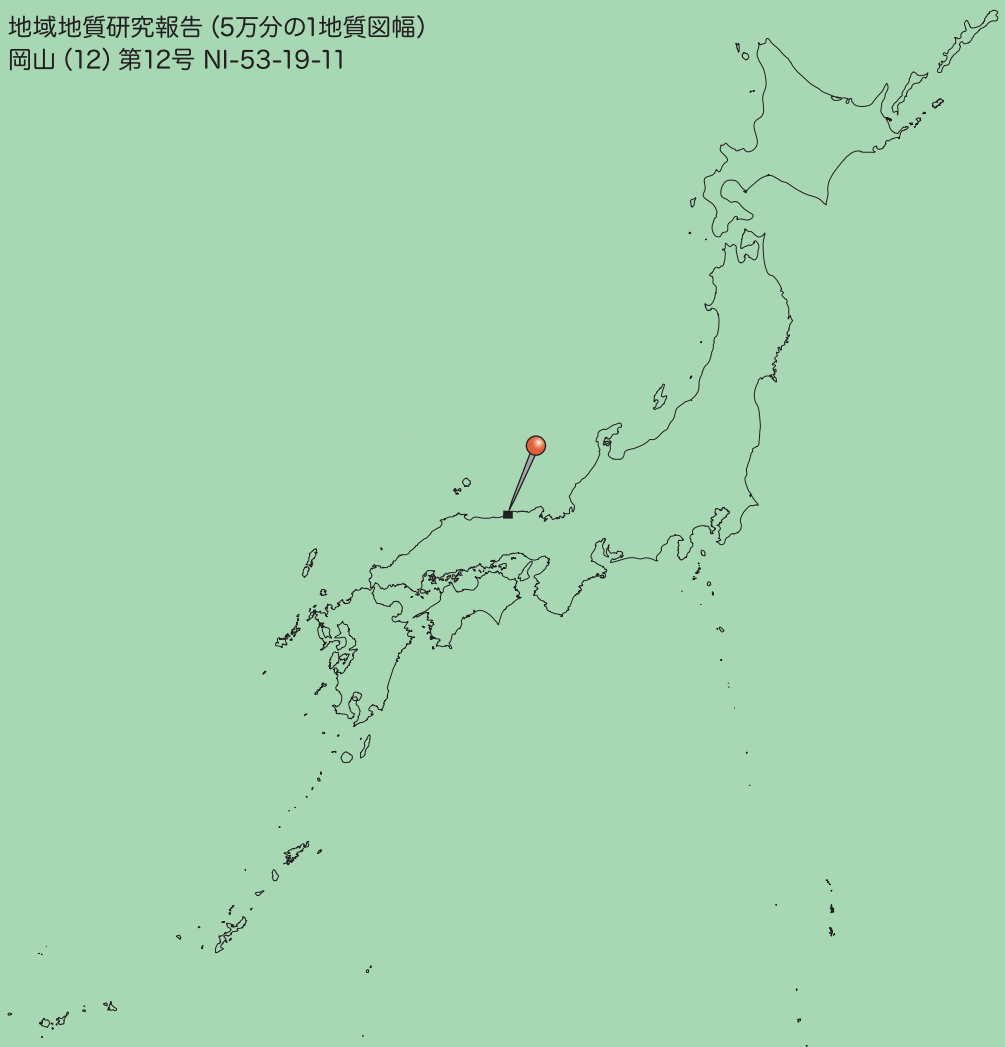
地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）
岡山（12）第12号 NI-53-19-11



浜坂地域の地質

Geology of the Hamasaka District

羽地　俊樹　HAJI Toshiki
工藤　崇　KUDO Takashi
佐藤　大介　SATO Daisuke

令和8年
産総研　地質調査総合センター

地域地質研究報告
5 万分の 1 地質図幅
岡山（12）第 12 号
NI-53-19-11

DOI: 10.50886/0002003422

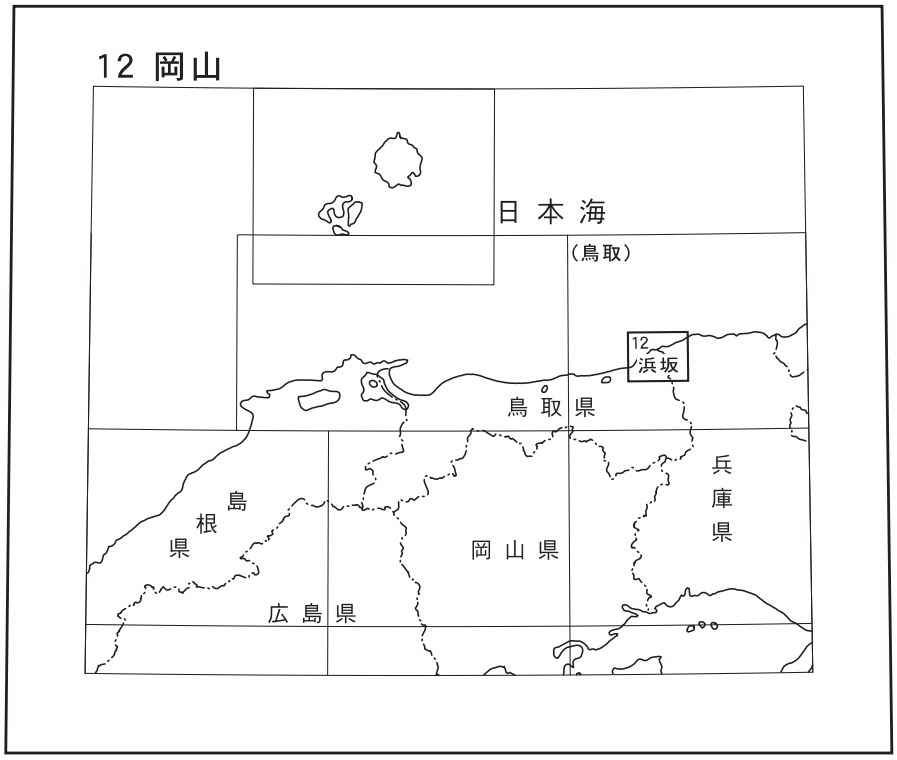
浜坂地域の地質

羽地　俊樹・工藤　崇・佐藤　大介

令和 8 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

12-11 鳥取北部 Tottori-Hokubu NI-53-19-15 (1963)	12-12 浜坂 Hamasaka NI-53-19-11 (2026)	12-13 香住 Kasumi NI-53-19-6・7 (未刊行，unpublished)
12-21 鳥取南部 Tottori-Nanbu NI-53-19-16 (1963)	12-22 若桜 Wakasa NI-53-19-12 (1979)	12-33 村岡 Muraoka NI-53-19-8 (未刊行，unpublished)

浜坂地域の地質

羽地俊樹[1]・工藤　崇[1]・佐藤大介[1]

地質調査総合センターでは，1882 年（明治 15 年）に前身である地質調査所が創設されて以来，国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い，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．

浜坂地域の地質調査は，2020 年～2023 年度（令和 2 年度～5 年度）に実施された．現地調査と本報告書作成にあたっては，古第三系を主に佐藤が，新第三系～第四系のうち照来層群及び扇ノ山群火山噴出物を工藤が，そのほかの新第三系～第四系を主に羽地が担当した．全体の取りまとめは羽地が行った．

本研究にあたって以下の方々のご協力を得た．鳥取大学の菅森義晃氏には本地域周辺の地質情報について情報提供をいただいたほか，調査に際して種々の便宜を図っていただいた．鳥取県立博物館の田邉佳紀氏，清水道代氏，氷ノ山自然ふれあい館の渡邊克典氏には，文献収集及び化石試料の同定にご協力いただいた．鳥取県立山陰海岸ジオパーク海と大地の自然館の金山恭子氏には，本地域周辺の地質及び地名に関して情報を提供いただいた．兵庫県立大学の松原典孝氏及びフォッサマグナミュージアムの郡山鈴夏氏には現地調査に助力をいただいたほか，分析試料に関する情報提供をいただいた．中央大学の菊地一輝氏及び国立科学博物館の矢部　淳氏には，化石試料の同定に際して助言をいただいた．前田渡船の前田　保氏，みなとホリディの松岡ゆうこ氏及び日浦健太氏には海岸部の船舶及びカヤックを使用した調査に際してお世話になった．岩美町公害防止協会の宮本健一氏及び山本圭介氏には，旧岩美鉱山の坑道及び排水処理施設の見学，関連資料の閲覧時に便宜を図っていただいた．倉吉市の茶木秀哉氏には，廃鉱山についての情報提供をいただいた．有限会社風水土の永田秀尚氏には文献収集でご協力いただいた．本地域の室内研究に用いた岩石薄片は，地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調製グループの佐藤卓見氏，福田和幸氏，平林理恵氏，小倉夏穂氏及び山陰海岸ジオパーク海と大地の自然館の松本和彦氏の作成による．

所　属
[1] 地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Hamasaka, Tottori, Hyogo, Iwami, Shinonsen, Paleogene, Akasakigawa Formation, Nagatani Formation, Tai Granite, Uemachi Formation, Kyushozan Granite, Uradome Granite, Sashikui Formation, Miocene, Hokutan Group, Yoka Formation, Toyooka Formation, Muraoka Formation, Shichiyama Formation, Pliocene, Yu Formation, Obaneo Lava, eruptive products of Hamasaka Volcano, eruptive products of Mani Volcano, Inabayama Lava, Teragi Group, Yudani Formation, Nakatsuji Formation, Utaosa Formation, Terada Formation, Lower Pleistocene, eruptive products of Oginosen Volcano Group, Miyawaki Lava, Kiridaki Lava, Upper Pleistocene and Holocene, Tottori Sand Dunes

令和 7 年 9 月 11 日受理　令和 8 年 3 月 31 日発行

目　次

第 1 章　地形……1
1. 1　概説……1
1. 2　山地及び丘陵……1
1. 3　地すべり地形……1
1. 4　段丘，山麓堆積地形，平野及び河川……2
1. 5　砂丘……4
1. 6　海岸地形……4
第 2 章　地質概説……5
2. 1　古第三系……5
2. 2　中新統北但層群……6
2. 3　照来層群以外の鮮新統……8
2. 4　照来層群（上部鮮新統）……8
2. 5　扇ノ山火山群噴出物（下部更新統）……8
2. 6　上部更新統～完新統……9
第 3 章　古第三系……10
3. 1　研究史及び概要……10
3. 2　トーナル岩～石英閃緑岩捕獲岩（Xu）……12
3. 3　赤崎川層（Pa）……15
3. 4　長谷層（En）……16
3. 5　田井花崗岩（Gt）……17
3. 6　上町層（Eu）……18
3. 7　久松山花崗岩（Gk）……20
3. 8　浦富花崗岩（Gm, Gf, Gi）……21
3. 9　指杭層（Op, Oc, Oi）……23
3. 10　貫入岩（P, F）……26
3. 10. 1　細粒斑状黒雲母花崗岩～斑状流紋岩（P）……26
3. 10. 2　細粒黒雲母花崗岩～流紋岩（F）……26
3. 11　断層……28
第 4 章　中新統北但層群……29
4. 1　研究史……29
4. 1. 1　戦前（1945 年以前）……29
4. 1. 2　北但層群の研究史……29
4. 1. 3　鳥取層群の研究史……31
4. 2　北但層群の再定義……33
4. 2. 1　高柳層及び八鹿層……33
4. 2. 2　豊岡層及び村岡層……34
4. 2. 3　網野層及び丹後層……35

4. 2. 4　駟馳山層……35
4. 3　北但層群の概要……36
4. 4　八鹿層（Yg, Yv1, Yc, Yv2, Yp, Yr, Yi）……36
4. 5　豊岡層（Tc, Ts, Tf, Tb, Tm）……45
4. 6　村岡層（M, Ms, Mb, Mf, Mqr, Mr, Ma, Mpd）……50
4. 7　駟馳山層（Sw, Sr, Sd）……60
4. 8　断　層……61
4. 8. 1　相谷川断層及び金峯断層……62
4. 8. 2　湯村断層……62
4. 8. 3　宇治断層……63
第 5 章　照来層群以外の鮮新統……64
5. 1　研究史及び概要……64
5. 1. 1　研究史……64
5. 1. 2　概要……65
5. 2　湯層（Yuc, Yup）……66
5. 3　大羽尾溶岩（Ol）……68
5. 4　浜坂火山噴出物（Hp, Hl）……69
5. 5　摩尼火山噴出物（Mnp, Mnl, Mnd）……72
5. 6　稲葉山溶岩（In）……76
第 6 章　照来層群（上部鮮新統）……79
6. 1　研究史……79
6. 2　照来層群の定義と層序区分体系の改訂……83
6. 2. 1　照来層群の定義……83
6. 2. 2　層序区分体系の改訂……84
6. 3　概要……85
6. 4　湯谷層（Yd）……86
6. 5　中辻層（Nk）……88
6. 6　歌長層……92
6. 6. 1　相谷川流紋岩火砕岩部層（Ua）……92
6. 6. 2　飯野火山砕屑岩部層（Ui）……93
6. 6. 3　桐岡流紋岩部層（Ub, Uk, Us, U1, U2）……96
6. 6. 3. 1　白毫山流紋岩（Ub）……96
6. 6. 3. 2　草太山流紋岩（Uk）……98
6. 6. 3. 3　牛ヶ峰流紋岩（Us）……102
6. 6. 3. 4　未区分流紋岩（U1, U2）……102
6. 7　寺田層（T1, T2）……104
6. 8　地質構造……108
第 7 章　扇ノ山火山群噴出物（下部更新統）……110
7. 1　研究史及び概要……110
7. 1. 1　研究史……110

7. 1. 2　概要……110
7. 2　宮脇溶岩（Mw）……112
7. 3　霧滝溶岩（Kr）……114
第 8 章　上部更新統～完新統……119
8. 1　地すべり堆積物（l）……119
8. 2　山麓及び埋谷緩斜面堆積物（v）……119
8. 3　砂丘堆積物及び大山倉吉テフラ……120
8. 3. 1　鳥取砂丘の研究史……120
8. 3. 2　概要及び区分……121
8. 3. 3　更新世砂丘堆積物（ps）……122
8. 3. 4　大山倉吉テフラ（地質図では非表示）……123
8. 3. 5　完新世砂丘堆積物（hs）……123
8. 4　河成段丘堆積物……124
8. 4. 1　蒲生川 1 及び 2 段丘堆積物（gt1, gt2）……125
8. 4. 2　岸田川 1～4 段丘堆積物（kt1, kt2, kt3, kt4）……125
8. 5　氾濫原及び谷底低地堆積物（a）……125
8. 6　旧河道堆積物（ac）……125
8. 7　現河床堆積物（r）……125
8. 8　海浜堆積物（b）……126
8. 9　埋土（lm）……126
第 9 章　活断層……127
9. 1　釜戸断層……127
9. 2　滝山断層……127
9. 3　左近断層（地質図では非表示）……128
第 10 章　資源地質……129
文献……132
Abstract……145

図・表目次

第 1.1 図　「浜坂」地域の地形概略図……2
第 1.2 図　「浜坂」地域の標高区分図と主要な自然地名……3
第 1.3 図　丹土地すべり地の写真……3
第 2.1 図　「浜坂」地域の地質概略図……6
第 2.2 図　「浜坂」地域の地質総括図……7
第 3.1 図　「浜坂」地域，古第三系の層序・貫入関係と形成年代……11
第 3.2 図　深成岩体のモード組成……13
第 3.3 図　深成岩体の試料写真……14
第 3.4 図　トーナル岩～石英閃緑岩捕獲岩の産状……15
第 3.5 図　トーナル岩～石英閃緑岩捕獲岩の薄片写真……15
第 3.6 図　古第三系火山岩の薄片写真……17
第 3.7 図　田井花崗岩の露頭写真……18
第 3.8 図　花崗岩体の薄片写真……19
第 3.9 図　浦富花崗岩の露頭写真……22
第 3.10 図　指杭層の露頭写真……25
第 3.11 図　貫入岩の薄片写真……27
第 4.1 図　山陰東部に分布する中新統の層序変遷と対比……30
第 4.2 図　鳥取層群の部層区分と本研究で再定義する北但層群との対比……32
第 4.3 図　本報告の再定義による北但層群の地質図……34
第 4.4 図　「浜坂」地域に分布する北但層群の岩相層序概念図……36
第 4.5 図　岩美町長谷東縁部のルートマップ……38
第 4.6 図　新温泉町内山西部のルートマップ……39
第 4.7 図　八鹿層基底部の露頭写真……39
第 4.8 図　北但層群の主成分全岩化学組成……40
第 4.9 図　八鹿層の露頭写真……41
第 4.10 図　八鹿層の薄片写真……42
第 4.11 図　豊岡層基底部の露頭写真……46
第 4.12 図　豊岡層の露頭写真……47
第 4.13 図　豊岡層の薄片写真……49
第 4.14 図　鳥取市南田周辺のルートマップ……52
第 4.15 図　鳥取市駟馳山付近のルートマップ……54
第 4.16 図　村岡層の露頭写真……56
第 4.17 図　村岡層の貫入岩及び溶岩の露頭写真……57
第 4.18 図　村岡層の貫入岩及び溶岩の薄片写真……58
第 4.19 図　宇治断層の露頭写真……62
第 5.1 図　湯層のルートマップ……66
第 5.2 図　湯層の露頭写真……67

第 5.3 図　大羽尾溶岩，浜坂火山噴出物，摩尼火山噴出物，稲葉山溶岩の全岩化学組成……69
第 5.4 図　浜坂火山噴出物の露頭写真……71
第 5.5 図　浜坂火山噴出物の薄片写真……72
第 5.6 図　摩尼火山噴出物のルートマップ……73
第 5.7 図　摩尼火山噴出物の露頭写真……74
第 5.8 図　摩尼火山噴出物の露頭柱状図……75
第 5.9 図　摩尼火山噴出物の薄片写真……76
第 6.1 図　本報告と既存報告における照来層群の層序区分対応関係……80
第 6.2 図　照来コールドロンの位置図……83
第 6.3 図　「浜坂」地域に分布する照来層群の層序区分概念図……85
第 6.4 図　新温泉町飯野西方のルートマップ……87
第 6.5 図　湯谷層の露頭写真……88
第 6.6 図　新温泉町愛宕山付近のルートマップ……89
第 6.7 図　中辻層の露頭写真……91
第 6.8 図　歌長層相谷川流紋岩火砕岩部層と飯野火山砕屑岩部層の露頭写真……94
第 6.9 図　歌長層相谷川流紋岩火砕岩部層と飯野火山砕屑岩部層の薄片写真……95
第 6.10 図　歌長層桐岡流紋岩部層の薄片スキャン画像……97
第 6.11 図　歌長層桐岡流紋岩部層の露頭写真……99
第 6.12 図　歌長層桐岡流紋岩部層及び寺田層の主成分全岩化学組成……100
第 6.13 図　歌長層桐岡流紋岩部層の偏光顕微鏡による薄片写真……101
第 6.14 図　新温泉町海上西方のルートマップ……105
第 6.15 図　寺田層の露頭写真……106
第 6.16 図　寺田層の薄片写真……108
第 6.17 図　照来コールドロンの重力異常図……109
第 7.1 図　扇ノ山火山群の地質図……111
第 7.2 図　扇ノ山火山群の火山活動史を示すブロックダイアグラム……113
第 7.3 図　新温泉町宮脇北東のルートマップ……114
第 7.4 図　宮脇溶岩の露頭写真……115
第 7.5 図　扇ノ山火山群噴出物の主成分全岩化学組成……116
第 7.6 図　宮脇溶岩及び霧滝溶岩の薄片写真……117
第 8.1 図　地すべり堆積物の露頭写真……120
第 8.2 図　鳥取砂丘を構成する堆積物の区分……121
第 8.3 図　砂丘堆積物の層相……122
第 8.4 図　福部砂丘における大山倉吉テフラを挟む層準の柱状図……123
第 9.1 図　「若桜」地域内の釜戸断層の露頭写真……128
第 10.1 図　地質資源位置図……130

第 3.1 表　本報告に用いた古第三系火成岩試料の採取地点……12
第 4.1 表　北但層群の主成分化学組成分析結果……43
第 4.2 表　高柳層，八鹿層の放射年代値一覧……44

第 4. 3 表　豊岡層，村岡層及び駟馳山層の放射年代値一覧……51
第 5. 1 表　鮮新統（照来層群を除く）の既報の放射年代値一覧……70
第 5. 2 表　摩尼火山噴出物及び稲葉山溶岩の全岩化学組成……77
第 5. 3 表　摩尼火山噴出物のK–Ar年代測定結果 ……77
第 6. 1 表　照来層群の放射年代値一覧……82
第 6. 2 表　歌長層桐岡流紋岩部層の主成分全岩化学組成……98
第 6. 3 表　寺田層の主成分全岩化学組成……107
第 7. 1 表　宮脇溶岩及び霧滝溶岩の主成分全岩化学組成……115
第 7. 2 表　宮脇溶岩及び霧滝溶岩のK–Ar年代測定結果 ……117
第 10. 1 表　「浜坂」地域の温泉一覧……131

付図 1　地点及び地域位置図その 1（地域西部）……142
付図 2　地点及び地域位置図その 2（地域北東部）……143
付図 3　地点及び地域位置図その 3（地域南東部）……144

Fig. 1　Summary of the geology in the Hamasaka District……146

第1章　地　　形

（羽地俊樹・工藤　崇）

1.1　概　説

5万分の1地質図幅「浜坂」地域は，世界測地系では北緯35°30′11.3″–35°40′11.3″，東経134°14′50.2″–134°29′50.1″，日本測地系では北緯35°30′–35°40′，東経134°15′–134°30′の山陰地方東部に位置する（以降，「浜坂」地域または本地域と略記し，他の5万分の1地質図幅の地域も同様に表現する）．本地域は鳥取県と兵庫県にまたがり，行政区域は鳥取県の鳥取市と岩美郡岩美町，兵庫県の美方郡新温泉町が含まれる（第1.1図）．

本地域は北西部に日本海を含み，東北東–西南西方向に伸びる海岸線を境に南東側に陸域が広がる．陸域の占める面積は約6割である．陸域は主に丘陵地及び低山地からなり，小規模な低地を含む．大局的には南東方向に向かって高くなる地形配置を示す．最高峰は本地域東部に位置する標高715.3 mの鐘尾山，それに次ぐ高峰はその南方に位置する標高712.8 mの牛ヶ峰山である（第1.1図）．牛ヶ峰山から北方に伸びる尾根が鳥取県と兵庫県の県境をなしている（第1.1図）．

鳥取県域の内陸部の地形は主に標高300 m前後の起伏の小さい山地，塩見川，蒲生川などの河川沿いに広がる低地と小規模な河成段丘などからなる（第1.1図；第1.2図）．兵庫県域の地形は鳥取県側と比べるとやや山地の標高が高い．主要河川である岸田川の流域に低地及び河成段丘が確認される．また本地域南東部は地すべり地形の発達が著しい．

海岸地形は沈水地形のリアス式海岸からなる岩石海岸を主体とし，一部に砂浜海岸も認められる．鳥取県域では岩石海岸と砂浜海岸が同程度の割合であるが，兵庫県域では岩石海岸が卓越する．岩石海岸は海食地形の発達が顕著で，多数の洞門，洞窟，離れ島が存在する．砂浜海岸の背後（陸側）には砂丘が認められる．

1.2　山地及び丘陵

「浜坂」地域で最も起伏に富む山地地形は，鳥取県と兵庫県の県境をなす尾根周辺に認められる（第1.2図）．この尾根の南方延長は南隣の「若桜」地域で標高1,310 mの扇ノ山に連続する（第1.1図）．

本地域西部の陸域には，主に標高200～400 m程度の丘陵地及び起伏の小さい低山地が広がる（第1.2図）．丘陵地及び低山地は主に古第三紀の花崗岩・火砕岩や中新世の堆積岩・火山岩からなるが，羽尾鼻，摩尼山周辺や南隣の「若桜」地域内の稲葉山周辺では鮮新世の溶岩がそれらを覆う．鮮新世溶岩は先鮮新統と比して新鮮・硬質で侵食に強く，メサ状の地形をなしている．なお本地域南西部に位置する本陣山の山頂部にも平坦地があり，鮮新世溶岩が分布するとされていたが（例えば，出脇，1975），実際には中新世の火山岩が分布する．本地域西部の馳馳山や二上山も残丘状の地形をなすが，これは周辺よりも硬質な中新世の貫入岩もしくは溶岩で構成されているためである．

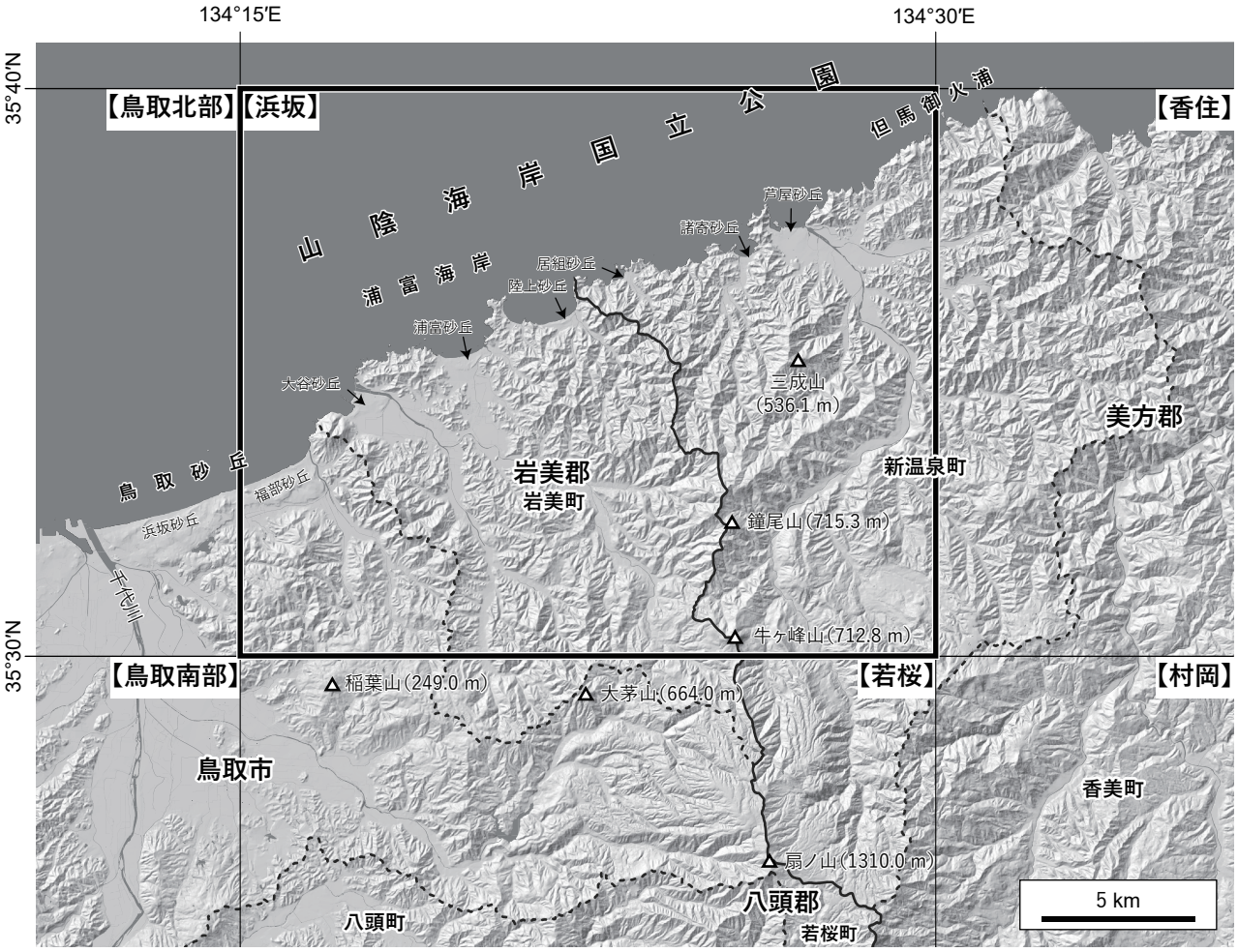
本地域東部は県境尾根など標高が400 mを越える峰が多く，起伏に富んだ山地地形を示す部分が多い（第1.2図）．山地は主に古第三紀の花崗岩や新第三紀の堆積岩・火山岩からなる．新温泉町宮脇東方の尾根には，古第三紀の花崗岩を覆って更新世の溶岩が分布し，その上面（標高約300～450 m）はメサ状の平坦面となっている．南東部に位置する白毫山，草太山，愛宕山は鮮新世の溶岩ドームもしくは貫入岩からなり，残丘状の地形をなしている．

1.3　地すべり地形

本地域の地すべり地形の分布は，防災科学技術研究所の発行する1:50,000地すべり地形分布図の「宮津・鳥取」（清水ほか，2005）及び国土地理院発行の1:25,000活断層図釜戸断層とその周辺（熊原，2024）で示されている．本報告ではそれらの資料を参考に，改めて昭和50年の空中写真を用いて判読を行い，地すべり地形とその移動体の外形を検討した．

本地域は南隣の「若桜」地域やその東隣の「村岡」地域まで連続する「但馬地すべり地帯」と呼ばれる地すべりの頻発地帯に含まれる（兵庫県土木地質図編纂委員会，1996a）．本地帯の地すべりは，滑動体の規模が10^5～10^7 m^3程度で，通常はクリープ型の運動を，まれに大規模な崩壊性の運動を示すとされる（兵庫県土木地質図編纂委員会，1996a；藤田，2002）．

本地域は南東部，特に照来層群分布域において地すべり地形の発達が著しい．これらの中には，丹土地すべり，前地すべりなど名称が与えられているものがある（兵庫県土木地質図編纂委員会，1996a；藤田，2002）．特に新温泉町丹土付近は，その一部に「丹土地すべり」を含む東西3 km×南北3.2 kmにわたる地すべりの一大密集地



第 1.1 図　「浜坂」地域の地形概略図
基図の地形陰影図には国土地理院の基盤地図情報の数値標高モデルを，行政区画の界線及び河川等の水涯線には基盤地図情報の基本項目を利用した．緯度経度は日本測地系で示す．

帯であり（第 1.3 図），日本でも有数の規模を持つ（藤田, 1992, 2002）．丹土地すべりでは 300 年以上前から表層変動が確認されており，明治時代以降にも地すべりが多発した記録がある（岡田, 1902；棚橋, 1938；藤田, 2002）．

1.4　段丘，山麓堆積地形，平野及び河川

本地域における河川は大局的に南南東から北北西方向に流れており，その周辺に段丘や平野が広がっている．これらと山地の境界部には小規模な山麓堆積地形が認められる．

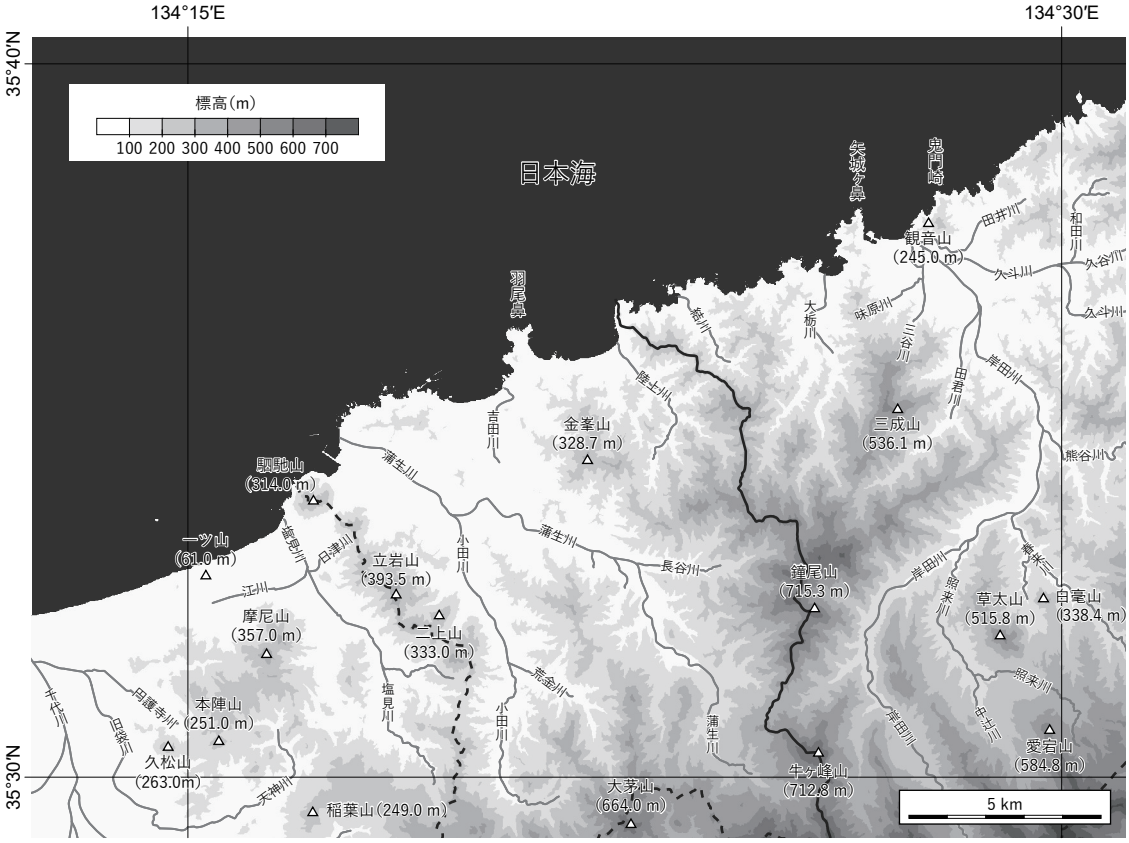
段丘は主に蒲生川と岸田川沿いにおいて河成段丘が確認される．本報告では空中写真判読を基に，蒲生川水系の段丘を 2 段に，岸田川水系の段丘を 4 段に区分した．河成段丘の地形は堆積物の特徴と合わせて第 8.4 節に記載する．

岩美町新井（にい）では小規模な海成段丘が存在するとの指摘もある（岩美町教育委員会編, 2001）．新井に認められる標高 13～15 m の丘陵は海食台が段丘化したものと考えられており，形成時期は標高を根拠に中期更新世以前と考えられている．段丘堆積物は認められず中新統からなるため（岩美町教育委員会編, 2001），本報告では侵食段丘として扱い，地質図では中新統の分布域とした．

低地と山地及びそれらと丘陵地の境界部には，若干の起伏を伴う緩い斜面を示す山麓堆積地形が認められる．

平野は氾濫原や谷底を埋めた平坦面からなる．本地域の平野は規模が小さく，幅はいずれも 2 km に満たない（第 1.1 図）．鳥取市湯山，細川，岩美町大谷（おおたに），浦富の低地にはかつて潟湖や低湿地が存在した（福部村誌編さん委員会編, 1981；岩美町誌執筆編集委員会編, 2006）．

本地域の主要な河川には天神川（てんじんがわ），箭渓川（やだにがわ），塩見川（おだ），小田川（がわ），荒金川（あらかねがわ），蒲生川，吉田川（よしだがわ），陸上川（くがみがわ），結川（むすぶがわ），二又川（ふたまたがわ），大栃川（おおとちがわ），田君川（たきみがわ），岸田川（てらぎがわ），照来川（はるきがわ），春来川（くとがわ），久斗川（たい），田井川（がわ）がある（第 1.2 図）．



第 1. 2 図　「浜坂」地域の標高区分図と主要な自然地名
標高区分図には国土地理院の基盤地図情報の数値標高モデルを，河川情報には，国土数値情報の河川データを利用した.



第 1. 3 図　丹土地すべり地の写真
草太山山腹から南方を望む.

1.5　砂　丘

「浜坂」地域の主要河川の河口付近には，砂丘が認められる（第 1.1 図）．鳥取県域の砂丘は，西から順に塩見川河口の福部砂丘，蒲生川河口の大谷砂丘，吉田川河口の浦富砂丘，陸上川河口の陸上砂丘と呼ばれる（鳥取郷土研究会編, 1964）．兵庫県域では，岸田川河口の新温泉町浜坂及び芦屋に認められる砂丘について大西・近藤（1961）が浜坂砂丘と記載した．しかし浜坂砂丘の名称は，福部砂丘の西隣に位置し，鳥取砂丘を構成する鳥取市浜坂の浜坂砂丘と混同する恐れがある．そのため本報告では岸田川河口に位置する砂丘は芦屋砂丘と呼ぶ．このほか新温泉町居組の結川河口と諸寄の大栃川河口にも発達の悪い砂丘が認められるが，名称はつけられていない．本報告ではそれぞれ居組砂丘と諸寄砂丘と呼ぶ．

本地域における最も規模の大きな砂丘は，鳥取砂丘東部を構成する福部砂丘である（第 1.1 図）．福部砂丘は最高点が標高約 70 m に達し，3 列の砂丘列が認定される（赤木, 1991；羽地・工藤, 2024）．このほかの砂丘は最高点の標高が 8〜25 m 程度で，耕作地や住宅地としての開発が進んでいることもあり砂丘列は不明瞭である．

1.6　海 岸 地 形

「浜坂」地域は大局的に東北東–西南西方向に伸びる直線的な海岸線を持つ．海岸線の突出部は岩石海岸に，湾入部は砂浜海岸となっている．

岩石海岸は大部分が海食崖の断崖絶壁となっており，海食洞などの典型的な海食地形が認められる．特徴的な景観を持つ洞窟，洞門，小島，岩壁にはそれぞれ名称が与えられている（例えば, 池辺, 1963；鳥取郷土研究会編, 1964；浜坂町史編纂委員会編, 1967；依藤, 1998；谷本, 2003；岩美町誌執筆編集委員会, 2006）．海食地形は岩脈や断層・節理といった地質の不連続に起因したものが多く，個々の海食地形と地質の関連性や形成様式について古くから研究がなされている（例えば, 池辺, 1963；豊島, 1964, 1965, 1967, 1978）．

第2章　地 質 概 説

（羽地俊樹・工藤　崇・佐藤大介）

「浜坂」地域の地質概略図を第 2. 1 図に，地質総括図を第 2. 2 図に示す．本地域の地質は下位より，古第三系，中新統北但層群，鮮新統の照来層群及びその他の地質体，下部更新統扇ノ山火山群噴出物，上部更新統～完新統に大別される．

古第三系は本地域中央部にまとまって分布するほか，南西端，北東部，南東部に分布する（第 2. 1 図）．北但層群は古第三系を覆って，南西部及び北東部に広くまとまって分布する．照来層群以外の鮮新統は主に北但層群を覆って各所に小規模に分布する．照来層群は主に古第三系をアバット不整合で覆い，本地域南東部にまとまって分布する．照来層群分布域は地すべり地形の発達が著しく，分布面積における約半分が上部更新統～完新統の地すべり堆積物で覆われる．扇ノ山火山群噴出物は照来層群を覆って本地域南東部に分布する．上部更新統～完新統は河川沿い及び海岸沿いにまとまって分布するほか，丘陵地や山地に点在する．南隣に位置する「若桜」地域や西隣に位置する「鳥取北部」地域には活断層が認められるが，それらの延長は本地域に達するとされている．ただし，本地域内においてそれらが第四紀に活動した明確な証拠は見いだされていない．以下に各地質の概要を記述する．

本報告で用いる用語やその区分体系について以下に補足する．本報告で用いる火山砕屑岩の区分体系は工藤（2025）に従った．この区分体系では，火山砕屑岩の定義を Fisher（1961），火砕岩と初生的火山砕屑岩（primary volcaniclastic rock）の定義を White and Houghton（2006）に従い，初生的火山砕屑岩に用いる区分を White and Houghton（2006）を一部改変したもの，初生的火山砕屑岩の再堆積物に用いる区分を McPhie *et al.*（1993）を一部改変したもの，火山砕屑岩の非成因的な区分を Fisher（1961）に従っている．詳細な説明については，別報（工藤, 2025）を参照いただきたい．火山岩の岩石名については，可能な限り全岩化学組成データを用い，国際地質科学連合（IUGS）の分類案（Le Bas *et al.*, 1986；Le Bas and Streckeisen, 1991）に従って記載する．火成岩の岩石記載においては，岩石名に苦鉄質斑晶の名称を量の少ないものから順に並べて付与した．

2. 1　古 第 三 系

本地域には，古第三紀の火成岩が分布しており，主に花崗岩・火砕岩からなる．これらは産状，貫入・被覆関係及び放射年代値から，赤崎川層・長谷層・田井花崗岩・上町層・久松山花崗岩・浦富花崗岩・指杭層及びこれらを貫く小規模な貫入岩に区分される．また，浦富花崗岩中にはしばしばトーナル岩～石英閃緑岩捕獲岩が認められ，本地域の古第三系で最も古い固結年代を示す．

トーナル岩～石英閃緑岩は，本地域に広く分布する浦富花崗岩の捕獲岩としてその存在が確認できる．本地域内の他深成岩体に比べて高い岩石帯磁率を示す．トーナル岩のジルコン U–Pb 年代は 63.6 Ma（前期暁新世）で，母岩の浦富花崗岩のジルコン U–Pb 年代より有意に古いことからトーナル岩の固結年代と推定される．

赤崎川層は本地域北東端に僅かに露出する．細粒の結晶片に富む溶結した流紋岩火山礫凝灰岩からなり，貫入岩による接触変成作用を被っている．ジルコン U–Pb 年代は 62.6 Ma（前期暁新世）を示す．

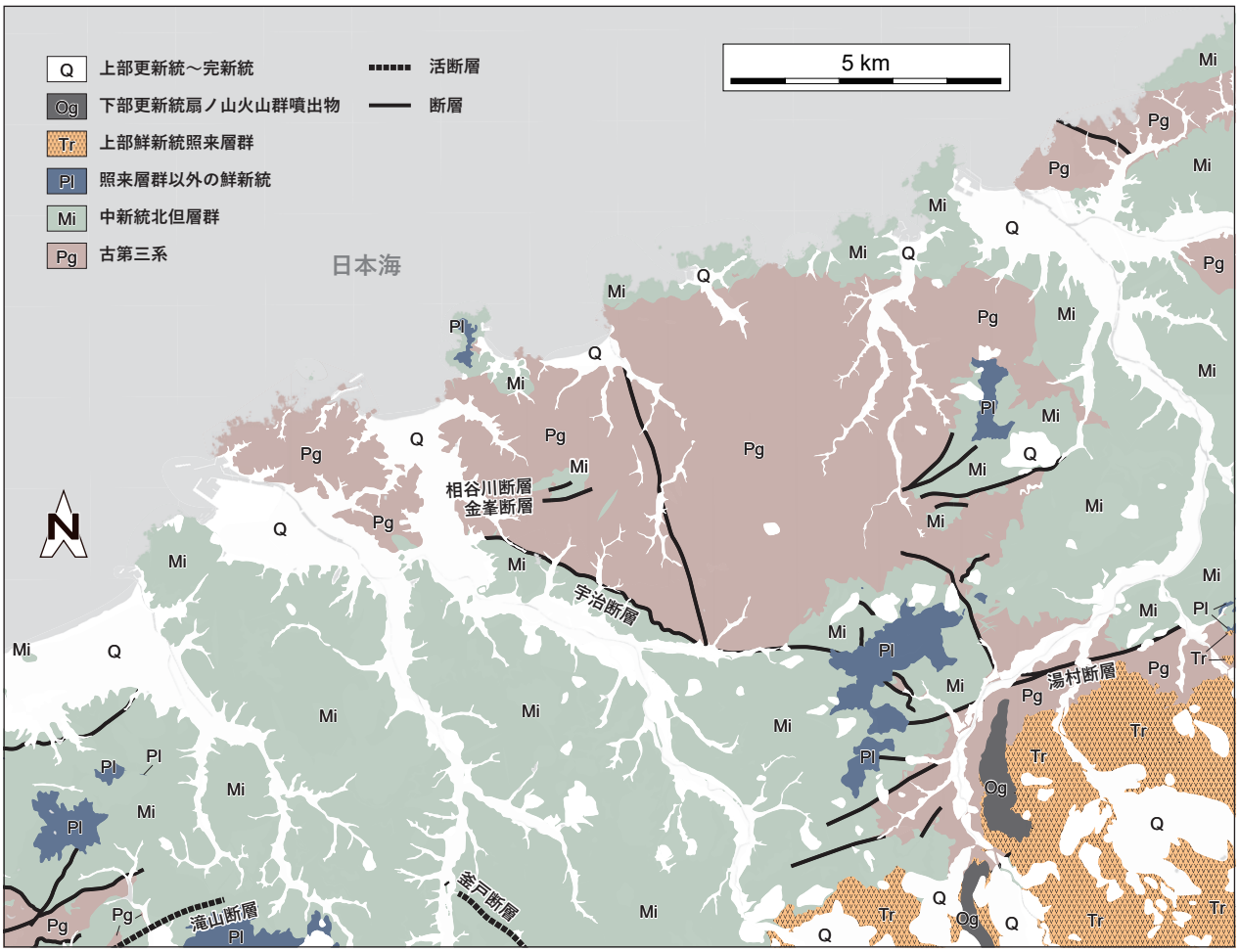
長谷層は，本地域中央部に浦富花崗岩中のルーフペンダントとして西北西–東南東方向にまとまって分布する．溶結したデイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩からなり，岩片を多く含む．ジルコン U–Pb 年代は 43.2 Ma（中期始新世）を示す．

田井花崗岩は本地域北東部に露出する．中粒黒雲母花崗岩を主体とし，普通角閃石を含むことがある．ジルコン U–Pb 年代は 40.4 Ma（後期始新世）を示す．

上町層は，本地域南西端から隣接地域にかけて小規模に分布しており，本地域では主に久松山花崗岩分布域にルーフペンダントとして産する．結晶片に富む溶結した流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなり，久松山花崗岩による接触変成作用を被っている．流紋岩火山礫凝灰岩のジルコン U–Pb 年代は 35.9 Ma（後期始新世）を示す．

久松山花崗岩は，本地域南西端から隣接地域にかけて北西–南東方向に細長く分布する．細粒斑状黒雲母花崗岩からなり，しばしば微文象組織が発達する．ジルコン U–Pb 年代は 34.2 Ma（後期始新世）を示す．

浦富花崗岩は本地域中央部に広く分布する．そのほか新第三系により露出が分断されているが，本地域北東部及び南東部にも分布する．本岩体は岩相及び産状から中–粗粒斑状相・細–中粒相・細粒相に区分される．中–粗粒斑状相は中–粗粒斑状黒雲母花崗岩，細–中粒相は一部斑状を呈する細–中粒黒雲母花崗岩からなる．中–粗粒斑状相・細–中粒相は本岩体の主岩相をなし，両岩相は漸移関係である．細粒相は細粒黒雲母花崗岩（一部，流紋



第 2. 1 図　「浜坂」地域の地質概略図

岩）からなり，中–粗粒斑状相・細–中粒相にほぼ水平に貫入する．細–中粒相から 32.4 Ma の閃ウラン鉱 U–Th–total Pb 年代と 32.3 Ma 及び 31.5 Ma のジルコン U–Pb 年代が報告されている．

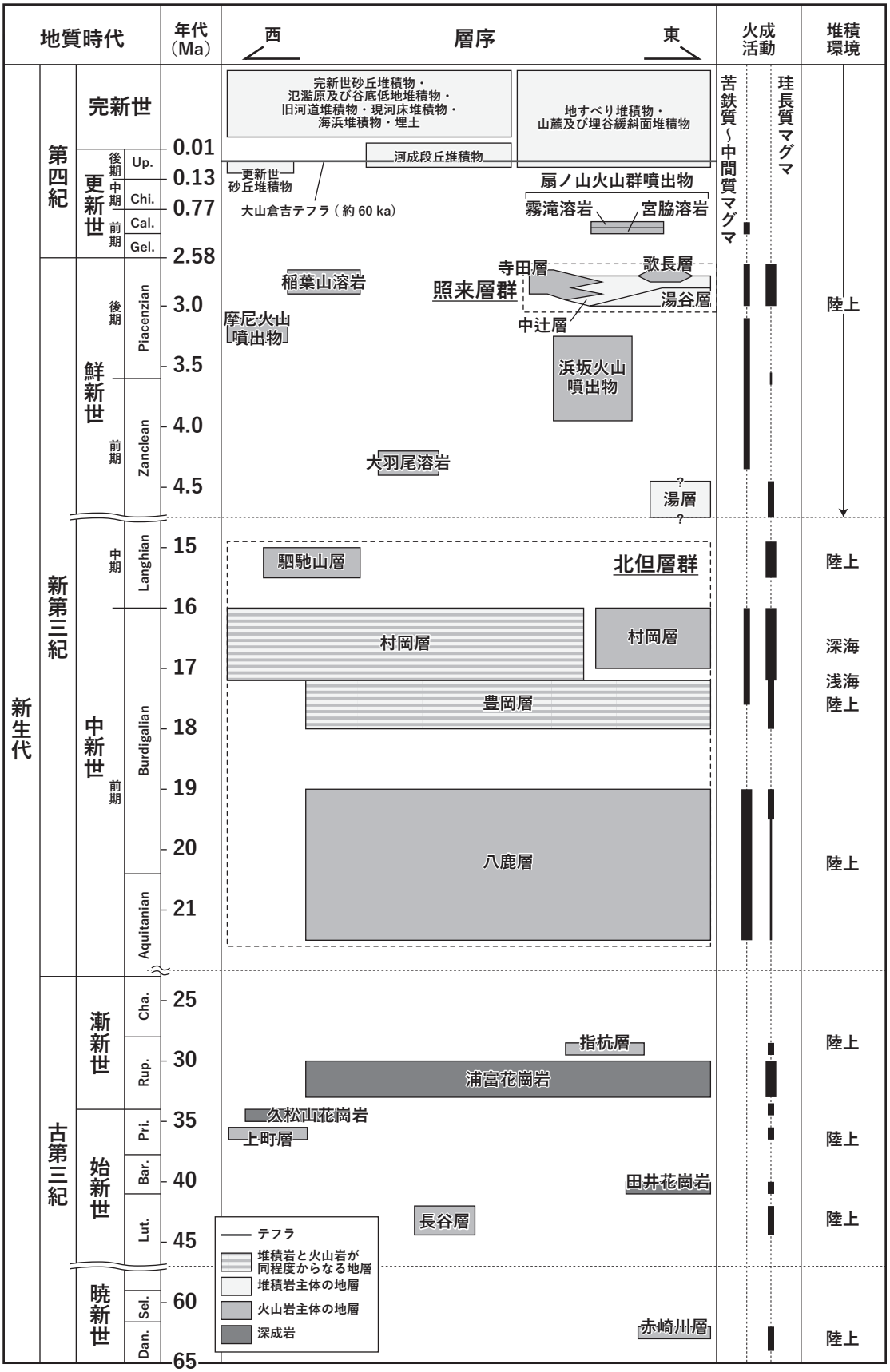
指杭層は本地域北東部に分布する．岩相及び産状から火砕岩相・礫岩相・貫入岩相に区分される．火砕岩相は礫岩相に覆われ，火砕岩相・礫岩相は貫入岩相に貫入される．火砕岩相は溶結した流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩，礫岩相は角礫～亜角礫からなる礫岩，貫入岩相は斑状流紋岩で構成される．流紋岩溶結火山礫凝灰岩及び斑状流紋岩のジルコン U–Pb 年代はそれぞれ 29.2 Ma 及び 29.0 Ma で，本層は前期漸新世に形成されたと考えられる．

小規模貫入岩は上述の古第三系を貫く小規模な珪長質貫入岩で，細粒斑状黒雲母花崗岩～斑状流紋岩及び細粒黒雲母花崗岩～流紋岩からなる．放射年代は得られていないが，本貫入岩は主に下部漸新統の浦富花崗岩に貫入し，下部中新統八鹿（ようか）層の貫入岩に貫入されることから，主に漸新世に貫入したと考えられる．

2. 2　中新統北但層群

北但層群は鳥取県東部から京都府北部の丹後半島に分布する下部・中部中新統である．「浜坂」地域では，古第三系を不整合に覆って地域全域に分布し，鮮新世以降の地層に不整合に覆われる．本地域には北但層群のうち八鹿層・豊岡（とよおか）層・村岡（むらおか）層・駟馳山（しちやま）層が分布する．堆積年代は八鹿層が 21.5～19.0 Ma 頃，豊岡層が 18.0～17.3 Ma 頃，村岡層が 17.2～16.0 Ma 頃，駟馳山層が 15.5～15.0 Ma 頃である．

八鹿層は本地域における北但層群の基底をなし，主に海岸部及び東部の内陸部に分布する．玄武岩質安山岩～デイサイトの溶岩，貫入岩及び火山砕屑岩を主体とし，礫岩，軽石質火山性礫岩，流紋岩貫入岩及び溶岩を伴う．堆積環境は淡水底及び乾陸上である．豊岡層は古第三系及び八鹿層を不整合に覆い，主に地域東部に分布する．様々な砕屑岩，玄武岩質安山岩火山砕屑岩及び溶岩，珪長質火山砕屑岩から構成される．堆積環境は主に陸上で，最上部の一部のみ浅海である．村岡層は地域南西部



第 2. 2 図　「浜坂」地域の地質総括図

で豊岡層を整合に覆って広く分布するほか，北東部では豊岡層以下をアバット不整合に覆って分布する．村岡層は泥岩と流紋岩～デイサイト火山砕屑岩を主体として，玄武岩質安山岩火山砕屑岩，砂岩及び砂岩泥岩互層，珪長質～中間質貫入岩及び溶岩を伴う．貫入岩及び溶岩は，岩相から 4 種類に細分される．堆積環境は深海である．駟馳山層は村岡層を不整合に覆って地域西部に小規模に分布する．流紋岩～デイサイト火砕岩，貫入岩及び溶岩から構成される．堆積環境は陸上である．

2. 3　照来層群以外の鮮新統

本地域に分布する照来層群以外の鮮新統は，湯層，大羽尾溶岩，浜坂火山噴出物，摩尼火山噴出物，稲葉山溶岩からなる．いずれも陸成層である．

湯層は，主に東隣の「香住」地域に分布する陸成層で，本地域では東縁部にごく小規模に分布する．「浜坂」地域に分布する本層は，礫岩砂岩泥岩互層とそれに挟まる流紋岩火砕岩からなる．下部中新統上部を覆い，照来層群に覆われる層序関係から，鮮新統と推定した．

大羽尾溶岩は，本地域北西部に位置する岬である羽尾鼻の尾根上に分布する玄武岩溶岩である．形成年代は K–Ar 年代値から 4.3 Ma 頃と判断される．

浜坂火山噴出物は，鳥取県・兵庫県の県境をなす尾根部及び新温泉町三成山付近に分布する玄武岩質安山岩～粗面安山岩の溶岩及び火砕岩からなる．主にクリンカーを伴う塊状溶岩からなり，火砕岩は溶岩の下位の一部に認められ，降下スコリア堆積物からなる．溶岩の K–Ar 年代値から形成年代は 3.9～3.3 Ma 頃と判断される．

摩尼火山噴出物は，本地域西部に分布する玄武岩質安山岩及び玄武岩の溶岩，火砕岩及び貫入岩からなる．主に塊状溶岩からなり，火砕岩は溶岩の下位に認められ，降下スコリア堆積物からなる．特に摩尼山東部に認められるものはスコリア丘の一部と考えられる．貫入岩は溶岩及び火砕岩と同質で基盤及び火砕岩を貫いており，給源岩脈と考えられる．溶岩の K–Ar 年代から形成年代は 3.3 Ma 頃と考えられる．

稲葉山溶岩は，南隣の「若桜」地域北部にまとまった分布を示す主に玄武岩質安山岩の溶岩である．本地域では南西部に分布する．既報の K–Ar 年代などから，形成年代は 2.8～2.7 Ma 頃と考えられる．

2. 4　照来層群（上部鮮新統）

照来層群は，照来コールドロンの陥没盆地内部とその近辺に分布し，照来コールドロンの形成に関連する一連の火山活動及び陥没盆地の埋積に伴って形成された地層群である．照来層群は「浜坂」地域の南東部に分布し，古第三紀の浦富花崗岩及び中新世の北但層群を不整合に覆う．照来層群はスランプ堆積物や溶岩・貫入岩を多く伴うが，それらを除くと大局的にはおおむね 15°以下の緩傾斜～ほぼ水平な構造を示す．照来層群は，湯谷層，中辻層，歌長層及び寺田層の 4 つの層から構成され，これらは互いに複雑な指交関係にある．本地域に分布する照来層群の堆積年代は，層序関係，放射年代及び古地磁気データから，約 3.0～2.6 Ma と見積もられる．

湯谷層は，礫岩を主体とし，一部で砂岩及び泥岩を伴う．礫岩は巨礫～大礫サイズの角～亜角礫からなる不淘汰塊状礫岩を主体とする．これらは崖錐性の礫岩，土石流堆積物，岩屑なだれ堆積物あるいはスランプ堆積物からなる．その堆積環境は乾陸～河川～湖沼環境である．

中辻層は，再堆積性の火山砕屑岩（凝灰質礫岩及び凝灰質砂岩）を主体とし，火山性泥岩，泥岩及び礫岩を伴う．これらは湖沼性の堆積物であり，しばしばスランプ堆積物としても産する．

歌長層（本地域に分布するもの）は，流紋岩溶岩，貫入岩及び火砕岩を主体とし，相谷川流紋岩火砕岩部層，飯野火山砕屑岩部層，桐岡流紋岩部層の 3 つの部層に区分される．相谷川流紋岩火砕岩部層は，乾陸上に堆積した複数枚の流紋岩火砕流堆積物からなり，軽石火山礫凝灰岩として産する．飯野火山砕屑岩部層は，流紋岩火山礫凝灰岩と凝灰質礫岩を主体とし，安山岩礫岩を頻繁に伴う．その堆積環境は湖沼あるいは乾陸環境である．桐岡流紋岩部層は，流紋岩溶岩及び貫入岩から構成され，白毫山流紋岩，草太山流紋岩，牛ヶ峰流紋岩，その他の未区分流紋岩に区分される．桐岡流紋岩部層を構成する流紋岩は，斑晶量に多様性があり，無斑晶状のものから多量の斑晶を含むものまで産する．堆積環境は湖沼もしくは乾陸環境である．

寺田層は，主に安山岩溶岩及び貫入岩からなり，一部で安山岩火山砕屑岩及び礫岩を伴う．溶岩は水冷破砕溶岩として産することが多い．本層は，主要な構成要素である安山岩の斑晶量の差により，斑晶を中程度に含むタイプ（T1）と斑晶を多量に含むタイプ（T2）に区分される．その堆積環境は主に湖沼環境であるが，一部は陸上環境の可能性もある．

2. 5　扇ノ山火山群噴出物（下部更新統）

扇ノ山火山群は，1.2～1.0 Ma（第 1 期）と 0.7～0.4 Ma（第 2 期）に活動した単成火山群である．扇ノ山火山群噴出物は，その多くが本地域南隣の「若桜」地域にある扇ノ山（標高 1,310 m）のピークを中心とする地域に分布し，北方へ流下した溶岩の一部が本地域の南東部に分布する．本地域内に分布する扇ノ山火山群噴出物は，宮脇溶岩と霧滝溶岩からなる．宮脇溶岩は，斑状の玄武岩～粗面玄武岩溶岩からなり，照来層群寺田層を不整合に覆う．本溶岩の噴出年代は 1.2 Ma 前後である．霧滝溶岩

は，斑晶の少ない斑状の安山岩溶岩からなり，宮脇溶岩を覆う．本溶岩の噴出年代は，Matuyama逆磁極期の1.189～1.076 Maの間であった可能性が高い．

2. 6　上部更新統～完新統

「浜坂」地域の上部更新統～完新統は，地すべり堆積物，山麓及び埋谷緩斜面堆積物，砂丘堆積物，河成段丘堆積物，氾濫原及び谷底低地堆積物，旧河道堆積物，現河床堆積物，海浜堆積物，埋土に区分される．これらの堆積物の一部は後期更新世のテフラに覆われるため，後期更新世以前の地層を含む可能性がある．堆積年代の下限は不明確であるが，本報告では上部更新統～完新統として記述する．

地すべり堆積物は，地すべりにより原岩から分離・移動して再堆積した堆積物で，様々な程度に破砕された岩屑から構成される．山麓及び埋谷緩斜面堆積物は，山麓及び谷底付近の緩斜面を構成する堆積物を成因を問わず一括したものであり，主に礫及び砂からなる．砂丘堆積物は，主要な海浜の陸側に発達した砂丘地形をなす堆積物で，砂からなる．河成段丘堆積物は，蒲生川水系と岸田川水系の主要河川沿いに発達した段丘面を構成する堆積物で，主に礫からなる．

氾濫原及び谷底低地堆積物は，河川沿いの低地に分布する堆積物で，砂，泥及び礫からなる．旧河道堆積物は，放棄河道内を充填した堆積物で，主に礫からなる．現河床堆積物は，現在の河床を構成する堆積物で，主に礫からなる．海浜堆積物は，海岸線沿いに分布する堆積物で，礫浜を構成する礫と砂浜を構成する砂からなる．

埋土は，沖積平野内の干拓地や海域を埋め立てて建設された漁港などに確認される人工改変による堆積物である．

第3章　古 第 三 系

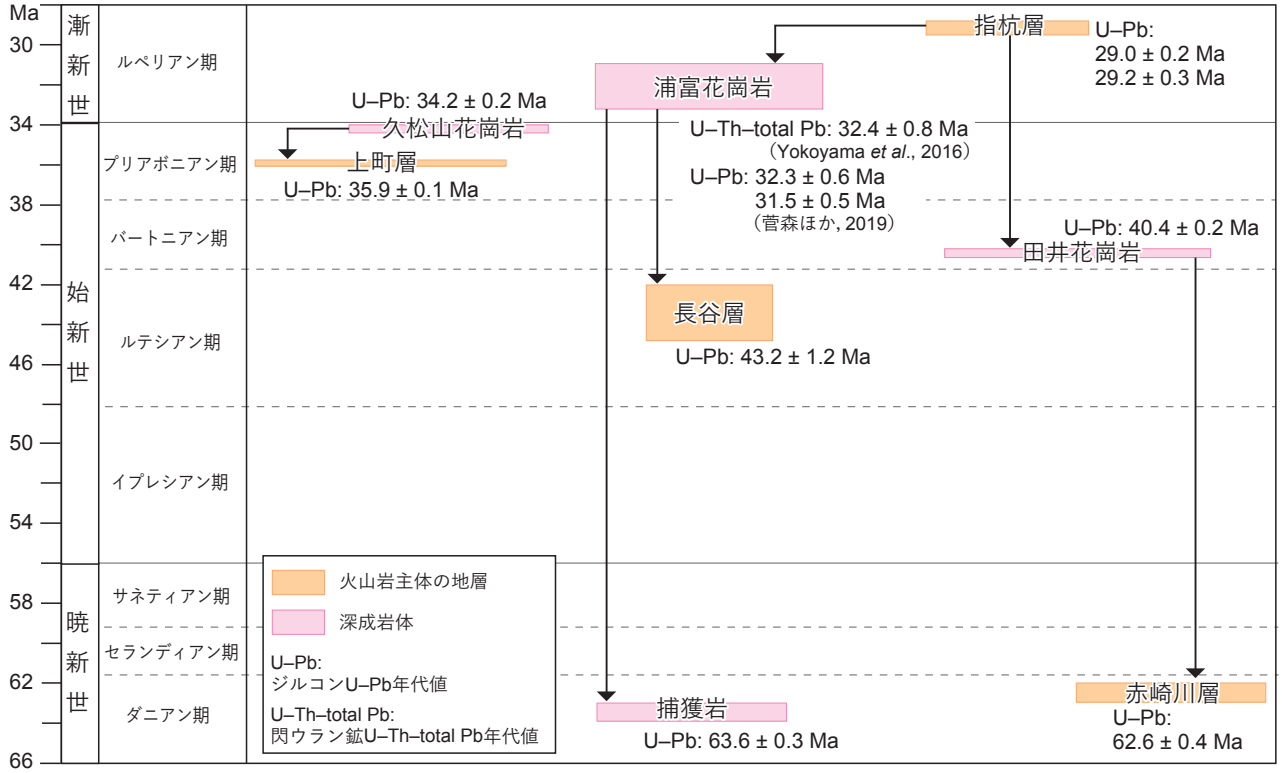
（佐藤大介・羽地俊樹）

3.1　研究史及び概要

西南日本内帯には白亜紀～古第三紀の火成岩が広く分布する．これら火成岩は，岩相・化学組成・形成年代・帯磁率・随伴する鉱床の種類などの特性に南北方向の帯状変化が認められることから，南から領家帯・山陽帯・山陰帯の3つの火成岩石区に区分される（例えば, Ishihara, 1971, 1977）．これらの活動時期は，岩相や放射年代値（主にK–Ar法及びRb–Sr法）などにより細分されている（例えば, Murakami, 1974；飯泉ほか, 1985；西田ほか, 2005；Imaoka *et al.*, 2011）．本地域が属する山陰帯の火成活動は用瀬期（85～78 Ma），因美古期（75～65.5 Ma），因美新期（65.5～52 Ma），52～43 Maの火成活動休止期を挟んで，田万川期（43～30 Ma）の4つに区分され（西田ほか, 2005；Imaoka *et al.*, 2011），このうち本地域には，因美新期及び田万川期に相当する古第三紀の火成岩が分布する．

本地域の古第三系を含む最初期の地質学的研究として，20万分の1地質図幅「豊岡」（巨智部, 1894–1895）がある．巨智部（1894–1895）は，本報告の深成岩体を“花崗岩”として本地域南西部の鳥取県鳥取市久松山と中央部の岩美町北部から兵庫県新温泉町北西部にかけてその分布を示した．また巨智部（1894–1895）は，花崗岩の形成時期を“第三紀”以前とし，その岩相を久松山付近では微文象組織を持つ斑岩状の細粒黒雲母花崗岩，岩美町北部では白雲母を含む粗粒の文象黒雲母花崗岩，新温泉町居組付近では角閃石を少量含む黒雲母花崗岩と記載した．巨智部（1894–1895）以降の本地域内の研究は一部地域を対象に，名勝及び天然記念物の調査として山陰海岸付近の地形とそれを構成する岩石の記載（例えば, 佐藤, 1928；松本・山鳥, 1929；佐藤ほか, 1930）や鉱床調査の一環で岩美町田河内～岩井周辺の地質図の作成（例えば, 久原, 1929；塚脇ほか, 1950, 1951；西村, 1964）が行われた．

1950年代頃からは白亜系～中新統の広域的な調査が行われるようになり，山陰海岸付近（弘原海・松本, 1958；岩永, 1962；池辺, 1963）や兵庫県及び鳥取県地質図（兵庫県編, 1961；鳥取県, 1966），本地域に隣接する5万分の1地質図幅（村山ほか, 1963；上村ほか, 1979）が相次いで公表された．兵庫県地質鉱産図（兵庫県編, 1961）では，兵庫県北部の後期白亜紀～古第三紀の火成岩は“矢田川層群”，“石英閃緑岩及び閃緑岩類”，“山陰型花崗岩類”に区分された．本地域の兵庫県域では，上記のうち流紋岩及びその凝灰岩からなる矢田川層群と黒雲母花崗岩からなる山陰型花崗岩類が分布する．なお，矢田川層群は弘原海・松本（1958）により命名された兵庫県北部に分布する地層群で，主に流紋岩質の溶結凝灰岩からなり，下部に安山岩質の火山岩を伴う．その形成時期について，弘原海・松本（1958）は花崗岩体に貫入する岩脈の岩相と本層群の主岩相が同一であることから中新世初期としたが，兵庫県編（1961）は矢田川層群の岩石に接触変成作用が認められることから，花崗岩体に貫入されるとして後期白亜紀以前（一部は古第三紀）とし，以後の地質図では後者が踏襲されている．一方，5万分の1地質図幅「鳥取北部・鳥取南部」（村山ほか, 1963）や10万分の1鳥取県地質図（鳥取県, 1966）では，後期白亜紀火山岩の活動後に貫入した深成岩を，本地域南西方の5万分の1地質図幅「奥津」（山田, 1961）の区分を踏襲して，分布・岩相等から大きく3つ（第1期・第2期・第3期迸入岩）に区分した．第1期迸入岩は“斑れい岩～閃緑岩及び文象斑岩・花崗斑岩・ひん岩”からなり，後期白亜紀火山岩分布域に小規模に産する．第2期迸入岩は主に“（角閃石）黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩”からなり，第1期迸入岩を捕獲することがある．第3期迸入岩は主に“黒雲母花崗岩”からなり，第2期迸入岩より北部に分布し，一部は第1期・第2期迸入岩を貫入・捕獲する．本地域の鳥取県域では，久松山付近に分布する深成岩が第1期に，鳥取県～兵庫県境付近に広く分布する深成岩が第3期迸入岩にそれぞれ区分された．なお，この区分は上述の西田ほか（2005）及びImaoka *et al.*（2011）の区分とは対応しない．火山岩は“安山岩類”と“流紋岩類”に区分され（鳥取県, 1966），本地域南西部を含む鳥取市周辺には主に流紋岩類（溶結した凝灰岩～凝灰角礫岩と少量の溶岩流）が分布しており，兵庫県北部に分布する矢田川層群に対比されている（鳥取県, 1966）．なお，本地域を含む主な地質図として，20万分の1地質図幅「鳥取」（上村ほか, 1974），5万分の1表層地質図「浜坂」（鳥取県農林部農業指導課, 1977）及び「浜坂・若桜」（兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編, 2004），20万分の1近畿地方土木地質図（近畿地方土木地質図編纂委員会, 1981, 2003），10万分の1兵庫県地質図（兵庫県土木地質図編纂委員会, 1996b）などが出版されているが，本地域の後期白亜紀～古第三紀とされた火成岩の分布は兵庫県地質鉱産図（兵庫県編, 1961）及び10万分の1鳥取県地質図（鳥取県, 1966）をおおむね踏襲した内容となっている．



第 3. 1 図　「浜坂」地域，古第三系の層序・貫入関係と形成年代
浦富花崗岩のU–Pb年代値は菅森ほか（2019），U–Th–total Pb年代値はYokoyama *et al.*（2016）による．
そのほかのU–Pb年代値は佐藤ほか（2025）による．

そのほか，本地域の古第三系に関する主な地質学的な報告は以下のものがある．杉山（1964b, 1965）は温泉調査の一環で鳥取温泉（本地域南西部付近），岩井温泉（本地域中央部），湯村及び七釜（しちかま）温泉（本地域北東部）の地質図を示した．南隣，5 万分の 1 地質図幅「若桜」（上村ほか，1979）では，本地域南西部に連続する流紋岩溶結凝灰岩を矢田川層群とし，それに貫入する久松山付近の深成岩を“久松山花崗岩”と命名，それぞれの形成時期を後期白亜紀と後期白亜紀ないし古第三紀とした．一方，南西隣「鳥取南部」地域に分布するデイサイト～流紋岩質の火山岩類は“鳥取南部火山岩類”（笹田ほか，1979）と命名され，その形成時期は深成岩との被覆・貫入関係から古第三紀とされた（笹田ほか，1979）．田結庄ほか（1985）は，近畿地方の白亜紀～古第三紀の火成活動史の検討を行い，その中で本地域中央部の鳥取県～兵庫県境付近の深成岩について，“浜坂花崗岩”及び“浜坂文象斑岩”と呼称し，後者が岩脈として前者に貫入するとした（田結庄ほか，1985；先山・田結庄，1995；日本地質学会編，2009a）．山内ほか（1989a）は中新統の基盤岩中の断裂の調査において本地域北東端の地質図を公表し，新温泉町指杭（さしくい）及び赤崎（あかさき）付近にも酸性火山岩類及び斑岩からなる矢田川層群が分布することを示した．松本（1991a）は中新統層序の研究で本地域西半部の地質図を公表し，矢田川層群が鳥取県～兵庫県境付近に分布する花崗岩の南端部に分布することを示した．なお，杉山（1964b）は岩井温泉付近の地質について，中新世の緑色凝灰岩層が花崗岩ないし石英閃緑岩類に貫入されるとしているが，この緑色凝灰岩層の一部は松本（1991a）の矢田川層群の岩石に相当すると思われる．

本地域周辺では 1960 年代から放射年代値が報告されていたが（例えば，Shibata and Yamada, 1965；河野・植田，1966；須藤ほか，1988；Iida *et al.*, 2015），本地域内からは長らく報告がなかった．本地域では，Yokoyama *et al.*（2016）が岩美町岩本（いわもと）の花崗岩（本報告の浦富（うらどめ）花崗岩）を対象に 32.4 ± 0.8 Ma の閃ウラン鉱U–Th–total Pb年代を報告した．その後，菅森ほか（2019）も浦富花崗岩を対象に 32.3 ± 0.6 Ma及び 31.5 ± 0.5 Maのジルコン U–Pb年代を報告した．佐藤ほか（2025）は，浦富花崗岩を除く本地域の古第三系を対象にしたジルコン U–Pb年代を報告した（第 3. 1 図）．

本地域の古第三系は本地域中央部に深成岩体が広く分布しているほか，中新統以降の地層に覆われるものの本地域南西端，南東部及び北東部にも火成岩が露出する．本報告ではこれらを岩相，貫入・被覆関係及び放射年代

第 3. 1 表　本報告に用いた古第三系火成岩試料の採取地点

試料番号	地層・岩体名	凡 例	北緯，東経（WGS）	産　地	図番号	岩石記載	年代測定
HM115	捕獲岩	Xu	35°36'27",134°22'37"	新温泉町居組	第3. 3図A, 第3. 5図A	○	
HM190	捕獲岩	Xu	35°31'21",134°25'43"	新温泉町千谷	第3. 5図B	○	
HM125	捕獲岩	Xu	35°35'19",134°25'41"	新温泉町諸寄			○
HM140	赤崎川層	Pa	35°38'30",134°29'51"	新温泉町赤崎	第3. 6図A	○	○
HM172	長谷層	En	35°33'30",134°23'16"	岩美町長谷	第3. 6図B	○	○
HM120	田井花崗岩	Gt	35°38'23",134°28'34"	新温泉町田井	第3. 3図B, 第3. 8図A	○	○
HM113	上町層	Eu	35°30'01",134°14'47"	鳥取市上町	第3. 6図C	○	○
HM112	久松山花崗岩	Gk	35°30'05",134°14'59"	鳥取市上町	第3. 3図C, 第3. 8図B	○	
HM129	久松山花崗岩	Gk	35°29'50",134°16'03"	鳥取市滝山			○
HM157	浦富花崗岩	Gm	35°33'04",134°27'56"	新温泉町飯野	第3. 3図D, 第3. 8図C	○	
HM110	浦富花崗岩	Gf	35°35'14",134°17'53"	岩美町網代	第3. 3図E, 第3. 8図D	○	
HM177	浦富花崗岩	Gi	35°34'09",134°23'12"	岩美町陸上	第3. 8図E		
HM136	指杭層	Op	35°38'14",134°28'18"	新温泉町清富	第3. 6図D	○	
HM146	指杭層	Op	35°37'43",134°27'50"	新温泉町清富			○
HM134	指杭層	Oi	35°37'49",134°27'31"	新温泉町浜坂	第3. 6図E	○	○
HM130	貫入岩	P	35°37'57",134°28'32"	新温泉町指杭	第3. 11図A		
HM139	貫入岩	P	35°38'27",134°29'53"	新温泉町赤崎	第3. 11図B	○	
HM107	貫入岩	F	35°35'44",134°20'25"	岩美町牧谷	第3. 11図C	○	
HM173	貫入岩	F	35°33'29",134°23'01"	岩美町長谷	第3. 11図D		

値に基づき区分した．形成時期の古い方からトーナル岩～石英閃緑岩（浦富花崗岩中の捕獲岩）・赤崎川層，長谷層，田井花崗岩，上町層，久松山花崗岩，浦富花崗岩，指杭層及びこれらを貫く小規模な貫入岩からなる．捕獲岩及び赤崎川層～指杭層の形成時期は 63～29 Ma である（第 3. 1 図）．

田井花崗岩，久松山花崗岩，浦富花崗岩はそれぞれ，赤崎川層，上町層，長谷層の岩石に対して貫入境界から幅数 100 m にわたり，接触変成作用を与えている．地質図には，顕微鏡下及び野外において母岩の基質に隠微晶質～微晶質な再結晶した石英や黒雲母が認められる範囲を図示している．貫入母岩である各層の火山岩は，熱水変質作用も受けていることがあり，接触変成作用の有無が判別し難いことがある．

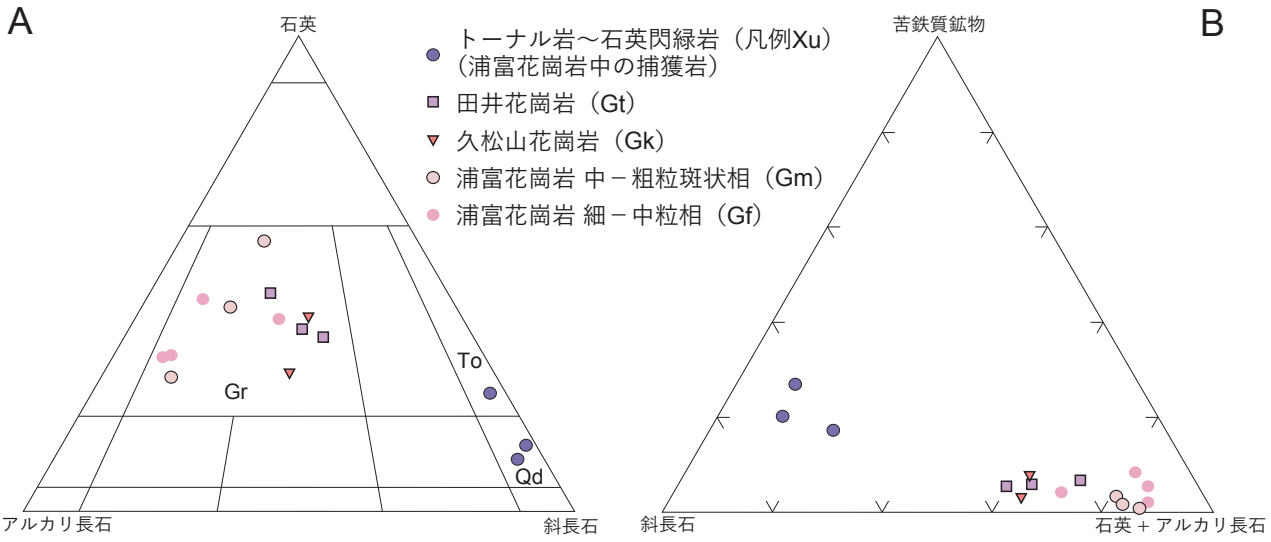
以下，古第三系の記載を行うが，若干の補足を記す．粗粒・中粒・細粒の区分は径 5 mm と径 1 mm をそれぞれ目安とし，斑状の深成岩の場合は石基の粒径に対して使用している．帯磁率は，Terraplus 社製の帯磁率計（KT-10）を用い，野外で 1 つの露頭について 5 点以上測定を行った結果を基に記している．花崗岩類は岩石中に含まれる磁鉄鉱の量により，磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列に分類される（Ishihara, 1977）．帯磁率では 3×10^{-3} SI（例えば, Ishihara, 1990）または $0.5 \sim 1 \times 10^{-3}$ SI（石渡ほか, 2011）を境に帯磁率が高いものは磁鉄鉱系列，低いものはチタン鉄鉱系列に分類される．本報告では帯磁率 3×10^{-3} SI 以上を磁鉄鉱系列，$1 \sim 3 \times 10^{-3}$ SI 程度を中間的，1×10^{-3} SI 以下をチタン鉄鉱系列とした．その場合，捕獲岩は磁鉄鉱系列（一部, 中間的），田井花崗岩は中間的，久松山・浦富花崗岩はチタン鉄鉱系列に属する．本章で用いた岩石の試料採取地点は，第 3. 1 表にまとめた．

3. 2　トーナル岩～石英閃緑岩捕獲岩（Xu）

岩体名　本地域中央部に広く分布する浦富花崗岩の捕獲岩として産する．本捕獲岩が帰属する地質体やその分布は未詳のため，本報告では岩体名は設けない．

分布及び貫入関係　浦富花崗岩の捕獲岩として点在する．いずれも長径 1 km 以下の小岩体でしばしば特定方向に伸長したレンズ状岩体として産する．

岩相及び産状　本岩は細–中粒トーナル岩～石英閃緑岩からなる（第 3. 2 図）．本地域内の他深成岩体に比べて高い岩石帯磁率を持つことが特徴である．本岩体は径 1～2



第 3. 2 図　深成岩体のモード組成
（A）：石英–アルカリ長石–斜長石図.（B）：苦鉄質鉱物–斜長石–石英＋アルカリ長石図. Gr：花崗岩, To：トーナル岩, Qd：石英閃緑岩.

mm程度の中粒等粒状の塊状岩石が多いが，一部弱い斑状を呈する岩体や細粒の岩石も認められる．緑泥石化した苦鉄質鉱物に富み，岩石全体は灰色～緑色を帯びた暗灰色を呈する（第 3. 3 図A）．浦富花崗岩に捕獲されるが接触変成作用は認められないことが多い．捕獲岩付近の浦富花崗岩は一般に風化して真砂化しており，両者の直接の関係を観察できるところは少ないが，確認できるところでは捕獲岩は明瞭な境界をもって浦富花崗岩と接する（第 3. 4 図A）．境界付近では浦富花崗岩の粒径がやや細粒になる場合がある．また，径 1 m程度のブロックとしても捕獲される（第 3. 4 図B）．浦富花崗岩は苦鉄質鉱物の含有量が少なく，白色を呈するため，野外でトーナル岩～石英閃緑岩捕獲岩を識別するのは容易である．

分布域により岩相がやや異なる．本地域北部の新温泉町居組及び諸寄（もろよせ）では主に中粒黒雲母普通角閃石トーナル岩～石英閃緑岩からなり，単斜輝石を含むことがある．諸寄の岩体は弱い斑状を呈する．本地域南東部の新温泉町千谷（ちだに）では主に細–中粒弱斑状普通角閃石黒雲母石英閃緑岩からなり，顕微鏡下では浦富花崗岩による接触変成作用で再結晶した石英が認められる．

岩石記載

中粒黒雲母含有単斜輝石普通角閃石トーナル岩（試料番号HM115, 第 3. 5 図A）

産地：新温泉町居組（第 3. 1 表）

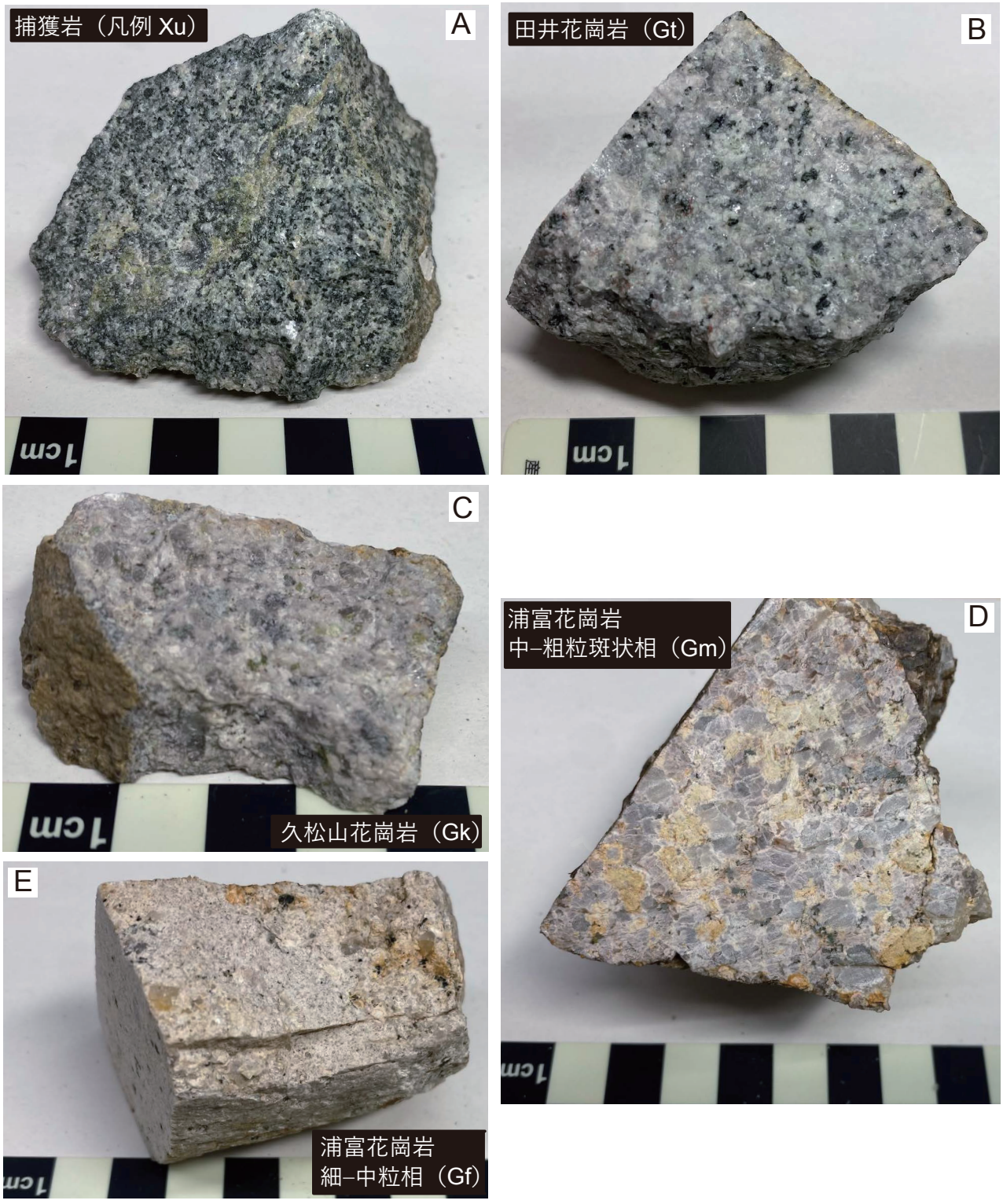
顕微鏡下の特徴：主成分鉱物は斜長石（長径< 2.5 mm, 自形～半自形），石英（長径< 3.6 mm, 他形），普通角閃石（長径< 1.8 mm, 自形～他形）からなり，少量の単斜輝石（長径< 1.5 mm, 自形），アルカリ長石（長径< 1.2 mm, 他形）と極少量の黒雲母（長径< 0.7 mm, 他形）を含む．完晶質で，主成分鉱物の粒径は 0.3 mm程度から 2 mm程度まで連続的に変化するシリイット組織を示す．斜長石には波動消光及び累帯構造が，アルカリ長石にはパーサイト組織がしばしば認められる．普通角閃石はしばしば緑泥石化しており，新鮮なものはY＝Z＝緑褐色，X＝淡褐色の多色性を示す．黒雲母は大部分が緑泥石化している．そのほかの鉱物として，不透明鉱物（長径< 0.5 mm, 自形～半自形），緑れん石（長径< 0.3 mm, 半自形），ジルコン（長径< 0.3 mm, 自形），アパタイト（長径< 0.1 mm, 自形）を含む．

細粒弱斑状普通角閃石黒雲母石英閃緑岩（試料番号HM190, 第 3. 5 図B）

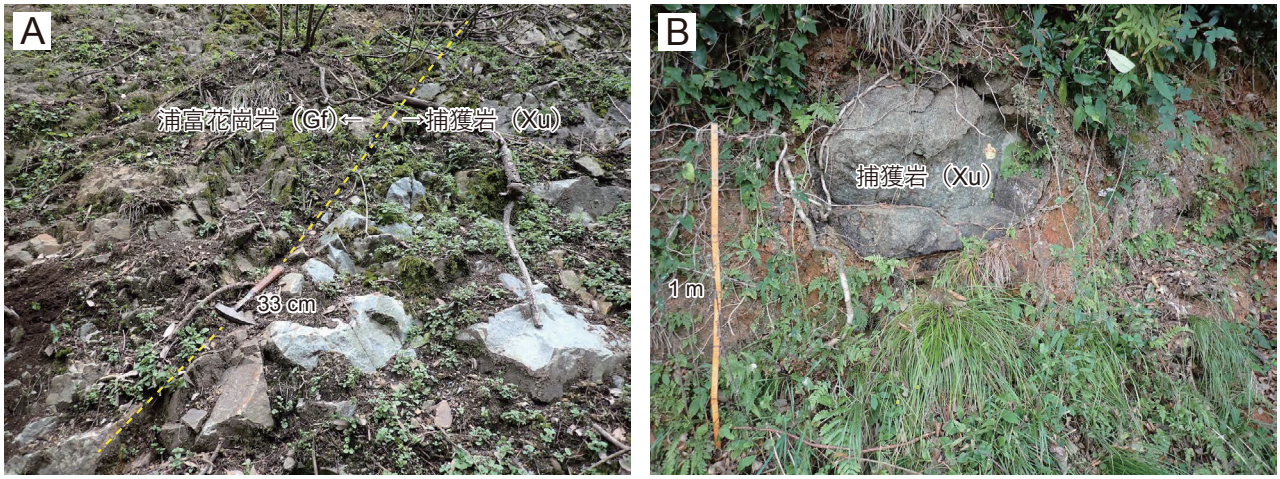
産地：新温泉町千谷（第 3. 1 表）

顕微鏡下の特徴：主成分鉱物は斜長石（長径< 1.5 mm, 自形～半自形），石英（長径< 0.3 mm, 他形），黒雲母（長径< 0.7 mm, 自形～他形）及び普通角閃石（長径< 0.6 mm, 自形～半自形）からなり，少量のアルカリ長石（長径< 1.2 mm, 他形）を含む．弱い斑状組織を示し，長径 1 mm程度の自形～半自形からなる斜長石の粒間を長径 0.3 mm以下の斜長石及び再結晶した等粒状他形の石英などが埋める．そのほか不透明鉱物，ジルコン，アパタイトを含む．苦鉄質鉱物の多くは変質して緑泥石化している．多色性を残すものは黒雲母でY ≒ Z＝茶褐色，X＝淡褐色，普通角閃石でY＝Z＝緑褐色，X＝淡褐色を示す．

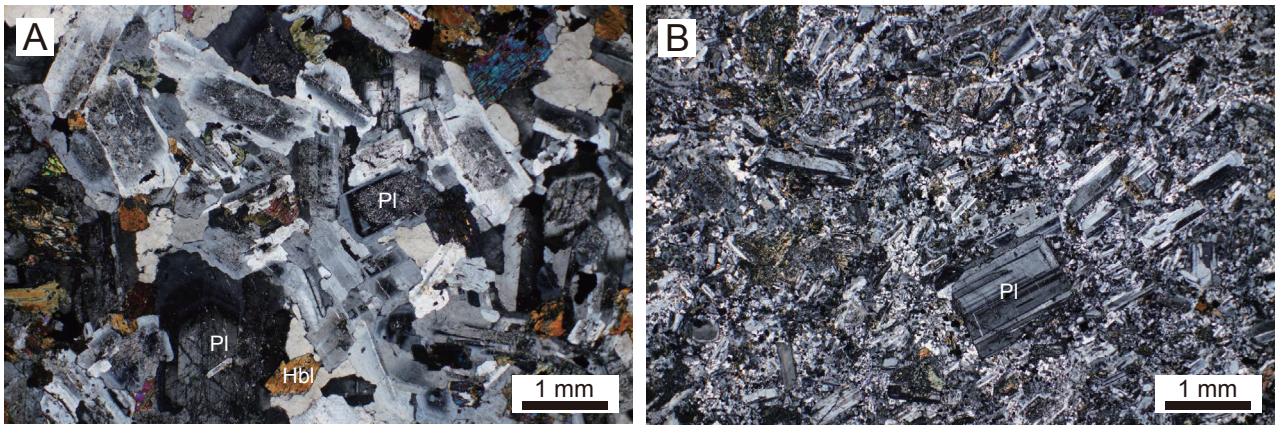
帯磁率　高い帯磁率を示す岩体と低い帯磁率を示す岩体がある．いずれも母岩の浦富花崗岩（一般に 0.2×10^{-3} SI以下）より高い帯磁率を示す．測定したうち高い帯磁率



第 3. 3 図　深成岩体の試料写真
（A）：中粒黒雲母含有単斜輝石普通角閃石トーナル岩（試料番号 HM115）.（B）：中粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩（HM120）.（C）：細粒斑状黒雲母花崗岩（HM112）.（D）：中粒弱斑状黒雲母花崗岩（HM157）.（E）：細粒弱斑状白雲母含有黒雲母花崗岩（HM110）. 詳しい岩石記載は本文を参照.



第 3. 4 図　トーナル岩～石英閃緑岩捕獲岩の産状
（A）：浦富花崗岩（細–中粒相）と捕獲岩との境界．岩美町宇治，田河内トンネル西側の地点 3-1（付図 3）．
（B）：浦富花崗岩（細–中粒相）中の捕獲岩．浦富花崗岩は風化により真砂化している．新温泉町居組，JR 居組駅北西方の地点 3-2（付図 2）．



第 3. 5 図　トーナル岩～石英閃緑岩捕獲岩の薄片写真
（A）：中粒黒雲母含有単斜輝石普通角閃石トーナル岩（試料番号 HM115）．（B）：細粒斑状普通角閃石黒雲母石英閃緑岩（HM190）．いずれも直交ポーラー．Hbl：普通角閃石，Pl：斜長石．詳しい岩石記載は本文を参照．

を示す岩体は岩美町宇治（うじ），新温泉町居組，諸寄及び千谷などで認められる．その帯磁率は 5～20 × 10^{-3} SI で，磁鉄鉱系列に属する．一方，低い帯磁率を示す岩体は岩美町陸上（くがみ），新温泉町内山，二日市（ふつかいち）などで認められる．その帯磁率は 1～3 × 10^{-3} SI 程度で，磁鉄鉱系列／チタン鉄鉱系列の中間的な帯磁率を示す．

年代　新温泉町諸寄の大栃川（おおとちがわ）沿い（第 3. 1 表）に露出する細粒弱斑状単斜輝石黒雲母普通角閃石トーナル岩から，63.6 ± 0.3 Ma のジルコン U–Pb 年代が得られている（佐藤ほか, 2025）．本年代値は，母岩の浦富花崗岩（32.4～31.5 Ma：Yokoyama *et al.*, 2016；菅森ほか, 2019）に比べて明らかに古いことから，浦富花崗岩とは別の活動で形成したトーナル岩の固結年代と推定される．

3. 3　赤崎川層（Pa）

地層名　新称．本層分布域を流れる赤崎川に由来する．

定義　新温泉町赤崎に分布する細粒の結晶片に富む前期暁新世の火砕流堆積物を赤崎川層と定義する．本岩は，後述の貫入岩により一般に接触変成作用を被っている．本層は山内ほか（1989a）により赤崎付近の矢田川層群として示されたものの一部に相当する．

模式地　赤崎集落南西側の農道沿い．尾根沿いにも露出はあるが，いずれも露出状況は悪い．

分布及び層厚　本地域北東端から東隣「香住（かすみ）」地域北西端にかけての新温泉町赤崎南部の南北 650 m, 東西 700 m の狭い範囲にのみ分布する．地質構造は分布が狭く，田井花崗岩などの貫入を受けているため不明である．層厚は地質構造が明らかではないため見積もり難いが，標高約 55～135 m の範囲に露出する．分布状況から田井花崗岩中のルーフペンダントの可能性がある．

層序関係　分布状況から田井花崗岩に低角度に，斑状流紋岩岩脈（凡例P）に高角度に貫入され，接触変成作用を受けている．また，中新統の火山岩に不整合に覆われるか貫入される．

岩相　本層は流紋岩溶結火山礫凝灰岩からなる．長径 1 mm前後の細粒の結晶片（石英, 斜長石, アルカリ長石）に富み，長径 1 cm以下の亜角礫からなる暗灰色の珪長質な火山岩を普遍的に含む．緑泥石化した長径 1 mm程度の黒雲母も普遍的に認められる．基質は灰色を呈し，緑色を帯びることもある．斜長石は白色でアルカリ長石は淡い桃色を呈する．一般に溶結しているが接触変成作用を受けており，顕微鏡下では基質部に再結晶したシリカ鉱物や微細な黒雲母が認められる．本地域では分布域南側ほど接触変成の程度が弱く，原岩の組織が残っている．なお, 本層分布域から約 3 km西方に分布する指杭層礫岩相の礫には本層の岩石と見られる接触変成を被った細粒の結晶片に富む流紋岩質の火砕岩がしばしば認められる．したがって，本層の現分布は広くないが，形成当時は少なくともkm規模の分布域を有していた可能性が高い．

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩（試料番号HM140, 第 3. 6 図A）

産地：新温泉町赤崎の農道沿い（第 3. 1 表）

産状：火砕流堆積物

顕微鏡下の特徴：結晶片に富む．接触変成作用により基質部は再結晶化して微細なシリカ鉱物及び黒雲母からなる．長径1～2 mmの破片状結晶片と長径2～8 mmの岩片の粒間を長径 0.5 mm以下の破片状結晶片と再結晶化した微細なシリカ鉱物が埋める．結晶片として, 石英（長径< 2.2 mm）, アルカリ長石（長径< 2.0 mm）, 斜長石（長径< 1.9 mm）及び少量の黒雲母（長径< 2 mm）を含む．石英は一部丸みを帯びた形態を残すが多くは破片状である．長石類の一部または全体がセリサイト化ないし細粒の粘土鉱物に置換されている．黒雲母の多くは長径 0.3 mm以下で，大部分は緑泥石化して仮像として認められる．そのほかに不透明鉱物及びジルコンを含む．不透明鉱物は他の鉱物に伴って産するか，基質部に長径 0.4 mm程度の自形～半自形として認められる．ジルコンは長径 0.2 mm以下の自形～破片状で基質部に認められる．長径2～8 mmの再結晶化した扁平状の火山礫を多く含む．

年代　模式地の流紋岩溶結火山礫凝灰岩から，62.6 ± 0.4 Maのジルコン U–Pb年代が得られており（佐藤ほか, 2025），前期暁新世に形成したと考えられる．

3. 4　長谷層（En）

地層名　新称．模式地の岩美町長谷に由来する．

定義　岩美町相谷（あいだに）から長谷にかけて分布する後期始新世の火砕流堆積物を長谷層と定義する．松本（1991a）において岩美町宇治付近の矢田川層群として示されたものは本層に相当する．

模式地　岩美町田河内から長谷へ至る林道田河内蒲生（がもう）2号線沿い．

分布及び層厚　本地域中央部の岩美町相谷，宇治から長谷にかけての南北 1.8 km，東西 4 kmの範囲に，浦富花崗岩中のルーフペンダントとして西北西–東南東方向にまとまって分布する．分布の東限は北西–南東方向の断層に，南限は西北西–東南東方向の宇治断層により規制される．火砕岩の溶結レンズから推定される面構造は分布域南部の中新統との断層境界付近では西北西–東南東方向の走向を示し，南に 30～50°程度傾斜する．一方，分布域中～北部では西北西–東南東走向で北に 20～40°程度傾斜する．層厚は厚いところで少なくとも 100 m以上である．

層序関係　分布状況及び接触変成作用を被っていることから，浦富花崗岩に低角度に貫入されると判断される．

岩相　本岩はデイサイト～流紋岩火山礫凝灰岩からなり，溶結している．基質部は緑灰色から暗灰色を呈し，長径 1 mm程度の白色の長石や灰色の石英が散在する．緑泥石化した黒雲母を含むことがある．長径 5 mm程度の緑色を呈する扁平化した軽石片を含む．異質岩片として，角礫状の長径 5 cm以下の白色～灰色ないし赤色を帯びた白色を呈する珪長質火山岩または深成岩や緑灰色を呈する中間質火山岩を普遍的に含む．分布域による岩相の顕著な空間変化は認められない．全体的に浦富花崗岩による接触変成に加えて中新統の活動に伴う熱水変質を被っている．特に分布域南端部の本層と中新統を隔てる断層沿いでは熱水変質が著しく，本岩は白色を呈する軟岩となっている．

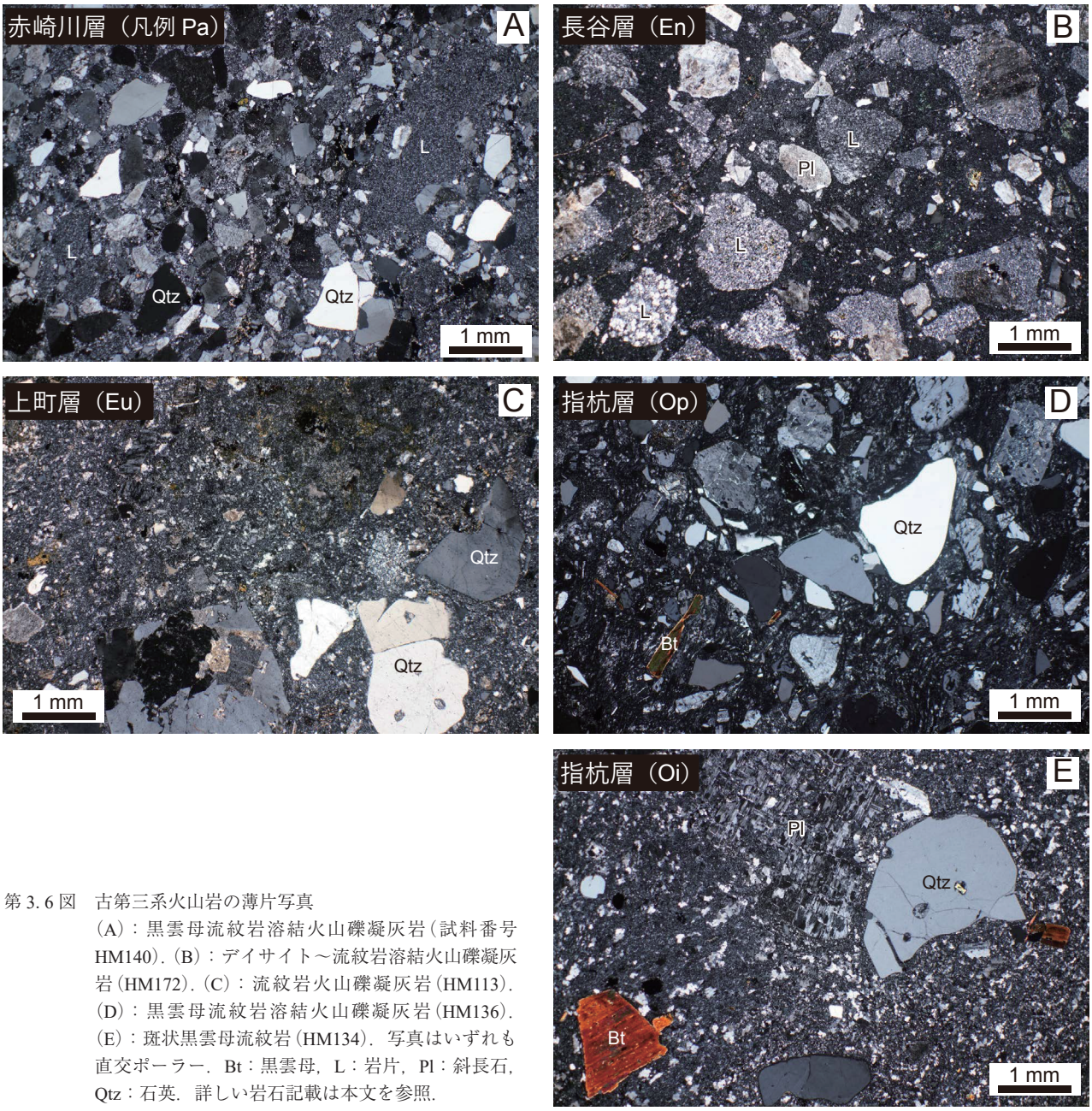
岩石記載

デイサイト～流紋岩溶結火山礫凝灰岩（試料番号HM172, 第 3. 6 図B）

産地：岩美町長谷の林道（第 3. 1 表）

産状：火砕流堆積物

顕微鏡下の特徴：主に長径 0.5 mm以下の結晶片と長径 5 mm以下の岩片が散在する岩石で，基質部に再結晶化した微細なシリカ鉱物が認められることから弱い接触変成作用を被っていると考えられる．基質部にはユータキシ



第 3. 6 図　古第三系火山岩の薄片写真
（A）：黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩（試料番号 HM140）．（B）：デイサイト～流紋岩溶結火山礫凝灰岩（HM172）．（C）：流紋岩火山礫凝灰岩（HM113）．（D）：黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩（HM136）．（E）：斑状黒雲母流紋岩（HM134）．写真はいずれも直交ポーラー．Bt：黒雲母，L：岩片，Pl：斜長石，Qtz：石英．詳しい岩石記載は本文を参照．

ティック組織が確認され，薄く引き延ばされた軽石片と推定される粘土鉱物に置換された岩片を含むことから溶結していると判断される．結晶片として，斜長石（長径< 2.0 mm），アルカリ長石（長径< 1.1 mm）及び石英（長径< 1.1 mm）を含む．長石類は自形～半自形，石英は半自形～自形を呈し，一部は破片状である．石英には融食形を示すものがある．その他，径 0.1 mm 以下の不透明鉱物とジルコンを少量含む．岩片として，長径 1～10 mm 程度の泥岩，流紋岩，安山岩，細粒斑状花崗岩を多く含む．

年代　模式地のデイサイト～流紋岩溶結火山礫凝灰岩から，ジルコン U–Pb 年代として 43.2±1.2 Ma の中期始新世の年代が得られている（佐藤ほか, 2025）．

3. 5　田井花崗岩（Gt）

岩体名　新称．模式地の新温泉町田井に由来する．
定義　新温泉町田井付近に分布する塊状の普通角閃石含有黒雲母花崗岩を田井花崗岩と定義する．本岩体は山内ほか（1989a）により新温泉町指杭から赤崎にかけて花崗岩として示されたものに相当する．
模式地　新温泉町田井の海岸．
分布及び貫入関係　本地域北東端，新温泉町指杭から赤崎にかけて南北 1.5 km，東西 3.5 km の範囲に露出する．



第 3. 7 図　田井花崗岩の露頭写真
（A）：模式地付近の田井の海岸．地点 3-3（付図 2）から北北東方向の地点 3-4 付近を撮影．（B）：田井花崗岩中の楕円形を呈する細粒閃緑岩質の苦鉄質包有岩（M）．地点 3-4（付図 2）．

赤崎川層に低角度に貫入する．浦富花崗岩及び指杭層貫入岩相に貫入され，指杭層礫岩相及び中新統の岩石に不整合に覆われる．浦富花崗岩及び指杭層貫入岩相による接触変成作用の有無は確認できていない．

岩相　本岩は塊状の中粒黒雲母花崗岩からなり（第 3. 2 図），部分的に普通角閃石を含む．石英は灰色を帯び，アルカリ長石は白色ないし淡い赤色を帯びることがあり，岩石全体は灰色から赤色を帯びた灰白色を呈する（第 3. 3 図B）．粒径は一般に径 1〜3 mm 程度だが，石英やアルカリ長石が長径 6 mm 程度の弱い斑状組織を示すことがある．また，微文象組織が認められることがある．苦鉄質鉱物の粒径は長径 2 mm 以下が多いが，普通角閃石には長径 5 mm 程度のものが認められる．露出は良く，海岸沿いのほか，風化はしているが県道沿いに露頭が断続的に認められる（第 3. 7 図A）．模式地付近では数密度は小さいものの，楕円形を呈する長径 10 cm 以下（一部，30 cm）の細粒閃緑岩質苦鉄質包有岩が広く認められる（第 3. 7 図B）．模式地以外では苦鉄質包有岩が認められないことがある．

岩石記載

中粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩（試料番号HM120，第 3. 8 図A）

産地：新温泉町田井の海岸（第 3. 1 表）

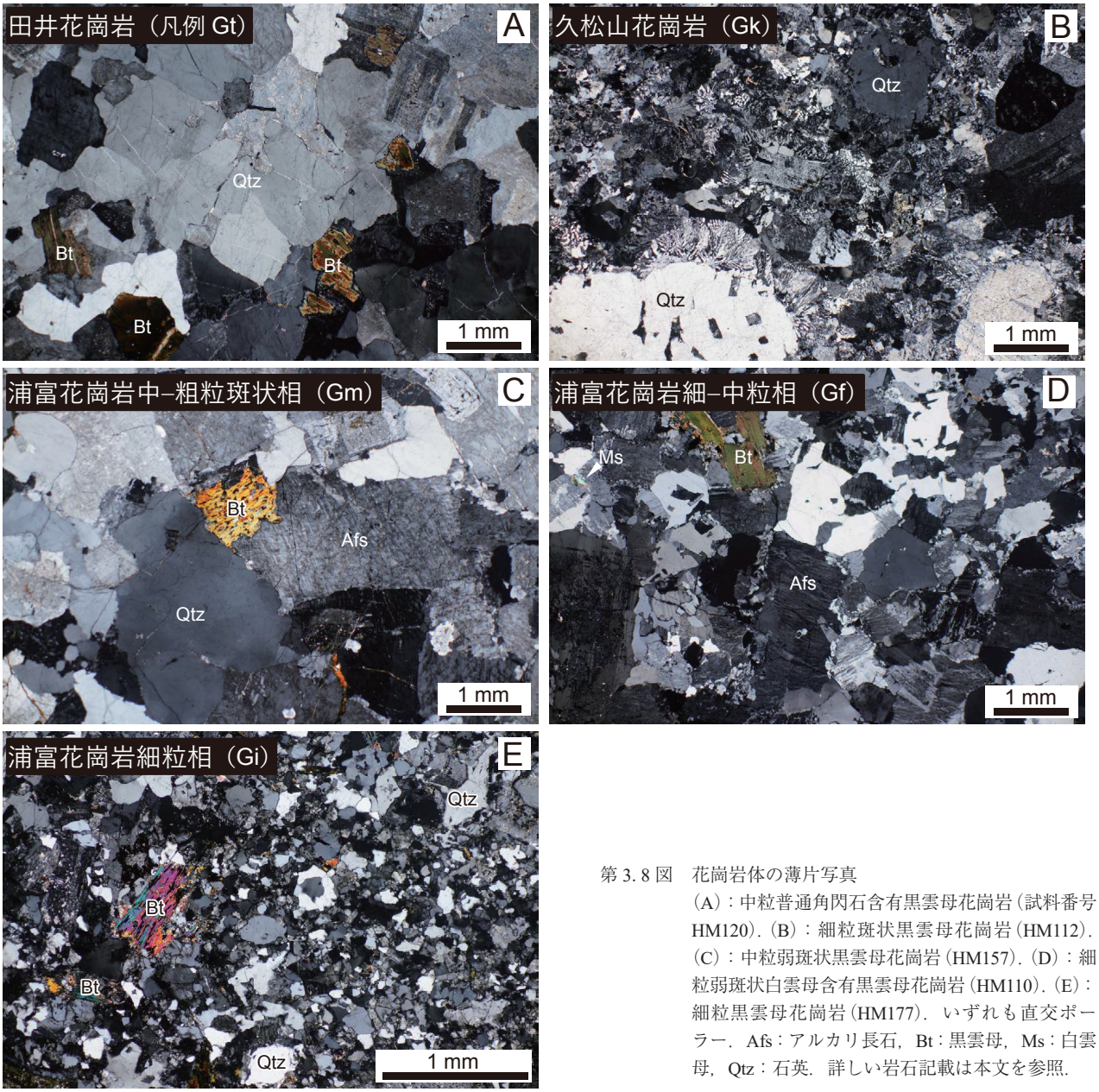
顕微鏡下の特徴：主成分鉱物はアルカリ長石（長径< 8 mm，自形〜他形），石英（長径< 4 mm，他形），斜長石（長径< 6 mm，自形〜半自形），黒雲母（長径< 1.8 mm，半自形〜他形），普通角閃石（長径< 0.6 mm，半自形）からなる．完晶質で，主成分鉱物の粒径は 0.4 mm 程度から 8 mm 程度まで連続的に変化するシリイット組織を示す．アルカリ長石はパーサイト構造及び微斜長石構造が認められる．石英はしばしば融食形を示す．黒雲母は多色性を残すものから完全に緑泥石化したものまで様々な程度に変質している．多色性を残すものは Y ≒ Z = 褐色，X = 淡褐色を示す．普通角閃石はアルカリ長石に接して極少量認められる．Y = Z = 赤褐色，X = 淡褐色の多色性を示す．そのほかの鉱物として，緑れん石（長径< 0.3 mm，半自形）が粒間やアルカリ長石中にしばしば認められる．また，ジルコン，アパタイト，褐れん石を少量含む．

帯磁率　分布域により値が多少異なる．分布域西部では 1×10^{-3} SI 以下，分布域中央部の模式地付近では $2〜6 \times 10^{-3}$ SI 程度，分布域東部では $1.5〜3 \times 10^{-3}$ SI 程度の値を示すことが多く，磁鉄鉱系列／チタン鉄鉱系列の中間的な帯磁率を示す．

年代　模式地の中粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩から，40.4 ± 0.2 Ma のジルコン U–Pb 年代が得られている（佐藤ほか，2025）．本岩を被覆する下部中新統八鹿（ようか）層軽石火山礫凝灰岩（Yp）中の捕獲ジルコンからは 33.95 ± 0.27 Ma の U–Pb 年代が報告されており（羽地ほか，2023a），捕獲ジルコンは本花崗岩に由来する可能性がある．

3. 6　上町層（Eu）

地層名　新称．模式地の鳥取市上町に由来する．本地域南西隣「鳥取南部」地域にはデイサイト〜流紋岩質の火砕岩及び溶岩からなる鳥取南部火山岩類が分布している（村山ほか，1963；笹田ほか，1979）．村山ほか（1963）によれば鳥取南部火山岩類のうち，鳥取市河原町（かわはらちょう）神馬（かんば）付近（「鳥取南部」地域南部）に分布する優白質凝灰岩が本報



第 3. 8 図　花崗岩体の薄片写真
（A）：中粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩（試料番号 HM120）．（B）：細粒斑状黒雲母花崗岩（HM112）．（C）：中粒弱斑状黒雲母花崗岩（HM157）．（D）：細粒弱斑状白雲母含有黒雲母花崗岩（HM110）．（E）：細粒黒雲母花崗岩（HM177）．いずれも直交ポーラー．Afs：アルカリ長石，Bt：黒雲母，Ms：白雲母，Qtz：石英．詳しい岩石記載は本文を参照．

告の上町層の岩石に類似する．本層の岩石も一連の活動で形成された可能性はあるが，鳥取南部火山岩類の地質の詳細が明らかではなく，対比が困難なため本報告では独立した地層として取り扱う．

定義　鳥取市上町から百谷（ももだに）にかけて分布する後期始新世の火砕流堆積物を上町層と定義する．本層は，上村ほか（1979）において鳥取市卯垣（うがき）・滝山（たきやま）付近の矢田川層群として示されたものに相当する．

模式地　隣接する「鳥取南部」・「若桜」地域内，鳥取市上町から本陣山（ほんじんやま）へ至る舗装路沿い．

分布及び層厚　本地域南西端から隣接地域に連続する鳥取市上町から百谷にかけての南北 2.5 km，東西 3.5 km の範囲に露出する．本地域では，久松山花崗岩分布域にルーフペンダントとして産するものが鳥取東照宮北側及び本陣山東側の尾根上に，南隣「若桜」地域から連続するものが鳥取市百谷に僅かに分布する．火砕岩の溶結レンズの面構造は北西–南東方向の走向を示し，南に 30～40°傾斜する．層厚は，本地域内のルーフペンダントが 30 m 程度，南隣「若桜」地域内では 200 m 程度である．

層序関係　久松山花崗岩に貫入され，接触変成作用を被っている．中新統には不整合に覆われるか貫入される．

岩相　本岩は流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなり，一般に溶結している．結晶片（石英，斜長石，アルカリ長石）に富み，その大きさは一般に長径 3 mm 以下（まれに 5 mm 程度）である．黒雲母は長径 1 mm 以下のものが認められるが，量が少なく変質している．基質は灰色で，変質部では黄色を帯びた白色を呈する．長径 1 cm 以下の扁平化した軽石片や石質岩片として長径 3 cm 以下の灰

色を呈する珪長質な火山岩を少量含む．南隣「若桜」地域内では安山岩～デイサイト溶岩及び砂質千枚岩などを含む（上村ほか, 1979）．本岩はしばしば熱水変質を被っている．また，久松山花崗岩との境界部付近では接触変成作用を受けて基質部が再結晶化している．

なお，本地域の百谷では斜長石斑晶を少量含む安山岩～デイサイト質の溶岩が本層の火砕岩を覆う．上村ほか（1979）はこの小型斜長石斑晶を含む岩石を流紋岩溶岩として本層に含めているが，この岩石は接触変成作用を被っておらず，石英を含まないなど本層の火砕岩と特徴が異なること，分布状況から久松山花崗岩を覆うと推定されることから，本報告では下部中新統八鹿層の溶岩（Yv2）に含めた．

岩石記載

流紋岩火山礫凝灰岩（試料番号HM113, 第 3. 6 図C）

産地：鳥取市上町，鳥取東照宮南（第 3. 1 表）

産状：火砕流堆積物

顕微鏡下の特徴：結晶片を多く含む．接触変成作用により基質部は再結晶化して微細なシリカ鉱物からなる．長径 1～3 mmの破片状結晶片の粒間を径 0.1 mm以下の微細な破片状結晶片と再結晶化したシリカ鉱物が埋める．結晶片として，石英（長径< 3.5 mm），アルカリ長石（長径< 3.5 mm）及び斜長石（長径< 2.8 mm）を含む．石英及び長石は集斑状をなすことがある．一部自形を残すものもあるが多くは破片状である．そのほかに長径 2 mm以下の不透明鉱物斑晶を少量含む．本試料は接触変成作用により基質部が再結晶化しているため溶結の有無は明らかではない．

年代・対比　流紋岩火山礫凝灰岩から，ジルコンU–Pb年代として 35.9 ± 0.1 Maの後期始新世の年代が得られている（佐藤ほか, 2025）．上村ほか（1979）は，流紋岩溶結凝灰岩を主体とすることから本層を後期白亜紀～古第三紀の矢田川層群の西方延長としていたが，U–Pb年代は明らかに若い年代を示す．一方，本地域南西隣「鳥取南部」地域の鳥取南部火山岩類中の流紋岩からは，34.53 ± 0.49 MaのジルコンU–Pb年代が報告されており（菅森ほか, 2018），本層に対比される可能性がある．

3. 7　久松山花崗岩（Gk）

岩体名　上村ほか（1979）による．

定義　久松山付近に分布する塊状の細粒斑状黒雲母花崗岩で，しばしば微文象組織を示す岩体を久松山花崗岩と定義する．

模式地　西隣「鳥取北部」地域，鳥取市北東部の久松山（上村ほか, 1979）．

分布及び貫入関係　西隣「鳥取北部」から南隣「若桜」地域にかけて，北西–南東方向に細長く分布する．「鳥取北部」地域の海岸砂丘に小規模に露出する部分も含めると露出幅は 8 kmになる．全体的に変質しているが露出は良く，久松山北西の道路沿い（「鳥取北部」地域内）では連続露頭が認められる．本岩は上町層に接触変成作用を与える岩株状の浅所貫入岩体で，中新統に不整合に覆われるか貫入される．

岩相　本岩は主に塊状の細粒斑状黒雲母花崗岩からなり（第 3. 2 図），一部で中粒を呈する．分布域により，斑晶鉱物の量比，斑晶鉱物及び基質部の粒径，苦鉄質鉱物の量に多少の差異が認められる．本岩は灰白色を呈し，アルカリ長石の色により僅かに赤色を帯びる（第 3. 3 図C）．全体的に熱水変質を被っており，分布域北東部の岩石は珪化している．斑晶鉱物は斜長石及び石英からなり，分布域東部ほど石英の割合が多い．斑晶鉱物は一般に長径 5 mm以下だが，一部に長径 10 mm程度のものが認められる．石英はやや灰色を帯び，斜長石は変質して白色を呈する．基質部は石英，アルカリ長石，斜長石，黒雲母からなり，少量の不透明鉱物を含む．微文象組織ないし等粒状組織を示す．黒雲母はいずれも緑泥石に置換されている．基質部の粒径は一般に径 1 mm以下の細粒だが，本陣山へ至る舗装路沿い（「若桜」地域北西端）では中粒を呈する．

岩石記載

細粒斑状黒雲母花崗岩（試料番号HM112, 第 3. 8 図B）

産地：鳥取市上町，鳥取東照宮東方の大宮池付近（第 3. 1 表）

顕微鏡下の特徴：長径 2～4 mm程度の斑晶からなる斑状組織を示す．斑晶は斜長石（長径< 4.1 mm, 自形），石英（長径< 4.2 mm, 自形～半自形）及び少量のアルカリ長石（長径< 2 mm, 自形）からなり，これらは集斑状をなすことがある．苦鉄質鉱物として黒雲母（長径< 1.8 mm, 自形～半自形）を含むがいずれも変質している．基質は径 0.6 mm以下の石英及びアルカリ長石を主体とし，斜長石，黒雲母及び不透明鉱物を含み，微文象組織が認められる．

帯磁率　一般に 0.1×10^{-3} SI以下の値を示し，チタン鉄鉱系列に属する．分布域南部の鳥取市滝山（「若桜」地域内）では僅かに高く，0.15×10^{-3} SI（最大 0.4×10^{-3} SI）の値を示す．

年代・対比　鳥取市滝山（第 3. 1 表）の細粒斑状黒雲母花崗岩から，34.2 ± 0.2 MaのジルコンU–Pb年代が得られている（佐藤ほか, 2025）．なお，久松山花崗岩から南西（「鳥取南部」地域内）には，沖積低地を隔てて吉岡（よしおか）花崗岩（笹田ほか, 1979）が分布する．吉岡花崗岩は鳥取南部火山岩類に貫入し，石英・斜長石の斑晶からなる細粒斑状黒雲母花崗岩で，微文象組織を示すことがある（例えば，笹田ほか, 1979）．そのジルコンU–Pb年代は 35～33 Ma（Iida *et al.*, 2015）で，久松山花崗岩とは岩相や放射年代値が類

似する．

3. 8　浦富花崗岩（Gm, Gf, Gi）

岩体名　新称．田結庄ほか（1985）や先山・田結庄（1995）は本岩体を“浜坂花崗岩”と呼称したが，「浜坂」の名称（地名）は本地域北東部の礫岩（浜坂礫岩：弘原海ほか，1966）や本地域西部の鮮新統火山岩（浜坂火山：Furuyama *et al.*, 1993）など複数の地質体に対して使用されてきた．地層命名上，地層・岩体名のホモニム（異物同名）を避ける必要性があるため（日本地質学会, 2000），本報告では模式地の浦富海岸から本岩体を新たに“浦富花崗岩”とした．

定義　岩美町から新温泉町にかけて分布する塊状の中–粗粒斑状～細–中粒黒雲母花崗岩からなる主岩相（Gm, Gf）とこれに低角度に貫入する細粒花崗岩（Gi）を浦富花崗岩と定義する．一般に黒雲母に乏しく，一部で白雲母を伴う．細粒花崗岩（Gi）は明瞭な境界を持って主岩相に貫入する．しかし，後述の貫入岩（P, F）とは規模・産状が異なること，浦富花崗岩主岩相内のみに分布することから，本報告では浦富花崗岩の固結末期に貫入したものとして，浦富花崗岩に含めた．

模式地　浦富海岸の遊歩道沿い．なお，旧名称の“浜坂花崗岩”では模式地は設定されていない．

分布及び貫入関係　本地域中央部，岩美町北西部から新温泉町西部にかけてまとまって広く分布するほか，中新統～更新統を隔てて新温泉町中央部や北東部にも分布する．南北約 14 km，東西約 22 kmの範囲に露出が認められる．長谷層及び田井花崗岩に貫入し，指杭層及び中新統～更新統の岩石に貫入または不整合に覆われる．

岩相　本岩体は中–粗粒斑状相（Gm）と細–中粒相（Gf）からなる主岩相（第3. 3図D, E）と主岩相に低角度に貫入する細粒相（Gi）から構成される．中–粗粒斑状相と細–中粒相の両岩相は部分的に白雲母を含む黒雲母花崗岩で構成されるが（第 3. 2 図），粒径や黒雲母の含有量に差異が認められる．両岩相はそれぞれまとまった分布を示すことから，地質図には両岩相を区分して表現した．両岩相は漸移関係で，幅 1 m～数mの範囲で粒径が変化する（第 3. 9 図A）．両岩相の漸移関係は金峯山（きんぷさん）南西（岩美町相谷）の林道（地点3-5；付図3）や新温泉町湯の林道（地点3-6；付図 3）で観察でき，いずれも両岩相の漸移境界は高角度である．また，地質図スケールでも分布状況から両岩相は地表面に対して高角度から中角度程度で漸移していると推定される．両岩相はトーナル岩～石英閃緑岩（Xu）を捕獲する（第3. 4 図）．細粒相（Gi）は明瞭な境界を持って主岩相に貫入する（第 3. 9 図B–D）．以下に各岩相の分布とその岩相について記載する．

(1) 中–粗粒斑状相（Gm）　本岩相は，塊状の中–粗粒斑状黒雲母花崗岩からなり，部分的に白雲母を含む．本岩相分布域内には細–中粒相が幅数 mの規模でしばしば認められることがあるが，連続性に乏しく，規模も小さいため地質図では本岩相に含めた．本岩相は岩美町北西部，県境付近，新温泉町中央部にそれぞれまとまって分布するほか，本地域北東部に僅かに露出する．

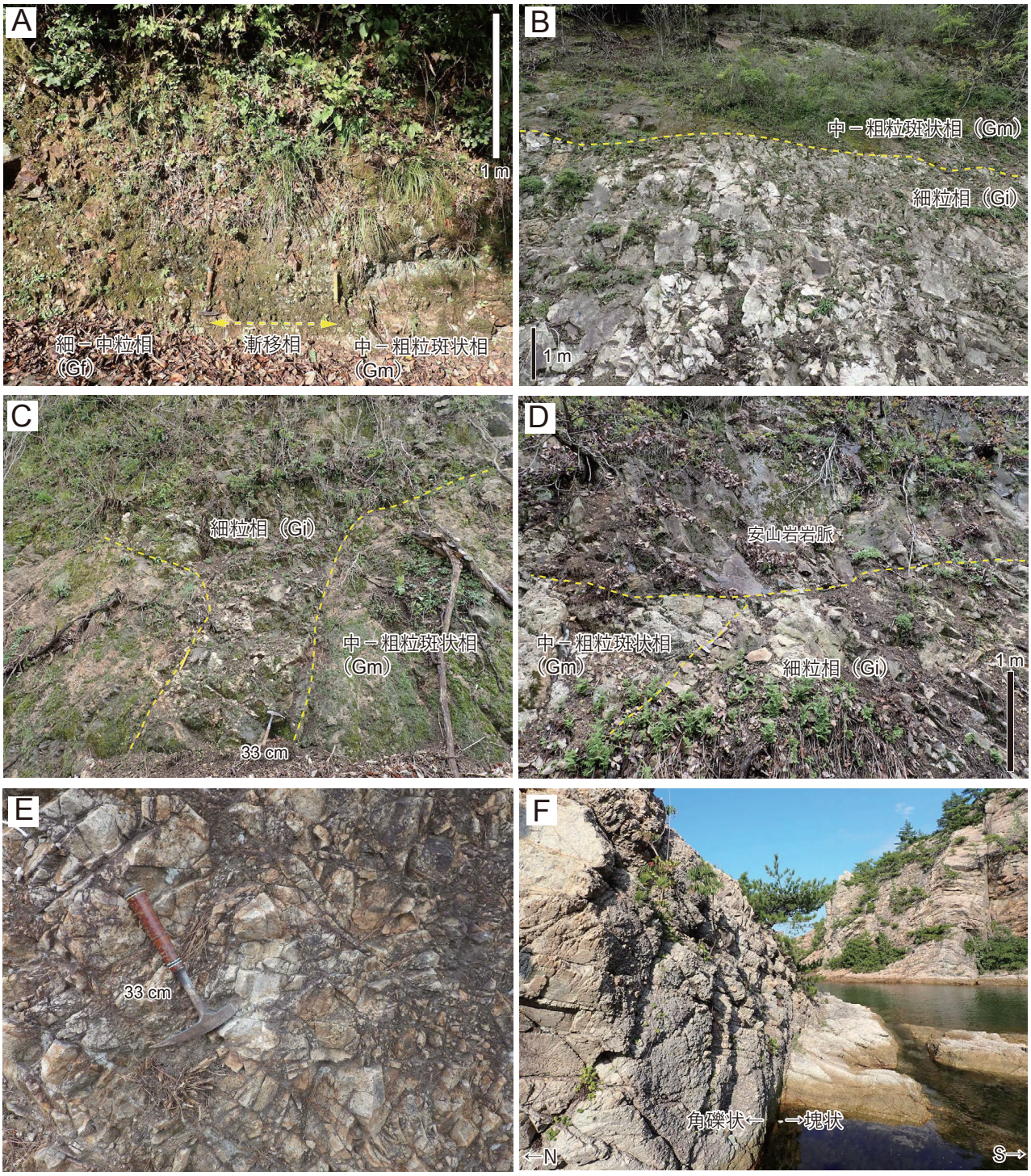
分布域西～中部の岩美町北西部及び県境付近では中粒弱斑状～斑状黒雲母花崗岩からなり，一部で白雲母を含有する．径 1～3 mm（多くは 2 mm）の基質中に，径 3～10 mmの灰色を呈する石英及び少量の白色のアルカリ長石からなる斑晶鉱物が散在する（第 3. 8 図C）．基質及び斑晶の粒径は幅 10 m以内の範囲で変化することもあり，不均質な岩相を呈する．黒雲母は径 1 mm程度で一般に少量のため，岩石全体は白色から灰白色を呈する．

分布域南東部の新温泉町中央部では中–粗粒斑状黒雲母花崗岩からなり，白雲母を含むことがある．他の分布域に比べて基質部の粒径が大きく，径 2～6 mm程度で，斑晶も径 1 cm程度の灰色を呈する石英がしばしば認められる（第 3. 3 図D）．東方ほど粗粒な傾向がある．黒雲母は少量かほとんど含まないため，本岩は優白質である．一部では熱水変質を被って黄鉄鉱が生じていることがある．

本地域北東部は中粒弱斑状黒雲母花崗岩からなる．径 2 mm程度の基質に径 3～4 mmの灰色の石英及び少量の白色のアルカリ長石斑晶を含む．黒雲母は少量で緑泥石化している．しばしば熱水変質を被っている．

(2) 細–中粒相（Gf）　本岩相は塊状の細–中粒黒雲母花崗岩からなり，部分的に白雲母を含む．一部では斑状を呈すことや微文象組織を示すことがある．中–粗粒斑状相と比較して基質部の粒径は明らかに細粒（径 1 mm程度）である（第 3. 8 図D）．分布域によっては黒雲母を多く含む．黒雲母を多く含む岩石は灰白色から灰色を呈し，田井花崗岩にやや似た印象を与える．本岩相分布域内に中–粗粒斑状相ないし細粒斑状花崗岩が小規模に認められることがあるが，分布が不明瞭なため地質図では本岩相に含めた．本岩相は浦富海岸付近，岩美町東部，新温泉町諸寄付近，本地域南東部の新温泉町内山付近及び本地域北東部の新温泉町二日市，指杭に分布する．

分布域西部の浦富海岸付近では細–中粒斑状黒雲母花崗岩からなり，一部では白雲母を含む．灰色から白色を呈し，赤色を帯びることがある．径 1 mm程度（一部, 2 mm）の基質に白色のアルカリ長石と灰色の石英が径 2～3 mm程度の斑晶として散在する（第 3. 3 図E）．黒雲母は少量含まれる．なお，岩美町田後から浦富にかけて本岩が角礫化しているところがある（第 3. 9 図E）．露出が悪いところでは角礫化しているかは明らかではないが，角礫化した本岩は，ほぼ東西方向の東西約 1 km，南北 350 mの範囲で認められる．主に径 30 cm以下の角礫～亜角礫からなる不淘汰塊状の岩石で，浦富花崗岩の礫のみから構成される（第 3. 9 図E）．塊状部と角礫状部の境界は



第 3. 9 図　浦富花崗岩の露頭写真

(A) 中－粗粒斑状相と細－中粒相の漸移的関係．新温泉町湯の林道沿い，地点 3-6 (付図 3)．(B)：中－粗粒斑状相に低角度で貫入する細粒相．岩美町長谷，地点 3-7 (付図 3)．(C)：中－粗粒斑状相に貫入する細粒相．上向きに広がる漏斗状の形態をなす．岩美町長谷，地点 3-8 (付図 3)．(D)：中－粗粒斑状相に細粒相が貫入し，これらに中新統の安山岩が貫入する．地点 3-9 (付図 3)．(E)：角礫状細－中粒相の岩相．岩美町浦富，地点 3-10 (付図 1)．(F)：細－中粒相の角礫状部と塊状部の境界．田後港 (岩美町浦富)，地点 3-11 (付図 1)．

明瞭である（第 3. 9 図F）．菅森ほか（2019）は本角礫岩に東西方向の剪断面を認定しており，断層活動に伴って形成したと推定しているが，本調査では断層面は確認できていない．なお，剪断の証拠に乏しいが著しく破砕された岩石（pulverized rock）が横ずれ断層のすべり面周辺に認められることがある（例えば, Mitchell *et al.*, 2011；中谷ほか, 2012）．十分な検討はできていないが，浦富花崗岩に認められる角礫化も pulverized rock と同様の成因の可能性がある．

分布域中央部の岩美町東部及び新温泉町諸寄付近は中粒黒雲母花崗岩からなる．一般に径 1～2 mm（一部, 3 mm）程度の等粒状の岩石だが，径 7 mm 以下の灰色を呈する石英斑晶を含むこともある．本分布域の岩石は浦富花崗岩体の中で黒雲母に富む傾向にある．白雲母を局所的に含む．

分布域南東部の新温泉町内山付近は細–中粒黒雲母含有花崗岩からなる優白質な岩石である．一般に径 1 mm 程度のほぼ等粒状の岩石で径 3 mm 以下の石英が少量斑状を呈する．黒雲母は細粒極少量で，微文象組織が認められる．

分布域北東部のうち，新温泉町二日市付近は細–中粒黒雲母花崗岩からなる．径 1～2 mm 程度の等粒状の岩石で，分布域中部の諸寄付近同様，比較的黒雲母を多く含む．一方，新温泉町指杭付近は中粒黒雲母含有花崗岩からなる．径 2～3 mm 程度の等粒状の岩石で，熱水変質を被って白色を呈する．黒雲母はほとんど含まない．

(3) 細粒相（Gi）　本岩相は一般に白色を呈する塊状の細粒黒雲母花崗岩からなるが，しばしばアプライト質の花崗岩やフェルシティック組織を示す無斑晶状の流紋岩や石英ないし長石の斑晶が目立つ斑状流紋岩も認められる．細–中粒相よりも基質部の粒径はさらに細粒である（第 3. 8 図E）．本岩相は本地域中央部，岩美町長谷から陸上にかけて南北約 6 km，東西約 3 km の範囲で主岩相に貫入する．分布の西限は北西–南東方向の断層に規制され，東側は県境付近で分布が不明瞭となる．分布状況から多くは低角度に貫入するが（第 3. 9 図B），一部は高角度に貫入する（第 3. 9 図C）．

岩石記載

中粒弱斑状黒雲母花崗岩（凡例Gm, 試料番号HM157, 第 3. 8 図C）

産地：新温泉町飯野，県道 265 号線沿い（第 3. 1 表）

顕微鏡下の特徴：長径 6～8 mm 程度の石英斑晶（半自形）からなる弱い斑状組織を示す．基質は完晶質で，アルカリ長石（長径< 4 mm, 半自形），石英（長径< 4 mm, 半自形～他形）及び少量の斜長石（長径< 2 mm, 半自形），黒雲母（長径< 1.2 mm, 他形）からなる．基質の粒径は 0.5 mm 程度から 4 mm 程度まで連続的に変化するシリイット組織を示す．アルカリ長石はパーサイト構造及び微斜長石構造が認められる．黒雲母は多色性を残すもののしばしば変質している．比較的新鮮な部分では Y ≒ Z = 緑黄色，X = 淡黄色の多色性を示す．そのほかの鉱物として，不透明鉱物，ジルコン，アパタイトを含む．

細粒弱斑状白雲母含有黒雲母花崗岩（凡例Gf, 試料番号HM110, 第 3. 8 図D）

産地：岩美町網代（あじろ），県道 155 線沿い（第 3. 1 表）

顕微鏡下の特徴：長径 4～6 mm 程度のアルカリ長石及び石英斑晶からなる弱い斑状組織を示す．斑晶はアルカリ長石（長径< 6 mm, 半自形）及び石英（長径< 4 mm, 半自形）で，径 2 mm 以下のアルカリ長石，石英，斜長石がしばしば集斑状をなす．基質は等粒状で主に長径 0.8 mm 以下のアルカリ長石，石英，斜長石からなる．黒雲母（長径< 1 mm, 自形～半自形）は少量で Y ≒ Z = 黄褐色, X = 淡黄色の多色性を示す．白雲母（長径< 0.3 mm, 他形）はアルカリ長石及び石英の粒間に極少量認められる．そのほかの鉱物として，不透明鉱物，ジルコン，アパタイトを含む．

帯磁率　中–粗粒斑状相（Gm）・細–中粒相（Gf）・細粒相（Gi）は一般に低い帯磁率（0.2×10^{-3} SI 以下）を示し，いずれもチタン鉄鉱系列に属する．中–粗粒斑状相は，岩美町北西部で 0.2×10^{-3} SI 以下（一部の露頭では 1×10^{-3} SI），県境付近で 0.1×10^{-3} SI 以下，新温泉町中央部で 0.3×10^{-3} SI 以下（一部の露頭では 3×10^{-3} SI），本地域北東部で 0.05×10^{-3} SI 以下である．細–中粒相は，浦富海岸付近で 0.05×10^{-3} SI 以下，岩美町東部で 0.2×10^{-3} SI 以下（一部の露頭では 1×10^{-3} SI），新温泉町諸寄付近で 1×10^{-3} SI 以下（一部の露頭では 2.5×10^{-3} SI），新温泉町内山付近で 0.1×10^{-3} SI 以下，本地域北東部で 0.8×10^{-3} SI 以下である．

年代　本岩体北西部の花崗岩（本報告の細–中粒相）から，32.4 ± 0.8 Ma の閃ウラン鉱 U–Th–total Pb 年代（Yokoyama *et al.*, 2016）と 32.3 ± 0.6 Ma 及び 31.5 ± 0.5 Ma のジルコン U–Pb 年代（菅森ほか, 2019）が報告されている．

3. 9　指杭層（Op, Oc, Oi）

地層名　新称．本層が広く分布する新温泉町指杭に由来する．

定義　観音山（かんのんやま）周辺に分布する礫岩及び粗粒な流紋岩火砕岩・貫入岩から構成される本地域の古第三系最上部の地層を指杭層と定義する．

本層を構成する礫岩は従来，新第三系最下部の浜坂礫岩（弘原海ほか, 1966），火砕岩は新第三系豊岡層，貫入岩は上部白亜系～古第三系の矢田川層群とされてきた（例えば, 池辺, 1963；兵庫県県土整備部まちづくり局土地対策室編, 2004）．本層の火砕岩と貫入岩は構成鉱物が同じで放射年代値も不確かさの範囲内で一致する．ま

た，海岸沿いに分布する礫岩は本層の火砕岩を被覆するものの本層の火砕岩と貫入岩の礫を含まず，火砕岩と礫岩は本層の貫入岩に貫入されると推定される．年代値及び産状から，火砕岩・礫岩・貫入岩は一連の活動で形成されたものとみなして，本報告では同じ地層としてまとめた．

模式地　観音山南東方向の東登山口から山頂を通って西南西方向の西登山口に至る登山道沿い．東登山口の麓付近では火砕岩（Op）が，中腹から山頂にかけては貫入岩（Oi）が，西登山口の麓付近では礫岩（Oc）が分布する．登山道沿いでは火砕岩及び貫入岩の露出は悪いが断続的に一連の岩石が観察できる．

分布及び層厚　本地域北東部，新温泉町浜坂から指杭にかけての南北 1.4 km，東西 2.2 kmの範囲に分布する．火砕岩の地質構造は南北走向で西に緩く傾斜し，層厚は観音山南～東部で 160 m以上，観音山北～北東尾根では厚いところで 50 m程度である．礫岩の層厚は 10～70 m程度である．

層序関係　分布状況から，火砕岩は浦富花崗岩を高角度（一部，低角度），礫岩は田井花崗岩・浦富花崗岩を低角度に覆い，貫入岩は浦富花崗岩に高角度に貫入すると推定される．礫岩には赤崎川層・田井花崗岩・浦富花崗岩由来と推定される岩石が含まれる．分布域南部では新第三系に被覆または貫入される．

岩相　本層は，岩相及び産状から火砕岩相（Op）・礫岩相（Oc）・貫入岩相（Oi）に区分される．火砕岩相は礫岩相に覆われ，これらは分布状況から貫入岩相に貫入されると推定される．火砕岩相は観音山南から東部にかけて，礫岩相は観音山西部にまとまって分布するほか，これらは観音山北東方周辺の尾根沿いにも認められる．

(1) 火砕岩相（Op）　溶結した流紋岩凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなる．基質は灰色～白色を呈し，黄色ないし赤色を帯びることがある．径 1～3 mmの灰色を呈する破片状の石英を多量に含む．径 1～2 mm程度の黒雲母を少量含み，これらは一般に新鮮である．白色～黄白色を呈する扁平化した軽石片をしばしば含む（第 3. 10 図A）．岩片として径 1 cm以下の珪長質な火山岩や泥岩の岩片を少量含むことがある．岩石ごとに結晶片の粒径に若干の違いはあるが，分布域による顕著な岩相の違いは認められない．本岩は一般に接触変成作用を被っていないが，観音山北方の貫入岩相のルーフペンダントとして産するところでは弱い接触変成作用を被っている．

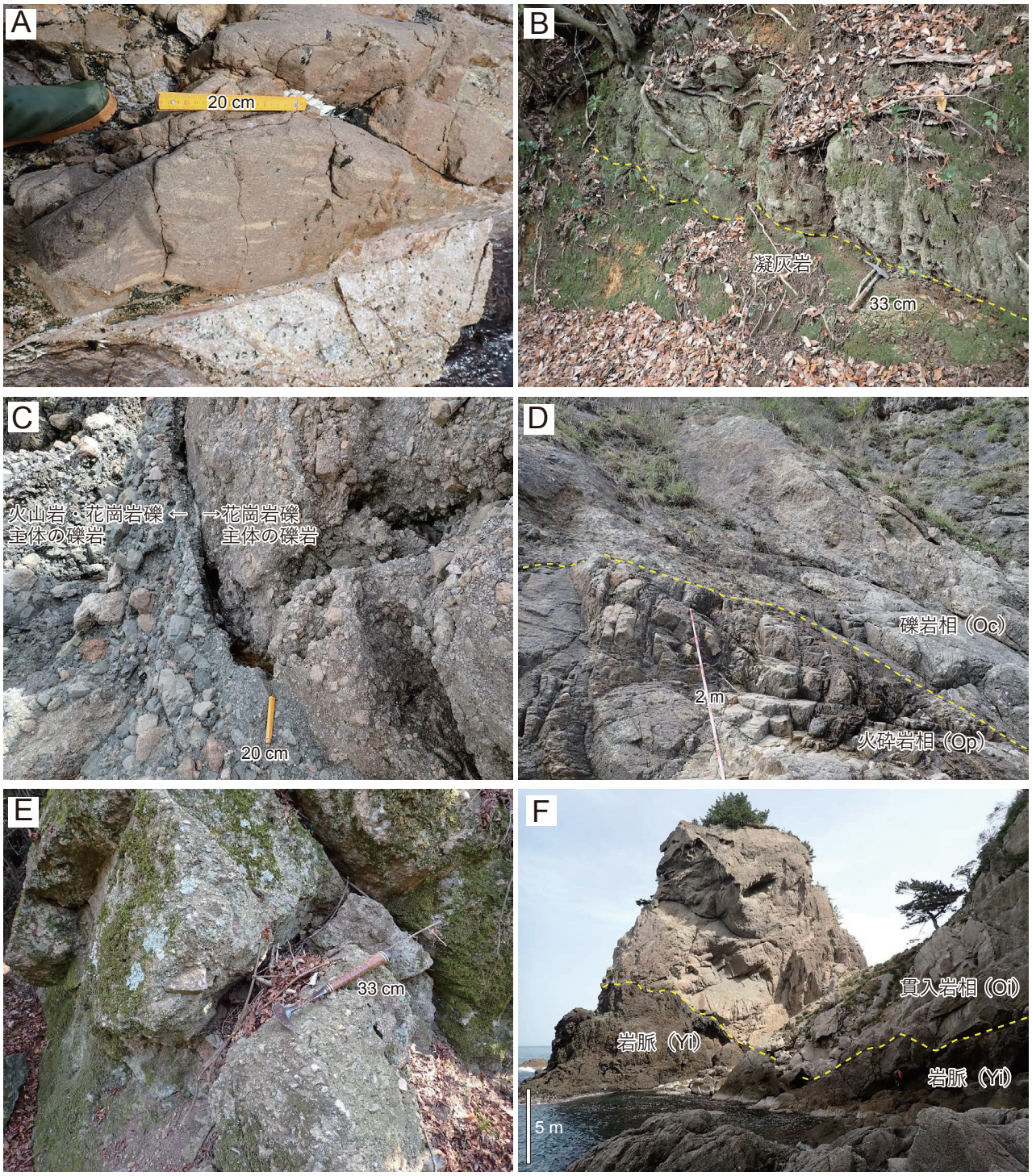
観音山の登山道沿い，地点 3-14（付図 2）の標高 150 m付近には層厚 1 m程度の粗粒凝灰岩が認められる（第 3. 10 図B）．緑色を帯びた灰色を呈し，径 5 mm程度の火山豆石を含む．本凝灰岩は側方への連続性に乏しく，凝灰岩を挟んで上下の溶結した火砕岩には顕著な岩相変化が認められないことから，地質図ではこれらを一括して表現している．

(2) 礫岩相（Oc）　角礫～亜角礫からなる礫岩で，主に本層分布域西部の海岸沿いと観音山北東方の尾根沿いに分布する．

海岸沿いの礫岩は不淘汰礫支持で主に長径 50 cm以下の礫からなるが（第 3. 10 図C），径 1 m以上の礫も多く，まれに 5 mを超えるものもある．その層相から崖錐性の礫岩と推定される．火砕岩相（Op）を覆っており，分布域の南北端（地点 3-12, 13；付図 2）で観察できる（第 3. 10 図D）．花崗岩礫主体の礫岩と火山岩・花崗岩（火山岩優勢）礫からなる礫岩が混在しており，両者の境界は明瞭である（第 3. 10 図C）．礫種は主に中–粗粒斑状黒雲母含有花崗岩，中粒黒雲母花崗岩，安山岩，流紋岩火砕岩からなる．その量比は中–粗粒斑状黒雲母含有花崗岩の礫が最も多く，次いで安山岩が多い．流紋岩火砕岩及び中粒黒雲母花崗岩は普遍的に認められるが少ない．火砕岩相（Op）と貫入岩相（Oi）の礫は認められない．岩相の特徴から，中–粗粒斑状花崗岩は浦富花崗岩の中–粗粒斑状相，中粒黒雲母花崗岩は田井花崗岩と推定される．流紋岩火砕岩は接触変成作用を被っており，結晶片の大きさや量から赤崎川層の火砕岩と推定される．安山岩は暗緑灰色を呈し，顕微鏡下では細粒の斜長石斑晶を少量含む．安山岩の構成鉱物の種類は下部中新統八鹿層の岩石に似るが，基質部は再結晶化し，その粒間には緑泥石化した細粒の黒雲母が認められる．安山岩は弱い接触変成作用を被っていることから深成岩体の貫入以前の地質体と判断される．付近に安山岩礫の供給源として対比可能な露頭は見いだされず，現在は削剥されて失われていると考えられる．

観音山北東方の尾根沿いの礫岩は不淘汰基質支持で主に長径 10 cm以下の礫からなり（第 3. 10 図E），径 1 m以上になることは少ない．礫岩は田井花崗岩を被覆するものと貫入岩相のルーフペンダントとして産するものがある．前者は花崗岩礫を多く含み，後者は火砕岩礫を多く含む．礫種はいずれも浦富花崗岩，田井花崗岩，赤崎川層由来の礫からなり，火砕岩相（Op）由来の礫も認められる．また，礫の一部にはジグソークラックが認められる．基質は花崗岩及び火砕岩由来の砂礫粒子からなる．これらの層相から，本礫岩は岩屑なだれ堆積物の可能性がある．なお，本礫岩は火砕岩相（Op）由来の礫も含むことから，本層分布域東方に露出する下部中新統八鹿層の礫岩（Yg）の可能性もある．本報告では，指杭層分布域にまとまって認められることから観音山周辺の尾根沿いの礫岩は本層に含めた．

(3) 貫入岩相（Oi）　径 1～5 mm程度の灰色の石英と白色の長石斑晶が散在する斑状流紋岩からなる．観音山北方の海岸は本岩からなる（第 3. 10 図F）．基質は明灰白色～灰白色を呈する．斑晶の一部は破片状で，斑晶として径 1～2 mm程度の黒雲母も含む．火砕岩相・礫岩相との直接の関係は確認できていないが，貫入岩相直上に分布す



第 3. 10 図　指杭層の露頭写真

（A）：火砕岩相の岩相．黄白色を呈する扁平化した軽石片を多く含む．観音山西方の海岸，地点 3-13（付図 2）．（B）：火砕岩相中に認められる凝灰岩．観音山登山道の標高 150 m付近，地点 3-14（付図 2）．（C）：海岸付近の礫岩相の岩相．写真左側は火山岩・花崗岩礫，右側は主に花崗岩礫からなる．観音山西方の海岸，地点 3-15（付図 2）．（D）：火砕岩相を覆う礫岩相．観音山西方の海岸，地点 3-13（付図 2）．（E）：尾根沿いの礫岩相の岩相．観音山北方，地点 3-16（付図 2）．（F）：貫入岩相の産状．中新統の岩脈（凡例 Yi）に貫入される．観音山北方の鬼門崎，地点 3-17（付図 2）．

る火砕岩相が接触変成作用を被っていること，礫岩相分布域近傍では本岩の斑晶の粒径が僅かに細粒化していることから，これらに貫入していると判断した．

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩（凡例Op，試料番号HM136，第3. 6図D）

産地：新温泉町清富（きよとめ），観音山山頂北東方（第3. 1表）

産状：火砕流堆積物

顕微鏡下の特徴：長径0.3～2 mm程度の結晶片に富む．結晶片として，石英（長径< 2.2 mm），斜長石（長径< 2.5 mm）及び少量のアルカリ長石（長径< 1.0 mm），黒雲母（長径< 1.2 mm）を含む．結晶片は自形の形態を残すものもあるが多くは破片状である．黒雲母はしばしば変質を被っている．比較的新鮮なものはY ≒ Z = 茶褐色，X = 淡黄色の多色性を示す．基質は，明瞭なユータキシティック組織を示し，脱ガラス化した隠微晶質物質から構成される．そのほか，不透明鉱物，ジルコン，アパタイトを含む．岩片として長径3 mm以下の亜円～亜角礫の接触変成作用を被った珪長質な溶岩や火山砕屑岩をしばしば含む．

斑状黒雲母流紋岩（凡例Oi，試料番号HM134，第3. 6図E）

産地：新温泉町浜坂，浜坂白馬公園北方（第3. 1表）

産状：貫入岩

顕微鏡下の特徴：長径0.3～10 mmの斑晶からなる斑状組織を示す．斑晶は斜長石（長径< 10 mm），石英（長径< 5.8 mm），黒雲母（長径< 1.6 mm）及びアルカリ長石（長径< 3 mm）からなる．斜長石は自形でしばしば集斑状をなす．石英は自形または破片状として認められ，一部融食形を示す．黒雲母は自形で，Y ≒ Z = 茶褐色，X = 淡黄褐色～黄褐色の多色性を示す．基質は微細なシリカ鉱物からなるフェルシティック組織を示し，粒間を不透明鉱物，ジルコン，アパタイトが埋める．

年代　本層の礫岩からは年代を決定する化石や放射年代値は得られていないが，黒雲母流紋岩溶結火山礫凝灰岩から29.2 ± 0.3 Ma，斑状流紋岩貫入岩から29.0 ± 0.2 MaのジルコンU–Pb年代がそれぞれ得られており（佐藤ほか，2025），本層は前期漸新世に形成したと考えられる．

3. 10　貫入岩（P，F）

本地域には，上述した古第三系を貫く小規模な珪長質貫入岩が認められる．本報告では斑晶の大きさ及び量から細粒斑状黒雲母花崗岩～斑状流紋岩（P）及び細粒黒雲母花崗岩～流紋岩（F）に区分して地質図に示した．

本貫入岩は花崗岩体に多数貫入していると考えられるが，母岩の花崗岩は風化・削剥されている場合が多く，貫入岩の貫入方向やその形態が明らかでない場合が多い．また，本貫入岩は中新統の珪長質岩脈（Mr，Mpdなど）に岩相が似ることがある．そのため，貫入岩の一部は中新統に含まれる可能性はあるが，貫入岩分布域周辺に構成鉱物が類似した中新統の溶岩・火山砕屑岩が認められない場合は本貫入岩に含めた．地質図には貫入方向ないし分布がある程度確認できた脈幅1 m以上のものについて脈幅を強調して表現した．

3. 10. 1　細粒斑状黒雲母花崗岩～斑状流紋岩（P）

分布　本地域中部から東部にかけて小規模な岩脈として分布しており，特に本地域北東部に多く認められる．その貫入方向は新温泉町諸寄付近で東西～北東–南西方向が，二日市付近で北西–南東方向が卓越する．

貫入関係　赤崎川層，田井花崗岩及び浦富花崗岩に貫入する．一般に60°以上の高角度で貫入するが，新温泉町諸寄付近のものはしばしば40°以下の低角度で貫入する．

岩相　細粒斑状花崗岩～斑状流紋岩は，径3 mm以上の石英や長石類の斑晶を多く含み，これらの基質は灰色，白色，黄白色などを呈する．細粒斑状花崗岩は一般に黒雲母を少量含み，指杭付近では白雲母を含むことが多い．基質部は径1 mm以下の細粒鉱物からなる（第3. 11図A）．細粒斑状花崗岩は浦富花崗岩中–粗粒斑状相に岩相が似るため，露出の悪いところでは両者の識別が困難である．斑状流紋岩の基質部は隠微晶質で，斑晶のアルカリ長石は桃色を呈することがある．

岩石記載

斑状黒雲母流紋岩（凡例P，試料番号HM139，第3. 11図B）

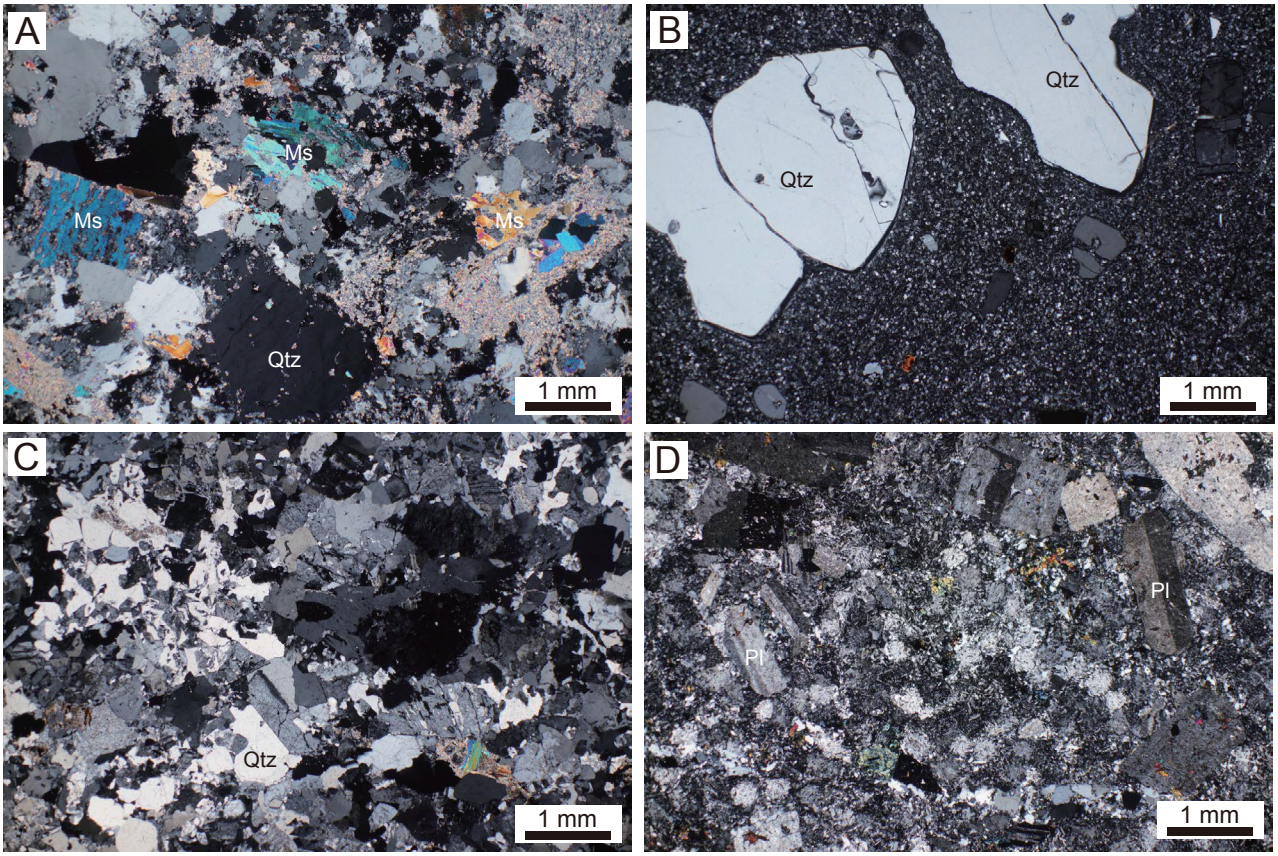
産地：新温泉町赤崎（第3. 1表）

産状：貫入岩

顕微鏡下の特徴：長径0.3～6 mm程度の斑晶からなる斑状組織を示す．斑晶は石英（長径< 6 mm）と斜長石（長径< 2.3 mm）及び少量の黒雲母（長径< 0.5 mm）とアルカリ長石（長径< 1.6 mm）からなる．石英は自形または破片状として認められ，一部融食形を示す．斜長石及びアルカリ長石は自形で，斜長石は集斑状をなすことがある．黒雲母は自形で，基質のほか石英や斜長石中に認められ，Y ≒ Z = 茶褐色，X = 淡黄褐色～黄褐色の多色性を示す．基質は微細なシリカ鉱物からなるフェルシティック組織を示し，粒間には不透明鉱物のほか，径0.1 mm程度のジルコン，アパタイト，ざくろ石，緑れん石が認められる．

3. 10. 2　細粒黒雲母花崗岩～流紋岩（F）

分布　小規模な岩脈が本地域中部から東部にかけて分布する．貫入方向が確認できた岩脈のうち，本地域中央部の岩美町相谷では東北東–西南西方向が認められる．本



第 3. 11 図　貫入岩の薄片写真
（A）：細粒斑状黒雲母白雲母花崗岩（試料番号 HM130）.（B）：斑状黒雲母流紋岩（HM139）.（C）：細粒黒雲母白雲母花崗岩（HM107）.（D）：黒雲母流紋岩（HM173）. 写真はいずれも直交ポーラー. Ms：白雲母, Pl：斜長石, Qtz：石英.

地域北東部では，新温泉町諸寄付近で北東–南西方向ないし南北方向が，指杭～赤崎二日市付近で東西～北西–南東方向が卓越する.

貫入関係　赤崎川層，長谷層，田井花崗岩，浦富花崗岩に対して，一般に 70°以上の高角度で貫入する.

岩相　細粒花崗岩は径 1 mm以下の等粒状塊状の岩石で，一般に黒雲母を少量含む．二次的に生じた可能性はあるが，本地域北東部の本岩はしばしば白雲母を含む（第 3. 11 図C）．白色を呈し，熱水変質を被っているものは黄白色を呈する．細粒花崗岩は浦富花崗岩細–中粒相に岩相が似る場合がある．流紋岩は無斑晶または径 1 mm程度の石英や長石類の斑晶を少量含む（第 3. 11 図D）．基質は灰色，白色，黄白色などを呈する．流理が発達するものや球顆が認められるものがある．しばしば熱水変質を被って軟質化～粘土質化している.

岩石記載

細粒黒雲母白雲母花崗岩（凡例F，試料番号HM107，第 3. 11 図C）

産地：岩美町牧谷（第 3. 1 表）

産状：貫入岩

顕微鏡下の特徴：長径 0.6～2 mm程度の斑晶を少量含む弱い斑状組織を示す．斑晶は石英斑晶（長径< 2.5 mm，自形～半自形），アルカリ長石斑晶（長径< 2 mm，自形～半自形）及び斜長石（長径< 1.8 mm，自形～半自形）からなり，これらはしばしば集斑状をなす．苦鉄質鉱物として白雲母（長径< 0.3 mm，自形～他形）及び少量の黒雲母（長径< 0.4 mm，自形～半自形）を含む．白雲母は二次的に生じた可能性があるが，基質部の粒間に認められ，白雲母からなる集斑状をなすこともある．黒雲母は粘土鉱物に置換され，仮像として認められる．基質は径 0.6 mm以下の石英及びアルカリ長石を主体とする微文象組織で，そのほか，斜長石，白雲母，不透明鉱物及びジルコンが認められる.

年代　放射年代値の報告はない．本貫入岩は主に下部漸新統の浦富花崗岩に貫入し，下部中新統八鹿層の貫入岩（Yi）にしばしば貫入されることから，主に漸新世の時期に貫入した貫入岩と考えられる.

3. 11　断　層

本地域には古第三系のみに大きな変位を与える北西–南東系の断層が北東部及び中央部に存在する．これらの断層の活動時期は，漸新統の浦富花崗岩や指杭層に変位を与え，中新統には変位を与えていないと見られることから，漸新世～前期中新世頃と推定される．

北東部の断層は観音山東方指杭から北方鬼門崎の約1.5 kmにわたって伸びており，田井花崗岩と浦富花崗岩の境界をなしている．海岸の露頭では花崗岩が幅数mにわたり角礫化している．また，指杭層は本断層の南西側に厚く分布し，指杭層礫岩相の分布は断層を隔てて分断されている．本断層は，指杭層の分布から，相対的に西落ちの垂直変位ないし右横ずれ成分を持つものと推定される．

中央部の断層は，岩美町長谷から岩美町陸上に至る約6 kmにわたって伸びており，長谷層と浦富花崗岩の境界をなしている．断層露頭は確認できていないが，長谷層は本断層により分布が規制されており，本断層の西側で層厚が大きい．なお，長谷層分布域より北は浦富花崗岩細粒相（Gi）の分布やリニアメントから断層位置を判断したが，その位置正確度は長谷層分布域に比べて劣るため，位置“ほぼ正確”（JIS A 0204：2019）として地質図に表現した．長谷層の基底面分布から，本断層は西落ちの垂直変位を伴うと推定される．

第 4 章　中新統北但層群

（羽地俊樹・工藤　崇）

4.1　研 究 史

山陰東部に分布する中新統は，1960 年頃に兵庫県北部～京都府北部に分布するものは北但層群（弘原海・松本, 1958）と，鳥取県東部に分布するものは鳥取層群（村山ほか, 1963）とそれぞれ命名された．層群名の命名当時から，両層群には岩相層序の類似性があることが認識されており，一連の地層と考えられていた（弘原海・松本, 1958；村山ほか, 1963）．両層群を北但層群に一括した例もあるが（例えば, 上村ほか, 1974；永美・山内, 1989），両層群に関する研究はそれぞれ独立して発展してきた．

4.1.1　戦前（1945 年以前）

戦前に行われた特記すべき研究としては，巨智部忠承氏による一連の研究がある．巨智部氏は 40 万分の 1 地質図『予察西部地質図』（巨智部ほか, 1894）や，20 万分の 1 地質図「豊岡」（巨智部, 1894–1895）及び「生野」（巨智部, 1894–1896）を整備するとともに，山陰東部に分布する中新統に関する研究を行った（例えば, 巨智部, 1894, 1896）．これらの研究で本地域周辺に分布する“第三系”の概要が明らかとなった．

4.1.2　北但層群の研究史

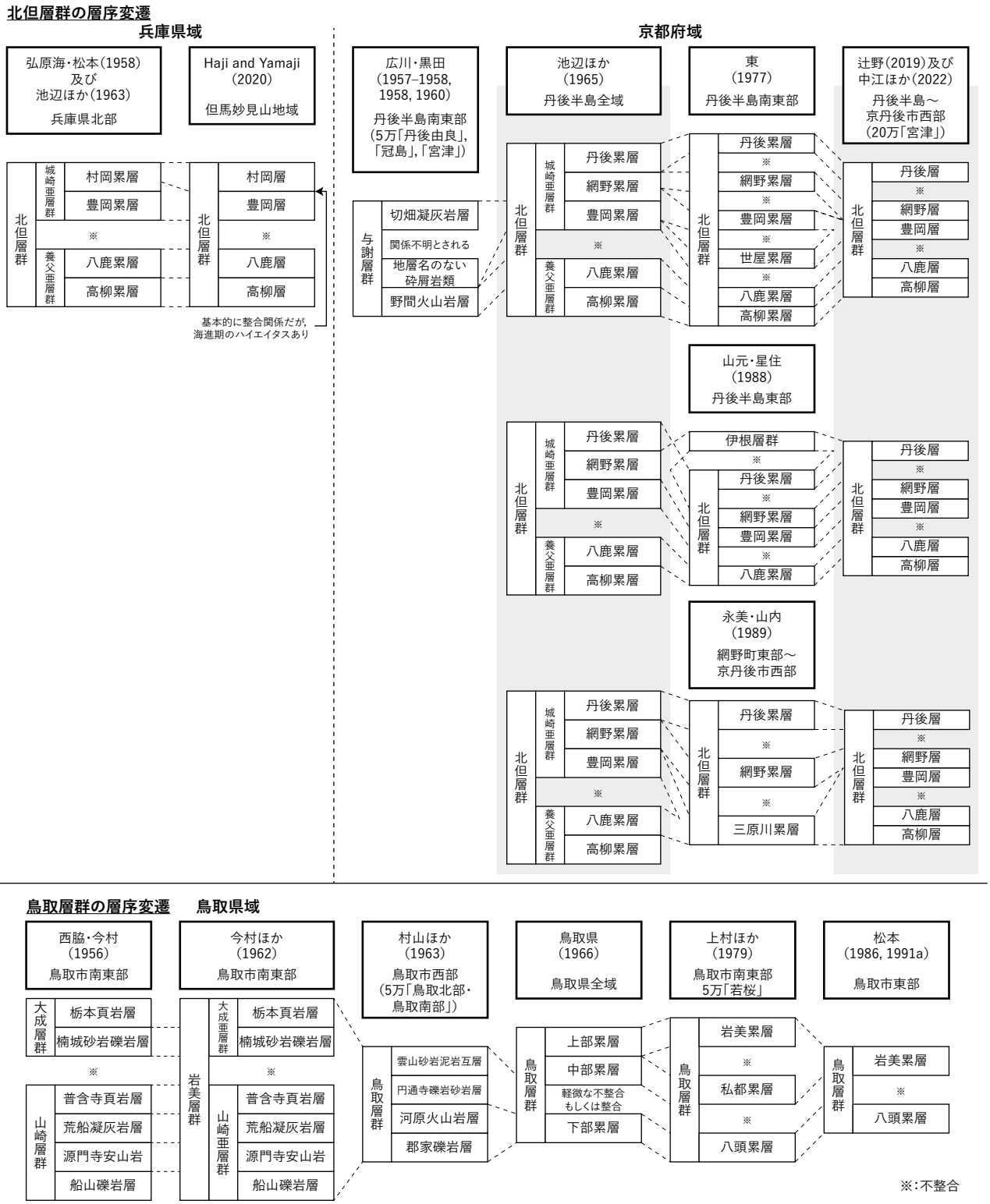
1950 年代後半から 1960 年代には，弘原海　清氏や池辺展夫氏といった大阪市立大学を中心とした研究グループ及び地質調査所により，兵庫県北西部～京都府北部丹後半島の広い地域で新第三系の岩相層序が検討された（弘原海・松本, 1958；広川・黒田, 1957–1958, 1958, 1960；松本・弘原海, 1959；池辺, 1963；池辺ほか, 1965；弘原海ほか, 1966）．弘原海・松本（1958）は，兵庫県北部の中新統が矢田川層群及び北但層群から構成されるとした（矢田川層群は 1961 年頃に白亜系と認識された；第 3 章）．また，北但層群を高柳累層，八鹿累層，豊岡累層，村岡累層に区分し（第 4. 1 図），5 万分の 1 地質図幅「城崎」・「香住」・「浜坂」（おおむね兵庫県域のみ）・「村岡」地域にまたがる地域の地質図を示した．兵庫県北部に分布する中新統では，現在もおおむねこの層序案が踏襲されている．

北但層群が命名された頃，京都府丹後半島では，5 万分の 1 地質図幅「冠島」（広川・黒田, 1957–1958）・「丹後由良」（広川・黒田, 1958）・「宮津」（広川・黒田, 1960）が出版され，中新統は与謝層群と呼ばれた（第 4. 1 図）．池辺（1963）は，弘原海らが示した北但層群の地質図を東西に拡張し，西は「鳥取北部」地域東端部まで，東は「網野」地域西端部までの地質図を示した．この地質図において層序区分は弘原海・松本（1958）のものが踏襲されている．池辺ほか（1965）は丹後半島の地質図を示し，鳥取県北東縁～京都府北部に分布する中新統層序を総括した．池辺ほか（1965）では，与謝層群は北但層群に一括されたほか，京都府北部に分布する地層として網野累層と丹後累層が設けられた（第 4. 1 図）．網野累層は村岡累層と同時異相であり，丹後累層は網野累層を不整合に覆うとされた．その後，1966 年には弘原海ほか（1966）により，北但層群に関する一連の研究が取りまとめられた．1974 年には，20 万分の 1 地質図幅「鳥取」（上村ほか, 1974）が出版された．

1970 年代後半～1990 年代には，大阪市立大学の研究グループが構築した層序を基に，各地で様々な研究が展開された．特に精力的に研究を実施したのは，鳥取大学の吉谷昭彦氏及び島根大学の山内靖喜氏などを中心とした研究グループである．彼らは兵庫県北部に分布する北但層群を対象に，基底部の構造・層相や，節理・断層といったいわゆる“割れ目系”の分布などに着目し，堆積盆地発達史を検討した（吉谷, 1977, 1982, 1986；吉谷・山内, 1981；山内・嶌田, 1986；山内ほか, 1989a, b；山内・吉谷, 1992；Yoshitani *et al.*, 1992；吉谷ほか, 1994；Yoshitani and Ogawa, 1994）．

これと同じ頃，京都府北部の各地では岩相層序に着目した研究が実施され，研究地域ごとに弘原海らと異なる層序案が提案された（東, 1977；山元・星住, 1988；永美・山内, 1989）．丹後半島南東部を調査した東（1977）は，網野層–豊岡層境界を若干変更するとともに，八鹿層–豊岡層間に世屋累層を新設した（第 4. 1 図）．丹後半島東部を調査した山元・星住（1988）は，丹後半島東部を調査し，京都府伊根町周辺において網野層・丹後層に区分されていたものの一部を，丹後層を不整合に覆う伊根層群として独立させた（第 4. 1 図）．永美・山内（1989）は，京都府久美浜町東部～京丹後市西部に分布する八鹿層・豊岡層を合わせて三原川層とした（第 4. 1 図）．

またこの頃には，フィッション・トラック（FT）年代値，K–Ar 年代値及び示準化石が報告され，北但層群が下部・中部中新統であることが示された（例えば, 鹿野・中野, 1985；高安ほか, 1992）．FT 年代値を報告した研究として Nakajima and Morimoto（1981），升本ほか（1983），弘



第 4. 1 図　山陰東部に分布する中新統の層序変遷と対比
破線は大まかな対比を示す．弘原海・松本(1958)は，北但層群より下位に下部中新統として矢田川層群を設けていたが，これは現在白亜系と理解されているため割愛した．京都府域における研究である東(1977)，山元・星住(1988)，永美・山内(1989)は調査地域が異なり，各研究が池辺ほか(1965)の層序との対比を行っている．そのため年代順に示すのではなく，それぞれと池辺ほか(1965)の対比を示した．

原海（1984），木村（1991），木村・辻（1993）が，K–Ar年代値を報告したものとしてTsunakawa *et al.*（1983），通商産業省資源エネルギー庁（1988），山元・星住（1988），和田ほか（1990），古山（1997），古山ほか（1997）がある．また，中新世前半を示す示準化石である*Operculina*及び*Miogypsina*の有孔虫を報告したものとして三木ほか（1999）がある．

以上の地域地質的な研究にとどまらず，この頃には北但層群を研究材料として多様な研究が実施された．研究内容としては，岩脈方位に基づく古応力の検討（小林, 1979a, b；Tsunakawa, 1986），丹後半島に分布する八鹿層～丹後層の古地磁気学的検討（Sakamoto, 1992；Nakajima and Morimoto, 1981），豊岡層の礫組成に基づく後背地解析（松本, 1992b），村岡層の砂岩泥岩互層を対象とした堆積学的検討（Maejima and Kimoto, 1998；Maejima *et al.*, 2000），丹後層に含まれる火山岩の破砕プロセスの検討（山元, 1987）などがある．

2000年代に入ると一転して研究報告数は減少する．石渡・今坂（2002）は，丹後半島に分布する八鹿層の岩石学的研究を実施した．独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構（2006）は新温泉町湯（しんおんせんちょうゆ）周辺の地質図を示し，基盤を貫く岩脈から中新世を示すK–Ar年代測定値を得た．安野（2006）は，香美町村岡町で*Operculina*が産することを報告した．歌田（2008）は，北但層群における変質帯の分布を示した．小滝ほか（2009）は，丹後半島に分布する八鹿層・網野層・丹後層からK–Ar年代値を報告した．

2010年以降における兵庫県域での主要な研究進展は，香美町香住に認められる堆積構造の実態が明らかになったこと（松原・先山, 2012），兵庫県東床尾山（ひがしとこのおさん）で豊岡層における古地磁気学的検討がなされたこと（Ishikawa *et al.*, 2017），精度の高いジルコンU–Pb年代が実施されたことで堆積・貫入年代が高精度化したこと（羽地・山路, 2017, 2019；羽地ほか, 2019, 2023a, 2025b），「村岡」地域各地において*Operculina*が見いだされたこと（安野・三木, 2022），兵庫県北西部における岩相層序と地質構造の精査により構造発達史が精密化したこと（Haji and Yamaji, 2020；羽地ほか, 2023b, 2024a），新しい応力解析法が適用され，応力史が再検討されたこと（Haji and Yamaji, 2021；羽地ほか, 2023a, 2024a）などが挙げられる．特に，Haji and Yamaji（2020）は，豊岡層と村岡層の地層境界について弘原海・松本（1958）による定義を一部改変した（第4.1図；第4.2.2節で詳細を述べる）．また講演要旨ではあるが，兵庫県海岸部に分布する北但層群において既存層序と矛盾する放射年代値が相次いで報告され，既存層序の問題が指摘された（先山・松原，2012；松原ほか, 2021, 2023；羽地ほか, 2022a）．

一方，京都府北部では，辻野（2019）及び中江ほか（2022）によって層序区分が整理された．彼らは20万分の1地質図幅「宮津」（第2版）において，広域的な岩相累重関係を基に，先述の世屋累層（東, 1977），伊根層群（山元・星住, 1988）及び三原川層（永美・山内, 1989）など京都府北部の各地で提案されていた層序を，高柳層・八鹿層・豊岡層・網野層・丹後層から構成される北但層群の基本層序に整理した（第4.1図；辻野, 2019；中江ほか, 2022）．

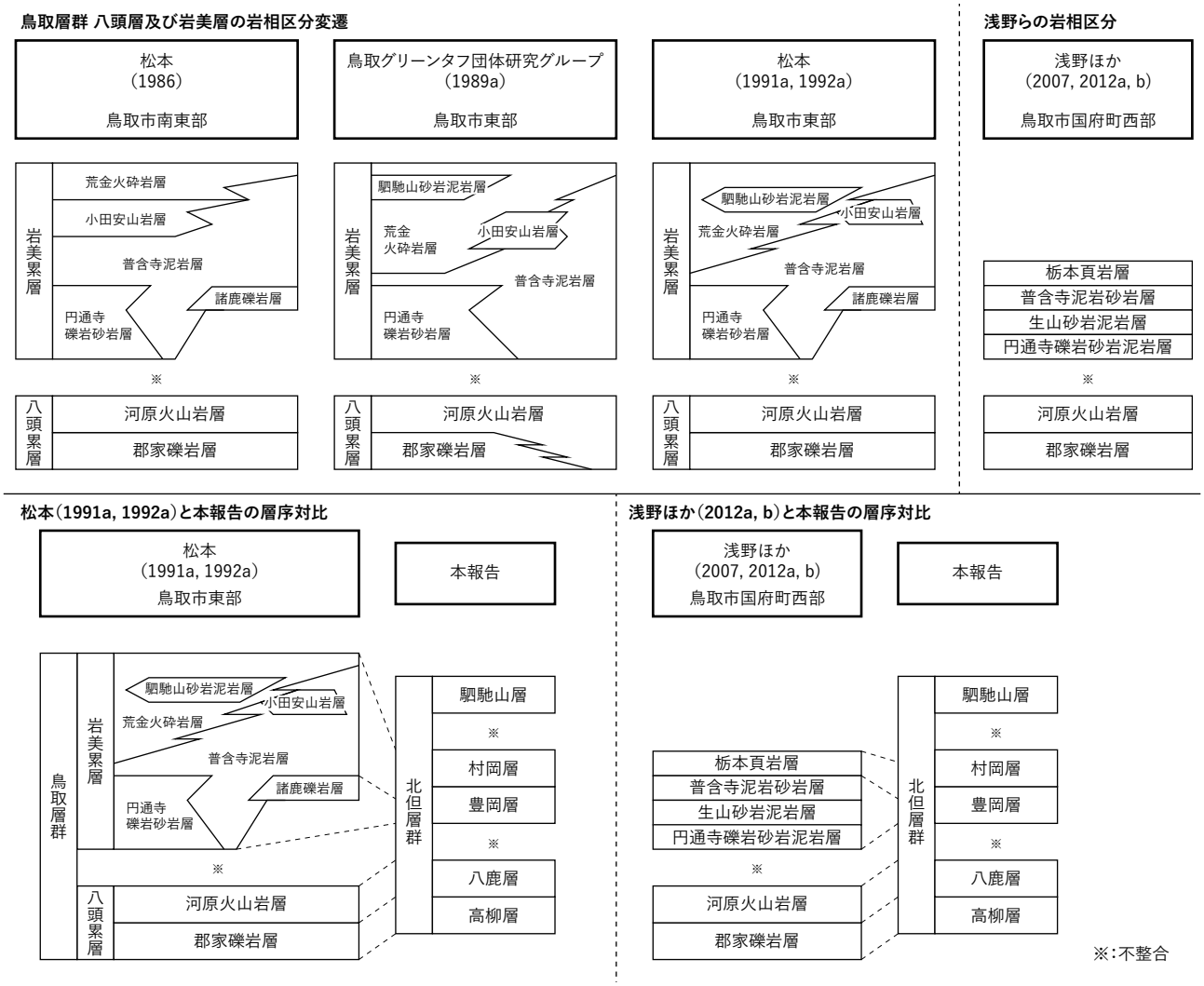
4.1.3　鳥取層群の研究史

1950年代後半から1960年代にかけて，鳥取県東部でも同様に中新統層序に関する研究が進められた（西脇・今村, 1956；今村ほか, 1962；村山ほか, 1963）．西脇・今村（1956）は鳥取市南東方の中新統を山崎（やまさき）層群と大成（だいせい）層群に区分した（第4.1図）．今村ほか（1962）は西脇・今村（1956）の層序を整理し，中新統を岩美（いわみ）層群に一括した（第4.1図）．村山ほか（1963）は，鳥取市西部に位置する5万分の1地質図幅「鳥取北部・鳥取南部」において，中新統を鳥取層群と命名した（第4.1図）．これらの研究で得られた知見を総括して1966年に作成された鳥取県地質図（鳥取県, 1966）では，鳥取層群の名称が採用され，これ以降の研究では鳥取層群の名称が使われるようになった（第4.1図）．鳥取県（1966）は鳥取層群を下部累層・中部累層・上部累層に区分した（第4.1図）．

1970～1990年代には，鳥取大学の吉谷昭彦氏，島根大学の山内靖喜氏，広島大学の松本俊雄氏などを中心として，各地で岩相分布や地質構造に関する研究が盛んに行われた．研究内容としては，岩相層序や堆積環境の解明に取り組んだもの（上村ほか, 1979；松本, 1986, 1991a；Matsumoto, 1986；松本・吉谷, 1989；鳥取グリーンタフ団体研究グループ, 1989a；赤木ほか, 1992；山名, 1997），基底部の構造や層相から堆積盆の形成機構を検討したもの（沢井ほか, 1973；吉谷, 1974；吉谷ほか, 1975；吉谷・千代川湾入部研究グループ, 1988；鳥取グリーンタフ団体研究グループ, 1989b），砕屑物組成から後背地を検討したもの（松本, 1990, 1991b, 1992a, b），これらの知見を統合して堆積盆発達史を形成したもの（山内・吉谷, 1992；松本，1992a, b）などがある．1974年には20万分の1地質図幅「鳥取」（上村ほか, 1974）が，1979年には5万分の1地質図幅「若桜」（上村ほか, 1979）が出版された．

またこの頃にはFT年代値（木村, 1991；木村・辻, 1993）やK–Ar年代値（古山，1997），示準化石*Operculina*の産出（松本・瀬戸, 1993, 1994；松本ほか, 1995）が報告された．これらの年代制約と北但層群との岩相対比に基づいて，鳥取層群は下部・中部中新統と理解された（例えば, 高安ほか, 1992）．

層序変遷に着目すると，上村ほか（1979）は5万分の1地質図幅「若桜」地域において鳥取層群を八頭（やず）累層・私都（きさいち）累層・岩美累層に区分する層序案を提示した（第4.1図）．この3つの地層はおおむね鳥取県（1966）が提案し



第 4. 2 図　鳥取層群の部層区分と本研究で再定義する北但層群との対比
最新の見解である浅野ほか(2012a, b)は研究地域が狭く，岩美層に認められる岩相の全容を示していない．
そのため，松本(1991a, 1992a)との対比も示した．

た下部累層・中部累層・上部累層に対応する．各累層間には不整合が想定された．続いて鳥取市東部を広域に調査した松本(1986，1991a)では，上村ほか(1979)が私都累層–岩美累層間に想定した不整合は認められないとして，両者が岩美累層に一括された．これ以降，鳥取層群は八頭(累)層及び岩美(累)層の 2 つの地層から構成される層序案が現在まで用いられている．八頭(累)層及び岩美(累)層における部層相当の区分は松本(1986)，鳥取グリーンタフ団体研究グループ(1989a)，松本(1991a, 1992a)などで若干異なる(第 4. 2 図)．ただし，これらは重要視した地域や，側方変化が想定される岩相名を統一するか否かなどによる差異であり，岩相層序の全体像に違いはない．

なお，この頃に鳥取県中部の三徳山(みとくさん)周辺に分布する新第三系を鳥取層群に含める層序案を提案した研究もある．藤田(1973)は，三徳山周辺の新第三系を下部～上部中新統下部の中新統鳥取層群と，上部中新統上部～鮮新統の三朝層群に区分した．藤田(1973)では三徳山周辺の鳥取層群は小鹿累層・三徳累層に区分され，前者は鳥取県東部における岩美層下部に，後者は岩美層より上位の同層群最上部を構成する地層とみなされた．しかし，赤木ほか(1984)はこれらを上部中新統として，鳥取層群と区別した．

2000～2010 年代は研究例が少ない．松本ほか(2001)及び平尾ほか(2005)は鳥取層群からFT年代値を報告した．平尾ほか(2005)，浅野ほか(2007, 2012a, b)は，鳥取市国府(こくふ)町西端部の岩相層序を検討した．このうち浅野ほか(2007, 2012a, b)は，独自の部層相当の地層区分を示した(第 4. 2 図)．歌田(2008)は，鳥取層群における変質帯の分布を示した．このほか山名(2000, 2002b, 2005a, b, 2007, 2012)や米澤・山名(2006)などによって，特徴的な化石を産する露頭や堆積環境を示す露頭などについて

露頭記載がなされた．Ishikawa *et al.*（2017）は岩美層分布域南部で古地磁気方位を検討した．

2020 年代には，鳥取層群分布域北部で岩相層序や年代が一部再検討された．羽地ほか（2022a, 2024b），菅森ほか（2025）は岩美層にジルコンU–Pb年代測定を適用し，堆積年代を検討した．菅森ほか（2023）は，鳥取市白兎に分布する中新統について，層相とK–Ar年代値を報告した．菅森ほか（2024）は，鳥取市酒津海岸に分布する中新統の岩相とジルコンU–Pb年代値を報告した．Haji（2024）は岩美町金峯山に分布する岩美層の岩相と地質構造を示した．羽地ほか（2024a）は岩美町の海岸沿いに分布する八頭層が北但層群八鹿層と一連の地層とした．また，Yabe *et al.*（2025）は，かつて藤田（1973）によって鳥取層群に区分された三徳山周辺の新第三系について，花粉化石群集やジルコンU–Pb年代値を検討し，これが下部鮮新統であることを示し，鳥取層群とは異なる地質体であることを明らかにした．羽地ほか（印刷中b）は，駟馳山付近で岩美層を覆う中部中新統が存在することを指摘し，これを駟馳山層と命名した．羽地ほか（印刷中a）は，鳥取層群産の化石記録の整理を目的に，鳥取層群の岩相層序・堆積環境・年代を総括した．

4. 2　北但層群の再定義

北但層群と鳥取層群には岩相及び年代の類似性が認められ，一連の地層であることは明らかである（例えば，上村ほか, 1974；山内ほか, 1989b；山内・吉谷, 1992；高安ほか, 1992）．また「浜坂」地域は両層群の境界とされた兵庫県と鳥取県の県境を含むが，今回の調査で両者は一連の地層であることが確認された．そこで本報告では，旧来の鳥取層群を含む山陰東部に分布する中新統を北但層群と定義した．北但層群の名称を採用したのは，命名がより古いことと，両層群を合わせて示す際に北但層群と一括した先例が複数あること（例えば，弘原海・松本, 1958；池辺ほか, 1965；弘原海ほか, 1966；上村ほか, 1974；永美・山内, 1989）に基づく．本報告における北但層群の定義は「鳥取県東部～京都府丹後半島に分布する下部・中部中新統」である．

本報告では，北但層群を構成する各層の定義を拡張・一部改変して，鳥取層群構成層を北但層群の基本層序に組み込んだ．本報告で定義する北但層群は，下位から高柳層・八鹿層・豊岡層・村岡層及び網野層・駟馳山層及び丹後層で構成される（第 4. 3 図）．村岡層と網野層，駟馳山層と丹後層はそれぞれ同時異相の関係にある．

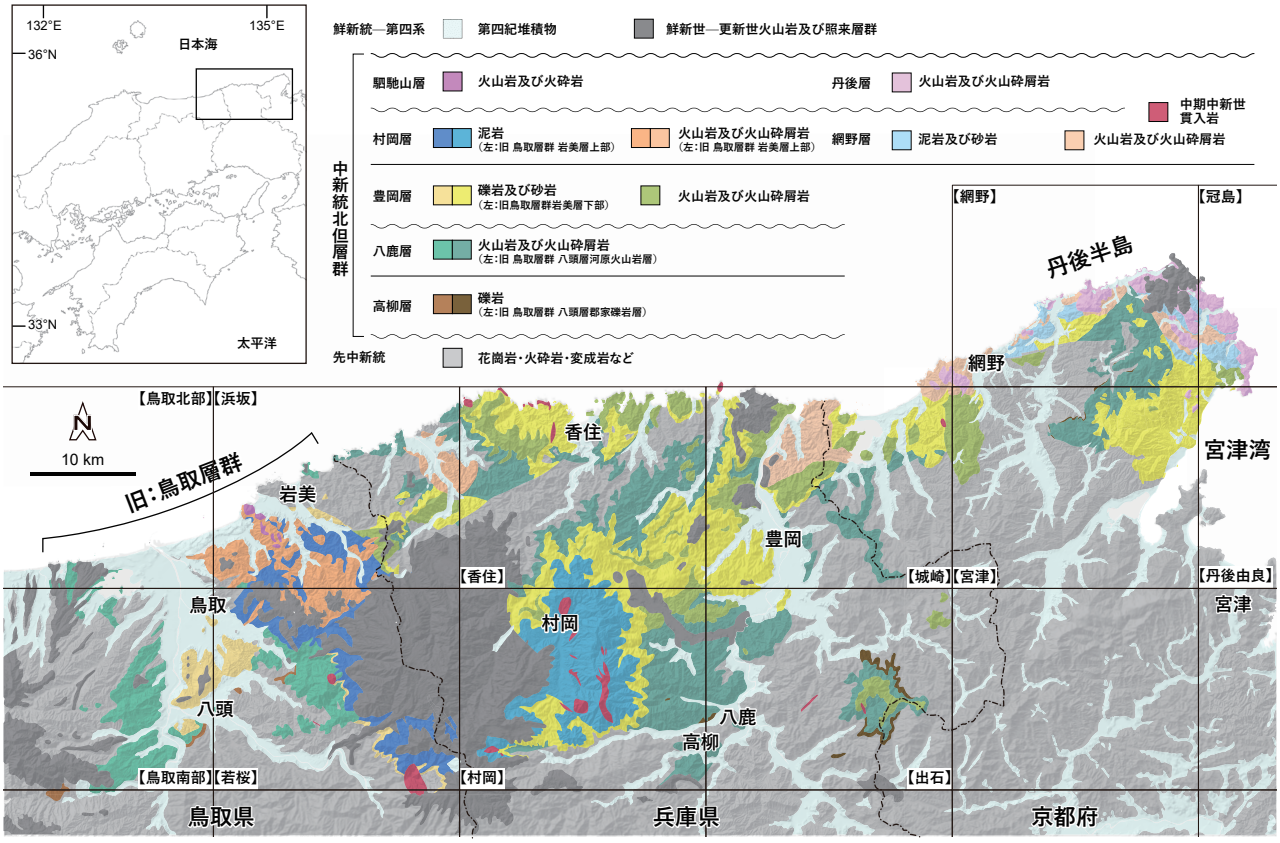
なお，北但層群における層序改定に関連する研究として，安野敏勝氏による一連の研究報告がある（例えば，安野, 2005, 2006；安野・三木, 2022）．安野氏の研究報告は，各地において示準化石 *Operculina* や多数の足跡化石を報告した重要な文献である．それらの研究報告には化石産地周辺における安野氏独自の層序案及び地質図が示されているが，層序案や地質図には岩相区分の根拠が不明確なものや地質構造に解釈困難な点が認められた．そのため本報告では，豊岡層–村岡層境界の改定案を示した安野・三木（2022）（第 4.2.2 項で言及）を除き，安野氏が提案した層序案については言及しない．

4. 2. 1　高柳層及び八鹿層

鳥取層群を北但層群に含めるにあたって，八頭層の郡家礫岩層を高柳層に，同層の河原火山岩層を八鹿層に含めた（第 4. 2 図）．高柳層及び八鹿層は弘原海・松本（1958）により定義された地層である（第 4. 1 図）．弘原海・松本（1958）は，北但層群の基底をなす礫岩及び砂岩を高柳層と定義し，高柳層を整合に覆う塩基性火山岩及び火砕岩からなる地層を八鹿層と定義した．郡家礫岩層及び河原火山岩層は村山ほか（1963）により定義された地層である（第 4. 1 図）．村山ほか（1963）は，鳥取層群の基底をなす礫岩を郡家礫岩層と定義し，郡家礫岩層を整合に覆う主に安山岩・玄武岩及び石英安山岩質火山岩からなる地層を河原火山岩層と定義した．その後上村ほか（1979）は，郡家礫岩層と河原火山岩層を合わせて八頭累層と呼び，両層を部層相当の扱いとした（第 4. 1 図）．これまでの研究でも，郡家礫岩層は高柳層に，八鹿層は河原火山岩層に対比されていたため（例えば，高安ほか, 1992），本報告ではこれらを北但層群の地層名に統一した．

本報告では高柳層を「北但層群の基底をなし，八鹿層に覆われる，主に河川成の礫岩及び砂岩からなる地層」，八鹿層を「高柳層を覆い，豊岡層に覆われる，主に火山岩及び火山砕屑岩からなる地層」と再定義する．ただし，高柳層が分布するのは北但層群分布域南部に限られるため，ほとんどの地域では高柳層を欠いて八鹿層もしくは豊岡層が直接基盤を覆う（第 4. 3 図）．高柳層は模式地付近（現在の兵庫県養父市八鹿町高柳～小佐付近）において，河川堆積物及び土石流堆積物からなる礫岩及び砂岩で構成される（弘原海・松本, 1958；羽地・山路, 2017；Haji and Yamaji, 2020）．

旧来の高柳層の定義では，八鹿層の火山岩及び火山砕屑岩と指交関係にある局所的な礫岩についても高柳層に含められていた．しかし，北但層群分布域のうち基盤に隣接する地域では，層準によらず基盤由来の角礫からなる小規模で局所的な崖錐性礫岩が存在することが知られている（例えば，山内ほか, 1989a；Yoshitani *et al.*, 1992；羽地ほか, 2023a, 2024a）．このような礫岩を全て高柳層に含めた場合，同層は様々な層準と指交関係で点在することとなり，層序関係が理解し難いものとなる．そこで今回の再定義では，堆積盆地縁辺において八鹿層及びそれより上位層と指交して局所的に分布する礫岩は，各層の岩相区分として取り扱うこととする（例えば，本報の



第 4. 3 図　本報告の再定義による北但層群の地質図
産総研地質調査総合センター（2024）を基に区分及び色調を一部改変して作成.「浜坂」地域及びその隣接部では，本報告の調査結果を基に界線の一部を変更．北但層群の地層を区切る横線は整合関係を，波線は不整合関係を示す．隅付き括弧は 5 万分の 1 地質図幅の図郭名を示す.

八鹿層の岩相 Yg；第 4.4 節）.

八鹿層に関する再定義では，火山岩から岩質の制約を除き，火砕岩を火山砕屑岩に改めた．旧来の八鹿層は「高柳層を覆う塩基性火山岩及び火砕岩からなる地層」と定義されていた（弘原海・松本, 1958）．しかし，鳥取地域では多くのデイサイトや二次堆積した火山砕屑岩が報告されている（村山ほか, 1963；上村ほか, 1979）．また兵庫県北部～京都府北部においては中間質～珪長質な火山岩も存在する（例えば, 永美・山内, 1989；羽地ほか, 2025b）．さらに，八鹿層の模式地付近（兵庫県養父市八鹿町石原～日畑（ひばた）付近）に分布する「火砕岩」とされた岩相は，主に土石流堆積物などの二次堆積した地層からなる（Haji and Yamaji, 2020）．以上から，岩質及び火砕岩か否かを問わない定義とした.

北但層群について層序を総括した弘原海ほか（1966）では，北但層群を構成する各層に対して多数の部層に相当する地層名が付けられていた（例えば八鹿層では，養父市八鹿町付近に分布する椿色（つばいろ）火山岩層，新温泉町浜坂～香住付近に分布する諸寄（もろよせ）火山岩層，丹後半島に分布する弥栄（やさか）火山岩層など）．しかし，これらの地層に岩相差はなく（弘原海ほか, 1966），これらの名称は地層を分布域で大別するためのものであった．そこで，本報告ではこれらの地層区分及び名称は採用しない.

4. 2. 2　豊岡層及び村岡層

豊岡層を定義した弘原海・松本（1958）は，八鹿層を不整合に覆う主に陸成層からなる地層を豊岡層と定義し，これに重なる主に海成層からなる地層を村岡層と定義した．しかし，弘原海・松本（1958）の層序区分では両層に浅海性砂岩が含まれており，層序区分は曖昧であった．その後，「村岡」地域南部の岩相層序を精査した Haji and Yamaji（2020）は，豊岡層–村岡層境界について異なる定義を提案した（第 4. 1 図）．Haji and Yamaji（2020）は，同地域に海進期におけるラビンメント面と考えられる浅海性砂岩から深海性黒色泥岩へ岩相が急変する層準が認められることと，その層準直下に位置する砂岩層には海緑石が含まれる場合があることを示した．そして，この岩相が深海性黒色泥岩に急変する境界は，ある程度広域的に追跡でき，地層区分に有用として，この層準を豊岡層–村岡層境界とした．他方，鳥取層群では松本（1986）

によって岩美層が再定義されて以降，豊岡層と村岡層に相当する陸成層及び海成層は岩美層に一括されていた．

本報告では，上記のHaji and Yamaji（2020）の基準を岩美層にも適用し，それを陸成～浅海性の砕屑岩からなる豊岡層と主に深海性黒色泥岩からなる村岡層に区分した（両層とも火山岩を伴う）．本報告では豊岡層を「八鹿層を不整合に覆い，村岡層及び網野層に覆われる，主に陸成～浅海性の砕屑岩からなり火山岩を伴う地層」，村岡層を「豊岡層を主に整合に覆う，深海性黒色泥岩を主体として火山岩を伴う地層」と再定義する．

本地域や「若桜」地域北部などでは，泥岩を主体とする岩相中に湖もしくは湿地から深海への環境変化が認められる（松本, 1986；赤木ほか, 1992）．そのため豊岡層–村岡層境界の岩相変化は「村岡」地域南部ほど明瞭ではない．しかし，陸成泥岩から深海性泥岩への変化は，粒度や葉理の発達具合である程度区分可能とされる（赤木ほか, 1992）．また，両者の間には浅海環境を示す特徴的な泥岩砂岩からなる細互層が認められることがある（赤木ほか, 1992）．さらに，陸成泥岩は保存の良い植物化石を，深海性泥岩は最下部において棘皮動物化石や軟体動物化石をそれぞれ多産し，産出化石を指標としてもある程度識別可能とされる（赤木ほか, 1992；羽地ほか, 印刷中a）．以上のことから，Haji and Yamaji（2020）の基準を本地域にも適用可能と判断した．

旧来の豊岡層及び岩美層下部には様々な部層相当の地層名がつけられていた（例えば, 弘原海・松本, 1958；弘原海ほか, 1966；松本, 1986；赤木ほか, 1992）．しかし，八鹿層と同様に豊岡層につけられたものの一部は地層を分布域で大別するためのものであったほか，豊岡層と岩美層下部で命名された地層名に対応が不明確なものがあったことなどがから，本報告ではこれらの部層相当の地層名は採用しない．以下に，これまで岩美層の区分に使用されてきた代表的な地層名と，本報告における村岡層・豊岡層との対応関係を列挙する．

松本（1986）は，岩美層を円通寺礫岩砂岩層，諸鹿礫岩層，普含寺泥岩層に区分し，さらに泥岩をタイプⅠとタイプⅡに区分した（ただし，この泥岩の区分は松本, 1986において層序図及び地質図には示されていない；第4. 2図）．このうち，普含寺泥岩層のタイプⅡ泥岩が深海性の黒色泥岩で村岡層に区分され，その他は豊岡層に区分される．赤木ほか（1992）は，岩美層の泥岩をタイプⅠ，タイプⅡ，タイプⅢと区分した．このうち，タイプⅢが深海性黒色泥岩で村岡層に区分され，その下位のタイプⅠ及びタイプⅡは豊岡層に区分される．浅野ほか（2007, 2012a, b）は，鳥取市西部に分布する中新統を下位から円通寺礫岩砂岩泥岩層，生山砂岩泥岩層，普含寺泥岩砂岩層，栃本頁岩層に区分した（第4. 2図）．栃本頁岩層は赤木ほか（1992）のタイプⅡ泥岩とタイプⅢ泥岩を合わせたものに相当することから，浅野ほか（2007, 2012a, b）の栃本頁岩層の最下部及びそれより下位が豊岡層に相当する．

豊岡層–網野層境界は，網野層が分布する地域が遠方であるため（第4. 3図）今回は取り扱わないが，本報告と同様の基準を適用する場合には再検討を要することを指摘しておく．近年，広域的な岩相層序や放射年代値に基づいて層序の整理を行った20万分の1地質図幅「宮津（第2版）」（中江ほか, 2022）では，弘原海ほか（1966）の基本層序におおむね沿う形で整理された（第4. 2図）．同図幅では，海進期における臨海扇状地や内湾の礫岩・砂岩が網野層下部に区分されたが（中江ほか, 2022），これは「村岡」地域南部では豊岡層上部に含められた岩相である（Haji and Yamaji, 2020）．よって，本報告における基準ではこれらは豊岡層に区分されることになる．

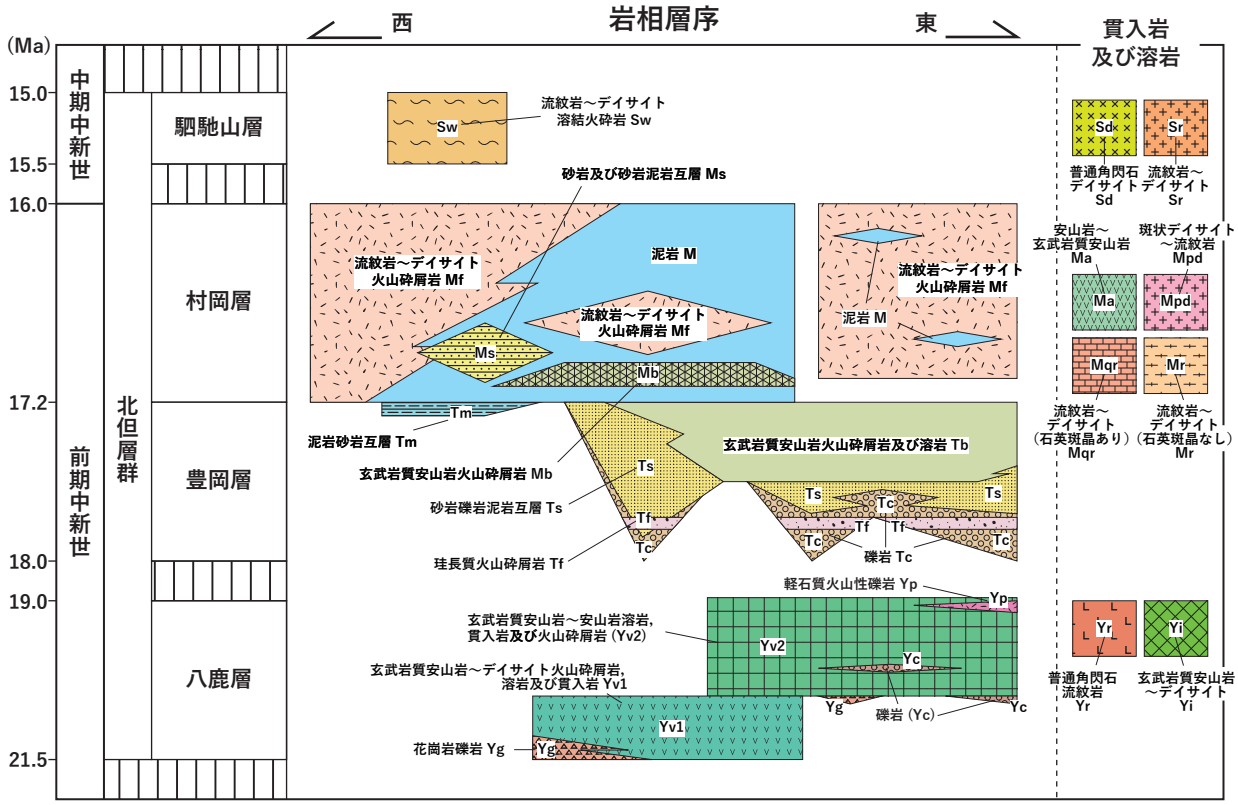
なお安野・三木（2022）は豊岡層–村岡層境界についてHaji and Yamaji（2020）とは異なる区分を提案しているが，本報告では以下の理由により採用しない．安野らは両層の境界について，「村岡」地域南部において特徴的に発達する火山砕屑岩層（鹿田凝灰岩層；弘原海・松本, 1958）を鍵層として，もしくは*Operculina*産出層準を基準として，それより下位及び上位をそれぞれ豊岡層・村岡層とすることを提案した．そのため，安野らの定義する層境界は岩相が変化する層準と一致しない場合がある．しかし，地層名は岩相層序区分により定義されるものであり（日本地質学会, 2000），これらによって地層境界を定義することは望ましくない．他方でHaji and Yamaji（2020）が提案した基準は岩相層序として明瞭な境界である．また先に述べた通り，この基準は旧来の鳥取層群へ適用することも可能である．よって，本報告ではHaji and Yamaji（2020）の区分を採用した．

4. 2. 3　網野層及び丹後層

網野層と丹後層は京都府北部に分布する地層である（第4. 1図；第4. 3図）．網野層は豊岡層を整合に覆う村岡層と同時異相で，丹後層は網野層を不整合に覆う．第4.2.2項で指摘した通り，豊岡層–網野層下部における区分は再検討の余地があるが，分布域が遠方であるため今回は再定義を行わない．

4. 2. 4　駟馳山層

池辺（1963）は，駟馳山から立岩山にかけて分布する火山岩を，照来層群を構成する地層として「駟馳山粗面岩質安山岩」と命名した．その後，羽地ほか（印刷中b）により，この地層が中部中新統であることが明らかとなり，「駟馳山層」として改称・再定義され，鳥取層群に含められた．本報告では鳥取層群を北但層群に一括したため，本層の定義を「駟馳山付近に分布し，村岡層を不整合に覆う主に火山岩からなる地層」と改訂した．本層は丹後層に対比される（第4. 3図；羽地ほか, 印刷中b）．



第 4. 4 図　「浜坂」地域に分布する北但層群の岩相層序概念図

4. 3　北但層群の概要

北但層群は鳥取県東部から京都府北部の丹後半島にかけて分布する下部・中部中新統である．同層群は，下位から高柳層・八鹿層・豊岡層・村岡層及び網野層・駟馳山層及び丹後層で構成される（第 4. 3 図）．村岡層と網野層，駟馳山層と丹後層は，同時異相の関係にある．

各地層の堆積年代は分布域によって若干異なると想定されているが，高柳層は 21.5 Ma 以前，八鹿層は 21.5～19.0 Ma 頃，豊岡層は下部が 18.0 Ma 頃で上部が 17.3～16.5 Ma 頃，村岡層は基底が 17.2～16.5 Ma 頃で上限が 16.0 Ma 頃，網野層が 17～15 Ma 頃，駟馳山層が 15.5～15.0 Ma 頃，丹後層が 15～14 Ma 頃である．

「浜坂」地域では，北但層群は古第三系を覆って地域全域に広く分布する．北但層群構成層のうち，本地域に分布するのは八鹿層・豊岡層・村岡層・駟馳山層である（第 4. 3 図；第 4. 4 図）．八鹿層は本地域における北但層群の基底をなし，主に海岸部及び東部の内陸部に分布する．玄武岩質安山岩～デイサイトの溶岩，貫入岩及び火山砕屑岩を主体とし，礫岩，軽石質火山性礫岩，流紋岩貫入岩及び溶岩を伴う．堆積環境は淡水底及び乾陸上である．豊岡層は古第三系及び八鹿層を不整合に覆い，主に地域東部に分布する．礫岩，砂岩，泥岩といった様々な砕屑岩，玄武岩質安山岩火山砕屑岩及び溶岩，珪長質火山砕屑岩から構成される．堆積環境は主に陸上で，最上部の一部のみ浅海である．村岡層は地域南西部で豊岡層を整合に覆って広く分布するほか，北東部では豊岡層以下をアバット不整合に覆って分布する．村岡層は泥岩と流紋岩～デイサイト火山砕屑岩を主体として，玄武岩質安山岩火山砕屑岩，砂岩及び砂岩泥岩互層，珪長質～中間質貫入岩及び溶岩を伴う．貫入岩及び溶岩は，岩相から 4 種類に細分される．堆積環境は深海である．駟馳山層は村岡層を不整合に覆って地域西部に小規模に分布する．流紋岩～デイサイト火砕岩，貫入岩及び溶岩から構成される．堆積環境は陸上である．

なお弘原海ほか（1966）は，新温泉町観音山（かんのんやま）北西海岸部に分布する礫岩を浜坂礫岩部層と命名し，高柳層に位置づけた．しかし，これは第 3 章に記載した通り古第三系の貫入岩に貫かれると判断されたため，本報告では前期漸新統指杭（さしくい）層（岩相 Oc；第 3. 9 節）に含めた．

4. 4　八鹿層（Yg, Yv1, Yc, Yv2, Yp, Yr, Yi）

地層名　弘原海・松本（1958）による．

定義　本報告では八鹿層を「高柳層を覆い，豊岡層に覆われる，主に火山岩及び火山砕屑岩からなる地層」と再

定義する．これは，旧来の北但層群八鹿層と鳥取層群八頭層河原火山岩層を合わせたものに相当する．再定義の詳細は，第 4.2.1 項の通りである．

本地域に分布する八鹿層の最下部には，礫岩からなる岩相Yg及びYcが局所的に分布する．本報告では以下に示す理由からこれらを高柳層に区分せず，八鹿層に含めた．

花崗岩礫岩（Yg）は主に基盤に由来する角礫からなる崖錐堆積物である（山内ほか, 1989a；松本, 1991a；羽地ほか, 2023a, 2024a）．この礫岩は高柳層（かつての八頭層郡家礫岩層）に区分された先例がある（例えば，松本, 1991a）．しかし本報告では，高柳層の定義から八鹿層及びその上位層と指交する局所的な礫岩を除くこととした（第 4.2.1 項）．そこでYgを八鹿層に含めた．

礫岩（Yc）は八鹿層を構成する火山岩と基盤を構成する花崗岩を構成礫とした亜角礫～亜円礫からなる礫岩である．Ycは本地域の八鹿層の基底部に認められることもあるが，層厚は 10 m以下と小規模である．また，Ycは八鹿層主部をなす火山岩Yv2 中にも挟在することがある．以上から本報告ではYcを八鹿層に含めた．

模式地　八鹿層を定義した弘原海・松本（1958）は，同層が部層に相当する地層名の「椿色火山岩層」のみから構成されるとした．そして，椿色火山岩層の模式地を「八鹿町西方椿色より同町日畑（現在の兵庫県養父市八鹿町石原付近（椿色地区）から日畑）に至る谷沿いの道の入口付近」と定めた．その後，八鹿層は鳥取県東部から丹後半島まで拡張され，第 4.2.1 項で述べたように弥栄火山岩層や諸寄火山岩層など各地で部層に相当する地層名が設定された（池辺ほか, 1965；弘原海ほか, 1966）．しかし，それらに対して模式地は設定されていない．

以上のような背景から本報告では，弘原海・松本（1958）において椿色火山岩層の模式地とされた「兵庫県養父市八鹿町石原付近から八鹿町日畑に至る谷沿いの道の入り口付近」を八鹿層の模式地として採用する．

分布及び地質構造　主に岩美町浦富以東の海岸周辺，岩美町長谷（ながたに）東部，新温泉町三成山（みなるさん）周辺，牛ヶ峰（うしがみねさん）山北東方に分布し，鳥取市小西谷（こざい）や百谷（ももだに）にも僅かに分布する．海岸部ではおおむね南方に約 10～30°の傾斜を示す．長谷東方では南方に約 40°傾斜する．三成山周辺及び牛ヶ峰山北東方では 20°未満の緩傾斜である．鳥取市小西谷や百谷では変質した塊状火山岩のみから構成され，地質構造は不明である．

層厚　海岸部では最大で約 400 m．内陸部では構造が不明確であることから定かではないが，海岸部と同様に約 400 m程度と考えられる．

層序関係　他地域では高柳層を整合に覆うが（例えば，羽地・山路, 2019；Haji and Yamaji, 2020），本地域など高柳層を欠く地域では本層が先新第三系を直接覆う（第 4.3 図）．

本地域では先新第三系を主に不整合に覆い（第 4.5–4.7 図），一部ではそれらと断層関係にあるものと判断される．接触関係を確認できる露頭は少ない．分布から制約される基盤–八鹿層境界は多くの地域で起伏に富み，また八鹿層の層理は基底面と斜交することが多い（第 4.6 図）．したがって，本層は主に基盤をアバット不整合に覆っているものと判断される．基盤との境界部には，局所的に礫岩Yg及びYcが伴われる場合がある（第 4.5 図）．

本層は豊岡層に傾斜不整合に覆われる．

岩相　八鹿層は，花崗岩礫岩（Yg），玄武岩質安山岩～デイサイト火山砕屑岩，溶岩及び貫入岩（Yv1），礫岩（Yc），玄武岩質安山岩～安山岩溶岩，貫入岩及び火山砕屑岩（Yv2），軽石質火山性礫岩（Yp），普通角閃石流紋岩貫入岩及び溶岩（Yr），玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩（Yi）から構成される（第 4.4 図）．

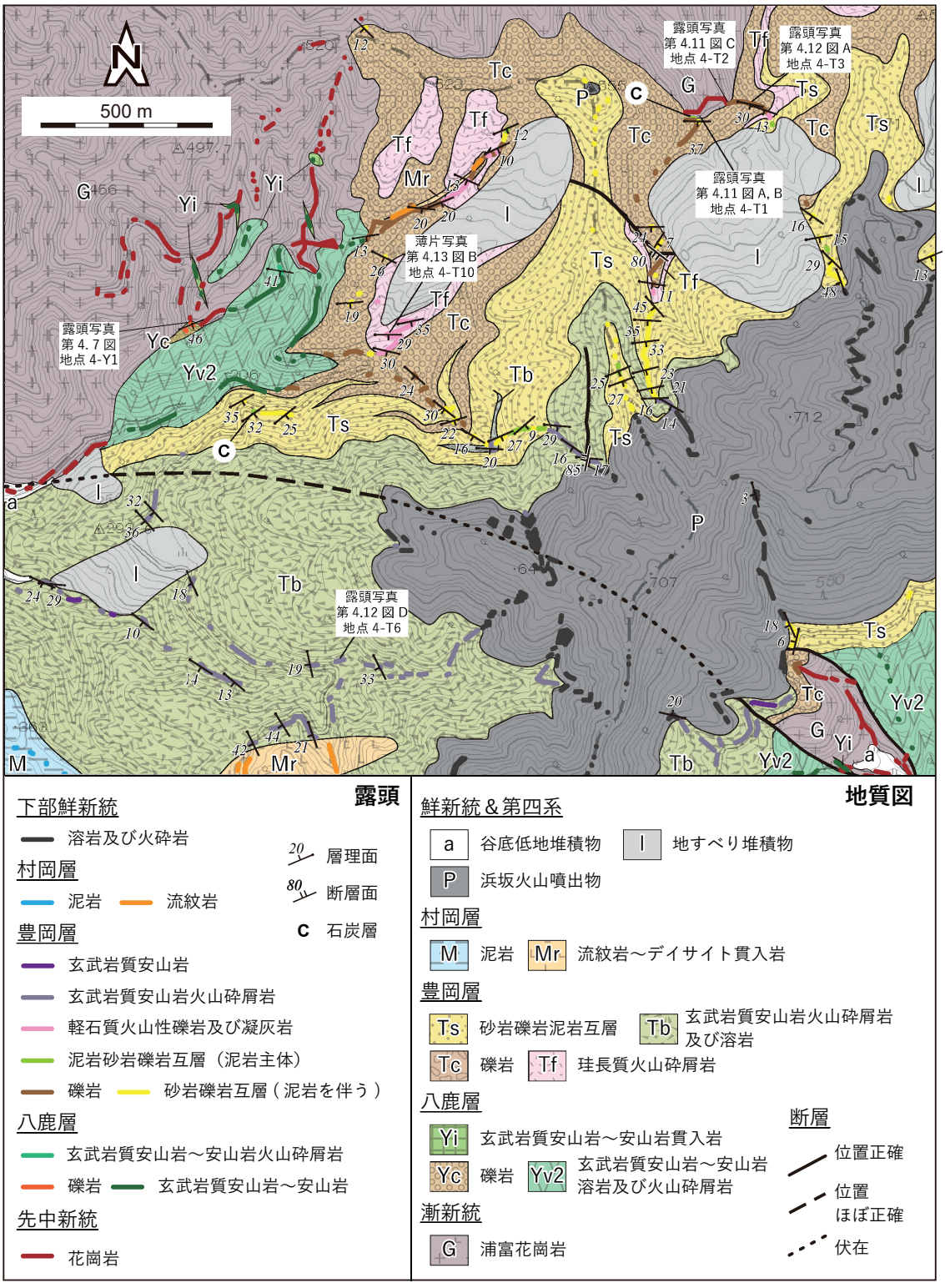
本層主部をなすのは，火山岩及び火山砕屑岩からなるYv1 及びYv2 である．前者は水底堆積相で再堆積した火山砕屑岩を主体とし，後者は陸上堆積相で溶岩を主体とする．花崗岩礫岩（Yg）はそれらの下位もしくは側方に局所的に分布する．礫岩（Yc）は，Yv2 基底部もしくはYv2 に挟まって認められる．軽石質火山性礫岩（Yp）はYv2 上部に挟在する．普通角閃石流紋岩溶岩及び貫入岩（Yr）は，Ypを覆うかもしくはYv2 を貫く．貫入岩（Yi）は，Yv1 及びYv2 が分布する地域近傍において基盤を貫いて分布する．

本層を構成する火山岩の主成分全岩化学組成は，SiO_2–Na_2O+K_2O図及びSiO_2–K_2O図上において，本地域に分布する他の北但層群構成層に認められる火山岩よりもNa_2O+K_2O及びK_2O含有量に富む（第 4.8 図）．

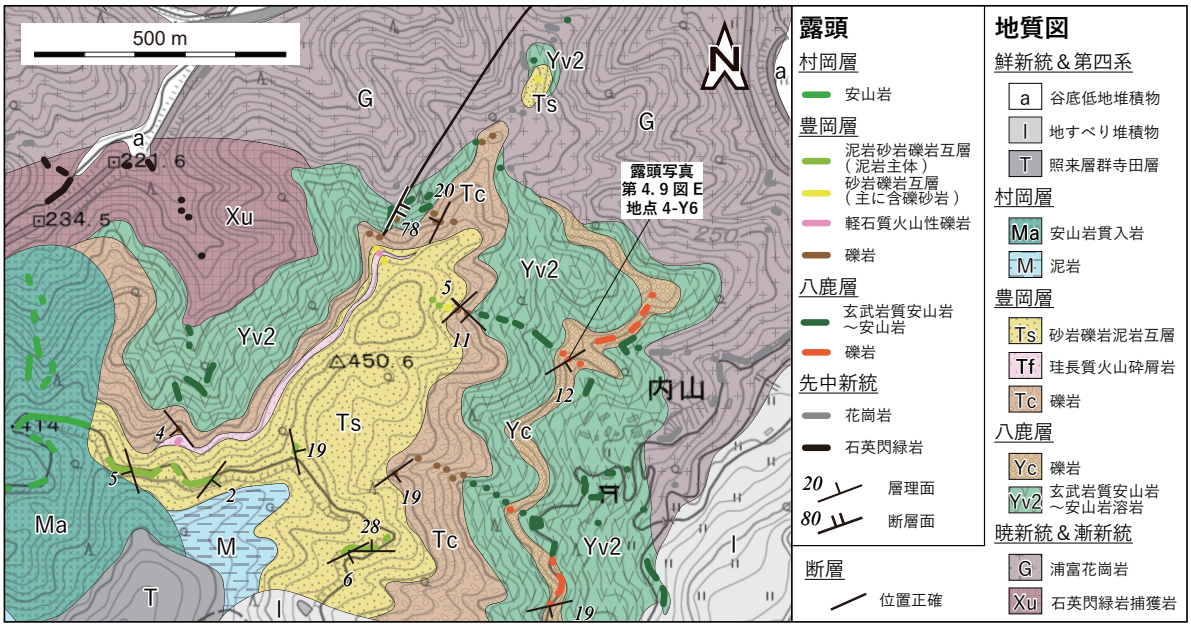
(1) 花崗岩礫岩（Yg）　岩美町大羽尾（おおばね）周辺や新温泉町田井（たい）周辺などにおいて基盤近傍に局所的に分布する．層厚は 50 m未満である．

近接する基盤に由来する花崗岩などの大礫～巨礫で構成され，塊状不淘汰な岩相を示す．礫支持で，細粒砕屑物をほとんど含まず，円磨度が低い角礫ばかりから構成される（第 4.9 図A）．構成礫にはジグソー割れ目がよく認められる（第 4.9 図A）．これらの特徴から本岩相は崖錐堆積物や地すべり堆積物からなると判断される．

岩相Ygは火山岩及び火山砕屑岩からなるYv1 やYv2 に整合に覆われる．本岩相とYv1 やYv2 との境界部近傍では，構成礫にYv1 やYv2 を構成する火山岩が含まれるようになるとともに，若干円磨された亜角礫が含まれるようになる．また基質の細粒砕屑物が占める割合が増え，一部では基質支持となる．ただし，主に大礫～巨礫で構成される塊状不淘汰な礫岩からなり，構成礫にジグソー割れ目が認められる特徴は共通する．このような部分では，一部に花崗岩礫や火山岩礫がレンズ状に濃集している部分が認められることがある．以上の特徴から，これ



第 4. 5 図　岩美町長谷東縁部のルートマップ
地域 4-1（付図 3）．基図に地理院地図を使用．



第 4. 6 図　新温泉町内山西部のルートマップ
地域 4-2（付図 3）．基図に地理院地図を使用．



第 4. 7 図　八鹿層基底部の露頭写真
新温泉町長谷東部（地点 4-Y1；付図 3）．
ハンマーの長さは 33 cm.

らは地すべり堆積物もしくは礫質な土石流堆積物と考えられる．

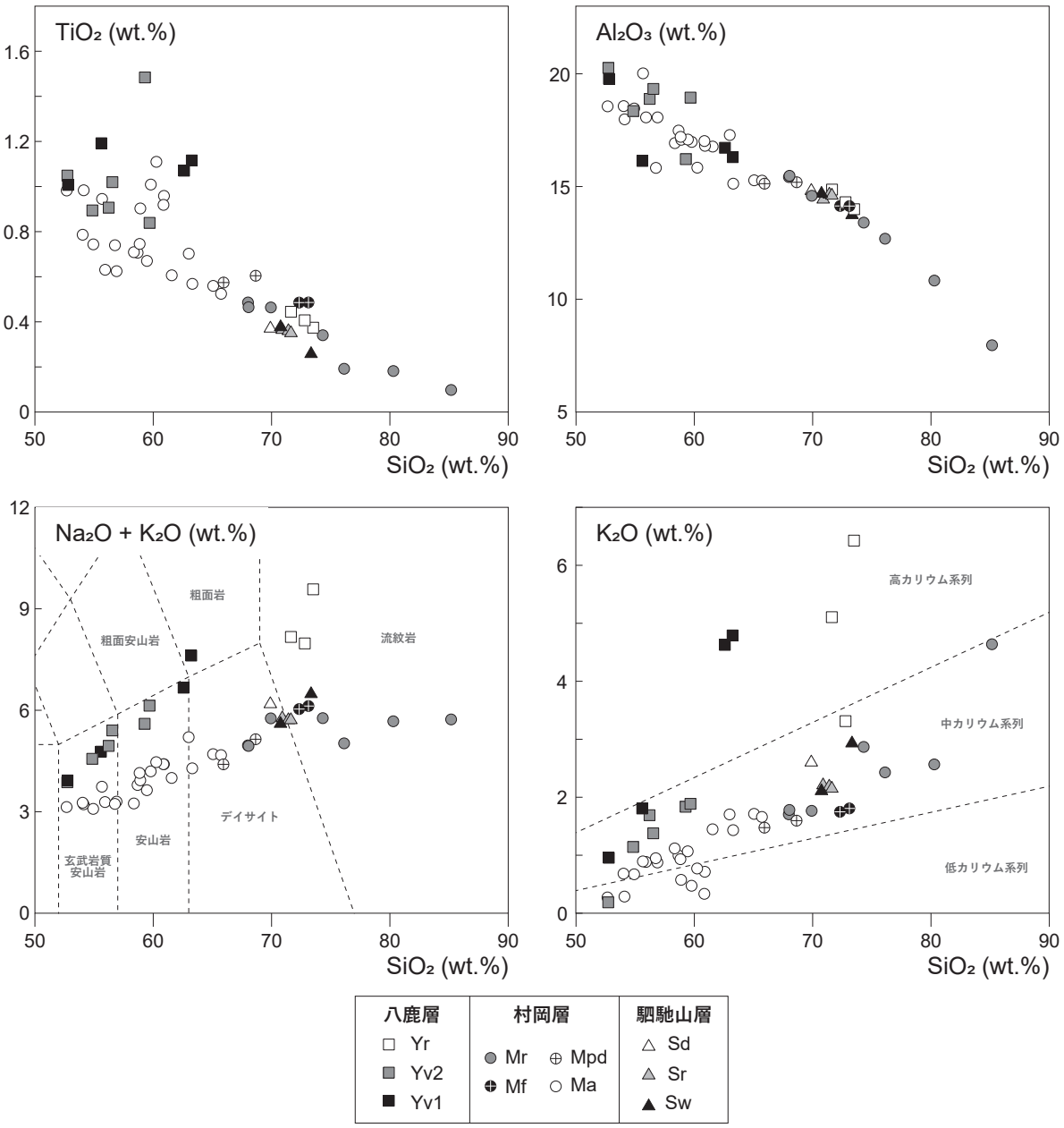
(2) 玄武岩質安山岩～デイサイト火山砕屑岩，溶岩及び貫入岩（Yv1）　新温泉町羽尾岬（はねおみさき）周辺，新温泉町居組（いぐみ）西部～釜屋（かまや）西部における海岸部に分布する．主に水中で堆積した玄武岩質安山岩～デイサイト火山砕屑岩及び溶岩とそれらを貫く貫入岩からなる（第 4. 9 図B, C）．

本岩相で主体をなすのは火山砕屑岩である．火山砕屑岩は，青緑色～淡緑色～白色を呈する玄武岩質安山岩～デイサイト火山砕屑物からなる．火山砕屑岩の大部分は，凝灰質角礫岩で，一部に凝灰質砂岩を伴う．また溶岩の周縁部には自破砕角礫岩が認められる．

凝灰質角礫岩は淘汰が悪く塊状で，基質支持と礫支持の両者が認められる（第 4. 9 図B）．凝灰質角礫岩を構成する礫は，最大で長径 5 mに至り，急冷縁を示すものがしばしば含まれる．主に岩相の似た苦鉄質～中間質の火山岩礫ばかりで構成されるが，礫ごとに色調や斑晶の量や大きさなどが異なる．また，ごくまれに花崗岩礫が含まれることがある．

凝灰質砂岩は成層構造を示し，平行層理や斜交層理が認められる．細粒砂～極粗粒砂サイズの火山砕屑物からなり，単層の厚さは数cm～数 10 cmである．細粒な砕屑物で構成される単層ほど，白色味が強い傾向がある．単層内部では級化構造を示すことが多く，まれにコンボリュート葉理など物理的擾乱が認められるが，生物攪拌は確認されない．

溶岩は主に緑色～青緑色～淡緑色を呈する玄武岩質安山岩～デイサイトからなる（第 4. 9 図C）．変質が著しいものでは灰色～白色～淡褐色を呈する．塊状部の厚さは，薄いもので 1 m程度，厚いもので 10 m以上と様々だが，1.5～5 m程度が多い．塊状部が 10 m以上と厚いものでは，内部に明瞭な板状節理が発達していることがある．溶岩は塊状部下面において，比較的シャープで平面的な境界で火山砕屑岩と接し，下面から厚さ 30 cm程度の急冷縁を伴う場合が多い．他方で塊状部上面は不定形を示し，ジグソーフィット構造を示す水冷破砕角礫岩へ移化

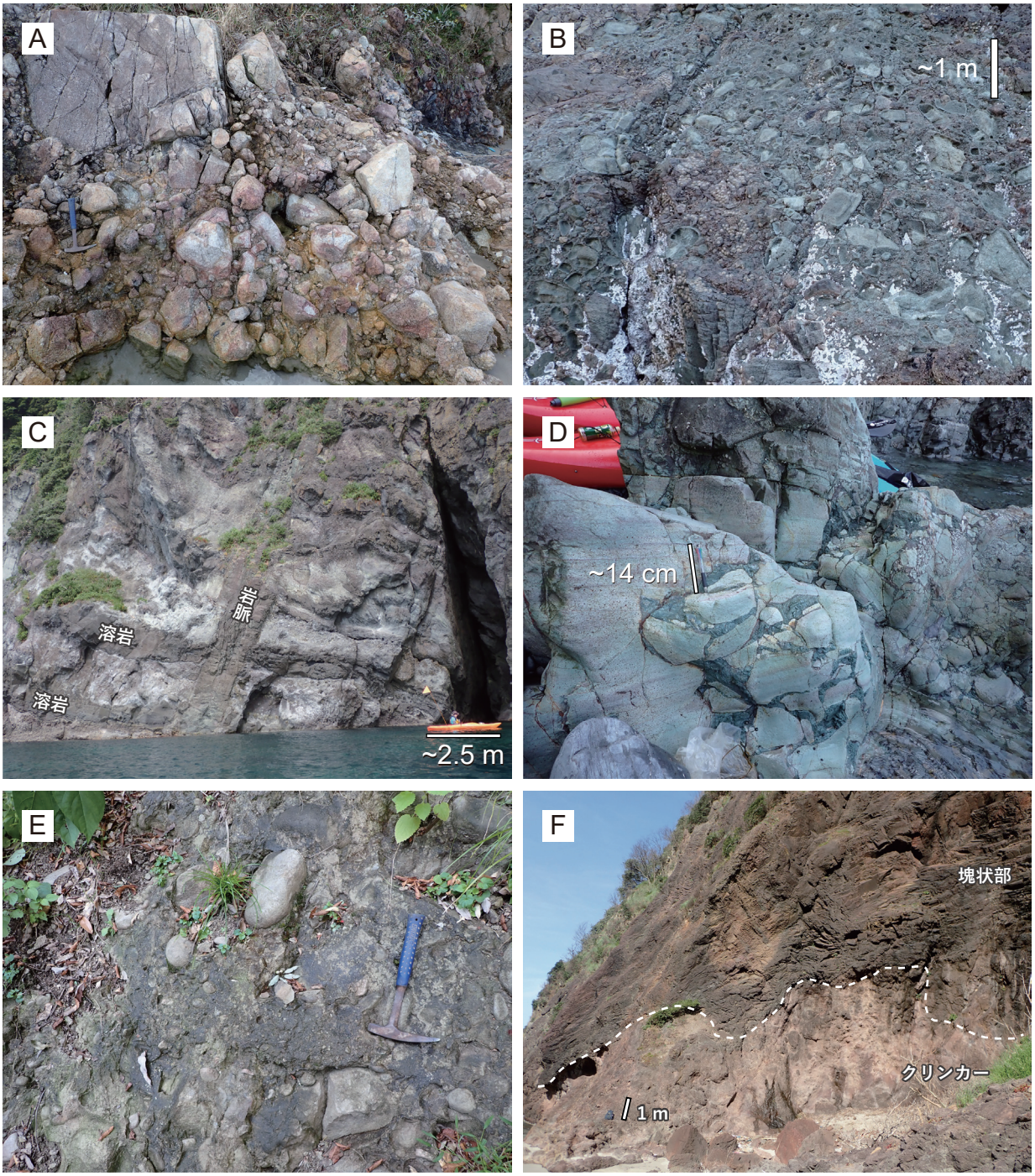


第 4. 8 図　北但層群の主成分全岩化学組成
SiO_2–Na_2O+K_2O 図の岩石名の境界は Le Bas *et al.*（1986），SiO_2–K_2O 図の岩石系列の境界は Le Maitre, ed.（1989）による．データは第 4. 1 表に掲載．羽地ほか（印刷中 b）による村岡層・駟馳山層のデータも併せて示した．

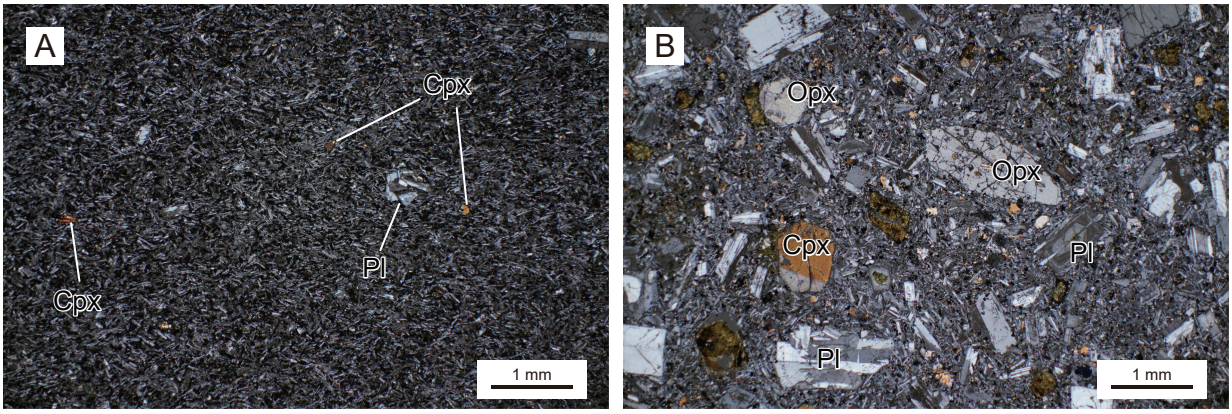
するものが大半である．水冷破砕角礫岩を構成する火山岩塊は急冷縁を伴う．溶岩下面及び角礫岩に認められる急冷縁は，多くの場合，塊状部主部よりも変質しており白色を呈する．

貫入岩は主に板状岩脈として産するが（第 4. 9 図 C），ドーム状をなすものや不定形を示すものも少なからず認められる．板状岩脈は厚さが 2 m 程度ものが多く，貫入面に直交する節理を示すものが多い．ドーム状貫入岩には，明瞭な放射状節理が認められる場合がある．貫入岩は上位で溶岩に移化するものも認められる（羽地ほか，2024a）．また，貫入岩と凝灰質砂岩との貫入境界では，ジグソーフィット構造を示す角礫岩の基質を凝灰質砂岩が埋めたペペライトが観察されることがある（第 4. 9 図 D）．

本岩相を構成する岩石はほとんどが強い緑色変質を被っており，構成鉱物は大部分が粘土鉱物，方解石，緑簾石などの二次鉱物に置換されている．火山岩は斑晶量が様々で，無斑晶状組織を示すものから（第 4. 10 図 A），斜長石斑晶が目立つ斑状組織を示すものまである．斑晶



第 4. 9 図　八鹿層の露頭写真
(A)：花崗岩礫岩 (Yg)．岩美町大羽尾の地点 4-Y2 (付図 2)．(B)：岩相 Yv1 を構成する凝灰質角礫岩．岩美町大羽尾の地点 4-Y3 (付図 2)．(C)：岩相 Yv1 を構成する溶岩・火山砕屑岩互層とそれを貫く板状岩脈．新温泉町居組西部の地点 4-Y4 (付図 2)．(D)：岩相 Yv1 を構成する貫入岩縁辺部に認められるペペライト．写真左手及び奥が塊状貫入岩で，右手前側ではジグソーフィットする角礫岩に移化している．角礫岩を構成する火山岩塊の粒間は，青緑色を呈する凝灰質砂岩で充填されている．新温泉町居組東部の地点 4-Y5 (付図 2)．(E)：礫岩 (Yc)．新温泉町内山西部の地点 4-Y6 (付図 3)．(F)：玄武岩質安山岩～安山岩溶岩，貫入岩及び火山砕屑岩 (Yv2) を構成する溶岩の塊状部及びクリンカー．新温泉町諸寄の地点 4-Y7 (付図 2)．ハンマーの長さは 33 cm.



第 4. 10 図　八鹿層の薄片写真
（A）：岩相 Yv1 を構成する無斑晶状玄武岩質安山岩岩脈．産地：鳥取県岩美町大羽尾に位置する地点 4-Y8（付図 2）．直交ポーラー．（B）：岩相 Yv2 を構成する玄武岩質安山岩溶岩．産地：兵庫県新温泉町矢城ヶ鼻に位置する地点 4-Y9（付図 2）．直交ポーラー．Cpx：単斜輝石，Opx：直方輝石，Pl：斜長石．

のサイズは長径 4 mm 以下である．斑晶鉱物は斜長石が共通して認められ，単斜輝石が残存するものがある．しばしば発泡痕が認められるが，それらは緑泥石，方解石，緑簾石などで充填され杏仁状構造を示す．

本報告では，変質の程度の低い岩石を選別して主成分全岩化学組成分析を行った．全岩 SiO_2 量は 52.8～63.3 wt.%である（第 4. 1 表）．SiO_2–Na_2O+K_2O 図では玄武岩質安山岩から粗面岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列から高カリウム系列に示される（第 4. 8 図）．

(3) 礫岩 (Yc)　本岩相は，Yv2 分布域の基底部各所において層厚 10 m 以下で局所的に分布するほか（第 4. 5 図；第 4. 7 図），新温泉町内山西部では Yv2 を構成する火山岩に挟在して分布する（第 4. 6 図）．内山西部では層厚は最大 30 m 程度で，側方に約 1 km 追跡される（第 4. 6 図）．

中礫～大礫サイズの亜円礫～亜角礫からなる礫支持礫岩である（第 4. 9 図 E）．八鹿層溶岩に由来する緑色を呈する玄武岩質安山岩～安山岩と近傍基盤に由来する古第三系花崗岩からなり，基質をなす砂もこれらの砕屑物からなる．全体として塊状無層理を呈する礫岩からなるが，まれに粒径変化から不明瞭な層構造が認識できる場合がある．

(4) 玄武岩質安山岩～安山岩溶岩，貫入岩及び火山砕屑岩 (Yv2)　新温泉町釜屋以東の海岸部や岩美町長谷東部，新温泉町三成山周辺，牛ヶ峰山北東方に分布し，鳥取市小西谷や百谷にも僅かに分布する．陸上で堆積した岩相で，主に暗灰色～赤褐色を呈する玄武岩質安山岩～安山岩溶岩及び貫入岩からなり，火山砕屑岩が伴われる．

溶岩は板状節理を示すことが多く，塊状部は上下面ともに凹凸がある不定形を示し，クリンカーへ移化する（第 4. 9 図 F）．溶岩は塊状部が厚さ 10 m を越えるものが多く，厚いものではしばしば板状節理が認められる．海岸沿いに分布する溶岩は，クリンカー部及び塊状部において高温酸化による赤褐色を呈するものが多い．新温泉町赤崎（あかさき）北部の地点 4-Y10（付図 2）に位置する獅子の口（裏表紙の写真）はその代表的なものである．貫入岩は，板状岩脈やドーム状貫入岩として認められる．板状岩脈では柱状節理が，ドーム状貫入岩では放射状節理がよく発達している．

これらの溶岩の間に，多様な色を示す玄武岩質安山岩～安山岩角礫を主体とした礫支持の凝灰質礫岩がときおり挟まる．凝灰質礫岩は，塊状無層理で，淘汰が良くなく，中礫～巨礫で構成される．礫は Yv2 に溶岩として認められる火山岩からなるが，それらに含まれる斑晶は量や大きさ，色調などが礫ごとに異なる．また，極少量の花崗岩礫が含まれる場合もある．安山岩は主に角礫～亜角礫からなるが，花崗岩礫は安山岩礫に比べて円磨を受けており，亜円礫～円礫である．

本岩相を構成する火山岩は多くが斑状組織を示すが（第 4. 10 図 B），シリイット組織を示すものや無斑晶状のものも認められる．斑晶の量や大きさは様々であるが，Yv1 と比較すると，斑晶は量が多く，大きい傾向がある．斑晶のサイズは長径 5 mm 以下である．斑晶を含む岩石では，斜長石斑晶が共通して認められる．苦鉄質鉱物が確認できる岩石では，単斜輝石斑晶が共通して認められ，直方輝石斑晶もしばしば認められる．内陸部に分布する火山岩では，苦鉄質鉱物と斜長石は大部分が変質して，粘土鉱物もしくは方解石に置換されている．

全岩 SiO_2 量は 52.7～59.3 wt.%である（第 4. 1 表）．Yv1 と同様に SiO_2 量の増加に対してアルカリ量の増加が多い傾向が認められ，SiO_2–Na_2O+K_2O 図では玄武岩質安山岩から安山岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では低カリウム系列から中カリウム系列に示される（第 4. 8 図）．

(5) 軽石質火山性礫岩 (Yp)　本岩相は，新温泉町諸寄東部及び赤崎北西部に位置する 2 地域で確認される．諸寄

第 4. 1 表　北但層群の主成分化学組成分析結果

試料番号	産状	採取地点	岩相	全岩化学組成（wt.%）												
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	LOI**	SiO_2***
八鹿層																
Yv1-01	溶岩	新温泉町釜屋	Yv1	53.15	1.01	19.91	8.30	0.12	5.01	9.06	2.99	0.96	0.17	100.67	2.6	52.8
Yv1-02	凝灰質角礫岩の礫	岩美町大羽尾	Yv1	62.88	1.08	16.79	8.49	0.17	2.95	1.17	2.04	4.65	0.23	100.44	4.7	62.6
Yv1-03	凝灰質角礫岩の礫	岩美町大羽尾	Yv1	63.75	1.13	16.43	7.34	0.16	3.04	0.97	2.84	4.83	0.30	100.79	3.9	63.3
Yv1-04	岩脈	岩美町大羽尾	Yv1	56.20	1.21	16.30	11.29	0.18	4.25	6.64	3.00	1.82	0.16	101.05	2.5	55.6
Yv2-01	溶岩もしくは貫入岩	新温泉町後山	Yv2	59.40	1.49	16.24	8.26	0.21	3.71	4.92	3.77	1.84	0.35	100.19	4.3	59.3
Yv2-02	溶岩	新温泉町諸寄南部	Yv2	52.94	1.05	20.33	8.60	0.16	4.67	8.54	3.70	0.19	0.19	100.38	3.6	52.7
Yv2-03	溶岩	新温泉町諸寄南部	Yv2	59.67	0.84	18.94	5.94	0.16	2.23	5.80	4.25	1.89	0.26	99.98	2.9	59.7
Yv2-04	溶岩	岩美町長谷東部	Yv2	56.67	0.91	19.03	8.27	0.15	4.40	6.16	3.28	1.70	0.20	100.77	3.1	56.2
Yv2-05	溶岩	新温泉町諸寄	Yv2	56.57	1.02	19.34	7.13	0.12	2.78	7.46	4.03	1.38	0.22	100.04	2.0	56.5
Yv2-06	溶岩	新温泉町矢城ヶ鼻	Yv2	55.12	0.90	18.44	6.75	0.12	4.84	9.42	3.44	1.15	0.33	100.50	1.4	54.8
Yr-01	貫入岩	新温泉町城山	Yr	74.02	0.38	14.09	1.95	0.02	0.18	0.32	3.17	6.47	0.08	100.68	1.3	73.5
村岡層																
Mr-01	貫入岩もしくは溶岩	岩美町南田採石場	Mr	68.67	0.49	15.57	4.87	0.10	1.33	4.82	3.29	1.72	0.11	100.97	3.7	68.0
Mr-02	貫入岩もしくは溶岩	岩美町荒金南部	Mr	74.80	0.34	13.49	3.77	0.05	1.35	0.96	2.92	2.89	0.07	100.63	2.9	74.3
Mr-03	貫入岩もしくは溶岩	岩美町荒金東部	Mr	68.50	0.47	15.58	4.88	0.11	1.30	4.73	3.19	1.79	0.11	100.65	3.4	68.1
Mr-04	貫入岩もしくは溶岩	岩美町池谷西部	Mr	86.15	0.10	8.05	0.46	0.01	0.07	0.50	1.10	4.69	0.02	101.14	1.1	85.2
Mr-05	貫入岩もしくは溶岩	岩美町池谷西部	Mr	80.75	0.18	10.89	2.24	0.02	0.15	0.60	3.13	2.58	0.03	100.57	1.6	80.3
Mr-06	貫入岩もしくは溶岩	岩美町池谷西部	Mr	76.82	0.19	12.80	2.32	0.05	0.65	2.96	2.62	2.45	0.04	100.90	8.2	76.1
Mr-07	貫入岩もしくは溶岩	岩美町銀山西部	Mr	70.11	0.47	14.62	5.36	0.14	0.95	2.68	4.01	1.77	0.14	100.25	2.9	69.9
Ma-01	貫入岩もしくは溶岩	岩美町外邑西部	Ma	54.48	0.99	18.10	10.21	0.15	4.15	9.22	2.95	0.29	0.13	100.67	2.7	54.1
Ma-02	貫入岩もしくは溶岩	鳥取市立岩山北部	Ma	56.38	0.64	18.21	8.59	0.16	4.26	9.13	2.42	0.89	0.13	100.81	1.4	55.9
Ma-03	貫入岩もしくは溶岩	岩美町法正寺西部	Ma	59.11	0.71	17.61	7.61	0.14	3.27	8.28	2.82	1.00	0.18	100.74	0.6	58.7
Ma-04	貫入岩もしくは溶岩	岩美町法正寺南西部	Ma	63.91	0.57	15.27	6.81	0.13	3.57	6.29	2.88	1.45	0.09	100.97	1.9	63.3
Ma-05	貫入岩もしくは溶岩	岩美町法正寺南西部	Ma	65.59	0.56	15.40	6.21	0.13	2.65	5.41	3.01	1.73	0.11	100.80	2.3	65.1
Ma-06	貫入岩もしくは溶岩	岩美町銀山南部	Ma	59.01	0.72	17.11	8.33	0.12	4.29	8.12	2.15	1.13	0.14	101.12	3.5	58.4
Ma-07	貫入岩もしくは溶岩	岩美町山ノ神西部	Ma	66.17	0.53	15.36	5.73	0.11	2.37	5.60	3.04	1.67	0.10	100.67	2.8	65.7
Ma-08	貫入岩もしくは溶岩	岩美町山ノ神西部	Ma	62.32	0.61	16.98	6.81	0.14	2.95	7.25	2.58	1.46	0.12	101.23	3.6	61.6
Ma-09	貫入岩もしくは溶岩	岩美町延光寺西部	Ma	53.03	0.99	18.68	10.20	0.18	4.79	9.50	2.89	0.27	0.14	100.66	3.5	52.7
Ma-10	貫入岩もしくは溶岩	岩美町延光寺西部	Ma	59.90	1.01	17.01	8.35	0.20	2.31	7.00	3.73	0.47	0.21	100.19	1.5	59.8
Ma-11	貫入岩もしくは溶岩	岩美町延光寺西部	Ma	61.00	0.96	16.83	7.78	0.20	2.25	6.50	3.70	0.72	0.22	100.16	2.0	60.9
Ma-12	貫入岩もしくは溶岩	鳥取市左近南部	Ma	61.39	0.93	17.16	7.81	0.21	2.31	6.40	4.11	0.34	0.22	100.87	3.3	60.9
Ma-13	貫入岩もしくは溶岩	鳥取市左近南部	Ma	59.63	0.91	17.28	9.02	0.13	2.92	7.22	3.40	0.58	0.15	101.24	3.0	58.9
Ma-14	貫入岩もしくは溶岩	岩美町荒金東部	Ma	60.13	0.68	17.27	7.79	0.14	3.11	8.19	2.60	1.08	0.13	101.12	2.6	59.5
Ma-15	貫入岩もしくは溶岩	岩美町二上山南西部	Ma	63.59	0.71	17.45	6.21	0.13	1.80	5.60	3.54	1.72	0.19	100.94	1.9	63.0
Ma-16	貫入岩もしくは溶岩	岩美町恩志南部	Ma	56.00	0.95	20.14	8.01	0.15	2.29	9.08	2.87	0.90	0.22	100.59	2.0	55.7
Ma-17	貫入岩もしくは溶岩	岩美町向山西部	Ma	59.05	0.75	17.26	8.23	0.17	3.54	7.02	3.23	0.93	0.17	100.34	3.5	58.8
Ma-18	貫入岩もしくは溶岩	岩美町真名	Ma	55.48	0.75	18.64	9.48	0.16	4.04	9.19	2.44	0.68	0.13	100.99	1.9	54.9
Ma-19	貫入岩もしくは溶岩	岩美町黒谷	Ma	57.37	0.63	18.22	8.05	0.14	3.69	9.29	2.45	0.88	0.12	100.83	2.1	56.9
Ma-20	貫入岩もしくは溶岩	岩美町黒谷南部	Ma	60.54	1.12	15.91	9.77	0.21	2.26	6.00	3.71	0.77	0.17	100.46	1.1	60.3
Ma-21	貫入岩もしくは溶岩	鳥取市蔵見東部	Ma	54.49	0.79	18.72	9.52	0.19	4.58	9.12	2.61	0.69	0.14	100.85	2.2	54.0
Ma-22	貫入岩もしくは溶岩	鳥取市蔵見北部	Ma	57.02	0.74	15.90	8.68	0.18	5.51	9.06	2.30	0.95	0.12	100.45	3.3	56.8
Mpd-01	貫入岩	岩美町二上山	Mpd	66.34	0.58	15.22	6.24	0.13	2.53	5.02	2.94	1.49	0.12	100.61	5.2	65.9

分析には1：10希釈のガラスビードを用い，産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PANalytical Axiosを使用した．*全鉄をFe_2O_3として示す．**灼熱減量．
***全鉄をFeOとして100%に再計算したデータ．

東部ではYv1 を構成する玄武岩質安山岩～安山岩溶岩を覆い，普通角閃石流紋岩溶岩（Yr）に覆われる．赤崎北西部ではYv2 に挟在する．層厚は諸寄東部では 10 m以上で 14 m以下，赤崎北西部では 2 m程度である．

全体として変質を被っており，緑色～白色～小豆色を呈する軽石質火山性礫岩からなる．塊状な岩相で，軽石，複数岩種からなる岩片，結晶片を含むが，それらの含有割合は2 地域で異なる．諸寄東部に分布するものの方が，岩片が少なく，軽石が多い．軽石は長径 2 cm以下で，扁平化している．緑色～淡緑色を呈し，無斑晶状である．岩片は主に長径 2 cm以下で，斑晶量が極めて少ない珪長質火山岩を主体とし，花崗岩及び変質した安山岩も含む．結晶片としては，主に斜長石と少量の石英が認められる．

諸寄東部では羽地ほか（2025b）がルートマップ及び柱状図を示した．赤崎北西部では羽地ほか（2023a）がルートマップ示し，本岩相から分離したジルコンから 19.63 ± 0.15 Ma のU–Pb年代値を報告した（第 4. 2 表）

（6）普通角閃石流紋岩貫入岩及び溶岩（Yr）　本岩相は新温泉町諸寄東部，城山（しろやま），対田（たいた），赤崎北部に位置する 4 地域で確認される．諸寄東部ではYp を覆い，層厚が 40 m以上ある溶岩として，そのほかの地点ではYv2 を貫く岩株状貫入岩として産する．

桃色～灰色を呈する流紋岩からなる．諸寄東部と城山に分布するものは流理構造が明瞭で，対田と赤崎北部に分布するものは塊状で柱状節理を示す．斑状組織を示し，長径 3 mm以下の斜長石・普通角閃石・不透明鉱物からなる斑晶を含む．普通角閃石斑晶は結晶縁がオパサイト化している．

第 4. 2 表　高柳層，八鹿層の放射年代値一覧
灰色部は本地域における分析値.

試料番号	岩相及び産状	採取地点	図幅名	測定対象	測定手法	放射年代値（Ma）	不確かさ表記	文献
高柳層								
記載なし	記載なし	"近畿北部"	不明	記載なし	FT	23	表記なし	弘原海（1984）
Ta-1	軽石火山礫凝灰岩	養父市八鹿町石原	村岡	ジルコン	FT	26.4 ± 4.8	2σ	羽地・山路（2019）
Ta-1	軽石火山礫凝灰岩	養父市八鹿町石原	村岡	ジルコン	U-Pb	21.4 ± 0.9	2σ	羽地・山路（2019）
八鹿層								
記載なし	記載なし	"近畿北部"	不明	記載なし	K-Ar	17.2 ± 4.9	表記なし	弘原海（1984）
K012	椿色火山岩層　安山岩	養父市八鹿町日畑東方道路	村岡	全岩	K-Ar	18.7 ± 0.9	表記なし	通商産業省資源エネルギー庁（1988）
記載なし	記載なし	"豊岡"	不明	記載なし	FT	21	表記なし	木村（1991）
記載なし	記載なし	"浜坂地域"	浜坂？	記載なし	K-Ar	19.17 ± 1.54	表記なし	古山（1997）
記載なし	記載なし	"浜坂地域"	浜坂？	記載なし	K-Ar	18.05 ± 1.50	表記なし	古山（1997）
YKTN2	かんらん石含有両輝石玄武岩質安山岩	京丹後市弥栄町等楽寺	宮津	全岩	K-Ar	20.2 ± 0.7	1σ	古山ほか（1997）
YKTN4	玄武岩質安山岩	京丹後市弥栄町須川	網野	全岩	K-Ar	19.2 ± 0.7	1σ	古山ほか（1997）
記載なし	両輝石安山岩	京丹後市弥栄町太鼓山	網野	記載なし	K-Ar	17.98 ± 0.42	表記なし	小滝ほか（2009）
Yo-1	軽石火山礫凝灰岩	養父市八鹿町石原	村岡	ジルコン	FT	19.4 ± 2.6	2σ	羽地・山路（2019）
Yo-1	軽石火山礫凝灰岩	養父市八鹿町石原	村岡	ジルコン	U-Pb	21.4 ± 0.6	2σ	羽地・山路（2019）
Yo-2	珪長質凝灰岩	養父市八鹿町石原	村岡	ジルコン	FT	22.1 ± 3.4	2σ	羽地・山路（2019）
Yo-2	珪長質凝灰岩	養父市八鹿町石原	村岡	ジルコン	U-Pb	21.5 ± 0.7	2σ	羽地・山路（2019）
181127-09	珪長質火山礫凝灰岩	養父市八鹿町石原北部	村岡	ジルコン	U-Pb	19.38 ± 0.23	2σ	羽地ほか（2019）
記載なし	軽石質火山性礫岩（本報告のYp）	新温泉町赤崎北西部	浜坂	ジルコン	U-Pb	19.63 ± 0.15	2σ	羽地ほか（2023a）
YH-1	流紋岩溶岩（本報告のYr）	新温泉町諸寄東部	浜坂	ジルコン	U-Pb	19.36 ± 0.10	2σ	羽地ほか（2025b）
YH-2	流紋岩貫入岩（本報告のYr）	新温泉町対田	浜坂	ジルコン	U-Pb	19.50 ± 0.08	2σ	羽地ほか（2025b）
八鹿層を貫く貫入岩								
YK2a	安山岩岩脈	養父市八鹿町日畑	村岡	全岩	K-Ar	20.2 ± 0.7	1σ	Tsunakawa *et al.* (1983)
YK2a	安山岩岩脈	養父市八鹿町日畑	村岡	全岩	K-Ar	19.5 ± 0.6	1σ	Tsunakawa *et al.* (1983)
YD-1	安山岩岩脈	養父市八鹿町石原西部	村岡	ジルコン	FT	19.0 ± 2.5	2σ	Haji and Yamaji (2021)
YD-1	安山岩岩脈	養父市八鹿町石原西部	村岡	ジルコン	U-Pb	17.1 ± 1.0	2σ	Haji and Yamaji (2021)
YD-2	安山岩岩脈	養父市大谷北部	村岡	ジルコン	FT	14.5 ± 1.6	2σ	Haji and Yamaji (2021)
YD-2	安山岩岩脈	養父市大谷北部	村岡	ジルコン	U-Pb	14.2 ± 0.9	2σ	Haji and Yamaji (2021)
旧：八頭層　河原火山岩(部)層								
記載なし	デイサイト質凝灰岩*1	鳥取市中河原付近*1	若桜*1	ジルコン*1	FT	24.9		木村（1991）
K4-1	弱溶結凝灰岩	記載なし	不明	ジルコン*2	FT	17.8 ± 1.1	1σ*2	松本ほか（2001）
K8-1	軽石火山礫凝灰岩	記載なし	不明	ジルコン*2	FT	19.1 ± 1.2	1σ*2	松本ほか（2001）
14100701	安山岩	鳥取市小沢見	鳥取北部	斜長石	K-Ar	18.3 ± 0.61	表記なし	菅森ほか（2023）
旧：八頭層　河原火山岩(部)層を貫く貫入岩								
記載なし	安山岩～流紋岩質火山岩	鳥取市酒津海岸	鳥取北部	ジルコン	U-Pb	19.97 ± 0.38	2σ	菅森ほか（2024）

*1：木村（1991）には岩相・試料採取位置・測定対象に関する記載はないが，日本地質学会編（2009b）ではこれらの情報が記載されている.
*2：松本ほか（2001）には測定対象及び年代値の不確かさ表記に関する記載はない．本報告では，これら年代値の測定対象と不確かさ表記について（株）京都フィッション・トラックより情報提供を受けた.
灰色部は，5万分の1地質図幅「浜坂」地域内（もしくは試料採取位置が「浜坂地域」と記載された）試料.

諸寄東部と対田に分布する本岩相については，羽地ほか（2025b）が周辺のルートマップを示すとともに岩石記載・年代測定・化学組成分析を実施した．羽地ほか（2025b）による 2 試料及び本報告で実施した 1 試料の分析値は，全岩SiO_2量が 71.6～73.5 wt.%である（第 4. 1 表）．これらはSiO_2–Na_2O+K_2O図では流紋岩の領域に，SiO_2–K_2O図では低カリウム系列から中カリウム系列に示される（第 4. 8 図）

(7) 玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩（Yi）　古第三系を貫く貫入岩のうち，Yv1 及び Yv2 と類似した岩質を示す貫入岩を Yi とした．本岩相は主に Yv1 及び Yv2 が分布する地域近傍に集中して認められる．

強く変質して緑色～白色を示す玄武岩質安山岩～デイサイト貫入岩からなる．多くは板状岩脈として産するが，岩株状のものも認められる．岩脈の幅は数 10 cm～数 m 以上と様々だが，2 m 程度のものが多い．

本岩相を構成する岩石は Yv1 及び Yv2 を構成する溶岩に類似し，斑状のものから無斑晶状のものまで様々である．斑晶鉱物としては斜長石が普遍的に認められる．苦鉄質鉱物は大半が変質しているが，単斜輝石及び直方輝石が認められることがある．

化石　本地域内に分布する八鹿層から化石が報告された例はない．

兵庫県北部では，「村岡」地域に位置する八鹿層模式地付近で *Metasequoia occidentalis*，*Acer* sp. などの植物化石が報告されており，組成から阿仁合型と台島型が混合した植物群と解釈されている（安野・三木, 2021）．

鳥取県域では様々な化石の産出報告があるが，本層由来のものか曖昧なものが多い．山名（1977, 1979）は「若桜（わかさ）」地域において軟体動物化石である *Chlamys* sp. を報告し，本層に海成層が含まれる可能性を指摘した．しかし，この化石は転石から得られたもので，後続研究では上位層由来のものと解釈されている（松本, 1986）．「鳥取南部」地域では，台島型植物群に属する植物，淡水性硬骨魚類，淡水性貝類などの化石が報告されている（例えば，巨智部, 1896；山名・広田, 1991；山名ほか, 1995；安野, 2019, 2021）．しかし，これら化石が産出した露頭付近は層序が曖昧で，本報告における豊岡層相当層である可能性が指摘されている（羽地ほか, 印刷中 a）．

堆積環境　Yv1 は溶岩が水冷破砕を示すことから，水中環境と判断される．しかし，海成層である証拠は得られていない．Yv2 は，水冷破砕が認められず，溶岩及び火砕岩が赤色酸化を被っていることから，陸上環境と判断される．このほか海水環境を示唆する地質情報はなく，以下の先行研究による解釈も併せると，本層は陸成層と判断される．

本地域を含む兵庫県北部を調査した弘原海・松本(1958)は,“火山円礫岩”が存在することや細粒砕屑岩中に斜交層理が存在することから，同層には水中火山活動による地層が含まれるとした.「若桜」地域においても，砕屑岩に成層構造が認められることや(例えば, 松本, 1986)，枕状溶岩が存在することから(吉谷ほか, 1979；松本・吉谷, 1989)，水中環境で堆積したものがあると理解されている．枕状溶岩は丹後半島でも報告がある(山元・星住, 1988)．しかし，いずれの地域でも海水環境を示す証拠は得られておらず，陸上及び淡水環境と考えられている(例えば, 弘原海・松本, 1958；上村ほか, 1979)．

年代　「浜坂」地域内ではジルコンU–Pb年代測定によって，本層上部に位置付けられる軽石質火山性礫岩(Yp)から19.63±0.15 Ma(羽地ほか, 2023a)，普通角閃石流紋岩貫入岩及び溶岩(Yr)から19.36±0.10 Maと19.50±0.08 Ma(羽地ほか, 2025b)が得られている(第4. 2表)．また古山(1997)は“浜坂地域”において19.17±1.54 Maと18.05±1.50 MaのK–Ar年代値を報告しているが，これらは講演要旨に記載された年代値であり試料の詳細が不明である(第4. 2表)．

他地域に分布する八鹿層及び同層を貫く貫入岩からは多数の放射年代値がある(第4. 2表)．兵庫県北部～京都府北部に分布する八鹿層では22.1～17.2 Maを示す11個の年代値(弘原海, 1984；通商産業省資源エネルギー庁, 1988；木村, 1991；古山ほか, 1997；小滝ほか, 2009；羽地・山路, 2019；羽地ほか, 2019)，それを貫く貫入岩からは20.2～14.2 Maを示す6個の年代値(Tsunakawa *et al.*, 1983；Haji and Yamaji, 2021)が得られている．また，鳥取層群八頭層河原火山岩(部)層及び同層を貫く貫入岩からは，24.9～17.8 Maを示す5つの年代値が報告されている(木村, 1991；松本ほか, 2001；菅森ほか, 2023, 2024)．

上記の放射年代値は，貫入岩から得られたものを除くと，19 Ma以前に集中する(第4. 2表)．また本層の年代制約に重要なものとして,「村岡」地域南部に位置する高柳層及び八鹿層で得られたジルコンU–Pb年代値が挙げられる．両層の模式地近傍である養父市八鹿町石原では，高柳層最上部の1試料(To-1；第4. 2表)及び八鹿層最下部の2試料(Yo-1, 2；第4. 2表)から21.5～21.4 MaのジルコンU–Pb年代値が得られており，両層の境界が21.5 Ma頃と制約されている(羽地・山路, 2019)．

これらの年代値に加え，本地域では八鹿層を軽微な構造差を伴って不整合に覆う豊岡層が17.9 Ma頃には堆積を開始していたと考えられることから(次節)，本報告では八鹿層の堆積年代を21.5～19.0 Ma頃とみなした．

4. 5　豊岡層(Tc, Ts, Tf, Tb, Tm)

地層名　弘原海・松本(1958)による．

定義　本報告において豊岡層を「八鹿層を不整合に覆い，村岡層及び網野層に整合に覆われる，主に陸成～浅海性砕屑岩からなり火山岩を伴う地層」と再定義する．これは旧来の北但層群豊岡層と鳥取層群岩美層下部を合わせたものに相当する．再定義の詳細は，第4.2.2項に記載した通りである．

本報告で豊岡層に区分した地層のうち鳥取県域に分布するものは，鳥取北東部の地質図を公表した松本(1991a)では主に岩美層荒金(あらかね)火砕岩層に区分されていた(第4. 2図)．この地層は，岩美層上部を構成し，深海性泥岩と指交する海成層と考えられていた地層である(松本, 1991a, 1992a；第4. 2図)．しかし最近の研究では，同層に一括された地層には，海成層よりも下位に位置付けられる陸成層も存在することが指摘されていた(Haji, 2024；羽地ほか, 2024b)．

本報告における調査では，この解釈を支持する結果が得られた．すなわち，荒金火砕岩層と一括された地層の分布域において，深海性泥岩と指交する流紋岩～デイサイト火山砕屑岩(本報告における村岡層Mf)とは岩相が異なる陸成層が見いだされた(岩相Tc, Ts, Tf)．本報告ではこれらを豊岡層に区分した(第4. 4図)．

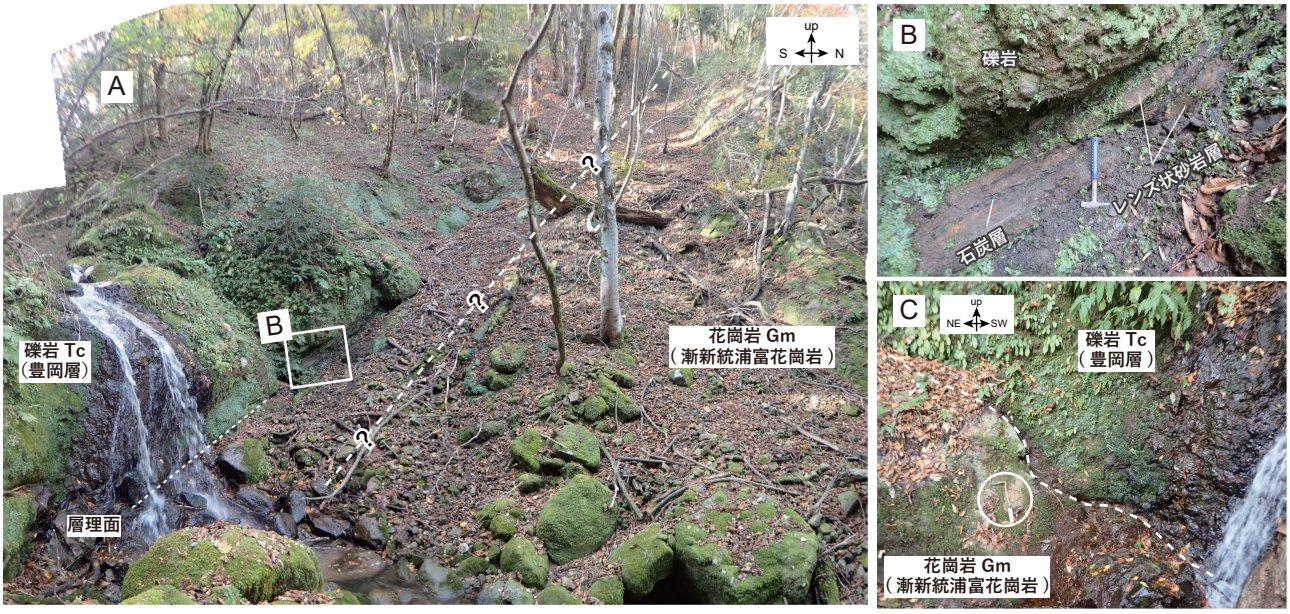
模式地　豊岡層を定義した弘原海・松本(1958)は本層を5つの部層相当の地層に区分し，それぞれについて模式地を設定した．しかし,「豊岡層」の模式地は明記されていない．この5つの部層相当の模式地のうち，4つは豊岡市西部に位置する．またこの後に，池辺(1963)，池辺ほか(1965)，弘原海ほか(1966)は，本層の模式地として「豊岡市」もしくは「豊岡市西方の丘陵地」と言及している．

既存地質図では，豊岡市周辺に広く豊岡層が分布するよう描かれており(例えば, 上村ほか, 1974)，豊岡市周辺は模式地の候補となる．しかし，豊岡市周辺を含む「村岡」地域中央部以北に分布する豊岡層では，既存層序における見解と矛盾する放射年代値が得られており岩相層序を再検討する必要がある(先山・松原, 2012；羽地ほか, 2022b；松原ほか, 2023)．したがって,「豊岡市周辺」といった漠然とした模式地指定には問題があり，模式地の選定は慎重を要するため本報告で模式地を明記することは避ける．

本地域に分布する豊岡層における代表的な岩相を観察できる地域として，新温泉町長谷東部(第4. 5図)を挙げておく．

分布及び地質構造　本地域において豊岡層は岩美町恩志(おんじ)付近～新温泉町井土(いど)付近にかけてまとまって分布するほか，八重原(やえはら)～南田(のうだ)周辺，岩美町金峯山，新温泉町内山，三成山付近及び清富(きよどめ)付近などに点在する．

岩美町恩志付近から新温泉町井土付近では傾斜方向が系統的に変化しており，宇治(うじ)～長谷東部付近では南方ないし南南西方に10～60°程度(第4. 5図)，蒲生(がもう)東部で西



第 4. 11 図　豊岡層基底部の露頭写真
（A, B）：石炭層を伴う豊岡層基底部．基盤をなす古第三系花崗岩との境界部は，現在の崖錐堆積物に埋もれており，露出していない．新温泉町鐘尾山北西の地点 4-T1（付図 3）．（C）：花崗岩に直接アバットする豊岡層礫岩．新温泉町鐘尾山北西部の地点 4-T2（付図 3）．露頭地点周辺のルートマップは第 4. 5 図に示す．ハンマーとねじり鎌の長さはそれぞれ 33 cm と 29 cm.

方ないし西南西方に 30～45°，新温泉町千谷（ちだに）西部では南方に約 20～30°，鐘尾（かねお）北西方では南方に 15～30°程度，竹田北部では南方ないし南南東方に 15～30°，細田付近では東方に 10～30°，湯東部では南東方に 25～55°傾く複雑な地質構造を示す．

鳥取市八重原～南田周辺では，村岡層とともに南方ないし南東方に 20～30°傾いた姿勢を示す．金峯山では，おおむね南方に 10～20°程傾いた姿勢を示す．内山では傾斜 20 °以下で傾斜方向はばらつく（第 4. 6 図）．三成山付近及び南西方では傾斜 20°以下で傾斜方向はばらつく．清富では南東方に 30～60°程度傾いた姿勢を示す．

層厚　本地域内では最大 400 m 程度と見積もられる．

層序関係　古第三系及び八鹿層をアバット不整合に覆う．本地域に分布する古第三系花崗岩は露出状況が良く，古第三系–豊岡層境界は地域各所で確認される（第 4. 5 図；第 4. 11 図）．

八鹿層–豊岡層境界では接触関係を確認できる露頭を見いだすことはできなかった．しかしながら，以下に示す層序関係及び構造差や，他地域において傾斜不整合関係にあること（Haji and Yamaji, 2020）などから，本地域における両層の関係をアバット不整合と判断した．

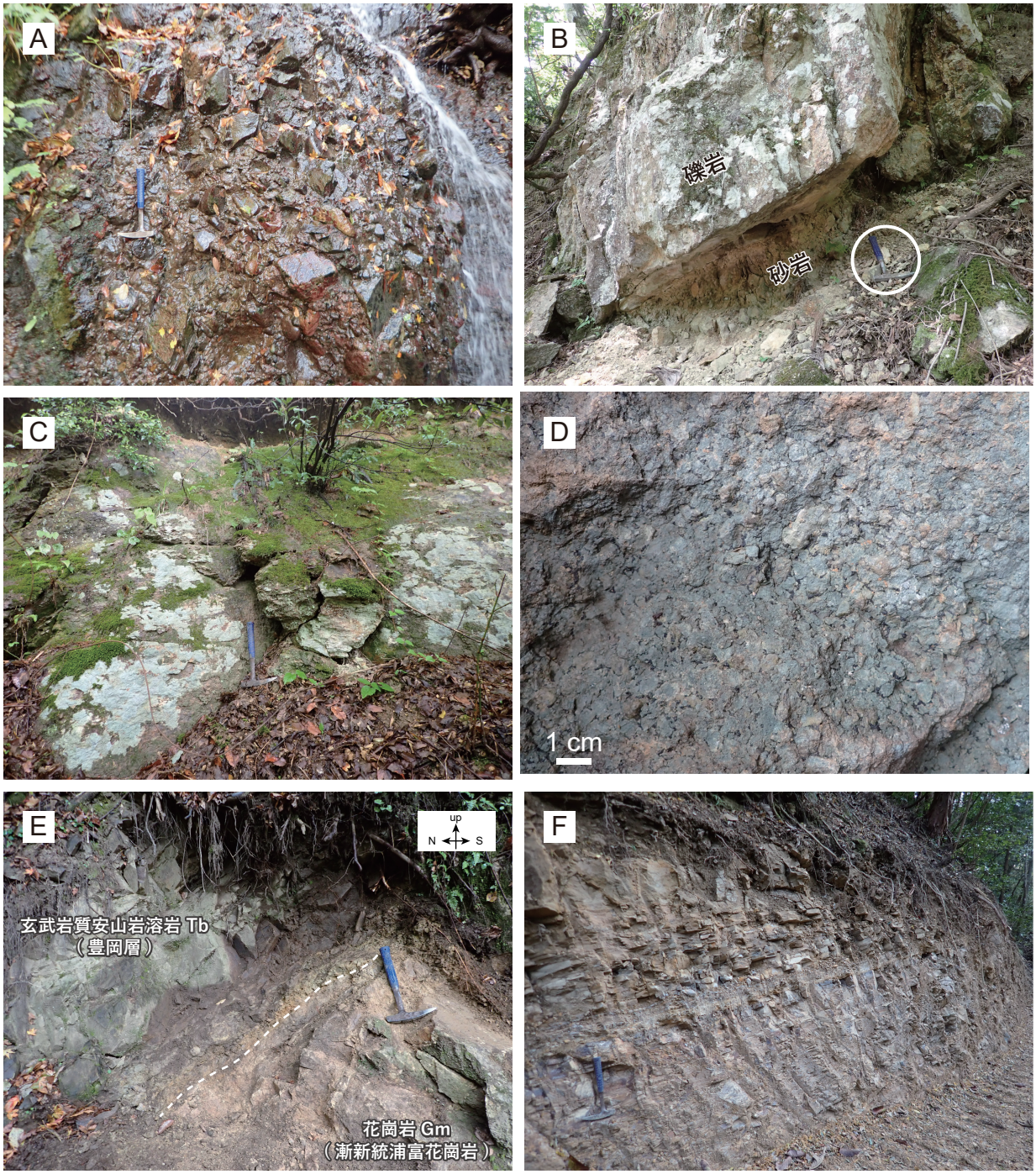
豊岡層下部を構成する岩相は古第三系花崗岩由来の砕屑物がかなりの割合を占めており，この点で八鹿層構成層とは岩相が異なる．八鹿層及び豊岡層はいずれも陸成層からなるが，豊岡層を構成する岩相は，八鹿層を構成する岩相とは指交関係になく，必ずそれらを覆う（第 4. 5 図；第 4. 6 図）．また岩美町長谷東部においては，八鹿層と豊岡層はともに南に傾斜するが，八鹿層が示す傾斜角は豊岡層が示すそれよりも 10～30°程度大きく，両層には構造差が認められる（第 4. 5 図）．これらから八鹿層と豊岡層はアバット不整合の関係にあると判断される．

本層は村岡層に主に整合に覆われる．ただし新温泉町浜坂～金屋付近では，同層に高角なアバット不整合で覆われる．

岩相　豊岡層は礫岩（Tc），砂岩礫岩泥岩互層（Ts），珪長質火山砕屑岩（Tf），玄武岩質安山岩火山砕屑岩及び溶岩（Tb），泥岩砂岩互層（Tm）から構成される（第 4. 4 図）．Tc，Ts，Tb は一部指交関係にあるもののおおむねこの順に累重する．Tf は，Tc 及び Ts に挟在する．Tm は本地域西部の最上部に分布する．本地域中央部に分布する Ts と Tb，及び西部に分布する Tm はいずれも村岡層に整合に覆われるため，これらの上部は同時異相と判断される．

（1）礫岩（Tc）　岩美町長谷東部～新温泉町井土付近にまとまって分布するほか，岩美町金峯山，新温泉町内山，前，三成山付近及び南西方，清富付近に点在する．いずれの地域でも豊岡層最下部を構成する．層厚は最大 150 m 程度である．

主に花崗岩及び玄武岩質安山岩～安山岩の大礫～巨礫を主体とする礫支持礫岩からなる（第 4. 12 図A）．基底部付近では近傍基盤に由来する角礫～亜角礫からなる塊状礫岩からなる．上位ほど円磨度が高く，淘汰がよくなる．多くの地域で，本岩相上部は徐々に砂岩と互層する



第 4. 12 図　豊岡層の露頭写真
（A）：礫岩（Tc）．新温泉町鐘尾山北西部の地点 4-T3（付図 3）．（B）：砂岩礫岩泥岩互層（Ts）を構成する砂岩礫岩互層．新温泉町後山南東の地点 4-T4（付図 3）．（C）：珪長質火山砕屑岩（Tf）を構成する軽石火山性礫岩．岩美町金峯山の地点 4-T5．（D）：玄武岩質安山岩火山砕屑岩及び溶岩（Tb）を構成する火山礫岩．新温泉町長谷東部の地点 4-T6（付図 3）．（E）：岩相 Tb を構成する溶岩．新温泉町千原北方の地点 4-T7（付図 3）．（F）：泥岩砂岩互層（Tm）．鳥取市八重原の地点 4-T8（付図 1）．A 及び D の露頭位置は，第 4. 5 図に示すルートマップに含まれる．ハンマーの長さは 33 cm.

ようになり，砂岩礫岩泥岩互層（Ts）に漸移する（第 4. 5 図）．一方で本岩相が薄い地域では，上位に向かって粒径が急激に細かくなり本岩相と指交せず泥岩や細粒な砂岩が主体をなすTsに急変する場合もある（第 4. 6 図）．新温泉町鐘尾山北西部では，本岩相最下部における基底直上部に，石炭層とレンズ状粗粒砂岩層からなる厚さ 40 cm 程度の互層が認められる（第 4. 11 図A, B）．

（2）砂岩礫岩泥岩互層（Ts）　鳥取市八重原，岩美町恩師付近，岩美町金峯山，長谷東部付近～新温泉町井土付近，新温泉町内山において主に礫岩（Tc）を覆って分布する．礫岩（Tc）を欠き，本岩相が先新第三系及び八鹿層を直接覆うところもある．層厚は最大 200 m 程度である．

砂岩，礫岩，泥岩から構成される互層である（第 4. 12 図B）．礫岩（Tc）で記載した通り，砂岩，礫岩，泥岩の割合は地域によって様々だが，上位ほど細粒なものが卓越し，単層が薄くなる傾向がある．また本岩相は一部で玄武岩質安山岩からなるTbと指交関係にあり（第 4. 5 図），砂岩や泥岩の一部が凝灰質である．

礫岩は主に亜円礫からなる礫支持の細礫～大礫岩である．礫岩層は厚さ数 10 cm～3 m 程度のものが多く，塊状を呈するもの，級化及び逆級化を示すものと様々である．礫種はTcと同様で，花崗岩及び玄武岩質安山岩～安山岩からなる．

砂岩は主に淡黄色～白色を呈し，凝灰質なものでは淡緑色を呈する．砂岩層は厚さ数cm～10 cm程度で，級化を示すものが多いが，塊状を呈するものや逆級化を示すものもある．粒径も極粗粒砂から極細粒砂まで様々で，級化を示す細礫岩層が上部で砂岩層に移化するものも認められる．礫岩及び砂岩はしばしばトラフ型斜交層理を示し，チャネル状に下位層を削り込む．

泥岩は主に灰色を呈する．有機質なものは黒色を，変質したものは明灰色を，凝灰質なものは淡緑色を呈する．泥岩は砂混じりで淘汰の悪いものが多く，平行層理が発達する．

砂岩及び泥岩は破片状の植物片を頻繁に含み，層理面に沿って保存が良いものが認められることがある．

（3）珪長質火山砕屑岩（Tf）　本岩相は，岩美町金峯山，岩美町長谷東方～新温泉町後山付近，内山集落西方などにおいて礫岩（Tc）及び砂岩礫岩泥岩互層（Ts）に挟在する（第 4. 5 図；第 4. 6 図）．軽石質火山性礫岩，凝灰岩，凝灰質砂岩，凝灰質泥岩などから構成される．主に白色を呈するが，変質したものでは淡黄色～淡緑色を呈する．層厚は最大 50 m 程度である．

軽石質火山性礫岩は主に塊状を呈するが（第 4. 12 図C），扁平化した軽石から不明瞭な層理が識別されることがある．白色～淡緑色に変質した軽石，花崗岩，玄武岩質安山岩～流紋岩，火山砕屑岩などの岩片，褐色～白色～緑色に変質した基質から構成される（第 4. 13 図A）．有機物片が含まれることもある．構成物はいずれも長径 2 cm 以下である．

凝灰岩は平行層理が明瞭で成層しており，厚さが数cmの単層から構成される．軽石や火山豆石を豊富に含む降下火砕堆積物からなる．凝灰岩には明瞭な級化構造が認められる場合がある（第 4. 13 図B）．

凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩は，岩相Tsと産状が類似するものの，火山砕屑物を多量に含む点で区別される．一部に火山豆石が認められるが，変形したものや砕片状のものが多い．

（4）玄武岩質安山岩火山砕屑岩及び溶岩（Tb）　本岩相は，岩美町宇治付近から新温泉町井土付近において，豊岡層上部を構成する．主に礫岩（Tc），砂岩礫岩泥岩互層（Ts）を覆うかそれらと指交して認められるが，本岩相が先新第三系及び八鹿層を覆う部分もある．層厚は新温泉町井土付近で最大約 250 m である．

緑色～青緑色を呈する玄武岩質安山岩火山砕屑岩及び溶岩からなる．主体をなすのは火山礫岩で，このほか凝灰岩，凝灰質礫岩～泥岩，溶岩が認められる．本岩相を構成する岩石はほとんどが著しい変質を被っている．

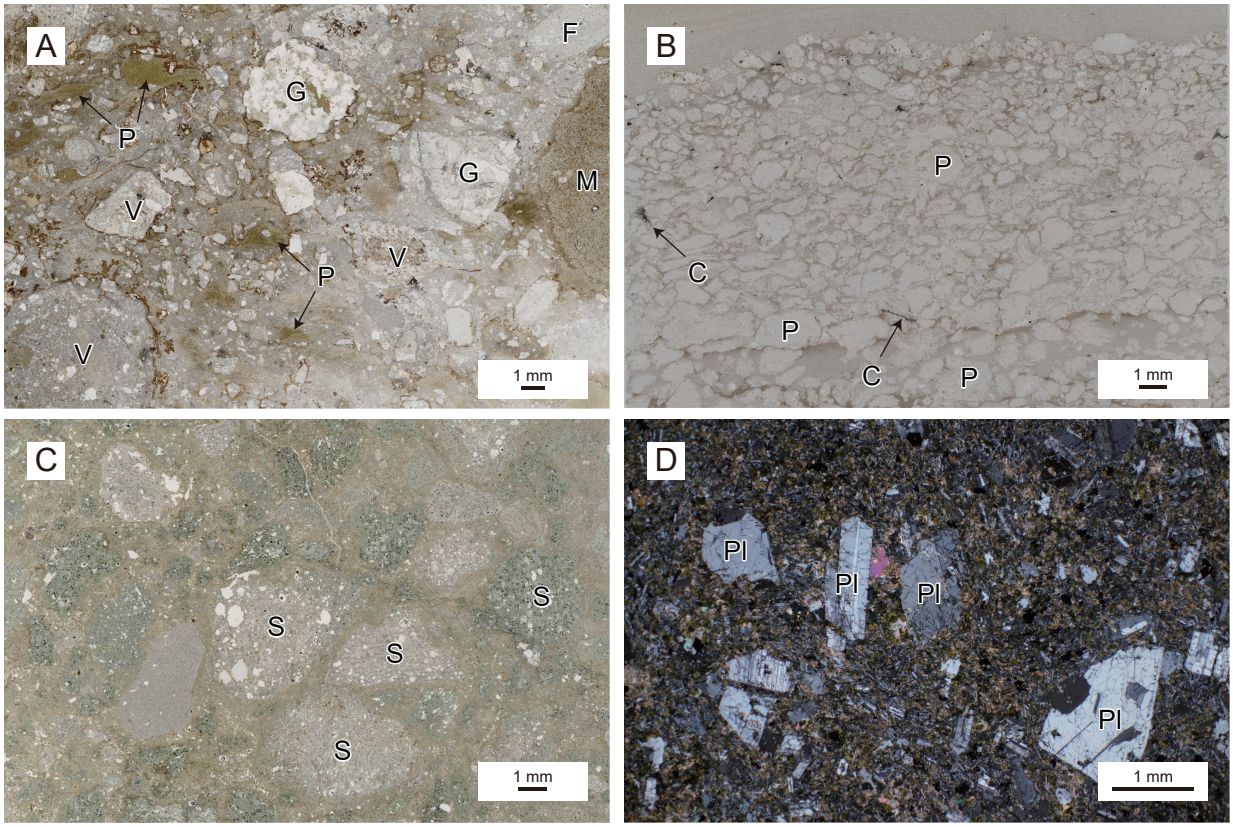
火山礫岩は主に様々な程度に発泡した長径約 5 mm～2 cmのスコリア火山礫から構成される（第 4. 12 図D；第 4. 13 図C）．火山灰サイズの粒子を欠き，比較的淘汰が良い岩相を示す．火山礫は多くの場合，緑色～青緑色に変質しているが，ごくまれに認められる変質の程度が低いものの中には，赤褐色～暗褐色を呈する高温酸化した火山礫が認められる．10 cm～数 10 cm規模で不明瞭な級化構造を示す場合が多い．凝灰岩は主に新温泉町長谷東部及び千谷西部で確認され，級化構造を示し，上記の火山礫岩と互層する．

溶岩は火山砕屑岩に挟在して分布域各所に点在する（第 4. 5 図）．主に塊状を呈する玄武岩質安山岩からなり，一部には不明瞭な節理を示すものや，角礫化しているものもある．しかし，変質により内部構造や層厚は不明確な場合が多い．本岩相の溶岩が古第三系花崗岩を直接覆う場合もある（第 4. 12 図E）．

本岩相を構成する火山岩は無斑晶状のものから斑状組織を示すものまであるが，含まれる斑晶は長径 2 mm以下と小さい（第 4. 13 図C, D）．同定できる斑晶鉱物は斜長石のみで，斜長石も大部分が二次鉱物に置換されている．

（5）泥岩砂岩互層（Tm）　本岩相は鳥取市八重原～中付近，駟馳山南部に極めて局所的に分布する．本岩相は本地域西部における豊岡層最上部を構成する．層厚は最大 30 m 程度である．

灰色～明灰色を呈する泥岩と褐色を示す極細粒砂岩で構成される（第 4. 12 図F）．厚さ 50 cm以下の泥岩及び極細粒砂岩からなる単層と，両者で構成される細互層からなる．細互層部では単層は厚さが数mm以下で，1 mmに満たないものも多い．砂岩は級化構造を示し，葉化石片



第 4. 13 図　豊岡層の薄片写真
(A)：軽石質火山性礫岩．産地：新温泉町三成山西部の地点 4-T9（付図 2）．単ポーラー．(B)：粗粒火山灰サイズの軽石からなる凝灰岩．産地：新温泉長谷東部の地点 4-T10（付図 3）．単ポーラー．試料位置は第 4. 5 図のルートマップに含まれる．(C)：変質玄武岩質安山岩火山礫岩．産地：新温泉町後山南部の地点 4-T11（付図 2）．単ポーラー．(D)：玄武岩質安山岩溶岩．産地：新温泉町千谷西部の地点 4-T12（付図 3）．直交ポーラー．P：軽石，V：火山砕屑岩岩片，G：花崗岩岩片，M：苦鉄質火山岩岩片，F：珪長質火山岩岩片，C：有機物，S：スコリア，Pl：斜長石．

及び球果化石を産する．泥岩は平行葉理を示す．細互層部は剥離性が強く，葉理に沿って保存が良い魚類化石が産することがある（村田・星見, 1997；田邊ほか, 2022）．鳥取市八重原では，厚さ 15 cm 程度で白色を呈する軽石を含む凝灰岩が 1 枚確認される．

化石　本報告における調査では，砂岩礫岩泥岩互層（Ts）では植物化石，泥岩極細粒砂岩互層（Tm）では植物化石及び魚類化石が見いだされた．また，本地域内では駟馳山南部においても魚類化石が産出したとされる（村田・星見, 1997）．これらの魚類化石は，「若桜」地域に位置する鳥取市宮下で産する汽水性魚類化石群集に対比されている（村田・星見, 1997；田邊ほか, 2022）．

他地域においても豊岡層主部では，広域的に *Liquidambar miosinica* など台島型植物群が産する（例えば，弘原海・松本, 1958；池辺ほか, 1965；弘原海ほか, 1966；赤木ほか, 1992；山名ほか, 1995）．また「香住」地域では淡水貝化石 *Viviparus kosasamus*，*Anodonta* sp. が，丹後半島では淡水性魚類化石が報告されている（池辺ほか, 1965；弘原海ほか, 1966）．

また他地域では，本地域における泥岩砂岩互層（Tm）に類似した岩相から多様な化石を産することが知られている．特に「若桜」地域は報告例が多く，*Comptonia naumanni*，*Liquidambar miosinica* といった台島型植物群のほか（例えば，山名, 2002a），*Acila* sp. などの海棲軟体動物化石（例えば，鳥取県立博物館, 1978），甲殻類 *Bathynomus* sp. の化石（山名・山家, 1982），*Linthia tokunagai* などの棘皮動物化石（例えば，鳥取県立博物館, 1978），*Sardinella miyanoshitaensis* などの魚類化石（例えば，Sato and Uyeno, 1999），昆虫 *Cantao*? *Yamanai* の化石（Fujiyama, 1967），鳥類 *Passeriformes* indet. の化石（Kakegawa and Hirao, 2003）など陸棲生物と海棲生物の化石が報告されている．「村岡」地域北部に位置する豊岡市日高町万場では，複数種からなる海棲魚類化石群集が報告されている（例えば，北但層群化石研究会編, 1982；北但層群化石研究会・玄武洞ミュージアム編, 2000）．丹後半島でも，豊岡層最上部からアジ科に属する魚類化石が得られている（Ohe and

Furuhashi, 1977).

「村岡」地域及び「若桜」地域では，本層上部に相当する浅海性塊状砂岩から*Vicarya callosa japonica*など門ノ沢動物群に属する軟体動物化石が報告されている（例えば，弘原海・松本, 1958；山名, 1977；上村ほか, 1979；Matsubara, 2011）．この岩相は本地域には認められない．

堆積環境　豊岡層下部を構成する礫岩（Tc）及び砂岩礫岩泥岩互層（Ts）は，部分的に保存がよい植物化石や炭層を伴うことからから，陸成層と判断される．珪長質火山砕屑岩（Tf）もこれらに挟まれるため陸成層である．

玄武岩質安山岩火山砕屑岩及び溶岩（Tb）からは堆積環境を積極的に示す情報は得られていないが，岩相Tbは陸成層であるTsと一部で指交する．また，Tbを構成するスコリア火山礫岩には高温酸化により赤褐色を呈するものが認められ，このほかに水中堆積を示す証拠がない．これらからTb堆積期にも陸上環境が継続していた可能性が高い．

泥岩砂岩互層（Tm）は汽水環境を示す魚化石を産することから，本層最上部の一部は浅海成層である．

年代　「浜坂」地域内では最近のジルコンU–Pb年代測定によって，本層下部に位置付けられる珪長質火山砕屑岩（Tf）を構成する凝灰岩から17.93 ± 0.20 Ma（羽地ほか, 2024b），本層最上部に位置する泥岩砂岩互層（Tm）に挟在する凝灰岩から17.3 ± 0.1 Ma（菅森ほか, 2025）が得られている（第4. 3表）．このことから本地域に分布する豊岡層は18.0〜17.3 Ma頃の地層と判断される．

近接する「若桜」地域北部では，本層に対比される岩美層下部から38.6〜16.8 Maを示す8つのジルコンFT年代値及び17.44 Maの1つのジルコンU–Pb年代値が得られている（木村・辻, 1993；平尾ほか, 2005；羽地ほか, 2022a；第4. 3表）．これらのうち19 Maよりも古いFT年代値は，外来結晶やフィッション・トラックの結晶外部効果によって堆積年代よりも古い年代を示していると解釈されている（平尾ほか, 2005）．18.2 MaのFT年代は測定試料の詳細が不明で不確かさも示されていない（木村・辻, 1993）．残る16.8 ± 0.8 Maと18.6 ± 1.7 Maのジルコン FT年代値及び17.44 ± 0.16 MaのジルコンU–Pb年代値は，まとまりのよい年代集団から得られた年代値であり，堆積年代を反映している公算が大きいとされる（平尾ほか, 2005；羽地ほか, 2022a）．これらの年代値は不確かさを考慮に入れれば本報告の解釈と矛盾ない．

「村岡」地域南部では，浅海性砂岩に挟まる凝灰岩から16.0 ± 2.0 MaのジルコンFT年代と15.4 ± 1.5 MaのジルコンU–Pb年代が得られている（羽地・山路, 2019；第4. 3表）．また同地域南部では，豊岡層上部で門ノ沢動物群を，豊岡層を覆う村岡層基底部で*Miogypsina-Operculina* assemblageが得られていることから，豊岡層の上限が17.0〜16.5 Ma頃と制約されている（羽地・山路, 2019）．これら示準化石は「若桜」地域南部でも認められる（羽地ほか，2022a）．以上から，豊岡層–村岡層境界の年代は本地域及び「若桜」地域北部と「村岡」地域及び「若桜」地域の南部で30〜80万年ほど差があった可能性が指摘されている（羽地ほか, 2022a）．

以上の年代値の他にも，豊岡層及びそれに伴う貫入岩からは以下に列挙する通り多数の放射年代値があるが（第4. 3表），これらは講演要旨や書籍で公表されたもので試料や年代値に関する記載が十分でなく，堆積・貫入年代を示しているか定かでない．「香住」及び「城崎」地域では，豊岡層に貫入したペペライトを伴う貫入岩から8つの22.0〜16.1 MaのK–Ar年代値が報告されている（先山・松原, 2012）．「宮津」地域では，軽石火山礫凝灰岩1試料から16.6 MaのジルコンFT年代値が得られている（辻野, 2019）．「香住」地域では“軽石流堆積物”2試料から15.4 Ma頃を示すジルコンU–Pb年代値が得られている（松原ほか, 2023）．このほか試料採取地点が不明な年代値として13.1〜13.5 Ma，18.2 Maを示す4つのFT年代値がある（升本ほか, 1983；弘原海，1984；木村, 1991）．

松原ほか（2021）は“新温泉町浜坂周辺”に分布する“豊岡層”からジルコンFT及びU–Pb年代を報告したが（第4. 3表），本報告においてこの岩相は村岡層（Mf）に区分されたため，これらの年代値は次節で触れる．

4. 6　村岡層（M, Ms, Mb, Mf, Mqr, Mr, Ma, Mpd）

地層名　弘原海・松本（1958）による．

定義　本報告において村岡層を「豊岡層を主に整合に覆う，深海成黒色泥岩を主体として火山岩を伴う地層」と再定義する．これは，旧来の北但層群村岡層と鳥取層群岩美層上部を合わせたものに相当する．再定義の詳細は，第4. 2. 2項に記載した通りである．

模式地　村岡層を定義した弘原海・松本（1958）は，本層を部層相当の4つの地層に区分し，各層について模式地を設定した．しかし，「村岡層」の模式地は設定されていない．村岡層の定義に関わる黒色泥岩は，弘原海・松本（1958）では湯舟川黒色頁岩層に区分されている．そのため，本報告では同黒色頁岩層における模式地として定められた「村岡町高井（現在の兵庫県美方郡香美町村岡区高井）の湯舟川川底」を村岡層の模式地として採用する．

本地域に分布する村岡層は火山岩・火山砕屑岩を多く伴うが，上述の模式地周辺にはそれらは認められない（弘原海・松本, 1958；Haji and Yamaji, 2020）．そこで，本地域に分布する村岡層の主要な岩相である流紋岩〜デイサイト火山砕屑岩（Mf）及び流紋岩〜デイサイト貫入岩及び溶岩（Mr）を観察できる地域として，鳥取市南田周辺（第4. 14図）を副模式地とする．

分布及び地質構造　村岡層は本地域南西部及び北東部にまとまって分布するほか，各所で下位層を貫く貫入岩として認められる．

第 4. 3 表　豊岡層，村岡層及び駟馳山層の放射年代値一覧
灰色部は本地域における分析値.

試料番号	岩相及び産状	採取地点	図幅名	測定対象	測定手法	放射年代値（Ma）	不確かさ表記	文献
豊岡層								
記載なし	記載なし	"兵庫県北西部"	不明	ジルコン	FT	13.5 ± 4.2	1σ	升本ほか（1983）
記載なし	記載なし	"近畿北部"	不明	記載なし	FT	13.3 ± 1.6	表記なし	弘原海（1984）
記載なし	記載なし	"近畿北部"	不明	記載なし	FT	13.1 ± 1.8	表記なし	弘原海（1984）
記載なし	記載なし	"豊岡"	不明	記載なし	FT	18.2	表記なし	木村（1991）
To-1	珪長質凝灰岩	養父市福定西部	村岡	ジルコン	FT	16.0 ± 2.0	2σ	羽地・山路（2019）
To-1	珪長質凝灰岩	養父市福定西部	村岡	ジルコン	U-Pb	15.4 ± 1.5	2σ	羽地・山路（2019）
記載なし	軽石火山礫凝灰岩	京丹後市網野町岩倉橋*[1]	宮津*[1]	ジルコン	FT	16.6 ± 1.0	1σ	辻野（2019）
記載なし	軽石流堆積物	香美町余部	香住	ジルコン	U-Pb	15.43 ± 0.12	2σ	松原ほか（2023）
記載なし	軽石流堆積物	新温泉町三尾	香住	ジルコン	U-Pb	15.4 ± 0.2	2σ	松原ほか（2023）
豊岡層を貫く貫入岩								
20101210-01	安山岩貫入岩（ペペライトを伴う）	豊岡市日高町・稲葉砕石場	香住	角閃石	K-Ar	22.0 ± 1.6	表記なし	先山・松原（2012）
20101210-01	安山岩貫入岩（ペペライトを伴う）	豊岡市日高町・稲葉砕石場	香住	全岩	K-Ar	21.4 ± 1.2	表記なし	先山・松原（2012）
20120106-3	玄武岩質安山岩貫入岩（ペペライトを伴う）	香美町香住区・但馬松島	香住	全岩	K-Ar	20.0 ± 1.3	表記なし	先山・松原（2012）
20120106-1	デイサイト貫入岩（ペペライトを伴う）	新温泉町三尾・長崎鼻	香住	全岩	K-Ar	18.2 ± 0.6	表記なし	先山・松原（2012）
0120120-01	安山岩貫入岩（ペペライトを伴う）	豊岡市絹巻	城崎	全岩	K-Ar	18.0 ± 0.6	表記なし	先山・松原（2012）
20120110-01	デイサイト貫入岩（ペペライトを伴う）	豊岡市竹野町猫崎	塩江	全岩	K-Ar	17.0 ± 0.6	表記なし	先山・松原（2012）
20120110-02	流紋岩貫入岩（ペペライトを伴う）	豊岡市津居山	城崎	全岩	K-Ar	16.7 ± 0.5	表記なし	先山・松原（2012）
20120207-01	安山岩貫入岩（ペペライトを伴う）	香美町香住区・大引の鼻	香住	全岩	K-Ar	16.1 ± 0.5	表記なし	先山・松原（2012）
旧：岩美層下部								
記載なし	円通寺礫岩砂岩層　デイサイト質凝灰岩*[3]	八頭郡八頭町堀越*[3]	若桜*[3]	ジルコン*[3]	FT	18.2	表記なし	木村・辻（1993）
FT調査①地点	凝灰質泥岩	鳥取市国府町宮下	若桜	ジルコン	FT	22.1 ± 1.2	1σ	平尾ほか（2005）
FT調査①地点（全粒子）	凝灰質泥岩	鳥取市国府町宮下	若桜	ジルコン	FT	24.4 ± 1.2	1σ	平尾ほか（2005）
FT調査②地点	細粒凝灰岩	鳥取市国府町宮下	若桜	ジルコン	FT	20.5 ± 1.1	1σ	平尾ほか（2005）
FT調査②地点（全粒子）	細粒凝灰岩	鳥取市国府町宮下	若桜	ジルコン	FT	23.4 ± 1.2	1σ	平尾ほか（2005）
FT調査②地点ED1	細粒凝灰岩	鳥取市国府町宮下	若桜	ジルコン	FT	16.8 ± 0.8	1σ	平尾ほか（2005）
FT調査③地点	軽石凝灰岩	鳥取市国府町宮下	若桜	ジルコン	FT	18.6 ± 1.7	1σ	平尾ほか（2005）
FT調査③地点（全粒子）	軽石凝灰岩	鳥取市国府町宮下	若桜	ジルコン	FT	38.6 ± 2.5	1σ	平尾ほか（2005）
記載なし	凝灰岩	鳥取市宮下	若桜	ジルコン	U-Pb	17.44 ± 0.16	95% conf.	羽地ほか（2022a）
KB01	珪長質凝灰岩（本報告のTf）	岩美町金峯山	浜坂	ジルコン	U-Pb	17.93 ± 0.20	2σ	羽地ほか（2024b）
tuff2	凝灰岩（本報告のTmに挟在）*[2]	鳥取市八重原*[2]	浜坂	ジルコン	U-Pb	17.3 ± 0.1	2σ	菅森ほか（2025）
村岡層								
記載なし	記載なし	"兵庫県北西部"	不明	ジルコン	FT	12.9 ± 1.6	1σ	升本ほか（1983）
記載なし	記載なし	"兵庫県北西部"	不明	ジルコン	FT	10.9 ± 3.1	1σ	升本ほか（1983）
記載なし*[4]	記載なし（村岡層もしくは網野層の試料）	"近畿北部"	不明	記載なし	FT	12.9 ± 1.6	表記なし	弘原海（1984）
記載なし	記載なし（村岡層もしくは網野層の試料）	"近畿北部"	不明	記載なし	FT	12.3 ± 2.1	表記なし	弘原海（1984）
記載なし	記載なし（村岡層もしくは網野層の試料）	"近畿北部"	不明	記載なし	FT	10.9 ± 2.1	表記なし	弘原海（1984）
記載なし	"豊岡層七釜火山岩層"*[5]	"浜坂地域"	浜坂？	記載なし	K-Ar	13.61 ± 1.09	表記なし	古山（1997）
記載なし	"豊岡層七釜火山岩層"*[5]	"浜坂地域"	浜坂？	記載なし	K-Ar	13.21 ± 1.06	表記なし	古山（1997）
記載なし	"軽石流堆積物"（本報告のMSp*[6]）	新温泉町浜坂三谷*[6]	浜坂	ジルコン	FT	15.6 ± 0.8	1σ *[6]	松原ほか（2021）
記載なし（上と同一試料）	"軽石流堆積物"（本報告のMSp*[6]）	新温泉町浜坂三谷*[6]	浜坂	ジルコン	U-Pb	17.7 ± 0.3	2σ *[6]	松原ほか（2021）
Mu-1	軽石火山礫凝灰岩	香美町村岡区村岡	村岡	ジルコン	FT	15.0 ± 2.0	2σ	羽地・山路（2019）
Mu-1	軽石火山礫凝灰岩	香美町村岡区村岡	村岡	ジルコン	U-Pb	16.7 ± 0.6	2σ	羽地・山路（2019）
Mu-2	珪長質凝灰岩	養父市八鹿町日畑西部	村岡	ジルコン	FT	12.5 ± 2.0	2σ	羽地・山路（2019）
Mu-2	珪長質凝灰岩	養父市八鹿町日畑西部	村岡	ジルコン	U-Pb	16.9 ± 0.8	2σ	羽地・山路（2019）
Mu-3	安山岩質火山礫凝灰岩	豊岡市日高町羽尻南西部	村岡	ジルコン	FT	17.0 ± 3.2	2σ	羽地・山路（2019）
Mu-4	安山岩質火山礫凝灰岩	香美町村岡区作山東部	村岡	ジルコン	FT	11.3 ± 2.8	2σ	羽地・山路（2019）
村岡層を貫く貫入岩								
MK2a	斑状安山岩岩脈	香美町村岡区日影東部	村岡	全岩	K-Ar	14.6 ± 0.6	1σ	Tsunakawa *et al.*（1983）
MK2b	斑状安山岩岩脈	香美町村岡区日影東部	村岡	全岩	K-Ar	13.9 ± 0.4	1σ	Tsunakawa *et al.*（1983）
K001	猿尾滝貫入岩類　ひん岩	香美町村岡町猿尾滝西方道路	村岡	全岩	K-Ar	24.0 ± 3.0	表記なし	通商産業省資源エネルギー庁（1988）
記載なし	貫入岩　閃緑岩	香美町村岡区日影東部	村岡	ジルコン	FT	15.7 ± 1.2	1σ	羽地・山路（2017）
記載なし（上と同一試料）	貫入岩　閃緑岩	香美町村岡区日影東部	村岡	ジルコン	U-Pb	16.1 ± 0.7	1σ	羽地・山路（2017）
MD-1	安山岩岩脈	香美町村岡区宿	村岡	ジルコン	FT	13.1 ± 2.2	2σ	Haji and Yamaji (2021)
MD-1	安山岩岩脈	香美町村岡区宿	村岡	ジルコン	U-Pb	15.9 ± 1.1	2σ	Haji and Yamaji (2021)
MD-2	安山岩岩脈	香美町村岡区耀山	村岡	ジルコン	FT	12.0 ± 1.5	2σ	Haji and Yamaji (2021)
MD-2	安山岩岩脈	香美町村岡区耀山	村岡	ジルコン	U-Pb	14.8 ± 1.7	2σ	Haji and Yamaji (2021)
MD-3	安山岩岩脈	日高町羽尻南西部	村岡	ジルコン	FT	12.1 ± 1.9	2σ	Haji and Yamaji (2021)
MD-3	安山岩岩脈	日高町羽尻南西部	村岡	ジルコン	U-Pb	16.8 ± 1.0	2σ	Haji and Yamaji (2021)
MS-1	安山岩岩床	香美町村岡区日影南東部	村岡	ジルコン	FT	13.4 ± 2.3	2σ	Haji and Yamaji (2021)
MS-1	安山岩岩床	香美町村岡区日影南東部	村岡	ジルコン	U-Pb	13.7 ± 2.5	2σ	Haji and Yamaji (2021)
MS-2	安山岩岩床	養父市八鹿町日畑西部	村岡	ジルコン	U-Pb	30.6 ± 4.9	2σ	Haji and Yamaji (2021)
旧：岩美層上部								
記載なし	荒金火砕岩層　デイサイト質凝灰岩*[3]	鳥取市福部町*[3]	不明	ジルコン*[3]	FT	14.4	表記なし	木村・辻（1993）
記載なし	岩美層　小田火山岩層	"鳥取"	不明	不明	K-Ar	13.92 ± 0.42	表記なし	古山（1997）
TR6	荒金火砕岩層　"軽石凝灰岩"	記載なし	不明	ジルコン*[7]	FT	17.6 ± 1.6	1σ *[7]	松本ほか（2001）
TR5	荒金火砕岩層　軽石火山礫凝灰岩	記載なし	不明	ジルコン*[7]	FT	15.4 ± 1.0	1σ *[7]	松本ほか（2001）
TR2	荒金火砕岩層　火山礫凝灰岩	記載なし	不明	ジルコン*[7]	FT	15.4 ± 0.9	1σ *[7]	松本ほか（2001）
IW-1	軽石火山礫凝灰岩（Mf）	鳥取市岩戸海岸	浜坂	ジルコン	U-Pb	17.07 ± 0.21	2σ	羽地ほか（印刷中b）
旧：岩美層上部を貫く貫入岩								
8347-2	淵見閃緑岩 石英閃緑岩	"若桜"	不明	普通角閃石	K-Ar	15.6 ± 2.8	2σ	柴田・西村（1989）
Dolerite	荒金火砕岩層を貫くドレライト	記載なし	不明	ジルコン*[7]	FT	16.6 ± 0.6	1σ *[7]	松本ほか（2001）
TR1	荒金火砕岩層を貫くデイサイト	記載なし	不明	ジルコン*[7]	FT	13.8 ± 0.8	1σ *[7]	松本ほか（2001）
PD-1	斑状デイサイト岩脈（本報告のMpd）	鳥取市岩戸海岸	浜坂	斜長石	K-Ar	15.18 ± 0.41	2σ	羽地ほか（印刷中b）
PD-2	斑状デイサイト岩脈（本報告のMpd）	鳥取市岩戸海岸	浜坂	ジルコン	U-Pb	16.39 ± 0.13	2σ	羽地ほか（印刷中b）
駟馳山層								
RL-1	デイサイト（本報告のSr）	岩美町駟馳山	浜坂	斜長石	K-Ar	16.27 ± 0.86	2σ	羽地ほか（印刷中b）
RL-4	流紋岩（本報告のSr）	鳥取市細川東部	浜坂	ジルコン	U-Pb	15.33 ± 0.13	2σ	羽地ほか（印刷中b）
HblD-1	普通角閃石デイサイト貫入岩（本報告のSd）	鳥取市岩戸海岸	浜坂	普通角閃石	K-Ar	15.49 ± 0.60	2σ	羽地ほか（印刷中b）
HblD-2	普通角閃石デイサイト貫入岩（本報告のSd）	鳥取市岩戸海岸	浜坂	ジルコン	U-Pb	15.10 ± 0.18	2σ	羽地ほか（印刷中b）

*[1]：辻野（2019）には試料採取位置に関する記載はない．本報告では辻野氏より測定試料の位置について情報提供を受けた．

*[2]：菅森ほか（2025）には試料採取位置に関する記載はない．本報告では菅森氏より情報提供を受け，測定試料が鳥取市八重原に位置する岩相Tmに挟在する凝灰岩であることを確認した．

*[3]：木村・辻（1993）には岩相・試料採取位置・測定対象に関する記載はないが，日本地質学会編（2009b）ではこれらの情報が記載されている．

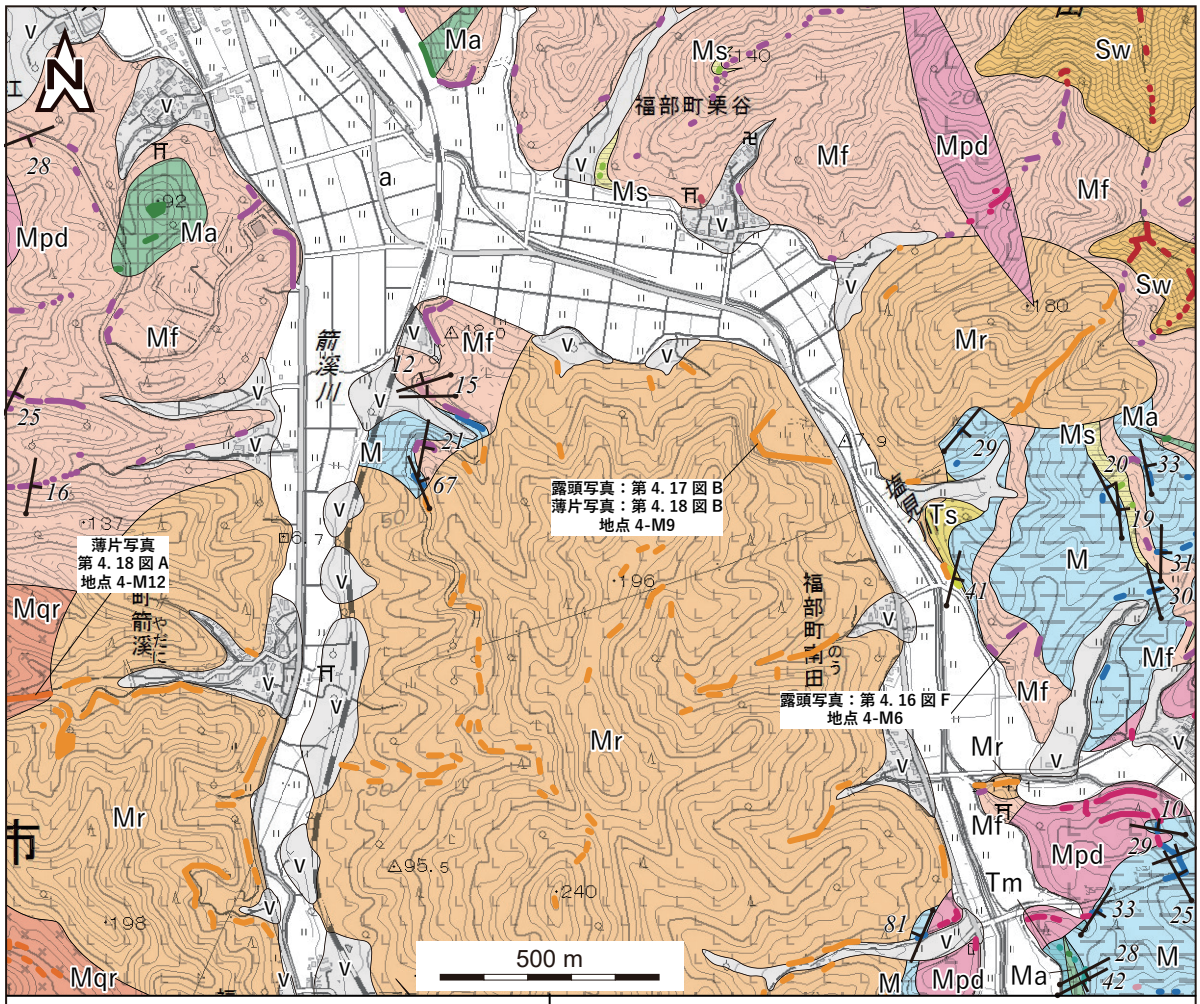
*[4]：弘原海（1984）は升本ほか（1983）を引用しており，12.9 ± 1.6 Maの年代値は両者に記載されているため，同じ年代値を指している可能性がある．

*[5]："豊岡累層七釜火山岩部層"を対象としたものであるが，新温泉町浜坂周辺に分布する七釜火山岩層は本報告における村岡層七釜火砕岩部層に相当するされる．そのため，ここでは同部層のデータとして示した．

*[6]：松原ほか（2021）には豊岡層を対象としたと記載があるほか，試料採取位置及び不確かさ表記についての記載はない．
本報告では松原氏より情報提供を受け，測定試料が新温泉町三谷に位置する岩相MSpであることと，不確かさの範囲を確認した．

*[7]：松本ほか（2001）には測定対象及び年代値の不確かさ表記に関する記載はない．本報告では，これら年代値の測定対象と不確かさ表記について（株）京都フィッション・トラックから情報提供を受けた．

灰色部は，5万分の1地質図幅「浜坂」地域内（もしくは試料採取位置が「浜坂地域」と記載された）試料.



露頭

駟馳山層
- 溶結火山礫凝灰岩

村岡層
- 斑状デイサイト～流紋岩
- 安山岩～玄武岩質安山岩
- 流紋岩～デイサイト（石英斑晶を含まない）
- 流紋岩～デイサイト（石英斑晶を含む）
- 流紋岩～デイサイト 凝灰岩及び凝灰質砂岩
- 流紋岩～デイサイト 凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩及び凝灰質礫岩
- 泥岩　砂岩泥岩互層

豊岡層
- 泥岩砂岩互層（葉理発達，細互層を伴う）
- 砂岩礫岩泥岩互層
- 20 層理面

地質図

第四系
- a 沖積低地堆積物
- v 山麓及び埋谷緩斜面堆積物

駟馳山層
- Sw 流紋岩～デイサイト溶結火砕岩

村岡層
- Mpd 斑状デイサイト～流紋岩貫入岩
- Ma 安山岩～玄武岩質安山岩貫入岩
- Mr 流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（石英斑晶を含まない）
- Mqr 流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（石英斑晶を含む）
- Mf 流紋岩～デイサイト火山砕屑岩
- M 泥岩　Ms 砂岩泥岩互層

豊岡層
- Ts 砂岩礫岩泥岩互層　Tm 泥岩砂岩互層

第 4. 14 図　鳥取市南田周辺のルートマップ
地域 4-3（付図 1）．基図に地理院地図を使用．

本層は全体としては傾斜角が30°未満と緩傾斜を示すことが多いが，鳥取市八重原～南田付近，鳥取市細川東部，岩美町長谷近傍など，貫入岩や断層が近接する地域では局所的に急傾斜を示す場合がある（第4. 14図；第4. 15図）．

層厚　本地域における層厚は，地表で確認できる範囲では450 m以上と見積もられる．ただし，本地域南部における基底深度は不明であり，これよりかなり厚い可能性もある．「若桜」地域南部及び「村岡」地域南部では泥岩層のみで600 m以上の層厚がある（上村ほか, 1974；Haji and Yamaji, 2020）．

層序関係　主に豊岡層を整合に覆い，駟馳山層に不整合に覆われる．ただし，本地域北東部の新温泉町浜坂～金屋では下位層をアバット不整合に覆うと解釈される．

岩相　本地域に分布する村岡層は，泥岩（M），砂岩及び砂岩泥岩互層（Ms），玄武岩質安山岩～安山岩火山砕屑岩（Mb），流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf），石英斑晶を伴う流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Mqr），石英斑晶を伴わない流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Mr），安山岩～玄武岩質安山岩貫入岩及び溶岩（Ma），斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（Mpd）から構成される．これらは複雑な指交関係もしくは貫入関係にある（第4. 4図）．

本層の主体をなすのは，泥岩（M），流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）と，石英斑晶を伴わない流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Mr）である．Ms及びMbは，M及びMfと指交関係にある．貫入岩及び溶岩からなるMqr及びMaは，これらを主に貫き，一部は指交関係にある．貫入岩Mpdは以上の岩相を貫く．

(1) 泥岩 (M)　鳥取市八重原付近から岩美町蒲生付近にかけて広く分布する．村岡層を構成するその他の岩相とは，Mpdを除き，主に指交関係にある．層厚は最大で250 m程度である．

本岩相は黒色を呈する泥岩からなる（第4. 16図A）．変質した露頭では白色を，凝灰質な露頭では緑色を帯びる．一般に塊状で層理は不明瞭だが，平行層理が認められる場合もある．多くの場合，剥離性が弱く細片状に割れる．厚さ20 cm以下の白色軽石を含む凝灰岩もしくは凝灰質砂岩の薄層を挟むことがある．本岩相は，本地域西部を含む地質図を公表した松本（1991a）において，主に岩美層普含寺泥岩層に区分された岩相である．

泥岩（M）は流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Mr）の近傍においてしばしば熱水変質により白色を帯びる．変質が著しいものでは1 mm以下で自形を呈する黄鉄鉱が認められることもある．

(2) 砂岩及び砂岩泥岩互層 (Ms)　岩美町本庄（ほんじょう）～長郷（ちょうごう）付近にまとまって分布し，そのほか泥岩（M）や流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）が主に分布する地域において小規模に挟在する．層厚は最大で110 mである．岩美町本庄～向山（むこうやま）付近では淡黄色～白色を呈する砂岩を主体とする地層で，そこから離れた駟馳山南部や岩美町長郷，鳥取市中付近などでは砂岩泥岩互層となる．本岩相のうち向山周辺に分布するものは，松本（1991a）において岩美層駟馳山砂岩泥岩層に区分された岩相である．

岩美町本庄～向山周辺では，層厚数10 cm～1 m前後の単層からなる細粒～中粒砂岩層が観察される（第4. 16図B）．主に塊状砂岩からなるが，級化や平行層理が認められることもある．有機物片をしばしば含み，単層下部には細礫サイズの泥岩偽礫が認められることがある．また層厚1 cm未満の薄い泥岩層を挟む場合がある．

砂岩に挟在する泥岩層は，岩美町本庄～向山から離れるにつれ厚くなるとともに占める割合が増え，砂岩泥岩互層となる（第4. 16図C）．砂岩と泥岩の割合は駟馳山南部や岩美町長郷付近では砂岩優勢だが，鳥取市中付近では泥岩優勢となる．砂岩泥岩互層部における砂岩層は厚さ数10 cm～2 m程度でチャネル構造を示す．

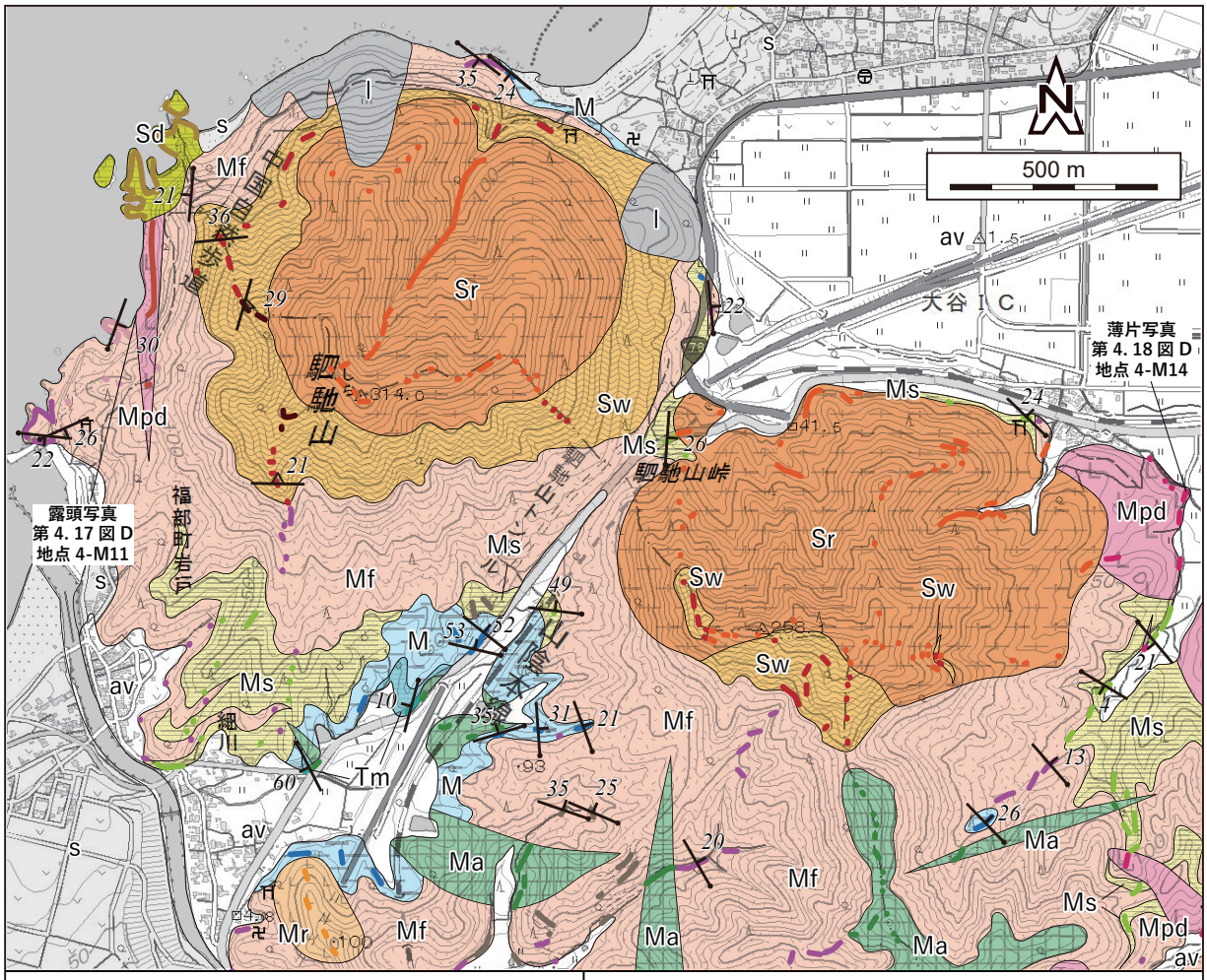
砂岩泥岩互層を構成する砂岩の粒度は単層ごとに異なり，極粗粒砂～細粒砂からなる．砂岩は塊状の場合と明瞭な級化構造を示す場合があり，まれにコンボリュート葉理や平行葉理を示すものも認められる．一部の砂岩層には単層内で，これらの堆積構造のうちの複数が認められることがあり，そのようなものでは下部に塊状部もしくは級化部が，上部にコンボリュート葉理や平行葉理が認められ，上方で泥岩（M）に漸移する．これらの累重関係は，バウマシーケンス（Bouma, 1962）における塊状部もしくは級化部a，コンボリュート葉理部及び平行葉理部b–d，泥岩への漸移部eにそれぞれ対応すると考えられることから，本岩相を構成する砂岩は重力流堆積物と判断される．砂岩と互層する泥岩は，泥岩（M）と同様の特徴を持つ．

なお本地域に分布する村岡層には，一部にスランプ堆積物と判断される混在岩が認められる地域がある．そのような地層は主に流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）が分布する地域に発達していることから，ほとんどの場合Mfに区分したが（Mfで後述），駟馳山峠南西部では，特徴的に本岩相を構成する砂岩ばかりで構成されるスランプ堆積物が認められたため，本岩相に含めた．

(3) 玄武岩質安山岩火山砕屑岩（溶岩, 泥岩を伴う）(Mb)　本岩相は，岩美町上河崎（かみかわさき）～岩井～相山～山ノ神周辺及び鳥取市左近（さこ）周辺に分布する．泥岩（M）と指交関係にあり，層厚は最大で90 m程度である．

緑色～青緑色を呈する玄武岩質安山岩凝灰角礫岩，火山礫岩，凝灰岩を主体とし，まれに同質の溶岩や，これらと互層する泥岩薄層が認められる．本岩相主部は，松本（1991a）において岩美層小田安山岩層のハイアロクラスタイトと記載された岩相である．

岩美町上河崎～山ノ神に分布する本岩相は，主に凝灰角礫岩及び火山礫岩からなり，泥岩及び塊状溶岩を伴う．



露頭

駟馳山層

- 普通角閃石デイサイト
- 流紋岩～デイサイト
- 流紋岩～デイサイト溶結火砕角礫岩
- 流紋岩～デイサイト溶結火山礫凝灰岩

村岡層

- 斑状デイサイト～流紋岩
- 安山岩～玄武岩質安山岩
- 流紋岩～デイサイト
- 流紋岩～デイサイト 凝灰岩，凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩
- 流紋岩～デイサイト 凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩及び凝灰質礫岩
- 泥岩（一部，凝灰質）
- 砂岩（泥岩を伴う）
- 流紋岩～デイサイト火山砕屑岩・泥岩・砂岩で構成される混在岩（スランプ堆積物）

豊岡層

- 泥岩砂岩細互層

20 層理面　20 溶結レンズの面構造

地質図

第四系

- av 沖積低地堆積物，山麓及び埋谷緩斜面堆積物
- s 砂丘堆積物及び海浜堆積物
- l 地すべり堆積物

駟馳山層

- Sd 普通角閃石デイサイト貫入岩
- Sr 流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩
- Sw 流紋岩～デイサイト溶結火砕岩

村岡層

- Mpd 斑状デイサイト～流紋岩貫入岩
- Ma 安山岩～玄武岩質安山岩貫入岩及び溶岩
- Mf 珪長質火山砕屑岩
- Mr 流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩
- M 泥岩
- Ms 砂岩（泥岩を伴う）

豊岡層

- Tm 泥岩砂岩互層

第 4. 15 図　鳥取市駟馳山付近のルートマップ
地域 4-4（付図 1）．基図に地理院地図を使用．

凝灰角礫岩及び火山礫岩は塊状不淘汰で，長径 30 cm以下で単一岩種の火山岩塊及び火山礫と，少量の火山灰から構成される（第4. 16図D）．火山岩塊及び火山礫は多くが角礫状でジグソーフィット構造を示す．長径2 cmを超える火山礫及び火山岩塊では，中央部には発泡痕が，縁辺には急冷縁が認められる．急冷縁は白色に変質している．火山岩塊には不定形を示すものもある（第 4. 16 図D）．以上の特徴から，岩美町上河崎～山ノ神に分布する凝灰角礫岩及び火山礫岩は主に水冷破砕溶岩と考えられる．

凝灰角礫岩及び火山礫岩には，まれに層厚が 1 m未満の薄い泥岩の挟在が認められる．泥岩は幅数 10 cm～2 m以下の岩脈状及び岩床状貫入岩に貫かれている場合がある．貫入岩は黄褐色～赤褐色を呈する軟質な変質岩からなる．変質岩は一部で凝灰角礫岩及び火山礫岩に類似した角礫状に見える部分があること，また上方で凝灰角礫岩に移化するように見えることから，泥岩を貫いて流出した水冷破砕溶岩及びその給源岩脈の可能性がある．

塊状溶岩は岩井南部において凝灰角礫岩及び火山礫岩に挟まるものが確認された．溶岩は厚さが 1.5 m以上で，不明瞭な柱状節理を示す．

鳥取市左近周辺に分布する本岩相は火山礫岩及び凝灰岩の互層からなる（第4. 16図E）．2 cm以下で微発泡した火山礫及び火山灰から構成され，厚さ数cm程度の単層からなる平行層理が明瞭で，しばしば級化構造が認められる．斜交層理・葉理は認められない．各単層は淘汰がよく，火山礫を主体とする単層では火山灰サイズの粒子を欠く．以上の特徴から，左近周辺に分布する本岩相は主に降下火砕堆積物と判断される．

岩相（Mb）を構成する火山岩は多くの場合著しく変質しているが，斑晶量に乏しく，斑晶の長径は一般に長径 1 mm以下で，多くの場合 0.3 mm以下と小さい点において共通する．ほとんどの岩石で斑晶鉱物は二次鉱物に置換されているが，しばしば長柱状の斜長石が，まれに長径 0.2 mm以下で粒状の単斜輝石が認められる．発泡痕は，ほとんどが方解石などの二次鉱物に埋められており，杏仁状構造を示す．

（4）流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（泥岩，スランプ堆積物を含む）（Mf）　地域南西部及び地域北東部において泥岩（M）と指交して分布する．層厚は 300 m以上である．大部分は火山性礫岩からなり，凝灰岩もしくは凝灰質砂岩，泥岩，スランプ堆積物を伴う．

本岩相の主体をなす火山性礫岩は，主に淡灰色～白色～黄褐色を呈する砂～泥サイズからなる基質と，多色で細礫～巨礫サイズの流紋岩～デイサイトの角礫～亜角礫からなるが（第 4. 16 図F），構成物は地域や層準によって異なり，特に玄武岩質安山岩火山砕屑岩（Mb）及び安山岩～玄武岩質安山岩貫入岩及び溶岩（Ma）に類似した無斑晶状～斑状を呈する安山岩～玄武岩質安山岩の礫がよく含まれる．また軽石や泥偽礫を多量に含むものも認められるほか，まれにチャートや片岩の亜円礫～円礫の細礫が認められる場合もある．ほとんどの場合は塊状基質支持だが，後述する岩戸（いわど）海岸などは，まれに礫支持で級化を示すものも認められる．

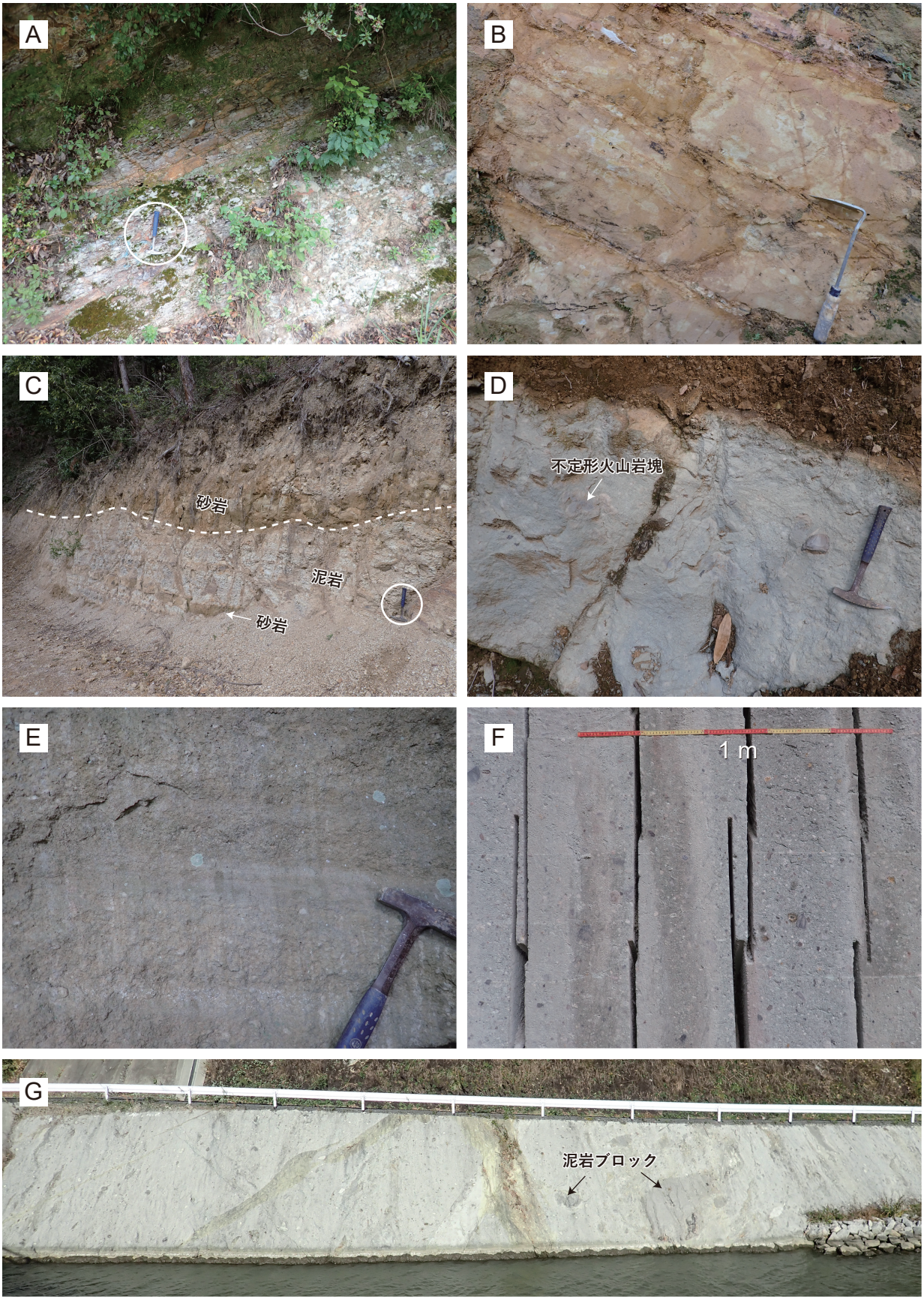
凝灰岩もしくは凝灰質砂岩は主に粗粒砂～極細粒砂サイズで白色を呈する火山砕屑物からなり，本岩相が薄く，泥岩（M）と指交関係にある鳥取市中付近などで認められる．元は軽石であったと思われる不明瞭な繊維状構造を示す無斑晶状白色岩片をしばしば含み，級化構造を示すことが多い．主に降下火砕堆積物からなると思われるが，変質して堆積構造が不明瞭なものも多く，二次堆積物を含む可能性もある．

本岩相に含まれる泥岩は泥岩（M）に類似した黒色塊状泥岩で，火山性礫岩中の偽礫として認められる．泥岩偽礫は最大で長径 5 mに至り，2 m程度のものは各地で普通に認められる（第4. 16図G）．それらは大局的な層理面と平行な長軸を持つことが多いため，規模が小さい露頭では泥岩が偽礫ブロックか，互層する泥岩（M）か判別が困難な場合がある．

村岡層には，本岩相Mfに由来する流紋岩～デイサイト火山砕屑岩，岩相Mに由来する泥岩，岩相Msに由来する砂岩などのブロックから構成される混在岩が認められることがある．混在岩を構成するブロックは長径数 m以下で大きさ及び形状が様々なものが混在することから，スランプ堆積物と判断される．「浜坂」地域に分布するこのようなスランプ堆積物は主に本岩相Mfの分布域で認められる．そのため地質図では岩相Msで言及した駟馳山峠南西部に分布するものを除いてMfに一括した．

鳥取市岩戸北部及び新温泉町浜坂～金屋にはやや特徴的な岩相が分布する．鳥取市岩戸北部に位置する海岸沿いでは，成層構造が発達し，比較的新鮮な流紋岩を礫として含む岩相が観察される．ここでの岩相は，火山性礫岩～凝灰質泥岩からなり，椿色～暗灰色～灰色を呈する無斑晶状流紋岩からなる礫（長径 3 m以下），白色～淡褐色を呈する軟質な無斑晶状軽石（長径 3 cm以下），淡褐色～黄褐色を呈する砂～泥サイズの火山砕屑物から構成される．全体として成層構造が明瞭で，平行層理や斜交層理が認められる．中礫よりも小さい砕屑物からなる単層には級化構造が，それ以上の粒径からなる単層には逆級化構造が認められることが多い．流紋岩礫には急冷縁を伴うものが認められる．新温泉町浜坂～金屋における岩相は，泥岩偽礫を伴う凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなるが，軽石を多量に含み，極めて塊状不淘汰な特徴を示す．

羽地ほか（印刷中b）は，岩戸海岸で採取した火山性礫岩に含まれる流紋岩礫の岩石記載と全岩主成分化学組成を報告した．全岩化学組成分析は2試料に対して行われ，全岩SiO_2量は 72.4，73.4 wt.%であり，SiO_2–Na_2O+K_2O


A
B
C
砂岩
泥岩
砂岩
D
不定形火山岩塊
E
F
1 m
G
泥岩ブロック



第 4. 17 図　村岡層の貫入岩及び溶岩の露頭写真
（A）：石英斑晶を含む流紋岩（Mqr）．鳥取市円護寺東部の地点 4-M8 における泥岩との接触部．ここでは顕著な水冷破砕は認められない．（B）：石英斑晶を含まない流紋岩～デイサイト（Mr）．鳥取市栗谷に位置する採石場．地点 4-M9．（C）：安山岩～玄武岩質安山岩貫入岩及び溶岩（Ma）を構成する角礫岩．岩美町大谷南西部の地点 4-M10．（D）：斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（Mpd）の柱状節理が明瞭な岩脈．鳥取市岩戸北部から南方を向かって地点 4-M11 付近を撮影．地点番号の位置は付図 1 に示す．A のハンマーの長さは 33 cm．

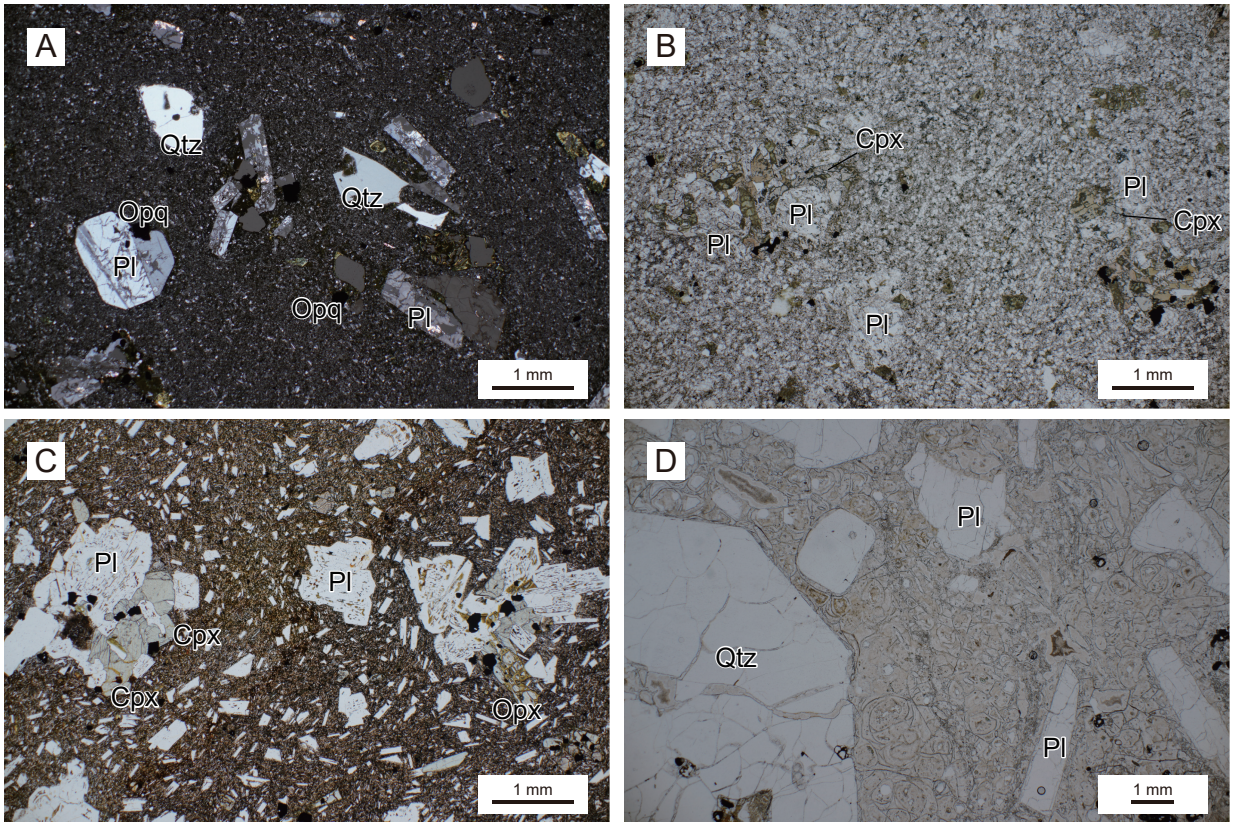
（← p. 56）
第 4. 16 図　村岡層の露頭写真
（A）：泥岩（M）．鳥取市左近の地点 4-M1．（B）：砂岩及び砂岩泥岩互層（Ms）の砂岩主体部．岩美町向山の地点 4-M2．（C）：岩相 Ms の砂岩泥岩互層部．鳥取市左近西部の地点 4-M3．（D）：玄武岩質安山岩火山砕屑岩（Mb）を構成する凝灰角礫岩．岩美町河崎東部の地点 4-M4．（E）：岩相 Mb の火山礫岩凝灰岩互層．鳥取市左近西部の地点 4-M5．（F）：流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）を構成する火山性礫岩．新温泉町南田に位置する地点 4-M6．（G）：泥岩ブロックを含む火山砕屑岩（Mf）．新温泉町細田に位置する地点 4-M7．地点番号の位置は付図 1 に示す．ハンマーとねじり鎌の長さはそれぞれ 33 cm と 29 cm．

図では流紋岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列の領域に示される（第 4. 8 図）．

（5）流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（石英斑晶を含む）（Mqr）　本岩相は，鳥取市本陣山（ほんじんやま）から箭渓（やだに）付近にかけての東西約 3.5 km，南北約 2.5 km に分布し，泥岩（M）及び流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）を覆うかもしくは貫き，流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Mr）及び安山岩～玄武岩質安山岩貫入岩及び溶岩（Ma）に貫かれる．

本岩相は比較的新鮮なものでは灰色，変質したものでは白色を呈する塊状の流紋岩～デイサイトからなる（第 4. 17 図 A）．しばしば柱状節理が発達し，不明瞭な流理が認められる場合がある．一部は水冷破砕して角礫岩となっている．

本岩相は貫入岩及び溶岩の複合体からなる．その構造が明瞭なのは鳥取市百谷周辺である．鳥取市百谷から西



第 4. 18 図　村岡層の貫入岩及び溶岩の薄片写真
(A)：石英斑晶を含む流紋岩 (Mqr)．産地：鳥取市箭渓西部の地点 4-M12 (付図 1)．直交ポーラー．(B)：石英斑晶を含まない流紋岩 (Mr)．産地：鳥取市栗谷の地点 4-M9 (付図 1)．単ポーラー．(C)：安山岩溶岩 (Ma)．産地：岩美町延興寺西部の地点 4-M13．単ポーラー (付図 1)．(D)：斑状デイサイト～流紋岩 (Mpd) を構成する黒曜岩様貫入岩．産地：岩美町大谷に位置する地点 4-M14 (付図 1)．単ポーラー．Cpx：単斜輝石, Opx：直方輝石，Pl：斜長石，Qtz：石英，Opq：不透明鉱物．

方に伸びる沢沿いでは，本岩相が泥岩 (M) 及び流紋岩～デイサイト火山砕屑岩 (Mf) を貫いている．また境界の一部ではジグソーフィット構造を示す角礫岩に移化する．北方に伸びる枝沢では M 及び Mf を主に緩傾斜で覆うほか，複数枚の岩脈 (幅数 m 程度) が泥岩を貫く．

本岩相を構成する流紋岩～デイサイトは斑状組織を示す (第 4. 18 図 A)．長径 2 mm 以下 (多くは 1 mm 以下) の石英斑晶を少量含む点で，村岡層を構成する他の貫入岩及び溶岩と区別される．斑晶鉱物は，斜長石・石英・不透明鉱物が認められ，粘土鉱物に置換された短柱状鉱物の仮像も共通して認められる．全体として変質を被っており，斜長石が全て二次鉱物に置換されているものもある．ごくまれに単斜輝石が認められる．

(6) 流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩 (石英斑晶を含まない) (Mr)　本地域における村岡層分布域に広く分布し，下位層が分布する地域にも貫入岩として認められる．安山岩～玄武岩質安山岩貫入岩及び溶岩 (Ma) には貫かれるもしくは覆われ，斑状デイサイト～流紋岩貫入岩 (Mpd) に貫かれる．このほかの村岡層を構成する岩相とは，指交関係もしくはそれらを貫く関係にある．本岩相は，分布から主にドーム状の溶岩もしくは貫入岩からなる複合体と考えられる．岩美町荒金周辺に広く分布するものは東西約 5 km，南北 3 km 以上，鉛直方向に 400 m 以上の規模を持つ．

本岩相は比較的新鮮なものでは灰色，変質したものでは白色を呈する流紋岩～デイサイトからなる (第 4. 17 図 B)．しばしば柱状節理が発達し，不明瞭な流理が認められる場合がある．岩美町荒金周辺では，一部に水冷破砕を示す角礫岩が認められることから溶岩と判断される．本岩相には著しい珪化作用を受け，透明感のある白色を呈するものもある．そのような岩石では全岩 SiO_2 量が 85 wt.% 程度に至る (第 4. 1 表)．

本岩相を構成する流紋岩～デイサイトは無斑晶状組織又は斑晶量が少ない斑状組織を示す (第 4. 18 図 B)．斑晶鉱物は斜長石及び不透明鉱物が認められる．全体として変質を被っており，斜長石斑晶が全て二次鉱物に置換されているものもある．変質が弱い試料では単斜輝石及び直方輝石が認められる．石基は明瞭なフェルシティック

組織を示すものが多い．

本岩相から採取した7試料の全岩SiO_2量は68.0～85.2 wt.%である．SiO_2–Na_2O+K_2O図では流紋岩～デイサイトの領域に，SiO_2–K_2O図では低カリウム系列と中カリウム系列の領域に示される．ただし，本岩相の岩石は変質しており原岩の組成を保持していない可能性が高いため，以上の分析値は参考値である（第4. 1表）．

(7) 安山岩～玄武岩質安山岩貫入岩及び溶岩（Ma）　本地域における村岡層分布域に広く分布し，下位層が分布する地域でも貫入岩として分布する．斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（Mpd）に貫かれ，そのほかの村岡層を構成するその他の岩相を貫くまたは覆う．ただし，一部には岩床か溶岩か判断が困難なものもある．流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）には，本岩相に類似した安山岩礫が含まれる部分があることから，一部は溶岩で，泥岩（M）や流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）と指交関係にある可能性が高い．貫入岩は厚さ数mで岩脈～岩床状を示すものから，長径1 km程度の岩株状を示すものなど，様々な形態をなす．また，それらの複合体と考えられる特異な外形を示すものも少なくない．

鳥取市及び岩美町境界に位置する尾根上には，立岩山北西方や鳥取市左近東部などにおいて，本岩相底面が大局的に水平に近い構造を示す地域がある．これらの地域では，しばしば塊状火山岩から移化する角礫岩が認められる（第4. 17図C）．これらを構成する角礫にはしばしば急冷縁が認められ，水冷破砕溶岩と考えられる．上記尾根上にでは，本岩相の鉛直方向の厚さは最大140 mである．

本岩相は比較的新鮮なものでは暗灰色，変質したものでは褐色～黄褐色～白色～緑色を呈する塊状安山岩～玄武岩質安山岩からなる．規模が小さい岩脈～岩床状のものや，規模の大きな岩体の母岩との境界近傍では柱状節理が認められることが多い．一部の岩床もしくは溶岩は気泡痕が多く，二次鉱物に充填された杏仁状構造を示す．

顕微鏡下では斑状組織を示し，斑晶鉱物として一般に斜長石，単斜輝石，直方輝石，不透明鉱物が認められるが，変質した岩石では苦鉄質鉱物がほとんど失われている場合もある．斑晶は長径2～3 mm程度で，本層に認められる他岩相の火山岩と比較して斑晶量が多い点が特徴である．変質の程度は様々で，完全に変質して赤褐色の土壌状になっているものから，斑晶鉱物の大部分が残存しているものまである．本岩相を構成する火山岩及び後述する斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（Mpd）は，同一地域に分布する村岡層及び下位の八鹿層・豊岡層を構成する火山岩と比較して，やや新鮮な傾向がある．

本岩相から採取した28試料の全岩SiO_2量は52.7～65.7 wt.%である．SiO_2–Na_2O+K_2O図では玄武岩質安山岩～デイサイトの領域に，SiO_2–K_2O図では低カリウム系列から中カリウム系列の領域に示される（第4. 8図）．

(8) 斑状デイサイト～流紋岩貫入岩（Mpd）　本岩相は本地域各地において村岡層以下を貫いて分布する．岩美町向山から鳥取市蔵見付近までは，比較的規模が大きな岩株状岩体の集合体と思われるものが南北約5 kmにわたって連続する．海岸部には各地で柱状節理が明瞭な岩脈として確認される（第4. 17図D）．なお池辺（1963）では，本岩相のうち岩常（いわつね）付近に分布するものの一部は照来層群の岩常石英安山岩や歌長（うたおさ）流紋岩に区分されていた．

灰色～白色を呈し，斜長石と石英を斑状に含むデイサイト～流紋岩からなる．一般には斜長石斑晶が石英斑晶よりも多い岩石であるが，一部には石英斑晶の方が多い試料もある．長径2～6 mm程度の斜長石及び石英からなる斑晶を豊富に含む点で，村岡層を構成する他の火山岩と区別される．明瞭な柱状節理を示すことが多い．変質した露頭では淡緑色を呈することもある．また，一部の薄い岩脈・岩床や岩株状岩体における縁辺部では，黒色で透明感のある黒曜岩様の岩相を呈することがある．黒曜岩様の岩相を呈する部分では，石基はパーライト組織を示すが，石英及び長石を斑状に含む特徴は共通している（第4. 18図D）．

羽地ほか（印刷中b）は鳥取市岩戸北部に位置する本岩相の岩脈（第4. 18図D）において，岩石記載を行うとともにSiO_2量68.7 wt.%の全岩化学組成を報告した．本報告で測定した本岩相の全岩SiO_2量は65.9 wt.%である．これらの分析値はSiO_2–Na_2O+K_2O図ではデイサイトの領域に，SiO_2–K_2O図では中カリウム系列の領域に示される（第4. 8図）．

化石　本地域に分布する村岡層では，軟体動物及び棘皮動物の化石が産することが知られている（例えば，松本，1991a；赤木ほか，1992）．本報告における調査でも，泥岩（M）が分布する地域各地でブンブクチャガマ科のウニ類などの棘皮動物化石や，イタヤガイ科の二枚貝化石などの軟体動物化石が得られた．棘皮動物化石は弱く成層した泥岩から産することが多く，化石は多くの場合，層理面に沿って認められる．棘皮動物化石は破片状で，異地性と判断されるものが多い．二枚貝化石は塊状泥岩から産する．また泥岩（M）や流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）に含まれる泥岩偽礫からは，海成層を示す生痕化石*Phycosiphon*がしばしば確認される．

このほか堆積環境を示す化石として，深海における冷水環境を示す*Propeamussium tateiwai*や*Delectopecten peckami*などの軟体動物化石や（松本，1991a），*Martinottiella communis*に代表される大陸棚中部から大陸棚斜面中・上部程度を示す底生有孔虫化石（野村・松本，1990）が得られている．「若桜」地域や「村岡」地域でも，泥岩（M）に対比される黒色泥岩から，同様の環境を示す軟体動物化石や棘皮動物化石が報告されている（例えば，松本，1986；山名，2000；北但層群化石研究会編，1982）．また，示準化石で

ある大型有孔虫*Operculina comptonata japonica*や*Miogypsina* sp.も報告されている（松本・瀬戸, 1993, 1994；松本ほか, 1995；三木ほか, 1999；安野, 2006；安野・三木, 2022）．「若桜」地域北部では，陸生植物や浅海性軟体動物の化石を産することもあるが，それらは産状から異地性と考えられている（赤木ほか, 1992）．

堆積環境　深海性の軟体動物化石や底生有孔虫化石が報告されており，主に深海環境と判断される（野村・松本, 1990；松本, 1992b）．

砂岩及び砂岩泥岩互層（Ms）は主に塊状もしくは平行層理を示す砂岩からなり，生物攪拌がほとんど認められない特徴を持つ．また向山周辺では砂岩を主体とするが，そこから離れるにしたがって深海底の堆積環境を示す泥岩（M）と互層するようになり，砂岩の堆積構造は重力流堆積物を示唆する．以上から本岩相は海底扇状地の堆積物と判断される．

玄武岩質安山岩～安山岩火山砕屑岩（Mb）は泥岩（M）に挟在するため，堆積環境は深海環境である．流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）は泥岩（M）と一部互層し，またそれに類似した泥岩偽礫を含むことから，泥岩（M）と同様の深海環境と判断される．溶岩及び貫入岩からなるMqr，Mr，Maはいずれも一部で水冷破砕を示すことから，水中環境と判断され，深海環境が維持されていた公算が大きい．岩相Mpdは貫入岩のみで構成され，噴出岩相は見いだされていない．

年代　本地域の村岡層では7つの放射年代値が報告されている（第4. 3表）．古山（1997）は“浜坂地域”において“豊岡累層七釜（しちかま）火山岩層”（池辺, 1963）から13.61 ± 1.09 Maと13.21 ± 1.06 MaのK–Ar年代値を報告した．しかし，これらは試料採取位置が不明である（第4. 3表）．松原ほか（2021）は新温泉町浜坂における岩相Mfを構成する“軽石流堆積物“から15.6 ± 0.8 Maのジルコン FT年代と17.7 ± 0.3 Maのジルコン U–Pbを報告した（第4. 3表）．これらは同一試料の分析値であるが，FT年代値とU–Pb年代値が不確かさの範囲を超えて異なる．松原ほか（2021）は講演要旨であるため年代値に関する詳細な議論はなく，妥当な堆積年代を示すか否かは判断できない．このほか駟馳山周辺に分布する流紋岩～デイサイト火山砕屑岩（Mf）から17.07 ± 0.21 Maを示すジルコン U–Pb年代値，斑状デイサイト岩脈（Mpd）から16.39 ± 0.13 Maのジルコン U–Pb年代値及び15.18 ± 0.41 Maの斜長石K–Ar年代値が得られている（羽地ほか, 印刷中b）．このうち斑状デイサイト岩脈で得られた二つの年代値は，前者が貫入年代を示し，後者は若返り年代と解釈されている（羽地ほか, 印刷中b；第4. 3表）．

以上の放射年代値に加え，村岡層が整合に覆う豊岡層の上限が17.3 Ma頃であること（前節），本層を不整合に覆う駟馳山層の年代が15.5～15.0 Ma頃と考えられることから（次節），本報告では「浜坂」地域における村岡層の年代を17.2～16.0 Ma頃とみなした．

「村岡」地域では，本層から6個の放射年代値が報告されているが，それらは本研究の想定と矛盾しない（羽地・山路, 2019；第4. 3表）．精度の高い年代値は17.0～16.5 Maの範囲に収まり，そのほかはばらつきや不確かさが大きい（羽地・山路, 2019）．

また同地域では村岡層を貫く貫入岩から24.0 Ma及び16.8～12.0 Maの年代値を示す合計13個の放射年代値が得られている（Tsunakawa *et al.*, 1983；通商産業省資源エネルギー庁, 1988；Haji and Yamaji, 2021；第4. 3表）．このうち極端に古いK–Ar年代値である24.0 ± 3.0 Ma（通商産業省資源エネルギー庁, 1988）は，同一岩体において精度の高いジルコンU–Pb年代測定法で16.1 ± 0.7 Maの年代値が得られていることから（羽地・山路, 2017），貫入年代を示していない公算が大きい．したがってこれを除くと，貫入岩から得られた放射年代値は16.8～12.0 Maとなり，村岡層の下限年代よりも若く，それを貫くことと調和的である．

このほか升本ほか（1983）は村岡層から，弘原海（1984）は村岡層もしくは網野層から，10.9～12.9 Maの5つのFT年代値を報告した（第4. 3表）．また，柴田・西村（1989），木村・辻（1993），古山（1997），松本ほか（2001）は，本層に対比される岩美層上部及びそれを貫く貫入岩の合計8試料から13.8～17.6 Maを示すジルコンFT年代値及びK–Ar年代値を報告した（第4. 3表）．しかし，これらは試料や年代値の詳細が不明なため，堆積年代や貫入年代を反映しているかは判断できない．

4. 7　駟馳山層（Sw，Sr，Sd）

地層名　池辺（1963）は，照来層群を構成する地層として「駟馳山粗面岩質安山岩」を命名した．その後，本地層が中新統であることを示した羽地ほか（印刷中b）は，これを「駟馳山層」と改称した．

定義　駟馳山層は，羽地ほか（印刷中b）によって「駟馳山～立岩山～二上山（ふたがみやま）付近に分布し，岩美層を不整合に覆う主に火山岩からなる地層」と定義された鳥取層群上部に相当する地層である．本報告では鳥取層群を北但層群に一括したため，駟馳山層の定義を「駟馳山付近に分布し，村岡層を不整合に覆う主に火山岩からなる地層」と改訂する．

模式地　鳥取市及び岩美町の境界部に位置する駟馳山周辺（羽地ほか, 印刷中b）．

分布及び地質構造　鳥取市–岩美町境界に位置する駟馳山，立岩山，二上山付近において尾根上を中心に点在する（第4. 14図；第4. 15図）．

主に塊状岩相からなるため地質構造は明瞭ではない．一部では溶結レンズからなる面構造が認められる．それらは局所的にはある方向に集中する傾向があるが，広域

的にはばらつく.

層厚　最大約 300 m程度と見積もられる.

層序関係　境界が確認できる露頭は少ないが，火砕岩は村岡層を不整合に覆い，火山岩は主に同層を貫いて（一部で, 覆って）分布する（羽地ほか, 印刷中b）.

岩相　駟馳山層は流紋岩～デイサイト溶結火砕岩（Sw），流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Sr），普通角閃石デイサイト貫入岩（Sd）から構成される．以下, 岩相については駟馳山付近に分布する各岩相を詳細に記載した羽地ほか（印刷中b）を基に記載する．なお，より詳細な岩相記載や薄片記載については羽地ほか（印刷中b）を参照されたい.

(1) 流紋岩～デイサイト溶結火砕岩（Sw）　本岩相は駟馳山～二上山付近にかけての主に尾根上に点在して分布する．村岡層を不整合に覆い，流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Sr）には貫入される関係にある．層厚は最大で約 240 mである.

黒色～暗灰色～暗褐色を呈する塊状硬質な流紋岩～デイサイト溶結火砕岩である．主に溶結火山礫凝灰岩から構成されるが，一部に溶結火砕角礫岩が認められる．溶結火砕角礫岩は駟馳山西部に局所的に分布する.

溶結火山礫凝灰岩は, 長径 6 cm以下で主にレンズ状を呈する本質物を含み，基質支持で多量の結晶片や異質岩片を含む不淘汰な岩相からなり溶結していることから，火砕流堆積物と判断される．本質レンズ中には斜長石，直方輝石，単斜輝石，不透明鉱物の斑晶を少量含み，基質中には黒雲母が認められることもある．溶結火砕角礫岩は，長径 30 cm以下で黒色光沢を示す黒曜岩状の火山礫及び火山岩塊ばかりから構成される．礫支持であり細粒な基質を欠くことや，溶岩餅状の形体を示すものも含まれることから，火口近傍で堆積した降下火砕堆積物と判断される．斑晶鉱物として斜長石，直方輝石，単斜輝石及び不透明鉱物斑晶を含む.

本岩相を構成する黒曜岩状火山岩塊及び溶結火山礫凝灰岩の主成分全岩化学組成は羽地ほか（印刷中b）で示されている．全岩 SiO_2 量はそれぞれ 70.8，73.3 wt.%であり，SiO_2–Na_2O+K_2O 図では流紋岩～デイサイトの領域に，SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列の領域に示される.（第 4. 8 図）.

(2) 流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Sr）　本岩相は，駟馳山において山体北東部を構成するほか，駟馳山峠南東方にも分布する（第 4. 15 図）．両者ともに長径 700 m～1 km程度でドーム状の岩体をなす．柱状節理が明瞭に発達した灰色を呈する流紋岩～デイサイトからなり，しばしば流理が認められる．なお, 池辺（1963）において照来層群の駟馳山粗面岩質安山岩とされていた岩体は，本岩相に相当すると考えられる.

本岩相はドーム状の形態をなし，火砕岩（Sw）を貫いてそれよりも標高的に上方にも分布する（第4. 15 図）．このことから駟馳山に分布する本岩相は溶岩ドームの一部を構成しており，上方では下位層を覆う溶岩と考えられている（羽地ほか, 印刷中b）.

本岩相を構成する岩石は，主に斜長石，単斜輝石，直方輝石及び不透明鉱物の斑晶を少量含む流紋岩からなり，一部に無斑晶状のものも認められる．本岩相からは中カリウム系列の流紋岩～デイサイトを示す全岩化学組成が示されており，その組成類似性から火砕岩（Sw）と本岩相は一連の火山活動によるものと解釈されている（羽地ほか, 印刷中b）.

(3) 普通角閃石デイサイト貫入岩（Sd）　駟馳山北西部に位置する岬において，東西，南北ともに約 250 mの範囲に分布が認められる（第 4. 15 図）．おおむね東西ないし北東方向の境界で母岩を貫き，その北西側の海底下にも分布するものと判断される（第 4. 15 図）．分布形状から，本貫入岩体の主部は海底下に存在し，陸域で見られるのは岩体南東縁と考えられる．駟馳山層を構成する他岩相との関係は不明である.

桃色～白色を呈する普通角閃石デイサイトからなり，板状節理や流理構造が認められる．斑晶鉱物として斜長石，普通角閃石，不透明鉱物を含む．本岩相からは中カリウム系列のデイサイトを示す全岩化学組成が示されている（羽地ほか, 印刷中b）.

化石　化石は未発見である.

堆積環境　溶結火砕岩が産することから乾陸上環境と判断される（羽地ほか, 印刷中b）．立岩山北東部における本層がなす分布は基底面に 100 m以上の高度差がある凹凸が存在することを示すことから，起伏のある丘陵地もしくは山地環境が想定される.

年代　羽地ほか（印刷中b）は，流紋岩～デイサイト貫入岩及び溶岩（Sr）から 16.27 ± 0.86 Maの斜長石K–Ar年代と 15.33 ± 0.13 Maのジルコン U–Pb年代を, 普通角閃石デイサイト貫入岩（Sd）から 15.49 ± 0.60 Maの角閃石K–Ar年代と 15.10 ± 0.18 Maのジルコン U–Pb年代を報告した（第 4. 3 表）．分析値のうち精度の高いジルコンU–Pb年代値は，15.3～15.2 Ma頃を示し，またK–Ar年代値も不確かさを考慮に入れれば 15.4～15.1 Ma頃で重なる（第 4. 3 表）．このことから本報告では本層の堆積年代を 15.5～15.0 Maとみなした.

4. 8　断　層

本地域の北但層群分布域には，東北東–西南西方向及び西北西–東南東方向の断層が多数認められる．層序学的隔離から，これらの多くは正断層成分を持ち，主に同層群の堆積期に活動した断層である可能性が高い．東北東–西南西方向を代表する断層として相谷川（あいだにがわ）断層，金峯（きんぷ）断層，湯村断層が，西北西–東南東方向を代表するものとして宇治断層がある.



第 4. 19 図　宇治断層の露頭写真
岩美町宇治北部の地点 4-F4（付図 3）．ねじり鎌の長さは 29 cm.

4. 8. 1　相谷川断層及び金峯断層

命名　ともに Haji（2024）による．

概要　両断層の存在を示した Haji（2024）を基に記載する．岩美町金峯山に認められる 2 つの平行する断層である．両断層ともに断層面は北方に急傾斜で，断層の延長はそれぞれ約 500 m と約 1 km である．相谷川断層は断層露頭が確認される実在断層である．いずれも正断層成分を持ち，鉛直変位はそれぞれ 200 m 以上である．

断層露頭　相谷川断層の露頭は金峯山の地点 4-F1（付図 2）で確認される．本露頭では，豊岡層の砂岩礫岩泥岩互層（Ts）を構成する泥岩及び珪長質火山砕屑岩（Tf）を構成する凝灰岩中に厚さ 30 cm の破砕帯が確認される．断層面の姿勢は N59°E 60°N で，破砕帯内部には北方に急傾斜のリーデル剪断面が認められる（Haji, 2024）．

形成時期　相谷川断層と金峯断層は半地溝を形成していたと考えられており（Haji, 2024），半地溝埋積層から 17.9 Ma 頃のジルコン U–Pb 年代値が得られていることから（羽地ほか, 2024b），断層の形成時期は前期中新世末期である．

4. 8. 2　湯村断層

命名及び先行研究　本断層は弘原海・松本（1958）によって，東隣の「香住」地域東部に位置する香美町下岡（しもおか）付近から新温泉町湯村付近まで分岐を伴いながら連続する延長約 20 km の断層として命名された．その後，湯村温泉付近や「香住」地域における全ての地質図で本断層は描かれている（例えば，上村ほか, 1974；兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編, 2003；独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2006）．藤田編（1974）は本断層周辺で微小地震が発生していることからこれを活断層としたが，活断層研究会編（1980）は本断層に明瞭な活断層地形は認められないとして活断層から除外した．その後，湯村温泉周辺で実施された電気探査などでは，断層が想定された付近の地下に地質の不連続が存在することが示された（例えば，西田ほか, 1985；西村ほか, 1986）．西田ほか（1988）は湯村断層を右横ずれ断層と記したが，これは地質断層としての変位ではなく，微小地震の発震機構解を記したものと思われる．

概要　本報告では以下に示す調査結果から，「浜坂」地域内の湯村断層を湯村温泉周辺から鐘尾西部に伸びる延長 6 km 以上の断層とした（第 2. 1 図）．湯村温泉周辺で断層露頭を見いだすことはできなかった．しかし湯村温泉東方の東北東–西南西方向の谷付近では，谷の北部に豊岡層，谷の南部に八鹿層が分布し，谷を境に層序学的隔離が想定される．また湯村温泉西方では，漸新統浦富花崗岩（Gm）と中新統が地図上で東北東–西南西方向の直線的な境界を示し，断層関係と推定される．さらにこの西方に位置する新温泉町千原（ちはら）南部の地点 4-F2（付図 3）付近では，漸新統浦富花崗岩（Gm）の一部が破砕している様子が観察されたほか，西方延長である新温泉町鐘尾西方の地点 4-F3（付図 3）において中新統を切る東北東–西南西方向の断層の露頭が見いだされた．本報告ではこれらが一連の断層によるものと解釈し，湯村断層とした．層序学的隔離から北盤落ちと判断され，湯村周辺の鉛直変位は 200 m 以上と推定される．

断層露頭　鐘尾西方では，八鹿層の変質した安山岩（Yv2）中に厚さ 1.5 m の緑色変質した断層ガウジが確認された．ガウジ南縁をなす断層面の姿勢は N66°E 74°N である．

形成時期　八鹿層及び豊岡層に変位を与えていることから，それらの地層の堆積期以降である．東方延長に分布する湯層（「香住」地域内）に変位が認められないことから，鮮新世以降の活動の証拠はない．

4.8.3　宇治断層

命名及び先行研究　本研究による新称だが，本断層に関する記載例がある．鳥取県（1966）や松本（1991a）などの既存地質図において，岩美町宇治北部から長谷東部にかけての基盤–中新統境界部に描かれていた断層である．松本（1991a）では，北東側のブロックが上昇した幅数 m にわたる断層角礫帯を伴う断層と記載があるが，断層露頭の位置や詳細は記載されていない．

概要　岩美町広岡（ひろおか）付近から新温泉町鐘尾集落西方まで約 8 km連続する断層である．西部では浦富花崗岩と中新統の境界をなし，東部で中新統を切る．南方に高角度に傾斜した断層面を持ち，見掛け南盤落ちであることから，正断層成分を持つと推定される．本断層の鉛直変位は 500 m以上である．

断層露頭　断層露頭は宇治北部，長谷北部，鐘尾西方などで確認される．破砕帯の構造が明瞭な宇治北部の地点 4-F4（付図 3）では，南から順に中新統豊岡層（Ts）を構成する含礫砂岩，破砕した豊岡層（Ts）（厚さ約 1.5 m），細礫サイズの岩片を含む白色～淡緑色～赤褐色を呈する断層ガウジ帯（厚さ約 40 cm），破砕した長谷層（En）（厚さ約 1.5 m），古第三系長谷層（En）を構成する珪長質火砕岩が観察される（第 4. 19 図）．断層ガウジの南部境界面は N60°W 85°S である．

形成時期　本断層東縁部である鐘尾西方では，南盤には八鹿層（Yv2）が層厚 100～150 m と厚く現存するが，同層は北盤では認められない．また上位の豊岡層では，鉛直方向の隔離は 20 m程度と八鹿層と比較して隔離が小さい．この構造から本断層東縁部は主に八鹿層堆積期～豊岡層堆積前期に形成したものと考えられる．浜坂火山噴出物に変位が認められないことから，後期鮮新世以降に活動はない．

第 5 章　照来層群以外の鮮新統

（羽地俊樹・工藤　崇）

5. 1　研究史及び概要

本章では「浜坂」地域に分布する鮮新統のうち，照来層群以外のものについて取り扱う．本報告では照来層群を「照来コールドロンの陥没盆地内部とその近辺に分布し，照来コールドロンの形成に関連する一連の火山活動及び陥没盆地の埋積に伴って形成された地層群」と再定義する（詳細は第 6.2 節で述べる）．したがって本章で取り扱うのは，照来コールドロンの形成に関連する一連の火山活動及び陥没盆地の埋積に関連しない残りの全ての鮮新統である．

5. 1. 1　研究史

本地域に分布する照来層群以外の鮮新統は，湯層，大羽尾溶岩，浜坂火山噴出物，摩尼火山噴出物，稲葉山溶岩からなる．このうち既存報告があるのは，本報告で大羽尾溶岩，浜坂火山噴出物，摩尼火山噴出物，稲葉山溶岩として記載する苦鉄質溶岩を主体とする地質体である．以下では，これらの苦鉄質火山岩について，各地域別（地質体ごと）に研究史を記載する．

稲葉山～大茅山付近の苦鉄質火山岩（本報告の稲葉山溶岩）　本苦鉄質火山岩は，「浜坂」地域において最も早く鮮新統と認識された地質体である．豊島（1955）は，鳥取市稲葉山周辺の台地上に分布する苦鉄質火山岩が下位の“第三系”（本報告の中新統北但層群）とは不整合関係にあり，地形開析の程度の低い若い地質体と指摘した．これ以後，鳥取市の稲葉山～大茅山付近の尾根上に分布する苦鉄質火山岩は中新統と区別され，それを不整合に覆う鮮新統とみなされた．

1965～1985 年には，複数の地質図が公表され，本苦鉄質火山岩の分布が示されるとともに岩石記載がなされた．鳥取県（1966）は鳥取県全域の 10 万分の 1 地質図において，本苦鉄質火山岩をかんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩と記載し，「鮮新世火山岩類」の安山岩類に区分した．本苦鉄質火山岩の分布に関する認識はこの頃から現在まで大きく変わっていない．上村ほか（1979）は 5 万分の 1 地質図幅「若桜」において，本苦鉄質火山岩を普通輝石かんらん石玄武岩と記載し，全岩化学組成を示した．そして，稲葉山から大茅山に伸びる台地上に分布する苦鉄質火山岩を「稲葉山玄武岩」と命名した．その後，鳥取市編（1983）は，この台地を構成する火山岩の名称を「稲葉山安山岩類」と改めた．しかし，改めた根拠の記載はない．

その後，Uto（1989）や Nguyen *et al.*（2020）は，稲葉山付近の試料からそれぞれ 2.83 Ma と 2.74 Ma の K–Ar 年代値を報告した．また，Nguyen *et al.*（2020）は年代測定試料について全岩化学組成も示している．

多鯰ヶ池～摩尼山～本陣山付近の苦鉄質火山岩（主に本報告の摩尼火山噴出物）　1960 年代に地質図が公表され，鳥取市の浜坂～摩尼山～本陣山周辺の尾根上に安山岩及び玄武岩の存在が指摘された（村山ほか, 1963；杉山, 1964a, 1965；鳥取県, 1966）．村山ほか（1963）は，「鳥取北部」地域東端の鳥取市浜坂及び覚寺周辺の丘陵上にかんらん石普通輝石玄武岩が存在することを認め，それを中新統に含めた．ただし，この玄武岩は周辺の中新統と比較して極端に新鮮として，別の若い岩体である可能性を指摘した．杉山（1964a, 1965）は本地域周辺の地質図・層序図を示し，鳥取市の久松山と本陣山の山頂部に，鮮新世～更新世の安山岩及び玄武岩溶岩が存在するとして，それぞれ「久松山玄武岩層」と「本陣安山岩層」と命名した．また，浜坂及び覚寺周辺の玄武岩を「久松山玄武岩層」に対比した．鳥取県（1966）は，浜坂及び覚寺周辺には玄武岩類が，摩尼山から本陣山にかけて認められる平坦部及び本陣山山頂には安山岩類が分布するとして，それらを「鮮新世火山岩」に含めた．

1970～1980 年代には，これらの地域に分布する苦鉄質火山岩を対象として岩石学的な検討と年代測定が実施された．鷹村（1973）は鳥取市浜坂及び覚寺周辺に分布する火山岩の岩石記載・全岩化学組成分析・古地磁気測定を実施した．Uto（1989）は，鳥取市覚寺東部（5 万分の 1 地質図幅「鳥取北部」地域内）の小規模岩体と摩尼山～本陣山間の岩体からそれぞれ 3.6 Ma と 3.22 Ma の K–Ar 年代を報告した．

松本（1991a）は，中新統層序の解明を目的に作成した鳥取市北東部～岩美町西部の地質図において鳥取市の覚寺～摩尼山～本陣山周辺に分布する火山岩を中新統と鮮新統に区別し，両者の詳細な分布を示した．松本（1991a）は，中新統を不整合に覆う苦鉄質火山岩類を「稲葉山玄武岩」（上村ほか, 1979）に一括した．松本（1991a）の地質図では，摩尼山山頂にはじめて鮮新世苦鉄質火山岩の分布が描かれた．また本陣山山頂及びその周辺に描かれていた「本陣安山岩層」（杉山, 1964a, 1965）の分布域は全て中新統に改められた．

羽尾鼻の苦鉄質火山岩（本報告の大羽尾溶岩）　岩美町

羽尾鼻に分布する苦鉄質火山岩が中新統と明確に区別されたのは松本（1991a）の地質図以降と考えられる．それ以前には，1966 年の鳥取県地質図（鳥取県, 1966）において，本岩体の分布域が「鮮新世火山岩」の安山岩類として描かれていた．また，これをおおむね踏襲して作成された鳥取県農林部農業指導課（1977）の表層地質図でも本苦鉄質火山岩の分布域は鮮新統として示された．ただし，これらの地質図で鮮新世の安山岩類とされたものには中新統が多く含まれており，明確な識別がなされていたとは言い難い．

松本（1991a）は，鳥取層群を不整合に覆う鮮新世の苦鉄質火山岩を羽尾鼻の尾根上に描いた．地層区分は「稲葉山玄武岩」に一括された．

最近，羽尾鼻の中新統を調査した羽地ほか（2024b）は，尾根上に載るかんらん石玄武岩は新鮮であり，変質した玄武岩質安山岩～デイサイトからなる中新統とは明瞭に区別できると述べた．また続く羽地ほか（2025a）は，本苦鉄質火山岩の分布を示すとともに，岩石記載・全岩化学組成・K–Ar年代測定結果を報告した．そして，本苦鉄質火山岩は岩石学的・年代学的に周辺の鮮新統火山岩体とは区別されるとして，これを「大羽尾溶岩」と命名した．

蒲生峠付近～三成山の苦鉄質火山岩（本報告の浜坂火山噴出物）　弘原海・松本（1958）は，本苦鉄質火山岩を兵庫県豊岡市の玄武洞に分布する玄武岩溶岩（粉川, 1956）に対比し，更新統の「玄武洞かんらん石玄武岩」として中新統と区別した．続く兵庫県編（1961）や応地・応地（1964）も「玄武洞玄武岩類」や「玄武洞玄武岩」の地層名でこれを第四系として取り扱った．応地・応地（1964）は，本苦鉄質火山岩の岩石記載と全岩化学組成を示した．1966 年には鳥取県地質図が公表され，本苦鉄質火山岩は鮮新世火山岩類の安山岩類に区分された（鳥取県, 1966）．その後，岩石記載と全岩化学組成を公表した鷹村（1973）は，本苦鉄質火山岩を照来層群や扇ノ山火山群噴出物などを覆う第四系とみなした．鳥取県東部から兵庫県北部を広く含む 1974 年発行の 20 万分の 1 地質図幅「鳥取」では，本岩体は鮮新世の安山岩類に区分され，第四系の玄武洞玄武岩と区別された（上村ほか, 1974）．

1990 年代の研究では，放射年代測定によって本苦鉄質火山岩が鮮新統であることが明らかになるとともに，これらが単成火山の噴出物との指摘がなされた（三ツ井・長尾, 1990；Furuyama *et al.*, 1993；先山ほか，1995）．三ツ井・長尾（1990），Furuyama *et al.*（1993），先山ほか（1995）は本岩体から 3.9～3.4 Ma の鮮新世中頃の K–Ar 年代を相次いで報告した．これらの結果から，本苦鉄質火山岩は兵庫県北部における鮮新世以降の最も古い火成活動とみなされるようになった．三ツ井・長尾（1990）及び Furuyama *et al.*（1993）は，本苦鉄質火山岩からスコリア丘堆積物を見いだし，溶岩とスコリア丘堆積物は鉱物組み合わせや化学組成が類似していると指摘した．そして，Furuyama *et al.*（1993）は本苦鉄質火山岩が単成火山であるとして，「Hamasaka Volcano」と命名した．先山ほか（1995）は本苦鉄質火山岩を「浜坂火山」と記載し，それを構成する溶岩の岩石記載と全岩化学組成を示した．

2000 年以降は本苦鉄質火山岩を含む地域を対象として，2 編の地質図が公表された．2004 年には，兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編（2004）によってこの岩体は「浜坂玄武岩類」と仮命名され，5 万分の 1 縮尺の地質図で兵庫県側の分布が示されている．2006 年には，『新編岩美町誌』の付録として鳥取県域の分布が 2 万 5 千分の 1 縮尺の地質図で公表された（岩美町誌執筆編集委員会編, 2006）．

5.1.2　概要

本地域に分布する照来層群以外の鮮新統は，湯層，大羽尾溶岩，浜坂火山噴出物，摩尼火山噴出物，稲葉山溶岩からなる．いずれも陸成層である．

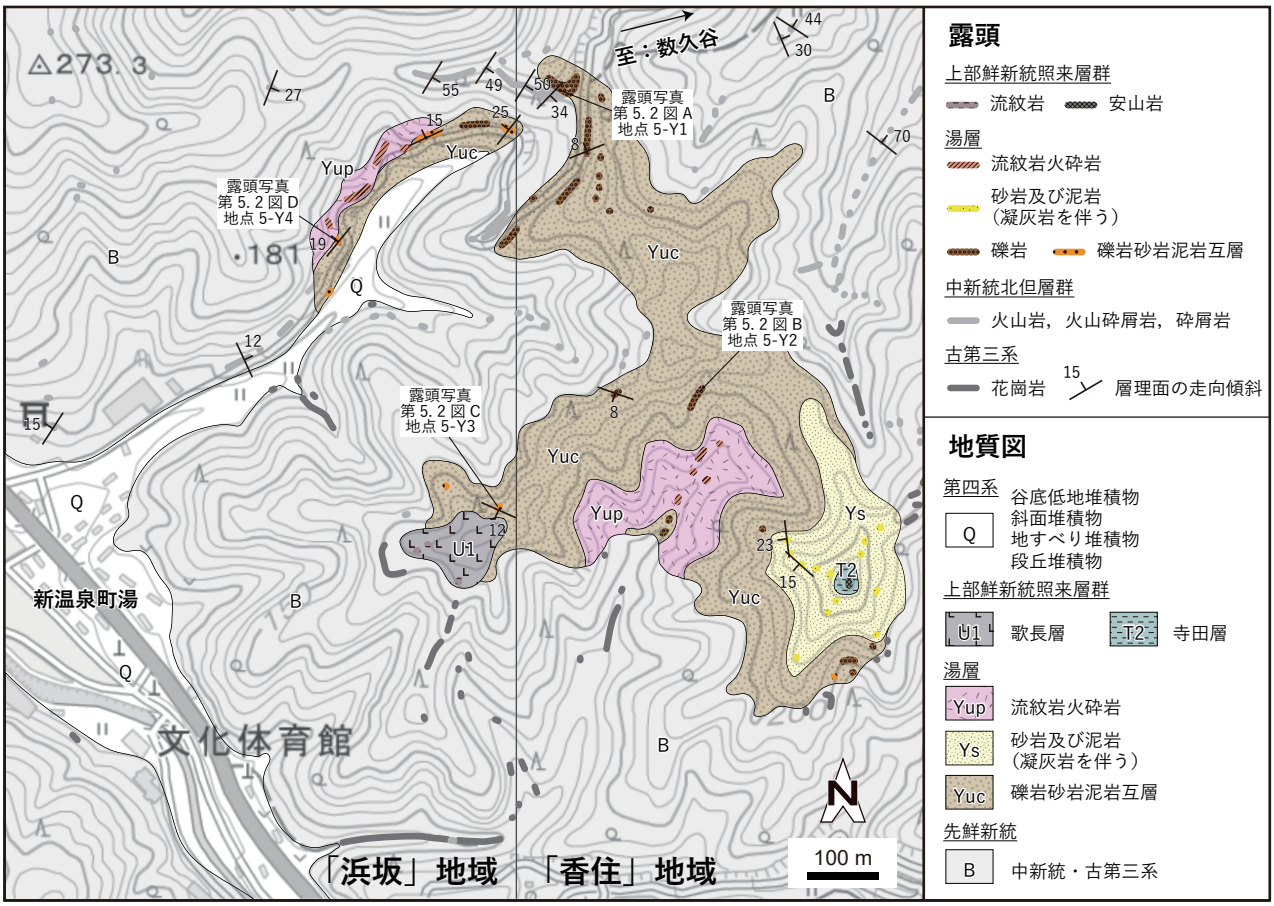
湯層は，本地域南東縁の新温泉町湯の東部から東隣の「香住」地域に分布する地層で，「浜坂」地域内では礫岩砂岩泥岩互層とそれに挟まる流紋岩火砕岩から構成される．本層は北但層群を覆い，照来層群に覆われるため，堆積年代は中期中新世後半～前期鮮新世と制約される．変質度や固結度から，本報告では下部鮮新統とみなした．

大羽尾溶岩は岩美町羽尾鼻の尾根上に分布する玄武岩溶岩である．クリンカーを伴う 3 枚以上の溶岩から構成され，既報の K–Ar 年代値から形成年代は 4.3 Ma 頃と判断される．

浜坂火山噴出物は，鳥取県と兵庫県の県境の蒲生峠付近から新温泉町鐘尾山までの尾根付近と新温泉町の三成山付近に分布する玄武岩質安山岩～粗面安山岩の溶岩及び火砕岩からなる地質体である．主にクリンカーを伴う塊状溶岩からなり，火砕岩は溶岩の下位の一部に認められ，降下スコリア堆積物からなる．既報の K–Ar 年代値から，形成年代は 3.9～3.3 Ma 頃と判断される．

摩尼火山噴出物は，鳥取市覚寺から西隣の「鳥取北部」地域の浜坂周辺にかけて分布する玄武岩及び玄武岩質安山岩の溶岩，火砕岩及び貫入岩からなる地質体である．本火山噴出物は主に塊状溶岩からなる．火砕岩は摩尼山山頂の東部斜面及び覚寺南部の摩尼川の支流沿いで確認され，スコリア質の降下火砕堆積物からなる．貫入岩は摩尼山周辺に分布する 2 枚の岩脈からなり，基盤及び火砕岩を貫いている．これらは溶岩及び火砕岩と同質で，給源岩脈と考えられる．以上から，本堆積物は摩尼山周辺に噴出源を持つと判断される．本報告の溶岩の K–Ar 年代値から，形成年代は 3.3 Ma 頃と考えられる．

稲葉山溶岩は，主に南隣の「若桜」地域の稲葉山から大茅山にかけて分布する玄武岩質安山岩溶岩からなる地質体である．本地域では，鳥取市久志羅付近の丘陵地が本岩体の分布の北縁に僅かに含まれる．本岩体では露出が



第 5. 1 図　湯層のルートマップ
地域 5-1（付図 3）．基図に地理院地図を使用．

悪く，層序の詳細は明らかでない．既報の K–Ar 年代値などからその形成年代は 2.8〜2.7 Ma 頃と考えられる．

5. 2　湯層（Yuc, Yup）

地層名　新称．模式地の新温泉町湯に由来する．

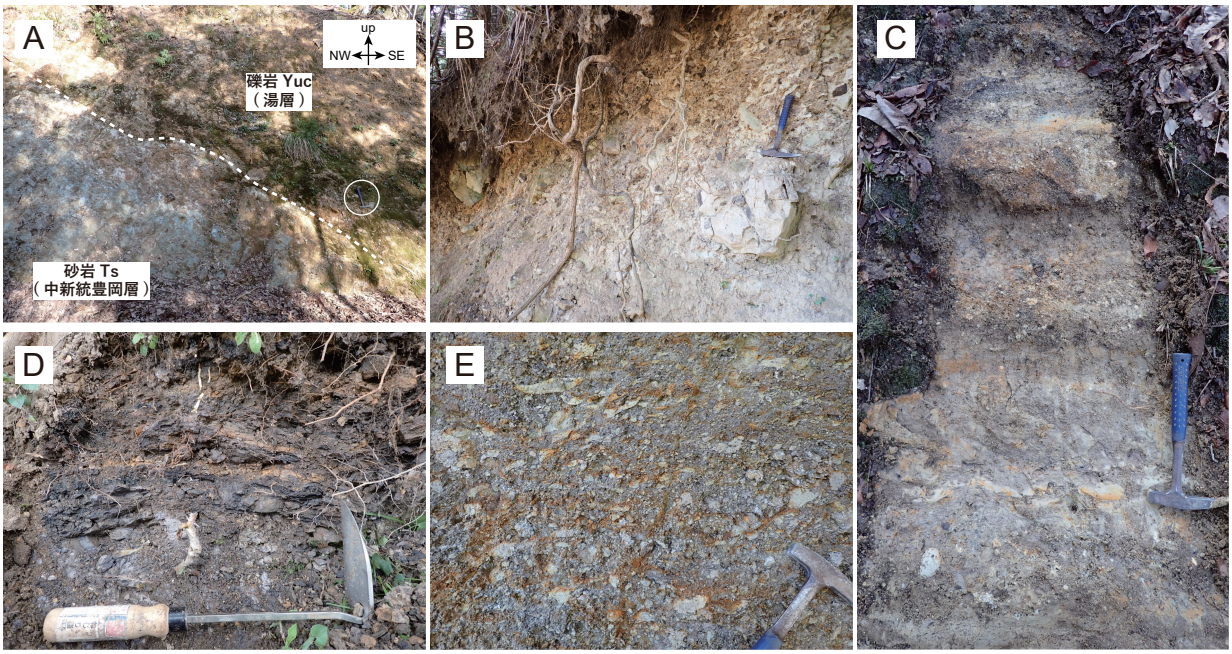
定義　新温泉町湯の東方において，中新統の北但層群を不整合に覆い，上部鮮新統の照来層群に覆われる地層を湯層と定義する．

本報告の調査では本層の分布及び岩相の全容は把握できていない．本層は主に東隣の「香住」地域に分布し，「浜坂」地域には本層の分布の西端が僅かに含まれるのみである（第 5. 1 図）．第 5. 1 図には「浜坂」地域から「香住」地域に連続する湯層の地質図を示したが，「香住」地域内の予察的な調査ではこれより東方の新温泉町数久谷（すくのたに）周辺や熊谷（くまだに）南方の熊谷川（くまだにがわ）の支流沿いなどにも本層が広く分布することを確認している．また，それらの地域では火砕岩の溶結相などの「浜坂」地域には認められない岩相も確認されている．したがって，本層全体の分布及び岩相層序の詳細は今後の課題である．なお，これまでの研究で本層は，白亜系矢田川（やだがわ）層群や中新統北但層群，上部鮮新統照来層群などに区分されていた（例えば，弘原海・松本，1958；兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編，2004；独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構，2006）．

模式地　本層は主に「香住」地域に分布するため岩相層序の全容は明らかではないが，本報告では新温泉町湯から新温泉町数久谷集落に抜ける道沿いを暫定的な模式地とする（第 5. 1 図）．

分布及び地質構造　「浜坂」地域では，新温泉町湯の東部の谷沿い（東西及び南北約 300 m）及び南東部の尾根上（東西約 150 m，南北約 200 m）のきわめて狭い範囲に分布する（第 5. 1 図）．湯集落の北東方で中新統北但層群は最大で 70°程度まで傾く複雑な地質構造を持つが，本層はそれを傾斜不整合に覆って最大傾斜 25°程度の緩傾斜の姿勢を示す（第 5. 1 図）．

中新統と湯層の不整合面は平面的でなく，両者の分布は入り組んでいる（第 5. 1 図）．すなわち，新温泉町湯から新温泉町数久谷集落に抜ける道を湯集落から進むと，道沿いに標高 110 m 付近から標高 160 m 付近までは本層



第 5. 2 図　湯層の露頭写真
（A）：中新統豊岡層と湯層の不整合境界．新温泉町湯の地点 5-Y1．丸印はハンマーを示す．（B）：礫岩及び礫岩砂岩泥岩互層（Yuc）の礫岩を主体とする露頭．新温泉町歌長の地点 5-Y2．（C）：礫岩及び礫岩砂岩泥岩互層（Yuc）の礫岩砂岩泥岩互層部．新温泉町湯の地点 5-Y3．礫質部は白色の凝灰質泥岩片や黒色の有機物片をよく含む．（D）：礫岩及び礫岩砂岩泥岩互層（Yuc）に挟在する亜炭層．新温泉町湯の地点 5-Y4．（E）：流紋岩火砕岩（Yup）．白色の軽石火山礫を多量に含む．新温泉町歌長の地点 5-Y5．ハンマーとねじり鎌の長さはそれぞれ 33 cm と 29 cm．露頭・地点位置はそれぞれ第 5．1 図及び付図 3 に示す．

が露出するが，その前後は中新統が露出する．その後，標高 190 m付近から再び本層が露出する．標高 210 m程度の峠付近では，北西方に分布する中新統を不整合に覆う好露頭が露出する（第 5. 2 図A）.「浜坂」地域内の上記の道沿いより北方では本層は確認できず，湯集落から北方の 273.3 mの峰に至る斜面は中新統からなる.「浜坂」地域内の上記の道よりも南方では，新温泉町湯の南東部の尾根付近の標高 190 m付近より上方に僅かに露出する．ただし，標高約 210 mより上方では照来層群歌長（うたおさ）層に覆われる．

以上の入り組んだ分布や陸成層を特徴づける岩相から，本層は地形的起伏のある山地もしくは丘陵地にアバットして堆積したものと考えられる．特に新温泉町湯から数久谷に至る道沿いの分布は，本層が現在の谷地形に類似した北東–南西方向の谷地形を埋積したことを示す．

層厚　「浜坂」地域内では最大 50 m程度だが,「香住」地域内では 100 m以上（第 5. 1 図）.

層序関係　古第三系浦富（うらどめ）花崗岩及び中新統豊岡（とよおか）層を不整合に覆い，上部鮮新統照来層群に覆われる．豊岡層とは傾斜不整合の関係にある．新温泉町湯の南東方の尾根上では，上部鮮新統の照来層群歌長層桐岡（きりおか）流紋岩部層の無斑晶状球顆流紋岩（未区分流紋岩：U1）に覆われる（第 5. 1 図）.「香住」地域内では，礫岩及び礫岩砂岩泥岩互層（Yuc）を整合に覆う本層の砂岩及び泥岩層（Ys）が，標高 270～280 mの峰の頂部において照来層群寺田層のタイプ 2 安山岩（T2）に覆われる（第 5. 1 図）.

岩相　「浜坂」地域内に分布する本層は，礫岩砂岩泥岩互層（Yuc）と流紋岩火砕岩（Yup）から構成される.「浜坂」地域及び「香住」地域の西端で認められる火砕岩は火砕流堆積物で，礫岩砂岩泥岩互層に挟まれる（第 5. 1 図）.

湯層の岩相は「香住」地域ではより多様性に富む.「香住」地域では上記 2 つの岩相の上位に比較的淘汰の良い砂岩及び泥岩を主体とする岩相が分布する（第 5. 1 図）.また本地域内の流紋岩火砕岩（Yup）は非溶結相のみからなるが，「香住」地域内では強溶結相も確認される.「香住」地域内における本層の岩相は今後の課題とし，以下では「浜坂」地域内に分布する岩相の詳細を記載する.

(1) 礫岩及び礫岩砂岩泥岩互層（Yuc）　淘汰のあまりよくない砕屑物からなる陸成砕屑岩で，粒径や構成物は位置や層準によって異なる．礫岩は，亜角礫の大礫を主体とする塊状の礫支持礫岩からなる（第 5. 2 図A, B）．礫岩砂岩泥岩互層は，中礫～細礫岩と細礫交じりの淘汰の良くない砂岩及び泥岩の互層からなり，単層の厚さは 10

cm～数 10 cm程度である（第 5. 2 図C）．礫岩砂岩泥岩互層部では，礫岩や砂岩の基底部ではチャネル状の構造や不明瞭な級化構造が認められることがある．

礫岩を構成する礫は主に中新統の緑色変質した火山岩・火山砕屑岩や古第三系の花崗岩からなるが，その構成比は位置や層準ごとに大きく異なる．後述の流紋岩火砕岩（Yup）より上位では，流紋岩火砕岩中の軽石片や石質岩片が礫として含まれている場合もある．礫岩層には，砂岩や泥岩からなる軟質な偽礫や黒色の植物片が含まれる場合がある（第 5. 2 図C）．礫岩の基質や砂岩層を構成する砂は，アルコース質で白色味の強いものや凝灰質で灰色を呈するものがある．礫岩砂岩泥岩互層の泥岩は，凝灰質で明灰色～灰色のものから有機質で暗灰色～黒色のものがあり，一部には薄い亜炭層も認められる（第 5. 2 図D）．砂岩や泥岩は固結度が低く，指でほぐすことのできる程度に軟質である．

(2) 流紋岩火砕岩（Yup）　塊状で淘汰の悪い流紋岩軽石凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなる（第 5. 2 図E）．長径 20 cm以下（多くが 10 cm未満）の軽石を多量に含み，長径 10 cm以下の石質岩片を伴う．軽石は白色～灰色を呈し，扁平化していることが多い．変質した部分では，軽石は淡緑色～淡褐色を呈する．軽石には斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，不透明鉱物が含まれるが，量は少ない．このような鉱物組み合わせより本火砕岩は流紋岩質と推定される．石質岩片は灰色～明灰色の流紋岩を主体とするが，古第三系由来の花崗岩や中新統由来の緑色の火山砕屑岩も認められる．基質は白色～淡褐色～淡桃色の凝灰岩からなる. 以上の通り軽石を多量に含み，塊状不淘汰な層相を示すことから，本火砕岩は火砕流堆積物と判断される

化石　亜炭化した植物片を産する．そのほかに化石は見いだされていない．

堆積環境　本層の砕屑岩は亜炭層を含む淘汰の悪い岩相が主体である．また「香住」地域の予察的調査では，流紋岩火砕岩に強溶結相が含まれることが確認された．以上から，陸成層と判断される．

年代　これまでに放射年代は得られていない．下部中新統上部以下の地層を覆い，照来層群の歌長層桐岡流紋岩部層（約 3.0～2.6 Ma；第 6.6.3 項）及び寺田層（2.9～2.6 Ma；第 6.7 節）に覆われることから，中期中新世から前期鮮新世の間と制約される．周辺地質との変質度や固結度の比較から，本報告では下部鮮新統に含めた．しかし，堆積年代の下限は定かではなく，後期中新世まで遡る可能性がある．堆積年代は今後の検討を要する．

5. 3　大羽尾溶岩（Ol）

地層名　羽地ほか（2025a）による．

定義　鳥取県岩美町大羽尾の羽尾鼻の尾根上に分布する玄武岩溶岩（羽地ほか, 2025a）．本溶岩の分布は松本（1991a）でも示されているが,「稲葉山玄武岩」に一括されていた．

模式地　鳥取県岩美町大羽尾，羽尾鼻の北端部の崖部（羽地ほか, 2025a）．

分布及び地質構造　羽尾鼻の尾根上の東西約 500 m，南北約 1 kmの範囲で, 古第三系の浦富花崗岩と中新統八鹿（ようか）層を不整合に覆って分布する．

本溶岩と中新統八鹿層には構造差があり，傾斜不整合の関係にあるものと判断される．羽尾鼻付近の中新統八鹿層は大局的に南に 20°程度傾いた姿勢を持つ．一方で，本溶岩の基底にある礫岩や溶岩単層は露頭で観察する限りでは水平～北方に緩傾斜の姿勢を持つ．また，本溶岩は基底面の標高は北ほど低く，岬北端部の崖部で約 40 m，岬南部の尾根上で約 80 mである．

層厚　約 50 m.

層序関係　古第三系浦富花崗岩と中新統八鹿層を不整合に覆って分布する．本溶岩の基底には，主に礫層からなり古土壌層を伴う最大層厚 4 m程度の陸成層が伴われる場合がある（地質図では省略；羽地ほか, 2025a）．

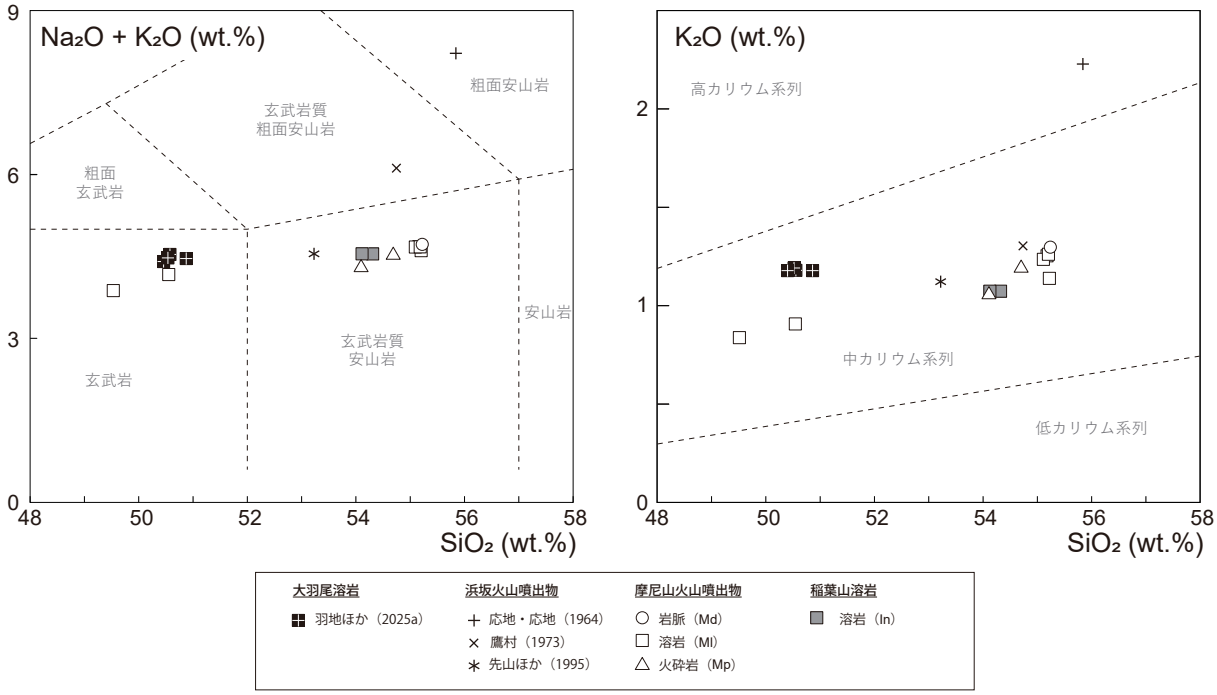
岩相　以下，大羽尾溶岩の露頭記載，岩石記載，全岩化学組成分析を実施した羽地ほか（2025a）を基に記載する．詳細な岩相記載及び薄片記載については羽地ほか（2025a）を参照されたい．

大羽尾溶岩は灰色を呈する単斜輝石かんらん石玄武岩及びかんらん石玄武岩の溶岩からなる．模式地では，クリンカーを境に 3 層の塊状溶岩が識別される．各溶岩の厚さは 5～10 m程度で，溶岩間に顕著な時間間隙を示す堆積物は認められない．塊状溶岩内部には，柱状節理や板状節理の発達が認められる．クリンカーの一部は高温酸化のため赤褐色を呈する．

斑晶鉱物として，自形から半自形の斜長石，かんらん石，単斜輝石が認められる．単斜輝石を含まないものもある．斜長石と単斜輝石はしばしば集斑晶を構成する．石基は主に斜長石，単斜輝石，かんらん石，不透明鉱物とそれらの粒間を埋めるガラスからなり，一部では金雲母が認められる．大羽尾溶岩を構成する溶岩は，程度の差はあるもののいずれも変質を被っており，苦鉄質鉱物や石基ガラスの多くが粘土鉱物や方解石などの変質鉱物に置き換わっている．

大羽尾溶岩では 4 試料の全岩化学組成が報告されており，それらは均質な化学組成を示す（第 5. 3 図）．全岩 SiO_2 量は 50.4–50.9%で，SiO_2–Na_2O+K_2O 図では玄武岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列の領域に示される（第 5. 3 図）．

堆積環境　本溶岩の基底に伴う砕屑岩は，古土壌層を伴う淘汰の悪い礫層や含礫砂層からなり，陸成層と判断される．また，クリンカーには高温酸化による赤褐色を呈するものが認められる．以上から，大羽尾溶岩の堆積環境は陸上と判断される（羽地ほか, 2025a）．



第 5. 3 図　大羽尾溶岩，浜坂火山噴出物，摩尼火山噴出物，稲葉山溶岩の全岩化学組成
SiO_2–Na_2O+K_2O図の岩石名の境界はLe Bas *et al.*（1986），SiO_2–K_2O図の岩石系列の境界はLe Maitre, ed.（1989）による．大羽尾溶岩及び浜坂火山噴出物の分析値は凡例に示す先行研究による．

年代　露頭観察結果及びK–Ar年代から，4.3 Ma頃の一連の火山活動によるものと考えられている（羽地ほか，2025a）．大羽尾溶岩を構成する溶岩は，全岩化学組成が均質で，顕著な時間間隙を示す堆積物を伴わないことから，短期間の一連の火成活動によるものと判断される．模式地の羽尾鼻の北崖で認識される 3 層の溶岩のうち，最上部のものから 4.28 ± 0.11 Ma の斜長石のK–Ar年代が得られている（第 5. 1 表；羽地ほか, 2025a）．

5. 4　浜坂火山噴出物（Hp, Hl）

地層名　Furuyama *et al.*（1993），先山ほか（1995）で「浜坂火山」と命名された火山噴出物を，浜坂火山噴出物と改称．

定義　兵庫県・鳥取県境部の蒲生峠北方から鐘尾山周辺までの尾根上と新温泉町三成山付近に分布する前期鮮新世の玄武岩質安山岩～粗面安山岩を主体とする溶岩及び火砕岩からなる火山噴出物．

模式地　本火山噴出物が最も厚く分布する新温泉町鐘尾山周辺とする．

分布及び地質構造　蒲生峠付近から鐘尾山周辺にかけての東西約 2.5 km×南北約 4 km と，三成山周辺における東西約 1 km×南北約 1.5 kmに分布する（以下，本節ではそれぞれの地域を鐘尾山地域・三成山地域として記載する）．これらは南北に約 3 km離れている．鐘尾山地域には溶岩及び火砕岩が，三成山地域には溶岩が分布する．

鐘尾山地域における本火山噴出物の基底は，兵庫県域では標高 450～500 m 程度，鳥取県域では標高 550 m 程度の場合が多い．ただし基底面は平面的ではなく，鐘尾山北部では側方距離約 1 kmの間に基底の標高が約 430 mから約 590 mへと変化する．

鐘尾山地域の溶岩は，塊状溶岩とクリンカーの層構造や塊状溶岩中の節理などからおおむね水平な姿勢を持つものと推定される．火砕岩は，岩美町蒲生東部から新温泉町千谷（ちだに）西部に分布するものは最大で 30°程度まで傾いた成層構造をなす．

三成山地域の基底面は分布域の南部では 440～480 m で，中央部と北部では 350～400 m と南部でやや高い．三成山地域では塊状溶岩しか観察できていないため，地質構造の詳細は不明である．

層厚　鐘尾山地域では最大約 270 m，三成山地域では最大約 100 m である．

層序関係　鐘尾山地域では，中新統豊岡層及び村岡（むらおか）層を傾斜不整合に覆う．新温泉町鐘尾西方では，中新統に本堆積物の火砕岩が直接アバットする様子が観察される（第 5. 4 図A）．また，新温泉町鐘尾西部では基盤の中新統と本堆積物の溶岩の間，岩美町蒲生東部では基盤と本堆積物の火砕岩の間に，基盤の角礫からなる最大層厚 2 m程度の礫岩が確認される（第 5. 4 図B；地質図では省略）．

三成山地域では，漸新統浦富花崗岩，中新統八鹿層及

第 5. 1 表　鮮新統（照来層群を除く）の既報の放射年代値一覧

試料番号	産状	採取地点	測定対象	測定手法	放射年代値（Ma）	不確かさ表記	文献
大羽尾溶岩							
K1	溶岩	鳥取県岩美町羽尾鼻	斜長石	K–Ar	4.28 ± 0.11	表記なし	羽地ほか（2025a）
蒲生火山噴出物							
記載なし	火山弾？	記載なし	記載なし	記載なし	3.9	表記なし	三ツ井・長尾（1990）
31 Hamasaka Lava	溶岩	兵庫県新温泉町鐘尾山東部	全岩	K–Ar	3.804 ± 0.109	表記なし	Furuyama *et al.*（1993）
31 Hamasaka Lava	溶岩	兵庫県新温泉町鐘尾山東部	全岩	K–Ar	3.808 ± 0.108	表記なし	Furuyama *et al.*（1993）
HG-32	溶岩	兵庫県新温泉町鐘尾山北西部	記載なし	K–Ar	3.34 ± 0.12	表記なし	先山ほか（1995）
摩尼火山噴出物							
H142	溶岩	鳥取県鳥取市覚寺南部	全岩	K–Ar	3.6 ± 0.4	表記なし	Uto (1989)
稲葉山溶岩							
581115-1	溶岩	鳥取県鳥取市稲葉山付近	全岩	K–Ar	2.83 ± 0.15	表記なし	Uto (1989)
INA-01	溶岩	鳥取県鳥取市稲葉山付近	石基	K–Ar	2.74 ± 0.07	表記なし	Nguyen *et al.*（2020）
稲葉山礫層							
FT調査④地点	"軽石凝灰岩"	鳥取県鳥取市稲葉山東部	ジルコン*1	FT	2.89 ± 0.14	1σ	平尾ほか（2005）
FT調査④地点	"軽石凝灰岩"	鳥取県鳥取市稲葉山東部	ジルコン*2	FT	2.97 ± 0.14	1σ	平尾ほか（2005）

*1：一部粒子を年代計算から除外．*2：全粒子の分析

び豊岡層を不整合に覆う．

岩相　浜坂火山噴出物は主に玄武岩質安山岩～粗面安山岩の溶岩からなり，同質の火砕岩を伴う．火砕岩は，本火山噴出物の最下部を構成し，それを覆って溶岩が広域に分布する．

本火山噴出物からは 3 つの全岩化学組成値の報告がある（応地・応地, 1964；鷹村, 1973；先山ほか, 1995）．SiO_2–Na_2O+K_2O 図では玄武岩質安山岩，玄武岩質粗面安山岩，粗面安山岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では 2 つの分析値が中カリウム系列の領域に，1 つが高カリウム系列の領域に示される（第 5. 3 図）．

(1) 火砕岩 (Hp)　スコリアを主体とする降下火砕堆積物からなる．火砕角礫岩，凝灰角礫岩を主体とし，一部に火山礫岩や火山礫凝灰岩，凝灰岩の互層が認められる（第 5. 4 図C, D）．

主に褐色～赤色～暗灰色の良く発泡したスコリア火山岩塊（最大長径約 3 m），火山礫，火山灰からなる．スコリアの発泡はよく，球体状～楕円体状～不定形の細かい気泡が多数みられる．また，同質の石質岩片もしばしば認められる．粒径や淘汰度は位置や層準によって異なり，大小様々な大きさの火山弾を含むスコリア凝灰角礫岩から粒径のそろった凝灰岩まで層相は多様である．露出の良い露頭ではしばしば成層構造が認められる．

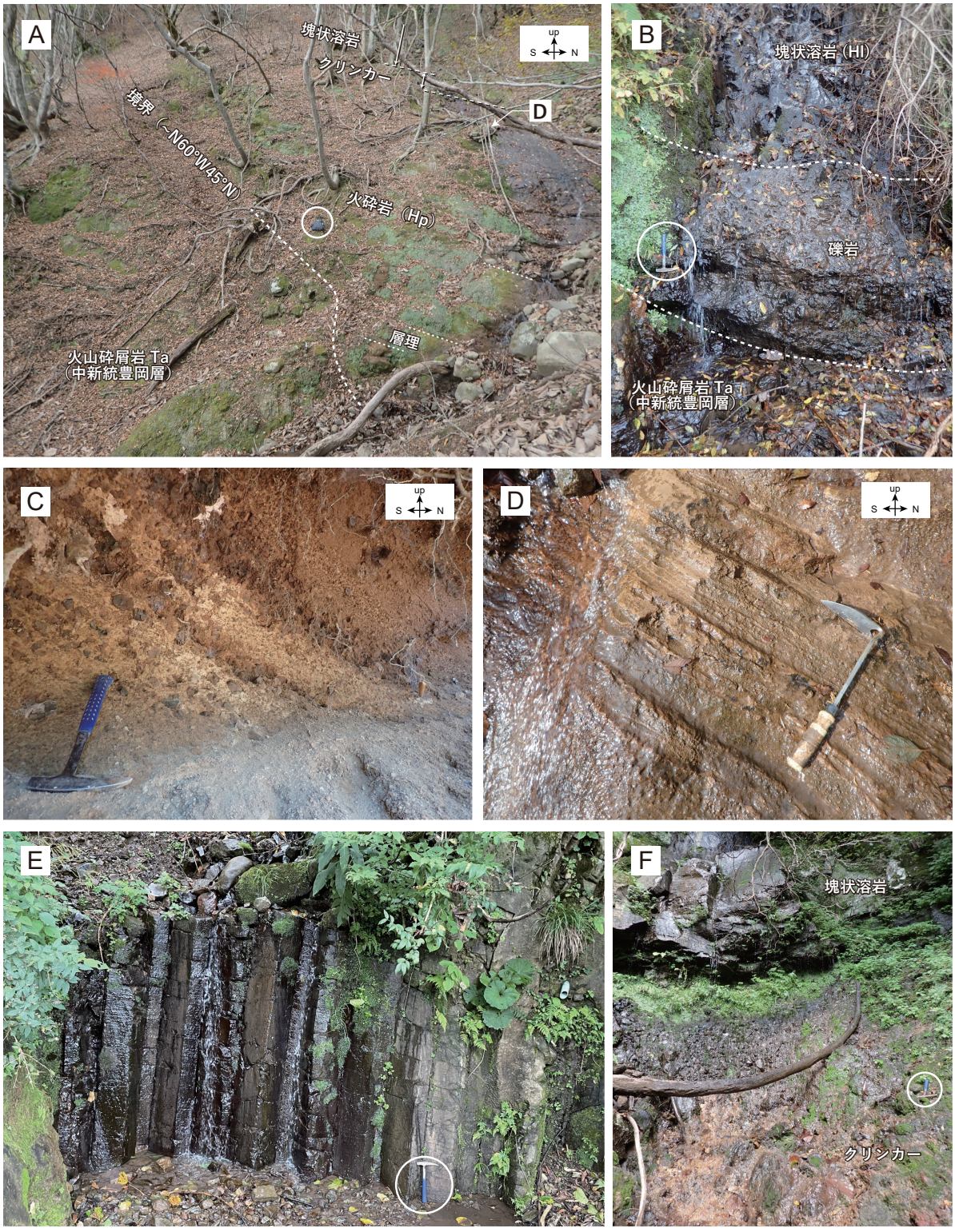
火砕岩を構成する岩石は，無斑晶状もしくは斑晶の少ない玄武岩質安山岩～粗面安山岩からなる（第 5. 5 図A）．斑晶鉱物として斜長石と単斜輝石を共通して含むほか，多くの試料でかんらん石と不透明鉱物の斑晶を含む．また，少量の直方輝石の斑晶を含むことがある．斜長石斑晶は融食形で蜂の巣状構造や汚濁帯が発達したものが多い．同様の記載岩石学的特徴は後述する溶岩（Hl）にも認められる．

(2) 溶岩 (Hl)　溶岩は主に灰色～暗灰色を呈する緻密な玄武岩質安山岩～粗面安山岩からなるが，一部にはまばらに気泡を含むやや発泡したものも認められる．塊状溶岩にはしばしば明瞭な柱状節理や板状節理が発達する（第 5. 4 図E）．塊状溶岩は厚さ 15 m程度のものが多く，最も厚いもので 30 m程度である．露出の良い露頭では塊状溶岩の間に厚さ最大 10 m程度のクリンカーが認められる（第 5. 4 図F）．クリンカーには赤色酸化して赤褐色を呈する火山岩塊が多く含まれる．下面に明瞭なクリンカーを伴わない溶岩も認められる．

溶岩は無斑晶状あるいは若干の斑晶を含む斑状組織を示し，斑晶鉱物として斜長石と単斜輝石を共通して含み，多くの試料でかんらん石と不透明鉱物を，一部の試料で石英を含む（第 5. 5 図B, C）．斜長石の斑晶は，融食形を呈し，蜂の巣状構造や汚濁帯を伴うものが多い．単斜輝石の斑晶には，塵状包有物を多量に含むものや，同時消光する粒状の単斜輝石結晶の集合体から構成されるものが認められる．かんらん石の斑晶の多くは，外形や割れ目に沿ってイディングサイト化している．一部で著しい融食形を示す石英斑晶を少量含有する．

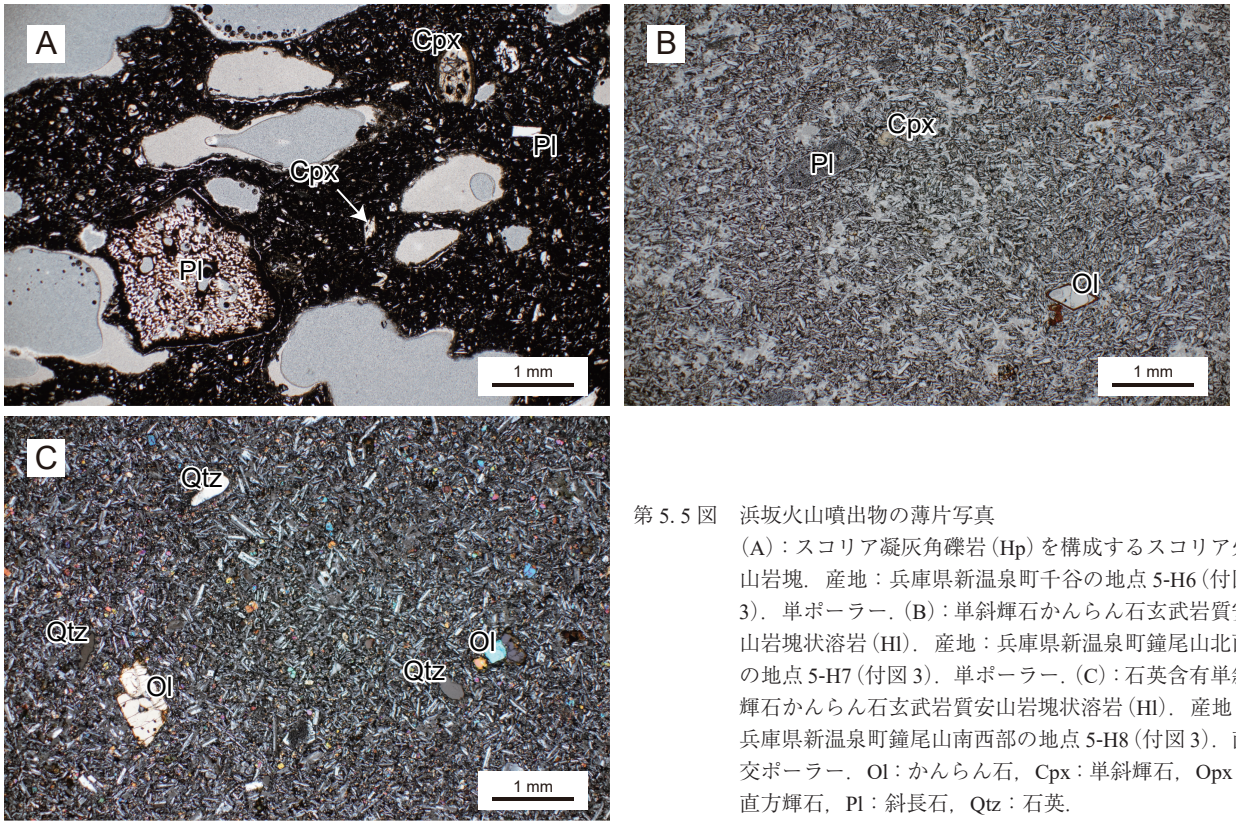
堆積環境　溶岩に水冷破砕は認められず，クリンカーや降下火砕堆積物は赤色酸化を示すことから，陸上環境で堆積したと考えられる．

年代　本火山噴出物の溶岩からは 4 つの K–Ar 年代値の報告がある（第 5. 1 表）．三ツ井・長尾（1990）は本火山噴出物から 3.9 Ma の年代値を報告したが，試料詳細は不明である．Furuyama *et al.*（1993）は，鐘尾山北部の単斜輝石安山岩及びかんらん石単斜輝石玄武岩の溶岩から，それぞれ 3.804 ± 0.109 Ma と 3.808 ± 0.108 Ma の全岩 K–Ar 年代値を報告した．先山ほか（1995）は，鐘尾山北西部の石英を含有するかんらん石玄武岩溶岩から，3.34 ± 0.12 Ma の K–Ar 年代値を報告した．以上から，浜坂火山噴出物は 3.9～3.3 Ma 頃に形成されたものと判断される．



第 5. 4 図　浜坂火山噴出物の露頭写真

（A）：中新統と火砕岩（Hl）のアバット不整合境界．新温泉町鐘尾西部の地点 5-H1（付図 3）．丸印は高さ約 50 cmのバックパックを示す．（B）：中新統豊岡層と溶岩（Hl）の不整合境界．黄色変質した中新統の火山砕屑岩を鮮新統礫岩（厚さ約 1〜2 m）が不整合に覆い，その上位を浜坂火山噴出物の塊状溶岩が覆う．新温泉町鐘尾西部の地点 5-H2（付図3）．（C）：火砕岩（Hp）を構成するスコリア凝灰角礫岩及びスコリア火山礫岩の互層．新温泉町千谷西部の地点 5-H3（付図 3）．（D）：火砕岩（Hp）を構成する細粒凝灰岩・粗粒凝灰岩互層．A 上部の露頭．（E）：溶岩に認められる柱状節理．新温泉町千谷西部の地点 5-H4（付図 3）．（F）：塊状溶岩下方に認められるクリンカー．岩美町長谷東部の地点 5-H5（付図 3）．ハンマーとねじり鎌の長さはそれぞれ 33 cm と 29 cm.



第 5. 5 図　浜坂火山噴出物の薄片写真
（A）：スコリア凝灰角礫岩（Hp）を構成するスコリア火山岩塊．産地：兵庫県新温泉町千谷の地点 5-H6（付図 3）．単ポーラー．（B）：単斜輝石かんらん石玄武岩質安山岩塊状溶岩（Hl）．産地：兵庫県新温泉町鐘尾山北西の地点 5-H7（付図 3）．単ポーラー．（C）：石英含有単斜輝石かんらん石玄武岩質安山岩塊状溶岩（Hl）．産地：兵庫県新温泉町鐘尾山南西部の地点 5-H8（付図 3）．直交ポーラー．Ol：かんらん石，Cpx：単斜輝石，Opx：直方輝石，Pl：斜長石，Qtz：石英．

5. 5　摩尼火山噴出物（Mnp, Mnl, Mnd）

地層名　新称．鳥取市摩尼山付近を噴出源とする火山噴出物である．本報告では噴出源付近にある摩尼山の地名を採用し，摩尼火山噴出物と命名する．

定義　鳥取市摩尼山周辺，鳥取市覚寺の摩尼川と本陣山の間の丘陵上及びその周辺に点在する主に前期鮮新世の玄武岩質安山岩及び玄武岩の溶岩と，それに付随する火砕岩及び貫入岩からなる火山を「摩尼火山」と命名し，これらの噴出物を摩尼火山噴出物と定義する．松本（1991a）の「稲葉山玄武岩」の一部は本堆積物に相当する．

なお，本域の西方に隣接する「鳥取北部」地域の東縁には，比較的新鮮な玄武岩溶岩が中新統を覆って分布し（村山ほか，1963；鷹村，1973），この溶岩からは本火山噴出物と近しい K–Ar 年代値が得られている（Uto, 1989）．この玄武岩溶岩と本火山噴出物の関係は今後の課題である．

模式地　鳥取市摩尼山の山頂（標高 357 m）から標高 280 m 程度までの東斜面（第 5. 6 図）．

分布及び地質構造　鳥取市摩尼山付近，鳥取市覚寺の摩尼川と本陣山の間に比較的まとまって分布する（第 5. 6 図）．各地における本堆積物の分布範囲は，摩尼山付近では東西約 600 m，南北 450 m，摩尼川と本陣山の間では東西，南北ともに約 1.5 km である．

ほとんどの地点で塊状溶岩のみしか認められず，構造の詳細は不明である．鳥取市百谷（ももだに）北部では，溶岩と礫層がクリンカー部を介して緩傾斜の境界面で接する様子が確認される（第 5. 7 図 A）．摩尼山東部には特徴的に成層した火砕岩が露出し，おおむね北西走向で南西に 25～35°程度傾いた姿勢を示す（第 5. 7 図 B, 第 5. 8 図 A）．

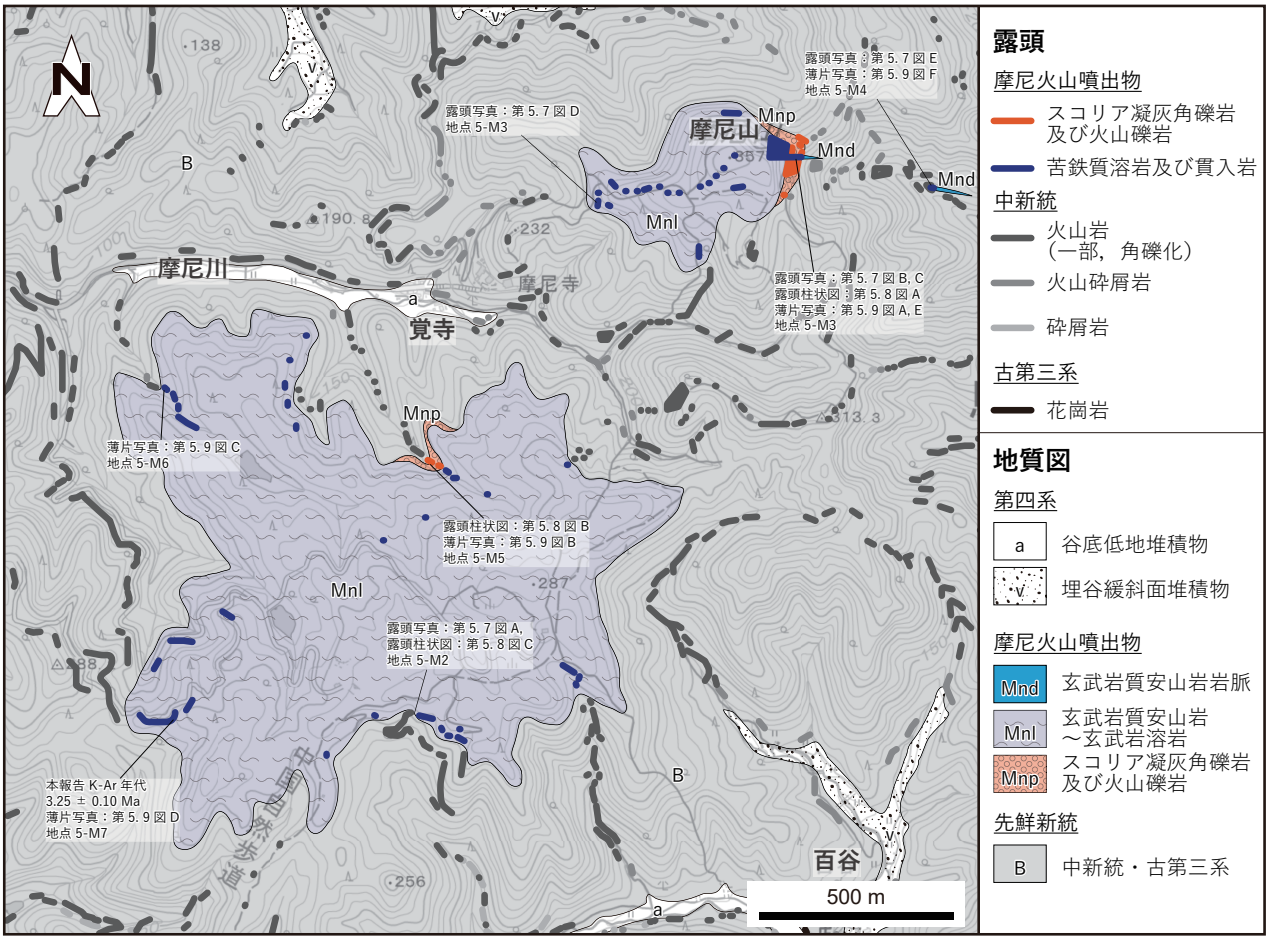
層厚　本火山噴出物全体の最大層厚は 80 m 程度である．

層序関係　中新統以下の地層を不整合に覆う（第 5. 6 図）．鳥取市百谷北部の溶岩の下位には中新統火山岩の角礫からなる厚さ約 3 m の礫岩が確認される（地質図では省略；第 5. 7 図 A）．

岩相　主に玄武岩質安山岩及び玄武岩溶岩（Mnl）からなり，本陣山北方及び摩尼山東部では玄武岩質安山岩火砕岩（Mnp），摩尼山東部では玄武岩質安山岩貫入岩（Mnd）を伴う．Mnp は Mnl に覆われ，Mnd は Mnp に貫入する．

（1）火砕岩（Mnp）　主にスコリア凝灰角礫岩及び火山礫岩からなる降下火砕堆積物で，鳥取市摩尼山東部と鳥取市覚寺の摩尼川と本陣山の支流沿いの 2 地域に分布する（第 5. 6 図）．

鳥取市摩尼山東部では，凝灰角礫岩を主体とし，これと火山礫凝灰岩，火山礫岩，火山角礫岩及び凝灰岩の互層からなる降下火砕堆積物が認められる（第 5. 7 図 B, C；第 5. 8 図 A）．露頭で確認できる層厚は 25 m 以上 40 m 未満である．これらは主に様々な程度に発泡した暗灰色～椿色を呈する同質の玄武岩質安山岩スコリアからなる（第 5. 9 図 A）．多くは無斑晶状で，斜長石，単斜輝石，



第 5. 6 図　摩尼火山噴出物のルートマップ
地域 5-2（付図 1）．基図に国土地理院電子地形図を利用．

かんらん石の微斑晶が散在し，これらの粒間をガラスや隠微晶質物質が埋めている．

溶岩餅の形状をした火山弾を多く含む層準や，ブロック状で冷却節理の発達した火山岩塊を多く含む層準など，粒子の形状，粒径，淘汰度は層準によって若干異なる．ほとんどの層準で火山灰サイズの粒子を欠き，礫支持で火山礫以上の粒径のもので構成される．比較的細粒で淘汰の良い層準では，しばしば逆級化構造が認められる．火山岩塊は最大で 80 cm 程度である．最下部にはスコリア火山岩塊と同程度の大きさの中新統起源の異質岩塊が含まれる場合がある．礫支持で火山弾を伴う層相から降下火砕堆積物と判断され，粗粒な火山岩塊を含むことから，給源近傍で堆積したものと判断される．

鳥取市覚寺の摩尼川支流沿いでは，層厚 1 m 以上，5 m 以下のやや淘汰のよいスコリア火山礫岩が露出する（第 5. 8 図 B）．スコリアは無斑晶状で単一岩種であり，内部まで赤褐色化している（第 5. 9 図 B）．10～数 10 cm スケールの不明瞭な逆級化構造が確認される．スコリアよりやや小さい粒径の中新統起源の異質岩片がしばしば含まれる（第 5. 9 図 B）．スコリアの岩質は摩尼山東部の火砕岩と類似する．

摩尼山東部に分布する火砕岩は，層相から火口近傍の堆積物と考えられ，南西方向に 25～35°で傾斜する姿勢を示す．また後述するようにこれらの火砕岩は，溶岩の供給源の 1 つと考えられる岩脈に貫かれており（第 5. 6 図；第 5. 7 図 C），このことも給源に近接していることを支持する．火砕岩が比較的急傾斜の姿勢を持つこと，火山弾を豊富に含むことを踏まえると，摩尼山東部に分布する火砕岩はスコリア丘の一部を構成していた可能性が高い．一方，覚寺の摩尼川支流沿いで見られる火砕岩は，より層厚が薄く，粒径も火山礫サイズ以下とより細粒であることから，給源から離れた遠方相に相当すると考えられる．

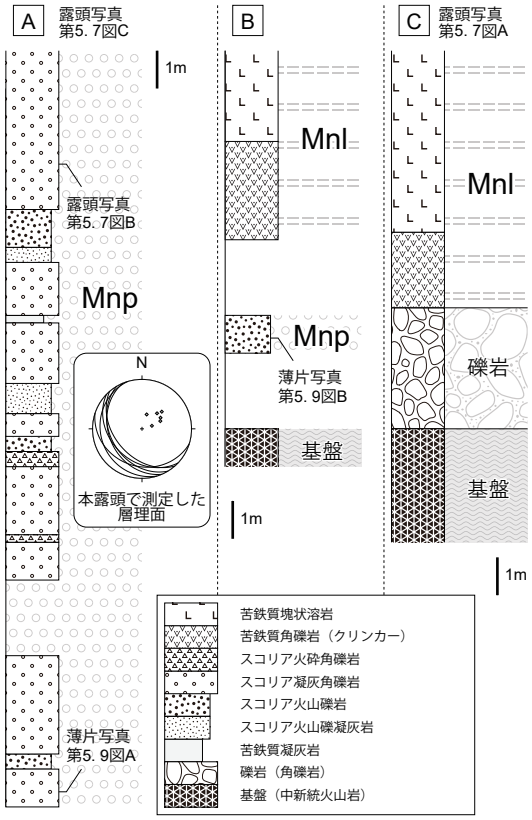
摩尼山東部で採取した火山岩塊 2 試料の全岩化学組成は，全岩 SiO_2 量は 54.11 と 54.70 wt.%で（第 5. 2 表），SiO_2–Na_2O+K_2O 図ではともに玄武岩質安山岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列の領域に示される（第 5. 3 図）．



第 5. 7 図　摩尼火山噴出物の露頭写真
（A）：中新統を覆う基底礫層とそれを覆うクリンカーを伴う摩尼火山噴出物の溶岩（Mnl）．丸印はハンマーを示す．鳥取市百谷北部の地点 5-M2.（B）：摩尼火山噴出物の火砕岩．鳥取市摩尼山の東部の地点 5-M1.（C）：火砕岩を貫く摩尼火山噴出物の岩脈．本図 B はこの露頭上部の火砕岩を撮影したもの．鳥取市摩尼山の東部の地点 5-M1．壁面の高さは約 30 m.（D）：摩尼火山噴出物の溶岩の代表的な露出状況．鳥取市摩尼山西部の地点 5-M3.（E）：中新統村岡層を貫く，摩尼火山噴出物の岩脈．鳥取市箭溪西部の地点 5-M4．ハンマーの長さは 33 cm．露頭・地点位置はそれぞれ第 5. 6 図及び付図 1 に示す．

(2) 溶岩 (Mnl)　本岩相は新鮮なもので暗灰色，変質したもので灰色～赤褐色を呈する緻密な玄武岩質安山岩及び玄武岩の溶岩からなる．溶岩は巨礫の転石として確認される場合が多い（第 5. 7 図 D）．明瞭な節理を示さないことが多いが，まれに板状節理が観察される．鳥取市覚寺の摩尼川支流沿いと百谷北部では塊状溶岩の直下に厚さ 2.5 m 以下の赤褐色化したクリンカーが確認される（第 5. 7 図 A；第 5. 8 図 B, C）．

溶岩は岩石学的特徴から，玄武岩質安山岩溶岩と玄武岩溶岩の 2 タイプに区別できる．玄武岩質安山岩溶岩が



第 5. 8 図　摩尼火山噴出物の露頭柱状図
（A）：鳥取市摩尼山の東部の地点 5-M1．層理面の姿勢を示したステレオ投影図は，下半球等積投影．本露頭の露頭写真は第 5. 8 図B, C.（B）：摩尼川の支流沿いの地点 5-M5.（C）：鳥取市百谷北部の地点 5-M2．露頭写真は第 5. 8 図A．Mnp, Mnl は，いずれも地質図の凡例に対応する．露頭・地点位置はそれぞれ第 5. 6 図及び付図 1 に示す.

主体を占め，玄武岩溶岩は覚寺南部の支流沿いの基底部のみで認められる．分布から玄武岩溶岩は Mnp を覆い，玄武岩質安山岩溶岩に覆われると推定されるが，両者の野外での産状は酷似しており，分布の詳細は不明確であることから，第 5. 6 図及び地質図ではこれらを一括して示した.

玄武岩質安山岩溶岩及び玄武岩溶岩は，試料ごとに斑晶の量と大きさや石基の結晶度に違いがあるものの，鉱物の大きさが漸移し石基と斑晶の厳密な区別が難しいシリイット組織を示すものが多い（第 5. 9 図C, D）．多くの試料に自形から半自形の斜長石，単斜輝石，かんらん石，不透明鉱物が含まれる．かんらん石を含まない試料もあるが，そのような試料には粘土鉱物からなる苦鉄質鉱物の仮像が認められることが多い．それらの仮像には，形態から元々かんらん石であった疑いのあるものも含まれる．単斜輝石とかんらん石の量比は単斜輝石の方が多い場合がほとんどだが，一部試料ではかんらん石の方が多い．まれに石英斑晶を含有する（第 5. 9 図D）.

「浜坂」地域内で採取した溶岩 6 試料の全岩化学組成は，全岩 SiO_2 量は 49.51–50.54，54.11–55.24 wt.%で（第 5. 2 表），SiO_2–Na_2O+K_2O 図では玄武岩及び玄武岩質安山岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列の領域に示される（第 5. 3 図）．玄武岩質安山岩溶岩は，火砕岩（Mnp）及び岩脈（Mnd）と類似した全岩化学組成の特徴を示す.

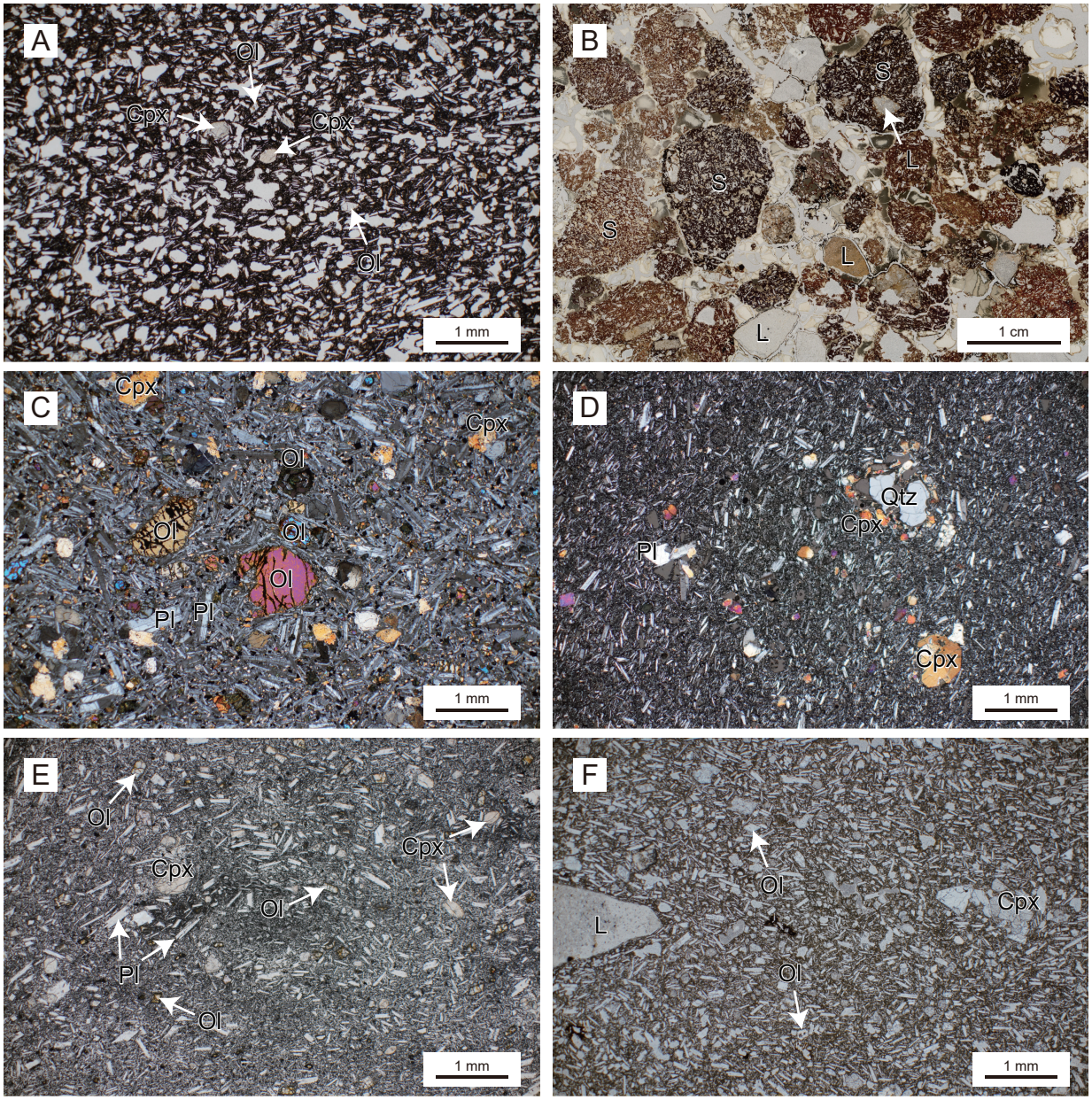
岩脈（Mnd）　本岩相は鳥取市摩尼山東部と鳥取市箭渓西部の沢沿いの 2 か所に分布する（第 5. 6 図）．規模は異なるものの，いずれも東西に近い走向で急傾斜の貫入面を持つ板状岩脈である．これらの岩脈の岩石学的特徴は，本火山噴出物の玄武岩質安山岩溶岩（Mnl）及び火砕岩（Mnp）に類似する.

鳥取市摩尼山東部のものは，同地点の火砕岩（Mnp）を貫く暗灰色緻密なかんらん石単斜輝石玄武岩質安山岩岩脈である（第 5. 7 図C；第 5. 9 図E）．上方ではそのまま溶岩（Mnl）に移化することから，溶岩の供給岩脈の 1 つと考えられる．脈幅は約 5 mで，岩脈の両側の貫入面が確認でき，両面ともにおよそ東西走向で北に 70°程度傾斜している．貫入面は鉛直方向に 25 m以上，平面的に連続する．岩脈内部には，貫入面に直交する不明瞭な節理が認められる．貫入面の近傍では，結晶の長軸が貫入面に沿うように配列しており，肉眼では流理状に見える．顕微鏡下では，主に斜長石，単斜輝石，かんらん石からなる細粒なシリイット組織を示し，それらの粒間を粒状の不透明鉱物と隠微晶質物質が埋めている．また完晶質火成岩の岩片を含む．全岩化学組成は，SiO_2 含有量が 55.24 wt.%で，SiO_2–Na_2O+K_2O 図では玄武岩質安山岩，SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列に分類され，Mnl の玄武岩質安山岩溶岩と同様な組成領域に示される（第 5. 3 図）.

鳥取市箭渓西部のものは中新統の火山砕屑岩（Mf）を N69°W 87°S の姿勢で貫く玄武岩質安山岩岩脈である（第 5. 7 図E；第 5. 9 図F）．幅は最大で 30 cmで，西方にせん滅する．末端部は丸みを帯びたローブ状を示す．岩脈の主部はやや青みを帯びた灰色だが，貫入境界近傍の 1 cm は変質して，外部から黄褐色～赤褐色と色調が変化する．無斑晶状で，斜長石，単斜輝石，かんらん石の間を褐色ガラスと隠微晶質物質が埋めている．岩片として，長径 0.1～1.0 mmの斜長石結晶の集合体からなる完晶質火成岩，無斑晶状でフェルシティック組織を示す火山岩，この火山岩片を含む火山砕屑岩などを含む.

堆積環境　溶岩に水冷破砕の様子は認められず，火砕岩やクリンカーには赤色酸化を示すものが認められることから，陸上環境と考えられる.

年代　放射年代値から 3.3 Ma頃と考えられる．本報告では，鳥取市覚寺南部の本陣山の北方で採取した石英含有単斜輝石玄武岩質安山岩の溶岩の石基の K–Ar 年代測定



第 5. 9 図　摩尼火山噴出物の薄片写真
（A）：玄武岩質安山岩火砕岩（Mnp）を構成するスコリア火山岩塊．産地：鳥取県鳥取市箭溪の地点 5-M1．単ポーラー．（B）：岩相 Mnp のスコリア火山礫岩．産地：鳥取県鳥取市覚寺の地点 5-M5．単ポーラー．（C）：玄武岩溶岩（Mnl）．産地：鳥取県鳥取市覚寺の地点 5-M6．直交ポーラー．（D）：玄武岩質安山岩溶岩（Mnl）．産地：鳥取県鳥取市覚寺の地点 5-M7．直交ポーラー．（E）：玄武岩質安山岩岩脈（Mnd）．直交ポーラー．産地：鳥取県鳥取市箭溪の地点 5-M1．（F）：玄武岩質安山岩岩脈岩脈（Mnd）．産地：鳥取県鳥取市箭溪の地点 5-M4．産地及び地点位置はそれぞれ第 5. 6 図及び付図 1 に示す．Ol：かんらん石，Cpx：単斜輝石，Pl：斜長石，Qtz：石英，S：スコリア，L：岩片．

を蒜山地質年代学研究所に依頼した．分析の結果，3.25 ± 0.10 Ma の年代値が得られた（第 5. 3 表）．Uto（1989）は摩尼山～本陣山間に分布する溶岩を対象として K–Ar 年代測定を行い，3.6 ± 0.4 Ma を報告している（第 5. 1 表）．これは不確かさを考慮に入れれば，本報告の年代値と矛盾ない．

5. 6　稲葉山溶岩（In）

地層名　上村ほか（1979）による「稲葉山玄武岩」及び鳥取市編（1983）の「稲葉山安山岩類」を「稲葉山溶岩」に改称．

定義　上村ほか（1979）は稲葉山から大茅山にかけての

第 5. 2 表　摩尼火山噴出物及び稲葉山溶岩の全岩化学組成

試料番号	産状	採取地点	岩相	全岩化学組成（wt.%）												
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	LOI**	SiO_2***
摩尼火山噴出物																
Mnl-01	溶岩	鳥取市覚寺	Mnl	55.12	0.90	18.44	6.75	0.12	4.84	9.42	3.44	1.15	0.33	100.68	0.7	55.22
Mnl-02	溶岩	鳥取市覚寺	Mnl	50.22	1.46	16.65	10.30	0.17	6.96	10.08	3.23	0.91	0.43	100.40	1.1	50.54
Mnl-03	溶岩	鳥取市覚寺	Mnl	49.12	1.40	15.62	10.68	0.16	9.24	9.80	3.00	0.84	0.42	100.28	1.2	49.51
Mnl-04	溶岩	鳥取市覚寺	Mnl	54.95	0.86	18.08	7.31	0.12	5.10	8.92	3.39	1.26	0.34	100.33	0.5	55.18
Mnl-05	溶岩	鳥取市摩尼山西部	Mnl	54.71	0.86	18.04	7.27	0.12	4.98	9.07	3.39	1.24	0.32	100.01	0.2	55.11
Mnd-01	岩脈	鳥取市摩尼山東部	Mnd	54.97	0.87	18.15	7.31	0.11	4.98	8.84	3.39	1.30	0.33	100.24	0.5	55.24
Mnp-01	火山岩塊	鳥取市摩尼山東部	Mnp	54.46	0.87	18.12	7.32	0.13	5.33	9.21	3.33	1.20	0.32	100.29	0.4	54.70
Mnp-02	火山岩塊	鳥取市摩尼山東部	Mnp	53.88	0.89	18.54	7.48	0.13	5.32	9.46	3.25	1.06	0.33	100.33	0.7	54.11
Mnl-06	溶岩	鳥取市百谷北西	Mnl	54.55	0.88	18.11	7.36	0.14	4.81	8.77	3.35	1.26	0.33	99.56	0.6	55.20
稲葉山溶岩																
In-01	転石（溶岩？）	鳥取市久志羅	In	53.83	1.11	17.34	8.80	0.16	5.21	9.08	3.44	1.08	0.30	100.35	0.8	54.12
In-02	溶岩	鳥取市久志羅	In	54.18	1.12	17.23	8.74	0.16	5.28	9.08	3.45	1.08	0.31	100.61	0.9	54.32

分析には1：10希釈のガラスビードを用い，産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PANalytical Axiosを使用した．*全鉄をFe_2O_3として示す．**灼熱減量．
***全鉄をFeOとして100%に再計算したデータ．

第 5. 3 表　摩尼火山噴出物のK–Ar年代測定結果

試料番号（地点番号）	採取地点	岩相	岩石名	産状	測定物（メッシュサイズ）	カリウム含有量（wt.%）	放射性起源^{40}Ar（10^{-8} cc STP/g）	K–Ar年代値（Ma）	非放射性起源^{40}Ar (%)
Mnl-01（地点5-M7）	鳥取市覚寺南部	Mnl	石英含有単斜輝石玄武岩質安山岩	溶岩	石基（187-250 μm）	1.008 ± 0.020	12.71 ± 0.29	3.25 ± 0.10	48.2

測定機関：株式会社 蒜山地質年代学研究所

標高約 200～500 mの溶岩台地を構成する溶岩を「稲葉山玄武岩」と命名した．その後，鳥取市編（1983）はこの台地をなす火山岩を「稲葉山安山岩類」と記載したが，改称の根拠は示されていない．この通り地層名に「玄武岩」や「安山岩」が使用された先例はあるものの，上村ほか（1979）及び本報告による本溶岩の全岩化学組成はいずれも玄武岩質安山岩組成である．以上の通り，岩質の全容が明らかにされていないことから，本報告では地層名に岩質名を使用することを避け，「稲葉山溶岩」と改称した．

なお，鳥取市摩尼山周辺や岩美町羽尾鼻に分布する溶岩を上村ほか（1979）の「稲葉山玄武岩」に含めた研究例も存在するが（例えば，松本，1991a），本報告ではそれぞれ「摩尼火山噴出物」及び「大羽尾溶岩」と別の層序単元に区分した．

模式地　定められていない．「浜坂」地域は本岩体の露出が悪いため，本報告で模式地を定めることは避ける．ただし，上村ほか（1979）において，「稲葉山付近を除いて露出ははなはだ悪い」と記載があること，既報の岩石記載や年代測定値のほとんどは稲葉山周辺の試料を対象としたものであることから，鳥取市稲葉山付近とするのが妥当と考えられる．

分布及び地質構造　稲葉山から大茅山にかけて（「若桜」地域内）の標高約 150–500 mの台地状地形の上部を構成する．溶岩台地の上面では，赤褐色の土壌と巨礫の転石が散在する状況で露出は悪い．地質構造の詳細は不明であるが，「若桜」地域内の分布から（上村ほか，1979），おおむね水平か，若干西方に傾斜した姿勢を持つものと推定される．

層厚　最大層厚は本地域内では約 70 m，「若桜」地域内では上村ほか（1979）の地質図から稲葉山周辺で約 150 m，大茅山付近で約 250 mと見積もられる．

層序関係　本地域では中新統北但層群村岡層を不整合に覆って分布する．「若桜」地域では，照来層群の寺田安山岩（本報告の寺田層）などの上部鮮新統の火山岩類を覆い，下部更新統の扇ノ山火山群の溶岩に覆われる（上村ほか，1979）．基底部の所々に厚さ 10 m程度の河川成の礫層である稲葉山礫層（上村ほか，1979）が介在するとされるが（豊島，1955；上村ほか，1979），本報告の調査でそのような礫層は見いだされていない．

岩相　暗灰色を呈するかんらん石単斜輝石玄武岩質安山岩の塊状溶岩からなる．斑状組織を示し，斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，かんらん石を含む．本報告で分析した2試料の全岩SiO_2量は 54.12 wt.%及び 54.32 wt.%（第 5. 2 表）である．いずれの分析値も，SiO_2–Na_2O+K_2O図では玄武岩質安山岩に，SiO_2–K_2O図では中カリウム系列に判別される（第 5. 3 図）．

堆積環境　溶岩に水冷破砕などの水中環境を示唆する証拠は認められないことから，陸上環境が想定される．「稲葉山玄武岩」に覆われる稲葉山礫層は河川堆積物と考えられていることや本玄武岩の基底面は平坦な構造をなすことから（上村ほか，1979），主に低地及び丘陵地を流れた溶岩と考えられる．

年代　放射年代値から 2.8～2.7 Ma頃と判断される．稲

葉山周辺で 2.83 ± 0.15 Ma（Uto, 1989）と 2.74 ± 0.07 Ma（Nguyen *et al.*, 2020）のK–Ar年代の報告がある（第 5. 1 表）．また平尾ほか（2005）は，稲葉山山頂東側の“軽石凝灰岩”（本報告で使用する用語では軽石火山礫凝灰岩に相当すると思われる）から 2.97 ± 0.14 Ma及び 2.89 ± 0.14 Maのフィッション・トラック年代を報告している（第 5. 1 表）．平尾ほか（2005）にはこの“軽石凝灰岩”の層準の記載がなく，「稲葉山での火山活動の年代がそのまま得られた」と記載されている．しかし，これまでに稲葉山付近で記載された溶岩はいずれも苦鉄質であり，ジルコンを豊富に含む“軽石凝灰岩”が稲葉山溶岩と同じ火山活動由来とは考え難い．“軽石凝灰岩”試料の地図上に示された採取位置は，上村ほか（1979）の地質図で「稲葉山玄武岩」の基底に近く，むしろ稲葉山礫層の近傍である．また上村ほか（1979）は稲葉山礫層中に軽石が含まれると記載している．これらから，平尾ほか（2005）の取り扱った“軽石凝灰岩”は稲葉山礫層に帰属する別の起源の“軽石凝灰岩”と推定される．この推定が正しければ，本溶岩の年代は約 3.0 Ma以降と制約される．

第 6 章　照来層群（上部鮮新統）

（工藤　崇）

6. 1　研 究 史

照来層群の地質学的研究は，弘原海・松本（1958）により，北但馬において中新統の北但層群を不整合に覆う鮮新統が見いだされ，これが照来層群と命名されたことに始まる．それ以前の研究報告では，照来層群の多くは第三紀層あるいは石英粗面岩として示されていた（巨智部，1894–1895）．また，巨智部（1894–1895）は「香住」地域に分布する照来層群相当層から植物化石を報告している．その他に 1950 年代以前の照来層群に関する文献としては，上治（1938）による「村岡」地域内に分布する照来層群相当層からの植物化石の産出報告が知られている．

1950 年代末～1970 年代初頭には，鳥取県～兵庫県～京都府にかけての日本海側の地域を対象により詳細な地質図が作成され，照来層群の存在が徐々に認識されていった．また，その層序区分，岩相や産出化石等が徐々に明らかにされていった．特に弘原海　清氏や池辺展生氏によって精力的に地質学的検討が行われ，それらの実態解明が進んだ（弘原海・松本, 1958；兵庫県編, 1961；池辺，1963；池辺ほか, 1965；弘原海ほか, 1966）．弘原海・松本（1958）は，照来層群を提唱するとともに，本層群を珪長質火山岩が主体の高山累層と砕屑岩が主体の春木累層に区分し，高山累層を鎧の袖岩床，宇日火山岩層，歌長火山岩層の 3 部層に，春木累層を湯谷礫岩層，茅野砂（岩）層，寺田火山岩層の 3 部層に区分した（第 6. 1 図）．兵庫県編（1961）は，兵庫県内の 10 万分の 1 地質図を示すとともに，照来層群に関する地質記載を行った．本層群の層序区分については，弘原海・松本（1958）によるものが踏襲されたが，春木累層は春来累層に修正され，寺田火山岩層は上部火山岩層という層単元に改訂された（第 6. 1 図）．池辺（1963）は，鳥取県鳥取市から京都府京丹後市網野町にかけての山陰海岸沿いの地域を対象に 5 万分の 1 縮尺の地質図を示し，照来層群の分布をより詳細に示した．本層群の層序区分については，兵庫県編（1961）をベースとしているが，上部火山岩層は寺田安山岩，岩常石英安山岩，駟馳山粗面岩質安山岩の 3 部層からなるとされた（第 6. 1 図）．また，池辺（1963），池辺ほか（1965）は兵庫県香美町の妙見山北西に分布する猿尾滝ヒン岩脈も照来層群の一部として扱っている．池辺ほか（1965）は，日本地質学会の地質見学案内書として公表されたもので，その内容は池辺（1963）をほぼ踏襲したものであるが，上部火山岩層が小代累層とされ，本累層に京都府丹後半島に分布する新井安山岩が新たに追加された（第 6. 1 図）．弘原海ほか（1966）は，照来層群の記載を行うとともに，本層群を含む近畿地方北部の新第三系について，山陰～北陸地方にかけての広域対比を検討した．ここでは，先述の新井安山岩は小代累層から外されている（第 6. 1 図）．松原ほか（1966）は，兵庫県北西部を対象として地質調査を行い，照来層群の最下位に基底礫岩層を追加するとともに，茅野砂（岩）層を春来泥岩層と茅野凝灰質砂岩礫岩層に区分し（第 6. 1 図），本層群構成層のいくつかが同時異相の関係にあることを示した．また，照来層群の大部分が火山性の沈降盆地に堆積したものであると論じた．小西（1966）は，「香住」地域に分布する照来層群春来累層（本報告の中辻層）から植物化石の産出を報告した．その後，衣笠ほか（1968）は，新温泉町海上（「若桜」地域内）に分布する春来泥岩層（本報告の中辻層）から，昆虫化石と植物化石の産出を報告した．有田・山名（1970）は，新温泉町海上の春来泥岩層からクモ化石の産出を報告した．Ito（1970）は，西南日本の新第三紀～第四紀火成岩を対象に古地磁気分析を行い，照来層群に相当する 2 試料について古地磁気データを報告した．

1970 年代末から 1980 年代にかけては，照来層群の層序学的検討が進むとともに，主に本層群の苦鉄質火山岩について岩石学的特徴が明らかにされた．また，化石の産出報告が引き続き行われるとともに，初の放射年代データの報告もあった．上村ほか（1979）は，5 万分の 1 地質図幅「若桜」を作成し，照来層群の地質記載を示した．その層序区分に関しては，松原ほか（1966）によるものが踏襲されている（第 6. 1 図）．古山（1979）は，照来層群の層序概要を示すとともに，小代累層構成岩の岩石学的特徴を報告した．大久保・赤木編（1981）は，新温泉町海上の春来泥岩層から産する昆虫化石について，その発見へと至る経緯を示すとともに，衣笠ほか（1968）以降に発見された昆虫化石についても報告した．また，Fujiyama（1982）は，新温泉町海上の春来泥岩層より新たな昆虫化石を報告した．吉谷（1982）は，照来層群の基底礫岩層と湯谷礫岩層（共に本報告では湯谷層）の層序と岩相について検討を行い，本層群の堆積盆地が中新世の堆積盆形成に関与した応力場とは異なった場で形成されたものであり，火山活動に先行したマグマ性の陥没運動により形成されたと論じた．続いて吉谷ほか（1982）は，春来泥岩層を構成するスランプ堆積物の詳細な記載を行

<table>
<tr><th colspan="2">弘原海・松本（1958）</th><th colspan="2">兵庫県編（1961）</th><th colspan="2">池辺（1963）</th><th colspan="2">池辺ほか（1965）</th><th colspan="2">弘原海ほか（1966）</th><th>松原ほか（1966）</th><th>上村ほか（1979）</th><th>Furuyama (1989)</th><th>古山・長尾（2004）</th><th colspan="2">本報告</th></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2"></td><td colspan="2" rowspan="2"></td><td colspan="2" rowspan="2"></td><td rowspan="2">小代累層</td><td>新井安山岩</td><td colspan="2">（照来層群に含めない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td colspan="2">（分布しない，中部中新統）</td></tr>
<tr><td>凹馳山粗面岩質安山岩</td><td colspan="2" rowspan="3">小代累層
Ojiro Formation</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td colspan="2">（中部中新統）</td></tr>
<tr><td rowspan="2">上部
火山岩層</td><td>岩常石英安山岩</td><td>岩常石英安山岩</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td colspan="2">（中部中新統）</td></tr>
<tr><td rowspan="3">春木累層
Haruki
Formation</td><td>寺田火山岩層
Terada volcanics</td><td colspan="2">上部火山岩層</td><td>寺田安山岩</td><td>寺田安山岩</td><td>寺田安山岩</td><td>寺田火山岩類</td><td>寺田安山岩層
Terada Andesite
Member</td><td rowspan="2">Terada
Vocanics</td><td rowspan="2">寺田火山岩層
Terada vocanics</td><td colspan="2" rowspan="2">寺田層
Terada Formation</td></tr>
<tr><td rowspan="2">茅野砂（岩）層
Kayano
sandstone</td><td rowspan="2">春来累層
（中部層）</td><td>茅野
層灰岩層</td><td rowspan="2">春来累層</td><td>茅野層灰岩層</td><td rowspan="2">春来累層</td><td>茅野層灰岩層</td><td rowspan="2">春来累層
Haruki
Formation</td><td>茅野泥岩
凝灰岩層</td><td>茅野凝灰質砂岩礫岩層</td><td>（分布しない）</td></tr>
<tr><td>湯谷礫岩層
Yudani
conglomerate</td><td>湯谷
レキ岩層</td><td>湯谷レキ岩層</td><td>湯谷礫岩層</td><td>湯谷
礫岩層</td><td>春来泥岩層</td><td>春来泥岩層
Haruki Mudstone Member</td><td>Haruki Mud</td><td>春来泥岩層
Haruki mud</td><td colspan="2">中辻層
Nakatsuji Formation</td></tr>
<tr><td rowspan="3">高山累層
Takayama
Formation</td><td>歌長火山岩層
Utaosa volcanics</td><td rowspan="3">高山累層
（下部火
山岩層）</td><td>歌長
流紋岩層</td><td rowspan="3">高山累層
（下部火
山岩層）</td><td>歌長流紋岩層</td><td rowspan="3">高山累層
（下部火
山岩層）</td><td>歌長流紋岩層</td><td rowspan="3">高山累層
Takayama
Formation</td><td>歌長
流紋岩</td><td>歌長流紋岩類</td><td>歌長火山岩層
Utaosa Rhyolite
Member</td><td>Utaosa Rhyolite</td><td>歌長流紋岩</td><td rowspan="3">歌長層
Utaosa
Formation</td><td>桐岡流紋岩部層</td></tr>
<tr><td>宇日火山岩層
Ui volcanics</td><td>宇日
流紋岩層</td><td>宇日流紋岩層</td><td>宇日流紋岩層</td><td>宇日
流紋岩</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない，下部中新統）</td><td>飯野火山砕屑岩部層</td></tr>
<tr><td>鎧の袖岩床
Yoroinosode sheet</td><td>鎧の袖
岩床</td><td>鎧の袖岩床</td><td>鎧の袖岩床</td><td>鎧の袖
岩床</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない）</td><td>（分布しない，下部中新統）</td><td>相谷川流紋岩火砕岩部層</td></tr>
<tr><td colspan="8"></td><td>基底礫岩層</td><td>（分布しない）</td><td>Basal
Conglomerate</td><td>基底礫岩層</td><td colspan="2">（→湯谷層に一括）</td></tr>
</table>

第 6.1 図　本報告と既存報告における照来層群の層序区分対応関係
英語名も表記されているものはそれらも示した．照来層群の各地層は複雑な指交関係にあるため，図の上下関係は地層の層序関係を示していないことに注意．本図には作図上の問題で表現できなかった以下の地層がある．鉢伏火山岩類（兵庫県編，1961）はFuruyama（1989）以前の報告では照来層群に含められていなかったが，Furuyama（1989）以降に「Terada Volcanics」「寺田火山岩層」に一括された．池辺（1963），池辺ほか（1965）は春来累層の一部層として位置付けられる可能性がある地層として「平野レキ岩層」「平野礫岩層」を示したが，これらに相当する部分は本報告では中部中新統と判断した．また，池辺（1963）及び池辺ほか（1965）は「猿尾滝ヒン岩脈」を照来層群の一部として示したが，「猿尾滝ヒン岩脈」は羽地・山路（2017）により中部中新統であることが明らかにされている．

い，これらについて，当時の堆積面付近の浅層が堆積盆地の沈降の中心へと向かう方向にすべって形成されたものであると解釈した．升本ほか（1983）は，照来層群で初の放射年代測定を行い，5.1 及び 6.5 Ma のジルコン FT 年代を報告した（第 6. 1 表）．なお，これらの年代に関しては試料の採取地点や層準の記載がなく，1990 年代以降に報告された放射年代と比較して極端に古い上に，FT 年代測定の標準化の勧告（Hurford, 1990）以前の測定値のため，現在では参考値としての扱いにとどまる．古山・相川（1983）は，新温泉町歌長付近に分布する照来層群の詳細な地質図を示すとともに，本層群の歌長流紋岩類（本報告の歌長層）のうち，湯谷礫岩層（本報告の湯谷層）より下位にある火砕岩を「下部凝灰岩」，湯谷礫岩層より上位にある小規模な火砕流堆積物を「上部凝灰岩」とし，これらの岩石学的性質を示した．井上（1986）は，新温泉町海上の春来泥岩層から産出する昆虫化石について総括的な報告を行い，昆虫化石の他にもカエルやサワガニの可能性がある化石も報告した．古山（1987）は，北但層群八鹿（ようか）層と照来層群寺田火山岩類（本報告の寺田層）を構成する火山岩の記載岩石学的特徴と全岩化学組成の特徴を記載し，それらの時代変化について論じた．また，寺田火山岩類中に低カリウム系列の玄武岩が産することを示した．続いて古山（1989a）は，寺田火山岩類に高マグネシア安山岩が産することを示し，その岩石学的特徴を示した．また，古山（1989b）は，寺田火山岩類の一部を構成する玄武岩の岩石学的特徴を記載し，他地域の玄武岩との比較を行った．Furuyama（1989）は，鳥取県・兵庫県境付近に分布する照来層群の詳細な地質図を示し，寺田火山岩層を 20 のユニットに細分するとともに，松原ほか（1966）による茅野凝灰質砂岩礫岩層を寺田火山岩層に統合するなどの層序区分の改訂を行った（第 6. 1 図）．Furuyama（1989）は，古山勝彦氏による照来層群研究の集大成的な成果であり，後続する研究にとって基礎的な層序学的土台となった．

照来層群の層序学的検討は 1980 年代末に Furuyama（1989）によって一定の到達点を迎えた．その後，1990 年代には照来層群を対象とした放射年代の報告が盛んに行われた．宇都ほか（1994）は，照来層群の寺田火山岩類 2 試料と歌長流紋岩 3 試料を対象として全岩・黒雲母・サニディン K–Ar 年代及びジルコン FT 年代測定を行い（第 6. 1 表），それまで漠然と上部中新統～鮮新統と考えられてきた本層群の年代が 3～2 Ma であることを初めて明らかにした．先山ほか（1995）は，兵庫県北部の鮮新世～更新世火山岩の K–Ar 年代測定，古地磁気分析，全岩化学組成分析を行い，寺田火山岩 6 試料の全岩 K–Ar 年代（第 6. 1 表）と全岩化学組成，3 試料の古地磁気データを報告した．その後，Uto *et al.*（1997）は歌長流紋岩 1 試料の黒雲母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代を報告した（第 6. 1 表）．また，古山ほか（1998）は寺田火山岩層 4 試料の全岩 K–Ar 年代を報告した（第 6. 1 表）．いずれの報告においても，照来層群の年代が 3～2 Ma の範囲にあることが示された．

1990 年代には化石に関する以下の報告があった．神谷（1990）は，新温泉町海上に分布する春来泥岩層より，チョウ化石（未同定）の産出を報告した．小林ほか（1995）は，井上（1986）が図版で示した植物化石を再鑑定し，種名を記載した．また，Tanaka and Kobayasi（1999）は，新温泉町海上に分布する春来泥岩層より，湖沼生の珪藻化石の産出を報告した．

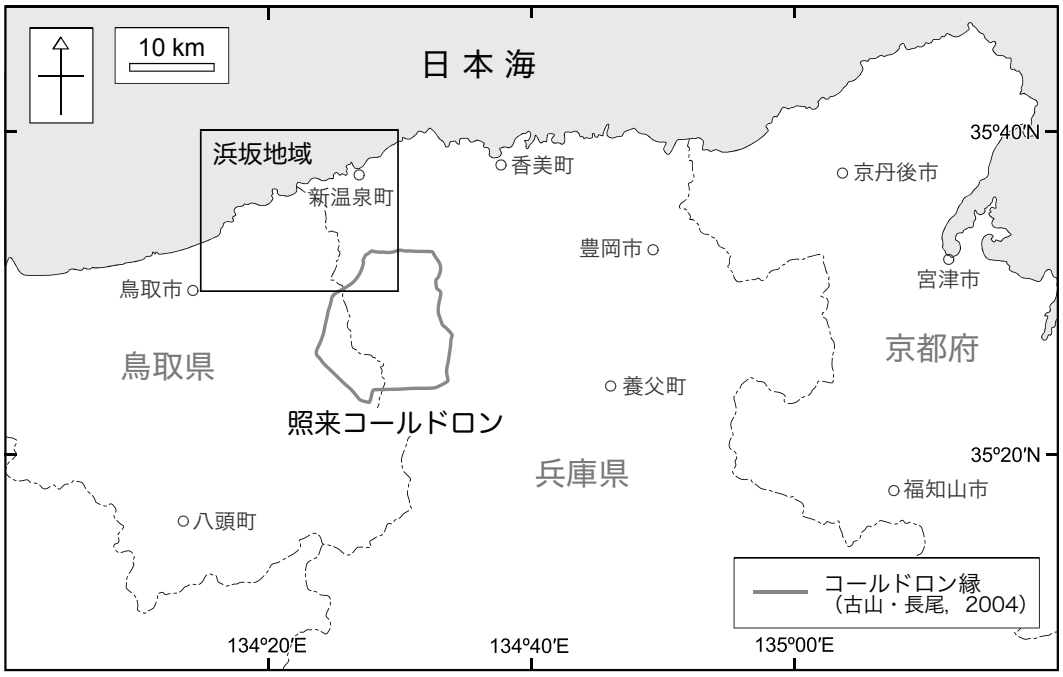
2000 年代は，引き続き照来層群を対象とした放射年代の報告がなされるとともに，古地磁気や重力データによる様々な検討も行われた．Morinaga *et al.*（2000）は，兵庫県北部に分布する鮮新世末期～第四紀溶岩を対象に古地磁気学的な検討を実施し，その中で寺田火山岩層について 6 試料の古地磁気データを示した．小室ほか（2002）は，照来層群分布域の重力測定を行い，この地域に明瞭な鍋底型の負の重力異常が見られることから，地質学的な特徴と合わせて総合的な考察を行い，照来層群の堆積盆地がカルデラであると論じ，これを「照来コールドロン」（第 6. 2 図）と命名した．Tagami *et al.*（2003）は，世界各地の珪長質火山岩についてジルコン（U–Th）/He 年代を報告し，その中で歌長流紋岩 1 試料から年代を報告した（第 6. 1 表）．藤田・古山（2003）は，「村岡」地域の鉢伏山付近に分布する寺田火山岩層について，より詳細な区分に基づいた地質図を提示するとともに，この付近に発達する地すべりについて検討を行った．古山・長尾（2004）は，歌長流紋岩 5 試料及び寺田火山岩層 11 試料から，全岩・ガラス・黒雲母 K–Ar 年代を報告し（第 6. 1 表），Furuyama（1989）による本層群の層序を更新した（第 6. 1 図）．また，古山・長尾（2004）は，それまで寺田火山岩層とされていた中から 1.7 Ma の佐坊デイサイトを本層群から分離・独立させるとともに，照来コールドロンの火山活動史について考察を行った．独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構（2006）は，湯村温泉周辺において地熱開発促進を目的とした総合的な地質調査を行い，寺田火山岩層 1 試料から K–Ar 年代を報告した（第 6. 1 表）．Gaffar and Torii（2007）は，歌長流紋岩 7 試料，春来泥岩層 2 試料，寺田火山岩層 4 試料について古地磁気測定を行い，その結果を基に本層群層序の再検討を試みた．

2010 年代には，鳥取県・兵庫県境の照来コールドロン付近の照来層群から離れて分布する，孤立した“照来層群”の実態も明らかにされた．これらの“照来層群”としては，山陰海岸沿いに分布する高山累層の宇日流紋岩層及び鎧の袖岩床（弘原海・松本, 1958），兵庫県香美町の妙見山北西に分布する猿尾滝ヒン岩脈（兵庫県編, 1961），丹後半島に分布する小代累層の新井安山岩（池辺ほか, 1965）が知られていた（第 6. 1 図）．先山・松原（2012）は，宇日流紋岩層と鎧の袖岩床について全岩

第 6. 1 表　照来層群の放射年代値一覧

試料番号	産状	採取地点		測定	測定	放射年代（Ma）	不確かさ表記	文献	備考
		地名	図幅名	対象	手法		の種類		
照来層群									
記載なし	記載なし	記載なし	不明	Zr	FT	5.1 ± 1.4	記載なし	升本ほか（1983）	
記載なし	記載なし	記載なし	不明	Zr	FT	6.5 ± 1.7	記載なし	升本ほか（1983）	
歌長層“下部凝灰岩”									
TGLTb	火砕流堆積物	春来川	香住	Bt	K–Ar	3.13 ± 0.08	記載なし	古山・長尾（2004）	
URLT-1	溶結火山礫凝灰岩	春来川	香住	Zr	U–Pb	3.03 ± 0.01	2σ	羽地ほか（2023b）	
歌長層“上部凝灰岩”									
TRG03	流紋岩質凝灰岩*	大空山南方	香住	Zr	FT	2.77 ± 0.15	1σ	宇都ほか（1994）	
TRG03	流紋岩質凝灰岩*	大空山南方	香住	Bt	K–Ar	2.28 ± 0.24	1σ	宇都ほか（1994）	
TGUTg	火砕流堆積物*	大空山南西	香住	ガラス	K–Ar	2.52 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	
TGUTb	火砕流堆積物*	大空山南西	香住	Bt	K–Ar	2.28 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	
歌長層 桐岡流紋岩部層 草太山流紋岩									
TRG04	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Zr	FT	2.72 ± 0.11	1σ	宇都ほか（1994）	
TRG04	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Bt	K–Ar	2.48 ± 0.02	1σ	宇都ほか（1994）	
TRG04	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Bt	K–Ar	2.3 ± 0.1	1σ	宇都ほか（1994）	
TRG04	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Sa	K–Ar	1.94 ± 0.14	1σ	宇都ほか（1994）	
TRG05	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Zr	FT	3.07 ± 0.18	1σ	宇都ほか（1994）	
TRG05	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Bt	K–Ar	2.42 ± 0.21	1σ	宇都ほか（1994）	
TRG05	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Sa	K–Ar	2.06 ± 0.22	1σ	宇都ほか（1994）	
TRG04	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Bt	$^{40}Ar/^{39}Ar$	2.52 ± 0.02	1σ	Uto *et al*. (1997)	
TRG04	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Zr	(U–Th)/He	2.61 ± 0.18	1σ	Tagami *et al*. (2003)	
TRG04-21	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Zr	(U–Th)/He	2.43 ± 0.14	95%信頼区間	Fukuda *et al*. (2021)	
TRG07-21	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Zr	(U–Th)/He	2.73 ± 0.21	95%信頼区間	Fukuda *et al*. (2021)	
TRG04-21	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Zr	U–Pb	2.65 ± 0.16	2σ	長田ほか（2022）	
TRG07-21	流紋岩溶岩	草太山	浜坂	Zr	U–Pb	2.66 ± 0.15	2σ	長田ほか（2022）	
歌長層 桐岡流紋岩部層 白亳山流紋岩									
TG111	流紋岩溶岩	草太山北方	浜坂	Gm	K–Ar	2.26 ± 0.06	記載なし	古山・長尾（2004）	
歌長層 桐岡流紋岩部層　未区分流紋岩									
TG105	流紋岩溶岩	歌長	香住	Gm	K–Ar	2.35 ± 0.06	記載なし	古山・長尾（2004）	
寺田層									時期**
TRG02	安山岩溶岩	大空山	香住	WR	K–Ar	2.6 ± 0.08	1σ	宇都ほか（1994）	第1期
TRG06	安山岩溶岩	愛宕山	浜坂	WR	K–Ar	3.9 ± 1.5	1σ	宇都ほか（1994）	第1期
OG-2	玄武岩	細見川	若桜	WR	K–Ar	2.85 ± 0.08	記載なし	先山ほか（1995）	第2期
HY-105	安山岩溶岩	鉢伏山北方	村岡	WR	K–Ar	2.81 ± 0.07	記載なし	先山ほか（1995）	第3期
HY-118	玄武岩	秋岡南西	村岡	WR	K–Ar	2.71 ± 0.17	記載なし	先山ほか（1995）	第3期
HY-11	安山岩	鉢伏山	村岡	WR	K–Ar	2.71 ± 0.11	記載なし	先山ほか（1995）	第3期
HY-16	岩屑流堆積物中の安山岩ブロック	鉢伏山南西	村岡	WR	K–Ar	2.64 ± 0.09	記載なし	先山ほか（1995）	第3期
HY-101	安山岩	鉢伏山	村岡	WR	K–Ar	2.66 ± 0.07	記載なし	先山ほか（1995）	第3期
TG01	玄武岩質安山岩溶岩	細見川	若桜	WR	K–Ar	2.8 ± 0.09	1σ	古山ほか（1998）	?
TG02	無斑晶状デイサイト溶岩	細見川	若桜	WR	K–Ar	2.77 ± 0.09	1σ	古山ほか（1998）	?
TG09	無斑晶状デイサイト溶岩	備	村岡	WR	K–Ar	2.81 ± 0.09	1σ	古山ほか（1998）	第2期
TG90	玄武岩溶岩	秋岡	村岡	WR	K–Ar	2.78 ± 0.28	1σ	古山ほか（1998）	第2期
TG201	安山岩	大空山	香住	Gm	K–Ar	2.61 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	第1期
TG104	安山岩貫入岩	愛宕山南東	香住	Gm	K–Ar	2.57 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	?
TG39	安山岩	姫路	若桜	Gm	K–Ar	2.85 ± 0.08	記載なし	古山・長尾（2004）	第3期
TG38	玄武岩質安山岩	姫路	若桜	Gm	K–Ar	2.77 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	第3期
TG107	安山岩	扇ノ山	若桜	Gm	K–Ar	2.75 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	第2期
TG109	玄武岩質安山岩	上地川	若桜	Gm	K–Ar	2.67 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	第3期
TG35	安山岩	上地川	若桜	Gm	K–Ar	2.62 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	第3期
TG106	安山岩	雨滝南方	若桜	Gm	K–Ar	2.68 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	第3期
TG37	安山岩	姫路	若桜	Gm	K–Ar	2.69 ± 0.07	記載なし	古山・長尾（2004）	第3期
TG25	デイサイト	菅原	若桜	Gm	K–Ar	2.25 ± 0.06	記載なし	古山・長尾（2004）	第2期
TG112	安山岩溶岩	愛宕山南方	若桜	Gm	K–Ar	2.35 ± 0.13	記載なし	古山・長尾（2004）	?
OT-13	安山岩	草太山北方	浜坂	記載なし	K–Ar	2.14 ± 0.27	記載なし	NEDO（2006）	第1期
OT-13	安山岩	草太山北方	浜坂	記載なし	K–Ar	2.04 ± 0.27	記載なし	NEDO（2006）	第1期

NEDO: 独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構．*本報告著者による予察的調査によると明らかに流紋岩貫入岩であり，扱いには注意が必要．
**Furuyama (1989) によるステージ区分．WR: 全岩，Gm: 石基，Zr: ジルコン，Bt: 黒雲母，Sa: サニディン，FT: フィッショントラック．



第 6. 2 図　照来コールドロンの位置図

K–Ar測定を行い，これらが下部中新統であり，照来層群ではなく北但層群に対比されることを示した．羽地・山路（2017）は，猿尾滝ヒン岩脈についてU–Pb年代測定を行い，これが中部中新統であることを示した．また，辻野（2019）は，かつて池辺ほか（1965）によって照来層群小代累層の一部とされた新井安山岩に相当する蝙蝠岳（こうもりだけ）層（山元・星住, 1988）の安山岩を対象として石基K–Ar年代測定を行い，これが中部中新統であることを示した．これまで新井安山岩を照来層群の一部としていたのは池辺ほか（1965）のみであったが（第 6. 1 図），その年代は不明確であり，その帰属は曖昧な状況となっていた．辻野（2019）による年代データによって，新井安山岩は照来層群には含めるべきではないことが明確になった．

2020 年代はジルコン年代の報告が相次いでなされ，照来層群の放射年代データが更に蓄積した．Fukuda *et al.*（2021）は，歌長流紋岩 2 試料から（U–Th）/He年代を報告した（第 6. 1 表）．また，長田ほか（2022）は，歌長流紋岩 2 試料からU–Pb年代を報告した（第 6. 1 表）．さらに，羽地ほか（2023b）は，歌長流紋岩の下部凝灰岩 1 試料からU–Pb年代を報告した（第 6. 1 表）．これらの新しい手法による年代測定により，より精度の高い照来層群の年代が明らかにされつつある．また最近，Aiba *et al.*（2025）は，神谷（1990）が報告した未同定のチョウ化石の再鑑定を行い，タテハチョウ科オニミスジ属の新種として記載報告した．

6. 2　照来層群の定義と層序区分体系の改訂

6. 2. 1　照来層群の定義

照来層群は，北但馬地域において中新統の北但層群を不整合に覆う鮮新統に対して命名された地層名である（弘原海・松本, 1958）．本層群の主たる分布域は，鳥取県・兵庫県境付近のおおよそ南北 22 km，東西 18 kmの範囲にある（例えば, Furuyama, 1989；古山・長尾, 2004）．また，1950～1960 年代には，これらに加えて鳥取県東部～兵庫県北部～京都府北部に至る広域において，同層準であると考えられた地層に対して照来層群の名称が適用された（例えば, 池辺, 1963；池辺ほか, 1965）．しかしながら，照来層群の主体が照来コールドロン（第 6. 2 図）の火山活動と陥没に伴って形成された 3～2 Maの局所的な堆積物群であることが明らかになるとともに（例えば, 小室ほか, 2002；古山・長尾, 2004），それ以外の孤立して分布する照来層群の形成年代が前期～中期中新世であることが明らかにされてきた．具体的には，高山累層の宇日流紋岩層及び鎧の袖岩床（弘原海・松本, 1958）が下部中新統（先山・松原, 2012），1960 年代に照来層群に含められていた猿尾滝ヒン岩脈（兵庫県編, 1961）が中部中新統（羽地・山路, 2017），1960 年代に照来層群小代累層の一部とされていた新井安山岩（池辺ほか, 1965）が中部中新統（辻野, 2019）であることが判明した．さらに本報告（第 4 章）においても，池辺（1963）により照来層群上部火山岩層とされた岩常石英安山岩と馴馳山粗面岩質安

山岩が，実際には北但層群の一部であることが明らかになった．つまり，照来コールドロン近辺以外に分布する照来層群の全ては下部～中部中新統であり，時代的にも異なる地層であることが明確となった．そこで本報告では，照来層群を「照来コールドロンの陥没盆地内部とその近辺に分布し，照来コールドロンの形成に関連する一連の火山活動及び陥没盆地の埋積に伴って形成された地層群」と再定義する．

6.2.2　層序区分体系の改訂

既存の研究報告を概観すると，照来層群の層序区分体系には新旧 2 つの区分体系が認められる．旧区分体系は主に 1966 年以前に用いられていたものであり，層序区分の階層構造が「層群–層（累層）–部層」となっているものである．この区分体系では，照来層群は高山累層，春来累層及び小代累層の 3 つの層に区分され，それぞれの累層はさらに複数の部層に区分されている（例えば，池辺ほか, 1965；弘原海ほか, 1966；第 6. 1 図）．一方，新区分体系は主に 1966 年以降に用いられているものであり，層序区分の階層構造が「層群–部層–単層」となっているものである．この区分体系では，照来層群という層群単元の下に，層単元を欠き，歌長流紋岩（類），湯谷礫岩層，春来泥岩層，寺田火山岩層という部層単元が直属している（例えば，松原ほか, 1966；Furuyama, 1989；古山・長尾, 2004；第 6. 1 図）．また，歌長流紋岩の一部はさらに「下部凝灰岩」や「上部凝灰岩」に細分されており（古山・相川, 1983；Furuyama, 1989），これらは単層単元の扱いとみなすことができる．

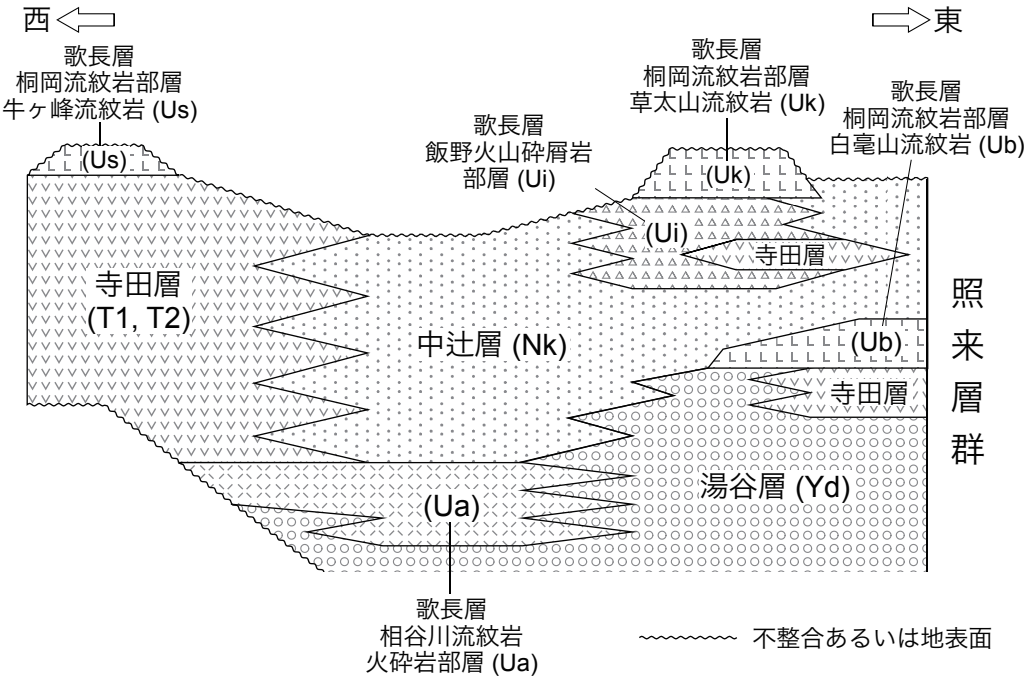
照来層群の層序区分を示す際には，旧区分体系か新区分体系を採用するかによって層序単元名に大きな差異が生じる．1990 年代以降で見てみると，兵庫県による地質図や報告書では旧区分体系が採用されることがあるが（例えば，兵庫県土木地質図編纂委員会, 1996b；兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編, 2003, 2004, 2005），それ以外では新区分体系が採用されることが多く（例えば，宇都ほか, 1994；古山ほか, 1998；小室ほか，2002；独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2006；Gaffar and Torii, 2007；日本地質学会編, 2009a；長田ほか, 2022；羽地ほか, 2023b），新区分体系は現状では広く浸透し，定着している感がある．しかしながら，新区分体系には以下の 2 つの問題が指摘される．

1 つめの問題は，層単元の欠如である．日本地質学会による地層命名の指針（日本地質学会, 2000）によれば，『地層の命名は「層（Formation）」を基本単元とする』とされている．つまり，照来層群の新区分体系では，基本単元が欠如していることになる．このような区分体系は，指針に逸脱しているばかりではなく，第三者にとって理解しにくいものであり，誤解や混乱の元になりかねない．

2 つ目の問題は，地層名に関する先取権の尊重に関する問題である．これは新区分体系による部層単元「春来泥岩層」に付随する問題である．「春来」の地名を冠した地層名は, 1966 年以前に既に「春来累層」という層単元名で使用されてきた（例えば, 兵庫県編, 1961；池辺, 1963；池辺ほか, 1965；弘原海ほか, 1966：第 6. 1 図）．しかしながら，松原ほか（1966）は「春来」の地名を「春来泥岩層」という部層名に採用し，この部層が照来層群に直属する形に変更した（第 6. 1 図）．ここで問題となるのは「春来累層」と「春来泥岩層」の定義が異なる点である．新区分体系の「春来泥岩層」は，旧区分体系の「春来累層」のうち，新区分体系の「湯谷礫岩層」に相当する部分を除いた残りの部分にほぼ相当する（第 6. 1 図）．このような場合，本来であれば「春来累層」の層単元はそのままの名称にしておき，その下の部層単元名称として別の名称を付与するのが妥当である．この点において，松原ほか（1966）による「春来泥岩層」は，地層名に関する先取権の尊重に抵触しているとみなされる．さらに，定義も階層も異なる「春来累層」と「春来泥岩層」の 2 つの単元が，どちらも照来層群に直属する形になっているため，両者の違いが表記的にも理解しにくく，第三者にとっては誤解や混乱を生む要因となっている．

以上 2 点の問題から，照来層群の層序区分体系として妥当なのは旧区分体系の方だと言える．しかしながら，現状では新区分体系は既に広く使われ浸透しているため，旧区分体系に戻した場合にはさらなる混乱をもたらす可能性が高い．また，旧区分体系による層単元名称についても，現状では課題があると言わざるを得ない．旧区分体系による高山累層は，鎧の袖岩床，宇日火山岩層，歌長火山岩層の 3 部層からなるが（例えば, 弘海原・松本, 1958），本報告書第 6.2.1 項でも説明した通り，歌長火山岩層以外の 2 部層はそもそも照来層群に区分すべきではないことが判明している（先山・松原, 2012）．つまり，現状では高山累層＝歌長火山岩層ということになる．また，小代累層も寺田安山岩以外の部層は全て照来層群に区分すべきではないことが既に判明しているので，現状では小代累層＝寺田安山岩となる．歌長火山岩層（あるいは歌長流紋岩）や寺田安山岩（あるいは寺田火山岩層）の単元名は既に市民権を得ている状況にあり，この状況においては高山累層や小代累層の名称はもはや実質的には存在意義が失われていると言っても過言ではない．

本報告では以上の問題を解決するため，照来層群の層序区分体系を以下のように抜本的に改訂する．具体的には，日本地質学会地層命名の指針に準拠するため，照来層群の層単元区分を復活させる．ただし前述したように，高山累層と小代累層の名称は現状では不適当と判断される．そこで今回，照来層群の再定義に併せて，部層単元名を層単元名に格上げする．つまり，部層単元名で



第 6. 3 図　「浜坂」地域に分布する照来層群の層序区分概念図
記号は地質図凡例の記号に対応している．図の簡略化のため，歌長層桐岡流紋岩部層の「未区分流紋岩」は図示していない．同様に貫入岩も図示していない．なお,「浜坂」地域には分布していないため図示していないが，東隣の「香住」地域では湯谷層の下位に歌長層の“下部凝灰岩”が分布する．

あった歌長流紋岩を歌長層に，湯谷礫岩層を湯谷層に，寺田火山岩層を寺田層とする（第 6. 1 図）．ただし，春来泥岩層に関しては，この名称をそのまま層に格上げすると，過去に定義された春来累層と同名でかつ定義内容が異なるため，混乱が生じる．そこで，層単元名を一新し，従来の春来泥岩層に相当する部分を中辻層と改める（第 6. 1 図）．また，歌長流紋岩については，古山・相川（1983），Furuyama（1989）により「下部凝灰岩」，「上部凝灰岩」，「その他の流紋岩質岩（溶岩及び火砕岩）」に区分されたが，これらに相当する区分を部層単元区分に改め，地名を付した正式な単元名として新称を与える．すなわち，「上部凝灰岩」を相谷川（あいたにがわ）流紋岩火砕岩部層，「その他の流紋岩質岩」を桐岡（きりおか）流紋岩部層とし（第 6. 1 図），さらに細分できる場合には単層区分を適用する．なお「下部凝灰岩」は本地域内に分布しないのでその部層名は今後の課題とする．従来の下部凝灰岩と上部凝灰岩については，地名を冠した正式な地層名ではないため，以下で言及が必要な場合には，差別化のためそれぞれ“下部凝灰岩”，“上部凝灰岩”と表記する．

6. 3　概　要

照来層群は，照来コールドロンの陥没盆地内部とその近辺に分布し，照来コールドロンの形成に関連する一連の火山活動及び陥没盆地の埋積に伴って形成された地層群である．本層群は兵庫県と鳥取県の県境付近にまとまって分布するが,「浜坂」地域内ではその南東部に偏って分布する．本地域内の本層群は，照来コールドロンの北西部（第 6. 2 図），本層群分布域全体の約 6 分の 1 の面積を占める．本層群は，古第三紀の浦富花崗（うらどめ）岩及び中新世の北但層群を不整合に覆う．

照来層群は，湯谷層，中辻層，歌長層及び寺田層の 4 つの層から構成される．これらは互いに複雑な指交関係にある（第 6. 3 図）．具体的には，湯谷層上部は中辻層下部及び寺田層下部と，湯谷層は歌長層下部と，中辻層は寺田層及び歌長層と，歌長層は寺田層とそれぞれ指交関係にある．本地域に分布する照来層群の堆積年代は，層序関係，放射年代及び古地磁気データから，約 3.0～2.6 Ma と見積もられる．なお，各地層の以下での記載順は，湯谷層，中辻層，歌長層，寺田層とする．この順番は，砕屑岩を主体とする地層として湯谷層とそれを覆う中辻層をまず記載し，その次に火山岩を主体とする歌長層と寺田層を順に記載するものである．これらは複雑な指交関係にあるため（第 6. 3 図），単純に下位から上位への順ではない．

湯谷層は，礫岩を主体とし，一部で砂岩及び泥岩を伴う．礫岩は巨礫～大礫サイズの角～亜角礫からなる不淘汰塊状礫岩を主体とし，これらは崖錐性の礫岩，土石流

堆積物，岩屑なだれ堆積物あるいはスランプ堆積物からなる．その堆積環境は，乾陸～河川～湖沼環境である．

中辻層は，再堆積性の火山砕屑岩（凝灰質礫岩及び凝灰質砂岩）を主体とし，火山性泥岩，泥岩及び礫岩を伴う．これらは湖沼性の堆積物で，しばしばスランプ堆積物としても産する．本層からは局所的に昆虫化石や植物化石が多産する．

歌長層（本地域に分布するもの）は，流紋岩溶岩，貫入岩及び火砕岩を主体とし，相谷川流紋岩火砕岩部層，飯野火山砕屑岩部層，桐岡流紋岩部層の 3 つの部層に区分される．相谷川流紋岩火砕岩部層は，乾陸上に堆積した複数枚の流紋岩火砕流堆積物からなり，軽石火山礫凝灰岩として産する．飯野火山砕屑岩部層は，流紋岩火山礫凝灰岩と凝灰質礫岩を主体とし，安山岩礫岩を頻繁に伴う．その堆積環境は湖沼あるいは乾陸環境である．桐岡流紋岩部層は，流紋岩溶岩及び貫入岩からなり，白毫山流紋岩，草太山流紋岩，牛ヶ峰流紋岩，その他の未区分流紋岩からなる．桐岡流紋岩部層を構成する流紋岩は斑晶量に多様性があり，無斑晶状のものから多量の斑晶を含むものまで産する．堆積環境は湖沼もしくは乾陸環境である．

寺田層は，主に安山岩溶岩及び貫入岩からなり，一部で安山岩火山砕屑岩及び礫岩を伴う．溶岩は水冷破砕溶岩として産することが多い．本層は，主要な構成要素である安山岩の斑晶量の差により，斑晶を中程度に含むタイプ（T1）と斑晶を多量に含むタイプ（T2）に区分される．その堆積環境は主に湖沼環境であるが，一部は陸上環境の可能性もある．

6. 4　湯谷層（Yd）

地層名　弘原海・松本（1958）による部層単元「湯谷礫岩層（Yudani conglomerate）」に由来する．本報告ではこれを層単元に格上げし，「湯谷層（Yudani Formation）」とする（第 6. 1 図）．

定義　弘原海・松本（1958）は「春木累層（Haruki Formation）」の一部層として「湯谷礫岩層」を定義した．「湯谷礫岩層」は，照来層群の構成物のうち，礫岩主体の地層に対して命名されたものである．本報告ではこれを層単元に格上げして「湯谷層」とする．

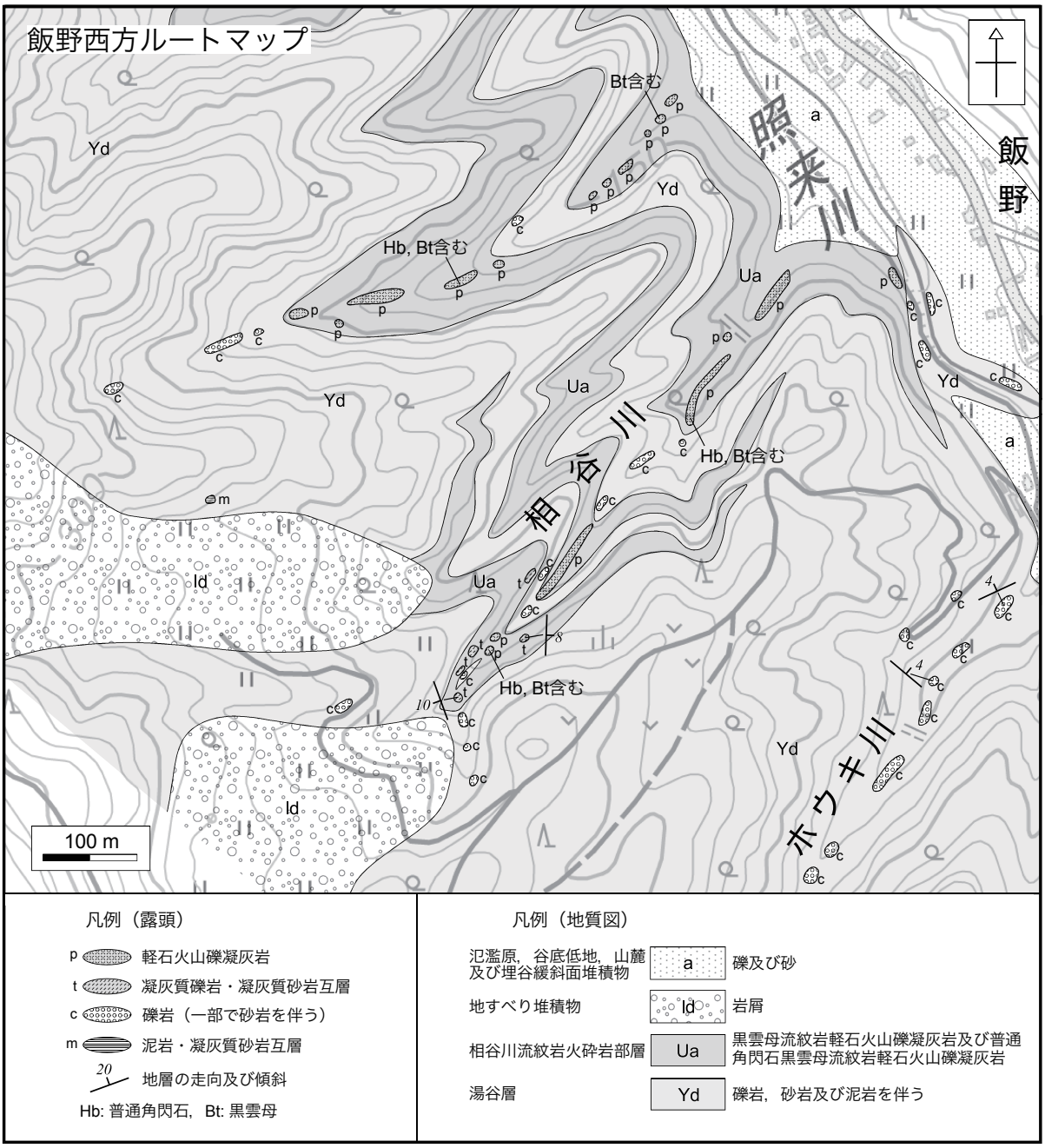
松原ほか（1966）は，湯村温泉南方で基盤の花崗岩を覆い，歌長流紋岩類（本報告の歌長層）に覆われる礫岩を，照来層群の基底に位置付けられるものとして照来層群の「基底礫岩層」と定義した．この「基底礫岩層」は Furuyama（1989）でも踏襲され，上記の場所のほかに，鳥取県若桜町諸鹿（南隣の「若桜」地域内）付近においても産し，基盤の北但層群を不整合に覆い，寺田火山岩層（寺田層）に覆われるとされている．「基底礫岩層」は，松原ほか（1966），Furuyama（1989）のいずれにおいても歌長流紋岩類よりも下位に位置付けられている（第 6. 1 図）．しかしながら，これらの「基底礫岩層」は，いずれの既存研究報告においても，また，著者らが実施した「香住」地域及び「村岡」地域における予察的調査においても，歌長層最下部の“下部凝灰岩”の下位には見つかっていない．むしろ，これらの「基底礫岩層」は，湯谷層が基盤をアバット不整合で覆う部分の一部として認識することが可能である．よって，本報告では従来「基底礫岩層」に区分されてきた礫岩も湯谷層に一括する．つまり，本報告による湯谷層は，従来の報告により「湯谷礫岩層」「Yudani Conglomerate」と呼ばれてきたものに，「基底礫岩層」「Basal Conglomerate」を加えたものに相当する（第 6. 1 図）．

模式地　弘原海・松本（1958）によると，東隣の「香住」地域内にある「美方郡温泉町（現新温泉町）湯谷から春木にいたるバス道路（旧国道 9 号線と思われる）で，湯谷より 100 m 南の道の大きく曲がる地点の露頭」とされている．

分布及び層厚　本地域では，新温泉町二尾山北東～飯野～桐岡～白毫山南東にかけての地域と新温泉町中辻川上流域に分布するほか，新温泉町内山南東～石橋西方や岩美町蕪島付近にも小規模な分布が認められる．層厚は，本層が基盤の古第三系を急傾斜にアバット不整合で覆うこと，本層内部の地質構造が不明瞭であることから見積もりが難しいが，分布状況から見て飯野西方では少なくとも 200 m 以上はあるとみられる．本層の層厚は，既存報告では約 80 m（弘原海・松本, 1958），香美町村岡付近（「村岡」地域内）で最大 250 m 以上（松原ほか, 1966）とされている．

層序関係　古第三系の浦富花崗岩をアバット不整合で覆う．東隣の「香住」地域内では，歌長層の“下部凝灰岩”（古山・相川, 1983；Furuyama, 1989；「浜坂」地域には分布しない）を覆う（例えば, 羽地ほか, 2023b）．本層は歌長層相谷川流紋岩火砕岩部層と指交関係にある（第 6. 3 図；第 6. 4 図）．本層は歌長層桐岡流紋岩部層の未区分流紋岩と指交関係にあり，歌長層桐岡流紋岩部層の白毫山流紋岩と草太山流紋岩に貫かれるか覆われる（第 6. 3 図）．また，本層は寺田層の下部と指交関係にあり，本層上部と中辻層の下部は指交関係にある（第 6. 3 図）．本層は鳥取県岩美町蕪島付近において中新統の北但層群を不整合に覆う．

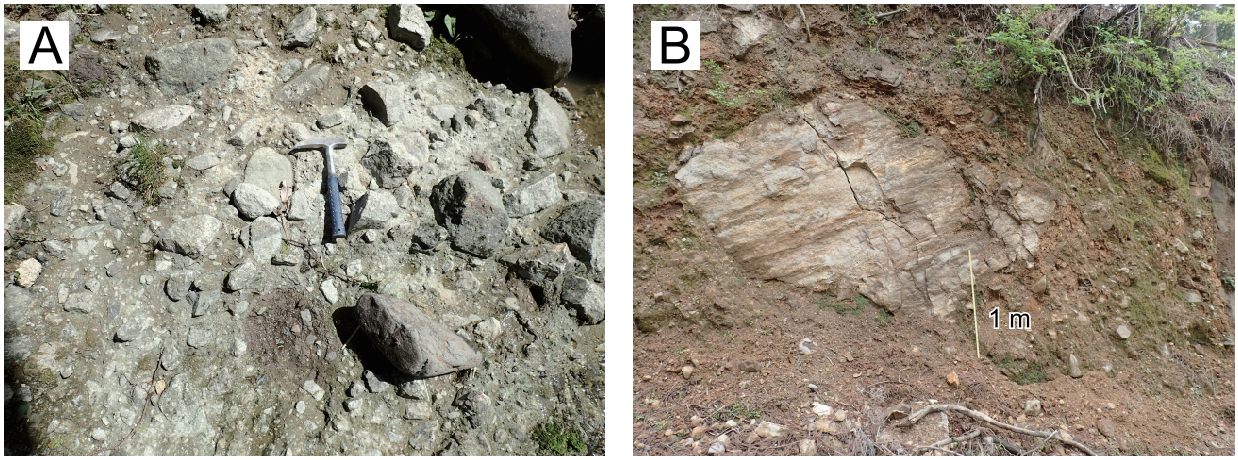
岩相　礫岩を主体とし，一部で層厚数 10 cm 以下の砂岩及び泥岩を挟在する．礫岩は大部分が巨礫岩であり，ところにより大礫岩や中礫岩を伴う．いずれも塊状で淘汰が悪く，礫のインブリケーションは認められない．礫種は，花崗岩，安山岩，流紋岩を主体とする場合が多く，その他に砂岩，泥岩，凝灰岩，火山礫岩，変質火山礫凝灰岩，玄武岩などを伴う．礫種の多様性は場所や層準に依存し，花崗岩のみ，安山岩のみ，流紋岩のみからなる礫岩も産する．流紋岩の礫は，流理構造や球顆状組織が発達した無斑晶状流紋岩が主体であり，草太山流紋岩や



第 6. 4 図　新温泉町飯野西方のルートマップ
地域 6-1（付図 3）．基図に地理院地図を使用．

白亳山流紋岩に代表されるような斑状流紋岩はほとんど認められない．

礫岩はその層相の特徴から大きく 3 つのタイプに大別される．最も多産するタイプは，角～亜角礫からなる礫支持の不淘汰塊状礫岩であり，礫径は 3 m に及ぶことがある（第 6. 5 図）．これらの礫岩はその層相から崖錐性の礫岩と考えられる．次に頻出するタイプは，角～亜角礫からなる基質支持の不淘汰塊状礫岩である．崖錐性の礫岩と比較してやや円磨された礫を多く含み，礫径は 2 m に及ぶことがある．このタイプの礫岩はその層相から土石流堆積物であると考えられる．3 つ目のタイプは，角～亜角礫からなる礫支持あるいは基質支持の不淘汰塊状礫岩であるが，長径数 m にも及ぶ様々な岩種のブロックを含む礫岩であり，基盤岩に近接した地域で産することが多い．ブロックは，泥岩，砂岩，無斑晶状流紋岩，パーライト，花崗岩角礫岩，安山岩角礫岩，破砕した安山岩などからなり，軟質な泥岩や砂岩ブロックは変形して層理が湾曲しているものも認められる．このタイプの



第 6. 5 図　湯谷層の露頭写真
（A）：礫支持の不淘汰巨礫岩．新温泉町飯野北西，照来川沿いの地点 6-1（付図 3）．ハンマーの長さは 32 cm.（B）：長径 3 m の無斑晶状流紋岩の巨礫を含む礫支持の不淘汰巨礫岩．新温泉町草太山北西方の地点 6-2（付図 3）．

礫岩は，その層相から岩屑なだれ堆積物あるいはスランプ堆積物であると考えられる．

本層を構成する礫岩について，先行研究による成因的解釈としては以下のようなものがある．吉谷（1982）は，本層が主に土石流ないし山麓扇状地堆積物様の礫岩から構成されると述べた．松原ほか（1966）は，本層を歌長流紋岩類の噴出に伴う沈降と周辺山地の崩壊によって急激に運び込まれ堆積した崖錐ないしは土石流様の堆積物と推定している．

堆積環境　本層を構成する礫岩には，崖錐堆積物，土石流堆積物，スランプ堆積物及び岩屑なだれ堆積物が認められる．また，本層の下位にある歌長層“下部凝灰岩”は主に溶結火砕岩からなる（Furuyama, 1989；羽地ほか, 2023b）．これらのことは，本層が主に乾陸上の堆積物からなることを示す．一方，本層の上部は主に湖沼堆積物からなる中辻層と指交関係にある．以上のことを総合すると，本層の堆積環境は乾陸～河川～湖沼環境と判断される．

年代　本層は歌長層の“下部凝灰岩”（古山・相川, 1983；Furuyama, 1989；「浜坂」地域には分布しない）よりも上位層準にある（例えば, Furuyama, 1989；古山・長尾, 2004；羽地ほか, 2023b）．“下部凝灰岩”からは 3.03 ± 0.01 Ma の U–Pb年代が報告されている（羽地ほか, 2023b；第 6. 1 表）．そのため，本層は少なくとも 3.0 Ma よりも若いと判断される．一方，本層は草太山流紋岩よりは古いことから，少なくとも 2.6 Ma よりも古いと判断される．以上のことから，本層の堆積年代は 3.0～2.6 Ma の間と考えられる．

6. 5　中辻層（Nk）

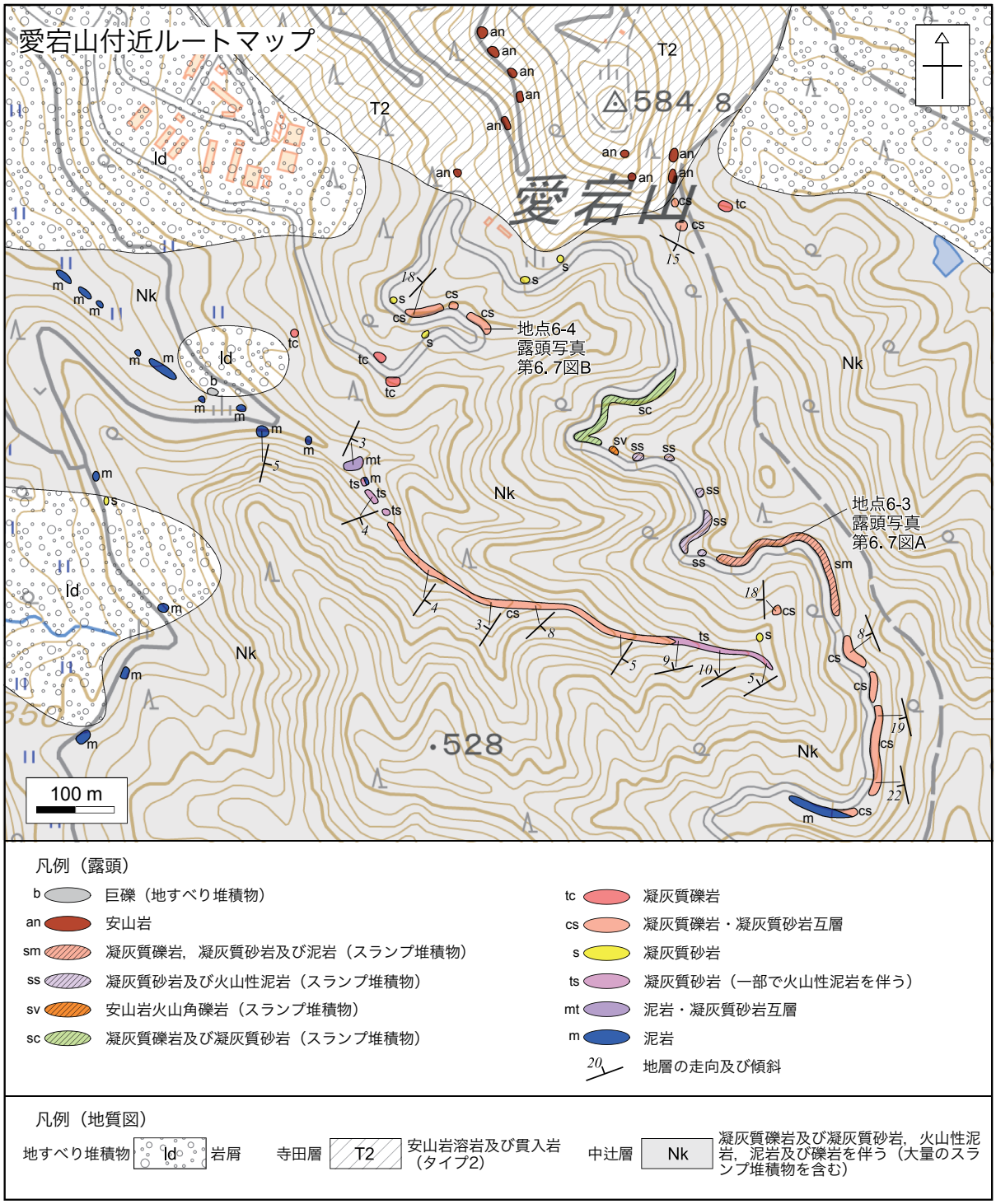
地層名　新称．

定義　照来層群構成層のうち，主に再堆積性の火山砕屑岩（凝灰質礫岩及び凝灰質砂岩）とそれに伴う火山性泥岩，泥岩及び礫岩からなり，湯谷層上部とは一部指交関係にあるものの，大局的には湯谷層の上位層準として位置付けられる地層を，中辻層と定義する．

本層は，従来「春来泥岩層」あるいは「Haruki Mud」と呼ばれていた部層単元区分（松原ほか, 1966；上村ほか, 1979；Furuyama, 1989；古山・長尾, 2004；第 6. 1 図）に相当する．今回，照来層群の層序単元区分を整理・再検討するにあたり（詳細については第 6.2.2 項を参照），「春来」の名称を継承することで地層名や層序区分に混乱を招く恐れが懸念されたため，本地域内で模式的な産状が認められる新温泉町中辻川上流部の地名「中辻」を採用し，従来の「春来泥岩層」に相当する地層に対して「中辻層」の地層名を用いる．

模式地　兵庫県新温泉町中辻川上流，愛宕山（あたごやま）南方の地域（第 6. 6 図）とする．本層の特徴として，構成物中におけるスランプ堆積物の割合が大きいことが挙げられる．そのため，本層の詳細な層序の構築は極めて困難である．本層中でスランピングの影響をほとんど受けていない地層は，一部の地域のみに分布が限られている．その代表的な地域の 1 つとして，模式地付近の中辻川上流域が挙げられる（第 6. 6 図）．中辻川上流域では，スランピングの影響をほとんど受けていない地層が沢沿いに連続露出しており，本層の模式地として最適である．それに加えて，周辺の林道沿いではスランプ堆積物の良好な露出も併せて観察できることから（第 6. 6 図），この地域は本層の典型的な岩相を確認できる場所として適している．

分布及び層厚　本地域では，新温泉町海上～石橋～中辻～草太山北西にかけての地域に広く分布する．層厚は愛宕山南方で最大 300 m 以上に達する．



第 6. 6 図　新温泉町愛宕山付近のルートマップ
地域 6-2（付図 3）．基図に地理院地図を使用．

層序関係　本層は寺田層，湯谷層上部，歌長層の一部と指交関係にある（第 6. 3 図）．

岩相　再堆積性の火山砕屑岩（凝灰質礫岩及び凝灰質砂岩）を主体とし，火山性泥岩，泥岩及び礫岩を伴う．これらはしばしばスランピングを受け，変形して岩相が入り乱れたスランプ堆積物として産する（第 6. 7 図A）．本地域に分布する本層のおおよそ半分がスランプ堆積物と言っても過言ではない．そのため，地層の姿勢は比較的狭い地域内でも安定しない場合がほとんどで，地層の傾斜が 30°以上の急傾斜になっている場合も多い．一方，

スランピングを受けていない模式地の沢ルートでは，地層の傾斜は10°以下となっている（第6. 6図）．ただし，スランプ堆積物が多くを占める地域においても，本層に挟まれる寺田層の溶岩はほぼ水平もしくは緩傾斜となっていることが多い．そのため，スランプにより大きく乱されてはいるものの，本層の大局的な地層の姿勢は，ほぼ水平～緩傾斜であると考えられる．なお，本層はかつて「春来泥岩層」と呼ばれてきたものと同じものであるが（第6. 1図），少なくとも本地域においては，実際に主体をなすのは凝灰質礫岩と凝灰質砂岩であり，火山性泥岩や泥岩が占める部分はおおよそ3割にも満たない．

本層の主体は淡灰色～灰白色を呈する凝灰質礫岩及び凝灰質砂岩からなる．これらは再堆積性の火山砕屑岩である．これらは固結している場合が多いが，場所によっては未固結な場合もある．凝灰質礫岩は，塊状もしくは弱い成層構造を示し，基質支持であることが多く，細～中礫サイズの軽石及び流紋岩礫とその間を埋める黒雲母などの結晶に富む凝灰質砂からなる（第6. 7図B）．凝灰質礫岩は細～中礫サイズの泥岩偽礫を含むことがある．凝灰質砂岩は，塊状もしくは弱い成層構造を示し，場所や層準によって粒径が極細粒～極粗粒砂と変化に富み，軽石片や結晶片に富む砂粒子を主体とする（第6. 7図C）．凝灰質砂岩も凝灰質礫岩と同様に細～中礫サイズの泥岩偽礫を含むことがある．凝灰質礫岩と凝灰質砂岩は数10 m～数10 cm以下の間隔で互層することが多い（第6. 7図B）．これらの互層には，場所によって厚さ10数cm以下の火山性泥岩や泥岩，厚さ数10 cm以下の礫岩が加わることもある．本層模式地の中辻川上流沢沿いでは（第6. 6図），凝灰質礫岩と凝灰質砂岩からなる互層と，これに部分的に挟まれる厚さ数10 cmの泥岩や礫岩からなる地層が露出する．

火山性泥岩は淡灰色～灰白色を呈し，塊状もしくは平行層理を示す．火山性泥岩は，厚さ数10 cmで凝灰質礫岩や凝灰質砂岩，泥岩と互層して産する場合が多いが，厚さ数m以上で産する場合もある．

泥岩は明灰色～灰色～褐色を呈し，多くの場合は平行層理や平行葉理が発達するが（第6. 7図D），一部では地層の上下方向に数m以上で塊状岩相が連続する産状も認められる．泥岩は植物片を多く含む場合がある．典型的な塊状泥岩は模式地の中辻川上流の下流側沢沿いで産する（第6. 6図）．泥岩は凝灰質砂岩と互層を成すことが多く，その間隔は数10 cmの場合が多い．このような互層を成す場合，泥岩には細かい平行葉理が発達することが多い．泥岩と凝灰質砂岩からなる互層は新温泉町海上付近でよく産し，脱水構造が認められることもある．本層が湯谷層と指交関係にある中辻南方では，花崗岩の細～中礫混じりの灰色の砂質泥岩が特徴的に産する（第6. 6図E）．礫混じりの砂質泥岩はところにより泥岩ブロック含むことから，スランプ堆積物を主体としている可能性が考えられる．

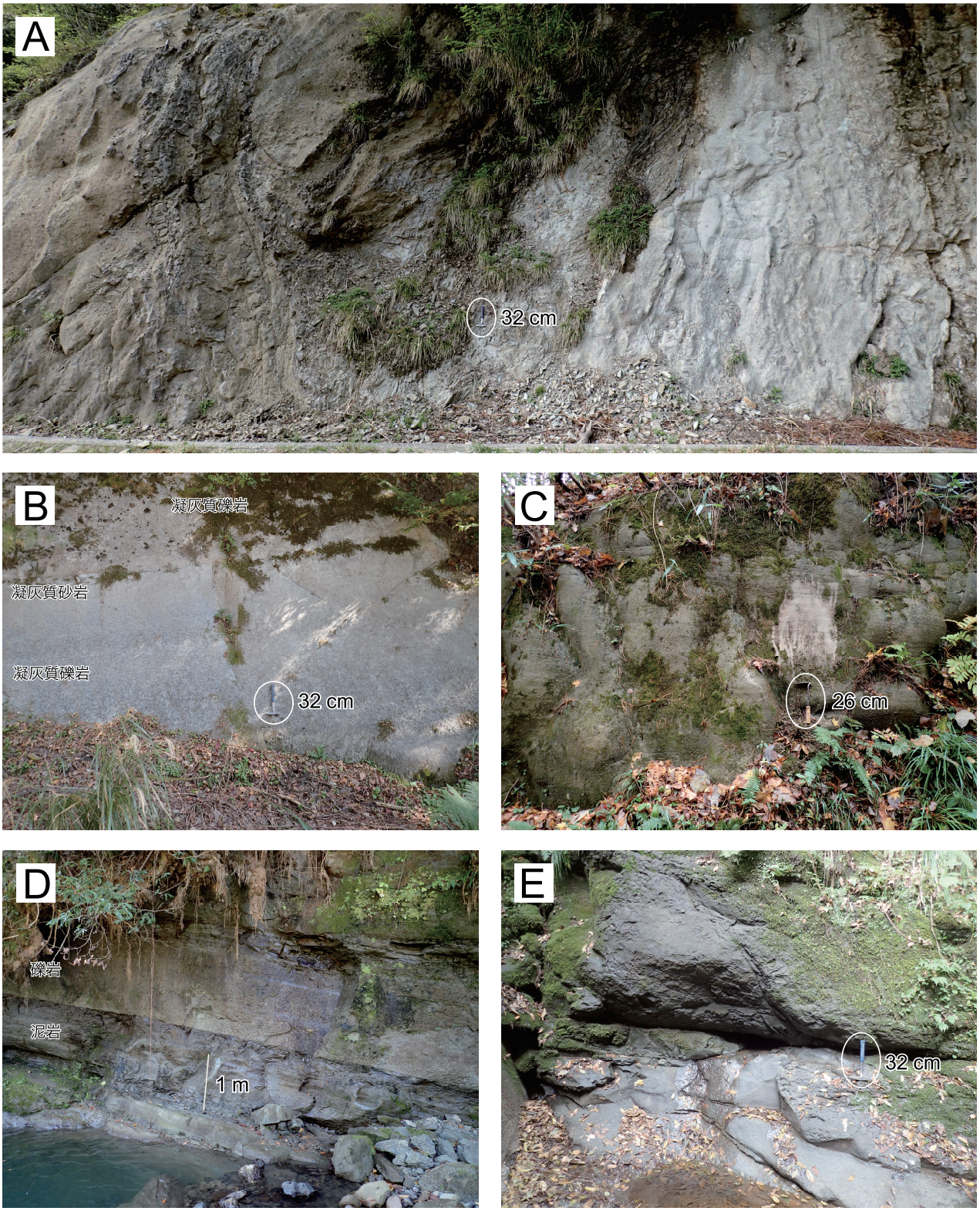
礫岩は，亜角～角礫からなる礫支持～基質支持の細～巨礫岩であり，礫種は流紋岩，泥岩，花崗岩などからなる．本層中における礫岩の占める割合は小さいものの，本層分布域中の様々な場所や層準で産する．中辻川流域の地点6-6では，細～中礫岩，泥岩及び砂岩からなる互層が観察される（第6. 6図D）．ここでの細～中礫岩は，各単層によって基質支持か礫支持かの違いはあるものの，いずれも淘汰が悪く，白色の流紋岩を主体とする角～亜角礫とその粒間を埋める砂から構成される．細～中礫岩の各単層は厚さ30～60 cmで，それぞれの層は正級化しており，層によっては長径20 cm以下の火山性泥岩の偽礫を含む．また，岸田川流域の地点6-8（付図3）では，凝灰質礫岩中に厚さ2 m以下のチャネル状の形態を示す中～巨礫岩が複数の層準で認められる．これらの礫岩は礫支持で，安山岩や泥岩の角～亜角礫で構成される．

本層中に頻繁に認められるスランプ堆積物は，凝灰質礫岩，凝灰質砂岩，火山性泥岩，泥岩，礫岩などが変形・分断された岩相の複合体からなる．場所によっては，寺田層由来の長径数mの安山岩火山角礫岩のブロックを含むこともある．模式地の愛宕山南方地域では，林道沿いの連続露頭にてスランプ堆積物の産状が良く観察できる（第6. 6図；第6. 7図A）．本層のスランプ堆積物については，吉谷ほか（1982）が「村岡」地域内の香美町柤岡高原において詳細な記載を行っており，当時の堆積面付近の浅層が，堆積盆地の沈降の中心に向かう方向にすべって形成されたものであると解釈している．

化石　本層から以下のような化石の産出報告がある．「若桜」地域内の新温泉町海上から昆虫化石（衣笠ほか，1968；Fujiyama, 1982；大久保・赤木編，1981；井上，1986；神谷，1990；Aiba *et al.*, 2025），クモ化石（有田・山名，1970），植物化石（衣笠ほか，1968；井上，1986；小林ほか，1995），湖沼生の珪藻化石（Tanaka and Kobayasi, 1999），カエル化石の可能性が高いもの（井上，1986），サワガニ化石の可能性が高いもの（井上，1986），「香住」地域内から植物化石（巨智部，1894–1895；小西，1966），「村岡」地域内のおそらく本層に相当する部分から植物化石（上治，1938）が報告されている．

堆積環境　本層は岩相及び産出する化石から湖沼性の堆積物と考えられている（弘原海・松本，1958；池辺，1963；赤木，1971；上村ほか，1979）．池辺（1963）は，本層の堆積場となったかつて存在した湖を「古照来湖」と呼んだ．

年代　本層は湯谷層上部と指交関係にあり，寺田層及び歌長層桐岡流紋岩部層と指交関係にあることから（第6. 3図），その堆積年代はおおよそ3.0～2.6 Maの範囲内にあると判断される．Gaffar and Torii（2007）は，本層から採取した2試料について古地磁気分析を行い，正帯磁であることを示した．この結果は上記の推定年代と整合的である．



第 6. 7 図　中辻層の露頭写真
(A)：凝灰質礫岩，凝灰質砂岩及び火山性泥岩からなるスランプ堆積物．新温泉町愛宕山南東の地点 6-3（付図 3）．スケールのハンマーを白い丸で示す．(B)：凝灰質礫岩と凝灰質砂岩の互層．新温泉町愛宕山の地点 6-4（付図 3）．スケールのハンマーを白い丸で示す．(C)：弱成層した凝灰質砂岩．新温泉町前北東の地点 6-5（付図 3）．スケールのねじり鎌を白い丸で示す．(D)：礫岩泥岩互層．新温泉町中辻川沿いの地点 6-6（付図 3）．(E)：含礫砂質泥岩．新温泉町中辻川上流の地点 6-7（付図 3）．スケールのハンマーを白い丸で示す．

6.6 歌長層

地層名　弘原海・松本（1958）による高山累層の部層単元である「歌長火山岩層（Utaosa volcanics）」に由来する．本報告ではこれを層単元に格上げし，「歌長層（Utaosa Formation）」とする（第 6.1 図）．

定義　弘原海・松本（1958）は「高山累層（Takayama Formation）」の一部層として「歌長火山岩層」を定義した．「歌長火山岩層」は，照来層群の構成物のうち，流紋岩溶結凝灰岩主体の地層に対して命名されたものである．「歌長火山岩層」は，その後，「歌長流紋岩層」「歌長流紋岩」と若干の改称を経つつ，流紋岩溶結凝灰岩だけではなく，兵庫県北西部～鳥取県東端部に分布する照来層群構成物中の流紋岩溶岩や流紋岩火砕岩を包括する定義へと改められた（例えば，松原ほか，1966；Furuyama, 1989）．本報告ではこれを層単元に格上げして「歌長層」とする．本報告による歌長層は，従来の報告により「歌長火山岩層」「歌長流紋岩層」「歌長流紋岩」と呼ばれてきたものとほぼ同じものである（第 6.1 図）．

古山・相川（1983），Furuyama（1989）は，歌長層（彼らの言う「歌長流紋岩」）を，“下部凝灰岩”，“上部凝灰岩”，“その他の流紋岩質岩（溶岩及び火砕岩）”に区分して示した．これは歌長層を体系的に区分した最初の試みであり，その意義は大きい．しかしながら，正式な地質単元名とする場合は，原則的には地名を冠した名称を与えるべきである．また，実際には“下部凝灰岩”，“上部凝灰岩”とされた地層が凝灰岩ではなく火山礫凝灰岩であったり，“上部凝灰岩”の典型として示された地層（東隣の「香住」地域に分布）が本報告の予察的調査によれば実際には流紋岩貫入岩体であったり，“その他の流紋岩質岩”についても複数の溶岩や火砕岩が一括して示されているため個々を認識しにくいなど，多くの課題があった．そのため，本報告では歌長層の区分を抜本的に改め，本地域に分布する歌長層を，相谷川流紋岩火砕岩部層，飯野火山砕屑岩部層，桐岡流紋岩部層の 3 つの部層に区分する（第 6.1 図；第 6.3 図）．相谷川流紋岩火砕岩部層は，“下部凝灰岩”よりも上位層準にあり，湯谷層と指交関係にある複数の流紋岩火砕流堆積物を一括したもので，従来の“上部凝灰岩”の一部に相当する．飯野火山砕屑岩部層は，中辻層上部と同層準にあり，草太山の北東に分布する流紋岩火山礫凝灰岩と凝灰質礫岩を主体とし，安山岩礫岩を伴う地層を指すものである．飯野火山砕屑岩部層は，安山岩の礫を頻繁に含むことから古山・相川（1983），Furuyama（1989）では寺田層相当層に区分されていたが，実際には流紋岩質の火山砕屑物が優勢であることから，本報告では歌長層の一部層とした．桐岡流紋岩部層は，流紋岩溶岩もしくは貫入岩からなるものを一括したものであり，単層相当の単元として，白毫山流紋岩，草太山流紋岩，牛ヶ峰流紋岩を設けるとともに，それ以外の小規模な岩体をまとめて「未区分流紋岩」として示す（第 6.3 図）．なお，“下部凝灰岩”については本地域には分布しないため，その部層単元名称については今後の課題とする．また，「若桜」地域や「香住」地域に分布する流紋岩岩体（例えば，Furuyama, 1989）についても，その区分は今後の課題である．

模式地　弘原海・松本（1958）によると，「温泉町［現新温泉町］歌長の 50 m南の道路わきの露頭」とされている．ただし，位置が明確ではないので，今後は模式地を改める必要があると考える．ただし，より適した模式地については，歌長層全体の調査を行った上で設定すべきと考えることから，本報告では従前通りとしておく．

分布及び層厚　兵庫県新温泉町歌長から鳥取県岩美町蕪島にかけて，いくつかの場所に散点的に分布する．最も広く，厚く分布する場所は草太山付近であり，ここでの層厚は最大 350 m に及ぶ．

層序関係　湯谷層，中辻層及び寺田層と指交関係にある（第 6.3 図），一部で基盤の花崗岩を直接覆う．

岩相　流紋岩溶岩，流紋岩貫入岩及び流紋岩火砕岩などからなる．詳細については各部層の項目（第 6.6.1～6.6.3 項）にて記載する．

堆積環境　湖沼及び乾陸環境である．

年代　本地域に分布する歌長層の年代は，層序関係，放射年代及び古地磁気分析結果を総合的に検討すると，大部分は 3～2.6 Ma の間と考えられるが，更なる検討が必要と指摘される岩体もある．また，放射年代（第 6.1 表）及び古地磁気データ（Ito, 1970；Gaffar and Torii, 2007）から，本地域外には 2.6 Ma 以降の流紋岩体が存在する可能性があり，今後の検討課題である．

6.6.1 相谷川流紋岩火砕岩部層（Ua）

地層名　新称．

定義　歌長層の構成物のうち，“下部凝灰岩”よりも上位層準にあり，湯谷層と指交関係にある複数の流紋岩火砕流堆積物と，一部でそれらに随伴する再堆積物を，相谷川流紋岩火砕岩部層と定義する．本部層はFuruyama（1989）により“上部凝灰岩”として示されていたものの一部に相当する．

模式地　兵庫県新温泉町飯野南西の相谷川流域（第 6.4 図）．

分布及び層厚　新温泉町飯野付近，塩山（しおやま）南西，宮脇（みやわき）～前付近で分布が認められる．本部層は湯谷層の複数の層準にわたって産するため（第 6.4 図），全体の層厚を算出することはできないが，火砕流堆積物 1 枚単位での層厚はおおよそ 10～50 m である．

層序関係　湯谷層と指交関係にある（第 6.3 図；第 6.4 図）．宮脇～前付近では古第三系の浦富花崗岩を直接覆い，寺田層と中辻層に覆われる．

岩相　白灰色～淡灰色～黄白色～淡褐灰色を呈する塊状

の固結した軽石火山礫凝灰岩からなる（第 6. 8 図A, B）．結晶質で肉眼により容易に視認できるほど黒雲母を多量に含む．軽石火山礫は白色を呈し，その粒径は長径 3 cm 以下であることが多い．軽石火山礫凝灰岩は塊状で淘汰が悪く，基質支持で軽石火山礫を主体とし，塊状岩相が地層の上下方向に数 10 m にわたって連続する岩相の特徴から，火砕流堆積物と判断される．石質岩片として，長径 3 cm 以下の無斑晶状流紋岩，玄武岩，変質安山岩，花崗岩を少量含む．ただし，新温泉町内山東方の岸田川沿いで古第三紀の浦富花崗岩に接する付近では，長径 1 m 以下の中新統の安山岩巨礫を例外的に多く含む．軽石火山礫は変質・風化のため脱落し，空洞になっている場所も認められる．

本部層は産状と岩質から複数の火砕流堆積物から構成されると判断される．模式地の相谷川では，湯谷層に挟まれる形で少なくとも 3 層準に火砕流堆積物が認められる（第 6. 4 図）．このうち，相谷川最上位の火砕流堆積物の上位には，火砕流堆積物と同質の凝灰質礫岩と凝灰質砂岩の互層からなる層厚数 m の再堆積物層が認められる（第 6. 4 図）．本部層を構成する火砕流堆積物は，斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，不透明鉱物を共通して含むが，これらに加えて普通角閃石を含むタイプも認められる．出現頻度は普通角閃石を含むタイプの方が多い．普通角閃石を含むタイプの中でも，その含有量には試料や層準によって多様性が認められる．少なくとも普通角閃石を含むタイプは，相谷川ルートにおいて少なくとも 3 枚の火砕流堆積物からなることが判明している（第 6. 4 図）．いずれの層準，いずれの岩質の火砕流堆積物についても，野外での岩相が酷似するため，各火砕流堆積物を 1 枚ごとに認識して地質図に表現することは困難である．

岩石記載

普通角閃石黒雲母流紋岩軽石火山礫凝灰岩
（試料番号 22042506, 第 6. 9 図A）

産地：兵庫県新温泉町飯野北西，照来（てらぎ）川沿いの地点 6-9（付図 3）．

産状：固結した流紋岩軽石火山礫凝灰岩（第 6. 8 図A）．

顕微鏡下の特徴：膠結作用と脱ガラス化作用のため，薄片では軽石火山礫と基質の視認が困難である．全体的に結晶を多く含み，斑晶サイズの結晶として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，普通角閃石，不透明鉱物を含む．斜長石は長径 4.5 mm 以下で自形～他形を呈する．他形を示すものは破片状の形態を示す．清澄な結晶が多いが，一部で蜂の巣状構造を持つものが認められる．アルカリ長石は長径 1.3 mm 以下で自形～他形を呈する．他形を示すものは破片状の形態を示す．清澄な結晶が多いが，一部でパーサイト組織を持つものが認められる．石英は長径 3 mm 以下で半自形～他形を呈する．他形を示すものは丸みを帯びた融食形，虫食い状の形態あるいは破片状の形態を示す．黒雲母は長径 1 mm 以下で自形～半自形を呈する．普通角閃石は長径 0.5 mm 以下で自形～半自形を呈する．普通角閃石の含有量は少なく，おおよそ 1 枚の薄片中に 10 粒子以下である．不透明鉱物は長径 0.2 mm 以下である．これらの他に長径 0.1 mm 以下の少量のジルコンが認められる．基質は火山ガラス片と隠微晶質物質からなる．

堆積環境　陸成層からなる湯谷層と指交関係にあり，陸上堆積した火砕流堆積物の典型的な岩相を示すことから，乾陸上の環境で堆積したと考えられる．

年代　放射年代は未報告である．指交関係にある湯谷層との層序関係より少なくとも 3.0～2.6 Ma の間と判断される．なお, 東隣の「香住」地域に分布する“上部凝灰岩”からは，これまで 2.77 ± 0.15 Ma の FT 年代と 2.28 ± 0.24 Ma の黒雲母 K–Ar 年代（宇都ほか, 1994），2.52 ± 0.07 Ma の火山ガラス K–Ar 年代と 2.28 ± 0.07 Ma の黒雲母 K–Ar 年代（古山・長尾, 2004）が報告されている（第 6. 1 表）．しかし，本報告による予察的な調査によれば，これらの“上部凝灰岩”は全て流紋岩貫入岩であり，本部層とは全く別の岩体である．

6. 6. 2　飯野火山砕屑岩部層（Ui）

地層名　新称．

定義　歌長層の構成物のうち，中辻層の上部とほぼ同じ層準（おそらく指交関係）にあり，草太山の北東に分布し，流紋岩火山礫凝灰岩と凝灰質礫岩を主体として安山岩礫岩を伴う地層を，飯野火山砕屑岩部層と定義する．本部層は，Furuyama（1989）により「Terada Volcanics」の「Andesite PY flow（1 stage）」として示されていたものの一部に相当する．

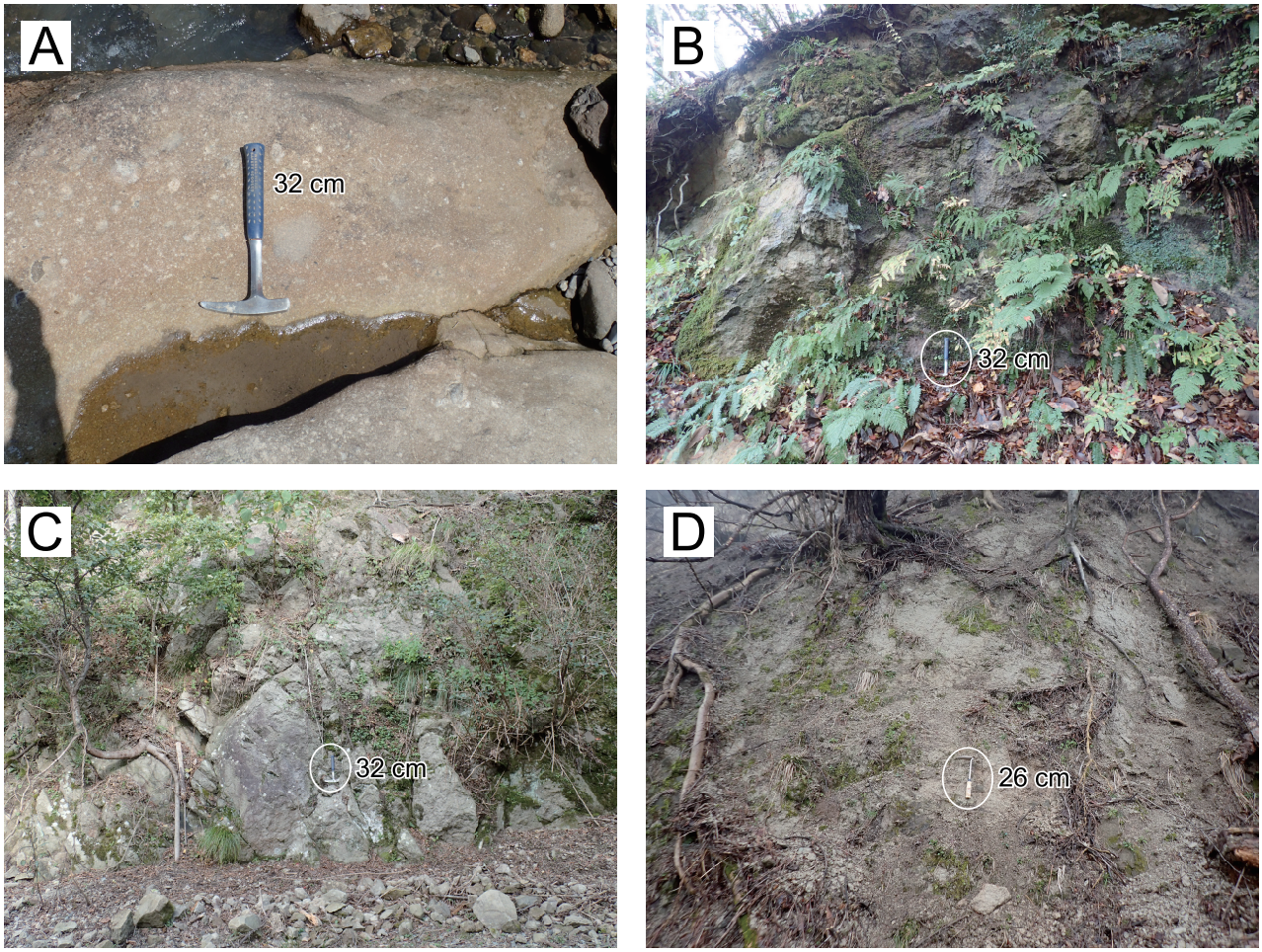
模式地　兵庫県新温泉町草太山の北西にある林道沿い（地点 6-11 付近；第 6. 8 図C, D）．

分布及び層厚　草太山の北西，東西 1.4 km×南北 1.5 km の範囲に分布する．層厚は最大で 200 m 程度である．

層序関係　本部層は草太山流紋岩に覆われるか貫かれる（第 6. 3 図）．本部層は白毫山流紋岩より上位層準にあり，寺田層とは指交関係にある（第 6. 3 図）．また，本部層は中辻層の上部と同層準にあるため，両者はおそらく指交関係にある（第 6. 3 図）．

岩相　流紋岩火山礫凝灰岩及び凝灰質礫岩を主体とし，安山岩礫岩を頻繁に伴う．流紋岩火山礫凝灰岩と安山岩礫岩はしばしば数 m～10 数 m 以下の間隔で互層する．流紋岩火山礫凝灰岩と安山岩礫岩の境界部は漸移的であることが多く，両者の中間的な岩相（凝灰質礫岩）が多く産する．安山岩礫岩は，レンズ状の形態で流紋岩火山礫凝灰岩に挟まれることも多い．

流紋岩火山礫凝灰岩は，一部はねじり鎌で削ることができるくらいに軟質であるが（第 6. 8 図D），多くは固結

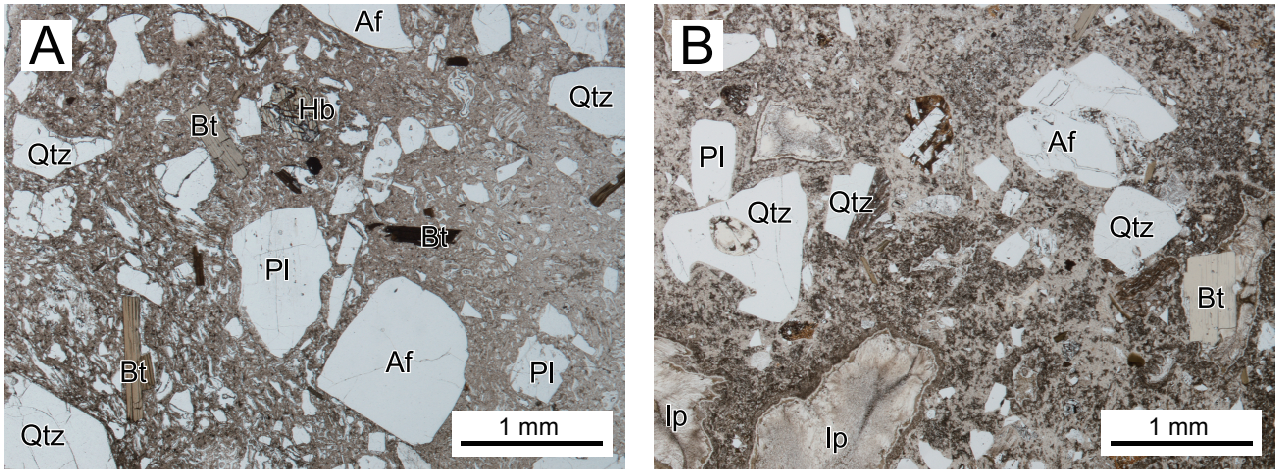


第 6. 8 図　歌長層相谷川流紋岩火砕岩部層と飯野火山砕屑岩部層の露頭写真
(A)：相谷川流紋岩火砕岩部層の軽石火山礫凝灰岩．新温泉町飯野北西，照来川沿いの地点 6-9（付図 3）．(B)：相谷川流紋岩火砕岩部層の軽石火山礫凝灰岩．新温泉町塩山の地点 6-10（付図 3）．スケールのハンマーを白い丸で示す．(C)：飯野火山砕屑岩部層の固結した火山礫凝灰岩．新温泉町草太山北西の地点 6-11（付図 3）．スケールのハンマーを白い丸で示す．(D)：飯野火山砕屑岩部層の未固結の火山礫凝灰岩．新温泉町草太山北西の地点 6-12（付図 3）．スケールのねじり鎌を白い丸で示す．

している（第 6. 8 図C）．その一部は非常に硬く固結しており，このような場所で採取した薄片を観察すると，レンズ状やアメーバ状の火山礫が認められることから（第 6. 9 図B），変質のため不明確であるものの一部は弱溶結している可能性がある．流紋岩火山礫凝灰岩は，塊状基質支持で淡緑灰色～淡褐灰色を呈し，長径 4 cm 以下の淡緑灰色火山礫を含む．結晶質で肉眼により容易にわかる程度に黒雲母を多量に含む．流紋岩火山礫凝灰岩は，安山岩の亜角礫を普遍的に含む．安山岩礫のサイズは巨礫～細礫であり，礫の含有量は層準により異なる．一部の層準では，安山岩礫に富む火山礫凝灰岩（あるいは凝灰質礫岩）と，安山岩礫をほとんど含まない火山礫凝灰岩が互層する．安山岩礫は記載岩石学的特徴から寺田層起源と判断される．その他に花崗岩の礫を少量含むこともある．また，流紋岩火山礫凝灰岩は，中辻層起源の長径 50 cm の泥岩ブロックや，寺田層起源の長径 3.5 m に達する安山岩の破砕ブロックを含むことがある．安山岩ブロックにはしばしばジグソークラックが認められる．

安山岩礫岩は，寺田層起源の安山岩の亜角礫を主体とし，少量の球顆流紋岩や花崗岩の礫を一部で伴う．礫岩はいずれも塊状で，礫のサイズは巨礫～中礫である．基質支持の礫岩が多いが，一部で礫支持の礫岩も認められる．いずれも安山岩の礫を主体としているものの，基質は流紋岩火山礫凝灰岩と同質な泥～砂粒子で占められており，肉眼で容易にわかる程度に黒雲母を多量に含んでいる．

本部層を構成する流紋岩火山礫凝灰岩がどのような性質の堆積物なのかは，決め手に欠ける状況ではっきりしない．少なくとも，淘汰が悪く基質支持であることから，降下火砕堆積物ではないのは確かである．また，そ



第 6. 9 図　歌長層相谷川流紋岩火砕岩部層と飯野火山砕屑岩部層の薄片写真
（A）：相谷川流紋岩火砕岩部層の軽石火山礫凝灰岩（試料番号 22042506）．産地：兵庫県新温泉町飯野北西，照来川沿いの地点 6-9（付図 3）．単ポーラー．（B）：飯野火山砕屑岩部層の火山礫凝灰岩（試料番号 21101920）．産地：兵庫県新温泉町草太山北西の地点 6-11（付図 3）．単ポーラー．Af：アルカリ長石，Bt：黒雲母，Hb：普通角閃石，lp：火山礫（元はおそらくガラス質），Pl：斜長石，Qtz：石英．詳しい岩石記載は本文を参照．

の一部は弱溶結している可能性がある．流紋岩火山礫凝灰岩には，その不淘汰な岩相から固結（あるいは弱溶結）した火砕流堆積物と判断して良さそうなものがある一方で，安山岩礫を多く含む部分，安山岩礫岩に漸移する部分や，凝灰質礫岩と呼ぶべき両者の中間的な岩相も認められる．一方，安山岩礫岩は，含まれる礫種から寺田層の再堆積物であると考えられるが，礫岩の基質は常に凝灰質で多量の黒雲母を伴うことから，流紋岩火山礫凝灰岩の堆積に伴って生じた二次堆積物である可能性が高い．また，流紋岩火山礫凝灰岩には，泥岩のブロックや破砕した安山岩ブロックを含む部分も認められることから，一部はスランプ堆積物や岩屑なだれ堆積物の可能性もある．以上のことから，本部層はおそらく流紋岩火砕流堆積物とその再移動堆積物，また，これらの火砕噴火に近い時期に生じた寺田層の再堆積物等の複合体である可能性が考えられる．

岩石記載　流紋岩火山礫凝灰岩は，斑晶サイズの結晶として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，不透明鉱物を共通して含む．一部の試料では微量の直方輝石と単斜輝石が認められるが，これらは安山岩片から分離した結晶であり，本質的な結晶ではないと推定される．

黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩
（試料番号 21101920，第 6. 9 図 B）
産地：兵庫県新温泉町草太山北西の地点 6-11（付図 3）．
産状：硬く固結した流紋岩火山礫凝灰岩．弱溶結している可能性もある．
顕微鏡下の特徴：レンズ状～アメーバ状の形態を示す長径 5 mm 以下の火山礫が散在する．火山礫は主に微細な隠微晶質物質からなり，以下に記載する結晶を含むことがある．火山礫の石基には潰れた発泡組織の痕跡が認められることが多いことから，元々は火山ガラスを主体としていたと推定される．火山礫の形態と組織から，弱く溶結している可能性が指摘されるが，全体的に変質を受けているため明確ではない．全体的に結晶を多く含み，斑晶サイズの結晶として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，不透明鉱物を含む．斜長石は長径 1.7 mm 以下で自形～他形を呈する．他形を示すものは破片状の形態を示す．清澄な結晶が多い．アルカリ長石は長径 1 mm 以下で自形～他形を呈する．他形を示すものは破片状の形態を示す．清澄な結晶が多いが，一部でパーサイト組織を持つものが認められる．石英は長径 4.5 mm 以下で半自形～他形を呈する．他形を示すものは，丸みを帯びた融食形あるいは破片状の形態を示す．黒雲母は長径 1 mm 以下で自形～半自形を呈する．不透明鉱物斑晶は長径 0.6 mm 以下である．その他，最大長径 0.5 mm のジルコンが認められる．基質は微細な隠微晶質物質と各種結晶の細片からなる．石質岩片としては長径数 cm 以下の斑状安山岩を多く含み，一部で花崗岩も認められる．安山岩片には斜長石，直方輝石，単斜輝石，不透明鉱物の斑晶が認められる．

堆積環境　中辻層と指交関係にあるとみられることから，主に湖沼環境と考えられる．ただし，一部は弱溶結している可能性が指摘されることから，一部は乾陸環境であった可能性もある．

年代　放射年代は未報告である．草太山流紋岩に覆われ

るか貫かれることから, 2.6 Maよりも古いと判断される. また，中辻層上部と同層準であることから，本部層の堆積年代は 3.0～2.6 Maの間と判断される.

6. 6. 3　桐岡流紋岩部層（Ub, Uk, Us, U1, U2）

地層名　新称.

定義　歌長層の構成物のうち，流紋岩溶岩もしくは貫入岩からなるものを桐岡流紋岩部層と定義する．本部層は，古山・相川（1983），Furuyama（1989）において「歌長流紋岩の流紋岩溶岩」として示されたものに相当する．本部層の構成物のうち，比較的規模の大きな岩体については単層単位の単元名を付与する．本地域に分布するものとしては，白毫山流紋岩，草太山流紋岩及び牛ヶ峰流紋岩がある．その他，本地域には小規模な岩体が各地に散在するが，これらについては,「未区分流紋岩」として一括して示す.

模式地　兵庫県新温泉町桐岡北西にある草太山付近から歌長南東にある白毫山にかけての地域.

分布及び層厚　本部層は，兵庫県新温泉町歌長付近から鳥取県岩美町蕪島付近にかけて，各所で散点的に分布する．本部層に相当する流紋岩体は，Furuyama（1989）の地質図によれば,「若桜」地域北東部や「香住」地域北西部にも分布する．本地域での各流紋岩体の層厚（もしくは比高）は数 10 m～200 mである.

層序関係　湯谷層，中辻層及び寺田層と指交関係にある（第 6. 3 図）．また, 一部で古第三紀の浦富花崗岩を覆う．詳細については各単層の項目（第 6.6.3.1～6.6.3.4目）にて記載する.

岩相　流紋岩溶岩及び貫入岩からなる．斑晶量については多様性があり，無斑晶状のもの（例えば, 未区分流紋岩 U1）から，中程度に斑晶を含むもの（例えば, 草太山流紋岩や牛ヶ峰流紋岩），多量の斑晶を含むもの（白毫山流紋岩）まで産する（第 6. 10 図）．流紋岩の全岩SiO_2量は 75.6～77.9 wt.%であり（第 6. 2 表）, SiO_2–K_2O図では大部分が高カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 12 図）. 各岩体の詳細については，各単層の項目（第 6.6.3.1～6.6.3.4 目）にて記載する.

堆積環境　湖沼もしくは乾陸環境である.

年代　層序関係，放射年代及び古地磁気分析結果を総合的に検討すると, 本地域に分布する本部層の大部分は 3.0～2.6 Maの間と考えられる．しかしながら，白毫山流紋岩については層序関係（本報告），K–Ar年代（古山・長尾, 2004），古地磁気極性（Gaffar and Torii, 2007）に矛盾が認められるため，今後さらなる検討が必要である．詳細については各単層の項目（第 6.6.3.1～6.6.3.4 目）にて記載する．なお，歌長層にはどの場所のどの岩体なのかは不明であるが逆帯磁を示す流紋岩が産すること（Ito, 1970），東隣の「香住」地域内には逆帯磁を示す流紋岩体（先行研究では“上部凝灰岩”とされている）が存在すること（Gaffar and Torii, 2007）から,「浜坂」地域外には 2.6 Ma以降の流紋岩体が存在する可能性があり, 今後の検討課題である.

6. 6. 3. 1　白毫山流紋岩（Ub）

地層名　新称.

定義　兵庫県新温泉町歌長南西に位置する白毫山（標高 338.4 m, 別名「城山」）のドーム状山体を構成するとともに，そこから西方かけて一連の岩体を成す斑晶に著しく富む流紋岩を白毫山流紋岩と定義する．本流紋岩は，古山・相川（1983），Furuyama（1989）では「歌長流紋岩の流紋岩溶岩」として示されている.

模式地　兵庫県新温泉町歌長南西に位置する白毫山の山頂付近.

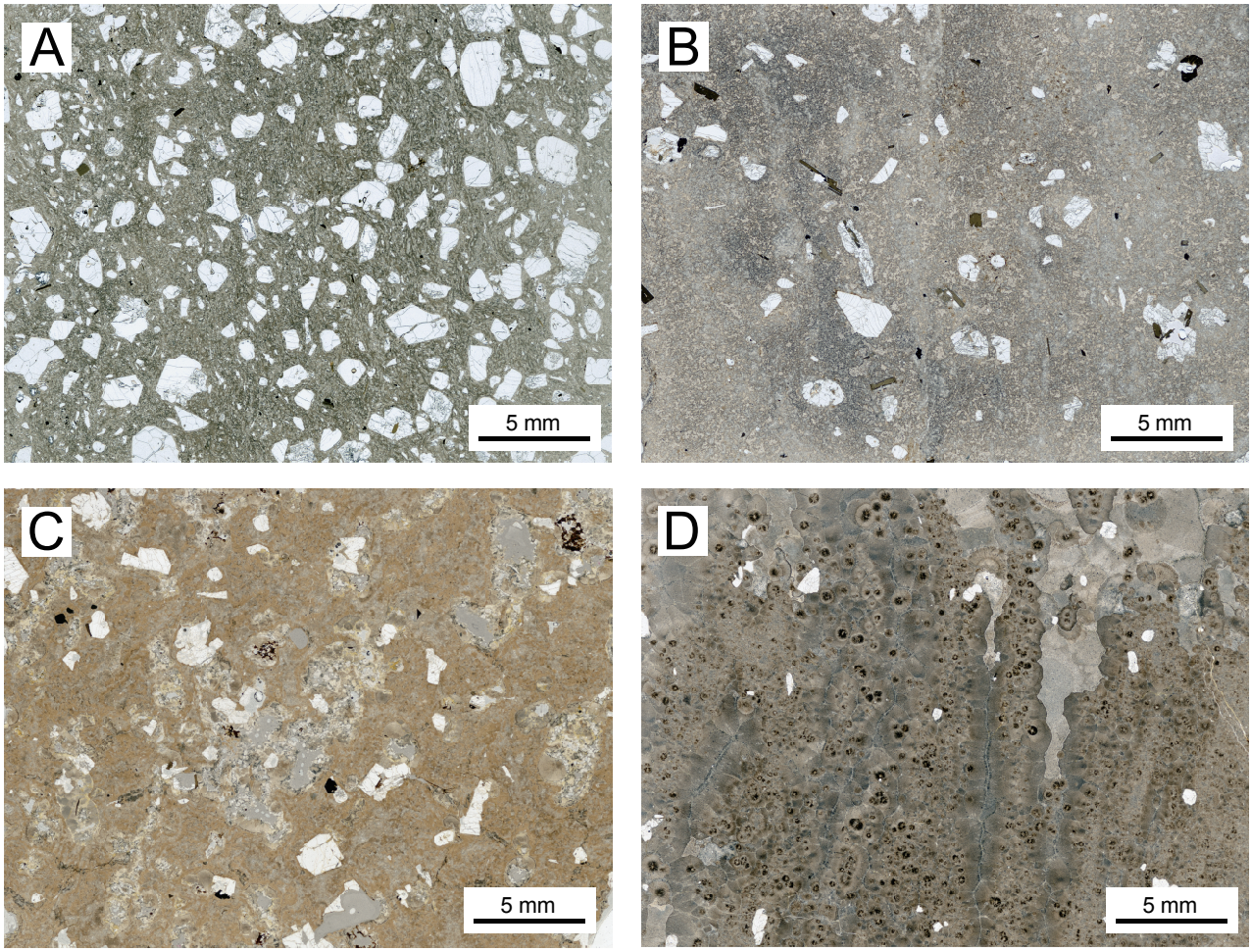
分布及び層厚　白毫山のドーム状山体を構成するとともに，より西方へと分布が連続し，全体で東西 1.9 km×南北 0.7 kmの範囲に分布する．層厚は白毫山付近で最大約 150 mである.

層序関係　分布状況から見て，本流紋岩は湯谷層，寺田層を覆い，中辻層と指交すると判断される（第 6. 3 図）. また，本流紋岩は一部で古第三紀の浦富花崗岩を直接覆い, 新温泉町稲負谷川の地点 6-18 では浦富花崗岩に貫入する（第 6. 11 図A）.

岩相　淡灰色～灰色を呈する斑晶に富む流紋岩からなる（第 6. 10 図A）. 不規則な節理が発達する塊状岩相として産する場合が多いが，一部ではクリンカーと思われる自破砕角礫岩の岩相も認められる．自破砕角礫岩には，高温酸化を受けたと見られる赤褐色の流紋岩礫を含むものが認められる．流紋岩にはしばしば流理構造が認められる．本流紋岩と古第三紀の浦富花崗岩の貫入境界では，境界より流紋岩側の約 80 cmの範囲が急冷して黒曜岩となっている（第 6. 11 図A）．本流紋岩は, 標高の比較的低い地域においては浦富花崗岩に貫入しているが，より標高の比較的高い上部ではクリンカーと思われる自破砕角礫岩が産することから，本流紋岩は下部で貫入岩，上部で噴出岩（溶岩）となっていると考えられる.

岩石記載・全岩化学組成　黒雲母流紋岩からなる．斑状組織を示し，歌長層の流紋岩の中で最も斑晶量が多い（第 6. 10 図A）．斑晶鉱物として斜長石, アルカリ長石，石英，黒雲母及び不透明鉱物を含む.

全岩SiO_2量は 77.2～77.5 wt.%である（第 6. 2 表）. SiO_2–Na_2O+K_2O図では流紋岩の領域に, SiO_2–K_2O図では高カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 12 図）. 本流紋岩は，桐岡流紋岩部層の中において比較的高SiO_2側の組成を示し，草太山流紋岩とはSiO_2やTiO_2量で明瞭に識別することが可能である（第 6. 12 図）.



第 6. 10 図　歌長層桐岡流紋岩部層の薄片スキャン画像
（A）：白毫山流紋岩（試料番号 21101813）．産地：兵庫県新温泉町草太山北方の地点 6-14（付図 3）．（B）：草太山流紋岩（試料番号 21101810）．産地：兵庫県新温泉町草太山の地点 6-15（付図 3）．（C）：牛ヶ峰流紋岩（試料番号 23041005）．産地：兵庫県新温泉町牛ヶ峰山頂付近の地点 6-20（付図 3）．（D）：未区分流紋岩（無斑晶状タイプ）（試料番号 22112501B）．産地：兵庫県新温泉町飯野西方の地点 6-16（付図 3）．

斑状黒雲母流紋岩
（試料番号 21101813，第 6. 10 図 A，第 6. 13 図 A）

産地：兵庫県新温泉町草太山北方の地点 6-14（付図 3）．

産状：沢沿いに連続露出する塊状流紋岩．

全岩 SiO_2 量：77.48 wt.%（第 6. 2 表）．

顕微鏡下の特徴：斑状組織を示し，斑晶量に富む（第 6. 1 0 図 A）．斑晶鉱物として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，不透明鉱物を含む．斜長石斑晶は長径 2 mm 以下で自形～半自形を呈する．アルカリ長石斑晶は長径 2 mm 以下で自形～半自形を呈する．斜長石とアルカリ長石斑晶は全て清澄であり，汚濁帯，塵状帯やメルト包有物は見られない．石英斑晶は長径 2.5 mm 以下で半自形～他形を呈し，丸みを帯びた融食形を示すものが多い．黒雲母斑晶は長径 0.7 mm 以下で自形～半自形を呈する．不透明鉱物斑晶は長径 0.4 mm 以下である．斜長石とアルカリ長石はしばしば集斑晶を成す．石基は微細な隠微晶質物質を主体とし，短～長柱状の長石，針状の黒雲母，粒状の不透明鉱物を交える．その他，長径 0.05 mm 以下のジルコンを少量含む．ジルコンは石基中に単独で産する場合と不透明鉱物に付着して産する場合がある．

堆積環境　自破砕角礫岩が産し，その中には高温酸化を受けたと見られる赤褐色の流紋岩岩塊が一部で認められることから，陸上環境で堆積したと考えられる．

年代　本流紋岩は湯谷層よりも上位に位置するので，少なくとも歌長層の“下部凝灰岩”（古山・相川，1983；「浜坂」地域には分布しない）よりも上位層準にある．“下部凝灰岩”からは 3.03 ± 0.01 Ma の U–Pb 年代が報告されている（羽地ほか，2023b）．そのため，本流紋岩は少なくとも 3.0 Ma よりも若いと判断される．一方，本流紋岩は草太山流紋岩よりも下位層準にある（第 6. 3 図）．草太山流紋岩の年代は，次項で記載の通り U–Pb 年代と古地磁気

第 6. 2 表　歌長層桐岡流紋岩部層の主成分全岩化学組成

試料番号	産状	採取地点	記号	全岩化学組成（wt.%）												
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	LOI**	SiO_2***
歌長層　桐岡流紋岩部層　牛ヶ峰流紋岩																
23041005	流紋岩	新温泉町　牛ヶ峰山	Us	77.15	0.09	13.96	1.21	0.06	0.04	0.31	3.07	4.59	0.01	100.50	1.8	76.85
23041006	流紋岩	新温泉町　牛ヶ峰山	Us	77.57	0.08	13.18	1.14	0.03	0.05	0.32	3.50	4.57	0.01	100.47	1.2	77.30
歌長層　桐岡流紋岩部層　草太山流紋岩																
21101810	流紋岩	新温泉町　草太山北東	Uk	76.34	0.16	13.54	1.62	0.04	0.21	0.48	3.55	4.55	0.01	100.49	1.4	76.09
21101821	流紋岩	新温泉町　草太山	Uk	76.10	0.18	13.76	1.69	0.04	0.21	0.57	3.81	4.46	0.01	100.84	1.2	75.60
21101823	流紋岩	新温泉町　草太山	Uk	76.00	0.17	13.92	1.76	0.03	0.23	0.53	3.61	4.51	0.01	100.77	1.6	75.55
21101919	流紋岩	新温泉町　草太山	Uk	76.51	0.19	13.74	1.69	0.07	0.20	0.43	3.40	4.42	0.02	100.66	1.6	76.14
21102120	流紋岩角礫岩	新温泉町　桐岡北方	Uk	76.09	0.18	13.14	1.32	0.03	0.23	0.69	3.89	4.85	0.04	100.44	0.5	75.85
歌長層　桐岡流紋岩部層　白毫山流紋岩																
21101803	流紋岩	新温泉町　草太山北東	Ub	77.85	0.09	12.82	1.12	0.06	0.08	0.40	3.72	4.66	0.01	100.82	0.8	77.30
21101813	流紋岩	新温泉町　草太山北東	Ub	78.40	0.08	12.81	1.16	0.04	0.09	0.39	3.72	4.60	0.01	101.31	0.8	77.48
22041801	流紋岩貫入岩	新温泉町　稲負谷川	Ub	77.46	0.08	12.98	1.06	0.04	0.10	0.39	3.65	4.69	0.01	100.45	0.9	77.19
22041808	流紋岩	新温泉町　白毫山	Ub	77.75	0.08	13.17	1.12	0.05	0.08	0.35	3.55	4.50	0.02	100.67	1.2	77.32
22041809	流紋岩	新温泉町　白毫山	Ub	77.65	0.09	13.16	1.11	0.04	0.07	0.35	3.66	4.54	0.01	100.69	1.2	77.21
22041811	流紋岩	新温泉町　白毫山	Ub	77.89	0.09	13.03	1.14	0.05	0.07	0.35	3.62	4.42	0.01	100.67	1.0	77.46
22041818	流紋岩	新温泉町　白毫山北東	Ub	77.79	0.07	12.92	1.15	0.05	0.08	0.39	3.61	4.65	0.01	100.72	1.0	77.32
22042302	流紋岩	新温泉町　白毫山東	Ub	77.62	0.09	13.33	1.09	0.06	0.08	0.35	3.53	4.36	0.01	100.52	1.3	77.30
歌長層　桐岡流紋岩部層　末区分流紋岩　斑状タイプ																
21102116	流紋岩	新温泉町　飯野南西	U2	77.13	0.10	12.78	1.31	0.03	0.16	0.40	3.89	5.03	0.01	100.82	0.6	76.61
22042509	流紋岩	新温泉町　飯野北西	U2	75.67	0.16	13.54	1.38	0.01	0.36	0.58	3.86	5.05	0.01	100.63	1.0	75.30
22112819	流紋岩	新温泉町　中辻川枝沢	U2	77.26	0.15	13.34	1.51	0.05	0.20	0.40	3.18	4.42	0.01	100.53	1.7	76.97
23041007	流紋岩	新温泉町　牛ヶ峰山南方	U2	77.12	0.09	13.69	1.20	0.04	0.03	0.32	3.13	4.73	0.01	100.35	1.7	76.94
歌長層　桐岡流紋岩部層　末区分流紋岩　無斑晶状タイプ																
21101905	無斑晶状流紋岩角礫岩	新温泉町　草太山北西	U1	78.34	0.10	12.88	0.60	0.01	0.03	0.53	4.04	4.12	0.02	100.66	0.9	77.87
21101909	無斑晶状流紋岩	新温泉町　草太山北西	U1	77.71	0.10	12.60	1.11	0.02	0.05	0.36	3.90	4.83	0.01	100.69	0.5	77.27
21102119	礫岩中の無斑晶状流紋岩礫	新温泉町　桐岡北方	U1	77.36	0.12	12.92	0.81	0.01	0.02	0.37	3.74	5.35	0.01	100.71	0.5	76.88
22041812	無斑晶状流紋岩	新温泉町　白毫山南方	U1	77.15	0.12	13.44	1.09	0.02	0.05	0.29	3.17	5.38	0.01	100.71	1.3	76.69
22042213	無斑晶状流紋岩転石	新温泉町　白毫山南方	U1	77.44	0.11	12.77	1.25	0.02	0.06	0.38	3.57	5.18	0.01	100.79	1.0	76.93
22042420	無斑晶状流紋岩角礫岩	新温泉町　小神谷川北方	U1	77.28	0.11	13.24	0.53	0.01	0.03	0.53	3.82	4.95	0.01	100.50	0.5	76.94
22112501B	無斑晶状流紋岩	新温泉町　二尾山付近	U1	77.55	0.10	12.90	0.85	0.01	0.02	0.39	4.04	4.83	0.01	100.70	0.6	77.08
23032211	無斑晶状流紋岩	新温泉町　桐岡東方	U1	77.04	0.13	13.43	1.37	0.01	0.11	0.29	3.20	5.12	0.02	100.70	1.5	76.61
23032212	無斑晶状流紋岩	新温泉町　桐岡東方	U1	77.44	0.12	13.17	1.33	0.02	0.12	0.30	3.12	5.11	0.01	100.75	1.5	76.97
230323-03	無斑晶状流紋岩	新温泉町　羽地採取	U1	76.67	0.08	13.55	1.05	0.02	0.08	0.42	3.26	5.40	0.02	100.55	1.2	76.33
24032404	無斑晶状流紋岩	新温泉町　二尾山東方尾根	U1	77.21	0.10	13.35	0.88	0.01	0.01	0.34	3.84	4.98	0.01	100.74	0.7	76.71
24032406	無斑晶状流紋岩転石	新温泉町　二尾山東方尾根	U1	76.65	0.16	13.44	1.02	0.01	0.04	0.58	3.92	4.63	0.02	100.46	0.7	76.38
24032506	無斑晶状流紋岩角礫岩	新温泉町　草太山西方	U1	78.22	0.09	12.41	0.86	0.02	0.04	0.38	3.79	4.78	0.01	100.60	0.7	77.82
24032509	無斑晶状流紋岩角礫岩	新温泉町　城山南東	U1	77.52	0.12	12.89	1.01	0.01	0.04	0.35	3.56	5.14	0.01	100.65	0.6	77.10
24032512	無斑晶状流紋岩角礫岩	新温泉町　城山南東	U1	77.93	0.11	12.72	1.10	0.01	0.03	0.38	3.61	5.07	0.01	100.98	0.6	77.26
24032514	無斑晶状流紋岩角礫岩	新温泉町　城山南東	U1	77.44	0.11	12.93	1.29	0.01	0.07	0.35	3.51	4.98	0.01	100.72	0.8	76.99

分析には産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PANalytical Axiosを使用した．分析には1：10希釈のガラスビードを用いた．*全鉄をFe_2O_3として示す．**灼熱減量，***全鉄をFeOとして100%に再計算したデータに基づく．

データより 2.7～2.6 Ma付近と考えられる．以上より，本流紋岩の年代は層序関係から 3.0～2.6 Maの間に制限することが可能である．一方，本流紋岩からは 2.26 ± 0.06 MaのK–Ar年代が報告されている（古山・長尾, 2004；第 6. 1 表）．この年代は上述の層序関係と矛盾する．また，Gaffar and Torii（2007）は，本流紋岩の分布域から採取した試料の古地磁気分析を行い，逆帯磁であることを示した．ただし，その試料は“上部凝灰岩”（古山・相川, 1983）とされており，真に本流紋岩から採取された試料なのかどうかは疑問が残る．しかしながら，もし本流紋岩が逆帯磁であるとするならば，Gauss-Matuyama境界の 2.610 Ma（Singer, 2014）よりも若いことになるので，前述のK–Ar年代とは調和する．このような層序関係との不一致が認められるため，本流紋岩については，将来U–Pb年代測定と古地磁気分析の実施が望まれる．

6. 6. 3. 2　草太山流紋岩（Uk）

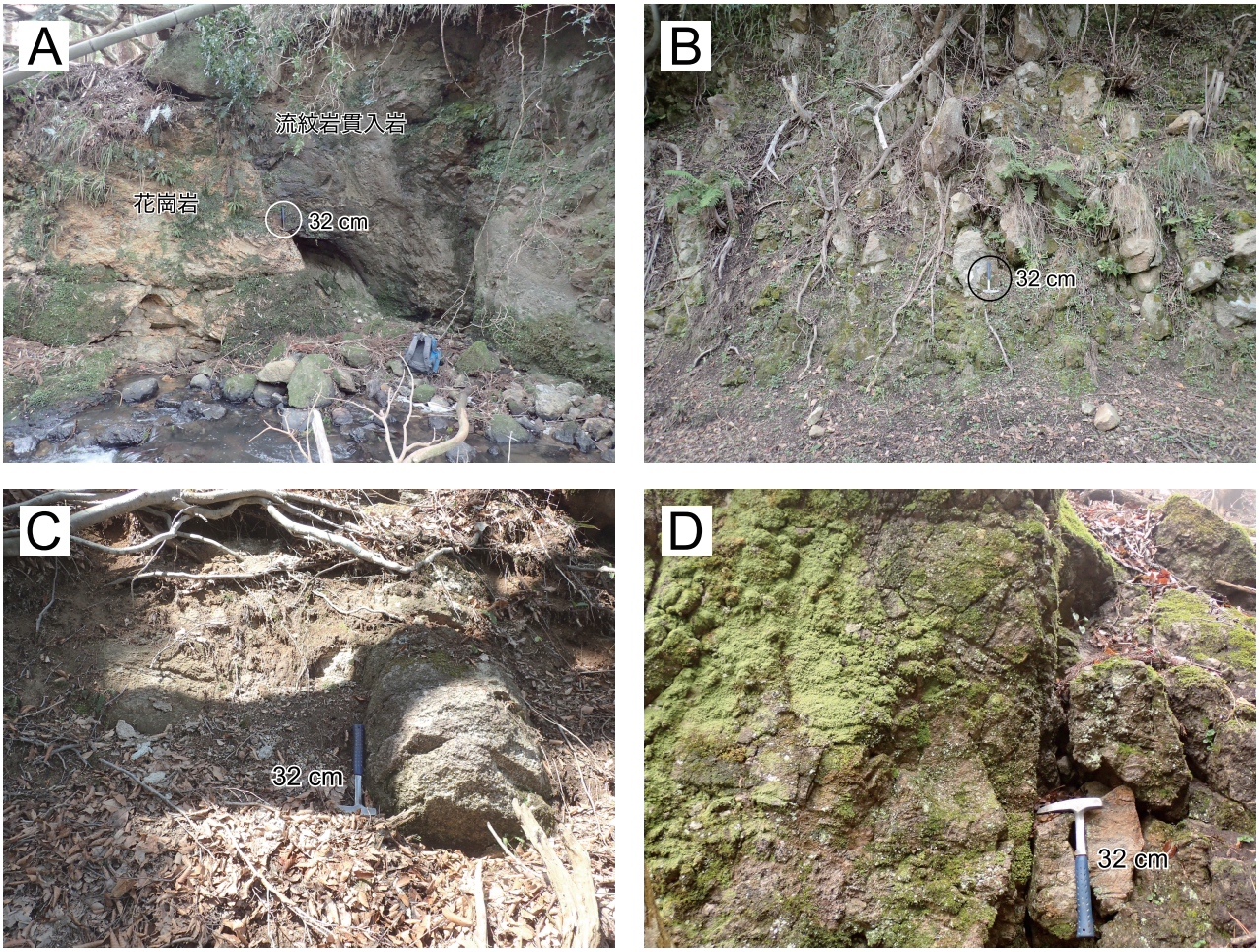
地層名　新称．

定義　兵庫県新温泉町桐岡北西に位置する草太山（標高 515.8 m）のドーム状山体を構成する流紋岩を草太山流紋岩と定義する．

本流紋岩は，松原ほか（1966）以前の研究では寺田火山岩層に一括されていた．草太山の山体が流紋岩からなることは，古山・相川（1983）により初めて示され，古山・相川（1983），Furuyama（1989）では「歌長流紋岩の流紋岩溶岩」として示されている．

模式地　兵庫県新温泉町桐岡北西に位置する草太山の山頂付近．

分布及び層厚　草太山のドーム状山体を構成し，東西 1.1 km×南北 1.1 kmの範囲に分布する．層厚（貫入岩の場合は比高）は最大約 200 mである．



第 6. 11 図　歌長層桐岡流紋岩部層の露頭写真
(A)：白毫山流紋岩の露頭写真．古第三紀の花崗岩に白毫山流紋岩が貫入する．本流紋岩と古第三紀の花崗岩の貫入境界では，境界より流紋岩側の約 80 cmの範囲が急冷して黒曜岩となっている．新温泉町稲負谷川の地点 6-18 (付図 3)．スケールのハンマーを白い丸で示す．(B)：草太山流紋岩の露頭写真．塊状の流紋岩として産する．新温泉町草太山山頂近くの地点 6-19 (付図 3)．スケールのハンマーを黒い丸で示す．(C)：牛ヶ峰流紋岩の露頭写真．塊状の流紋岩として産する．新温泉町牛ヶ峰山山頂の地点 6-20 (付図 3)．(D)：未区分流紋岩の無斑晶状流紋岩の露頭写真．水冷破砕溶岩として産する．新温泉町飯野，草太山北西方の地点 6-21 (付図 3)．

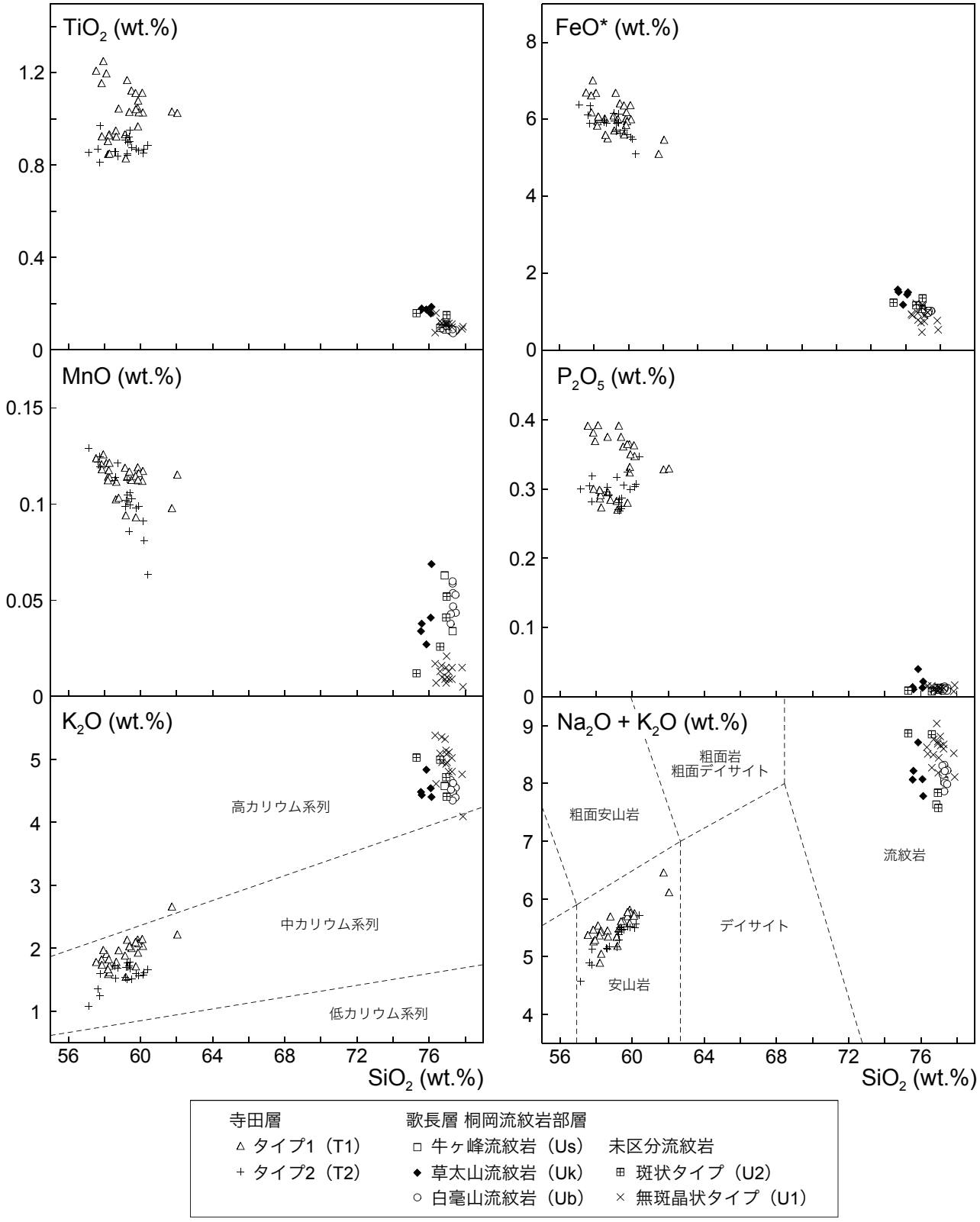
層序関係　分布状況から見て，本流紋岩は湯谷層，中辻層，歌長層飯野火山砕屑岩部層を覆うか，もしくは貫入する (第 6. 3 図)．

岩相　淡灰色～灰色を呈する流紋岩からなる (第 6. 11 図 B)．不規則な節理が発達する塊状岩相として産することが多いが，一部では角礫化した破砕部も認められる．ただし，これは噴出岩としての自破砕なのか，浅所貫入岩としての壁面付近での破砕なのかは判別できなかった．そのため，本流紋岩が溶岩なのか貫入岩なのかは現時点では判断がつかない．形態から見て本流紋岩は，溶岩ドームもしくはラコリス状の貫入岩かのどちらかであろう．

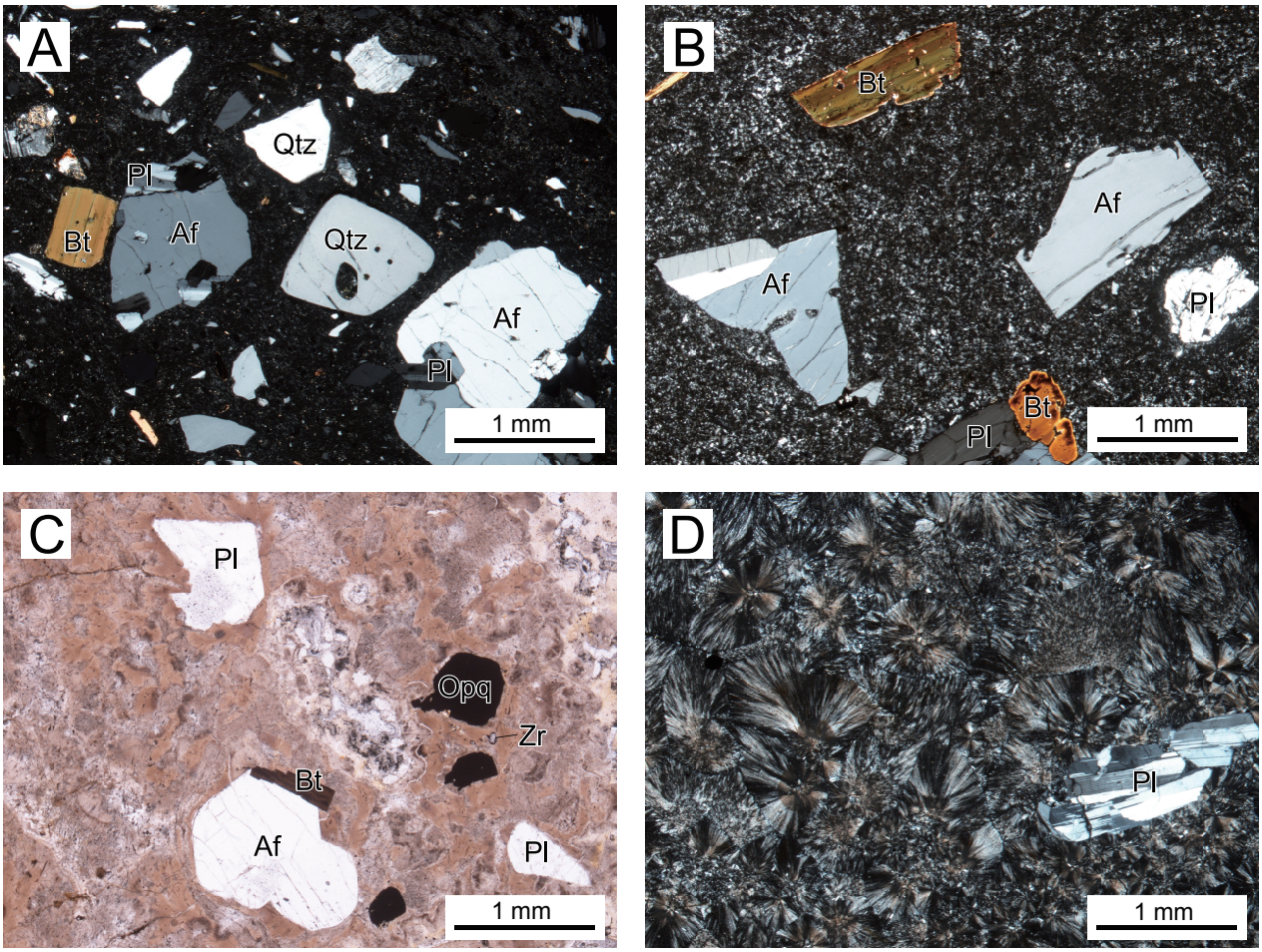
岩石記載・全岩化学組成　黒雲母流紋岩からなる．斑状組織を示し(第 6. 10 図B)，斑晶鉱物として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母及び不透明鉱物を含む．斑晶量は白毫山流紋岩よりも少なく，牛ヶ峰流紋岩と同程度である (第 6. 10 図)．

全岩 SiO_2 量は 75.6～76.1 wt.%である (第 6. 2 表)．SiO_2–Na_2O+K_2O 図では流紋岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では高カリウム系列の領域にプロットされる (第 6. 12 図)．本流紋岩は，桐岡流紋岩部層の中では比較的低 SiO_2 側の組成を示し，白毫山流紋岩，牛ヶ峰流紋岩，未区分流紋岩の無斑晶状タイプとは SiO_2，TiO_2，MnO 量などで明瞭に識別することが可能である (第 6. 12 図)．

斑状黒雲母流紋岩
(試料番号 21101810，第 6. 10 図B，第 6. 13 図B)
産地：兵庫県新温泉町草太山の地点 6-15 (付図 3)．



第 6. 12 図　歌長層桐岡流紋岩部層及び寺田層の主成分全岩化学組成
SiO_2–K_2O図における境界線はLe Maitre, ed.（1989）, SiO_2–Na_2O+K_2O図における境界線はLe Bas *et al.*（1986）による.



第 6. 13 図　歌長層桐岡流紋岩部層の偏光顕微鏡による薄片写真
(A)：白毫山流紋岩（試料番号 21101813）．産地：兵庫県新温泉町草太山北方の地点 6-14（付図 3）．直交ポーラー．(B)：草太山流紋岩（試料番号 21101810）．産地：兵庫県新温泉町草太山の地点 6-15（付図 3）．直交ポーラー．(C)：牛ヶ峰山流紋岩（試料番号 23041005）．産地：兵庫県新温泉町牛ヶ峰山山頂の地点 6-20（付図 3）．単ポーラー．(D)：未区分流紋岩（無斑晶状タイプ）（試料番号 22112501B）．産地：兵庫県新温泉町飯野西方の地点 6-16（付図 3）．直交ポーラー．Af：アルカリ長石，Bt：黒雲母，Opq：不透明鉱物，Pl：斜長石，Qtz：石英，Zr：ジルコン．詳しい岩石記載は本文を参照．

産状：沢沿いに連続露出する塊状流紋岩．
全岩 SiO_2 量：76.06 wt.%（第 6. 2 表）．
顕微鏡下の特徴：斑状組織を示す（第 6. 1 0 図B）．斑晶鉱物として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，不透明鉱物を含む．斜長石斑晶は長径 2 mm 以下で自形～半自形を呈する．アルカリ長石斑晶は長径 1.7 mm 以下で自形～半自形を呈する．斜長石とアルカリ長石斑晶は全て清澄であり，汚濁帯，塵状帯やメルト包有物は見られない．石英斑晶は長径 2 mm 以下で半自形～他形を呈し，丸みを帯びた形状や虫食い状の融食形を示すものが多い．黒雲母斑晶は長径 2.5 mm 以下で自形～半自形を呈する．不透明鉱物斑晶は長径 0.5 mm 以下である．斜長石と黒雲母は集斑晶を成すことが多い．アルカリ長石はしばしばアルカリ長石同士で集斑晶を成す．石基はフェルシティック組織を示し，微細なシリカ鉱物と長石を主体とし，散点的に粒状の不透明鉱物を含む．その他，長径 0.05 mm 以下のジルコンを少量含む．ジルコンは石基中に単独で産する場合，黒雲母斑晶の包有物として産する場合，不透明鉱物に付着して産する場合などがある．

堆積環境　具体的な堆積環境を推定できる情報は得られていない．

年代　本流紋岩は湯谷層よりも上位に位置するので，少なくとも歌長層の“下部凝灰岩”（古山・相川，1983；「浜坂」地域には分布しない）よりも上位層準にある．“下部凝灰岩”からは 3.03 ± 0.01 Ma の U–Pb 年代が報告されている（羽地ほか，2023b）．そのため，本流紋岩は少なくとも 3.0 Ma よりも若いと判断される．本流紋岩からは，これまで 4 試料を対象に様々な手法によって多数の放射年代が報告されている（第 6. 1 表）．試料 TGR04 からは 2.72

± 0.11 Maのジルコン FT 年代，2.48 ± 0.02，2.3 ± 0.1 Maの黒雲母 K–Ar 年代，1.94 ± 0.14 Maのサニディン K–Ar 年代（宇都ほか, 1994），2.52 ± 0.02 Maの黒雲母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代（Uto *et al.*, 1997），2.61 ± 0.18 Maのジルコン（U–Th）/He 年代（Tagami *et al.*, 2003）が報告されている．試料TGR04の近傍から採取された試料TRG04-21からは，2.43 ± 0.14 Maジルコン（U–Th）/He 年代（Fukuda *et al.*, 2021），2.65 ± 0.16 Maのジルコン U–Pb 年代（長田ほか, 2022）が報告されている．試料 TRG05 からは 3.07 ± 0.18 Maの FT 年代，2.42 ± 0.21 Maの黒雲母 K–Ar 年代，2.06 ± 0.22 Maのサニディン K–Ar 年代（宇都ほか, 1994）が報告されている．試料 TRG07-21 からは，2.73 ± 0.21 Maジルコン（U–Th）/He 年代（Fukuda *et al.*, 2021），2.66 ± 0.15 Maのジルコン U–Pb 年代（長田ほか, 2022）が報告されている．以上の年代のうち，1.94 ± 0.14 Maと 2.06 ± 0.22 Maのサニディン K–Ar 年代（宇都ほか, 1994）については，放射起源アルゴンの定量に問題があったとして著者ら自身がこれを噴出年代とはみなせないと判断している．これらの年代を除くと，これまでに得られた放射年代の幅は 3.1〜2.3 Maであり，K–Ar 年代においてやや若めの年代（2.48〜2.3 Ma）が出る傾向が認められる．一方，2 試料から得られている U–Pb 年代は 2.66〜2.65 Maと良くそろっている．一方，Gaffar and Torii（2007）は，本流紋岩の古地磁気分析を行い，正帯磁であることを示した．この古地磁気のデータと上記の放射年代，特に U–Pb 年代と合わせて考えると，本流紋岩の噴出年代は，Gauss-Matuyama 境界の 2.610 Ma（Singer, 2014）より古い，2.7〜2.6 Ma付近である可能性が高いと考えられる．

6.6.3.3　牛ヶ峰流紋岩（Us）

地層名　新称．

定義　鳥取県岩美町と兵庫県新温泉町の境に位置する牛ヶ峰（うしがみねさん）山（標高 712.8 m）の山頂付近に分布し，寺田層を覆う斑状の流紋岩溶岩を牛ヶ峰流紋岩と定義する．なお，牛ヶ峰山の山頂部に流紋岩が分布することについては以前から知られており，Furuyama（1989）では「歌長流紋岩の流紋岩溶岩」として示されている．

模式地　鳥取県岩美町と兵庫県新温泉町の境に位置する牛ヶ峰山の山頂付近．

分布及び層厚　牛ヶ峰山の山頂部，東西 600 m×南北 400 mの範囲に分布する．層厚は最大で 40〜50 mである．

層序関係　分布状況から見て寺田層を覆うと判断される（第 6. 3 図）．

岩相　灰色を呈する塊状の流紋岩溶岩からなる（第 6. 11 図C）．流紋岩には球顆状組織が発達し，最大長径 5 mmの球顆が認められる．本流紋岩は，高さ 2 m未満の塊状流紋岩の露頭あるいは直径数m以下の流紋岩転石として産する．産状のみでは溶岩か貫入岩かは判別できない．しかしながら，本流紋岩がほぼ水平から緩い傾斜で寺田層を覆うように分布すること，本流紋岩の上面に他の地質起源の転石が認められないことから，寺田層の堆積以後，その上面に定置した溶岩と判断するのが現状では最も妥当と考える．

岩石記載・全岩化学組成　球顆状組織が発達した黒雲母流紋岩からなる（第 6. 10 図C）．斑状組織を示し，斑晶鉱物として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母及び不透明鉱物を含む．斑晶量は白毫山流紋岩よりも少なく，草太山流紋岩と同程度である（第 6. 10 図）．

全岩 SiO_2 量は 76.9〜77.3 wt.%である（第 6. 2 表）．SiO_2–Na_2O+K_2O 図では流紋岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では高カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 12 図）．本流紋岩は，桐岡流紋岩部層の他の流紋岩と比較すると，特に白毫山流紋岩と類似した組成を示す．（第 6. 12 図）．

斑状黒雲母流紋岩

（試料番号 23041005，第 6. 10 図C，第 6. 13 図C）

産地：兵庫県新温泉町牛ヶ峰山山頂の地点 6-20（付図 3）．

産状：塊状の流紋岩．

全岩 SiO_2 量：77.15 wt.%（第 6. 2 表）．

顕微鏡下の特徴：斑状組織を示す．斑晶鉱物として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，不透明鉱物を含む．斜長石斑晶は長径 1.5 mm以下で自形〜半自形を呈する．アルカリ長石斑晶は長径 2 mm以下で自形〜半自形を呈する．斜長石とアルカリ長石斑晶は全て清澄である．石英斑晶は長径 2 mm以下で半自形〜他形を呈し，丸みを帯びた形状や虫喰い状の形状を示すものが多い．黒雲母斑晶は長径 0.7 mm以下で自形〜半自形を呈する．不透明鉱物斑晶は長径 0.7 mm以下である．石基は主に微細なシリカ鉱物や隠微晶質物質からなり，全体的に褐色を呈する．長径 0.1 mm以下のジルコンを少量含む．石基には全体にわたって球顆状組織が発達し，球顆のサイズは最大長径 1 mmである．

堆積環境　具体的な堆積環境を推定できる情報は得られていない．下位の寺田層の堆積環境から，湖沼もしくは陸上環境のどちらかと考えられる．

年代　未報告である．寺田層を覆うことから，少なくとも 2.9 Ma以降であると判断される．

6.6.3.4　未区分流紋岩（U1, U2）

区分　照来層群の分布域に点在する小規模な流紋岩溶岩及び貫入岩からなる岩体を，桐岡流紋岩部層の「未区分流紋岩」として一括して示す．いずれの岩体も既存研究では認識されていなかったものである．

分布及び層厚　兵庫県新温泉町歌長から鳥取県岩美町蕪島にかけて，散点的に分布する．層厚（あるいは岩体の比高）は，いずれも 40 m以下である．

層序関係　露頭で確認できる直接の関係は 1 岩体でしか観察できていない．新温泉町中辻南西の地点 6-23（付図 3）では，斑状流紋岩（U2）の岩脈が中辻層の泥岩に貫入する関係が認められる．岩脈の幅は約 50 m である．その他の岩体については，分布状況から見て湯谷層，中辻層，寺田層と指交関係にあるか，これらに貫入すると考えられる．また，一部では古第三紀の浦富花崗岩を直接覆うと見なされる．その形態からいずれも小規模な溶岩ドームかラコリスと考えられる．

岩相　流紋岩溶岩及び貫入岩からなり，斑晶量の差から無斑晶状タイプ（U1）と斑状タイプ（U2）に区分される．

無斑晶状タイプ（U1）は，斑晶を全く含まないか，斑晶を極く僅かに含む流紋岩からなる（第 6. 10 図D）．本地域では新温泉町歌長から飯野にかけて点在する少なくとも 9 つの岩体が認められる．不規則な節理を伴う塊状岩体としても産するが，角礫岩として産する場合が多い（第 6. 11 図D）．塊状岩体と角礫岩は 1 つの露頭内で漸移することがある．角礫岩は単一岩種の流紋岩からなる．一部の角礫岩にはジグソー割れ目や岩塊表面から垂直に発達する冷却節理が認められることがある（第 6. 11 図D）．これらの特徴から，U1 の多くは水冷破砕溶岩か，もしくはクリンカー部を伴う陸上溶岩であると判断される．U1 の流紋岩は，灰色～淡灰色～灰褐色を呈し，顕著な流理構造や球顆状組織（第 6. 10 図D）が発達する場合が多い．球顆のサイズは 5 mm 以下のことが多いが，最大 1 cm に及ぶことがある．また，灰色素地に淡灰色の斑点模様が発達するような，やや不明瞭な球顆状組織もしばしば認められる．

斑状タイプ（U2）は，草太山流紋岩や牛ヶ峰流紋岩と同等の斑晶量を示し，これらとよく類似した岩相と記載岩石学的特徴を示す．本地域では新温泉飯野～前付近，中辻南西，牛ヶ峰山南方，岩美町蕪島付近に点在する少なくとも 9 つの岩体が認められる．いずれも不規則な節理を伴う塊状岩体として産する．前述した中辻南西にある岩脈を除いて，塊状岩相しか産しないこと，直接の地質境界が観察できていないことから，それぞれの岩体について溶岩か貫入岩かの判別は困難である．U2 は灰色～淡灰色～灰白色を呈する斑状流紋岩からなる．均質な見かけを呈することもあるが，灰色素地に淡灰色の斑点模様が見られる場合や，球顆状組織が発達する場合が多い．球顆の最大粒径は 4 mm である．

岩石記載・全岩化学組成　U1 は無斑晶状流紋岩からなる（第 6. 10 図D）．全く斑晶を含まないものから，微量の斑晶を含むものまで若干の多様性がある．斑晶を含む場合には，ごく微量の斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母あるいは不透明鉱物が認められる．U1 の全岩 SiO_2 量は 76.3～77.9 wt.% である（第 6. 2 表）．SiO_2–Na_2O+K_2O 図では流紋岩の領域にプロットされる．SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列にプロットされる 1 試料を除き，全て高カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 12 図）．U1 は，桐岡流紋岩部層の他の流紋岩と比較して MnO 量が少ない傾向が認められる（第 6. 12 図）．

U2 は斑状流紋岩からなる．斑晶鉱物として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母及び不透明鉱物を含む．斑晶量は白毫山流紋岩よりも少なく，草太山流紋岩や牛ヶ峰流紋岩と同程度である．全岩 SiO_2 量は 75.3～77.0 wt.% である（第 6. 2 表）．SiO_2–Na_2O+K_2O 図では流紋岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では高カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 12 図）．

無斑晶状流紋岩

（試料番号 22112501B, 第 6. 10 図D, 第 6. 13 図D）

産地：兵庫県新温泉町飯野西方の地点 6-16（付図 3）．

産状：塊状の流紋岩．

全岩 SiO_2 量：77.08 wt.%（第 6. 2 表）．

顕微鏡下の特徴：無斑晶状組織を示し，極く微量の斑晶鉱物を含む（第 6. 10 図C）．斑晶鉱物として斜長石，アルカリ長石，不透明鉱物を含む．斜長石斑晶は長径 1.3 mm 以下で自形～半自形を呈する．アルカリ長石斑晶は 1 枚の薄片中に 2 粒子のみ認められ，長径 1 mm 以下で自形を呈する．斜長石とアルカリ長石斑晶は全て清澄である．不透明鉱物斑晶は 1 枚の薄片中に 3 粒子のみ認められ，長径 0.1 mm 以下の微斑晶として産する．石基は主に微細なシリカ鉱物や隠微晶質物質からなり，長柱状の長石や粒状の不透明鉱物が散在する．極く少量のジルコンを含む．石基には全体にわたって球顆状組織が発達し，球顆のサイズは最大長径 2 mm である．

斑状黒雲母流紋岩

（試料番号 23041007）

産地：兵庫県新温泉町海上西方の地点 6-17（付図 3）．

産状：塊状の流紋岩．

全岩 SiO_2 量：76.94 wt.%（第 6. 2 表）．

顕微鏡下の特徴：斑状組織を示す．斑晶鉱物として斜長石，アルカリ長石，石英，黒雲母，不透明鉱物を含む．斜長石斑晶は長径 1.5 mm 以下で自形～半自形を呈する．アルカリ長石斑晶は長径 2.7 mm 以下で自形～半自形を呈する．斜長石とアルカリ長石斑晶は全て清澄である．石英斑晶は長径 2.2 mm 以下で半自形～他形を呈し，丸みを帯びた形状を示すものが多い．黒雲母斑晶は長径 0.7 mm 以下で自形～半自形を呈する．不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm 以下であり，1 枚の薄片中に 3 粒子程度しか含まない．石基は主に微細なシリカ鉱物や隠微晶質物質からなり，粒状の不透明鉱物が散在する．長径 0.05 mm 以下の少量のジルコンも含む．石基には全体にわたって球顆状組織が発達し，球顆のサイズは最大長径 1.5 mm である．

堆積環境　U1 に水冷破砕溶岩が認められること，U1 の塊状流紋岩にクリンカーと思われる自破砕角礫岩が伴われることから，水底及び乾陸環境と考えられる．U2 からは堆積環境に関する情報は得られていないが，その少なくとも一部は貫入岩である．

年代　放射年代は未報告である．湯谷層，中辻層，寺田層と指交関係にあるか，これらに貫入することから，大部分は 3.0〜2.6 Ma の間と考えられる．

6. 7　寺田層（T1, T2）

地層名　弘原海・松本（1958）による春木累層の部層単元である「寺田火山岩層（Terada volcanics）」に由来する．本報告ではこれを層単元に格上げし「寺田層（Terada Formation）」とする（第 6. 1 図）．

定義　弘原海・松本（1958）は，「春木累層（Haruki Formation）」の一部層として「寺田火山岩層」を定義した．「寺田火山岩層」は，照来層群の構成物のうち，安山岩と同質凝灰角礫岩主体の地層に対して命名されたものである．本報告ではこれを「層」に格上げして「寺田層」とする（詳細については第 6.2.2 項を参照）．

本報告による寺田層は，Furuyama（1989）による「Terada Volcanics」，古山・長尾（2004）による「寺田火山岩層」と同じものである（第 6. 1 図）．Furuyama（1989）による「Terada Volcanics」は，それ以前の「寺田火山岩層」とは以下の 2 点において定義がやや異なる．1 点目は，松原ほか（1966）による「茅野凝灰質砂岩礫岩層」が，これが「Terada Volcanics」の火砕岩に移化することを根拠として，「Terada Volcanics」に一括されたことである（第 6. 1 図）．2 点目は，それまで別の地質単元とされていた兵庫県編（1961）による「鉢伏（はちぶせ）火山岩類」の一部が「Terada Volcanics」に含められたことである．

Furuyama（1989）は，「Terada Volcanics」を複数のユニットに細分するとともに，それらをもたらした火山活動を第 1 期，第 2 期，第 3 期の 3 つの時期に区分した．本地域内に分布する寺田層は，この区分体系では全て第 1 期に相当し，Furuyama（1989）により「Andesite lava（1 stage）」，「Torigoe Andesite」として示されたものの一部に相当する．また，本層の一部は鳥取県（1966）において「照来層群鳥越（とりごえ）火砕岩層」と呼ばれていたものに相当する．

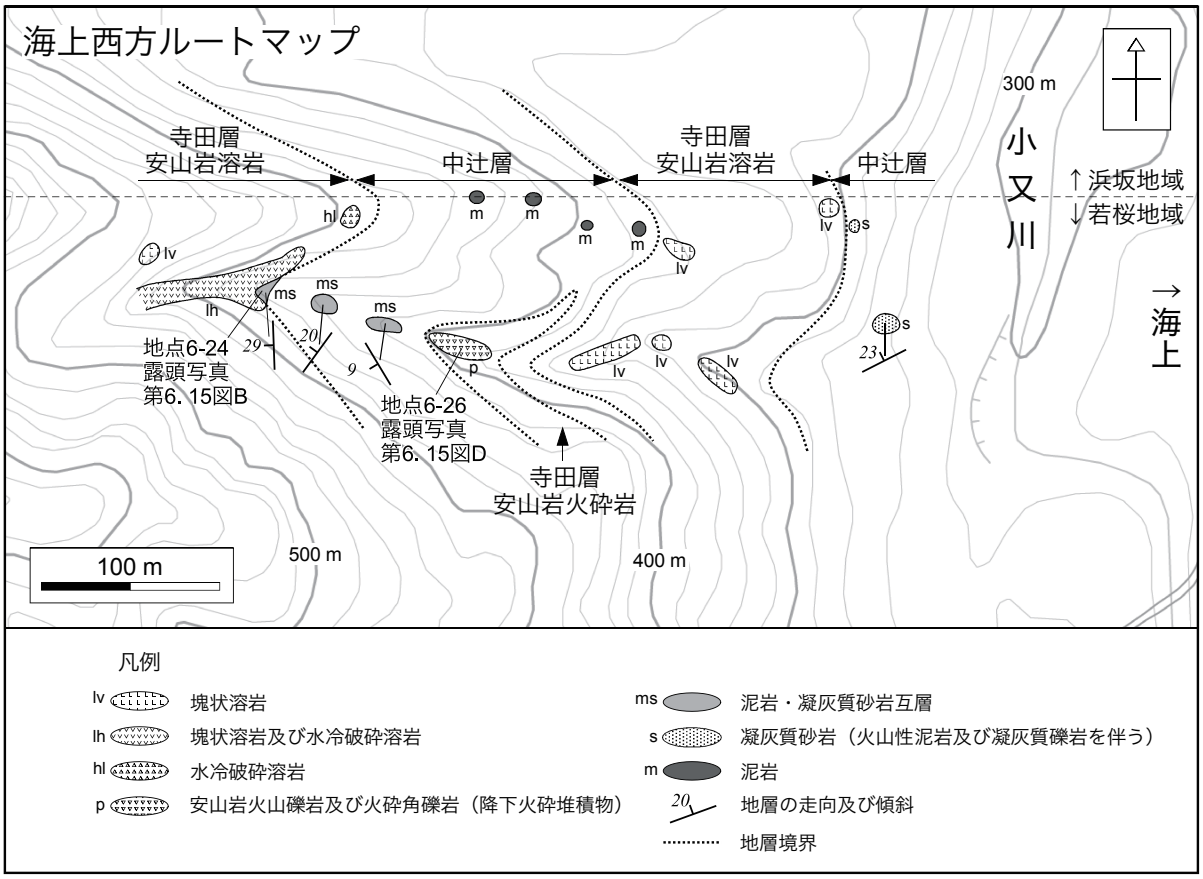
模式地　弘原海・松本（1958）によると，本層の模式地は南東隣の「村岡」地域内にある「美方町（旧小代村）［現香美町］南部寺田より約 100 m 西方の地点」とされている．なお，「寺田」は香美町小代区秋岡の南西すぐ隣に存在していた集落名である．現在では集落も地名も残っておらず，「寺田橋」として橋の名前のみが残存している．

分布及び層厚　岩美町・新温泉町境の牛ヶ峰山付近，新温泉町愛宕山付近，多子北方にまとまって分布するほか，中辻層と指交あるいは中辻層に貫入する形態で石橋西方，二尾山〜岸田にかけての地域，草太山北西の地域などに分布する．本層の層厚は，既存報告では約 300 m（弘原海・松本, 1958），分布域南部（おそらく「村岡」地域内）で最大 700 m（松原ほか, 1966）とされている．本地域での本層の最大層厚は，牛ヶ峰山付近で約 300 m である．

層序関係　本層は中辻層と指交関係にある（第 6. 3 図）．新温泉町海上西方（南隣の「若桜」地域内）では，本層が中辻層と指交する関係を確認できる（第 6. 14 図）．露頭やルート調査により直接確認することはできていないが，湯谷層の上部に寺田層起源の安山岩礫を多く含む礫岩がしばしば産することから，本層は湯谷層の上部と指交関係にあると考えられる（第 6. 3 図）．その他，分布状況から見て本層は，歌長層飯野火山砕屑岩部層と指交関係にあり，歌長層相谷川火砕岩部層を覆い，歌長層桐岡流紋岩部層の白毫山流紋岩，牛ヶ峰流紋岩に覆われると判断される（第 6. 3 図）．また，本層の安山岩は，その一部が中辻層に貫入することが露頭で確認できる．牛ヶ峰山付近や新温泉町宮脇付近では，本層は古第三紀の浦富花崗岩や新第三紀の北但層群を不整合に覆う．

岩相　本地域に分布する本層は，主に安山岩溶岩及び貫入岩からなり，一部で火山砕屑岩及び礫岩を伴う．本層の岩相を，主要な構成要素である安山岩の記載岩石学的特徴の違いから，タイプ 1（T1）とタイプ 2（T2）の 2 つのタイプに区分して示す．両者ともに斑状組織を示す安山岩からなるが，両者は斑晶量の差によって区別される．タイプ 1 は日本列島において普遍的に産する典型的な斑状安山岩と言えるような中程度に斑晶を含む岩相を示す．それと比較して，タイプ 2 は斑晶量が非常に多く，斑晶同士が接するか，ほぼ接するくらいの高密度で斑晶が含まれることを特徴とする．タイプ 2 は斑晶量が極めて多いため，肉眼観察でも等粒状の見かけを呈することから，野外でも比較的容易に判別が可能である．さらに，そのような性質のため，タイプ 2 はマサ状に風化する場合が多い．

タイプ 1・タイプ 2 共に安山岩溶岩もしくは貫入岩を主体とする．これらは柱状節理や不規則な節理の発達した厚さ数 m 以上の塊状の安山岩として産する場合が多く（第 6. 15 図 A），岩相境界が露出しない場合には溶岩か貫入岩かを判別することは困難である．ただし，その周囲の地質の岩相や産状，その分布状況から見て，それらの大半は噴出岩（溶岩）であり，貫入岩は一部に限られると推定される．貫入岩であることが明確なものは，新温泉町塩山南東の尾根上にある T2 である．この T2 は，貫入境界において母岩である中辻層の泥岩を焼結させており，シル状の形態を示す．上記のように安山岩溶岩の多くは塊状岩相として産するが，一部では水冷破砕角礫岩として産し（第 6. 15 図 B, C），これらが塊状部から移化する様子も露頭で確認できる．水冷破砕角礫岩には，しばしばジグソー割れ目や放射状の冷却節理を持つ岩塊が



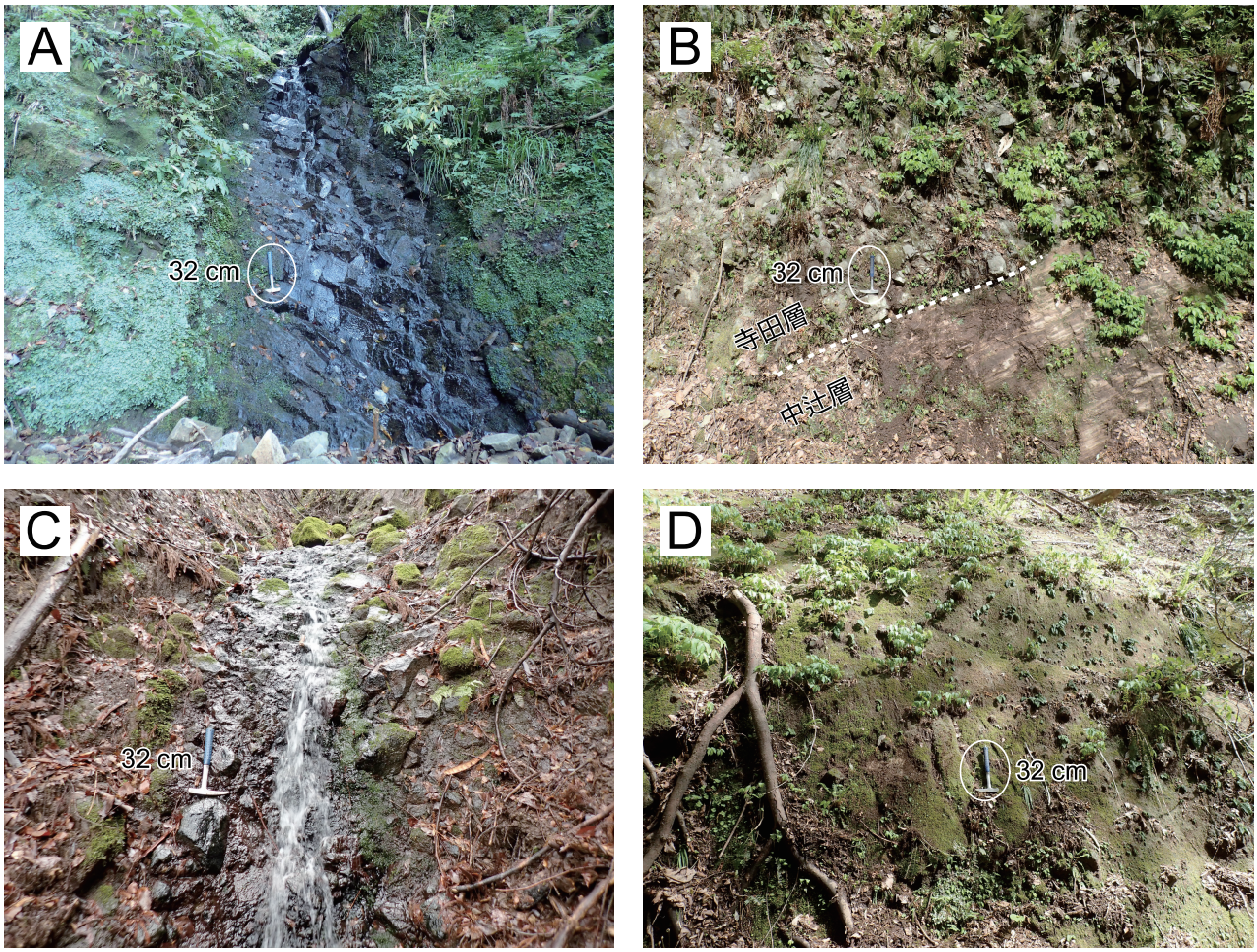
第 6. 14 図　新温泉町海上西方のルートマップ
地域 6-3（付図 3）．基図に地理院地図を使用．

認められる．一部では急冷に起因するとみられるガラス質安山岩からなる水冷破砕溶岩も認められる．本層の安山岩溶岩と湖成層である中辻層との関係と水底堆積の産状は，新温泉町海上西方ルート（南隣の「若桜」地域内）において良く観察できる（第 6. 14 図）．

タイプ 1 の安山岩溶岩は局所的に火砕岩を伴うことがある．前述した海上西方ルートでは，層厚 10 m 程度の降下火砕堆積物が観察される（第 6. 14 図）．この降下火砕堆積物は，単一岩種のやや発泡した安山岩からなる火山礫岩～火砕角礫岩として産し（第 6. 15 図 D），冷却節理で囲まれた最大長径 30 cm 程度の火山弾を含む．この降下火砕堆積物は，その上下を中辻層の泥岩凝灰質砂岩互層に挟まれており，粗大な火山弾を含むことから，水底火砕丘の断面が露出したものであると判断される．その他，新温泉町前北方や千原南東では，局所的にタイプ 1 安山岩溶岩と同質の安山岩火山礫岩や火山礫凝灰岩が認められる．また，タイプ 1 の安山岩溶岩は局所的に火山角礫岩や礫岩を伴うこともある．これらは新温泉町宮脇北西で認められ，単一岩種のガラス質安山岩角礫からなる火山角礫岩や，安山岩の角～亜角礫を主体とする塊状で基質支持の巨礫岩などが認められる（第 7. 3 図）．これらは岩質から見てタイプ 1 の安山岩溶岩の再堆積物であると考えられる．

岩石記載・全岩化学組成　タイプ 1・タイプ 2 ともに斑状組織を示す安山岩からなる．斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，直方輝石及び不透明鉱物を共通して含み，タイプ 1 にはこれらに加えてかんらん石を含むものも認められる．ただし，タイプ 2 にも稀にかんらん石斑晶の仮像と思われる形状の空隙や変質鉱物が認められることがあるため，タイプ 2 の一部にも元々はかんらん石斑晶を含むものが存在していた可能性は否定できない．また，タイプ 2 はタイプ 1 に比べて不透明鉱物斑晶の量が少ないものが多く，試料によっては 1 枚の薄片中に 1 粒子も認められない場合もある．タイプ 1 はかんらん石単斜輝石直方輝石安山岩，直方輝石単斜輝石安山岩及び単斜輝石直方輝石安山岩からなる．タイプ 2 は直方輝石単斜輝石安山岩及び単斜輝石直方輝石安山岩からなる．

全岩 SiO_2 量はタイプ 1 が 57.5～62.0 wt.%，タイプ 2 が 57.1～60.4 wt.%である（第 6. 3 表）．SiO_2–Na_2O+K_2O 図ではいずれも安山岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では高



第 6. 15 図　寺田層の露頭写真
(A)：塊状安山岩の露頭．新温泉町越坂西方の地点 6-29（付図 3）．スケールのハンマーを白い丸で示す．(B)：寺田層の角礫化した水冷破砕溶岩と，それに覆われる中辻層の泥岩・凝灰質砂岩細互層．新温泉町海上西方（「若桜」地域内）の地点 6-24（付図 3）．スケールのハンマーを白い丸で示す．(C)：角礫化した水冷破砕溶岩の露頭．新温泉町飯野北東の地点 6-25（付図 3）．(D)：安山岩火山礫岩（降下火砕堆積物）の露頭．新温泉町海上西方（「若桜」地域内）の地点 6-26（付図 3）．スケールのハンマーを白い丸で示す．

カリウム系列の領域にプロットされる 1 試料を除き，中カリウム系列の領域にプロットされる（第 6. 12 図）．タイプ 1 とタイプ 2 で顕著な組成差は認められないが，タイプ 2 は全体の組成レンジのうち低 TiO_2 側，低 P_2O_5 側，低 K_2O 側により集中する傾向が認められる（第 6. 12 図）．なお，寺田層を構成する岩石は，「浜坂」地域内では安山岩のみに限定されるが，隣接する「香住」地域，「村岡」地域及び「若桜」地域を含めた広域においては，玄武岩からデイサイトに及ぶ多様な構成岩が確認されている（古山，1989a，b；先山ほか，1995）．

かんらん石単斜輝石直方輝石安山岩
（試料番号 23041009，第 6. 16 図 A）

産地：兵庫県新温泉町牛ヶ峰山南方の地点 6-27（付図 3）．

産状：塊状の安山岩（タイプ 1）．

全岩 SiO_2 量：59.25 wt.%（第 6. 3 表）．

顕微鏡下の特徴：斑状組織を示す．斑晶鉱物として斜長石，直方輝石，単斜輝石，かんらん石，不透明鉱物を含む．斜長石斑晶は長径 4.5 mm 以下で自～半自形を呈する．斜長石斑晶は清澄なものが多いが，内部に蜂の巣状構造や汚濁帯を持つものも産する．直方輝石斑晶は長径 1.4 mm 以下で自形～半自形を呈する．単斜輝石斑晶は長径 1.5 mm 以下で自形～半自形を呈する．かんらん石斑晶は長径 0.6 mm 以下で自～他形を呈する．融食を受け骸晶状の形態を持つものが多い．かんらん石斑晶の多くはイディングサイト化している．不透明鉱物斑晶は長径 0.8 mm 以下である．かんらん石を除く上記の斑晶鉱物は，互いに接して集斑晶を構成することがある．石基は長～短柱状の斜長石，粒状～短柱状の単斜輝石及び直方輝石，粒状の不透明鉱物，それらの隙間を埋める隠微晶質物質からなる．石基の一部には

第 6. 3 表　寺田層の主成分全岩化学組成

試料番号	産状	採取地点	岩相タイプ	記号	全岩化学組成（wt.%）												
					SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	LOI**	SiO_2***
寺田層																	
21101907	安山岩	新温泉町　草太山北西	タイプ2	T2	59.48	0.86	17.94	6.18	0.10	3.18	6.41	3.92	1.56	0.30	99.91	1.0	59.90
21101908	安山岩	新温泉町　草太山北西	タイプ2	T2	58.93	0.84	17.90	6.33	0.11	3.51	6.89	3.50	1.76	0.28	100.05	1.8	59.27
21101923	安山岩	新温泉町　草太山北方	タイプ2	T2	59.29	0.86	18.04	6.31	0.10	3.21	6.25	3.89	1.58	0.32	99.86	1.1	59.75
21102118	安山岩	新温泉町　飯野南西	タイプ2	T2	58.83	0.90	18.71	6.81	0.10	3.66	5.67	3.61	1.53	0.32	100.13	2.7	59.16
21102405	安山岩角礫岩	新温泉町　飯野北方	タイプ2	T2	60.11	0.85	17.72	6.15	0.09	3.31	6.52	3.92	1.58	0.30	100.54	0.8	60.15
21102414	安山岩角礫岩	新温泉町　飯野北方	タイプ1	T1	58.15	0.85	17.80	6.62	0.11	4.46	7.40	3.30	1.59	0.29	100.56	1.9	58.21
22042102	安山岩	新温泉町　愛宕山	タイプ2	T2	59.24	0.90	17.57	6.54	0.10	3.52	6.75	3.79	1.67	0.27	100.35	1.6	59.42
22042105	安山岩	新温泉町　愛宕山	タイプ2	T2	58.87	0.91	17.37	6.53	0.09	3.64	6.65	3.76	1.71	0.27	99.79	1.6	59.38
22042106	安山岩	新温泉町　愛宕山南方	タイプ1	T1	59.22	0.94	17.97	6.79	0.12	3.76	6.39	3.46	1.89	0.28	100.81	1.7	59.14
22042109	安山岩	新温泉町　愛宕山南方	タイプ2	T2	57.63	0.97	17.98	7.04	0.12	3.83	7.45	3.53	1.59	0.32	100.46	1.8	57.78
22042111	安山岩角礫岩	新温泉町　愛宕山南方	タイプ1	T1	59.87	1.05	17.44	6.70	0.12	2.90	6.52	3.61	2.14	0.37	100.70	1.9	59.85
22042114	安山岩	新温泉町　愛宕山北西	タイプ2	T2	59.07	0.95	17.60	6.78	0.11	3.80	6.07	3.66	1.77	0.29	100.09	2.4	59.42
22042217	安山岩※	新温泉町　多子	タイプ2	T2	58.79	0.92	17.35	6.58	0.10	3.85	6.70	3.71	1.68	0.27	99.95	2.0	59.21
22042419	安山岩	新温泉町　小神谷川北方	タイプ1	T1	58.45	0.95	17.64	6.68	0.10	3.94	6.80	3.70	1.74	0.37	100.37	1.2	58.63
22112408	安山岩	新温泉町　前北東	タイプ2	T2	58.48	0.86	18.26	6.57	0.11	3.71	7.07	3.43	1.71	0.30	100.49	2.2	58.58
22112601	安山岩火山角礫岩	新温泉町　二尾山付近	タイプ1	T1	61.85	1.03	17.76	5.68	0.10	1.86	5.66	3.80	2.67	0.33	100.74	2.4	61.74
23032108	安山岩	岩美町　　蕪島	タイプ1	T1	57.51	1.19	16.69	7.36	0.12	3.98	6.99	3.59	1.89	0.39	99.71	1.0	58.11
23040904	安山岩	新温泉町　岸田北方	タイプ2	T2	58.63	0.84	18.30	6.56	0.12	3.61	6.98	3.48	1.68	0.29	100.49	2.1	58.73
23040905	安山岩	新温泉町　岸田北方	タイプ2	T2	57.56	0.81	18.36	6.52	0.12	4.21	7.62	3.60	1.24	0.28	100.33	1.7	57.75
23040910	安山岩	新温泉町　岸田北方	タイプ1	T1	57.96	0.85	17.65	6.65	0.11	4.45	7.15	3.41	1.61	0.27	100.11	1.3	58.28
23040913	安山岩角礫岩	新温泉町　岸田北方	タイプ1	T1	61.93	1.02	17.46	6.07	0.12	1.89	5.49	3.89	2.21	0.33	100.42	2.8	62.04
23041001	安山岩転石	新温泉町　牛ヶ峰山	タイプ1	T1	57.61	1.15	16.91	7.33	0.12	4.39	7.00	3.63	1.82	0.38	100.33	0.5	57.84
23041002	安山岩	新温泉町　牛ヶ峰山	タイプ1	T1	59.27	1.12	17.24	7.11	0.11	3.47	6.05	3.61	2.00	0.36	100.34	1.3	59.50
23041003	安山岩	新温泉町　牛ヶ峰山	タイプ1	T1	59.73	1.08	16.72	6.86	0.11	3.51	6.31	3.72	2.08	0.33	100.45	0.6	59.87
23041008	安山岩	新温泉町　牛ヶ峰山	タイプ1	T1	60.08	1.03	17.06	6.67	0.12	3.33	6.20	3.71	2.04	0.35	100.58	0.7	60.14
23041009	安山岩	新温泉町　牛ヶ峰山	タイプ1	T1	58.71	1.16	17.83	7.37	0.11	3.55	5.26	3.32	2.12	0.39	99.82	2.8	59.25
23041111	安山岩	新温泉町　二尾山付近	タイプ2	T2	60.22	0.87	18.29	6.10	0.08	2.99	6.20	3.96	1.61	0.31	100.63	1.7	60.21
23041205	安山岩転石	新温泉町　塩山南西	タイプ2	T2	60.10	0.88	18.64	5.65	0.06	2.23	6.48	4.03	1.65	0.35	100.06	1.7	60.40
23041214	安山岩	新温泉町　草太山北方	タイプ2	T2	59.09	0.87	18.10	6.23	0.10	3.27	6.50	3.93	1.50	0.30	99.89	0.9	59.52
23041303	安山岩	新温泉町　海上	タイプ1	T1	58.73	1.04	18.58	6.12	0.10	2.99	6.99	3.73	1.97	0.28	100.51	1.3	58.79
23041307	安山岩溶岩	新温泉町　海上	タイプ1	T1	58.12	0.93	17.75	6.72	0.12	3.91	7.12	3.72	1.72	0.30	100.40	0.6	58.28
23041308	安山岩	新温泉町　海上	タイプ1	T1	58.00	0.93	17.74	6.73	0.12	3.93	7.12	3.59	1.82	0.29	100.25	0.9	58.24
23041401	安山岩角礫岩※	岩美町　　蕪島北西	タイプ1	T1	59.90	1.03	16.83	6.62	0.12	3.53	6.53	3.68	2.08	0.35	100.66	1.0	59.90
23041408	安山岩岩塊※	岩美町　　蕪島北西	タイプ1	T1	59.61	1.10	17.01	7.03	0.11	3.40	5.60	3.53	2.13	0.36	99.89	1.5	60.10
23041409	安山岩	岩美町　　蕪島北西	タイプ1	T1	59.43	1.11	16.88	7.04	0.11	3.63	5.97	3.59	2.09	0.36	100.21	1.0	59.73
23041414	安山岩岩塊※	岩美町　　蕪島北西	タイプ1	T1	57.21	1.20	16.96	7.40	0.12	4.28	7.26	3.58	1.77	0.39	100.16	0.7	57.54
23041601	安山岩岩塊※	新温泉町　越坂	タイプ1	T1	58.03	0.90	17.97	6.47	0.11	4.05	7.19	3.69	1.66	0.30	100.38	1.1	58.19
23041604	安山岩角礫岩	新温泉町　越坂	タイプ1	T1	58.42	0.92	17.94	6.20	0.11	3.89	7.10	3.55	1.78	0.29	100.21	1.2	58.66
23110102	安山岩	新温泉町　後山川	タイプ1	T1	59.51	1.03	16.95	6.70	0.12	3.80	6.78	3.59	2.04	0.38	100.90	1.1	59.38
23110107	安山岩角礫岩	新温泉町　宮脇南東	タイプ1	T1	60.06	0.97	17.59	6.53	0.11	3.31	6.50	3.67	1.94	0.33	101.01	2.4	59.85
23110303	安山岩	新温泉町　前田川	タイプ2	T2	59.41	0.85	18.25	6.34	0.11	3.55	6.70	3.88	1.51	0.28	100.88	0.9	59.27
23110521*	安山岩	新温泉町　塩山南東	タイプ2	T2	57.15	0.86	18.53	7.10	0.13	4.35	7.76	3.49	1.08	0.30	100.75	2.1	57.13
23110522	安山岩	新温泉町　塩山南東	タイプ2	T2	57.78	0.87	18.83	6.81	0.12	4.06	7.24	3.55	1.36	0.31	100.93	2.3	57.64
23110608	安山岩角礫岩	新温泉町　石橋	タイプ1	T1	57.86	0.93	18.01	6.87	0.12	4.05	7.29	3.53	1.74	0.30	100.68	1.2	57.86
23110609	安山岩角礫岩	新温泉町　石橋	タイプ1	T1	59.72	1.04	18.56	6.24	0.09	2.60	6.30	4.06	1.71	0.28	100.59	1.3	59.74
23110801	安山岩	新温泉町　愛宕山北方	タイプ2	T2	59.22	0.90	17.58	6.54	0.10	3.79	6.63	3.79	1.70	0.27	100.52	1.7	59.30
23110807	安山岩	岩美町　　蕪島	タイプ1	T1	58.07	1.25	17.75	7.81	0.13	4.16	6.17	3.33	1.98	0.37	101.01	2.3	57.94
24032206	安山岩	新温泉町　岸田北方枝沢	タイプ2	T2	58.70	0.86	18.16	6.66	0.11	3.73	7.14	3.62	1.52	0.30	100.80	1.6	58.62
24032505	安山岩溶岩角礫岩	新温泉町　草太山西方	タイプ1	T1	59.15	0.83	17.66	6.35	0.09	3.99	7.06	3.64	1.55	0.27	100.58	0.8	59.18

分析には産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PANalytical Axiosを使用した．分析には1：10希釈のガラスビードを用いた．※地すべり堆積物中のブロック．*全鉄をFe_2O_3として示す．**灼熱減量，***全鉄をFeOとして100%に再計算したデータに基づく．

粘土鉱物が生じている．

単斜輝石直方輝石安山岩

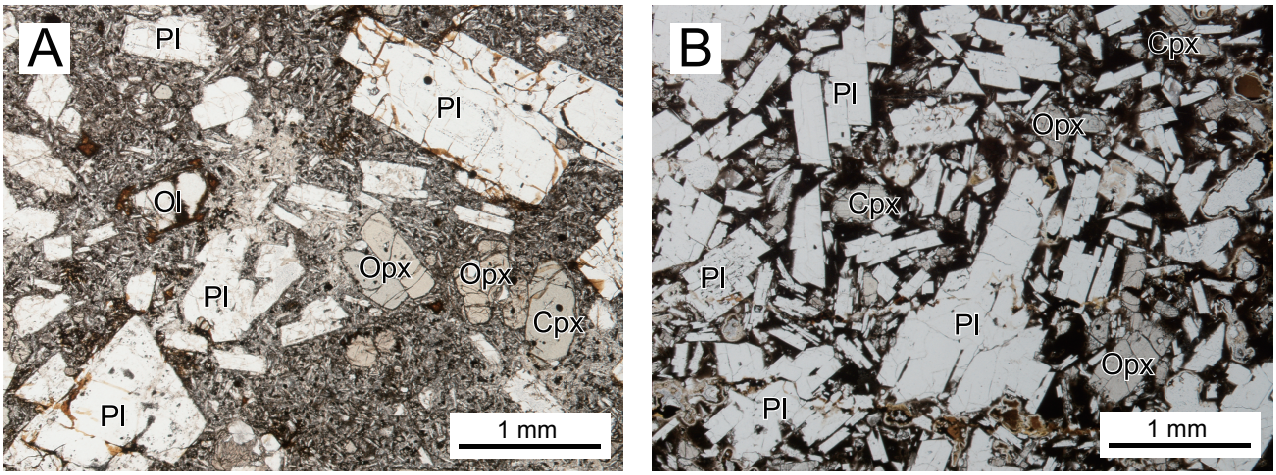
（試料番号 21101908, 第 6. 16 図B）

産地：兵庫県新温泉町飯野北方の地点 6-28（付図 3）．

産状：塊状の安山岩（タイプ 2）．

全岩SiO_2 量：59.27 wt.%（第 6. 3 表）．

顕微鏡下の特徴：斑状組織を示す．斑晶鉱物として斜長石，直方輝石，単斜輝石，不透明鉱物を含む．斑晶量が非常に多く，斑晶同士が接するかほぼ接するくらいの高い密度で含まれており，その隙間を石基が埋めている．斜長石斑晶は長径 3.2 mm以下で自～半自形を呈する．斜長石斑晶は清澄なものが多いが，内部に蜂の巣状構造やモザイク状に消光する不均質なコアを持つものも産する．直方輝石斑晶は長径 1.5 mm以下で自形～半自形を呈する．単斜輝石斑晶は長径 1.7 mm以下で自形～半自形を呈する．不透明



第 6. 16 図　寺田層の薄片写真
(A)：タイプ 1 安山岩（試料番号 23041009）．産地：兵庫県新温泉町牛ヶ峰山南方の地点 6-27（付図 3）．単ポーラー．(B)：タイプ 2 安山岩（試料番号 21101908）．産地：兵庫県新温泉町飯野北方の地点 6-28（付図 3）．単ポーラー．Cpx：単斜輝石，Ol：かんらん石，Opx：直方輝石，Pl：斜長石．詳しい岩石記載は本文を参照．

鉱物斑晶は長径 0.7 mm 以下で，1 枚の薄片中に数粒子のみ認められる．上記の斑晶鉱物は，互いに接して集斑晶を構成することがある．石基は褐色を呈するガラスと粒状の隠微晶質物質を主体とし，粒状の不透明鉱物をまばらに含む．石基の一部や空隙には粘土鉱物などの変質鉱物が生じている．

堆積環境　本地域に分布する寺田層は，水冷破砕溶岩が認められること（第 6. 15 図 B, C），湖成層である中辻層と指交関係にあることから（第 6. 14 図），主に湖沼環境で堆積したと判断される．ただし，比較的大きな山体を成す牛ヶ峰付近については，本層の層厚が約 300 m に達し，その上部には水底環境を示す証拠が認められていないことから，一部については陸上環境下で堆積した可能性も考えられる．

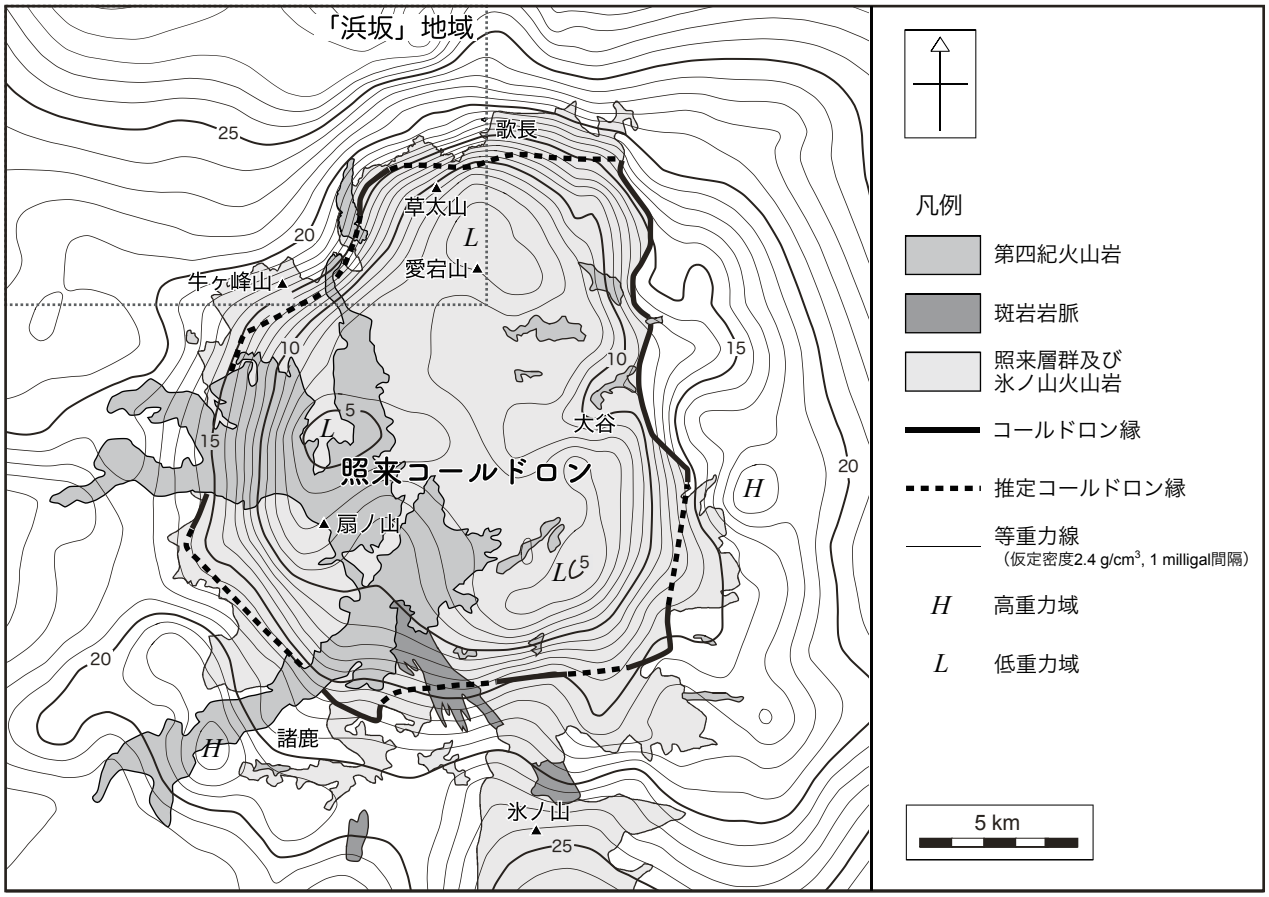
年代　本層は歌長層の“下部凝灰岩”（古山・相川, 1983）よりも上位層準にある（例えば, 古山・長尾, 2004）．“下部凝灰岩”からは 3.03 ± 0.01 Ma の U–Pb 年代が報告されている（羽地ほか, 2023b）．そのため，本層は少なくとも 3.0 Ma より若いことは確実である．本層からはこれまでに 25 個の K–Ar 年代値が報告されており，その年代幅は 3.9〜2.04 Ma にわたる（第 6. 1 表；宇都ほか, 1994；先山ほか, 1995；古山ほか, 1998；古山・長尾, 2004；独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2006）．このうち，最も古い年代値である 3.9 ± 1.5 Ma（宇都ほか, 1994）は，不確かさが大きく精度に欠ける上，“下部凝灰岩”の年代とも層序的に矛盾する．また，最も若い 2.04 ± 0.27，2.14 ± 0.27 Ma の 2 つの年代（同一試料；独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2006）は，スメクタイトが認められるという記載があり，変質によって若返った年代である可能性が高く信頼性に欠ける．これらの 3 つの年代値を除くと本層の K–Ar 年代の幅は 2.85〜2.25 Ma となり，さらにこの中で最も若い 2 つの年代値を除くと，残りの 20 個の年代値は 2.85〜2.57 Ma の間によく集中する．なお，K–Ar 年代と Furuyama（1989）による第 1 期，第 2 期，第 3 期の活動期区分に相関は認められないことから（第 6. 1 表），この活動期区分には再検討が必要と思われる．

寺田層については，これまでに計 14 試料について古地磁気分析が行われており（Ito, 1970；先山ほか, 1995；Morinaga *et al.*, 2000；Gaffar and Torii, 2007），全て正帯磁を示す．上記の K–Ar 年代と合わせて考えると，本層の堆積年代は Gauss-Matuyama 境界の 2.610 Ma（Singer, 2014）よりも古い，2.9〜2.6 Ma の間とみなすのが妥当と考えられる．

6. 8　地 質 構 造

照来層群の分布と構造は照来コールドロンの形状と構造により支配されている．その形状と構造については重力データを用いた検討が行われており，照来コールドロンは南北 17 km × 東西 14 km の規模で変則的な六角形の輪郭を持ち，平板鍋底状を呈する盆状構造からなる（小室ほか, 2002；第 6. 17 図）．つまり，照来層群の主体部はこのような形状を持つカルデラ盆地とその縁辺部に堆積した地層群と見なされる．このうち，「浜坂」地域内にあるのは照来コールドロンの北西縁から鍋底状盆地底部の一部にあたる地域であり，コールドロン全体の約 6 分の 1 の面積に相当する（第 6. 17 図）．

「浜坂」地域に分布する照来層群の湯谷層は，コールド



第 6. 17 図　照来コールドロンの重力異常図
重力異常のコンターとコールドロン縁は小室ほか（2002）による．各地質体の分布は，
「浜坂」地域が本報告，それ以外の地域が小室ほか（2002）による．

ロン縁に相当する場所において古第三系の浦富花崗岩をアバット不整合で覆う．その不整合面は，地質図に描いた地層の分布より，南東～南方向におおよそ 30°かそれ以下の角度で傾斜すると読み取れる．これらは照来コールドロンのカルデラ壁に相当する部分であると考えられる．「浜坂」地域における湯谷層は，ごく一部で 30°の急傾斜を示すことがあるが，大部分はおおむね 15°以下の緩傾斜～ほぼ水平な構造を示す．湯谷層の上位にあたる中辻層は，その大部分をスランプ堆積物が占め，地層の姿勢が狭い地域内でも安定せず，30°以上の急傾斜を示す場合も多いが，スランピングを受けていない部分での地層の傾斜は 10°以下のことが多い．また，スランプ堆積物が多くを占める部分においても，中辻層に挟まれる寺田層の溶岩はほぼ水平もしくは緩傾斜となっていることが多い．そのため，スランプにより大きく乱されてはいるものの，中辻層の大局的な地層の姿勢は，ほぼ水平～緩傾斜であると考えられる．また，主に火山岩からなる寺田層及び歌長層は，これらの湯谷層及び中辻層に挟まれるか貫入する関係にある．以上のことは，本地域の照来層群が大局的には緩傾斜～ほぼ水平な構造を持つことを示す．

本地域に分布する照来層群には，特に中辻層において顕著であるが，スランピングによるとみられる小断層が頻繁に観察される．それ以外に照来層群において露頭確認できる比較的規模の大きな断層としては，新温泉町前の岸田川右岸（地点 6-13；付図 3）で観察される断層が唯一である．ここでは，北但層群豊岡層の大礫岩と照来層群歌長層相谷川流紋岩火砕岩の軽石火山礫凝灰岩が南東側落ちの断層で接する．断層面の走向傾斜は N53°E 68°S で，断層面から歌長層側 20 cm の範囲が断層ガウジを伴う破砕帯となっており，その両盤側 1 m 程度も弱い破砕を被っている．

第 7 章　扇ノ山火山群噴出物（下部更新統）

（工藤　崇）

7. 1　研究史及び概要

7. 1. 1　研究史

本地域南東部から南隣の「若桜」地域内にかけては，扇ノ山（標高 1310.0 m）を中心に南北 22 km，東西 13 km にわたって前期～中期更新世の玄武岩～安山岩溶岩が分布しており（第 7. 1 図），これらを形成した火山は「扇ノ山火山群（Oginosen Volcano Group）」（Furuyama, 1981）と呼ばれている．本報告では，扇ノ山火山群の噴出物全体の総称として「扇ノ山火山群噴出物」を用いる．

扇ノ山火山群噴出物が第四紀の火山岩として認識され始めたのは 1960 年代である．兵庫県編（1961）は，本火山群噴出物を更新統の「鉢伏火山岩類（鉢伏火山岩層）」の一部として示した．続いて山名（1962b）は，扇ノ山付近の地形と地質について報告したが，本火山群噴出物については概要的な記載にとどまっている．その後，鳥取県（1966）は，地層名に「扇ノ山」を初めて使用し，本火山群噴出物を更新統の「扇ノ山安山岩」の一部として示した．1970 年代末には，上村ほか（1979）が 5 万分の 1 地質図幅「若桜」において，本火山群噴出物を 3 つのユニットに区分し，その当時では最も詳細な地質と岩石の記載がなされた．

本火山群噴出物の詳細な層序と火山活動史が解明されていくのは 1980 年代以降になってからである．Furuyama（1981）は，本火山群噴出物について詳細な調査を行い，これらを 20 の地質ユニットに区分して地質図で示すとともに（第 7. 1 図），その層序関係と岩石記載を示した．また，複数の噴出中心を見いだすことで，これらが単成火山群から構成されていることを示し，初めて「扇ノ山火山群」という名称を用いた．この研究以降，本火山群噴出物の研究はさらなる発展を遂げた．酒井ほか（1982）は，Furuyama（1981）の層序区分に従って本火山群噴出物の古地磁気分析を行い，逆帯磁と正帯磁の溶岩が存在することを見いだし，前者を Matuyama 逆帯磁期，後者を Brunhes 正帯磁期に位置付けた．その後，古山（1984）は，本火山群噴出物の全岩化学組成を示し，それらを基にマグマの成因について考察を行った．

1990 年代には，本火山群噴出物を対象として K–Ar 年代測定が盛んに行われるようになり，その層序と噴火活動史の改訂がさらに進展した．Furuyama *et al.*（1993）は，兵庫県北部の第四紀単成火山を対象として多数の K–Ar 年代測定を行い，本火山群噴出物から 19 試料の K–Ar 年代を示した．そして，これらの年代値を基に，酒井ほか（1982）の古地磁気データも取り入れ，本火山群噴出物の層序を大幅に改訂し，その火山活動が休止期（約 20 万年）を境に第 1 期（1.2～0.9 Ma）と第 2 期（0.7～0.4 Ma）に区分されることを示した．続いて，先山ほか（1995）も兵庫県北部の鮮新世～第四紀火山岩について多数の K–Ar 年代測定を行い，本火山群噴出物から 5 試料の K–Ar 年代を示した．

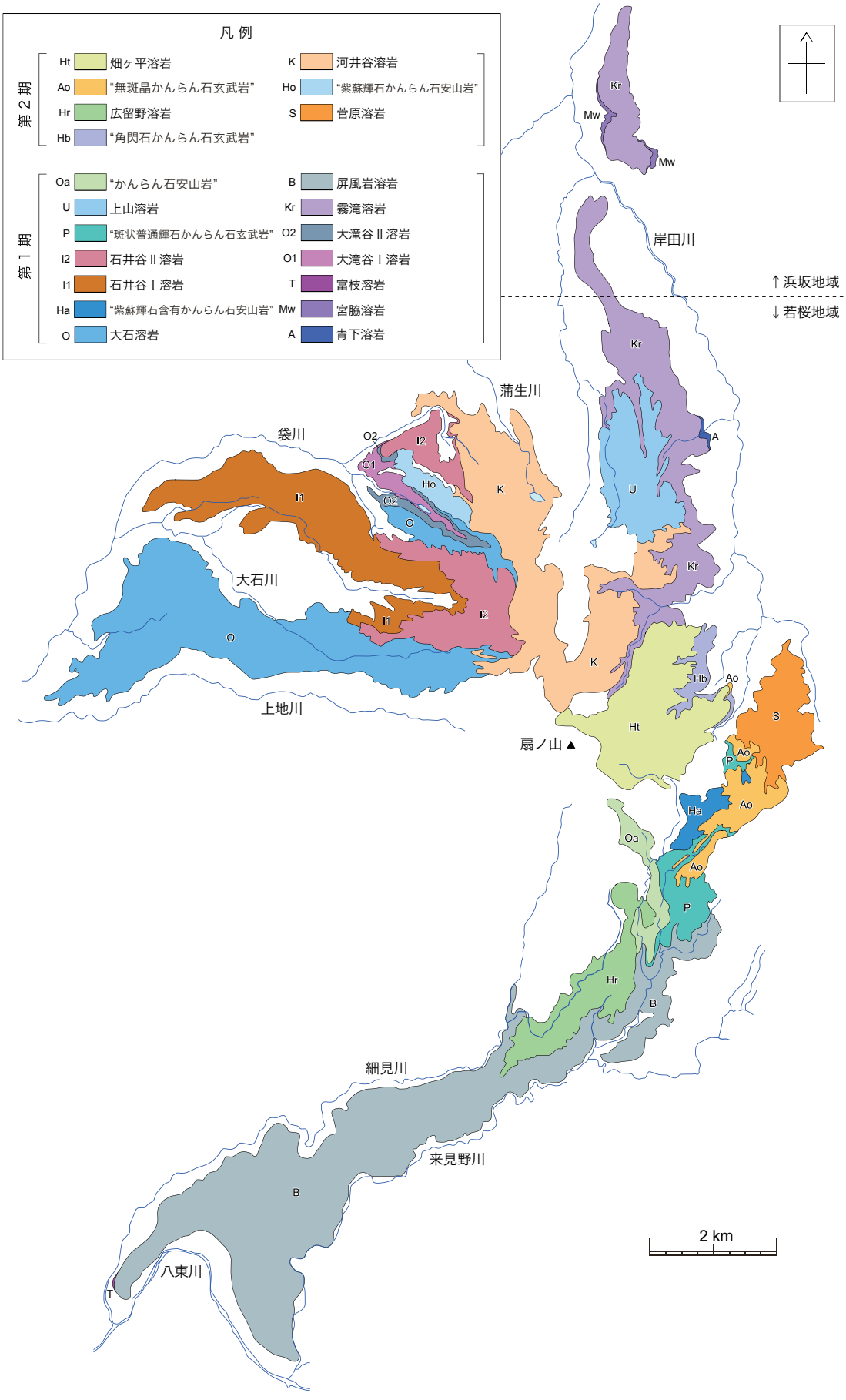
その後，2000 年代以降も本火山群噴出物を対象の一部とした研究が散発的に行われている．Morinaga *et al.*（2000）は，兵庫県北部に分布する鮮新世末期～第四紀溶岩を対象に古地磁気学的な検討を実施し，その中で本火山群噴出物について 4 試料の古地磁気データを示した．Honma（2012）は，本火山群噴出物から異なる玄武岩タイプ 2 試料を出発物質として溶融実験を行い，斜長石の晶出プロセスと斜長石–メルト間の Ca-Na 分配について議論を行った．Nguyen *et al.*（2020）は，中国地方～兵庫県に分布する新生代玄武岩を対象として，その年代及び地球化学データから西南日本弧における玄武岩マグマ起源物質の時代変遷と沈み込むスラブとの関係について議論を行い，その中で本火山群噴出物から 6 試料の K–Ar 年代を新たに示した．

7. 1. 2　概要

第 7. 1 図に扇ノ山火山群の地質図，第 7. 2 図に扇ノ山火山群の火山活動史を示すブロックダイアグラムを示す．以下，既存研究報告を取りまとめた内容に本報告による調査結果も加えた上で，扇ノ山火山群噴出物の概要について記載する．

（→ p. 111）

第 7. 1 図　扇ノ山火山群の地質図
Furuyama（1981）を基とし，「浜坂」地域内の分布は本報告の調査結果に基づき修正した．なお，Furuyama（1981）の地質図では複数の地質ユニットが同じ凡例で示されているものがあり，一部で個々のユニットの対応関係の判別が困難なものがあるが，同著者により後年示された日本地質学会編（2009b）による改訂地質図を参考にして判別を行った．なお，地層名が付けられていない地質ユニットについては，Furuyama（1981），古山（1984）に従い岩石名で示し，正式な地層名とは区別して示すため“ ”を付けて示している．


凡 例
第２期
Ht 畑ヶ平溶岩
Ao “無斑晶かんらん石玄武岩”
Hr 広留野溶岩
Hb “角閃石かんらん石玄武岩”
K 河井谷溶岩
Ho “紫蘇輝石かんらん石安山岩”
S 菅原溶岩
第１期
Oa “かんらん石安山岩”
U 上山溶岩
P “斑状普通輝石かんらん石玄武岩”
I2 石井谷Ⅱ溶岩
I1 石井谷Ⅰ溶岩
Ha “紫蘇輝石含有かんらん石安山岩”
O 大石溶岩
B 屏風岩溶岩
Kr 霧滝溶岩
O2 大滝谷Ⅱ溶岩
O1 大滝谷Ⅰ溶岩
T 富枝溶岩
Mw 宮脇溶岩
A 青下溶岩
↑浜坂地域
↓若桜地域
岸田川
蒲生川
袋川
大石川
上地川
細見川
来見野川
八東川
扇ノ山▲
2 km

扇ノ山火山群噴出物は，本地域南隣の「若桜」地域にある扇ノ山のピーク（標高 1,310 m）を中心として馬蹄形の形状で溶岩が分布しており，北方へ流下した溶岩が「浜坂」地域内にも達している（第 7. 1 図）．その分布範囲は，おおよそ南北 22 km，東西 13 kmにわたる．なお，地形的ピークである扇ノ山の山頂自体は本火山群噴出物ではなく，照来層群寺田層の安山岩からなる（Furuyama, 1989）．扇ノ山火山群は単成火山の集合体であり，その噴出中心の位置はスコリア丘の分布から，扇ノ山山頂を取り巻くおおよそ南北 11.5 km，東西 5 kmの範囲に分散していたと考えられている（Furuyama, 1981）．

扇ノ山火山群の活動は，大きく第 1 期と第 2 期に区分される（Furuyama *et al.*, 1993），その年代はそれぞれ 1.2〜1.0 Ma，0.7〜0.4 Maであり，両者の間には約 30 万年間の休止期を挟む（第 7. 2 図）．第 1 期の噴出物は 14，第 2 期の噴出物は 7 つのユニットに区分されている（第 7. 2 図）．噴出物の大部分は溶岩であり，火砕岩は噴出中心のごく近傍のみで認められる（Furuyama, 1981）．全岩化学組成データ（古山, 1984；先山ほか, 1995；Nguyen *et al.* 2020；本報告）によれば，第 1 期，第 2 期ともに玄武岩〜安山岩（一部は粗面玄武岩〜玄武岩質粗面安山岩）に至る多様なマグマの噴出が認められる．これらの火山活動のうち，最も大規模なものは第 1 期に発生した安山岩マグマによる大石溶岩，霧滝溶岩，屏風岩溶岩の噴出イベントである（古山, 1984）．これらの噴火は互いに岩質が類似することから，同時期に起こった噴火によると考えられている（Furuyama, 1981）．これらの噴出量はそれぞれ 0.9 km^3，1.2 km^3，2.2 km^3 であり，この 3 つのみで他の噴出物全体のほぼ 10 倍の量となる（古山, 1984）．

扇ノ山火山群噴出物のうち，本地域内に分布するユニットは宮脇溶岩と霧滝溶岩の 2 つである（第 7. 1 図）．宮脇溶岩は，斑状の玄武岩〜粗面玄武岩溶岩からなり，新温泉町宮脇北東〜東方に小規模に分布し，照来層群寺田層を不整合に覆う．本溶岩の噴出年代は 1.2 Ma前後であり，本溶岩は扇ノ山火山群噴出物の中でも最初期の噴出物として位置付けられる（第 7. 2 図）．霧滝溶岩は，斑晶の少ない斑状の安山岩溶岩からなり，宮脇溶岩を覆う．本地域では新温泉町石橋南西から鐘尾南東までほぼ南北に分布する．岸田川の侵食のため，その分布は現在では 2 分されている（第 7. 1 図）．本溶岩の噴出年代は，Matuyama逆磁極期中の 1.189〜1.076 Maの間であった可能性が高い（第 7. 2 図）．

7. 2　宮脇溶岩（Mw）

地層名　新称.

定義　兵庫県新温泉町宮脇北東〜東方に分布し，霧滝溶岩の下位層準に位置する玄武岩〜粗面玄武岩溶岩を宮脇溶岩と定義する．本溶岩は既存報告では認識されておらず，扇ノ山火山群の主要な噴出物群とは分布がやや離れて産する（第 7. 1 図）．本報告では，本溶岩が他の扇ノ山火山群噴出物と同様な全岩化学組成の特徴を有すること，他の扇ノ山火山群噴出物と整合的な年代を示すことから（いずれも後述），本溶岩を扇ノ山火山群噴出物に含めた（第 7. 1 図；第 7. 2 図）．

模式地　兵庫県新温泉町宮脇北東の地点 7-1 付近（第 7. 3 図, 付図 3）.

分布及び層厚　新温泉町宮脇北東〜東方に小規模に分布する．層厚は 50〜60 m程度である.

層序関係　上部鮮新統の照来層群を不整合に覆う．宮脇北東の地点 7-1 では，層厚 8 m以上の本溶岩が基底部に厚さ 50 cmのクリンカー部を伴い，照来層群寺田層の安山岩礫岩及び砂岩を不整合に覆う関係が観察される（第 7. 3 図；第 7. 4 図）．露頭で直接の層序関係は確認できないが，本溶岩は分布状況から見て霧滝溶岩に覆われると判断される（第 7. 3 図）.

岩相　玄武岩〜粗面玄武岩溶岩からなる．青灰色を呈する塊状溶岩として産し，基底部には角礫岩からなるクリンカーが認められることがある（第 7. 4 図）．一部で柱状節理の顕著な発達が認められる（第 7. 4 図）．本溶岩と上位の霧滝溶岩は，前者で斑晶量が多く，後者で斑晶量が少ないことから，野外で比較的容易に判別可能である.

岩石記載・全岩化学組成　単斜輝石かんらん石玄武岩〜粗面玄武岩からなる．斑状組織を示し，斑晶鉱物として斜長石, かんらん石及び単斜輝石を共通して含む．試料によっては直方輝石や融食形の石英斑晶を僅かに含むことがある.

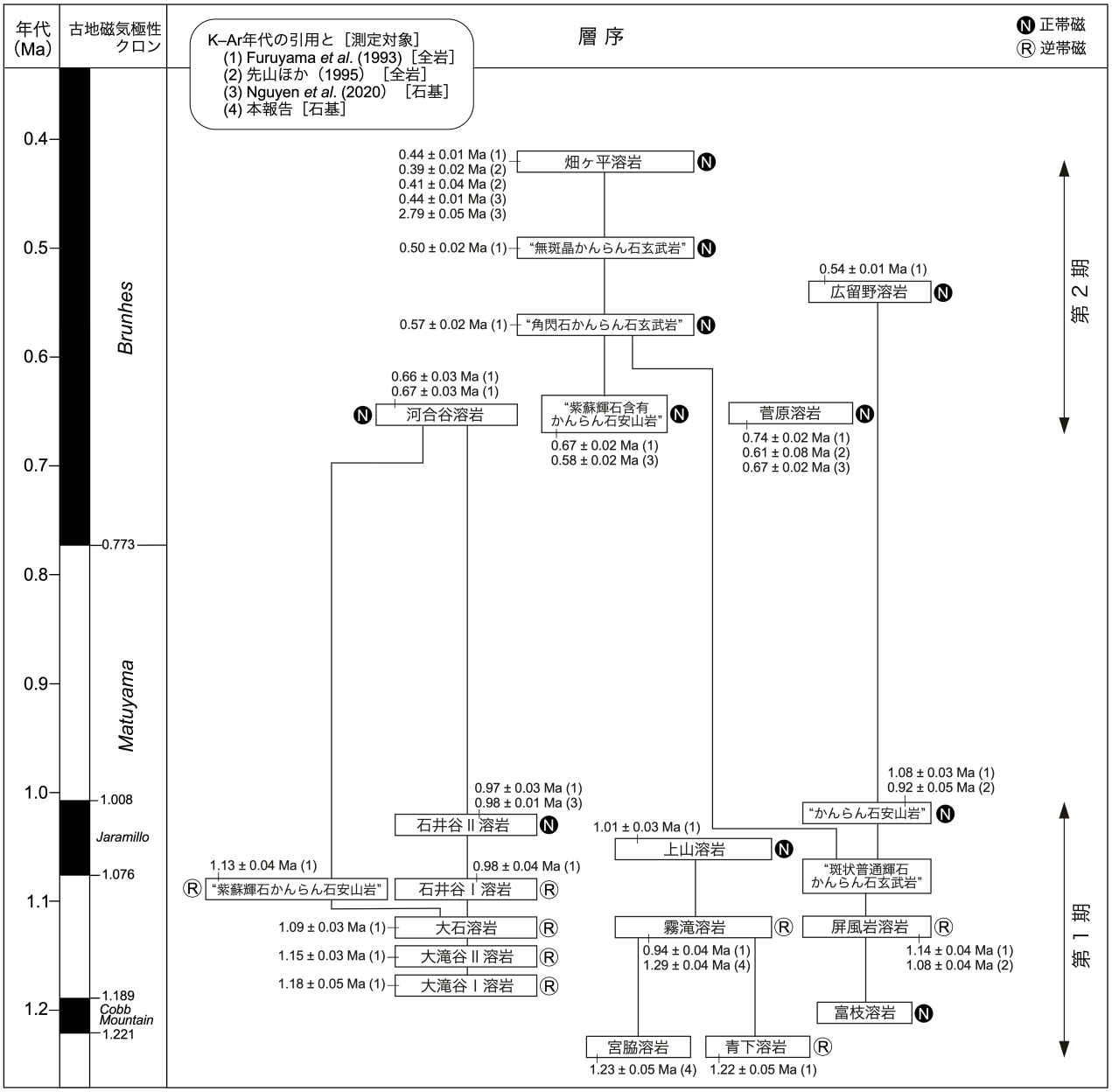
全岩 SiO_2 量は 49.5〜50.3 wt.%である（第 7. 1 表）．SiO_2–Na_2O+K_2O 図では玄武岩〜粗面玄武岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では高カリウム系列の領域にプロットされる（第 7. 5 図）．本溶岩は，他の扇ノ山火山群噴出物と同様な全岩化学組成の特徴を有し，これらの組成領域のうち最も未分化側にプロットされる（第 7. 5 図）．なお, 岸田川上流域（本地域南隣の「若桜」地域内）において産する青下溶岩（Furuyama, 1981；古山, 1984；第 7. 2 図）は, 本溶岩と同じく霧滝溶岩の下位に位置付けられ（第 7. 1 図），放射年代値も近接するが（後述），本溶岩が玄武岩〜粗面玄武岩組成であるのに対し，青下溶岩は玄武岩質安山岩組成であり（第 7. 5 図），両者は明確に区別される.

かんらん石単斜輝石粗面玄武岩
（試料番号 22112509, 第 7. 6 図A）

産地：兵庫県新温泉町宮脇北東の地点 7-2（第 7. 3 図, 付図 3）.

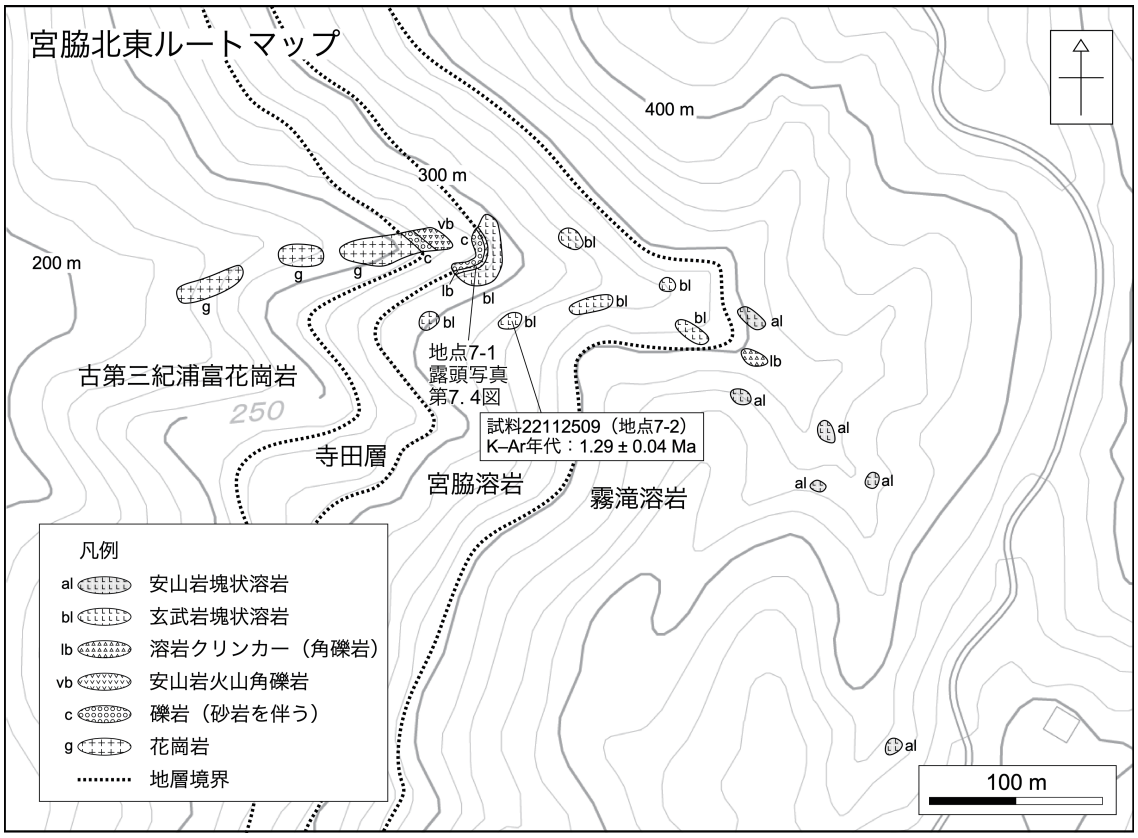
産状：厚さ 3 m以上の粗面玄武岩塊状溶岩.

全岩 SiO_2 量：49.55 wt.%（第 7. 1 表）.



第 7. 2 図　扇ノ山火山群の火山活動史を示すブロックダイアグラム

Furuyama *et al.*（1993）を基にしているが，古地磁気年代スケールを Singer（2014）に更新するとともに，Furuyama *et al.*（1993）以降に報告された K–Ar 年代値と本報告で得られた成果を取りまとめて再構築した．地層名は Furuyama（1981），古山（1984）及び本報告，層序関係は Furuyama（1981），Furuyama *et al.*（1993）及び本報告，K–Ar 年代値は（1）：Furuyama *et al.*（1993），（2）：先山ほか（1995），（3）：Nguyen *et al.*（2020）及び（4）：本報告，古地磁気極性は酒井ほか（1982），Morinaga *et al.*（2000）による．富枝溶岩については，屏風岩溶岩よりも下位であり（Furuyama, 1981），正帯磁であることから（酒井ほか, 1982），Cobb Mountain 正磁極亜期に相当すると判断した．なお，先山ほか（1995）は，広留野溶岩（OG-3）から 0.92 ± 0.05 Ma の年代を報告しているが，採取地点を Furuyama（1981）の地質図と照らし合わせると，この試料は広留野溶岩ではなく“かんらん石安山岩”であると判断されることから，“かんらん石安山岩”の年代として示した．また，Nguyen *et al.*（2020）は扇ノ山火山群の溶岩と思われる岩体（OGI-12）から 1.09 ± 0.02 Ma の年代を報告しているが，この試料の採取地点が Furuyama（1981）の地質図では基盤岩とされており，最も分布が近接する霧滝溶岩とも全岩化学組成が一致しないことから，対応する地質ユニットが不明のため本図では採用していない．地層名が付けられていない地質ユニットについては，Furuyama（1981），古山（1984）に従い岩石名で示し，正式な地層名とは区別して示すため“”を付けて示している．



第 7. 3 図　新温泉町宮脇北東のルートマップ
地域 7-1（付図 3）．基図に地理院地図を使用．

顕微鏡下の特徴：斑状組織を示す．斑晶鉱物として斜長石，かんらん石，単斜輝石を含む．斜長石斑晶は長径 2.2 mm以下で自形～半自形を呈する．清澄なものが多いが，一部で内部に汚濁帯を持つものが産する．かんらん石斑晶は長径 2.5 mm以下で自形～他形を呈する．外形に沿う形で内部に帯状のイディングサイト化した褐色帯を伴うものが多い．他形のものは虫食い状の形態を示す．単斜輝石斑晶は長径 1.2 mm以下で自形～半自形を呈する．石基はインターグラニュラー組織を示し，長～短柱状の斜長石，粒状の単斜輝石・不透明鉱物と，それらの隙間を埋める形状の金雲母と普通角閃石で構成される．金雲母は基本的には石基中に他形で産するが，空隙内では最大 0.5 mmの自形結晶として産することもある．

年代　本溶岩に関する既存の年代データは存在しない．今回，模式地付近の地点 7-2（第 7. 3 図，付図 3）で採取した粗面玄武岩溶岩を対象としてK–Ar年代測定を行った．年代測定は蒜山地質年代学研究所に依頼し，分析対象は石基とした．測定の結果，1.23 ± 0.05 MaのK–Ar年代が得られた（第 7. 2 表）．この年代は，上位の霧滝溶岩から今回得られた年代（1.29 ± 0.04 Ma）よりも若干若いが，これらの年代は 1σの不確かさの範囲内で重複するため，層序関係との矛盾は認められない．一方，霧滝溶岩の下位にある青下溶岩（Furuyama, 1981；古山, 1984）からは，1.22 ± 0.05 Maの全岩K–Ar年代（Furuyama *et al.*, 1993）が得られており，本溶岩と同様な年代を示す．本溶岩と青下溶岩は，扇ノ山火山群噴出物の中でも最初期の噴出物として位置付けられる（第 7. 2 図）．

7. 3　霧滝溶岩（Kr）

地層名　Furuyama（1981），古山（1984）による．前者によって英語名が，後者によって和名（漢字表記）が示された．

定義　Furuyama（1981）は，扇ノ山北西，霧ヶ滝（きりがたき）上流部付近（「若桜」地域内）から，北方の内山（「浜坂」地域内）にかけて分布する厚い安山岩溶岩を霧滝溶岩と定義した．

模式地　Furuyama（1981）では模式地は示されておらず，その後の研究報告においても模式地は特に定められていない．本報告では，本溶岩の典型的な岩相が観察できる場所として，兵庫県新温泉町宮脇北東地域（第 7. 3 図）を挙げておく．

分布及び層厚　「若桜」地域内の扇ノ山北西，新温泉町霧ヶ滝上流部から，「浜坂」地域内の新温泉町鐘尾南西付



第 7. 4 図　宮脇溶岩の露頭写真
新温泉町宮脇北東の地点 7-1（第 7. 3 図；付図 3）.

近まで，南北方向約 11 kmにわたって分布する（第 7. 1 図）．本溶岩の分布北端は，従来の報告では岸田川南西岸の新温泉町内山付近とされてきた．今回，本報告の調査によって，同一の岩相・岩質の溶岩が岸田川を越えてより北方の鐘尾南西付近まで分布することが判明した（第 7. 1 図）．現在の分布は岸田川を境に二分されているが，これは元々一連であった溶岩が岸田川の侵食により分断された結果である．本溶岩の層厚は最大で 300 m（Furuyama, 1981）であり，「浜坂」地域内での層厚は最大で 100 m程度である．

層序関係　本溶岩は，「浜坂」地域において古第三系の浦富花崗岩，上部鮮新統の照来層群を不整合に覆う．露頭で直接の層序関係は確認できないが，分布状況から見て本溶岩は宮脇溶岩を覆うと判断される（第 7. 3 図）．

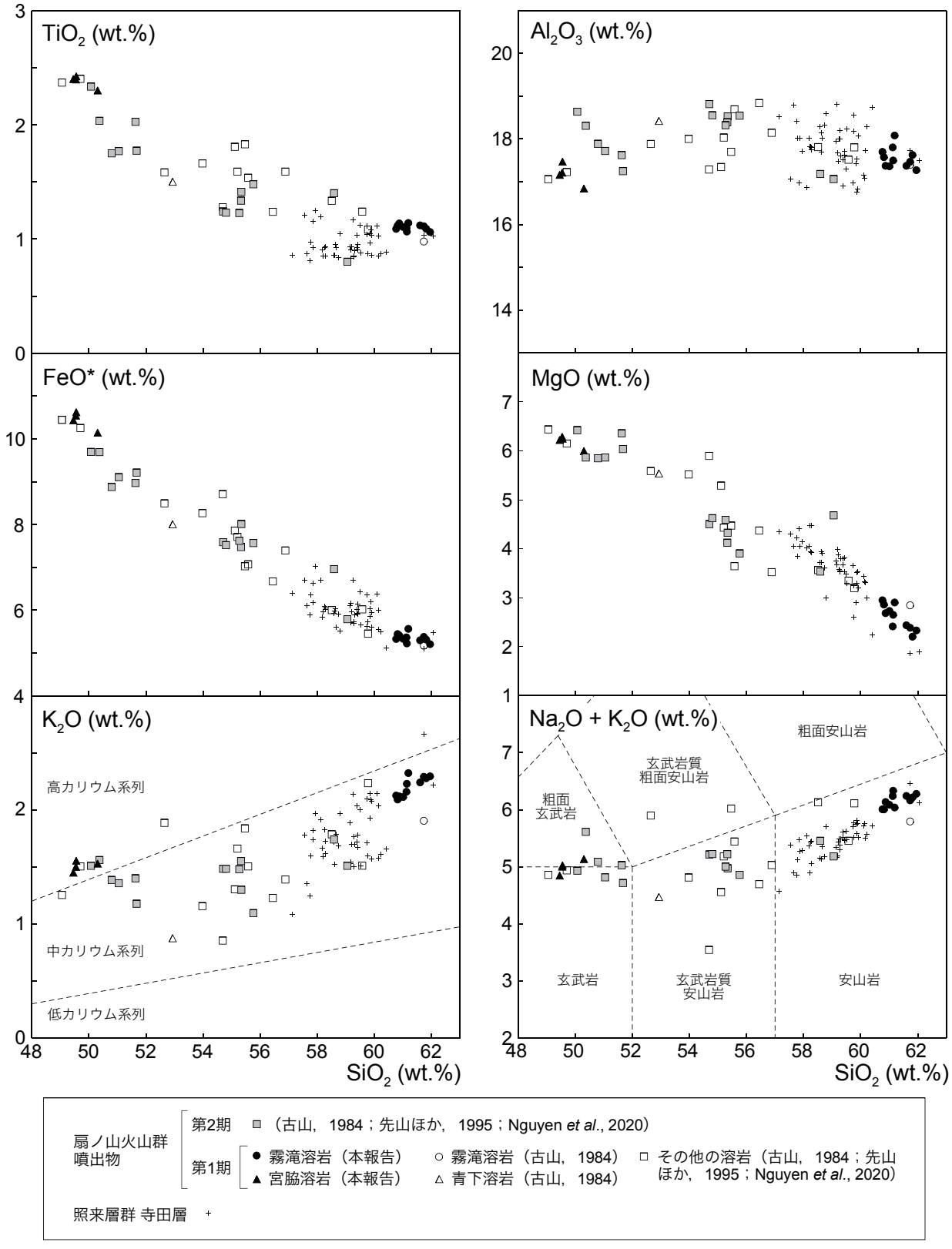
岩相　安山岩溶岩からなる．塊状溶岩として産し，基底部では角礫岩からなるクリンカーが認められることがある（第 7. 3 図）．青灰色を呈するものが多いが，一部は高温酸化を受けて赤褐色を呈する．全体的に板状節理の発達が顕著である．宮脇溶岩や寺田層と比較すると，一見して斑晶量が少なく，特に苦鉄質斑晶の含有量が少ないため，これらとは野外でも肉眼で比較的容易に判別できる．

岩石記載・全岩化学組成　直方輝石かんらん石単斜輝石安山岩からなる．斑状組織を示すが，斑晶量は比較的少ない．斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，かんらん石，直方輝石及び不透明鉱物を共通して含む．汚濁帯を持つ斜長石斑晶と他形の斜長石斑晶を多く含む特徴を示す．また，試料によっては融食形の石英斑晶を

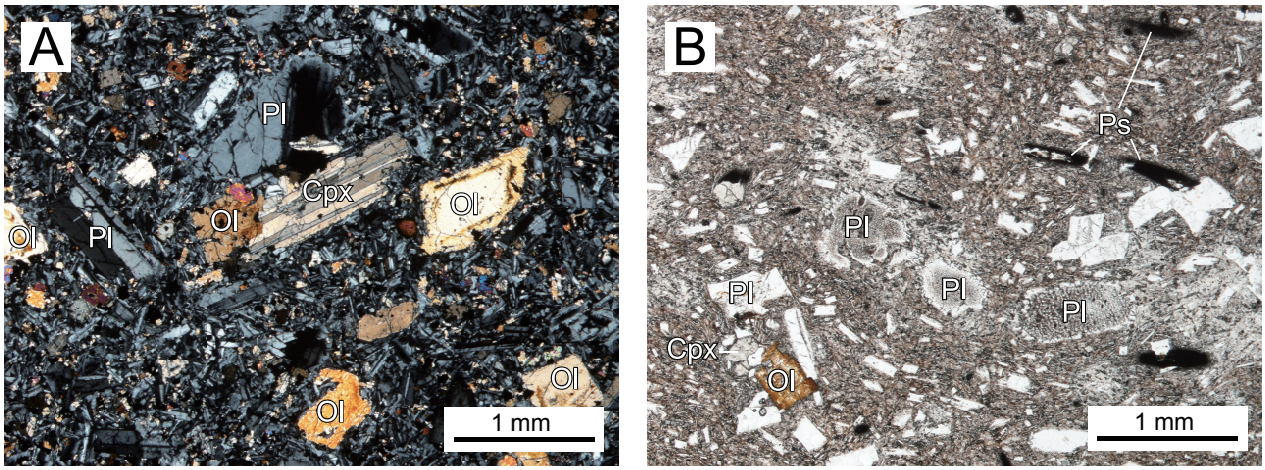
第 7. 1 表　宮脇溶岩及び霧滝溶岩の主成分全岩化学組成

試料番号	産状	採取地点	記号	全岩化学組成（wt.%）												
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	LOI**	SiO_2***
霧滝溶岩																
22112411	安山岩	新温泉町　内山南東	Kr	61.11	1.10	17.80	5.96	0.10	2.41	5.46	4.08	2.16	0.40	100.58	1.2	61.12
22112506	安山岩	新温泉町　二尾山付近	Kr	61.51	1.12	17.35	5.88	0.10	2.44	5.46	4.00	2.24	0.36	100.45	1.2	61.60
22112507	安山岩	新温泉町　二尾山付近	Kr	60.90	1.14	17.38	6.01	0.10	2.68	5.94	4.02	2.12	0.36	100.64	0.7	60.87
22112603	安山岩	新温泉町　石橋南西	Kr	61.24	1.10	17.33	5.93	0.10	2.37	5.29	3.84	2.27	0.33	99.80	1.4	61.73
22112604	安山岩	新温泉町　石橋南西	Kr	60.58	1.10	17.24	5.88	0.10	2.71	5.87	3.95	2.10	0.37	99.88	0.7	61.01
22112605	安山岩	新温泉町　石橋南西	Kr	60.97	1.14	18.01	6.16	0.11	2.89	4.60	3.70	2.32	0.37	100.26	2.8	61.19
22112606	安山岩	新温泉町　石橋南西	Kr	61.46	1.05	17.14	5.74	0.09	2.31	5.43	3.95	2.28	0.34	99.79	1.0	61.95
22112607	安山岩	新温泉町　石橋南西	Kr	60.57	1.09	17.64	5.90	0.10	2.94	5.70	3.87	2.12	0.35	100.28	0.8	60.76
23110108	安山岩	新温泉町　宮脇南東	Kr	61.07	1.06	17.48	5.80	0.10	2.65	5.62	4.10	2.23	0.38	100.48	0.5	61.14
23110312	安山岩	新温泉町　内山	Kr	60.57	1.11	17.50	6.03	0.10	2.85	5.72	3.90	2.08	0.34	100.21	0.7	60.81
24032216	安山岩	新温泉町　前北方枝沢	Kr	61.89	1.09	17.65	5.91	0.10	2.21	5.32	3.94	2.28	0.33	100.71	1.4	61.81
宮脇溶岩																
21102117	玄武岩	新温泉町　飯野南西	Mw	48.82	2.37	16.94	11.44	0.15	6.14	8.54	3.35	1.43	0.67	99.85	0.4	49.46
22112508	粗面玄武岩	新温泉町　二尾山付近	Mw	49.27	2.41	17.37	11.73	0.17	6.21	7.74	3.45	1.55	0.69	100.59	0.9	49.56
22112509	粗面玄武岩溶岩	新温泉町　二尾山付近	Mw	49.20	2.38	17.09	11.63	0.16	6.24	8.10	3.48	1.49	0.69	100.46	0.4	49.55
22112602	粗面玄武岩溶岩	新温泉町　二尾山付近	Mw	49.78	2.28	16.66	11.15	0.16	5.94	8.34	3.57	1.51	0.68	100.07	-0.3	50.31

分析には産業技術総合研究所所有の蛍光X線分析装置PANalytical Axiosを使用した．分析には1：10希釈のガラスビードを用いた．*全鉄をFe_2O_3として示す．**灼熱減量，***全鉄をFeOとして100%に再計算したデータに基づく．



第 7. 5 図　扇ノ山火山群噴出物の主成分全岩化学組成
SiO_2–K_2O 図における境界線は Le Maitre, ed.（1989），SiO_2–Na_2O+K_2O 図における境界線は Le Bas *et al.*（1986）による．分析値は古山（1984），先山ほか（1995），Nguyen *et al.*（2020）及び本報告（第 7. 1 表）による．



第 7. 6 図　宮脇溶岩及び霧滝溶岩の薄片写真
（A）：宮脇溶岩（試料番号 22112509）．直交ポーラー．（B）：霧滝溶岩（試料番号 22112411）．単ポーラー．Cpx：単斜輝石，Ol：かんらん石，Pl：斜長石，Ps：斑晶仮像．詳しい岩石記載は本文を参照．

第 7. 2 表　宮脇溶岩及び霧滝溶岩の K–Ar 年代測定結果

試料名	地質区分	産状	採取地点	測定物 (メッシュサイズ)	カリウム含有量 (wt.%)	放射性起源^{40}Ar (10^{-8} cc STP/g)	K–Ar年代 (Ma)	非放射性 起源^{40}Ar (%)
22112607	霧滝溶岩	溶岩	地点7-5 (付図3)	石基 (187–250 μm)	1.803 ± 0.036	9.01 ± 0.23	1.29 ± 0.04	52.3
22112509	宮脇溶岩	溶岩	地点7-2 (付図3)	石基 (187–250 μm)	1.122 ± 0.022	5.37 ± 0.17	1.23 ± 0.05	60.8

年代測定方法は長尾ほか（1984），長尾・板谷（1988），Itaya *et al*. (1991) に従った．石基分離方法は八木（2006）に従った．Kの定量は分光光度計を用いて炎光分光法により行った．Arの定量には^{38}Arをトレーサーとした同位体希釈法を用いた．年代値の計算にはSteiger and Jäger (1977) による壊変定数を用いた．

測定機関：株式会社 蒜山地質年代学研究所

僅かに含む場合がある．この他に，微細な黒色物質の集合体からなる斑晶仮像を共通して含むことが特記すべき特徴である．元の鉱物は完全に失われており不明であるが，仮像の形態から少なくとも一部は普通角閃石であった可能性が高い．Furuyama（1981）はこれらの斑晶仮像を「resorbed hornblende」と記載している．これらの斑晶仮像の含有量は試料によって大きく異なり，苦鉄質斑晶の中で最も多い場合から，最も少ない場合までである．本溶岩は全岩化学組成から見ると比較的均質であることから，これらの斑晶仮像の含有量の差はマグマ自身の組成差ではなく，溶岩の冷却速度の差などの外的要因に起因する可能性が考えられる．

全岩 SiO_2 量は 60.8～62.0 wt.%である（第 7. 1 表）．SiO_2–Na_2O+K_2O 図では安山岩の領域に，SiO_2–K_2O 図では中カリウム系列の領域にプロットされる（第 7. 5 図）．本溶岩は，扇ノ山火山群噴出物が示す組成領域のうち最も珪長質側にプロットされる．全岩化学組成のみでは寺田層の安山岩とほとんど区別がつかない（第 7. 5 図）．

直方輝石かんらん石単斜輝石安山岩
（試料番号 22112411，第 7. 6 図B）

産地：兵庫県新温泉町内山南東の地点 7-4（付図 3）．

産状：厚さ 1 m以上の安山岩塊状溶岩．

全岩 SiO_2 量：61.12 wt.%（第 7. 1 表）．

顕微鏡下の特徴：斑状組織を示す．斑晶量は比較的少なく，特に苦鉄質斑晶の量が少なくサイズも小さい．斑晶鉱物として斜長石，単斜輝石，かんらん石，直方輝石，不透明鉱物を含む．斜長石斑晶は長径 2.5 mm以下で自形～他形を呈する．汚濁帯を持つものが多いが，一部で清澄なものも産する．他形を呈する斜長石斑晶は，丸みを帯びた形状あるいは虫食い状の形態を示し，内部がほぼ汚濁帯で占められている．清澄な斜長石はかんらん石と集斑晶を成すことがある．単斜輝石斑晶は長径 0.4 mm以下で自形～半

自形を呈し，一部で砂時計構造を示すものがある．かんらん石斑晶は長径 0.5 mm以下で自形～半自形を呈し，イディングサイト化しているものが多い．直方輝石斑晶は長径 0.7 mm以下で自形～半自形を呈する．不透明鉱物斑晶は長径 0.3 mm以下で, 薄片中に 2 粒子のみ確認される．上記の他に，微細な黒色物質の集合体からなる斑晶仮像（最大長径 1.8 mm以下）が含まれる．その量は単斜輝石斑晶よりも多い．これらの斑晶仮像は，針状，紡錘形状，楕円状，引き伸ばした六角形状，稜部分が著しく成長した“燕の尾状（swallow tailed）”の形状を示し，斜長石や単斜輝石と集斑晶を成すこともある．その形態から少なくとも一部は普通角閃石であったと思われるが，元の鉱物は完全に失われておりその確証はない．石基は針状～長柱状～短柱状の斜長石，単斜輝石及び直方輝石，粒状の不透明鉱物，それらの隙間を埋める褐色の隠微晶質物質（元は火山ガラス？）からなる．石基中の針状～長柱状結晶は定向配列する．石基の一部は変質して粘土鉱物が生じている．

年代　本溶岩からはFuruyama *et al.*（1993）により 0.94 ± 0.04 Maの全岩K–Ar年代が報告されている．ただしこの年代は，本溶岩の上位にある上山（かみのやま）溶岩（Furuyama, 1981；古山, 1984）の全岩K–Ar年代：1.01 ± 0.03 Ma（Furuyama *et al.*, 1993）よりも若く，層序関係と矛盾する．他方，古地磁気分析の結果からは，上山溶岩が正帯磁，本溶岩が逆帯磁であることが示されている（酒井ほか, 1982）．上山溶岩のK–Ar年代と上記の古地磁気極性のデータを合わせて考えると，上山溶岩がJaramillo正磁極亜期（1.076～1.008 Ma；Singer, 2014），本溶岩がそれ以前の逆帯磁期に相当するとみなすのが妥当であろう（第 7. 2 図）．

今回，新温泉町石橋南西の地点 7-5（付図 3）で採取した本溶岩の安山岩溶岩を対象としてK–Ar年代測定を行った．年代測定は蒜山地質年代学研究所に依頼し，分析対象は石基とした．測定の結果，1.29 ± 0.04 MaのK–Ar年代が得られた（第 7. 2 表）．この年代は，下位の宮脇溶岩から今回得られた年代（1.23 ± 0.05 Ma），下位の青下溶岩から報告された全岩K–Ar年代（1.22 ± 0.05 Ma：Furuyama *et al.*, 1993）よりも若干古いが，これらは 1σの不確かさの範囲内で重複するため，層序関係との矛盾は認められない．また，今回得られた年代は，本溶岩と上山溶岩の層序関係や古地磁気層序とも矛盾しない．

Furuyama（1981）は，本溶岩，大石溶岩及び屏風岩溶岩（Furuyama, 1981；古山, 1984）の三者がほぼ同一の岩石学的特徴を有することから，これらが同時期に噴出した可能性を示した．これらのうち, 大石溶岩は逆帯磁（酒井ほか, 1982）で 1.09 ± 0.03 Maの全岩K–Ar年代（Furuyama *et al.*, 1993），屏風岩溶岩は逆帯磁（酒井ほか，1982；Morinaga *et al.*, 2000）で 1.14 ± 0.04 Maと 1.08 ± 0.04 Maの全岩K–Ar年代（Furuyama *et al.*, 1993；先山ほか, 1995）が報告されている（第 7. 2 図）．これらの溶岩が 1.1 Ma前後の年代を示すこと，これらと同時期の可能性が高い本溶岩が 1.2 Ma前後の宮脇溶岩と青下溶岩を覆うこと，本溶岩，大石溶岩及び屏風岩溶岩の三者ともが逆帯磁を示すことを総合して考えると, 本溶岩の噴出年代はMatuyama逆磁極期中の 1.189～1.076 Maの間であった可能性が高い（第 7. 2 図）．今回得られたK–Ar年代（1.29 ± 0.04 Ma）は実際よりもやや古く測定値が求められた可能性がある．

第 8 章　上部更新統～完新統

（羽地俊樹・工藤　崇）

「浜坂」地域の上部更新統～完新統は地すべり堆積物，山麓及び埋谷緩斜面堆積物，砂丘堆積物，河成段丘堆積物，氾濫原及び谷底低地堆積物，旧河道堆積物，現河床堆積物，海浜堆積物，埋土などからなる．

本地域では，大山倉吉テフラや鬼界アカホヤテフラといった後期更新世以降の広域テフラの報告がある．このうち本調査では大山倉吉テフラを露頭で確認したが，本地域における大山倉吉テフラは最大層厚が 1.4 m と薄く，分布も断片的であるため地質図上には表現していない．「浜坂」地域における本テフラは砂丘堆積物を区分する鍵層として重要な役割を持つ．そのため，大山倉吉テフラについては砂丘堆積物の節内で記載する．

山麓及び埋谷緩斜面堆積物，河成段丘堆積物，砂丘堆積物の一部は大山倉吉テフラに覆われるため，後期更新世以前に堆積したものが含まれる可能性があるが，詳細は明らかではない．また鳥取砂丘を構成する砂丘堆積物最下部の形成期は中期更新世に遡るとする仮説も提案されているが（Nagamatsu, ed., 2022；小玉, 2022），根拠は乏しい．この通り以上の堆積物には下限年代が不明確なものが含まれるが，本報告ではこれらも含めて上部更新統～完新統として記述する．各堆積物の年代制約に関する詳細は後述する．なお，上部更新統～完新統に関する既存研究の概要や研究史については，各地質体の節にて記載を行う．

8. 1　地すべり堆積物（l）

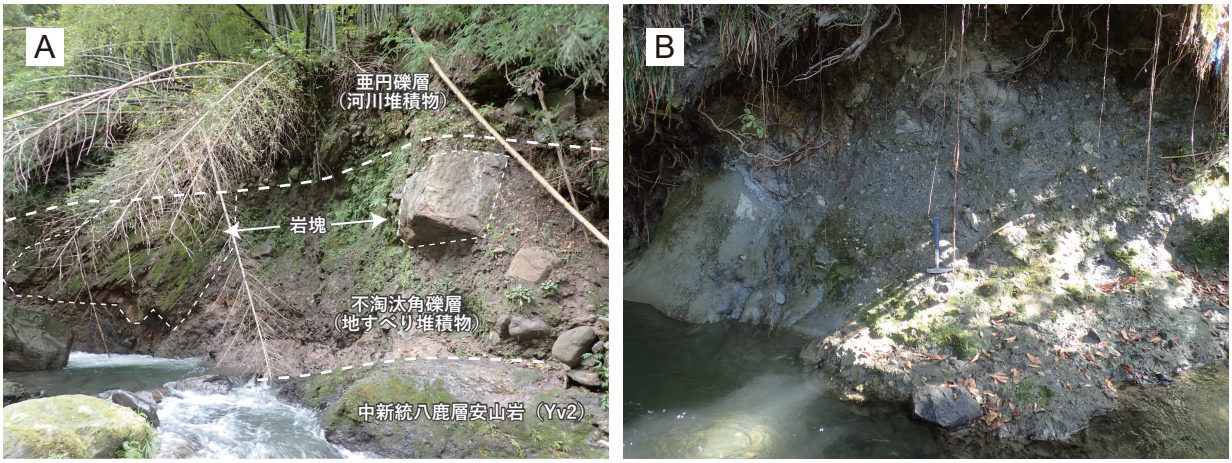
地すべり堆積物は，地すべりにより原岩から分離・移動して再堆積した堆積物である．本報告では，破砕度にかかわらず，地形観察，空中写真観察，露頭観察により崩壊地形と地すべり移動体が確認できたものを地すべり堆積物として地質図に示した．本地域の地すべり地形の分布は，防災科学技術研究所の発行する 1:50,000 地すべり地形分布図の「宮津・鳥取」（清水ほか, 2005）及び国土地理院発行の 1:25,000 活断層図釜戸断層とその周辺（熊原, 2024）において示されている．本報告ではこれらの資料を参考に，改めて昭和 50 年の空中写真を用いて判読を行い，地すべり地形を抽出した．

地すべり堆積物は様々な程度に破砕された岩屑から構成される．巨礫サイズ以下に破砕されたものから，長径数 m 以上の巨大ブロックを含むものまで様々である．新温泉町内山南方では，中新世の塊状安山岩を覆う厚さ 5 m の地すべり堆積物が観察される．この地すべり堆積物は，長径 5 m 以下の角礫と基質の泥で構成される基質支持の淘汰が悪い巨礫層からなり，一部で長径 40 cm 以上の木片を含む（第 8. 1 図 A）．その上位は亜円礫からなる層厚 2.5 m の河川成の巨礫層に覆われる（第 8. 1 図 A）．新温泉町中辻川流域では，長径 1 m 以下の中辻層由来の変形した泥岩や砂岩ブロック及び長径 20 cm 以下の花崗岩角礫を含む雑多で淘汰の悪い基質支持の巨礫層が認められる（第 8. 1 図 B）．

本地域に分布する地すべり堆積物は，開析を受け地形的に不明瞭なものから，非常に新鮮な地形を示すものまで多様であり，様々な形成年代が想定される．年代は不明なものが多いが，一部，歴史記録により判明しているものがある．新温泉町丹土付近の「丹土地すべり」は，約 300 年以上前から滑動の記録があるとされ，西暦 1897～1922 年の間には最大水平変位 60 m に達する大規模な滑動が発生した（岡田, 1902；棚橋, 1938；藤田, 2002）．また新温泉町前東方にある「前地すべり」では，西暦 1990～1991 年の間に 2 度にわたって地すべりが発生した（兵庫県土木地質図編纂委員会, 1996a）．更に時代を遡ると，牛ヶ峰山南東の地すべりに関しては「山崩れが起きて小又川が塞き止められ，海上付近に水が溜まって湖となり，その後，嘉承元年（西暦 1106 年）に決壊して現在の地形になった」という伝説がある（棚橋, 1938；郷土の民話　但馬地区編集委員会編, 1972）．本地すべりの上流側にあたる海上南西の小又川沿い（「若桜」地域内）では，谷埋めの形状で泥層が分布し，含まれる木片から 2500 ± 120～2430 ± 120 BP の ^{14}C 年代が報告されており（有田・山名, 1970），上記の伝説に関連した塞き止め湖の存在時期を示す可能性がある．

8. 2　山麓及び埋谷緩斜面堆積物（v）

本報告では，山麓及び谷底付近において緩斜面を構成する堆積物を「山麓及び埋谷緩斜面堆積物」として示す．本堆積物は崖錐堆積物，沖積錐堆積物，崩壊堆積物，山間の扇状地堆積物，地形の不明瞭な地すべり堆積物のほか，それらの複合体からなる堆積物や，その他成因不明の緩斜面を構成する礫層主体の堆積物を含む．本堆積物のなす地形面は，平滑な斜面を成すこともあるが，主に若干の起伏を伴う緩い斜面を成す．本堆積物の一部は河川の浸食を受けて段丘化しているものもある．本報告で



第 8. 1 図　地すべり堆積物の露頭写真
（A）：中新統八鹿層を覆う地すべり堆積物．地すべり堆積物は露頭上部で河川成の亜円礫層に覆われる．崖の高さは 8 m．地すべり堆積物には長径 5 m 近い岩塊が含まれる．新温泉町内山の地点 8-1（付図 3）．（B）：長径 1 m 以下の変形した泥岩や砂岩ブロック及び長径 20 cm 以下の花崗岩角礫を含む，雑多で淘汰の悪い基質支持の巨礫層．ハンマーの長さは 32 cm．新温泉町中辻川流域の地点 8-2（付図 3）．

は主要河川沿いに上流へ向かって平坦で極緩い面を成すものを河成段丘堆積物とし，主要河川の側方山地に向かって標高を上げる緩斜面を成すものを本堆積物とした．本堆積物は主に礫及び砂からなる．層厚数 m 以下の未固結な巨礫層として産することが多い．礫種は後背地に応じて変化する．

8. 3　砂丘堆積物及び大山倉吉テフラ

「浜坂」地域の海岸沿いには後期更新世～完新世の砂丘堆積物が分布し，代表例として西端部の福部（ふくべ）砂丘がある．福部砂丘は著名な砂丘である鳥取砂丘を構成する．鳥取砂丘では砂丘堆積物と大山倉吉テフラ（DKP）に代表される複数のテフラが密接に産し，テフラを挟む層準を基準に砂丘堆積物の区分が検討されてきた．そこで本報告では砂丘堆積物と大山倉吉テフラについて記載するとともに，古くより研究が行われてきた鳥取砂丘に関して研究史をまとめる．

8. 3. 1　鳥取砂丘の研究史

鳥取砂丘の本格的な地学研究は徳田貞一氏による一連のものに始まる．徳田氏は砂丘に見られる半月状の窪地地形（スリバチ）の研究を行い，1917 年に 4 編の論文として発表した（徳田, 1917a, b, c, d）．これは日本における砂丘の地学的研究の最初のものであった．

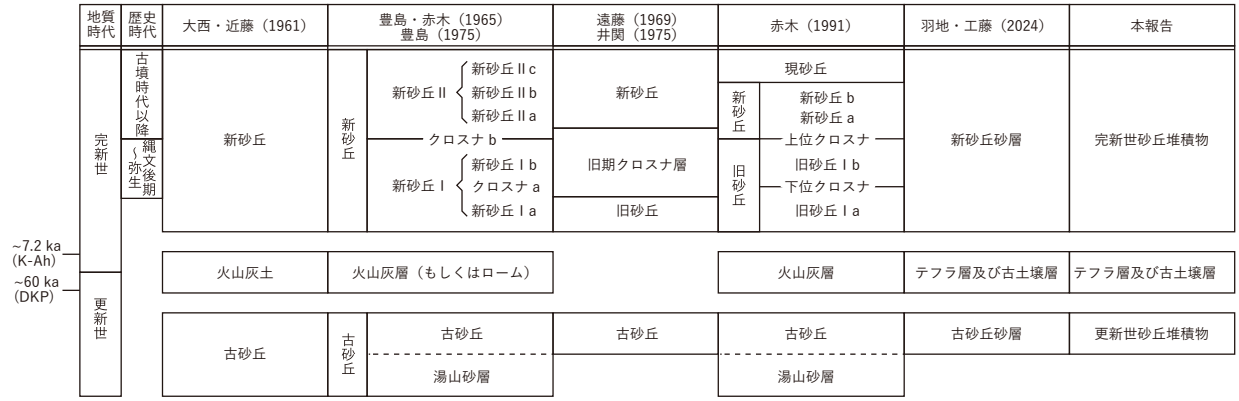
1930 年前後には砂丘の形態，砂の粒度及び移動など表層地形についての検討が行われたほか，腐植土を基準として砂丘を新・旧に区分するなどの研究が行われた（例えば, 小牧, 1927a, b, c；朝井, 1933；村上, 1937）．

1940 年代から 1960 年初頭にかけて，鳥取砂丘地内の各地で火山灰質の古土壌が報告され，砂丘堆積物がそれによって古砂丘と新砂丘に 2 分できることが指摘された（小笠原, 1942；山名, 1955, 1964；大西・近藤, 1961）．

1965 年頃から 1980 年ごろにかけて，鳥取大学の豊島吉則氏と赤木三郎氏を中心とした山陰海岸の第四系に関する研究が公表され，鳥取市周辺の砂丘を含む第四系や，砂丘の内部構造に関する研究が進展した．特に，火山灰質土壌の主部が大山由来の降下テフラであること，新砂丘がクロスナ層（有機物片を多く含む黒色砂層；豊島・赤木, 1965）を境にさらに細分できることや，古砂丘と一括された砂層の下部は風成の砂丘砂層ではなく古砂州堆積物であることなどが指摘された（例えば，豊島・赤木, 1965；豊島, 1967, 1975；山陰第四紀研究グループ, 1969；赤木, 1972）．後述する古砂丘砂層の解釈を除いて，鳥取砂丘の砂丘形成史はこの頃の描像が基礎となっている．倉林（1972）は，古砂丘砂層と新砂丘砂層の境界層準にある古土壌層とテフラについて粘土鉱物学的特徴を示した．

1980 年～2000 年ごろの主な進展としては，古土壌に挟在するテフラや古土壌中のクリプトテフラやレスの同定が進められたことや（成瀬, 1982；三浦, 1989；岡田ほか, 1994；Saitoh *et al.*, 2011），ボーリングによる砂丘の地下構造の把握が挙げられる（岡田ほか, 1994, 2004；岡田, 1999, 2005）．小玉ほか（2001）は砂丘発達史と千代川の流域変更や山地の隆起・侵食などの関連について論じた．

2010 年代には，新しい調査分析法の導入で表層砂層の変動史の詳細な検討がなされたほか，考古学的研究やボーリングデータの再検討によって砂丘の内部構造や年



第 8. 2 図　鳥取砂丘を構成する堆積物の区分
DKP：大山倉吉テフラ，K-Ah：鬼界アカホヤテフラ.

代論についての検討が進められた．砂丘上面の保全が行われている浜坂砂丘では，光ルミネッセンス年代測定，地中のレーダー探査などを駆使して過去 1000 年間の砂丘変動史の研究が進められた（例えば，田村ほか，2010；Tamura *et al.*, 2011a, b, 2016）．考古学的研究では，浜坂砂丘や福部砂丘の遺跡から出土した遺物の時代論や放射年代測定などから砂丘の発達史の制約が進められている（例えば，髙田・中原，2015；髙田，2018）.

最近ではNagamatsu, ed.（2022）や小玉（2022）が既存の砂丘地下のボーリング試料の層相と海水準変動の比較を行い，古砂丘の形成開始時期が中期更新世に遡る可能性を指摘した．羽地・工藤（2024）は福部砂丘の露頭調査，ボーリング及びトレンチデータの収集を行い，大山倉吉テフラ及び古土壌層の露出位置を示した地質図を公表した.

鳥取砂丘の層序における 1980 年頃までの研究と現在の描像の特筆すべき相違点は，古砂丘砂層の解釈である．かつては古砂丘砂層に見られる特徴的なちりめん状の葉理（数 cm程度の間隔で認められる直線性と側方連続性の悪い葉理；増田，2019）が水成層の証拠とみなされ，標高 25〜30 m以下が水成層からなると考えられていた（赤木，1972；豊島，1975）．しかし近年では，多くの場合これと異なる見解がとられている．2000 年前後のボーリング調査で，古砂丘砂層における水成層の証拠は現海水面より下方でのみ得られることが明らかとなった（例えば，岡田ほか，1994, 2004；岡田，1999, 2005）．また他地域における研究で，ちりめん状の葉理は砂丘堆積物を特徴づける構造と理解され，葉理を示す砂層も砂丘堆積物と解釈されるようになった（増田ほか，2014；増田，2019）．以上から，地表に露出する砂層は全て風成とする見解が通説となった（例えば，小玉，2022；羽地・工藤，2024）.

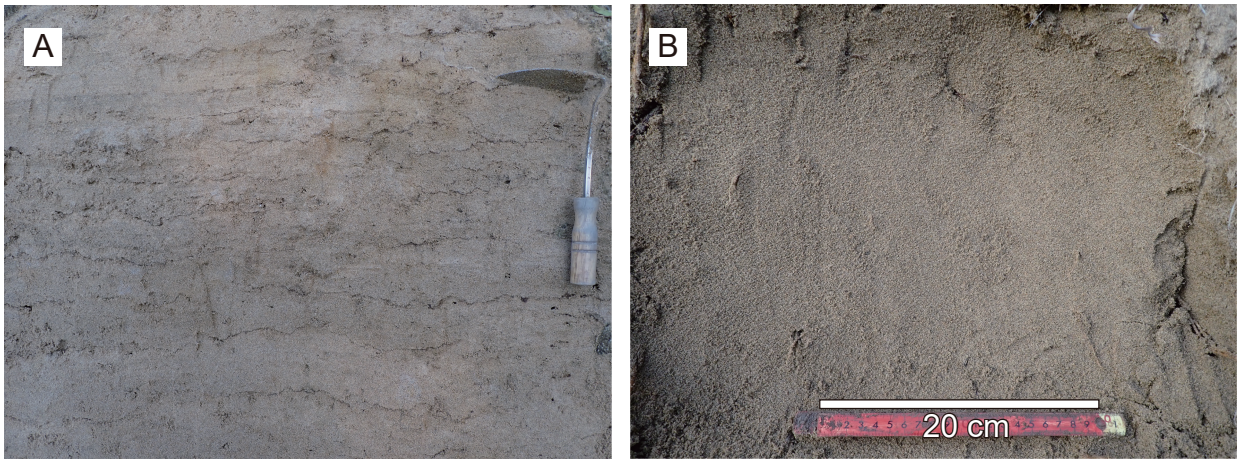
8. 3. 2　概要及び区分

「浜坂」地域には，砂丘堆積物及びテフラからなる第四系の風成層が分布する．砂丘堆積物は主に淘汰の良い細粒〜粗粒砂からなり，主要河川の河口付近の砂浜海岸の背後に地形的高まりをなして分布する.

本地域における砂丘堆積物の代表的な分布地である福部砂丘では，砂丘堆積物に大山倉吉テフラ及び古土壌層が挟まっており，それを鍵層として堆積物が区別されている（例えば，羽地・工藤，2024；第 8. 2 図）．古土壌層からは三瓶木次テフラ，阿蘇 4 テフラ，姶良 Tnテフラ，鬼界アカホヤテフラといった後期更新世〜完新世のテフラが見いだされている（成瀬，1982；三浦，1989；赤木，1996；岡田ほか，2004）．これらのテフラの年代などから，テフラ層及び古土壌層の上下の砂丘堆積物はそれぞれ完新統と上部更新統からなると判断される.

本報告では鳥取砂丘を構成する堆積物のうち，テフラ層及び古土壌層よりも下位の砂層を「更新世砂丘堆積物」，上記鍵層より上位の砂丘砂層を「完新世砂丘堆積物」に区分した（第 8. 2 図）．両砂丘堆積物とも先行研究では異なる名称が用いられているが（第 8. 2 図），旧来の堆積物名称の使用は以下の理由により混乱を招くと判断したため，上記名称を用いた.

鳥取砂丘の研究では，テフラ層及び古土壌層より下位をなす砂層に対し「湯山砂層」もしくは「古砂丘」の地層名が用いられた例があるが，これらの地層名の使用には以下の問題がある．湯山砂層は，鳥取砂丘の背面に位置する鳥取市湯山周辺に段丘の存在を主張した山陰第四紀研究グループ（1969）が，砂丘砂層も含む段丘を構成する砂層に対して付けた名称である．その後，湯山砂層の下部が水成層とする報告が続き（例えば，赤木，1972；豊島，1975），湯山砂層の地層名は水成部分のみを指して使われるようになったが，明確な再定義がされておらず定義が不明確であった．また「湯山層」と記載する表記上の



第 8. 3 図　砂丘堆積物の層相
（A）：更新世砂丘堆積物の露頭写真．黒色のちりめん状の葉理が認められる．ねじり鎌の長さは 29 cm.（B）：完新世砂丘堆積物．更新世砂丘堆積物と比較して締まりが緩い．いずれも福部町湯山の地点 8-3 付近（付図 1）.

差異も認められる（山陰第四紀研究グループ, 1969；出脇, 1975）．さらに湯山砂層の定義の混乱に関連して，鳥取砂丘の研究では「古砂丘」の名称も，水成層まで含めた古砂丘をなす砂層全てを指して用いられる場合と，風成砂層のみを指して用いられている場合があった．

また，鳥取砂丘ではテフラ層及び古土壌層より若い砂丘地形及び砂丘砂層を指す名称として「新砂丘」の名称が用いられてきたが（第 8. 2 図；例えば，豊島・赤木, 1965；豊島, 1975），本報告ではこの表記の使用も避けた．これは砂丘の広域対比を試みた遠藤（1969）の区分との混同を避けるためである．遠藤（1969）は本邦の砂丘堆積物を，更新世に形成された「古砂丘」，完新世の縄文海進の頂期以前に形成された「旧砂丘」，それ以降に形成された「新砂丘」に区分した（第 8. 2 図）．したがって鳥取砂丘で一般に使われている「新砂丘」の名称は，遠藤（1969）の「旧砂丘」と「新砂丘」を合わせたものに相当するという問題がある．

遠藤（1969）の区分は本邦の砂丘堆積物の広域対比に利用されているため（例えば，井関, 1975；成瀬, 1989），可能であればその区分名称を使用して記載するのが望ましい．そのため赤木（1991）は旧来の鳥取砂丘の区分を遠藤（1969）の区分に対応するよう一部改定している（第 8. 2 図）．

遠藤（1969）や赤木（1991）の区分では，完新世の砂丘の区分にクロスナ層を鍵層に用いるが，「浜坂」地域内で見いだされたクロスナ層の露頭は僅かで追跡できる状況になく，これらの細分を適用するのは困難であった．そこで本研究では，この区分を用いず完新世の砂丘堆積物を「完新世砂丘堆積物」と一括し，更新世の砂丘堆積物を「更新世砂丘堆積物」とした（第 8. 2 図）．これらは砂丘堆積物を新旧に区分するための堆積物の名称であり，「完新世砂丘」と「更新世砂丘」は砂丘地形を示すものではない．

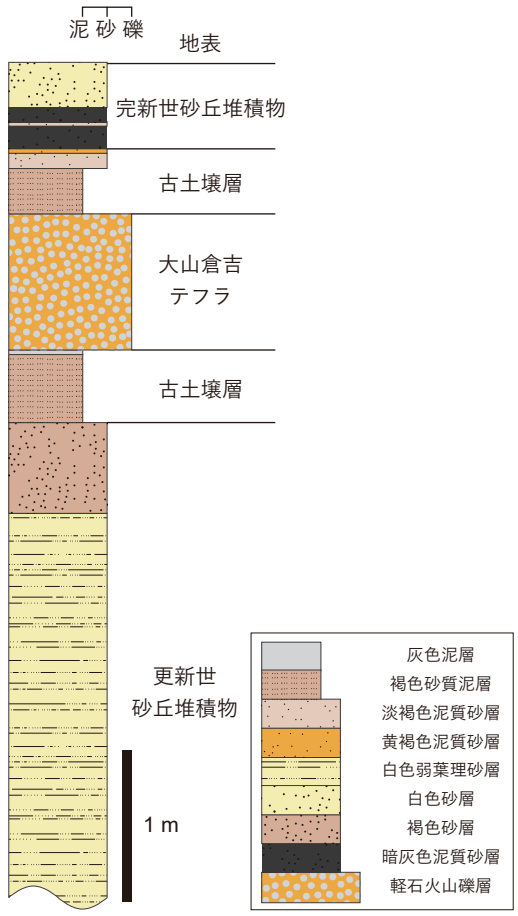
本地域における鳥取砂丘以外の砂丘には，更新世以前の砂丘堆積物を含む積極的な証拠はない．先行研究では，岩美町浦富（いわみちょううらどめ）の浦富砂丘南部の一部は更新世砂丘堆積物相当の砂層とみなされた例がある（大西・近藤, 1961；岩美町誌刊行委員会編, 1968；米澤, 1998）．しかし今回の調査において，その根拠であった熊野神社周辺の地形的高まりが古第三系花崗岩からなり，大山倉吉テフラがそれを直接覆っていることが確認された．すなわち更新統の砂丘堆積物は認められない．そこで本報告では鳥取砂丘以外の砂丘は全て完新世砂丘堆積物からなるとした．

8. 3. 3　更新世砂丘堆積物（ps）

分布　鳥取市細川以西の砂丘地（福部砂丘）の下部に，大山倉吉テフラ及び完新世砂丘堆積物に覆われて分布する．

層厚　地表で確認できる層厚は 10 m未満である．福部砂丘におけるボーリングデータの解釈では，最大 30 m程度が更新世砂丘堆積物相当の砂層に区分されている（岡田, 2005；羽地・工藤, 2024）．

層相　白色～黄色を呈する砂層からなる（第 8. 3 図A；第 8. 4 図）．直上に古土壌層及びテフラ層が載る地点では，上部の数 10 cm～1 m程度は風化して褐色を呈する（例えば，羽地・工藤, 2024）．砂層は主に細粒砂～中粒砂からなり，豊島・赤木（1965）及び岡田ほか（2004）などでは粒度分析結果が示されている．砂層には，ちりめん状の葉理が認められることがある（第 8. 3 図A）．更新世砂丘堆積物は完新世砂丘堆積物よりも締まり度が高く，鳥取砂丘の西部ではN値≧ 25 が判別の目安とされている（例え



第 8. 4 図　福部砂丘における大山倉吉テフラを挟む層準の柱状図
鳥取市湯山西部の地点 8-4（付図 1）の露頭上部．羽地・工藤（2024）を改変．

ば，大原・小玉，2022）．

年代　大山倉吉テフラなど後期更新世テフラ及びそれを含む土壌層に覆われるため（三浦，1989），それ以前に堆積したものと制約される．すなわち，本堆積物は遠藤（1969）の区分における「古砂丘」を構成する堆積物からなる．

鳥取砂丘の形成開始時期は定かではないが，最終間氷期の MIS 5e（123 ka 付近；以降，MIS の年代値は Lisiecki and Raymo, 2005 による）頃及びその海退時とする説と（山陰第四紀研究グループ，1969；岡田，2005），その以前から侵食と成長を繰り返していたとする説がある（小玉ほか，2001；小玉ほか編，2017）．Nagamatsu, ed.（2022）や小玉（2022）は，浜坂砂丘の地下層序と海水準変動に基づいて砂丘の形成開始は MIS 7（243–191 ka）頃とする仮説を提示した．

浜坂砂丘では更新世砂丘堆積物の最上部から 77.7 ka 及び 51.4～48.2 ka 頃の石英 OSL 年代が得られている（Tamura *et al.*, 2011b）．また，地中レーダー探査によって 77 ka 頃の年代値と 50 ka 頃の年代値を示した砂層の間には侵食面が認められた（Tamura *et al.*, 2011b）．これらのことから，Tamura *et al.*（2011b）では更新世砂丘堆積物の最上部は MIS5a（82 ka）頃と MIS3（57–29 ka）頃の堆積物で構成され，MIS4（71–57 ka）の海面低下時に侵食を被ったと解釈された．しかし，現在では大山倉吉テフラの年代は 60 ka 頃（Albert *et al.*, 2018）と判明しており，これらの石英 OSL 年代値及び解釈は再検討が必要である．

8. 3. 4　大山倉吉テフラ（地質図では非表示）

大山倉吉テフラは，鳥取県西部に位置する大山火山起源の降下テフラである（町田・新井，1979）．本地域における大山倉吉テフラは，福部砂丘内で砂丘堆積物に挟まれて分布するほか（第 8. 4 図），山地・丘陵地の各所で斜面堆積物を覆って断片的に分布する．兵庫県域では河成段丘堆積物上のいくつかの地点で確認されている（坂本・矢野，2014）．

本研究の調査で確認できた大山倉吉テフラの層厚は，最大 1.4 m（鳥取市湯山東部の福部砂丘内の地点 8-3；付図 1）で，多くの露頭では 60 cm～1 m 程度である．本地域の大山倉吉テフラは，径 1 cm 以下の軽石を主体とする軽石火山礫層からなる（羽地・工藤，2024）．多くの露頭で軽石は風化して黄褐色ないし黄橙色の粘土になっている（赤木，1991）．斑晶として長径 1 mm 以下の斜長石，普通角閃石，直方輝石を豊富に含み，黒雲母，磁鉄鉱，チタン鉄鉱なども含まれる．

本テフラは福井県水月湖の SG06 コアの 4281 テフラに対比され，その年代は SG06 コアの年代深度モデルより約 60 ka とされている（Albert *et al.*, 2018）．

8. 3. 5　完新世砂丘堆積物（hs）

分布　海岸線に沿って西から，鳥取県域の鳥取市細川以西（福部砂丘），岩美町大谷（大谷砂丘），浦富（浦富砂丘），陸上（陸上砂丘），兵庫県域の新温泉町居組（居組砂丘），諸寄（諸寄砂丘），浜坂及び芦屋（芦屋砂丘）に地形的高まりを作って分布する（第 1. 1 図）．

層厚　鳥取県側では 20～30 m と厚いのに対し，兵庫県側では 10 m 未満と薄い．

鳥取砂丘では，ボーリングデータ（岡田ほか，2005），大山倉吉テフラ層の標高分布（岡田，1999；羽地・工藤，2024），現地形などから最大で 30 m 程度と見積もられる．大谷砂丘では，現地形（最高点の標高約 20 m）及び電気探査の高抵抗値（安田・小川，1962）から，10～20 m と考えられる．浦富砂丘では現地形（最高点の標高約 25 m）及びボーリングデータ（米澤，1998）から 15～25 m 程度と見積もられる．陸上砂丘は最高点の標高が約 20 m であるが，本砂丘は山麓の砂浜海岸にのり上げた砂丘と考えられているため（大西・近藤，1961），砂丘堆積物の厚さはこれより幾分薄いと考えられる．

居組砂丘は現地形から（最高点の標高約 8 m），8 m未満と考えられる．諸寄砂丘では，現地形（最高点の標高約 8 m），とボーリングデータ（兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編, 2004）から最大約 6 mと考えられる．芦屋砂丘ではボーリングデータから砂丘（最高点の標高約 15 m）下部は波堤堆積物からなり，砂丘堆積物の層厚は 5 m程度と考えられている（豊島ほか, 1967）．

層相　白色から灰白色を呈する砂層を主体とするが（第 8. 3 図B），基底部に有機物を含む黒色の砂層（クロスナ層）が伴われる場合がある（第 8. 4 図）．砂粒は細粒砂～粗粒砂からなり，多数の粒度分析例がある（例えば, 山名, 1962a, c, 2010；豊島・赤木, 1965；豊島ほか, 1967；赤木, 1991；米澤, 1998；岡田ほか, 2004；高田, 2018）．砂粒の癒着が認められない締まり度の低い砂粒からなり，N 値は25未満のことが多い（米澤, 1998；大原・小玉, 2022）．

年代　福部砂丘では約 7.2 ka（Smith *et al.*, 2013；Albert *et al.*, 2018, 2019）の鬼界アカホヤテフラを覆うことが確認されており（赤木, 1996），これが堆積年代下限の制約となる．

浜坂砂丘や福部砂丘では，遠藤（1969）の区分による「新砂丘」（以降, 本項目で記載する「」付きの砂丘名は遠藤（1969）の区分）を主体とすると考えられるが，一部で「旧砂丘」の堆積物を含む．鳥取市湯山の完新世砂丘堆積物基底部に位置する直浪（すくなみ）遺跡で発見された考古遺物は縄文時代中期を示す（高田・中原, 2015）．したがって，最下部に「旧砂丘」の堆積物を含むと判断される．しかし，浜坂砂丘や福部砂丘では，テフラ層及び古土壌層の直上数m以内で，古墳時代以降を示す遺物や ^{14}C年代値が得られていることから（例えば, 赤木, 1991；高田, 2018），「旧砂丘」の堆積物は薄く，「新砂丘」の堆積物が主体をなすと考えられる．浜坂砂丘では深度 10 m未満で 2310 年以前よりも若い石英OSL年代が複数得られており，砂丘の表層地形の変動史が検討されている（Tamura *et al.*, 2011a, 2016）．

浦富砂丘の完新世砂丘堆積物も「旧砂丘」に区分される堆積物を含む．岩美町誌刊行委員会編（1968）は，浦富砂丘の内陸部の上面に弥生土器が出土する「黒色火山灰土」が存在するとした．この「黒色火山灰土」はのちにクロスナと解釈され，「旧砂丘」と「新砂丘」の境界をなすものとみなされている（鳥取県教育研修センター編, 1985）．浦富砂丘の中央部で行われたボーリング調査では, 深度約 6 mの地点でクロスナが見いだされている（米澤, 1998）．

芦屋砂丘は「新砂丘」の堆積物のみからなる．砂丘下に伏在する波堤堆積物の上面から，古墳時代の遺物が出土する一方で，弥生時代以前のものは見つかっていない（浜坂町史編纂委員会編, 1967；豊島ほか, 1967）．したがって，芦屋砂丘は古墳時代以降に堆積した「新砂丘」の堆積物からなる．

大谷砂丘，陸上砂丘，居組砂丘，諸寄砂丘の形成年代を制約する地質情報は見いだされていない．浦富砂丘及び浦富や大谷の沖積平野の発達史との比較から，大谷砂丘と陸上砂丘にも「旧砂丘」に相当する砂丘堆積物の存在を想定した研究例がある（岩美町教育委員会編, 2001；稗田・矢野, 2012）．

8. 4　河成段丘堆積物

「浜坂」地域の主要河川である蒲生川（がもうがわ）及び岸田川及びそれらの支流には，数段の小規模な段丘が確認できる．蒲生川水系のものについては，鳥取県農林部農業指導課（1977），稗田・矢野（2012）及び熊原（2024），岸田川水系のものについては，兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編（2004），坂本・矢野（2014），熊原（2024）などの研究報告がある．

鳥取県農林部農業指導課（1977）は本地域の鳥取県域の段丘を，兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編（2004）は本地域の兵庫県域の段丘を，それぞれ高位・中位・低位の 3 段に区分した．稗田・矢野（2012）は蒲生川水系の段丘面を 4 段に区分し，高位から唐川面・洗井面・法正寺（ほうしょうじ）面・長谷（ながたに）面と命名した．坂本・矢野（2014）は岸田川の本流沿いの段丘を 6 段に区分し，低位から順に段丘面A，段丘面Bなどとアルファベットを付けて表記した．熊原（2024）は蒲生川水系と岸田川水系の段丘面を一括して，高位・中位・低位の 3 段に区分した．

これらの先行研究のうち，稗田・矢野（2012）及び坂本・矢野（2014）は本地域の段丘編年について検討を行い，坂本・矢野（2014）は鳥取県域と兵庫県域の段丘面の対比を行っている．それらでは岸田川水系の洗井面，法正寺面，長谷面及び蒲生川水系の段丘面D，C，Aがそれぞれ MIS の 5e（123 ka付近），2（29–14 ka），1（14 ka以降）に対比されている．このうち強い年代制約が得られているのは段丘面Dのみである．段丘面Dは，構成層が大山倉吉テフラ（約 60 ka）と鬼界アカホヤテフラ（約 7.2 ka）に覆われることが確認されている（坂本・矢野, 2014）．このほかの段丘の編年は，河川縦断形や地形開析の程度などから推定されたものであり，年代的制約は弱い．各段丘面と現河床の氾濫原との比高は河川の上流部ほど大きくなる傾向があり，坂本・矢野（2014）はこれを北へ傾く傾動運動によるものと解釈した．

本報告では，上記の先行研究を参考の上，改めて昭和 50 年の空中写真を用いて地形判読を行い，蒲生川水系と岸田川水系の段丘をそれぞれ 2 段と 4 段に区分した．段丘面を構成する堆積物を上段から順に，蒲生川水系のものは蒲生川段丘 1，2 堆積物と，岸田川水系のものを岸田川段丘 1～4 堆積物と呼ぶ．本地域の段丘には, 土地利用などで段丘崖の地形改変が進んで緩傾斜の斜面となっており段丘の境界が曖昧な部分がある．

本報告の調査では，河成段丘堆積物について新たな年代制約は得られていないため，各段丘面及び段丘堆積物の形成年代は不明確なままである．編年を議論した先行研究の段丘面との対比は以下の通りである．本報告における蒲生川水系の 2 つの段丘面は，高位から順におおむね稗田・矢野（2012）の法正寺面と長谷面に対応する．また岸田川水系の 3 つの段丘面のうち，岸田川 2，3，4 段丘堆積物がそれぞれ坂本・矢野（2014）の段丘面Dの一部，段丘面BとCの一部，段丘面Aの一部に対応する．

8. 4. 1　蒲生川 1 及び 2 段丘堆積物（gt1, gt2）

蒲生川 1 段丘堆積物は，蒲生川沿いの岩美町高山，白地付近から法正寺付近にかけてと小田川沿いの院内付近に分布する．現河床面から段丘面までの比高は，岩美町高山付近で 6 m，白地付近から法正寺付近では 15～25 m，院内付近で約 10～15 m である．本堆積物は，村岡層に類似した安山岩やデイサイトの亜角礫～亜円礫の巨礫を主体とした淘汰の悪い堆積物である．法正寺付近では層厚 4 m以上の巨礫層からなる露頭が確認された．また高山付近の蒲生川 1 段丘の段丘崖では大山倉吉テフラの露頭が認められた．しかし，露出が悪く，段丘構成層との関係は確認できていない．

蒲生川 2 段丘堆積物は，岩美町の岩井から銀山までと，院内及び荒金周辺に分布する．現河床面から段丘面までの比高は岩井付近で約 3 m，白地から銀山で約 5～10 m，院内及び荒金周辺で約 5～10 m である．荒金付近では段丘堆積物は亜角礫～亜円礫のデイサイトもしくは流紋岩の中礫を主体とする普通程度の淘汰度の層厚 70 cm以上の礫支持礫層が確認された．

8. 4. 2　岸田川 1～4 段丘堆積物（kt1, kt2, kt3, kt4）

岸田川 1 段丘堆積物のなす段丘面は新温泉町竹田の北方のみに認められ，現河床からの比高は約 60 m である．解析された緩傾斜面をなし，段丘堆積物の露出は確認できていない．

岸田川 2 段丘堆積物は岸田川沿いの竹田周辺及び千谷付近に認められる．本堆積物のなす平坦面と現河床の比高は 20～30 m である．段丘堆積物は淘汰が普通～悪い，亜角礫～亜円礫の中礫～巨礫が主体の礫支持礫層からなり，岸田川沿いの国道沿いの各所で露頭が確認できる．露頭で確認した最大層厚は 6 m である．竹田付近に分布する本堆積物では大山倉吉テフラや鬼界アカホヤテフラに覆われるものが報告されていることから（坂本・矢野，2014），岸田川 2 段丘堆積物は 60 ka以前の堆積物と制約される．

岸田川 3 段丘堆積物は岸田川周辺の井土付近より上流側に認められる．本堆積物のなす平坦面と現河床の比高は 10～15 m である．井土付近では本段丘構成層として淘汰のよい中礫層が確認された．

岸田川 4 段丘堆積物は新温泉町竹田付近から千谷北方に認められる．本堆積物のなす平坦面と現河床との比高は 3～10 m である．段丘構成層は露出が悪く，露頭を確認できていない．

8. 5　氾濫原及び谷底低地堆積物（a）

本報告では，河川沿いの低地に分布し，主に平坦面を示す段丘化していない堆積物を氾濫原及び谷底低地堆積物として示す．ただし，放棄された河道内を充填する堆積物は旧河道堆積物として区分した．また沖積平野内には自然堤防堆積物と思われる小規模な微高地が認められるが，それらは少数かつ小規模なため，本堆積物に一括した．本堆積物は氾濫した河川から供給された砂，泥及び礫からなる．

8. 6　旧河道堆積物（ac）

旧河道堆積物は蒲生川及び岸田川の下流域に分布する．本報告の地質図では，昭和 22 年以降の空中写真において，主要河川の現在の河道と異なる流路及び平野内で旧河道を示す帯状の微地形が認識された部分を旧河道堆積物の分布域として示した．これらの一部は 1901 年発行（1898 年測量）の 5 万分の 1 地形図「濱坂」などの古地形図で河川として表現されている．

旧河道堆積物の存在が想定されるが，地質図では表現していないものもある．蒲生川と小田川はかつて現在とは流路が大きく異なっていたとされるが（米澤，1998；岩美町誌執筆編集委員会編，2006），当時の流路は不明確なため旧河道堆積物として表現していない．

現河道堆積物の状況から，本堆積物は主に大礫以下の砕屑物からなると考えられる．

8. 7　現河床堆積物（r）

現河床堆積物は，現在の河川流路に認められる堆積物である．本報告の地質図では河道の幅が広く，堆積物量の多い蒲生川，岸田川，久斗川にその分布を示した．岸田川及び久斗川の河口近傍では大礫を主体とする堆積物で構成されるが，上流の古市や用土付近から巨礫が主体となる．河川の勾配が増す鐘尾周辺より上流部では長径 2 m を越える礫が点在するようになる．蒲生川の現河道堆積物は，岩井よりも上流では巨礫が主体で，それより下流の小田川との合流部までは中礫～大礫が主体である．小田川との合流部で蒲生川は川幅が広くなる．そのため，蒲生川・小田川の両河川から供給された礫は合流部に堆積して中州を構成し，それより下流では砂質な堆積物が主体となり平滑な河床をなす．

8. 8　海浜堆積物（b）

本地域の海浜堆積物は主に砂浜を構成する砂からなるが，大谷海岸などの一部では礫浜を構成する礫も認められる．砂浜堆積物の多くは細粒砂～粗粒砂から，礫浜堆積物の多くは中礫からなるが，粒径は地点によって異なる．湯山福部海岸及び新温泉町浜坂周辺では細粒砂～中粒砂からなると報告されている（例えば，豊島，1959；豊島ほか，1967；山名，1962c，2010）．

8. 9　埋土（lm）

「浜坂」地域には，海域及び陸域に埋土が確認される．本報告の地質図上では，地形図，空中写真と現在の状況の比較において認識された埋立地を埋土として表現した．

鳥取市岩戸（いわど）や岩美町網代（あじろ）の漁港の海側の一部は 1948 年頃の空中写真で海域となっており，埋め立て地と判断される．新温泉町居組や浜坂にも比較的規模の大きな漁港が存在するが，それらは海浜堆積物や砂丘堆積物の分布域に建設されたものであるため，埋土として表現してはいない．

砂丘地の背面の鳥取市湯山，細川，岩美町大谷，浦富付近には，かつて広く汽水湖や湿地帯が広がっていたとされる（福部村誌編さん委員会編，1981；岩美町誌刊行委員会編，1968）．これらは江戸時代以降に防災や土地改良のために埋め立てられて消滅したものである．鳥取市湯山に存在した湯山池については，1897 年時の古地形図で示された水域を埋土として示した．その他の旧水域は外形が明らかでないため，氾濫原及び谷底低地堆積物などに一括した．

第9章　活 断 層

（羽地俊樹・工藤　崇）

本地域で活断層として名称が与えられている断層には釜戸断層・滝山断層・左近断層がある．このほか活断層が疑われるリニアメントが鳥取市百谷・八重原・岩美町法正寺・新温泉町塩山などで報告されているが（例えば，活断層研究会編, 1991；鳥取県, 1999, 2000；熊原, 2024），これまでに断層露頭は見いだされていない．

本報告では「若桜」地域内において第四系を切る露頭が報告されており，活断層であることが明確な釜戸断層と滝山断層を地質図上で活断層として表現した．左近断層は，活断層である明確な証拠が明示されていないため地質図上で表現していない．以下に上記3つの活断層の概要と本報告の地質図での取り扱いを記述する．

9.1　釜 戸 断 層

命名　熊原（2024）による．

先行研究　活断層研究会編（1991）は，「若桜」地域北部に位置する鳥取市雨滝付近から本地域の岩美町釜戸付近に認められる断層地形に対して雨滝–釜戸断層と命名した．その後，鳥取県（1999, 2000）は本地域南縁部～「若桜」地域北縁部における断層地形周辺で複数の断層露頭を報告し，「若桜」地域北縁部では大山倉吉テフラに変位を与えているものがあることを確認した．熊原（2024）は鳥取市雨滝付近では活断層地形が不明瞭として釜戸断層と名称を変更した．

最新の見解である熊原（2024）では，本断層は鳥取市南海士付近から「若桜」地域の同市国府町木原付近までの北西–南東方向に伸びる長さ約11 kmの断層と記載されている．左横ずれ変位を主体として，南部では縦ずれを伴うとされる．釜戸断層では，岩美町釜戸付近及びその南東方に位置する複数地点で断層露頭が見いだされている（鳥取県, 1999；熊原, 2024）．

本報告での扱い　本報告の調査では先行研究で報告された主要な地表露頭を調査し，岩美町小田東部，大坂北部，黒谷南部の地点9-1，2，3（付図3）において断層露頭を確認した（第9.1図）．鳥取県（1999, 2000）は釜戸の小田川河床の地点9-4（付図3）付近においても，現河床堆積物である礫層を切る可能性のある断層露頭を報告したが，本露頭は本報告の調査時には失われていた．

上記露頭をつないだトレース近傍では中新統に層序学的隔離が想定された．一方，釜戸以北では先行研究によって断層トレースが描かれた付近で断層露頭は発見できず，中新統に顕著な隔離は認識できなかった．

以上から本報告では，確実に断層が存在する区間として釜戸以南を活断層として地質図に表現した．ただし本断層において大山倉吉テフラを切る露頭が見いだされているのは「若桜」地域北縁部のみである．また本地域内で確認された断層露頭は中新統を切るもので，第四紀に活動した証拠は得られていない．よって，断層が存在することは確実であるが，本地域内において活断層である証拠は得られていないため，存在確実度は不確実とした．

なお釜戸以北についても，変位量の小さな断層もしくは伏在断層が存在する可能性は残るため，本報告は釜戸以北に活断層が存在する可能性を否定するものではない．

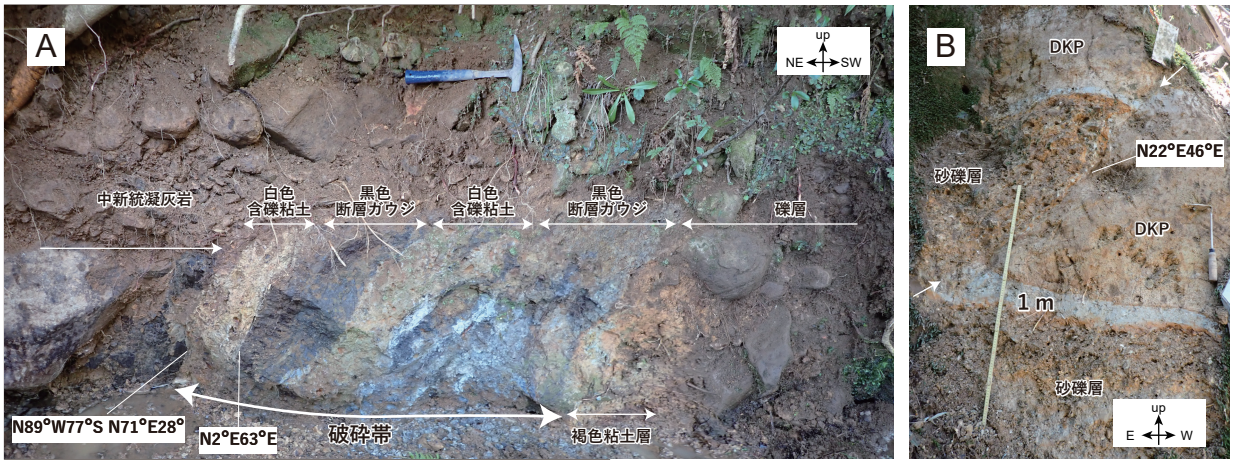
活動履歴　鳥取県（1999, 2000）による「雨滝–釜戸断層」の記載を基に記述する．断層活動は約5万年前に1度以上生じた可能性があり，約5～2.5万年の間に少なくとも1度，約2.5万年前～7,500年前の間にほぼ確実に1度以上，約6,500～3,600年前の間に確実に1度生じたとされる．活動間隔は約9,250～23,200年程度である．活動度（平均上下変位速度）は0.05～0.12 m/1,000年で，単位変位量は数10 cm程度である．ただし活動期間の境界値として表記された約5万年前，2.5万年前という年代値は，それぞれ大山倉吉テフラと姶良Tnテフラの年代に基づいている．これらのテフラの年代値は現在ではそれぞれ約60 kaと約30 kaと改められているため（Smith *et al.*, 2013；Albert *et al.*, 2018, 2019），活動間隔などは見直しが必要である．

長期予測　地震調査委員会（2016）による「雨滝–釜戸断層」の記載を基に記載する．地震後経過率は0.2～0.4，将来発生する地震規模はM6.7程度と予想されているが，いずれもデータが不十分で信頼性は低い．今後30年以内の地震発生確率は「ほぼ0％」とされる．

9.2　滝 山 断 層

命名　溝口・上田（2012）によるが，熊原（2024）がその定義を拡張した．

先行研究　活断層研究会編（1991）及び鳥取県（1999, 2000）は，鳥取市百谷付近から中集落付近に活断層が疑われるリニアメントを示した．高田ほか（2003）はこれを南西方に延長し，長さ6 kmの推定活断層とした．中田ほか（2004）は，本断層が1943年に鳥取市に甚大な被害



第 9. 1 図　「若桜」地域内の釜戸断層の露頭写真
（A）：岩美町小田の地点 9-1（付図 3）．ハンマーの長さは 33 cm.（B）：岩美町大坂の地点 9-2（付図 3）．（A），（B）の両露頭ともに，鳥取県（1999, 2000）に詳細の記載がある．なお，Bの露頭は熊原（2024）でも記載されているが，熊原（2024）は砂礫層と大山倉吉テフラ（DKP）の間の褐色化した粘土層をDKPとし，DKP本体をローム層として記載している．引き出し線は断層面の姿勢を示す．

をもたらした鳥取西部地震の東縁部である可能性を指摘した．中田（2009）はこれを久志羅（くじら）断層とした．佐々木ほか（2011）は鳥取市滝山で久志羅断層周辺を調査し，大山倉吉テフラ及び姶良 Tn テフラに変位を与え，喜界アカホヤテフラに覆われる露頭を報告した．この露頭は「若桜」地域北縁に位置する．溝口・上田（2012）は，この断層が久志羅断層と一連であるかは定かではないとして，滝山断層と仮称した．熊原（2024）は，佐々木ほか（2011）が断層露頭を見いだした地点の近くで，花崗岩中に薄い破砕帯を確認した．そして，中田（2009）の久志羅断層と溝口・上田（2012）の滝山断層を合わせたものを滝山断層と呼んだ．

最新の見解である熊原（2024）では，本地域内に位置する鳥取市中付近から「鳥取南部」地域に位置する同市立川町まで東北東–西南西方向に約 6 km連続する断層とされている．断層変位は右横ずれ主体とされる．

本報告での扱い　本地域に分布するのは中田（2009）の久志羅断層だが，熊原（2024）に従って滝山断層と記載する．本報告の調査では本断層周辺で明らかな断層露頭は確認していない．しかし鳥取市八重原南部では，中新統の分布から断層の存在が推定された．

本報告の地質図では，既報の断層露頭（溝口・上田，2012；熊原，2024）から本報告の調査で中新統の層序学的隔離が想定された地域付近までを滝山断層として地質図に表現した．ただし本地域内に活断層である明確な証拠はないため，存在確実度は不確実とした．

活動履歴　佐々木ほか（2011）は鳥取市滝山の露頭で大山倉吉テフラが約 90 cmの鉛直変位を被っているとした．また下位の地層でこれよりも大きな変位を認め，累積性があるものとした．したがって本断層は，大山倉吉テフラ（約 60 ka；Albert *et al.*, 2018）の堆積前及びその後にそれぞれ 1 度以上の活動があったと制約される．

長期予測　検討例はない．

9. 3　左近断層（地質図では非表示）

命名　命名は熊原（2024）による．

先行研究　活断層研究会編（1991）及び鳥取県（1999）は，釜戸断層周辺の活断層調査時に鳥取市左近周辺に活断層の疑いがあるリニアメントの存在を指摘した．熊原（2024）はこれを左近断層と命名した．

熊原（2024）は本断層を，鳥取市左近付近を北西–南東方向に伸びる長さ約 4 kmの左横ずれ変位を主体とする活断層とした．これは谷の屈曲や鞍部列，直線的な谷の存在などから推定されたもので，断層露頭は見いだされていない．

本報告での扱い　左近断層のトレース付近において地質調査を実施したが断層露頭は見いだされなかった．また断層が描かれた地域付近で明瞭な中新統の層序学的隔離も認識されていない．以上から本報告では左近断層を地質図に表現しなかった．ただし，変位量の小さな断層もしくは伏在断層が存在する可能性は残るため，本報告は左近周辺に活断層が存在する可能性を否定するものではない．

第10章　資 源 地 質

（羽地俊樹）

「浜坂」地域における地質資源には，金，銀，銅，石炭，陶石，採石，温泉などがある．特に，銀や銅は本地域内の鉱山が本邦における主要な供給地であった歴史時代がある（例えば，岩美町誌執筆編集委員会編，2006）．また本地域の岩井温泉や湯村温泉は山陰地方における最古期の温泉郷としても知られている．

第 10. 1 図に文献や現地の状況から採掘位置が特定できた鉱山，産地等の位置を示す．現在では鉱物資源の採掘場はいずれも休廃止しているが，温泉は岩井温泉・湯村温泉を始め，七釜温泉・浜坂温泉などが盛んに利用されている．

本地域における温泉を除く地質資源については，羽地（印刷中）が開発の沿革や現況，鉱床地質に関する先行研究の記載を取りまとめている．そのため本報告では，羽地（印刷中）を基に各資源の概要を記し，本報告の層序区分における位置づけを述べる．各資源に関する詳細及び出典については羽地（印刷中）を参照されたい．

金　本地域に存在した金山として岩常金山・岩井金山・栗谷武庫山金山・法正寺間府の記録があるが（第 10. 1 図），いずれも稼行の詳細は不明である．岩常金山は“凝灰岩”に浸潤した金及び銀を採取していたと考えられており，立地から中新統村岡層の火山砕屑岩（Mf）を対象としたものと推定される．岩井金山は 3 つの鉱床に関する記載がある．それぞれ立地から 1 つは浦富花崗岩と岩脈（帰属不明）の境界に発達した鉱脈鉱床，残りの 2 つは村岡層の泥岩（M）及び火山砕屑岩中（Mf）に発達した網状鉱床と考えられる．栗谷武庫山金山は，立地から村岡層の火山砕屑岩（Mf）中に発達した含金石英脈が対象とされたものと考えられる．法正寺間府の鉱床の詳細は不明である．

銀　銀を主な採掘対象とした鉱山として記録があるのは岩美銀山のみである（第 10. 1 図）．岩美銀山に関する地質学的記載は確認できず鉱床の実態は明らかではないが，立地から中新統村岡層を掘削対象としていたものと思われる．

銅　「浜坂」地域西部は古くは平安時代から銅産地として有名であった．本地域における著名な銅鉱山として岩美鉱山，大宝鉱山，百谷鉱山があり，このほか鉱床の実態が不明な小規模鉱山として池谷鉱山，法正寺鉱山，鈴金鉱山，塩谷間府などがある（第 10. 1 図）．

岩美鉱山は本樋鉱床及び畠山鉱床と呼ばれる 2 つの網状鉱染鉱床と大盛鉱床と呼ばれる裂罅充填型鉱床の計 3 つの主要な銅鉱床からなる．これらは中新統泥岩及び火山岩中に発達したもので，本鉱山周辺には中新統村岡層の流紋岩～デイサイト（Mr）及び泥岩（M）が分布することから，鉱床はこれらの内部に発達したものと考えられる．

大宝鉱山は裂罅充填型含銅石英脈を対象とした銅鉱山である．本鉱山周辺には中新統村岡層の流紋岩～デイサイト（Mr）が分布し，稼行対象となった鉱脈はこの内部に発達したものと考えられる．

百谷鉱山は熱水性裂罅充填鉱床を対象とした銅鉱山である．立地から中新統村岡層の火山岩（Mqr）に発達したものと推定される．

石炭　本地域には金峯山炭鉱と湯村炭鉱の二つの炭鉱の記録がある．金峯山炭鉱は立地から主に中新統豊岡層の砂岩礫岩泥岩互層（Ts）に挟在する石炭鉱床を対象とした鉱山と判断される（第 10. 1 図）．湯村炭鉱は採掘位置が不明であるが，新温泉町湯周辺には中新統豊岡層の砂岩礫岩泥岩互層（Ts）及び鮮新統湯層の礫岩砂岩泥岩互層（Yuc）が薄い石炭層や材化石を含むため，これらの地層中の石炭が採掘対象であった可能性がある．

陶石　本地域には田河内陶石鉱床と浦富陶石の 2 つの陶石産地の記録がある（第 10. 1 図）．いずれも立地及び先行研究における岩石記載から，古第三系浦富花崗岩（Gf）中に貫入した中新統村岡層の流紋岩～デイサイト貫入岩（Mr）が熱水変質を受けたものと推定される．

砥石　新温泉町諸寄ではかつて諸寄砥石と呼ばれる砥材が採取されていた（第 10. 1 図）．本砥石は“石英粗面岩”の貫入岩を採取していたものと考えられている．周辺の地質及び岩相から，採取対象となった貫入岩は中新統八鹿層（Yi）もしくは村岡層（Mr）に帰属するものと推定される．

採石　本地域ではかつて盛んに採石が行われていたが，本調査時には稼行している採石場は確認できなかった．文献中で石材名が確認できるものとして，西浜みかげ（新温泉町浜坂周辺産の花崗岩），覚寺石（鳥取市覚寺産の火山砕屑岩），南田石（鳥取市南田産の“凝灰岩”），新南田石（鳥取市南田産の軽石火山性礫岩），塩見石（鳥取市栗谷産の軽石凝灰質礫岩），摩尼石（鳥取市摩尼産の流紋岩～デイサイト），栗谷石（鳥取市栗谷産の溶結火山礫凝灰岩），岩戸石（鳥取市岩戸産の“集塊岩”），駟馳山石（駟馳山産の“角閃石安山岩”）などがある（羽地，印刷中で記載された石材について，本報告の調査結果に基づい



第 10. 1 図　地質資源位置図
羽地（印刷中）を基に作成.

て岩相を一部修正. “ ”付きは本報告で岩相を確認できておらず転記したもの).

採掘位置及び岩相から，西浜みかげは浦富花崗岩（Gf もしくはGm），覚寺石・南田石・塩見石は村岡層の火山砕屑岩（Mf），摩尼石は村岡層の流紋岩～デイサイト（Mr），栗谷石・岩戸石は駟馳山層の火砕岩（Sw），駟馳山石は駟馳山層の火山岩（Sd）を採掘対象としたものと推定される.

温泉　「浜坂」地域は，湯村温泉や岩井温泉といった平安時代初期（860 年前後）に発見されたとされる温泉が存在し，古くから温泉郷として有名な地域である（小西, 1979；立木, 1981）. 本邦の温泉情報の一覧である塚本（1979, 1982），金原（1992），産総研地質調査総合センター（2005），現地の温泉施設の成分分析表などから作成した本地域内の温泉データを第 10. 1 表に示す. このうち三谷温泉・細田温泉は産総研地質調査総合センター（2005）以降に記載のある資料がなく，温泉位置の詳細や利用状況が不明であるため第 10. 1 図には示していない.

山陰地域の温泉は主に断層沿いに分布するものとされている（例えば, 杉山, 1963）. 本地域の温泉も例外ではなく七釜，湯村，岩井の温泉は断層沿いに湧出したものと考えられており，物理探査でもそれを示唆する結果が得られている（例えば, 西田ほか, 1985；西村ほか, 1986；独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構, 2006）. ただし，いずれの温泉地でも温泉に関連する断層露頭が記載された例はなく，断層の実態は不明である.

第 10. 1 表 「浜坂」地域の温泉一覧

温泉名	所在地	発見年	深度（m）[*7]	源泉総数[*10]	湧出量 (L/min)	泉温(℃)	pH	泉質
浜坂温泉	美方郡新温泉町浜坂	1978年[*1]	122	3	398	72.9	7.0	ナトリウム・カルシウム－硫酸塩泉
三谷温泉	美方郡新温泉町三谷	1982年以前[*2]	-	1	92	42.0	-	カルシウム－硫酸塩泉
二日市温泉	美方郡新温泉町二日市	1964年[*1]	500	1	82	49.0	6.9	ナトリウム・カルシウム－硫酸塩泉
七釜温泉	美方郡新温泉町七釜	1955年[*1]	484	3	448	53.1	7.4	ナトリウム・カルシウム－硫酸塩泉
湯村温泉	美方郡新温泉町湯	848年[*1]	32.4	62	測定不能	100.1	7.6	ナトリウム－塩化物・硫酸塩・炭酸水素塩泉
細田温泉	美方郡新温泉町細田	1979年以前[*3]	-	1	315	42.0	-	カルシウム－硫酸塩泉
岩井温泉	岩美郡岩美町大字岩井	860年[*4]	175	6	630	49.8	7.1	カルシウム・ナトリウム－硫酸塩泉
砂丘温泉	鳥取市福部町細川	1993年以前[*5]	800[*8]	-	-	31.8	7.1	カルシウム・ナトリウム－硫酸塩泉・塩化物泉
たきさん温泉	岩美郡岩美町外邑	1998年以前*[6]	700–800?[*9]	-	126	25.7	8.7	アルカリ性単純温泉

[*1]：新温泉町HPに基づく．[*2]：塚本（1982）に記載があることからこれ以前．[*3]：塚本（1979）に記載があることからこれ以前．[*4]：立木（1981）．

[*5]：2024年現在，本温泉を利用している温泉施設「砂丘温泉ふれあい会館」の施設完成年が1993年であることからこれ以前．

[*6]：2024年現在，本温泉を利用している温泉施設「岩美町介護予防拠点施設　たきさん温泉」に保管されている分析報告書の最も古いものが1998年であることからこれ以前．
なお，本温泉施設は元々個人が所有・利用していた温泉を町管理としたものであり，発見は1998年よりもしばらく前と判断される．

*[7]：深度は，砂丘温泉及びたきさん温泉を除き，産総研地質調査総合センター（2005）による．

[*8]：温泉施設を含む「鳥取市砂丘温泉ふれあい会館」のチラシによる．

[*9]：温泉施設「岩美町介護予防拠点施設　たきさん温泉」の従業員談．

[*10]：源泉総数は塚本（1982）による．

上記以外の情報は，三谷温泉及び細田温泉では産総研地質調査総合センター（2005），新温泉町内のこれら以外の温泉は新温泉町HPに記載の2018年の温泉分析表，
岩井温泉は温泉利用施設「岩井ゆかむり温泉」に保管されている2014年の温泉分析表，砂丘温泉では「砂丘温泉ふれあい会館」に保管されている2018年の温泉成分分析表，
たきさん温泉では「岩美町介護予防拠点施設　たきさん温泉」に保管されている温泉分析表（湧出量は1998年の分析データ，そのほかは2019年の分析データ）による．

文　献

Aiba, H., Takahashi, Y. and Saito, K.（2025）New species of fossil butterfly（Nymphalidae: Limenitidinae）from the Upper Pliocene to Lower Pleistocene Teragi Group, Hyogo Prefecture, Japan. *Paleontological Research*, **29**, 76–86.

赤木三郎（1971）山陰地方の湖沼および湖沼堆積物．第四紀，no. 16，107–116.

赤木三郎（1972）鳥取平野の形成過程．地質学論集，no. 7，125–135.

赤木三郎（1991）砂丘のひみつ．青木書店，東京，170p.

赤木三郎（1996）鳥取砂丘における新旧の砂丘砂とテフラ層．日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編，第四紀露頭集：日本のテフラ，日本第四紀学会，東京，276.

赤木三郎・山名　巖・平尾澄昌・広田昌昭・衣笠弘直（1984）鳥取県三朝町成より産する後期中新世の植物化石．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**33**，49–70.

赤木三郎・中嶋浩子・能登未音（1992）鳥取層群泥質岩相の堆積環境―普含寺泥岩層の層相変化について―．地質学論集，no. 37，189–199.

Albert, P. G., Smith, V. C., Suzuki, T., Tomlinson, E. L., Nakagawa, T., McLean, D., Yamada, M., Staff, R. A., Schlolaut, G., Takemura, K., Nagahashi, Y., Kimura, J. and Suigetsu 2006 Project Members（2018）Constraints on the frequency and dispersal of explosive eruptions at Sambe and Daisen volcanoes（South-West Japan Arc）from the distal Lake Suigetsu record（SG06 core）. *Earth-Science Reviews*, **185**, 1004–1028.

Albert, P. G., Smith, V. C., Suzuki, T., McLean, D., Tomlinson, E. L., Miyabuchi, Y., Kitaba, I., Mark, D. F., Moriwki, H., SG06 Project Members and Nakagawa, T.（2019）Geochemical characterization of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive（SG06 core）. *Quaternary Geochronology*, **52**, 103–131.

有田立身・山名　巖（1970）兵庫県温泉町海上より産出した鮮新世クモ化石について．鳥取県立科学博物館研究報告, no. 8，1–6.

朝井小太郎（1933）千代川下流砂丘に就て．地理論叢，**2**，1–46.

浅野弦一・平尾和幸・矢野孝雄（2007）鳥取県国府町宮下における魚類化石層の堆積環境．鳥取地学会誌，**11**，21–32.

浅野弦一・矢野孝雄・平尾和幸・田中優一（2012a）鳥取層群産魚類化石のタフォノミー：その 1：層序と地質構造．地球科学，**66**，5–16.

浅野弦一・矢野孝雄・平尾和幸・田中優一（2012b）鳥取層群産魚類化石のタフォノミー：その 2：堆積相と魚類化石層の形成プロセス．地球科学，**66**，177–191.

東　洋一（1977）京都府丹後半島における中新統層序について．京都地学，no. 6，1–6.

Bouma, A.H.（1962）*The Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, 168p.

出脇敏明（1975）久松山の地質．鳥取県博物館協会会報，**12**，1–3.

独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構（2006）平成 17 年度 地熱開発促進調査報告書 No. C-2-4 温泉町地域（第 1 次）．308p.

遠藤邦彦（1969）日本における沖積世の砂丘の形成について．地理学評論，**42**，159–163.

Fisher, R. V.（1961）Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **72**, 1409–1414.

藤田　崇（1973）鳥取県中部の新第三系について．地質学論集，no. 9，159–171.

藤田　崇（1992）兵庫県北部の丹土地すべり．第 31 回地すべり研究発表講演集，51–52.

藤田　崇（2002）地すべりと地質学．古今書院，東京，238p.

藤田　崇・古山勝彦（2003）近畿北部，鉢伏地域の火山地質と地すべり．日本地すべり学会誌，**40**，50–56.

Fujiyama, I.（1967）A fossil scutellerid bug from marine deposit of Tottori, Japan（Tertiary insect fauna of Japan, 1）. *Bulletin of the National Science Museum*, **10**, 393–402.

Fujiyama, I.（1982）Some fossil cicadas from Neogene of Japan. *Bulletin of the National Science Museum, Series C*, **8**, 181–187.

福部村誌編さん委員会編（1981）福部村誌．福部村，1049p.

Fukuda, S., Kohn, B., Sueoka, S., Kagami, S., Kajita, Y., Minami, S., Okamoto, A. and Tagami, T.（2021）Evaluation of zircon from the Pliocene Utaosa rhyolite Japan as reference material for（U-Th）/He thermochronometry. *Earth Space Science Open Archive*. doi: 10.1002/essoar.10507910.1

古山勝彦（1979）照来層群の火山岩類．*Magma*，no. 56，36–39.

Furuyama, K.（1981）Geology of the Oginosen Volcano Group, Southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **24**, 39–74.

古山勝彦（1984）近畿北西部，扇ノ山火山岩類の化学組成．地質学論集，no. 24，165–176.

古山勝彦（1987）山陰地域新第三紀火山岩類の化学組成変化．地学団体研究会第 41 回総会シンポジウム要旨集，72–77.

Furuyama, K.（1989）Geology of the Teragi Group, Southwest Japan–with special reference to the Terada Volcanics–. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **32**, 123–173.

古山勝彦（1989a）鳥取県東部，鮮新世火山岩からの高マグネシア安山岩の産出．日本の高マグネシア安山岩，文部省科学研究費補助金総合研究（A）（課題番号 61302027）（1986–88 年度），島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究成果報告，149–162.

古山勝彦（1989b）兵庫県北西部の鮮新世玄武岩．*Magma*，no. 84，25–33.

古山勝彦（1997）西南日本新生代火成活動の同位体年代とテクトニクス．地学団体研究会第 51 回総会シンポジウム要旨集，74–77.

古山勝彦・相川信之（1983）兵庫県北西部の鮮新世歌長流紋岩類．岩石鉱物鉱床学会誌，**78**，295–305.

古山勝彦・長尾敬介（2004）照来コールドロンのK–Ar年代．火山，**49**，181–187.

Furuyama, K., Nagao, K., Mistui, S. and Kasatani, K.（1993）K–Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-in district, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **47**, 519–532.

古山勝彦・沢田順弘・板谷徹丸・三宅康幸・井上陽一・小滝篤夫（1997）近畿北部，中新世北但層群八鹿累層火山岩の K–Ar 年代．地球科学，**51**，452–457.

古山勝彦・沢田順弘・板谷徹丸・三宅康幸（1998）近畿北部，鮮新世照来層群寺田安山岩層のK–Ar年代．地球科学，**52**，38–43.

Gaffar, E. Z. and Torii, M.（2007）A revise of stratigraphy base on magnetic polarity and radiometric age data: Case study of rock group from Tottori and Hyogo prefecture, Japan. *Proceedings Joint Convention Bali 2007, the 32nd HAGI, the 36th IAGI, and the 29th IATMI Annual Conference and Exhibition*, 803–812.

Haji, T.（2024）Small half-graben inferred from a Miocene syn-rift succession in the Kinbusan area, eastern Tottori Prefecture, Japan. *Island Arc*, **33**, e12508.

羽地俊樹（印刷中）鳥取県岩美町周辺の地質資源．鳥取県立博物館研究報告，**63**，ページ番号未定.

羽地俊樹・工藤　崇（2024）鳥取砂丘東部，福部砂丘の表層地質．鳥取県立博物館研究報告，**61**，29–39.

羽地俊樹・山路　敦（2017）兵庫県北部，山陰海岸ジオパーク猿尾滝付近の中期中新世ラコリス．地質学雑誌，**123**，1049–1054.

羽地俊樹・山路　敦（2019）兵庫県北部，中新統北但層群のU–Pb年代とフィッション・トラック年代．地質学雑誌，**125**，685–698.

Haji, T. and Yamaji, A.（2020）Termination of intra-arc rifting at ca 16 Ma in the Southwest Japan arc: The tectonostratigraphy of the Hokutan Group. *Island Arc*, **29**, e12366.

Haji, T. and Yamaji, A.（2021）Post-rift stress history of Southwest Japan inferred from early to middle Miocene intrusions and meso-scale faults in the Tajima-Myokensan area. *Island Arc*, **30**, e12412.

羽地俊樹・山路　敦・仁木創太・平田岳史（2019）兵庫県北部，但馬妙見山東方の下部中新統八鹿層のジルコンU–Pb年代．地質学雑誌，**125**，867–875.

羽地俊樹・菅森義晃・田邉佳紀（2022a）鳥取県の石「中新世魚類化石群」層準の年代の再検討：山陰東部の前期中新世末の海進史．地質学雑誌，**128**，295–306.

羽地俊樹・菅森義晃・松原典孝・仁木創太・平田岳史（2022b）兵庫県香美町北部，中新統北但層群中の小断層から得られたポストリフト期の引張応力．日本地質学会学術大会第 128 年学術大会，R7-P-1.

羽地俊樹・佐藤大介・仁木創太・平田岳史（2023a）兵庫県北西部，但馬御火浦の下部中新統八鹿層の盆地構造・堆積年代・古応力．地質学雑誌，**129**，223–238.

羽地俊樹・工藤　崇・仁木創太・平田岳史（2023b）照来コールドロン，歌長流紋岩下部凝灰岩の年代：フェムト秒レーザーアブレーション－多重検出器型ICP質量分析法を用いた後期鮮新世ジルコンのウラン－鉛年代測定. 地質学雑誌, **129**, 341–354.

羽地俊樹・松原典孝・郡山鈴夏（2024a）兵庫－鳥取県境海岸部の下部中新統火山岩類の分布と岩脈の方向. 地質学雑誌, **130**, 189–198.

羽地俊樹・仁木創太・平田岳史（2024b）鳥取県東部，金峯山の中新統の年代制約：降下火山灰堆積物のジルコンのU–Pb年代測定．地質学雑誌，**130**，401–408.

羽地俊樹・工藤　崇・菅森義晃・金山恭子（2025a）鳥取県北東部，羽尾鼻に分布する下部鮮新統大羽尾溶岩. 地質学雑誌, **131**, 39–44.

羽地俊樹・仁木創太・平田岳史（2025b）兵庫県新温泉町浜坂の下部中新統八鹿層から見出された普通角閃石流紋岩．地質学雑誌，**131**，173–179.

羽地俊樹・田邊佳紀・清水道代（印刷中a）鳥取層群の化石記録総覧．鳥取県立博物館研究報告，**63**，ページ番号未定.

羽地俊樹・金山恭子・工藤　崇・菅森義晃・仁木創太・平田岳史（印刷中b）鳥取県東部，駟馳山付近に分布する中新統鳥取層群駟馳山層とその地史的意義．地質調査研究報告.

浜坂町史編纂委員会編（1967）浜坂町史．浜坂町，997p.

稗田優香・矢野孝雄（2012）鳥取県北東部岩美町および周辺域の河岸段丘：最終間氷期以降の古地理変遷と地殻変動．鳥取地学会誌，**16**，13–31.

平尾和幸・矢野孝雄・上野輝彌（2005）鳥取市国府町宮下における普含寺泥岩層の層序と魚類化石．鳥取県立博物館研究報告，**42**，3–20.

広川　治・黒田和夫（1957–1958）5 万分の 1 地質図幅「冠島」及び同説明書．工業技術院地質調査所，11p.

広川　治・黒田和夫（1958）5 万分の 1 地質図幅「丹後由良」及び同説明書．工業技術院地質調査所，23p.

広川　治・黒田和夫（1960）5 万分の 1 地質図幅「宮津」及び同説明書．工業技術院地質調査所，23p.

北但層群化石研究会編（1982）兵庫県城崎郡日高町万場周辺の新第三系化石について．日高町教育委員会，68p.

北但層群化石研究会・玄武洞ミュージアム編（2000）大地が語る 5 億年―ふれてみよう但馬の岩石・化石―．玄武洞ミュージアム，107p.

Honma, U.（2012）Hydrous and anhydrous melting experiments of an alkali basalt and a transitional tholeiite from the Oginosen volcano, Southwest Japan: The possible influence of melt depolymerization on Ca-Na partitioning between plagioclase and the melt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **107**, 8–32.

Hurford, A. J.（1990）Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS Subcommission of Geochronology. *Chemical*

Geology, **80**, 171–178.
藤田和夫編（1974）第四紀地殻変動図「近畿」．構造図，no. 3，地質調査所.
兵庫県編（1961）地質鉱産図説明書．兵庫県，171p.
兵庫県土木地質図編纂委員会（1996a）兵庫の地質：兵庫県地質図解説書・土木地質編．兵庫県建設技術センター，235p.
兵庫県土木地質図編纂委員会（1996b）兵庫の地質：兵庫県地質図解説書・地質編．兵庫県建設技術センター，361p.
兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編（2003）土地分類基本調査「香住」．兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室，89p.
兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編（2004）土地分類基本調査「浜坂・若桜」．兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室，74p.
兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室編（2005）土地分類基本調査「村岡」．兵庫県県土整備部まちづくり局　土地対策室，112p.
Iida, K., Iwamori, H., Orihashi, Y., Park, T., Jwa, Y., Kwon, S., Danhara, T. and Iwano, H.（2015）Tectonic reconstruction of batholith formation based on the spatiotemporal distribution of Cretaceous–Paleogene granitic rocks in southwestern Japan. *Island Arc*, **24**, 205–220.
飯泉　滋・沢田順弘・先山　徹・今岡照喜（1985）中国・四国地方の白亜紀～古第三紀火成活動—火成岩類の対比を中心として—．地球科学，**39**，372–384.
池辺展生（1963）但馬海岸地域を中心とする地域の地質について．山陰海岸国立公園候補地学術調査報告書，財団法人日本自然保護協会，17–54.
池辺展生・弘原海　清・松本　隆（1965）北但馬・奥丹後地域の新第三系火山層序．日本地質学会第72年年会地質見学案内書，28p.
今村外治・秀　敬・中野光雄・西尾　護・広大3年生一同（1962）鳥取市東南方地域の新生界とその基盤岩類について．地質学雑誌，**68**，414.
Imaoka, T., Kiminami, K., Nishida, K., Takemoto, M., Ikawa, T., Itaya, T., Kagami, H. and Iizumi, S.（2011）K–Ar age and geochemistry of the SW Japan Paleogene cauldron cluster: Implications for Eocene–Oligocene thermo-tectonic reactivation. *Journal of Asian Earth Sciences*, **40**, 509–533.
井上繁広（1986）温泉町の昆虫化石．温泉町教育委員会，47p.
井関弘太郎（1975）砂丘形成期分類のためのインデックス．第四紀研究，**14**，183–188.
Ishihara, S.（1971）Modal and chemical compositions of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **77**, 441–452.
Ishihara, S.（1977）The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology,* **27**, 293–305.
Ishihara, S.（1990）The Inner Zone batholith vs. the Outer Zone batholith of Japan: Evaluation from their magnetic susceptibilities. *University Museum, the University of Tokyo, Nature and Culture*, **2**, 21–34.
Ishikawa, N., Suzuki, T. and Ishida, S.（2017）Paleomagnetic studies on Miocene sequences of Hokutan and Tottori Groups in southwest Japan: Implications for Middle Miocene rotational movement of southwest Japan block associated with the Japan Sea opening. *In* Itoh, Y., ed., *Evolutionary Models of Convergent Margins - Origin of Their Diversity*. Intechopen, London, 155–176.
石渡　明・今坂美絵（2002）京都府丹後半島，中新統八鹿層のピクライト質玄武岩．地質学雑誌，**108**，671–684.
石渡　明・佐藤勇輝・久保田　将・濱木健成（2011）磁鉄鉱系・チタン鉄鋼系花崗岩の帯磁率の境界値—鬼首カルデラ周辺の例—．日本地質学会News，**14**（11），44–45.
Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A.（1991）Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K–Ar dating. *Mineralogical Journal*, **15**, 203–221.
Ito, H.（1970）Polarity transitions of the geomagnetic field deduced from the natural remanent magnetization of Tertiary and Quaternary rocks in Southwest Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **22**, 273–290.
岩美町教育委員会編（2001）新井三嶋谷墳丘墓発掘調査報告書．岩美町教育委員会，76p.
岩美町誌刊行委員会編（1968）岩美町誌．岩美町，1103p.
岩美町誌執筆編集委員会編（2006）新編岩美町誌　上巻．岩美町，968p.
岩永　実（1962）浦富海岸．鳥取県文化財調査報告書　第2集，鳥取県教育委員会社会教育課，32–35.
地震調査委員会（2016）「雨滝–釜戸断層の長期評価」．4p.
Kakegawa, Y. and Hirao, K.（2003）A Miocene passeriform bird from the Iwami Formation, Tottori Group, Tottori, Japan. *Bulletin of the National Science Museum. Series C, Geology & Paleontology*, **29**, 33–37.
神谷喜芳（1990）温泉町で蝶の化石を発掘．Iratsume（但馬むしの会），no. 13–14，36–38.
鹿野和彦・中野　俊（1985）山陰地方新第三系の放射年代と対比について．地質調査所月報，**36**，427–438.
活断層研究会編（1980）日本の活断層．東京大学出版会，東京，363p.
活断層研究会編（1991）新編　日本の活断層．東京大学出版会，東京，440p.
河野義礼・植田良夫（1966）本邦産火成岩のK–A dating（V）—西南日本の花崗岩類—．岩石鉱物鉱床学会誌，**56**，191–211.
木村勝弘（1991）堆積盆の生成発展過程の研究．平成2年度石油開発技術センター年報，12–15.
木村勝弘・辻　喜弘（1993）堆積盆の生成発展過程の研究．平成4年度石油開発技術センター年報，90–98.
金原啓二（1992）日本温泉・鉱泉分布図および一覧．地質調査所，394p.
近畿地方土木地質図編纂委員会（1981）近畿地方土木地質図及び同解説書．国土開発技術研究センター，376p.
近畿地方土木地質図編纂委員会（2003）近畿地方土木地質図解説書．近畿地方土木地質図編纂委員会，450p.

衣笠弘直・細木正男・赤木三郎（1968）兵庫県温泉町海上産の昆虫化石［I］．地学研究，**19**，159–164.
小林文夫・竹村厚司・古谷　裕・清水大吉郎・三枝春生・鎮西清高・半田久美子・植村和彦（1995）兵庫県産化石．人と自然，no. 5，45–225.
小林洋二（1979a）西南日本内帯における新第三紀後半の岩脈群と広域応力場．火山，**24**，153–168.
小林洋二（1979b）西南日本における中新世前・中期の岩脈群と広域応力場．火山，**24**，203–212.
巨智部忠承（1894）生野探鑛地の地勢と地質．地学雑誌，**6**，493–497.
巨智部忠承（1894–1895）20 万分の 1 地質図幅「豊岡」および同説明書．地質調査所，122p.
巨智部忠承（1894–1896）20 万分の 1 地質図幅「生野」および同説明書．地質調査所，119p.
巨智部忠承（1896）但馬因幡の火山．地学雑誌，**8**，81–83.
巨智部忠承・小藤文次郎・西山正吾・大塚専一・奈佐忠行（1894）予察西部地質図．地質調査所.
小玉芳敬（2022）鳥取砂丘の自然環境保全に寄与する地形研究．地形，**43**，5–23.
小玉芳敬・岡田昭明・甲本賢治・山根純子・中村　悟（2001）ボーリング試料分析に基づく新たな鳥取砂丘形成史の構築：鳥取砂丘はなぜ形成されはじめたのか？ 鳥取地学会誌，**5**，49–58.
小玉芳敬・永松　大・高田健一編（2017）鳥取砂丘学．古今書院，東京，112p.
小牧実繁（1927a）山陰海岸砂丘所見（上）．歴史と地理，**20**，69–84.
小牧実繁（1927b）山陰海岸砂丘所見（中）．歴史と地理，**20**，162–172.
小牧実繁（1927c）山陰海岸砂丘所見（下）．歴史と地理，**20**，241–248.
小室裕明・古山勝彦・志知龍一・羽木伸幸・山本明彦（2002）照来コールドロンの重力異常．火山，**47**，9–15.
粉川昭平（1956）兵庫県玄武洞附近の地質と岩石（予報）：附　田倉山玄武岩手の年代．地学研究，**9**，35–54.
小西知己（1966）但馬の植物化石について．地学研究，**17**，301–304.
小西知巳（1979）但馬の地誌．兵庫県立但馬文教府，231p.
小滝篤夫・古山勝彦・京都地学教育研究会（2009）近畿北部京丹後市の花崗岩および新第三紀火山岩類のK–Ar年代．日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集，G120–P001.
工藤　崇（2025）「浜坂地域の地質（5 万分の 1 地質図幅）」で用いる火山砕屑岩の区分体系．地質調査総合センター研究資料集，no. 769，9p.
久原幹雄（1929）山陰式金銀鑛床及同式鑛床地帯に就て．日本鑛業會誌，**45**，719–724.
熊原康博（2024）1:25,000 活断層図 釜戸断層とその周辺「鳥取東部」解説書．国土地理院，16p.
倉林三郎（1972）大山火山灰層の粘土鉱物学的特徴．地質学雑誌，**78**，1–11.
郷土の民話　但馬地区編集委員会編（1972）郷土の民話　但馬篇．財団法人兵庫県学校厚生会，174p.
Le Bas, M. J. and Streckeisen, A. L.（1991）The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society, London*, **148**, 825–833.
Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B.（1986）A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745–750.
Le Maitre, R. W., ed.（1989）*A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, 193p.
Lisiecki. L. E. and Raymo, M. E.（2005）A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003. doi:10.1029/2004PA001071
町田　洋・新井房夫（1979）大山倉吉軽石層：分布の広域性と第四紀編年上の意義．地学雑誌，**88**，313–330.
Maejima, W. and Kimoto, T.（1998）Facies spectrum and proximality trends in middle to outer shelf storm deposits in the Miocene Hokutan basin, southwestern Japan（Depositional process and Sedimentary environments）. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **52**, 82–92.
Maejima, W., Kimoto, T. and Nakajo, T.（2000）Meter-scale bedding cyclicity in storm-dominated shelf deposits in the Tertiary Hokutan basin, southwestern Japan. *Journal of the Sedimentological Society of Japan*, **50**, 3–10.
増田富士雄（2019）ダイナミック地層学：大阪平野・神戸六甲山麓・京都盆地の沖積層の解析．近未来社，愛知，222p.
増田富士雄・佐藤喜英・櫻井皆生・伊藤有加（2014）神戸市古川町遺跡にみられる砂礫浜海岸の堆積物とその古地形上の位置．古川町遺跡第 2 次発掘調査報告書, 神戸市教育委員会，29–38.
升本真二・池野　敏・弘原海　清（1983）北但層群のフィッショントラック年代．日本地質学会第 90 年学術大会講演要旨，130.
松原秀樹・坂本　亨・上村不二雄（1966）兵庫県北西部の地質：とくに照来層群の堆積機構と放射能強度分布について．地質調査研究報告，**17**，65–74.
松原典孝・先山　徹（2012）堆積相解析に基づいた兵庫県香美町下浜の県指定天然記念物”漣痕化石”の再検討．人と自然，no. 23，39–51.
松原典孝・郡山鈴夏・佐野恭平・羽地俊樹・檀原　徹・平田岳史・岩野英樹（2021）岩相解析に基づいた山陰海岸ジオパーク但馬御火浦～浜坂周辺に分布する北但層群の古環境復元およびFT・U–Pb年代測定．日本地質学会第 128 年学術大会講演要旨，R7-P-2.
松原典孝・郡山鈴夏・佐野恭平・羽地俊樹・檀原　徹・岩野英樹・平田岳史（2023）岩相解析に基づいた兵庫県但馬御火浦－浜坂・居組エリアに分布する北但層群の古環境復元およびU–Pb年代測定．日本地質学会第 130 年学術大会講演要旨，T15-P-24.
Matsubara, T.（2011）Miocene shallow marine molluscs from the Hokutan Group in the Tajima area, Hyôgo Prefecture, southwest Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, **37**, 51–113.
松本厚志・吉谷昭彦（1989）鳥取県河原町国英地域に分布する新

第三系の層序．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学, **38**, 47–55.
松本従之・山鳥吉五郎（1929）天然紀念物．兵庫縣史蹟名勝天然紀念物調査報告 第六輯，兵庫縣，1–13.
松本　隆・弘原海　清（1959）北但馬地域の新生代構造発達史：近畿西北部新生界の研究（その 2）．地質学雑誌，**65**，117–127.
松本俊雄（1986）鳥取市南東方地域の中新統の層序．地質学雑誌，**92**，269–287.
Matsumoto, T.（1986）Stratigraphical study of the Miocene series in the eastern part of Tottori Prefecture, Southwest Japan. *Journal of Science of the Hiroshima University. Series C, Geology and Mineralogy*, **9**, 199–235.
松本俊雄（1990）粗粒砕屑岩類の起源からみた鳥取−津山地域の中期中新世古地理．古日本海：日本海沿岸後期新世代層の層序と古環境の変遷，文部省科学研究費総合研究（A，No. 62302019）研究成果報告書，no. 3，209–215.
松本俊雄（1991a）鳥取市北東方地域の中新統層序と中期中新世の火山活動．地質学雑誌，**97**，697–712.
松本俊雄（1991b）砕屑岩類の起源からみた鳥取 - 津山地域の前期中新世末〜中期中新世古地理．地質学雑誌, **97**, 817–833.
松本俊雄（1992a）火山活動と堆積作用からみた鳥取地域の前期中新世末〜中期中新世古地理. 地質学論集, no. 37, 295–310.
松本俊雄（1992b）礫組成からみた山陰東部地域の前期中新世末〜中期中新世古地理．地質学論集，no. 38，205–216.
松本俊雄・瀬戸浩二（1993）鳥取層群からの*Operculina*の産出とその意義．瑞浪市化石博物館研究報告，**20**，185–189.
松本俊雄・瀬戸浩二（1994）鳥取層群からの*Operculina*の産出とその生層序学的・古生物地理学的意義．島根大学地球資源環境学研究報告，**13**，47–56.
松本俊雄・瀬戸浩二・糸山　隆・矢野健二・宮崎精介（1995）鳥取層群の*Operculina*産出層準および本邦における*Operculina*産出層準と分布．日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨，91.
松本俊雄・岩野英樹・檀原　徹（2001）中新統鳥取層群のフィッション・トラック年代．日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨，O-105，53.
McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R.（1993）Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES Key Centre, University of Tasmania, 196p.
三木武行・谷口正夫・松本俊雄・瀬戸浩二（1999）北但層群からの*Miogypsina*, *Operculina*の産出とその意義．日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨，O-18，20.
三ツ井誠一郎・長尾敬介（1990）兵庫県美方郡浜坂町周辺に分布するアルカリ玄武岩について．日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨，418.
Mitchell, T. M., Ben-Zion, Y. and Shimamoto, T.（2011）Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima-Takatsuki Tectonic Line, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **308**, 284–297.
三浦　清（1989）テフラから見た北条砂丘および鳥取砂丘．山陰地域研究，**5**，19–34.
溝口一生・上田圭一（2012）断層破砕性状に基づく断層活動性評価—1943 年鳥取地震震源域東部の活断層沿いに発達するダメージゾーンの微小割れ目解析—. 電力中央研究所報告，N11041，17p.
Morinaga, H., Matsumoto, T., Okimura, Y. and Matsuda, T.（2000）Paleomagnetism of Pliocene to Pleistocene lava flows in the northern part of Hyogo prefecture, Southwest Japan and Brunhes Chron paleosecular variation in Japan. *Earth, Planets and Space*, **52**, 437–443.
村上政嗣（1937）千代川河口海岸砂丘に就いて．地球，**27**，173–182.
Murakami, N.（1974）Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geology*, **8**, 139–151.
村田宣博・星見清晴（1997）鳥取県普含寺泥岩層の中新統産魚類化石—特に産出層準から考察される古環境について—．鳥取地学会誌，**1**，41–52.
村山正郎・一色直記・坂本　亨（1963）5 万分の 1 地質図幅「鳥取北部・南部」及び同説明書．地質調査所，66p.
Nagamatsu, D., ed.（2022）*Tottori Sand Dunes: Nature and History of Japan's Most Famous Coastal Dunes*. Imai Print, Tottori, 157p.
永美　章・山内靖喜（1989）丹後半島南西部の北但層群．島根大学地質学研究報告，**8**，73–82.
長尾敬介・板谷徹丸（1988）K–Ar法による年代測定．地質学論集，no. 29，5–21.
長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一（1984）K–Ar法による年代測定．岡山大学蒜山研究所研究報告，no. 9，19–38.
長田充弘・福田将眞・末岡　茂・中嶋　徹・梶田侑弥・南　沙樹・岡本　晃・田上高広（2022）照来層群歌長流紋岩から得られたジルコンU–Pb年代．フィッション・トラックニュースレター，no. 35，15–18.
中江　訓・辻野　匠・小松原　琢・高木哲一・宮川歩夢（2022）20 万分の 1 地質図幅「宮津」（第 2 版）．産総研地質調査総合センター.
Nakajima, T. and Morimoto, Y.（1981）Paleomagnetism and fission track age of the Miocene volcanic rocks from Okutango Peninsula, Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, **8**, 22–27.
中田　高（2009）1943 年鳥取地震と活断層．科学, **79**, 212–214.
中田　高・隈元　崇・熊原康博・山中佳子（2004）「形態単位モデル」による一括活動型活断層の設定と起震断層の再検討．活断層研究，**24**，39–48.
中谷　剣・武藤　潤・西川　治・長濱裕幸・大槻憲四郎（2012）Pulverized rockの微細構造と粒径分布：サンアンドレアス断層と有馬高槻構造線．日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨，R12-O-9.
成瀬敏郎（1982）最終氷期以降の日本沿岸域の風成堆積層．第四紀研究，**21**，223–227.
成瀬敏郎（1989）日本の海岸砂丘．地理学評論 Series A，**62**，129–144.
Nguyen, T. T., Kitagawa. H., Pineda-Velasco, I. and Nakamura, E.（2020）Feedback of slab distortion on volcanic arc evolution:

Geochemical perspective from Late Cenozoic volcanism in SW Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **125**, e2019JB01943.
日本地質学会（2000）日本地質学会地層命名の指針．日本地質学会News，**3**（4），3.
日本地質学会編（2009a）日本地方地質誌5 近畿地方．朝倉書店，東京，472p.
日本地質学会編（2009b）日本地方地質誌6 中国地方．朝倉書店，東京，576p.
西田和浩・今岡照喜・飯泉　滋（2005）山陰中央部における白亜紀～古第三紀火成活動：Rb–Srアイソクロン年代からの検討．地質学雑誌，**111**，123–140.
西田良平・貞広太郎・中尾節郎・見野和夫（1985）湯村断層の放射能探査．京都大学防災研究所年報B，**28**，145–156.
西田良平・中尾節郎・石賀　崇・西上欽也（1988）鳥取県東部及びその周辺の地震活動について．京都大学防災研究所年報B，**41**，1–9.
西村　進・掘　義直・楠　建一郎・鈴木浩一・宮川公雄・西田潤一・茂木　透（1986）兵庫県北部湯村温泉地域の物理探査．物理探査，**39**，265–274.
西村善博（1964）岩美町田河内陶石鉱床調査報告．鳥取県地下資源調査報告，no. 3，72–75.
西脇正巳・今村外治（1956）鳥取市東南方大成村附近の新第三系．地質学雑誌，**62**，390.
野村律夫･松本俊雄（1990）鳥取層群の底生有孔虫化石．山陰地域研究，**6**，57–63.
小笠原義勝（1942）鳥取砂丘．地質学雑誌，**49**，223–223.
大原美咲･小玉芳敬（2022）鳥取大学湖山キャンパスの地下にある古砂丘の広がり：鳥取大学BCP井土掘削事業に向けた地下水賦存量の見積もり．鳥取地学会誌，**26**，3–15.
Ohe, F. and Furuhashi, Y.（1977）A new fossil Carangid fish from the Miocene Toyooka formation, Okutango Peninsula, Kyoto Prefecture, Central Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, **4**, 73–86.
岡田英夫（1902）兵庫県但馬国美方郡照来村滑落地調査報告．震災予防調査会報告，**38**，5–11.
岡田昭明（1999）鳥取砂丘の地下構造．鳥取地学会誌, **3**, 31–42.
岡田昭明（2005）鳥取砂丘の形成過程からみた最終間氷期の海水準．鳥取地学会誌，**9**，27–30.
岡田昭明・塩崎一郎・豊島吉則・赤木三郎・神近牧男・宮腰潤一郎･西田良平（1994）学術ボーリングによる鳥取砂丘の地下構造調査．鳥取砂丘保全調査報告書，23–34.
岡田昭明・小玉芳敬・前田修司・入口大志・長畑佐世子（2004）ボーリングコアからみた鳥取砂丘の砂粒組成と形成初期の古環境．鳥取地学会誌，**8**，27–37.
大久保雅弘･赤木三郎編（1981）山陰化石物語．たたら書房，鳥取，281p.
大西正巳・近藤正史（1961）砂丘の生いたち：山陰の海岸砂丘．大明堂，東京，268p.
応地恭子･応地善雄（1964）東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究（II）．岩石鉱物鉱床学会誌，**52**，198–204.
Saitoh, Y., Tamura, T., Kodama, Y. and Nakano, T.（2011）Strontium and neodymium isotopic signatures indicate the provenance and depositional process of loams intercalated in coastal dune sand, western Japan. *Sedimentary Geology*, **236**, 272–278.
酒井英男・広岡公夫・古山勝彦（1982）扇の山火山岩類の古地磁気．日本地球電気磁気学会第72回講演会講演予稿集, 203.
坂本　健･矢野孝雄（2014）兵庫県北西部岸田川流域の河成段丘と鉛直地殻変動．地域学論集（鳥取大学地域学部紀要），**11**，91–109.
Sakamoto, M.（1992）Lava block rotation around vertical axis inferred from remanence directions of Miocene Yoka Formation, southwest Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **44**, 55–63.
先山　徹･田結庄良昭（1995）兵庫県下の白亜紀末～古第三紀初期深成岩類の分布と岩石記載．人と自然，no. 6，117–147.
先山　徹･松原典孝（2012）山陰海岸ジオパーク地域の新第三紀北但層群における貫入岩類のK–Ar年代と層序の再検討．日本地質学会第119年学術大会講演要旨，R5-O-10.
先山　徹･松田高明･森永速男･後藤　篤･加藤茂弘（1995）兵庫県北部の鮮新世～更新世火山岩類：K–Ar年代・古地磁気・主化学組成．人と自然，no. 6，149–170.
山陰第四紀研究グループ（1969）山陰海岸地域の第四系．地団研専報，no. 15，354–376.
産総研地質調査総合センター（2005）日本温泉･鉱泉分布図及び一覧（第2版）CD–ROM版．数値地質図GT–2，産総研地質調査総合センター.
産総研地質調査総合センター（2024）20万分の1日本シームレス地質図V2, オリジナル版．https://gbank.gsj.jp/seamless/（閲覧日：2024年10月25日）
笹田政克･山田直利･先山　徹･上田　薫（1979）東中国，三朝･奥津・湯原地域の白亜紀後期～古第三紀火成岩類．地質学論集，no. 17，19–34.
佐々木俊法・上田圭一・青柳恭平・井上大榮・永田高弘・下釜耕太･長谷川　治・柳田　誠・後藤憲央（2011）1943年鳥取地震震源域東部の変動地形と活断層露頭．日本地球惑星科学連合2011年大会予稿集，SSS032-P19.
佐藤大介・羽地俊樹・仁木創太・平田岳史（2025）山陰東部，浜坂地域の古第三系火成岩の地質と年代．日本地質学会第132年学術大会要旨.
佐藤傳藏（1928）第三　浦富海岸．山口縣外二縣に於ける天然紀念物及名勝，天然紀念物調査報告地質鑛物之部　第三輯，内務省，79–109.
佐藤傳藏・山鳥吉五郎・佐藤源郎（1930）第五　濱坂海岸．天然紀念物調査報告地質鑛物之部　第四輯，内務省，49–60.
Sato, Y. and Uyeno, T.（1999）*Sardinella miyanoshitaensis*, a new clupeid fish from the Middle Miocene Tottori Group, Tottori Prefecture, Japan. *Bulletin of the National Science Museum. Series C, Geology & Paleontology*, **25**, 129–141.
沢井　誠・山家浩晶・吉谷昭彦（1973）中部中新統積成盆地形成の一形式：鳥取県東部地域に分布する新第三系を一例として．地質学論集，**9**，83–91.
柴田　賢･西村祐二郎（1989）三郡結晶片岩の同位体年代．地質学論集，**33**，317–341.

Shibata, K. and Yamada, N.（1965）Potassium-argon ages of the granitic rocks in the vicinity of Ningyo-toge, Chugoku District, West Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **16**, 437–442.

清水文健・井口　隆・大八木規夫（2005）第 21 集「宮津・鳥取」. 1:50,000 地すべり地形分布図，防災科学技術研究所.

Singer, B. S.（2014）A Quaternary geomagnetic instability time scale. *Quaternary Geochronology*, **21**, 29–52.

Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members（2013）Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific paleoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.

Steiger, R. and Jäger, E.（1977）Subcommission on geochronology, convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 359–362.

須藤　宏・本間弘次・笹田政克・加々美寛雄（1988）山陰東部，三朝－奥津－湯原地域に分布する白亜紀～古第三紀火成岩類の Sr 同位体比．地質学雑誌，**94**，113–128.

菅森義晃・樂前晶巳・田子直樹（2018）鳥取県東部鳥取市中西部の地質：古第三系火山岩類の岩相と火山岩の放射年代．日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨，R5-P-24.

菅森義晃・丸山香織・植田勇人・向吉秀樹（2019）鳥取県東部浦富海岸の花崗岩の岩相と年代．日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨，T6-P-1.

菅森義晃・池内萌加・佐野円香・景山直樹・小玉芳敬（2023）鳥取県東部白兎海岸の中新統鳥取層群の地質 河原火山岩部層の K–Ar 年代と岩美層の未区分堆積岩層の堆積環境．地質学雑誌，**129**，45–60.

菅森義晃・大村崇滉・松本祐樹（2024）鳥取市西部酒津海岸に露出する中新統の岩相と年代．日本地質学会西日本支部令和 5 年度総会・第 174 回例会講演要旨集，P-12.

菅森義晃・羽地俊樹・田邊佳紀（2025）鳥取層群中に新たに見つかった魚類化石産出層のジルコン U–Pb 年代（予報）．日本地質学会西日本支部令和 6 年度総会・第 175 回例会講演要旨集，P-6.

杉山隆二（1963）山陰の温泉の地質．温泉工学会誌，**1**，42–47.

杉山隆二（1964a）山陰の温泉の地質（その 2）．温泉工学会誌，**2**，32–43.

杉山隆二（1964b）山陰の温泉の地質（その 3）．温泉工学会誌，**2**，89–98.

杉山隆二（1965）山陰の温泉の地質（その 4）．温泉工学会誌，**3**，30–39.

Tagami, T., Farley, K. A. and Stockli, D. F.（2003）（U–Th）/He geochronology of single zircon grains of known Tertiary eruption age. *Earth and Planetary Science Letters*, **207**, 57–67.

田結庄良昭・弘原海　清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1985）近畿地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷．地球科学，**39**，358–371.

鷹村　櫂（1973）中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩石化学的研究．広島大学地学研究報告，**18**，1–167.

高田圭太・中田　高・野原　壯・原口　強・池田安隆・伊藤　潔・今泉俊文・大槻憲四郎・鷺谷　威・堤　浩之（2003）震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討－中国地方を事例として．活断層研究，**23**，77–91.

髙田健一（2018）直浪遺跡の研究：砂丘遺跡における人間活動と古環境変動に関する考古学的研究．科学研究費補助金（基盤研究（C）一般）研究成果報告書, 鳥取大学地域学部, 89p.

髙田健一・中原　計（2015）鳥取市福部町直浪遺跡における考古学的調査．地域学論集（鳥取大学地域学部紀要），**12**，211–226.

高安克己・山崎博史・上田哲朗・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦（1992）山陰地方の中新統層序と古地理．地質学論集，no. 37，97–116.

田村　亨・小玉芳敬・齋藤　有・渡辺和明・山口直文・松本　弾（2010）鳥取砂丘の地中レーダ断面．第四紀研究，**49**，357–367.

Tamura, T., Bateman, M. D., Kodama, Y., Saitoh, Y., Watanabe, K., Yamaguchi, N. and Matsumoto, D.（2011a）Building of shore-oblique transverse dune ridges revealed by ground-penetrating radar and optical dating over the last 500 years on Tottori coast, Japan Sea. *Geomorphology*, **132**, 153–166.

Tamura, T., Kodama, Y., Bateman, M. D., Saitoh, Y., Watanabe, K., Matsumoto, D. and Yamaguchi, N.（2011b）Coastal barrier dune construction during sea-level highstands in MIS 3 and 5a on Tottori coast-line, Japan. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **308**, 492–501.

Tamura, T., Kodama, Y., Bateman, M. D., Saitoh, Y., Yamaguchi, N. and Matsumoto, D.（2016）Late Holocene aeolian sedimentation in the Tottori coastal dune field, Japan Sea, affected by the East Asian winter monsoon. *Quaternary International*, **397**, 147–158.

田邊佳紀・羽地俊樹・菅森義晃・渡邊克典・藪本美孝（2022）鳥取県中新世魚類化石の新露頭の発見（予報）．日本古生物学会 2022 年年会予稿集，P04.

棚橋嘉市（1938）但馬地方地辷り地，踏査報告．海洋気象台彙報，**114**，1–11.

Tanaka, H. and Kobayasi, H.（1999）*Pliocaenicus costatus* and *P. omarensis* found in Japan. *In* Mayama, S., Idei, M. and Koizumi, I., eds., *Proceedings of the 14th International Diatom Symposium*. Koeltz Scientic Books, Koenigstein, 135–143.

谷本　勇（2003）但馬海岸の地形：洞門・巨大ポットホール．谷本　勇，82p.

徳田貞一（1917a）バルハンとスリバチ《第一稿》．地質学雑誌，**24**，6–11.

徳田貞一（1917b）バルハンとスリバチ《第二稿》．地質学雑誌，**24**，45–54.

徳田貞一（1917c）バルハンとスリバチ《第三稿》．地質学雑誌，**24**，121–135.

徳田貞一（1917d）バルハンとスリバチ《第四稿》．地質学雑誌，**24**，309–322.

鳥取グリーンタフ団体研究グループ（1989a）鳥取市南東方に分布

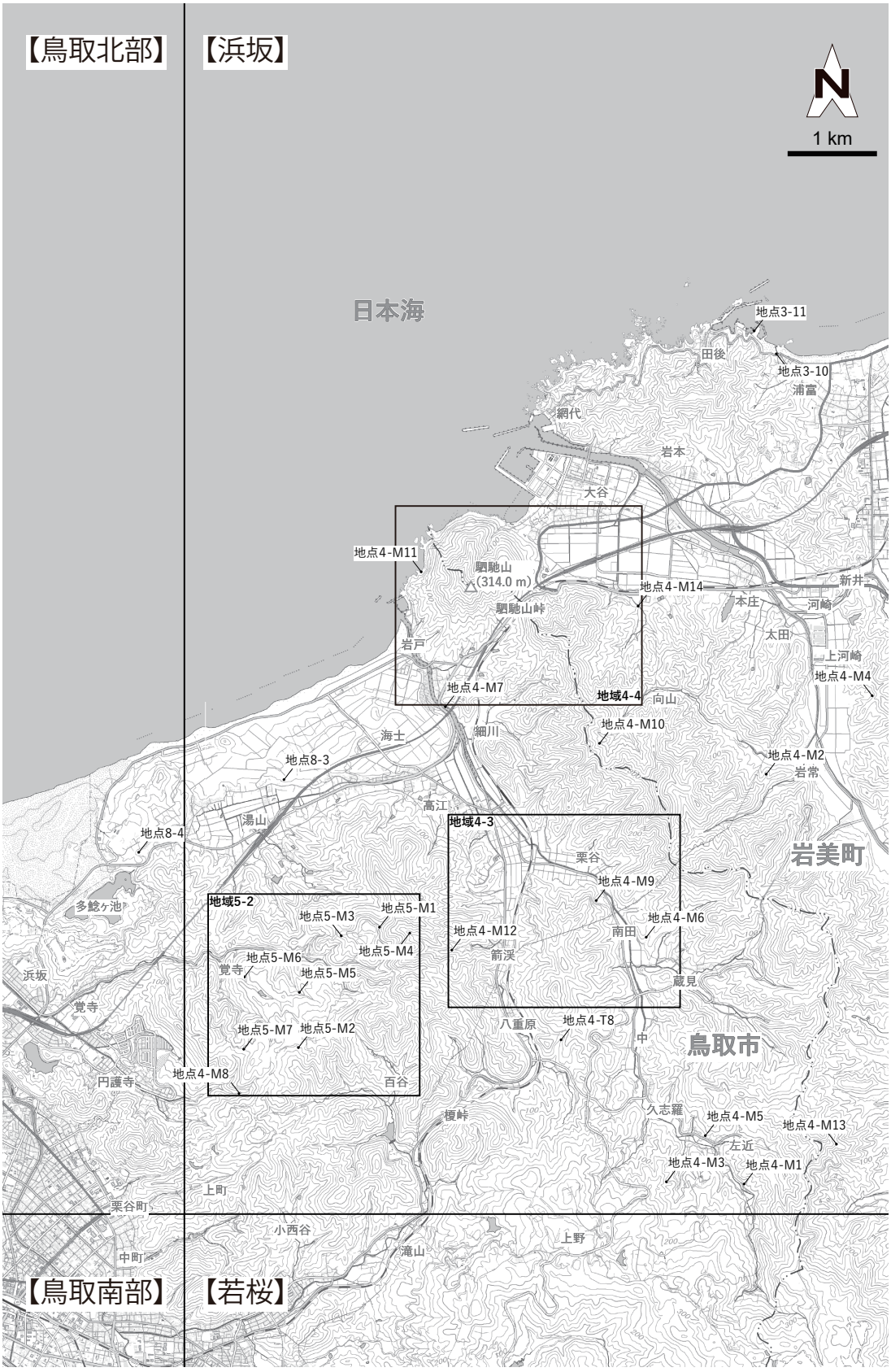
する鳥取層群の層序と構造．地団研専報，no. 36，85–104.
鳥取グリーンタフ団体研究グループ（1989b）鳥取層群河原火砕岩層にみられる安山岩活動の構造規制．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**38**，57–65.
鳥取県（1966）10 万分の 1 鳥取県地質図および同説明書．鳥取県企画室，109p.
鳥取県（1999）平成 9 年度　雨滝–釜戸断層系に関する調査成果報告書.
鳥取県（2000）平成 10 年度　雨滝–釜戸断層系に関する調査成果報告書.
鳥取県教育研修センター編（1985）鳥取県野外学習指導テキスト第 4 集：鳥取砂丘・浦富海岸とその周辺．鳥取県教育研修センター，229p.
鳥取県農林部農業指導課（1977）土地分類基本調査 5 万分の 1「浜坂」．29p.
鳥取県立博物館（1978）化石資料目録 3：鳥取層群の化石（続）；多里層の化石．36p.
鳥取郷土研究会編（1964）鳥取県：郷土の自然と社会．鳥取郷土研究会，152p.
鳥取市編（1983）新修鳥取市史　第一巻．鳥取市，819p.
豊島吉則（1955）鳥取県東部の地形．鳥取大学学芸学部研究報告．自然科学，**6**，46–52.
豊島吉則（1959）海岸堆積物と海岸断面形（Ⅱ）．鳥取大学学芸学部研究報告．自然科学，**10**，11–18.
豊島吉則（1964）兵庫県諸寄湾付近の海岸および海底地形．鳥取大学学芸学部研究報告．自然科学，**15**，1–11.
豊島吉則（1965）花崗岩地域の海蝕地形：山陰，浦富海岸の事例．鳥取大学学芸学部研究報告．自然科学，**16**，46–59.
豊島吉則（1967）山陰海岸における海蝕地形に関する研究．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学．**18**，64–98.
豊島吉則（1975）山陰の海岸砂丘．第四紀研究，**14**，221–230.
豊島吉則（1978）山陰海岸における完新世海面変化．地理学評論，**18**，64–98.
豊島吉則・赤木三郎（1965）鳥取砂丘の形成について．鳥取大学学芸学部研究報告．自然科学，**16**，32–45.
豊島吉則・赤木三郎・谷本　勇（1967）諸寄湾周辺の海岸・海底に関する研究（Ⅰ）．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**18**，56–63.
立木惇三（1981）山陰地方の温泉史．温泉科学，**31**，57–63.
塚脇祐次・土井啓司・尾崎次男・繁沢和夫（1950）岩美郡田河内陶石鑛床調査報告．鳥取縣地下資源精査報告書，26–37.
塚脇祐次・土井啓司・繁沢和夫（1951）鳥取縣岩美郡田河内陶石鑛床調査．地質調査所月報，**2**，447–452.
塚本忠正（1979）昭和 53 年度全国温泉利用状況一覧．温泉工学会誌，**14**，付録 1–65.
塚本忠正（1982）昭和 55 年度全国温泉利用状況一覧．温泉工学会誌，**16**，87–162.
Tsunakawa, H.（1986）Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, **124**, 1–22.
Tsunakawa, H., Kobayashi, Y. and Takada, A.（1983）K–Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochemical Journal*, **17**, 265–268.
通商産業省資源エネルギー庁（1988）昭和 62 年度播但地域広域調査報告書，159p.
辻野　匠（2019）丹後半島の中新統北但層群の層序と構造．日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨，R7-P-2.
上治寅次郎（1938）兵庫県北部及び鳥取県東部産植物化石．地質学雑誌，**45**，817.
上村不二雄・坂本　亨・山田直利・猪木幸男（1974）20 万分の 1 地質図幅「鳥取」，地質調査所.
上村不二雄・坂本　亨・山田直利（1979）若桜地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，91p.
歌田　実（2008）山陰地方東部の新第三系における変質帯の分布．地質学雑誌，**114**，231–245.
Uto, K.（1989）Neogene volcanism of southwest Japan: Its time and space based on K–Ar dating. *Doctoral dissertation, The University of Tokyo*, 184p.
宇都浩三・田上高広・内海　茂（1994）山陰地方東部，鮮新統照来層群火山岩類のK–Arおよびフィッショントラック年代．地質学雑誌，**100**，787–798.
Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S.（1997）Laser-heating $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating system of the Geological Survey of Japan: System outline and preliminary results. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **48**, 23–46.
和田穣隆・板谷徹丸・宇井忠英（1990）隠岐島前岩脈群と丹後半島岩脈群のK–Ar年代．火山，**35**，217–229.
弘原海　清（1984）西南日本の基盤構造の発展．藤田和夫編，アジアの変動帯，海文堂，東京，257–275.
弘原海　清・松本　隆（1958）北但馬地域の新生界層序：近畿西北部の新生界の研究（その 1）．地質学雑誌，**64**，625–637.
弘原海　清・池辺展生・松本　隆（1966）近畿北部の新第三系の対比：近畿北部の新生界の研究，その 3．松下　進教授記念論文集，105–116.
White, J. D. L. and Houghton, B. F.（2006）Primary volcaniclastic rocks. *Geology*, **34**, 677–680.
Yabe, A., Saito, T., Shimizu, M., Kobayashi, M., Danhara, T., Iwano, H. and Hirata, T.（2025）Revision of the age of the “Upper Miocene” Mitoku Formation in Misasa Town, south-central Tottori Prefecture, western Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **131**, 77–86.
八木公史（2006）K–Ar年代測定のための鉱物分離マニュアル．地質技術，創刊準備号（蒜山地質年代学研究所創立 10 周年記念特集），19–25.
山田直利（1961）5 万分の 1 地質図幅「奥津」及び同説明書．地質調査所，51p.
山元孝広（1987）水底火山活動でのマグマの破砕プロセス：京都府丹後半島新第三系北但層群の例．火山，**32**，1–15.
山元孝広・星住英夫（1988）丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動．地質学雑誌，**94**，769–781.
山名　巖（1955）鳥取砂丘の地形学的研究．地学雑誌，**64**，7–10.
山名　巖（1962a）鳥取砂丘の砂の大きさについて．郷土と科学，**7**，no. 2，12–13.
山名　巖（1962b）鳥取県扇ノ山附近の地形及び地質について．鳥取県立科学博物館研究報告，no. 1，1–16.

山名　巖（1962c）鳥取砂丘砂の粒度組成について．鳥取県立科学博物館研究報告，no. 1，17–22.
山名　巖（1964）山陰地方における第四紀末の諸問題：鳥取・米子の沖積平野の場合．鳥取県立科学博物館研究報告，no. 3，1–18.
山名　巖（1977）鳥取層群中新統の貝化石群集について．鳥取県立博物館研究報告，**14**，1–23.
山名　巖（1979）鳥取層群中新統のイタヤガイ科化石について．鳥取県立博物館研究報告，**16**，1–10.
山名　巖（1997）岩美町大谷の水中溶岩．鳥取地学会誌，**1**，24.
山名　巖（2000）鳥取県郡家町明辺～姫路地区の中新世深海性貝化石について．鳥取地学会誌，**4**，23–29.
山名　巖（2002a）鳥取層群普含寺泥岩層における植物群．鳥取地学会誌，**6**，15–27.
山名　巖（2002b）岩美町熊井浜の岩脈群．鳥取地学会誌，**6**，63–66.
山名　巖（2005a）鳥取市八重原（旧福部村）の上部中新統―荒金火砕岩層と渕見閃緑岩―．鳥取地学会誌，**9**，31–32.
山名　巖（2005b）鳥取市末恒地区における中新統河原火山岩層中の火砕性堆積岩層とその堆積構造．鳥取地学会誌，**9**，33–38.
山名　巖（2007）鳥取市末恒地区における中新統鳥取層群河原火山岩層中の水中火山岩．鳥取県立博物館研究報告，**44**，1–8.
山名　巖（2010）鳥取砂丘砂の粒度組成について再吟味．鳥取地学会誌，**14**，11–20.
山名　巖（2012）鳥取市伏野の水中火山岩．鳥取地学会誌，**16**，37–40.
山名　巖・広田昌昭（1991）鳥取県河原町郷原より産出した中新世植物化石．鳥取県野外学習テキスト第 10 集，247–256.
山名　巖・山家浩晶（1982）勝田および鳥取両層群における化石オオグソクムシBathynomos sp. 発見の意義．鳥取県立博物館研究報告，**19**，1–15.
山名　巖・広田昌昭・吉岡靖洋（1995）鳥取地方における中新世植物化石．鳥取県教育研修センター研究紀要，**49**，65–103.
山内靖喜・嶌田博之（1986）基盤内にみられる盆地発生期の断裂．後期中生代～現世における陥没の形態とその発生機構に関する総合研究（陥没総研），文部省科学研究費総合研究（A，No. 60302030）研究成果報告書，22–27.
山内靖喜・吉谷昭彦（1992）日本海南部およびその沿岸域における中新世の構造運動．地質学論集，no. 37，311–326.
山内靖喜・嶌田博之・吉谷昭彦（1989a）陥没盆地周辺の基盤中の角礫岩脈：堆積盆地発生期の引張性断裂．地団研専報，no. 36，161–173.
山内靖喜・古谷昭彦・永美　章・嶌田博之（1989b）鳥取層群と北但層群の層序について．古日本海：日本海沿岸後期新世代層の層序と古環境の変遷，文部省科学研究費総合研究（A，No. 62302019）研究成果報告書，no. 2，69–72.
安田満男・小川康彦（1962）岩美町地下水調査報告．地下資源調査報告，**1**，52–61.
安野敏勝（2005）兵庫県北部香住町の第三系層序．香住町足跡化石調査報告書，5–25.
安野敏勝（2006）兵庫県香美町南部村岡地域から産出した哺乳類足跡化石．福井市自然史博物館研究報告，**53**，35–40.
安野敏勝（2019）鳥取県鳥取市の下部中新統から産出した化石群集．鳥取県立博物館研究報告，**56**，1–6.
安野敏勝（2021）鳥取県鳥取市の下部中新統河原火山岩層から新たに産出した脊椎動物の足印化石．鳥取地学会誌，**25**，49–54.
安野敏勝・三木武行（2021）兵庫県の北但層群下部から産出した化石群．福井市自然史博物館研究報告，**68**，19–24.
安野敏勝・三木武行（2022）中新統北但層群の層序の再検討．福井市自然史博物館研究報告，**69**，11–20.
Yokoyama, K, Shigeoka, M., Otomo, Y., Tokuno, K. and Tsutsumi, Y.（2016）Uraninite and thorite ages of around 400 granitoids in the Japanese Islands. *Memoirs of the National Museum Nature and Science, Tokyo*, **51**, 1–24.
米澤伯典（1998）浦富平野における蒲生川の河道変遷．鳥取地学会誌，**2**，9–16.
米澤伯典・山名　巖（2006）鳥取市福部町南田の中新統植物化石，鳥取地学会誌，**10**，17–24.
依藤英徳（1998）浦富海岸の地形・地名・地質．鳥取地学会誌，**2**，73–78.
吉谷昭彦（1974）グリーン・タフ積成盆にみられる陥没構造．地団研専報，no. 18，33–39.
吉谷昭彦（1977）北但層群最下部層についての最近の知見．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**27**，83–87.
吉谷昭彦（1982）山陰東部地域の中新世末～鮮新世の堆積盆地の形成と造構運動．地団研専報，no. 24，279–286.
吉谷昭彦（1986）兵庫県三方郡浜坂町にみられる砕屑岩脈について．後期中生代～現世における陥没の形態とその発生機構に関する総合研究（陥没総研），文部省科学研究費（No. 60302030）文部省科学研究費総合研究（A）研究成果報告書，28–30.
Yoshitani, A. and Ogawa, K.（1994）On Yoka Formation distributed in the southern foot of Mihiraki-yama Hills in the southeastern part of Toyooka City, Hyogo Prefecture：with special reference to the unconformable relationship between basements and Yoka Formation. *Journal of the Faculty of Education, Tottori University, Natural Science*, **42**, 161–170.
吉谷昭彦・千代川湾入部研究グループ（1988）鳥取県南西部に分布する千代川湾入部の新第三系堆積盆地の形態と構造．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**37**，119–124.
吉谷昭彦・山内靖喜（1981）堆積盆地の周縁にみとめられる盆地発生期の構造．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**30**，85–95.
吉谷昭彦・浜中　博・谷口計郎（1975）鳥取県東部地域の下部中新統積成盆について．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**4**，1–6.
吉谷昭彦・井上宗吉・松本厚志（1979）下部中新統より見い出された枕状溶岩．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**29**，11–20.
吉谷昭彦・山内靖喜・安藤善之（1982）照来層群春来泥岩層にみられる乱堆積構造．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，

31, 85–97.

Yoshitani, A., Ida, M. and Kishimoto, K.（1992）Of the talus basal conglomerates distributed in Kasumi Cho, northern part of Hyogo Prefecture: with special reference to their tectonical meaning. *Journal of the Faculty of Education, Tottori University, Natural Science*, **41**, 37–45.

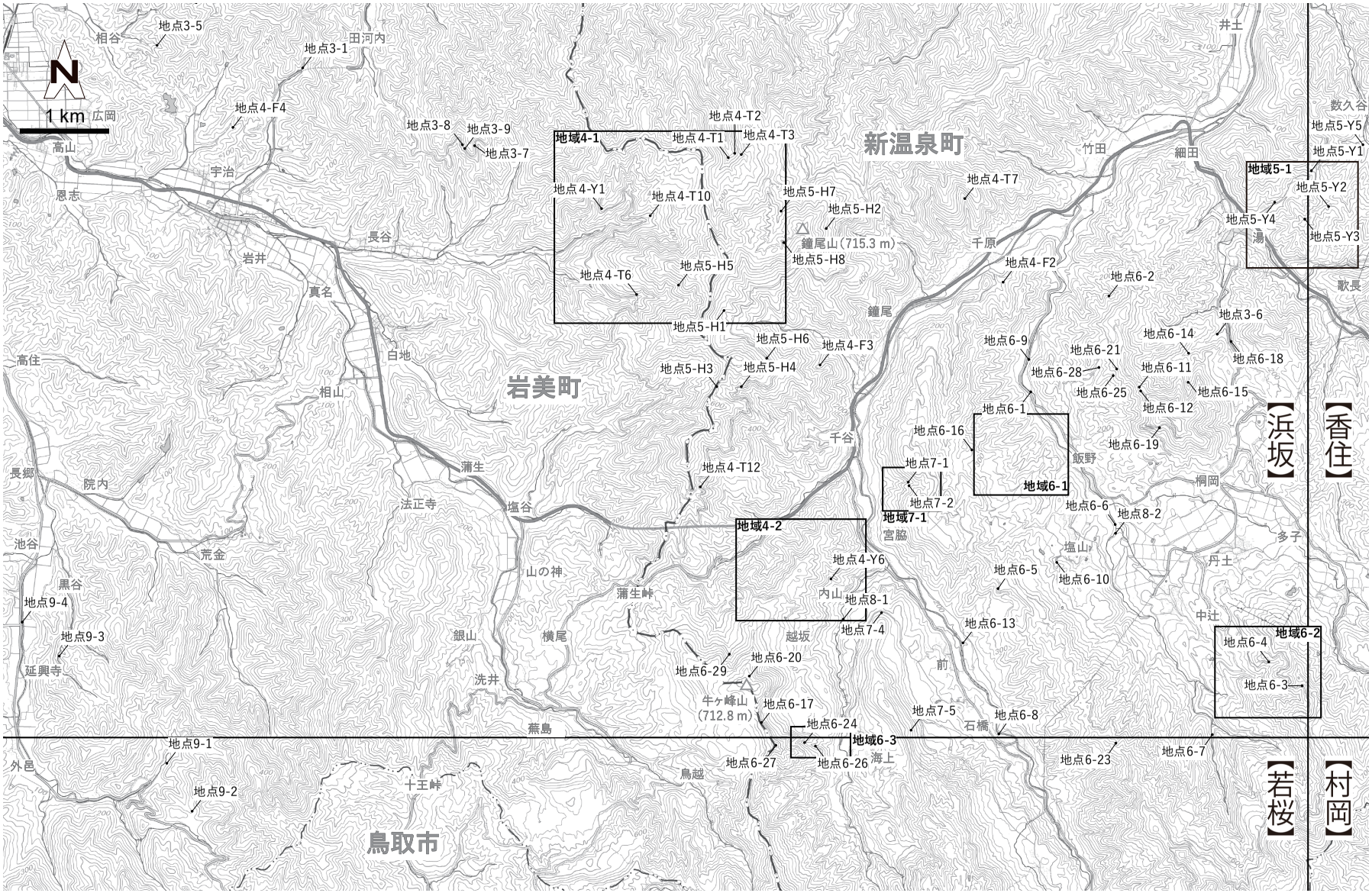
吉谷昭彦・岸本浩基・伊田　勝（1994）岩盤割れ目系と地熱分布との関係について：兵庫県北部の浜坂町および香住町の事例．鳥取大学教育学部研究報告．自然科学，**42**，171–198.



付図 1　地点及び地域位置図その 1（地域西部）
国土地理院発行の電子地形図 50000「鳥取北部」,「鳥取南部」,「浜坂」,「若桜」を使用．隅付き括弧は図郭名を示す．



付図2　地点及び地域位置図その2（地域北東部）
国土地理院発行の電子地形図50000「浜坂」,「香住」を使用．隅付き括弧は図郭名を示す．



付図 3　地点及び地域位置図その 3（地域南東部）
国土地理院発行の電子地形図 50000「浜坂」,「若桜」,「香住」,「村岡」を使用．隅付き括弧は図郭名を示す．

QUADRANGLE SERIES, l:50,000
Okayama (12) No. 12

Geology of the Hamasaka District

HAJI Toshiki[1], KUDO Takashi[1] and SATO Daisuke[1]

ABSTRACT

Outline

The Hamasaka District is bordered by the Japan Sea to the north and is located on the border between Tottori and Hyogo prefectures. The district covers an area from 35˚30′ to 35˚40′N and 134˚15′ to 134˚30′E in Tokyo Datum. During 2020–2023, a geological survey of the quadrangle series (1:50,000 scale) of the Hamasaka District was carried out by the Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST).

The geology of the district is divided into the Paleogene, the Miocene Hokutan Group, the Pliocene including the Teragi Group, the Lower Pleistocene eruptive products of the Oginosen Volcano Group, and the Upper Pleistocene and the Holocene (Fig. 1).

Paleogene

Paleogene volcanic and plutonic rocks are widely distributed on the Japan Sea side of the Inner Zone of southwest Japan. Based on the lithofacies, stratigraphy, and radiometric ages, the Paleogene rocks in the Hamasaka District are divided into tonalite to quartz diorite (i.e., xenoliths in the Uradome Granite), the Akasakigawa Formation, the Nagatani Formation, the Tai Granite, the Uemachi Formation, the Kyushozan Granite, the Uradome Granite, the Sashikui Formation, and small-scale intrusive rocks. The U–Pb ages of the volcanic and plutonic rocks are as follows: tonalite = 63.6 Ma; Akasakigawa Formation = 62.6 Ma; Nagatani Formation = 43.2 Ma; Tai Granite = 40.4 Ma; Uemachi Formation = 35.9 Ma; Kyushozan Granite = 34.2 Ma; Uradome Granite = 32.3–31.5 Ma; and Sashikui Formation = 29.2–29.0 Ma. These ages indicate that igneous activity occurred during the Paleogene.

Miocene Hokutan Group

The Hokutan Group is redefined in this report as comprising Lower Miocene to Middle Miocene formations distributed from eastern Tottori Prefecture to the Tango Peninsula in northern Kyoto Prefecture. This redefinition effectively combines the previously separate Tottori and Hokutan groups into a single unit.

The Hokutan Group is widely distributed in the Hamasaka District and unconformably overlies Paleogene rocks. The group in this district consists of the Yoka, Toyooka, Muraoka, and Shichiyama formations, which have depositional ages of 21.5–19.0, 18.0–17.3, 17.2–16.0, and 15.5–15.0 Ma, respectively.

The Yoka Formation consists mainly of basaltic andesite to dacite lava, intrusive rocks, and volcaniclastic rocks. It also contains conglomerate, rhyolite intrusive rocks and lava, and pumiceous volcanic conglomerate. The depositional environment of the Yoka Formation was subaerial or lacustrine. The Toyooka Formation unconformably overlies the Yoka Formation and consists of conglomerate, sandstone, mudstone, basaltic andesite volcaniclastic rocks with lava, and felsic volcaniclastic rocks. The depositional environment of the Toyooka Formation was predominantly non-marine, except for its uppermost part, which was deposited in a shallow-marine setting. The Muraoka Formation occurs in the southwestern and northeastern parts of the Hamasaka District. In the southwestern part, it conformably overlies the Toyooka Formation, while in the northeastern part, it abuts with the Toyooka Formation. The Muraoka Formation consists primarily of mudstone and rhyolite to dacite volcaniclastic rocks. It also contains basaltic andesite volcaniclastic rocks and lava, sandstone, and rhyolite to andesite intrusive rocks and lava. The depositional environment of the Muraoka Formation was a deep-marine setting. The Shichiyama Formation unconformably overlies the Muraoka Formation and consists of rhyolite to dacite pyroclastic rocks, intrusive rocks, and lava. The depositional environment of the Shichiyama Formation was subaerial.

[1] Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

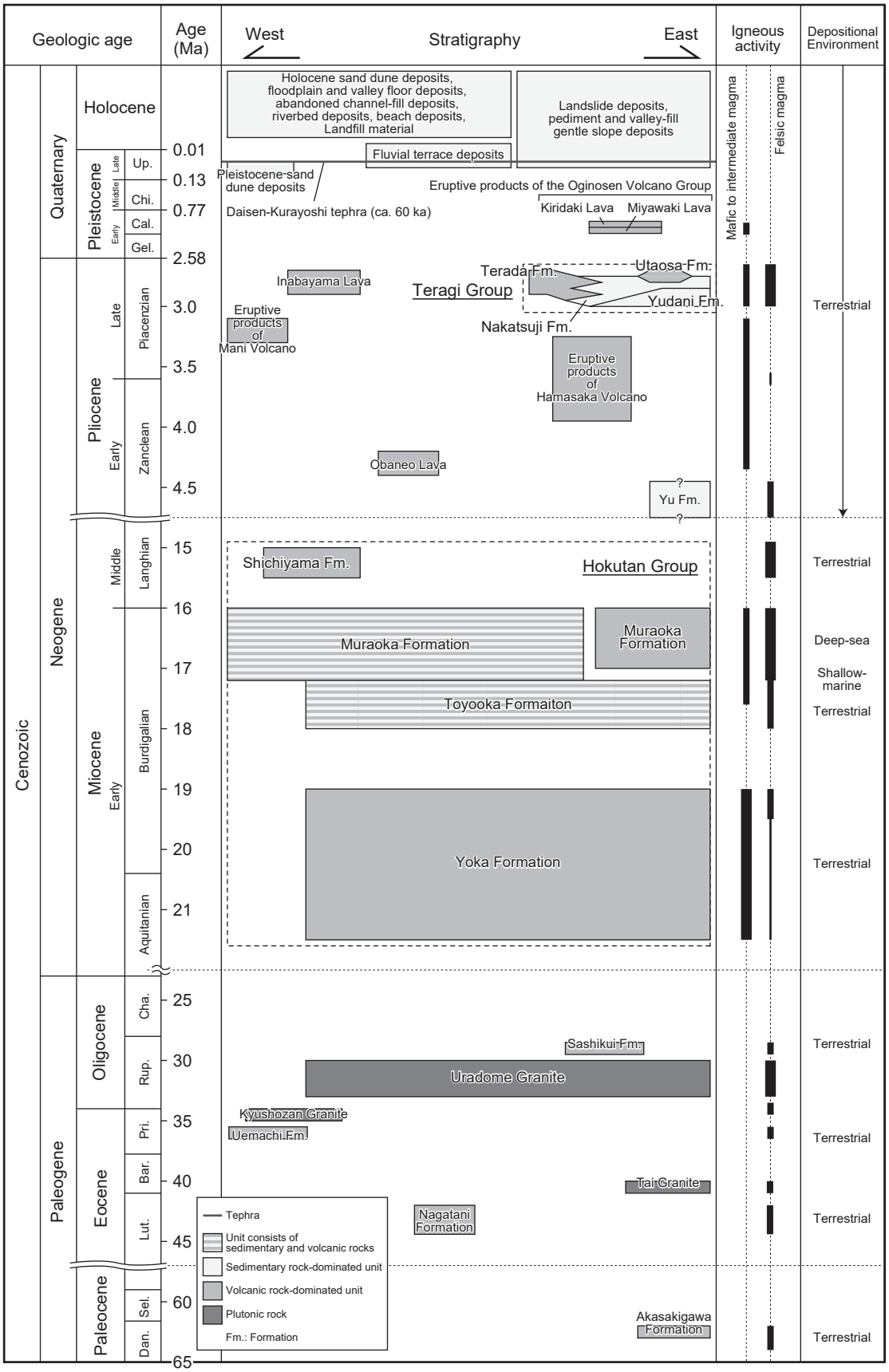


Fig. 1 Summary of the geology in the Hamasaka District

Pliocene (except the Teragi Group)

The Pliocene formations in the Hamasaka District, excluding the Terai Group, are the Yu Formation, the Obaneo Lava, the eruptive products of Hamasaka Volcano, the eruptive products of Mani Volcano, and the Inabayama Lava. Their depositional environments were all non-marine.

The Yu Formation comprises alternating beds of conglomerate, sandstone, and mudstone with intercalated rhyolite pyroclastic rocks. The depositional age of the Yu Formation has not been precisely determined, but this report assigns the formation to the Lower Pliocene. The Obaneo Lava consists of basalt lava with ages of ca. 4.3 Ma. The eruptive products of Hamasaka Volcano consist of basaltic andesite to trachyandesite lava and pyroclastic rocks that were erupted at 3.9–3.3 Ma. The eruptive products of Mani Volcano are basaltic andesite and basalt lavas, pyroclastic rocks, and intrusive rocks. The source of Mani Volcano is inferred to be located near Mt. Mani in Tottori City. The K–Ar ages of the volcanic rocks are 3.6 and 3.2 Ma. The Inabayama Lava comprises basaltic andesite lava that formed at ca. 2.8–2.7 Ma.

Teragi Group (Upper Pliocene)

The Teragi Group comprises strata formed by volcanic activity of the Teragi Cauldron and sedimentation in and around the cauldron. The group is distributed in the southeastern Hamasaka District and unconformably overlies Paleogene granite and the Miocene Hokutan Group. The group has an almost sub-horizontal geologic structure, excluding lava, intrusive rocks, and slump deposits. The group consists of the Yudani, Nakatsuji, Utaosa, and Terada formations, which are complexly interfingered with each other. The age of the Teragi Group in this district is estimated to be 3.0–2.6 Ma based on stratigraphic relationships, radiometric ages, and paleomagnetic data.

The Yudani Formation consists of conglomerate and minor sandstone and mudstone. The conglomerate is poorly sorted and consists of a massive facies comprising boulder- to cobble-sized angular to subangular gravel-sized clasts. The formation consists of talus, debris flow, debris avalanche, and slump deposits. The depositional environment was subaerial, fluvial, and lacustrine.

The Nakatsuji Formation consists mainly of re-sedimented volcaniclastic rocks (tuffaceous conglomerate and sandstone), along with volcanic mudstone, mudstone, and conglomerate. These are lacustrine deposits that often occur as slump deposits. Insect and plant fossils are locally abundant in this formation.

The Utaosa Formation in the Hamasaka District consists mainly of rhyolite lava, intrusive rocks, and pyroclastic rocks, and is divided into the Aitanigawa Rhyolite Pyroclastic Rock, Iino Volcaniclastic Rock, and Kirioka Rhyolite members. The Aitanigawa Rhyolite Pyroclastic Rock Member comprises several subaerial rhyolite pyroclastic flow deposits that occur as pumice lapilli tuffs. The Iino Volcaniclastic Rock Member consists of rhyolite lapilli tuff, tuffaceous conglomerate and andesite conglomerate. The depositional environment was subaerial and lacustrine. The Kirioka Rhyolite Member consists of rhyolite lava and intrusive rocks. It comprises the Byakugousan, Kusafutoyama, and Ushigamine rhyolites, and other undivided rhyolites. These rhyolites vary from aphyric to highly porphyritic in texture. The depositional environment was subaerial and lacustrine.

The Terada Formation consists mainly of andesite lava and intrusive rocks, with minor amounts of andesite volcaniclastic rocks and conglomerate. The lava often occurs as hyaloclastites. Based on the abundance of phenocrysts in the andesites, this formation is divided into two types: moderately porphyritic (T1) and highly porphyritic (T2). The depositional environment was mainly lacustrine, but in some cases was subaerial.

Eruptive products of the Oginosen Volcano Group (Lower Pleistocene)

The Oginosen Volcano Group consists of several monogenetic volcanoes that were active during 1.2–1.0 Ma in the first stage and 0.7–0.4 Ma in the second stage. Most of the eruptive products are distributed around the peak of Oginosen (1,310 m) in the Wakasa District, which is located south of the Hamasaka District. Some of the lavas that flowed to the north is distributed in the southeastern Hamasaka District. The eruptive products of the Oginosen Volcano Group in this area consist of the Miyawaki and Kiridaki lavas. The Miyawaki Lava consists of porphyritic basalt to trachybasalt lava that unconformably overlie the Terada Formation of the Terai Group. The age of this lava is ca. 1.2 Ma. The Kiridaki Lava consists of weakly porphyritic andesite lavas and overlies the Miyawaki Lava. The age of this lava is likely to be between 1.189–1.076 Ma during the Matuyama reverse polarity chron.

Upper Pleistocene and Holocene

The Upper Pleistocene and Holocene strata are mainly landslide deposits, pediment and valley-fill gentle slope deposits, sand dune deposits, fluvial terrace deposits, floodplain and valley floor deposits, abandoned channel-fill deposits, riverbed deposits, beach deposits, and landfill material. The sand dune deposits are divided into Pleistocene sand dune deposits and

Holocene sand dune deposits. The Pleistocene sand dune deposits, along with some of the landslide and gentle slope deposits, are overlain by the Daisen–Kurayoshi tephra (*ca*. 60 ka).

Active faults

The Kamado and Takiyama faults are active faults in the Wakasa and Tottori–Hokubu districts and are thought to extend into the Hamasaka District. However, there is no clear evidence of Quaternary fault activity in the Hamasaka District.

Economic geology

The Hamasaka District hosts a variety of geological resources, including gold, silver, copper, coal, stone, and hot springs. Historically, the silver and copper mines in this district were amongst the major producers in Japan. The hot springs in this area are the oldest in the San'in region. At present, geological resources other than hot springs are no longer being exploited.

執筆分担

第 1 章	地形	羽地俊樹・工藤　崇
第 2 章	地質概説	羽地俊樹・工藤　崇・佐藤大介
第 3 章	古第三系	佐藤大介・羽地俊樹
第 4 章	中新統北但層群	羽地俊樹・工藤　崇
第 5 章	照来層群以外の鮮新統	羽地俊樹・工藤　崇
第 6 章	照来層群（上部鮮新統）	工藤　崇
第 7 章	扇ノ山火山群噴出物（下部更新統）	工藤　崇
第 8 章	上部更新統～完新統	羽地俊樹・工藤　崇
第 9 章	活断層	羽地俊樹・工藤　崇
第 10 章	資源地質	羽地俊樹

文献引用例

全体の引用例：

羽地俊樹・工藤　崇・佐藤大介（2026）浜坂地域の地質．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，148p．DOI: 10.50886/0002003422

章単位での引用例：

羽地俊樹・工藤　崇（2026）第 1 章　地形．浜坂地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），産総研地質調査総合センター，1–4.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Haji, T., Kudo, T. and Sato, D. (2026) *Geology of the Hamasaka District.* Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 148p. DOI: 10.50886/0002003422 (in Japanese with English abstract).

In the case of part citation:

Haji, T. and Kudo, T. (2026) Chapter 1, Topography. *Geology of the Hamasaka District*, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1–4 (in Japanese).

地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）
浜坂地域の地質
令和 8 年 3 月 31 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　中央事業所 7 群

Geology of the Hamasaka District. Quadrangle Series, 1:50,000
Published on March 31, 2026
Geological Survey of Japan, AIST
AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, JAPAN

印刷所　株式会社 アイネクスト
Inext Co., Ltd

© 2026 AIST

裏表紙写真説明：但馬御火浦（たじまみほのうら）の獅子の口

兵庫県美方郡新温泉町から香美町にかけての岩石海岸は但馬御火浦と呼ばれ，国の名勝及び天然記念物に指定されている．この海岸域には，海食崖や洞門・洞窟などの多数の奇勝が認められ，山陰海岸国立公園及び山陰海岸ジオパークにおける主要な見どころの 1 つとなっている．これらの特異な地形は，日本海拡大期の地層である中新統北但層群に発達した岩脈・節理・断層といった地質構造と日本海の荒波による侵食によって形作られたものである．獅子の口は兵庫県新温泉町赤崎北部に位置する海食崖で，特徴的な赤褐色を呈する奇勝である．この岩壁は，北但層群八鹿層を構成する玄武岩質安山岩の陸上溶岩からなり，溶岩の塊状部とクリンカーからなる層構造が明瞭に観察される．断崖絶壁であるため徒歩でのアクセスは困難で，新温泉町三尾発の御火浦海上タクシーなどを利用することで海上からの観察が可能である．

Back Cover Photo: Shishi-no-kuchi in the Tajima-Mihonoura

The rocky coastline extending from Shinonsen Town to Kami Town in Mikata District, Hyogo Prefecture, is known as Tajima-Mihonoura and has been designated as both a National Place of Scenic Beauty and a Natural Monument. This coastal area features numerous remarkable landforms, including sea cliffs, marine arches, and sea caves, and is recognized as one of the main attractions of the San’in Kaigan National Park and the San’in Kaigan Geopark. These distinctive coastal landscapes were formed through the interaction of geological structures—such as dikes, joints, and faults—which developed in the Miocene Hokutan Group during the expansion of the Japan Sea, and the erosive force of its rough waves. Shishi-no-kuchi is a prominent sea cliff located in the northern part of Akasaki, Shinonsen Town, Hyogo Prefecture. Known for its striking reddish-brown coloration, it is considered a notable scenic feature. The cliff consists of subaerial lava flows belonging to the Yoka Formation of the Hokutan Group. Due to the steepness of the cliff, access on foot is difficult; however, it can be viewed from the sea by taking a sightseeing boat such as the Mihonoura Marine Taxi, which departs from Mio in Shinonsen Town.

Quadrangle Series, 1:50,000
Okayama (12) No.12 NI-53-19-11

AIST25-G00969



詳細情報はこちら

2026 Geological Survey of Japan, AIST