

55(521.82/.84/.85)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

高知(13)第1号

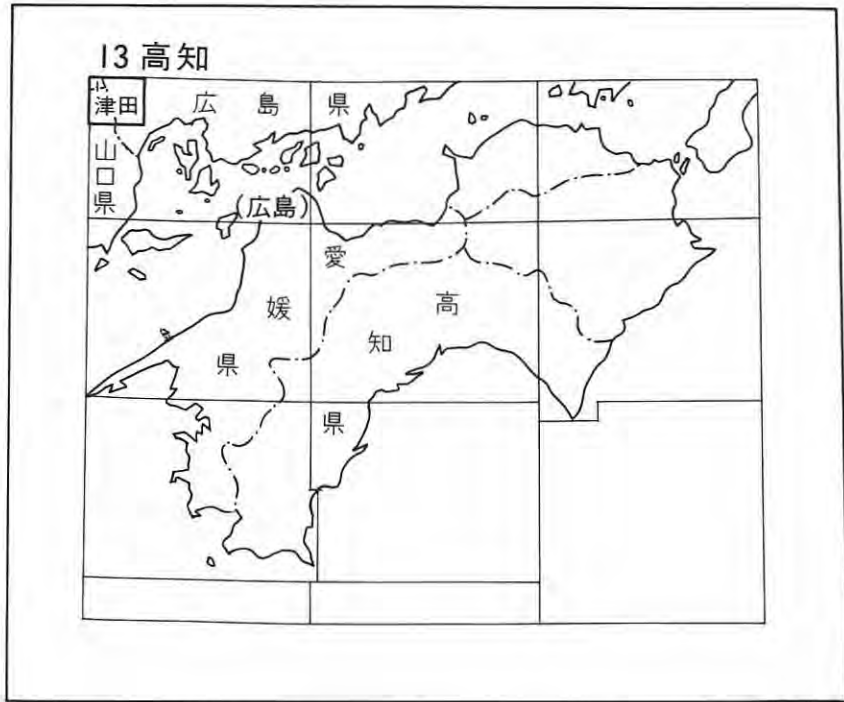
津 田 地 域 の 地 質

高橋裕平・牧本 博
脇田浩二・酒井 彰

平 成 元 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	2
III. 古生界	6
III. 1 都濃層群	6
III. 1. 1 層序と構造	8
III. 1. 2 岩相	11
III. 2 吉和層群	12
III. 2. 1 西部ブロックの吉和層群	13
III. 2. 2 中部ブロックの吉和層群	16
III. 2. 3 東部ブロックの吉和層群	18
III. 3 錦層群	19
III. 3. 1 小五郎山層	20
III. 3. 2 右谷山層	20
III. 3. 3 三葛層	20
IV. 中生界	21
IV. 1 湯来層	21
IV. 2 匹見層群	23
IV. 2. 1 流紋岩溶結凝灰岩	23
IV. 2. 2 デイサイト溶結凝灰岩	24
IV. 3 広島花崗岩類	27
IV. 3. 1 広島花崗岩類の区分と記載	27
IV. 3. 2 化学組成と K-Ar 年代	32
IV. 3. 3 接触変成作用	33
IV. 4 岩脈類	34
IV. 4. 1 珪長岩, 石英斑岩及び花崗斑岩	34
IV. 4. 2 ひん岩	34
IV. 4. 3 ドレライト	35
V. 新第三系(冠山火山岩類)	36
V. 1 横山安山岩	36
V. 2 冠高原玄武岩	38
V. 3 広高山安山岩	40

VI. 第四系	41
VI. 1 段丘堆積物	41
VI. 2 崖錐堆積物	41
VI. 3 沖積層	43
VII. 地質構造	43
VIII. 応用地質	44
VIII. 1 金属鉱床	45
VIII. 1. 1 銅・亜鉛鉱床	45
VIII. 1. 2 タングステン鉱床	45
VIII. 1. 3 鉄鉱床	45
VIII. 2 非金属鉱床	45
VIII. 2. 1 螢石鉱床	45
VIII. 2. 2 石綿鉱床	46
VIII. 3 温泉	47
文 献	47
Abstract	51

図・表目次

第1図 水系図	2
第2図 接峰面図	3
第3図 津田地域の地質略図	4
第4図 中国地方西部における“三郡変成岩類”の分布	7
第5図 都濃層群の泥質片岩の産状	9
第6図 津田図幅地域の都濃層群の層序と大竹図幅地域との対比	10
第7図 都濃層群の泥質片岩の閉じた褶曲構造	11
第8図 吉和層群の玄武岩質枕状溶岩	14
第9図 吉和層群のハイアロクラスタイトの顕微鏡写真	14
第10図 吉和層群の含礫泥岩	15
第11図 接触変成作用を受けた吉和層群の片状岩	17
第12図 接触変成作用を受けた吉和層群の含礫泥岩	17
第13図 吉和層群の超苦鉄質岩	18
第14図 三葛層の泥岩優勢な砂岩泥岩互層	21
第15図 広島花崗岩類に貫入された湯来層	22
第16図 匹見層群の流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真	24
第17図 匹見層群のデイサイト溶結凝灰岩の露頭	25

第18図	匹見層群のデイサイト溶結凝灰岩の顕微鏡写真	25
第19図	広島花崗岩類のモード組成	28
第20図	石英閃緑岩の顕微鏡写真	28
第21図	中粒角閃石黒雲母花崗岩中の暗色包有物	29
第22図	中粒角閃石黒雲母花崗岩の顕微鏡写真	30
第23図	広島花崗岩類を貫くひん岩岩脈	35
第24図	横山安山岩の露頭	38
第25図	広高山安山岩の露頭	41
第26図	段丘堆積物	42
第27図	崖錐堆積物からなる緩やかな斜面	42
第28図	都濃層群中に発達する破碎帯	44
第29図	高根鉾山の位置と坑内載面図	46
第1表	地質総括表	4
第2表	デイサイト溶結凝灰岩の化学組成	26
第3表	デイサイト溶結凝灰岩の構成鉱物の化学組成	26
第4表	広島花崗岩類の化学組成	32
第5表	広島花崗岩類の構成鉱物の化学組成	33
第6表	冠山火山岩類の化学組成	37
Table 1	Summary of geology of the Tsuta district	52
第I図版1	横山安山岩(かんらん石角閃石安山岩)の顕微鏡写真	55
2	冠高原玄武岩(普通輝石かんらん石玄武岩)の顕微鏡写真	55
第II図版1	冠高原玄武岩(普通輝石含有角閃石玄武岩)の顕微鏡写真	56
2	広高山安山岩(普通角閃石安山岩)の顕微鏡写真	56

津田地域の地質

高橋裕平*・牧本 博*・脇田浩二*・酒井 彰*

津田地域の地質調査は、特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」の特定地質図幅の研究として昭和60年度から昭和62年度にかけて行われた。古生界の都濃層群を牧本が、錦層群を脇田が、吉和層群を酒井と高橋が担当し、中生界及び新生界と全体の取りまとめを高橋が行った。

調査研究の過程において、広島大学理学部早坂康隆博士から多くの有益な御教示を頂いた。ここに厚くお礼申し上げます。

岩石薄片は地質標本館宮本昭正、安部正治、佐藤芳治、野神貴嗣、木村 朗の各技官及び元中国出張所藤本アヤ子技官によって作製された。

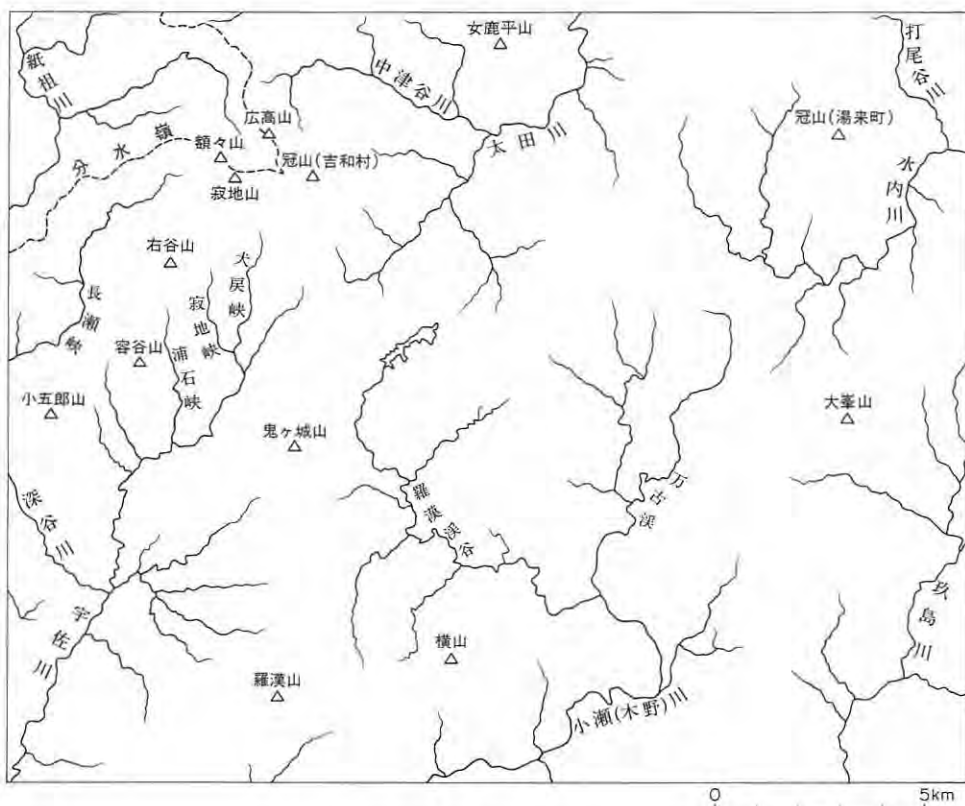
I. 地 形

本図幅地域は、東経 $132^{\circ}00' - 132^{\circ}15'$ 、北緯 $34^{\circ}20' - 34^{\circ}30'$ の範囲で山口県、広島県、島根県の三県にまたがっていて、西中国山地の中央部から山陽部にかけて位置している。このような中国山地における本図幅地域の位置付けは水系の上で明瞭である(第1図)。すなわち、広高山と額々山がくがくを通る稜線が分水嶺となっており、宇佐川、小瀬(木野)川、太田川、水内川など、本図幅地域の大半の河川は瀬戸内海側へ流れ込む。それに対して本図幅地域北西部の紙祖川しそは北隣「三段峡」図幅地域の匹見川と一緒に日本海側へと流れている。

本図幅地域は、大きく見ると、北西側が高く、南東側が低い。このことは、本図幅地域を2本の断層により、西部ブロック、中部ブロック、東部ブロックに分けてみると分かりやすい。すなわち、接峰面図(第2図)上で西部ブロックは、500-1,300 m、中部ブロックは、500-1,000 m、東部ブロックは、400-1,000 mの標高となっている。更に第2図から本図幅地域中央部西寄りの鬼ヶ城山周辺から北東方の冠山(湯来町)にかけて標高800-1,000 mの小起伏面が発達していることが分かる。吉川ほか(1973)に従えば、この小起伏面は道後山面である。この小起伏面上に、中新世の冠山火山岩類が被覆していることから、この小起伏面は中新世にはできていたことが分かる。

主な地質単元と地形の一般的な関係では、大峯山から冠山めがひら(湯来町)、女鹿平山、冠山(吉和村)、広高山、額々山、寂地山みぢたにやま、右谷山、小五郎山に至る1,000 m級の山地は、古生界の錦層群や吉和層群がホルンフェルス化したもの及びそれらを被覆する中新世の冠山火山岩類からなっている。南西部の羅漢山(標高1,109 m)とその周辺は主に古生界の都濃層群とそれに伴う超苦鉄質岩及び錦層群がホルンフェルス化した岩石からなる。このように、先白亜系とそれを被覆する中新世の火山岩類分布域の一角は1,000 m級の山地を形成している。

* 地 質 部



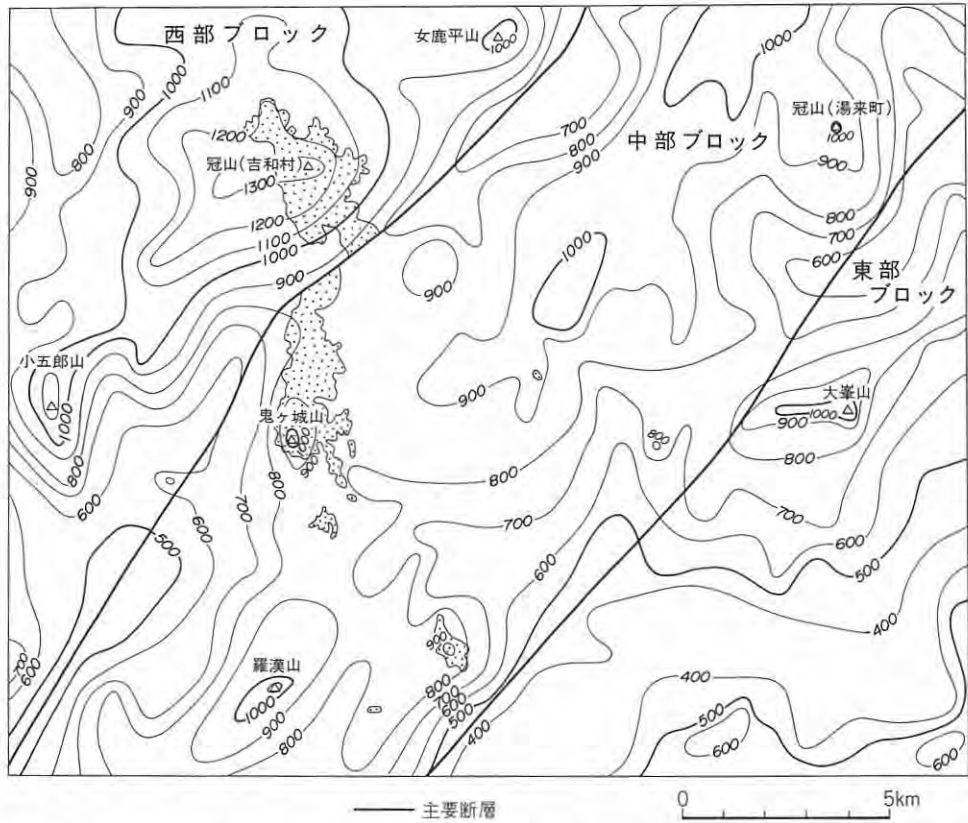
第1図 水系図。分水嶺は、瀬戸内側の水系と日本海側の水系の境界

これに対して、白亜紀花崗岩類(広島花崗岩類)分布域で標高1,000 mを越えることはなく、おおむね400-800 m程度である。花崗岩類は、大きく細粒相と中-粗粒相に分けられるが、このうち、細粒相分布域は、河川の浸食作用により渓谷を形成して景勝地となっているところが多い。例えば、小瀬川(木野川)及びその支流では羅漢溪谷及び万古溪、宇佐川及びその支流では、大戻峡、寂地峡、浦石峡、長瀬峡が挙げられる。それに対して、中-粗粒相は、400-600 m程度の標高で緩やかな地形からなっている。一般に、中-粗粒相の方が、細粒相よりも風化が進んでいるので、このような地形の違いとなっているのだろう。

II. 地質概説

本図幅地域は、日本の地質構造区分上、西南日本内帯に位置している。本図幅地域は主に古生界と白亜紀の広島花崗岩類からなり、そのほか、ジュラ系や白亜紀火山岩類、それに中新世の火山岩類がわずかに分布している。そのほか、河川沿いには第四紀堆積物が分布している(第3図、第1表)。

本図幅地域の古生界は、都濃層群、吉和層群及び錦層群からなる。またジュラ系の湯来層が分布す



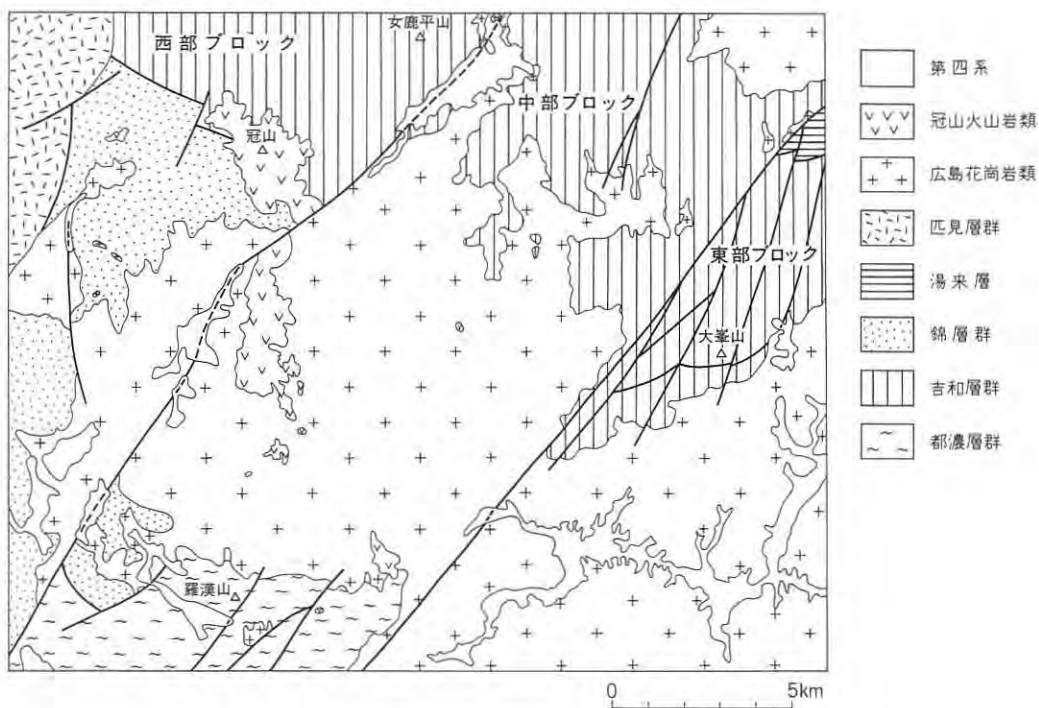
第2図 接峰面図。打点部は、冠山火山岩類(中新世後期)の分布を示す。冠山火山岩類が浸食小起伏面(道後山面)形成後に被覆したことが分かる。2 km 方眼で作成

る。これらの中・古生界は、北部九州から中国地方一帯にかけた西南日本内帯に分布する中・古生界の一部である。

西南日本内帯の中・古生界は、中国帯(山下, 1967), 三郡-山口帯(KIMURA and TOKUYAMA, 1971), 三郡-中国帯(西村ほか, 1977), 三郡帯(HARA, 1982)などとさまざまに称されてきた。しかし、最近のコノドントや放射虫化石による地質時代の決定により、玖珂層群に相当する中生界の広範な分布が明らかになり、三郡変成岩類の放射年代が広い年代範囲に及ぶことなどから、早坂(1987)はこのような中・古生界をぼんやりと中国帯と呼ぶことが妥当としている。

また早坂(1987)は、長谷・西村(1979)や早坂(1985)の成果を踏まえ、中国帯を総括した。それによると、中国帯を構成する地質体は、高圧変成岩類(“三郡変成岩類”), 非変成古生界(更に、北帯の古生層と中帯の古生層に二分), 超丹波帯の地層群, 丹波層群相当層, 浅海-汽水相三疊-ジュラ系からなる。この区分によれば、本図幅地域の古生界の都濃層群は高圧変成岩類, 錦層群は北帯の古生層, 吉和層群は中帯の古生層にそれぞれ相当することになる。

しかし、玖珂層群に相当する中生層が吉和層群の北側にも分布することや、北帯の古生層に当たる錦



第3図 津田地域の地質略図。第四系は、主要なもののみを示した

第1表 地質総括表

地質時代		地 史	
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層
		更新世	崖錐堆積物 段丘堆積物
	新第三紀	鮮新世	冠山火山岩類 (玄武岩・安山岩の活動) (浸食小起伏面(道後山面)の形成)
		中新世	
古第三紀			
中 生 代	白亜紀	後期	岩脈類 (タングステン・銅・亜鉛・螢石鉱床の生成) 広島花崗岩類 (花崗岩類の貫入とホルンフェルスの形成) 匹見層群 (大規模火砕流噴出)
		前期	
	ジュラ紀	湯来層 (含礫泥岩を主とする地層の形成)	
	三疊紀	(高 圧 変 成 作 用)	
古 生 代	二疊紀	後期	吉和層群 錦層群 (泥岩・砂岩の堆積及び) (砂岩・泥岩を主と (塩基性火山活動) する地層の堆積)
		中期	
		前期	都濃層群 (超苦鉄質岩の定置、泥質岩・砂質岩の 堆積及び塩基性火山活動)
	石炭紀		

層群が中帯の古生層に当たる吉和層群よりも南側に位置するなど、帯状構造としての北・中・南帯の区分は成立せず、むしろ地質構造としてはナップ構造をなすと判断できる。したがって、このような帯区分を使用することは今後混乱を招くことが予想されることから、本報告では非変成古生界における北・中帯の区分を使用しない。

本図幅地域に分布する中・古生界は、互いに断層関係にある。

古生界の3層群と玖珂層群相当層のジュラ系湯来層は、広島花崗岩類の貫入により接触変成作用を受けており、化石による地質時代の正確な決定や本来の堆積構造や変成作用の解析が困難となっている。

都濃層群はいわゆる三郡変成岩類であって、わが国の代表的な高圧変成岩類の一つである。ただし、本図幅地域では広島花崗岩類の貫入によって接触変成作用を被っており、高圧変成作用による鉱物組合せは不明瞭となっている。本層群は泥質片岩を主体として、砂質片岩や塩基性片岩を伴っている。そのほか、本層群には超苦鉄質岩類が認められる。本層群から化石の証拠はないが、錦層群よりも下位にあるという従来の見解(NISHIMURA, 1971)によれば、二疊紀前期以前である。本図幅地域の都濃層群は、主に山口県東部に分布する都濃層群全体の北東縁部に位置する。

吉和層群は、舞鶴帯の舞鶴層群に対比可能な地層で(長谷, 1964; 早坂, 1987)、主に泥岩と塩基性火山岩類からなり、珪質頁岩、砂岩及び含礫泥岩を挟む。また夜久野コンプレックスに相当する超苦鉄質岩類や斑れい岩を伴っている。接触変成作用を免れた珪質頁岩や泥岩から二疊紀中-後期の放散虫化石を産する。吉和層群は、北側を断層関係で玖珂層群相当層と接している。なお両層群の間には結晶片岩類を挟む場合がある。

錦層群は、砂岩を主とし、泥岩・チャート・珪質頁岩・酸性凝灰岩などを伴う。本地域の錦層群は広島花崗岩類に貫かれていたため、全体に接触変成作用を受けている。見掛け上の下位より、小五郎山層、右谷山層、三葛層に分けられる。小五郎山層は主として砂岩からなりチャートを伴う。右谷山層は主に砂岩及び珪質頁岩からなる。三葛層は泥岩優勢な砂岩泥岩互層を主体とする。放散虫化石による錦層群の地質時代は、二疊紀中-後期(西村・磯崎, 1984; 中・石賀, 1985)であり、吉和層群とほぼ同時代である。本図幅地域の錦層群は、錦層群全体の分布からみれば、その北東縁部に位置し、都濃層群に低角度の断層で衝上している。一方、北側の吉和層群とは東西走向で北に急斜した逆断層で接している。

また、錦層群は都濃層群とともに高圧変成作用(三郡変成作用)を受けているともされている(NISHIMURA, 1971)が、本図幅地域内では広島花崗岩類による接触変成作用のために高圧変成作用を被ったかどうかは分からない。

ジュラ系の湯来層は本図幅地域北東部の湯来温泉周辺に分布している。本層は主に含礫泥岩からなり、玖珂層群相当層である。湯来層は吉和層群と断層で接している。

上記の中・古生層は、北から南へ、玖珂層群相当層及びその東方延長の湯来層、結晶片岩類、吉和層群、錦層群、都濃層群と配列している。このような中・古生層や結晶片岩類の配列は、福富・磯崎(1988)によって西隣の津和野図幅地域から報告された中・古生層の配列と一致している。両地域の間には、白亜系の匹見層群が分布するが、中・古生層の配列は本来連続していたと推定できる。

白亜紀後期に中国地方では大規模な酸性火成活動があった。本図幅地域北西部には、匹見層群の下部

層を構成する火砕流堆積物が分布し、それらは流紋岩溶結凝灰岩、デイサイト溶結凝灰岩からなる。匹見層群は一部で錦層群を不整合に覆っている。匹見層群の形成に引き続いて、広島花崗岩類の活動があり、本図幅地域に広く分布している。広島花崗岩類は山陽帯の花崗岩類の主要なもので、上述の先白亜系や匹見層群に非調和に貫入し、広く接触変成作用を及ぼしている。本図幅地域の広島花崗岩類は、石英閃緑岩、中粒角閃石黒雲母花崗岩、中-粗粒黒雲母花崗岩、細粒黒雲母花崗岩、文象斑岩質花崗岩からなっている。このうち、最も広く分布するのは、中-粗粒黒雲母花崗岩である。本図幅地域内の小規模な鉱床の多くはこの広島花崗岩類の貫入に関連して生成した。特に、花崗岩類中の螢石鉱床やタングステン鉱床は、山陽帯の花崗岩類の特徴である。

岩脈類が先白亜系・匹見層群・広島花崗岩類を貫いて多く見られる。石英斑岩や花崗斑岩などの酸性岩類が大部分を占め、ひん岩・ドレライトの岩脈も認められる。ほとんどは広島花崗岩類貫入固結直後の時期のものと判断できる。

その後、新生代には本図幅地域において道後山面に対比できる浸食小起伏面が形成された。中新世には、冠山(吉和村)や鬼ヶ城山周辺に冠山火山岩類の活動があった。冠山火山岩類は、更に横山安山岩、冠高原玄武岩、広高山安山岩に分けることができる。そのうち、冠高原玄武岩は、さまざまな鉱物組合せの玄武岩溶岩流からなる。第四紀になり、段丘堆積物が形成された。山地の山麓には崖錐堆積物が分布するようになった。また、河川沿いには沖積層が分布している。

本図幅地域内では、NNE-SSW ないし NE-SW 方向の断層が卓越している。このうち、第3図に示したように本図幅地域を3分して走る2本の断層が顕著である。これらの2本の断層により本図幅地域は、西部、中部、東部の3つのブロックに分けられる。それらのブロックのうち、中部ブロックにのみ都濃層群が露出している。このほか、NE-SW ないし ENE-WSW 方向及び WNW-ESE 方向の断層が認められる。これらは先白亜系内の地質構造を規制している。

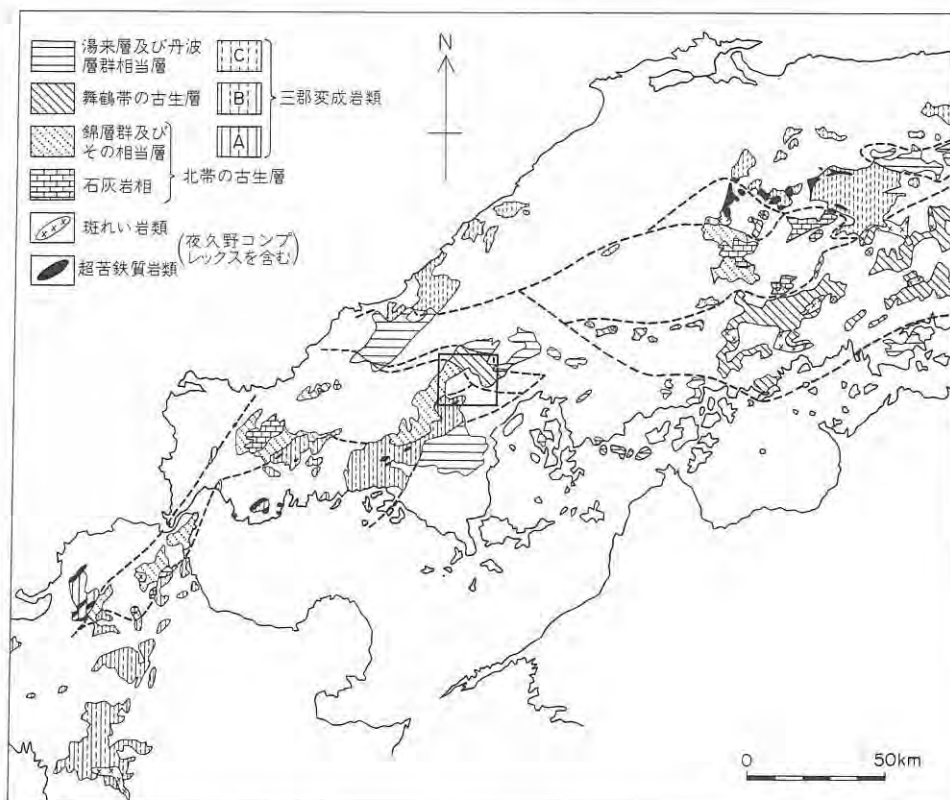
Ⅲ. 古 生 界

本図幅地域の古生界は北半部及び南西部に分布している。これらの古生界は都濃層群・吉和層群・錦層群に分けられる。都濃層群と錦層群は北に急傾斜した断層で、錦層群と吉和層群は高角の逆断層でそれぞれ接している。

Ⅲ. 1 都濃層群(Tu, Tp, Ts, Tb, Tc)

都濃層群は、小島ほか(1951)により、山口県東部錦町-徳山市に分布する三郡変成岩類について命名された。本図幅地域の都濃層群は、この分布の北東端部に当たり、図幅南西部の狭い範囲を占める(第4図)。

三郡変成岩類は、従来一つの高圧変成帯とされてきたが、最近の研究によれば、幾つかの時代に形成された変成岩類の集合であることが明らかとなってきた。例えば、早坂(1985)は、広島市北部から西へ津和野町に至る地域に分布する丹波帯相当層を境に、三郡変成岩類の岩相・構造、更に放射年代に差異



第4図 中国地方西部における“三部変成岩類”の分布. 西村・柴田(1987), 早坂(1987)及び福富・磯崎(1988)に基づき作成. 三部変成岩類の細分A, B, Cは, それぞれ約300 Ma, 220 Ma, 180 Maの放射年代のグループを示す. 四角の枠は津田地域の範囲を示す

のあることを示し, 北東ユニットと南西ユニットに区分した. また, 西村・柴田(1987)は, 三部変成岩類を放射年代から, 約300 Ma, 220 Ma, 180 Maの3グループに区分している. 以上の区分によれば, 都濃層群は早坂(1985)の南西ユニットに, また西村・柴田(1987)の220 Maの放射年代のグループに属する三部変成岩類に相当する.

本図幅地域の都濃層群は, 分布西部の須川の北方では, 中-上部二疊系錦層群と断層で境され, その構造的低位を占めている. また, 分布の全域にわたって白亜紀花崗岩類の貫入を受け, その接触変成作用により三部変成作用による鉱物組合せをほとんど消失している. 更に, 分布東部の横山南方では, 新第三系冠山火山岩類(横山安山岩)により覆われている.

都濃層群の層序は, 山口県錦町-鹿野町において, KOJIMA (1953), 岡村(1953), 西村・濡木(1966), NISHIMURA (1971)の研究から, 厚く連続性の良い砂質片岩を含む下部層と塩基性片岩が卓越する上部層に区分された. 南隣大竹図幅(東元ほか, 1986)でも, 同様の区分が示されている. 都濃層群の地質時代は, 結晶片岩中から化石を産しないため不明であるが, 中-上部二疊系錦層群の下位に位置するとして, 二疊紀前期及びそれ以前とされている.

都濃層群の三郡変成作用は、錦町地域を中心に、西村・濡木(1966)、NISHIMURA (1971)により詳細に研究された。そして、三郡変成作用は、それまで非変成とされてきた錦層群にも及んでおり、錦層群は三郡変成作用の低変成度部に当たるとされた。更に、NISHIMURA (1971)、西村(1985)は、塩基性火山岩類における変成鉱物の消長から、錦層群はパンベリー石+緑泥石の組合せを示し、どう石-パンベリー石相(A帯)に、都濃層群はパンベリー石-アクチノ閃石相(B帯)及び緑れん石+クロス閃石あるいは緑れん石+ウィッチ閃石からなる広義の藍閃石片岩相(C帯)に属するとした。本地域の都濃層群も、錦町地域の北東隣に当たることから、B帯及びC帯の結晶片岩からなると判断するが、接触変成作用のため三郡変成作用による鉱物組合せは不明であり、B、C両帯の境界は確認できない。

都濃層群の西方延長は、山口県小野田市地域では上部三疊系美祿層群に不整合に覆われ(長谷, 1950, 1964)、都濃層群を變形・変成させた三郡変成作用は三疊紀前期までに終了したとされている。

本地域周辺の都濃層群の放射年代は、泥質片岩について224 MaのRb-Sr白雲母-全岩年代(柴田・西村, 1983)と216 Maの全岩アイソクロン年代(柴田・西村, 1984)が、また泥質片岩中の白雲母について172, 175 MaのK-Ar年代(NISHIMURA *et al.*, 1983)が報告されている。

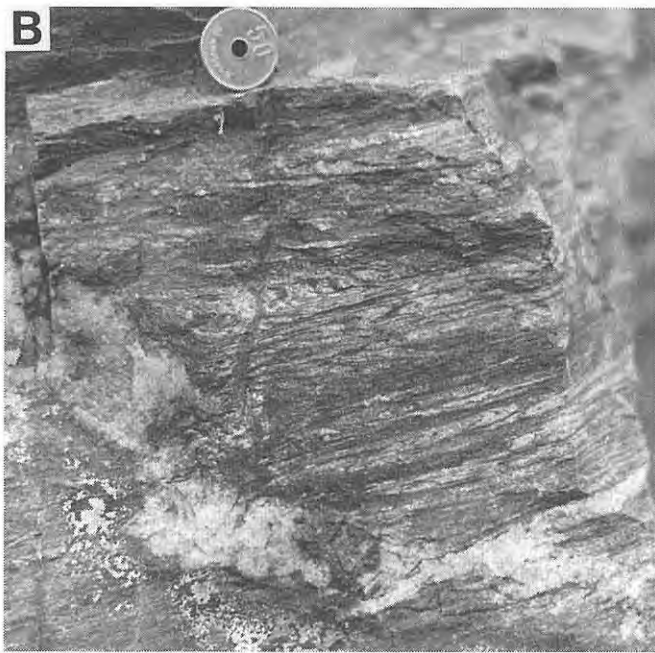
III. 1. 1 層序と構造

本図幅地域の都濃層群は、図幅南西部を占め、NE-SW方向の断層系により大小のブロックに区分されている。結晶片岩の片理は、各ブロック内では比較的まとまった走向・傾斜を示す。都濃層群に見られる断層系のうち、羅漢山のすぐ東をNE-SWに延びる断層が主要な断層で、これにより都濃層群は大きく東部地域と西部地域に区分される。本地域では、地層の上下関係を示す証拠も得られておらず、また全域にわたる接触変成作用のため、層序・構造の解明が極めて困難である。ここでは、地層の大規模な逆転や走向方向に平行な断層による地層の重複がないとして、都濃層群の層序・構造を示す。

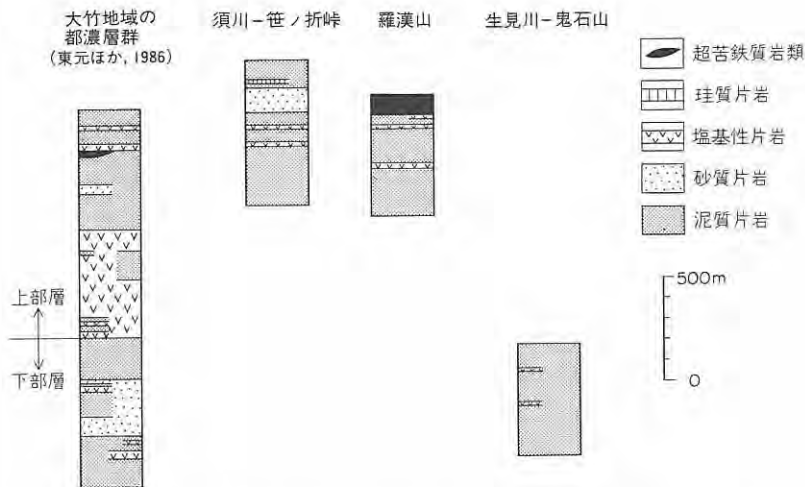
東部地域の都濃層群は、泥質片岩を主とし(第5図A)、しばしば厚さ数m程度の塩基性片岩を挟んでいる。鬼石山から生見川に至る地域では、片理はNE-SWの走向でNWに傾斜する。一方、本郷川上流西側では、NW-SEの走向でSWに緩く傾斜する。本郷川上流には、花崗岩類が露出し、都濃層群との境界面は南に緩く傾斜する。また、都濃層群分布の東縁部では、都濃層群と花崗岩類との境界面が南に向かって次第に高度を下げることから、東部地域の都濃層群の少なくとも東半部は南に傾斜したルーフ状をなすことが分かり、すぐ下位に花崗岩の存在が推定できる。

西部地域の都濃層群は、下位より泥質片岩層、塩基性片岩・超苦鉄質岩を挟む泥質片岩層、砂質片岩層、珪質片岩を挟む泥質片岩層の順に重なっている。法華山の南から西方に須川に至る地域には、塩基性片岩が少なくとも3層挟まれる。片理は、笹ノ折峠から神明原に至る地域ではNW-SEの走向が卓越しNEに傾斜する。更に、この西方須川周辺ではほぼE-WとなりNに傾斜する。なお法華山北西には、NWに傾斜する部分が見られ、NW-SEの軸をもつ向斜が存在する。

東元ほか(1986)によれば、大竹図幅の都濃層群は、厚い砂質片岩層を含む下部層と2層準に顕著な塩基性片岩を挟む上部層に区分される(第6図)。この層序と比較すれば、東部地域の都濃層群はほぼ下部層に、西部地域のそれは上部層上部の塩基性片岩から更に上位に相当する。



第5図 都濃層群の泥質片岩の産状。A：泥質片岩の片状構造。写真右下の折尺の長さは1m。B：都濃層群泥質片岩の小スケール等斜褶曲。A、Bとも本郷川沿い、大竹地域との境界近くの同一地点



第6図 津田岡幅地域の都濃層群の層序と大竹岡幅地域との対比。大竹地域の層序は、大竹地域における都濃層群の柱状図(東元ほか, 1986)をもとに新たに作成したもの

岩石構造

結晶片岩は、接触変成作用により全般に堅硬・緻密となり、片理も、泥質片岩を除いて、剥離性が弱くなっている。線構造は、多くの場合再結晶で消失しているが、一部に片理と細密褶曲の交線であらわされる線構造が認められる。

結晶片岩に観察される褶曲には、1)波長が数mm程度の等斜褶曲(第5図B)、2)波長が数cm-数10cmの閉じた褶曲(第7図)、及び3)波長が1m-数mの開いた褶曲がある。また、地域全体を通じ波長が1cm以下のキンクバンドがしばしば認められる。

超苦鉄質岩類の産状

超苦鉄質岩類は、羅漢山頂上付近に分布するとともに、法華山南東約0.5kmの道路沿いに小岩塊が見られる。羅漢山頂上付近に産する超苦鉄質岩類は、分布の大部分を崖錐堆積物で取り巻かれ、周囲の結晶片岩との関係は観察できない。

一方、法華山南東の道路沿いの超苦鉄質岩類は、延長20m以上にわたり上下を泥質片岩に挟まれて産する。最も厚いところで約3mで、側方に次第に薄くなっており、レンズ状の産状を示す。岩塊の中心部は塊状であるが、周辺部の30cm-1mは周囲の結晶片岩の片理と平行な片状構造を示す。更に、超苦鉄質岩類の一部は、泥質片岩とともに等斜褶曲しているのが観察される。したがって、超苦鉄質岩類の定置は、三郡変成作用の主要な時期以前である。

二畳系錦層群との関係

本岡幅地域では、都濃層群の分布北西端部と断層で境されて錦層群の小分布が見られる。両者を境する断層は、ほぼE-Wの走向で北に急傾斜した断層及びNE-SWの走向を示しほぼ垂直な断層である。いずれの断層も、野外で直接観察されないが、都濃層群と錦層群の構成岩石の違いや変成・変形の程度の違いに基づいて地層分布から求めた断層である。



第7図 都濃層群の泥質片岩の閉じた褶曲構造. 本郷川沿い、花崗岩(Hc)の分布から約250 m 下流の地点

都濃層群は、走向 EW で北傾斜の断層を境に、錦層群の構造的低位を占めている。この地域の錦層群小一郎山層の構造は、走向はほぼ E-W で北に20-45°傾斜しており、断層下位の都濃層群の構造と調和的である。西村・濡木(1966)や西村ほか(1985)は、都濃層群と錦層群の関係は、現在はどこでも構造的な不連続面で境され、都濃層群が錦層群の構造的低位に位置するとし、この境界をテクトニクスライドと呼んだ。本地域で見られる都濃層群と錦層群を境する北に急傾斜する断層も、これに相当するものであろう。

なお、NE-SW の走向を示す高角断層は、都濃層群及び錦層群の構造をともに切り、NE-SW 系の活断層系に関連して形成されたものであろう。

Ⅲ. 1. 2 岩相

本図幅地域の都濃層群は、泥質片岩を主体に、砂質片岩・塩基性片岩・珪質片岩及び超苦鉄質岩類からなる。全域にわたり接触変成作用が及んでおり、三郡変成作用による鉱物組合せはほとんど確認できない。

泥質片岩 灰色-暗灰色を呈し、接触変成作用により生じた黒雲母のため赤紫色を帯びている。変成分化による縞状構造や微褶曲が観察されることから、比較的塊状・均質な錦層群の泥岩と区別される。

鏡下では、層面片理を反映した厚さ数 mm 以下の石英長石質層と黒雲母層の細かい互層がよく認められる。また、しばしば片理に平行な軸面をもった折りたたみ褶曲が観察される。黒雲母+白雲母+斜

長石＋石英の接触變成作用による鉱物組合せを示し、緑泥石・燐灰石・電気石・ジルコン・不透明鉱物などを含む。

砂質片岩 法華山周辺、法華山から笹ノ折峠に至る道路沿い、及び笹ノ折峠に北から入る谷筋でよく観察される。灰白色、塊状、ときに片理に平行な数10 cm 間隔の割れ目が発達する。砂質片岩の一部には、珪化作用が認められる。黒雲母±淡緑色角閃石＋緑泥石＋石英＋斜長石からなる接触變成作用の鉱物組合せを示す。碎屑鉱物粒として、石英が容易に確認でき、このほか斜長石・カリ長石・火山岩片・ジルコンなどをまれに含む。

塩基性片岩 灰緑色-暗緑色を示し、層厚は数 m から10数 m である。原岩の推定は困難であるが、多くは凝灰岩起源であろう。羅漢山南方1.5 km に分布する凝灰岩起源の塩基性片岩では、暗灰色と淡灰緑色の厚さ1 mm-数 cm の層が細かく互層している。接触變成作用による鉱物組合せは、角閃石±黒雲母±単斜輝石＋緑れん石＋斜長石＋石英である。角閃石は鏡下では淡緑色-緑色である。

火成岩起源の造岩鉱物としては、法華山南東に産する超苦鉄質岩類のすぐ下位の塩基性片岩中の褐色角閃石があり、淡緑色角閃石の核として産する。

珪質片岩 灰白色を呈し、単層の厚さ数 cm-数 mm の珪質層が、厚さ数 mm の泥質部と細かく互層する。細粒石英を主とし、接触變成作用により粗粒石英と黒雲母＋ざくろ石を生じている。ざくろ石は、最大径0.3 mm である。

超苦鉄質岩類 塊状・堅硬で、暗灰色を呈する。主にかんらん石＋タルク(滑石)、かんらん石＋トレモラ閃石、かんらん石＋トレモラ閃石＋タルクからなり、斜方輝石・蛇紋石・鉄鉱・炭酸塩鉱物を含む。かんらん石は、粗粒・他形結晶として産し、同一消光位を示す幾つかのサブグレインに分かれている。トレモラ閃石・斜方輝石とも長柱状-針状でときに放射状に産し、タルクとともにかんらん石の粒間を埋めている。鉄鉱は、大部分が細粒-塵状の磁鉄鉱で鉱物粒間に見られるが、ときに赤褐色のクロム鉄鉱も含まれる。

Ⅲ. 2 吉和層群(新称)(Yu, Ym, Yb, Ys)

本図幅地域北半部の吉和村から湯来町にかけての地域を中心に、北隣「三段峡」図幅地域の南東部及び東隣の「広島」図幅地域の北西部にまたがる地域に分布する地層群を、吉和層群と命名する。吉和層群の模式地は中津谷川流域である。本層群は長谷(1964)によって中帯の古生層と呼ばれた地層群に相当する。

吉和層群は主に泥岩・塩基性火山岩類・珪質頁岩からなり、砂岩及び含礫泥岩を伴う。本層群は主に塩基性火山岩類からなる下部層と、泥岩が卓越する上部層に分けられる。

本層群は大局的には広島花崗岩類のルーフペンダントとして分布し、接触變成作用を受けているが、再結晶の程度は地域によって異なる。分布の北縁及び西縁は白亜系匹見層群と不整合関係、一部は断層関係である。

吉和層群の地質時代は放散虫化石から二疊紀中期-後期である。

本図幅地域では、吉和層群は、NE-SW 方向の2本の断層で切られて、西部ブロック、中部ブロッ

ク、東部ブロックの三つのブロックに分かれて分布し(第3図)、岩相や接触変成の程度がブロックごとに異なる。以下にブロックごとに記載する。

Ⅲ. 2. 1 西部ブロックの吉和層群

分布 吉和層群は、本図幅地域北部の吉和村の中津谷川流域を中心に、南西側は汐原谷川や林道冠山線まで露出し、北東側は大町谷川流域及び女鹿平山地域に分布する。また西方延長は、島根県匹見町の紙祖川上流域に達し、そこで白亜系匹見層群に不整合に覆われる。吉和層群の分布の東縁は、NE-SW方向の断層で中部ブロックの広島花崗岩類や吉和層群と接している。また本層群の北縁部は、北隣の「三段峡」図幅地域の中津谷川上流及び林道大向-長者原線沿いで、WNW-ESE方向の断層を境に北側の三部変成岩類及び玖珂層群相当層と接する。本層群の南縁部は、錦層群と断層関係で接し、また林道冠山線沿いでは、中新統冠山火山岩類に不整合に覆われる。

層序と岩相 西部ブロックの吉和層群は、主に塩基性火山岩類・泥岩及び珩質頁岩からなり、一部に含礫泥岩や砂岩を伴う。分布の北縁部では千枚岩化している。また、超苦鉄質岩類が斑れい岩を伴って貫入している。

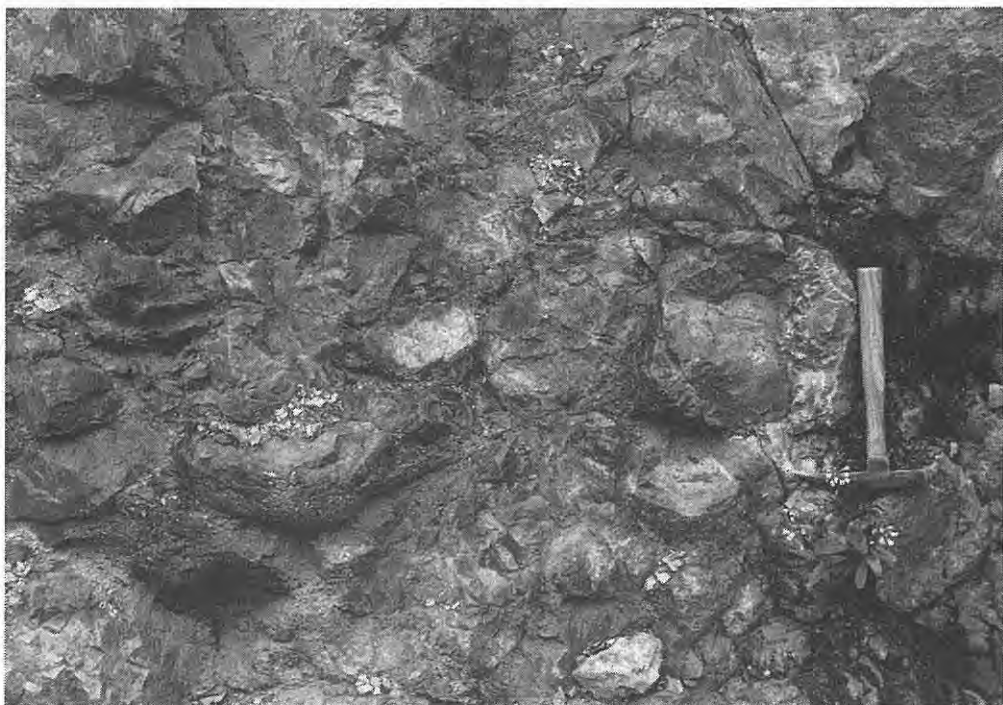
西部ブロックの本層群は、WNW-ESE方向の断層を境にその南側には、塩基性火山岩類が卓越し珩質頁岩を挟む下部層が広く分布する。一方、その北側では、泥岩が優勢となり、塩基性火山岩類や珩質頁岩が小規模な岩塊として含礫泥岩中に含まれる上部層が分布する。本層群は、上下限ともに断層で限られるため正確な層厚は不明であるが、下部層が1,500 m以上、上部層が1,100 m以上と積算され、全体で少なくとも2,600 m以上である。

塩基性火山岩類は西部ブロックの南部に卓越するが、北部では泥岩中に50-100 mの厚さのハイアロクラスタイトや塊状溶岩が挟まるか、岩礫泥岩中の岩塊又は角礫という産状を示す。塩基性火山岩類は主に緑色で一部赤色を呈し、玄武岩質の塊状溶岩及びハイアロクラスタイトからなり、一部に枕状溶岩が分布する。枕状溶岩は、林道三坂-八郎線の奥と林道小川線の奥の2か所で、厚さ10-20 mのものが確認されたのみである(第8図)。溶岩はまったく発泡していない。ハイアロクラスタイトは一部にガラスの形態を残しているものがある(GSJ R43096, 第9図)。

塩基性火山岩類中には、林道三坂-八郎線沿いや中津谷川中流で観察されるように、幅数10 mのシート状岩体として斑れい岩が伴われる。中津谷川中流に露出する斑れい岩は、単斜輝石+斜長石+緑泥石に置換された有色鉱物+不透明鉱物からなり、曹長石+緑れん石+クリノゾイサイト+アクチノ閃石+方解石+緑泥石の変成鉱物が生じている(GSJ R43124)。

泥岩は黒色粘土岩質で、北縁部では千枚岩化している。中津谷川下流では弱く接触変成作用を受け、わずかに細粒の黒雲母が生じている。

珩質頁岩は、下部の塩基性火山岩類中に卓越し、紙祖川上流地域では厚さは一般に数10 mで、一部に厚さ約200 mのものがある。その東方延長の小川谷上流では、厚さ数10 mのものが2-3枚塩基性火山岩類中に挟まれるだけになる。このほか、大町谷川や中津谷川本流などの本層群上部では、泥岩又は含礫泥岩中に厚さ数-10 mのレンズ状又はブロック状の岩塊として分布している。珩質頁岩は、淡緑灰色ないしは暗灰色を呈する。しばしば海綿骨針や放散虫化石を含む。



第8図 吉和層群の玄武岩質枕状溶岩(林道小川線)



第9図 吉和層群のハイアロクラストイトの顕微鏡写真。ガラスの形態を残しているが、大部分が細粒の緑れん石の集合となっている。GSJ R43096 (林道小川線)。写真の長辺は6.5 mm。



第10図 吉和層群の含礫泥岩(中津谷川中流)

含礫泥岩は、淘汰の悪い泥岩を基質とし、砂岩・塩基性火山岩類の砂粒から数m規模の岩塊を含む岩石である(第10図)。本層群の含礫泥岩は石灰岩やチャートの角礫又は岩塊を含まないことが特徴である。

砂岩は林道三坂-八郎線の終点付近に約200 mの厚さで露出する。また含礫泥岩中に角礫あるいは岩塊として分布する。上記の林道に分布する砂岩は、青灰色の細-中粒砂岩で、最上部の数mは単層の厚さが平均15 cm程度の砂岩泥岩互層になる。砂岩は石質ワッケで、フレームワークモードで41-49%を火山岩片が占め、そのうち74-86%が酸性火山岩片である。変成岩片は今のところ見つかっていない。以上に述べたような吉和層群の砂岩の特徴は、超丹波帯や舞鶴帯の二畳紀の砂岩の特徴に類似する(鈴木, 1987; 木村, 1988)。

超苦鉄質岩類は、比較的大きな岩体が女鹿平山の山頂から林道大向-長者原線沿いに伸び、また小規模な岩体が中津谷川本流及び林道三坂-八郎線沿いに露出する。女鹿平山の山頂から林道大向-長者原線沿いに伸びる岩体は、本図幅地域の中では一番規模の大きい岩体で、斑れい岩を伴っている。そのうち女鹿平山山頂に露出する超苦鉄質岩(GSJ R43115)は完全に蛇紋岩化している。一方、中津谷川中流に露出する超苦鉄質岩類(GSJ R43102)は原岩の単斜輝石やクロム鉄鉱が残っているが、接触変成作用でトレモラ閃石が生じている。

超苦鉄質岩類に伴われる斑れい岩は、女鹿平山南麓の林道沿いや林道三坂-八郎線沿いに露出するほか、林道大向-長者原線沿いに転石として見られる。女鹿平山南麓の林道沿いに露出する斑れい岩(GSJ R43123)は、単斜輝石+斜長石+緑泥石化した有色鉱物+不透明鉱物からなる。斜長石はほとんど変

質して、曹長石+ゾイサイト+緑泥石などの細粒集合物となっているが、ときに双晶の跡を残している。単斜輝石は、最大径0.3 mmの粒状で、多くのものは周囲を無色ないしは淡緑色の角閃石(トレモラ閃石からアクチノ閃石)に取り囲まれている。

化石 林道三坂-八郎線の支線に分布する珪質頁岩(GSJ R43091)、林道大向-長者原線沿いに分布する珪質頁岩(GSJ R43101)及び汐原谷川の黒色泥岩(GSJ R43103)から、海綿骨針化石とともに、*Follicucullus scholasticus* ORMISTON and BABCOCK, *Pseudoabaillella* sp. などの放散虫化石が産出した。これらの放散虫化石は、ISHIGA (1984, 1985, 1986)の *Follicuculus scholasticus* 群集に属し、二疊紀中期の後期から二疊紀後期の前期の時代を示す。したがって、本層群の上下限の時代は確認できないが、本層群の時代は二疊紀中期-後期である。

地質構造 本ブロックの吉和層群は、一般に走向WNW-ESEでS又はNに30-80°傾斜しているが、汐原谷川流域では10-25°と緩傾斜である。また中津谷川流域では波長500 m規模の正立褶曲が認められる。

Ⅲ. 2. 2 中部ブロックの吉和層群

分布 もみのき森林公園を中心に分布し、北西側は吉和川に沿って走るNE-SW方向の断層で西部ブロックと、南東側は水内川沿いをNE-SW方向に走る断層で東部ブロックと境される。また北東側と南西側はともに広島花崗岩類に貫かれ、大局的には広島花崗岩類のルーフペンダントとして分布している。

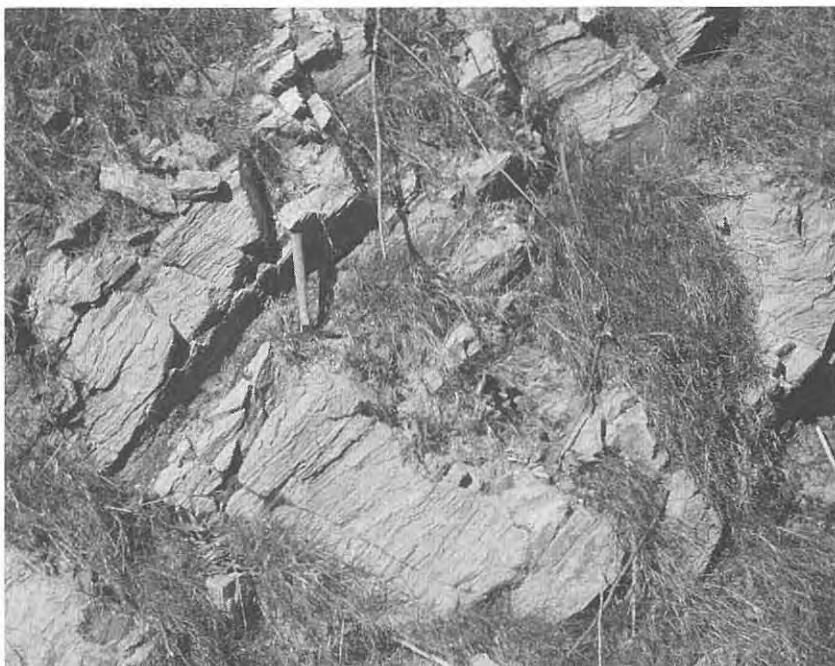
層序と岩相 主に泥岩及び塩基性火山岩類からなり、泥岩中に砂岩を挟む。本ブロック内をNE-SW方向に走る断層で更に二つの地域に細分される。北西側の地域は、主に下部層の塩基性火山岩類からなる。南東側の地域には、上部層に対比される主として泥岩からなり砂岩を挟む地層が分布する。また、一部に片状を呈する泥質岩が分布する。全体に接触変成作用を強く受けており、3ブロックの中では最も再結晶が強い。下部層の層厚は1,900 m以上であるが、上部層については地質構造がよく分からないため不明である。

塩基性火山岩類はもみのき森林公園内やその南の林道に露出し、接触変成のために黒みがかった緑色を呈する。接触変成作用のために再結晶しているが、溶岩とハイアロクラスタイトからなると判断できる。塩基性火山岩類の中には、アクチノ閃石が弱く並び片状を呈するものがある(GSJ R43105)。

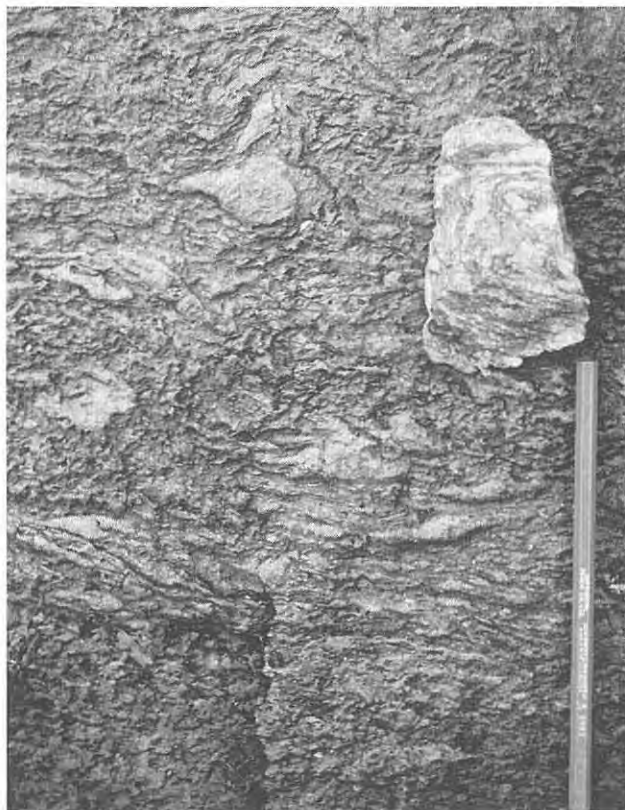
泥岩は赤紫色を呈し、細粒の黒雲母と石英が生じており、一般に塊状である。もみのき森林公園東方の林道や林道色無線には、片状を呈する泥質岩が分布する(GSJ R43107, 第11図)。この片状岩は、細長く伸びた石英の集合部と黒雲母の集合する部分とが1-4 mmの厚さで縞状に互層をなしている。この原岩は泥質片岩の可能性があるが、今では接触変成作用のためによく分からなくなっている。また含礫泥岩が接触変成を受けた岩石も認められる(GSJ R43114, 第12図)。

砂岩はもみのき森林公園南東方の林道や林道大畑-郷ノ実線、湯来町の日入谷などに分布しているが、走向方向への連続性は良くない。接触変成作用で黒雲母や石英を生じているため、原岩の碎屑粒子は、石英と長石片以外は分からない。

超苦鉄質岩類は、もみのき森林公園東方の林道(第13図)と公園に登る途中の県道益田-廿日市線沿い



第11図 接触変成作用を受けた吉和層群の片状岩(もみのき森林公園北側の林道)



第12図 接触変成作用を受けた吉和層群の含礫泥岩(林道大畑-郷ノ実線)



第13図 吉和層群の超苦鉄質岩(もみのき森林公園北側の林道)

に小規模な岩体が露出する。そのうち後者の超苦鉄質岩類は、接触変成作用でかんらん石・滑石・トレモラ閃石が生じているが、一部に原岩のクロム鉄鉱が残っている(GSJ R43106)。

地質構造 一般にNW-SE走向でSWに20-50°傾斜しており、見掛け上、SW上位の同斜構造をなしており、走向方向の断層で繰り返している。

Ⅲ. 2. 3 東部ブロックの吉和層群

分布 本ブロックの吉和層群は、湯来温泉から佐伯町市野に至るNE-SW方向の断層の東側で、湯来温泉から大峯山に至る一帯に分布している。北側は、湯来温泉付近でジュラ系の湯来層と断層で接している。南側は、広島花崗岩類によって貫かれている。

層序と岩相 東部ブロックの吉和層群は、塩基性火山岩類を主とする下部層と、砂岩・泥岩を主とする上部層からなる。

下部層は、塩基性火山岩類を主とし、わずかに泥岩や珩質頁岩を挟む。大峯山周辺と水内川沿いに典型的に露出する。本層はE-WないしENE-WSW方向の断層によって切られるため上・下限は不明であるが、層厚は下部層が900 m以上、上部層が600 m以上で、全体としては少なくとも1,500 m以上である。

塩基性火山岩類の主体は、緑色ないし暗緑色で細粒緻密な岩石で、塩基性の溶岩又はハイアロクラスタイトであろう。接触変成作用により再結晶し、主に普通角閃石と斜長石を生じており、緑れん石・黒

雲母を含むことがある。まれに石英も含まれる。中部ブロックと比べると、再結晶の程度は弱い。水内川沿いの塩基性火山岩類には、泥質岩と細互層し片状を呈するものが見られるが、一般に再結晶が強く原岩の組織が残っていない。一方、大峯山西方から大谷にかけて分布する塩基性火山岩類にはしばしば原岩の組織が残っており、明らかに溶岩とハイアロクラストイトとからなる。

塩基性火山岩類に伴って超苦鉄質岩類がまれに産する。湯来町大谷では、NE-SW 方向の断層の近傍で小規模に露出している。湯来町志井から小多田に至る道路沿いの、水内川に至る手前300 mに超苦鉄質岩の転石がある。

上部層は泥岩や砂岩を主とする。湯来町小多田から白井にかけては、砂岩又は砂岩優勢な砂岩泥岩互層を主とする。一方、湯来町豆桁や大峯山北側では泥岩又は泥岩優勢な砂岩泥岩細互層からなる。

泥岩は、接触変成作用による黒雲母や白雲母をごく普通に含んでいる。小多田から白井に分布する泥岩のうち、葉理を持つシルト岩には碎屑粒子として石英・斜長石が散在している。砂岩は淡緑色中粒である。砂岩中の岩片は接触変成作用のために変質しており、詳細は不明確となっている。

大峯山南側の泥岩と砂岩からなる地層は、見掛け上の下位に砂岩が、上位に泥岩が卓越する。

地質構造 東部ブロックの吉和層群は、E-W 方向の軸をもつ開いた向斜構造が基本的な構造である。この向斜構造の褶曲軸面は、北に70-80°急斜している。この構造のために、大峯山周辺と水内川沿いに同層準の塩基性火山岩類が露出している。大峯山南側の泥岩と砂岩からなる地層とその北側の塩基性火山岩類は、NE-SW 及び E-W 方向の断層で境されている。

Ⅲ. 3 錦 層 群

錦層群(西村・濡木, 1966)は、本図幅地域の西部に分布している。白亜紀後期の花崗岩類によって貫入され、分布域全域にわたって接触変成作用を受けている。

錦層群は砂岩、泥岩及び珪質頁岩を主体とし、チャート・酸性凝灰岩を伴う。本図幅地域の錦層群は、通商産業省(1981)の概略的な報告があるのみで、詳細な研究はない。本図幅地域の西に隣接している六日市地域では、中・石賀(1985)が泥岩・酸性凝灰岩から *Follicucullus scholasticus* ORMISTON and BABCOCK など二疊紀中期の後期から二疊紀後期の前期を示す放射虫化石を報告している。また、中ほか(1986)は六日市地域の錦層群の層序と構造について詳細な研究を行っている。南に隣接した大竹図幅地域では、東元ほか(1986)が北縁部の錦層群について岩相・層序及び地質時代について検討を行い、六日市地域と同様な結果を得ている。

本図幅地域の錦層群は、南部において NNW-SSE の走向で20-80°W に傾斜し、北部において WNW-ESE の走向で30-90°NE に傾斜している。北部においては砂岩層中の級化層によって北東上位がしばしば確認されている。

本図幅地域の錦層群は、岩相によって見掛けの下位から小五郎山層・右谷山層・三葛層の3層に区分できる。

小五郎山層は、主として塊状砂岩と砂岩泥岩互層からなり、一部にチャートを伴う。

右谷山層は、珪質頁岩と塊状砂岩・砂岩泥岩互層を主体とし、チャート・酸性凝灰岩などを伴う。

三葛層は、主に泥岩優勢な砂岩泥岩互層からなるが、未固結時の変形が著しく砂岩層はレンズ化ないし礫化している。これらの3層の関係は露頭では確認できないが、顕著な断層が認められないことから整合に重なっていると判断できる。

Ⅲ. 3. 1 小五郎山層(新称)(Ko, ch)

小五郎山層は、本図幅地域の南西部の錦町須川地域や小五郎山周辺地域に分布している。大半の地域で塊状砂岩と泥岩優勢な砂岩泥岩互層が繰り返して分布する特徴的な岩相を示すが、須川地域では砂岩優勢な厚い砂岩泥岩互層を伴い、チャート層や含礫泥岩層をわずかに挟有している。

塊状砂岩は、灰色を呈し、普通細粒-中粒で部分的に粗粒な所がある。主に石英・カリ長石・斜長石などの鉱物片と玄武岩や酸性凝灰岩などの岩片からなる。

泥岩優勢な砂岩泥岩互層では、厚さ1-10 cmの砂岩層が未固結時の変形によって膨縮したり、所々とぎれてしばしば礫化している。一方、砂岩優勢な砂岩泥岩互層では地層が整然と積み重なっている。

チャート層は、厚さ100 m以下で、側方への連続はよくない。チャートは白色を呈し、厚さ3-15 cmで、厚さ1-3 mmの暗灰色-黒色の泥岩の薄層と律動的な互層を形成している。接触変成作用によって、再結晶し、やや石英の粒子が粗くなっている。チャート層の近傍には含礫泥岩層を伴うことがある。

Ⅲ. 3. 2 右谷山層(新称)(Mg)

右谷山層は、本図幅地域の北西部の六日市町河津地域や錦町右谷山周辺地域に分布している。本層は、珪質頁岩を頻繁に挟有することによって特徴づけられる。珪質頁岩のほかに、塊状砂岩と砂岩泥岩互層が多く、薄いチャートや酸性凝灰岩をまれに挟む。

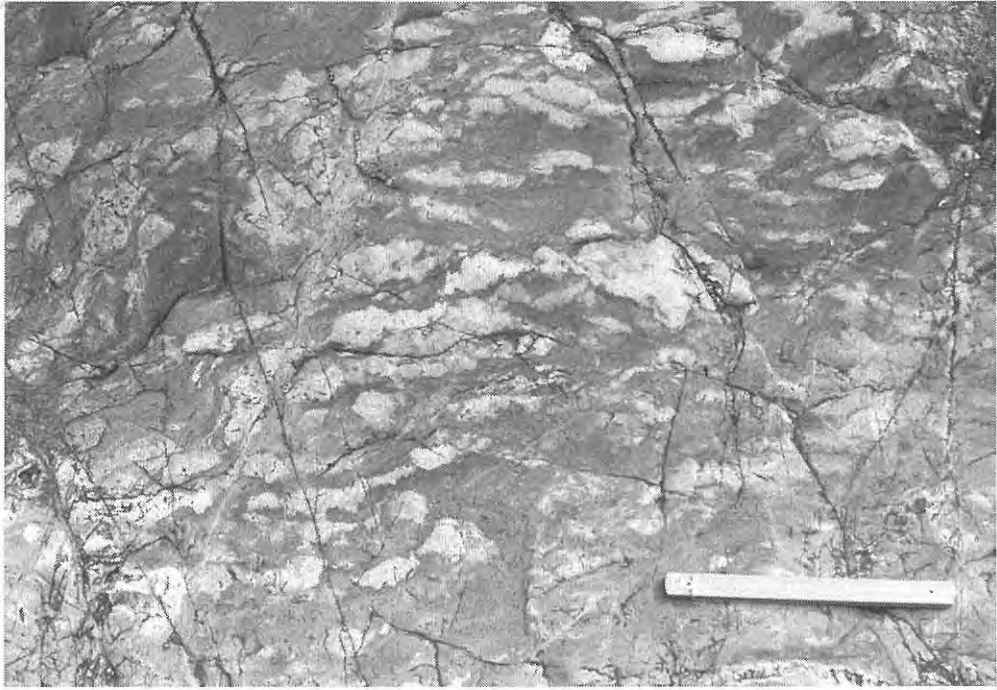
珪質頁岩は、普通暗褐色を呈し、まれに灰色ないし褐色を示す。数10 mの厚さを有し、塊状砂岩ないし砂岩泥岩互層と繰り返し露出する。まれに厚さ5-25 cmの酸性凝灰岩の薄層が挟在する。酸性凝灰岩は灰白色から褐色を呈し、主として微晶質の石英と石英や斜長石の角張った鉱物片からなる。寂地山のすぐ西では、珪質頁岩層の近くに淡緑色ないし淡褐色の層状チャート層が数 m 露出している。チャートは単層が厚さ1-5 cmで厚さ3-5 mmの泥質薄層と律動的な互層を形成している。

塊状砂岩は、細粒-中粒で灰色を呈し、一般に砂岩優勢な砂岩泥岩互層を伴っている。砂岩優勢な砂岩泥岩互層は、砂岩の単層の厚さが1-20 cmで、しばしば砂岩層が膨縮している。級化成層などの堆積構造も観察される。この塊状砂岩は、細粒-中粒で灰色を呈し、主に石英・斜長石・カリ長石などの鉱物片と泥岩や玄武岩・酸性凝灰岩・半深成岩などの岩片からなる。碎屑粒子以外に、接触変成作用によって生じた細かい黒雲母が数多く認められる場合がある。

本層の上部には、泥岩優勢な砂岩泥岩互層が珪質頁岩層と塊状砂岩層の間に露出している。砂岩層は、未固結時の変形によって膨縮したり、所々とぎれてしばしば礫化している。

Ⅲ. 3. 3 三葛層(新称)(Mk)

三葛層は、匹見町三葛から同町額々山地域にごく狭く分布している。主として泥岩優勢な砂岩泥岩互層からなるが、最上部では葉理泥岩層や細粒砂岩層が厚く分布する。また、しばしば塊状砂岩を伴い、



第14図 三葛層の泥岩優勢な砂岩泥岩互層(匹見町三葛). スケールの長辺は15 cm

まれに酸性凝灰岩の薄層を挟有する。

泥岩優勢な砂岩泥岩互層では、暗褐灰色を呈する泥岩中に、厚さ1-5 cmの砂岩の膨縮した薄層やレンズが点在している(第14図)。砂岩層は級化成層を示し、泥岩に漸移している場合と、級化成層が明瞭ではなく上下がシャープな面で境されている場合がある。

葉理泥岩層は暗灰色を呈し、ときに上方に向かって細粒砂岩を経て中粒砂岩層に移化する場合がある。

塊状砂岩は厚さ数mで、泥岩優勢な砂岩泥岩互層や葉理泥岩層の間に挟まれて所々に分布する。細粒-中粒で、灰色を呈する。酸性凝灰岩は、緑灰色を呈し、やはり泥岩優勢な砂岩泥岩互層中に挟在する。

IV. 中生界

IV. 1 湯来層(新称)(Y)

本層は本図幅地域北東部の湯来温泉付近に小規模に分布しており、吉和層群と断層関係にある。本層は東隣「広島」図幅地域や北東隣「加計」図幅地域へと延長している(山田ほか, 1986)。「加計」図幅地域の本層の延長部では、ジュラ紀放射虫化石を産する(早坂, 1987)ことなどから、山田ほか(1986)で



第15図 広島花崗岩類に貫入された湯来層
(含礫泥岩) (湯来温泉)

は玖珂層群相当層となっている。地質概説のところで述べた早坂(1987)の中国帯の概要に従うと湯来層は丹波層群相当層になる。

本層は、主に含礫泥岩からなる。それは、泥岩の基質の中に径数 mm-数10 cm の砂岩やチャートの礫を含む堆積物である。礫はレンズ状やひきちぎれたような形状をなしている。入っている礫の量はさまざまであり、非常に礫の多い泥岩からほとんど礫を含まない泥岩へと漸移する。

本層は、花崗岩類の貫入(第15図)によって著しい接触熱変成作用を受けており、泥岩は黒雲母ホルンフェルスとなっている。層理面が一定しない上に、花崗岩類の貫入により分断されているため、地質構造や層厚の詳細は不明である。

Ⅳ. 2 匹見層群

本図幅地域北西部の匹見町に流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩が分布している。これは、村上(1974)が匹見層群と命名した白亜紀火山岩層の一部である。匹見層群は島根県杵木-匹見地区を中心に島根県津和野付近から脊梁山地沿いに広島県大朝付近まで連続して分布するデイサイト-流紋岩質溶結凝灰岩を主とする火山岩層である。本図幅地域ではその下部層が分布している。

匹見層群は、今村ほか(1966)、通商産業省(1971, 1972, 1973)により広域的な調査がなされた。その結果に基づき、本層群は基盤岩類と北東-南西方向の構造線に境され(一部不整合)、500-1,000 m以上の沈降が認められることなどが明らかとなっている(村上, 1974)。匹見層群に関する岩石学的研究は、今岡・村上(1979)、村上・今岡(1980)、IMAOKA *et al.* (1982)、IMAOKA and NAKASHIMA (1983)などで詳しく述べられている。それらによると、匹見層群の火山岩類は全岩組成や単斜輝石の化学組成からソレナイト系列の性格を有していることや、鉄鉱物がチタン鉄鉱を主として磁鉄鉱を欠くことなどが明らかとなっている。匹見層群は広島花崗岩類に貫かれ、熱変成作用を受けている。またジルコンによるフィッショソ・トラック年代は87 Maを示す(村上ほか, 1984)。

これらの事実や他の火山岩層との関係から、匹見層群は白亜紀後期の大規模火砕流堆積物で中国山地中部の高田流紋岩と同時期のものとされている(飯泉ほか, 1985)。

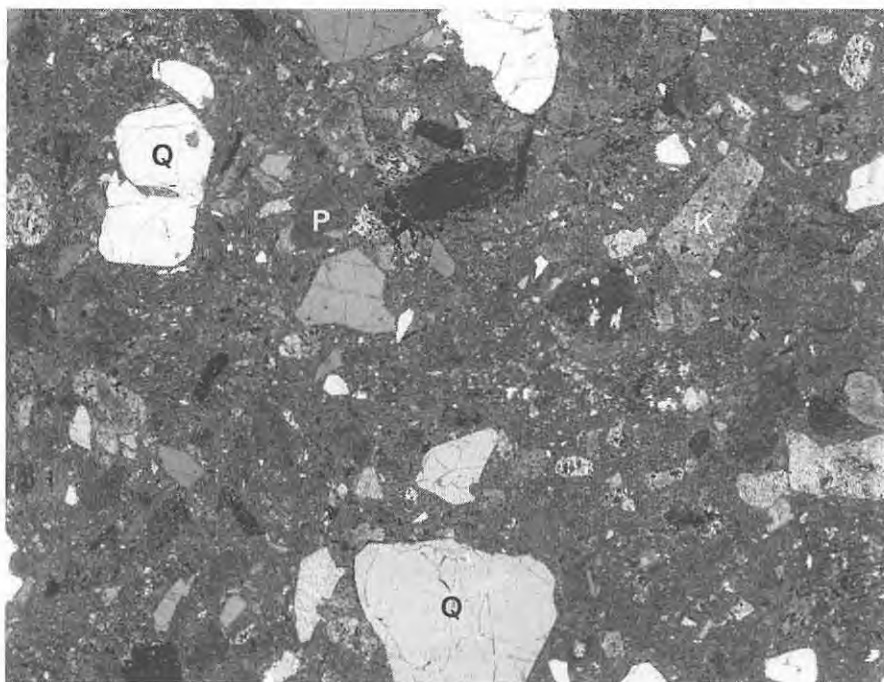
本図幅地域の匹見層群は、下位より流紋岩溶結凝灰岩、デイサイト溶結凝灰岩からなり、両者は漸移関係にある。以下に、これらの岩相、層厚、地質構造などを述べる。

Ⅳ. 2. 1 流紋岩溶結凝灰岩(Hkr)

通商産業省(1981)の最下部流紋岩層に相当する。六日市町河津西方から匹見町にかけて分布する。本図幅地域及びその周辺では、匹見町紙祖から北隣「三段峡」図幅内の大神ヶ岳に至る林道沿いで最もよく露出している。

本岩と基盤との関係を直接露頭からは明らかにできないが、三葛以北での匹見層群と基盤(錦層群や吉和層群)の分布と地形との関係から両者の境界が流紋岩側に傾いていると判断できる。また紙祖から大神ヶ岳に至る林道沿い(「三段峡」図幅内)で流紋岩中に吉和層群由来の泥質岩のブロックが認められることなどから、三葛以北では本岩と吉和層群及び錦層群は不整合関係にあると判断した。本岩の大部分は肉眼的に葉理面が明瞭でないために正確な層厚は不明であるが、岩相の分布などから500-1,000 m程度と見積もられる。一方、三葛以南では、本岩と錦層群の境界は、地形的起伏とは無関係にはほぼ直線的に延びている上に、本岩の分布域が狭くなる。更に河津越東北東500 mでは、境界付近の錦層群中に、破碎帯が発達するので、本岩と錦層群は断層関係にあるといえる。

本岩は主に石英の結晶片が特徴的な灰白色流紋岩溶結凝灰岩からなる。前述のように北隣「三段峡」図幅内では異質岩片を含むこともあるが、本図幅地域内では肉眼的には本質レンズや異質岩片は認められない。肉眼的には、灰白色の基質中に径3 mm程度の石英の結晶片が認められることを特徴とする。代表的な流紋岩質溶結凝灰岩(紙祖川支流林道沿い、GSJ R42894)は鏡下(第16図)で次のとおり。



第16図 匹見層群の流紋岩溶結凝灰岩の顕微鏡写真。Q:石英, P:斜長石, K:カリ長石, 匹見町紙祖川支流林道沿い(GSJ R42894), 直交ポーラー, 写真の長辺は8.6 mm

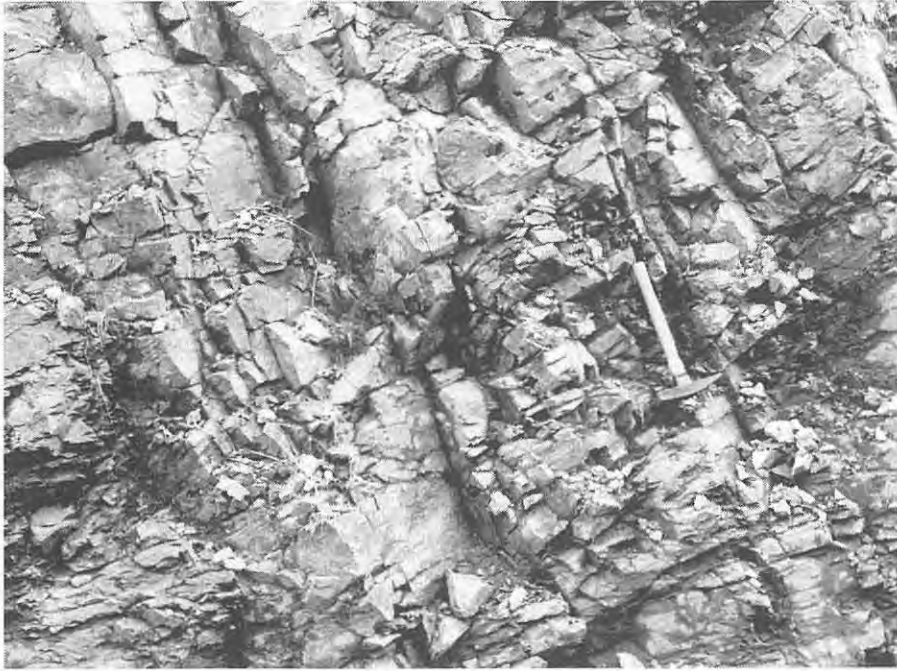
結晶は約50容量%である。石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母からなる。このうち, 石英が最も多い。石英は1-3 mm 程度のものと0.1-0.2 mm 程度のものとに分けられる。このうち, 粒径の小さいものは破片状となっていることが多い。斜長石, カリ長石は1 mm 以下である。黒雲母は長径1 mm 以下である。黒雲母は, ほとんどがオパサイト化しており, 外形を留めているにすぎない。本質レンズは, 長径2 mm 前後で, 完晶質で, 主に石英・カリ長石の石基からなる。基質は微晶質な石英, 長石からなっているが, 溶結構造が残っている。

IV. 2. 2 デイサイト溶結凝灰岩(Hkd)

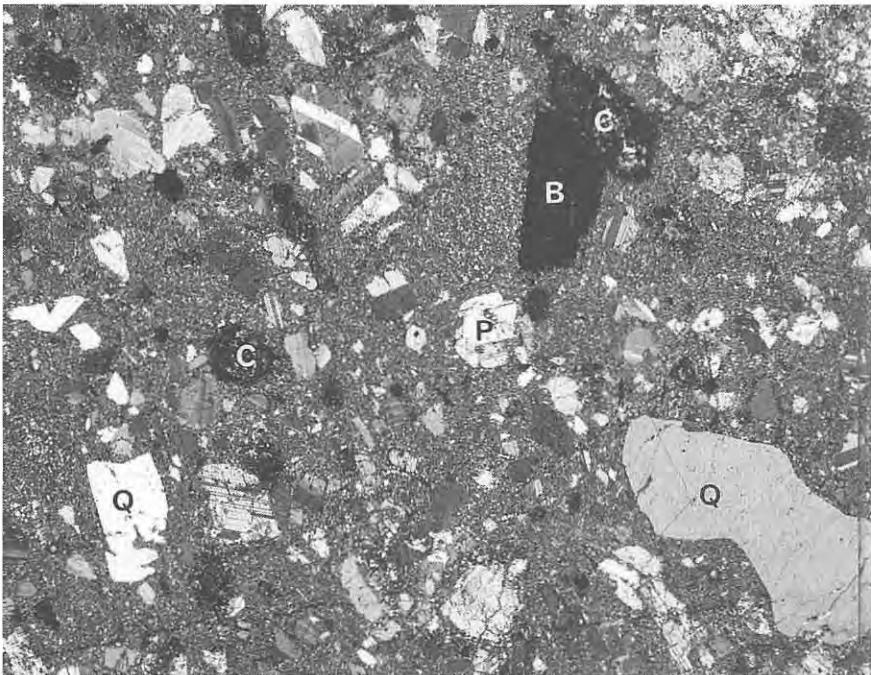
本岩は, 通商産業省(1981)の下部石英安山岩層と中部石英安山岩層の一部に相当する。

本岩は匹見町紙祖から西隣「津和野」図幅地域にかけて分布する。本地域で最も典型的に露出しているのは紙祖川沿いである(第17図)。下位の流紋岩溶結凝灰岩とは漸移的で, 三葛の集落付近は中間的な岩質が分布している。境界部は西側へ, すなわち, 匹見層群中央部へと傾斜している。本岩も本図幅地域内では構造が不明瞭であるが, 通商産業省(1981)の地質図では西隣「津和野」図幅地域内の本岩の延長部に葉理の走向傾斜が示されている。それによると本岩は匹見層群の中央部へ向かって(つまり西へ)緩傾斜している。

本層は暗灰色の溶結凝灰岩で節理が発達している(第17図)。肉眼では暗灰色の基質中に長径2-4 mm



第17図 匹見層群のデイサイト溶結凝灰岩の露頭(匹見町紙祖)。本岩は、節理が発達していて、ブロック状に割れやすい。



第18図 匹見層群のデイサイト溶結凝灰岩の顕微鏡写真。Q:石英, P:斜長石, B:黒雲母, C:単斜輝石(周囲はアクチノ閃石)。匹見町紙祖(GSJ R42895)。直交ポーラー。写真の長辺は8.6 mm

第2表 デイサイト溶結凝灰岩の化学組成

SiO ₂	67.32
TiO ₂	0.41
Al ₂ O ₃	15.67
Fe ₂ O ₃	0.67
FeO	3.37
MnO	0.06
MgO	0.98
CaO	3.10
Na ₂ O	3.56
K ₂ O	3.36
P ₂ O ₅	0.06
H ₂ O+	0.82
H ₂ O-	0.07
Total	99.45
CIPW norm	
Q	23.51
C	0.68
or	19.86
ab	30.12
an	14.99
en-hy	2.44
fs-hy	5.07
mt	0.97
il	0.78
ap	0.14
Others	0.89
Total	99.45
D.I.	73.49

今岡・村上(1979)の第2表のH-62, 匹見町紙祖付近. ノルム値は, 吉井・佐藤(1983)により再計算

第3表 デイサイト溶結凝灰岩の構成鉱物の化学組成

	単斜輝石	斜方輝石	黒雲母
SiO ₂	49.71	49.25	36.52
TiO ₂	0.17	0.17	3.54
Al ₂ O ₃	0.79	0.38	12.00
FeO*	19.46	36.04	27.39
MnO	0.58	1.02	0.33
MgO	9.02	12.47	7.07
CaO	19.34	1.35	0.06
Na ₂ O	0.26	0.05	0.05
K ₂ O	0.05	0.05	8.64
Total	99.38	100.78	95.60
	O=6	O=6	O=22
Si	1.959	1.963	5.783
Al ^M	0.037	0.018	2.217
Al ^{IV}	—	—	0.024
Ti	0.005	0.005	0.422
Fe	0.641	1.201	3.627
Mn	0.019	0.034	0.044
Mg	0.530	0.740	1.668
Ca	0.816	0.058	0.010
Na	0.020	0.004	0.014
K	0.003	0.003	1.745

今岡・村上(1979)の第3, 4, 6表のH-62, 匹見町紙祖付近

程度の有色鉱物や斜長石の結晶がよく認められる。本岩の代表的なデイサイト溶結凝灰岩(匹見町紙祖, GSJ R42895)は鏡下(第18図)で次のとおりである。

結晶片は約50容量%である。そのうち、斜長石が最も多い。そのほかの結晶片は石英、斜方輝石、単斜輝石、黒雲母、角閃石、不透明鉱物である。これらの結晶は長径4mmに達するものがあるが、多くは0.1-1mm程度である。斜長石と石英は破片状を示すものが多い。輝石の内部は繊維状の角閃石の集合体となっており、新鮮な部分はまれである。斜方輝石の周囲には角閃石の微細結晶が生じている。基質は著しく再結晶が進み、微小な長石、石英、黒雲母が生じているが溶結構造を残している。本質レン

ズは、長径 1-2 mm で基質よりもやや粗粒な石英・長石からなる。

本図幅地域内の本岩について今岡・村上(1979)により全岩化学組成と鉱物の化学組成が示されている。それを第2表と第3表に示す。鉱物の化学組成のうち、単斜輝石は、 $Ca : Mg : Fe = 0.41 : 0.26 : 0.33$ 、斜方輝石は、 $Ca : Mg : Fe = 0.03 : 0.36 : 0.61$ である。黒雲母の mg 値($Mg / (Mg + Fe + Mn)$)は 0.312である。

IV. 3 広島花崗岩類

本図幅地域内には広く花崗岩類が分布している。本花崗岩類は中国地方に広く分布する広島花崗岩類の一部である。

広島花崗岩類は、中国地方の白亜紀花崗岩類を代表するもので、山口県東部から広島県を経て岡山県にかけて東西方向に分布し、一部は広島市から島根県にかけて南北方向にも分布している。岩質は中-粗粒黒雲母花崗岩を主体とし、しばしば角閃石を含有する。ルーフペンダント周辺では細粒相が発達する。更に局所的には石英閃緑岩や斑れい岩質の部分も認められる(吉田, 1961; 小島, 1964)。

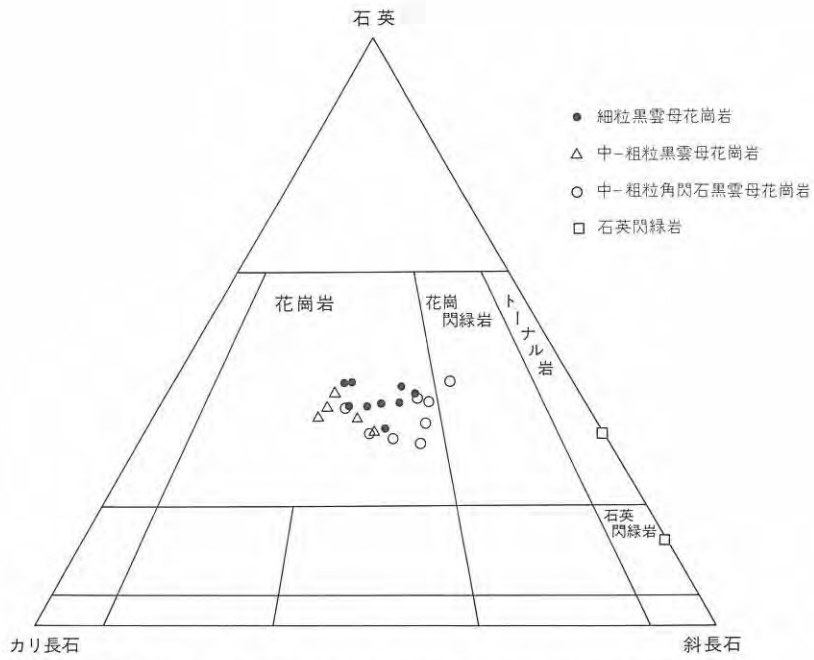
西南日本内帯の花崗岩類は、南から領家帯、山陽帯、山陰帯に分けられているが、山陽帯の花崗岩類はタングステン鉱床を伴い、チタン鉄鉱系花崗岩類が卓越するという特徴があり、広島花崗岩類はその代表である(石原, 1980)。

IV. 3. 1 広島花崗岩類の区分と記載

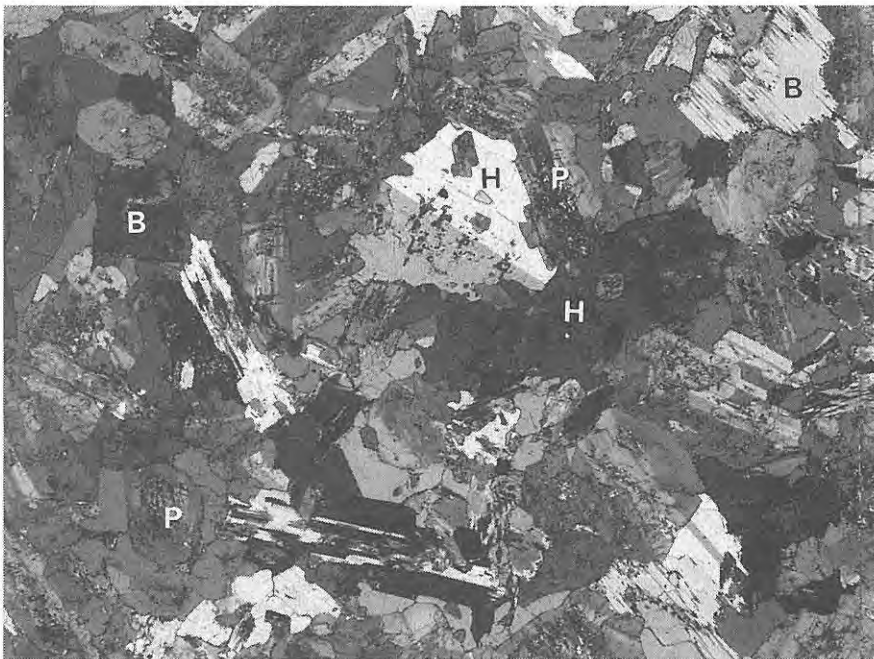
本図幅地域の広島花崗岩類は、図幅地域内の中央部から南東部にかけて連続して広く分布するほか、六日市町長瀬峡沿い、北部の吉和村太田川周辺、それに北東部の打尾谷沿いに分布している。広島花崗岩類と被貫入岩類は、水平から緩傾斜の境界面で接することが多い。このため、相対的に地形的に低い地域に広島花崗岩類が分布している。本岩類は、先白亜系や匹見層群に不調和に貫入し、広く接触変成作用を及ぼしている。

本図幅地域内の広島花崗岩類は、石英閃緑岩・中粒角閃石黒雲母花崗岩・中-粗粒黒雲母花崗岩・細粒黒雲母花崗岩・文象斑岩質花崗岩に分けられる。また、湯来町打尾谷周辺のように黒雲母花崗岩の中粒相と細粒相が混在している部分については細-中粒黒雲母花崗岩として一括して地質図に示した。

花崗岩類相互の関係: 石英閃緑岩は中粒角閃石黒雲母花崗岩中の捕獲岩として産する。中-粗粒黒雲母花崗岩と中粒角閃石黒雲母花崗岩の境界部はやや漸移的で両者の前後関係は判然としない。しかしながら、中粒角閃石黒雲母花崗岩中に含まれている扁平な暗色包有物の定向配列による面構造が、両花崗岩の境界に直交あるいは斜交することが多いので、中粒角閃石黒雲母花崗岩は中-粗粒黒雲母花崗岩に貫入されているとみなした。細粒黒雲母花崗岩と中-粗粒黒雲母花崗岩との境界は明瞭な場合と判然としない場合とがある。明瞭な場合、境界部付近で中-粗粒黒雲母花崗岩が細粒黒雲母花崗岩中に取り込まれていることがよくある。ただし、急冷縁を伴うことはないので、中-粗粒黒雲母花崗岩、細粒黒雲母花崗岩の順に連続して貫入固結したものと判断できる。



第19図 広島花崗岩類のモード組成。岩石名は、STRECKEISEN (1973)の分類による



第20図 石英閃緑岩の顕微鏡写真。P:斜長石, B:黒雲母, H:角閃石。佐伯町悪谷(GSJ R42896)。直交ポーラー。写真の長辺は5.8 mm

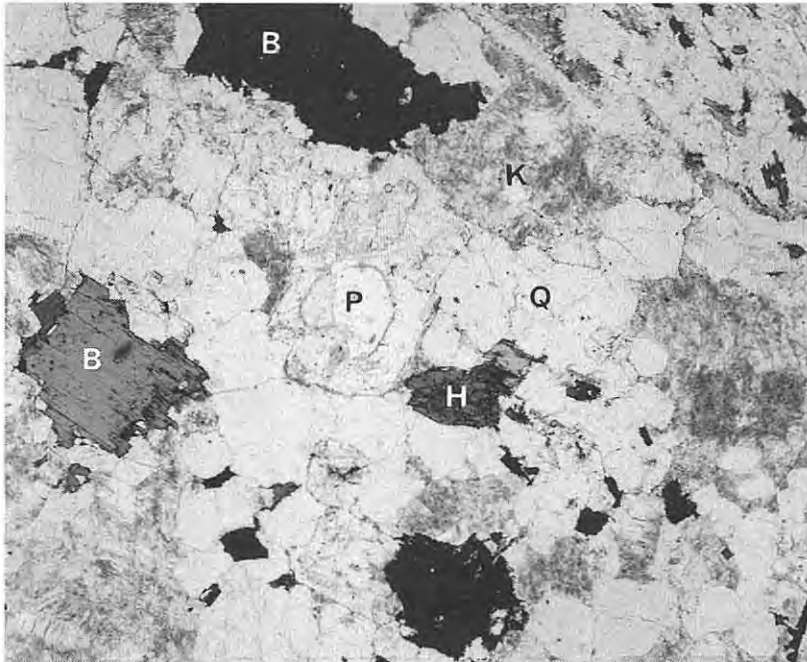


第21図 中粒角閃石黒雲母花崗岩中の暗色包有物(佐伯町悪谷)

以上のように本図幅地域内の広島花崗岩類は、貫入の古いものから順に石英閃緑岩，中粒角閃石黒雲母花崗岩，中-粗粒黒雲母花崗岩，細粒黒雲母花崗岩となる。ただし，後の二者はほとんど連続していたものと推定できる。文象斑岩質花崗岩とそのほかの花崗岩類との直接の関係は分からない。文象斑岩質花崗岩は中粒黒雲母花崗岩と沖積層を挟んで分布し，文象組織や斑状組織が発達することから中-粗粒黒雲母花崗岩の浅成相なのかもしれない。

次に本図幅地域の広島花崗岩類の記載を行う。代表的な岩石のモード組成は第19図に示してある。

石英閃緑岩(Hqd)：本岩は佐伯町玖島及び悪谷南部，吉和村女鹿平山東方に小規模に分布する。悪谷のものは中粒角閃石黒雲母花崗岩中の捕獲岩として，また，玖島のものは細粒黒雲母花崗岩中の捕獲岩と



第22図 中粒角閃石黒雲母花崗岩の顕微鏡写真。Q:石英, P:斜長石, K:カリ長石, B:黒雲母, H:角閃石。佐伯町玖島(GSJ R42897)。下方ポーラー。写真の長辺は6.3 mm

して産する。女鹿平山東方では吉和層群に貫入している。細-中粒塊状の岩石で、モード組成の上からは石英閃緑岩又はトーンル岩である。色指数は24-36である。モード組成で石英閃緑岩になるもの(GSJ R42896, 佐伯町悪谷)の鏡下(第20図)の特徴は次のとおりである。

主に斜長石、角閃石、黒雲母、石英からなり、副成分鉱物として単斜輝石、カリ長石、燐灰石、スフェーン、チタン鉄鉱を含む。斜長石は自形-半自形で、核部はアンデシン、縁部はオリゴクレスである。角閃石はZ=淡緑色で半自形-他形が一般的であるが、長柱状の自形結晶も認められる。自形の角閃石の核部には微小な単斜輝石が認められる。黒雲母は半自形でZ=赤褐色で部分的に緑泥石化している。石英は粒間充填状に産する。チタン鉄鉱は黒雲母と角閃石中に包有されて産する。

中粒角閃石黒雲母花崗岩(Hh): 佐伯町津田から玖島にかけてまとまって分布するほか、佐伯町悪谷から針山にかけて暗色包有物を多量に含む岩相として産する(第21図)。

本岩の主岩相は津田から玖島(第22図)に分布する。主に中粒岩であるが、中-粗粒黒雲母花崗岩との境界付近では粗粒となる。しばしば長径1 cm程度の自形のカリ長石を含み、斑状組織を呈する。また長径10-100 cm程度の暗色包有物を含むことがよくある。偏平な暗色包有物の定向配列の構造は、本岩の南側で走向がほぼN-Sで東傾斜のことが多い。北部は走向がNWないしNEで傾斜は北である。悪谷から針山では中粒を呈し、暗色包有物を多量に含むが、暗色包有物による定向配列は認められない。

主に石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、角閃石からなり、副成分鉱物としてジルコン、燐灰石、褐れ

ん石、不透明鉱物を含む。色指数は5-8%である。斜長石は半自形で主にオリゴクレスで、核部の一部はアンデシン、カリ長石と接する外縁部はアルバイトである。カリ長石はパーサイト構造を呈する。他形をなすことが多いが、自形をなして斑状組織を形成するものもある。黒雲母は半自形-他形でZ=褐色-濃緑褐色である。部分的に緑泥石化している。また、ジルコン、燐灰石、褐れん石を包有して、このうち、ジルコン及び褐れん石の周囲はわずかに多色性ハローを生じている。角閃石はZ=緑色で半自形-他形を呈し、黒雲母と連晶することが多い。

中-粗粒黒雲母花崗岩(Hc, Hm) : 中-粗粒黒雲母花崗岩(Hc)は、本図幅地域南南部の錦町及び佐伯町から中央部北端部の吉和村にかけて連続して分布している。そのほか、細粒黒雲母花崗岩を混在中粒黒雲母花崗岩(Hm)が、本図幅地域北東端部の打尾谷周辺に分布している。本図幅地域南東部では粗粒相が、西部及び北部では中粒相が卓越する。塊状で均質な岩石で、しばしばカリ長石が桃色を呈する。暗色包有物はまれである。

主に石英、斜長石、カリ長石、黒雲母からなり、副成分鉱物として褐れん石、ジルコン、燐灰石、不透明鉱物、蛍石を含む。ごくまれに角閃石を含むことがある。色指数は2-5である。斜長石は自形-半自形で主にオリゴクレスであるが核部はアンデシンの組成にかかることがある。また、カリ長石と接する縁部はアルバイトである。カリ長石は他形でパーサイト構造を呈する。黒雲母はZ=緑褐色-褐色で、半自形-他形を呈する。一部緑泥石や白雲母に変質している。ジルコン、燐灰石、褐れん石を包有して多色性ハローを生じている。

細粒黒雲母花崗岩(Hf) : 本岩は中-粗粒黒雲母花崗岩の上に重なるように地形的高所に広く分布する。本図幅地域南東部の中粒角閃石黒雲母花崗岩中央部にも本岩が分布している。本岩は、本図幅地域西部の錦層群や中央部北側の吉和層群が花崗岩類と緩い傾斜で接する地域に広く分布している。そこでは、厚さが200 mに達し、ほぼ水平に分布している(地質断面A-B)。そのほか、高鉢山南1 kmでは中-粗粒黒雲母花崗岩中に小規模なシート状として産する。本岩は細-極細粒で他の中-粗粒な岩相に比べて優白質である。概して等粒状であるが、局所的に径3-5 mmの石英が斑晶状に散在する。

主に石英、斜長石、カリ長石、黒雲母からなり、副成分鉱物としてジルコン、燐灰石を含み、蛍石、不透明鉱物を含むものもある。二次鉱物として少量の緑泥石、白雲母がごく普通に産する。色指数は2-3である。斜長石は自形-半自形で、オリゴクレスの組成である。カリ長石は粒間充填状でパーサイト構造及び、微斜長石構造を示す。黒雲母は半自形-他形で、Z=褐色又は緑色である。緑泥石化していることがよくある。ジルコンを包有してハローを生じている。

文象斑岩質花崗岩(Hg) : 本岩は吉和村熊崎から北隣「三段峡」図幅地域にかけて分布している。暗灰色中粒な岩石で斑岩状を呈することがある。しばしば直径30-50 cm程度の暗色包有物(細粒閃緑岩質)を包有する。鏡下では次のとおり。

斑晶は斜長石、石英、カリ長石、黒雲母からなり、石基部には石英と長石類の微文象組織がしばしば認められる。変質が進んでおり、白雲母、緑泥石、緑れん石が二次鉱物として産する。特に黒雲母はほとんどが緑泥石化している。

IV. 3. 2 化学組成と K-Ar 年代

全岩組成：本図幅地域の花崗岩類については通商産業省(1981)，村上(1981)，天白(1982)により合計23個の全岩化学組成が示されている。そのうち，サンプル地点と岩相が特定でき，地域的偏りがないように選んだ分析値を第4表に示す。これから，中粒角閃石黒雲母花崗岩，中粒黒雲母花崗岩，細粒黒雲母花崗岩と貫入の順に SiO₂ 量が増えていることが分かる。一方，Fe₂O₃+FeO，MgO それに CaO はいずれも角閃石を含む No. 1 と No. 2 の方が角閃石を含まない No. 3-No. 6 よりも多い。

鉱物の化学組成：代表的な試料の苦鉄質鉱物の化学組成を第5表に示す。黒雲母の mg 値は石英閃緑

第4表 広島花崗岩類の化学組成

岩石 No.	中粒角閃石黒雲母花崗岩		中粒黒雲母花崗岩		細粒黒雲母花崗岩	
	1 (TT19)	2 (TT21)	3 (A59)	4 (B55)	5 (TT10)	6 (D22)
地点	津田	玖島	宇佐川	開作	水内川	浦石峽
SiO ₂	72.86	73.65	75.39	75.66	76.16	76.05
TiO ₂	0.26	0.20	0.11	0.08	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	14.86	14.44	13.04	13.31	13.09	13.11
Fe ₂ O ₃	0.19	0.25	0.34	0.53	0.40	0.17
FeO	1.61	1.45	1.11	0.48	0.69	0.90
MnO	0.05	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02
MgO	0.54	0.52	0.19	0.06	0.13	0.13
CaO	2.00	1.35	0.34	0.12	0.84	0.34
Na ₂ O	3.39	3.24	3.65	3.90	3.46	3.48
K ₂ O	3.75	4.22	4.71	4.91	3.88	4.56
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
H ₂ O+	0.60	0.58	0.59	0.74	0.57	0.64
H ₂ O-	0.11	0.07	0.24	0.17	0.14	0.23
Total	100.24	100.03	99.77	100.01	99.46	99.73
CIPW norm						
Q	32.63	34.00	34.46	33.73	38.85	36.82
C	1.64	2.11	1.39	1.41	1.72	1.86
or	22.16	24.94	27.83	29.02	22.93	26.95
ab	28.68	27.42	30.88	33.00	29.28	29.45
an	9.79	6.63	1.49	0.46	4.04	1.62
en-hy	1.35	1.30	0.47	0.15	0.32	0.32
fs-hy	2.46	2.22	1.63	0.37	0.87	1.40
mt	0.28	0.36	0.49	0.77	0.58	0.25
il	0.49	0.38	0.21	0.15	0.11	0.17
ap	0.05	0.02	0.07	0.05	0.05	0.02
Others	0.71	0.65	0.83	0.91	0.71	0.87
Total	100.24	100.03	99.77	100.01	99.46	99.73
D.I.	83.48	86.36	93.18	95.74	91.06	93.22

1, 2, 5は天白(1982)，3, 4, 6は通商産業省(1981)による。No. の下の()内は原著の試料番号。ノルム値は，吉井・佐藤(1983)により再計算

岩，中粒角閃石黒雲母花崗岩，中-粗粒黒雲母花崗岩，細粒黒雲母花崗岩の順に小さくなる。酸素を22としたときの原子比で，Si 値はいずれも5.6-5.7程度である。これらの mg 値や Si 値の範囲を他の西南日本内帯の例(例えば，田結庄ほか，1979)と比較すると，典型的な山陽帯の領域に収まる。角閃石は Ca 角閃石で LEAKE (1978) の分類に従えば，石英閃緑岩で magnesio-hornblende，中粒角閃石黒雲母花崗岩で actinolitic hornblende から ferro-hornblende となる。石英閃緑岩中の単斜輝石は Ca : Mg : Fe=0.46 : 0.38 : 0.16 の普通輝石で Ca 成分に富む。

K-Ar 年代：本図幅地域内の広島花崗岩類の粗粒黒雲母花崗岩(佐伯町岩倉)について河野・植田(1966)により黒雲母の K-Ar 年代として 93 Ma (新しい壊変常数で再計算)の値が得られている。

IV. 3. 3 接触変成作用

本図幅地域の先白亜系の岩石は，広島花崗岩類の貫入によって接触変成作用を受けて再結晶している。接触変成作用は花崗岩類周辺の岩石に加えて，先白亜系がまとまって分布する大峯山，冠山(湯来町)，女鹿平山，小五郎山，羅漢山の周辺の岩石に及んでいる。接触変成作用を受けた岩石のうち，砂

第5表 広島花崗岩類の構成鉱物の化学組成

鉱物 岩石	黒雲母				角閃石		単斜輝石
	QD	HBG	MBG	FBG	QD	HBG	QD
SiO ₂	36.2	35.0	34.7	34.9	48.5	42.2	51.7
TiO ₂	4.16	3.74	2.23	3.51	0.98	2.04	0.57
Al ₂ O ₃	14.3	13.7	14.6	15.6	5.72	9.36	1.50
FeO*	22.9	26.9	31.4	31.2	18.1	23.1	9.88
MnO	0.30	0.64	1.20	1.07	0.38	0.68	0.36
MgO	9.11	6.37	2.62	1.35	11.8	6.60	13.2
CaO	0.03	0.01	0.01	0.03	10.9	10.6	22.4
Na ₂ O	0.10	0.08	0.06	0.03	1.03	1.58	0.17
K ₂ O	9.10	8.77	8.82	8.51	0.49	1.03	0.00
Total	96.20	95.21	95.64	96.20	97.90	97.19	99.78
	O=22				O=23		O=6
Si	5.576	5.578	5.637	5.599	7.215	6.591	1.947
Ti	0.482	0.448	0.272	0.423	0.110	0.239	0.016
Al(IV)	2.424	2.422	2.363	2.401	0.785	1.409	0.053
Al(VI)	0.171	0.151	0.432	0.548	0.218	0.313	0.014
Fe ²⁺	2.949	3.584	4.265	4.184	2.251	3.016	0.311
Mn	0.039	0.086	0.165	0.145	0.048	0.090	0.011
Mg	2.090	1.512	0.634	0.323	2.615	1.535	0.741
Ca	0.005	0.002	0.002	0.005	1.737	1.773	0.904
Na	0.030	0.025	0.019	0.009	0.297	0.478	0.012
K	1.787	1.782	1.827	1.741	0.093	0.205	0.000

高橋(1986)による。QD：石英閃緑岩(佐伯町悪谷，GSJ R42896)，HBG：中粒角閃石黒雲母花崗岩(佐伯町玖島，GSJ R42897)，MBG：中粒黒雲母花崗岩(上勝成山，GSJ R42898)，FBG：細粒黒雲母花崗岩(加森山北1.5 km，GSJ R42899)。

質岩及び泥質岩には黒雲母がごく普通に含まれている。塩基性岩類はCa角閃石(アクチノ閃石又は普通角閃石)を變成鉱物として含み、緑れん石を含むこともある。都濃層群の超苦鉄質岩類は、接触變成作用によって再結晶しており、かんらん石、トレモラ閃石、斜方輝石を接触變成鉱物として含む。

このように本図幅地域の先白亜系は広範囲に接触變成作用を受けている。本図幅地域で接触變成作用の影響が弱いのは中津谷川の流域に分布する吉和層群で、中津谷川下流では泥質岩や砂質岩に黒雲母がわずかに生じているにすぎない。また、珪質頁岩から保存は不良であるが同定可能な海綿の骨針や放射虫の化石を産する。

白亜紀の匹見層群も、広島花崗岩類の貫入により接触變成作用を受けている。匹見層群で接触變成作用による黒雲母が出現するのは、河津越付近から匹見町三葛を経て、笹山の南約500 mを結ぶ線よりも西側の地域である。本図幅地域西端の花崗岩類との接触部付近の流紋岩溶結凝灰岩には白雲母が生じている。花崗岩類の分布や接触變成域の広がりから本図幅地域内の花崗岩類の貫入による接触變成域は、河津越よりも南側の地域である。河津越以北の接触變成域は、地表下や西隣「津和野」図幅地域に分布する花崗岩類によると判断できる。

Ⅳ. 4 岩 脈 類

岩脈類が、先白亜系、匹見層群、広島花崗岩類に貫入している。岩脈類は、珪長岩、石英斑岩及び花崗斑岩などの酸性岩、ひん岩、ドレライトに分けられる。これらは広島花崗岩類の貫入直後か少し遅れた時期のものと考えた。

Ⅳ. 4. 1 珪長岩、石英斑岩及び花崗斑岩(F)

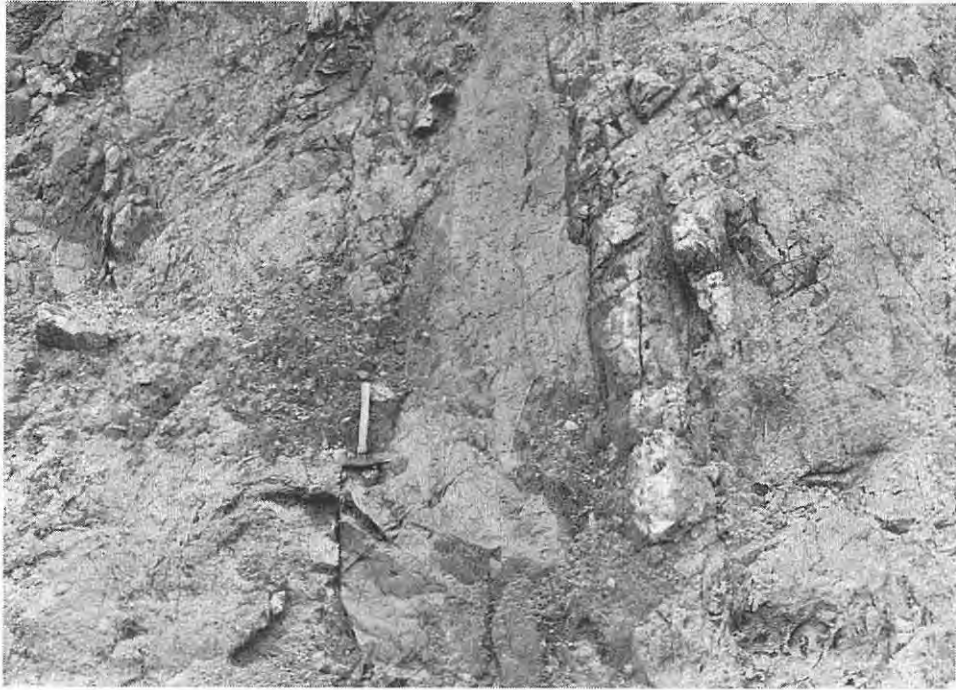
本岩類は本図幅地域内にごく普通に見られる岩脈であり、特に本図幅地域南西部から中央部の本郷村及び吉和村にかけての地域で顕著に見られる。岩脈の幅は1-5 m程度のものである。鬼石山の西側には、短径200 m程度の花崗斑岩が分布している。これは岩脈というより、小規模な貫入岩体とすべきものであるが、岩質が類似しているのでここに含めた。一般に、岩脈の走向は本図幅地域南西部ではNE-SW系の方向が卓越するが、中央部ではNW-SE系が卓越している。

優白質な岩質で、斑晶の有無、斑晶の石英と長石類の量比から、珪長岩、石英斑岩、花崗斑岩に細分できる。鏡下では、珪長岩及び石英斑岩の基質は隠微晶質、花崗斑岩の基質は微花崗岩質である。

Ⅳ. 4. 2 ひん岩(P)

本岩は羅漢溪谷から加森山周辺にかけて分布している。脈幅は1 m前後のものが多いが、5 m程度のものである(第23図)。岩脈の方向は酸性岩脈と平行で、羅漢溪谷でNE-SW系が卓越し、加森山北ではNW-SE系が卓越している。

本岩は緑色細粒で脈幅の広いものは中央部が斑状となる。主に斜長石、アクチノ閃石、緑泥石からなるが、黒雲母や普通角閃石を含むことがある。このうち、アクチノ閃石、緑泥石は2次鉱物と思われる。斜長石の一部は長径2-5 mm程度の斑晶として産することもある。



第23図 広島花崗岩類を貫くひん岩岩脈
(写真中央部、佐伯町林道焼山線沿
い)

Ⅳ. 4. 3 ドレライト(D)

本岩は錦町浦石峽、生山峠北西1 kmの河床及び佐伯町羅漢溪谷悪谷の比丘尼ヶ淵で広島花崗岩類に貫入している。本図幅地域北西端部の笹山東2 kmでは、匹見層群に貫入している。脈幅は、生山峠北西1 kmの河床では最大50 mくらいであるが、他は2-5 mである。本岩は、前述の花崗斑岩などの酸性な岩脈やひん岩とは異なって走向延長上に続かず、レンズ状の分布をなしている。肉眼的には黒色-緑黒色細粒を呈する。代表的なもの(生山峠北西河床, GSJ R42900)は鏡下で次のとおり。

斑晶は主に斜長石、単斜輝石からなる。このうち、斜長石は柱状自形で長径0.2-0.5 mm、単斜輝石は半自形で0.4 mm以下である。そのほか、斑晶として褐色の変質鉱物になったものが単斜輝石に取り囲まれて産する。石基は斜長石、単斜輝石、粒状の不透明鉱物からなる。オフィティック組織は認めら

れないが、完晶質であるということと、斜長石と単斜輝石からなることからドレライトとした。

V. 新第三系(冠山火山岩類)

本図幅地域中央部の広島県と山口県の県境付近を中心に玄武岩や安山岩の溶岩が分布している。地形的高所に散在分布する同様の岩石も含めて、冠山火山岩類と総称する。本岩類は、従来、更新世後期の火山岩類と考えられてきたが(鷹村, 1973), 宇都・岩森(1987)により本岩類の K-Ar 年代は 8-9 Ma (中新世後期)であることが明らかとなった。

本岩類は、古生界や広島花崗岩類を不整合に被覆しており、基底面は標高 800-1,100 m 程度である。これはほぼ道後山面に相当する浸食小起伏面である(第 I 章)。冠山火山岩類は、更に、横山安山岩、冠高原玄武岩、広高山安山岩の 3 つに細分できる。このうち、冠高原玄武岩は、さまざまな斑晶鉱物組合せの玄武岩からなるが、分布の詳細が不明なため、ここでは一括する。広高山安山岩は、鬼ヶ城山周辺や冠山(吉和村)の南東 2 km 周辺で、分布のうえから、冠高原玄武岩の上位になることが分かる。横山安山岩は、広高山安山岩や冠高原玄武岩から離れて分布しており、これらとの上下関係は分からないが、凡例では便宜上、冠高原玄武岩の下位にしてある。これらの火山岩類のうち、広高山安山岩からなる広高山-冠山、鬼ヶ城山は地形的に高まりを形成している。この地形的高まりのうち、少なくとも冠山山頂直下には火道があるものと判断して、地質断面図(C-D)に表現した。

冠山火山岩類は、鷹村(1967)によって詳細な岩石学的研究がなされている。第 6 表に鷹村(1967)による本岩類の化学分析値を示した。冠山火山岩類のうち、冠高原玄武岩は、アルカリ岩系に属し、ノルム鉱物としてネフェリンがしばしば算出される。一方、ノルム石英が算出されるものもあるが、鷹村(1967)によると、そのような岩石は多量の花崗岩質物質の捕獲結晶を含む(第 6 表の 5)とされている。

V. 1 横山安山岩(KY)

本岩は、横山の稜線に近い山腹沿いに、露出している(第 24 図)。そのほか、横山の南西 2.3 km 付近にも小規模に露出している。本岩は、都濃層群及び広島花崗岩類上に被覆している。本岩は、灰-暗灰色のかんらん石角閃石安山岩溶岩からなる。このうち、代表的試料の岩石記載を以下に示す。

かんらん石角閃石安山岩(GSJ R42901)：佐伯町横山山頂の北東方 0.15 km。板状節理の発達した溶岩。灰色で長さ 1 mm 程度の角閃石斑晶が目につく。鏡下では、

斑晶：斜長石(約 10%)、角閃石(オパサイト化、約 3%)、磁鉄鉱、かんらん石及び燐灰石。斜長石は長柱状で清澄、長さ 0.3-0.7 mm。長さ 0.3-1.2 mm のオパサイトは、形態から大部分は角閃石起源と判定したが、流理に沿って弧状を呈するものは黒雲母起源であるかもしれない。長さ 0.15 mm 程度のオパール・粘土鉱物集合体は、形態や変質様式からかんらん石起源であろう。

石基：斜長石、単斜輝石及び磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を珪長質メソスタシスが満たしている。孔隙はクリストバル石に満たされている。全体にわたってオパールや粘土鉱物が生じている。

捕獲結晶：鱗珪石と単斜輝石に取り囲まれた石英。蜂の巣状構造を呈する斜長石。

第6表 冠山火山岩類の化学組成(鷹村, 1967)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47.52	50.00	48.80	48.44	50.63	47.00	49.52	45.04	48.40	54.90
TiO ₂	1.67	1.26	1.92	1.27	1.30	0.84	1.68	1.60	1.64	1.37
Al ₂ O ₃	15.09	15.91	16.09	15.39	16.42	16.78	14.93	15.65	16.27	17.16
Fe ₂ O ₃	2.68	6.18	3.28	2.33	5.31	6.10	3.70	3.59	8.41	7.38
FeO	5.47	5.43	6.15	7.88	4.20	7.72	5.93	4.60	3.74	2.41
MnO	0.53	0.29	0.35	0.20	0.27	0.25	0.29	0.24	0.29	0.12
MgO	8.78	7.26	7.05	6.74	5.71	5.36	7.23	9.88	5.36	3.35
CaO	9.85	8.36	8.30	10.21	8.02	7.46	9.20	10.88	9.87	7.01
Na ₂ O	3.87	3.35	4.18	4.20	2.58	3.20	3.80	3.54	3.01	2.72
K ₂ O	2.02	1.65	1.37	1.99	2.02	2.66	2.37	2.86	2.33	2.46
P ₂ O ₅	0.85	0.30	0.80	0.77	0.75	0.35	0.20	0.45	0.50	0.55
H ₂ O+	0.93	0.13	1.98	0.98	0.89	0.50	1.30	1.21	0.36	0.53
H ₂ O-	0.45	0.46	0.12	0.41	1.52	1.54	0.21	0.40	0.24	0.46
Total	99.71	100.58	100.39	100.81	99.62	99.76	100.36	99.94	100.42	100.42
CIPW norm										
Q	—	—	—	—	5.19	—	—	—	—	12.03
or	11.94	9.75	8.10	11.76	11.94	15.72	14.01	16.90	13.77	14.54
ab	18.34	28.35	32.50	18.66	21.83	23.91	22.38	1.31	25.47	23.02
an	17.84	23.50	21.09	17.26	27.26	23.57	16.68	18.37	24.00	27.35
ne	7.80	—	1.56	9.15	—	1.72	5.30	15.52	—	—
wo-di	10.64	6.69	6.20	11.84	3.19	4.66	11.55	13.64	9.06	1.60
en-di	7.59	5.07	4.25	6.87	2.53	2.74	8.07	10.70	7.83	1.38
fs-di	2.10	0.93	1.47	4.42	0.30	1.69	2.51	1.43	—	—
en-hy	—	7.90	—	—	11.70	—	—	—	1.95	6.96
fs-hy	—	1.45	—	—	1.38	—	—	—	—	—
fo-ol	10.00	3.59	9.33	6.95	—	7.43	6.96	9.75	2.50	—
fa-ol	3.05	0.73	3.55	4.94	—	5.04	2.38	1.43	—	—
mt	3.88	8.96	4.75	3.38	7.70	8.84	5.36	5.20	8.24	4.19
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	2.72	4.49
il	3.17	2.39	3.65	2.41	2.47	1.60	3.19	3.04	3.11	2.60
ap	1.97	0.70	1.85	1.78	1.74	0.81	0.46	1.04	1.16	1.27
Others	1.38	0.59	2.10	1.39	2.41	2.04	1.51	1.61	0.60	0.99
Total	99.71	100.58	100.39	100.81	99.62	99.76	100.36	99.94	100.42	100.42
D.I.	38.08	38.10	42.15	39.56	38.96	41.34	41.68	33.73	39.24	49.58

鷹村(1967)の記載は次のとおり。1:かんらん石玄武岩(65080201, 冠林道), 2:粗面玄武岩(65040504, 冠林道), 3:かんらん石玄武岩(65083103, 冠高原), 4:粗粒玄武岩(65040512, 冠高原), 5:紫蘇輝石普通輝石玄武岩(65083102, 冠高原), 6:紫蘇輝石普通輝石玄武岩(33, 冠高原), 7:粗面玄武岩(65080301, 針山), 8:粗面玄武岩(65082103, 針山), 9:角閃石玄武岩(65110105, 横山), 10:角閃石安山岩(65032710, 一軒屋)。ノルム値は, 吉井・佐藤(1983)により再計算。本報告の分類に従うと, 1-8が冠高原玄武岩, 9が横山安山岩, 10が広高山安山岩に相当する。



第24図 横山安山岩の露頭(佐伯町横山)

V. 2 冠高原玄武岩(KK)

本岩は、冠山の南東2 km 周辺と、冠高原周辺から鬼ヶ城山の東側にかけての帯、及び針山の北西1-1.5 km と北北西1 km 付近に分布している。冠山の南東2 km 周辺では、本岩は吉和層群を被覆している。南東縁は断層で広島花崗岩類と境される。冠高原から鬼ヶ城山の東側に分布するもの及び針山の北西や北北西に分布するものは、いずれも広島花崗岩類の上位にある。冠高原の北西縁では、断層によって広島花崗岩類と境される。

本岩は、さまざまな斑晶鉱物組合せの玄武岩からなるが、露頭が少なく転石によって分布の概要が分かるにすぎないので、地質図では一括した。冠高原玄武岩は、無斑晶質玄武岩、かんらん石玄武岩、普通輝石かんらん石玄武岩、普通輝石古銅輝石玄武岩、普通輝石含有角閃石玄武岩などからなる。冠山南東2 km 付近の林道や沢沿いの露頭から、冠高原玄武岩は広高山安山岩の下位にあることが分かる。広高山安山岩の境界部近くの冠高原玄武岩最上部は、多孔質となる。

冠高原付近では、松の木峠の西側の道路沿いに冠高原玄武岩の露出があり、主に普通輝石かんらん石玄武岩からなる。冠高原のスキー場を中心として普通輝石古銅輝石玄武岩からなる転石が散在している。分布状況から、普通輝石古銅輝石玄武岩は、普通輝石かんらん石玄武岩よりも上位の溶岩である。

鬼ヶ城山の東北東0.7 km 付近で、佐伯町飯山から南西ないし南南西方向の道路沿いに、高さ3-5 m

程度の岩塊が数か所露出しているが、それは、普通輝石含有角閃石玄武岩からなる溶岩である。そのほか、鬼ヶ城山の東側の山腹に、同様な岩石の転石が散在している。

針山の北西 1-1.5 km と北北西 1 km 付近には、かんらん石玄武岩が分布している。針山の北西 1-1.5 km では、標高 850-900 m 付近の山稜よりわずかに下った斜面に径数 m 程度の露岩として点在したり、転石として分布している。針山の北北西 1 km では、標高 800 m 前後から山頂までほぼ連続した露出として急崖をなして産する。

次に、冠高原玄武岩を構成するもののうち、典型的なものについて記載を行う。

無斑晶質玄武岩 (GSJ R42902) : 広島・山口県境、松の木峠の北北東 1.9 km の林道沿いの柱状節理が発達する溶岩。黒灰色で丸みを帯びた長さ 0.5 mm 程度の斜長石の結晶が目につく。鏡下では、

斑晶 : 斜長石 (1% 以下)、かんらん石 (まれ) 及び不透明鉱物 (まれ)。斜長石は長柱状で清澄、長さ 0.2-0.5 mm。かんらん石は自形性が強く、長さは 0.15 mm 程度、反応縁は無い。一部分あるいは全部が粘土鉱物化している。不透明鉱物は、径 0.2 mm 程度で、形態などから磁鉄鉱である。

石基 : 斜長石、単斜輝石及び不透明鉱物で、これら間を珪長質メソスタシスが満たしている。不透明鉱物は、形態などから、大部分が磁鉄鉱で、ごく一部がチタン鉄鉱である。全体にわたって粘土鉱物が生じている。

捕獲結晶 : 結晶縁が蜂の巣構造を呈する普通輝石と斜長石。

かんらん石玄武岩 (GSJ R42903) : 佐伯町針山の北西 1.2 km の山稜近くの転石。灰色で斑晶は目立たない。鏡下では、

斑晶 : かんらん石 (少量) 及び斜長石 (まれ)。かんらん石は長さ 1 mm 程度でやや丸みを帯びているが、反応縁を有しない。周縁部がイディンダス石化している。斜長石は、長さ 0.6 mm 程度で、柱状で清澄である。

石基 : 斜長石、かんらん石、単斜輝石、磁鉄鉱、燐灰石及び金雲母 (少量) からなり、鉱物間をアルカリ長石や沸石が満たしている。孔は、金雲母と沸石とによって満たされている。長さ 0.05 mm 前後の単斜輝石の集合体 (径 0.5 mm) がまれに見られるが、これは捕獲結晶 (例えば、石英) とマダマとの反応生成物だろう。

普通輝石かんらん石玄武岩 (GSJ R42904) : 広島・山口県境、松の木峠の西方 0.5 km の道路沿い。黒灰色で長さ 0.5 mm 程度の斜長石斑晶が目立つ。まれに針状で長さ 2 mm に達する斜長石斑晶も目につく。鏡下では、

斑晶 : 斜長石 (約 7%)、かんらん石 (約 3%) 及び普通輝石 (約 1%)。斜長石は長柱状で清澄、長さ 0.2-0.5 mm。かんらん石は自形性が強く、長さ 0.1-0.5 mm、反応縁を有しない。一部分あるいは大部分が粘土鉱物化している。普通輝石は短柱状で、長さ 0.1-0.2 mm。

石基 : 斜長石、単斜輝石、不透明鉱物及びかんらん石で、これら鉱物間をアルカリ長石及び珪長質メソスタシスが満たしている。不透明鉱物は、その形態から、大部分が磁鉄鉱で、ごく一部分がチタン鉄鉱である。かんらん石は、一部分あるいは全部が粘土鉱物化している。

捕獲結晶 : 厚さ約 0.2 mm の単斜輝石及びかんらん石粒の集合体に囲まれた不定形の斜方輝石。周縁部あるいは全体が蜂の巣構造を呈する普通輝石。

普通輝石古銅輝石玄武岩 (GSJ R42905) : 冠高原スキー場の斜面上の転石。黒色で板状に割れやすい。また、気孔が散在している。鏡下では、

斑晶：古銅輝石及び普通輝石(両者で約3%)。古銅輝石は柱状で、長さ0.1-0.4 mm。単斜輝石と平行連晶(単斜輝石が常に外側)することがある。特に微斑晶の場合によく見られる。また、中心部に(100)面に平行な単斜輝石葉片を含むことがある。普通輝石は短柱状で古銅輝石よりも小さく量も少ない。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物などが認められるが、詳細は不明である。

捕獲結晶：円味を帯びた石英(石英集合体の場合もある)。虫食い状の斜長石片。蜂の巣構造を呈する普通輝石。

普通輝石含有角閃石玄武岩(GSJ R42906)：鬼ヶ城山の東北東0.7 kmの林道沿い。黒色を呈する。鏡下では、

斑晶：角閃石(オパサイト)(約2%)及び普通輝石(まれ)。長さ0.2-1 mmのオパサイトをその形態から角閃石起源と判定した。普通輝石は短柱状で、長さ0.15 mm程度。

石基：褐色ガラス中に斜長石、単斜輝石、かんらん石、斜方輝石及び磁鉄鉱が含まれている。斜方輝石は単斜輝石と平行連晶(単斜輝石が常に外側)している。部分的に粘土鉱物を生じている。

V. 3 広高山安山岩(KH)

本岩は、広高山及び冠山周辺と、鬼ヶ城山周辺の2か所に比較的広くまとまって分布するほか、額々山から匹見町と六日市町の境界の河津越に至る稜線に小規模に分布している。このうち、広高山の北東や南側の急斜面や谷沿い及び冠山の山頂付近から東側1 km程度の範囲で、径数 m程度の岩塊として露出している(第25図)。松の木峠から冠山に至る山道沿いにも、小規模な露出がある。松の木峠北東2.5 kmから北北東2 km付近の林道沿いの切割でも高さ2-4 m位の露出がある。鬼ヶ城山周辺では、鬼ヶ城山の西斜面に露頭が数か所確認されるほか、広島・山口県境に沿う稜線に本岩の転石が散在している。

本岩は、普通角閃石安山岩及び普通輝石含有普通角閃石安山岩から構成されている。代表的な試料は次のとおりである。

普通角閃石安山岩(GSJ R42907)：吉和村冠山の西方0.8 kmの稜線上の径数10 cmの転石。灰色で長径3-5 mmの角閃石斑晶がよく目立つ。

斑晶：普通角閃石(約2%)、斜長石及び磁鉄鉱。普通角閃石は長さ2 mm以下で、Z軸色は黄褐色、一部分あるいは大部分がオパサイト化している。径0.1 mm程度の磁鉄鉱粒や長さ0.2 mm程度の柱状燐灰石を包有することがある。斜長石は、柱状で清澄、長さ1 mm程度。

石基：斜長石、斜方輝石及び磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を珪長質メソスタシスが満たしている。

捕獲結晶：円味を帯びた石英。周縁部が虫食い状の斜長石。

普通輝石含有普通角閃石安山岩(GSJ R42908)：鬼ヶ城山の西方0.5 kmの標高920 mの斜面で、西へ緩く傾いた流理が認められる溶岩。灰褐色を呈する。鏡下では、

斑晶：普通角閃石(約7%)、斜長石(少量)、普通輝石(まれ)及び磁鉄鉱(まれ)。普通角閃石は、長さ1.2 mm以下で、Z軸色は、赤褐色、一部分あるいは大部分がオパサイト化している。斜長石は柱状で清澄、長さ0.5 mm程度。

石基：斜長石、斜方輝石及び磁鉄鉱からなり、これらの鉱物の間を珪長質メソスタシスが満たしている。



第25図 広高山安山岩の露頭(吉和村冠山
山頂東1 km)

金雲母がごく少量認められる。孔隙には鱗珪石が晶出している。
捕獲結晶：蜂の巣状構造を呈する斜長石。

Ⅵ. 第四系

Ⅵ. 1 段丘堆積物(Te)

本図幅地域の平坦面は宇佐川沿いの浦石から宇佐郷付近の標高約400-450 mに見られ、段丘堆積物からなる。宇佐川本流からの比高は、宇佐で20-80 m、宇佐郷で120-170 mである。このうち、宇佐付近では層厚10 m程度の礫層が認められる。そこでは、礫層は淘汰が悪く、層理面ははっきりしない。礫は亜円-亜角礫で礫種は花崗岩類やホルンフェルスなどである。このほか、佐伯町津田にも標高約300 mに段丘堆積物が見られる(第26図)。

Ⅵ. 2 崖錐堆積物(t)

崖錐堆積物は羅漢山周辺の都濃層群分布域に著しく発達していて(第27図)、淘汰不良な角-亜角礫を



第26図 段丘堆積物(佐伯町津田)



第27図 崖錐堆積物からなる緩やかな斜面(羅漢山西方の山腹)

主としている。女鹿平山南東1.5 km 周辺の緩斜面も崖錐堆積物からなり、吉和層群を被覆している。そのほか、花崗岩山地の山麓緩斜面に小規模な崖錐堆積物が分布している。

VI. 3 沖積層 (a)

沖積層は、河川沿いの谷底平野に分布し、礫・砂・シルト・粘土からなる。

VII. 地質構造

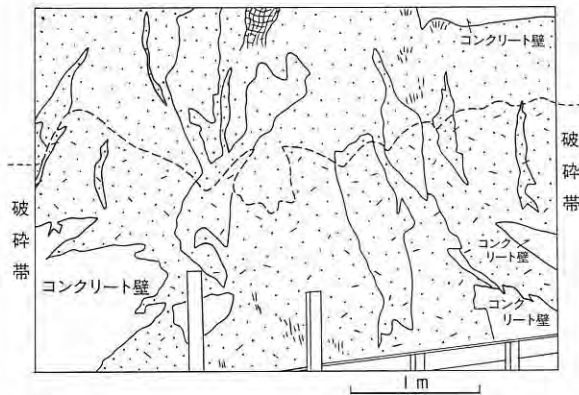
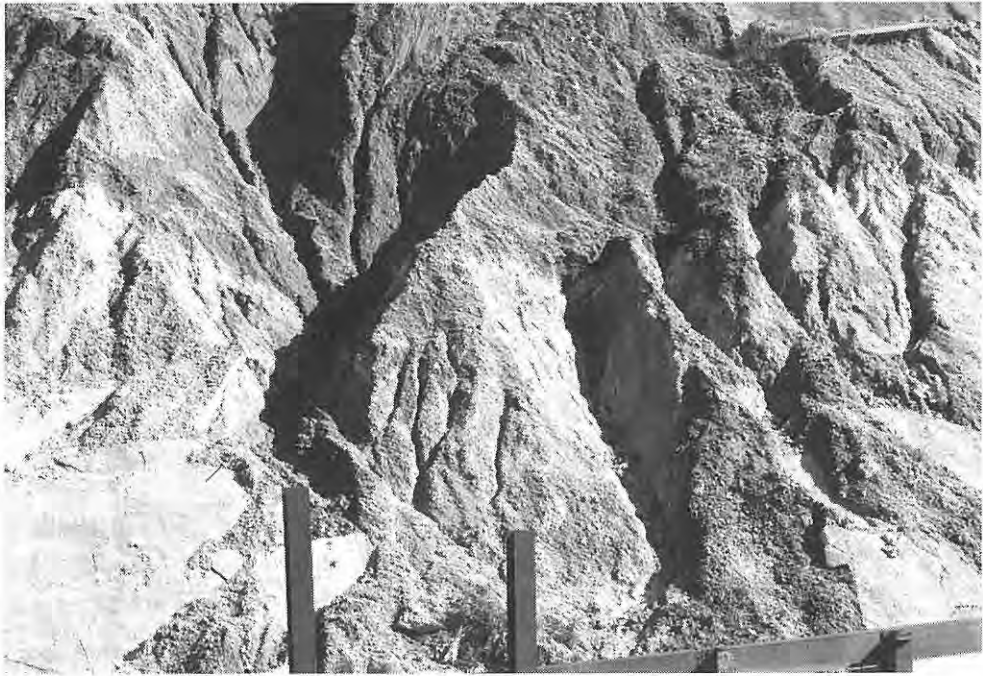
本図幅地域の地質構造は各地質単元の節でそれぞれ述べた。本章では、先白亜系の地質構造形成に関わった断層と現在の地表での各地質単元の分布を規制している断層について述べる。

都濃層群と錦層群は、須川北東方の北に急傾斜した断層及び羅漢山の西北西2 km のNE-SW 走向の断層で接している。錦層群と吉和層群は、冠山(吉和村)の西北西方でWNW-ESE 走向で北に急傾斜した断層で接している。吉和層群と湯来層は、湯来温泉付近でNE-SW 方向の断層で接していて更に新生代のNNE-SSW 方向の断層で寸断されている。

吉和層群では、北部でWNW-ESE 方向、東部でENE-WSW 方向の断層が発達して、岩相の繰り返し認められる。これらの断層は、白亜紀の広島花崗岩類を変位させておらず、更に新生代の断層によって切られている。

本図幅地域内の現在の地質単元の分布は、地質概説でも述べたようにNE-SW 方向の2本の断層によって規制されている(第3図)。これらの2本の断層によって、本図幅地域は、西部、中部、東部の3ブロックに分けられる。冠山火山岩類の分布から、西部ブロックと中部ブロックの水平ずれは、1.4-1.6 km の右ずれである。また、都濃層群は中部ブロックには分布しているが、西部ブロックには分布していない。更に、中部ブロックの花崗岩類分布域の生山峠北2.5 km に錦層群がわずかに分布している。これらから、中部ブロックは西部ブロックよりも相対的に浸食が進んでいると推定できる。

本図幅地域内には、日本第四紀学会(1987)や活断層研究会(1980)が活断層であることが確実としている断層はない。わずかに活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)が数本記載されているにすぎない。地質図上に示した断層のうち、活断層研究会(1980)のリニアメントと一致するものがある。そのうち、最も顕著なのは、上述の西部ブロックと中部ブロックを境する断層で、吉和村下吉和から錦町宇佐郷にかけて分布し、北隣「三段峡」図幅地域へと延びている。冠山火山岩類が本断層により変位しているため、本断層は8 Ma 以降に活動があったことは確かである。本断層は錦町宇佐郷周辺で都濃層群中の1-2 m 幅程度の破碎帯として確認できる(第28図)。そのほか、錦町常国や冠山南東2.5 km でもかつて破碎帯を見ることができた(鷹村, 1979)。ただし、この断層は、地質図上では連続するものとして表現したが、活断層研究会(1980)のリニアメントでは、吉和村下吉和から錦町向峠へと延びるものとそれに平行に錦町宇佐郷付近に発達する2本からなっている。西部ブロックと中部ブロックとを境する断層も活断層研究会(1980)のリニアメントに表現されている。ただし、地質図上の断層に比べ、リニアメントは連続性に乏しい。匹見町三葛の断層も活断層研究会(1980)のリニアメントと一致する。



第28図 都濃層群中に発達する破碎帯
(錦町宇佐郷の道路沿い)

VIII. 応用地質

本図幅地域内には幾つかの小規模な鉱床がある。いずれも現在では稼行の対象とはなり得ないものばかりである。地質図には鉱床の位置を確認できたもの又は諸資料から確実なものだけを記してある。

そのほか、本図幅地域内には温泉があり、観光資源として役立っている。

VIII. 1 金属 鉱床

VIII. 1. 1 銅・亜鉛鉱床

大谷鉱山：佐伯郡湯来町大谷南東方にある。明治40年頃及び大正初期に採掘された。鉱床は吉和層群中の東西方向の裂隙に胚胎した含銅石英脈である。鉱石は主に黄銅鉱で黄鉄鉱を伴う。脈石鉱物は石英である(清島, 1956)。

大峯鉱山：佐伯郡湯来町大谷南方にある。上記大谷鉱山の西方に位置する。昭和初期に開坑した。鉱床は吉和層群中にレンズ状をなす含銅石英脈で、鉱脈は走向 E-W、傾斜40°S である(広島県商工部, 1953)。

高根鉱山：山口県玖珂郡錦町の小五郎山山頂の北西約200 m に位置する(第29図)。明治41年頃から4年間にわたり稼行された。山元で粗製錬をしていた模様で、月に約1000貫(3.75t)を生産した。鉱床は錦層群の砂岩・泥岩中の銅・亜鉛・石英脈である。走向は N30-55°E、傾斜60-80°NW である。鉱石鉱物は孔雀石・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱で、脈石は主に石英・緑泥石である(通商産業省, 1981)。

VIII. 1. 2 タングステン鉱床

向峠^{むかたお}鉱山：山口県玖珂郡錦町向峠にある。昭和25年から30年まで採掘された。鉱床は錦層群と広島花崗岩中に胚胎する不規則脈状の石英脈である。鉱石鉱物は鉄マンガン重石で白雲母・長石類を伴う(通商産業省, 1981; 木野崎, 1953)。

VIII. 1. 3 鉄鉱床

佐伯町大虫の吉和層群の泥質ホルンフェルス中に E-W 性のレンズ状(5 m×1 m)の磁鉄鉱の鉱体が知られている(清島, 1956)。

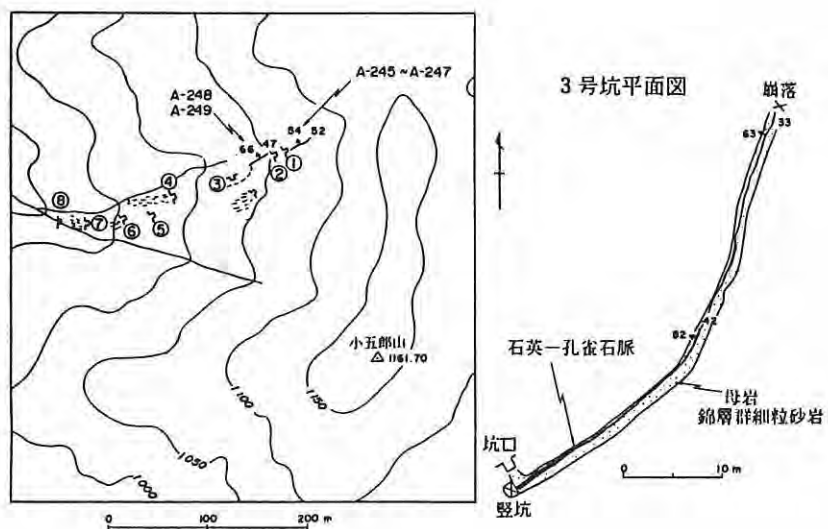
VIII. 2 非金属 鉱床

VIII. 2. 1 螢石鉱床

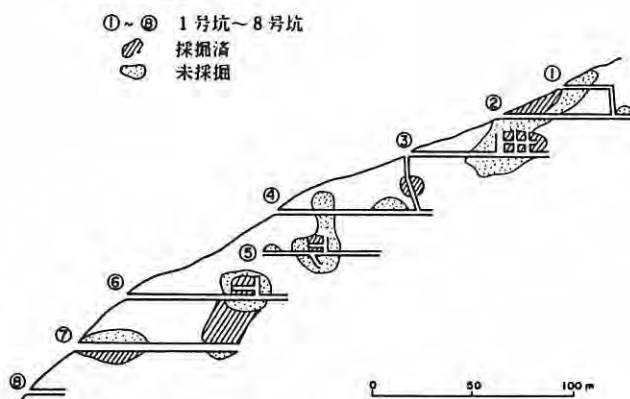
高根(螢石)鉱山：山口県玖珂郡錦町宇佐郷にある。昭和24年から28年まで稼行された。鉱床は広島花崗岩類と錦層群の接触部付近で、主に花崗岩中に胚胎する螢石・石英脈である。鉱脈の走向は N50°E、傾斜は80-90°NW である(通商産業省, 1981)。

所山鉱床：広島県佐伯郡佐伯町所山に位置する。大正の初期に約6か月間探鉱したことがある。鉱床は広島花崗岩類中に胚胎する石英脈でその走向は N35°E、傾斜60°SE である(広島県商工部, 1953)。現在では、鉱床の正確な位置は不明である。

日室の鉱徴地：広島県佐伯郡湯来町の湯来温泉より打尾谷に至る道路沿いに産する。泥質ホルンフェルスと広島花崗岩類との接触部に産する。探鉱・稼行実績はなく、鉱徴の記載があるだけである(広島



坑内載面図



第29図 高根鉾山の位置と坑内載面図(通商産業省, 1981)

県商工部, 1953)。鉾床の正確な位置は不明である。

VIII. 2. 2 石綿鉾床

羅漢山鉾床：羅漢山山頂近くに位置する。昭和6年に発見され、その後、小規模に露天掘りが行われた。鉾床は蛇紋岩が変質した温石棉である(広島県商工部, 1953)。

Ⅷ. 3 温 泉

本図幅地域内で利用されている温泉は、湯来町の湯来温泉、佐伯町の岩倉温泉と羅漢温泉、吉和村の潮原温泉である。いずれも広島花崗岩類の裂隙に沿う放射能泉である。梅垣(1964)によると、潮原温泉以外の温泉の泉温と pH はそれぞれ、湯来温泉で28.1°C, pH 8.6, 岩倉温泉で18.0°C, pH 6.9, 羅漢温泉で28.5°C, pH 8.2である。

文 献

- 福富孝義・磯崎行雄(1988) 鳥根県西部のジュラ紀コンプレックス(鹿足層群)に南接するベルム紀コンプレックスおよび結晶片岩類. 地質雑, vol. 94, p. 59-62.
- HARA, I. (1982) Evolutional processes of paired metamorphic belts—Hida belt and Sangun belt. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 21, p. 71-89.
- 長谷 晃(1950) 山口県西南部三疊系の層序学的研究. 九州大理研報 [地質], vol. 2, p. 101-128.
- (1964) 古生界. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 31-59.
- ・西村祐二郎(1979) 中国地方の緑色岩. 地質雑, vol. 85, p. 410-412.
- 早坂康隆(1985) 三郡帯の地質構造の再検討. 吉田博直先生退官記念文集, p. 339-354.
- (1987) 西南日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究. 広島大学地学研究報告, no. 27, p. 119-204.
- 東元定雄・高橋裕平・牧本 博・脇田浩二・佃 栄吉(1986) 大竹地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の1地質図幅), 地質調査所, 70p.
- 広島県商工部(1953) 広島県の地下資源. 281p.
- 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜(1985) 中国・四国地方の白亜紀～古第三紀火成活動—火成岩類の対比を中心として—. 地球科学, vol. 39, p. 372-384.
- 今村外治・齋木輝一・沖村雄二(1966) 西中国脊梁山地の地質概観. 西中国山地国定公園候補地学術調査報告, p. 27-48.
- 今岡照喜・村上充英(1979) 西中国地域の後期中生代～古第三紀火山岩類の岩石化学, 地質学論集, no. 17, p. 259-272.
- 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.
- , ——— and MURAKAMI, N. (1982) Iron-titanium oxide minerals of Cretaceous to Paleogene volcanic rocks in western Chugoku district, southwest Japan—Special reference to manganese content of ilmenites—. *Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 77, p. 235-255.
- ISHIGA, H. (1984) *Follicuculus* (Permian radiolaria) from Maizuru group in Maizuru Belt, Southwest

- Japan. *Earth Sci. (Chikyu kagaku)*, vol. 38, p. 427-434.
- ISHIGA, H. (1985) Discovery of Permian radiolarians from Katumi and Ōi Formations along south of Maizuru Belt, southwest Japan and its significance. *Earth Sci. (Chikyu kagaku)*, vol. 39, p. 175-185.
- (1986) Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 29, Art. 3, p. 89-100.
- 石原舜三(1980) 花崗岩と流紋岩. 岩波講座地球科学, 15, p.105-141.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 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.
- 木村克己(1988) 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境. 地質雑, vol. 94, p. 361-379.
- KIMURA, T. and TOKUYAMA, A. (1971) Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 6, p. 9-20.
- 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就いて(概報). 広島大学地学研究報告, no. 3, p. 61-77.
- 清島信之(1956) 広島県佐伯郡上水内村含銅硫化鉱床調査報告. 地調中国出張所資料, MS. 7p.
- KOJIMA, G. (1953) Contributions to the knowledge of mutual relation between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, vol. 1, no. 3, p. 17-46.
- 小島丈児(1964) 深成岩類. 広島県地質図説明書, 広島県, p. 87-101.
- ・岡村義彦・吉野言生・渡辺 寛・井上 保・下山 明・添田 晶(1951) 徳山・岩国・柳井地方における古期岩類および花崗岩類地域の構造と地史概観. 地質雑, vol. 57, p. 362.
- LEAKE, B. E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag.*, vol. 42, p. 533-563.
- 村上允英(1974) 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成岩類の迸入と構造との関係—とくに西中国を例にして. 地団研専報, no. 18, p. 9-31.
- (1981) 益田-松山間に分布する中生代火成岩類及び含有鉱物の化学組成変化—とくに益田-柳井間の深成岩類. 山口大教養部紀要, vol. 15, p. 33-74.
- ・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.
- ・加藤敏郎・西村祐二郎(1984) 中国地方の中・古生代火成岩及び含有鉱物の化学的研究. 昭和58年度文部省科学研究費補助金研究成果報告書, 37p.
- 中 孝仁・石賀裕明(1985) 三郡-中国帯西部に分布する錦層群からのペルム紀放射散虫の発見. 地球科学, no. 198, p. 229-233.
- ・渡瀬広道・徳岡隆夫(1986) 三郡-中国帯西部, 島根県六日市町地域のペルム系錦層群. 地球科学, vol. 40, p. 166-176.
- 日本第四紀学会編(1987) 日本第四紀地図. 東京大学出版会, 119p.
- NISHIMURA, Y. (1971) Regional metamorphism of the Nishiki-cho district, southwest Japan. *Jour. Sci.*

Hiroshima Univ., Ser. C, vol. 6, p. 203-268.

西村祐二郎(1985) 山口県鹿野地域のテクトニクススライドと重炭酸そうだ型冷鉱泉. 吉田博直先生退官記念文集, p. 166-175.

———・井上 保・山本博達(1977) 三郡帯, とくに層序と変成作用について. 秀 敬編「三波川帯」, 広島大学出版会, p. 257-282.

———・磯崎行雄(1984) 山口県東部の錦層群の放散虫化石及び放射年代. 内帯高圧変成帯, no. 2, p. 37-40.

———・———・濡木輝一(1985) 山口県東部の三郡-中国帯および領家帯. 日本地質学会第92年学術大会見学旅行案内書, p. 17-49.

NISHIMURA, Y., NAKAMURA, E. and HARA, I. (1983) K-Ar ages of Sangun metamorphic rocks in Yamaguchi Prefecture and their geologic significance. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 78, p. 11-20.

西村祐二郎・濡木輝一(1966) 山口県錦町地域における“非変成古生層”と三郡変成岩類の地質学的関係. 地質雑, vol. 72, p. 385-398.

———・柴田 賢(1987) “三郡変成帯”のテクトニクス・フレームワーク. 内帯高圧変成帯, no. 4, p. 45-52.

岡村義彦(1953) 徳山地域の三郡本山変成岩類の地質及び岩石について. 広島大学地学研報, no. 3, p. 33-42.

柴田 賢・西村祐二郎(1983) 三郡変成岩の同位体年代. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 385.

———・———(1984) 三郡変成岩の年代学的研究. 内帯高圧変成帯, no. 2, p. 31-32.

STRECKEISEN, A. L. (1973) Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS sub-commission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol. 18, p. 26-30.

鈴木茂之(1987) 舞鶴帯東部の堆積史と構造史. 広島大学地学研究報告, no. 27, p. 1-54.

田結庄良昭・本間弘次・田崎耕市(1979) 東中国における花崗岩類の造岩鉱物の化学組成. 地質学論集, no. 17, p. 99-112.

高橋裕平(1986) 大竹-津田地域の広島花崗岩類の岩石記載. 地調月報, vol. 37, p. 507-514.

鷹村 権(1967) 広島県冠高原の新生代玄武岩類の岩石学的研究. 岩鉱, vol. 57, p. 221-231.

———(1973) 中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩石化学的研究. 広島大学地学研究報告, no. 18, p. 1-167.

———(1979) 広島の地質をめぐって. 日曜の地学7, 築地書院, 200p.

天白俊馬(1982) 広島-岩国地域の広島花崗岩の化学組成. 岩鉱, vol. 77, p. 125-136.

通商産業省(1971) 昭和45年度広域調査報告書, 益田地域. 49p.

———(1972) 昭和46年度広域調査報告書, 益田地域. 48p.

———(1973) 昭和47年度広域調査報告書, 益田地域. 36p.

———(1981) 昭和55年度広域調査報告書, 錦川地域. 150p.

- 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.
- 宇都浩三・岩森 光(1987) 西南日本新生代アルカリ玄武岩類の時空分布. 日本火山学会講演予稿集(1987年度秋季大会), p. 93.
- 山田直利・東元定雄・水野清秀・広島俊男・須田芳朗(1986) 20万分の1地質図幅「広島」. 地質調査所.
- ・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, 22-55.
- 山下 昇(1967) 新版地球科学序説. 築地書院, 251p.
- 吉田博直(1961) 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広島大学地学研究報告, no. 8, p. 1-39.
- 吉井守正・佐藤岱生(1983) BASICによる地球化学データ解析システム GEOCAPS のあらし. 情報地質, no. 8, p. 21-41.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・坂口 豊(1973) 新編日本地形論. 東京大学出版会, 415p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kōchi(13) No. 1



GEOLOGY

OF THE

TSUTA DISTRICT

By

Yuhei TAKAHASHI, Hiroshi MAKIMOTO,
Kōji WAKITA and Akira SAKAI

(Written in 1988)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Tsuta district is situated in the western Chugoku Mountains and extends over Yamaguchi, Hiroshima and Shimane Prefectures. The district lies between lat. $34^{\circ}20'$ and $34^{\circ}30'N$ and between long. $132^{\circ}00'$ and $132^{\circ}15'E$.

The district is largely a mountainous region, and the low-relief erosion surface (800–1000 m above sea level) correlated to the Dogo-yama surface is recognized in the mountainous region. Plains are locally seen only along the rivers.

Geologically, the district is located in the Inner Zone of Southwest Japan. This district is occupied mostly by Paleozoic strata and Late Cretaceous acid volcanic and granitic rocks and subordinately by the Jurassic sedimentary rocks, Late Cretaceous dike rocks, Miocene volcanic rocks and Quaternary deposits. Geology of this district is summarized in Table 1.

PALEOZOIC

Paleozoic strata are divided into the Tsuno Group, the Yoshiwa Group and the Nishiki

Table 1 Summary of geology of the Tsuta district.

Age		Geological system
Cenozoic	Quaternary	Alluvium
		Talus deposits
	Pleistocene	Terrace deposits
Neogene	Pliocene	Kammuriyama Volcanic Rocks (Volcanism of basalt and andesite)
	Miocene	
Paleogene		
Mesozoic	Cretaceous	Dikes (Mineralization of copper, zinc, tungsten and fluorite)
		Hiroshima Granites (Felsic plutonism and contact metamorphism)
	Early	Hikimi Group (Large-scale pyroclastic flow eruption)
Jurassic	Yuki Formation (Formation of pebbly mudstone)	
Triassic		
Paleozoic	Permian	(High pressure metamorphism)
		Yoshiwa Group (Sedimentation of mudstone and sandstone, and basic volcanism)
		Nishiki Group (Sedimentation of sandstone and mudstone)
	Early	Tsuno Group (Emplacement of ultramafic rock. Sedimentation of pelitic and psammitic rocks, and basic volcanism)
Carboniferous		

Group. The Tsuno Group and Nishiki Group and the Yoshiwa Group and Nishiki Group are bounded by faults, respectively.

Tsuno Group: The Tsuno Group is one of the Sangun Metamorphic Rocks which yield about 220 Ma radiometric age. The Tsuno Group is exposed in the southwestern part of the Tsuta district. This is composed of pelitic schist, psammitic schist, siliceous schist, basic schist and ultramafic rocks. These rocks are thermally metamorphosed by Cretaceous granitic intrusion, and any evidence of probable high pressure metamorphism before granitic intrusion cannot be

recognized.

Yoshiwa Group: The Yoshiwa Group is distributed in the northern to eastern part of the Tsuta district. This is composed of basic volcanic rocks, siliceous shale, mudstone, sandstone and ultramafic rocks with gabbro. Radiolarian fossils from siliceous shale indicate Middle to Late Permian age. The Yoshiwa Group can be correlated to the Maizuru Belt.

Nishiki Group: The Nishiki Group is exposed in the western area in the Tsuta district. This is divided into the Kogorosan Formation, the Migitaniyama Formation and the Mikazura Formation in apparent ascending order. The Kogorosan Formation is mainly composed of massive sandstone and alternation of sandstone and mudstone with chert. The Migitaniyama Formation is made up mainly of siliceous shale and alternation of sandstone and mudstone with chert and acid tuff. The Mikazura Formation is composed of mudstone rich alternation of sandstone and mudstone. Radiolarian fossils from the Nishiki Group near this district indicate Middle to Late Permian age.

MESOZOIC

Yuki Formation: The Yuki Formation is exposed locally near Yuki, the eastern margin of the mapped district. This is mainly composed of pebbly mudstone having clasts of sandstone and chert. This formation resembles in lithology to the Jurassic Kuga Group in Otake district, therefore the Yuki Formation is regarded to be deposited in Jurassic in age.

Hikimi Group: The Hikimi Group occurs in the northwestern part of this district. This is composed of rhyolite welded tuff and dacite welded tuff in ascending order. The rhyolite welded tuff unconformably covers the Yoshiwa Group in the southern part of the Sandankyo district to the northwestern part of the Tsuta district. The dacite welded tuff covers the rhyolite welded tuff, conformably. The Hikimi Group is intruded by Late Cretaceous granitic rocks. The Hikimi Group is dated as 87 Ma by fission-track method for zircon.

Hiroshima Granites: The Hiroshima Granites are Late Cretaceous large batholithic intrusive rocks. The Hiroshima Granites in this district are divided into the following rock types from older to younger: quartz diorite, medium-grained hornblende-biotite granite, medium to coarse-grained biotite granite and fine-grained biotite granite. Granophyric granite, possible shallow facies equivalent of medium-grained biotite granite, occurs in a small area.

The Hiroshima Granites gave thermal effects to most of the pre-Cretaceous strata and the Hikimi Group.

Dikes: Various dikes intruded into the Paleozoic formations and the Hiroshima Granites, and are classified into acid rocks, porphyrite and dolerite. Acid dike rocks are granite porphyry, quartz porphyry and felsite. These acid dikes have NE-SW and NW-SE strike in central area of the Tsuta district. Porphyrite dikes have subparallel strike to acid dikes.

NEOGENE

Kammuriyama Volcanic Rocks: The Late Miocene volcanic rocks, Kammuriyama Volcanic Rocks, are distributed in the central area of the Tsuta district. These are composed of basalt and andesite lava. These rocks are divided into the Yokoyama Andesite, the Kammurikōgen Basalt and the Hirotakayama Andesite. The Kammurikōgen Basalt is composed of various basalt lava

flows. The Hirotakayama Andesite covers the Kammuriyama Basalt.

QUATERNARY

The Late Pleistocene terrace deposits, occur around Usago and Tsuta, and consist of gravel, sand, silt and clay. The talus deposits, which consist of angular gravel, sand, silt and clay, are mainly distributed on the western side of Rakan San, the southeastern side of Megahira Yama and around a foot of the granitic mountains, and are of Late Pleistocene to Holocene. The Alluvium is distributed along the rivers, and consists of gravel, sand, silt and clay.

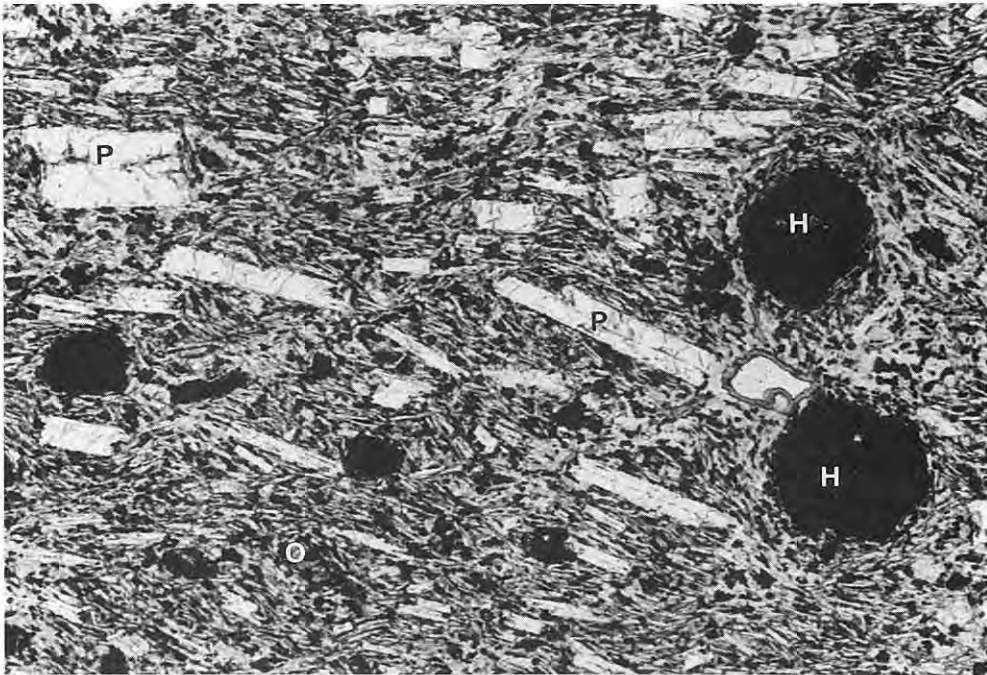
GEOLOGIC STRUCTURE

Two long NE-SW trending faults are distinctive in this district. These faults cut the Miocene volcanic rocks and pre-Cretaceous faults having NE-SW to ENE-WSW and WNW-ESE trends in the Paleozoic to Jurassic strata. These two new long faults divided the Tsuta district into the western, central and eastern blocks. The Tsuno Group is exposed in the central block and not in the western block, and this means that the central block must have elevated to show deeper level than the western blocks.

ECONOMIC GEOLOGY

No working mine exists in this district at present. Small copper and zinc deposits were once excavated in the Nishiki Group and Yoshiwa Group. Tungsten and fluorite deposits occur in the Hiroshima Granites. Asbestos deposits exist in the ultramafic rocks of the Tsuno Group. There are some hot springs along fissure in the granitic rocks in this district.

P: 斜長石, O: かんらん石, A: 普通輝石, H: 角閃石(第I図版1と第II図版1はオパサイト). バーは1mm



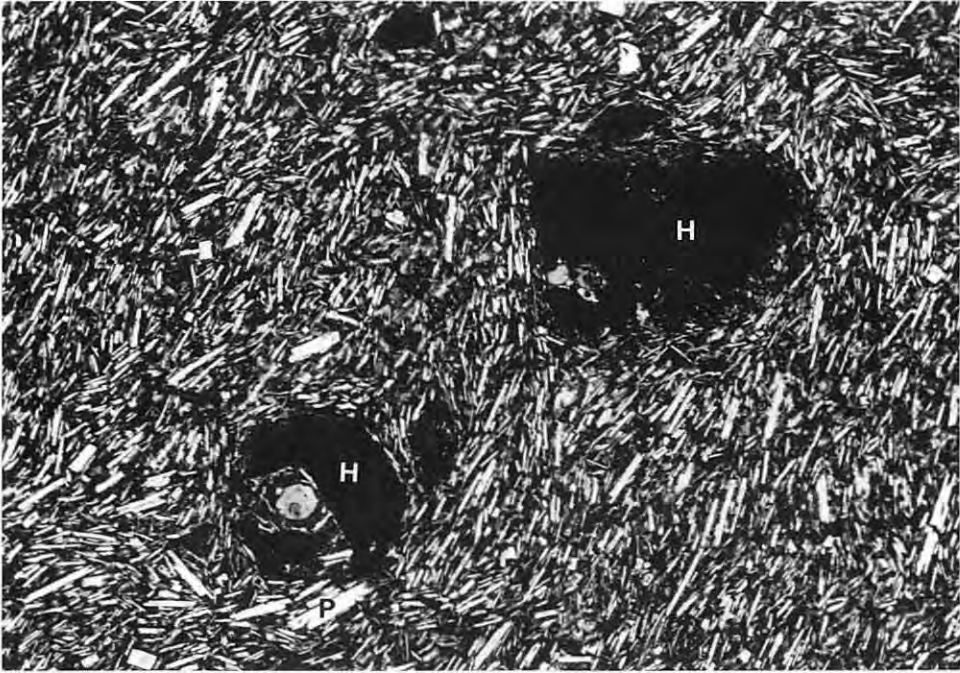
1

横山安山岩(かんらん石角閃石安山岩)の顕微鏡写真(GSJ R42901). 佐伯町横山北東0.15 km



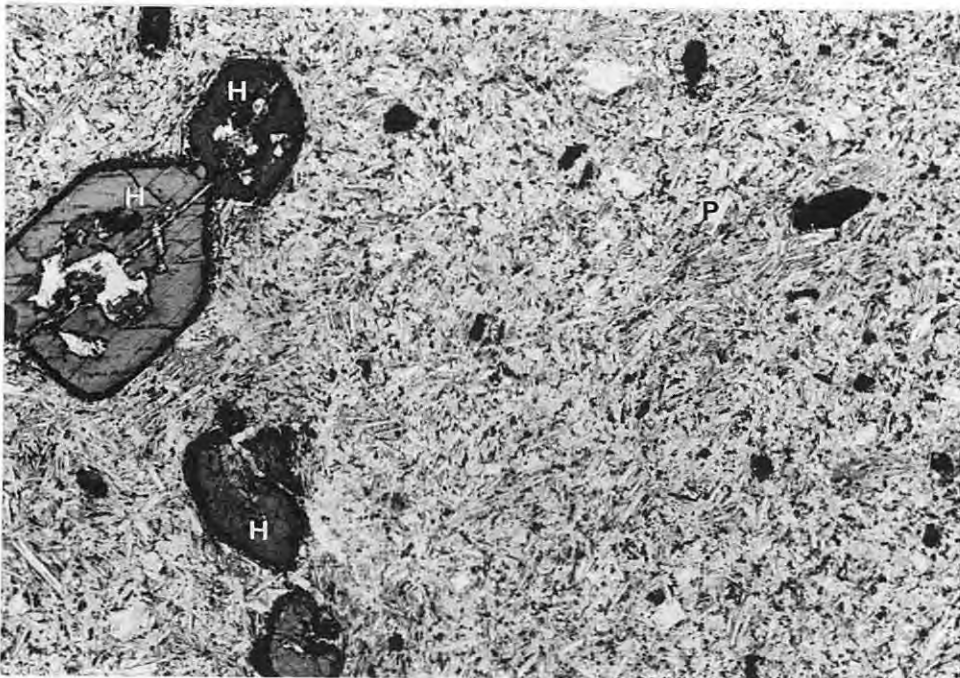
2

冠高原玄武岩(普通輝石かんらん石玄武岩)の顕微鏡写真(GSJ R42904). 松の木峠西0.5 km



1

冠高原玄武岩(普通輝石含有角閃石玄武岩)の顕微鏡写真(GSJ R42906). 鬼ヶ城山山頂東北東0.7 km



2

冠山安山岩(普通角閃石安山岩)の顕微鏡写真(GSJ R42907). 冠山の西0.8 km

文献引用例

高橋裕平・牧本 博・脇田浩二・酒井 彰 (1989) 津田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 56 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

TAKAHASHI, Y., MAKIMOTO, H., WAKITA, K. and SAKAI, A. (1989) *Geology of the Tsuta district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 56 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

平成元年 2 月 4 日 印刷

平成元年 2 月 8 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

©1989 Geological Survey of Japan