

550. 85(084. 32) (521.81/.83) [1: 50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

奥 津

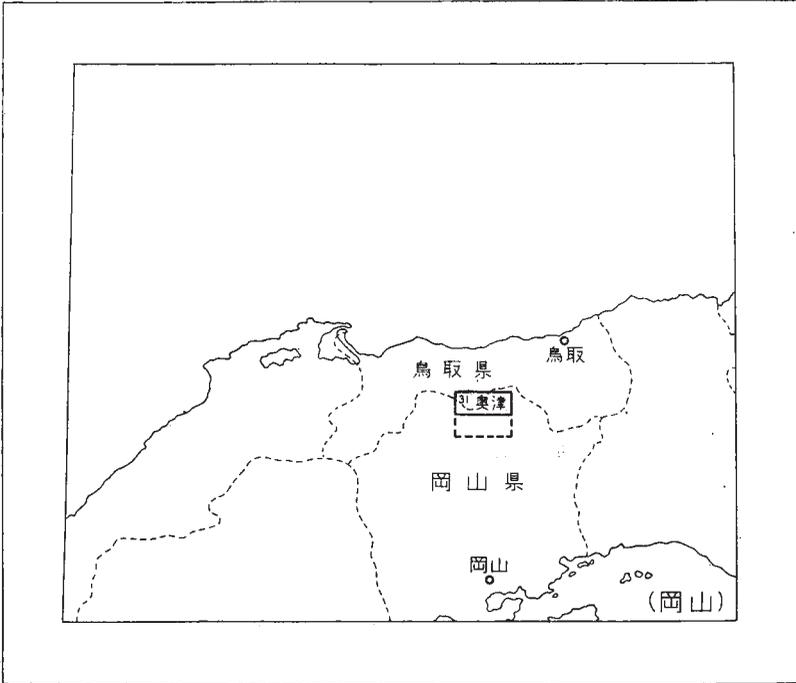
(岡山一第 31 号)

通商産業技官 山 田 直 利

地質調査所

昭和 36 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概説	4
II. 2 変成古生層	7
II. 3 余川花崗閃緑玢岩（時代未詳）.....	8
II. 4 中生代火山岩類	9
II. 4. 1 安山岩および同火山砕屑岩	11
II. 4. 2 流紋岩・石英安山岩および酸性火山砕屑岩	13
II. 4. 3 花崗岩礫を主材とする凝灰角礫岩	13
II. 5 中生代侵入岩類	14
II. 5. 1 第1期侵入岩類	15
II. 5. 1. 1 斑糲岩～閃緑岩	16
II. 5. 1. 2 斜長石玢岩	17
II. 5. 1. 3 細粒黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩	17
II. 5. 1. 4 文象斑岩類	19
II. 5. 2 第2期侵入岩類	22
II. 5. 2. 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	22
II. 5. 2. 2 粗粒角閃石黒雲母花崗岩	24
II. 5. 2. 3 中粒～細粒黒雲母花崗岩	25
II. 5. 2. 4 角閃石含有斑状黒雲母花崗岩	27
II. 5. 3 第3期侵入岩類	28
II. 5. 3. 1 粗粒黒雲母花崗岩	28
II. 5. 3. 2 アブライト質黒雲母花崗岩	29
II. 5. 4 玢岩～輝緑岩（岩脈）.....	30
II. 6 新第三系	31
II. 6. 1 人形峠層	31

II. 6. 2 丹戸凝灰角礫岩類	36
II. 6. 3 高清水玄武岩類	37
II. 6. 4 中津河安山岩類	38
II. 6. 5 高松山流紋岩	39
II. 7 第四系	40
III. 応用地質	41
III. 1 金属鉱床	42
III. 2 非金属鉱床	47
III. 3 温泉	48
文 献	48
Abstract	1

奥 津

(岡山一第31号)

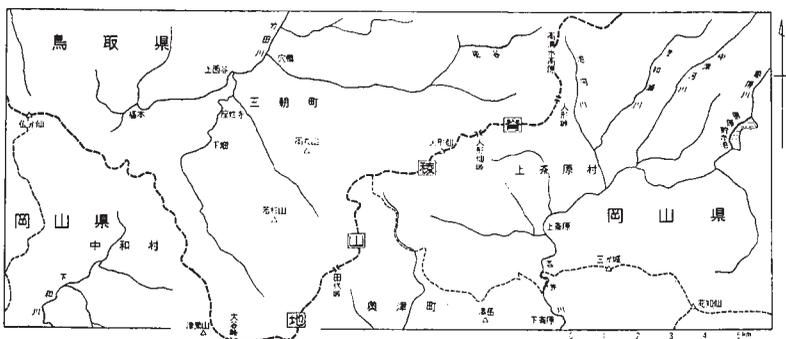
本図幅の野外調査は昭和31年度および32年度に実施され、延日数は約80日であった。調査は、村山正郎・大沢穠両技官による北方の「倉吉」図幅地域、および太田良平技官による西方の「湯本」図幅地域の調査と相協力して行なわれた。調査に際しては、鳥取県経済部地下資源開発局・原子燃料公社本社・同人形峠出張所・岡倉吉出張所・鳥取県三朝町役場・岡山県中和村役場・同上斎原村役場・同奥津町役場から種々の便宜が与えられた。また原子燃料公社からは、各種未公表の貴重な資料をいただき、とくに久保恭輔氏はじめ人形峠出張所の各位からの助言は、調査の完成に益するところ大であった。人形峠層中の植物化石の鑑定は燃料部尾上亨技官によった。なお、本図幅調査の一部には、鳥取県申請の受託調査の経費を使用した。

本図幅および説明書における「奥津図幅」とは、地理調査所発行1/50,000地形図「奥津」の北半の部分を指す。南半部は、すでに1/75,000地質図幅「久世」の一部として調査・出版されたが、これはいま絶版になっている。

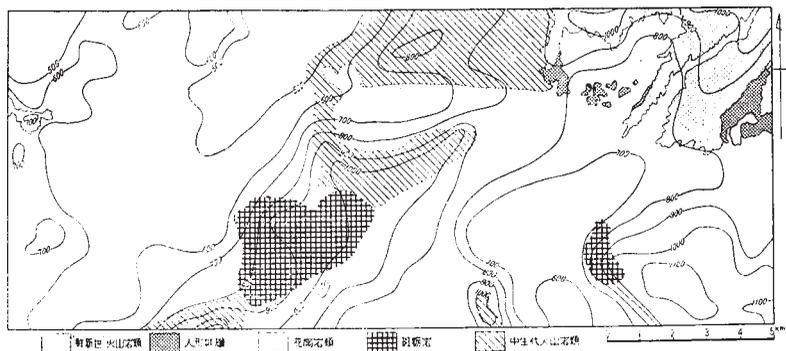
I. 地 形

本図幅地域は中国地方脊梁部に位置し、鳥取・岡山両県にまたがっている。第1図および第2図に明らかなように、この地域は、NE-SW方向に連なる脊梁山地、その両側に発達する準平原部（低位）およびこれらを下刻する河川によって構成される。

脊梁山地は、斑禰岩や中生代火山岩類など、中生代花崗岩侵入の初期ないしそれ以前に生じて、花崗岩による熱変成を蒙った堅硬な岩石からなり、西方から、津黒山(1,118m)・若杉山(1,021m)・人形仙(1,030m)などの諸山が連なっている。これらの山稜部には高度1,000～1,100mの比較的緩傾斜、小起伏の面（高位平坦面？）が処々に残されている。この高位地形面上に新第三紀ないしそれ以後の堆積物がない



第1図 図幅地域の地形概略図



第2図 図幅地域の切崖面図

ところからみると、大塚弥之助²⁾がかつて述べたように、脊梁山地は、後述する高度800m以下の低位準平原の形成よりも以前（おそらく中新世以前）に平坦化作用をうけ、その後侵蝕に強く抵抗して低位準平原上に残丘状にとり残されたものと考えられる。

脊梁山地西方の低位準平原部（三朝町の一部および中和村）は、大部分花崗岩類によって構成され、高度500～600mの小起伏面を示している。このうち、北部（三朝町）は、日本海に向かって北流する竹田川によって烈しく削られ、沖積層の発達は、竹田川下流部（穴鴨附近）を除いては、ほとんどみられない。穴鴨—上西谷付近では、河川の傾斜は比較的緩く、河床と準平原部との比高は400m内外に達する。この上

流部の、福本・下畑・座性寺付近では、河川の傾斜は急激に増大し、いくつかの滝を形成するが、これを登り切ると急に平坦な面に達する。このさらに上流部では脊梁山地がこまかく削られている。これに反して、南部（中和村）では、河川の下刻作用が少なく、図版1にみられるように、うねうねした丘陵の間を流れる河川に沿って、沖



手前は標高500m内外の低位準平原 A:津黒山(1,118m) B:若杉山(1,021m) C:中和村別所部落
図版1 仏ガ仙から南東方の残丘状山地(高位準平原の遺跡か?)を望む

積層が広く発達している。しかし南方にゆくにしたがって河川は合流して下和川となり、次第に下刻が烈しくなる。下和川は図幅地域の南西方で旭川と合し、はるか南方の岡山市付近で瀬戸内海に注ぐ。

脊梁山地東方の低位準平原部（上斉原村）も、大半が花崗岩類によって構成されるが、西方のものとは異なり、高度700～800mの小起伏面を示している。とくに人形峠—恩原間は、高度720m内外の小起伏面がよく連続し、これに沿って東西に細長く人形峠層（鮮新統下部？）が堆積している（図版2参照）。人形峠層堆積地区の北方では、準平原（北方へ向かって次第に高まり、県境付近では高度900m内外）を覆って“鮮新世”火山岩類が広く分布し、県境部では高度1,000m内外の比較的緩やかな脊梁を構成する。この脊梁部は北東方へ次第に高度を増し、「鳥取南部」図幅地内では高度1,220mの三国山みくにがせんに連なる。南部には、斑羈岩から構成される三ガ城山(1,035m)や、中生代火山岩類から構成される湯岳(1,058m)などが、この準平原上に残丘状にそびえている。この地域を南流する吉井川は、その上流部で準平原上を流れて、赤和瀬川などに沿い沖積層を発達させるが、南部では次第に下刻が烈しくなり、上斉原—下斉原間では古生層を刻む幅狭い峡谷を形成し、さらに図幅地域をはなれて奥津温泉の南方では、花崗岩を刻んで急流する吉井川が景勝の地をつくっている。吉井川は前述の旭川と並走しながら、同じく岡山市付近で瀬戸内海に注ぐ。



A : 三国山 (1,230m) B : 池河地区 C : 中津河一恩原間の峠
 B-C 間が人形峠層の分布地域岩。A-C 間が中津河安山岩類によって構成される熔岩台地

図版2 人形峠付近から東方を望む

竹田川や吉井川の上流部が脊梁山地およびそれに近接する低位準平原部を下刻して流れる場合には、しばしば、NW-SE～NNW-SSE 方向のほぼ直線状の河谷が形成されている。これは、花崗岩類のもつ直交する節理系のうちのひとつ（他の一つは走向NE-SW、急傾斜）にほぼ相当し、またこれに平行な断層系（玢岩質岩脈の貫入・鈹化作用・温泉作用などとも関係が深い）もいくつか観察される。また、竹田川上流の、穴嶋一人形峠間の河谷は、E-W 方向に直線状に約 8km もつゞいているが、これは E-W 走向でほぼ直立の断層によって生じた岩質の違い（北側は堅硬な中生代火山岩類、南側は比較的軟弱な花崗岩類）に応じ、差別的侵蝕をうけてつくられたものであろう。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域は、主として、中生代遼入岩類（いわゆる白堊紀花崗岩類）と、その内部にルーフ・ペンダント状に残存する中生代火山岩類とから構成される。花崗岩中には、三郡変成岩起源と考えられるホルンフェルスの小岩体が捕獲されている。地域の北東部には、新第三紀の人形峠層および火山岩類がこれらを不整合に被覆し、また地域全般にわたって軽石層が覆っている。

これらの地質関係を総括して第1表に示す。

第1表 地質総括表

地質時代		地 質	火 成 岩	
新 生 代	第 四 紀	現 世	沖積層・崖線・軽石層	
		洪積世		
	第 三 紀	鮮 新 世	“鮮新世”火山岩類	黒雲母流紋岩 輝石角閃石安山岩～石英安山岩 普通輝石微隕石玄武岩
			人形峠層 (準平原化作用)	
中 生 代	白 垩 紀 (?)	“中生代”火成岩類	“中生代”火成岩類 <ul style="list-style-type: none"> 岩脈: 玢岩～輝緑岩 第3期: 黒雲母花崗岩など 第2期: 角閃石黒雲母花崗閃緑岩～ 花崗岩 第1期: 斑巖岩・玢岩・文象斑岩など 	
		“中生代”火山岩類	変質安山岩・石英安山岩・ 流紋岩・各種火山砕屑岩	
			時代未詳花崗岩 (余川花崗閃緑玢岩)	
古 生 代		三郡変成岩類 (ホルンフェルス化)		

中国地方全域に広大な露出を示す白垩紀花崗岩類¹⁰⁾¹³⁾²²⁾²⁴⁾²⁷⁾³³⁾⁴¹⁾⁴²⁾は、古くから“中国底盤”として知られている。これは、広島・島根両県にもっとも模式的に分布し、その瀬戸内海寄りの部分が広島花崗岩、日本海寄りの部分が山陰花崗岩、などとよばれる。“中国底盤”はその東部で南北2帯に分岐し、1帯は岡山をへて神戸付近に達し(木野崎吉郎¹⁰⁾による“広島花崗岩区”)、他の1帯は鳥取・岡山県境をへて舞鶴湾にぬける(同じく“山陰花崗岩区”)。本図幅地域は、すべてこの山陰花崗岩区に

含まれ、地域の南方には三郡変成帯³⁹⁾(一部非変成古生層を含む)が広く分布して、南方の広島花崗岩区との間をへだてている。

本地域の中生代火成活動は、おもに、安山岩・石英安山岩・流紋岩および各種の火山砕屑岩の噴出で始まっている。これら火山岩類の時代や層序・構造については、本地域内ではほとんど明らかにし得ない^{註1)}。しかし、この南方延長部は、1/75,000「久世」地質図幅⁹⁾において、“中生代噴出岩類”(“玢岩”・“玢岩質凝灰岩”など)とよばれ、礫岩・赤色凝灰岩などからなる硯石統と密接に伴わない、かつ花崗岩類に貫かれることが知られている。本地域でも、これら火山岩類は、山陰花崗岩区に属する各種花崗岩類の進入をうけて寸断され、接触部付近では著しくホルンフェルス化している。しかし、本岩類中には、比較的浅所に進入・固結したと思われる花崗質岩石の角礫が多量に含まれることがあり、火山活動の前にすでに花崗岩類の活動があったことを物語っている。このような花崗岩類の一部分は、本地域内に小規模ながら露出している(余川花崗閃緑玢岩)。

中生代進入岩類は、本地域では大別して3期に分けられる。第1期は、斑糲岩・文象斑岩・花崗斑岩などからなる一連の進入岩で、比較的小さな岩体としておもに脊梁およびそれ以南に点在する。おそらく、その一部は小島丈兎などによる“中央深成岩群”²²⁾にほぼ相当するものであろう。岩質上は上述の余川花崗閃緑玢岩に類似した点が少なくないが、斑糲岩をのぞく他の大部分のものについては、火山岩類に対して明らかな貫入関係が認められる。この期のものは、第2期、第3期の底盤状花崗岩類によって各所で捕獲、貫入をうけ、それによる接触変成作用を蒙っている。第2期は、角閃石黒雲母花崗閃緑岩から黒雲母花崗岩にいたる、一連の進入岩で、脊梁およびそれ以南に底盤状に拡がり、ほぼENE-WSW方向に延びて南側で三郡変成帯に接し、本地域周辺では15～20kmの幅をもっている。第3期は、主として黒雲母花崗岩からなり、脊梁以北・日本海沿岸地域に分布し、第2期花崗岩類とはNE-SW方向のほぼ直線上の境界をもって接する。小鴨鉾山の母岩をなすことから、“小鴨花崗岩”とよばれることもある。本地域でいう第2期と第3期とをあわせたものが、小島による“因美花崗複合岩体”²²⁾に相当すると思われるが、両者の間には進入時期に若干の

註1) 西中国・北九州地方に模式的に発達する関門層群上部の下関亜層群(狭義の硯石統)¹¹⁾²⁶⁾も、大量の安山岩質の火山噴出物によって特徴づけられている。本地域の安山岩類が、かりにこれと対比されるものとすれば、その時代も新白堊紀前期と考えられる。しかし、この点はさらに検討を要するであろう。

へだたりがあり、分布も明らかに異なっているので、両者を区別した。

上述のような“中国底盤”の進入・固結後、本地域は長い期間にわたって隆起・剝削・準平原化作用のもとにおかれた。その後第三紀中新世に至って山陰地方の北半部は各処で沈降・海進をうけ、多量の火山物質を含む地層が厚く堆積した（いわゆる山陰グリーン・タフ堆積区）。鳥取市近傍では、鳥取層群（第3図の“中新世前・中期”火山岩類）がこれに相当する。しかしこの中新世の堆積盆地は本地域には及ばず、鮮新世に入ってはじめて陸成の人形峠層が低位準平原上のくぼみに堆積し、火山岩類の活動にひきつがれた。これら“鮮新世”火山岩類は、本地域では分布も狭く、かつ熔岩と火山砕屑岩とが量的に相半ばしているが、これら火山岩類の活動のおもな舞台である「倉吉」・「青谷」・「鳥取南部」・「鳥取北部」図幅地域などの日本海沿岸地域では、熔岩の占める割合が圧倒的に多い。

II. 2 変成古生層 (Pm)

本層は、上齊原村・奥津町の境界に沿い吉井川の両岸に大きさ約500m×1,500mの東西にのびた小岩体として露出し、その周囲で花崗岩類および斑禰岩によって貫かれている。砂岩と粘板岩を主とする互層を原岩とし、一部にチャートや石灰質岩石の薄層をはさむ。この層理面と平行に、明瞭な片状構造(N75~90°W, 60~90°S)を示すことが多く、かつての千枚岩ないし結晶片岩(三郡変成岩?)がホルンフェルス化したものと思われる。

本岩は中生代侵入岩類(おもに第2期の花崗岩類)の貫入をうけて、以下に列挙するようなホルンフェルスとなり、また接触部付近で花崗岩質細脈・アプライト脈・黄鉄鉱石英脈などの浸潤をうける。

堇青石黒雲母ホルンフェルス(粘板岩起源)

径0.05~0.1mmの寄木状石英と、微弱な平行配列を示す黒雲母を主とし、ピナイト化した堇青石や、少量のカリ長石・斜長石・鉄鉱などを含む。黒雲母の多色性は、X=非常に淡い黄色、Y、Z=やや赤味を帯びた淡褐色であり、屈折率 $\gamma = 1.646 \pm$ である。

堇青石黒雲母ホルンフェルス(砂岩起源)

径0.5mm内外の寄木状石英を主とし、黒雲母・堇青石・少量のカリ長石・斜長石・白雲母などを含む。

透輝石ホルンフェルス（石灰質岩石起源）

径0.01～0.05mmの寄木状透輝石と斜長石とを主とし、チタン石・鉄鉱などを伴う。このホルンフェルスの一部には、淡緑色角閃石を主とする薄層（塩基性凝灰岩起源？が発達し、斜長石および少量の黒雲母を伴う。この黒雲母の多色性は、X＝ほとんど無色、Y、Z＝淡褐色で、屈折率 $\gamma = 1.651$ ±である。

II. 3 余川花崗閃緑玢岩（Go）（時代未詳）

本岩は三朝町余川流域および加谷付近に狭く分布し、中生代火山岩類に密接に伴っている。本岩の主体は、中粒～粗粒、やゝ優黒色で、斑晶状の斜長石・角閃石・黒雲母などによる斑状組織を示し、とくに角閃石は長さ1cmをこえる柱状結晶として大きく成長することがまれでない。肉眼では、細かい珪長質石基部と斑晶とが見分け難いことがあり、北部（余川上流、「倉吉」図幅地域との境界付近）ではほとんど等粒状の花崗閃緑岩様の外観を呈するが、鏡下では斑晶と石基との区別は明瞭である。本岩はまた、各所で細粒、優黒色の閃緑岩質～閃緑玢岩質の包有物に富み、それらとまざりあって不均質な岩相を呈することがまれでない。

本岩は全般的に破碎作用を蒙り、角礫化した部分や粘土化した部分を無数に挟んでいる。このような粘土帯は一定の方向性をもたずに、網目状に走っていることが多く、また、第3期花崗岩との接触部付近ではその影響をうけて堅硬になっている。加谷付近では、花崗閃緑玢岩の径1mにも達する角礫ないし亜角礫が、それとほぼ同じ鉱物組成の細粒、淡緑色、堅硬な基地（角礫化作用の著しく進んだ部分か？）によって充填され、一見礫岩のようにみえることがある。

本岩と中生代火山岩類との関係は、野外で非常に不明瞭であり、進入であるか不整合であるかを直接に決定することは困難であるが、① 本岩が全般的に破碎作用をうけていること（この破碎作用の主要な時期は、明らかに第3期進入岩類以前、そしておそらく第1期進入岩類以前である）、② 本岩の分布地域の周辺にのみ、本岩と同一の花崗閃緑玢岩の角礫を多量に含む凝灰角礫岩（後述）が分布すること、③ 加谷北方で、本岩のなかに幅30cmほどの安山岩質岩脈（著しく角礫化して一見凝灰角礫岩様）が貫き、本岩を角礫状にとりこんでいるのがみられる、などの諸点から考えると、本岩の進入・固結後、それを烈しく破碎しながら火山岩の噴出がはじまったのではないかと推定される。

黒雲母角閃石花崗閃緑玢岩（巻末図版 I, II 参照）

斑晶は斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母および少量の自形石英からなる。斜長石（中性長石ないし灰曹長石）は長さ5～10mmの卓状を呈し、絹雲母化作用やカオリン化作用が著しく、やゝソーダ質の縁辺部はつねに石基の石英や長石によって融蝕されている。角閃石は長さ5～10mmの柱状を呈し、しばしば変質して緑泥石・緑簾石・黝簾石・チタン石などを多数生じ、また一部では、局部的に淡緑色～淡青緑色角閃石に移過している。黒雲母はふつう大きさ5mm以下で、角閃石と同様の変質をうけ、また劈開面の撓曲を示す。黒雲母と角閃石が相集まってクロット状を呈することも少なくない。

石基は斜長石・石英・カリ長石などからなる。斜長石は長さ0.5～1mmの拍子木状～卓状を呈し、累帯構造が著しい。石英は径0.5mm内外の他形粒状を呈し、披動消光が顕著で、一部では縫合組織をつくる。カリ長石はこれらの鉱物の間を埋め、ペルト石構造が著しい。

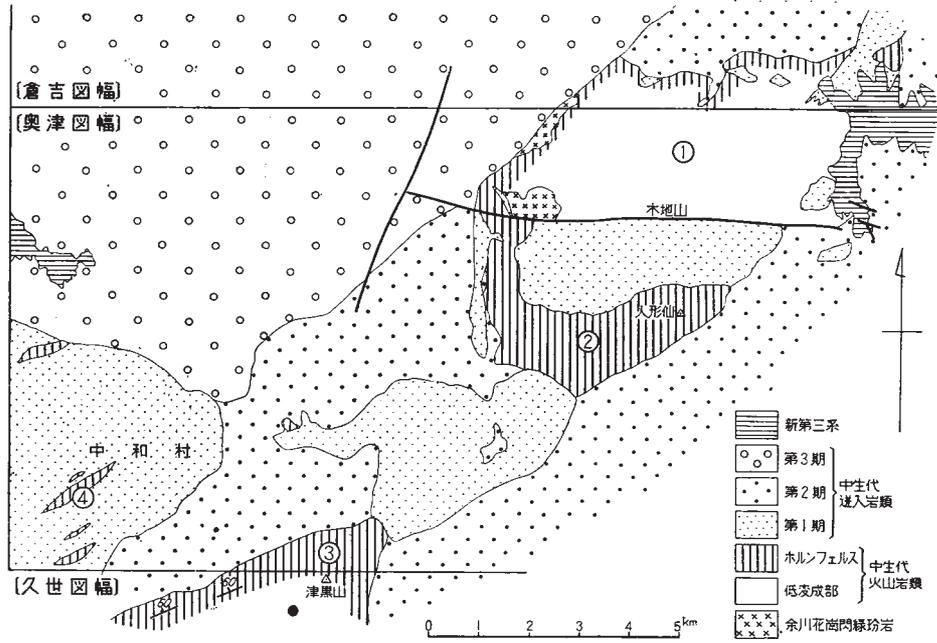
第3期花崗岩の貫入によって強い接触変成作用をうけた部分では、石基が完全に再結晶して径0.05～0.1mmの石英とカリ長石が寄木状組織をつくり、またこまかい黒雲母や淡緑色角閃石なども新たに生じている。

II. 4 中生代火山岩類 (Va)

本岩類は、第1期および第2期の進入岩類と密接に相伴ないながら、全体としてはNE-SW方向の配列を示し、脊梁部（県境付近）を占める。本来は花崗岩類のルーフ・ペンダントとして一続きの岩層をなしていたと思われるが、その後の断層や剝削のために、現在はずぎのようないくつかのブロックに分散して露出している（第4図参照）。

- ① 木地山北方のブロック
- ② 人形仙付近のブロック
- ③ 津黒山付近のブロック
- ④ 中和村・八東村の文象斑岩中の捕獲岩状小岩体
- ⑤ その他、脊梁以南（岡山県側）の花崗岩類中の小岩体

本岩類は安山岩（一部は玄武岩質）および同火山砕屑岩を主体とし、一部に流紋岩・石英安山岩および酸性火山砕屑岩をまじえ、また一部には花崗岩類の角礫を主とする凝灰的礫岩を含んでいる。本地域内では本岩類の構造は不明であるが、本地域をわずかに南にはずれた一の茅南方および東方（③のブロック）では、酸性凝灰岩がN60～



第4図 中生代火山岩類の分布とその変質

70° E, 60° NW の層理面をもって安山岩類中に挾有されているのが認められる。

本岩類は、① のブロックの大部分をのぞき、一般に花崗岩類の侵入による接触変成作用を蒙ってホルンフェルス様の岩石に変化している。とくに安山岩類については、本来暗緑色～暗灰色のものが、黒雲母や陽起石などの再結晶のためにチョコレート色に変わることが多い。しかし、石英安山岩・流紋岩・酸性火山碎屑岩などについてはこれほど明瞭な変化を示さない。また、これら接触部付近にはしばしば鉍染状の黄鉄鉍が生じ、ときには岩石の割れ目に沿って長さ 1cm にも達する結晶をなす。① のブロックは、南側の花崗岩類との関係が断層であるため、その大部分で変成作用が弱く（いわゆる熱水変質の程度）、かつ変質度も甚だしく不均一であるが、西側および北側でそれぞれ第 3 期および第 2 期の花崗岩類と接触する付近では、幅数 100m にわたって上述のものと同様にホルンフェルス化している。

II. 4. 1 安山岩および同火山碎屑岩

安山岩類には、普通輝石安山岩・両輝石安山岩・角閃石両輝石安山岩・角閃石安山岩などが含まれ、暗灰色、緻密の石基中に多量の斜長石斑晶を含み、かつて「久世」図幅などにおいて玢岩とよばれたものに相当する。これらに伴って、普通輝石玄武岩も少量ではあるが各所に認められる。火山碎屑岩は、火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩を主とし、細粒のものは比較的少ない。各種安山岩の火山礫や角礫のほかに、しばしば石英安山岩ないし流紋岩の火山礫が混在し、また所によっては、各種花崗岩類の角礫を含むことがある。① および ② のブロックには、一見集塊岩様の安山岩があるが、これは安山岩熔岩の角礫化した部分であろう。

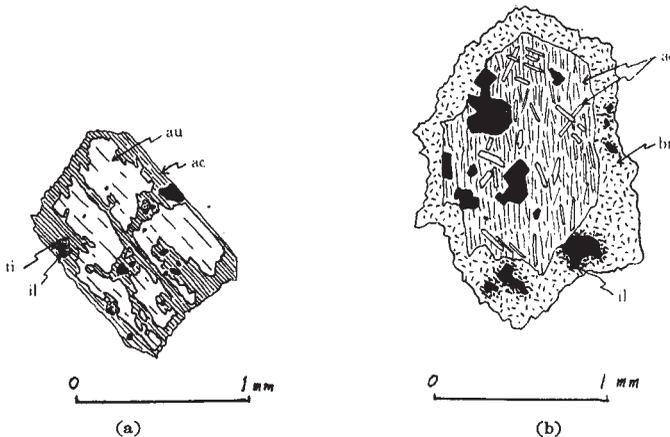
低変成部の安山岩（① のブロックのみ）（巻末図版 III 参照）

斑晶：斜長石はほぼ中性長石成分（玄武岩では亜灰長石～曹灰長石）のものがそのまま残存することもあるが、その多くは曹長石化作用・珪化作用・炭酸塩化作用・絹雲母化作用などの変質を蒙り、また、ほとんど緑簾石の集合物によっておきかえられる場合もある。輝石や角閃石も、一部を残して緑簾石・緑泥石・チタン石などにおきかえられ、角閃石はオパサイト化がとくに顕著である。これらのうちで、普通輝石は比較的安定に残存しやすいようである。鉄鉍（磁鉄鉍？）は、しばしばチタン石によってふちどられる。また、安山岩中にはまれに石英の捕獲結晶が含まれるが、これも粒状石英の集合物に変わることが多い。

石基：小型拍子木状の斜長石はほとんど灰曹長石成分のものに変わり、有色鉱物もほとんどその原形を留めぬほどに変質している。これらの間隙をみたして少量の石英が生じ、一部では細粒寄木状の石英の集合物が生じるが、このような再結晶作用の程度は甚だしく不均一であって、その粒度も部分によってまちまちである。

ホルンフェルス化した安山岩（巻末図版 IV 参照）

斑晶：斜長石は、曹長石化作用・珪化作用などの変質がさらに一段と進む程度で、上述のものとは大差ないが、有色鉱物の場合は著しい変化を示し、大部分が、淡緑色～淡青緑色の針状角閃石（陽起石？）や淡緑色～淡緑褐色（一部は濃緑褐色）の鱗片状黒雲母などの集合物によって置き換えられる。その場合、第5図に示すように、まず原岩の輝石が周縁部から次第に角閃石によって置き換えられ（a）、このようにしてできた角閃石の集合体が、さらに黒雲母の鱗片状集合体によって、コロナ状に縁どられる（b）という変化の過程がしばしば認められる。大部分のホルンフェルスにおいては、これらの角閃石や黒雲母と共生して緑簾石や緑泥石などが安定に存在しているが^{註2}、接触部にごく近く、再結晶作用が烈しく行なわれたと思われる岩石では、これらが消失して、角閃石—黒雲母



au：普通輝石 ac:淡緑色角閃石（陽起石？） bt: 緑褐色鱗片状黒雲母
ti: チタン石 il: 鉄鈦（チタン鉄鈦？）

第5図 安山岩起源ホルンフェルス中の輝石残晶

註2) したがって、このホルンフェルスは、緑色片岩相のうち、ほぼ陽起石緑色片岩亜相に相当する変成相を示すものと思われる。

一石英一長石の組み合わせを持つに至るのがふつうである。

石基：小型拍子木状斜長石の残存が認められるほかは、斑晶の場合と同じく、角閃石・黒雲母・緑簾石・緑泥石・チタン石などの集合物に変じ、寄木状石英が全般的に増加して、かつその純度をまし、一部では新たにカリ長石や斜長石がこれに加わり、典型的なホルンフェルス様組織をもつに至っている。

II. 4. 2 流紋岩・石英安山岩および酸性火山砕屑岩

これらの酸性火山岩類も安山岩類に較べると非常に少なく、やゝ顕著なものが①のブロックに認められるにすぎない（能谷北方の「倉吉」図幅との境界部付近および人形峠西方）。これらの主体を占めるものは、流理構造の明瞭な流紋岩であって、石英・斜長石および少量の有色鉱物を斑晶とし、石基は珪長質でしばしば微球頸組織を示している。人形峠西方では、これら流紋岩に伴なって、流理構造をもたない角閃石石英安山岩も存在する。能谷北方では、流紋岩に伴なって、軽石を含む流紋岩質火山礫凝灰岩が認められる。本岩類は、おもに低変成部に分布するため、再結晶作用があまり進んでいないが、石基は花崗岩類の影響をうけて微晶質～完晶質となり、また細い石英・曹長石・絹雲母・緑泥石などが生じている。

II. 4. 3 花崗岩礫を主材とする凝灰角礫岩

おもに①のブロックに分布し、そのうちでも、加谷西方や余川流域など、前述の花崗閃緑玢岩の露出する付近にとくに顕著に発達する。花崗岩礫は、ときに径数10 cmにも達し、角ばっており、その岩質はつぎのようにさまざまであるが、その多くは斑状組織や石基の微文象組織などの、比較的浅所に侵入した花崗岩～閃緑岩の特徴をもっている。しかし、礫に相当するもので、現在付近に露出しているのは①に相当する前述の余川花崗閃緑玢岩だけである。

- ① 黒雲母角閃石花崗閃緑玢岩（もっとも多量）
- ② 角閃石黒雲母石英閃緑玢岩（斑晶状の斜長石に富み、石基は小型拍子木状斜長石と、その間隙を満たして一部それをおきかえている石英とからなる）
- ③ 文象斑岩（石基の微文象組織が特徴的）
- ④ 淡紅色細粒黒雲母花崗岩（アプライト質で、微斜長石・ペルト石に富む）

⑤ 変輝緑岩

⑥ 中粒角閃石黒雲母花崗岩（微斜長石・ペルト石に富む。③のブロックの軽石として、1コだけ発見された）

本岩には、これら花崗岩礫およびその構成鉱物の破片のほかに、大小の安山岩・石英安山岩・玄武岩および各種凝灰岩類の礫が多少とも混在しているが、明らかに古生層ないしは結晶片岩に由来すると思われる礫は発見されなかった。以上の礫を充填するものは、普通隠微晶質の珪長質物質であり、しばしば礫をとりかこんで一種の流理構造を呈する。これら充填部は、第3期花崗岩類の影野をうけると、再結晶して寄木状組織をつくる（巻末図版V参照）。

II. 5 中生代進入岩類

第2表 中生代進入岩類一覽表

第1期進入岩類	斑樞岩～閃緑岩 (R) 斜長石玢岩 (G _{1p}) 細粒黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩 (G _{1b}) 文象斑岩・アプライト質花崗岩・花崗斑岩 } (G _{1g}) 花崗閃緑玢岩・石英閃緑玢岩
第2期進入岩類	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G _{2d}) 粗粒角閃石黒雲母花崗岩 (G _{2h}) 中粒黒雲母花崗岩 (G _{2b}) 角閃石含有斑状黒雲母花崗岩 (G _{2p})
第3期進入岩類 (小鴨花崗岩)	粗粒黒雲母花崗岩 (G _{3b}) アプライト質黒雲母花崗岩 (G _{3a}) ペグマタイト・アプライト
岩脈	玢岩～輝緑岩 (D)

第 3 表 进入岩類の化学分析値

	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧*	⑨*
SiO ₂	66.96	51.64	72.84	65.36	71.00	74.28	73.10	73.56	76.00
TiO ₂	0.45	0.65	0.24	0.52	0.27	0.22	0.21	0.24	0.19
Al ₂ O ₃	15.34	17.99	14.14	15.73	14.72	13.68	13.77	13.65	12.86
Fe ₂ O ₃	1.52	2.99	1.35	2.25	1.44	1.05	1.09	1.31	0.73
FeO	2.64	4.81	0.81	2.69	1.27	0.95	1.13	1.01	0.90
MnO	0.07	0.12	0.04	0.09	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06
MgO	1.83	6.41	0.57	1.88	0.68	0.49	1.63	0.64	0.47
CaO	3.77	10.74	1.35	4.18	2.32	1.37	0.44	1.72	1.27
Na ₂ O	3.33	2.25	3.93	3.65	3.79	3.57	3.48	3.54	3.16
K ₂ O	2.84	0.87	3.63	2.45	3.69	3.77	4.24	3.51	3.82
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.09	0.17	0.12	0.05	0.09	0.10	0.08
H ₂ O(+)	0.75	1.19	0.42	0.59	0.40	0.45	0.41	0.22	0.43
H ₂ O(-)	0.24	0.20	0.46	0.18	0.16	0.16	0.12	0.36	0.12
Total	99.86	100.01	99.87	99.74	99.92	100.09	99.80	99.92	100.09

分析者：地質調査所 大森江い技官

- ① 黒雲母角閃石花崗閃緑玢岩（三朝町余川上流），9 頁参照 ……余川花崗閃緑玢岩
 ② 石英含有黒雲母角閃石普通輝石斑禰岩（三朝町大谷），17 頁参照 } ……第 1 期进入岩類
 ③ 細粒黒雲母花崗岩（三朝町下古屋），18 頁参照
 ④ 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（三朝町三軒屋），23 頁参照 }
 ⑤ 粗粒角閃石黒雲母花崗岩（三朝町下畑），25 頁参照 } ……第 2 期进入岩類
 ⑥ 中粒黒雲母花崗岩（三朝町人形峠），26 頁参照
 ⑦ 角閃石含有斑状黒雲母花崗岩（上齋原村上齋原），28 頁参照 }
 ⑧* 中粒角閃石黒雲母花崗岩（三朝町実光）
 ⑨* 粗粒黒雲母花崗岩（倉吉市旧小鸭鉾山坑内）……………第 3 期进入岩類
 分析試料採取地点は地質図幅に ⊗ 印で示した。
 * は 1/50,000「倉吉」図幅地域内のもの。

II. 5. 1 第 1 期进入岩類

本岩類は、火山岩の噴出後、始めにそのなかに进入したもので、現在一群の小岩体をなしておもに脊梁地域に分布している。その岩相は斑禰岩から文象斑岩にいたる幅広い変化を示し、その进入も相互にわずかながら時期を異にしていたように思われる。このうち、斑禰岩については、火山岩との直接の関係が確かめられていない。本

岩類の特徴としては、① 岩体ごとに、かつ岩体内部の狭い範囲で著しい岩相の変化を示し、② 一般に斑状組織が著しく、③ 石基はしばしば微文象組織を呈し、④ より後期の進入岩類の影響をうけて著しく変質している、などの諸点が挙げられ、全般的に、浅所進入岩ないし地下火山岩的様相を呈している。

これらのうちでも比較的初期に生じた斑糲岩類（やゝ深部の岩相）や斜長石玢岩（浅部相）などは、比較的後期に生じた花崗閃緑岩（やゝ深部相）や文象斑岩類（浅部相）による進入を蒙っている。

II. 5. 1. 1 斑糲岩～閃緑岩（R）

三朝町若杉山を構成する斑糲岩体が、本地域最大であり（約3km×4km）、低位準平原上に最高1,020mに達する残丘状の山地をつくる（地形の項参照）。岩石は、大谷一大谷峠間や田代峠付近では、中粒、暗緑色の黒雲母角閃石普通輝石斑糲岩（まれに斜方輝石を含む）を主とするが、他の部分では中粒～細粒、暗灰色の黒雲母角閃石斑糲岩～閃緑岩が主体である。本岩は、片状構造は皆無であるが、全般的に粒度や色の変化に富み、かなり不均質で、しばしば斜長石による斑状組織を示して斑糲玢岩ないし閃緑玢岩質となり、構成鉱物の種類も部分によって著しく異なる。このような岩相変化は、主として本岩体の進入に際して生じた変化であろうと思われるが、一部は明らかに第2期進入岩の影響によるものであろう（たとえば、石英・黒雲母・淡緑色角閃石などの生成）。本岩体はその周囲を第2期の花崗閃緑岩によってとりかこまれ、大谷峠や田代峠などでは両者のまざりあった岩相（普通輝石を含む花崗閃緑岩など）がつくられている。本岩体と、それに接する中生代火山岩類との関係は、野外では確認できなかった。本岩体の近傍には、同様な岩質の斑糲岩類が数10～数100mの小岩体として、第1期および第2期の花崗岩類中に捕獲されて残っている。

黒雲母角閃石普通輝石斑糲岩（三朝町大谷部落南東方約500mの露出、化学

分析資料②）（巻末図版VI参照）

斜長石は長さ1mm内外の卓状を呈し、著しい累帯構造をもち、絹雲母化作用を蒙った中核部（ほゞ曹長石成分）とやゝ新鮮な外套部（ほゞ中性長石成分）とが明瞭に境され、また石英と接するときには縁辺部が著しく曹長石質になる。普通輝石は常に繊維状の淡緑色角閃石や黒雲母によって交代され、その結晶の一部だけが汚れた不規則な形で残っている。角閃石は、このほかに大型の褐色普通

角閃石があり、普通輝石・斜長石・鉄鋳などをポイキリティックに包有している。上述の黒雲母の多色性は、X = 非常に淡いクリーム黄色、Y、Z = 明るい赤褐色である。少量の石英が、以上の鉱物の間隙を満たしている。

上斎原村の三ガ城山を構成する斑糲岩体は大きさ約1kmx2kmで、中粒～粗粒、暗緑色の黒雲母角閃石斑糲岩（少量の石英を含む）を主体とし、一部は閃緑岩質である。本岩体は古生層の構造を切って進入しており、その後、第2期の花崗閃緑岩・花崗岩・斑状花崗岩などの進入を蒙っている。

II. 5. 1. 2 斜長石玢岩^{註3)}(G_{1p})

三朝町高丸山を頂点とする南北に細長く続く特異な突起部を構成し、幅300m、長さ3kmにわたって露出する。本岩は、始め中生代火山岩類に岩脈状に貫入し、引き続き文象斑岩類によって貫かれ、後に第2期花崗岩類の進入を受け、始めの形をほとんどそのまま残しながら、顕著な接触變成作用を蒙ったものと思われる。

黒雲母角閃石斜方輝石石英含有斜長石玢岩（三朝町高丸山）（巻末図版VII参照）

本岩は、灰色、緻密、珪長質の石英と、そのなかに散点する斜長石（ほぼ曹灰長石成分）・変質した有色鉱物・少量の石英などの斑晶とからなる。

斑晶の有色鉱物は斜方輝石・褐色普通角閃石・暗褐色黒雲母・鉄鋳などであるが、これらは普通、緑泥石・緑簾石・チタン石・チタン鉄鋳などの集合物に変わり、花崗岩との接触部にごく近いところでは、新たに生じた繊維状の淡緑色角閃石や鱗片状の淡緑褐色黒雲母などによってふちどられることが多い。また斑晶の石英もしばしば細粒寄木状石英の集合に変化する。

石基は非常に細粒で、主として長さ0.05mm内外の拍子木状斜長石（曹灰長石）とその間を埋める石英とからなる。石英は普通径0.2～0.5mmの球状の単位で光学的方位を同じくし、そのなかに無数の拍子木状斜長石を包有して、微球顆状構造によく類似した共生関係を示している。

II. 5. 1. 3 細粒黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩（G_{1b}）

本岩は三朝町下古屋・木地山南方にやゝ大きな岩体をなし、中生代火山岩類とは、北側では断層関係であるが、南側では貫入関係にあり、それに明瞭な接触變成作用を

註3) 本岩によく類似したものは木地山北方の中生代火山岩類中にも数カ所で認められたが、小岩体なので地質図では省略した。

与えている。本岩体は、主として灰白色，比較的均質，等粒状の細粒黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩からなるが，下古屋付近では細粒，暗灰色の変輝緑岩質包有物（大きさ1m内外のブロック状）に富み，それと明瞭な境界をもちながら，一部はそのなかにしみこんでいる。本岩体はその東部（人形仙北方）で淡紅色，やゝ斑状（斜長石斑晶による），角閃石含有の岩相を示すが，これはその東方栗祖付近の花崗斑岩類との移過関係を推定させるものである。

細粒黒聖母花崗岩（三朝町下古屋の県道南側の露出，化学分析試料③）

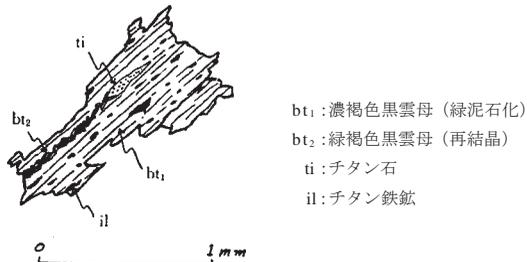
（巻末図版VIII参照）

斜長石は長さ0.5～2mmで，そのうちやゝ粗粒のものはほゞ卓状，細粒のものは拍子木状をなす。いずれも顕著な累帯構造を示し，ほゞ中性長石成分の中核部と灰曹長石成分の新鮮な外套部が明瞭に境される。石英およびカリ長石は多数の斜長石をポイキリティックに包有することが多く，カリ長石と斜長石との間にはミルメカイトがつくられる。黒雲母は大きく1mm以内で，ほゞ一様に散点し，その多色性は，X＝淡黄色，Y，Z＝濃褐色である。

変輝緑岩質包有物（同上の地点）

斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母およびこれらの間隙を充填する少量の石英・カリ長石とからなる。角閃石はしばしば長さ数mmに達する針状～長柱状をなし，その内部に細かい斜長石を多数包有する。斜長石は長さ1mm以内で，細長い拍子木状をなし，累帯構造が著しい。

上述の岩体のほかに，三朝町大谷付近・上斉原村役場南方・上斉原村遠藤付近などに，これと同様な細粒花崗閃緑岩が露出するが，いずれも第2期花崗岩類中の捕獲岩状小岩体である。これらは，しばしば著しく黒雲母に富んで優黑色を呈し，まれに角閃石を含むことがあるが，一部では著しく優白色，花崗岩質である。



第6図 第1期花崗閃緑岩中の黒雲母の変質
（第2期花崗閃緑岩の影響）

大谷付近のものは斑糲岩や中生代火山岩類と密接に相伴ない、またその一部は斑状を呈して黒雲母花崗斑岩に移過する。第2期中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩の影響をうけて、黒雲母の劈開面が撓曲し、緑泥石化作用をうけ、また再結晶作用によって本来の濃褐色黒雲母の内部に緑褐色黒雲母の鱗片状集合物が形成されることがある（第6図参照）。

II. 5. 1. 4 文象斑岩類^{註4)}(G_{lg})

本岩類は、文象斑岩・アブライト質花崗岩・花崗斑岩・花崗閃緑玢岩・石英閃緑玢岩などの一連の酸性半深成岩類から構成される。いくつかの小岩体に分かれて分布し各岩体内部でも各岩相がいきりまじっている。また各処で中生代火山岩類中を貫入、捕獲し、その接触部付近では顕著な混成作用を示すことがある。

中和村・八束村の文象斑岩・花崗閃緑玢岩およびアブライト質花崗岩

(巻末図版 IX, X, XI 参照)

本図幅地域内でもっとも広く露出し、さらに西方の「湯本」図幅地域および南方の「久世」図幅地域につづく。各所で中生代火山岩類を密接に伴ない、レンズ状小岩体としてそれらを捕獲し、かつ明瞭な接触変成作用を与えている。第2期および第3期の花崗岩類との直接の関係は露出不良のため観察できなかつた。中和村下鍛冶屋・荒井付近では、著しい鉍化作用を蒙り、本岩類の割れ目に沿って輝水鉛鉍・黄銅鉍・黄鉄鉍などの鉍染を生じ、岩石自体も緑泥石化・炭酸塩化・稲雲母化・緑簾石化などの変質作用をうけている。

文象斑岩および花崗閃緑玢岩は、非常に不均質で、狭い範囲で相互に急激に移り変わる。斑晶として斜長石・石英（少量）・黒雲母・角閃石などを含み、中生代火山岩類を同化した部分にはしばしば長さ1cmをこえる柱状～針状角閃石を多量に含む。

文象斑岩の石基は、おもに微文象組織を呈する石英とカリ長石との共生によって構成されるが、そのほかにこれらによって融蝕された形を呈する少量の小型拍子木状斜長石を含む。花崗閃緑玢岩の石基は、主として、長さ0.5mm内外の拍子木状斜長石

註4) 本斑状岩類の命名は一応つぎのような基準によって行なった。すなわち、石基が石英とカリ長石とによる微文象組織を示すものを文象斑岩とし、それ以外は岩石の鉱物組成に応じて、斑晶にカリ長石を相当量含むものを花崗斑岩、石基にのみ相当量のカリ長石を含むものを花崗閃緑玢岩、石基にほとんどカリ長石を含まないものを石英閃緑玢岩とした。

(ほぼ灰曹長石成分)と、その間隙を満たし、それを著しく融蝕・交代している石英および少量のカリ長石とからなる。

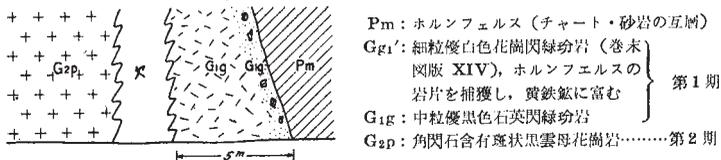
アプライト質花崗岩は、中和村津黒北方の県道沿いに露出し、晶洞状ペグマタイトに富むが、一部では花崗閃緑玢岩も伴っている。岩石はカリ長石(微斜長石構造を示す)・石英・斜長石・黒雲母を主成分とする。斜長石は石英およびカリ長石によって著しく交代され、自形性を失ってそれらのなかに断片的に残り、文象構造によく似た共生関係を示す。以上のほかに、有色鉱物から変化したと思われる微細な濃褐色鱗片状黒雲母とチタン鉄鉱の集合物があり、第2期花崗岩類の影響で再結晶したものであるかと思われる。

栗祖付近の花崗斑岩および花崗閃緑玢岩類 (巻末図版 XII, XIII 参照)

この付近のものは、① 栗祖西方の岩体、② 栗祖北東方の小岩体および③ 人形峠南方の小岩体の3つに分かれて露出する。①と②は、角閃石含有黒雲母花崗斑岩・角閃石黒雲母花崗閃緑玢岩・角閃石文象斑岩・優白色文象質黒雲母花崗岩などから構成されるが、局部的に細粒、青灰色～暗灰色で斑状を呈さない岩相(上述の斑状岩類の石基に相当する)を含んでいる(巻末図版 XIII 参照)。これらのうち①は西方の細粒黒雲母花崗閃緑岩と漸移関係にあると思われ、一方北方の中生代火山岩類と断層関係で接し、その付近で著しい角礫化・粘土化などの影響を蒙っている。また本岩体の内部には、かつてモリブデン・鉛・亜鉛などを探鉱した旧坑がいくつかあり、現在でも粘土帯を伴う黄鉄鉱石英脈の露頭が観察される。②は変質火山岩類を貫き、人形峠層により被覆される。本岩体の内部にも、かつて金・銀を探鉱した旧坑がある。③は主として角閃石文象斑岩からなるが、第2期花崗岩に捕獲されて石基は著しく珪化し、灰白色を呈する。

その他の小岩体

上斉原村・奥津町境界付近の吉井川両岸近くには、第2期花崗岩類による捕獲、貫入を受けた花崗閃緑玢岩や石英閃緑玢岩の小岩体がいくつか分布している。第7図に示した石英閃緑玢岩(普通輝石斑晶のレリクトを含む)の小岩体(G1g)はその1例であって、ホルンフェルス(Pm)の南側に、やゝ細粒優白色の周縁相(G1g')を介在してこれを貫き、さらに第2期花崗岩(G2p)による明瞭な接触変成作用を蒙っている(接触面は未確認)。また吉井川東岸の、古生層の北側に接する石英閃緑玢岩は、



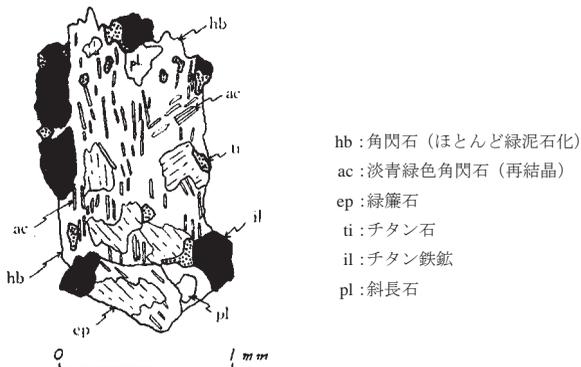
第7図 変成古生層・第1期進入岩類・第2期進入岩類の相互の関係 (奥津町下齋原北方, 県道沿いのほぼ垂直な露頭)

再結晶作用によって生じた黒雲母や角閃石の平行配列による肉眼的にも明瞭な片状構造を呈している。

奥津町湯岳には, その山頂を横成する中生代安山岩類に伴なって, 角閃石文象斑岩がやゝ広く分布し, 上述のものと同様に第2期花崗岩による影響を蒙っている。

第2期花崗岩類が以上の小岩体に与えた影響は, 次に列挙するように鏡下においても明瞭である。

- ① 斑晶の斜長石は, 曹長石化・絹雲母化などをうけ, 再結晶した石基の石英やカリ長石によって著しく融蝕され, またそれ自身の双晶面の撓曲甚だしく, ついにはいくつかの小型ブロック状斜長石の集合体になる。
- ② 斑晶の石英はその自形の外形を保ったまゝ細粒寄木状石英の集合体になる。
- ③ 斑晶のカリ長石は烈しい波動消光を示し, 石英によって著しく交代される。
- ④ 斑晶の有色鉱物 (おもに角閃石と磁鉄鉱, まれに普通輝石) は, その一部がレリクトとして残るほかは, ほとんど鱗片状黒雲母 (多色性: X = 淡黄



第8図 第1期文象斑岩中の角閃石(?)斑晶の変質 (第2期花崗岩の影響)

褐色，Y，Z＝濃緑褐色，ただし第7図のG1g'中のものにかぎX＝非常に淡い黄色，Y，Z＝明るい赤褐色）・繊維状陽起石質角閃石（多色性：X＝淡黄褐色，Y＝淡緑色，Z＝淡青緑色）・チタン石・チタン鉄鉱・緑簾石・燐灰石などの集合物に変わる（第8図参照）。

- ⑤ 石基は，拍子木状斜長石を残す以外は，ほとんど径0.05～0.2mmの寄木状石英とカリ長石によって構成され，再結晶した少量の有色鉱物が散点する。

II. 5. 2 第2期侵入岩類

本岩類は，脊梁地域およびそれ以南に広大に分布する底盤状の花崗岩類であり，古生層・中生代火山岩類および第1期侵入岩類を貫いて，それらをルーフ状に捕獲し，かつ明瞭な接触変成作用を与え，また第3期花崗岩類によって貫かれる。本岩類は，著しく有色鉱物に富む花崗閃緑岩から，著しく酸性の花崗岩にいたる幅広い岩相の変化を示す。このうち，中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（G2a）と粗粒角閃石黒雲母花崗岩（G2h）の両者が本岩類の主体を構成し，本地域内では互いにほぼ匹敵する面積を占めるが，前者は後者よりやゝ早期に侵入した比較的塩基性の岩相を示すものであろう。また中粒～細粒黒雲母花崗岩（G2b）および角閃石含有斑状黒雲母花崗岩（G2p）は，本岩類の酸性周縁相～浅部相を示すものと思われる。

II. 5. 2. 1 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（G2a）

本岩は主として本図幅地域の南部に分布し，南方に続く。岩石は普通カリ長石に乏しい角閃石黒雲母花崗閃緑岩であって，肉眼的な特徴としては，① 全体として優黒色，中粒，ほぼ等粒状で，斑状構造や片状構造を示さず，② 長さ5mm以内の柱状の角閃石と，径2mm以内の六角板状の黒雲母とを多量に含み，③ 径数cm～数10cmの球状ないし不規則な形の塩基性包有物に富み（包有物に接する付近はしばしば石英閃緑岩質），④ 塩基性包有物をさらに消化してできたと思われる，径1cm以内の有色鉱物のクロットを無数に含む，などの諸点が挙げられる。しかし，中和村下鍛冶屋付近などでは本岩中にカリ長石が増えて，やゝ斑状，淡紅色の花崗岩質となる。

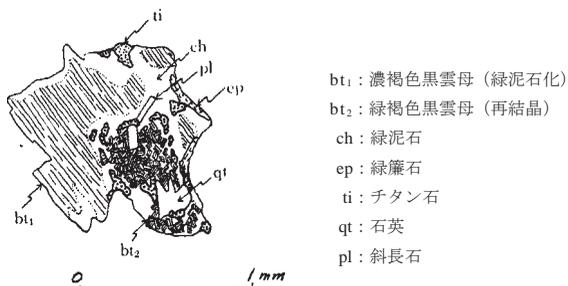
本岩は中生代火山岩類や第1期侵入岩類に対して明瞭な変成作用を与え，また斑禰岩による汚染作用を受けて，大谷峠や田代峠付近に普通輝石のレリクトを含む石英閃

緑岩質の不均質な岩相を生じている。本岩はまた上斉原に分布する粗粒角閃石黒雲母花崗岩 (G_{2h}) 中に、小岩体として無数に包有されている (後述)。第3期進入岩類との直接の関係は不明であるが、後述するように、第3期進入によると思われる再結晶作用が接触部近くの本岩中に認められる。

本岩は中和村下鍛冶屋南方において、N70° E, 60° N 方向の剪断帯に沿い、幅 50m 以上にわたって珪化・絹雲母化などの変質作用を蒙り、それに伴って各所に黄鉄鉱の鉱染を生じている。

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (三朝町下畑南西方の、第3期進入岩との接触部からほゞ 300m の県道沿いの地点、化学分析試料④) (巻末図版 XV 参照)

緑色普通角閃石と黒雲母 (多色性: Y = 淡黄色, Y, Z = 濃褐色) とは変質甚だしく、緑泥石・緑簾石・チタン石などが生じていることが多いが、第9図に示す



第9図 第2期角閃石黒雲母花崗閃緑岩中の黒雲母の変質 (第8期花崗岩の影響?)

ように、このような変質物中に新たに微細な緑褐色黒雲母の鱗片状集合物が形成されることがある。斜長石は長さ 5 mm 内外の卓状で、ほゞ自形性を保ち、汚れた塩基性中核部 (亜灰長石～中性長石) から酸性周縁部 (灰曹長石) にいたる、ほゞ連続的な累帯構造を示す。石英は径 2 mm 内外の粒状を呈し、集合体をつくりやすい。カリ長石は少量で、他鉱物の間隙を満たし、微ペルト石構造を呈し、また部分により明瞭な微斜長石構造を示す。カリ長石はまた、斜長石や黒雲母に接してその境界にミルメカイト様の反応縁をつくっている。副成分鉱物としては、褐簾石・ジルコン・磁鉄鉱などが普遍的に含まれる。

塩基性包有物

斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母を主成分とし、少量の石英・磁鉄鉱などを含

む。組織は変輝緑岩質（累帯構造の著しい長さ1mm内外の拍子木状斜長石を特徴とする）から寄木状（累帯構造に乏しい径0.5mm以下の粒状他形斜長石を特徴とする）のものまであり、寄木状のものほど母岩による混成作用の進んだ段階を示すものと思われる。また斑状変晶状の斜長石（長さ2mm内外）が散点し、その内部に角閃石・黒雲母・磁鉄鉱などをポイキリティックに包有する。角閃石は長さ2mm内外の針状を呈することが多く、黒雲母は鱗片状集合物をつくりやすい。

II. 5. 2. 2 粗粒角閃石黒雲母花崗岩 (G_{2b})

本岩は前述の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G_{2d}) の北側に沿って広く分布し、その中央に中生代火山岩類が露出するため、西側の三朝町田代一下畑の岩体と東側の上斉原村の岩体との2つに大きく分けられる。いずれの岩体もその肉眼的特徴としては、① 全体として著しく粗粒、優白色～淡紅色で、② 有色鉱物はそれぞれ独立の結晶として大きく成長し、角閃石は長さ1cm内外、最大2cmに達する長柱状、黒雲母は径3mm内外のC軸方向に厚い六角板状をなし、③ 長さ1～2cmの淡紅色、斑晶状のカリ長石に富み、④ 細かい角閃石と黒雲母とからなる径1cm以下の優黒色クロットが散点し、⑤ 塩基性包有物は前述の花崗閃緑岩 (G_{2d}) よりも少ないが、普遍的に認められ、ときにはレンズ状・シェリーレン状をなす、などが列挙される。

鏡下でみると、カリ長石と石英はほぼ等量で斜長石よりも多い。斜長石は長さ5mm内外の自形卓状ないし半自形を示し、しばしば著しい累帯構造をもち、また周縁部はカリ長石に接してミルメカイト状をなしている。ときには、輝緑岩質岩石に由来すると思われる細かい拍子木状斜長石が角閃石や黒雲母と合して④のようなクロットを形成することがある。石英は径最大1cmに達する粒状集合物をつくりやすい。カリ長石は他の鉱物の間をみたし、またそれらをポイキリティックに包有する。ペルト石構造は顕著に発達するものと、ほとんど認められないものがあり、微斜長石構造についても同様である。黒雲母の多色性は、X＝淡黄色、Y、Z＝濃褐色で、その内部に細かい磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコン・榎簾石・燐灰石・石英などを多数包有する。角閃石の多色性は、X＝淡黄褐色、Y＝やゝ褐色を帯びた濃緑色、Z＝濃緑色である。（巻末図版 XV 参照）

三朝町田代一下畑の岩体は比較的均質であるが、東方の中生代火山岩類や高丸山の斜長石玢岩などに接する付近では、部分的に花崗斑岩様の岩相（周縁相か?）を含み、斑晶状のカリ長石や石英がアプライト質の石基中に散点するようになる。北方に広く

分布する第3期進入岩とは、NE-SW方向のほぼ直線的な境界で劃される。その直接の関係は不明であるが、接触部付近まで本岩はほとんど均質で、上述のような周縁相をもたない。また、下畑南方の、接触部から約400mの道路沿いの露頭で採取した標本（化学分析試料⑤）をみると、黒雲母や角閃石が変質して新たに緑色鱗片状の黒雲母が再結晶しており、これは第9図に示した場合と同じく、第3期進入による影響と考えられる。

上斎原村の岩体も、大部分、均質な粗粒角閃石黒雲母花崗岩によって占められる。しかし、人形仙一人形峠一赤和瀬周辺の地域では、本岩中にルーフ状に残存する中生代火山岩類や第1期進入岩類を除いても、本岩自身が以下に述べるような非常に不均質な岩相（浅部相か?）をもつ。すなわち、① 中粒優黒色角閃石黒雲母花崗閃緑岩（前述のG_{2d}とほとんど同じであるが、しばしば斑晶状の斜長石をもつ）・② 角閃石黒雲母花崗斑岩（有色鉱物や石英・斜長石・カリ長石などが斑晶状をなし、石基はアプライト質で、後述するG_{2p}に類似する）・③ 細粒～中粒黒雲母花崗岩（後述するG_{2b}に類似するが、しばしば斑晶状の石英や黒雲母に富む）などの岩相^{註5)}が各所で含まれ、本岩の主体とは一部は移過関係にあり、一部は明瞭な境界をもって接する。その境界部では、しばしば有色鉱物が濃集してレンズ状ないし縞状に配列し、アプライト質花崗岩部（一部ペグマタイト質）がこれに沿ってつくられ、その結果、地質図にも示したように、NE-SW傾向の走向をもつ一種の流理構造が各所で観察される。またこのような不均質な部分にかぎり、脈状ペグマタイト以外に晶洞状ペグマタイトが2、3の露頭でみられた。以上のような種々の岩相が本岩の主体による接触変成作用を受けた証拠は認められない。

II. 5. 2. 3 中粒～細粒黒雲母花崗岩 (G_{2b})

本岩は、花知仙周辺のやゝ大きな岩体、栗祖一赤和瀬地域の岩体および人形仙南東方の小岩体群を構成する。

花知仙岩体は、約3km×4kmのほぼ楕円形を示し、変成古生層・斑禰岩・第2期花崗岩類（G_{2a}, G_{2h}）などのすべてを貫いた岩株状をなす。また本岩内部には、中生代火山岩類や第1期進入岩類の小岩体が、ルーフ状に残存している。岩石は非常に均

註5) 地質図ではほとんど省略した。

質で、① 全体として粒のそろった感じの中粒・等粒状（径3～5mm）、優白色で、風化をうけると淡紅色を呈し、② 有色鉱物は黒雲母に限られ、径2mm内外の薄い六角板状をなして散点し、③ 塩基性包有物や有色鉱物のクロットなどはほとんど見当らない。

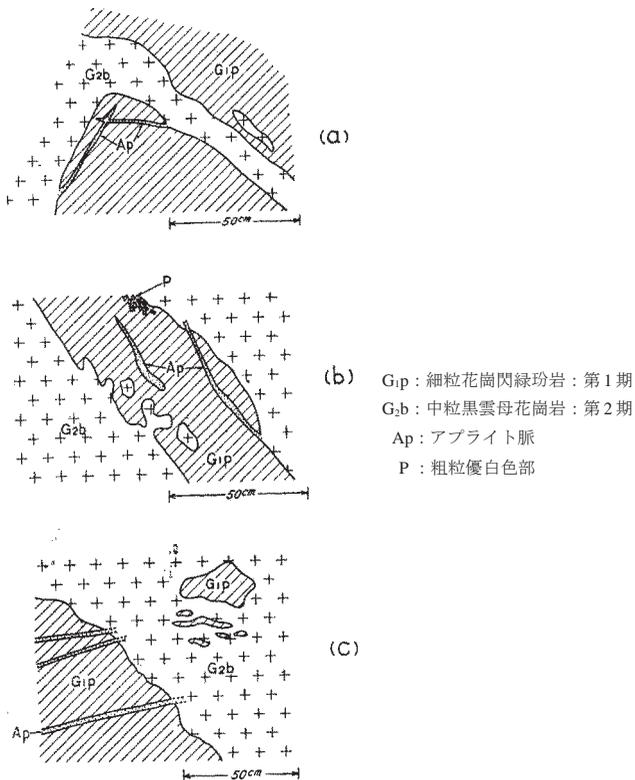
鏡下でみると、石英とカリ長石が著しく多く、斜長石は少ない。石英は自形ないし半自形で粒状の集合物をつくりやすい。カリ長石は半自形でペルト石構造を示し、黒雲母・斜長石・石英などをポイキリティックに包有する。黒雲母は、しばしば細かい鱗片状集合物をつくりやすく、その多色性は、X=淡黄褐色、Y、Z=やゝ緑色を帯びた暗褐色であり、ジルコンや褐簾石を多数包有して多色性ハロを生じ、またカリ長石や石英に接してその境に著しいミルメカイト様反応縁をつくっている。

栗祖一赤和瀬の岩体は、上述とほぼ同一の淡紅色～優白色の中粒黒雲母花崗岩（巻末図版 XVII 参照）からなり、ときにカリ長石が斑晶状に散点する。北部で鮮新世火山岩類に被覆されるが、さらに北方の「倉吉」図幅地域内にもあらわれている。本岩と南方に広く分布する粗粒角閃石黒雲母花崗岩（G_{2h}）とは、一部は漸移関係にあり、一部は急激に変わるらしい。人形峠西方200mの県道沿いの露頭で採集した粗粒黒雲母花崗岩（化学分析試料⑥）は、両者の漸移部に相当するらしい。

人形仙南東方の小岩体群は、径数10m～数100mの大きさで、粗粒角閃石黒雲母花崗岩（G_{2h}）中に散在し、多くはそれと明瞭な境をもって接している（前後関係は不明）。岩石は細粒～中粒の黒雲母花崗岩であるが、前述のものどちがい、黒雲母や石英が斑晶状に散点することが多い。

本岩はまた、上斉原一下斉原間の変成古生層北側の県道沿いにも小規模に露出し^{註6)}、後述する角閃石含有斑状黒雲母花崗岩（G_{2p}）を伴ない、それと漸移関係にある。第10図に示すように、本岩は第1期の花崗閃緑玢岩の小岩体を各所で貫入、捕獲して、それに著しい接触変成作用を与えている。その接触部近くでは本岩中に拓榴石を含むことがある。また一部では、これら花崗閃緑玢岩によって汚染され、著しく黒雲母に富み、かつ不均質な花崗閃緑岩様の岩相を呈することがある。

註6) 小岩体なので地質図には省略した。



第 10 図 第 1 期進入岩類と第 2 期進入岩類との関係
 (上齋原村役場南方, 吉井川河床の露頭)

II. 5. 2. 4 角閃石含有斑状黒雲母花崗岩 (G_{2p})

本岩は、主として上齋原村南部から奥津町下齋原にわたる地域に分布し、さらに南方の「久世」図幅地域に続く。変成古生層・斑糲岩・第 1 期進入岩類などを貫き、それらと明瞭な境界をもって接し、かつ著しい接触変成作用を与えている (第 7 図参照)。第 2 期中粒黒雲母花崗岩 (G_{2b}) とは上齋原南方で漸移関係にあり、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G_{2d}) とは上齋原一下齋原間で接するが、互いに移過せず、急変するらしい。岩石は、① 斑晶状のカリ長石 (大きさ 1cm 内外) に富む優白色の花崗岩 (化学分析試料 ⑦) を主体とするが、② しばしば斑晶と細粒アプライト質石基と

が明瞭に識別される花崗斑岩様岩石に移過し、③ 黒雲母や角閃石（少量）は粗粒角閃石黒雲母花崗岩（G_{2h}）の場合のような独立した結晶として成長せず、大きさ2mm以下で、クロット状をなすことが多く、④ 塩基性包有物は比較的まれである。

鏡下でみると、斑晶状をなすカリ長石（ペルト石構造、一部は微斜長石構造を示す）は細かい斜長石・石英・黒雲母などをポイキリティックに包有する。斜長石には長さ5mm内外のやゝ斑晶状をなすものと、長さ1mm内外の小型のものがあり、後者は径1～2mmの粒状の石英と合して細粒の石基を構成する。この石基部がふえると花崗斑岩の外観を呈する。黒雲母はしばしば鱗片状の集合物をつくり、チタン石・褐簾石・ジルコンなどを伴ない、その多色性はX＝淡黄褐色、Y、Z＝濃褐色である。角閃石は黒雲母に伴なって少量含まれ、やゝ青味を帯びた濃緑色を呈する。（巻末図版 XVIII 参照）

II. 5. 3 第3期侵入岩類

本岩類は脊梁以北に広く分布し、北方へ続いて「倉吉」図幅地域の大半を占めて露出する。南方の余川花崗閃緑玢岩・中生代火山岩類・第1期および第2期侵入岩類などのすべてを貫き、それらと、NE-SW方向のほとんど直線状の明瞭な境界をもって接し、かつそれらに接触変成作用を与えている。主として粗粒黒雲母花崗岩（局部的に角閃石を含む）からなり、福山付近ではアプライト質花崗岩の小岩体をいくつか伴なう。また数カ所ではアプライト脈や脈状・晶洞状ないし不規則状のペグマタイトを伴ない、福本付近ではこれらと密接に関係して磁鉄鉱鉱床を胚胎している。アプライト質花崗岩は、また、小岩体として第2期花崗閃緑岩（G_{2d}）を貫き、鉱染状のモリブデン鉱を胚胎している。

II. 5. 3. 1 粗粒黒雲母花崗岩（G_{3b}）

第3期侵入岩類のほとんど大部分を占め、以下に列挙するような肉眼の特徴をもつ。

① 風化面で淡紅色～淡褐色を呈する。② ほゞ等粒、粒状の組織をもち、大部分は粗粒（平均粒皮1cm内外）であるが、岩体の南部（第2期侵入岩類などとの接触部付近）では中粒（0.5cm内外）のものが多い。③ 黒雲母は普通径2～3mmの薄い六角板状をなす。④ 黒雲母のほかに、下西谷・福本・福山・関金地区などでは、しばしば長さ5～10mmの柱状の角閃石を含む。このような部分は、おそらく既存岩石

(おもに第2期侵入岩類)によって汚染された部分と思われる。⑤ 塩基性包有物は径10数cm程度の丸味を帯びたものがみられることがあるが、全体としては非常にわずかである。⑥ 岩体南部の中粒の部分や角閃石を含む部分などには、しばしば細かい黒雲母が径1cm以内のクロットをつくることがある。

鏡下でみると、角閃石を含まないものでは、斜長石に較べてカリ長石と石英とがはるかに多量に含まれる。カリ長石は半自形ないし他形で、細かい斜長石や石英などをポイキリティックに多数包有し、ペルト石構造が顕著である(曹長石葉片部の幅が広い)が、微斜長石構造はまれにしか認められない。

石英はほぼ六角の断面を示し、集合物をつくることが多い。斜長石は自形卓状ないし半自形で、灰曹長石から曹長石にいたる顕著な累帯構造を示し、しばしば汚れた中核部をもち、カリ長石に接する縁辺部はミルメカイト化が著しい。黒雲母は細かい燐灰石・ジルコン・磁鉄鉱などを伴ない、その多色性は、X=淡黄色、Y、Z=濃褐色である。副成分鉱物のうちでは、磁鉄鉱・褐簾石・ジルコンなどがとくに著しい。

角閃石(緑色普通角閃石)を含むものはやゝカリ長石に乏しく、斜長石に富み、また細粒(粒状ないし短冊状)斜長石の集合体を少なからずもつようになる。角閃石は普通長柱状で、一部カリ長石・石英・黒雲母などにおきかえられ、またときには黒雲母・斜長石・磁鉄鉱などを伴う細粒集合体をつくることがある。

(巻末図版 XIX 参照)

本岩は、座性寺西方の、第2期粗粒角閃石黒雲母花崗岩(G_{2h})との境界部付近で、N40°E、60°NW方向の粘土帯を伴う烈しい剪断作用(幅50m以上に及ぶ)を受け、その結果黒雲母は片状配列(一部は線状配列)を示している。この部分を鏡下でみると、黒雲母は完全に緑泥石化し、かつその劈開面が撓曲し、斜長石の双晶面も著しく撓曲し、石英は烈しい波動消光を示して一部はモルタル状となり、カリ長石は明瞭な微斜長石構造を示すにいたっている。

II. 5. 3. 2 アプライト質黒雲母花崗岩 (G_{3b})

三朝町福山付近に、大きさ100m以内の小岩体として数カ所に露出する。淡紅色～優白色、細粒、等粒状のアプライト質黒雲母花崗岩を主体とするが、まれに石英・黒雲母・カリ長石・斜長石などが斑晶状(径5mm以内)に散点することがある。粗粒黒雲母花崗岩(G_{3a})とは、普通明瞭な直線状の境界をもって接し、ときには急

冷周縁相や接触面に平行な流理構造が境界部に接して形成されることがある。しかし、まれには、優白色花崗斑岩様の狭い中間帯を介して粗粒黒雲母花崗岩に急変することもある。(巻末図版 XX 参照)

輝水鉛鉱含有アプライト質花崗岩

中和村津黒東方に露出し、NE-SW 方向に細長い幅 100m 内外の岩脈状をなして、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (G2d) を貫く。岩石は細粒～中粒、著しく優白色で、ほとんど黒雲母を欠き、晶洞性石英に富み、一部は微ペグマタイト質である。鏡下では、粒状の石英・カリ長石 (微斜長石構造が明瞭)・斜長石を主とし、ジルコン・チタン鉄鉱などを副成分鉱物として含む。輝水鉛鉱は大きさ 1cm 内外の球状の集合物をつくって本岩中に散在し、一部で黄鉄鉱を伴なう。

II. 5. 4 玢岩～輝緑岩 (岩脈) (D)

本岩類は、中生代花崗岩類 (第 1 期～第 3 期) を貫く岩脈として、本地域全般にわたって産出する。この岩脈は本地域の新第三系を貫くことがなく、かつ、その基底礫岩中に礫として含まれているので、その貫入時期は明らかに本地域の新第三系堆積以前である。

これらの岩脈は、幅数 10cm ～ 10 数 m、いずれも急傾斜で、その走向は、一部をのぞき NNW-SSE 方向のものが多く、三朝町下畑南西方や上斉原村人形峠南方などでは、この方向の小岩脈が密集して、一種の平行岩脈群を形成している。母岩の花崗岩類との境界は、明瞭かつ直線状 (clean cut) で、周縁部で急冷相をつくらないのが普通である。

岩石は暗緑色～暗灰色、細粒、緻密で、しばしば斜長石および少量の有色鉱物の斑晶が散点し、ときには少量の石英が斑晶をなす。これら斑晶鉱物の種類により、角閃石斜長石玢岩・普通輝石角閃石斜長石玢岩・普通輝石斜長石玢岩・石英含有斜長石玢岩などが区別される。角閃石 (普通、褐色普通角閃石) はしばしば長さ 5mm に達する長柱状結晶をなし、またその内部に普通輝石を包有することが多い。斑晶鉱物には、以上のほかに磁鉄鉱が含まれる。石基は、完晶質で変質甚だしく、小型拍子木状斜長石を主成分とし、これに多量の変質した角閃石や普通輝石の加わったもの (輝緑岩質) から、石英や少量のカリ長石の加わったもの にいたる、幅広い性質を示す。

本岩類は、母岩の花崗岩が比較的新鮮な場合でも、全般的に烈しい変質を蒙り、緑泥石・緑簾石・チタン石・葡萄石・炭酸塩鉱物などによっておきかえられ（自家変質作用か?）、風化面では黄褐色で非常に軟弱な外観を示すことが多い。また、第2期の花崗閃緑岩（G_{2d}）や黒雲母花崗岩（G_{sb}）を貫く岩脈のうちのあるものでは、以上のような変質鉱物のほかに、細かい針状の淡青緑色～淡緑色角閃石や、鱗片状の緑褐色～淡緑色黒雲母が含まれ、岩石にやゝホルンフェルス様の外観を与えることがある。

II. 6 新第三系

本地域の新第三系は人形峠層（中新世末期ないし鮮新世初期）と、それを整合的に被覆する“鮮新世”火山岩類とからなる。人形峠層は、本地域北東部の中生代花崗岩類を基盤とする準平原上に小規模に堆積したもので、その基底部には含ウラン礫岩層を伴っている。これに対して、各種の火山砕屑岩類や安山岩・玄武岩などからなる“鮮新世”火山岩類は、鳥取県（三朝町）と岡山県（上斉原村）とを劃する脊梁地域を中心に広く分布するものであり、北方の「倉吉」・「青谷」図幅地域に連続し、また東方の「智頭」・「鳥取南部」図幅地域にも連続する模様である（第3図参照）。“鮮新世”火山岩類は、下部から、丹戸凝灰角礫岩類（高清水玄武岩類を挟有）と中津河安山岩類とに区分され、整合的、かつほとんど水平に重なり、その全層厚は250～300mに達する。岩質の類似性や岩石の連続性からみて、高清水玄武岩類は日本海沿岸地域の坂本安山岩類や亀尻玄武岩類に、また中津河安山岩類は鉢伏山板状安山岩類に、それぞれ対比されるものと思われる。これらの地質関係を総括して第4表に示す。なお、以上の岩層のほかに、高松山流紋岩が本地域北西部に狭く分布し、西方の「湯本」図幅地域に続くが、単独の火山体をなしているため、以上の新第三系との関係は明らかでない。

II. 6. 1 人形峠層（N）（第11図、第13図参照）

昭和30年11月、鳥取・岡山県境付近の県道分割りで著しい放射能異常が発見され¹⁵⁾¹⁸⁾、その後、花崗岩を覆う含ウラン基底礫岩およびその直上の砂岩・泥岩からなる地層が“人形峠層”¹⁷⁾³⁰⁾と命名された。上述の分割りでの層厚は3m以下で、凝

第 4 表 青谷・倉吉・奥津図幅地域の新第三系対比表

地 域		青 谷 図 幅 — 倉 吉 図 幅	倉 吉 図 幅 — 奥 津 図 幅
時 代	更新世? · · ·	大山火山噴出物	
	鮮 新 世	御冠山安山岩類 (180 m ±) (VII d, VII e)	依原板状安山岩類 (110 m ±) (鉢伏山板状安山岩類と同じ) 三徳山安山岩類 (130~300 m) (VII, VII, VI, VII d, VII d, ときに黒雲母を伴なう)
新 世	鮮 新 世 火 山 岩 類	鉢伏山板状安山岩類 (170~250 m) (V d, V e, I d, ときに石英・角閃石を伴なう)	中津河安山岩類 (100~150 m) (VI d, VI e, VII d, VII e, V d, ときに黒雲母を伴なう)
?		亀尻玄武岩類 (160 m ±) (IV b)	坂本安山岩類 (30~180 m) (III b, III a, III a→d, III d, まれに普通輝石を伴なう)
?		歌経寺礫層 (15 m ±)	丹戸凝灰角礫岩類 (130~220 m)
中 新 世		中新世後期 火山岩類	高清水玄武岩類 (30 m ±) (III b, IV b)
?		投入堂凝灰角礫岩類 (350 m +) (III b, IV b, V c)	* 人形峠層 (60 m ±)
?		小鹿凝灰角礫岩類 (160 m+)	

* 印は南接する奥津図幅地域内にもみ分布するものを示す

灰質泥岩・凝灰岩などからなる“高清水層”^{註7) 19)30)}により覆われる。しかし、これを除いては人形峠層の自然露頭は皆無に近く、その後、坑道の掘進や試錐・トレンチの進捗にしたがって、上述の模式地に露出するのは人形峠層の一部（最下部）にすぎないことが明らかになってきた。以下の人形峠層の記載は、これらの開発に基づく資料を総括した久保・村野の両氏の報告³¹⁾によるところが多い。

人形峠層は模式地を人形峠地区（上述の県道切割り・坑内および試錐柱状図）とし、全層厚は60m内外である。本層は従来の“人形峠層”・“恩原層”¹⁷⁾³¹⁾の全部、および“高清水層”¹⁷⁾¹⁹⁾³⁰⁾³¹⁾・“中津河層”³¹⁾の一部を含んでいる。分布は峠地区から恩原地区まで、東西7km以上に及び、さらに東方の「智頭」図幅地域へ続く。しかし、中津河地区では本層が欠除して、丹戸凝灰角礫岩類が直接花崗岩類を覆うところがある（第11図，④）。本層は下部からA・B・Cの3層に区分される。本層の上限は、高清水高原東側斜面の露頭における珪藻土質泥岩（C層上部）と、火山凝灰岩（丹戸凝灰角礫岩層下部）との境をもってひく（第11図，⑩）。

基底礫岩層（A層） ウランを胚胎する母岩であり、その厚さは普通2～3mである。峠地区から東方少なくとも3km（赤和瀬地区）まで連続して分布し、その間層厚にあまり変化はないが、南北方向には急激に変化する。恩原地区ではA層はあまり連続せず、直接B層が花崗岩を覆うことがある。

礫岩を構成する礫は、峠地区ではおもに花崗岩類と中生代火山岩類とである。花崗岩類の礫は角閃石黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩・優白色黒雲母花崗岩（しばしば著しい圧碎構造を示す）などの第2期侵入岩類を主とするが、そのほか、細粒閃緑岩・細粒花崗岩・花崗閃緑玢岩・文象斑岩などの第1期侵入岩類も相当量含まれ、また玢岩（岩脈起源か？）の礫もある。中生代火山岩類は、安山岩・斜長流紋岩・石英安山岩・酸性凝灰岩・凝灰角礫岩（花崗岩の砂片を含む）などで、堅硬で烈しく変質し、一部はホルンフェルス化しており、いずれも人形峠西方に分布する中生代火山岩類に由来するものである。礫は人頭大～卵大の淘汰の悪い亜円礫～亜角礫が多いが、しばしば径1mをこえる巨礫を含む。礫間を充填するものは主として花崗岩の細礫ないし花崗岩質の粗粒砂である。峠地区より東方ではほとんど花崗岩礫のみからなり、まれに古生層のホルンフェルス（中津河川上流に露出するものか？）の礫を含む。本層の上

註7) 県道切割りにみられる本層が本図幅でいわれる“鮮新世”火山岩類に属するものかどうかは疑問であった、もっと新しい時代の火山活動（たとえば大山火山）によるものかも知れない。

部には厚さ 30cm の砂質～泥質の部分があつて、しばしば炭質物を含む。基底礫岩の最上部とこの砂質部とは褐鉄鉱のしみこみが多く、その一部はかたくセメントされている。

泥岩砂岩互層 (B 層) A 層を整合に覆う泥岩 (一部シルト岩質) を主とする互層で、峠地区では厚さ 10m 内外である。泥岩は灰色～暗灰色で葉理が発達し、砂岩は黄灰色を呈する。B 層の基底付近には炭質物の薄層を多く挟み、保存のよい植物化石を産する。B 層は赤和瀬・中津河地区で著しく薄化し、赤和瀬坑内では厚さ 10cm 以下で、直接丹戸凝灰角礫岩層に整合的に被覆されるのが観察される。しかし恩原地区では本層は急激に厚くなって 80m 内外に達し、軽石凝灰岩や凝灰質泥岩などを多量に挟有するようになる。

砂岩礫岩泥岩互層 (C 層) B 層を整合に覆う厚さ 50m 内外の地層で、おもに峠地区に発達する。砂岩と礫岩とを主とし泥岩を挟有する不規則な互層である。礫岩は安山岩・凝灰角礫岩などの中生代火山岩類の卵大の円礫が多く、花崗岩礫は比較的少ない。砂岩は花崗岩質である。人形峠北西方では C 層が直接基盤岩を覆う。また、高清水高原東側斜面の露頭 (第 11 図 ⑩) では、軽石凝灰岩・層灰岩・珪藻土質泥岩などを挟有し、玄武岩岩床に貫かれ、火山礫凝灰岩によって整合に覆われる。

化石と時代 峠地区および恩原地区の B 層中の泥岩からは保存のよい木の葉の化石を産する。尾上亨技官の鑑定によれば、大部分はブナの類であつて、中新世末期ないし鮮新世初期の植物群と判断される。おもな種名は次の通りである。

人形峠地区

- Picea kaneharai* TANAI et ONOE
- Pinus palaeopentaphylla* TANAI et ONOE
- Thuja nipponica* TANAI et ONOE
- Pterocarya nipponica* TANAI et ONOE
- Carpinus nipponica* ENDO
- Carpinus subcarpinoides* TANAI et ONOE
- Castanea miocrenata* TANAI et ONOE
- Fagus palaeocrenata* OKUTSU
- Fagus palaeojaponica* TANAI et ONOE
- Quercus miocrispula* HUZIOKA
- Celtis Nordenskioldii* NATHORST

Zelkova Ungerii (ETTINGS) KOVAT
Prunus protossiori TANAI et ONOE
Wistaria fallax (NATHORST)
Acer protosieboldiana TANAI et ONOE
Acer subpictum SAPORTA
Cornus subkousa TANAI et ONOE
Styrax protoobassia TANAI et ONOE
Franxinus honshuensis TANAI et ONOE

恩原地区

Larix onbaraensis TANAI et ONOE
Pseudolarix Japonica TANAI et ONOE
Pinus palaeopentaphylla TANAI et ONOE
Cunninghamia protokonishii TANAI
Thuja nipponica TANAI et ONOE
Populus aizuana HUZIOKA et SUZUKI
Alnus protohirsuta ENDO
Alnus miojaponica TANAI
Betula protoermanni ENDO
Betula onbaraensis TANAI et ONOE
Carpinus subyedonsis KONNO
Carpinus nipponica ENDO
Carpinus subcarpinoides TANAI et ONOE
Carpinus subcordata NATHORST
Castanea miocrenata TANAI et ONOE
Fagus palaeocrenata OKUTSU
Fagus palaeojaponica TANAI et ONOE
Quercus miocrispula HUZIOKA
Ulmus protolaciniata TANAI et ONOE
Zelkova Ungerii (ETTINGS) KOVAT
Sassafras subtriloba (KONNO)
Wistaria fallax (NATHORST)
Acer palaeodiabolicum ENDO
Acer subpictum SAPORTA

(燃料部 尾上亨技官鑑定)

構造と地史 恩原地区を除き、地層はほとんど水平で、局部的に 10° 以下の傾斜を示す。恩原地区では $10 \sim 40^\circ$ の傾斜を示すことがあるが、偽層の存在などから、その一部は異常堆積に由来するものと思われる。東西方向の断面で不整合面の標高を較べると、人形峠—赤和瀬間では720m内外、中津河地区では700m内外、恩原地区では680m内外と、次第に低くなり、東方へ平均1/200の勾配で傾くことになる。不整合面はこの東西の断面より北方および南方に向かって急激に高まり、それに応じてA層が薄化尖滅して、上位のB層またはC層がアバットして直接基盤を覆うようになる。不整合面の高度は、峠地区では北方の清水高原山腹で850m内外、恩原地区では北方で770m内外であり、人形峠—赤和瀬の東西断面に示されるものよりも、それぞれ100m内外高い^{註8)}。

人形峠層は、上述のように、準平原上に生じた東西に狭長な窪み（東方へ緩く傾いていた、かつての河床か？）に堆積したものであり、基盤の凹凸を埋めて巨礫を搬入した水流はやがて弱まって、砂・流木・炭質物などの堆積を起し（以上A層）、ついで停滞水の環境で厚い泥が堆積し（B層）、ふたたび不安定な環境のもとで砂礫・粘土などが堆積し、この頃から軽石や火山灰の飛来が活発となって珪藻が棲息し（以上C層）、やがて烈しい火山活動にひきつがれた（“鮮新世”火山岩類）。

II. 6. 2 丹戸凝灰角礫岩類 (V₁)

本岩類は、「倉吉」図幅地域内の、三朝町丹戸部落南東方の沢を模式地とする。模式地では不整合に花崗岩を覆い、ほとんど水平に重なって厚さ200m内外に達し、中津河安山岩類によって覆われる。安山岩質の凝灰角礫岩を主体とし、火山礫凝灰岩を挟有し、また不整合面から上約120mの層準には、砂質の碎屑岩相を含む。

本図幅地域では、脊梁（県境）地域を構成するものと、中津河・恩原地区に分布するものとの、かなりその特徴を異にする。

① 脊梁地域では、安山岩質火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩などの比較的細粒の火山碎屑岩類を主体とし、これに凝灰角礫岩や火山円礫岩などの粗粒岩相をまじえる。清水高原東側斜面の露頭（第11図 ㉑）では、本岩類は人形峠層（C層）の上に整合

註8) 峠地区では地層をE-W方向に切る逆断層が、北側を階段状に突き上げているので、不整合面の本来の高低差はもっと少ないものと思われる。

的に重なるが、これより北東部では直接花崗岩類を覆う。また本岩類の基底部から約20m上の層準には、玄武岩熔岩および玄武岩質凝灰角礫岩からなる、厚さ20～40mの清水玄武岩類が挟有され、鍵層として水平方向によく追跡できる。清水玄武岩類から上位の地層は、清水高原では欠除しているが、北東へ向かって厚くなり、赤和瀬北方ブナの谷（第11図⑫）では厚さ100m内外となる。

② 中津河・恩原地区では、安山岩質～石英安山岩質の凝灰角礫岩を主体とし、一部に火山礫凝灰岩をまじえる。角礫は、大型の斜長石斑晶の散点する紫蘇輝石角閃石安山岩（久野久の分類によるVIIa）や、両輝石角閃石安山岩（VIa）を主体とするが、ごくまれに普通輝石橄欖石玄武岩（IVb）の角礫や花崗岩類の歪角礫^{註9）}も含まれる。角礫の間を充填するものは茶褐色、塊状の凝灰岩であって、まったく層理を示さない。本地区では玄武岩類を挟有せず、粗粒岩相を主体とする点で、脊梁地域よりは模式地のものによく似ている。中津河安山岩類の下位にあつてよく連続し、北部では高度820m内外の不整合面をもって花崗岩を覆い、厚さ20m内外であるが、南方へ向かつて不整合面は次第に低くなって、中津河以南では高度720m内外を示し、厚さを増して80m内外に達する。本地区の丹戸凝灰角礫岩相は、従来“中津河層”とよばれていたものに相当するが、赤和瀬1号坑内では明らかに人形峠層の泥岩を、一見整合関係ではあるが、非常に明瞭な境界（ほぼ水平）をもって覆っているのがみられる。

II. 6. 3 清水玄武岩類^{註10)} (V₂)

脊梁地域の丹戸凝灰角礫岩類中の鍵層としてよく連続し、模式地の清水高原では厚さ35m以上、赤和瀬北方ブナの谷では厚さ30m内外である。大型斜長石斑晶の散点する黒色、斑状の普通輝石橄欖石玄武岩熔岩を主体とし、堅硬な玄武岩質凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩を伴う。玄武岩の一部は非斑状、多孔質で、ときには顕著な板状節理を示す。模式地において、本岩は下位の人形峠層中に厚さ60cm内外の水平な岩床として侵入し、その接触部に沿って上下の層灰岩に黒色、堅硬なヤケを与

註9) 赤和瀬1号坑内では、花崗岩の巨礫（径1～3m）が大量に含まれ、そのあるものは著しい片状構造（圧砕作用によるものか？）を示している。充填物はまったく塊状、凝灰質である。

註10) 三朝町丹戸南方（「倉吉」図幅地域内）において採取した本玄武岩の化学分析値は、「倉吉」地質図幅説明書に掲載されている。

えている（第11図⑩）。また本岩の孤立した小岩体は、高清水高原西方で中生代火山岩類を、人形仙峠東方で花崗岩を、それぞれ直接に覆っている。

普通輝石橄欖石玄武岩（久野久によるIV_bまたはIII_b）

斑晶：斜長石（曹灰長石～亜灰長石）・橄欖石（一部赤褐色物質に変質）・普通輝石（一部では欠）・磁鉄鈹

石基：斜長石（短冊状）・普通輝石・橄欖石・磁鉄鈹・チタン石などからなり、普通完晶質で間粒組織（Intergranular texture）を示すが、少量のガラスを含むことがある。前述の岩床をなすものは粗粒玄武岩組織を示す。

II. 6. 4 中津河安山岩類（V₃）

模式地（中津河川流域）に分布するものと脊架（県境）地域に分布するものとの、やゝその特徴を異にしている。

① 模式地のものは、主として丹戸凝灰角礫岩類を覆い、その基底面は北東から南西に向かって次第に低くなる（中津河上流では高度900m内外、中津河部落付近では800m内外、それ以南では750m内外）。本熔岩流の表面もこれに応じて南東へ向かって緩く傾斜し、あまり開析の進まない熔岩台地として、現在の地形によく保存されている。また、中津河部落・恩原間の東西断面（第11図⑤～⑦）でみると、本岩類は下位の丹戸凝灰角礫岩類を欠いて直接人形峠層の泥岩を被覆し、かつその基底面は中間部で著しく低く（高度720m内外）なる。すなわち、本岩類はSW方向に向かって緩く傾斜する軸をもつ舟底型の基底面を示している。本岩類の厚さは、中津河部落付近では100m内外、中津河・恩原間では150m内外である。

岩石は比較的酸性の斑状安山岩を主体とし、灰色でやゝ粗鬆な感じの石基中に、大型（長さ5mm内外）の斜長石（灰白色～淡紅色）が散点している。板状節理や、これに平行な流理構造を示すこともある。有色鈹物の種類によって両輝石角閃石安山岩と、紫蘇輝石角閃石安山岩とが区別される。

斑状両輝石角閃石安山岩（VI_d）

斑晶：斜長石（中性長石）・角閃石（オバサイト化烈しく、細粒の普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈹などの集合物によって縁どられる）・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈹

捕獲結晶：石英（細粒の普通輝石の集合物によって縁どられる）

石基：きわめて微細で、短冊状の斜長石・柱状の紫蘇輝石および粒状の単斜輝石

を主とし、少量の鱗珪石・磁鉄鉱・燐灰石およびガラスを含んでいる。

斑状紫蘇輝石角閃石安山岩 (VIIe・VIIa)

斑晶：斜長石（中性長石）・褐色普通角閃石（輝石オパサイト縁をもつ）・紫蘇輝石・磁鉄鉱および少量の黒雲母

石基：きわめて微細で、斜長石・斜方輝石・鱗珪石・磁鉄鉱・燐灰石などのほかに、脱ガラス化した隠微晶質の部分も相当量存在する。まれに少量の単斜輝石を含む。

② 脊梁地域では、高度980m内外の基底面をもってほぼ水平に丹戸凝灰角礫岩類を覆うが、模式地に較べて厚さも薄く（50m内外）、分布も狭い（「倉吉」図幅地域でやゝ広くなり、前述の中津河川上流のものに続く）。岩石は、本地域内では斑状構造に乏しい両輝石安山岩を主体とし、暗灰色～黒色で、一般に板状節理や流理構造が顕著である。

II. 6. 5 高松山流紋岩

本岩の主体は西隣の「湯本」図幅地域に分布して、高松山を形成する。本図幅地域にはその東端部が鳥取・岡山県境の脊梁に沿って小規模に露出し、仏ガ仙（743.5m）を形成する。本地域では、ほぼ620m内外の高度をもって花崗岩類（おもに第3期侵入の粗粒黒雲母花崗岩）を被覆し、厚さは100m以上と推定される。岩石は全般を通じて黒雲母流紋岩から構成される。本岩の噴出時期は不明である。

黒雲母流紋岩

産地：仏ガ仙山頂

肉眼的性質：灰白色の石基中に径1～5mmの石英と、長さ1～2mmの黒雲母が多量に認められる。

斑晶：石英（ほぼ自形で一部融蝕された粗粒のもの、およびやゝ細かい破片状のもの）・斜長石（灰曹長石）・黒雲母（多色性；X=非常に淡い黄色，Y，Z=明かるい褐色）・磁鉄鉱

石基：著しく不均質で、一部はガラスであるが、大部分は隠微晶質・珪長質で、部分的に脱ガラス化した微球顆構造も認められる。細かい石英・斜長石・黒雲母などが石基中に散点し、これらが斑晶のまわりをとりまいて、流理構造をつくっている。

II. 7 第四系

本図幅地域の第四系は軽石層・沖積層および崖錐堆積物からなる。

軽石層は花崗岩類や新第三系などを覆って全域にわたり分布し、厚さは3m内外である。本層は人形峠層の分布地域では、図版3に示すようにまったく水平に重なっているが、起伏の烈しいところでは、図版4に示すように、基盤の起伏に応じて著しく傾斜している。本層は粗鬆、赤褐色の軽石層を主とし、やゝ細粒、灰褐色の軽石の薄層を少なくとも3枚挟有している。本層の上部では風化作用のために、もとの軽石が認められない。軽石中の斑晶鉱物としては、角閃石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・黒雲母・斜長石・石英などが認められた。本層は西方の大山火山の活動による噴出物と推定される。



図版3 軽石層（人形峠東方約250mの切割り）



図版 4 軽石層（人形峠南方約 600m の県道沿いの露頭）

沖積層は、中和村・上斉原村などの、低位準平原上を流れる各河川に沿ってやゝ広く発達し、礫・砂・粘土などから構成される。三朝町穴鴨付近にも、隆起準平原を深く下刻して北流する竹田川に沿って沖積層が狭く発達する。

崖錐堆積物は、竹田川支流に沿う三朝町加谷・福本付近などに分布し礫および砂を主材とする。本堆積物は南側の急峻な山腹から北側の現河床に向かって傾斜した崖錐地形を形成する。これは、穴鴨を通過して東西に走る断層に沿って、南側が相対的に隆起したために形成されたものと考えられる。

III. 応用地質

本図幅地域でもっとも重要な鉱物資源は、人形峠のウラン鉱床である。この鉱床が発見されたのはわずか数年前（1955）のことであるが、日本ではじめての、新第三紀層に胚胎する水成ウラン鉱床として注目され、原子燃料公社による大規模な探鉱の結果、現在（1960年）日本最大のウラン鉱床とされている。

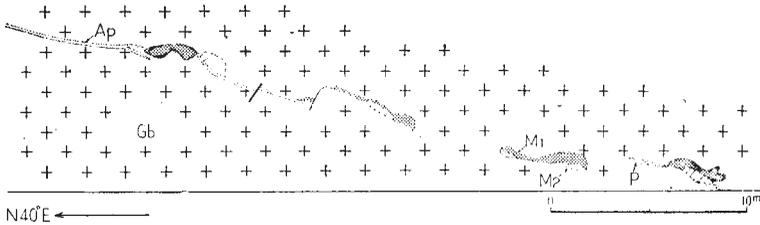
ウランを除いては本地域の金属・非金属資源は著しく貧弱で、稼行中のものは奥津粘土鉱山だけである。これらの鉱床はすべて白堊紀火成活動（とくにその末期のいわ

ゆる小鴨花崗岩)に密接な関係があり、そのうちで、磁鉄鉱鉱床は正岩漿期ないしペグマタイト期を、鉱染状のモリブデン鉱床は気成期を、石英脈に伴なわれるモリブデン・鉛・亜鉛・金・銀鉱床などは熱水期を、それぞれ代表する鉱床であろうと思われる。

III. 1 金属鉱床

鉄

三朝町福本部落北方約300mの溪谷の左岸、比高約70mの林道に沿う垂直な切割りには、第12図に示すような磁鉄鉱鉱床の露頭がある。母岩は粗粒黒雲母花崗岩であり、変質作用をほとんど蒙っていない。鉱床は、脈幅10cm内外のほぼ水平な



Gb: 粗粒黒雲母花崗岩 Ap: アブライト脈 P: ペグマタイト

M1: 磁鉄鉱低品位部 M2: 磁鉄鉱高品位部

第12図 福本磁鉄鉱鉱床(福本部落北方約800mの道路沿いのほぼ垂直な露頭)

(鳥取県地下資源開発局 安田満夫技師原図)

アブライト脈(一部はペグマタイトを伴なう)と密接に相伴ない、その上盤側に鉱染状または脈状を呈し、走向N50°W・傾斜10°S・脈幅5cm内外で処々膨縮し、厚い処では最大80cmに及ぶ。品位は優良であるが、現況では多くの鉱量は期待できない。この鉱床は、産状からみて花崗岩の正岩漿時期ないしペグマタイト時期の生成によるものと考えられ、島根県恵比子鉱山¹²⁾における磁鉄鉱鉱床に類似した点が少なくない。

なお、浜野一彦技官などの報告⁴⁾によれば、福本部落の西方約400mの地点にもこれと同様な磁鉄鉱鉱床があつて、かつて採掘されたことがあるとされている。

モリブデン・鉛・亜鉛

中和村津黒部落東方約1kmの丘陵上には、モリブデン鉱床の露頭(2カ所)があ

り、かつて露天において探鉱されたことがある。母岩は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（第2期侵入岩）を貫くアプライト質花崗岩（第3期侵入岩、30頁参照）であり、細粒～中粒、著しく優白色で、晶洞性の石英に富み、石英の細脈を伴っている。鉱床は輝水鉛鉱と少量の黄銅鉱とからなり、径1～3cmの球状をなして花崗岩中に鉱染状に散点する。母岩は新鮮、堅硬で、かつ鉱床が連続性に乏しいために、採掘は著しく困難である。

上斉原村村役場南東方約2kmの山間部には、かつてモリブデン鉱床を探鉱した旧坑がある。母岩は、珪長質の石基中に斜長石斑晶の散点する斜長石玢岩～石英閃緑玢岩（第1期侵入岩）であり、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（第2期侵入岩）の貫入をうけて、その内部に捕獲岩状に残存した小岩体であって、後者による変質作用を蒙っている。鉱床は母岩の節理に沿う輝水鉛鉱石英脈であり、走向・傾斜はN0～20°E、60°S、脈幅5cm以下で、しばしば粘土帯を伴う。輝水鉛鉱は比較的細粒のものが多く、土状を呈する部分もある。

三朝町木地山・栗祖間の県道の両側には、かつてモリブデン・鉛・亜鉛などを目的として探鉱した旧坑が4カ所で認められる。また栗祖北東方には金を伴う鉛・亜鉛の旧坑が報告されている（次項参照）。母岩は、角閃石黒雲母花崗斑岩・花崗閃緑玢岩・文象斑岩などの種々の岩相を示すが、いずれも第1期侵入岩類に包括されるもので、変質作用、黄鉄鉱の鉱染、粘土化作用などを各所で蒙っている。浜野技官などの報告⁴⁾によれば、鉱床は母岩の節理に沿う輝水鉛鉱鏡鉄鉱石英脈・方鉛鉱閃亜鉛鉱石英脈・黄鉄鉱石英脈などであり、脈幅20cm以内、走向・傾斜は一定せず、鉱床の連続性に乏しい。現在はすべて廃坑になっているため、詳細は不明である。

金・銀

三朝町栗祖部落から沢に沿って北東方約1kmの地点には、かつて金鉱を目的として探鉱された旧坑があるといわれるが、本調査では確認できなかった。浜野技官などの報告⁴⁾によれば、鉱床は方鉛鉱閃亜鉛鉱石英脈で、輝銀鉱・自然金を伴わない、走向・傾斜はN10°E、85°W、脈幅は20cm以下である。

硫化鉄

上斉原村三子原硫化鉄鉱床⁵⁾は花知ガ仙北西方約800mの地点にあり、かつて探鉱されたが現在坑口は埋没している。鉱床は中粒淡紅色黒雲母花崗岩（第2期侵入

岩)と、それを貫く石英斑岩岩脈との境界部に胚胎する黄鉄鉱脈であり、走向・傾斜はN80°W, 70°N, 富鉄部の脈幅は30～50cm, 延長10m以上で、両側に著しい粘土帯を伴っている。また、これに接する石英斑岩および花崗岩にも黄鉄鉱の鉄染がみられる。

ウラン (人形峠鉱山)

位置・交通 人形峠は鳥取県三朝町と岡山県上斉原村との境界にあり、山陰線上井駅と姫新線津山駅とをつなぐ国鉄バスがここを通過している。原子燃料公社人形峠出張所は人形峠から東方約500mの地点にあり、人形峠―赤和瀬間には幅員5mの産業道路が建設されている。人形峠鉱山は、人形峠から恩原にいたる東西6kmをこえる広い地域を包含しているので、5つのブロックに分けられ、西から東へそれぞれ、峠地区・夜次地区・赤和瀬地区・中津河地区および恩原地区とよばれている。

沿革 1955年10月地質調査所が行なったエアボーン探査(空中からの放射能探査)によって、倉吉市小鴨鉱山周辺の広い範囲にわたって著しい放射能異常のあることが検出された¹⁶⁾。そして同年11月12日、地質調査所カーボーン(自動車による放射能探査)斑は人形峠北西方約200mの県道切割りを通過する際、強い放射能異常を検出し¹⁸⁾引き続いて、浜地・中沢技官らは地表調査の結果、花崗岩を不整合に覆う礫岩層およびその上位の泥岩層に放射能が高いことを確認し、かつ礫岩の礫の割れ目に燐灰ウラン石を発見して、これを日本最初の水成ウラン鉱床として提唱した¹⁵⁾。この結果に基づいて、1956年片山信夫教授らは県境付近の精査を行ない¹⁹⁾²⁰⁾²¹⁾²⁹⁾³⁰⁾、また藤原技官らは人形峠―恩原間の広域調査を行なった¹⁷⁾。1957年8月原子燃料公社は人形峠出張所を開設し、トレンチ・ピット・試錐・坑道探鉱などを積極的にすすめた。その結果、ウラン鉱床が人形峠から東方赤和瀬地区までの広い範囲にわたって賦存することを確認し、それ以東、以北の地域からも続々放射能異常を発見している。1959年3月までに実施された探鉱作業は、トレンチによる剝土量13,858m³、試錐延深度13,358m、坑道掘進延長7,235mに達する³⁸⁾。なお1959年度からは試験採掘を開始している。

地質 この地域の地質は第13図に示す通りである。基盤は角閃石黒雲母花崗岩・角閃石黒雲母花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩など(本図幅でいう第2期侵入岩類)を主体とし、人形峠西方にはこれらによる侵入を蒙った中生代火山岩類が分布する。これら

の準平原化された基盤を不整合に覆って、新第三紀（おそらく中新世末～鮮新世初）の人形峠層およびその上位の“鮮新世”火山岩類がほぼ水平に重なり、人形峠から東方および北方に向かって広く発達する。人形峠層は陸成堆積物からなり、分布も準平原上の東西方向に細長い凹地を埋めた形を示している。人形峠層は、下位からA層（基底礫岩層）・B層（泥岩砂岩互層）・C層（砂岩礫岩泥岩互層）の3層に区別される。

鉱床 ウランを胚胎するのは本図幅地域内ではおもに人形峠層のA層であり、鉱石は主として礫岩の花崗岩質膠結物や、礫（花崗岩・中生代火山岩・玢岩など）の表面や割れ目に附着している。鉱床の水平的分布はA層の分布とほぼ一致して、人形峠一赤和瀬間の東西3.5km以上にわたって連続し、南北方向は0.6km内外である。鉱床の垂直的分布は、一般にA層の下半部に偏在し、A層上部の砂岩や上位のB層については県道切割りを除き品位は著しく劣る。

なお、最近、赤和瀬以東の中津河地区や、さらにその東方の黒岩地区（「智頭」図幅地域内）においても、また北方の鉛山一神ノ倉地区・三徳地区・松崎地区など^{註11)}（いずれも「倉吉」図幅地域内）においても、新第三紀火山岩類が花崗岩類を不整合に覆う基底部に、ウラン鉱床の存在が確認されてきている。

鉱石^{註12)} 鉱石はその見かけ上の特徴と産状から

- ① 黒色鉱 ② 普通鉱（灰色鉱）
- ③ 燐灰ウラン鉱を伴う褐色鉱
- ④ 含ウラン泥岩 ⑤ 含ウラン亜炭

の5種類に大別される。

① 黒色鉱は品位が高く（局部的には U_3O_8 数%以上）、かつ、A層中の非酸化帯に普遍的に存在するので鉱石としてもっとも重要である。本鉱はおもに礫の表面や礫間の空隙を埋めて産し、常に硫化鉄と共存する。また空洞には微細な黒色鉱の柱状結晶が放射状に成長することがあり、武藤らによって人形石（Ningyoite）⁴⁰⁾と命名された。その化学組成は $U_{1-x}Ca_{1-x}R.E._{2x}(PO_4)_2 \cdot 1 \sim 2H_2O$ （ただし $x \cong 0.1 \sim 0.2$ 、

註11) これら「倉吉」図幅地域内の鉱床の母岩は、いずれも新第三紀火山岩類が花崗岩類を覆う基底部の局所的な凹所にたまった砕屑岩であるが、人形峠層とはその生成時期や堆積環境においてかなりの違いがあると考えられる。

註12) この項目はおもに久保・村野両氏の記載³¹⁾によった。

R.E.：稀土類元素）である。

② 普通鉍はA層中の非酸化帯に産し、黒色鉍と共存するが、品位が低く、一般に0.1%以下である。

③ 燐灰ウラン鉍¹³⁾を伴う褐色鉍は地表に近くて被覆層の薄い所やA層を切る断層破碎帯付近などのA層中の酸化帯に産し、とくに後者の一部では富鉍体を形成することがある。しかし分布が局部的なので鉍石としての重要度は非酸化鉍より低い。

④ 含ウラン泥岩は鳥取県県道切割から北東方30mにわたる範囲に分布し、母岩はB層の泥岩および砂岩である。切割の露頭では平均品位0.10%に達するところもある。

⑤ 含ウラン亜炭は、A層上部およびB層の下部に大小不規則な塊として産する亜炭の一部が、ウランを選択的に吸着したもので、そのあるものは品位2.9%に達する。

品位・鉍量（原子燃料公社による）

第5表 人形峠ウラン鉍床の品位および鉍量³⁸⁾

(昭和34年3月末現在)

	層 厚	確定鉍量	推定鉍量	予想鉍量
峠 地 区	最大 5 m, 平均 1.5 m	230,000 t (U ₃ O ₈ 品位 0.05%)	150,000 ⁺ t (0.04%)	50,000 t (0.04%)
夜次地区	最大 5 m, 平均 1.5 m	250,000 t (0.07%)	60,000 t (0.06%)	60,000 t (0.05%)
赤和瀬地区	最大 2 m, 平均 1 m		100,000 t (0.03%)	50,000 t (0.03%)
中津河地区	最大(試錐による)10m		370,000 ⁺ t (0.07%)	130,000 t (0.05%)
辰巳峠地区	平均 1 m			200,000 t (0.04%)
鉍量の合計		480,000 t	380,000 t	490,000 t
U ₃ O ₈ 含有量の合計		290 t	375 t	210 t

(累計：希望鉍量 1,350,000t, U₃O₈ 換算 875t)

註13) 相馬徳藏氏²⁵⁾はこの燐灰ウラン鉍の年令をウラン—ラジウム法によって測定し、約36,000年という値を得た。

III. 2 非金属鉱床

珪石

福本ペグマタイト鉱床は三朝町福本部落北東方約300mの県道北側、比高約30mの山腹にあって、戦時中露天掘されたことがある。鉱床は粗粒黒雲母花崗岩（第3期逆入岩）を貫くペグマタイト脈で、純白、半透明の石英と淡紅色カリ長石とからなり、その他少量の白雲母・緑柱石・緑簾石・水晶を伴なう。鉱体は走向N80°E、傾斜80°Sの不規則レンズ状を呈し、多数の小支脈があり、走向方向に10m以上連続する。品質は優秀であるが残存鉱量は僅少で稼行価値に乏しい。

中和村浜子部落南東方約700mの地点には、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（第2期逆入岩）を貫く石英脈があり、かつて露天掘されたことがある。鉱体は純白、不透明の石英からなり、走向ほぼN-S、直立で、脈幅5m以上である。

粘土（奥津粘土鉱山）

本地域内で稼行中の唯一の非金属鉱山であり、奥津町北端上原部落地内の県道西側の山腹に採掘場がある。本鉱山はかつて「奥津カオリン」鉱山とよばれ、扶桑金属株式会社の所有であったが、戦後しばらく休止していた。当時の状況は上野三義技官により詳しく報告³⁾⁵⁾されている。昭和31年小田鉱業所（鉱業権者小田松吉）として新たに発足した。昭和32年11月現在で従業員は25名、月産300t、鉱石の白土含有量は75%以上、耐火度はSK25～30である。鉱石はフジライト工業株式会社で精製された後、製紙原料として十條製紙宮古島工場へ送られている。

鉱床は、中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩（第2期逆入岩）中の不規則な割れ目に沿う熱水溶液の作用により、おもに母岩中の斜長石の部分が粘土化したもので、鉱体はN-S方向の不規則脈状をなし、延長120m、幅3～10mである。鉱床と母岩とは移過関係にあり、富鉱部の中央部には粘土化の進まない花崗閃緑岩が残存している。

上野技官の報告によれば、鉱石は純白～灰白色、粉状の粘土鉱物（ハロイサイトか？）を主体とし、富鉱部の品位はAl₂O₃ 30%以上である。鉱体中には少量の鱗片状沸石・葉片状の絹雲母が含まれ、また石英・チタン石・ジルコンなどが母岩からの残有鉱物として含まれている。

III. 3 温 泉

上斉原温泉

上斉原村役場西方には、花崗閃緑岩中の鑿井から湧出する温泉が3カ所に存在する。そのうち役場西方約1.7kmにある温泉（村宮）は、深さ約80m、径1.5cmの3本の鑿井から湧出するもので、孔底温度37°C、湧出温度34°C、湧出量は最高90l/mである。岡山大学温泉研究所梅本春次教授の分析によれば、無色澄明無味無臭、アルカリ性（pH 9.1）、蒸発残渣129.4mg/lの単純泉である。他の2カ所の温泉については詳細は不明である。

本温泉の南方約6kmの吉井川沿岸（「久世」図幅地域内）には古くから有名な奥津温泉があって、岡山大学大江二郎教授による詳しい報告⁸⁾がある。それによれば、奥津温泉は花崗岩中の平行断層群（走向N20°W、傾斜70～80°SW）に沿って湧出するもので、本温泉もこの断層群の延長部に沿うものであろうと思われる。

文 献

- 1) 大塚専一：20万分の1地質図幅「大山」、および同説明者、地質調査所、1896
- 2) 大塚弥之助：中国山地の概形とその地質時代、地学雑誌、Vol. 49, No. 578, p. 156～162, 1937
- 3) 上野三義：岡山県「奥津カオリン」鉱床調査報告、地質調査所速報、No. 66, 1948
- 4) 鳥取県：昭和24年度鳥取県中部地区地下資源調査報告、1949
- 5) 浜野一彦・福井三郎：苫田郡地下資源調査報告、岡山県地下資源調査報告書、No. 1, 1950
- 6) 小林貞一：中国地方、朝倉書店、1950
- 7) 鳥取県：17万5千分の1鳥取県地質図、1950
- 8) 大江二郎：奥津温泉調査報告、岡山県地下資源調査報告書、No. 2, p.68～77, 1951
- 9) 山田節三：7万5千分の1地質図幅「久世」、地質調査所、1951

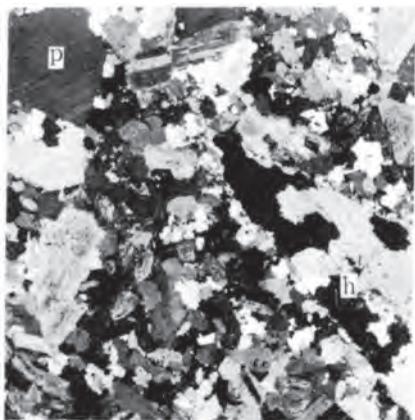
- 10) 木野崎吉郎：中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について，広島大学地学研究報告，No. 3, p. 61～75, 1953
- 11) Matsumoto, T. : The Cretaceous System in the Japanese Islands, The Japan Society for the Promotion of Science, Tokyo, 1953
- 12) 木下亀城・牟田邦彦：恵比子鉱山における岩漿分化成因の磁鉄鉱床，地質学雑誌，Vol. 60, No. 708, p. 363～377, 1954
- 13) Kojima, G. : Geological Situation of the Cretaceous Hiroshima Granite, Journal of Science of the Hiroshima University, Ser.C, Vol. 1, No. 4, p. 1～5, 1954
- 14) 岡山県：20万分の1岡山県地質図，1954
- 15) 中沢次郎：鳥取県小鴨鉱山附近の地質および鉱床について（演旨），鉱山地質，Vol. 6, No. 19, p. 40～41, 1956
- 16) 佐藤光之助・岩崎章二・佐野浚一：岡山県南部地域ならびに鳥取県中部地域空中放射能探査報告，地質調査所月報，Vol. 7, No. 10, p. 15～30, 1956
- 17) 藤原清丸・佐藤良昭・尾上 亨：鳥取・岡山両県境人形峠附近のウラン鉱調査報告，——その1 人形峠周辺の概査報告——，地質調査所月報，Vol. 8, No. 8, p. 35～44, 1957
- 18) 岩崎章二・外3名：自動車放射能探査について——岡山県南部地域・鳥取県中部地域および山梨県甲府市周辺地域における調査——，地質調査所月報，Vol. 8, No. 12, p. 15～26, 1957
- 19) Katayama, N. & Sato, Y. : Sedimentary Environment of the Uraniferous Bed of Ningyô Pass, Scientific Papers of the College of General Education, University of Tokyo, Vol. 7, No. 1, p. 131～144, 1957
- 20) 片山信夫：人形峠のウラン鉱床（要旨），第1回原子力シンポジウム報文集，化学・材料編，p. 443-447, 1957
- 21) 片山信夫：人形峠のウラン鉱床，化学と工業，Vol. 10, No. 8, p. 411～46, 1957
- 22) 小島丈児・吉田博直：中国地方中東部の中生代末深成火成活動，総合研究「日

本の後期中生代の研究」連絡紙 No. 5, p. 1～3, 1957

- 23) 小関幸治：本邦における既知の放射性鉱物鉱床について，第1回原子力シンポジウム報文集，化学・材料編，p. 443～447, 1957
- 24) 相馬徳蔵：三朝温泉附近の花崗岩に就て，岡山大学温泉研究所報告，No. 19, p. 4～6, 1957
- 25) 相馬徳蔵：鳥取・岡山県境人形峠産のリンカイウラン石，鉱物学雑誌，Vol. 3, No. 3, p. 214～217, 1957
- 26) 植田芳郎：下関市の地質——特に関門層群の層序と構造について——，地質学雑誌 Vol. 63, No. 736, p. 26～34, 1957
- 27) 山口鎌次：山陰地方産花崗質岩石について（第1報），岡山大学温泉研究所報告，No. 19, p. 34～51, 1957
- 28) 金子徹一・外3名：岡山県北部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，Vol. 9, No. 1, p. 11～20, 1958
- 29) 片山信夫：人形峠ウラン鉱床の成因，特にコロラド型およびウィトウォーターランド型鉱床との比較検討（要旨），第2回原子力シンポジウム報文集，化学・材料編，p. 160～161, 1958
- 30) 片山信夫・外4名：鳥取・岡山県境人形峠県道切取りに発見されたウラン鉱床について，地質調査所月報，Vol. 9, No. 11, p. 1～14, 1958
- 31) 久保恭輔・村野 徹：人形峠新第三系とウラン鉱床，第2回原子力シンポジウム報文集，化学・材料編，p. 152～160, 1958
- 32) 久保恭輔・荒木春視：岡山県人形峠の含ウラン鉱石の化学的特性（演旨），鉱山地質 Vol. 8, No. 27, p. 55, 1958
- 33) 村上允英・外6名：北九州・西中国の後期中生代酸性火成活動，総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙，No. 7, p. 198～202, 1958
- 34) 岡田 茂：鳥取県倉吉鉱山広瀬地区におけるウラン鉱化作用について，第2回原子力シンポジウム報文集，化学・材料編，p. 165～167, 1958
- 35) 佐藤源郎・東郷文雄：人形峠，倉吉および三吉鉱山における探鉱成果，同上，p. 139～146, 1958
- 36) 佐藤源郎・外3名：人形峠地区におけるウラン鉱床の化学探鉱について，同上，

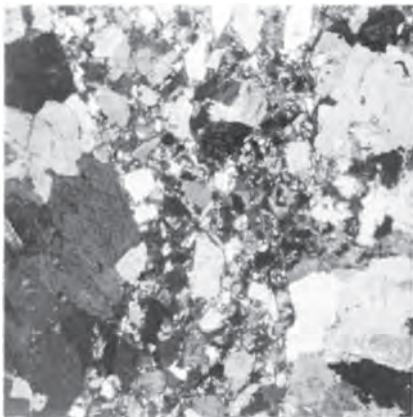
p. 146 ~ 151, 1958

- 37) 地質調査所：日本鉱産誌 A, 総論, IV 増補, 1959
- 38) 原子燃料公社：原子燃料公社の歩み, 1959
- 39) 光野千春：中国地方東部の三郡変成帯概報, 地質学雑誌, Vol. 65, No. 761, p. 49 ~ 65, 1959
- 40) Muto, T., Meyrowitz, R., Pommer, A. M. & Murano, T. : Ningyoite, A New Uranous Phosphate from Japan, American Mineralogist, Vol. 44, Nos. 5, 6, p. 633 ~ 650, 1959
- 41) 相馬徳蔵：三朝温泉地域の花崗岩に関する岩石学的研究 (演旨), 地質学雑誌, No. 766, p. 412, 1959
- 42) 吉田博直：広島・島根県下の花崗岩類について (演旨), 同上, No. 766, p. 412, 1959
- 43) 村山正郎・大沢 穠：5 万分の 1 地質図幅「倉吉」・「青谷」, および同説明書, 地質調査所, 1961



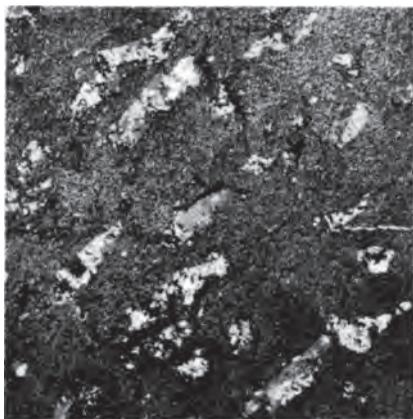
× 10

h: 斑状角閃石 p: 斑状斜長石
図版I 余川花崗閃緑玢岩 (三朝町加谷)



× 10

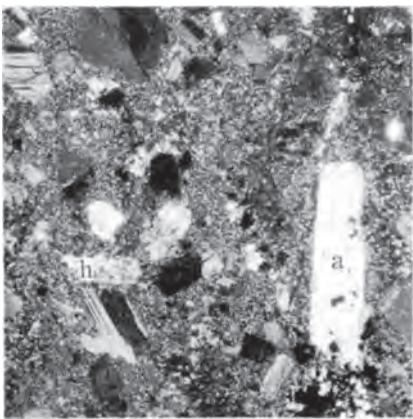
図版II 破碎作用を蒙った余川花崗閃緑玢岩
(三朝町加谷)



× 10

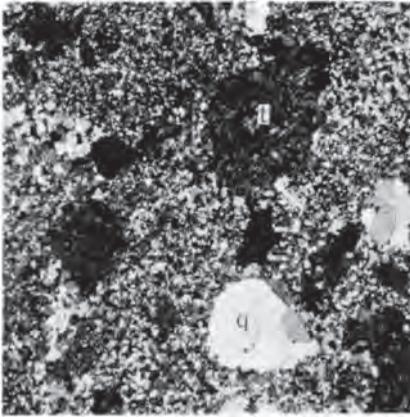
斑晶の斜長石はほとんど炭酸塩鉱物と緑簾石とに変化する

図版III 変質安山岩 (三朝町栗祖)



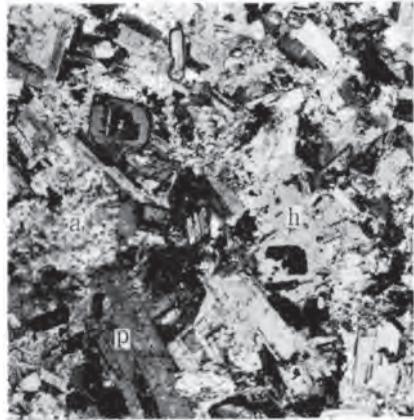
× 10

a: 普通輝石 h: 輝石をおきかえた陽起石集合体
石基は石英とカリ長石の寄木状集合に変化
図版IV ホルンフェルス化した輝石安山岩
(中和村下鍛冶屋)



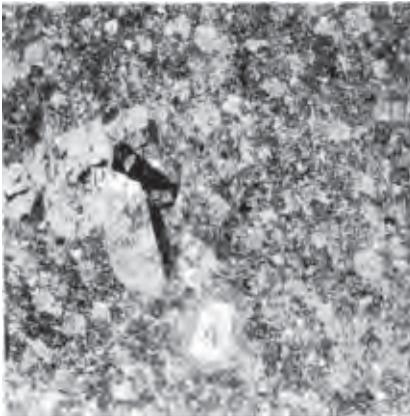
× 10

t: 凝灰岩の破片 q: 石英の破片
 充填物は石英の寄木状集合に変化
 図版 V ホルンフェルス化した凝灰角礫岩
 (三朝町余川)



× 10

h: 褐色普通角閃石 p: 斜長石
 a: 輝石をおきかえた黒雲母と陽起石の集合体
 図版 VI 黒雲母角閃石普通輝石斑礫岩: 第1期
 (三朝町大谷)



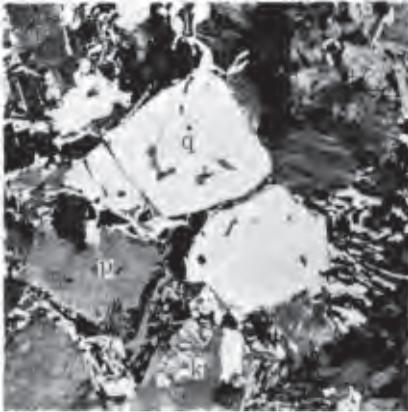
× 10

p: 斜長石 q: 石英
 図版 VII 石英含有斜長石玢岩: 第1期
 (三朝町高丸山)



× 10

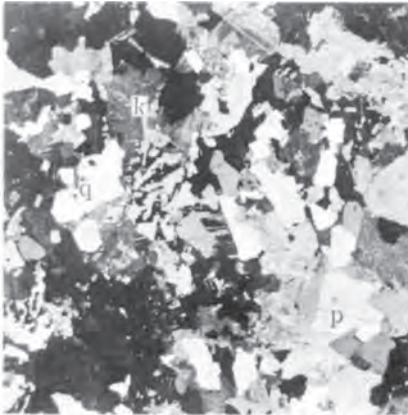
k: カリ長石 q: 石英 p: 斜長石 b: 黒雲母
 図版 VIII 細粒黒雲母花崗岩: 第1期
 (三朝町下古屋)



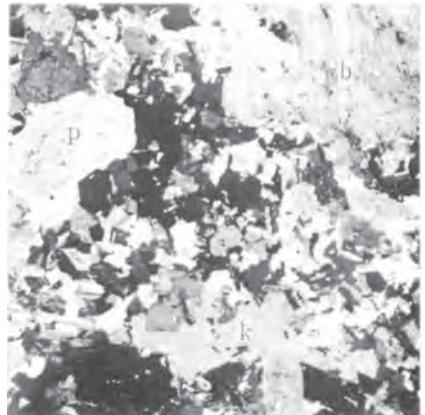
× 10
 k: カリ長石 p: 斜長石 q: 石英
 石基はカリ長石と石英による文象組織を示す
 図版IX 黒雲母文象斑岩: 第1期
 (八束村野田: 湯水図幅地域)



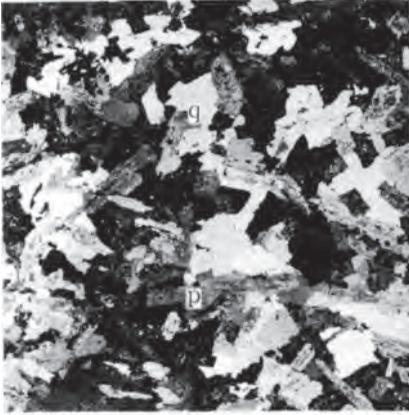
× 10
 P: 斜長石 r: 黄鉄鉱
 著しく鉱化作用をうけた部分
 図版X 黄鉄鉱含有石英閃緑玢岩: 第1期
 (中和村下鍛冶屋)



× 10
 k: 微斜長石 p: 斜長石 q: 石英
 石英による斜長石の交代がみられる (中央部)
 図版XI アプライト質花崗岩: 第1期
 (中和村津黒)

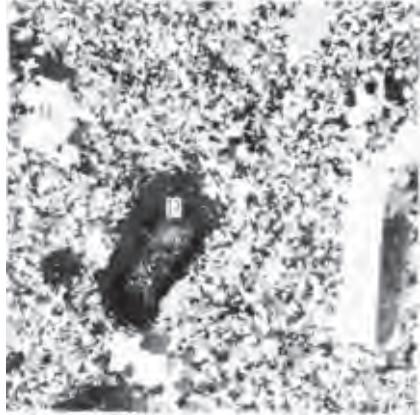


× 10
 b: 黒雲母 k: カリ長石 p: 斜長石
 図版XII 黒崗母花崗斑岩: 第1期
 (三朝町粟祖)



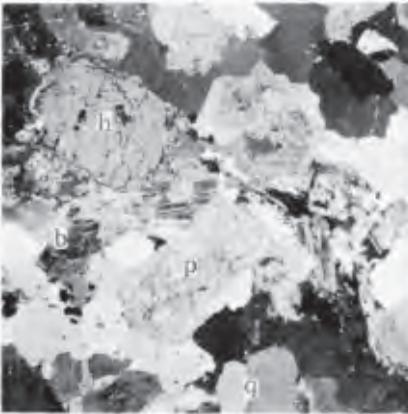
p: 斜長石 q: 石英
斑状構造を示さない部分

図版 XIII 黒雲母花崗閃緑玢岩: 第1期
(三朝町栗祖)



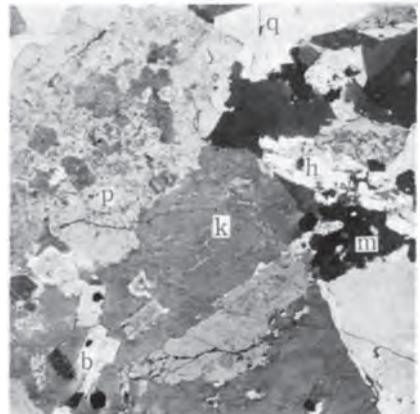
p: 斜長石 q: 石英

第2期花崗岩類の影響をうけて石英・カリ長石・黒雲母などによる寄木状組織を示す
図版 XIV 花崗閃緑玢岩: 第1期
(奥津町下斎原)



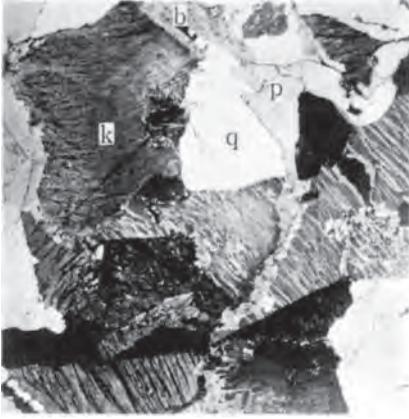
b: 黒雲母 h: 緑色普通角閃石
p: 斜長石 q: 石英

図版 XV 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩: 第2期
(三朝町下畑)



b: 黒雲母 h: 緑色普通角閃石 k: カリ長石
m: 磁鉄鉱 p: 斜長石 q: 石英

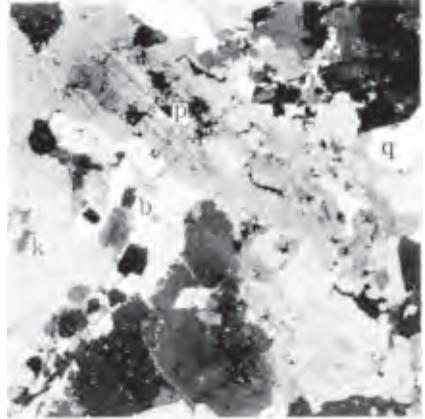
図版 XVI 粗粒角閃石黒雲母花崗岩: 第2期
(上斎原村役場西方)



× 10

b: 黒雲母 k: カリ長石 (ペルト石)
p: 斜長石 q: 石英

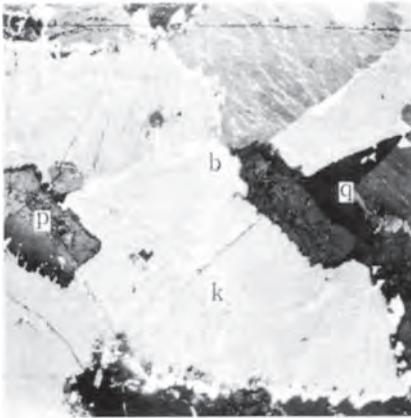
図版 XVII 中粒黒雲母花崗岩: 第2期
(上斎原村十二川上流)



× 10

b: 黒雲母 k: カリ長石
p: 斜長石 q: 石英

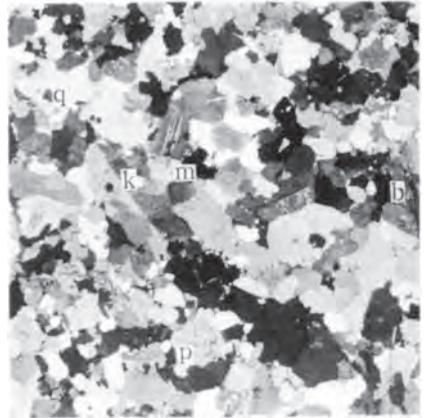
図版 XVIII 角閃石含有斑状黒雲母花崗岩: 第2期
(上斎原村役場南方)



× 10

b: 黒雲母 k: カリ長石
p: 斜長石 q: 石英

図版 XIX 粗粒黒雲母花崗岩: 第3期
(三朝町福山)



× 10

b: 黒雲母 k: カリ長石 p: 斜長石
q: 石英 m: 磁鉄鉱

図版 XX アブライト質黒雲母花崗岩: 第3期
(三朝町福山)

撮影: 正井義郎技官

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

OKUTSU

Okayama, No. 31

By

NAOTOSHI YAMADA

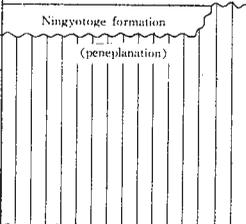
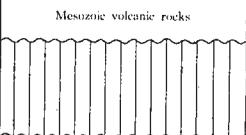
(Written in 1960)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area is situated at the Chūgoku ridge which separates the Tottori and Okayama prefectures. The late Mesozoic (probably Cretaceous) igneous rocks are widely distributed on the Sangun metamorphic rocks as the basis and these rocks are covered by the Neogene Tertiary (probably Pliocene) sediments and volcanic rocks. such the geologic sequences in the area are shown schematically in Table 1.

Table 1

Geologic Age	Formation	Igneous Rocks
Recent	Alluvium, talus deposits and pumice bed	
Pleistocene		
Tertiary	Nakatsugō andesites	Biotite rhyolite Pyroxene-hornblende andesite ~ dacite
	Tando tuff-breccias	
	Takashimizu basalts	Augite-olivine basalt
	Ningyotoge formation (peneplanation)	
Cretaceous (?)		Mesozoic intrusive rocks <ul style="list-style-type: none"> { Dykes (porphyrite ~ diabase) { Third stage (biotite granite, etc.) { Second stage (granodiorite ~ granite) { First stage (gabbro, granophyre, etc)
	Mesozoic volcanic rocks	Altered andesite, dacite, rhyolite, tuff, tuff-breccia, etc.
		Yokawa granodiorite porphyrite (unknown age)
Paleozoic	Sangun metamorphic rocks (contact-metamorphosed)	

Sangun metamorphic rocks

They occur as small xenolithic bodies in the Mesozoic granitic rocks. They seem to have been once regionally-metamorphosed rocks (crystalline schists—phyllites), but now they are wholly contact-metamorphosed to the cordierite-biotite hornfels and diopside hornfels from the pelitic and psammitic rocks and the calcareous rocks, respectively.

Yokawa granodiorite porphyrite (unknown age)

It is narrowly exposed in the upper reaches of the Yokawa (river) and near Kadani with the close relationships to the Mesozoic volcanic rocks. Probably, it is covered, with unconformity, by the Mesozoic

pyroclastic rocks which abundantly contain the breccias of various granitic rocks.

The rock is medium- to coarse-grained, rather melanocratic, highly porphyritic (due to the phenocrystic hornblende, plagioclase and biotite) and abundant in the meta-diabasic inclusions, showing marked heterogeneous features. It shows, also, the cataclastic features in general.

It has been clearly contact-metamorphosed near the contact with the Mesozoic coarse-grained biotite granite (the third intrusives), and has become to show the granoblastic texture composed of newly recrystallized fine-grained quartz, potash feldspar, biotite, actinolite, etc.

Mesozoic volcanic rocks

They are exposed near the Chūgoku ridge as large and small roof-pendants on the later granites, being separated each other by the granitic intrusions, later faultings and erosions. They are constructed of, chiefly, pyroxene andesite, pyroxene-hornblende andesite, hornblende andesite and pyroclastic rocks of intermediate composition, and of a small quantity of rhyolite, dacite, augite basalt and pyroclastic rocks of acid composition often containing the granite breccias. From such rock features, they could be correlated to the Shimonoseki subgroup (upper part of the Kwanmon group) typically developed in the northern Kyūshū—western Chūgoku and, therefore, the volcanism seems to have occurred at the earlier stage of late-Cretaceous period.

Most of the rocks are markedly affected by the granitic intrusions. Especially, the andesitic rocks are very sensitive to the contact-metamorphism and altered to the chocolate-colored hornfelsic rocks which are composed of the newly recrystallized quartz, potash feldspar, greenish biotite, actinolite, epidote, zoisite, chlorite, titanite, ilmenite, etc., showing more or less granoblastic texture, besides the relic minerals.

Mesozoic intrusive rocks

They correspond to the northeastern branch of the so-called

“Cretaceous Chūgoku batholith” . They can be divided into three groups as shown in Table 2, which are different, little by little, in the stage of intrusions.

Table 2 List of Mesozoic Intrusive Rocks

Stage of intrusion	Rock type	Occurrence
First	Gabbro-diorite	Isolated small bodies near the Chūgoku ridge Closely associated with the Mesozoic volcanic rocks Rather shallow intrusion (hypabyssal) Contact-metamorphosed by the second and third intrusions
	Plagioclase porphyrite	
	Fine-grained biotite granite-granodiorite	
	Quartz diorite porphyrite	
	Granodiorite porphyrite	
	Granite porphyry	
	Aplitic granite	
Granophyre		
Second	Medium-grained hornblende-biotite granodiorite	Batholithic dimensions from the Chūgoku ridge to the south Rather deep intrusions Locally contact-metamorphosed by the third intrusions
	Coarse-grained hornblende-biotite granite	
	Medium-grained biotite granite	
	Hornblende-bearing porphyritic biotite granite	
Third	Coarse-grained biotite granite	Batholithic dimensions from the Chūgoku ridge to the north (So-called “Ogamo” granite)
	Aplitic biotite granite	
	Pegmatite and aplitite	

The first group was intruded as many small bodies into the Mesozoic volcanic rocks.

Of this group, gabbro—diorite and fine-grained biotite granite-granodiorite seem to have been formed under the rather deep conditions, while the others, namely, acid—intermediate porphyritic rocks, formed under the rather shallow conditions. The petrographic characters of this group can be enumerated as follows : 1) remarkable variation of rock features both in each body and between each body, 2) porphyritic texture in most cases, 3) micrographic intergrowth of quartz and potash feldspar (in granophyre) , 4) existence of lath-shaped plagioclase

corroded by interstitial quartz (in porphyrite—porphyry) , 5) remarkable contact effect by the later intrusions and recrystallization of quartz, potash feldspar, greenish biotite, actinolite, etc.

The second and third groups construct the main part of the Chūgoku batholith, capturing the Sangun metamorphic rocks, Mesozoic volcanic rocks and the first intrusive rocks as the roof-pendants and effecting the remarkable contact metamorphism to these rocks. The difference in age of the intrusion between the two groups is probably small, because the contact effect of the third to the second is mostly inconspicuous and local.

The second group is developed along the Chūgoku ridge and to the south, and comprises mainly medium-grained hornblende-biotite granodiorite and coarse-grained hornblende-biotite granite, each of which has rather homogeneous rock features. Medium-grained biotite granite and hornblende-bearing porphyritic biotite granite seem to be the marginal and shallow representatives of this group.

The third group is developed to the north of the Chūgoku ridge and separated from the earlier intrusives and volcanics by the nearly straight and vertical contact planes of NE-SW trend. It comprises, mainly, coarse-grained biotite granite and a little quantity of aplitic biotite granite, aplite and pegmatite, all of which might represent the latest differentiates of the granitic magma.

The final stage of the Mesozoic igneous activities is represented by numerous small dykes of porphyrite—diabase. They have mainly intruded into the Mesozoic intrusive rocks and often show the parallel dyke swarm of NNW-SSE trend.

NEOCENE TERTIARY

Ningyōtōge formation It is narrowly developed in the slender area between the Ningyōtōge (pass) and the Onbara lake, with about 0.5 km width and about 7km length in E-W direction. It overlies, unconformably, the Mesozoic granitic rocks which are peneplanated at 720 m altitude. It seems to have deposited in the channel-formed basin on the

penplain with the elongation of E-W trend.

It can be divided into three members (A, B and C from lower to upper) as follows :

- A) basal conglomerate and arkosic sandstone (2-3m in thickness)
- B) mudstone-sandstone alternation (10 m \pm in thickness)
- C) sandstone-conglomerate-mudstone alternation (50 m \pm in thickness)

The age of the deposition is estimated, from the evidence of the fossil flora included in B member, to be the late Miocene or the early Pliocene. The famous uranium ores of the area are chiefly contained in the basal conglomerate.

“Pliocene” volcanic rocks

They are developed in the northeastern part of the mapped area and they correspond to the southern part of the widespread “ Pliocene ” volcanic province in the San'in region. In this area, they overlie, unconformably, the Mesozoic granitic and volcanic rocks and, apparently conformably, the Ningyōtōge formation. They are mostly horizontal but, in some parts, gently dipping to the southwest. Their total thickness seems to be 250-300m. They can be divided into the Tando tuff-breccia intercalated with the Takashimizu basalt and the Nakatsugō andesite, from lower to upper.

Tando tuff-breccia has 130-220 m thickness and is nearly andesitic in composition. It comprises various pyroclastic rocks such as tuff-breccia, volcanic conglomerate, lapilli-tuff, pumice-tuff and tuff.

Takashimizu basalt constructs the nearly horizontal strata with 30-40 m thickness intercalated in the lower part of the Tando tuff-breccia and could be continuously traced as available key bed. It comprises augite-olivine basalt lava and a less quantity of tuff-breccia of basaltic composition.

Nakatsugō andesite has 100 ~ 150m thickness. It comprises hypersthene-augite hornblende andesite and hypersthene-hornblende andesite which have highly porphyritic plagioclase phenocrysts, besides non-porphyritic hypersthene-augite andesites of local occurrence.

Takamatsuyama rhyolite is narrowly developed in the northwestern end of the mapped area, and overlies unconformably the biotite granite. It is chiefly composed of rather homogeneous biotite rhyolite.

QUATERNARY

The Quaternary system in this area is poorly developed and it comprises pumice bed, alluvium and talus deposits.

Pumice bed, probably derived from the Daisen volcano of the west, covers almost all the rocks of this area and has about 3 m thickness.

Alluvium and talus deposits are narrowly distributed along the Takeda-gawa (river), Yoshii-gawa and Shitao-gawa.

ECONOMIC GEOLOGY

The most important mineral resources in the mapped area are the uranium ores germinated in the Ningyōtōge formation of the Neogene age. The ores were found several years ago (1955) by the members of the Geological Survey of Japan, and now they are largely prospected by the Atomic Fuel Corporation. They are the most promising occurrences of uranium resources in Japan.

The other resources in the area, whether metallic or non-metallic, are only of small scale and, accordingly, now they are not worked with the exception of Okutsu clay mine. Most of them seem to have been formed with the close genetical relationships to the granitic activities of Cretaceous period. Among these deposits, iron ores (magnetite) probably represent the orthomagmatic-pegmatitic stage of the magma, molybdenum ores of dissemination type represent the pneumatolytic stage, and molybdenum, lead, zinc, gold and silver ores associated with quartz veins represent the hydrothermal stage.

Metallic ore deposits

Iron Magnetite ores germinate in the coarse-grained biotite granite (the third intrusives) near Fukumoto in Misasa town, and they are

closely connected with aplite and pegmatite veins.

Molybdenum, lead and zinc Molybdenite ores with a small quantity of chalcopyrite are disseminated in the aplitic granite (the third intrusives) near Tsuguro.

Molybdenite-quartz veins occur in the small bodies of plagioclase porphyrite—quartz diorite porphyrite (the first intrusives) captured by the second intrusives near Kamisaibara.

Molybdenite-specularite-quartz veins, galena-sphalerite-quartz veins and pyrite-quartz veins occur in the granite porphyry—granodiorite porphyrite (the first intrusives) between Kijiyama and Kuriso.

Gold and silver Galena-sphalerite-quartz veins which contain native gold and argentite occur in the granite porphyry (the first intrusives) in the northeast of Kuriso.

Iron sulphide Pyrite ores are germinated along the contact plane of medium-grained biotite granite (the second intrusives) and quartz porphyry dyke near Mitsukobara.

Uranium (Ningyōtōge mine) The uranium ores germinate mostly in the basal conglomerate ($3\text{m} \pm$ in thickness) of the Ningyōtōge formation which overlies unconformably the Mesozoic granitic rocks, and they show the widespread horizontal distribution nearly as same as that of the basal conglomerate which is about 3.5 km in E-W direction and about 0.6 km in N-S direction.

The ores can be classified, according to their appearances, into the following five kinds :

- 1) black ore ···· in unoxidized zone of basal conglomerate
- 2) common ore (grey ore) ···· associated with black ore
- 3) brown ore accompanied with autunite ···· in oxidized zone of basal conglomerate, for example, near the earth surface or along the faults
- 4) uraniferous mudstone ···· in mudstone-sandstone alternation
- 5) uraniferous lignite in the lower part of mudstone-sandstone alternation

Among these, the black ore is the most important as the uranium

resources, because it has the highest quality and, also, universally occurs in the basal conglomerate of the formation, filling the interstices between the gravels (chiefly of the Mesozoic granitic and volcanic rocks) or the cracks in the gravels. A new mineral "Ningyōite" has been ascertained from this ore, and its chemical composition is indicated as $U_{1-x} Ca_{1-x} R.E._{2x} (PO_4)_2 \cdot 1-2 H_2O$ where x is nearly 0.1-0.2 and R. E. are the rare earth elements.

Estimated reserves of the crude ore in the area between Ningyōtōge and Akawase are about a million tons or more and mean content of U_3O_8 in the crude ore is about 0.05%. Therefore, the total reserves of U_3O_8 are estimated as about 500 tons or more in 1958.

Non-metallic ore deposits

silica stone Pegmatite veins of irregular form occurs in coarse-grained biotite granite (the third intrusives) near Fukumoto, and was once explored.

Quartz veins having 5m or more width occur in medium grained hornblende-biotite granodiorite (the second intrusives) near Hamako, and was once explored.

Clay (Okutsu mine) Near Uehara, the clay ores are now quarried as the paper stock. The ores show the irregular dyke-formed body in medium-grained hornblende-biotite granodiorite (the second intrusives) and, probably, they have been formed through the replacement of the rock (chiefly of plagioclase) by the hydrothermal solution. The ores comprise chiefly whitish-colored clay minerals, and the quality of ore shoot is about 30% or more in Al_2O_3 content.

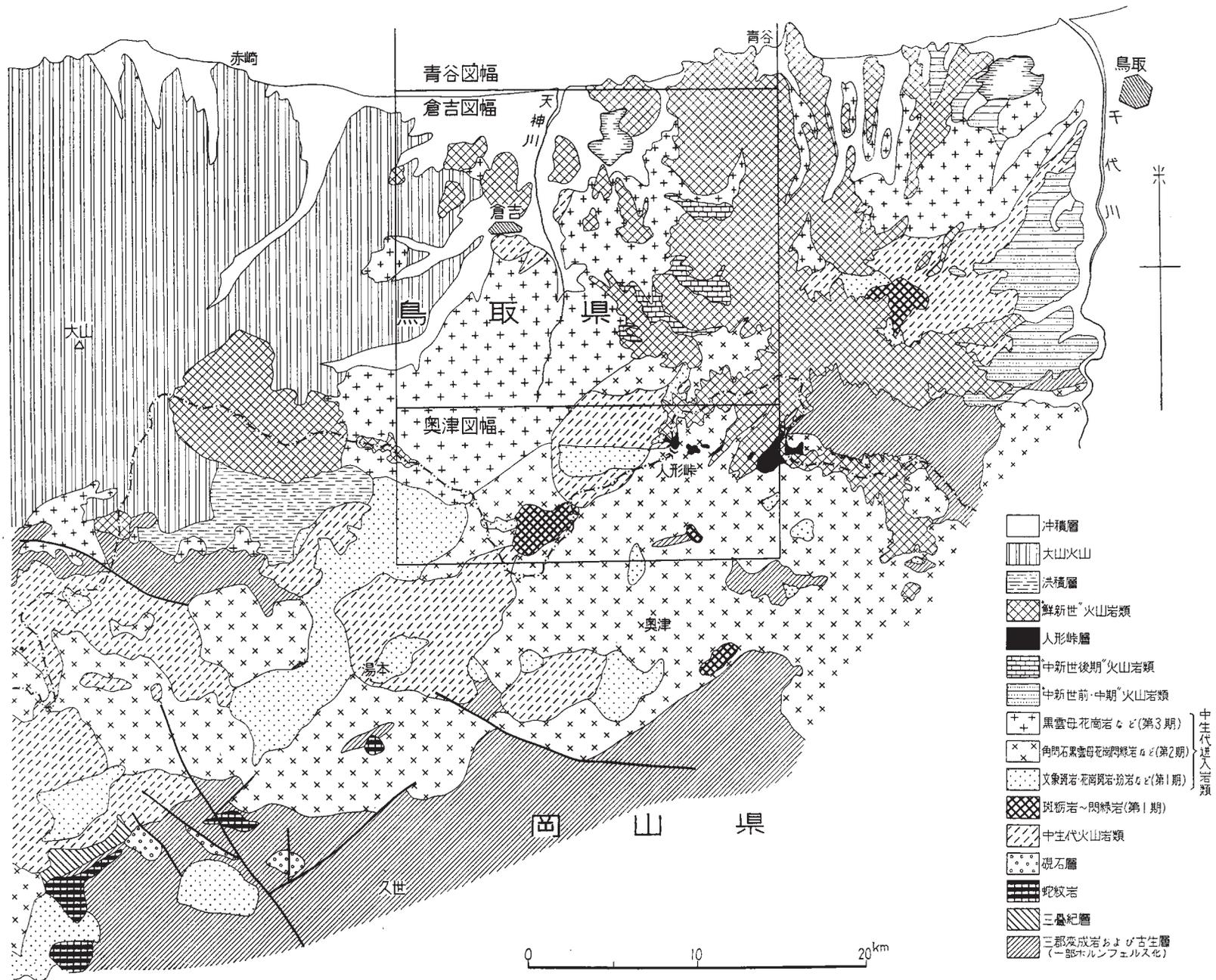
Hot spring Hot springs were recently bored at several places in Kamisaibara village, but they are not used now.

昭和36年10月9日印刷

昭和36年10月15日発行

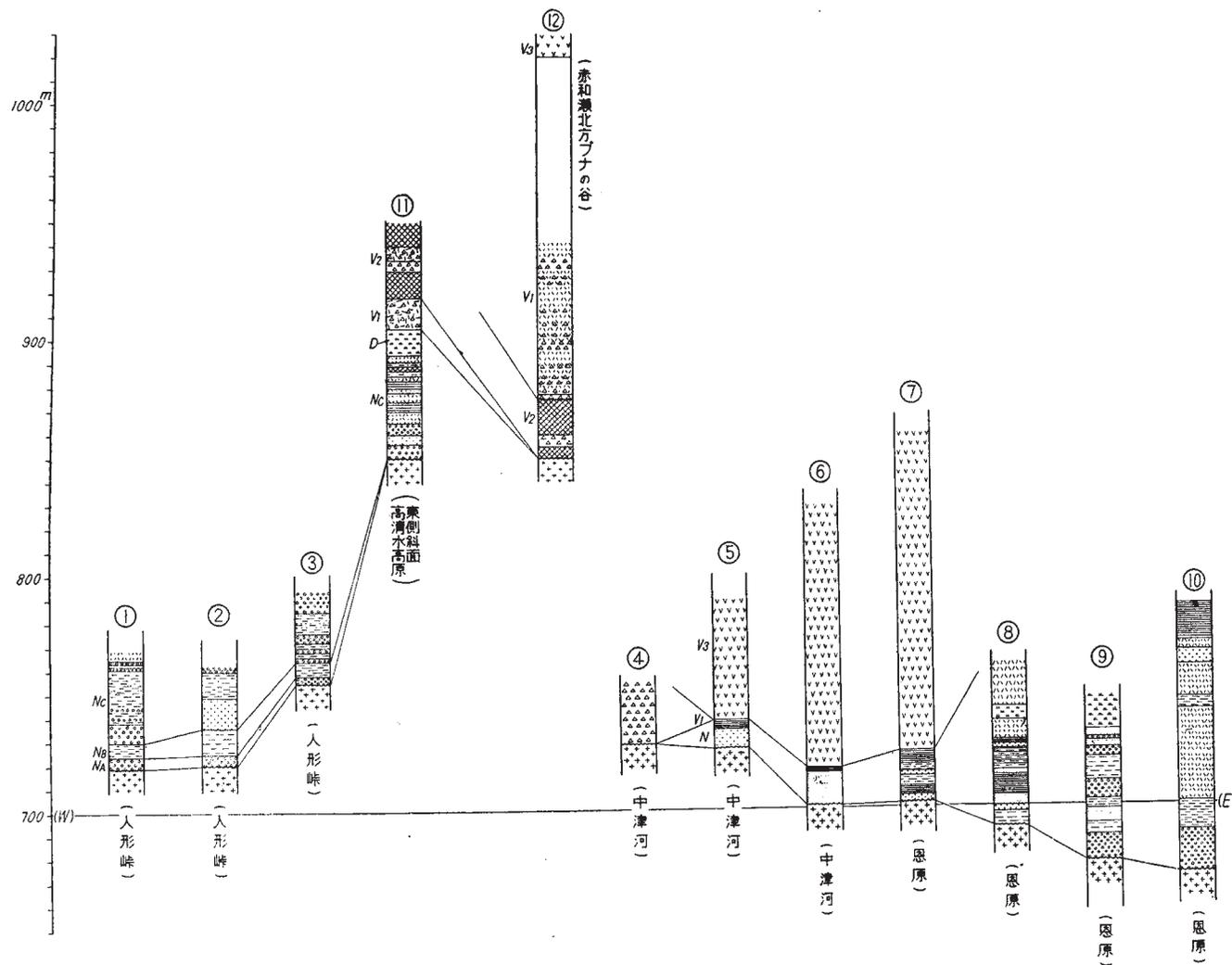
工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷所 笠井出版印刷社
印刷者 笠井朝義



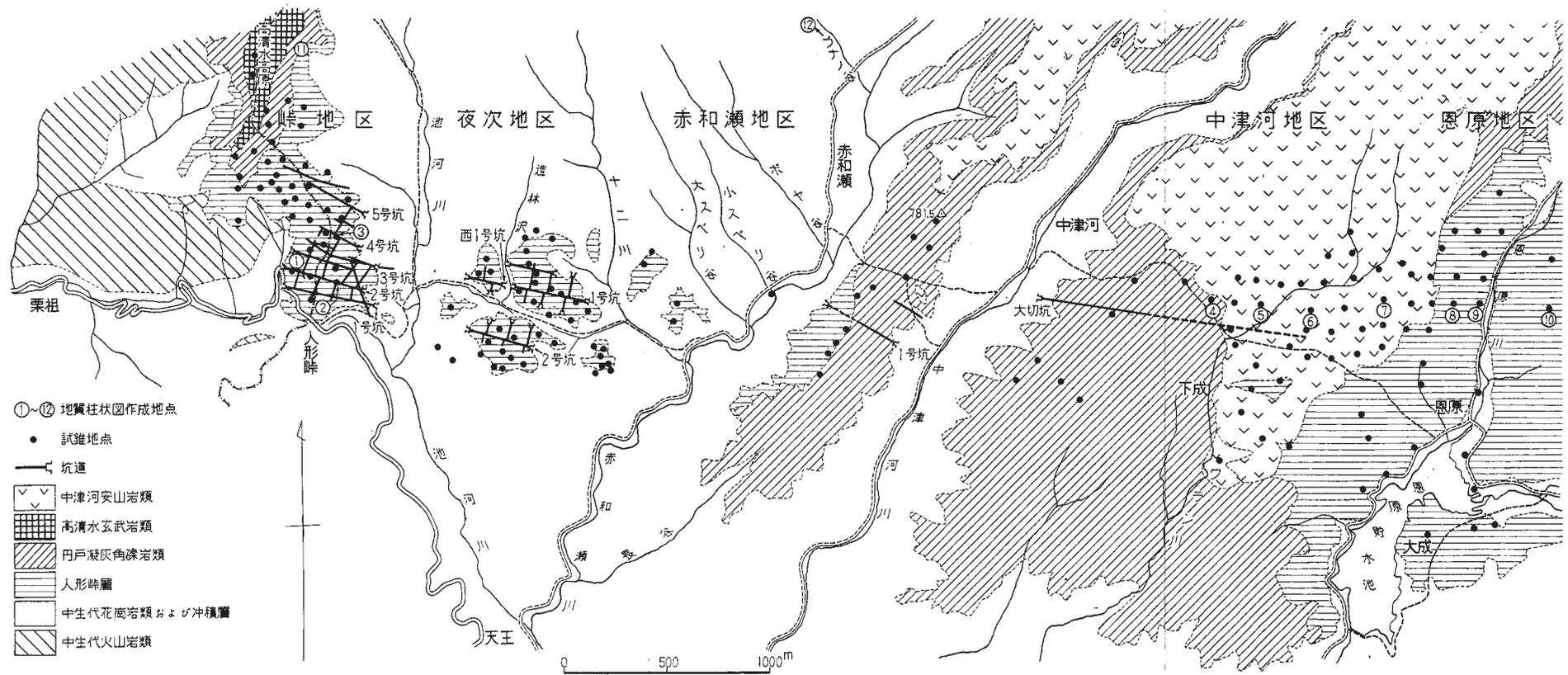
本図は5万分の1「倉吉」「青谷」「奥津」「大山」*「湯本」*「赤崎」*「鳥取南部」*「鳥取北部」*「智頭」**地質図幅、および7万5千分の1「久世」地質図幅の資料を基にして筆者が編集した(*は近刊、**は調査中、その他は既刊)

第3図 図幅周辺地域の地質概略図



第11図 新第三系の地質柱状図

- D : 珪藻土
 V₃ : 中津河安山岩類
 V₂ : 高瀬川玄武岩類
 V₁ : 丹戸凝灰角礫岩類
 N_c : C層(砂岩礫岩泥岩互層)
 N_b : B層(泥岩砂岩互層)
 N_a : A層(基底礫岩層)
- ①-③ 地質調査所による試験柱状図
 ④-⑩ 原子燃料公社による試験柱状図
 ⑪-⑫ 著者による柱状図
- 第13図参照



第13図 人形峠鉦山概略図