

55(521.83)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

岡山(12)第57号

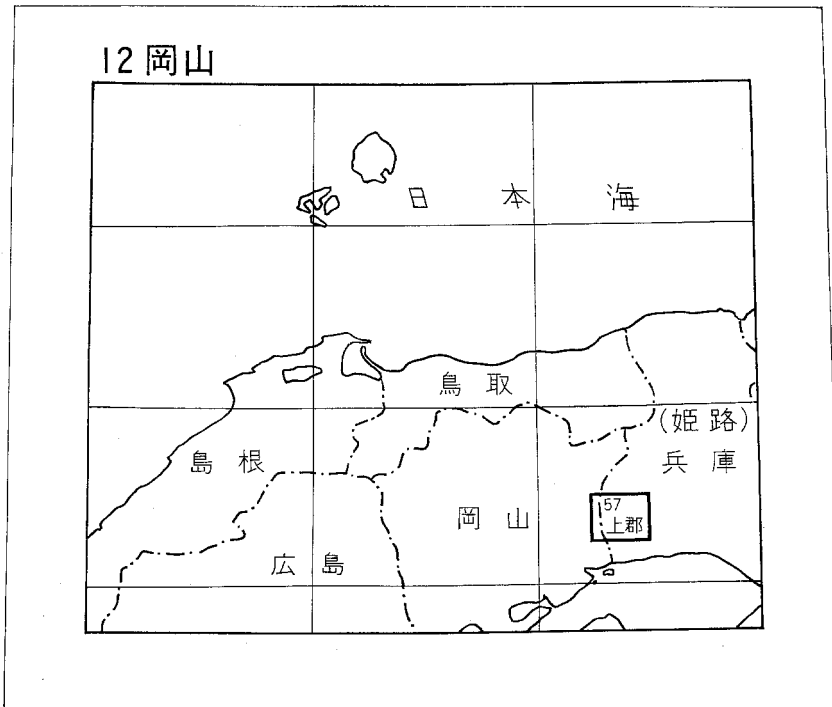
## 上 郡 地 域 の 地 質

猪木 幸男・弘原海 清

昭和 55 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	4
II. 1 構造区分	4
II. 2 地質区分	5
III. 古生層	8
III. 1 上月層	9
III. 1. 1 概説	9
III. 1. 2 岩質	10
III. 1. 3 化石と時代	12
III. 2 三日月層	13
III. 2. 1 概説	13
III. 2. 2 岩質	14
III. 2. 3 化石と時代	15
III. 3 龍野層群	15
III. 3. 1 概説	15
III. 3. 2 龍野層群下部	16
III. 3. 3 龍野層群中部	19
III. 3. 4 龍野層群上部	20
III. 3. 5 舞鶴層群との対比	23
III. 4 古生層中の塩基性火山岩類の化学組成	28
III. 5 古生層の受けた低度変成作用	36
IV. 夜久野型複合岩体	36
IV. 1 概説	36
IV. 2 角閃岩	37
IV. 3 変斑れい岩類	38
IV. 4 超苦鉄質岩	39
IV. 5 花崗岩質岩類	40
V. 白亜紀—古第三紀火成岩類	40
V. 1 概説	40
V. 2 相生層群	41
V. 2. 1 上郡下部累層	43
V. 2. 1. 1 行頭部層	44
V. 2. 1. 2 大南池部層	44
V. 2. 1. 3 石堂部層	44

V. 2. 2	上郡上部累層	45
V. 2. 2. 1	岩木部層	45
V. 2. 2. 2	細念部層	46
V. 2. 3	鶴亀下部累層	47
V. 2. 3. 1	皆坂部層	47
V. 2. 3. 2	下畑部層	47
V. 2. 4	鶴亀上部累層	48
V. 2. 4. 1	加賀美部層	48
V. 2. 4. 2	滝谷部層	49
V. 2. 5	赤徳累層	51
V. 2. 5. 1	八塔寺部層	51
V. 3	播磨進入岩類	51
V. 3. 1	石英斑れい岩	53
V. 3. 2	石英閃緑（ひん）岩	53
V. 3. 3	花崗閃緑岩	53
V. 3. 4	斑状花崗岩	54
V. 3. 5	花崗斑岩（及び文象斑岩）	54
V. 4	天下台山層群	55
VI.	岩脈	55
VI. 1	玄武岩及びドレライト	56
VI. 2	石英斑岩及び流紋岩	56
VI. 3	球顆デイサイト	56
VI. 4	ひん岩（安山岩）	57
VII.	佐用礫層	57
VIII.	第四系	58
VIII. 1	河岸段丘堆積物	59
VIII. 2	崖錐堆積物	60
VIII. 3	沖積層	61
IX.	地質構造	61
IX. 1	古生層に見られる地質構造	61
IX. 2	白亜紀－古第三紀火成岩分布地域の地質構造	63
X.	応用地質	65
X. 1	金属鉱床及び非金属鉱床	66
X. 2	石材及び砕石	67
	文献	68
	Abstract	71

## 図・表・図 版 目 次

第1図	「上郡」図幅地域の主要河川系分布図	2
第2図	龍野市付近の切峯面図	3
第3図	西南日本の地質構造区分図	4
第4図	兵庫県の地質構造の区分概念図	5
第5図	上月層（局所）柱状概念図	10
第6図	古生層（上月層）のなかにしばしば見られる小規模な断層帯の例	11
第7図	上月町西大島，判官付近における含さんご化石石灰岩を挟有する上月層の柱状概念図	12
第8図	三日月層の典型的な粘板岩砂岩互層	13
第9図	龍野層群下部層と中部層との境界における漸移帯のスケッチマップ	16
第10図	著しく褶曲した龍野層群下部層の千枚岩質粘板岩とシルト岩の細互層	17
第11図	龍野市西部，的場山への道路（切割り）沿いのスケッチマップ	19
第12図	“中野礫岩”	22
第13図	「上郡」図幅地域内の龍野層群柱状概念図	24
第14図	舞鶴層群と龍野層群の岩相対比図	25
第15図	龍野市及び周辺の地質図	26
第16図	龍野市付近の龍野層群の柱状概念図	27
第17図	「上郡」図幅地域付近の古生層中の塩基性火山岩類の酸化物変化図	31
第18図	「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類のAFM図	32
第19図	「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類の $Al_2O_3 - TiO_2$ 図	32
第20図	「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類の $SiO_2 - Alkalies$ 図	33
第21図	「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩中の単斜輝石残晶の酸化物の変化図	33
第22図	「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩中の単斜輝石残晶の $Ca - Mg - Fe$ 図	35
第23図	「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩中の単斜輝石残晶の $SiO_2 - Al_2O_3$ 図	35
第24図	相生層群中の凝灰角礫岩の中には含まれる“夜久野型”の斑れい岩の露頭のスケッチマップ	37
第25図	大皆坂構造ボーリング柱状図	42
第26図	相生層群鶴亀上部累層加賀美部層の模式地における泥岩火山砂礫岩互層	49
第27図	相生層群鶴亀上部累層滝谷部層中のデレン岩質溶結多結晶凝灰岩の冷却節理	50
第28図	船岩岩体の岩相変化を示す模式図	52
第29図	花崗閃緑岩（GD）と石英閃緑（ひん）岩（QD）の産状	53
第30図	花崗斑岩質侵入岩中に捕獲されている石英斑れい岩の露頭	54
第31図	佐用礫層	58
第32図	佐用礫層が基盤岩（上月層）を直接覆う露頭	58
第33図	上月町金屋付近の段丘堆積物	59
第34図	地入り地形の例	59
第35図	龍野市西部において実施された地耐力試験用のボーリングから得られた第四系の柱状図の一部	60
第36図	「上郡」図幅周辺地域の基盤構造	60
第37図	「上郡」図幅周辺地域の白亜紀—古第三紀火成岩類分布域の地質構造図	62

第38図	千種川流域赤松付近の採石現場	67
第1表	「上郡」図幅地域の地質総括表	8
第2表	西大畠付近の上月層の石灰岩中に産出した化石	12
第3表	上筋原 <small>あぶ</small> の上月層から発見された石炭紀フズリナ化石	12
第4表	三日月層中のフズリナ化石	15
第5表	「龍野」図幅地域内における龍野層群下部層相当層から発見された化石	18
第6表	龍野層群上部層相当層から発見された微化石	23
第7表	舞鶴帯と上郡帯（上月—龍野帯）の特徴的構成要素の比較表	28
第8表	「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類の化学組成及びCIPWノルム計算値	29
第9表	第8表分析岩石試料の簡単な記載	30
第10表	「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類中の残晶単斜輝石の化学組成	34
第11表	「上郡」図幅地域付近の古生層中の低度変成岩の鉱物組合せ	36
第12表	兵庫県西南部の白亜紀—古第三紀火成岩類の火山層序的区分	41
第13表	「上郡」図幅地域内の相生層群の火山層序	43
第I図版	1 斜方輝石ホルンフェルス 2 塩基性火山岩	
第II図版	1 角閃岩 2 変斑れい岩	
第III図版	1 上郡下部累層・行頭部層の含異質礫流紋岩質石質—ガラス質凝灰岩 2 上郡下部累層・行頭部層の流紋岩質弱溶結ガラス質凝灰岩のユータキサイト構造	
第IV図版	1 上郡下部累層・南大池部層の流紋岩質強溶結ガラス質凝灰岩 2 上郡下部累層・石堂部層の流紋岩質溶結多結晶凝灰岩のユータキサイト構造	
第V図版	1 上郡上部累層・細念部層の流紋岩質溶結多結晶凝灰岩 2 鶴亀下部累層・皆坂部層の斑状普通輝石紫蘇輝石安山岩	
第VI図版	1 鶴亀下部累層・皆坂部層の緻密なアフィリック安山岩、旭日鉱山でアサヒライトと呼ぶアフィリック溶岩 2 鶴亀下部累層・下畑部層の流紋岩溶岩のガラス質石基の真珠状構造と脱ガラスによる球顆構造	
第VII図版	1 鶴亀上部累層・滝谷部層のデレン岩質の溶結多結晶凝灰岩 2 赤穂累層・八塔寺部層の流紋岩溶岩の球顆構造	

## 上 郡 地 域 の 地 質

猪木幸男\* 弘原海清\*\*

本地質図幅の調査研究は昭和39年に開始されて以来、断続的に実施されてきていたが、昭和52年度と昭和53年度にわたる補備調査を行うことにより、ようやく完成されたものである。延日数は約200日をようしている。現在では、当初調査研究を行った頃に比べると、主要道路の拡大、新道路の開通、宅地造成などにより、本地域には著しい変化がみられるが、ここでは、補備調査による多少の新事実が加えられているほかは、調査研究当初の主な成果が、そのままとめられている。

本図幅地域の地質調査研究を行うに当っては、白亜紀一第三紀の火山岩分布地域を弘原海が分担し、それ以外の地域のほとんどは猪木が担当した。なお、この地質図幅のなかには、昭和39年から昭和42年にわたって実施された、当所の特別研究“国際地球内部開発計画”(Upper Mantle Project—UMP)の研究費による研究成果の一部も、もり込まれている。

本地質図幅をまとめるに当っては、古生層の地質に関して、神戸大学教養部後藤博弥教授から種々貴重な資料の提供と助言を賜った。特に微化石などの鑑定、リストの作成は、ほとんど同教授に負っている。また、後期中生代火山岩類については、姫路工業大学の岸田孝蔵元教授に未発表資料の提供をいただき、また、種々助言を頂いた。その他本所の礫見博技官・神戸信和技官・服部仁技官・山田直利技官・佐藤博之技官ほか地質部の方々から有意義な多くの助言を頂き、奥村公男技官には古生代塩基性火山岩中の残晶単斜輝石のEPMA分析をして頂いた。岩石試料の化学分析、岩石薄片の作成などは当所技術部の方々に、図版写真撮影の1部は正井義郎技官などによっている。また、大阪出張所長宮村学・元広島出張所長植田芳郎(現北海道支所長)の各技官からも、いろいろとお世話いただいた。これらの方々に厚く御礼申上げる。

本図幅地域の現地における調査研究に際しては、兵庫県龍野市、上月町、新宮町、上郡町、佐用町のそれぞれの役所あるいは役場の方々に一方ならぬお世話になった併せてここに謝意を表します。

### I. 地 形

本図幅地域は、兵庫県の南西部に位置し(東経,  $134^{\circ} 15' - 134^{\circ} 30'$ , 北緯  $34^{\circ} 50' - 35^{\circ} 00'$ ), 岡山県の一部が、南西端にわずかに含まれている。中国地方において、日本海側と瀬戸内海側との分水嶺となっている中国脊梁山脈の延長部は兵庫県中央に位置し、兵庫県地質鉱産図(1961)では、“中央山地”とよばれており、本地域はそのほかに南側にある。

本図幅地域には、高度500m前後の山々がところどころにそびえているが、一般には低山岳地帯であり、それらの山頂は、平坦で全般には準平原をなしており、西方の岡山県下吉備地方によく発達する吉備高原の東への延長部にあたる。

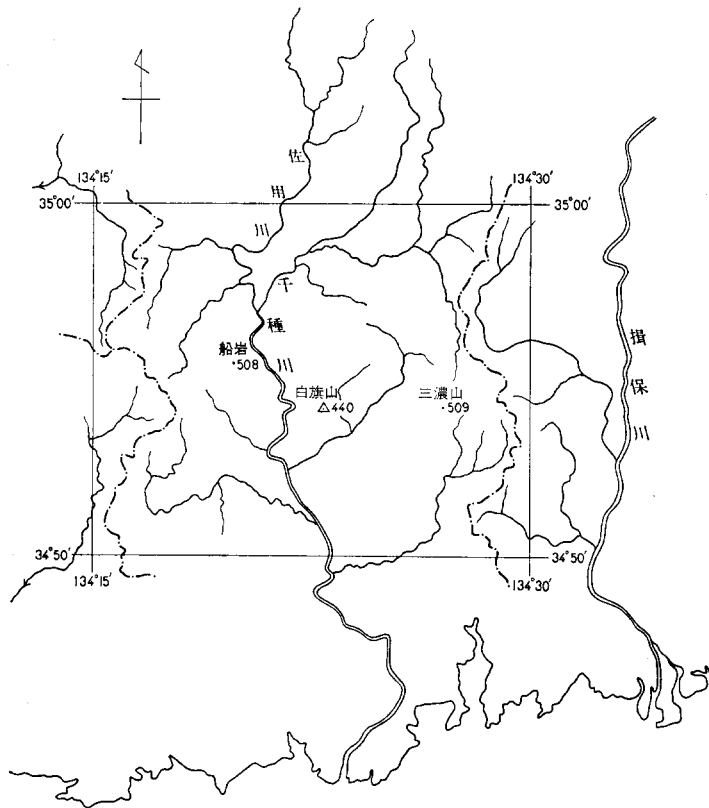
\*地質部 \*\*大阪市立大学

本図幅地域の中央部から北西にかけて山頂部にも平坦化されたところがあり、この部分には、“佐用礫層”と呼ばれている礫岩層が残っているところもある。このような礫層を伴う平坦地帯は、図幅地域内では中央部から北西部にかけて西北西—東南東方向にのびており、この方向は、本地域の基盤岩である古期岩類（古生層及び夜久野型複合岩体）の延長方向に、ほぼ一致している。

本地域内で著しい山岳地帯を形成するところは、上述の平坦地帯の南側で、東の三濃山（508.6m）、西の船岩（507.5m）を結ぶ山地であるが、いずれも500mをわずかに超える程度のもので、それぞれが、白亜紀—古第三紀の火山岩と深成岩からなりたっている。このような山岳地帯も南側にむかうと、山地といえども400mを超えることはなく、次第に低地化している。

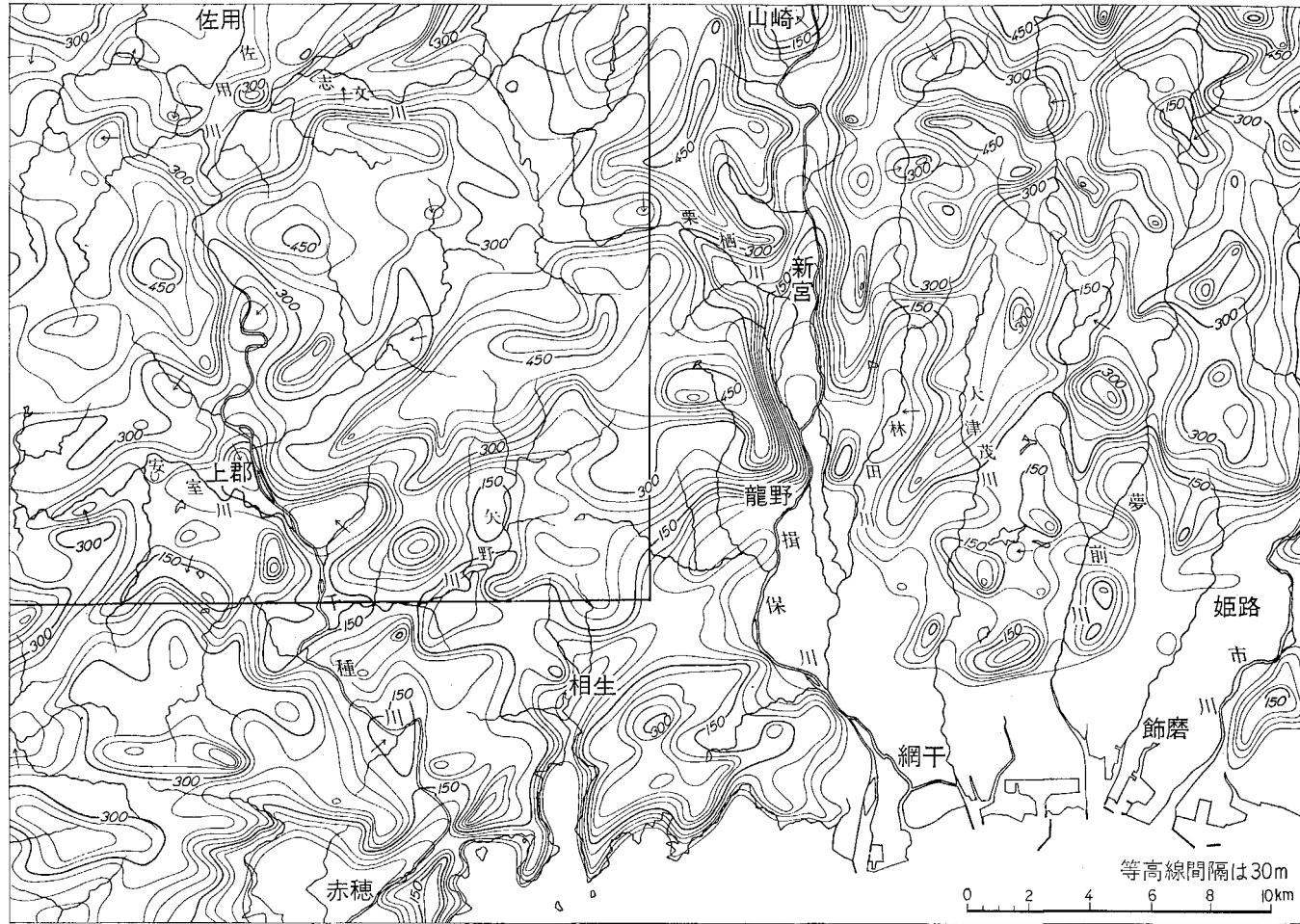
河川で目立つものは、本地域の中央部を北から南流する千種川と佐用川である。両者は共に、はるか北方、中国脊梁山脈、前述の“中央山地”に源を発しているが、本地域の中央北部の久崎付近で合流する。本地域中央部の大部分の河川は、千種川に流入するが、東部で東流あるいは南流する中小河川は、東隣「龍野」図幅地域内の揖保川へ、また西端部のもは、西隣「周匝」図幅地域内の吉井川へ流入している。第1図は、本図幅地域内の主要河川系の分布図である。

本地域は、日本の地質では、後述するような特殊な“上郡帯”と呼ばれている“構造帯”の大部分を



第1図 「上郡」図幅地域の主要河川系分布図 一・一・一・一主要分水嶺





第2図 龍野市付近の切断面図(後藤, 1979より) □:「上郡」図幅地域

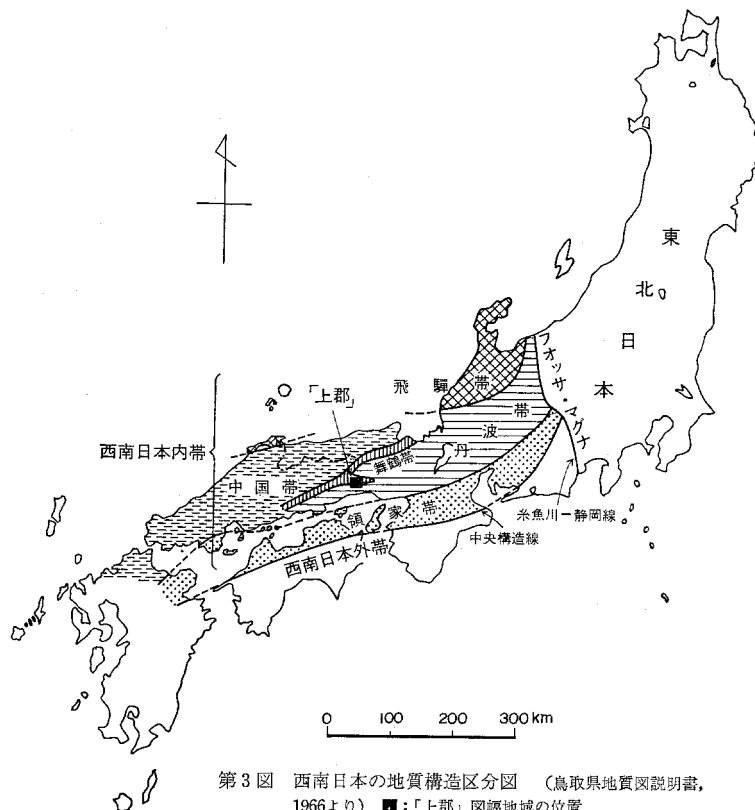
占めていることになっているが、現在みられる地形、特に河川の流路に関する限り特にこの地質構造に支配されているとは思えない。古い地質構造が西北西—東南東の傾向をもっているのに対して、主な河川は南北方向をもち、むしろ古い構造と直交している。

前頁の第2図は後藤（1979）による“龍野市付近の切峯面図”であるが、この中には広く当地域全域が含まれており、本文中にも述べられているように、この図から準平原を基準にみて東西方向に軸を持つ弱い基盤褶曲が認められ、主要河川がこれら構造をも切って流れるいわゆる“先行河川”であることもわかる。ただ、一部には、本地域の南部にみられるような（二木峠から椿峠にかけてみられる）基盤岩類や準平原にみられる基盤褶曲の地質構造にほぼ調和的な方向をもち、断層谷かとも思われる直線的な流路をもつ河川も見出されている。またこの断層谷と調和的あるいは直交的な大小数多くのリニアメントも航空写真から標示できるが、ここでは省略する。

## II. 地質概説

### II. 1 構造区分

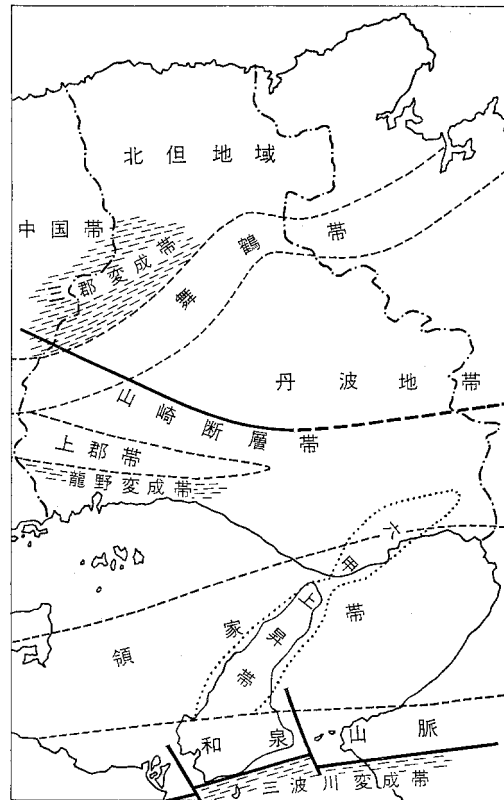
本図幅地域は地質学的に西南日本内帯のほぼ中央部に位置しており、古い20万分の1地質図幅では



「赤穂」(巨智部, 1897)の中に含まれている。最近の地質構造区分からすると、西南日本内帯は大きく飛驒帯、中国帯(あるいは三郡帯)、丹波帯(美濃-丹波帯)に分けられているが、中国帯と丹波帯の間には、“舞鶴帯”と呼ばれている特殊な造構帯がある(第3図)。この“舞鶴帯”はほぼ東北東-西南西方向に帯状分布し、夜久野型複合岩体、上部二畳系舞鶴層群及びモラッセ相の堆積層からなる三畳系によって特徴づけられており、本地域にも、この“舞鶴帯”に類似する構成要素をもった地帯が西北西-東南東方向をもって分布しているところから、この地帯を“上郡帯”と呼んで“舞鶴帯”と同じような構造帯と見なされていた(兵庫県, 1961)。第3図中の舞鶴帯の分枝した部分がこれに相当する。

また、この“上郡帯”の南側の片状岩化した古生層は“三郡型”の変成岩であるとして、“龍野変成帯”を設定し、“三郡南帯”の変成岩の東への延長の一部とした(第4図)。

しかし、“上郡帯”には後述するように夜久野型複合岩体類似の岩体の分布は顕著であるが、三畳系の存在は未だ確かめられておらず、古生層には“丹波帯の古生層”と“舞鶴帯の古生層”とが混在している。また、“龍野変成帯”の岩石には、確かに片状構造の著しい千枚岩化泥質岩が大部分を占めているが、ぶどう石-パンペリー石帯ないしパンペリー石-アクチノ閃石帯に属する低度変成岩類の“緑色岩類”がところどころに見られるのみであり、また北方の古生層の中にもあちこちに、同様の低度の変成作用を被った部分があり、“龍野変成帯”の岩石のみを“三郡変成岩”と見なすわけにはゆかない。特に最近、この“龍野変成帯”とされているなかの古生層中の石灰岩から下部二畳系を指示する化石が発見され、この古生層はむしろ舞鶴層群の最下部層と比較される二畳系の下部層あるいは、それに引続くより下位の地層と考えられるに至っている。



第4図 兵庫県の地質構造の区分概念図 (兵庫県, 1961から)

## II. 2 地質区分

本地域内の主要な地質は、大きく3つの地質単元に分けられる。1つは古生層で、1つは塩基性深成岩を主とする夜久野型複合岩体であり、いま1つは白亜紀-古第三紀の火成岩類である。

古生層は、本州(秩父)地向斜の堆積層に含まれるものであるが、本地域が丹波帯、中国帯、舞鶴帯

などの複雑に入り混じったところと解せられる地域であるため、それらを構成する古生層の区分もまた複雑であって、それぞれの時代の識別対比にも困難なものがある。ここでは総括的な岩相の相異を基準にして大きく3つの地層に大別した。1つは本図幅地域の北西部から中央部にかけて分布し、塩基性火山岩類を多く含む粘板岩を主体とし、チャートや石灰岩のレンズをとところどころに挟有する地層で、石灰岩の一部は石炭紀を指示するさんごなどの化石を含んでいる。この地層は断層によってブロック化している部分もあるが、ほぼ西北西―東南東方向に連続して分布する。この地層を上月層と呼ぶ、もう1つは、本地域の北東部を占める古生層で、砂岩の優勢な砂岩、泥岩(粘板岩)互層を主とし、北隣「佐用」図幅地域でもかなりの分布を示す“三日月層”と呼ばれている(神戸・広川, 1963)地層の一部である。

いま1つは、本地域の南東部に分布する古生層で、南から北へむかって、下位層から上位層に移るが、南部のものと北部のものとの間には大きな岩相の相異がある。すなわち南部の下位層は泥質岩を主とし片状構造の著しい地層であるのに対して、北部の上位層は、ほとんど片状構造をもたない泥質岩及び砂岩からなる。両者の間には厚い塩基性火山岩層をはさみ、下位層とは漸移関係が見られるが、上位の地層とは間に断層や、後述の夜久野型複合岩体が挟在し、また白亜紀―古第三紀の火山岩類におおわれて、関係はつまびらかでない。しかし、ここではこれらが一応一連のものであると解されるので一括して“龍野層群”と呼び、片状岩を主とする下位層を下部、塩基性火岩層を中部、その上位の地層を上部と呼ぶ。前述の“龍野変成帯の岩石”として三郡変成岩とされていたものは、ここで言う龍野層群下部に相当する。

これら大きくわけた、上月層、三日月層、龍野層群などの古生層3者の間には、それぞれの地層が堆積した後におこった造構造運動に伴う断層があり、また後期中生代の火山岩類の被覆などのために、相互の関係は不明となっている。しかしそれぞれの地層の岩相の違いから推定すると、石炭紀から二畳紀の後半にかけて、本州地向斜それ自体が大きな地殻変動の影響をうけ、堆積盆にも変化があり、その影響が堆積相のうえにも大きく反映したものとおもわれる。

二畳紀から三畳紀にかけては、いわゆる本州造山運動にかかわる造陸運動とともに斑れい岩類を主とする夜久野型複合岩体の古生層内への導入を誘発した造構運動がおり、舞鶴帯と対等の構造帯が形成された。

しかし、この地域には“舞鶴帯”を特徴づけているものの1つである「三畳系」が欠如している。このことは、この地域には、モラッセ型の堆積環境、つまり、舞鶴帯に見られるような古上層隆起後の湾入地帯の形成がなかったと言える。ただし、“あったとしても現在はその堆積物は全く削剥しつくされた”という問題は残っているのであるが、今のところ証拠はない。

古生代の地向斜地帯は以後大きく隆起、陸化し、削剥され、中生代末期になると、激しい火成活動を伴う地殻変動の場となった。つまり“広島変動”と呼ばれているもので、本図幅地域もその影響を大きくうけた。

本地域に分布する白亜紀―古第三紀の噴出岩や侵入岩などの火成岩類はその時の産物である。火山岩類の主なものは、安山岩、デイサイト、流紋岩などであるが、これらは引き続き花崗岩から斑れい岩にわたる侵入岩類によって貫かれ、その影響を受けている。

兵庫県下に分布する白亜紀—古第三紀の火山岩類は、兵庫県地質鉱産図（兵庫県，1961）<sup>1)</sup>の調査時期には、矢田川層群、有馬層群、生野層群（あるいは播磨累層群）と地域によって区別されて呼ばれていた。そして兵庫県南西部の姫路市を中心に分布する生野層群に対比される火山岩類は姫路累層群として区別され、揖保川層群と広峰層群にわけられ、揖保川層群はさらに那波野累層、相生累層に分けられていた（兵庫県地質鉱産図説明書，兵庫県，1961）。

兵庫県地質図以後の引続く最近の調査研究によって、姫路—相生地区の火山岩類には、生野層群の模式地には分布しない、より上位の伊勢累層（東隣「龍野」地域）及び赤穂累層（南隣「播州赤穂」地域内）などのあることがわかり、そのために、それらは一括され、相生層群として生野層群に対比させられた。そして付近の火山岩類を主とする地層を火山層序学的に下から広峰層群、相生層群、天下台山層群とし、さらに後述する花崗岩などの貫入岩類を含めた一連の火成岩類に対して、姫路酸性岩類（岸田・弘原海，1967）と再定義するに至っている。その経緯はいささかややこしいのであるが、結局のところこの定義に従うと、本地域に分布する白亜紀—古第三紀の火成岩類は姫路酸性岩類に属し、火山岩類の大部分は、相生層群であるということになる。天下台山層群は本地域では南部に僅かに分布するにすぎないが、本層群は後述の進入岩類の影響をうけておらず、それ以後の火山活動による火山岩層と考えている。

相生、赤穂、上郡地域の相生層群は、火山層序的に下位より、上郡累層、鶴亀累層、赤穂累層に区分されているが、さらに今回の調査研究の結果、上郡下部累層、上郡上部累層、鶴亀下部累層、鶴亀上部累層及び赤穂累層の5つの累層に分けられた（弘原海，1980）。

花崗岩類などの進入岩類は、一括して「播磨花コウ質岩類」と呼ばれ（岸田・弘原海，1967）、古生層、夜久野型複合岩体及び相生層群の最上部層をも含めて白亜紀の火山岩類を貫いている。進入岩類には、種々の岩種があり、斑れい岩から花崗岩にわたっており、1岩体内での岩相の変化も著しい。これらの進入岩類をここでは“播磨進入岩類”と呼ぶ。比較的塩基性の岩石と見られるものは、半深成岩的酸性岩と同様に、小岩体として露出しているが、いずれもまわりにはかなりの範囲で熱変成作用を与えているところをみると、岩体そのものは相当な広がりや潜在させているかもしれない。また構造の項でふれるように、本地域には、進入岩の配列のうえで、北北西—南南東の方向をもつ2つの列があるが、両者間には著しい岩質上の相異はみあたらない。

白亜紀—古第三紀の火成活動を伴う地殻変動のあと、本地域では全般的に、比較的平穏であったようで、わずかな昇降運動があったにすぎないとおもわれる。兵庫県地質鉱産図（兵庫県，1961）に、中新統の「川上累層」としてまとめられている地層のなかの礫岩層が、前述のように本地域内の中央部や北西部の山地にみられるが、岡山県の津山市付近の勝田層群、（河合，1957—1958）の延長とするには根拠がなさすぎる。むしろ、この本地域内の礫層は、いずれも北隣「佐用」図幅地域の南部に分布する「佐用礫層」の南への延長と考えた方がよいであろう。これは鮮新世—更新世の頃の準平原の低地帯における氾濫原堆積物かもしれない。

第四紀に入ってからも、この地域内に大きな変動の跡はなく、前述の礫層のほかには第四系としての河岸段丘堆積層や沖積層がみられるだけである。

1) 中生代後期—古第三紀火成岩類の項は、岸田孝蔵・弘原海の調査資料を池辺展生が編集した。

第1表 「上郡」 図幅地域の地質総括表

年代 (Ma)	時代	層序	火成岩	備考		
0 (17)	新生代	第四紀		隆起, 侵蝕		
(24)		新第三紀			沖積層 崖錐堆積物 河岸段丘堆積物	
(64)		古第三紀			佐用礫層	
	中生代	白亜紀	天下台山層群	隆起, 侵蝕		
100		相生層群	赤穂累層 鶴亀上部累層 鶴亀下部累層 上郡上部累層 上郡下部累層	塩基性-酸性侵入岩 (播磨侵入岩類) 酸性火山岩 中性火山岩		
(140)					ジュラ紀	造構運動
200 (208)					三疊紀	“広島変動”
(242)					二疊紀	陸化隆起 地殻変動 (造構運動) 本州造山 沈降隆起
(284)	古生代	龍野層群	塩基性火山岩	(三郡變成作用)		
300		上月層	塩基性火山岩			
(360)	石炭紀	三日月層	夜久野型複合岩体	本州地轴向斜		

年代は“地球年代学, 岩波講座, 地球科学6” (1978)による。

第1表は以上のべてきた本地域の地質概略の総括表である。

### Ⅲ. 古生層

本図幅地域に分布する古生層は, それぞれ堆積環境を異にして発達したと思われる3つの地層が区別される。北から三日月層, 上月層, 龍野層群である。いずれもほぼ西北西-東南東方向の広がりをもって分布しているが, それぞれがほぼ同方向の断層によって境され, 大きくブロック化しており, 相互関

係は不明となっている。

上月層は、上部石炭系を指示する化石を含んでおり、粘板岩を主とし、塩基性火山岩類<sup>2)</sup>、チャートを頻繁にはさむ。本地域の中央部から北西隅にかけて分布し、本地域の古生層のなかで中心的な存在であり、かつ最も古い地層である。

三日月層は中央北部から北西部にかけて分布し、優白質な砂岩と砂岩泥岩互層を主とする。一部に下部二畳系を指示する化石を含んでいる。龍野層群は南東部に分布し、南から北に向って、下位から上位に移るが、岩相を異にする下部、中部、上部に分けられる。下部はシルト岩の薄層をはさむ千枚岩化の著しい泥質岩を主としており、二畳系中部一下部を指示する化石が発見されている。中部は厚い“塩基性火山岩”層からなり、化石は発見されていない。上部は他の古生層と異り、塊状の泥質岩からなり、砂岩を伴うことを特徴としており、東隣「龍野」図幅地域内において、二畳系中部一上部を指示する化石を多く含んでいる。本層群は岩相などの類似性から広義の舞鶴層群に対比できそうである。

### Ⅲ. 1 上月層

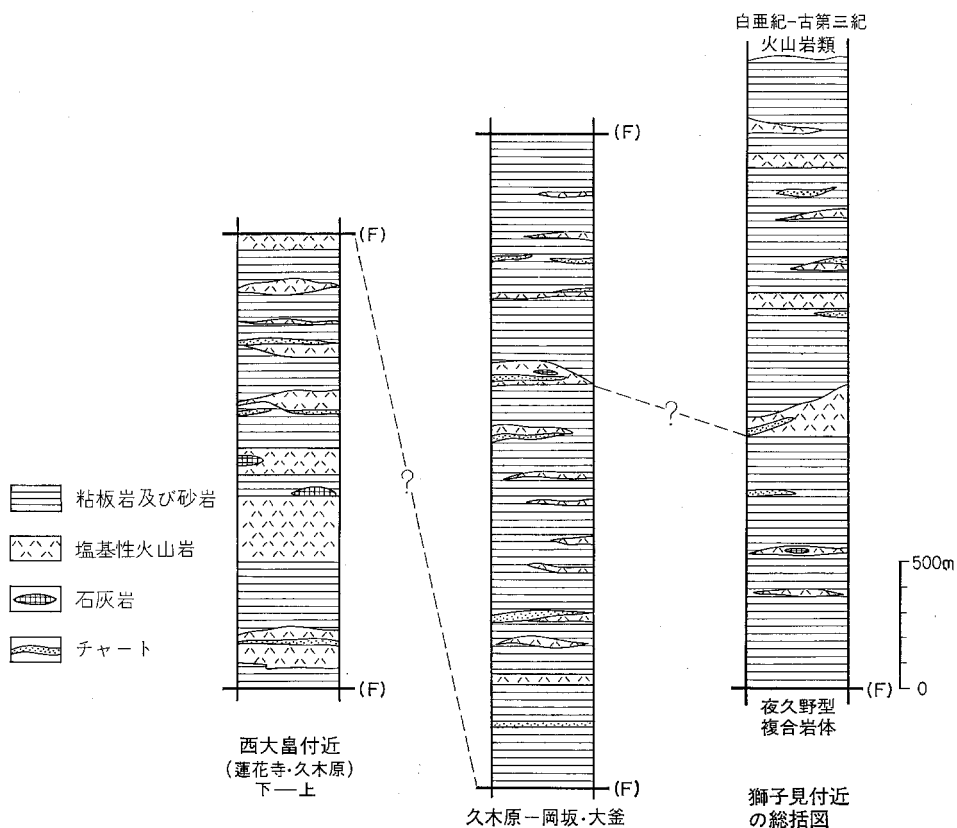
#### Ⅲ. 1. 1 概説

上月層の地層名は、この地質図幅内において初めて使用される。本層は本地域のほぼ中央部を約5kmの幅をもって、西北西—東南東方向に分布する古生層で、北側に分布する三日月層とは断層によって接しているが、この2つの地層はいずれも一般的にはほぼ東西性の類似の走向をもち、南落ちの傾斜を示している。従って見かけの上では、本層が上位、三日月層が下位であるかのようなのである。本層の走向傾斜に従って観察されたいくつかの級化層理も正常であることを示している。しかし後述する含有化石によって、上述の両層間の断層は逆断層であり、本層が下位、三日月層が上位で、本層は三日月層のうえに衝上したものであると判定した。また本層の分布地域のなかに、夜久野型複合岩体が下層の分布方向とほぼ調和的に帯状分布しているが、本層とは断層的關係（固体進入）にある。

本層は主として千枚岩質の粘板岩とその中に頻繁に挟在する塩基性火山岩類からなるが、粘板岩にはシルト岩あるいは砂岩がはさまれ塩基性火山岩類には石灰岩の小レンズがときどき含まれている。チャートも塩基性火山岩類中ばかりでなく、ところどころ粘板岩中にも挟在する。厚さは数m程度の薄層が多いが、ときにはそれ以上のかなりの厚さをもつものもある。上月町西大島付近の石灰岩中には、後述の石炭紀を指示するさんご化石などが発見されている。さんご化石の発見されたのはこの付近のみであるが、同じ岩相をもつ地層が東方あるいは南方へと広がっており、それらは一連の地層として、ここに“上月層”として一括されている。本層の厚さは2,000m以上と推定されているが、上限、下限は共に不明である。後藤（1965）による尾崎層、稗田層、西大島層などもこの中に含まれている。また本層の西方への延長は西隣「周匝」図幅地域北東部に分布しており、同図幅（光野・大森、1965）によると<sup>にが</sup>苦木層群の一部となっている。

第5図は代表的な本層の層序を示す柱状概念図である。この図は地質図にも見られるような、単純な

2) 一般に古生層の塩基性火山岩類を“シャルスタイン”あるいは“緑色岩”としているが、ここではすべて“塩基性火山岩類”として扱う。



第5図 上月層(局所)柱状概念図

層序を基準とした見かけの地層の上下関係を柱状図としてそのまま並列させてあるので、ここで総計される本層の厚さは、4,000mを超えている。実際にはいくつかの同斜褶曲などがあり、地層の繰り返しも当然考えられるのであるが、鍵層となるものがないのでこの図は、あくまでも見かけ上の地層の柱状図である。

## II. 1. 2 岩質

本層中の千枚岩質粘板岩は一般的に風化が著しく褐色を呈し、ぼろぼろとこぼれ易く、かつ層理に沿って剝理性に富んでいる。新鮮なものは、暗灰色で、時に灰緑色を帯びていることが多いが、黒色の塊状のものもよく見られる。この粘板岩は均質ではなく、よく観察すると、レンズ状あるいはパッチ状にシルト質あるいは砂質の部分が含まれていることが多く、堆積環境が平穏でなかった(乱泥流 turbidity current) ことを示すものもある。また、粘板岩層のなかには、その走向傾斜に調和的な小断層があちこちに見られ、付近の粘板岩は相当崩れ易くなっている(第6図)。目高、金出地<sup>かなど</sup>などの白亜紀侵入岩類と接する付近には肉眼的にも黒雲母の再結晶がみられる。

シルト岩ないし細粒砂岩は灰色で普通には泥質岩のなかに数cmの厚さではさまれるが、また、1cm以下の厚さで細互層することがある。まれには、かなりの厚さをもっていることもある。灰白色を呈す





第6図 古生層（上月層）のなかにはしばしば見られる小規模な断層帯の例（上秋里南部西谷）

るものには、一見して珪質岩のように見えるものがある。泥質岩，砂質岩のいずれも変質し，石英脈や方解石脈がよく発達し，マトリックスの部分には，絹雲母が再結晶しており，泥質岩には，石墨質の物質が条線状に発達している。まれにスティルプノメレンを見ることがある。

塩基性火山岩類は，玄武岩溶岩及び凝灰岩でありときに枕状溶岩とおもわれる外観を呈するものもある。これらは一括して，俗に“シャールスタイン”と呼ばれていたことは前に述べた。露頭では，いずれも暗緑色で，ときに赤鉄鉱の鉱染によって，赤褐色を呈することがある。溶岩と凝灰岩は野外において，区別し難いことが多いが，凝灰岩は上下の泥質岩の層理に平行し，千枚岩様を呈しており，崩れ易いのに対して，溶岩は塊状，硬質で，試料も採取し易い。溶岩には，玄武岩の石基の間粒組織がよく残存しており，斜長石，単斜輝石などの斑晶もまたよく残っている。また溶岩には粗粒となってドレライトと思われるものもあり，一方では，パリオライト構造を示すものも少なくない。しかし一般に，石基は変成作用をうけて，緑泥岩，緑れん石，パンペリー石・白雲母などが再結晶しており，石英，ぶどう石，曹長石などの細脈がよく発達している。方解石は脈をなすものを含めて普遍的にみられる。凝灰岩には，同源の溶岩の角礫が含まれていることが多く，溶岩と同様の変成鉱物がよく再結晶しており，細脈の発達も著しい。

チャートには赤色や灰白色のものが多いがまれに緑色を呈するものもある（上秋里南の向坂付近）。一般には，薄層のレンズであるが，本図幅地域西端部，石堂付近にはかなりの厚さ（間に泥質岩の薄層をはさむが，厚さ200m以上）のものがあり，その付近にはマンガ（二酸化マンガ）鉱床の採掘跡がある。これまでのところチャートからはほとんど微化石の産出は知られていないが，まれに微化石（ラジオラリア）の痕跡を思わせる小さな球状のスポットを見ることはある。チャートの大部分は石英，絹雲母の微小結晶や石英脈によって置き換えられている。

石灰岩も本地域内にはほんのわずかし分布しておらずほとんどが延長10mないし数10m，幅も10m

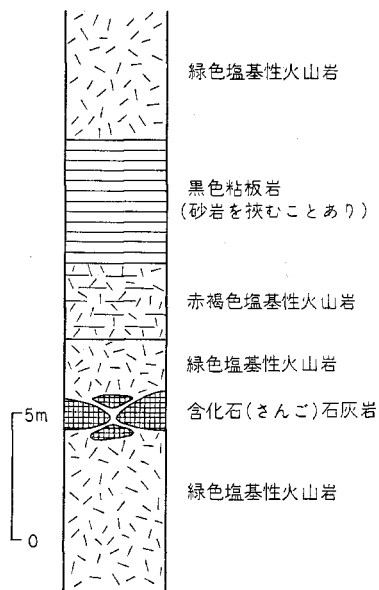
前後位の小レンズである。これらはいずれも、塩基性火山岩の中あるいはその付近に見出されている。その大部分は結晶質で方解石の集合体となっている。前述のようなさんごなどの石炭紀を指示する化石を含んでいる石灰岩は西大畠付近のものであるが、この付近には4カ所石灰岩が知られている。西大畠付近の石灰岩を含む地層の概略は第7図の模式柱状図に示した。

その他の地域に挟在する石灰岩レンズのなかにも、後述以外にときとして、小型フズリナの化石のあることが、後藤(口頭)によって知られているが、内容は今のところ発表されていない。

### Ⅲ. 1. 3 化石と時代

本層中の化石は、これまで発表されているものは本地域北部の西大畠付近の石灰岩からのものであり、次のような化石が鑑定されている(第2表)。

これらによると、少なくとも西大畠付近の上層層は上部



第7図 上月町西大畠、判官付近における含さんご化石石灰岩を挟有する上層層の柱状概念図

第2表 西大畠付近の上層層の石灰岩中に産出した化石

- Amygdalophyllum* sp. indet.  
*A. aff. Naosoidium*  
*Lonsdaleoides?* sp. indet.  
*Siphonodendron?* sp. indet.  
*Clisaxophyllum* cf. *awa*  
*Pseudopavona* cf. *taisyakwana*  
*Fusulinella* sp.  
 A: *F. itoi?*  
 B: *F. biconica*  
 C: *F. sp.*

(後藤・山際, 1967; 猪木, 1969; 後藤・山際, 1973)

第3表 上筋原の上層層から発見された石炭紀フズリナ化石

- Fusulinella* cf. *hanzawai* IGO.  
*F.* cf. *biconica* HAYASAKA.  
*F.* sp. A  
*F.* sp. B  
*F.* sp. C  
*F. simplicata* TORIYAMA.  
*F. aff. bocki* MÖLLER.

(鑑定: 後藤による一未発表)

石炭系である。しかし本層全体が石炭系というわけではないが、さらに最近、上月駅南方の寄延から後藤（未発表）によって鑑定された化石は次のようなものである。

*Fusulinella* sp. indet.

また、本地域の東部の上筋原（三日月町）付近の石灰岩レンズからも第3表のような化石<sup>3)</sup>が見つかった。

以上のような石炭紀を指示する化石を含む石灰岩は、分布地域内では、北側のものに限られており、本層の地質構造から考察すると、層序的には比較的下部にあたる位置に存在している。従って、上月層全体が上部石炭系であると言いきるには未だ検討の余地がありそうである。

## Ⅲ. 2 三日月層

### Ⅲ. 2. 1 概説

本層は、本地域の北部に広く分布している砂岩と千枚岩質粘板岩を主とする地層で、北隣「佐用」図幅地域の南東部に連続し、神戸・広川（1963）によって「三日月層」と名付けられた地層である。本地域では、北東隅に分布する本層は、塊状の砂岩に富んでいるが<sup>4)</sup>、一般には砂岩の優勢な砂岩粘板岩互層からなり、全般として単調な岩相が特徴的でもある。しかし、ときどきチャートや塩基性火山岩の薄層がはさまれている。石灰岩レンズは極めてまれであるが、本地域内では後述するように露頭は未だ見出されていない。

そのような一見単調な岩相をもつ本層は、一般的に上月層とほぼ同様の西北西—東南東方向の走向をも



第8図 三日月層の典型的な粘板岩砂岩互層（南光町徳久南方那手）但しこれらはホルンフェルス化している

3) 後藤教授の好意により、現地調査に同伴させてもらった際得られた石灰岩中からの化石も含まれている。

4) 地質図には、特に砂岩粘板岩互層部との区別はされていない。

ち、傾斜は南落ちであるが、あちこちに小褶曲があり、地質図には図示されていないが背斜構造、向斜構造が繰り返されている。また、断層による地塊化も著しい。そのために本層の層序を組立てることは極めて困難である。従って、本層の厚さを推測することも難しいが、本地域内に分布するだけでも3,000mは超えるものと思われ、さらに北隣「佐用」図幅内に分布する本層を考慮すると5,000mに及ぶかも知れない。

第8図は砂岩と粘板岩のリズミカルな互層を示す露頭であるが、ところどころに、小褶曲の著しいところがあり、特に相坂峠南方の国道沿いでは砂岩が塊状を呈してかなりの厚さをもっているため気がつかないが、その中に挟在している千枚岩化した粘板岩の薄層は著しく褶曲している。その部分だけを見ると、後述する龍野層群下部層の千枚岩の変形と遜色がない程である。

### Ⅲ. 2. 2 岩 質

本層中の主要な堆積岩の1つである砂岩にはその粒度に変化があり、粗粒のものから細粒のものときまざりである。前述の北西部の塊状の砂岩は中粒ないし粗粒で、ときに礫岩質の部分もある。粗粒のものは灰色で白っぽいが、中粒ないし細粒のものは暗灰色を呈し、ときに暗緑色を帯びるものがある。いずれも一般に石灰質で、変質したのものには石英粒などの間を埋めるマトリックスの部分に絹雲母とともに方解石が晶出しており、また、石英脈とともに方解石脈もよく発達している。褶曲の著しい千枚岩質粘板岩と互層する砂岩の部分には珪化したものが多く、石英脈の発達も著しい。また局所的に、粘板岩と細互層をなす砂質岩は、極細粒のものが多くシルト質となっている。

千枚岩質粘板岩は、黒色ないし暗灰色であるが、緑色を帯びたものも少なくない。岩石は層理に平行した剝理性に富んでおり、特に風化したものは、ぼろぼろに砕け易く、褐色を帯びている。微褶曲が著しく発達しているものには、石英脈、方解石脈などがよくみられる。極細粒の石英粒などによく残っているが、基質の部分には、絹雲母、緑泥石が晶出しており、ときにはスティルブノメレンもみられる。また、不透明の炭質物からなるとされる黒色の条線あるいは褐鉄鉱と思われる褐色の条線がよく発達している。

佐用坂、菰田、千本北方などでホルンフェルス化したものには、砂岩、粘板岩ともに、細粒の黒雲母の再結晶したものが肉眼的にもよくみられ、石英のプールの発達している。

チャートはすべて、数mの厚さをもつ薄層のレンズで、粘板岩の中に挟在するが、塩基性火山岩に伴われるものもある。いずれも灰白ないし乳白色を呈しており、赤色のものはほとんどないが、その中に泥質岩の薄層をはさむことがある。チャートの大部分には、石英脈あるいは石英のプールがよく発達しており、ときに曹長石をみる。この中から化石はまだ発見されていない。

塩基性火山岩類もチャート同様数mから10m位の厚さのレンズ状の薄層として粘板岩中に挟在しており、本図幅地域内では、北東部の本層中に2カ所（相坂北方と千本北方）に分布しているにすぎない。本岩は暗緑色を呈する玄武岩で、溶岩と凝灰岩が混在している。いずれも、ほとんどが変質しており、緑泥石・緑れん石・絹雲母・パンペリー石・スヘン・石英・方解石・曹長石などが再結晶している。それらの変成鉱物からなる細脈もまたよく発達する。千本北部のものはホルンフェルス化しており、緑色角閃石・緑れん石・石英・黒雲母などができている。ただし、この付近には花崗岩類が地表にあらわれていない。

石灰岩の露頭は確認されていないが、上筋原付近の本層の分布地域の泥質岩と砂岩の互層域に、石灰岩の破片が見出され、その中には後述するような、フズリナの化石が含まれている (Goto, 1979)。

### Ⅲ. 2. 3 化石と時代

「佐用」図幅 (神戸・広川, 1963) によると、本層は、「但馬竹田」図幅地域内 (広川ほか, 1954) の丹波帯古生層の一部である氷上層によく似ているとされ、下部二畳系と考えられている。層序的には、同地域に分布する舞鶴層群の一部と思われる「土万層」とは断層関係にあり、また前述の上月層とも断層関係にあるので、それぞれの相互関係は明らかでない。しかし最近、前述のような石灰岩の中から次のような第4表に示すフズリナの化石が発見されている。これらの化石によって、とにかく本層が一応下部二畳系であることを指示されるに至っている<sup>5)</sup>。

第4表 三日月層中のフズリナ化石 (上筋原産)

---

<i>Pseudofusulina</i> aff. <i>Krafftii</i>
<i>Pseudofusulina</i> sp.
<i>Schwagerina hawkinsi</i> (Goto, 1979 による)
<i>Schwagerina</i> sp. (磯見博 (鑑定) による)

---

## Ⅲ. 3 龍野層群

### Ⅲ. 3. 1 概説

龍野層群は、本地域の南東部に分布する一連の古生層であり、従来、兵庫県地質鉱産図説明書 (兵庫県, 1961) で“龍野変成帯”と呼ばれた変成帯の岩石や、後藤によって (後藤・中田, 1956; 後藤, 1960, 1978) 龍野市周辺の古生層、“小犬丸層”“長坂層”“平木層”などと呼ばれていた古生層などが含まれる。また長谷晃 (1977) による龍野市付近の千枚岩ないし千枚岩質粘板岩層、塩基性溶岩・火砕岩層、粘板岩層などがほぼこの龍野層群に一括されるものとおもわれる。

本層群は下位から次の3つの地層からなる。南から北へ向って、千枚岩を主とする地層、塩基性火山岩類を主とする地層、泥岩、砂岩を主とする地層である。それぞれを龍野層群**下部**、**中部**、**上部**と呼ぶ。それらはいずれも一般に、東西性の走向と南落ちの傾斜をもち、見掛けのうえからも南から北へむかって下位から上位に移る一連の地層である。しかし、実際には、必ずしも連続した関係がみられる訳ではない。下部と中部とは明らかに整合一連の関係がみられるが、それぞれの地層には、数多くの大小の断層、褶曲がくり返されており、特に、後で詳述する中部と上部の間には、夜久野型複合岩体相当の変斑れい岩を主とする岩体が断層によって挟在されており、両者の関係は不明となっているため、一連整合の関係にあるのか、不整合関係にあるのかは今のところはっきりしていない。ここでは便宜的に上部、中部、下部の地層に区分したのは、これらの古生層全体として後述するようにそれぞれが舞鶴帯の広義

5) 前にも述べたところであるが、本地域では本層の南方に分布する上月層とは夫々の地質構造が類似しており、両者の一般的な走向傾斜が似ている点 (走向 WNW・ESE, 傾斜 S) から、見掛けの上では上月層の方が三日月層の上位的な位置にある。しかし両者の間には逆断層があって上部石炭系の上月層が下部二畳系の三日月層の上に衝上していることが野外においても明らかにされている。

の“舞鶴層群”の最下部層から上部層にかけての地層に対比される要素をもっているからである。特に、上部は岩相、構造のうえからも、下部、中部とはかなりの相異があり、全く別個の地層である可能性もない訳ではない。

かつて、筆者の1人は本層群に対して異なった取扱いを行った(猪木, 1970; IGI & YAMADA, 1973)。それは下部が龍野変成帯の岩石として、三郡変成岩の南帯の一部と見なされた「兵庫県地質鉱産図説(前出)」に従って龍野変成帯の岩石(下部の原岩)を上部石炭系の地層として、前述の上層層が褶曲を繰り返して、大きく東西性の軸をもつシンクリノリウムの南翼として南へ延びた部分と考へた。また上部層だけはこの付近の古生層としては特殊な岩相をもつものとして区別し、“舞鶴層群”の上、中部層に対比できるものとして、当地域付近の大胆な地質構造を考へたのであった。

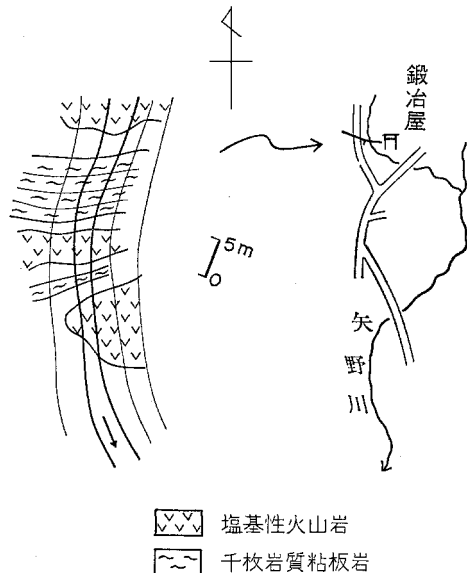
しかし、最近、後藤(1978)によって、下部の一部から下部二疊系を指示する化石が発見されるに及んで、これらの古生層は一連であって、上、中、下部層のそれぞれのもつ岩相が舞鶴層群と類似することから広義の“舞鶴層群”に対比できるものとして、それらを一括して“龍野層群”と呼ぶことにしたのである。

### III. 3. 2 龍野層群下部

龍野層群下部は、千枚岩質の粘板岩を主とし、シルト岩と細互層する地層で本図幅地域の南東隅に分布し、後藤(1960)による小犬丸層の一部が含まれ、東隣「龍野」図幅地域及び南隣「播州赤穂」図幅地域に広がっている。その大部分は白亜紀の火山岩類(相生層群)に覆われており、また一部は同時代の花崗岩類によって貫かれ、熱変成作用の影響を受けている。

本層の下限は不明である。上限は塩基性火山岩類からなる中部との境界であるが、両者は漸移しており、塩基性火山岩類の薄層が著しく発達し、泥質岩(千枚岩)と部分的に互層をなすところを本層の上限とする。その両者の漸移関係は、矢野川流域の鍛冶屋の神社西側の川底に見られる(第9図)。

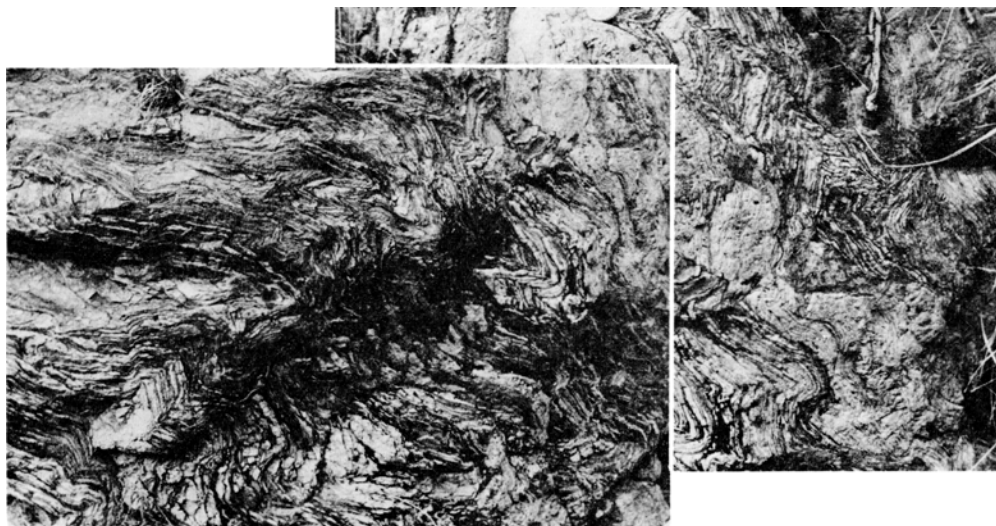
本下部は千枚岩質粘板岩と細互層するシルト岩の薄層のほか、細粒の砂岩を伴っている。塩基性火山岩とチャートの薄層がはさまれていることがあるが、いずれも2-3カ所で見出されているのみで、ともにレンズ状の薄層数mないし10m程度の厚さをもっているにすぎない。そのほか比較的下位の部分に石灰岩のレンズが千枚岩質粘板岩の間に挟在していた形跡があり、本図幅地域の南東隅の石灰岩から本層が下部二疊系であることを指示するいくつかの化石が発見されている(後藤,



第9図 龍野層群下部層と中部層との境界における漸移帯のスケッチマップ

1978).

なお、本図幅地域の南西隅に、片状構造の著しい千枚岩とシルト岩の互層及びチャートを挟南する古生層が分布している。これは白亜紀—古第三紀の火山岩類に覆われているため、実際の内容はよく分らないが、ここでは、岩相の類似性から本下部の一部として取扱っておく。著しい微褶曲の発達が特徴的で、西隣の「周匝」図幅説明書のなかでは（光野・大森，1965），同地域南東隅の神根本地区の時代未詳古生層として取扱われている。



第10図 著しく褶曲した龍野層群下部層の千枚岩質粘板岩とシルト岩の細互層砂岩も狭在する 龍野市西端上土井上流部

## 岩 質

細互層をなす千枚岩質粘板岩とシルト岩は層理面に平行して片状化しているが、細かく見ると、著しい微褶曲が見られ、肉眼的にも細かい石英脈がよく発達しておりそのプチグマチックな石英脈は時にはかなりの幅（数cm）をもっていることがある。龍野から上郡への東西方向の県道に沿う道路切割りにはその著しい例が見られる（本図幅地と東隣「龍野」図幅地との境界付近—東村東方及び椿峠付近）。第10図はその北方地域における露頭の写真で、塊状の細粒砂岩を伴っているが、著しいプチグマチック石英脈がよく発達しているばかりでなく、露頭の岩石全体がマイロナイト化しており、この部分の千枚岩とシルト岩の細互層は、一見して結晶片岩様となっている。このような千枚岩質粘板岩には絹雲母・石英・曹長石・緑泥石の再結晶が著しく、石英脈をはじめ方解石、曹長石などの細脈も著しい。ところどころに、スティルプノメレンもまた見られる。

千枚岩質粘板岩と細互層をなすシルト岩には極細粒の石英を取り囲む基質の大部分は珪化しており、細粒の石英の脈あるいはプールの発達が著しく、また、方解石脈も少なくない。

チャートは灰白色ないし乳白色を呈し、幅数m程度のレンズであるが、ほとんどが、再結晶した細粒の石英の集合体となっている。ところどころに絹雲母、方解石も晶出している。石英の細脈の発達も著

しい。まだこのチャートのなかから微化石は見出されていない。

塩基性火山岩類は、今までのところ小犬丸の谷・小谷・東谷に見出されているにすぎないが、いずれも数mから数10m程度の薄層で、レンズ状をなし、水平的広がりは余りない。岩石は玄武岩溶岩を主としているが、凝灰岩を伴っている。ここに見られる溶岩は暗緑色を呈し、鏡下で間粒組織ないしオフィチックな構造を示し、斜長石、単斜輝石が斑晶状に残っているものもあるが、無斑晶的であることが多い。また、バリオリテックな玄武岩もある。一般に緑泥石・緑れん石・曹長石・白雲母・パンペリー石・スヘン・方解石・石英などの再結晶鉱物が晶出しており、脈の一部には針状のアクチノ閃石が見られることがある。

なお、白亜紀の花崗岩質侵入岩類の周りの本下部層はその影響を受けホルンフェルス化しており、黒雲母・石英・斜長石・ざくろ石などのほかにまれに単斜輝石の再結晶をみる。特にそのホルンフェルス化の著しいのは佐用谷付近のもので、宇野山に見られるホルンフェルスには、石英・黒雲母・角閃石・ざくろ石のほかに、斜方輝石が晶出している（図版 I - 1）が、これはさらに二次的な変質作用を受けている。

#### 化石と時代

本下部には、前述の石灰岩のなかから次の化石が報告されている（後藤，1978）。

*Schubertella* sp., n. sp.

*Pseudofusulina* sp.

*Nankinella* spp.

*Textularia* sp.

*Braduina* sp.

*Hemigordius* sp.

これらの化石の産出によって本下部が、前期二疊紀、*Pseudoschwagerina* 帯に属することを指示するとされている。また、後藤（未発表）は東隣「龍野」図幅地域内においても、本層相当層から次表のような化石を発見している（第5表）。

第5表 「龍野」図幅地域内における龍野層群下部層相当層から発見された化石

#### Loc. A

*Triticites paula* TORIYAMA

*Triticites michiae* TORIYAMA

*Triticites* sp. A.

*Triticites* sp. B.

*Triticites* aff. *sonobensis* SAKAGUCHI

*Paraschwagerina* sp., n. sp.

#### Loc. B

*Pseudofusulina* sp.

*Schubertella* sp., n. sp.

#### Loc. C

*Misellina* sp.



*Misellina cf. claudiae* (DEPRAT)

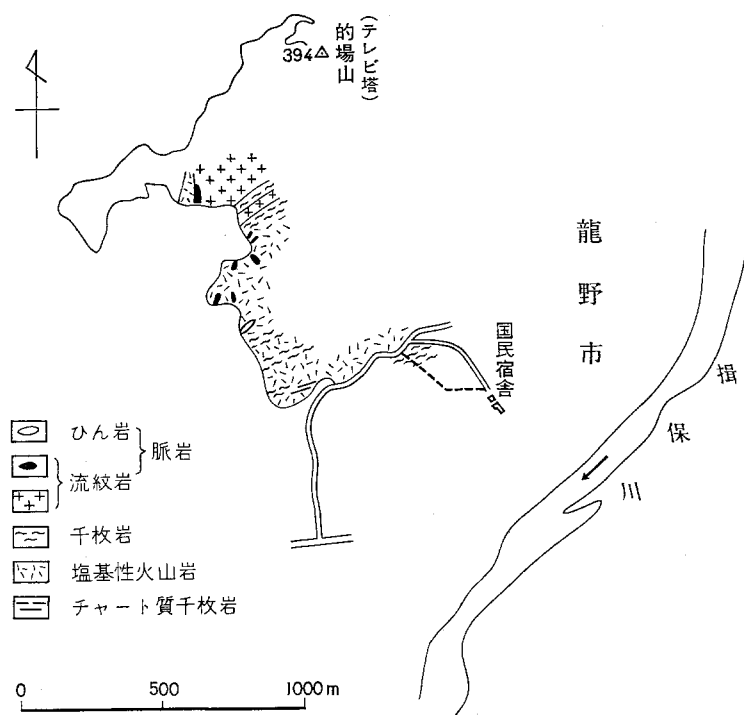
*Nagatoella* sp.

Loc. A → Loc. C (下→上) 間は約500m, 後藤(未発表)による. A, B, Cは第16図のものに対応する.

### Ⅲ. 3. 3 龍野層群中部

本中部はほとんどが塩基性火山岩類からなる地層で、後藤(1960)による小犬丸層の一部に相当し、長谷(1977)の兵庫県南西部の塩基性溶岩・火砕岩層も本層に相当する。厚さは500mを超え、下限は前述のように下部の上限と整合漸移する部分で塩基性火山岩類の薄層が千枚岩質粘板岩の間にはさまるところである。むしろこの粘板岩と塩基性火山岩層の薄層との互層部は漸移層(漸移帯)である。上限は、上部との間に断層があり、前述のように夜久野型複合岩体がはさまってくるので、不明となっているが、上部とは一部整合、一部不整合で累重するものと考えられるが、本地域内では、そのような関係をはっきりさせる露頭はない。後述する“中野の礫岩層”は、上部の基底礫岩とも考えられており、また隣接「龍野」図幅地域内には、中部と上部が整合に連続すると思われる個所があるが明らかでない。従って本層の層厚は500mを超えるとしか言えない。

本層は、東は東隣「龍野」図幅地域内から、いくつかの南北方向の断層で断たれながら、ほぼ東西方向に帯状分布するが、本地域の中央南部、小野豆付付近では、完全に白亜紀の火山岩類(相生層群の一部)



第11図 龍野市西部、的場山への道路(切割り)沿いのスケッチマップ  
「龍野」図幅地域内

に覆われてしまっており、その以西では地表に現れていない。

本層の連続的露出は、東隣「龍野」図幅地域中の龍野市西部にあるテレビ中継塔（的場山）への道路の切割りに見られる。第11図には、本図幅地域外ではあるが、その道路沿いのスケッチマップを示し、本層の柱状図の一部に代えておく。

本層中から未だ化石は発見されていない。

## 岩 質

本層の塩基性火山岩類は、ほとんどが玄武岩質で、溶岩・凝灰岩あるいは凝灰角礫岩からなり、ところどころに粘板岩の薄層をはさんでいる。岩石は一般に暗緑色であるが、部分的に赤褐色を呈し、溶岩には塊状をなす部分が多い。しかし、凝灰岩には著しい片状構造が発達していることがある。露頭では、まだ明瞭な枕状構造を示すところを見ていない。

溶岩の代表的なものは、斜長石と単斜輝石の斑晶をもち、石基は墳間組織あるいは間粒組織を示す。ときとして、バリオライト様の球顆構造を示すものもある。

鏡下では、前述の斜長石・単斜輝石などの原岩鉱物のほか、緑泥石・緑れん石・白色雲母・ぶどう石・パンペリー石・スヘン・方解石・石英・曹長石などの変成鉱物が晶出しており、それらの脈の発達も見られる。また、本層の下部、特に下限近くの“下部”との境界付近の塩基性火山岩にはアクチノ閃石の針状結晶が晶出していることがある（図版 I-2）。

塩基性火山岩類に挟み込まれている泥質岩（粘板岩）の大部分は千枚岩化しており、変成鉱物として、石墨質の不透明鉱物のほかに、絹雲母・石英・方解石・スティルプノメレンなどが晶出している。

### Ⅲ. 3. 4 龍野層群上部

本上部は、主に泥岩・砂岩とそれらの互層及び礫岩からなり、石灰岩のレンズを泥岩の間にはさんでいることがある。本層は後藤（1960）による長坂層及び平木層などいずれも「龍野図幅」地域内の地名に基づいて名付けられた地層に相当する。本地域内では釜出・能下付近に分布し、東方へは東隣「龍野」図幅地域内に広がり前述の地層名で呼ばれているが、西方では、白亜紀—古第三紀の火山岩類に覆われており、下部層、中部層に比べるとその分布範囲は狭い。しかし、本地域の中央部千種川に沿う赤松付近で夜久野型複合岩体の間にその延長部と思われる泥質岩が露出するが、断層に取り囲まれ、極めてわずかな分布を示すにすぎない。

本層の堆積岩は、本地域内の他の古生層のものに比べると、著しい違いが認められる。それは、他の古生層の岩石がほとんど片状化され、千枚岩化しているのに対して、本層の岩石の多くは塊状であり、砂岩泥岩互層部を除くと層理が不明瞭であるという特徴をもっている。このような岩相の特徴は舞鶴帯の舞鶴層群上部層の岩相に酷似している。本層の下限は断層によってはさみこまれた夜久野型複合岩体の挿入によって不明となっており、従って中部との関係も不明であることは前に述べたところであるが、後述する“中野礫岩”が、夜久野型複合岩体の上のこの本層の基底礫岩だとすると、中部との間には不整合の関係があり、局部的な隆起と剝削作用がこのとき行われ、中部の塩基性火山岩類の活動に関係のある夜久野複合岩体が中部の地層中に進入してきた位置まで浸食されたものとも解釈できる。いずれにしても、本層は他の古生層と岩相その他において相違があり、堆積環境も他と異なってきたような状況

のもとで形成されたものであることをここでも強調しておく必要がある。

本地域に分布する本層中には、地質図上に図示していないが、細かい向斜背斜が繰り返されており、そのため地層の走向傾斜も乱れているが、一般には、本層は南部で北落ち、北部で南落ちの傾向をもっている。その南部と北部の間には、ほぼ東西に走る断層があるが、大局的には東西方向の軸をもつ向斜構造が考えられる。そして、北部には、本層のより上部の地層が分布していると思われるが、白亜紀一古第三紀の火成岩類によって覆われ、あるいは貫かれているため、より上部の詳細は不明となっている。さらに、北方に分布する上月層との間にはおそらく大きな断層のあることが推察できるので、ますます本層の上限を明かにすることは容易でない。

## 岩 質

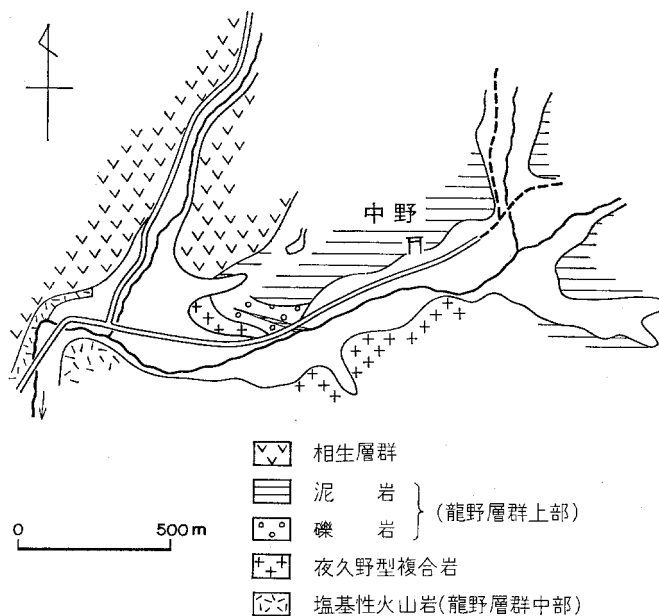
本下部の泥質岩（粘板岩）は黒色を呈し、前述のように塊状をなすのが特徴である。砂岩と互層をなす泥質岩もまた同様である。他の地層の泥質岩に比べると変成鉱物も少ないが絹雲母・石英・方解石などの細脈はかなりよく発達している。

砂岩は、泥質岩と互層するばかりでなく、かなりの厚さをもつ塊状のものが、泥質岩の間にはさまれている。一般に灰色ないし灰白色を呈し、塊状のものには、中粒から粗粒のものが多く、泥質岩とリズムミカルな互層をなすものには細粒のものが多く、岩石は石英粒や少量の長石粒などを取巻く基質の部分に細粒の石英の集合あるいは脈がよく発達し、また、方解石脈もよく見られる。白亜紀の花崗岩質侵入岩のまわりの泥質岩、砂岩はホルンフェルス化し、黒雲母の再結晶が目立つ。

礫岩には粗粒砂岩のなかで礫岩と言える程に粗粒となった部分のものを除いて、本層中には2種類の礫岩がある。1つは柵から能下にかけて追跡できる礫岩であるが、これは黒色粘板岩の中に、著しく、砂岩・チャート・泥岩などの豆粒大位の亜角礫を含むもので、むしろ含礫泥岩と言えるものである。この礫には火成岩源のものはほとんどない。一方もう1つの礫岩は中野付近の基地に露出している礫岩で、第12図に示すような産状を示しており、“中野礫岩”と呼んでいるものである。

この“中野礫岩”の礫の大きさはこぶし大から人頭大位のものが多く、これらの礫の間を更に、より小さな礫が埋めている。礫種には、片麻状花崗岩や片状岩が多く、片麻状斑れい岩など、夜久野型複合岩体の構成岩が含まれ、堆積岩の礫は少ない（第12図）。しかしこの礫岩の中には厚さ1-2m位の無層理の黒色泥質岩がレンズ状に挟在している。この露頭の西側には、夜久野型複合岩体があり、この礫岩はその上に不整合に覆っているという産状を示している。このような特殊な産状と礫種をもった“中野礫岩”は、ここでは、龍野層群上部の“基底礫岩”と考えておきたい。とすると中部との関係はどうなるかということであるが、中部にみられるような塩基性火成活動によって、火山岩類が噴出し、同時に基盤岩類を捕獲してきた深成岩もある程度厚い火山岩の中に貫入したが、中部層が堆積した後、局所的に隆起、陸化、削剝がおこり短期間であったにせよ断層運動なども伴われ、深成岩類は固体進動的に移動上昇し、その一部が地表に顔を出した。その後再び海進沈降が始まり、舞鶴層群中・上部層の形成と同じような堆積環境の下で上部層が堆積を始めた…。要するに、中部と上部とは少なくとも一部は不整合の関係にあると考えられるのである。

泥質岩にはさまれた石灰岩レンズは、森及び釜出付近に2カ所あり、いずれも灰白色を呈し、最大幅10m、延長50mたらずの小レンズである。大部分は方解石の晶出をみる結晶質石灰岩であるが、その



第12図 “中野礫岩” —龍野層群上部の基底礫岩と考えられる—。夜久野複合岩体中の片麻岩ないし片麻状花崗岩の礫が集中しているところ。下図は“中野礫岩”付近の地質図

なかからいくつかの化石が鑑定されている。

### 化石と時代

釜出の石灰岩から、兵庫県地質鉱産誌（1961）によると

*Garwoodia* に類するもの（石灰藻）

*Tabuliporella* らしいもの ( 蕨虫類 )

*Batostomella* と思われるもの ( " )

また、同層準と思われる南隣「龍野」図幅地域内の井関東方の石灰岩から

*Fenestella* sp.

*Fistulipora*? sp.

*Neoschwagerina* (*douvillei*?)

などの蕨虫類やフズリナ類の産出が記載されている。

また、上郡北方岩木付近には、石灰岩が存在していたことが知られており、採掘された痕跡が残っている。兵庫県地質産誌 (兵庫県, 1961) によると“馬坂の流紋岩質角礫凝灰岩中より、志岐によって *Lepidolina* 動物群の疑のある *Yabeina* が発見されている”とあり、この化石は上記の石灰岩に由来したものかもしれない。また、最近、ISHII et al. (1975) は連続する東隣「龍野」図幅地域内の本層相当層の泥岩中の礫岩質石灰岩レンズから *Colaniella parva* などの化石を発見しており、それらをまとめると次表のようになる。

第6表 龍野層群上部層相当層から発見された微化石

---

Colaniellid

*Colaniella cylindrica*

*C. inflata*

*C. media*

*C. minima*

*C. parva*

*Pseudocolaniella* sp.

Fusulinid

*Reichelina* spp.

Other Foraminifera

*Agathammina* sp.

*Glomospira* sp.

*Lunucammina* sp.

*Nodosaria* sp.

*Pachyphloia* spp.

(ISHII et al., 1975)

---

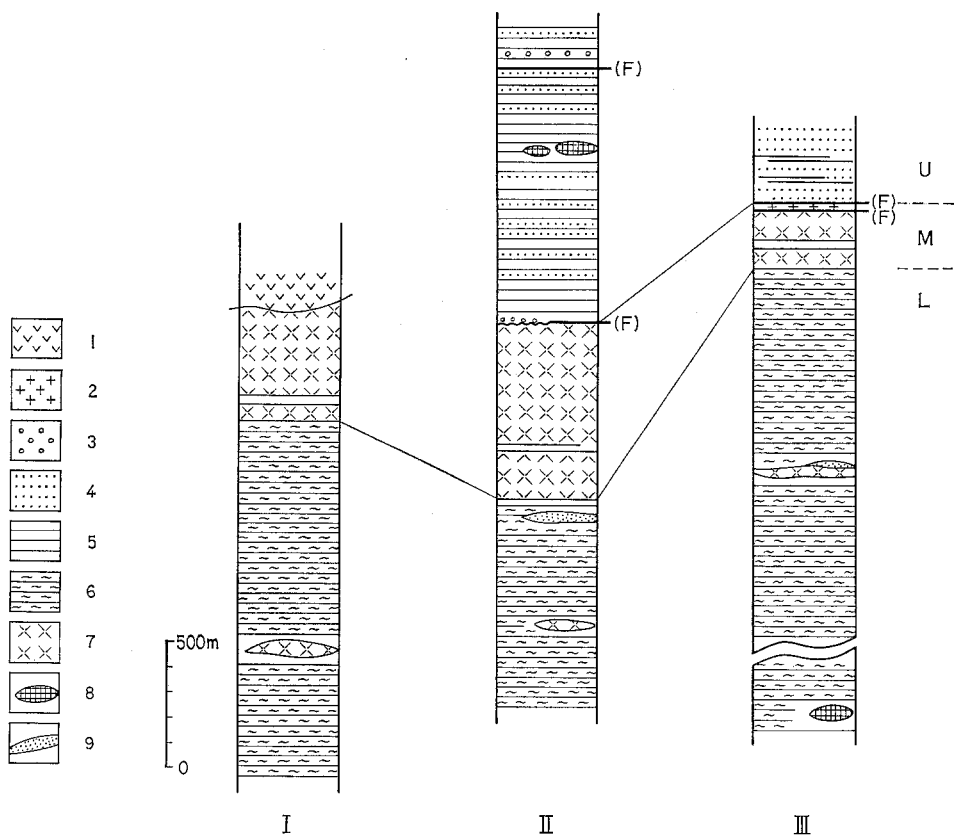
主に「龍野」図幅地域内、ISHII et al. (1975) の一覧表から抽出再整理

このような本層あるいは本層相当層から発見された化石からすると、本層はほぼ、二畳紀中期あるいは後期に及ぶかも知れないと考えられている。

### III. 3. 5 舞鶴層群との対比

第13図は、龍野層群を総括した、本図幅地域内の代表的な柱状対比図であるが、これまで述べてきたように、龍野層群の上部・中部・下部を通じて岩相は、“舞鶴帯”を特徴づけている舞鶴層群最下部層を含めての広義の舞鶴層群に酷似する。

第14図は、前述の ISHII et al. (1975) によってまとめられた“舞鶴帯の舞鶴層群”の各地域の柱状



第13図 「上郡」図幅地域内の龍野層群柱状概念図

U：上部，M：中部，L：下部

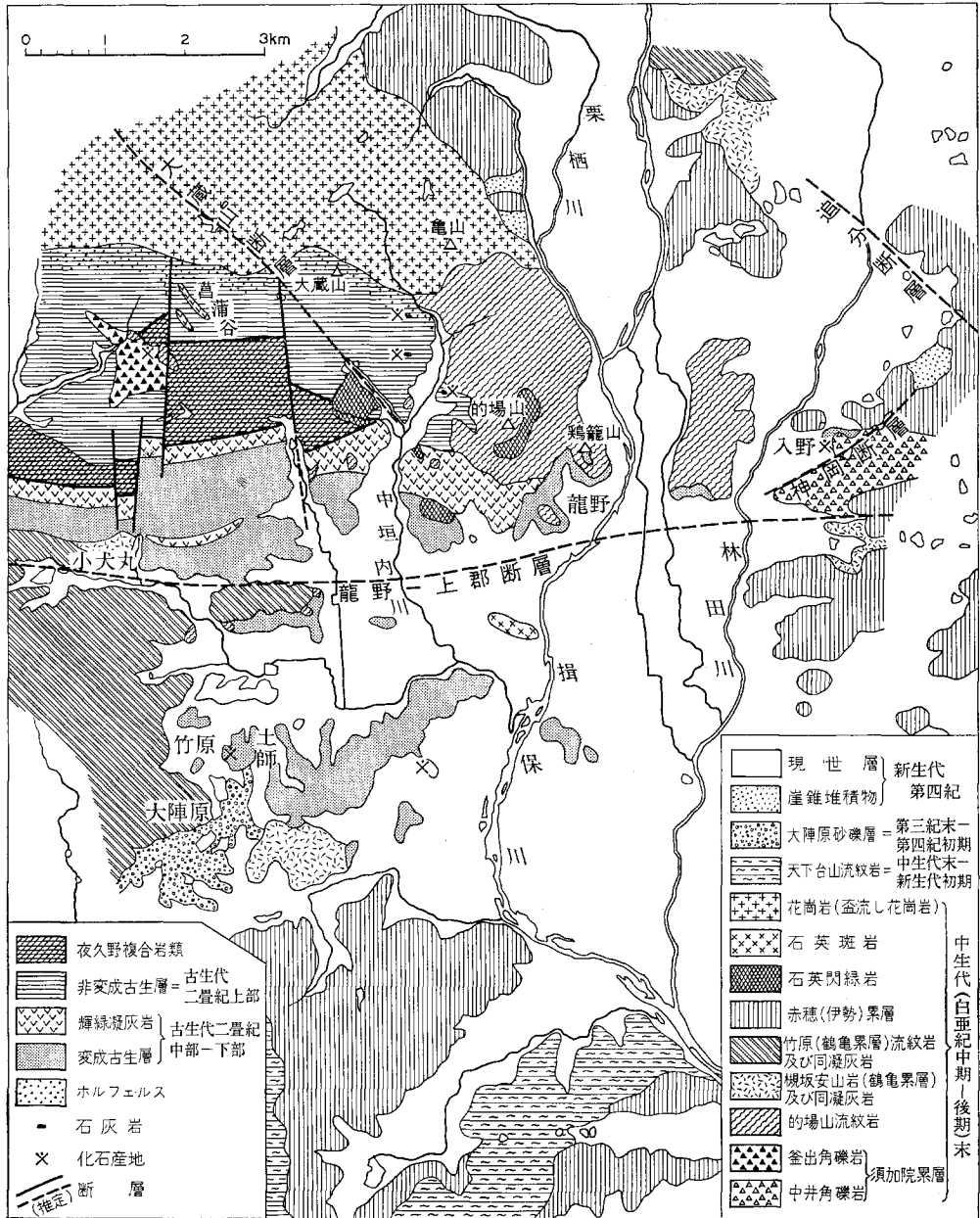
I：上土井-溪山口地域，II：矢野川（鍛冶屋-釜出間の総合），III：小畑-東村；

1：相生層群，2：夜久野型複合岩体，3：礫岩，4：砂岩，5：泥質岩，6：千枚岩  
 化粘板岩シルト岩互層（砂岩をはさむことあり），7：塩基性火山岩類，8：石灰岩，  
 9：チャート，(F)断層

図を対比させたもの（同図のIII）に対して，本地域の龍野層群の総括的柱状図（I）を併立し対比させたものである。同図のIIは，「大屋市場」図幅地域内の明延鉱山付近で，金属鉱業事業団によって行われた1,000mのボーリングの結果からまとめられた柱状図である（猪木，1976）。この対比図では，特に龍野層群の中部に相当する塩基性火山岩類の厚さ500mを超える地層が基準となっており，この対比図は岩相対比図である。

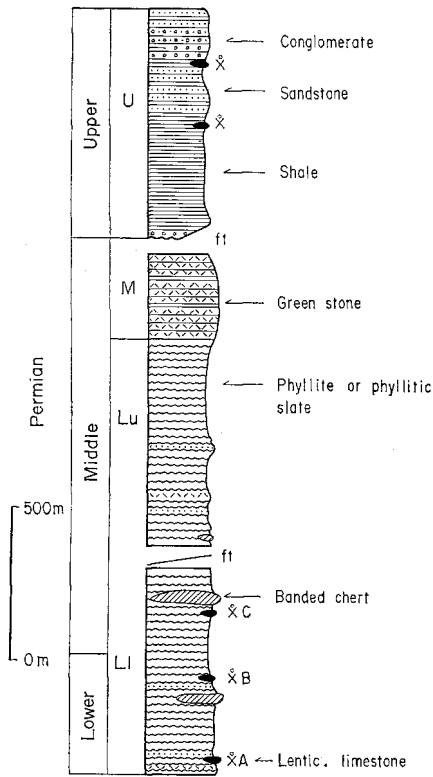
ここで，龍野層群の中部と下部との関係を他地域の舞鶴層群相当層と比較してみると前述のように，龍野層群では両者は一連整合であり，下部層は千枚岩質の地層となっており，IIにみられる塩基性火山岩層（舞鶴層群下部層）と下位の千枚岩質岩層（舞鶴層群最下部層）との関係もまた一連整合の関係にある。しかし，このような酷似の関係にあるIとIIとは異なり，IIIに示された各地の舞鶴層群では，塩基性火山岩類の厚い地層の存在は確められてはいるが，下位の地層（舞鶴層群最下部）との関係は全く不明となっている。





第15図 龍野市及び周辺の地質図(後藤, 1979による)





Schematic columnar section showing the stratigraphic sequence of the TATSUNO Group

第16図

龍野市付近の龍野層群の柱状概念図  
(後藤による, 未発表)

U: 龍野層群上部

M: 龍野層群中部

Lu: 龍野層群下部, 上部層

LI: 龍野層群下部, 下部層

ft: 断層

A, B, C は第5表 Loc A, Loc B, Loc C に対応

龍野層群の中部とその上位相当層との関係は他地域ではどうなっているかと言えば、龍野層群では、一部不整合、一部整合（これは余り確かでない）で、一般には断層関係にあるのに対してIIでは、舞鶴層群下部層と中部層とは整合一連である。IIIの各地域では、ほとんどが断層関係となっているが、一部には整合関係と見られているところもある。龍野層群上部は、舞鶴層群上、中部層に対比できるような化石群の含まれていることは既に述べた通りであって、それは特に東隣「龍野」図幅地域内で確められている。第13図は本地域内の龍野層群を総括した本地域内の代表的地域での柱状対比図であり、第15図は最近、後藤によって（1979及び未発表）まとめられた本図幅地域を含む龍野市付近の地質図で、第16図は、その古生層龍野層群の柱状図である。前述の化石のリスト、第5表及び第6表はこれによっており、Upper, Middle, Lower はそれぞれここに述べた上部、中部、下部に相当する。

このようにして、龍野層群上部は前項でのべた岩相及び化石からみて、舞鶴層群の中部層から上部層にかけての地層に対比できそうであり、中部は岩相からのみではあるが、厚い塩基性火山岩類層で特徴づけられる舞鶴層群下部層に対比できると言える。

このように“上郡帯”の龍野層群は“舞鶴帯”の舞鶴層群に対比でき、また夜久野型複合岩体を主要な構成員としている“舞鶴帯”と“上郡帯”の特徴をまとめると第7表のようになる。

この表から両者の間には特徴的な共通面があるが、それぞれ独自の構成要素をもたもっていると言

第7表 舞鶴帯と上郡帯（上月—龍野帯）の特徴的構成要素の比較表

	舞 鶴 帯	上 郡 帯 (上月—龍野帯)
夜久野型複合岩体	○	○
三 疊 系	○ 上部 中部 下部	(?)----(福本層群* ?)
中・上部二疊系 下部二疊系	○ 舞 鶴 層 群 (上・中・下・最下部層) (?)	○ 龍野層群 中部・上部 ○ 龍野層群 下部 (但し三日月層は除く)
上 部 石 炭 系	×	○ 上 月 層

\* 西隣「周匝」図幅地域内に分布

× 舞鶴帯中、石炭系の疑いのあるものとして、中沢(1961)は山陰本線  
上河口駅付近で小田層を区別している。しかし、片状化した舞鶴層群  
下部層—最下部層の1部である可能性もある。

うことがわかる。特に“上郡帯”には上部石炭系が主要な構成要素となっていることは、両者の大きな違いと言える。このことは、“上郡帯”は“舞鶴帯”と同一の構造帯であるとか、同一構造帯の分岐帯だとして兵庫県地質鉱産図(兵庫県, 1961)以来知られてきているが、むしろ、“上郡帯”は“舞鶴帯”と同一時期の類似の構成要素をもった対等の一大構造帯だと言うべきであろう。そのためには“上郡帯”のこれまでの概念から離れるためにも“上月—龍野帯”という別の名称で呼んだ方がよいかもしいない。

### III. 4 古生層中の塩基性火山岩類の化学組成

本図幅地域の古生層には、大小さまざまな規模の塩基性火山岩類が挟有されている。特に著しいのは上月層と龍野層群中部層であるが、これらの地層の時代はほぼ判明しており、前者は上部石炭系であり、後者は中・上部二疊系に属する。これらの時代を異にする塩基性火山岩類の岩質はいずれも玄武岩質であることは既に述べた通りであるが、それらの化学組成のうえには、どのような変化があるかと言うことをここで簡単に述べておく。

第8表は、上月層、三日月層、龍野層群中の塩基性火山岩類の代表的な岩石の化学組成を示したものである。それぞれの岩石試料の簡単な記載は次の第9表の通りである。

ここでCIPWノルムによると、ノルム石英を含むものは龍野層群中の塩基性岩のみであって、上月層中や三日月層中のものには計算されておらず、それぞれの特徴があらわれていると言っていいだろう。ただし、三日月層中のは、凝灰岩であるのでここでは参考資料程度のものである。

第17図は、地層の時代を考慮して、個々の試料(番号)を横軸にとった。酸化物の変化図であって、

第8表 「上郡」 図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類の化学組成及び CIPW ノルム計算値

分析者：大森貞子・大森えい

SAMPLE NO.	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	47.12	46.71	45.71	44.29	51.01	50.08	51.48
TiO <sub>2</sub>	1.94	1.83	1.24	1.42	2.95	1.56	1.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.46	14.79	14.16	17.88	12.01	13.35	12.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.66	3.88	1.66	3.85	2.20	1.52	3.21
FeO	6.26	6.10	6.57	7.32	7.41	8.92	10.48
MnO	0.18	0.15	0.16	0.21	0.17	0.17	0.32
MgO	6.27	6.16	11.47	7.10	6.08	7.93	4.51
CaO	11.18	8.37	8.20	7.22	10.23	7.36	6.11
Na <sub>2</sub> O	3.39	3.74	2.94	2.98	3.35	3.20	4.03
K <sub>2</sub> O	0.30	0.06	0.19	0.04	0.25	1.70	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.28	0.25	0.16	0.44	0.13	0.20
H <sub>2</sub> O+	3.79	4.52	5.28	6.32	2.86	2.96	3.86
H <sub>2</sub> O-	0.73	1.63	0.87	0.80	0.47	0.26	0.70
CO <sub>2</sub>	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.61	98.22	98.70	99.59	99.43	99.14	99.45
CIPW-NORM							
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	4.20	0.0	3.86
C	0.0	0.0	0.0	0.19	0.0	0.0	0.0
or	1.77	0.35	1.12	0.24	1.48	10.05	3.01
ab	28.69	31.65	24.88	25.22	28.35	27.08	34.10
an	26.08	23.39	24.88	34.77	16.99	17.04	13.37
ne	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
wo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
wo-di	11.37	6.81	5.92	0.0	12.89	7.78	6.53
en-di	7.48	4.67	4.13	0.0	8.17	4.49	2.90
fs-di	3.08	1.60	1.29	0.0	3.90	2.93	3.60
en-hy	0.08	9.42	5.29	11.32	6.97	6.09	8.33
fs-hy	0.03	3.23	1.66	5.32	3.33	3.97	10.35
fo-ol	5.65	0.88	13.42	4.46	0.0	6.42	0.0
fa-ol	2.56	0.33	4.63	2.31	0.0	4.61	0.0
mt	3.86	5.63	2.41	5.58	3.19	2.20	4.65
hm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
il	3.68	3.48	2.36	2.70	5.60	2.96	3.72
ap	0.76	0.65	0.58	0.37	1.02	0.30	0.46
others	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sal	56.54	55.39	50.88	60.42	51.02	54.17	54.34
Fem	38.55	36.68	41.67	32.06	45.08	41.76	40.55
DI	30.46	32.00	26.00	25.45	34.02	37.12	40.97
TOT FeO	46.49	49.06	35.58	51.59	49.24	44.50	59.63
MgO	33.69	31.51	50.61	33.96	31.88	34.30	20.12
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	19.82	19.44	13.81	14.45	18.88	21.20	20.25
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	12.34	0.0	9.42
Or	5.82	1.11	4.32	0.93	4.34	27.06	7.36
Ab	94.18	98.89	95.68	99.07	83.32	72.94	83.23
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	8.23	0.0	7.10
Or	3.14	0.64	2.21	0.39	2.90	18.55	5.55
Ab+An	96.86	99.36	97.79	99.61	88.87	81.45	87.35

- |                           |                         |
|---------------------------|-------------------------|
| 1. (K68-50) 兵庫県佐用郡上月町上秋里南 | 2. (K68-8) 岡山県英田郡作東町土居南 |
| 3. (K69-80) 兵庫県赤穂郡上郡町鍋倉   | 4. (K66-43) 兵庫県揖保郡新高町牧北 |
| 5. (K67-12) 相生市深山口        | 6. (K72-28) 龍野市龍野       |
| 7. (K79-24) 龍野市東村         |                         |

第9表 第8表分析岩石試料の簡単な記載

	岩石	地層	記載
1	玄武岩質溶岩	上部石炭系 上月層	ドレリチック～オフィチック構造をもつ。斑晶は斜長石と単斜輝石、鉄鉱。石基は間粒組織、ほとんどが変質。石英、緑泥石、パンペリー石、方解石、白色雲母ができています。同鉱物の脈も発達する。
2	玄武岩質溶岩 (パリオライト質)	"	Variolite 様の球顆構造がよく発達する。斑晶は斜長石、単斜輝石。石基はほとんどが変質し、変質鉱物は緑泥石、パンペリー石、曹長石、石英、方解石、白色雲母で、脈もある。
3	玄武岩質溶岩 (ドレライト質)	"	ドレリチックで、輝緑岩質斑れい岩のような部分もある。一般にカタクラスチックとなっている。単斜輝石、斜長石はオフィチックに組合う。石基の部分は変質、但し緑泥石を除いて変成鉱物は少ない。
4	玄武岩質凝灰岩	下部二疊系 三日月層	部分的にカタクラスチック、ドレライト質岩の岩片を含むことあり。変質いちじるしい。緑泥石、パンペリー石、スヘンがよく発達。曹長石、石英、方解石、ぶどう石、緑れん石の脈も多い。
5	玄武岩質溶岩	中上部二疊系 龍野層群 中部層	斑晶、石基共に単斜輝石、斜長石がよく残っている。石基はインターサータル組織を残すが、ほとんど変質。緑泥石、パンペリー石、石英、スヘンなどのほか、曹長石、方解石が脈をなす。
6	玄武岩質溶岩 (ドレライト質)	"	オフィチックないドレリチック構造をもち、むしろ輝緑岩的である。斜長石、単斜輝石も一部白色雲母、緑泥石に置きかえられている。スヘン、鉄鉱のほか、緑泥石、方解石、石英、ぶどう石、曹長石などの脈がよく発達する。
7	玄武岩質溶岩	下部二疊系 龍野層群下 部層	無斑晶。部分的にドレライト様のオフィチック構造がみられる。斜長石、単斜輝石、チタン鉄鉱のほか、変質鉱物として、緑泥石、白色雲母、アクチノ閃石、パンペリー石、スヘンがみられ、それらの脈もよく発達する。

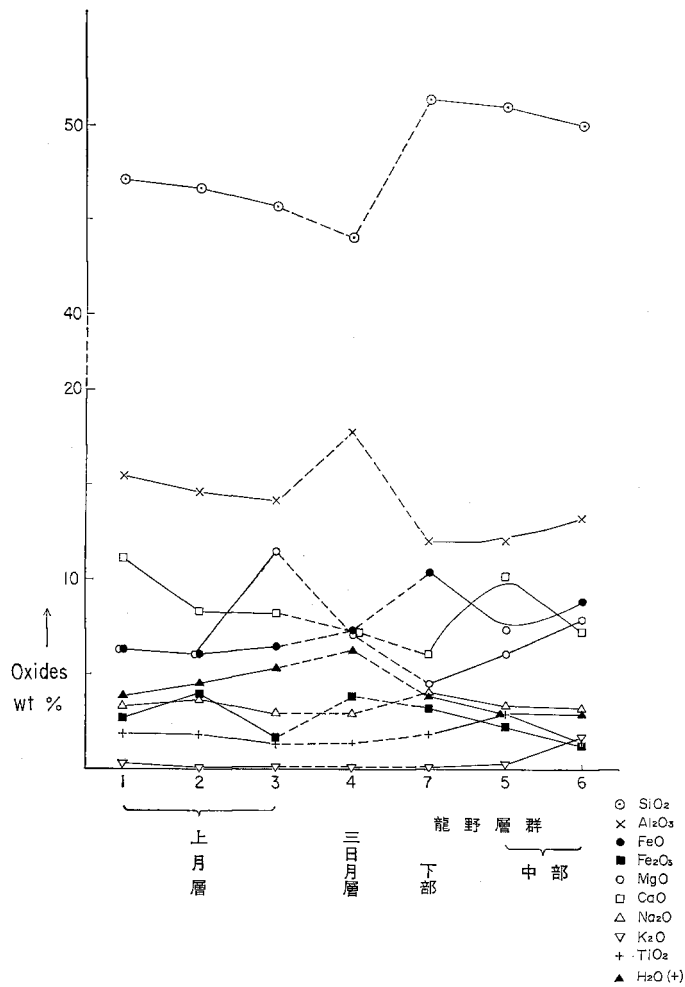
ハーカー変化図ではない。これによると、上月層のSiO<sub>2</sub>は龍野層群より少なく、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>はその逆であって両者間には、はっきりした差が見出される。他の酸化物についてはあまり大きな違いはないが、相当なばらつきが目だつものもある。ただ、FeOとNa<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>Oには何か両層の間での違いがありそうである。それは第18図(MgO—FeO—Alkalies 図)でも示される。全体としてはそれぞれがある一定の進化経路を示す枠の中におさまっているようではあるが、その枠をはみ出したものを結ぶと、それぞれは2つの経路に分けることができる。TiO<sub>2</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (第19図)では秩父古生層中の地角斜性火山岩の枠の中に大部分がおさまっているが、龍野層群中の一部はそれから外へはみ出し、海洋底玄武岩の領域にプロットされている。

SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) 図によると、アルカリ岩系の領域におちるものが多いが、龍野層群中の一部は高アルミナ玄武岩の領域におちるものがあり(第20図)、上月層と龍野層群中の塩基性火山岩の違いが現れている。

第10表はそれぞれの塩基性火山岩類中の溶岩のうち、普通輝石残晶のEPMAによる分析結果を示すものである(奥村公男、分析)<sup>6)</sup>。ここでは前述の全岩分析を行った同一岩石試料中の単斜輝石が対象となっているが、三日月層中の塩基性火山岩(凝灰岩)と上月層中のパリオライトは除いてある。

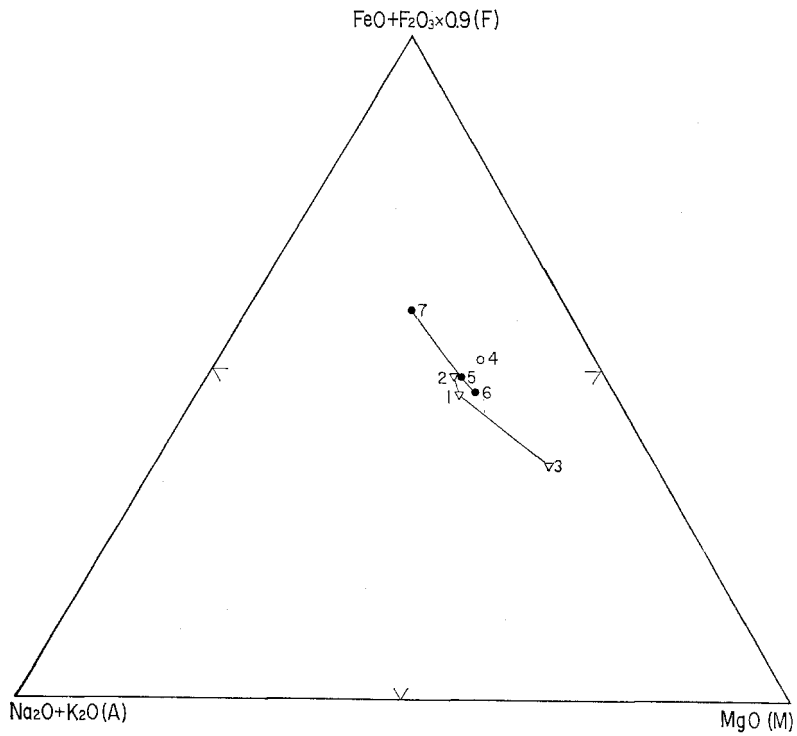
第21図は全岩分析の酸化物の変化図に対応させた普通輝石の変化図であり、第22図は単斜輝石のCa—

6) 第10表に掲げられた分析結果は、それぞれの岩石について単斜輝石2—3個に対して、1個10点の分析値から、それぞれの個体のSiO<sub>2</sub>の平均値に近いSiO<sub>2</sub>値をもつ分析結果をその個体の代表としたものである。

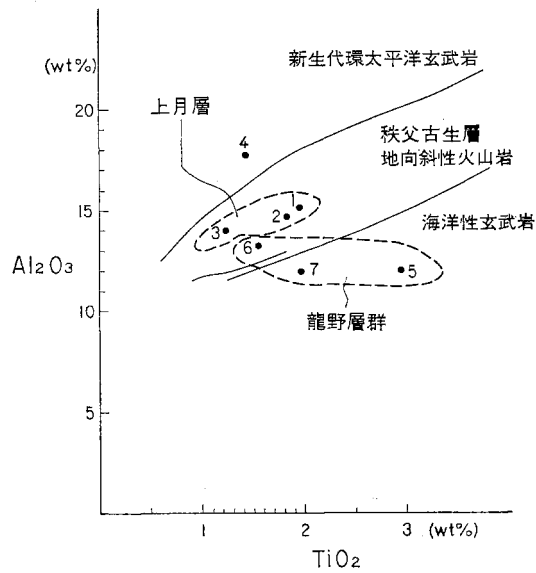


第17図 「上部」図幅地域付近の古生層中の塩基性火山岩類の酸化物変化図 (番号は分析値表に対応)

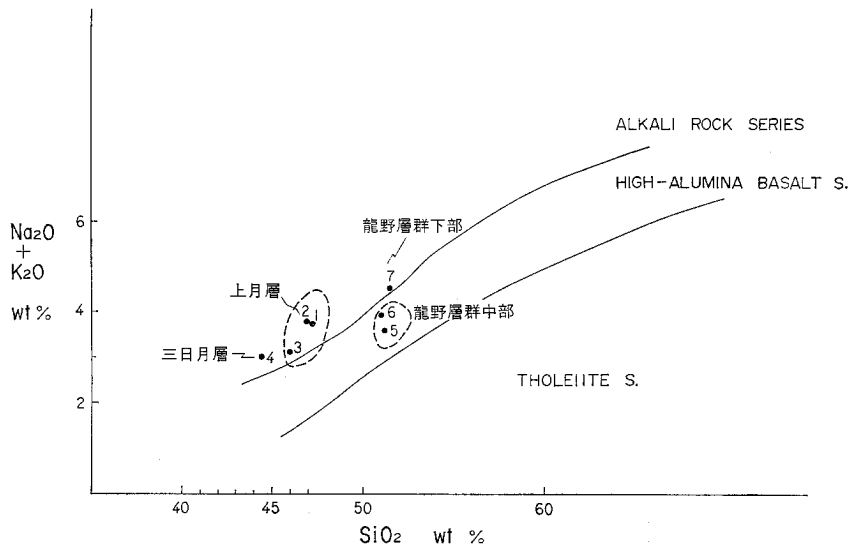
Mg-Fe 図であるが、ここでは石炭紀の玄武岩と、二疊紀の玄武岩との違いが、わずかにあらわれている。重複する部分があるにしても石炭系単斜輝石と二疊系単斜輝石は大きく2つの異なる枠の中におさめることができる。また、LeBAS (1962) による単斜輝石の SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 図 (第23図) では、岩漿型 (Parentage) は大きく2つに分けられ、上月層と龍野層群中の大部分は non-alkalic で、龍野層群中部層のみが peralkalic である。



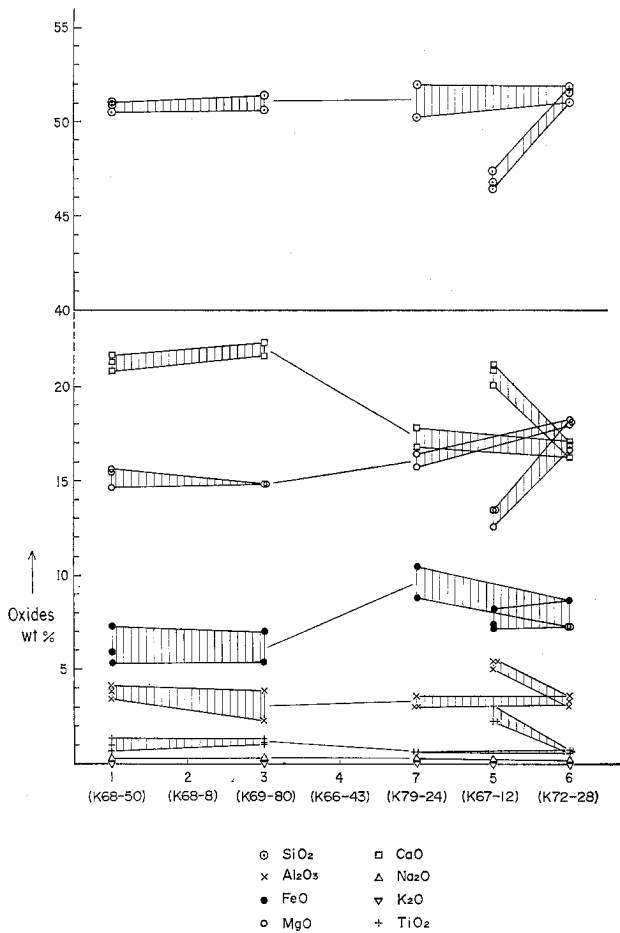
第18図 「上郡」 図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類の AFM 図 (番号は分析値に対応)



第19図 「上郡」 図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類の  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$  図 (番号は分析値に対応) 区分は田中 (1970) による



第20図 「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類の  $\text{SiO}_2$ -Alkalies 図  
 (番号は分析値に対応) 区分は久野 (1966) による



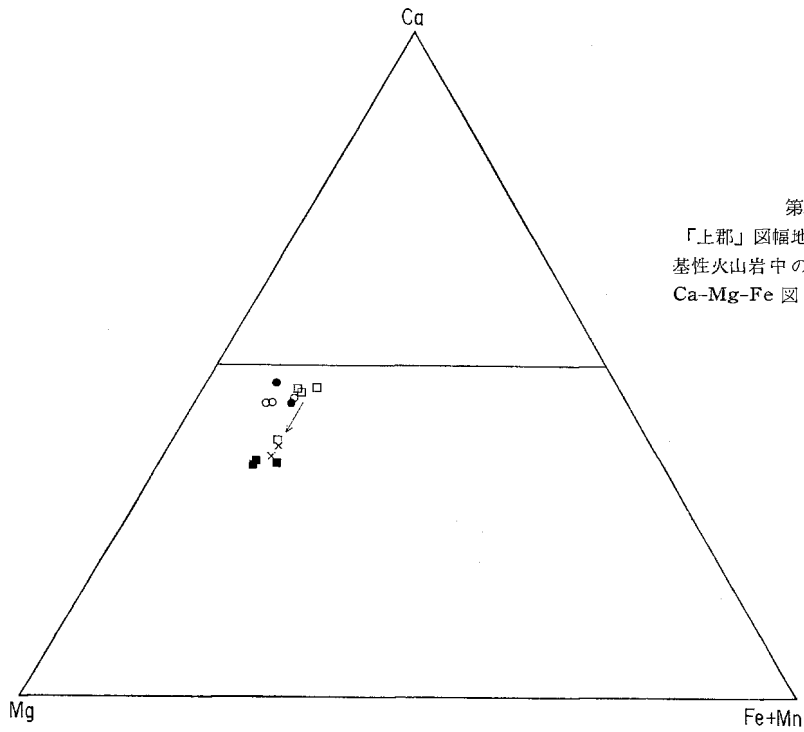
第21図  
 「上郡」図幅地域付近の古生代  
 塩基性火山岩中の単斜輝石残  
 晶の酸化物の変化図  
 番号は第10表に対応

第10表 「上郡」図幅地域付近の古生代塩基性火山岩類中の残晶単斜輝石の化学組成

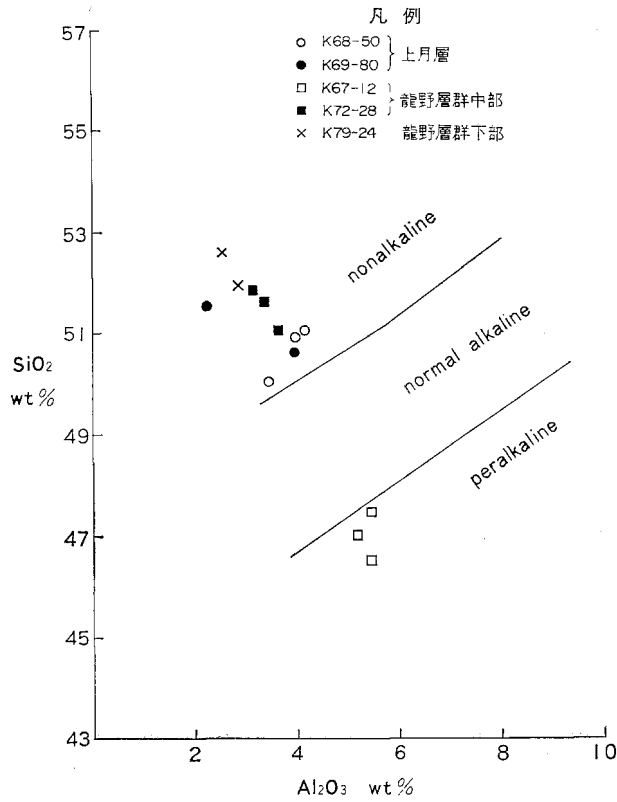
	I-1	I-2	I-3	II-1	II-2	III-1	III-2	III-3	IV-1	IV-2	IV-3	V-1	V-2
	K68-50	K68-50	K68-50	K69-80	K69-80	K67-12	K67-12	K67-12	K72-28	K72-28	K72-28	K79-24	K79-24
SiO <sub>2</sub>	50.70	50.91	51.05	51.52	50.61	51.06	51.66	51.86	46.51	46.97	47.43	51.94	52.65
TiO <sub>2</sub>	1.11	1.32	0.74	1.24	1.17	0.74	0.64	0.71	3.16	2.20	2.30	0.96	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.47	3.96	4.15	2.23	3.99	3.69	3.35	3.16	5.48	5.14	5.44	2.84	2.55
FeO	5.94	7.23	5.47	7.15	5.36	8.83	7.36	7.38	8.23	7.19	7.54	8.51	8.59
MnO	0.13	0.19	0.11	0.14	0.10	0.19	0.15	0.19	0.18	0.12	0.10	0.23	0.18
MgO	15.66	14.76	15.53	14.90	14.88	16.70	18.05	18.37	12.60	13.55	13.51	16.73	17.38
CaO	21.32	21.56	20.82	21.58	22.37	16.33	17.00	17.06	20.90	20.98	21.14	18.65	17.97
Na <sub>2</sub> O	0.32	0.24	0.26	0.30	0.27	0.19	0.17	0.18	0.51	0.39	0.41	0.26	0.24
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.14	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.65	100.18	98.14	99.06	98.75	97.87	98.38	98.92	97.57	96.54	97.89	100.13	100.16
Si	1.892	1.882	1.903	1.925	1.886	1.916	1.916	1.914	1.787	1.812	1.807	1.914	1.933
Al <sup>IV</sup>	0.108	0.119	0.097	0.075	0.114	0.085	0.084	0.086	0.213	0.188	0.194	0.086	0.067
Al <sup>IV</sup>	0.045	0.054	0.086	0.023	0.061	0.079	0.063	0.052	0.035	0.046	0.051	0.037	0.043
Ti	0.031	0.037	0.021	0.035	0.033	0.021	0.018	0.020	0.091	0.064	0.066	0.027	0.016
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.185	0.223	0.171	0.224	0.167	0.277	0.228	0.228	0.265	0.232	0.240	0.262	0.264
Mn	0.004	0.006	0.004	0.005	0.003	0.006	0.005	0.006	0.006	0.004	0.003	0.007	0.006
Mg	0.871	0.813	0.863	0.830	0.827	0.934	0.998	1.011	0.721	0.779	0.767	0.919	0.951
Ca	0.853	0.854	0.832	0.864	0.893	0.656	0.676	0.675	0.861	0.868	0.863	0.736	0.707
Na	0.023	0.017	0.019	0.022	0.019	0.013	0.012	0.013	0.038	0.029	0.030	0.018	0.017
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.012	4.006	3.997	4.003	4.003	3.994	4.000	4.005	4.017	4.022	4.022	4.006	4.004
O+OH	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ca	44.58	45.04	44.51	44.96	47.26	35.04	35.43	35.16	46.47	46.11	46.07	38.26	36.68
Mg	45.52	42.87	46.17	43.18	43.73	49.85	52.34	52.66	38.94	41.38	40.94	47.73	49.35
Fe	9.69	11.78	9.13	11.63	8.84	14.79	11.98	11.87	14.28	12.32	12.82	13.63	13.68
Mn	0.22	0.31	0.19	0.24	0.17	0.32	0.25	0.31	0.31	0.21	0.11	0.38	0.29

EPMA による分析者：奥村公男。分析に用いられた試料の母岩は全岩分析がなされている（第8表）。なお、EPMA 分析はそれぞれの輝石単体について10カ所以上が測定されているが、本表に使用した分析値は、それぞれの単体についての SiO<sub>2</sub> の平均値に近いものだけが選ばれている。なお、ここで Fe<sup>3</sup> はすべて Fe<sup>2</sup> として表示されている





第22図  
 「上郡」 函幅地域付近の古生代塩  
 基性火山岩中の単斜輝石残晶の  
 Ca-Mg-Fe 図 番号は第10表に対応



第23図  
 「上郡」 函幅地域付近の古生代塩基性火山  
 岩中の単斜輝石残晶の SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 図  
 番号は第10表に対応 母岩領域(Parentage)は  
 L<sub>2</sub>BAS (1962) による

### Ⅲ. 5 古生層の受けた低度変成作用

本地域に広く分布する古生層は、すべて何らかの変成作用を被っていることは、各層の項で既に述べたところである。ここでは白亜紀の火成岩類の進入によって、熱変成作用を受け、ホルンフェルス化したものを除いて、各層の塩基性火山岩類・泥質岩・砂岩などがどのような変成作用を受けたかを検討してみる。第11表は各地層毎にみられる変成鉱物を岩相別に区別して鉱物組合せを示したものである。

第11表の変成鉱物の一覧表から見て、一般的には、上月層、三日月層は、ぶどう石—パンペリー石帯を形成するような変成作用を被っているが、龍野層群の中部と下部は塩基性火山岩のような緑色岩の変成鉱物の組合せから判断すると、パンペリー石—アクチノ閃石帯を形成する変成作用を被っている。しかし、中部層の上位になると、ほとんどがぶどう石—パンペリー石帯の鉱物組合せのものとなっている。このような変成域の形成は、三郡変成帯の低変成部のものにもしばしば見出されるものであり、三郡変成作用が龍野層群の下部、中部にも波及していることを示すものとも言える（猪木, 1970）。しかし、上月層に見られる変成作用は、龍野層群と上月層との間には地層の連続性が認められていないので、両層間の変成作用の連続性についても論議することは難しい。

第11表 「上部」図幅地域付近の古生層中の低度変成岩の鉱物組合せ

	塩基性岩				泥質岩・砂質岩			
	上月層	三日月層	龍野層群		上月層	三日月層	龍野層群	
			下部層	中部層			下部層	上部層
Quartz 石英	○	○	○	○	○	○	○	○
Albite 曹長石	○	○	○	○	○	○	○	○
Chlorite 緑泥石	○	○	○	○	○	○	○	○
Epidote 緑れん石	○	○	○	○				
Prehnite ぶどう石	○	○	○	○				
Pumpellyite パンペリー石	○	○	○	○				
Actinolite アクチノ閃石			○	○				
White-mica 白色雲母	○	○	○	○	○	○	○	○
Sphene スヘン	○	○	○	○				
Calcite 方解石	○	○	○	○	○	○	○	○
Stilpnomelane スティルブノメレン				○	○	○	○	○

## Ⅳ. 夜久野型複合岩体

### Ⅳ. 1 概説

本地域の中央部と南東部に塩基性深成岩類を主とする岩体が西北西—東南東の方向をもって帯状に分布している。中央部のものは上月層のなかに挟在しており、その幅は最大4kmであるが、西方の延長部では久崎付近で先細りとなり、下秋里付近で一時尖滅し、その延長と思われる岩体が本地域の北西端

に再び現われている。南部のものは、東側では龍野層群の中部と上部の間に挟在する。その西への延長は白亜紀—古第三紀の火山岩類に覆われて不明となっているが、その延長と考えられる中央西部の岩体は、千種川に沿う赤松・楠付近にかなり大きな岩体として現われている。ここでは、龍野層群の上部が、この岩体のなかに挟在しており、岩体の北側は直接上月層に断層で接している。これらの塩基性深成岩を主体とする岩体は、いずれも挟在あるいは相接する古生層には熱変成作用の影響を与えていない。

以上のような、かなりの広がりをもつものとは別に、狭長な産状を示す同質の岩体があちこちに見られる。これらは、いずれも断層によって古生層のなかにはさみ込まれたものと解せられるものである。その例は、南東部の釜出北方の龍野層群の上部中に挟在するものであり、また西部では、上月層と白亜紀—古第三紀の火山岩類との間の境界付近の断層に沿っても認められる。

本地域の南西部、延野付近では白亜紀—古第三紀火山岩中に小岩体が露出しており、これは断層でもち上げられたものか、基盤が浅いために窓状に内層層 (Inliev) として顔を出しているものか明らかでないが、ここでは、地質断面図に示したように断層によるものと解釈している。第24図には、その付近の産状が示されている。

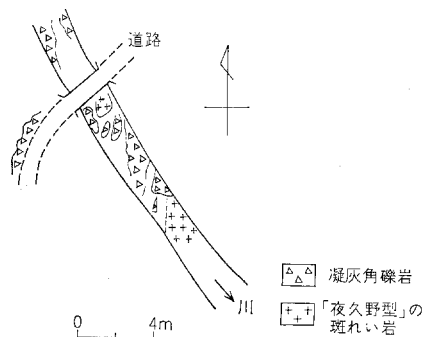
これらの岩体はいずれも種々な**斑れい岩類**を主としている。その他**超苦鉄質岩・花崗岩質岩・輝緑岩質斑れい岩**の小侵入岩体が含まれ、さらに変成岩として角閃岩の挟在が見られるが、東隣「龍野」図幅地域内に見られるような黒雲母片麻岩などの変成岩は本地域内ではこれまでは認められていない。しかしそのような種々の岩石を含む複合岩体は、舞鶴帯を特徴づけている、いわゆる“夜久野複合岩体”の構成員と全く酷似しており、性質も後述するように極めてよく似ている。このような岩体の類似性から、本地域の岩体も夜久野型複合岩体と呼んでいる。ただ本地域の夜久野型複合岩体には、塩基性深成岩である変斑れい岩類が圧倒的に多いというのが特徴的である。

次には、本岩体を構成する主要岩石について、岩石種別に記述するが、関連小岩体については、代表する岩石項目のなかで、それぞれの特徴にふれることとする。

## IV. 2 角 閃 岩

角閃岩は、後述の角閃石斑れい岩のなかに、著しい片状構造あるいは片麻岩構造をもち普通細粒—中粒で、一見して変成岩と思われる岩石である。片理の方向は、周りの斑れい岩の構造に調和的なものが多いが、必ずしも一致しているとは限らない。

本岩は特に大きな広がりをもつものではなく、レンズ状に斑れい岩中に挟在しているために、両者の区別のつき難いことがよくあり、見かけの上では細粒となった片麻状の角閃石斑れい岩に酷似する。



第24図 相生層群中の凝灰角礫岩の中にはさまれる“夜久野型”の斑れい岩の露頭のスケッチマップ(上郡町延野南)

本岩は、鏡下ではネマトプラスチック構造が認められ、変成岩の構造をもっている。

構成鉱物は主に斜長石と角閃石であるが、いずれも半自形ないし他形を示し、斜長石は粒状をなすことが多い(図版Ⅱ-1)。角閃石は一般に緑色でC軸方向に長くのび、プリズマチックである。また、角閃石が比較的変質を免れて新鮮であるのに対して、斜長石は一般に変質しているという点は、角閃石斑れい岩とよく似ている。時には黒雲母が含まれていることがあるが本地域ではまだざくろ石の含まれているものを見ていない。二次的な変質鉱物は、緑泥石・緑れん石・パンペリー石・ぶどう石・石英・方解石・曹長石・絹雲母などであり、角閃石斑れい岩とほぼ同様のものが多い。

いずれにしても、本角閃岩類は、夜久野型複合岩体中にしばしば挟在する。“舞鶴変成岩”の一部であろう。

#### IV. 3 変斑れい岩類

夜久野型複合岩体として一括される岩体の大部分は、斑れい岩類であるが、これらはいずれも、何らかの変成あるいは変質しているので、「変—」という接頭語がつけられるのが妥当と思われる。本地域の斑れい岩類には、次のような岩石が分布しているが、それぞれの相互関係を野外でも明かにすることは難しく、部分によっては漸移的な関係もみられ、一つの岩体の岩相変化したものとも見られることがある<sup>7)</sup>。

角閃石斑れい岩

単斜輝石角閃石斑れい岩

単斜輝石斑れい岩

輝緑岩質斑れい岩

**角閃石斑れい岩**は本岩体の斑れい岩のなかでも、最も豊富に含まれているものである。

本岩は、一般には中粒で堅硬、特有のかすり模様を呈する。淡緑色ないし帯緑、淡褐色の角閃石とソーシュル石化した斜長石からなる。前述の角閃岩とは、組織、構造のうえで異なる。角閃石の配列には方向性があるが、片麻岩様の構造を示すことがあるが、深成岩的構造をもち、角閃石も常に自形あるいは半自形を示す。本岩には局部的に細粒のもの、粗粒のものと著しい岩相変化がみられる。粗粒のものは**斑れい岩ペグマタイト**と言える程に粗粒な角閃石や斜長石が発達していることがあり、この場合一見脈状をなしている。しかし、構成鉱物はホスト岩石と全く同じである。変成鉱物としてよく見出されるものは、緑泥石・緑れん石・白色雲母・スヘンなどで、石英脈・ぶどう石脈・方解石脈などがよく発達し、時に、パンペリー石が見られる。このような変成鉱物は後の各項のなかにもつけ加えられるが、斑れい岩類には共通して見出されるものである。

**単斜輝石角閃石斑れい岩**は、単斜輝石が、ところどころに(図版Ⅱ-2)、残晶様に角閃石のなかに残っていることのある角閃石斑れい岩である。斜長石は変質し、ソーシュル石化する。時に、単斜輝石→普通角閃石(→緑泥石)→アクチノ閃石の関係が見られることがある。この岩石は多くの場合特に著し

7) なお、次に述べる岩石の性質は、そのほとんどが舞鶴帯にみられる同質岩とほとんど同じであるので関連文献(例えば IGI, 1973)などを参考にされることが望ましい。

くカタクラサイト化あるいはマイロナイト化している。変成鉱物には、絹雲母・緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・スヘンのほか石英・曹長石・方解石の脈がよく発達し、ぶどう石脈の発達も著しい。鉄鉱は磁鉄鉱とチタン鉄鉱である。

**単斜輝石斑れい岩**はまれに見られるもので、岩体の周辺部、つまり断層帯あるいは剪断帯に沿って分布していることが多い。おそらく前二者、角閃石斑れい岩とは異なる岩体で、生成の時期も違うものと思われるが、両者の境界における関係は連続する露頭が見出されていないので明らかでない。岩石は一般に中粒ないし粗粒で、斜長石はソーシユル石化ないし、非晶質化しており、鑑定の難しいダスト様の微小鉱物ができていることが多い。単斜輝石は、透輝石ないしダイアレージで、ときに緑泥石化しているが、比較的新鮮な形で残存しており、一見して斑晶と間違ふことがある。変成鉱物は、前出二者の斑れい岩類とほぼ同じであるが、前二者ほど著しくはない。

**輝緑岩質斑れい岩**はむしろ粗粒のドレライトと言った方がよいかも知れない。

特有のオフィチック組織をもつ。岩体そのものとしては余り大きなものはなく、おそらく他の斑れい岩を貫くかなりの幅をもった岩脈と思われるが、両者の関係のはっきりした連続露頭をみていないので明らかでない。産状としては、複合岩体の周辺近くに多いという特徴がある。

岩石は、短ざく状の斜長石とそれに取り囲まれた単斜輝石を主とし、鉄鉱の小粒が散点する。変質鉱物は緑泥石・緑れん石・絹雲母などで、他の斑れい岩類に比べると極めて少ない。

#### IV. 4 超苦鉄質岩

本岩の分布は、極めて限られており、中央部の岩体では、<sup>とよま</sup>富満付近にのみ100m以下の幅をもつ小岩体が集中的に点在しているにすぎない。

南部岩体では、東隣「龍野」図幅地域内に見出され、中央西部の岩体にもその北側の周辺に、わずか1ヵ所見出されている。これも極めて小さな岩体である。産状から判断すると、斑れい岩類に取り込まれたというよりは、岩体内の剪断帯に沿って侵入してきたものとみた方がよいようである。

岩石は、特有の暗緑色ないし、黒色で、スリッケンサイド様の迂り面がよく発達しており、ほとんどが、蛇紋石からなる蛇紋岩である。しかし、ところどころに単斜輝石とかんらん石の残晶と茶褐色のスピンネルが点在する。また、蛇紋石化に伴う小粒の磁鉄鉱が散在している。原岩はおそらく“dunite”及び“wehrlite”であろう。

このような蛇紋岩に伴って、単斜輝石岩が見られるが、これは極めて小さな岩体が脈状に貫入してきたものであろう。

**単斜輝石岩**は、また、東大畑付近で、蛇紋岩とは全く無関係に、斑れい岩体にはさまれており、かなりの幅（径100m位）をもった岩体であるが、周りの斑れい岩との関係は明らかでない。

本岩はほとんどが透輝石質の単斜輝石（径0.1-1cm）と少量のかんらん石からなり、わずかにクロム鉄鉱質のスピンネルと磁鉄鉱を含んでいる。

## IV. 5 花崗岩質岩類

本複合岩体の構成岩石の1つとして、角閃石斑れい岩を貫ぬいている花崗岩質岩石があり、優白質で、一見して“Felsite”様の脈岩であるが、数10mの幅をもつものもあり、脈幅は一様でない（幅：数m—数10m）。

岩石の一般的性質はいわゆる“舞鶴花崗岩”と称せられている舞鶴付近に標式的に分布する“圧碎花崗岩”あるいは“古期花崗岩”の一部と同じであるが、本地域の岩石には岩相の変化は余りなく、一様に**トーナラル岩**あるいは**石英閃緑岩**である。

岩石は主に石英・斜長石からなり、アルカリ長石はまれである。著しく圧碎岩化あるいはマイロナイト化しており、カタクラスチックあるいはプロトクラスチックである。石英は波動消光し、斜長石にはアルバイト双晶がよく発達しているが、著しく褶曲していることが多い。黒雲母はほとんどが緑泥石化し、角閃石も同様で、原形をとどめているものは少ない。斑れい岩と似たような変成鉱物が再結晶しており、ぶどう石・石英・方解石・曹長石・緑泥石・緑れん石・絹雲母などが見られる。

## V. 白亜紀—古第三紀火成岩類

### V. 1 概説

「上郡」図幅地域をも含めて姫路市、相生市を中心とする西播磨地域に広く分布する白亜紀—古第三紀火成岩類の火山層序の野外調査は、兵庫県地質鉱産図（兵庫県，1961）作成のため、岸田孝蔵と弘原海清が分担してこれを行った。

兵庫県地質鉱産図刊行以降も、岸田、弘原海は西播磨地域一帯でのより詳細な火山層序的研究を継続し、この地域の火成岩類を幾つかの層群、累層に識別し、侵入岩との貫入関係を確立すると共に、全体を火成岩複合体として姫路酸性複合岩類（Himeji acid volcano—plutonic complex）と呼んだ（岸田・弘原海，1967）。

この時期までに西南日本の各地で研究が進み、西南日本の全域的な総括が西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループにより行われ、「西南日本内帯後期中生代火成活動と構造発達史」（西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ，1967）及び「Late Mesozoic Igneous Activity in the Inner-side of Southwest Japan」（ICHIKAWA et al. 1968）として取りまとめられた。第12表はこの中で西南日本内帯における後期中生代—前期新生代火山岩層序対比表を一部訂正し、さらに簡略して、それに今回の調査によって細分化された地層を添加したものである。

一連の表成火山岩類と同一マグマ性の花崗岩類よりなることにより姫路酸性複合岩類（Himeji acid volcano—plutonic complex）と呼ばれたこの複合岩類は、火山層序的に下位より広峰層群・相生層群・天下台山層群に区分され、相生層群中に熱変成をあたえる“播磨花コウ質岩類”が識別同定されている。さらに、西隣「周匝」図幅（光野・大森，1965）によると硯石層群に対比される地層が相生層群に

第12表 兵庫県西南部の白亜紀—古第三紀火成岩類の火山層序的区分

姫路地域 岸田・弘原海 (1967)		相生・赤穂・上郡地域 岸田・弘原海 (1967)		上郡・函幅地域 弘原海 (1980)	
天下台山層群		天下台山層群		天下台山層群	
〔播磨花崗質岩類〕		〔播磨花崗質岩類〕		〔播磨花崗岩類・閃緑岩類〕	
姫路 複合 火成 岩類	相 生 層 群	伊勢累層	赤穂累層	相 生 層 群	赤穂累層
		夢前累層	鶴亀累層		鶴亀上部累層
		又坂累層			鶴亀下部累層
		須賀院累層	上郡累層		上郡上部累層
〔古期花崗岩類(礫・岩片)〕		古生層・夜久野岩類		古生層・夜久野型 複合岩体	
広峰 層群	書写累層				
	砥堀累層				
古生層・夜久野岩類					

対比される流紋岩類の基底近くに挟在するとされている<sup>8)</sup>。

これら一連の火成岩類の地質年代に関するデータは放射年令に限られる。河野・植田<sup>9)</sup> (1967) による“播磨花崗質岩類”の K-Ar 年令は 79Ma で、KONO et al. (1974) による相生層群赤穂累層の K-Ar 年令は 73Ma である。SEKI (1978)<sup>10)</sup> の Rb-Sr 年令では、相生層群：118±12Ma，“播磨花崗質岩類”中の花崗岩：79.5±5.5Ma，天下台山層群：69.9±4.3Ma が求められている。

本函幅地域内では、火山岩を主とする地層としては、ほとんどが相生層群に属するものであり、広峰層群は全く分布しておらず天下台山層群も函幅地域の南東部にわずかな分布を示すにすぎない。

## V. 2 相生層群

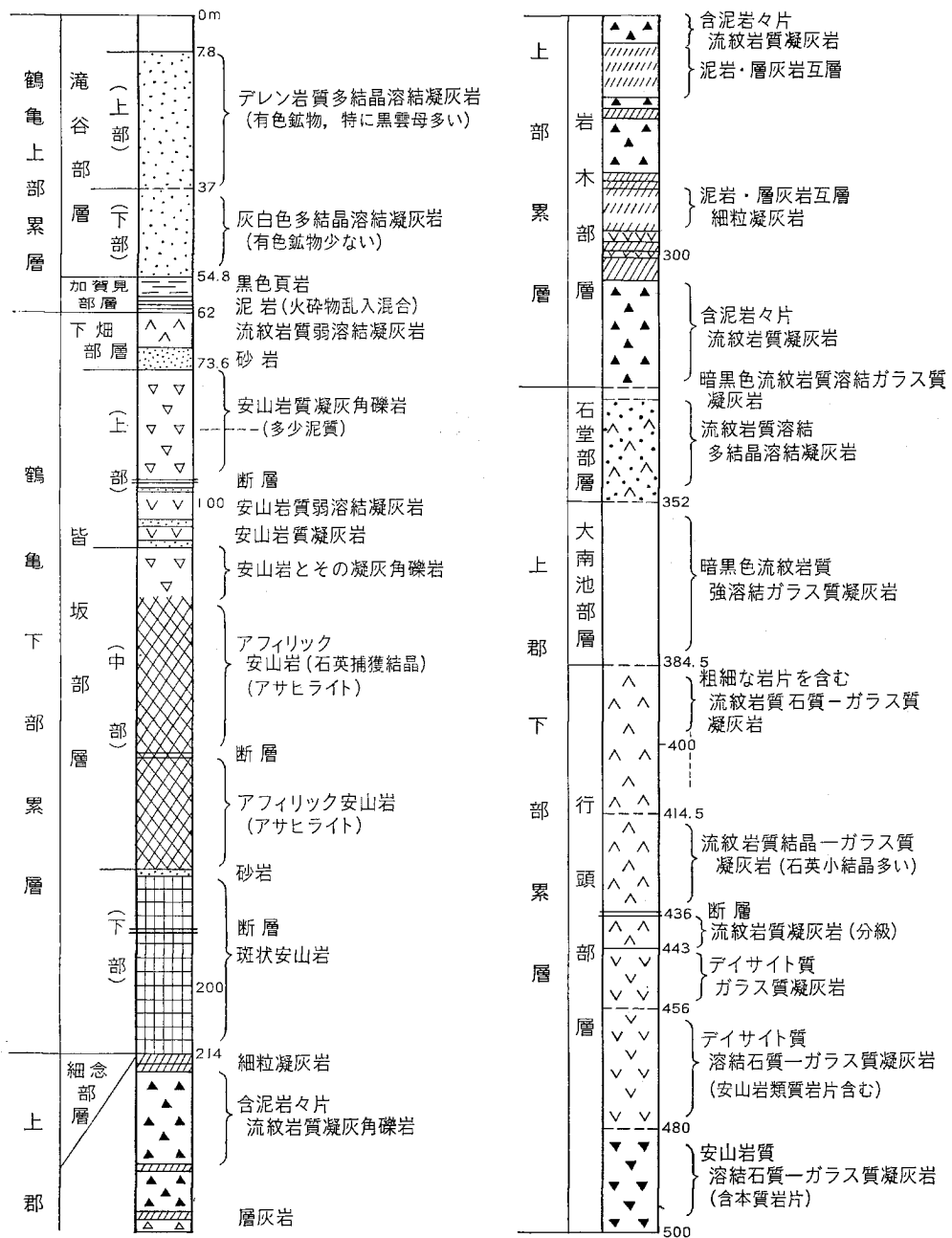
兵庫県西南部姫路—相生—上郡地域の相生層群は第12表に示すように古生界及び夜久野型複合岩体の上に不整合に重なり、岸田・弘原海 (1967) の“播磨花崗質岩類”（ここでは播磨侵入岩類）に貫入され、天下台山層群に不整合に被覆される酸性—中性の火山岩類と幾つかの層準にはさまる堆積岩により構成される。

本層群は岩相の異なる岩層の累重関係から下位より**上郡下部累層・上郡上部累層・鶴亀下部累層・鶴**

8) これら火成岩複合岩類と対比されるものの分布は、兵庫県西部裏六甲地域では篠山層群・有馬層群及び金剛童子層群と六甲花崗岩類に、脊陵—但馬丹後地域では宮垣累層・生野層群・矢田川層群・宮津花崗岩類の一連の火成岩類である。

9) 上郡函幅地域内の赤穂市有年橋原の旧採石場から弘原海が採集した試料について行われたものである。

10) ここで年代測定された試料は弘原海と共に、現地において各累層ごとに採集されたものである。



第25図 大皆坂構造ボーリング柱状図 (岸田・弘原海, 1969より改訂引用—コア鑑定: 岸田・弘原海)





### V. 2. 1. 1 行頭部層

上郡下部累層の下部層で、含異質礫デイサイト質凝灰岩層である。模式地は、上郡町行頭部落の南側及び大南池周辺の地域で、全体として、本図幅地域の南西部、兵庫県・岡山県の県境付近の谷沿いに限って分布し、模式地以外に、播磨自然高原ゴルフ場への鍋谷池—<sup>おろち</sup>落部部落を結ぶ道路沿いにもよく露出している。岡山県三石地域の古生層の延長が本図幅地域の南西端にごく一部露出し、これに不整合に重なる関係が一部認められるが、一般的にはこの不整合及び本下部層は本図幅地域内ではなく、西隣「周匝」図幅地域に広く分布する。

岩相的には大皆坂構造ボーリングコア柱状図（第25図）によると、最下部より安山岩質溶結石質—ガラス質凝灰岩（地表より−480m〜−500m）、デイサイト質溶結凝灰岩（−443m〜−480m）、流紋岩質凝灰岩（−385m〜−443m）というようにデイサイト質ばかりでなく、中性より酸性への岩相変化が認められる。野外では、これらの凝灰岩のなかに、異質礫、特に泥岩の大—小岩片がごく一般的に混入しており、安山岩・流紋岩の類質火山岩角礫・垂円礫も多く認められるという特徴がある。一般的に塊状均質な凝灰岩であるが、模式地では弱い層理が見られる。部分的には本質レンズによる溶結構造も認められるが、冷却節理はほとんどない。非溶結の部分では、ガラス質凝灰岩が泥質岩のような岩肌を呈する。また、偽礫状泥岩の混入も多い。全体としての構造は不明である。泥質岩肌の非溶結凝灰岩は、鏡下でも圧密的構造は一切認められない（図版Ⅲ−1）。一方、野外で本質レンズが扁平に並んでいるのが見られる塊状均質凝灰岩では、ミクロ的にも、ガラス破片によるユータキサイト構造が一般的である（図版Ⅲ−2）。本部層の堆積環境はごく浅い水浸低地に累積した火砕流堆積物であると推定される。

### V. 2. 1. 2 大南池部層

上郡下部累層の中部層で、流紋岩質の強溶結ガラス質凝灰岩である。模式地は大南池より南隣「播州赤穂」図幅地域内の石堂丸山に至る大南谷沿いの露頭で、下位の行頭部層と同様に本図幅地域南西部の県境付近にのみ分布する。下位の行頭部層との層序関係は整合的である。層厚は構造ボーリングコア柱状図（第25図）では33mであるが、最大では200m弱である。

岩相は暗黒色の強溶結（densely welded）のガラス質凝灰岩で、流紋岩片や斑状結晶の含有量は増減するが全体的に少量である。鏡下では、石英・アルカリ長石・斜長石が主な斑状結晶で、石基部は典型的なガラス質ユータキサイト構造を呈する溶結凝灰岩である（図版Ⅳ−1）。下位の行頭部層の上部の流紋岩質凝灰岩とは本質的に同質であるが、異質・類質岩片が少ないこと、溶結の結果が緻密であることで区別される。ただし、本部層が1つの冷却単位の上部強溶結部に相当するのではなく、浅い水浸低地を埋没した下位の行頭部層に引き続き、そこにできた乾陸上に堆積した火砕流堆積物で、冷却単位が厚くなり溶結の度合いが強くなったものと推定される。

### V. 2. 1. 3 石堂部層

上郡下部累層の上部層で、岩相は流紋岩質溶結多結晶凝灰岩<sup>12)</sup>である。模式地は、大南谷に沿って石

12) 本文の中でしばしば用いる多結晶とは野外などにおいて、結晶片が非常に多く含まれていると感じられたものについて便宜的に使用したものである。

堂丸山に至る標高300m以上の稜線沿いの露頭で「播州赤穂」図幅側にわずかに入る地域である。分布は県境付近の山頂部の高地に点々とする。下位の行頭部層及び大南池部層の構造とは全体的に調和的であるが、石堂部層が下方に深く下って行頭部層と直接重なるような関係からすると、石堂部層下低面は小さな起伏のある侵食面であったであろう。層厚は、構造ボーリングコア柱状図（第25図）によると22m、野外100m以上で、厚さに変化がある。

岩相は灰白色一暗灰色の多結晶凝灰岩で、溶結構造は風化面上で観察できる。鏡下で破片状の斑状結晶は石英・アルカリ長石・斜長石で、石基部は明瞭なユータキサイト構造を呈する典型的な溶結凝灰岩である（図版VI-2）。

### V. 2. 2 上郡上部累層

本累層は、陸水堆積岩相の優勢な発達特徴的で、分布は東方向に向って基盤を直接被覆しながら拡大し、また、西方向に向っても南西隣「三石」図幅地域内の岡山県三石方向へも拡大して三石ろう石鉱床の母岩として追跡でき、下位の上郡下部累層とは広域的にみて異った分布を示す。本累層は岩相的に下部の頁岩・砂岩・礫岩・層灰岩及び含異質礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなる岩木部層と上部の流紋岩質溶結多結晶凝灰岩からなる細念部層の2つの部層に分けられる。

#### V. 2. 2. 1 岩木部層

岩木部層は上郡上部累層の下部層で、含異質礫凝灰岩相と堆積岩相よりなる。その模式地は上郡町岩木部落及び鍛冶部落の谷沿いの露頭である。

模式地の東方、千種川以東の地域では、大部分が含異質礫（泥岩）凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩の塊状火砕岩相で、最下部をのぞいて堆積岩のはさみはほとんど認められない。この層厚は、模式地岩木部落から北方愛宕山（411m）までに分布するものでは、約300mが推算される。細野部落の東方の谷底の露出では、混入時未固結の泥岩片を多量に取り込むと共に、本質・類質の流紋岩巨礫（径：1-3m）も多量に含む火山角礫岩が観察され、湖水域やその近くでの流紋岩火山の噴火が推定される。この巨礫は異色泥皮殻を表面に張りつけ、泥岩が“巨玉”のように突出している。内部に見られる火山岩の流理構造は表面とは斜交する。これを泥覆面礫（mud mashed boulder）と呼ぶことにする。これは、保熱状態で降下し、水中の泥質堆積物に混入して形成されたと考えられる。混入方法には二通り考えられる。1つは火口より直接飛行混入するものと、もう一つは後で述べるように大規模な火砕流の上空通過時に爆弾状に投下混入するものとのことであり、礫の大きさ、円磨度及び周辺の地層などにより区別できることが多い。

模式地から西方、西南方の堆積岩層が明瞭となる地域では、構造ボーリングコア柱状図（第25図）にみるように、含異質礫凝灰岩に層灰岩、頁岩、砂岩、ときに礫岩及びその不規模な互層が幾つもの層準にはさまる約110m、最大200mの厚さをもった地層である。この地域の湖水は火砕岩による埋没が不十分で、湖水堆積物の攪乱も部分的であり、その期間連続的な湖水域を成して、火山活動休止期には普通の碎屑岩を堆積し、全体として火砕岩との成層岩層を形成したものと考えられる。

下位層との関係は、図幅地域西南部で上郡下部累層の中部層（大南池部層）上に直接累重している関

係が認められる。この境界面走向は北西－南東で北東に20-35度傾斜した構造を示し、大南池部層の溶結構造や分布構造からみる水平的な構造とはやや斜交した構造が推定される。

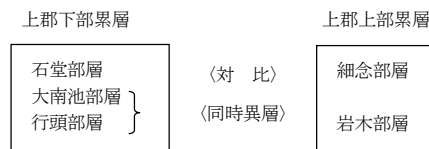
#### V. 2. 2. 2 細念部層

上郡上部累層の上部層に相当し、流紋岩質溶結多結晶凝灰岩からなる地層である。この模式地は上郡町細念部落の県道沿いの露頭であって、その分布の中心は模式地付近と、その西方の白旗山を中心とした中腹以上の山嶺部である。層厚は模式地で約200m、白旗山で約150mである。

岩相的には、全域的に均質な斑状結晶の目立つ強溶結の多結晶凝灰岩である。鏡下で、斑状結晶は破片状の石英・アルカリ長石・斜長石及び少量の黒雲母で、石基部分には同質結晶の小破片とガラス破片よりなるユータキサイト構造が普通に認められる（図版V-1）。

下位層との関係は、白旗山への幾つもの登山道に沿って観察される。これらを総合して細念部層下低面の古地形を復元してみると、現在の陸域地形と同じく地形的起伏が激しく、その中で川・沼・湖水などの相対的な低地帯を火砕流火山灰が厚く埋没したことが明らかとなる。堆積上面は平坦であったと考えられることから、細念部層はそれらの低地帯で最も厚くなったものと推定される。この溶結多結晶凝灰岩は岩相が図幅地域内ではほぼ一定していること、大型の異質・類質岩片を含まないこと、及び本図幅地域外の北方及び東方に広く追跡できることなどより、噴出源を外部（多分北方）に持つ大規模な火砕流（直径100km以上）による火砕岩である。

上郡下部累層と上郡上部累層の層序関係は第13表の火山層序表に示す通りであり、この順序で下位層より個別的に記載してきた。しかし、ここに至るまでに、両累層を上下関係ではなく、次に示すように、同時異相の関係として並列関係に置くかどうかと言う考え方があった（合同資源産業（株）、1968）。



ここで、層序基準層として岩相的に酷似する石堂部層と細念部層を同一層準のものとして対比するか、層準の異なるものとするかによって意見が異なってくる。両累層間の関係で、部層間の層序関係が直接的に確かめられ確実なものは大南池部層と岩木部層とで、前述したように溶結構造や分布構造からみて全体的に水平的な構造をもつ大南池部層の強溶結ガラス質凝灰岩に、NE20-35°傾斜した岩木部層の堆積岩が直接上位に重なっていることである。しかし、大南池部層を陸上相（溶結凝灰岩）、岩木部層を陸水域相（泥岩片を多量に取りこむ非溶結火砕岩と成層堆積岩）として大局的には同時異層とする考え方も可能である。

石堂部層と岩木部層の野外における直接の関係が認められるところは現在までのところ発見されていない。ただ唯一の資料は、構造ボーリング柱状図（第25図）で暗黒色の強溶結のガラス質凝灰岩の特徴的な大南池部層の上に、野外でも一般的に認められる多結晶の強溶結の結晶凝灰岩が連続的に重なる関係と、これが明瞭な岩木部層の成層岩の下位に来る関係が認められること、同時異層とする考え方に幾つかの難解な点が残ることなどにより、石堂部層と細念部層は別層準の溶結多結晶凝灰岩と結論した。

### V. 2. 3 鶴亀下部累層

本累層は鶴亀累層（岸田・弘原海，1967）を独立した2つの累層に区分したその下部をしめるものである。この鶴亀下部累層はさらに下部の安山岩質火山岩相の皆坂部層と，上部の流紋岩質火山岩相の下畑部層に2分される。

#### V. 2. 3. 1 皆坂部層

皆坂部層（岸田・弘原海，1967）は鶴亀下部累層の下部層で，安山岩質火山岩層である。この模式地は本来，上郡町皆坂部落より新垣内部落までの県道沿いの露頭であったが，大部分の道路沿い露頭がセメント吹き付けで観察不能になったため，皆坂部落より西方の鳳宮池<sup>ほうぐう</sup>までの道路沿いの露頭も模式地として追加する。本層の分布は大きく2つに分れる。すなわち，模式地及びその北方で旭日鉱山より連続して上月町西新宿部落に延びる分布と，千種川以東の三濃山を中心として東西に延長し，東隣「龍野」図幅地域に広がる分布である。さらに本図幅地域の南縁部に小岩体の幾つかが分布している。

本層は模式地では輝石・斜長石の斑晶の目立つ安山岩で，ときにアルカリ長石や石英の捕獲結晶が散点する。溶岩は板状・柱状の節理が発達する中心部と上下が角礫状の部分からなる数mのアアの溶岩が多い。火砕岩は一般的には溶岩より割合が少ない。一方，旭日鉱山付近では，構造ボーリングコア柱状図（第25図）に示すように上・中・下の3つの岩相が区分でき，野外でも同様な関係が観察される。下部は斑状安山岩の凝灰角礫岩が主体，中部は旭日鉱山の鉱床母岩の主体をなす緻密なアフリック安山岩，上部は斑状安山岩ないしデイサイトの火砕岩が多く，溶結凝灰岩の岩相も一部に認められる。東方の岩体では，今川部落や広根部落の南方谷沿いでは，斑状安山岩と無斑晶緻密安山岩の溶岩が交互に累重する。三濃山東方の二柏野部落付近のものはデイサイト溶結凝灰岩が優勢相で，全体として上部岩相的であり，模式地のものは，逆に下部岩相的である。

斑状安山岩は，鏡下では斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石で，石基は柱状斜長石の微晶・変質したガラス・不透明鉱物からなる。斑晶も石基部分も絹雲母・緑泥石・緑れん石化が進んでおり，俗にプロピライトと呼ばれるものが多い（図版V-2）。アフリック緻密安山岩はときどき1-2mm大の斜長石と1mm以下の斜方輝石の小斑晶をわずかに有することがあり，石基は非常に細粒な斜長石の柱状微晶を主としている（図版VI-1）。磯部旭日鉱山の金・銀鉱床はこのアフリック安山岩を交代して胚胎されており，鉱山ではアサヒライトと呼称されている。この岩石にハンマーで打撃を与えると角錐型の破砕片に砕ける目立った特徴がある。

#### V. 2. 3. 2 下畑部層

鶴亀下部累層の上部層で，流理の明瞭な流紋岩溶岩及び火砕岩相からなる火山岩層で，その模式地は岡山県和気郡吉永町下畑部落から南方へ大又部落（「周匝」，図幅地域内）に至る道路沿いの露出である。本模式地の岩体は北西-南東方向に延びた分布をし，図幅地域内では上郡町延野部落付近で急激に尖滅する。皆坂安山岩との関係は一見横に指交するようにみえるが，鳳宮池付近の詳細な調査でアバット状に重なる関係が確認された。一方，旭日鉱山を通り北西-南東方向にも細長い分布がみられる。図幅地域の南部西有年部落<sup>うね</sup>付近や図幅地域西南部の相生市矢野町北部付近にも比較的まとまった分布がみ

られる。いずれの場所でも皆坂安山岩に累重する関係にある。層厚は模式地で200m前後、旭日鉱山付近で20-30mと薄く、西有年部落で、150m、矢野町で120m程度である。

模式地付近では流紋岩溶岩が主体をなす。旭日鉱山地域で20-30mほどの厚さの溶結凝灰岩、西有年部落、矢野町では主に凝灰角礫岩である。模式地の流紋岩溶岩は地形的に急崖をなし、赤褐—赤紫色、灰白色を呈し、流理構造、球顆構造がよく発達するという特徴がある。鏡下ではガラス質石基に真珠構造がみられることが多く、割れ目に沿っての脱ガラス化がみられ、また、大・中・小の球顆組織が発達する。斑晶は石英・斜長石・アルカリ長石で、ときに黒雲母が認められる。これらはしばしば融蝕されている(図版VI-2)。火山岩体としては、模式地及びその北西延長「周匝」図幅地域側に幾つかの噴出口を持つ火山ドームまたはそれに近い火山体であろう。旭日鉱山地域では急速に尖滅するが、岩相も溶結凝灰岩となる。本質レンズが大きく(数cm-10数cm)、多分模式地付近からの比較的小規模の火砕流による溶結凝灰岩であろう。

#### V. 2. 4 鶴亀上部累層

本累層は鶴亀累層(岸田・弘原海, 1967)の上半部を占めるものである。本累層は下部の頁岩・砂岩・層灰岩・火山礫岩の成層堆積岩相からなる加賀美部層と上部のデレン岩質溶結多結晶凝灰岩の滝谷部層なる。滝谷部層は兵庫県東南部岡山県一帯で良好な鍵層として広く追跡可能であって、大規模な広域(分布径100km以上)にわたる火砕流堆積物であり、滝谷部層の良く発達する下位には加賀美部層の堆積岩相も一般的に発達する傾向がある。この広域的な分布を示す鶴亀上部累層に対し、火山噴出口を図幅地域内に点々と持つ安山岩及び流紋岩火山岩層(分布直径数km以内)からなる地局的な性格の強い鶴亀下部累層とは、火山の性質も分布や構造もかなり異なったものであり、両者を別々の独立した累層に区分した根拠となっている。

##### V. 2. 4. 1 加賀美部層

鶴亀上部累層の下部層で、層理の明瞭は水中堆積の頁岩・砂岩・層灰岩及び火山砂・礫岩の互層からなる。模式地は岡山県吉永町大又部落(「周匝」図幅地域)より八塔寺に通ずる山越えの道路の昇り斜面での露頭である(第26図)。模式地から東方旭日鉱山付近にかけて特に良く発達するが、その他、図幅地域の南部、南東部の滝谷溶結凝灰岩層の下位には、地質図上表現不能な程度であってよく連続しており追跡することができる。さらに、薄層ながらも兵庫県中部・南部さらに岡山県東南部にわたって広域的に追跡され、かつ、この層の直下またはこれ以下の層準には、良質のろう石鉱床を胚胎する(兵庫県生野地域及び岡山県三石地域)ことがあり、その意味で重要な鍵層となりうる。層厚は一般に20m、最大で80mである。本層の特徴は成層堆積岩相にある。細粒な岩相は淡水成黒色頁岩であり、粗粒相は大部分下部火山岩源の層灰岩・砂岩・礫岩層(volcaniclastic sediments)である。ただ上部には、薄い凝灰岩層や上位の火砕岩と同質の火砕流の流入によって泥と灰との攪乱層も観察される。この攪乱泥層には類質火山円礫の迷子礫が黒色泥皮殻を表面に張りつけて混入していることが多い。それは泥覆面礫(mud mashed boulder)と言えるものである。この場合は湖水面上を流れる火砕流からの火山円礫が保熱状態のまま降下し、水中の泥層の中に混入されたものと考えられる。



第26図 相生層群鶴亀上部累層加賀美部層の模式地における泥岩火山砂礫岩互層

#### V. 2. 4. 2 滝谷部層

鶴亀上部累層の上部層でデレン岩質溶結多結晶凝灰岩である。本層は岸田・弘原海（1967）が鶴亀累層の後明流紋岩質デイサイト多結晶溶結凝灰岩と呼んだものと同一地層であり、その模式地は南隣「播州赤穂」図幅地域、相生市鶴亀部落の北方、東後明部落の地域で、本図幅地域では南東端西後明部落より光明山にかけて模式地からの連続岩体が広く分布する。それに加えて、相生層群の一連の層序関係が良く観察される上郡図幅地域内の岡山県吉永町滝谷部落から八塔寺に至る道路沿いの露頭をも新しく模式地に設定し、滝谷部層と呼ぶことにする。

本層は本図幅地域の南半部の平坦山頂部に広く分布する。模式地の岩体はそこから南東方向の稜線に沿って皆坂部落・旭日鉱山の両地域の皆坂安山岩を2分するように被覆する。南西部の播磨自然高原・大山寺・鯉峠付近などのゴルフ場や宅地造成地となっている平坦山嶺地域、南東部の若狭野・西後明・光明山にかけての地域とその北側の三濃山に続く山稜線上にも広く分布する。模式地での厚さは最大120m、相生市若狭野地域では最大450mである。

岩相は野外で暗灰色～暗灰褐色の特徴ある色調を呈し、1-3mm程度の斑状結晶は石英・長石の外に黒雲母が肉眼的に多量に認められるという特徴的な強溶結多結晶凝灰岩である。柱状・板状の冷却節理がよく発達することがあり（第27図）、この節理面の風化面上では5cm程度の本質レンズによる溶結構造がよく観察されるが、新鮮な破面では多量の斑状結晶などのためにほとんど識別しがたい。岩石は本来、塊状緻密で硬い岩質であるが、風化するとマサ状になって赤土状の深層風化土を作り、ゴルフ場や宅地造成は容易であっても、崩壊や地なりに弱く、土地の保守に問題がある。本部層の下部・中部にごく薄い成層凝灰岩をはさむことがある。

鏡下で、斑状結晶量は25-35%が一般的で、しばしば40%を越えることのある結晶凝灰岩（crystal



第27図 相生層群鶴亀上部累層滝谷部層中のデレン岩質溶結多結晶凝灰岩の冷却節理

tuff) で、石英・斜長石・アルカリ長石の無色鉱物の他、黒雲母・角閃石の有色鉱物も多い。いずれも碎片状で火砕岩の特徴が明瞭である。石基部はガラス破片と岩片によるユータキサイト構造が一般的に認められる。長石や黒雲母には緑泥石や絹雲母化が進み、見掛け上新鮮なものを分離しても年代決定用には無理がある(図版Ⅶ-1)。

上記は滝谷部層の全般的な特徴であるが、より詳細に岩相を区分すると、さらに下部・中部・上部の3層に区分できる。下部層は角閃石などの有色鉱物の多いデイサイト溶結凝灰岩、中部層は石英が多く有色鉱物の少ない優白色の流紋岩質の溶結凝灰岩、上部が本図幅地域の本部層の大部分を占めるアルカリデイサイトすなわちデレン岩質溶結凝灰岩である。しかし、この地質図幅内には滝谷層の細分は表現していない。

本層の堆積構造が下低面が起伏に富んだ陸上の古地形に調和的に埋積して凹地で厚く累積したであろうことについては、下位の加賀美部層の湖沼性の堆積層の発達の良いところほど本層も厚くなることから推論できる。一方、本層が鍵層として広域的に追跡できることから広域的な特徴として次のようなことが明らかになっている。すなわち、「上郡」図幅地域より北方の各地の生野層群、相生層群相当層では滝谷層を含む鶴亀上部累層がほぼ各火山層序の最上位層となっている。一方、本図幅地域以南の瀬戸内海沿いの各地の相生層群相当層では、逆にそこでの火山層序の最下位層準に近い位置を占める。「上郡」図幅地域を東西に結ぶ岡山県から兵庫県にかけての地帯がちょうどその転換地域となっており、その意味で「上郡」図幅地域は本累層の上位・下位の火山層序関係を全域的に解明するのに良い地理的場所を占めていると言える。



## V. 2. 5 赤穂累層

本累層は相生層群の最上部の流紋岩質火砕岩類と定義されている（岸田・弘原海，1967）。本図幅地南方の国道2号線以南の赤穂市・相生市及び御津町地域の海岸で層厚約1,500-2,000mの火砕岩層である。全体として流紋岩質の溶結ガラス質凝灰岩が圧倒的であるが、角閃石の有色鉱物の多いデイサイト質の凝灰岩層や層理のある細粒堆積岩が幾つかの層準には含まれている。「上郡」図幅地域内における赤穂累層相当層は本図幅域地中西部の岡山県側の八塔寺流紋岩及びその火砕岩からなる地層（八塔寺層）である。八塔寺層は岸田・弘原海（1967）によると天下台山層群に属する酸性火山岩に対比されていた。しかし、その火山岩体の地質構造が相生層群と調和的であることによって相生層群最上部層と考えるにいった。

### V. 2. 5. 1 八塔寺部層

岸田・弘原海（1967）の八塔寺流紋岩と同一の火山岩体からなる地層であるが、対比のうえで天下台山層群より相生層群に変更したものである。模式地は八塔寺山北方の東西性の谷沿いの露頭であり、本図幅地域内では模式地域のみに限られる。層厚は最大380m。比較的局所的に分布するところでは、滝谷部層に整合的に重なる。流理構造の明瞭な流紋岩溶岩が主体である。球顆の発達が目立つようになって本来の火山岩の組織が消えてしまうことがある（図版VII-2）。鏡下では、珪長質微晶が石基中で流理構造を示す。わずかな融融石英・ピンク色のアルカリ長石・斜長石がみとめられる。全体的な地質構造では模式地の谷を通るNW-SE方向の向斜軸によって舟状構造を示し、下位の一連の相生層群と調和的である。

## V. 3 播磨進入岩類

本地域に分布する花崗岩類を主とする白亜紀の進入岩類の大部分は、岸田・弘原海（1967）による“播磨花コウ質岩類”のなかに一括されていたもので、ここでは“播磨進入岩類”とする<sup>13)</sup>。

本岩類のほとんどは、古期岩類の古生層、夜久野型複合岩体及び前述の白亜紀―古第三紀の火山岩類を貫いており、進入岩体のまわりに熱変成作用の影響がみられる。ただし後述するように、天下台山層群には影響を与えていない。しかし天下台山層群に覆われているところが南隣「播州赤穂」図幅地域内に認められるはずであるが、確かめられてはいない。

本岩類の岩体の大きさは、大小さまざまである。岩質も花崗岩から斑れい岩にわたっており、1つの岩体のなかでも岩相の変化が著しいが、最も多いのは花崗岩質の進入岩である。本岩類の分布を追ってみると、本図幅地域内では大きくみて、その配列に2つの傾向がみられる。1つは、上郡町南東部から上月町にかけて、北北西―南南東の方向に直線的に点在して分布するものであり、今1つは本地域の東部菖蒲谷付近から北縁中央部の佐用峠へかけて北西―南東の方向に点在するものである。前者を西列の

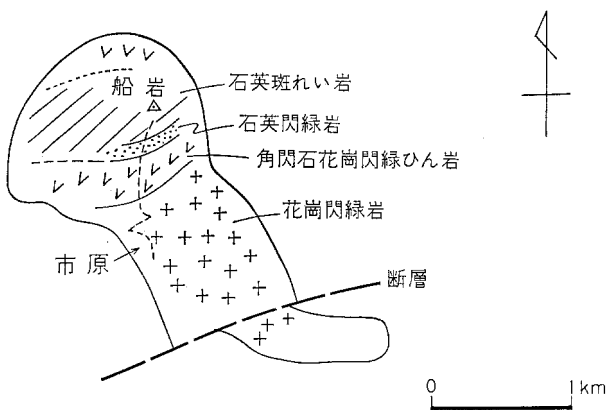
13) 播磨進入岩類は、これまで何回もでてきたように播磨花コウ質岩類（岸田・弘原海，1967）と命名されたが、一般には“播磨花崗岩類”と呼ばれていた（兵庫県地質産図説明書（1961）では姫路付近の小岩体を播磨花コウ質岩類としている）。最近、弘原海は（1980）によって、“播磨花崗岩類・閃緑岩類”という名称がつけられている。また、表層地質図「龍野」（経済企画庁，1965）で播磨深成岩類となっている。

岩体、後者を東列の岩体と呼ぶことにしておく。しかし、本図幅の範囲内でも、ある程度認められることではあるが、その周辺あるいは20万分の1位のオーダーで眺めると、ここには図示できないが、全体として大きく西北西-東南東方向の古生層基盤岩の構造方向に一致している。これらの方向に配列する岩体の岩質には、特に取りあげる程の著しい違いがある訳ではないが、本地域内に関するかぎり、両配列のいずれの岩体も、南側のもの程大きくかつ酸性で、北側の岩体ほど小さく、酸性岩のなかに塩基性の岩石が含まれているという岩相変化がみられると言う傾向がある。このような大小さまざまな岩体と言うのは露出している岩石に対しての表現であって、小岩体といえども、周りにかんがりの範囲が、ホルンフェルス化しているということから推測すると、地下には相当な広がりをもっていると思われるものもある。また、地表には露出していないが、母岩である古生層が相当な範囲にわたって、ホルンフェルス化しているところが、木図幅地域東北部、国鉄せんぼん駅北方などにみられ、地下の花崗岩類の存在が予想できる。

本侵入岩類の岩相変化を示す岩石種には、次のようなものが区別される。ここに並べられた順序は生成順序にほぼ従っているが、それらが1つの岩体のなかに共存するときは、大抵の場合、斑れい岩や石英閃緑岩は花崗岩質岩に捕獲されたような産状を呈している。

- 石英斑れい岩
- 石英閃緑（ひん）岩
- 花崗閃緑岩
- 斑状花崗岩
- 花崗斑岩（及び文象斑岩）

これらのすべてが1つの岩体のなかでの岩相変化をするということではなく、上記の岩石種のうちいくつかは組合った形で岩体を形成していることが多い。地質図にも図示されているように、もちろん1つの岩石種のみからなる岩体もあるし、1つの岩体とみられるもののなかに相互の進入関係がみられることもある。第28図は船岩を形成する船岩岩体の例で、主体は花崗閃緑岩であるが石英斑れい岩を核として、種々の岩相の岩体が、これを取り囲んでいると言ったような分布を示している。



第28図 船岩岩体の岩相変化を示す模式図

ここでは、数多くの個々の岩体について述べるのではなく、全体を白亜紀の侵入岩類として一括し、上記の岩石種について、塩基性岩から酸性岩へという順序で説明をするが、そのなかで、個々の共通する岩体の特徴にふれることにする。

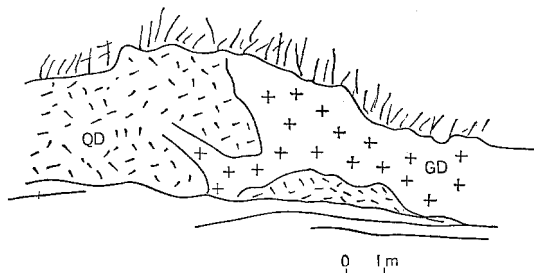
### V. 3. 1 石英斑れい岩

本岩は西列の北部の岩体に多く含まれており、本岩も単独に一つの岩体を作っていることは少ない。西列の南部には、三濃山西方、鞍居川沿いの小山付近に単独の小岩体がある。普通、中一細粒の岩石であるが、船岩の岩体に含まれているものはやや粗粒である。岩石は一般に黒色ないし暗灰色で、露頭でも新鮮なものが多く堅硬である。主な鉱物は、斜長石・単斜輝石・緑褐色角閃石であるが、これらの鉱物を埋める形で石英が見られる。また時にはカリ長石や黒雲母が含まれていることもある。その他、鉄鉱、アパタイトが少量含まれる。二次的変質鉱物には絹雲母・緑泥石・アクチノ閃石・スヘンなどが見られる。

### V. 3. 2 石英閃緑（ひん）岩

石英閃緑ひん岩は後の項でのべる花崗閃緑岩中の捕獲岩様の岩体をなす岩石で、目高の岩体中のものは幅10mをこえるものもあり、捕獲岩としてはかなりの大きさをもつ。しかし、いずれにしても本岩は花崗閃緑岩中のみ見られるものである。第29図には本地域の中央南部に分布する花崗閃緑岩を主体とする岩体中の佐用谷奥に見られる石英閃緑ひん岩の産状を示す。

岩石は緑色を帯びた灰色の岩石で、肉眼的にも特徴的な針状の角閃石が見られる。普通斑状構造を示すが、目高の岩体中に含まれるものには中粒で、均質なものがあり、これはむしろはっきりした石英閃緑岩である。斑晶の主要鉱物は斜長石・石英・角閃石で、黒雲母が加わることがあり、また、角閃石のなかに単斜輝石が包有されていることもある。またカリ長石がまれに含まれることもある。角閃石は緑泥石化していることが多い。石基は、一見均質な珪長質で完晶質である。石英・斜長石・緑泥石化した黒雲母・角閃石のほかにアルカリ長石が見られることがある。鉄鉱にはチタン鉄鉱と磁鉄鉱があり、チタン鉄鉱の周りにはスヘンができています。その他、変質鉱物には緑泥石のほか白色雲母、緑れん石がみられる。斜長石の曹長石化もまれではない。



第29図 花崗閃緑岩(GD)と石英閃緑(ひん)岩(QD)の産状(佐用谷北方奥) 石英閃緑(ひん)岩中には特徴的針状角閃岩が観察できる

### V. 3. 3 花崗閃緑岩

本岩は、本地域東部の釜出、能下北方の岩体、中央南部(佐用谷付近)の岩体、船岩の岩体、目高の岩体などの主体をなし、本地域内では最も多い岩石である。本岩はまた均質ではなく、粒度と岩相に変化があり、捕獲岩を含んでいることが多い。

岩石は中粒ないし粗粒で、優白質であるが、含有する角閃石の量によって色調に変化がある。主要構成鉱物は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・緑色角閃石で、角閃石の量は様でない。その他褐れん石・アパタイト・鉄鉱を伴う。黒雲母は一部緑泥石に、角閃石も緑泥石に変わっているところがあるが、角閃石にはさらに一部帯青緑色の角閃石に変わっているものもある。本岩の一部には、斑状構造を呈するところもあり、目高の岩体には、斑晶と石基とが明らかに区別されるものがある。これはむしろ、“角閃石花崗閃緑斑岩”と言えるものであろう。また、本岩中には、前に述べたような長針状の角閃石で特徴づけられる石英閃緑ひん岩を捕獲していることが多い。

#### V. 3. 4 斑状花崗岩

本岩は本地域東部の能下及び釜出北方付近に分布するかなり大きな花崗閃緑岩を主とする岩体の西側の一部を占めている。両者の直接の関係は明らかでないが、本斑状花崗岩は花崗閃緑岩を貫いていると思われる。本岩は中粒の岩石で、一見周りの花崗閃緑岩と類似するが、より優白質で、風化面などで長石類による斑状構造がみられることと角閃石が存在しないことで両者は識別できる。主要鉱物は斜長石・石英・カリ長石であって、これらの一部が局部的に大きくなっていて、斑状構造を呈す。その他には黒雲母が伴われるが、緑泥石化あるいは緑れん石化していることが多い。またアパタイト・鉄鉱の小粒が少量見られる。

#### V. 3. 5 花崗斑岩（及び文象斑岩）

花崗斑岩は、前述の東列、西列ともに小岩体のなかに多い。もちろん1つの岩体が、本岩のみで形成されているとは限らないことは前述の通りである。本岩はどの小岩体でも優白質で、肉眼的にも斑状構造が見られるという特徴がある。斑晶は斜長石・石英・カリ長石（アルカリ長石）で、それぞれの量に



第30図 花崗斑岩質侵入岩中に捕獲されている石英斑れい岩の露頭（尾崎北方）

は変化がある。黒雲母はあっても少量で、緑泥石化する。石基は珪長質、完晶質で、石英・カリ長石・斜長石・緑泥石化した黒雲母が主な鉱物である。不透明鉱物は少ない。石英とカリ長石は組合って微文象構造を示し、この構造を示すものが多いものは“文象斑岩”と言える。

本地域の北西部尾崎北方の岩体は本岩と石英斑れい岩とが共存しているが、第30図に示すように、本岩中に斑れい岩を捕獲しているところが見られる。佐用坂付近の小岩体は大部分、本岩のみからなるが、ところどころに同様な関係が見られる。またこれらの岩体の周りの古生層は、狭い範囲ではあるがホルンフェルス化している。このことからすれば、前述のように露頭の岩体は小さいが、地下には相当大きな広がりをもつ大岩体がありそうである。

#### V. 4 天下台山層群

南隣「播州赤穂」図幅地域内の相生市天下台山を中心に分布する流紋岩及び同火砕岩からなる地層である(岸田・弘原海, 1967)。下位の相生層群とは明瞭な斜交不整合の関係にある。また、播磨侵入岩類との直接の関係はみられないが、相生層群を天下台山層群が直接不整合に被覆する地点で、相生層群へ貫入する花崗岩がその周辺の一連の岩石に広く熱変成を及ぼしているのに対して、上位の天下台山層群にはそれが認められないという野外関係から、播磨侵入岩類貫入以後の火山岩であると認定している。Rb-Sr 年令 (SEKI, 1978) によると岸田・弘原海 (1967) の“播磨花コウ質岩類”に相当する岩石の80Maに対して、天下台山流紋岩は70Maであって、この結論とは矛盾しない。

この模式地の相生市天下台山より北流した流紋岩の溶岩は、赤穂累層から鶴亀上部累層までの一連の地層と斜交しながら、主要分布地の「播州赤穂」図幅地域から「上郡」図幅地域内の南東部相生市矢野町西後明部落にごくわずか顔を出す。この本図幅地域内に分布する岩層は天下台山流紋岩との連続岩体であるが、あまりにも小岩体であるのでここでは特別に模式地等を設定しない。

### VI. 岩 脈

本図幅地域には、数多くの岩脈がこれまで述べてきた地層あるいは岩体を貫いている。これらは脈幅10m以下のものが多く、地質図には誇大して表現されているものが多い。しかし岩木部落の西南西の流紋岩岩床、馬坂部落の北方の千種川沿いの流紋岩脈などは脈幅数10mで、延長1km以上の大型のものもある。また、図示されているもの以外に、潜在している岩脈も数多くあるはずである。夜久野型複合岩体中に見られる脈状をなす岩体で同複合岩体の構成員と考えられるものについては、既に述べたところであり、ここに述べるものは、主として白亜紀―古第三紀の火成活動に関係のある岩脈である。

岩脈は大きく分けると、次のようなものである。

1. 玄武岩及びドレライト
2. 石英斑岩及び流紋岩
3. 球顆デイサイト
4. ひん岩 (安山岩)

## VI. 1 玄武岩及びドレライト

玄武岩とドレライトの岩脈には、“夜久野型複合岩体”あるいは古生層中の塩基性火山岩中に貫入するものと、白亜紀—古第三紀火山岩中に貫入するものがあることは他の岩脈と同じである。前者にはむしろ被貫入岩の活動に関係があるものが多く、“夜久野型複合岩体”に関連すると判断されたドレライト質岩石については既に記述した。ここでは、上月町や新宮町栗田付近などで古生層を貫くもの、本図幅地南西部で、相生層群を貫くものについて述べる。いずれの岩脈もほぼ同様な岩質を示すが、玄武岩とドレライトとは斑晶の大きさや石基の鉱物の大きさ、などによって区別しているにすぎない。

岩石は帯褐暗灰色で、緑色を帯びることが多く、脈幅も10m以下のものが普通である。本岩には石基に特有のドレライト構造ないし間粒構造がみられる。斑晶は短冊状の斜長石とそれにつつまれた形の粒状の単斜輝石からなり、石基の鉱物も同様であるが、鉄鉱の散点が著しく、ガラスはほとんど変質して、緑泥石質や石英質のものとなっている。輝石は部分的に緑泥石化しており、斜長石の一部は絹雲母化する。

## VI. 2 石英斑岩及び流紋岩

これらの岩脈も普遍的に各層、各岩体を貫いているが、特定の地域に集中的に貫入が見られることもある。しかし、“夜久野型複合岩体”の中心部には比較的少なく、本岩体が後期中生代火山岩類と接する付近や相生層群の堆積岩相の部分に集中的に見られるところがある。本岩脈も幅10m以下のものが一般であるが、ときには数10mを超えるものもある。岩石は優白質であるが露頭は普通風化していることが多いので、褐色を帯びており、石英や長石類の斑晶が明瞭にみられる。

石英斑岩と流紋岩とは上に述べたような共通した産状を示しており、露頭では両者の区別はつけにくい。ここでは、鏡下で、斑晶として、ほとんどカリ長石が含まれず、石英を主とし、斜長石及び緑泥石化された黒雲母のみからなるものを石英斑岩と呼び、カリ長石の斑晶の多いものを便宜的に流紋岩として石英斑岩と区別している。

石基はガラス質であるが、ほとんど脱ガラス作用によって、石英質あるいは緑泥石質の微小鉱物になっている。石基の鉱物としては、石英・斜長石・アルカリ長石・変質した黒雲母であり、鉄鉱はまれである。ときに石英とアルカリ長石による微文象構造がみられることがある。また、石基が完晶質となつて、粗粒の花崗斑岩と言えるようなものもある。構成鉱物は前と同じである。

## VI. 3 球顆デイサイト

本岩は鏡下において、球顆状構造が著しく発達したデイサイトで、ひん岩と石英斑岩との中間的な灰白色ないし帯緑灰色の外観を呈しているが、野外では、むしろひん岩との区別がつけ難い。肉眼的に石英の斑晶は識別することは難しい。分布は限られており本図幅地域の北西部に多く、地質図では石英斑

岩及び流紋岩として塗色されているものの中に含まれている。

本岩は主に石英と斜長石の斑晶をもち、斑晶状に繊維状の微結晶の集合からなる球顆粒が発達している。石基の部分は変質したガラスと細粒の石英及び長石からなり、有色鉱物はすべて緑泥石化しており、鉄鉱などは少ない。二次鉱物は絹雲母・緑泥石・石英で、方解石脈の発達することがある。

#### VI. 4 ひん岩 (安山岩)<sup>14)</sup>

本岩は本地域の脈岩中、最も広い範囲に分布し、特に古生層分布地域にも貫入してきているものであり、“夜久野型複合岩体”の中にも数多く貫入してきている。

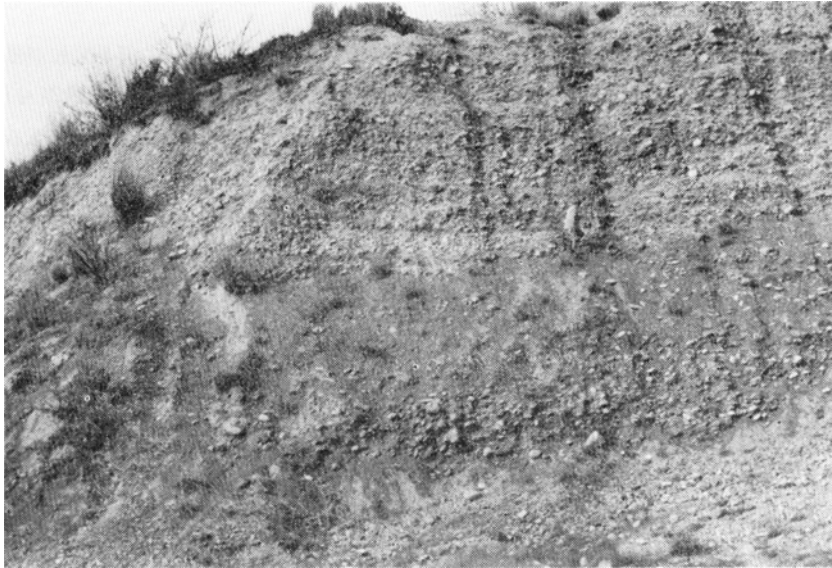
岩石は一般に5m以下の幅をもつものが多く、斑状構造が肉眼的にも明らかで、帯緑灰色を呈する。斑晶は斜長石・角閃石・単斜輝石を主とするが、石英や黒雲母などが含まれることがある。石基は一般に変質しているが、斑晶と同じ鉱物からなり鉄鉱が散点する。石基のガラスは脱ガラス化し、緑泥石物質あるいは石英質の物質にかわっている。変質鉱物は緑泥石のほか、緑れん石・絹雲母・方解石・石英などがあり方解石・石英は細脈も形成する。

### VII. 佐用 礫 層

木層は、本地域の北東部及び中央東部の“準平原”とも言われる平坦化された山稜地帯にかなりの広がりをもって点的に分布する礫岩層の総称である。両地域の礫層が同一時代のもので、かつては連続していたものかどうか、その証拠はないが、岩相と産状の類似性から同一礫層として便宜的に扱っておく。

北東部の本層が北隣「佐用」図幅地域内の礫層と連続しているところから、「佐用」図幅地域で呼ばれている“佐用礫層”の名称をそのままここに用いた(神戸・広川, 1963)。本礫層の分布地域は、地形的に平坦化しているが、分布は点在している。礫層はほとんどが礫のみからなることが多く、一般には塊状をなし、層理の明らかな露頭は少ないが、万能峠西方の道路沿いの露頭では、間に砂及び粘土の薄層がはさまれ、緩い角度の傾斜がみえるといった程度の層理がうかがえる(第31図)。また基盤岩との関係は余りはっきり見出せる箇所がないのであるが、本地域の北西部、金屋の谷で傾斜不整合の関係が見られる(第32図)。厚さは不明であるが50mは超えると思われる。本層中の礫は、大きさがまちまちで、こぶし大位(径約10cm)のものが最も多く、人頭大以上のものも少なくない。礫のなかにはクサリ礫とみられるものもある。礫種には、白亜紀―古第三紀の火成岩類が多く、いずれも垂角礫であり、珪岩ないしチャート・塩基性火山岩類・砂岩・泥岩も少なくないが、これらには円礫が多い。“夜久野型複合岩体”中の岩石は極めて少ない。本礫層の成因については、まだはっきり判っていない。木地域から北隣「佐用」図幅地域にかけて、局所的な変動による異常な堆積層としておく。化石は全く今までのところ発見されていないが、一応、鮮新世から更新世にかけての「大阪層群」に対比できるもの(神戸・広川, 1963)かもしれない。

14) 本地域のひん岩は安山岩質であり、石基も完晶質というより、ガラスの二次的変質が目立ち、むしろ安山岩としてしまった方がよい。



第31図 佐用礫層 万能峠西方道路傍の露頭 かすかな層理が染える



第32図 佐用礫層が基盤岩（上月層）を直接覆う露頭（上月町金屋南谷）

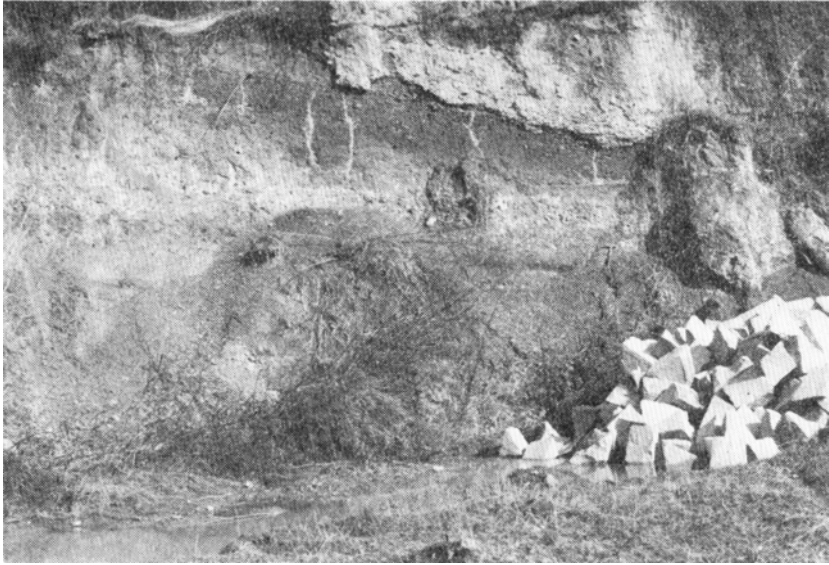
## VIII. 第四系

本地域の第四系には、広い意味では前述の「佐用礫層」も含まれるであろうが、ここでは河岸段丘堆積物、崖錐泄積物、沖積層である。



## VIII. 1 河岸段丘堆積物

本地域には、かなり大きな河川があるが、その千種川と佐用川の沿岸に河岸段丘堆積物が点在しているにすぎない。その規模も極めて小さいので、大部分は地質図上では沖積層のなかを含めている。段丘堆積物の厚さは5-10m程度で、礫・砂・粘土からなり、それらは数10cmのオーダーで互層している



第33図 上月町金屋付近の段丘堆積物

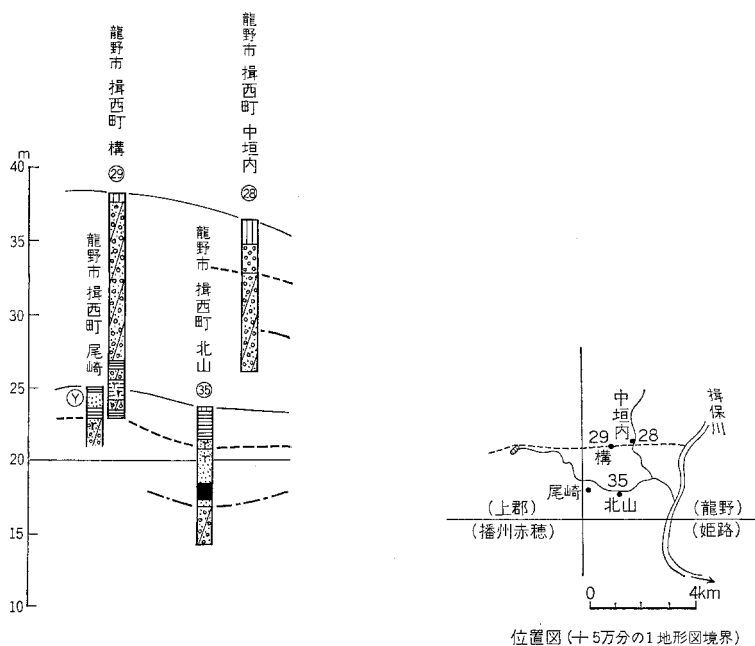


第34図 地汙り地形の例（千種川流域，菰田）

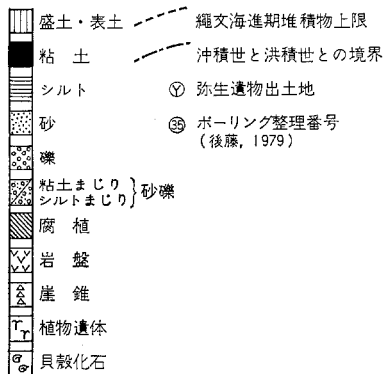
が、比較的粘土層が厚い。第33図は、上月町金屋付近の佐用川支流の流域に堆積している礫・砂・粘土層で、厚い粘土層中に礫が含まれており、また、厚さに変化のある礫層（0.5m±）もはさまれている。

## VIII. 2 崖錐堆積物

本地域の崖錐堆積物は、各地で見られるが、いずれも規模が小さく、一部を除くと、地質図上に図示できるほどのものはない。そのほとんどが沖積層のなかに一括されている。南光町菰田と上郡町国見には地質図上に図示できる程の広がりをもった崖錐堆積層がみられる。いずれも、砂粒を含む粘土と角礫を主としている。第34図はその崖錐堆積物からなる“地這り地形”を遠望したものである。

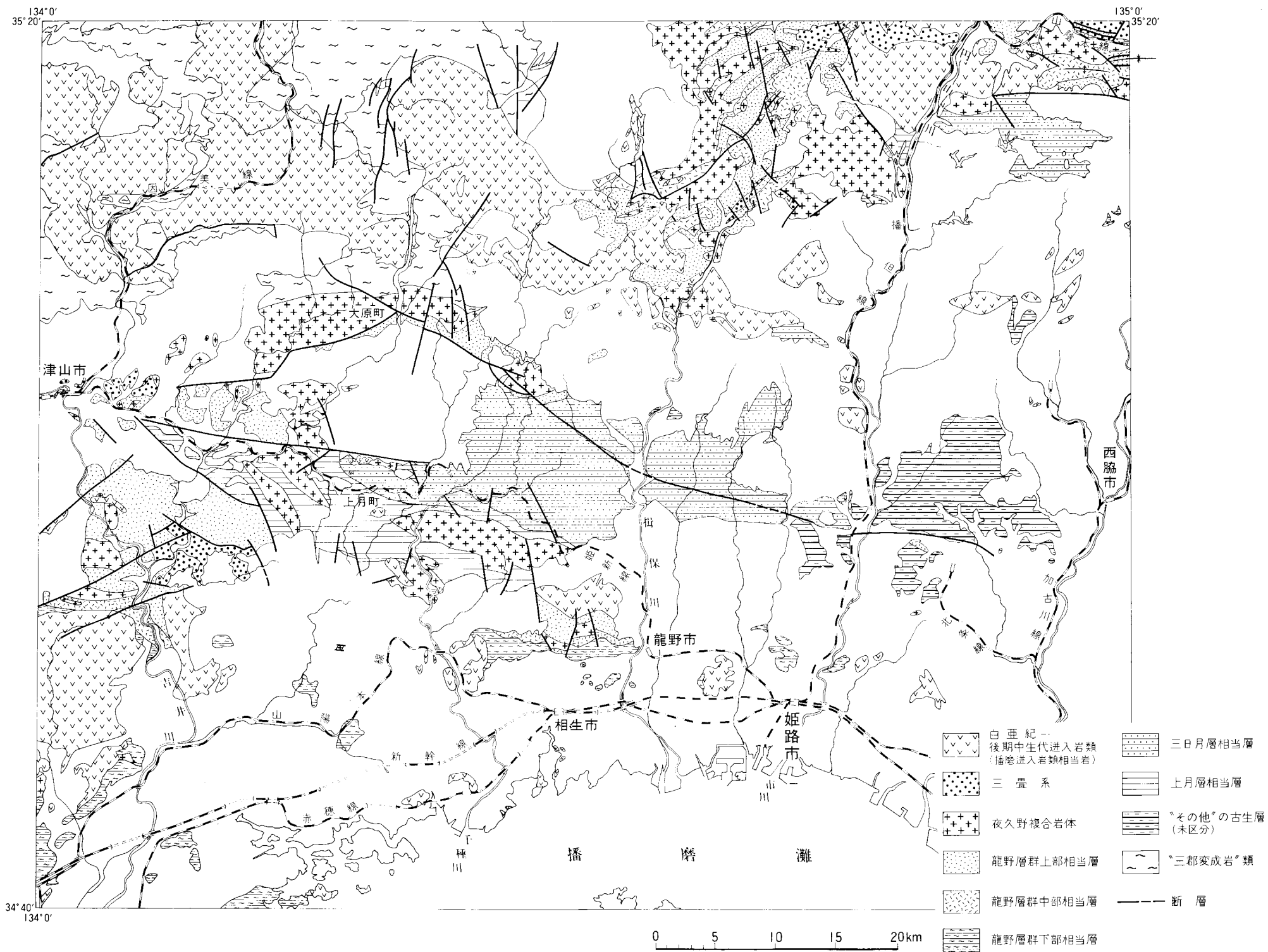


位置図（+5万分の1地形図境界）



第35図

龍野市西部において実施された地耐力試験用のボーリングから得られた第四系の柱状図の一部（後藤，1979より）左側のスケールは海水準



第36図 「上郡」 岡幅周辺地域の基盤構造 (20万分の1「姫路」より縮少) 夜久野型複合岩体のまわりは断層のことが多い

### VIII. 3 沖 積 層

千種川、佐用川のような大河川の流域ばかりでなく、大小の河川に沿って沖積地がよく発達しており、特に千種川及びその支流の合流点にはかなりの面積をもった沖積地がある。沖積層は礫・砂・粘土からなる。

第35図は本図幅地域南東隅付近の沖積層の東への延長部、東隣「龍野」図幅地域内の地点（中垣内・構・北山・尾崎）におけるボーリングによって得られた柱状図である（後藤，1979）。参考としてここに付記しておく。

## IX. 地 質 構 造

### IX. 1 古生層に見られる地質構造

第3図は本地域を含む西南日本内帯の地質構造区分図であり、後期中生代以前の日本の基盤岩を基準にしたもので、中国帯と丹波帯との間にはさまれた狭長な舞鶴帯の分脈として表現されているのが“上郡帯”であり、本図幅地域は、この付近の位置を占めている。また、第4図は兵庫県を中心とした、より詳細な構造区分図であり、上郡帯や、龍野変成帯など当時（1961）の地質構造に関する考え方が表現されている。

これらの地質構造図を眺めると、舞鶴帯が東北東－西南西方向に伸びているのに対して、“上郡帯”は全く正反対の西北西－東南東方向にのびていることがわかる。しかしこれらはいずれも構造帯間の境界を正確に表現されたものではない。

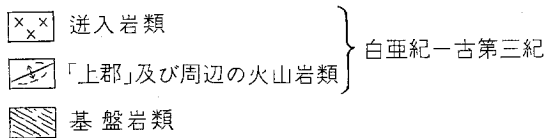
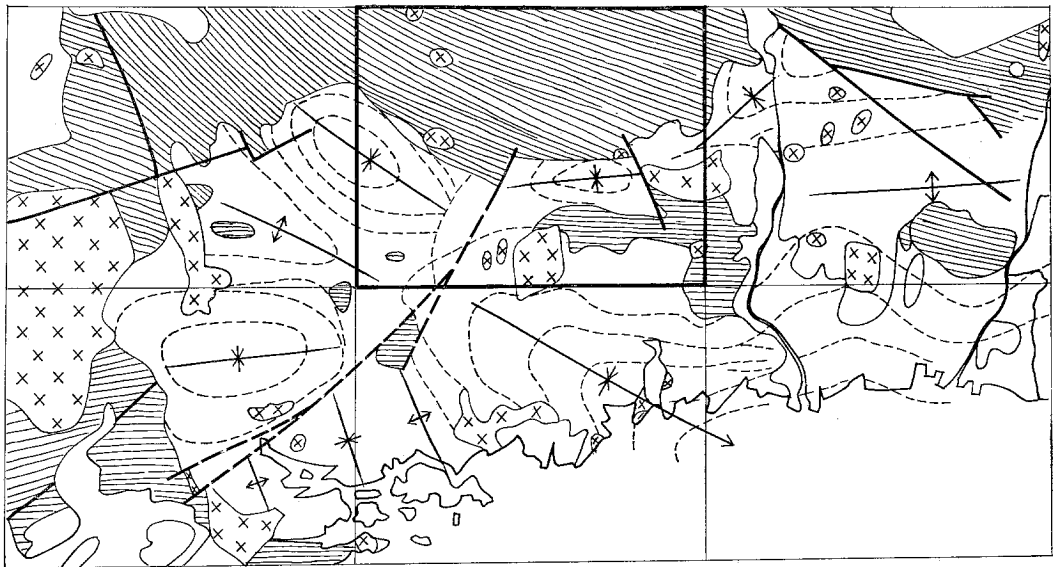
本図幅地域内では、前述の“上郡帯”の西北西－東南東方向の構造は、下部二畳系三日月層と上部石炭系上月層との境界、つまり衝上断層線で強調されている。三日月層だけを“丹波帯”の古生層とするならば、この断層線を“上郡帯”と“丹波帯”との境界と考えることによって、“上郡帯”の北限は決まることになる。しかし、ここでこの付近の地質構造そのものに触れておくと、この西北西－東南東の方向は上月層の内部構造、一般の走向傾斜の傾向や、その中に貫入（固体侵入）してきている夜久野型複合岩体の伸長方向とも調和的である。また本地域の南部に分布する龍野層群の一般的内部構造やその中に断層で挟在する夜久野型複合岩体の分布の方向もまた同じ方向をもっている。このような基盤の構造運動は夜久野型複合岩体の動きに関わる二畳紀末から三畳紀にかけての構造運動の時期のものである。この西北西－東南東性の方向は、この付近の基盤岩の基本的な構造方向であり、後述するように中生代から現在にいたるまでの地質構造は、何らかの形でこの基本的構造の支配を受けてきているように思える。

ところで、“上郡帯”であるが、あいまいなのは、むしろ南限である。地質図でもわかるように、龍野層群には上部・中部・下部があり、それらは一連の地層であるが、既に述べたように、下部は「龍野変成帯」の岩石とされ、その分布する地帯を“龍野変成帯”（第4図）と称していたことから、中部と下部との境界を“上郡帯”の南限としたようである。しかしその下部と中部は整合一連であるから、こ

の間に構造帯の境界を設定することには問題がある。そうだとすると、上部と中部との間に断層で挟在する夜久野型複合岩体の南側の断層線を境界線とするか、と言うことになる。つまり南側では、“夜久野型複合岩体”の南限を境界とするということになるのだが、そうすると、本図幅地域南東にわずかに顔を出し、後期中生代火山岩類の下に潜在すると考えられる夜久野型複合岩体とのつながりはどうなるか、非常にややこしい境界線を想定せねばならぬ。いずれにしても「上郡帯」とは、“舞鶴帯”に類似した南限不詳の構造帯で、しかも既に述べたように、「舞鶴帯とは構成要素を異にする同時代に形成された別箇の特異な構造帯」であるとすべきで、そのためには、従来の“上郡帯”の概念にとらわれないように、「上月—龍野帯」と別の名称で呼んだ方がよいのかもしれない。

第36図は、「上郡」図幅地域周辺の基盤岩の構造を20万分の1の地形図「姫路」にまとめたものを縮小したものである。これによると、“舞鶴帯”と“上月—龍野帯”との構造の違いがよくわかり、特に両構造のぶつかる津山市東部からその南東方にかけての地域の地質構造の複雑さが理解できよう。特に、この地域における夜久野型複合岩体の構造あるいは配列傾向の複雑さからは“舞鶴型”か“上月—龍野型”かを推測することは大変むづかしい。

後期中生代あるいはそれ以降の火成活動に相前後しておこった造構運動の影響は地塊運動などによって大きくあらわれている。本図幅地域ばかりでなく、広くあちこちにみられる多くの南北性の断層（第36図）はそのあらわれであり、本図幅地域内の侵入岩類の北北西—南南東方向の2つの列もその影響によったものと考えられるが、基本的には基盤の構造に支配されており、さらに広く眺めると全体が西北西



第37図 「上郡」図幅周辺地域の白亜紀—古第三紀火成岩類分布域の地質構造図  
50万分の1地質図「岡山」（広川ほか，1972）に加筆

一東南東の配列をもっていることがわかる。この影響は現在にも及んでいる。しかし、この時の断層運動に伴うブロック活動が基盤の構造をズタズタにしたような箇所も少なくない。舞鶴帯と上月―龍野帯のぶつかり合う地域の複雑さはさらに拍車をかけられた感がある。

## IX. 2 白亜紀―古第三紀火成岩分布地域の地質構造

第37図は「上郡」図幅地域付近の白亜紀―古第三紀火成岩類分布地域の地質構造を50万分の1地質図「岡山」（広川ほか、1972）をベースにして加筆された地質構造図である。次に、本地域の白亜紀―古第三紀における構造発達史を、他の周辺図幅地域の知見も加味して、相生層群の各累層の堆積あるいは火山岩噴出時期毎に考察してみる（弘原海、1980）。

### （1）上郡下部ステージ（南北性伸長型応力場）

このステージは、水底堆積岩層を各層準にはさむ安山岩→デイサイト→流紋岩の火砕流火山岩が大量・広域に形成された点に特徴がある。比較的下部には、基盤岩や同時代頁岩と火砕岩の混成による異常角礫岩が近隣図幅地域の各地で発見される。これらの岩相的特徴より、東西性の比較的小規模の陥没盆地が各地に群発し、小湖水域が発生し、ほぼ同時に、割目噴火の火砕流がこれら水域に流入し、さらに、これを埋没した埋没陸地上に厚い溶結凝灰岩が累積したことがわかる。これら相生層群分布の北側の基盤岩分布地域には、主として東西方向に延びるひん岩などの岩脈が密集し、上郡累層側で激減することからすれば、これらの岩脈は、この初期の火山活動に関連するものかもしれない。以上の諸点から、相生層群初期のこのステージでは、南北性伸長型応力場の支配によって東西性陥没盆地が各地に発生し、同方向の無数の火道群による割目噴火が促進されたと推定される。

### （2）上郡上部ステージ（南北性伸長型応力場）

基本的には前のステージと同じである。ただ、火山は流紋岩質が主体となり、かつ、陥没盆地も大型化する傾向がある。本地域の相生層群主要分布の北限、上郡町赤松―龍野市<sup>ふたつがい</sup>二柏野への東西性の基盤との境界線は南側にすべり陥没した構造線とも考えられ、そうだとすると、その時国鉄上郡駅付近に中心を持つ大きな深い湖水が発生し、これを埋没して形成されたのが岩木部層であると言える。流紋岩質溶結多結晶凝灰岩の細念部層が形成される頃には、この湖水も完全に埋めつくされた。

### （3）鶴亀下部ステージ（南北性圧縮型応力場）

このステージの火山の形成機構は前の諸ステージのものとは一変する。直径3-6km程度の溶岩を主体とした中心噴火型の安山岩と流紋岩の火山で、それらが相前後して活動する。火山岩の分布から火山岩体を識別することができる（下位の累層ではこれが不可能に近い）。本地域の皆坂部層の安山岩は下畑部層の流紋岩と接して分布し、活動時期は前者が先であるが、図幅地域外の諸地域では逆のこともあり、また、繰り返すこともある。活動の中心は生野町を通り東西に延びる中央山地であるが、その南への延長が「佐用」図幅地域からさらに本地域に及ぶ。このステージの広域的な上昇運動の中でも、幅数km程度の東西性の基盤褶曲が認められる。この運動によって、下位の地層は広域に、かつ褶曲の背部

では特に強く浸食され、本地域の北半部では大部分の地域で基盤が露出してしまふ。この基盤と相生層群下位の累層が接する形で残る褶曲の変曲点（線）に沿ってこれらの火山噴出口は並ぶ傾向がある。浸食された岩石の移動先は不明である。

以上の事実から考察して、以前の南北性伸長型から、逆に、南北性圧縮型の広域応力場に変換したことが推定される。しかし、この時期であることを特定できる岩脈は数少ない。図幅地域の南西端吉永町南谷の北方の幅最大200m、長さ1,000m以上に延びる流理構造の目立つ南北性の流紋岩の大岩脈はそのすぐ北側に広く流出する下畑部層の流紋岩溶岩（模式地）と岩質が酷似することからこの火道岩脈の一部と考えられる。これらの岩脈法（方位計測）のデータからも上記推定に矛盾しない。

#### （4）鶴亀上部ステージ（弱い南北圧縮型応力場）

このステージに形成された加賀美部層は薄層ながらも水底堆積岩相であり、滝谷部層は大型火砕流堆積岩である。前者が良く発達するほど後者も厚く累積することは火砕流堆積物の一般的特徴である。以上の観点に立って近畿西南部の当時の古地形を復元することが可能である。前のステージにおける激しい安山岩・流紋岩の複合火山活動は、この時期までにほぼ完了する。さらに、広域浸食作用によって準平原的な状態が生ずる。しかし、その中でも比較的低位帯域は相生層群及び有馬層群の分布する瀬戸内海岸部である。本図幅の南半部がこの累層の主要分布地であり、さらにその南方の海岸地域にもこれに平行した分布がある。詳細にみると、東西方向に軸を持つ数km幅の弱い基盤褶曲が次のステージにわたって続いていたものと考えられる。応力場を特徴づける証拠は不足するが、前のステージの傾向が弱いながらも次の赤穂ステージまで続いていた可能性が高い。

#### （5）赤穂ステージ（弱い南北圧縮型応力場）

赤穂累層はこの図幅地域から東隣「周匝」図幅地域にかけての八塔寺山を中心として、西北西－東南東方向の軸をもって向斜した岩体としてごく限られた分布を示す。しかし、南側の相生－赤穂及び和気にかけての海岸地帯には層理の認められる火砕岩類が厚く発達する。相生海岸では2,000m以上で海中に隠れる。このステージのものは中央山地の地域には存在せず兵庫県から岡山県にかけての地域が分布の中心となる。赤穂累層までの下位の一連の地層は上位層によって厚さの規模がほぼ明らかであるが、赤穂累層はその上限が不明である岩相的特徴から本地域の南半部を通り海岸部を中心に東西に延びて、数1,000mもの厚さに累積したと推定している。これら火山岩の噴出がどこで行われたか不明である。少なくとも、八塔寺山には流紋岩溶岩が大規模に存在すること、及び船木部層中にシート状や岩脈状に貫入する流紋岩の岩質に八塔寺部層と酷似するものが多いことから、本地域内にも噴出口の一部が存在していたことが明らかである。

#### （6）播磨ステージ（南北性圧縮型応力場）

播磨進入岩類の分布的特徴をみると、本図幅地域内では北北西－南南東に延びる2つの列、東列と西列が識別できる。また、西方岡山県側でも、妙見山を含む岩体列などほぼ同方向の分布がみとめられる。各列はほぼ10数kmの間隔を保って並列する。これは中生代における西南日本内帯の基本的地質構

造である領家帯・山陽帯・山陰帯（三郡帯）の東西方向の帯状配列とは明らかに交叉する方向だが、各列の南部ほど酸性岩の割合が増加するといった岩石種の同一性を各列ごとに横に結んだ時の東西性の帯状性にその基本的な構造が反映されているように見える。全体としてのストック状岩体の南北方向の配列及び個別的な岩体の内部構造でもみられる南北的方位性から、これら侵入岩の上昇時の広域的応力場が南北圧縮の特性を持ったものと推定しうる。

#### （7）天下台山（岩脈群）ステージ（南北性圧縮型応力場）

天下台山層群は南隣「赤徳」図幅地域内の模式地から、南西傾斜の2,000mに及ぶ厚い赤徳累層の上部から下部まで、さらに下位の鶴亀累層の下部までを縦断的に不整合に覆って北方に延長し、本図幅の南端の一部にまで露出する流紋岩溶岩流を主体とする火山岩である。相生造船所の西山頂部の溶岩の形態は流紋岩ドームの下部が露出しているごとくである。本図幅地域には、基盤地域から相生層群、及び播磨侵入岩類を貫く南北性の多数の流紋岩—石英斑岩の岩脈が認められる。岩脈方位計測からは南北、東西、北西—南東の3つの方向グループに岩脈群は区分されるが（合同資源産業㈱, 1968）、この内、南北性のものが断然優勢である。天下台山層群と岩脈との関係は直接には分らないが、ほぼ同一の時代のもので考えている。また、この岩脈系とほぼ平行的な南北断層系や、北東—南西で左横すべりの大型断層が岩脈と密接な関係でもって活動した状況が幾つか知られている。図幅内の旭日鉱山の鉱脈も、この種の南北断層や岩脈と密接に関連して形成されたものであることも明らかにされている（合同資源産業㈱, 1968）。これらの諸点から、このステージには、本地域が典型的な南北性圧縮型応力場にあったことが明らかである。地質図から読みとれる断層ブロック状の構造の大部分はこのステージに完成されたものであり、それ以後、本地域の地質構造を大きく規制するような地殻変動は第四紀地殻変動（ネオテクトニクス）を含めても存在しなかったと考えている。

## X. 応 用 地 質

本図幅地域内には、大きな稼行対象となる鉱産資源に乏しく、わずかに稼行中のものは、後期中生代火山岩（相生層群）中の旭日鉱山位のもので、金、銀を対象としている。その他は古生層のチャートに伴うマンガンを、（現在は採掘跡のみ）・石灰岩及び夜久野型複合岩体内の硫化鉄鉱床位のもので、いずれも極めて小規模である。その他、採石、石切場が3ヵ所あり、また鉱泉もあるが、余りはっきりしたものではないのでここでは省略する。地回り地帯はところどころにあり、本地域が“構造帯”といわれるところだけにかかなりの規模の古い断層があるためであろう。地回り地形もよく観察できる。以下は、主に“兵庫県地質鉱産図説明書”（兵庫県, 1961）を参照して要点のみをまとめたものであるが、マンガンについては、ほとんど資料がない。



## X. 1 金属鉱床及び非金属鉱床

### 金及び銀

#### 旭日金山 (兵庫県赤穂郡上郡町皆坂, 鉱業権者: 合同資源産業株式会社)

後期中生代火山岩類 (相生層群) 中に, 南北に走る断層があり, それに沿って含金銀石英脈を採掘. 多くの平行脈あり—— $N10^{\circ}W-N15^{\circ}E$ , ほとんど直立——, 脈幅, 0.8-1.2m, 平均品位Au: 8-15g/t, Ag: 50-80g/t, 現在も稼行中.

詳細な付近の地質構造は岸田・弘原海によって兵庫県旭日地域基礎調査報告書 (合同資源産業株, 1968, 1969) に記述されている.

#### 赤松金山 (同上, 岩木)

現在は閉山中, ほぼ, 旭日金山と同じ性質であったという.

### 銅・鉛及び亜鉛

<sup>みつひき</sup>**三久鉱山** (兵庫県, 佐用郡三日月町松平, 域外であるが春哉のわずか数km北方の位置にあるので記) 現在は閉山. 古生層 (三日月層) 中の砂岩・礫岩・粘板岩中の裂罅充填鉱床.  $N60^{\circ}E75^{\circ}S$  の鉱脈. 脈幅50-120cm, 鉱石: 黄銅鉱・輝銀鉱, 品位: Cu2%, Au20g/t, Ag500g/t.

#### 轟鉱山 (兵庫県赤穂郡上郡町苔縄)

現在は閉山. 夜久野型複合岩体中の斑れい岩中に胚胎した裂罅充填鉱床. 脈状をなし, レンズ状, 走向 $N10^{\circ}W$ ,  $75-80^{\circ}E$ , 脈幅30-100cm, 走向延長50-70m.

鉱石: 黄銅鉱・斑銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱, 脈石: 石英, 品位: Cu2%, Ag70g/t.

#### 榊鉱山 (相生市榊)

現在は閉山. 後期中生代火山岩類 (相生層群) 中の裂罅充填鉱床. 走向 $N10-25^{\circ}E$ 傾斜 $75^{\circ}S$ , 走向延長100m, 脈幅50-100cm, 鉱石: 黄銅鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱.

脈石: 螢石・方解石・石英, 品位: Cu10%, Ag50-450g/t.

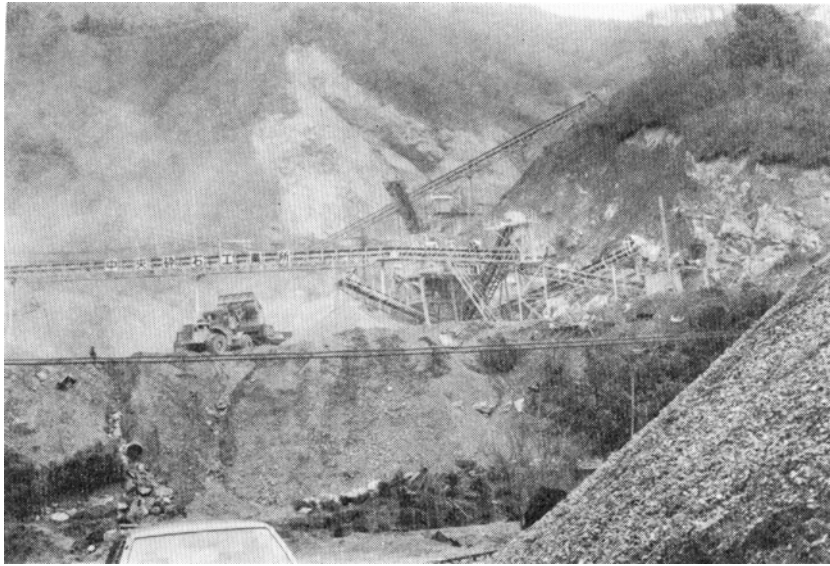
### 石灰岩 (石灰石)

#### 苔縄石灰鉱山 (兵庫県赤穂郡上郡町苔縄)

現在は閉山. 当鉱床の開発は明治4年と伝えられている. 鉱山付近には夜久野型複合岩体中の斑れい岩があり, 後期中生代火山岩 (相生層群) との間で, 断層でとじ込められた形の古生層 (龍野層群上部層?) 中の東西に延びたレンズ状の石灰岩を採掘. 規模は東西30m, 南北20m. 明治年間から昭和にかけて断続的に採掘し石灰肥料を生産していた. 最盛期には年間3,500tを稼行したという. 現在は, ほとんど採掘済み.

#### 稗田石灰鉱山 (兵庫県佐用郡上月町稗田)

現在は閉山. 本鉱床も開発は明治初年という. 古生界上月層中に挟在.



第38図 千種川流域赤松付近の採石現場

N80°E方向に延びる2個の平行レンズ状の石灰岩で、この中から石炭紀を指示する化石が見出されている。延長、それぞれ15m、40mが確認された。幅はいずれも10m程度、現在は鉱体の外側部がわずかに残存。昭和5年兵庫県工業試験場において鉱石の分析の結果は次の如くであったという。

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Ig. loss
10.71	1.50	5.27	41.23	2.6	33.80 (%)

## X. 2 石材及び砕石

現在本地域内で稼行しているのは千種川に沿う赤松地域、佐用峠地域、相坂峠南方地域の3ヵ所である。いずれも、古生層の岩石が対象であるが、古生層に付随している種々の岩石類も併せて採掘されている。

### 赤松地域

中央採石K. K. で稼行。

事務所：赤穂郡上郡町赤町1257-5、権者：別所岩蔵、出荷先：兵庫県内、産出量：295,000 t/年（但し53年度）、用途：コンクリート骨材、ここでは古生層（龍野層群上部）の粘板岩ばかりでなく、夜久野型複合岩体中の斑れい岩類が採掘の対象となっている。

第38図は本採石現場である。

### 佐用峠地域

船引生コンK. K. で稼行。

事務所：佐用郡佐用町佐用3505-92，権者：船引勇，出荷先：兵庫県内，産出量：134,000 t/年（昭和53年），用途：コンクリート骨付，対象はほとんどが，古生層（三日月層）中の砂岩，粘板岩である．付近には花崗岩類の小岩体があり，その影響を受けて岩石は硬化している．

#### 相坂峠南方地域

“吉田組”で稼行．

事務所：揖保郡新宮町新宮（現場は新宮町相坂），権者：吉田正純，出荷先は主に新宮町，産出量：不定，用途：主に道路敷石，他の2地域のものに比べると極めて小規模である．対象は古生層（三日月層）中の砂岩，粘板岩である．

## 文 献

- 合同資源産業㈱（1968） 兵庫県旭日地域基礎調査報告書．（未発表）．  
———（1969） 旭日地域構造試錐報告書（未発表）．  
後藤博弥（1960） 播磨の中古生層．兵庫県地学，No. 9，p. 1-5．  
———（1965） 兵庫県西南部古生層の研究（その3）—上月町の石炭系（予報）（演旨）．地質学雑，vol. 71，p. 377．  
———（1978） 兵庫県龍野市西南部に分布する弱変成古生層の地質時代．地学研究，日本地学研究会，vol. 29，p. 75-79．  
———（1979） 龍野市とその周辺の地質と地形．龍野市史，第1巻，龍野市．p. 5-128．  
GOTO, H. (1979) Some Fusulinids from the Permian in Singu-cho, Ibo-gun, Hyogo Prefecture, Southwest Japan. *Bull. College of Liberal Arts, Kobe Univ. (The Ronshu)*, No. 23, p. 47-57．  
後藤博弥・中田正次（1956） 兵庫県西南部の中・古生層の研究（その1）—龍野市北西部付近の地質（予報）（演旨）．地質学雑，vol. 62，p. 730．  
———・———（1958） 兵庫県西南部の中・古生層の研究（その2）—福崎市東部の二疊系（演旨）．地質学雑，vol. 64，p. 759．  
———・児林秀雄（1966） 龍野付近の岩石採集案内—西播地方の地学案内（1）．4p．  
———・山際延夫（1967） 兵庫県佐用郡万の峠産石炭紀珊瑚について．日本古生物学会報告，紀事，N. S., No. 44，p. 47．  
———・———（1973） 兵庫県佐用郡上月町に分布する石炭系から発見された紡錘虫について．地質学雑，vol. 79，p. 643-644．  
GOTO, H. and YAMAGIWA, N. (1975) Some Carboniferous Corals from Hyogo Prefecture, Southwest Japan. *Mem. Osaka Kyoiku Univ.*, vol. 24, Ser. III, No. 1, p. 87-93．  
長谷 晃（1977） 2, 3の地域における夜久野複合岩類に関連する緑色岩類の層序学的位置．日本地質学会84年学術大会講演要旨，p. 211．  
———・西村祐二郎（1979） 中国地方の緑色岩類．地質学雑，vol. 85，p. 401-412．

- 広川 治・服部 仁・猪木幸男・一色直記・坂本 亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子  
(1972) 50万分の1地質図幅「岡山」. 地質調査所.
- ・東郷文雄・神戸信和 (1954) 5万分の1地質図幅「但馬竹田」及び同説明書. 地質調査所,  
20+9p.
- 兵庫県 (1961) 兵庫県地質鉱産図及び同説明書. 171p.
- ICHIKAWA, K., MURAKAMI, N., HASE, A. and WADATSUMI, K. (1968) Late Mesozoic igneous activity in the Inner Side of Southwest Japan. *Pacific Geology*, No. 1, p. 97-118.
- 猪木幸男 (1969) 上郡帯より石炭紀さんご化石の発見. 地調月報, vol. 20, p. 77-78
- (1970) 兵庫県龍野市付近の低変成岩類 (演旨). 地質学雑, vol. 76, p. 99.
- IGI, S. and YAMADA, N. (1973) A geologic profile through the Chugoku belt, the Maizuru Structural Belt and further south in eastern Chugoku. *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area, Part II* (GORAI and IGI, editors), p. 89-92.
- (1973) The metagabbros and related rocks of the "Yakuno Complex" in the Inner Zone of Southwest Japan. *Geol Surv. Japan Repout*, no. 248, 41 p.
- 猪木幸男 (1976) 舞鶴帯塩基性火山岩の化学組成. 新潟大学地質研究報告第4号, 西田教授退官記念論文集, p. 459-469.
- ・後藤博弥・弘原海弘 (1979) 上郡帯再検討 (演旨). 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 168.
- ISHII, K. OKIMURA, Y. and NAKAZAWA, K. (1975) On the genus colaniella and its biostratigraphic significance. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 19, art 6, p. 107-138.
- 神戸信和・広川 治 (1963) 5万分の1地質図幅, 「佐用」及び同説明書. 地質調査所, 29+8p.
- 河合正虎 (1957-58) 5万分の1地質図幅「津山東部」及び同説明書. 地質調査所, 63+8p.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦火成岩類の K-A dating (v) ——西南日本の花崗岩類——. 岩鉱, vol 56 (No. 5), p. 191-211.
- KONO, M., OZIMA, M. and WADATSUMI, K. (1974) Paleomagnetism and K-Ar ages of Himeji Volcanics. *Rock-magnetism and Paleogeophys.*, vol. 2, p. 45.
- 経済企画庁 (1966) 国土調査, 5万分の1表層地質図「龍野」及び土地分類基本調査, (12p.), 表層地質 (22p.), 土じょう (48p.).
- 岸田孝蔵 (1962) 姫路付近の中生代後期の酸性火山活動について (演旨). 地質学雑, vol. 68, p. 802.
- ・弘原海清 (1967) 姫路酸性岩類の火山層序——近畿の後期中生代火成岩類の研究—— (1). 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 241-255.
- LeBAS, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 260, p. 267-288.
- 光野千春・大森尚泰 (1965) 5万分の1地質図幅「周匝」及び同説明書. 地質調査所, 78p.
- 巨智部忠承 (1897) 20万分の1地質図幅「赤穂」. 地質調査所.
- 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, 地学団体研究会, 50 p.
- 関 達也・早瀬一 (1974) 姫路地方白亜紀火山岩の Rb-Sr アイソクロン. 質量分析, vol. 22 (No. 1), p. 55-59.
- SEKI, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the late Mesozoic igneous rocks in the inner zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Science, Kyoto Univ.*, Series, geol. and min., vol. 45, p. 71-110.
- 鳥取県 (1966) 鳥取県地質図 (10万分の1) 及び同説明書. 鳥取県企画室, 109 p.
- 田中 剛 (1970) 中央日本秩父古生層の地向斜性火山岩類の化学組成. 地質学雑, vol. 76, p. 323-335.
- 弘原海清 (1962) 姫路市北方の白亜紀酸性岩類の火山形態と噴出機構について (演旨). 地質学雄, vol. 68, p. 802.
- (1980) 兵庫県上郡地域の白亜紀火山岩類の層序と構造 (演旨). 日本地質学会 (第87年学術大会) 講演要旨, p. 125.
- 山際延夫・後藤博弥 (1978) 兵庫県から産出する後期古生代珊瑚化石. 兵庫地学, 25+26号, p. 11-20.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Okayama (12) No. 57

---

## GEOLOGY

### OF THE

## KAMIGORI DISTRICT

By

Sachio IGI and Kiyoshi WADATSUMI

(Written in 1980)

---

(Abstract)

The mapped area is located in  $134^{\circ} 15'$  to  $134^{\circ} 30'$  E. long. and  $34^{\circ} 50'$  to  $35^{\circ} 00'$  N. lat., the western part of Hyogo Prefecture, and the eastern end of Okayama Prefecture. Geologically, the Paleozoic formations, the Upper Carboniferous to the Upper Permian, including the so-called "Yakuno Complex", and the Cretaceous and Paleogene effusives and intrusives occupy the greater part of the area. The Pliocene to Pleistocene deposits and the Quaternary are also distributed.

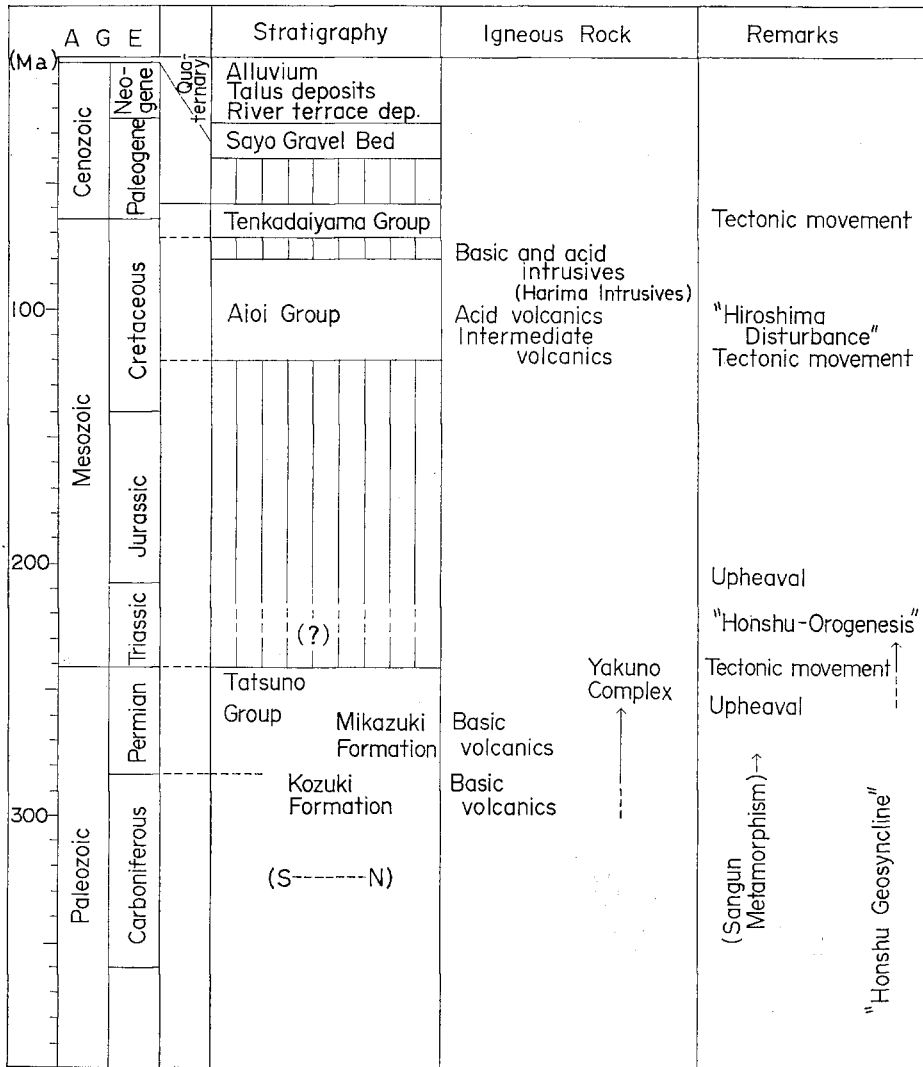
The stratigraphical sequence of the area is summarized in Table 1.

### **Paleozoic formations**

The Paleozoic formations are divided into two formations and one group, namely, Kozuki and Mikazuki Formations and Tatsuno Group.

The Kozuki Formation is distributed in the central part of the area, elongating in WNW-ESE direction. The Formation is composed of phyllitic slate, sandstone, chert and basic volcanic rocks, sometimes accompanied by small limestone lenses, some of which yield the coral and other fossils, that is,

Table 1



*Amygdalophyllum*, *Clisaxophyllum*, and *Fusuliniella*, indicating late Carboniferous. The Formation is thrust up on the Mikazuki Formation by a big reverse fault, striking with WNW-ESE direction.

The Mikazuki Formation is distributed in the northern part of the area, and composed of sandstone, phyllitic slate and their alternation, rarely with thin layers of chert, basic volcanic rocks and small lens of limestone which yields the fossil of Fusulinid indicating early Permian.

The Tatsuno Group is distributed in the southwestern part of the area, and divided into three parts (formations), Lower, Middle and Upper parts. The Lower part is mainly composed of phyllitic slate and siltstone, which always show rhythmic alternation of thin layers, rarely accompanied with the thin

layers of basic volcanic rocks, chert and small lens of limestone which yields some fossils indicating early to middle Permian. The Middle part is almost of basic volcanic rocks, often accompanied by thin layer of phyllitic slate. Fossils are not yet found in this part. The part is conformably successive with the Lower part. The Upper part is composed of sandstone, slate and conglomerate. Small lenses of limestone are rarely intercalated in the slate. Many fossils of Colaniellid, Fusulinid and other foraminifera, indicating late Permian, are found in this part, and dominantly in the eastern neighbouring "TATSUNO" sheet map area. The successive relation between the Upper and the Middle parts is obscured by the presence of faultings, although the "Nakano Conglomerate" is considered to be the basal conglomerate of the Upper part, including a lot of pebbles of the rocks of the Yakuno Complex.

### **Yakuno Complex**

The Yakuno Complex, typically distributed in the "Maizuru Structural Belt", is composed of metagabbros, their associated ultramafic rocks, granitic rocks and high-grade metamorphic rocks. The complex, in the area, occurs as large blocks in both the Kozuki Formation and Tatsuno Group, elongating in the direction of WNW-ESE as well as direction of Paleozoic formations. Emplacement of the complex into the Paleozoic formations was carried out during the earlier stage of the "Honshu Orogenies (Honshu Orogenic Movement)", probably late Permian to late Triassic.

### **Cretaceous-Paleogene igneous rocks**

The Cretaceous-Paleogene igneous rocks, volcanics and granitic intrusives, from intermediate to acid, having been formed during the so-called "Hiroshima Disturbance", are widely distributed in the southern half of the area. The volcanics and associated clastic sediments are volcano-stratigraphically grouped in the Aioi Group which is equivalent to the middle part of the Cretaceous-Paleogene volcanic formations in the neighbouring areas. The intrusives (Harima Intrusives) are variable in rock-facies, even in a single rock-mass. They are intruded not only into the Cretaceous volcanics, but also into the Paleozoic formations and the Yakuno Complex, whose marginal part are thermally metamorphosed into hornfels.

Dikes such as porphyrite, rhyolite, quartz porphyry, spherulitic dactite, dolerite, are intruded into the above-rocks.

### **Sayo Gravel Bed**

The gravel bed is distributed in the northwestern part of the area, extended from the type locality, northern neighbouring sheet map, the Sayo district, and also in the central part.

The bed is composed of gravels, varying in their size, and very small amounts of sand and clay. The gravels are mostly of the Cretaceous igneous rocks and



a very few of the Paleozoic and the Yakuno Complex. Stratification of the bed is scarcely seen in the area. Any fossil has not been found yet in the area, however, the gravel bed is still considered to be Pliocene to Pleistocene in age.

#### **River terrace deposits**

River terraces are developed on banks along the large streams, such as Chigusa-gawa and Sayo-gawa. The deposits are 5m to 10m in thickness and composed of clay, sand and gravel.

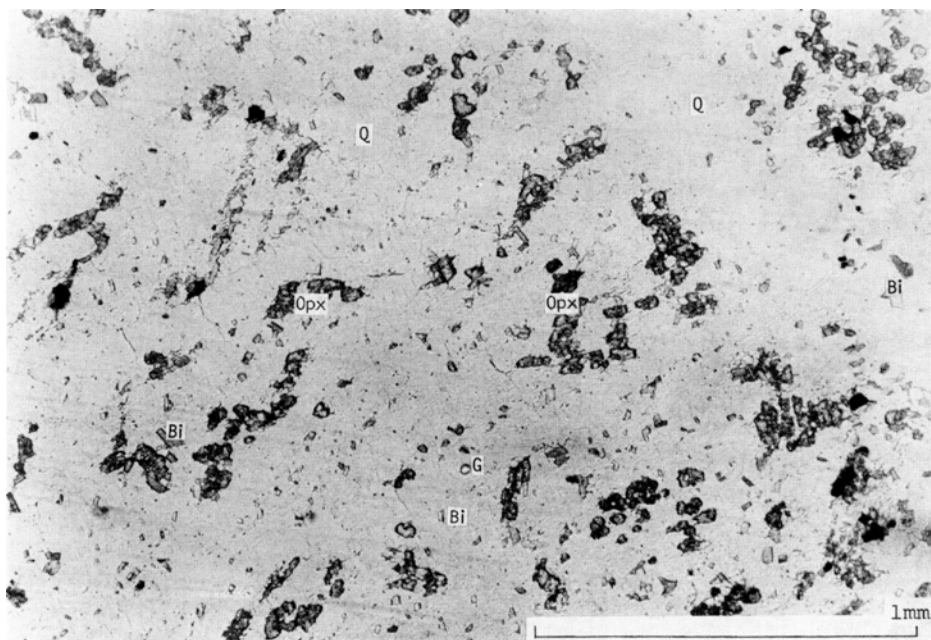
#### **Alluvium and talus deposits**

Alluvium is formed along the streams of the many rivers and is composed of gravel, sand and clay. The talus deposits, are mostly included in the alluvium on this geological map. In some places the characteristic configuration of landslide is often in view.

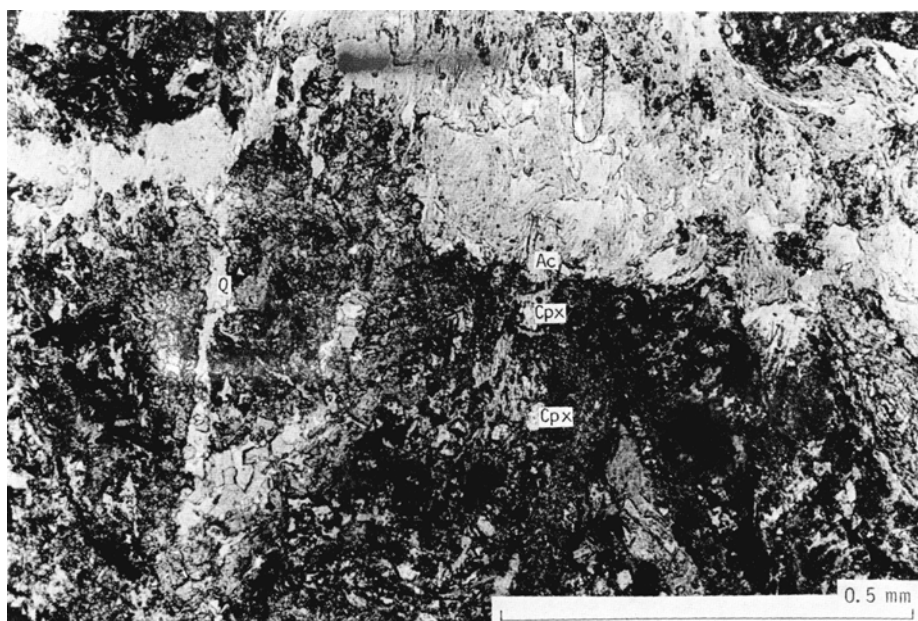
#### **Economic geology**

The Asahi-mine (Asahi-Kinzan) located at the western part of the sheet-map area, is now working deposits of gold and silver in quartz vein of the Cretaceous volcanic rocks (Aioi Group). Other mineral deposits of Cu, Pb, Zn, Mn, and also limestone were once dug on a small scale, but now are not worked.

The Yakuno metagabbro, and Paleozoic sandstone and slate are quarried out at three places in this area for building stones and local uses.

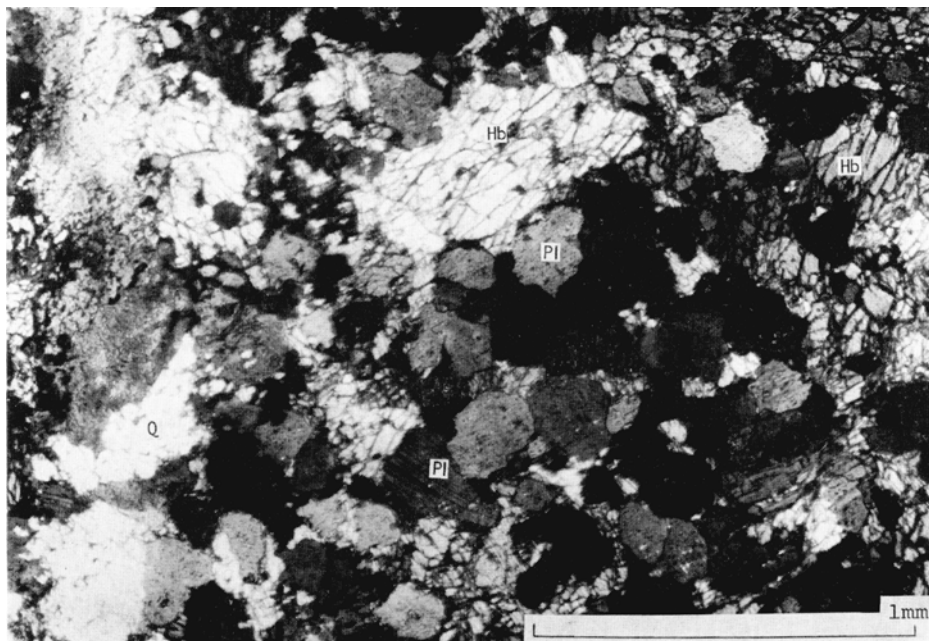


1 斜方輝石ホルンフェルス (龍野層群下部と花崗閃緑岩との接触部—K66-119—上郡町西部佐用谷, 1 ポーラロイド)  
Opx 斜方輝石 B 黒雲母 G ざくろ石 Q 石英

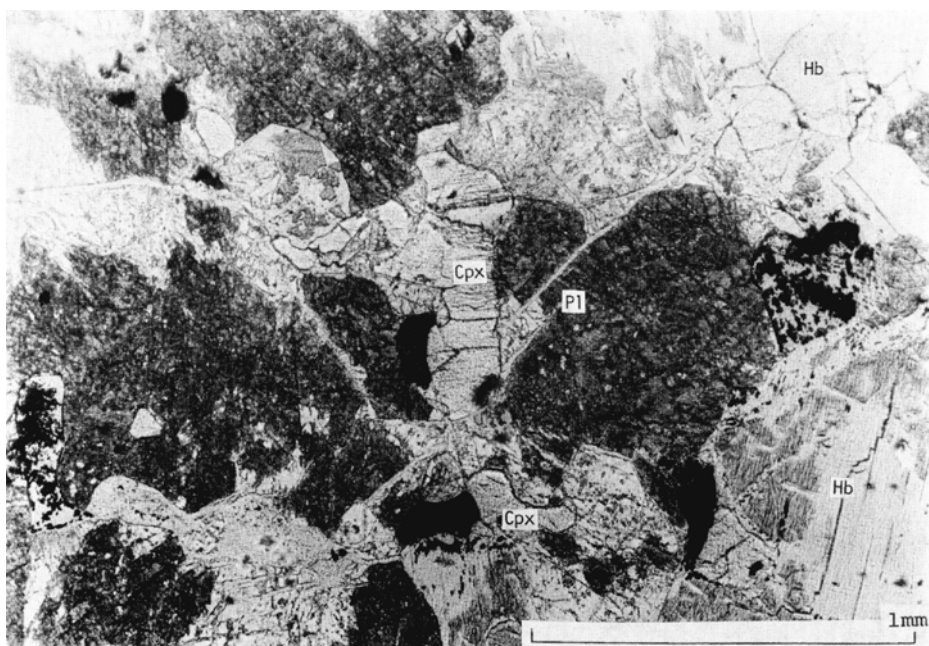


2 塩基性火山岩 (龍野層群中部層中の変玄武岩溶岩—K72-40—龍野市, 国民宿舎西方東隣、「龍野」図幅内, 2 ポーラロイド)  
Cpx 単斜輝石 Ac アクチノ閃石 Q 石英 残晶単斜輝石残晶の一部がアクチノ閃石になっている。脈には石英, 曹長石, 方解石, 緑泥石, パンペリー石, アクチノ閃石がみられる

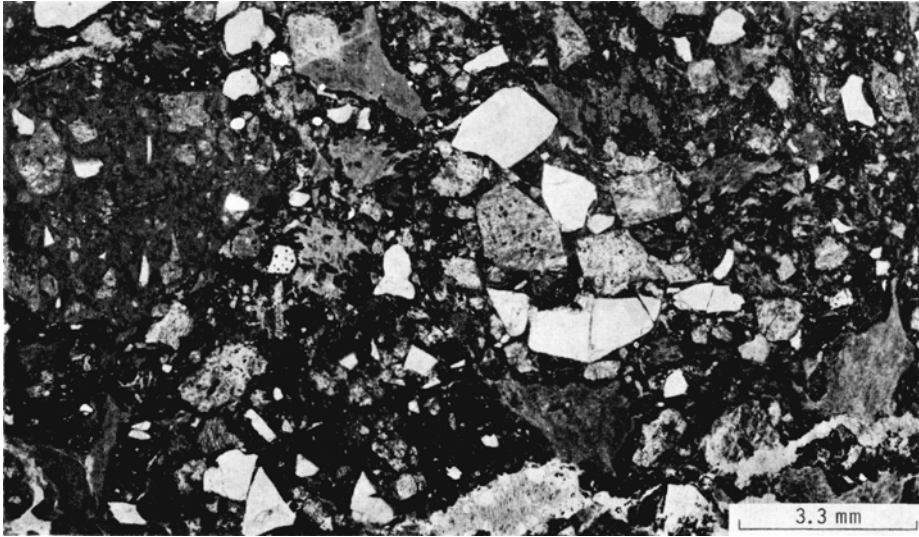
第II図版



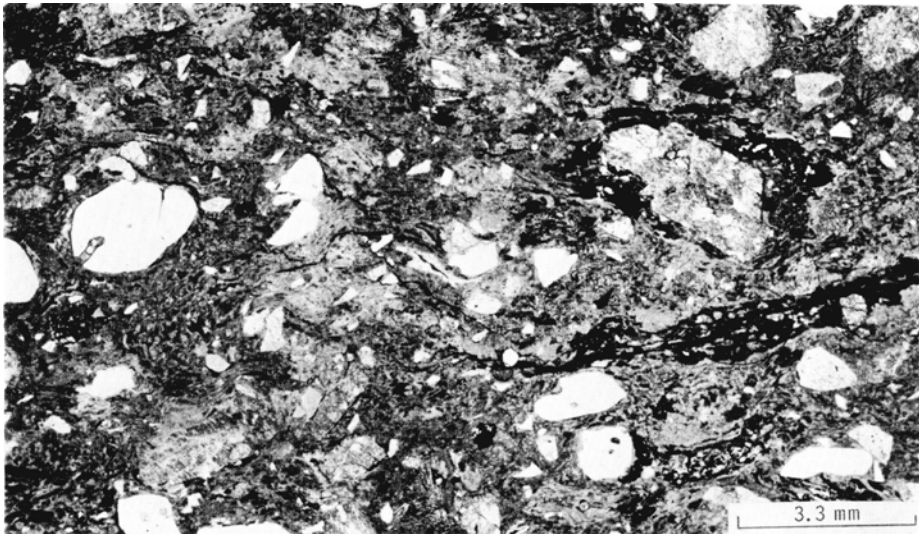
1 角閃岩 (夜久野型複合岩体中—K63-52—上郡町北東端金出地, 2 ポーラロイド) Hb 緑色角閃石 Pl 斜長石  
Q 石英



2 変斑れい岩 (夜久野型複合岩体中—K66-102—三日月町南東部三原, 1 ポーラロイド) Cx 単斜輝石 Hb 褐色角閃石  
Pl 変質斜長石

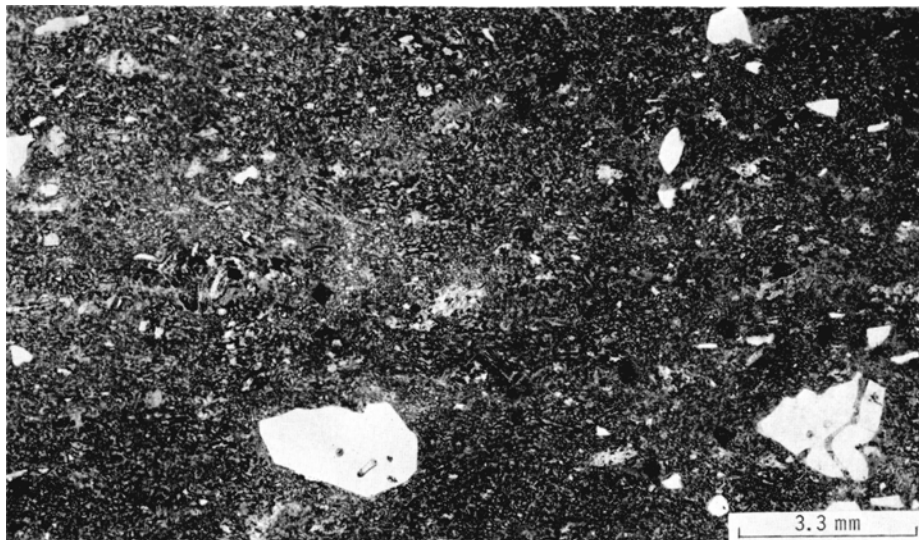


1 上郡下部累層・行頭部層の含異質礫流紋岩質石質—ガラス質凝灰岩 (W-235, 模式地—上郡町行頭, 1ボーラロイド)

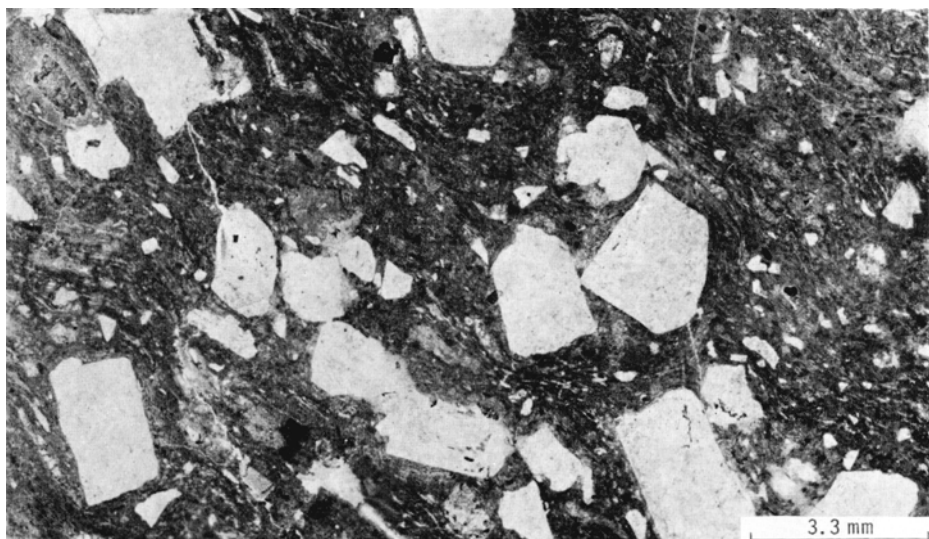


2 上郡下部累層・行頭部層の流紋岩質弱溶結ガラス質凝灰岩のユータキサイト構造 (A-13, 岡山県吉永町大又部落の南方, 1ボーラロイド)

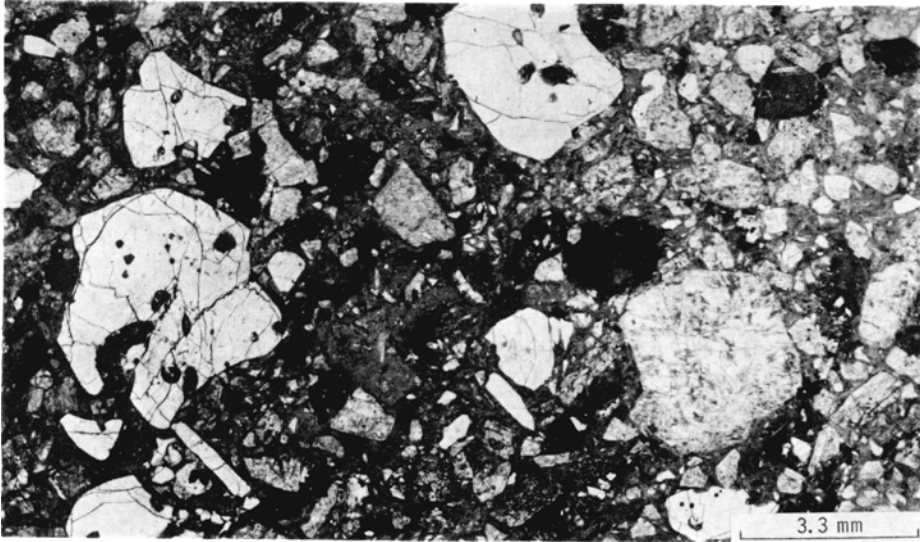
第IV図版



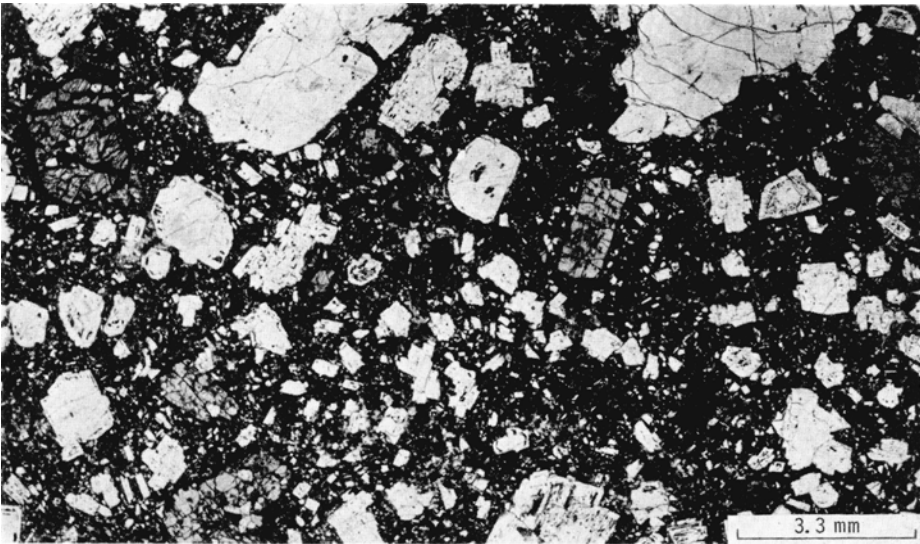
1 上郡下部累層・南大地部層の流紋岩質強溶結ガラス質凝灰岩 (大皆坂構造ボーリング370m, 1ボーラロイド)



2 上郡下部累層・石堂部層の流紋岩質溶結多結晶凝灰岩のユータキサイト構造 (W-445, 模式地—上郡町南西部大南池南方, 1ボーラロイド)

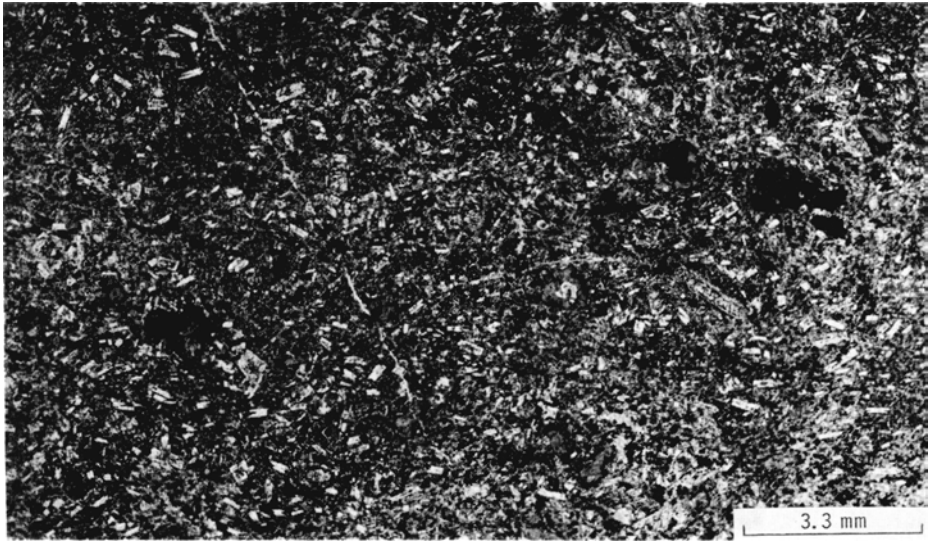


1 上郡上部累層・細念部層の流紋岩質溶結多結晶凝灰岩 (W-330, 上郡町白旗山登山道, 1 ポーラロイド)

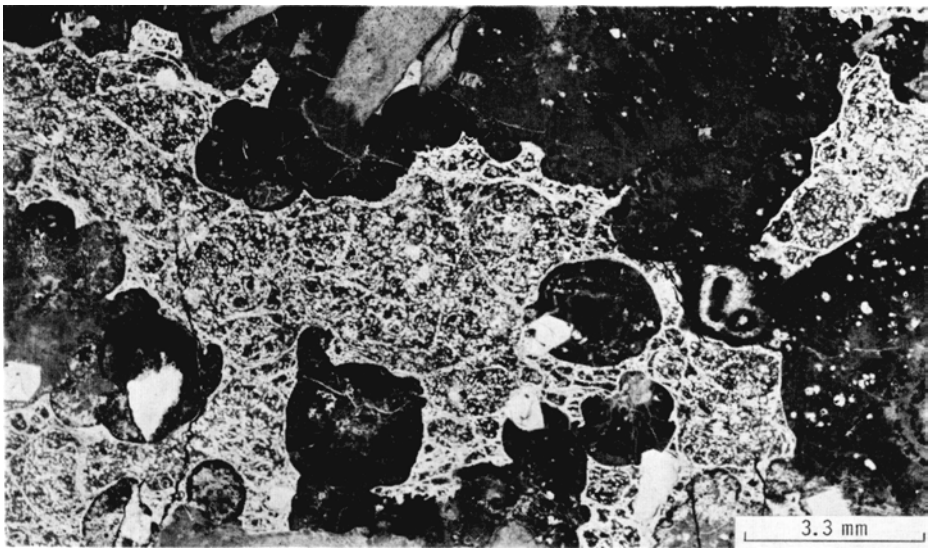


2 鶴亀下部累層・皆坂部層の斑状普通輝石紫蘇輝石安山岩 (A-12, 模式地—上郡町皆坂, 1 ポーラロイド)

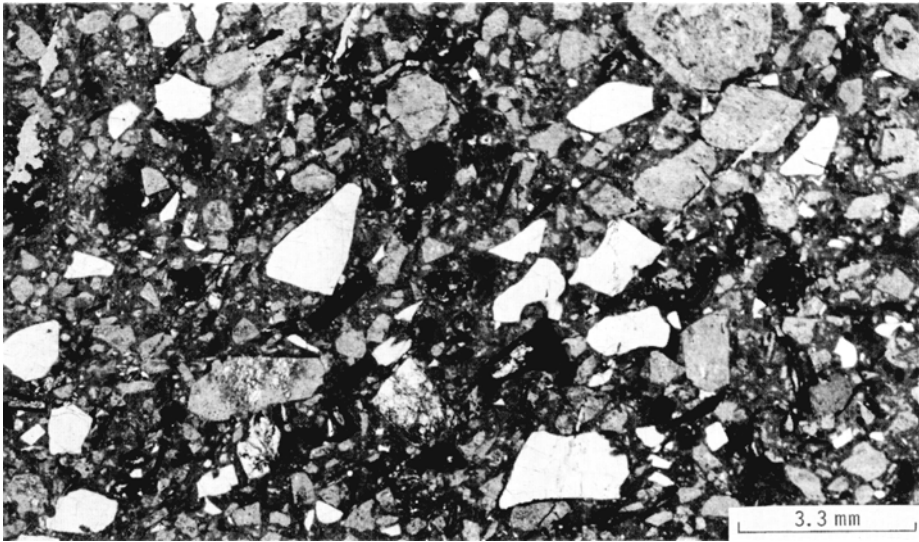
第VI図版



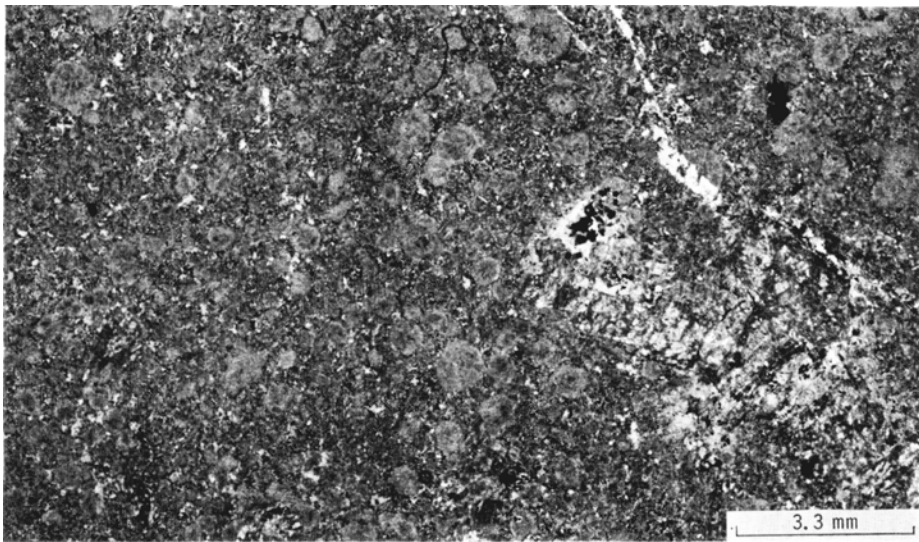
1 鶴亀下部累層・皆坂部層の緻密なアフィリック安山岩. 旭日鉦山でアサヒライトと呼ぶアフィリック溶岩 (A-6, 上郡町旭日鉦山, , ポーラロイド)



2 鶴亀下部累層・下畑部層の流紋岩溶岩のガラス質石基の真珠状構造と脱ガラスによる球顆構造 (W-430, 模式地—吉永町下畑, 1 ポーラロイド)



1 鶴亀上部累層・滝谷部層のデレン岩質の溶結多結晶凝灰岩 (W-503, 模式地—吉永町滝谷, 1 ポーラロイド)



2 赤穂累層・八塔寺部層の流紋岩溶岩の球顆構造 (W-910, 模式地—吉永町八塔寺北方, 1 ポーラロイド)



※文献引用例

猪木幸男・弘原海清(1980) 上郡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅),  
地質調査所, 74p.

IGI, S. and WADATSUMI, K. (1980) *Geology of the Kamigori District. Quadrangle*  
Series, Scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 74p. (in Japanese with  
English Abstract, 4p.)

---

---

昭和55年12月6日印刷

昭和55年12月10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

東京都千代田区神田神保町3-2

---

---

© 1980 Geological Survey of Japan