

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
岡山(12)第69号
NI-53-20-12

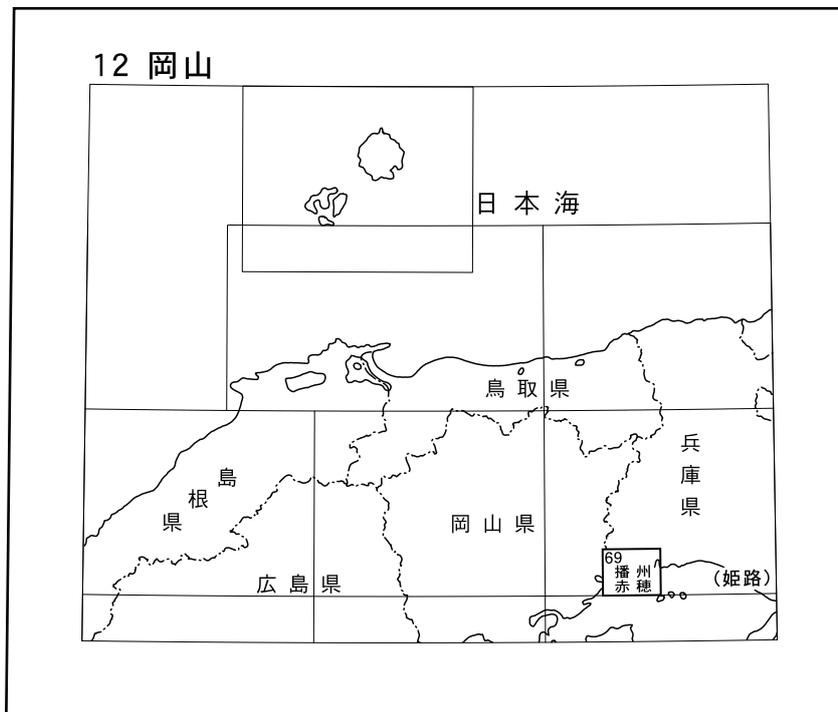
播州赤穂地域の地質

佐藤大介・山元孝広・高木哲一

平成28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

12-56 周匝 Susai NI-53-20-15 (1965)	12-57 上郡 Kamigōri NI-53-20-11 (1980)	12-58 龍野 Tatsuno NI-53-20-7 (2000)
12-68 和気 Wake NI-53-20-16 (未刊行, unpublished)	12-69 播州赤穂 Banshu-Ako NI-53-20-12 (2016)	12-70 姫路 Himeji NI-53-20-8 (未刊行, unpublished)
12-80 西大寺 Saidaiji NI-53-21-13 (未刊行, unpublished)	12-81 寒霞溪 Kankakei NI-53-21-9 (未刊行, unpublished)	12-82 坊勢島 Boze Jima NI-53-21-5 (未刊行, unpublished)

播州赤穂地域の地質

佐藤大介*・山元孝広**・高木哲一***

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で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。

播州赤穂地域の調査・研究は平成23～25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、地形、丹波帯堆積岩コンプレックス、古第三系(吉備層群)、第四系、断層及びリニアメント、地震活動を佐藤が、後期白亜紀火山岩類、後期白亜紀深成岩類及び岩脈を佐藤・山元が、資源地質を佐藤・高木が担当した。また、全体の取りまとめは佐藤が行った。

本調査研究にあたり多くの方々のご協力を得た。岡山大学理学部の鈴木茂之教授には本地域の丹波帯堆積岩コンプレックス及び周辺の先白亜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。現地では、土橋鉱山株式会社、株式会社大平、品川開発株式会社には鉱山内の調査について、兵庫奥栄建設株式会社と関西マテック株式会社には砕石場内の調査について便宜を図っていただいた。

本研究で使用した薄片は地質情報基盤センターの大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸、平林恵理が製作した。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。

なお、本報告に付属する地質図に用いた記号群及び凡例表示にはJIS A 0204:2012を適用し、そのうち地層界線や断層線などの地質学的属性境界の表示は、「存在確実度特定・位置正確度不特定」とした。

(平成27年度稿)

所 属

* 地質調査総合センター地質情報研究部門

** 地質調査総合センター活断層・火山研究部門

*** 地質調査総合センター地圏資源環境研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Banshu-Ako, Okayama, Hyogo, Ako, Bizen, Aioi, Setouchi, Kamigori, Tatsuno, Himeji, Late Triassic, Jurassic, Late Cretaceous, Paleogene, Pleistocene, Holocene, accretionary complex, Tamba Belt, Ieshima Formation, Gomyo Formation, Hinase Formation, Murotsu Formation, Iwami Formation, Ako Formation, Wake Formation, Une Formation, Wakasano Formation, Tengadaiyama Rhyolite, plutonic rocks, dikes, Kibi Group, Ojinbara Formation, lower terrace deposits, slope deposits, alluvial plain deposits, Sakoshi-Odomari gold mine, Mitsuishi mining area

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山地及び丘陵地形	3
1.2 低地及び河川地形	3
1.3 海岸及び海底地形	3
第2章 地質概説	4
2.1 丹波帯堆積岩コンプレックス	5
2.2 後期白亜紀火山岩類	5
2.3 後期白亜紀深成岩類及び岩脈	5
2.4 古第三系(吉備層群)	5
2.5 第四系	6
2.6 資源地質	6
第3章 丹波帯堆積岩コンプレックス	7
3.1 研究史及び概要	7
3.2 吉永地域の丹波帯堆積岩コンプレックス	7
3.3 三石地域の丹波帯堆積岩コンプレックス	9
3.4 地質構造及び地質時代	9
第4章 後期白亜紀火山岩類	11
4.1 研究史及び概要	11
4.2 家島層	11
4.3 後明層	14
4.4 日生層	16
4.5 室津層	16
4.6 岩見層	17
4.7 赤穂層	18
4.8 和気層	22
4.8.1 台山流紋岩部層	22
4.8.2 野谷デイスайト部層	23
4.8.3 平山谷流紋岩部層	24
4.8.4 八木谷デイスайト部層	24
4.8.5 明神山流紋岩部層	24
4.9 有年層	25
4.10 若狭野層	27
4.11 天下台山流紋岩	28
4.12 後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造	29
4.12.1 赤穂層形成に伴うカルデラ構造	29
4.12.2 その他の後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造	30
第5章 後期白亜紀深成岩類及び岩脈	32
5.1 閃緑岩	32
5.2 斑状花崗閃緑岩	32

5. 2. 1	相生岩体	32
5. 2. 2	尾崎岩体	33
5. 2. 3	有年檜原岩体	33
5. 3	微文象花崗閃緑岩	34
5. 3. 1	塩屋岩体	34
5. 3. 2	壺根岩体	34
5. 4	斑状花崗岩	35
5. 5	岩脈	36
5. 5. 1	安山岩	36
5. 5. 2	流紋岩及びデイサイト	36
5. 5. 3	斑状流紋岩及び斑状デイサイト	38
第6章	古第三系（吉備層群）	39
6. 1	研究史及び概要	39
6. 2	吉備層群	40
第7章	第四系	41
7. 1	大陣原層	42
7. 2	低位段丘堆積物	42
7. 3	斜面堆積物	43
7. 3. 1	崖錐堆積物	43
7. 3. 2	扇状地及び埋谷緩斜面堆積物	44
7. 4	沖積低地堆積物	44
7. 4. 1	旧河道堆積物	44
7. 4. 2	自然堤防堆積物	44
7. 4. 3	後背湿地及び谷底平野堆積物	44
7. 4. 4	海浜堆積物	44
7. 4. 5	現河道堆積物	44
7. 4. 6	沖積層地下の地質	45
7. 5	人工改变地	48
7. 5. 1	干拓地	48
7. 5. 2	海域埋立地	48
7. 5. 3	ため池及び谷埋立地	48
第8章	断層及びリニアメント	50
第9章	地震活動	51
第10章	資源地質	52
10. 1	金属鉱床	52
10. 2	非金属鉱床	54
10. 2. 1	三石地区	54
10. 2. 2	赤穂地区	60
10. 3	碎石	61
10. 4	温泉	62
文 献		63
Abstract		66

図・表目次

第1. 1 図 「播州赤穂」地域及びその周辺地域の地形陰影図	1
第1. 2 図 「播州赤穂」地域の行政区分と主な地名	2
第1. 3 図 相生湾周辺の海岸地形	2
第2. 1 図 「播州赤穂」地域の地質総括図	4
第2. 2 図 中国地方東部から近畿地方の先白亜紀構造区分	5
第3. 1 図 チャート, 泥岩及び泥質混在岩の産状	8
第3. 2 図 苦鉄質岩及び砂岩の薄片写真	9
第4. 1 図 後期白亜紀火山岩類及び深成岩類の分布概略図	12
第4. 2 図 「播州赤穂」地域に分布する後期白亜紀火山岩類の層序関係	13
第4. 3 図 家島層の地質概略図	14
第4. 4 図 家島層の薄片写真	15
第4. 5 図 後明層の露頭写真	15
第4. 6 図 後明層の薄片写真	15
第4. 7 図 日生層の露頭写真	16
第4. 8 図 日生層の薄片写真	16
第4. 9 図 室津層の薄片写真	17
第4.10 図 岩見層の露頭写真	18
第4.11 図 岩見層の薄片写真	18
第4.12 図 赤穂層の地域別柱状図	19
第4.13 図 赤穂層の露頭写真	20
第4.14 図 赤穂層の薄片写真	21
第4.15 図 「播州赤穂」地域内における和気層の層序対比	22
第4.16 図 和気層の露頭写真	23
第4.17 図 和気層の薄片写真	25
第4.18 図 有年層の露頭写真	26
第4.19 図 有年層の薄片写真	27
第4.20 図 若狭野層の薄片写真	28
第4.21 図 天下台山流紋岩の露頭写真	29
第4.22 図 赤穂層の地質構造及び岩片・岩塊の最大径分布図	30
第5. 1 図 閃緑岩の薄片写真	32
第5. 2 図 有年権原岩体の薄片写真	34
第5. 3 図 赤穂層にほぼ水平に貫入する微文象花崗閃緑岩(塩屋岩体)の遠望写真	35
第5. 4 図 塩屋岩体の薄片写真	35
第5. 5 図 斑状花崗岩粗粒岩相の露頭写真	36
第5. 6 図 斑状花崗岩の薄片写真	36
第5. 7 図 「播州赤穂」地域内の岩脈の分布	37
第5. 8 図 赤穂層に貫入する安山岩岩脈の露頭写真	37
第6. 1 図 吉備層群の分布図	39

第6.2図	吉備層群の露頭写真	40
第7.1図	ボーリング資料及び断面図位置と赤穂市南部の沖積層基底等深線図	41
第7.2図	大陣原層の露頭写真	42
第7.3図	第四紀堆積物の地質柱状図断面	43
第7.4図	崖錐堆積物の露頭写真	44
第7.5図	赤穂市域の第四紀堆積物の地質柱状図断面	46
第10.1図	鉦床位置図	53
第10.2図	坂越大泊鉦山産の金銀鉦石	53
第10.3図	坂越大泊鉦山の鉦脈露頭分布及び断面図	54
第10.4図	三石・吉永地区のろう石鉦床分布図	54
第10.5図	三石地区, 和気層台山流紋岩部層中の変質分帯概略図及び断面図	55
第10.6図	土橋鉦山の坑口及び露頭写真	56
第10.7図	土橋鉦山の変質分帯及び推定断面図	57
第10.8図	台山(大平鉦山及び品川三石鉦山)の遠望写真	58
第10.9図	大平鉦山産の球状ダイアスポア	58
第10.10図	品川三石鉦山の露頭写真	59
第10.11図	関西マテック株式会社相生工場採掘切羽	61
第4.1表	後期白亜紀火山岩類のジルコン U-Pb年代	13
第10.1表	三石地区鉦山一覧	56
Fig. 1	Summary of geology in the Banshu-Ako district	66
Fig. 2	Structural division of the Pre-Cretaceous tectonic belts	68
Fig. 3	Distributions of the Late Cretaceous volcanic and plutonic rocks	68

第1章 地 形

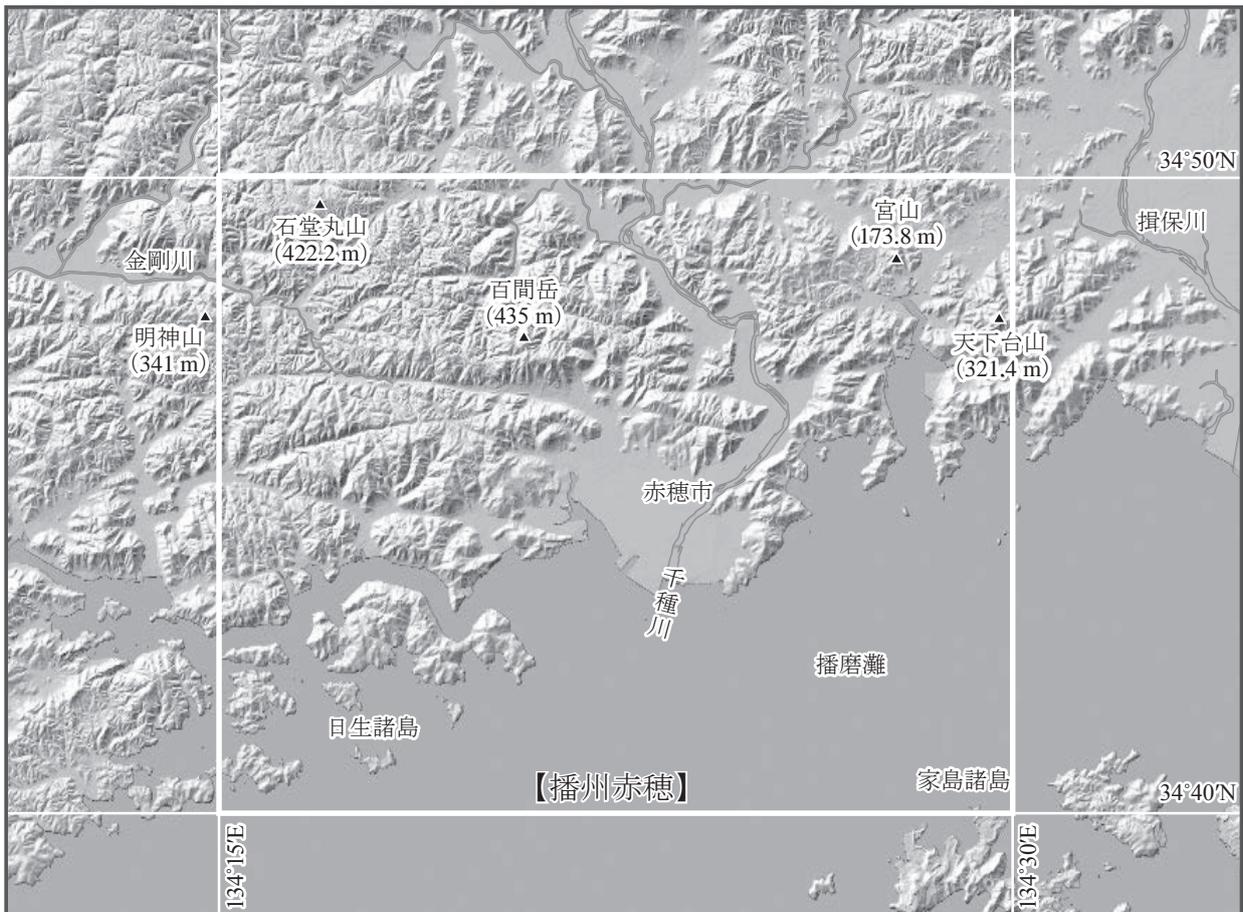
(佐藤大介)

「播州赤穂」地域(以下、本地域)は、北緯34°40′11.7″～34°50′11.6″，東経134°14′50.3″～134°29′50.2″(世界測地系：日本測地系では北緯34°40′～34°50′，東経134°15′～134°30′)の範囲に位置する(第1.1図)．行政区として、本地域の主要部は兵庫県赤穂市、相生市及び岡山県備前市に属し、縁辺及び島嶼部に兵庫県赤穂郡上郡町、たつの市(旧龍野市・御津町)、姫路市(旧家島町)及び岡山県瀬戸内市(旧邑久町)の一部が含まれる(第1.2図)．

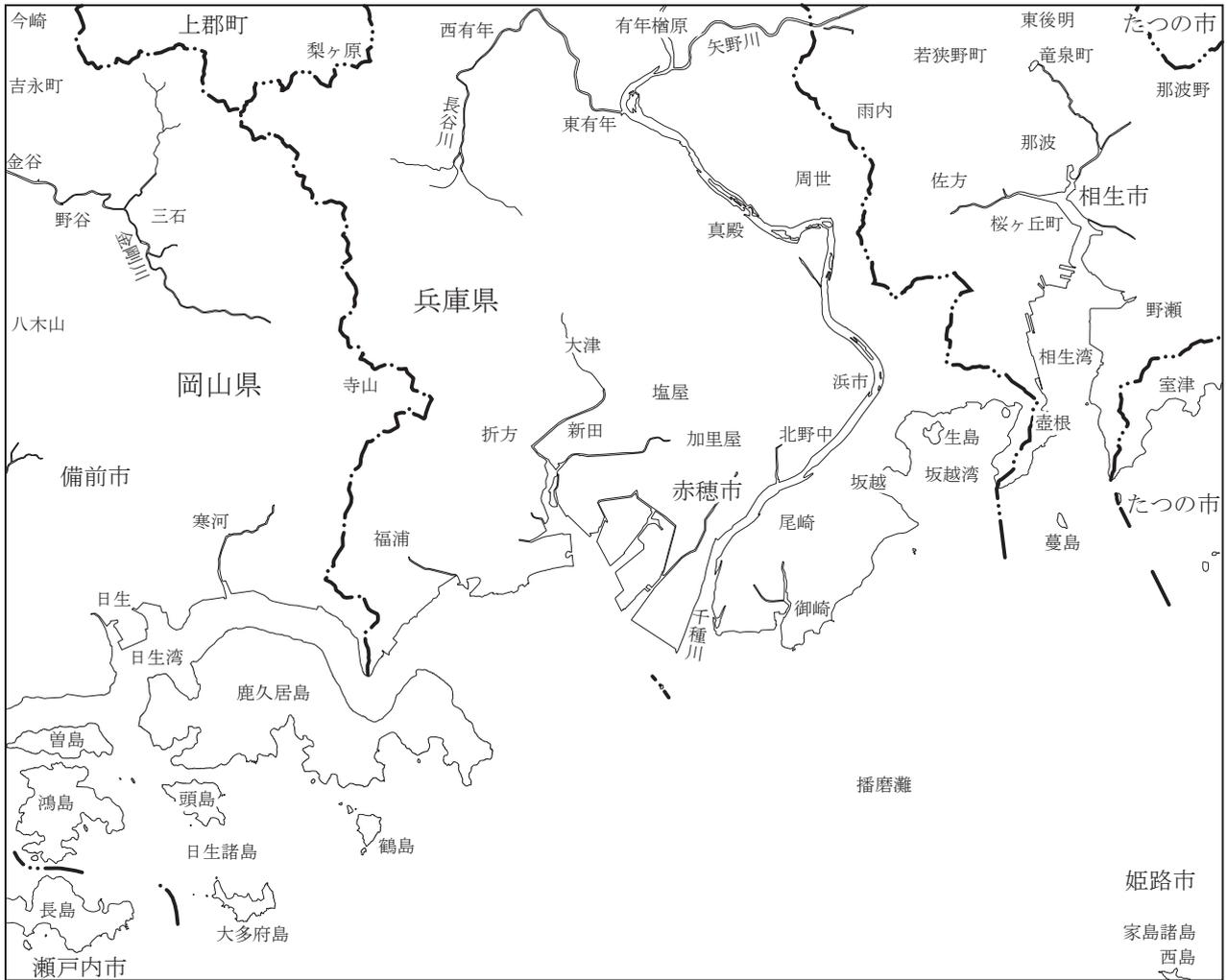
本地域の陸地は、標高150～400mの低い山地及び丘陵地が多く、平地は主に本地域中央部を南北に流れる千種川沿いの平野とその河口部に広がる三角州に限られる．本地域の南部は瀬戸内海播磨灘の海域で、沈降地形

による沈水海岸及び多島海景観を呈する(第1.3図)．本地域を含む周辺の島嶼として、鹿久居島、頭島、大多府島などからなる日生諸島と家島、西島、坊勢島、男鹿島などからなる家島諸島があり、本地域内には日生諸島のほぼ全域と家島諸島西島がわずかに含まれる．本地域の陸地の最高点は赤穂市の百間岳(標高435m)で、海底の最深点は家島諸島西島北方の海釜(水深35.2m)である．

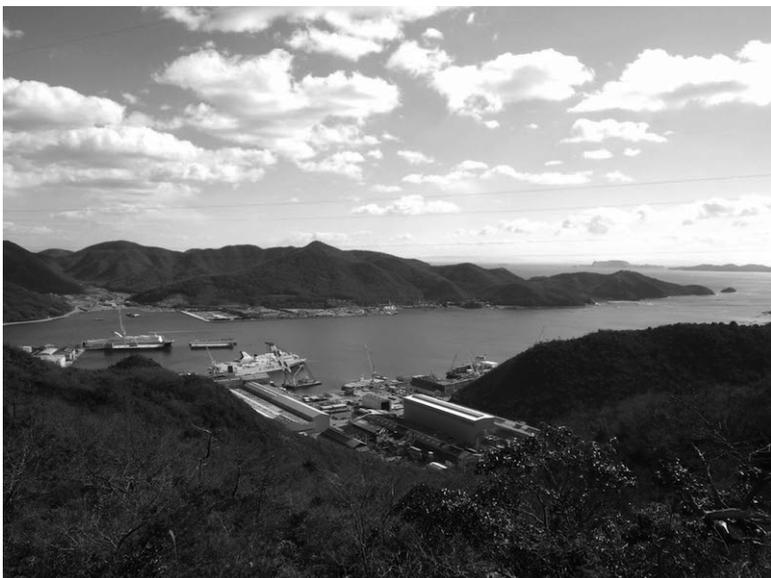
本地域の地形に関しては、土地分類基本調査「播州赤穂・姫路・坊勢島・寒霞溪」(田中ほか，1990)及び赤穂市史(田中，1981)に詳細に記載されている．また、海底地形に関しては、播磨灘北部及び北西部の「沿岸の海の基本図」(海上保安庁水路部，1988，1989)がある．



第1.1図 「播州赤穂」地域及びその周辺地域の地形陰影図
 国土地理院発行基盤地図10mメッシュ(標高)データをWindows用フリーソフト「カシミール3D」(<http://www.kashmir3d.com/>)で作図．緯度・経度は日本測地系による．



第 1. 2 図 「播州赤穂」地域の行政区分と主な地名



第 1. 3 図 相生湾周辺の海岸地形
 本地域は沈降性の海岸地形で、溺れ谷の地形を呈する。相生湾では造船所の拡張に伴う埋め立てが広範囲に行われている。高取峠東の尾根(北緯 34°47' 20", 東経 134°26' 50")にて南東を向いて撮影。

1. 1 山地及び丘陵地形

本地域では、山地及び丘陵地が海岸に迫り、海岸付近でも標高 200 m を超えるものもある。山地の多くは開析が進んでいる一方、海岸付近を除き山頂部には断片的に小起伏面が認められる。特に本地域北西部には、標高 300 m 前後に小起伏面が広く発達している。

丘陵地は、相生市街地、相生市若狭野町、壺根(坪根)、赤穂市御崎、塩屋の各地域及びその周辺地域、日生諸島頭島、長島地域に見られ、大部分が標高 100 m 以下である。丘陵地の地質は、後期白亜紀の結晶片に富む火山岩類及び深成岩類からなるものが多い。

山地斜面の形態は、山体を構成している岩石の違いを反映している。丹波帯堆積岩コンプレックス分布域では谷密度が比較的高く、枝谷・枝尾根が発達するのに対し、後期白亜紀火山岩類分布域では凸型の斜面からなるやや孤立したものが多い。また、後期白亜紀火山岩類からなる山地及び丘陵地には、山麓部や開析した谷を埋めて勾配 15 度以下の緩斜面がしばしば認められる。

1. 2 低地及び河川地形

本地域の主な河川は、南流して播磨灘に注ぐ千種川とその支流の矢野川、長谷川及び西隣「和気」地域内を流れる吉井川に流入する金剛川である。

沖積低地は、これら主要河川沿いと赤穂市及び相生市の市街地に分布する。千種川流域では自然堤防、後背湿地及び谷底平野堆積物が広く分布しており、人工改変の少ない場所では旧河道などの微地形が認められる。低地

の幅は 500 ～ 1,500 m である。千種川の河口部ではデルタ地形が形成され、その一部を干拓した塩田製塩が 1960 年代まで行われていたが、調査時現在は工場用地などとして造成されている。矢野川及び金剛川沿いには主に後背湿地が分布しており、低地と山麓部の間には小規模な扇状地が張り出している。低地の幅はいずれも 500 m 以下と狭い。長谷川及び相生市街地では、低地と丘陵地の間に小規模な扇状地が多く分布する。低地の幅はいずれも 1,000 m 以下である。

1. 3 海岸及び海底地形

本地域の海岸は沈降地形のため、赤穂市南部を除いて沖積低地がほとんどなく、多くは人工海岸及び岩石海岸である(第 1. 3 図)。岩石海岸に特徴的な小地形は海食崖と波食棚で、大多府島など島嶼の南側の海岸ではノッチや海食洞も発達している。一方、一部の海岸では砂州が小規模ながら発達しており、日生諸島では陸繋島や潟湖を形成している。

本地域内の海域は全体的に浅い。海底地形は、南東方向へ緩やかな勾配を示す堆積性の緩斜面と、島嶼周辺に点在する海釜からなる。緩斜面の勾配は、深度 10 ～ 30 m では東部域で 1/300 ～ 1/400、西部域で 1/800 である。海釜では場所により急傾斜を示し、相生湾入口付近で 1/30 ～ 1/50 となる(建設省国土地理院, 1994)。海釜底では、家島諸島西島北方の海釜を除いてシルトが堆積している。大井・丹羽(1995)は潮流流速との関係から、本地域の海釜は浸食ではなく氷河時代の河谷が埋め残されたものと推定している。

第2章 地質概説

(佐藤大介・山元孝広・高木哲一)

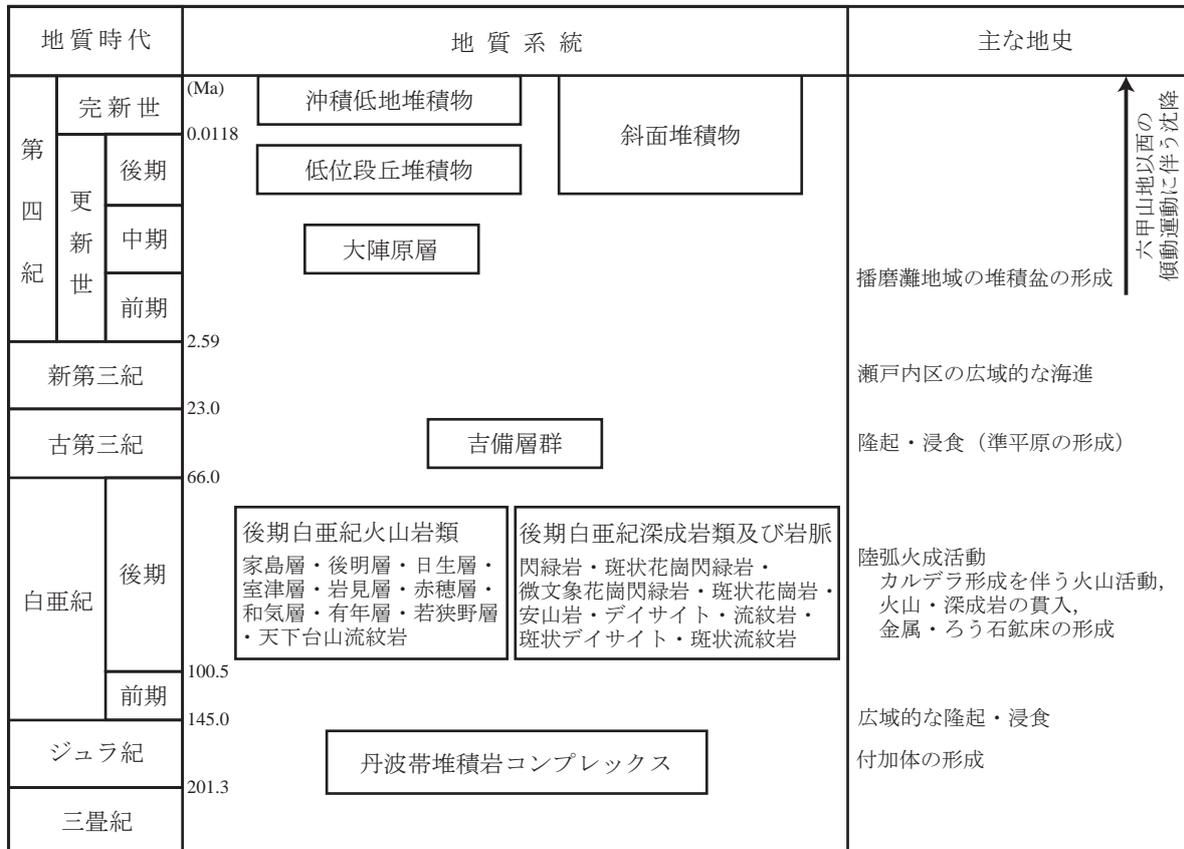
「播州赤穂」地域は、西南日本内帯に属する。地表には後期三畳紀～ジュラ紀付加コンプレックスである丹波帯堆積岩コンプレックスとこれを不整合に覆う後期白亜紀火山岩類、前二者を貫く後期白亜紀の深成岩類及び岩脈、そしてこれらすべてを薄く覆う古第三系及び第四系が露出している。さらに地下資源としては、後期白亜紀火成岩類の活動に伴う金属・非金属鉱床があり、非金属鉱床は本地域北西部の三石地区で、2014年調査時現在も稼行されている。本地域に分布する地質系統の総括図を第2.1図に示す。

本地域を含む地質図幅としては、古くは20万分の1地質図幅「赤穂」(巨智部, 1897)があり、1930年以後では、50万分の1地質図幅「岡山」(広川ほか, 1973)、「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, 1938)が出版されている。

そのほかの広域地質図としては、20万分の1「岡山県地質図」(岡山県, 1954)、17万分の1「兵庫県地質産図」(兵庫県, 1961)、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「兵庫の地質」(兵庫県, 1996)などが刊行されている。本地域を含む5万分の1表層地質図としては、「和気・播州赤穂」(光野, 1981)及び「播州赤穂・姫路・坊勢島・寒霞溪」(後藤・井上, 1990)が刊行されている。また、縮尺5万分の1ではほかに、岡山県内地質図「和気・播州赤穂」(光野ほか, 2009)がある。

なお、隣接する5万分の1地質図幅としては、北西隣の「周匝」(光野・大森, 1965)、北隣の「上郡」(猪木・



第2.1図 「播州赤穂」地域の地質総括図

大陣原層は下部～中部更新統からなり、本地域には中部更新統のみ露出する。

年代層序区分の境界年代(絶対年代)は、The Geologic Time Scale (Gradstein *et al.*, 2012)に従った。

弘原海, 1980) 及び北東隣の「龍野」(山元ほか, 2000) が刊行されている。

以下、本地域の地質について概要を記述する。

2.1 丹波帯堆積岩コンプレックス

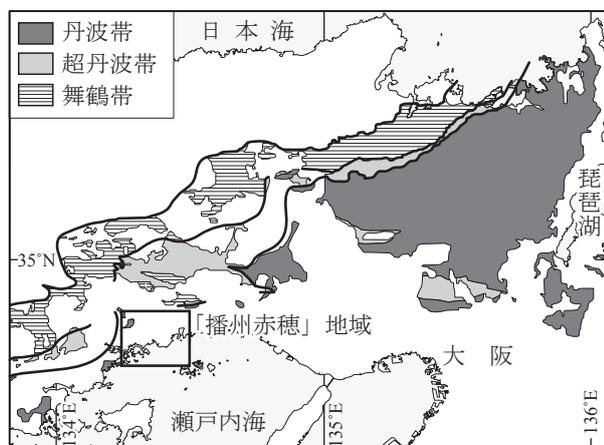
本地域及び周辺を構成する先白亜系は、構造的上位より舞鶴帯(上月-龍野帯)の地層群、超丹波帯堆積岩コンプレックス、丹波帯堆積岩コンプレックスに区分される。

舞鶴帯の地層群は、福井県西端から岡山県東部まで連続し、広島県西部ないし島根県西部まで追跡できる夜久野岩類とペルム系及び三畳系の海成層からなる。

超丹波帯堆積岩コンプレックスは、舞鶴帯の地層群と丹波帯堆積岩コンプレックスの中間に位置する地帯として、Caridroit *et al.* (1985) により提唱されたペルム紀の付加コンプレックスからなる。

丹波帯堆積岩コンプレックスは、後期三畳紀~ジュラ紀の付加コンプレックスからなり、苦鉄質岩、チャート、石灰岩からなる遠洋性の岩石と泥岩、砂岩からなる陸源碎屑物が累重する海洋プレート層序をなす地質体が大陸側へ付加され、破壊されたことにより混在化して形成された。

本地域は、これらのうち構造的に最下位に位置する丹波帯堆積岩コンプレックスが北西部に露出する(第2.2図)。本地域に分布する堆積岩コンプレックスは、主に苦鉄質岩、チャート、砂岩及び砂岩泥岩互層、泥岩及び泥質混在岩からなり、石灰岩の岩塊は認められない。本地域からは化石の産出報告はない。本報告では北東隣「龍野」地域の丹波帯堆積岩コンプレックスと同様、構成岩石の形成時代を後期三畳紀~ジュラ紀とした。



第2.2図 中国地方東部から近畿地方の先白亜紀構造区分20万分の1日本シームレス地質図(脇田ほか, 2009)及び鈴木(2009)に基づき編集。

2.2 後期白亜紀火山岩類

本地域に広く分布する後期白亜紀火山岩類は、家島層、後明層、日生層、室津層、岩見層、赤穂層、和気層、有年層、若狭野層及び天下台山流紋岩からなる。天下台山流紋岩を除く9層は、主に厚い火砕流堆積物からなり、一部に下位層由来の岩屑なだれ堆積物と凝灰質砂岩及び泥岩の湖成堆積物を伴う。天下台山流紋岩は、本地域東部に広く分布しており、後明層、室津層、赤穂層及び若狭野層に貫入する。

各層の多くは、下位層を高角不整合面で覆うか、地層境界に沿って岩脈に貫入されており、火山地形を残してはいないが、当時のカルデラ(コールドロン)を形成していたものと推定される。天下台山流紋岩は、産状及び放射年代から一部は赤穂層の火成活動に関連する環状割れ目に沿って噴出したと判断される。しかし、本流紋岩は赤穂層の上位である若狭野層にも貫入することから、本報告では赤穂層に含めていない。天下台山流紋岩の放射年代は、 82.2 ± 0.7 Ma(ジルコン U-Pb 年代)で、赤穂層の年代の 82.6 ± 0.8 Ma(ジルコン U-Pb 年代; Sato *et al.*, 2016) と同時期の年代を示す。

後期白亜紀火山岩類の形成年代は、放射年代から下限は家島層の約 90 Ma、上限は天下台山流紋岩の約 82 Ma で、後期白亜紀中頃に当たる。

2.3 後期白亜紀深成岩類及び岩脈

深成岩類は、閃緑岩、斑状花崗閃緑岩、微文象花崗閃緑岩、斑状花崗岩からなり、後期白亜紀火山岩類に貫入して接触変成作用を与えている。赤穂層 (82.6 ± 0.8 Ma; ジルコン U-Pb 年代) に貫入する微文象花崗閃緑岩について、 81.8 ± 1.0 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されており (Iida *et al.*, 2015)、天下台山流紋岩 (82.2 ± 0.7 Ma; ジルコン U-Pb 年代) と合わせて、ほぼ同時期の火山-深成活動があったことを示している。

岩脈は、安山岩、流紋岩及びデイサイト、斑状流紋岩及び斑状デイサイトからなる。岩脈は、丹波帯堆積岩コンプレックス、後期白亜紀の火山岩類及び深成岩類に貫入しており、その多くは幅 0.5 m ~ 10 数 m である。岩脈の多くは、後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造に調和的であることから、後期白亜紀の火成活動で形成されたと推定される。

2.4 古第三系(吉備層群)

岡山県備前市三石と兵庫県赤穂郡上郡町景境の船坂峠周辺に、礫岩からなる河川成の堆積物が山頂部の小起伏面に分布する。後期白亜紀火山岩類を不整合に覆い、基質支持の下部と礫支持の上部からなる。岡山県に分布す

る類似した地層は、吉備層群(鈴木ほか, 2003; 鈴木ほか, 2009)と呼ばれ、礫岩層中に挟在する凝灰岩から始新世～漸新世の年代を示すジルコンのフィッシュン・トラック年代が得られている。本地域の礫岩層からは年代を決定する試料は得られていないが、岩相及び産状の類似性から吉備層群に対比した。

2.5 第四系

本地域の第四系は、中部更新統の大陣原層、上部更新統の段丘堆積物、上部更新統～完新統の斜面堆積物及び沖積低地堆積物からなる。

大陣原層は、砂及び礫を主体とし、一部シルトを含む河川成の堆積物である。本層は、更新世以降の六甲山地の隆起に伴い、播磨灘周辺が沈降したことにより形成された盆地に堆積した地層である。

低位段丘堆積物は、くさり礫を含まず、低地との比高が3m程度である。本地域北部の千種川沿いにわずかに分布する。

斜面堆積物は、マスマーブメントにより堆積した斜面の表層部を覆う堆積物で、傾斜の程度により崖錐堆積物と扇状地及び埋谷緩斜面堆積物に区分した。本堆積物には始良 Tn 火山灰、鬼界アカホヤ火山灰などの広域火山灰が含まれる。

沖積低地堆積物は、千種川及びその支流などに分布しており、旧河道堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地堆積

物、谷底平野堆積物、海浜堆積物及び現河道堆積物に区分される。また人工改変地として、赤穂市では塩田のための干拓とその後の工業用地化による埋め立て、相生市では造船所の拡張に伴う埋め立てが広範囲に行われている。

2.6 資源地質

本地域には、後期白亜紀火成活動に関連した金属及び非金属鉱床がある。

金属鉱床には、本地域南東部の坂越大泊鉱山がある。本鉱は赤穂層中に胚胎する高品位の含金銀石英脈で、1974年に発見され1984年に閉山している。

非金属鉱床には、本地域北西部の備前市三石周辺及び中央部の赤穂市湯ノ内谷周辺に賦存するろう石鉱床がある。三石周辺の鉱床は規模が大きく、最盛期には周辺地域を含めて60以上の鉱山が稼行していた。鉱床は、主に和気層台山流紋岩部層中に胚胎され、南部でセリサイト質ろう石、北部でパイロフィライト質ろう石を主体とする。赤穂市の鉱床は小規模で、赤穂層の流紋岩火砕岩を母岩とするセリサイト質ろう石鉱床の赤穂鉱山、梅谷鉱山、湯ノ内第一鉱山及び湯ノ内第二鉱山と有年層のデイサイト火砕岩を母岩とするパイロフィライト質ろう石鉱床の船坂鉱山が稼行していた。調査時現在では、備前市三石の土橋鉱山及び大平鉱山で採掘が行われている。

第3章 丹波帯堆積岩コンプレックス

(佐藤大介)

3.1 研究史及び概要

1970年代前半まで、丹波帯堆積岩コンプレックスは、一連整合の厚い地向斜堆積物としてとらえられ、石灰岩に含まれる紡錘虫及びサンゴなどの化石に基づき、主にペルム系とされていた(例えば、松下, 1953; Sakaguchi, 1961)。しかし、示準化石として1970年代にコノドント、1980年代に放散虫化石が注目され、これら微化石生層序学の進展により、それまでの地向斜堆積物の地質構造、年代、岩相層序が再検討されるようになった。その結果、堆積岩コンプレックスの大部分が海洋プレートの沈み込み過程で形成された付加コンプレックスであり、石炭紀からジュラ紀の様々な地質年代を示す岩体が入り混じった地質体であることが明らかになった。

形成年代は、チャートとそれに整合に重なる珪質泥岩の露頭で、チャートから三畳紀、珪質泥岩からジュラ紀の放散虫化石が Isozaki and Matsuda (1980) により報告されたのを始めとして、陸源碎屑岩からジュラ紀の放散虫化石が相次いで発見され、碎屑岩の堆積年代がジュラ紀であることがわかってきた(例えば、石賀, 1983)。

さらに石賀(1983)は、丹波帯堆積岩コンプレックスを岩相及び地質年代の違いから構造的低位のI型地層群と上位のII型地層群に大別した。I型地層群は、苦鉄質岩やペルム紀のチャートをほとんど含まないことを特徴とする。II型地層群は、古生代の苦鉄質岩、石灰岩、チャートを普遍的に含むことを特徴とする。その後II型地層群は、碎屑岩の年代や砂岩組成の違いから、構造的低位よりTIIa, TIIb, TIIc, TII dに細分された(例えば、田辺・丹波地帯研究グループ, 1987; 楠・武蔵野, 1989, 1992)。また菅森(2006)は、II型地層群の構造的最上位の碎屑岩から後期三畳紀を示す放散虫化石を報告し、丹波帯の付加及び形成が後期三畳紀には始まっていたと推定している。一般に、構造的上位のものほど碎屑岩の堆積年代の上限が古く、構造的に低位に位置するI型地層群が最も若いと考えられている。

その後、各地域において、これらの解釈に基づいた再検討が行われ、1989年以降は5万分の1地質図幅が継続的に発行され、丹波帯堆積岩コンプレックス分布域のほぼ全域を網羅している。

本地域の丹波帯堆積岩コンプレックスは、北西部に露出しており、隣接する5万分の1地質図幅「周匝」及び「上郡」にも連続してわずかに分布する。地質の研究例

は少なく、5万分の1地質図幅のほか、表層地質図「和気・播州赤穂」(光野, 1981)及び岡山県内地質図「和気・播州赤穂」(光野ほか, 2009)にまとめられているのみである。5万分の1地質図幅「周匝」(光野・大森, 1965)では粘板岩を主体とする対比不明の古生層として、「上郡」(猪木・弘原海, 1980)では岩相の類似性から上月-龍野帯の龍野層群下部として便宜的に取り扱っている。なお、「上郡」地域南東部の龍野層群下部はその後、岩相及び放散虫化石から北部を超丹波帯、南部を丹波帯の堆積岩コンプレックスに再定義されている(後藤, 1986; 山元ほか, 2000)。また光野ほか(2009)は、本地域を含む岡山県南東部の粘板岩を主体とする地質体を超丹波帯の堆積岩コンプレックスとしている。

本地域の堆積岩コンプレックスは、後期白亜紀火山岩類に分布を隔てられ、北西部の備前市吉永町(吉永地域)と同市三石(三石地域)の2箇所に露出する。北部の吉永地域では泥質混在岩のほか、チャートが卓越し、苦鉄質岩はほとんど認められない。一方、南部の三石地域では泥質混在岩のほか、苦鉄質岩が卓越する。北東隣「龍野」(山元ほか, 2000)に分布する超丹波帯堆積岩コンプレックスは、砂岩及び頁岩を主体とし、レンズ状岩体としてチャート及び苦鉄質岩をわずかに含む。丹波帯堆積岩コンプレックスは、泥質混在岩を主体とし、成層頁岩、砂岩、砂岩頁岩互層、チャート、石灰岩を含む。本地域の堆積岩コンプレックスは、苦鉄質岩及びチャートからなる遠洋性の岩石及び泥質混在岩が認められ、「龍野」地域の丹波帯堆積岩コンプレックスと岩相の特徴が類似する。本地域の堆積岩コンプレックスは、「龍野」地域に比べて、チャートの岩塊が多く、南部の三石地域では苦鉄質岩を含む。本地域、特に南部の三石地域は異なるコンプレックスに対比される可能性もあるが、本報告では丹波帯堆積岩コンプレックスとした。

以下、北部の吉永地域と南部の三石地域では岩相の特徴が異なることから個別に記載する。

3.2 吉永地域の丹波帯堆積岩コンプレックス

模式地 備前市野谷^{のだに}から吉永町今崎へ至る野谷^{だわ}峠林道沿い。

分布 備前市野谷から吉永町にかけて露出する。

層序・層厚 後期白亜紀火山岩類に不整合に覆われ、後期白亜紀の流紋岩及び斑状流紋岩岩脈に貫入される。見

かけの全層厚は1,500 m 以上である。

岩相 主にチャート (Tc)、砂岩及び砂岩泥岩互層 (Ts)、泥岩及び泥質混在岩 (Tm) からなり、苦鉄質岩 (Tg) をわずかに伴う。

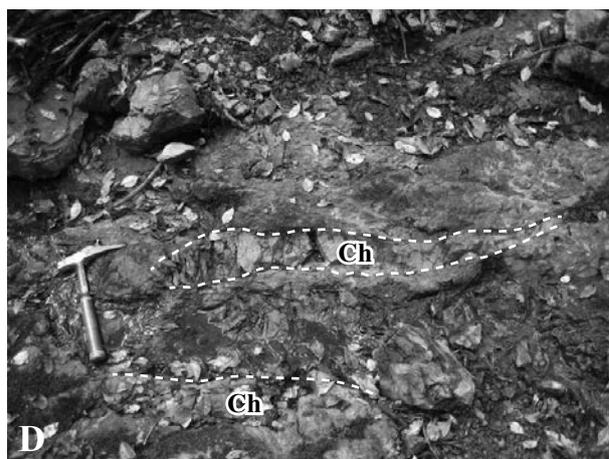
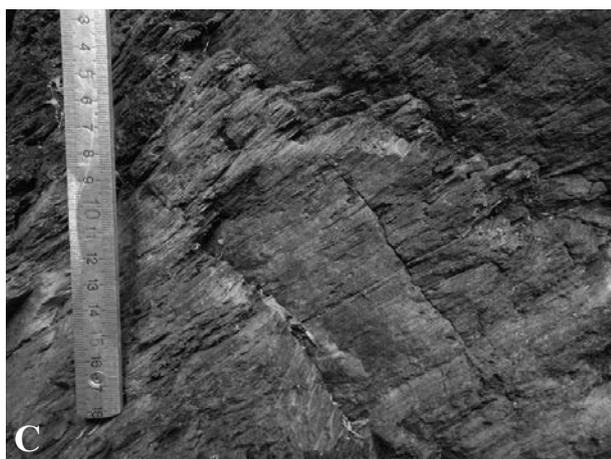
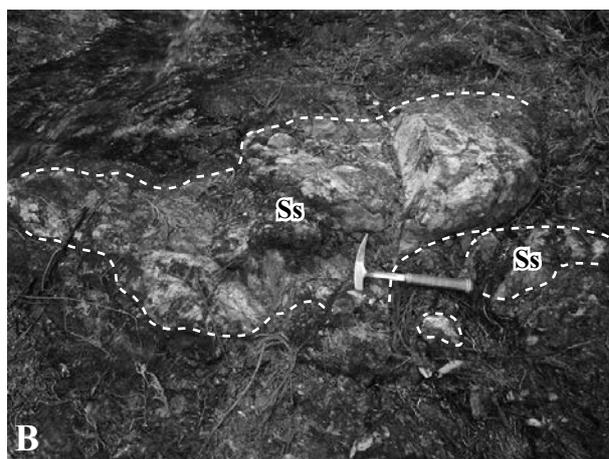
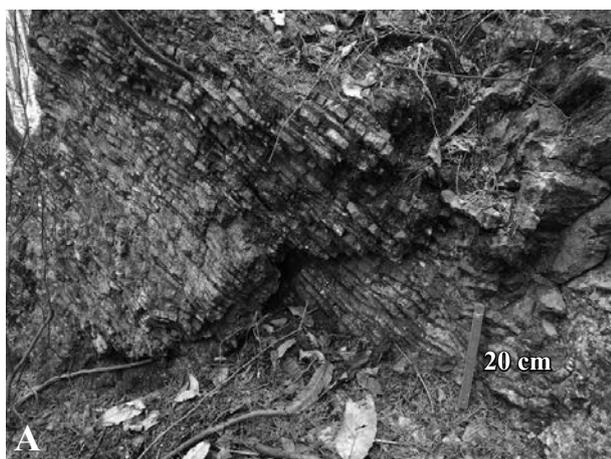
苦鉄質岩は、主に谷底に認められる。吉永地域では露出に乏しく、岩相に地域差が認められないため、詳細は後述の三石地域で記載する。

チャートは、白色～暗灰色を呈し、層状及び塊状のチャートが認められる。三石地域と比べて多く産し、北部に卓越する。チャートは泥岩及び泥質混在岩と比較して風化に強いため、大きな高まりとして尾根や山頂に露出して地形に現れている。層状チャートは、厚さ2～10 cm の珪質部と厚さ1 cm 以下の泥質部からなる(第3.1 図 A)。塊状チャートは主に尾根部に産する。

砂岩及び砂岩泥岩互層は、吉永地域では主に中央部に分布する。砂岩は塊状で、灰色または風化すると黄灰色

を呈する中粒のワッケ質砂岩が主体であるが、野谷峠林道沿いでは一部、やや淘汰が悪い砂岩が観察される。砂岩泥岩互層は、層厚数 mm ～数 10 cm 程度で、等量または砂岩優勢である。側方への連続性は悪い。吉永地域の砂岩の多くは塊状として産するが、連続する北西隣「周匝」及び北隣「上郡」地域では、灰色～暗灰色泥岩と厚さ数 mm ～数 cm で互層する砂岩優勢砂岩泥岩互層が多く産する。

泥岩及び泥質混在岩は、吉永地域全域で認められ、特に南部に卓越する。地質図に表示した泥岩及び泥質混在岩には、珪質泥岩も含む。泥岩は黒色～灰色を呈し、一部は緑色を帯びる。泥岩は、吉永地域中央部の砂岩と連続するところでは淘汰が悪く、砂サイズの粒子を含むものもある。泥質混在岩は、基質の泥岩中に砂岩ないしチャートからなるレンズ状岩塊が不規則に含まれる産状を示す(第3.1 図 B)。珪質泥岩は、吉永地域中央部から



第3.1 図 チャート、泥岩及び泥質混在岩の産状

A : 層状チャート (備前市吉永町今崎, 野谷峠北標高 250 m の谷部)。B : 砂岩岩塊を含む泥質基質の混在岩 (備前市吉永町今崎, 野谷峠川沿い)。C : 剥離性を示す泥岩 (泥岩優勢の泥岩とシルト岩の互層) (備前市野谷, 標高 370.3 m 山頂の東約 300 m 付近)。D : チャート岩塊を含む泥質基質の混在岩 (備前市三石, JR 山陽本線「三石」駅東方 700 m の谷筋)。Ss : 砂岩, Ch : チャート。ハンマーの長さは 33 cm。

北部にかけて多く産し、チャートの構造的上位のところ
で認められることが多い。泥岩及び珩質泥岩はしばしば
強い剥離性を示し(第3.1図C)、鱗片状劈開が認めら
れる。剥離性の強い泥岩及び珩質泥岩は北部で多く認め
られる。野谷峠などの一部では、露頭規模で東-西方向
の軸を持つ小褶曲が認められる。

3.3 三石地域の丹波帯堆積岩コンプレックス

模式地 JR山陽本線「三石」駅南東、国道2号線脇の
舗装道路沿いで苦鉄質岩を除く岩相が観察できる。また、
三石五石集落の川沿いでは苦鉄質岩が連続的に露出
する。

分布 備前市八木山東部から三石にかけて露出する。

層序・層厚 後期白亜紀火山岩類に不整合に覆われ、後
期白亜紀の安山岩、流紋岩及び斑状流紋岩岩脈に貫入さ
れる。見かけの全層厚は1,800 m以上である。

岩相 主に泥岩及び泥質混在岩(Tm)と苦鉄質岩(Tg)
からなり、チャート(Tc)と砂岩及び砂岩泥岩互層(Ts)
を伴う。

苦鉄質岩は、緑色～暗緑色を呈し、一部は赤色を帯び
る。玄武岩溶岩、ドレライト及び玄武岩火山砕屑岩から
なる。玄武岩溶岩は塊状で、鏡下観察でオフィティック
組織(第3.2図A)や間粒状組織を示す。一般に無斑晶
であるが、長径1 mm以下の斜長石斑晶を含む場合がある。
苦鉄質鉱物は緑泥石に置換されている。少量の不透明
鉱物を含み、石英で充填された杏仁状構造や方解石の
細脈が認められる。玄武岩火山砕屑岩は、玄武岩凝灰岩
及び径2 cm以下の溶岩岩片を含む火山礫凝灰岩からなり、
火山礫凝灰岩の分布は少ない。一般に玄武岩溶岩に

伴われて産するが、一部では泥岩と互層する。

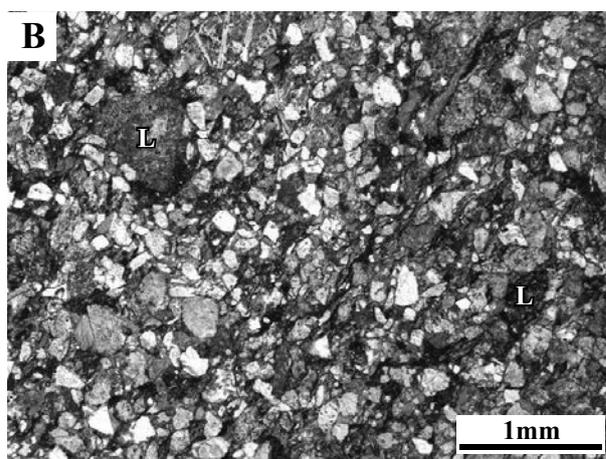
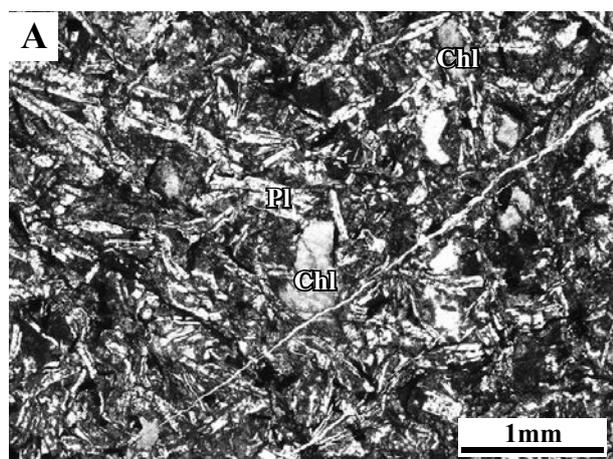
チャートは塊状で、層状チャートはほとんど認められ
ない。灰色、黒色及び白色を呈し、一部は赤色を帯び
る。山頂部に産することが多い。

砂岩は塊状で、灰色～黄灰色を呈する。ワッケ質砂岩
で、細粒～中粒が多いが、一部に粗粒砂岩も認められ
る。鏡下観察では、砂サイズの粒子として石英が卓越し
ており、次いで斜長石及びカリ長石が多く認められる。
また岩片として、径1 mm以下の泥岩、チャート及び火
山岩を少量含む(第3.2図B)。砂岩泥岩互層は砂岩優
勢な場合が多く、一般に層厚数cmの灰色～黄灰色の細
粒砂岩と灰色～黒色の泥岩またはシルト岩の互層からな
る。

泥岩及び泥質混在岩は吉永地域同様、泥岩は黒色～灰
色を呈し、泥質混在岩は泥質基質と砂岩ないしチャート
からなるレンズ状岩塊からなる(第3.1図D)。珩質泥
岩は、小規模だが全域で認められ、主に黒色を呈する
が、一部は赤色を帯びる。吉永地域で多く認められた剥
離性のある泥岩は、三石第一隧道付近など一部に産する
のみである。

3.4 地質構造及び地質時代

地質構造 本地域の丹波帯堆積岩コンプレックスの構成
岩類の層理面及び鱗片状劈開面はほぼ平行である。これ
らの大局的な構造は、東-西走向で、北に30°～70°程
度の傾斜を示す。北部の吉永地域では、西側で東-西走
向または西北西-東南東走向を、東側で東北東-西南西
走向を示し、いずれも北傾斜である。南部の三石地域で
は、東北東-西南西走向で、北傾斜を示す。



第3.2図 苦鉄質岩及び砂岩の薄片写真

A: 玄武岩溶岩(試料番号GSJ R108078)。備前市三石、JR山陽本線「三石」北方450 mの林道沿い。B: 中粒砂岩(試料
番号GSJ R108079)。備前市三石、JR山陽本線「三石」南南東350 mの舗装道路沿い。下方ボーラー。Pl: 斜長石、Chl:
緑泥石、L: 泥岩岩片。

本地域の東－西走向，北傾斜の構造は，上位の後期白亜紀火山岩類には認められないことから，後期白亜紀以前に形成されたものと推定される。

年代・対比 本コンプレックスは，岩相及び周辺の丹波帯堆積岩コンプレックスの分布から判断して，丹波帯Ⅱ型地層群に属する可能性がある。北東隣「龍野」地域の

丹波帯堆積岩コンプレックスにおいて，泥質混在岩中の珪質頁岩及び頁岩からは放散虫化石が産出し，それぞれ後期三畳紀及び前期ジュラ紀を示す（後藤，1986；山元ほか，2000）。本地域からは，年代決定に有効な化石の報告はないため，形成年代は「龍野」地域の丹波帯堆積岩コンプレックスと同様，後期三畳紀～ジュラ紀とした。

第4章 後期白亜紀火山岩類

(佐藤大介・山元孝広)

4.1 研究史及び概要

西日本には後期白亜紀火成岩類が広く分布しており、本地域におけるこの火山岩類は、岡山県南東部から兵庫県南西部にかけて連続的に分布するものの一部である。このうち本地域を含む兵庫県内における後期白亜紀火山岩類の調査・研究は、巨智部(1897)による20万分の1地質図幅「赤穂」に始まり、佐藤(1938)及び兵庫県(1961)などがある。1960年頃には模式地となった地域ごとに地層群名が名付けられ、兵庫県(1961)は兵庫県南西部の姫路市周辺に分布する火成岩類を、下部の「広峰層群」と上部の「揖保川層群」からなる姫路累層群と呼称し、揖保川層群をさらに相生累層とこれを不整合に覆う那波野累層に区分している。その後、岸田・弘原海(1967)は、姫路累層群を姫路酸性岩類に改め、不整合を挟んで下位から「広峰層群」, 「相生層群」, 「天下台山層群」に再区分した。岸田・弘原海(1967)は、結晶片に富む溶結凝灰岩を鍵層に、相生・赤穂・上郡地域に分布する相生層群をさらに、整合関係で累重する上郡累層、鶴亀累層、赤穂累層に区分した。その後の研究も累層区分に若干の修正はあるものの、この区分が踏襲されてきた(猪木・弘原海, 1980; 後藤・井上, 1990など)。

一方、本地域を含む岡山県内における後期白亜紀火山岩類の調査・研究には、岡山県(1954)、光野・大森(1963)、光野・杉田(1979)などがある。光野・杉田(1979)は岡山県の火山岩類について、火山岩中に挟在する非海成の堆積岩を鍵層に、流紋岩Ⅰ期、安山岩Ⅰ期、流紋岩Ⅱ期、安山岩Ⅱ期に区分し、流紋岩Ⅰ期～安山岩Ⅰ期を前期白亜紀、流紋岩Ⅱ期～安山岩Ⅱ期を後期白亜紀とした。本地域を含む岡山県南東部の火山岩類はⅡ期に形成され、光野(1991)はこれらを三石層群と呼称している。本地域における詳細な地質の研究は、備前市三石のろう石鉱床地域で行われており、その火山層序を大森(1962, 1965)、藤井ほか(1979)、光野ほか(1984)などが報告している。

上記の研究は、広域にわたり分布する後期白亜紀火山岩類を、鍵層と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、地質構造に基づいた調査と5万分の1地質図幅の研究が行われた。その結果、後期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)を埋積して分布すること、その多く

が後期白亜紀に形成されたことが明らかになってきた(尾崎・松浦, 1988; 山元ほか, 2000, 2002; 吉川ほか, 2005など)。特に、山元ほか(2000)は、5万分の1地質図幅「龍野」地域に分布する後期白亜紀火山岩類を、9つの火山岩層に区分し、これらが独立した堆積盆を埋積するカルデラ形成期の火砕流堆積物であることを明らかにした。

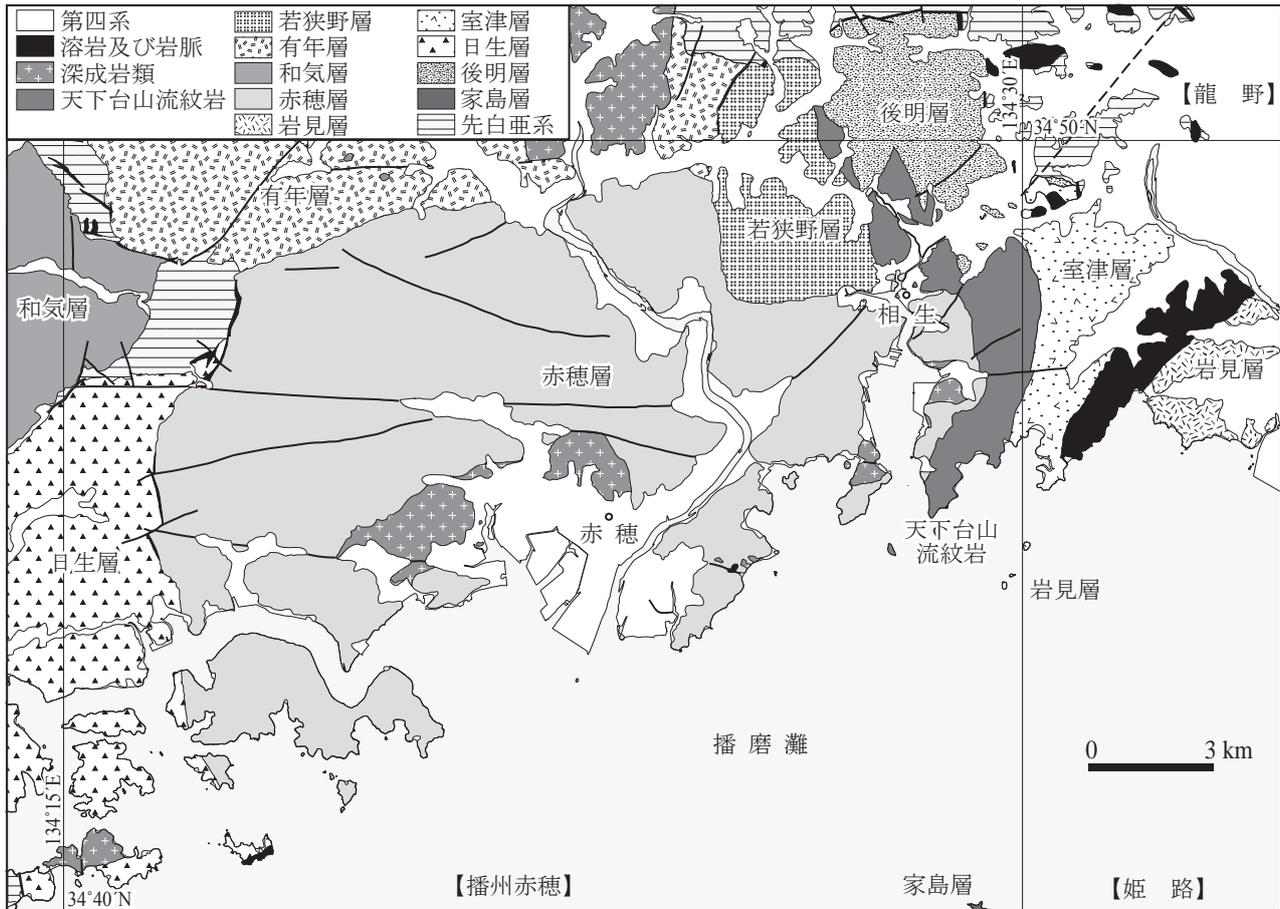
本報告でも、火砕岩中の結晶片組み合わせとその量比、年代測定及び地質構造に基づいて調査を行った結果、独立した堆積盆を埋めて分布する火山岩層が複数認められた。したがって、結晶片に富む溶結凝灰岩ないし堆積岩を鍵層として使えることを前提とした従来の区分(岸田・弘原海, 1967; 光野・杉田, 1979)と比較すると、大きな改訂が必要となった。

本地域の大部分を占める後期白亜紀火山岩類は、家島層、後明層、日生層、室津層、岩見層、赤穂層、和気層、有年層、若狭野層及び天下台山流紋岩からなる(第4.1図)。天下台山流紋岩を除く9層は、主に陸上堆積のデイサイト～流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩(大部分が溶結)からなり、部分的に凝灰質砂岩及び泥岩などの湖成堆積物や角礫岩を伴う。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間では確定できないため、年代測定と合わせて対比した(第4.2図; 第4.1表)。各層の境界は、下位層を高角不整合面で覆うか地層境界に沿って岩脈に貫入されることが多く、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。

また、本地域東部の天下台山周辺に広く分布する流紋岩は従来、天下台山層群として相生層群を不整合に覆う溶岩とされてきた(岸田・弘原海, 1967)。今回、天下台山流紋岩が、後明層、室津層、赤穂層及び若狭野層に貫入する露頭が確認された。産状及び放射年代から、一部は赤穂層の火成活動に関連する環状割れ目に沿って噴出したと判断される。しかし、流紋岩は赤穂層を不整合に覆う若狭野層にも貫入することから、本報告では赤穂層に含めず、一括して天下台山流紋岩とする。

4.2 家島層 (Ie)

本層は姫路市家島町に分布しており、デイサイト軽石火山礫凝灰岩、流紋岩凝灰角礫岩、流紋岩溶結結晶凝灰



第 4. 1 図 後期白亜紀火山岩類及び深成岩類の分布概略図
緯度経度は日本測地系による。【 】は国土地理院発行 5 万分の 1 地形図の区画を示す。

岩及び火山礫凝灰岩からなる(第 4. 3 図)。本地域では、流紋岩溶結結晶凝灰岩のみが南東端部に分布する。なお、家島層の本地域における分布はわずかなため、本報告での記述は佐藤(2016)に基づく。

地層名 岸田・弘原海(1967)により「相生層群赤穂累層」とされていたが、佐藤(2016)により新たに定義された。

模式地 南隣「寒霞溪」地域の西島の碎石場及び南東隣「坊勢島」地域の坊勢島の海岸沿い。

分布・構造 本地域における家島層の分布はわずかで、南隣「寒霞溪」地域北東部及び南東隣「坊勢島」地域北西部に分布する。西島全域、坊勢島の北東部及び南部を除く大部分、男鹿島南部に広く露出し、周辺の小島嶼部にも認められる(第 4. 3 図)。

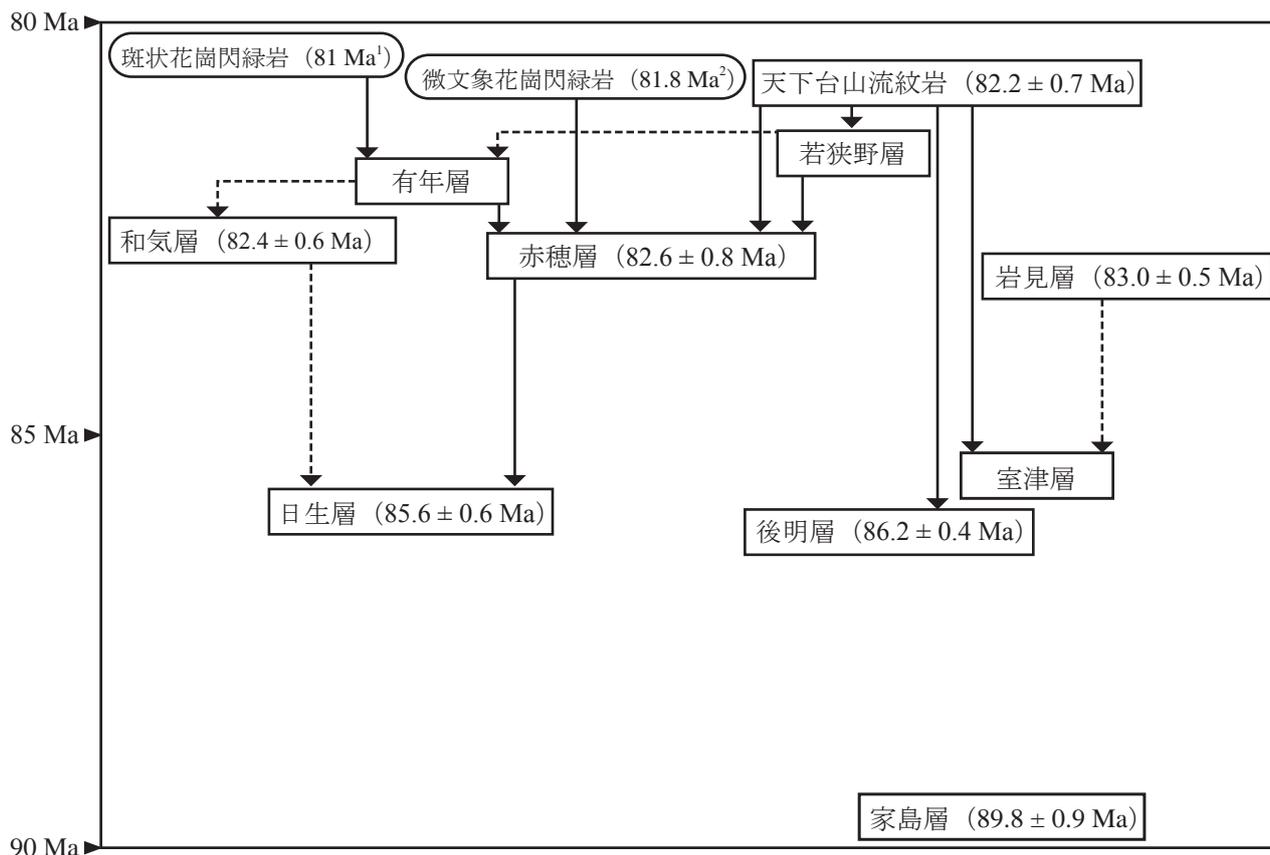
火砕岩中の扁平化した本質レンズがつくる葉理面は、北-南から北西-南東の走向、西から南西に 20°~40°傾斜している。

層厚 流紋岩溶結結晶凝灰岩及び火山礫凝灰岩の層厚は、上限不明であるが、西島で 500 m 以上である。

層序関係 南東隣「坊勢島」地域、坊勢島南部で丹波帯

堆積岩コンプレックスを不整合に覆う。坊勢島東部では直接の関係は確認できていないが、構造及び分布状況に基づくと、流紋岩溶結結晶凝灰岩及び火山礫凝灰岩がデイサイト軽石火山礫凝灰岩を覆うと推定される。また、男鹿島南部では花崗岩に貫入され、広域にわたり接触変成作用を受けている。

岩相 本地域では、黒雲母普通角閃石流紋岩溶結結晶凝灰岩のみが分布する。熱水変質を被っており、淡褐色~緑灰色を呈する。黒雲母普通角閃石流紋岩溶結結晶凝灰岩及び火山礫凝灰岩(本地域外)は、風化していない溶結部では青灰色を呈し、ユータキシティック構造が認められる。また、凝灰質シルト岩の薄層を挟むところがある。結晶片に富み、径 3 mm 以下の石英と斜長石が目立つ。一般に石質岩片は少ないが、場所により富むことがある。岩片は、流紋岩溶結結晶凝灰岩と少量の丹波帯堆積岩コンプレックス起源と見られる泥岩からなる。岩片の多くは径 2 cm 以下であるが、石質岩片に富むところでは径 5~10 cm の岩片が多く、まれに径 50 cm を超えることもある。



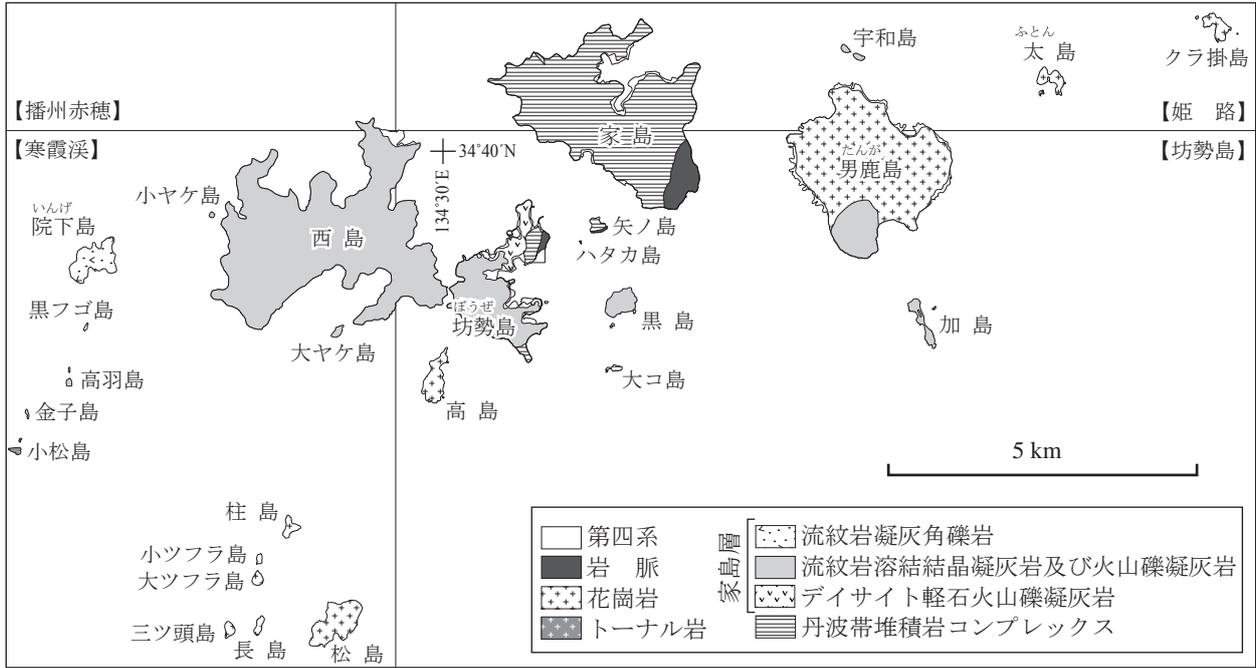
第 4. 2 図 「播州赤穂」地域に分布する後期白亜紀火山岩類の層序関係

矢印は始点上位の層序関係を示す。実線は野外で直接被覆・貫入関係を確認したもの、破線は地層境界に岩脈が貫入するなど確認できていないものを示す。1：黒雲母 K-Ar 年代(再計算値, 河野・植田, 1966), 2：ジルコン U-Pb 年代 (Iida *et al.*, 2015), そのほかはジルコン U-Pb 年代 (Sato *et al.*, 2016; 佐藤, 2016; 本報告)。

第 4. 1 表 後期白亜紀火山岩類のジルコン U-Pb 年代

番号	地層名	試料名 (GSJ 登録番号)	岩石名 (産地)	粒子数 (個)	U-Pb 年代 (Ma) Age ± 2σ
1*	家島層	BAK06 (GSJ R108075)	流紋岩溶結結晶凝灰岩 (姫路市家島町西島南西部付近)	19	89.8 ± 0.9 (MSWD = 2.86)
2**	後明層	BAK04 (GSJ R108080)	デイサイト溶結結晶凝灰岩 (相生市陸鮎婦川沿いの林道)	23	86.2 ± 0.4 (MSWD = 2.25)
3**	日生層	BAK03 (GSJ R108082)	流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩 (備前市日生町日生県道 260 号線沿い)	24	85.6 ± 0.6 (MSWD = 1.37)
4**	岩見層	BAK02 (GSJ R108077)	流紋岩溶結結晶凝灰岩 (たつの市御津町黒崎)	27	83.0 ± 0.5 (MSWD = 2.02)
5**	赤穂層	BAK01 (GSJ R108085)	流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩 (相生市相生瀬浜)	15	82.6 ± 0.8 (MSWD = 1.23)
6	和気層 (台山流紋岩部層)	BAK07 (GSJ R108087)	流紋岩溶結凝灰岩 (備前市三石土橋鉦山坑内)	24	82.4 ± 0.6 (MSWD = 2.39)
7	天下台山流紋岩	BAK05 (GSJ R108096)	流紋岩 (天下台山山頂北の登山道)	27	82.2 ± 0.7 (MSWD = 2.14)

測定は株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。粒子数は測定したジルコン粒子のうち、外来結晶及びディスコーダント年代粒子(単粒子ごとに得られた ^{238}U - ^{206}Pb 年代及び ^{235}U - ^{207}Pb 年代が誤差 2σ で一致しない粒子)を除いたものである。U-Pb 年代は、コンコーダント年代粒子から求めた ^{238}U - ^{206}Pb 年代の加重平均値である。MSWD = Mean Square of Weighted Deviates.
* 佐藤 (2016); ** Sato *et al.* (2016)。



第 4. 3 図 家島層の地質概略図
佐藤 (2016) を修正, 簡略化. 【 】は国土地理院発行 5 万分の 1 地形図の区画を示す.

岩石記載

黒雲母普通角閃石流紋岩溶結結晶凝灰岩
(GSJ R108074, 第 4. 4 図)

産地: 姫路市家島町坊勢の碎石場跡 (北緯 34° 38' 32", 東経 134° 30' 43").

産状: 火砕流堆積物.

基質: ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片: 石英 (径 < 4 mm), 斜長石 (長径 < 2 mm), カリ長石 (長径 < 3 mm), 普通角閃石 (長径 < 1 mm), 黒雲母 (径 < 1 mm), 不透明鉱物. 副成分鉱物としてジルコン及び褐れん石を含む.

結晶片に富む. 石英の一部は融食形を呈し, 斜長石, 普通角閃石及び黒雲母は変質している. 斜長石の内部には炭酸塩鉱物が劈開に沿ってパッチ状に生じ, 普通角閃石と黒雲母は大部分が緑泥石に置換され, 一部オパサイト化している. 基質のガラスは溶結し, 脱ガラス化している.

年代・対比 南隣「寒霞溪」地域の姫路市家島町西島西部の海岸付近の露頭より採取した試料 (GSJ R108075) から, 89.8 ± 0.9 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されている (佐藤, 2016; 第 4. 1 表).

4. 3 後明層 (Gm)

本層は, 岸田・弘原海 (1967) の「相生層群鶴亀累層後明溶結凝灰岩」のうち, 相生市若狭野町西後明からた

つの市揖西町にかけて分布するものに相当する.

従来, 後明溶結凝灰岩は, 苦鉄質鉱物を含む多量の結晶片からなる火砕岩として, 赤穂累層 (本報告の赤穂層に相当) の下位に分布する地層とされてきた. しかし, 後明溶結凝灰岩は場所により結晶片の量比が異なること, 赤穂市周世で後述の赤穂層を不整合に覆うことから, 本報告では, この部分を後述の若狭野層として独立させた.

地層名 岸田・弘原海 (1967) の「相生層群鶴亀累層後明溶結凝灰岩」に由来する. この地層名は, 模式地の相生市若狭野町東後明による.

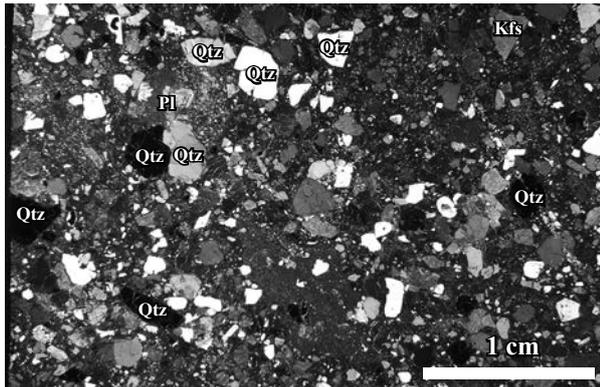
模式地 JR 山陽新幹線「相生」駅北の鮎婦川沿いの林道及び若狭野町東後明の道路沿い.

分布・構造 本地域の北東部に分布する. 連続する北隣「上郡」地域の「相生層群鶴亀上部累層滝谷部層」(猪木・弘原海, 1980) の南東部は本層に相当する (第 4. 1 図). 分布域南部は, 宅地化により露出が限られている.

火砕岩中の本質レンズによる葉理面は, 30° 以下の緩傾斜を示す. 分布域西部では北東-南西の走向で南東に傾斜するが, 東部では北西-南東の走向で北東に傾斜する傾向が認められる.

層厚 本地域内における本層は, 上限下限不明であるが, 地表に露出する部分の層厚は 300 m 以上である.

層序関係 北隣「上郡」地域では, 超丹波帯山崎層及び丹波帯南山コンプレックス (山元ほか, 2000) を高角に傾斜する不整合面で覆い, 一部は断層で接する. 分布域



第 4. 4 図 家島層の薄片写真
黒雲母普通角閃石流紋岩溶結結晶凝灰岩 (試料番号 GJSJ R108074). 直交ポーラー. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石



第 4. 5 図 後明層の露頭写真
デイサイト溶結結晶凝灰岩. 板状節理が発達する. 若狭野町東後明 (北緯 34° 49' 50", 東経 134° 27' 23") にて東を向いて撮影.

北西部及び北東部では、超丹波帯及び丹波帯堆積岩コンプレックスとの地層境界に沿って、流紋岩ないし斑状流紋岩岩脈に貫入されている。

岩相 本層は、径 1～3 mm の斜長石、石英及び黒雲母の結晶片が目立つ単斜輝石黒雲母普通角閃石デイサイト溶結結晶凝灰岩からなる。均質塊状で、暗灰色～灰色を呈し、柱状・板状の節理を形成していることが多い(第 4. 5 図)。フローユニット境界は識別できない。結晶片は斜長石、石英、カリ長石及び緑泥石化した苦鉄質鉱物からなり、カリ長石はピンク色を呈する。苦鉄質鉱物の結晶片量は場所によりやや異なることがある。長径 2～3 cm の本質レンズがしばしば認められ、風化部で容易に観察できる。石質岩片として、径 1 cm 以下の泥岩を普遍的に含むが、その含有量は一般に数 % を超えることはない。

風化部では黄色～褐色を帯び、風化・変質の著しいところでは真砂状の赤色風化土となり、丘陵地形を形成する。

岩石記載

単斜輝石黒雲母普通角閃石デイサイト溶結結晶凝灰岩 (GJSJ R108080, 第 4. 6 図)

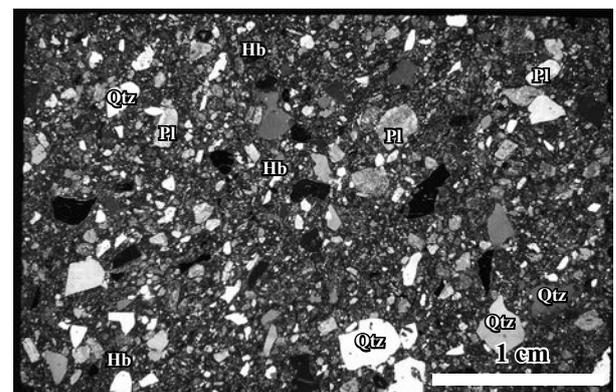
産地: JR 山陽新幹線「相生」駅北の鮎婦川沿いの林道 (北緯 34° 49' 52", 東経 134° 28' 20").

産状: 火砕流堆積物。

基質: ガラス片、微細な結晶片。

結晶片: 斜長石 (長径 < 2 mm), 石英 (径 < 3 mm), カリ長石 (長径 < 2 mm), 普通角閃石 (長径 < 1 mm), 黒雲母 (径 < 1 mm), 単斜輝石 (長径 < 0.3 mm), 不透明鉱物。副成分鉱物としてジルコン及び燐灰石を含む。

結晶片に富む。斜長石の大部分にセリサイト化が認めら



第 4. 6 図 後明層の薄片写真
単斜輝石黒雲母普通角閃石デイサイト溶結結晶凝灰岩 (試料番号 GJSJ R108080). 直交ポーラー. 破片状の結晶片が目立つ. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石.

れる。石英は破片状で一部は融食形を呈する。普通角閃石と黒雲母は大部分が緑泥石に置換され、リムがオパサイト化している。単斜輝石は細粒で、一部は緑泥石に置換される。基質のガラスは溶結し、脱ガラス化している。

年代・対比 模式地の鮎婦川沿いの林道より採取した試料 (GJSJ R108080) から、 86.2 ± 0.4 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されている (Sato *et al.*, 2016; 第 4. 1 表)。この年代値は、層序関係とも調和的で本層の噴出年代を示すと判断される。

4. 4 日生層 (Hn)

地層名 新称。模式地の地名より「日生層」と命名する。
模式地 日生町日生から寒河峠に至る県道260号八木山
日生線沿い。

分布・構造 本地域の西部から西隣「和気」地域南東部にかけて分布する。

火砕岩中の本質レンズがつくる葉理面の多くは、20°以下の緩傾斜で、走向は一定しない。本層に貫入する斑状花崗岩周辺では、火砕岩の葉理構造が乱されており、斑状花崗岩の北側(鴻島南)では北傾斜、南側(長島)では南傾斜の葉理面を示す。

層厚 本地域内における本層は、上限下限不明であるが、地表に露出する部分の厚さは約350mである。

層序関係 分布域北部の余気寺越では、丹波帯堆積岩コンプレックスを高角度の不整合面で覆う。西隣「和気」地域内の丹波帯ないし超丹波帯の堆積岩コンプレックスとの地層境界部では、流紋岩及び斑状流紋岩岩脈に貫入されている。また、本地域南西部の長島では斑状花崗岩にはほぼ水平に貫入されている。

岩相 本層は、一般に径2～5mmの石英結晶片が目立つ流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる。溶結凝灰岩の一部は、流紋岩溶岩様の岩相を示す。流紋岩溶岩様を呈する岩相は、流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩に漸移的に移化し、明瞭な境界は認められない。白色～灰色を呈し、風化・変質の程度により黄色または褐色を帯びる。本地域南西部の長島では、斑状花崗岩による接触変成を被っており、特に貫入境界付近では再結晶作用により黒雲母が生じている。石質岩片は、流紋岩溶岩及び流紋岩凝灰岩の類質岩片が多く、そのほかに先白亜系由来の泥岩及び砂岩、由来不明の安山岩及びデイサイトからなる。礫の粒径や含有量の違いによる成層構造が発達しており、複数のフローユニットからなることが確認できる(第4.7図)。

岩石記載

流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩

(GSJ R108081, 第4.8図)

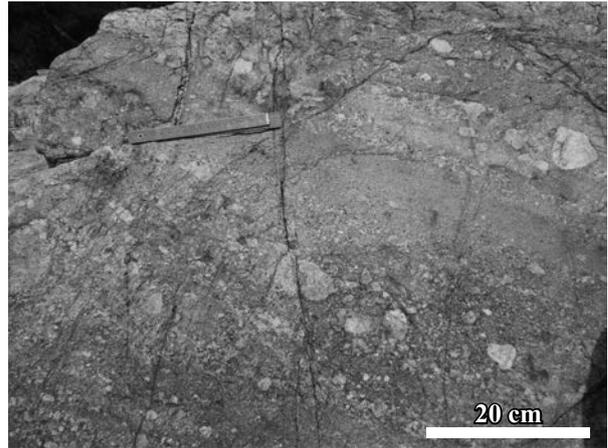
産地：日生町日生から寒河峠に至る県道260号八木山日生線沿い(北緯34°44'32", 東経134°16'16")。

産状：火砕流堆積物。

基質：ガラス片, 微細な結晶片。

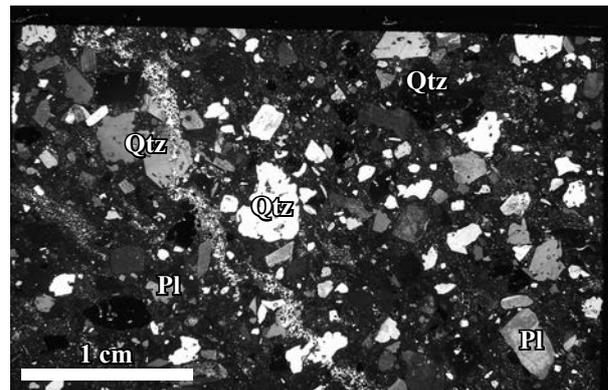
結晶片：石英(径<5mm), 斜長石(長径<4mm), カリ長石(長径<2mm), 不透明鉱物。副成分鉱物としてジルコンを含む。

結晶片に富む。石英は破片状から自形を残すものまであり、一部は融食形を呈する。斜長石はしばしばソーシャイト化している。また、長径0.5mmのオパサイト化した普通角閃石と推定される仮像が少量認められる。基質は脱ガラス



第4.7図 日生層の露頭写真

流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩。岩片礫の濃集による成層構造が認められる。岩片は、流紋岩、流紋岩溶結凝灰岩及び先白亜系由来の泥岩からなる(大多府島西海岸)。



第4.8図 日生層の薄片写真

流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩(試料番号GSJ R108081)。直交ポーラー。Qtz:石英, Pl:斜長石。

化しているが、ユータキシティック組織は保存されている。

年代・対比 模式地の県道260号線沿いの露頭より採取した試料(GSJ R108082)から、85.6 ± 0.6 MaのジルコンU-Pb年代が報告されている(Sato *et al.*, 2016; 第4.1表)。この年代値は、層序関係とも調和的で本層の噴出年代を示すと判断される。

4.5 室津層 (Mr)

本層の大部分は、東隣「姫路」地域西部に分布しており、流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩及び結晶火山礫凝灰岩からなる。本地域には、流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩が北東部及び東部にわずかに分布する。

地層名 兵庫県(1961)の「相生累層室津ハリ質流紋岩類」を再定義して用いる。兵庫県(1961)では、後期白亜紀～古第三紀の火山岩類を一括して地質図に示しているため分布の詳細は不明だが、その記載に基づく本層に相当すると推定される。

模式地 東隣「姫路」地域内、たつの市御津町室津北部の屋津坂県道(兵庫県, 1961)。また、同地域の御津町室津弁天が鼻から藻振鼻にかけての海岸沿いに模式的な露出が観察される。

分布・構造 本地域における本層の分布はわずかで、多くは東隣「姫路」地域西部、たつの市御津町室津から揖保川町南部にかけて分布する。

火砕岩中の本質レンズによる葉理面は、御津町室津付近で北東-南西の走向で南東に $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の傾斜を示す。

層厚 東隣「姫路」地域に分布する本層は、上限下限不明であるが、地表に露出する部分の厚さは約310 mである。

層序関係 天下台山流紋岩及び環状岩脈と見られる岩見層の流紋岩(「姫路」地域内)に貫入される。

岩相 本層は、カリ長石及び斜長石を多く含む普通角閃石含有流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩及び結晶火山礫凝灰岩(本地域外)からなり、暗灰色～灰色を呈する。径 $1 \sim 3$ mmの石英、カリ長石及び斜長石の結晶片を多く含み、苦鉄質鉱物の結晶片をほとんど含まない。カリ長石はピンク色を呈することが多い。石質岩片は径3 cm以下が多く、泥岩、砂岩及び安山岩溶岩の異質岩片や類質岩片と見られる流紋岩溶結凝灰岩及び流紋岩溶岩からなる。

東隣「姫路」地域内では、流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩及び結晶火山礫凝灰岩中に挟在する青緑灰色～黒色を呈する凝灰質泥岩及び砂岩の互層が、数箇所認められる。

岩石記載

普通角閃石含有流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(GSJ R108076, 第4.9図)

産地：たつの市御津町室津弁天が鼻(北緯 $34^{\circ}46'13''$, 東経 $134^{\circ}30'07''$)。

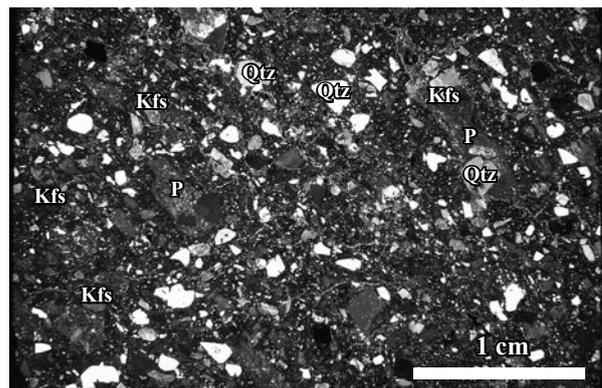
産状：火砕流堆積物。

基質：ガラス片、微細な結晶片。

結晶片：石英(径 < 2 mm), カリ長石(長径 < 2 mm), 斜長石(長径 < 4 mm), 普通角閃石(長径 < 1 mm), 不透明鉱物。副成分鉱物としてジルコンを含む。

結晶片に富み、石英は破片状を呈するものが多い。普通角閃石はほとんど認められない。基質は脱ガラス化しているが、ユータキシティック組織は保存されている。

年代・対比 本層から放射年代値の報告はない。本層に貫入する天下台山流紋岩のジルコン U-Pb 年代が $82.2 \pm$



第4.9図 室津層の薄片写真

普通角閃石含有流紋岩溶結ガラス質結晶凝灰岩(試料番号GSJ R108076)。直交ポラーラ。Kfs：カリ長石, Qtz：石英, P：軽石片。

0.7 Ma(後述)であることから、本層も後期白亜紀火山岩類に属すると見られる。

4.6 岩見層 (Iw)

本層は、主に東隣「姫路」地域西部に分布しており、流紋岩溶結結晶凝灰岩からなる。

地層名 兵庫県(1961)の「相生累層岩見石英安山岩類」を再定義して用いる。兵庫県(1961)では、後期白亜紀～古第三紀の火山岩類を一括して地質図に示しているため分布の詳細は不明だが、その記載に基づく本層に相当すると推定される。

模式地 東隣「姫路」地域内、岩見港前の石切場跡(兵庫県, 1961)。また、同地域内の御津町碓岩の碎石場跡で、模式的な露出が観察される。

分布・構造 東隣「姫路」地域内においては、たつの市御津町の丘陵部に分布しており、本地域では中ノ唐荷島及び沖ノ唐荷島にのみ分布する。

火砕岩中の本質レンズがつくる葉理面の走向は北東-南西～北西-南東方向で一定せず、傾斜は南東～北東方向に $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 傾く。

層厚 東隣「姫路」地域における本層は、上限下限不明であるが、地表に露出する部分の厚さは約180 mである。

層序関係 東隣「姫路」地域内の分布域西縁から北縁にかけて、流紋岩岩脈に高角～ほぼ鉛直に貫入される。

岩相 本層は、径2 mm以下の斜長石及び石英、長径1 mmの普通角閃石の結晶片が目立つ黒雲母普通角閃石流紋岩溶結結晶凝灰岩からなる。灰色～明灰色を呈するが、しばしば熱水変質を被っており、風化・変質部では黄褐色を呈する。均質塊状な産状のため、フローユニット境界は識別できない。石英、斜長石、カリ長石及び普通角閃石の結晶片を多く含む。

石質岩片の量は一般に少なく、岩片種は類質岩片として流紋岩溶岩及び凝灰岩、異質岩片として泥岩、由来不明の安山岩溶岩、室津層由来と見られる石英及び斜長石結晶片に富む流紋岩凝灰岩からなる。岩片の多くは径1 cm 以下だが、場所により径10 cm 程度のものも認められる。このほか、本岩との境界がやや不明瞭な径30 cm 以下の細粒斑状花崗岩ないし花崗閃緑岩がしばしば含まれる(第4. 10 図)。

岩石記載

黒雲母普通角閃石流紋岩溶結結晶凝灰岩

(GSJ R108077, 第4. 11 図)

産地：たつの市御津町黒崎(北緯 34° 46' 36", 東経 134° 32' 33")。

産状：火砕流堆積物。

岩片：流紋岩(径< 10 mm)

基質：ガラス片、微細な結晶片。

結晶片：石英(径< 4 mm), 斜長石(長径< 3 mm), カリ長石(長径< 2 mm), 普通角閃石(長径< 0.7 mm), 黒雲母(径< 1 mm), 不透明鉱物。副成分鉱物としてジルコンを含む。

結晶片に富む。石英は破片状から自形を残すものまであり、一部は融食形を呈する。斜長石はしばしばソーシユライト化している。苦鉄質鉱物は緑泥石に置換されており、著しく変質している。類質岩片の流紋岩はフェルシティック組織を示し、斑晶に富み、最大径6 mm の石英斑晶を含む。基質のガラスは溶結し、脱ガラス化している。

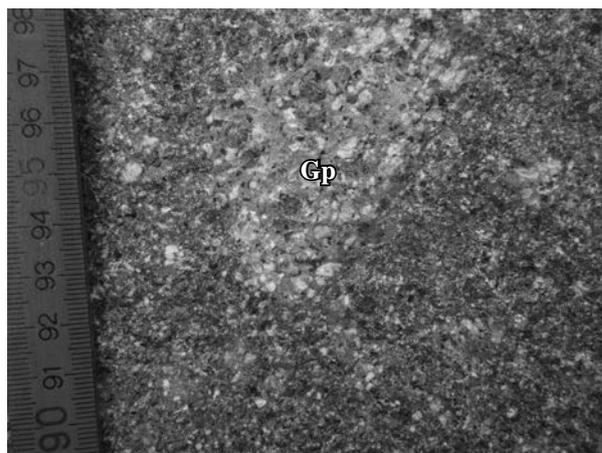
年代・対比 東隣「姫路」地域のたつの市御津町黒崎の露頭より採取した試料(GSJ R108077)から、 83.0 ± 0.5 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されている(Sato *et al.*, 2016; 第4. 1 表)。

また、Terakado and Nohda (1993) は、本層と推定される流紋岩溶結凝灰岩から Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代として、 78.4 ± 1.4 Ma を報告している。この年代値はジルコン U-Pb 年代より有意に若い。本層の一部は熱水変質を受け、苦鉄質鉱物は緑泥石化しているため、この年代値は若返り年代と判断される。

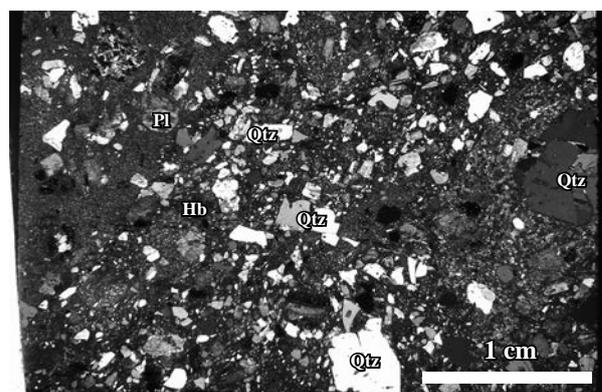
4. 7 赤穂層 (Ad, Ak, Ab, Aw)

本層は本地域の広い範囲に分布している。本層は、下部のデイサイト結晶凝灰岩(Ad)、中部の流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩及び凝灰岩とこれに挟在する角礫岩(Ak, Ab)及び上部のデイサイト~流紋岩溶結結晶凝灰岩(Aw)に区分される。その中で中部の流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩及び凝灰岩(Ak)の分布が最も卓越している(第4. 12 図)。

本層は、丹波帯堆積岩コンプレックス及び日生層との



第4. 10 図 岩見層の露頭写真
流紋岩溶結結晶凝灰岩。中央に細粒斑状花崗閃緑岩(Gp)を含む(中ノ唐荷島)。



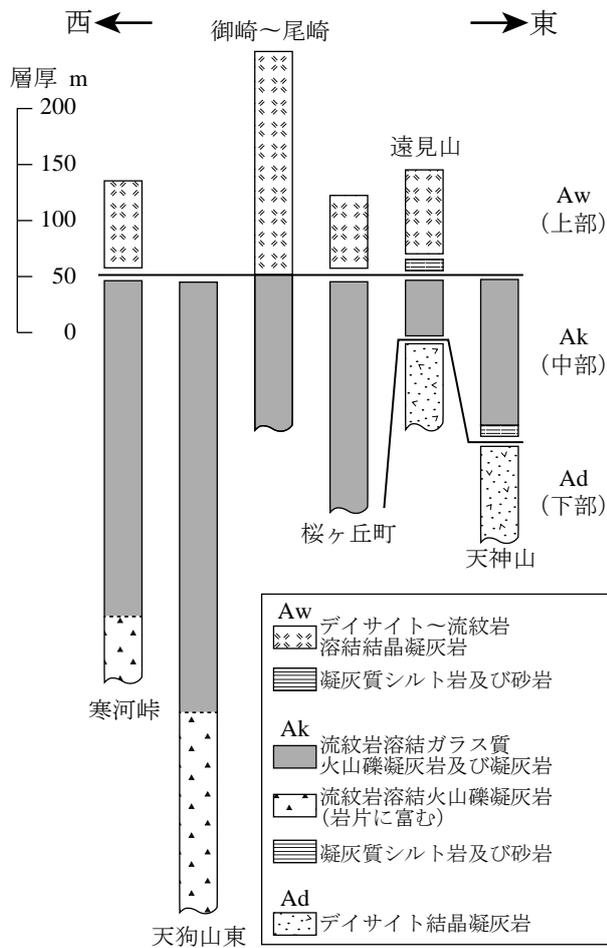
第4. 11 図 岩見層の薄片写真
黒雲母普通角閃石流紋岩溶結結晶凝灰岩(試料番号 GSJ R108077)。直交ポラーラ。Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石。

地層境界で、しばしば流紋岩ないし斑状流紋岩の岩脈に貫入されること、カルデラ陥没角礫岩と判断される岩層なだれ堆積物を挟むことなどから、当時のカルデラ(コールドロン)を埋積した地層と推定される。

地層名 岸田・弘原海(1967)の「相生層群赤穂累層」を再定義して用いる。従来、赤穂層の大部分は、本報告の家島層、室津層及び岩見層と合わせて「相生層群赤穂累層」とされてきた(岸田・弘原海, 1967)。しかし、本調査の結果、赤穂層は環状岩脈を伴うカルデラを埋積した地層であることが判明した。

地層名は、本層が赤穂市の大部分に分布していること、岸田・弘原海(1967)の赤穂累層の主要部分が本層に対応することから「赤穂層」とした。

模式地 東部の遠見山では、連続露頭としては認められ



第 4. 12 図 赤穂層の地域別柱状図
 デイサイト結晶凝灰岩 (Ad) は分布域東部にのみ露出する。流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩及び凝灰岩 (Ak) は分布域西部から中央部で厚く、東部で薄い。

ないが、一連の岩相が観察できる。また、ガラス質の溶結凝灰岩 (Ak) は備前市日生町寒河から赤穂市福浦へ至る道路沿いで観察できる。

分布・構造 備前市東部から赤穂市及び相田市南部にかけての広い範囲に分布する。

火砕岩中の本質レンズがつくる葉理面は、地域により走向方向に傾向が認められる。分布域南西部では北西-南東走向、 20° 以下で北東に緩く傾いている。分布域北西部は、概ね西北西-東南東～北北東-南南西走向、北または北西に 30° 以下の傾斜を示すことが多い。また、余気寺越東方における日生層との地層境界付近では、一部東へ 70° の急傾斜を示す。分布域東部では北北西-南南東～北北東-南南西走向、東に $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の傾斜を示す。分布域北東では北西-南東走向、 30° 以下の傾斜を

示すことが多く、傾斜方向は一定しない。

また、貫入する微文象花崗閃緑岩に火砕岩の葉理構造が乱されており、微文象花崗閃緑岩の北西(赤穂市福浦)では北東-南西走向で北西に傾き、東(赤穂市加里屋)では北北東-南南西走向で東に傾く葉理面を示す。

層厚 上限不明であるが、全層厚は少なくとも 700 m 以上である。

層序関係 分布域北西部では、丹波帯堆積岩コンプレックスを一部低角度の不整合で覆う。丹波帯堆積岩コンプレックス及び日生層との境界部では、幅 $1 \sim 100\text{ m}$ の流紋岩ないし斑状流紋岩に、地層境界と調和的に貫入されている。また、分布域東部及び南東部では斑状花崗閃緑岩に、中央部では微文象花崗閃緑岩に、それぞれ貫入されている。斑状花崗閃緑岩周辺では貫入境界から約 $400 \sim 600\text{ m}$ 、微文象花崗閃緑岩周辺では約 $1,000\text{ m}$ にわたり、本層には弱い接触変成作用が認められる。

岩相 本層は、下位からデイサイト結晶凝灰岩 (以下、下部; Ad)、流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩及び凝灰岩 (以下、中部; Ak) 及びデイサイト～流紋岩溶結結晶凝灰岩 (以下、上部; Aw) の順に重なる。角礫岩 (Ab) は中部 (Ak) に挟有される (第 4. 12 図)。

デイサイト結晶凝灰岩 (Ad) 本層分布域北東部にわずかに露出しており、下限不明であるが、層厚は約 60 m である。灰色～暗灰色を呈し、一般に弱い熱水変質を被っている。長径 $3 \sim 4\text{ mm}$ の斜長石結晶片を多く含み、石質岩片をほとんど含まない。

流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩及び凝灰岩 (Ak) 本層の主構成岩相で、本地域の広い範囲に露出している。層厚は、分布域東部の遠見山で 50 m 、分布域中央部の大津付近で 500 m 以上である。

中部 (Ak) に卓越する岩相は、径 2 mm 以下の石英結晶片を少量と長径 5 cm 以下の本質レンズ及び径 10 cm 以下の石質岩片を含む火山礫凝灰岩である。しかし、石質岩片量、熱水変質や接触変成作用の程度の違いにより、変化に富んだ岩相を示す。基質は、灰色、暗灰色、帯青灰色、淡褐色、灰白色などを呈する。本質レンズは、淡緑色、白色、黒色などを呈する軽石片で、薄く引き伸ばされた形状を示す。肉眼スケールでユータキシティック構造がしばしば認められる (第 4. 13 図 A)。石質岩片は、泥岩、砂岩、流紋岩溶結凝灰岩、球顆流紋岩、斜長石斑状デイサイト、安山岩などからなる。

地域ごとにやや岩相の偏りが認められる。分布域南西縁から北西縁、日生町寒河北及び分布域南東縁では、石質岩片に富み (第 4. 12 図)、岩片種の多くは周辺の基盤岩に由来する。石質岩片は、分布域縁部から中央部に向かって量が少なく、サイズも小さくなる傾向が認められる。分布域西部の日生町寒河南及び分布域北東部では、その他の地域に比べて石英結晶片に富み、赤穂市周世では黒雲母の結晶片を少量含むものも認められる。分布域

中央部の赤穂市福浦から相生市相生西部にかけては、熱水変質を被っているところでは白色～淡褐色を呈するが、比較的変質の弱いところでは灰色～青灰色を呈するガラス質の溶結凝灰岩であり、碎石の採掘対象となっている(第4.13図A)。分布域南東部の赤穂市御崎の海岸では、結晶片の量や大きさの違いによる成層構造が観察される(第4.13図B)。成層部の厚さは4 m以上で、側方への連続性は100 m程度であるため、地質図上では中部(Ak)として一括した。

また、側方への連続性には乏しいが、泥岩、シルト岩及び砂岩からなる互層が分布域中央部の日生町寺山などにわずかに確認されるほか、下部(Ad)を整合に覆うほぼ無層理の凝灰質シルト岩ないし砂岩の薄層がしばしば認められる(第4.12図)。

角礫岩(Ab) 本層分布域南西縁から西縁にかけて認められ、中部(Ak)に挟有される。一般に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(第4.13図C)。岩塊は、丹波帯堆積岩コンプレックス起源の泥岩、砂岩及び苦鉄質岩、日生層起源の流紋岩結晶凝灰岩や由来不明の斜長石斑状デイサイトが混在する複源角礫岩と、これに包有される泥岩のみの単源角礫岩から

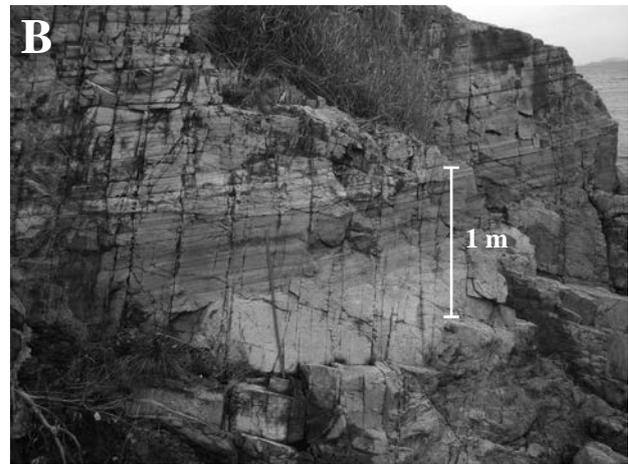
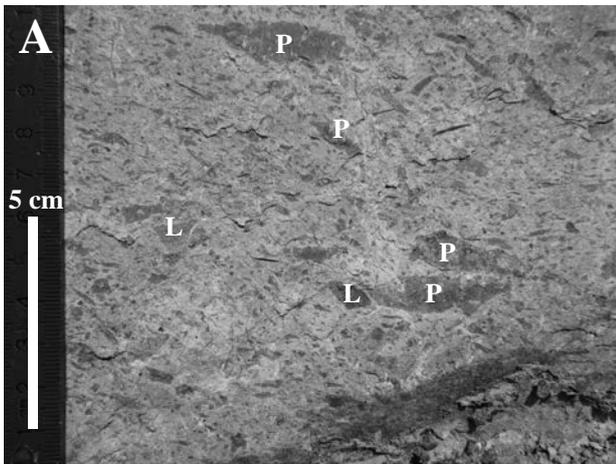
なる。

礫径は1 m以下が多いが、3～10 m(最大径15 m)の巨礫もしばしば認められる。備前市余気寺越北東の谷では、丹波帯堆積岩コンプレックス起源の泥岩からなるジグソーパズル構造が観察される。

デイサイト～流紋岩溶結結晶凝灰岩(Aw) 本層分布域南東部の赤穂市尾崎周辺にまとまって分布しているほか、分布域西部及び東部に点在している。層厚は、赤穂市尾崎で200 m以上である。中部(Ak)を整合に覆う。

長径2～4 mmの斜長石結晶片が目立つデイサイト溶結結晶凝灰岩と径3 mm以下の石英結晶片が目立つ流紋岩溶結結晶凝灰岩からなり、部分的に普通角閃石結晶片を含む。帯緑灰色、暗灰色、灰色を呈する。分布の多くはデイサイト溶結結晶凝灰岩である。流紋岩溶結結晶凝灰岩は主に、分布域東部の遠見山で認められ、上位層準方向に石英結晶片量が増大する。

また遠見山で、最下部の一部に凝灰質シルト岩及び砂岩の薄層が認められる(第4.12図)。



第4.13図 赤穂層の露頭写真

A: 流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩(Ak)。濃緑色の本質レンズ(P)及び石質岩片(L)を含む。兵庫奥栄建設株式会社広陽工場内。B: 流紋岩溶結ガラス質凝灰岩(Ak)。部分的に結晶片に富んでおり、結晶片の量と大きさの違いによる成層構造が観察される。赤穂市御崎の海岸沿いの遊歩道。C: 淘汰の悪い基質支持の角礫岩(Ab)。礫種は主に日生層起源の流紋岩結晶凝灰岩(破線部)からなる。備前市鹿久居島道路沿い。

岩石記載

デイサイト結晶凝灰岩

(Ad: GSJ R108083, 第 4. 14 図 A)

産地: 相生市相生 (北緯 34° 47' 47", 東経 134° 28' 12").

産状: 火砕流堆積物.

岩片: 泥岩 (径 < 5 mm), 安山岩 (径 < 0.5 mm)

基質: ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片: 斜長石 (長径 < 6 mm), カリ長石 (長径 < 2 mm),
石英 (径 < 0.5 mm), 不透明鉱物.

長径 2 mm 程度の斜長石及びカリ長石が目立つ. 斜長石はソーシユライト化している. 石英は破片状で, 量は少ない. 外形から普通角閃石と推定される粘土鉱物に置換された長径 2 mm 以下の苦鉄質鉱物の仮像が認められる. 基質は変質及び脱ガラス化が著しい.

流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩

(Ak: GSJ R108084, 第 4. 14 図 B)

産地: 相生市相生, 碎石場内 (北緯 34° 46' 57", 東経 134° 26' 50").

産状: 火砕流堆積物.

岩片: 軽石片 (径 < 15 mm), 泥岩 (径 < 4 mm), 流紋岩 (径 < 2 mm).

基質: ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片: 石英 (径 < 2 mm), 斜長石 (長径 < 2 mm), カリ長石 (長径 < 1 mm), 不透明鉱物. 副成分鉱物としてジルコン及び褐れん石を含む.

石質岩片にやや富み, 結晶片の多くは 1 mm 以下である. 石英は破片状が多く, 一部は融食形を呈する. 斜長石は変質しており, 方解石が生じている. 軽石片は扁平だが, 内部の気泡組織が一部残っているものもある.

岩片の流紋岩は, 無斑晶質でフェルシティック組織を示す. 基質は脱ガラス化しているが, 火山ガラス片がつくるユータキシティック組織が観察される. また, 方解石がしばしば生じている.

デイサイト溶結結晶凝灰岩

(Aw: GSJ R108086, 第 4. 14 図 C)

産地: 赤穂市坂越 (北緯 34° 44' 42", 東経 134° 25' 37").

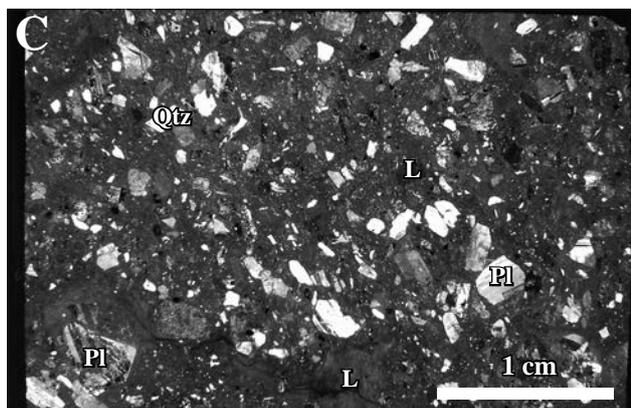
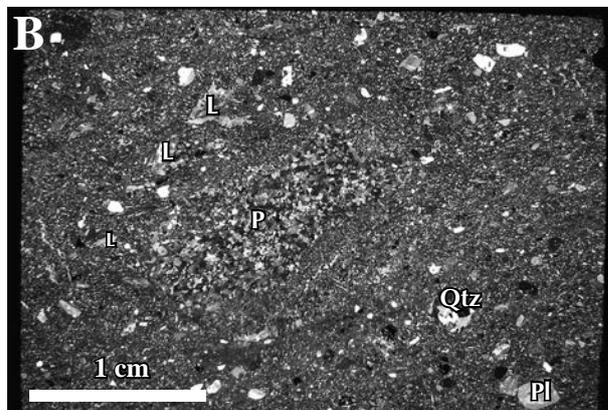
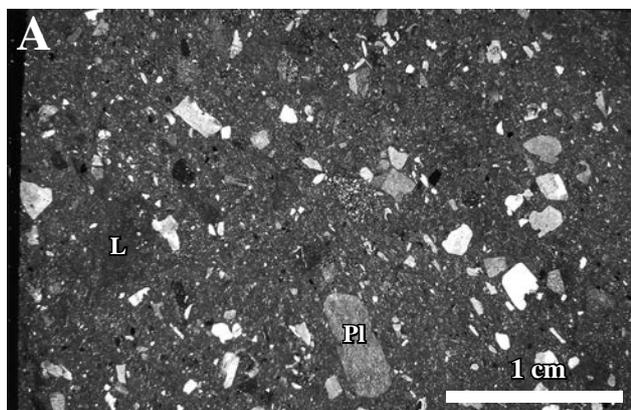
産状: 火砕流堆積物.

岩片: 安山岩 (径 < 3 mm), 流紋岩 (径 < 2 mm).

基質: ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片: 斜長石 (長径 < 4 mm), 石英 (径 < 0.5 mm), カリ長石 (長径 < 1 mm), 不透明鉱物. 副成分鉱物としてジルコンを含む.

斜長石結晶片を多く含む. 斜長石は一部変質しており, 方解石が生じているものがある. 弱い累帯構造が観察される. 石英は一部融食形を受けている. 岩片の安山岩及び流紋



第 4. 14 図 赤穂層の薄片写真

A: デイサイト結晶凝灰岩 (Ad: 試料番号 GSJ R108083). B: 流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩 (Ak: 試料番号 GSJ R108084). C: デイサイト溶結結晶凝灰岩 (Aw: 試料番号 GSJ R108086). 直交ポーラー. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, P: 軽石片, L: 石質岩片.

岩はいずれも無斑晶質である。基質は脱ガラス化しており、しばしば緑泥石及び緑れん石に置換されている。

年代・対比 相生市^{いわしほま}鯛浜の海岸露頭より採取した中部の流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩 (Ak; GSJ R108085) から、 82.6 ± 0.8 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されている (Sato *et al.*, 2016; 第 4. 1 表)。この年代値は、層序関係とも調和的で、本層の噴出年代を示すと判断される。

4. 8 和気層 (Wd, Ws, Wn, Wh, Wy, Wm)

本層は、本地域北西部から西隣「和気」地域北東部にかけて広く分布する。本地域の和気層は、三石ろう石鉱床地域を中心に詳細に調べられ、藤井ほか (1979) 及び光野ほか (1984) により層序区分がなされている。本調査の結果、和気層には、流紋岩溶結凝灰岩とデイサイト溶結凝灰岩の繰返し認められ、藤井ほか (1979) の層序区分と概ね一致することから、これを再定義して用いる (第 4. 15 図)。本報告では和気層を岩相から 5 つの部層に区分し、下位から^{だいやま}台山流紋岩部層 (Wd, Ws)、^{のだに}野谷デイサイト部層 (Wn)、^{ひらやまだに}平山谷流紋岩部層 (Wh)、^{やぎたに}八木谷デイサイト部層 (Wy)、^{みょうじんやま}明神山流紋岩部層 (Wm) とした。いずれも陸成層で、それぞれ整合関係である。

Ishihara and Imaoka (1999) は、本地域西部から「和気」地域にかけて分布する後期白亜紀火山岩類の産状を検討している。それによると、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。彼らは、外側のカルデラ東縁を備前市八木山から曾島西部にかけての本報告の日生層分布域付近に、内側のカルデラ東縁を本報告の台山流紋岩部層と野谷デイサイト部層の地層境界付近にそれぞれ推定している。しかし、彼らが推定す

る外側のカルデラ縁付近において、日生層の岩相及び地質構造に違いが認められないこと、日生層が推定カルデラ縁より東側にも広く分布すること、日生層と和気層の活動年代 (第 4. 2 図) に隔たりがあることから、本報告では日生層と和気層を異なる火成活動の産物と判断して区分する。

本地層名は、Ishihara and Imaoka (1999) の“和気カルデラ (コールドロン)” に由来する。本層の全層厚は上限不明であるが、少なくとも 600 m 以上である。火砕岩中の葉理面は、分布域南部で北東-南西方向、東部で北-南方向、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。このことから、半盆状の構造が推定される。

4. 8. 1 台山流紋岩部層 (Wd, Ws)

地層名 光野ほか (1984) の台山層に由来する。光野ほか (1984) の台山層の大部分及び藤井ほか (1979) の流紋岩類下部層と上部層土橋頁岩層に相当する。

模式地 大部分が変質を被っているが、備前市三石城山へ至る登山道周辺は比較的変質が弱い。

分布 備前市野谷から八木山にかけて帯状に分布する。

層厚 場所により変化するが、厚さは 200 m 以上である。

層序関係 丹波帯堆積岩コンプレックスを不整合に覆う。不整合面は地表面に対して、分布域北部でやや低角度 (一部、高角度)、東部から南部にかけて大部分が高角度である。地層境界付近において本部層の一部は、流紋岩の岩脈に貫入される。また、直接の関係は確認できていないが、分布状況に基づく、日生層を高角不整合面で覆うか断層で接すると推定される。

岩相 本部層は、流紋岩溶結凝灰岩 (Wd) と凝灰質砂岩及び泥岩 (Ws) からなる。

流紋岩溶結凝灰岩 (Wd) 流紋岩溶結凝灰岩は、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

	藤井ほか (1979)	光野ほか (1984)	本 図 幅
和 気 層	明神山溶結凝灰岩層	明神山層	明神山流紋岩部層
	八木谷溶結凝灰岩層	八木山層	八木谷デイサイト部層
	平山谷溶結凝灰岩層		平山谷流紋岩部層
	野谷溶結凝灰岩層		野谷デイサイト部層
	土橋頁岩層	台山層	台山流紋岩部層
流紋岩類下部層			

第 4. 15 図 「播州赤穂」地域内における和気層の層序対比

比較的変質の弱いところでは、灰白、淡灰緑色、淡青灰色を呈する。径2 mmの石英と斜長石の結晶片と灰緑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2 cm以下であるが、長径5 cm程度のものもしばしば認められる。石質岩片として径1 cm以下の亜角礫の泥岩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。

台山における本岩は、凝灰質砂岩及び泥岩(Ws)を少なくとも2層挟有する。この凝灰質砂岩及び泥岩(Ws)の上位には、径3 mm以上の石英結晶片を多く含む流紋岩溶結凝灰岩(Wd)が認められることから、本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、結晶片を多く含む岩相は側方への連続性に乏しく、本岩は広域にわたり著しい変質を被っているため、本報告では一括した。

凝灰質砂岩及び泥岩(Ws) 凝灰質砂岩及び泥岩には、流紋岩溶結凝灰岩(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。層厚はいずれも2～10 m程度である。流紋岩溶結凝灰岩中に挟在するものは、泥岩優勢の細粒砂岩及び泥岩の細互層からなる。泥岩は暗灰色～黒色を呈し、砂岩は緑色を帯びた黄灰色を呈する。本部層最上部に分布するものは、黒色泥岩を主体とし、一部細粒～粗粒の砂岩と互層をなす(第4.16図A)。

年代・対比 備前市三石、^{つちはし}土橋鉱山の坑内より採取した試料(GSJ R108087)から、 82.4 ± 0.6 MaのジルコンU-Pb年代が得られた(第4.1表)。この年代値は、層序関係とも矛盾せず本層の噴出年代を示すと判断される。



4.8.2 野谷デイサイト部層(Wn)

地層名 藤井ほか(1979)の野谷溶結凝灰岩層に由来する。

模式地 備前市野谷石山の谷沿い。

分布 備前市野谷石山の標高120～180 m付近に分布する。

層厚 最大で40 m程度である。

層序関係 台山流紋岩部層を整合に覆う。台山流紋岩部層凝灰質砂岩及び泥岩を整合に覆う露頭が、数箇所を観察される。

岩相 長径3 mmの斜長石結晶片が目立つデイサイト溶結凝灰岩で、溶結の程度は弱く、全体に熱水変質を被って暗緑色を呈する。結晶片は、主に長径3 mm以下の斜長石からなり、石英及びカリ長石は径1 mm以下で少量である。石質岩片をほとんど含まない。場所による岩相の変化が少ない塊状の岩石である。

岩石記載

デイサイト凝灰岩(GSJ R108088, 第4.17図A)

産地: 備前市野谷石山(北緯34°47'52", 東経134°15'32")。

産状: 火砕流堆積物。

基質: ガラス片, 微細な結晶片。

結晶片: 斜長石(長径<3 mm), カリ長石(長径<3 mm), 石英(径<3.5 mm)不透明鉱物。副成分鉱物としてジルコンを含む。

結晶片量はそれほど多くなく、斜長石が目立つ。斜長石はソーシユライト化している。基質は変質及び脱ガラス化が著しい。



第4.16図 和気層の露頭写真

A: 泥岩砂岩互層(Ws: 台山流紋岩部層)。周辺では台山流紋岩部層(Wd)を覆い、野谷デイサイト部層(Wn)に覆われる関係が観察される。備前市石山。B: 塊状のデイサイト溶結凝灰岩(Wy: 八木谷デイサイト部層)。備前市八木山。ハンマーの長さは33 cm。

4. 8. 3 平山谷流紋岩部層 (Wh)

地層名 藤井ほか(1979)の平山谷溶結凝灰岩層に由来する。

模式地 平山谷から八木谷にかけての谷筋。

分布 吉永町^{かんだに}金谷から平山谷及び八木谷にかけて帯状に分布する。

層厚 厚さは約 100 m である。

層序関係 台山流紋岩部層及び野谷デイスaito部層を覆う。

岩相 径 3 mm 以下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結晶凝灰岩で、緑色を帯びた灰白～青灰色を呈する。結晶片は、径 3 mm 以下の石英、長径 3 mm 以下の斜長石及びカリ長石、緑泥石に置換された長径 2 mm 程度の苦鉄質鉱物からなる。カリ長石及び苦鉄質鉱物の量比は場所により変化し、苦鉄質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ほとんど含まず、また分布域東部から南部では熱水変質を被っている。

岩石記載

普通角閃石黒雲母流紋岩溶結結晶凝灰岩

(GSJ R108089, 第 4. 17 図 B)

産地：備前市八木山(北緯 34° 47' 05", 東経 134° 14' 40")。

産状：火砕流堆積物。

基質：ガラス片、微細な結晶片。

結晶片：石英(径< 4 mm)、斜長石(長径< 2 mm)、カリ長石(長径< 1 mm)、黒雲母(径< 2 mm)、普通角閃石(長径< 1.5 mm)、不透明鉱物。副成分鉱物としてジルコンを含む。

結晶片に富み、石英結晶片が目立つ。径 2 mm 以下の石英は破片状を呈することが多く、斜長石はしばしばソーシェライト化している。苦鉄質鉱物は緑泥石に置換されている。基質は脱ガラス化しているが、弱いユータキシティック組織が認められる。

4. 8. 4 八木谷デイスaito部層 (Wy)

地層名 藤井ほか(1979)の八木谷溶結凝灰岩層に由来する。

模式地 備前市八木山から^{しづな}閑谷(「和気」地域内)へ至る林道沿い。

分布 主に明神山の中腹、標高 100 ~ 200 m 付近に帯状に分布する。

層厚 場所により変化するが、厚さは約 30 ~ 150 m である。

層序関係 平山谷流紋岩部層を見かけ上、整合に覆う。ただし、両者の間には無堆積または削剥などの時間間隙があった可能性もある。

岩相 長径 3 mm 以下の斜長石結晶片を多量に含む塊状の黒雲母普通角閃石デイスaito溶結結晶凝灰岩から構成

される。斜長石結晶片を多量に含む岩相は、風化部で観察しやすい(第 4. 16 図 B)。灰色～青灰色を呈し、緑色または赤色を帯びるものもある。結晶片としては、長径 1 ~ 3 mm の斜長石が卓越しており、次いで径 4 mm 以下の丸みを帯びた石英、長径 2 mm のカリ長石が含まれる。結晶片が多いため識別しにくい、長径 2 cm 程度の薄く引き延ばされた、青緑色を呈する本質レンズが少量認められる。野外では、径 1 m 前後の転石として認められることが多い。

岩石記載

黒雲母普通角閃石デイスaito溶結結晶凝灰岩

(GSJ R108090, 第 4. 17 図 C)

産地：備前市八木山(北緯 34° 47' 22", 東経 134° 14' 58")。

産状：火砕流堆積物。

岩片：軽石片(径< 4 mm)

基質：ガラス片、微細な結晶片。

結晶片：斜長石(長径< 3 mm)、石英(径< 3 mm)、カリ長石(長径< 2 mm)、黒雲母(径< 2 mm)、普通角閃石(長径< 1.5 mm)、不透明鉱物。副成分鉱物としてジルコンを含む。

結晶片に富み、斜長石を多量に含み、大部分がソーシェライト化している。石英は破片状から自形を残すものまであり、一部は融食形を呈する。苦鉄質鉱物は変質している。軽石片は変質し、微細なシリカ鉱物が生成している。扁平の程度は低い。基質は脱ガラス化している。

4. 8. 5 明神山流紋岩部層 (Wm)

地層名 藤井ほか(1979)の明神山溶結凝灰岩層に由来する。

模式地 備前市八木山から閑谷(「和気」地域内)へ至る林道沿い。

分布 明神山周辺の地形的高所に分布する。

層厚 上限不明であるが、地表に露出する部分の層厚は約 200 m である。

層序関係 八木谷デイスaito部層を見かけ上、整合に覆う。ただし、両者の間には無堆積または削剥などの時間間隙があった可能性もある。

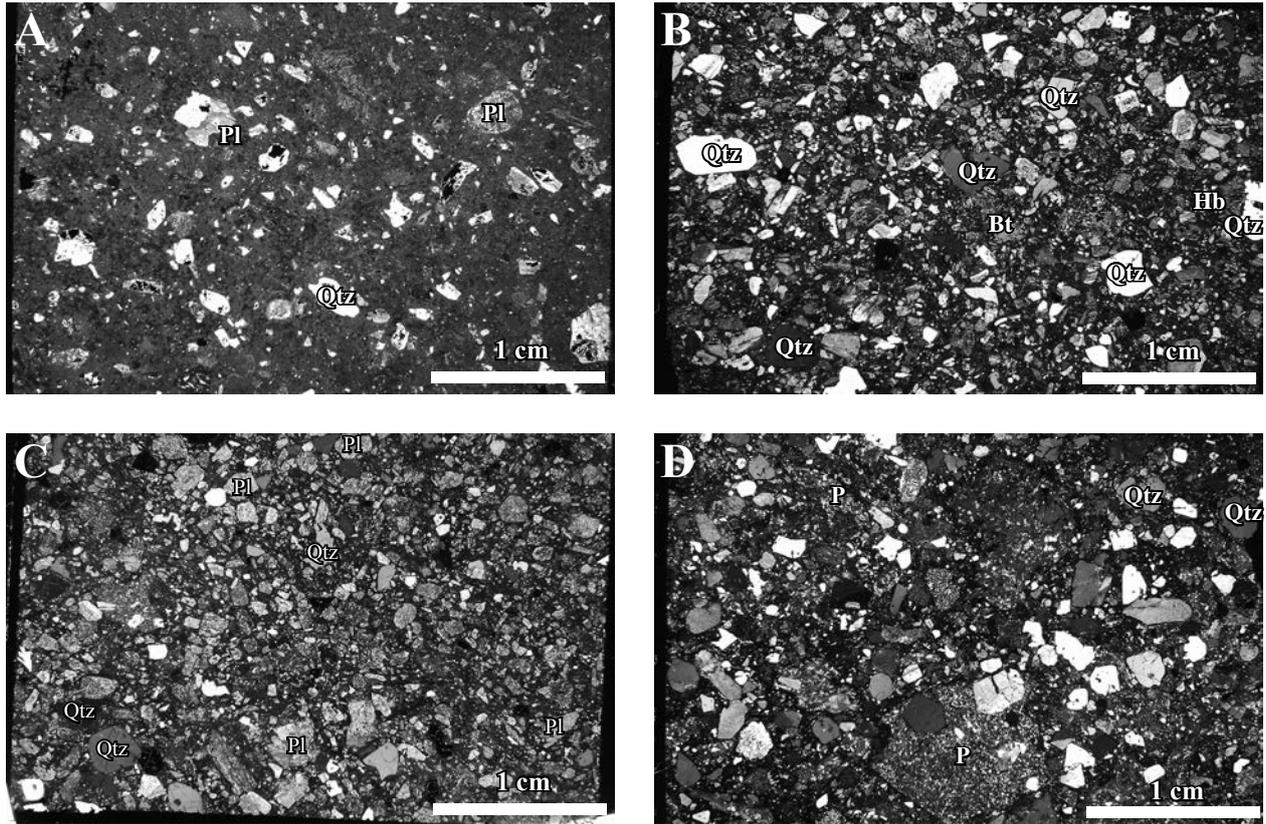
岩相 灰緑色を呈する長径 1 ~ 4 cm の引き延ばされた本質レンズが目立つ流紋岩溶結火山礫凝灰岩からなる。基質は灰色～褐色を呈する。結晶片としては、径 3 mm の丸みを帯びた石英が卓越しており、次いで長径 2 mm の斜長石及びカリ長石が含まれる。石質岩片としては、径 3 cm 以下の垂角礫の泥岩が普遍的に含まれる。

岩石記載

流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (GSJ R108091, 第 4. 17 図 D)

産地：備前市八木山(北緯 34° 47' 41", 東経 134° 14' 40")。

産状：火砕流堆積物。



第 4. 17 図 和気層の薄片写真

A: 野谷デイサイト部層, デイサイト凝灰岩 (試料番号 GSJ R108088). B: 平山谷流紋岩部層, 普通角閃石黒雲母流紋岩溶結結晶凝灰岩 (試料番号 GSJ R108089). C: 八木谷デイサイト部層, 黒雲母普通角閃石デイサイト溶結結晶凝灰岩 (試料番号 GSJ R108090). D: 明神山流紋岩部層, 流紋岩溶結火山礫凝灰岩 (試料番号 GSJ R108091). 直交ポラー. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, P: 軽石片.

岩片: 軽石片 (長径 < 8 mm), 流紋岩 (径 < 8 mm), 泥岩 (径 < 2 mm)

基質: ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片: 石英 (径 < 2.2 mm), 斜長石 (長径 < 2 mm), カリ長石 (長径 < 1.5 mm), 不透明鉱物. 副成分鉱物としてジルコンを含む.

結晶片及び石質岩片, 特に軽石片に富む. 石英は破片状から自形を残すものまであり, 一部は融食形を呈する. 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. 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ック組織を示し, 球顆が多く生じている. 基質は溶結しており, 脱ガラス化している.

4. 9 有年層 (Un, Us, Ul)

本層は, 本地域北西部から北部にかけて分布しており, 北隣「上郡」地域に連続する. デイサイト~流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩及び溶結凝灰岩 (Un) とその中に挟在

する凝灰質砂岩, 泥岩及び礫岩 (Us), デイサイト溶岩 (Ul) からなる.

地層名 新称. 本層は, 岸田・弘原海 (1967) の相生層群上郡累層, 鶴亀累層及び赤穂累層の一部に, 猪木・弘原海 (1980) の相生層群上郡下部累層, 鶴亀下部累層及び鶴亀上部累層の一部に, それぞれ相当する.

模式地 赤穂市西有年, 梨ヶ原川沿いの林道. デイサイト結晶火山礫凝灰岩と凝灰質砂岩, 泥岩及び礫岩が観察できる.

分布・構造 備前市野谷から相生市若狭野町にかけて分布する.

本地域内における火砕岩中の葉理面は, 分布域東部では一定しないが, 西部では北西-南東の走向で, 多くは北東に $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の緩い傾斜を示す.

層厚 本地域内における本層は, 上限不明であるが, 地表に露出する部分の層厚は約 400 m である.

層序関係 丹波帯堆積岩コンプレックスを不整合に覆う. 不整合面は分布域南西部の一部を除き, 多くは地表面に対して高角である. 直接の関係は確認できていない

が、分布状況に基づく、赤穂層を高角不整合面で覆うと推定される。また本層は、丹波帯堆積岩コンプレックス及び和気層とのそれぞれの地層境界に沿って、斑状流紋岩の岩脈に貫入される。

JR 山陽本線「三石」駅北においては、本層と丹波帯堆積岩コンプレックスの地層境界に沿って貫入する斑状流紋岩の岩脈が、丹波帯堆積岩コンプレックスと和気層の地層境界に沿って貫入する流紋岩の岩脈を切る露頭が観察される。

岩相 本層は、デイサイト～流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩及び溶結凝灰岩(Un), 凝灰質砂岩, 泥岩及び礫岩(Us), デイサイト溶岩(UI)からなる。

デイサイト～流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩及び溶結凝灰岩(Un) 本層の主構成岩相で、周辺の赤穂層及び和気層台山流紋岩部層と比べて、斜長石結晶片が目立つ。一般に変質しており、多くは溶結している。

地域により岩相がやや異なる。分布域西部の丹波帯堆積岩コンプレックスとの地層境界周辺では、結晶片に乏しい流紋岩溶結凝灰岩が主体で、淡緑色を呈する扁平化した軽石片を含む。分布域中央部の梨ヶ原南付近では、凝灰質砂岩, 泥岩及び礫岩(Us)を挟んで下部にデイサイト溶結結晶火山礫凝灰岩, 上部に流紋岩溶結凝灰岩が分布する。

凝灰質砂岩, 泥岩及び礫岩(Us) デイサイト～流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩及び溶結凝灰岩(Un)中に挟在しており、標高150 m及び200 m付近に露出する。全層厚は10 m程度である。これらは火山活動休止期の堆積物と考えられる。

岩相は地域によりやや異なるが、一般に成層した灰色～黒色を呈する泥岩からなり、一部は砂岩, シルト岩及

び礫岩と細互層している(第4.18図A)。分布域西部では、層厚1 m単位の泥岩～中粒砂岩が互層をなす。下部の砂岩はやや円磨した礫を含み、淘汰が悪い。

黒雲母普通角閃石デイサイト溶岩(UI) 赤穂市西有年, 坂折池周辺に分布しており、山頂部に分布するものはやや水平に近い分布形態を示す(第4.18図B)。一部は周囲の火砕岩の堆積構造と非調和な境界を示すことから、浅所貫入岩体が露出していると推定される。

灰色を呈し、塊状である。周辺の火砕岩(Un)同様、弱い接触変成作用を被っている。斑晶は、長径3 mm以下の斜長石と変質した普通角閃石からなる。

岩石記載

デイサイトないし流紋岩溶結結晶火山礫凝灰岩(Un:GSJ R108092, 第4.19図A)

産地: 赤穂市西有年坂折池北(北緯34°50'04", 東経134°20'19")。

産状: 火砕流堆積物。

岩片: 軽石片(長径<2 cm)

基質: ガラス片, 微細な結晶片。

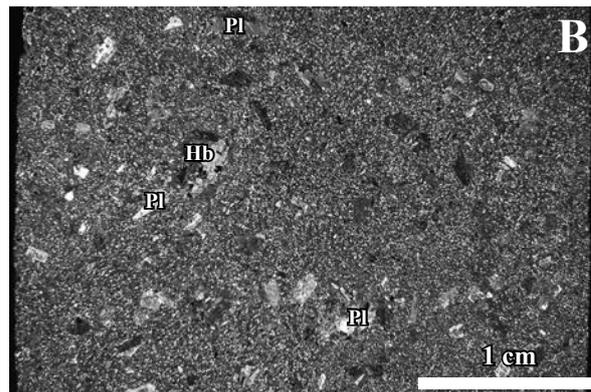
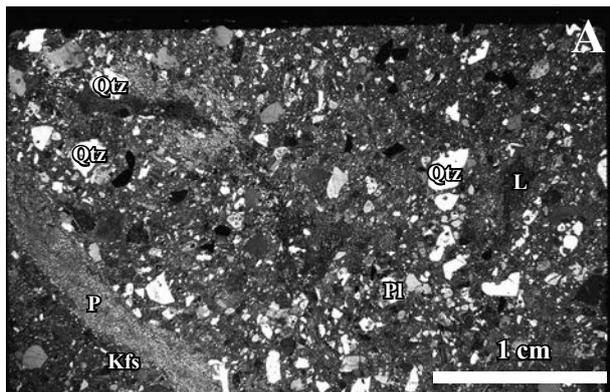
結晶片: 石英(径<3 mm), 斜長石(長径<3 mm), カリ長石(長径<2 mm), 変質苦鉄質鉱物, 不透明鉱物。副成分鉱物としてジルコンを含む。

結晶片に富む。石英は破片状を呈するものが多く、しばしば融食を受けている。斜長石の一部は変質しており、セリサイト化している。普通角閃石と推定される長径0.7 mm以下の緑泥石に置換された仮像が認められる。軽石片は扁平化して気泡は残っていない。基質は脱ガラス化しており、しばしば緑泥石及び緑れん石に置換されている。



第4.18図 有年層の露頭写真

A: 泥岩優勢の泥岩砂岩互層(Us)。模式地林道沿い。B: 塊状のデイサイト溶岩(UI)。赤穂市西有年, 坂折池北の山頂付近。



第 4. 19 図 有年層の薄片写真

A：デイサイトないし流紋岩溶結晶火山礫凝灰岩 (Un：試料番号 GSJ R108092)。B：黒雲母普通角閃石デイサイト (Ui：試料番号 GSJ R108094)。直交ポーラー。Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Hb：普通角閃石，P：軽石片，L：石質岩片。

黒雲母普通角閃石デイサイト

(Ui：GSJ R108094 第 4. 19 図 B)

産地：赤穂市西有年（北緯 34° 50′ 07″，東経 134° 19′ 52″）。

産状：溶岩。

鏡下の特徴：斑晶として斜長石（長径 < 2 mm），カリ長石（長径 < 2 mm），石英（径 < 2.1 mm），普通角閃石（長径 < 2 mm）及び黒雲母（径 < 1 mm）を含む。

斜長石がやや多く，長柱状を呈する。苦鉄質鉱物は変質している。石基はフェルシティック組織を示し，石基中には不透明鉱物，アパタイト及びジルコンが認められる。

年代・対比 本層から放射年代値の報告はない。本層に貫入する斑状花崗閃緑岩（有年檜原岩体）から 81 Ma（壊変定数変更による再計算値，原著は 79 Ma；河野・植田，1966）の黒雲母 K-Ar 年代が報告されており，本層も周辺の各層同様，後期白亜紀に属する。

4. 10 若狭野層 (Wk)

本層は，本地域北東部から北隣「上郡」地域にかけて分布する，変質した流紋岩溶結晶凝灰岩とその中に挟在する湖成堆積物からなる。

地層名 新称。岸田・弘原海（1967）の「相生層群鶴亀累層後明溶結凝灰岩」のうち，相生市若狭野町周辺に分布するものが本層に相当する。後明溶結凝灰岩は従来，赤穂累層（本報告の赤穂層に相当）の下位の地層とされていたが，本調査で赤穂層を不整合に覆う露頭が確認されたためこれを独立させ，本層が広く分布する若狭野町の地名をとって若狭野層と命名する。

模式地 相生市若狭野町^{あまうち}内から同市佐方^{さがた}へ至る林道。

分布・構造 相生市佐方から同市若狭野町にかけての丘陵部に分布する。

本地域内における火砕岩中の葉理面は，北西－南東の走向で，多くは北東に 10°～30° の緩い傾斜を示す。

層厚 本地域内では，本層は上限不明であるが，地表に露出する部分の厚さは約 260 m である。

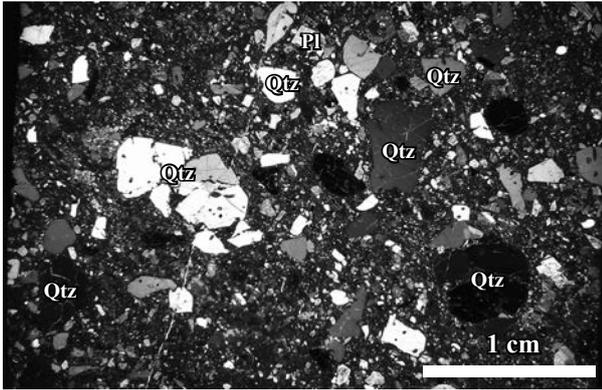
層序関係 赤穂市周世において，赤穂層を高角不整合面で覆う。北隣「上郡」地域内では，超丹波帯山崎層らびに有年層との地層境界で流紋岩ないし斑状流紋岩の岩脈に貫入される。

岩相 本層は，径約 3 mm の石英と径 1～3 mm の斜長石の結晶片が目立つ普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結晶凝灰岩と，その中に挟在する凝灰質シルト岩，砂岩及び礫岩からなる。

普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結晶凝灰岩は灰色を呈するが，しばしば風化・変質しており，黄褐色に変色している。石英，斜長石及びカリ長石の結晶片を多く含み，部分的に肉眼で黒雲母結晶片が認められる。石質岩片としては，泥岩などの異質岩片や流紋岩溶結晶凝灰岩，流紋岩溶岩，斜長石斑晶に富むデイサイトからなり，多くは径 5 mm 以下である。石質岩片の量は一般に乏しいが，分布城南東縁ではやや多く，しばしば径 3 cm 程度の岩片が認められる。

凝灰質シルト岩，砂岩及び礫岩は，分布城南西縁及び南東縁に認められる。成層しており，最大層厚は約 3 m である。礫の円磨度はやや悪く，淘汰も一般に良くない。側方への連続性に乏しく，火山活動休止期の堆積物と考えられる。

本層は，後明層と岩相が類似している。しかし，後明層の石英結晶片は径 2 mm 以下の破片状を呈することが多いのに対して，本層の石英結晶片は径 3 mm 以上の丸みを帯びた形態を呈し，苦鉄質鉱物に乏しい。このことから，両者は識別される。



第 4. 20 図 若狭野層の薄片写真
 普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結結晶凝灰岩 (試料番号 GSJ R108095). 直交ポーラー. Qtz: 石英, Pl: 斜長石.

岩石記載

普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶結結晶凝灰岩
 (GSJ R108095, 第 4. 20 図)

産地: 相生市佐方 (北緯 34°48'31", 東経 134°26'43").

産状: 火砕流堆積物.

基質: ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片: 石英 (径 < 6 mm), 斜長石 (長径 < 2 mm), カリ長石 (長径 < 1.5 mm), 黒雲母 (径 < 2 mm), 普通角閃石 (長径 < 1 mm), 不透明鉱物, 副成分鉱物としてジルコン及び褐れん石を含む.

結晶片に富む. 石英は破片状から自形を残すものがあり, 破片状は径 2 mm 以下のサイズに多い. 石英はしばしば融食を受けている. 斜長石の一部は, ソーシュライト化している. 苦鉄質鉱物は大部分が緑泥石に置換されている. 基質のガラスは溶結し, 脱ガラス化している.

年代・対比 本層から放射年代値の報告はない.

4. 11 天下台山流紋岩 (Tn)

本地域及び備前市北部(「上郡」地域及び「^{すさい}周匝」地域内), 姫路市東部(「北条」地域内)に認められる流紋岩溶岩は, 天下台山流紋岩類(兵庫県, 1961)または天下台山層群(岸田・弘原海, 1967)として一括されてきた. その後, 5 万分の 1 地質図幅「上郡」(猪木・弘原海, 1980)では, 備前市北部及び上郡町西部の流紋岩溶岩を相生層群最上部に含め, 本地域の流紋岩のみを相生層群上位の天下台山層群として記載している. 本地域の流紋岩は, 下位の火山岩層に対して, ほぼ平坦な傾斜不整合面を覆う溶岩とされていたが(岸田・弘原海, 1967), 後明層, 室津層, 赤穂層, 若狭野層に貫入する露頭が数箇所確認された. さらに, 分布が東部の^{かずら}蔓島まで連続し, 後述する放射年代が被貫入の赤穂層の噴出年代と誤

差の範囲で一致する. これらのことから本地域の流紋岩は, 赤穂層の活動に伴う環状割れ目に沿って貫入, 一部は地表に噴出したものと推定される.

なお, 相生市街地以北の流紋岩については, 赤穂層上位の若狭野層に貫入することから, 赤穂層の環状岩脈とは異なる可能性がある. しかし, 両者に顕著な岩相の違いが認められず, 相生市街地周辺では第四系に覆われるため, 両者の区分は困難である. そのため, 本報告ではこれらを一括し, 天下台山流紋岩とした.

地層名 兵庫県(1961)の「那波野累層天下台山流紋岩類」に由来する.

模式地 天下台山山頂周辺から北方の登山道.

分布・構造 本地域北東部から天下台山, 東部の蔓島にかけて弧状に分布する.

本流紋岩の流理面は, 分布域南部で北東-南西方向, 北部で北西-南東~北東-南東方向の走向で, 多くは北東~南東方向に 10°~40°で緩く傾斜するが, 蔓島では 80°の急傾斜を示す.

層序関係 後明層, 室津層, 赤穂層, 若狭野層に貫入する. 貫入面は御津町室津竹岡, 相生市旭など数箇所認められる. 斑状花崗閃緑岩及び安山岩, 斑状流紋岩の岩脈に貫入される.

岩相 本流紋岩は白~灰色を呈するが, 風化・変質により赤, 青, 黄色味を帯びる. 斑晶は, 径 3 mm 以下の石英, 斜長石及びカリ長石からなる. 流理構造や球顆がしばしば発達し(第 4. 21 図 A, B), 天下台山の登山道では径 5 cm を超える球顆が観察される. また, 熱水変質を被っていることがあり, 珪化している.

流紋岩中には, 凝灰質泥岩とシルト岩の互層及び室津層に類似した岩相の岩塊があり, これらは捕獲岩と推定される. 捕獲岩は分布域南部の金ヶ崎, 天下台山山頂東の登山道や北部の相生市竜泉町付近で認められ, 大きいものは径 10 m を超える.

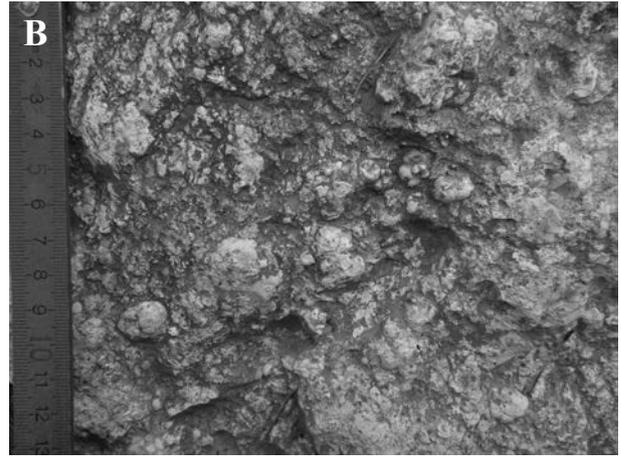
岩石記載

流紋岩 (GSJ R108096)

産地: 天下台山山頂北の登山道 (北緯 34°45'52", 東経 134°28'18")

産状: 溶岩.

鏡下の特徴: 斑晶として石英, 斜長石及びカリ長石を含み, 長石類はしばしば集斑晶を構成する. 石英斑晶は径 2.5 mm 以下で自形~他形を呈し, 一部に融食形が認められる. 斜長石斑晶は長径 2.5 mm 以下で自形~半自形を呈する. カリ長石斑晶は少量で長径 2.5 mm 以下, 自形~半自形を呈する. 石基はフェルシティック組織を示し, 石基鉱物の粒径の違いからなる明瞭な流理構造を示す. また, 0.2 mm 以下の球顆が少量生じている. 石基中には径 0.2 mm 以下の不透明鉱物が少量と長径 0.1 mm 以下のジルコンがまれに認められる.



第 4. 21 図 天下台山流紋岩の露頭写真

A：流理構造，B：球顆が目立つ。いずれも天下台山山頂北の登山道付近で撮影。ハンマーの長さは 33 cm.

年代・対比 天下台山山頂北の登山道の露頭より採取した試料(GSJ R108096)から、 82.2 ± 0.7 Ma のジルコン U-Pb 年代が得られた(第 4. 1 表)。この年代値は赤穂層(82.6 ± 0.8 Ma；ジルコン U-Pb 年代)より若く、貫入関係とも矛盾しないことから、本流紋岩の形成年代を示すと判断される。なお、Seki (1978) は分布域北部の相生市那波の流紋岩から、 69.9 ± 4.3 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を報告している。ジルコン U-Pb 年代との不一致は、熱水変質による年代値の若返りを示すと推定される。

4. 12 後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造

本地域の後期白亜紀火山岩類の各層の多くは、大規模火砕流の噴出で形成された凹地(カルデラ)を埋積して分布しているものと推定される。特に、赤穂層は本地域内に広く分布し、環状岩脈を伴う。

4. 12. 1 赤穂層形成に伴うカルデラ構造

カルデラの形態及び陥没の時期 本層は、その分布の北部は後続する火成活動(有年層及び若狭野層の噴出・堆積)により覆われ、南部は海域に達する。そのため、分布形態の一部は失われているが、概ね東北東-西南西方向に伸張する楕円形を示す(第 4. 22 図)。

本層は環状岩脈により囲まれ、環状岩脈の西方外側には丹波帯堆積岩コンプレックスまたは赤穂層下位の日生層が分布する。また、環状岩脈の内側には角礫岩が認められる。角礫岩には、岩屑なだれ堆積物の岩塊相(カルデラ陥没角礫岩)の特徴である径 1 m を超える巨礫やジグソーパズル構造が認められる。礫は、周囲の丹波帯堆積岩コンプレックスまたは赤穂層下位の日生層に由来する。以上の点から、赤穂層の堆積盆は環状岩脈に沿って

内側へ陥没したことにより形成されたと推定される。

陥没の時期は、角礫岩が赤穂層中部(流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩；Ak)中に指交関係で挟在することから、少なくとも中部(Ak)の火山活動時には陥没が生じていたと推定される。

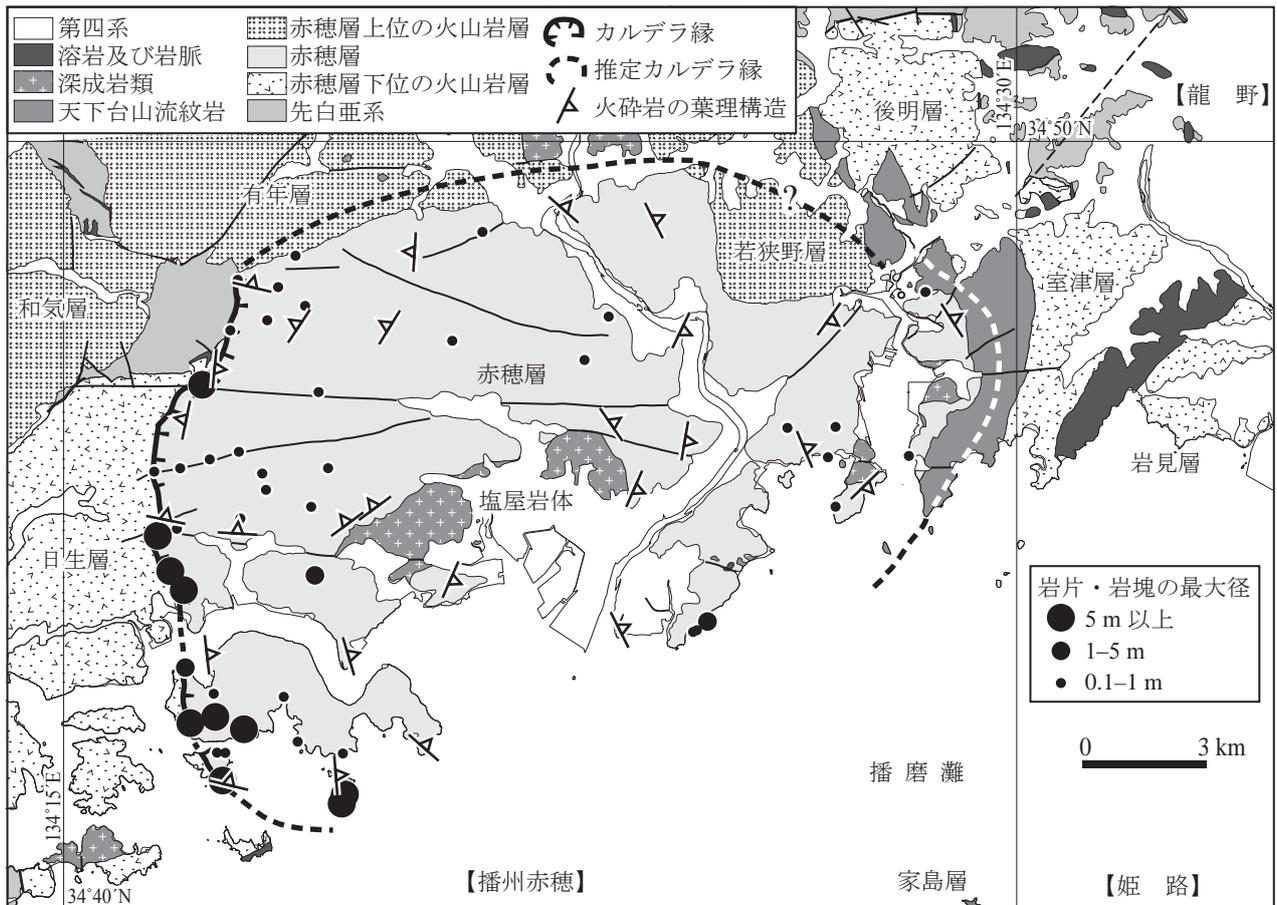
赤穂層の噴出源 赤穂層の下部(デイサイト結晶凝灰岩；Ad)及び上部(デイサイト～流紋岩溶結結晶凝灰岩；Aw)は分布が限られるため、分布が集中する東部域に噴出源があった可能性はあるが、詳細は不明である。

中部(Ak)に卓越する岩相である火山礫凝灰岩の石質岩片の含有量及び礫径は、一般に分布域縁辺部から中央部に向かって減少する傾向が認められる(第 4. 22 図)。火砕流堆積物中の石質岩片は、噴出源から離れるほど含有量及び礫径が減少する(例えば、Kuno *et al.*, 1964；Wilson and Walker, 1982)ことから、中部(Ak)の噴出源は、縁辺部であったと推定される。

赤穂層分布域西部と東部での岩相の違い 本層は、分布域西部では中部(Ak)を主体とし、わずかに上部(Aw)が分布する。一方、東部では下部(Ad)から上部(Aw)までの一連の岩相が露出し、中部(Ak)の層厚は約 50 m と薄い(第 4. 12 図)。

この岩相の違いの原因として、1) 陥没時または陥没後の隆起・傾動運動(例えば、Harayama *et al.*, 2003)により、上昇側が選択的に削剥・侵食されたこと、2) 分布域東部が西部に比べて陥没量が小さく、東部では中部(Ak)の火砕流堆積物が厚く堆積しなかったことの 2 つのケースが考えられる。1) の傾動運動があった場合、隆起側の構造は急傾斜になると考えられるが、赤穂層では分布域の東西で火砕岩中の葉理面の傾斜に大きな違いが認められないことから、赤穂層の東西における岩相の違いは 2) の陥没量の違いと推定される。

赤穂層の活動 以下、赤穂層の火成活動の概略を述べる。



第4.22図 赤穂層の地質構造及び岩片・岩塊の最大径分布図
 塩屋岩体の貫入、隆起により火砕岩の葉理構造が乱されている。径1mを超える岩塊は赤穂層縁辺部に集中する。
 【 】は国土地理院発行5万分の1地形図の区画を示す。

赤穂層の火山活動は大きく3つあり、それぞれの時期に下部 (Ad)、中部 (Ak) 及び上部 (Aw) の火砕流堆積物が堆積した。陥没は少なくとも中部 (Ak) の活動期に生じており、中部 (Ak) は割れ目状噴火により、現在の環状岩脈に沿って陥没、カルデラを形成した。陥没の際、分布域東部では陥没量が小さく、階段状に落ち込んだと推定される。この活動と同時期に、岩屑なだれ堆積物が生じている。

その後、北東-南西方向から東北東-西南西方向に伸張する斑状花崗閃緑岩及び微文象花崗閃緑岩が貫入する。特に、赤穂層分布域中央部に貫入する微文象花崗閃緑岩 (塩屋岩体) は、中部 (Ak) の葉理構造に変位を与えており (第4.22図)、再生ドームと推定される。また、陥没の環状割れ目に沿って天下台山流紋岩が貫入、一部は地表に噴出した。そのほか、陥没時に生じた断裂に沿って安山岩から流紋岩の岩脈が貫入した。

赤穂層は、噴出に伴って環状割れ目沿いに陥没が生じている。カルデラ形成後、中央部が隆起する再生ドーム

を形成することから、赤穂層はバイアス型カルデラと判断される。

4.12.2 その他の後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造

その他の火山岩層からは、径数mの岩塊を含む角礫岩は確認できていないが、いくつかの火山岩層の分布はカルデラ構造に規制され、カルデラを埋積しているものと推定される。和気層は、火砕岩中の葉理面の走向が分布域南部で北東-南西方向、東部で北-南方向、北部で北西-南東方向であり、30°以下で緩やかに西へ傾斜していることから、その堆積盆として半盆状の構造が推定される。和気層と下位の丹波帯堆積岩コンプレックスの不整合面は、50°~70°の傾斜角をもって円弧状に連続する。その傾斜方向は、推定されるカルデラ中心に向かっている。後明層は北隣「上郡」地域において、断層または岩脈によって高角多角形状に囲まれ、丹波帯ないし超丹波帯の堆積岩コンプレックスと接する。日生層の東部は赤穂層に不整合で覆われているが、西縁(「和気」地

域内)は丹波帯ないし超丹波帯の堆積岩コンプレックスとの地層境界沿って岩脈に貫入されており、その境界は多角形状ないし円弧状に連続する。岩見層は赤穂層同様、北西縁で環状岩脈と推定される連続性の良い流紋岩に貫入されている。若狭野層は、西縁で下位層を高角不整合で覆い、北西縁から北縁では下位層との地層境界に沿って、流紋岩ないし斑状流紋岩岩脈に貫入される。

これら各層の分布形態も赤穂層同様、産状及び地層境界から当時のカルデラ(コールドロン)内に堆積したものであった可能性が大きい。

なお、本報告では後期白亜紀火山岩類の地層境界について、露頭で断層と認定されたものを除いて一般の地層境界として表示した。しかし、これらの中には断層境界の可能性もあるものも含まれている。

第5章 後期白亜紀深成岩類及び岩脈

(佐藤大介・山元孝広)

後期白亜紀火山岩類に伴って、各種の貫入岩が多く分布する。その岩石種は、閃緑岩 (Di)、斑状花崗閃緑岩 (Gd₁)、微文象花崗閃緑岩 (Gd₂)、斑状花崗岩 (G)、安山岩 (A)、流紋岩及びデイサイト (R)、斑状流紋岩及び斑状デイサイト (P) と多様である。

従来、加古川以西に分布する深成岩類は相生層群の堆積に続く活動として、播磨花コウ質岩類(岸田・弘原海, 1967)などの名称で一括されてきた。しかし、現在では山陽帯の深成岩類と一括されることが多いことから、本報告では深成岩類を個別の岩相及び岩体名で区分する。

5.1 閃緑岩 (Di)

分布 北部の赤穂市西有年あこう にしうね かみこおりから上郡町梨ヶ原の山中に、小規模な岩株状岩体として露出する。

貫入関係・産状 有年層に貫入する。有年層は数 100 m にわたり接触変成作用を被っており、閃緑岩が地下に広範囲に伏在している可能性がある。

岩相 自形の斜長石と緑泥石化した苦鉄質鉍物が目立つ細粒斜方輝石普通角閃石黒雲母単斜輝石閃緑岩で、暗灰色を呈する塊状で緻密な岩石である。地質図に示した以外の谷部でも転石が認められるが、露頭としては確認できていない。

岩石記載

細粒斜方輝石普通角閃石黒雲母単斜輝石閃緑岩

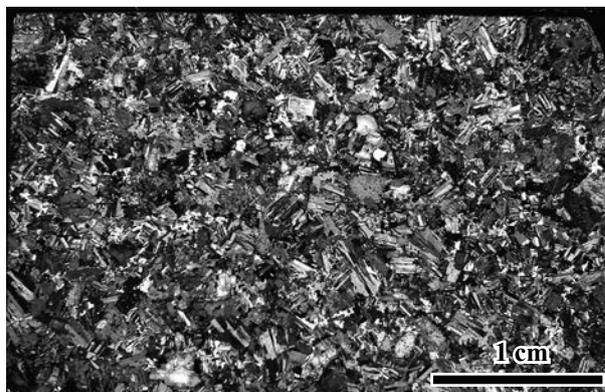
(GSJ R108097, 第 5.1 図)

産地: 坂折池から南西約 900 m の標高 200 m 付近の谷 (北緯 34° 49' 43", 東経 134° 19' 54")。

産状: 貫入岩。

鏡下の特徴: 完晶質で斜長石 (長径 < 2 mm)、単斜輝石 (長径 < 2 mm)、黒雲母 (径 < 0.5 mm)、斜方輝石 (径 < 1 mm)、普通角閃石 (長径 < 0.7 mm)、石英及びカリ長石からなり、副成分鉍物として不透明鉍物及びアパタイトを含む。斜長石はやや斑状で、多くは長径 1 mm 以下の自形～半自形を呈し、一部に累帯構造が認められる。苦鉄質鉍物の多くは、緑泥石に置換されている。石英及びカリ長石は他形を呈し粒間を埋める。

年代・対比 放射年代値の報告はないが、ここでは、周辺の火成岩類同様、後期白亜紀に形成されたものとして扱う。



第 5.1 図 閃緑岩の薄片写真

細粒斜方輝石普通角閃石黒雲母単斜輝石閃緑岩 (試料番号 GSJ R108097)。直交ポーラー。

5.2 斑状花崗閃緑岩 (Gd₁)

本岩は、従来の花崗閃緑斑岩に相当し、小規模な岩脈及び岩株状岩体として分布する。岩脈は本地域北西部の県境付近、中央部の赤穂市福浦、東部の天下台山てんがだいやま付近に認められ、岩脈の幅は 2～15 m 程度である。岩株状岩体は本地域東部の相生付あさき付近、南東部の尾崎、北部の有年うね榎原付ならばら付近に認められ、それぞれ相生岩体、尾崎岩体、有年榎原岩体とした。以下、各岩体について記載する。

5.2.1 相生岩体

分布 東部の赤穂市坂越さきこしから相生湾を挟んで相生市野瀬のせに分布している。相生湾岸に沿って露出することから、湾内の海底で連続する 4.0 × 1.9 km の岩株状岩体を構成し、北東-南西方向に伸びた楕円形を示すと判断できる。

貫入関係・産状 赤穂層に貫入し、貫入境界から幅約 600 m にわたり接触変成作用を与えている。また、本岩体は坂越周辺において接触変成作用を被っている。この変成作用は、直接の関係を確認できていないが、後述の微文象花崗閃緑岩 (壺根岩体) に貫入されたことによると推定される。

岩相 本岩は、長径 1 cm 以下の斜長石の斑晶が目立つ灰色の岩石で、一部は褐色を帯びる。斜長石のほか、径 1 cm 以下の石英及び長径 7 mm 以下の普通角閃石を多く含み、カリ長石と黒雲母を少量含む。岩相は地域により

変化があり、分布域北東部では径7 mm 前後の斑晶を多く含むのに対して、南西部では径5 mm 以下の斑晶からなり、その量は明らかに少ない。

本岩は、長径50 cm 以下の細粒閃緑岩質暗色包有物に富み、平面形態の多くは、楕円形状で一部亜角礫状をなす。暗色包有物は、分布域南西部の海岸で円礫状の転石中でよく観察される。一般に風化しており、真砂または玉石状の未風化部が転石として認められることが多いが、遠見山の南斜面では一部、方状の節理が発達した露頭が認められる。

帯磁率 一般に $0.3 \sim 4.4 \times 10^{-3}$ SI の値を示す(帯磁率計は、Terraplug 社製 KT-10 を使用)。

岩石記載

細粒斑状黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩 (GSJ R108098)

産地：相生市野瀬(北緯 34°47' 05", 東経 134°28' 38")

産状：貫入岩。

鏡下の特徴：石英(径<10 mm)、斜長石(長径<7 mm)、カリ長石(長径<2 mm)、普通角閃石(長径<2.1 mm)、黒雲母(径<2.5 mm) からなり、副成分鉱物として不透明鉱物及びジルコンを含む。斑状をなし、等粒状組織を示す石英及び黒雲母などがその間隙を充填している。石英は融食を受けている。斜長石は顕著な累帯構造は認められず、ソーシユライト化している。カリ長石は少ない。苦鉄質鉱物の多くは、緑泥石に置換されている。数 mm サイズの普通角閃石、黒雲母、斜長石及び少量の石英からなるクロットをなすことがある。

年代・対比 放射年代値の報告はない。

5. 2. 2 尾崎岩体

分布 赤穂市尾崎の山中に、小規模な岩株状岩体として点在する。

貫入関係・産状 赤穂層に貫入し、接触変成作用を与える。安山岩及び斑状流紋岩の岩脈に貫入される。周辺では母岩の赤穂層が鉍化作用を受けており、鉍床生成に本岩体に関与していると考えられている(菊池ほか、1982)。

岩相 本岩は、径1 cm 前後の石英及び長石類の斑状結晶が目立つ灰色、塊状の岩石である。長径2 cm の斜長石及びピンク色を呈するカリ長石斑晶もしばしば認められる。苦鉄質鉱物として普通角閃石と黒雲母を含み、多くは緑泥石に置換されている。長径20 cm 以下の楕円形状の細粒閃緑岩質暗色包有物を多く含む。一般に露出は悪く、転石として認められるが、海岸及び分布域西部では方状の節理が発達する露頭が観察される。

帯磁率 一般に $0.1 \sim 0.15 \times 10^{-3}$ SI の値を示す。

岩石記載

細粒斑状普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R108099)

産地：赤穂市尾崎(北緯 34°44' 44", 東経 134°25' 08")

産状：貫入岩。

鏡下の特徴：斜長石(長径<5 mm)、石英(径<7 mm)、カリ長石(長径<3 mm)、黒雲母(径<1.8 mm)、普通角閃石(長径<1.7 mm) からなる。副成分鉱物として不透明鉱物及びジルコンを含む。斑状をなし、等粒状組織を示す石英、斜長石、黒雲母及び普通角閃石からなる微晶がその間隙を充填している。斜長石は一部に累帯構造は認められ、石英は融食を受けている。苦鉄質鉱物の多くは、緑泥石に置換されている。数 mm サイズのクロットをなすことがあり、主に斜長石、黒雲母からなるものとカリ長石からなるものが認められる。

年代・対比 放射年代値の報告はないが、本地域のセリサイト化した赤穂層の流紋岩溶結凝灰岩から 79.5 ± 1.8 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られており(石原ほか、1988)、本岩体が鉍化作用に関与しているならば、形成時期は80 Ma 頃と考えられる。

5. 2. 3 有年檜原岩体

分布 北部の赤穂市有年檜原から北隣「上郡」地域南部にかけて、5.5 × 3.5 km の南北に伸びた楕円形を示す岩株状岩体として分布する。

貫入関係・産状 有年層に貫入し、貫入境界から幅約1 km にわたり再結晶作用などの接触変成作用を与える。また、流紋岩の岩脈に貫入される。

岩相 長径5 mm 以下の斜長石と球状の石英が目立つ斑状細粒の花崗閃緑岩である。赤色または黄色味を帯びた灰色～白色を呈する。斑晶は石英、斜長石のほか、カリ長石、径3 mm 以下の普通角閃石及び黒雲母からなる。

暗色包有物は、本地域ではほとんど認められないが、連続する「上郡」地域では含まれることが多いらしい(猪木・弘原海、1980)。本岩はしばしば風化しており、真砂または玉石状の未風化部が転石として認められることが多い。

帯磁率 一般に $0.1 \sim 1.4 \times 10^{-3}$ SI で、局所的に最大 4.6×10^{-3} SI の値を示す。

岩石記載

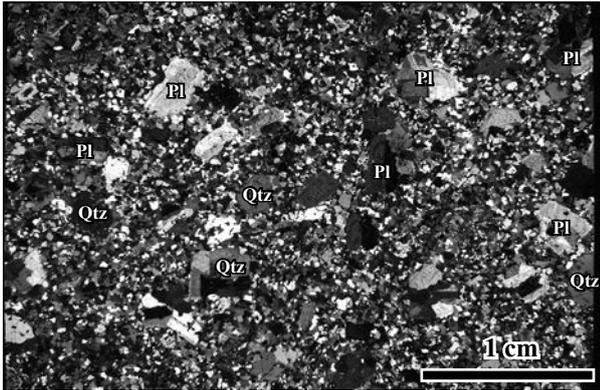
細粒斑状黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩

(GSJ R108100, 第5. 2 図)

産地：北隣「上郡」地域、有年檜原西方の標高80 m 付近の林道(北緯 34°50' 18", 東経 134°22' 25")。

産状：貫入岩。

鏡下の特徴：斜長石(長径<4 mm)、石英(径<3 mm)、普通角閃石(長径<1.8 mm) からなる。副成分鉱物と



第5.2図 有年樞原岩体 (Gd₁) の薄片写真
細粒斑状黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩 (試料番号
GSJ R108100). 直交ポーラー.

して不透明鉱物及びジルコンを含む。斑状をなし、等粒状組織を示す石英、カリ長石、斜長石、普通角閃石及び黒雲母からなる径0.5 mm以下の微晶がその間隙を充填している。斜長石は累帯構造が顕著で、しばしば集斑状をなす。石英は融食を受けている。カリ長石及び黒雲母は斑状斑晶としては認められないが、間隙を埋める微晶は斜長石よりカリ長石を多く含む。斜長石、普通角閃石、黒雲母、石英からなるクロットをなす。

年代・対比 北隣「上郡」地域内、赤穂市有年樞原の旧採石場の本岩体に相当する中粒黒雲母花崗閃緑岩から81 Ma (再計算値, 原著は79 Ma; 河野・植田, 1966) の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている。なお, Seki (1978) は Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン年代として 79.7 ± 5.5 Ma を報告しているが, これは本岩体と後述の塩屋岩体 (Gd₂: 微文象花崗閃緑岩) の異なる岩体を含むアイソクロン年代である。両者は岩相が異なり, 同一マグマ由来である証拠も認められないことから, 本報告では採用しない。

5.3 微文象花崗閃緑岩 (Gd₂)

5.3.1 塩屋岩体

分布 中央部の赤穂市福浦から加里屋^{かりや}にかけて, 7.0×1.8 km の東北東-西南西方向に伸びた楕円形を示す岩株状岩体として分布する。

貫入関係・産状 赤穂層にほぼ水平に貫入し, 接触変成作用を与えている。また, 本岩体は安山岩の岩脈に貫入される。

岩相 本岩は, 最大径1 cm の石英の斑状結晶が目立つ優白色, 塊状の微文象黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩からなる。斑晶は石英のほか, 最大長径5 mm の斜長石とカ

リ長石, 最大長径7 mm の普通角閃石及び最大径3 mm の黒雲母からなる。石英はやや灰色を呈し, 丸みを帯びている。カリ長石はややピンク色を呈する。苦鉄質鉱物の一部は緑泥石に置換されている。苦鉄質鉱物の量比は地域により変化し, 赤穂市折方付近では苦鉄質鉱物に乏しい傾向がある。また, 楕円状の細粒閃緑岩質暗色包有物を少量含み, 鳥打峠^{とりうちとうげ}付近では長径50 cm の暗色包有物が観察される。

赤穂市大津では, 赤穂層に貫入する貫入面 (天井部) が観察される。また, 赤穂市福浦付近の山を遠望すると, 赤穂層に本岩体が水平に貫入していることが明瞭に見てとれる (第5.3図)。層厚の厚く堅固な溶結凝灰岩が急傾斜地を形成し, 侵食に対する抵抗の小さい微文象花崗閃緑岩が緩傾斜面を形成している。

帯磁率 一般に $0.1 \sim 10 \times 10^3$ SI の値を示し, 分布域西部に高い傾向が認められる。

岩石記載

微文象黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩
(GSJ R108101, 第5.4図)

産地: 赤穂市大津 (北緯 $34^{\circ} 46' 02''$, 東経 $134^{\circ} 59' 32''$).

産状: 貫入岩。

鏡下の特徴: 文象組織を示し, 石英 (径 < 7.5 mm), 斜長石 (長径 < 6 mm), カリ長石 (長径 < 2 mm), 普通角閃石 (長径 < 2 mm), 黒雲母 (径 < 1 mm) からなる。副成分鉱物として不透明鉱物及びジルコンを含む。石英は融食を受けている。斜長石の多くは, ソーシユライト化している。苦鉄質鉱物は緑泥石に置換されている。

年代・対比 本岩体は, 赤穂層が埋積するカルデラ内のみ分布しており, 赤穂層と一連の火成活動で形成された可能性がある。本岩体から 81.8 ± 1.0 Ma のジルコン U-Pb 年代が報告されている (Iida *et al.*, 2015)。これは, 赤穂層から得られた 82.6 ± 0.8 Ma (ジルコン U-Pb 年代; Sato *et al.*, 2016) とほぼ同時期の年代である。

5.3.2 壺根岩体

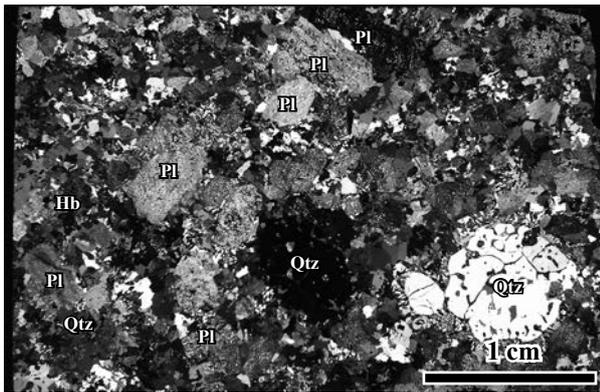
分布 東部の赤穂市坂越及び相生市相生壺根市境の山頂部に小規模に露出する。

貫入関係・産状 赤穂層に貫入する斑状花崗閃緑岩 (相生岩体) に接触変成作用が認められることから, これに貫入していると推定される。

岩相 柱状の斜長石と長径1 cm を超える普通角閃石が目立つ微文象花崗閃緑岩で, 灰白色を呈する。斑晶は斜長石, 普通角閃石のほか, カリ長石, 石英からなり, 黒雲母が少量認められる。石英は灰色を呈し, 径1 cm 以下の斑状をなす。幅5 mm 以下の灰色細粒脈が数条認められ, その岩相は被貫入の相生岩体中に認められる暗色包有物に類似する。また, 径1 mm 以下の黄鉄鉱が生じ



第 5. 3 図 赤穂層にほぼ水平に貫入する微文象花崗閃緑岩 (塩屋岩体) の遠望写真
JR 赤穂線「備前福河」駅南にて北西方向を撮影。



第 5. 4 図 塩屋岩体 (Gd₂) の薄片写真
微文象黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩 (試料番号 GSJ R108101)。直交ポーラー。Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石。

ている。

帯磁率 一般に $0.5 \sim 0.7 \times 10^3$ SI で、一部 $4 \sim 9 \times 10^3$ SI の値を示す。

岩石記載

微文象黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩 (GSJ R108102)

産地: 赤穂市, 相生市市境の壺根付近 (北緯 $34^{\circ}45'53''$, 東経 $134^{\circ}27'29''$)。

産状: 貫入岩。

鏡下の特徴: 斜長石 (長径 < 7 mm), 石英 (径 < 4 mm), 普通角閃石 (長径 < 1 mm), カリ長石 (長径 < 1 mm), 黒雲母 (径 < 1 mm) からなる。副成分鉱物として不透明鉱物及びジルコンを含む。斑状をなし、文象組織

(一部、等粒状) を示す石英が粒間を埋める。石英は融食を受けている。斜長石は累帯構造が顕著で、一部に双晶が認められる。

年代・対比 放射年代値の報告はないが、ここでは、周辺の火成岩類同様、後期白亜紀に形成されたものとして扱う。

5. 4 斑状花崗岩 (G)

分布 本地域南西部から西隣「和気」地域にわずかに入った瀬戸内市邑久町虫明の長島に 2.1×1.1 km の東西に伸びた岩株状岩体として露出する。

貫入関係・産状 日生層にほぼ水平に貫入し、貫入境界から幅約 800 m にわたり接触変成作用を与えている。西隣「和気」地域では日生層との貫入面 (天井部) が観察される。また、デイサイト岩脈に貫入される。

岩相 本岩は、塊状の中粒～粗粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩で、灰色を帯びた石英と白色の斜長石が目立つ。白色を呈し、風化部では黄色を帯びる。長径 $5 \sim 10$ cm 程度の楕円状の細粒閃緑岩質暗色包有物を少量含む。また、径 20 cm 前後の細粒花崗岩を捕獲しており、接触部には急冷面が認められる。

露出部の多くは粗粒岩相で、中粒岩相は分布域北西部にわずかに認められるのみである。粗粒岩相は風化して真砂化していることが多く、未風化部は玉石状に残っていることが多い (第 5. 5 図)。

帯磁率 多くが 0.1×10^3 SI 以下で、最大 0.15×10^3 SI の値を示す。

岩石記載

中粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩 (GSJ R108103, 第 5. 6 図)

産地: 邑久町虫明 (北緯 $34^{\circ}41'01''$, 東経 $134^{\circ}15'04''$)。

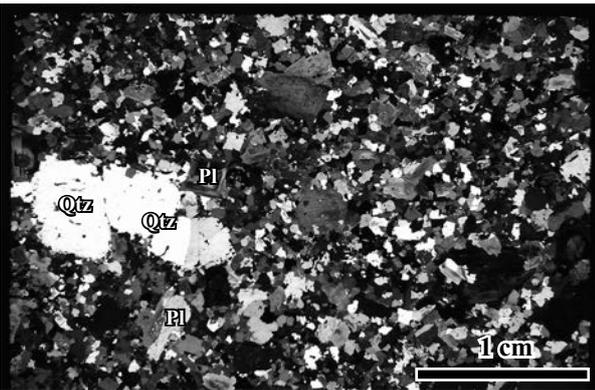
産状: 貫入岩。

鏡下の特徴: 石英 (径 < 6 mm), 斜長石 (長径 < 5 mm), カリ長石 (長径 < 2 mm), 黒雲母 (径 < 2 mm), 普通角閃石 (長径 < 1 mm) からなる。副成分鉱物として不透明鉱物及びジルコンを含む。やや斑状をなし、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。斜長石はソーシライト化が一部に認められる。

年代・対比 放射年代値の報告はない。本岩体は、日生層が埋積するカルデラ内にも分布しており、日生層と一連の火成活動で形成された可能性がある。ここでは、本岩体の形成年代を日生層から得られた 85.6 ± 0.6 Ma (ジルコン U-Pb 年代; Sato *et al.*, 2016) とほぼ同時期のものとする。



第 5.5 図 斑状花崗岩粗粒岩相の露頭写真
 風化の影響により未風化部が玉石状に残っている。
 長島(邑久町虫明)の北海岸(北緯 34° 49' 50", 東経
 134° 27' 23")で撮影。ハンマーの長さは 33 cm。



第 5.6 図 斑状花崗岩の薄片写真
 中粒斑状普通角閃石含有黒雲母花崗岩(試料番号
 GSJ R108103)。直交ポラーラ。Qtz: 石英, Pl: 斜
 長石。

5.5 岩 脈

岩脈の多くは幅 0.5 m ~ 10 数 m のため、地質図には示せないが、貫入方向が明らかなものについては、岩脈幅を誇張して地質図に示した。これら岩脈は、しばしば平行岩脈群を形成することがあり、50 m 以内に密集するものは 1 枚の岩脈として地質図に表示した。

5.5.1 安山岩(A)

分布 安山岩は本地域内全域に岩脈として分布しており、南東部の赤穂市御崎の海岸、南西部の曾島及び鴻島北部に卓越する。

貫入関係・産状 丹波帯堆積岩コンプレックス、後期白亜紀の火山岩類及び深成岩類に貫入する。

貫入方向は、後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造に調和的なものが多い。すなわち、南西部で北北西-南南東方向、南東部で北東-南西方向を示し、赤穂層のカルデラ構造を取り巻いて分布する(第 5.7 図)。幅は 3 m 以下のものが圧倒的に多く(第 5.8 図)、幅 10 ~ 50 m のものは曾島及び北部の清水山、荒山付近でわずかに認められる。

岩相 本岩の多くは斑晶をほとんど含まない無斑晶質の安山岩で、暗緑色~暗青色を呈する。風化部では玉ねぎ状構造を呈することもある。本岩は、後述の斑状流紋岩と重複岩脈をなすことがあり、南西部の曾島では斑状流紋岩が本岩に貫入する。ただし、本地域の重複岩脈は規模が小さいため、地質図には斑状流紋岩として示した。

岩石記載

単斜輝石安山岩 (GSJ R108104)

産地: 赤穂市、坂越湾東の海岸(北緯 34° 45' 27", 東経 134° 26' 59")。

産状: 岩脈。

鏡下の特徴: 斑晶として斜長石、単斜輝石及び不透明鉱物をわずかに含み、斜長石と単斜輝石は集斑晶を構成することもある。斜長石斑晶は長径 0.8 mm 以下で、自形~半自形を呈し、一部は粘土鉱物に置換されている。単斜輝石斑晶は長径 1.8 mm 以下で自形を呈する。不透明鉱物斑晶は径 0.5 mm 以下で自形~他形を呈する。石基は短冊~針状の斜長石、粒状の輝石類、不透明鉱物、アパタイト及び緑泥石などの変質した粘土鉱物で構成されるインターサタル組織を示す。

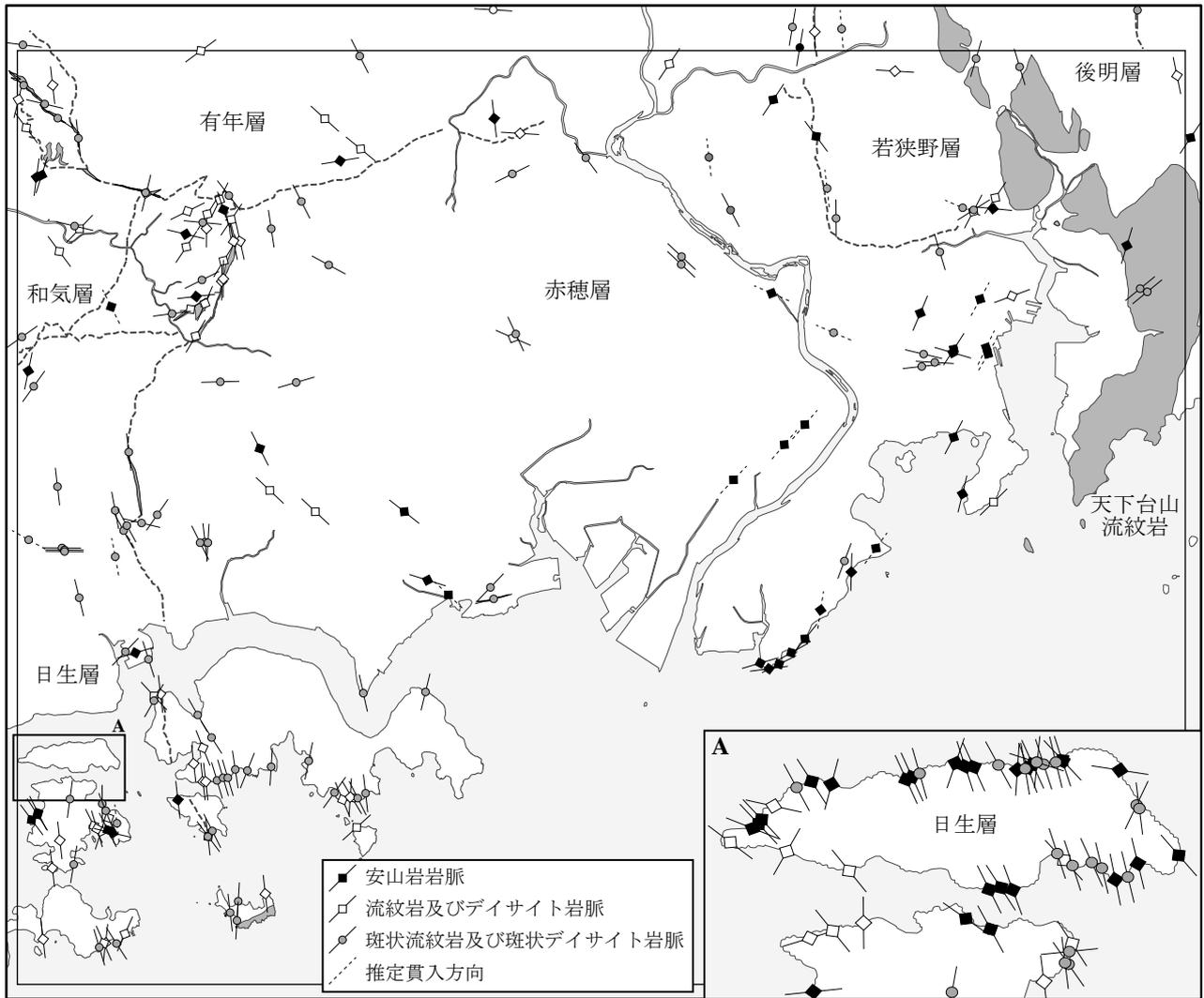
年代・対比 放射年代値の報告はない。ここでは、後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造に調和的に貫入することから、後期白亜紀火山岩類の活動期もしくはその直後に貫入したものとして扱う。

5.5.2 流紋岩及びデイサイト(R)

分布 流紋岩及びデイサイトは本地域内全域に分布しており、特に丹波帯堆積岩コンプレックス分布域及び島嶼部に多い。

貫入関係・産状 丹波帯堆積岩コンプレックス、後期白亜紀の火山岩類及び深成岩類に貫入する。産状の多くは岩脈であるが、北西部の備前市野谷及び南西部の鴻島、長島の一部では岩床として丹波帯堆積岩コンプレックス、日生層及び有年層に貫入する。

岩脈の貫入方向は、後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造に調和的なものが多く、赤穂層分布域西部では、北-南または北北西-南南東方向に貫入する。そのほか、各層の境界ないし境界付近に貫入している(第 5.7 図)。



第 5. 7 図 「播州赤穂」 地域内の岩脈の分布

図中の破線は各火山岩層の地層境界。岩脈として産する斑状花崗閃緑岩は、斑状流紋岩及び斑状デイサイトとして示した。貫入方向は、南西部では北北西 - 南南東方向が、東部では北東 - 南西方向がそれぞれ卓越しており、赤穂層のカルデラ構造に調和的に貫入していると推定される。



第 5. 8 図 赤穂層に貫入する安山岩岩脈の露頭写真。矢印が岩脈で、いずれも北東 - 南西方向に貫入している。地質図には 1 枚の岩脈として表示した (赤穂市御崎の海岸)。

岩相 流紋岩は白～灰色を呈し、風化・変質により赤、黄色味を帯びる。多くは径3 mm以下の石英及び長石類斑晶を含むが、一部に無斑晶質の流紋岩も認められる。南西部の長島などでは流理構造や球顆が観察される。

デイサイトは大半が変質を被っており、黄褐色を呈する。無斑晶質のものから長径2 mm以下の斜長石斑晶が目立つものまで認められる。

年代・対比 放射年代値の報告はない。本報告では、後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造に調和的に貫入することから、後期白亜紀火山岩類の活動期もしくはその直後に貫入したものとして扱う。

5. 5. 3 斑状流紋岩及び斑状デイサイト (P)

前項の流紋岩及びデイサイト (R) とは、斑晶の大きさ及び量比の差異が目立つため、本報告では区別した。本岩のうち、径約3 mm以上の石英を多く含むものは斑状流紋岩とし、石英をほとんど含まず、径約3 mm以上の斜長石を多く含むものは斑状デイサイトとした。斑状流紋岩は従来の石英斑岩に相当する。

分布 本地域内全域に岩脈として分布しており、特に西部及び日生諸島の鹿久居島と大多府島に多い(第5. 7図)。

貫入関係・産状 丹波帯堆積岩コンプレックス、後期白亜紀の火山岩類及び深成岩類のほか、日生層ならびに和気層に貫入する安山岩及び流紋岩の岩脈に貫入する。本岩が深成岩類及びその他の岩脈に貫入される露頭は確認できていない。

貫入方向はほかの岩脈同様、後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造に調和的なものが多いが、南北系及び東西系の岩脈もしばしば認められる。岩脈の幅は、30 m以下であることが多い。

岩相 斑状流紋岩は一般に灰～黄灰色を呈する。本地域西部の寒河峠、北部の清水山、東部の高取峠付近などでは石基粒度が増大し、細粒斑状花崗岩の岩相に漸移す

る。細粒斑状花崗岩は、斑状流紋岩と比べて斑晶量が多い。細粒斑状花崗岩の分布はわずかなため、本報告では斑状流紋岩に含めた。

斑状デイサイトは暗灰色を呈し、一部は緑味を帯びる。斜長石斑晶はしばしば長径5 mmを超えるが、一部には長径3 mm程度の岩脈もある。これら斑晶サイズの違いに地域性は認められない。

本岩脈は、斑状流紋岩が量的に卓越している。いずれも黒雲母ないし普通角閃石斑晶を含むことがあり、しばしば熱水変質を被っている。

岩石記載

黒雲母石英斑状流紋岩 (GSJ R108105)

産地 備前市日生町、大多府島東海岸(北緯34°41'02", 東経134°18'08")。

産状 岩脈。

鏡下の特徴 斑状組織を示し、斑晶として石英、斜長石、カリ長石及び黒雲母を含む。石英斑晶は径5 mm以下で自形～他形を呈し、一部に融食形が認められる。斜長石斑晶は長径3 mm以下で自形を呈し、しばしば集斑状をなす。カリ長石斑晶は長径3 mm以下、自形を呈する。黒雲母は径1.2 mm以下で自形を呈する。石基はフェルシティック組織を示し、脱ガラス化及び変質によって微細なシリカ鉱物や長石類の集合体をなす。径1 mm以下の球顆がしばしば生じている。また、石基の一部は粘土鉱物に置換されている。石基中にはジルコンがまれに認められる。

年代・対比 放射年代値の報告はない。後期白亜紀火山岩類のカルデラ構造の境界ないし境界付近に調和的に貫入する斑状流紋岩は、後期白亜紀火山岩類の活動期もしくはその直後に貫入したものと推定される。貫入方向が南北系及び東西系の岩脈は、ほかと貫入時の応力場が異なり、貫入時期が系統的に若い可能性はあるが詳細は不明である。

第6章 古第三系（吉備層群）

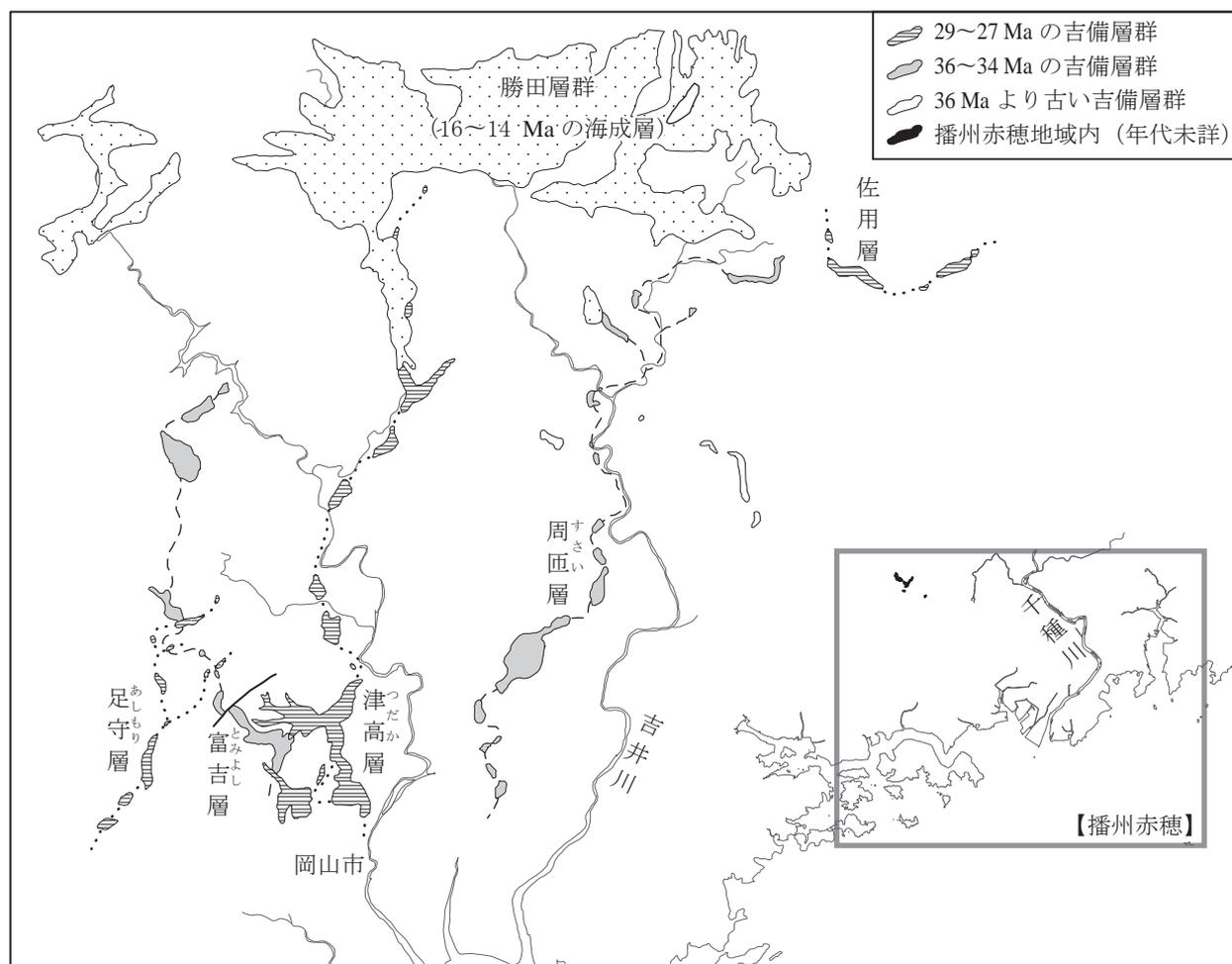
（佐藤大介）

6. 1 研究史及び概要

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、吉備高原の河川成堆積物は通常くさり礫状を呈し、固結度が低いことから、中新統または更新統と見なされ、「山砂利層」と呼称されてきた(大塚, 1937; 光野・大森, 1963 など)。光野ほか(2009)は、本地域北西部に分布する礫岩層を吉備高原の河川成堆積物同様、第四系の山砂利層としている。しかし、岡山県の山砂利層については、礫岩層中

に挟在する凝灰岩層からジルコンのフィッシュン・トラック年代が測定された結果、始新世～漸新世の年代が得られ、新たに吉備層群(鈴木ほか, 2003)と命名された(第6. 1図)。

本地域の礫岩層からは、年代を決定する試料は得られていない。しかし、本層は標高約200～250m付近の頂上部にのみ認められること、鈴木ほか(2003)により測年試料が得られた岡山市内の吉備層群の分布標高が約100～120mで、本層よりも低いことから、本報告では本層を第四系ではなく古第三系の吉備層群相当とした。



第6. 1図 吉備層群の分布図
鈴木(2013)に「播州赤穂」地域内の吉備層群を加筆。

6.2 吉備層群 (Kb)

分布 岡山県備前市三石^{びぜん みついし}と兵庫県赤穂郡上郡町^{あこう かみごおり}境の船坂峠^{ふなさかとうげ}周辺及び赤穂市西有年長谷^{にしゅうね はせ}の標高 200 ~ 250 m 山頂部の小起伏面。

模式地 船坂峠から船坂山へ至る林道。

層厚 上限不明であるが、船坂峠西側で層厚最大 30 m 以上、東側で最大 15 m 以上である。

層序関係 後期白亜紀火山岩類の赤穂層及び有年層^{うね}を不整合に覆う。

岩相 船坂峠周辺では、亜円～円礫からなる固結した礫岩である。一部では風化によって基質から礫が分離し、未固結な外観を呈する。本層は、基質支持の下部と礫支持の上部に区分できる(第 6.2 図)。礫径は、下部では中礫、上部では中礫～大礫で、礫種はいずれも後期白亜紀火山岩類と見られる溶岩及び凝灰岩が多く、先白亜系及び深成岩類は少量である。礫の多くは風化により赤色～赤褐色に変色して軟岩化した、いわゆるくさり礫になっている。また数地点で、北から南への古流向を示す覆瓦構造が認められる。

赤穂市西有年長谷では、山頂部に礫が認められるのみで基質などの詳細は不明である。礫は亜角～亜円礫で円磨度が低く、礫種は後期白亜紀火山岩類の溶岩及び凝灰岩のみ認められる。

年代・対比 年代を決定する化石及び凝灰岩層が発見されていないため、本層の堆積年代は不明である。岡山県内の吉備層群(第 6.1 図)について、挟在する凝灰岩層中のジルコンを用いて富吉層から 35.8 ± 1.4 Ma, 34.3 ± 1.8 Ma, 34.0 ± 2.7 Ma (鈴木ほか, 2003), 周匝層^{すまい}から 34.3 ± 1.8 Ma (鈴木ほか, 2003), 津高層^{つたか}から 29.4 ± 1.8 Ma (鈴木ほか, 2009) 及び 27.4 ± 1.9 Ma, 27.1 ± 1.5 Ma (鈴木ほか, 2003) のフィッシュン・トラック年代がそれぞれ得られている。

瀬戸内海沿岸には、始新世～漸新世の年代が報告されている安芸津層^{あきつ}(広島県)、神戸層群(兵庫県)などの酸性凝灰岩を挟む非海成層(一部、海成層)が点在しており(尾崎・松浦, 1988; 松浦, 2001)、吉備層群はこれらに時代対比される(例えば、鈴木ほか, 2009)。



第 6.2 図 吉備層群の露頭写真
基質支持の下部層と礫支持の上部層からなる。有年層を不整合に覆う(備前市三石、一般廃棄物最終処分場付近)。

第7章 第四系

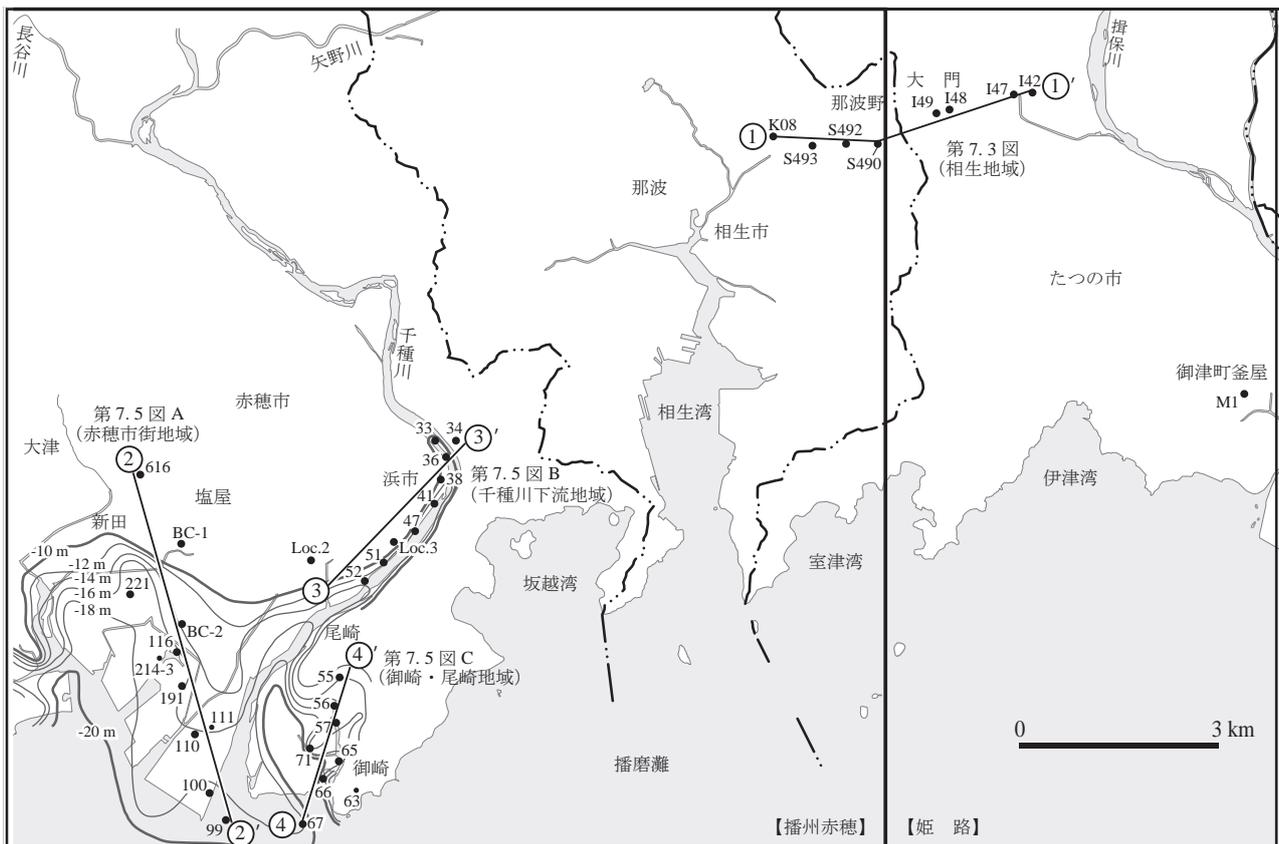
(佐藤大介)

中期更新世以降における六甲山地の隆起に伴う西への傾動運動により、本地域、特に播磨灘中部～西部は沈降している(例えば、田中ほか, 1997)。そのため、加古川(「高砂」地域内)以東では段丘面が発達しているのに対し、以西では姫路市東部を除き、段丘面はほとんど認められない。

本地域の第四系は、主に赤穂市街地、相生市街地及び千種川などの主要河川沿いに認められる。この第四系は、

小丘陵地を構成する大陣原層(中部更新統)、低位段丘堆積物(上部更新統)、斜面堆積物(上部更新統～完新統)及び沖積低地堆積物からなる。

本章で引用したボーリング資料は、主に赤穂市、たつの市(旧揖保川町及び旧御津町)によって編纂された市町史、山陽新幹線地質図(岡山～大門)及び国土情報検索サイト「KuniJiban」の一部である(第7.1図)。



第7.1図 ボーリング資料及び断面図位置と赤穂市南部の沖積層基底等深線図

ボーリング番号の前の S-, BC-, Loc-, I-, K- は、それぞれ日本国有鉄道編(1975)、佐藤・加藤(1995)、佐藤・加藤(1998)、田中(2005b)及び国土情報検索サイト「KuniJiban」(<http://www.kunijiban.pwri.go.jp>)による。それ以外は田中(1984)による。沖積層基底面は田中(1981)による。【 】は国土地理院発行5万分の1地形図の区画を示す。

7.1 大陣原層 (Oj)

本層は、本地域北東部、揖西町土師周辺の丘陵地を構成する砂礫層に対して大陣原礫層(相生市教育委員会編, 1964)と呼ばれたもので、その名称は模式地の土師大陣原に由来する。本層はしばしばシルト層を挟み、礫は著しく風化している。ボーリング資料に基づく、本層に相当する堆積物が地下に伏在すると考えられており、地域ごとに異なる地層名が付けられている。すなわち、赤穂市域の古千種川礫層(田中, 1981)、たつの市域(「姫路」地域内西部)の大陣原礫層(田中・後藤, 1978)、姫路市域(「姫路」地域内)の市川礫層または姫路砂層(田中, 2001)である。市川礫層及び姫路砂層は、播磨平野東部以東に分布する鮮新統～中部更新統の大坂層群(中村, 1929)に、側方に連続する中部ないし下部更新統の砂礫層と考えられている(田中, 2001)。

田中ほか(1997)は、御津町釜屋(M1コア; 第7.1図)で得られた90 m ボーリング資料から、深度90 m～89 mの基盤岩より上の深度89 m～18 mを大陣原礫層とした。さらに、古地磁気測定により得られた0.78 Ma (Gradstein *et al.*, 2004)を示す Matuyama–Brunhes 境界(深度56.20 mのシルト質細～中粒砂層)を境に、大陣原層を下部(下部更新統)と上部(中部更新統)に区分している。このボーリング資料における年代資料として、大陣原層下部からは基底付近の深度83.40 mに約1 Maに降下したとされるピンク火山灰層が、大陣原層上部からは深度46.49 mに 0.84 ± 0.16 Ma(ジルコンフィッション・トラック年代)及び深度21.12 mに 0.26 ± 0.05 Ma(ジルコンフィッション・トラック年代)を示す火山灰がそれぞれ得られている。

本層は、更新世以降の傾動運動に伴う沈降により形成された盆地に堆積したと推定され、本地域周辺では少なくとも1 Maには堆積を開始している。

地層名 相生市教育委員会編(1964)の「大陣原礫層」に由来する。層(Formation)の層序単元名称に岩相名を使用しないことが推奨されている(日本地質学会, 2001)ため、本報告では「大陣原礫層」とそれに対応する地層を一括して大陣原層とした。

分布 本地域北東部の相生市竜泉町から那波野にかけて点在する。

模式地 田中・後藤(1978)では、たつの市揖西町土師大陣原の丘陵地とされていたが、造成により露頭の多くが失われているため、相生市那波野の国道2号線北の露頭を新たに設定する。

層厚 地表に露出する部分の層厚は、竜泉町周辺で約15 m、山手一丁目周辺で約20 m、那波野周辺で約20～30 mである。

ボーリング資料から、御津町釜屋(M1コア; 第7.1図)で約71 m(田中ほか, 1997)、赤穂市(111コア; 第

7.1図)で本層に相当する主にシルト混じりの砂礫層の層厚が66 m以上と推定される。

層序関係 後明層及び天下台山流紋岩を不整合に覆う。

層相 本堆積物は、くさり礫状の亜角～亜円礫(一部、円礫)で、一般に黄褐色化した砂を基質とした礫支持の砂礫層である。また、山手一丁目では中礫からなる基質支持の岩相も観察される。礫径は中礫～大礫を主体とし、最大径60 cmの巨礫もしばしば含む(第7.2図)。礫種としては流紋岩溶結凝灰岩及び溶岩が多く、安山岩溶岩、斑状花崗岩及びチャートも認められる。場所により淘汰の悪い砂混じりのシルト層を挟む。シルト層は、相生市陸南西の標高40 m付近で約20 cm、那波野の標高30 m付近で約40 cmの厚さをなし、いずれも側方への連続性に乏しい。

年代・対比 本地域からは年代を決定する資料は得られていない。本層は、御津町釜屋のボーリング資料より、下部(下部更新統)と上部(中部更新統)に区分されており、田中(2005a)はたつの市(旧揖保川町)内の一部ボーリング資料について、約1 m厚の粘土層を境に下部と上部に区分している。本地域周辺のボーリング資料(第7.3図)には、本層中に約1 m厚の粘土層が認められず、沖積層へ連続することから、本地域に露出する大陣原層は上部(中部更新統)に相当すると判断した。

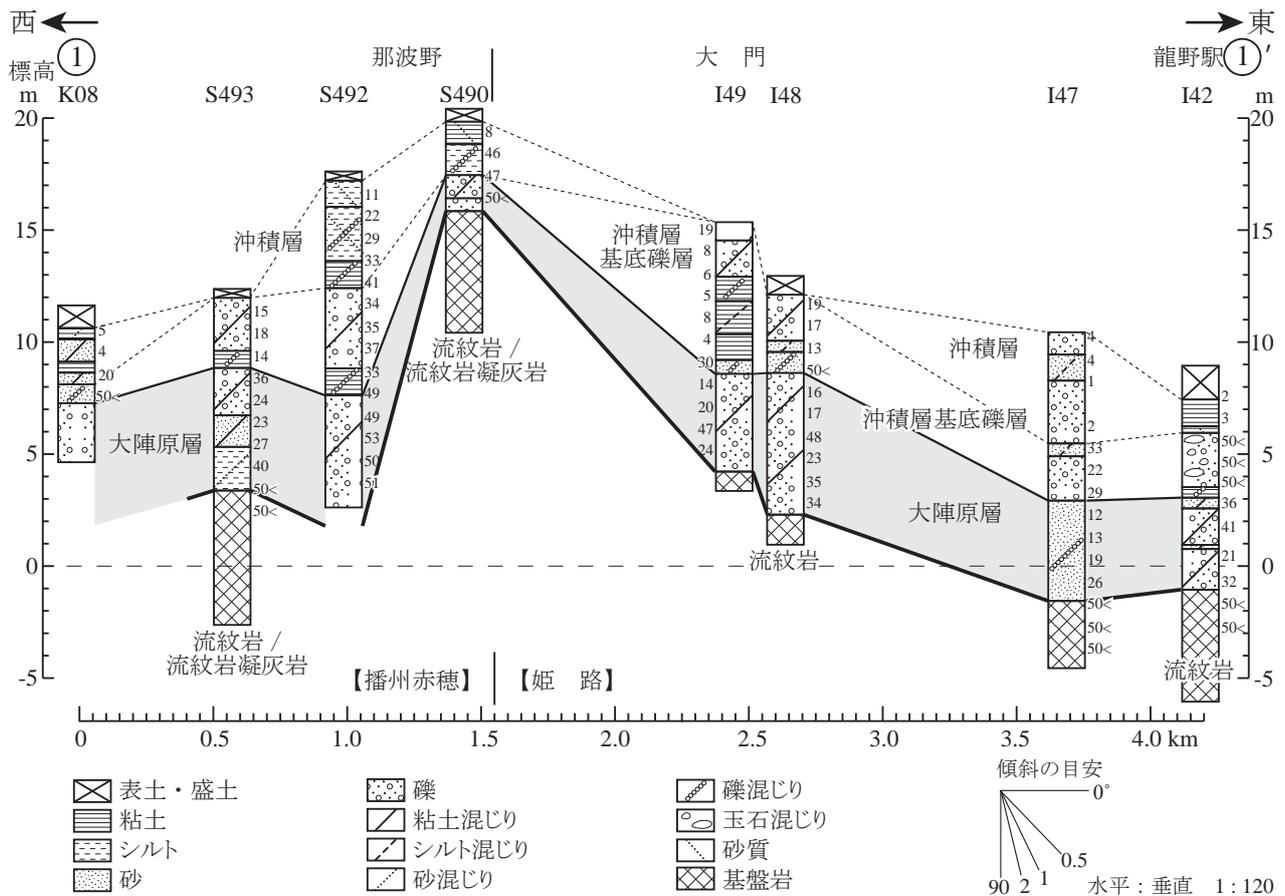
7.2 低位段丘堆積物 (tl)

本地域では、沈降地形が発達しているため段丘がほとんど形成されておらず、低位段丘堆積物の分布は北部の千種川沿いに限られる。本堆積物は、千種川沿いに平坦



第7.2図 大陣原層の露頭写真

礫は流紋岩溶結凝灰岩及び溶岩、斑状花崗岩からなる。赤色風化していわゆるくさり礫になっている(たつの市揖西町の大池)。ハンマーの長さは33 cm。



第7.3図 第四紀堆積物の地質柱状図断面

ボーリング番号及び断面線は第7.1図を参照。ボーリング番号の前のS-, I-, K-は、それぞれ日本国有鉄道編(1975)、田中(2005b)及び国土情報検索サイト「KuniJiban」(<http://www.kunijiban.pwri.go.jp>)による。柱状図横の数字はN値を示す。

面を形成し、礫の風化の程度は低い。年代を決定する資料は得られていないが、低地との比高が3m程度であることから低位段丘堆積物とした。

分布 本地域北部中央、赤穂市有年檜原の標高18~20m付近に認められる。

層厚 層厚は4m程度、低地との比高は約3m。

層序関係 有年層などの下位層を不整合に覆う。

層相 本堆積物は、中礫(径3cm程度)、まれに大礫(径10cm以下)の亜角~亜円礫と、これらを含む基質の砂からなる。礫種は流紋岩溶結凝灰岩及び溶岩が多く、安山岩溶岩及び斑状花崗閃緑岩も含む。

7.3 斜面堆積物

本報告では、マスマーブメントにより堆積した斜面の表層部を覆う堆積物を斜面堆積物とする。斜面堆積物のうち、空中写真判読で認定される傾斜の違いを反映した

傾斜面の微地形に基づき、急斜面を構成する堆積物を崖錐堆積物(t)に、緩斜面を構成する堆積物を扇状地及び埋谷緩斜面堆積物(f)に、それぞれ区分した。崖錐堆積物(t)は、主に崖錐斜面を構成する堆積物で、扇状地及び埋谷緩斜面堆積物(f)は、主に丘陵・山地を開析する谷を埋める幅広い(概ね幅約50m以上)緩斜面及びその出口付近を構成する堆積物である。これらのうち、地質図には顕著なもののみ示した。

赤穂市内、特に大津周辺には麓屑面が発達しており、地形発達史の研究が行われている(田中, 1981)。田中(1981)は、岩屑中より32,700年及び31,200年の¹⁴C年代(未補正)を示す木片と広域火山灰として始良Tn火山灰(29 cal kyr BP; 奥野, 2002)及び鬼界アカホヤ火山灰(7.3 cal kyr BP; 奥野, 2002)などを報告している。

7.3.1 崖錐堆積物(t)

分布 丘陵・山地の斜面基部に点在しており、本地域中

中央部の赤穂市大津で発達している。地質図に示したものの以外にも、縮尺5万分の1の地質図に示すことができない小規模な崖錐堆積物が数多く点在する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

層相 本堆積物は、一般に淘汰の悪い岩屑、礫、砂及びシルトからなる(第7.4図)。岩屑及び礫の種類や形状は背後斜面の地質と地形により変化する。

赤穂市大津周辺では、径5～30 cmの淘汰の悪い岩屑を主体とし、径50 cm以上のものも認められる(第7.4図)。固結度は高い。田中(1981)は、本堆積物中から上述の始良 Tn 火山灰及び木片を報告している。これに基づく、本堆積物は3万年前以降の堆積物であると判断できる。

赤穂市坂越の海岸では、径10～50 cmを主体とする淘汰の悪い岩屑(下部)とその上に重なる径5 cm以下を主体とする岩屑(上部)からなる。上部における固結の程度は低く、やや不明瞭な層理が認められる。

相生市壺根の海岸では、未風化部の玉石状の斑状花崗閃緑岩からなる淘汰の悪い亜角～円礫として認められ、固結度は低い。

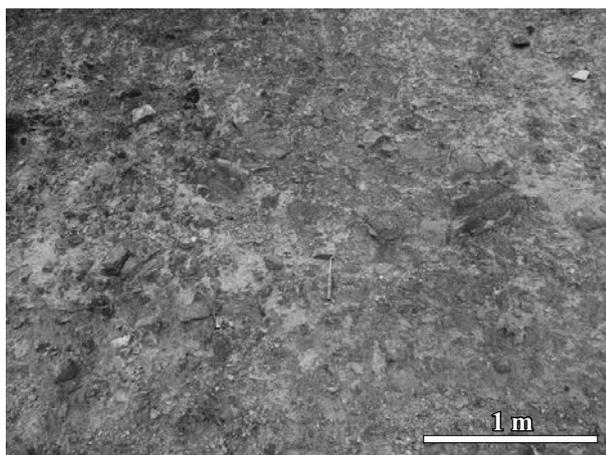
7.3.2 扇状地及び埋谷緩斜面堆積物(f)

分布 丘陵・山地を開析する谷に沿って分布する。

層序関係 下位層を不整合に覆う。

層相 本堆積物は、礫、砂及びシルトを主体とし、角～亜角礫と不淘汰な基質からなる礫層と礫の少ない砂混じりのシルト層で構成される。

本堆積物の形成時期は、赤穂市大津及び西有年長谷に



第7.4図 崖錐堆積物の露頭写真

粗粒～細粒砂の基質に径3～40 cmの淘汰の悪い角礫が含まれる。礫種は背後の山体をなす赤穂層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなる。大津周辺の崖錐堆積物は比較的固結している。赤穂市大津(北緯34°46'58", 東経134°21'34")で撮影。

分布する本堆積物上部の砂層に鬼界アカホヤ火山灰を含むことから、最終氷期～後氷期以降と推定されている(田中, 1981)。しかし、相生市周辺では、沖積層により開析を受けて小規模に段丘化しており、最終氷期以前から堆積を始めていた可能性がある。

7.4 沖積低地堆積物

本報告では、現地及び空中写真判読で認定される微地形に対して、成因及び構成する地形に基づいて、旧河道堆積物(ac)、自然堤防堆積物(n)、後背湿地及び谷底平野堆積物(a)、海浜堆積物(b)及び現河道堆積物(ar)に区分した。

7.4.1 旧河道堆積物(ac)

本堆積物は、かつて沖積低地内を流れていた河道内に堆積した河道堆積物及び河道埋積堆積物である。本堆積物は露頭では確認できていないが、砂礫及びシルトからなると推定される。千種川のほか、矢野川、長谷川及び金剛川沿いに分布する。赤穂市街地の旧河道は、1892年の大洪水時に改修されたものである。それまでは赤穂市北野中付近で千種川は分流し、西側に当時の本川である熊見川(現加里屋川)、東側に尾崎川(現千種川)が流れていた。現在は、大部分が埋め立てられ、平坦化している。

7.4.2 自然堤防堆積物(n)

本堆積物は、河川の洪水時に河道から溢流、堆積した砂、泥及び礫からなる。地質図には空中写真から判読できる河道沿いの微高地を示した。本堆積物は、千種川のほか、矢野川及び長谷川沿いに分布する。

7.4.3 後背湿地及び谷底平野堆積物(a)

本堆積物は、沖積低地において洪水時に自然堤防から溢流して低地に堆積した砂、泥及び礫からなる。なお、地質図では縄文海進時(高潮期)の堆積物も本堆積物に含めている。

7.4.4 海浜堆積物(b)

本報告では、海岸部における堆積作用によって堆積した淘汰の良い礫ないし砂からなる堆積物を海浜堆積物として地質図に示した。本地域の海岸は沈降地形のため、海浜堆積物は発達しておらず、小規模に点在するのみである。

7.4.5 現河道堆積物(ar)

本堆積物は、現在の河道を構成する礫、砂及び泥からなる。主に千種川の堤外地に本堆積物が分布する。

7. 4. 6 沖積層地下の地質

本報告では、最終氷期の最盛期以後の堆積物を沖積層とする。本地域の地下地質は岩相及びN値から、下位より基盤岩(後期白亜紀火成岩類)、下部～中部更新統の大陣原層、沖積層(上部更新統～完新統)の基底礫層、下部砂層、中部泥層、中部砂泥層、上部砂泥層、上部砂礫層、上部砂層に区分される。

沖積層のN値は、粘土及びシルトからなる泥層で10以下(一部、15以上)、砂層で30以下(多くは15以下)、砂礫層で20～40程度を示すことが多い。ボーリング資料に基づく大陣原層と基底礫層の識別は困難である。しかしながら、ボーリング資料最下位のN値40を超えるシルト混じりの砂礫層を大陣原層に対比した。

田中(1981)は、赤穂市内のボーリング資料から、第四系を下部～中部更新統の古千種川礫層、上部更新統の赤穂礫層、上部更新統～完新統の千種川礫層、完新統の赤穂粘土層及び赤穂砂層に細分している。古千種川礫層は大陣原層に相当し、赤穂礫層は本報告の基底礫層にほぼ相当する。千種川礫層は千種川付近の基底礫層の一部及び上部砂礫層に相当する。赤穂粘土層は下部砂層、中部泥層を一括したもの及び中部砂泥層の一部に相当する。赤穂砂層は上部砂泥層及び上部砂層を一括したものに相当する。

以下、地域ごとに地下の沖積層及び一部、上部更新統の記載をする。

赤穂市街地域(第7.5図A) 沖積層は標高3m以下に分布し、全体の層厚は約16～24mである。赤穂市新田しんてん以北のボーリング資料には、粘土などの海成堆積物が含まれていないことから、縄文海進最盛期の海岸線は新田付近と推定される。

221コア(第7.5図A)では、基底礫層は主に砂礫からなることが示されており、その層厚は約4mである。ボーリング資料によっては、本層と大陣原層との識別が困難である。221コアにおける本層最上部からは、始良Tn火山灰が報告されている(田中・野村, 1986)。なお、221コアにおける本層下位の粘土層は、最終間氷期の堆積物と推定される。

下部砂層は砂からなり、厚さは2.5m以下である。本層は、海進時の砂州または海浜堆積物と推定される。214-3コア(第7.1図)における本層最下部からは、広域火山灰として三瓶浮布火山灰(16,280～16,000 yr BP; 松井・井上, 1970, 福岡ほか, 2007)が報告されている(田中・野村, 1986)。

中部泥層は主に貝殻片を含むシルト及び粘土からなり、木片や植物片を含むことから、縄文海進時の海成堆積物であると判断される。N値は5以下で、厚さは約5～12mである。BC-2コア(第7.5図A)における本層からは、鬼界アカホヤ火山灰と7080 ± 70 yr BP(貝殻片)

及び4,570 ± 75 yr BP(植物片)の加速器質量分析計(AMS)による¹⁴C年代が報告されている(未補正; 佐藤・加藤, 1995)。また、221コアにおける本層下部からは三瓶浮布火山灰が報告されている(田中・野村, 1986)。

中部砂泥層の分布は、新田付近より北側のボーリング資料に認められる。主に砂及びシルトからなり、一部に植物片を含む。N値の多くは10以下で、厚さは5～12m程度である。佐藤・加藤(1995)は、BC-1コア(第7.5図A)における本層について、含まれる珪藻が淡水生であること、鬼界アカホヤ火山灰起源の火山ガラスが認められないことから、約7.3 cal kyr BP以前の淡水または陸域で堆積したと推定している。

上部砂泥層は主に砂及びシルトからなり、一部に貝殻片や植物片を含むことから、海退以降の海成または陸成の堆積物であると判断される。N値は15以下で、層厚は約2～6m程度である。BC-1及びBC-2コア(第7.5図A)における本層下部からは、広域火山灰として伊豆の天城カワゴ平火山灰(3,190～3,060 cal yr BP; 嶋田, 2000)が得られている(佐藤・加藤, 1995)。

上部砂層は主に砂からなり、シルトや砂礫も認められる。N値の多くは10以下である。砂層は後背湿地及び谷底平野堆積物、砂礫層は自然堤防堆積物と推定される。

千種川下流地域(第7.5図B) 沖積層の多くは標高7m以下に分布し、全体の層厚は千種川付近で約22mである。赤穂市浜市北東部のボーリング資料の沖積層は、砂礫を主体とすることから、縄文海進最盛期の海岸線は、浜市付近と推定される。

基底礫層は、主に砂礫または玉石混じり砂礫からなる。しばしばN値は50を超えるため、大陣原層との識別が困難である。

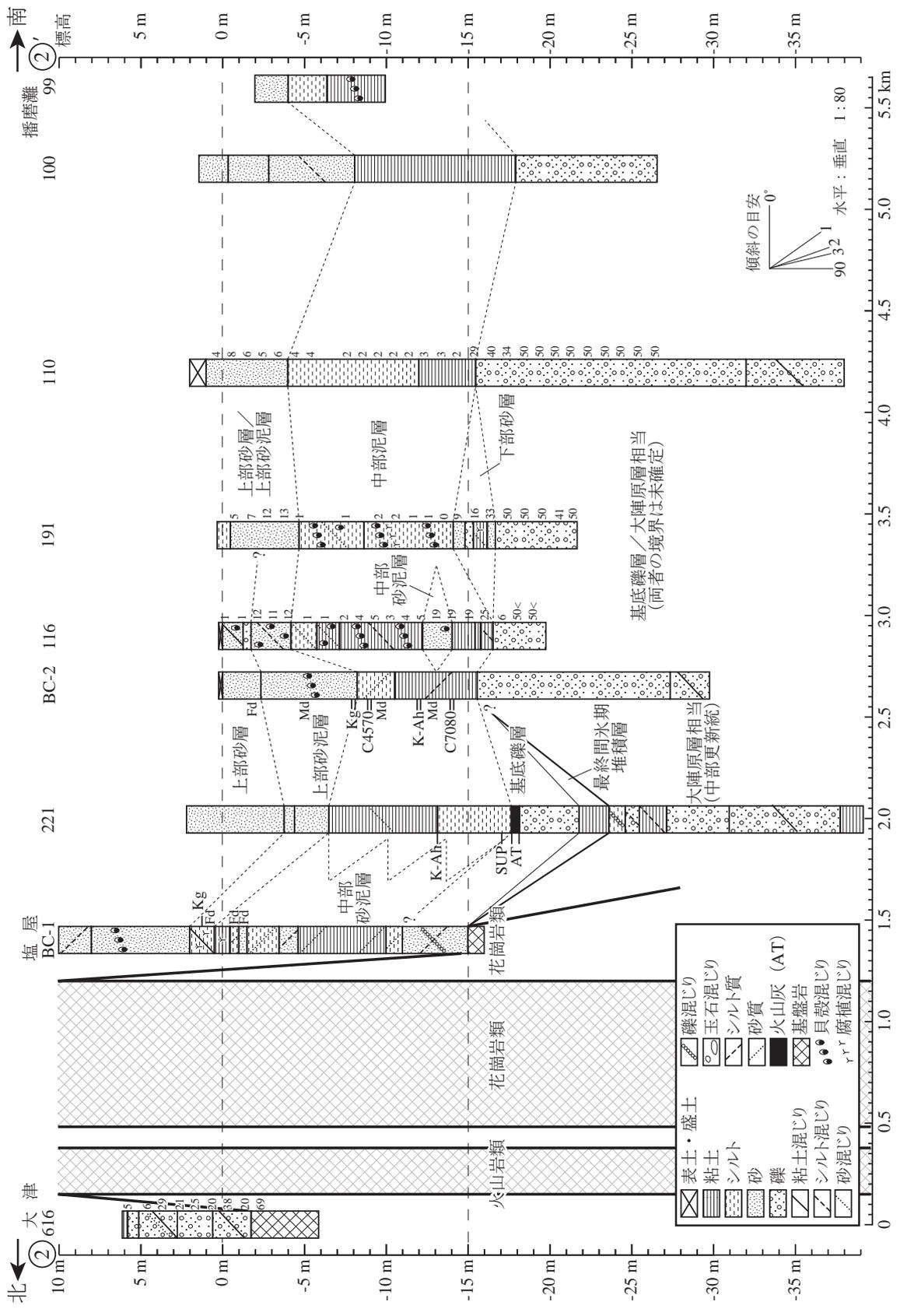
下部砂層は主にシルトまたは礫を含む砂からなり、浜市より下流では厚さ4m以下である。上流部では砂礫からなるため、基底礫層や中部砂泥層との識別が困難である。

中部泥層はシルトまたは粘土で、一部砂からなり、貝殻片や植物片を含む。N値は5以下で、上流に向かい薄くなる。Loc.2コア(第7.5図B)における本層からは、6,780 ± 60 yr BP(小木片)及び6,750 ± 50 yr BP(貝殻片)のAMS¹⁴C年代が報告されている(佐藤・加藤, 1998)。

上部砂泥層はシルト及び砂からなり、浜市以北で砂及び砂礫が多くなる。一部に植物片を含む。厚さは3m以下で、N値の多くは15以下である。Loc.2コアにおける本層からは、3,390 ± 60 yr BP(小木片)のAMS¹⁴C年代が報告されている(佐藤・加藤, 1998)。

上部砂礫層は主に砂礫で一部砂からなる。N値の多くは30以下である。千種川沿いに認められ、現河道付近(33コア; 第7.5図B)で厚く、厚さは約8mである。

上部砂層は粘土、シルト及び砂からなる。N値の多く



第7.5図A 赤穂市域の第四紀堆積物の地質柱状図断面 (赤穂市街地域)
 ボーリング番号及び断面線は第7.1図を参照。ボーリング番号の前のBC-は佐藤・加藤 (1995) に、それ以外は田中 (1984) による。
 AT: 始良 Tn: 火山灰, SUP: 三瓶浮布火山灰, K-Ah: 鬼界アカホヤ火山灰, Kg: 天城カワゴ平火山灰, Md: 海洋生珪藻, Fd: 淡水生珪藻, C 数字は ¹⁴C年代を示す。

は10以下で、主に後背湿地堆積物と推定される。

御崎・尾崎地域（第7.5図C）沖積層の多くは、標高1m以下に分布し、全体の層厚は20～24mである。ボーリング資料に基づく、中部砂泥層がほとんど認められず、縄文海進最盛期には御崎～尾崎地域の低地の大部分が内湾環境であったと推定される。

基底礫層は主に砂礫からなり、砂またはシルトも認められる。66コアにおける本層は、その他のコアに比べてやや厚く、厚さ10m以上である（第7.5図C）。基底礫層が66コアにおいて厚いのは、沖積層基底等深線図から推定される千種川の旧河道からの供給による可能性がある。

下部砂層は砂からなり、貝殻片や植物片が混入する。厚さは1～3mである。

中部泥層は、主に貝殻片を含むシルト及び粘土からなり、植物片を含むこともある。N値は一般に5以下だが、一部15～20も認められる。厚さは約7～16mである。本層上部及び下部では、砂や植物片の流入が認められる（57コア；第7.5図C）。これは、最大海進時より海面が低く、河川からの碎屑物の流入が多かったためと推定される。

上部砂泥層及び上部砂層は主に砂からなり、両者の識別が困難なところがある。上部砂泥層の一部は貝殻片や植物片を含む。N値は15以下、厚さは7m以下で、内陸ほど厚い。上部砂泥層は潟湖または海浜堆積物、上部砂層は後背湿地堆積物と推定される。

相生地域 JR山陽新幹線「相生」駅沿線の沖積層は標高20m以下に分布する。ボーリング資料の多くは、深度10m以深で大陣原層または基盤岩（後期白亜紀火山岩類）に達する。K08コア（第7.3図）における深度3.5～1.5mの沖積層は、下位より粘土混じり砂、粘土、粘土質砂からなる。粘土は、中部泥層または中部砂泥層の可能性が有る。

7.5 人工改変地

人工改変地は、1907年国土地理院発行の5万分の1地形図と本地質図に使用した地形図（2013年以前に国土地理院から発行された2万5千分の1地形図をもとに編纂）を比較して干拓地（ r_1 ）、海域埋立地（ r_2 ）、ため池及び谷埋立地（ r_3 ）に区分した。

7.5.1 干拓地（ r_1 ）

干拓地は、主に赤穂市の海岸部に広く分布する塩田として造成・開発されたものである。本格的な開発は江戸時代初期以降だが、赤穂市塩屋の堂山遺跡からは平安時代後期から鎌倉時代初期の塩田遺構が見ついている。

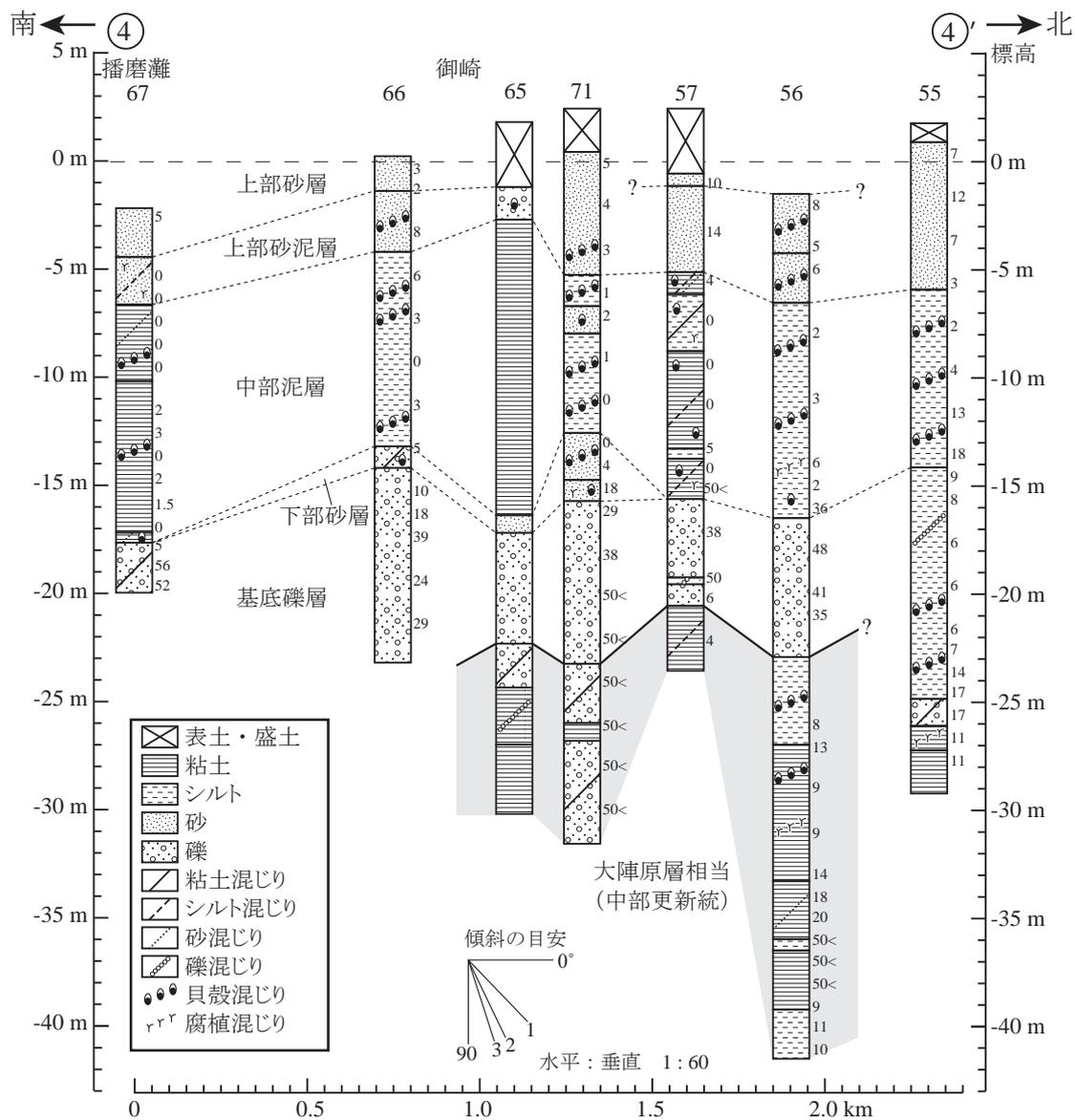
地質図上に表示した干拓地は、江戸時代末期の塩田区域で、 r_1 として示した。塩田の境界は主に土塁に沿って示し、海岸線は1907年国土地理院発行の5万分の1地形図に基づいて示した。なお、塩田は1971年に廃止され、調査時現在では工場用地となっている。

7.5.2 海域埋立地（ r_2 ）

海域埋立地は、主に港湾整備及び施設の用地として埋め立てられたものである。相生湾周辺の埋立地の多くは、1907年の造船所設立以降のものである（第1.3図）。

7.5.3 ため池及び谷埋立地（ r_3 ）

ため池及び谷埋立地として、相生市街地で宅地造成に伴うため池の埋め立てが数地点で行われている。また、相生市山手一丁目では平地化のため、谷地形が埋積されている。



第7.5図C 赤穂市域の第四紀堆積物の地質柱状図断面(御崎・尾崎地域)
ボーリング番号及び断面線は第7.1図を参照。ボーリング資料は田中(1984)による。

第8章 断層及びリニアメント

(佐藤大介)

本地域には、活断層と認定されている断層は報告されていないが(例えば、活断層研究会, 1991), 周辺地域では、岡山県美作市(「佐用」地域内)から兵庫県三木市(「高砂」地域内)に至る総延長約 80 km の活断層帯である山崎断層帯がある(活断層研究会, 1991)。

本地域には東-西方向, 北西-南東方向, 北東-南西方向の顕著なリニアメントが認められる。このうち, リニアメントと断層が一致する露頭を帆坂峠, 高取峠など数箇所を確認したので記載する。

本地域中央を東西に延びる帆坂峠では、山陽自動車道の建設工事中にできた露頭で東-西方向の断層が確認されている(田中, 1981)。本調査でも、帆坂峠西方の丘で赤穂層の火砕岩中の異質岩塊を切る東-西方向の断層が確認された。

本地域東部の高取峠では、峠沿いのほか、赤穂市尾崎の北の斜面で北東-南西方向の断層破碎帯が幅 7~8 m で確認されている(後藤・井上, 1990)。

第9章 地震活動

(佐藤大介)

本地域に震央を持つ規模の大きい歴史地震は知られていない。兵庫県南西部を震源とした被害地震として、1961年5月7日にマグニチュード5.9の地震が、1984年5月30日に北東隣「龍野」^{たつの}地域内の姫路市安富町を震源とするマグニチュード5.6の地震が、それぞれ発生している。いずれも山崎断層帯ないし近辺を震源とする。

規模の大きい歴史地震として、貞観十年(868年)8月3日の地震が知られている。宇佐美ほか(2013)は、この地震の規模をマグニチュード7.0以上と推定しており、

トレンチ調査の結果などから、本地震は山崎断層帯の活動によると推定している。近年の規模の大きい地震としては、1995年1月17日に淡路島北端部を震源とするマグニチュード7.3、最大震度7の地震(兵庫県南部地震)が発生し、死者6,000人を超える甚大な被害をもたらした。姫路市や岡山市でも震度4の揺れを記録した。2013年4月13日には、兵庫県洲本市付近の地下約15 kmを震源とするマグニチュード6.3の地震(淡路島地震)が発生し、赤穂市^{あこう}周辺でも震度4の揺れを記録した。

第10章 資源地質

(佐藤大介・高木哲一)

本地域には、後期白亜紀火山岩類を母岩とする金属鉱床及び非金属鉱床が分布している。ろう石鉱床は備前市三石周辺(以下、三石地区)において、2014年調査時現在も稼行中である。また、砕石は後期白亜紀火山岩類を対象に行われている。

本地域の金属鉱床及び非金属鉱床の概略の位置、鉱種及び鉱山名を第10.1図に示す。地質図には鉱山の位置と鉱種及び砕石場(休廃止砕石場は本文記載のもののみ)を示す。なお、本地域内の三石地区には約20の休廃止鉱山があるため、地質図には三石地区の代表的な鉱山(第10.1図①～⑦)及び赤穂市西有年～真殿(以下、赤穂地区)の鉱山のみ示した。その他、鉱区に名前はあなが沿革及び鉱床について詳細が不明なものは省略した。

10.1 金属鉱床

本地域周辺の金属鉱床として、旭日鉱山(「上郡」地域内)、日笠鉱山(「周匝」地域内)及び本地域内の坂越大泊鉱山などが知られている。これらは硫化鉱物の随伴の少ない含金銀石英脈からなる単純鉱脈で、後期白亜紀火山岩類中に胚胎する。

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、本報告では主に浦島ほか(1981)及び菊池ほか(1982)に基づき、鉱床状況を概説する。

坂越大泊鉱山 JR赤穂線「播州赤穂」駅東南東約3kmの赤穂市坂越に位置する(第10.1図)。

本鉱山は、1960年頃からろう石鉱床探査が行われていたが、低品位のためほとんど開発されていなかった。1974年に金銀鉱石の露頭が発見され、1976年から坂越大泊鉱山株式会社(住友金属鉱山株式会社と共同開発)が坑道探鉱(大切坑、海拔39m)を開始、1977年に着鉱した。高品位だったが鉱量が少なく、1984年に閉山した(日本金山誌編集委員会, 1994)。

1980年9月までの生産量は、粗鉱21,843 t (Au 31.4 g/t, Ag 328 g/t)で、産金量は687 kg、産銀量は7,176 kgである(浦島ほか, 1981)。閉山までの1977年～1983年の間に平均品位 Au 31.1 g/t, Ag 255 g/tの粗鉱が47,459 t生産された。Ag/Au比は、鉱石平均で10程度、富鉱部で一般に10～20である(日本金山誌編集委員会, 1994)。

鉱床は、赤穂層の流紋岩溶結凝灰岩中に胚胎する含金

銀石英脈(第10.2図)で、延長方向N40°W、傾斜65°～75°Nに数条が雁行状に配列する(第10.3図A)。菊池ほか(1982)によると南から第1鉱床、第2鉱床及び第3鉱床と呼ばれ、主要採掘対象は第1及び第3鉱床である。第1鉱床は富鉱部の走向延長は80m、傾斜延長100m、幅3～4mで走向傾斜はN40°W70°Eを示し、品位はAuが20～30 g/t, Agが200～300 g/tである。第2鉱床は幅3～4mの規模があるが、品位はAu, Agともに低い。第3鉱床は富鉱部の走向延長は50m、幅2.5mで、走向傾斜はN40°W80°～85°Eを示し、品位はAuが15～20 g/t, Agが50～80 g/tで第1鉱床に比べてAg/Au比は小さい。

本鉱床を形成した熱水活動について石山ほか(1996)は、含金銀石英脈中の流体包有物の均質化温度は169～324°Cの範囲で300°C付近にピークが認められること、含金銀石英脈中の石英が+3.2～+5.0%の酸素同位体組成を示すことから、本鉱床は天水起源の300°C程度の熱水活動により形成されたとしている。

鉱石鉱物として自然金、エレクトラム、自然銀、輝銀鉱、針銀鉱、硫セレン銀鉱、ナウマン鉱、ジャルバ鉱、マッキンストリー鉱、ポリバス鉱、濃紅銀鉱などの金銀鉱物、そのほかに黄銅鉱、自然銅、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱、硫砒鉄鉱、赤鉄鉱、針鉄鉱の産出があり、また、脈石鉱物として石英、セリサイト、カオリナイトが記録されている。なお、方解石及び氷長石は確認されていない(浦島ほか, 1981)。

鉱山の南部には花崗斑岩(本報告の斑状花崗閃緑岩: Gd)が赤穂層に貫入しており、鉱山の大切坑から43m下(海拔-4m)でも確認されている(第10.3図B)。第1鉱床の下部延長推定位置に本深成岩が分布しているが、鉱床との直接の関係は観察されていない。本深成岩は、鉱床下部の鉱況変化に影響を及ぼし、深成岩中に石英脈が認められないことから鉱床生成に関与した火成岩体と考えられている(菊池ほか, 1982)。

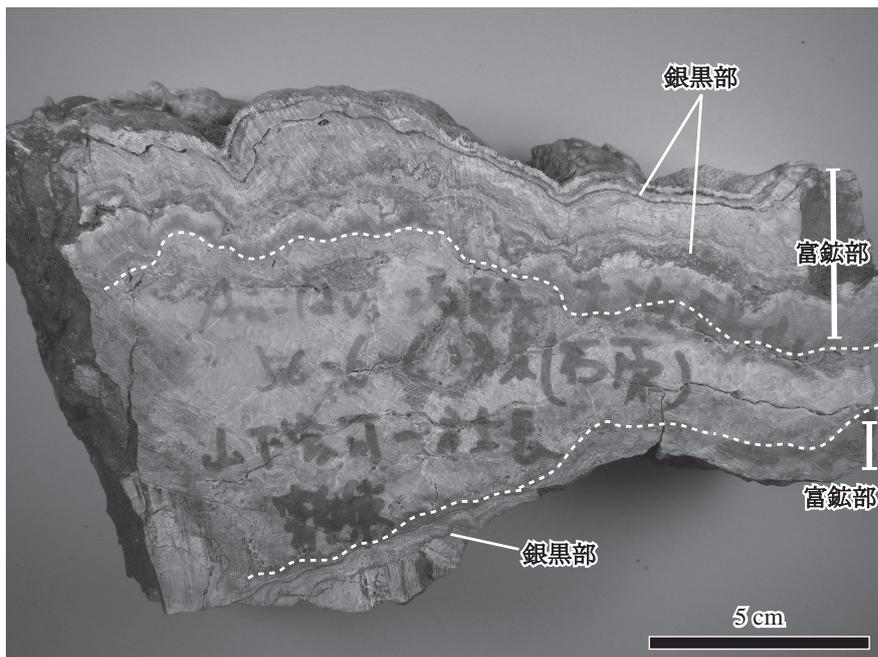
本鉱床の生成年代について、脈石中から鉱物などの放射年代は得られていないが、第1鉱脈-30mL坑南部の鉱脈脈際から採取された母岩のセリサイト化流紋岩溶結凝灰岩について、全岩K-Ar年代79.5 ± 1.8 Ma(2試料の平均値; 石原ほか, 1988)が報告されている。ろう石化の時期は、石英-カオリン-セリサイト粘土が金銀鉱脈を切ることから金銀の主要鉱化期より後と考えられており(菊池ほか, 1982)、赤穂層のジルコンU-Pb年代が



× 稼行鉱山 × 休廃止鉱山 Au 金 Ag 銀 pp ろう石

第 10. 1 図 鉱床位置図

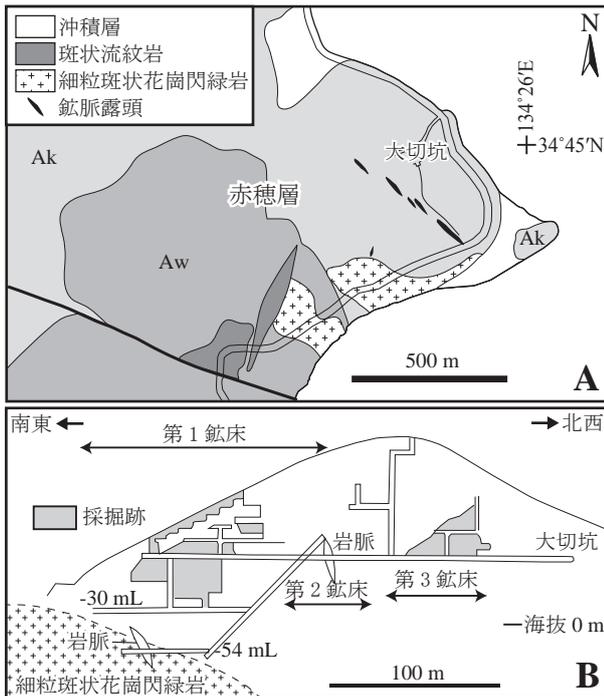
①～⑦は本文中に、そのほかは第 10. 1 表にそれぞれまとめた。



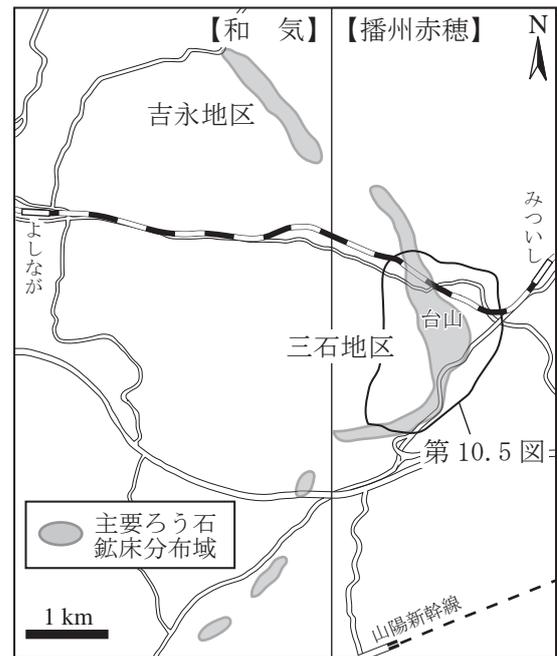
第 10. 2 図

坂越大泊鉱山産の金銀鉱石

Au 1.6 kg/t, Ag 4.5 kg/t の高品位金銀鉱石 (試料番号 GSJ M14901). 富鉱部, 特に銀黒部に Au-Ag 合金鉱物が多く含まれ, 皮殻状破面に沿って肉眼観察できる. 赤穂層の流紋岩溶結凝灰岩を母岩とする高温酸性変質帯中の縞状石英脈に産出する.



第10.3図 坂越大泊鉱山の鉱脈露頭分布(A)及び断面図(B)
 鉱脈露頭及び大切坑の位置は浦島ほか(1981)に、
 断面図は菊池ほか(1982)に、それぞれ基づく。
 Ak: 赤穂層流紋岩溶結ガラス質火山礫凝灰岩及び
 凝灰岩, Aw: 赤穂層デイサイト溶結結晶凝灰岩。



第10.4図 三石・吉永地区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。
 【 】は国土地理院発行5万分の1地形図の区画を
 示す。

82.6 ± 0.8 Ma (Sato *et al.*, 2016) であることと合わせて、
 本鉱床は 80 Ma 前後に生成したものと推定される。

10.2 非金属鉱床

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、広島県勝光山地区、本地域を含む岡山
 県三石・吉永地区(第10.4図)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、三石地区と赤穂地区に大きく区分でき(第10.1図)、
 三石地区では主に和気層に、赤穂地区では赤穂層及び有
 年層にそれぞれ胚胎する。これらの鉱床は、後期白亜紀
 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。以下、三石地区と赤穂地区の各鉱山について
 報告する。

10.2.1 三石地区

本地区には、休廃止鉱山を含めて 20 以上のろう石鉱
 山がある。2014 年調査時現在、2 鉱山が稼働している。
 本地区の鉱床の研究は君塚(1939)をはじめ、多くの報
 告があり、特に本地区の鉱床全体を扱った研究として
 は、大森(1962, 1965)、藤井ほか(1979)及び光野ほか

(1984)がある。

本鉱床は、主に和気層最下部の台山流紋岩部層に胚胎
 する。藤井ほか(1979)によると、本地区のろう石鉱床
 を含む変質帯は、色調・硬さ・組織・粒度・光沢などの
 肉眼的特徴から以下のように区分される。

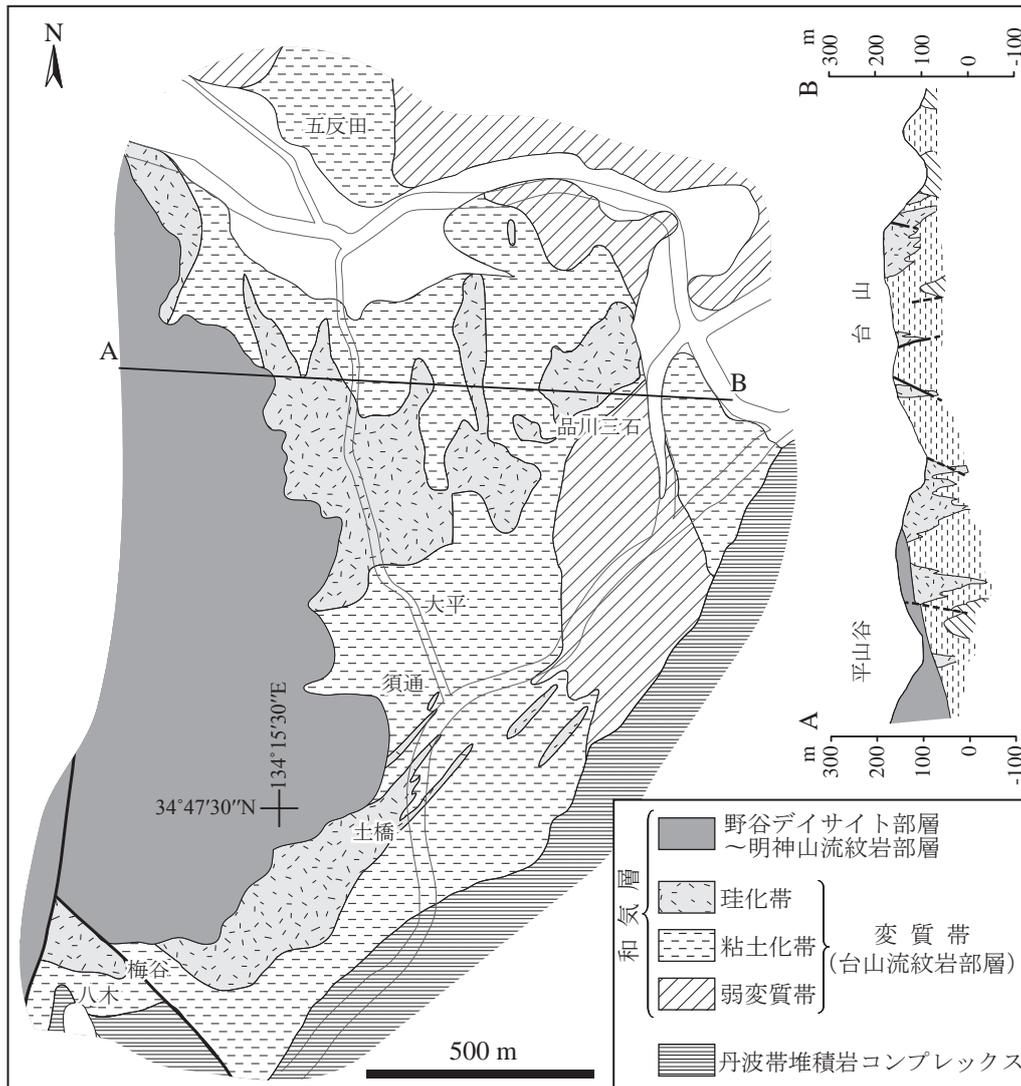
珪化帯: 堅硬・緻密で、白色～灰白色を呈する。一部は
 多孔質である。構成鉱物は主に石英からなる。

斑入り陶石化帯: 径 1～5 mm の白色粘土(主にセリサ
 イトの集合体)をパッチ状に含み、色調及び硬さが珪化
 岩に類似する。珪化帯に隣接して賦存する。

ろう石化帯: 本地区の主要鉱石で、一般に灰白色を呈し、
 石英斑晶が目立つ。構成鉱物は、台山周辺では主に石英
 及びパイロフィライト、本地区南部では主に石英及びセ
 リサイトからなる。斑入り陶石化帯同様、珪化帯に隣接
 して産出することが多い。

珪質ろう石化帯: 珪質で灰白色を呈し、珪化帯とろう石
 化帯の岩石の中間の特徴を有する。ろう石化帯に随伴し
 て賦存する。

弱粘土化帯: 変質帯で最も広く分布する。母岩である流
 紋岩溶結凝灰岩の岩石組織が残っていることがあり、淡
 緑色を呈する本質レンズが目立つ。構成鉱物は主にセリ
 サイト及び石英からなる



第 10. 5 図 三石地区, 和気層台山林紋岩部層中の変質分帯概略図及び断面図
 変質分帯及び断面図は藤井ほか (1979) に基づき編集. 粘土化帯は藤井ほか (1979) の斑入り陶石化帯, ろう石化帯, 珪質ろう石化帯及び弱粘土化帯に相当する.

弱変質帯：変質の程度が弱く，母岩の岩石組織をよく残している．構成鉱物は主に石英とセリサイトで，一部に緑泥石及び長石を伴う．

変質帯では，大局的に珪化帯を中心に外側へ向かって，珪化帯－粘土化帯（斑入り陶石化帯，ろう石化帯，弱粘土化帯及び珪質ろう石化帯）－弱変質帯からなる水平方向の累帯分布が認められる（第 10. 5 図）．また，珪化帯及び斑入り陶石化帯の大部分は，母岩の傾斜とは非調和的で，ほぼ鉛直方向に発達する上方に広がった煙突状～漏斗状の形状を示す．

藤井ほか (1979) は，珪化帯の下方延長が 100～150 m であること，変質帯の産状及び累帯分布から，本地区の変質帯は和気層台山林紋岩部層の堆積後，地下浅所で高温・強酸性の熱水溶液と母岩との反応により形成され

たと推定している．すなわち，変質作用の中心では高温・強酸性の熱水溶液により，母岩である流紋岩溶結凝灰岩中の SiO_2 を除く，成分の多くが溶脱し，珪化帯が形成された．熱水は次第に中性化しながら，周縁部に浸透し，各変質帯が形成された．

本地区ではろう石のほか，斑入り陶石化帯や弱粘土化帯などから陶石を，珪化帯から珪石をそれぞれ産出している．

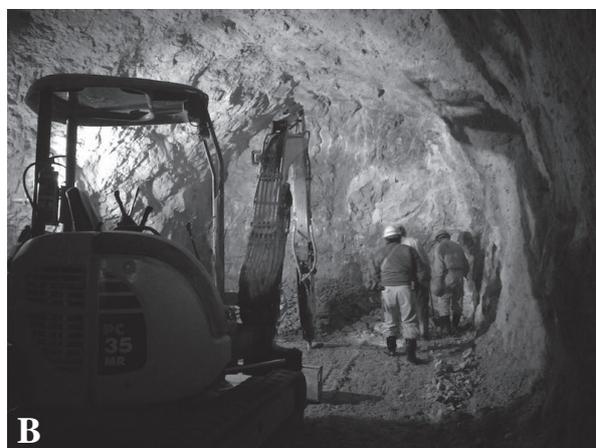
本地区の鉱山は合併や鉱業権の移動などにより，数や名称にしばしば変更が生じている．本報告では，光野ほか (1984) を参考に 21 の鉱山について概説し，代表的な鉱山（第 10. 1 図①～⑦）の鉱床状況を下記に，その他は第 10. 1 表にまとめる．

第 10. 1 表 三石地区鉱山一覧

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		
⑧新田鉱山 (旧三石野谷鉱山)	Wd	Qz, Se, Pyp		1954年に鉱業権設定。1956年より操業。1976年廃山。 生産量は1956年～1965年で12,800 t。	2, 3
⑨八興鉱山 (旧末広, 協和鉱山)	Wd	Qz, Se, Pyp		1868年から石筆原料として採掘, 1923年より稼働休業を繰り返す, 1953年から本格的開発。1971年休山。生産量は1954年～1964年で67,800 t, 1965年～1971年で24,300 t。	1, 2, 3
⑩久次鉱山	Wd			1957年に鉱業権設定。1967年廃山。 生産量は1960年～1961年で400 t。	3
⑪山陽三石鉱山 (旧昭和, 北三石鉱山)	Un	Se, Pyp (昭和) Qz, Se (北三石)		1960年稼行。鉱業権は1964年北日本砂鉄鉱業(株)に、1971年には山陽鉱山(株)へ移行。1976年休山。 1960年～1964年で1,700 t, 1965年～1975年で28,000 t 生産。	1, 2, 3
⑫白石鉱山	Wd	Pyp, Qz		1953年より採掘開始。1979年休山。 生産量は1954年～1964年で26,300 t, 1965年～1974年で41,100 t, 1975年～1979年で20,600 t。	1, 2, 3
⑬第一向城鉱山 (旧向城鉱山)	Wd	Pyp	Di, Qz	1953年より三石耐火煉瓦(株)が操業。1977年から休止。 1983年に再開, 露天採掘が行われていたが, 調査時現在は操業していない。生産量は1954年～1976年で総計77,700 t。	1, 2, 3
⑭元山鉱山 (旧岡村, 三和鉱山)	Wd	Pyp, Qz		1870年代より石筆石盤用に小規模に採掘。1955年に本格操業。 1965年頃岡村, 三和鉱山と合併。1976年休業。 1947年～1976年の間に総計349,700 t 生産。	1, 2, 3
⑮平山鉱山 (旧坪田, 石山, 北尾)	Wd	Pyp, Qz		1939年に開発(旧坪田鉱山は1912年頃より開坑)。 調査時現在は操業していない。坑内採掘が行われていた。 1947年～1982年の間に総計461,900 t 生産。	1, 3
⑯野谷鉱山	Wd	Pyp	Qz	1870年代に石筆用に採掘され, 1896年頃より耐火煉瓦, クレー用も採掘。1975年休業。 1954年～1964年で44,300 t, 1965年～1975年で52,100 t 生産。	1, 3
⑰第二向城鉱山	Wd	Pyp, Qz		1953年に鉱業権設定, 1963年に三石耐火煉瓦(株)に 鉱業権変更。露天採掘が行われていたが, 調査時現在は操業して いない。1963年～1982年で60,400 t 生産。	2, 3
⑱丸川鉱山 (旧三石精粉鉱山)	Wd	Se, Qz		1940年代に開発。はじめは煉瓦原料粘土の採掘が行われて いたがその後, モルタル用に切り替えられた。1979年休業。 1947年～1977年で119,400 t 生産。	1, 2, 3
⑲三石高森鉱山 (旧網坂鉱山)	Wd	Pyp, Qz	Se	1939年には稼行, 1961年から昭和ミネライト鉱業が採掘。 1963年休山, 1979年廃山。 1961年～1962年に1,900 t, 1974年～1976年に5,100 t 生産。	1, 3
⑳神崎鉱山	Hn			開発の状況など詳細は不明。 1959年に鉱業権設定。1965年に廃山。	3
㉑藤田鉱山	Ak	Pyp, Se	Qz	1951年藤田鉱山事務所として発足。 1958年企業組合三石炉材鉱業所の経営となる。 調査時現在は操業していない。	1, 2

番号は第 10. 1 図参照。

Hn: 日生層, Ak: 赤穂層, Wd: 和気層台山流紋岩部層, Un: 有年層, Qz: 石英, Se: セリサイト, Pyp: パイロフィライト, Di: ダイアスポア。文献 1: 工業技術連絡会議窯業連合会編(1965), 2: 工業技術連絡会議窯業連合会編(1978), 3: 光野ほか(1984)。



第 10. 6 図 土橋鉱山の坑口及び露頭写真

A: 土橋鉱山斜坑口, B: セリサイト質ろう石(一部, 珪石)部の露頭。土橋鉱山坑内, 坑口-156 m で撮影(2013年1月)。

土橋鉾山(旧兄坂鉾山を合併) JR山陽本線「三石」駅南西約2 kmの備前市三石に位置する(第10.1図①)。

本鉾山は、和気層台山流紋岩部層を母岩とし、セリサイト質ろう石を主体とする。開発は明治末期に始まったとされ、1964年に川炉商事株式会社(かわろつちほし)が採掘権を取得、兄坂鉾山と吸収合併を行い、本格的な開発に着手した。1994年に現在の土橋鉾山株式会社に商号を変更した。開発当初は露天採掘が行われていたが、坑内採掘へ移行し、調査時現在は坑口下-156 mまで掘り進めている(第10.6図A, B)。

セリサイト質ろう石のほか、パイロフィライト質ろう石及び珪石も採掘されており、セリサイト鉾は陶磁器原料、パイロフィライト鉾はクレー及び耐火物原料、珪石は建材用及び農薬キャリアとしてそれぞれ出荷されている。

以下、地表付近及び坑内の変質帯について記載する。

神谷・藤井(1972)によると、地表付近の鉾床は走向北東-南西方向、ほぼ鉛直で、走向延長170 m以上、厚さは最大30 m前後と推定されている。変質帯は、珪化帯を中心に斑入り陶石化帯、ろう石化帯(セリサイト



第10.7図 土橋鉾山坑内の変質分帯(A)及び推定断面図(B)

変質分帯は坑口-133 m地点の平面図より作成。坑内における変質帯の分布は、パイロフィライト帯-セリサイト帯、セリサイト帯-珪化帯と連続することが多い。パイロフィライトはセリサイトに比べて、より酸性条件で安定なことから、パイロフィライト帯が酸性変質帯の中心で、珪化帯の一部は溶脱ではなく、母岩がパイロフィライトに変質・交代される過程で生じた余剰なSiO₂の付加により形成された可能性がある。

質), 弱粘土化帯の累帯配列が認められる。ろう石化帯(パイロフィライト質)はごくわずかである。このうち, 斑入り陶石化帯及びその中に産するセリサイト脈を対象に露天採掘が行われていた。

坑内の変質帯は, 肉眼観察及びX線粉末回析分析より, パイロフィライト帯, カオリン帯, セリサイト帯及び珪化帯が識別され(第10.7図A), これらは鉛直方向に発達する(第10.7図B)。各変質帯の特徴は以下の通りである。

パイロフィライト帯: 藤井ほか(1979)のろう石化帯(パイロフィライト質)に相当する。本変質帯は鉱内西部で, 水平的には北西-南東方向の伸張方向に広く分布する。淡緑色または淡青色を帯びた白色を呈する。構成鉱物は, 主に石英及びパイロフィライトからなる。

カオリン帯: 坑内西部ではパイロフィライト帯の内側に認められる。白色を呈し, 構成鉱物は, 石英, カオリン鉱物(カオリナイトまたはディッカイト), ダイアスポアからなる。

セリサイト帯: 藤井ほか(1979)のろう石化帯(セリサイト質)及び弱粘土化帯に相当すると推定される。本変質帯は坑内に広く分布し, 灰色~黄灰色を呈する。構成鉱物は, 石英, セリサイトからなり, パイロフィライト帯の近くではモンモリロナイトが認められる。

珪化帯: パイロフィライト帯及びカオリン帯を取り巻くように分布する。鉛直方向では上方に広がった煙突状~漏斗状の形状を示す。灰色~灰白色を呈し, 一部は脆い。

坑内では地表部と異なり, パイロフィライト帯が多く認められ, パイロフィライト帯-セリサイト帯, セリサイト帯-珪化帯と連続することが多い。



第10.8図 台山(大平鉱山及び品川三石鉱山)の遠望写真
備前市石山(北緯34°47'57", 東経134°15'28")
にて東を向いて撮影(2014年2月)。

イト帯-珪化帯と連続することが多い。

全岩 K-Ar 年代として, 80.0 ± 1.7 Ma (斑入り陶石), 78.8 ± 1.7 Ma (珪石), 77.8 ± 1.7 Ma (セリサイト), 74.2 ± 1.8 Ma (脈状セリサイト), 78.1 ± 1.7 Ma, 74.0 ± 1.6 Ma, 73.0 ± 1.6 Ma (粘土脈) がそれぞれ報告されている(本宮ほか, 2000)。

大平鉱山(旧加藤鉱山を合併) JR 山陽本線「三石」駅南西 1.5 km の備前市野谷^{のだに}に位置する(第10.1図②)。

本鉱山は, 和気層台山流紋岩部層を母岩とし, 珪化帯を伴うパイロフィライト質ろう石鉱床である。1872年頃に開発され, 1893年頃に石筆原料として採掘が始められた。耐火煉瓦原料の需要増大に伴い, 1900年匿名組合^{おおひら}大平鉱山事務所を組織, 1913年に大平鉱山株式会社に変更, 本格的に開発が行われた。調査時現在, 株式会社大平により, パイロフィライト質ろう石を対象とした露天採掘が一部で行われている(第10.8図)。1975年頃の最盛期には年140,000t, 2008年頃には年40,000t生産しており, 2013年の生産量は20,000tである。

鉱床は, 概ね走向 N20° ~ 25° E, 傾斜 20° ~ 45° W, 厚さ約 50 m である。走向傾斜は, 鉱化後の断層により一部乱されている。構成鉱物はパイロフィライト, 石英, カオリナイトを主とし, そのほかにダイアスポア(第10.9図), セリサイト, ペーマイト, 須藤石からなる(工業技術連絡会議窯業連合部会, 1978)。

品川三石鉱山 JR 山陽本線「三石」駅南西 1 km の備前市三石に位置する(第10.1図③)。

本鉱山は, 上述の大平鉱山の東側に隣接する。和気層



第10.9図 大平鉱山産の球状ダイアスポア
パイロフィライト質ろう石中に径1cm程度の球状ダイアスポアを含む(試料番号GSJ M32646)。球状のダイアスポアは「目玉石」と呼ばれ, 本地域ではかつて径5cmを超えるものも産出していた。



第 10. 10 図 品川三石鉾山の露頭写真
パイロフィライト質ろう石露頭(鉾区内北西).
ハンマーの長さは 33 cm. 2013 年 1 月撮影.

台山流紋岩部層を母岩とし、珪化帯を伴うパイロフィライト質ろう石鉾床である(第 10. 10 図). 開発時期の詳細は不明であるが、1887 年に大阪石筆会社を創立. 1893 年から大阪石筆合資会社に、1932 年三石鉾山株式会社を経て、1935 年品川鉾業株式会社三石鉾山の所有となったが、1950 年に品川白煉瓦株式会社に合併された. その後、近年まで品川開発株式会社により採掘が行われていたが、調査時現在は操業を停止している.

鉾床は、珪化帯、斑入り陶石化帯、ろう石化帯(パイロフィライト質)、弱変質帯が認められ、珪化帯を中心に上記の順に配列する. 構成鉾物は主にパイロフィライト及び石英からなる.

本鉾床産斑入り陶石から $77.6 \pm 1.7 \text{ Ma}$ の全岩 K-Ar 年代が報告されている(本宮ほか, 2000).

すどおり
須通鉾山 JR 山陽本線「三石」駅南西 1.7 km の備前市野谷に位置する(第 10. 1 図④). 以下、広島通商産業局(1979)に基づき記載する.

本鉾山は、和気層台山流紋岩部層を母岩とし、大部分がセリサイト質ろう石鉾床である. 1930 年代から露天採掘が行われ、1960 年からは坑内採掘も行われたが調査時現在は操業していない.

鉾床は、主要部である北部鉾床と南部鉾床からなる. 北部鉾床は主にろう石化帯(セリサイト質)からなり、局部的にパイロフィライトろう石も認められる. セリサイトはほぼ南北方向に延びる不規則な網脈状をなし、走向延長 40 m、幅最大 4 m を示す. 南部鉾床は珪化帯が大規模に発達しており、最大幅約 100 m で、北東-南西方向に伸び、土橋及び後述の八木鉾山へ至る.

構成鉾物は、セリサイト及び石英を主とし、パイロフィライトとカオリナイトを伴う.

八木鉾山 JR 山陽本線「三石」駅南西 2.6 km の備前市三石に位置する(第 10. 1 図⑤). 以下、藤井ほか(1971)に基づき記載する.

本鉾山は、和気層台山流紋岩部層を母岩とする. 大部分がセリサイト質ろう石鉾床からなり、珪化帯を伴う. 採掘は江戸時代に石筆用として小規模に行われていたのが始まりとされる. 明治・大正年間にはほぼ休山状態で、1936 年頃まで断続的に稼行されていた. 1941 年から本格的な採掘が行われ、当初は露天採掘だったが 1950 年代には坑内採掘に切り替えられた. 最盛期には高品位の耐火物用原石だけでも坑内掘で月 1,000 t 出鉾していたが、調査時現在は操業していない.

鉾床は、東西 150 m、南北 70 ~ 100 m 程度の比較的小規模であり、鉾床の西側及び東側は断層によって切られている. この鉾床を構成する変質帯は、鉛直方向によく発達しており、60 m 以上の伸びを有することが確認されている. 構成鉾物は、主にセリサイト及び石英からなる. 変質作用後期に生じたとされる脈状のセリサイトのみ、大部分セリサイトからなる.

全岩 K-Ar 年代として、本鉾床産セリサイトから 80.5 Ma(補正值, 原著は $78.7 \pm 3.2 \text{ Ma}$; 柴田・藤井, 1971)と $76.9 \pm 1.7 \text{ Ma}$ (本宮ほか, 2000)が、斑入り陶石から $78.7 \pm 1.7 \text{ Ma}$ (本宮ほか, 2000)がそれぞれ報告されている.

梅谷鉾山 JR 山陽本線「三石」駅南西 2.6 km の備前市三石に位置する(第 10. 1 図⑥). 以下、藤井ほか(1971)に基づき記載する.

本鉾山は、上述の八木鉾山に隣接しており、同一の鉾床を採掘していた. 和気層台山流紋岩部層を母岩とし、珪化帯を伴うセリサイト質ろう石鉾床を主体とする. 開発は 1920 年頃で、主に耐火物及びモルタル原料を月 600 ~ 700 t 出鉾していた. 1948 年以降に本格的に稼行、1961 年頃から露天採掘に移行し始め、最盛期には月 1,500 t の出鉾があった. 調査時現在は操業していない.

鉾床及び構成鉾物は上述の八木鉾山と同一で、鉾体の西側を八木鉾山が、東側を梅谷鉾山がそれぞれ採掘していた.

大平五反田鉾山(旧五反田粘土鉾山) JR 山陽本線「三石」駅西方 1.5 km の備前市野谷に位置する(第 10. 1 図⑦). 以下、平野ほか(1972)に基づき記載する.

本鉾山は、和気層台山流紋岩部層を母岩とし、セリサイト質ろう石鉾床を主体とする. 1937 年に地質、探鉾、鉾床調査が行われ、1938 年に五反田粘土鉾山、和田山粘土鉾山が設立され、露天採掘が行われていた. 1955 年に一時休業、1958 年に再開され、その後 1967 年に大平鉾山株式会社に鉾業権が譲渡された. 月 1,000 t を出鉾していたが、調査時現在は操業していない(平野ほ

か、1972；光野ほか、1984)。

鉱床は、五反田鉱体及び和田山鉱体の2鉱体からなり、1970年頃には和田山鉱体を重点に開発されていた。構成鉱物はセリサイト及び石英を主とし、ごく一部にパイロフィライト、黄鉄鉱、ハロイサイトを伴う。

10.2.2 赤穂地区

本地区には、船坂鉱山、湯ノ内第一鉱山など6鉱山が確認されており、いずれも調査時現在は操業していない。船坂鉱山はパイロフィライト質ろう石鉱床で、その他はセリサイト質ろう石鉱床である。本地区の鉱床は概ね北西-南東の伸張方向を示すことから、この方向に上昇熱水の通路となった裂か系の存在が示唆される。本地区の鉱床は、上野(1966)及び岸田ほか(1967)により調査されている。本報告ではこれらに基づき、鉱床状況を概説する。

船坂鉱山 JR山陽本線「三石」駅北東約3.5kmの赤穂市西有年に位置する(第10.1図)。

本鉱山は、有年層のデイサイト溶結火山礫凝灰岩を母岩とするパイロフィライト質ろう石鉱床である。坑内採掘が行われていたが調査時現在は操業していない。1932年～1933年頃にはすでに約3,000tを採掘しており(岸田, 1957)、1966年頃までの全採掘量は約8,000tで、出鉱量は140t/月であった(岸田ほか, 1967)。

主要鉱床は、走向N30°～40°W方向、傾斜10°～20°Nを示し、規模はN50°E方向に延長約100m、幅35～40m、厚さは0.6～20mでほぼ水平な層状の形態をなしている。鉱床は、下部のデイサイト溶結火山礫凝灰岩と上部の凝灰質シルト岩及び泥岩の間に発達しており、下盤の形態により、凹所で厚くなる傾向がある。

構成鉱物は石英、セリサイト、パイロフィライトのほか、少量のカオリナイト及びごく少量の長石からなる(岸田ほか, 1967)。また、ダイアスポアの記録もある(工業技術連絡会議窯業連合部会, 1965)。

湯ノ内第一鉱山 JR赤穂線「播州赤穂」駅北北西約5kmの赤穂市東有年に位置する(第10.1図)。以下、岸田ほか(1967)に基づき記載する。

本鉱山は、赤穂層の流紋岩溶結凝灰岩を母岩とするセリサイト質ろう石鉱床である。1955年以降に採掘が開始され、主に露天採掘がなされていたが調査時現在は操業していない。1966年頃には300t/月を出鉱していた。

主要鉱床は、延長方向N50°～55°W、鉛直で、幅15～25mの第1鉱床と延長方向N30°W、幅約3mの第2鉱床からなり、ともに母岩中に脈状に発達している。構成鉱物は石英、セリサイトのほか、少量のカオリナイト及びごく少量の長石からなる。

湯ノ内第二鉱山 JR赤穂線「播州赤穂」駅北西約6.5kmの赤穂市東有年に位置する(第10.1図)。以下、岸田ほか(1967)に基づき記載する。

本鉱山は、赤穂層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩を母岩とするセリサイト質ろう石鉱床である。1955年以降に採掘が開始され、露天採掘が行われていたが調査時現在は操業していない。1966年頃には600t/月を出鉱していた。

主要鉱床は、走向N45°E方向、傾斜50°Sの第1鉱床、走向N80°W～N65°E方向、傾斜30°S～25°Nへ変化する第2鉱床及び走向N88°W方向、傾斜38°Nの第3鉱床からなり、これらは北北西-南南東方向または北-南方向に延びる。本鉱山の構成鉱物は湯ノ内第一鉱山同様、石英、セリサイトのほか、少量のカオリナイト及びわずかの長石よりなる。

赤穂鉱山 JR赤穂線「播州赤穂」駅北西約4.5kmの赤穂市真殿に位置する(第10.1図)。以下、上野(1966)に基づき記載する。

本鉱山は、赤穂層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩を母岩とするセリサイト質ろう石鉱床である。露天採掘が行われていたが1977年に休山している。1965年頃には年間3,000tを生産していた。

主要鉱床は、北西-南東方向に延長約130m、幅20～40mの範囲で露出する第1鉱床と北北西-南南東方向に延長約70m、最大幅約35mが露出する第2鉱床からなる。

鉱石は、石英及びセリサイトを主要構成鉱物とする緻密質塊状のものと石英、セリサイト、カオリナイト、長石からなる粘土状のものがあ、これらを混合して耐火煉瓦に利用されていた。

梅谷鉱山 JR赤穂線「播州赤穂」駅北西約6.5kmの赤穂市西有年に位置する(第10.1図)。以下、上野(1966)に基づき記載する。

本鉱山は、赤穂層の流紋岩溶結凝灰岩を母岩とするセリサイト質ろう石鉱床である。1910年代に露天採掘が行われていたが、低品位のため約1年間で休山した。その後、1950年代後半に再開されたが、調査時現在は操業していない。1960年頃には年間7,000tを生産していた。

鉱床は、北北西-南南東方向に延長約150mが露出し、幅は30～50mと推定され、鉱床下部はやや珪質のろう石に漸移する。構成鉱物は石英及びセリサイトからなり、未変質の長石を少量含むことがある。鉄分が少なく白色のものは陶磁器の原料に、そのほかは耐火原料に利用されていた(工業技術連絡会議窯業連合部会, 1965)。

ばんび
播備鉦山 JR 山陽本線「三石」駅北東約 4 km の赤穂郡上郡町梨ヶ原に位置する。文献から鉦床位置の詳細が読み取れないため、第 10. 1 図では省略した。

沿革の詳細は不明である。1967 年～1969 年頃に採掘が行われていたが、調査時現在は操業していない。本鉦山では年間 1,000 t を生産、耐火物原料に利用されていた。鉦床は有年層のデイサイト溶結火山礫凝灰岩を母岩とし、南北方向の破碎帯に沿って生成している。構成鉦物はセリサイト、カオリナイト、石英からなり、そのほかに黄鉄鉦を含む(工業技術連絡会議窯業連合部会, 1978)。

10. 3 砕石

2014 年調査時現在、稼行中の砕石場は 3 箇所あり、いずれも赤穂層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩を対象としている。休止した砕石場跡は多数認められ、微文象花崗閃緑岩(塩屋岩体)を対象とした採石も行われていたようである。本地域の砕石資源については、通産省生活産業局・工業技術院地質調査所(1993)が砕石資源調査を行っている。いずれの砕石場においてもクリストバライトは検出されず、アルカリ・シリカ反応性試験では無害と判定されている。

以下に、稼行中の 3 砕石場と通産省生活産業局・工業技術院地質調査所(1993)に掲載されている砕石場について記載する。

関西マテック株式会社相生工場 JR 山陽新幹線「相生」駅南西約 4 km の相生市相生に位置し、相生湾に面している(第 10. 11 図)。



第 10. 11 図 関西マテック株式会社相生工場採掘切羽
相生市相生(北緯 34°46'57", 東経 134°26'50")
にて西を向いて撮影(2014 年 3 月)。

本砕石場は、1998 年に相生資源開発株式会社により開発が開始され、1999 年には砕石、2002 年には砕砂の出荷が開始された。その後、2011 年に関西マテック株式会社相生工場となる。調査時現在、年間 120 万 t 生産しており、用途は生コンクリート用骨材、砕砂用、路盤材用、埋立用土砂である。

採掘対象は、赤穂層の流紋岩溶結凝灰岩である。採掘岩石は堅硬で、暗灰色～灰色を呈する。軽石片の一部が緑泥石に置換されているが、赤穂層の火砕岩の中でも比較的異質岩片が少なく、変質の程度は低い。

株式会社豊工業所赤穂砕石所第 2 工場 JR 赤穂線「播州赤穂」駅西北西約 6 km の赤穂市西有年に位置する。

本砕石場は 1990 年に開設、年間 300 万 t 生産している。上述の資源調査によれば、1992 年頃の生産品の用途実績は道路用 4 %、コンクリート用 61 %、砕用 13 %、その他用 22 % である。本砕石場で採掘した一次産品は、総延長 5.5 km のベルトコンベアにより赤穂市福浦の第 1 工場へ搬送、製品化されている。

採掘対象は、赤穂層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩である。採掘岩石は白色～帯緑灰色を呈し、一部熱水変質により珪化している。径 5 cm 以下の流紋岩溶結凝灰岩、泥岩などの岩片を含む。

奥村組土木興業株式会社有年砕石工場 JR 赤穂線「播州赤穂」駅北北西約 6.5 km の赤穂市東有年に位置する。

上述の資源調査によれば、本砕石場は 1972 年頃から稼行しており、1992 年頃の生産品の用途実績は道路用 26 %、コンクリート用 48 %、鉄道道床用 3 %、砕用 15 %、その他用 8 % である。

採掘対象は、赤穂層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩である。採掘岩石は帯黄灰色～灰白色を呈し、弱い接触変成作用が認められる。長径 2 cm 以下のレンズ状軽石や径 1～4 cm の砂岩、泥岩、流紋岩などの岩片を含む。

兵庫奥栄建設株式会社広陽工場 JR 赤穂線「天和」駅南方約 1.1 km の赤穂市福浦に位置しており、調査時現在では採掘を終了している。

上述の資源調査によれば、本砕石場としては 1971 年頃から稼行しており、1992 年頃の生産品の用途実績は、道路用 24 %、コンクリート用 64 %、砕用 8 %、その他用 4 % である。

採掘対象は、赤穂層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩である。採掘岩石は堅硬で、灰色を呈する。長径 2 cm 以下の緑色を呈するレンズ状軽石の本質岩片を含むほか、径 5 cm 以下の安山岩、泥岩などの異質岩片を少量含む(第 4. 13 図 A)。

金田碎石有限会社碎石場 赤穂市福浦に位置し、上述の兵庫奥栄建設建設株式会社広陽工場の東側に隣接している。赤穂層の流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び凝灰岩を採掘していたが、調査時現在では採掘を終了している。

上述の資源調査によれば、本碎石場は1980年頃から稼行しており、1992年頃の生産品の用途実績は、道路用7%、コンクリート用64%、砂用26%、その他用2%である。

10.4 温 泉

本地域内の温泉としては、赤穂市の赤穂温泉と相生市のペーロン温泉があり、ともに非火山性の温泉である。

赤穂温泉(赤穂市御崎)は、1969年に掘削された赤穂御崎温泉(湧出量13ℓ/分、泉温19.5℃、pH6.4;金原,2005)の湧出量の減少のため、2000年に新たに地下約

1,600mから掘削、揚水された温泉であり、周辺の宿泊施設で利用されている。泉質は、含弱放射能-カルシウム・ナトリウム-塩化物強塩低温泉、湧出量82.3ℓ/分、泉温30.2℃(低温泉)、pH6.95(中性)、溶存物質総量20.8901g/kg(高張性)、ラドン含有量256Bq/kg以下(19.0マツヘ)である(2000年4月、兵庫県立衛生研究所調べ)。

ペーロン温泉(相生市那波南本町)は、地下約1,500mから掘削、揚水されており、1997年より道の駅「あいおい白龍城」で利用されている。泉質は、含弱放射能-カルシウム・ナトリウム-塩化物泉低温泉、湧出量26ℓ/分(掘削、動力揚場)、泉温29.8℃(低温泉)、pH8.68(アルカリ性)、溶存物質総量7.030g/kg(低張性)、ラドン含有量126Bq/kg(9.36マツヘ)である(2011年8月、兵庫県立健康生活科学研究所調べ)。

文 献

- 相生市教育委員会編 (1964) 相生市史第7集 (地質編). 相生市教育委員会, 37p.
- 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 Sci.*, vol. 39, p. 210–219.
- 福岡 孝・長友恒人・下岡順直・草野高志 (2007) 三瓶火山第IV期・浮布降下軽石堆積物の¹⁴C年代. 鳥根県立三瓶自然館研究報告, no. 5, p. 35–39.
- 藤井紀之・神谷雅晴・平野英雄 (1971) 岡山県三石地区のろう石鉱床の研究—第1報 八木および梅谷鉱山のろう石鉱床一. 地調月報, vol. 22, p. 473–486.
- 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鉱床形成の場について. 鉱山地質, vol. 29, p. 83–95.
- 後藤博弥 (1986) 兵庫県上月—龍野帯南部のペルム系龍野層群の再検討. 地質雑, vol. 92, p. 663–674.
- 後藤博弥・井上剛一 (1990) 表層地質. 土地分類基本調査「播州赤穂・姫路・坊勢島・寒霞溪」, 兵庫県, p. 25–45.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge, 589 p.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. (2012) *The Geologic Time Scale 2012, Volume 1*. Elsevier., 435p.
- Harayama, S., Wada, H. and Yamaguchi, Y. (2003) Quaternary and Pliocene granites in the Northern Japan Alps. *Hutton Symposium V, Field Guidebook, Trip A1, Geol. Surv. Japan*, no. 28, p. 3–21.
- 平野英雄・藤井紀之・神谷雅晴 (1972) 岡山県三石地区のろう石鉱床の研究—第4報 五反田鉱山のろう石鉱床一. 地調月報, vol. 23, p. 275–285.
- 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.
- 広島通商産業局 (1979) 合理化指導報告書 (須通鉱山).
- 本宮秀朋・北川隆司・西戸広嗣 (2000) 岡山県三石地区のろう石鉱床の産状とK-Ar放射年代. 粘土科学, vol. 40, p. 46–53.
- 兵庫県 (1961) 17万分の1兵庫県地質産図及び同説明書. 兵庫県, 171p.
- 兵庫県 (1996) 兵庫の地質. 兵庫県土木地質図編纂委員会 (編集), 10万分の1兵庫県地質図及び解説書・地質編, 361p.
- 猪木幸男 (1981) 20万分の1地質図「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*, vol. 24, p. 205–220.
- 石賀裕明 (1983) “丹波帯層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, vol. 89, p. 443–454.
- Ishihara, S. and Imaoka, T. (1999) A proposal of caldera-related genesis for the Roseki deposits in the Mitsuishi mining area, Southwest Japan. *Resour. Geol.*, vol. 49, p. 157–162.
- 石原舜三・柴田 賢・内海 茂 (1988) 白亜紀—古第三紀花崗岩類に伴う鉱床の鉱化年代—1987年における総括. 地調月報, vol. 39, p. 81–94.
- 石山大三・松尾安伸・水田敏夫・松葉谷 治・中村 威 (1996) 兵庫県赤穂市坂越大泊金鉱床の熱水作用. 資源地質学会年会講演会講演要旨, no. 46, p. 31.
- Isozaki, Y. and Matsuda, T. (1980) Age of the Tamba Group along the Hozugawa “Anticline”, Western Hill of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 115–134.
- 海上保安庁水路部 (1988) 「播磨灘北部」海底地形図. 沿岸の海の基本図 (5万分の1), 第6384号1.
- 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), 第6384号3.
- 神谷雅晴・藤井紀之 (1972) 岡山県三石地区のろう石鉱床の研究—第3報 土橋鉱山のろう石鉱床一. 地調月報, vol. 23, p. 71–84.
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-Ar dating (V) —西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 191–211.
- 建設省国土地理院 (1994) 沿岸海域基礎調査報告書 (播州赤穂地区). 国土地理院技術資料D. 3, no. 66, 98p.
- 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, vol. 32, p. 361–368.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第2版) (CD-ROM版). 産総研地質調査総合センター.
- 君塚庚次郎 (1939) 三石蠟石鉱床 付目玉石. 窯協誌, vol. 47, p. 1–13.
- 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, no. 12, p. 1–36.
- 岸田孝蔵 (1957) 西播地区地下資源調査報告 (第5班). 兵庫県地下資源調査報告, no. 3–4, p. 35–48.
- 岸田孝蔵・弘原海 清 (1967) 姫路酸性岩類の火山層序—近畿の後期中生代火成岩類の研究 (I) —. 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 241–255.
- 岸田孝蔵・山本重幸・白髭太郎 (1967) ろう石鉱床調査各論. 第2章近畿地方, 第1節兵庫県, A赤穂地区. 国内鉄鋼原料調査, 第5報, p. 267–275.
- 巨智部忠承 (1897) 20万分の1地質図幅「赤穂」および説明書. 地質調査所, 122p.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編 (1965) 日本の窯業原料.

- 名古屋鋁業技術協会, 677p.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編 (1978) 日本の窯業原料. 名古屋鋁業技術協会, 879p.
- Kuno, H., Ishikawa, T., Katsui, Y., Yagi, K., Yamasaki, M. and Taneda, S. (1964) Sorting of pumice and lithic fragments as a key to eruptive and emplacement mechanism. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 35, p. 223–238.
- 楠 利夫・武蔵野 実 (1989) 丹波帯砂岩の特性. 地球科学, vol. 43, p. 75–83.
- 楠 利夫・武蔵野 実 (1992) 丹波帯の三畳系一下部ジュラ系の砂岩組成とその意義. 地質学論集, 第 38 号, p. 99–110.
- 松井整司・井上多津男 (1970) 三瓶火山噴出物の ^{14}C 年代. 地球科学, vol. 24, p. 112–114.
- 松下 進 (1953) 日本地方地質誌, 近畿地方 (初版). 朝倉書店, 293p.
- 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.
- 光野千春 (1981) 表層地質, 土地分類基本調査「和気・播州赤穂」, 兵庫県, p. 20–24.
- 光野千春 (1991) 私と野外地質学. 岡山大学地学研究会編, 60p.
- 光野千春・大森尚泰 (1963) 15 万分の 1 岡山県地質図および同説明書. 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・杉田宗満 (1979) 10 万分の 1 岡山県地質図. 内外地図株式会社.
- 光野千春・大森尚泰・添田 晶・島津精一・東元定雄・松本寛造 (1984) 岡山県三石 - 吉永地域のろう石鉱山一総合地質図説明書一. 中国地域非金属鉱物資源対策委員会, 広島通商産業局, 122p.
- 光野千春・定金司郎・壺郷逸範・光延和倫・大西純子 (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.
- 中村新太郎 (1929) 日本に於ける洪積統の分層. 日本学術協会報告, no. 5, p. 115–117.
- 日本地質学会 (2001) 国際層序ガイド一層序区分・用語法・手順へのガイド一. 共立出版, 238p.
- 日本金山誌編集委員会 (1994) 日本金山誌 第 5 編 近畿・中国・四国. 資源・素材学会, 93p.
- 日本国有鉄道編 (1975) 山陽新幹線地質図 (岡山 - 大門). 日本国有鉄道大阪工務局, 31p.
- 岡山県 (1954) 20 万分の 1 岡山県地質図, 岡山県.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, vol. 41, p. 225–236.
- 大森尚泰 (1962) 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), p. 153–157.
- 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, no. 14, p. 215–232.
- 大井信三・丹羽俊二 (1995) 播磨灘北部の海底地形と地質. TAGS, 筑波応用地学談話会, no. 7, p. 11–20.
- 大塚彌之助 (1937) 中国山地の概形とその地質時代. 地学雑, vol. 49, p. 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.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba district, part 1, Stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ., Ser. B*, vol. 10, p. 35–67.
- 佐藤大介 (2016) 兵庫県姫路市, 家島諸島に分布する後期白亜紀火山岩類のジルコン U-Pb 及び FT 年代. 岩鉱, vol. 45, p. 53–61.
- Sato, D., Matsuura, H., 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. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 310, p. 89–97.
- 佐藤源郎 (1938) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「西大寺」及び同説明書. 地質調査所, 66p.
- 佐藤裕司・加藤茂弘 (1995) 兵庫県赤穂平野, 千種川三角州における完新世の堆積環境変遷 (予報). 人と自然, no. 6, p. 61–71.
- 佐藤裕司・加藤茂弘 (1998) 兵庫県赤穂平野における完新世中期から後期の相対的海面変化. 第四紀研究, vol. 37, p. 325–338.
- Seki, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the Late Mesozoic igneous rocks in the inner zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 45, p. 71–110.
- 柴田 賢・藤井紀之 (1971) 岡山県三石地区のろう石鉱床の研究一第 2 報 八木鉱山産セリサイト鉱の K-Ar 年代一. 地調月報, vol. 22, p. 575–580.
- 嶋田 繁 (2000) 伊豆半島, 天城カワゴ平火山の噴火と縄文時代後～晩期の古環境. 第四紀研究, vol. 39, p. 151–164.
- 菅森義晃 (2006) 京都西山地域の上部ペルム系高槻層, 中部三畳系島本層及び三畳紀堆積岩複合体. 地質雑, vol. 112, p. 390–406.
- 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, p. 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, p. 8–22.
- 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ン・トラック年代. 地学雑, vol. 112, p. 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. 地質雑補遺, vol. 115, p. 139–151.
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ (1987) 丹波地帯周山シンフォーム内部の中生界層序. 日本地質学会関西支部報, no. 19, p. 2–3.
- 田中眞吾 (1981) 赤穂付近の自然環境. 赤穂市史第 1 巻, 赤穂市, p. 1–102.
- 田中眞吾 (1984) 赤穂市のボーリング地質柱状図資料. 赤穂

- 市史第4巻, 赤穂市, p. 44-64.
- 田中眞吾 (2001) 姫路とその周辺の地形. 姫路市史第1巻上, 姫路市, p. 195-284.
- 田中眞吾 (2005a) 揖保川町とその周辺の自然. 揖保川町史第1巻, 揖保川町, p. 1-76.
- 田中眞吾 (2005b) 揖保川町のボーリング柱状図. 揖保川町史第1巻付録, 揖保川町, p. 1-20.
- 田中眞吾・後藤博弥 (1978) 龍野市とその周辺の地質と地形. 龍野市史第1巻, 龍野市, p. 5-128.
- 田中眞吾・野村亮太郎 (1986) 赤穂上部火山灰の再検討. 赤穂市史第7巻, 赤穂市, p. 283-287.
- 田中眞吾・井上 茂・野村亮太郎 (1990) 地形分類. 土地分類基本調査「播州赤穂・姫路・坊勢島・寒霞溪」, 兵庫県, p. 13-24.
- 田中眞吾・小倉博之・兵頭政幸・佐藤裕司・松下まり子・柏谷健二 (1997) 90 m ボーリングとその成果. 御津町史第3巻, 御津町, p. 11-81.
- Terakado, Y. and Nohda, S. (1993) Rb-Sr dating of acidic rocks from the middle part of the Inner Zone of southwest Japan: tectonic implications for the migration of the Cretaceous to Paleogene igneous activity. *Chem. Geol.*, vol. 109, p. 69-87.
- 通産省生活産業局・工業技術院地質調査所 (1993) 兵庫県南部地区. 砕石資源調査報告書—近畿地域砕石資源調査報告, その2—, p. 1-41.
- 上野三義 (1966) ろう石鉱床調査各論, 第3章近畿地方, 第1節兵庫県, C 赤穂および梅谷鉱山. 国内鉄鋼原料調査, 第4報, p. 292-295.
- 浦島幸世・添田 晶・塚原 登・松木正義・佐野一夫 (1981) 坂越大泊金銀鉱床. 鉱山地質特別号, vol. 10, p. 53-73.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会, 694p.
- 脇田浩二・井川敏恵・宝田晋治 (2009) 20万分の1日本シームレス地質図DVD版. 産総研地質調査総合センター, 数値地質図G-16.
- Wilson, C. J. N. and Walker, G. P. L. (1982) Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 139, p. 581-592.
- 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.
- 山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和 (2002) 山崎地域の地質. 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, 48p.
- 吉川敏之・栗本史雄・吉岡敏和 (2005) 生野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 48p.

引用したウェブサイト

- 国土交通省, 土木研究所, 港湾空港技術研究所 (2008) 国土土地盤情報検索サイト「KuniJiban」. <http://www.kunijiban.pwri.go.jp>, 最終閲覧日: 2015年9月17日.

Geology of the Banshu-Ako District

By

Daisuke SATO*, Takahiro YAMAMOTO** and Tetsuichi TAKAGI***

(Written in 2015)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Banshu-Ako district, at longitude 134° 14'50.3"–134° 29'50.2"E and latitude 34° 40' 11.7"–34° 50' 11.6"N, is located in southeastern part of Okayama Prefecture and southwestern part of Hyogo Prefecture. Northern part of this district consists of the Chugoku Mountains, whereas southern part is dominated by the Harima Plain. Mountainous area reaches an altitude of 150–400 m. This district geotectonically belongs to the Inner Zone of Southwest Japan, and geologically consists of Late Triassic to Jurassic sedimentary complex, Late Cretaceous volcanic and plutonic rocks, and Paleogene to Quaternary sediments (Fig. 1).

Geologic Age		Geologic Units		Main Geologic Events
Quaternary	Holocene	(Ma) 0.0118	Alluvial plain deposits	Formation of sedimentary basin in the Harima Nada Subsidence (Rokko Movement) ↑
	Pleistocene	Late	Slope deposits	
		Middle	Lower terrace deposits	
		Early	Ojinbara Formation	
Neogene		2.59		Transgression in the Setouchi Province
Paleogene		23.0	Kibi Group	Uplift and erosion, formation of peneplain
Cretaceous	Late	66.0	Late Cretaceous volcanic rocks Ieshima, Gomyo, Hinase, Murotsu, Iwami, Ako, Wake, Une, Wakasano formations and Tengadaiyama Rhyolite	Arc volcanism Volcanism with caldera formation, intrusion of volcanic and plutonic rocks, formation of ore and clay deposits
	Early	100.5	Plutonic rocks and dikes diorite, porphyritic granodiorite, micrographic granodiorite, porphyritic granite, andesite, dacite, rhyolite, porphyritic dacite and porphyritic rhyolite	
Jurassic		145.0		Regional uplift and erosion
Triassic		201.3	Sedimentary complex in Tamba Belt	Formation of accretionary complex in Tamba Belt

Fig. 1 Summary of geology in the Banshu-Ako district

* Research Institute of Geology and Geoinformation

** Research Institute of Earthquake and Volcano Geology

*** Research Institute for Geo-Resources and Environment

PRE-CRETACEOUS

Pre-Cretaceous rocks distributed in northwestern part of the Banshu-Ako district consists of sedimentary complexes in the Tamba Belt (Fig. 2). These complexes consist of mafic volcanic rocks and limestone from oceanic seamounts, pelagic chert and terrigenous clastic rock ranging in age from Late Carboniferous to Jurassic and were formed through subduction-accretion processes.

LATE CRETACEOUS

Late Cretaceous volcanic rocks

Late Cretaceous volcanic rocks are widespread throughout the Banshu-Ako district. They are divided into nine volcanic units: the Ieshima, Gomyo, Hinase, Murotsu, Iwami, Ako, Wake, Une and Wakasano formations (Fig. 3). These formations contain mainly of dacite to rhyolite pyroclastic flow deposits and non-marine clastic sediments. Each formation shows caldera depression structures. Pyroclastic flow deposits in the Ako Formation are interbedded with debris avalanche deposits.

The Tengadaiyama Rhyolite crops out in eastern part of this district, and intrudes into the Gomyo, Murotsu, Ako and Wakasano formations.

Late Cretaceous plutonic rocks and dikes

Late Cretaceous plutonic rocks are composed of diorite, porphyritic granodiorite, micrographic granodiorite and porphyritic granite. Dikes are composed of andesite, rhyolite and dacite, and porphyritic rhyolite and porphyritic dacite.

Plutonic rocks form a small stock and crop out in the Late Cretaceous Hinase, Ako and Une formations.

Dikes are sporadically distributed in this district. Some of them intrude along boundaries between the Late Cretaceous volcanic formations and surrounding basement rocks.

PALEOGENE

The Paleogene in this district is the Kibi Group (so-called “mountain gravels”). The Kibi Group is mainly distributed in the Kibi Plateau, Okayama Prefecture. The group is composed of conglomerate and sandstone with some intercalations of thin tuff layers. The group in the Banshu-Ako district is distributed sporadically in low relief surface around the Funasaka Pass and is divided into the lower (matrix-supported) and upper (grain-supported) members. The Kibi Group unconformably overlies the Late Cretaceous Ako and Une formations.

QUATERNARY

Quaternary sediments in this district are mainly composed of the Ojinbara Formation, lower terrace deposits, slope deposits and alluvium plain deposits.

The Ojinbara Formation crops out in the northeastern part of this district, and is composed of gravel and sand with silt.

The lower terrace deposits crop out in the northern part of this district, and are composed of gravel, sand and silt.

The slope deposits are developed on valley side of the mountainous area.

Alluvium plain deposits are composed of abandoned channel-fill deposits, natural levee, back marsh, valley bottom plain, beach and river bed deposits.

ECONOMIC GEOLOGY

Numerous hydrothermal ore deposits in the Late Cretaceous igneous rocks are distributed in the Banshu-Ako and adjacent districts.

Base and precious metals in this district had been developed from 1977 to 1984 in the Sakoshi-Odomari mine, which is located in Sakoshi, Ako city. This mine produced by replacement of rhyolite pyroclastic rocks of the Ako Formation by high temperature fluids probably generated around the porphyritic granodiorite intrusive body of Late Cretaceous.

Pyrophyllite–sericite clays (Roseki) are distributed in the Mitsuishi and Ako area. Roseki mines in the Mitsuishi area are mainly pyrophyllite–sericite clays and partly pyrophyllite–kaolinite clays with diaspore deposits in the Wake Formation. The Mitsuishi and adjacent area constitute one of the largest Roseki mineralization field in Japan. The Ako area has been developed by small mines, such as the Ako, Umetani, Yunouchi and Funasaka mines. The Ako, Umetani and Yunouchi mines are pyrophyllite deposits in the Ako Formation. The Funasaka mine is a sericite deposit in the Une Formation.

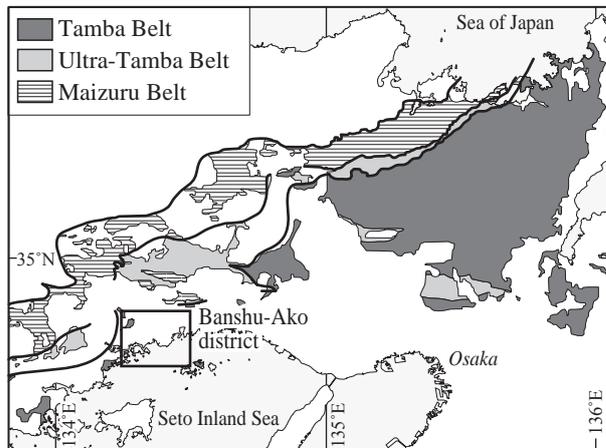


Fig. 2 Structural division of the Pre-Cretaceous tectonic belts

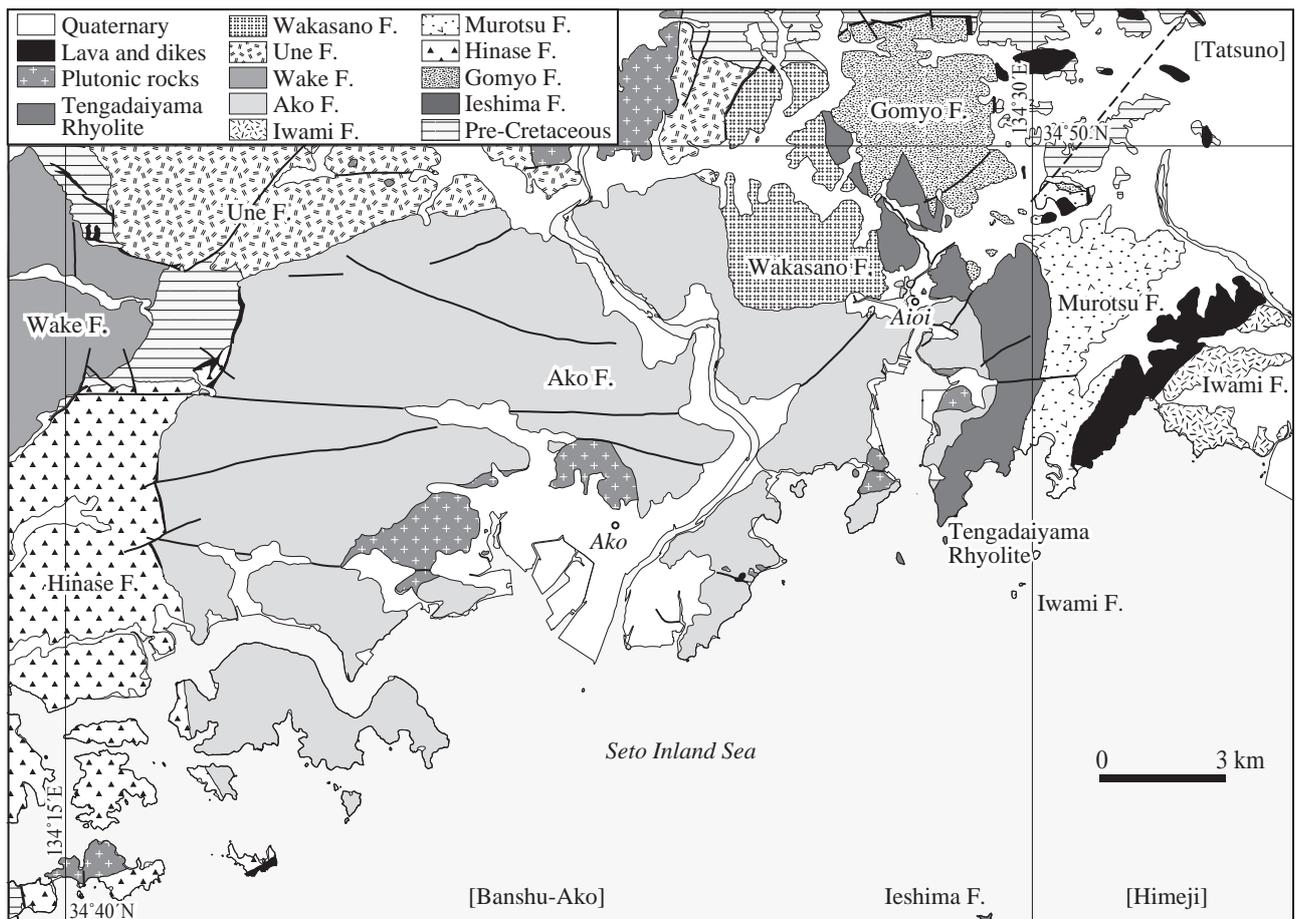


Fig. 3 Distributions of the Late Cretaceous volcanic and plutonic rocks
F.=Formation.

執筆分担

第1章 地形	佐藤大介
第2章 地質概説	佐藤大介・山元孝広・高木哲一
第3章 丹波帯堆積岩コンプレックス	佐藤大介
第4章 後期白亜紀火山岩類	佐藤大介・山元孝広
第5章 後期白亜紀深成岩類及び岩脈	佐藤大介・山元孝広
第6章 古第三系（吉備層群）	佐藤大介
第7章 第四系	佐藤大介
第8章 断層及びリニアメント	佐藤大介
第9章 地震活動	佐藤大介
第10章 資源地質	佐藤大介・高木哲一

文献引用例

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, 68 p.

章単位での引用例

佐藤大介（2016） 播州赤穂地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）. 産総研地質調査総合センター, p. 1-3.

Bibliographic reference

Sato, D., Yamamoto, T. and Takagi, T. (2016) Geology of the Banshu-Ako district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 68p. (in Japanese with English abstract, 3 p.) .

Bibliographic reference of each chapter

Sato, D. (2016) Geology of the Banshu-Ako district. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-3 (in Japanese) .

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

播州赤穂地域の地質

平成28年7月25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 Banshu-Ako District. Quadrangle Series,

1:50,000

Published on July 25, 2016

Geological Survey of Japan, AIST

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

印刷所