は、分布域東部で北西-南東方向の走向、南部で南北方向の走向を示し、いずれも西に 10°前後傾斜する。

**層厚** 本層の積算層厚は 700 m 以上と見積もられる。

**層序関係** 超丹波帯江尻ユニットを不整合に覆い、一部は断層で接する。高砂山層に覆われ、百枝月石英閃緑岩に貫入される。また、本層の北部では古第三系吉備層群の礫岩層に不整合に覆われる。

**岩相** 本層は、岩相及び層序関係から、斜長石及び石英結晶片に富み、大部分が溶結した黒雲母流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩(Sp1)、流紋岩凝灰岩及び泥岩(Ss)、石英結晶片に富む普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩(Sp2)、石質岩片を多く含むデイサイト~流紋岩火山礫凝灰岩及び凝灰岩(Sp3)及び石英結晶片に富む黒雲母普通角閃石流紋岩溶結凝灰岩(Sp4)に区分され、火砕岩はこの順に重なる。

黒雲母流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩(Sp1)は、長径 1~2 mm 程度の斜長石及び石英結晶片を多く含むのが特徴の岩石で、多くは溶結している。基質部は黄褐色~淡緑灰色を呈する。本層最下部の地層で、本層分布域北東部の大日幡山のほか、シャシャ木山や新庄山の麓に分布する(第 6.3 図)。層厚は 200 m 程度である。場所により斜長石及び石英結晶片の量比は変化するが、斜長石に富むことが多い(第 6.4 図 a)。一般に黒雲母結晶片を含む。火山礫凝灰岩は、超丹波帯江尻ユニットとの地層境界付近で認められ、長径 5 cm 以下の本質レンズや径 1 cm 程度の泥岩や白色を呈する流紋岩の石質岩片が目立つ。

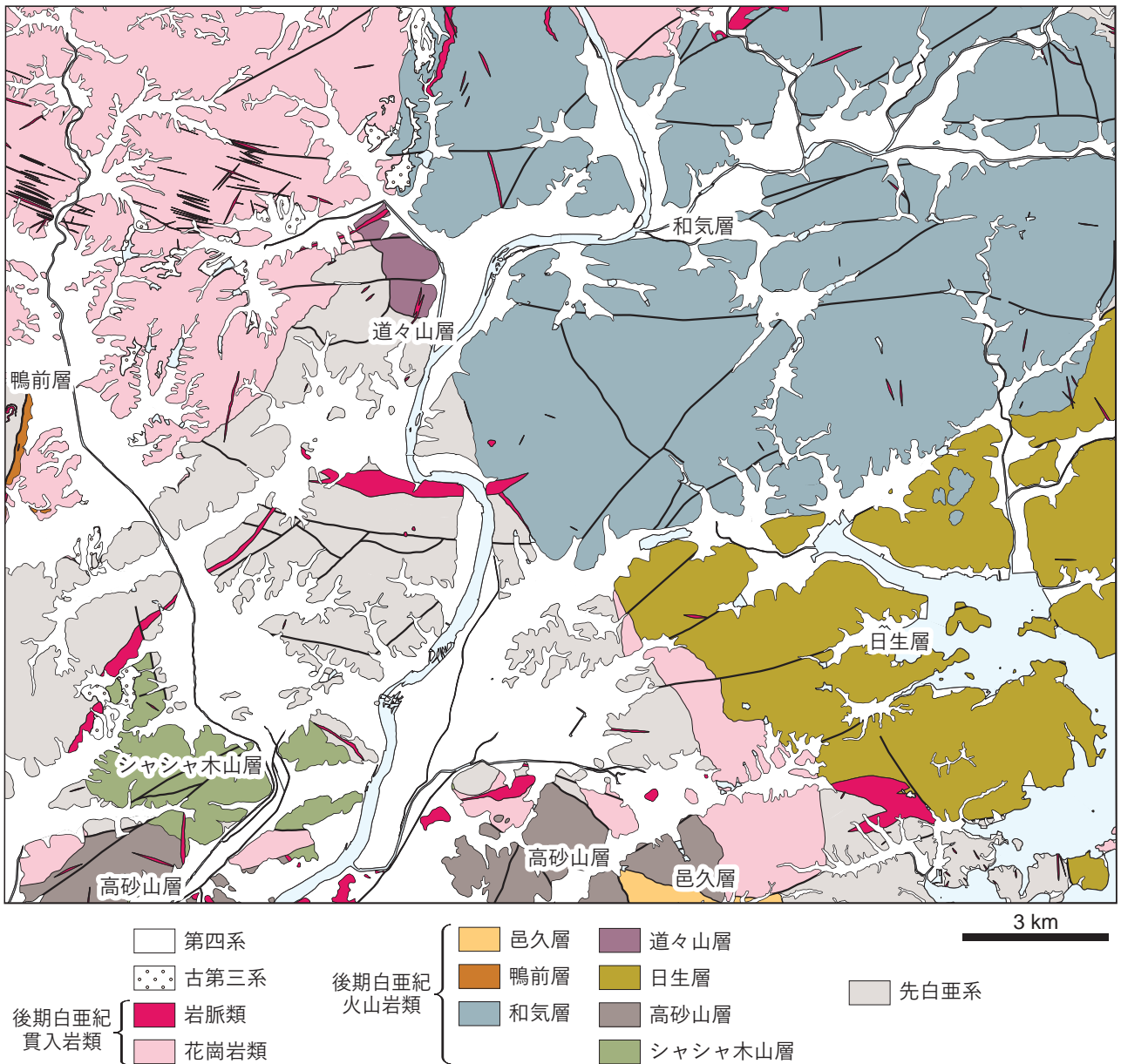
流紋岩凝灰岩及び泥岩(Ss)は、シャシャ木山や新庄山の中腹に露出する薄層である。層厚は厚いところで約

30 m で、多くは数 m である。そのため、地質図には分布を強調して表現している。Sp2 の下位又は上位に露出するほか、Sp2 又は Sp3 に挟在する(第 6.3 図)。Sp2 下位の岩相は流紋岩凝灰岩からなる。流紋岩凝灰岩は、灰色~青灰色を呈し、径 1 mm 以下の石英や黒雲母の自形~破片状を呈する結晶片が肉眼で少量認められる。泥岩は、塊状で黒色~暗灰色を呈する。

普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩(Sp2)は、径 2~3 mm 程度の石英結晶片が目立つ。Sp1 に比べて石英結晶片に富み、その形状も丸みを帯びている(第 6.4 図 b)。本層分布域の広い範囲で認められる。新庄山北部では数 m の露頭欠如を挟んで Sp1 及び Ss の上位に認められ、分布状況から Sp1 を低角度に覆うと推定される。層厚は厚いところで 200 m 以上である。基質は、淡青灰色、灰色、黄白色及び白色を呈し、赤色や緑色を帯びることがある。結晶片に富むため視認しにくい。扁平化した軽石片や流紋岩岩片(多くは長径 1 cm 程度)を少量含み、局所的に火山礫凝灰岩の岩相を呈する。本岩は丸みを帯びた石英結晶片に富むため、風化して砂礫化すると、強風化した花崗岩(真砂)に似る。また、本層主要分布域から約 2 km 東方の甲山西部には、結晶片に富む流紋岩溶結凝灰岩が僅かに露出する。径 2~3 mm 程度の自形~破片状を呈する石英及び斜長石の結晶片のほかに、苦鉄質鉱物として黒雲母を多く含み、まれに普通角閃石が認められる。接触變成作用による再結晶化はほとんど認められない。本報告では、岩相の類似性から本岩(Sp2)に含めた。

デイサイト~流紋岩火山礫凝灰岩及び凝灰岩(Sp3)は、淡緑灰色を呈する基質部に径 1 mm 程度の長石類の結晶片が散在する(第 6.4 図 c)。本岩は一般に溶結していない。岡山市東区古都南方周辺のほか、シャシャ木山や岩倉山山頂付近に分布する。層厚はシャシャ木山南で約 90 m、岩倉山付近で約 150 m である。火山礫凝灰岩中の石質岩片は、多くが径 2 cm 以下の泥岩及び灰色~白色を呈するデイサイト又は流紋岩からなり、下位の Sp2 に似る岩石を含むこともある。岩倉山周辺における本岩は、超丹波帯江尻ユニットとの地層境界付近では石質岩片を多く含むが、岩倉山以西では石質岩片をほとんど含まない。分布域東部の岡山市東区竹原では、下部は火山礫凝灰岩からなり、上部に向かって礫をほとんど含まない凝灰岩に漸移する。この火山礫凝灰岩にはしばしば熱水変質作用によるセリサイト化や珪化が認められ、白色を呈する。

黒雲母普通角閃石流紋岩溶結凝灰岩(Sp4)は、径 2~3 mm 程度の石英結晶片を多く含むのが特徴で、岩相は下位の Sp2 に似る(第 6.4 図 d)。本層分布域南西部の狭い範囲に分布しており、高砂山層に不整合に覆われる。本層下位との関係は確認できていないが、分布状況から本層最上部と推定した。層厚は 120 m 以上である。基質は



第 6.1 図 「和気」地域，後期白亜紀火山岩類の分布概略図

灰色～白色を呈する。苦鉄質鉱物として、普通角閃石及び黒雲母の結晶片を含む。長径 2 cm 以下の扁平化した軽石や異質岩片を少量含むことがある。

#### 岩石記載

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (試料名 WK07, 第 6.4 図 a)

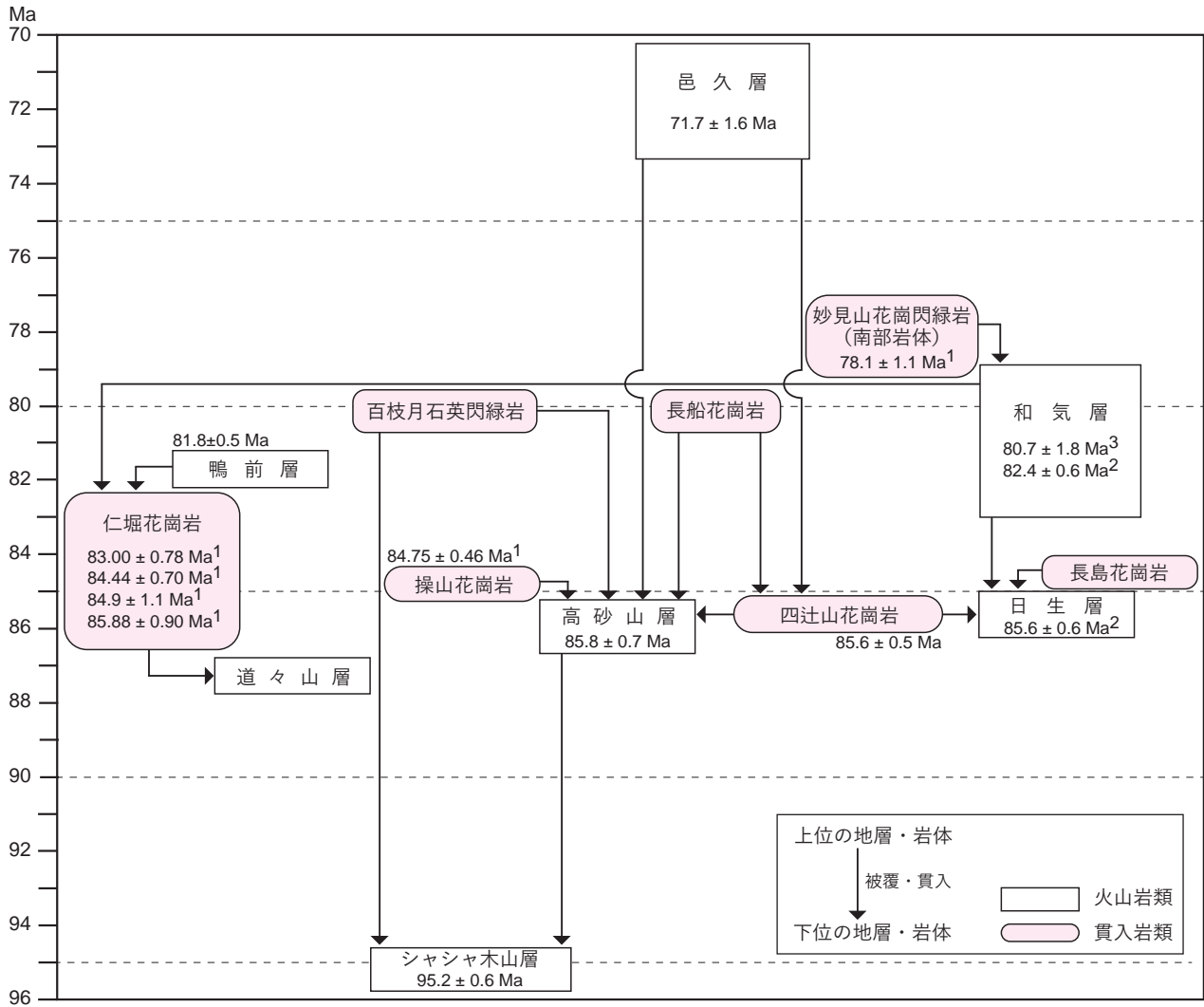
産地：新庄山北部の登山道入口付近 (第 6.1 表)。

産状：火砕流堆積物 (凡例 Sp1)。

鏡下の特徴：結晶片に富む。結晶片として斜長石 (長径 < 1.3 mm), 石英 (長径 < 2.5 mm), 黒雲母 (長径 < 1.8 mm) 及びアルカリ長石 (長径 < 1.3 mm) を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈するが、自形結晶の形態を残すものも認められる。長石類の一部又は全体がセリサイト化ないし細粒

の粘土鉱物に置換されている。石英の一部は丸みを帯びた形態を呈する。黒雲母はいずれも変質して、不透明鉱物が生じている。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は主に基質部に、長径 0.3 mm 以下の自形～半自形として認められる。ジルコンは長径 0.2 mm 以下の自形～破片状で基質部や黒雲母などの鉱物中に認められる。基質は、ユータキシティック組織を示し、脱ガラス化及び変質している。微細なシリカ鉱物及び隠微晶質物質からなる。結晶片の縁や割れ目に沿って、赤褐色微細二次鉱物 (水酸化鉄?) が生じている。岩片として、緑泥石などの粘土鉱物に置換された軽石片を含む。

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (WK108, 第 6.4 図 b)



1, Iida et al. (2015); 2, 佐藤ほか (2016); 3, 橋本ほか (2019)

第 6.2 図 「和気」地域，後期白亜紀火成岩類の層序・貫入関係  
年代値はいずれもジルコン U-Pb 年代。

産地：新庄山北部の登山道 (第 6.1 表)。

産状：火砕流堆積物 (Sp2)。

鏡下の特徴：結晶片に富む。結晶片として石英 (長径 < 3.5 mm)，斜長石 (長径 < 1.8 mm)，アルカリ長石 (長径 < 2 mm) 及び黒雲母 (長径 < 1.2 mm) を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈するが，自形結晶の形態を残すものもある。石英の一部は，融食を受けて丸みを帯びた形態を呈する。長石類の一部又は全体がセリサイト化ないし細粒の粘土鉱物に置換されている。アルカリ長石にはパーサイトが発達している。黒雲母はしばしば緑泥石に置換され，不透明鉱物が生じている。比較的新鮮な部分は Y = Z = 黄褐色，X = 淡黄褐色の多色性を示す。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は主に他の鉱物に伴って産し，基質部には長径 0.1 mm 程度の自形～半自形として数粒子認められる。ジルコンは長径 0.1 mm 以下の自形～破

片状で基質部や黒雲母などの鉱物中に数粒子認められる。基質は，ユータキシティック組織を示し，脱ガラス化した隠微晶質物質から構成される。岩片として，長径 1.8 cm 以下の他形のシリカ鉱物からなる扁平化した軽石片を含み，一部は細粒の粘土鉱物に置換されている。

デイサイト火山礫凝灰岩 (WK114, 第 6.4 図 c)

産地：岩倉山南東の山頂付近 (第 6.1 表)。

産状：火砕流堆積物 (Sp3)。

鏡下の特徴：岩片が目立つ。結晶片として斜長石 (長径 < 1.7 mm)，アルカリ長石 (長径 < 1.2 mm) 及び僅かに石英 (長径 < 3.5 mm) を含む。また，不透明鉱物に完全に置換された苦鉄質鉱物の仮像 (長径 < 0.5 mm) を含む。これら結晶片の形態には，自形結晶の形を残すものや破片状を呈するものがある。長石類の一部又は全体が細粒の粘土鉱物に置



第 6.1 表 本報告に用いた後期白亜紀火山岩類試料の採取地点

試料名	GSJR No.	地層名	凡例	北緯, 東経 (WGS)	産地	図番号	岩石記載	年代測定地点番号
WK07	R110815	シャシャ木山層	Sp1	34°41'49",134°03'18"	岡山市東区竹原	第6.4図a	○	4
WK108	R110816	シャシャ木山層	Sp2	34°41'46",134°03'17"	岡山市東区竹原	第6.4図b	○	
WK114	R110817	シャシャ木山層	Sp3	34°41'01",134°02'40"	岡山市東区福治	第6.4図c	○	
WK187	R110818	シャシャ木山層	Sp4	34°40'59",134°02'09"	岡山市東区福治	第6.4図d	○	
WK112	R110819	高砂山層	Tp	34°41'14",134°07'26"	瀬戸内市長船町土師	第6.6図a	○	
WK186	R110820	高砂山層	Tp	34°40'57",134°01'49"	岡山市東区古都南方	第6.6図b	○	
WK06	R110821	高砂山層	Tp	34°40'21",134°00'16"	岡山市東区目黒町			5
BAK240	R110822	日生層	Hp	34°43'44",134°13'53"	備前市穂浪	第6.8図a	○	
WK116	R110823	日生層	Hd	34°44'01",134°09'40"	備前市伊部	第6.8図b	○	
WK107	R110824	日生層	Hs	34°41'16",134°12'32"	瀬戸内市邑久町虫明	第6.8図c		
WK106	R110825	日生層	Hi	34°41'29",134°12'42"	瀬戸内市邑久町虫明	第6.8図d	○	
WK157	R110826	道々山層	Dp	34°47'19",134°05'23"	赤磐市松木	第6.10図	○	
WK190	R110827	和気層野谷凝灰岩部層	Wn	34°49'33",134°13'56"	備前市吉永町今崎	第6.14図a	○	
WK162	R110828	和気層平山谷溶結凝灰岩部層	Wh	34°46'39",134°14'32"	備前市八木山	第6.14図b	○	
BAK538	R108090	和気層八木山谷溶結凝灰岩部層	Wyd	34°47'21",134°15'00"	備前市八木山	第6.14図c	○	
BAK404	R108091	和気層明神山溶結火山礫凝灰岩部層	Wm	34°47'42",134°14'39"	備前市八木山	第6.14図d	○	
WK104	R110829	和気層吉永溶結火山礫凝灰岩部層	Wyr	34°47'47",134°13'31"	備前市閑谷	第6.14図e	○	
WK118	R110830	和気層藤野凝灰岩部層	Wf	34°47'56",134°12'02"	備前市吉永町南方	第6.14図f	○	
WK149	R110831	和気層和気富士流紋岩部層	Ww	34°48'47",134°09'08"	和気郡和気町大田原	第6.14図g	○	
WK133	R110832	和気層熊山溶結火山礫凝灰岩部層	Wk	34°49'18",134°09'30"	和気郡和気町泉	第6.14図h	○	
WK180	R110833	鴨前層	Kt	34°45'18",134°00'07"	赤磐市鴨前		○	
WK130	R110834	鴨前層	Kt	34°45'45",134°00'07"	赤磐市西中	第6.16図a	○	
WK02	R110835	鴨前層	Kp	34°45'18",134°00'05"	赤磐市鴨前	第6.16図b	○	6
WK132	R110836	鴨前層	Kl	34°44'35",134°00'28"	赤磐市岩田	第6.16図c		
WK124	R110837	邑久層	Op	34°40'14",134°09'07"	瀬戸内市邑久町庄田	第6.17図	○	
WK04	R110838	邑久層	Op	34°40'14",134°09'16"	瀬戸内市邑久町庄田			7

換されている。アルカリ長石は汚濁している。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は基質部に長径 0.1 mm 程度の自形～半自形として認められる。ジルコンは長径 0.05 mm 程度の自形～破片状で基質や苦鉄質鉱物などの鉱物中に数粒子認められる。基質は、バブルウォール型のガラス片と隠微晶質物質からなる。ガラス片は他形のシリカ鉱物（一部は細粒の粘土鉱物）に置き換わっている。岩片として、長径 7.5 mm（多くは径 2 mm 以下）の火山岩及び軽石片を含む。火山岩はインターサタル組織を示すものとフェルシティック組織を示すものがある。軽石片は細粒の粘土鉱物に完全に置換されているものがある。

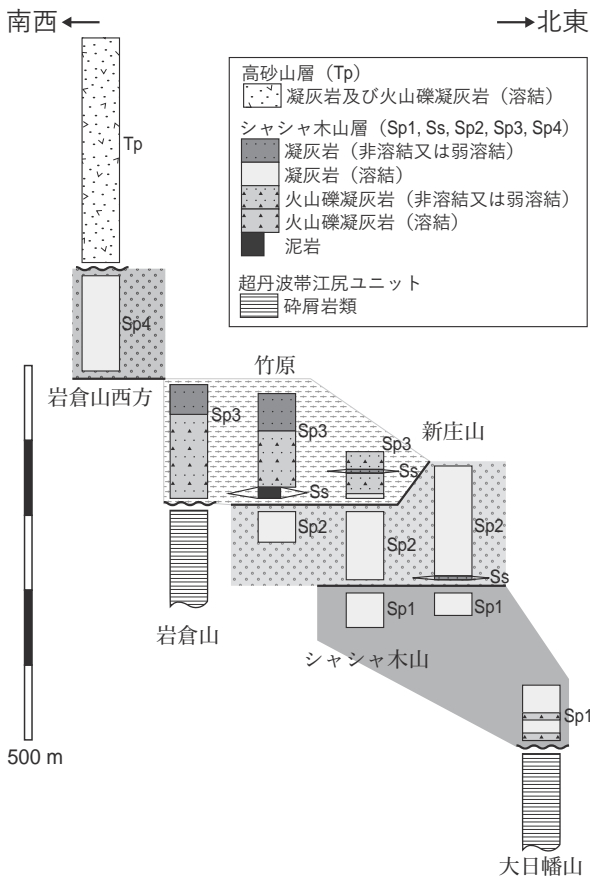
黒雲母普通角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (WK187, 第 6.4 図 d)

産地：岩倉山から 700 m 西方、岡山市東区古都南方の山頂付近 (第 6.1 表)。

産状：火砕流堆積物 (Sp4)。

鏡下の特徴：結晶片に富む。結晶片として石英 (長径 < 3 mm)、斜長石 (長径 < 1.2 mm)、アルカリ長石 (長径 < 2.2 mm)、普通角閃石 (長径 < 1.5 mm) 及び黒雲母 (長径 < 0.8 mm) を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈するが、自形結晶の形態を残すものも認められる。石英の一部は丸みを帯びた形態を呈する。斜長石には累帯構造が認められ

### 6.3 高砂山層 (Tt, Tl, Tp)



第 6.3 図 シャシャ木山層の地域別柱状図

地層名の凡例記号は地質図と同じ。本層分布域北東部に本層下部の岩相 (Sp1) が、南西部に上部の岩相 (Sp4) が露出する。

る。アルカリ長石には汚濁又はパーサイトが認められる。苦鉄質鉱物、特に黒雲母はオパサイト化ないし緑泥石に置換されている。比較的新鮮な普通角閃石は Y = Z = 濃緑褐色、X = 淡緑褐色の多色性を示す。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は主に鉱物に伴って産し、基質部には長径 0.1 mm 程度の自形～半自形として認められる。ジルコンは長径 0.1 mm 以下の自形～破片状で基質や黒雲母などの鉱物中に数粒子認められる。基質は、ユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質から構成される。岩片として、長径 3 mm 以下の軽石片とインターグラニューラー組織を示す火山岩を含む。軽石片は他形のシリカ鉱物からなり、一部は細粒の粘土鉱物に置換されている。

**年代** 新庄山北部の登山道入口付近 (第 6.1 表) で採取した流紋岩溶結凝灰岩 (凡例 Sp1, 試料名 WK07) の LA-ICP-MS を用いたジルコン U-Pb 年代は  $95.2 \pm 0.6$  Ma であった (第 6.2 表及び付図 1)。これは、上位の地層の放射年代値及び層序関係と矛盾せず、本地域の後期白亜紀火山岩類の中で最も古い年代値を示す (第 6.2 図)。

**地層名** 新称。模式地である高砂山 (標高 135.0 m) に由来する。

**定義** 岡山市東区から瀬戸内市邑久町付近に分布する緻密な溶結した火砕流堆積物を主体とし、溶岩などを伴う地層を高砂山層と定義する。

**模式地** 瀬戸内市邑久町山手東部から高砂山へ至る舗装路沿い及び登山道。

**分布・構造** 本地域南西部の芥子山周辺から南部の高畑山周辺及び南隣「西大寺」北西部にかけての東西 14.5 km、南北 7 km の範囲に分布する。溶結構造が示す葉理面の傾向は、分布域西部から中央部にかけてはやや不明瞭であるが、全体的には西部で北西-南東方向、東部で北東-南西方向の走向で、北へ 45° 以下に傾斜する半盆状の構造を示す。

**層厚** 本層全体の層厚は、模式地の高砂山付近では上限不明で 200 m 以上、分布域西部の芥子山周辺では上限不明で 300 m 以上である。

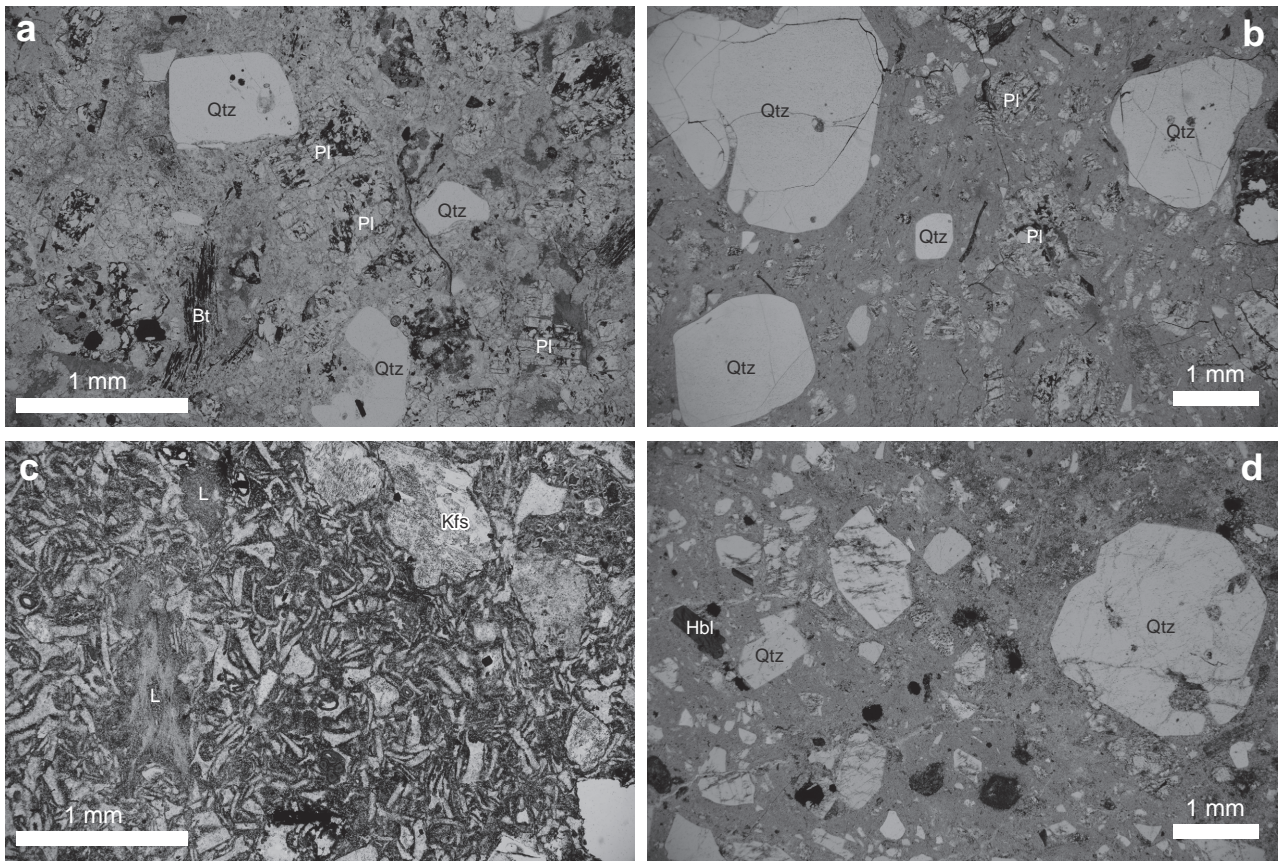
**層序関係** 超丹波帯江尻ユニット及びシャシャ木山層と断層で接するか、やや高角度の不整合面を覆う。邑久層とは直接の関係は確認できていないが、分布状況に基づく高角不整合面で覆われるか断層関係で接すると推定される。また、本層は様々な貫入岩体に貫かれ、接触変成作用を受けている。

**岩相** 本地域における本層は、緻密な流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Tp) を主体とし、その下位に流紋岩凝灰岩 (Tt) 及び流紋岩溶岩 (Tl) を伴う。

流紋岩凝灰岩 (Tt) は、邑久町下笠加に小規模な露出があり、流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Tp) に覆われる。層厚は下限不明で 10 m 程度である。灰色を呈する細粒均質の岩石で、溶結は認められない。鏡下では、接触変成作用を受けて再結晶化しており、鱗片状の黒雲母が僅かに認められる。

流紋岩溶岩 (Tl) は、本地域では分布域東部に認められ、分布状況から流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Tp) に覆われると推定される。流紋岩凝灰岩 (Tt) との関係は、分布が離れているため不明である。淡青灰色～白色を呈し、変質の程度により黄色、緑色、赤色を帯びる。径 1～2 mm 程度の石英や斜長石斑晶を少量含み、球顆や流理構造が認められることがある。本岩の一部は接触変成作用による再結晶化のため、緻密な岩石となっており、野外では溶結凝灰岩との区別が困難である。また、上位の邑久層との地層境界付近では強い熱水変質作用を受けている。

流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩 (Tp) は、高砂山層の主体をなす岩相で、一般に緻密な岩石である (第 6.5 図 a)。基質は、暗青灰色、淡緑灰色、灰色、淡黄褐色を呈し、風化部では白色を呈する。結晶片は石英より長石類



第 6.4 図 シャシャ木山層を構成する岩石の鏡下写真

(a) 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (凡例 Sp1, 試料名 WK07). (b) 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (Sp2, WK108). (c) デイサイト火山礫凝灰岩 (Sp3, WK114). (d) 黒雲母普通角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (Sp4, WK187). いずれも単ポーラー. Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石, Kfs: アルカリ長石, L: 石質岩片, Pl: 斜長石, Qtz: 石英. 詳しい岩石記載は本文を参照.

第 6.2 表 後期白亜紀火山岩類のジルコン U-Pb 年代測定結果

番号	試料名	地層名 (凡例)	岩石名 (産地)	最若年代集団の粒子数/ コンコーダント粒子数	U-Pb 年代値 (Ma) Age $\pm$ 2 $\sigma$	最若年代集団内の 年代幅 (Ma)
4	WK07	シャシャ木山層 (Sp1)	流紋岩溶結凝灰岩 (岡山市東区竹原)	27/28	95.2 $\pm$ 0.6	98.3~90.4
5	WK06	高砂山層 (Tp)	流紋岩溶結凝灰岩 (岡山市東区目黒町)	13/21	85.8 $\pm$ 0.7	90.3~83.2
6	WK02	鴨前層 (Kp)	デイサイト溶結凝灰岩 (赤磐市鴨前)	18/29	81.8 $\pm$ 0.5	84.3~80.6
7	WK03	邑久層 (Op)	流紋岩溶結凝灰岩 (瀬戸内市邑久町庄田)	2/21	71.7 $\pm$ 1.6	72.5~69.8

番号は地質図中の年代測定試料採取地点の番号に対応. 測定は, 株式会社京都フィッション・トラックに依頼し, 東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設の LA-ICP-MS で行われた. 機器は, シャシャ木山層及び高砂山層の際はフェムト秒レーザー (LIGHT CONVERSION 社製 CARBIDE) とトリプル四重極型 ICP-MS (サーモフィッシャーサイエンティフィック株式会社製 iCAP-TQ) が, 鴨前層及び邑久層の際は, フェムト秒レーザー (サイバーレーザー株式会社製 iFRIT) とマルチコレクター型 ICP-MS (ニューインストルメンツ社製 Nu Plasma II) が用いられた. 測定したジルコン 30 粒子 (シャシャ木山層は 29 粒子) のうち, 各粒子の分析値の誤差楕円 (2 $\sigma$ ) とコンコーディア成長曲線が重なるもの (付図 1) をコンコーダントな年代値とし, 最若年代を示す単粒子と誤差 3 $\sigma$  以内で重複する粒子群を最若年代集団とした. U-Pb 年代値は, 最若年代集団から求めた  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  年代の加重平均.

に富むことが多い。分布域東部の高砂山かつらやまや桂山周辺では、結晶片に乏しい緻密な溶結凝灰岩を主体とする(第6.6図a)。火山礫凝灰岩は分布が限られており、流紋岩凝灰岩(Tt)の分布域周辺や桂山周辺に認められる。径1 cm以下の扁平化した本質レンズや石質岩片として径2 cm以下の白色を呈する流紋岩及び黒色を呈する泥岩の角礫を含む。分布域西部の芥子山周辺では、東部に比べて結晶片に富んでいることが多い(第6.6図b)。火山礫凝灰岩は芥子山南部で認められることが多く、径5 cm以下の灰色～白色を呈する流紋岩や下位のシャシャ木山層の流紋岩溶結凝灰岩(Sp4)に類似する岩片を含む(第6.5図a)。また、南隣「西大寺」地域では、単一源凝灰角礫岩が数箇所認められる(第6.5図b)。角礫岩の基質及び礫は、本層の溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩に由来し、礫の形態は径数cm～1 mの亜円～角礫である。

## 岩石記載

### 流紋岩溶結火山礫凝灰岩(WK112, 第6.6図a)

産地：桂山山頂付近(第6.1表)。

産状：火砕流堆積物(Tp)。

鏡下の特徴：結晶片に乏しく、基質の再結晶が認められる弱い接触変成作用を受けている。結晶片として石英(長径<2 mm)、斜長石(長径<2.3 mm)及びアルカリ長石(長径<1.5 mm)を含む。結晶片の多くは、破片状を呈し、長径0.5～1 mm程度である。石英の一部は丸みを帯びた形態を呈する。アルカリ長石は汚濁している。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は基質部に認められ、長径0.3 mm程度の自形～半自形を呈する。ジルコンは長径0.15 mm以下の自形～破片状で、主に不透明鉱物に伴って産するほか、基質や斜長石などの鉱物中に認められる。基質は、脱ガラス化した隠微晶質物質及び再結晶したシリカ鉱物から構成される。細粒の粘土鉱物の集合体がしばしば認められる。岩片として、長径1 cm以下の扁平化した軽石片と火山岩を含む。軽石片は、隠微晶質物質からなるものと細粒の粘土鉱物に置換されたものがある。火山岩は、フェルシティック組織を示すものと球顆構造を示すものがある。

### 流紋岩溶結凝灰岩(WK186, 第6.6図b)

産地：岡山市東区古都南方、小峠こたわこえ越から400 m東方の林道(第6.1表)。

産状：火砕流堆積物(Tp)。

鏡下の特徴：結晶片として石英(長径<4 mm)、斜長石(長径<1.5 mm)及びアルカリ長石(長径<1 mm)を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈するが、自形結晶の形態を残すものも認められる。石英の一部は丸みを帯びた形態を呈する。アルカリ長石は汚濁している。不透明鉱物及び緑泥石に完全に置換された長径0.5 mm以下の苦鉄質鉱物仮像がしばしば認められ、形態から黒雲母の可能性がある。そ

のほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は基質部に認められ、長径0.3 mm程度の自形～半自形を呈する。ジルコンは長径0.15 mm以下の自形～破片状で基質部や斜長石などの鉱物中に認められる。基質はユータキシティック組織を示す。脱ガラス化した隠微晶質物質から構成され、微細な粘土鉱物及び黒雲母が認められる。岩片として、長径2 mm以下の扁平化した軽石片を含み、細粒の粘土鉱物及び不透明鉱物に置換される。

年代 芥子山西方の岡山市東区目黒町めくろ(第6.1表)で採取した流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Tp, WK06)のLA-ICP-MSを用いたジルコンU-Pb年代は $85.8 \pm 0.7$  Maであった(第6.2表及び付図1)。得られた年代値は、下位のシャシャ木山層、上位の邑久層及び貫入岩体(四辻山花崗岩及びよつじやま採山花崗岩)のU-Pb年代とも矛盾しない(第6.2図)。

## 6.4 日生層(Hp, Hd, Hs, Hl)

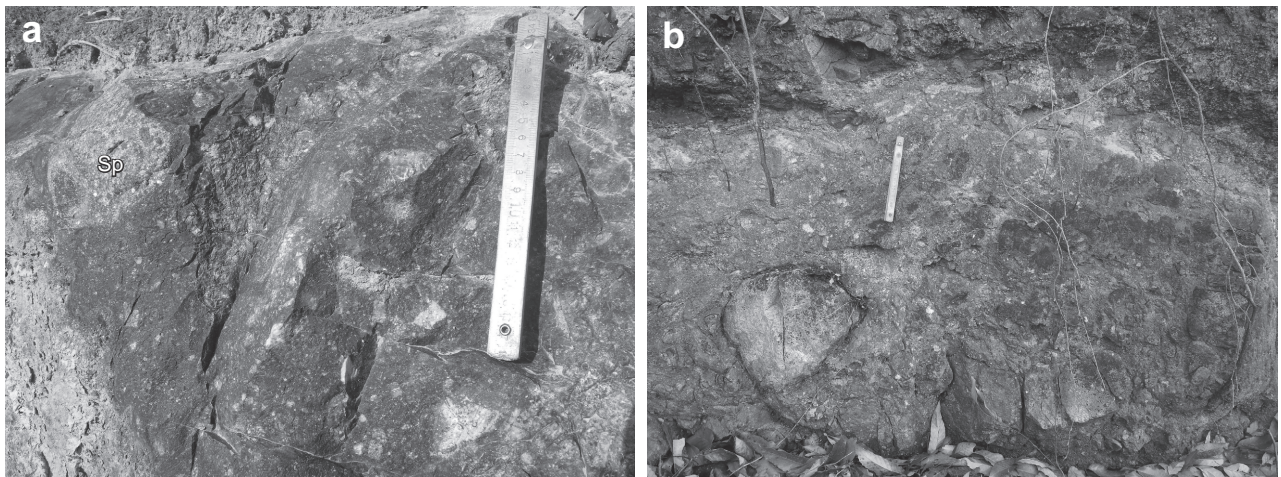
地層名 模式地である備前市日生町に由来し、佐藤ほか(2016)により命名された。

定義 本地域南東部から東隣「播州赤穂」地域南西部にかけて分布する、多角形状ないし円弧状のカルデラ内を埋積したと推定される火砕流堆積物主体の地層を日生層と定義する(佐藤ほか, 2016)。研究史に記したように、Ishihara and Imaoka (1999)は、本地域東部から東隣「播州赤穂」地域西部の火砕流堆積物を、二重カルデラ構造をもつ“和気カルデラ(コールドロン)”と推定した。その後、佐藤ほか(2016)は分布や噴出年代などから内側と外側のカルデラのうち、外側のカルデラ及びその東側に分布する同質の火砕流堆積物を日生層と命名・定義した。

模式地 東隣「播州赤穂」地域内の日生町日生から寒河峠そうごに至る県道260号八木山日生線道路沿い(佐藤ほか, 2016)。

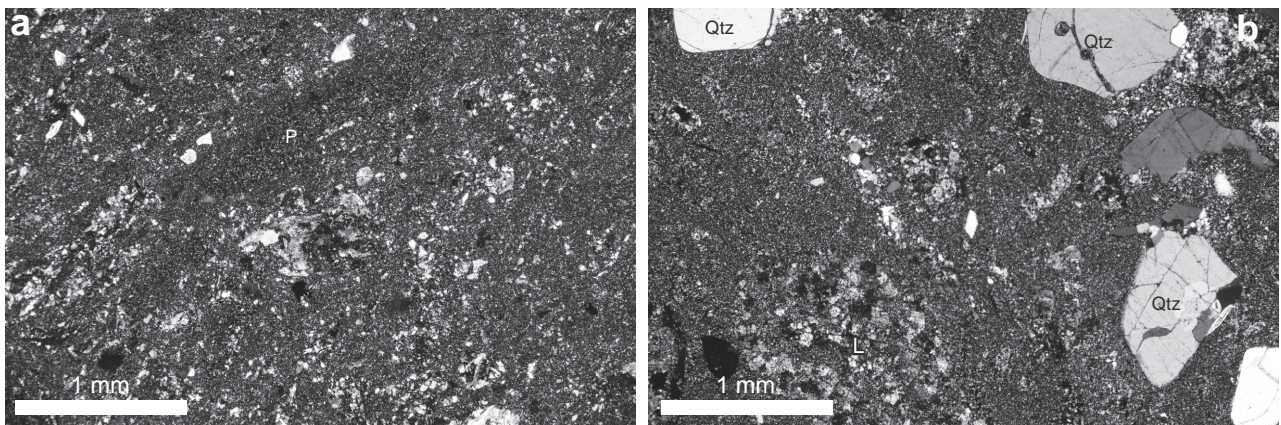
分布・構造 本地域中央南部の西大平山にしおおひらさんから東隣「播州赤穂」地域南西部の日生町日生に至る東西13 km、南北12.5 kmの範囲に露出する。火砕岩の溶結構造の葉理面や碎屑岩の層理面は、本層分布域南西部では北北西-南南東方向の走向を示し、北に傾斜する。一方、分布域中央部の大平山から東隣「播州赤穂」地域にかけては北北東-南南東方向の走向を示し、北に傾斜する。また、分布域北西部の西大平山付近では、西大平山の北側は東北東-西南西方向の走向で南に傾斜するのに対して、南側は東北東-西南西～北東-南西方向の走向で北に傾斜する。これらのことから、大平山付近ではほぼ南北方向に軸を有する向斜の存在が、西大平山付近では東北東-西南西から北東-南西方向の軸を有する向斜の存在が、それぞれ推定される。

層厚 下位の地層とはいずれも高角度で接するため下限は不明だが、本地域南東部の大平山付近で、少なくとも



第 6.5 図 高砂山層の露頭写真

(a) シャシャ木山層の岩石に類似する岩片 (Sp) を含む流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Tp). 操山花崗岩による接触変成作用を受けており、基質が再結晶化し、緻密になっている (芥子山から約 800 m 南西方の道路沿い). (b) 流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Tp) の単一源の礫からなる凝灰角礫岩 (南隣「西大寺」地域内, 瀬戸内市邑久町北島の道路沿い). スケールの長さは約 20 cm.



第 6.6 図 高砂山層を構成する岩石の鏡下写真

(a) 流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (凡例 Tp, 試料名 WK112). (b) 流紋岩溶結凝灰岩 (Tp, WK186). いずれも直交ポーラー. L: 石質岩片, P: 軽石片, Qtz: 石英. 詳しい岩石記載は本文を参照.

層厚 600 m 以上が地表に露出する.

**層序関係** 分布域南西部では超丹波帯虫明<sup>むしあけ</sup>ユニットを、分布域北部では丹波帯五石川<sup>ごいしがわ</sup>ユニットをそれぞれ高角度の不整合面で覆うか断層で接する. 一部の超丹波帯虫明ユニットとの地層境界部では、地層境界に沿って四辻山花崗岩及び斑状流紋岩脈 (P) に貫入される. また、本層は北部を和気層に、東部 (東隣「播州赤穂」地域内) を赤穂層 (佐藤ほか, 2016) にそれぞれ覆われる. そのほか、長島花崗岩に貫入される. 本層は貫入岩類との境界付近では接触変成作用を受けている.

**岩相** 本層は、結晶片に富む普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩、凝灰岩及び凝灰角礫岩 (Hp) を主体とし、その上位に黒雲母含有デイサイト～流紋岩火山礫

凝灰岩 (Hd) と泥岩及び砂岩を伴う流紋岩凝灰岩 (Hs) からなる互層と、更に上位に流紋岩溶岩及び凝灰岩 (Hl) が重なる. これらは産状から、大規模火砕流噴火によるカルデラ形成期の堆積物 (Hp) とその上部の後カルデラ期の堆積物 (Hd, Hs, Hl) に相当する可能性がある.

普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩、凝灰岩及び凝灰角礫岩 (Hp) は、本層内に広く分布する. 溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩は、一般に径 1~2 mm の長石類と径 2~4 mm の石英の結晶片に富み、垂円～垂角礫の流紋岩、溶結凝灰岩及び泥岩などの石質岩片や扁平化した本質レンズをしばしば含む. 石質岩片は、径 5 cm 以下のものが多いが、径 10~30 cm 程度のものもしばしば認められる. 本岩の基質は、白色～灰色を呈し、青色を帯び

ることがある。風化・変質の程度により黄色又は褐色を帯びる。場所によっては苦鉄質鉱物や岩片をほとんど含まないこともある。凝灰角礫岩は、本地域東端部の横島、鍋島、布浜港の一部で認められる(第6.7図a)。凝灰角礫岩は淘汰の悪い岩塊と、これを埋める砂礫の基質からなり、基質支持である。岩塊は溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩と泥岩からなり、多くは径30 cm以下だが、径1 mを超えるものもある。基質は本層主岩相(Hp)由来の粒子からなる。そのほか、本岩中には泥岩～細粒砂岩及び径1 mm以下の長石類を少量含む暗緑灰色を呈する凝灰岩が挟在することがあり、これらは薄く連続性に乏しい。

黒雲母含有デイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩(Hd)は、本層北西部の西大平山及び東大平山周辺と、南部の大平山周辺に分布し、Hpに重なる。下位のHpに比べて結晶片に乏しい。西大平山及び東大平山周辺の本岩は、一般に溶結はしていない。石質岩片として、径1 cm程度の泥岩や凝灰岩及び火山礫凝灰岩を普遍的に含む。基質は黄褐色や淡緑灰色を呈する。大平山周辺の本岩は、灰色、白色、緑灰色、黄褐色を呈し、径1～2 mm程度の長石類及び石英結晶片を少量含む。本岩の下部では一部に溶結が認められる。石質岩片も本岩下部によく含まれており、石質岩片は径4 cm以下の白色を呈する流紋岩及び溶結凝灰岩と少量の泥岩からなる。

泥岩及び砂岩を伴う流紋岩凝灰岩(Hs)は、Hpに重なり(第6.7図b)、Hdと互層をなす。本層北西部の備前市伊部～伊坂峠及び南部の大平山周辺に分布する。伊坂峠では連続露頭を観察でき、本露頭については、光野・松川(1966)などに詳細なルートマップが示されている。流紋岩凝灰岩は、灰色、青灰色、灰白色を呈し、径約0.5 mm以下の細粒な粒子からなる岩相(第6.7図c)とより粗粒な粒子からなる岩相が認められる。粗粒な凝灰岩には径1 mm程度の破片状の石英結晶片が肉眼で観察される。泥岩は、灰色～暗灰色を呈し、炭質物を含む。砂岩は、黄白色～黄灰色を呈する細粒～中粒な粒子からなり、一般に淘汰は良い。伊坂峠におけるこれらの岩相は、細粒な凝灰岩と粗粒な凝灰岩からなる互層が主体で、それに泥岩及び砂岩からなる互層又は単層が挟まる(第6.7図d)。泥岩及び砂岩の厚さは一般に数cm～数mと薄いですが、一部では厚さ10 m程度からなる砂岩泥岩互層が認められる。大平山周辺では、主に灰白色を呈する無層理の細粒な凝灰岩からなり、径1 mm程度の長石類の結晶片を僅かに含むことがある。

流紋岩溶岩及び凝灰岩(HI)は、本層最上部の岩相をなす。凝灰岩は溶結していない。本層北西部の西大平山及び東大平山周辺と、南部の城山周辺の山頂部に分布する。西大平山及び東大平山周辺では凝灰岩が主体で、南部の城山周辺では下部は凝灰岩が、上部は溶岩が主体である。本岩は、灰色を呈し、赤色を帯びることがある。風化・変質部では白色を呈し、黄色や緑色を帯びることがある。

溶岩、凝灰岩ともに径2 mm以下の長石類及び石英を少量含む。溶岩の基底部の一部は角礫化している。凝灰岩の下部では、径1 cm以下の軽石片や流紋岩、泥岩などの石質岩片を含むことがある。本岩は全体的に熱水変質作用を受けており、野外では溶岩と凝灰岩の区別がしばしば困難になる。そのため、本報告では一括して地質図に表現した。

また、本層は分布域北部の広い範囲で強い熱水変質作用を受けていることがあり、同様に熱水変質作用を受けた上位の和気層の火砕岩との区別が困難なことがある。

## 岩石記載

### 普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩(BAK240, 第6.8図a)

産地：備前市穂浪、国道250号線沿い(第6.1表)。

産状：火砕流堆積物(Hp)。

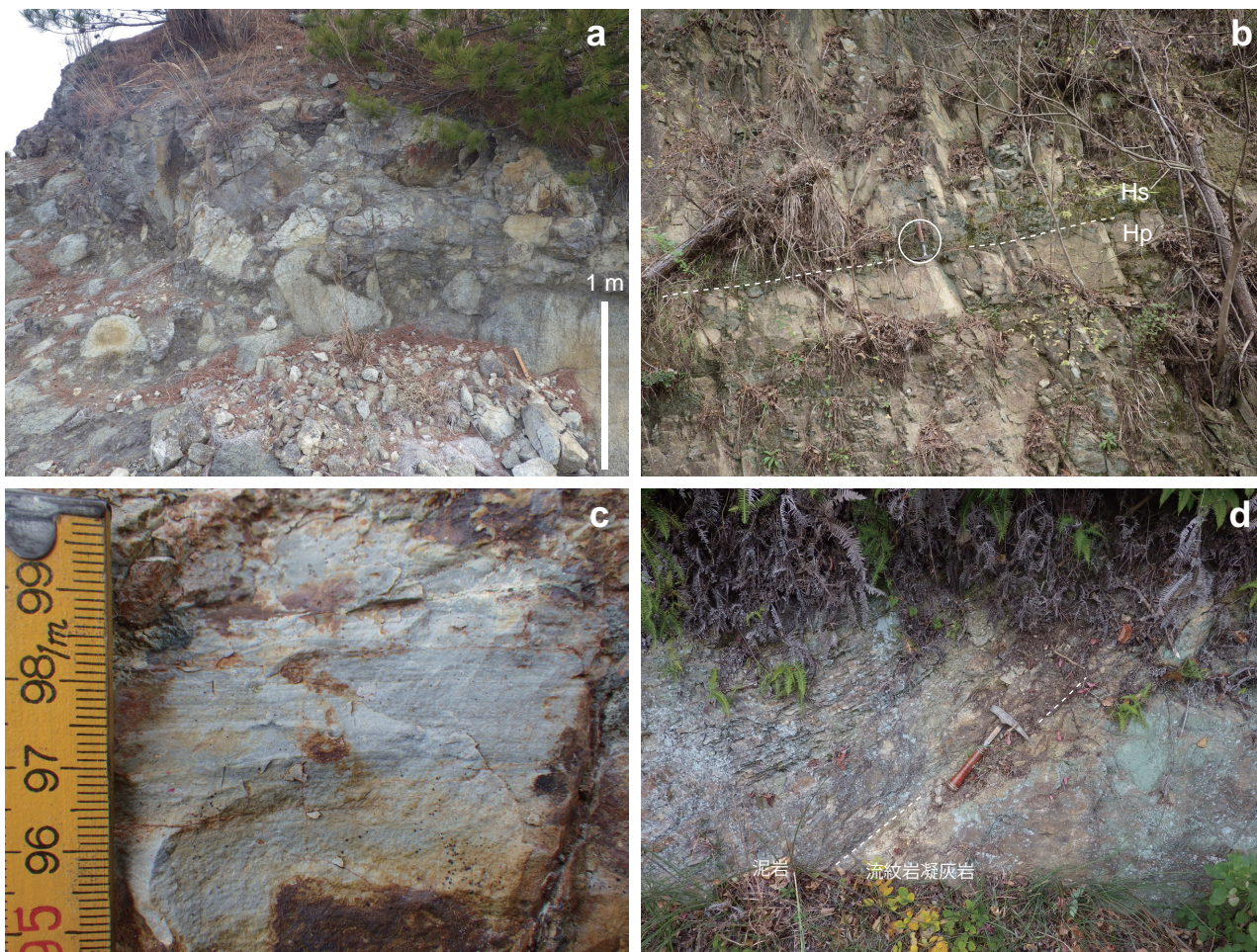
鏡下の特徴：結晶片に富む。結晶片として石英(径<2.3 mm)、斜長石(長径<2.2 mm)、アルカリ長石(長径<1.2 mm)、黒雲母(径<0.6 mm)と僅かに普通角閃石(径<1.2 mm)を含む。そのほか、不透明鉱物及びジルコンを含む。これら結晶片は一般に破片状を呈するが、自形結晶の形態を残すものも認められる。石英は径1 mm以上のものが多く、一部は丸みを帯びた形態を呈する。斜長石は径1 mm以下が多く、しばしばソーシライト化している。苦鉄質鉱物はいずれも緑泥石などの粘土鉱物に置換されている。基質はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質から構成される。岩片として、径5 mm以下の軽石片、径5 mm以下(多くは径1 mm以下)の泥岩、径1～2 mm程度のインターグラニューラー組織やフェルシティック組織を示す火山岩を含む。

### 黒雲母含有流紋岩火山礫凝灰岩(WK116, 第6.8図b)

産地：備前市伊部にある三角点(標高209.6 m)付近(第6.1表)。

産状：火砕流堆積物(Hd)。

鏡下の特徴：岩片を多く含む、全体的に熱水変質作用を受けている。結晶片は、主に石英(長径<1.3 mm)、斜長石(長径<2.2 mm)及びアルカリ長石(長径<0.7 mm)からなり、黒雲母(長径<0.3 mm)を僅かに含む。結晶片は長径1～2 mm程度のものと長径0.6 mm以下のものが散在する。結晶片の形態は、自形結晶の形を残すものが多く認められる。石英の一部は、融食を受けて丸みを帯びた形態を呈する。斜長石は割れ目に沿って変質している。黒雲母は粘土鉱物に完全に置換されている。径0.5 mm以下の細粒の粘土鉱物の集合体がしばしば認められる。そのほか不透明鉱物及びジルコンを基質部に少量含む。基質は、ガラス片及び微細な結晶片からなり、脱ガラス化している。岩片として、長径2～4 mm程度の軽石片、火山岩、炭質物及び泥岩を多く含む。軽石片は、隠微晶質物質からなるものや細



第 6.7 図 日生層の露頭写真

(a) 流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Hp) の単一源の礫 (白色部) からなる凝灰角礫岩 (備前市, 横島). (b) 流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Hp) に重なる流紋岩凝灰岩 (Hs). 瀬戸内市邑久町明瀬戸の農道で撮影. (c) 流紋岩凝灰岩, 細粒相の近接写真. 葉理が認められる. 伊部駅から南へ約 250 m の登山道で撮影. (d) 流紋岩凝灰岩に挟まる泥岩. 地質図では Hs として一括して表現している. 伊坂峠で撮影. ハンマー (白丸内) の長さは約 33 cm.

粒の粘土鉱物に置換されたものがある. 火山岩は, フェルシティック組織を示す.

酸化鉄?) や粘土鉱物が埋めている. 気泡が生じており, 石英が充填している.

#### 流紋岩 (WK106, 第 6.8 図 d)

産地: 瀬戸内市邑久町明, 城山から北西方約 570 m の標高 177 m の山頂 (第 6.1 表).

産状: 溶岩 (HI).

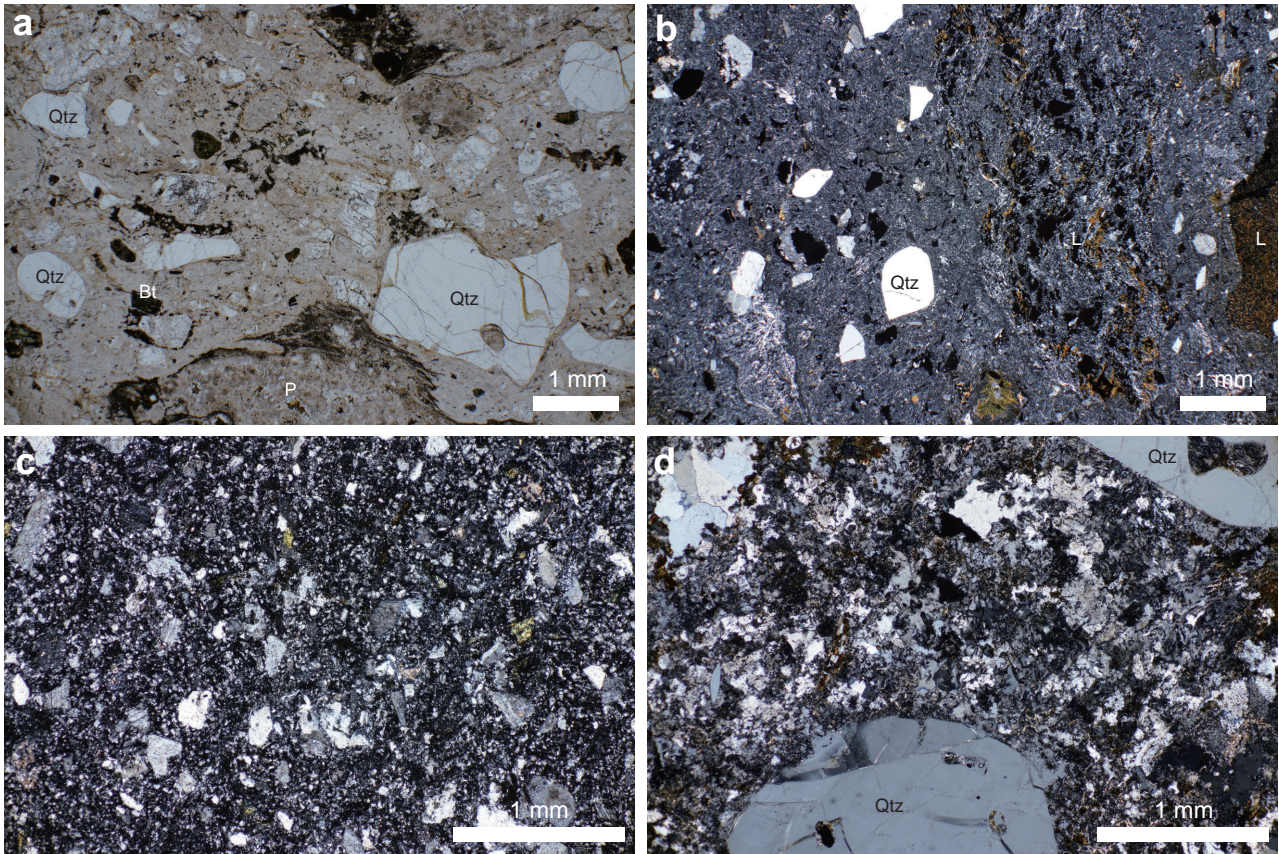
鏡下の特徴: 変質を受けている. 斑晶として石英 (径 < 2.1 mm, 自形) が多く, 斜長石 (長径 < 1.5 mm, 自形) 及びアルカリ長石 (長径 < 2.3 mm, 自形) を含む. 長石類はしばしばソーシェライト化している. 長径 1 mm 程度の斜長石からなる集斑状組織が認められる. 石基は, フェルシティック組織様の径 0.1 mm 以下のシリカ鉱物及びより細粒な隠微晶質物質からなり, 両者の粒径の違いによる流理構造が明瞭である. 石基中には不透明鉱物及びジルコンが認められるほか, 粒間を網目状に赤褐色微細二次鉱物 (水

年代 佐藤ほか (2016) 及び Sato *et al.* (2016) は, 東隣「播州赤穂」地域内の本層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩から,  $85.6 \pm 0.6$  Ma の LA-ICP-MS を用いたジルコン U-Pb 年代を報告している (第 6.2 図).

### 6.5 道々山層 (Dp)

地層名 新称. 本層が分布する道々山 (標高 264.1 m) に由来する.

定義 <sup>あかいわ</sup>赤磐市南東部に分布し, <sup>にぼり</sup>仁堀花崗岩による接触変成作用を受けている結晶片にやや富む溶結した火砕流堆積物, 溶岩及び泥岩から構成される地層を道々山層と定義する.



第 6.8 図 日生層を構成する岩石の鏡下写真

(a) 普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (凡例 Hp, 試料名 BAK240). (b) 黒雲母含有流紋岩火山礫凝灰岩 (Hd, WK116). (c) 流紋岩凝灰岩 (Hs, WK107). (d) 流紋岩溶岩 (Hl, WK106). (a) のみ単ポーラー. Bt: 黒雲母, L: 石質岩片, P: 軽石片, Qtz: 石英. 詳しい岩石記載は本文を参照.

**模式地** 赤磐市小瀬木の谷筋の林道.

**分布・構造** 本地域中央部北西, 赤磐市小瀬木にある道々山周辺の東西 1.8 km, 南北 2.0 km の範囲に分布する. 火砕岩の溶結構造の葉理面や碎屑岩の層理面は, 分布域北部及び北東部で南北方向の走向を示し, 西に 30~40° 傾く. 一方, 分布域西部の舞鶴帯大盛山層との境界付近では南北方向の走向で, 約 80° の高角度で東に傾く.

**層厚** 少なくとも層厚 500 m の部分が地表に露出していると見積られる.

**層序関係** 分布状況から舞鶴帯大盛山層及び超丹波帯万富ユニットを高角度に覆う. 仁堀花崗岩に貫入され, 和気層には被覆されると推定される.

**岩相** 本層は, 結晶片にやや富む普通角閃石黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩を主体とし, 流紋岩溶岩及び泥岩を伴う. 本層全域で仁堀花崗岩による接触変成作用を受けており, 分布域西側ほどその程度は強い.

流紋岩火山礫凝灰岩は, 一般に溶結しており, 径 1~4 mm 程度の斜長石, 石英, 黒雲母及び普通角閃石結晶片

と径 1 cm 程度の泥岩及び流紋岩の石質岩片を含む (第 6.9 図 a). 基質は暗灰色を呈し, 緑色や青色を帯びる. 結晶片は斜長石に富む. 結晶片は風化面で観察しやすく, 岩石の内部面は一見結晶片に乏しい岩相を呈する. 本岩は接触変成作用のほか, 一部では熱水変質作用も受けている.

流紋岩溶岩は, 道々山山頂西方及び模式地の谷筋に認められる. いずれの地域でも本岩は接触変成作用を受けており, 石基部は再結晶化している. 黄褐色を呈し, 斜長石や石英斑晶を少量含む. 露出が悪いため, 産状の詳細は不明だが, 岩脈の可能性もある.

泥岩は, 分布域北部の赤磐市沢原, 小野田川西岸の道路沿いに露出しており, 層厚は 15 m 程度である. 灰色~黄褐色を呈する. 淘汰が良く, 平行葉理が発達する (第 6.9 図 b). 連続性が悪く, 流紋岩岩脈 (F) に貫入されるため, 流紋岩火山礫凝灰岩や流紋岩溶岩との直接の関係は確認できていない.



## 岩石記載

### 普通角閃石黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (WK157, 第 6.10 図)

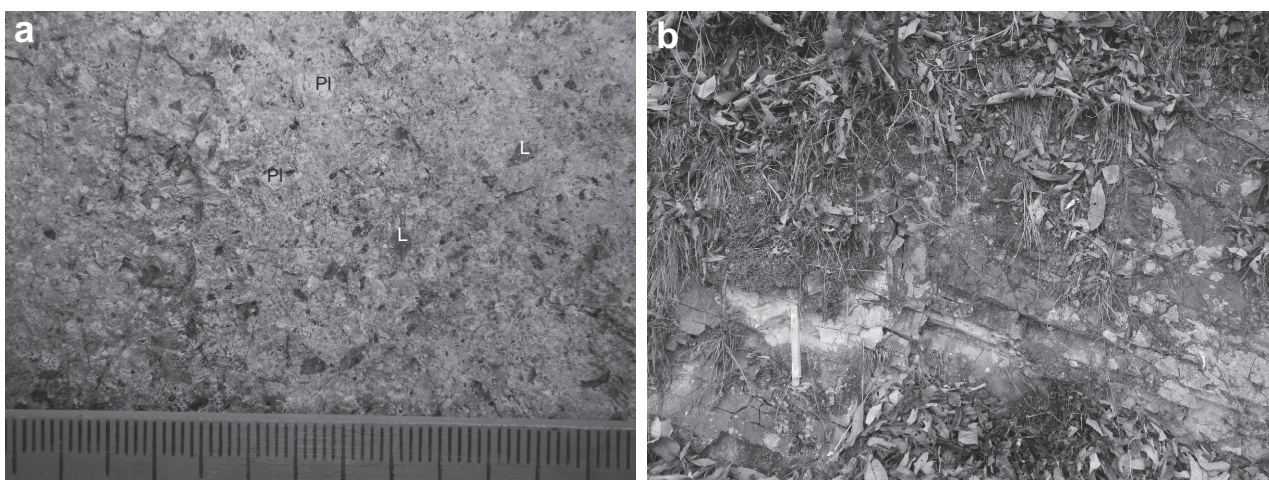
産地：道々山から約 430 m 東方の標高約 220 m の山頂付近 (第 6.1 表).

産状：火砕流堆積物.

鏡下の特徴：弱い接触變成作用を受けている。結晶片として石英 (長径 < 5 mm), 長石類 (長径 < 2.1 mm), 黒雲母 (長径 < 1 mm) 及び普通角閃石 (長径 < 4 mm) を含む。結晶片の形態は、自形結晶の形を残すものが多く認められる。石英は一部に融食を受けている。長石類は、結晶内の一部又は結晶全体がセリサイト化ないし細粒の粘土鉱物に置換されている。苦鉄質鉱物を多く含むが、いずれもオバサイ

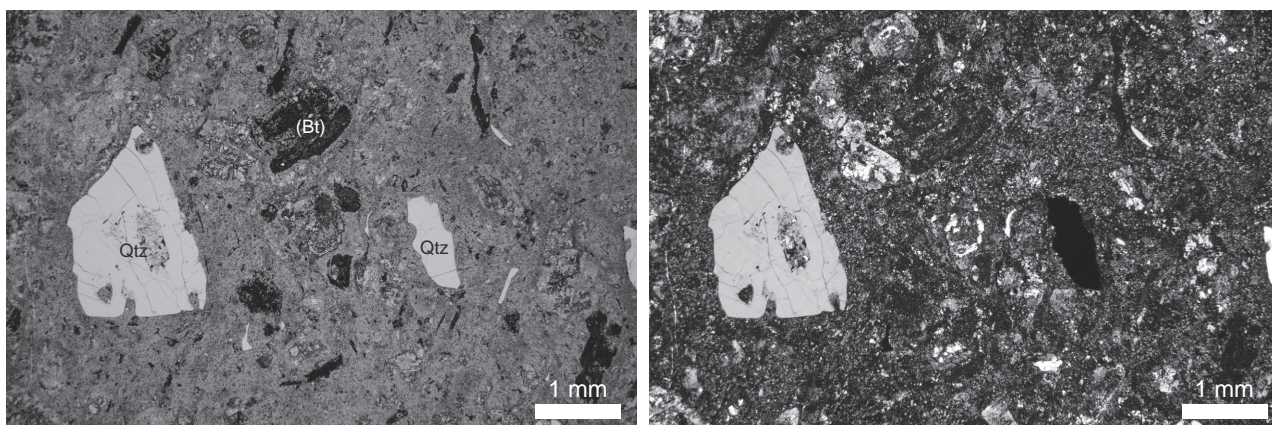
ト化しており仮像として産する。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。基質は、弱い接触變成作用により再結晶化して微細なシリカ鉱物からなる。岩片として、フェルシティック組織を示す火山岩を含む。

年代 本層から放射年代値は得られていない。本層に貫入する仁堀花崗岩のジルコン U-Pb 年代が  $85.88 \pm 0.90$  Ma ~  $83.00 \pm 0.78$  Ma (Iida *et al.*, 2015) であることから、活動年代は少なくとも 83 Ma 以前と言える (第 6.2 図)。本報告では、周囲の火山岩類と同様に後期白亜紀として取り扱う。なお、北隣「周匝」地域南端部の和気町米澤<sup>よねざわ</sup>付近では、仁堀花崗岩による接触變成作用を受けた火山岩類が分布しており、本層に対比される可能性がある。



第 6.9 図 道々山層の露頭写真

(a) 灰白色を呈する風化した基質中に、白色を呈する斜長石結晶片 (Pl) と灰色を呈する流紋岩の岩片 (L) が目立つ流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (道々山山頂から約 400 m 東方の尾根沿い)。 (b) 成層した泥岩 (赤磐市沢原, 小野田川西岸の道路沿い)。スケールの長さは約 20 cm.



第 6.10 図 道々山層を構成する岩石の鏡下写真

普通角閃石黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (凡例 Dp, 試料名 WK157)。左が単ポーラー、右が直交ポーラー。(Bt) : 黒雲母仮像, Qtz : 石英。詳しい岩石記載は本文を参照。

## 6.6 和気層

**地層名** Ishihara and Imaoka (1999) の“和気カルデラ (コールドロン)”に由来し、佐藤ほか (2016) により「和気層」とされた。

**定義** 本地域北東部から東隣「播州赤穂」地域北西部にかけて分布する、当時のカルデラ構造に規制され、それを埋積したと推定される主に火砕流堆積物及び溶岩からなる地層を和気層と定義する (佐藤ほか, 2016)。Ishihara and Imaoka (1999) が定義した二重カルデラ構造をもつ“和気カルデラ (コールドロン)”のうち内側のカルデラが本層の大部分に相当する。佐藤ほか (2016) は、分布や噴出年代などから、外側と内側のカルデラをそれぞれ異なるカルデラ火山として取り扱い、外側のカルデラを日生層、内側のカルデラを本層と命名・定義した。

東隣「播州赤穂」地域には、本層下部が露出しており、藤井ほか (1979)、光野・大森 (1984) 及び佐藤ほか (2016) により層序区分がなされている。本地域には、本層の下部から上部まで露出している。本層上部の層序区分は光野・大森 (1984) によってなされており、本報告ではこれを再定義して用いる (第 6.11 図)。

**模式地** 東隣「播州赤穂」地域内の備前市八木山から本地域北東部の旧閑谷学校へ至る林道沿いにおいて本層下

部の岩相を観察できる。また、本地域北部の和気町神ノ上山<sup>こうのうみやま</sup>周辺で本層上部の一連の岩相が露出する。

**分布・構造** 本地域北東部から東隣「播州赤穂」地域北西部及び北隣「周匝」<sup>すざい</sup>地域南端部にかけて広く分布する。火砕岩の溶結構造の葉理面や砕屑岩の層理面が示す本層全体のおおよその構造は、分布域南部で北東-南西方向、東部で南北方向、北部で北西-南東方向の走向を示し、西へ 30° 以下で緩やかに傾斜する。また、本層最上部の熊山溶結火山礫凝灰岩部層は走向が一定しないため、分布域西部～南西部の構造ははっきりしないが、北西部は北東-南西方向の走向で南に緩やかに傾斜している。これらのことから、本層全体は概ね盆状<sup>くまやま</sup>の構造をしている。この盆状構造の形成時期について、熊山溶結火山礫凝灰岩部層は走向が一定しないこと、下位の部層の地質構造とはやや非調和的に堆積することから、遅くとも熊山溶結火山礫凝灰岩部層の活動前には形成されていたと推定される。

**層厚** 本層の最大積算層厚は上限不明だが、2,500 m を超える。

**層序関係** 超丹波帯万富ユニット及び江尻ユニットと丹波帯五石川ユニットを不整合に覆う。不整合面は地表面に対して、分布域西部及び東部で高角度、分布域北東部でやや低角度 (一部、高角度) である。超丹波帯との地層

藤井ほか (1979)		光野・大森 (1984)	本報告
流紋岩類上部層	明神山溶結凝灰岩層	明神山層	熊山溶結火山礫凝灰岩部層 和気富士流紋岩部層 藤野溶結凝灰岩部層 吉永溶結火山礫凝灰岩部層 明神山溶結火山礫凝灰岩部層 八木谷溶結凝灰岩部層 平山谷溶結凝灰岩部層 野谷凝灰岩部層 台山溶結火山礫凝灰岩部層
	八木谷溶結凝灰岩層	八木山層	
	平山谷溶結凝灰岩層		
	野谷溶結凝灰岩層		
	土橋頁岩層	台山層	
	流紋岩類下部層		

第 6.11 図 和気層の層序対比  
藤井ほか (1979) の調査範囲は東隣「播州赤穂」地域内のみ。

境界の一部は、境界に沿って流紋岩岩脈(F)に貫入される。また、直接の関係は確認できていないが、日生層、道々山層及び仁堀花崗岩を不整合に覆うと推定され、妙見山花崗閃緑岩に貫入される。

**岩相** 和気層は岩質、岩相及び層序関係から9つの部層に区分される。下位より台山溶結火山礫凝灰岩部層(Wd, Wds)、野谷凝灰岩部層(Wn)、平山谷溶結凝灰岩部層(Wh)、八木谷溶結凝灰岩部層(Wyd)、明神山溶結火山礫凝灰岩部層(Wm)、吉永溶結火山礫凝灰岩部層(Wyr, Wys)、藤野凝灰岩部層(Wf, Wfs)、和気富士流紋岩部層(Ww)及び熊山溶結火山礫凝灰岩部層(Wk)からなる(第6.11図、第6.12図)。和気富士流紋岩部層のみ溶岩からなり、そのほかは火砕岩を主体とし、一部に泥岩、砂岩及び流紋岩凝灰岩の薄層を伴う。和気富士流紋岩部層と熊山溶結火山礫凝灰岩部層は指交する(第6.12図)。いずれも陸成層で、それぞれ整合関係である。

### 6.6.1 台山溶結火山礫凝灰岩部層(Wd, Wds)

**地層名** 光野・大森(1984)の「台山層」に由来し、佐藤ほか(2016)が「台山流紋岩部層」と再定義した。本部層は溶結火山礫凝灰岩が主体であることから、本報告では台山溶結火山礫凝灰岩部層とする。

**模式地** 東隣「播州赤穂」地域、備前市三石城山へ至る登山道(佐藤ほか, 2016)。本地域では、義方山(標高320m)から約900m南東方の備前市八木山の林道で連続露頭を観察できる(第6.12図のルート6)。

**分布** 本層分布域北東部の備前市吉永町神根本から南東部の備前市木谷にかけて帯状に分布するほか、本層南端部の備前市伊部に分布する。

**層厚** 層厚は備前市吉永町付近で約380m、備前市伊部では厚いところで250m以上である。

**層序関係** 本部層分布域北部では数mの露頭欠如を挟み、本部層が丹波帯五石川ユニットを低角度に覆う。東部(東隣「播州赤穂」地域内)では丹波帯五石川ユニットを地表面に対して高角度不整合に覆う(佐藤ほか, 2016)。また、分布状況から判断すると、日生層をやや高角度の不整合面で覆うと推定される。

**岩相** 本部層は、流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩(Wd)と泥岩、砂岩及び流紋岩凝灰岩(Wds)からなる。本報告では流紋岩火砕岩(Wd)を覆う碎屑岩も泥岩、砂岩及び流紋岩凝灰岩(Wds)に含めている。そのため、碎屑岩には、上位の部層の活動休止期に堆積したものが含まれている可能性がある。

流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩(Wd)は、しばしば強い熱水変質作用を受けており、ろう石鉱床の母岩となっている。本岩の基質は変質の程度により様々な色調を呈する。原岩組織が残っている比較的変質の弱いところでは、灰色、灰白色、淡灰緑色、淡青灰色を呈する。分布域北東部から南東部における本岩は、径2mmの斜

長石と石英の結晶片と灰緑色～黒色を呈する本質レンズをまばらに含む。本質レンズは一般に長径2cm以下であるが、長径5cm程度のもものしばしば認められる。石質岩片として径1cm以下の垂角礫の泥岩や火山岩類を含むことが多いが、その含有量は一般に数%を超えることはない。分布域南部の備前市伊部における本岩も、分布域北東部から南東部の岩石と同様、溶結した火山礫凝灰岩が主体で、一部に石質岩片を含まない岩相や石英結晶片に富む岩相が認められる。溶結火山礫凝灰岩は、基質に径1～2mmの長石類と僅かに石英結晶片を含む。白色～灰色を呈する扁平化した本質レンズを含むことがある。径3cm以下の石質岩片を普遍的に含み、一部では、径1cm(最大径15cm)の岩片を多く含む凝灰角礫岩様の岩相を呈する。なお、本部層中には、石質岩片を含まない岩相や石英結晶片に富む岩相が一部認められることから、本部層の火砕岩は複数のフローユニットからなる可能性がある。ただし、これらの岩相は側方への連続性に乏しく、本部層は広域にわたり著しい熱水変質作用を受けて岩相の判別が困難な場合が多いため、本報告では火砕岩を一括して地質図に表現した。

泥岩、砂岩及び流紋岩凝灰岩(Wds)には、火砕岩(Wd)中に挟在するものと本部層最上部に分布するものが認められる。層厚は数m程度のものが多く、厚くても20mである。分布域北東部から東部にかけては、暗灰色～黒色を呈する泥岩と黄灰色を呈する細粒の砂岩の細互層からなるものか泥岩の単層からなるものが多い。分布域南部の備前市伊部においては、細粒砂岩及び泥岩が溶結火山礫凝灰岩(Wd)中と本部層最上部に、流紋岩凝灰岩が溶結火山礫凝灰岩(Wd)中にそれぞれ複数枚認められる。流紋岩凝灰岩は灰色又は暗緑色を呈し、肉眼で軽石片や径1mm程度の長石類、石英及び黒雲母の結晶片が少量認められる。

### 6.6.2 野谷凝灰岩部層(Wn)

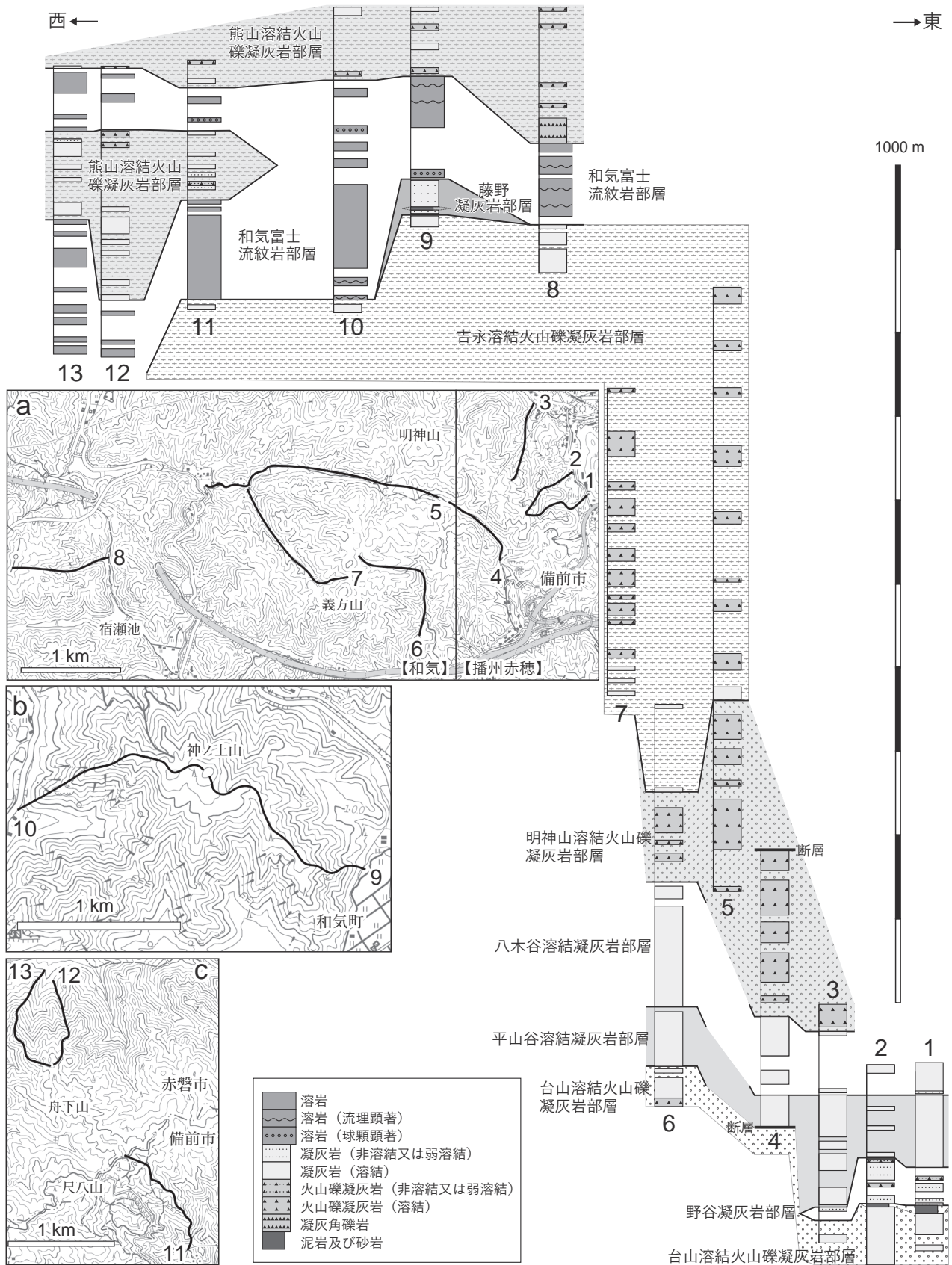
**地層名** 藤井ほか(1979)の「野谷溶結凝灰岩層」に由来し、佐藤ほか(2016)が「野谷デイサイト部層」と再定義した。本部層は凝灰岩が主体であることから、本報告では野谷凝灰岩部層とする。

**模式地** 東隣「播州赤穂」地域内の備前市野谷石山の谷沿い(佐藤ほか, 2016; 第6.12図のルート2)。本地域では分布域北部、備前市吉永町岩崎の三角点(標高230.2m)の西方で好露頭を観察できる。

**分布** 本層分布域北東部の備前市吉永町岩崎から南東部の備前市伊里中にかけて、帯状に断続的に分布する。

**層厚** 層厚は全体的に薄く、60m以下であることが多いが、備前市吉永町付近ではやや厚く、約100mである。

**層序関係** 台山溶結火山礫凝灰岩部層を低角度に覆う。本地域では、備前市伊里中の道路沿いで台山溶結火山礫凝灰岩部層の泥岩(薄層のため、地質図では省略)を覆う



第 6.12 図 和氣層の地質柱状図及び作成ルート位置

(a) 和氣層分布域東部～南東部。(b) 分布域北部。(c) 分布域西部。分布域東部に本層下部の部層が露出する。

露頭を観察できる。

**岩相** デイサイト凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなる。長径1~3 mm程度の斜長石結晶片が目立つ。一部に溶結が認められるがその程度は弱く、全体に弱い熱水変質作用を受けて基質は緑灰色~暗緑色を呈する。結晶片は、主に長径3 mm以下の斜長石からなり、石英及びアルカリ長石は径1 mm以下で少量である。結晶片の量は、後述の斜長石結晶片が目立つ八木谷溶結凝灰岩部層より明らかに少なく、分布域によっては結晶片をほとんど含まない。石質岩片を含まないことが多いが、備前市八木山付近では径1~20 cm程度の石質岩片を多く含む。岩片は、緑灰色や白色を呈する珪長質の火山岩類が多く、泥岩も含む。

#### 岩石記載

デイサイト溶結火山礫凝灰岩 (WK190, 第 6.14 図a)

産地：備前市吉永町今崎 (第 6.1 表)。

産状：火砕流堆積物。

鏡下の特徴：結晶片として、斜長石 (長径 < 3.5 mm)、アルカリ長石 (長径 < 2 mm) と少量の石英 (長径 < 0.5 mm) を含む。不透明鉱物及び緑泥石に置換される径 1 mm 以下の苦鉄質物鉱物の仮像が認められる。これら結晶片は一般に破片状を呈するが、自形結晶の形態を残すものも認められる。斜長石は、径 2 mm 以上のものが多い。斜長石には累帯構造が認められるが、割れ目に沿って多くが変質している。そのほかに不透明鉱物 (長径 < 0.3 mm, 自形~半自形) 及びジルコン (長径 < 0.1 mm, 自形) を基質部に含む。基質は、ガラス片や微細な結晶片からなり、不明瞭なユータキシティック組織が認められる。岩片として、径 0.5~4 mm 程度の軽石片、火山岩、泥岩、砂岩を含む。一部の結晶片や岩片は緑泥石、緑れん石、方解石の二次鉱物で置換されている。

#### 6.6.3 平山谷溶結凝灰岩部層 (Wh)

**地層名** 藤井ほか (1979) の「平山谷溶結凝灰岩層」に由来し、佐藤ほか (2016) が「平山谷流紋岩部層」と再定義した。本部層は溶結凝灰岩が主体であることから、本報告では平山谷溶結凝灰岩部層とする。

**模式地** 備前市八木山 (東隣「播州赤穂」地域内) から閑谷へ至る林道沿い (佐藤ほか, 2016; 第 6.12 図のルート 4)。

**分布** 本層分布域北東部の和気町吉田から南部の備前市西片上にかけて、帯状連続的に分布する。

**層厚** 層厚は備前市吉永町付近で約 130 m である。

**層序関係** 台山溶結火山礫凝灰岩部層及び野谷凝灰岩部層を地質構造と調和的に低角度で覆う (第 6.13 図a)。

**岩相** 径 2~3 mm 程度の石英結晶片を多量に含む普通角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩を主体とし、砂岩を伴うことがある。本溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩の基質は、緑色を帯びた灰白~青灰色を呈し、しば

しば熱水変質作用を受けている。結晶片として、径 2~3 mm 程度の石英、長径 2 mm 程度の斜長石及びアルカリ長石、緑泥石に置換された長径 2 mm 程度の黒雲母及び普通角閃石を含む。アルカリ長石の一部はピンク色を呈する。アルカリ長石及び苦鉄質物鉱物の量比は場所により変化し、苦鉄質物鉱物をほとんど含まないところもある。石質岩片及び本質レンズを多くは含まない。砂岩は、本部層最下部で認められることがある。備前市伊里中では、厚さ 10 cm の上方細粒化を示す灰白色の細粒砂岩と灰色の粗粒砂岩の繰り返しからなる層厚 1 m の互層が観察される (第 6.13 図a)。

#### 岩石記載

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (WK162, 第 6.14 図b)

産地：備前市八木山 (第 6.1 表)。

産状：火砕流堆積物。

鏡下の特徴：結晶片に富む。結晶片として、石英 (径 < 2.3 mm)、アルカリ長石 (長径 < 3 mm)、斜長石 (長径 < 2.2 mm) 及び少量の黒雲母 (径 < 0.5 mm) を含む。結晶片は一般に破片状を呈する。石英結晶片が目立つ。長石類はしばしば変質している。黒雲母はいずれも粘土鉱物に完全に置換されている。そのほか、不透明鉱物及びジルコンを含む。基質はガラス片、微細な結晶片からなり、脱ガラス化しているが、ユータキシティック組織が認められる。岩片として、径 7 mm 以下 (多くは径 2 mm 程度) の軽石片、球顆状組織を示す流紋岩、インターサータル組織を示す火山岩を含む。一部の結晶片や岩片は緑泥石及び方解石の二次鉱物で置換されている。

#### 6.6.4 八木谷溶結凝灰岩部層 (Wyd)

**地層名** 藤井ほか (1979) の「八木谷溶結凝灰岩層」に由来し、佐藤ほか (2016) が「八木谷デイサイト部層」と再定義した。本部層は溶結凝灰岩が主体であることから、本報告では八木谷溶結凝灰岩部層とする。

**模式地** 備前市八木山 (東隣「播州赤穂」地域内) から閑谷へ至る林道沿い (佐藤ほか, 2016; 第 6.12 図のルート 4)。

**分布** 本層分布域北東部の備前市吉永町福満から東部の八木山にかけて、帯状連続的に分布する。

**層厚** 模式地付近の層厚は約 120 m である。

**層序関係** 分布状況から、平山谷溶結凝灰岩部層を地質構造と調和的な 10~30° 程度の低角度で覆うと判断される。

**岩相** 普通角閃石黒雲母デイサイト~流紋岩溶結凝灰岩からなる。長径 1~3 mm 程度の白色を呈する斜長石結晶片を多量に含む塊状の岩石である。斜長石結晶片を多量に含む様子は、風化部で観察しやすい。基質は灰色~青灰色を呈し、緑色又は赤色を帯びるものもある。結晶片として、長径 1~3 mm 程度の斜長石が卓越しており、そのほか径 2~4 mm 程度の石英、長径 2 mm 程度のアルカリ長石、黒雲母及び普通角閃石が含まれる。結晶片が多

いため識別しにくい、長径1~2 cm程度の薄く引き延ばされた、黒色~青緑色を呈する本質レンズが少量認められる。石質岩片として径1 cm以下の泥岩や火山岩を含むことがある。

#### 岩石記載

普通角閃石黒雲母デイサイト溶結凝灰岩 (BAK538, 第6.14図c)

産地：備前市八木山(第6.1表)。

産状：火砕流堆積物。

鏡下の特徴：結晶片に富む。結晶片として、斜長石(長径<3.2 mm)、石英(径<3.1 mm)、アルカリ長石(長径<2 mm)、黒雲母(径<1 mm)及び普通角閃石(径<1 mm)を含む。これら結晶片の形態には、自形結晶の形を残すものや破片状を呈するものがある。径0.3~3 mm程度の様々な粒径の斜長石を多量に含むが、大部分はソーシユライト化している。石英は斜長石より数は少ないが、径1 mm以上の破片状のものが目立つ。石英の一部は融食形を呈する。苦鉄質鉱物はいずれも変質しており、オパサイト化ないし粘土鉱物に置換されている。一部の結晶片は緑泥石及び方解石の二次鉱物で置換されている。そのほか、不透明鉱物及びジルコンを基質部及び黒雲母などの鉱物中に含む。基質はガラス片、微細な結晶片からなり、脱ガラス化している。岩片として、長径4 mm以下の軽石片及び火山岩を少量含む。軽石片は変質し、微細なシリカ鉱物が生成している。火山岩はフェルシティック組織を示す。

#### 6.6.5 明神山溶結火山礫凝灰岩部層 (Wm)

**地層名** 藤井ほか(1979)の「明神山溶結凝灰岩層」に由来し、佐藤ほか(2016)が「明神山流紋岩部層」と再定義した。本部層は溶結火山礫凝灰岩が主体であることから、本報告では明神山溶結火山礫凝灰岩部層とする。

**模式地** 備前市八木山(東隣「播州赤穂」地域内)から閑谷へ至る林道沿い(佐藤ほか, 2016; 第6.12図のルート4, 5)。

**分布** 本層分布域北東部の和気町吉田から南東部の備前市閑谷にかけて、帯状連続的に分布する。

**層厚** 最も厚い模式地付近で層厚は約350 mである。

**層序関係** 分布状況から平山谷溶結凝灰岩部層及び八木谷溶結凝灰岩部層を10~30°程度の低角度で覆うと判断される。

**岩相** 流紋岩溶結火山礫凝灰岩からなる。径1~4 cm程度の灰緑色を呈する引き延ばされた本質レンズと石質岩片が目立つ。溶結火山礫凝灰岩の基質は灰色~褐色を呈する。結晶片として、径2~3 mm程度の丸みを帯びた石英と長径1~2 mm程度の斜長石及びアルカリ長石を含む。石英及び長石類の結晶片の量比は、本部層下部では石英に富むことが多いが、上部では長石類にやや富むことが多い。石質岩片として、量は少ないが径3 cm以下

(多くは径1 cm以下)の亜角礫の泥岩をほぼ普遍的に含み、径3 cm程度の流紋岩を含むこともある。

#### 岩石記載

流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (BAK404, 第6.14図d)

産地：備前市八木山(第6.1表)。

産状：火砕流堆積物。

鏡下の特徴：岩片を多く含む。結晶片として、石英(径<2.5 mm)、斜長石(長径<2.2 mm)及びアルカリ長石(長径<4 mm)を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈するが、自形結晶の形態を残すものもある。石英の一部には融食形が認められる。斜長石は大部分がソーシユライト化している。変質苦鉄質鉱物と推定される仮像が少量認められる。そのほか、不透明鉱物及びジルコンを含む。基質はガラス片、微細な結晶片からなり、溶結しており、脱ガラス化している。また、基質には赤褐色微細二次鉱物(水酸化鉄?)が生じている。岩片として、長径9 mm以下の軽石片、流紋岩、泥岩を含む。軽石片は微細なシリカ鉱物ないし緑褐色の粘土鉱物に置換されている。流紋岩岩片はフェルシティック組織や球顆状組織を示す。

#### 6.6.6 吉永溶結火山礫凝灰岩部層 (Wyr, Wys)

**地層名** 光野・大森(1984)の「吉永層」に由来する。

**模式地** 備前市八木山(東隣「播州赤穂」地域内)から閑谷へ至る林道沿いで、下位の部層から連続的な変化を観察できる(第6.12図のルート5)。本部層は全体的に露出が良いため、道路沿いで容易に岩相を観察できる。

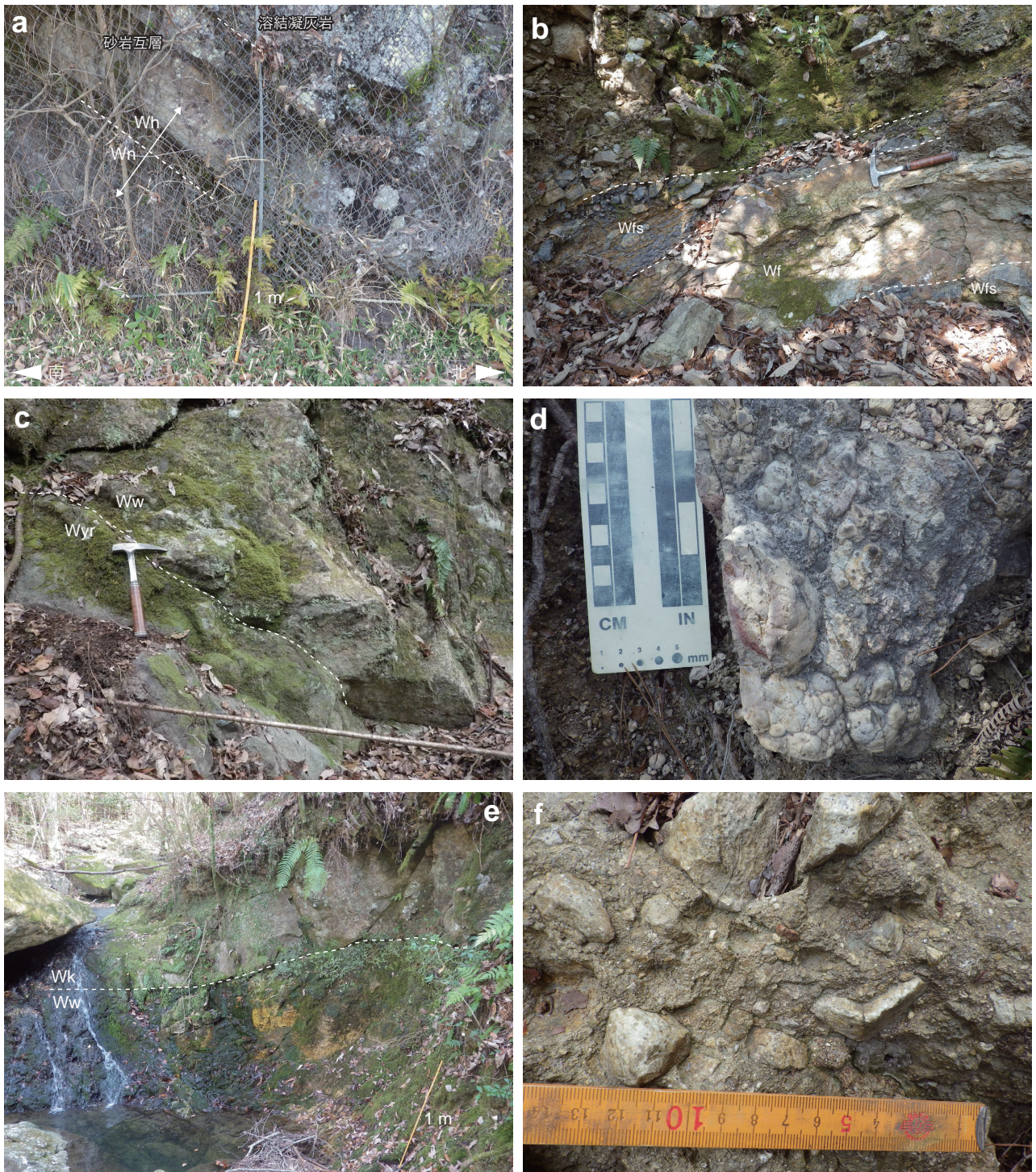
**分布** 本層内で最も広く分布する部層で、上位の和気富士流紋岩部層や熊山溶結火山礫凝灰岩部層に覆われる本層中央部を除いて、本層分布域全域で認められる。

**層厚** 断層により正確な層厚は見積もり難いが、本部層分布域南部の層厚は約800 m、模式地付近の層厚は約500 mである。

**層序関係** 下位の部層を10~30°程度の低角度で覆う。

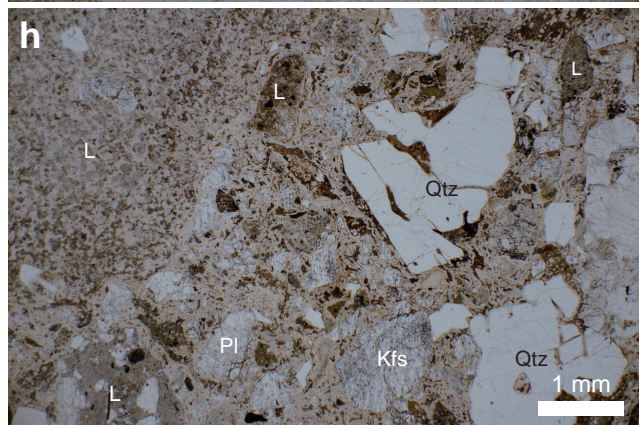
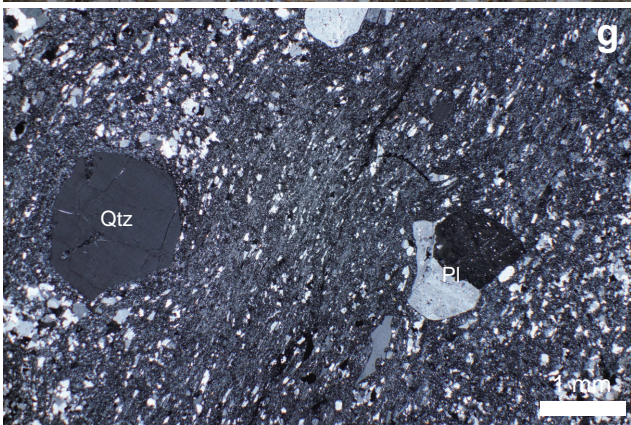
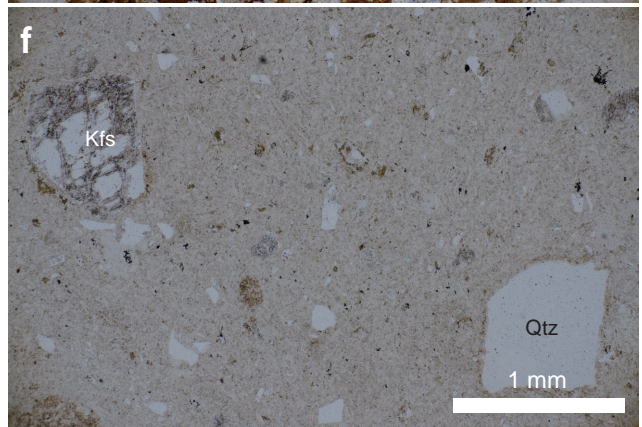
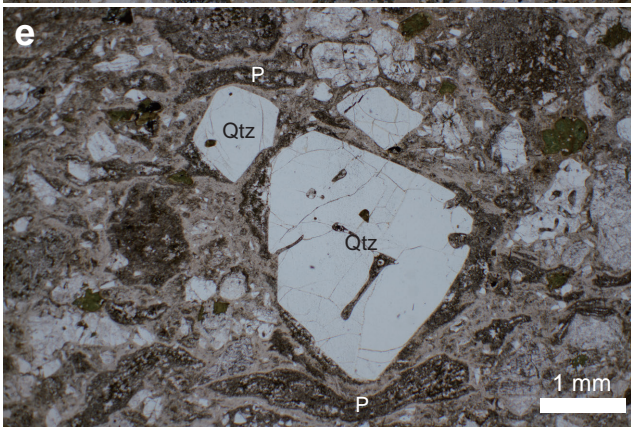
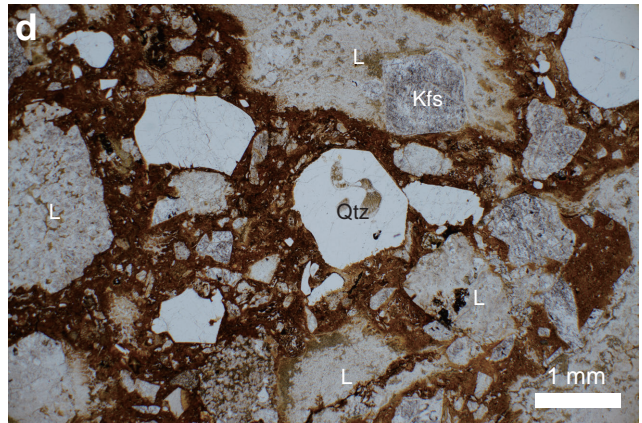
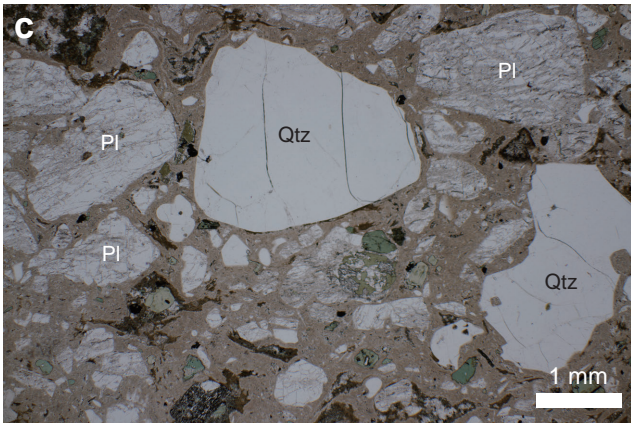
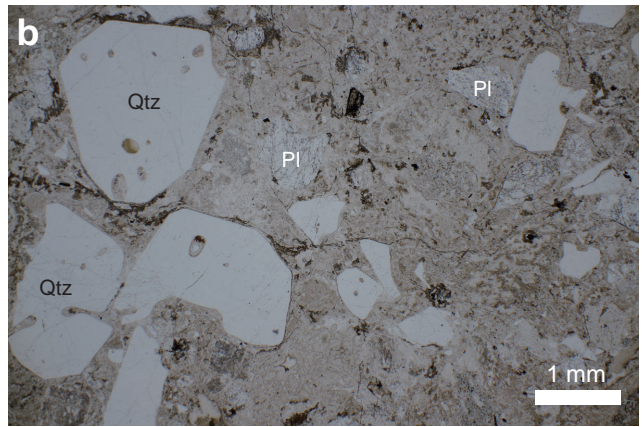
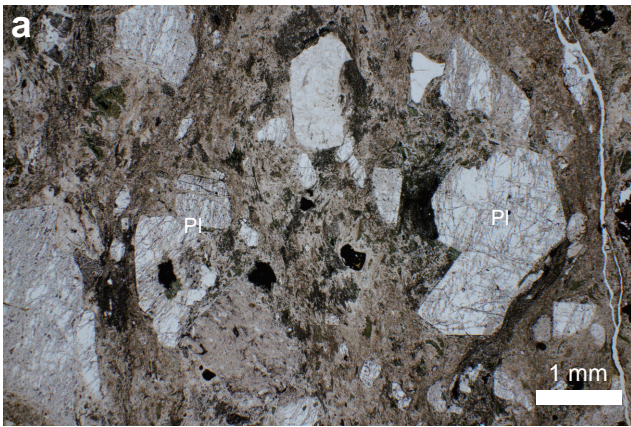
**岩相** 結晶片に富む普通角閃石黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩(Wyr)を主体とし、泥岩及び砂岩(Wys)を伴う。

普通角閃石黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩(Wyr)の典型的な岩相は、径3 cm以下の泥岩などの石質岩片や緑色を帯びた扁平化した本質レンズを含み、石英や斜長石の結晶片を多く含むのが特徴である。基質は、灰色~暗灰色を呈し、一部は青色を帯びる。風化・変質部では淡緑灰色、白色、黄褐色を呈する。本火砕岩の岩相は、分布域によって石英及び長石類の結晶片の量比や石質岩片の量が変化する。そのため、これらの量比によっては下位の平山谷溶結凝灰岩部層、八木谷溶結凝灰岩部層、明神山溶結火山礫凝灰岩部層や上位の熊山溶結火山礫凝灰岩部層の岩相に類似することがあり、野外ではこれらの部層との区別が困難になる。なお、本調査では流



第 6.13 図 和気層の露頭写真

(a) 野谷凝灰岩部層 (Wn) を覆う平山谷溶結凝灰岩部層 (Wh)。平山谷溶結凝灰岩部層の最下部には細粒砂岩と粗粒砂岩からなる互層が認められる。本露頭から数m南の地点では、野谷凝灰岩部層が台山溶結火山礫凝灰岩部層 (Wd) を覆う様子が観察される。備前市伊里中の道路沿いで撮影。(b) 藤野凝灰岩部層内におけるデイサイト凝灰岩 (Wf) に挟まる泥岩 (Wfs) の産状 (和気町藤野, 双山鉦山付近)。(c) 吉永溶結火山礫凝灰岩部層 (Wyr) を覆う和気富士流紋岩部層 (Ww)。備前市閑谷, 第 6.12 図ルート 8 付近の林道で撮影。(d) 球顆が目立つ和気富士流紋岩部層中の流紋岩溶岩 (Ww)。和気町大中山の山頂 (標高 370 m) で撮影。(e) 和気富士流紋岩部層 (Ww) を覆う熊山溶結火山礫凝灰岩部層 (Wk)。舟下山から約 750 m 北東方, 赤磐市奥吉原の谷筋で撮影。(f) 凝灰角礫岩の岩相を呈する熊山溶結火山礫凝灰岩部層 (Wk)。大谷山から約 240 m 南西方の尾根沿いで撮影。ハンマーの長さは約 33 cm。





紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩(Wyr)内における岩相変化について、明瞭な境界を確認できておらず、結晶片の量比や石質岩片の量の変化は漸移的である。模式地付近(第6.12図のルート5~7)の備前市八木山から閑谷では、本部層最下部の厚さ約100mの範囲は、結晶片の量がやや少なく、本質レンズ及び石質岩片をほとんど含まない弱溶結の凝灰岩からなり、しばしば熱水変質作用を受けている。その上部の厚さ50~100mの範囲は径3cm以下の泥岩や流紋岩質の火山岩類の石質岩片や暗緑色~淡緑色を呈する扁平化した本質レンズを含む溶結した火山礫凝灰岩からなる。結晶片量も増加し、特に石英を多く含む。更に上部の備前市閑谷付近では、石英の結晶片量が減少し、斜長石の結晶片に富んだ溶結火山礫凝灰岩からなる。分布域北部の神ノ上山周辺では、麓の標高60mから標高100mにかけては石英結晶片が大きく(径2~4mm)、その含有量も多い溶結火山礫凝灰岩からなるが、その上部では石英の結晶片が減少し、斜長石結晶片が目立つ。また、分布域南部の備前市西片上周辺では、基質に径1~2mm程度の多量の斜長石結晶片と径3mm程度の石英結晶片を少量含む溶結火山礫凝灰岩からなる。そのほか、薄く連続性に乏しいため地質図には表現できないが、火砕岩中には径1mm以下の結晶片からなる流紋岩凝灰岩の薄層が全域で認められる。

泥岩及び砂岩(Wys)は、本層分布域北西部に層厚20mを超えるやや連続性の良いものが露出する。暗灰色~黒色を呈する泥岩ないし灰色を呈する砂岩が単層として産する場合とこれらが互層をなす場合がある。

#### 岩石記載

黒雲母普通角閃石流紋岩溶結火山礫凝灰岩(WK104, 第6.14図e)

産地：旧閑谷学校から約530m東方の舗装路沿い(第6.1表)。

産状：火砕流堆積物(Wyr)。

鏡下の特徴：結晶片に富む。結晶片として、石英(長径<3mm)、斜長石(長径<2.1mm)、アルカリ長石(長径<1.5mm)、普通角閃石(長径<1mm)及び黒雲母(長径<1mm)を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈するが、自形結晶の形態を残すものも認められる。石英は一部に融食を受けており、丸みを帯びた形態を呈する。長石類はし

しばしば変質を受けている。普通角閃石及び黒雲母はいずれも変質しており、粘土鉱物に置換されている。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。基質は、ユータキスティック組織を示す。脱ガラス化及び変質しており、隠微晶質物質からなる。岩片として、長径1cmを超える扁平化した軽石片や径3mm以下のフェルシスティック組織を示す火山岩を含む。

#### 6.6.7 藤野凝灰岩部層(Wf, Wfs)

地層名 新称。模式地の和気町藤野に由来する。光野・大森(1984)は、本部層に対応する地層として「閑谷層」と命名したが、本調査で備前市閑谷に本部層が分布していないことを確認したため、閑谷の名称は用いない。

模式地 神ノ上山(標高369.9m)から東南東方に約1kmの地点(第6.12図のルート9付近)。本部層は分布が狭く、露出も良くないが、模式地では火砕岩(Wf)とそれに挟まる碎屑岩(Wfs)からなる本部層の典型的な産状が確認できる。

分布 本層分布域中央部北の和気町藤野及び中央部北東の備前市吉永町<sup>みなみがた</sup>南方周辺の2地域にやや広く分布するほか、分布域中央部南の備前市西片上及び和気町<sup>しみず</sup>清水で小規模に認められる。また、分布域南西部の備前市<sup>おおうち</sup>大内・伊部周辺には碎屑岩のみ分布する。

層厚 模式地の層厚は約40mである。

層序関係 吉永溶結火山礫凝灰岩部層を10°程度の低角度で覆う。

岩相 長石類の結晶片が目立つ黒雲母デイサイト~流紋岩凝灰岩(Wf)と泥岩及び砂岩(Wfs)の薄層からなる(第6.13図b)。本報告では、デイサイト~流紋岩凝灰岩を欠くものの、和気富士流紋岩部層及び熊山溶結火山礫凝灰岩部層の下位に認められる泥岩及び砂岩も本碎屑岩(Wfs)に含めている。

黒雲母デイサイト~流紋岩凝灰岩(Wf)は、本層分布域内に小規模に点在するが分布域による岩相の変化は少ない。基質は灰色を呈し、溶結は一般にしておらず、しばしば熱水変質作用を受けている。風化・変質の程度により白色、緑灰色、褐色を呈する。結晶片として、径1~2mm程度の白色を呈する長石類や石英及び黒雲母を含むが、一部を除いてその量は少ない。斜長石結晶片が目立つ野谷凝灰岩部層に比べて石英の結晶片を多く含

←第6.14図 和気層を構成する岩石の鏡下写真

(a)野谷凝灰岩部層、デイサイト溶結火山礫凝灰岩(凡例Wn, 試料名WK190)。(b)平山谷溶結凝灰岩部層、黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Wh, WK162)。(c)八木谷溶結凝灰岩部層、普通角閃石黒雲母デイサイト溶結凝灰岩(Wyd, BAK538)。(d)明神山溶結火山礫凝灰岩部層、流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Wm, BAK404)。(e)吉永溶結火山礫凝灰岩部層、黒雲母普通角閃石流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Wyr, 試料名WK104)。(f)藤野凝灰岩部層、黒雲母流紋岩凝灰岩(Wf, WK118)。(g)和気富士流紋岩部層、流紋岩溶岩(Ww, WK149)。(h)熊山溶結火山礫凝灰岩部層、黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩(Wk, WK133)。(g)のみ直交ポーラー。Kfs:アルカリ長石, L:石質岩片, P:軽石片, Pl:斜長石, Qtz:石英。詳しい岩石記載は本文を参照。

む。岩片として、径1~2 cm程度の軽石片や火山岩類を含むことがある。

泥岩及び砂岩(Wfs)は、デイサイト~流紋岩凝灰岩(Wf)と互層する。層厚は一般に数10 cm~数m程度だが(第6.13図b)、側方へ数100 m以上追跡できる。地質図には分布を強調して表現している。備前市大内・伊部周辺では泥岩ないし砂岩が単層として露出しており、これらの下部では主に火山岩類からなる礫を含むことがある。

#### 岩石記載

##### 黒雲母流紋岩凝灰岩(WK118, 第6.14図f)

産地：旧閑谷学校から西方へ約1.75 kmの吉永町南方の山道(第6.1表)。

産状：火砕流堆積物(Wf)。

鏡下の特徴：結晶片として、石英(長径<1.8 mm)、アルカリ長石(長径<2 mm)、斜長石(長径<1 mm)及び黒雲母(長径<0.5 mm)を含む。多くは長径0.5 mm程度である。これら結晶片は一般に破片状を呈する。石英は僅かに融食を受けており、一部は丸みを帯びた形態を呈する。長石類はしばしば変質を受けている。黒雲母は径0.2 mm程度の破片状で粘土鉱物に置換されているものが多いが、比較的変質を免れているものはY≒Z=黄褐色、X=淡褐色の多色性を示す。そのほかに微細な不透明鉱物及びジルコンを僅かに含む。基質は、脱ガラス化しており、隱微晶質物質からなる。岩片として、長径1~2 mm程度の軽石片を含む。

#### 6.6.8 和気富士流紋岩部層(Ww)

地層名 模式地の和気富士(標高172.4 m)に由来する。本部層は、光野・大森(1984)の「和気溶岩層」に対応する。

模式地 和気富士周辺の登山道及び道路沿い。

分布 本層分布域中央部の広い範囲に露出する。

層厚 神ノ上山付近の層厚は100~250 m程度、赤磐市奥吉原及び和気町大中山付近の層厚は約400 mと見積もられる。

層序関係 平山谷溶結凝灰岩部層、吉永溶結火山礫凝灰岩部層、藤野凝灰岩部層及び熊山溶結火山礫凝灰岩部層を低角度で覆う(第6.13図c)。熊山溶結火山礫凝灰岩部層には、一部覆われる場合がある。

岩相 流紋岩溶岩からなる。本部層は、下位の部層を低角度に覆うことが多いが、一部(本部層分布域北西部など)では、全体の構造とは非調和的な溶岩ドーム状の産状を示す。本部層は、熊山溶結火山礫凝灰岩部層の下位と上位で認められるが、下位と上位で岩相に顕著な違いは認められない。流紋岩は灰色~白色を呈し、赤色を帯びることがある。一部は熱水変質作用を受けており、特に本部層分布域南西部で顕著である。風化・変質の程度により、黄色や褐色を帯びる。斑晶は、径1~2 mm程度

の石英、斜長石及びアルカリ長石及び石英を含み、苦鉄質鉱物は一般に含まない。しばしば流理構造や球顆が発達しており、これらは分布域全域で認められる(第6.13図d)。本部層は、他の部層に比べて侵食に対する抵抗が大きく、谷に面する斜面が急で、しばしば岩がむき出しとなっている。

#### 岩石記載

##### 流紋岩(WK149, 第6.14図g)

産地：和気富士から北北東方へ約1.34 kmの尾根沿い(第6.1表)。

産状：溶岩。

鏡下の特徴：斑晶として石英(径<2 mm、自形又は破片状)、少量の斜長石(長径<2.1 mm、自形~半自形)及び僅かにアルカリ長石(長径<0.6 mm、自形)を含む。石英の一部には融食が認められる。割れ目や空洞を他形の石英が埋めている。長石類は部分的に粘土鉱物に置換されている。石基は、フェルシティック組織様の径0.1 mm以下のシリカ鉱物及びより細粒な隱微晶質物質からなり、両者の粒径の違いによる弱い流理構造が認められる。石基中には細粒な不透明鉱物及びジルコンが少量認められる。

#### 6.6.9 熊山溶結火山礫凝灰岩部層(Wk)

地層名 光野・大森(1984)の「熊山層」に由来する。

模式地 熊山(標高509 m)周辺。道路沿い及び登山道に露出がある。

分布 本層分布域南西部にまとも分布するほか、中央部の山腹から山頂にかけて露出する。

層厚 熊山周辺において、上限不明で層厚200 m以上である。

層序関係 溶結構造が示す葉理面の傾斜は、20~40°程度のものが多いが、本部層の分布状況や野外の観察から大局的には下位の吉永溶結火山礫凝灰岩部層や和気富士流紋岩部層を10°程度の低角度で覆う(第6.13図e)。舟下山周辺では、本部層の上位にも和気富士流紋岩部層が認められることから(第6.12図のルート11~13)、両者は指交関係と考えられる。

岩相 普通角閃石黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩を主体とし、泥岩を伴う。本溶結火山礫凝灰岩の典型的な岩相は、径1~3 cm程度の石質岩片を含み、やや結晶片に富んでおり、明神山溶結火山礫凝灰岩部層に岩相が似る。本部層最下部には、和気富士流紋岩部層を覆う厚さ数mの暗灰色~黒色を呈する泥岩を伴うことがある。溶結火山礫凝灰岩の基質は、灰色~淡青灰色を呈する。しばしば弱い熱水変質作用を受けており、変質の程度により暗灰色、暗緑灰色、淡緑灰色、灰白色、白色を呈する。結晶片として径1~2 mmの長石類や径1~3 mm程度の石英を含み、長石類に富むことが多い。長径2~3 cm程度の引き延ばされた本質レンズを含むことがある。ほぼ普遍

的に径1~3 cm(一部, 径5 cm程度)の亜円礫~亜角礫からなる石質岩片を含む。岩片は, 流紋岩, 溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩, 長石類が目立つ凝灰岩, 泥岩からなる。岩片の量は, 本部層下部の方で富む傾向があり, 本部層分布域南西部の大谷山周辺などの一部では凝灰角礫岩の岩相を呈する(第6.13図f)。

#### 岩石記載

普通角閃石黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩(WK133, 第6.14図h)

産地: 神ノ上山から南西方約350 mの尾根沿い(第6.1表)。

産状: 火砕流堆積物。

鏡下の特徴: 岩片を多く含む。結晶片として, 石英(長径<2.5 mm), 斜長石(長径<3.0 mm), アルカリ長石(長径<1.5 mm), 黒雲母(長径<0.7 mm)及び普通角閃石(長径<0.7 mm)を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈する。石英を多く含む。石英は融食を受けており, 一部は丸みを帯びた形態を呈する。長石類はしばしば粘土鉱物に置換され, セリサイト化している。斜長石の一部には累帯構造が認められる。黒雲母及び普通角閃石はしばしば粘土鉱物に置換され, 不透明鉱物が生じている。黒雲母はY=Z=黄褐色, X=淡褐色, 普通角閃石はY=Z=褐色, X=淡褐色の多色性を示す。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。基質は, 脱ガラス化及び変質しており, 隠微晶質物質や微細なガラス片からなる。また, 結晶片の縁や割れ目に沿って, 赤褐色微細二次鉱物(水酸化鉄?)が生じている。岩片として, 長径5 mm程度(最大径2 cm)の火山岩, 軽石片, 炭質物及び泥岩を含む。

年代 本層の年代について, 備前市三石(東隣「播州赤穂」地域内), 土橋鉦山の坑内から採取された本層最下部の台山溶結火山礫凝灰岩部層中の流紋岩溶結凝灰岩から $82.4 \pm 0.6$  Ma(佐藤ほか, 2016)及び $80.7 \pm 1.8$  Ma(橋本ほか, 2019)のジルコンU-Pb年代が報告されている。両者は, 誤差の範囲内で一致しており, 本報告では約82~81 Maを和気層の活動年代として取り扱う(第6.2図)。

### 6.7 鴨前層(Kt, Kp, Kl)

地層名 新称。模式地である赤磐市鴨前に由来する。

定義 赤磐市南西部から岡山市北区・中区にかけて, 北東-南西方向に細長く分布し, 仁堀花崗岩を覆う火砕流堆積物及び溶岩からなる地層を鴨前層と定義する。

模式地 赤磐市鴨前から西隣「岡山北部」地域へ至る道路沿い。

分布・構造 本地域西端部の赤磐市西中から西隣「岡山北部」地域東端部の岡山市中区祇園にかけての東西4.5 km, 南北6.8 kmの範囲において, 北東-南西方向に細長く分布する。本地域及び西隣「岡山北部」地域における溶

結構が示す葉理面は, 走向は一定しないが, 傾斜は30~40°の南方向を示すことが多い。一部では70°以上の高角度を示すことがある。

層厚 本地域内では, 上限不明で厚さ120 m以上である。層序関係 分布域北限は, 舞鶴帯大盛山層と高角度の不整合面ないし断層関係で接する(第6.15図a)。南限(西隣「岡山北部」地域内)も分布状況から, 超丹波帯江尻ユニットを高角度に覆うか断層関係で接すると推定される。本層と先白亜系との境界について, 鈴木ほか(2015)は境界が直線的であること, 本層に相当する岩石中に先白亜系の礫を含むことから, 先白亜系との境界はカルデラ壁であった可能性を指摘している。また, 本層は仁堀花崗岩を覆っており, 赤磐市岩田でその様子を観察できる(第6.15図b)。

岩相 本地域においては, 主に流紋岩凝灰岩及び溶岩(Kt)と結晶片に富む黒雲母デイサイト~流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩(Kp)の繰り返しからなる。また, これらとは分布が離れたところに黒雲母デイサイト溶岩(Kl)が認められる。

流紋岩凝灰岩及び溶岩(Kt)は, 緑青灰色~灰色を呈し, 赤色や緑色を帯びることもある。凝灰岩は, 径1~2 mm程度の破片状から丸みを帯びた石英の結晶片を少量含み, 一部に溶結が認められる(第6.16図a)。溶岩は, 凝灰岩に比べて長石類の斑晶が目立つ。流紋岩凝灰岩及び溶岩は, しばしば熱水変質作用を受けているため, 両者の区別が困難なことがある。

黒雲母デイサイト~流紋岩溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩(Kp)は, 一般に結晶片に富み, 径1 mm程度の黒雲母結晶片を普遍的に含む(第6.16図b)。本岩の基質は, 黄褐色, 暗緑灰色, 灰色を呈する。結晶片は, 黒雲母のほかに径1~2 mm程度の長石類や径3 mm程度の破片状の石英を含み, 長石類が多い。石質岩片として, 白色を呈する流紋岩や溶結凝灰岩を多く含み, 舞鶴帯大盛山層由来と推定される泥岩や苦鉄質岩も少量含む。岩片の大きさは, 多くが径1 cm程度だが, 径20 cmを超える岩塊も認められる。本溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩は厚さ1~2 m単位の互層をなすことがある。

黒雲母デイサイト溶岩(Kl)は, 径1~3 mm程度の長石類が目立つ。熱水変質作用を受けており, 基質は緑灰色を呈する。流紋岩凝灰岩及び溶岩(Kt)やデイサイト~流紋岩溶結火砕岩(Kp)との関係は, 分布が離れているため不明だが, 本岩中の鉱物組合せはデイサイト~流紋岩溶結火砕岩(Kp)に似る。

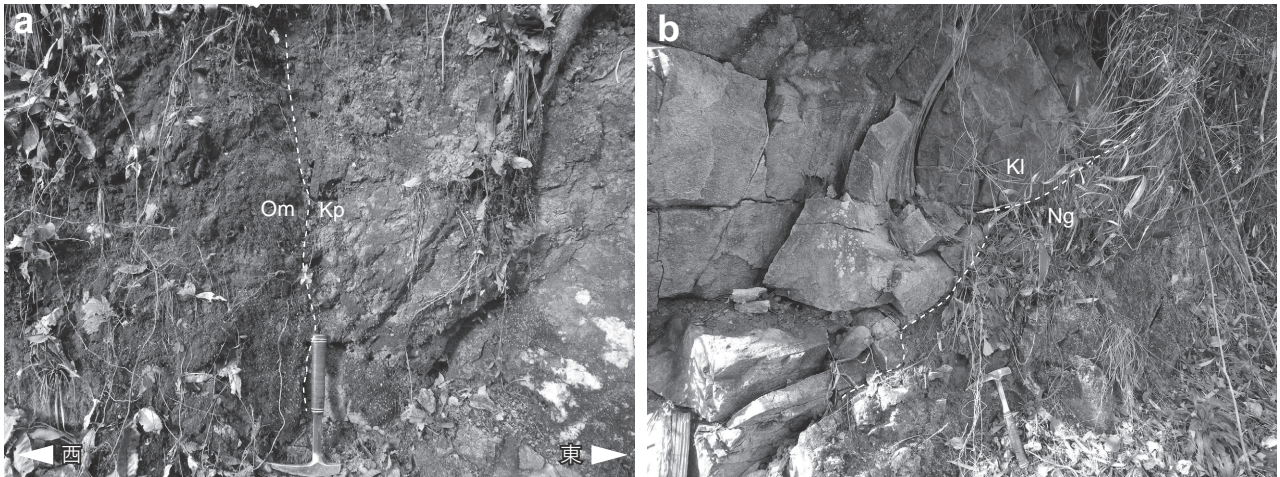
#### 岩石記載

流紋岩(WK180)

産地: 赤磐市鴨前の模式地付近(第6.1表)。

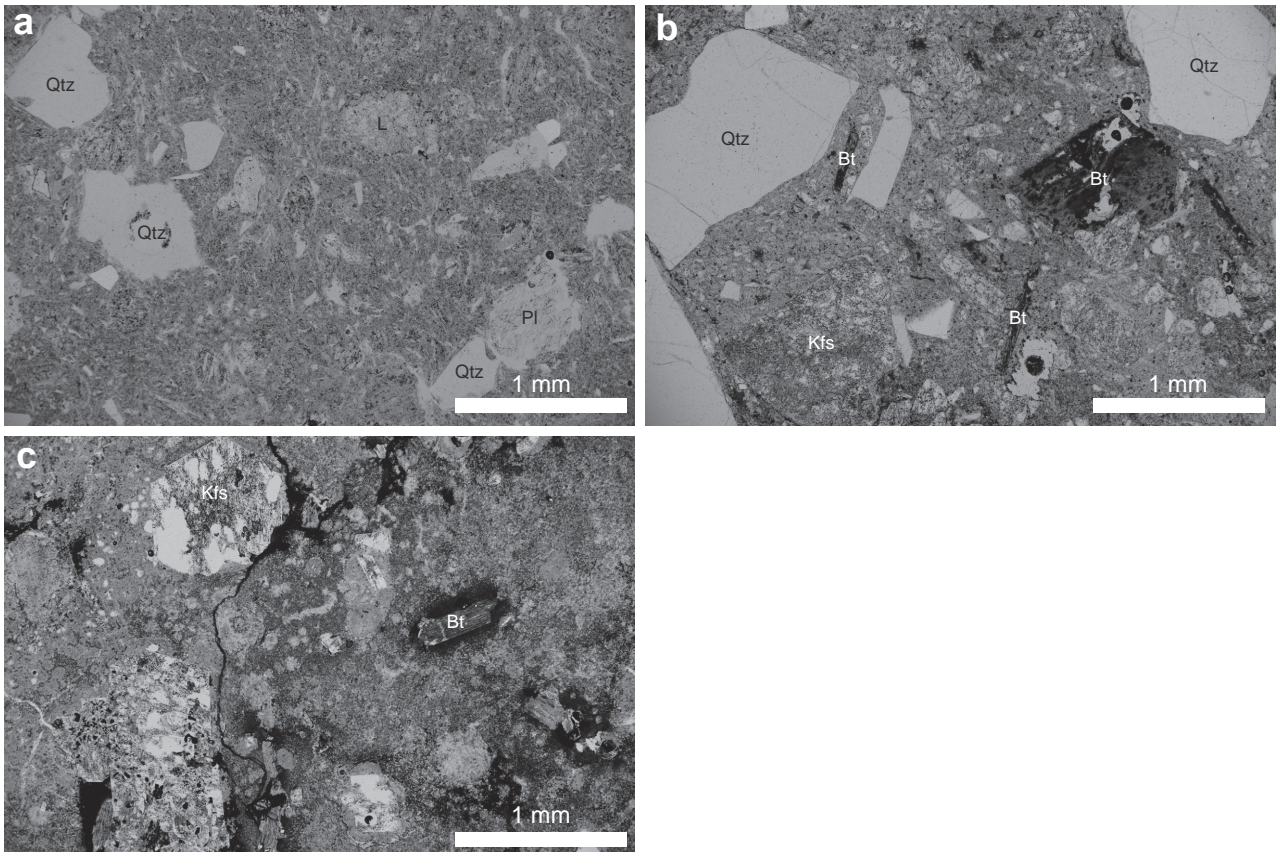
産状: 溶岩(Kt)。

鏡下の特徴: 斑晶はアルカリ長石(長径<2 mm, 自形~半



第 6.15 図 鴨前層の露頭写真

(a) 舞鶴帯大盛層の泥岩 (Om) と高角度の不整合面をもって接する流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (Kp)。西隣「岡山北部」地域内、赤磐市和田の林道沿いで撮影。(b) 仁堀花崗岩 (Ng) を覆うデイサイト溶岩 (K1)。デイサイト溶岩には接触変成作用が認められない。デイサイト溶岩分布域東端の赤磐市岩田で撮影。ハンマーの長さは約 33 cm。



第 6.16 図 鴨前層を構成する岩石の鏡下写真

(a) 流紋岩溶結凝灰岩 (凡例 Kt, 試料名 WK130)。(b) 黒雲母デイサイト溶結凝灰岩 (Kp, WK02)。(c) 黒雲母デイサイト溶岩 (K1, WK132)。いずれも単ポーラー。Bt: 黒雲母, Kfs: アルカリ長石, L: 石質岩片, Pl: 斜長石, Qtz: 石英。詳しい岩石記載は本文を参照。

自形), 斜長石(長径<2.5 mm, 自形~半自形)及び石英(長径<2.2 mm, 自形~半自形)からなる。アルカリ長石斑晶は一般に汚濁している。斜長石斑晶は集斑状を呈する。斑晶のいくつかは粘土鉱物に完全に置換されている。石基は、主に径0.1 mm以下の他形を呈する石英やアルカリ長石のシリカ鉱物からなり、微細な粘土鉱物の集合体(長径0.3 mm以下)が粒間を埋める。そのほかの鉱物として、不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は長径0.3 mm以下の自形~他形を呈し、粒間に産する。ジルコンは長径0.1 mm以下の自形で斜長石などの鉱物中に認められる。また、赤褐色微細二次鉱物(水酸化鉄?)がアメーバ状に粒間を埋めている。

#### 流紋岩溶結凝灰岩(WK130, 第6.16図a)

産地: 善心寺山ぜんしんじさんから約600 m北東方, 赤磐市西中の尾根沿い(第6.1表)。

産状: 火砕流堆積物(Kt)。

鏡下の特徴: 結晶片として、石英(長径<2 mm)と少量の斜長石(長径<1.5 mm)及びアルカリ長石(長径<1.2 mm)を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈する。石英は一部に融食を受けている。苦鉄質鉱物は認められないが、抜け落ちている可能性がある。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は主に微細な結晶として基質部に認められる。ジルコンは長径0.1 mm以下の破片状結晶として基質部に数粒子認められる。基質はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質からなる。岩片として、長径4 mm以下のフェルシティック組織を示す火山岩又は軽石片を含む。

#### 黒雲母デイサイト溶結凝灰岩(WK02, 第6.16図b)

産地: 赤磐市鴨前の模式地付近(第6.1表)。

産状: 火砕流堆積物(Kp)。

鏡下の特徴: 結晶片に富む。結晶片として、アルカリ長石(長径<2.5 mm)、石英(長径<5 mm)、斜長石(長径<4 mm)及び黒雲母(長径<1.5 mm)を含む。これら結晶片は一般に破片状を呈する。大きな石英結晶片が目立つが、結晶片の多くは長径1 mm程度で、数はアルカリ長石が多い。アルカリ長石は汚濁している。石英の一部は丸みを帯びた形態を呈する。斜長石の一部は、セリサイト化ないし細粒の粘土鉱物に置換されている。黒雲母は一般に緑泥石などの粘土鉱物に置換されているが、比較的新鮮なものはY=Z=褐色~濃褐色, X=淡褐色~黄褐色の多色性を示す。そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む。不透明鉱物は径0.1 mm以下の自形を呈し、基質部に認められる。ジルコンは長径0.2 mm以下の自形~破片状又は摩耗結晶で、基質や黒雲母中に認められる。基質はユータキシティック組織を示し、脱ガラス化した隠微晶質物質からなる。岩片として、長径4 mm程度のフェルシティック組織を示す火山岩を含む。

年代 模式地である赤磐市鴨前の道路沿い(第6.1表)で採取した溶結凝灰岩(Kp, WK02)のLA-ICP-MSを用いたジルコンU-Pb年代は $81.8 \pm 0.5$  Maであった(第6.2表及び付図1)。これは、本層が覆う仁堀花崗岩のジルコンU-Pb年代( $85.88 \pm 0.90$  Ma~ $83.00 \pm 0.78$  Ma: Iida *et al.*, 2015)とは矛盾しない。仁堀花崗岩の黒雲母K-Ar年代( $79.9 \pm 2.8$  Ma: 柴田, 1979)より古い年代を示すが、誤差の範囲内で一致する。

## 6.8 邑久層(Op)

地層名 新称。本層が最も広く分布する瀬戸内市邑久町に由来する。

定義 瀬戸内市邑久町尻海しりみから瀬戸内市牛窓町長浜うしまた付近に分布し、後期白亜紀の花崗岩類による接触変成作用を受けていない、結晶片に富む溶結した火砕流堆積物からなる地層を邑久層と定義する。

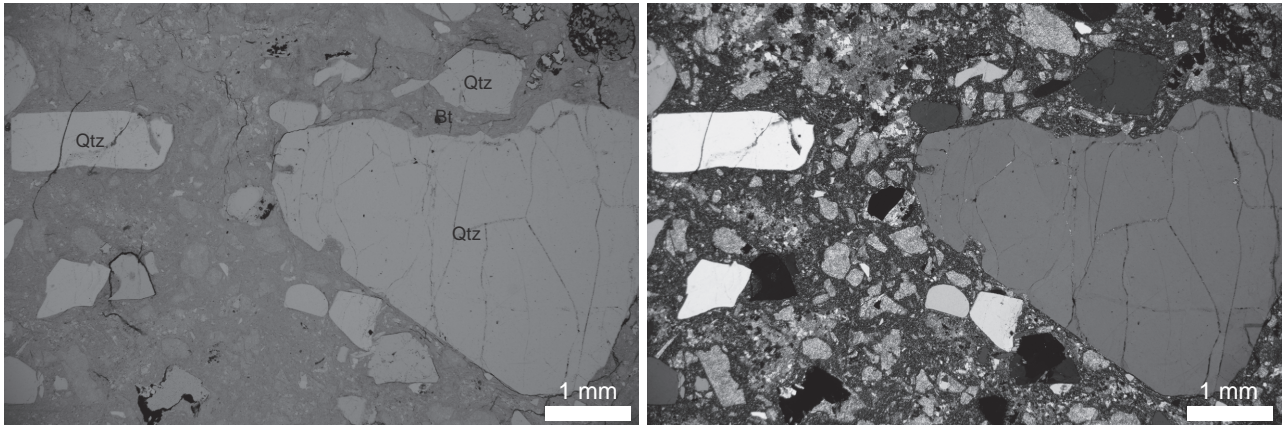
模式地 南隣「西大寺」地域、瀬戸内市邑久町尻海の県道228号線から邑久町庄田へ至る道路沿い。本地域内では瀬戸内市長船町西須恵おさふねにしすえにある美和神社みわから高山たかやまへ至る登山道などで本層の岩石を観察できる。

分布・構造 結晶片に富む火砕流堆積物は、本地域南端部の瀬戸内市長船町西須恵から邑久町本庄及び南隣「西大寺」地域の瀬戸内市牛窓町長浜にかけての東西6.5 km, 南北5.5 kmの範囲に分布する。南隣「西大寺」地域における溶結構造が示す葉理面は、走向は一定しないが、傾斜は北方向に20~35°程度傾く。

層厚 本層は基底部が露出していないが、地表に露出する部分の層厚は150 m以上である。

層序関係 分布状況から見ると、本層は超丹波帯虫明ユニット、高砂山層及び四辻山花崗岩を高角度の不整合面で覆うか、断層で接すると推定される。また、本層分布域南方(南隣「西大寺」地域内)には花崗岩類が分布している。本層とこの花崗岩類との直接の関係は確認できていないが、地層境界付近において本層に接触変成作用が認められないことから、本層は花崗岩類を覆っていると考えられる。

岩相 本層を構成する黒雲母流紋岩溶結凝灰岩は、径2~3 mm程度の石英結晶片を多く含むのが特徴である(第6.17図)。石英及び長石類結晶片の量比に若干の変化がある程度で、全体的に岩相変化が少ない塊状均質の岩石である。板状節理を形成していることがある。本層の基質は淡青灰~淡黄白色を呈し、風化や熱水変質作用の程度により赤色や黄褐色を帯びる。岩片として、軽石片、流紋岩、溶結凝灰岩、基盤岩起源の泥岩を含む。岩片は多くが径5 mm以下で、その量は多くない。本層は接触変成作用を受けていないが、熱水変質作用を受けていることがある。特に美和神社から高山へ至る登山道にお



第 6.17 図 邑久層を構成する岩石の鏡下写真  
 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (凡例 Op, 試料名 WK124). 左が単ポーラー, 右が直交ポーラー. Bt: 黒雲母, Qtz: 石英. 詳しい岩石記載は本文を参照.

る高砂山層との地層境界付近では, 高砂山層と共に強い熱水変質作用を受けており, 黄銅鉱などが生じている. また, 結晶片に富む岩石からなる本層は, 周囲の緻密な岩石からなる高砂山層と比較して風化・侵食を受けやすく, 尾根は平坦で, 全体的になだらかな地形を呈している.

#### 岩石記載

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (WK124, 第 6.17 図)

産地: 美和神社から約 800 m 南東方の瀬戸内市邑久町庄田の尾根沿い (第 6.1 表).

産状: 火砕流堆積物.

鏡下の特徴: 結晶片に富む. 結晶片として, 石英 (長径 < 5 mm), 長石類 (長径 < 3.5 mm) 及び黒雲母 (長径 < 1.2 mm) を含む. 多くは長径 0.3~1 mm 程度の破片状結晶として認められるが, 自形結晶の形態を残すものも認められる. 石英の一部は丸みを帯びた形態を呈する. 長石類は全て細粒の粘土鉱物に置換され, セリサイト化している. 黒雲母は

いずれも変質しており, 粘土鉱物に置換されている. そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む. 不透明鉱物は黒雲母, 長石類及び軽石片中に他形の集合体として認められる. ジルコンは長径 0.1 mm 以下の自形~破片状で主に基質部に認められる. また, 長径 0.3 mm 程度の完全にオパサイト化した結晶片が認められ, 形態から角閃石の可能性もある. 基質は, ユータキシティック組織を示す. 脱ガラス化及び変質しており, 隠微晶質物質からなる. また, 結晶片の縁や割れ目に沿って, 赤褐色微細二次鉱物 (水酸化鉄?) が生じている. 岩片として, 長径 4 mm 以下のフェルシティック組織を示す火山岩や軽石片を含む.

年代 瀬戸内市邑久町庄田の農道沿い (第 6.1 表) で採取した流紋岩溶結凝灰岩 (WK04) の LA-ICP-MS を用いたジルコン U-Pb 年代は  $71.7 \pm 1.6$  Ma であった (第 6.2 表及び付図 1). この年代値は, 層序関係と矛盾せず, 本地域内で得られている白亜紀火成岩類の年代値の中で最も若い (第 6.2 図).

## 第7章 後期白亜紀貫入岩類

(佐藤大介)

### 7.1 研究史及び概要

#### 7.1.1 研究史

西南日本内帯には後期白亜紀火山岩類同様、貫入岩類も広く分布している。本地域の貫入岩類は、底盤状の仁堀花崗岩(光野・大森, 1965)や岩株状の妙見山花崗閃緑岩(光野・大森, 1965)などの花崗岩類と小規模な岩脈類からなる。

本地域を含む花崗岩類の研究は濡木ほか(1979)がある。濡木ほか(1979)は、岡山県中・南部に分布する花崗岩類をI~IV型花崗岩、細粒花崗岩及び中性~塩基性深成岩類の6岩型に分類した。I~IV型花崗岩は、岩石組織及び珪長質鉱物の特徴により区分され、各々の特徴は次のとおりである。I型花崗岩は等粒状組織を示す黒雲母花崗岩(狭義の花崗岩)で、アルカリ長石と石英に富む。II~IV型花崗岩は斑状~集斑状組織の角閃石黒雲母アダメロ岩で、II型花崗岩はアルカリ長石、III型花崗岩は石英、IV型は斜長石の斑状ないし集斑状組織を特徴とする。細粒花崗岩はI型かII型花崗岩の細粒相で、中性~塩基性深成岩類は斑れい岩~花崗閃緑岩類である。本地域内の花崗岩類について、濡木ほか(1979)による区分では、仁堀花崗岩南部、本地域南東端部及び南西端部に分布する花崗岩類(本報告の長島花崗岩及び操山花崗岩)はII型花崗岩に、仁堀花崗岩北部及び妙見山花崗閃緑岩はIV型花崗岩にそれぞれ分類されている(濡木ほか, 1979; 高木, 2009)。

そのほか、本地域を含む花崗岩類の研究として、全岩化学組成に関する研究(沓掛ほか, 1979; 増田ほか, 1979)、鉱物化学組成に関する研究(田結庄ほか, 1979)、磁鉄鉱系列・チタン鉄鉱系列に関する研究(田結庄, 1982)、放射年代に関する研究(柴田, 1979; Iida *et al.*, 2015)などがある。

また、妙見山花崗閃緑岩については、上記のほかに地質学的研究(光野・大森, 1965; 白川, 1975)、接触変成作用の研究(浅見・濡木, 1978)、磁鉄鉱系列・チタン鉄鉱系列に関する研究(高木, 1993; Takagi and Nureki, 1994)などがある。妙見山花崗閃緑岩は、東北東-西南西方向に延びる断層を境に北部岩体と南部岩体に区分される(白川, 1975)。北部岩体は複合岩体を形成しており、研究者により岩相区分が異なるものの、中央部から外縁部に向かって岩相が変化する累帯構造を示す。南部岩体は斑状トータル岩~石英閃緑岩とそれを貫く斑状花崗岩か

らなる(白川, 1975)。本地域には南部岩体の斑状花崗岩のみが分布する。

なお、本地域の岩脈類については、既存の地質図(第2章1節及び第6章1節を参照)に若干の記載はあるものの、岩脈類を対象とした既存研究は特にない。

#### 7.1.2 概要

本地域を含む山口県東部から岡山県南部にかけての底盤状の花崗岩類は、広島型花崗岩(木野崎, 1953)、広島花崗岩複合体(小島・吉田, 1957)、広島花崗岩(Ichikawa *et al.*, 1968)、広島花崗岩類(小島, 1964)などの名称が用いられてきた。ただし、これらは鉱床学的な区分や岩相による区分など、区分の定義も含まれる範囲も一定ではなかった。また、本地域の花崗岩類は、底盤状だけではなく、岩株状や岩脈状のものも多い。そこで本報告では、広島花崗岩類など一括した名称は用いず、分布、岩相、貫入・被覆関係から区分される7つの岩体(第7.1図)を個別に記載する。岩体名は、北隣「周匝」地域に連続する岩体(仁堀花崗岩及び妙見山花崗閃緑岩)については光野・大森(1965)による名称を用い、それ以外は分布する地名から四辻山花崗岩・長島花崗岩・操山花崗岩・百枝月石英閃緑岩・長船花崗岩と新たに命名した。第7.2図には各岩体の代表的な岩相の薄片写真を、第7.3図にはモード組成をそれぞれ示す。

本地域の岩脈類について、本報告では岩質・岩相から、岩脈類を安山岩、流紋岩~デイサイト及び斑状の鉱物が目立つ斑状流紋岩~斑状デイサイトに区分した。これらは、一般に先白亜系と上部白亜系の火山岩類及び花崗岩類に貫入するが、一部の岩脈類は接触変成作用を受けていることから、花崗岩類に貫入されると推定される。

これまで本地域周辺の後期白亜紀貫入岩類は、後期白亜紀火山岩類の活動後に貫入したと考えられてきたが(例えば、光野・大森, 1963; 岡山県内地質図作成プロジェクトチーム, 2020)、本調査で後期白亜紀火山岩類に被覆される貫入岩類が確認された。そこで本報告では、貫入の時期や岩相から、本地域の後期白亜紀貫入岩類を貫入岩類I, II, IIIの3つに大別した(第2.1図及び第7.1図)。貫入岩類Iは、後期白亜紀火山岩類及び花崗岩類に被覆又は貫入される岩体と放射年代値等からこれらと同時期(約86~83 Ma)と推定される岩体で、四辻山花崗岩・長島花崗岩・操山花崗岩・仁堀花崗岩からなる。貫入岩類IIは、貫入岩類Iを被覆する後期白亜紀火山岩類に

貫入する岩体、貫入岩類Iを貫く岩体及びこれらと同時期(80 Ma以降)と推定される岩体で、百枝月石英閃緑岩・長船花崗岩・妙見山花崗閃緑岩からなる。貫入岩類IIIは、岩脈類で貫入岩類I, IIに貫入し、一部は貫入岩類IIに貫かれる。

本地域の貫入岩類の形成年代は、周辺地域を含む貫入岩類の放射年代値が後期白亜紀を示すことから(例えば、柴田, 1979; Iida *et al.*, 2015), 本報告では後期白亜紀に形成されたものとして扱う。

以下、貫入岩類の記載を行うが、若干の補足を記す。粗粒・中粒・細粒の区分は径5 mmと径1 mmをそれぞれ目安とし、斑状の場合は基質部を指している。本報告で用いる「細粒斑状花崗岩」は従来の「花崗斑岩」に相当するもので、本報告では斑状組織が明瞭な花崗岩で、基質の鉱物の径が1 mm以下の岩石に用いている。「斑状流紋岩」は従来の「石英斑岩」に相当するもので、本報告では明瞭な斑状組織が認められ、肉眼で径約3 mm以上の石英斑晶を多く含む火山岩に、「斑状デイサイト」は肉眼で径約3 mm以上の斜長石の斑晶を多く含む火山岩に用いている。帯磁率は、Terraplus社製の帯磁率(KT-10)を用い、野外で1つの露頭について5点以上測定を行った結果を基に記している。また、本章で用いた岩石の試料採取地点は、第7.1表にまとめた。

## 7.2 四辻山花崗岩(Yg)

**岩体名** 新称。模式地の四辻山(標高260.3 m)に由来する。本報告では本地域南部において、北北西-南南東方向に細長く分布する細粒斑状花崗岩を主体とする岩脈状の岩体を四辻山花崗岩と呼称する。

**分布** 本地域南部、備前市大内から瀬戸内市邑久町福谷にかけての東西2.5 km、南北6.7 kmの範囲に分布する。

**模式地** 四辻山へ至る瀬戸内市長船町東須恵の道路沿い又は瀬戸内市長船町飯井の高松山(標高195 m)西方の林道沿い

**貫入関係・産状** 超丹波帯江尻ユニット及び虫明ユニットに岩脈状に貫入する。直接の関係は確認できていないが、分布状況から高砂山層及び日生層にも高角度に貫入すると推定される。また、長船花崗岩に貫入されており、岩体南部は広範囲にわたって接触変成作用による基質部の再結晶化が認められる。貫入母岩への接触変成作用は、岩体南部では後に貫入する長船花崗岩の接触変成作用の影響により定かではない。岩体北部では超丹波帯の碎屑岩類に接触部から幅200~400 m程度にわたって接触変成作用を与えている。

**岩相** 本岩は、塊状の細粒斑状黒雲母普通角閃石花崗岩からなり、分布域によっては斑状流紋岩及び流紋岩の岩相を呈する。細粒斑状花崗岩は、長石類(主に斜長石)の斑状結晶が目立つ塊状の岩石で、基質部は肉眼での同定

が困難なほど細粒なことが多い(第7.2図a)。白色~暗灰色及び淡黄褐色を呈し、赤色を帯びることがある。暗色包有岩は一般に含まない。岩相は以下のように分布域により若干異なる。

岩体南部、瀬戸内市邑久町の龍王山周辺では、細粒斑状花崗岩からなる。広範囲にわたって長船花崗岩による接触変成作用を受けているが、南側ほど接触変成作用の程度は弱い。長石類の斑状結晶は長径3~10 mm程度で、アルカリ長石はピンク色を呈することがある。高砂山層との境界部付近では全体的に細粒となり、白色を呈する。そのため、野外では接触変成作用を受けた高砂山層の火砕岩との区別が困難になる。龍王山から北東約500 mの尾根には、幅約200 mの範囲に捕獲岩と推定される接触変成作用を受けた普通角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩が認められる。径1~2 mm程度の結晶片に富み、基質部は再結晶化している。結晶片に富む点で日生層の火砕岩に類似するが、日生層に比べて苦鉄質鉱物に富む。

岩体中央南部の高松山周辺では、細粒斑状花崗岩が主体で、斑状結晶は長径3~4 mm程度の長石類及び石英からなり、斑状結晶の量は岩体南部に比べて少ない。接触変成作用の程度も南部に比べると弱い。高松山周辺の岩体縁部では基質及び斑状結晶が細粒となり、斑状流紋岩の岩相を呈する。

岩体中央北部から北部にかけての瀬戸内市長船町磯上周辺では、長石類及び石英斑晶が目立つ斑状流紋岩ないし長径2 mm以下の斑晶を少量含む流紋岩の岩相が多く認められる。

**帯磁率** 模式地付近で $0.1 \times 10^{-3}$  SI以下の値を示す。

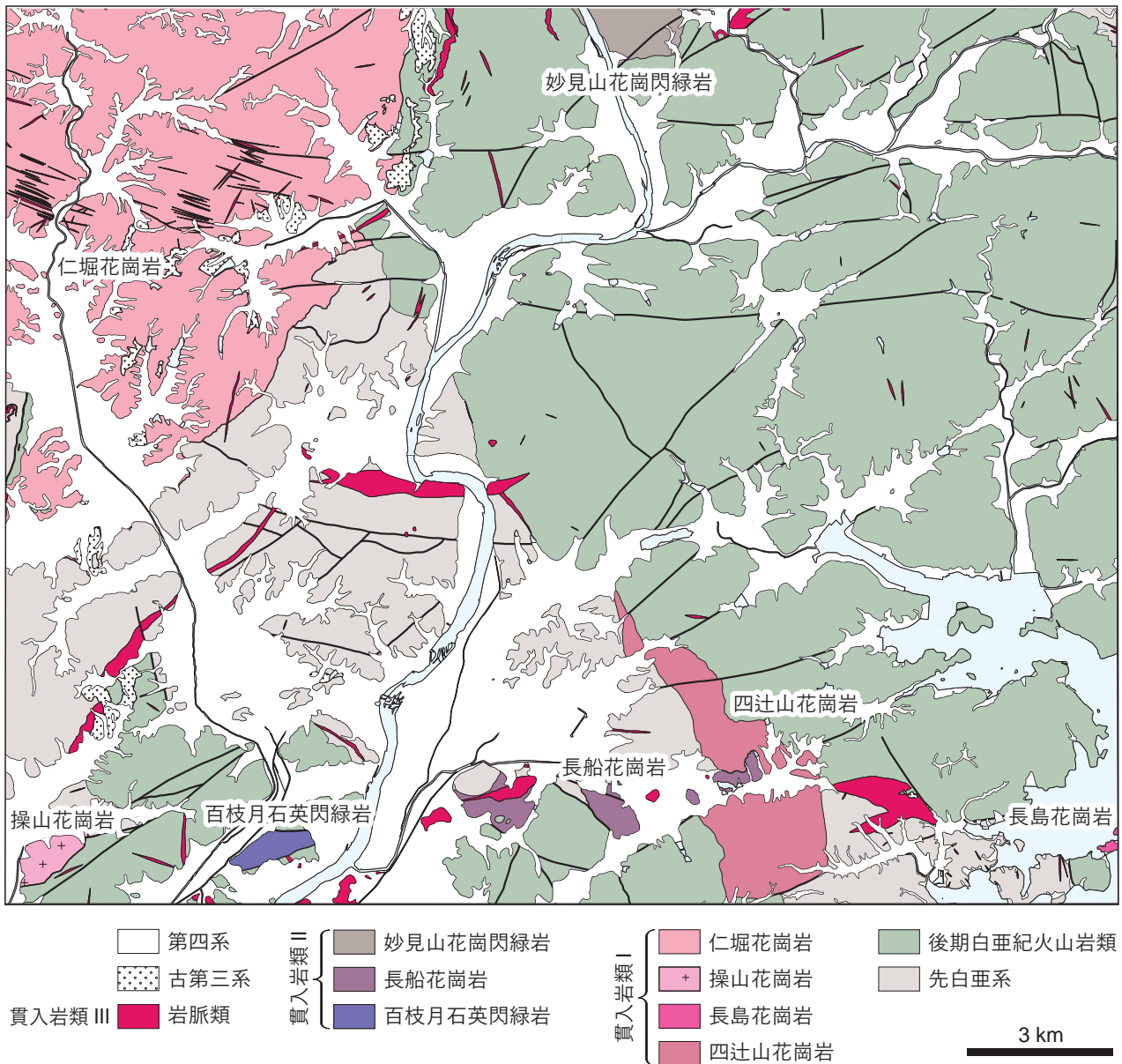
### 岩石記載

細粒斑状黒雲母普通角閃石花崗岩(試料名WK05, 第7.2図a及び第7.4図)

**産地** 瀬戸内市邑久町福谷。龍王山(標高222.4 m)東方460 m付近の道路沿い(第7.1表)。

**鏡下の特徴** 斑状組織を示し、長径1 mm以上の斑晶の多くは斜長石である。斑晶は、斜長石(長径<4.5 mm, 自形~半自形)、アルカリ長石(長径<2.2 mm, 自形~半自形)、石英(長径<0.8 mm, 自形~半自形)、普通角閃石(長径<1 mm, 自形~半自形)及び黒雲母(長径<1 mm, 自形~半自形)からなる。斜長石は累帯構造を示し、しばしば斜長石(一部アルカリ長石を含む)からなる集斑状組織が認められる。アルカリ長石は汚濁し、パーサイト組織を示す。普通角閃石はY=Z=青緑色、X=淡褐色、黒雲母はY=Z=褐色、X=淡褐色の多色性を示す。苦鉄質鉱物はしばしば緑泥石に置換されている。黒雲母は長石類中にも認められる。基質は、径0.3 mm以下の石英及びアルカリ長石を主体とし、斜長石、苦鉄質鉱物及び不透明鉱物を含む。しばしば微文象組織が認められる。不透明鉱物は自形~他形を呈し、粒間のほか、苦鉄質鉱物や集斑状の斜長石に伴っ





第 7.1 図 「和気」地域、後期白亜紀貫入岩類の分布概略図

て産する。そのほかの鉱物として、ジルコンを含む。ジルコンは長径 0.1 mm 程度で自形を呈し、粒間や長石類などの鉱物中に含まれる。なお、本試料のモード組成(第 7.3 図 c)は、長径 0.3 mm 以上の鉱物を対象に測定した。石英及びアルカリ長石は基質部に多く認められるため、基質部を含めると石英及びアルカリ長石のモード組成における鉱物量比は多くなる。

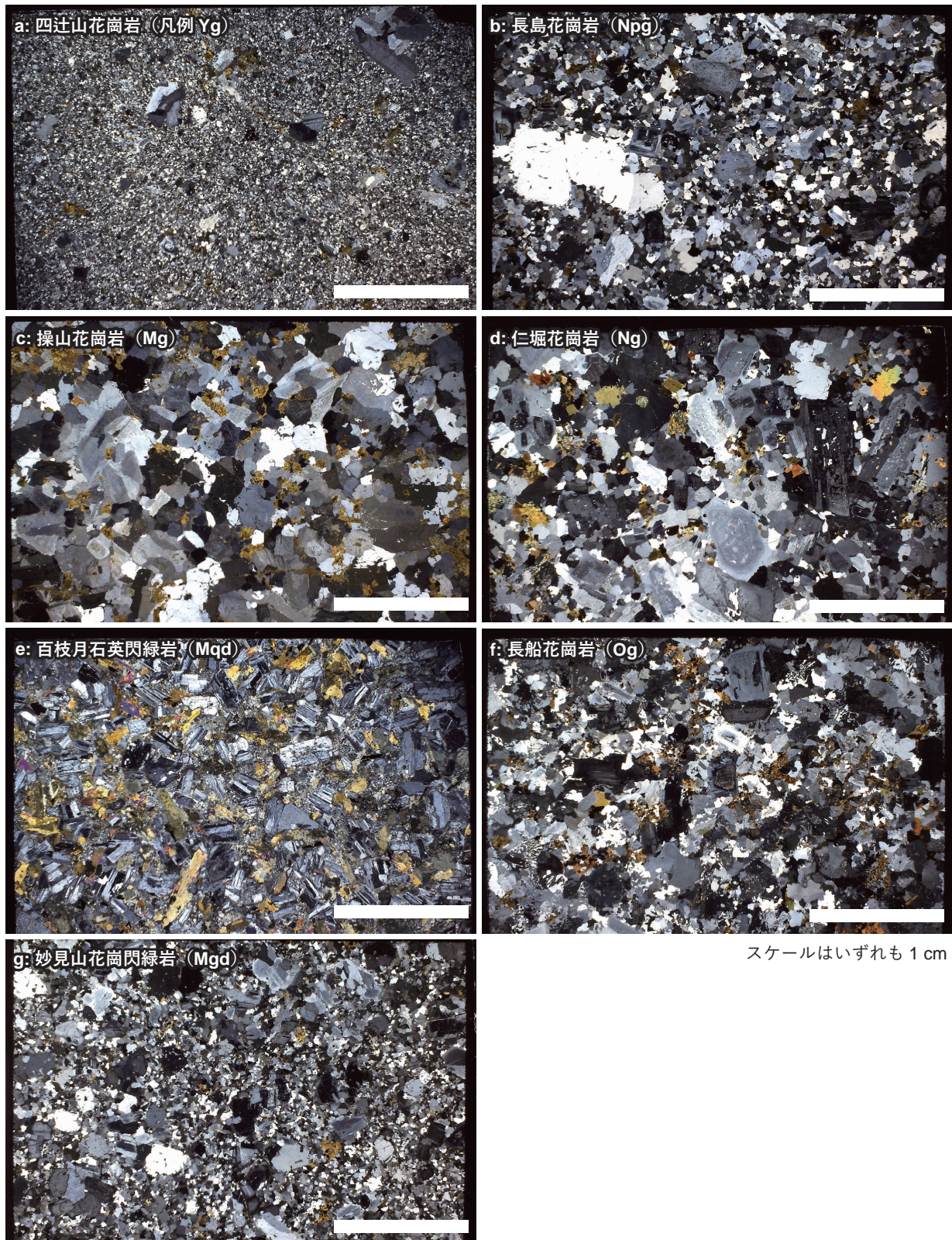
年代 Iida *et al.* (2015) は、瀬戸内市邑久町福谷にある龍王山南東付近の本岩に相当する花崗岩から、 $92.60 \pm 0.87$  Ma の LA-ICP-MS を用いたジルコン U-Pb 年代を報告している。しかし、この年代値は高砂山層 ( $85.8 \pm 0.7$  Ma : U-Pb 年代) と日生層 ( $85.6 \pm 0.6$  Ma : U-Pb 年代)

との貫入関係及び年代値と一致しない。

今回、Iida *et al.* (2015) の採取地近傍の道路沿い(第 7.1 表)で採取した細粒斑状花崗岩(WK05)中のジルコンを用いた U-Pb 年代測定を行った。その結果、 $85.6 \pm 0.5$  Ma の U-Pb 年代を得た(第 7.2 表及び付図 2)。この年代は本岩が貫入する高砂山層及び日生層と良く一致しており、本岩は両火山岩層の活動とほぼ同時期に貫入したと推定される。

### 7.3 長島花崗岩 (Npg)

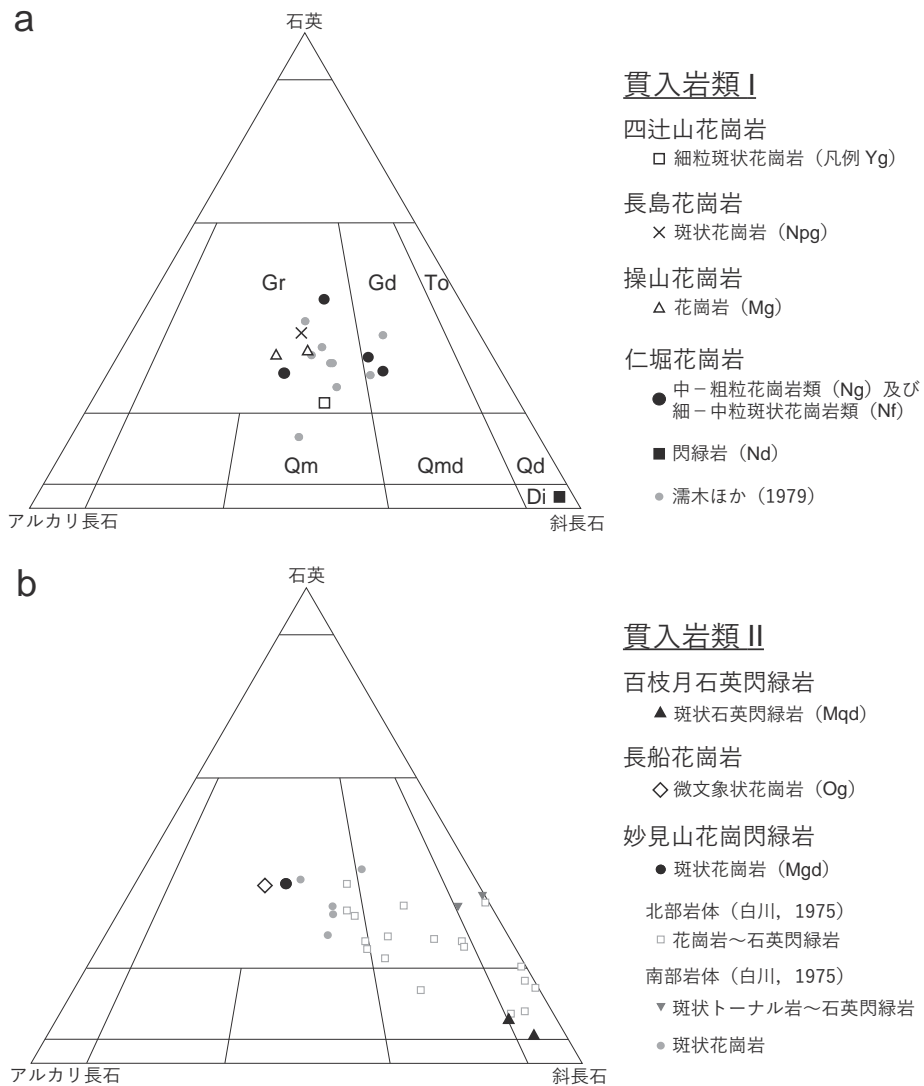
岩体名 新称。東隣「播州赤穂」地域(佐藤ほか, 2016)の「斑状花崗岩」に対応する。本報告では瀬戸内市の長島に



スケールはいずれも 1 cm

第 7.2 図 「和気」地域，後期白亜紀貫入岩類の薄片写真

(a) 細粒斑状黒雲母普通角閃石花崗岩 (試料名 WK05). (b) 中粒相，中粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩 (BAK239). (c) 中粒黒雲母花崗岩 (WK183). (d) 粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (WK175). (e) 中粒斑状普通角閃石黒雲母石英閃緑岩 (WK179). (f) 中粒微文象状普通角閃石含有黒雲母花崗岩 (WK177). (g) 南部岩体斑状花崗岩，細粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩 (WK164). 詳しい岩石記載は本文を参照.



第 7.3 図 「和気」地域、後期白亜紀貫入岩類のモード組成

(a) 貫入岩類 I, (b) 貫入岩類 II. Gr: 花崗岩, Gd: 花崗閃緑岩, To: トーナル岩, Qm: 石英モンズナイト, Qmd: 石英モンズ閃緑岩, Qd: 石英閃緑岩, Di: 閃緑岩.

露出する弱斑状の中-粗粒花崗岩からなる岩株状岩体を長島花崗岩と呼称する。

**分布** 本地域南東部から東隣「播州赤穂」地域にかけて、瀬戸内市邑久町虫明にある長島の東西 2.1 km、南北 1.1 km の範囲に小規模に分布する。

**模式地** 東隣「播州赤穂」地域、邑久町虫明長島の海岸や道路沿い。

**貫入関係・産状** 日生層に貫入し、日生層及び超丹波帯虫明ユニットに接触部から約 1 km にわたり接触変成作用を与えている岩株状岩体である。海岸では日生層に貫入する貫入面(天井部)を観察できる(第 7.5 図 a)。

**岩相** 本岩は、中-粗粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩からなる。斑状結晶は主に白色の斜長石と灰色を帯びる石英からなる(第 7.2 図 b)。本岩は、アルカリ長石の斑状

ないし集斑状組織を特徴とする II 型花崗岩(濡木ほか, 1979)に区分されている(高木, 2009)。しかし、野外や鏡下での観察では、斜長石の斑状結晶が目立つことが多く、本岩は IV 型花崗岩に相当すると考えられる。塊状で白色を呈し、風化部で黄色を帯びる。アルカリ長石はピンク色を呈することもある。苦鉄質鉱物として、黒雲母と僅かに普通角閃石を含み、黒雲母からなる径数 mm のクロットが認められる。本岩は一般に粗粒相(第 7.5 図 b)だが、岩体北西部(東隣「播州赤穂」地域内)の一部では中粒相(第 7.5 図 c)が認められる。中粒相は比較的新鮮だが、粗粒相は一般に風化して真砂化しており、未風化部が玉石状に残っていることが多い。長径 5~10 cm 程度の楕円状を呈する細粒閃緑岩質暗色包有岩を少量含む。また、長径約 20 cm の垂角礫状の細粒花崗岩を捕獲してお

第 7.1 表 本報告に用いた後期白亜紀貫入岩類試料の採取地点

試料名	GSJ R No.	岩体・岩石名	凡例	北緯, 東経 (WGS)	産地	図番号	岩石記載	年代測定地点番号
WK05	R110839	四辻山花崗岩	Yg	34°41'07", 134°10'42"	瀬戸内市邑久町福谷	第7.4図	○	8
BAK239	R108103	長島花崗岩	Npg	34°41'00", 134°15'03"	瀬戸内市邑久町虫明	第7.6図	○	
WK183	R110840	操山花崗岩	Mg	34°40'52", 134°00'27"	岡山市東区古都南方	第7.7図	○	
WK175	R110841	仁堀花崗岩	Ng	34°49'44", 134°01'44"	赤磐市大屋	第7.9図a	○	
WK189	R110842	仁堀花崗岩	Nf	34°46'03", 134°03'21"	岡山市東区瀬戸町塩納	第7.9図b	○	
WK169	R110843	仁堀花崗岩	Nd	34°48'07", 134°05'03"	赤磐市沢原	第7.9図c	○	
WK179	R110844	百枝月石英閃緑岩	Mqd	34°40'59", 134°03'41"	岡山市東区百枝月	第7.10図	○	
WK177	R110845	長船花崗岩	Og	34°41'28", 134°09'29"	瀬戸内市長船町飯井	第7.11図	○	
WK164	R110846	妙見山花崗閃緑岩	Mgd	34°50'18", 134°08'14"	和気郡和気町木倉	第7.13図	○	
WK247	R110847	安山岩	I	34°50'04", 134°05'47"	和気郡和気町父井原	第7.14図a	○	
WK103	R110848	流紋岩	F	34°41'09", 134°05'42"	瀬戸内市邑久町上笠加	第7.14図b	○	
WK141	R110849	斑状流紋岩	P	34°43'13", 134°01'41"	岡山市東区草ヶ部	第7.14図c	○	

第 7.2 表 後期白亜紀貫入岩類のジルコン U-Pb 年代測定結果

番号	試料名	岩体名 (凡例)	岩石名 (産地)	最若年代集団の粒子数 / コンコーダント粒子数	U-Pb 年代値 (Ma) Age ± 2σ	最若年代集団内の年代幅 (Ma)
8	WK05	四辻山花崗岩 (Yg)	細粒斑状花崗岩 (瀬戸内市邑久町福谷)	20/20	85.6 ± 0.5	88.0~83.3

番号は地質図中の年代測定試料採取地点の番号に対応。測定は、株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼し、東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設の LA-ICP-MS で行われた。機器は、フェムト秒レーザー (LIGHT CONVERSION 社製 CARBIDE) とトリプル四重極型 ICP-MS (サーモフィッシャーサイエンティフィック株式会社製 ICAP-TQ) が用いられた。測定した 30 粒子のうち、各粒子の分析値の誤差楕円 (2σ) とコンコーディア成長曲線が重なるもの (付図 2) をコンコーダントな年代値とし、最若年代を示す単粒子と誤差 3σ 以内で重複する粒子群を最若年代集団とした。U-Pb 年代値は、最若年代集団から求めた  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  年代の加重平均。

り、捕獲岩との境界部には幅 5 mm 程度の急冷縁が生じている (第 7.5 図 d)。日生層とのルーフ接触付近では、本岩に接触面に対してほぼ平行な流理構造が認められ、貫入・固結時のマグマの流動を示すものと考えられる。

**帯磁率** 一般に  $0.1 \times 10^{-3}$  SI 以下で、最大  $0.15 \times 10^{-3}$  SI の値を示す (佐藤ほか, 2016)。

#### 岩石記載

中粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩 (BAK239, 第 7.2 図 b 及び第 7.6 図)

産地: 東隣「播州赤穂」地域内の瀬戸内市邑久町虫明 (第 7.1 表)。

鏡下の特徴: やや斑状をなす。斑状結晶は斜長石が多く、次いで石英が多い。斜長石 (長径 < 5 mm, 自形~半自形), 石英 (径 < 6 mm, 自形~他形), アルカリ長石 (長径 < 2 mm, 自形~他形), 黒雲母 (径 < 2 mm, 自形~他形), 普通角閃石 (長径 < 1 mm, 自形~半自形) からなる。石英の多くは、径 2 mm 以下だが一部に径 5 mm を超える斑晶が認められる。一部、融食を受けている。斜長石は累帯構造を示し、ソーシュライト化が一部に認められる。黒雲母から

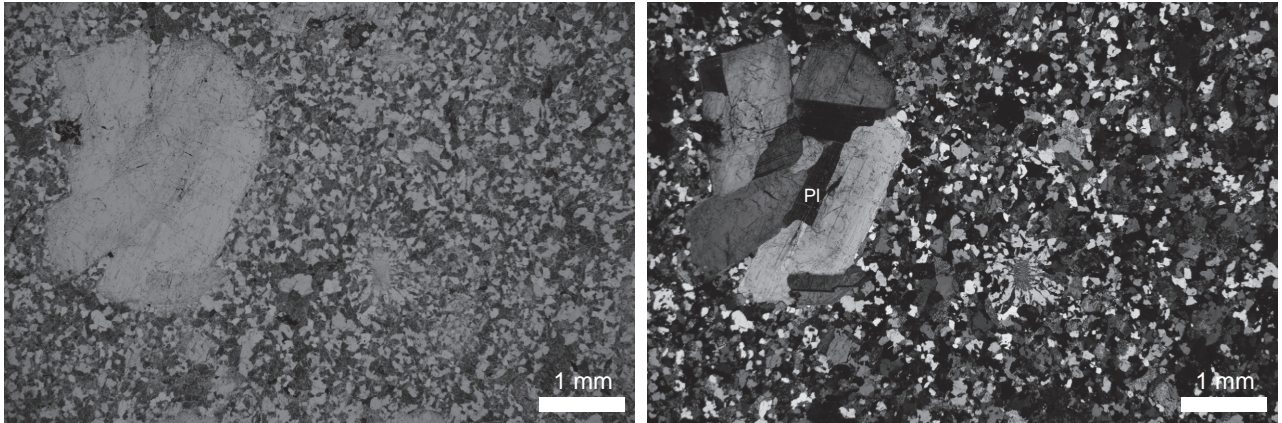
なるクロットがしばしば認められ、Y = Z = 緑色を帯びた暗褐色、X = 褐色~淡褐色の多色性を示す。普通角閃石は主にクロット中に含まれ、変質している。そのほかの鉱物として、不透明鉱物及びジルコンを含む。

**年代** 放射年代値の報告はない。本岩は、日生層内へのみ小規模に分布しており、日生層と一連の火成活動で形成された可能性がある (佐藤ほか, 2016; Sato *et al.*, 2016)。本報告では、本岩の形成年代を日生層から得られた  $85.6 \pm 0.6$  Ma (U-Pb 年代) とほぼ同時期のものとして取り扱う。

#### 7.4 操山花崗岩 (Mg)

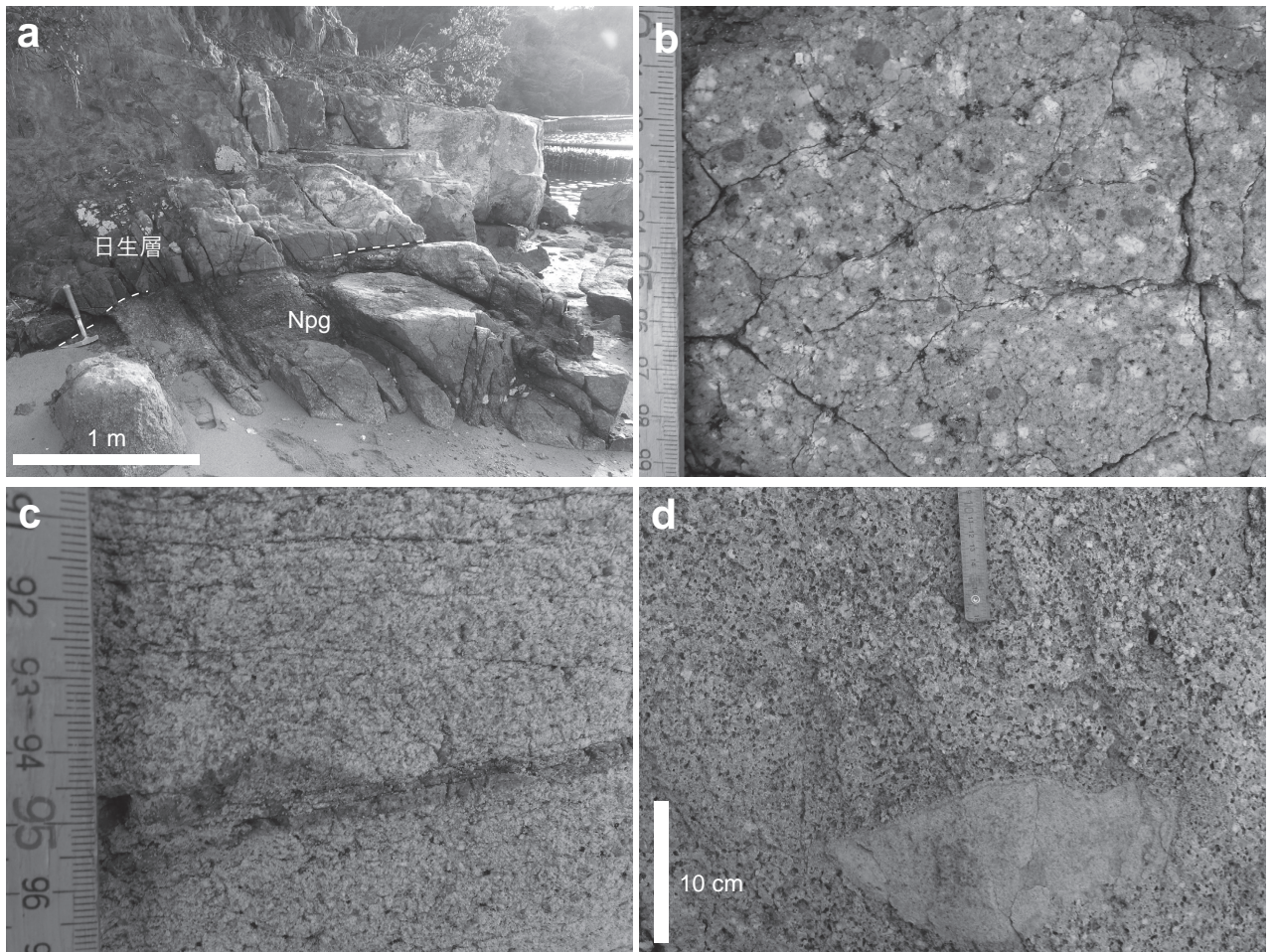
**岩体名** 新称。本報告では南西隣「岡山南部」地域、岡山市中区の操山 (標高 168.7 m) から沖積層を挟んで岡山市東区古都南方 (こずみなみがた) にかけて露出する中粒花崗岩を操山花崗岩と呼称する。

**分布** 本地域内では、南西端部の東西 1.3 km、南北 1 km (ひやっけんがわ) の範囲に露出する。本地域から南西方には百間川を挟ん



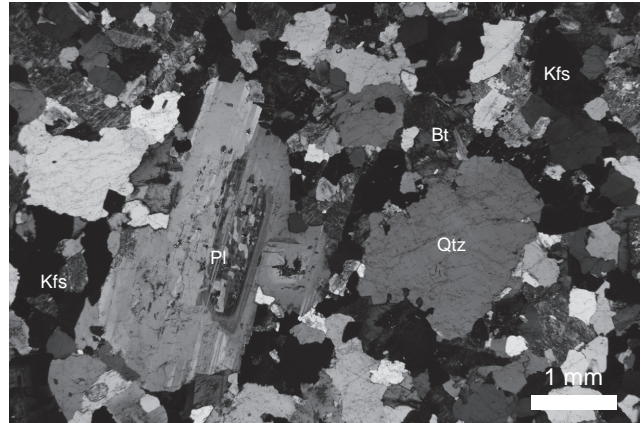
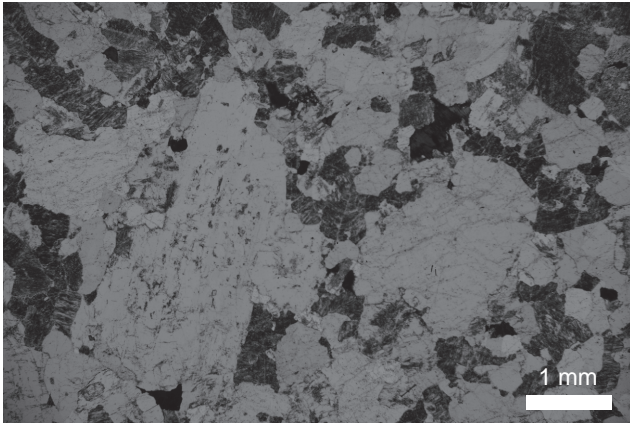
第7.4図 四辻山花崗岩の鏡下写真

細粒斑状黒雲母普通角閃石花崗岩(凡例Yg, 試料名WK05). 左が単ポーラー, 右が直交ポーラー. Pl:斜長石. 詳しい岩石記載は本文を参照.



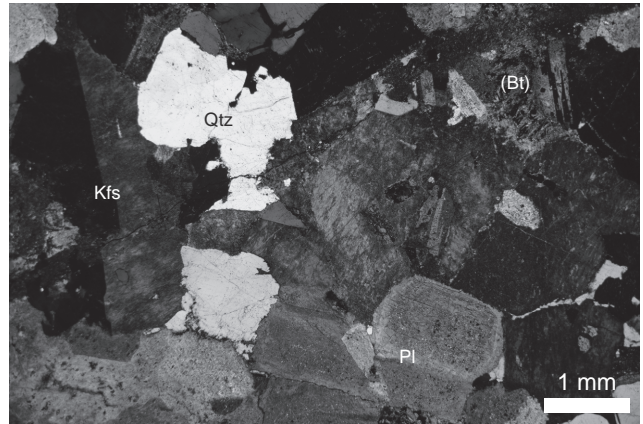
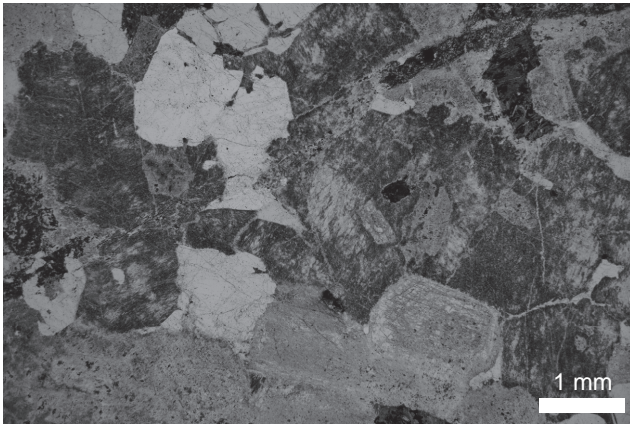
第7.5図 長島花崗岩の露頭写真

(a) 日生層の火砕岩に貫入する長島花崗岩(Npg)の天井部(破線部). 邑久町虫明長島の海岸. (b) 粗粒相の接写写真. (c) 中粒相の接写写真. (d) 粗粒相中の細粒花崗岩捕獲岩. (b)~(d)は邑久町虫明長島(東隣「播州赤穂」地域内)で撮影.



第7.6図 長島花崗岩の鏡下写真

中粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩(凡例Npg, 試料名BAK239)。左が単ポーラー, 右が直交ポーラー。Bt: 黒雲母, Kfs: アルカリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英。詳しい岩石記載は本文を参照。



第7.7図 操山花崗岩の鏡下写真

中粒黒雲母花崗岩(凡例Mg, 試料名WK183)。左が単ポーラー, 右が直交ポーラー。(Bt): 変質した黒雲母, Kfs: アルカリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英。詳しい岩石記載は本文を参照。

で、西隣「岡山北部」地域から南西隣「岡山南部」地域にかけて花崗岩が露出する。本地域及び南西方の花崗岩は岩相が一部類似すること、ともに接触変成作用が認められないことから、これらは同時期に形成し、地下で連続するものと考えられる。南西方の花崗岩も含めると、本岩の分布は東西7 km、南北3 kmの広がりを持つ。

**模式地** 操山周辺。操山南方の護国神社へ至る道路沿いに露出があるほか、操山北東の登山道中の採石跡で新鮮な岩石を観察できる。本地域では、岡山市中区下から東区古都南方にかけての道路沿いに本岩の露出がある。

**貫入関係・産状** 超丹波帯江尻ユニット及び高砂山層に貫入し、貫入境界から幅500~1,000 mの範囲に接触変成作用を与えている。分布状況から高砂山層に高角度に貫入する岩株状岩体と推定される。

**岩相** 本地域における本岩は、粒径3~5 mm程度の中粒

黒雲母花崗岩からなり、塊状である(第7.2図c)。肉眼で径数mmの苦鉄質鉱物のクロットが認められる。石英は灰色を呈し、アルカリ長石は集斑状で一般に白色を呈する。本地域では暗色包有岩や捕獲岩を確認していない。本地域南西方に露出する本岩(西隣「岡山北部」及び南西隣「岡山南部」地域内)は、地域により粒径が異なる。岩体西部の操山周辺は、中粒黒雲母花崗岩からなり、本地域の本岩と岩相が類似する。一方、岩体中央部の笠井山東方は、細-中粒黒雲母花崗岩~細粒斑状黒雲母花崗岩である。本地域に比べて全体的に粒度が細かく、鏡下では微文象組織が認められる。

**帯磁率** 一般に $1 \times 10^{-3}$  SI以下を示すが、岡山市中区下付近では $2 \sim 3 \times 10^{-3}$  SIの値を示す。南西隣「岡山南部」地域の本岩も多くが $1 \times 10^{-3}$  SI以下を示し、一部で $2 \sim 3 \times 10^{-3}$  SIの値を示す。

## 岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 (WK 183, 第 7.2 図c 及び第 7.7 図)

産地：岡山市東区古都南方の林道 (第 7.1 表)。

鏡下の特徴：アルカリ長石 (長径 < 5 mm, 自形～他形), 斜長石 (長径 < 4 mm, 自形～半自形), 石英 (長径 < 4 mm, 自形～他形) 及び黒雲母 (長径 < 1.2 mm, 自形～他形) からなる。アルカリ長石は集斑状で、パーサイト組織が認められる。斜長石は非常に弱い累帯構造を示す。石英の一部は融食を受けている。黒雲母は多くが粘土鉱物に置換されているが、比較的新鮮なものは Y = Z = 赤褐色, X = 淡褐色の多色性を示す。黒雲母が置換されたと推定される細粒の粘土鉱物からなるクロットがしばしば認められる。そのほかの鉱物として、不透明鉱物、ジルコン及び褐れん石を含む。不透明鉱物は、長径 0.5 mm 以下の自形～他形を呈する。多くは黒雲母に伴って産し、長石類中やクロット中にも含まれる。ジルコンは長径 0.1 mm 程度で、自形を呈し、長石類などの鉱物中のほか、クロット中に含まれる。褐れん石は長径 0.3 mm 程度で、自形～半自形を呈し、一部には累帯構造が認められる。

年代 南西隣「岡山南部」地域内の本岩からは、 $84.75 \pm 0.46$  Ma (Iida *et al.*, 2015) の LA-ICP-MS を用いたジルコン U-Pb 年代が報告されている。この年代値は、貫入する高砂山層のジルコン U-Pb 年代 ( $85.8 \pm 0.7$  Ma: 本報告) と矛盾しない。

### 7.5 仁堀花崗岩 (Ng, Nf, Nd)

岩体名 光野・大森 (1965) による。

分布 本地域北西部に広く分布する。岩体全体は、隣接する「岡山北部」・「福渡」・「周匝」地域にまたがる東西約 12 km, 南北約 18 km の範囲に露出する。本地域には本岩の南東部が露出している。

模式地 模式地は特に設定されていない。本地域内では、佐伯峠付近の道路沿いで好露頭が見られる。

貫入関係・産状 本地域内において、舞鶴帯大盛山層、超丹波帯万富ユニット及び道々山層に貫入する底盤状の岩体である。貫入境界から水平距離で約 4 km 離れた採石場内で超丹波帯万富ユニットの泥岩に微細な黒雲母が認められることから、広範囲に接触変成作用を与えていると考えられる。岩体北部 (北隣「周匝」地域内) では、ボーリング資料及び接触変成作用の範囲から、先白亜系に凹凸のある緩傾斜で貫入していると推定されている (光野ほか, 1975)。岩体南端部では鴨前層に覆われる。岩体東部では隣接する和気層に接触変成作用が認められないことから、和気層にも覆われると考えられる。岩体内部は流紋岩 (F) 及び斑状流紋岩 (P) の岩脈に貫かれる。特に、赤磐市中央部の南北約 3 km の範囲内では、主に流紋岩 (F) からなる西北西-東南東方向の平行岩脈群に本岩は

貫入される。また、古第三系吉備層群の礫岩層に不整合に覆われる。

岩相 本報告では、調査を行った岩体南東部の岩相について記載する。本地域における本岩は、主に中-粗粒普通角閃石黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩 (Ng) からなり (第 7.2 図 d), そのほか細-中粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩 (Nf) 及び中粒普通角閃石黒雲母閃緑岩 (Nd) が岩体縁辺部に分布する。

中-粗粒普通角閃石黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩 (Ng) は、塊状の岩石で、岩体内部に向かうにつれて粒径は粗粒となる傾向がある。未風化なものから強風化により真砂化したものまで、様々な程度に風化・変質している (第 7.8 図 a-c)。強風化状態 (真砂化) では粗粒結晶が目立つが、未～弱風化部の観察から判断すると、本地域では中粒相が主体である。本地域北部、赤磐市殿谷などの一部では、石英及び斜長石ないしアルカリ長石が斑状を呈する (第 7.8 図 d)。石英は長石類に比べて斑状結晶の量が少ない。肉眼で苦鉄質鉱物からなる径数 mm のクロットが認められる。本地域における本岩は、アルカリ長石の斑状ないし集斑状組織を特徴とする II 型花崗岩に区別されている (濡木ほか, 1979)。しかし、野外や鏡下での観察では斜長石が斑状を呈することが多く、IV 型花崗岩に相当すると考えられる。なお、鉱物の粒径、アルカリ長石の色及び苦鉄質鉱物の量比などは、場所により若干の違いが認められる。本地域北西端の真光寺山から滝尾山周辺では、弱斑状を呈し、アルカリ長石はピンク色を帯びる。その東方の西光寺周辺では、均質中粒な岩相で、アルカリ長石はピンク色を呈することが多い。石蓮寺山や大石箱壘神社周辺では、長石類が斑状を呈することがあり、アルカリ長石の色は白濁～ピンク色で、長径 1 cm 程度の普通角閃石を含むことがある。本地域北部の和気町小坂や金子山周辺では、均質中粒な岩相が主体で一部斜長石が斑状を呈する。アルカリ長石はピンク色を帯び、そのほかの地域に比べて苦鉄質鉱物の量が多い。本地域内における岩相変化は漸移的で、明瞭な境界は確認できていない。暗色包有岩は、全域で認められるが量は多くない。その岩相は、長径 5～30 cm 程度の楕円状ないし脈状の細粒の閃緑岩質で (第 7.8 図 e), 一部には斜長石の斑状結晶が目立つ。また、赤磐市稗田及び可真下では、強い接触変成作用を受けた砂岩が本岩分布域内で認められる。赤磐市稗田の林道では幅 250 m の範囲に断続的に砂岩が露出する。砂岩は灰色～黄灰色を呈し、細粒である。露頭規模で細-中粒を呈する本岩体に捕獲されている様子が観察されることから、この砂岩は仁堀花崗岩の捕獲岩体と考えられる。

細-中粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩 (Nf) は、岩体縁辺部の一部に認められる長径 2～7 mm 程度の斑状結晶と細-中粒の基質からなる花崗岩～花崗閃緑岩で、中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩 (Ng) の細粒相であ

る。斑状結晶は斜長石と少量の石英であることが多い。本岩相の鉱物組合せは中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩 (Ng) と同様で、両者は漸移関係である。地質図では、基質部が細粒で明らかに斑状の岩相を呈するところを中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩 (Ng) との漸移的境界とした。また、中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩 (Ng) 及び細-中粒斑状花崗岩～花崗閃緑岩 (Nf) には、しばしば細粒花崗岩類が脈状に貫入しており、脈幅は多くが数 10 cm 程度である (第 7.8 図 f)。その貫入方向は露頭規模の範囲でも様々なため、地質図には表現していない。この細粒花崗岩類は等粒状、優白質で白色を呈し、一部は赤色を帯びる。苦鉄質鉱物を含まない、アプライトに相当する岩相を呈することもある。

中粒普通角閃石黒雲母閃緑岩 (Nd) は、赤磐市沢原北部の幅 1 km の狭い範囲にのみ認められる。長径 2～3 mm 程度の白色の斜長石及び淡緑灰色の変質苦鉄質鉱物が目立つ塊状の岩石である。本岩相には鏡下で変形破砕が認められ、野外では斑状を呈するように見える。本岩相と中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩 (Ng) の関係について、直接は確認できていないが両者に接触変成作用が認められず、本岩相は和気層に接触変成作用を与えていないことから、中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩 (Ng) とほぼ同時期に定置したと推定される。

なお、北隣「周匝」地域に露出する本岩北東部の岩相も塊状な中-粗粒普通角閃石黒雲母花崗岩で (光野・大森, 1965)、本地域の主要岩相と同様である。

**帯磁率** 岩体南東部の本地域内では、一般に  $0.3 \times 10^{-3}$  SI 以下の値を示すことが多いが、金子山周辺では  $1 \sim 3 \times 10^{-3}$  SI の値を示す。

## 岩石記載

粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (WK175, 凡例 Ng, 第 7.2 図 d 及び第 7.9 図 a)

産地：赤磐市大屋。西光寺から東南東方に約 1 km の道路沿い (第 7.1 表)。現在は、露頭の大部分に吹付工が施されている。

鏡下の特徴：斜長石 (長径 < 8 mm, 自形～他形), 石英 (長径 < 5 mm, 自形～他形), アルカリ長石 (長径 < 4 mm, 自形～他形), 黒雲母 (長径 < 3 mm, 自形～他形), 普通角閃石 (長径 < 3 mm, 自形～半自形) からなる。斜長石には累帯構造が認められ、アルカリ長石にはパーサイト組織が発達している。黒雲母は Y = Z = 褐色, X = 淡褐色の多色性を示す。一部、緑泥石に置換されている。黒雲母は長石類中にも含まれる。普通角閃石は一般に緑泥石に置換されているが、新鮮なものは Y = Z = 淡緑色, X = 淡褐色の多色性を示す。また、普通角閃石の一部には累帯構造が認められる。そのほかの鉱物として、不透明鉱物、緑れん石、褐れん石及びジルコンを含む。不透明鉱物は長径 0.4 mm 以下の自形～他形を呈し、黒雲母に伴って産する。緑れん石は、

長径 0.5 mm 以下の自形である。褐れん石は、長径 0.2 mm 程度の自形で黒雲母に伴って認められる。ジルコンは長径 0.1 mm 程度で粒間、黒雲母及び長石類中に含まれる。

細粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩 (WK189, 凡例 Nf, 第 7.9 図 b)

産地：岡山市東区瀬戸町塩納<sup>しおのう</sup>。大森山 (標高 240.5 m) から西へ 250 m 付近 (第 7.1 表)。

鏡下の特徴：長径 4 mm 以下の斑状結晶と主に長径 0.1～0.6 mm 程度の基質からなる斑状組織を示す。斑状結晶は、アルカリ長石 (長径 < 4 mm, 自形), 斜長石 (長径 < 3.8 mm, 自形), 石英 (長径 < 3.6 mm, 自形), 黒雲母 (長径 < 2 mm, 自形) と少量の普通角閃石 (長径 < 0.6 mm, 自形) からなる。斑状結晶の多くは、輪郭が融けたような形態を示す。基質は、主に他形 (一部、自形) のアルカリ長石、石英及び黒雲母からなり、少量の不透明鉱物 (長径 0.6 mm 以下, 自形～他形) 及び自形～半自形の斜長石と微量の普通角閃石からなる。アルカリ長石にパーサイト組織、斜長石には累帯構造が認められる。黒雲母はしばしば径 2 mm 以下のクロットをなし、一部は緑泥石に置換されている。普通角閃石はクロット中の鉱物として認められることが多い。黒雲母は Y = Z = 褐色, X = 淡褐色, 普通角閃石は Y = Z = 帯緑褐色, X = 淡褐色の多色性を示す。不透明鉱物は、石基中のほかに黒雲母に伴って産する。そのほかの鉱物として、褐れん石 (長径 0.1 mm 程度, 自形), 緑れん石 (長径 0.1 mm 程度, 自形～他形), アバタイト (長径 < 0.4 mm, 半自形) 及びジルコン (長径 < 0.15 mm, 自形) を含む。ジルコンは粒間、黒雲母及び長石類中に含まれる。

中粒普通角閃石黒雲母閃緑岩 (WK169, 凡例 Nd, 第 7.9 図 c)

産地：赤磐市沢原の三角点 (標高 108.4 m) から南へ 250 m 付近 (第 7.1 表)。

鏡下の特徴：主に斜長石 (長径 < 3 mm, 自形～半自形), 黒雲母 (長径 < 2.1 mm, 自形～半自形) 及び普通角閃石 (長径 < 1.8 mm, 自形～半自形) からなる。石英及びアルカリ長石は、主に他形細粒で、粒間を埋めている。斜長石はしばしば変質しており、比較的新鮮なところでは累帯構造が認められる。黒雲母は Y = Z = 緑色を帯びた淡褐色, X = 淡褐色, 普通角閃石は Y = Z = 淡緑色, X = 淡褐色で、黒雲母の多色性は弱い。苦鉄質鉱物の大部分は緑泥石や細粒の粘土鉱物に置換されている。変質のため同定困難であるが、輝石と推定される仮像も認められる。そのほかの鉱物として石英、不透明鉱物及びジルコンを含む。石英は他形を呈し、粒間を埋める。不透明鉱物は径 0.1～0.5 mm 程度で苦鉄質鉱物に伴って産する。ジルコンは径 0.05 mm 程度で自形を呈し、主要鉱物中に含まれる。また、緑れん石などの粘土鉱物も粒間を埋める。



年代 Iida *et al.* (2015) により、本岩体内の複数地点から LA-ICP-MS を用いたジルコン U-Pb 年代が報告されている。その報告値は、岩体中央南東部で  $83.00 \pm 0.78$  Ma、南端部で  $84.9 \pm 1.1$  Ma、南西部(西隣「岡山北部」地域内)で  $85.88 \pm 0.90$  Ma、北西部(北隣「周匝」地域付近)で  $84.44 \pm 0.70$  Ma である。また、岩体中央北部(北隣「周匝」地域内)の粗粒角閃石黒雲母花崗岩から  $79.9 \pm 2.8$  Ma の黒雲母 K-Ar 年代(柴田, 1979)が、岩体北端部の花崗岩から 81 Ma (誤差未記載)のカリ長石 K-Ar 年代(金属鉱業事業団, 1980)がそれぞれ報告されている。本岩体を覆う和気層及び鴨前層のジルコン U-Pb 年代は、それぞれ  $82.4 \pm 0.6$  Ma ~  $80.7 \pm 1.8$  Ma (佐藤ほか, 2016; 橋本ほか, 2019) 及び  $81.8 \pm 0.5$  Ma (本報告)である。本岩の U-Pb 年代値は、これら火山岩層の U-Pb 年代値と層序関係と矛盾しない。K-Ar 年代値は、火山岩層より若い誤差の範囲内で一致する。

## 7.6 百枝月石英閃緑岩 (Mqd)

**岩体名** 新称。本報告では岡山市東区百枝月付近に露出する中粒斑状石英閃緑岩からなる岩株状岩体を百枝月花崗岩と呼称する。

**分布** 本地域南西部、岡山市東区<sup>たけから</sup>竹原から百枝月にかけての東西 1.8 km、南北 0.8 km の範囲に、東西方向に伸びた形で分布する。

**模式地** 本岩は全体的に露出が悪く、多くは転石として観察される。そのため、模式地は設定しないが、岩体内の自動車道路沿いや標高約 113 m 周辺の尾根沿いで僅かに露出が認められる。

**貫入関係・産状** シヤシャ木山層、高砂山層及び流紋岩岩脈 (F) に高角度に貫入又は断層関係で接する岩株状岩体で、これらの岩石に少なくとも貫入境界から幅 300 m にわたり接触変成作用を与えている。

**岩相** 本岩は、一般に塊状の中粒斑状普通角閃石黒雲母石英閃緑岩からなり(第 7.2 図 e)、一部は等粒状である。灰白色~暗灰色を呈する。肉眼では、長径 3~5 mm 程度の白色の斜長石と緑灰色を呈する変質した苦鉄質鉱物が目立ち、灰色の石英を少量含む。露出が悪く、野外では未風化核岩が転石として認められることが多い。シヤシャ木山層は強い熱水変質作用を受けているが、本岩には顕著な熱水変質作用は認められない。

**帯磁率**  $0.2 \sim 0.3 \times 10^{-3}$  SI 程度の値を示す。

### 岩石記載

中粒斑状普通角閃石黒雲母石英閃緑岩 (WK 179, 第 7.2 図 e 及び第 7.10 図)

産地：岡山市東区百枝月、三角点(標高 101.1 m)から南へ 200 m 付近(第 7.1 表)。

鏡下の特徴：弱斑状組織を示す。斜長石(長径 < 3.8 mm、

自形~半自形)、黒雲母(長径 < 3.5 mm、自形~他形)、普通角閃石(長径 < 3 mm、自形~他形)及び不透明鉱物(長径 < 1.6 mm、自形~他形)からなり、細粒の石英とアルカリ長石を含む。斜長石にはしばしば累帯構造が認められる。黒雲母は Y = Z = 緑色を帯びた淡褐色~褐色、X = 淡褐色、普通角閃石は Y = Z = 淡緑色、X = 淡褐色で、黒雲母の多色性は弱い。苦鉄質鉱物の多くは緑泥石(一部は細粒の粘土鉱物)に置換されている。不透明鉱物のうち、半自形~他形のもは粒間又は苦鉄質鉱物に伴って産する。石英及びアルカリ長石は、半自形~他形を呈する径 0.3 mm 以下の細粒結晶で、粒間を埋めている。そのほかの鉱物として、アパタイト及び褐れん石を含む。アパタイトは径 0.1 mm 程度程度の自形~半自形を呈し、褐れん石は径 0.05 mm 程度の自形を呈する。

年代 放射年代値の報告はない。本岩は、シヤシャ木山層 ( $95.2 \pm 0.6$  Ma : U-Pb 年代) 及び高砂山層 ( $85.8 \pm 0.7$  Ma : U-Pb 年代) に貫入することから、少なくともそれ以降の活動となる。また、ろう石化したシヤシャ木山層の岩石からは  $76.2 \pm 1.7$  Ma ~  $71.9 \pm 1.6$  Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている (Matsuda *et al.*, 2001)。顕著な熱水変質作用が認められない本岩は、ろう石鉱床形成後に貫入した可能性がある。

## 7.7 長船花崗岩 (Og)

**岩体名** 新称。本報告では瀬戸内市長船町南部に露出し、四辻山花崗岩などに貫入する鏡下で微文象組織を示す細~中粒斑状花崗岩を長船花崗岩と呼称する。

**分布** 瀬戸内市邑久町上笠加から備前市佐山にかけての東西 6.5 km、南北 1.5 km の範囲に露出する。

**模式地** 瀬戸内市長船町<sup>あらいけ</sup>飯井、荒池南側の道路沿い。

**貫入関係・産状** 超丹波帯江尻ユニット、高砂山層及び四辻山花崗岩に低角度に貫入する。岩体内部は流紋岩岩脈 (F) に貫かれている。岩体西部の甲山周辺では、超丹波帯江尻ユニット及び高砂山層がルーフペンダントとして分布している。また本岩は、高砂山層及び四辻山花崗岩に、本岩の地表露出部南端から南へ幅 2 km にわたって接触変成作用を与えていることから、本岩は地下の広範囲に伏在している可能性がある。

**岩相** 本岩は、細~中粒微文象状普通角閃石黒雲母花崗岩で、塊状である。肉眼で径数 mm の黒雲母からなるクロットが認められる。模式地の荒池周辺ではほぼ等粒状だが(第 7.2 図 f)、そのほかの地域ではしばしば斜長石又は石英が斑状を呈することがあり、ルーフペンダント周辺部では基質部が細粒である。等粒状を呈する岩相は全体が粒径 1~3 mm 程度の鉱物からなり、斑状を呈する岩相は径 1 mm 以下の基質に長径 3~10 mm 程度の斜長石又は石英斑晶が目立つ。石英は灰色を呈し、アルカリ長

石は一般に白色を呈する。暗色包有岩や捕獲岩はほとんど認められない。

**帯磁率** 荒池周辺で、 $0.3\sim 0.7 \times 10^{-3}$  SI程度の値を示す。

#### 岩石記載

中粒微文象状普通角閃石含有黒雲母花崗岩 (WK 177, 第 7.2 図 f 及び 第 7.11 図)

産地：瀬戸内市長船町飯井，荒池南 (第 7.1 表)。

鏡下の特徴：微文象組織を示す。アルカリ長石 (長径 < 3.5 mm, 自形～半自形), 石英 (長径 < 3 mm, 自形～他形), 斜長石 (長径 < 4 mm, 自形～半自形), 黒雲母 (長径 < 1.5 mm, 多くは半自形～他形), 普通角閃石 (長径 0.2 mm 程度, 半自形～他形) 及び不透明鉱物 (長径 < 1.7 mm, 自形～他形) からなる。斜長石は弱い累帯構造を示し、やや斑状に産する。黒雲母は、長石類及び石英の粒間を埋めるように産し、長石類中にも含まれる。主に黒雲母 (多くは長径 0.5 mm 以下) からなる径 2 mm 以下のクロットがしばしば認められる。普通角閃石は、黒雲母とのクロットとして僅かに認められる。黒雲母は Y = Z = 濃褐色 (一部は赤色を帯びる), X = 淡褐色, 普通角閃石は Y = Z = 緑色, X = 淡褐色の多色性を示す。不透明鉱物は、粒間や黒雲母クロット中に認められる。そのほかの鉱物として、ジルコン及び褐れん石を含む。ジルコンは、長径 0.05～0.15 mm 程度の自形～やや摩耗した形態を呈する。黒雲母、長石類及び石英中に含まれるほか、黒雲母クロット中に多量に認められることがある。褐れん石は長径 0.3 mm 程度の自形で、僅かに含まれる。

**年代** 放射年代値の報告はない。高砂山層 ( $85.8 \pm 0.7$  Ma : U-Pb 年代) 及び四辻山花崗岩 ( $85.6 \pm 0.5$  Ma : U-Pb 年代) には、本岩による接触変成作用が広範囲に認められるが、邑久層 ( $71.7 \pm 1.6$  Ma : U-Pb 年代) には全く認められない。したがって、本岩は  $85.6$  Ma～ $71.7$  Ma の間に貫入・定置したと推定される。

### 7.8 妙見山花崗閃緑岩 (Mgd)

**岩体名** 光野・大森 (1965) による。本岩は東北東-西南西方向に延びる断層を境に北部岩体と南部岩体に区分される (白川, 1975)。岩体名は花崗閃緑岩とあるが、北部岩体は花崗岩～石英閃緑岩からなる複合岩体を形成しており、南部岩体は斑状トータル岩～石英閃緑岩とそれを貫く斑状花崗岩からなる (白川, 1975)。

**分布** 北隣「周匝」地域の美作市上山から本地域の和気町益原にかけての東西 1～5 km, 南北約 9.5 km の範囲において、北北西-南南東方向に細長く分布する。このうち、南部岩体は和気町田土以南の東西 5 km, 南北 3.7 km の範囲に露出し、本地域には南部岩体南半部が露出している。

**模式地** 模式地は特に設定されていない。本地域内では、和気町益原の自転車専用道路沿いやオノ峠で露頭を観察できる。

**貫入関係・産状** 岩株状岩体で、本地域内では和気層及び岩株状の安山岩 (I) に貫入しており、岩体接触部から水平距離で約 600 m にわたって接触変成作用を与えている。分布状況から、高角度に貫入すると判断される。北部岩体は、舞鶴帯大盛山層相当層の泥岩層に岩体接触部から約 900 m にわたって接触変成作用を与えており、特に接触部付近の幅約 100～200 m の範囲は輝石ホルンフェルス相に達している (浅見・濡木, 1978)。

**岩相** 斑状トータル岩～石英閃緑岩とそれを貫く斑状花崗岩からなる南部岩体のうち、本地域には斑状花崗岩のみが分布する。本地域の岩石は、斜長石及び石英の斑状結晶が目立つ細-中粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩からなる (第 7.2 図 g)。淡灰色～白色を呈し、一部は赤色を帯びる。斑状結晶は長径 3～10 mm 程度で、斜長石に比べて石英の斑状結晶は少ない。苦鉄質鉱物として黒雲母及び少量の普通角閃石を含み、肉眼で黒雲母からなる径数 mm のクロットが認められる。岩体内部と周辺部の岩相について、斑状結晶及び基質部の粒度は内部の方がより粗い傾向があるが、周辺部でも斑状結晶が長径 10 mm に達するものも認められる。本岩には、脈状の細粒花崗岩や長径 5～10 cm 程度の楕円状を呈する細粒閃緑岩質暗色包有岩が少量含まれる。南部岩体の斑状トータル岩～石英閃緑岩と斑状花崗岩の関係は、北隣「周匝」地域の木倉で観察される。斑状花崗岩の分枝が斑状トータル岩～石英閃緑岩に貫入しているほか (第 7.12 図)、両者の境界部付近では、斑状花崗岩が斑状トータル岩～石英閃緑岩の捕獲岩を多く含む (白川, 1975)。

**帯磁率** 北隣「周匝」地域の天神山南東付近で南部岩体の細-中粒斑状花崗岩が  $3\sim 10 \times 10^{-3}$  SI 程度の値を示す。北部岩体では  $3\sim 15 \times 10^{-3}$  SI を示し、特に和気町の妙見山山頂付近では、 $30 \times 10^{-3}$  SI 以上の高い値を示すことから、磁鉄鉱系列 (Ishihara, 1977) に属すると考えられている (高木, 1993 ; Takagi and Nureki, 1994)。

#### 岩石記載

細粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩 (WK164, 第 7.2 図 g 及び 第 7.13 図)

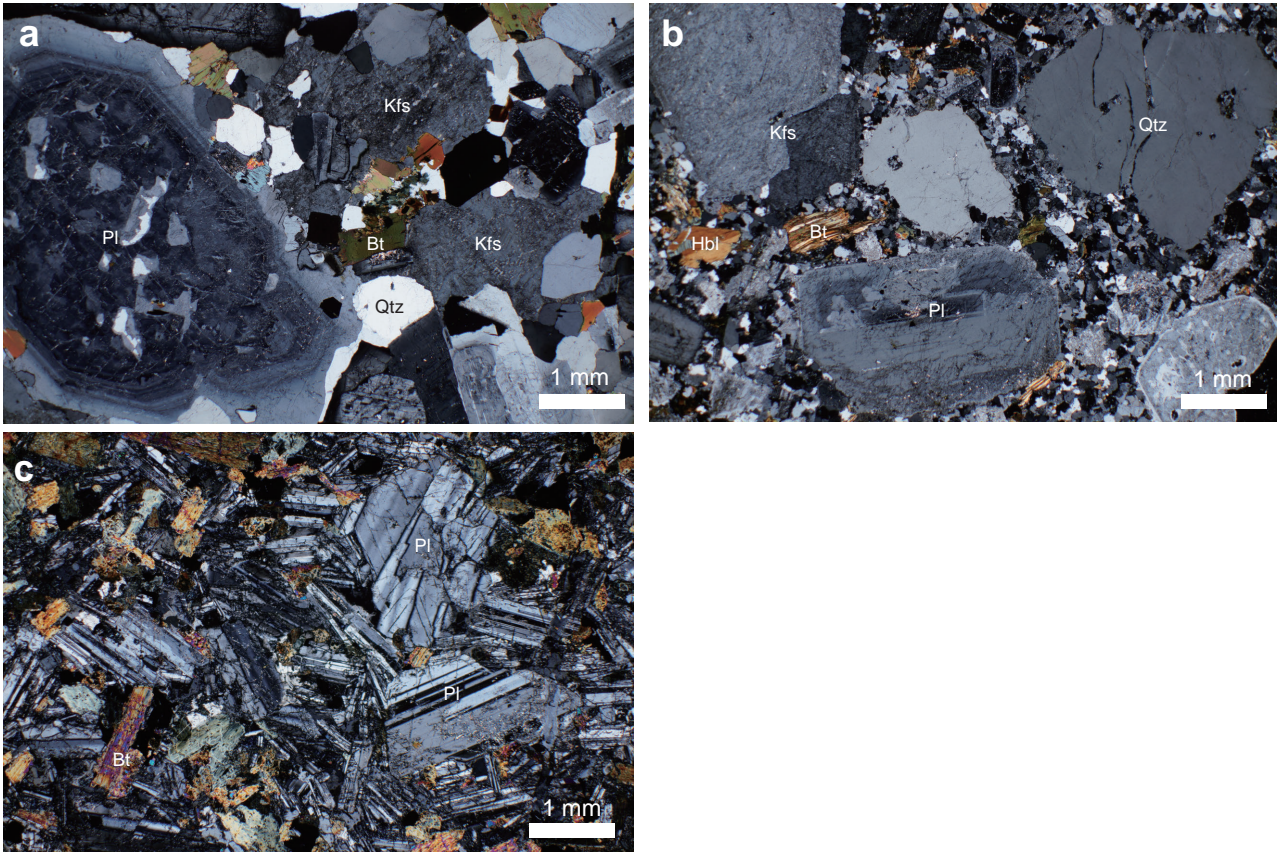
産地：和気町木倉の林道 (北隣「周匝」地域内)。天神山 (標高 408.9 m) から南西 750 m 付近 (第 7.1 表)。

鏡下の特徴：斑状組織を示し、長径 2～3.5 mm 程度の斑状結晶及び長径 0.3～1.2 mm 程度の基質からなる。斑状結晶は主に斜長石 (長径 < 3.5 mm, 自形～半自形) 及び石英 (径 < 3.5 mm, 自形～半自形) で、斜長石の方が多し。基質はアルカリ長石 (長径 < 1.2 mm, 自形～他形), 石英 (半自形～他形), 黒雲母 (長径 < 1 mm, 自形～他形), 少量の不透明鉱物 (長径 0.3 mm 以下, 自形～他形), 斜長石 (自形～半



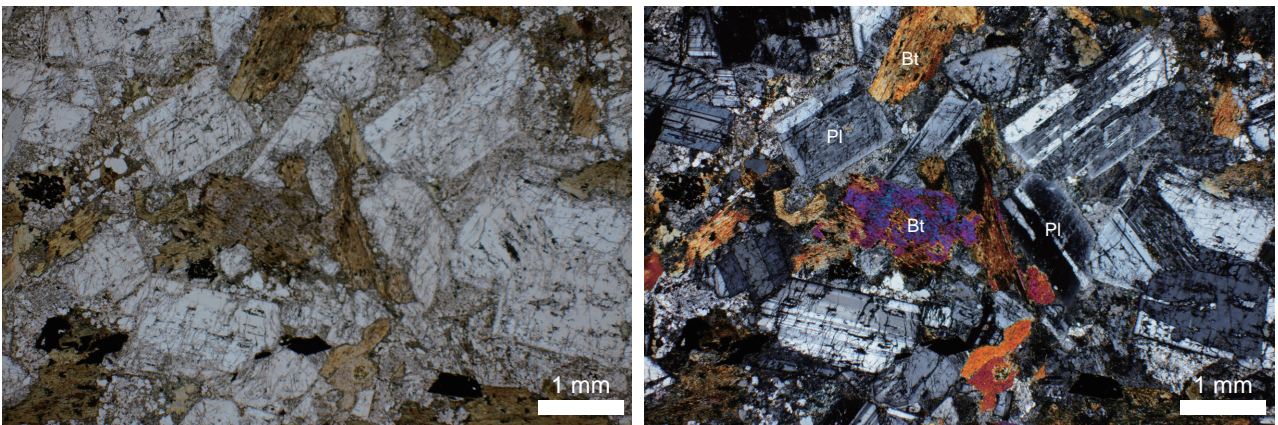
第 7.8 図 仁堀花崗岩の露頭写真

(a) 弱風化花崗岩類。節理に沿って風化している。赤磐市東軽部、大石箱壘神社。(b) 風化花崗岩類。節理に沿って風化が進み、軟岩～砂礫状の強風化部と長球状の未風化核岩からなる。和気町加三方、金子山から約 750 m 北方の林道。(c) 強風化花崗岩類。花崗岩類は全体が軟岩～砂礫状の真砂となっている。細粒閃緑岩質暗色包有岩(写真左下)は花崗岩類に比べて風化に強いため、軟岩として残っている。和気町小坂の道路沿い。(d) 斜長石の斑状結晶が目立つ中粒斑状花崗岩類 (Ng)。赤磐市殿谷、グリーンタウン殿谷北方の山道。(e) 中粒花崗岩類 (Ng) 中の楕円形を呈する細粒閃緑岩質の暗色包有岩(破線部内)。赤磐市多賀、西光寺南東方約 500 m の道路沿い。(f) 中粒花崗岩類 (Ng) に貫入する脈状の細粒花崗岩類(破線部内)。(e) とほぼ同地点で撮影。ハンマーとスケールの長さは、それぞれ約 33 cm と約 20 cm。



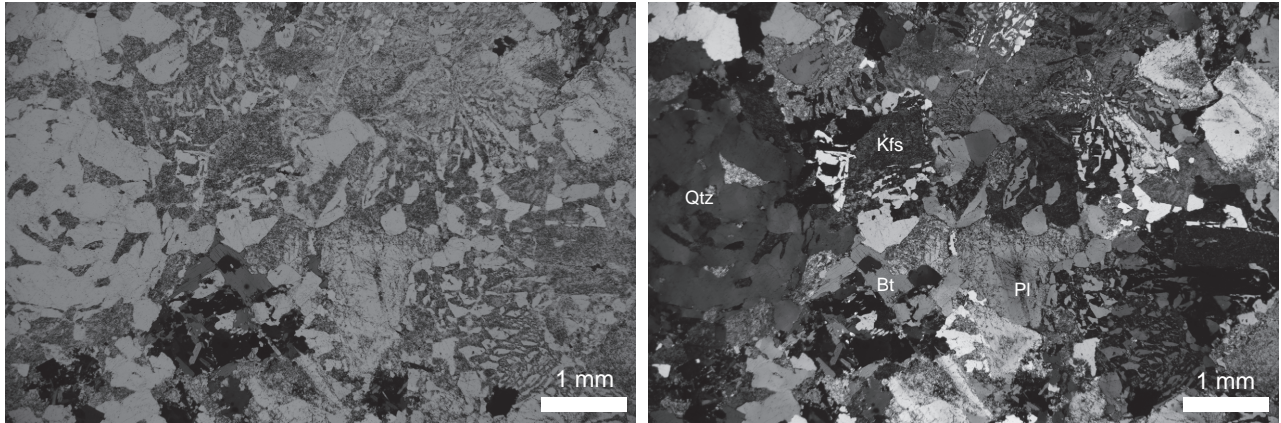
第 7.9 図 仁堀花崗岩の鏡下写真

(a) 粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (凡例 Ng, 試料名 WK175). (b) 細粒斑状普通角閃石黒雲母花崗岩 (Nf, WK189). (c) 中粒普通角閃石黒雲母閃緑岩 (Nd, WK169). いずれも直交ポーラー. Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石, Kfs: アルカリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英. 詳しい岩石記載は本文を参照.

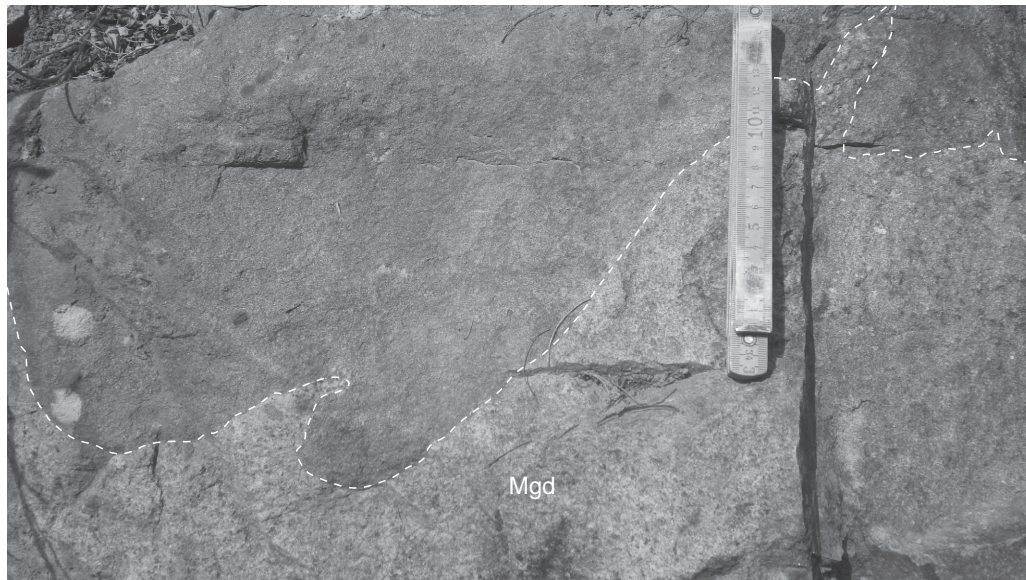


第 7.10 図 百枝石英閃緑岩の鏡下写真

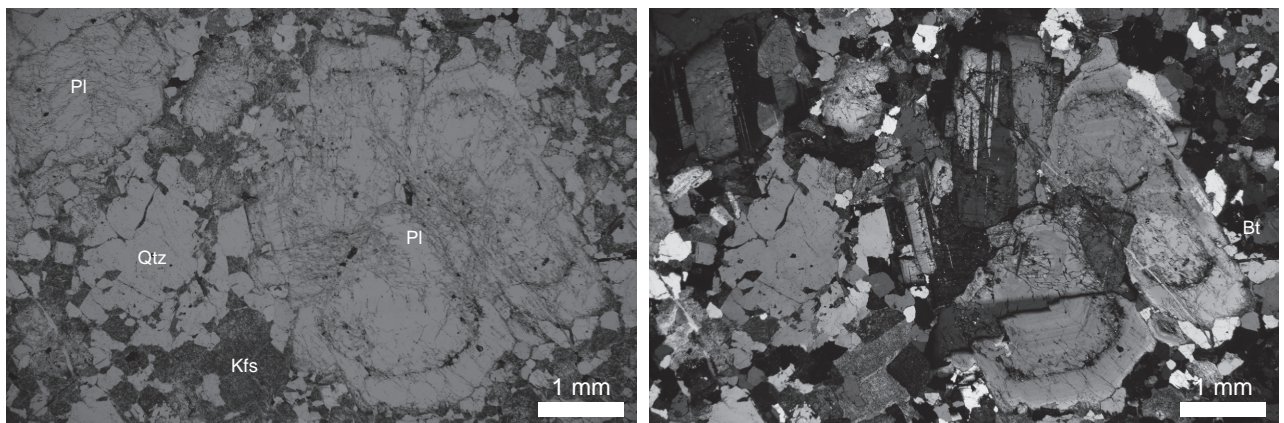
中粒斑状普通角閃石黒雲母石英閃緑岩 (凡例 Mqd, 試料名 WK179). 左が単ポーラー, 右が直交ポーラー. Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石. 詳しい岩石記載は本文を参照.



第 7.11 図 長船花崗岩の鏡下写真  
 中粒微文象状普通角閃石含有黒雲母花崗岩(凡例 Og, 試料名 WK177). 左が単ポーラー, 右が直交ポーラー. Bt: 黒雲母, Kfs: アルカリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英. 詳しい岩石記載は本文を参照.



第 7.12 図 妙見山花崗閃緑岩の露頭写真  
 斑状花崗岩 (Mgd) が斑状トータル岩～石英閃緑岩に枝状に貫入している (破線部). 和気町木倉の天神山へ至る道路沿い (北隣「周匝」地域内). スケールの長さは約 20 cm.



第 7.13 図 妙見山花崗閃緑岩の鏡下写真  
 細粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩(凡例 Mgd, 試料名 WK164). 左が単ポーラー, 右が直交ポーラー. Bt: 黒雲母, Kfs: アルカリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英. 詳しい岩石記載は本文を参照.

自形)及び微量の普通角閃石(長径<0.5 mm, 自形~半自形)からなる。斜長石は累帯構造を示し, 石英はしばしば融食を受けている。黒雲母は一部緑泥石に置換され, 長石類中にも認められる。また, 主に黒雲母からなる径2 mm以下のクロットが認められる。黒雲母は $Y \approx Z$  = 褐色~濃褐色,  $X$  = 淡褐色, 普通角閃石は $Y = Z$  = 緑褐色~青緑色,  $X$  = 淡褐色の多色性を示す。不透明鉱物は粒間及び黒雲母に伴って産する。そのほかの鉱物として, ジルコン及び褐れん石を含む。ジルコンは, 径0.05 mm程度の自形を呈し, 主要鉱物中や黒雲母クロット中に僅かに認められる。褐れん石は長径0.3 mm程度の自形~半自形を呈する。

**年代** 本地域, 南部岩体南端部の花崗岩(本報告の斑状花崗岩に相当)を対象に,  $78.1 \pm 1.1$  MaのLA-ICP-MSを用いたジルコンU-Pb年代が報告されている(Iida *et al.*, 2015)。また, 北隣「周匝」地域内の北部岩体について, 花崗岩を対象に  $75.84 \pm 0.90$  MaのジルコンU-Pb年代(Iida *et al.*, 2015)が, 細粒単斜輝石黒雲母角閃石トータル岩を対象に  $75.7 \pm 2.0$  Ma ( $76.1 \pm 3.0$  Maと  $75.2 \pm 2.5$  Maの平均値)の黒雲母K-Ar年代(柴田, 1979)が, 花崗閃緑岩を対象に77 Ma(誤差未記載)の長石K-Ar年代(金属鉱業事業団, 1980)がそれぞれ報告されている。これら報告値は, 本岩が貫入する和気層のジルコンU-Pb年代( $82.4 \pm 0.6$  Ma~ $80.7 \pm 1.8$  Ma; 佐藤ほか, 2016; 橋本ほか, 2019)とも矛盾しない。

## 7.9 岩脈類

安山岩(I), 流紋岩~デイサイト(F)及び斑状流紋岩~斑状デイサイト(P)からなる岩脈類は本地域全域に分布する。本地域南西部では脈幅が数100 mのものが認められるが, 多くは幅0.5 m~10数mである。規模が小さいものは通常地質図には示せないが, 幅約1 m以上で貫入方向が明らかなものについては, 脈幅を強調して地質図に示した。岩脈はしばしば平行岩脈群を形成することがあり, 幅50 m以内に複数の岩脈が密集するものについては1枚の岩脈として地質図に表現した。

### 7.9.1 安山岩(I)

**分布** 主に本地域南西部, 東部及び北部に分布する。珪長質の岩脈(F, P)に比べて数は少ない。

**貫入関係・産状** 本地域南西部及び東部では, 主に上部白亜系の火山岩類に岩脈として貫入する。貫入方向は, 日生層に対しては東西方向, そのほかは北北西-南南東~北東-南西方向が多い。脈幅は1~10 m程度のものが多いが, 本地域南西部の岩脈は分布状況から幅80 m以上と推定される。本地域北部では, 和気層に対して妙見山花崗閃緑岩の西側では岩床状に, 東側では岩株状に貫入する。岩株状の本岩は, 接触変成作用を受けており, 周辺

の地質から熱源は妙見山花崗閃緑岩と推定される。

**岩相** 本岩は, 暗青色~緑灰色を呈する安山岩質の貫入岩である。斑晶に乏しい岩相から長径3 mm以下の斜長石斑晶が目立つやや斑状な岩相まで認められる。苦鉄質鉱物として単斜輝石や直方輝石を含むことがある(第7.14図a)。風化部では玉ねぎ状構造を呈することもある。

## 岩石記載

直方輝石単斜輝石安山岩(WK 247, 第7.14図a)

産地: 和気町父井原の舗装路沿い(第7.1表)。

鏡下の特徴: 斑晶として斜長石(長径<4.2 mm, 自形~半自形), 単斜輝石(長径<0.7 mm, 自形), 直方輝石(長径<0.6 mm, 自形)及び不透明鉱物(長径<0.5 mm, 自形~半自形)を含む。斜長石斑晶の多くは, 長径0.8~1.5 mm程度で, 一部は累帯構造を示す。そのほか, 粘土鉱物に置換された長径0.3~1.2 mm程度の苦鉄質鉱物を多く含む。しばしば斜長石(一部に単斜輝石や直方輝石を伴う)又は単斜輝石からなる集斑状組織が認められる。輝石類に多色性は認められない。石基は, 斜長石とその粒間を埋める不透明鉱物と隠微晶質物質からなるインターサタル組織を特徴とする。

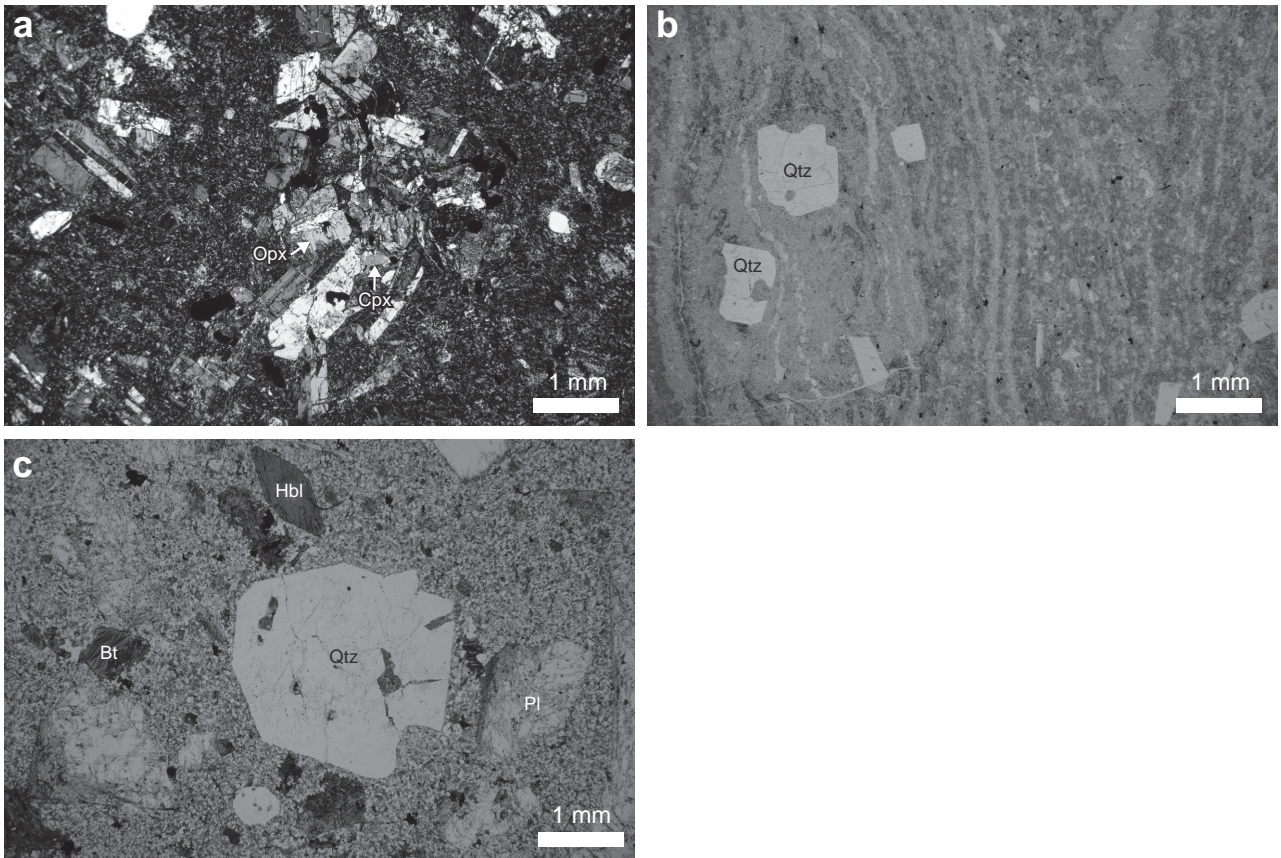
**年代** 放射年代値の報告はない。本岩の一部は和気層に貫入し, 妙見山花崗閃緑岩による接触変成作用を受けることから, 後期白亜紀に貫入したと考えられる。

### 7.9.2 流紋岩~デイサイト(F)

**分布** 本地域内全域に散在する。本地域北西部では, 南北約3 kmの範囲内に西北西-東南東方向に貫入する多数の平行岩脈が分布する。また, 本地域南部には岩脈の幅が100 mを超える流紋岩が多く認められる。

**貫入関係・産状** 一般に先白亜系と上部白亜系の火山岩類及び花崗岩類に貫入するが, 本地域南西部の吉井川周辺における流紋岩(F)の一部は, 百枝月石英閃緑岩による接触変成作用を受けている。産状は, 多くが高角度に貫入する岩脈であるが, 本地域南西部の流紋岩の流理面は30°程度の低角度を示すものもある。また, 岡山市東区瀬戸町弓削周辺では, 超丹波帯万富ユニット及び和気層に岩株状に貫入する。脈幅は1~10 m程度のものが多いが, 本地域南部の流紋岩は最大400 m程度の脈幅がある。

**岩相** 流紋岩~デイサイトは, 灰色及び青灰色を呈するほか, 変質の程度により白色, 黄白色, 緑灰色, 黄褐色などを呈する。無斑晶質の岩石も認められるが, 多くは径1~2 mm程度の石英及び斜長石の斑晶を少量含み, アルカリ長石や黒雲母の斑晶を含むこともある。しばしば流理構造が認められ(第7.14図b), その方向は貫入方向と調和的である。本地域北西部の赤磐市中央部では, 南北約3 kmの範囲内において, 主に流紋岩(F)からなる多



第 7.14 図 後期白亜紀岩脈類の鏡下写真

(a) 直方輝石単斜輝石安山岩 (凡例I, 試料名WK247). (b) 流紋岩 (F, WK103). (c) 斑状黒雲母普通角閃石流紋岩 (P, WK141). (a)のみ直交ポーラー. Bt: 黒雲母, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Opx: 直方輝石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英. 詳しい岩石記載は本文を参照.

数の平行岩脈が仁堀花崗岩に貫入する. 貫入方向は西北西-東南東方向で,  $70^\circ$  以上の高角度で北に傾斜するものが多い.

#### 岩石記載

##### 流紋岩 (WK 103, 第 7.14 図b)

産地: 瀬戸内市邑久町上笠加, 我城山(標高 75 m) 南方の林道(第 7.1 表).

鏡下の特徴: 斑晶として石英(径  $< 1.5$  mm, 自形又は破片状), 少量の斜長石(長径  $< 1.2$  mm, 自形)及び僅かにアルカリ長石(長径  $< 0.5$  mm, 自形)を含む. 石英斑晶は, しばしば融食を受けている. また, 割れ目や長径 2 mm 以下の空洞を他形の石英が埋めている. 斜長石斑晶は非常に弱い累帯構造を示し, 部分的に粘土鉱物に置換されている. 石基は, フェルシチック組織様の径 0.1 mm 以下のシリカ鉱物とより細粒な隠微晶質物質からなり, 両者の粒径の違いによる流理構造が明瞭である. 石基中には不透明鉱物及びジルコンが認められるほか, 粒間を赤褐色微細二次鉱物(水酸化鉄?)が埋めている. 不透明鉱物は長径 0.2 mm 以下

の集合体として産するほか, 隠微晶質物質に伴って認められる. ジルコンは長径 0.05 mm 程度の自形結晶で石基中に数粒子認められる.

年代 放射年代値の報告はない. 本岩の一部はシャシャ木山層及び高砂山層に貫入し, 百枝月石英閃緑岩による接触変成作用を受けることから, 後期白亜紀に貫入したと考えられる.

##### 7.9.3 斑状流紋岩～斑状デイサイト (P)

分布 本地域内全域に散在する. 本地域南西部では岩脈の幅が 100 m を超えるものが多い.

貫入関係・産状 先白亜系と上部白亜系の火山岩類及び花崗岩類に貫入し, 古第三系の吉備層群に覆われる. 産状は, 多くが高角度に貫入する岩脈であるが, 本地域西端部の善応寺山付近では少なくとも 2 枚からなる岩床が認められる. 脈幅は 10 m 程度のものが多いが, 本地域中央部の三谷山周辺の東西方向に貫入する斑状流紋岩は幅 400 m 以上, 南東部の玉葛山周辺の斑状流紋岩は幅

500 m以上ある。

**岩相** 斑状流紋岩～斑状デイサイトは、径約 3 mm 以上の石英斑晶や長石類斑晶を多く含み、灰色、青灰色、緑灰色、黄灰色などを呈する。アルカリ長石はピンク色を呈することがある。黒雲母や普通角閃石の斑晶を含むことがある(第 7.14 図c)。また、本岩の一部は石基が粗くなり、細粒斑状花崗岩様の岩相に漸移するものがある。本地域西端部の善応寺山付近には、舞鶴帯大盛山層にほぼ水平に貫入する岩床が分布しており、一部は細粒斑状花崗岩の岩相を呈する。肉眼で長径 2～5 mm 程度の斜長石斑状結晶が目立ち、基質部は灰色を呈する。細粒の苦鉄質鉱物からなるクロットや長径 1.5 cm 程度の楕円形を呈する石英集斑状結晶が認められる。また、長径 2 cm 程度の楕円形を呈する細粒閃緑岩質の暗色包有岩を含む。

#### 岩石記載

斑状黒雲母普通角閃石流紋岩(WK141, 第 7.14 図c)

産地：岡山市東区草ヶ部、小廻山<sup>こめぐりやま</sup>東方(第 7.1 表)。

鏡下の特徴：斑状組織を示す。斑晶として斜長石(長径 < 4 mm, 自形～半自形), アルカリ長石(長径 < 4 mm, 自形), 石英(径 < 2.5 mm, 自形～半自形), 普通角閃石(長径 < 1.2 mm, 自形)及び黒雲母(長径 < 1 mm, 自形)を含む。斜長石斑晶はしばしば累帯構造を示す。アルカリ長石の斑晶は

多くが汚濁しており、一部にパーサイト組織が認められる。石英斑晶は一部融食を受けている。普通角閃石は Y = Z = 濃緑褐色, X = 帯緑褐色～褐色, 比較的新鮮な黒雲母は Y = Z = 濃褐色, X = 褐色の多色性を示す。苦鉄質鉱物の大部分、特に黒雲母は緑泥石などの粘土鉱物に置換されている。石基は、フェルシティック組織を示し、主に径 0.1 mm 以下のシリカ鉱物からなり、その粒間を隠微晶質物質が埋める。そのほかに不透明鉱物を含む。不透明鉱物は長径 0.3 mm 以下の自形～他形を呈するほか、微細な結晶として粒間を埋めるか苦鉄質鉱物に伴って産する。

年代 放射年代値の報告はない。

#### 7.10 接触変成作用

後期白亜紀貫入岩類は、母岩に対して貫入境界から幅数 100 m～数 km にわたり、しばしば接触変成作用を与えている。地質図には、鏡下観察及び野外において母岩の基質に再結晶化が認められる範囲を図示している。図示した範囲内の泥質岩(泥岩及び混在岩の基質)には、黒雲母が一般に生じている。貫入母岩である後期白亜紀火山岩類は、熱水変質作用も受けていることがあり、接触変成作用の有無が判別し難いことがある。



## 第8章 吉備層群

(佐藤大介・宮地良典)

### 8.1 研究史及び概要

中国地方には、中国山地から瀬戸内海沿岸にかけて、礫岩を主体とする河川成堆積物が点在する。このうち、吉井川や旭川と概ね並行して吉備高原の各所に点在する河川成堆積物は、しばしばくさり礫状を呈して固結度が低いことから、中新統又は更新統と見なされ、「山砂利層」と呼称されてきた(例えば、大塚, 1937; 光野・大森, 1963)。しかし、鈴木ほか(2003)は岡山県中～東部の砂礫岩層中に挟在する凝灰岩層から、古第三紀の年代を示すジルコンのフィッシュン・トラック年代(以下、FT年代)を複数報告し、これら凝灰岩層を挟む一連の地層を時代未詳の山砂利層と区別して、新たに吉備層群と命名した。これまで岡山県中～東部で報告された凝灰岩層のFT年代は、 $35.8 \pm 1.4 \text{ Ma} \sim 27.1 \pm 1.5 \text{ Ma}$ (鈴木ほか, 2003, 2009)で、始新世プリアポニアン期～漸新世チャッティアン期の年代を示す。吉備層群は、基盤岩中の凹地(化石谷)を埋積してできた河川成の礫岩を主体とする地層で、基盤岩との不整合面の追跡から古水系が復元されている(例えば、鈴木ほか, 2003)(第8.1図)。礫の覆瓦構造から古流向は、北から南へ流れていたと推定されている(鈴木ほか, 2003)。岡山県中～東部の吉備層群は、堆積時の河川の分布ごとに、富吉層・津高層・周匝層に区分されており(鈴木ほか, 2003)、本地域には周匝層が分布する(第8.1図)。なお、富吉層と周匝層は分布が異なるが、堆積年代が同時期(約36～32 Ma; 鈴木ほか, 2003; Sonehara *et al.*, 2020)なことから、一括して富吉層にされることもある(例えば、鈴木ほか, 2009)。

本地域内の吉備層群に相当する礫岩については、7万5千分の1地質図幅「西大寺」(佐藤, 1938)、表層地質図「和気・播州赤穂」(岡山県, 1982)及び5万分の1岡山県内地質図(岡山県内地質図作成プロジェクトチーム, 2009)に記載があり、いずれも更新統とされている。しかし、岡山県内地質図はその後改訂され、古第三系に改められた(岡山県内地質図作成プロジェクトチーム, 2020)。

本地域内の吉備層群は、北部から西部にかけて吉井川西方に点在する周匝層と周匝層分布域とは離れたところに点在する堆積年代未詳の礫岩からなる。本報告では、堆積年代未詳の礫岩を吉備層群未区分層とした。吉備層群未区分層及び周匝層の岩相は、亜円礫から円礫の中礫ないし大礫サイズの礫を主体とする礫岩で、一部では砂

岩を伴う。礫種は先白亜系及び上部白亜系の岩石からなり、その量比は場所により様々である。なお、本地域における周匝層は、大規模な宅地造成に伴う切土や盛土により、露頭の多くが失われている。また、風化した花崗岩類に本層が重なる場合、ともになだらかな地形を呈しており、造成前の空中写真による判読も困難である。そのため地質図には、大規模造成地内における本層を省略して表現した。

### 8.2 吉備層群未区分層(Ku)

**定義** 本地域には、吉井川西方の周匝層分布域以外にも、北東部の和気町大中山や南東部の瀬戸内市邑久町虫明に堆積年代未詳の礫岩が点在する(第8.1図)。本報告では、本地域内に点在する礫岩層のうち、周匝層分布域から10 km以上東に離れて分布する主に亜円礫で構成される堆積年代未詳の地層を便宜上、吉備層群未区分層とする。本地域北部～西部に分布する周匝層が標高30～100 m程度に認められるのに対して、吉備層群未区分層は分布標高80 m以上の尾根付近にも認められることから、第四紀よりも古い堆積物と考え、本報告では古第三紀の吉備層群相当層として取り扱う。

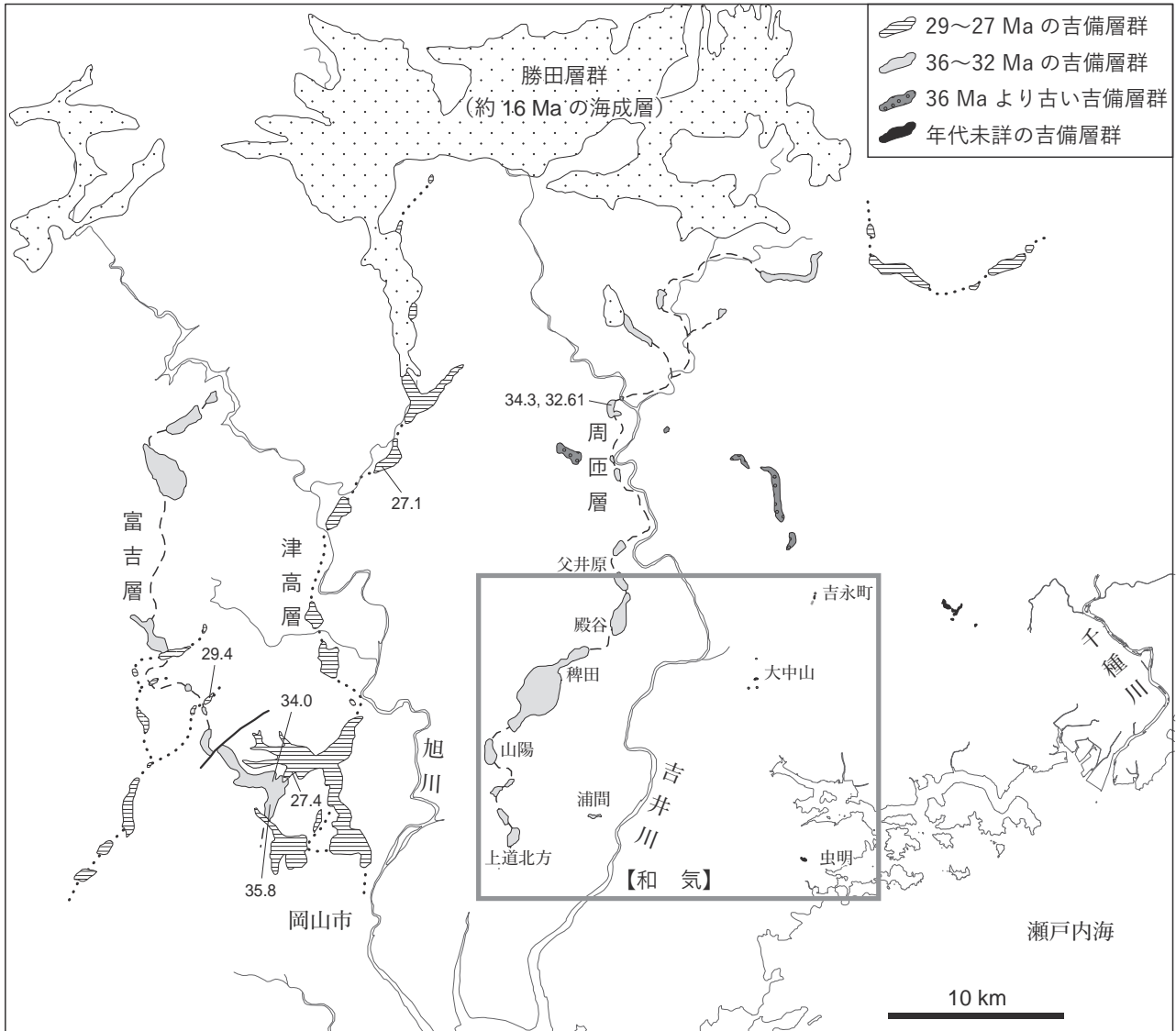
**分布** 本地域では、北東部の和気町衣笠及び大中山周辺の標高40～50 mの低地及び南東部の瀬戸内市邑久町虫明の標高85 m付近の尾根の2地域で礫岩の分布を確認している。

**層厚** 大中山周辺では層厚5 m以上が地表に露出している。邑久町虫明では上限不明で層厚5 m以上である。

**層序関係** いずれも後期白亜紀火成岩類の上に認められる。邑久町虫明の一部では、基盤の日生層に対してアバットして堆積している。

**岩相** 大中山周辺では、基質支持の不淘汰な礫岩が分布する。礫は中礫から大礫サイズの亜角礫ないし円礫で、礫種は珪長質火山岩類が主体である(第8.2図)。基質は黄褐色を呈する中粒から粗粒砂で固結度はやや高く、ねじり鎌で掻き傷がつきにくい。衣笠山南の露頭では基質部に葉理が認められる。

邑久町虫明では、一般に基質支持だが、礫が濃集する部分も認められる不淘汰な礫岩が露出する。礫は中礫サイズ主体の亜角礫から亜円礫(一部、角礫)で、径10～50 cmの大礫から巨礫も含む。礫種は流紋岩や結晶片に富む溶結凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなり、岩相から基



第 8.1 図 吉備層群の分布図

鈴木 (2013) 及び佐藤ほか (2016) に加筆。破線及び点線は、36~32 Ma 頃及び 29~27 Ma 頃の推定される古水系を示している。数字は放射年代値 (Ma) で、鈴木ほか (2003, 2009) 及び Sonehara *et al.* (2020) による。放射年代値の誤差は本文を参照。

盤の日生層由来の礫と推定される。基質は黄褐色を呈する中粒から粗粒砂で、固結度は低く、ねじり鎌で容易に削ることができる。

そのほか、本地域北東部の備前市吉永町、和意谷川東方の標高 100~150 m の尾根沿いに中礫から大礫サイズの垂円礫 (一部、垂角礫) が点在する。礫種は流紋岩及び溶結凝灰岩からなる。礫が認められるのみで基質などの詳細は不明である。そのため、地質図には表現せず、礫の確認地点を第 8.1 図に示す。

**年代** 年代を決定する試料は得られていないため、年代は不明である。

**対比** 本地域北東部の大中山周辺から北へ約 8 km の標高 200~300 m 付近 (北隣「周匝」地域内) にも砂礫層が帯

状に分布している (光野・大森, 1965)。年代の根拠は不明だが、鈴木 (2013) はこの砂礫層を 36 Ma より古い吉備層群に区分している (第 8.1 図)。本報告の吉備層群未区分層は、分布からこの砂礫層に対比される可能性がある。

### 8.3 周匝層 (K)

**命名・定義** 鈴木ほか (2003) による。本層は、吉井川に沿って細長く帯状に点在する、固結度がやや低い礫岩主体の河川成堆積物である。

**分布** 北隣「周匝」地域では、吉井川に沿って断片的ながら本層を追跡できる。本地域では、吉井川の現在の流路に対して、南西方向の本地域北部から西部 (和気町父井



第 8.2 図 吉備層群未区分層の露頭写真

大中山の露頭。基質支持で、礫種は珪長質火山岩類が多い。基質の固結度はやや高く、ねじり鎌で掻き傷がつきにくい(和気町大中山, 国道 374 号線沿い)。

ばら 原・赤磐市殿谷・稗田～桜が丘西・山陽～長尾・岡山市  
 東区上道北方周辺(じょうとうきたがた)にかけて点在する(第 8.1 図)。また、  
 上道北方から東方約 4.5 km の岡山市東区浦間(うらま)にも小規模  
 な露出が認められる(第 8.1 図)。

模式地 北隣「周匝」地域、赤磐市草生の赤磐市吉井グラ  
 ウンドの切土法面(鈴木ほか, 2003)。本地域内では、北  
 部の和気町父井原のゴルフ場跡北方の農道沿いや赤磐市  
 殿谷の林道沿いの法面でやや連続した露頭を観察できる  
 (第 8.3 図 a, b)。

層厚・構造 上限不明であるが、父井原で層厚 15 m 以  
 上、殿谷で層厚 30 m 以上、稗田で層厚 25 m 以上、長尾  
 で層厚 10 m 以上、上道北方で層厚 20 m 以上と見積もら  
 れる。礫岩層の一部には基質に弱い層理が認められ、そ  
 の傾斜は 10° 以下と緩く、大局的にはほぼ水平である。

層序関係 超丹波帯江尻ユニット、後期白亜紀火成岩類を  
 不整合に覆う。本層基底部では礫岩がやや凹凸のある基盤  
 岩の不整合面をほぼ水平に覆っており、化石谷を埋積した  
 ところでは礫岩が基盤岩に対してアバットしている。

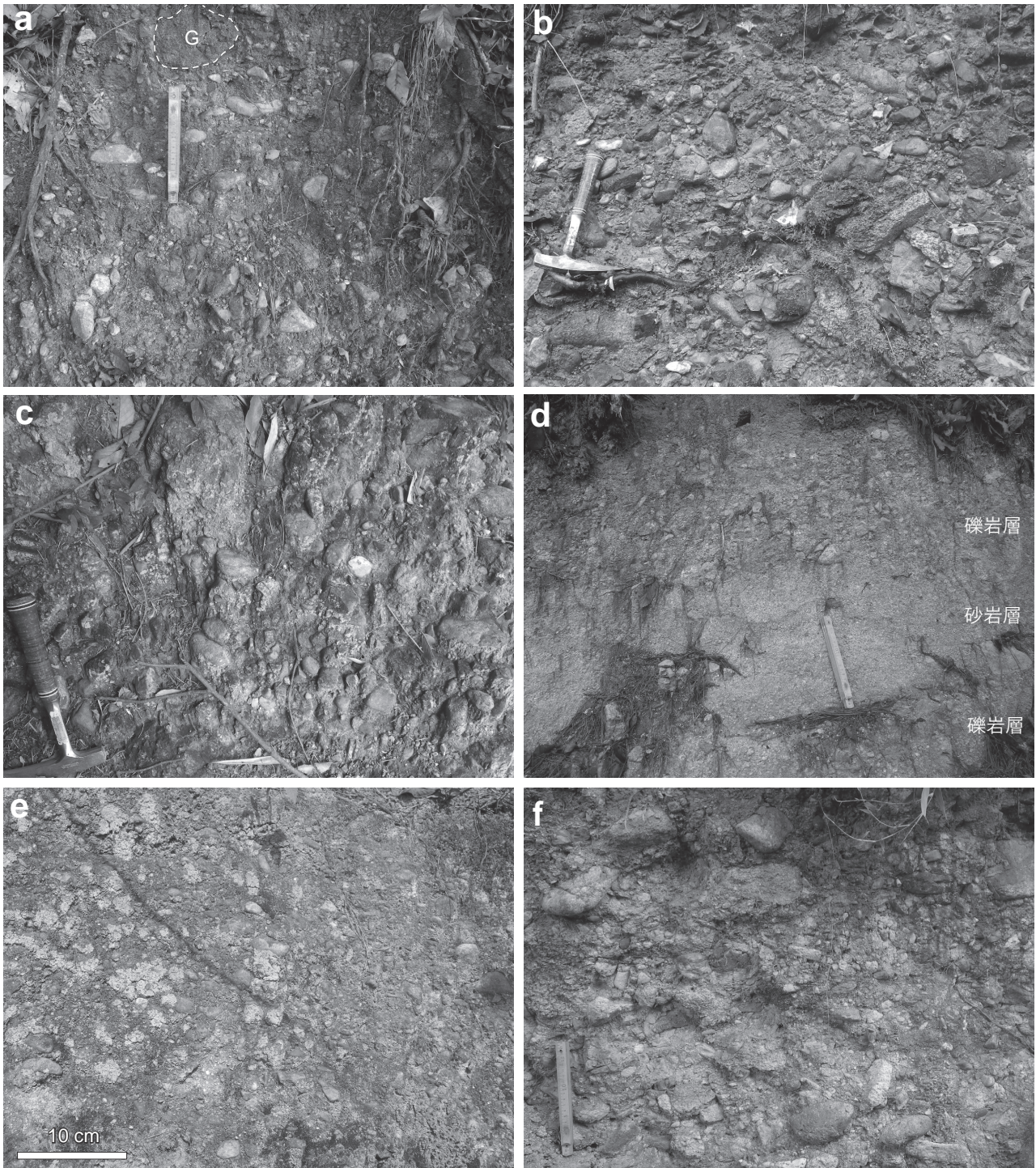
岩相 本地域では、主に中礫から大礫サイズの亜角礫な  
 いし円礫を含む基質支持の礫岩からなり、淘汰は悪い。基  
 質は火成岩類由来の中粒から粗粒の砂岩からなり、基質  
 の固結度は低く、ねじり鎌で容易に掻き傷がつく。以下  
 に各分布域で観察される岩相の特徴について記載する。

本地域北部の和気町父井原では、亜角礫から円礫が主

体の基質支持の礫岩が認められる(第 8.3 図 a)。礫種は、  
 溶結火山礫凝灰岩、斜長石斑晶が目立つデイサイト～流  
 紋岩などからなる火山岩類、中粒花崗岩類、泥岩及び砂  
 岩で、火山岩類が最も多く認められる。礫径は、径 10 cm  
 以下の中礫から大礫が主体だが、径 20～50 cm の礫を含  
 むことがある。基質は、不淘汰な中粒から粗粒の砂から  
 なる。固結度は低く、礫が基質から容易に分離する。

北部の赤磐市殿谷では、亜円礫から円礫を主体とする  
 やや礫支持の礫岩層からなる(第 8.3 図 b)。礫種及び礫  
 径は、一般に中礫から大礫(一部、径 60 cm 以上の巨礫も  
 含む)の流紋岩が卓越し、そのほかに中礫から大礫の中  
 粒斑状花崗岩類や中礫の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝  
 灰岩が認められる。場所によっては花崗岩類の礫が卓越  
 する露頭や泥岩の礫を含む露頭がある。基質は、黄褐色  
 化した中粒から粗粒の砂で固結度はやや低く、ねじり鎌  
 で掻き傷がつく。また、北から南への古流向を示す弱い  
 覆瓦構造が認められる。

北西部の稗田周辺では、亜角礫ないし円礫からなるや  
 や礫支持の礫岩層が認められる(第 8.3 図 c)。礫種は、珪  
 長質火山岩類が卓越し、そのほか花崗岩類からなる。礫  
 径は、径 5～15 cm 程度の中礫から大礫が主体である。基  
 質は中粒から粗粒の砂で、固結度はやや低く、ねじり鎌  
 で掻き傷がつく。大苅田池周辺(おおかんだけいけ)の露頭では、厚さ 50 cm  
 程度の基質支持の礫岩層とそれよりやや薄い砂岩層の繰



第 8.3 図 周匝層の露頭写真

(a) 父井原の露頭。基質支持。花崗岩類の礫 (G) は風化して軟岩になっている (和気町父井原, ゴルフ場跡北方の農道沿い)。  
 (b) 殿谷の露頭。やや礫支持で, 礫種は珩長質火山岩類が多い (赤磐市殿谷南東部, 林道奥の法面)。(c) 稗田周辺の露頭。やや礫支持で, 礫種は珩長質火山岩類が多い (赤磐市稗田の標高 80 m 付近の舗装路沿い)。(d) 大苺田池の露頭。基質支持の礫岩層と粗粒砂からなる砂岩層の繰り返し認められる (赤磐市大苺田, 大苺田池北西)。(e) 上道北方の露頭。基質支持で, 礫種は珩長質火山岩類が多い (JR 山陽本線「上道」駅から北約 630 m の舗装路沿い)。(f) 浦間の露頭。やや礫支持で, 礫種は珩長質火山岩類が多い (岡山市東区浦間, 茶臼山北方の丘陵)。ハンマーとスケールの長さは, それぞれ約 33 cm と約 20 cm。

り返しが認められる(第8.3図d)。礫岩層の礫は、中礫サイズの亜角礫から亜円礫が主体で、径10 cmを超えるものも認められる。礫種は珩長質火山岩類が多い。基質は花崗岩類由来の粗粒砂からなる。砂岩層は、花崗岩類由来の粗粒砂からなり、一部では葉理が認められる。

西部の山陽～長尾では、亜角礫ないし円礫からなる基質支持の礫岩が認められる。礫種及び礫径は、中礫の珩長質火山岩類、泥岩及び砂岩からなり、珩長質火山岩類が最も多い。基質は粗粒砂で、固結度は低く、ねじり鎌で容易に削ることができる。

南西部の上道北方では、亜円礫から円礫主体の基質支持の礫岩からなる(第8.3図e)。一部で礫の上方細粒化が認められる。礫種及び礫径は、中礫の珩長質火山岩類が卓越し、そのほか泥岩及び砂岩を含む。基質は粗粒砂で、火成岩類由来の粒子が目立つ。基質の固結度は低く、ねじり鎌で容易に削ることができる。北西から南東への古流向を示す覆瓦構造が認められる。

浦間では、亜円礫から円礫主体のやや礫支持の不淘汰な礫岩層が露出する(第8.3図f)。礫径は径2～20 cmの中礫から大礫で、礫種は珩長質火山岩類が卓越し、そのほかに花崗岩類及び泥岩を含む。基質は花崗岩類由来と見られる粗粒砂からなり、固結の程度は低く、ねじり鎌で容易に削ることができる。

年代 本地域内では年代を決定する化石及び放射年代値

の報告はない。周匝層模式地の赤磐市草生(北隣「周匝」地域内)において、礫岩層に挟在する凝灰岩層中のジルコンを用いた $34.3 \pm 1.8$  MaのFT年代(鈴木ほか, 2003)と $32.61 \pm 0.49$  MaのLA-ICP-MSによるU-Pb年代(Sonehara *et al.*, 2020)が報告されており、始新世プリアボニアン期～漸新世ルペリアン期に当たる。

対比 岡山県中～東部の吉備層群の富吉層及び津高層からもジルコンFT年代が報告されている(第8.1図)。富吉層は $35.8 \pm 1.4$  Ma,  $34.3 \pm 1.8$  Ma,  $34.0 \pm 2.7$  Ma(鈴木ほか, 2003)、津高層は $29.4 \pm 1.8$  Ma(鈴木ほか, 2009)及び $27.4 \pm 1.9$  Ma,  $27.1 \pm 1.5$  Ma(鈴木ほか, 2003)のFT年代を示し、富吉層は周匝層と同時期に堆積したと考えられる。

そのほか、瀬戸内海沿岸には始新世～漸新世の非海成層及び海成層が点在する。非海成層としては、広島県の安芸津層(30.3 Ma: 松浦, 2001)、岡山県の女官層(37.3 Ma: 松浦ほか, 2002)、兵庫県の神戸層群(36.9～30.4 Ma: 例えば、尾崎ほか, 1996)などがある(年代値はいずれもジルコンFT年代)。海成層としては、始新世～漸新世の化石が報告されている岡山県の浪形層及び前島層(例えば、Matsubara, 2002)、香川県の土庄層群(例えば、栗田ほか, 2000)などがある。吉備層群はこれらの時代に対比される(例えば、鈴木ほか, 2009)。

## 第9章 第四系

(宮地良典・佐藤大介)

本地域内の第四系は、吉井川及び旭川水系の砂川とこれらの支流に沿った地域に上部更新統～完新統の扇状地堆積物と完新統の緩斜面堆積物及び沖積層(氾濫原及び谷底低地堆積物・自然堤防堆積物・旧河道及び現河床堆積物)が分布する。

### 9.1 扇状地堆積物 (fd)

扇状地堆積物は、淘汰の悪い礫、砂及び泥からなり、礫は中礫から巨礫サイズの亜角から亜円礫が主である。片上湾にそそぐ小河川や吉井川の支流に多く認められる。扇状地面の傾斜は3°以上である。ボーリング資料(岡山県, 2016)によると、本地域中央部の岡山市東区瀬戸町の標高35～50 m付近では、主に礫混じり粘土質砂層からなり、厚さ10 cm程度の礫層が挟まることがある。層厚は厚いところで15 mほどある。礫は径0.5～3 cm程度の亜円～亜角礫の泥岩や花崗岩類からなる。本地域北部の和気町泉の標高30 m付近では、主に粘土質砂礫層～礫混じり砂質粘土層からなり、層厚は20 m以上である。径5 cm以下の角礫を含む中粒砂が主体で、粗粒な砂や粘土が混ざっており、不均質である。

田中・野村(1992)は、中国山地東部の斜面堆積物を検討し、山地堆積地形と形成環境について論じている。これによると、中国山地山麓部における緩斜面及び麓屑面は、降下テフラや堆積物の風化の程度、形成位置などから5面(I面～V面)に大別されている。形成時期は、I面は最終間氷期以前、II面は最終氷期、III面は晩氷期～6,000年前頃、IV～V面はそれ以降とされる。氷期の寒冷な環境下では、後背地からの礫質な堆積物により比較的急な斜面(I～II面)が形成され、間氷期や後氷期の温暖な環境下では、水流により古い斜面堆積物が浸食・運搬されることで比較的緩やかな斜面(主にIII～V面)が形成されたと説明されている。本地域の扇状地堆積物からは、テフラは見つかっていないが、斜面傾斜や礫質な層相からI面又はII面に対比されたと考えた。なお、本報告の扇状地堆積物は東隣「播州赤穂」地域の崖錐堆積物(t)及び扇状地及び埋谷緩斜面堆積物(f)の一部に対比される。

### 9.2 緩斜面堆積物 (s)

緩斜面堆積物は主に砂及び泥からなり、礫を伴う。主に吉井川支流の金剛川にそそぐ小河川に分布する。緩斜

面堆積物分布域の地形面の傾斜はおよそ1～1.5°である。ボーリング資料(岡山県, 2016)によると、本地域北西部の赤磐市稗田～岡の標高30～50 m付近では、主に礫混じり砂質粘土層～粘土混じり砂礫層からなる。礫は径0.2～5 cmの花崗岩類の円礫からなる。

本堆積物と氾濫原及び谷底低地堆積物(a)は、斜面傾斜が違うこと、両者の境界付近の地形に50 cm程度の標高差が認められることから、両者は地形的に区分される。本堆積物は、扇状地堆積物(fd)を切って形成されており、上述の田中・野村(1992)のIII～V面に対比される後氷期の堆積物と考えられる。なお、本堆積物は東隣「播州赤穂」地域の扇状地及び埋谷緩斜面堆積物(f)の一部と後背湿地及び谷底低地堆積物(a)の一部に対比される。

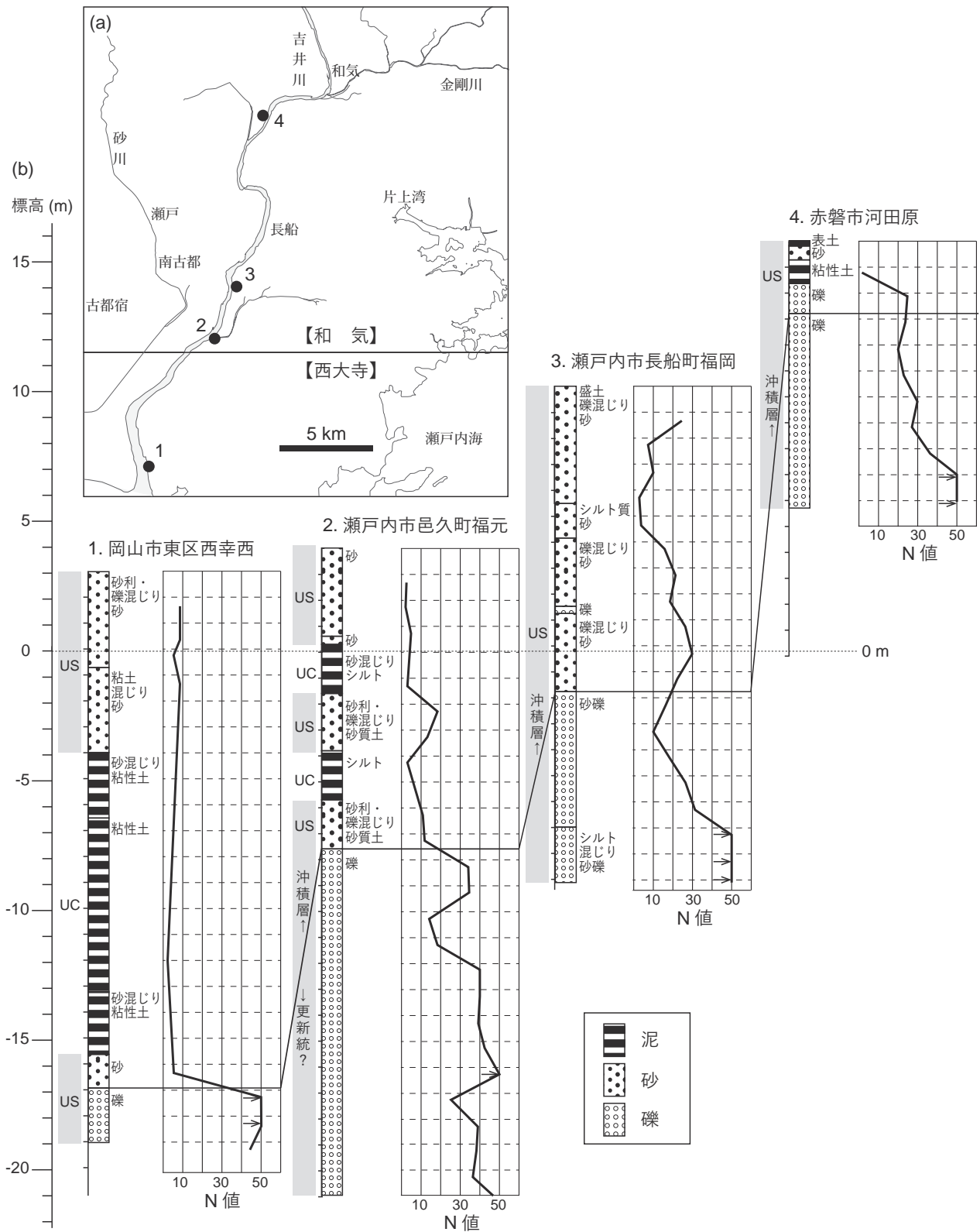
### 9.3 沖積層 (a, n, ac)

本地域の沖積層は、平坦面を形成している地層で、分布形態から氾濫原及び谷底低地堆積物(a)・自然堤防堆積物(n)・旧河道及び現河床堆積物(ac)に区分した。

氾濫原及び谷底低地堆積物(a)は、砂、礫及び泥からなる。吉井川及び砂川の周辺に広く分布し、そのほか中小河川沿いにも分布する。地形面の傾斜はほとんどない。本地域中央部付近の氾濫原堆積物中の粘土層は、縄文海進期の海面上昇に伴って形成された内湾浅海性又は内湾に接する湿地帯において、吉井川から運ばれてきた細粒な碎屑物が堆積して形成されたと推定されており(藤木・三好, 1995)、備前焼の原料として利用されている。

自然堤防堆積物(n)は主に砂及び泥からなり、礫を含む。吉井川及び砂川に沿った地域に分布する。特に砂川の東側沿いには約4 kmに及ぶ比高0.5～1 mの微高地があり、天井川化していた痕跡と考えられている(国土地理院, 1976)。ボーリング資料(土木研究所, 2008)によると、本地域南西部の岡山市東区福治の砂川沿いにおける本堆積物は、粘土混じり砂層～砂混じり粘土層からなる。そのほか瀬戸内市長船町や和気町周辺の吉井川沿いにも比高0.5～1 mの微高地からなる本堆積物が分布する。

旧河道及び現河床堆積物(ac)のうち、旧河道堆積物とはかつて氾濫原及び谷底低地内を流れていた河道内に堆積したもので、礫及び砂からなり、泥を伴う。主要河川に沿った地域に氾濫原面より0.3～0.5 m程度低い地域が認められ、これらを旧河道とした。現河床堆積物は、吉井



第9.1図 吉井川沿いの柱状対比図

(a) ボーリング資料位置. (b) 柱状対比図. ボーリング資料は土木研究所 (2008) による. ボーリング資料1におけるUC (上部粘土層) 及びUS (上部砂レキ層) の区分は, 米子工業高等学校地学防災研究班編 (1985a, b) による. ボーリング資料2~4については, 岩相から判断してUC及びUSに区分した.

川、砂川、金剛川などの河床に堆積している地層である。ボーリング資料(土木研究所, 2008)によると、吉井川沿いの旧河道及び現河床堆積物は、礫層又は砂層からなり、粘土が混じることがある。本地域北部では礫が、南部では砂が優勢である。礫は径3~8 cm程度の円礫が主体である。

#### 9.4 沖積層地下の地質

吉井川及び砂川の河川沿いから下流の児島湾(南西隣「岡山南部」及び南隣「西大寺」地域内)には沖積層が広く分布している。岡山県史編纂委員会編(1983)では、岡山平野の沖積層の厚さは吉井川河口部(南隣「西大寺」地域内)で20 m程度とされる。米子工業高等学校地学防災研究班編(1985a, b)は、岡山県南部の沖積層地下の地質を岩相により、基盤岩・最下部層・下部粘土層・下部砂レキ層・上部粘土層・上部砂レキ層・最上部層に区分している。吉井川河口部は上部層からなり、上部砂レキ層(US)、上部粘土層(UC)、上部砂レキ層(US)の順に累重する(第9.1図1)。本地域では上部砂レキ層(US)が主体で、一部に上部粘土層(UC)が挟まる。以下、ボーリング資料(土木研究所, 2008; 岡山県, 2016)によると、吉井川沿いはほとんどが上部砂レキ層(US)に相当する砂層・礫層からなる。本地域南部、瀬戸内市長船町福岡から邑久町福元にかけては沖積層の厚さは5~10 mで、主にシルト又は礫混じりの砂層からなる(第9.1図2)。この上流側の中央部の瀬戸内市長船町長船から本地域北部

の赤磐市河田原及び和気町和気にかけては沖積層の厚さは5 m以下で、礫層を主とする(第9.1図3, 4)。赤磐市河田原周辺では最上部に厚さ1 m程度の粘土混じりの砂層が見られることがある(第9.1図4)。

砂川流域では、岡山市東区南古都以南で厚さ5~10 mの沖積層が認められ、下部はシルト質な砂層(US)、上部は粘土層(UC)からなる。下部のシルト質な砂層の厚さは0~8 mで、場所により変化し、南ほど厚い。上部の粘土層の厚さは約4 mである。南古都以北の瀬戸町瀬戸周辺ではシルト混じり砂層(US)が主に分布する。また、本地域南西端部の岡山市東区古都宿周辺では、5~9 mの粘土層(UC)が分布し、砂層(US)は確認されない。

そのほか、本地域南東部の備前市の片上湾付近では、沖積層の厚さは0~7 mで、礫混じり砂層あるいは礫層からなる。

#### 9.5 埋立地及び盛土(r)

本地域には、海域及び陸域に人工的な埋立地及び盛土が認められる。地質図には、1913年国土地理院発行の5万分の1地形図「和気」(1910年測量)及び造成前の航空写真を用いて、1910年以降に埋め立てられた海域及び陸域(主に第四系)の範囲を示した。海域では工業用地等のために海岸沿いが広範囲に埋め立てられ、陸域では主に大規模造成による丘陵地の平坦地化の際に谷や池が埋め立てられた。そのほか、古墳を構成する盛土などもあるが、分布が小さいため、地質図には表現していない。



## 第10章 地質災害

(宮地良典)

本地域に係る地質災害としては、地すべりと吉井川をはじめとした河川氾濫による災害がある。吉井川は、岡山県苫田郡鏡野町上齋原の三國山を源流とし、和気町和気を通して岡山市東部の児島湾に流入する流域面積2,110 km<sup>2</sup>の一級河川である(国土交通省, 2008a)。岡山県を含む中国山地では、江戸時代以降たたら製鉄や窯業が盛んに行われ、燃料のために植生や山が破壊されるようになった。そのため、河川への土砂供給量が増加し、河道の固定化が繰り返されることにより、天井川が形成された。天井川のため、氾濫した際は洪水被害がより甚大になった(高橋, 2001; 太田ほか編, 2004)。

### 10.1 地すべり

本地域南部の瀬戸内市長船町の桂山周辺、中央部の岡山市東区弓削周辺、北西部の赤磐市稗田周辺に小規模な地すべり地形が認められる。地質図には、防災科学技術研究所による本地域の地すべり地形分布図(清水ほか, 2005)を参考に、米軍空中写真(1947年撮影)を判読したものを示した。桂山及び弓削周辺は後期白亜紀火山岩類における地すべりで、最も大きい桂山の地すべりは幅200 mにわたるが、これ以外は幅100 m以下である。稗田周辺は後期白亜紀貫入岩類における地すべりで、これらもほとんどが幅50 m以下の小規模なものである。そのほかにも本地域北部の和気町和気周辺の後期白亜紀火山岩類にも小規模な地すべり地形が認められる。

### 10.2 吉井川の洪水

吉井川では多くの洪水が発生しており(藤井編, 1957), 1607年(慶長12年)9月津山川洪水, 1654年(承応3年)7月大水など江戸時代以降400年間で約70回の

洪水が記録されている(国土交通省, 2008a)。被害状況が記録されている明治時代以降の主な水害を第10.1表にまとめる。以下には、第10.1表のうち、本地域内で特に被害が大きかったものについて、国土交通省(2008b)に基づいて記述する。

1945年(昭和20年)9月洪水は枕崎台風によるもので、洪水被害は岡山県内でも特に吉井川流域において大きかった。本地域では、岡山市東区瀬戸町や西祖、瀬戸内市長船町で堤防が決壊した。特に瀬戸内市長船町及び邑久町周辺では、決壊による氾濫で家屋4,529棟、田畑浸水約2,950 haの大きな被害が生じた。

1976年(昭和51年)9月の台風17号では、岡山県内でも吉井川水系金剛川付近を中心に豪雨となり、和気町及び備前市では総雨量700 mm以上の降雨が記録された。そのため、本地域周辺では山崩れや河川の氾濫、瀬戸内市長船町及び邑久町などの低地で浸水が発生するなど、大きな被害となった。

1990年(平成2年)9月の台風19号では、吉井川流域南東部に雨が集中したため、本地域南部の干田川支川の油杉川などで堤防が決壊した。また、干田川及び千町川流域周辺の低地が内水により4日間湛水した。

また、旭川水系の砂川では、平成30年7月豪雨の際に大きな被害が発生した。岡山県・山陽新聞社編(2020)によると、岡山市東区沼で砂川の左岸堤防が決壊(被害延長120 m)し、砂川東方の東区西平島・東平島の低地を中心に、東区西隆寺・富崎周辺までの広い範囲で浸水被害が発生した。浸水範囲は約750 ha、浸水棟数は約2,250棟、浸水の深さは最大約1.5 mに達したと見られる。赤磐市では砂川の水位が上昇し、6箇所で護岸崩壊が発生した。そのほか各地で河川の増水や土砂災害に伴う道路の損壊、建物への浸水被害が発生した(第10.2表)。

第 10.1 表 吉井川の明治以降の主な水害

発生年月	発生原因	主な被災市町村*	被害状況
1870年（明治3年）5月		和気町ほか	和気郡で人家浸水80余，流失20余。
1871年（明治4年）5月		赤磐市，和気町ほか	和気町では各所で堤防決壊，家屋の流失，田畑荒廃，赤磐市で新田用水路が埋まる。
1880年（明治13年）7月		総社市，岡山市ほか	吉井川，旭川，高梁川で出水，溺死70，家屋流失794，浸水8,834棟。
1884年（明治17年）8月	台風	和気町ほか	和気町堤防決壊，家屋流失
1892年（明治25年）7月	台風	和気町，瀬戸内市，岡山市ほか	笹が瀬川，旭川，吉井川，百間川などが決壊，田畑荒廃，死者74，家屋流出3,188棟，床上浸水26,722棟。
1893年（明治26年）10月	台風	岡山市，和気町，瀬戸内市ほか	吉井川，旭川，高梁川で土砂崩れや河川氾濫，死者415名，浸水・損壊家屋60,000棟以上
1934年（昭和9年）9月	室戸台風	吉井川上流部，津山市，赤磐市，岡山市ほか	浸水家屋8,092棟
1945年（昭和20年）9月	枕崎台風	吉井川上流部，岡山市東区，和気町，瀬戸内市ほか	死者・行方不明者 92名，浸水家屋14,798棟
1963年（昭和38年）7月	梅雨前線	和気町，美咲町，美作市，津山市，勝央町ほか	死者・行方不明者 2名，全壊流失 40棟，床上浸水4,501棟，床下浸水 375棟
1965年（昭和40年）7月	梅雨前線	吉井川上流部，赤磐市ほか	死者・行方不明者 5名，被災家屋 4,126棟
1972年（昭和47年）7月	梅雨前線	吉井川上流部ほか	死者・行方不明者 3名，全壊流失 13棟，床上浸水 720棟，床下浸水 2,329棟
1976年（昭和51年）9月	台風17号	岡山県全域，特に県南東部	死者・行方不明者 6名，浸水家屋13,759棟
1979年（昭和54年）10月	台風20号	岡山市，和気町，赤磐市，津山市，美咲町，鏡野町ほか	死者・行方不明者 2名，全半壊流失 101棟，床上浸水584棟，床下浸水 728棟
1990年（平成2年）9月	台風19号	瀬戸内市，備前市，和気町ほか	全半壊流失 5棟，床上浸水 1,491棟，床下浸水 4,694棟
1998年（平成10年）10月	台風10号	津山市，赤磐市，美咲町，和気町ほか	全半壊流失 14棟，床上浸水 3,229棟，床下浸水 2,661棟
2004年（平成16年）9月	台風21号	津山市，和気町，美作市ほか	床上浸水 140棟，床下浸水 683棟
2006年（平成18年）7月	梅雨前線	和気町，美作市ほか	床上浸水 1棟，床下浸水 4棟

\*現市町村名に修正

明治の水害は藤井編（1957），昭和以降の水害は国土交通省（2008a）を基に作成した。

第 10.2 表 平成 30 年 7 月豪雨における本地域自治体の被害状況

市町村	被害住家棟数（被害非住家棟数）					人的被害者数（人）
	全壊	半壊	一部損壊	床上浸水	床下浸水	
岡山市	13 (2)	1,196 (11)	39 (9)	1,042 (67)	3,986 (24)	4
備前市	0 (0)	0 (0)	0 (0)	4 (0)	0 (1)	0
瀬戸内市	0 (0)	0 (0)	3 (0)	0 (0)	0 (0)	0
赤磐市	0 (1)	5 (0)	5 (3)	10 (13)	34 (28)	0
和気町	0 (2)	18 (3)	2 (2)	6 (7)	30 (22)	0

岡山県・山陽新聞社編（2020）を基に作成。

# 第11章 資源地質

(佐藤大介)

本地域には資源地質として、金属資源、非金属資源、温泉・鉱泉、骨材資源がある。金属資源は金、銅、鉛、亜鉛及び水銀で、非金属資源はろう石及び粘土である。これら鉱山、産地等の位置を第11.1図に示す。本地域にはろう石鉱山が多数あり、特に本地域北東部の吉永地区では南北約2kmの狭い範囲に15の鉱山が集中していた。そのため、吉永地区のろう石鉱山については、地質図では鉱山名及び鉱種を省略し、鉱山の位置のみを示している。

## 11.1 金属資源

本地域には、金鉱床を稼行対象とした伊里鉱山、銅・鉛・亜鉛鉱床を対象とした古都・鉄旧坑・万成・金山・南方の5つの鉱山、水銀鉱床を対象とした和気水銀鉱山があった(第11.1図)。いずれも現在は稼行していない。休廃止後長時間を経た鉱床の調査は困難であることから、本報告では既存研究に基づき、往時の鉱床状況を概説する。本地域の金属資源については、7万5千分の1



地質図幅「西大寺」(佐藤, 1938)及び岡山県地下資源調査報告書(逸見, 1954; 光野, 1954; 高島・原田, 1961)などに記載がある。

### 11.1.1 金

**伊里鉍山** JR赤穂線「伊里」駅から北約3 kmの備前市木谷付近に位置する(第11.1図)。

本鉍山の沿革は、中国地方稼行鉍山名簿によると1960年に施業案が認可され、同年に操業を開始したが、3~4年で操業を停止している。

周辺の地質は、上部白亜系の和気層からなる。鉍床の詳細は不明である。和気層の分布状況から和気層吉永溶結火山礫凝灰岩部層に胚胎する鉍脈鉍床と推定される。鉍脈の方向は北西-南東方向(菊池ほか, 1982)で、その方向に坑内採掘がされていたと考えられる。

### 11.1.2 銅・鉛・亜鉛

古都、鉄旧坑及び万成鉍山は、超丹波帯の万富ユニットないし江尻ユニットの碎屑岩類を母岩とし、上部白亜系の火山岩類が近接して分布する。鉍石は斑銅鉍を主体とする。金山及び南方鉍山は、上部白亜系の岩脈を母岩とし、鉍石は黄銅鉍ないし方鉛鉍及び閃亜鉛鉍を主体とする。これらの鉍床は、上部白亜系と近接して分布する密接な関係があることから、後期白亜紀頃に形成したと推定される。

**古都鉍山(旧西大寺鉍山)** JR山陽本線「上道」駅から南西約1.1 kmの岡山市東区古都南方付近に位置する(第11.1図)。

本鉍山の沿革について、発見に関する記載はないが、少なくとも1870年頃には既に開発していたとされる。1910年代に所有者が変更となり、約2年稼行していたが、その後1932年までの10数年間休山の状態であった。同年3月初旬に所有者が変更となると稼行を開始し、翌1933年の9月末まで稼行していた(佐藤, 1938)。この間、銅鉍を約50 tを採掘し、休山した。1950年頃には露天部の探鉍を兼ねて、5 t余が採掘された(逸見, 1954)。

周辺の地質は、超丹波帯江尻ユニットの碎屑岩類及び上部白亜系のシャシャ木山層からなり、脈幅3 m超の斑状流紋岩岩脈が東北東-西南西方向に貫入する。

以下、逸見(1954)によれば、鉍床は主に斑銅鉍からなる銅鉍が、珪質粘板岩中に脈状に胚胎する鉍染鉍床である。本鉍山には、大切坑・中切坑・旧坑がある。富鉍部は中切坑にあり、幅1 m余の2条の脈で、その走向傾斜はN40°W45~60°Nである。鉍石は主に斑銅鉍からなり、藍銅鉍、珪孔雀石及び孔雀石を伴う。斑銅鉍の中心部には黄銅鉍がまれに認められる。脈石は石英を主体とし、母岩の変質鉍物である緑泥石と鉍床生成後の二次鉍物である方解石を伴う。石英脈は、網状細脈状に珪化母岩中に存在し、鉍石は鉍染状に散在する。品位は、極めて高

品位なところでAg 86 g/t, Cu 7.7 %である。

**鉄旧坑** JR山陽本線「上道」駅から西北西約1.1 kmの岡山市東区鉄に位置する(第11.1図)。

本鉍山の沿革の詳細は不明である。1909年頃に採掘を開始したとされ(逸見, 1954)、1935年頃には休山又は廃山となっている(佐藤, 1938)。

周辺の地質は、超丹波帯江尻ユニットの碎屑岩類からなり、斑状流紋岩~細粒斑状花崗岩岩脈が北東-南西方向に貫入する。

逸見(1954)によれば、鉍床は古都鉍山同様、珪質粘板岩中に脈状に胚胎する斑銅鉍を主体とする銅鉍の鉍染鉍床である。粘板岩中には一条ないし二条の脈状をなす鉍染部がある。銅鉍はこの脈状帯中に鉍染状に散在していたとされ、脈の走向はほぼ南北方向で西に70~80°傾く。**万成鉍山** JR山陽本線「万富」駅から北西約2 kmの岡山市東区瀬戸町鍛冶屋に位置する(第11.1図)。

本鉍山の沿革は、光野(1954)によれば1907年頃に開山、その後は所有者が何度か変更となったが、少なくとも1917~1918年頃に3年間、1944~1947年の間、1950~1951年の間にそれぞれ稼行していた。その後休山。生産量は、1951年4月から同年12月までの間に約30 tの銅鉍を製錬所に送ったとされる。

周辺の地質は、舞鶴帯大盛山層及び超丹波帯万富ユニットとこれらに貫入する仁堀花崗岩、さらにこれらに流紋岩~斑状流紋岩岩脈が北東-南西方向に貫入する。鉍床は超丹波帯万富ユニットの碎屑岩類に胚胎する。

光野(1954)によれば、坑内の地質は粘板岩からなり、幅1 mの岩脈が貫入する。鉍床は粘板岩中に胚胎するほか、岩脈が接触する部分及び岩脈から派生した石英脈中に胚胎する。品位は、Cu 15%, Au 0.5 g/t, Ag 250 g/tである。

**金山鉍山** JR山陽本線「万富」駅から東南東約2.8 kmの岡山市東区瀬戸町弓削に位置する(第11.1図)。

沿革の詳細は不明である。佐藤(1938)によれば、開発に伴い、1900年代前半に山元に製錬所を設け、明治初年まで盛んに稼行していた。その後は鉍業権者の変更が何度かあり、試掘も行われたが、その後休山した。

周辺の地質は、超丹波帯万富ユニット及び上部白亜系の和気層からなり、これらに斑状流紋岩~細粒斑状花崗岩岩脈が東西方向に貫入する。鉍床は岩脈に胚胎するとされるが、本調査では本鉍床位置において母岩の岩脈を確認できていない。

鉍床は、佐藤(1938)によれば岩脈中の断層に沿う裂か充填鉍脈で、脈の幅は1 m前後、走向及び傾斜は北北東-南南西方向でほぼ鉛直である。鉍石は主に黄銅鉍からなり、黄鉄鉍及び閃亜鉛鉍を含む。脈石は石英で、母岩の破片及び粘土が混じる。

**南方鉍山** JR山陽本線「万富」駅から南約1.3 kmの岡山市東区瀬戸町南方、三谷山中腹に位置する(第11.1図)。

沿革の詳細は不明で、光野(1954)によれば1951年4月から同年12月の期間に稼行していたのを最後に現在は廃山となっている。

周辺の地質は、超丹波帯万富ユニット及び上部白亜系の和気層からなり、これらに斑状流紋岩～細粒斑状花崗岩岩脈が貫入する。光野(1954)によると、鉱床付近の岩脈の貫入方向はN10°Eで東に55°傾斜し、鉱床は岩脈に胚胎する。

鉱床は、光野(1954)によれば節理が発達する岩脈を母岩とする鉱脈鉱床である。鉱脈は岩脈の節理に沿って入っており、一部は岩脈中に網状に産する。坑口は標高110m付近と標高160m付近にある。鉱石は方鉛鉱及び閃亜鉛鉱を主体とし、少量の黄銅鉱を伴う。

### 11.1.3 水銀

**和気水銀鉱山** JR山陽本線「和気」駅から北東約3kmの和気町藤野に位置する(第11.1図)。本鉱山の自然水銀は、ろう石に随伴して産出するため、ろう石についても記載する。水銀鉱床については高島(1956)及び高島・原田(1961)、ろう石鉱床については神谷・三田村(1967)に基づいて記述する。

本鉱山の沿革の詳細は不明である。昭和初年頃からろう石を目的に稼行していた。自然水銀は、1942年にろう石に随伴して発見された。戦時中には水銀を目的に稼行していたが、鉱量は少なく、戦後には休山した(高島, 1956)。以降は探鉱もされたが、1979年に廃山した(広島通商産業局鉱業課, 1984)。

周辺の地質は、上部白亜系の和気層からなり、和気層吉永溶結火山礫凝灰岩部層及びその上位の部層が分布する。本鉱山周辺の和気層は、広範囲にろう石化を伴う熱水変質作用を受けている。水銀鉱床は、変質作用を受けた和気層吉永溶結火山礫凝灰岩部層の結晶片に富む流紋岩溶結凝灰岩に賦存する。主要な断層は東西方向及び北東-南西方向のものが多く。

ろう石鉱床について、神谷・三田村(1967)によれば、本鉱山周辺の和気層にはカオリン化・パイロフィライト化・珪化・セリサイト化の変質帯が認められるが、これらに明瞭な累帯構造は認められない。変質帯の厚さは5～20mで、カオリン化及びパイロフィライト化の著しいところは2～5m厚程度である。これらの相互関係は、カオリン化はパイロフィライト富鉱部よりも変質帯外縁部に認められることが多く、パイロフィライト化した部分にパッチ状に散在するか細脈状に貫く。したがって、カオリン化作用はパイロフィライト化作用よりもやや後期であったと推定されている(高島・原田, 1961)。珪化は鉱床全域に認められるが、珪化が著しいのはパイロフィライト・カオリン帯の外側と接する部分である。セリサイト化は局所的に認められ、鉱床との関係も明らかでは

ない。ろう石鉱床の鉱石は、カオリナイトを主体とする灰黒色を呈するろう石とカオリナイト及びパイロフィライトを主体とする乳白色を呈するろう石である(神谷・三田村, 1967)。

本鉱山の坑口は2箇所あり、本坑と本坑南30m付近にある旧坑である。本坑は南東方向に約180m掘進されていたとされる。高島(1956)及び高島・原田(1961)によれば、水銀鉱床は脈状鉱染鉱床で、本坑の坑口50m奥で認められる。水銀鉱床の産状は、ろう石鉱体への鉱染、母岩の破碎帯中の鉱染及び岩脈の上・下盤に形成された破碎帯中の鉱染などがある。母岩の破碎帯は、北東-南西方向又は東西方向を示し、角礫粘土化している。自然水銀を含む粘土鉱は黒灰色～黒色を呈する。水銀鉱床は、ろう石鉱体でも特にやや後期に生成されたカオリン化帯と密接に伴って産する。これは、含水銀溶液がパイロフィライト化作用に伴ってきたとしても、高温のため水銀鉱物が沈殿できず、後期のカオリン化作用時の温度及びpHにおいて、水銀鉱物が沈殿しやすかったためと推定されている(高島・原田, 1961)。水銀鉱床には鉱染が顕著な部分が3箇所あり、高島・原田(1961)は坑口に近い方から第1鉱体・第2鉱体・第3鉱体と呼称した。第1鉱体は長径5m、幅1.5m、深さ10mの規模を持ち、母岩の構造に沿って鉱染している。第2,3鉱体は小断層又は割れ目に沿って鉱染しており、鉱体の規模は第2鉱体が長径5m、幅3m、深さ10m、第3鉱体が長径6m、幅0.5m、深さ10mである。水銀鉱床を構成する鉱石は、主に自然水銀からなり、微量の辰砂、黒辰砂等の水銀鉱物、黄鉄鉱及び白鉄鉱等を含む(高島・原田, 1961)。脈石は、石英、カオリナイト、葉ろう石及びダイアスポアからなり、緑泥石や方解石を伴う。自然水銀は、割れ目や断層角礫岩の粘土鉱中に水滴状(径0.2mm程度)に産する。辰砂は粘土鉱中のほか、パイロフィライト中に隠微晶質物質として散在する。自然水銀の品位は、坑内の自然水銀富鉱部で0.37%、自然水銀濃集の黒色粘土で1.75%、辰砂の濃集する石英脈部で1.97%、辰砂を含むパイロフィライトで0.16%、坑外の露頭で0.08～0.8%の化学分析値が得られている(高島・原田, 1961)。

なお、和気水銀鉱山周辺には、ろう石を対象に稼行していた鉱山が点在する(第11.1図)。これらのいくつか(例えば、<sup>こうのうえ</sup>神ノ上・双山・藤野・丸山鉱山)にも露頭試料でHg 0.0071～0.08%を示す化学分析値が得られている(高島・原田, 1961)。

本鉱床の生成年代について、和気層の火成活動で生成したとされる備前市三石・吉永地区のセリサイト等の変質岩の全岩 K-Ar 年代は、 $80.0 \pm 1.7 \text{ Ma} \sim 73.0 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (柴田・藤井, 1971; 本宮ほか, 2000)である。本鉱床も和気層の火成活動で生成したならば、生成年代は同時期の後期白亜紀と推定される。

## 11.2 非金属資源

非金属資源は、ろう石鉱床及び粘土である。国内におけるろう石鉱床は、中国地方、特に山口県阿武・滑地区、広島県勝光地区、本地域を含む岡山県三石・吉永地区に集中しており、国内生産量の8割前後を産出してきた。本地域のろう石鉱床は、主に上部白亜系の和気層に胚胎し、そのほか日生層及びシャシャ木山層に胚胎する。ろう石鉱床は、上部白亜系の火成活動に伴う酸性熱水活動により形成されたものと推定される。本地域北東部から東隣「播州赤穂」地域北西部にかけての三石・吉永地区には多数の鉱山があり、最盛期には60以上の鉱山が稼行していた。本地域内では2019年度調査時現在、1鉱山(岡山市東区竹原、竹原鉱山)のみ稼行している。粘土は、本地域中央東部の備前市伊部・香登地区における水田下の沖積層から採取されており、備前焼の原土として用いられている。

### 11.2.1 ろう石

本地域のろう石鉱床を対象にした研究は多数ある(例えば、君塚, 1939; 大森, 1962, 1965; 藤井ほか, 1979; Ishihara and Imaoka, 1999; 本宮ほか, 2000)。ろう石鉱床の産状や鉱山ごとの概況についてまとめた報告としては、岡山県地下資源調査報告書(上野・五十嵐, 1957)、工業技術連絡会議窯業連合部会編(1965, 1978)、国内鉄鋼原料調査(大森, 1966b, 1967; 田阪・神谷, 1966; 神谷・三田村, 1967; 神谷, 1968)、広島通商産業局鉱業課(1984)などがある。

本地域のろう石鉱床を含む熱水変質帯の記載は、論文・報告書により異なるが、色調・硬さ・組織・粒度・光沢などの肉眼的特徴及びX線粉末回折等から、鉱床中心部から周辺部に向かって以下のように区分される(例えば、藤井ほか, 1979; 佐藤ほか, 2016)。

**パイロフィライト帯**：淡緑色又は淡青色を帯びた灰色～灰白色を呈する。脂肪光沢(ろう感)があり、やや軟質である。構成鉱物は、石英及びパイロフィライトを主体とする。

**カオリン帯**：石英及びカオリナイト(まれにディッカイト)を主体とする。透明感があり、黒色を呈することがある。そのほかの鉱物と混在するときは白色を呈する。

**セリサイト帯**：灰白色～白色で一部は錦糸光沢を呈する。構成鉱物は石英及びセリサイトを主体とする。

**珪化帯**：灰色～灰白色を呈し、堅硬・緻密で、一部は多孔質である。構成鉱物は主に石英からなる。

**弱変質帯**：変質の程度が弱く、母岩の岩石組織を残している。構成鉱物は石英及びセリサイトを主体とする。

本地域のろう石鉱床は、分布域及び鉱床母岩により、変質帯の分布などに傾向が認められる。そこで本報告では、分布域による4つの地区(吉永・片上・和気・岡山

市)に分けて各地区の鉱床及び鉱山について概説する(第11.1図)。鉱山の数が多き吉永・片上・和気地区については各鉱山の概況を表(第11.1表～第11.3表)にまとめる。なお、鉱山は合併や鉱業権の移動などにより、数や名称にしばしば変更が生じている。吉永・片上地区については、中国地域非金属鉱物資源対策委員会(1984)及び広島通商産業局鉱業課(1984)にまとめられた鉱山の名称及び位置を採用している。

#### 11.2.1.1 吉永地区

吉永地区には15の鉱山があり(第11.1図中の1～15)、各鉱山の概況を第11.1表にまとめる。本地区は主に和気層台山溶結火山礫凝灰岩部層を母岩とするパイロフィライト質ろう石鉱床である。大森(1966b)などによると、本地区の変質帯は主に和気層台山溶結火山礫凝灰岩部層中の火砕岩とそれを覆う泥岩の間に形成されている。その形態は母岩の層理とほぼ調和的で、走向延長方向に帯状に分布する(第11.2図)。変質帯の厚さは約200mである。変質帯は珪質パイロフィライト帯を主体とし、そのほかに珪化帯及びセリサイト帯が認められる。珪化帯はパイロフィライト帯の外側、特に上盤側に発達している。セリサイト帯はパイロフィライト帯の下盤側に認められることが多いが、分布は広くない。硫化鉄は、鉱石中には少なく、変質帯の下盤側や破碎帯に沿って認められる。

和気層を母岩とする鉱床の生成年代は、三石地区の土橋鉱山、品川三石鉱山及び八木鉱山(いずれも東隣「播州赤穂」地域内)の鉱石等の全岩K-Ar年代から、後期白亜紀と推定されている(柴田・藤井, 1971; 本宮ほか, 2000)。その年代値は、 $80.0 \pm 1.7$  Ma,  $78.7 \pm 3.2$  Ma,  $77.6 \pm 1.7$  Ma(斑入り陶石),  $78.8 \pm 1.7$  Ma(珪石),  $80.5$  Ma(補正值, 原著は $78.7 \pm 3.2$  Ma),  $77.8 \pm 1.7$  Ma(セリサイト),  $74.2 \pm 1.8$  Ma(脈状セリサイト),  $78.1 \pm 1.7$  Ma,  $74.0 \pm 1.6$  Ma,  $73.0 \pm 1.6$  Ma(粘土脈)である(柴田・藤井, 1971; 本宮ほか, 2000)。

#### 11.2.1.2 片上地区

片上地区には12の鉱山があり(第11.1図中の16～27)、各鉱山の概況を第11.2表にまとめる。本地区は、三石・吉永地区に比べて鉱山の歴史は浅く、1954年頃から本格化した。本地区は、セリサイト質ろう石鉱床が主体で、和気層や日生層の火砕岩を母岩とする。田阪・神谷(1966)や神谷(1968)などによると、本地区の和気層を母岩とする変質帯は、セリサイト帯を主体とし、パイロフィライト帯及び珪化帯も認められる。変質帯の分布上限は、泥岩に規制されることが多い。変質帯の下限は不明瞭で、セリサイト帯から弱変質帯へと変質の程度が弱くなる。本変質帯は、三石・吉永地区に比べて変質の程度が弱く、しばしば母岩の組織、特に石英結晶片が残存

第 11.1 表 ろう石鉱床, 吉永地区鉱山一覧

鉱山名	鉱床母岩	構成鉱物		沿革及び生産量	文献
		主成分	その他		
1. 坪 栄	Wd			1957年に鉱業権が設定されたが、開発の状況や鉱床の詳細は不明、1959年廃山。	d
2. 中石今崎	Wn?			1960年に鉱業権が設定されたが、開発の状況や鉱床の詳細は不明、1971年休山。	d
3. 大平今崎	Wd	Pyp, Qtz	Se, Py, Ka, Bhm, Dsp	1950年から坑道探鉱を開始したが、約6年後に休止。1963年から試錐探鉱を開始、1965年に斜坑90mで着鉱した。1980年に休業。生産量は1966~1974年に135,100t、1975~1980年に67,000t。	b, c, d
4. 第一大盛 (旧大盛)	Wd	Pyp, Ka, Qtz	Se, Dsp, Bhm, Sud, Py, Alu	1875年に開坑、その後は鉱業権者の変更が何度かあり、1977年に廃山した。生産量は1947~1954年に34,400t、1955~1964年に83,600t、1965~1974年に222,900tである。	b, c, d
5. 大 和	Wd	Pyp, Qtz	Se	大正末期に坑道60mを掘削したが休業。1945年に旧坑を更に20m延長し、着鉱。1974年休業、1978年廃山。生産量は1951~1954年に19,000t、1955~1964年に76,700t、1965~1973年に22,100tである。	a, d
6. 寿 (中石寿)	Wd	Pyp, Qtz		開発は昭和初期だが、本格的な採掘は戦時中からとされる。その後、鉱業権者の変更があったが、1977年に休業、1980年に廃山。坑内採掘で1947~1973年の間に総計180,200tを生産した。	a, d
7. 第二大盛 (旧浅岡)	Wd	Pyp, Qtz		1800年前半に彫刻用石材に利用されたのが初めて、本鉱山は1936年に開鉱 (旧浅岡鉱山は1907年開山)、1971年に合併したが、1980年に廃山した。坑内採掘で1947~1980年の間に総計230,200tを生産。	b, c, d
8. 大三 (旧則次, 吉永, 規正, 大栄)	Wd	Pyp, Qtz		開発は明治末期、所有者を変更しながら坑内採掘と休山を繰り返して、1963年に大三鉱山となった。1972年に大栄鉱山を合併したが、1987年頃に閉山、1949~1982年の間に総計269,700tを生産。	b, c, d
9. 共 栄	Wd	Pyp, Qtz		沿革の詳細は不明、1952年頃から坑内及び露天採掘を行っていたが、1975年に休業、1978年に廃山した。生産量は、1952~1954年に12,000t、1955~1964年に57,400t、1965~1975年に75,600tである。	a, d
10. 大阪兵部	Wd	Pyp, Ka, Qtz	Se, Dsp, Bhm, Sud, Py, Alu	1921年に今井鉱山として採掘開始、1925年に兵部鉱山に改名、1936年に鉱業権が変更した。1977年に廃山。坑内採掘で1947~1977年の間に総計296,000tを生産した。	b, c, d
11. 兵 部 (旧第一兵部)	Wd	Pyp, Qtz	Se	明治末期に開発、採掘と休山を繰り返して、1957年に兵部鉱山となった。2006年頃まで稼働していた。当初は坑内採掘が大半だったが、その後露天採掘に変更、1959~1982年の間に237,900tを生産。	a, c, d
12. 富士 (旧金谷, 中石金谷, 栄和)	Wd	Pyp, Qtz (金谷) Qtz, Se, Pyp (栄和)		沿革の詳細は不明、1952年頃から採掘を行い、1973年に富士鉱山となった。1976年に栄和鉱山を合併したが、1989年頃に操業を停止した。坑内及び露天採掘で1952~1982年の間に総計296,870tを生産した。	b, d
13. 光	Wd	Pyp, Qtz	Se	沿革の詳細は不明、1955年に鉱業権が設定され、1956年頃から生産を開始した。1975年に休業、1979年に廃山。生産量は、坑内採掘で1956~1964年に14,600t、1965~1975年に60,000tである。	a, d
14. 備 前 (旧大弘)	Wd	Pyp, Qtz	Ka, Dsp, Se	沿革の詳細は不明、1955年に鉱業権が設定され、坑内採掘を行った。1970年に旧大弘鉱山を合併した。1977年に休業。生産量は1962~1963年に1,900t、1965~1973年に11,400tである。	b, d
15. 宮 奥	Wd	Pyp, Qtz	Se	沿革の詳細は不明、1951年頃から坑内採掘を行っていたが、1975年に休止。生産量は1951~1954年に1,300t、1955~1964年に16,300t、1965~1974年に18,200tである。	a, d

鉱山名1~15は、第11.1図中の番号に対応する。

Wd: 和気層台山溶結火山礫凝灰岩部層, Wn: 和気層野谷凝灰岩部層, Alu: 明礬石, Bhm: ベーマイト, Dsp: ダイアスポア, Ka: カオリナイト, Py: 黄鉄鉱, Pyp: パイロフィライト, Qtz: 石英, Se: セリサイト, Sud: 須藤石, 文献 a: 工業技術連絡会議窯業連合会編 (1965), b: 工業技術連絡会議窯業連合会編 (1978), c: 広島鉱山保安監督部 (1968, 1978, 1979, 1980), d: 広島通商産業局鉱業課 (1984)。

することが多い。パイロフィライト帯は極めて局所的で、変質帯上部の泥岩直下に小レンズ状~小塊状に発達する。珪化帯も変質帯上部に認められる。硫化鉄は変質帯上部であるパイロフィライト帯直下部周辺に著しく鉱染している。本地区の日生層を母岩とする鉱床を含む変質帯は、セリサイト帯及び珪化帯からなるが、珪化帯は局所的である。変質作用は、母岩の節理や割れ目などの弱線沿い及びその周辺で顕著である。油杉原料鉱山 (第11.1図27) ではカオリン鉱物 (ハロイサイト) が認められる。

なお、吉永~片上地区のろう石鉱床の形成について、

Ishihara and Imaoka (1999) は鉱床の分布と地質から、和気層のカルデラ形成を伴う火山活動後に、カルデラ壁に沿って上昇した熱水活動により鉱床が形成された可能性を指摘している。

### 11.2.1.3 和気地区

和気地区には10の鉱山があり (第11.1図中の28~37)、各鉱山の概況を第11.3表にまとめる。これらの鉱床は和気層 (吉永溶結火山礫凝灰岩部層・藤野凝灰岩部層・和気富士流紋岩部層) を母岩とする。火砕岩及び碎屑岩からなる吉永溶結火山礫凝灰岩部層及び藤野凝灰岩

第 11.2 表 ろう石鉱床、片上地区鉱山一覧

鉱山名	鉱床母岩	構成鉱物		沿革及び生産量	文献
		主成分	その他		
16. 大蔵 (八木)	Wd	Qtz, Pyp		戦時中に山頂部を一部開発したが、終戦時に休山。その後、1957年に試掘出願、1960年から採掘。1965年に八木鉱山(東隣「播州赤穂」地域内)に合併された。生産量は1960~1964年の間に5,400tである。	b, g
17. 第二元山 (旧第三則次)	Wd	Se, Qtz	Pyp, Py	沿革の詳細は不明。1940年頃から開発していた。鉱業権者が何度か変更し、1966年に休業。当初は露天採掘だったが、その後坑内採掘に移った。生産量は1963~1964年に3,400t、1965~1966年に2,500t。	f, g
18. 旭	Wd	Pyp, Qtz (Pyp帯) Qtz, Se (Se帯)	Dsp, Ka	沿革の詳細は不明。1954年に鉱業権が設定され、1955年から坑内採掘により出鉱していた。その後は露天採掘に移ったが、1961年に休業、1975年に廃山した。生産量は1955~1963年に18,200tである。	a, c, g
19. 塚谷	Wd	Qtz, Se	Py	沿革の詳細は不明。1954年に鉱業権が設定され、1956年から坑内採掘により出鉱していた。その後は露天採掘に移ったが、1981年に廃山。生産量は1956~1981年の間に174,900tである。	a, f, g
20. 第一 (旧木谷)	Wd	Qtz, Se	Py, Pyp, Ka	木谷は1916年頃に創業、その後休山。1955年頃に再開したが、再び休山。第一は1957年に租鉱権を設定、操業を開始。2002年以降は操業していない。生産量は主に露天採掘で、1957~1982年の間に433,800t。	b, c, g
21. 伊里中 (旧友延)	Hp	Qtz, Se		沿革の詳細は不明。1955年に鉱業権が設定され、1959年から生産を開始した。1962年に休業。生産量は、1959~1962年に2,400tである。	c, g
22. 伊部 (旧医王山)	Wyr?	Pyp, Qtz (東鉱体) Qtz, Se (西鉱体)	Py	沿革の詳細不明。医王山鉱山として1947年から2年間稼行していた。その後、鉱業権は1959年に設定されたが、開発状況は不明で1965年に廃山。東鉱体と西鉱体があり、生産量は1947~1948年に1,600tである。	d, g
23. 毘沙門	Wyr?	Qtz, Se	Pyp	鉱床は2つあり、1960~1963年に第一鉱床、1964~1966年に第二鉱床でそれぞれ露天採掘を行っていたが、鉱量の減少により閉山した。生産量は1960~1963年に約8,000t、1964~1966年に2,700tである。	e
24. 三備	Hp	Qtz, Se	Py	沿革の詳細は不明。1957年頃から開発していた。1964年に鉱業権が変更、1967~1971年にかけて稼行していたが、1971年に休業、1976年に廃山。生産量は、露天採掘で1967~1971年の間に4,900tである。	f, g
25. 山田原 (旧岡崎)	Hp	Qtz, Se	Py	沿革の詳細は不明。1962年に鉱業権が設定され、1964年から生産開始。その後、岡崎鉱山を合併。2000年以降も稼行していたが、現在は操業していない。生産量は主に露天採掘で、1964~1982年の間に89,200t。	c, f, g
26. 妙法	Hp	Qtz, Se	Py	1959年に鉱業権設定、探鉱。1960年に鉱業権が変更され、1961~1962年に露天及び坑内採掘をしていた。1963年に休業。生産量は1961~1962年に5,700tで、主な用途は耐火物原料である。	e
27. 油杉原料	Hp	Qtz, Fl (Ha帯) Qtz, Se (Se帯)	Ha, Se Py	1958年に露天採掘を開始し、20年以上稼行していたが、現在は操業していない。生産量は1958~1968年に27,377tで、1968年時点の生産量は300~400t/月である。主な用途は耐火物原料である。	e

鉱山名16~27は、第11.1図中の番号に対応する。

Wd: 和気層台山溶結火山礫凝灰岩部層, Wyr: 和気層吉永溶結火山礫凝灰岩部層, Hp: 日生層, Dsp: ダイアスポア, Fl: 長石, Ha: ハロイサイト, Ka: カオリナイト, Py: 黄鉄鉱(その他鉄鉱物含む), Pyp: パイロフィライト, Qtz: 石英, Se: セリサイト。文献a: 上野・五十嵐(1957), b: 工業技術連絡会議窯業連合部会編(1965), c: 田阪・神谷(1966), d: 大森(1967), e: 神谷(1968), f: 工業技術連絡会議窯業連合部会編(1978), g: 広島通商産業局鉱業課(1984)。

部層を母岩とする変質帯には、パイロフィライト帯・カオリン帯・セリサイト帯・珪化帯が認められる(神谷・三田村, 1967)。変質帯は火砕岩と碎屑岩が互層する部分を交代して、母岩の層理に沿って発達している。主体はセリサイト帯で、パイロフィライト帯及びカオリン帯は変質帯の中央部に小規模に産することが多い。珪化帯は変質帯の上・下部に認められる。これらはしばしば黄鉄鉱などの鉄による鉱染を受けている。各鉱山の変質帯の厚さは一般に数m程度だが、厚いところでは50m以上ある。流紋岩溶岩からなる和気富士流紋岩部層を母岩とする鉱山(第11.1図及び第11.3表34, 37)付近の変質帯は、セリサイト帯及び珪化帯からなり、流紋岩溶岩の割れ目や破碎帯に沿って強く変質する。

#### 11.2.1.4 岡山市地区

岡山市地区の鉱山は、2019年度調査時現在も稼行して

いる竹原鉱山のみで、シャシャ木山層を母岩とするセリサイト質ろう石鉱床である。以下に鉱山の概況を記載する。竹原鉱山 JR赤穂線「西大寺」駅から北東約3.2kmの岡山市東区竹原に位置する(第11.1図38)。

沿革の詳細は不明である。明治の中頃から大正にかけて精白用の石粉として、阪神方面へ出荷するなど、相当量出鉱していたが、その後経営困難で放棄された(澤井・平林, 1949)。1964年に採掘権が設定、1965年に竹原鉱山に譲渡され、採掘が開始された(広島通商産業局, 1965)。本鉱山は、2019年度調査時現在も稼行している。生産量は、露天採掘で1965年頃に400t/月、1990年代に1,300~1,500t/月で、タイル、耐火煉瓦及び陶磁器用原料として出荷している(広島通商産業局, 1965; Matsuda et al., 2001)。

周辺の地質は、上部白亜系のシャシャ木山層、高砂山層及び流紋岩岩脈とこれらに貫入する百枝月石英閃緑岩



第 11.3 表 ろう石鉱床, 和気地区鉱山一覧

鉱山名	鉱床母岩	構成鉱物		沿革及び生産量	文献
		主成分	その他		
28. 奴久谷	Wyr	Qtz, Pyp (良質部)	Py, Fe	沿革の詳細は不明である。戦時中に探鉱, 少量を出鉱したと予想されている。1967年に廃山。	a
29. 和気水銀	Wyr	Ka, Pyp		詳細は 11. 1. 3 項に記載。昭和初年頃はろう石を対象に稼行していた。1942年に自然水銀を発見し、戦時中は水銀を対象に稼行したが、鉱量は少なかった。その後は探鉱もされたが、1979年に廃山。	a, c
30. 丸山	Wyr	Pyp, Qtz	Ka, Py, Fe	沿革の詳細は不明である。1952年から4~5年間、主に露天採掘を行っていたとされる。	a
31. 藤野	Wyr	Qtz, Pyp	Se, Py, Fe	沿革の詳細は不明である。1952~1955年にかけて坑内採掘を行っていたが、1956年に廃山。生産量は1952~1955年の間に700tである。	a, c
32. 神ノ上	Wf	Pyp, Ka (白ろう) Ka (黒ろう) Qtz (珪質部)	Qtz, Se Dsp Pyp > Ka, Se	本格的な採掘は1932年以降で1941年頃まで採掘。戦後は放置されていた。1958年及び1960~1963年に稼行したが、1966年に休業。1973年廃山。坑内採掘で1961~1963年の間に900tを生産した。	a, c
33. 双山	Wf			沿革及び開発の詳細は不明である。1959年に鉱業権が設定されたが、1963年に廃山。	c
34. 大田原	Ww	Qtz, Se	Pyp	沿革の詳細は不明である。相当以前(時代不詳)には露天採掘を行い、約2,000tを出鉱したとされる。1961年に休業。	a
35. 大研 (旧大豊)	Wyr	Pyp, Qtz (良質部) Qtz, Se (主体部) Qtz (珪質部)	Py Ka, Pyp, Alu	旧大豊鉱山として1961年から採掘を開始。1965年に一時中断。1966年に鉱業権を移転、大研鉱山として再開したが、その後休山。	a
36. 岩生	Wyr	Pyp, Qtz (良質部) Qtz, Se (主体部) Qtz (珪質部)	Py Ka, Pyp, Alu	沿革の詳細は不明である。戦前(時代不詳)に露天採掘により盛大に稼行していた。戦後は若干採掘したものの、その後休業した。	a
37. 吉原	Ww	Se, Qtz, Py		沿革及び開発の詳細は不明で、廃山となっている。	b

鉱山名 28~37 は、第 11.1 図中の番号に対応する。

Wyr: 和気層吉永溶結火山礫凝灰岩部層, Wf: 和気層藤野凝灰岩部層, Ww: 和気層和気富士流紋岩部層, Alu: 明礬石, Dsp: ダイアスポア, Fe: 赤鉄鉱, Ka: カオリナイト, Py: 黄鉄鉱, Pyp: パイロフィライト, Qtz: 石英, Se: セリサイト。文献 a: 神谷・三田村 (1967), b: 工業技術連絡会議窯業連合部会編 (1978), c: 広島通商産業局鉱業課 (1984)。

からなる。鉱床はシャシャ木山層中に胚胎する。

鉱床は、セリサイト質ろう石鉱床で、シャシャ木山層のデイサイト~流紋岩火山礫凝灰岩及び凝灰岩 (Sp3) を母岩とする。強く熱水変質作用を受けた本岩は、白色~灰白色又は淡緑色を呈し、結晶片は非常に細粒である。広島通商産業局 (1965) によると、鉱床は母岩の構造と調和的で、層状ないしレンズ状に賦存するが、富鉱部は小断層や裂かに沿って認められる傾向がある。以下、安藤ほか (1994) 及び Matsuda *et al.* (2001) によると、鉱物は石英及びセリサイトを主体とし、次いで斜長石 (アルバイト) 及びカオリナイトが多く、一部にモンモリロナイトが認められる。本鉱山の変質帯は、鉱物組合せからカオリン帯・セリサイト帯・アルバイト帯の3つに区分され、セリサイト帯及びアルバイト帯が優勢である。石英はいずれの変質帯にも普遍的、多量に含まれる。化学組成及び産状から、変質作用はカオリン帯、セリサイト帯、アルバイト帯の順に形成されたと推定されている。

本鉱床からは全岩 K-Ar 年代として、セリサイト帯中の試料から  $76.2 \pm 1.7$  Ma 及び  $72.4 \pm 1.6$  Ma, アルバイト帯中の試料から  $74.3 \pm 1.6$  Ma 及び  $71.9 \pm 1.6$  Ma が報告されている (Matsuda *et al.*, 2001)。また、採取地の詳細は不明

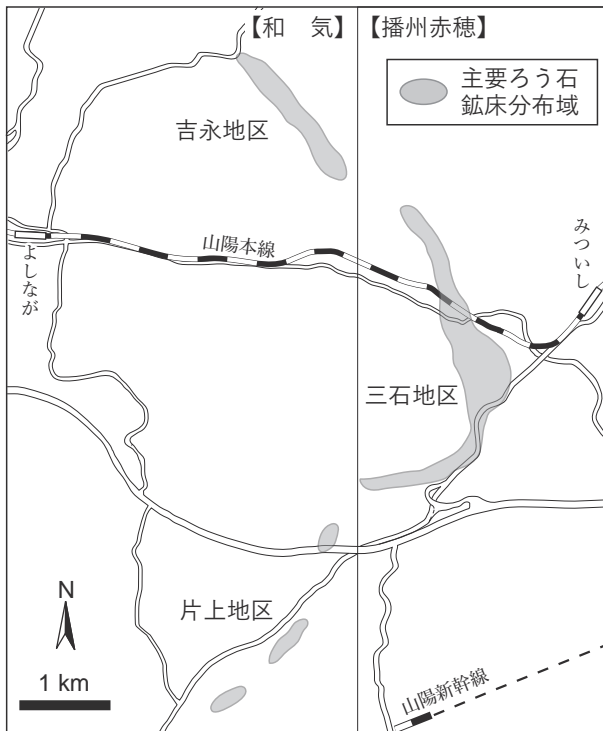
だが、鉱床母岩と推定される流紋岩組成を示す岩石から  $83.7 \pm 1.8$  Ma 及び  $79.6 \pm 2.5$  Ma の全岩 K-Ar 年代が得られている (Matsuda *et al.*, 2001)。

### 11.2.2 粘土

粘土は、備前市伊部・香登地区の水田下の沖積層から採掘されているもので、備前焼の原土として用いられている。現在の産地の詳細は確認できていないため、地質図には示していない。第 11.1 図には、7万5千分の1地質図幅「西大寺」(佐藤, 1937) を参考に産地位置を示した。そのため、現在の産地とは場所が異なっているところもある。産地を含む本粘土の記載は、神谷・須藤 (2005) が詳しい。

備前焼の土は、鎌倉時代には山で採取される粘性の低い山土が使用されていたが、室町時代末期頃からは「ひよせ」と呼ばれる水田下の粘性の強い黒色粘土である田土が使用されるようになった (例えば、神谷・須藤, 2005)。田土の粘土層は、表土や砂礫層の下位に分布しており、その厚さは最大 6 m, 平均 2 m 前後である (佐藤, 1938)。粘土の性質は場所により異なり、備前市伊部付近のものは灰色又は灰褐色を呈し、比較的収縮度は小さく、

### 11.3 温泉・鉱泉



第 11.2 図 吉永地区～片上地区周辺のろう石鉱床分布図。  
主要ろう石鉱床分布域は木野崎(1963)による。  
【 】は図幅地域の区画を示す。

可塑性に乏しい。瀬戸内市長船町磯上から備前市香登本付近のものは黒色を呈し、収縮度は大きく、可塑性が強い(佐藤, 1938)。長船町磯上の粘土は、その色から「黒土」とも呼ばれる。本粘土の採掘は特定の業者によるものではないため、正確な産出量は不明だが、約 500～1,000 t/年と推定されている(沢井, 1987)。本粘土を構成する主な粘土鉱物は、カオリン鉱物(ハロイサイト、カオリナイト)と少量の雲母粘土鉱物(セリサイト、イライト)及びモンモリナイトで、一部にはパイロフィライトを含む。また、非粘土鉱物として石英、長石類を含む(例えば、土井ほか, 1979; 神谷・須藤, 2005)。粘土中の $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 含有量は 2～3 wt.% 程度で(第 11.4 表)、一般的な焼物用原料に比べて多いとされる。

田土は、沖積層内の粘土層の一部である。その形成年代は、田土の最深部、植物遺体を多量に含む層準の黒色粘土試料から  $5,510 \pm 130$  yr BP の  $^{14}\text{C}$  年代が報告されており(藤木・三好, 1995)、粘土層は縄文海進期頃から堆積を開始した。その堆積期間は、水田稲作開始期までの約 3,000～2,000 年間と推定されている(藤木・三好, 1995)。堆積環境は、縄文海進期の海面上昇に伴って形成された内湾浅海性又は内湾に接する湿地帯において、熊山(標高 509 m)や吉井川から運ばれてきた細粒な碎屑物及び湿地性草本が堆積していたと推定されている(藤木・三好, 1995)。

温泉・鉱泉は、本地域に数箇所存在する。2019 年度調査時点で営業を行っているのは、和気鶴飼谷温泉、ツルの湯、山陽足王温泉及び長船温泉の 4 つである(第 11.1 図)。以下の記述は、産総研地質調査総合センター(2005)に基づき、不足している情報は各温泉施設所有の成分分析表等の情報を加えた。

和気鶴飼谷温泉(和気町益原)は、上部白亜系和気層分布域内に位置し、日帰り・宿泊温泉施設で浴用として利用されている。1993 年に掘削、地下 1,500 m から揚水される温泉である。泉質は単純温泉で、湧量 100 l/分、泉温 39.5℃、pH 9.5、溶存物質総量 0.4 g/kg(低張性)である(平成 5 年 9 月 7 日調査)。

ツルの湯(赤磐市酌田)は、仁堀花崗岩分布域内に位置し、温泉施設の「天然温泉ツルの湯」で利用されている。2003 年に掘削、地下約 1,300 m から揚水される温泉である。泉質は単純温泉で、湧出量 300 l/分、泉温 25.5℃、pH 8.6、溶存物質総量 0.17 g/kg(低張性)である(平成 26 年 2 月 28 日、岡山県健康づくり財団調べ)。

山陽足王温泉(赤磐市下市)は、仁堀花崗岩分布域内に位置し、山陽老人福祉センター「足王乃湯」で浴用及び温泉スタンドとして利用されている。1998 年に掘削された温泉で、泉質は単純弱放射能泉、泉温は 32.3℃である。

長船温泉(瀬戸内市長船町長船)は、超丹波帯江尻ユニット分布域内に位置し、「おさふねサービスエリア」で浴用及び温泉スタンドとして利用されている。1988 年に掘削、地下 1,101 m から揚水される鉱泉で、泉質はナトリウム・カルシウム-塩化物泉である。湧出量 40 l/分、泉温 21.3℃、pH 9.9、溶存物質総量 0.44 g/kg(低張性)である(平成 19 年 12 月 25 日、岡山県健康づくり財団調べ)。

そのほか、産総研地質調査総合センター(2005)によれば、本地域には以下の 6 つの鉱泉(龍徳山温泉、和気水、日淳温泉、熊崎温泉、大中山温泉、鶴海温泉)がある。

龍徳山温泉(和気町益原)は、妙見山花崗閃緑岩分布域内に位置する。泉質はナトリウム-炭酸水素塩泉で、湧出量 43 l/分、泉温 22℃、pH 8.9 である。2005～2012 年の期間、浴用として利用されていた。

和気水(和気町藤野)は、和気層分布域内に位置する。泉質は酸性-鉄(II)-硫酸塩泉で、湧出量 6.27 l/分、泉温 14℃、pH 1.5 である。和気水は、和気水銀鉱山の坑口から 40 m 付近の溜水を利用したものである(高島・原田, 1961)。

日淳温泉(赤磐市松木)は、泉質はナトリウム・カルシウム-炭酸水素塩泉で、湧出量 23 l/分、泉温 17.5℃、pH 7.4 である。

熊崎温泉(赤磐市熊崎)は、仁堀花崗岩分布域内に位置する。泉質は単純弱放射能泉で、湧出量 14.3 l/分、泉温 14.9℃、pH 6.2 である。

第 11.4 表 備前焼原料粘土の化学組成

試料名	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	灼熱減量	Total (wt.%)	耐火度(SK)
香登1-B	61.60	21.57	2.15	0.54	0.23	2.03	0.70	11.11	99.93	19+
香登2-B	61.73	21.51	2.30	0.45	0.37	1.99	0.75	10.83	99.94	
香登3-B	65.70	19.25	1.47	0.54	0.34	1.91	0.96	9.90	99.67	
香登4-B	62.88	20.56	2.76	0.41	0.40	1.93	0.72	10.41	100.07	
香登5-B	61.99	20.41	3.06	0.44	0.41	2.01	0.83	10.79	99.94	
香登6-B	58.56	22.78	1.84	0.53	0.38	1.90	0.63	13.33	99.95	
伊部東A	74.58	15.39	2.59	1.06	0.10	1.53	0.62	3.94	99.81	14
伊部東B	62.85	20.94	3.07	1.03	0.18	2.29	0.77	8.74	99.87	19
伊部東C	76.71	13.23	1.74	1.09	tr	1.78	0.97	4.26	99.78	17
伊部東D	67.08	19.29	2.62	1.31	tr	2.37	1.18	6.43	100.28	18
伊部東E	70.80	17.14	2.51	0.73	0.20	2.37	1.04	5.23	100.02	17
長 船	56.69	22.71	4.22	0.80	1.02	1.43	0.94	11.96	99.77	17
下り松	62.24	21.38	2.47	0.84	0.36	2.45	0.70	9.66	100.10	19
大 内	64.97	19.97	2.67	0.40	0.60	2.14	0.49	9.93	101.17	
観音寺	58.38	23.87	2.07	0.83	0.55	2.11	0.68	11.64	99.73	19

分析値：岡山県備前焼陶友会（1990）

大中山温泉（和気町大中山）は、和気層分布域内に位置する。泉質は単純弱放射能泉で、湧出量 22.6 ℓ /分、泉温 19℃、pH 7.6 である。浴用としては 2014 年まで利用されていた。

鶴海温泉（備前市鶴海）は、日生層分布域内に位置する。泉温 25℃未満で泉質等の詳細は不明である。

## 11.4 骨材資源

骨材資源は砕石及び真砂である。砕石は、主に超丹波帯万富ユニットの碎屑岩類と上部白亜系の火成岩類を対象に採取されてきた。2019 年度調査時現在も超丹波帯万富ユニットの岩石及び和気層吉永溶結火山礫凝灰岩部層の流紋岩溶結凝灰岩を対象に、1 採石場（丸紅産業有限会社万富砕石場）が稼行している。本地域の砕石資源については、東元（1991）が砕石資源調査を行っている。以下に、東元（1991）に掲載されている採石場の往時の概況について記載する。

### 11.4.1 砕石

**丸紅産業有限会社万富砕石場** JR山陽本線「万富」駅から東北東約 1.6 km の赤磐市勢力<sup>せいき</sup>に位置し、吉井川東岸に面する（第 11.1 図）。場内の西側には超丹波帯万富ユニットが、東側には上部白亜系の和気層が分布しており、両者の境界には流紋岩岩脈が北北西-南南東方向に貫入する。採石対象は、超丹波帯万富ユニットの泥岩及び砂岩と和気層吉永溶結火山礫凝灰岩部層の結晶片に富む流紋

岩溶結凝灰岩で、泥岩及び砂岩は接触変成作用を受けている。1989 年の生産量は 38 万 t で、用途は道路用 61 %、生コンクリート用骨材 30 %、鉄道道床用 7 %、一般土木建設用 2 % である（東元、1991）。

**株式会社ヒオカ砕石礫業所熊山採石場** JR山陽本線「熊山」駅から南西約 2 km の赤磐市徳富<sup>とくとみ</sup>に位置し、吉井川西岸に面する（第 11.1 図）。採石対象は、超丹波帯万富ユニットの泥岩及び砂岩で、これらは接触変成作用を受けている。1989 年の生産量は 55 万 t で、用途は道路用 76 %、生コンクリート用骨材 22 %、一般土木建設用 2 % である（東元、1991）。現在は、稼行していない。

**富士砕石工業株式会社鶴海採石場** JR赤穂線「備前片上」駅から南約 4.3 km の備前市鶴海に位置する（第 11.1 図）。採石対象は、日生層の結晶片に富む流紋岩溶結凝灰岩である。1989 年の生産量は 9 万 t で、用途は道路用 27 %、生コンクリート用骨材 70 %、鉄道一般土木建設用 3 % である（東元、1991）。現在は、稼行していない。

### 11.4.2 真砂

真砂は、花崗岩類が風化に伴い、鉱物間の結合力が弱まって砂状になったものである。真砂は大雨によって崩壊しやすく、災害を引き起こす危険がある反面、採取が容易な利点があり、埋立てや盛土等に使用されている。本地域では、北西部に露出する仁堀花崗岩の中-粗粒花崗岩～花崗閃緑岩（Ng）を対象に真砂採取が行われている。周辺には西北西-東南東方向に貫入する岩脈が多数あるため、真砂採取の障害となる可能性がある。

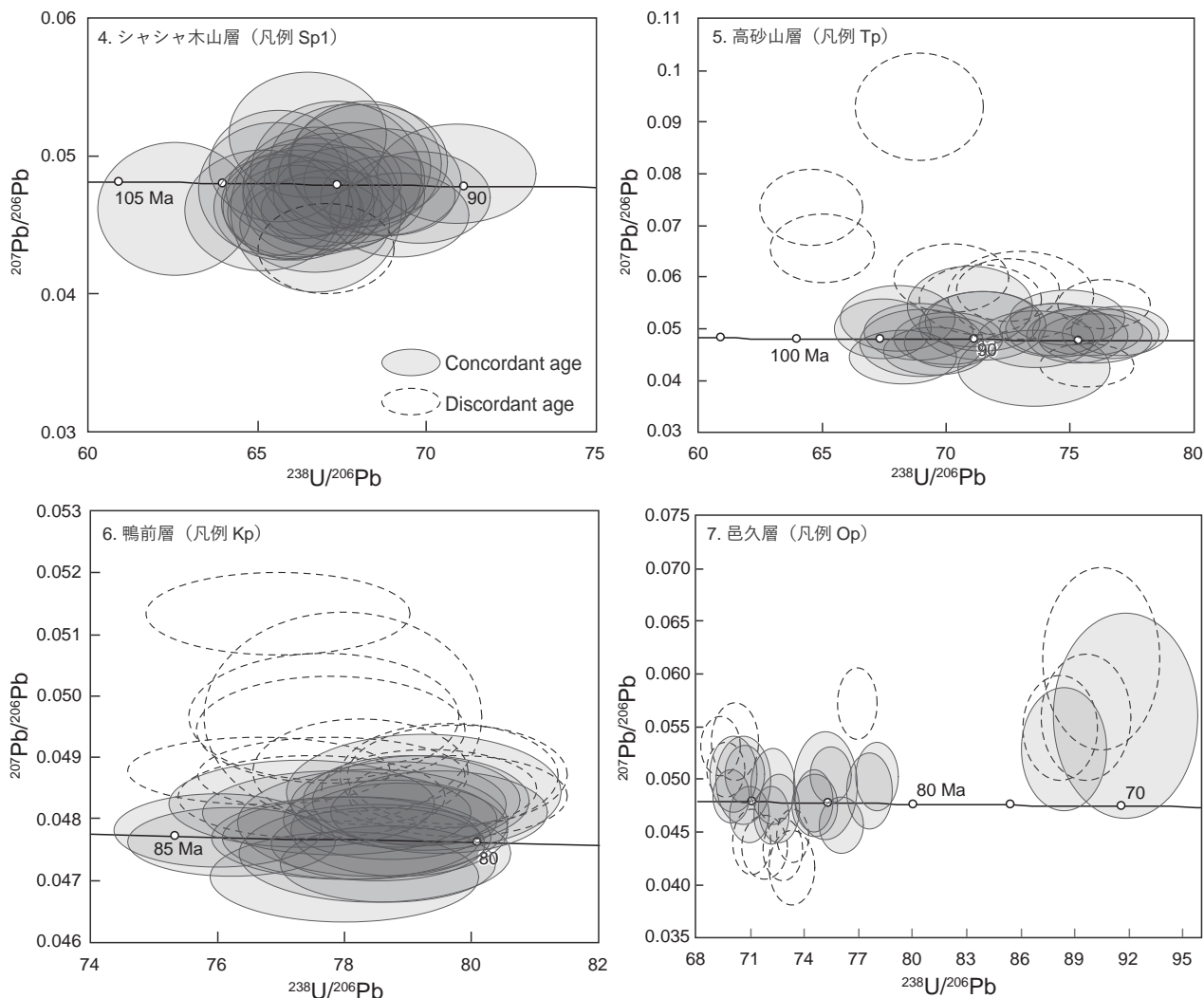
## 文 献

- 安藤 忍・松田敏彦・西戸裕嗣 (1994) 岡山市竹原鉾山の陶石。粘土科学討論会講演要旨集, 20-21.
- 浅見正雄・濡木輝一 (1978) 岡山県東部妙見山地域の接触変成作用。地質学雑誌, **84**, 257-270.
- Caridroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J. (1985) The Ultra-Tamba Zone, a new unit in the Inner Zone of Southwest Japan—its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area—. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, **39**, 210-219.
- 中国地域非金属鉱物資源対策委員会 (1984) 岡山県三石-吉永地域のろう石鉾山。三石-吉永地域総合地質図及び板屋-三石地域詳細図, 広島通商産業局。
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J. X. (2013 and updated in 2021) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199-204.
- 土木研究所 (2008) 国土地盤情報検索サイト「Kunijiban」. <http://www.kunijiban.pwri.go.jp> (閲覧日: 2021年7月12日)。
- 土井 章・坂本尚史・堤 貞夫・大塚良平・加藤忠蔵 (1979) 備前焼粘土の熱特性。日本化学会誌, **1**, 71-75.
- 藤井紀之・平野英雄・須藤定久・神谷雅晴・富樫幸雄 (1979) 岡山県三石地区ろう石鉾床形成の場について。鉾山地質, **29**, 83-95.
- 藤井 駿編 (1957) 吉井川史。吉井川下流改修促進協力会, 339p.
- 藤木利之・三好教夫 (1995) 備前市香登の備前焼粘土の花粉分析学的研究。岡山理科大学自然科学研究所研究報告, **21**, 15-20.
- 橋本将也・大平寛人・伊藤久敏 (2019) 岡山県備前市土橋鉾山の変質作用と放射年代。資源地質学会第69回年会学術講演会, 50.
- 逸見吉之助 (1954) 上道郡古都村地下資源報告。岡山県上道郡, 苫田郡, 赤磐郡, 鉾床概査報告, 岡山県地下資源調査報告書, **5**, 59-62.
- 早坂康隆 (2009a) 舞鶴帯, 概説。日本地質学会編, 日本地方地質誌5: 近畿地方, 朝倉書店, 東京, 83-84.
- 早坂康隆 (2009b) 舞鶴帯, 夜久野酸性岩類。日本地質学会編, 日本地方地質誌5: 近畿地方, 朝倉書店, 東京, 86-87.
- 早坂康隆・八尾 昭 (2009) 舞鶴帯, 舞鶴層群および三疊系。日本地質学会編, 日本地方地質誌5: 近畿地方, 朝倉書店, 東京, 84-86.
- 東原壮汰 (2019) 岡山県東部ベルム系の地質と地質構造。山口大学理学部地球圏システム科学科卒業論文, 97p.
- 東元定雄 (1991) 岡山県南東部地域砕石資源調査。平成2年度砕石資源調査報告書, 通産省生活産業局・地質調査所, 25-41.
- 広川 治・服部 仁・猪木幸男・一色直記・坂本 亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子 (1973) 50万分の1地質図幅「岡山」。地質調査所。
- 広島鉾山保安監督部 (1968) 保安のしるべ。6月号, 広島通商産業局, 7月号, 8月号。
- 広島鉾山保安監督部 (1978) 保安のしるべ。広島通商産業局, 9月号。
- 広島鉾山保安監督部 (1979) 保安のしるべ。広島通商産業局, 4月号, 5月号。
- 広島鉾山保安監督部 (1980) 保安のしるべ。広島通商産業局, 3月号, 7月号。
- 広島通商産業局 (1965) 合理化指導書 (竹原鉾山) 岡山県西大寺市, 岡山県上道郡上道町地内。広島通商産業局・岡山県, 33p.
- 広島通商産業局鉾業課 (1984) 第2部 ろう石鉾床。岡山県三石-吉永地域のろう石鉾山—総合地質図説明書—, 広島通商産業局, 7-122.
- 本宮秀朋・北川隆司・西戸広嗣 (2000) 岡山県三石地区のロウ石鉾床の産状とK-Ar放射年代。粘土科学, **40**, 46-53.
- Ichikawa, K., Murakami, N., Hase, A. and Wadatsumi, K. (1968) Late Mesozoic igneous activity in the inner side of southwest Japan. *Pacific Geology*, **1**, 97-118.
- 猪木幸男 (1981) 20万分の1地質図幅「姫路」。地質調査所。
- 猪木幸男・弘原海 清 (1980) 上郡地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 74p.
- Iida, K., Iwamori, H., Orihashi, Y., Park, T., Jwa, Y., Kwon, S. T., Danhara, T. and Iwano, H. (2015) Tectonic reconstruction of batholith formation based on the spatiotemporal distribution of Cretaceous—Paleogene granitic rocks in southwestern Japan. *Island Arc*, **24**, 205-220.
- 井内美郎 (1982) 瀬戸内海における表層堆積物分布。地質学雑誌, **88**, 665-681.
- Ishiga, H. (1984) Follicucullus (Permian radiolaria) from the Maizuru Group in the Maizuru Belt, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, **38**, 427-434.
- Ishiga, H. (1986) Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Journal of Geoscience, Osaka City University*, **29**, 45-88.
- 石賀裕明・楠 利夫・武蔵野 実・桐村成巳・田中俊江 (1987) 兵庫県篠山地域における超丹波帯水上層相当層の発見。地質学雑誌, **93**, 301-303.
- Ishihara, S. (1977) The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S. and Imaoka, T. (1999) A proposal of caldera-related genesis for the Roseki deposits in the Mitsuishi mining area, Southwest Japan. *Resource Geology*, **49**, 157-162.
- 石渡 明 (2009) 舞鶴帯, 夜久野塩基性岩類。日本地質学会編, 日本地方地質誌5: 近畿地方, 朝倉書店, 東京, 87-91.
- 海上保安庁水路部 (1989) 「播磨灘北西部」海底地形図。沿岸の海の基本図 (5万分の1), 海上保安庁, 第6384号3.
- 神谷雅晴 (1968) B片上地区。ろう石鉾床調査各論第3章中国地方第1節岡山県, 国内鉄鋼原料調査, **6**, 231-236.

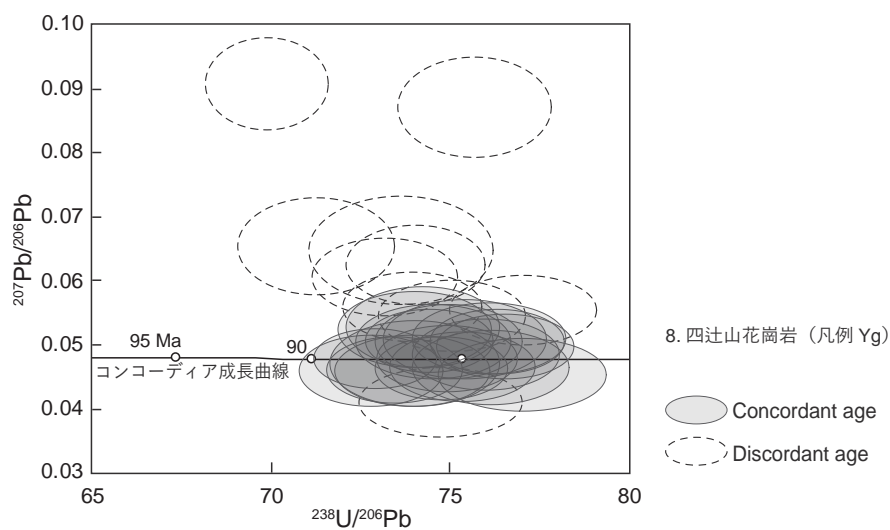
- 神谷雅晴・三田村信雄 (1967) B 和気地区. ろう石鉱床調査各論 第 3 章中国地方 第 1 節岡山県, 国内鉄鋼原料調査, **5**, 283-293.
- 神谷雅晴・須藤定久 (2005) 備前焼とその粘土. 地質ニュース, no. **609**, 43-52.
- 菊池 豊・松木正義・後藤寿幸 (1982) 坂越大泊鉱山の調査と開発. 鉱山地質, **32**, 361-368.
- 君塚庚次郎 (1939) 三石蠟石鉱床, 付目玉石. 窯業協会誌, **47**, 1-13.
- 木野崎吉郎 (1953) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について (概報). 広島大学地学研究報告, **3**, 61-77.
- 木野崎吉郎 (1963) 中国地方のろう石鉱床概論. 広島大学地学研究報告, **12**, 1-36.
- 金属鉱業事業団 (1980) 昭和 54 年度広域調査報告書, 津山地域. 通商産業省・資源エネルギー庁, 132p.
- 巨智部忠承 (1895) 20 万分の 1 地質図幅「赤穂」. 地質調査所. 巨智部忠承 (1897) 20 万分の 1 地質図幅「赤穂」説明書. 地質調査所, 116p.
- 小島丈児 (1964) 深成岩類. 広島県地質図説明書, 広島県, 87-101.
- 小島丈児・吉田博直 (1957) 中国地方中東部の中生代末深成火成活動 (演旨). 地質学雑誌, **63**, 405.
- Koide, Y., Tazaki, K. and Kagami, H. (1987) Sr isotopic study of Ibara dismembered ophiolite from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **82**, 1-15.
- 国土地理院 (1976) 土地条件調査報告書 (岡山地域). 国土地理院, 112p.
- 国土交通省 (2008a) 日本の川, 中国の一級河川, 吉井川. [https://www.mlit.go.jp/river/toukei\\_chousa/kasen/jiten/nihon\\_kawa/0703\\_yoshii/0703\\_yoshii\\_00.html](https://www.mlit.go.jp/river/toukei_chousa/kasen/jiten/nihon_kawa/0703_yoshii/0703_yoshii_00.html) (閲覧日: 2021 年 5 月 8 日).
- 国土交通省 (2008b) 水管理・国土保全, 審議会等, 河川整備基本方針検討小委員会. [https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai\\_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouinkai/kihonhoushin/dai097kai/](https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouinkai/kihonhoushin/dai097kai/) (閲覧日: 2021 年 6 月 24 日).
- 故光野千春先生遺作地質図作成プロジェクトチーム (2020a) 5 万分の 1 岡山県内地質図「岡山北部」. 西部技術コンサルタント株式会社.
- 故光野千春先生遺作地質図作成プロジェクトチーム (2020b) 5 万分の 1 岡山県内地質図「和気・播州赤穂」. 西部技術コンサルタント株式会社.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編 (1965) 日本の窯業原料. 名古屋鉱業技術協会, 677p.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編 (1978) 日本の窯業原料. 名古屋鉱業技術協会, 879p.
- 栗田裕司・松原尚志・山本裕雄 (2000) 香川県小豆島の第三系土庄層群四海層の渦鞭毛藻化石年代 (始新世) とその意義. 古生物学会 149 回例会予稿, 57.
- 沓掛俊夫・白川頼子・先山 徹・岩井秀治 (1979) 東中国における花崗岩類の主化学組成. 地質学論集, no. **17**, 73-86.
- 増田康之・池田 隆・西村 進 (1979) 東中国における花崗岩類の微量元素. 地質学論集, **17**, 87-92.
- Matsubara, T. (2002) Molluscan fauna of the "Miocene" Maéjima Formation in Maéjima Island, Okayama Prefecture, southwest Japan. *Paleontological Research*, **6**, 127-145.
- Matsuda, T., Ando, S. and Nishido, H. (2001) K-Ar ages of pottery stone from Takehara Mine, Okayama Prefecture, Japan. *Clay Science*, **11**, 527-534.
- 松本達郎 (1951) 蝦夷層群と関門層群. 地質学雑誌, **57**, 95-98.
- 松浦浩久 (2001) 三津地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 58p.
- 松浦浩久・栗本史雄・吉田史郎・斎藤文紀・牧本 博・利光誠一・巖谷敏光・駒澤正夫・広島俊男 (2002) 20 万分の 1 地質図幅「岡山及丸亀」. 産総研地質調査総合センター.
- 光野千春 (1954) 赤磐郡地下資源調査報告. 岡山県上道郡, 苫田郡, 赤磐郡, 鉱床概査報告, 岡山県地下資源調査報告書, **5**, 62-64.
- 光野千春 (1987) 白亜紀～古第三紀火成岩類, 高田流紋岩類および吉舎安山岩類相当層. 日本の地質「中国地方」編集委員会編, 日本の地質 7「中国地方」, 共立出版, 東京, 76.
- 光野千春 (1991) 私と野外地質学. 岡山大学地学研究会, 60p.
- 光野千春・松川弘明 (1966) 岡山県和気郡備前町鶴海地域の地質. 岡山大学地学研究報告, **1**, 49-57.
- 光野千春・大森尚泰 (1963) 15 万分の 1 岡山県地質図及び説明書. 岡山県, 49p.
- 光野千春・大森尚泰 (1965) 周匝地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 78p.
- 光野千春・大森尚泰 (1983) 岡山県南東部和気・三石・片上地域の流紋岩類について (予報). *MAGMA*, **67**, 63-68.
- 光野千春・大森尚泰 (1984) 第 1 部 三石-吉永ろう石鉱床地域の流紋岩類について. 岡山県三石-吉永地域のろう石鉱山—総合地質図説明書—, 広島通商産業局, 1-6.
- 光野千春・杉田宗満 (1979) 10 万分の 1 岡山県地質図. 内外地図株式会社, 東京.
- 光野千春・濡木輝一・杉田宗満・浅見正雄 (1975) 柵原鉱床地域の地質と硫化鉄鉱床の産状: 柵原鉱床地域の地質・鉱床の研究 (その 1). 鉱山地質, **25**, 331-345.
- 中沢圭二・志岐常正 (1958) 京都府大江町河東附近の中・古生層—舞鶴地帯の層序と構造 (その 5). 地質学雑誌, **64**, 57-67.
- 濡木輝一・浅見正雄・光野千春 (1979) 岡山県中・南部の花崗岩類. 地質学論集, no. **17**, 35-46.
- 岡山県 (1950) 20 万分の 1 岡山県地質図, 岡山県.
- 岡山県 (1954) 20 万分の 1 岡山県地質図, 岡山県.
- 岡山県 (1982) 土地分類基本調査「和気・播州赤穂」. 岡山県企画部土地対策課, 38p.
- 岡山県 (2016) おかやま全県統合型 GIS. <http://www.gis.pref.okayama.jp/pref-okayama/Portal> (閲覧日: 2021 年 7 月 12 日).
- 岡山県・山陽新聞社編 (2020) 平成 30 年 7 月豪雨災害記録誌. 岡山県, 254p.
- 岡山県備前焼陶友会 (1990) 活路開拓ビジョン実現化事業報告書. 協同組合岡山県備前焼陶友会, 112p.

- 岡山県内地質図作成プロジェクトチーム (2009) 岡山県内地質図 (5 万分の 1・岡山県全域/21 図幅) 及び説明書. 西部技術コンサルタント株式会社, 116p.
- 岡山県内地質図作成プロジェクトチーム (2020) 改訂版岡山県内地質図 (5 万分の 1・岡山県全域/21 図幅) 及び説明書. 西部技術コンサルタント株式会社, 124p.
- 岡山県史編纂委員会編 (1983) 岡山県史, 第 1 巻自然風土. 岡山県, 741p.
- 大森尚泰 (1962) ろう石, 陶石および耐火粘土 (1) 岡山県三石・吉永町附近のろう石. 中国地方の工業用鉱物資源 (I), 中国地方工業用鉱物開発調査委員会事務局, 153-157.
- 大森尚泰 (1963) 岡山県の流紋岩類とろう石鉱床. 耐火物資源研究会発表論文集, 34-43.
- 大森尚泰 (1965) 岡山県三石町台山・兄坂周辺部におけるろう石鉱床の賦存状態について. 広島大学地学研究報告, **14**, 215-232.
- 大森尚泰 (1966a) 岡山県南東部のろう石鉱床と地質構造との関係. 岡山大学地学研究報告, **1**, 11-29.
- 大森尚泰 (1966b) A 三石・吉永地区. ろう石鉱床調査各論 第 4 章中国地方 第 1 節岡山県, 国内鉄鋼原料調査, 通産省鉱業審議会鉱山部会, 東京, **4**, 296-302.
- 大森尚泰 (1967) E 備前地区. ろう石鉱床調査各論 第 3 章中国地方 第 1 節岡山県, 国内鉄鋼原料調査, 通産省鉱業審議会鉱山部会, 東京, **5**, 304-307.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中慎吾・岡田篤正編 (2004) 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 東京, 383p.
- 大塚専一 (1896) 20 万分の 1 地質図幅「岡山」及び説明書. 地質調査所, 263p.
- 大塚彌之助 (1937) 中国山地の概形とその地質時代. 地学雑誌, **49**, 156-162.
- 尾崎正紀・松浦浩久 (1988) 三田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男 (1996) 神戸層群の地質年代. 地質学雑誌, **102**, 73-83.
- 産総研地質調査総合センター (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第 2 版) CD-ROM 版. 数値地質図 GT-2, 産総研地質調査総合センター.
- 産総研地質調査総合センター (2020a) シームレス傾斜量図. <https://gbank.gsj.jp/seamless/slope/> (閲覧日: 2021 年 1 月 25 日).
- 産総研地質調査総合センター (2020b) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2. <https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html> (閲覧日: 2021 年 1 月 14 日).
- 佐藤大介・脇田浩二 (2021) 岡山県南東部に分布する付加体中の砂岩から得られた前期ジュラ紀のジルコン U-Pb 年代. 地質学雑誌, **127**, 245-250.
- Sato, D., Matsuura, H. and Yamamoto, T. (2016) Timing of the Late Cretaceous ignimbrite flare-up at the eastern margin of the Eurasian Plate: new zircon U-Pb ages from the Aioi-Arima-Koto region of SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **310**, 89-97.
- 佐藤大介・山元孝広・高木哲一 (2016) 播州赤穂地域の地質. 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, 68p.
- 佐藤源郎 (1937) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「西大寺」. 地質調査所.
- 佐藤源郎 (1938) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「西大寺」説明書. 地質調査所, 66p.
- 澤井郁太郎・平林正也 (1949) 竹原陶石に就て. 京都大学化研講演集, no. **17**, 53-54.
- 沢井長雄 (1987) 非金属鉱床, 瓦・陶器用粘土. 日本の地質「中国地方」編集委員会編, 日本の地質 7「中国地方」, 共立出版, 東京, 199-200.
- 柴田 賢 (1979) 東中国における花崗岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, **17**, 69-72.
- 柴田 賢・藤井紀之 (1971) 岡山県三石地区のろう石鉱床の研究—第 2 報 八木鉱山産セリサイト鉱の K-Ar 年代—. 地質調査所月報, **22**, 575-580.
- 清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正・野上裕生 (1962) 舞鶴層群の層序: 舞鶴地帯の層序と構造 (その 10). 地質学雑誌, **68**, 237-247.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2005) 5 万分の 1 地すべり地形分布図第 24 集「姫路」図集. 防災科学技術研究所研究資料第 277 号.
- 白川頼子 (1975) 岡山県和気北方の妙見山花崗閃緑岩質複合岩体について. 岩石鉱物鉱床学会誌, **70**, 107-117.
- Sonehara, T., Yagi, K., Takeshita, H., Aoki, K., Aoki, S., Otofujii, Y. and Itaya, T. (2020) Kibi Plateau: A stable-coherent tectonic unit in the active Japanese Islands. *Scientific Reports*, **10**, doi: 10.1038/s41598-020-60448-x.
- 鈴木茂之 (2009) 岡山県の地質と地質学史. 地質学史懇話会会報, 地質学史懇話会, no. 33, 11-18.
- 鈴木茂之 (2013) 地質の概要. 改訂岡山県地学のガイド, コロナ社, 東京, 8-22.
- 鈴木茂之・光野千春 (1988) 岡山県南東部に分布する超丹波帯. 日本地質学会西日本 (関西合併号), no. 91, 10.
- 鈴木茂之・西岡敬三・光野千春・杉田宗満・石賀裕明 (1988) 岡山県瀬戸地域の超丹波帯. 地質学雑誌, **94**, 301-303.
- 鈴木茂之・檀原 徹・田中 元 (2003) 吉備高原に分布する第三系のフィッシュ・トラック年代. 地学雑誌, **112**, 35-49.
- 鈴木茂之・松原尚志・松浦浩久・檀原 徹・岩野英樹 (2009) 岡山市周辺の吉備高原に分布する古第三系「山砂利層」と海成中新統. 地質学雑誌, **115** 補遺, 139-151.
- 鈴木茂之・西村仁秀・有賀祐史 (2015) 備前国分寺礎石の岩石特徴と産地の特定. 岡山大学地球科学研究報告, **22**, 25-30.
- 田原幸太・脇田浩二・鈴木茂之 (2016) 岡山県瀬戸市内に分布する丹波帯「虫明層」の岩相と堆積環境. 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, 223.
- 田結庄良昭 (1982) 東中国および近畿地方の後期中生代～古第三紀花崗岩類中の Fe-Ti 酸化鉱物. 岩石鉱物鉱床学会誌, **77**, 387-402.
- 田結庄良昭・本間弘次・田崎耕市 (1979) 東中国における花崗岩類の造岩鉱物の化学組成. 地質学論集, **17**, 99-112.
- 高木哲一 (1993) 磁鉄鉱系列/チタン鉄鉱系列花崗岩質マグマの

- 酸化還元状態の推移—中国地方中部～東部の例—, 岩鉱, **88**, 165–178.
- 高木哲一 (2009) 白亜紀花崗岩類, 山陽帯東部. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 6: 中国地方, 朝倉書店, 東京, 296–299.
- Takagi, T. and Nureki, T. (1994) Two T-f ( $O_2$ ) paths in the Myoken-Zan magnetite-bearing granitic complex, San'yo Belt, southwestern Japan. *The Canadian Mineralogist*, **32**, 747–762.
- 高橋 学 (2001) 第 1 章地域の概観, 第 2 節長船町の自然環境. 長船町史編纂委員会編「長船町史通史編」, 長船町, 17–87.
- 高橋達郎 (1982) 地形分類, 土地分類基本調査「和気・播州赤穂」, 岡山県企画部土地対策課, 11–15.
- 高島 清 (1956) 岡山県和気水銀鉛床概査報告. 地質調査所月報, **7**, 219–222.
- 高島 清・原田久光 (1961) 岡山県和気水銀鉛床調査報告. 岡山県地下資源調査報告書, **12**, 13–22.
- 田中眞吾・野村亮太郎 (1992) 中国山地東部における後期更新世の山地堆積地形とその形成環境. 地理学評論, **65**, 180–194.
- 田阪朋一・神谷雅晴 (1966) B 備前区. ろう石鉛床調査各論 第 4 章中国地方 第 1 節岡山県, 国内鉄鋼原料調査, **4**, 303–308.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本 博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒澤正夫・志知龍一 (1996) 20 万分の 1 地質図幅「高梁」. 地質調査所.
- 堤 之恭 (2016) 舞鶴帯に見られるペルムートリアス紀の後背地変遷, 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, 82.
- Tsutsumi, Y., Yokoyama, K., Kasatkin, S. A., Golozubov, V. V. (2014) Zircon U–Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **109**, 97–102.
- 上野三義・五十嵐俊雄 (1957) 岡山県三石町, 台山南方地区蠟石鉛床調査報告. 岡山県地下資源調査報告書, 岡山県, **10**, 7–15.
- 山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和 (2000) 龍野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 66p.
- 米子工業高等学校地学防災研究班編 (1985a) 岡山県臨海地帯地盤図. 米子工業高等学校地学防災研究班, 30p, 18 Sheets.
- 米子工業高等学校地学防災研究班編 (1985b) 岡山県臨海地帯地盤資料. 米子工業高等学校地学防災研究班, 392p.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **39**, 675–757.



付図1 後期白亜紀火山岩類のジルコン U-Pb 年代値のコンコーディア図  
楕円の誤差は 2σ。地層名の前の番号は、地質図中の年代測定試料採取地点の番号に対応。



付図2 後期白亜紀貫入岩類のジルコン U-Pb 年代値のコンコーディア図  
楕円の誤差は 2σ。岩体名の前の番号は、地質図中の年代測定試料採取地点の番号に対応。



## Geology of the Wake District

SATO Daisuke<sup>1</sup>, WAKITA Koji<sup>2,3</sup> and MIYACHI Yoshinori<sup>1</sup>

### ABSTRACT

#### Outline

The Wake District is a quadrangle area bounded by 34°40'11.6" to 34°50'11.6"N and 133°59'50.4" to 134°14'50.3"E in the southeastern part of Okayama Prefecture. The topography of the district is characterized by low mountains that reach an altitude of 500 m, and hills that face the Seto Inland Sea along the southeastern coast. Geotectonically, the district belongs to the Inner Zone of southwest Japan, and geologically, the area comprises Permian to Jurassic rocks, Late Cretaceous volcanic and intrusive rocks, and Paleogene to Quaternary sediments (Fig. 1).

#### Permian

The Permian rocks belong to two tectonic belts, i.e., the Maizuru Belt and the Ultra Tamba Belt. The geologic unit of the Maizuru Belt in this district is the Omoriyama Formation, which consists mainly of basalt associated with dolerite, sandstone and mudstone. These rocks were formed by intra-arc volcanism and sedimentation during the Cisuralian to Guadalupian epochs (Early to Middle Permian). The other types of Permian rocks are accretionary complexes of the Ultra Tamba Belt, which comprises mainly sandstone and mudstone associated with chert and siliceous mudstone in this district. The Ultra Tamba Belt is divided into three major units, i.e., the Mantomi, Ejiri, and Mushiage units. The Mantomi Unit is characterized by tectonically deformed melanges with chert blocks. The Ejiri Unit is composed mainly of alternating beds of sandstone and mudstone. The Mushiage Unit comprises turbidites, broken formations, slump deposits and conglomerate together with turbidites and broken formations. Radiolarian fossil and detrital zircon U–Pb ages show that the depositional age of the accretionary complex extends from the Guadalupian to Lopingian epochs (Middle to Early Permian).

#### Jurassic

The rocks of the Jurassic accretionary complex of the Tamba Belt in this district is composed of the Goishigawa Unit, which consists of melanges including sandstone, chert and basalt clasts within sheared mudstone matrix. This unit is distributed in small areas of the northeastern and eastern parts of this district, because they are unconformably overlain by Late Cretaceous volcanic rocks. Detrital zircon U–Pb ages of the sandstone show Early Jurassic.

#### Late Cretaceous

##### Late Cretaceous volcanic rocks

Late Cretaceous volcanic rocks are widespread throughout the Wake District. They consist mainly of rhyolite to dacite pyroclastic flow deposits with lava and lacustrine deposits. Based on lithofacies, stratigraphy and radiometric age, this district is divided into seven volcanic formations, namely the Shashakiyama, Takasagoyama, Hinase, Dodozan, Wake, Kamosaki and Oku formations. The age of each formation has been estimated from stratigraphic and intrusive relationships and U–Pb age as follows: the Shashakiyama Formation, ca. 95.2 Ma; the Takasagoyama Formation, ca. 85.8 Ma; the Hinase Formation, ca. 85.6 Ma; the Dodozan Formation, before 83 Ma; the Wake Formation, ca. 82–81 Ma; the Kamosaki Formation, ca. 81.8 Ma; and the Oku Formation, ca. 71.7 Ma. These ages indicate that volcanic activity occurred during the Late Cretaceous period.

---

<sup>1</sup> Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

<sup>2</sup> Yamaguchi University Community Future Center

<sup>3</sup> Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan (Visiting Researcher)

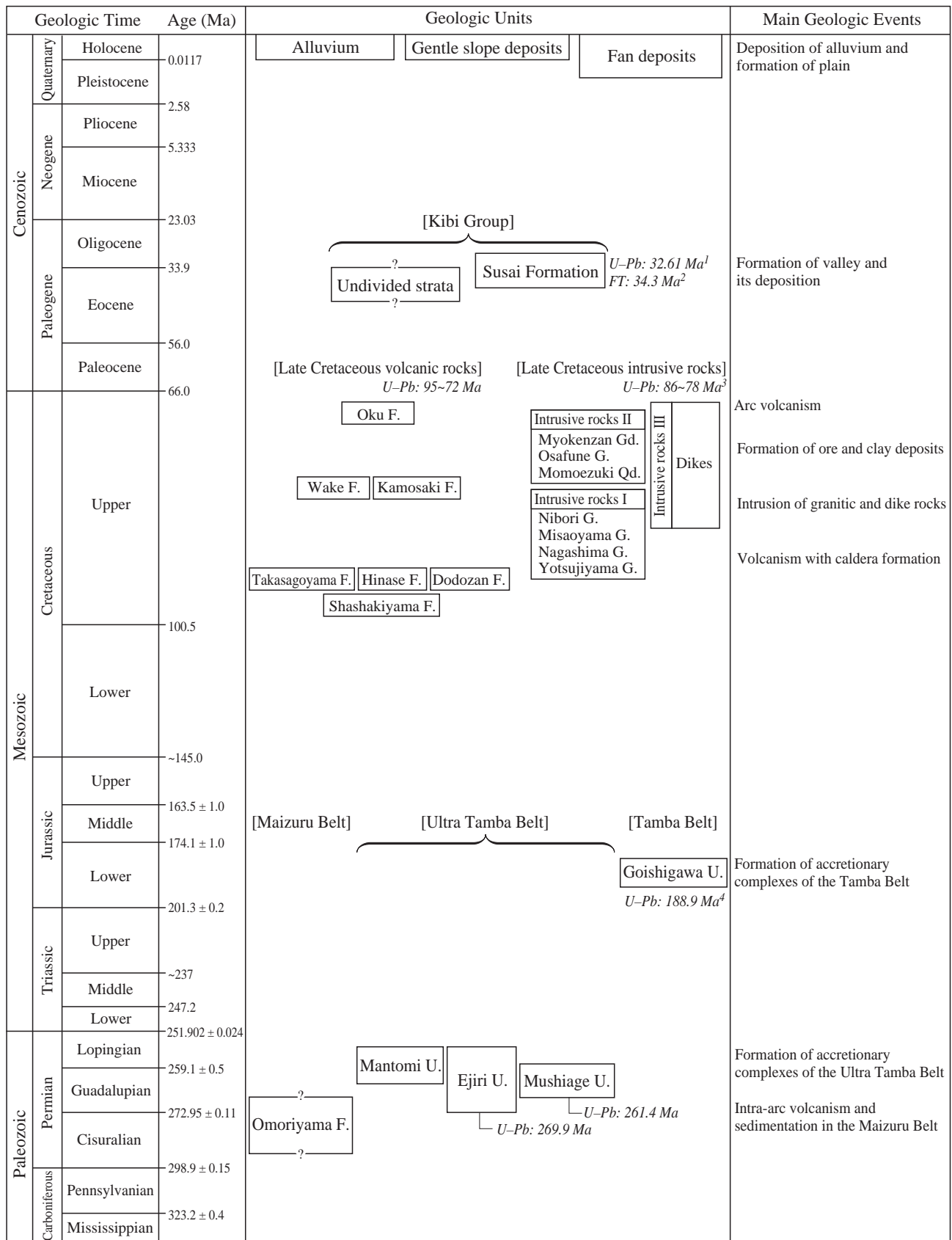


Fig. 1 Summary of geology in the Wake District

FT, Fission-track age; F., Formation; G., Granite; Gd., Granodiorite; Qd., Quartz Diorite. 1, Sonehara *et al.* (2020); 2, Suzuki *et al.* (2003); 3, Iida *et al.* (2015); 4, Sato and Wakita (2021).

#### Late Cretaceous intrusive rocks

Late Cretaceous intrusive rocks are composed of granitic rocks of various distributional size and small-scale dikes.

The granitic rocks are divided into seven bodies, comprising Yotsujiyama Granite, Nagashima Granite, Misaoyama Granite, Nibori Granite, Momoezaki Quartz Diorite, Osafune Granite and Myokenzan Granodiorite. These bodies intrude into the Permian to Jurassic rocks and Late Cretaceous volcanic rocks, and are partly unconformably overlain by Late Cretaceous volcanic rocks and Paleogene rocks.

Dikes are composed of andesite, rhyolite to dacite and porphyritic rhyolite to porphyritic dacite. They intrude into the Permian to Jurassic rocks and Late Cretaceous volcanic and granitic rocks, and are sporadically distributed within it. These dikes range in width mainly from ca. 0.5 m to several hundred meters.

The intrusive rocks are also classified into three stages based on the time of intrusion and lithology, i.e., the intrusive rocks I, II and III. The intrusive rocks I are intruded by the intrusive rocks II or are unconformably overlain by Late Cretaceous volcanic rocks, and are composed of Yotsujiyama Granite, Nagashima Granite, Misaoyama Granite and Nibori Granite. The intrusive rocks II intrude into the intrusive rocks I or Late Cretaceous volcanic rocks which overlie the intrusive rocks I, and are composed of Momoezaki Quartz Diorite, Osafune Granite and Myokenzan Granodiorite. The intrusive rocks III are composed of dikes, and intrude into the intrusive rocks I and II, or are intruded by the intrusive rocks II.

The age of the intrusive rocks estimated from stratigraphy, intrusive relationships and U–Pb ages are as follows: Yotsujiyama Granite, ca. 85.6 Ma; Nagashima Granite, after 85.6 Ma; Misaoyama Granite, ca. 84.75 Ma; Nibori Granite, ca. 85.88–83.00 Ma; Momoezaki Quartz Diorite, after 85.8 Ma, Osafune Granite, ca. 85.6–71.7 Ma; and Myokenzan Granodiorite, ca. 78.1 Ma. These ages indicate that intrusion occurred during the Late Cretaceous period.

#### **Paleogene**

The Paleogene in the Wake District is the Kibi Group (so-called mountain gravels). The Kibi Group is mainly distributed in the Kibi Plateau, Okayama Prefecture. The group consists of conglomerate and sandstone with some intercalations of thin tuff layers. The group in The Paleogene system in the Wake District is represented by the Kibi Group (so-called mountain gravels), which is mainly distributed on the Kibi Plateau, Okayama Prefecture. The group comprises conglomerate and sandstone with some intercalations of thin tuff layers. The group in the Wake District comprises the Susai Formation, which is distributed along the Yoshii River.

The Susai Formation in this district is sporadically distributed in the west of Yoshii River, and unconformably covers the Permian to Cretaceous rocks. The lithofacies of the Susai Formation comprises pebble- to cobble-sized conglomerate, which is composed mainly of subrounded to rounded Permian to Late Cretaceous sedimentary and igneous rocks. The fission-track and U–Pb ages of zircon extracted from the tuff intercalated in the conglomerate in the Susai Formation are 34.3 Ma and 32.61 Ma, respectively. Fan deposits consisting of unconsolidated debris at the foot of mountains are comprised of gravel and sand. The alluvium deposits have a gentle slope and are distributed on flood plains and valley floors, natural levees, abandoned channel-fills and river bed deposits, and are deposited along the Sunagawa River and Yoshii River.

#### **Quaternary**

Fan deposits consisting of unconsolidated debris at the foot of mountains are comprised of gravel and sand. The alluvium deposits have a gentle slope and are distributed on flood plains and valley floors, natural levees, abandoned channel-fills and river bed deposits, and are deposited along the Sunagawa River and Yoshii River.

#### **Natural hazards**

Several small landslides have occurred in the southern, central and northwestern parts of this district. Frequent rebellions occur on the Yoshii River where they damage cultivated land and houses. One of the reasons for flooding in the Chugoku Mountains is the existence of old mines that were used for steelmaking since the 16th century.

#### **Resource geology**

##### Gold

In the Wake District, gold deposits have been developed at the Iri Mine. The hydrothermal veins are genetically related to acidic igneous activity during the Late Cretaceous period.

##### Copper, lead and zinc

Copper, lead and zinc deposits in this district were developed at five mines in the Wake District, i.e., the Kozu, Kurogane, Mannari, Kanayama and Minamigata mines. The deposits of the Kozu, Kurogane and Mannari mines, which are distributed in the southwestern or central parts of the district, occur as steeply dipping veins in the clastic rocks of the Mantomi and Ejiri units of the Ultra Tamba Belt.

The deposits of the Kanayama and Minamigata mines, which are located in the central part of this district, are distributed in dikes intruding into the Ultra Tamba Belt and the Cretaceous Wake Formation. Mining activities at these mines started in the 1870s, but none are currently active.

#### Mercury

Mercury deposits have been developed in the pyrophyllite–sericite clays (Roseki) of the Wake Mercury Mine. The clays occur in a hydrothermal alteration zone of the rhyolite pyroclastic rocks in the Wake Formation. This deposit consists mainly of native mercury, the distribution of which is affected by faults and/or fissures that developed in the host rocks. The mine started operations as the Roseki Mine in the 1920s and native mercury was discovered in 1942; however, the mine was closed in 1979.

#### Pyrophyllite–sericite clays (Roseki)

The pyrophyllite–sericite clays (Roseki) are mainly distributed from the Yoshinaga to Mitsuishi area. The mines in this area developed the pyrophyllite–sericite clays and partly pyrophyllite–kaolinite clays with diaspore deposits that arose due to replacement of the rhyolite pyroclastic rocks of the Wake and Hinase formations by hydrothermal action. The area is one of the largest Roseki mineralization fields in Japan. Although more than 30 refractory Roseki mines were established in the area to date, only one mine (Takewara Mine, Okayama City) is currently active.

#### Clay

In the Wake District, the clay deposits that have accumulated under the paddy fields on the flood plain and valley floor deposits have been exploited for the clay that is used to produce Bizen stoneware. The clay deposits are estimated to have accumulated over a period of ca. 3,000 years, since the Holocene geomorphic evolution (Jomon Transgression).

#### Hot and cold mineral springs

Hot and cold mineral springs are distributed mainly along the faults, and four hot and cold mineral springs are operated commercially in the district.

#### Sources of aggregates

Permian mudstone and sandstone, as well as Late Cretaceous volcanic rocks, are currently extracted at open-pit mines, mainly for use as crushed stone for road construction and concrete aggregate. The decomposed granite is quarried from strongly weathered Nibori Granite rocks and used for aggregate.

執筆分担

第1章	地形	佐藤大介
第2章	地質概説	佐藤大介・脇田浩二・宮地良典
第3章	舞鶴帯	脇田浩二
第4章	超丹波帯	脇田浩二
第5章	丹波帯	脇田浩二
第6章	後期白亜紀火山岩類	佐藤大介
第7章	後期白亜紀貫入岩類	佐藤大介
第8章	吉備層群	佐藤大介・宮地良典
第9章	第四系	宮地良典・佐藤大介
第10章	地質災害	宮地良典
第11章	資源地質	佐藤大介

文献引用例

全体の引用例：

佐藤大介・脇田浩二・宮地良典 (2022) 和気地域の地質. 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, 106p.

章単位での引用例：

佐藤大介 (2022) 第 1 章 地形. 和気地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 1-5.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Sato, D., Wakita, K. and Miyachi, Y. (2022) *Geology of the Wake District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 106p. (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Sato, D. (2022) Chapter 1, Topography. *Geology of the Wake District*, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1-5 (in Japanese).

---

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)

和気地域の地質

令和 4 年 3 月 30 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 Wake District. Quadrangle Series,  
1:50,000

Published on March 30, 2022

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：

和気アルプスと呼ばれる山々の急斜面や岩壁をつくる流紋岩溶岩（和気層和気富士流紋岩部層）。

和気層は白亜紀当時のカルデラを埋めた火砕流堆積物からなる。流紋岩溶岩は、後カルデラ期に活動し、一部は溶岩ドームを形成している。和気町衣笠から北西方向を撮影。

Back Cover Photo:

Rhyolite lava of the Wake Formation which forms the steep slope and rock wall of the so-called Wake Alps. The Wake Formation consists mainly of pyroclastic flow deposits infilling the Cretaceous caldera. The rhyolite lava erupted in the post-caldera stage, and partly formed lava dome. The photo was taken from Kinugasa, Wake Town, Okayama Prefecture.

