

55(521.84)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

高知(13)第14号

呉 地 域 の 地 質

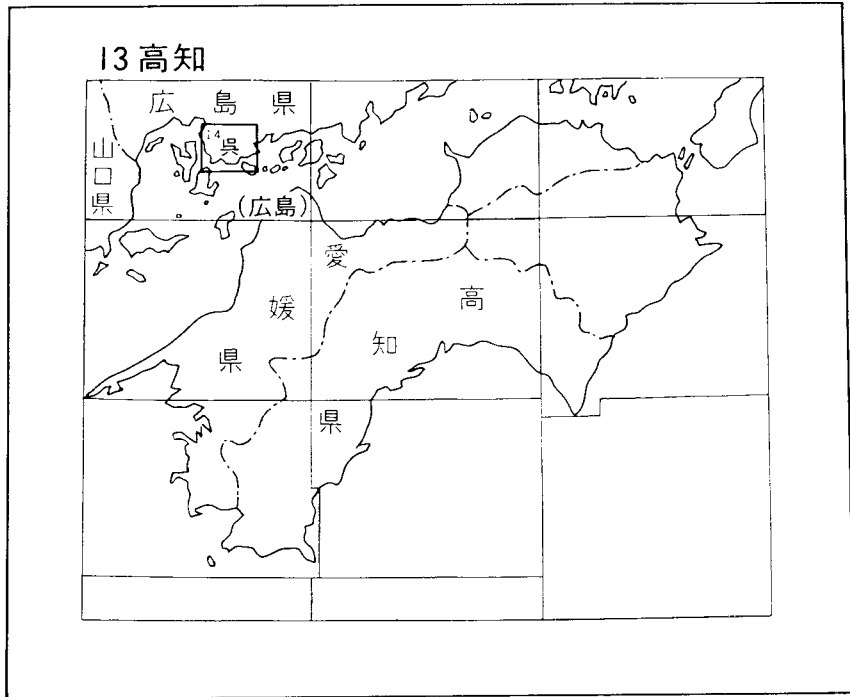
東元定雄・松浦浩久

水野清秀・河田清雄

昭和 60年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	6
III. 芸予層	9
III. 1 概 要	9
III. 2 分 布	9
III. 3 層 序	10
III. 4 岩 相	10
III. 5 地質構造	17
III. 6 玖珂層群との対比	18
IV. 高田流紋岩類	19
IV. 1 研究史	19
IV. 2 呉地域及び隣接地域の高田流紋岩類の概要	21
IV. 3 蒲刈層	23
IV. 3. 1 七国山砕屑岩層	23
IV. 3. 2 田戸火山岩層	25
IV. 4 灰ヶ峰層	26
IV. 5 野呂山溶結凝灰岩	30
IV. 6 地質構造	32
IV. 7 高田流紋岩類の化学組成	33
IV. 8 高田流紋岩類の対比と年代に関する考察	36
V. 広島花崗岩類	37
V. 1 概 要	37
V. 2 大地蔵花崗岩	39
V. 3 宮盛花崗岩	41
V. 4 音戸花崗閃緑岩	41
V. 5 仁方花崗閃緑岩	42
V. 6 呉花崗岩	44
VI. 岩脈類	48
VI. 1 概 要	48
VI. 2 閃緑ひん岩類	49
VI. 3 アブライト及び花崗岩	50
VI. 4 花崗斑岩及び文象斑岩	51
VI. 5 石英斑岩及び珪長岩	52

VI. 6	ひん岩	52
VII.	第四系	52
VII. 1	西条層	53
VII. 1. 1	概要	53
VII. 1. 2	層序及び層相	54
VII. 1. 3	火山灰層	56
VII. 1. 4	大型植物化石	61
VII. 1. 5	フィッシュントラック年代	61
VII. 1. 6	対比及び年代	67
VII. 2	段丘堆積物及び崖錐堆積物	68
VII. 2. 1	上位段丘堆積物	69
VII. 2. 2	下位段丘堆積物	70
VII. 2. 3	古期崖錐堆積物	71
VII. 2. 4	新期崖錐堆積物	72
VII. 3	沖積層	73
VII. 4	埋立地	73
VII. 5	地質構造	73
VII. 5. 1	断層及び撓曲	73
VII. 5. 2	構造運動	76
VIII.	応用地質	76
VIII. 1	概要	76
VIII. 2	金属及び非金属鉱床	77
VIII. 3	骨材及び石材	78
VIII. 4	鉱泉	79
VIII. 5	山地崩壊	79
VIII. 6	地震災害	81
文献		81
Abstract		88

図・表・付表・図版目次

第 1 図	呉図幅地域周辺の埋谷面図	2
第 2 図	野呂山付近の山頂部小起伏面	2
第 3 図	江ノ藤山-土山付近の地形	3
第 4 図	黒瀬盆地に発達する瀬戸内面	4

第 5 図	烏帽子岩付近の花崗岩山地の地形	4
第 6 図	沿岸山地における呉花崗岩の風化・浸食地形	5
第 7 図	内陸部の盆地から沿岸谷底平野への遷急点における地形	5
第 8 図	二級峽河床の呉花崗岩にできた甌穴	6
第 9 図	中国地方中部における地質の概略図	7
第 10 図	呉地域の芸予層の模式柱状図	10
第 11 図	芸予層の礫質泥岩	11
第 12 図	塩基性火山岩類を含む礫質泥岩	12
第 13 図	芸予層の泥岩の点紋ホルンフェルス	13
第 14 図	芸予層の層状チャートの層内褶曲	14
第 15 図	芸予層の層状チャート	14
第 16 図	芸予層の塊状チャート	15
第 17 図	芸予層中の層状石灰岩	15
第 18 図	芸予層チャート中の不規則塊状石灰岩	16
第 19 図	芸予層の凝灰質砂岩	16
第 20 図	芸予層礫質泥岩層中の東西系低角度断層	18
第 21 図	呉地域の高田流紋岩類	22
第 22 図	蒲刈層七国山碎屑岩層の凝灰質礫岩	24
第 23 図	蒲刈層七国山碎屑岩層の凝灰質砂岩	24
第 24 図	蒲刈層七国山碎屑岩層の凝灰質泥岩の点紋ホルンフェルス	25
第 25 図	呉地域及び周辺地域の高田流紋岩類の柱状図	27
第 26 図	灰ヶ峰層中部層の流紋岩溶結ガラス質凝灰岩中の本質レンズ	28
第 27 図	灰ヶ峰層中部層に挟在する火山凝灰岩	28
第 28 図	野呂山溶結凝灰岩の流紋岩結晶凝灰岩に発達する水平に近い節理系	31
第 29 図	呉地域の高田流紋岩類の地質構造図	32
第 30 図	高田流紋岩類の Na_2O -, K_2O - 灼熱減量図	34
第 31 図	高田流紋岩類の SiO_2 頻度分布図	35
第 32 図	高田流紋岩類の AFM 図	36
第 33 図	呉図幅地域の花崗岩類の分布図	38
第 34 図	大地蔵花崗岩のモード組成	39
第 35 図	宮盛花崗岩のモード組成	41
第 36 図	音戸花崗閃緑岩のモード組成	42
第 37 図	仁方花崗閃緑岩のモード組成	43
第 38 図	呉花崗岩のモード組成	45
第 39 図	蒲刈層七国山碎屑岩層を貫くアプライト岩脈	50
第 40 図	呉図幅地域の第四系対比図	53

第 41 図	西条層分布図	53
第 42 図	黒瀬・西条盆地の西条層対比図	54
第 43 図	黒瀬盆地の第四系地質図	55
第 44 図	西条層の柱状図作成地点図	56
第 45 図	西条層の柱状図及び火山灰層，大型植物化石採集位置図	57
第 46 図	西条層の層相分布図	58
第 47 図	西条層の露頭	59
第 48 図	黒瀬盆地北部に発達する西条層の礫層	60
第 49 図	西条層中の火山灰層の粒度分布図	60
第 50 図	岡郷火山灰層	61
第 51 図	大阪層群と西条層の対比図	68
第 52 図	上位段丘堆積物の露頭	69
第 53 図	呉花崗岩上にのる古期崖錐堆積物とこれを覆う新期崖錐堆積物	70
第 54 図	古期崖錐堆積物	71
第 55 図	新期崖錐堆積物	72
第 56 図	新期崖錐堆積物中に挟在する火山灰層	72
第 57 図	呉図幅地域の第四紀断層・撓曲分布図	73
第 58 図	郷原撓曲	74
第 59 図	重地断層付近の地形図	74
第 60 図	平谷断層の露頭	75
第 61 図	呉市広町白岳山の石灰石採掘跡	77
第 62 図	呉市大広の採石場	78
第 63 図	昭和 42 年 7 月豪雨による山崩れ発生度数分布図	80
第 64 図	高度別面積と崩壊数との関係	80
第 1 表	呉図幅地域の地質総括表	8
第 2 表	西南日本の白亜系 - 古第三系の対比表	21
第 3 表	蒲刈層七国山砕屑岩層の凝灰質礫岩を構成する礫種	23
第 4 表	呉地域の火山岩類に含まれる石質岩片	26
第 5 表	呉地域の高田流紋岩類の平均化学組成（無水）及び標準偏差	33
第 6 表	呉地域の呉花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代	46
第 7 表	呉花崗岩の化学組成	48
第 8 表	呉地域の岩脈類の化学組成	49
第 9 表	西条層中の各火山灰層の諸組成	58
第 10 表	西条層からの大型植物化石産出表	62
第 11 表	西条層のフィッシュトラック年代	68

第12表 昭和42年7月豪雨による呉市及び周辺町の被害状況 79

付表 西条層中の火山灰層の結晶粒ごとのフィッシュントラック年代表 86

第I図版 芸予層泥岩の顕微鏡写真

- 1 片状構造を示す泥岩 (Gm)
- 2 縞状構造を示す泥岩 (Gm)

第II図版 芸予層泥岩の顕微鏡写真 (拡大写真)

- 1 片状構造を示す泥岩 (Gm)
- 2 縞状構造を示す泥岩 (Gm)

第III図版 芸予層礫質泥岩及び砂岩の顕微鏡写真

- 1 礫質泥岩 (Gm)
- 2 細粒砂岩 (Gs)

第IV図版 点紋ホルンフェルスの顕微鏡写真

- 1 芸予層の泥岩 (Gm)
- 2 蒲刈層七国山碎屑岩層の凝灰質泥岩 (KN)

第V図版 1 凝灰質泥岩に含まれる軽石片 (蒲刈層七国山碎屑岩層, KN)

- 2 紅柱石ホルンフェルス (灰ヶ峰層中の凝灰質泥岩, Hs)
- 3 デイサイト溶結凝灰岩の溶結組織 (灰ヶ峰層上部層, Hd)
- 4 流紋岩溶結結晶凝灰岩の溶結組織 (野呂山溶結凝灰岩, Nr)

第VI図版 1 流紋岩溶結ガラス質凝灰岩 (灰ヶ峰層中部層, Hr)

- 2 流紋岩溶結結晶凝灰岩 (野呂山溶結凝灰岩, Nr)

第VII図版 1 灰ヶ峰層中の粘板岩の岩片

- 2 灰ヶ峰層中の安山岩の岩片

第VIII図版 石基が細粒花崗岩質の組織を示す花崗斑岩 (Gp)

- 1・2 黒雲母花崗斑岩

第IX図版 石基が微文象構造を示す花崗斑岩 (文象斑岩) (Gp)

- 1・2 含角閃石黒雲母花崗斑岩

第X図版 石英斑岩 (F) の顕微鏡写真

- 1・2 石英斑岩

第XI図版 珪長岩 (F) の顕微鏡写真

- 1・2 珪長岩

第XII図版 西条層 (Si) の火山灰層のガラスの顕微鏡写真

- 1 檜原火山灰層
- 2 今田火山灰層下部
- 3・4 岡郷火山灰層

第Ⅲ図版 火山灰層のガラスの顕微鏡写真

- 1 西条層国近火山灰層
- 2 西条層保田火山灰層
- 3 西条層市ヶ原火山灰層
- 4 下位段丘堆積物中の火山灰層

呉 地 域 の 地 質

東元定雄* ・松浦浩久**

水野清秀*** ・河田清雄†

呉地域の地質調査は、昭和57年度・昭和58年度の特定地質図幅の研究として行われたものである。本研究は東元定雄が芸予層と広島花崗岩類及び岩脈を、松浦浩久と河田清雄が上蒲刈島を除く高田流紋岩類を、水野清秀が新生界を担当し、全体の取りまとめ及び総合調整は東元が行った。

本図幅地域の調査研究及び取りまとめに当たっては、吉田博直氏による昭和30年代の花崗岩類及び岩脈類についての研究成果、広島大学教官による広島県地質図(20万分の1)作成のための基礎図(5万分の1「呉」)及び安芸団研グループによる上蒲刈島及び安芸津町付近の後期中生代火成岩類についての最近の研究成果が活用された。

調査研究の過程において、広島大学吉田博直教授、原 郁夫助教授、鈴木盛久博士及び安芸団体研究グループのメンバー各位から多くの有益な御教示を頂いた。また、大阪市立大学生物学教室の南木睦彦氏には大型植物化石の採集と同定をして頂き、同大学地学教室の吉川周作氏には大阪層群の火山灰層のサンプルを提供して頂くとともに火山灰層の対比について助言して頂いた。これらの方々に厚く御礼申し上げる。

地質部山田直利技官からは本地域東方の大崎下島の火山岩試料を貸与され、合わせて有益な意見を受けた。

垣見俊弘技官からは第四系について現地で指導を受けた。環境地質部遠藤秀典技官からは火山灰の屈折率の測定方法について指導を受けた。花崗岩類試料の帯磁率測定は物理探査部金谷 弘技官により行われた。本研究に用いた岩石薄片は元中国出張所藤本アヤ子技官、及び技術部大野正一・佐藤芳治・安部正治・宮本昭正・野神貴嗣・木村 朗の6技官によって作成された。

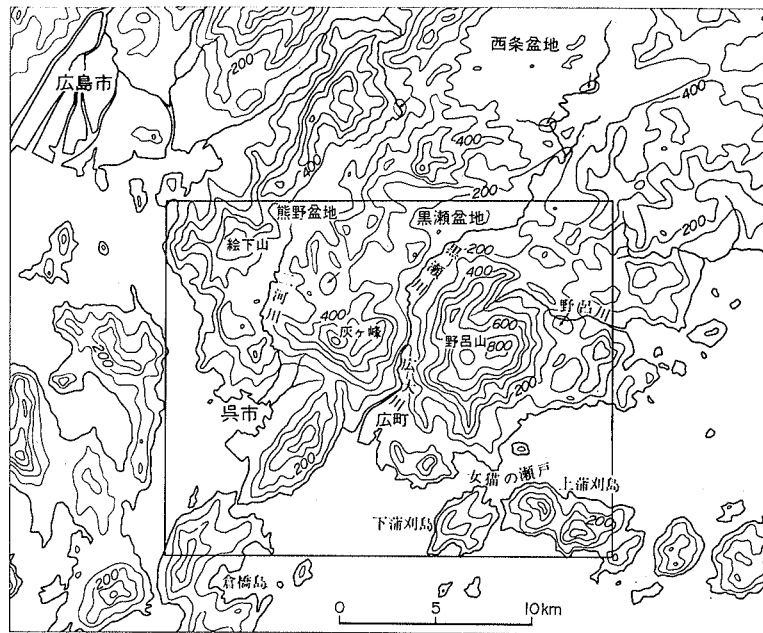
I. 地 形

呉地域は、東経 132°30'–132°45'、北緯 34°10'–34°20' の範囲で、広島県南部に位置し、呉市、広島市矢野町、安芸郡坂町、熊野町、音戸町、下蒲刈町、蒲刈町、賀茂郡黒瀬町、豊田郡安浦町及び川尻町にまたがっている。

地形的には山地が多く、海岸部に平野が少ないが、山間部には比較的広い盆地が発達していることが本地域の特色と言える。

本地域の主体をなす山地は、中国脊梁山地の南側に広がる吉備高原の南西端に当たり、高位山地と低位山地との大別される。高位山地は中央部の野呂山–灰ヶ峰地域、西北部の絵下山付近及び灰ヶ峰北方の石岳山付近に見られる。これらの山地は主として流紋岩類または花崗岩類からなり、その頂部にはしばしば浸食小起伏面が発達する。すなわち、野呂山では、標高 650–840 m の比較的広い小起伏面が発達しており、灰ヶ峰山塊では江ノ藤山–土山地区に標高 600 m 前後の小起伏面が、そして、絵下山付近で

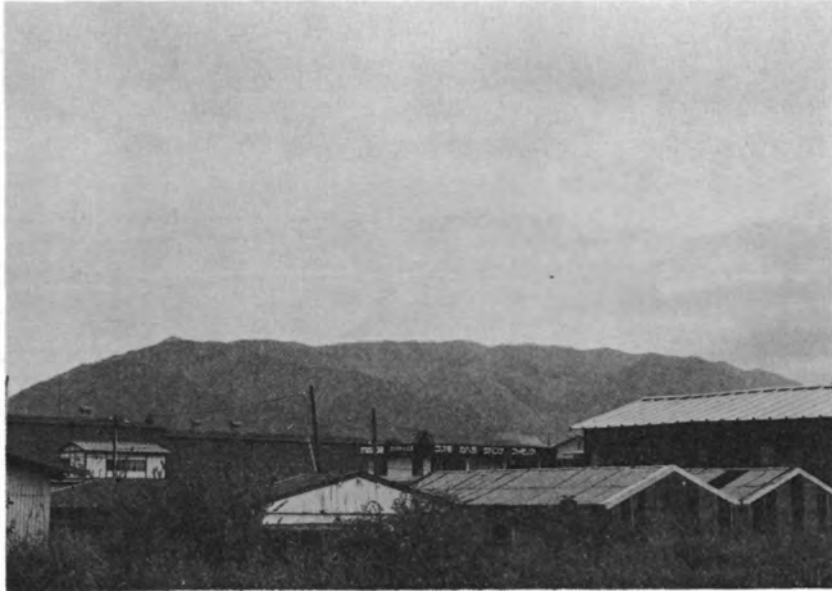
* 中国出張所 ** 地質部 *** 環境地質部 † 大阪出張所



第1図 呉図幅地域周辺の埋谷面図 谷埋めの幅は500 m、四角の枠は呉地域の範囲を示す



第2図 野呂山付近の山頂部小起伏面（仁方沖から北方を遠望）。山頂部の平坦面（浸食小起伏面）は吉備高原面、標高の高い山地は高田流紋岩類からなり、手前の低い山地は広島花崗岩類からなる



第3図 江ノ藤山-土山付近の地形（呉市広町から北西方を遠望）。山頂部の平坦面は吉備高原面

は標高 550 m 前後の小起伏がある（第 1, 2, 3 図）。これらの浸食小起伏面は吉備高原面に対比されている（藤原, 1977, 1980）。なお、野呂山及び灰ヶ峰の小起伏面は、周辺部に比べて 200-300 m 高くなっているが、これは野呂山-灰ヶ峰を構成する流紋岩類が周囲の花崗岩山地よりも浸食されにくいため生じた組織地形によるものである。

本地域東部及び西部では、高位山地に比べて比高が 200-300 m 低い標高 300-400 m 程度の起伏の小さい山地が見られる。この小起伏面は世羅^{せら}台地面（藤原, 1977, 1980）に対比できる。

山地は、中国地方に特徴的である NE-SW 系の谷や N-S 系の谷によって分断・開析され、その内部に熊野^{くまの}-焼山^{やきやま}盆地、苗代^{なえしろ}盆地、黒瀬盆地（第 4 図）などの比較的大きな盆地が生じている。盆地内には小起伏の丘陵や台地及び沖積平野が見られ、その周辺には比較的規模の大きい山麓緩斜面も発達する。丘陵地や台地は標高 200-300 m で、黒瀬盆地では第四系である西条層及び段丘堆積物が、熊野・焼山盆地では段丘堆積物が分布する。山麓緩斜面は標高 200-350 m で、主として崖錐性の堆積物が分布している。このような盆地及びその周辺の小起伏面及び緩斜面は瀬戸内面（藤原, 1977, 1980）に対比できる。

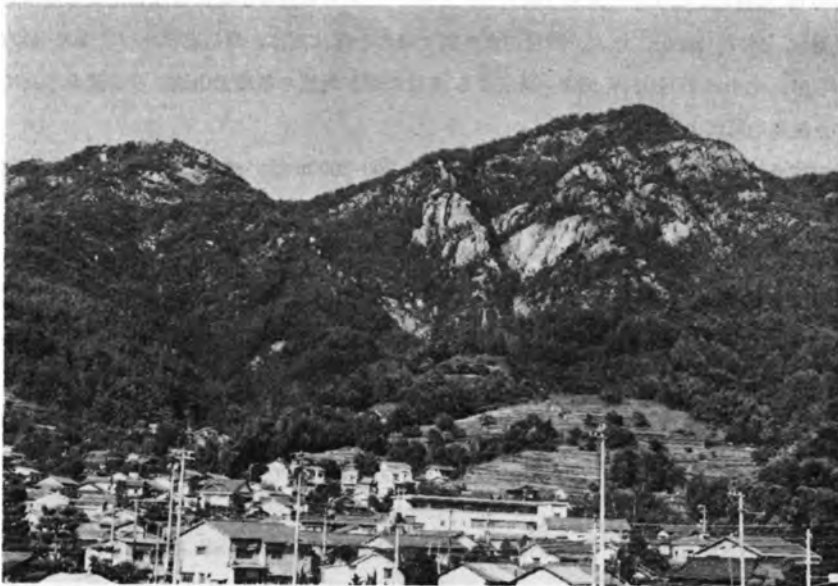
山地には更に NNE-SSW 系、NE-SW 系、NNW-SSE 系及び NW-SE 系の細かな谷が発達し、山地は多数の 1-数 km 平方の小ブロックに分かれている。この山麓には小規模な緩斜面が形成され、主として崖錐性の堆積物が分布している。赤木（1962）はこのような山麓緩斜面をペディメントと呼んでいるが、ペディメントの発達は高位山地の基部及び沿岸部の急斜面を持つ山地の基部で顕著である。

また、休山^{やすみ}、鉢巻山^{はちまき}、明神山、石岳山などの花崗岩からなる山塊では、それを貫いて多数の花崗斑岩岩脈が見られ、それらの岩脈に沿って稜線が発達する傾向がある。

本地域の両端部及び南部は瀬戸内海域である。海岸部は山地が海に迫っている所が多く、平地に乏し



第4図 黒瀬盆地に発達する瀬戸内面（黒瀬町大河角から北方の兼沢方面を望む）。手前の平坦地は沖積層，丘陵地は西条層からなる



第5図 烏帽子岩付近の花崗岩山地の地形（呉市大山町）。沿岸山地にしばしば見られる地貌

い。海岸沿いの山地は、山腹が急傾斜なことが多く、浸食が急速に進み、山腹に岩盤が露出したり、大きな岩塊が山腹に残されていることが多い（第5・6図）。

沿岸山地斜面を開析する谷川には遷急点がよく見られ、しばしば滝を形成している。また、内陸の盆地から流下する河川では、下流の谷底平野との間に急激な標高の低下があり、高度差100-80 mの峡谷

となっている。このような峡谷は黒瀬川では二級峽、二河川では二河峽と呼ばれ、名勝地となっている。

河口部の沖積平野は全般に発達が悪い。その中で比較的大きいのは二河川下流の呉市街地、^{ひろおおかわ} 広大川（二級峽から上流は黒瀬川）下流の呉市広町及び野呂川下流の安浦町内海である。そのほかでは、^{うちのうみ} 天応、吉浦、仁方などにごく小規模な沖積平野が発達するにすぎない。

瀬戸内海には倉橋島、下蒲刈島、上蒲刈島などの島がある。倉橋島は、本地域内ではその北端部が含まれているにすぎず、主として標高200-340 mの山地からなる。この山地は花崗岩類とそれを貫く花崗斑岩岩脈群とから構成されており、岩脈は稜線を形成する傾向がある。下蒲刈島と上蒲刈島は主として標高300-460 m程度の山地からなり、平地に乏しい。



第6図 沿岸山地における呉花崗岩の風化・浸食地形（坂町小屋浦北方）花崗岩の節理系に平行な谷・尾根が発達している



第7図 内陸部の盆地から沿岸谷底平野への遷急点における地形（呉市石内北方、二級峽）。黒瀬川が流下し広大川となる部分に落差約80 mの滝が形成されている



第8図 二級峽河床の呉花崗岩にできた甌穴（呉市石内北方）．二級峽には多数の甌穴が形成されており，天然記念物（広島県指定）となっている．

海域は，西部域や広町の沖では10-30 mの深度であるが，南部の女猫^{めのこ}の瀬戸では深度70-110 mと深い海底谷となっている．

II. 地質概説

呉地域は，西南日本内帯に位置し，深成岩類の帯状配列から見れば，領家帯の近くの山陽帯に属する．本地域では広島花崗岩類が最も広く分布し，本地域の半分以上の地域に露出するとともに古期堆積岩類や白亜紀火山岩類の分布地域の下部にも底盤状に分布すると考えられ，新生界の基盤も大部分花崗岩類である．次いで，白亜紀火山岩類が中央から北東部にかけてかなり広い分布を示し，第四系も内陸部の盆地や海岸の沖積平野などでかなりの分布を示す．また，全域にわたって岩脈類が多く見られるのも本地域の特徴である．

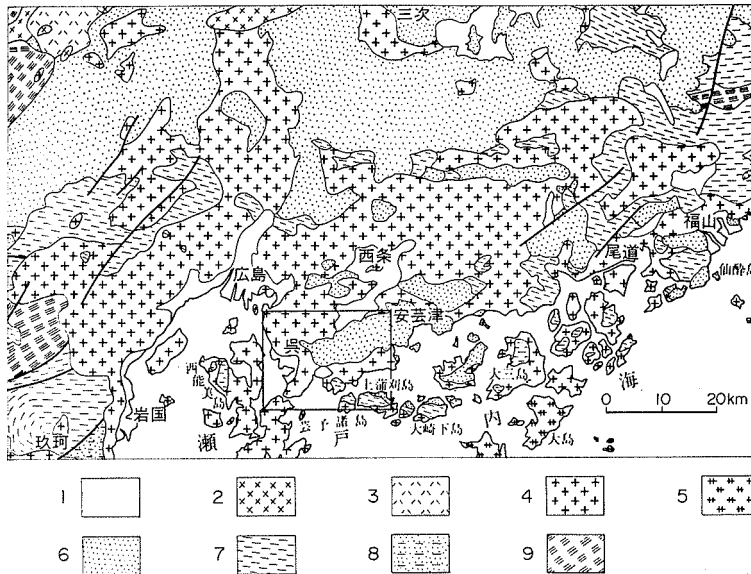
本地域の地質及び地史の概要は第1表に示した．

本地域の地質は，三畳-ジュラ紀の芸予層，後期白亜紀の高田流紋岩類・広島花崗岩類及び岩脈類並びに第四系から構成されている．

芸予層は，礫質泥岩・泥岩・チャート^{にがた}を主とし，砂岩・石灰岩・凝灰質砂岩・塩基性火山岩類・変斑れい岩類を含む地層で，本地域南部の呉市仁方南西方，下蒲刈島及び上蒲刈島に分布する．本層は，20万分の1広島県地質図（広島県，1964）では南帯の古生層とされているが，山口県東部の玖珂層群に対比されることから，本報告では三畳-ジュラ系として記述する．また，本層と岩相が似た地層が西能美島から弓削島に至る芸予諸島に主に分布することから芸予層と命名した．

本地域の芸予層は，全般にスレート化され，更にホルンフェルス化されている．このスレート化は領家変成作用によるものであり，ホルンフェルス化は広島花崗岩類によるものとする．

高田流紋岩類は，蒲刈層，灰ヶ峰層及び野呂山溶結凝灰岩に区分される．蒲刈層は上蒲刈島に分布し，凝灰質礫岩・砂岩・泥岩からなる七国山^{ななくにやま}砕屑岩層とその上にある流紋岩-デイサイトの火山岩からなるたど^{たど}田戸火山岩層とからなる．本層は，芸予層を不整合に覆い，広島花崗岩類に貫かれている．灰ヶ峰層と野呂山溶結凝灰岩とは，本地域中央部の灰ヶ峰^{あこうざか}西方から野呂山を経て赤向坂東方にかけての地域に分布し，下位に灰ヶ峰層が，上位に野呂山溶結凝灰岩がある．灰ヶ峰層は主としてデイサイト溶結凝灰岩と



第9図 中国地方中部における地質の概略図 四角の枠は「呉」図幅地域の範囲を示す。山田ほか(1982)に基づき、一部簡略化の上まとめた
 1. 第四系及び新第三系 2. 古第三紀花崗岩類 3. 古第三紀火山岩類 4. 白亜紀後期-古第三紀初期花崗岩類 5. 新期領家花崗岩類 6. 白亜紀火山岩類 7. 弱・非変成中・古生界 8. 領家変成岩類 9. 三都変成岩類

流紋岩溶結ガラス質凝灰岩からなり、薄い凝灰質砂岩・泥岩層を挟む。野呂山溶結凝灰岩は流紋岩溶結結晶凝灰岩からなる。兩層は広島花崗岩類に貫かれている。灰ヶ峰層の下限は分からない。

本地域の高田流紋岩類はいずれも広島花崗岩類による接触変成作用を受けて再結晶し、岩質に応じて黒雲母あるいは黒雲母と角閃石を生じている。

広島花崗岩類は、中国底盤の一部で、上述のように本地域の半分以上の分布面積を占めるとともに、芸予層や高田流紋岩類の分布域下部にも底盤状に広く分布すると推定される。本岩類は、粗-中粒黒雲母花崗岩、粗-中粒角閃石含有黒雲母花崗岩、中-粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、細-中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、細粒黒雲母花崗岩、アプライトなど、組成・組織の異なる種々の岩相から構成されている。そのうち分布の最も広いものは粗-中粒黒雲母花崗岩であり、この花崗岩は広島市周辺から本地域にかけて連続して分布しているもので、本報告では、呉花崗岩と呼ぶことにする。そのほかの広島花崗岩類は、大地蔵花崗岩、宮盛花崗岩、音戸花崗閃緑岩及び仁方花崗閃緑岩が区別される。花崗岩相と花崗閃緑岩相とは、両者の関係が分かる所では、互いに漸移的である。

呉花崗岩の貫入時期は、高田流紋岩類より後で、後期白亜紀浦河世頃と推定される。その他の花崗岩体の貫入時期もそれとほぼ同時期ないしはやや前期と考えている。

岩脈類は全域にあたって多く見られる。閃緑ひん岩類、花崗岩類、花崗斑岩類、珪長岩類及びひん岩の岩脈があり、それらのうち花崗斑岩類の岩脈が最も多い、閃緑ひん岩類は広島花崗岩類より前、花崗岩類の岩脈は広島花崗岩類と同時期、その他の岩脈類は広島花崗岩類より後期のものである。広島花崗岩類より後期の岩脈類は、そのほとんどは広島花崗岩類の貫入に少し遅れた時期(後期白亜紀)のもの

第1表 呉図幅地域の地質総括表

地質時代		地 質 系 統	地 史
新 生 代	第四紀 更新世	沖積層	沖積地の形成
		下位段丘堆積物	河岸段丘や崖錐の形成
	第三紀	上位段丘堆積物	ペテイメントの形成
		西条層	河川成 - 湖沼成の地層の堆積
中 生 代	後白亜紀	廣島花崗岩類 興花崗岩 仁方花崗閃緑岩 音戸花崗閃緑岩 宮盛花崗岩 大地蔵花崗岩	ひん岩岩脈の貫入 石英斑岩及び珪長岩岩脈の貫入 花崗斑岩岩脈の貫入 ホルンフェルス化 広島花崗岩類の貫入
		高田流紋岩類 野呂山溶結凝灰岩 灰ヶ峰層 蒲刈層 田戸火山岩層 七国山砕屑岩層	閃緑ひん岩の貫入 酸性火山活動 (大部分陸上火山活動)
	前期白亜紀		隆起・海退・浸食
	ジュラ紀 - 三疊紀	芸子層	礫質泥岩・泥岩を主体とする地層の堆積

と判断しているが、ひん岩岩脈の一部は第三紀に貫入した可能性もある。

後期白亜紀から第四紀初頭までの間、本地域においては、浸食小起伏面が形成されているが、地層の堆積及び火成活動が行われた証拠は見いだされていない。

第四紀の地層としては、西条層、古期崖錐堆積物、上位段丘堆積物、下位段丘堆積物、新期崖錐堆積物及び沖積層がある。西条層、上位段丘堆積物及び下位段丘堆積物は本地域北部の盆地に分布する。西条層は中期更新世、古期崖錐堆積物は中期更新世末期 - 後期更新世、上位段丘堆積物と下位段丘堆積物とは後期更新世、新期崖錐堆積物は後期更新世末期 - 完新世のものである。

Ⅲ. 芸 予 層 (新称)

Ⅲ. 1 概 要

本地域の南東部には礫質泥岩と泥岩とを主とする古期堆積岩類が分布する。本岩類と似た地層は芸予諸島にかなり広く分布するので、本報告ではこれを芸予層と呼ぶことにする。

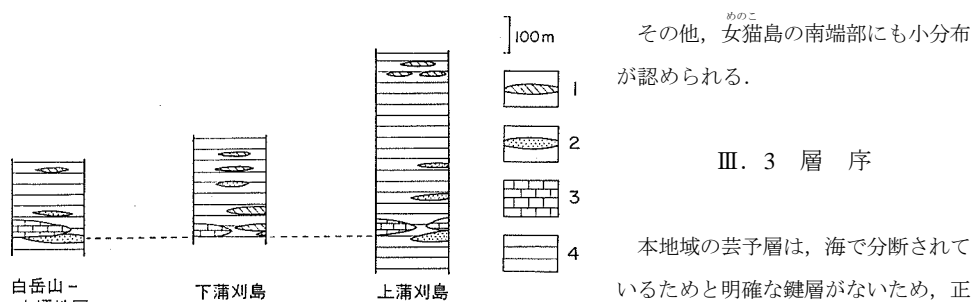
本地域の芸予層は、広域変成作用を受けてスレート化しており、更に広島花崗岩類による接触変成作用を受けてホルンフェルス化している。しかし、本報告では、その層序・岩相の記載に当たっては、原岩名を使用し、地質図上では原岩で区分した。

本地域に分布する芸予層は、古くは神津・中村(1911)による20万分の1地質図幅「広島」に、秩父古生層上中部として分布が示され、同説明書に構成岩類と地質構造が記載された。20万分の1広島県地質図及び同説明書(広島県, 1964)では、本図幅地域を含めた広島県南部の瀬戸内海沿岸部と島嶼部の古期堆積岩類を南帯の古生層と呼び、岩相から山口県東部の玖珂層群の東方延長とみなし、その時代を二畳紀とした。長谷・西村(1979)は、山口県東部の玖珂層群、本地域の芸予層及び東方延長部の地層を二畳-三畳系とし、領家帯に属するとした。その後、玖珂層群の時代が三畳紀-ジュラ紀とされた(早坂ほか, 1982, 1983; 東元ほか, 1983)ので、本報告では、本地域の芸予層を三畳-ジュラ系としておく。

本地域の芸予層の片状構造は顕著でないが、上蒲刈島東方の大崎下島では、片状構造の顕著でないホルンフェルスから雲母片岩にわたる泥岩を主体とした古期堆積岩類が分布する。吉田(1963)はそれを沖友層と呼び、弱い片状構造を持つ泥岩のホルンフェルスは北部にあり、南に向かうにつれて片状構造が顕著になり、南部の海岸線沿線沿いの地域では雲母片が分布すること及び同層はその地質学的位置から領家変成岩類として矛盾がないことを明らかにしている。また、愛媛県側の芸予諸島に分布する古期堆積岩類は、10万分の1愛媛県地質図及び同説明書(愛媛県, 1962)では、広島花崗岩帯の古生層熱変成岩とされており、大三島を通過して東北東に走る地帯、すなわち、領家花崗岩分布域のすぐ北側に分布するものは主に粘板岩、特に千枚岩質のホルンフェルスからなると記載されている。周辺地域のこのような地質状況から判断して、本地域の芸予層は領家変成帯に属し、岩国地域(東元ほか, 1983)における領家帯の黒雲母片岩帯に近い黒雲母スレート帯に相当すると考える。

Ⅲ. 2 分 布

本地域の芸予層は、呉市広町南東方、下蒲刈島及び上蒲刈島に分布する。広町南東方では津久茂付近から白岳山周辺にかけて広島花崗岩類の上にループペンダント状に分布する。下蒲刈島ではその北半部を占める。上蒲刈島では、その西半部は主として本層からなり、初神以東では高田流紋岩類と広島花崗岩類との間に東西に細長く分布する。下蒲刈島と上蒲刈島では、南部は広島花崗岩類に貫かれており、上蒲刈島東部では高田流紋岩類に不整合に覆われている。



第10図 呉地域の芸予層の模式柱状図

1: チャート 2: 砂岩・凝灰質砂岩 3: 石灰岩 4: 礫質泥岩・泥岩

蒲刈島白崎及び下蒲刈島の向から初神にかけての地域では、泥質岩を主とする地層中に比較的大きなレンズ状石灰岩が挟在し、白岳山周辺地域及び向一初神地域では断続的ではあるがほぼ同じ層準に賦存し、また、白崎の石灰岩は上蒲刈島の石灰岩層準の西方延長とみなされる。このような石灰岩の分布から判断すると、本地域の芸予層はほぼ同じ層準の地層と解することができよう（第10図）。

広町南東方では、石灰岩層準は最下位近くにあり、その下位には凝灰質砂岩層または泥質岩層が、上位には主として礫質泥岩と泥岩からなり、レンズ状チャートを挟む地層がある。本地区での全層厚は約250 mである。

下蒲刈島では、石灰岩が島の北端白崎にあり、大野にも石灰岩の小岩体が見られる。両者を同一層準のものとする、本島の芸予層は大部分が石灰岩層準より上位の地層となる。石灰岩層準より下位の地層は礫質泥岩と泥岩とからなる。上位の地層は、白崎-大野間では主として礫質泥岩と泥岩からなり凝灰質砂岩・砂岩及びチャートを挟む。大野以南では2枚の比較的大きなチャート層と泥質岩層とを主とし、塩基性火山岩類・変斑れい岩類のレンズ状岩体を伴う。下蒲刈島を2分するNE-SW系断層以東の三之瀬-大平山地区の芸予層は主として礫質泥岩と泥岩からなり、チャート・砂岩・凝灰質砂岩を挟む。この地区の地層は白崎-大野地区の地層とほぼ層準のものとする。本島の芸予層の層厚は約300 mと見積られる。

上蒲刈島では、石灰岩層準が泥質岩を主とする地層の下部にあり、その下には主として礫質泥岩と泥岩からなり凝灰質砂岩を挟む地層が、そしてその上位には礫質泥岩と泥岩とを主とし、レンズ状の砂岩・チャート及び塩基性火山岩類を挟む地層がある。本島での芸予層の層厚は約600 mと見積られる。

III. 4 岩 相

本地域の芸予層は主として礫質泥岩と泥岩からなり、チャート・石灰岩・砂岩・凝灰質砂岩・塩基性火山岩類及び変斑れい岩類を挟む。これらの岩石は、上述のように、領家変成作用を受けてスレート帯の岩石になり、その後、広島花崗岩類による接触変成作用を受けてホルンフェルスとなっている。この意味で、本地域の芸予層の岩石は複変成岩であると言える。

領家変成作用は低圧高温型の広域変成作用であり、それによって構成岩類は定向展延再結晶作用を受け、構成鉱物の再結晶、変成鉱物の生成、それらの定向配列、片状構造や線構造の形成、変成分化とそ

III. 3 層 序

本地域の芸予層は、海で分断されているためと明確な鍵層がないため、正確な層序の把握は難しい。しかし、白岳山周辺から小坪にかけての地域、下

れによる縞状構造の形成などが起こったと考えられている。一方、広島花崗岩類による接触変成作用は、定向性を持たない熱的再結晶作用であり、一種の焼き戻し（annealing）作用と言える。それによって、構成鉱物の再結晶や変成鉱物の生成が起こり、領家変成作用によって生じた鉱物の定向配列・片状構造・線構造・縞状構造などは弱められたり、打ち消されたりしたと考えられている。

本地域の芸予層は、全般に強い接触変成作用を受けており、広域変成作用によって形成された組織・構造は、熱的再結晶作用すなわち annealing を受けやすい石灰岩やチャートではほとんど打ち消されており、その他の岩石でも相当弱められている。しかし、雲母類を多く含む岩石では、肉眼的には弱い片状構造しか示さず、線構造はほとんど認められないが、鏡下では雲母類の定向配列がかなり顕著である（第 I・III 図版）。また、広域変成作用による変成分化によって生じたとみなされる縞状構造はホルンフェルス化を受けていてもかなり明瞭に認められる（第 I 図版）。

礫質泥岩 泥質基質中に様々な形・大きさ・岩種の岩片（礫）を含む岩石の総称で、「岩国」図幅（東元ほか，1983）と同様に、pebbly mudstone（CROWELL, 1957）よりは広義に使用する。

基質の部分は帯褐暗灰色ないし黒色を呈し、普通弱い片状構造を示す（第 11・12 図，第 III 図版）。この片状構造は領家変成時に形成された層面スレート劈開面のレリクト構造とみなす。全般にホルンフェルス化が強く、しばしば堇青石・黒雲母などの点紋を生じている。点紋はゴマ粒大から大豆大まであり、普通小豆大のことが多い。

礫の形は一般にはレンズ状であるが、角礫状、棒状、不規則塊状などのものもある（第 11・12 図）。大きさも多様で、砂粒大のものから地質図に表現できるほどの大きさのものまである。礫の岩種は砂岩とチャートが圧倒的に多く、まれに石灰岩や塩基性火山岩類の礫も見られる（第 12 図）。これらの礫は不規則に混じりあっており、同じ種類の礫が同一層準に規則的に配列するようなことはない。レンズ状



第 11 図 芸予層の礫質泥岩（下蒲刈町大野）泥質基質中に砂岩・チャートの礫を含む



第12図 塩基性火山岩類を含む礫質泥岩（下蒲刈町大野）礫は大部分砂岩（ss）、一部がチャート及び塩基性火山岩類（bv）。礫は褶曲軸方向に伸びている

の礫は層理面（層面スレート劈開面）に調和的に挟在し、一般に褶曲軸方向に伸びている。

鏡下では、泥質基質部は一般に明瞭な雲母類の定向配列を示し、また、しばしば縞状構造を示す。構成鉱物は石英・斜長石・黒雲母及び白雲母を主とし、少量の石墨・鉄鉱を伴う。少量の電気石やざくろ石が見られることもあり、点紋が生じているものでは堇青石が生じている。石英は一般に再結晶によって生じた細粒石英のモザイク状集合をなす。黒雲母は細かい鱗片としてスレート劈開面に平行に配列するものと、比較的大きい結晶として劈開面とは無関係に発達するものがある。白雲母は黒雲母と伴って産し、劈開面に平行なものと無関係のものがある。相対的には後者が多い。点紋は大きさ1-5 mmで、堇青石からなる場合と白雲母と黒雲母の集合からなる場合とがある。堇青石点紋はポイキロプラスティックな他形結晶をなす場合と自形-半自形結晶をなす場合とがある。いずれの場合もその一部は白雲母や黒雲母に交代されている。白雲母と黒雲母からなる点紋もその外形から元々は堇青石であったと判断する。

砂岩礫は主に石英・斜長石・カリ長石の砂粒とその間を埋める細粒の石英・黒雲母・白雲母からなり、少量のジルコン・鉄鉱などを伴う。チャート礫は主として細粒石英のモザイク状集合からなり、少量の白雲母・黒雲母の小鱗片を伴う。

泥岩 帯褐暗灰色-黒色の細粒の岩石で、普通弱い片状構造を示す。また、下蒲刈島及び上蒲刈島に分布する泥岩には、縞状構造の発達するものも見られる。ホルンフェルス化が全般に強く、点紋を生じていることが多い（第13図）。

鏡下では、一般にかなり明瞭な雲母類の定向配列が認められ、また、しばしば領家変成作用のレリクト構造とみなされる縞状構造も見られる（第I・II図版）。構成鉱物は石英・斜長石・黒雲母及び白雲母を主とし、少量の石墨・鉄鉱を伴う。少量の電気石やざくろ石が見られることもあり、点紋を生じて



第13図 芸予層の泥岩の点紋ホルンフェルス（蒲刈町大浦南方）。点紋は小豆大で、堇青石から構成されている

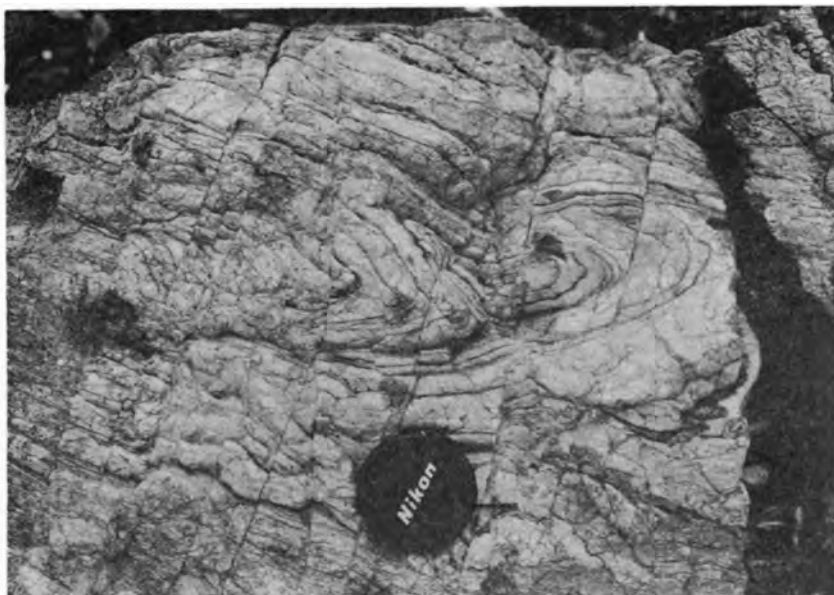
いるものでは堇青石が生じている。石英は碎屑源のものと再結晶によって生じたものがある。ともに定向性のない細粒モザイク状集合をなす。黒雲母と白雲母とは相伴っており、劈開面にほぼ平行に配列するものと、劈開面とは無関係に不規則に配列するものがある。点紋は堇青石またはそれを置換えた白雲母と少量の黒雲母の集合体からなる。

チャート 比較的厚くて側方への連続性のよい地層をなす場合と、レンズ状をなして礫質泥岩層中に挟在する場合とがある。いずれの場合もほぼ似た岩相を示し、その大部分は層状チャートで、一部が塊状チャートである。層状チャートは、山口県東部の玖珂層群の層状チャートと比べ、一般に泥質部が薄く、淡色である傾向がある。しばしば顕著な層内褶曲を示す（第14図）。その軸方向には定向性がなく、軸面は屈曲している。塊状チャートはレンズ状をなして層状チャート中に挟在している。

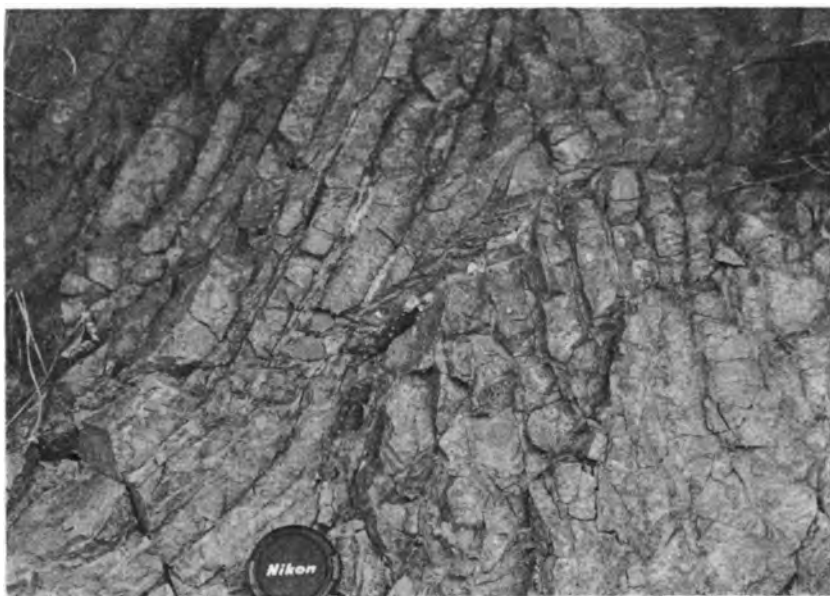
層状チャートは、厚さ1-5 cm、普通2-3 cmの珪質部と、厚さ1 cm以下、普通0.3 cm以下の泥質部との規則的互層からなる（第15図）。珪質部は灰白色・暗灰色・クリーム色などを示し、細粒緻密で、鏡下では主として径0.05-0.2 mmの石英のモザイク状集合からなり、ごく少量の白雲母・黒雲母を伴い、また、まれにざくろ石を伴う。泥質部は帯褐暗灰色を示し、鏡下では石英・黒雲母・白雲母・斜長石・ざくろ石・石墨・鉄鉱などからなる。

塊状チャートは、層状チャートの珪質部と同じような岩相を示し、鏡下では主として細粒石英のモザイク状集合からなり、ごく少量の白雲母と黒雲母を伴う（第16図）。

砂岩 帯褐暗灰色の中一細粒の岩石で、普通レンズ状をなして泥質岩層中に挟在し、側方への連続性に乏しい。一般に明瞭な層理を示さず、肉眼的にはごく弱い片状構造が認められる程度である。しかし、鏡下ではそれほど顕著ではないが、明瞭なスレート劈開面のレリクト構造とそれに沿う雲母類の定



第14図 雲予層の層状チャートの層内褶曲（下蒲刈町大野南方）．軸面及び軸方向が不規則に曲がっている

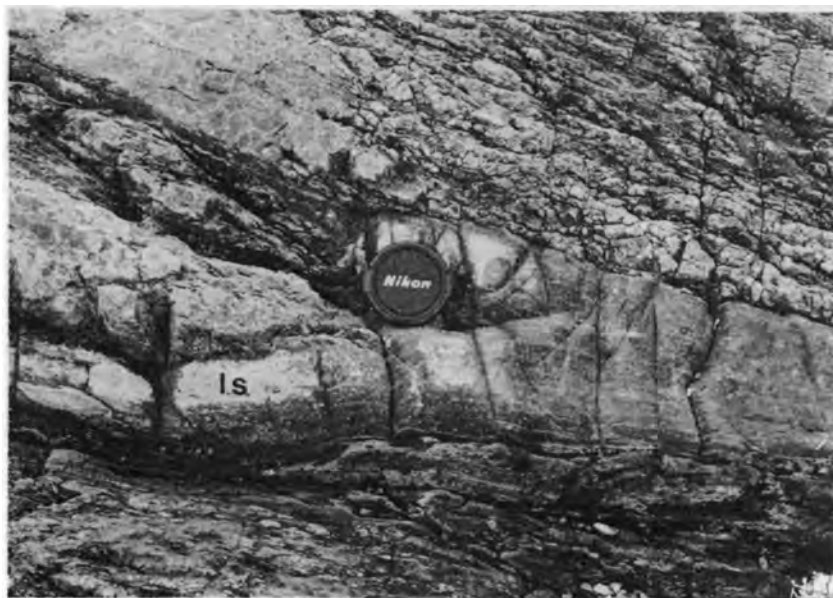


第15図 雲予層の層状チャート（下蒲刈町大野）．厚さ2-3 cmの珪質部と厚さ0.2-0.5 cmの泥質部との規則的互層．褶曲は鉛直褶曲

向配列が認められる（第Ⅲ図版2）．構成鉱物は石英・斜長石・カリ長石の砂粒と，その間を埋める細粒の石英・黒雲母・白雲母からなる．まれに碎屑性の黒雲母やジルコンも見られる．再結晶によって生じた細粒の雲母類は劈開面に沿って定向配列するものとそれとは無関係に不規則に配列するものがある．



第16図 雲予層の塊状チャート（下蒲刈町大野）．層状チャート中にレンズ状をなして挟在する

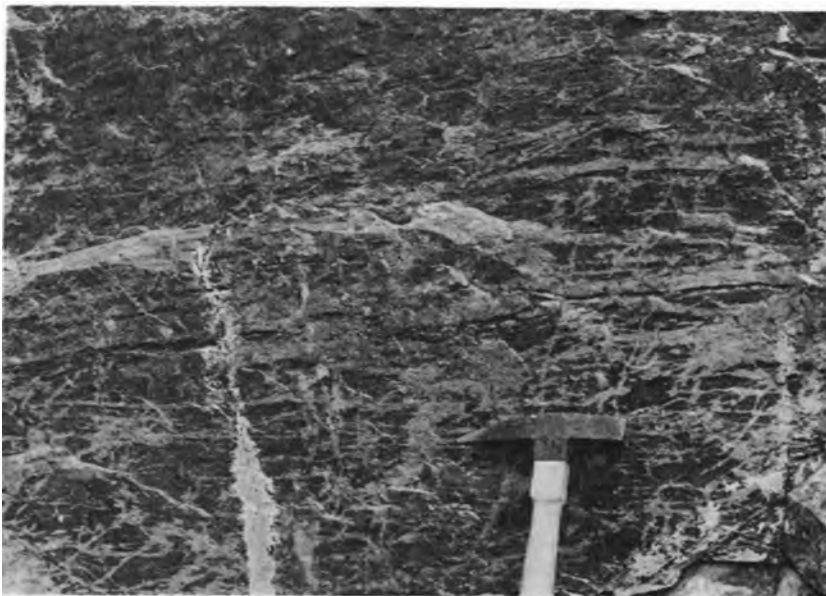


第17図 雲予層中の層状石灰岩（下蒲刈町大野）．上盤はチャート，下盤は礫質泥岩

石灰岩 白色-暗白色の糖晶状の岩石で、普通レンズ状をなして泥質岩層中に挟在するが、まれには泥質岩とチャート層との間またはチャート中に存在することもある（第17・18図）。岩体周縁部では白色部と暗灰色部とが縞状をなすことがある。鏡下ではいずれも方解石の等粒状集合からなる。構成鉱物の定向配列は全く認められない。



第18図 芸予層チャート中の不規則塊状石灰岩（下蒲刈町大野）．層状チャートの層理面を切って挟在する



第19図 芸予層の凝灰質砂岩（呉市小坪）．弱い片状構造を示し、それに平行な淡色縞（一部は斜交）が発達している

凝灰質砂岩 帯緑暗灰色の中-細粒の砂岩で、しばしば淡灰白色の縞が発達する．弱い片状構造を示す．淡色縞は片状構造に平行に発達することが多いが、斜交するものもある（第19図）．鏡下では、碎屑源の石英・斜長石・カリ長石の砂粒と、その間を埋める再結晶によって生じた細粒の石英・黒雲母・アクチノ閃石質角閃石・単斜輝石などからなる．碎屑源のジルコンが見られることもある．本岩はかな

り多量のアクチノ閃石質角閃石や単斜輝石を含むので、凝灰質砂岩と考える。淡色縞の部分は、黒雲母や角閃石に代わって、緑れん石や方解石を生じている。

塩基性火山岩類 暗緑色細粒の岩石で、チャート層に伴って薄層として見られる。弱い片状構造を示す。しばしば薄い淡色縞を伴う。鏡下では、細粒のアクチノ閃石質角閃石・斜長石・緑れん石・鉄鉱からなる。これらはいずれも再結晶によって生じたものである。劈開面に平行に微粒のスフェンが配列する。淡色縞は緑れん石化を受けた部分である。

変斑れい岩類 暗緑色塊状の岩石で、レンズ状をなして泥質岩層中またはチャート層と泥質岩層との間に見られる。変斑れい岩は比較的粗粒の完晶質の岩石で、鏡下では主として径2-6 mmの初生の斜長石と角閃石とからなり、再結晶によって生じた細粒の斜長石・角閃石・緑れん石・黒雲母・鉄鉱を伴う。変輝緑岩は細粒で、鏡下では径0.5-1 mmの斜長石・角閃石及びより細粒の緑れん石・黒雲母・鉄鉱からなる。

III. 5 地質構造

本図幅地域の芸予層は、露頭では急傾斜を示す場合が多いが、石灰岩層やチャート層の追跡によって知られる地質構造は全体として非常に緩やかである。

褶曲 小規模な褶曲と中規模の褶曲とがある。

中規模の褶曲は緩やかな撓曲程度のもので、その軸方向はほぼE-Wである。

小規模の褶曲としては、チャート層の層内褶曲と鉛直褶曲とがある。前者は堆積時のスランプ構造の一種で、軸面が屈曲し、軸方向は不規則である。一方、後者は軸方向に規則性があり、堆積後の造構運動によるものと判断する。鉛直褶曲は主に泥質岩を主体とする地層に発達しており、波長数m以下で、軸方向はほぼE-W、軸面は垂直ないしやや北傾斜である。本図幅地域では全般にこのような鉛直褶曲が発達しているため、露頭での層理面は、石灰岩層などの追跡によって知られる地層全体の緩やかな構造とは異なり、北又は南に急傾斜することが多い。

断層 芸予層を切る主要な断層は、小坪を通るNW-SE系断層、白岳山の北を通るNE-SW系断層及び下蒲刈島のほぼ中央をNE-SW方向に走る断層の3つである。そのほか、下蒲刈島下島の道路際のカッティング（第20図）や上蒲刈島^{はじかみ}初神の採石場のカッティングなどではE-W系の低角度断層が多く見られる。

小坪を通るNW-SE系断層は、走向N20-25°Wのほぼ垂直の断層で、芸予層と広島花崗岩類を切っている。この断層によって西側のブロックが相対的に約40 m落ちている。

白岳山の北を通るNE-SW系断層は、走向N25-30°Eのほぼ垂直な断層で、芸予層と広島花崗岩類を切っている。この断層によって西側のブロックが相対的に落ちており、石灰石鉱床の変位から見積られる落差は約60 mである。

下蒲刈島のNE-SW系断層は、島をほぼ2分しており、断層沿いに断層線谷が形成されている。走向N50-60°E、ほぼ垂直の断層で、芸予層と広島花崗岩類を切っており、北西側のブロックを相対的に南西方に移動させている。芸予層と花崗岩類との境界の変位から見積られる横ずれ移動幅は約350 m



第20図 芸予層礫質泥岩層中の東西系低角度断層（下蒲刈町下島）

である。

E-W系の断層は、数が多く、傾斜が $30\text{--}40^\circ\text{N}$ と比較的低角度であり、顕著な破碎帯を伴っている。このような断層が見られる露頭はいずれも泥質岩層からなり、鍵層がないため、それらによる変位は明らかでないが、いずれも衝上性の断層と考える。

スレート劈開面 地層が全域にわたって強いホルンフェルス化を受けているため、肉眼的にはあまり顕著でない。しかし、鏡下では、層理面にほぼ平行な層面スレート劈開面が、泥岩や礫質泥岩の基質部ばかりでなく、砂岩や凝灰質砂岩にも明瞭に認められる（第Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ図版）。泥岩や礫質泥岩の基質部では、このような層面スレート劈開面に沿って黒雲母が定向配列したり、黒雲母の多い部分と少ない部分との縞状構造が発達している。

Ⅲ. 6 玖珂層群との対比

本地域では、強いホルンフェルス化のため、微化石の検出が望めないため、時代考証がなく、正確な対比は困難ではあるが、本地域の芸予層の主岩相である泥質岩層が山口県東部の玖珂層群の泥質岩層に良く似ていることと、両者の地質構造的な位置が似ていることから、本地域の芸予層は山口県東部の玖珂層群に対比しうるものと判断する。

すなわち、本地域の芸予層は、山口県東部の玖珂層群に比較した場合、構成岩類の主体をなす泥質岩層については岩相とスレート劈開や微褶曲・小褶曲の発達様式は玖珂層群の黒雲母スレート帯の泥質岩層（東元ほか、1983）とほぼ同じである。また、地質構造的には、本地域は山口県東部の玖珂層群の黒雲母スレート帯の東方延長部に当たる。しかし、他方相違点としては、本地域の芸予層は、チャート層

が少なく、層状チャートの泥質部が一般に薄いことと、石灰岩が断続的ではあるが、側方への連続性が比較的良好なことが挙げられる。なお、本地区の芸予層中にレンズ状（一部は不規則塊状）をなして挟在する石灰岩、斑れい岩及び一部の砂岩・チャートは、オリストストロームを考える礫質泥岩層中にあることと山口県東部の玖珂層群との比較から、オリストリスと判断する。

IV. 高田流紋岩類

IV. 1 研究史

中国地方の地質調査が初めて組織的に行われたのは、1800年代の後半から1900年代の初頭にかけてで、本地域周辺においては、神津・中村（1911）による20万分の1地質図幅「広島」が出版されている。

次いで、1920年代から1930年の初頭にかけて中国地方の諸地域で7万5千分の1の縮尺による地質図幅調査が行われ、詳細な地質図が作成された。これらの中で小倉（1924）は、“石英斑岩”を岩相により、斑状石英斑岩、緻密石英斑岩及び石英斑岩の3つに区別し、これらを野外における漸移的な岩相変化として識別した。

更に特異なものとして、“^{かくぼん}角蠻状石英斑岩”を識別し、古生層または中生層から由来したと考えられる異質岩片に富む石英斑岩として記載した。その一部を引用すると、「角蠻状石英斑岩は常に石英斑岩に伴いて露出し、石英斑岩は角蠻状石英斑岩を貫き、多くは山頂を構成す。けだし、角蠻状石英斑岩は石英斑岩の噴出に先立ち爆裂作用によりて地殻を破碎し、地殻を構成せる岩石の破片と共に堆積せるものなるべし」。

これは、当時としては極めて斬新な着想に基づいたものである。したがって、現在でも受け入れられるものが少なくない。

このように1920年代においても、既に“石英斑岩”は貫入岩であるという当時の常識的な見解では説明することができない幾多の野外での現象が確認されており、角蠻状石英斑岩の着想に至ったことは興味深い。

1930年以降、1950年代に至るまでは、中国地方はもとより、西南日本内帯の諸地域でも、白亜紀後期-古第三紀の火山岩類の研究はほとんど行われなかった。

それは、この種の岩石の分布面積が非常に大きいにもかかわらず、構成造岩鉱物の組合わせが単純で、しかも風化変質を被り易く、記載岩石学の対象にもなりにくかったことなどの理由によるものである。しかし、1955-1958年にかけて、総合研究として、「西南日本内帯における後期中生代の研究」が日本地質学会により取り上げられたため、西は北九州から東は中部地方に至るまでの広大な地域の研究が組織的に進められてきた。その中で、中国地方中部地域では、広島大学の研究者を中心として広島県地質図の作成が進められ、この地域の資料が急速に増加してきた。なかでも、吉田（1961）は、白亜紀後期-古第三紀に活動した問題の“石英斑岩”に対して特に、中国地方中部地域において詳細な野外調査を行い、これらの岩石の大部分は流紋岩から安山岩に至る火山岩類であるとし、層序と岩質による区分を行った。この研究はその後の本地域を含めた広島地域の火山岩類研究における模式的内容を提示して

いる。すなわち、これらの火山岩類を下位から吉舎安山岩類、高田流紋岩類及び作木火山岩類に区分し、吉舎安山岩類と高田流紋岩類は有田世から宮古世にわたり、作木火山岩類は浦河世からヘトナイ世にわたると考え、時代を異にする2つの系列のものがあることを指摘した。

このような層序学的手法の導入による火山岩類の層序・岩相区分に基づく対比と分類は中国中部地域のみならず前述の総合研究である「西南日本内帯の後期中生代の研究」の進展と相まって中国地方西部地域、中国地方東部地域、近畿地域及び中部地方の諸地域でも始まっていた。

次に本地域を含む中国地方中部地域における白亜紀後期-古第三紀の火山岩類に関する研究史を述べる上で非常に関連の深い研究について言及し、本地域にまつわる研究史の一助としたい。

中国地方中部地域に隣接する中国地方西部地域では、村上(1960)により白亜紀-第三紀の火成活動についての総括が行われ、白亜紀火成活動を3つのステージに区分し、第1期はほぼ関門層群の火成活動に、第2期は八幡層相当層の火成活動に、第3期は中国底盤を作る大規模花崗岩類の活動期とした。そして、これらとほぼ時期を同じくして中部地方では、地質調査所による5万分の1地質図幅調査が美濃高原・飛騨山地を中心に広域的に行われ、これらの地域に広大な分布を示す“石英斑岩”の大部分は流紋岩-デイサイトであり、その多くは溶結凝灰岩であり、濃飛流紋岩類と命名(河田ほか、1961)されて、従来の火山岩類に対する概念を一変させた。

これ以来、西南日本内帯の各地から相ついで溶結凝灰岩が報告されるに至り、問題の“石英斑岩”は流紋岩-デイサイトの岩質からなる溶結凝灰岩を主体とする火砕岩類であることが判明してきた。

吉田(1963, 1964)は、広島県南部の火山岩類(安芸津・仙酔ブロック)の層序的な研究を行ったが、この過程で、高田流紋岩類の基底礫岩に黒雲母片岩の礫を発見して、火山活動の時代を領家変成後と推定した。

その後も、中国地方を始めとする西南日本内帯の各地域での調査・研究が進むにつれて、白亜紀後期-古第三紀火山岩類の地域相互間における活発な対比が進められてきた。これらの成果は、西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループにより、「西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史」(1967)として取りまとめられている。この時、花崗岩類の放射年代と広域の化石の対比とから、高田流紋岩類の時代は白亜紀後期と推定されている。

1970年代に入ると、西南日本内帯各地域の白亜紀後期-古第三紀火山岩類は内部構造や岩相・層序について更に詳細な研究が進められ、火砕岩類としての内容が一層明確となってきた。

更に1970年代の後半から1980年代の前半にかけては、西南日本内帯を中心とした“中生代酸性火成活動”又は“火山-深成作用”をテーマとした幾つかの総合研究が行われてきた。特に端山ほか(1975)は、東隣「三津」地域内の大崎下島で、白亜紀火山岩類の詳細な層序区分を初めて行った。そしてかつて久比層(吉田, 1963)と呼ばれ高田流紋岩類に含められた火砕岩類が、安山岩及びデイサイトなどの中性火山岩層を挟むことから、吉舎安山岩類に含められる可能性があることを示唆した。

河原(1978)は安芸津・仙酔ブロックに属する三原岩体の高田流紋岩類が溶結凝灰岩の間に多数の水底堆積物を挟在していることを報告している。SEKI(1978)はそれまで貫入岩類の年代から間接的に推定されてきた火山岩類を、初めてRb-Sr法による直接年代測定対象として、山口県の阿武層群から112 Maという年代を報告した。1980年代に入ると中国地方中部-西部の白亜紀-第三紀の火山岩類全体

について、各火山岩類ごとに岩石化学的研究(村上・今岡, 1980)や帯磁率を使った花崗岩類との関係が論じられるようになってきた。このうち IMAOKA and NAKASHIMA (1983) は中国地方中部及び西部地域における白亜紀-新第三紀火成岩類における帯磁率の測定を行い、本図幅地域内の呉市周辺の高田流紋岩類については、2, 3の例外を除いてはすべて帯磁率が $50 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ 以下であり、白亜紀後期の酸性火山岩類に共通のイルメナイト系列に属するものであることを明らかにした。また、村上(1984)は中国地方西部地域及び北九州地域における中生代後期-古第三紀火成岩類のうち、関門、周南、匹見及び阿武の各層群の火山岩類と、これに関連する貫入岩類について、フィッシュトラック法による年代測定を行うとともに、これらの岩石の化学組成についての考察を行った。

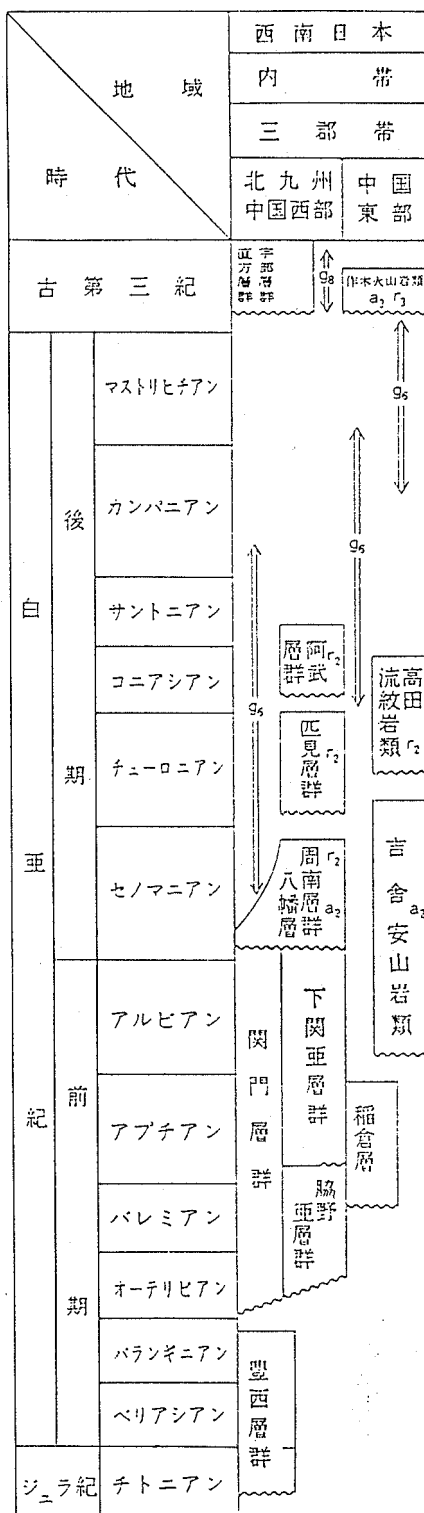
そのほかには安芸津町周辺(安芸団体研究グループ, 1983)、上蒲刈島(鈴木ほか, 1983)、福山市南方(河原, 1984)などで地域的な層序的研究が行われている。また、山田ほか(1982)は日本の中生代の地層の対比を総括している(第2表)。

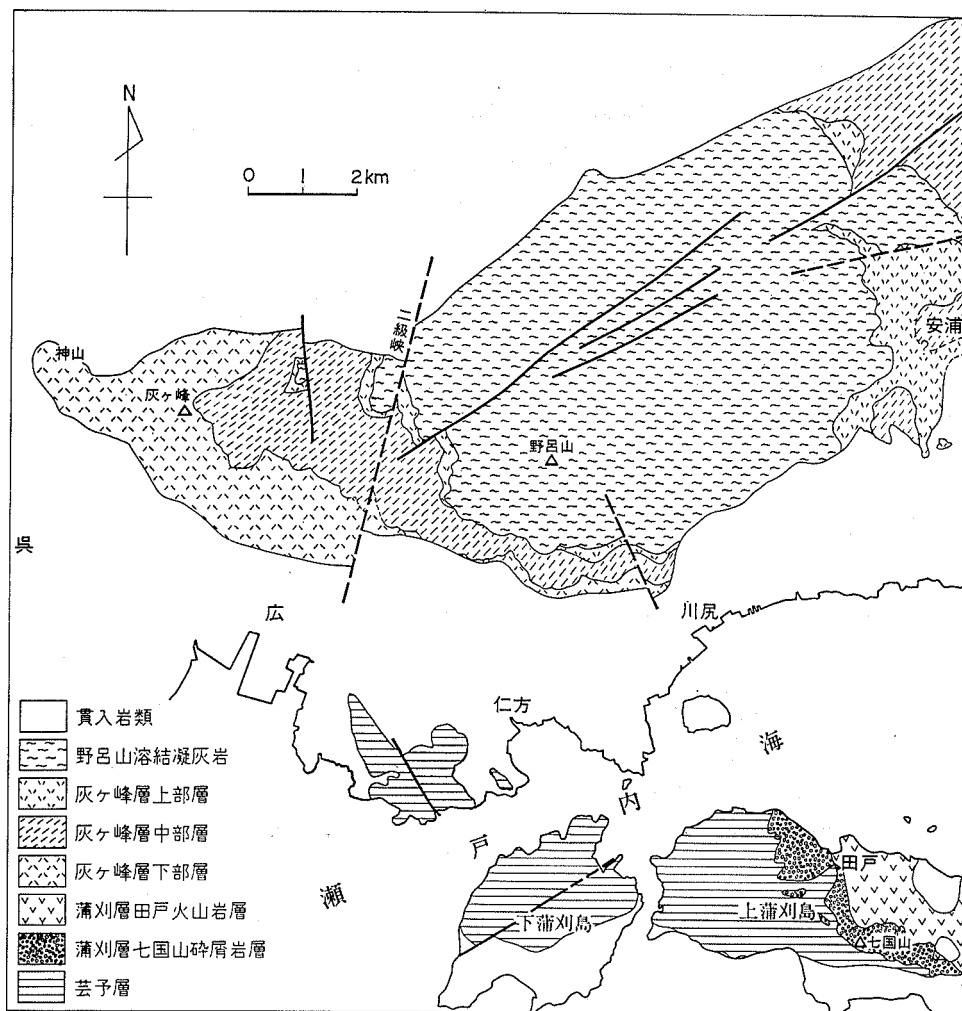
IV. 2 呉地域及び隣接地域の高田流紋岩類の概要

中国地方の白亜紀火山岩は、広島花崗岩の貫入で分断された多くの岩体から成り立っている(第9図)。これらは比較的広い花崗岩の存在で大きく3分され、それぞれ安芸津・仙酔ブロック、三段峡ブロック、高田ブロック(吉田, 1964)と呼ばれる。このうちの安芸津・仙酔ブロックは広島市以東の瀬戸内海沿岸部を占めていて、更に幾つかの岩体に分かれている。本地域は本ブロック西端の安芸津岩体(東西約35 km, 南北約35 km)

第2表 西南日本の白亜系-古第三系の対比表

山田ほか(1982)を一部改変 g: 深成岩類 (g₆: 白亜紀後期-古第三紀初期 g₃: 古第三紀) r: 流紋岩及びデイサイト (r₂: 白亜紀後期-古第三紀初期 r₁: 古第三紀) a: 安山岩及びデイサイト(玄武岩を含む) (a₂: 白亜紀後期-古第三紀初期 a₃: 古第三紀)





第21図 呉地域の高田流紋岩類

の西側部分に当たる。ここでは白亜紀火山岩類は芸予諸島の上蒲刈島と、本土側の呉市北部から川尻町 - 安浦町に至る地域とに分かれて分布している (第21図)。

吉田 (1961, 1964) は本地域の火山岩類を呉市北部の神山付近に分布する焼山層 (= 吉舎安山岩類相当) と、それ以外の地域に分布する三津口層 (= 高田流紋岩類相当) とに区分した。しかし今回の研究により、本地域内では1) 安山岩組成の火山岩はみいだされず、すべてが流紋岩 - デイサイトの火山岩から構成されること、2) 神山付近に限定された焼山層のと同じ岩相が、本地域の広範囲に分布して、三津口層の分布にかなり重複すること、の2点から上記の区分及び名称を用いないことにした。本報告では焼山層が確認されなかったので、本地域の火山岩類をすべて高田流紋岩類に一括する。本地域に分布する高田流紋岩類のうち、本土側に分布するものを、不整合で二分し、下位を灰ヶ峰層、上位を野呂山溶結凝灰岩と呼ぶ。また、上蒲刈島に分布するものについては鈴木ほか (1983) の蒲刈層の名称を踏

襲する。

蒲刈層は上蒲刈島で、先白亜系を傾斜不整合に覆う礫岩・砂岩・泥岩層と、流紋岩-デイサイトの火山岩からなる。蒲刈層は後述するように、灰ヶ峰層の下位に当たると推定できる。灰ヶ峰層は流紋岩及びデイサイトの溶結凝灰岩（一部非溶結）を主とし、局部的に凝灰質砂岩・泥岩を挟む。河原（1984）の総括した安芸津・仙酔ブロックの対比によると、本層に類似した岩相が最も広く分布し、東端の仙酔島にまで達している。野呂山溶結凝灰岩は灰ヶ峰層にアバットする流紋岩溶結結晶凝灰岩よりなる。これらの地層からは化石は見いだされていない。本地域の火山岩類はすべて白亜紀後期の広島花崗岩類に貫入されて、黒雲母や青緑色角閃石が生じ緻密なホルンフェルスになっている。また挟在する泥質岩には紅柱石が生じている。

IV. 3 蒲刈層

本層は、鈴木ほか（1983）の蒲刈累層に当たる。本層は、蒲刈町田戸周辺から大浦にかけて、芸予層を不整合に覆って分布し、宮盛周辺及び大浦ではストック状の花崗岩体（宮盛花崗岩）に貫かれている。本層は、凝灰質礫岩・砂岩・泥岩からなる七国山碎屑岩層と流紋岩-デイサイトの田戸火山岩層とに区分される（鈴木ほか，1983）。

IV. 3. 1 七国山碎屑岩層

本層は、芸予層を不整合に覆い、田戸西方から七国山をへて大浦南方にかけて分布する。露頭で観察される不整合面の走向・傾斜は、田戸付近ではN50-80°W，20-35°NE，大浦南方ではN30-35°W，25-40°NEである。しかし、地層全体の平均の走向は、田戸付近ではNW-SE，七国山-大浦南方ではE-Wで、傾斜はいずれも20°N程度である。

本層は礫岩・砂岩・泥岩の互層から構成され、いずれも凝灰質である。これらの基質には軽石片が見いだされることがある（第V図版1）。下部では凝灰質礫岩が、上部では凝灰質泥岩が優勢になる。また、凝灰質砂岩は下部にも上部にも薄く挟在する。凝灰質礫岩の基質は凝灰質砂岩で、礫は粘板岩、チャート、砂岩、流紋岩類、安山岩類などである（第3表）。礫は亜角礫-亜円礫で、大きさ1-5 cmのものが多く、時に人頭大のものもある（第22図）。凝灰質砂岩は灰白色-暗灰色で、粗粒から細粒まであり、

第3表 蒲刈層七国山碎屑岩層の凝灰質礫岩を構成する礫種

礫種	粒径 (mm)	記 載
粘板岩・砂岩	1-50	鏡下で微褶曲や <i>ptygmatic</i> な石英脈が礫の内部のみに発達する。再結晶による粘土鉱物・黒雲母が多量に生じている。
チャート	1-20	再結晶した石英（径 0.01-0.02 mm）の等粒状組織を示す。
安山岩	1-5	礫自体が小さいので斑晶は不明。長さ 0.2 mm 以下の短冊状の斜長石が流理構造を示す。斜長石の間を再結晶した黒雲母が埋めている。
流紋岩軽石	5-20	完全に押しつぶされて網を引き伸ばしたような組織を示す。斑晶はほとんど含まれない。まれに径 0.05 mm のざくろ石が認められる。
流紋岩凝灰岩	5-50	再結晶し、細粒の黒雲母・白雲母を多く生じている。
珪長岩	1-3	径 0.05-0.1 mm の石英・斜長石の粒状組織を示す。



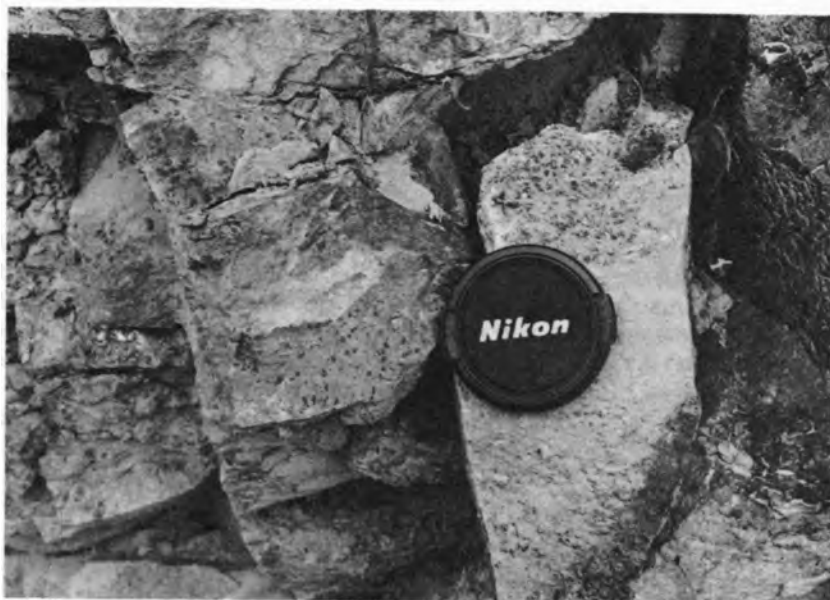
第22図 蒲刈層七国山砕屑岩層の凝灰質礫岩（蒲刈町田戸西方）。礫は粘板岩・チャート・流紋岩類・安山岩などで、亜円-亜角礫が多い



第23図 蒲刈層七国山砕屑岩層の凝灰質砂岩（蒲刈町大浦）。凝灰質礫岩を挟んでいる

しばしば流紋岩凝灰岩の細礫を含む（第23図）。凝灰質泥岩は暗灰色-黒色で、細粒均質のものとししばしば凝灰質砂岩や礫岩の薄層を挟むものがある。

本層の構成岩類は全般にホルンフェルス化を受けており、再結晶し、細粒の黒雲母を生じている。また、泥岩には点紋を生じていることが多い（第24図・第IV図版2）。その点紋は比較的粗粒の黒雲母と



第24図 蒲刈層七国山砕屑岩層の凝灰質泥岩の点紋ホルンフェルス(蒲刈町大浦)

白雲母の集合からなる。

本層の厚さは、西部の田戸付近では約 200 m、中部の七国山-宮盛断面では約 300 m、東部の大浦南方では約 50 m と見積られる。

IV. 3. 2 田戸火山岩層

本層は流紋岩-デイサイトの火山岩からなる地層で、七国山層の上に整合に重なり、田戸から大浦にかけて分布する。本層と七国山層との境界面は一般に明瞭で、普通凝灰質泥岩の上に石英・長石斑晶のはっきりした本層の岩石が重なる。境界面の走向・傾斜は、西部の田戸付近では $N60^{\circ}W, 20^{\circ}NE$ 、中・東部では $N70-80^{\circ}W, 20-30^{\circ}NE$ である。

本層を構成する火山岩類は、新鮮なものは青灰色-帯緑灰白色を呈し、風化したものは灰褐色-淡黄褐色を呈する。一般に石英と長石の斑状結晶が目立つ岩石で、本質レンズなどは認められず、肉眼的には均質塊状に見える。しかし、鏡下では、脱ガラス化及び再結晶化が進んではいるが、しばしば流理構造が認められる。また、まれには径数 mm 程度のチャート及びスレートの岩片が含まれている。しかし、肉眼的にも、鏡下でも凝灰岩が溶岩（一部は浅所貫入岩？）かの判断はできない¹⁾。斑晶鉱物は容積比で 20-40% であり、一般に斜長石が最も多く、次いで石英が多い。カリ長石は一般に少量であり、黒雲母斑晶も少ない。石基は脱ガラス化し、再結晶しており、細粒の石英・長石・黒雲母の集合体になっている。また、しばしば角閃石が生じている。石基中の黒雲母は細粒結晶の集まりとして岩石中にランダムに分布しており、本層の構成岩類全般に見られる。これは本層が全般に花崗岩類によるホルンフェルス

1) 本層によく似た岩石の産状が東隣三津図幅内の大崎下島でも観察されているが、ここでは「火砕流の堆積にひきつづいて脱ガラス化作用・結晶作用が著しく進行したため、溶結構造が失われてしまった(端山ほか、1975)」と解釈されている。

化を受けたことを示している。

本層の厚さは、本地域内では約 300 m である。

岩石記載 黒雲母デイサイト (GSJ R26598) 蒲刈町田戸南方のみかん畑上の農道 SiO₂ 68.0 wt%

斑晶：斜長石・石英・黒雲母・カリ長石・鉄鉱

石基：再結晶したガラス？・アパタイト・ジルコン

斜長石と石英は共に径 7 mm に達し、普通径 5 mm 前後のものが多い。いずれも自形のものと同破片状のものがある。斜長石はほとんど累帯構造を示さない。径 0.5 mm 位の斜長石が 10 個位集まって集斑状 (径 2-5 mm) になることがある。石英には外側から虫食い状の湾入の認められることがある。黒雲母は径 0.2-3 mm の板状結晶で、大部分は変質している。カリ長石はまれに径 0.3 mm 位の自形結晶が含まれる。鉄鉱は径 0.1-3 mm の六角形または板状自形を示す。石基部分には熱変成作用によって細かい黒雲母・長石・石英が生じているが、その量比は薄片中の部分によって大きく変化し、なかには著しく黒雲母に富む部分もある。したがってもとの火山岩の石基中の結晶としてはジルコン・アパタイト (長さ 0.01 mm 以下) 以外は確認できない。鏡下の観察では火砕岩の証拠は見いだされず、溶岩の可能性が大きい。

IV. 4 灰ヶ峰層 (新称)

呉市街地の北に聳える灰ヶ峰から二級峽にかけて模式的な層序が観察される。主な分布は呉市神山から二級峽までにあり、一部が仁片北方から川尻町にまで伸びている。また、本地域東部の安浦町内海から女子畑に至る地域にも同じ岩相の火山岩類が分布しているので、これらも灰ヶ峰層に一括する (以下

第4表 呉地域の火山岩類に含まれる石質岩片

	母 岩	岩片の大きさ (mm)	岩 石 名	記 載
野呂山溶結 凝灰岩	流紋岩溶結結晶凝灰岩	3	安 山 岩	斑晶：0.2 mm 前後の斜長石・輝石？ (熱変成で黒雲母化)、石基：短冊状の斜長石 (0.01 mm 前後)
灰ヶ峰層	(上部層) デイサイト溶結凝灰岩	30	安 山 岩	斑晶：斜長石 (1-5 mm)・角閃石 (柱状 1×4 mm)・単斜輝石 (1-2 mm)、石基：短冊状の斜長石 (0.1 mm 前後) 第Ⅶ図版 2。 淡紅色で内部は虫食い状に溶食されて、斜長石・斜方輝石を生じている。外形に沿って 0.3-0.4 mm 幅の斜長石・黒雲母・鉄鉱・針状の輝石様鉱物がコロナ状に取り囲んでいる。
		5	ざくろ石 (結晶)	
	(中部層) 流紋岩溶結ガラス質凝灰岩	1-2	珪 長 岩	0.2 mm 以下の斜長石・石英・カリ長石の等粒状組織を示す。 流紋岩質で、ほとんど結晶を含まない。
		1-5	溶 結 凝 灰 岩	
(下部層) デイサイト溶結凝灰岩	1-10	粘 板 岩	再結晶して微細な黒雲母を生じている。第Ⅶ図版 1。 半自形-自形の斜長石 (1-3 mm) の間を少量の石英・鉄鉱と変質した有色鉱物が埋めている。 珪質片岩？	
	6	石 英 閃 緑 岩		
		2-4	変 成 岩 ？	
蒲 刈 層	(田戸火山岩層) 流紋岩-デイサイト	1±	チ ャ ー ト	再結晶して細粒石英の等粒状集合体になっている。

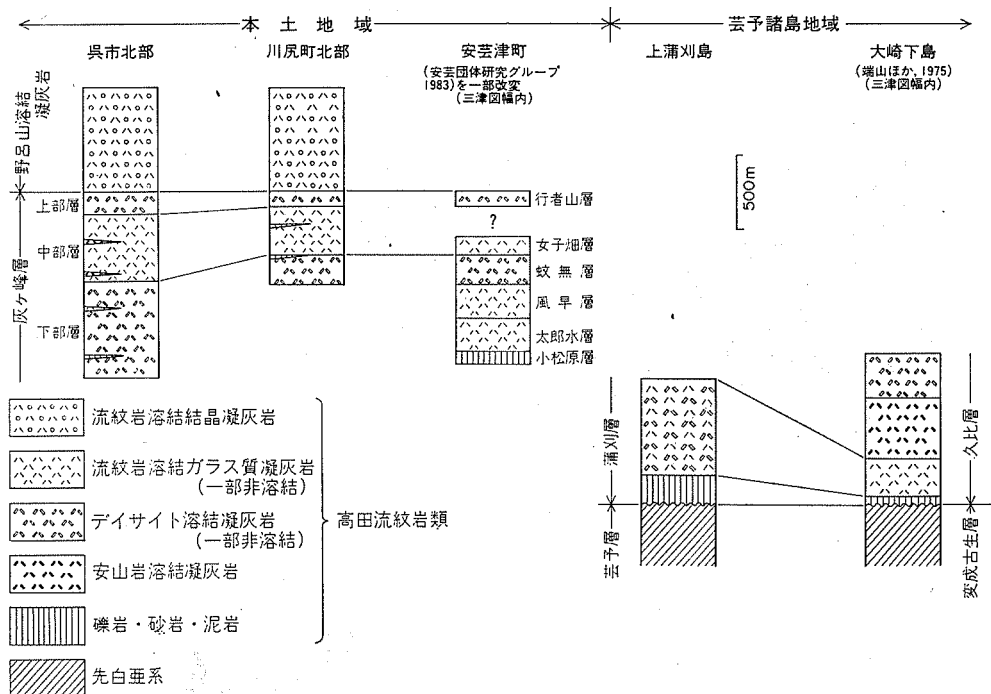
の記述では前者を灰ヶ峰地域、後者を安浦地域と呼ぶ。層厚は下限が不明ながら灰ヶ峰地域で1000 m以上に達する。

本層と下位の地層との層序学的な関係は、呉地域内では周囲を花崗岩に貫入されているために、分かっていない。しかしながら本層中に含まれる石質岩片の種類（第4表、第VII図版）から、本層の下位には粘板岩・石英閃緑岩・珪長岩・安山岩・流紋岩溶結凝灰岩の存在が推定できる。

ところで、端山ほか（1975）は東隣の三津地域内の大崎下島に分布する白亜紀火山岩類の久比層を下位から、基底礫岩層・流紋岩質凝灰岩層・安山岩質溶結凝灰岩層及びデイサイト質溶結凝灰岩層の4層に区分している。この最上位のデイサイト質溶結凝灰岩層は灰ヶ峰層のものと岩相が良く似ているので対比できよう。したがってその下位の安山岩質溶結凝灰岩層に相当する安山岩が灰ヶ峰層に岩片として含まれているものかもしれない。一方大崎下島の久比層の下部2層はいずれも本地域内の蒲刈層に対比されている（鈴木ほか、1983）ので、本報告では上述の推定に従って対比し（第25図）、灰ヶ峰層を蒲刈層の上位におく²⁾。

安浦地域の灰ヶ峰層は三津地域内の安芸津町付近の蚊無層及び女子畑層（安芸団体研究グループ、1983）に対比される。

本層は主としてデイサイト溶結凝灰岩と流紋岩溶結ガラス質凝灰岩とからなり、まれに厚さ50 m以下の凝灰質砂岩・泥岩層及び火山礫凝灰岩層を挟む。灰ヶ峰地域では岩相から、本層を下部層（600 m+）、中部層（300-450 m）、上部層（100-150 m）の3つに細分する。



第25図 呉地域及び周辺地域の高田流紋岩類の柱状図

2) この層序関係は河原（1984）の示した対比に似ているが、灰ヶ峰地域には安山岩層は存在しない。

下部層の主岩相は暗灰色-暗灰緑色を呈するデイサイト溶結凝灰岩（一部非溶結）で、濃緑色の本質レンズを特徴的に包有する。結晶の量は場所によって大きく変化（30-70 容量%）する。本質レンズは下部の神山付近では小さく（厚さ 3 mm 以下、長さ 1-2 cm）、数も少なくて目立たないが、それ以外の部分では大きく（厚さ 1-3 cm、径 2-7 cm）、数も多いので、葉理構造が顕著に現れて、その面の測定が可能になる。本質レンズ中の結晶量は基質の部分に比べて少ない。異質岩片は全体の 1% 以下で、大きさも 1 cm 以下のものが大部分を占める。下部層のデイサイト溶結凝灰岩は、厚さ 50 m 以下の凝灰質砂岩・泥岩層を挟むので、火山活動間には何回かの時間間隙があったと考えられる。しかし、それらの分布は局部的であり、かつそれらの上下の主岩相を識別することができないので、ここでは 1 つの層として記述する。また本層の中部から上部にかけて薄い流紋岩溶結ガラス質凝灰岩を挟むことがある。

灰ヶ峰層の中部層には主に流紋岩溶結ガラス質凝灰岩からなり、一部に非溶結部を挟む。結晶量は 5-40 容量%と一様ではないが、20% 以下のものが多い（第 VI 図版 1）。一般に灰-暗灰色を呈し、多少風化した部分ではやや白濁した灰色の本質レンズを認めることができる。中部層中の本質レンズはデイサイト溶結凝灰岩層のものや、野呂山溶結凝灰岩中のものに比較すると、際立って薄く伸びた形を示し、長さ 1-7 cm に対して、厚さはわずかに 0.1-1 cm 位でしかない（第 26 図）。中部中層にも厚さ 50 m 以下のデイサイト溶結凝灰岩や凝灰質砂岩・泥岩、あるいは火山礫凝灰岩（第 27 図）の薄層が挟在する。

灰ヶ峰層の上部層はデイサイト溶結凝灰岩からなる。上部層の岩相は暗灰色-暗灰緑色を呈し、濃緑色の本質レンズを含むデイサイト溶結凝灰岩で、肉眼的にも鏡下の特徴も下部層の主岩相とほぼ同じで



第 26 図 灰ヶ峰層中部層の流紋岩溶結ガラス質凝灰岩中の本質レンズ（二級映白糸の滝）



第 27 図 灰ヶ峰中部層に挟在する火山礫凝灰岩（二級映西方、転石）

ある。上部層には凝灰質砂岩・泥岩や流紋岩溶結ガラス質凝灰岩などは発見されていない。

本図幅東部地域に離れて分布している安浦地域の灰ヶ峰層は、中部層と上部層のみからなり、下部層は分布していない。安浦地域の中部層の主岩相は流紋岩溶結ガラス質凝灰岩で、全体に暗灰色-黒色、ときには赤紫色を呈し、灰色-紫灰色の本質レンズを含む。本質レンズの大きさは長さ1-7 cm、厚さ0.1-1 cm程度で灰ヶ峰地域とほぼ同じであるが、量はやや多い。結晶量はほぼ5-40容量%である。しかし、灰ヶ峰地域とは異なり30%を超えるものも少なくない。白色長石が肉眼でもよく目立つ。一部に厚さ50 m程度の薄いデイサイト溶結凝灰岩及び凝灰質砂岩・泥岩層を挟む。

安浦地域の灰ヶ峰層の上部層の岩相も暗灰色-暗灰緑色を呈し、濃緑色の本質レンズを含むデイサイト溶結凝灰岩で灰ヶ峰地域のものとほぼ同じである。また、他の岩相の挟みもない。

岩石記載 デイサイト溶結凝灰岩 (GSJ R26522) 呉市惣付町神山採石場 (下部層の下部)

結晶 (再結晶鉱物を除く。以下すべての記載も同様): 斜長石・石英・角閃石・カリ長石・単斜輝石・黒雲母・斜方輝石?・鉄鉱・アパタイト・ジルコン

本質レンズ内と基質中の鉱物構成は同じであるが、その量は本質レンズ内では基質中(60-70%)よりもやや少ない。斜長石・石英・角閃石及びカリ長石は径0.2-3.5 mmで大部分自形を示すが、一部破片状の結晶もある。斜長石には累帯構造が発達し、単斜輝石の小結晶を包有することがある。角閃石は緑褐色(Z軸方向、以下=Zと記述)を示し、基質内に再結晶で生じた結晶(径0.05 mm±)の青緑色(=Z)とは明らかに異なる。黒雲母(径0.1-1 mm)はオパサイト化している。輝石類のうち単斜輝石はまれに径1 mm以下の結晶が新鮮なまま残っているが、斜方輝石は長さ2 mm位の柱状自形の仮像として認められる。

基質: 熱変成作用によって生じた、径0.01 mm以下の長石・石英・角閃石からなりモザイク組織を示している。微細な有色鉱物の集合した、長さ0.3-1 mm位のレンズ状-アメーバー状の部分が基質の中に散在する。

岩片: まれに粘板岩が含まれる。原岩の層理面に沿って微細な黒雲母が生じている(第VII図版1)。

デイサイト溶結凝灰岩 (GSJ R26561) 呉市灰ヶ峰山頂北西 (下部層の上部) SiO₂ 68.7 wt%

結晶: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・輝石?・鉄鉱・アパタイト・ジルコン

本質レンズ内と基質中とは同じ鉱物構成で、レンズ内の方が結晶粒径は大きい(径8 mm)が、量(約30%)は少ない。斜長石・石英・カリ長石は径0.1-4 mmで多くは破片状を示すが、自形を示すこともある。石英には外から湾入状に基質が入り込んでいるものがある。黒雲母は暗褐色(=Y≒Z)の一般に湾曲した板状結晶で径1 mm未満のものが多く、本質レンズ中の黒雲母は径2 mmに達することがある。輝石は長さ1 mm位の柱状自形の外形を示す仮像で、内部は微細な緑褐色(=Y≒Z)の黒雲母と青緑色の(=Z)の角閃石の集合体になっている。このほかに(径0.5 mm位の)斜長石と輝石とが、径2 mm位の集斑状をなすものが含まれる。

基質: 鏡下ではガラス片の形状がよく残っており、再結晶鉱物は識別できない程細粒である。しかし、幅0.01 mm位の青緑色(=Z)角閃石の微細な脈が結晶と基質をともに貫いていることから、熱変成作用が認められる。本質レンズには外形を縁取るように微細な有色鉱物が生じている。

流紋岩溶結ガラス質凝灰岩 (GSJ R26537) 川尻町さざなみスカイライン (中部層) SiO₂ 76.7%

結晶: 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・鉄鉱・ジルコン

本質レンズ内と基質中の鉱物構成は同じで、主に石英・カリ長石・斜長石からなる。いずれも径2 mm以下の自形及び破片状を示すが、径1 mmを超えるものは、ほとんど自形である。本質レンズ中の石英はしばしば外から虫食い状に大きく湾入しているものがある。黒雲母は径0.5 mm以下の板状の外形を示す。結晶内部はほとんどオパサイト化している。鉄鉱は径0.1 mm位で、まれにジルコンを包有する。結晶

量は約 30 容量%である。

基質：ガラス片の溶結した構造を良く残している。接触変成作用による再結晶はほとんど認められない。本質レンズの周縁部には、アキシオライトが認められる。

岩片：まれに流紋岩溶結ガラス質凝灰岩の径 2 mm 以下の破片を含むことがある。これにはほとんど結晶が含まれていない。

デイサイト溶結凝灰岩 (GSJ R26552) 川尻町さざなみスカイライン (上部層) SiO_2 68.5%

結晶：斜長石・石英・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・角閃石・カリ長石・アパタイト・ジルコン・褐れん石

本質レンズ内の結晶は基質中のものと同じ鉱物構成を持つ。石英・長石・輝石・角閃石の結晶には自形を示すものと破片状のものがある。斜長石は径 0.1-3 mm で累帯構造が著しい。まれに単斜輝石の小結晶を包有することがある。石英は径 0.2-4 mm で、外側から虫食い状に湾入している形を示すことがある。斜方輝石は長さ 0.5-1 mm の長柱状で、単斜輝石は長さ 0.5 mm 位の短柱状の外形を示し、いずれも鉄鉱・アパタイトの小結晶を包有する。輝石結晶の内部はいずれも大部分が変質して、淡色繊維状の角閃石の集合体となり、新鮮な部分はまれである。鉄鉱は径 0.1-0.5 mm の六角形または板状の自形を示す。角閃石は径 0.5 mm の緑色 (=Z) の結晶がまれに含まれる。このほか、5-20 個の斜長石が径 0.5-3 mm の集斑状になっている。これは本質レンズ内のみでなく、基質中にも認められる。結晶量は 50 容量%位である。

基質：基質は著しく再結晶が進み、径 0.01 mm 以下の長石・石英・青緑色 (=Z) 角閃石及び鉄鉱のモザイク組織を示す。

斑状結晶としての輝石には、その外縁に沿って幅 0.01 mm 位の微細な青緑色 (=Z) 角閃石と緑色 (=Y ≡ Z) 黒雲母が生じている。一方、すぐその外側の基質部分の 0.02 mm 位の範囲は、再結晶鉱物のうちの角閃石と鉄鉱とが欠けて、長石と石英のみのモザイク組織になっている。

砂質泥岩の紅柱石ホルンフェルス (GSJ R26621) 呉市郷原町大積山北西 (下部層に挟在する凝灰質砂岩・泥岩層)

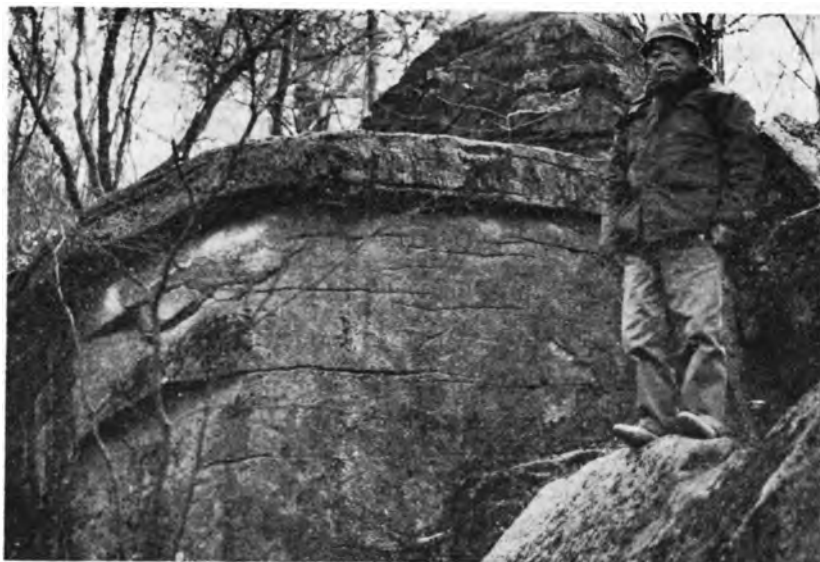
碎屑粒子：石英・斜長石 (以上径 0.2-2 mm)、ジルコン (長さ 0.02 mm)

再結晶鉱物：白雲母・黒雲母 (Y ≡ Z 緑褐色)・石英・長石 (以上径 0.05 mm 位)、紅柱石 (径 1 mm、長さ 5-7 mm の菱形柱状結晶、第 V 図版 2)

IV. 5 野呂山溶結凝灰岩 (新称)

本岩の模式的な岩相は川尻町からその北方の野呂山に至るさざなみスカイラインに沿って観察される。分布は二級峽から東北東に約 10 km、北北西-南南東方向に約 6 km 大略長方形にほぼまとまるが、一部は二級峽よりも西の地域にも小範囲に露出している。下位の灰ヶ峰層との直接の関係は観察されない。第 29 図に示すように、野呂山溶結凝灰岩と灰ヶ峰層の分布及び内部構造はほぼ平行しているので全体として整合に覆うように見えるが、部分的には灰ヶ峰層の上部層を欠き、中部層の上に直接アパットしていると推定される。本地域内には本岩の上位に重なる地層は存在していない。したがって、本岩の上限は不明であるが、層厚は推定 700 m 以上に及ぶ。

本岩は長石・石英の結晶が目立つ、明灰色の流紋岩溶結凝灰岩で、厚さ 1-3 cm、径 2-5 cm の灰色の本質レンズを特徴的に含む。露頭で見られる本質レンズの数は少なく、またあまり強く扁平化していない。このために、溶結による葉理面ははっきりしないことが多い。本質レンズ中の結晶は基質部分 (50-60 容量%) よりも数は少ないが、粒径は大きく、径 8 mm に達するものがある。異質岩片はほ



第28図 野呂山溶結晶凝灰岩の流紋岩結晶凝灰岩に発達する水平に近い節理系(野呂山"小重岩")

とんど含まれていないが、まれに安山岩の小片が見いだされることがある(第4表)。本岩は間に砂岩や泥岩または組成の異なるデイサイトなどの火砕岩層を全く挟まない点で、灰ヶ峰層とは対照的である。岩相変化は顕著ではないが、基底部の100 mほどは有色鉱物が多く、やや暗灰色の岩相を示し、上部の100 mほどは反対に有色鉱物に乏しい岩相が分布しているが、この変化は漸移的である。

岩石記載 流紋岩溶結晶凝灰岩(GSJ R26555)川尻町さざなみスカイライン(中部の岩相) SiO_2 74.5%

結晶: 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石・褐れん石・ジルコン・アパタイト

石英・カリ長石・斜長石が結晶の大部分を占める。これらはいずれも径0.2-4 mmの自形または破片状を示す。石英には基質が滲入しているものがある。カリ長石にはパーサイトが、斜長石には累帯構造が認められる。黒雲母(= Y ≒ Z: 赤褐色)は径0.5-1.5 mmで一般に折れ曲がっている。角閃石は長さ0.3-0.5 cmの短柱状自形で緑色-緑褐色(= Z)を示す。黒雲母と角閃石は径0.05-0.1 mmの鉄鉱結晶を包有することがある。この鉄鉱は基質中に単独で存在することはない。結晶は約50容量%含まれる。

基質: 再結晶が著しく進み、もともとのガラス片は再結晶鉱物の並びから、わずかに溶結構造が認められる。石英・長石・黒雲母(Y ≒ Z: 緑色)・角閃石(Z: 青緑色)の径0.03 mm位のモザイク組織を示す。

流紋岩溶結晶凝灰岩(GSJ R26588)安浦町藤木(下部の岩相) SiO_2 72.3%

結晶: 石英・斜長石・カリ長石・斜方輝石・黒雲母・角閃石・かんらん石・単斜輝石・鉄鉱・褐れん石・ジルコン・アパタイト

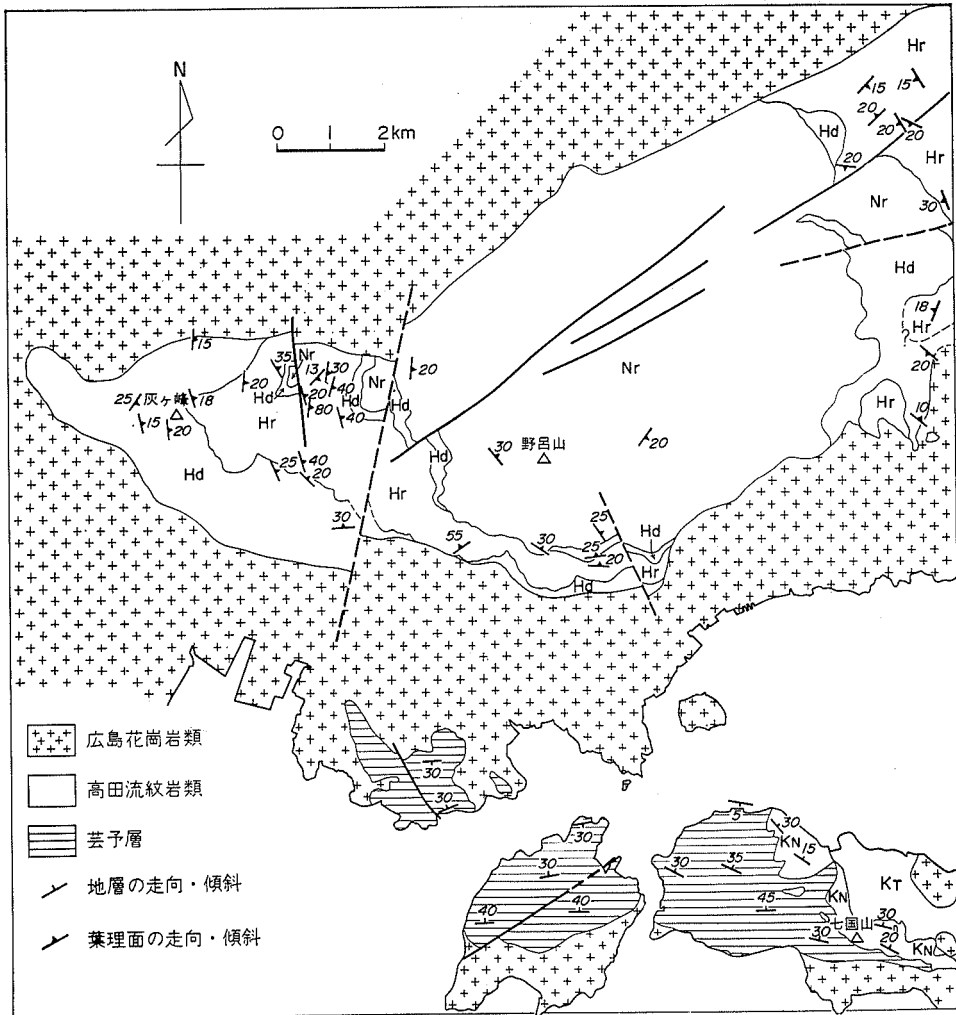
本質レンズ内の結晶と基質中の結晶の鉱物構成は同じである。石英・斜長石・カリ長石は径0.2-5mmで自形及び破片状を示すが、径粒の大きな結晶は一般に自形である。石英の外形の一部には基質が滲入するものがある。斜長石には累帯構造が認められ、斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱を包有することがある。斜方輝石は長さ3 mmに達する柱状自形を示し、単斜輝石や角閃石(Z: 緑褐色)がc軸を平行に斜方輝石の外側に成長することがある。黒雲母(Y ≒ Z: 赤褐色)は径0.3-1.5 mmで一般に強く折れ曲がっている。角閃石(Z: 緑褐色)は長さ0.3-1.2 mmの柱状自形または破片状を示す。角閃石は内部に黒雲母の

小結晶を包有することがある。かんらん石は径0.3-1.2 mmの自形結晶で、褐れん石・ジルコン・アパタイト・黒雲母を包有するが、外側に反応縁は認められない。かんらん石の多くは表面から鉄鉱と粘土鉱物に変質しているが、新鮮な部分も残っている。単斜輝石の多くは斜長石・斜方輝石・板状の鉄鉱物とともに集斑状(径1-3 mm)をなすか、斜長石名に包有されたり、あるいは斜方輝石の周縁部に生じ、自形結晶が単独で存在することはまれである。結晶は約60容量%含む(第IV図版2)。

基質: 径0.01 mm未満の長石・石英・黒雲母のモザイク組織になっている。斑状の有色鉱物の結晶を取り囲んで幅0.1 mm位の繊細な黒雲母の縁が形成され、更にその外側部には幅0.1-0.3 mmの有色鉱物を生じない基質が取り巻いている。

IV. 6 地質構造

本地域の高田流紋岩類は広島花崗岩類の貫入で、本土側の灰ヶ峰-安浦地域と、上蒲刈島とに分かれて分布しているので、それぞれを別に記述する。



第29図 呉地域の高田流紋岩類の地質構造図

灰ヶ峰-安浦地域では、溶結凝灰岩の本質レンズが作る葉理面が、全体として分布域の中心に向かって傾斜している（第29図）。したがってこの地域の高田流紋岩類の内部構造は大局的には岩体の伸びの方向に長軸を持つ舟底形をしていると推定できる。少し細かく見ると、東部地域にはこの長軸を横切る方向に軸を持つ波長1-2 kmほどの小さなうねりがある。しかしこの地域では高田流紋岩類の基盤が露出していないので、上記の2つの構造が、堆積時に既に起伏を持って存在していたのか、広島花崗岩類の貫入に伴う変形かは不明である。高田流紋岩類と広島花崗岩類とはおおむねルーフ接触の関係にある。両者の境界面は大局的には盆状構造をなしており、高田流紋岩類の内部構造はこの境界面に平行しているとみなせる。恐らく、広島花崗岩類（主に呉花崗岩）の貫入・固結時に盆状にたわむように変形した可能性がある。

上蒲刈島では、上位の田戸火山岩層自体は塊状でその内部構造は分からないが、下位の七国山碎屑岩層に整合に重なるとみなすことにより、七国山碎屑岩層の走向・傾斜で全体を代表させる。ここでは基盤の芸予層を不整合に覆い、E-WないしWNW-ESEの走向で、北に15-30度傾いている。

断層は広島花崗岩類及び岩脈類の貫入後に活動して、これらを変位させている。主な断層は二級峡付近をNNE-SSW方向に走るものと、土山付近をN-Sに走るものがあって、いずれも西側のブロックが落ちた階段状をなす。高田流紋岩類の分布のずれから、落差は前者で約200 m、後者で約150 mと推定している。勸農坂付近を通るものは第四系の部分で記述する。

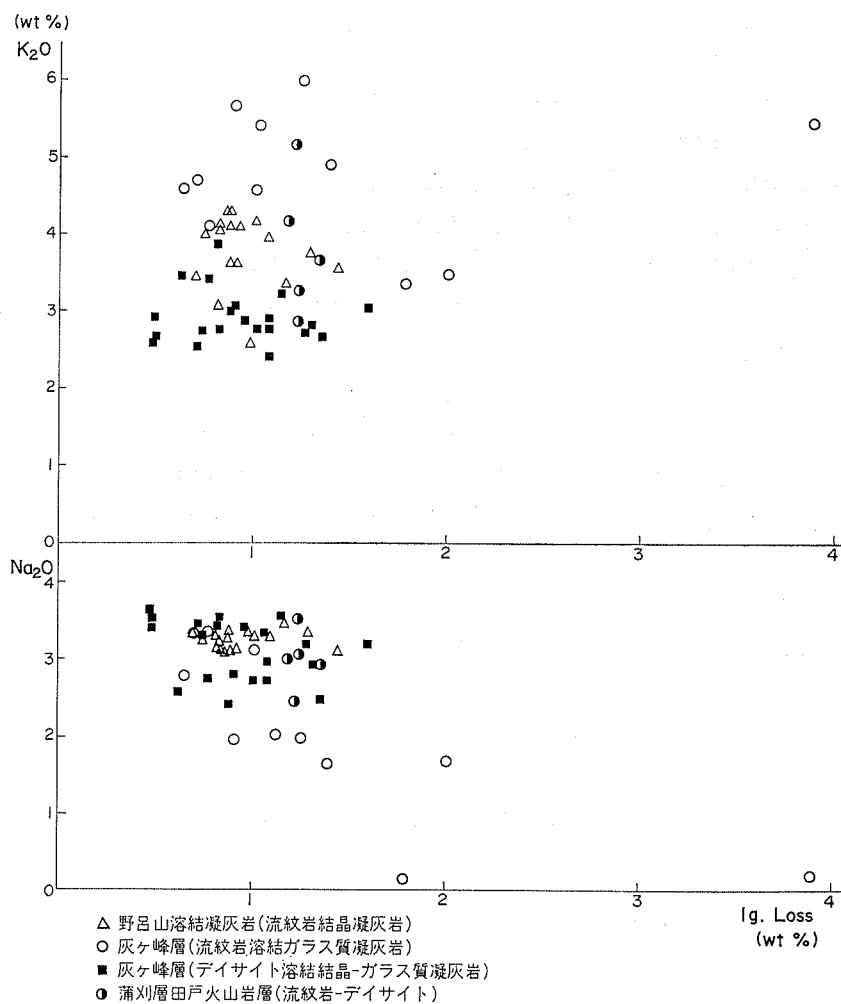
IV. 7 高田流紋岩類の化学組成

呉地域の高田流紋岩類の54試料を蛍光X線ガラス円板法（服部，1971；大森・大森，1976）によって10成分の全岩分析を行った。今回は本質レンズを特に分離していないが、異質岩片を含むものは避け

第5表 呉地域の高田流紋岩類の平均化学組成（無水）及び標準偏差

Fe₂O₃* : 全鉄をFe₂O₃に換算した値

地層区分	灰ヶ峰層					野呂山 溶結凝灰岩
	蒲刈層 田戸火山岩層	下部層	中部層		上部層	
			主岩相(流紋岩)	デイサイトのみ		
測定個数	5	11	9	1	9	17
SiO ₂	70.74±2.44	67.37±1.51	75.69±1.44	69.15	68.39±0.70	73.19±1.46
TiO ₂	0.37±0.12	0.59±0.11	0.15±0.10	0.63	0.43±0.08	0.21±0.06
Al ₂ O ₃	14.88±0.93	15.36±0.31	13.59±1.07	15.80	15.41±0.18	13.77±0.55
Fe ₂ O ₃ *	3.06±0.80	4.76±0.81	1.57±0.69	3.96	4.50±0.26	2.43±0.63
MnO	0.05±0.01	0.08±0.02	0.02±0.01	0.08	0.08±0.01	0.04±0.01
MgO	0.54±0.33	1.19±0.39	0.15±0.11	0.38	0.65±0.08	0.29±0.14
CaO	2.81±0.87	4.17±0.45	0.83±0.55	2.91	3.79±0.30	2.25±0.57
Na ₂ O	2.98±0.37	2.93±0.36	2.41±0.72	3.52	3.43±0.09	3.22±0.10
K ₂ O	3.81±0.89	2.91±0.37	4.83±0.78	3.22	2.71±0.12	3.75±0.47
P ₂ O ₅	0.07±0.02	0.11±0.02	0.01±0.00	0.09	0.08±0.01	0.04±0.02
合計	99.31	99.47	99.25	99.52	99.47	99.19
ノルムコランダム	0.91	0.07	2.91	1.45	0.14	0.42

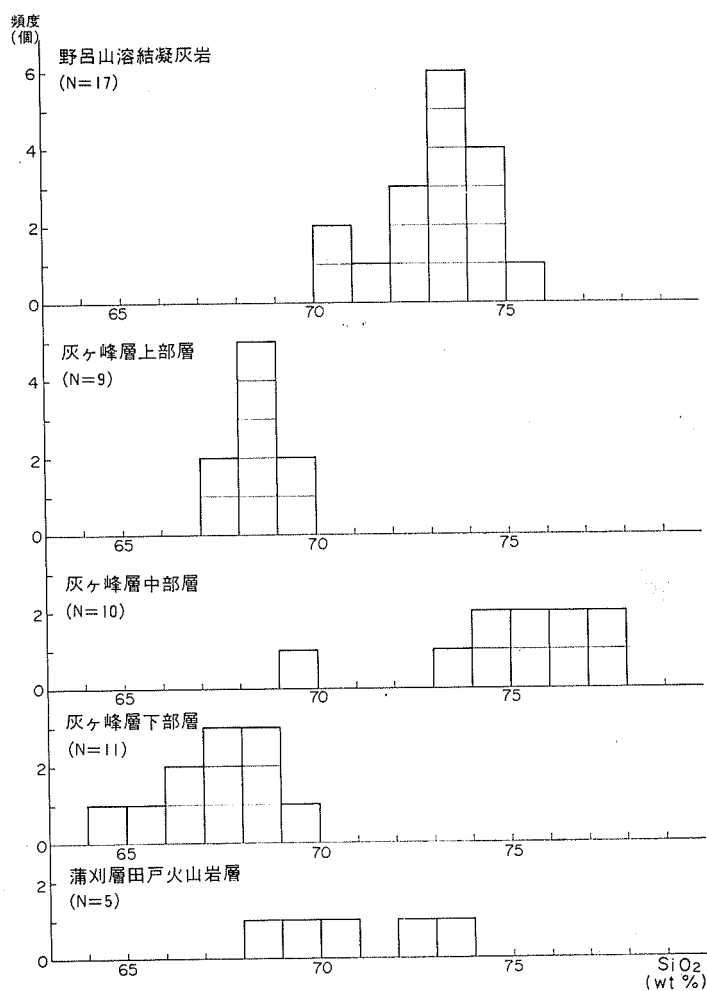


第30図 高田流紋岩類の Na_2O 、 K_2O -灼熱減量図

た。

まず灼熱減量 (Ig. Loss) とアルカリの関係 (第30図) を見る。今回の試料は炭酸塩鉱物及び硫化物を生じていないので灼熱減量は水分と考える。今回分析した54試料のうち水分が1%未満のものは28試料、1-1.5%のものは23試料、1.5%を超えるものは3試料であった。第30図には流紋岩溶結ガラス質凝灰岩 (灰ヶ峰層) に、水分に富み著しく Na_2O に乏しい2試料が認められる。これらは肉眼的にも、顕微鏡下でも特別な変質は認められないが、含水量の多いガラス質岩石は2次的に組成が変動することが知られている (例えば ARAMAKI and LIPMAN, 1965) ので、以降はこれらを除く52試料について、本地域の高田流紋岩類の化学的な特徴を述べる。

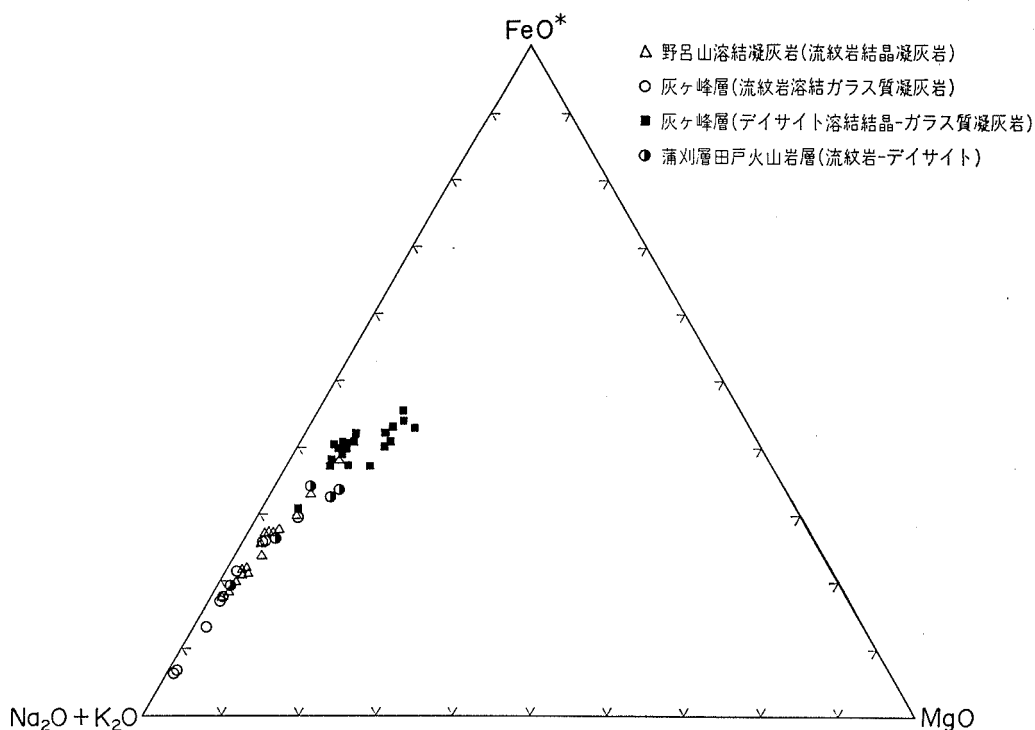
第5表に地層区分ごとの平均値である10成分の無水重量百分率±標準偏差を示す。なお記載中の岩質は本分析による。また、流紋岩とデイサイトの境界を $SiO_2 = 70\%$ とした。



第31図 高田流紋岩類の SiO_2 頻度分布図

本地域の高田流紋岩類の化学組成上の特徴は、 SiO_2 が酸性の部分 (SiO_2 : 64.6–77.7 wt%) に集中して、全く中性岩が出現しない (第31図)。 K_2O 、 Al_2O_3 に比較的富み、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ は0.8–2.3で、またいずれもノルムコランダムが算出される。これらの特徴を周辺地域の白亜紀–古第三紀火山岩類と比較すると、匹見層群の火山岩の組成 (村上・今岡, 1980) に類似することが分かる。

個々の層についてみると、最下位の蒲刈層は本土側の火山岩に比べて組成のバラつきが大きい、デイサイトから流紋岩の範囲 (SiO_2 : 68.0–72.5 wt%) にある。灰ヶ峰層は大きくみると下位から、デイサイト (SiO_2 : 64.6–69.7 wt%) →流紋岩 (SiO_2 : 73.8–77.7 wt%) →デイサイト (SiO_2 : 67.4–69.5 wt%) という組成変化を示す (中部層のうちのデイサイト組成のものはデイサイト溶結凝灰岩の薄い挟み)。野呂山溶結凝灰岩は流紋岩 (SiO_2 : 70.2–75.5 wt%) の組成を示すが、灰ヶ峰層中部層のガラス質溶結凝灰岩に比べると幾分デイサイト側に寄っている。第32図に本地域の高田流紋岩類のAFM図を示す。



第32図 高田流紋岩類のAFM図. FeO*は全鉄をFeOに換算

IV. 8 高田流紋岩類の対比と年代に関する考察

本地域の高田流紋岩類は化石による時代考証が行われていない。これは化石が未発見であるためと、広島花崗岩類の貫入を受けて熱変成しているからである。また同じ理由で、放射年代測定も行われていない。ここでは火山岩類の岩相・岩石化学的特徴をベースとして、広島花崗岩類の放射年代を加味して、間接的に高田流紋岩類の形成年代を推定してみる。

高田流紋岩類は火山活動の面から、中国地方中-西部における阿武層群及び匹見層群に対比されている(第2表)。

岩相の面では本地域の高田流紋岩類のうち、デイサイト・流紋岩の火砕岩に湖成堆積物を多く挟む灰ヶ峰層が匹見層群に類似し、化学組成の類似性及び帯磁率の低さから対比が可能である。しかし灰ヶ峰層の上位の野呂山溶結凝灰岩は流紋岩質でありながら、かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・角閃石・黒雲母の有色鉱物を含んでおり、他地域には知られていない特徴を持っている。

放射年代の面では野呂山溶結凝灰岩の上限は、これに貫入する広島花崗岩類の 85 ± 5 Ma である。下限についてみると、本地域内では蒲刈層が三疊-ジュラ系とみられる芸予層を不整合に覆っていることが分かっているだけである。他地域では、島根県西部の匹見層群がフィッシュトラック法で 87 Ma、また山口県東部の阿武層群が 85-92 Ma (村上ほか, 1983)、島根県中部の邑智層群(匹見層群の東方延

長とされる³⁾)が同じくフィッシュトラック法で92Ma (MATSUDA, 1982), また岡山県北西部の三國山流紋岩類が, Rb-Sr 全岩アイソクロン法で101 Ma (SEKI, 1981) という値が知られている. これらは高田流紋岩類及びその相当火山岩類の年代が, 後期白亜紀の前半という点では一致している. しかし, これらの放射年代値の差が, 層序的な上下関係に結びつくのか, 諸地質現象における解釈上の問題かは, 結論づけられてる段階には至っていない.

V. 広島花崗岩類

V. 1 概要

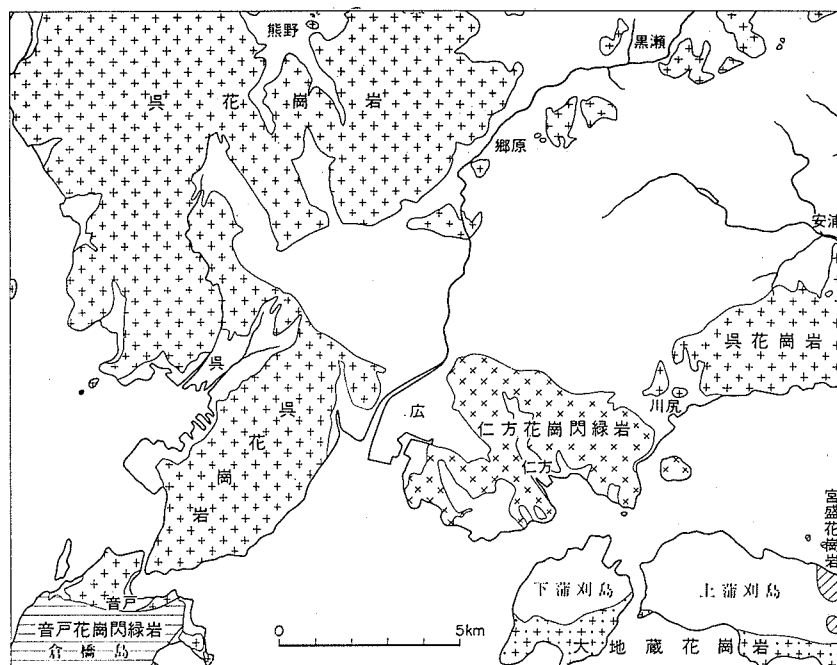
本図幅地域は, 西南日本の深成岩類の帯状配列 (村上, 1979) から見れば, 山陽帯の南端部, すなわち, 領家帯近くの山陽帯に位置し, 本地域の半分以上は広島花崗岩類によって占められている.

本岩類については, 神津・中村 (1911) によって初めて報告され, 20 万分の1 地質図「広島」にその分布が示されるとともに岩相記載がなされた. 本土側及び倉橋島の岩体については, 吉田 (1961, 1962) の報告がある. また, 上蒲刈島のものについては鈴木ほか (1983) が簡単な記載を行った. その他, 本地域を含めた山陽帯の花崗岩類についての総括的報告としては, 木野崎 (1953), KOJIMA (1954), 小島・吉田 (1957), 小島ほか (1959), 小島 (1964) などがある.

木野崎 (1952) は, 鉱床学的立場から領家帯以北に分布する花崗岩類を大きく2つに区分し, そのうち山陽地方に広く分布する黒雲母花崗岩類を主とする岩体を広島型花崗岩区の花崗岩類或いは広島型花崗岩と呼んだ. そして, 岩相は比較的均質で, 多くは肉色長石を含み, 時として晶洞に富んでいることをその特徴の一つとして挙げた. KOJIMA (1954) は, 広島花崗岩類は均質塊状の粗粒の黒雲母花崗岩で, その熱変成帯の幅は500 m に及ぶこと, その貫入は中国地方の後期白亜紀の緩やかな撓曲に関連していることなどを指摘した. 小島・吉田 (1957), 小島ほか (1959), 吉田 (1961, 1962) は, 山陽帯の花崗岩類を広島花崗岩複合体と呼び, 同岩体が広島市周辺一帯から山陽地方を東方に延び, 岡山市東方まで追跡される一大底盤体で, 主岩相は粗粒黒雲母花崗岩 (時に角閃石を含む) であるが, 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩相もまれでないこと, 貫入型式は壁岩層に対して比較的急傾斜で接する側面接触の場合と, 接触面が水平に近いルーフ接触の場合とがあり, 側面接触は底盤体の北縁で見られ, 普通細粒相を作らず, 熱変成帯の幅は500 m 前後であること, 一方, 底盤体の内部ではルーフ接触が普通で, 接触帯には一般に厚さ100-400 m の細粒相を作り, 細粒相にはマイロナイト細脈が良く発達し, しかもそれらは鏡下で熱変成再結晶組織を示すこと, 広島花崗岩体中には, ベグマタイト・アプライト・基性混成物等によるシュリーレン構造が良く見られ, また, 脈状ないし不規則な形をした閃長岩質部が存在すること, 広島市近傍では, 熱変成組織を持った斑岩類岩脈が見られることなどを明らかにしている.

小島 (1964) は, 広島花崗岩 (複合) 体と広島県下の各種地質体との関係から, 同岩体が県下の花崗岩類中最も新期のもので, その貫入時代は第三紀初期とした. 古生層との関係については, 広島花崗岩

3) 島根県地質図編集委員会 (1982) 島根県地質図 (20 万分の1)



第33図 呉図幅地域の花崗岩類の分布図

体が中帯の古生層と接する場合には、接触面は急傾斜で、粗粒層が古生層に直接することが多いが、南帯の古生層との接触面は緩傾斜で、一般に接触帯に細粒相が発達し、熱変成域は屋根岩体全体に及んでいること、また、広島花崗岩体中にはしばしば閃緑岩相が見られ、その周辺では角閃石黒雲母花崗閃緑岩が見られることなどを明らかにした。

その後、河野・植田（1966）及び柴田・石原（1974）による同位体年代の測定結果が発表され、広島花崗岩類の貫入時期は後期白亜紀とされるようになった。

本図幅地域では、花崗岩類が本土側で広い分布を示すほか、倉橋島、下蒲刈島、上蒲刈島などにも分布する（第33図）。これらの花崗岩類はいずれも葉理状構造を持たない塊状の花崗岩または花崗閃緑岩である。本報告ではこれらの花崗岩類を一括して広島花崗岩類と呼ぶことにする。

本土側と倉橋島の花崗岩体は、広島市周辺から連続している花崗岩体の一部であり、岩相から、呉花崗岩、仁方花崗閃緑岩及び音戸花崗閃緑岩に区分することができる。このうち、呉花崗岩は主として粗-中粒の黒雲母花崗岩ないし角閃石含有黒雲母花崗岩からなり、広島市周辺の花崗岩類（KOJIMA, 1954；鷹村, 1960；吉田, 1961, 1962；広島県, 1964）に良く似た岩相を示すものである。下蒲刈島と上蒲刈島の花崗岩類は、岩相と分布から、みやざかり宮盛花崗岩とおおじぞう大地蔵花崗岩とに区分することができる。

本地域内の各花崗岩類の相互関係は、接触面が第四系に覆われていたり、分布が離れていたりして、直接確認することは難しい。しかし、構成鉱物の特徴や野外の産状から判断して、貫入順序は、大地蔵花崗岩→宮盛花崗岩→音戸花崗閃緑岩・仁方花崗閃緑岩→呉花崗岩の順と考える。

本図幅地域における呉花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代は全体として 85 ± 5 Ma を示す。呉花崗岩以外の

岩体については測定しなかったが、それらはいずれも高田流紋岩類より後期のものであり、貫入時代はいずれも後期白亜紀であると判断する。

V. 2 大地蔵花崗岩（新称）

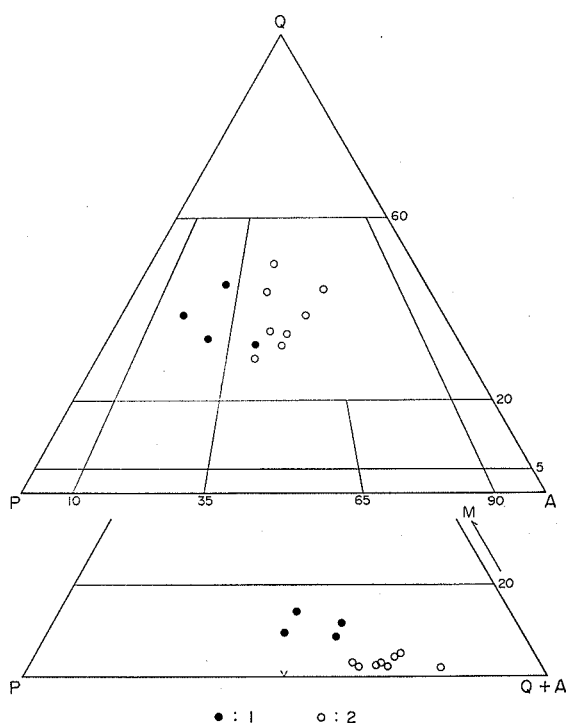
本岩は、下蒲刈島と上蒲刈島の南部に分布する。下蒲刈島では、芸予層を貫いて、宇都迫西方から三之瀬にかけて分布し、花崗斑岩、石英斑岩及びひん岩に貫かれている。上蒲刈島では、仏ヶ崎付近、初神南西方及び初神から大浦南方にかけての地域に分布し、芸予層及び高田流紋岩類を貫き、花崗斑岩及び珪長岩に貫かれる。仏ヶ崎南方の小島も本岩からなる。

本岩は、粗-中粒花崗閃緑岩相、中-細粒花崗岩相及び細粒花崗岩相に大別される。

粗-中粒花崗閃緑岩相は、下蒲刈島南西部の1.5 km × 1 kmの範囲に分布するほか、上蒲刈島の原南西方でも小分布を示す。中-細粒花崗岩は、本岩の主体をなすもので、途中海で隔てられているが、大地蔵から大浦南方にかけて連続分布している。細粒花崗岩は、粗-中粒花崗閃緑岩中及び中-細粒花崗岩中に小岩体として見られる。粗-中粒花崗閃緑岩は、その産状や後述のような岩相から、中-細粒花崗岩より前期のものと判断する。細粒花崗岩は、一部には主岩相の中-細粒花崗岩とほぼ同時期のものがあるとしても、大部分は主岩相より後期のものである。

粗-中粒花崗閃緑岩相の岩石は、石英のサブグレイン化、細粒黒雲母のクロット状集合及びしばしば見られる圧砕構造によって特徴付けられる。全体として粗粒相が卓越するが、中粒相もしばしば見られ、時には粗-中粒の花崗岩を伴うこともある。また、本岩は、しばしば細粒花崗岩を伴い、その近くでは中粒花崗閃緑岩となっていることが多い。本岩中の細粒花崗岩は中粒花崗閃緑岩を介して主岩相と漸移する場合と主岩相を切っている場合とがある。主岩相のモード組成は第34図に示したとおりで、一般に岩相変化が大きく、花崗閃緑岩から花崗岩までのものがあり、有色鉱物は8%から15%の値を示す。

中-細粒花崗岩相の岩石は、岩体周辺部では細粒であり、岩体内部では中粒である。一部では細粒花崗岩を伴う。全体的には、中粒相が卓越し、岩相変化の少な



第34図 大地蔵花崗岩のモード組成

Q : 石英 P : 斜長石 A : アルカリ長石 M : マフィック鉱物
1 : 粗粒相 2 : 中-細粒相

い比較的均質な等粒状岩相を示す。本岩は微斜長石を特徴的に含み、石英はサブグレイン化していることが多い。黒雲母は一般に単体または数個の集まりとして岩石中に不規則に分布しており、細粒結晶のクロット状集合をなす場合は少ない。まれに圧砕構造を示すものがあるが、粗粒相ほど顕著でない。本岩中の細粒相は細粒黒雲母花崗岩及びアブライトである。これらは主岩相と混在する場合、狭い漸移帯を介して主岩相と漸移する場合及び明瞭な境界をもって主岩相を切っている場合がある。

中-細粒相のモード組成は第34図に示したとおりで、いずれも花崗岩の範囲に入り、有色鉱物は2-5%で、粗粒花崗閃緑岩相に比較して少量である。

岩石記載〈粗粒花崗閃緑岩相〉粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩〈GSJ R27230〉 下蒲刈町宇都迫南西方

本岩は主として径1cm前後の石英と白色斜長石及び細粒黒雲母のクロット状集合体からなり、少数の径2-3cmの淡紅色のカリ長石の斑状結晶を含む。まれに長さ1cm程度の角閃石を伴う。しばしばマイロナイト化している。

鏡下では、主として石英・斜長石・カリ長石及び黒雲母からなり、少量の角閃石及びごく少量の褐れん石・ジルコン・アパタイト・スフェン・鉄鉱を伴う。二次鉱物として緑泥岩を生じている。石英は径2-12mmの他形結晶で、いずれもサブグレイン化しており、かなり顕著な波動消光を示す。斜長石は径1-8mmの半自形結晶で、弱い累帯構造を示し、集片双晶が発達する。カリ長石は径4-12mmの他形結晶と径15mm以上の自形性斑状結晶とがあり、いずれもパーサイト構造を持つ。黒雲母は径1-2mmのものと径0.1-0.2mmの細粒結晶集合体とがある。相対的に前者は少量で、後者が多量である。黒雲母の一部は緑泥石化している。角閃石は自形結晶として少量見られ、普通周縁部は細粒黒雲母に交代されている。圧砕部は細粒の石英・長石・黒雲母の集合体となっており、そこに細粒黒雲母が集中していることも多い。

〈中-細粒花崗岩相〉中粒黒雲母花崗岩〈GSJ R27231〉 蒲刈町初神東方

本岩は主として石英・斜長石・カリ長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アパタイト・スフェン・鉄鉱を伴う。二次鉱物として緑泥岩及び緑れん石が見られる。石英は径1-6mmの他形結晶で、弱い波動消光を示し、サブグレイン化していることが多い。斜長石は径0.5-4mmの半自形結晶で、弱い累帯構造を示し、集片双晶が発達する。カリ長石は径1-8mmの他形結晶で、パーサイト構造を持ち、特徴的に微斜長石構造が発達する。カリ長石の結晶と結晶との間には粒間曹長石が生じていることが多い。黒雲母は普通径1-3mmの半自形結晶で、不規則に岩石中に分布する。少量の径0.1-0.2mmの黒雲母の集合が見られることもある。黒雲母はしばしば変質して、緑泥石または緑れん石になっている。まれに圧砕構造を示すことがあり、圧砕部は細粒の石英と長石の集合体になっており、普通細粒の黒雲母または緑泥石及び緑れん石を伴う。

〈粗粒相中の細粒岩相〉細粒白雲母含有黒雲母花崗岩〈GSJ R27232〉 下蒲刈町宇都迫南方

細粒の等粒状完晶質岩石で、主として石英・斜長石・カリ長石及び黒雲母からなり、少量の白雲母及びごく少量のアパタイト・ジルコン・スフェン・鉄鉱を伴う。石英は径0.5-1.5mmの他形結晶で、弱い波動消光を示す。斜長石は径0.5-1mmの半自形結晶で、集片双晶が発達する。カリ長石は径0.5-1mmの他形結晶で、パーサイト構造を持ち、微斜長石構造を示す。黒雲母は径0.1-0.5mmの半自形結晶で、岩石中に不規則に分布する。白雲母は径0.1-0.3mmの半自形結晶で、普通黒雲母に伴っている。

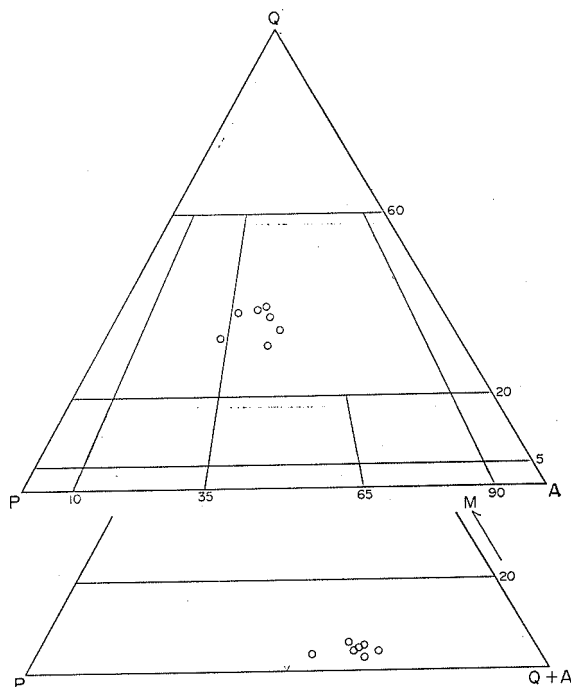
〈中-細粒相中の細粒相〉細粒白雲母含有黒雲母花崗岩〈GSJ R27233〉 蒲刈町大浦南方

粗粒花崗閃緑岩相中のもの比べてやや粗粒で、鏡下では主として径1-3mmの石英・斜長石・カリ長石と少量の径0.5-1mmの黒雲母及び白雲母からなる。石英は弱い波動消光を示し、カリ長石はパーサイト構造や微斜長石構造を示す。なお、中-細粒相中のアブライトは主として径0.5-1.5mmの石英・カリ長石・斜長石からなり、ごく少量の黒雲母を伴う。

V. 3 宮盛花崗岩 (新称)

本岩は、^{みやざかり}蒲刈町宮盛付近、大浦付近、大松島及び小松島に分布する。宮盛付近の岩体は南北方向に伸びた短径約 800 m の半楕円形をなしており、大松島及び小松島の岩体に連続している。大浦の岩体は NW-SE 方向に伸びたストック状の岩体で、長径約 500 m、短径約 350 m である。宮盛と大浦の岩体は高田流紋岩類を貫き、珪長岩岩脈に貫かれており、小松島では花崗斑岩岩脈に貫かれている。

本岩は一般に均質な等粒状の細粒花崗岩であるが、岩体周縁部の一部が花崗閃緑岩質になっている。モード組成は第 35 図のとおりで、岩体周縁部のものを除けば、比較的狭い範囲に集まる。有色鉱物のモード値は 2.5-6% である。



第35図 宮盛花崗岩のモード組成
記号は第 34 図と同じ

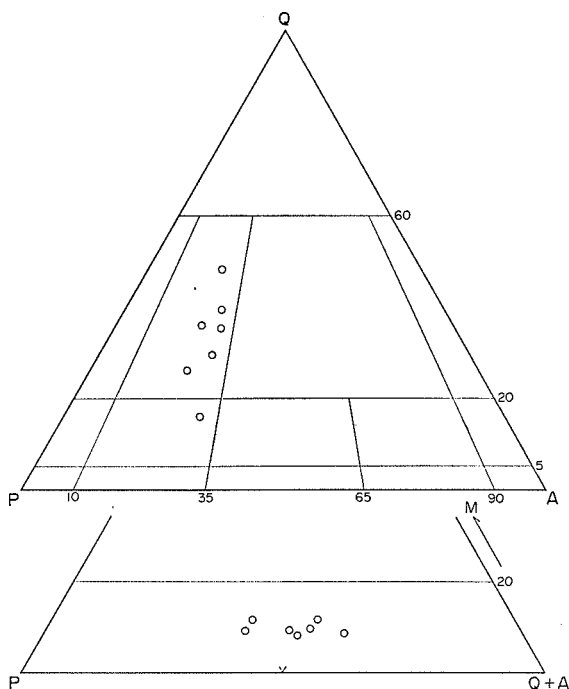
岩石記載 (主岩相) 細粒黒雲母花崗岩 (GSJ R27234) 蒲刈町大松島

細粒の黒雲母が比較的多くほぼ均等に岩石中に分布する等粒状の細粒花崗岩である。鏡下では主として石英・斜長石・カリ長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として褐れん石・アパタイト・スフェン・鉄鉱を伴う。二次鉱物として緑泥石及びセリサイトが生じている。石英は径 0.5-4 mm の他形結晶で、一般にサブグレイン化しており、弱い波動消光を示す。斜長石は径 0.5-4 mm の半自形結晶で、比較的顕著な累帯構造を示し、集片双晶が発達する。カリ長石と接する結晶の周辺部ではしばしばミルメカイトが生じている。斜長石結晶の中心部にはしばしばセリサイトが生じている。カリ長石は径 1-6 mm の他形結晶で、パーサイト構造を示す。カリ長石の結晶と結晶の間には粒間曹長石が生じている場合が多い。黒雲母は径 0.5-1.5 mm の半自形結晶で、単体または数個が集まって岩石中に不規則に分布する。黒雲母は結晶の一部又は大部分が緑泥石化していることが多い。

V. 4 音戸花崗閃緑岩 (新称)

本岩は、本地城南西部の音戸町田原から波多見にかけて分布する。本岩は北側で呉花崗岩と接し、また N-S 系ないし NE-SW 系の多数の花崗斑岩岩脈に貫かれている。東側では花崗斑岩岩脈を介して呉花崗岩に連なる。

本岩と呉花崗岩との接触部は、野外では漸移的で、数 m の漸移帯を介して互いに移行する。しかし、境界付近の本岩中に再結晶作用による細粒の黒雲母が少量認められること、及び本岩中の石英はしばし



第36図 音戸花崗閃緑岩のモード組成
記号は第34図と同じ

ばサブグレイン化しているのに対して呉花崗岩中の石英はそうでないことから、本岩は呉花崗岩よりも少し前期のものとして判断する。

本岩の主岩相は中粒の斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、一部に細粒黒雲母花崗岩及びアプライトが見られる。主岩相のモード組成は第36図のとおりである。有色鉱物は8-12%で、角閃石に比べて黒雲母が多く、角閃石は3%以下である。細粒黒雲母花崗岩及びアプライトは主岩相中にレンズ状-細脈状をなしてまれに見られ、主岩相に漸移する場合と、これを切る場合とがある。

岩石記載 中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R27235) 音戸町波多見西方

淡紅色のカリ長石斑晶が目立つ中粒の花崗閃緑岩で、鏡下では主として石英・斜長石・カリ長石の斑状粗粒結晶と、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石からなる比較的細粒の部分とから構成され、副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アバタイト・スフェン・鉄鉱を伴う。二次鉱物として緑泥石・セリサイト及び方解石が見られる。石英は径0.5-1.5 mmの細粒結晶と径2-10 mmの粗粒結晶とがある。いずれも他形結晶で、弱い波動消光を示し、サブグレイン化していることが多い。斜長石は径0.5-2 mmの細粒結晶と径3-10 mmの粗粒結晶とがある。いずれも半自形ないし自形の結晶で、かなり顕著な累帯構造を示し、集片双晶が発達する。カリ長石と接する斜長石結晶の周辺部にはミルメカイトが形成されていることが多い。斜長石結晶の内部にはしばしばセリサイトが生じている。カリ長石は径0.5-2 mmの細粒結晶と径4-10 mm、時に径5-20 mmの粗粒結晶とがある。細粒カリ長石は他形結晶で、パーサイト構造を示し、普通微斜長石構造を示す。粗粒カリ長石は半自形ないし自形結晶として少数見られ、パーサイト構造を示す。カリ長石の結晶と結晶の間には粒間曹長石が見られることが多い。黒雲母は普通径1-2 mmの半自形結晶で、不規則に岩石中に分布する。サブグレイン化の著しい石英を含む部分では径0.1-0.3 mmの細粒の黒雲母もしばしば見られる。黒雲母はしばしば緑泥石に変化している。角閃石は径1-3 mmの自形ないし半自形の結晶で、一般に黒雲母と伴っている。

V. 5 仁方花崗閃緑岩 (新称)

本岩は、呉市^{にがた}仁方を中心にして東西7 km、南北5 kmの範囲に分布する。北側では高田流紋岩類を、仁方南西方では芸予層を貫き、花崗斑岩に貫かれている。

本岩は、主に細-中粒花崗閃緑岩相、粗-中粒花崗閃緑岩相からなり、少量の細粒花崗岩相を伴う。

細-中粒花崗閃緑岩相は、呉市^{よしまつ}吉松^{おおがけ}山西方から大懸山^{ひろ}東方にかけて東西約5 km、南北約2 kmの範囲に分布する。また、呉市^{ひろ}広町^{よこみち}横路にも小分布が見られる。全体として細粒の岩相が多い。

粗-中粒花崗閃緑岩相は、細-中粒相を取り巻くようにその南側と東側に分布する。両者の境界は仁方西方の露頭で確認することができるが、そこでは数mの漸移帯を介して両者が移化し、はっきりした前後関係は分からない。

粗-中粒相は、全体として、肉眼的に径1 cm 前後の長石と石英及び径3-5 mmの黒雲母と角閃石からなる粗粒相が卓越するが、芸予層との接触部付近ではやや粒度の小さい中粒相も見られる。また、呉市長浜東方の芸予層との接触部近くでは圧砕構造を示すものがしばしば見られる。

細-中粒相と粗-中粒相のモード組成は第37図に示したとおりである。両相の珪長質鉱物の容積比は似ているが、有色鉱物の値は細-中粒相が6-13%，粗-中粒相が5-8%で、前者がやや多い。

細粒花崗岩相は、吉松山北方、大懸山付近、仁方付近などに分布する。本相と花崗閃緑岩相との境界は、漸移的な場合と、前者が後者を切っている場合とがある。

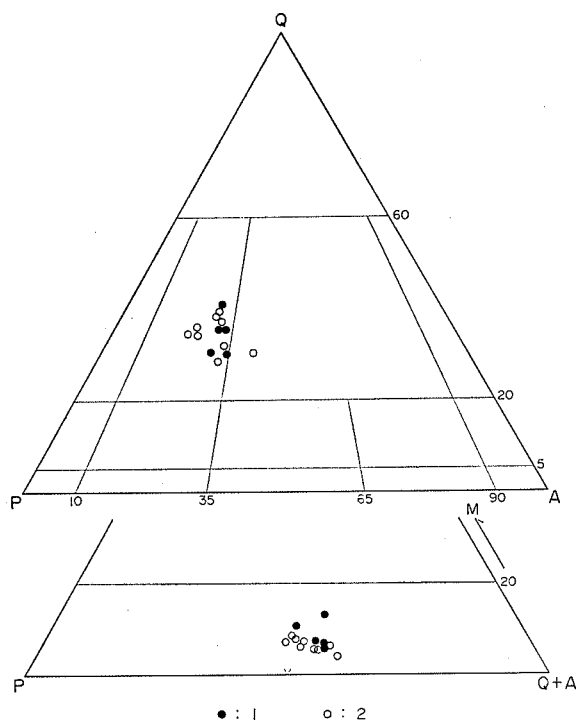
吉松山北方に分布する細粒花崗岩は一般に斑状をなすが、大懸山付近及び仁方付近のものは普通等粒状である。

岩石記載〈細-中粒花崗閃緑岩相〉細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩〈GSJ R27236〉 呉市吉松山

本岩は少数のやや大形の斜長石を含む灰白色の岩石で、鏡下では主として石英・斜長石・カリ長石・黒雲母及び角閃石からなり、副成分鉱物として褐れん石・アパタイト・ジルコン・スフェン・鉄鉱を伴う。二次鉱物として緑泥石・緑れん石及びセリサイトを生じている。石英は径0.5-2 mmの他形結晶で、弱い波動消光を示し、しばしばサブグレイン化している。斜長石は大部分径0.5-2 mmで、一部が径3-5 mmの斑状結晶である。いずれも半自形-自形結晶で、弱い累帯構造を示し、集片双晶が発達する。結晶内部に少量のセリサイトが生じていることがある。カリ長石と接する結晶の周縁部ではしばしばミルメカイトを形成している。カリ長石は径0.5-3 mmの他形結晶で、パーサイト構造を示し、しばしば間隙充填の産状を示す。黒雲母は径0.1-1 mm、普通径0.5 mm程度の半自形結晶で、不規則に分布する。径0.1-0.2 mmの細粒結晶は石英や長石の粒間や割れ目を充填していることが多い。黒雲母はしばしば緑泥石や緑れん石に変化している。角閃石は径0.3-1 mm、普通0.5 mm程度の自形-半自形結晶で、一般に黒雲母と伴っている。

〈粗-中粒花崗閃緑岩相〉粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩〈GSJ R27237〉 呉市^{つくも}広町津久茂南方

本岩は少数のカリ長石の自形性斑状結晶を含む粗粒の花崗閃緑岩で、鏡下では主として石英・斜長石・カリ長



第37図 仁方花崗閃緑岩のモード組成
記号は第34図と同じ
1: 細-中粒花崗閃緑岩相 2: 粗-中粒花崗閃緑岩相

石・黒雲母及び角閃石からなり、副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アパタイト・スフェン・鉄鉱を伴う。二次鉱物として緑泥石・緑れん石・セリサイトを生じている。石英は径1-12 mmの他形結晶で、弱い波動消光を示し、サブグレイン化していることがある。斜長石は径1-12 mmの半自形結晶で、弱い累帯構造を示し、集片双晶が発達する。カリ長石と接する結晶の縁辺部にはミルメカイトが生じている。カリ長石は径1-7 mmの他形結晶と径10-20 mmの自形結晶とがある。いずれもパーサイト構造を示す。カリ長石の結晶と結晶との間には粒間曹長石が見られる。黒雲母は径0.5-5 mmの半自形結晶で、岩石中に不規則に分布する。しばしば緑泥石または緑泥石と緑れん石に変化している。角閃石は径1-5 mmの半自形ないし自形結晶で、黒雲母を伴っていることが多い。

〈細粒花崗岩相〉斑状細粒黒雲母花崗岩 (GSJ R27238) 呉市吉松山北方

本岩は、淡い黄橙色の細粒花崗岩質の石基中に少数の石英・長石・黒雲母の斑晶が散点する岩石で、鏡下では主として石英・カリ長石・斜長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物としてアパタイト・ジルコン・鉄鉱を伴う。斑晶は径1-2 mmで、石英・斜長石・カリ長石及び黒雲母からなり、石基は径0.2-0.5 mmの等粒状石英・カリ長石・斜長石・黒雲母の集合体からなる。局部的には微文象構造を示すこともある。石英はいずれも他形結晶で、弱い波動消光を示す。カリ長石は斑晶をなすものは半自形、石基をなすものは他形結晶で、ともにパーサイト構造を示す。斜長石は、斑晶をなすものは自形、石基をなすものは半自形-他形結晶で、ともに累帯構造を示し、集片双晶が発達する。黒雲母は少量で、半自形結晶として岩石中に不規則に分布する。

V. 6 呉花崗岩 (新称)

本岩は、本地域西部及び北部で広い分布を示すほか、川尻^{くどし}町久俊から安浦^{あつ}町安登付近にかけての地域にも伸びている。

本地域西部及び北部のものは、広島市周辺から連続して露出する花崗岩体の一部である。この岩体は高田流紋岩類を貫き、多くの岩脈類に貫かれている。また、黒瀬盆地や熊野・焼山地区などでは第四系に覆われている。

川尻-安浦地区のものは、北側で高田流紋岩類を貫き、花崗斑岩岩脈に貫かれ、一部で第四系に覆われている。

高田流紋岩類との接触面は、急傾斜の部分もあるが、一般には流紋岩類側に向かって緩く傾斜し、また、高田流紋岩類は全般にわたってかなり強い接触変成作用を受けているので、本岩と高田流紋岩類との関係はルーフ接触の関係にあると言える。

本岩は粗-中粒相と細粒相とに大別される。

粗-中粒相は、大部分粗-中粒黒雲母花崗岩であり、一部で角閃石を含有する。全体的には粗粒相が多く、一般には等粒状である。しかし、石岳山周辺では、自形性の強い粗粒カリ長石(長径2-4 cm)が発達し、顕著な斑状組織を示すものがかなり広く分布する。等粒状のものにも少数の粗粒カリ長石を含むものがしばしば見られる。中粒相は一般に等粒状であるが、時に粗粒カリ長石を含み斑状を呈することがある。粗粒相のカリ長石は普通淡紅色を呈する。中粒相のカリ長石は淡紅色の場合と白色の場合とがある。

角閃石含有黒雲母花崗岩は、坂町植田^{みずしり}付近、水尻^{みづしり}付近、呉市二河^{みづみね}峡町、三津峰^{あが}北方、阿賀南九丁目などに見られる。普通粗粒の岩石で、少数の淡紅色カリ長石斑状結晶を含んでいることが多い。

マイロナイト化を受けた岩石は、呉市二河^{みづみね}峡町、大空山^{おおぞらやま}北方、阿賀南などで見られる。そのうち二河

峡町及び大空山北方のものはマイロナイト化が顕著である。マイロナイト化した部分では石英・長石が圧砕され、再結晶するとともに細粒の角閃石や黒雲母が生じている。

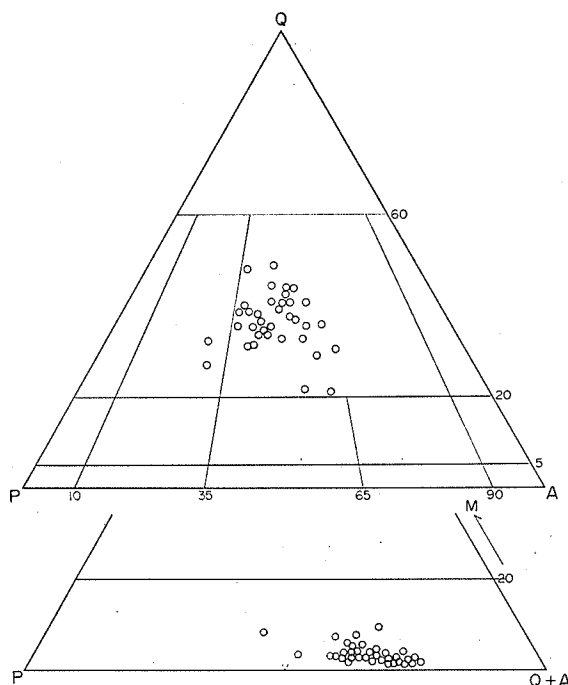
また、粗-中粒相中には、しばしば小さな（径5 cm ±）細粒閃緑岩質の捕獲岩が、また、まれには閃長岩の小岩体（径5 m ±）が見られる。

粗-中粒相のモード組成は第38図に示したとおりである。珪長質鉱物の容積比はかなり変化があるが、大部分は花崗岩の範囲に入る。有色鉱物は一般に少量（2-5%）で、一部が6-10%である。

細粒黒雲母花崗岩は、^{なえしの}呉市苗代町西方から^{わたりがわ}郷原町渡川にかけての地域、^{なべつち}呉市大山町から鍋土峠を経て西谷町に至る地域、^{いわやま}呉市阿賀周辺及び^{こよう}同市阿賀南九丁目

周辺でかなり広い分布を示し、坂町小屋浦周辺、郷原町岩山、安浦町小用などでも小分布を示す。本岩相は乳灰色の細粒黒雲母花崗岩及びアプライトからなり、鏡下では、全体的には細粒花崗岩組織を示すことが多いが、アプライト組織を示すものや微文象構造を示すものもしばしば認められる。まれには細脈状にマイロナイトが生じているものもある。

粗-中粒花崗岩と細粒花崗岩とは、境界部で両者が混在する場合や斑状中粒黒雲母花崗岩を介して漸移する場合が多い。しかし細粒黒雲母花崗岩が岩脈状をなして粗-中粒相を貫いていることもある。



第38図 呉花崗岩のモード組成
記号は第34図と同じ

岩石記載〈粗-中粒相の主岩相〉粗粒黒雲母花崗岩（GSJ R27239） 呉市山手1丁目

本岩は淡紅色の径10-15 mmのカリ長石が目立つ粗粒の花崗岩で、少数の小さい細粒閃緑岩質捕獲岩を含んでいる。鏡下では主として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなり、副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アパタイト・スフェン・鉄鉱を伴う。捕獲岩の周辺ではごく少量の角閃石が見られる。二次鉱物として緑泥石が生じている。石英は径2-12 mmの他形結晶で、弱い波動消光を示す。カリ長石は普通径1-10 mmの他形結晶で、パーサイト構造を示す。時に径10-15 mmの自形-半自形結晶も見られることがある。大型結晶ではパーサイト構造とともに弱い累帯構造を示すものがある。カリ長石の結晶と結晶の間には粒間曹長石が見られ、また石英と接するカリ長石結晶の縁辺部には微文象構造が見られることがある。斜長石は径1-10 mmの自形-半自形結晶で、弱い累帯構造を示し、集片双晶が発達する。黒雲母の一部は径1-6 mmの半自形結晶で、一部が緑泥石に変化している。

捕獲岩は主として径0.5-1.5 mmの斜長石・石英・黒雲母・角閃石からなる石英閃緑岩-トータル岩である。石英は少量で丸味を帯びており、斜長石は一般に顕著な累帯構造を示す。

第6表 呉地域の呉花崗岩の

岩 石	産 地	標 本 番 号
粗粒黒雲母花崗岩	安浦町呉カントリークラブ	GSJ R26653
中粒黒雲母花崗岩	呉市休山南方	GSJ R26570
細粒黒雲母花崗岩	呉市苗代町ワラビ山牧場	GSJ R26623
細粒黒雲母花崗岩	呉市鍋土峠南方	GSJ R26655

$$\lambda\beta=4.962 \times 10^{-10}/y, \lambda_e=0.581 \times 10^{-10}/y, {}^{40}K/K=1.167 \times 10^{-4}$$

〈粗粒相〉粗粒黒雲母花崗岩 (GSJ R26653) 安浦町呉カントリークラブ内

化学分析値 第7表2

年代測定値 82 Ma (第6表)

帯磁率 56×10^{-6} emu/g (測定者 金谷 弘)

分析試料は付近に岩脈類の貫入がない新鮮な部分から採集した。

全体に灰色で均質な粗粒の岩石で、鏡下では主として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなり、副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アパタイト・鉄鉱を伴う。石英は径1-8 mmに及ぶが、大部分は径3-6 mmである。カリ長石に接する場合には結晶の縁から枝状に突出して微文象状になることがある。カリ長石は径3-8 mmの他形結晶で、パーサイト構造を示す。カリ長石の結晶と結晶が接する境界に沿ってしばしば0.1-0.2 mmの粒間曹長石の半自形-自形結晶が並ぶ。斜長石は径0.2-4 mmで、石英・カリ長石に比べて小さな結晶もある点異なる。弱い累帯構造を示し、カリ長石と接する部分にはミルメカイトが形成されている。黒雲母は径0.2-2 mmに及ぶが径1 mm以上の結晶は内部に0.1 mm位の黒雲母の小結晶が生じている。大きな結晶はアパタイト・鉄鉱を包有し、縁部に褐れん石を伴う。

〈中粒相〉中粒黒雲母花崗岩 (GSJ R26570) 呉市休山南方

化学分析値 第7表4

年代測定値 89 Ma (第6表)

分析試料採集地点の東方約100 mには厚い花崗斑岩の岩脈が貫入しているが、試料を得た露頭は新鮮で、破碎・変質等の影響は認められない。

灰色の中粒の花崗岩で、少数の径2-3 cmのカリ長石の斑状結晶を含んでいる。鏡下では主として石英・カリ長石・斜長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アパタイト・鉄鉱を伴う。まれに角閃石も見られる。主に径3-5 mmの石英・カリ長石・斜長石からなる。カリ長石は径3 cmにも達する自形性をの強い斑状結晶をなすことがあり、また、斜長石は径0.5-2 mmの結晶もかなりある。斜長石は弱い累帯構造を示し、カリ長石との境界部にはミルメカイトが形成されていることがある。黒雲母は径0.5-2 mmの半自形結晶で、石英や長石の間に挟まれて歪んでいることがある。Y≒Zの軸色が茶色-褐色で、ほとんど変質は認められない。ジルコン・アパタイトの小結晶を多数包有している。角閃石は径0.1 mm位の小結晶として黒雲母に包有されてまれに見られる。

〈細粒相〉細粒黒雲母花崗岩 (GSJ R26623) 呉市苗代町ワラビ山牧場

化学分析値 第7表6

年代測定値 80 Ma (第6表)

分析試料は細粒花崗岩のほぼ中心部で、他の岩脈類のない新鮮な露頭から得た。

本岩は淡紅色を呈し、不均質な石基中に径3-6 mmの石英・カリ長石・斜長石の斑状結晶が散在している。鏡下では主として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなり、副成分鉱物としてジルコン・アパタイト・褐れん石・鉄鉱を伴う。石基の部分は大部分0.1-1.5 mmの他形の石英・カリ長石・斜長石で占められているが、これらは径0.5-1 cmの拡がりを持った等粒状粗粒(径0.5-1 mm)の部分と細粒(径0.2 mm±)の部分と混じって、全体として不均質な組織を作っている。カリ長石にはパーサイト構造と微斜長石構造とが、斜長石にはわずかに累帯構造が認められる。黒雲母は径0.1-0.7 mmの半自形結晶で、Y≒Zの軸色が濃い茶色を示す。半

黒雲母 K-Ar 年代

K (%)	⁴⁰ Ar rad (×10 ⁻⁵ ml/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代 (Ma)
6.45, 6.46	2.08, 2.11	91.1, 87.5	81.6±4.1
6.74, 6.79	2.35, 2.45	88.8, 91.5	89.0±4.5
2.80, 2.81, —	0.838, 0.888, 0.939	73.1, 78.9, 79.9	79.7±4.8
6.10, 6.10	2.07, 2.09	81.3, 84.5	85.7±4.3

測定: Teledyne Isotopes 社

分近い結晶が変質して緑泥石化している。

〈細粒相〉細粒黒雲母花崗岩 (GSJ R26655) 呉市鍋土峠南方

化学分析値 第7表7

年代測定値 86 Ma (第6表)

帯磁率 52×10^{-6} emu/g (測定者 金谷 弘)

試料は岩脈状の部分で厚さが約500mあるところのほぼ中央部分を採集した。

灰白色を呈する粒径0.2mm位の細粒の石基に、径2-3mmの石英・カリ長石・斜長石・黒雲母の斑状結晶が散在する。

鏡下では主として石英・カリ長石・斜長石及び黒雲母からなり、副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アバタイト・蛍石・鉄鉱を伴う。石基の石英・カリ長石・斜長石及び黒雲母の粒径は0.1-0.2mm程度に集中し、薄片の範囲では均質な粒状組織を示す。しかし全体としては不均質で1mm位の粗さになる部分や微文象の部分がある。黒雲母はY≒Zの軸色が濃い茶色を示し、一部に変質が認められる。蛍石は他形結晶として、ごく少量含まれている。石英の斑状結晶は径2-3mmの丸味を帯びた他形結晶で、弱い波動消光を示す。カリ長石斑晶は径2-4mmの自形-半自形結晶で、パーサイト構造を示し、まれに弱い累帯構造を示す。斜長石斑晶は径2-3mmで、大部分が自形結晶で、顕著な累帯構造を示す。

呉花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代

本地域内の広島花崗岩類の黒雲母 K-Ar 年代はこれまでに測定されていない。また、今回の調査で広島花崗岩類の典型的な岩相である粗粒相と、それらに対して貫入-漸移関係を示す細粒相との間に時間間隙の有無が問題となった。このために粗粒相の花崗岩2試料と、細粒相の花崗岩及び岩脈状の細粒花崗岩各1試料の計4試料について、黒雲母を分離して Teledyne Isotopes 社に年代測定を依頼した。その結果は第6表のとおりで、79.7 Ma から 89.0 Ma に広がっており、全体としてほぼ 85 ± 5 Ma の年代を示す。この値は山陽帯の他地域の広島花崗岩類から報告された値 (70-100 Ma) の範囲内に入る。しかし、問題の点については、粗-中粒相と細粒相との間の関係を放射年代からとらえてみても、黒雲母の K-Ar 年代値からは系統的な差は見いだせない。

本地域を含む西南日本内帯の花崗岩類について、SHIBATA *et al.* (1978) は西から東に向かって年代が若くなる傾向を指摘し、花崗岩類の貫入する場の移動速度を 2.6 cm/年と見積もった。ところで、本地域とは広島湾を挟んで西方対岸に当たる岩国地域では、広島花崗岩類の K-Ar 年代は1例⁴⁾を除いて 88-103 Ma (東元ほか, 1983; 平均 96 Ma) を示し、本地域の呉花崗岩の平均値 84 Ma よりも、12 Ma ほど古い値が得られている。両地域は地帯構造的には、ともに中央構造線からほぼ 50 km 北側に位置

4) 領家変成岩類及び領家花崗岩類の分布域内に貫入する岩国地域の広島花崗岩類としては最南端の岩体から得られた値で、むしろ、他の領家花崗岩に近い年代を示す。

第7表 呉花崗岩の化学組成

No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	75.50	75.54	74.77	74.91	72.75	75.99	75.89
TiO ₂	0.09	0.11	0.12	0.16	0.23	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	13.20	12.98	13.24	13.18	13.95	12.61	12.71
Fe ₂ O ₃ *	1.40	1.73	1.86	1.73	2.38	1.22	1.07
MnO	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.03
MgO	0.08	0.13	0.15	0.25	0.40	0.11	0.01
CaO	1.05	1.24	1.26	1.44	2.20	0.75	0.67
Na ₂ O	3.81	3.81	3.66	3.05	3.58	3.54	3.82
K ₂ O	4.37	4.02	4.04	4.53	3.47	4.59	4.50
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05	0.01	0.01
total**	99.54	99.62	99.16	99.34	99.06	98.74	98.77

*: 全鉄を Fe₂O₃ に換算した値

** : 1000°C 1 時間加熱した時の残りを 100% としたときの 10 成分の合計

1: 粗粒黒雲母花崗岩, 坂町小屋浦 <GSJ R26619>, 2: 粗粒黒雲母花崗岩, 安浦町吳カントリークラブ内 <GSJ R26653>, 3: 粗粒黒雲母花崗岩, 安浦町小島 <GSJ R26563>, 4: 中粒黒雲母花崗岩, 呉市休山南方 <GSJ R26570>, 5: 中粒角閃石含有黒雲母花崗岩, 坂町水尻 <GSJ R26565>, 6: 細粒黒雲母花崗岩, 呉市苗代町ワラビ山牧場 <GSJ R26623>, 7: 細粒黒雲母花崗岩, 呉市錦土岬南方 <GSJ R26655>.

(分析者: 松浦浩久, 分析法は蛍光 X 線ガラス平板法による)

チェックは黒雲母 K-Ar 年代測定を行った試料

している。南北方向の違いは無視できよう。両地域は、中央構造線と平行な方向に約 40 km 離れている。これを SHIBATA *et al.* の見積りによって計算すると 1.5 Ma の差が期待されるのであるが、実際には 1 桁近く年代値の変化が大きい。

地質構成の上から両地域をみると、西岸の岩国地域には三畳-ジュラ紀の地層(玖珂層群)が広く分布して、高田流紋岩類が全く存在しない。これに対し、東岸の本地域には玖珂層群相当層とこれを不整合に覆う高田流紋岩類が分布するといった違いがある。

以上 2 つの要素は、地質構造発達の上で両地域間に差があったこと、及び地形上の隆起量の差も示唆しているのかもしれない。そしてこれらは、TSUYA (1934) 及び KOJIMA (1953) が指摘した広島市付近を通り NNE-SSW 方向に伸びる地形上及び先白亜系の地質構造上の不連続線に関連したものである。

呉花崗岩の化学組成

呉花崗岩の粗-中粒相と細粒相の化学組成を第 7 表に示した。粗-中粒相の中では角閃石含有黒雲母花崗岩が黒雲母花崗岩に比べて Fe₂O₃* と CaO がわずかに多く、K₂O がわずかに少ない。細粒相と粗-中粒相と比較した場合、細粒相は CaO がかなり少ない。また、Fe₂O₃* はやや少ない。K₂O はやや多い。

VI. 岩脈類

VI. 1 概要

本図幅地域には極めて多くの岩脈が見られる。その分布は、疎密はあるが、本地域全般にわたっている。本地域は山陽帯の中の一つの岩脈密集域を構成すると言える。岩脈の中では花崗斑岩(文象斑岩を

第8表 呉地域の岩脈類の化学組成

No.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	74.28	76.01	75.58	73.37	76.16	71.31	76.36	60.98
TiO ₂	0.15	0.10	0.08	0.18	0.09	0.25	0.02	0.71
Al ₂ O ₃	13.40	12.99	13.03	13.80	12.83	14.79	12.85	18.26
Fe ₂ O ₃ *	1.88	1.77	1.51	2.16	1.29	2.99	0.82	5.75
MnO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.09
MgO	0.26	0.06	0.03	0.27	0.16	0.44	0.03	1.13
CaO	1.46	1.19	1.10	1.84	1.01	2.97	0.51	5.90
Na ₂ O	3.62	3.77	3.49	3.50	3.08	3.98	3.83	3.33
K ₂ O	4.23	3.61	4.22	4.30	4.95	2.32	4.57	2.32
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.00	0.18
total**	99.35	99.54	99.08	99.48	99.60	99.13	99.03	98.65

*: 全鉄を Fe₂O₃ とした値

** : 1000℃ で1時間加熱した時の残りを100%としたときの10成分の合計

1-6 : 花崗斑岩 (1 : 呉市警固屋 <GSJ R26571>, 2 : 呉市天応町福浦 <GSJ R26567>, 3 : 坂町小屋浦 <GSJ R26566>, 4 : 川尻町さざなみスカイライン <GSJ R26553>, 5 : 川尻町小用 <GSJ R26562>, 6 : 安浦町塩谷 <GSJ R26564>), 7 : 石英斑岩, 呉市苗代町堀切峠 <GSJ R26572>, 8 : ひん岩, 安浦町峠条 <GSJ R26582>

(分析者 : 松浦浩久, 分析法は蛍光X線ガラス平板法による)

含む)の岩脈が最も多い。その他、閃緑ひん岩類、アプライト・花崗岩・石英斑岩・珪長岩及びひん岩の岩脈がある。閃緑ひん岩類は広島花崗岩類より前、アプライト及び花崗岩は広島花崗岩類と同時期、その他のものは広島花崗岩類より後期のものである。広島花崗岩類より後期の岩脈類は、そのほとんどは広島花崗岩類の貫入に少し遅れた時期の後期白亜紀のものと判断されるが、ひん岩岩脈の一部は第三紀のものである可能性もある。なお、このほかに芸予層中に変斑れい岩及び変輝緑岩のレンズ状岩体が見られるが、それらは岩脈ではなく、オリストリスと考えている。

吉田 (1961, 1962) は、本地域西部とその周辺の倉橋島・江田島を含めた地域の花崗斑岩岩脈群を音戸岩脈群と呼び、呉市街地北方にほぼ東西に走る細粒花崗岩と花崗斑岩からなる岩体を二河複合岩脈と呼んだ。しかし、地質図に示したように、花崗斑岩岩脈は本地域西部ばかりでなく東部にも見られ、その密集域は音戸を中心とする地域だけではない。そこで、本報告では、音戸岩脈群という名称は音戸-休山地区の花崗斑岩岩脈群のみに限定して使用する。また、二河複合岩脈については、同岩脈に含められていた細粒花崗岩と花崗斑岩とが、広島花崗岩類の一部の細粒花崗岩とそれを貫く花崗斑岩岩脈とに区分されることが明らかになったので、本報告ではその名称は使用しない。

岩脈類の一部について化学分析を行ったので、その結果を第8表に示した。

VI. 2 閃緑ひん岩類

本岩類の岩脈は、呉市白岳山周辺と蒲刈町初神で見られる。いずれも広島花崗岩類によるホルンフェルス化を受けている。

白岳山周辺の閃緑ひん岩岩脈は、走向南北のほぼ垂直な岩脈で、芸予層を貫き、北端は仁方花崗閃緑岩に切られている。

岩石記載 閃緑ひん岩 (GSJ R27240) 呉市小坪北方

帯褐暗緑色の粗粒の石基中の少数の径2-5 mmの白色の斜長石斑晶が散在している。鏡下では主として斜長石と角閃石からなり、少量の黒雲母・緑泥石・方解石・鉄鉱・スフェンを伴う。斜長石斑晶は自形-半自形をなし、弱い累帯構造を示し、集片双晶が発達する。石基の斜長石は径0.2-0.5 mmの自形-半自形結晶で、弱い累帯構造を示す。角閃石は径0.2-0.5 mmの半自形-自形結晶で、一部が黒雲母や緑泥石に変化している。石英は径0.1-0.2 mmの他形結晶で、斜長石や角閃石の間に少量見られる。

浦刈町初神の石英閃緑ひん岩岩脈は、走向E-Wのものとな-Sのものがあり、芸予層を貫いている。粗粒の長石斑晶とクロット状暗褐色鉱物集合体とを特徴的に含んでいる。石英斑晶を含むものと含まないものがある。

岩石記載 石英閃緑ひん岩 (GSJ R27241) 浦刈町初神

帯褐暗緑色の粗粒な岩石で、径2-8 mmの長石斑晶と径2-5 mmの褐色暗色鉱物のクロット状集合体を含む。鏡下では主として自形-半自形の斜長石斑晶と、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石及び鉄鉱からなる石基とから構成されている。そのほか、少量のカリ長石斑晶が見られ、まれに角閃石及び石英の斑晶が見られる。石基は微文象状構造を示す部分が多い。黒雲母と角閃石とは相伴っており、普通径0.1-0.5 mmで、石基中に散在するとともに密集してクロット状をなす。角閃石斑晶は径2-3 mmで、周辺部は黒雲母によって交代されている。

IV. 3 アプライト及び花崗岩

呉市小坪では中粒黒雲母花崗岩の岩脈が芸予層を貫いており、浦刈町田戸西方ではアプライトの岩脈が高田流紋岩類（七国山碎屑岩層）を貫いている（第39図）。



第39図 浦刈層七国山碎屑岩層を貫くアプライト岩脈（浦刈町田戸西方）

VI. 4 花崗斑岩及び文象斑岩

花崗斑岩岩脈は、本図幅地域に、疎密はあるが、全域にわたって多くみられる。なかでも、音戸-休山地区、呉市北部地区、二艘木-明神山地区、石岳山周辺地区、石内-小仁方地区及び蒲刈地区では岩脈が密集している。

音戸-休山地区では、休山北方から音戸町南方にかけて分布する。岩脈の走向はN-SないしNE-SWで、ほぼ垂直である。岩脈の幅は数m程度から300m以上に達する場合まである。しばしば分岐が見られ、ネットワーク状をなすこともある。壁岩は広島花崗岩類で、壁岩との境界は明瞭である。壁岩の花崗岩類に比べて、風化作用に対する抵抗性が大きいため、本岩脈は稜線を形成する傾向がある。

呉市北部地区では、呉市灰ヶ峰付近から天応にかけて分布する。走向は、灰ヶ峰付近ではNE-SW、惣付町以西ではNNW-SSE系が卓越する。いずれもほぼ垂直である。壁岩は、灰ヶ峰付近では高田流紋岩類であり、そのほかでは広島花崗岩類である。花崗岩中の岩脈は地形的に稜線を形成する傾向がある。

二艘木-明神山地区では、二艘木南方から明神山北方にかけて分布する。走向N-Sのものが多く、傾斜はいずれも垂直である。壁岩は広島花崗岩類で、二艘木東方では石英斑岩岩脈に切られている。

石岳山周辺地区では、一ノ松光山付近から石岳山北方にかけて分布する。ほとんどがNNE-SSW走向のほぼ垂直な岩脈で、地形的に稜線を形成する傾向がある。岩壁は広島花崗岩類である。

石内-小仁方地区では、呉市石内付近から小仁方にかけて、延長約9km、幅約4kmの範囲に分布する。走向がNNW-SSEのものが多く、NW-SE方向やE-W方向のものもある。いずれもほぼ垂直の岩脈で、脈幅は数m程度から200mを越えるものまである。壁岩は高田流紋岩類または広島花崗岩類である。

蒲刈地区では下蒲刈島と上蒲刈島西部とで多く見られる。下蒲刈島では主として芸予層分布地域で多く見られる。いずれも小規模で、脈数m-10m位である。走向はN-SないしNNE-SSWのものが多く、壁岩は大部分は芸予層で、一部が大地蔵花崗岩である。上蒲刈島西部では、芸予層を貫いて、N-S系の比較的規模の大きい岩脈とNE-SW系及びENE-WSW系の小規模な岩脈とが見られる。

そのほか、野呂山北方、安浦町久多田周辺、上蒲刈島東部などでも花崗斑岩の岩脈が見られる。

これらの岩脈を構成する花崗斑岩は石英・斜長石・カリ長石の斑晶に富む岩石で、少量の黒雲母または黒雲母と角閃石の斑晶も含んでいる。斑晶の大きさは径2-10mmで、一般に径5-7mmのものが多い。また、脈幅の大きな岩脈、特に音戸岩脈群に属する休山-音戸地区の岩脈では、自形性の強いカリ長石が発達し、一層顕著な斑状組織を呈することがある。そのような斑状大型カリ長石の粒径は一般には径2-3cmであるが、5cm位に達することもある。

石基は、主として石英・斜長石・カリ長石及び黒雲母から構成されている。角閃石が伴われることもある。石基の組織は、細粒花崗岩質の場合(第VIII図版)、微文象構造を示す場合(第IX図版)、微球顆状の場合、微晶質の場合などがある。一般に、脈幅の大きい岩脈の中心部では細粒花崗岩質の組織を示すことが多く、その外側に微文象構造を示す部分があり、最外縁部が微球顆状を示す。微文象構造を示す

ものは音戸岩脈群に属する中-小規模の岩脈に普通に見られるほか、図幅地域内各地の岩脈に普通に見られる。微晶質ないし微球顆状の石基を持つものは、岩脈周辺部の10-20 cmの範囲に見られるほか、脈幅1 m程度の小岩脈に見られる。

VI. 5 石英斑岩及び珪長岩

石英斑岩岩脈は、主として坂町^{にそうぎ}二艘木周辺から呉市^{なえしろ}苗代町^{しもじょう}下条にかけての地域と下蒲刈島南西部とに見られる。二艘木-下条地域のものE-W系の岩脈を主とするもので、広島花崗岩類と花崗斑岩岩脈を切って貫入している。下蒲刈島南西部では芸予層と広島花崗岩類を切っており、走向N-SのものNNE-SSWのものがある。岩相はいずれも細粒の微球顆状組織を示す石基中に少数の石英・長石の斑晶を含むものである(第X図版)。

珪長岩岩脈は、本地城南東部の蒲刈町大浦周辺に見られる。走向NE-SWのほぼ垂直な岩脈で、高田流紋岩類、芸予層及び広島花崗岩類を切って貫入している。岩相は細粒の微球顆状組織を示す石基中に少数の白色長石及び黒雲母の斑晶を含むものである(第XI図版)。なお、本地区には石英斑岩の岩脈もある。その貫入方向は珪長岩とほぼ同じである。

VI. 6 ひん岩

ひん岩岩脈は、本図幅地域に散在的に少数認められる。代表的岩相は、細粒暗緑色の石基中に少数の白色の長石が見られるものである。一般には脈幅1-2 mであるが、まれに脈幅が10 m以上に達するものもある。脈幅の大きいものでは斑晶として白色の長石と濃緑色の鉍物が認められるものもある。岩脈の走向はNNE-SSWないしN-Sで、壁岩は広島花崗岩類及び高田流紋岩類である。

岩石記載 輝石ひん岩〈GSJ R26577〉安浦町赤向坂西方

林道に数本貫入しているひん岩岩脈のうち最も厚い幅10 mのもの中心部を記載する。肉眼的には灰緑色の石基中に白色長石と濃緑色の鉍物が識別できる。鏡下では斑晶は斜長石・斜方輝石・単斜輝石、また、石基は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・角閃石・鉄鉍・アパタイトからなる。

斑晶の斜長石は径1-4 mmの自形結晶で、累帯構造を示す。斜方輝石(外形で判断)は変質のためすべて緑泥石・緑れん石・スフェンの微小結晶の集合体になっている。斜方輝石は径1-2 mmの長柱状自形結晶で、その外側に単斜輝石がC軸を平行にして晶出している。単斜輝石は径0.3 mm前後の短柱状自形結晶で、あまり変質していない。

石基はほとんど径0.2-0.5 mm程度の細粒結晶からなる粒状組織を示す。斜長石は、半自形で累帯構造を示し、しばしば集片双晶するものと、他の結晶の隙間を埋めて、累帯構造や双晶のないものがある。輝石類の特徴は斑晶輝石とほぼ同じである。角閃石はまれで、輝石類に伴うことが多い。角閃石のZ軸色は青緑色である。

VII. 第四系

本図幅地域の第四系は、西条層、段丘堆積物、崖錐堆積物及び沖積層に分けられ、そのほか埋立地が各所において造成されてきている。各地層の層序学的な関係は、第40図のとおりである。

VII. 1 西条層

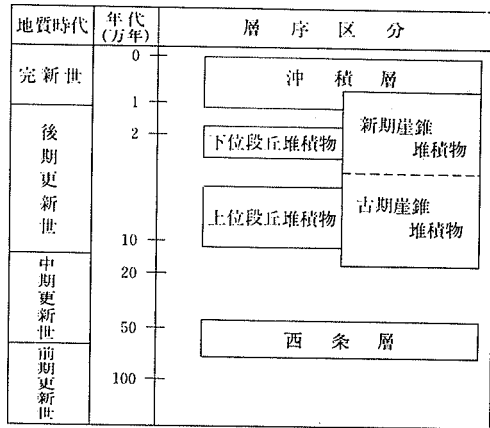
VII. 1. 1 概要

西条層は、北隣「海田市」地域内の西条盆地を模式地とし、本地域内の黒瀬盆地を含めた丘陵地を構成する河川成ないし湖沼成の未固結の一連の堆積物である。

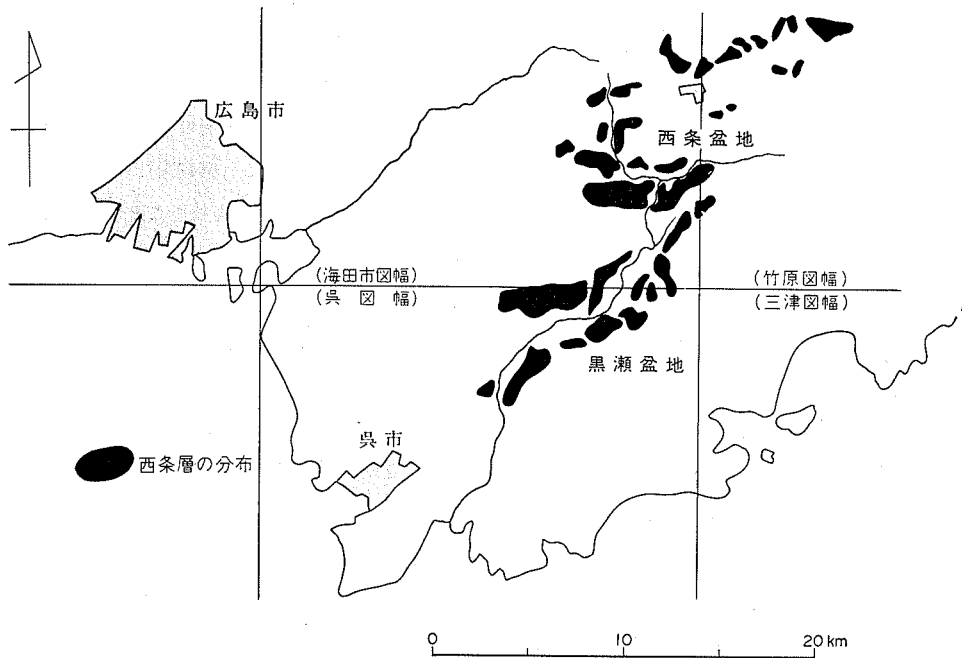
橋本・楠見（1958）は、西条盆地南部の本層とこれを不整合に覆う段丘堆積物を一括して「西条湖成層」と命名し、また多井（1964）は、橋本・楠見（1958）の定義した地層に相当するものを「西条砂礫層」と呼び、黒瀬盆地や熊野盆地の地層と対比している。本報告では、段丘堆積物及びその相当層を除いた地層に対してのみ、「西条層」という名称で呼ぶことにする（第40図）。

西条盆地と黒瀬盆地の両盆地における西条層の層序学的な関係は、挟在する火山灰層を鍵層として対比が可能となり初めて明らかになった（第42図）。黒瀬盆地の西条層は、西条盆地より少し遅れて堆積を開始し、西条盆地より少し上位の層準まで堆積していることになる。両盆地を併せると積算層厚は約50 mである。

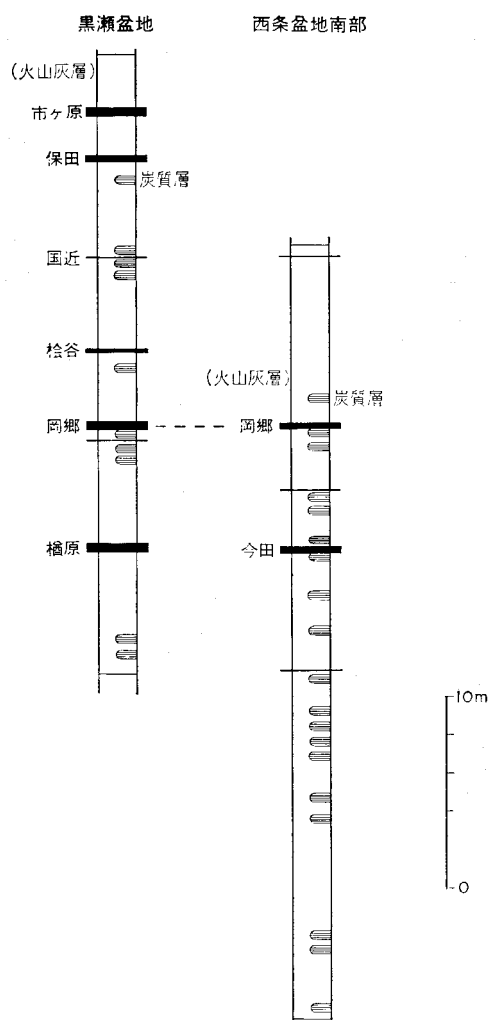
本図幅地域の西条層についての記載は、20万分の1「広島」地質図幅説明書（神津・中村，1911）に



第40図 呉図幅地域の第四系対比図
地質年代（万年）は対数目盛による



第41図 西条層分布図



第42図 黒瀬・西条盆地の西条層対比図

概要が説明されている程度である。西条盆地については、橋本・楠見 (1958), 多井 (1964) の層序学的報告, 粉川 (1962 a, b), 福原 (1977) 等の古植物学的, 花粉学的研究, 橋本・楠見 (1962), 福原 (1977) の堆積学的研究, 赤木 (1962) の地形学的研究がある。

VII. 1. 2 層序及び層相

本地域内の西条層は、黒瀬盆地内に広く分布し、標高 180-200 m 程度の丘陵地を構成している。その基盤岩は花崗岩類であり、これを不整合に覆い、段丘堆積物、崖錐堆積物に不整合に覆われる。

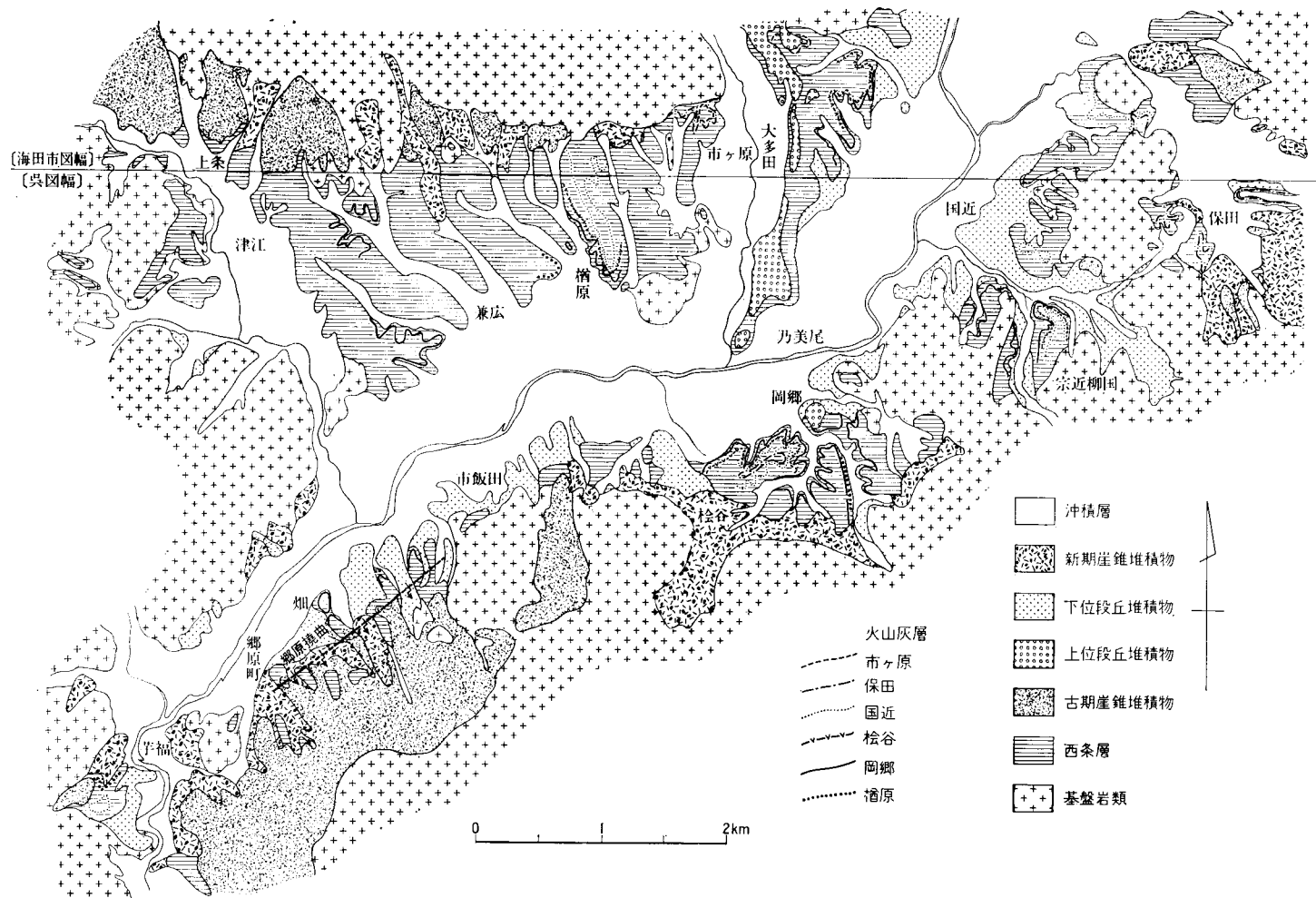
層厚は約 30-35 m で、砂層優勢な砂層、シルト層の互層が主体であり、一部の地域では、礫層が発達する。薄い亜炭層や火山灰層を数層挟有する。火山灰層のうち主要なものを、下位より檜原、今田、岡郷、桧谷、国近、保田、市ヶ原火山灰層と呼ぶこととする (第 42 図, 第 45 図)。

盆地の中央部では、層相は、比較的淘汰の悪い花崗岩質粗粒砂層主体の薄い砂層とシルト層の互層で、厚さ 10-50 cm 程度の亜炭層ないし炭質砂層-シルト層を数層挟むところが多い。炭質層は、西条層中部の岡郷火山灰層の下位、国近火山灰層の下位に多く見られる (第 47 図)。また、薄い細-中礫大の亜角-亜円礫層を挟むことがある。現黒瀬川に沿う地域では、細かい礫混じりの砂層が優

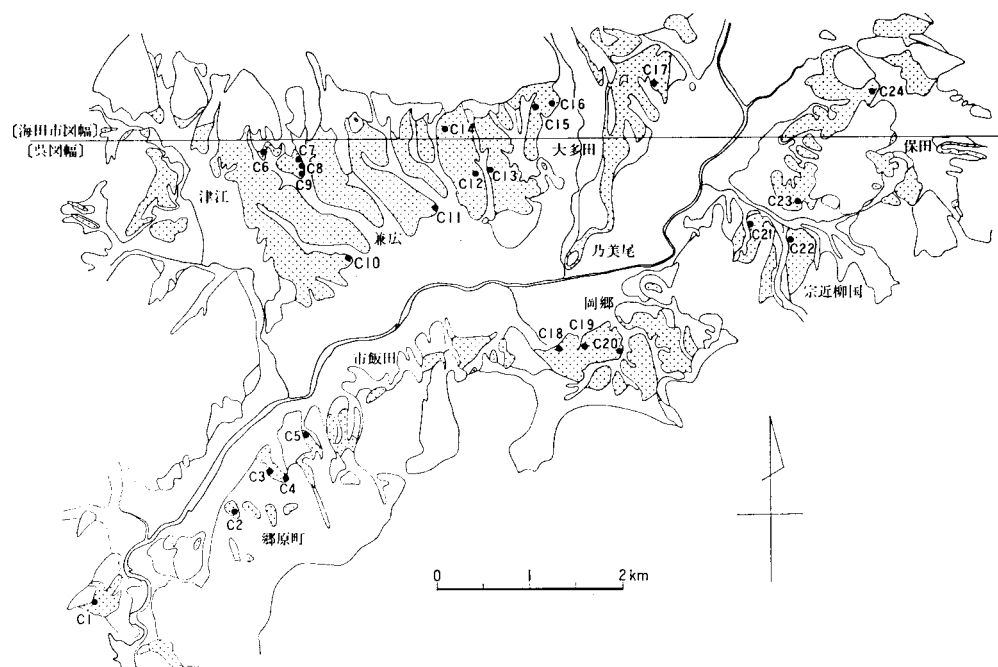
勢であり、NE-SW 方向に延びる水路のあったことが推定される。

黒瀬盆地の縁辺部、特に津江上条-大多田北部地域、保田北部、郷原町芋福付近では、一般に礫層が発達する。これらの礫層は、扇状地ないし崖錐成のもので、主として中礫大の花崗岩、流紋岩類の亜円-亜角礫からなり、津江北部では、巨礫大の角礫層が発達する (第 48 図)。盆地中央部の砂・シルト層とは、指交関係にある。また、砂・シルト層主体の地域でも、基盤の花崗岩の近くでは、中礫-巨礫大の花崗岩の角-亜角礫を含むことが多い。

西条層は一般に基盤岩類に対して、アバット不整合で接し、全体としてトラフ状の谷を埋めたような形で分布すると推定できる。地層は一部の地域を除きほとんど水平である。しかし、岡郷火山灰層の分布する標高が、津江-大多田付近で約 180 m、郷原町-岡郷付近で約 170 m であるので、変位を考慮に入れないと地層は南東へ平均 1,000 分の 4 程度の傾斜で傾いていることになる。



第43図 黒瀬盆地の第四系地質図



第44図 西条層の柱状図作成地点図

VII. 1. 3 火山灰層

西条層中に挟する火山灰層について、その諸特徴を以下に記載する。構成粒子の粒度は、便宜上、粒径 $1/4 \text{ mm}$ 以上のものが重量比で 50% 以上含まれるものを粗粒、 $1/4 \text{ mm}$ 以上が 50% 以下で $1/16 \text{ mm}$ 以上が 50% 以上を中粒、 $1/16 \text{ mm}$ 以上が 50% 以下のものを細粒と呼ぶことにする。またガラスの形状は吉川（1976）の分類に従う。屈折率の測定方法は温度変化方法（遠藤，1982）による。測定誤差は最大およそ ± 0.0015 である。

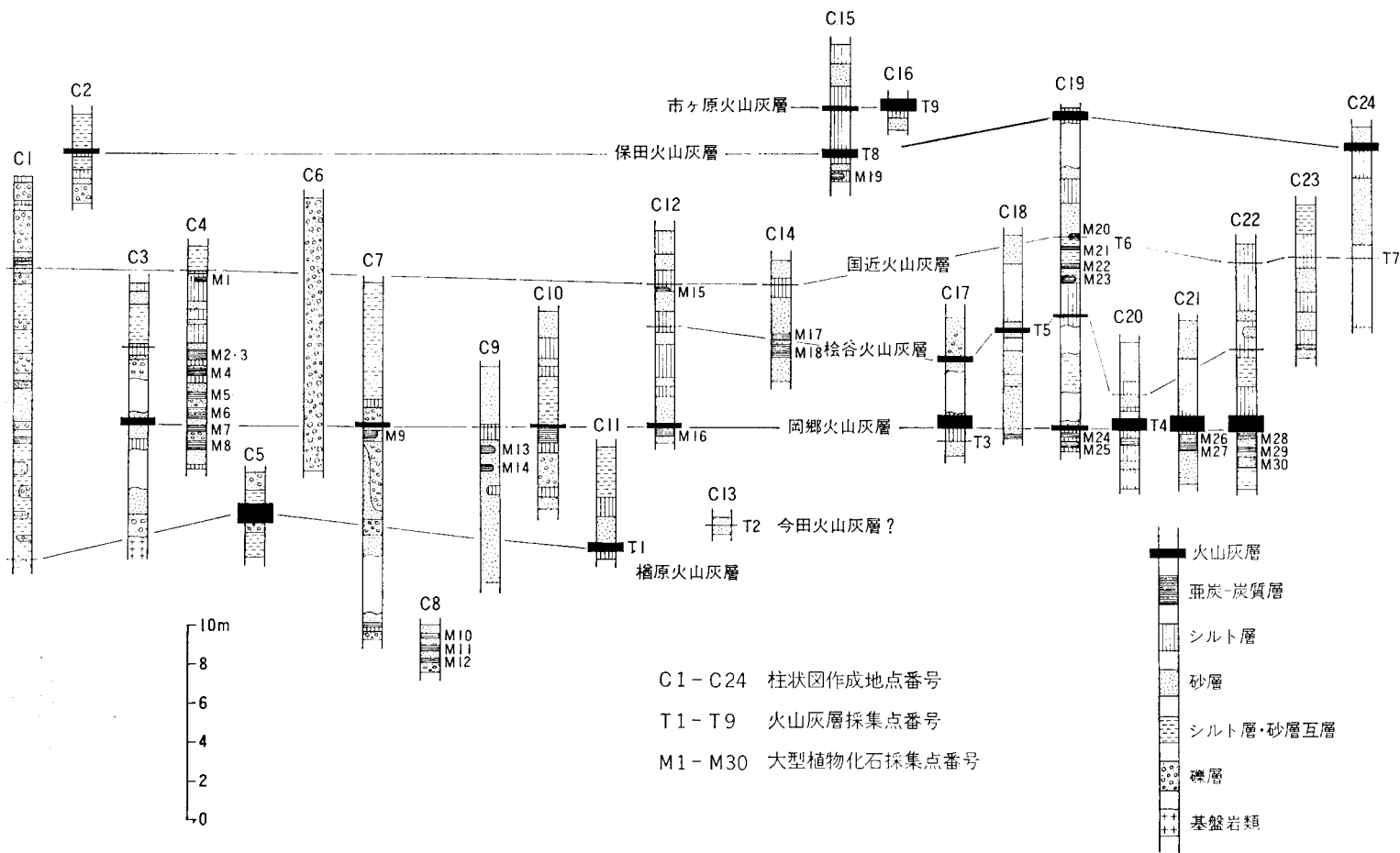
第49図に西条層中の火山灰層の粒度分布を、第9表に諸組成を示す。

檜原火山灰層（新称）

黒瀬盆地の西条層中、最下位の火山灰層であり、黒瀬町檜原、岡郷、呉市郷原町に散在的に分布する。厚さ $10\text{--}90 \text{ cm}$ 、灰白色、中粒、砂質やや風化した火山灰層。火山ガラス主体。ガラスは偏平型-中間型が多く（第Ⅷ図版1）、屈折率は $n = 1.497\text{--}1.500$ 。重鉱物は角閃石・斜方輝石が多い。少量の黒雲母を含む。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.700\text{--}1.721$ 。

いまだ 今田火山灰層（新称）

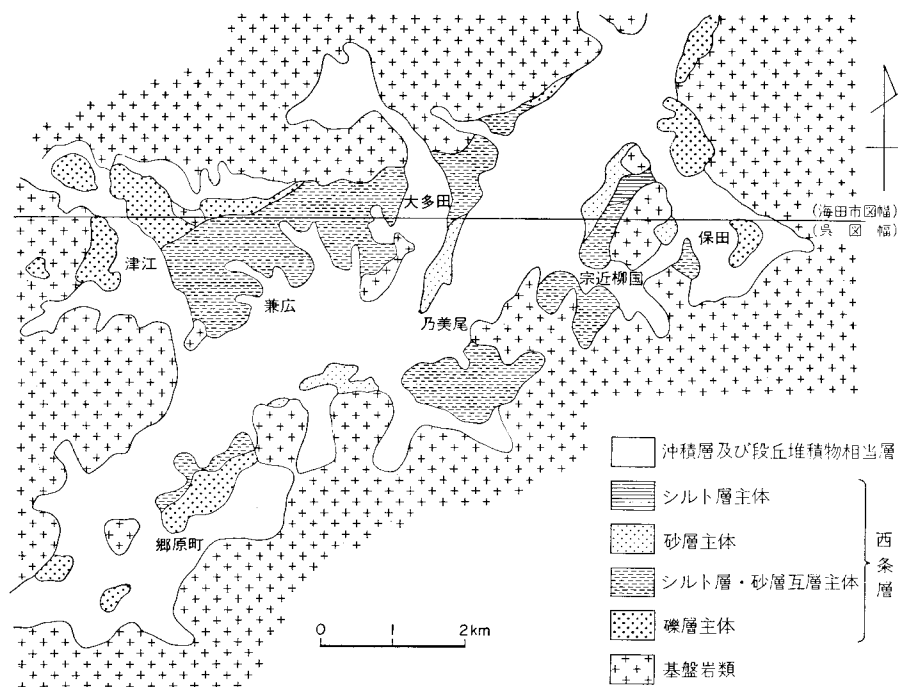
檜原火山灰層とほぼ同層準と考えるが、その上下関係は明らかでない（第45図）。黒瀬盆地ではほとんど観察されないが、北隣「海田市」地域内西条盆地南部には広く分布し、この地域では鍵層として重要である。厚さ $20\text{--}40 \text{ cm}$ 、中粒-細粒。下部及び上部は赤灰-黄褐色、中粒、結晶粒の比較的多い部分（結晶 \geq 火山ガラス）で、重鉱物がゴマシオ状に点在する。中部及び最上部は灰白色、細粒、火山ガラス主体の部分である。ガラスは、下部・上部は破片状の偏平型-中間型が多く（第Ⅷ図版2）、中部・最



第45図 西条層の柱状図及び火山灰層、大型植物化石採集位置図（柱状図作成地点は第44図参照）

第9表 西条層中の

火山灰名	採集点	鉱物組成 (%)				重	
		ガラス	長石	石英	重鉱物	黒雲母	角閃石
楡原	C11・T1	87.5	10.5	0.5	1.5	0	43.5
今田	西条町今田(中部)	92.0	5.0	1.5	1.5	0	68.0
	同上(下部)	35.0	39.0	3.0	23.0	0	76.0
今田?	C13・T2					0	82.0
未命名	C17・T3					0	45.0
岡郷	C20・T4(上部)	89.5	9.0	0	1.5	1.0	9.5
	C20・T4(下部)	71.0	25.0	0.5	3.5	1.0	8.0
松谷	C18・T5	8.5	56.0	2.0	33.5	0	1.5
国近	C19・T6	63.5	27.5	1.5	7.5	0	40.0
	C24・T7	92.0	5.0	0.5	2.5	0	47.5
保田	C15・T8	88.5	11.0	0.5	0	0	46.0
市ヶ原	C16・T9	99.5	0.5	0	0	7.5	1.0



第46図 西条層の層相分布図

上部は、比較的薄手の偏平型-中間型が多い。ガラスの屈折率は $n = 1.498-1.501$ 。重鉱物は角閃石が多く、斜方輝石を少量含む。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.702-1.709$

未命名火山灰層

岡郷火山灰層の約0.6 m 下位にあり、黒瀬町大多田で観察された。厚さ約5 cm、淡桃色、細粒、粘土化した火山灰層。重鉱物は、角閃石と斜方輝石が多い。

各火山灰層の諸組成

すべて粒数%、分析値は、粒径 1/4-1/16 mm. 採集地点は第44図参照

鉱物組成 (%)					ガラスの形状 (%)			
斜方輝石	単斜輝石	ジルコン	不透明鉱物	その他	扁平型	中間型	多孔質型	塊状・粒状
20.0	2.5	0	34.0	0	61.5	37.5	0.5	0.5
16.0	3.0	1.0	12.0	0	41.5	58.5	0	0
14.0	1.5	0	8.5	0	40.0	52.0	7.0	1.0
15.5	0	0	1.5	1.0				
32.0	5.0	1.0	17.0	0				
38.5	1.5	3.0	46.5	0	13.5	56.5	17.5	12.5
49.5	8.0	0	33.5	0	37.0	35.0	9.0	19.0
55.0	28.0	0	15.5	0				
23.0	3.5	0.5	31.0	2.0	69.0	29.0	1.0	1.0
36.0	4.5	0.5	11.5	0	50.5	47.5	1.0	1.0
17.0	0.5	1.5	35.0	0	43.5	50.0	5.5	1.0
40.0	28.0	0	23.5	0	41.5	45.5	13.0	0



第47図 西条層の露頭 (黒瀬町宗近柳国). 3層の垂炭層 (黒色帯) が挟まっている

岡郷火山灰層 (新称)

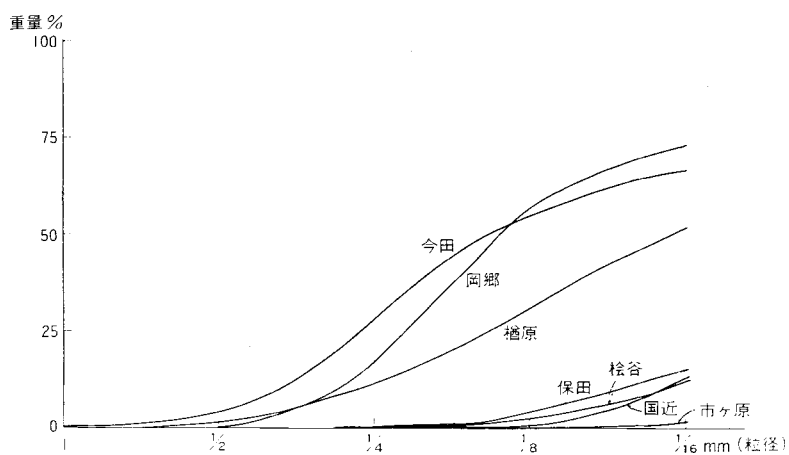
檜原火山灰層の約6 m 上位にあり、黒瀬盆地全域に広く分布し、鍵層として有効である。厚さ20-80 cm, 灰白色, 厚さ数 cm の中粒と細粒の層の互層からなる (第50図)。火山ガラス主体。ガラスは小さな気泡を多数含んだ中間型-粒状ガラスが比較的多く, また褐色塊状ガラスを10%程度含む (第Ⅱ図版3, 4)。ガラスの屈折率は $n = 1.500-1.502$ 。重鉱物は斜方輝石, 不透明鉱物が多い。少量の黒雲母を含む。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.700-1.707$ 。

桧谷火山灰層 (新称)

岡郷火山灰層の約4-6 m 上位にあり、黒瀬町大多田, 宗近柳国, 乃美尾付近に分布する。厚さ5-20



第48図 黒瀬盆地北部に発達する西条層の礫層 (黒瀬町津江上条). ハンマーの柄の長さは約60cm



第49図 西条層中の火山灰層の粒度分布図

cm, 紫灰色, 細粒, 粘土化した火山灰層. 風化により火山ガラスはほとんど残っていない. ガラスの屈折率は $n = 1.504-1.505$. 重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石が多い. 斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.700-1.709$.

国近火山灰層 (新称)

松谷火山灰層の約4 m 上位にあり, 黒瀬町大多田, 乃美尾, 宗近柳川周辺に分布する. 厚さ2-5 cm, 桃色, 細粒. 最下部2-3 mm は中粒, ゴマシオ状に重鉱物が散在する. 火山ガラスが比較的多い. ガラスは扁平型や曲線状突起のある中間型が多く (第Ⅲ図版1), 屈折率は $n = 1.501-1.503$. 重鉱物は, 角閃石, 斜方輝石が多い. 少量の黒雲母を含むことがある. 斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.702-1.708$.



第50図 岡郷火山灰層（黒瀬町岡郷）。露頭のほぼ中部，厚さ約60cm

保田火山灰層（新称）

国近火山灰層の約6mにあり，黒瀬町市ヶ原，保田，桧谷，呉市郷原町隠地付近に散在的に分布する。厚さ約40cm，細粒。淡黄色，褐色，灰白色の数層の互層からなり，中部に灰白色粘土質層を挟む。火山ガラス主体。ガラスは偏平型-中間型が多く（第Ⅷ図版2），屈折率は $n = 1.497-1.499$ 。重鉍物は角閃石が多く，斜方輝石を少量含む。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.707-1.724$ 。

市ヶ原火山灰層（新称）

保田火山灰層の約2m上位にあり，黒瀬町大多田付近に分布する。厚さ10-60cm，白-黄色，細粒。ほとんど火山ガラスから構成されている。ガラスは直線状の突起（溝）のある偏平型-中間型が多く（第Ⅷ図版3），屈折率は $n = 1.498-1.499$ 。極少量含まれる重鉍物は，斜方輝石，単斜輝石が多い。黒雲母を少量含む。

Ⅶ. 1. 4 大型植物化石

西条層中の幾つかの層準において亜炭層・炭質シルト-砂層中から多数の大型植物化石が産出している（第10表。採集及び同定は大阪市立大学南木睦彦氏による）。

全体として，寒冷-冷涼気候を示す遺体が多く産出している。また本図幅地域の西条層の最下部とみなした層準（C 8-M 11，M 12）から *Cunninghamia* sp. が産出する。

Ⅶ. 1. 5 フィッショントラック年代

西条層中に挟在する檜原火山灰層（採集点C 11-T 1）及び岡郷火山灰層（採集点C 20-T 4）について，そのフィッショントラック年代を測定した（第11表）（測定及び年代の算出は（株）京都フィッショントラックに依頼した）。

第10表 西条層からの

種	名	産出地点・層位	
		産出部位	
arbor		木本	
<i>Abies</i>		モミ属	CS S L
<i>Pseudotsuga japonica</i> (SHIRASAWA) BEISSN.		トガサワラ	C
<i>P.</i>		トガサワラ属	CS S L
<i>Tsuga</i> and/or <i>Pseudotsuga</i>		ツガ属またはトガサワラ属	Sh
<i>Tsuga diversifolia</i> (MAXIM.) MASTERS		コメツガ	L C S
<i>T.</i>		ツガ属	CS L Sh
<i>Picea jezoensis</i> (S. et Z.) CARR.		トウヒ	L
<i>P. maximowiczii</i> REGEL		ヒメバラモミ	C
<i>P. cf. shirasawae</i> HAYASHI		ヒメマツハダに似る種	C
<i>P. sect. Picea</i>		トウヒ属バラモミ節	CS L S Sh
<i>P.</i>		トウヒ属	S Sh
<i>Pinus koraiensis</i> S. et Z.		チョウセンゴヨウ	S L
<i>P. subgen. Haploxyton</i>		マツ属単維管束亜属	CS SS Sh MI
<i>P. subgen. Diploxyton</i>		マツ属複維管束亜属	C L
<i>Cunninghamia</i>		コウヨウザン属	L
<i>Cryptomeria</i>		スギ属	C CS S L Sh
<i>Chamaecyparis obtusa</i> (S. et Z.) S. et Z., ap. ENDL.		ヒノキ	CS S
<i>C. pisifera</i> (S. et Z.) S. et Z., ap. ENDL.		サワラ	C CS S Sh
<i>Corylus</i>		ハシバミ属	F
<i>Betula cf. maximowicziana</i> REGEL		ウダイカンバに似る種	F
<i>B.</i>		カバノキ属	F
<i>Alnus japonica</i> (THUNB.) STEUD.		ハンノキ	I
<i>A. subgen. Alnus</i>		ハンノキ属ハンノキ亜属	F
<i>A. subgen. Alnaster</i>		ハンノキ属ヤシャブシ亜属	F

種 名	産出部位	産出地点・層位	
<i>Alnus</i>	ハンノキ属		I FS MI
<i>Fagus aff. hayatae</i> PALIB.	タイワンブナに似る種		Cu YC F
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	コナラ属コナラ亜属		Cu
<i>Magnolia</i>	モクレン属		S
Hamamelidaceae	マンサク科		F S
<i>Rubus</i>	キイチゴ属		E
<i>Prunus</i>	サクラン属		E
<i>Phellodendron amurense</i> RUPR.	キハダ		S
<i>Ilex</i>	モチノキ属		S
<i>Vitis</i>	ブドウ属		S
<i>Actinidia cf. arguta</i> (S. et Z.) PLANCH., ex MIQ.	サルナシに似る種		S
<i>Stewartia</i> A	ナツツバキ属A		F
S. B	ナツツバキ属B		F
<i>Cornus controversa</i> HEMSLEY	ミズキ		E
<i>Styrax japonica</i> S. et Z.	エゴノキ		E
<i>Callicarpa</i>	ムラサキシキブ属		E
<i>Sambucus sieboldiana</i> BLUME, ex GRAEBN.	ニワトコ		S
<i>Viburnum</i> sect. <i>Odontotinus</i>	ガマズミ属ガマズミ節		E
herb	草本		
<i>Selaginella remotifolia</i> SPRING	クラマゴケ		M
S.	イワヒバ属		M
<i>Isoetes japonica</i> A. BR.	ミズニラ		M
I.	ミズニラ属		M
<i>Sparganium</i>	ミクリ属		E
<i>Potamogeton cf. fryeri</i> A. BENN.	フトヒルムシロに似る種		E
P. cf. <i>cristatus</i> REGEL et MAACK	コバノヒルムシロ		E
P.	ヒルムシロ属		E
<i>Najas cf. marina</i> LINN.	イバラモに似る種		S
N. A	イバラモ属A		S
N. B	イバラモ属B		S
<i>Alisma canaliculatum</i> A. BR. et BOUCHE.	ヘラオモダカ		F
Alismataceae	オモダカ科		S
<i>Blyxa</i>	スブタ属		S
<i>Cyperus</i> A	カヤツリグサ属A		F
C. B	カヤツリグサ属B		F
C. C	カヤツリグサ属C		F
C. D	カヤツリグサ属D		F
C. E	カヤツリグサ属E		F
<i>Scirpus</i> A	ホタルイ属A		F
S. B	ホタルイ属B		F
S. C	ホタルイ属C		F
S. D	ホタルイ属D		F
<i>Carex cf. dickinsii</i> FRANCH. et SAVAT.	オニスゲ		F
C. sect. <i>Vignea</i>	スゲ属マスクサ節		F

C4								C7	C8			C9		C12		C14		C15	C19					C21		C22			
M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
-																		-											
							o				o o							-											
																		o											

種	名	産出地点・層位	
		産出部位	
<i>Carex</i> cf. sect. <i>Graciles</i>	スゲ属ナキリスゲ節に似る種		F
<i>C.</i> cf. sect. <i>Carex</i>	スゲ属アセスゲ節に似る種		F
<i>C.</i> A	スゲ属A		F
<i>C.</i> B	スゲ属B		F
<i>C.</i> C	スゲ属C		F
Cyperaceae A	スゲ科A		F
Cyperaceae B	スゲ科B		F
Cyperaceae C	スゲ科C		F
Cyperaceae D	スゲ科D		F
<i>Aneilema keisak</i> HASSK.	イボクサ		S
<i>Juncus</i>	イグサ属		S
<i>Iris</i>	アヤメ属		S
<i>Boehmeria</i>	カラムシ属		E
<i>Polygonum thunbergii</i> S. et Z.	ミゾソバ		F
<i>P.</i> <i>Pubescens</i> BLUME	ボントクタデ		F
Caryophyllaceae	ナデシコ科		S
<i>Nuphar</i>	コウホネ属		S
<i>Nymphaea</i>	スイレン属		S
<i>Potentilla palustris</i> (LINN.) SCOPOLI	クロバナロウゲ		E
<i>Potentilla, Fragaria, and/or Duchesnea</i>	キジムシロ属, オランダイチゴ属 及びヘビイチゴ属		E
<i>Oxalis</i>	カタバミ属		S
<i>Triadenum japonicum</i> (BLUME) MAKINO	ミズオトギリ		S
<i>Hypericum</i>	オトギリソウ属		S
<i>Viola</i>	スミレ属		S
<i>Trapa</i>	ヒシ属		F
<i>Haloragis</i>	アリノトウグサ属		F
<i>Menyanthes trifoliata</i> LINN.	ミツガシワ		S
<i>Mosla</i>	イヌコウジュ属		F
<i>Lycopus</i>	シロネ属		F
Labiatae	シソ科		F

卍: 1個/cm³以上 +: 0.1-1個/cm³ ○: 0.01-0.1個/cm³ -: 0.01個/cm³未満

C: 球果 CS: 球果鱗片 Cu: 殻斗 E: 内果皮 F: 果実 FS: 果鱗 I: 果実序 L: 葉 M: 大胞子
試料番号 M11-30 は南木標本番号 379-408 (大阪市立大学理学部生物学科保管) に対応している

測定方法は *Grain by Grain + re-etching* 法 (徳橋ほか, 1983) で, 年代値計算法は個体識別 P₀ 検
定計算法 (横山ほか, 1984) によった. 測定粒数は1サンプル70粒程度であり, これらの粒子が一つの
年代を示す集団とみなせるかを調べ, 年代値を統計的に処理した. すなわち, 自発トラック数 (Ns) の
頻度がポアソン分布するかどうかを検定し, ポアソン分布からはずれる粒子を他の年代を示す異質混入
粒子とみなし, この粒子を除いた残りの全粒子を対象として, 自発トラック数 (Ns) 及び誘導トラック
数 (Ni) の総数比から年代値を算出した. 檜原火山灰層においては, ポアソン分布により適合するとみ
られる場合, すなわち自発トラック数 Ns = 6 (No. 18), 4 (No. 67) と Ns = 3 (No. 42 と No. 62)
のうちの1個 (Ns/Ni 比の大きい No. 42 の粒子, 付表参照) の計3個を除いた全粒子69個を用いて算
出した値を火山灰層の年代値とし, 全粒子72個を用いて計算した値を参考値とした. 岡郷火山灰層にお
いては, 測定全粒子72個の出現頻度がポアソン分布に良く適合し, 全粒子を用いて年代値を算出した.

C4								C7	C8			C9		C12		C14		C15	C19					C21		C22			
M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13	M14	M15	M16	M17	M18	M19	M20	M21	M22	M23	M24	M25	M26	M27	M28	M29	M30
			-					+	○	-	○													○	+	+			
		○	○	○	○		○	○	○	-	-			○	+	-							○		○	○	○	○	
○								-		○				-	○		+				○			-					
○			○	-				-	-	○			○	○									+	+			○	○	
○								-	-	-				○											-	○	○	+	○
○			○					○	-	○	-	-																	○
								○		-	-														○	-	-	○	
								○		-	-														○	-	-	○	
								○	○	-	○												+	+	-	-			
										-	-		○	○				○		○						○			
+	+	○	○	○	○			○	○	○	○			○						○				-	○	○	○	○	
										-																			
								○	○	○	-			+									+		+	○	+		
○	-	○						○	○	○	-			○									○	○	○	○	○	○	
										-	○																		

MI: 雄花序 S: 種子 Sh: 枝条 SS: 短枝 YC: 若い殻斗

檜原火山灰層の年代値は、 0.61 ± 0.11 Ma (参考値 0.79 ± 0.12 Ma), 岡郷火山灰層の年代値は 0.57 ± 0.09 Ma と求められた。

VII. 1. 6 対比及び年代

西条層から産出する大型植物化石の中には、*Picea maximowiczii*, *Pinus koraiensis*, *Menyanthes trifoliata* 等の寒冷型植物群が見られ、「メタセコイヤ植物群」(市原, 1960) の要素が全く見られない。この層準は近畿地方、大阪層群では Ma 3 (第3海成粘土層) 付近から上位に相当する(市原, 1960)。当時の広島と大阪周辺地域の気候が大きく変わらないとすれば、西条層は古くても約80万年前の地層で、大阪層群上部に相当する。紛川(1962 a, b)は、植物化石群層と *Menyanthes trifoliata* の計測値から、西条層を大阪層群最上部(いわゆる満池谷累層)に対比している。

第11表 西条層のフィッシュ

試料名	自発核分裂飛跡数		誘導核分裂飛跡数		フラッシュ 中性子線量 $\phi = n/cm^2$
	飛跡数 ΣN_s	$\rho_s = \Sigma N_s / \Sigma S$	飛跡数 ΣN_i	$\rho_i = \Sigma N_i / \Sigma S$	
檜原火山灰層 C11-T1	30	1.18×10^4	1247	4.91×10^5	4.25×10^{14}
檜原火山灰層 C11-T1 (参考値)	43	1.59×10^4	1379	5.09×10^5	4.25×10^{14}
岡郷火山灰層 C20-T4	42	1.47×10^4	1874	5.96×10^5	4.25×10^{14}

年代測定方法: Grain by Grain+re-etching 法

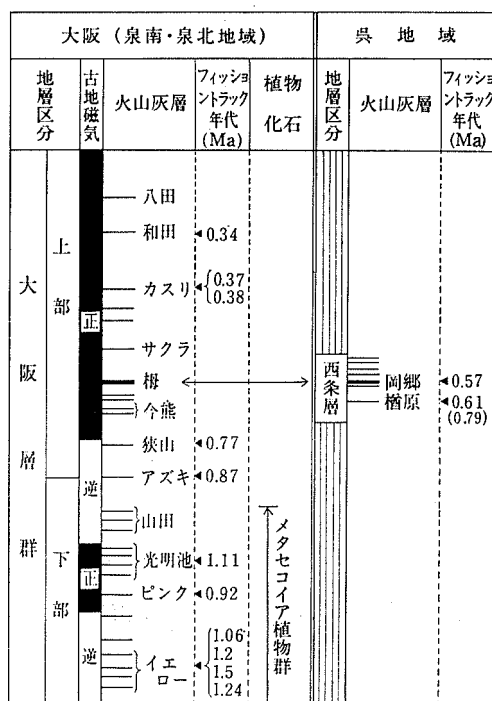
使用鉱物: ジルコン

エッチング条件: HF:H₂SO₄=1:1 etchant, 220°C, 5 h 30 m

熱中性子照射量測定方法: NBS No. 612 glass+Mica

熱中性子照射量: $\phi = 4.25 \pm 0.11 \times 10^{14}/cm^2$ 衰変定数: $\lambda_f = 7.03 \times 10^{-11}/y$

測定者: 檀原 徹 (株 京都フィッシュ・トラック)



第51図 大阪層群と西条層の対比図

大阪層群の層序は ITHARA *et al.* (1975), 市原ほか (1984) から作成

フィッシュトラック年代測定に用いた岡郷、檜原火山灰層のジルコンがかなり新鮮であり、また求められた二つの年代値に大きな差がないことから、これらの値は地層の地質年代を示すと考えて差し支えなく、檜原、岡郷火山灰層の年代は約60万年前後であるとみなすことができる。

岡郷火山灰層は比較的厚い火山灰層であり、広域火山灰層としての重要性は高いと考える。この火山灰層は、大阪層群中の榎火山灰層 (吉川, 1976) とガラスの形状、重鉱物組成、ガラス・斜方輝石の屈折率等が類似する。特に粒状・塊状のガラスを多数含むものは、他に例がほとんどないので、両層は同一層である可能性が高い。この対比は上述の年代とも調和的である (第51図)。

以上の対比を総合すると、西条層堆積時期は西条層の堆積速度がほぼ一定であると仮定して、約70-50万年頃となる。

VII. 2 段丘堆積物及び崖錐堆積物

本図幅地域内の河川沿いや山麓部には、小規模な河川成段丘堆積物や扇状地成ないし崖錐成堆積物が分布する。これらは、花崗岩類や西条層を不整合に覆う。段丘堆積物は、地形面の比高、保存状態や堆

ジョントラック年代

クス	年代値 ¹⁾	誤差 ²⁾	結晶数	結晶面積	ウラン濃度 ³⁾
飛跡数 $\Sigma N\phi$	T (Ma)	$\pm \epsilon$ (Ma) (ϵ/T %)	n (個)	ΣS (cm ²)	U (ppm)
1543	0.61	0.11 (18.7)	69	2.54×10^{-3}	58
1543	0.79	0.12 (15.7)	72	2.71×10^{-3}	60
1543	0.57	0.09 (15.8)	72	3.23×10^{-3}	70

1) $T = 5.96 \times 10^{-8} \phi \times \Sigma Ns / \Sigma Ni$

2) $\epsilon = \left\{ (1 / \sqrt{\Sigma Ns})^2 + (1 / \sqrt{\Sigma Ni})^2 + (1 / \sqrt{\Sigma N\phi})^2 \right\}^{1/2}$

3) $U = 5 \times 10^{10} \times \rho i / \phi$

(ただし、ジルコン結晶中でエッチングされる平均飛跡長を 8 μ m と仮定)

(ただし、ジルコン結晶中でエッチングされる平均飛跡長を 8 μ m と仮定)

積物の性質等から、少なくとも新旧2層に区別が可能で、これらを上位及び下位段丘堆積物と呼ぶ。また、扇状地-崖錐堆積物も同じような基準で2群に区分でき、これらを古期及び新期崖錐堆積物と呼ぶ(古期及び新期崖錐堆積物の年代的な境界は、段丘堆積物ほど明瞭ではなく、むしろ漸移的である)。

VII. 2. 1 上位段丘堆積物

本堆積物は呉市焼山町周辺及び黒瀬町乃美尾付近に分布する。地形平坦面はかなり開析されている。現河床面との比高は約 20-40 m である。

焼山町周辺に分布する本層は、厚さ 10 m 以下、砂礫層主体層で薄いシルト層を挟む。礫は、二河川右岸側では、中-大礫大の花崗岩、細粒花崗岩の角-亜角礫、左岸側では、中-大礫大の流紋岩類、花崗岩の亜角-亜円礫が主体で、比較的新鮮である。基質は粗粒砂で、かなり締まっている。焼山町奥条付近の本層中には、1枚の火山灰層が観察された。火山灰層は、厚さ 25 cm、下部約 20 cm は赤褐色



第52図 上位段丘堆積物の露頭(呉市焼山町原垣内)。小断層が幾つか見られる

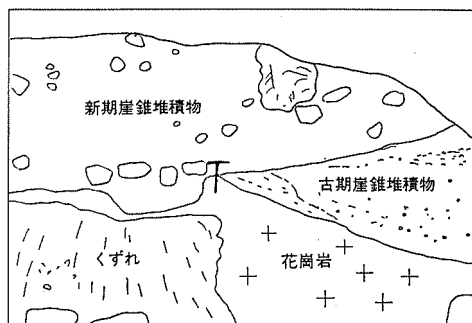
シルト質で灰白色シルト質層を挟む。上部約5 cmは黄橙色細粒、みがき砂質であるが、火山ガラスは風化してほとんど残っていない。上部の重鉱物組成は、斜方輝石が多く、単斜輝石も比較的多い。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.699-1.704$ である。

乃美尾付近の本層は、厚さ5 m程度、礫層主体層で、中部に薄い砂質シルト-砂層を挟む。礫は主として中-大礫大の流紋岩類の亜角-亜円礫で、幾らか風化している。基質は中粒-粗粒砂で、締まりは良く、淡褐色を呈している。北隣「海田市」地域の大多田では、本層の面より約10 m高位の地形面を構成する、主として中-大礫大の礫層からなるより古い段丘堆積物が分布する。

上位段丘堆積物の年代を直接示すデータはないが、堆積物がそれほど風化していないこと等から判断して、「下末吉層」頃の年代かあるいはそれよりは新しいものと考ええる。

Ⅶ. 2. 2 下位段丘堆積物

本堆積物は熊野町-呉市焼山町の二河川沿い、及び黒瀬町の黒瀬川沿いに分布する。平坦面は上位段



第53図 呉花崗岩上にある古期崖錐堆積物とこれを覆う新期崖錐堆積物(呉市郷原町山田)

丘面に比べ、幾らか保存が良い。現河床面との比高は、約 10-25 m 程度であり、平坦面は谷の中心部へ緩く傾斜する。熊野町久保地付近では、平坦面は 2 面に区分でき、その比高は約 3 m である。

堆積物は厚さ 5-10 m、花崗岩質粗粒砂層主体で、薄い細 - 中礫大の礫層、シルト層を挟む。これらはルースで新鮮である。また火山灰層を 1 枚挟有する。

火山灰層は多くの地点で観察された。厚さ 30-50 cm、灰白色 - 明黄褐色。最下部約 2 cm は細粒、下部 10 cm 程度は中粒、上部 20 cm 程度は細粒で白色粘土質層を不規則に挟むことがある。また最上部 3 cm 程度は細粒粘土質である。最下部と最上部は欠如していることが多い。火山ガラス主体。ガラスは偏平型が多く（第Ⅲ図版 4）、屈折率は $n = 1.498-1.499$ 。少量含まれる重鉱物は斜方輝石が多く、単斜輝石、角閃石を少量含む。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.700-1.736$ 。

下位段丘堆積物は、地形面の保存が比較的良好で、堆積物も新鮮であることから、一般に用いられている低位段丘群に属する。この堆積物中の火山灰層は、層厚 30-50 cm と比較的に厚いこと、偏平型の火山ガラスが主体であること、重鉱物組成、ガラス・斜方輝石の屈折率等から判断して、始良 Tn 火山灰層（町田・新井、1976）であると考えられる。この対比が正しいならば下位段丘堆積物の年代は約 2 万年前前後であり、地形面はほぼ関東地方の立川面に対比できる。

Ⅶ. 2. 3 古期崖錐堆積物

本堆積物は本図幅地域内の山麓部に分布する。特に花崗岩類と流紋岩類の岩体の境界部付近の谷口が多い。緩斜面を形成し、また段丘化していることが多い。地形面の比高と堆積物の風化度等から、小区域では少なくとも 2 層（2 面）に区分できるが、広域的な対比は困難であるので、これらを一括して扱う。

堆積物は厚さ 5-10 m 程度、流紋岩類主体の淘汰不良な角 - 亜角礫層がほとんどである。礫径は中礫 - 巨礫大で、中礫大程度のは風化し、「くさり礫」化していることが多い。基質は様々であるが、締



第 54 図 古期崖錐堆積物（呉市郷原町畑）。礫は風化により幾らか丸くなっている。基質は締まっている

まっけていて、明黄褐色を呈しているものが多く、また一部では、明赤褐色を呈している。

古期崖錐堆積物は、地形面の高度や堆積物の風化度等から、少なくとも一部は上位段丘堆積物より古く、一部は上位段丘堆積物より新しく、下位段丘堆積物より古い（第40図）。

VII. 2. 4 新期崖錐堆積物

本堆積物は山麓部に小規模ではあるが点々と分布する。緩傾斜面を形成し、沖積面と1-数mの比高



第55図 新期崖錐堆積物（川尻町久俊）。基質は少なく、ルースである。ハンマーの柄の長さは約60cm



第56図 新期崖錐堆積物中に挟在する火山灰層（ハンマーの位置、熊野町出来火ノ原）

を持つ。熊野盆地，黒瀬盆地では，この地形面の一部は，下位段丘面と連続する。

堆積物は，厚さ5 m程度，中-巨礫大の不淘汰な流紋岩類，花崗岩類の角-亜角礫層が主体であり，ところにより砂層を挟む。礫や基質は新鮮である。下位段丘堆積物中に狭る火山灰層と同一層を挟むことがある。

新期崖錐堆積物は，一部に下位段丘堆積物中の火山灰層と同一層を挟有すること等から，下位段丘堆積物と同一時期か，その前後の時期のものであり，一部は完新統に含まれる可能性がある。

Ⅶ. 3 沖 積 層

沖積層は，現河川に沿った谷底平野を構成する地層であり，主として氾濫原堆積物からなり，また谷口では，小規模な崖錐，扇状地が形成されている。広く分布するのは，黒瀬川流域，呉市街地及び呉市広町である。内陸域では，堆積物は厚さ5-15 m程度，砂層，礫層主体である。また呉市街，広町の平野部では，沖積層をどこまでとするかは明らかではないが，基盤岩まで30 m程度の厚さがあり，砂層優勢な砂礫層主体で，海側に行くにつれて，海成シルト層が発達する（国土地理院，1974）。

Ⅶ. 4 埋 立 地

本図幅地域は平野が少なく，山地が海に迫っている所が多いため，海岸部を埋立てて住宅用地，工場用地，道路用地などに利用している所が多い。なかでも，呉市街地南部や広町南部では広い埋立地ないし干拓造成地が開発されている。その他，川尻町，仁方町，音戸町などにもかなり広い埋立地がある。明治32年測量の地形図や国土地理院の最近の資料（国土地理院，1974，1976）から判断すると，本地域の埋立地造成は明治32年よりも前から始まっていたことがうかがえる。また，最近の地形図にも示されていない新しい埋立地もあり，今後も更に埋立地造成が進むと考えられる。

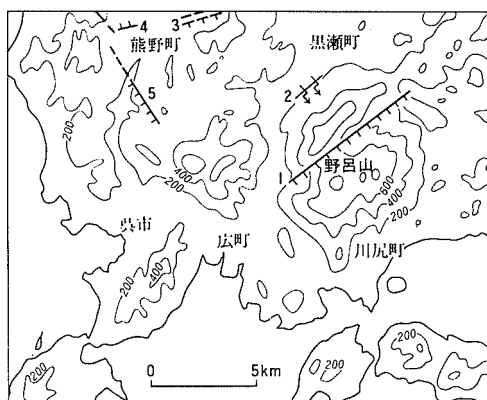
Ⅶ. 5 地 質 構 造

Ⅶ. 5. 1 断層及び撓曲

地形上，明瞭なりニアメントが認められるもの，及び第四系を変位させている断層，撓曲について，以下に記載する（第57図）。

勸農坂断層（活断層研究会，1980）

野呂山北部，安浦町中畑から呉市広町石内にかけてNE-SWに延びる長さ約7 kmの断層。北西側のブロックが相対的に隆起していると考えられる。直線状の谷地形が発達する。この断層線谷に沿って，小規模な古期及び新期崖錐堆積物



第57図 呉図幅地域の第四紀断層・撓曲分布図

等高線は200 m 間隔

1:勸農坂断層 2:郷原撓曲 3:重地断層

4:平谷断層 5:焼山断層

が分布するが、断層運動による変形は観察されていない。

郷原撓曲 (新称)

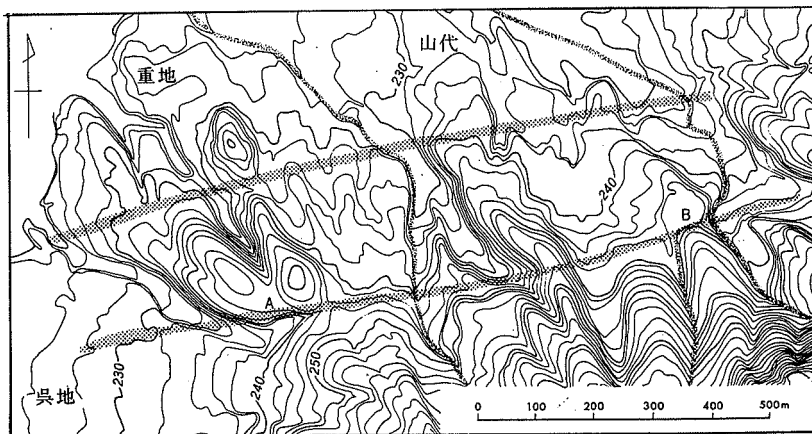
黒瀬盆地南西部、呉市郷原町畑付近でNE-SW方向に延びる長さ約2 kmの撓曲。北西側のブロックが相対的に隆起し、西条層の垂直変位は約10 m程度で、西条層は最大15°南東へ傾斜する(第58図)。古期及び新期崖錐堆積物の変位は観察されていない。

重地推定断層 (新称)

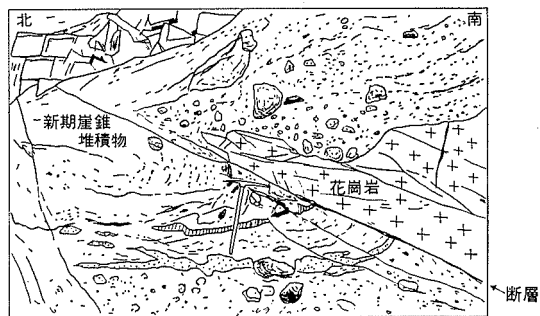
熊野町重地^{じゅうじ}付近で、ほぼE-W方向に延びる長さ約1.5 kmの断層である。断層露頭は観察されていないが、断層運動によると考えられる地形がある。すなわち、第59図のA、B地点及び両地点を結ぶ線



第58図 郷原撓曲(呉市郷原町畑)。地層は南東(左手前)へ約15°傾斜する(右側)が、すぐ水平になる(左側)



第59図 重地断層付近の地形図 等高線は2m間隔、熊野町発行2,500分の1地形図に基づく、網目線は推定断層位置を示す。A、B地点の説明は本文参照



第60図 平谷断層の露頭（熊野町平谷）。新期崖錐堆積物上に花崗岩が衝上している。ハンマーの柄の長さは約60 cm

上（推定断層位置）付近では、E-W方向の直線状の等高線の配列，河川の屈曲，北側が数m程度隆起したことを示すような地形がある。

この断層と平行にその約200 m北側にも断層が存在する可能性がある。ここでは，推定断層位置を境にして，地形面の高度や勾配が変わるように見える。ただ確実に断層であると言えるほど地形上，明瞭に現れてはいない。

平谷断層（新称）

熊野町平谷^{ひらだに}付近で，ほぼE-W方向に延びる長さ1 km程度の断層である。地形にはほとんど現れない。南側ブロックが相対的に隆起した低角逆断層で，断層面の傾斜は25°程度である（第60図）。新期崖錐堆積物に相当するとみなした砂礫層を変位させており，その垂直変位量は約3 mである。

焼山断層（新称）

呉市焼山町^{やけやま}付近で，NNW-SSE方向に延びる長さ約6 kmの断層。長さ1.5-2 km程度の数本の断層に分かれ，これらは雁行配列している。直線上の谷地形が明瞭であり，これを断層地形と判断した。

主断層露頭は観察されていないが、原垣内では、断層推定位置の両側で、上位段丘堆積物及び花崗岩を切る多数の小断層が見られる。

Ⅶ. 5. 2 構造運動

勸農坂断層や郷原撓曲で表現されるNE-SW方向の断層は、中国地方に広く見られるNE-SW方向の断層と同じ運動様式を示すものとする。本図幅地域では、これらの断層は段丘堆積物及びその相当層をほとんど変形させていないようである。西条層の分布は、大まかにみれば、NE-SW方向の谷を埋めるように分布しているので、この谷は既に西条層堆積前に存在しており、したがって、NE-SW方向の断層の主要な活動時期は、西条層堆積前、更新世前期頃と考える。ただ西条層の堆積は、黒瀬盆地の緩やかな沈降運動によるものとみなすことが可能であり、また西条層をわずかではあるが変位させている断層（郷原撓曲）があることから、これらの一連の運動が、活動度は小さいながらも西条層堆積終了の頃まで続いていたらしい。これらの断層は、現在はほとんど活動していない。

一方、段丘堆積物及びその相当層を変位させている断層は、本図幅地域内に限れば、E-W方向（重地、平谷断層）あるいはNNW-SSE方向（焼山断層）である。これらの断層は、累積変位が小さく、見掛上の活動度も小さいが、また比較的新しい時代（せいぜい10万年前）になって活動を開始したとみられることもできる。このような断層が、局所的なものなのかどうかは明らかではないが、前述のNE-SW方向の断層系とは区別する必要がある。

本図幅地域の地形上の特徴のひとつに、盆地と海岸平野との境界に発達する峡谷（二級峡、二河峡）が挙げられる。このような峡谷が生じるのは、海側の浸食基準面が急激に下がったことが原因らしいが、これは瀬戸内海域の相対的な沈降を示唆する。瀬戸内海の形成時期や沈降運動については詳しいことは分かっていないが、本図幅地域内の断層活動史と密接な関係があると思う。

Ⅷ. 応用地質

Ⅷ. 1 概要

本図幅地域の地下資源としては、骨材資源、石材及び石灰石がある。そのうち骨材資源は資源量も豊富で運搬の便も良いため、現在も盛んに稼行されている。石材は以前には本地域の各所で採掘されていたが、現在は2か所で小規模に採取されているにすぎない。石灰石は明治年間から昭和40年代にかけてかなりの生産があったが、現在稼行中の鉱山はない。

鉱泉は域内では呉市に1か所あるのみである。

環境地質面では、本地域は山地崩壊の著しい地域で、豪雨時には甚大な災害が発生している。これは本地域に花崗岩が多く、それが深層風化を受けており、しかも地形的に急傾斜地が多いという本地域の地質的・地形的特性に起因している。地震災害の面では、本図幅地域内に震源を持つ大きな地震はないが、安芸灘付近で発生した地震により、呉市を中心とした地域で被害が出ている。

VIII. 2 金属及び非金属鉱床

本図幅地域には、金属鉱床は見るとべきものがない。神津・中村（1911）が下蒲刈島に図示しているものは、芸予層中の銅鉱脈であったらしいが、現在は詳細不明である。また、呉市白岳山西方で石灰岩体の下盤の凝灰質砂岩中に旧坑があり、酸化鉄の焼けが見られるが、優勢な鉱床を稼行した形跡はない。

一方、非金属鉱床としては、石灰石鉱床が、白岳山周辺地域、下蒲刈島及び上蒲刈島にある。これらの石灰石鉱床は、明治初期頃から開発が始まり、昭和47年に稼行を中止するまでの間に相当量の石灰石を生産したと言われる（広島県商工部、1953；三田村・桑島、1964）。

白岳山周辺地域の石灰石鉱床は、芸予層中のレンズ状鉱床で、白岳山北山腹、白岳山西方及び小坪にある。白岳山北山腹及び西方の鉱床（第61図）は、厚さ70-80 m、走向ほぼ東西で、南に緩く傾斜する。上盤は泥質岩であり、下盤側は花崗岩に貫かれている所と泥質岩又は凝灰質砂岩の所とがある。小坪の鉱床は、厚さ40-45 m、走向がWNW-ESEで、南に緩く傾斜し、上・下盤とも泥質岩である。鉱石はいずれも結晶質石灰岩で、一般に挟雑物は少ない。一部には少量のスカルン鉱物（ざくろ石・灰鉄輝石・緑れん石・珪灰石）が見られることがあるが、一般にはスカルンを伴わず、石灰岩と花崗岩とが接する場合でも再結晶以外の変化は受けていない。

下蒲刈島の石灰石鉱床は、同島の北端、白崎^{しろさき}に位置し、走向N60°E、傾斜20-30°N、走向延長120 m、厚さ最大50 mである。南端は断層で切られている。上・下盤は泥質岩層である。鉱石は結晶質石灰岩で、スカルンは伴わない。

上蒲刈島の石灰石鉱床は、蒲刈町向から初神^{むかひ はじかみ}にかけて、芸予層中のほぼ同一層準に胚胎する。向地区



第61図 呉市広町白岳山の石灰石採掘跡

では4個のレンズ状鈇体を6か所で採掘していた。そのうち、向部落北方の鈇体は、走向NE-SWないしWNW-ESE、傾斜20°Nで、厚さ最大30 mである。上盤は泥質岩で、下盤は大部分泥質岩、一部が凝灰質砂岩である。向部落東方の鈇体は、走向E-W、傾斜5-10°Nで、厚さ約15 mである。鈇体は花崗斑岩岩脈によって分断されている。上・下盤は泥質岩である。初神地区では、1個の比較的規模の大きい鈇体と数個の小鈇体とがある。規模の大きい鈇体は、レンズ状をなし、走向WNW-ESE、傾斜20-40°N、走向延長約400 m、厚さ最大80 mである。上盤は泥質岩で、下盤は泥質岩と凝灰質砂岩である。小規模な鈇体はレンズ状ないし塊状をなし、泥質岩層中に挟在する。鈇石はいずれも結晶質石灰岩で、スカルンは伴わない。

VIII. 3 骨材及び石材

本図幅地域には多くの採石場がある。そのうち、骨材の採石場が数も多く、規模も大きい。

切石・間知石などの石材は、かつては域内の随所^{かわすみ}で採取されていたが、現在は熊野町川角（三石山北西山腹）と呉市広町吉松山南東方で小規模に採取されているにすぎない。

骨材の採石場は、呉市東惣付町^{とうづけ}、同市阿賀北^{あおひろ}、同市大広、川尻町森北方、蒲刈町初神などにある。東惣付町、阿賀北及び大広の採石場では灰ヶ峰層のデイサイト溶結凝灰岩を、川尻町森北方の採石場では灰ヶ峰層の流紋岩溶結ガラス質凝灰岩を採取しており、いずれも道路用、生コン用及び一般土木用の碎石を生産している。このうち大広では碎石業者6社によって年間約40万m³の碎石が生産されている（第62図）。蒲刈町初神の採石場では、主として芸予層の泥質岩層を採掘し、道路用、アスファルト用、生コン用及び一般土木建築用の碎石を生産している。



第62図 呉市大広の採石場

また、蒲刈町揚畑^{あげはた}（通称東山）にも大きな採石場があり、大地蔵花崗岩を採掘し、護岸用捨石及び埋立用土として利用している。

VIII. 4 鉱泉

本図幅地域内では、深山温泉が唯一の鉱泉である。同温泉は呉市内神町^{うちがみ}にあり、呉花崗岩中の裂かから湧出する放射能泉である。梅垣（1964）によれば、同温泉は、水温 17.0℃、pH7.3、ラドン含有量 17.83 マッヘとのことである。

VIII. 5 山地崩壊

本図幅地域は一般に平地が狭く、山地が海に迫っている所が多いため、人々は古くから山裾の傾斜地を開発して住み続けてきた。ところが、この山地の多くは花崗岩からなる。花崗岩は容易に風化して、極めて崩壊しやすい真砂となっているため、昔から豪雨のたびに、各所で斜面崩壊が起り、土石流が発生し、多くの建物・人命が土砂にのみ込まれてきた。本報告では、最近の豪雨災害で特に被害の大きかった昭和 20 年 9 月と昭和 42 年 7 月の例を、前川ほか（1967）、国土地理院（1974）、高崎・小林（1970）及び黒田ほか（1970）によって記述する。

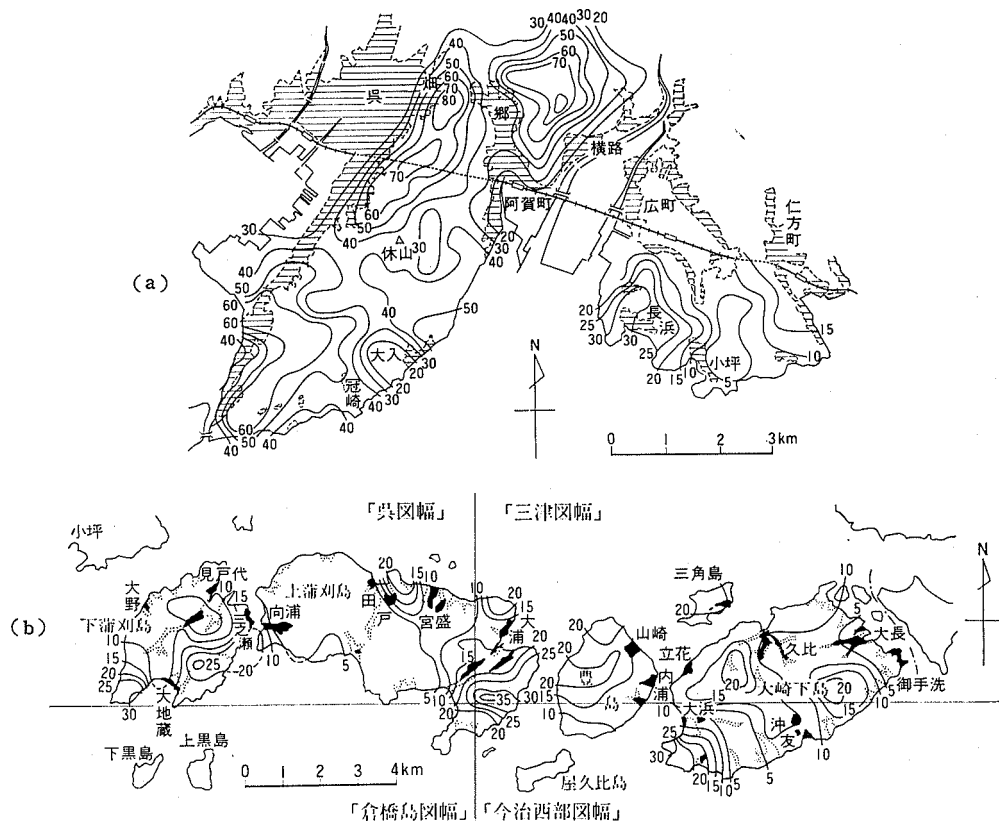
昭和 20 年 9 月豪雨の際には、9 月 16 日夜半から 17 日にかけて、枕崎台風の接近に伴う豪雨が呉地方を襲い、16 日 22 時から 24 時間の雨量は 221.8 mm（16 日 9 時から 18 日 2 時までの延降水量は 250.7 mm）に達した。この豪雨を誘因として、呉市北部を中心に山地崩壊が頻発し、土石流が発生し、死者 1,154 人、重傷者 440 人という未曾有の災害をもたらした。被害は休山山塊の西斜面が呉市街地と接する部分で特に大きく、延長がわずかに 1-2 km にすぎない小河川の椿川流域で 120 人、神原川流域で 108 人の死者を出している。この時にわずかの例外を除いてほとんど砂防工事は行われていなかった。

昭和 42 年 7 月豪雨の時には、梅雨末期の豪雨は 7 月 9 日には 212.9 mm（7 月 7 日 9 時から 10 月 9 日までの延降水量 317 mm）に達し、呉市周辺で山地崩壊・土石流・河川の氾濫などにより大きな災害が起こった。この時の人的被害と斜面崩壊の数及び密度を第 12 表に、斜面崩壊の発生度数分布を第 63 図に示した。これを見ると、花崗岩類からなる休山半島地域と、これに続く音戸町北部で、激しい山地崩壊が起こっているのが分かる。高田流紋岩類からなる灰ヶ峰-野呂山地域では比較的崩壊は少なかった。崩壊密度と地質の関係について、上蒲刈島で比較してみると、広島花崗岩類の分布地域で最も高く、次いで高田流紋岩類の分布地域内で多く、芸予層の分布地域では崩壊はずっと少なかった。次に斜面の条件と崩壊との関係を休山半島についてみる。斜面の高度別に崩壊の頭部の分布密度（第 64 図）

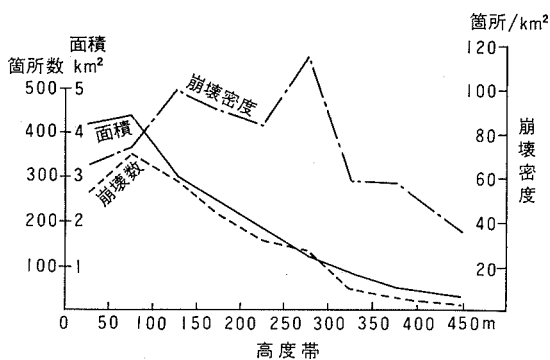
第 12 表 昭和 42 年 7 月豪雨による呉市及び周辺町の被害状況

	死 者	負傷者	崩壊数	崩壊密度 (個所/km ²)
呉 市 (休山地区)	88	102	2115 (1087)	14.7 (50.8)
川 尻 町			123	7.6
安 浦 町			267	4.2
蒲 刈 町	5	6	224	11.7
下 蒲 刈 町	2	15	112	12.9
音戸町北部			388	37

高崎・小林（1970）及び黒田ほか（1970）による



第63図 昭和42年7月豪雨による山崩れ発生度数分布図(黒田ほか, 1970による)
 数字は直径1kmの円内に含まれる山崩れの個数 a: 奥市 b: 島嶼部



第64図 高度別面積と崩壊数との関係(奥市休山, 高崎・小林, 1970による)

をみると、200-250 mと100-150 mにピークが認められる。前者は谷頭浸食の最も盛んな部分を示すと考えられ、後者は地形面としてはむしろ山麓部の緩斜面であり、真砂や崖錐堆積物などの風化生成物が厚い部分に当たっている。また、この部分は森林以外の用途、すなわち切り取り、盛土、よう壁等の人工斜面化され、宅地等になっていた場所である。ところが、全崩壊数に対する人工斜面の崩壊数は56%を占め、畑地を含むと実に77%が森林以外の部分で崩れ

ている。このことは斜面崩壊には気象条件・傾斜角などの自然的な条件のほか、土地の利用のあり方が大きな要素となっていることを示す。

VIII. 6 地震災害

本図幅地域内に震源をもつ大きな地震の記録はない。しかし、本地域南西の安芸灘付近では、マグニチュード6-7程度の地震が何度か発生しており、本図幅地域内にもその被害が及んでいる。

1905年(明治38年)の「芸予地震」(震源北緯34.2°, 東経132.3°, マグニチュード7.6)では、特に呉市を中心とする地域で被害が大きく、建物の崩壊、へいや道路の亀裂、埋立中の土地の陥没、水道管の破損等が生じ、死者も出ている(今村ほか, 1905)。また1949年の地震(震源北緯34.0°, 東経132.5°, マグニチュード6.2)でも、呉市で人家の倒壊、道路の亀裂、山林の一部崩壊、水道管の切断等の被害が出た(気象庁, 1950)。

文 献

- 赤木祥彦(1962) 安芸山地のペディメント. 地理学評論, no. 35, p. 570-586.
- 安芸団体研究グループ(1983) 広島県安芸津町付近の後期中生代火成岩類について. *MAGMA*, no. 67, p. 13-19.
- ARAMAKI, S. and LIPMAN, P. (1965) Possible leaching of Na₂O during hydration of volcanic glasses. *Proc. Japan Acad.*, vol. 41, p. 467-470.
- CROWELL, J. C. (1957) Origin of pebbly mudstone. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 68, p. 993-1010.
- 愛媛県(1962) 10万分の1愛媛県地質図及び同説明書, 182 p.
- 遠藤秀典(1982) 温度変化法による鉱物・ガラスの屈折率測定方法. 地質ニュース, no. 329, p. 8-12.
- 藤原健蔵(1977) 中国四国地方の地形概観. 日本地誌, vol. 16, p. 14-34.
- (1980) 中国地方の侵食小起伏面研究の諸問題. 西村嘉助先生退官記念論文集, p. 159-164.
- 福原悦満(1977) 広島県西条湖成層の地質学的・花粉学的研究. 第四紀学会講演要旨集, no. 6, p. 20.
- 長谷 晃・西村裕二郎(1979) 中国地方の緑色岩類. 地質雑, vol. 85, p. 401-412.
- 橋本雅見・楠見 久(1958) 西条湖成層の層序について. 地質学会西日本支部会報, no. 22, p. 1.
- ・———(1962) 西条湖成層の堆積現象について. 地質雑, vol. 68, p. 402.
- 服部 仁(1971) 蛍光X線分析法による岩石中の珪酸塩定量用のガラス円板試料調製法. 地調月報, vol. 22, p. 103-116.
- 端山好和・山田直利・山田哲雄・杵掛俊夫・仲井 豊・赤羽久忠・池田 極・田辺元祥(1975) 瀬戸内海大崎下島の变成古生層と白亜紀火成岩類. 地球科学, no. 29, p. 1-17.
- 早坂康隆・原 郁夫(1982) 中国帯からのジュラ紀放射散虫化石の発見とその構造地質学的意味. 地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 556.
- ・磯崎行雄・原 郁夫(1983) 中国地方西部玖珂層群・鹿足層群からのジュラ紀型放射散虫化石の発見. 地質雑, vol. 89, p. 527-530.

- 早瀬一一・石坂恭一(1967) Rb-Srによる地質年令(1), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 204-212.
- 東元定雄・濡木輝一・原 郁夫・佃 栄吉・中島 隆(1983) 岩国地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 79 p.
- 広島県(1964) 20万分の1広島県地質図及び同説明書, 182 p.
- 広島県商工部(1953) 広島県の地下資源. 広島県, 281 p.
- 藤田和夫・前田保夫(1984) 須磨地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 101 p.
- ICHIKAWA, K., MURAKAMI, N., HASE, A. and WADATSUMI, K. (1968) Late Mesozoic igneous activity in the Inner Side of Southwest Japan. *Pacific Geology*, Tsukiji Shokan, p. 97-118.
- 今村明恒ほか編(1905) 震災予防調査会報告, no. 53, 87 p.
- IMAOKA, T. and NAKASHIMA, K. (1983) Temporal and spatial variations of magnetic susceptibility of Cretaceous to Neogene igneous rocks from the central and western Chugoku Province. *Japan. Jour. Sci., Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 8, p. 1-30.
- 市原 実(1960) 大阪明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no. 49, p. 15-25.
- ITIHARA, M., YOSHIKAWA, S., INOUE, K., HAYASHI, T., TATEISHI, M. and NAKAJIMA, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku Area, South of Osaka, Japan -A standard stratigraphy of the Osaka Group-. *Jour. Geoscience, Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 1-29.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹(1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について—大阪層群の古地磁気層序とフィッション・トラック年代—. 地球科学, vol. 38, p. 1-16.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層—分布と資料—. 東京大学出版会, 363 p.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人(1961) 中央アルプスとその西域の地質 その2: 濃飛流紋岩類. 地球科学, no. 54, p. 20-31.
- ・高田康秀・尾上 亨・梅村盛一(1976) 岐阜県高山市西方の濃飛流紋岩中より植物化石の発見. 地質雑, vol. 82, p. 603-605.
- 河原富男(1978) 広島県三原市東部地域の“高田流紋岩類”. 地質雑, vol. 84, p. 425-432.
- (1984) 広島県福山市南方の高田流紋岩類. 地質雑, vol. 90, p. 577-587.
- ・番本正和(1983) 高田流紋岩類から産出した *Cunninghamia* の球果について. 地質雑, vol. 89, p. 469-470.
- 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—. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- ・———(1967) 本邦火成岩類の K-Ar dating (VI)—花崗岩類, 総括—. 岩鉱, vol. 57, p. 177-187.
- 木野崎吉郎(1953) 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について(概報). 広島大地学研報, no. 3, p. 61-77.
- 気象庁(1950) 気象要覧. 昭和24年7月, no. 599.

- KOJIMA, G. (1953) Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of the Chūgoku and Shikoku, etc. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 1, p. 17-46.
- (1954) Geological situation of the Cretaceous Hiroshima Granite. *Jour. Sci., Hiroshima Univ.*, ser. C, vol. 1, p. 61-65.
- 小島丈児 (1964) 深成岩類. 広島県地質図説明書. 広島県, p. 87-101.
- ・吉田博直 (1957) 中国地方中東部の中生代末深成火成活動. 地質雑, vol. 63, p. 405.
- ・———・濡木輝一 (1959) 中国地方中生代後期の酸性火成活動からみた三段峡地方酸性火成岩類. 三段峡と八幡高原(総合学術調査研究報告), 広島県教育委員会, p. 45-63.
- 国土地理院 (1974) 土地条件調査報告書「呉地域」, 107 p.
- (1976) 沿岸海域基礎調査報告書「呉地区」, 51 p.
- 粉川昭平 (1962a) 化石ミツガシワの計測値と年代との関係. 地質雑, vol. 68, p. 425.
- (1962b) 広島県西条盆地の含ミツガシワ寒冷植物化石群. 地質雑, vol. 68, p. 425-426.
- 神津淑祐・中村新太郎 (1911) 20 万分の 1 地質図幅「広島」及び同説明書. 地質調査所, 77 p.
- 黒田和夫・大久保太治・青柳信義 (1970) 昭和 42 年 7 月豪雨災害による山くずれ分布と地質の関係について. 防災科学技術総合研究報告, no. 24, p. 73-82.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- 前川 力ほか編 (1967) 昭和 42 年 7 月豪雨による呉市の災害の調査速報. 呉市, 214 p.
- MATSUDA, T. (1982) Fission-track geochronology of Late Cretaceous to Early Neogene igneous rocks in San'in Belt, Southwest Japan. *Abstracts Workshop on Fission-Track Dating*, June 30, 1982, Nikko, Japan, p. 37-41.
- 三田村信雄・桑島純一 (1964) 内海島しょ部. 国内鉄鋼原料調査. 第 2 報, p. 362-370.
- 村上允英 (1960) 中国西部における後期白亜紀及び第三紀火成活動. 山口大理報, vol. 11, p. 21-126.
- (1979) 東中国における後期中生代・古第三紀酸性岩類の南北変化の概要. 地質学論集, no. 17, p. 3-18.
- (1984) 中生代—古第三紀火成岩類—中国地方の中・古生代火成岩及び含有鉱物の化学的研究—. 総合研究(一般研究 B), 山口大学, p. 2-20.
- ・今岡照喜 (1980) 西南日本内帯における後期中生代—古第三紀火山岩類の化学性—とくに西中国地域を中心として—. 岩鉱, 特別号, no. 2, p. 263-278.
- 永井浩三・堀越和衛・佐藤信次・宮久三千年・鹿島愛彦・高橋治郎・土井清磨・平岡俊光 (1980) 20 万分の 1 愛媛県地質図. 愛媛地学会.
- 大森貞子・大森江い (1976) 岩石及び鉱物中の主成分のけい光 X 線分析法—第 1 報— ガラス円板作成について—. 地調月報, vol. 27, p. 195-211.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ (1967) 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, no. 13, 50 p.

- SEKI, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of late Mesozoic igneous rocks in the inner zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, ser. Geol. Mineral., vol. XLV, p. 71-110.
- (1981) Rb-Sr isochron age of the Mikuni-san rhyolites, Okayama, and geochronology of the Cretaceous volcanic activity in Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 87, p. 535-542.
- 柴田 賢・石原舜三 (1974) 広島花崗岩中央部の黒雲母 K-Ar 年代の南北変化. 地質雑, vol. 80, p. 431-433.
- SHIBATA, K., MATSUMOTO, T., YANAGI, T. and HAMAMOTO, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. in COHEE, G. V., GLAESSNER, M. F. and HEDBERG, H.ed., *Contributions to the geologic time scale, AAPG studies in Geology*, no. 6, p. 143-164.
- 島根県地質図編集委員会 (1982) 島根県地質図 (20 万分の 1). 国土地図株式会社
- 鈴木哲夫・安芸団研グループ (1983) 広島県上蒲刈島の後期中生代火成岩類. *MAGMA*, no. 67, p. 21-28.
- 多井義郎 (1964) 新生界. 広島県地質図説明書. 広島県, p. 103-123.
- 鷹村 権 (1960) 広島県西部及び北部の地質及び岩石. 岩鉱, vol. 44, p. 292-299.
- 高崎正義・小林基夫 (1970) 昭和42年7月豪雨災害による山地崩壊の地形的条件について. 防災科学技術総合研究報告, no. 24, p. 7-24.
- 徳橋秀一・檀原 徹・遠藤秀典・磯田邦俊・西村 進 (1983) フィッション・トラック法を用いた若い年代試料測定を試みと問題点—房総半島上総—下総層群中の火山灰層を対象として—. 地調月報, vol. 34, p. 241-269.
- TSUYA, H. (1934) On the Configuration of the Granite Masses and the Distribution of the Quaternary Volcanoes in the Tyūgoku District. Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 12, p. 249-259.
- 梅垣嘉治 (1964) 地下水と温泉. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 155-182.
- 山田直利・寺岡易司・秦光男ほか編 (1982) 100 万分の 1 地質図. 日本地質アトラス, p. 3-19, 22-25, 地質調査所.
- 横山卓雄・檀原 徹・中川要之助 (1984) 大阪府南部地域の第四系・第三系中の火山灰層のフィッション・トラック年代. 地質雑, vol. 90, p. 781-798.
- 吉田博直 (1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広島大地学研報, no. 8, p. 1-39.
- (1962) 広島市と呉市付近の中生代火成岩. 地質巡検案内書, no. 5, 日本地質学会 69 年会準備委員会, 14 p.
- (1963) 近畿・中国地方の後期中生代酸性火山岩類と“領家花崗岩類”との一, 二の地域における関係. 広島大地学研報, no. 12, p. 213-219.
- (1964) 白亜紀火山岩類. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 73-86.

吉川周作（1976） 大阪層群の火山灰層について．地質雑，vol. 82, p. 497-515.

付表 西条層中の火山灰層の結晶粒ごとのフィッシュントラック年代表

1. 橋原火山灰層

2. 岡郷火山灰層

結晶 番号	結晶面積 [$\times 10^{-5} \text{cm}^2$]	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		フィッシュントラック 年代 (Ma) $\lambda f = 7.03 \times 10^{-17} \text{y}^{-1}$	結晶 番号	結晶面積 [$\times 10^{-5} \text{cm}^2$]	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		フィッシュントラック 年代 (Ma) $\lambda f = 7.03 \times 10^{-17} \text{y}^{-1}$
		数(N_s)	密度(ρ_s) [$\times 10^4 / \text{cm}^2$]	数(N_i)	密度(ρ_i) [$\times 10^6 / \text{cm}^2$]				数(N_s)	密度(ρ_s) [$\times 10^4 / \text{cm}^2$]	数(N_i)	密度(ρ_i) [$\times 10^6 / \text{cm}^2$]	
1	1.60	1	6.3	20	1.25	1.3	1	8.44	0	0.0	32	0.38	0.0
2	6.22	1	1.6	6	0.10	4.2	2	10.00	1	1.0	37	0.37	0.7
3	3.41	0	0.0	19	0.56	0.0	3	1.28	0	0.0	5	0.39	0.0
4	1.87	0	0.0	11	0.59	0.0	4	3.52	2	5.7	19	0.54	2.7
5	2.72	0	0.0	13	0.48	0.0	5	3.09	0	0.0	18	0.58	0.0
6	1.23	0	0.0	8	0.65	0.0	6	2.13	0	0.0	10	0.47	0.0
7	1.23	0	0.0	12	0.98	0.0	7	3.36	0	0.0	18	0.54	0.0
8	2.45	2	8.2	9	0.37	5.6	8	3.20	0	0.0	23	0.72	0.0
9	1.65	0	0.0	15	0.91	0.0	9	3.47	0	0.0	30	0.86	0.0
10	2.40	0	0.0	7	0.29	0.0	10	3.52	0	0.0	21	0.60	0.0
11	2.19	0	0.0	12	0.55	0.0	11	2.16	0	0.0	17	0.79	0.0
12	3.36	0	0.0	21	0.63	0.0	12	5.78	1	1.7	44	0.76	0.6
13	3.76	0	0.0	33	0.88	0.0	13	5.18	0	0.0	32	0.62	0.0
14	1.44	0	0.0	6	0.42	0.0	14	3.68	0	0.0	25	0.68	0.0
15	2.40	0	0.0	16	0.67	0.0	15	4.64	2	4.3	29	0.63	1.8
16	4.37	0	0.0	20	0.46	0.0	16	4.00	2	5.0	16	0.40	3.2
17	3.68	0	0.0	9	0.24	0.0	17	4.59	1	2.2	26	0.57	1.0
18	5.33	6	11.3	59	1.11	2.6	18	3.11	0	0.0	36	1.16	0.0
19	5.33	2	3.8	37	0.69	1.4	19	6.67	1	1.5	36	0.54	0.7
20	5.33	0	0.0	34	0.64	0.0	20	2.83	0	0.0	13	0.46	0.0
21	1.00	0	0.0	4	0.40	0.0	21	2.99	3	10.0	28	0.94	2.7
22	1.87	1	5.4	37	1.98	0.7	22	3.68	1	2.7	20	0.54	1.3
23	2.68	0	0.0	10	0.37	0.0	23	2.13	0	0.0	14	0.66	0.0
24	1.81	0	0.0	8	0.44	0.0	24	3.20	1	3.1	10	0.31	2.5
25	4.11	1	2.4	31	0.75	0.8	25	12.15	1	0.8	131	1.08	0.2
26	2.08	0	0.0	7	0.34	0.0	26	5.33	0	0.0	33	0.62	0.0
27	1.81	0	0.0	8	0.44	0.0	27	4.44	2	4.5	11	0.25	4.6
28	2.13	0	0.0	5	0.23	0.0	28	4.96	0	0.0	37	0.75	0.0
29	1.55	0	0.0	8	0.52	0.0	29	5.78	0	0.0	32	0.55	0.0
30	2.45	0	0.0	9	0.37	0.0	30	2.08	0	0.0	9	0.43	0.0
31	2.67	0	0.0	6	0.22	0.0	31	4.64	0	0.0	18	0.39	0.0
32	4.44	1	2.3	24	0.54	1.1	32	8.15	0	0.0	21	0.26	0.0
33	2.67	1	3.8	14	0.52	1.8	33	2.83	0	0.0	19	0.67	0.0

34	9.78	1	1.0	42	0.43	0.6	34	7.33	1	1.4	72	0.98	0.4
35	2.52	0	0.0	11	0.44	0.0	35	4.00	0	0.0	18	0.45	0.0
36	24.34	1	0.4	43	0.18	0.6	36	2.29	0	0.0	10	0.44	0.0
37	2.24	1	4.5	6	0.27	4.2	37	5.92	0	0.0	19	0.32	0.0
38	2.08	0	0.0	5	0.24	0.0	38	2.83	1	3.5	19	0.67	1.3
39	1.39	0	0.0	10	0.72	0.0	39	6.37	1	1.6	38	0.60	0.7
40	1.48	0	0.0	4	0.27	0.0	40	3.09	0	0.0	22	0.71	0.0
41	6.00	1	1.7	12	0.20	2.1	41	5.48	0	0.0	40	0.73	0.0
42	4.59	3	6.5	19	0.41	4.0	42	6.22	0	0.0	29	0.47	0.0
43	2.28	1	4.4	23	1.01	1.1	43	6.81	1	1.5	52	0.76	0.5
44	2.96	2	6.8	28	0.95	1.8	44	4.15	0	0.0	21	0.51	0.0
45	6.22	0	0.0	18	0.29	0.0	45	11.33	1	0.9	51	0.45	0.5
46	2.51	0	0.0	10	0.40	0.0	46	1.87	0	0.0	8	0.43	0.0
47	1.88	0	0.0	3	0.16	0.0	47	2.13	0	0.0	18	0.85	0.0
48	2.13	0	0.0	13	0.61	0.0	48	2.35	1	4.3	25	1.06	1.0
49	2.08	0	0.0	19	0.91	0.0	49	2.03	0	0.0	17	0.84	0.0
50	4.64	0	0.0	35	0.75	0.0	50	2.99	1	3.3	14	0.47	1.8
51	7.70	2	2.6	43	0.56	1.2	51	3.84	3	7.8	36	0.94	2.1
52	2.19	0	0.0	12	0.55	0.0	52	3.79	0	0.0	18	0.47	0.0
53	6.07	0	0.0	12	0.20	0.0	53	2.40	0	0.0	10	0.42	0.0
54	2.24	1	4.5	5	0.22	5.1	54	2.72	1	3.7	17	0.63	1.5
55	1.28	0	0.0	11	0.86	0.0	55	3.84	1	2.6	24	0.63	1.0
56	5.60	1	1.8	38	0.68	0.7	56	10.07	0	0.0	28	0.28	0.0
57	4.15	0	0.0	23	0.55	0.0	57	2.08	1	4.8	10	0.48	2.5
58	2.72	0	0.0	18	0.66	0.0	58	10.22	2	2.0	71	0.69	0.7
59	2.61	0	0.0	19	0.73	0.0	59	8.00	0	0.0	17	0.21	0.0
60	2.56	1	3.9	24	0.94	1.1	60	3.44	0	0.0	18	0.52	0.0
61	16.34	0	0.0	49	0.30	0.0	61	2.64	1	3.8	14	0.53	1.8
62	4.67	3	6.4	40	0.86	1.9	62	8.15	0	0.0	33	0.40	0.0
63	3.04	0	0.0	16	0.53	0.0	63	4.56	1	2.2	37	0.81	0.7
64	7.11	1	1.4	23	0.32	1.1	64	2.56	0	0.0	16	0.63	0.0
65	3.47	1	2.9	12	0.35	2.1	65	3.31	1	3.0	40	1.21	0.6
66	3.22	0	0.0	35	1.09	0.0	66	4.00	2	5.0	28	0.70	1.8
67	6.67	4	6.0	54	0.81	1.9	67	7.55	1	1.3	31	0.41	0.8
68	3.47	2	5.8	20	0.58	2.5	68	4.74	0	0.0	23	0.49	0.0
69	1.76	0	0.0	20	1.14	0.0	69	2.72	0	0.0	10	0.37	0.0
70	1.60	0	0.0	8	0.50	0.0	70	3.25	1	3.1	13	0.40	2.0
71	3.84	0	0.0	9	0.23	0.0	71	2.44	0	0.0	24	0.98	0.0
72	6.22	1	1.6	49	0.79	0.5	72	2.72	2	7.4	13	0.48	3.9

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kōchi (13) No.14**GEOLOGY****OF THE****KURE DISTRICT**

By

Sadao HIGASHIMOTO, Hirohisa MATSUURA

Kiyohide MIZUNO and Kiyoo KAWADA

(Written in 1984)

(ABSTRACT)**OUTLINE**

The mapped district is situated in the southern part of Hiroshima Prefecture, and covers about 425 square kilometers between lat. 34°10' and 34°20'N, and long. 132°30' and 132°45'E. Geologically, the district lies in the Sanyo Zone which is one of the major zone of plutonism in the Inner Side of Southwest Japan. The district is mostly occupied by Cretaceous volcanic, granitic and dike rocks, and on a small scale by Triassic to Jurassic sedimentary rocks, and Quaternary deposits. The succession of the geological units in this district is summarized in Table 1.

Topographically, the district belongs to the southwestern margin of the Kibi Plateau, and is mainly occupied by mountainous country. Three erosion surfaces, such as the Kibi Plateau (550–840 meters in height), the Sera Plateau (300–400 m), and the Setouchi surface (200–300 m) are recognized in the mountainous country. The mountains face the sea on the west and south in the district, and coastal plains are restricted at the mouth of only a few rivers.

Table 1 Summary of geology in the Kure district.

Age		Geological system		Remarks
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium	Deposition of Alluvium
		Pleistocene	Lower terrace dep.	Younger talus deposits
	Upper terrace dep.		Older talus deposits	
	Tertiary	Saijō Formation		Deposition of fluvial-lacustrine deposits
		Setouchi surface Sera Plateau surface Kibi Plateau surface		
Mesozoic	Cretaceous	Late	Hiroshima Granitic Rocks { Kure Granite Nigata Granodiorite Ondo Granodiorite Miyazakari Granite Ōjizō Granite	Porphyrite dikes Quartz porphyry and felsite dikes Granite porphyries dikes ↑ Contact metamorphism Intrusion of Hiroshima Granitic Rocks ↓ Diorite porphyrites dikes
		Early	Takada Rhyolites { Norosan Welded Tuff Haigamine Formation Kamagari Formation { Tado Volcanic Member Nanakuniyama Clastic M.	↑ Acidic Volcanism (mainly terrestrial) ↓ Weathering Regression Upheaval
	Triassic-Jurassic	Geiyo Formation		Formation of biotite slates ↑ Regional metamorphism ↓ Sedimentation of a succession composed mainly of pebbly mudstone and mudstone

TRIASSIC TO JURASSIC

The oldest geologic unit of this district is the Geiyo Formation, crops out in the southern part of the district. Most of the sequence consists of pebbly mudstones and mudstone, and lenses and clasts of limestone, sandstone, chert, basic rocks, and metagabbro are interbedded with the mudstone facies. The lenses and clasts are various in size and shape; ranging from millimeters to hundreds

meters or more long, and lenticular, rounded, angular and rod-shaped. Chert is bedded chert associated with a small amount of massive chert. The limestone is crystalline, and mostly occurs lenticular and elongate in bedding in the lower horizons of the formation.

The formation trends west-east to northwest-southeast, and gently folds. The thickness varies from place to place and is estimated to be 250 to 600 meters. The rocks are suffered contact metamorphism by the Cretaceous granitic rocks.

No fossil is found. However, based on the lithological features and the structural position, the Geiyo Formation is correlative with the Kuga Group to the west of the district, and is thought to be of Triassic to Jurassic age.

CRETACEOUS VOLCANIC ROCKS

Cretaceous volcanic rocks occupy the central part of this district, and isolated Kami-kamagari Jima (Island) in the southern part. They are called the Takada Rhyolites, and divided into the Kamagari Formation, the Haigamine Formation, and the Norosan Welded Tuff.

The Kamagari Formation unconformably covers the Geiyo Formation in the north of Kami-kamagari Jima, and is intruded by granitic rocks. The Kamagari Formation is subdivided into the Nanakuniyama Clastic Member, and the Tado Volcanic Member in ascending order. The Nanakuniyama Clastic Member consists of tuffaceous conglomerate, sandstone and mudstone. They strike west to northwest, and dip 20 to 40° (north. Their total thickness is about 300 meters. The Tado Volcanic Member conformably overlies the Nanakuniyama Clastic Member, and consists of rhyolite to dacite. The thickness is about 300 meters.

The Haigamine Formation is exposed around Hai-ga Mine (Mt.) and Noro San (Mt.). It consists mainly of rhyolite and dacite pyroclastic materials, sometimes with intercalation of tuffaceous lacustrine sediments. Pyroclastic rocks are mostly welded. It is subdivided into the lower, middle and upper on the basis of their predominant lithology. The total thickness exceeds 1,000 meters.

The Norosan Welded Tuff rests unconformably upon the Haigamine Formation on its east, south and west sides. It consists of thick rhyolite welded tuff (more than 700 meters) with no intercalation.

The Haigamine Formation and the Norosan Welded Tuff are surrounded and intruded at the margin by the granitic rocks. The foliation of the volcanic rocks strikes parallel to the contact with the granitic rocks, dips toward the central area of the volcanic rocks.

The Takada Rhyolites are correlated with the Hikimi Group which is dated as 87 Ma by fission track method. And the Takada Rhyolites are intruded by late Cretaceous granitic rocks.

CRETACEOUS GRANITIC ROCKS

Granitic rocks in this district are all the Hiroshima Granitic Rocks, one of the major plutonic rocks in the Sanyō Zone. The rocks are extensively distributed occupying more than a half of this district. The Hiroshima Granitic Rocks is

divided into the Ōjizō Granite, the Miyazakari Granite, the Ondo Granodiorite, the Nigata Granodiorite and the Kure Granite. All of them are discordant intrusives, and lack gneissose structure. The Ojizo Granite occurs in the southern parts of Shimo-kamagari Jima and Kami-kamagari Jima, and consists of coarse- to medium-grained hornblende-bearing biotite granodiorite and biotite granite, medium- to fine-grained biotite granite, and fine-grained muscovite-bearing biotite granite and aplite. The coarse- to medium-grained granodiorite contains clots of fine-grained biotite and sub-grained quartz crystals, and has mylonitized in places. The medium- to fine-grained biotite granite contains characteristically potassium feldspar with microcline structure. The Miyazakari Granite occurs as elliptical stocks in eastern Kami-kamagari Jima, and consists of fine-grained biotite granite. The Ondo Granodiorite occurs in Kurahashi Jima, and consists of medium-grained hornblende biotite granodiorite associated with small amounts of fine-grained biotite granite and aplite. It is bounded on the north by the Kure Granite. The boundary is gradational, but the Granodiorite contains fine-grained biotite and sub-grained quartz crystal, therefore, it seems to be a little older than the Kure Granite which does not contain fine-grained biotite and sub-grained quartz crystals. The Nigata Granodiorite occurs in an area 8 kilometers long and 1.5 kilometers wide around Nigata, and consists of coarse- to medium-grained hornblende biotite granodiorite and hornblende-bearing biotite granodiorite, fine- to medium-grained hornblende biotite granodiorite, and fine-grained biotite granite and aplite. It has intruded into the Takada Rhyolites on the north side. The fine- to medium-grained granodiorite is emplaced presumably in a little earlier stage than the coarse- to medium-grained granodiorite. On the other hand, the fine-grained biotite granite and aplite are a little younger than the coarse- to medium-grained granodiorite. The Kure Granite is very widely exposed in the western and the northern parts of the district, and also around Ato. It is composed of coarse- to medium-grained biotite granite and hornblende-bearing biotite granite, and fine-grained biotite granite and aplite. Most widespread is coarse-grained biotite granite characterized by light pinkish-coloured potassium feldspar. The coarse- to medium-grained granite is generally equigranular, and porphyritic in places. The porphyritic rocks contains large phenocrystic and idiomorphic crystals of potassium feldspar.

The K-Ar ages of the Kure Granite are about 85 ± 5 Ma (Table 6).

DIKE ROCKS

Many dikes of granite porphyry occur in the district. Dikes of diorite-porphyrity, quartz diorite-porphyrity, granite, aplite, quartz porphyry, felsite and porphyrite are also found. The diorite-porphyrity and the quartz diorite-porphyrity are formed earlier than the Hiroshima Granitic Rocks. The granite and the aplite are of the same age with the Hiroshima Granitic Rocks. The others are later than the Hiroshima Granitic Rocks, though the granite porphyry, the quartz porphyry and the felsite are likely to have intruded subsequently to the intrusion of the Hiroshima Granitic Rocks. These dikes represent, presumably, the final

stage of the Late Cretaceous felsic magmatism.

The dikes of granite porphyry are distributed throughout the mapped district, and tend to develop making dike swarms, such as, the Ondo, the Northern Kure, the Nisogi-Myojinyama, the Ishidake, the Ishiuchi-Konigata, and the Kamagari dike swarms. Each dike is several to 300 meters wide or more, and several tens meters to ten kilometers long or more. The granite porphyry generally contains many coarse-grained phenocrysts of quartz and feldspars. The groundmass is microgranitic to micrographic.

QUATERNARY DEPOSITS

The Quaternary deposits in the district are composed of the Saijō Formation, terrace deposits, talus deposits and Alluvium. The Saijō Formation occurs in the Kurose Basin, and consists mainly of sand, silt and gravel beds associated with intercalating thin lignite beds and several thin beds of volcanic ash. The Formation is 700-500 thousand years old. The terrace deposits occur in the Kurose Basin and the Kumano-Yakeyama Basin, and are divided into the lower terrace deposits and the upper terrace deposits. The upper terrace deposits are composed of gravel and sand intercalated thin silt bed, and are of early Late Pleistocene. The lower terrace deposits are composed mainly of coarse-grained sand bed associated with fine-grained sand and silt beds, and are of late Late Pleistocene to Early Holocene. The talus deposits are divided into the older talus deposits and the younger talus deposits. The older talus deposits are composed of gravel, sand and silt, and are of Middle to Late Pleistocene. The younger talus deposits are composed of gravel, sand and silt, and are of Late Pleistocene to Holocene. Alluvium is distributed along the rivers and in the coastal plains, and consists of gravel, sand, silt and clay.

QUATERNARY FAULTS

In the mapped district, there are five Quaternary faults and flexure; the Kannōzaka Fault, the Jūji Fault, the Hiranani Fault and the Yakeyama Fault, and Gōhara Flexure. The displacement along these faults is not so large in recent years.

ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

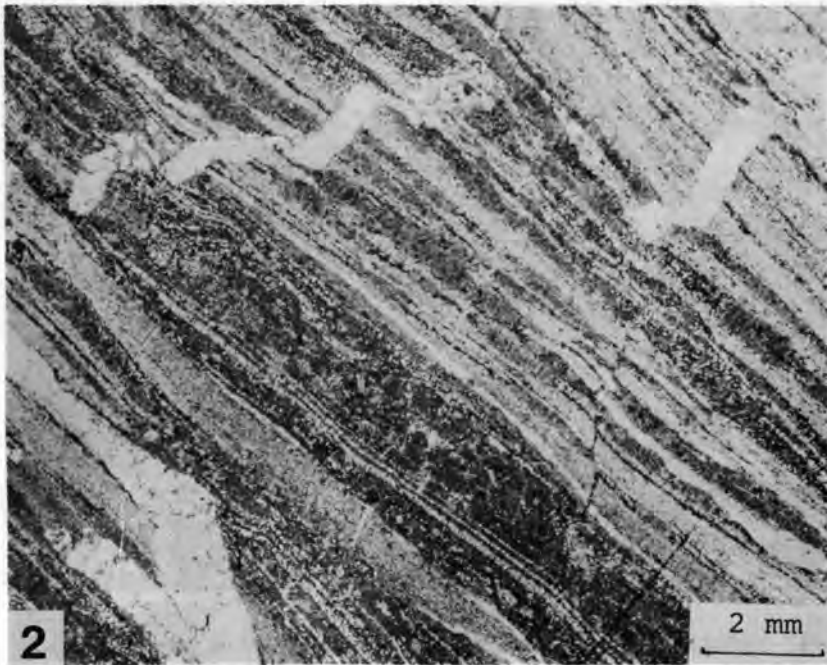
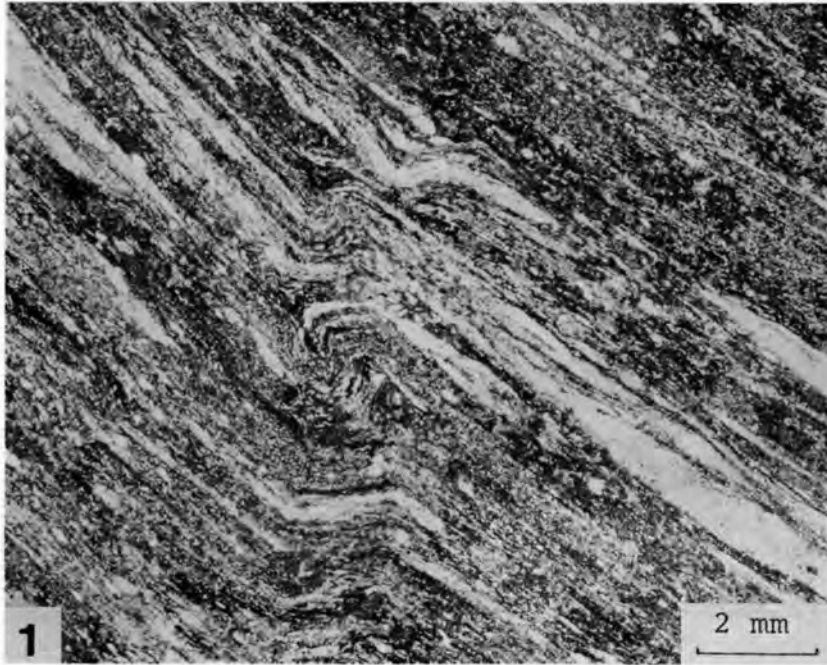
Mineral resources are rather poor, however, aggregate resources are abundant in the mapped district.

Limestone lenses of the Geiyo Formation had been quarried in the Shiratakeyama-Kotsubo area to the southeast of Hiro, the Shirosaki area of Shimokamagari Jima, and the Mukai-Hajikami area of Kami-kamagari Jima during the period from the Meiji era to 1972. There are two prospects of metallic ore in the district, but the production has not been recorded.

The Takada Rhyolites are quarried at many places to the north of Kure, Hiro, and Kawajiri for aggregates. Hornfels of pebbly mudstone and mudstone of the Geiyo Formation is quarried at Hajikami of Kami-kamagari Jima for aggregates.

The Ōjizō Granite is quarried at Agehata to the southeast of Hajikami for riprap and reclamation. The Nigata Granodiorite at Yoshimatsu Yama (Mt.) and the Kure Granite at Kawasumi are quarried for building stones.

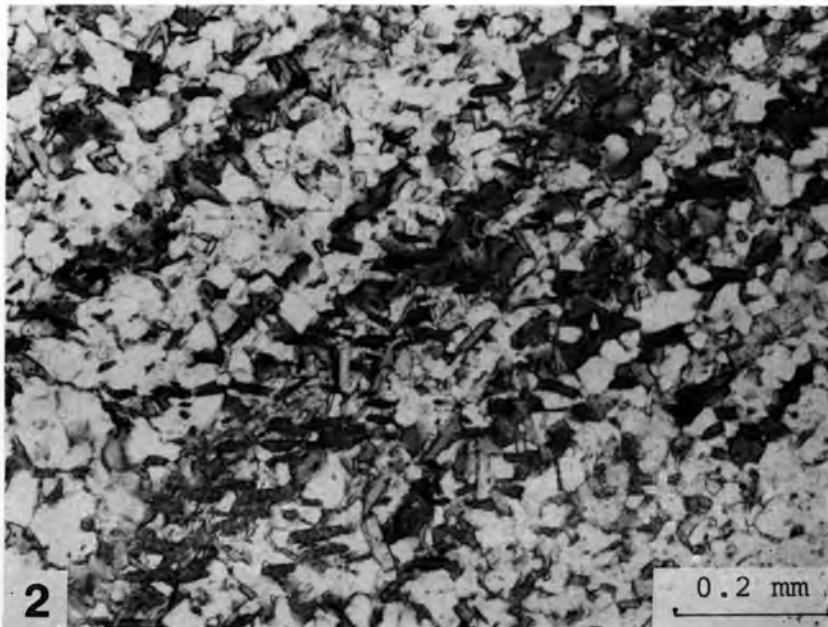
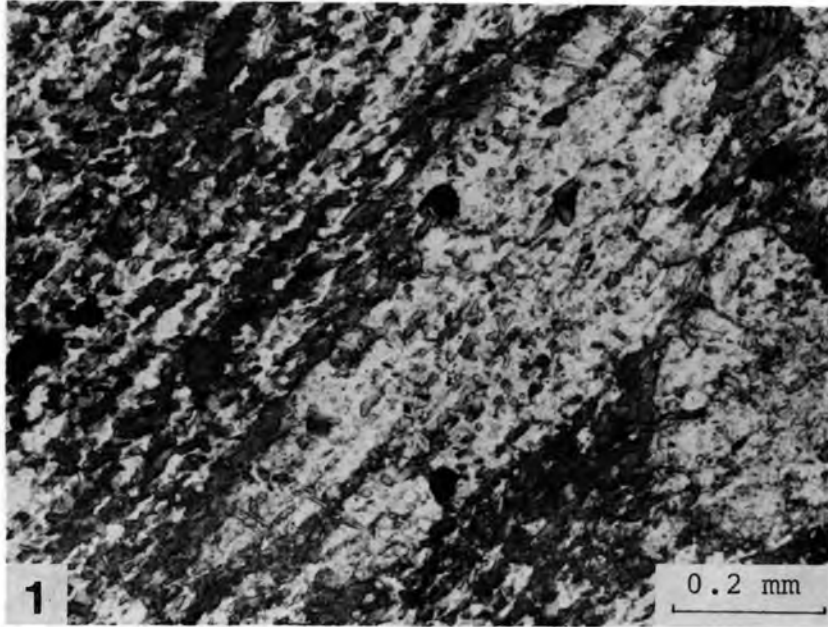
Environmentally, the district has frequently experienced natural disasters. During rainy season, mud-flows, land-slide and collapse caused by heavy rain happened at sites of weathered granite mountain areas, and gave tremendous damages to the people in the district. The Geiyo earthquake (1905) hit this district, and considerable damages were reported particularly at Kure City.



芸予層泥岩の顕微鏡写真

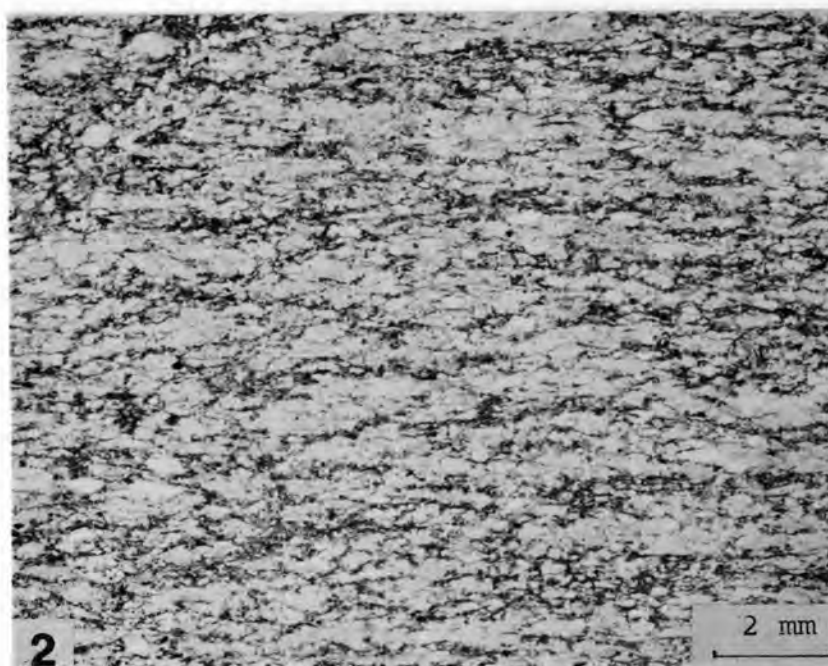
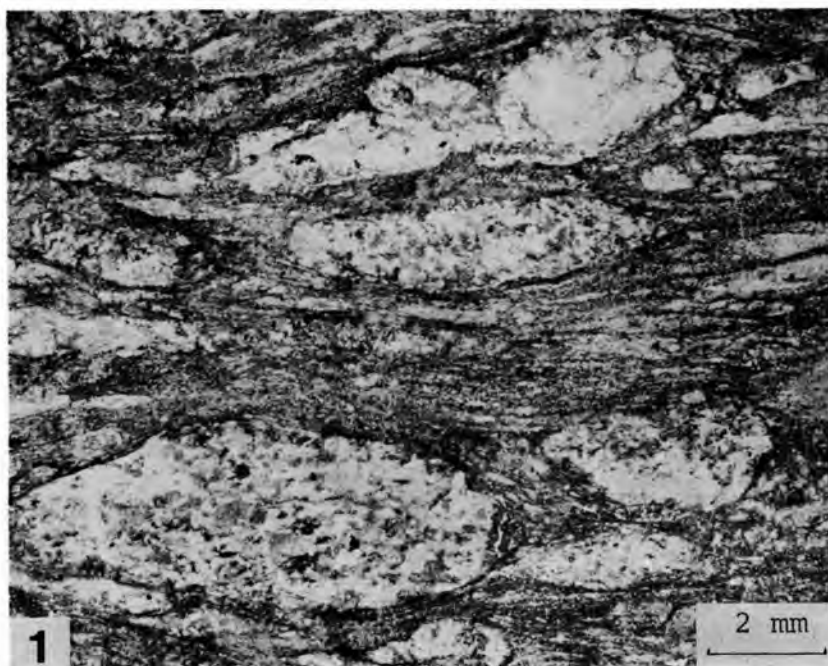
- 1 片状構造を示す泥岩 (Gm) (GSJ R 27260) 呉市仁方南西方
- 2 縞状構造を示す泥岩 (Gm) (GSJ R 27261) 蒲刈町初神
低倍率の鏡下では明瞭な片状構造や縞状構造が認められる

第II図版



芸予層泥岩の顕微鏡写真(拡大写真)

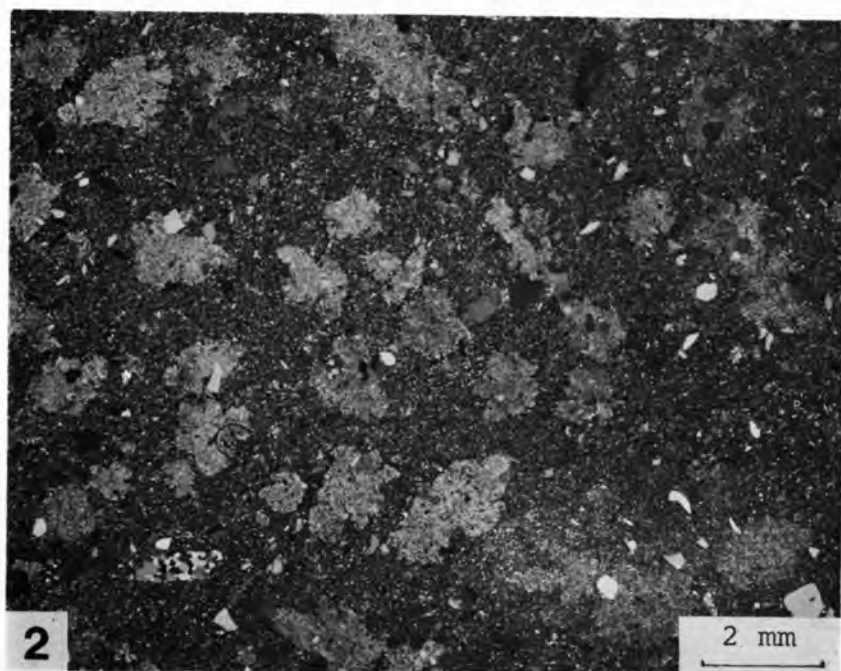
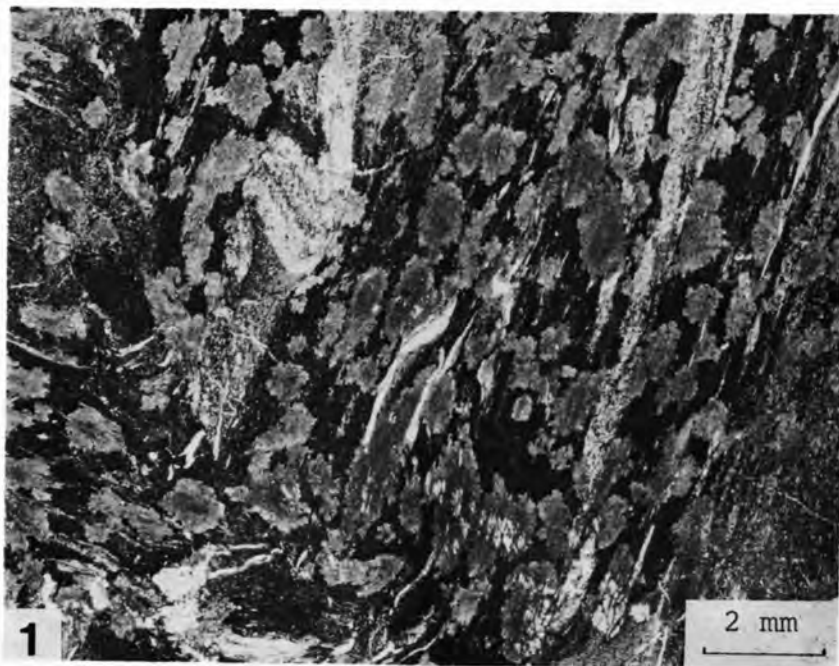
- 1 片状構造を示す泥岩 (Gm) (GSJ R 27262)
- 2 縞状構造を示す泥岩 (Gm) (GSJ R 27263)
高倍率の鏡下では雲母類(黒色)は定向配列するものと不規則に配列するものが認められ、石英 (白色)再結晶してモザイク状集合体となっている



芸予層礫質泥岩及び砂岩の顕微鏡写真

- 1 礫質泥岩 (Gm) (GS J R 27264) 呉市仁方南西方, 砂岩・チャートの礫は引き延ばされており, 基質の部分は明瞭な片状構造を示す
- 2 細粒砂岩 (Gs) (GSJ R 27265) 呉市小坪, 明瞭な片状構造が認められる

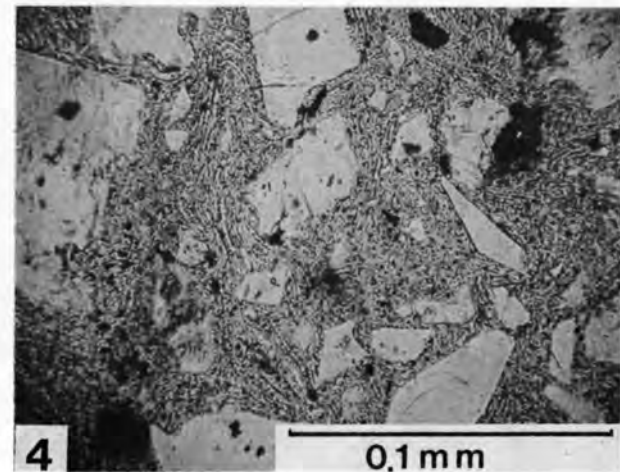
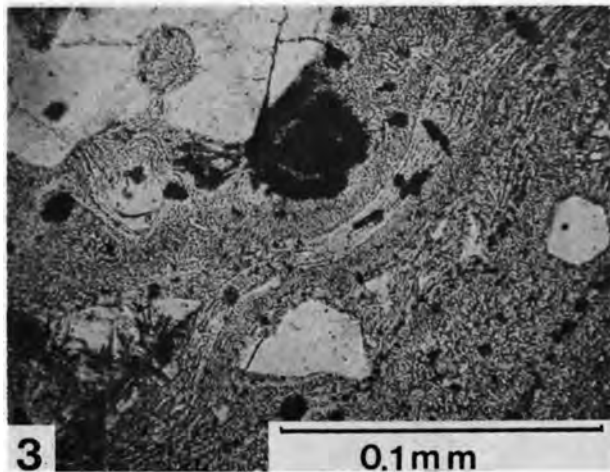
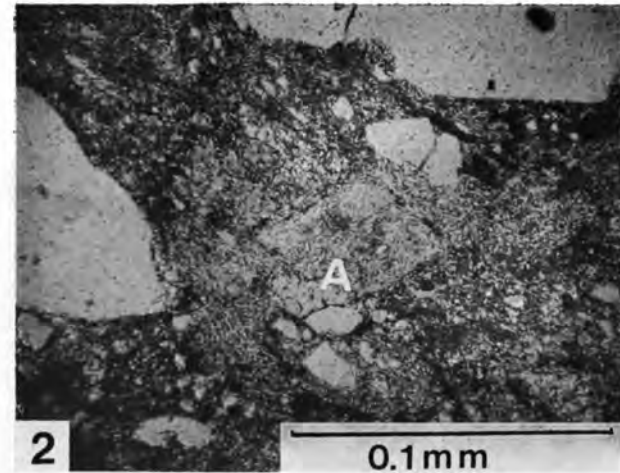
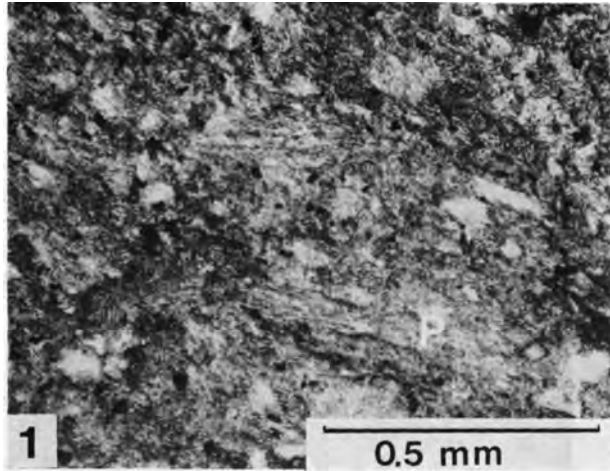
第IV図版



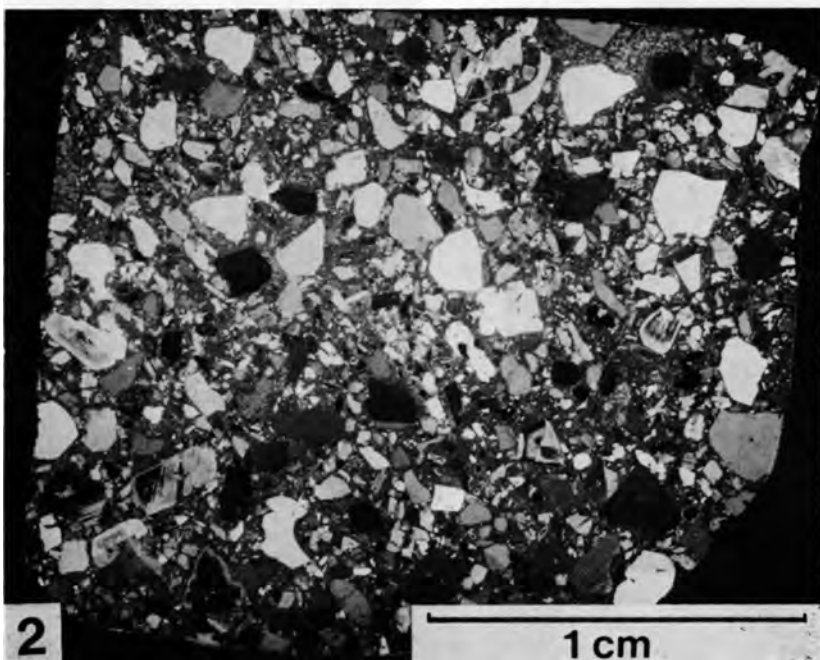
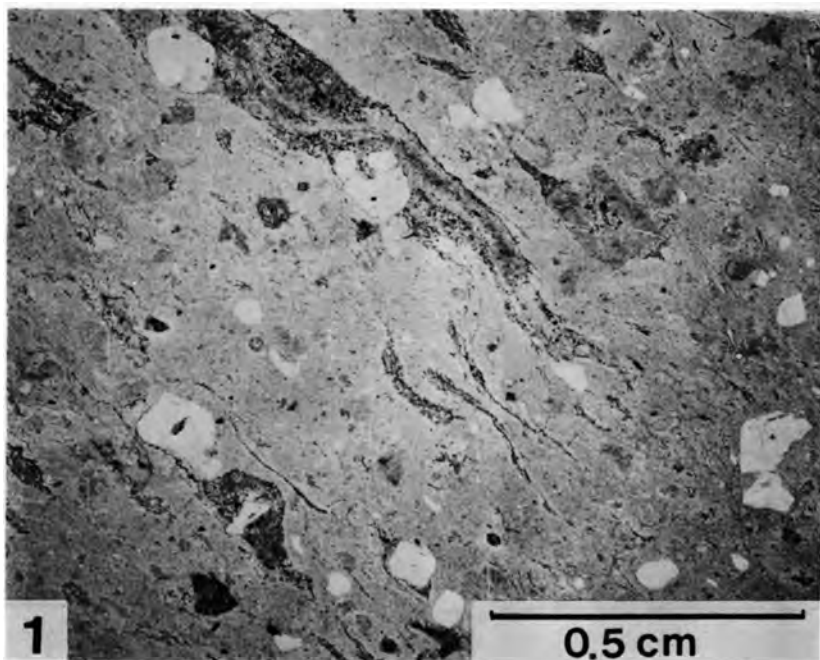
点紋ホルンフェルスの顕微鏡写真

- 1 芸予層の泥岩 (Gm) (GSJ R 27266) 呉市長浜北方
- 2 蒲刈層七国山砕屑岩層の凝灰質泥岩 (KN) (GSJ R 27267) 蒲刈町田戸西方

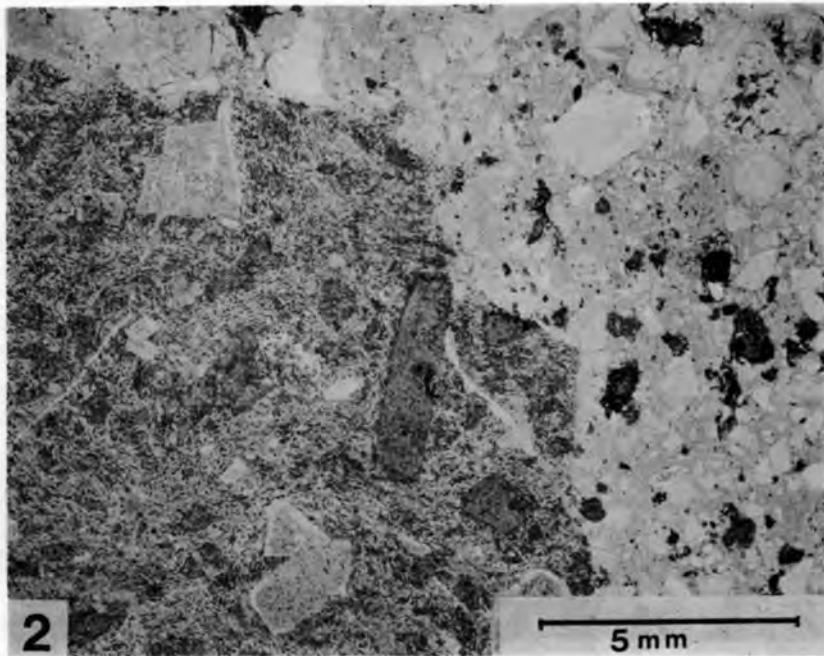
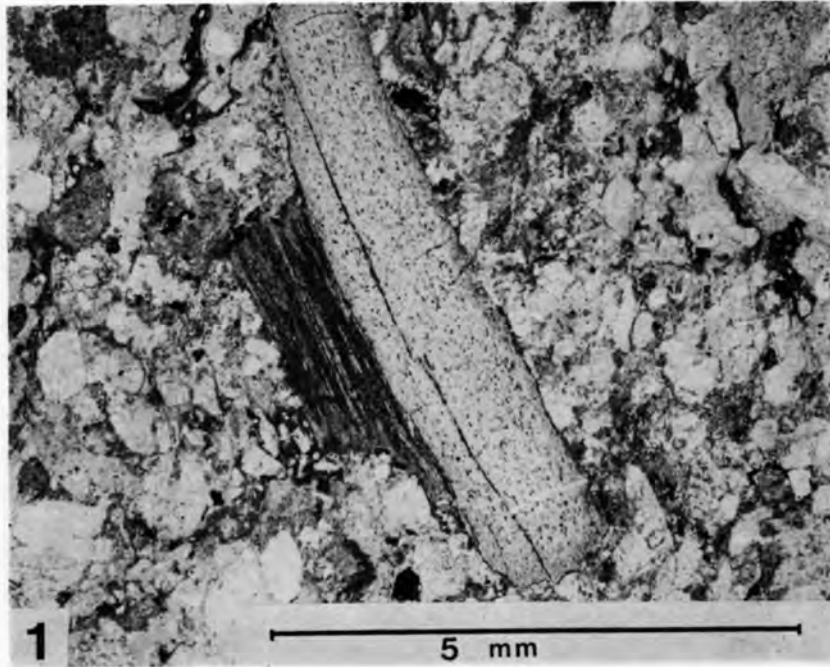
点紋はいずれも大部分が白雲母とごく少量の黒雲母の集合体になっているが、元々は堇青石であった可能性が高い



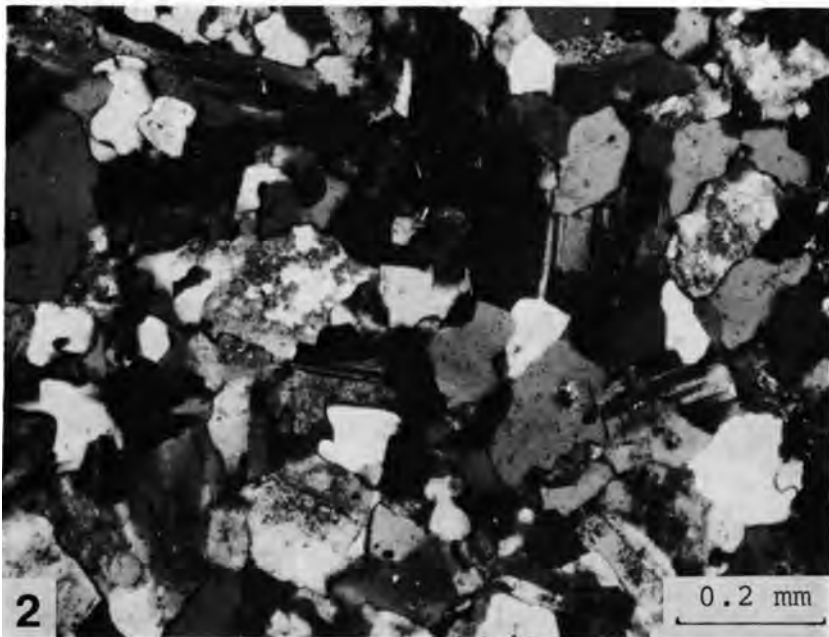
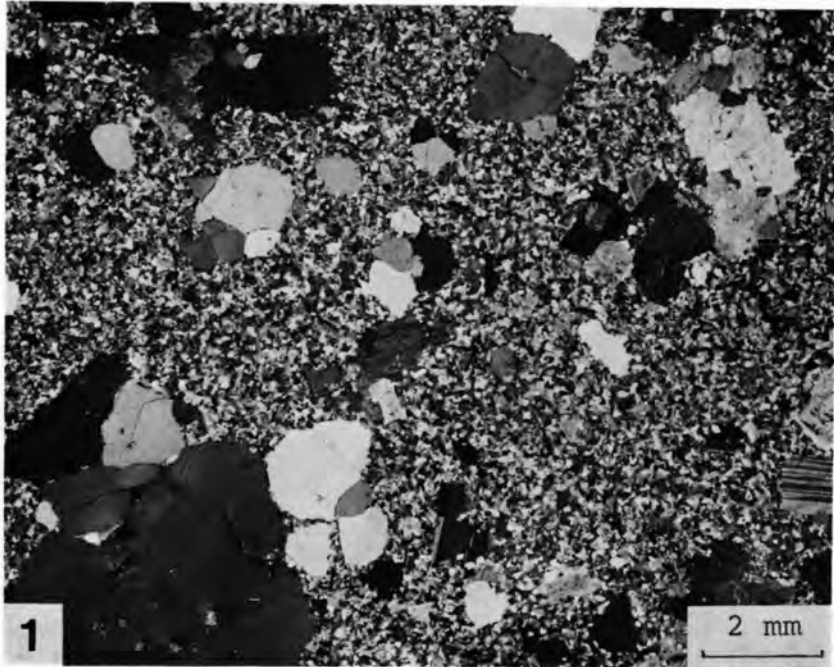
1 凝灰質泥岩に含まれる軽石片 (蒲刈層七国山砕屑岩層, KN) 軽石片 (P), (GSJ R 26597) 蒲刈町田戸南方 2 紅柱石ホルンフェルス (灰ヶ峰層中の凝灰質泥岩, Hs) 紅柱石 (A), (GSJ R 26621) 呉市郷原町大積山北西 3 デイサイト溶結凝灰岩の溶結組織 (灰ヶ峰層上部層, Hd) (GSJ R 26716) 安浦町内海北川 4 流紋岩溶結結晶凝灰岩の溶結組織 (野呂山溶結凝灰岩, Nr) (GSJ R 26588) 安浦町藤木



- 1 流紋岩溶結ガラス質凝灰岩（灰ヶ峰層中部層, Hr）〈GSJ R 26659〉 呉市広町白糸滝
- 2 流紋岩溶結結晶凝灰岩（野呂山溶結凝灰岩, Nr）〈GSJ R 26588〉 安浦町藤木



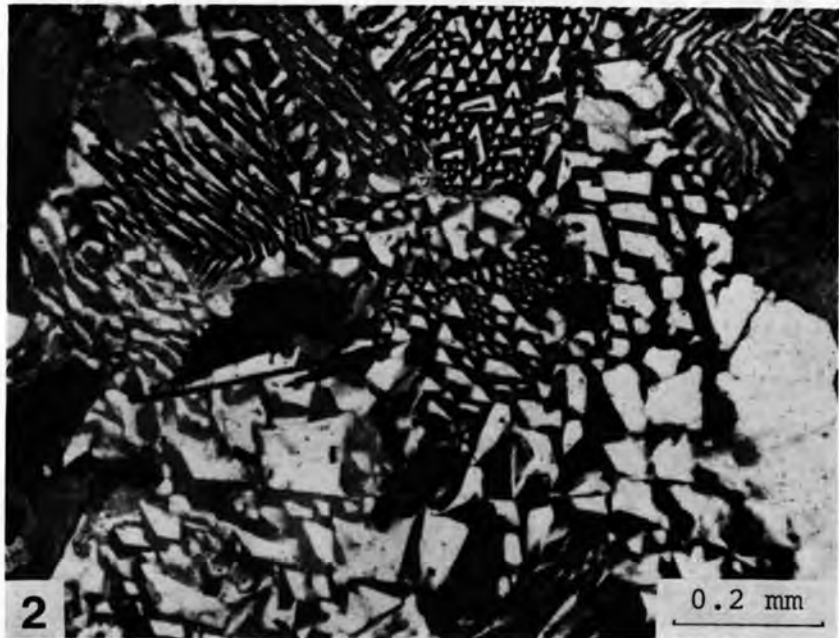
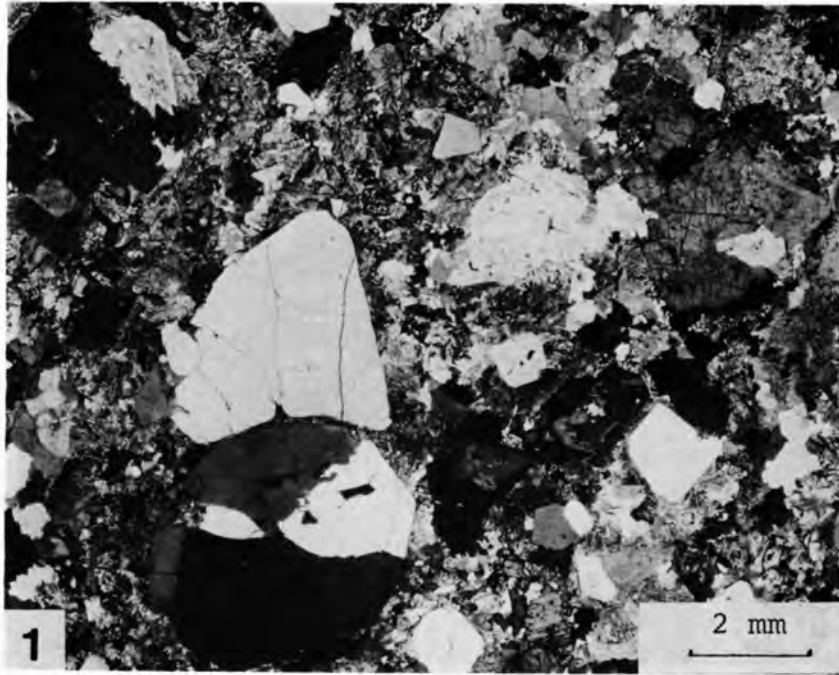
- 1 灰ヶ峰層中の粘板岩の岩片 (GSJ R 26522) 呉市神山採石場
- 2 灰ヶ峰層中の安山岩の岩片 (画面左側) (GSJ R 26680) 呉市二級水源池西方



石基が細粒花崗岩質の組織を示す花崗斑岩 (Gp)

1・2 黒雲母花崗斑岩 (GSJR 27242) 呉市休山北東方

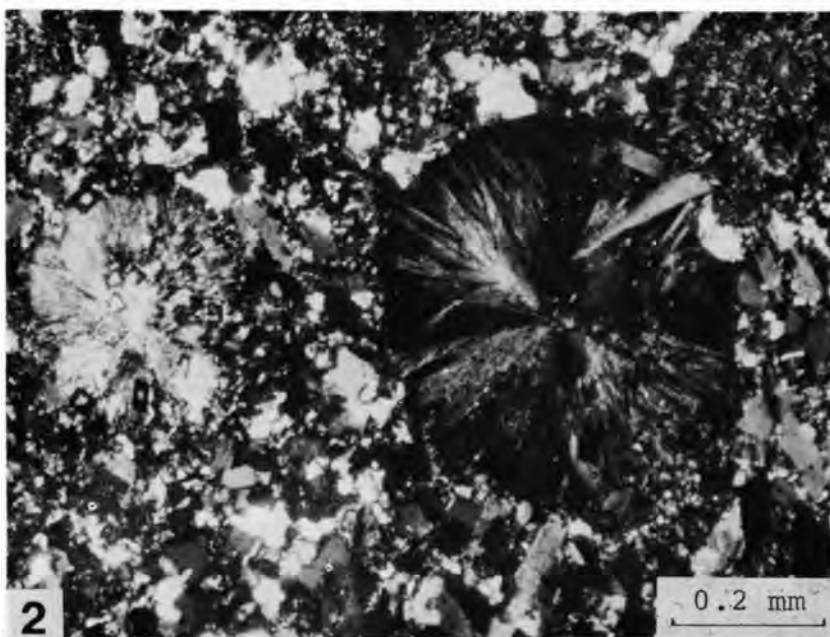
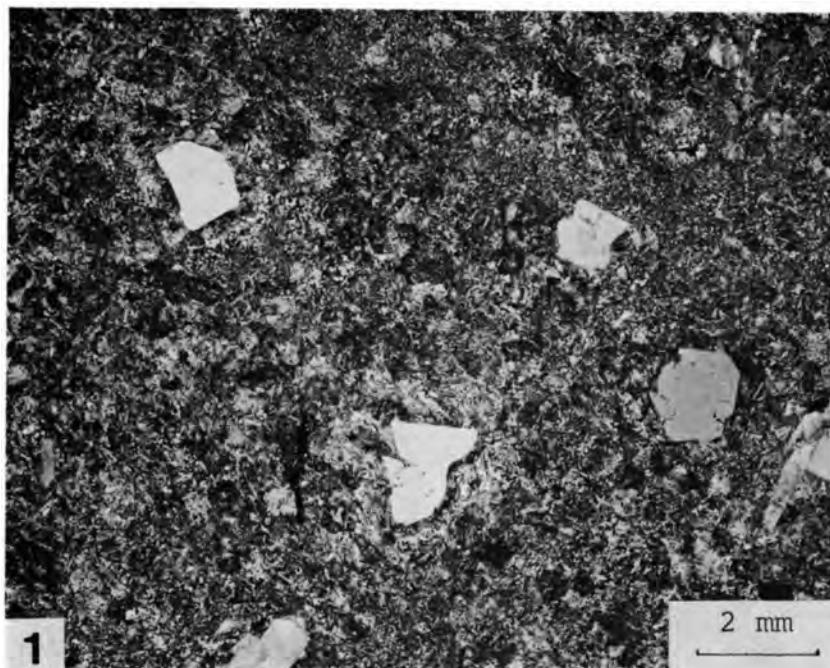
1: 低倍率写真 2: 石基の拡大写真 本文51頁参照



石基が微文象構造を示す花崗斑岩(文象斑岩)(Gp)

1・2 含角閃石黒雲母花崗斑岩(GSJ R 27243) 奥市休山北東方

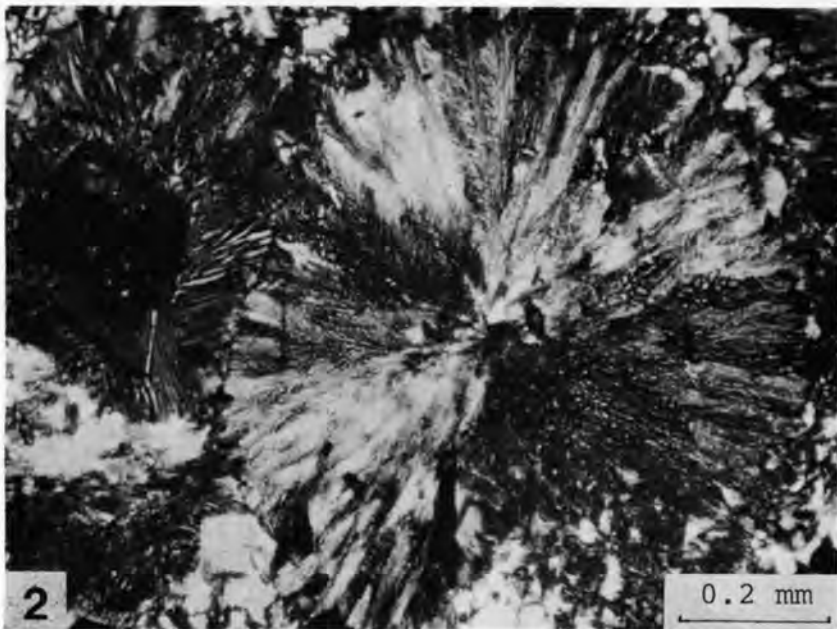
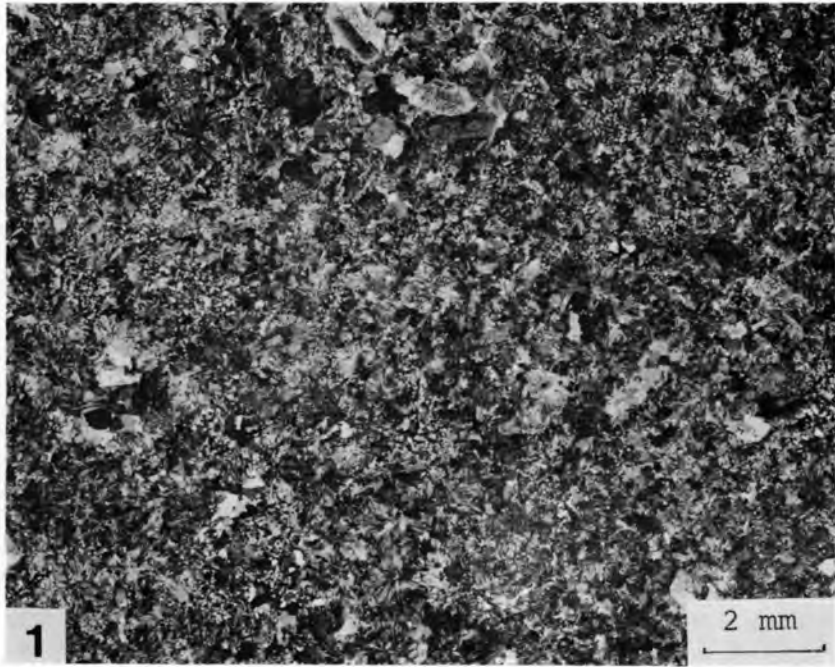
1: 低倍率写真 2: 石基の拡大写真 本文51頁参照



石英斑岩 (F) の顕微鏡写真

1・2 石英斑岩 (GSJ R 27268) 呉市苗代町堀切峠

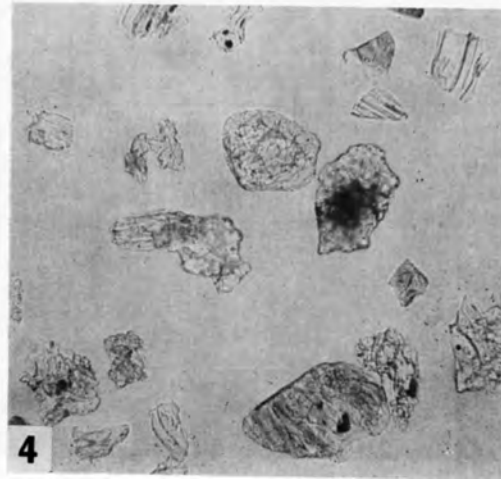
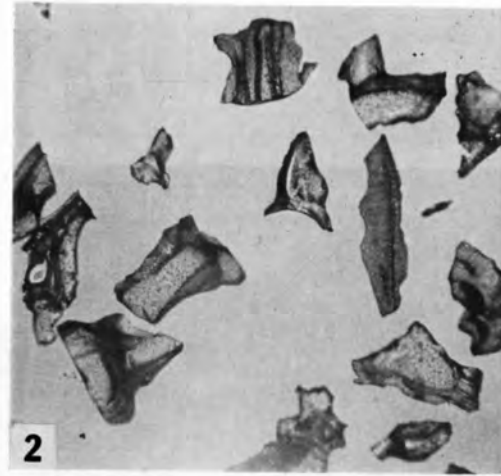
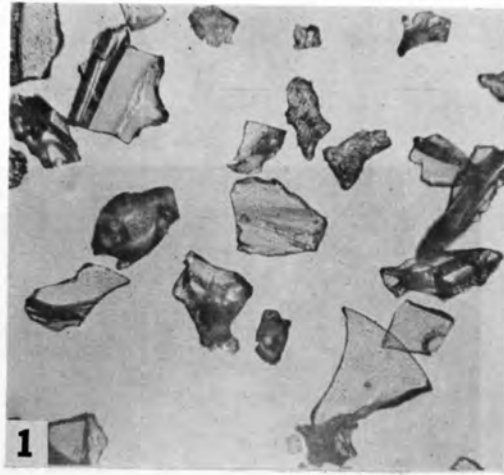
1: 低倍率写真 2: 石基の拡大写真. 石基は微球類状組織を示す. 本文 52 頁参照



珪長岩 (F) の顕微鏡写真

1・2 珪長岩佳 (GSJ R 27269) 蒲刈町大浦北西方

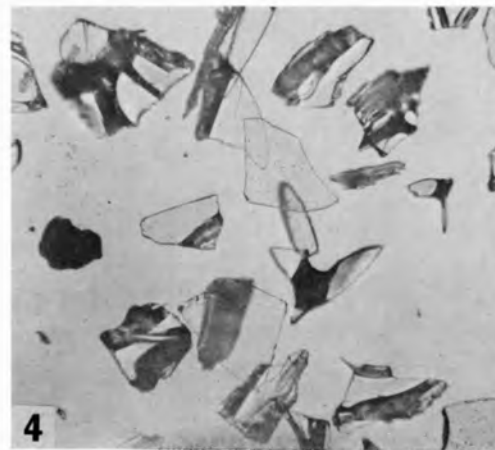
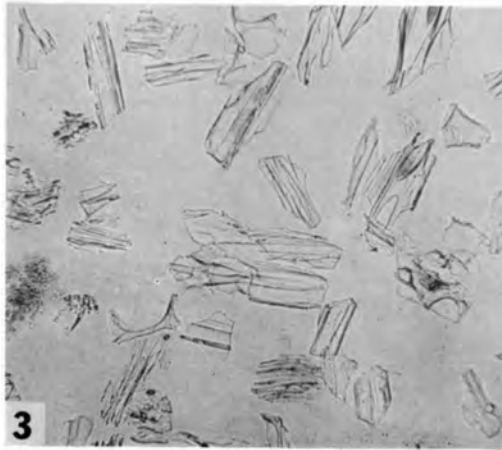
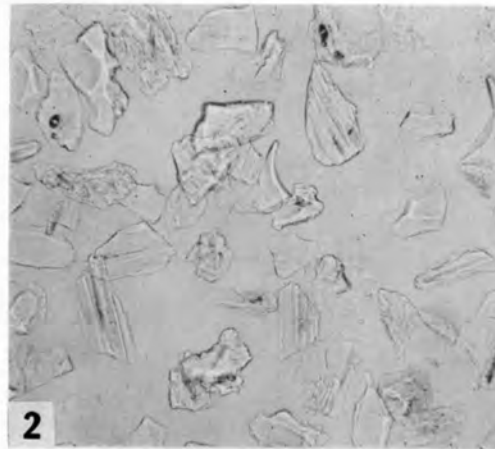
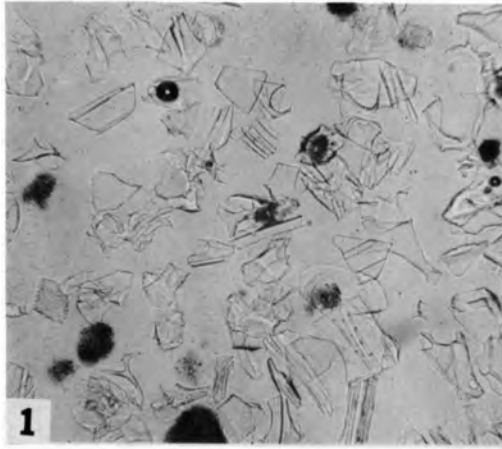
1: 低倍率写真 2: 石基の顕微鏡の拡大写真, 本文 52 頁参照



0.5 mm

西条層 (Sj) の火山灰層のガラスの顕微鏡写真

- 1 橘原火山灰層 (C11-T1) 黒瀬町橘原 2 今田火山灰層下部 東広島市西条町今田 3・4 岡郷火山灰層 (C17-T3) 黒瀬町岡郷 4は接着剤に封入したもの



0.5 mm

火山灰層のガラスの顕微鏡写真

1 西条層国近火山灰層 (C24-T7) 黒瀬町保田 2 西条層保田火山灰層 (C15-T8) 黒瀬町市ヶ原 3 西条層市ヶ原火山灰層 (C16-T9) 黒瀬町市ヶ原 4 下位段丘堆積物中の火山灰層 黒瀬町宗近柳国 1, 2, 3は接着剤に封入したもの

※文献引用例

東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄（1985） 呉地域の地質. 地域地質研究報告
（5万分の1）図幅，地質調査所，93 p.

HIGASHIMOTO, S., MATSUURA, H., MIZUNO, K. and KAWADA, K. (1985) *Geology
of the Kure District*. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv.
Japan, 93 p. (in Japanese with English abstract, 6 p.).

昭和60年3月18日 印刷

昭和60年3月22日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 和田信一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西ヶ丘2-9-13

© 1985 Geological Survey of Japan