

550.85(084.32)(521.27)[1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

青 谷 ・ 倉 吉

(岡 山 一 第 10 号 ・ 第 20 号)

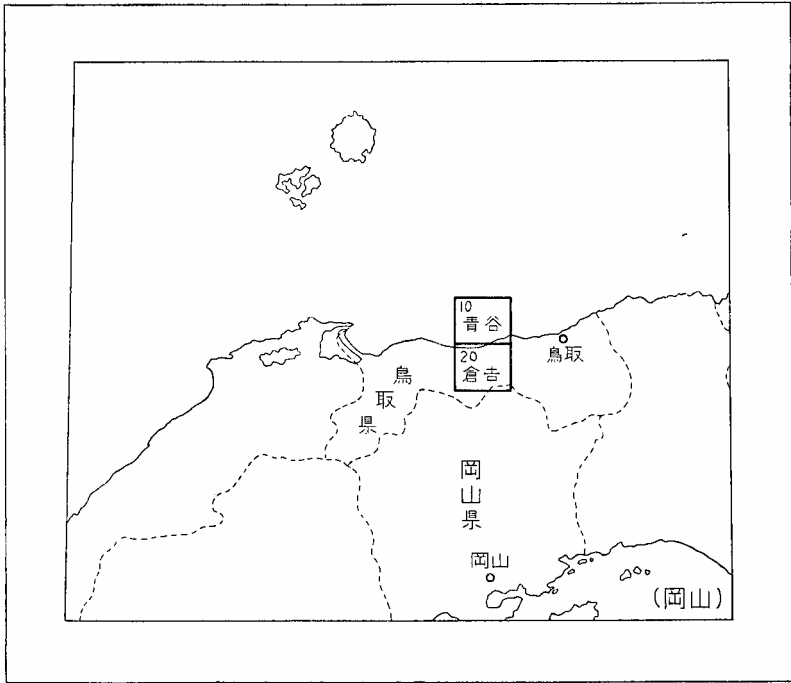
通商産業技官 村 山 正 郎

通商産業技官 大 沢 穰

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 余川花崗閃緑玢岩（時代未詳）	7
II. 3 中生代火山岩類	8
II. 3. 1 脊梁地域	8
II. 3. 2 上井一倉吉地域	11
II. 4 中生代進入岩類	13
II. 4. 1 第1期進入岩類	14
II. 4. 2 第2期進入岩類	19
II. 4. 3 第3期進入岩類（小鴨花崗岩）	23
II. 4. 4 輝緑岩岩脈	28
II. 5 新第三系	29
II. 5. 1 青谷図幅一倉吉図幅地域	31
II. 5. 1. 1 “中新世後期”火山岩類	31
II. 5. 1. 2 “鮮新世”火山岩類	34
II. 5. 2 倉吉図幅一奥津図幅地域	41
“鮮新世”火山岩類	41
II. 6 第四系	45
II. 6. 1 大山凝灰角礫岩	45
II. 6. 2 ローム層	46
II. 6. 3 段丘堆積層	47
II. 6. 4 砂丘	47
II. 6. 5 沖積層	48
III. 応用地質	48
III. 1 金属鉱床	49

Ⅲ. 1. 1	ウラン鉱床	49
Ⅲ. 1. 2	上井含マンガン磁鉄鉱鉱床	54
Ⅲ. 1. 3	下余戸磁鉄鉱鉱床	55
Ⅲ. 1. 4	余川谷硫砒鉄鉱鉱床	55
Ⅲ. 1. 5	高城モリブデン鉱床	56
Ⅲ. 2	非金属鉱床	57
Ⅲ. 2. 1	伊木絹雲母鉱床	57
Ⅲ. 2. 2	吉原亜炭鉱床	57
Ⅲ. 3	温泉	58
Ⅲ. 3. 1	三朝温泉	58
Ⅲ. 3. 2	東郷松崎温泉および浅津温泉	64
Ⅲ. 3. 3	関金温泉	68
Ⅲ. 4	天然ガス	69
Ⅲ. 5	石材	69
文 献		69
Abstract		1

青 谷 ・ 倉 吉

(岡 山 - 第 10 号 ・ 第 20 号)

倉吉図幅および青谷図幅の調査は、昭和32年から昭和33年にかけて行なわれた。青谷図幅は地域が狭少であるため、その説明は便宜上倉吉図幅と一括して本書に述べる。調査および説明書の作成に当たっては、大沢は新第三系を、村山はその他の花崗岩類などをおもに対象とした。この調査に先立って当所太田良平技官により、西接する赤碕図幅・大山図幅・湯本図幅の調査が始められており、また当所山田直利技官により南接の奥津図幅（南半部は久世図幅（1/75,000）として既刊されている）の調査が、本図幅調査と平行して行なわれた。なお、東接する鳥取北部図幅および鳥取南部図幅の調査も引き続いて実施された。

調査に際しては、鳥取県地下資源開発局・岡山大学温泉研究所・原子燃料公社本社および同倉吉出張所ならびに同人形峠出張所の関係者各位からは、いろいろな面で御協力を得、地質説明書作成に当たっては、文中に記してあるように貴重な資料を戴いた。なお、北海道大学助教授棚井敏雅および当所尾上亨技官には新第三紀化石鑑定を、当所太田良平技官には大山火山噴出物について、また当所石原舜三技官には非堆積型ウラン鉱床などについての記述を煩らわした。

I . 地 形

倉吉図幅・青谷図幅に含まれる地域は、鳥取県中央部に位置している。この地域は中国地方の東半部でも、脊梁部が日本海岸にもっとも接近しているところで、倉吉図幅地域の南東部には脊梁山脈が走って鳥取県と岡山県の県境を形成し、一方同図幅地域北西部から青谷図幅地域南端部にかけては、日本海海岸線がほぼ東西に近い線を描いて、脊梁部と海岸との距離は南北20kmくらいに過ぎない。

図幅地域^{註1)}のほゞ中央部を縦断して竹田川が北流し、北東流して来る小鴨川と倉吉市北方で合流している（全体を総称して天神川という）。小鴨川以西は大山火山噴出物の分布地域で、大山火山の裾野に相当し、図幅地域西方に存在する大山火山主体に向かい漸次高度を増す丘陵地を形成している。小鴨川以東、竹田川を越えて、図幅地域東半部のほゞ中央部までの地域は、花崗岩類の分布地域であり、またこれより以東は、脊梁部を含めて、火山岩類からなる新第三系が花崗岩類を覆っていて高度も高い。河川もこれに従って、その南半部では火山岩地域から発して西流し（三徳川・小鹿川・賀茂川）、花崗岩地域を経てすべて三徳川に合し、三朝温泉町西方で竹田川に合流し、一方北半部では、火山岩地域を北流して（勝部川）日本海に注いでいる。

これらの各河川のうち、竹田川は花崗岩地域内をほゞ直線状に北流し、上流部の西岸には瘤状の高地が河流に沿って並び、またその南方延長部には南接する奥津図幅地域内で断層の存在が認められており、竹田川の上流部は往時の断層に沿って発達した河川である可能性が強い。また、小鴨川は大山火山噴出物と花崗岩類とを境しており、これに沿う地帯および北東－南西の方向に関連したように考えられる花崗岩類の諸性質から、現在は沖積層の堆積で不分明であるが、小鴨川に沿う地帯が往時ならんかの構造帯であったことを推測させる。

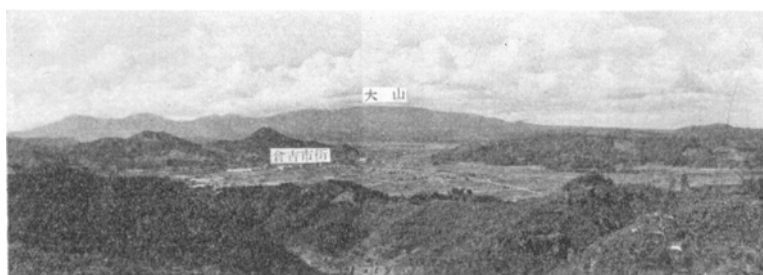
次に、中国地方脊梁部には準平原面の残存していることが知られているが、南隣する奥津図幅地域内には、これに相当する平坦面の存在が、花崗岩地域で相当明瞭に認められている。倉吉図幅地域内では、この平坦面に相当するものとして、奥津図幅地域から連続しているものが花崗岩地域の中南部に見られ、高度は約500mである。しかし、この地域より北方の花崗岩地域には、稜線部あるいは山脚部にしばしばやゝ広い平坦面が認められるが、開析が進んでいるために、準平原面の残存面に相当するものか否かは分からない。花崗岩類は粗粒～中粒黒雲母花崗岩がほとんど大部分を占めていて、風化に対して非常に弱い性質を有するので、稜線部や山脚部は円みを帯びた形状を示し、徐々に北方に向かい高度を下げ全体としてなだらかな地形を形成している。

一方、図幅地域東半部の新第三系はほとんど大部分が火山岩類からなり、開析の進

註1) 以下単に図幅地域と記す場合は倉吉図幅地域と青谷図幅地域との両者を合した地域を指すものとする。

んだ火山地形を示している。南半部には火山岩類の下位に相当する火山砕屑岩類が広く分布しているが、河川はこの軟質の火山砕屑岩類を下刻してさらに基盤の花崗岩類をも刻み、小鹿川では小鹿溪と称される溪谷を形成している。しかし脊梁部や三徳山などには、安山岩あるいは石英安山岩熔岩が残存していて、高度も900～1,000mに達する。これに対して、北半部の火山岩類は火山砕屑岩類がほとんどなく、安山岩あるいは玄武岩熔岩を主とするもので、海岸地域に向かい緩やかに高度を下げる熔岩台地地形を形成している。したがって河川も、その下刻作用が基盤の花崗岩に達している場合でもその程度は弱く、緩やかな傾斜で北流している。この熔岩台地は海岸まで延びて、その末端部は侵蝕を受け、急崖を形成して海に臨む。

沖積堆積物は、小鴨川およびこれとほぼ並走する支流の国府川流域に多く、これは小鴨川と竹田川との合流点付近から北部にかけて連続している。また東郷池付近にも広い沖積堆積原が認められる。これらの地域に沖積堆積物の多い第一の理由は、後脊地が粗粒～中粒花崗岩および凝灰角礫岩などの侵蝕されやすい岩石から構成されているからであろう（図版1）。



図版1 倉吉市東方から大山火山の裾野地形および広い沖積層堆積地域を望む

図幅地域西半部の海岸地域には砂丘の形成が認められる。この海岸砂丘は北条砂丘と名付けられており、海岸線に直交する砂丘列によって特徴づけられているが、これは往時海岸線にやゝ斜交して発達した砂丘列の内陸部端に相当するものであろうと考えられている²²⁾。この北条砂丘の東部に存在する東郷池は、天神川による砂礫などの堆積物質の運搬および砂丘の発達にその成因が関連するものであるが、潟湖に相当するものであるか、あるいは陸水の堰止によるものであるかは不明である。

図幅地域には段丘の発達が悪く、わずかに河岸段丘が点在しているだけであり、海

岸段丘の存在はまったく認められない。

Ⅱ. 地 質

Ⅱ. 1 概 説

倉吉図幅・青谷図幅地域内の地質は、おもに中生代火山岩類、中生代侵入岩類、新第三系および図幅地域の西方に位置する大山火山に由来する火山砕屑岩類から構成されている。

上記の諸岩類のほか、図幅中南端部に余川花崗閃緑玢岩（時代未詳）として表現した中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩～花崗閃緑玢岩がある。岩体の主部は、南接する奥津図幅地域内にあり、本図幅地域にはその北端部が認められるわけであるが、全体としてもきわめて小さな岩体である。この岩体は、圧砕作用を受けていること、中生代侵入岩類の影響を受けていること、近接する中生代火山岩類中に礫として存在することなどから、その侵入時期は不明ではあるが、図幅地域内ではもっとも古期に属するものであると考えられる。

中生代火山岩類は、上述の時代未詳の花崗岩類について古期の岩石で、倉吉図幅地域の南東部と倉吉市市街付近との2地域に分かれて分布している。安山岩・石英安山岩・流紋岩およびこれらの火山砕屑岩類を主とする火山岩類で、花崗岩類を主体とする中生代侵入岩類に貫かれ、その接触変成作用などの影響を受けている。現在の資料では、これと性質を同じくするものが、南部や西部では奥津図幅・久世図幅（1/75,000）・湯本図幅地域の脊梁部に分布し、さらに東部では、脊梁部の各所に分布する一方、鳥取南部図幅地域内を経て、鳥取北部図幅地域内の日本海岸地域まで達している。ちなみに久世図幅では、これらの岩石は中生代噴出岩（玢岩・玢岩質角礫岩および凝灰岩・白色凝灰岩）として一括してあるものに相当すると考えられ、今後の調査で、上記以外の地域におけるさらに広い分布が知られる可能性がある^{註2)}。

註2) 西中国および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^{9) 19) 21)}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ものであろう。

倉吉図幅地域南東部に分布する中生代火山岩類は、近接地域の脊梁部にみられる同質岩の一部と思われるが、倉吉市市街付近のものは、その分布地域が脊梁地域を離れている点で注目される。しかし、注意してみると、この地域のものは、一般に中生代火山岩類と密接な関係がある中生代侵入岩類のうちの、第1期侵入岩類に相当する可能性の強い小岩体^{註3)}と相伴なって、倉吉市市街地域のみならず、倉吉-関金地帯に点状とではあるが存在することが指摘される。この古期岩類の存在によって示される地帯の特質と、NE-SWの方向性は、地形的にも、岩石の性状の上にも、また鉱床の面にもなんらかの反映を示している。

さて図幅地域内には、中生代侵入岩類として一括した花崗岩類を主とする火成岩類が、広大な面積を占めて分布している。なお、新第三系の基盤も考慮に入れば、図幅地域の大半はこれらの花崗岩類によって占められることになる。この花崗岩類は、中国地方に広く分布し、概括的に従来いわゆる“中国底盤”などとして表現されているものの一部に相当し、木下亀城⁷⁾の“山陰花崗岩区”に入るわけであるが、“中国底盤”の東半部のうちの山陰側に属する、この地域に関する既往の資料はきわめて少ない。“中国底盤”の侵入時代は一般に中生代後期～第三紀初期とされており、この地域でも、花崗岩類は中生代火山岩類に侵入による影響を与え、新第三系に覆われている。現在のところ、中生代火山岩類の生成時代を確定する資料がないが、久世図幅の資料その他からおそらく中生代中期～後期以降であると考えられる。また、花崗岩類は、鳥取南部図幅地域で中新世の地層に覆われているので、その侵入時代は、中生代後期以降-中新世以前ということになり、こゝでは従来の慣習にも従い、便宜上中生代侵入岩類と呼称しておくことにする。

図幅地域の中生代侵入岩類については、南接する奥津図幅地域の同岩類の調査資料と総合して、この地域一帯の火成活動史を体系づけることができる。すなわち、中生代侵入岩類の活動は、その侵入時期に従って3期に分けることができ、各期の火成活動はその様式、岩質などにおいて各期それぞれの特徴を持っている。第1期侵入岩類は、斑禰岩・閃緑岩から玢岩類、文象斑岩類に至る一つの系列で、いずれも比較的小岩体をなし、中生代火山岩類とその分布をともしする傾向があり、玢岩類や文象斑岩類にとくにこの傾向が強い事実がある。このことは、中生代火山岩類と第1期侵入岩

註3) 本説明書では、第3期侵入岩類の項に、捕獲状岩塊として記述してある。

類が成因的に、あるいは生成時期のうえで密接な関係を有していることを示しているようである。第2期進入岩類は花崗閃緑岩・花崗岩を主体とし、第1期進入岩体を包んで広い分布を示す。第3期進入岩類は、第1期および第2期進入岩体の北部に広い領域を占め、黒雲母花崗岩を主とし、アプライト質の岩相を処々に有する。小島丈児・吉田博直¹⁵⁾による因美花崗岩複合体は、こゝでいう第2期および第3期進入岩類を合わせたものに相当する。

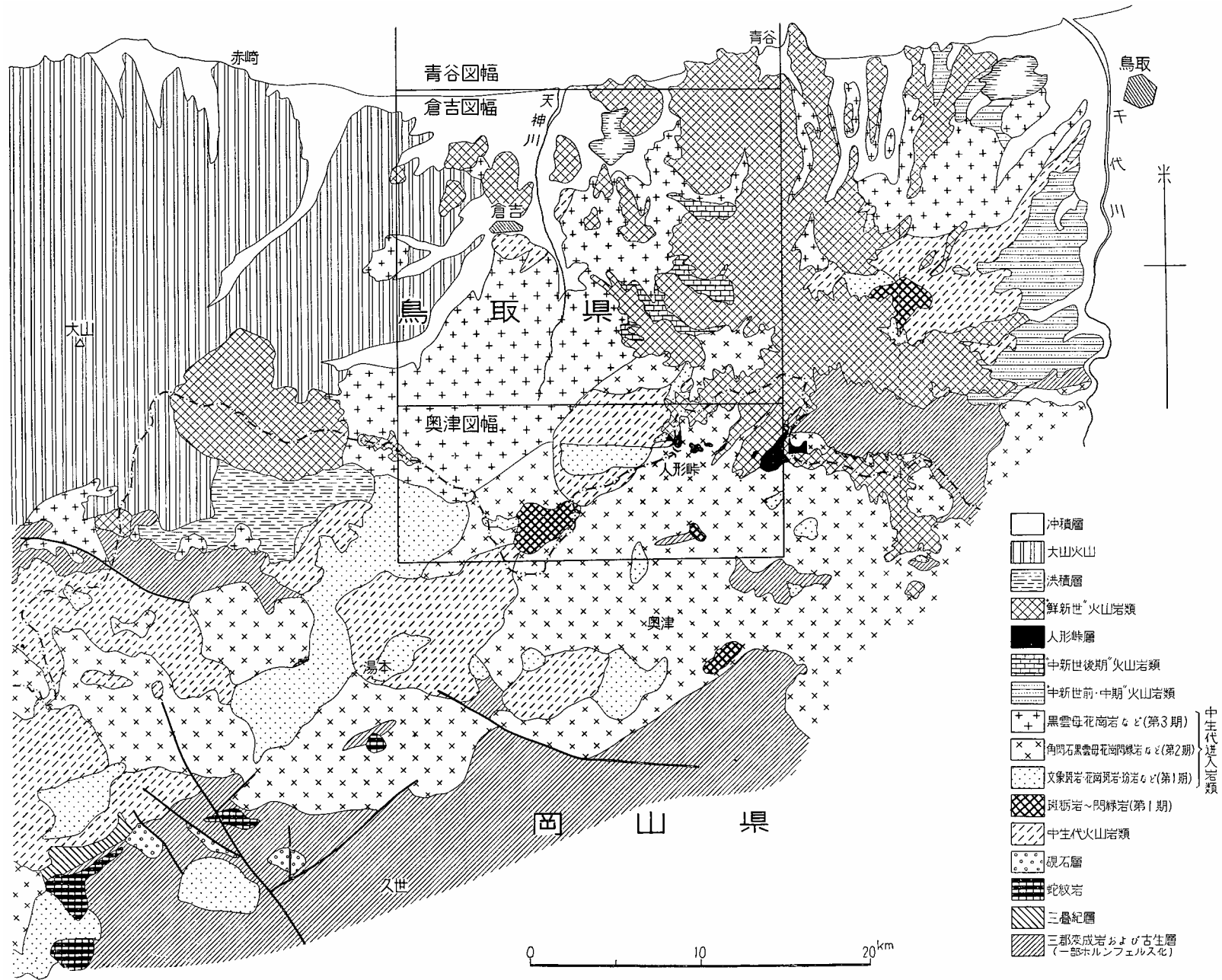
中生代火山岩類および進入岩類を覆って、図幅地域のおもに東半部に、各種の火山岩類からなる新第三系が分布している。この火山岩類は、大きくみて、下位から流紋岩・石英安山岩・安山岩およびこれらの火山砕屑岩からなる部分と、火山砕屑岩類および玄武岩・安山岩・石英安山岩の熔岩からなる部分との2者に分けることができる。両者の間には、地域的な不整合関係が観察される。また前者の中位からは中新世後期を示す植物化石を産する。本説明書には、前者を“中新世後期”火山岩類、後者を“鮮新世”火山岩類としてまとめている。

これらの各岩類を覆って、図幅西部地域には、大山火山に由来する凝灰角礫岩およびローム層が広い分布を示す。なお、ローム層は西部地域のみならず、図幅地域全域

第1表 地質総括表

現世	沖積層・崖鈹堆積物・砂丘
洪積世	段丘堆積物 大山火山噴出物
鮮新世 ↓ 中新世	“鮮新世”火山岩類 人形峠層* “中新世後期”火山岩類
中生代 (白堊紀後期?)	中生代火山岩類 <ul style="list-style-type: none"> 岩脈(輝緑岩・玢岩) 進入岩類(第1期~第3期) 火山岩類 余川花崗閃緑玢岩(時代未詳)
古生代	三郡変成岩類* (一部ホルンフェルス化)

* 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。



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」地質図幅の資料により編集した
 第1図 図幅周辺地域の地質概略図

にわたり認められる。

次に、図幅地域内の鉱床のおもなるものは、中生代侵入岩類のうちの第3期侵入岩類に伴う金属および非金属鉱床と、中生代侵入岩類を基盤とする新第三系の下底部に賦存する堆積型ウラン鉱床との2者である。この地域のこれらの鉱床のうちで、最近探鉱の対象となっているものはウラン鉱床であって、他鉱種の鉱床はすべて休山中である。ウラン鉱床も、現在は堆積型ウラン鉱床のみが原子燃料公社の手により探鉱されている。

図幅地域内には諸処に温泉が湧出している。いずれも中生代侵入岩類のうちの第3期侵入岩に相当する黒雲母花崗岩に関係しているものと考えられ、そのうち三朝温泉および関金温泉は放射能泉として知られ、ラドン含有量の多い点を特徴としている。

以上に記述した地質の相互関係は第1表に総括して示してあり、また図幅地域を含む地域一帯の地質は、現在までの図幅調査を主とした資料により、その概略を第1図として示してある。

II. 2 余川花崗閃緑玢岩（時代未詳）

本岩は図幅地域中南端部の余川谷（竹田川の支沢で、南接する奥津図幅地域内の穴鴨北方に沢口がある）上流部にきわめて小さな区域を占めるに過ぎず、奥津図幅地域内に主部をもつ小岩体の北端部に当る。奥津図幅の資料³¹⁾によれば、主部は角閃石黒雲母花崗閃緑岩～花崗閃緑玢岩からなり、圧砕作用を受け、中生代火山岩類中に角礫として含まれ、また中生代侵入岩類のうちの第3期侵入岩による影響を残しているという。しかし、本図幅地域内の本岩の分布はきわめて狭く、他岩類との関係を明らかにし得ず、また岩質も主部のそれとはやゝ異なっているが、岩体として連続しているため、奥津図幅説明書と同じく余川花崗閃緑岩（時代未詳）として表現してある。

岩質は中粒（角閃石）黒雲母花崗閃緑岩で、南部のように明らかな斑状を示す玢岩質でなく、この地域では中生代侵入岩類の第2期侵入岩類の主体をなすものと外観は似ている。しかし鏡下ではやゝ相違している点が多い。

主成分鉱物は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母で、角閃石を含むことがあり、他に少量のチタン石・鉄鉱がある。石英は微細な包有物を全体に含んでいる。斜長石は全体が汚濁し、2次的絹雲母を生じ、ミルメカイトは認められない。カリ長石は他形で、

他鉱物をポイキリティックに包含し、パーサイト構造や微斜長石構造は認められない。黒雲母は小形ですべて緑泥石に変わっている。岩体は軽微な圧砕作用を受けていて、圧砕された石英などの割れ目を緑簾石が埋めている場合がしばしば見られる。なお、岩体中には拳大から0.5cm程度の閃緑岩質の暗色部が包有されている。

Ⅱ. 3 中生代火山岩類

本岩類は、図幅地域の南東部、すなわち脊梁地域と、北西部の上井一倉吉地域との2地域に分かれて分布している。脊梁地域のは安山岩類および同質火山砕屑岩類からなり、中生代進入岩類のうちの第1期進入岩類が密接に伴っている。一方、上井一倉吉地域のは流紋岩類から構成され、脊梁地域とは異なって第1期進入岩類を伴っていない。

両地域を通じて共通して認められることは、本岩類が第1期～第3期にわたる中生代進入岩類のいずれかによる影響、とくに接触變成作用を受けていることである。すなわち、脊梁地域では第1期および第2期進入岩類により、上井一倉吉地域では第3期進入岩類により、本岩類の一部がホルンフェルス化していることが観察される。とくに脊梁地域では、南接する奥津図幅地域内でこの点に関する種々な現象が観察されるので、同図幅説明書を参照して戴きたい。

Ⅱ. 3. 1 脊 梁 地 域

本地域に分布する中生代火山岩類は、花崗岩礫を含む凝灰角礫岩・流紋岩質凝灰角礫岩・石英安山岩・安山岩などから構成されている。これらのうち、花崗岩礫を含む凝灰角礫岩は大体下位に、流紋岩質凝灰角礫岩は南接する奥津図幅地域との境界部付近に（奥津図幅地域内には広く分布する）、石英安山岩は実光南方の稜線部に、安山岩は岩床あるいは岩脈としてそれぞれ分布しているが、これは大体の傾向であって、各岩類が混在している場合が多いので、地質図には一括して表現してある。

花崗岩礫を含む凝灰角礫岩

本岩は全体として青緑色がかった黒っぽい色感を有する岩石で、暗灰色の安山岩類などの礫と共在する花崗岩類の礫が、灰白色～桃白色の点紋をつくっていて、外観は

非常に特徴がある。ほとんどのものが堅硬で、風化を受けた場合でも、礫と基質とが分離したり、あるいは礫が凸状に飛び出していたりすることはまれである。この点は、この地域に分布する新第三系中の同種岩石には見られないことで、本岩の特徴の一つといえる。

礫は角礫～亜角礫で円礫はほとんど見受けられない。また大きさは5～30cm前後のものが大半で、大きなものは1m以上に達するものがある。礫の種類は、この地域の中生代火山岩類を構成する石英安山岩・安山岩・流紋岩などの火山岩類が主であるが、これに加えて花崗岩類が含まれ、地域的にはかなり多量に認められる。

本図幅地域内にはあまり広く分布していないが、前項に記した時代未詳の余川花崗閃緑玢岩に接するところでは、礫の大半を構成する花崗岩類の起源はこの余川花崗閃緑玢岩であり、このことはその特徴のある岩相からみても間違いはない。この他の地域で、礫となっている花崗岩類は文象斑岩・花崗斑岩・アブライト質花崗岩・玢岩類などの細粒半深成岩質岩石が主であり、まれに少量の中粒花崗閃緑岩～花崗岩が含まれる。主体をなす細粒半深成岩質岩石は、この火山岩類を貫く第1期進入岩類に岩質が酷似しており、また中粒花崗岩類は第2期進入岩類に類似しているようである。したがって、これらの花崗岩類の礫の起源については、①現在は見られないより古期の岩体に由来する場合、②本火山岩類を貫く第1期および第2期進入岩類の早期固結岩体、あるいは深部岩体などに由来する場合など、いろいろな考え方がありうるであろうが、こゝでは岩質の類似の事実だけを記しておく。なお、第3期進入岩類に特徴的な岩相を示す礫は認められない。

次に基質部はおもに安山岩質の火山砕屑物からなるが、部分的には構成鉱物が方向性を示して配列し、全体として基質部が石英安山岩質の熔岩のような様相を示すこともしばしば見受けられる。また、なかには三日月形や凹形を示すガラスの破片が多量に存在することもある。一般に変質を受けて緑色を帯び、かつ堅硬である。

なお、鉛山部落の南方に分布する本岩は、第2期進入岩類に接しているが、その付近では鏡下で微細な新生の黒雲母が一面に生じており、接触変成作用の影響を受けたことを示している（巻末図版Ⅰ）。

流紋岩質疑灰角礫岩

本岩は、福吉南方地域で、前項に記述した安山岩質凝灰角礫岩の上に漸移の関係で重なる。南接する奥津図幅地域内には広い分布をもっているが、本図幅地域内ではきわめて小区域を占めているに過ぎない。したがって詳細についてはこゝには触れず、要点のみを記しておく。

本岩類は凝灰角礫岩および火山礫凝灰岩からなり、ほぼ全体が淡緑色を帯びている。細粒の基質中に拳大～指頭大の流紋岩の角礫を含んでいる。この流紋岩は淡緑灰色～灰白色で、緻密、堅硬であり、流理構造が認められる。

このような流紋岩質の火山碎屑岩類の存在は、この地域の中生代火山岩類のなかでは量も少なく、岩質的にも他とはやゝ異なった感じを受けるが、さらに東方に連なる地域の火山岩類中には、流紋岩類が主要な構成員の一つとなっている。

石英安山岩

灰白色緻密の斑状岩であるが、斑晶の量は少ない。斑晶としては石英・斜長石・角閃石が認められる。斑晶斜長石は量的にもつとも多く、一般に緑簾石や緑泥石に変わっている。石基は微晶質で、斜長石および石英からなる。石基斜長石は全体として方向性を示して配列していることが多い。

本岩はおもに実光南方の東西に延びる山稜の頂部を形成して、先に記した花崗岩礫を含む安山岩質凝灰角礫岩の上部に乗るものと思われるが、両者の関係は直接にまだ確かめられていない。なお、本岩は同じ火山岩類を貫く第1期侵入岩類のうちの、斜長石石英玢岩としたものに、岩質がよく似ている場合があるが、このような侵入岩類との岩質の類似性に関する問題については、侵入岩類の項で触れることにする。

安山岩

本岩は福吉東方の花崗岩礫を含む凝灰角礫岩のなかに、熔岩流あるいは岩脈として存在する。本図幅地域内には小区域に認められるに過ぎないが、南方に続く奥津図幅地域内には、同質の碎屑岩類を伴ってかなり広い分布を示している。

本岩は黒色～暗灰色を呈する緻密、堅硬の岩石である。鏡下では、(1) 斑晶として曹長石化あるいは緑泥石化された斜長石と、完全に近い程度に緑泥石化を受けた輝石をもち、石基が斜長石、緑泥石化された輝石・鉄鉱およびガラスからなるガラス基流

晶質組織を示す、変質を受けた輝石安山岩と、(2) 斑晶として斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉍をもち、石基が斜長石・輝石および鉄鉍からなる毛氈状～微晶質組織を示す、普通輝石紫蘇輝石安山岩との2種が区別される。

これらの両者で注意をひく事実は、(1) では緑泥右中に淡青緑色針状の角閃石が生じていること、また(2) では鱗片状の黒雲母が無数に生じていることで、これらの現象は第1期あるいは第2期侵入岩類による、接触変成作用の影響を示すものと考えられる。

II. 3. 2 上井-倉吉地域

この地域に分布する中生代火山岩類は、すべて流紋岩類により構成されているが、この他に倉吉南方の小鴨川沿いのきわめて小区域に凝灰質泥岩および凝灰岩が分布している。上井-円谷南方にかけての流紋岩類は、諸処で中生代侵入岩類のうちの第3期侵入になる花崗岩類により、ホルンフェルス化などの影響を受けていて、同侵入岩類よりも古期の生成物であることは明らかである。なお、打吹山を中心とする岩体および凝灰質泥岩および凝灰岩については、その生成時代を決定しうる資料は得られなかったが(打吹山の岩体はその西端部で花崗岩類と接するが、両者の前後関係を決定することはできない)、いろいろな点から中生代火山岩類に属せしめるのが妥当と考えられるので、この項に記述しておくことにする。

流 紋 岩

本岩は倉吉東方の米田から南西に伸びる沢を境にして、やゝ岩質を異にする2つの岩体に分けることができる。すなわち、1つは上井東方佐美付近から下余戸を経て円谷南方に至るものであり、他の1つは倉吉市街南方の打吹山から217.6m付近にかけて分布するものである。前者は石英・長石などの斑晶の多い流紋岩であり、後者は強く変質を受けて絹雲母と石英のみからなる岩石に変じているが、原岩はおそらくリソダイト質流紋岩であろうと思われる。両者の関係を直接決定しうる資料は得られなかったが、倉吉市街西方にはふたゝび前者と同じ岩相を示す流紋岩が分布しており、両者は同一の火山活動による相前後した産物と考えられる。

上井～円谷岩体および倉吉市街西方に分布する流紋岩は、灰白色～灰色で、隠微晶

質～微晶質石基中に石英・カリ長石・斜長石および少量の黒雲母が斑晶として認められる。これらの斑晶は、自形を示すものがあるが、大部分のものは破砕片である場合が多い。この他副成分鉱物として鉄鉱・ジルコン・燐灰石・チタン石などがある。石基は、ガラス質あるいは隠微晶質で、しばしば流理様の構造を示す場合があり、また不規則な形で球顆構造 (spherulitic texture) が局部的に集まった部分が発達している。なお本岩中には玢岩質岩石の岩片が捕獲されていることがある。

本岩は中生代侵入岩類のうちの第3期侵入岩に属する花崗岩と接してその影響を受けている。ことに円谷南方ではその影響を明瞭に示している。すなわち、円谷南方で花崗岩に接する流紋岩は、角閃石黒雲母ホルンフェルスに変じたり、石英・白雲母・柘榴石からなる細脈に貫かれたり、あるいは両者が重複していたり、いろいろな場合が認められる。ホルンフェルスは、流紋岩の斑状構造を残して石基の部分に帯緑褐色の微細な黒雲母を無数に生じている (巻末図版Ⅱ)。また、ときには黒雲母がおそらく原鉱物の仮像を示して密集しているものがあり、この場合にはたいてい青緑色角閃石を混じったり、あるいは青緑色角閃石群に縁どられている。一方、このようなホルンフェルスを生ずる地域の流紋岩は、石英・白雲母・柘榴石からなる細脈に貫かれている場合が多い。これらの石英-白雲母-柘榴石脈の発達が優勢になると、まず斑晶をなすカリ長石と斜長石は消滅し、しまいには斑晶石英もなくなり、全体が石英-白雲母-柘榴石岩となる。ホルンフェルスがこれらの細脈に貫かれる場合には、青緑色角閃石の存在は認められなくなり、しまいには上記の場合と同じく全体が石英-白雲母-柘榴石岩に変ずる。これらの事実は花崗岩侵入に伴ない起こった現象と解される。

次に打吹山-217.6m一帯の岩体について記述する。すべて白色、緻密、堅硬の岩石で、肉眼でも鏡下でも斑晶鉱物はまったく存在せず、構成鉱物は石英および絹雲母のみからなる。これはおそらく無斑晶質の流紋岩、すなわちリソイダイト質流紋岩が、2次的に変質作用を受けて形成されたものと考えられるが、原岩に近い岩質のものを得られなかったので、原岩がいかなる岩相を有するものであるかは正確には分からない。

凝灰質泥岩および凝灰岩 (倉吉層)

本岩は倉吉市街南西方で小鴨川にかかる生田橋の東端付近の道路沿いに、南北約

20m程度の延長でわずかに露出している。流紋岩とは一部が断層で接するほか詳しいことは分からない。凝灰質泥岩および凝灰岩の両者をあわせて倉吉層と名づけておく。

本層は走向N25°E、傾斜35°SEで、下部にはおもに泥岩、上部にはこれに凝灰岩を挟在した岩相を示し、全体としての厚さ約6m強である。泥岩は暗青色～暗灰色で硬質、塊状や凝灰質である。鏡下では泥質細粒部中に石英片および長石片が散在するのが認められ、泥質部には2次的絹雲母が多量に生成されている。凝灰岩は灰白色、酸性で中粒～粗粒である。

本層は分布もごく狭く、かつ化石を産せず、また流紋岩類との関係も不詳であるために、その生成時代を決定することはできないが、本層の分布が流紋岩類分布地域内のこの地点にのみ限られていること、凝灰質泥岩および凝灰岩がともに酸性であること、あるいは変質程度など岩質から考えて、この地域の流紋岩類生成時期と時を同じくするものであろうと考えることができる。

II. 4 中生代進入岩類

本岩類は、斑禰岩～閃緑岩質のものから、花崗岩あるいはアプライト質花崗岩に至る広い範囲の岩相を含み、玢岩質あるいは文象斑岩質などの半深成岩質の岩体をも含んでいる。このようにいろいろな面で広範囲に亘る諸岩類を中生代進入岩類として一括したわけであるが、地質概説の項で記述したように、本図幅調査と平行して行なわれた、南接する奥津図幅地域の調査資料と総合して判断すると、本岩類は進入時期の新旧に従って、古期のものから第1期～第3期の3時期の火成活動の産物として区分することができる。

これら各期の進入岩類のうち、第1期に属する斑禰岩～閃緑岩・玢岩類・文象斑岩などは、分布、産状あるいは岩質などからみて、前項で記述した中生代火山岩類と密接な関係を有していて、底盤状の花崗質岩石からなる第2期および第3期進入岩類とは、いろいろな点で相違しており、進入時期のうえでも第2期進入岩類との間に明らかに隔たりがあるものと考えられる。これに対して、第2期と第3期進入岩類とはいろいろな点で、相違している点もあるが、また類似している点もあって、本質的に異なった火成活動の産物とは考えられない。しかし、図幅地域中南部の田郎田屋敷西方

におけるように、明らかに両者の間に進入時期の相違があり、さらに岩質上の諸性質を考慮すれば、両者は進入の場所および時期を異にする、ほぼ一連の火成活動によって生成されたものとするのが適当である。両者の境界は北東－南西を示し、奥津図幅地域内においてもこの延長は追跡されている。

これら第1期から第3期にわたる中生代進入岩類および岩脈の内容は、第2表にまとめて記してある。なお、本岩類の化学分析値としては、第2期および第3期進入岩の代表的なものを掲げてあるが、岩質に変化の多い奥津図幅地域内の第1期および第2期進入岩類の分析値も参照して戴きたい³¹⁾。

第2表 中生代進入岩類一覧表

第1期進入岩類	斑瀾岩～閃緑岩
	斜長石石尖矽石
	細粒黒雲母花崗閃緑岩*
	文象斑岩・アブライト質花崗岩*・花崗斑岩 花崗閃緑岩・石英閃緑玢岩
第2期進入岩類	細粒黒雲母花崗閃緑岩
	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩
	中粒～粗粒角閃石黒雲母花崗岩
	中粒黒雲母花崗石 角閃石含有斑状黒雲母花崗岩*
第3期進入岩類 (小鴨花崗岩)	中粒～粗粒黒雲母花崗岩 (周縁相を含む)
	アブライト質黒雲母花崗岩
	ペグマタイト・アブライト
	細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩・角閃石黒雲母花崗斑石 (捕獲状岩塊)
岩脈	輝緑岩

* 印は南接する奥津図幅地域内のみ分布するものを示す。

II. 4. 1 第1期進入岩類

本岩類は中生代火山岩類に伴なって、図幅地域南東部の脊梁地帯に分布する。なお、中生代火山岩類は倉吉市街近傍にも分布しているが、この地域では同火山岩類に伴な

って確実に第1期进入岩類と思われるものは存在しない。しかし、地質図に示すように、倉吉から関金にかけての地域には、第3期进入岩類分布域内に、同岩類よりも古期の火成岩塊が捕獲岩塊状に散在していて、これらが第1期进入岩類に相当する可能性が十分に考えられる。しかし、これについては第3期进入岩類の項で記述することにし、第1期进入岩類の記述は図幅地域南東部のものに限ることとする。

本岩類は斑糲岩～閃緑岩・文象斑岩・花崗斑岩・花崗閃緑玢岩～石英閃緑玢岩・斜長石石英玢岩などからなる。斑糲岩～閃緑岩は、本図幅地域内では中生代火山岩類との関係が必ずしも密接ではないが、南接する奥津図幅地域や東接の鳥取南部図幅地域内では、両者が明らかに相伴なって分布している。文象斑岩以下の諸岩類は、岩質上からは種々に分類できるが、相互に相伴なって存在しかつ岩相変化が頻繁なので、岩質ごとに個別の岩体として表現することはできない。

本岩類の一部が中生代火山岩類を貫いている事実が、福吉から東方に延びる沢の上流部で観察されるので、本岩類が中生代火山岩類よりは生成時期が新しいことは確かである。しかし本岩類の玢岩質のものと、火山岩類の一部のものはきわめてよく岩質が類似していて、これに分布上の密接な関係も考え合わせると、本岩類と中生代火山岩類とは、活動時期あるいは条件の別はあるとしても、全体としては一連の火成活動により生成されたものであろうと推論することができる。

斑糲岩～閃緑岩

本岩は、大島東方で第3期进入岩類のなかに、また実光南方、福吉東方（福吉から東に延びる沢の中流部）および丹戸東方では第2期进入岩類のなかに、それぞれ捕獲岩塊状にとりこまれていて、いずれのものもまわりの花崗岩類による影響を受けていることが鏡下で認められる。しかし、原岩はおのおの多少異なっている。

実光南方および丹戸東方のものは、斑糲岩質で、鏡下で斜長石・単斜輝石・褐色角閃石を主とし、他に少量の燐灰石・チタン石・鉄鉱などが認められる。斜長石は卓状のものが主であるが、長柱状のものが不規則に組み合っている部分もある。絹雲母化作用および緑簾石化作用を受けている。単斜輝石は新鮮で、単独に存在するものと、褐色角閃石中に残存体として残っているものがある。褐色角閃石の一部が緑泥石化した部分や、斜長石などの間隙を埋める緑泥石だけからなる部分には、針状あるいは

繊維状の青緑色角閃石が生じている。これはまわりの花崗岩による接触変成作用の結果であろう。緑泥石の存在により、岩石は緑色を帯びている。

大島東方の第3期侵入岩類内の岩体は、鏡下で上記各鉱物以外に少量のカリ長石が加わり、岩質はやゝ閃緑岩質である。しかし石英はまったく存在せず、輝石や角閃石の量も丹戸東方のものと相違がない。斜長石は緑簾石化および葡萄石化していて、この2次的変質を受けた斜長石を内核として、その周辺部をカリ長石が縁どっている。カリ長石には半自形あるいは間隙充填状に存在するものもある。緑泥石の一部には繊維状の青緑色角閃石がわずかに生じていることがある。緑泥石が少ないので、全体として岩石は暗灰色である。

福吉東方のものは細粒で、不規則に組み合う短冊状斜長石と角閃石を主成分鉱物とする。輝石は存在しない。角閃石は帯褐緑色で、小結晶の集合体となっているものが多く、また緑泥石化を受けている。緑泥石には角閃石から直接変じたもののほかに、不規則な形状で岩体全般にわたり発達しているものがあるが、これらの緑泥石部には、針状や繊維状の青緑色角閃石が無数に生じていて、花崗岩による接触変成作用の結果を示している。

以上述べたように、各岩体はいずれも花崗岩による変質作用を受けているわけであるが、全般的にみると、第3期侵入岩によってはおもに熱水変質を、また第2期侵入岩による場合はこれに加えて熱変質を受けたことを特徴とする傾向がある。これは、変質を受ける原岩の岩質の相違によるというよりは、これを包有する侵入岩自体の性質に帰せられる面が強いと考えられる。

なお、斑糲岩質岩石も輝緑岩の性状を加えており、実光南方地域では輝緑岩質岩石も共在していて、全体として浅所における生成条件を反映しているのではなからうかと推察される。

文象斑岩類・玢岩類および花崗斑岩

これらの諸岩類のうち、鉛山付近では文象斑岩類が、また福吉から東方に延びる沢の上流部では花崗斑岩が主体となっているが、他の地域にはすべてのものが混在して分布している。また、相互間の貫入時期の関係は今回の調査では判然としていないが、本岩類はおそらく密接に伴なう中生代火山岩類の噴出に引き続いて、大体それと同一

地域に、相次いで短期間のうちに貫入したものであろう。

本岩類全体に共通した特徴は、いずれのものも珪長質で、かつ半深成岩質の岩相をもつことである。このことは本岩類が中生代火山岩類と密接に伴なうことと、かつ、この火山岩類に石英安山岩質などの比較的酸性の岩質のものも多いことと考え合わせると、本岩類と中生代火山岩類とは成因的に密接な関係をもっていて、火山岩類は噴出相を、また本岩類はその浅所貫入相をあらわすものと考えることができる。

なお、本岩類の命名については次のような基準を定めて行なったが、実際には中間的な性質を示す岩石もかなり見受けられる。すなわち、石基に石英とカリ長石からなる文象構造の認められるものを文象斑岩類とし、玢岩類では、斑晶に斜長石をもち石基が斜長石と石英からなるものを斜長石石英玢岩、斑晶および石基にカリ長石が加わった場合には、その量比により花崗閃緑玢岩～石英閃緑玢岩とした。また斑晶カリ長石が多く石基が完晶質の場合には花崗斑岩として表現した。もっとも、地質図にはこれらの各岩類を区別して表現し得ないので、一括して第1期侵入岩類としてまとめてある。

以下には各岩類の鏡下における観察を主にして特徴の概略を記述する。

文象斑岩類には、細粒暗灰色の微文象斑岩ともいうべきものと、中粒、灰色の文象斑岩の2者があり、前者が後者中に包有されている状態が鉛山部落北方で観察される。このように生成時期のうへでは新旧が認められるが、岩質的には本質的な差異はなく、おそらく前者は後者の先駆としてやゝ先立って貫入したものであろう。

微文象斑岩は、斑晶鉱物の種類が多く、単斜輝石・斜方輝石・角閃石・黒雲母・石英・カリ長石および斜長石が認められる。石基は、短柱状斜長石とこれを中心として発達する微文象構造をなすカリ長石および石英から形成され、他に鉄鉱が散在する。

斑晶鉱物のうち有色鉱物の量は少なく、ことに輝石および角閃石は残晶状にまれに認められる程度である。これらのものはほとんどすべて緑泥石化作用を受けている。後期の産物である文象斑岩にとりこまれて、その熱変質作用を受けているものでは、鱗片状の黒雲母が散在したり、あるいは集合体をつくったりしており、また緑泥石あるいは緑簾石のなかに生じている淡青緑色の角閃石の針状体あるいは繊維状体も同様な成因によるものと考えられる。なお、実光南方の第2期花崗岩中に孤立した岩体でも同様の現象が認められる。斑晶斜長石はいくつか集まって聚斑晶をなしているものが多く、たいてい緑簾石化作用を受けている。石基の微文象構造は非常に微細なもの

で、斜長石を中心として放射状に発達する程度が進んで来ると、ときには球顆構造 (spherulitic texture) というべき状態を示すものがある。

文象斑岩は、微文象斑岩よりも粒度が上がり、完晶質で、斑晶と石基との区別があまり目立たなくなる。すなわち、やゝ大形の石英や長石が斑晶状に発達していて、有色鉱物としては緑泥石化した少量の角閃石および黒雲母があるのみである。石基に相当する部分は典型的な文象構造を形成する石英と、カリ長石とからなる (巻末図版Ⅲ)。他に鉄鉱が多量散在する。微文象斑岩と同じように、斑晶角閃石から変じた緑泥石あるいは原鉱物不明の緑泥石中には針状の淡青緑色角閃石が生じている。また、緑簾石が一般に多いが、これには斜長石より2次的に生じたものと、鉱物間の空隙を充填して不規則な形態を示すものがあり、ときに褐簾石も認められる。なお、2次鉱物としてチタン石が多数見られることもある。

上に記したような文象構造の存在は、第1期侵入岩類に特徴的な岩相の一つである。

次に、玢岩類は斜長石石英玢岩と花崗閃緑玢岩～石英閃緑玢岩とに分けられる。

斜長石石英玢岩は灰色、緻密の岩石で、斑状ではあるが斑晶は少ない。鏡下で、斑晶として斜長石および石英が認められる (巻末図版Ⅳ)。石基は短柱状の斜長石が一定の方向性を示さず多量に存在し、これらの空隙のすべてを石英が埋め、あたかも石英のプールの中に無数の斜長石が浮いている感じである。この石英は、縫合状の外縁で接し、光学的方位を異にする多くの部分部分に分かれている。この石基の構造も第1期侵入岩類には特徴的なものである。

花崗閃緑玢岩～石英閃緑玢岩は、灰色、緻密の岩石で、上述の斜長石石英玢岩に較べると、石基の粒度が上がり結晶質の斑状岩である。もっとも、斑晶がほとんどない細粒岩相もしばしば認められる。斑晶は斜長石および石英からなるが、斜長石の場合には数個が集まって聚斑晶をつくる傾向が強い。斑晶がほとんどない岩相の石基は、上述の斜長石石英玢岩の石基の構造と似ているが、斜長石の粒度が上がり、空隙を埋める石英の他に少量のカリ長石が加わり、また少量の角閃石および黒雲母が認められる。これは全体として石英閃緑玢岩質であるといえよう。一方、斑晶を有する岩相の石基は、構成鉱物の種類は上のものと異ならないが、カリ長石の量が増し、かつカリ長石・斜長石・石英の3者がほぼ等粒に近くなる。しかし、斜長石の柱状自形性は保たれている。この岩相は全体として花崗閃緑玢岩質といえる。

花崗斑岩は灰色の結晶質斑状岩で、鏡下では上述の花崗閃緑玢岩の構成鉱物中のカリ長石の量が増して、斑晶にも石基にもカリ長石が普通に認められる状態になったものとして多くのものは表現できる。すなわち、石基の斜長石の柱状自形性が保たれているものが多い。しかし、なかにはこの自形性が薄れて、カリ長石・斜長石および石英の3者が等粒粒状のものもある。また、これら3者の量的関係は、全体としてカリ長石>斜長石=石英である。なお、カリ長石と石英による文象構造も局部的にしばしば発達している。

以上述べたように、これらの岩石は構成鉱物の種類や構造など岩質上からは文象斑岩類・玢岩類および花崗斑岩の3者に区分されるが、この区分は劃然としたものでなく、3者相互間に共通する性質を多分にもっていて、おそらく一連の半深成岩質産物であるといえる。

II. 4. 2 第2期侵入岩類

本岩類は図幅地域南東部に分布する。岩体の南方延長は、南接する奥津図幅地域内では広い分布をしていて、全体として第3期侵入岩類と同じように底盤状の様相を示している。

本岩類は、南接地域では、有色鉱物に富む角閃石黒雲母花崗閃緑岩から非常に酸性の花崗岩に亘る広範囲の岩相変化に富んでいるが、本図幅地域では分布も狭小であり、岩相変化も南接地域に比較すれば豊富とはいえない。主岩相は中粒～粗粒黒雲母花崗岩で、角閃石が加わることがしばしばあり、局部的には花崗閃緑岩質のものも認められる。また一部に石英および斜長石を主とし、少量のカリ長石および黒雲母を含む花崗閃緑岩が発達する。

本岩類と第3期侵入岩類との関係については、概説あるいは中生代侵入岩類の項でも触れたように、広域的にみた場合に、両者は時期をほぼ同じくする一連の産物と思われるが、本岩類が南側の脊梁地域に、第3期のものにやゝ先行して侵入したと考えるのに適当な事象がある。この点については奥津図幅説明書を参照して載きたい。なお、両者の直接的な関係は図幅地域内では田郎田屋敷西方で観察されるが、これのみでは侵入時期の新旧を決定する証拠に乏しい。第1期侵入岩類との関係については、すでに同岩類の項その他で記述してある。

中粒～粗粒（角閃石）黒雲母花崗岩（中粒黒雲母花崗岩を含む）

本岩は第2期侵入岩類の主岩相として岩体のほとんど大部を占めて分布する。角閃石は含まれている場合と含まれぬ場合とがあり、含まれている場合でも一般に量が少なく、かつ小形なので、肉眼でその存在を確認することができないことも多い。岩質は、粒度、有色鉱物の量、カリ長石の量の増減などによって、肉眼的には種々の変化を示すが、本質的な岩相変化とは考えられない。

全体の特徴としては、有色鉱物（大部分は黒雲母）の形が小さく、かつクロット状に集合する傾向が多いこと、拳大あるいはそれ以下のいわゆる暗色包有物が、量の多少はあるが大体普遍的に含まれていること、有色鉱物のクロットおよび暗色包有物の非常に小さいものに類似する1cm大以下のレンズ状、あるいは不規則な形で、有色鉱物および長石からなるきわめて細粒な部分が、斑紋状に普遍的に認められること、アプライトあるいはペグマタイトがまれであることなどである。これらの外観の特徴は、同じく中粒～粗粒黒雲母花崗岩を主岩相とする第3期侵入岩類にはあまり認められぬことである。

本岩は灰色～灰白色で桃色のカリ長石が斑状に発達している。以下に鏡下の観察のうち、おもなものを記す（巻末図版V）。主成分鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母で、これに角閃石が加わることがあり、他に少量のジルコン・褐簾石・チタン石などを含む。石英は粒状が普通であるが、ときにはカリ長石をとりこむように広く発達していることがある。カリ長石は半自形あるいは間隙充填状で、大きな結晶中には他鉱物をポイキリティックに包含する。パーサイト構造は普通であるが内部の酸性斜長石部の量は少なく、また帯状に斜長石部が連なる場合でもその幅は一般に薄い。微斜長石構造はほとんど認められない。斜長石は絹雲母化した内核部をもつのが一般で、カリ長石との間にはミルメカイトをしばしば形成する。黒雲母は小形で、散在すると同時にクロット状にも集まる。なお、中粒～粗粒の基地中に認められる不規則小形の細粒部は、卓状斜長石が大部を占め、これに石英・黒雲母が少量加わっていて、鉱物成分上では石英閃緑岩質に相当する。このような細粒部は、注意すると相当普遍的に存在している。

各主成分鉱物のうち、カリ長石・斜長石がほぼ等量でもっとも量的に多く、石英がこれらに較べるとやゝ少ない岩質のものが主体をなして広い領域を占めるが、たとえ

は中津ダム南方の道路筋に局部的に見られるように、角閃石が肉眼で明瞭に識別できて、斜長石がカリ長石よりも多い花崗閃緑岩質の部分も存在する。一方、本岩が南部で中生代火山岩類や第1期侵入岩類と接する近辺では、本岩は、石英およびカリ長石、とくに後者が非常に量を増し、全体として中粒の桃色味の強い岩相を呈することが多い。鏡下では、石英がカリ長石および斜長石中に彎入状に入り込んでいる状態が特徴的に認められる。

なお、代表的な中粒角閃石黒雲母花崗岩の分析値は第3表のとおりである。

第3表 (①)註4)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
73.56	0.24	13.65	1.31	1.01	0.06	0.64
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
1.72	3.54	3.51	0.10	0.22	0.36	99.92

産地：鳥取県東伯郡三朝町美光東方
 分析者：大森江い技官（地質調査所）

本岩中には、量の増減や形の大小などいろいろの相違があつて一様ではないが、一般的にいわれる暗色包有物が含まれている。これらの包有物は花崗岩中にとりこまれて種々の程度の変質を受けているが、鏡下の観察によれば、その原岩はすべて同一の岩質であると考えられ、おそらく輝緑岩質岩石であろうと推測される。あまり変質を受けていない細粒優黒色の包有物を鏡下で見ると、主成分鉱物は斜長石・石英・緑色角閃石・黒雲母である。斜長石は量をもっとも多く、短冊状のものが大部分で、方向性なく組み合わせ、その間隙を少量の石英が埋める。斜長石には、斑状に大きく発達する卓状のものが少量存在する。いずれの場合にも、斜長石は軽微な絹雲母化作用を受けている。緑色角閃石と黒雲母はほぼ等量で普遍的に散在している。このような変質程度のものからさらに変質が進むと、粒度が上がり、色調も優黒度が減じて来る。このような岩石では斜長石は絹雲母化した内核と、そのまわりに発達する清澄な外套部とからなり、外套部は強い正規の累帯構造を示し、また形も短冊状からやゝ卓状に近くなる。石英は量が増して他鉱物をポイキリティックに含む部分も局部的に生じて来

註4) ① は地質図に示した試料採取地点を示す。以下の各分析表についても同様である。

る。カリ長石は花崗岩に接する包有物の外縁部に見られるだけで、内部にはほとんど存在しない。有色鉱物では、黒雲母が緑色角閃石よりも遙かに多量になってくる。

このように、暗色包有物は本花崗岩による影響を受けるに従い、岩質は黒雲母－石英－斜長石岩に変化してゆく。本花崗岩内には、暗色包有物のほかに、黒雲母・石英・斜長石からなる細粒部が普遍的に存在することは先に記述したが、この細粒部は、花崗岩による影響を強く受けた暗色包有物の遺物に相当するものがある可能性が十分に考えられる。これを事実とすれば、本花崗岩は、暗色包有物で代表されるようなより塩基性の岩石による汚染作用（contamination）を受けた証跡を残していることになる。なお、次に記述する石英閃緑岩質岩石の生成もこれらの問題に関連性があるものと考えられる。

細粒黒雲母花崗閃緑岩

本岩は、主岩体の（角閃石）黒雲母花崗岩中に、局部的にあるいは比較的連続した分布状態で発達している。地質図に示す以外にも、実光東方や丹戸東方に局部的に本岩の多いところが認められる。

細粒優白色の岩石で、たいていの場合は脈状を呈するので、一見するとアブライト脈のように見える。まわりの花崗岩との関係は、急激に移化する場合と、漸移的な岩相部を相互間に有する場合とがある。急激に移化する場合でも、粒度を異にする両者の構成鉱物が互に組み合って接し、全体としてほぼ一線を画する境界部が認められる。このことは、本岩が少なくとも花崗岩固結後の純然たる岩脈ではないことを示しているものであろう。

鏡下の観察によると、本岩は石英・斜長石を主とし、これに少量のカリ長石を加え、有色鉱物として黒雲母を有する岩石である。石英と斜長石はほぼ等量で構成鉱物のほとんど大部を占める（巻末図版VI）。石英は粒状でしばしばモザイク状に組み合っている。斜長石は卓状のものが多く、短冊状を呈するものは比較的少なく、また大きく斑状を呈しているものもある。斜長石には、内核部が強く絹雲母化されたもの、絹雲母化の程度が軽微なもの、あるいはほとんど新鮮なものなどが混在しているが、量的には多少とも絹雲母化された部分を有するものが多いのが普通である。いずれの場合にも、周縁部に成分変化帯を集約したような累帯構造を示し、正規の成分変化を示す

場合が多い。しかし不規則な変化を示すものもまれではない。カリ長石は石英や斜長石の間隙を埋めて存在し、斜長石とはミルメカイトをつくるのが普通である。

このように、本岩は形態的にも、鉱物成分あるいは構造上でも、まわりの黒雲母花崗岩とは異なった性状を有している。岩質のみからいえば花崗閃緑岩として表現することができよう。南接する奥津図幅地域内には、第1期侵入岩類のなかに、これときわめてよく似た岩質を有する岩体が、かなり広く分布していること、および本図幅地域内の倉吉近傍で、第3期侵入岩類中の捕獲状岩塊としたもののなかには、やはりこれと類似した特徴を有する小岩体が認められることが注意を引く。

II. 4. 3 第3期侵入岩類（小鴨花崗岩）

本岩類は図幅地域内の中生代侵入岩類のうちでもっとも広い領域を占めている。東部では新第三系の火山岩類に覆われているが、諸処に基盤として顔を出しており、西部でも小鴨川と国府川の流域で、大山火山に由来する凝灰角礫岩や沖積層に被覆されるが、その北部ではふたたび高城山・米里付近に基盤岩として現われている。これは、火山岩類の基盤には本岩類が広く分布していることを示しており、また四囲の地域の実際の観察をも加えると、本岩類は底盤的の性状を有するものであるといえよう。

本岩類のほとんど大部分を占める岩相は中粒～粗粒の黒雲母花崗岩であるが、南東部には地質図に示すようにならかなり大きな岩体としてアブライト質の部分も含まれ、またこれに類する岩相あるいは細粒岩相が諸処に認められ、全体として浅所侵入の生成条件を反映しているものと考えられる。なお、上井－倉吉－関金にかけては、これらの岩相が卓越していて、いわゆる周縁相を形成しており、花崗岩類の侵入に際して、この地域は北東－南西方向に花崗岩類の縁辺を局部的に限るような役割をしていたことを示している。

本岩類と時代未詳花崗岩・中生代火山岩類および第1期、第2期の中生代侵入岩類との関係は、それぞれ各岩類に関する項目で記述してある。

本岩類は、鉄・銅・鉛・亜鉛・砒素・モリブデン・ウランなどの鉱床を賦存し、また放射能泉を湧出している。

中粒～粗粒黒雲母花崗岩

本岩は図幅地域内の第3期侵入岩類の大部を占めて広く分布する。粒度は中粒～粗

粒であるが、全体としては中粒度のものが多く、粗粒のものは比較的少ない。中粒のものでも、カリ長石が大きく発達しているので、一見すると一般に非常に粗粒に見える。岩体の中央部における粒度の変化は、水平的にあまり変化しないが、垂直的には、比高約400～450mの間で、上部に向かうに従い粒度が小となり、またアプライト脈も多くなる傾向があることが、竹田川沿いなどで観察される。このことは、現在露出する岩体の上部が、岩体としての比較的頂部に相当する可能性を推測させるものであり、さらに地域を広げて考えた場合に、倉吉－関金沿いには大体帯状に周縁相があり、また細粒部や斑状をなす部分が岩体の諸処に認められ、岩体全体としても浅所侵入の性状を示しているものと考えられる。

本岩の主成分鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母で、ほかに少量のジルコン・燐灰石・褐簾石・チタン石・鉄鉱などがある。角閃石は関金南方などできわめてまれに認められることがある。桃色のカリ長石が多く、また大きく発達しているので、全体的にその色調を帯びている。粒度、色調のほか、肉眼的な特徴としては、黒雲母が比較的大きくかつ一様に散在していて、クロット状に集まらないこと、暗色包有物を一般にはほとんど含まないことなどが挙げられる。

鏡下の観察のうちでおもなるもののみを以下に記す。カリ長石はパーサイト構造がきわめてよく発達していて、ソーダ質斜長石帯の幅も広いものが多い（巻末図版VII）。またカリ長石には微斜長石構造が明瞭なものがしばしば認められる。斜長石は一般に軽微な汚濁状態を示しているが、内部が汚濁している場合でも、それをとりかこむ清澄な外部との間には成分上のギャップは認められない。ミルメカイトは普通に見られる。黒雲母はくすんだ焦茶色で、緑泥石化の程度は弱い。なお、汚濁した細粒斜長石を主とし、石英・黒雲母を含む細粒石英閃緑岩質部がレンズ状などの形をして、粒度の大きな花崗岩質構造中に含まれていることがある。肉眼でいわゆる暗色包有物といえる程度のはほとんど含まれていないが、鏡下では、このような比較的塩基性の部分が認められるわけである。この部分はよく注意してみると、肉眼でも識別できる場合もある。いわゆる暗色包有物に相当するものは、岩体全体としてみるとほとんど存在しないのであるが、まったくないわけではなく、指頭大程度のものはときどき認められる。これより小さくなったもの、すなわち花崗岩による同化作用の影響を強く受けたものには、上に述べた塩基性細粒部に相当するものもあるのではないかと思わ

れる。拳大から1m前後の暗色包有物は、図幅地域の岩体の南東部のうち、アブライト質花崗岩に近接した部分から、関金南方にかけての地域に限られて存在する。これらの包有物は、細粒、優黒色の岩石で、長柱状斜長石・石英・緑色角閃石・黒雲母からなり、斑状に卓状斜長石あるいはまれに長柱状緑色角閃石が少量発達する。花崗岩に接する部分ではカリ長石が侵入していて、ポイキリティックに暗色部の諸鉱物を取りこんでいる。なお、広瀬南方の優黒色岩体は放射能強度が強く、岩質もやゝ異なるが、これについてはウラン鉱床の項で記述する。

次に、本岩は倉吉市東方の上余戸地域から南方の富海地域にかけて、いわゆる周縁相を顕著に、かつ広くもっている。この地域では、中粒黒雲母花崗岩相もあるが、多くは細粒になったり、斑状を呈したり、アブライト質になったりというように岩相の変化が認められる。上余戸地域では、古期中生代火山岩類との接触部付近の本岩には、モザイク状石英・白色雲母・電気石などからなる部分が認められる。これはいわゆるグライゼン化作用に類した変質作用によって生じたものといえよう。なお、このような部分には上記の鉱物のほかに、尖晶石・紅柱石・鋼玉^{註5)}が認められることがある（巻末図版Ⅷ，Ⅸ）。

中生代火山岩類その他の項で記述したように、本花崗岩による古期岩類に対する影響は、この倉吉東方地域のみならず、各処でいろいろ様相をもって示されている。

なお、代表的な中粒～粗粒黒雲母花崗岩の分析値は第4表のとおりである。

第4表 (②)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
76.00	0.19	12.86	0.73	0.90	0.06	0.47
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
1.27	3.16	3.82	0.08	0.43	0.12	100.09

産地：倉吉市旧小鴨鉱山坑内
分析者：大森えい技官（地質調査所）

註5) これらの鉱物のX線による測定、光学的諸性質の決定には東京大学荒牧重雄および当所一色直記技官の協力を得た。

アプライト質黒雲母花崗岩

本岩は大小の岩体をなして、図幅地域の第3期進入岩体の南部、ことにその西半部に代表的な岩相を示して分布する。菅原および広瀬の南方の岩体はとくに広い分布を有する。主岩体をなす中粒～粗粒黒雲母花崗岩との関係は確認することはできなかったが、おそらく漸移的な移化関係と、本岩が黒雲母花崗岩を貫いている場合との両者があるものと考えられる。すなわち、岩相からみて、本岩は主岩体よりもやゝ遅れた時期に形成されたものであろう。なお、広瀬南方の岩体と関金南方の小岩体との分布地域一帯には、アプライト脈がしばしば認められ、この地域一帯がアプライト質岩相の発達に適当な条件下にあったことを示している。

本岩は細粒～中粒の桃色を帯びた優白色岩で、主岩体の黒雲母花崗岩とは比較的区別が付きやすい。おもに石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなり、ほかに少量の褐簾石・ジルコンなどを含む。これらの主成分鉱物の量は、代表的な岩相では石英がもっとも多く、カリ長石がこれに次ぎ、斜長石は比較的多量ではあるが、構造上からは、全体としては比較的アプライト構造に類似した様相を示しているという状態で（部分によっては斜長石がきわめて少量となってアプライト構造を示すこともある）、結局岩体全体としてはアプライト質花崗岩と表現するのが適当である（巻末図版X）。

石英は一般に粒状であるが、ときによってはカリ長石と文象構造状に共生することがある。カリ長石は半自形あるいは他鉱物間の間隙を充填しており、パーサイト構造は著しくなく、微斜長石構造が明瞭なものも認められる。斜長石は自形～半自形で卓状を呈し、一般に清澄であるが、絹雲母化作用を受けているものもあり、両者は混在している。黒雲母は軽微な緑泥石化作用を受けており、また色は主岩体のものと同じくくすんだ焦茶色である。

なお、本岩は、倉吉南方などに広く見られる、いわゆる周縁相のうちのアプライト質のものとは、主成分鉱物の量比、とくに多量の石英と相当量の斜長石の存在、およびこれに関連する構造の面で相違している。

細粒黒雲母花崗閃緑岩その他（捕獲状岩塊）

第3期進入岩類分布地域内の倉吉市街東部から関金にかけての地域には、いわゆる周縁相と考えられる岩相を有する部分が、相当広く分布していることは先に述べたが、

この周縁相分布地域内あるいはこれに近接した地域には、地質図に示してあるように、いずれも角閃石を少量含む黒雲母花崗閃緑岩や花崗斑岩などのように、周りの花崗岩類とは種々の点で異なる岩質の部分が諸処に点在している。これらの岩体と周りの花崗岩類との関係を直接示す証拠は野外で得られなかったが、鏡下の観察では、一部のものが花崗岩による接触変成作用を受けているなどの事実が認められるので、これらの岩体は花崗岩類の进入到に伴ってとりこまれたか、あるいは原位置を保つ残存岩塊に相当するものかは不明であるが、いずれにしても花崗岩類進入以前に生成されていたものである可能性が強い。

これらの岩体は、岩質上から、(1) 細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩、(2) 細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩、(3) 角閃石黒雲母花崗斑岩などに分けることができる。分布地域も大体定まっていて、(1) は倉吉南方の富海地域に、(2) はその東方の円谷沢中流部に、(3) は上余戸から関金にかけての地域におもに分布している。

細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、新鮮な小形の黒雲母がゴマ塩状に多量存在していて、岩石は暗色味がかつて見え、角閃石がある場合は細粒基地中に大きく点在している。鏡下では、主成分鉱物として石英・斜長石・カリ長石・黒雲母が認められ、これに角閃石が少量加わることがある(巻末図版XI)。石英・斜長石はほぼ等量で岩石の主体をつくり、カリ長石は遙かに量を減ずる。石英は粒状で波動消光や部分消光をするものが多い。斜長石の多くものは正方形に近い卓状を呈し、強い累帯構造を示し、かつ成分変化を示す累帯は、縁辺部に細かに集まる傾向が強く、この内核部に絹雲母化した部分を持つものも多い。累帯構造の大半は正規の成分変化を示すが、なかには逆の場合あるいは繰り返すものもある。この斜長石の形状と強い累帯構造のあり方とはこの岩石の特徴の一つである。カリ長石は間隙充填状に少量存在し、微斜長石構造の明瞭なものがしばしば認められる。黒雲母は新鮮で緑色味を帯びた褐色である。角閃石は緑色で緑泥石や緑簾石に一部が変じている。なお、富海北方の本岩の一部に、鏡下で石英を伴う絹雲母～白雲母の新生の著しい部分があり、こゝには大きく発達した燐灰石も見られる。またこのような部分の付近では、主成分鉱物間に微粒石英の侵透も認められる。これは周りの花崗岩の比較的後期に属する一連の活動の影響を示すものであろうと思われる。

細粒斑状黒雲母花崗閃緑岩は、上述の富海付近の岩石と成分鉱物自体の性質では共

通した特徴をもっている。しかし、粒度がやゝ中粒に近いものもあること、カリ長石の量が比較的多く、かつ微斜長石構造を示すものがないこと、角閃石をもたないこと、石英や斜長石が斑状に大きく発達していることなどで相違している。一方、石英の異常消光、斜長石の形状や累帯構造のあり方などは両者に特徴的に共通しているわけであり、この岩相は、周りの花崗岩による諸影響が富海付近のものより進んだものとして考えられよう。

次に**角閃石黒雲母花崗斑岩**は、北から栗尾付近・富海南方・関金付近の3カ所に分布する。周りの花崗岩との関係を野外で直接判断し得る地点はなかったが、やゝ緑色味を帯びた灰色、緻密の斑状岩で、周りに分布する花崗岩の周縁相のうちの花崗斑岩質岩石とは外観で識別がつく。鏡下で、斑晶として石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・褐色角閃石があり、石基は角閃石を除いたこれらの鉱物の細粒組織からなる。斑晶角閃石の量は少ないが、大形の結晶として発達し、一部は緑泥石化作用を受けている。石基は石英が主で、斜長石がこれに次ぎ、カリ長石は少ない。石基の斜長石はやや短冊状をなす傾向がある。周りの花崗岩による影響は、栗尾や富海付近の岩体では不明であるが、関金南方の岩体では、斑晶黒雲母が帯褐緑色の黒雲母の小形結晶の集合体になっているのが認められる。また、これと同一岩体内に、花崗斑岩質の部分との関係は不明であるが、石英斑岩質の部分があり、全体にホルンフェルス化を受けて、黒雲母および青緑色角閃石を多数生じているものがある。この石英斑岩質の部分は、花崗斑岩質の部分と同一時期の生成物と考えられ、また一方では倉吉近傍で第3期進入の花崗岩の影響を受ける中生代火山岩類の一部のものときわめて類似している。これらのことから、この花崗斑岩質岩石は中生代火山岩類と同一時期の生成になるものではないかとも考えられるわけである。いずれにしても、花崗斑岩質岩石が、第3期進入岩類よりも前期の生成物であることは確かであろうと思われる。

II. 4. 4 輝緑岩岩脈

本岩は、第1期から第3期にわたる中生代進入岩類のうちで、底盤状に広く分布する第2期および第3期進入岩類のなかに、各所で岩脈として多数認められる。岩脈の分布状態にはとくに規則性はなくて数は非常に多く、地質図には、調査ルート中で確実に認められるもののうち比較的脈幅の大きいものを記入してあるが、実際にはこの

数倍に達するであろうと思われる。脈幅は1m前後あるいはそれ以下のものが多いが、2～3mあるいはこれ以上のものもある。ほとんどすべてのものが傾斜は直立に近く、また方向は全般的にみると南一北から北東一南西の間のものが多い傾向がある。

本岩は細粒帯緑黒色で、多くのものは風化分解していて、新鮮、堅硬な標本は得難い。鏡下では輝緑岩組織をなす石基中にしばしば斜長石が斑状に発達する。主成分鉱物は斜長石・単斜輝石・褐色角閃石・鉄鈹である。輝石は単独結晶もあり、また角閃石中に残晶として包有されているものもある。岩体全体が緑泥石化、緑簾石化、絹雲母化、炭酸塩化などの2次的変質作用を受けている。

先にも述べたように、本岩は第1期侵入岩類あるいはそれに伴うより古期の火山岩類中には、少なくとも本図幅地域内ではまだみいだされていない。これは、本岩が成因的に第2期および第3期侵入岩類の活動と密接な関係をもっていることを示している。この点に関連して、本図幅地域内では不明確であるが、南接する奥津図幅地域内で、一部のものに2次的な針状青緑色角閃石や緑色黒雲母の生成が認められる事実があり、このことは本岩の貫入時期の大半は花崗岩類固結後であるとしても、一部のものは花崗岩類の活動末期に重複していてその影響を受けたものもあること、つまり両者の関係の密なることを暗示しているものと考えられる。

なお、おもに倉吉東方の非堆積型ウラン鈹床の胚胎するところには、粘土化した珪長質岩脈がしばしば認められるが、数も少なく規模も小さいので地質図には示していない。これについては鈹床の項で触れることにする。

II. 5 新 第 三 系

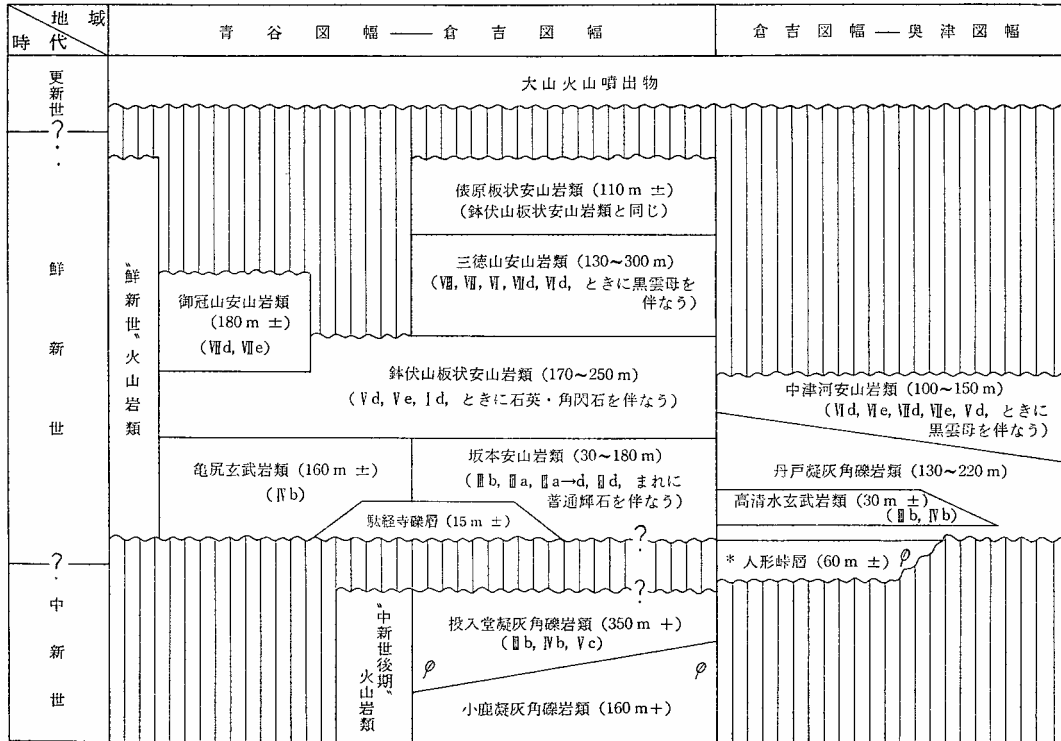
新第三系は主として火山岩類からなり、岩質により第5表のように細分される。

“中新世後期”火山岩類は、主として酸性、中性の火山碎屑岩類からなり、大局的にみて、酸性から中性への火山活動の移行がみられる。時代については、化石および岩質からみて、おそらく中新世末期と考えられる。

“鮮新世”火山岩類は、主として中性～塩基性の熔岩からなり、倉吉図幅一奥津図幅地域のものは、中性の火山碎屑岩類を多量に含んでいる。時代については、岩質および化石（本岩類の下位にくる人形峠層^{註6)}から産する）からみて、おそらく鮮新世

註6) 南接する奥津図幅地域にのみ分布する。

第5表



*印は南接する奥津図幅地域内のみ分布するものを示す

(一部中新世末期?)と考えられる。

なお、以下の記述には第5表に従って、青谷図幅－倉吉図幅地域と倉吉図幅－奥津図幅地域との2地域に分けて記すことにする。

II. 5. 1 青谷図幅－倉吉図幅地域

II. 5. 1. 2 “中新世後期”火山岩類

本岩類は倉吉図幅地域内東部に分布し、中生代侵入岩類を被覆している。岩質により、下位から小鹿凝灰角礫岩類と投入堂凝灰角礫岩類とに分けられる。

小鹿凝灰角礫岩類

標式地は三朝町吉田付近および三徳付近であって、厚さ160m以上である。

本岩類は下位から、(I) 異質凝灰角礫岩からなる部分、(II) 流紋岩および同質凝灰角礫岩からなる部分、および(III) 石英安山岩および同質火山砕屑岩からなり、砕屑岩を挟有している部分、に分けることができる。

本岩類と中生代侵入岩類との関係は不整合であって、伯耆山付近では、拳大程度の丸味を帯びた花崗岩礫を有する珪化された凝灰角礫岩が、花崗岩を被覆している。また神倉北方では、花崗岩を流紋岩が直接被覆している。

(I) 異質凝灰角礫岩からなる部分 この部分の凝灰角礫岩中には、流紋岩・安山岩・変質安山岩・花崗岩類などの各種の角礫ないし円礫を有し、火山円礫岩と呼ぶべきものもある。厚さは不明であるが少なくとも50m以上である。

(II) 流紋岩および同質凝灰角礫岩からなる部分 この部分は、流紋岩質凝灰角礫岩および流紋岩の熔岩と岩脈からなり、まれに凝灰岩・火山礫凝灰岩・砂岩および泥岩を挟んでいる。流紋岩は淡灰色～灰白色、緻密、堅硬であって、しばしば流状構造を示し、また黒雲母を点在している。この部分の代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

(鏡下) 流紋岩 (三朝町高橋付近, 角礫)

斑晶: 斜長石 (灰曹長石)

石基: 流状構造 (微晶質組織)

(鏡下) 黒雲母流紋岩 (三朝町坂本北東方付近, 熔岩)

斑晶: 石英・斜長石 (灰曹長石)・黒雲母

石基：微晶質および隠微晶質組織

(Ⅲ) 石英安山岩および同質火山碎屑岩からなり、碎屑岩を挟有している部分

この部分は石英安山岩質凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩および上記中の角礫と同質の石英安山岩岩脈からなり、炭質物・植物化石の破片を含有している泥岩および砂岩を挟有している。火山碎屑岩の角礫および石英安山岩岩脈の岩質は、淡灰色、斑状で、黒雲母および角閃石を点在していて、岩石全体が淡色の脂感のある光沢を帯びているものが多い。この部分の代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

(鏡下) 黒雲母角閃石石英安山岩 (三朝町三徳付近)

斑晶：石英・斜長石 (中性長石)・角閃石・黒雲母・鉄鉍

石基：微晶質組織

投入堂凝灰角礫岩類

本岩類の標式地は三朝町投入堂対岸の沢であって、厚さ350m以上である。主として安山岩質凝灰角礫岩からなり、安山岩熔岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩・泥岩および砂岩を挟有している。三朝町吉原付近の泥岩中から第6表のような植物化石を産する (採集者：尾上亨，鑑定者：北海道大学棚井敏雅および尾上亨)。

第 6 表

Juniperus honshuensis TANAI et ONOE

Taiwania japonica TANAI et ONOE

Populus aizwana HUZIOKA et SUZUKI

Juglans sp.

Pterocarya nipponica TANAI et ONOE

Carya miocathayensis HU et CHANEY

Betula protoermanni ENDO

B. protoglobispica TANAI et ONOE

Carpinus subyedoensis KONNO

C. nipponica ENDO

Castanea miocrenata TANAI et ONOE

Fagus palaeocrenata OKUTSU

Quercus miocrispula HUZIOKA

Q. protodentata TANAI et ONOE

Q. protoserrata TANAI et ONOE

Celtis Nordenskioldii NATHORST
Ulmus protolaciniata TANAI et ONOE
U. protojaponica TANAI et ONOE
Zelkova ungeri (ETTINGS) KOVATS
Ficus sp.
Liriodendron honsyuensis ENDO
Magnolia elliptica TANAI et ONOE
Sassafras subtriloba (KONNO)
Schizophragma mitokuensis TANAI et ONOE
Liquidambar protoformosana TANAI
Sorbus nipponica TANAI et ONOE
Wistaria fallax (NATHORST)
Acer Nordenskioldi NATHORST
A. subpictum SAPORTA
A. palaeodiabolicum ENDO
A. palaeorufinerve TANAI et ONOE
A. submayrii TANAI et ONOE
Acer cfr. *pseudocarpinifolium* ENDO
Tilia miohenryana HU et CHANEY
Stewartia submonadelpha TANAI
Cornus subkousa TANAI et ONOE
C. megapylla HU et CHANEY
Clethra sp.
Rhododendron protodilatatum TANAI et ONOE

本層と下位の小鹿凝灰角礫岩類との関係は、投入堂北方付近で観察できる。投入堂対岸の谷の入口付近には、小鹿凝灰角礫岩類に属する石英安山岩質凝灰角礫岩が露出しているが、投入堂対岸の谷を登るに従い、角礫中に本岩類に属する安山岩質の角礫を混入してきつつ、遂に安山岩質凝灰角礫岩となる。

本岩類の主体をなす凝灰角礫岩中の角礫の岩質は、黒青色～暗灰色、斑状、ときに緻密、堅硬である。砕屑岩は凝灰質であり、熔岩は一見凝灰角礫岩のような外観を呈し、岩質は上述の角礫と同じものである。

次に本岩類を構成している代表的な角礫を鏡下でみると次のとおりである。

(鏡下) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vc) (三朝町三徳成南方)

斑晶：斜長石（曹灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱

石基：ガラス基流晶質組織（斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス）

（鏡下）普通輝石橄欖石安山岩（IVb）（三朝町吉原付近）

斑晶：斜長石（曹灰長石）・橄欖石・普通輝石・鉄鉱

石基：填間状組織（斜長石・橄欖石・普通輝石・アルカリ長石・鉄鉱）

（鏡下）橄欖石玄武岩（IIIb）（三朝町三徳吉原付近）

斑晶：斜長石・橄欖石

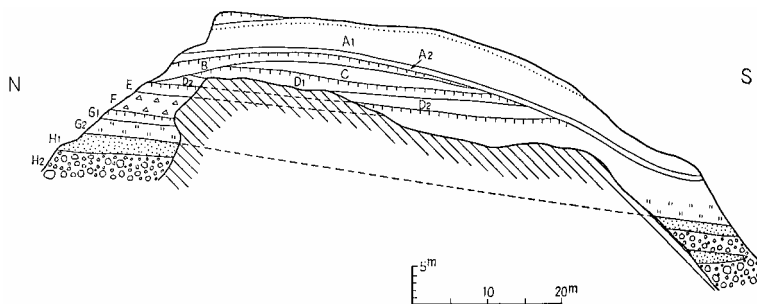
石基：間粒状組織（斜長石・橄欖石・単斜輝石・鉄鉱）

II. 5. 1. 2 “鮮新世”火山岩類

本岩類は青谷図幅および倉吉図幅地域内に広く分布し、中生代進入岩類および“中新世後期”火山岩類を被覆している。岩質により下位から駄経寺礫層・坂本安山岩類・亀尻玄武岩類（後2者はほぼ同時に噴出した）・鉢伏山板状安山岩類・御冠山安山岩類・三徳山安山岩類および俵原板状安山岩類に分けられる。

駄経寺礫層^{註7)}

本礫層は、倉吉市東部の駄経寺～米田付近、その東方の竹田川東岸の小丘陵、その北方の佐美の峠および丘陵北端の田後～長江付近などに、いずれも小面積を占めて断片的に点在する礫層を一括して呼んだものである。南部地域では基盤の中生代火山岩類に属する流紋岩の上に不整合に重なっており、北部地域では坂本安山岩類に覆われて、その下からわずかに露出している。



第2図 倉吉市駄経寺裏の露頭

註7) 本礫層の記述については当所坂本亨技官の検討を得た。

この礫層がもっとも模式的に露出するのは、倉吉市東部の駄経寺の鳥取県倉吉職業訓練所裏の露頭である。こゝでは、基盤の流紋岩を不整合に覆い、その主体をなす厚さ11mの礫層（H₂）^{註8}と最上部を占める砂層（H₁）（厚さ1m）、および凝灰質砂層（G₂）（厚さ1.5m）とからなっている。これより上位には、土壌化した部分（G₁）（厚さ1m）をへだてて、安山岩質の火山礫凝灰岩層（F～E）および新旧のローム層（D₂～A₁）が重なっている（第2図）。

上部ローム	{	A ₁	3.5m	黄褐色軽石層	上部1mは土壌化					
		A ₂	0.3m	褐色～灰色の軽石層						
下部ローム	{									
	II						B	0.5m	Aの直下の土壌	
							C	1.2m	黄褐色含軽石ローム層	
	I						D ₁	0.4m	赤褐色土壌	
		D ₂	1.0m	砂質ローム層（上部の黄褐色の部分（0.4m厚）と下部の灰褐色の部分（0.6m厚）とは漸移する）						
		E	0.8m	赤褐色土壌						
		F	1.0m	安山岩質火山礫凝灰岩層						
駄経寺礫層	{	G ₁	1.0m	淡褐色土壌、上限に炭質物薄層						
		G ₂	1.5m	黄褐色凝灰質砂層、軽石片火山礫を含む						
		H ₁	1.0m	灰褐色塊状砂層						
		H ₂	11m	礫層						
				流紋岩						

礫層（H₂）は、おもに安山岩の亜角礫～亜円礫からなり、これに花崗岩などの礫も混在する。礫の大きさは、下部では径30～50cmに達するが、上部では10cm大以下である。礫は大小のものが雑然と密集しており、その配列に方向性を示さない。基質はおもに花崗岩質の粗粒砂からなっている。この礫層の上には、灰褐色を呈する厚さ1mの塊状砂層（H₁）が重なる。下位の礫層とは整合であるが、その境は明白である。この上に重なる厚さ1.5mの凝灰質砂層（G₂）は、黄褐色を呈し、軽石片や安山岩質の火山礫を含み、ラミナがよく発達している。この砂層の上部約1mは土

註8）第2図の記号を示す。以下同じ。

壤化して淡褐色を呈し、その上限に炭質物薄層を伴なう (G_1)。さらにこの上位に重なる安山岩質の火山礫凝灰岩層 (F)(厚さ1m)は、本図幅地域内の“鮮新世”火山岩類のうちのいずれかに相当するものであろう。

上記の駄経寺の露頭以外においても、本礫層は、これとほぼ同様な岩相を呈する。佐美の峠の礫層は、軽石片および火山礫を含んだ砂層(厚さ2m)を挟んでいる。また、この露頭では、礫層の西端は断層で流紋岩と接している。田後付近の丘陵北端では、礫層の最上部に厚さ約1mの砂層があり、その上に坂本安山岩類 (V_s) が重なっているのが観察される。

本礫層からは化石はまだ発見されていない。しかし、この礫層は“鮮新世”火山岩類の下位にあるが、両者の間にあまり大きな時間的間隙はないものとみられる。

なお本礫層の上に重なる新旧のローム層 ($D_2 \sim A_1$) については、第四系のローム層の項に記述してある。

坂本安山岩類

本岩類は倉吉図幅地域内中央部から東部にわたり分布している。熔岩のみからなり、厚さは倉吉北方では30m内外、門田西方では80m内外、三朝温泉南方では90m内外、坂本北東方では180m内外であって、緩傾斜の熔岩台地地形をとどめている。橄欖石粗面安山岩 (IIIb) および橄欖石安山岩 (IIIa, IIIa→d, IIIb, IIId) に属し、斑状、暗灰色～灰色、まれに斑晶としての普通輝石が認められる。一般に緻密であるが部分的に多孔質となり、まれに晶洞の認められるものがある。倉吉対岸の本岩類中には、とくに晶洞の発達が良好である。晶洞鉱物は金雲母・紫蘇輝石・チタン鉄鉱・普通輝石およびパーガス石などで、これらについては太田良平の詳しい研究がある²⁵⁾。

本岩類を構成している代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

(鏡下) 橄欖石粗面安山岩 (IIIb) (倉吉市倉吉駅対岸の石切場)(巻末図版 XII)

斑晶：斜長石 (曹灰長石 An_{62-65})・橄欖石

石基：間粒状組織 (斜長石・橄欖石・単斜輝石・アルカリ長石・鉄鉱)

晶洞鉱物：前記のもの

本岩の化学成分は第6表のとおりである。

第7表 (4)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
48.76	2.61	16.45	4.81	6.49	0.18	5.16

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
8.83	3.52	1.65	0.73	0.52	0.26	99.97

分析者：地質調査所 倉沢 一 技官

(鏡下) 橄欖石安山岩 (IIIb) (東郷町長江付近)

斑晶：斜長石 (曹灰長石)・橄欖石

石基：間粒状組織 (斜長石・橄欖石・単斜輝石・アルカリ長石・パーガス石・鉄鈹)

(鏡下) 橄欖石安山岩 (III d) (東郷町羽衣石北方)

斑晶：斜長石 (曹灰長石)・橄欖石

石基：間粒状および毛氈状組織 (斜長石・斜方輝石・単斜輝石・アルカリ長石・鉄鈹)

(鏡下) 無斑晶安山岩 (III a→d) (三朝町片柴北方波間峠東方の谷) (巻末図版 XIII)

斑晶：斜長石 (曹灰長石および橄欖石) (両者ともきわめて少量)

石基：間粒状および毛氈状組織 (斜長石・橄欖石・斜方輝石・単斜輝石・アルカリ長石・鉄鈹)

本岩の化学成分は第7表のとおりである。

第8表 (5)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
54.86	0.99	18.43	3.17	4.41	0.14	4.48

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
7.03	4.42	1.21	0.39	0.60	0.34	100.47

分析者：地質調査所 倉沢 一 技官

(鏡下) 無斑晶安山岩 (III a) (三朝町三徳投入堂対岸の谷)

斑晶：斜長石 (曹灰長石) および橄欖石 (両者ともきわめて少量)

石基：毛氈状および間粒状組織 (斜長石・橄欖石・斜方輝石・単斜輝石・アルカ

リ長石・パーガス石・鉄鉱)

亀尻玄武岩類

本岩類は青谷図幅地域および倉吉図幅地域内北東端に分布し、2枚の熔岩流からなり、緩傾斜の熔岩台地地形をとどめている。下部の熔岩は普通輝石橄欖石粗粒玄武岩に属し、厚さ70m以下、粗粒、灰色、ときに多孔質である。上部の熔岩は普通輝石橄欖石玄武岩 (IVb) に属し、厚さ90m内外、斑状、青灰色～暗青色、有色鉱物の増減が著しい。

本岩類を構成している代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

(鏡下) 普通輝石橄欖石粗粒玄武岩 (青谷町吉川南東方石切場) (巻末図版 XIV)

主成分鉱物：斜長石 (曹灰長石)・橄欖石・普通輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱

副成分鉱物：鉄鉱・燐灰石

本岩は顕著なオフィティック組織を示す。橄欖石は単独であるいは普通輝石に囲まれて産する。これらのほかに斜長石の外縁をなしてアルカリ長石が存在する。主成分鉱物の結晶間隙を微細なアルカリ長石、針状の燐灰石および鉄鉱の集合体が充たしている。まれではあるが小型の斜方輝石 (淡褐色雲母を伴うことがある) あるいは集片双晶を示す単斜輝石 (ビジオン輝石?) が、橄欖石粒の表面から成長しているのが認められる。

本岩の化学成分は第8表のとおりである。

第9表 (⑥)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
49.42	1.21	16.74	5.00	5.62	0.22	7.31
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
9.92	3.21	0.67	0.52	0.45	0.35	100.64

分析者：地面調査所 倉沢 一 技官

(鏡下) 普通輝石橄欖石玄武岩 (IVb) (泊村小浜付近) (巻末図版 XV)

斑晶：斜長石 (曹灰長石)・橄欖石・普通輝石

石基：間粒状および毛氈状組織 (斜長石・橄欖石・単斜輝石・アルカリ長石・鉄鉱)

本岩の化学成分は第9表のとおりである。

第10表 (⑦)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
47.80	1.47	18.45	3.94	5.80	0.16	6.46
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
11.30	3.03	0.69	0.61	0.43	0.29	100.43

分析者：地質調査所 倉沢 一 技官

鉢伏山板状安山岩類

本岩類は青谷図幅地域および倉吉図幅地域内北部に分布し、まれに凝灰角礫岩を伴っている（例：青谷町八葉寺南方）ことがあるが、大部分は熔岩からなり、緩傾斜の熔岩台地地形をとどめている。倉吉市北方では厚さ170m内外、鉢伏山付近では250m内外である。

無斑晶安山岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩（Vd, Ve）および紫蘇輝石安山岩（Id）（ときに石英および角閃石の外来結晶を有する）に属し、暗灰色、無斑晶質（ときに少量の斑晶を有する）であって、板状節理の発達が他の岩類に較べて著しい。

本岩類を構成している岩石を鏡下でみると次のとおりである。

（鏡下）普通輝石紫蘇輝石安山岩（Vd）（大部分はこの岩種に属する）

斑晶：斜長石（曹灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

石基：填間状、毛氈状およびガラス基流晶質組織（斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・アルカリ長石・パーガス石）

御冠山安山岩類

本岩類は青谷図幅地域および倉吉図幅地域内北部に分布し、熔岩のみからなり、緩傾斜の熔岩台地地形をとどめている。紫蘇輝石角閃石安山岩（VII d）および角閃石紫蘇輝石安山岩（VII e）に属し、厚さ180m内外、斑状、暗灰色～灰色、石基中に不均質に斑晶が点在している。

本岩類を構成している代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

（鏡下）紫蘇輝石角閃石安山岩（VII d）（羽合町南谷東方）

斑晶：斜長石（中性長石～曹灰長石）・角閃石・紫蘇輝石

石基：毛氈状およびガラス基流晶質組織（斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉍・ガラス）

（鏡下）角閃石紫蘇輝石安山岩（VIIe）（東郷町方地西方）（巻末図版 XVI）

斑晶：斜長石（中性長石～曹灰長石）・紫蘇輝石・角閃石

石基：毛氈状～ガラス基流晶質組織（斜長石・斜方輝石・鉄鉍・ガラス）

本岩の化学成分は第10表のとおりである。

第11表 (⑧)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
58.32	0.60	19.06	2.40	3.12	0.12	3.49

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
7.15	4.04	1.45	0.20	0.39	0.22	100.56

分析者：地質調査所 倉沢 一 技官

三徳山安山岩類

本岩類は倉吉図幅地域内東部に分布し、ほとんど熔岩からなり、羽衣石東方では厚さ130m内外、飯盛山付近では170m内外、三徳山付近では300m以上に達する。斑状、暗灰色～灰色、有色鉱物全体の量の増減および有色鉱物相互間の量比の変化が著しく、安山岩から流紋岩と呼ばれるものまでである。

本岩類を構成している代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

（鏡下）角閃石紫蘇輝石安山岩（VII d）（三朝町坂本北東方山稜）

斑晶：斜長石（中性長石～曹灰長石）・紫蘇輝石・角閃石・石英・鉄鉍

石基：微晶質、毛氈状およびガラス基流晶質組織（斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉍・ガラス）

（鏡下）角閃石普通輝石含有紫蘇輝石安山岩（VI d）（三朝町高橋東方）

斑晶：斜長石（中性長石～曹灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・石英・鉄鉍

石基：ガラス基流晶質および毛氈状組織（斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉍・ガラス）

（鏡下）紫蘇輝石角閃石安山岩（三朝町吉原南東方）

斑晶：斜長石（中性長石）・角閃石・紫蘇輝石・石英・鉄鉍

石基：微晶質組織

(鏡下) 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (東郷町羽衣石東方)

斑晶：斜長石 (中性長石～曹灰長石)・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・石英・鉄鈹

石基：微晶質組織

(鏡下) 角閃石石英安山岩 (倉吉市岩倉東方)

斑晶：石英・斜長石 (中性長石)・角閃石・鉄鈹

石基：微晶質組織

(鏡下) 普通輝石紫蘇輝石含有角閃石黒雲母流紋岩 (三朝町田郎田屋敷北方)

(巻末図版 X VII)

斑晶：斜長石 (灰曹長石～中性長石)・黒雲母・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石

鉄鈹および少量のサニディン

石基：微晶質組織

本岩の化学成分は第11表のとおりである。

第12表 (⑨)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
67.90	0.31	15.84	2.21	0.78	0.09	0.61
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
2.06	4.87	3.83	0.11	0.86	1.29	100.76

分析者：地質調査所 倉沢 一 技官

俵原板状安山岩類

本岩類は倉吉図幅地域内中東部に分布し、前記の各岩類を被覆している。熔岩のみからなり、緩傾斜の熔岩台地地形をとどめている。厚さは110m内外であって、前記の鉢伏山板状安山岩類ときわめてよく似ていて区別が困難である。本岩類を構成している代表的な岩石は、無斑晶安山岩および普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

II. 5. 2 倉吉図幅－奥津図幅地域

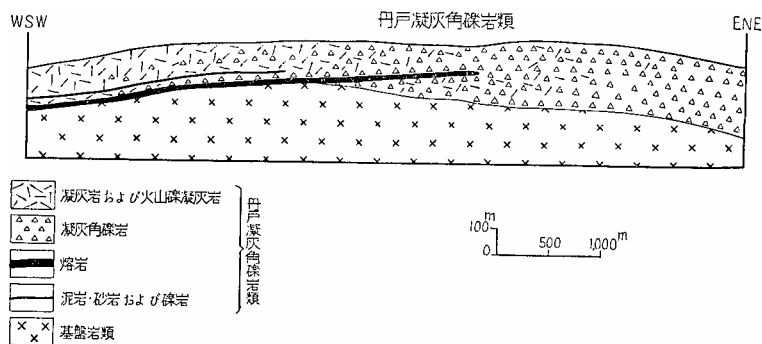
“鮮新世”火山岩類

本岩類は倉吉図幅地域の南東部に分布し、さらに南方に続いて奥津図幅地域内にも

かなり広い分布を示している。岩質により、下位から丹戸凝灰角礫岩層（高清水玄武岩類を挾有している）および中津河安山岩類に分けられる。南に続く人形峠地域（奥津図幅地域内）には、これらの下位に礫岩および泥岩などからなる人形峠礫岩層があるが、本図幅地域には分布していない。なお、以下の記述では、高清水玄武岩類は丹戸凝灰角礫岩類の項のなかで説明することにし別項を設けない。

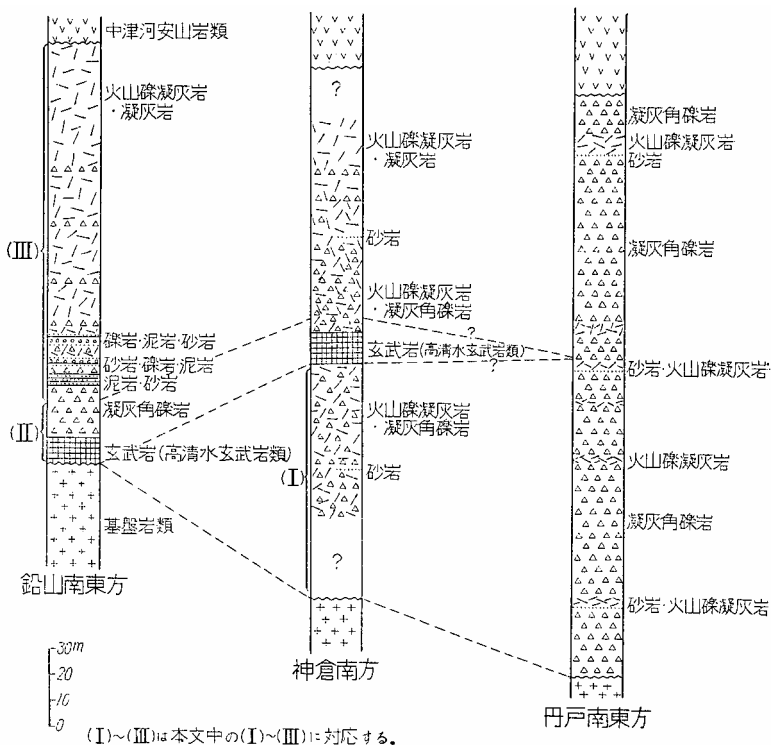
丹戸凝灰角礫岩類（高清水玄武岩類を含む）

本岩類の標式地は三朝町丹戸南南東の谷の上流付近であって、厚さ130～220mである。本岩類の下位には高清水玄武岩類を挾有しており、岩質により下位から（Ⅰ）安山岩質凝灰角礫岩を主とする部分、（Ⅱ）玄武岩および同質の凝灰角礫岩を主とする部分（高清水玄武岩類）および（Ⅲ）安山岩質火山礫凝灰岩を主とし、下部に砕屑岩を挾有している部分に分けることができる（第3図および第4図参照）。



第3図 丹戸凝灰角礫岩類岩相模式図

本岩類と中生代侵入岩類との関係は、2、3の谷で観察できる。鉛山の南南東方の谷の海拔約820mの地点では、花崗岩類の風化面を北に5°内外傾斜する高清水玄武岩類（厚さ10m以上）の玄武岩熔岩流が直接被覆し、こゝでは前記の（Ⅰ）の部分に完全に欠いている。丹戸の南南東方の谷の海拔730m内外の地点では、花崗岩類の走向N75°W、傾斜20°S内外の風化面を（Ⅰ）の部分に属する安山岩質凝灰角礫岩が直接被覆している。この両者の接触面から、約0.7～1.5mの間の安山岩質凝灰角礫岩の基地中に花崗岩類の風化産物が多量に混入している。



第4図 丹戸凝灰角礫岩類(高清水玄武岩類を含む)の柱状図

(I) 安山岩質凝灰角礫岩を主とする部分 この部分は安山岩質凝灰角礫岩を主とし、火山礫凝灰岩・凝灰岩および砂岩を挟有している。鉛山南東方では(II)が直接花崗岩類を被覆してこの部分を欠いているが、東方に行くにしたがい、90m、120mと順次厚さを増し、菅谷谷東方では140m以上となる。

角礫の岩質は、暗灰色、斑状、堅硬であるがやゝ粗鬆なものが多い。代表的な角礫を鏡下でみると次のとおりである。

(鏡下) 角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩(三朝町鉛山東方の谷)

斑晶：斜長石(中性長石)・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石(小型)・鉄鉍

石基：ガラス質～隠微晶質組織

(鏡下) 紫蘇輝石角閃石安山岩(県境三角点1045.0高地南東方1kmの地点)

斑晶：斜長石（中性長石）・角閃石（オパサイト化）・紫蘇輝石・鉄鈹

石基：ガラス質～隠微晶質組織

（Ⅱ）玄武岩および同質の凝灰角礫岩を主とする部分（高清水玄武岩類） この部分は玄武岩の熔岩流（厚さ10～15m）と同質の角礫（ときに安山岩質のものもあり）を有する凝灰角礫岩からなり，所により火山礫凝灰岩および凝灰岩を挟有している。厚さは20m内外である。熔岩流をなす岩石は，暗灰色～青灰色，斑状，堅硬であって，鏡下でみると次のとおりである。

（鏡下）普通輝石橄欖石玄武岩（IVb）（三朝町丹戸南方）

斑晶：斜長石（曹灰長石）・橄欖石・普通輝石

石基：間粒状もしくは填間状組織（斜長石・橄欖石・単斜輝石・鉄鈹・アルカリ長石・金雲母）

本岩の化学成分は第12表のとおりである。

第13表（③）

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
48.10	1.39	17.68	2.12	7.61	0.16	7.04
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	Total
11.02	3.27	0.92	0.48	0.31	0.40	100.50

分析者：地質調査所 倉沢 一 技官

（Ⅲ）安山岩質火山礫凝灰岩を主とし，下部に碎屑岩を挟有している部分 この部分は安山岩質火山礫凝灰岩を主とし，凝灰角礫岩および凝灰岩を挟有し，東方地域に行くに従い凝灰角礫岩が多くなる。下部には泥岩・砂岩・礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩および凝灰岩の互層をなす部分があり，厚さは20m内外である。このような碎屑岩を比較的厚く挟有しているのは西方地域，すなわち鉛山南方地域に限られ，より東方地域では砂岩の薄層を数層挟んでいるが，きわめて薄く，また凝灰質であって純粹の碎屑岩はない。鉛山南方のものも一般に凝灰質であり，礫岩もほとんど火山性物質から構成されている。火山礫凝灰岩中には，（Ⅰ）のようなものと，より酸性の小さな円礫ないし角礫を多数含有しているが，東方に多い凝灰角礫岩は（Ⅰ）と区別がつかない。

中津河安山岩類

本岩類の標式地は上齊原村中津河付近であって、厚さは100～150mである。倉吉図幅地域内南東端部にわずかに分布していて、主として熔岩からなる。厚さは120m内外であって、緩傾斜の熔岩台地地形を残している。無斑晶質のものから斑状のものまでいろいろあり、暗灰色～灰色であって、本図幅地域内の代表的な岩石を鏡下でみると次のとおりである。

(鏡下) 無斑晶安山岩 (三朝町鉛山南方の県境)

斑晶：斜長石 (きわめて少量)・角閃石 (オパサイト化, 少量)

石基：微晶質組織

(鏡下) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vd) (三朝町菅ガ谷南方県境)

斑晶：斜長石 (曹灰長石)・紫蘇輝石・普通輝石

石基：毛氈状組織 (斜長石・単斜輝石・斜方輝石・アルカリ長石・金雲母・鉄
鉱)

II. 6 第四系

本地域の第四系は、大山火山砕屑岩類・段丘堆積層・沖積層によって構成される。なお、海岸地域に発達する砂丘についてもここで簡単に触れる。

II. 6. 1 大山凝灰角礫岩

倉吉図幅地域内西部に広く分布しているローム層は、大山火山山頂の方向に分布高度を漸次増しているので、ローム層の下位にも大山凝灰角礫岩が広く存在していると推察されるが、明らかに露出しているのは、灘手村別所部落付近と、倉吉市街の小鴨川を隔てた対岸の巖城付近との2ヵ所である。前者では半坂部落におもむく途中の道路に沿って見られ、拳大以下の輝石安山岩や角閃安山岩の角礫が火山灰とともに凝結したもので、甚だしく粘土化し全体として灰紫色を呈している。なお、この上に成層した細粒砂層が部分的に載っていることがある。後者では、拳大以下の輝石安山岩および角閃安山岩のやゝ円味を帯びた角礫が灰褐色火山岩とともに凝結したものである。その他ローム層の分布区域のうち、新期の火山岩類と接触する付近で、しばしば著しく風化し粘土化した凝灰角礫岩がみいだされることがある。露出が局部的なので、地質図には省略してあるが、同じく大山凝灰角礫岩と思われる。

II. 6. 2 ローム層

本層および軽石層は、倉吉図幅地域内に広く分布しているが、比較的厚い西端部地域の本層のみ地質図に記入し、他の地域のは省略してある。こゝでは、西端部地域に広く分布するものを主とし、さらに倉吉市東方の駄経寺において見られる新旧ローム層について簡単に触れることにする。

まず、西端部地域のローム層は主として褐色ロームからなり、この上に灰青色ロームを載せ、所により軽石層をさらに載せている。褐色ロームは粘土質で厚さは大体数m以下であるが、10mに近いこともある。高城山に近い下福田～下米積部落付近や上小鴨駅西方および関金駅北方台地登り口付近などで、褐色ロームの下位に厚さ2m前後のよく水磨された円礫層が見られることがある。灰青色ロームはときに灰黄色を示し、凝灰質で軽石片を混じえることがあり、成層していることが多い。厚さは大体数10cmで1mに近いこともある。軽石層は、拳大～クルミ大以下の軽石の集積からなり、全体として灰黄色を呈し、軽石は著しく風化しているため検鏡不能である。また軽石の代わりに白色凝灰岩の見られる箇所もある。この軽石層は局部的で、もっとも厚いのは倉吉市街西方の新倉吉駅付近で5mあり、その北西方の大谷部落付近では3mであるが、一般に1～1.5mのことが多い。軽石層は幅1.5～2.5kmの帯をなして、1つは南西方向に延び、厚さの変化は著しいが次第に薄くなり、関金駅北方の仙隠付近では大体50cm以下となる。また他の1つは北方へ延び大谷茶屋では厚さ2mあり、次第に薄くなりつゝ谷間の道路沿いに分布し、灘付近では厚さ1.5mである。以上の連続した分布と離れて、部分的に軽石層の堆積がみられることがあり、灘手村谷部落付近で厚さ約0.8m、半坂部落西方約1.6kmの道路際では厚さ約2mある。軽石は移動し易いため当時の谷間の低地に集まったためであろう。軽石層の上部は風化し、褐色土壌に潮移しその上に黒色土壌が載っている。しかし関金・上小鴨両駅北方台地では褐色土壌の上に軽石混じり砂層または凝灰質粘土層が1～2mの厚さで載り、その上に黒色土壌が重なる。

次に、倉吉市街東部の駄経寺にある崖の上半部に良好な露出を示すローム層について触れる。ローム層は、上述の西端部地域にもっとも厚く、かつ標式的に分布しているが、その一部のものはいろいろ厚さの変化を示して図幅地域全域を覆っている。駄経寺のローム層もその一例を示しているわけである。

駄経寺の崖のスケッチは第2図に示してあり、下部のH₂～Eについては駄経寺礫層の項で記述してある。こゝではこの上に重なるローム層(D₂～A₁)について記す。

ローム層は第2図に示されるように、構造的に下部ロームと上部ロームの新旧2期の産物に分けられ、また内容的には下部ロームは下位からI(D₂, D₁)およびII(C, B), 上部ロームはA₂, A₁に区分される。各区分単位の色調や内容などについては35頁に示してあるので省略し、こゝではそのうちのいくつかについて、そのなかに含まれる構成鉱物の内容を記しておく^{註9)}。

最下位の下部ロームI中の砂質ローム層(D₂)の灰褐色部には、磁鉄鉱・石英・ジルコン・黒雲母・長石が含まれ、これは花崗岩構成物質に相当し、これより上位の火山性物質からなるローム層とは性質が異なっている。この上位の下部ロームIIの黄褐色含軽石ローム層(C)には、黒雲母・ジルコン・角閃石・斜長石が含まれ、黒雲母角閃石安山岩質といえる。この上位の上部ローム層下部(A₂)は、ジルコン・黒雲母・紫蘇輝石・磁鉄鉱・斜長石・角閃石を含み、黒雲母含有紫蘇輝石角閃石安山岩質といえる。上部(A₁)には磁鉄鉱・紫蘇輝石・角閃石・斜長石を含み、紫蘇輝石角閃石安山岩質といえる。

II. 6. 3 段 丘 堆 積 層

この地域には段丘の発達が発達が貧弱で、竹田川および小鹿川沿岸の一部にわずかに発達するに過ぎない。堆積層は礫層・砂層・粘土層などからなる。小鹿川上流のものは、岩屑の堆積に類するものがある。なお、海岸段丘の発達はこの地域では認められない。

II. 6. 4 砂 丘

倉吉図幅および青谷図幅地域内の海岸に沿って砂丘が発達している。北条町下北条駅北方では、幅1.5km内外、高さ30mに達している。砂丘を構成する物質は、現在の海浜を構成する堆積物質と同じものである。鳥取市近傍の砂丘では、ローム層を境界として古期の砂丘と新期の砂丘とが区別されるが、この地域では、今のところこの点に関する野外資料は得られていない。

なお、地形の項でも触れたように、この砂丘群の特色は、この地域を中心として鳥

註9) 構成鉱物の抽出、決定は当所一色直記技官が行なった。

取県一島根県の海岸地域の諸処に発達する諸砂丘群と異なって、砂丘列が現在の海岸線に平行関係になく、ほぼ垂直に近い角度で配列している点にあるといわれている²²⁾。

II. 6. 5 沖 積 層

本地域の沖積層のほとんどすべては、小鴨川流域およびこれが竹田川と合流した天神川の下流域に分布する。東郷池畔の松崎温泉における試錐の資料³⁾によれば、沖積層は砂層および粘土からなり、厚さは15～20mである。なお、同池北西畔では沖積層上部に含炭質物粘土層があり、小規模の天然ガス発生の起源と考えられている。

III. 応 用 地 質

この地域の鉱床としては、広く分布する花崗岩類を主とする中生代侵入岩類、とくに最末期の第3期花崗岩類（小鴨花崗岩）に伴なう小規模の各種金属鉱床がおもなるものである。これらのうち、南接する奥津図幅地域内の人形峠鉱床とともに、倉吉近傍および南方地域あるいは新第三系下底部に賦存するウラン鉱床は近時発見され、その一部は現在探鉱されている。なお、非金属鉱床としては非常に小規模であるが、中生代侵入岩類に伴なう絹雲母鉱床、および“中新世後期”火山岩類中に亜炭鉱床が見られる。

倉吉北方の由良海岸では戦時中砂鉄を採取した由であるが、その後の調査¹¹⁾によれば砂鉄層は非常に貧弱で、採取に値するものは存在しないとのことなので、こゝには記述しないことにする。また、西部地域の大山火山に由来する火山砕屑岩類中の粘土層には、 Al_2O_3 を30%前後含有する場合があつて、戦時中にはアルミニウム鉱床として稼行準備を行なつたことが報告されている¹⁰⁾。

なお、以下の記述のうち、非堆積型ウラン鉱床および高城モリブデン鉱床については、当所鉱床部石原舜三技官に記述をわづらわし、また上井・下余戸・余川谷・伊木・吉原の各鉱床については、本図幅調査とほぼ同時期に平行して調査を行なわれた鳥取県地下資源開発局斎下康彦・安田満夫両技師に資料を戴いた。

III. 1 金属 鈳 床

III. 1. 1 ウ ラ ン 鈳 床

非堆積型ウラン鈳床

本地域内には1955年のウランの確認とともに急速に開発された歩谷鈳床^{註10)}・円谷鈳床などで代表される含ウラン非堆積型鈳床が多数分布している。いずれも中生代侵入岩類の第3期花崗岩類（小鴨花崗岩）に胚胎されており、ほぼ同花崗岩体の伸びの方向に沿って点在している。これらの含ウラン鈳床は、倉吉鈳山のの名のもとに1956年以降一括して開発され、円谷鈳床・歩谷鈳床については1959年6月まで探鈳が続けられた。

倉吉鈳山は北から砂掘・円谷・歩谷・横路谷および広瀬の各鈳床からなり、これらがNE-SWの方向性を示して分布していることは、鈳脈が同系列であることと関連して興味深い事実である。

これらのうち、砂掘および横路谷鈳床は不規則塊状の鈳染状鈳床であり、円谷および歩谷鈳床は鈳脈鈳床、広瀬鈳床は優黒色岩塊の一部に伴なわれるウラン鈳床である。

砂掘鈳床 円谷鈳床の北端部にあたり、円谷鈳床の追跡中に発見され、かつてトレンチによって探鈳された。不規則塊状に熱水変質をうけ、絹雲母・緑泥石を生じ、それに黄鉄鈳が鈳染し、“褐鉄鈳”が斑点状に汚染する。

ウラン品位は最高0.03% U_3O_8 である。

円谷鈳床 昭和31年8月地質調査所の一連のウラン探査中に発見された鈳床で、倉吉市円谷部落南南東約4.5kmに位置する。その後原子燃料公社によって開発され、現在は車道が通じ便利である。

鈳床は花崗岩中の走向N60°E、傾斜80°NWの破砕帯に沿って発達する粘土脈および石英脈からなる。開発当初のピットで、弱粘土化花崗岩を両盤とする最大幅1.5mの破砕帯には、緑泥石化花崗岩片の間を充して著しく粘土化された部分があり、微粒の輝水鉛鈳の鈳染部と径数cm程度の石英の小塊を伴っていた。この破砕帯のなかを5~15cmで少量の黄鉄鈳・閃亜鉛鈳・方鉛鈳を伴う石英脈が貫いている。

註10) 旧小鴨鈳山は歩谷鈳床の一部である。

放射能異状は粘土化した破砕部でもっとも強く、強放射性鉍物^{註11)}は黒色煤状の薄膜で、石英・粘土および微細な輝水鉛鉱・黄鉄鉍を伴っていた。

円谷鉍床はその後1号坑で約160m余、30m下部の2号坑で約500m、さらに-30mの下一番坑で150m、それぞれ鉍脈の走向延長を追跡している。これによって鉍床は走向延長に約400m、傾斜方向に約70mまで連続性が確認されている。

鉍床の規模については、原子燃料公社により次のように算定されている。

	西 部		東 部	
推 定 鉍 量	2,090 t	0.014%		
予 想 鉍 量	897 t	0.008%	10,144 t	0.006%
	14,186 t	0.016%		

鉍床の性格は、下部においても露頭部ピットで観察されたものと類似している。主として粘土化破砕帯からなり、局部的に硫化鉍物を伴う石英脈が見られる。富鉍部の一例として、1号坑口から2～3mの地点では、絹雲母・緑泥石化花崗岩に挟まれて、上盤から粘土化帯(5～10cm)、硫化鉍物鉍染帯(5cm内外)、石英脈(2～4cm)となっている。一般には、破砕帯を主体とし、幅最大約1mで、絹雲母・カオリンを主とする粘土からなっている。

本鉍床には鉍脈に斜交する安山岩および珪質岩脈の発達が著しく、とくに1号坑口と2号坑口との間では、鉍脈は支離滅裂に寸断され不連続帯をなしている。これらの岩脈類の走向は、ごく概括的にはNNE-SSW系であり粘土化作用が著しい。

現在までに確認されているウラン鉍物はコフフィナイトおよび燐灰ウラン鉍である。前者は、a) 黒色粘土帯中に黄鉄鉍を被覆し、または平球状外形を示して産するもの、b) モンモリロナイト化した部分との接触部の下盤際で、花崗岩の表面に薄く産するものがみられる。後者は上記b)の上盤際の珪質岩中に散点するほか、常にモンモリロナイト化岩脈のなかに見られる。

ウラン鉍物が確認された場合を除けば、一般にウラン品位は輝水鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉍および黄鉄鉍を伴う石英-粘土脈が高く、脈品位で0.0n-0.n% U₃O₈程度

註11) その後探鉍坑道で得られた同様の試料について地質調査所および原子燃料公社によってX線粉末回折像からコフフィナイト(Coffinite)が同定された。

が検出されるが、粘土脈のみからなる場合は0.00% U_3O_8 となり、これらは粘土鉱物によるウランの吸着が考えられる。

歩谷鉍床 本鉍床の旧坑地並の鉍床調査は浜地・関根・石原でなされ、すでに報告²⁷⁾したので詳細については略する。

その後本鉍床の開発が進み、旧坑地並より下部に-30mの地並差で、大切坑・下一番坑および下二番坑と開発された。

旧坑で約200m追跡されていた本鍾は、大切坑で約400m、下一番坑で約150m、下二番坑で数10m探鉍されている。このほか大切坑で1号鍾を100m弱、2号鍾で約200m探鉍している。

本鍾は走向N40~60°E、傾斜70~80°NWで、富鉍部では最大幅70~80cmで、その部分では鉍脈は粘土帯・石英脈および鉍染帯から構成されている。両盤の花崗岩は、珪化、赤鉄鉍化、緑泥石化および各種粘土化作用などの変質作用を受けている。粘土帯は、モンモリロナイト・カオリンおよび絹雲母からなり、硫化鉍物は黄鉄鉍・硫砒鉄鉍・黄銅鉍・閃亜鉛鉍および方鉛鉍が、石英脈やその周囲の鉍染帯に見られる。

本鍾は大切坑地並でもっとも肥大し、より下部では脈が分岐して徐々に劣勢となる。傾斜も下一番坑地並ではほぼ直立に近く、下二番坑ではSE傾斜となり、鉍脈の断面は弓状に彎曲している。鉍脈はカオリン・モンモリロナイト・絹雲母および緑泥石からなる粘土脈を主体にし、一部に硫化鉍物-石英脈を含んでいる。

ウランの品位については、たとえば、最高脈品位の大切坑地並の本鍾着脈点よりN-S鍾押坑道に114m間の平均脈品位（幅27cm）は0.042% U_3O_8 である。その他旧坑地並44m間については脈幅40cm、品位0.021% U_3O_8 、下一番坑地並64m間は脈幅54cm、品位0.037% U_3O_8 である^{註12)}。

以上の結果その他から、富鉍部は大切坑を中心としてほぼ円形-楕円形の断面で表わせるものと思われる。

一般的に言えば、富鉍部は、破碎構造が著しいとともに各種の粘土化作用を著しく受け、なかでも黒色を帯びた石英や緑泥石が発達し、それに伴われて種々の硫化鉍物の多い部分である。

ウランは、1) 鉍物として産するものと、2) 粘土鉱物に吸着されているものがある

註12) 原子燃料公社資料による。

るものと思われ、前者にはコッフィナイトおよび燐灰ウラン鉱がある。コッフィナイトは、a) 硫砒鉄鉱・石英間に沿ったり、両者を埋めたりして見られるもの（旧坑地並）、b) 花崗岩中に鉱染する黄鉄鉱粒の周辺と共生するもの（大切地並）とがある。燐灰ウラン鉱は、旧坑の一部や、大切坑地並で1号脈に貫入した粘土化安山岩の一部に鉱染している。

現在までの予想鉱量、推定鉱量は下記のとおりである^{註13)}。

				U ₃ O ₈
1号鍾	予 想 鉱 量	957 t		0.008%
		815		0.006
2号鍾	予 想 鉱 量	5,373		0.017
		5,800		0.013
本 鍾	推 定 予 想 鉱 量	16,770		0.028
		39,941		0.028
総 計	推 定 予 想 鉱 量	16,770	} 約70,000 t	
		52,886		

横路谷鉱床 横路谷鉱床は菅原部落の南西方約500mにあつて、前記歩谷鉱床のちょうどSW延長上に位置している。

絹雲母化を主とする変質を受けた花崗岩を母岩とし、N60°E方向に約20m間隔で4個の塊状鉱体が配列している。鉱体の周辺は断層および節理で支配される場合と、アプライトおよび安山岩脈で境される場合とがあり、ウラン品位の高い部分は黄鉄鉱-方鉛鉱-緑泥石-燐灰ウラン鉱-銅砒ウラン鉱の組み合わせからなる部分であり、塊状部で最高0.05% U₃O₈程度であるが、その周辺の変質帯では0.01% U₃O₈以下であったといわれている。

その他 上記横路谷鉱床のSW方向にやゝ離れて広瀬鉱床がある。広瀬鉱床は広瀬部落の南方約2.5kmにあつて、1956年夏の地質調査所の一連の探査で発見され、以後わずかに坑道探鉱された。

鉱床はかなり広い分布を示すアプライト質花崗岩の北端部内に捕獲岩塊として包有

註13) 原子燃料公社資料による。

されている数10cm～数mの優黒色塊状岩塊で、林道に沿った崖の一部に露出している。この優黒色岩塊については岡田茂の報告がある。黒雲母は一部で緑泥石化し、硫化鉍物をしばしば伴っている。

放射能異常はその一部で認められ、最高ウラン品位は0.018% Uを示した。

このほか、丸山修司・小尾五明および小泉久直によって確認された含ウラン露頭に、下記のものがある。

a) 田郎田屋敷（東伯郡三朝町田郎田屋敷部落入口のバス道横にある）

花崗岩中の粘土化安山岩で、幅50cm，走向N20°E，傾斜85°SE，一部に褐鉄鉍を伴ない，自然数の3.5倍，0.085mR/hr^{註14)}，ウラン品位は0.024% U₃O₈を示した。

b) 助谷（三朝町助谷部落西方1kmにある）

走向N-S，傾斜80°W，幅1m内外の粘土化安山岩で，自然数の2～3倍，0.1mR/hrを示し，肉眼的に燐灰ウラン鉍を認めた。

c) 牧（三朝町牧部落南西1.5kmにある）

走向N20°E，傾斜80°NW，幅1～2mの粘土化安山岩が自然数の2～3倍の異常を示している。

堆積型ウラン鉍床

図幅地域南東部の脊梁の南側（奥津図幅地域内）にあたる人形峠付近に、1955年に堆積型ウラン鉍床が発見されて以来、同種鉍床の発見のための調査が行なわれ、その結果図幅地域東半部の各所で、新第三系下底部に堆積型ウラン鉍床が発見され、その一部は現在原子燃料公社により探鉍が進められている。

この地域の新第三系は、第5表に示すように、いろいろの層準のものが花崗岩類の基質の上に乗っている。このうち堆積型ウラン鉍床が発達するのは、“中新世後期”火山岩類および倉吉図幅－奥津図幅地域の“鮮新世”火山岩類の下底部で、ほとんど

註14) Nucliometer (Geiger Counter) Detectron, U.S.A. により測定。

熔岩のみからなる青谷図幅一倉吉図幅地域の“鮮新世”火山岩類の場合には、今のところ鉱床の存在は認められていない。

これら両火山岩類の下底部で放射能異常あるいは2次的含ウラン鉱物の存在が認められる地域は、南東部地域の丹戸南方および北方一帯、および東郷池南東の別所の東方山稜部の2カ所で、いずれも原子燃料公社により探鉱中であり、とくに別所地域では探鉱坑道が掘進されている。なお、三朝温泉南東の吉田付近でも、“中新世後期”火山岩類の下底部に放射能異常を示すところがある由である。

まず、丹戸地域の“鮮新世”火山岩類下底部付近の状態を大づかみにまとめれば、下位から（1）上端部に0～1.5m前後の厚さの風化部をもつ基盤の花崗岩類。（2）花崗質砂層。このなかには花崗岩礫あるいは安山岩礫が含まれ、厚さは0～6m前後である。（3）丹戸凝灰角礫岩および高清水玄武岩類に相当するもので、安山岩質凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩などからなる火山砕屑岩類が主体を構成し、この下底に近い部分に1枚あるいは2枚の玄武岩熔岩がある場合が多い。これら（1）～（3）のうらで含ウラン層に相当するものは（2）である。現在、原子燃料公社倉吉出張所では、この地域の神倉部落に事業所を置き、トレンチやボーリングなどにより探鉱を進めている。

次に、北方の別所地域の含ウラン層は、図幅調査実施末期には小露頭が発見されていたのみであったが、その後原子燃料公社により探鉱が進められ、現在は探鉱坑道が掘進されている。なお同地には同社倉吉出張所により探鉱のための事業所が設けられている。

同所の資料を総合すれば、この地域は、基盤の花崗岩の上に下位から（1）厚さ0～2mの花崗質砂層、（2）厚さ1.5～2.0mの白色粘土（花崗岩および安山岩の礫を含み、上部は黄色～黄褐色）、（3）花崗質砂層を混在する褐色～緑褐色凝灰岩～火山礫凝灰岩（厚さ1.5～8m）、（4）厚さ1～5mのココア色凝灰岩、（5）玄武岩熔岩、となっている。これらの（1）～（5）のうち含ウラン層に相当するものは（1）～（3）であるが、現在のところでは（2）および（3）、とくに（3）に高放射能異常が認められているとのことである。

Ⅲ. 1. 2 上井含マンガン磁鉄鉱鉱床

鉱床露頭は、山陰本線上井駅東方1.5km地赤隧道の北側民家裏にあり、露頭に近

接して南側に県道が通じている。

鉱床は露頭に過ぎず未採行である。

付近の地質は、中生代火山岩類に属する流紋岩、これより新期中生代侵入岩類の第3期侵入岩の周縁相に相当する細粒黒雲母花崗岩、およびこれらを覆う“鮮新世”火山岩類に含まれる安山岩からなる。

鉱床は、流紋岩中の熱水性裂罅充填磁鉄鉱脈で、露頭では4条の平行脈があり、鉱脈付近は黄鉄鉱の鉱染および珪化作用が認められる。鉱脈は磁鉄鉱・赤鉄鉱からなり、それに黄銅鉱・黄鉄鉱を少量伴っている。上盤側から3条目が主脈であり、その走向N-S～N10°W、傾斜W30°、脈幅は1.0～1.2mである。

鉱石分析²⁾は次のとおりである。

品位 Fe 42.45%, Mn 12.13%

三井鉱業竹原製錬所分析

Ⅲ. 1. 3 下余戸磁鉄鉱鉱床

鉱床は、倉吉市下余戸部落の東方約500mの地点にあり、標高240m余の丘陵西麓に位置し、比高約100mの山腹に旧堅坑およびトレンチの跡がある。交通の便良く、山陰本線上井駅から直距離南南東2km、路線距離3.5kmである。

鉱床付近の地質は、中生代火山岩類に属する流紋岩、これを貫く中生代侵入岩類の第3期侵入になる粗粒～中粒黒雲母花崗岩・細粒黒雲母花崗岩、およびこれらを覆う“鮮新世”火山岩類に属する玄武岩熔岩などからなる。鉱床は細粒黒雲母花崗岩中の裂罅充填鉱脈に属し、走向N85°W、傾斜N80°、幅20～100cmに及ぶ膨縮するレンズ状を呈する延長13mが確認される。堅坑下部において、磁鉄鉱80%以上を有する富鉄部があるのみで、他の露頭部においては中石や石英が多く、磁鉄鉱は10～50%の品位である。ズリ中には黄鉄鉱・硫砒鉄鉱・磁鉄鉱の共生する鉱石がある。

本鉱床は従来の調査記録によれば硫砒鉄鉱山とあるが、今回の調査によればむしろ磁鉄鉱鉱山というべきであろう。

Ⅲ. 1. 4 余川谷硫砒鉄鉱鉱床

三朝町穴鴨北東方直距離3.5kmに位置し、穴鴨北方1.3kmの余川谷を遡ること

1.5km、さらに支沢を北東に1.5km、標高480mの地点に坑口がある。この間道は険阻で車を通せず、交通の便は甚だ悪い。

付近の地質は中生代火山岩類およびこれを貫く中生代侵入岩類の第3期侵入になる、中粒～粗粒黒雲母花崗岩からなる。

鉱床は坑道崩壊のため入坑不能で詳しくはし得ないが、花崗岩に接する中生代火山岩類の節理を充填する硫砒鉄鉱を主とし、黄鉄鉱を伴う硫砒鉄鉱脈と考えられ、ズリ中には硫砒鉄鉱の含まれる絹雲母石英脈片が認められる。

Ⅲ. 1. 5 高城モリブデン鉱床

高城鉱山のモリブデン鉱床は、倉吉市沢谷字柳助に位置し、部落の北方直距離1kmにあり、倉吉市街の西方約8.5kmの沢谷まではバスを通ずる。

本鉱山は第2次大戦以前に発見され、小規模に稼行されたが、昭和28年以降太陽鉱工株式会社の経営となる。

昭和28～29年は探鉱を主とし、昭和30～31年に約300tの粗鉱を生産した。粗鉱品位は、 MoS_2 1%前後で、手選精鉱は2%程度であり、大東鉱山選鉱場へ送られている。昭和31年11月現在30HPコンプレッサーを用い、月産粗鉱約30t、従業員20名で、第1坑・第2坑と開坑し採掘されていたが、1958年末に新露頭が発見されたという。

鉱床は中生代侵入岩類の第3期侵入になる黒雲母花崗岩（小鴨花崗岩）中の熱水性モリブデン石英脈で、主脈は1条、一般走向は $\text{N}20^\circ\text{E}$ 、傾斜 $40\sim 60^\circ\text{SE}$ 、走向延長約150m、傾斜延長50m以上、脈幅最大30cmで、2ヵ所に富鉱体をもつ。鉱石は輝水鉛鉱を主とし、少量の黄鉄鉱を伴ない、輝水鉛鉱は微細なものを主とするが、一部は鱗片状のものもある。

母岩の花崗岩は珪化作用、粘土化作用、緑泥石化作用をうけ、気成変質作用は認められない。鉱脈の上下盤、中央を貫いて粘土化安山岩の岩脈が存在する。

なお、図幅南東部地域の鉛山部落の南方および北方付近には旧坑があるが、現在は出水のため坑内に入れず、鉱種や往時の状況は不明で、また調査報告などの資料も発表されたものはない。

Ⅲ. 2 非金属鉱床

Ⅲ. 2. 1 伊木絹雲母鉱床

倉吉市伊木部落東方0.4km、標高55mに位置し、山陰本線上井駅から南方約2kmで達し、交通の便は良い。

日本セリサイト工業株式会社が昭和30年7月に探鉱を開始し、昭和32年9月までに神戸製鋼に400tを出荷したというが、当時の鉱石品質などは不明、現在は休山中である。

付近の地質は、中生代火山岩類に属する流紋岩からなり、この東方にはこれを貫く中生代侵入岩の第3期侵入になる花崗岩類が分布する。

鉱床は流紋岩中の破砕帯に沿い、熱水変質作用によって生成された絹雲母鉱脈で、走向N35～60°E、傾斜N35～45°である。走向延長50m、深さ20m、脈幅0.3～1.0m、品位20%前後が見込まれる。

変質帯は下盤側から、珪化帯→セリサイト帯→カオリナイト帯と累帯配列が見られ、第1坑40mでは走向N75°E、傾斜N30°の断層によって切られている。

鉱石は、一般に多少の黄鉄鉱を含むが、局部的に黄鉄鉱を伴わず品質の優良なものもあるが、その規模はごく小さい。旧採掘跡から推定すると、稼行当時は約幅員20m、延長20m大の鉱体を想像しうるも、現在坑内では両端が尖滅する延長10～20m、脈幅10～20cmのものを2、3認めるのみである。

Ⅲ. 2. 2 吉原亜炭鉱床

三朝町吉原北方約300m、標高450mの沢に坑道を認め得るが、付近には現在亜炭層も亜炭の破片をも確認できない。

しかし、古く江戸時代から「五平田」の産地として知られ、奉行の命により試掘されたことがあるといわれる。

付近の地質は中生代侵入岩類に属する花崗岩類、およびこれを被覆する“中新世後期”火山岩類からなる。堆積岩および火山岩類は、下位より流紋岩・流紋岩質凝灰角礫岩・泥岩・凝灰質砂岩・安山岩および同質凝灰角礫岩から構成されている。

坑道では亜炭層も亜炭の破片も確認できなかったが、坑道の状況から泥岩と凝灰質

砂岩との互層部に、木質亜炭の薄層の存在が推定される。

Ⅲ. 3 温 泉

図幅地域の大部を占める中生代侵入岩類の第3期侵入になる黒雲母花崗岩（小鴨花崗岩）の分布地域内には、三朝温泉・東郷池畔の東郷松崎温泉・浅津温泉および関金温泉の4温泉が湧出している。

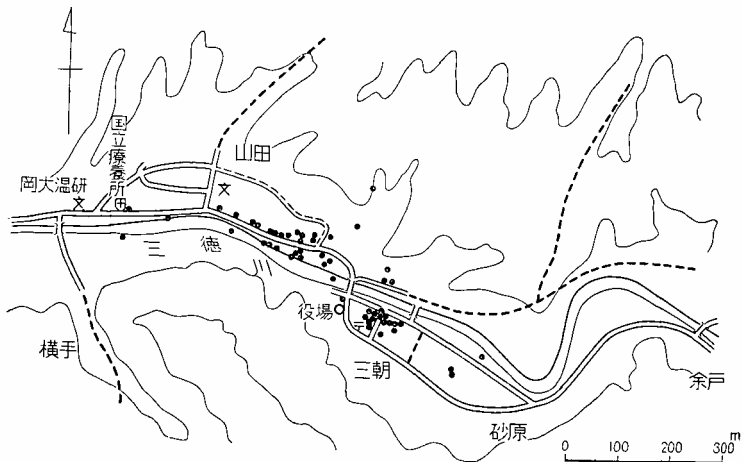
この第3期花崗岩は、この地域のみならず、鳥取市地域あるいは松江市地域まで東西に亘り、広大な岩体を形成しているものと見られるが、各地に温泉が知られていて、この点この花崗岩のもつ特徴の一つに数えられるであろう。

三朝温泉には岡山大学温泉研究所が設置されているが、以下の各温泉の記述は同研究所梅本春次教授によるものである。

Ⅲ. 3. 1 三朝温泉

分 布

三朝温泉の各源泉は三徳川の河岸に沿って約1kmの間に東西に分布し（第5図参照）、河岸からの距離は1、2の例外を除けばすべて100m以内である。源泉の数は、



第5図 三朝温泉主要源泉分布図

枕湯（浴場内に飲用として設けた源泉で、浴用とは別箇に約50cm²の表面積を有する源泉）をも含めて約120mとなり、ほとんど全部の源泉が利用されている。なお、河底下からボーリングによって得られた源泉が2つある。

源泉の分布と地質構造との関係については2、3の報告が知られているが、定説といわれるようなものは知られていない。深度に関しては非常にまちまちで、浅いものは地表下2～3mの深さのところから湧出しており（通称手掘りと呼ばれている）、深いものはボーリングによって300mの深度に達しているものがある。三徳川の南側の源泉は、4源泉以外はすべて地表下2～3mのところから湧出している源泉ばかりであるが、北側では約20源泉あまりはボーリングによって得られた源泉である。ボーリングによって採湯している源泉は全源泉の半数以下であるが、近時ボーリングによって源泉を求める傾向が強くなり、次第にかゝる源泉の割合が増加しつつある。

湧出量・泉温

湧出量は源泉ごとに非常に異なり、最高は約140l/min（動力揚水）で、最低は約2l/minであるが、一般には10～20l/min程度のものが多い。この他は使用する状態における湧出量で示されている場合もあり、また使用する状態における湧出量の測定が不可能な場合には、特殊な方法を利用して測定した値もある。

泉温は最高約80℃、最低約36℃であり、一般には50～60℃の源泉が多い。この値もまた測定法によって異なってくるわけである。

これらの数値を確然と述べ難いのは自然変動があることと、まったく同一の方法で全源泉の値を測定することが困難であるからであり、源泉相互の値を比較する場合はっきりした数字を挙げない方が適切と考えたからである。したがって三朝温泉における湧出量・泉温の数値に関しては測定法の記載を併記しなければ、一義的に他の数値との比較はできない。

化学成分

三朝温泉の化学成分のおもなものは、陽イオンとしてはNa⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺であり、陰イオンとしてはCl⁻、HCO³⁻、SO₄²⁻で、他に珪酸、メタ硼酸がある。あえて泉質の名称を挙げれば、単純泉、弱食塩泉または含重曹弱食塩泉という名称に属す

と考えられる。これらの名称とともに硫黄泉という名称を与え得るものもある。数源泉を除いては放射能泉である。ちなみに昭和26年鳥取県衛生研究所および岡山大学温泉研究所で行なった分析結果のうち、上述の泉質を代表するような源泉を選んで、第13表に分析表を示す。

第13表に示されている成分以外の微量成分についても、Cu, Zn, As, F, チオ硫酸イオン, 亜硫酸イオン, 硝酸イオン, Br⁻, I⁻の定量が試みられ、Ni, Coが検出されている。Cuは1~6γ/l, Fは2~15mg/l, チオ硫酸イオンは0.5mg/l以下, 亜

第14表

	株湯	山田区共同湯	齋木別館	赤崎屋	ヒスイの湯
Na ⁺	201.5	267.9	342.1	438.5	244.9
K ⁺	31.4	39.2	14.8	33.2	31.4
Ca ²⁺	16.6	37.9	24.2	25.5	18.0
Mg ²⁺	14.2	3.06	1.73	1.97	8.30
Fe ²⁺	0.3	0.44	0.16	0.23	0.25
Mn ²⁺	0.15	0.40	0.71	0.43	1.08
Al ³⁺	0.67	0.70	0.58	0.26	0.55
NH ⁴⁺	0.37	痕 跡	1.85	0.11	0.12
Cl ⁻	204.8	402.7	423.5	552.0	309.2
HCO ³⁻	257.7	90.6	244.8	249.9	170.2
SO ₄ ²⁻	78.7	98.0	84.0	86.4	78.7
HPO ₄ ²⁻	0.33	0.63	1.36	0.41	—
S ²⁻ O ₃ ²⁻	1.67	—	—	0.08	—
遊離炭酸	17.6	52.9	11.7	51.1	46.4
硫化水素	0.3	—	—	2.53	—
珪 酸	102.2	126.3	62.9	207.2	99.4
メタ硼酸	4.8	13.4	3.57	5.05	5.4
ラ ド ン	10	17.7	23.8	53.6	316
泉 質 名	単純泉 放射能泉	弱食塩泉 放射能泉 *	含重曹食塩泉 放射能泉	弱食塩泉 硫黄泉 放射能泉	弱食塩泉 放射能泉

ラドン以外の濃度はmg/l単位, ラドンはMache単位で示す。

* Sの定量値がないが, 硫黄泉に属することが知られている。

大島良雄・御船政明・山田尚春・上山昭子：岡山大学温泉研究所報告, 16,1 (1961)；鳥取県温泉分析台帳による。

硫酸イオンは0.2mg/l以下、硝酸イオンは0.00~5.6mg/l、Br⁻は1.6mg/l、I⁻は<0.05mg/lという値が得られている。

放射性核種

三朝温泉の含有化学成分の特質は放射性核種が多量あることであり、ラドンは著量含有されており、572Mache (2080×10⁻¹⁰curie/l) というラドン含量を示した源泉もあり、この値は高温泉では本邦中もっとも高い値を示したもので、われわれの知る限りにおいてはイタリア・イスキア島のラコアメノ温泉(高温泉)に次ぐ値となっている(3,850Mache)。なお泉温の低い鉱泉においては Oberschlenna, Brambach, 増富鉱泉, 池田が高いラドン含量を示しており、高温泉とは比較にならないくらい高い値である(10,000Mache前後)。なお三朝温泉では井戸水で温泉水よりも高いラドン含量のものがあることが知られている(1,000Mache前後を示すことがある)¹⁰⁾。

三朝温泉におけるラドン含量は強放射能泉の例にもれず、地域的に異なり、三徳川の北側と南側にそれぞれラドン含量の高い源泉が一群をなして湧出しており、この2群から遠ざかるとラドン含量は少なく、またボーリングによって得た源泉では動力使用のせいもあってか、一般にラドン含量が低い。

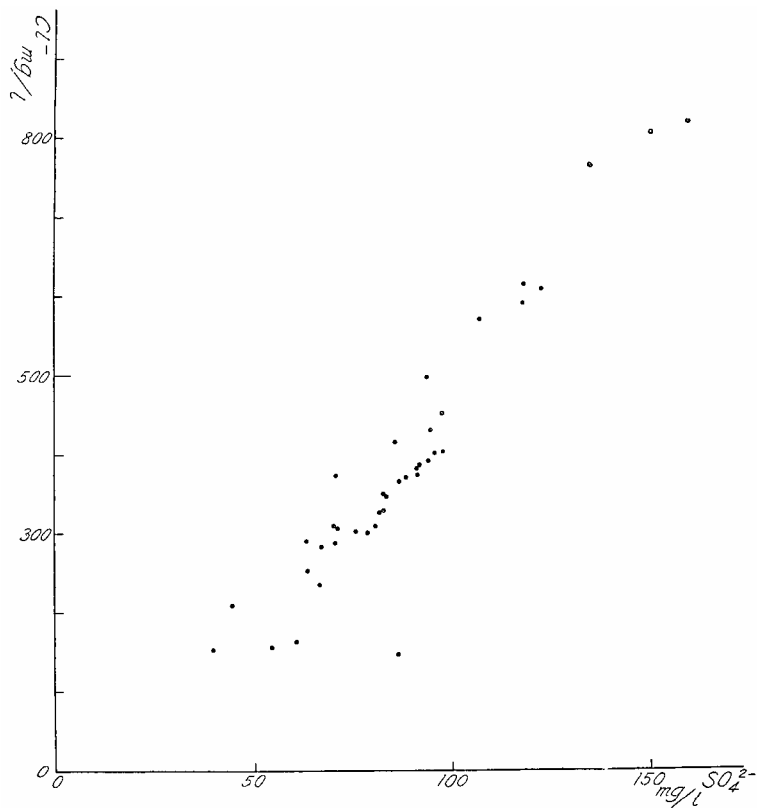
トロン含量についても測定が行なわれており、大橋天然霊泉で7×10⁻⁸curie/l、三朝館月見の湯で1×10⁻⁹curie/l、また他の源泉のトロン含量についても報告されている。

なお、ラドンおよびトロンの存在が知られている以上ウラン-ラジウム系列およびトリウム系列の放射性核種の存在は当然考えられることで、ウラン-ラジウム系列では、ラドンのほかにRa, RaA, RaB, RaC, RaEが定量され、Raは1~20×10⁻¹⁰curie/l, RaA, RaB, RaCはラドンとの平衡量に近い値が得られており、RaEは2×10⁻¹²curie/lという値が知られている。トリウム系列では、Th, MsTh I, RdTh, Th X, ThBが定量されており、Thは0.5~72×10⁻⁵g/l, MsTh Iは1~55×10⁻¹²curie/l, RdThは0.1×10⁻⁵gThu/l, Th Xは1~100×10⁻¹²curie/l, ThBは6.3×10⁻¹¹curie/lという値がそれぞれ示されている。これら放射性核種の含量は多くの源泉について、またたびたび測定されたとは限らないので、これらの数字は一応の規準を示すものとするのが適当であろう。

主成分相互の関係

主成分中陽イオンのうちもっとも多いものは Na^+ で、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} は Na^+ に較べると遙かに少ない。陰イオンでは Cl^- がもっとも多く、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} がこれに次ぐ。

Cl^- 含量と SO_4^{2-} 含量の間には非常に良い正の相関関係が認められる（第6図参照）。すなわちこれらの化学成分はかなり深いところからともに温泉水に入って来て、各源泉におけるこれらの化学成分の濃度差は稀釈によって生じたものと考えられる。 Cl^- や SO_4^{2-} 含量と HCO_3^- 含量の間には相関関係が認められないが、これは HCO_3^-



第6図

が Cl^- や SO_4^{2-} とは異なった供給状態にあることを示している。泉温と Cl^- 含量や SO_4^{2-} 含量との間には、必ずしも相関関係が認められないが、 Cl^- や SO_4^{2-} を含んだ熱水が上昇して稀釈されて温泉水となって湧出する間において、冷却の程度および冷却のされ方が源泉ごとに異なっているためと考えられる。

温泉沈澱物

一般に温泉沈澱物はきわめて少なく、大部分の沈澱物は橙赤色で鉄質のものであるが、これは非晶質で鉄の水酸化物とみなされる。あるいは酸化鉄の水加物といった方が適当であるかもしれない。この鉄質の沈澱物のなかにはごくわずかに黄鉄鉱の存在が認められる。この種の沈澱物中にラジウムが多量含まれているものがあり、 $0.67 \times 10^{-8} \text{g/g}$ という値が知られている。またこの沈澱物の組成は SiO_2 , 26.22 ; Fe_2O_3 , 44.07 ; Al_2O_3 , 8.06 ; MnO , 3.96 ; H_2O , 17.93%となっている。

この種の沈澱物のほかに鉄マンガン質の沈澱物が湧出口付近の岩石に堅く固着しているものが知られており、この沈澱物にはきわめて多量のラジウムが含まれており、 $1.18 \sim 5.74 \times 10^{-8} \text{g/g}$ という測定値が知られている。またこの種の沈澱物中の RdTh の定量も試みられた。鉄マンガン質の土壤中にラジウムが濃縮される傾向のあることから考えると、共通の現象によって濃縮されるのかも知れない。

このほか珪華および炭酸カルシウムを主体とする沈澱物もごくわずか採取されたことがある。また湧出量・泉温および化学成分の変動、温泉成分の変動は各源泉において見られるが、著しい源泉と著しくない源泉とあり、またそれぞれ変動の型が一樣ではない。成分によってもラドンのように変動の著しいものがある。

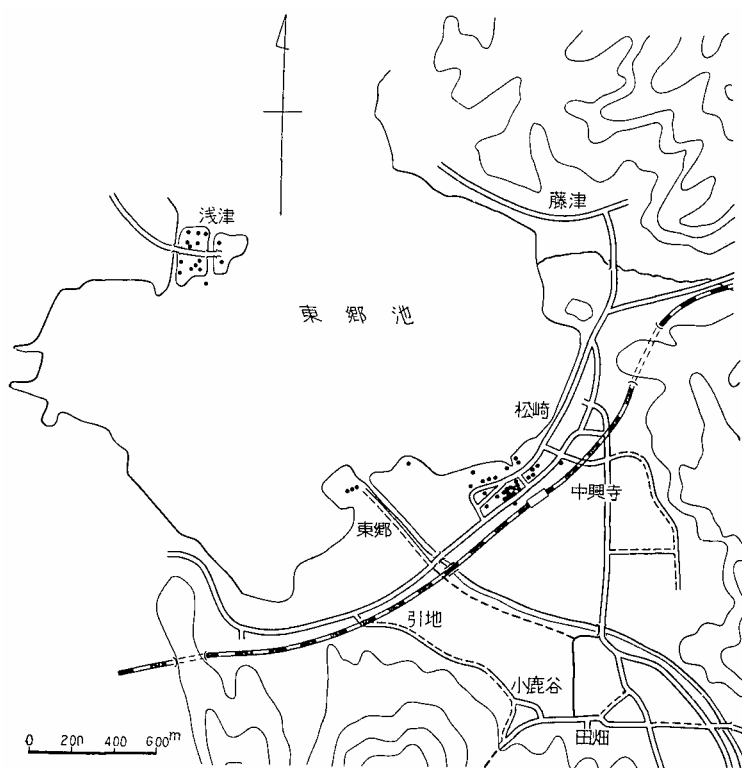
一般には周囲の田圃に水を入れた時期には湧出量が増大し、泉温が上昇するが、地表近くから地下水が混入して、この時期に逆の現象を呈する源泉もあるが、その数は少ない。また降雨、とくに大雨によっても同一の現象が認められる。河岸に近い源泉では人工的な河川水位の上昇（堰堤の構築、ダムの放水）によって、湧出量、泉温の上昇が認められる源泉が多いが、直接地下水の混入が起こる源泉もあり一樣ではない。当然のことながら、ボーリングによって得た源泉では動力使用のせいもあって、一般に変動は著しくない。

Ⅲ. 3. 2 東郷松崎温泉および浅津温泉

分 布

東郷松崎温泉は東郷池の南岸に湧出しており、東西にわたって約1kmの間に湖畔に見られる。湖岸からの距離はおよそ100m内外である。源泉の数は約50でそのうち20%は利用されていないし、また泉温が低いために浴用として利用しないで、他の目的に利用しているものもある。これらの源泉はすべてボーリングによって得られているが、ボーリングは一般に第四紀層のなかに止まり、岩盤に達していない。深さは30~100mであり、不透水層に挟まれた温泉水含有の砂層から採湯している。

浅津温泉は東郷池の西岸突出部に密集して湧出しており、源泉数は約20ですべて



第7図

ボーリングによって得られている。深さは20～50m程度である（第7図参照）。

湧出量・泉温

東郷松崎温泉では、湧出量は自然湧出の状態では10l/min内外であるが、動力使用によってもっと多量を採湯している源泉もある。泉温は約30～70°Cくらいであるが、一般には50°Cくらいの源泉が多い。

浅津温泉では湧出量は10～50l/minで、泉温は45～65°C程度である。浅津温泉群に属すと考えられる源泉で、湖底からボーリングによって得た源泉があり、70°C近い温泉水を多量に得ている。

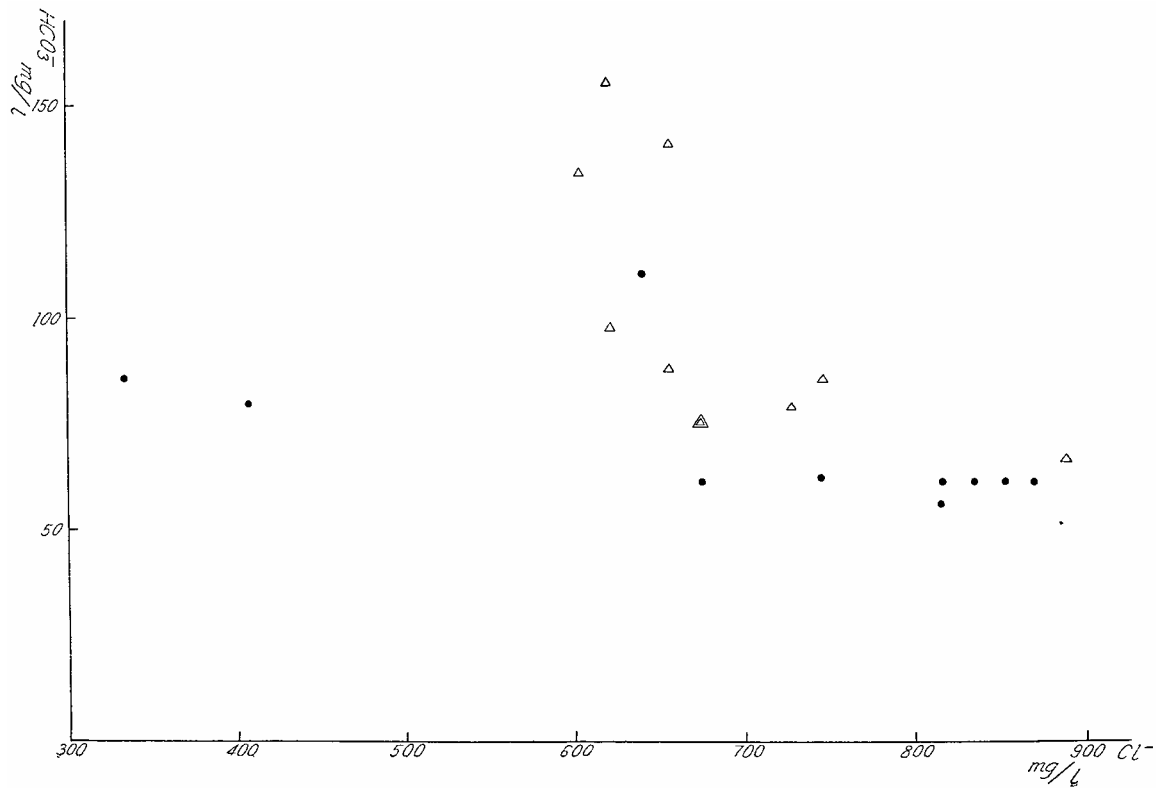
化学成分

陽イオンとしては Na^+ がもっとも多く、 Ca^{2+} がこれに次ぎ、 K^+ 、 Mg^{2+} その他を含んでいる。陰イオンとしては Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- の順に多い。泉質の名称は弱食塩泉または含芒硝弱食塩泉である。三朝温泉・関金温泉・浜村温泉^{註15)}のような放射能泉が近いところにあるが、本温泉群では放射能泉と称しうる源泉は数源泉に過ぎない。

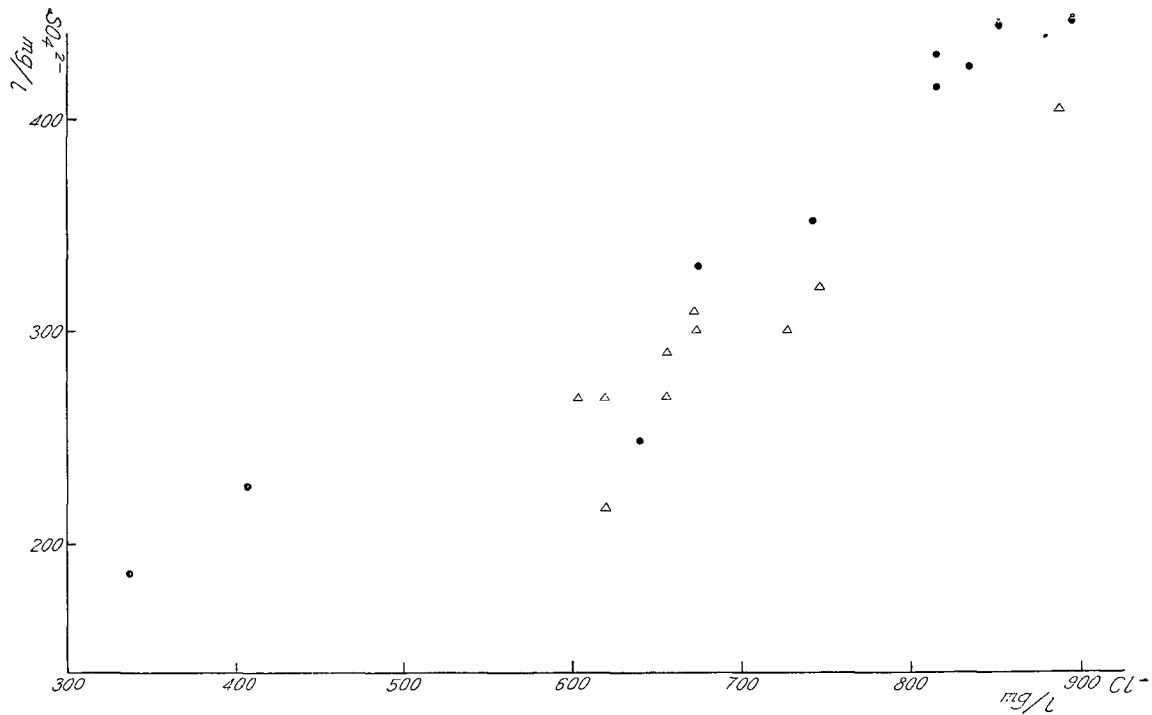
主成分相互の関係

主成分の関係を示す第8、9図をみると、東郷松崎温泉と浅津温泉とは別々の2群に分けた方がよいと考えられる。すなわち図中●で示した点は東郷松崎温泉、△で示した点は浅津温泉の値を示している。すなわち、第8図において Cl^- — SO_4^{2-} の関係はいずれも正の直線相関が認められるけれども、これら2群の間には幾分のずれが認められる。しかしこの程度のずれは本質的なずれを示しているとは考えられない。 Cl^- — SO_4^{2-} の関係とまったく同様な関係が、 Cl^- — Na^+ 、 Cl^- — Ca^{2+} の間にも認められる。次に第9図においては Cl^- — HCO_3^- が負の直線相関のあることを示しており（東郷松崎温泉ではこの測定値ではあまりはっきりしないが、両温泉群を同時に示すのに適当でしかも相関のはっきりした測定値がないので、便宜上この測定値を利用した）、しかも東郷松崎温泉と浅津温泉群はまったく異なった関係にあることがわかる。なお

註15) 東接する鳥取南部図幅地域にある。



第 8 图



第9図

東郷松崎温泉群中むしろ浅津温泉群に属した方が良いと考えられる源泉が1つあるが、これは東郷地区にある源泉で、 $\text{Cl}^- - \text{Ca}^{2+}$ の関係においてもまったく同様な関係にあり、地下における熱水の供給および稀釈の状態を示す一つの目安になるのではないかと考えられる。すなわちこれら両温泉群は同一の源から供給された熱水が、湧出途中で化学成分の面から見た2群に分けられるようになったと考えられる。

温泉沈澱物

橙色の沈澱物が見られる源泉があるが、その量も少なく特記すべきほどのものは知られていない。

湧出量・泉温および化学成分の変動

東郷池の湖面水位の変動によって、湧出量、泉温および化学成分の変動が認められる。また降雨、とくに大雨のときも認められる。変動のある場合の湧出量、泉温の変動がかなり大きくても化学成分には著しい変動は認められない。ちなみに、湖面水位の変動は降雨、積雪以外に橋津における海との連絡点がふさがれることによって起こる場合があり、この現象は年々周期的に起こり、これに伴って温泉の湧出量、泉温などの変動をもたらす。

また当然のことながら、一源泉の動力揚水による他源泉の変動もなかなか大きく、影響のあらわれる時間的なずれがきわめて短い場合が多い。第四紀層から温泉水をとっているから、地下における温泉水の移動が起こりやすいものと考えられる。

Ⅲ. 3. 3 関金温泉

関金温泉は倉吉市の南西約10kmのところであり、南方の山塊と小鴨川畔の平地の接するところから、北西方向の線に沿って約400mの間に各源泉は湧出している。10余の源泉は直接にはすべて風化を受けた花崗岩から湧出しており、掘さく深度はまちまちで1~65mである。泉温は最低38°Cから最高55°C程度で、きわめて温度の高い源泉はない。湧出量は最低数l/minで最高は30l/min程度である。近時開発の機運が強く、しかも掘さくの深度も深くなる傾向がうかがえる。含有化学成分は少なく、単純泉に属す。陽イオンとしては Na^+ がもっとも多く、150mg/l前後で、

次に $\text{Ca}^{2+}-\text{K}^{+}$ であるが、いずれも 10mg/l 前後の値を示している。陰イオンとしては HCO_3^{-} がもっとも多く、 Cl^{-} 、 SO_4^{2-} がこれに次ぐが、いずれも 100mg/l 前後の値である。

関金温泉の化学成分の特色は放射性核種であり、ラドンは 30Mache （約 $100\times 10^{-10}\text{curie/l}$ ）程度含まれており、この値は高温泉のラドン含量としては高い値である。またトロン（トリウム）の測定値もあり、著量のトロン（ $150\times 10^{-10}\text{curie/l}$ ）の含有も知られている。

温泉沈澱物はほとんど見られない。また温泉成分の変動はきわめて少ない。

Ⅲ. 4 天 然 ガ ス

図幅地域の北部にある東郷池の北畔にあたる橋津町南谷付近には、天然ガス（メタンガス）の賦存が知られていて、かつて調査が行なわれたことがある。その調査結果³⁾によれば、地域一帯に分布する沖積層には、地表下 $1\sim 1.5\text{m}$ に薄い含炭質物粘土層があり、ガス発生の起源となるものはこの粘土層であろうと考えられている。この粘土層の分布範囲は、試錐その他の資料がないために不明であるが、母体となる沖積層の分布が天神川下流部に限られていること、また粘土層が地表下の非常に浅いところに存在することなどから推して、大なるガス田の賦存は期待し得ない。

Ⅲ. 5 石 材

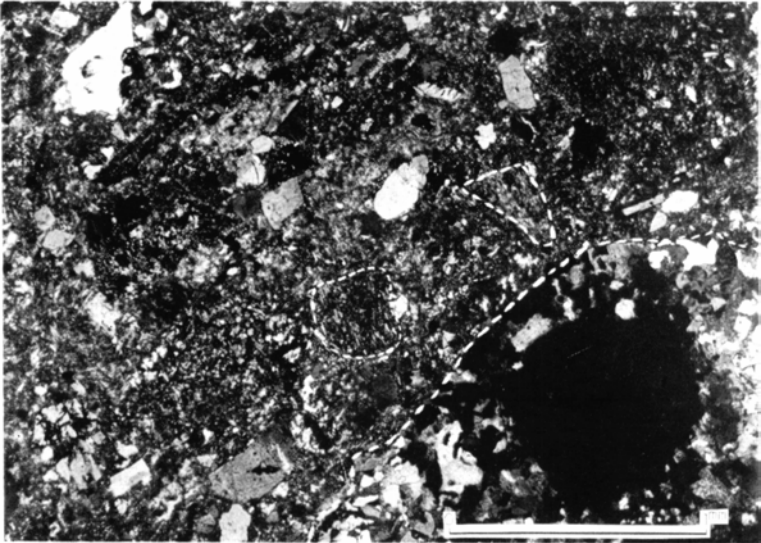
青谷図幅地域内の青谷町吉川南方に1カ所の採石場があり、“鮮新世”火山岩類に属する普通輝石橄欖石粗粒玄武岩を採取している。また倉吉図幅地域内の倉吉市街対岸に数カ所の採石場があり、同じく“鮮新世”火山岩類に属する橄欖石粗面安山岩を採取しており、またその北方の古川沢南方にも1カ所の採石場があつて、無斑晶安山岩を採取している。いずれも小規模なもので、用途はおもに墓石・土台石・石垣およびバラストなどである。

文 献

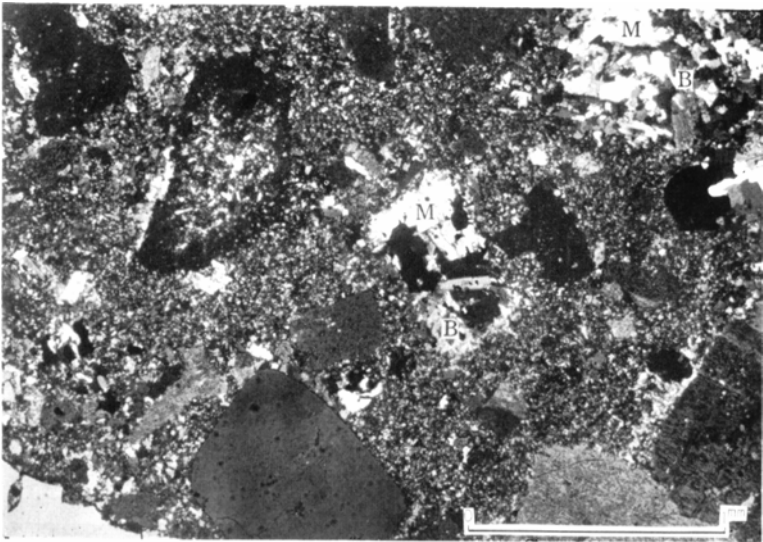
- 1) 大塚専一：20万分の1地質図幅「大山」、および同説明書、地質調査所、1896
- 2) 鳥 取 県：昭和24年度鳥取県中部地区地下資源調査報告、1949

- 3) 鳥取県：昭和24年度鳥取県東部地区地下資源調査報告，1949
- 4) 小林貞一：中国地方，朝倉書店，1950
- 5) 鳥取県：17万5千分の1鳥取県地質図，1950
- 6) 山田節三：7万5千分の1地質図幅「久世」，地質調査所，1951
- 7) 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
- 8) Matsumoto, T. : The Cretaceous System in the Japanese Islands, Jap. Soc.
Prom. Sci. Res., Ueno, Tokyo, 1953
- 9) 武市敏雄：鳥取県東伯郡西郷村絹雲母鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol.
5，No. 1，1954
- 10) 地質調査所：日本鉱産誌 I - c (鉱山別の表)，p. 284～285，1954
- 11) 通商産業省：未利用鉄資源第1輯，p. 232～235，1955
- 12) 中沢次郎：鳥取県小鴨鉱山およびその周辺地域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
- 13) 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. 10，1956
- 14) 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. 12，1957
- 15) 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
- 16) 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
- 17) 相馬徳蔵：三朝温泉付近の花崗岩に就て，岡山大学温泉研究所報告，No. 19，
p. 4～6，1957
- 18) 高瀬 博：小鴨鉱山のウラン鉱床 (要旨)，岡山大学温泉研究所報告，No. 19，
p. 75～76，1957
- 19) 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

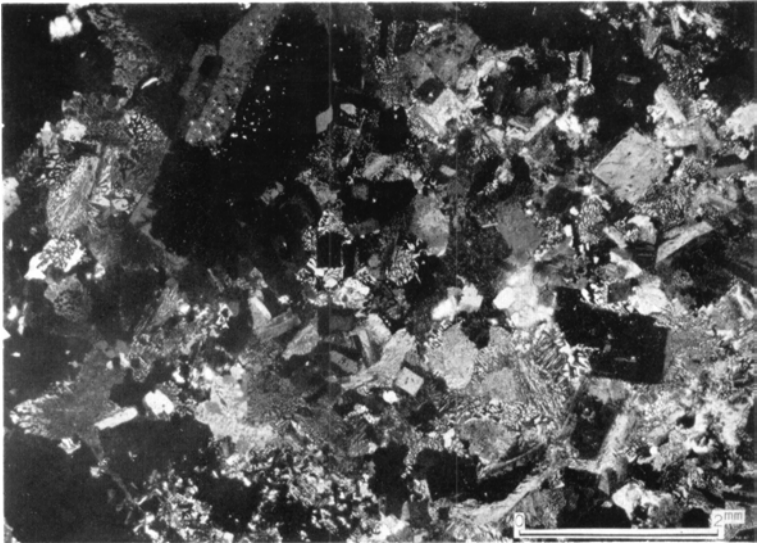
- 20) 山口謙次：山陰地方産花崗質岩石について（第1報），岡山大学温泉研究所報告，No. 19，p. 34～51，1957
- 21) 長谷 晃：西中国・北九州の後期中生界の層序と構造，広島大学地学研究報告，No. 6，p. 1～50，1958
- 22) 毎日新聞社編：砂丘，毎日新聞社，1958
- 23) 村上允英・外6名：北九州・西中国の後期中生代酸性火成活動，総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙，No. 7，p. 198～202，1958
- 24) 岡田 茂：鳥取県倉吉鉦山広瀬地区におけるウラン鉦化作用について，第2回原子力シンポジウム報文集，化学材料編，p. 165～167，1958
- 25) 太田良平：本邦玄武岩及び粗面玄武岩の晶洞（I），岩石鉦物鉦床学会誌，Vol. 42，No. 5，1958
- 26) 佐藤源郎・東郷文雄：人形峠，倉吉および三吉鉦山における探鉦成果，第2回原子力シンポジウム報文集，化学材料編，p. 139～146，1958
- 27) 浜地忠男・関根良弘・石原舜三：鳥取県小鴨鉦山の含ウラン鉦床，とくにコッフィナイトの同定と産状について，地質調査所月報，Vol. 10，No. 3，1959
- 28) 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，Vol. 65，No. 766，p. 412，1959
- 29) 地質調査所：日本鉦産誌A総論，p. 324～369，1959
- 30) 吉田博直：広島・鳥取県下の花崗岩類について（演旨），地質学雑誌，Vol. 65，No. 766，p. 412，1959
- 31) 山田直利：5万分の1地質図幅「奥津」，および同説明書，地質調査所，1961



図版Ⅰ 接触変成作用を受けた凝灰角礫岩—中生代火山岩類（鉛山南方）
玢岩・文象質花崗岩など（点線で囲んだ部分）の礫を含み微細な新生黒雲母が一面に散在



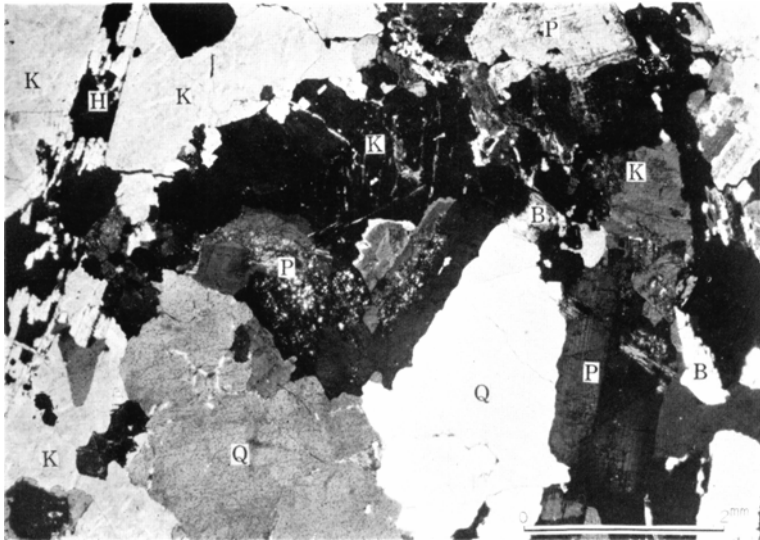
図版Ⅱ 接触変成作用を受けた流紋岩—中生代火山岩類（倉吉東方）
石基は粒状化し斑晶鈦物から黒雲母（B）、白雲母（M）が生じている



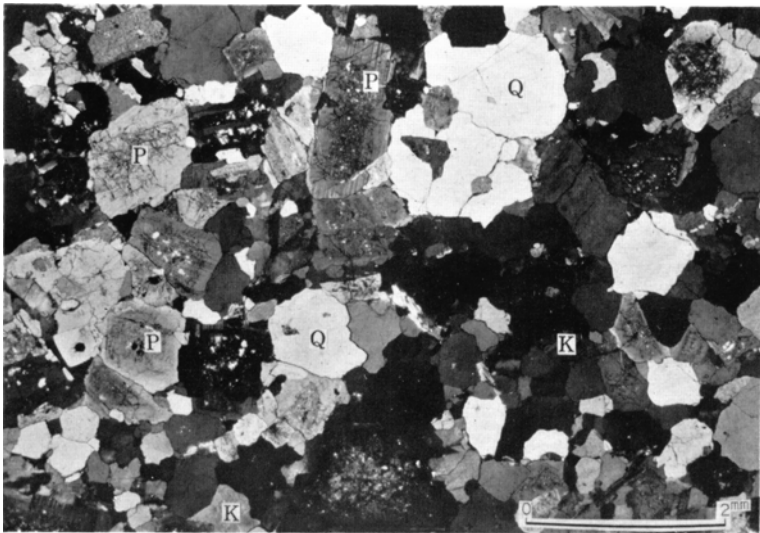
図版Ⅲ 文象斑岩—第1期进入岩（鉛山東方）



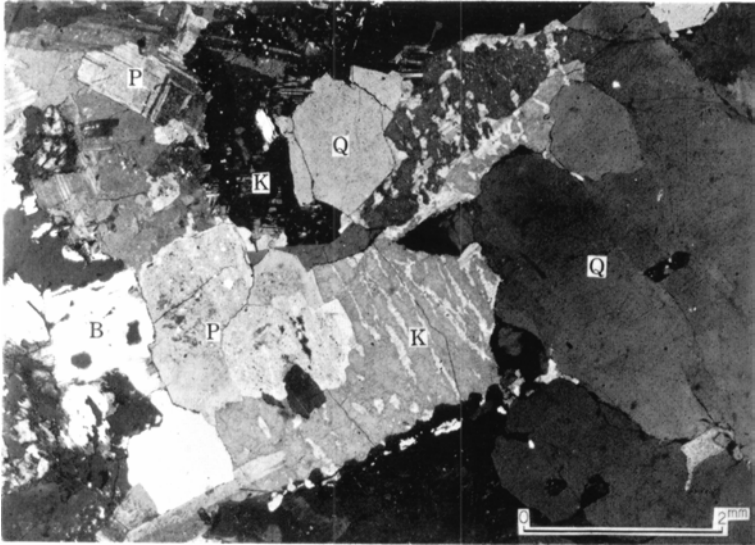
P : 斜長石 Q : 石英
 図版Ⅳ 斜長石石英玢岩—第1期进入岩（福吉東方）



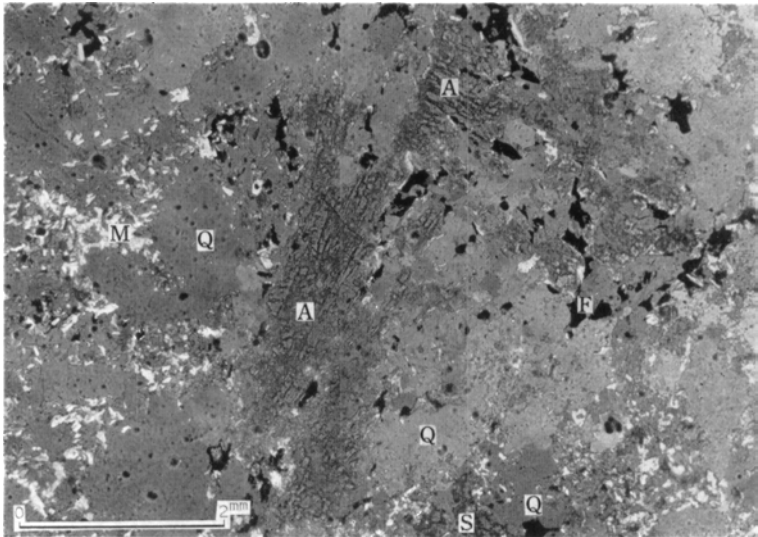
Q : 石 英 K : カリ長石 P : 斜長石 B : 黒雲母 H : 角閃石
 図版V 中粒～粗粒角閃石黒雲母花崗岩－第2期侵入岩（神倉東方）



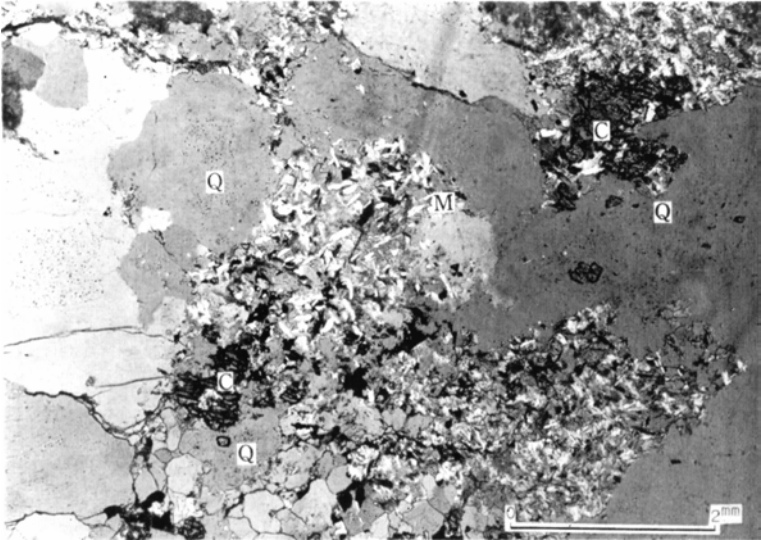
Q : 石 英 K : カリ長石 P : 斜長石
 図版VI 細粒黒雲母花崗閃緑岩－第2期侵入岩（鉛山西方）



Q : 石 英 K : カリ長石 P : 斜長石 B : 黒雲母
 図版Ⅶ 中粒～粗粒黒雲母花崗岩—第3期侵入岩 (岩倉東方)

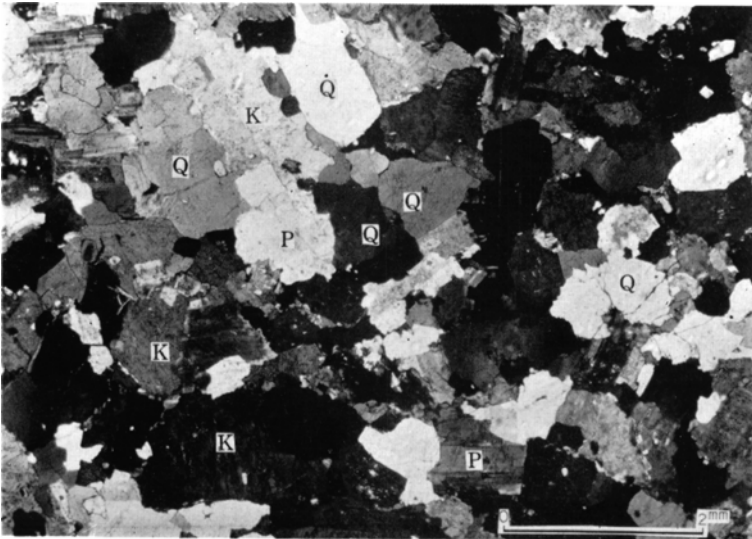


A : 紅柱石 M : 白雲母 F : 鉄 鈦 S : 尖晶石 Q : 石 英
 図版Ⅷ 紅柱石・尖晶石を含有する白雲母—石英岩 (上余戸北方の中粒～粗粒黒雲母花崗岩のなか)



M : 白雲母 C : 鋼玉 Q : 石英

図版IX 鋼玉を含有する白雲母-石英岩 (上余戸北方の中粒~粗粒黒雲母花崗岩のなか)

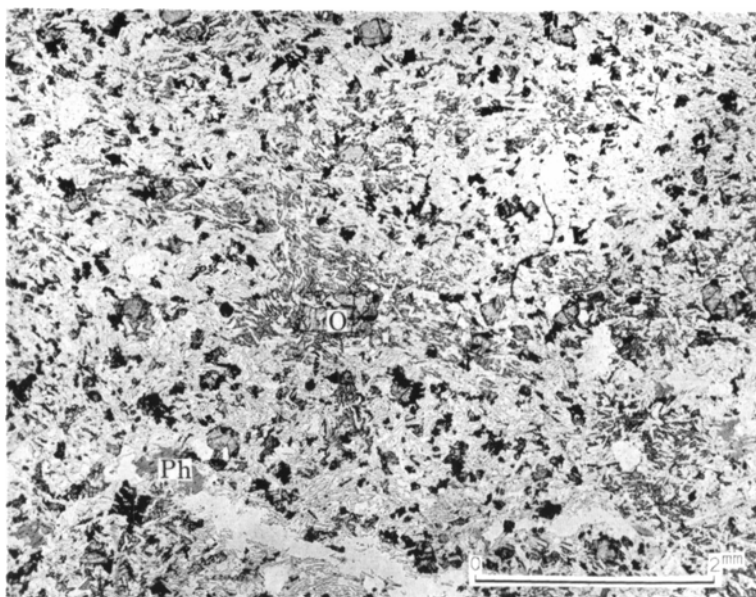


Q : 石英 K : カリ長石 P : 斜長石

図版X アプライト質花崗岩-第3期進入岩 (広瀬南方)



Q : 石 英 P : 斜長石 B : 黒雲母 K : カリ長石
 図版XI 細粒黒雲母花崗閃緑岩 (第3期进入岩中の捕獲状岩塊) (倉吉南方)



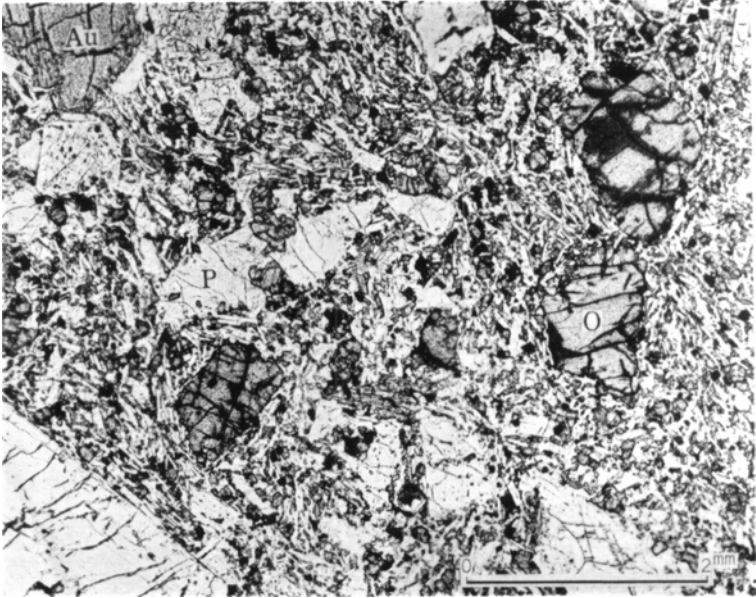
O : 橄欖石 Ph : 金雲母
 図版XII 橄欖石組面安山岩 (倉吉駅対岸の石切場)



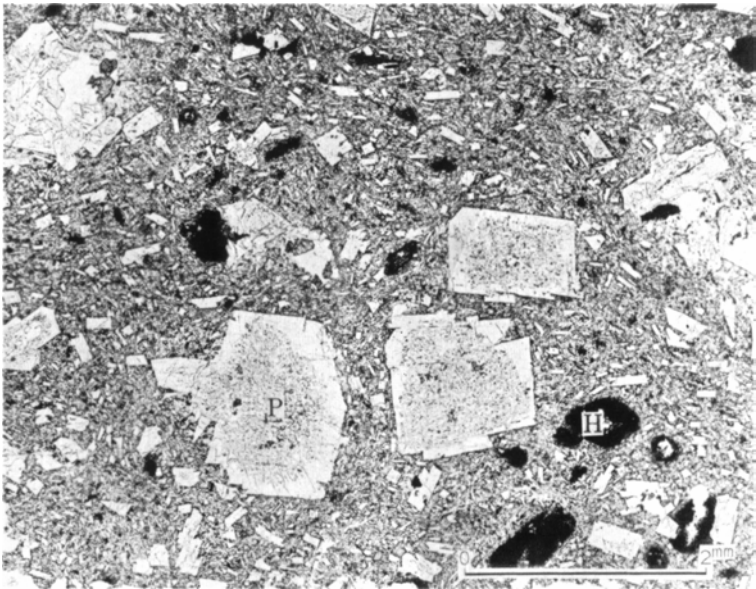
O : 橄欖石 P : 斜長石
 図版 XIII 無斑晶安山岩 (波岡峠東方の谷)



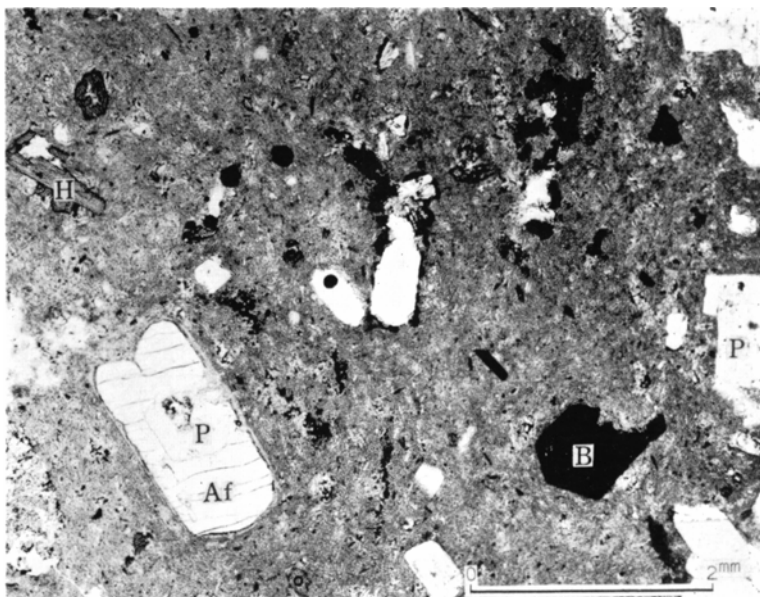
O : 橄欖石 Au : 普通輝石 Or : 斜方輝石 P : 斜長石
 図版 XIV 普通輝石橄欖石粗粒玄武岩 (吉川南東方石切場)



O : 橄欖石 Au : 普通輝石 P : 斜長石
 図版XV 普通輝石橄欖石玄武岩 (小浜付近)



H : 角閃石 (オパサイト化している) P : 斜長石
 図版XVI 角閃石紫蘇輝石安山岩 (方地西方)



H : 角閃石 B : 黒雲母 P : 斜長石 Af : サニディン
図版 XVII 普通輝石紫蘇輝石含有角閃石黒雲母流紋岩 (田郎田屋敷北方)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000



AOYA & KURAYOSHI

Okayama, Nos. 10 & 20

By

MASARŌ MURAYAMA & ATSUSHI OZAWA

(Written in 1960)

(Abstract)

GEOLOGY

The area of the Aoya and Kurayoshi sheet-maps is located nearly in the central part of the Tottori prefecture, the northeastern part of Chūgoku district.

In this abstract, igneous and sedimentary rocks are classified, from the historical point of view, into (1) Late Mesozoic volcanic rocks, (2) Late Mesozoic intrusive rocks, (3) Neogene Tertiary volcanic rocks, and (4) Quaternary rocks. Geological sequences of these rocks are schematically summarized as Table 1.

Table 1

Geologic age	Formation and igneous rocks									
Recent	Alluvium, talus deposits and sand dune									
Pleistocene	Pyroclastic rocks of Daisen volcano (andesitic tuff-breccia, pumice, and tuff) and river terrace deposits									
Tertiary	“Pliocene” volcanic rocks (basalt, andesite, and dacite) “Late Miocene” volcanic rocks (andesitic or rhyolitic pyroclastic rocks)									
Late Mesozoic	<table style="border: none; margin-left: 20px;"> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Mesozoic intrusive rocks</td> <td style="font-size: 3em; padding-right: 10px;">}</td> <td> diabase dykes third stage (biotite granite, etc. so-called Ogamo granite) second stage (granodiorite, granite, etc.) first stage (gabbro, granophyre, etc.) </td> </tr> <tr> <td>Mesozoic volcanic rocks</td> <td style="font-size: 3em; padding-right: 10px;">{</td> <td> andesite, dacite, rhyolite, tuff, tuff- breccia, etc. </td> </tr> <tr> <td colspan="3">Yokawa granodiorite porphyrite (unknown age)</td> </tr> </table>	Mesozoic intrusive rocks	}	diabase dykes third stage (biotite granite, etc. so-called Ogamo granite) second stage (granodiorite, granite, etc.) first stage (gabbro, granophyre, etc.)	Mesozoic volcanic rocks	{	andesite, dacite, rhyolite, tuff, tuff- breccia, etc.	Yokawa granodiorite porphyrite (unknown age)		
Mesozoic intrusive rocks	}	diabase dykes third stage (biotite granite, etc. so-called Ogamo granite) second stage (granodiorite, granite, etc.) first stage (gabbro, granophyre, etc.)								
Mesozoic volcanic rocks	{	andesite, dacite, rhyolite, tuff, tuff- breccia, etc.								
Yokawa granodiorite porphyrite (unknown age)										

Late Mesozoic volcanic rocks are distributed chiefly in the south-eastern part of the area mapped, on the Chūgoku ridge and partly around Kurayoshi city. The main rocks are rhyolite, dacite, andesite and their pyroclastic rocks which are thermally metamorphosed along the boundary between the intrusive rocks of later age. These rocks continue to the “volcanic rocks of late Mesozoic” in the area of Kuze sheet-map (1 : 75,000) which is the southern neighbour of this map. Therefore, they seem to be the equivalents of “volcanic rocks of the late Mesozoic” .

According to the description of previous works, the similar volcanic rocks widely occur in the Chūgoku district, and are intruded by the so-called Chūgoku granite batholith.

Late Mesozoic intrusive rocks are members of the Chūgoku batholith of late Cretaceous age. In this area, the time of their intrusions are divided into three stages as indicated in Table 2.

- 1) First intrusive rocks, which consist of gabbro~diorite, grano-

Table 2

Stage of intrusion	Rock types	Occurrences
First stage	Gabbro ~ diorite Plagioclase-quartz porphyrite Quartz diorite porphyrite Granodiorite porphyrite Granophyre Granite porphyry	Isolated small bodies closely associated with the Mesozoic volcanic rocks Rather shallow intrusion (hypabyssal) Contact metamorphosed by the second and third intrusions
Second stage	Fine-grained biotite granodiorite (dyke-formed small bodies) Medium-grained hornblende-biotite granodiorite Medium ~ coarse-grained hornblende-biotite granite Medium-grained biotite granite	Batholithic dimensions from the Chūgoku ridge to the south Rather deep intrusion
Third stage (Ogamo granite)	Medium ~ coarse-grained biotite granite Aplitic biotite granite Pegmatite and aplite Fine-grained hornblende-biotite granodiorite, porphyritic fine-grained biotite granodiorite, and hornblende-biotite granite porphyry (xenolithic small bodies in the granite)	Batholithic dimensions from the Chūgoku ridge to the north

phyric rocks, porphyrites, and granite porphyry, are probably intruded successively soon after the above-mentioned older volcanic rocks, because of their hypabyssal texture and close relationships in distribution.

- 2) Second intrusive rocks crop out in the southern area, and contain several rock facies of perfectly plutonic character.

3) Third intrusive rocks are comparatively homogeneous in appearance, partly including aplitic granite as marginal rock facies, and carry several kinds of ore veins. These occurrences suggest that their consolidation finished at the relatively shallow zone in the last stage of granitic intrusion.

Table 3

Geologic age	Area	Northern-half area	Southeastern area
Pliocene	"Pliocene" volcanic rocks	Tawara platy andesites (110 m ±) (Aphyric andesite and augitehypersthene andesite)	
		Mitokusan andesites (130~300 m) (Augite-hypersthene-bearing hornblende-biotite rhyolitic hornblende dacite, hypersthene-hornblende andesite, augite-hypersthene-hornblende andesite, hornblende-hypersthene andesite and hornblende-augite-bearing hypersthene andesite)	
		Mikammuriyama andesites (180 m +) (Hypersthene-hornblende andesite and hornblende-hypersthene andesite)	
		Hachibuseyama platy andesites (170~250 m) (Aphyric andesite, augite-hypersthene andesite and hypersthene andesite)	Nakatsugō andesites (100~150 m) (Aphyric andesite and augite-hypersthene andesite)
		Kamejiri basalts (160 m ±) (Augite-olivine dolerite and augite-olivine basalt)	Sakamoto andesites (30~180 m) (Olivine trachy-andesite and olivine andesite)
Late Miocene	"Late Miocene" volcanic rocks	Dakyoji gravel bed (15 m +)	Takashimizu basalt (30 m ±) (Augite-olivine basalt)
		Nageiredō tuff-breccia (350 m +) (Andesitic)	
		Ojika tuff-breccia (160 m +) (Rhyolitic)	

The interval between the second intrusion and the third is not larger than that of the first and the second.

Neogene Tertiary volcanic rocks are lavas and pyroclastic rocks, the lower member of which is chiefly of rhyolitic and andesitic pyroclastic rocks, and the upper, andesite basalt lavas.

Their rock facies and stratigraphic relations are shown in Table 3.

Quaternary rocks comprise the andesitic ejecta, pumice and ash of Daisen volcano to the west, besides deposits of alluvial plain, sand dune and river terrace.

ECONOMIC GEOLOGY

Ore veins which have minerals containing Fe-, Mo-, As- and U-elements are found in the intrusive rocks of the third stage. They are mostly of small scale, and are not worked now. In several localities, however, Tertiary strata enriched in secondary U-minerals (autunite, etc.) are now under prospecting.

There are many hot springs in granite of the third stage, Among them the Misasa hot spring is very famous for its strong radioactive contents.

昭和36年9月10日印刷

昭和36年9月15日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 笠井朝義

印刷所 笠井出版印刷社
