

550. 85(084. 32) (521.83) [1: 50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

周 匝

(岡山一第 56 号)

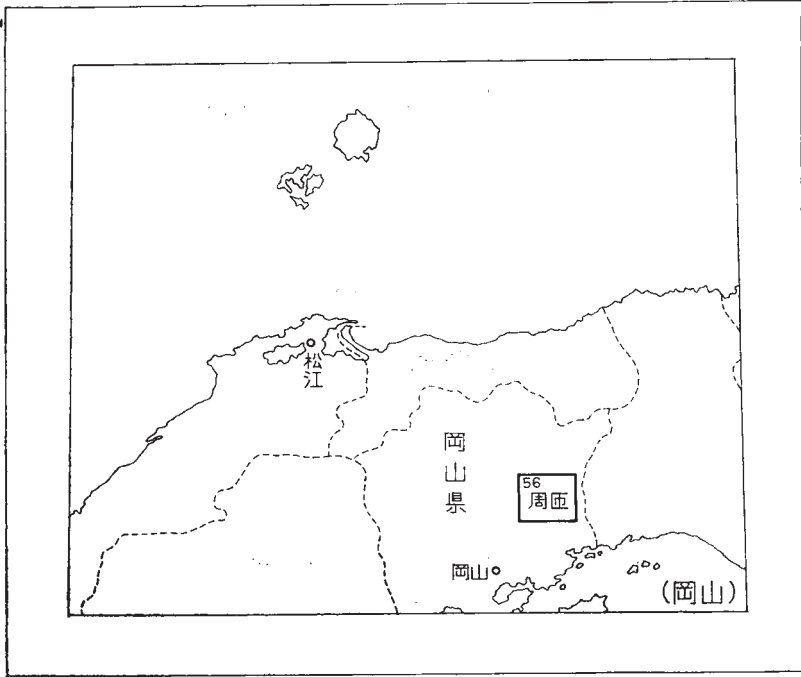
岡 山 大 学 光 野 千 春

岡 山 県 大 森 尚 泰

地 質 調 査 所

昭 和 4 0 年

位 置 図



() は 1 : 500,000 図幅名

II. 6. 1 第三紀層	39
II. 6. 2 第四紀層	40
II. 7 新生代火成岩類	41
II. 7. 1 岩脈群	41
II. 7. 2 八神玄武岩流	42
II. 7. 3 高之峰安山岩	42
III. 応用地質	43
III. 1 硫化鉄	43
III. 2 銅および雑鉱	49
III. 3 金	51
III. 4 ロウ石	53
III. 5 亜炭	55
III. 6 温泉	56
参考文献	57
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和35年稿)

周 匝

(岡山一第56号)

本図幅の野外調査は、昭和33年5月から昭和36年11月までの期間にわたって行なわれ、所要日数は延べ270日である。

図幅地域のうちで、南東部および北西部に広く分布する流紋岩類については大森尚泰が、そのほかの古生層や“いわゆる夜久野侵入岩類”については光野千春が担当した。

みなほら
柵原鉱山周辺の調査に際しては、同和鉱業株式会社柵原鉱業所探査課長大島敬義氏および探査課係員諸氏にいろいろお世話になった。また、福本周辺の地質については京都大学中沢圭二氏の論文を参照した。

I. 地 形

周匝図幅地域は、岡山県東部にあって、岡山県和気郡・赤磐郡・英田郡・久米郡および勝田郡にまたがる地域である。

図幅地域内は、吉備高原隆起準平地帯の東縁部にあたり、域内をほぼ南北に貫流する吉井川と、これに注ぐ多くの支流とによって準平原は広範囲にわたって開析をうけ、現在では波状の小起伏を有する準平原面が、海拔250～300m付近に高原をなして広く発達している。したがって山岳で標高400mを超えるものはあまりみられない。なお、これら準平原面上には当時の堆積物と思われる礫層を残している。河川の流域

に沿っては、海拔90～100m付近に細長い平野や盆地がみられ、準平原面との斜面は傾斜が比較的急峻である。

吉井川は柵原北西部で古生層および流紋岩類地域を、柵原一周匝間では古生層地域を貫流し、この間中央部で支流の吉野川を合流する。この付近では川幅は広く、流れは緩やかで蛇行しながら南流している。図幅地域南部の佐伯付近からは流紋岩地域を、続いて花崗閃緑岩地域を貫流して図幅地域外の和気・西大寺を経て瀬戸内海に注ぐ。流路に沿っては周匝・佐伯盆地をはじめとして細長い盆地がほぼ遠続して発達している。

吉野川の支流の河合川は、作東町南部に源を發し、小支流を合わせて流紋岩類中をほぼ東から西へ向かって流れ、約15kmで吉野川に合流する。川の両側の比高150～160mの斜面は、比較的急峻であり、160m以上、すなわち海拔300m付近からは緩傾斜となり、準平原地形を呈している。

日笠川は吉井川の支流である金剛川（図幅地域外南方）の支流であり、和気町北部に源を發し、流紋岩類・古生層・石英閃緑岩および花崗閃緑岩中を貫流して南下し、和気東部で金剛川と合流し、和気で吉井川と合流する。流域の斜面はやはり急峻で、海拔300m付近から上は緩傾斜となる。ただし、石英閃緑岩・花崗閃緑岩の分布する日笠地域では、これらの深成岩類が風化して生じた低い地形を呈し、沖積盆地が発達している。

八塔寺川は吉永町北部で和気・英田両郡境付近に源を發し、小支流を合わせて図幅地域内東縁部を南流し、図幅地域外の吉永で金剛川と合流する。流域は図幅地域南東隅の一部を除き、ほとんど流紋岩類地帯である。流域には都留岐盆地があるが、このあたりから南へ約4kmの間は比高100m程度の急峻な溪谷となっている。神根本こうねほんでは古生層および流紋岩類の上に沖積層が発達しており、細長い平野を形成している。

II. 地 質

II. 1 概 説

図幅地域内には、上部古生層に属する三郡変成岩類およびその上位に来る下部～上

部ペルム系の非変成古生層、およびこれらの岩層の褶曲構造に支配され、古生層中に concordant～subconcordant（一部discordant）に進入した“いわゆる夜久野進入岩類”が基盤として分布している。

三郡変成岩類は、図幅地域南西部の花崗岩体の周辺に帯状に分布し、非変成古生層は、柵原鉦山付近から主として図幅地域の中部、北東部にかけて広く分布する。また図幅地域南東端の神根本を中心とした地域にも小規模にみられる。“いわゆる夜久野進入岩類”は柵原鉦山を中心とする地域、図幅地域北東部の高原・黒藪地域、中南部の苦木などにレンズ状～帯状に分布している。

三郡変成岩類は輝緑凝灰岩起源の緑色準片岩層がその大部分をしめ、粘板岩・砂岩の準片岩や輝緑岩をわずかに伴う。非変成古生層は大部分粘板岩の厚い累層からなるが、その間に砂岩・酸性火山砕屑岩類の薄層を挟有する。とくに、この砕屑岩層はペルム系における海底酸性火山活動を特徴づけており、柵原鉦床はこの岩層中に胚胎している。“いわゆる夜久野進入岩類”は変斑礫岩・変輝緑岩・変石英閃緑岩・変花崗岩類・変珪長岩類、および変石英斑岩などの岩相を呈し、互に漸移しあうものも多く、ときには混成岩状を示して複雑に分布している。

これらの基盤岩を不整合に覆って露出する中生層は、図幅地域中央部の下部三疊系・上部三疊系と、流紋岩質凝灰岩層の最下底および最下底近くの流紋岩質凝灰岩層中に挟有されて分布する白堊系の硯石層群などである。

中生層を構成する岩石は砂岩・頁岩・礫岩などであって、硯石層群には凝灰岩も挟有される。

以上の諸岩類を不整合に覆っている中生代末の火成岩類は、図幅地域内の南東部、北西部に分布する流紋岩類（大部分流紋岩質凝灰岩、一部同質熔岩流）をはじめとして、基盤岩類や流紋岩類を貫いた連石石英閃緑岩体・助安石英閃緑岩体・本山寺花崗閃緑岩体・妙見山花崗閃緑岩体および仁堀花崗岩体などであり、周囲の岩石に対して接触変成作用を及ぼしている。

第三紀層としては、津山盆地を中心に広く分布する中新統の端が、図幅地域内の北西部の金堀・八神付近、および藤田盆地を中心とする付近に露出する。また、藤田盆地の海成層の上に（多分不整合で？）湖成堆積物と考えられる夾炭層を含む砂岩・礫岩層がみられる。

新生代の火成岩類は、図幅地域各所にみられる脈岩類（玢岩・花崗斑岩・石英斑岩および流紋岩）と小規模の火山岩類（玄武岩・安山岩）とである。

脈岩類の大部分は第三紀に貫入したものと考えられ、柵原鉱床周辺においては南北方向の石英斑岩・花崗斑岩および流紋岩などの岩脈群が特徴的である。八神の玄武岩流は中新統を不整合に覆っており、高之峰を中心とした安山岩流は古生層や波紋岩を覆っている。

第 1 表 層序総括表

地質時代	層群	構成岩類	火成活動	褶曲及び断層
現世	崖錐・河床堆積物・準平原時代の山地堆積物	礫・砂・粘土など		
第三系	藤田層	礫岩・砂岩・頁岩からなり、夾炭層を伴う	安山岩 玄武岩	断層
白堊系	硯石層群	中生代流紋岩質碎屑岩層中、または基底に薄層としてみられ、砂岩・頁岩・礫岩からなるが部分的に赤色凝灰岩層を挟在	岩脈類 花崗岩 } 深成岩 花崗閃緑岩 } 石英閃緑岩 } 酸性火山活動	
三疊系	中礫岩層	各種の礫種を含む		断層 福本褶曲
	柳層	黒色頁岩および石灰質砂質頁岩		
	福本層群	砂岩・頁岩の互層からなり、基底付近に礫岩層		
二疊系	百々層群	砂岩・粘板岩の互層からなり部分的に石灰岩レンズ・礫岩層を挟在	古生代末侵入岩	
	巨勢層群	主として粘板岩からなり、3～4枚の砂岩と石灰岩レンズ部分的に礫岩層を挟在		
	柵原層群	主として粘板岩からなり、酸性火山碎屑岩層・砂岩層などの薄層数枚挟在	酸性海底火山活動	
石炭系？	苦木層群	主として輝緑凝灰岩の累層からなり、粘板岩・砂岩を挟在	基性海底火山活動	

第四紀堆積物と考えられる段丘堆積物（砂礫層）や、河川堆積物は図幅地域内の各所に分布している。

第1表に地域の層序総括を示した。

II. 2 古 生 層

図幅地域内の古生層は、北西部・南西部および南東部をのぞく地域に広く分布している。

古生層は上部古生界に属する地層であるが、岩質的に、とくに後期古生代地向斜の形成期における海底火山活動の産物により特徴づけられる累層と、そうでない累層とに分けられる。すなわち、最下位の累層は輝緑凝灰岩および輝緑岩によって特徴づけられる層群で、2～3枚の輝緑凝灰岩と1枚の輝緑岩とを主体とし、その間に粘板岩や砂岩を挟在する。このような地層の分布する地区は、苦木を中心とする地区；中山南・高田・戸津野周辺、および北東部の山外野・^{やまとの}角南周辺にみられ、このうち苦木を中心とするものが標式的発達を示すので苦木層群と名付ける。

この苦木層群の見掛け上の上位に来るのが、柵原鉱山を中心に広く分布する累層である。この累層は粘板岩を主体とし、そのなかの2～3枚の酸性火山碎屑岩層の薄層によって特徴づけられる。このほか、2～3枚の砂岩（一部礫岩を挟在）も存在する。このように、酸性火山碎屑岩層によって特徴づけられる層群は柵原鉱床を中心に分布しており、柵原鉱床も酸性火山碎屑岩層中に胚胎しているため、このような累層を柵原層群と名付ける。

柵原層群との関係は不明であるが、英田町・美作・作東町にまたがって広く分布する粘板岩を主体とし、この間に3～4枚の砂岩層（礫岩層を挟在）を挟有する累層がみられる。この累層は砂岩層のほか石灰岩レンズを挟む。しかし前記の輝緑凝灰岩層や、酸性火山碎屑岩層はほとんど含まれていない。このような累層の一部は、中沢圭二により巨勢層群と名付けられているので、巨勢層群と呼ぶ。巨勢層群と柵原層群との層位的な関係は、両層群が断層（N-S系、E-W系）によって境されていることが多いので不明である。

図幅地域内北部の百々付^{どうどう}付近には、厚い砂岩と粘板岩とを主体とする（石灰岩礫岩

層および礫岩の薄層を挟有する) 累層がみられ、小西健二によって“*Neoschwagerina* sp.”が記載されている。この累層は巨勢層群のものかどうか不明であるため(断層などによって)一応分離して百々層群と名付ける。

以上4つの層群の間で、現在までに確認された最下位の地層は苦木層群で、他の3層群については断層や、地層の逆転(柵原鉱山付近)および古生代末侵入岩類の侵入などにより、上下関係が不明瞭の点もあるが、現在までの資料により下位から上位にむかって柵原層群・巨勢層群・百々層群に区分した。

また、図幅地域内の南東端にある神根本付近の流紋岩質碎屑岩層の下にみられる古生層や、岸野周辺の同質の岩層の下にみられる古生層は、それぞれ粘板岩を主体とし、チャート(甚だしく褶曲)を挟有する古生層と、粘板岩を主体とし、輝緑凝灰岩および砂岩を挟有する地層とで構成されている。後者は岩石が片状化していることと、輝緑凝灰岩層などを挟有することなどから苦木層群に属するものと考えられるが、前者は岩相を対比しうる層群が図幅地域内に見当たらない。

以下、これら各層群の分布・層序・岩石などについて記載を行なう。各層群の分布状態を第1図に示した。

II. 2. 1 苦木層群

苦木層群は、片上^{かたがみ}鉄道沿いの苦木・杖谷付近(東西約2km, 南北約4km)と、周囲南西方の中山・高田・戸津野付近(東西約7km, 南北約0.5~1.5km)に細長く分布し、また北東部の英田郡作東町山外野・角南付近にも分布している。

苦木周辺のもの、東端を妙見山花崗閃緑岩に、西端を仁堀花崗岩に接し、これらの深成岩類により接触変成作用を受け、南端を流紋岩質凝灰岩によって覆われ、北限を奥塩田断層によって切られている。また、杖谷の北東部では、苦木層群の上に古生代の粘板岩(酸性火山碎屑岩層を挟有)が整合(?)にかさなる。

戸津野・中山のものは、南端を仁堀花崗岩に接し、これによって接触変成作用を受けている。北端は柵原層群との間に古生代末侵入岩類のsheetが侵入している。また、北西端は流紋岩質碎屑岩類に覆われ、西は図幅地域外(1/5万福渡)に連続する。

山外野・角南付近のものは西端と東端とを古生代末侵入岩類に接しており、孤立した分布を示す。

岩相は、輝緑凝灰岩を主体とし、粘板岩・1枚の輝緑岩・1枚の砂岩を挟有する累層であり、苦木付近や中山南・戸津野付近では、苦木層群の大部分は準片岩化しており、上限近くは非変成となっており、変成相と非変成相との境は漸移である。またはこの境界付近には変斑糲岩などのsheetが地質構造に対してconcordant～subconcordantに進入している。これに対し、山外野・角南付近では、ほとんど非変成で、輝緑凝灰岩層の下位にくる粘板岩層が多少片状を呈するのみである。山外野にみられる輝緑凝灰岩層中には石灰岩の薄層（厚さ0.5～1m程度）を挟有し、部分的に鱗状構造が認められるが化石はみいだされない。

輝緑凝灰岩は濃緑色～灰緑色の細粒、緻密な岩石であるが、部分的に赤褐色を呈する部分も認められる。鏡下では、緑泥石・曹長石・緑簾石・方解石などからなり、それらは片理面にほぼ平行に配列している。また、仁堀花崗岩に近接した部分では、接触変成作用により、黒雲母を形成し、茶褐色を呈する。

輝緑岩は、苦木－南山方、戸津野・沓石・中勢実にかけて分布し、輝緑凝灰岩と密接な関係をもちつゝ分布する。

肉眼的には、暗緑色な岩石で、角閃石や輝石の粒が肉眼的にみとめられるものが多い。鏡下では、角閃石・輝石・斜長石などがみとめられるが、変質して緑泥石・緑簾石などを形成しており、部分的にオフィティック組織がみとめられる。この輝緑岩は古生代末侵入岩類中の変輝緑岩と異なり、多少片状であり、混成状部や石英などはみとめられないので、肉眼的にも区別し得る。

砂岩は、苦木－余田間や中山南などにみられるが、それらは準片岩化され、鏡下では圧縮、破碎された石英・斜長石などが片理面に平行に配列している。再結晶鉱物としては石英・曹長石・方解石・緑泥石などが観察される（図版 I-1）。

以上が苦木層群についての記載であるが、この層群は輝緑凝灰岩などの基性火山砕屑岩層によって特徴づけられ、域内のほかの古生層とはかなり異なった岩層である。

苦木を中心とする累層は、走向N30～40°W、傾斜はN20～50°Eを示し、線構造はN15～30°Eで、その方向に10～30°の落しを持っている。

戸津野を中心とする累層は、走向ほぼE-W、傾斜はN30～50°で、線構造はN60°E±で、その方向に30°±の落しである。

山外野・角南付近のものは地層の走向はN20～30°Wで、傾斜はS30～45°Wを示す。

II. 2. 2 柵原層群

柵原層群は、柵原鉞床を中心として広く分布する地層で、分布範囲は現在までの資料により、東端は行信－藤田上－飯岡^{砂うか}を結ぶ断層群によって巨勢層群と接し、南端は中山－戸津野を結ぶ線上に進入した古生代末侵入岩の岩床をへだてて苦木層群と接する。西端は中生代末の流紋岩質碎屑岩類によって覆われ、北端は百々－大戸断層によってズレを生じ、流紋岩質碎屑岩類に覆われている（東西約7km、南北約10km）。

地層は大部分粘板岩からなるが、間に古生代の酸性火山碎屑岩層の薄層や砂岩の薄層を挟有する。

見掛上下位から、2～3枚の酸性火山碎屑岩層を挟有する粘板岩層、粘板岩層、次に砂岩と粘板岩との互層、粘板岩層を主体とし、それに輝緑凝灰岩や酸性火山碎屑岩の薄層を挟有する地層、の順になっているが、部分的に地層の逆転が各所で観察されるので、明瞭な層序は現在の資料では確認できない。このような累層の一部は杖谷の東に露出しており、苦木層群との関係は整合（？）と考えられる。

柵原層群は、各所で熱変成作用をうけてホルンフェルス化しており、とくに柵原本鉞床から河原星にかけて顕著である。

柵原層群を特徴づける酸性火山碎屑岩類は、柵原鉞床周辺から惣田にかけて分布しさらに東にのびて吉ヶ原^{きち はら}北東部、戸津野北部から戸屋にかけての地区、藤田下および杖谷東などにみられる。この酸性火山碎屑岩類は全体的にみて、後期古生代地向斜形成時の酸性海底火山活動を示すものと考えられる。

酸性火山碎屑岩には、つぎの岩種がみとめられる。

(1) 粗面安山岩質碎屑岩 (Trachyandesitic Pyroclastic Rocks)

肉眼的に白色～青白色を呈し、緻密、細粒の灰凝灰岩から粗粒角礫構造のみられる岩屑凝灰岩などで、長石の破片を含む結晶凝灰岩もみられる。

(2) 古期酸性火山岩類

この種の岩石は、吉ヶ原に分布する砂岩層の見掛上下位に2～3枚みとめられ、下谷・久木・柵原・休石・惣田・戸津野北部・杖谷東部・藤田下などに広く分布する。厚さは数m～数10mで、粘板岩や砂岩と互層をなしている。

流紋岩質熔岩 (Rhyolitic Lava flow)

肉眼的には灰白～灰黄色を呈し、流紋岩質碎屑岩層中に薄いレンズ状をなして分布するやゝ粗い感じの岩石で、柵原鉦床母岩中や、小瀬西方や久木西方などにみられ、厚さは1～数m程度のものである。

鏡下では、斑晶として石英・斜長石・アルカリ長石がみとめられ、石基は石英と長石との微細な集合からなるが、大抵の場合熱変成作用を受けて、長石類は絹雲母を形成し、多量の黒雲母が形成されている（巻末図版Ⅲ-1）。

流紋岩質碎屑岩類 (Rhyolitic Pyroclastic Rocks)

この種の岩類は古期酸性火山岩類中もっとも多くみられる。岩種としてはつぎのものがあげられる。

- a) 流紋岩質灰層灰岩 (Rhyolitic Ash Tuffite)
- b) 流紋岩質結晶層灰岩 (Rhyolitic Crystal Tuffite)
- c) 流紋岩質岩屑層灰岩 (Rhyolitic Lithic Tuffite)

a) は柵原鉦床坑内（本鉦床・火田城鉦床など）や吉ヶ原東部にみられ、石英・長石の微細な破片の集合からなり、吉ヶ原東部のものなかには灰層灰岩から結晶層灰岩に移化するものが認められる。柵原鉦床坑内の灰層灰岩中には、しばしば黄鉄鉦のガリ鉦がみとめられ、黄鉄鉦の周辺には層理に平行に偏圧影石英 (Pressure shadow) が多数観察される。

b) は柵原坑内や久木奥谷などにみられ、肉眼的にはa) に較べてやゝ粗い感じをもつ岩石で、鏡下では、径0.2～1mmの石英や長石の破片が、成層した灰層灰岩と互層をなして存在する。柵原鉦床火田城坑の母岩中の結晶層灰岩は、肉眼的には暗緑色を呈する粗粒の岩石で、鏡下では石英・長石の破片をうめて部分的に緑泥石がみられ、また黄鉄鉦のガリ鉦をふくみ、偏圧影石英が多数観察される（巻末図版Ⅱ-2）。

c) はかなり多くの地点に露出しており、とくに柵原鉦床北東部の惣田付近には、層厚30～50mの顕著なものが分布し、鍵層として利用し得る。この種のもは岩屑として流紋岩質岩の岩片のほか、輝緑岩や粘板岩の岩片をも含んでいる、いわば異質岩屑層灰岩 (Accidental Lithic Tuffite) といわれるものが多い。これらの岩片の径は

1～3cm程度である。

柵原層群は、古生代末侵入岩類によって侵入されており、柵原鉱床の下盤や、さらに上の地質構造に支配されて侵入しており、また連石石英閃緑岩などによって貫かれたりしており、柵原鉱床を中心とする地域ではかなり顕著な熱変成作用を受けて、粘板岩や酸性火山砕屑岩類などはホルンフェルス化している。

粘板岩は剝理性にとぼしい黒灰色、緻密な岩石で、間に1～2cmの砂岩の薄層を挟有しており、河原屋の県道沿いや草生付近^{くそ}で顕著にみられる。また、粘板岩と流紋岩質灰層灰岩との互層部の粘板岩は、灰白～黒灰白色の凝灰岩質の粘板岩が多い。

砂岩は、細粒～中粒の砂岩で、灰白色～灰黒色を呈し、部分的には流紋岩質凝灰岩質砂岩も多く観察される。

上記のように、柵原層群は熱変成作用によってホルンフェルス化した部分が多いが柵原層群のみならず、後述する古生代末侵入岩類の変花崗岩・変輝緑岩・変珪長岩などの岩体も部分的に顕著なホルンフェルス化を受けている。とくに、柵原鉱床周辺では顕著であり、肉眼的に茶褐色を呈し、鏡下では黒雲母・堇青石・直閃石などを形成している部分も観察される。堇青石はそのほとんど全部が変質して絹雲母化しており柵原坑内では斑点状の仮像がみられる。仮像はとくに変珪長岩・灰層灰岩・粘板岩などに多くみられる。この熱変成作用を及ぼした火成岩体は、現在露出している連石石英閃緑岩でもなく、また古生代末侵入岩体でもなく、地下探所に火成岩体（花崗岩質岩）の存在を考えねばならない。

II. 2. 3 巨勢層群

巨勢層群という名称は、中沢圭二により英田郡英田町北東部に分布する粘板岩を主体とする、上部古生層の一部に対して名付けられたものである。この巨勢層群は、筆者らが調査した結果、英田郡英田町北部・作東町西部・美作町南部などに広く分布し東西約11km、南北約7kmに及んでいる。東端は大原・殿敷にかけて分布する古生代末侵入岩体によって境され、南東部は中生代末流紋岩類により覆われ、南部は火打谷断層によって福本層群と接している。北西部も中生代末流紋岩類に覆われ、西端は長内から吉富を経て別所南西に分布する断層群によって柵原層群と接する。また、粘板岩層からなる古生層が断層によって挟まれて、福本層群中にみられるが、これは巨勢

層群に入れても差しつかえないものと考えられる。

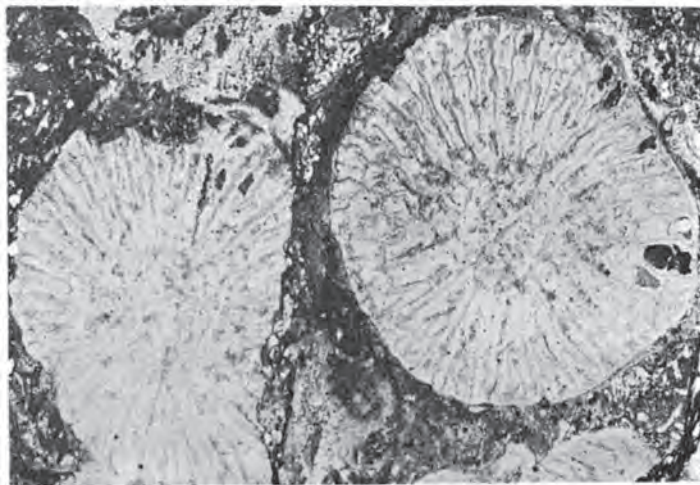
巨勢層群の構成岩類は、ほとんどが粘板岩で、砂岩や礫岩（宮谷付近）の薄層を挟有する累層である。

粘板岩はやゝ剝理性に富んだものが多く、黒灰色を呈する岩石である。砂岩は中～粗粒の岩石で、灰白色～灰黒色を呈し、概して薄く（20～50m）、この間にも多くの粘板岩層を挟有する。

また英田町宮谷付近には、礫岩の薄層がみられ、礫粒は径0.5～3cmの円礫が多く礫種として粘板岩・石灰岩・安山岩・黒雲母花崗岩・変角閃岩・閃緑岩・石英斑岩などがあげられる。

中沢は英田町の福本層群中に挟まれる巨勢層群中から（峠谷）*Yabeina* sp., *Schwagerina* sp.などの鈣錘虫を発見している。

筆者らは、英田町下山の西方において粘板岩層中に挟在する石灰岩レンズ（厚さ5～10m程度）中から*Waagenophyllum indicum* WAAGEN & WENTZEL?を発見した（図版1）。



（倍率：1cmが約1mm）

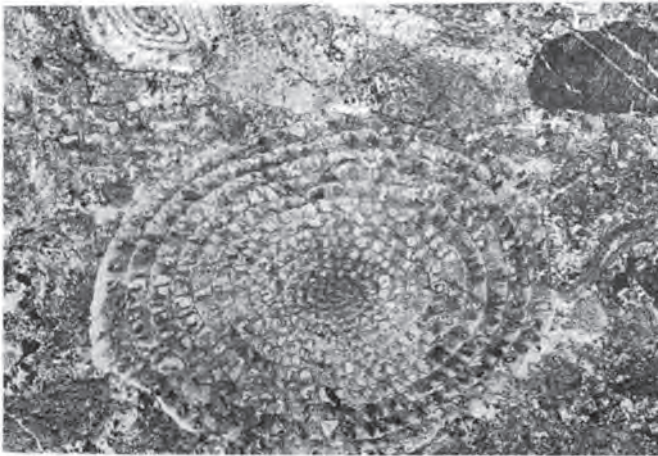
図版 1 二疊系粘板岩中の石灰岩レンズ中にみいだされたさんごの化石
 (*Waagenophyllum indicum* WAAGEN & WENTZEL ?
 Limestone Lense in Permian Clayslate)
 英田郡英田町下山

このような事実からして、巨勢層群の岩層は二疊系中部のものと考えられるが、この層群中には断層が多く、とくに柵原層群との境付近はこの傾向が著しいために正確な層序は作り得ない。

また、巨勢層群中には上記苦木層群や、柵原層群にみられるような火山砕屑岩層は現在まで調査した範囲では認められない。

II. 2. 4 ^{どう どう} 百々層群

百々層群は、久米郡柵原町（旧北和気村）百々部落北部に模式地がみられ、小西健二により化石内容が発表されている（図版2）。



(倍率：1cm が約 1mm)

図版 2 二疊系の石灰岩偽礫岩中の鈞鍾虫化石 (*Neoschwagerina* sp.,
Limestone Lense in Permian Pseudo Conglomerate)

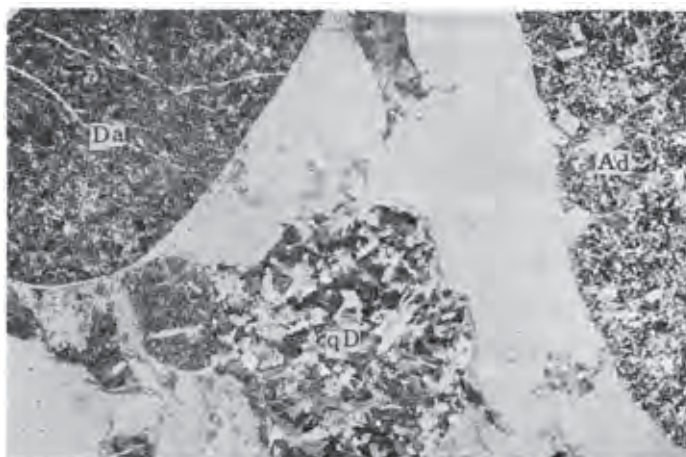
百々層群の分布地域は、北西部を大戸—百々断層により切られ、南西部は行信—藤田下間の推定断層により切られ、北東部は上間—^{うわま}重藤断層により巨勢層群に接し、南東部は藤田盆地に分布する新生代堆積物により不整合に覆われている東西約1km、南北約2kmの範囲内である。

岩相は最下位から、粘板岩・礫岩・砂岩となっており、粘板岩層中に石灰質粘板岩および石灰岩レンズ（径5～50cm程度）の偽礫岩を挟有する（図版3）。粘板岩は黒灰色の緻密な岩層で多少割理性に富むが、砂岩は灰白色～灰黒色の中粒砂岩である。



ls : 石灰岩レンズ sl : 粘板岩

図版 3 石灰岩偽礫岩 (Limestone-Pseudo conglomerate)
久米郡柵原町百々北東



(倍率: 1cm が約 1mm)

qD : 石英閃緑岩 Ad : 安山岩 Da : 石英安山岩

図版 4 百々礫岩
礫は円味を帯び石灰質粘板岩中にみられる

礫岩は粘板岩を基地とする径1～3cmの円礫を少量ふくむもので、石灰岩質粘板岩の上のり、円礫として石英安山岩～安山岩質の岩石および石英閃緑岩質岩をふくむ。鏡下では有色鉱物がきわめて少ないのが特徴である（図版4）。

以上が図幅地域内における上部古生層の層序・岩石についての記載であるが、上部古生層の層厚は断層や、新しい地層による被覆、火成岩の進入などにより正確な資料は得られないが、苦木層群は1,300m+、柵原層群は大体1,100m、巨勢層群は大体において1,000m、百々層群は300m+で、全体として約3,700mと概算される。

II. 2. 5 構 造

図幅地域内の古生層の構造は、NW-SE、NNW-SSE方向の褶曲軸を有する単純な背斜・向斜の繰り返しからなるが、柵原鉱床周辺では多少複雑な構造様式をとり、過褶曲構造によって地層の逆転しているのが観察される。この地層の逆転は、砂岩・粘板岩の互層部や、火山碎屑岩層中の岩屑の堆積状況などのgraded beddingの状態から理解される。

構造の単位としては大体5つに分けられる。すなわち、1) 百々～大戸間の断層以北の羽仁地区（断層の水平方向の転位は0.5～1km）、2) 仁堀～塩田断層以南の苦木を中心とする地区、3) 図幅地域南東端神根本を中心に分布する地区、4) 飯岡～城田間の推定断層以東の巨勢層群を中心とする巨勢地区、5) 柵原鉱床を中心とする柵原地区である。

しかし岡山県内の各地から得られた資料によれば、現在県内各地に分布している古生層の褶曲は、三郡変成時期の褶曲期、三疊系堆積後の褶曲時期の2つの褶曲時期のものがある。図幅地域内での古生層も、やはりこの2つの褶曲運動の影響を受けていることがほぼ確実である。すなわち、三郡変成岩の存在、飯岡地区での古生層と下部三疊紀層との不整合面の逆転などから、このことは容易に理解される。

つぎに、上記各地区ごとの構造について述べる。

1) 羽仁地区

羽仁地区は、東・北・西を中生代末流紋岩質碎屑岩類に覆われ、南は百々～大戸断層によって切られ、東西約2.5km、南北約2kmの狭い地区で、1枚の砂岩（厚さ30

～60m) と粘板岩および変斑糲岩のsheetからなり、NNW-SSE方向に長軸を有し、起伏にやゝ富んだ半ドーム状構造を呈する。変斑糲岩の進入位置は、ドームの西縁部の塚角・周佐にみられ、構造に対してconcordantな進入を行なっている。

2) 苦木地区

苦木地区は、北端を仁堀－塩田断層により切られ、東縁は妙見山花崗閃緑岩により西縁は仁堀花崗岩によって貫かれ、南限は中生代末流紋岩質碎屑岩類に覆われており東西約2km、南北約4kmの地区である。

岩層の走向はN30～40° W、傾斜は20～50° NEを示し、準片岩化した部分では線構造が発達し、N15～30° Eの方向を示し、その方向に10～30°の落しを有する。

また、変成相と非変成相との境界は漸移関係を示しており、この境界部付近に岩層にconcordantな形で変斑糲岩のsheetが進入している。この変斑糲岩は苦木駅から南山方に通ずる林道に沿って良好な露出を示している（図版5）。

前述のように、この地区は輝緑凝灰岩層を主体とする累層で、苦木層群とよばれる



図版 5 変斑糲岩

ソーシユル石化作用を受け斜長石は白濁してみえる。banded structure のうち黒い部分は角閃石部、白濁した部分は斜長石部（和気郡佐伯町苦木駅南東部）

地層の発達する区域であるが、苦木北東の西野付近には、粘板岩層を主体とし、酸性火山砕岩層を挟有する柵原層群が苦木層群に整合(?)に重なる。

3) 神根本地区

神根本地区は、中生代末の流紋岩質碎屑岩類に覆われた東西約1km、南北約2kmの地区で、構成岩類は、1~2丈の含マンガンチャートの薄層を挟有する粘板岩を主体とした累層で、チャートは褶曲が甚だしく、層序的にみて、図幅地域内で対比しうる地層群はみられない(図版6)。



図版 6 褶曲したチャート (Folded Chert) (和気郡吉永町神根本南東)

地質構造は、走向ほぼN70°E~E-Wで、北に30~50°傾斜するが、多少の微褶曲を呈する。

この地区の古生層は、地域外の5万分の1上郡・和気・播州赤穂に連続する地層と思われるが、いずれも中生代末の流紋岩質碎屑岩類に覆われた古生層の一部が露出しているものである。

4) 巨勢地区

巨勢地区は、南は火打谷断層および中生代末の流紋岩質碎屑岩類にそれぞれ切られたり、覆われたりしており、北西部も流紋岩質碎屑岩類に覆われ、西はN-S系、E

-W系の断層群（実在断層や推定断層）に切られる東西約16km、南北約7kmの広い地区で、粘板岩を主とし、間に3~4枚の砂岩（一部礫岩）の薄層を挟有し、地質構造はNW~NNW-SE~SSEの軸を有する背斜・向斜の繰り返えしの状態を呈する。褶曲軸は東部においてはNW-SE方向を示すが、吉野川以西ではNNW-SSE方向を示す。

東部地区は、図幅地域東方では苦木層群を含むが、苦木層群と巨勢層群との間には幅約2kmの古生代進入岩類の変花崗岩・変斑糲岩類がやゝconcordantな進入を行っており、両者の関係は不明である。この岩体はNNW-SSEの伸長方向をもつ岩体で、西に傾斜するが、北部ではやゝ傾斜が急で（30~50°）あるが、南部の田淵・柿原付近では5~20°前後の緩い傾きをもつ。さらに東には変斑糲岩体が苦木層群中に枝状に進入し、地質構造に対してdiscordantな進入を行なっている。

苦木層群の剝理性に富んだ地層は、走向N20~40°W、傾斜はSWへ20~45°を示す単斜構造を示す。

変花崗岩体の西側は、巨勢層群の粘板岩を主体とする地層であり、NW-SE方向の褶曲軸によって背斜・向斜（波長1~2km）の繰り返えしを示し、この構造は吉野川まで繰り返えされている。とくに、赤松山国有林周辺では地層は緩いドーム状構造をなし、田淵-万善間の断層により転位して、万善南方にもまた小規模なドーム状構造がみいだされる。

吉野川沿いから行信-藤田上-吉留-飯岡を結ぶ範囲の古生層は、小さな褶曲を繰り返えし、N-S系断層およびE-W~NEE系の断層群によってブロック化されている。

則平・岩見田・塩気を結ぶ地区は、走向NNW-SSE、傾斜は大体において東に傾斜するが、長内-重藤を結ぶ方向に背斜軸が通っている。

上間・百々・藤田周辺は全体にわたってはNNW-SSEの軸をもつ向斜構造を呈するが、北東側の粘板岩中には変斑糲岩の進入が行なわれており、また百々・松尾付近では1つのバイズン構造を示す。

岩見田・重藤・藤田上・中河内南によってかこまれた地区は、すべて断層によって他地区と接している。城田-藤田上間の南に砂岩層がみられるほかはほとんど粘板岩であり、地層は緩い背斜・向斜の繰り返えしで、軸の方向はNNW-SSEを示す。

南限の別所付近をNE-SW方向に通る断層は福本層群の北への連続を切っている。

また、この区域内には、城田・名杭・中河内付近に変珪長岩などの侵入岩類が小規模に露出している。

別所南方から飯岡東方にかけて分布する古生層と下部三畳系の福本層群との関係は古生層が断層によって福本層群中に挟まれていたり、または不整合関係である。不整合を示す地点（例えば飯岡東方から月の輪古墳にかけての地点、第6図）では地層の逆転、すなわち、福本層群の上に古生層が重なる状態を示し、しかもその境界は不整合である。この不整合は中沢により発見され、中沢は断層によるブロック化と考えているが、柵原鉱床周辺において地層の逆転がみられることから、かなり広い範囲にわたって地層の逆転の繰り返しが行なわれているらしいことが予想される。

さきの城田・名杭付近の地層と異なり、南のブロックはかなりの傾斜を示し、NNW-SSEの褶曲軸をもつ背斜・向斜の繰り返しであるが、地層の傾斜は西や東に70°前後の傾きを示している。

5) 柵原地区

柵原地区は北西を百々大戸断層に切られ、中生代末流紋岩質碎屑岩類によって北西から西端を覆われている。東は行信－藤田上－飯岡－塩田のいくつかの断層群によって切られ、南縁は仁掘－塩田断層および仁堀花崗岩によって切られている。

この地区内にも2～3本の断層がみられるが、飯岡－草生下－黒沢－中山を結ぶ断層のほかは、あまり大きなズレはみられない。

この地区においては、前記のように地層の逆転した部分が多く観察されるが、この逆転構造がこの地区全体にわたってみられるのか、また、正常、逆転の繰り返しがみられるのかはこれまでの資料のみでは決定しかねる。現在までの資料からは、逆転した地域も、正常の地域も存在している。筆者の考えでは、正常、逆転構造がNNW-SSEの褶曲軸によって繰り返しているのではないかと考えている^{註1)}。

このような地質構造の複雑さに加えて、古生代末侵入岩体の変斑礫岩・変輝緑岩・変花崗岩・変石英閃緑岩などの侵入岩体がsheet状に進入しているため、構造の解

註1) このことについては現在もお調査検討を行なっているが、さらに詳しい地質調査を行なう必要がある。

析はさらに困難となっているが、一応見掛け上の構造について述べる。

柵原地区の構造は、柵原鉦床東方の吉ヶ原―休石―行信付近をNNW-SSE方向に通る長軸を有するドーム構造と、柵原南西方の黒田・大谷・是里・滝山・中山・戸津野周辺のE-W方向に長軸を有し、西に傾くペイズン構造^{註2)}とによって特徴づけられ、この2つの大構造に挟まれた部分に、NNW-SSE方向の軸をもつ副次的な背斜・向斜構造の繰り返しが見られる。

柵原東部においてNNW-SSEの長軸を有するドーム構造は、行信・藤田上などの北半部では軸は緩くNNW方向に傾き、吉ヶ原以南では緩くSSE方向に傾く。ドームの東は多少のうねりがみられ、傾斜も一部西に傾く部分もみられるが、全体としては東に傾斜し、行信―藤田上間の断層により切られる。またドームの西縁は、久木東から火田城にかけてNNW-SSE方向の軸を有する過褶曲の向斜構造や、緩いうねりの背斜・向斜構造の繰り返しによってうねっている。火田城鉦床は、この過褶曲向斜構造に支配された、褶曲軸方向に長いレンズ状の鉦床である。

また、このような副次的な褶曲構造は見掛け上、ドーム構造より複雑に見えるが、柵原鉦床東方のドーム構造を形成する柵原層群も、また大きく逆転していることが、柵原―惣田・吉ヶ原―藤田上間の県道において観察されるので、このドーム構造は、褶曲軸面がほぼ平坦で、かつ弧状をなす背斜と考えられる。

休石・尾崎などに分布する古生代末侵入岩体（変輝緑岩・変石英閃緑岩・変珪長岩など）は、柵原鉦床の下盤側にみられ、sheet状侵入岩体が多少の起伏を伴ってドーム状にconcordant～subconcordantな侵入を行なったものとする。そしてこの侵入岩体中の変閃緑岩はドームの西翼ではとくに凹凸が著しく、副次的な背斜部では大きく入りこみ、部分的には柵原層群の地層を切る部分もみられる。この起伏はやはりNNW-SSE方向に長く、柵原本鉦床と下柵原鉦床間、下柵原鉦床と久木鉦床間にもみられる。

柵原鉦床と呼ばれている鉦床群は、このドームの西翼および南翼に、それぞれ西側の周辺鉦床群・柵原本鉦床が存在し、ドームの東翼側に東側の周辺鉦床群が存在して構成されている。そして鉦体の伸びの方向は、NNW-SSE方向をとる。

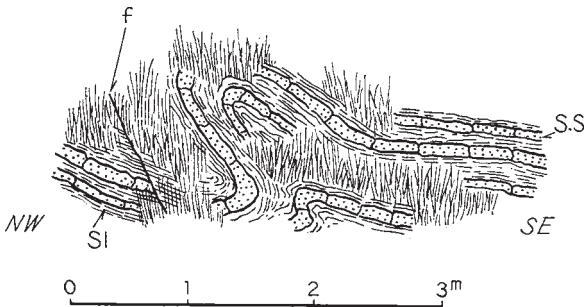
註2) このペイズン構造は周匝図幅西隣りの5万分1福渡城内の中央部近くまでみられる大きなペイズン構造で、図幅境付近は中生代末流紋岩質碎屑岩類に覆われている。

このような柵原地区北半の地質構造を切って、連石石英閃緑岩体がWNW-ESE方向にレンズ状に貫入しており、南北方向の石英斑岩・花崗斑岩岩脈が多数分布している。

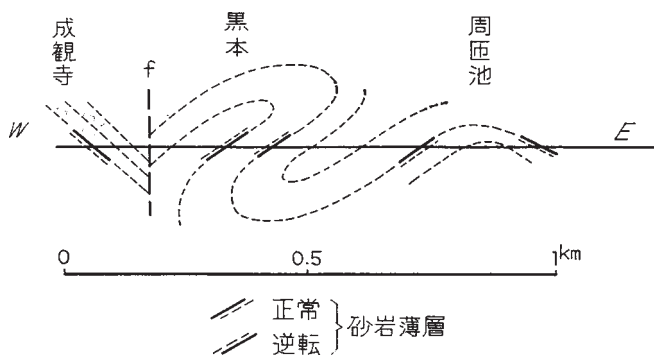
柵原鉱床南西部のベイズン構造は、是里-滝山北を通るNE-SW方向に長軸を有する構造を示しており、侵入岩類はこのベイズン構造に支配された侵入を行なっているが、この侵入岩類は、さきの柵原鉱床下盤側のものとは別の、さらに上位に侵入したsheet状侵入岩体である。この侵入岩体はかなりの面積を占め、一番上位のものは、黒田・大谷・是里・矢道周辺にみられ、東西・南北とも約3kmの面積を占めるが、部分的に枝状のsheetを出しており、さらに下位に（河原屋・黒本・広高下・滝山）1枚のsheetがみられる。

さらに南方の滝山・^{ひろこうげ}広高下以南の中山・戸津野付近では、柵原鉱床下盤側にみられる侵入岩類のsheetの繰返しみがみられ、ベイズン構造の北翼は南傾斜、東側は走向N20~30°Wで西に傾斜、南翼は走向^{くさう}ほゞ東西で北に傾斜する。

このベイズン構造の東側、とくに河原屋・^{くさう}草生周辺から対岸にかけては、各所で地層の逆転が察観され、柵原鉱床の褶曲軸もこの付近をSSE方向に緩く傾斜しながら通るものと推定されるが、吉井川河床部に当たっており、また砂礫層に覆われているため、地質構造の解析は困難である（第2、3図）。



第2図 S.S: 砂岩 S1: 粘板岩 f: 断層
周匝備作高校裏におけるS.S/S1の褶曲
地層全体が逆転



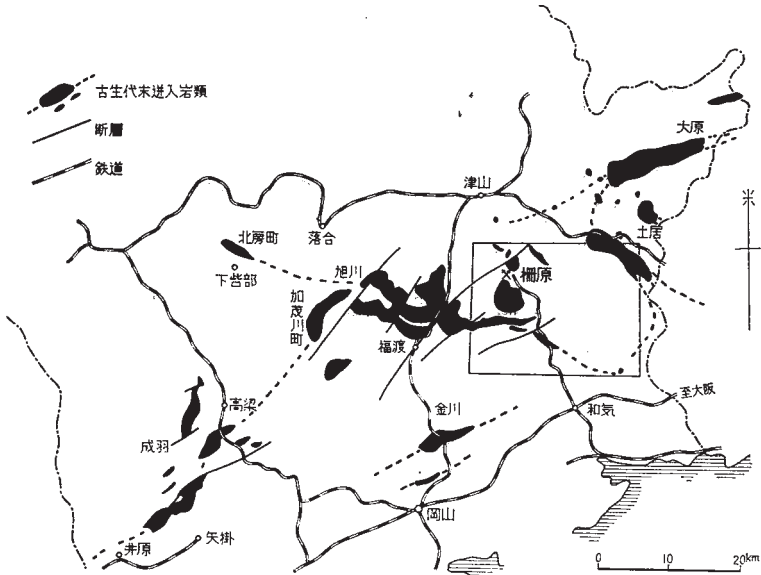
第3図 周匝池－黒本間粘板岩層中の砂岩薄層（10～50cm）の graded bedding による地質構造の解析

II. 3 古生代末～中生代初期侵入岩類

古生代末ないし中生代初期侵入岩類と考えられる侵入岩類は、舞鶴付近から岡山県北東部にかけて帯状に分布する“いわゆる夜久野侵入岩類”の延長に当たるものである。この侵入岩類の岡山県内における分布は第4図に示すとおりで、英田郡大原町からWSWにのびて、林野付近からN-S方向からSE方向に転じ（一部はWSW方向にのびる分岐脈がある）、柵原付近では弧状の分布をなし、久米郡久米南町から旭川湖付近にのび（NW方向）、御津部^{みつ}加茂川町付近からSW方向に転じ、途中、中生代末の花崗岩類によって連続を断たれ、高梁市^{たかはし}南方の広瀬付近から、成羽・大賀地域の三疊紀層の南縁近くに沿って分布している。また、この主岩体のほかに分岐岩体が上房郡北房町、岡山市北部などにもみられる（第4図）。

図幅地域内においては、まず、北東部の山外野・黒藪・大原・角南付近にみられる幅約4kmで、NW-SE方向の延びをもつものがみられ、中央部付近には柵原・周匝を中心とするもの、杖谷・苦木付近のものが弧状分布をなして分布している。

これら侵入岩類は、古生層の地質構造と密接な関係を有し、古生層の地質横道に対して concordant～subconcordant（一部 discordant）に sheet 状の侵入を行なって



第4図 岡山県内に分布する古生代末侵入岩類の分布図

いることが多い。この侵入岩体の侵入時期は岡山県内各地の状況から三郡変成末期のものと考えられる。

侵入岩類は、多種多様の岩相を呈しており、塩基性のものや酸性のものなど各種の岩相のものが観察される。すなわち、岩種としてはつぎのものが挙げられる。1) 変斑糲岩 (Metagabbro)，2) 変輝緑岩 (Metadiabase)，3) 変石英閃緑岩 (Metaquartzdiorite) ～変花崗岩類 (Metagranites) ～変珪長岩 (Metafelsite)，4) 変石英斑岩 (Metaquartzporphyry)。

しかし、これら岩相間には変石英斑岩を除いて明瞭な境界のみられないことが多く野外においては変輝緑岩と変珪長岩などの間で、混成岩様を呈するものも各所でみられる。

II. 3. 1 変斑糲岩 (Metagabbro)

変斑糲岩は、つかつ 柵原北方の塚角・書副・上間，かいぞえ 柵原南西部の滝山・苦木・中山南，うわま 図

幅地域北東部の黒藪・角南などにおいてsbeet状の侵入岩体として古生層中にみられる。

肉眼的には、変斑糲岩は暗緑色、粗粒で、たいていの場合優白質部と優黒質部がbanded structureを呈しており、部分的に優黒質部がレンズ状になったり、油肌を呈するものも認められる。このbanded structureは変斑糲岩の走向・傾斜と大体一致している（図版5前出、参照）。

鏡下では、有色鉱物は褐色～緑色の角閃石・陽起石質角閃石、白色鉱物は斜長石とごく少量の石英（含まないことが多い）からなり、斜長石はソーシユル石化作用を受けて乳白色を呈するものが多く、成分は中性長石～灰曹長石を示す。そのほか、ときとして単斜輝石や楕石・葡萄石の認められることがある（巻末図版IV-2）。

II. 3. 2 変輝緑岩 (Metadiabase)

肉眼的には、変輝緑岩は優黒質細粒の岩相で、暗緑色、緻密な岩石である。変輝緑岩は柵原鉱床下盤、鉱山北方の休石・尾崎；柵原鉱山南西部の山之上・是里・大谷などに広く分布しているほか、酸性岩相中にレンズ状や不規則網状に分布しているものもある。

鏡下では、有色鉱物は変質によって陽起石質角閃石や緑泥石に変化しているが、まれに角閃石が認められる。白色鉱物としては、斜長石はかなり明瞭で、短冊状組織を有し、中性長石ないし曹長石の成分を有している。

また、酸性岩相中のものは、このほかに少量の石英が認められることが多い。全体として、変質の結果、緑簾石・緑泥石・斜黝簾石・炭酸塩鉱物を形成しており、接触変成作用を受けた変輝緑岩は細粒の黒雲母が不規則に岩石中に形成しており、肉眼的には赤褐色を呈するものも多く認められる（巻末図版V-1）。

II. 3. 3 変石英閃緑岩～変花崗岩～変珪長岩 (Metaquartzdiorite～Metagranite～Metafelsite)

この種の岩相は、変石英閃緑岩・変花崗岩および変珪長岩などのcomplexからなり、図幅地域内では北東部の大原・高原・殿敷；柵原鉱床下盤および柵原周辺の休石・

尾崎・粟尾；久木・黒田・山之上・大谷・河原屋・滝山；中山・戸津野・^{くつし}沓石付近に広く分布している。これらはいずれも、古生層中にその構造にconcordant～sub-concordant（一部discordant）なsheet（厚さ50～1,500m）として侵入しているもので、間に粘板岩・変輝緑岩などを挟有しており、変珪長岩を除いて粗粒である。しかし、著しく不均質で、破碎構造を呈するものや、帯状構造を呈するものが入り混じり、また変輝緑岩と混ざり合って混成岩状を呈することも多い。

大体において、この種の岩相は柵原鉱床を中心とする地区、すなわち、柵原鉱床下盤、久木南付近などのものは変石英閃緑岩質であるが、周辺部の滝山・戸津野・中山および北東部の高原付近のものは変花崗閃緑岩質ないし変花崗岩質である。

鏡下では、粗粒岩相は石英・灰曹長石・アルカリ長石（たいていは正長石、ときに微斜長石）からなり、フィルム状に引き伸ばされた緑泥石（黒雲母から変化したものと考えられる）をわずかに伴うが、柵原鉱床下盤のものや久木付近のものには角閃石あるいは陽起石質角閃石を伴うものや、わずかに変質した黒雲母の認められるものも多い。

石英は顕著な破碎作用を受け、部分的に細粒化されて波動消光を呈し、deformation lamellaeを示すものも認められる（図版IV-1）。また、量的には全体の20～30%を示すものがほとんどであるが、ときに50%程度のものも認められる。

斜長石やアルカリ長石もまた変形・破碎が著しく、双晶の撓曲、破碎されたものが観察される。アルカリ長石はたいていの場合正長石からなるが、微斜長石の多い部分も認められる。これら長石類は変質して絹雲母や斜黝簾石などを形成している。アルカリ長石の量は地域によって差異があり、石英閃緑岩質のものは、アルカリ長石/全長石は $\frac{1}{3}$ 以下であるが、花崗岩質のものは $\frac{1}{3}$ ～ $\frac{1}{2}$ を示す。

この種の岩相の特徴は、顕著な破碎構造を示すことであるが、これはprotoclastic deformationを受けて生じたものと考えられ、この組織の割れ目に沿って緑泥石・陽起石・緑簾石などの形成が認められる。

細粒相としての珪長岩は、緻密、塊状で、灰色～亜透明なものが多く、鏡下では微細な石英・アルカリ長石・斜長石の集合からなるが、長石類は大部分絹雲母化しているものが多い。この岩相は前記変石英閃緑岩～変花崗岩相の細粒相を示すものであるが、変輝緑岩相の周縁部にも多くみられ、変輝緑岩と混ざり合って混成岩様岩石にな

っているものが多い。また、変斑糲岩体中に、変斑糲岩のbandingに平行に厚さ0.5～10mの変珪長岩のsheetがみられる（苦木東方）。

上記酸性岩相は局部的に熱変成作用を受けて茶褐色を呈し、鏡下では黒雲母の微細な結晶が認められる。

II. 3. 4 変石英斑岩（Metaquartzporphyry）

変石英斑岩は、上記諸岩相のものよりlater stageの進入岩体で、肉眼的には普通の石英斑岩と同じであるが、鏡下においては径1～数mmの斑晶の石英や長石類が変形・破砕されているのが観察される。この岩石は優白質で、有色鉱物はほとんど存在しない。また、ときには黄鉄鉱の鉱染されたものが坑内や野外において観察されるが古生層中の酸性凝灰岩中の鉱染と異なりPressure shadow quartzは認められない。

この変石英斑岩は、変輝緑岩の周辺部に5～10m程度の幅でみられ、これに多少斜交して粘板岩層中にsheet状に進入したり、また久木坑では鉱床の東側にみられる。

II. 3. 5 総括

古生代末～中生代初期進入岩類の進入様式は、古生層の構造に対してconcordant～subconcordant（一部discordant）である。例えば是里・久木を中心とした地区の古生層の構造はベイズン構造を示し、進入岩類はこの構造にconcordantなsheetとして進入しており、東西約4km、南北約3kmの広さを占め、西縁は流紋岩類によって覆われている。さらに柵原鉱山を中心とした地区では、進入岩体は変輝緑岩・変石英閃緑岩・変珪長岩などのcomplexで、大体において2枚のsheetsからなり、変斑糲岩は少ない。2枚のsheetsのうち下位のもは柵原鉱床の下盤を構成するもので、柵原・久木・下柵原・火田城・休石・宝殿などの各鉱床群より下位にあり、柵原・尾崎・下谷・休石などを中心に分布し、多少のうねりを伴いながら南に傾斜している。

これより上位のsheetは、久木南・大谷・是里を中心としてベイズン状の進入をなす岩体である。また、中山・戸津野付近にみられるsheetは北傾斜を示しており、柵原鉱床下盤のsheetの連続と考えられる。

これに対して、苦木・中山南地区；塚角・書副・上間地区の侵入岩体は変斑糲岩体をなし、柵原地区の侵入岩体の外側に分布しており、周囲の地質構造に支配された侵入様式をとっている。すなわち、中心部の柵原・久木・是里付近では、侵入岩体は変輝緑岩・変石英閃緑岩・変花崗岩などを主体とする岩体が古生層中にベイズン状の侵入を行っており、苦木・中山南・塚角・書副・上間ではこのベイズン状の侵入岩体の外側、すなわち下位に変斑糲岩がsheet状に侵入している。また、本図幅地域北東部の高原・殿敷・角南・黒藪においても変花崗岩・変石英閃緑岩を主体とするsheetの下位に変斑糲岩のsheetが分布している。

II. 4 中生層

本図幅地域内の中生層は、英田郡英田町福本（旧福本村）を中心に発達する下部三疊紀層（福本層群）・上部三疊紀層（柳層・中磯礫岩層）および硯石層群からなる。

分布地域は、北限は鳥淵・火打谷を結ぶ断層（火打谷断層）によって古生層に接し東限および南限は流紋岩類によって覆われており、北西限は鳥淵―草生間を結ぶ断層によって切られ、別所南東付近に一分布している。

また、高鉢南方の段部落付近では流紋岩類の下部に三疊紀層が分布している。

II. 4. 1 福本を中心に発達する三疊紀層

本層は中沢圭二により1952年に発見されて以来、中沢圭二により詳細に調査、報告されている。

中沢は、三疊紀層を下部と上部とに2分し、下部を福本層群と名付け、上部を柳眉と中磯礫岩層とに分けた。

福本層群は、下位から草野層・きょうがくぼ層・宮の奥層の3層に分けられる。

草野層は英田町（旧福本村）草野を模式地とし、下半部は中粒～粗粒の砂岩を主体とし、数m程度の礫岩を挟む。礫粒は円礫で、1～5cmのpebbleであり、岩質は角岩・石英斑岩・変花崗岩などである。酸性火成岩の多いこと、および角岩中に海百合がとくに多いことなどが特徴的である。層厚は70～100m程度である。上半部は細

粒砂岩からなり、層厚は70~100m程度である。

きょうがくぼ層は、きょうがくぼを模式地とする細粒砂岩ないしシルト岩からなり層厚は250m程度を示す。

宮の奥層は福本の宮の奥を模式地とし、暗青色の砂岩質頁岩を主体とする。層厚は300m程度である。

化石は草野層には*Neobakevella kambei* NAKAZAWA gen. et sp. nov. Msのgroup, *Myophoria* aff. *laevigata* (Zieth), “*Pecten*” *sichoticus* BITTN., *Finna* sp. nov., *Nuculana* sp. β, *Myalina*? sp., *Eumorphotis* sp. nov.などのほか *Orthoceras* sp., 菊石2種, 腕足類3種, 巻貝1種を産する。きょうがくぼ層の化石もほとんど同様で, *Neobakevella*と*Myophoria*, 巻貝が主である。宮の奥層の化石は著しく異なり, 散在して産し, *Hollandites* sp., “*Danubites*” sp., *Orthoceras* sp.などの頭足類, *Poleoneilu* sp. βを産し, それより上部の細粒砂岩から*Neobakevella myanokuensis* NAK. gen. et sp. nov. Ms, N. sp. indetを産する。

上部三疊紀層の柳層は作東町(旧福山村)柳部落付近に古生層と福本層群とに挟まれ, 厚さ約70mのレンズ状分布を示す。黒色頁岩と炭質の砂岩・頁岩とからなり, 著しく攪乱されている。化石は保存不良の*Minetrigonia hegiensis* (SAEKI), *Palaeophams maizurensis* KOBAYASHI and ICHIKAWA, *Velata maizurensis* NAKAZAWA, *Lima* cf. *yataensis* NAK., *Parallelodon* sp.を産する。

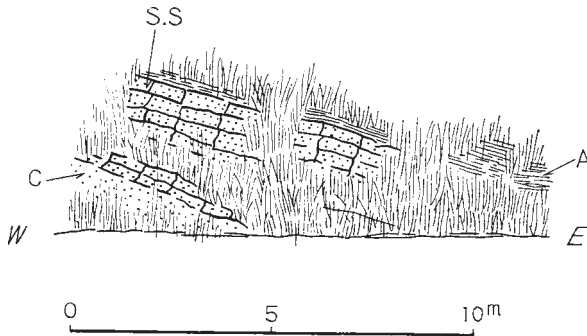
中礫岩層は福本南東部の中礫部落を模式地とする。pebble~cobble大の円礫からなる礫岩層で, 厚さは200m以上に及ぶ。

礫種は, 古生層や中生層の砂岩・頁岩・礫岩; 三郡変成岩から由来したと考えられる準片岩類(黒色-, 緑色-, 石英準片岩), 古生層の酸性火山岩類; 変斑礫岩・変花崗岩・変珪長岩; 蛇紋岩, 玢岩?, まれに変成のすすんだ結晶片岩(三波川帯のものに類似)を含む。

この礫岩層は, 巨勢層群や, 福本層群を顕著な斜交不整合で覆っており, 化石は含まない。

II. 4. 2 硯石層群

硯石層群は図幅地域内では、主として流紋岩地域に多くみられ、たいていのばあい流紋岩質碎屑岩類の基底、ないしは基底近くに挟有された薄層として分布している。現在までに知られているものとしては、和気郡佐伯町奥塩田付近、中磯・高鉢・段・淵尾^{ぶちよう}；芦谷南方、滝宮・柳南方、和気郡吉永町神根本西方、同町北西の牛中付近、柵原北西方小瀬などに分布しており、その大部分は図幅地域南南東部に広く分布する流紋岩質火山碎屑岩層の基盤ないしは基盤近くに挟在する（第5図）。



A : 流紋岩質灰凝灰岩 C : 流紋岩質結晶凝灰岩 S.S : 硯石層 (Sandstone)
 第5図 流紋岩質結晶凝灰岩層と灰凝灰岩層中に挟在する硯石層 (細粒砂岩)
 英田郡英田町渡瀬

岩質は角～亜角礫岩および灰～灰緑色砂岩・灰線色頁岩・剝理性頁岩からなり、岩質からみて硯石層群とした。中沢は中磯部落の剝理性頁岩中から*Estherites*を発見し、変質のために同定困難ではあるが、稲倉硯石層群の下部に相当するものらしいと述べている。

この硯石層群の産出状態から考えると、地域内を含む岡山県南東部地域に広く分布する流紋岩類の火山活動は、硯石層群堆積開始時期にはすでに開始されていたものと考えられる。

II. 4. 3 構造および古生層の構造との関係

中生層、とくに三疊紀層の構造は、古生層の構造と密接な関係を有するものよう

である。

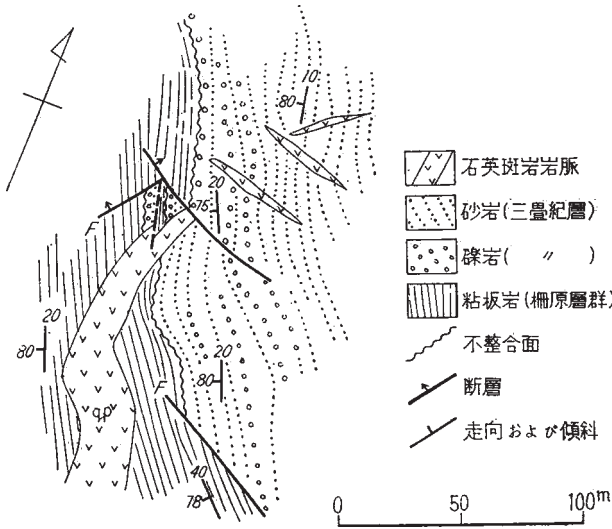
まず、中生層の構造について述べると、全体として褶曲した構造を有するが、福本層群から中礫岩層までの地層は、中生代末（中礫岩層の堆積後）の断層によってブロック化されている。すなわち、北限の火打谷断層と福本付近を通る断層とに限られる地域の福本層群は、その主体とみられる椿谷・井口付近では砂岩と頁岩との互層からなり、走向N20~40° W、傾斜N40~50° Eを示すが、これ以東の柳・谷口周辺では小褶曲が発達した頁岩を主体とし、走向は東西に近く、南へ傾斜している。また、福本南から奥塩田一高下一飯岡を通る断層までの地域はNNW-SSE系の断層群によってブロック化され、この福本層群は大体においてN-S性の走向を有し、急傾斜を示し、地層も正常；逆転の繰り返しが多い。しかし、中礫岩層はこの福本層群を不整合に覆い、走向はE-W性で、南に傾斜するので、福本層群の褶曲後に中礫岩の堆積が行なわれ、その後の運動（ブロック運動？）によって両者がともに寸断されたものと考えられる。

次に古生層と中生層との構造上の関係を見ると、古生層（巨勢層群）と中生層の福本層群との褶曲構造には差異がみられ、両者の堆積の間に古生層の褶曲運動があったものと考えられる^{註3)}。

中沢は、柵原町（旧飯岡村）の月の輪古墳南方で、古生層と中生層との間に逆転した不整合面を発見した（第6図）。ここでは両方の地層（不整合面をふくめて）の逆転がみられ、中生層（福本層群）の砂岩・礫岩層の上位に不整合面をへだてて古生層（柵原層群）の粘板岩が重なり、しかも両者とも急傾斜している。中沢は、この逆転をブロック化によるものと解釈しているが、柵原鉱床から飯岡北方の不整合にみられる逆転構造と同じ性格を有するものと考えられる。また、この両者の間の不整合面の延長は谷口から別所にかけても存在が推定され、不整合面は逆転しているものと考えられる。

図幅地域内の福本層群の礫岩層の礫には、変珪長岩・変花崗岩などの礫や、準片岩化した粘板岩の礫がみいだされており、地域外（5万分の1下皆部）下皆部北西部の古生代末侵入岩類の変成帯に接する側は、線構造が発達した変成岩になっており、非

註3) この古生層の褶曲運動は、岡山県下各地における資料などから三郡変成期の褶曲運動で、古生層の下部では準片岩化を伴った褶曲、上部では単なる褶曲運動が行なわれたものと考えられる。



第6図 飯岡北東方にみられる古生層と三疊紀層との間の不整合(中沢圭二による)

変成帯に接した部分では線構造が消失している。

このような諸事実をあわせ考えると、図幅地域内の古生層は古生代末の三郡変成期の褶曲運動と、福本層群堆積後の褶曲運動の2回の褶曲運動をうけたと思われる。2回の褶曲運動を重複して受けた地区では、褶曲作用の結果がとくに強く残っており、烈しい作用を受けたものと解釈される。

II. 5 中生代末火成岩類

中生代末の火成岩類は、図幅地域内の南東部および北西部に広く分布する流紋岩類をはじめとして、基盤岩類や流紋岩類を貫いた連石石英閃緑岩・助安石英閃緑岩・本山寺花崗閃緑岩・妙見山花崗閃緑岩および仁堀花崗岩などが分布しており、これら深成岩類は周囲の岩石に対して接触変成作用を及ぼしている。また、これら中生代末火成岩類の進入時期は、流紋岩類－石英閃緑岩類－花崗閃緑岩・花崗岩の順にたどるこ

とができる。以下、順を追って記載する。

II. 5. 1 流紋岩類

流紋岩類は、図幅地域内の南東部の和気郡和気町（旧日笠村）、吉永町（旧三国村）から英田郡作東町（旧福山村）、英田町（旧福本村）；柵原鉦山北西部（久米郡柵原町）および英田郡美作町（旧公文村・林野町）に広く分布している。

岩質は、全体として流紋岩質砕屑岩類が圧倒的に多く、熔岩流や貫入岩は比較的小規模に分布するのみである。

層 序

図幅地域南東部の流紋岩類は数層の火山砕屑岩類の互層からなり、2つの堆積時期の異なる岩層群と、その後の貫入岩をふくみ地域内では東西約12km、南北約12kmにわたって広く分布するが、ほぼE-W、NNW-SSEなどの断層によってブロック化されている。

層序的には、古生層や三疊紀層を基盤として、下位から(a)主として結晶凝灰岩・灰凝灰岩からなり、基底および基底近くに硯石層群の砂岩・頁岩の薄層を挟有する。(b)主として岩屑凝灰岩からなり、薄い流紋岩の熔岩流を挟有する。(c)主として結晶凝灰岩および灰凝灰岩からなる岩層。(d)岩屑凝灰岩と結晶凝灰岩および灰凝灰岩とを伴なう球顆状熔岩流。(e)主として結晶凝灰岩および灰凝灰岩からなる岩層。(f)灰凝灰岩を伴なう球顆状熔岩。(g)主として岩屑凝灰岩からなる岩層となっている。

(g)の分布の状態から判断すると(a)-(f)と(g)の間には非整合的な関係があるものと考えられる。また、(a)-(g)までの累層を貫いて、貫入型の石英斑岩の大小の岩体が分布している。

(a)-(f)までの流紋岩質砕屑岩層の厚さは、大体1,300mと推定され、(g)の厚さは約300mと推定される。また(g)は宮前西方から笹目にかけて点在するのみで、分布範囲はかなり限定されている。

(a)層は主として南東部流紋岩地域の北西部・西部にみられるが、その南東部付近にもさらにまた断層による繰り返えしで中東部の滝宮の東側にもみられる。

この (a) 層は、分布地域の北西部では三畳紀層を、北東部・西部・南東部では古生層を基盤とし、いずれもこれらを不整合に覆っている。また、基盤およびその近くに砂岩・頁岩・礫岩の互層からなる硯石層群の薄層を挟有している（奥塩田・中磯・渡瀬・柳・淵尾・段付近）。このように、層の下位近くに硯石層群の一部を挟有することが (a) 層の特徴である。

結晶凝灰岩は、石英・長石などの破片を有し、灰凝灰岩は細粒、緻密で、肉眼的には破片はほとんどみられない（巻末図版VI-1）。両者とも外観は淡青緑～灰白色を呈する。(a) 層の厚さは150～200mである。

(b) 層は (a) 層の上に整合に重なり、部分的に硯石層群（真木山・高去^{こうじやり}では一部赤色凝灰岩を含む）を挟有する。(b) 層は真木山・横尾・高去・殿河内付近に広く分布し、ほかに岸野北部・大藤西・滝宮東・神根本西方にもみられ、層厚は100～200mである。岩屑凝灰岩は岩屑として粘板岩・頁岩・安山岩・石英安山岩・チャートなどの角礫を含み、基地は淡青緑～暗緑色を呈する。

(c) 層は (b) 層に整合に重なっているが、岸野では古生層を不整合に覆っている。(c) 層は岸野・日笠・和意谷・大藤・亀石・内札付近に広く分布しており、層厚は200～300mである。岩質は (a) 層の結晶凝灰岩・灰凝灰岩に類似しているが、灰白色で陶石質のところのみられる。

和意谷南西部地区のものは一般には淡青緑～淡緑青色であるが、日笠地区で貫入岩体（助安石英閃緑岩・妙見山花崗閃緑岩）に接した付近では、ホルンフェルス化して茶褐色となっていることが多い。

層理の走向・傾斜は北東部のものは北から南に向かうにつれて、走向NE-SW→N-S→NW-SE、傾斜は30°Eとなり、南東部のものは、N10°W、傾斜20°W±であるが、日笠地区では層理が不鮮明なことが多い。

(d) 層は (c) 層に整合で、作東町南部から都留岐へかけて結晶凝灰岩・灰凝灰岩および岩屑凝灰岩を伴う球顆状熔岩流として分布している。岩屑凝灰岩は都留岐地区の三國鉱山北東部にみられ、含有される岩屑は粘板岩を主とするがその量は多くない。

球顆状熔岩は都留岐北部では顕著な流理構造を有し、貯水池を中心とする付近ではとくに複雑な褶曲流理構造を呈し赤褐色、堅牢である。(d) 層の厚さは200～300mである。

(e)層は(d)層の上に整合に重なって域内北東部に分布しており、全体が灰白色で陶石質となっていることが多い。

結晶凝灰岩および灰凝灰岩からなり、層理は走向NE-SW→N-S→NW-SE、傾斜は20～30°Eを示す。(e)層の厚さは100～200mである。

(f)層は結晶凝灰岩・灰凝灰岩を伴う球顆状熔岩流で、北東部の作東・吉永両町界付近にかなり広く分布しているが、図幅地域内では北東部にその西縁部がわずかにみられるのみである。(f)層の厚さは少なくとも100m以上はあるものと推定される。

(g)層は(a)～(f)までの累層を非整合に覆うと思われるが、域内南東部を主体として分布しており、都留岐南から南谷・神根本西方の標高390m付近、岸野東から笹目の貯水池付近の一部においては、とくに岩屑が多く含まれている。岩質は基盤が暗青色～灰黒色を呈し、含まれる岩屑は(b)、(d)層に含まれるものよりも大きく、かつ量も多いのが特徴である。この層の厚さは約300mである。

つぎに柵原鉦床北西部から津山市にかけて広く分布する流紋岩類、湯郷北西部および南部に分布する流紋岩類も、その内容はほとんど岩屑凝灰岩および結晶凝灰岩などの碎屑岩類からなり、熔岩流の薄層を挟有する。

層序は、基盤の古生層を不整合に覆って岩屑凝灰岩を主体とし、溶岩流や結晶凝灰



図版7 中生代末流紋岩質岩屑凝灰岩 (Rhyolitic Lithic Tuff, Late Mesozoic)
岩屑として粘板岩・流紋岩・石英斑岩などの角礫～亜角礫の岩片を含む (久米郡
柵原町小瀬対岸)

岩を挟有する岩層が大戸・滝山西方・八神・百々北部・戸柏・^{とのどこ}殿所・倉田・大山などに広く分布し、古生層・安山岩・石英安山岩などの角礫～亜角礫の岩屑を多く含み、層序的には南東部の(b)層に類似している(図版7)。

なお、小瀬北西部の県道沿いに、硯石層群と考えられる灰緑色の砂岩層が岩屑凝灰岩層中に挟在する。

この上位に結晶凝灰岩を主体とする岩層が重なり、本山寺南の柵原町と久米南町界付近に広い分布をしており、陶石質のものもみられ、層準は南東部の(c)層に相当するものと考えられる。

柵原北西部の大戸ー本山寺間の県道に沿う南側の谷には花崗閃緑岩が露出しており、流紋岩類はこの花崗閃緑岩によって接触変成作用を受け、また連石付近では石英閃緑岩によって接触変成作用をうけてホルンフェルス化している。

岩 石

1) 結晶凝灰岩および灰凝灰岩 (Crystal Tuff and Ash Tuff)

石英・長石の径1～2mmの破片を有するものから、非常に細粒、緻密な火山灰からなる頁岩状のものに至るまで種々のものが存在する。前者を結晶凝灰岩、後者を灰凝灰岩とよぶが、後者は前者に較べて分布は狭い。含まれる結晶破片は中粒程度あるいはそれ以下で、成分鉱物の変質して岩石全体が淡青緑色～淡灰白色を呈していることが多い。

含まれている破片は、石英・斜長石・アルカリ長石が多く、鏡下では長石類は部分的に絹雲母化・方解石化したのもも多く、有色鉱物の破片は変質して緑泥石化したのもも少量認められる。とくに、ロウ石鉱床帯に近接した凝灰岩層(主として(a)および(c)層)から得た資料では、一般に成分鉱物が著しく変質して、鉱物決定の困難なものも多い。

なお、野外でも、鏡下でも成分鉱物の破片などによって成層しているのがよく観察される(巻末図版VI-1)。

2) 石質凝灰岩 (Lithic Tuff)

灰凝灰岩や結晶凝灰岩中に多くの岩片を含む岩石について名付けたもので、一般に

灰青色～暗緑青色のものが多い。

含んでいる岩屑の内容は、粘板岩・頁岩・安山岩・流紋岩・チャート・石英安山岩などの角礫～亜角礫の岩片であり、いわば異質岩屑凝灰岩（Accidental Lithic Tuff）といわれるべきものが多い。岩屑の大きさは径1～10cm程度のものが多く、ときに径15～20cm程度の粘板岩などを含む（巻末図版VI-2）。

3) 熔岩流（Rhyolite Lava Flow）

主として和気郡・英田郡境付近の(d), (f)層に多くみられ、そのほかの流紋岩質碎屑岩層中にも薄層としてみられるものが多い。

英田郡と和気郡界付近のものは、球顆状流紋岩が多く、東に及ぶにつれて球顆は優勢となる。また、顕著な流理構造がみられる部分も多く、多孔質で、石英・長石の斑晶のみられるものも各所でみられる。さらにまた河本付近にはガラス質の黒灰色を呈するものも分布している。

鏡下では、球顆状流紋岩は、石英・斜長石・アルカリ長石などの斑晶が、石基中に散在し、明瞭な球顆状構造が認められる。有色鉱物は変質して緑泥石化していることが多く、石基中の鉱物は微細な石英・長石の集合からなるが部分的にはガラス質の場合もある。

4) 石英斑岩（Quartz Porphyry）

この岩石は、前項でのべた碎屑岩類よりさらに後期の貫入岩体で、岩株状の貫入をなしてみられ、脇谷周辺には径約2km程度のものがあるが、そのほか小規模な岩株が牛中北方にも分布する。

肉眼的には淡褐色、緻密な石基中に石英・長石の大きな斑晶が存在する。鏡下では大きな石英・アルカリ長石の斑晶（少量の黒雲母）と、石英・長石の微細な石基がみられ、石英はcorroded formを呈する。また、部分的に褐簾石の認められるものもある。

以上のように中生代末の流紋岩類はそのほとんどが碎屑岩類の累層からなり、古生層や三疊紀層を不整合に覆い、花崗岩体や、花崗閃緑岩および石英閃緑岩などによって貫入接触をうけて境界部付近はホルンフェルス化され、玢岩岩脈、さらに新生代貫

入岩と考えられる石英斑岩一流紋岩岩脈に貫かれ、玄武岩流・安山岩や、砂礫層などによって覆われている。

II. 5. 2 石英閃緑岩類 (Quartzdiorite)

中生代末の深成岩類として石英閃緑岩・花崗閃緑岩・花崗岩などが域内各所に分布する。

石英閃緑岩類は、柵原鉱山北方の連石・下谷付近および日笠上の助安・木倉付近に分布し、小さな岩株状のものとしては柿ヶ原南方・藤原南・吉ヶ原東部・松尾南などにも露出している。

これらの石英閃緑岩は、古生層・古期侵入岩類、流紋岩類を貫き、周囲の岩石に対して接触変成作用をあたえている（接触変成帯の幅は50～100m程度）。日笠上のものは、天瀬・上山にわたって南北に細長く貫入した花崗閃緑岩により貫入接触をうけ石英斑岩岩脈に貫かれている。柵原北方のものを連石石英閃緑岩体、日笠上のものを助安石英閃緑岩体と名付ける。この両者はいずれも中粒均質な典型的な石英閃緑岩類である。大体において色指数は15～25程度である。

1) 連石石英閃緑岩

連石石英閃緑岩は柵原北方の連石・栗尾を中心に分布するレンズ状貫入岩体で、長径約3km (NW-SE), 短径約1km (N-S) の岩体で、古生層の古期侵入岩類および大戸流紋岩類を貫き、古生層の構造と斜交した侵入を行なっている。接触変成帯の幅は大体において50～100m前後で、古生層はホルンフェルス化しており、また柵原鉱床の東縁鉱床（宝殿・金堀）の黄鉄鉱鉱体にも影響を及ぼし、磁鉄鉱に変化させている。

鏡下では、斜長石・黒雲母・角閃石と、少量の石英・アルカリ長石を含むが、副成分鉱物として燐灰石・不透明鉱物がみられる。角閃石は一部変質して緑泥石および陽起石質角閃石を形成している。また、石英と正長石との接触部にミルメカイト組織もみとめられるが、古期侵入岩体中の変石英閃緑岩中にみられるような圧碎構造はみとめられない。

連石石英閃緑岩のモードは、色指数：22.6，石英：10.5%，アルカリ長石／全長石

=6.3%を示す（巻末図版VII-1）。

2) 助安石英閃緑岩

助安石英閃緑岩は、日笠上の助安・片山などにみられ、流紋岩およびその下位の古生層に対して接触変成作用を及ぼしているが、天瀬から上山にかけて、南北に細長く分布する花崗閃緑岩体によって貫入接触を受けている。

鏡下では、斜長石・角閃石を主要構成鉱物とするが、少量の石英・アルカリ長石および黒雲母を伴ない、副成分鉱物として燐灰石・不透明鉱物が観察される。また、西谷付近において花崗閃緑岩によって、貫入接触を受けた部分では角閃石は黒雲母を形成し、石英は細粒化しているのがみとめられる。

この石英閃緑岩には（たとえば日笠鉱山付近の石英閃緑岩）、部分的に石英がみとめられず、橄欖石・単斜輝石斑礫岩が観察されるが、石英閃緑岩と斑礫岩との関係は不明である。

木倉付近の石英閃緑岩のモードは、色指数：20.1、石英：16.0%、アルカリ長石／全長石=8.5%を示す。

II. 5. 3 本山寺花崗閃緑岩

この種の岩石は、図幅地域内北西部の大戸断層の南側に沿い、大戸流紋岩類の露出する谷に沿って点々と露出し、流紋岩類によってルーフ状に覆われた形を示すが、流紋岩類に対し接触変成作用を及ぼしているから、岩体は流紋岩類の下部でかなり大きなbatholithを形成しているものと考えられる。しかしこの岩体は、大戸断層の北側では全然みとめられない。

肉眼的にはかなり不均質な岩体で、石英閃緑岩質な部分や、花崗岩質な部分も存在するが、大体において花崗閃緑岩質な部分が多い。

鏡下では、中粒完晶質の岩石で、斜長石・アルカリ長石・角閃石および黒雲母が主要構成鉱物であるが、アルカリ長石の量は変化に富む。

本山寺付近の花崗閃緑岩のモードは、色指数：8.1、石英：21.4%、アルカリ長石／全長石=11.1%を示す。

角閃石は一部黒雲母や緑泥石に変化しており、副成分鉱物として燐灰石や不透明鉱

物を伴なう。

II. 5. 4 妙見山花崗閃緑岩

この花崗閃緑岩は、図幅地域南部の天瀬から上山北方の奥塩田断層によって切られるまで南北8.5km、東西約2kmの南北に細長い火成岩体で、図幅地域外では南（和気町）の益原付近まで伸びている。

この岩体は、周囲の古生層・三疊紀層・硯石層群・流紋岩類および石英閃緑岩などに対して貫入接触を及ぼし、接触変成帯の幅は100～150m程度である。

妙見山花崗閃緑岩は、非常に不均質で、図幅地域内の周辺部は花崗閃緑岩質であるが、中心部の嶺線（南北に延びる）付近では色指数20～30程度の石英閃緑岩ないし閃緑岩質部が点在しており、地域外の益原付近では角閃石・黒雲母花崗岩に移化する現象がみられ、一種の混成岩状の岩体と考えられる。色指数の大きい部分は、上山一大芦－南一田土付近までの岩体の中央部の嶺線付近に多く、周辺部および天瀬付近には存在しない。石英閃緑岩質岩石は地表では、風化して径2～5m程度の球状のものが多く点在する。南部では非常に花崗岩質になり、色指数の小さい（5～10）岩体に移行する。

鏡下では、花崗閃緑岩質のものは、石英・角閃石・黒雲母・斜長石・アルカリ長石を主要構成鉱物とするが、黒雲母の一部は再結晶によって形成されたと考えられるものがみとめられる。角閃石は一部変質して、緑泥石や陽起石質角閃石に変化しており斜長石は中性長石～灰曹長石である。また、部分的にミルメカイト組織を示すものもある。副成分鉱物としては、燐灰石・榎石・不透明鉱物などがみとめられる。

花崗閃緑岩質岩のモードは、色指数：10～15，石英；20～22%，アルカリ長石／全長石＝25～30%を示す。

石英閃緑岩質岩は、角閃石（まれに単斜輝石）・黒雲母・斜長石・アルカリ長石および石英からなるが、角閃石や単斜輝石などは一部変質して緑泥石や黒雲母を形成している。石英は量的には10%前後で、色指数は30+を示すものが多い。

以上が妙見山花崗閃緑岩であるが、岩体は非常に不均質で、閃緑岩質岩－石英閃緑岩質岩－花崗閃緑岩質岩－花崗岩質岩の多様性を有する。前2者はかなり助安石英閃緑岩と類似しており、片山付近においても石英閃緑岩体と花崗閃緑岩体の岩塊が分布

しており、域外南部に花崗岩が分布することなどから、助安型の石英閃緑岩と益原花崗岩体との間の混成作用によって妙見山花崗閃緑岩が形成され、中央部付近にみられる石英閃緑岩は混成作用を受けずに残ったものと解釈される。しかしこの種の岩体については、さらにくわしい調査・研究が必要である。

II. 5. 5 仁堀花崗岩体

仁堀花崗岩体は本図幅地域の南西部に広く分布する“広島型花崗岩”で、図幅地域内で東西約10km、南北約7kmの面積を占める。

肉眼的には、中粒～粗粒の均質な花崗岩であり、周囲の古生層や流紋岩類に対して接触変成作用を及ぼし（接触変成帯の幅100～300m）、石英斑岩や玢岩などの岩脈によって貫かれ、新期砂礫層によって覆われている。

鏡下では、石英・アルカリ長石・斜長石・角閃石・黒雲母を主成分鉱物とし、副成分鉱物として褐簾石・ジルコン・燐灰石などを伴う。また、アルカリ長石は正長石が普通にみられるが、部分的に微斜長石が認められることがある。斜長石の成分は灰曹長石程度である。

仁堀花崗岩の平均のモードは、色指数：9.3、石英：30.8%、アルカリ長石／全斜長石＝46%を示し、アダメロ岩的な花崗岩である。

なお、この花崗岩に沿う接触部付近には、接触交代鉱床は図幅地域内にはみられないが、図幅地域外（5万分の1岡山北部と福渡の境界付近）には佐野鉱山（磁硫鉄鉱と閃亜鉛鉱）がみられる。また、仁堀花崗岩全体にわたっても金属鉱床はほとんどみられず、平山付近の花崗岩中にわずかに銅鉱のヤケがみられるにすぎない。

II. 6 新 生 層

図幅地域内には、古生層・中生層・流紋岩類および各種深成岩体を不整合に覆う新生代の地層（礫岩・砂岩・頁岩および砂礫層）が各所に分布している。

II. 6. 1 第三紀層

新生代の地層のうち、明らかに第三紀中新世の地層と考えられるものは、図幅地域

内北西端の柵原町八神・久米郡中央町（旧加美町）金堀部落付近のもの、柵原町（旧南和気村）藤田盆地の基底近くねりがみの礫岩・砂岩・頁岩の互層部、および美作町湯郷温泉の倉田部落川底に露出する地層などである。

八神・金堀付近のものは、大戸流紋岩類を不整合に覆い、上八神では第三紀層は玄武岩流によって覆われている。この第三紀層は海拔200～250mの高さにほぼ水平に分布し、砂岩・頁岩を主体とする半固結の岩石であり、砂岩中に*Pecten*や*Ostrea gigas*そのほか二枚介の化石を含む。この地層は津山盆地に広く分布する中新統のつづきと考えられる。

藤田盆地の新生層は、古生層を不整合に覆い、下位から礫岩（径1～3cm）・砂岩・頁岩の互層、灰白色の砂質頁岩・砂礫層からなり、塩気付近では厚さ1.5m程度の亜炭層を挟有する。砂岩・頁岩の互層中から最近になって、*Ostrea gigas*や*Vicarya carossa*などがみいだされ、灰白色砂質頁岩中には津山盆地にみられるような高等有孔虫は認められず、植物化石を産出することなどから、少なくとも夾炭層は湖底堆積物と考えられる。したがってこゝでは最上位の砂礫層を除いた地層は中新世のもので、はじめ海成の地層であったものが湖成の堆積に変化したものと考えられる。

最上位の砂礫層は藤田上、藤田下、中河内などに広く分布し、礫粒の大きさは径3～10cm程度のものからなり、上記地層を不整合に覆うと考えられるが、両者の関係は確認できない。

藤田盆地の地層は、走向N20～40°W、傾斜は5°前後で盆地の中心に向かって傾斜するが、全体的にみてほとんど水平である。

湯郷温泉北東の倉田部落河底に径1～3cmの礫を含む砂岩が分布する。この地層は湯郷から林野にかけて河床に小露出として点在しており、域外北部の姫新線に沿って分布する中新統の連続と考えられる。この礫質砂岩も、八神・金堀・藤田付近のものと同じく半固結の岩層で基底礫岩らしい。

II. 6. 2 第四紀層

以上のほかの砂礫層は、大別して2種に分けられる。1つは海拔100m以上300mの平坦部に分布するものであり、他の1つは吉井川・吉野川沿いの海拔60～90mにわたって分布するものである。

この砂礫層は流紋岩類を不整合に覆い、各所に分布している。たとえば図幅中央部南東の淵尾-室原-笹目にも、谷に沿って細長く分布しているが、この谷は室原と笹目峠の中間にある貯水池北が高度が一番大きく（270m）、これより北および南に向かって傾斜している。この谷は流紋岩地域の平坦面よりやや低地にあるため、準平原形成前の河川流路であったものと解釈される。したがってこの砂礫層は準平原形成以前の河川堆積物と考えられる。他の地域で同様な高度に分布する砂礫層、たとえば作東町猪臥・宮谷付近のもの、中山・平山などのものも、また準平原形成前の河川堆積物と考えられる。

吉井川・吉野川沿いの砂礫層、すなわち大明^{みょうわん}・周佐・矢田部・林野などの未固結の砂礫層は、礫粒の径平均30~50cmのものが多く、礫粒の種類も図幅地域内外の岩石が多く含まれる。この種のものはもっとも新しい河川堆積物と考えられる。

Ⅱ． 7 新生代火成岩類

新生代の火成岩類としては、図幅地域内各所に分布する石英斑岩・花崗斑岩・玢岩などの岩脈群の大部分、地域内北西部にみられる八神の玄武岩流、柵原鉱床西部高之峰（海拔516.7m）を中心に分布する安山岩などがある。

このうち、上記岩脈群については、中生代末のものか、新生代初期のものであるか現在の資料からは不明であるが、中生代末の深成岩よりも新しいことは確実であり、砂礫層に覆われることも確実であるので、一応新生代のものとした。

Ⅱ． 7． 1 岩 脈 群

本図幅地域内には、各所に岩脈群が分布しており、とくに柵原鉱床周辺には多数の石英斑岩・花崗斑岩および流紋岩岩脈と少数の玢岩岩脈とがみられる。酸性岩類の岩脈群は、柵原鉱床周辺ではそのほとんどがN-S系ののびを示しているのが大きな特徴である。これに対して玢岩岩脈はE-W系を示し、ほとんどの場合酸性岩岩脈を切っている。

しかし、柵原鉱床からはなれた地区、たとえば、美作町・作東町・佐伯町・柵原北

西部の大戸流紋岩類地域などの酸性岩岩脈はNE系、SW系のものが多く、玢岩岩脈は東部および西部の流紋岩地区ではN-S系のものが多くなっている。

酸性岩岩脈

酸性岩岩脈は前述のように、石英斑岩・花崗斑岩および流紋岩岩脈からなり、これらは古生層・古生代末侵入岩類・中生代流紋岩類・中生代末深成岩類を切っており、第三紀層や砂礫層によって覆われている。

岩脈類は周辺の岩石に対して、ほとんどの場合接触変成作用をあたえていないが、柵原鉱床を切る岩脈中には、これと接する黄鉄鉱に接触変成作用をあたえておりそれを磁硫鉄鉱や、ときに磁鉄鉱に変化させている。

玢岩岩脈

図幅地域内に分布する玢岩岩脈は、酸性岩岩脈に較べて量的には非常に少ないが、酸性岩岩脈を切ることが多く、図幅地域内南東部の流紋岩地域には、かなり大きな玢岩岩脈が分布する（和意谷・脇谷・高去・岸野南東および日笠下東）。その走向はNNE-SSW方向である。岩質は角閃石玢岩で、角閃石や斜長石の斑晶がみられ、部分的に流紋岩の岩片をとりこんだ部分もみいだされる^{註4)}。

II. 7. 2 八神玄武岩流

この玄武岩流は図幅地域内の八神部落から、5万分の1津山東部にかけて分布しており、中新世の砂岩・頁岩を不整合に覆っている。これを八神玄武岩流と名付ける。

肉眼的には、黒褐色の岩石で、部分的に水平方向の節理が顕著に発達している。

鏡下では、斑晶として橄欖石がみられ、石基は橄欖石・輝石・斜長石および不透明鉱物により構成されている。

II. 7. 3 高之峰安山岩

この安山岩は、柵原鉱山西西方の高之峰（海拔516.7m）を中心に分布し、大戸流紋

註4) 高去付近にみられる玢岩はその南東部牛中寄りにおいては、中粒の石英を含むことがあり、石英岩質となっている。

岩や古生層などを不整合に覆い、東および南東の方向にゆるく傾斜する。

肉眼的には青緑色～灰青緑色の岩石で、部分的に泥流のようなものを伴うが、泥流かどうか現在のところ不明である。

鏡下では、単斜輝石および角閃石を斑晶とし、石基は斜長石・角閃石（変質して緑泥石に変化）およびガラス質の物質により構成されている。

Ⅲ. 応用地質

本図幅地域内には、2、3種の鉱床群がみられるが、柵原鉱床を除いては、あまり大きな鉱床は存在しない。

柵原鉱床は日本最大の黄鉄鉱鉱床であり、月産5万t以上の黄鉄鉱を産出する。そのほかの鉱床として現在稼行中のものは、和気郡和気町日笠上にある日笠金山、吉永町都留岐周辺の2、3のロウ石鉱床のみである。地下資源以外の特殊の地質現象としては、英田郡美作町湯郷ゆのごうには湯郷温泉があり、そのほか小規模であるが、鉱泉が2、3カ所に湧出している。

Ⅲ. 1 硫化鉄

柵原 鉱 山

柵原鉱山は、古く津山城築城の石材採取の際に、柵原鉱山の第一露頭部の褐鉄鉱が発見されたのが最初である。

大正5年藤田組によって稼行され、第1鉱体につづいて第2、第3の各鉱床が発見され、周辺の下谷・久木・下柵原・休石・金堀・宝殿などの鉱床群が発見、稼行された。また、昭和25年以後になって、下部鉱床が第3鉱体の南方にボーリングによって発見され、膨大な鉱床が現在稼行されている（図版8、9）。

地質および鉱床 柵原鉱床は、二疊系柵原層群中の流紋岩質砕屑岩層中に胚胎する黄鉄鉱鉱床である。

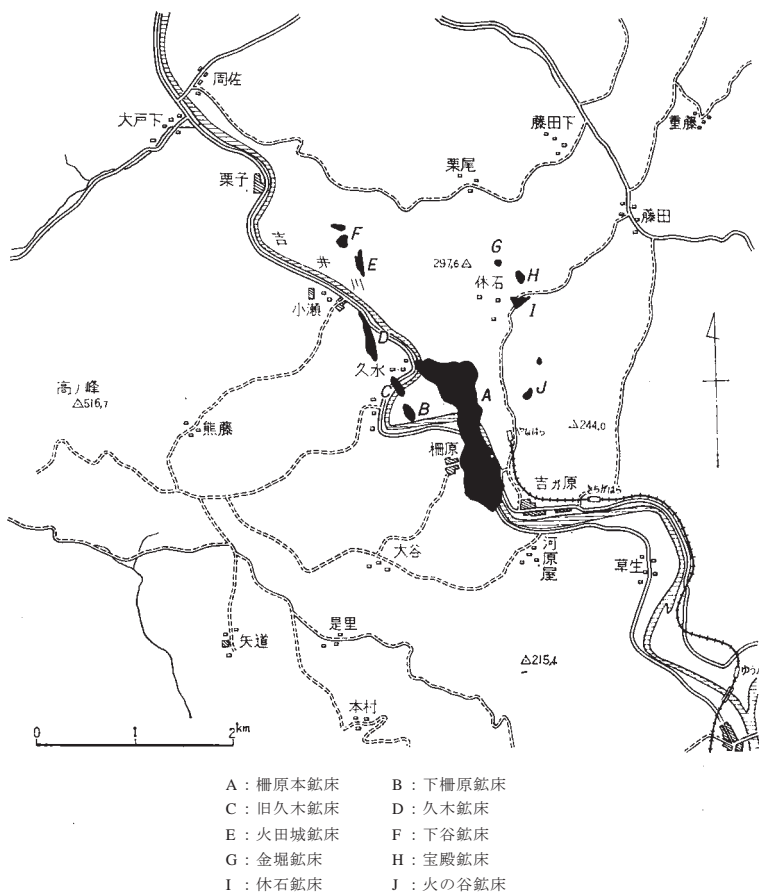


図版 8 河原屋から柵原鉱山を望む



図版 9 柵原鉱山中央堅坑

鉱床は、中央に柵原本鉱床、東方に北から金堀・宝殿・休石・火の谷の鉱床群、西方に北から下谷・火田城・久本・旧久木・下柵原の鉱床群が分布する。本鉱床は膨大な塊状黄鉄鉱鉱床であるが、周辺鉱床は中規模の塊状黄鉄鉱鉱床である（第7図）。



第7図 柵原鉄床分布図

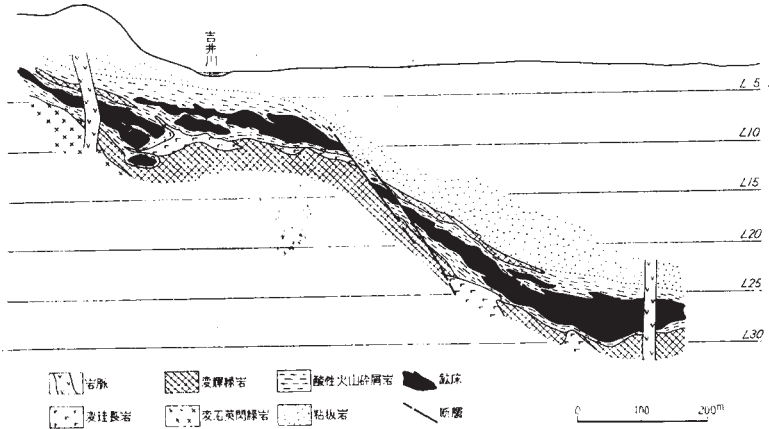
1) 柵原本鉄床

厚い粘板岩の下位にくる流紋岩質碎屑岩層（一部安山岩質岩を含む）中に、 $N10^{\circ}W$ の方向で南にのびており、規模は高距約500m、延長約1,700m、幅450mにわたる塊状鉄床である。鉄床は、下盤の変輝緑岩の凹凸によって上から第1、第2、第3および下部鉄体に分かれているが、一連の鉄床である。

第1鉄体は西側にあり、 $N60^{\circ}W$ 方向に伸び、 $25^{\circ}S$ の傾斜を有し、幅10~30mの厚

いレンズ状塊状鉱床である。第1鉱床はL4～L5付近から第3鉱床となる。第1鉱床の南側の変輝緑岩の凸部（東西性）を越えて第2鉱床に連続する。

第3鉱床は上盤の粘板岩は緩傾斜で、下盤側の変輝緑岩が大きな凹状をなし、厚さ100mに達する富鉱部を形成しているが、南縁部でE-W方向の断層に切られ（落差約70m）、南側に優勢な下部鉱床を胚胎している（第8図）。



第8図 柵原鉱床下部，第3鉱体断面図（柵原鉱山探査課資料による）

下部鉱床はその上部では、厚さ5～10mの厚層状を呈し、約20°の傾斜をもって南に傾斜する。L25付近から水平に近くなり、さらに南に拡がっている。下盤はゆるい波状を呈し、最下部はL30付近で大きな凹部をなし、以南では北傾斜の形を示す。また、下部鉱床の東側上盤は鉱染状を呈し、東に伸びる傾向を示す。

2) 下柵原鉱床

下柵原鉱床は、本鉱床西方にあり、変輝緑岩の凸部の西側にあり、上端はL6から下はL16までの間に扁平な芋状の数個の鉱床がみられる。鉱床は、L6からL12までは走向N20°Wで、西に傾斜するが、L12以下では反対に東に傾斜する。鉱床を胚胎する母岩は、本鉱床と同じく流紋岩質砕屑岩類であるが、東側は変石英斑岩、西側に変輝緑岩がみられる。

3) 久木 鉱床

久木鉱床は、下柵原鉱床の北西方に位置し、下柵原鉱床の西側にある変輝緑岩の凸部を越えた北西側にある。形態は厚レンズ状で、南北100m、幅50m、厚さ15m程度のものが数個存在する。

久木鉱床の母岩も上記鉱床と同様であるが、鉱床の東側に変石英斑岩がみられ、黄鉄鉱のガリを多く含む^{註5)}。

また、鉱体の西側には割合品位のよい黄鉄鉱がみとめられる。

4) 火田城 鉱床

火田城鉱床は、久木鉱床からさらに北北西の延長にあり、久木延長から東にある下盤の変輝緑岩の凸部を越えた東側に存在する。鉱床母岩はやはり流紋岩質結晶層灰岩・岩屑層灰岩であり、上盤側に近接して粘板岩層がくる。この鉱床は堆積岩類のもつ傾倒褶曲構造に従って褶曲しており、褶曲軸の方向はN-S～N10° Wで南に傾斜する。鉱体は褶曲軸の方向に長い厚レンズ状の黄鉄鉱を主体とし、少量の黄銅鉱を含む（厚さ約10m、幅約30m、南北約120m）。

5) 休石・金堀および宝殿 鉱床

これら鉱床群は、柵原本鉱床の東側に位置し、北から金堀・宝殿・休石と点在する。

この東縁鉱床群は、同一層準の流紋岩質岩屑層灰岩や結晶層灰岩層中に胚胎し、下盤側にある変輝緑岩・変珪長岩のゆるい波状構造と（南にゆるく傾斜）侵蝕によって金堀・宝殿の2鉱床は山の斜面にとりのこされた形を示している。休石鉱床は休石部落の県道面より下位にあり、変輝緑岩および変石英閃緑岩の岩体と、上盤の粘板岩下盤のゆるいドーム状を呈する部分との間に東西にのびている。

これら東縁鉱床群は、中生代末の連石石英閃緑岩によって接触変成作用をうけ、黄鉄鉱鉱体の一部は磁鉄鉱や、磁流鉄鉱に変化している。とくに、宝殿鉱床東端においては、石英閃緑岩体と鉱床との接触部が露出しており、磁鉄鉱の露頭が観察される。

註5) このガリを含む変石英斑岩は、鏡下では、火田城鉱床、本鉱床母岩の流紋岩質砕屑岩中のガリにみられるような Pressure shadow quartz は全然みとめられない。

以上のほかに、選鉱場東端の火の谷鉱床や、火の谷新貯泥池南の斜面に旧坑が分布するが、母岩はやはり流紋岩質結晶層灰岩などであり、下盤に変珩長岩・変石英閃緑岩がみられる。

以上が柵原鉱床についての概要であるが、鉱床の主体をなす鉱石は黄鉄鉱で、ごく微量の黄銅鉱・磁硫鉄鉱・磁鉄鉱・閃亜鉛鉱を伴う。

ほとんどの鉱体・母岩が熱変成を受け、鉱体の周囲には、かわ状に磁硫鉄鉱を形成し、また、石英斑岩や花崗斑岩脈の貫入により幅狭く（幅10cm～5m程度）、熱の影響を受けて磁鉄鉱・磁硫鉄鉱を形成している。

母岩のホルンフェルス化もかなり著しく、粘板岩・流紋岩質碎屑岩類などはもちろん、古生代末侵入岩類（変輝緑岩・変珩長岩など）もかなりの影響を受けているが熱変成をあたえた火成岩は不明である。

たいていの場合、黒雲母の形成（変輝緑岩の一部に陽起石質角閃石）がみられるが強度の熱変成を受けた部分では堇青石を形成し、また直閃石の形成もみられる。この堇青石の形成は流紋岩質碎屑岩類にとくに著しく、粘板岩では1mm以下の変斑晶であるが、流紋岩質碎屑岩類ではふつう2～5mm程度で、ときに1cmに達するものもみられる。しかし、その後の変質によって堇青石は絹雲母＋緑泥石の集合に変化しているが、ときには堇青石特有の双晶を残存せしめているのを見ることができるといえる。

主要鉱石鉱物としての黄鉄鉱は全体の90%以上を占め、肉眼的には中～粗粒の黄鉄鉱の集合からなり、ほとんど脈石を含まない。

しかし、研磨して観察すれば、黄鉄鉱はかなり破碎作用を受けて割れ目を生じ、この割れ目を脈石類（緑泥石・石英など）や、黄銅鉱が充填しているのが観察される。

研磨面を腐蝕（conc. HNO₃）したばあい、黄鉄鉱粒はモザイク状のいくつかの黄鉄鉱結晶の集合からなる。

また、黄鉄鉱鉱体を切る黄鉄鉱の細脈（かなり粗粒）が観察されることがある。

このような事実から、現在みられる黄鉄鉱鉱石もかなり熱の影響を受けていることが推察される。

磁硫鉄鉱は、鉱体の周囲をかわ状に（厚さ1～10m）取り巻くものと、黄鉄鉱鉱体を貫く花崗斑岩脈の接触部に磁鉄鉱と共存するものがある。

鏡下では、たいていの磁硫鉄鉱は、0.5mm程度のモザイク状組織をもっているが、

下柵原鉱床L11～L13までの部分の磁硫鉄鉱中には、聚片双晶を形成しているものが顕著である。このような状態は柵原鉱山では下柵原鉱床のL11～L13までの部分にみられるのみである。さらにまた、磁鉄鉱と共存するばあいには、磁鉄鉱に交代され、また部分的には細脈として磁鉄鉱部を切り、黄鉄鉱と接する部分では黄鉄鉱を交代した形跡が顕著である。

また、磁硫鉄鉱の間を充填して黄銅鉱や閃亜鉛鉱がみられ、閃亜鉛鉱中には黄銅鉱の離溶組織がみられることがある。

磁鉄鉱は、鉱体を取り囲む磁硫鉄鉱の外側や、岩脈と鉱体との接触部にみられ、また宝殿鉱床においては、連石石英閃緑岩体と鉱床の接触部にみられる。

鏡下では0.3～0.5mmの磁鉄鉱の他形結晶の場合が多い。

黄銅鉱に富む部分は、火田城・久木などの西縁鉱床に多く、鉱体の西側に割合多い。

とくに、火田城・久木などではかなり高品位のものも多く、閃亜鉛鉱も多くなっていく。火田城・久木などの鉱体中には重晶石が多く観察される。

火田城鉱床では、黄鉄鉱鉱体中に流紋岩質灰凝灰岩の円礫（径2～5cm）や、黄鉄鉱の円礫が認められることがあり、粘板岩の薄層と黄鉄鉱のガリ鉱の互層部などが認められることがある。

また、周辺鉱床の久木・火田城（まれに柵原本鉱床）中に、粘板岩の薄層（厚さ2～3cm）の認められることもあり、柵原鉱床の成因に関して興味ある資料を得ることができる^{註6)}。

III. 2 銅および雑鉱

大原 鉱 山

大原鉱山は、美作町大原部落北約1kmの地点にあり、変花崗閃緑岩中の裂罅に沿って胚胎した磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱を伴う鉱床である。鉱体は、N40～45° E、傾斜S50°前後の裂罅にレンズ状ないし鉱染状を示している。鍾幅は膨縮して変化に富む

註6) 柵原鉱床の成因に関してはこゝでは述べないことにする。

が、平均約30cmを示す。

鉱石鉱物は、磁硫鉄鉱を主体とし、これに閃亜鉛鉱と少量の黄銅鉱を伴なう。

大原鉱山の沿革は詳らかではないが、現在みられる鉱床は、昭和26～30年頃に採掘され、閃亜鉛鉱を主目的として約300t採掘されたが、現在は休山中である。

このほかに、作東町角南南西方約1km付近の粘板岩中に、層状に黄鉄鉱鉱床の旧坑がみられ、また、作東町日向南西から角南に通ずる山道の輝緑凝灰岩層中に、層状の黄鉄鉱鉱床の旧坑がみられるが、坑口崩壊のためくわしいことは不明である。

檜 鉱 山

和気郡吉永町檜にあり、山陽本線吉永駅北方直距約7kmのところに位置する。吉永駅から脇谷經由都留岐方面へ通ずる道路が鉱山のすぐ近くを南北へ通じており、交通は便利である。

古くから開発された鉱山であるが、昭和2年に休山した。現在では崩壊水没のため入坑不能である。

流紋岩類を母岩とする鉱脈状鉱床であり、鉱脈の走向はほぼ南北で傾斜は70° Eである。地表部には運鉱岩と思われる岩石は認められないが、おそらく地表下深部に花崗岩質岩石が貫入していて、その影響によって鉱床ができたのではないかと思われる。たゞし檜部落北部の旧坑付近には、岩脈状細粒花崗岩質岩石がみられる。

かつて坑夫として働いたことのある老人の話によれば、富鉱部では鍾幅1.9mに達し、掘下りは通洞以下90mに及んでおり、銅鉱を主体とし、そのほかに砒素・亜鉛・鉛を随伴していたとのことである。

このほか、檜から脇谷へかけて旧坑が多く存在するが、崩壊、あるいは水没して入坑できるものはない^{註7)}。

佐 伯 鉱 山

佐伯鉱山は、和気郡佐伯町（旧佐伯村）津瀬北方約2kmの地点にあり、緑色準片岩中に挟在する黒色準片岩層中に胚胎する磁硫鉄鉱を主体とする鉱床である。

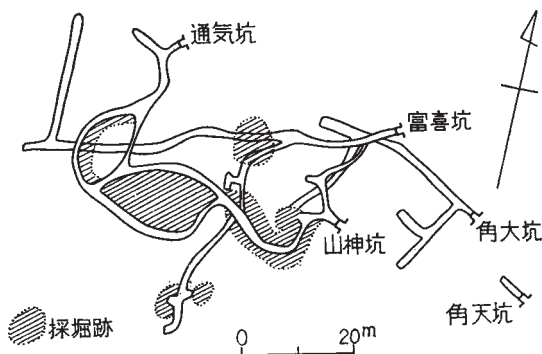
母岩の走向はN10～30° W、傾斜は20° E+で、線構造はほぼN20° Eで、その方向に15° ±の落しを有する。

註7) 脇谷北東部（貯水池南方）の旧坑付近には変斑礫岩の転石がみられるが、分布範囲は狭く、これが直接に基盤から由来したものであるかどうかは明らかでない。

鉱床は黒色準片岩の片理に沿って胚胎しており、走向延長約60m、傾斜延長約70mで、最大鍾幅約60～100cmで2～3枚の鉱体が認められる。

鉱石は磁硫鉄鉱からなり、少量の黄銅鉱を伴うが、品位はS：30～35%、Cu：0.57%±である。

佐伯鉱山は、明治初期からベニガラの原料として開発され、昭和17～19年に270t、昭和29年に17t出鉱したが、現在は休山している（第9図）。



第9図 佐伯鉱山坑内図

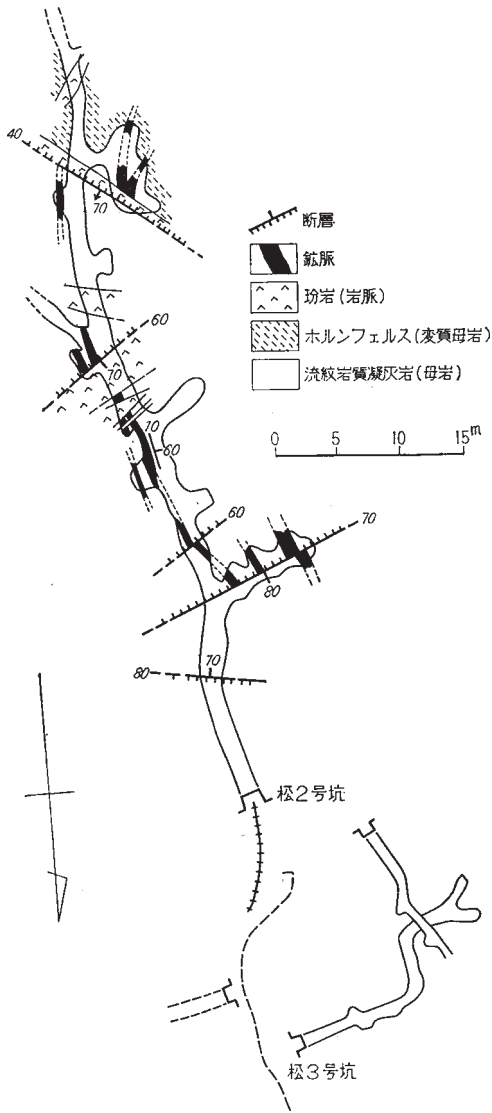
III. 3 金

日笠鉱山

和気郡和気町日笠上にあり、山陽本線と気駅北東方直距約6.5kmのところのところに位置し、付近までバスの便がある。また鉱山事務所および選鉱場前を県道が通じ、交通は便利である。

大正年間倉内鉱業により約8年間稼行され、その後昭和初年頃から戦時中にかけて日本鉱業(株)によって稼行されたといわれている。現在は大幸鉱業により稼行されている。鉱石は日比製錬所・佐賀閩製錬所・直島製錬所へ送鉱されたといわれるが、現在でも直島製錬所へ送鉱されている。

金鉱床は流紋岩類中をほぼ南北に走る含金石英脈として賦存している。鉱床は一般



第 10 図 日笠 鉱山坑内地質図

に膨縮があり、また数ヶ所において安山岩質玢岩脈、断層などによって切られている。鉍脈は走向N-S～N10° Wで、傾斜は60° Wを示し、部分的に網状となるところもある。脈幅は最大1.5m程度でかなりしっかりしている。松2号坑の坑口付近には走向・傾斜がN70° E, 80° Nの断層があり、また、同右坑道奥切羽付近にも走向・傾斜がN40° W, 70° Nの断層があり、鉍脈を切っている。この断層の性質を究明し、さらに鉍脈の走向延長および傾斜延長を精査する必要がある。

鉍石の品位は松2号坑内中央部で、局部的に3,000g/t以上のところもあるが、一般には高品位部で100g/t, 平均30g/t程度である。なお金鉍以外に銀鉍・黄銅鉍・斑銅鉍・黄鉄鉍などを少量随伴する（第10図）。

和意谷鉍山

和気郡吉永町和意谷にあり、山陽本線吉永駅北方直距約6kmのところ、池田輝政墓他の裏山に位置し交通は不便である。

流紋岩類中の含金石英脈で、付近には安山岩質玢岩もみられる。現在では休山しており、入坑不能であるが、古記録によれば7坑道あり、鉍脈の走向・傾斜はN20° E, 70～80° W, 脈幅は平均30cm程度、鉍石は金鉍以外に砒素・亜鉛・鉛鉍を随伴して銅鉍も多少みられ、金の品位は10～20g/t程度であったといわれている。

Ⅲ. 4 ロウ石

三国鉍山

和気郡吉永町都留岐にあり、山陽本線吉永駅の北北東直距約11kmのところに位置するロウ石鉍山である。

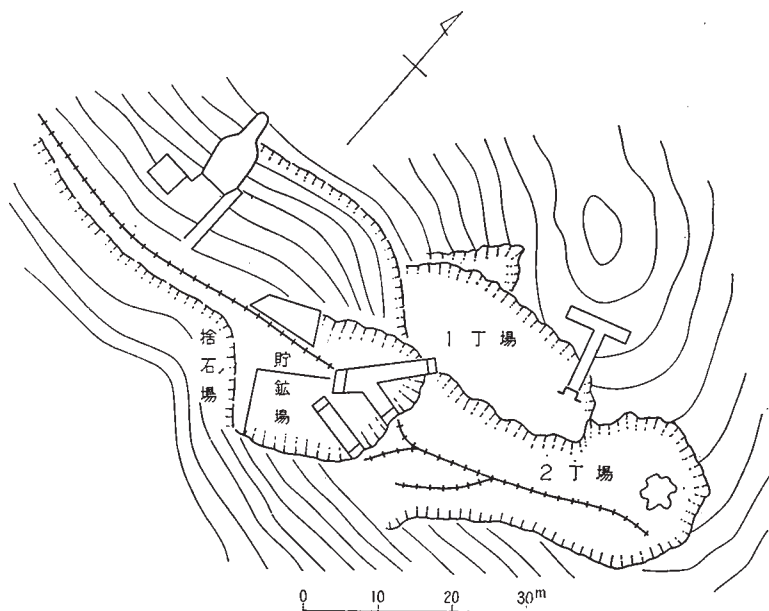
吉永駅から都留岐までバスの便があるが、こゝから山元までの4kmは道幅が狭く三輪トラック以下の車が通じている。鉍業権者は三国鉍山株式会社である。

鉍床は結晶凝灰岩および灰凝灰岩中にその層理とはゞ一致した方向性を持ち、しかも上盤の岩屑凝灰岩および球顆状流紋岩に接近して賦存する傾向が強い。

鉍床付近の岩石は、有色鉍物に乏しいいわゆる白色変質岩となっており、陶石質である。

本鉱床の鉱石は耐火度SK27～28番程度のもが多いが、含鉄鉱物が少なく灰白色～白色を呈しており、耐火原料のほかに陶磁器原料としても採掘されている。

本鉱山の従業員は10数人であり、ほとんど露天掘によって採掘されている（第11図）。



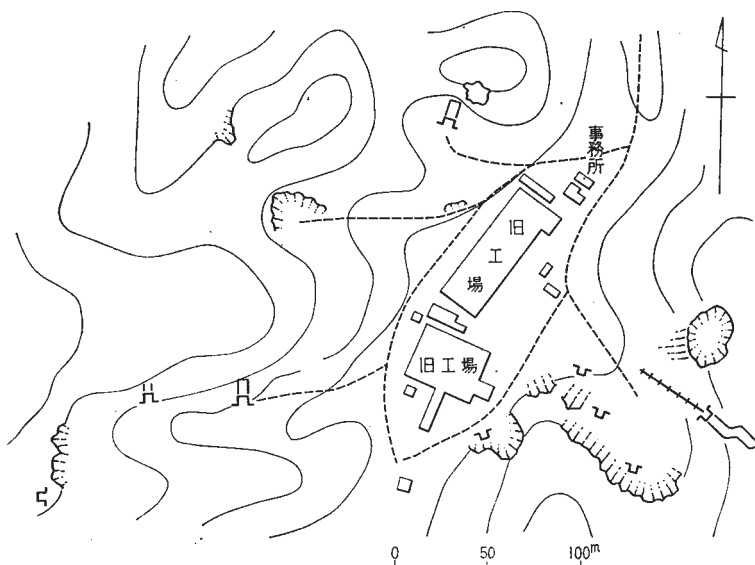
第11図 三国鉱山採掘場

東備 鉱山

和気郡吉永町都留岐にあり、山陽本線吉永駅北々東直距約9kmのところの位置するロウ石鉱山である。

吉永駅から都留岐までバスの便があり、こゝから西方へ約1.5kmで山元に達する。鉱業権者は明治窯業株式会社である。

地質および鉱床ともに三国鉱山のそれと類似しており、鉱床は結晶凝灰岩および灰凝灰岩の層理にほぼ一致した方向性を有する。しかし、本鉱床の場合は鉱床が断層や節理に沿って形成されたものもあり、そのような部分の鉱石は、三国鉱山のものに較べて鉱化作用が幾分顕著である。鉱石は耐火材原料・陶磁器原料として出鉱されてい



第12図 東備鉦山採掘場

る。

本鉦山の従業員は10数名であり，露天掘と坑道掘によって採掘されている（第12図）。

その他の鉦山

以上の諸鉦山のほかに神根本南西部約1kmの山地，南谷西部にある貯水池北西部付近，南谷南西部約1km付近の道路わき，日笠上の標高394.4m山地の南西斜面などに休山中のロウ石鉦山がある。

III. 5 亜 炭

塩気炭坑

塩気炭坑は柵原町藤田上宇塩気にあり，巨勢層群を不整合に覆う第三紀中新世の藤田層群中に挟在する亜炭層を採掘した。

第三紀層は基盤の巨勢層群を不整合に覆い，下から基底礫岩・砂岩・頁岩の互層，

灰白色の砂質頁岩となり、夾炭層は灰白色の砂岩・頁岩の互層部に2～3層みられる。

夾炭層の厚さは1.5m内外で、炭質は片状の亜炭で、なかに数cm内外のやゝ良質の亜炭の薄層を含んでいる。

炭層の走向は、N70°W、傾斜は北に8°内外を示す。

昭和19年～22年頃野村鉱業により稼行され、月産600～700tを出鉱したといわれるが、現在は休山中である。

III. 6 温 泉

英田郡美作町湯郷には、約1,000年前に発見されたといわれ古くから有名な湯郷温泉がある。現在では山間の盆地に情緒ゆたかな温泉街をなしており、来遊する客人が多い。

この温泉は姫新線林野駅南方2.8kmのところに位置し、岡山市と林野間とを往復するバスを利用すれば、林野駅からわずか10数分にて達するところにあり、交通は非常に便利である。

分 析 表

陽イオン	カリウム	K	14.663	mg
	ナトリウム	Na	381.420	μ
	カルシウム	Ca	364.007	μ
	鉄	Fe	0.040	μ
	マグネシウム	Mg	19.833	μ
	計		779.963	μ
陰イオン	クロール	Cl	1260.900	mg
	硫酸	SO ₄	32.920	μ
	重炭酸	HCO ₃	34.280	μ
	計		1328.100	μ
	硫酸水素		1.8	μ
	メタ珪酸		77	μ

(岡山県衛生研究所の調査資料による。1954年)

温泉のなかでも古くから知られている^{さぎ}驚温泉（驚の湯）の調査資料によれば、温泉の性状は無色清澄で微かに鹹味を有し、硫化水素臭があり、泉温は42.9℃、湧出量は毎分540ℓ、比重は1.0084、水素イオン濃度は8.8、ラドン含有量は0.28マツヘとなっている。なお、鉱水1kg中に含有される成分およびその分量は別表の通りであり、それによればこの温泉の泉質は含食塩塩化土類泉に属するものであるとされている。

参 考 文 献

- 1) Hayase, K. & Mariko, T.: On the Thermal-Metamorphism of the Ore-Body of the Yanahara Mine, Jour. Geol. Soc. Jap., 67, 784, 1~13, 1961
- 2) Higashimoto, S.: Pyritic Ore Deposits of the Yanahara District, Japan, Jour. Sc. of the Hiroshima Univ., Ser. C, 3, 1, pp.25~68, 1960
- 3) Kato, T.: Geology and Ore-Deposits of the Mining District, Jap. Jour. Geol. Geogr., I, 1922
- 4) Konishi, K.: Permian Microfossils in the Dodo Conglomerate of the Yasubatype, Trans. Proc. Paleont. Soc. Jap., N. S.5, 1952
- 5) Nakazawa, K.: Permian and Eo-Triassic *Myophoriidae* from the Maizuru Zone, South Japan, Jap. Jour. Geol. Geogr., 31, pp.49~62, 1960
- 6) Shiki, T.: Studies on Sandstone in the Maizuru Zone, Southwest Japan, II—Graded Bedding and Mineral Composition of Sandstones of the Maizuru Group, Mem. College Sc., Univ. Kyoto, Ser. B, 17, 3, Geol. Miner., 1961
- 7) Tai, Y.: Miocene Microbiostratigraphy of West Honshu, Japan, Jour. Sc., of the Hiroshima Univ. Ser., C. 2, 4, pp.265~394, 1959
- 8) 岡 山 県: 20万分の1岡山県地質図, 1954
- 9) 堀越 勲: 二, 三の含銅硫化鉄鉱床における重晶石と硬石膏の産状, 鉱山地質, Vol.8, No.32, pp.10~16, 1958

- 10) 猪木 幸男:舞鶴附近のいわゆる“夜久野岩類”について, 地質調査所月報, Vol.10, No.12, pp.17~26, 1959
- 11) 猪木 幸男:5万分の1「舞鶴」図幅および同説明書,地質調査所, 1961
- 12) 岩本 昇海:岡山県竜山鉦山の地質および鉦床, 鉦山地質10周年記念特別号, Vol.11, No.45, 46, pp.94~99, 1961
- 13) 加納博・中沢圭二・猪木幸男・志岐常正:夜久野侵入岩類に伴う高度変成岩類について,地質雑, Vol.65, No.764, pp.267~271, 1959
- 14) 河合 正虎:5万分の1「津山東部」図幅および同説明書,地質調査所, 1957
- 15) 木野崎吉郎:岡山県下の鉦床の形式, 岡山県地下資源調査報告書, No.11, pp.1~3, 1959
- 16) 木野崎吉郎ほか3名:診断書三国鉦山, 広島通商産業局, 1961
- 17) 木野崎吉郎ほか3名:診断書東備鉦山, 広島通商産業局, 1961
- 18) 小関幸治・小村幸二郎:岡山県山手鉦山・柵原鉦山中間区域の地質概査報告, 岡山県地下資源調査報告書, No.12, p.23~31, 1961
- 19) 牧大二郎・河辺重昭・大串融:柵原鉦床の地質構造とその成因的見解, 鉦山地質10周年記念特別号, Vol.11 (1~2), No.45~46, 1961
- 20) 光野 千春:中国地方東部の三郡変成帯概報, 地質雑, Vol.65, No.761, pp.49~65, 1959
- 21) 中沢圭二・志岐常正・清水大吉郎:岡山県英田郡福本附近の中-古生層——舞鶴地帯の層序と構造(その1), 地質雑, Vol.60, No.702, pp.97~105, 1954
- 22) 中沢 圭二:岡山県飯岡村に発見された下部三疊紀層基底の不整合, 地質雑, Vol.60, No.703, pp.167, 1954
- 23) 大森 尚泰:岡山県三石・吉永町付近の流紋岩類について, 日本地質学会西日本支部会報, No.28, pp.16~17, 1962
- 24) 大島 敬義:柵原鉦山の地質鉦床とその構造規制について, 鉦山地質, Vol.8, No.29, pp.135~152, 1958
- 25) 大島敬義・光野千春:柵原鉦山と附近の地質, 日本地質学会, 地質巡検案内書, 1962

- 26) 高島清・原田久光：岡山県和気水銀鉱床調査報告，岡山県地下資源調査報告書，
No.12, pp.23～31, 1961
- 27) 上野三義・井上秀雄：岡山県和気郡神根村地域の葉蠟石鉱床調査報告，岡山県地下資源調査報告，No.7, pp.1～11, 1956
- 28) 上治寅次郎・菱川収：湯ノ郷温泉調査報告，岡山県地下資源調査報告書，No.2，
pp.78～97, 1951
- 29) 山本薫太郎：英田郡南部地下資源調査報告，岡山県地下資源調査報告書，No.3，
pp.53～54, 1952
- 30) 吉田 博直：中国地方中部の後期中生代の火成活動，広島大学地学研究報告，
No.8, pp.1～39, 1961

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



SUSAI

Okayama No. 56

By

CHIHARU MITSUNO & NAOYASU OMORI

(Written in 1962)

(Abstract)

GEOLOGY

General Remarks

The mapped area is situated in the southeastern part of Chugoku district, Southwest Japan.

In this area, the basal groups consist of the Sangun metamorphic rocks, non-metamorphic rocks of the Upper Paleozoic system

and the Late Paleozoic or Early Mesozoic intrusives (“so-called Yakuno Intrusives”). The latest is controlled by folded structure of the Upper Paleozoic rocks.

Basal groups distribute mainly in the central part of the mapped area.

The Lower and the Upper Triassic sedimentary rocks, which crop out in the vicinity of Aida-chō, overlie the Upper Paleozoic rocks unconformably.

The above-mentioned basal groups and the Triassic sedimentary rocks are unconformably overlain by the Late Mesozoic rhyolite pyroclastic rocks and Inkstone group, and are intruded by the Late Mesozoic plutonic rocks, i. e. quartzdiorite, granodiorite and granite.

The Tertiary formation and volcanic rocks develop in the northwestern part of the mapped area.

The geologic sequence in this area is summarized in Table 1.

Paleozoic Formations

The Upper Paleozoic rocks in this area are characterized by submarine volcanisms happened in twice at the time of the Chichibu geosyncline, and following stratigraphic succession has been tentatively proposed from lower to upper.

Nigaki group

Nigaki group is mainly composed of schalstein beds derived from basic or intermediate submarine volcanism, and with intercalated slate and sandstone beds. The most part of the group is changed to semischist by Sangun metamorphism.

Yanahara group

Yanahara group consists mainly of thick slate beds, with intercalated sandstone beds and acidic pyroclastic rocks, and the latest is the characteristics of this group. Ore body of the Yanahara mine is in this pyroclastic rocks. Acidic pyroclastic rocks consist

Table 1

Geologic Age	Formation	Constituent Rocks	Igneous Activity	Fold and Fault
Recent	Talus Gravels along the river	gravel, sand and clay		
	Gravels along the old river			
Tertiary	Fujita group	consists of conglomerate, sandstone and shale, with intercalated thin coal seams	andesite and basalt	fault
Cretaceous	Inkstone group	is observed as thin beds between the Late Mesozoic rhyolite pyroclastic rocks or at the base, and consists of conglomerate, sandstone and shale partly includes red tuff unconf.	dike rocks granite granodiorite quartzdiorite rhyolite pyroclastic rocks	fault
Upper Triassic	Nakaiso conglomerate formation	includes various kind of pebbles and cobbles unconf.		
	Yanagi formation	black shale and carbonaceous sandy shale fault		
	Fukumoto group	consists of alternations of sandstone and shale, with intercalated conglomerate beds neighbouring at the base		Fukumoto fold
Permian	Dōdō group	consists of sandstone and claystone, with intercalated limestone lens and conglomerate beds	Late Paleozoic or Early Mesozoic intrusives	Sangam metamorphism
	Kose group	consists mainly of claystone and accompanies with 3 or 4 sandstone beds and limestone-lens		
	Yanahara group	consists mainly of claystone, with intercalated several thin layers of acidic pyroclastic rocks and sandstone beds	Acidic submarine volcanism	
Carboniferous	Nigaki group	consists mainly of 2 or 3 schalstein beds and accompanies with claystone and sandstone beds	Basic submarine volcanism	

of trachyandesitic pyroclastic rocks, rhyolite lava flow and rhyolite pyroclastic rocks. Rhyolite pyroclastic rocks are composed of ash—, lithic—, crystal— tuffite and lava flow lens.

Kose group

Kose group is represented by thick slate beds with intercalated thin beds of 3 or 4 sandstones. In limestone lens in slate near by Shimoyama *Waagenophyllum indicum* WAAGEN & WENZELL is discovered.

Dōdō group

Dōdō group is composed of alternations of sandstone and slate with intercalated limestone lens and thin conglomerate beds. In this limestone *Neoschwagerina* sp. is discovered.

Late Paleozoic or Early Mesozoic Intrusives

These rockmasses are found as sheets concordant or subconcordant with Paleozoic structure. The rockmasses distribute near by Takahara, Tonoshiki in the northeastern part, near by Yanahara mine in the central part, near by Otani, Takiyama, Totsuno and Nakayama in the southwestern part, and near by Nigaki in the southern part.

The rock types are metadiabase, metagabbro, metafelsite, metaquartzdiorite and metagranodiorite.

Metagabbro

Metagabbro is found in the Paleozoic formation as concordant sheets near by Nigaki in the southern part, near by Tsukatsuno in the northwestern part, and near by Sunami in the northeastern part.

Under the microscope the rock shows protoclastic texture, and is mainly composed of brown and green hornblende and plagioclase. But the former minerals are altered by chloritization and actinolitization to chlorite and actinolite, and the latter

saussuritization to saussurite.

Metadiabase

Metadiabase is found in the Paleozoic formations having intimate relation to metafelsite.

Under the microscope the rock shows ophitic texture, and is composed of plagioclase, amphiboles and accessories such as quartz, chlorite, epidote, apatite, sphene and magnetite.

Metaquartzdiorite, metagranodiorite and metafelsite

These rock facies mixed in each other, and are closely associated with metadiabase. So these masses are generally heterogeneous. The rockmasses in these types crop out in the vicinity of Ohara, Takahara, Tonoshiki in the northeastern part, of Yanahara, Yasumiishi, Ozaki, Kurio, Hisagi, Kawaraya in the central part, of Nakayama, Totsuno in the southwestern part.

Under the microscope the rock shows protoclastic feature in such a texture that large crystals of quartz and feldspar are crushed. And with the advancement from metaquartzdiorite to metagranite, the amount of alkali-feldspar and quartz increases. The constituent minerals are quartz, plagioclase, alkali-feldspar (orthoclase, sometimes microcline), less actinolitic amphiboles, and accessories such as film-like biotite, sphene, epidote and sericite.

Metafelsite is composed of fine-grained aggregates of quartz and feldspar. Metaquartzporphyry resembles to the Late Mesozoic quartzporphyry dike, but phenocrysts of quartz and feldspar are crushed by protoclastic deformation and show undulatory extinction. Metaquartzporphyry seems to be an intrusive type of the last stage.

Serpentinite lenses are found near by Kutsuishi in the southwestern part and near by Takahara in the northeastern part.

The former intruded into the Nigaki group and the latter intruded into the metagabbro.

Geologic structure of the Paleozoic formation in this area shows gentle folds with axis in NW-SE direction, except the area

around the Yanahara mine. The area is divided into five sections from the view of geologic structure, i. e. Nigaki-, Hani-, Kōnehon-, and Yanahara-sections (see Fig. 1).

Nigaki section

In this section, northern boundary is cut by Nibori-Shiota fault, eastern boundary and western boundary are cut by Myōkenzan granodiorite and Nibori granite respectively. And the southern boundary is unconformably covered by rhyolite pyroclastic rocks of the Late Mesozoic age.

General strike is about N 30~40° W, dip is about 20~50° to E, and in phyllitic part lineation with N 15~30° E direction is developed. Boundary between metamorphic facies and non-metamorphic facies is not clear.

Sheets of metagabbro are found in the section as concordant sheets near by Nigaki and Inemaki. At the contact with granodiorite and granite, the rocks are suffered by thermal metamorphism.

Hani section

In Hani section, southern boundary is cut by Daitō-Dōdō fault, and other boundaries are covered unconformably by rhyolite pyroclastic rocks of the Late Mesozoic age.

General structure shows undulated half-basin form with axis in NNW-SSE direction. Sheet of metagabbro is found near by Tsukatsuno as concordant sheet.

Kōnehon section

Kōnehon section is unconformably covered by rhyolite pyroclastic rocks of the Late Mesozoic age.

General strike is about N 70° E~E-W, and dip is about 30~50° to the north.

Kose section

In Kose section, southern boundary is cut by Hiuchidani fault,

northwestern and southeastern boundaries are covered unconformably by rhyolite pyroclastic rocks of the Late Mesozoic age, near by western boundary the strata are cut by the fault of N-S or E-W directions.

Geologic structure in this section indicates several repetitions of syncline and anticline with axis in NW-SE direction. In the eastern part the section includes the Nigaki group, but around the boundary between Kose and Nigaki groups sheets of metagabbro and metagranite intrude the both groups subconcordantly or discordantly.

Yanahara section

In Yanahara section, northern boundary is cut by Daitō-Dōdō fault, northwestern and western boundaries are unconformably covered by acidic pyroclastic rocks of the Late Mesozoic age. The southern boundary is cut by Nibori-Shiota fault, and near this boundary some parts of the strata are suffered thermal metamorphism by Nibori granite. Eastern boundary is cut by many faults with N-S direction from Yukinobu to Shiota.

Geologic structure in the Yanahara section is characterized by dome and basin structures with long axes in NNW-SSE and E-W directions. The dome structure with NNW-SSE direction runs Kichigahara to Yukinobu, and the basin structure with E-W direction runs from Otani to Totsuno. And the secondary folded structure come between dome and basin structures. On the western side of the dome, from Hisagi to Hidashiro, overturned syncline with axis in NNW-SSE direction is found.

In the Yanahara section, there are many metadiabase, metaquartzdiorite and metagranodiorite etc. in the Yanahara group as concordant or subconcordant sheets.

Yanahara ore deposits are found in the acidic pyroclastic beds of Permian which are intercalated between thick slate beds.

Mesozoic Formation

The lower Triassic Fukumoto group, the Upper Triassic Yanagi formation and the Nakaiso conglomerate beds and the Inkstone group crop out in the vicinity of Aida-chō.

The stratigraphic succession of the Triassic strata is shown in the following table.

Geologic Age	Formation	Constituent Rocks	Thickness	
Upper Triassic	Nakaiso conglomerate beds	mainly conglomerate with sandstone unconf.	200m	
	Yanagi formation	black shale and carbonaceous sandy shale fault	70m	
Lower Triassic	Fukumoto group	Miyano-oku bed	dark blue calcareous sandy shale with shale and fine-grained sandstone	300m
		Kyōgakubo bed	alternations of shale and sandstone	300m
		Kusano bed	mainly fine to medium-grained sandstone with conglomerate	70 ~ 90m

The Fukumoto group contains Pelecypod fossils such as *Neobakevellina kanbei* NAKAZAWA, *Myophoria* aff. *lavigata* ALBERTI *Eumophotis* sp. nov. and *pecten sichoticus* BITTNER in the Kusano and Kyōgakubo beds, and cephalopods such as *Hollandites* sp., “*Danubites*” sp. and *Orthoceras* sp. in the Miyano-oku bed.

Fukumoto group is bounded from the other by faults in the most parts, but in the northeastern part of Yūka the Fukumoto group overlies unconformably the Paleozoic rocks (perhaps Yanahara group).

Nakaiso conglomerate beds overlie the Kose and the Fukumoto groups with clinounconformity.

Inkstone group is found in the Late Mesozoic rhyolite pyroclastic rocks as several thin beds near the base of the latter.

Geologic structure of the Mesozoic formation and the relation to the Paleozoic formation

Generally speaking, geologic structure of the Mesozoic forma-

tion seems to have an intimate relation with that of the Paleozoic formation.

Mesozoic formation is generally bounded by a fault with Paleozoic formation, but in some places it is bounded by unconformity. Especially near by Yūka it is bounded by an overturned unconformity. So it will be able to suppose after the deposition of Paleozoic formation, there were also some movements in this area. Of course there are much differences of geologic structure between the Paleozoic and the Mesozoic formations. So the geologic structure of the Paleozoic formation at present seems to have been resulted from the two folding movements, namely the Late Paleozoic folding movement (Sangun metamorphism) and the Late Mesozoic folding movement (Fukumoto folding movement).

Late Mesozoic Igneous Rocks

Late Mesozoic igneous rocks in the southeastern and northwestern parts of the area are composed of rhyolites and subsequently of intruded quartzdiorite, granodiorite and granite.

Rhyolites

Rhyolites distribute in the southeastern part and northwestern part of the area. These rocks overlie the upper Paleozoic strata and the Triassic sedimentary rocks unconformably, and these are intruded by quartzdiorite and granodiorite masses and dike rocks, and are unconformably covered by the Tertiary and Quaternary rocks.

Rhyolite in the southeastern part is divided into several blocks by faults of E-W and NNW-SSE directions.

The greater parts of the rhyolites are pyroclastic ones, and the lava flows and intrusives are comparatively limited.

Rhyolite in the southeastern part involves two kinds of pyroclastic rocks of different ages, and is continually intruded by intrusive rocks. It also has many blocks of sedimentary rocks produced previously. These rhyolites are divided stratigraphically

into seven groups of the following from the bottom.

a)-bed consists of mainly crystal tuff and ash tuff with intercalated thin beds of sandstone, conglomerate and shale of the Inkstone group, around their base. b)-bed consists of lithic tuff. c)- bed consists of alternations of crystal-tuff and ash-tuff, d)-bed is composed of spherulitic lava flow with lithic tuff and ash-tuff, e)-bed consists of alternations of crystal-tuff and ash-tuff. f)-bed is composed of spherulitic lava flows with ash-tuff. And g)-bed consists of lithic tuff.

Relation between f)-bed and g)-bed is supposed to be an unconformity. The thickness of rhyolites from a) to f) is about 1,300 m and g)-bed is about 300 m. Rōseki deposits are found mainly in the a)-bed and c)- bed, and general strike and dip of deposits coincide with those of the bedding plane of tuff.

Rhyolite distributed in the western and northern parts of the Yanahara mine consists mostly of pyroclastic rocks (lithic and crystal-tuff). Crystal-tuff is in upper horizon and lithic tuff is in lower, and the former is the equivalent to c)-bed and the latter is to b)-bed. Crystal-tuff is composed of angular or subangular quartz and feldspar. Ash-tuff is formed with fine-grained aggregates of quartz and feldspar. Lithic tuff is crystal-tuff and ash-tuff having breccias, and the breccia is composed of angular or subangular slate, andesite, dacite, chert or acidic rocks, green rocks and rhyolites. And rhyolitic lava flow is spherulitic rhyolite which shows remarkable flow structure.

Under the microscope phenocrysts are quartz, alkali-feldspar and plagioclase, and groundmass is composed of fine-grained aggregates of quartz and feldspar. Quartzporphyry is distributed in the southeastern part of the area as a stock. Under the microscope phenocrysts are coarse-grained quartz, alkali-feldspar, plagioclase and biotite.

Quartzdiorite

In the vicinities of Kurio and Renzyaku in the northern part of the Yanahara mine, a lenticular stock of quartzdiorite (NW-

SE : about 3 km, N-S : about 1 km) is exposed, and is intruded by the younger quartzporphyry dikes and the younger porphyrite dikes. In the vicinities of Sukeyasu and Kinokura, a stock of quartzdiorite is exposed and is thermally metamorphosed by granodiorite. The former is named “Renzyaku quartzdiorite”, and the latter is named “Sukeyasu quartzdiorite”.

a) Renzyaku quartzdiorite penetrated as a lenticular stock into the Yanahara group, Hoden ore bodies, the late Paleozoic or the early Mesozoic intrusives, and rhyolite pyroclastic rocks of the late Mesozoic age.

It is homogeneous in petrographic feature, medium-grained and grey in colour. And no textures produced by cataclasis is observable.

Under the microscope the rock is hypidiomorphic and granular texture, and is composed of andesine-oligoclase, less altered hornblende, and small amount of quartz, alkali-feldspar and accessories such as apatite and magnetite. Modal composition of this is shown in the following data; colour indices : 22.6, quartz : 10.5%, alkali-feldspar/total feldspar : 6.3.

b) Sukeyasu quartzdiorite : Sukeyasu quartzdiorite mass penetrated into the late Mesozoic rhyolite pyroclastic rocks, and is intruded by Myōkenzan granodiorite mass. It is rather heterogeneous, i. e. partly dioritic and rarely gabbroic. Cataclastic texture is not observable, and around the contact with Myōkenzan granodiorite mass, it is thermally metamorphosed by the latter.

Under the microscope the rock is holocrystalline and granular, and is composed of andesine-oligoclase, hornblende, biotite and small amount of pyroxene, quartz, alkali-feldspar and accessories such as apatite, sphene and magnetite. This modal composition is shown in the following data; colour indices : 20.1 (rarely 30), quartz : 6.0%, alkali-feldspar/total feldspar : 8.5

Granodiorit

Near by Honzanji, rhyolite pyroclastic rocks are penetrated by granodiorite. The rockmass is named Honzanji-granodiorite.

And in the southern part of the sheet from Amase to Uyama, stretched granodiorite mass in N-S direction (N-S direction : about 8km, E-W direction about 2.5km) is observable. This granodiorite mass penetrated into the Paleozoic formation, the Triassic formation, rhyolite pyroclastic rocks of the late Mesozoic age and Sukeyasu quartzdiorite mass. The rockmass is named Myōkenzan grano diorite.

a) **Honzanji-granodiorite** : Honzanji-granodiorite is found along the southern boundary of the Daitō-Dōdō fault, and penetrated into rhyolite pyroclastic rocks. It is heterogeneous, partly granitic, granodioritic and quartzdioritic in petrographic feature.

Under the microscope the rock is holocrystalline and medium-grained, and composed of andesine-oligoclase, hornblende, biotite, quartz, and small amount of alkali-feldspar. This modal composition is shown in the following data; colour indices : 8.1, quartz : 21.4%, alkali-feldspar/total feldspar : 11.1.

b) **Myōkenzan-granodiorite** : The rockmass is found in the southern part from Amase to Uyama. It is heterogeneous in petrographic feature. In the central part, it is dioritic (colour indices: 20 ~ 30) and in the border part, it is granodioritic or granitic (colour indices : 10 ~ 15).

Under the microscope the rock is holocrystalline and medium- or coarse-grained, and is composed of hornblende, biotite, oligoclase, quartz and alkali-feldspar in granodioritic or granitic part, and is composed of hornblende (rarely pyroxene), andesine and alkali-feldspar with less amount of quartz in dioritic or quartzdioritic part. Boundary between both types is gradual, and the dioritic part resembles to the Sukeyasu quartzdiorite. Granodioritic part changes to granitic in the southern area. Consequently, it is considered that the Myōkenzan-granodiorite has been produced by hybridization of Sukeyasu-quartzdiorite and granite.

Nibori-granite

Nibori-granite crops out in the southwestern part of the sheet. Granite mass penetrated into the Paleozoic formation and the Late Mesozoic rhyolite pyroclastic rocks, and gave the effect of thermal metamorphism to the Paleozoic formation and rhyolite pyroclastic rocks.

Under the microscope the rock is holocrystalline and medium- or coarse-grained, and is composed of quartz, oligoclase, hornblende, biotite and alkali-feldspars and accessories such as allanite, zircon, apatite and ore minerals. Modal composition is shown in the following data; colour indices : 9.3, quartz : 30.8%, alkali-feldspar /total feldspar : 46.

Cenozoic Formation

The Cenozoic formation in the area is found here and there in many places where the Cenozoic formation overlies unconformably the Paleozoic formation, the Mesozoic formation and all kinds of igneous rocks, except basalt and andesite lava flow. In some parts of the Tertiary strata near by Nerikami and in the basal part of the Fujita formation, many fossils such as *Pecten*, *Vicarya* and *Ostrea* etc. are found.

Talus beds are found along the old river paths in the time of peneplain and along Yoshii and Yoshino rivers.

Dikes and Lava Flow

Many dikes of quartzporphyry, rhyolite and porphyrite are found in different places of the sheet. Especially, near by Yanahara mining district there are many quartzporphyry and rhyolite dike-bundles in N-S direction.

Basalt lava flow near by Nerikami covers the alternations of Miocene sandstone and shale unconformably, and andesite lava flow near by Konomine covers the older basal groups and the late Mesozoic rhyolite pyroclastic rocks.

ECONOMIC GEOLOGY

There are various ore deposits in this area. But except the Yanahara mine, they are all in small scale. Yanahara mine has hitherto been widely noted for its leading production of iron-sulphide ore in Japan. Other small scaled mines working at present are Higasa mine (gold bearing quartz vein) and several Rōseki mines near by Tsurugi etc. Besides, Yunogō hot spring is very famous in Okayama prefecture.

Yanahara Mine

The Yanahara mine is situated in the central part of the mapped area. In the recent years the output of the mine has been about 500 thousand tons of ore in a month.

Ore deposits of the mine are only found in the Permian rhyolite pyroclastic beds.

Main ore bodies (No. 1, No. 2, No. 3, and the Lower ore body) are situated in the central part of the mine, and on the western side stands from south to north Shimoyanahara, Kyu-Hisagi, Hisagi, Hidashiro and Shimotani respectively, and on the eastern side stands from south to north Hinotani, Yasumiishi, Hoden and Kanabori respectively.

Ores of the Yanahara mine are used to show massive, and disseminated occurrences, and the massive ores are divided into such groups as mainly of pyrite, pyrrhotite and magnetite, among which the first is abundant and the others two are less in their amounts.

a) Main ore bodies are divided into No. 1, No. 2, No. 3, and the Lower ore bodies. The length of the main ore mass along the strike is about 450 m, the average thickness varies from 80~100 m, and the total length of the ore shoot is about 1,700 m. Pyrite ore bodies are lenticular or irregular spindle in shape, namely No. 1 ore body is 200 m × 100 m × 100 m, No. 2 is 150 m × 100 m × 80 m, and that of No. 3 is 400 m × 300 m × 100 m, and

that of the Lower ore body is $200 \text{ m} \times 100 \text{ m} \times 50 \sim 70 \text{ m}$.

b) Ore bodies on the western side : Shape of these ore deposits are lenticular, and the volumes of ore bodies are $30 \sim 120 \text{ m} \times 20 \sim 50 \text{ m} \times 10 \sim 30 \text{ m}$. Shimoyanahara ore deposit is situated in a concave channel of the strata, that is to say on the western side of convex bodies and Shimoyanahara ore deposit.

Hisagi ore bodies are situated on the northwestern side of the Shimoyanahara ore bodies, which is found in a convex bodies of metadiabase mass between Shimoyanahara and Hisagi.

Hidashiro ore deposit is situated in the northern part of Hisagi ore deposit and in the rhyolite pyroclastic beds. The ore bodies are followed by overturned structure of the country rocks, and axial pitch of folded structure is about N-S \sim N10° W trend.

c) Ore bodies on the eastern side : Ore bodies on the eastern side of the Yanahara mine are situated in the same rhyolite pyroclastic beds and ore bodies of Hoden are suffered by the thermal metamorphism of Renzyaku-quartzdiorite.

The greater parts of ore bodies, i. e. more than 95%, are pyrite ore. Pyrrhotite ore bodies are situated around the pyrite ore bodies, or along quartzporphyry dikes intruded into the pre-existing pyrite ore bodies. Magnetite ore is often found around the border of pyrrhotite and pyrite ore bodies, and along quartzporphyry dikes.

Accessory ore minerals are chalcopyrite, zincblende and galena, and they are very few in amount.

Ohara Mine

The Ohara mine is situated in the northeastern part of the sheet, approximately 1 km north of Ohara, Mimasaka-chō, Aidagun. Ore body lies along fracture cutting across the metagranite, and is lenticular in shape with N 40 \sim 45° E (strike) and 50° to S (dip), and the width of ore bodies is about 0.3 m.

Ore minerals are composed of chalcopyrite, pyrrhotite and zincblende. The Ohara mine is closed at present.

Kashi Mine

The Kashi mine is situated in the northern part, 7 km apart from Yoshinaga station of the San-yō Main Line. It has been closed since 35 years ago.

Deposit is found as ore vein in rhyolite pyroclastic rocks. Strike of the ore vein shows N-S direction and dip of it shows 70° to E. Ore minerals consist mainly of chalcopyrite accompanied by arsenopyrite, zincblende and galena.

Saiki Mine

The Saiki mine is situated in the southern part of the sheet, approximately 2 km north of Tsuse, Saiki-chō, Wake-gun.

Ore bodies lie in the black-semischist, in which a green-semischist bed is intercalated. Ore volumes are 0.6 m × 0.7 m × 0.3 ~ 1 m, and the ore minerals consist of mainly pyrrhotite and a small amount of chalcopyrite. At present the mine is closed.

Higasa Mine

The Higasa mine is situated in the northeastern part, about 6.5 km apart from Wake station of the San-yō Main Line.

Deposit is found as gold bearing quartz vein in the crystal-tuff. Strike of ore vein shows N-S ~ N10° W direction and dip of it shows 60° to W. Dignity of gold is partly more than 1,000g/ton, but generally about 30g/ton. Besides gold, slight volumes of silver, chalcopyrite and pyrite are found.

Waidani Mine

The Waidani mine is situated in the northern part, 6 km apart from Yoshinaga station of the San-yō Main Line. It has been closed at present.

Deposit is found as gold bearing quartz vein. Strike of ore vein shows N20° E direction and dip of it shows 70 ~ 80° to W. Ore minerals of the mine are composed of gold, arsenopyrite, zincblende, galena and chalcopyrite, and the dignity of gold is generally 10 ~ 20 g/ton.

Mikuni Mine

The Mikuni mine is situated in the northeastern part, 2 km apart from Yoshinaga station of the San-yō Main Line.

Tōseki deposit is found in the crystal-tuff and ash-tuff. General strike and dip of deposit coincide with that of the bedding plane of country rocks. Ore is chiefly worked as the material for fire-brick, and besides those, as the material for pottery, because ore contains less iron and it is white.

Tōbi Mine

The Tōbi mine is situated in the northeastern part, 9 km apart from Yoshinaga station of the San-yō Main Line.

The feature of deposit resembles to that of the Mikuni mine, but the mineralization of this mine is rather conspicuous than that of the Mikuni mine.

Shioke Coal Mine

The Shioke coal mine is situated in the northeastern part, 6 km apart from the Yanahara mine. The deposit lies in the sandstone of the Miocene age, and the thickness is about 1.5 ~ 2.0 m. Strike of deposit shows N70° W direction and dip shows 8° to N. The nature of coal belongs to lignite. The mine is closed at present.

Yunogō Hot Spring

There are several hot springs in Yunogō, Mimasaka-chō, Aidagun. Among them, Sagino-yu hot spring is famous since olden times for its efficacy.

I. 三郡変成岩類



(倍率：1cmが約1mm 以下同じ)

q：石英

図版I-1 砂岩準片岩 ⊥b-axis (Sandstone-semischist)

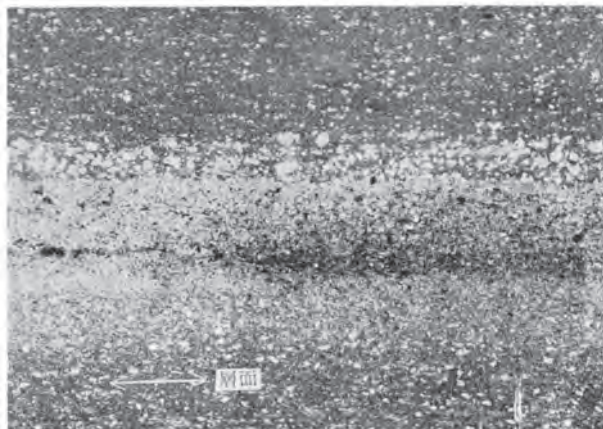
碎屑鉱物：石英・正長石・斜長石

石英は破碎されて波動消光を示し正長石・斜長石は絹雲母化を受けている

再結晶鉱物：石英・絹雲母・緑泥石・リュウコキシン etc.

(岡山県赤磐郡吉井町中山南)

II. 古生代酸性火山碎屑岩類 (その1)



図版II-1 二層系の流紋岩質灰層灰岩 (Rhyolitic Ash-Tuffite, Permian)

微細な石英・長石類の集合からなり層理を形成している。Graded beddingによって地層の逆転が理解される (上が下位を示す)。

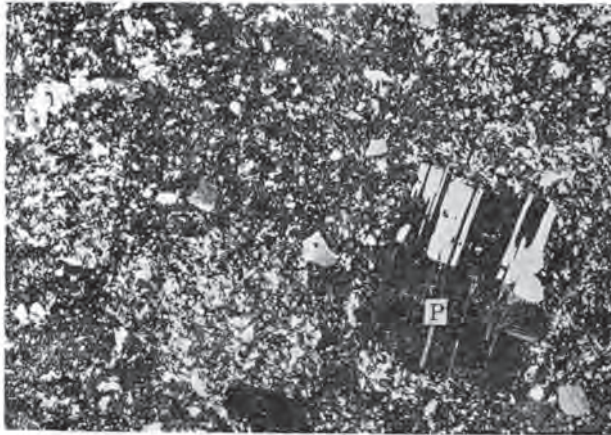
再結晶作用によって絹雲母を形成

(岡山県久米郡柵原町吉ヶ原22谷東)



Py : 黄鉄鉱 q : 石英 ほかに緑泥石を形成
図版II-2 二疊系の流紋岩質層灰岩中の黄鉄鉱のガリ鉱と偏圧影石英
(Pyrite Impregnation with Pressure-shadow Quartz
in Rhyolitic Tuffite, Permian)

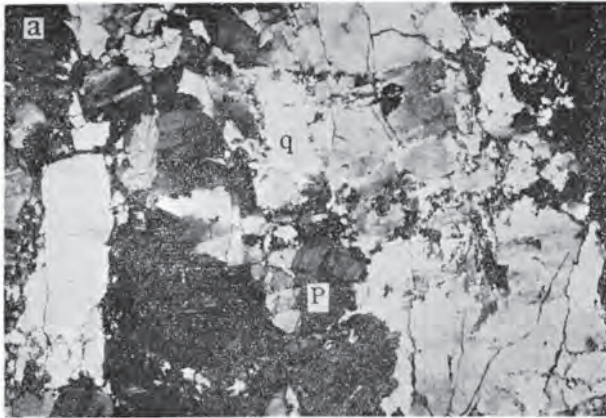
III. 古生代酸性火山碎屑岩類 (その2)



P : 斜長石

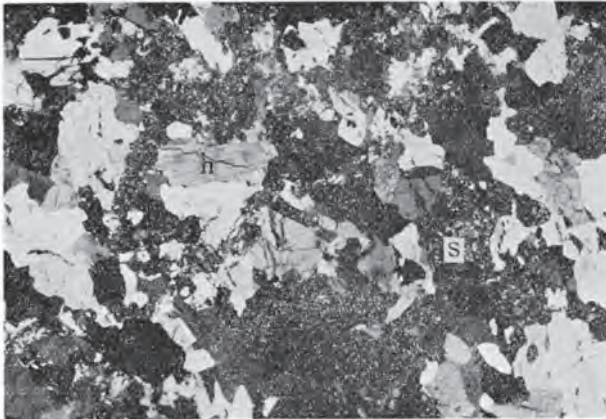
図版III-1 二疊系の流紋岩質熔岩流 (Rhyolite Lava Flow, Permian)
斑晶 : 斜長石・石英・アルカリ長石 石基 : 微細な石英・長石の
集合熱変成作用を受けて黒雲母の微細な結晶を晶出
(岡山県久米郡柵原町小瀬西方)

IV. 古生代末～中生代初期侵入岩類（その1）



q : 石英 P : 斜長石 a : アルカリ長石

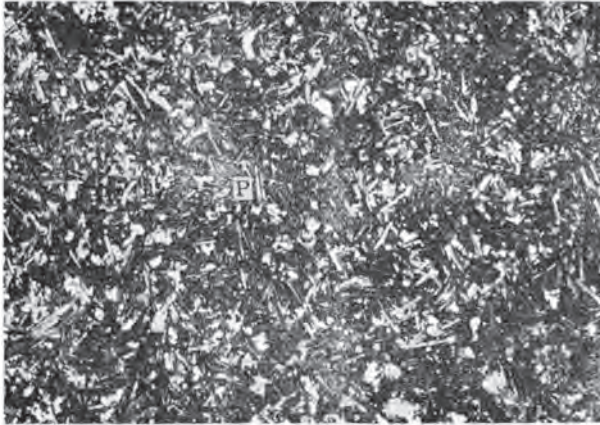
図版IV-1 破砕作用を受けた変花崗岩 (Sheared Metagranite)
石英・斜長石などは破砕されて波動消光を呈する
(岡山県英田郡作東町高原)



h : 角閃石 S : ソーシュル石

図版IV-2 ソーシュル石化作用を受けた変角閃石斑輝岩
(Saussuritized Hornblende-Metagabbro)
(岡山県英田郡作東町渡田西)

V. 古生代～中生代初期侵入岩類 (その2)

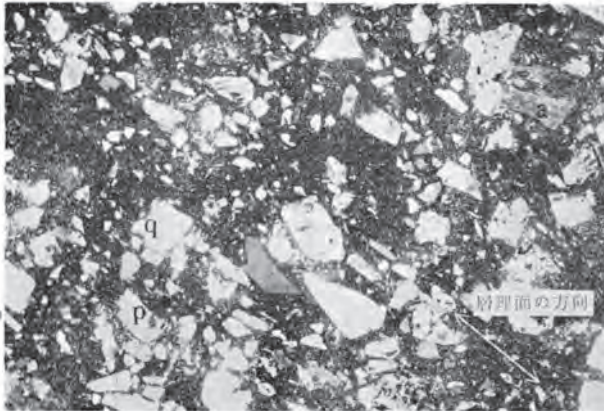


P: 斜長石

図版V-1 変輝緑岩 (Metadiabase)

有色鉱物は変質して緑泥石を形成, ほかに少量の炭酸塩鉱物および少量の石英を含む
(岡山県久米郡柵原町尾崎)

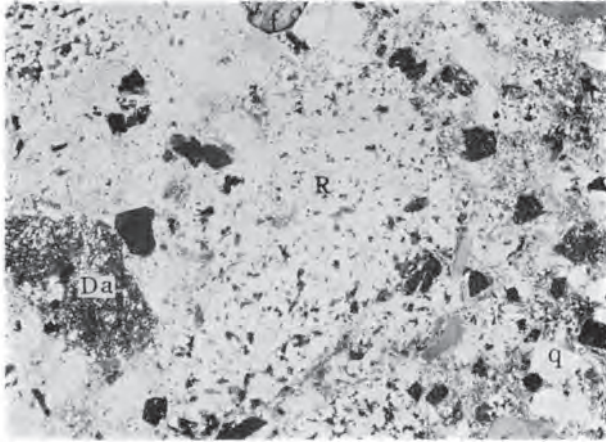
VI. 中生代末流紋岩類



q: 石英 a: アルカリ長石 p: 斜長石

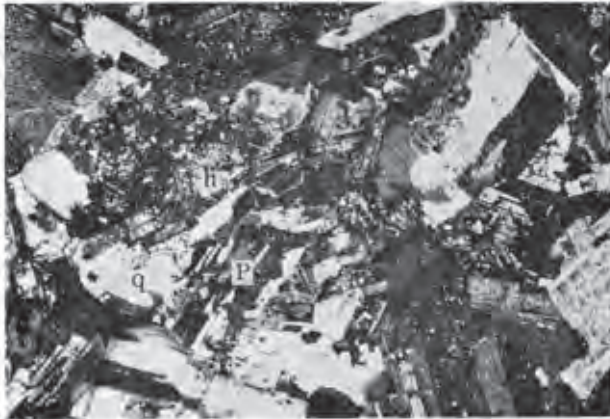
図版VI-1 流紋岩質結晶凝灰岩 (Rhyolitic Crystal Tuff)

不規則な石英・斜長石・アルカリ長石などの破片の間をうずめて, ガラス質な物質がみられる
(岡山県英田郡英田町高鉢)



R : 流紋岩—石英斑岩 q : 石英 Da : 石英安山岩 f : 長石
 図版VI—2 異質岩屑流紋岩質凝灰岩 (Accidental Lithic Rhyolitic Tuff)
 岩屑 : 流紋岩～石英斑岩・石英安山岩
 これら岩屑のほか結晶 (石英・長石) の破片がみられ、これらをう
 ずめてガラス質な物質がみられる。全体的に変質して絹雲母を形成
 (岡山県和气郡吉永町南谷)

VII. 中生代末深成岩類



P : 斜長石 h : 角閃石 q : 石英
 図版VII—1 角閃石石英閃緑岩 (Hornblende Quartz-diorite)
 角閃石は多少変質している (岡山県久米郡柵原町連石)

昭和40年1月4日印刷

昭和40年1月10日発行

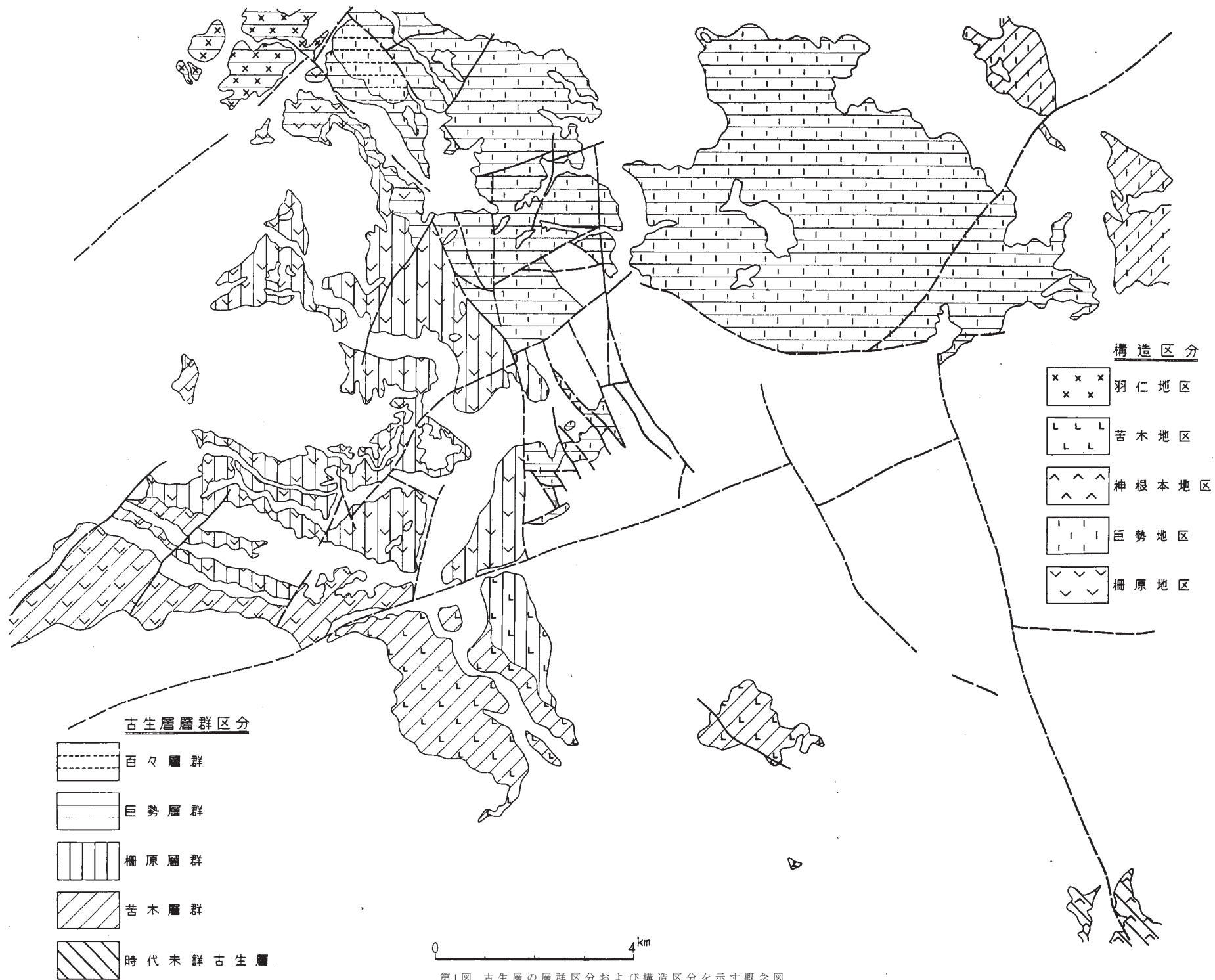
工業技術院
地質調査所

印刷者 小林孝次

印刷所 泰成印刷株式会社

© 1965

Geological Survey of Japan



第1図 古生層の層群区分および構造区分を示す概念図