

550.85(084.32)(521.81/.82+521.84)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

岡山(12)第40号

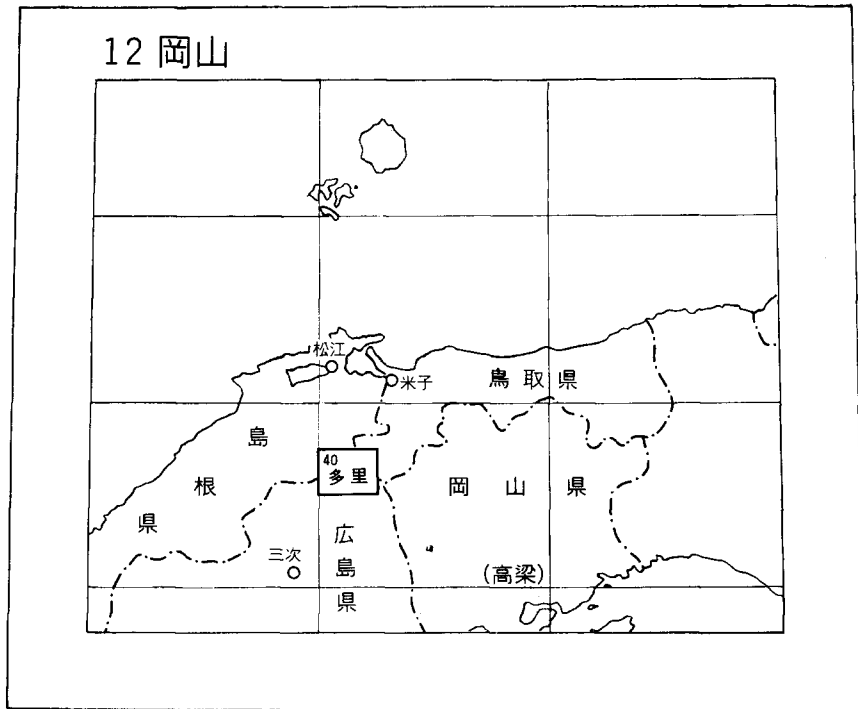
多里地域の地質

猪木幸男・坂本 亨

昭和52年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 三郡変成岩および非変成古生層	7
III. 1 三郡変成岩	7
III. 2 非変成古生層	8
IV. 超塩基性岩および付随する岩石類	10
IV. 1 超塩基性岩	10
IV. 2 超塩基性岩に付随する岩石類	11
はんれい岩	11
微はんれい岩～微閃緑岩	12
V. 後期中生代火山岩類	12
V. 1 安山岩質火山岩類	12
V. 2 流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類	13
V. 2. 1 層状ブロック (東側)	13
V. 2. 2 塊状ブロック (西側)	15
V. 2. 3 道後山付近の流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類	16
VI. 後期中生代侵入岩類	16
VI. 1 道後山はんれい岩	17
VI. 2 道後山花崗閃緑岩	18
VI. 3 小奴可花崗岩	18
VI. 4 高尾花崗閃緑岩	19
VI. 5 日野川花崗岩	19
VI. 6 半深成岩複合岩	19
VI. 6. 1 石英閃緑玢岩	20
VI. 6. 2 花崗斑岩および文象斑岩	20
VI. 6. 3 比婆山の花崗斑岩	20
VI. 7 下萩花崗閃緑岩	21
VI. 8 多里—三国山花崗閃緑岩	21
VI. 9 竜駒花崗岩類	22
VI. 10 横田花崗閃緑岩	23
VI. 11 鳥取花崗岩	24
VI. 12 後期中生代侵入岩類の化学組成	24

VII. 脈岩類	27
VII. 1 玢岩	27
VII. 2 流紋岩	27
VII. 3 玄武岩	27
VIII. 新第三系	28
VIII. 1 備北層群	28
VIII. 1. 1 多里地域	29
VIII. 1. 2 三井野原地域	31
VIII. 1. 3 道後山駅地域	31
VIII. 2 吾妻山礫層	32
VIII. 3 かんらん石玄武岩溶岩	33
IX. 第四系	33
IX. 1 三井野原礫層	33
IX. 2 河岸段丘礫層	34
IX. 3 崩積層	34
IX. 4 三瓶火山灰層	34
IX. 5 沖積層	34
X. 地質構造	35
XI. 応用地質	38
XI. 1 クローム鉄鉱	38
XI. 2 モリブデン	39
XI. 3 山砂鉄	40
XI. 4 カオリン	41
文献	42
Abstract	47

多里地域の地質

猪木幸男・坂本 亨

本図幅地域は中国山地の中央部に位置し(東経 $133^{\circ}00' \sim 133^{\circ}15'$, 北緯 $35^{\circ}00' \sim 35^{\circ}10'$), 鳥取県・島根県・広島県の3県にまたがっており, 地質学的にも古生層から第三紀層, 第四紀層にいたる, 中国地方を代表する種々の岩石が分布している。

図幅地域の野外調査は, 昭和35年度にはじまって昭和39年度まで引きつづいて行われたが, 一時中断され, 昭和47年に再開されて終了した。昭和49年度には僅かな期間補足調査が行われた。図幅地域内の大部分の野外地質調査は猪木が担当し, 第三系および第四系の分布地域は坂本が分担した。

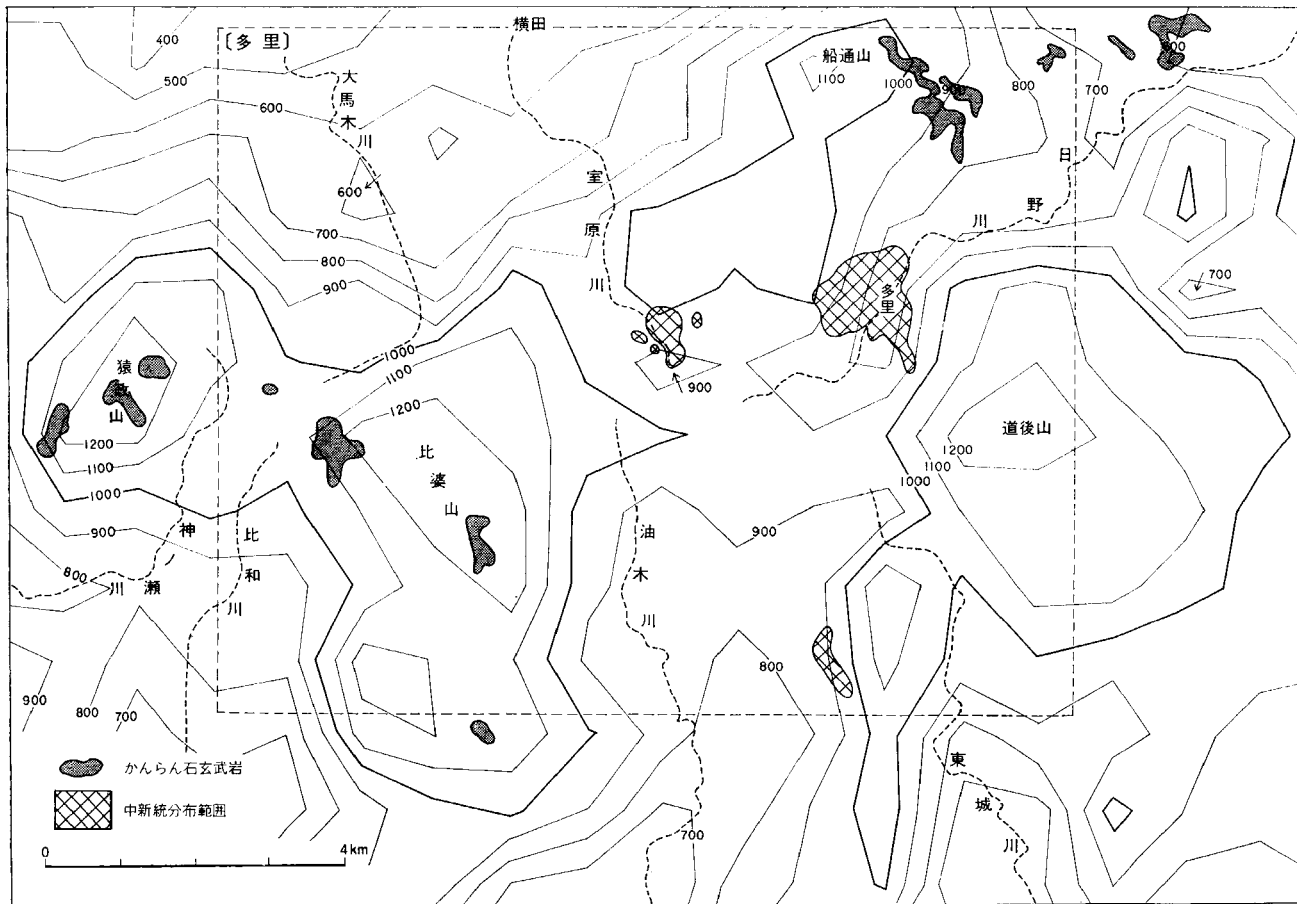
地質調査に際しては, 鳥取県をはじめ, 島根県横田町, 広島県西城町, 比和町, 東城町の協力を得た。また, 本文をまとめるに当って, モリブデン鉱床(小馬木鉱山付近の地質も含む)および山砂鉄については主に当所石原舜三技官によっている。ここに謝意を表します。

なお, この地質図幅作成のための地質調査の結果の一部は, 10万分の1鳥取県地質図(鳥取県, 1966)に使用されている。

I. 地 形

多里図幅地域は, 鳥取・島根・広島³の3県が接する中国山地の脊梁部に位置している。地域内の中央部には, 東に道後山, 西に比婆山という海拔1,200mを越す山地が相対しており, 脊梁山地のうちでもとくに高い部分となっている(第1図)。ここでは, 道後山で典型的にみられるように, 海拔1,000mを越す山地の山頂部がなだらかな山容を呈する緩起伏地となっていることが大きな特色である(第2図)。中国山地の脊梁部に点在するこのような小起伏の侵食面(脊梁面あるいは高位面とよばれる)の形成時期について, かつて大塚(1937)は中新統堆積以前と考え, 辻村(1952)はそれ以降と考えた。最近では, 後者の見解を支持する資料が多くなっている(多井 1972)。本地域内の資料では, 海成の中新統が高度1,000m以上の山地に囲まれて分布することや, その上部に深海性の貝化石を産することからいって, 中新世の海進の最盛期に, 脊梁山地が陸地として存在した可能性は乏しいといえる。脊梁面は, 中新統(備北層群)が堆積し, ある程度構造的変形をうけた後に形成されたものであろう。

本図幅地域は, また, 日野川・斐伊川・高梁川・江ノ川の4水系の源流が相接するところでもある。南北の水系の分水界では, 鍵掛峠^{かつかげ}・三井野原・俵原越などで, 南から続く広く開けた谷が, 北からの急勾配の谷によって截頭されている状況がみられ, 一部では旧河床堆積物が残っている。比婆山と吾妻山の間で, 海拔1,000m以上の鞍部にわずかに残存する礫層も, 同様の成因のものであろう。

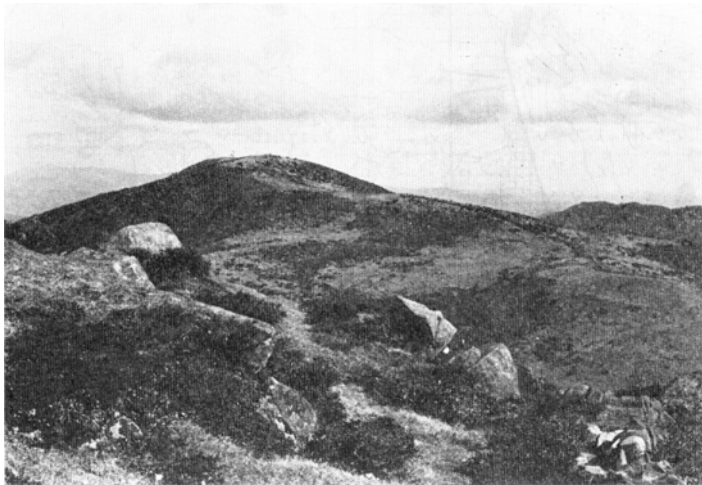


第 1 図 多里地域切峯面図

㊶



㊷



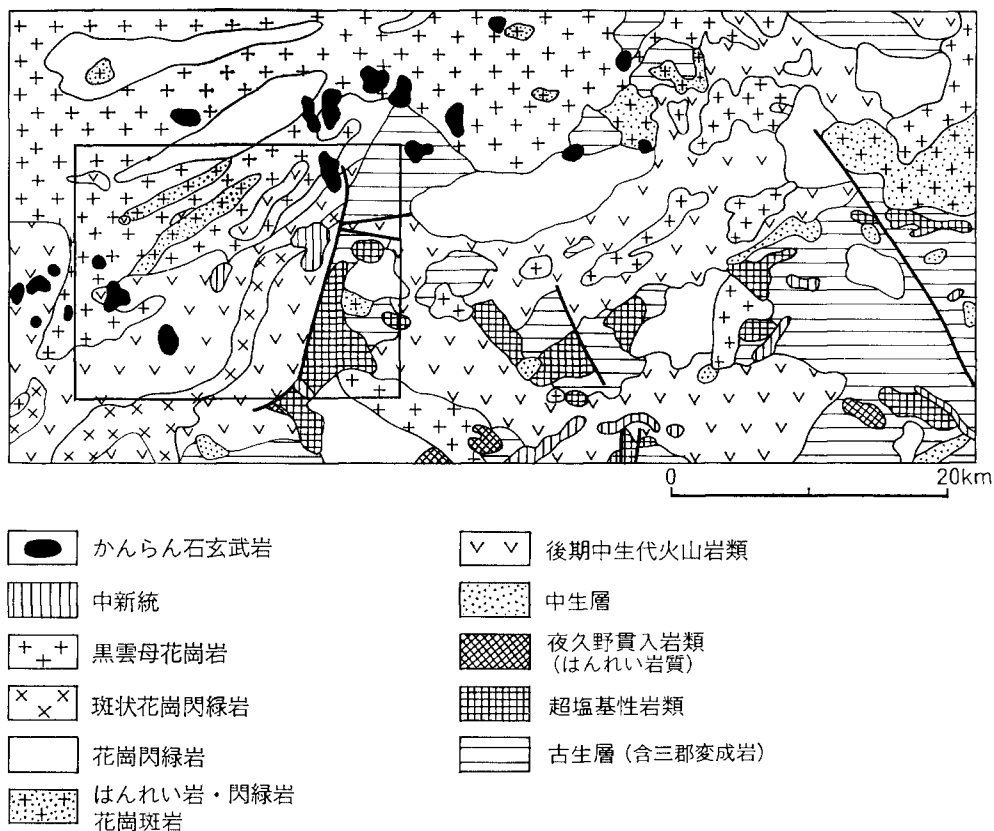
第2図 ㊶南東側から見た道後山（服部仁技官撮影）と㊷山頂の小起伏面



第3図 三井野原の風隙：写真の中央から右側にかけて南流する油木川の広い谷が開け，写真の中央奥（北方）と左側（西方）に室原川の源流が迫っている。

II. 地質概説

本地域は、日本の地質構造区分からすれば、西南日本内帯のほぼ中央部に位置する。シルル紀にはじまったいわゆる“本州（秩父）地向斜”の堆積物である秩父古生層およびその広域変成岩である三郡変成岩を基盤として、後期中生代（から第三紀初期にかけて）の火成活動による火山岩類および深成岩ないし半深成岩類が本地域の大部分を占めている。古生層に伴う超塩基性岩を除くと、新第三系やその他の岩石、堆積層はきわめて局部的に分布する。



第4図 「多里」図幅地域および東方地域の地質略図（岩層の分布は50万分の1地質図「岡山」により簡略化）

このような地層、岩石によって構成されている本地域は、本地域の東部を南北にはしる多里（推定）断層によって大きく二つにわけられる。一つはその断層の東側で、変成古生層（三郡変成岩）、非変成古生層、超塩基性岩類が広く分布し、中生代の火成岩類がこれらをおおい、あるいは貫いている地域であり、今一つはその西側で、ほとんどが、中生代の火成岩類によって占められるいる地域である。

東側の古生層は、日野川をはさんで、その北方に変成岩が、南方に非変成古生層が分布する。変成岩類は三郡変成岩の一部であるが、現在みられる限り、三郡変成岩のなかでは、比較的変成度の高い部分

が本地域内に分布している。それは主として点紋片岩からなるが、その緑色片岩中にバロア角閃石 (Barroisite) がみられるのが特徴である (HASHIMOTO, 1973)。非変成古生層としたものは、今村 (1959) あるいは鳥取県地質図 (1966) にしたがって“非変成”としたが、実は弱変成岩であって、分布地域の北部では、泥質岩は千枚岩化しており、一部緑色岩中にも低変成鉱物が晶出している。これら両者の間には、日野川の南北両岸にまたがって、後期中生代の安山岩質凝灰角礫岩を主とする火山岩類が、東西にはしる2つの断層によってはさまれている。しかし変成岩と非変成古生層の層理あるいは片理の走向傾斜はほぼ同じ傾向で、類似の構造を示している。両者間の断層を無視すると、みかけのうえからは、変成岩が下位に、非変成古生層は上位にある。このような変成岩・非変成古生層には、ともに化石が全く発見されておらず、いずれの時代かもさだかでない。しかしここでは、石炭紀ないし二畳紀だろうという従来の見解にしたがっておく。

非変成古生層には超塩基性岩が進入している。多里南方地域から猫山にかけ、さらに南方にのび、また一部は東方へ分岐岩体として広がる、かなりの大きさをもった岩体 (多里一猫山岩体) があり、北側では一たんその分布がとどめられるが、北東延長方向に稲積山を形成する稲積山岩体のみられる。これらの岩体には、クローム鉄鉱床が胚胎し、とくに多里一猫山岩体の北縁部および稲積山岩体中のものは古くから“多里地方のクローム鉱床”として有名である。また、三郡変成岩域や非変成古生層のなかにも、いちじるしく蛇紋岩化した超塩基性岩の小岩体が点在する。大岩体、小岩体ともに、後期中生代の花崗岩類の進入の影響をうけている。大岩体には、はんれい岩が伴われることがあり、また数多くの微はんれい岩ないしは、微閃緑岩の小岩脈が貫入している。この小岩脈は、超塩基性岩体内に限ってみられるという特徴をもっている。これら超塩基性岩類の進入の時期も未だ明かにされていないが、他地域の地質状況なども考慮にいれると、三畳紀～ジュラ紀頃とおもわれる。しかし、三郡変成岩中の小岩体には、広域変成作用の影響をうけたものもあり、より古い時代の進入岩もあるようである。

古生層あるいは変成岩類に進入した超塩基性岩類の活動以後、後期中生代の激しい火成活動がはじまるまでの間、この地域には地層の堆積のあととはみられない。おそらくこの期間は、いわゆる“本州 (秩父) 地傾斜”が上昇をはじめた本州造山時代の時期と、それに引きつづく造陸の時代であったのであろう。

中生代の後期にはいると、日本列島全域にわたって、激烈をきわめた火成活動があり、本地域の後期中生代の火成岩類もその活動の産物の一つである。日野川流域にみられる数多くの三郡変成岩類の岩片をふくむ安山岩質凝灰角礫岩にはじまって、デイサイト質ないし流紋岩質の火山岩類が本地域全域をおおったものとおもわれ、それに引きつづいて、閃緑岩質・花崗岩質の深成岩・半深成岩などの進入岩類が活動した。それらの分布あるいは産状も前述の多里 (推定) 断層の東側と西側とではいちじるしい違いがみられる。東側では、本図幅地内に関するかぎり、進入岩類の分布に規則性がなく、火山岩類の分布も少ない。一方、西側ではその分布に方向性があって、北東—南西ないし北々東—南々西の方向に帯状分布をしている。この進入岩類は大ざっぱにいうならば、塩基性ないし中性の半深成岩あるいは酸性の半深成岩が活動し、つづいて花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩が、相こもごも形成され、最後に鳥取花崗岩のような巨大なバソリスの形成で終わっている。そして比較のおそい時期の進入岩ほど粗粒となっているという特徴がある。

以上のような進入岩類の関係は、多里（推定）断層の西側の地域においてほぼ明らかにされているが、北隣「横田」図幅地域（村山ほか，1973）ばかりではなく、鳥取県全域にわたるものとは、必ずしも一致していない。

本図幅地域の中央部で、多里から三国山をへて南西方向に帯状に分布する粗粒の斑状花崗閃緑岩体（多里—三国山花崗閃緑岩）は、中央西部域の一般地質構造つまり他の進入岩体の帯状方向とほぼ一致する分布を示し、デイサイトないし流紋岩質火山岩類の中に貫入しているのであるが、その東側と西側とでは、火山岩類の産状や性質に著しいちがいがあがる。このことはこの岩体の貫入してきている位置が、断層線であったということが考えられる。それは火山岩類が噴出した直後、進入岩類の活動以前におこった運動によって生じたものであったであろう。

第三紀に入ってから、この付近は陸化の状態が続いていたが、中期中新世のころになって、広く海進をうけた。多里・三井野原・国鉄道後山駅付近などに点々と分布する新第三系は、備北層群として知られている中期中新世の古瀬戸内海々域に堆積した海成層の一部の残存で、多里付近のものは多里層群（今村，1959）ともよばれている。備北層群の下半部の堆積期（海進初期）には、溺れ谷にとむ細長い多島海が出現し、温暖な浅海ないし汽水域が卓越していたが、上半部の堆積期（海進の最盛期）には、外洋性の環境に転化した（多井，1957）。このような見解は、本地域の中新統についてもよく適用できる。

第1表 多里地域の地質総括表

時 代		層 序	火 成 岩 類	備 考		
新 生 代	第 四 紀	現 世	沖積層，崖錐堆積物，火山 放出物 河岸段丘堆積物	(大山火山) (三瓶火山)		
		更 新 世	三井野原礫層			
	新 第 三 紀		かんらん石玄武岩		塩基性火山岩	
		吾妻山礫層				
		備北層群	海 侵			
	古 第 三 紀	花崗岩類 はんれい岩類 中性～酸性火山岩類			多里（推定）断層 “後期中生代火成作用” 断層運動	
		流紋岩～デイサイト質火山 岩類，安山岩質火山岩類				
	中 生 代	白 垩 紀			塩基性岩 超塩基性岩	隆起・陸化 低温高压型 広域変成作用
		ジュラ紀				
		三 疊 紀				
古 生 代	二 疊 紀	“非変成”古生層	(超塩基性岩)	本州（秩父）地向斜		
	石 炭 紀	三郡変成岩			塩基性火山岩	

その後、この地域一帯は陸化していたが、第三紀末～第四紀初頭になって、一連の火山活動が生じた。本地域内にみられるいくつかの玄武岩溶岩台地は、その頃の火山活動によって形成された。この時期については、鮮新世とも更新世ともいわれ、例えば今村（1959）や島根県地質図（1963）では更新世、鳥取県地質図（1966）では鮮新世火山岩類の一部としている。いずれにしても、今のところ時代を決定する確実な証拠はない。なお、この玄武岩熔岩流出の前後には、河床礫層の発達が見られる。

第四系の発達、この地域では貧弱である。各地の河川ぞいに小規模な段丘が見られ、また、山麓に崖錐が見られるにすぎない。これらと同時期には、西方の三瓶火山が放出した火山灰も地域内各地に堆積した。

以上のべた本地域における地質学的なできごとは、地質総括表として第1表にまとめた。

III. 三郡変成岩および非変成古生層

本地域の古生層は三郡変成岩と非変成古生層であるが、前章でのべたように、両者は多里（推定）断層の東側にのみ分布し、東隣「上石見」図幅地域内に広がっている。日野川に沿う後期中生代の安山岩質凝灰角礫岩を主とする火山岩類をはさみこんだ東西に走る2つの断層を境として、北側に変成岩が、南側に非変成古生層が分布する。

III. 1 三郡変成岩

九州北部から中国地方に広く分布する低温・高圧型の広域変成岩は、三郡変成岩とよばれ、本州（秩父）地向斜堆積物が広く変成作用を受けたものの一部である。その変成の時期は石炭紀から二疊紀におよんでいるとされている。

本地域の変成岩は日南町の三郡変成岩としてMIYAKAWA（1961, 1964）が詳細に研究し、橋本（1964）と濡木（1969）による総括的研究がある。また、古くは小林（1950）による“崩御山の変成岩類”のなかに含まれている。変成岩はほとんどすべて点紋片岩とよばれるもので、曹長石の点紋状斑状変晶で特徴づけられる。原岩は泥質岩が大部分を占め、砂質岩、塩基性火山岩源の緑色片岩はわずかで、石英片岩はきわめてまれである。またところどころに、完全に蛇紋岩化した超塩基性岩の小岩体が点在している。一般に片岩類の片理は、もとの原岩の層理に一致して発達しているが、その走向は一定していない。しかし全般的には西北西—東南東の走向を示し、傾斜はほとんど南落ちである。

泥質岩起源の点紋片岩は剝理に富み、外観は暗灰色で黒味を帯びたものが多く、風化によって褐色を呈する。主な鉱物組合せは、曹長石 - 白雲母 - 石英 - 石墨で、ざくろ石は含まれる場合と含まれない場合がある。その他、緑泥石が常に見られ、スチルプノメレン・電気石・アパタイト・スヘン・鉄鉱が加わり、まれに方解石脈が発達している。曹長石の斑状変晶は、普通2mmでいどで、肉眼的にも識別できる。アルバイト双晶を示すものは少く、その中に極細粒の石英・白雲母を包有する。このような泥質点紋片岩のなかには、外観は他のものと異なるが、黒雲母や石英がいちじるしく発達しているところが北部地域や、多里（推定）断層の付近に見られる。これは付近に侵入した花崗岩類の影響を受け、ホルンフェルス化した部分である。とくに北部の大谷から笠木へいたる峠付近では、花崗閃緑岩の影響

で、原岩の点紋片岩の構造をそのままとどめたままで黒雲母がいちじるしく晶出し、さらにざくろ石やカリ長石が再結晶しているところもある。

塩基性火山源の緑色片岩は、普通、厚さ50m以下の薄層で、泥質岩の間に挟まれ、水平の広がり小さく、レンズ状を示し、連続性に乏しい。一見して暗緑色であるが、本岩にも曹長石の点紋状斑状変晶が目立つ。変成鉱物は曹長石・緑泥石・緑れん石・緑青色角閃石・石英・白雲母を主な組合せとし、ざくろ石は含まれたり、含まれなかったりする。その他スヘン・ルチル・鉄鉱・アパタイト・方解石を伴うが、それぞれ含有量に変化がある。曹長石の大きさは、泥質岩の場合とほぼ同じ位で、ときに緑れん石・石英・角閃石を包有することがある。緑青色角閃石はバロア閃石 (barroisite) で HASHIMOTO (1973) の報告がある。

また、宮内の谷の奥には、特に緑色片岩に伴ってざくろ石の濃集した岩石が見出されている。外観はざくろ石特有の赤味を帯びた岩石で、ざくろ石のほかに、緑泥石・スヘン・緑れん石がわずかに伴われる。

石英片岩も極めてまれで、1m以下の薄層として泥質岩中にはさまれているので、野外では、見おとすことが多い。本岩は石英のほかに少量の白雲母・緑泥石・曹長石・ざくろ石・鉄鉱を含む。

本地域の変成岩の形成の時期については、一般論として、石炭紀末から三畳紀初期ということであるが、SHIBATA and IGI (1969) によると、本地域の白雲母石英片岩中の白雲母の K-Ar 年代は、169 m. y. および175m. y. ときわめて若い。この結果は、おそらく三郡変成作用の末期、超塩基性岩類が変成岩・古生層のなかに侵入した時代を示すものかも知れないとあるが、後期中生代の侵入岩類の影響も考慮する必要がある。

III. 2 非変成古生層

本地域の非変成古生層には、北東部の多里東方において、三郡変成岩の南側に東西方向に分布し、断層によって境された安山岩質凝灰角礫岩を主とする火山岩類をへだててかなりの広がりをもつものと、道後山の南方に分布するものがある。いずれも超塩基性岩の侵入をうけ、さらに後期中生代の侵入岩類の影響をうけている。今村 (1959) はこれらのもつ岩相から、ペルム～石炭系の秩父古生層として一括し、小林 (1950) の妙見山古生層に相当するものとした。

北東部の非変成古生層の主な構成岩石は、泥質岩と砂質岩およびこれらの互層であるが、その北部地域のものは千枚岩化した泥質岩が優勢で、シルト質の細粒砂岩との互層をなす。その間にはさらに緑色塩基性火山岩の薄層をはさむ。これらは南へ移るにしたがって砂質岩が優勢となった砂岩泥岩の互層となり、赤色チャートをはさむ。これらの間は整合一連であって、それぞれの地層の走向は東北東・西南西、傾斜は30°～60°南落ちで、ほぼ一定した単斜構造を示している。従って、このような構造から判断すると千枚岩化した部分が下位、砂質岩の優勢の部分が上位にあたる。地層の厚さは、1,500mは超えるものと推定される。千枚岩化した部分や緑色岩には変成鉱物の再結晶もみられるが、このことについては後述する。多里南方の湯河二股付近にはかなりの厚さをもつチャート層があるが、その厚さは一様でない。化石はそのなかにまだ発見されていない。石灰岩も薄層がレンズ状に湯河入口付近にみられるが、厚さ数m程度のもので、地質図上に示していないものもある。まだ化石は発見されていない。

道後山南方の非変成古生層は持丸付近に、後期中生代の火成岩類と超塩基性岩にとりかこまれて分布する。主に粘板岩質の泥質岩からなり、ところどころに砂岩や塩基性火山岩類がレンズ状に挟在する。しかし、岩石が塊状で層理が明かでないこと、露出が散点的で連続性を欠いていることなどのために、それぞれの上下関係は決め難い。また北方の古生層との関係も不明である。化石もまだ発見されていない。

また、国鉄道後山駅付近の超塩基性岩体（多里一猫山岩体）のなかに点々と古生層が挟在している。分布範囲はどれもわずかであるが、泥質岩を主とし、シルト質岩・緑色岩（塩基性火山岩類）などがみられる。それぞれの関係は不明であるが、岩相から推定すると上記の非変成古生層の一部であろう。

本層は地質概説の項でのべたように、低変成作用をおこしているもので、ここで変成鉱物についてつけ加えておく。

道後山北方地域の古生層には、特に北部の千枚岩化した泥質岩には、石英・曹長石・白雲母のほか石墨が点々と晶出しており、スチルプノメレンもみられることがある。塩基性火山岩には、緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・白雲母・石英・曹長石がみられ、脈状の方解石が発達している。南部の砂質岩の多い、千枚岩化の弱い部分の泥質岩あるいは砂質岩には、石英・緑泥石・白雲母・方解石脈がみられ、

第2表 道後山北方における非変成古成層と三郡変成岩の主要変成鉱物*

変成鉱物**	緑色岩 “非変成”			泥(～砂)質岩 “非変成”		
	点紋片岩	千枚岩	(非千枚岩)	点紋片岩	千枚岩	非千枚岩
Quartz	◎	◎	○	◎	○	○
Albite	◎	◎		◎	○	○
Chlorite	◎	◎	○	○	(○)	○
Epidote	◎	◎				(○)
Prehnite						
Pumpellyite						
Actinolite		○				
Barrosite	◎					
Muscovite	◎	◎		◎	○	○
Sphene	○	○		○		
Tourmaline				○		
Stilpnomelane				○	○	
Calcite	○	○	(○)	○	○	○
Graphite				◎	○	○
Garnet	○			○		

* 特殊の岩石、石英片岩およびホルンフェルス化したものは除いてある

** 数枚の薄片より総括

◎ 常にみられるもの

○ あったり、なかつたりするもの

(○) まれにみられるもの

緑れん石がまれに加わっており、あまり前者と差はない。ここには塩基性火山岩はほとんど挟在していないが、チャート層の中に挟在する塩基性火山岩の薄層には、細粒の緑泥石・石英・曹長石のほかには、変成鉱物はほとんど認められない。

道後山南方の古生層の泥質岩・砂質岩の中の変成鉱物も、ほぼ上記に等しい。塩基性火山岩もほぼ同様で、緑泥石・緑れん石・スヘン・石英・曹長石・白雲母・まれにスチルプノメレンがみられ、アクチノ閃石も認められる。

なお、後期中生代の花崗岩その他の進入岩類の影響を受けたところは、泥質岩はホルンフェルス化し、その他の岩石にも、熱変成作用によって種々な変成鉱物ができている。泥質岩・砂質岩には、石英・黒雲母の再結晶は普通である。また、稲積山南西方の古生層中に挟在する塩基性火山岩起源の岩石には、特徴的に普通角閃石と黒雲母が再結晶している。

上記のように三郡変成岩と非変成古生層との間には、安山岩質火山岩が覆っていたり、はっきりした断層があって、連続はしていないが、みかけ上、三郡変成岩は下位に、非変成古生層は上位にある。そしてこれらの変成鉱物の組合せを概念的にまとめてみたのが第2表である。この表でもわかるように、この地域の三郡変成岩は、橋本(1972)による **Borroisite** 帯に属するものであり、非変成古生層のそれは緑泥石帯に属するものであろう。ただしここでは、バンペリー石もプレーナイトもまだ見出されていない。

IV. 超塩基性岩および付随する岩石類

IV. 1 超塩基性岩

本地域の超塩基性岩は、概説に述べた通り、多里(推定)断層の東側の地域にのみ分布し、いずれも三郡変成岩を含めて古生層を貫いている。岩体は大小さまざまである。これまで番場によるいくつかの研究があり(番場, 1950, 1952; BAMB, 1952), 最近では荒井による研究(ARAI, 1973, 1974, 1975)がある。大岩体には北から稲積山付近の岩体, 多里から猫山にのびる岩体があり, それぞれ稲積山岩体, 多里-猫山岩体と呼ぶ。多里付近の非変成古生層や三郡変成岩中の小岩体には名称はつけない。

これらの岩体はいずれも同時期の進入岩とおもわれるが, 時期はさだかでない。本地域では, 非変成古生層を貫き, 後期中生代の火成岩類の影響をうけているという以外に時代を決定するものはない。

2つの大岩体について共通していることは, その大部分が蛇紋岩化していることと, それぞれの岩体の部分部分における違い, あるいは含まれている量・質のうえで違いはあっても, クローム鉄鉱床を伴っていること, いずれも後期中生代の進入岩類による熱変成作用の影響を著しくうけていることなどである。原岩のかんらん岩は, RESEARCH GROUP of PERIDOTITE INTRUSION (1967) および IGI and ABE (1969) が指摘したように, 三郡帯(中国帯)を特徴づけるダンかんらん岩-ハルツバージャイトかんらん岩系列の超塩基性岩が主体となっており, まれに輝石岩を含んでいる。クローム鉄鉱床はこれの中に広く点在するクローム鉄鉱が濃集することによって形成されたもので, そのクローム鉄鉱は中国帯全

般にみられる超塩基性岩に特徴的な、帯黄褐色を示しそのまわりに磁鉄鉱のリムをもつという共通の性質を示している。

本地域の岩体には、蛇紋岩化がいちじるしいために、かんらん石や斜方輝石の残晶をとどめているものは、全体からみると少い。そしてさらに、岩体は地質図にも示されているように、進入時期にずれのあるはんれい岩や、花崗閃緑岩などの後期中生代の進入岩に伴う熱変成作用の影響をうけているが、どの岩体がどのような影響を与えたかはさだかでない。滑石・直閃石・透角閃石などの変成鉱物のほか、かんらん石、輝石の一部には、これらの進入岩の影響によるものがある (ARAI, 1973, 1974, 1975)。また、緑泥石および炭酸塩鉱物脈などもよく発達している。前述のクローム鉄鉱は普遍的に散点してみられる。蛇紋石鉱物は一般に葉片状のアンチゴライトが圧倒的に多く、脈状をなすものにはクリソタイルが含まれる。斜方輝石の仮像にはバスタイトが多い。まれにみられる輝岩 (輝石岩) は普通脈岩状をなし、単斜輝石のみからなるもので、ほとんどが、蛇紋岩化をまぬがれており、輝石の緑泥石化も一部にすぎなく、まわりに微粒鉄鉱が散点していることが多い。

角閃石岩はところどころに脈状あるいはポケット状に岩体のなかにみられるが、ほとんど透角閃石ないしアクチノ閃石質角閃石の集合体であって、輝石岩が後期中生代の進入岩類による熱変成作用によって、二次的に変質して形成されたものとおもわれる。ときに単斜輝石の残晶が角閃石のなかに取りこされている場合もあり、顕微鏡下で、輝石→バスタイト→角閃石の関係が認められることがある。またまれに淡褐色の細粒のピコタイト質のスピネルが点在する。

超塩基性岩の小岩体は変成岩中のものも非変成古生層中のものもまわりの母岩の構造に調和的に進入しており、完全に蛇紋岩化している。原岩の残晶鉱物はクローム鉄鉱を除くとほとんど見出されていない。ただ、変成岩中のもので、^{しようやま}生山 (隣接「上石見」図幅地内) から大谷を経て笠木にいたる峠に露出する小岩体のみかんらん石と斜方輝石の残晶をみることができる。この小岩体には、花崗岩類の影響のあとらしい変成鉱物としての角閃石類の形成をほとんどみないが、滑石はよく発達している。

以上のような本地域の超塩基性岩類の化学組成は、IGI and ABE (1969) のなかに1部含まれ、またARAI (1973, 1974, 1975) によって発表されている。

IV. 2 超塩基性岩に付随する岩石類

超塩基性岩体に伴う岩石には、はんれい岩と微はんれい岩あるいは微閃緑岩があるが、いずれも小岩体で、特に後者は、ほとんどが超塩基性の大岩体のみ貫入している小岩脈で、その数はかぞえ切れない程多数ある。本地域には、他地域の超塩基性岩体にしばしば見られる曹長岩などの優白岩や、ロジン岩はまだ見出されていない。

はんれい岩

本岩は稲積山岩体の北側にのみ認められる小岩体で、露出状態がわるいので、超塩基性岩体やまわりの非変成古生層との関係は明らかでない。後述の微はんれい岩などの岩脈とは後述のような種々の点で異っており、また道後山のはんれい岩とは、外観および岩質その他で区別できる。

本岩は暗色、粗粒ないし中粒で、変質がいちじるしい。主成分鉱物は、斜長石と異剥輝石質の単斜輝

石からなる。副成分鉱物としてはチタン鉄鉱、磁鉄鉱などの不透明鉱物のみである。斜長石はいちじるしく変質しソーシユル石化し、曹長石・緑れん石などもできており、汚濁する。輝石は一部緑泥石化する。また方解石脈もよく発達する。主成分鉱物がいちじるしく撓曲していること、波状消光することなどから、他の岩石と区別でき、またこれらのことは侵入に伴う変動の影響をおもわせるものである。また、稲積山岩体の南西縁部に類似の岩石が認められるが、これは付近に花崗閃緑岩の侵入もあって、熱変成作用をうけ、角閃石や黒雲母などの再結晶がいちじるしくなっている。

微はんれい岩～微閃緑岩

多里付近の一部の超塩基性小岩体を除くと、本岩類は小岩体中にほとんど認められないが、大岩体中には、あちこちに数多く認められる小規模の岩脈である。本岩体は超塩基性岩以外の岩石、例えば変成岩や非変成岩には直接貫入していないという特徴をもっている。岩脈の幅は1m以下のものから10m位に及ぶものまでであるが、その貫入には方向性がない。外観は暗灰色で、細かいカスリ模様を示す均質・緻密な完晶質の岩石で母岩の蛇紋岩化のいちじるしいものの中ではよく目立つ。鏡下では、0.5mm以下の斜長石と褐色角閃石および単斜輝石が主な組成鉱物であるが、単斜輝石が角閃石の中心部に残晶様にある場合もある。そのほかチタン鉄鉱、磁鉄鉱などの不透明鉱物がみられる。斜長石は中性長石ないし曹長石で、白色雲母・曹長石などの変成鉱物に一部置きかえられていることが多い。また褐色の角閃石は、その周辺部が緑色の角閃石となっている場合が多い。その他、緑泥石・緑れん石・曹長石・スヘンなど二次的鉱物ができていたり、方解石や石英などの脈あるいはプールのよく発達している。

V. 後期中生代火山岩類

本地域に分布する後期中生代火山岩類としたものは、島根県地質図（1963）、広島県地質図（1964）、鳥取県地質図（1966）などによってまとめられた後期中生代の火山岩類に相当する。時代を決定する証拠は後述の侵入岩類の年代決定にもとづくものであって、それから推測されるということ以外に本地域内では何一つある訳ではない。また、同火山岩類には、安山岩質とデイサイトないし流紋岩質のものがあるが、本地域内では、それぞれ全く遊離して分布しているので、両者の関係は不明である。ここではただ単に便宜的に三郡変成岩を直接覆う箇所のある安山岩質火山岩類をより先に記述したにすぎない。

V. 1 安山岩質火山岩類

本岩類は本図幅地域の北東部の日野川に沿って、東西方向に幅狭く分布する凝灰角礫岩を主とする火山岩類である。北側では一部で直接に三郡変成岩類をおおうところもあり、東側では断層によって、三郡変成岩と非変成古生層との間にはさみこまれている。また、本地域内ではわずかであるが、本岩類の一部が河上南方で稲積山超塩基性岩体の東端をおおっており、東方「上石見」図幅地域内に広がっている。その部分には凝灰岩・凝灰質砂岩が成層して挟在し¹⁾、“インクストン”様の赤褐色を帯びたところもある。これらはみかけ上、上位に相当する。

1) 走向北50°-60°東、傾斜30°-70°南である

日野川に沿う本岩類には、その基底部に数多くの三郡変成岩の礫を含んでいるが、一般的には同源の安山岩の角礫が多く、緑色を呈し変質もいちじるしい。この安山岩は斜長石・単斜輝石・緑色角閃石の斑晶で特徴づけられる。これらの鉱物は、いずれも変質し有色鉱物にはアクチノ閃石質角閃石ができており、ときには完全に細粒アクチノ閃石質角閃石の集合体となっていることもある。石基の変質もいちじるしく、脱ガラス化し、角閃石・黒雲母・石英・白色雲母・方解石などの二次鉱物の晶出などが目立つ。石英・方解石の細脈もよく発達している。このような変成鉱物は、後述の花崗岩質侵入岩類の影響をうけたものである。とくに萩原東部の日野川沿いの道路上には、黒雲母花崗岩（日野川花崗岩）の小露头（幅40m位）があり、まわりの凝灰岩類に熱変成を与えているばかりでなく、熱変成した凝灰岩をも取りこんでいる。

V. 2 流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類

本地域内では、流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類はおおざっぱにみて大きく2つのブロックに分かれて分布する。すなわち、本地域のほぼ中央部で、多里付近から長者原にかけて南北ないし北東-南西方向に分布する粗粒の斑状花崗閃緑岩体（多里—三国山花崗岩）によって分けられた東側のブロックと西側のブロックである。東側のものは層理のよく発達した凝灰岩を多く含み、碎屑岩の薄層もところどころにはさむ。多里南方にはかなりの広がりをもった碎屑岩層が分布し、第三系備北層群におおわれている。西側のものは、溶結凝灰岩の局所にみられる溶結構造をのぞくと、全般的に成層構造が不明瞭で、かつ碎屑岩をはさまない。両者の間には、断層の存在が推定されるがその位置に前述の花崗閃緑岩が侵入してきているので、関係は不明となっている。東側の凝灰岩あるいは碎屑岩類の層理からすれば、みかけのうえからは、東側のブロックの方が西側のブロックより上位に相当するかのようであるが、両者の上下関係は実際には明らかでない。

V. 2. 1 層状ブロック（東側）

本ブロックは、東は多里（推定）断層、西は斑状粗粒花崗閃緑岩にはさまれ、北は第三系備北層群によっておおわれており、大きく次の2つの岩層からなりたっている。

- 1) 凝灰質碎屑岩層
- 2) 流紋岩質ないしデイサイト質火山岩層

1) 凝灰質碎屑岩層

この岩層には、本ブロックの北部を占め、かなりの広がりをもって分布するものと、2)のなかに挟在し、小分布を示すものがある。この両者の関係は不明であるが、いずれも規模の大小はあるにしても2)の火山活動の時期に発達した湖成の堆積層であろう。とくに、北部地域のものは一部断層によって2)に接しているが、その南側では2)におおわれており、古生層を基盤として、2)の火山活動がはじまる頃に形成された湖の堆積物かも知れない。

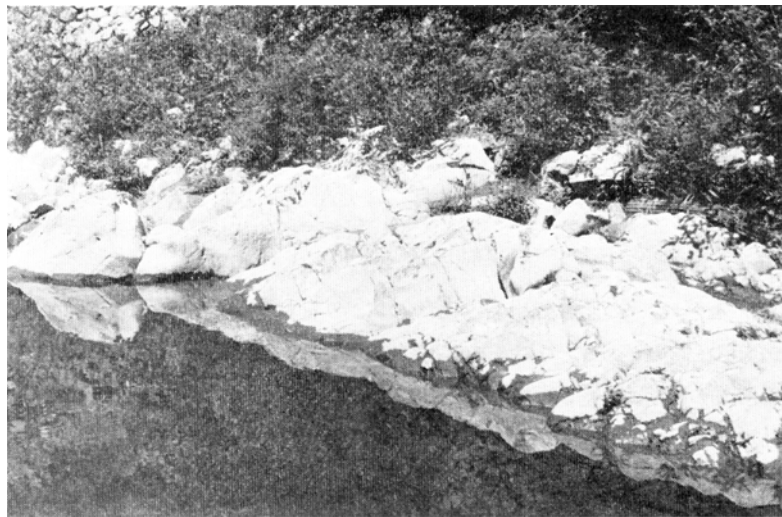
北部の碎屑岩層には、細かい褶曲や断層があちこちにみられ、層理の方向はかならずしも一定していないが、一般には南北方向の走向とゆるい東おちの傾斜を示している。岩層は、黒色の泥岩を主とし、

灰色の砂岩をはさむ。いずれも凝灰質で火山物質を含むことが多い。礫岩には、古生層起源とおもわれる粘板岩・砂岩・珪質岩（チャートも含む）の礫が多く、火成岩類の礫は少い。本属の厚さは正確に測定し難いが、見かけの層理からすれば、かなりの厚さをもっている。その泥質岩層の産状は第5図に示される。

他の小規模な分布をする本属、とくに小鳥原や、三坂付近のものはレンズ状に火山岩類中に挟まれた産状を呈しており、砕屑岩中には火山性物質がかなり多く含まれている。



第5図 後期中生代流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類（東側層状ブロック）中の泥質岩層——鍵掛峠北方。



第6図 後期中生代流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類（東側層状ブロック）中の層状様溶岩の露頭——油木川下流、図幅地域内では木次線の最南部のトンネル南方の地点。

2) 流紋岩質ないしデイサイト質火山岩層

本岩層は主として凝灰岩からなるが、全般的に成層している訳ではなく、成層した部分がところどころに見られるという程度で、一般には塊状のものが多い。成層しているものでも、層理の方向が一定している訳ではなく、砕屑岩を含めて、本ブロック全体の層序および構造を組立てることは困難であり、かつ、火山活動の順序も、flow unit などの区別がむづかしいので明らかにすることはできない。

岩石は一般に石英・斜長石・カリ長石の斑晶を多く含むが、長石類は変質し、白雲母の晶出をみる。カリ長石は全く含まれない場合もある。有色鉱物はほとんど変質しており、白雲母・緑泥石・方解石などにおきかえられている。石基には珪質岩などの岩片が多く、花崗岩質のものはほとんど含まれていない。ガラスはほとんど脱ガラス化して、石英質物質にかわっており、長石類には、白雲母、有色鉱物には緑泥石などが斑晶と同様に晶出している。まれにジルコンがみられ、鉄鉱が散点する。野外では変質などのためはっきりした境界はわからないが、溶岩が挟在していることがある。図幅地域のほぼ中央南端の層状構造を示す火山岩中（第6図）にみられるのがその例で、岩質はデイサイト質、斑晶は、石英・斜長石・緑泥石化した有色鉱物からなり、カリ長石はほとんど認められないが、まれにみられることがある。また部分的に石英と長石類が組合って文象様の構造を示す集斑晶がみられることがある。石基のガラスは、脱ガラス化し、石英・斜長石・白雲母・変質した有色鉱物・鉄鉱などが散点する。

^{かつかけ}鍵掛峠北方の道路沿いに露出する凝灰岩には、前述の火山物質を多く含む暗灰色の泥質岩をはさみ、岩質はデイサイト質である。斑晶は石英と斜長石を主とし、黒雲母はまれで、変質し、カリ長石はほとんど含まれない。石基は一般の凝灰岩と同様であるが、岩石片にはデイサイト質ないし安山岩質溶岩や変質した凝灰岩・珪岩・白雲母石英片岩・変砂岩・変泥岩ときに石灰岩などが含まれている。

V. 2. 2 塊状ブロック (西側)

本ブロックの火山岩類は、前述のように粗粒斑状花崗閃緑岩体（多里—三国山花崗岩）の西方あるいは北方にあって、本地域の南西部の大部分を占めるが、北東部では帯状分布する後述の侵入岩類の間にはさまれ、またそれらのループペンダントとなって残存する。

このブロックの火山岩類もほとんどが凝灰岩で、いずれも全般的には塊状で、層状を示さない。岩質は流紋岩質のものが大部分であって、カリ長石の斑晶を肉眼的に認めることのできる特徴をもっているが、部分的にはこのカリ長石が少なくなり、あるいは全くなくなったデイサイト質のものもある。この両者の境界は明確にすることが出来ないで、ここでは一括されている。また後に侵入した花崗岩類による熱変成作用の影響は全岩類におよんでいる。

岩石は肉眼的に石基の部分にはガラス質のものが目立ち、暗灰色ないし黒色を呈するが、顕微鏡下ではほとんど脱ガラス化している。一般に斑晶は石英・斜長石・カリ長石、変質した有色鉱物（黒雲母）であり、種々の異質岩片を多く含んでいる。カリ長石は前述のように含まれない場合もある。長石類には多かれ少なかれ白色雲母の微小結晶ができていて、有色鉱物の黒雲母が残存していることは珍らしく、ほとんどが緑泥石化しており、花崗岩類との境界付近では、再結晶した黒雲母の細粒集合体となってしまうものも少なくない。また、溶結凝灰岩には、ときに特徴的な偏平化した軽石片がみられるが、脱ガラス化によって細粒の石英粒の集合体におきかえられていることが多い。石基はガラスが脱

ガラス化し、石英の微小結晶ができており、短冊状の斜長石やカリ長石・石英の微小鉱物がみられる。長石類は斑晶同様白色雲母に、有色鉱物はほとんど緑泥石や緑れん石になっている。まれにジルコンやアパタイトが認められ、鉄鉱が散点する。ときには、方解石脈や石英脈がいちじるしく発達していることもある。上述の脱ガラス化した軽石のほかに、岩石片のなかには、安山岩・泥岩・砂岩・珪岩などが含まれていることがある。

花崗岩類との境界付近には、捕獲岩様に花崗岩類にとりこまれ、その影響をうけ熱変成岩となった凝灰岩類があちこちにみられる。そのいちじるしい例は、吾妻山北方の道路傍の露頭や比和町久泉原の道路傍の露頭であるが、このようなところでは、凝灰岩類は一見すると花崗岩類の一部かとみあやまる程に石英・斜長石・黒雲母などの再結晶鉱物が粗粒化している。

V. 2. 3 道後山付近の流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類

本図幅地域内で、多里（推定）断層以東には、流紋岩質ないしデイサイト質火山岩はほとんど分布していないが、僅かに道後山南方に2カ所その分布をみる。

一つは超塩基性岩（多里一猫山岩体）と道後山のはんれい岩との間にはさまれた狭小な分布を示すデイサイト質凝灰岩で、露頭での関係は不明であるが、おそらく超塩基性岩をおおい、道後山はんれい岩に貫かれているものであろう。外観はやや緑色を帯びた暗灰色の岩石で、層状の構造がみられる（走向北80°西、傾斜25°北落ち）。斑晶は斜長石と石英、変質した有色鉱物で、斜長石は一部細粒石英の集合体となっているものがあり、有色鉱物は細粒のアクチノ閃石質角閃石の集合体になっていて原鉱物は不明である。石基は脱ガラス化し、細粒石英の晶出をみる。斜長石・石英微小結晶のほかには、再結晶による黒雲母・石英の細粒結晶のプールが認められ、不透明鉱物が散点する。ここでみられる変成鉱物は、道後山はんれい岩の影響によるものであろう。

いま一つの凝灰岩は猫山東方に分布し東隣「上石見」図幅地域内に広がるもので、本地域内ではごく僅かな分布を示すにすぎない。岩石は流紋岩質で、石英・斜長石・カリ長石の斑晶をもち、石基は脱ガラス化によって石英の微小結晶が晶出しており、細粒の斜長石・石英が認められる。有色鉱物は斑晶および石基ともに変質していて、細粒黒雲母の集合体となっている。本岩も後の花崗岩（小奴可花崗岩）の侵入の影響をうけ細粒黒雲母などの変成鉱物が晶出したのであろう。

VI. 後期中生代侵入岩類

中国地方全域にわたって、後期中生代の火山岩類に伴う数多くの侵入岩類があり、本地域においても、前章の火山岩類に関連した種々の侵入岩類が分布している。侵入岩類は塩基性岩から酸性岩にまがり、いずれも古生層・超塩基性岩、そして前述の火山岩類を貫き、それぞれに熱変成作用を与えている。その岩体は以下に示すように10種ほどが区別でき、それぞれ異なる岩相で特徴づけられているが、なかには他の岩体と区別し難い類似の岩相を示すものもある。また、それぞれの岩体の侵入関係は、相接するものについては明らかであるが、遊離して分布するものでははっきりしない場合が多い。ここでは、多里（推定）断層の東側と西側とに分け、できるだけ種々の地質現象あるいは近隣地域などで判明した

関係などを考慮しながら、推定される進入順序にもとづいて記述する。

ここで区分した岩体には次のようなものがある。ただし、下萩花崗閃緑岩（GW-2）のみは北部の谷中・笠木付近で、多里（推定）断層の両側にまたがって分布しているが、ここでは西側のグループに含めておく。

多里（推定）断層の東側

1. 道後山はんれい岩（GE-1）
2. 道後山花崗閃緑岩（GE-2）
3. 小奴可^{おぬか}花崗岩（GE-3）
4. 高尾花崗閃緑岩（GE-4）
5. 日野川花崗岩（GE-5）

多里（推定）断層の西側

6. 半深成岩複合岩（GW-1）
 - (1) 石英閃緑玢岩（GW-1-1）
 - (2) 花崗斑岩・文象斑岩（GW-1-2）
 - (3) 比婆山^{ひは}の花崗斑岩（GW-1-3）
7. 下萩花崗閃緑岩（GW-2）
8. 多里—三国山花崗閃緑岩（GW-3）
9. 竜駒^{りゅうこま}花崗岩類（GW-4）
10. 横田花崗閃緑岩（GW-5）
11. 鳥取花崗岩（GW-6）

ここで1～9の岩体は、本地域特有の岩体として名付けられたものであるが、隣接図幅地域に及ぶものもある。10は北隣「横田」図幅地域（村山ほか、1973）で用いられている岩体名であり、11は、鳥取県地質図（1966）で広く鳥取県一般に共通する特徴的岩体名として用いられている。

VI. 1 道後山はんれい岩

本地域内に分布する後期中生代進入岩類のなかのはんれい岩は、道後山西方の山稜を形成するものだけであって、前述の超塩基性岩に伴うはんれい岩とはその外観からも、また岩質からも明瞭に区別できる。このはんれい岩は、中国地方から近畿地方にかけて分布する後期中生代深成岩類のなかでは、比較的早い時期（例えば鳥取県地質図—1966—などで、第1期の進入岩類と呼ばれている進入岩類の1部）の進入岩の一つとして、各地に点在しているものと同じものであろう。しかし本岩は露頭では、まわりの岩石、進入している南側の古生層や超塩基性岩、北東側に分布する道後山花崗閃緑岩との関係は直接みることが出来ないが、古生層や超塩基性岩はその熱変成作用の影響をこうむっている。

本岩は野外でも、その粗粒ないし中粒の優黒質な外観から他の同時期の進入岩類とは識別容易である。主成分鉱物は、斜長石・単斜輝石・褐色角閃石であるが、石英・カリ長石・黒雲母を伴い、かんらん石を除くと、主要な造岩鉱物がすべて揃って含まれているという特徴をもっている。そのほか、アパ

タイト・チタン鉄鉱。磁鉄鉱などを含んでいる。主要鉱物はいずれも径0.5mmから5mmくらいの大さきをもつが、一般に1mm前後で一見して等粒である。有色鉱物の一部は緑泥石化していることが多いが、角閃石には細粒柱状の青緑色の角閃石が生じているものもある。長石類はところどころ白色雲母化している。

VI. 2 道後山花崗閃緑岩

本岩は、道後山はんれい岩を除くと、他の花崗岩類とは全く遊離した分布を示す。しかし、その岩体は、東隣「上石見」図幅地域にも広がりをもっている²⁾。肉眼的には中粒均質な優白質な岩石であり、ところどころにアプライト脈が発達し、玢岩に貫かれている。本岩は優白質ではあるが、岩質、組織などは後述の高尾花崗閃緑岩や下萩花崗閃緑岩とよく似ている。

本岩の主成分鉱物は斜長石・石英・カリ長石・緑色角閃石・黒雲母である。その他ジルコン・アパタイト・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などを伴う。斜長石は白色雲母・緑れん石に、黒雲母は緑泥石とときにスヘンに、角閃石は緑泥石・緑れん石にそれぞれ変質しているところがある。

野外における露出状況は道路の切割りを除くとあまり良好でないで、まわりの地層あるいは岩石との接触部は直接みる事が出来ないが、近傍の非変成古生層の泥質岩および砂質岩の一部には黒雲母などの変成鉱物ができており、ホルンフェルス化している。また、超塩基性岩類からなる稲積山岩体、多里一猫山岩体の一部にも変成鉱物ができていることは前項でのべた。

また、ところどころにアプライトばかりでなくペグマタイトの小岩脈が発達していることがあるが、地質図上に図示できる程のものは少い。後述の玢岩の岩脈もあちこちで本岩を貫いているのがみられる。

VI. 3 小奴可花崗岩

本岩は本図幅地域の南東隅、東城町^{おぬか}小奴可付近に分布する中粒ないし細粒の均質な花崗斑岩で、今村(1959)、広島県地質図(1964)の花崗斑岩はこのなかに含まれる。超塩基性岩の多里一猫山岩体を貫き、高尾花崗閃緑岩に貫かれているとおもわれるが、いずれの場合も、露頭での直接の関係はよくわからない。外観は優白質、ち密な岩石で、後述の半深成複合岩中の花崗斑岩・文象斑岩に似ている。風化した露頭では、一見して流紋岩質凝灰岩に酷似しているので注意を要する。

本岩はカリ長石・石英・斜長石の斑晶で特徴づけられる。有色鉱物として黒雲母が加わる。石基は細粒の同じ鉱物からなるが、カリ長石と石英はときに微文象構造を示すことがある。その他随伴鉱物として、ジルコン・アパタイト・不透明鉱物がある。長石類は白色雲母化、曹長石化し、有色鉱物は緑泥石化しているところがある。

本岩は前述のように半深成岩複合岩中の花崗斑岩に類似しているが、ここではかなりの広がりをもっており(5km×5km(+))、この種の岩体としては珍しい。おそらく同種岩体の集合体なのであろう。

岩脈は、本岩中には少いが、まれに玢岩質のもの貫入をみる。

2) 今村(1959)はこの岩体を古期閃雲花崗岩として後期白亜紀侵入岩より古い侵入岩と考えた。

VI. 4 高尾花崗閃緑岩

本岩は、上述の小奴可花崗岩の南側に分布するが、本地域内には僅かな分布しかみられず、むしろ、南隣「庄原」図幅地域内にはかなりの広がりをもっている。一見して均質中粒の花崗岩で、特徴的な角閃石によって小奴可花崗岩とは区別が容易である。しかし本地域内では露出状況が極めてわるく、岩石の風化も著しいので、新鮮な岩石採集は困難である。

本岩の主成分鉱物は径1.0～0.5mm位の斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母であり、長石類は白色雲母化、有色鉱物は緑泥石化している。随伴鉱物にはアパタイト・ジルコン・褐れん石・チタン鉄鉱および磁鉄鉱などがみられる。岩質としては後述の下萩花崗閃緑岩によく似ている。

VI. 5 日野川花崗岩

本岩は多里東方日野川沿いの道路切割りに露出する小岩体であるが、まわりの安山岩質凝灰角礫岩を貫き、熱変成を与えている。その付近にみられるかなりの幅をもった熱変成域から推測すると、この岩体は地下に相当な広がりをもつものようである。“日野川”という岩体名はこのようなバソリスを形成しているかもしれない広がりも考慮してつけられた。

本岩は本地域内で、多里（推定）断層の東側の花崗岩としては唯一の黒雲母花崗岩である。岩石そのものは一般に中粒であるが粒度に変化があり、径0.5mm～1.5mm位の大きさの斜長石・石英・カリ長石・黒雲母を主成分としており、ジルコン・アパタイト・不透明鉱物を伴う。岩体にはあちこちに凝灰角礫岩類の捕かくされた部分があり、それらが熱変成岩となっていることは前述の通りである。

VI. 6 半深成岩複合岩

この項から多里（推定）断層西側の後期中生代侵入岩類の記述となるのであるが、ここで特徴的なのは、大部分侵入岩類がほぼ北東-南西の方向をもって帯状分布するということである。そしてさらに特徴的なことは、流紋岩ないしデイサイト質火山岩類の活動と、それを貫く中粒の花崗岩質侵入岩類（竜駒花崗岩類）との間にいくつかの半深成岩類の活動があつて、それがまた帯状に集まって分布していることである。

このような半深成岩類の集合は複合岩体となって、本地域では、中央北部の横田町南部から吾妻山にかけて分布しており、大わけすると、北東-南西方向にのびる三つの帯をなしている。

北側の二つの複合岩体は、前掲のような石英閃緑玢岩・花崗斑岩ないし文象斑岩などの半深成岩からなり、これらは、入り乱れて産出する。したがって、それぞれの間の関係あるいは境界ははっきりしない。そのうえ竜駒花崗岩類の侵入をうけてさらに複雑なものとなっている。ここに複合岩体としてそれらを一括したのも、一つ一つ岩体の形態すらつかみにくいということにもよっている。

第三の比婆山付近の複合岩体は、前の岩体とは異り、閃緑岩質の半深成岩をほとんど含まない。花崗斑岩ないし、斑状花崗岩を主な構成岩石とし、流紋岩質ないしデイサイト質凝灰岩類を直接貫いている。このような構成岩と産状の異なる点を考慮してこの複合岩体は別箇に、比婆山の花崗斑岩として記述する。

VI. 6. 1 石英閃緑玢岩

本岩は半深成岩複合岩体のなかに小岩体として点在するが、竜駒花崗岩類の侵入しているところでは、その中に捕獲岩様に残存していることが多い。他の半深成岩類との関係は明らかでない。肉眼的には極めて長い（ときには長径1cmにも及ぶ）針状の角閃石の発達によって特徴づけられる。

本岩は完晶質であり、主成分鉱物は斜長石・石英・緑色角閃石・黒雲母である。それらは、同一岩体のなかでも、大きく斑晶状をなすもの、小結晶が集って石基状をなすもの、またそれらの中間的なものなど、さまざまな大きさの結晶が入りまじっている。そのほか、アパタイト・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などとまれにジルコンの小粒が含まれている。斜長石は一般に白色雲母化あるいはアルバイト化していることがあり、角閃石は緑泥石化し、緑れん石・スヘンなどの変成鉱物ができていることがある。また黒雲母も一般に緑泥石化している。大馬木南方、小峠付近の複合岩体に含まれる本岩の一部には、ほとんどの構成鉱物が径0.5mm前後の大きさをもった均質な岩石となったものがある。

VI. 6. 2 花崗斑岩および文象斑岩

これらの岩石はいづれも優白色、ち密な岩石で、一見ただけでは両者の区別はつけ難く、両者の関係も野外ではよく判らない。前述の石英閃緑玢岩とは同一露頭で共にみられることは少いが、石英閃緑玢岩をとりこんでいることが、しばしばみられる。

花崗斑岩は、斑晶としては、主成分鉱物の石英・斜長石・カリ長石（普通にはパーサイトであるが、マイクロクリン構造を示すものもある）・黒雲母があり、石基には、同一鉱物類のほかに、アパタイト・褐れん石・ジルコン・不透明鉱物などがわずかに含まれる。斑晶にはまれに緑色角閃石が含まれることがあるが、ほとんど変質して、緑泥石・緑れん石に変っている。黒雲母もほとんど緑泥石化している。また、竜駒花崗岩類の侵入しているところでは、その熱変成作用の影響をうけ、もとの有色鉱物は、石英および黒雲母の細粒結晶の集合体となっていることが多い。

文象斑岩は特徴的な微文象構造をもち、主成分鉱物は花崗斑岩とほとんどかわらないが、ただカリ長石の量が多くなっている。主成分鉱物の量はカリ長石・石英・斜長石の順であり、黒雲母は大部分緑泥石化しているが、極めて少量である。その他ジルコン・アパタイトの小粒が随伴し、不透明鉱物も極めて少い。

VI. 6. 3 比婆山の花崗斑岩

本地域の南西部、比婆山付近で、流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類を貫く花崗斑岩を比婆山花崗斑岩とよぶ。これはいくつかの花崗斑岩の小岩体の集合体であって複合岩体を形成しているが、石英閃緑玢岩・文象斑岩を伴っていない。この点、前述の小奴可花崗岩に似ているといえる。小岩体と小岩体の間には、凝灰岩類が図示できない程の幅でわずかにさみ込まれていることがある。

本岩体の花崗斑岩も優白質ち密な岩石で、肉眼的にはその斑状構造が明瞭に認められる。岩質的には前述の花崗斑岩に酷似する。斑晶は石英・斜長石・カリ長石および黒雲母からなり、石基には、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母のほかに、少量のアパタイト、ジルコン、不透明鉱物を含んでいる。まれに、石英とカリ長石による微文象構造がみられることがある。本岩も二次の変質がいちじるしく、斜長

石は、白雲母・緑れん石化し、カリ長石は白雲母化、黒雲母は緑泥石化、緑れん石化しているところがある。また、スヘンや細粒の石英の集合体があちこちにみられるほか、方解石・緑れん石の細脈が発達していることがある。

VI. 7 下萩花崗閃緑岩

本岩は函館地域の北東隅から北東 - 南西方向にのびる幅約1,500m位の帯状分布をする岩体で、北東方では北隣「横田」函館地域内に広がっている中粒の花崗閃緑岩である。本岩は、その南側に分布する流紋岩ないしデイサイト質火山岩類を貫き、北側では竜駒花崗岩類に貫かれているが、産状としては、窓山付近の南西端では一見して竜駒花崗岩類を逆に貫いているような産状を示している。また、北東隅の谷中付近では、凝灰岩類をはさんで枝分れしているが、東側の本岩と凝灰岩類の間には多里（推定）断層が延びてきている³⁾。

本岩の岩質は前述の道後山花崗閃緑岩・高尾花崗閃緑岩に類似しているが、それらとの関係は不明である。

本岩は、斜長石・石英・カリ長石・角閃石・黒雲母を主成分鉱物とし、アパタイト・褐れん石・ジルコン・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などを伴う。一般には径0.5～1mmていどの等粒の主成分鉱物からなるが、ときにはより粗粒となったものがあり、斑状構造を示すことがある。角閃石と黒雲母は部分的に緑泥石や緑れん石に、ときにスヘンにおきかえられている。また、角閃石の一部あるいは黒雲母全体が、極細粒の緑色黒雲母の集合体となってしまっていることがある。これは、後に進入した竜駒花崗岩類の影響によるものであろう。長石類には、普遍的に細粒の白色雲母ができています。

本岩にも、ところどころにアプライトやペグマタイトの細脈が発達しており、また、玢岩の岩脈に貫かれている。

VI. 8. 多里一三国山花崗閃緑岩

本岩は、一見してペグマタイトといえる程粗粒で、斑状構造の明瞭なことを特徴とする花崗閃緑岩で、他の類似の花崗閃緑岩とは容易に識別できる。

本岩は前述のように流紋岩質ないしデイサイト質火山岩類の層状ブロックと、塊状ブロックとの間に想定される断層の位置に進入している。この岩体の帯状分布の方向はほぼ北東 - 南西であり、他の後述の花崗岩類の分布の方向と同じ傾向がある。しかし、この地域でみられる限りにおいては、本岩体は他の花崗岩類との直接の関係はみられず、独立した進入岩体となっている。したがって他との関連は不明であるが、ここでは便宜的に後述の竜駒花崗岩類より以前の進入岩体としておく。それは、後述の竜駒花崗岩類・横田花崗閃緑岩・鳥取花崗岩などが、同方向に帯状分布する一連の進入岩体であって、それらの後には進入してくる本岩類似の深成岩を地域外でさえも見られないという、単純な理由によっているにすぎない。

本岩は、多里付近では、新第三系におおわれて、その幅は不明となっているが、普通約2kmの幅をもって多里付近から西城町の長者原付近へと帯状分布し、岩体のほとんどが前述の特徴的な岩相を保つ

3) 多里（推定）断層はこの付近で、ほとんど落差がなくなっているものとおもわれる。

ている、岩相変化の少い均質な岩石である。主成分鉱物は、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石で、これらの粗粒結晶が斑晶をなし、中粒、細粒の結晶が石基をなす。斑晶は普通、径0.5cm以下ではあるが、ときに1cmをこえるものがある。石基の部分には、少量のアパタイト・ジルコン・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などのほかに、褐れん石を伴う。岩体の南部のものには、角閃石を欠くものがしばしば認められる。部分的に、斜長石とカリ長石には白色雲母化が、角閃石と黒雲母には緑泥石化がみられる。また、しばしば黒雲母は細粒の緑色黒雲母の集合体となっている。これもおそらく竜駒花崗岩類の潜在によるものであるが明かでない。

VI. 9. 竜駒花崗岩類

この岩石は、本図幅地域の中央北西部に広く分布する中粒、等粒の黒雲母花崗岩であるが、後でのべるように、局部的に岩相の変化があつて、必ずしも全般にわたって均質ではない。むしろ複合岩体というべきものかも知れない。しかしその大部分の岩相は黒雲母花崗岩であつて、前述の“塊状ブロック”中の流紋岩ないしデイサイト質火山岩類、半深成複合岩体、下萩花崗閃緑岩を貫き、それぞれに接触熱変成をあたえている。

竜駒花崗岩という岩体の名称は、その典型的な岩石の露出する、鳥取県と島根県境の竜駒^{りゅうこま}の地名をとつて名付けられた。地表でみられる限りでは、被侵入岩類の残存する分布状態との関連において、この岩体の北東-南西方向の帯状分布が明らかとなっているが、実際の地下の広がり、相当大きなものが予想される。おそらく、北東-南西方向の延びをもつたバソリスを形成しているものであろう。三井野原北方で、ところどころに岩脈状に流紋岩質凝灰岩を貫いている花崗岩の小岩体は、この岩体の一部をあらわすもので、その岩枝ないしは舌状体の部分であらう。

本岩体の類似岩として、本図幅地域の南西部比和町森脇付近に分布する黒雲母花崗岩があり、まわりの流紋岩質凝灰岩や半深成複合岩体に熱変成を与えている。この岩体は直接、竜駒付近の花崗岩類と関係はなさそうであるが、岩質の類似と侵入時期の類似から、この竜駒花崗岩類の一部として扱かれて

いる。

本岩類の代表的なものは、前述のように、中粒、等粒の黒雲母花崗岩で、新鮮なものは、カリ長石の色を強く反映してピンク色を呈する。主成分鉱物は、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母であつて、アパタイト・褐れん石・ジルコン・不透明鉱物を伴う。長石類の一部は、白色雲母化し、黒雲母は緑泥石化していることがある。

本岩類の一部には斑状を示すものもあり、また、緑色角閃石を伴うものもある。また白雲母を含むものもところどころにみられる。とくに、小馬木鉱山付近では、本岩は、角閃石を含むことが多く、またいちじるしく白雲母を含むことがある。この白雲母を多く含むものは、本来の竜駒花崗岩類とは異なる岩体として区別すべきものかも知れないが、その岩体との境界が明瞭でないので、ここでは一括されている。ただし、白雲母の形成は、モリブデン鉱床の生成に関係したグライゼン化作用のような鉱化作用の影響によるものかも知れない。

石原(1971)によれば、小馬木鉱山付近で、1,200m×700m位の狭い地域の中に、種々の岩相の花崗岩類が区別されている。石原による両雲母花崗岩・黒雲母花崗岩・閃雲花崗閃緑岩・閃雲石英閃緑岩・粗

粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩などがそれであるが、ここではこれらは、一括して竜駒花崗岩類のなかに含ませてある。しかし次に、上述のような石原による諸岩石について少しふれておく。

石原の分類した岩石類のなかで、黒雲母花崗岩とされているものが、竜駒花崗岩類のタイプの花崗岩の性格を最もよく保持しているものである。石英閃緑岩はその中に捕獲岩状をなし、また、花崗閃緑岩は、黒雲母花崗岩と“両雲母花崗岩”とのなかに産出し、漸移相的性格をもっており、“両雲母花崗岩”は局部的に白雲母花崗岩に移化するところもあって、その付近には“グライゼン”変質部が点々とみられるという。これらの花崗岩類は、竜駒花崗岩類の周縁相の一現象を示すものかも知れないが、また、これらの進入岩類は、前述の半深成複合体のような先駆的な岩類の残存であって、その一部が“グライゼン”変質の影響をうけたものとも考えられる。なお、石原の粗粒角閃石含有花崗閃緑岩は、次にのべる横田花崗閃緑岩の分布の延長部にもあたり、その一部がここに進入しているものかも知れない。しかし露出範囲が極めて限られているので、これも地質図のうえでは、竜駒花崗岩類のなかに一括されている。

この花崗岩類には、あちこちに、数多くのpegmatiteおよびaplite脈が発達している。玢岩類の貫入もまた少くない。

VI. 10 横田花崗閃緑岩

本岩は、本地域の北西部において、竜駒花崗岩類と後述の鳥取花崗岩にはさまれ、北東 - 南西方向に、約1.5kmの幅で帯状分布する粗粒の花崗閃緑岩である。両岩体との境は比較的明瞭であるが、小馬木付近では、やや不明瞭となっている。鳥取花崗岩とは粒度においてよく似ているが、肉眼的には、角閃石の有無で識別できる。

この岩体は北方へは、北隣「横田」図幅地域内に広がる(村山ほか, 1973)。また、南西方向への延長は小馬木付近で、その幅が減少しているが、南北性の断層でたちきられている。しかし、この断層の西側では、小馬木鉾山南方の俵原越付近へずれて分布する。ここでは、鳥取花崗岩には直接貫かれてはおらず、鳥取花崗岩とはかなりのへだたりをもって、南側に分布し(竜駒花崗岩類の一部のなかに進入)さらに西隣「頓原」図幅地域内に広がっている。

本岩の主成分鉱物は斜長石・石英・カリ長石・緑色角閃石・黒雲母で、小粒のアパタイト・ジルコン・チタン鉄鈹・磁鉄鈹などを伴う。黒雲母・角閃石は部分的に緑泥石化しており、ときに、細粒の褐色の黒雲母の集合体となっていることもある。

また、本岩体には数多くの塩基性の捕かく岩が含まれている。この岩石には、拳大のものからコイン大のものまで、大小さまざまあるが、岩質としては石英閃緑岩ないし角閃石はんれい岩質である。斜長石・緑色角閃石がそれぞれの塩基性捕かく岩に共通する主成分鉱物で、黒雲母・石英がそれらに加わる。粒度は中粒ないし細粒である。ときには、細粒の黒雲母の集合が有色鉱物をおきかえており、また、角閃石には、特徴的な、長くのびた針状のものがあつり、原岩の一つとして、前述の半深成複合岩体中の石英閃緑玢岩が考えられる。本岩体中にも、ところどころに玢岩の岩脈が貫入している。

VI. 11 鳥取花崗岩

本岩体は鳥取市付近から延々と連続的に分布する、後期中生代の侵入岩類のなかでは最末期に活動した黒雲母花崗岩体の一部である。極めて粗粒、均質な岩体⁴⁾で、外観ピンク色を呈することを特徴とする、かなりの広がりをもつバソリスであろうと推測されている。鳥取花崗岩の名称は鳥取県地質図（1966）作成の際提唱したもので、はじめて用いられた。それまでは“小鴨花崗岩”などと呼ばれていた（村山ほか、1961；山田、1961；村山ほか、1963）。本地域では、北西隅にのみ分布するが、北隣「横田」図幅地域内では約5kmくらいの幅で、東北東-西南西方向に帯状分布し、南側では横田花崗閃緑岩を貫いている。

本地域の本岩は粗粒、均質で、主成分鉱物は径0.5~1cm位の石英・カリ長石・斜長石・黒雲母で、小粒、少量のジルコン・アバタイト・褐れん石・不透明鉱物などを伴う。カリ長石にはパーサイトとマイクロクリン構造をもつものがある。黒雲母はときに一部緑泥石化している。

本岩中にも、ベグマタイト・アブライトの脈が、かなりよく発達しており、玢岩の貫入もあちこちにみられる。

鳥取花崗岩についての同位元素による絶対年代の決定は、K-Ar法（黒雲母による）とRb-Sr法（黒雲母と全岩による）によって行われており、いづれの結果も、ほぼ61m. y. と一致した年代が示されている（HATTORI and SHIBATA, 1974）。

VI. 12 後期中生代侵入岩類の化学組成

これまで述べてきた後期中生代の侵入岩類は10種以上あるが、すべてが互に異なる性質をもっているわけではなく、侵入順序あるいは形成順序も明確にされたわけではない。同じ時期の同じ侵入岩が、分布と外観だけのちがいで別々の名称をつけられたものもあるかもしれない。ここでは、とにかくこれらの侵入岩類の代表的な試料をもとにして、それぞれの岩質のちがいを化学組成から検討してみる。ただし、鳥取県地質図説明書（1966）や石原（1971）などによって発表されている侵入岩類の化学組成などは、ここには含まれていない。

第3表はそれらの試料の湿式による化学分析の結果をまとめたものである。分析の結果をさらに再計算してMFA図（第7図）や、SiO₂を横軸にとって酸化物の変化をみたハーカー図（第8図）などにプロットした結果によると、カルク・アルカリ岩系の進化経路に調和的であり、また、珪酸の増加に伴って各酸化物は一般的にはスムーズな変化を示すことがわかった。これを「大江山」地域の後期中生代の侵入岩類の化学組成の傾向（Igi, 1966）と比較してみても、同じような傾向を示しており、中国地方から近畿地方にかけての同時代侵入岩類について、共通した傾向のあることが、化学組成のうえからもいえるようである。ただここでも、SiO₂重量比で、55%~65%間の岩石を欠いているということは、サンプルの選択だけの問題ではなく、共通した成因上の大問題かもしれない。

4) 本岩体にはところどころに岩相変化がみられ、とくに岩体の周辺部は細粒となっていることが、他地域で明らかにされている（鳥取県地質図説明書、1966）。本地域内では、本岩体は以下に述べるように、極めて粗粒均質の黒雲母花崗岩のみからなる。

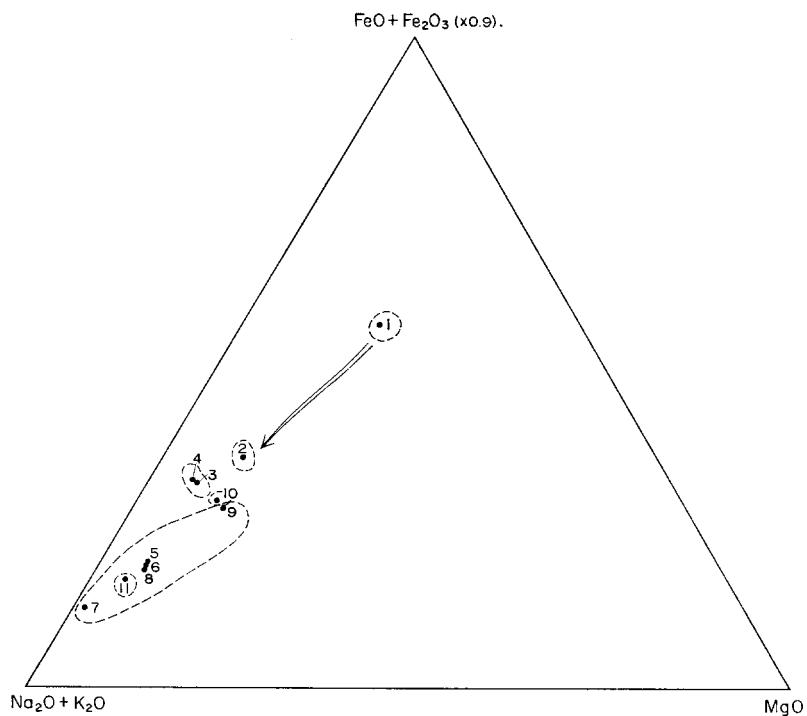
第3表 「多里」図幅地域内の後期中生代侵入岩類の化学成分

分析者=阿部智彦

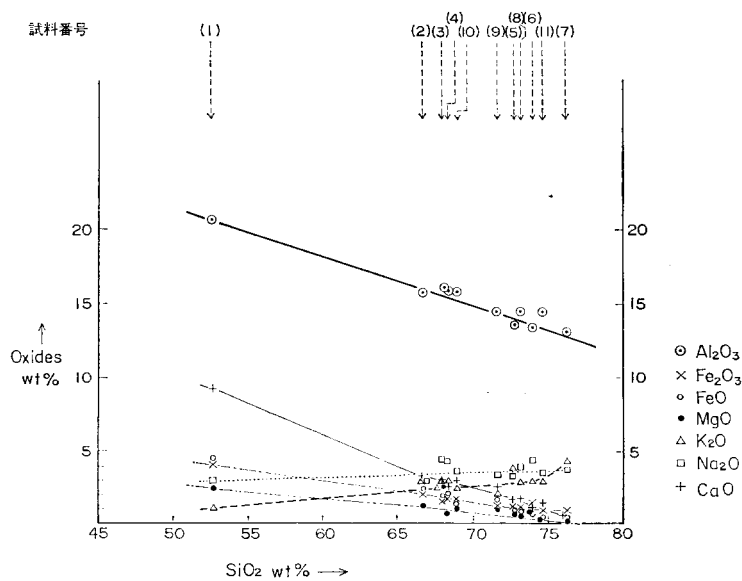
Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	T 13760	T 14060	T 21360	T 19960	T 27560	T 0060	T 20760	T 28060	馬2	YT-1	YT-400
SiO ₂	52.56	66.64	68.00	68.04	72.73	73.88	76.22	73.10	71.63	68.64	74.54
TiO ₂	1.01	0.63	0.33	0.36	0.21	0.22	0.16	0.23	0.25	0.41	0.23
Al ₂ O ₃	20.63	15.84	16.01	15.86	13.56	13.27	13.04	14.50	14.54	15.74	14.51
Fe ₂ O ₃	4.18	2.04	1.75	1.79	1.04	1.47	0.75	0.98	1.15	1.73	0.98
FeO	4.33	2.36	1.91	2.04	0.92	0.54	0.44	0.76	1.56	1.47	0.47
MnO	0.12	0.08	0.10	0.08	0.04	0.08	0.02	0.05	0.07	0.07	0.04
MgO	2.56	1.23	0.70	0.62	0.57	0.57	0.10	0.52	1.08	1.05	0.35
CaO	9.12	3.23	2.53	2.51	1.73	1.22	0.51	1.89	2.46	3.06	1.30
Na ₂ O	2.74	3.39	4.56	4.48	3.30	4.40	3.68	3.95	3.51	3.66	3.38
K ₂ O	1.07	3.12	2.43	2.73	3.95	3.01	4.32	2.82	2.17	2.76	3.07
P ₂ O ₅	0.53	0.24	0.27	0.24	0.21	0.16	0.05	0.23	0.15	0.24	0.16
H ₂ O+	0.81	0.96	0.73	0.65	0.99	0.63	0.39	0.31	0.78	0.57	0.53
H ₂ O-	0.21	0.21	0.26	0.30	0.27	0.21	0.11	0.20	0.20	0.25	0.16
Total	99.87	99.97	99.58	99.70	99.52	99.66	99.79	99.54	99.55	99.65	99.72
Q	9.48	26.10	25.70	25.08	34.20	33.76	37.18	35.02	35.71	29.01	40.28
C	0.00	1.59	1.92	1.55	1.21	0.94	1.50	2.06	2.30	1.74	3.65
Or	6.32	18.44	14.36	16.13	23.34	17.79	25.53	16.66	12.82	16.31	18.14
Ab	23.19	28.69	38.59	37.91	27.92	37.23	31.14	33.42	29.70	30.97	28.60
An	40.83	14.46	10.79	10.88	7.21	5.01	2.20	7.87	11.22	13.61	5.40
{Wo-Di	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
{En-Di	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
{Fs-Di	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
{En-Hy	6.13	3.06	1.74	1.54	1.42	1.42	0.25	1.30	2.69	2.62	0.87
{Fs-Hy	2.93	1.76	1.70	1.82	0.56	0.00	0.00	0.30	1.63	0.72	0.00
Mt	6.06	2.96	2.54	2.60	1.51	1.36	1.02	1.42	1.67	2.51	0.98
Hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.05	0.00	0.00	0.00	0.30
Il	1.92	1.20	0.63	0.68	0.40	0.42	0.30	0.44	0.47	0.78	0.44
Ap	1.23	0.56	0.63	0.56	0.49	0.37	0.12	0.53	0.35	0.56	0.37
Total (+H ₂ O)	99.87	99.97	99.58	99.70	99.52	99.66	99.79	99.54	99.55	99.65	99.72
Sal	79.82	89.27	91.36	91.55	93.89	94.72	97.56	95.05	91.76	91.65	96.07
Fem	19.03	9.35	7.24	7.20	4.37	4.10	1.74	3.99	6.81	7.18	2.96
DI	38.99	73.23	78.64	79.12	85.47	88.77	93.85	85.11	78.23	76.29	87.02

1. (T-13760): 石英はんれい岩 (道後山はんれい岩, GE-1), 鳥取県, 広島県の県境, 道後山.
2. (T-14060): 中粒花崗閃緑岩 (道後山花崗閃緑岩, GE-2), 鳥取県日野郡日南町稲積山南.
3. (T-21360): 石英閃緑岩 (半深成複合岩体中の石英閃緑岩の1部, GW-1-1), 島根県仁多郡横田町小峠.
4. (T-19960): 閃緑岩 (半深成複合岩体中の石英閃緑岩の1部, GW-1-1), 島根県仁多郡横田町八川.
5. (T-27560): 粗粒斑状花崗閃緑岩 (多里-三国山花崗閃緑岩, GW-3), 広島県比婆郡西城町坂根.
6. (T-0060): 中粒黒雲母花崗岩 (竜駒花崗岩類, GW-4の1部), 鳥取県, 島根県の県境, 竜駒.
7. (T-20760): 細粒黒雲母花崗岩 (竜駒花崗岩類, GW-4の1部), 島根県仁多郡横田町坂根北.
8. (T-28060): 中粒黒雲母花崗岩 (竜駒花崗岩類, GW-4の1部), 島根県仁多郡横田町下横田.
9. (馬-2): 中粒黒雲母花崗岩 (竜駒花崗岩類, GW-4の1部), 島根県仁多郡横田町小馬木鉱山付近.
10. (YT-1): 粗粒花崗閃緑岩 (横田花崗閃緑岩, GW-5), 島根県仁多郡横田町竹崎 (横田図幅地域内).
11. (YT-400): 粗粒黒雲母花崗岩 (鳥取花崗岩, GW-6), 島根県仁多郡仁多町美女原 (横田図幅地域内).

試料の採集地点は地質図に示されている。



第7図 「多里」図幅地域内の後期中生代侵入岩類のMFA図



第8図 「多里」図幅地域内の後期中生代侵入岩類の化学組成のハーカー変化図

Ⅶ. 脈 岩 類

Ⅶ. 1 玢 岩

本岩は後期中生代の火成岩類ばかりでなく、三郡変成岩、非変成古生層なども貫いており、その数は脈岩中では最も多い。幅は数mから10mに及ぶものがあるが、普通には1～2m位のものである。肉眼的に、斜長石の斑晶がよく目立つのが特徴である。

岩質はほとんど同質の安山岩である。岩石は斜長石のほか、帯褐緑色角閃石、単斜輝石を主成分とし、それらが大小の斑晶をなす。そのほかに石英や黒雲母などが斑晶をなしていることもある。石基は、ほとんど完晶質であるが、ガラスの部分は、あっても変質しており、細粒の石英その他の鉱物の晶出がみられる。有色鉱物は緑泥石化していることが多く、緑れん石・方解石などもみられる。また、石英・方解石の脈がよく発達している。

三郡変成岩中にみられる同質脈岩には、オフィチック組織を示すものがあり、斜長石の変質もまたいちじるしい。角閃石・単斜輝石は緑泥石やアクチノ閃石にかわっているところもあり、その他緑れん石・白雲母・スヘン・方解石などの変成鉱物がところどころにみられる。このような玢岩々脈は、一般の玢岩とは異なるもので、むしろ、原岩古生層中の塩基性火山岩に関係のあるものかもしれない。

Ⅶ. 2 流 紋 岩

本岩脈には、主として流紋岩ないしデイサイト質凝灰岩類を貫くものが多く、とくに本図幅地域の南西部中尺田付近に集中的にみられる。

岩脈の幅は5～10m前後で、外観は堅硬で灰色、斑状構造が明瞭にみられる。

本岩の斑晶は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母である。石基は同様の鉱物のほか、ガラス・不透明鉱物であるが、ガラスは変質し、脱ガラス化して、細粒の石英の集りとなっている。黒雲母はしばしば緑泥石化する。カリ長石はパーサイト構造をもつ。

また本岩脈の一部、例えば前述の中尺田の岩脈の1つには、斑晶カリ長石がなく、石英が多くなっていくものがある。これはむしろ石英斑岩というべきであろう。

Ⅶ. 3 玄 武 岩

本岩岩はおそらく後述の玄武岩質溶岩の噴出に関係のあるものとおもわれるが、玄武岩質溶岩台地付近ではなく、全くかけはなれたところにみられる。国鉄木次線出雲坂根駅付近で、竜駒花崗岩類中の黒雲母花崗岩を貫いている。

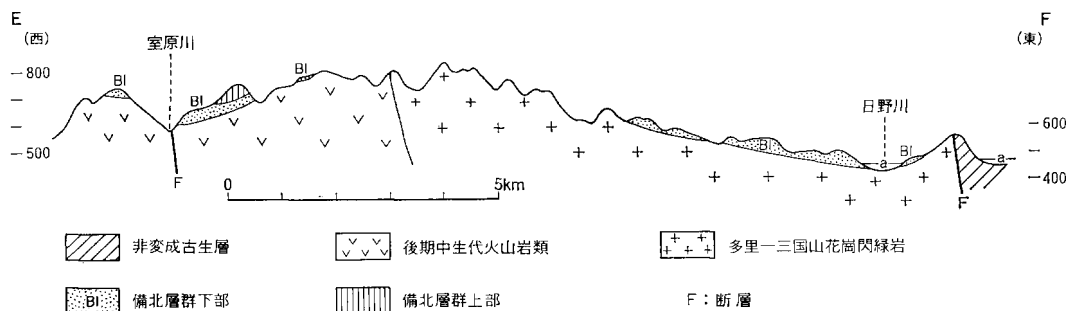
本岩はドレイライト組織をもち、斑晶は変質したかんらん石・単斜輝石・斜長石であり、石基には斜長石・単斜輝石・変質したかんらん石のほか、不透明鉱物が散点する。ガラスの部分はほとんどないが、あっても変質している。

VIII. 新第三系

VIII. 1 備北層群

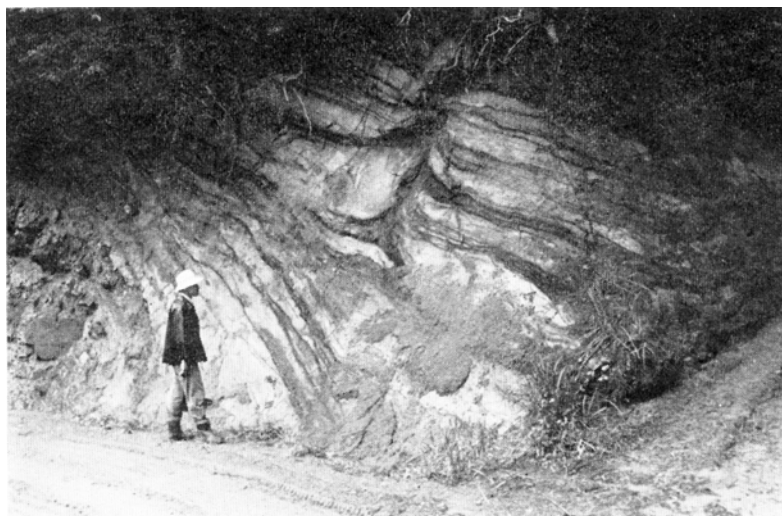
多里図幅地域内の中新統は、多里南方・三井野原北方および地域南縁の国鉄道後山駅付近の三カ所に分れて分布している。このうち、多里南方のものは、北村（1926）などによって古くから知られており、かつては古第三系（YOKOYAMA, 1927）と考えられたこともあった。その後、今村（1959）は、この地層を中新世中期のものとして、多里層群と名づけた。また、道後山駅付近のものは、今村（1959）によって、三井野原北方のものは春城・中沢（1962）によって初めて報告されたもので、ともに備北層群（今村ほか、1953）に属するものとされている。

これらの3地域に分布する地層は、いずれも下部が礫岩・砂岩を、上部がシルト岩を主としており、岩相層序の点で、また、化石群の内容において、はなはだ共通している。ここでは3地域の中新統を一



(断面図位置(E-F)は、地質図と対応する)

第9図 多里—三井野原地域断面図



第10図 多里地域の備北層群の基底部——野組付近

括して、備北層群として扱う。備北層群は、中新世中期の海成層である。

なお、多里一三井野原地域の地質断面図を第9図として示した。

Ⅷ. 1. 1 多里地域

多里南方の盆地の海拔600m以下の部分に、基盤の後期中生代火成岩類を不整合におおって分布する。この中新統は、礫岩・砂岩を主とする下半部と、シルト岩を主とする上半部とに分れる。層厚は全体で80m程度である。構造的には、ごく緩い盆状構造を示す。

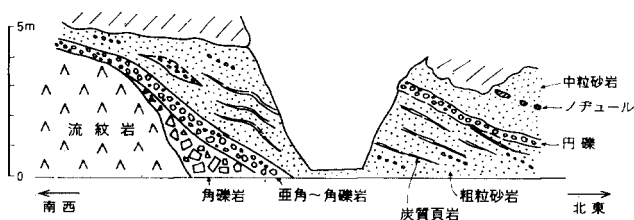
本層の下半部は、多里南方の日野川沿岸でよく見られるように、水平的な岩相変化の烈しい地層であるが、少くとも2回の堆積サイクルが認められる。下位のサイクルは、急斜した基底面にアバットする角礫岩からはじまり、円～亜円礫の散在する淘汰の悪い粗粒砂岩（厚さ5～10m）へとつづく（第10・11・12図）。粗粒砂岩は、しばしば礫岩をはさみ、また炭質頁岩の薄層もはさまれる。この砂岩の上位には、厚さ1～2mの炭質頁岩がかさなる。上位のサイクルは、径10cm大以下の亜円礫が密集した礫岩から始まる。この礫岩は、厚さ3～5mであるが、ところによっては欠如し、また、ところによっては下位層をわずかに削っている。礫岩の上位には、石灰質団塊の多い塊状の中粒砂岩（厚さ5～10m）が発達し、貝などの化石はこの中に多い。さらに上位には、黒色シルト岩がかさなり、その中に白色凝灰岩（厚さ2m）がはさまれる。

本層の上部は、おもに灰褐色を呈し、薄く剥がれやすい緻密なシルト岩よりなるが、その分布ははなはだ狭く、西部の山腹でわずかに見られるにすぎない。

本層からの化石としては、多里南方の新屋付近の河床で、砂岩中から次のものをえた。



第11図 多里地域の備北層群下部の礫岩・砂岩——新屋付近



第12図 多里地域の備北層群基底の不整合——野組南方

Euspira sp.

Protorotella yuantaniensis MAKIYAMA

Tritia sp.

Anomia sp.

Diplodonta sp.

Katelysia (*Nipponomarcia*) *nakamurai* IKEBE

Macoma sp.

Notocorbura sp.

Pitar sp.

Protothaca sp.

Soletellina sp.

また、新屋西方の砂質シルト岩中からは、次のものをえた。

貝：*Chlamys* sp.

腕足貝：*Terebratalia* sp.

ウニ：*Schizaster* sp.

この他、この地域の化石については、YOKOYAMA (1927) をはじめとして、大塚 (1937)、今村 (1959)、渡辺・吉村 (1960)、山名 (1969)、月森・星見 (1973) などの簡単な報告がある。有孔虫化石については、多井 (1968) の詳しい検討がなされている。これらによって報告されている化石のうち、おもなものを一括して次に示す。

有孔虫：*Cassidullina* cf. *sublimbata*, *Cibicides lobatulus*, *C. pseudoungerianus*, *Discopulvinulina bradyi*, *D* cf. *nitida*, *Dyocibicides* sp., *Elphidiella momiyamaensis*, *Elphidium advenum*, *Eponides tanaii*, *E. umbonata*, *Gaudryina*? sp., *Globorotalia* sp., *Hanzawaia nipponica*, *Quinqueloculina controrta*, *Q. elongata*, *Q. seminula*, *Q.* cf. *vulgaris*, *Robulus* sp., *Rotalia beccari*, *R. tochiensis*, *Triloculina* sp., *Vaginulina* sp., *Valvulineria nipponica*

貝：*Doliocassis* cf. *japonica*, *Nassarius kometubus*, *Vicaryella* cf. *bacula*, *Anadara daito-kudoensis*, *Anomia* sp., *Cardium* (*Bucardium*) *ogurai*, *Clementia* sp., *Corbicula* sp., *Corbula* sp., *Julia* sp., *Leucoma* sp., *Lima* sp., *Ostrea* sp., *Paphia* sp., *Pholadomya tukunagai*, *Tellina*

sp., *Teredo* sp.

カニ : *Callianassa* sp., *Cancer sanbonsugi*

ウニ : *Brissops makiyamai*, *Linthia tokunagai*, *Prionocidaris* sp., *Stereocidaris* sp.

植物 : *Castanea* sp., *Comptoniophyllum naumanni*, *Quercus* sp.

これらの化石群は、いずれも本属の下半部から産出したものである。これらは、瀬戸内地域の中新統の下部から産出している化石群と共通種が多く、時代的には中新世中期を示すものとみられる。

Ⅷ. 1. 2 三井野原地域

三井野原北方、室原川源流の急峻な山地に、後期中生代火山岩類を不整合におおって、わずかに分布する。分布状況からみて、大部分は、急斜した基底面にアバットして堆積したものである。層厚は最大で80m前後、下部の $\frac{2}{3}$ くらいが礫岩・砂岩を主とし、上部の $\frac{1}{3}$ 程度がシルト岩を主とする地層である。

本層の下半部は、固結した亜円～円礫岩を主とし、粗粒砂岩をはさみ、またしばしば角礫岩をはさむ。亜円～円礫岩は全域的に発達するが、ふつう径20cm大以下の流紋岩礫を主としており、花崗岩礫もまじる。礫岩層にはときにいちじるしい斜層理が発達する。角礫岩は、室原川の河床や地域東部の鉄道線路ぞいなど、基盤に接したところでいちじるしい。ときには、急斜した基底面に接して、径3m大から5m大の巨大な流紋岩の角礫が見られることもある。礫岩層には、しばしば、淘汰の悪い塊状の砂岩が4～5mの厚さではさまれ、またときには、炭質頁岩の薄層もみられる。

礫岩層は、上方へ塊状の中粒～細粒砂岩をへて、シルト岩層へ移化する。シルト岩層は、灰褐色を呈する塊状のシルト岩を主とし、ときに細粒砂岩をはさむものである。

本層の分布は、室原川ぞいの断層で東西に2分されている。東側地域では、基底が急峻な斜面にアバットする形をとりながら、全体として西方へ緩斜する。西側地域では、分布は断片的であるが、北方へゆるく傾く。

化石としては、本層の下半部では、地域東部の前述の巨角礫の間を埋める淘汰の悪い泥質岩中に、カキ (*Ostrea* sp.) の密集層が見られる。また、ここでは、*Anadara* sp. も散点的に産出する。上半部では、平家平でシルト岩中に深海泥帯性の貝化石 *Propeamusium tateiwai* をかなり多産した。

Ⅷ. 1. 3 道後山駅地域

国鉄芸備線の道後山駅付近を北々西に伸びる谷にそい、主に基盤の蛇紋岩を不整合におおって狭く分布する。分布の状況からみて、層厚は最大70～80mとみられる。本層の下半部は礫岩・砂岩を主とし、上半部はシルト岩を主とする (第13図)。本層は、起伏にとんだ基盤の凹所を埋めて堆積したものと見られる。

本層の下半部は、おもに礫岩と含礫粗粒砂岩との互層よりなり、南部ではシルト岩をはさむ。礫岩は、流紋岩・花崗岩の径10～20cm大の亜円礫を主材とするもので、礫はあまり密集せず、その配列から不明白ながら層理がうかがわれることが多い。含礫粗粒砂岩は、淘汰の悪い塊状のもので、炭質物破片が多い。道後山駅北方の線路ぞいでは、この砂岩中にカキ (*Ostrea gigas*) 化石が含まれていた。この上部には、暗灰色を呈する塊状の泥質砂岩がみられる。

本層の上半部は、暗灰色ないし淡褐色を呈するシルト岩を主とし、その中に中粒砂岩の薄層をはさむ。その分布はごく狭い。

本層の構造は、傾斜は10°前後と緩いが、走向はまちまちで一定しない。全体としては、わずかに北へ傾くものとみられる。

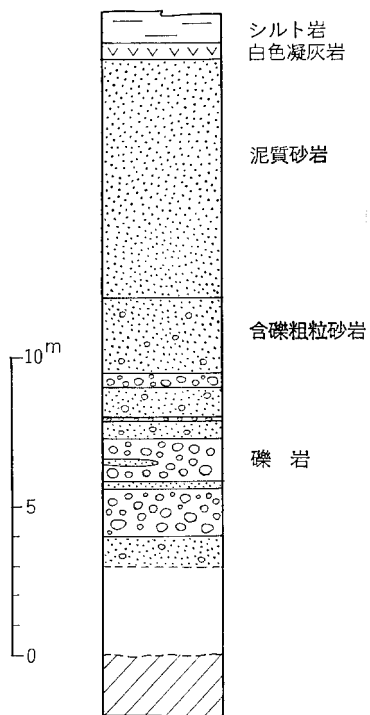
化石としては、今村（1959）により、次のものが報告されている。

貝：*Anadaara amicula*, *Cardium* sp., *Chlamys* sp., *Cyclina* sp., *Ostres* sp., *Batillaria tateiwai*, *Polinices* sp., *Vicaryella* sp., *Dentalium* sp.

カニ：*Callianassa* sp.

VIII. 2 吾妻山礫層

図幅地域西部の吾妻山の東斜面、海拔1,020～1,040mの高所に分布する礫層で、今村（1959）によって始めて報告された。この礫層の分布地は“大膳原”と呼ばれる小平坦地をなしている（第14図）。礫層は露頭では径5～6cm大の円礫を主としているが、平坦地には礫層からの拔出しと見られる径50cm大の円～亜円礫も散在している。礫の種類は、花崗岩・流紋岩や粘板岩・チャートなどである。礫層の層厚は、露出不良のため不明である。本層は、後期中生



第13図 道後山駅北方の備北層群柱状図



第14図 吾妻山山頂からみた吾妻山礫層の分布する小平坦地，大膳原
(写真中央の白っぽい部分)

代火山岩類を不整合におおい、その一部が吾妻山の玄武岩溶岩におおわれているという（今村，1959）．平坦地では、礫層の上位に厚さ1m前後の三瓶火山灰層がかさなり、さらにその上位に厚さ1～2mの黒土が発達する．

この礫層は、吾妻山のかんらん石玄武岩溶岩の噴出直前に、河床礫層として形成されたものであろう．時代的には、鮮新世のものであるのか、あるいは更新世にかかるのか、今のところ決め手はない．

VIII. 3 かんらん石玄武岩溶岩

本地域内の玄武岩溶岩は、北東隅に2カ所、南西部では、吾妻山・竜王山の2カ所とその両者を結ぶ北西方向の位置に1カ所にみられ、それぞれが小規模な溶岩台地を形成している．いずれも、三郡変成岩あるいは後期中生代の火成岩類を基盤としているが、溶岩流の基底部には礫層（前出の吾妻山礫層）をみることがある．これらの溶岩台地は明らかにメサと呼ばれるような地形を呈している．

この玄武岩溶岩の噴出は、地域外、とくに北西方に点々とみられる．鳥取県地質図（1966）では鮮新世の火山岩類のなかに一括して含まれているが、更新世の可能性もまた大きいと考えられる．

本地域に噴出したいくつかの溶岩はすべてほぼ同じ岩質を示し、いずれも外観はかんらん石の斑晶が肉眼でも識別できる．暗灰色・緻密・堅硬な岩石である．

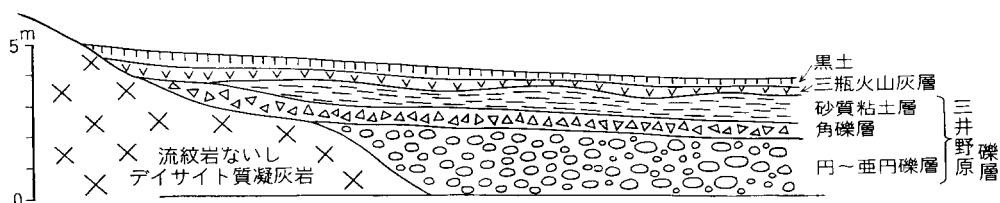
斑晶には、かんらん石のほか単斜輝石・斜長石があり、これらはときに集って集斑晶を形成していることがある．石基は間粒組織が明瞭で、斜長石の平行配列が特徴的であるものもある．斜長石のほかに、かんらん石・単斜輝石が発達し、それらの間を、変質したガラス・不透明鉱物が埋めている．また、杏仁状にゼオライトが発達していることがある．

IX. 第四系

IX. 1 三井野原礫層

図幅地域中央部の三井野原付近に見られる広く開けた谷底を埋めて発達する旧河床の堆積物であり、今村（1959）によって命名、報告された．第15図に模式的に示したように、下部は厚さ5～6m以上の礫層よりなり、上部には2m前後の厚さの砂質粘土層がかさなる．

礫層は、流紋岩を主とする基盤岩類の径10cm大以下の円～亜円礫の密集層を主体とし、ときに砂層をはさむ．円礫層の上位には、径50cm大以下の流紋岩角礫を主とする淘汰の悪い角礫層がかさなる．一般



第15図 三井野原北部の模式断面図

に礫の風化はいちじるしく、その基質もかなり粘土化している。角礫層の上位には、灰色ないし灰褐色を呈する淘汰の悪い砂質粘土層が発達している。この粘土層は、一部では炭質物を多く含み、また、不透明ながらほぼ水平な層理がみられる。粘土層の上位には、1m前後の厚さの三瓶火山灰層が不整合にかさなる。

また、東方の鍵掛峠付近でも、同様に淘汰の悪い灰白色砂質粘土を主とし、ときに巨礫を含む地層がみられる。これも鍵掛峠付近に広く開けた谷を形成して南流した、截頭以前の旧河床の堆積物であろう。

IX. 2 河岸段丘礫層

本地域では段丘の発達はいちじるしく貧弱である。地質図に示した多里北方の段丘礫層は、径10～20cm大の花崗岩角礫が密集した崖錐状の堆積物であり、厚さ10m以上に達する。多里付近には、この他にも新第三系の分布域内の何ヶ所かで段丘礫層がみられるが、いずれも小規模なものなので、地質図では省略されている。

図幅地域北西部に点在するものは、径30～50cm大の花崗岩亜円礫を主とした礫層であって、厚さは2m前後のことが多い。礫層の上位には、約1mの厚さの三瓶火山灰層がかさなっている。なお、三位・藤井（1972）は、本地域北西部から横田地域にかけての河岸段丘を3段に区分し、旧期の2段を多摩期、新期の1段を武蔵野～立川期の形成としている。

IX. 3 崩積層

図幅地域内の各地で、山腹から山麓へかけての緩傾斜地をつくって発達する。ときに径1～2m大の巨礫を含む角礫層よりなり、構成礫種は、その地域ごとの基盤岩によって左右されている。上位には三瓶火山灰層がかさなっていることが多いが、ところによっては、角礫層の間に三瓶火山灰層が挟まれていることもある。この地層は、地質図では大部分省略してある。

IX. 4 三瓶火山灰層

図幅地域内各地の山頂・山腹や河岸段丘・崖錐などをおおって分布する黄褐色軽石質の火山灰層である。広島県地質図説明書（1964）で命名されたものであり、地元では吉備土（キビツチ）と呼ばれている。地域内では厚さ1m前後のことが多く、ところによっては花崗岩角礫を含むなど、二次的な移動・再堆積を示している。この火山灰層の軽石は、重鉱物として、角閃石・大型の黒雲母・磁鉄鉱を多量に含む。この火山灰は、西方の三瓶火山に由来するものと見られる。地質図では、本層の分布は省略されている。

IX. 5 沖積層

地域内の各河川にそって小規模に発達する。礫を主とした河床堆積物よりなる。

X. 地 質 構 造⁵⁾

地質概説および各論の項でも、本地域の地質構造の一部にふれているが、ここでは、その地質構造の特徴的なものを若干例挙しておく。

先づ第一に、古生層基盤岩に関してである。本地域の北東部の変成古生層（三郡変成岩）とその南方の非変成古生層とは、層理あるいは片理の一般走向によるみかけの構造からすれば、ほぼ東西ないし北東—南西方向にのびる傾向を示し、三郡変成岩はより下位の古生層の変成したものであることを示している。

第二に超塩基性岩類である。第4図は本地域付近の、特に東隣「上石見」図幅地域を中心とした東方の地域の地質図であるが、多里—猫山岩体を除いて、東方に点在する超塩基性岩を追跡してみると、大きくみれば古生層（変成岩を含む）の構造に調和的に分布し、古生層の構造に支配されて進入してきている（第16図—（1））。

第三に、後期中生代の火成岩類であるが、火山岩類の全体の構造をつかむことはできない。しかし進入岩類についていうならば、本地域の付近、とくに前出の東隣「上石見」図幅地域では、前記超塩基性岩類が、南方へたれ下ったような分布を示すところでは、進入岩類も南へたれ下ったような分布を示し、たがいに調和的である。これは、進入岩類が進入してくる位置が、古い構造に支配されていることを示すのかもしれない（第16図—（2））。

第四に、多里（推定）断層の西側の後期中生代の進入岩類の位置である。すでに述べたように、多里—三国山花崗閃緑岩の進入している位置は、流紋岩ないしデイサイト質火山岩類の層状ブロックと塊状ブロックとの境界で、断層の想定される位置に相当する。この断層は火山岩類の噴出直後、花崗岩類の進入前の変動に関係すると思われるが、この方向は、東側の多里—猫山超塩基性岩の分布方向と調和的である。また、北西方に分布する進入岩類などは、多里—三国山岩体の位置にあったとおもわれる断層と調和的に派生した同時期の割目に進入したとおもわれるような配列を示している。

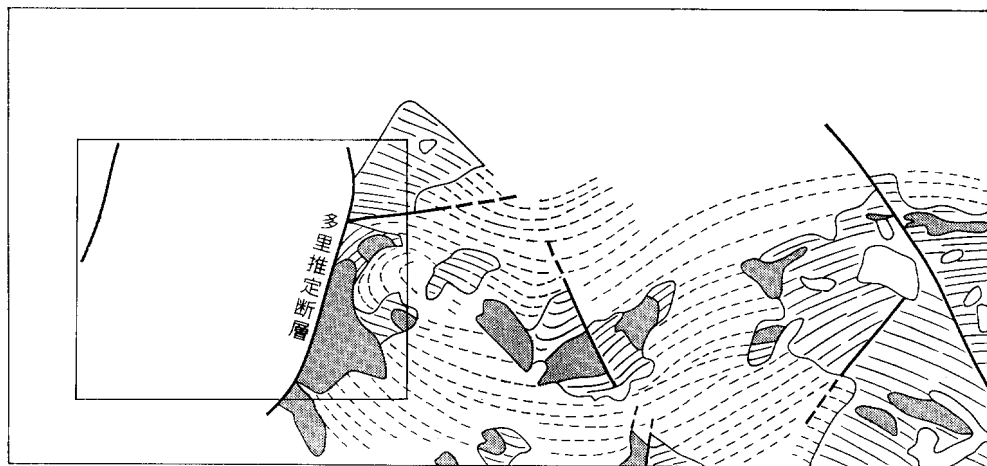
これらのことは、超塩基性岩類の進入してきた古い時代の地質構造が、後期中生代の進入岩類の貫入位置を規制し、支配したのかも知れない（第16図—（3））。

第五に、多里（推定）断層である。この推定断層は、直接新第三系におおわれているところがみられないが、おそらく、後期中生代以後、中新世以前におこった、あちこちでみられるブロック化運動に関係ある南北性の断層運動の一つのあらわれであろう。この断層は、西側には、東側に分布する古生層や超塩基性岩が分布しないということを考慮すると、かなりの落差をもつものと推測される。しかし、この断層の北端には、両側に同一の下荻花崗閃緑岩があらわれ、さらに、北隣「横田」図幅地域内では一つの岩体となっていることからすれば、この断層は蝶番断層ちようつがひの可能性がある。

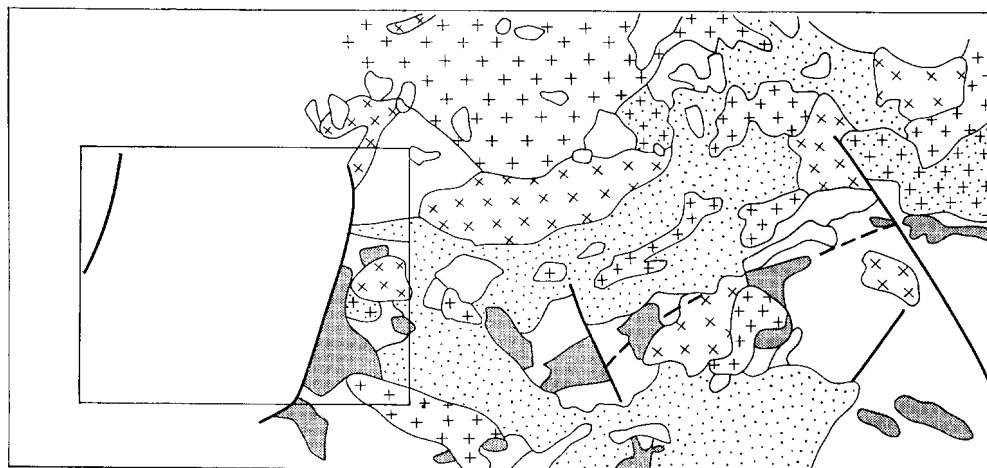
そのほか、鮮新世ないし更新世の玄武岩溶岩の分布する位置が、北東—南西方向の線上にあるという

5) この項は、服部仁が調査した東隣「上石見」図幅地域の地質が明らかになってはじめてまとめられたもので、内容は両図幅にまたがっており、服部仁との合作である。しかし、取扱った地域の面積からするとむしろ5万分の1地質図幅「上石見」および同説明書のなかで述べられるべきであるが、その出版がおくれているため、とりあえずここにその概略を紹介するもので、詳細は別に発表される（服部仁・猪木幸男：中国地方の後期中生代進進入岩類の構造地質学的位置—）。

(1)



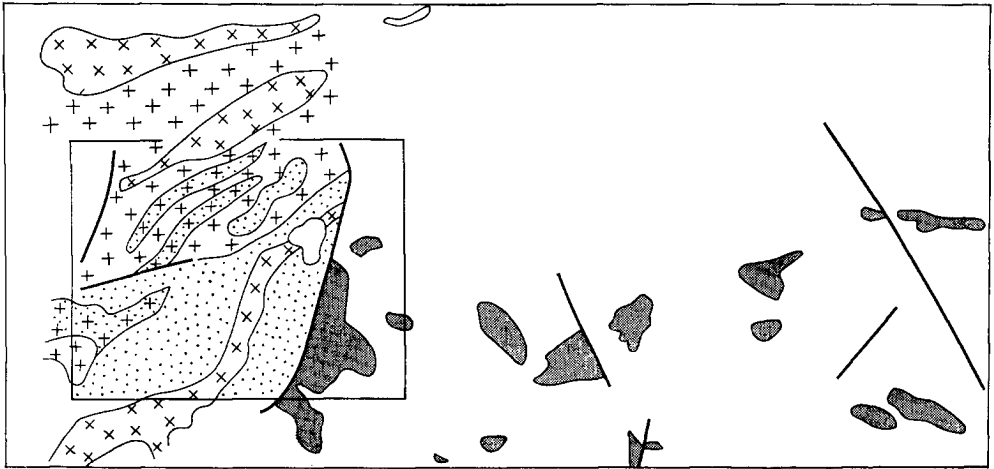
(2)



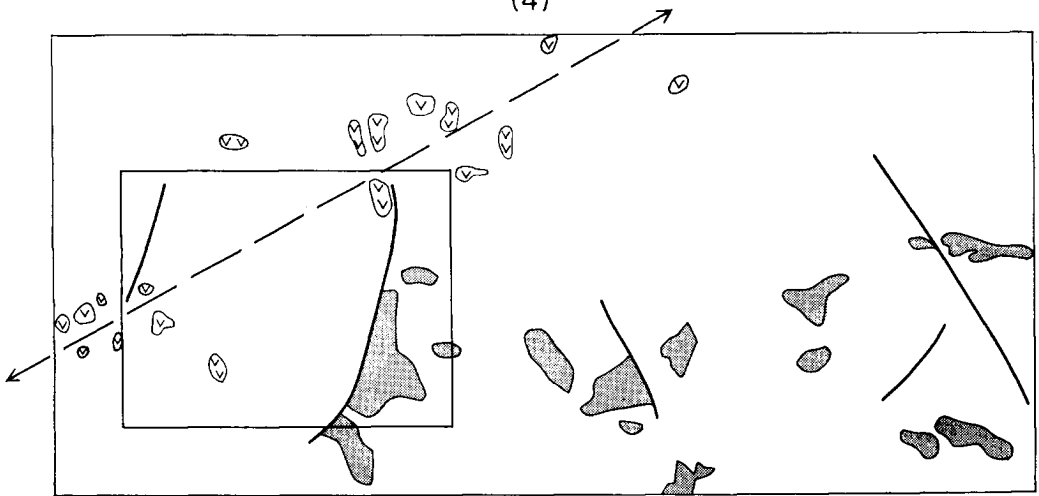
第16図 「多里」地域および東方地域の地質構造概念図(第4図より概念化)

- (1): 古生層(含三郡変成岩)と超塩基性岩の調和性を示す地質構造予想図(多里断層東方).
凡例は6, 7のみ使用.
- (2): 超塩基性岩と後期中生代侵入岩類の調和性を示す地質構造概念図(多里断層東方). 凡例は2, 3, 4, 5, 6を使用.
- (3): 後期中生代侵入岩類の地質構造的調和性を示す概念図(多里断層西方). 凡例は2, 3, 4, 5, 6を使用.
- (4): 玄武岩溶岩の分布に方向性のあることを示す概念図. 凡例は1, 6のみを使用.

(3)



(4)



- | | | | | | | |
|---|---|----------|-------------------|---|-----------|--------------|
| 1 | | かんらん石玄武岩 | 5 | | 後期中生代火山岩類 | |
| 凡 | 2 | | 黒雲母花崗岩 | 6 | | 超塩基性岩 |
| 例 | 3 | | 花崗閃緑岩 | 7 | | 古生層 (含三郡変成岩) |
| | 4 | | はんれい岩・閃緑岩
花崗斑岩 | | | |

(1) 図中の は一般走向 (Structural trend) をあらわし
 はその予想方向をあらわす。

ことも、古い構造との関連をおもわせるものがある（第16図一（4））。

XI. 応用地質

本図幅地域内の主要な鉍産資源は、クローム鉄鉍とモリブデンであるが、現在ではクローム鉄鉍のみが稼行されている。本地域付近は、古くから“安来鋼”の原料砂鉄である“山砂鉄”の産地として知られており、花崗岩の分布地域には、随所に、風化した花崗岩類の“マサ”を切りくづした跡や逕流しの跡がみられる。そのほか、花崗岩類の変質地帯のカオリンが小規模ながら稼行されている。

XI. 1 クローム鉄鉍⁶⁾

多里地域のクローム鉄鉍は、日本の代表的な鉍床として有名であり、本図幅地域の北東域に、日野上・若松・広瀬の3鉍山がある。これらの鉍山はいずれも非変成古生層中に進入した超塩基性岩中に胚胎するクローム鉄鉍を採掘している。鉍石の品位はすべて、必ずしも良好とはいえず、 $\text{Cr}_2\text{O}_3=30\sim35\%$ 位で、最近では主に耐火レンガに利用されている。現在、稼行されているのは、若松鉍山と広瀬鉍山のみである。

しかし、これらの鉍山についての研究あるいは報告は数多く（石川，1940；地調，1950；番場，1950，1952；岩生ほか，1952；滝本・松永，1954；石川，1957；番場，1958；西村，1962，1964；山田，1964），また、これらの鉍山の鉍床に付随する特殊な鉍物は、北原によって研究され、これまた数多くの論文が発表されている（北原，1947～1965）。

日野上鉍山

位置：鳥取県日野郡日南町河上（休山中）

沿革：現在日鉄鉍業が権者で、1939年日本製鉄から稲積区を買収し、1945年から本格的操業を行ったが、1963年休山。

地質：非変成古生層（および三郡変成岩）の分布地域で、超塩基性岩（稲積山岩体）が貫いている。後期中生代の火山岩類（安山岩類）がこれらを覆い、その南方には道後山花崗閃緑岩が進入しており、いずれも、熱変成作用の影響を受けている。

鉍床：稲積山超塩基性岩体中に胚胎する8個の塊状ないしレンズ状の鉍体を対象としていた。それらのうち稲積山の北東に分布する鉍体に対して、稲積鉍体、日野上鉍体と名付けられた。これらはいずれも走向北 $20^\circ\sim70^\circ$ 東、傾斜 $50^\circ\sim80^\circ$ 東落ちで、落しの方向は北東 $20^\circ\sim25^\circ$ そのうち、稲積9号鉍体（走向方向150m、落し方向250mで、最大の厚さ40m、位置は標高約880mから730mにいたる塊状ないしレンズ状）と日野上A鉍体（走向方向に200m、落し320m、最大幅30m、標高830mから580mにいたるレンズ状）の2つを中心に採掘されていた。

鉍石：クローム鉄鉍。品位は Cr_2O_3 ：25～30%程度

6) クローム鉍床の記載は主として、鳥取県地質図説明書（1966）によっている。

若松鉾山

位置：鳥取県日野郡日南町多里

沿革：1899年鉾床発見，1919年以來現鉾業権者日本クローム工業所有。

地質：非変成古生層とこれを貫く超塩基性岩（多里—猫山岩体と稲積山岩体）は一部後期中生代の火山岩類におおわれ，さらに同時代の侵入岩類に貫かれ，熱変成している。多里—猫山超塩基性岩体の西側には南北にのびる多里（推定）断層をへだてて，広く後期中生代の火成岩類が分布する。

鉾床：多里—猫山超塩基性岩体の北端部には大きくみて2つの鉾床が胚胎している。北側の鉾床を若松鉾山が，南側の鉾床を広瀬鉾山が採掘している。

若松鉾山では，現在，4鉾体を稼行の対象としているが，代表的なものは7号鉾床と南5号鉾床と呼ばれている。7号鉾床はレンズ状ないし舌状の鉾体で，走向北80°西，傾斜30°南落ち，鉾体は標高780m付近から山稜部にのびている。走向延長30～50m，傾斜延長約250m，厚さは平均20m・南5号鉾床は，走向北20°西，傾斜40°南落ちのものと走向北70～80°西，傾斜30°南落ちのレンズ状の2鉾体からなるが，ほとんど採掘済。いずれも延長30～50m，厚さ10～20m位の鉾体である。

鉾石・クローム鉄鉾

鉾石はいずれも塊状鉾と斑状鉾の2種があるが，塊状鉾が多い。品位は $\text{Cr}_2\text{O}_3=30\sim40\%$

広瀬鉾山

位置：鳥取県日野郡日南町多里

沿革：鉾床は1907年に発見。当時野組鉾山と呼ばれていた。1917年広瀬倉平によって採鉾されて以来，広瀬鉾山の名で現在までの採掘されている。1966年の鳥取県地質図作成当時の時点で， Cr_2O_3 の平均品位33%の鉾石を月産1,600トン程度出荷した。

地質：若松鉾山と全く同じ。

鉾床：六七鉾床，大切鉾床の2つが主な鉾床。六七鉾床は走向北40°西，傾斜40°西落ち，レンズ状鉾体で，走向延長60m，傾斜延長40m，厚さ最大6m。大切鉾床は，走向北10°西，傾斜50°西落ちのレンズ状ないし舌状または層状鉾床。走向延長90m，傾斜延長50m，厚さ4m。鉾床そのものはゆるいうねりを示す。

鉾石：クローム鉄鉾，主に塊状鉾で，斑状鉾は少い。品位は $\text{Cr}_2\text{O}_3=32\sim35\%$ 。

XI. 2 モリブデン⁷⁾

花崗岩類に伴われるモリブデン鉾床は，本図幅地域付近では，北西方，「横田」および「木次」両図幅地域にまたがる大東—山佐地域のものがあるが著名であり，本邦生産量の約70%が生産されていた。本地域内では，西部地域の竜駒花崗岩類の一部に著名な小馬木鉾山がある（立見，1945；木野崎，1953a, b；坪谷・石原，1961；山本，1963；石原，1971）。

7) この項，石原舜三による。

この鉱床で産する輝水鉛鉱は高純度で、過去の精鉱生産量も約1,300トン (MoS_2 97%) で、本邦第5位にあっていた。また、鉱床の形態が特異であること、変成鉱物に変成岩で一般的な鉱物を産出したこともこの鉱床を有名にした。小馬木鉱山の南方、島根県と広島県との県境付近や東方の大馬木地域には、竜駒花崗岩類中に輝水鉛鉱の徴候地があり、いくつか探鉱が行われたことがある。

小馬木鉱山

位置：島根県仁多郡横田町小馬木

沿革：本鉱山は大正時代から昭和17年頃までタングステンを採掘、その頃モリブデンを発見し、上島鉱業株式会社が稼働した。第2次大戦後一時休山。昭和27年再開、馬木鉱業株式会社と共同経営したが、後、馬木鉱業株式会社の一手にゆだねられた。その後清久鉱業株式会社が昭和31年に鉱業権を引つぎ、盛にモリブデンを稼働し、昭和51年に休山した。

生産量：モリブデン精鉱（昭和50年まで）1,250 t (MoS_2 97%) タングステン精鉱（鉄マンガング重石）約50トン (WO_3 70%)

地質：鉱山付近には、主に後期中生代の花崗岩類が分布し、同時代の流紋岩ないしデイサイト質凝灰岩類を貫いている。この花崗岩類はここでは竜駒花崗岩類の一部とみなされているものであるが、鉱山付近では岩相変化がいちじるしい。しかし基本的には、粗粒花崗閃緑岩と中粒ないし細粒の黒雲母花崗岩からなる。この花崗岩は花崗閃緑岩との接触部の近くで、“両雲母花崗岩”になっており、白雲母・柘榴石などを多く伴う。花崗岩および変質部から分離した黒雲母と白雲母の K-Ar 年代は59～64m. y. である (SHIBATA and ISHIHARA, 1974)。

鉱床：本鉱山の主要な鉱体は、発見順に、一万鉱体・中切鉱体・本鉱体・天馬鉱体・銀竜鉱体・新八岐鉱体などであり、上述の変質した“両雲母花崗岩”中にすべて産出する。各鉱体は鉱筒、鉱脈、鉱染脈状鉱床などの組合せからなる。鉱化を規制するものとして、粗粒花崗閃緑岩と母岩の接触面との距離、その接触の凹凸面および母岩中の節理などが重要である。変質鉱物では母岩中の径4cm前後の斑点を示す雲母類とざくろ石が卓越している。鉱体の近くには紅柱石が普遍的にみられ、堇青石も認められることがある。鉱石鉱物では、輝水鉛鉱が最も一般的で、鉄マンガング重石・灰重石などのタングステン鉱物は、主に一万鉱体の上部に限られて産出していた。磁鉄鉱はやや一般的に、また黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱などは局部的に少量伴われる。微量の Th を含む閃ウラン鉱の変種 bröggerite も産出した。

XI. 3 山 砂 鉄⁸⁾

本地域付近の山砂鉄鉱床から産出された砂鉄は、明治時代以前からも、わが国の主要な鉄資源とされていた。現在でも“安来鋼”として知られている特殊鋼の原料となっている。山砂鉄鉱床は原岩の磁鉄鉱の含有量、風化の程度、地形、水利、木炭の供給などの条件に応じて、さまざまな規模で採掘されていたことと、その採掘の歴史が長いために、“鉱床”そのものの位置を正確に把握することは難かしい。本地域内でも、記録と地形的判断からいくつか、あちこちで採掘された形跡のあることを確かめたにす

8) この項、石原舜三による。

ぎない。

本地域の北方、「横田」・「木次」図幅地域には、それぞれ鳥上砂鉄として知られている、桂ヶ谷・羽内谷や雑家・中倉などの鉱床があるが、本地域内でも北部の下萩花崗閃緑岩や横田花崗閃緑岩中に、ところどころ高品位の山砂鉄を採掘し、鉄穴流しで砂鉄を採取した跡が残っている。また他の花崗岩類、たとえば竜駒花崗岩類や鳥取花崗岩からも若干採掘した跡がある。

また、本図幅地域の南東部の道後山から小奴可にかけての地域は、広島県内における砂鉄鉱業に多量の原料をもたらし、その生産量の増加傾向は明治時代に官営の広島製鉄所が東城に設置されて以後、とくに著しかったといわれている。道後山近傍では、道後山はんれい岩および道後山花崗閃緑岩の風化部から採掘された。この地域はなだらかな平坦面で（第2図a）、かなり高所にあるが、平坦化過程における深層風化の発達がよいために、水利とのかね合いもあって、かなりの地点で山砂鉄を採掘された跡がある。小奴可から南方「庄原」図幅地域にかけては、高尾花崗閃緑岩を中心として、山砂鉄が採掘された。

中国地方の山砂鉄は、細～中粒のはんれい岩および石英閃緑岩に由来する赤目系、粗粒の花崗閃緑岩ないし花崗岩類に由来する真砂系に分けられている。原岩中の磁鉄鉱量は、はんれい岩の5容量%から花崗岩の1%にわたり、風化によって一般に濃集度が異ってくる。はんれい岩などの苦鉄質岩は磁鉄鉱を多く含み、細粒であることが花崗岩などの珪長質岩よりすぐれている点であるが、その反面、チタン鉄鉱や燐灰石など、Ti、P、Sなどの不純物の原因となる鉱物に富んでいるという欠点もある。山砂鉄の鉄鋼原料としての生命は、とくに近年においては、不純物の少なさにある。

山砂鉄は鏡下では、ほとんど磁鉄鉱粒からなり、個々の結晶は、10～60%程度が赤鉄鉱化しており、とくに結晶の周縁部あるいは、割目ぞいに著しい。また少量のチタン鉄鉱とごく微量の黄鉄鉱も含まれているが、これらは、磁選機と比重選鉱とを併用した戦後の山砂鉄鉱業ではかなり除去されるようになってきている。

VI. 4 カ オ リ ン

矢野馬木鉱山

位置：島根県仁多郡横田町小馬木

沿革：馬木カオリンとして知られている本鉱山の鉱床は、昭和25年に発見され、以後同鉱山名で（鉱業権者株式会社勝光鉱業所）継続稼行されている。鉱石は名古屋方面へ陶磁器用として出荷している。生産量は精鉱平均700トン（45～49年）といわれている。

地質：この付近は後期中生代の侵入岩類が広く分布しているところで、北東－南西方向に帯状分布する横田花崗閃緑岩が、北側の鳥取花崗岩と南側の竜駒花崗岩類にはさまれ、南北に走る断層によって、断ちきられる位置にある。モリブデンの小馬木鉱山は、本鉱山の南南西約2kmの地点にある。

鉱床：鉱床は竜駒花崗岩類の中粒黒雲母花崗岩の一部が変質によって形成されたものである。形態は不規則で、現在稼行されているものは、小馬木の小森部落の南方の尾根に露出する小規模な変質帯の一部で、ベンチカットで露天掘されている。この付近には点々と変質帯があり、稼行の対象となっている。鉱石は灰白色を呈するが、「カオリン」鉱山と呼ばれているには、カオリンは

少いようで、主にモンモリロナイト・白雲母からなり、原岩の長石類や石英が残っていることが多い。

文 献

- ARAI, S. (1973) Compositional variation of olivine in rocks of the Tari-Misaka ultramafic complex and its interpretation. *Proc. Jap. Acad.*, 49, p. 649-653.
- (1974) “Non-Calciferous” orthopyroxene and its bearing on the petrogenesis ultramafic rocks in Sangun and Joetsu zones. *Jour. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 62, p. 343-353.
- (1975) Contact metamorphosed dunite-harzburgite complex in the Chugoku district, West Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 52, p. 1-16.
- 番場猛夫 (1950) 中国地方脊梁の超塩基性火成岩について (1). 北海道地質要報, no. 14, p. 1-7.
- BAMBA, T. (1952) Ultrabasic rocks of the Chugoku district, south-western part of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 4, vol. 8, p. 65-73.
- 番場猛夫 (1952) 中国地方脊梁の超塩基性岩及びクローム鉄鈦々床について—中国地方脊梁の超塩基性岩について— (第2報). 地質雑, vol. 58, p. 105-110.
- (1958) 北海道および中国地方のクローム鈦床の特性. 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 441-450.
- 地質調査所 (1950) 日本鈦産誌BIII—主として窯業原料となる鈦石— 137 p.
- 橋本光男 (1964) 三郡変成岩の岩石学の総括. 国立科学博物館研究報告, vol. 7, p. 323-337.
- (1972) 中国地方の三郡変成岩の鈦物相概観. 国立科学博物館研究報告, vol. 15, no. 4, p. 768-775.
- HASHIMOTO, M. (1973) Barroisite from the Sangun Metamorphic Terrane of the Nichinan-cho district, Southwest Japan. *Jour. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 69, p. 177-182.
- 春城清之助・中沢次郎 (1962) 中国山地に分布する新第三系の放射能強度. 地質調月, vol. 13, p. 59-64.
- HATTORI, H. and SHIBATA, K. (1974) Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori Granite, Western Japan. *Bull. Geol. Surv. Jap.*, vol. 25, p. 157-173.
- 広川治・服部 仁・猪木幸男・一色直記・坂本 亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子 (編纂, 1973) : 50分の1地質図「岡山」. 地質調査所.
- 広島県 (1964) 広島県地質地質図 (20万分の1) および同説明書. p. 1~182.
- IGI, S. (1966) The Late Mesozoic intrusive rocks in the vicinity of the Ōeyama mountains, Kyoto Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 72, p. 1-9.

- IGI, S. and ABE, K. (1969) Ultrabasic rocks in the eastern part of the Chugoku zone, Japan. *Bull. Geol. Surv. Jap.*, vol. 20, p. 39-50.
- 今村外治 (1959) 中国山地の地質概観 (比婆山・道後山・船通山地方). 中国山地国定公園候補地学術調査報告, p. 17-28.
- ・小島丈児・梅垣嘉治 (1953) 地質巡検案内書「上根・船佐・三次・三良坂・庄原・勝光山」. 50 p.
- 石原舜三 (1971) 日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩類. 地質調報, no. 239, 178 p.
- 石川俊夫 (1940) 鳥取県多里付近のクローム鉱床について. 地質雑, vol. 47, p. 275-289.
- (1957) 広瀬鉱山. 鉱床学の進歩, 富山房, p. 390-391.
- 岩生周一・竹田栄一・種村光郎・山田正春 (1952) 鳥取県広瀬鉱山のクローム鉄鉱々床の構造に関連する2・3の問題. 地質雑, vol. 58, p. 337-338.
- 木野崎吉郎 (1953a) 中国地方の花崗岩中の鉱床について. 地質雑, vol. 59, p. 358-359.
- (1953b) 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 (概報). 広島大学地学研究報告, no. 3, p. 61-76.
- 北原順一 (1947) 尖晶石族の化学的研究 (1). 鉱物と地質, vol. 1, p. 258-261.
- (1948) 尖晶石族の化学的研究. 地質雑, vol. 53, p. 5.
- (1949) 尖晶石族の化学的研究 (2). 鉱物と地質, vol. 3, p. 27-30.
- (1950) クローム鉄鉱の化学成分と母岩との関係. 地質雑, vol. 55, p. 132.
- (1953) 本邦産クローム鉄鉱の化学組成に関する1・2の問題, 地質雑, vol. 59, p. 334.
- (1955) 鳥取県日野上鉱山産の白緑泥石及びそれに随伴するクロム鉄鉱に就て. 岩鉱, vol. 39, p. 167-175.
- (1955) 鳥取県多里地方のクローム鉄鉱並びに母岩の光学的及び化学的研究 (1). 地質雑, vol. 61, p. 329.
- (1957) 鳥取県多里地方のクローム鉄鉱並びに母岩に関する研究. 島根大学論集 (自然科学), no. 7, p. 77-90.
- (1958) 鳥取県多里地方広瀬鉱山産の含クロムガンカキ石に就て. 鉱物学雑誌, vol. 3, p. 539-542.
- (1958) 鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第1報) (1). 岩鉱, vol. 42, p. 1-9.
- KITAHARA, J. (1958) Studies on the chromites and their occurrence in the Tari district, Tottori Prefecture, Japan, I. *Scientific reports (Nat. Sci.) Shimane Univ.*, no. 8, p. 46-58.
- 北原順一 (1958) 鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第1報) (2). 岩鉱, vol. 42, p. 90-100.
- (1958) 鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究 (第2報). 岩鉱, vol. 42, p. 114-128.

- 北原順一 (1958) 鳥取県広瀬鉍山産の二, 三の含クロム鉍物について (演旨). 地質雑, vol. 64, p. 678.
- KTAHARA, J. (1959) Studies on the chromites and their occurrences in the Tari district, Tottori Prefecture, Japan (II). *Scientific reports (Nat. Sci.) Shimane Univ.*, no. 9, p. 44-54.
- 北原順一 (1959) 鳥取県多里地方のクロム鉄鉍と産状に関する研究 (第3報). 岩鉍, vol. 43, p. 42-54.
- (1960) 島根県多里地方のクロム鉄鉍の地球化学的研究. 島根大学開学10周年記念論文集自然科学編, p. 71-97.
- (1963) 鳥取・岡山県境地域の含クロム超塩基性岩の起源に関する一考察 (演旨). 地質雑, vol. 69, p. 321.
- KITAHARA, J. (1964) On the origin of ultrabasic rocks and defective structural formulae of a few chromites associated with the said rocks, found in the vicinity of common boundaries of Shimane, Tottori, Okayama and Hiroshima prefectures. *Scientific reports (Nat. Sci.) Shimane Univ.*, no. 13, p. 148-161.
- 北原順一 (1965) 鳥取県若松クロム鉍山産の2・3の変珪酸性鉍物 加水金雲母・変礬土直閃石一 (演旨). 地質雑, vol. 71, p. 384.
- 北村詮次郎 (1926) 多里村地質瞥見. 日野郡誌, p. 8-19.
- 小林貞一 (1950) 日本地方地質誌, 中国地方. 朝倉書店, 東京.
- 三位秀夫・藤井一泰 (1972) 横田地域表層地質図および同説明書. 三位秀夫博士遺稿・論文選集, p. 69-73.
- MIYAKAWA, K. (1961) General consideration on the Sangun metamorphic rocks on the basis of their petrographical features observed in the Sanin provinces, Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 9, p. 345-393.
- (1964) A peculiar porphyroblastic albite schist from Nichinan-cho, Tottori Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 12, p. 1-16.
- 村山正郎・大沢穠 (1961) 5万分の1地質図幅「倉吉」・「青谷」および同説明書. 71 p., 地質調査所.
- ・一色直記・坂本 亨 (1963) 5万分の1地質図幅「鳥取南部」および同説明書. 66 p., 地質調査所.
- ・服部 仁・猪木幸男・石原舜三・坂本亨 (1973) 5万分の1地質図幅「横田」. 地質調査所.
- 西村善博 (1960) 上石見地区砂鉄鉍床調査報告. 未利用鉄資源, 8輯, p. 426-432.
- (1961) 日野町根雨地区鉄鉍床調査報告. 未利用鉄資源, 9輯, p. 381-387.
- (1962) 鳥取県日野郡日南町若杉地区クロム鉄鉍々床調査. 中国地方の工業用鉍物資源, 1輯, p. 149-152.

- 西村善博 (1964) 鳥取県日野郡日南町地域若松鉱山七号クローム鉄鉱々床. 中国地方の工業用鉱物資源, 3 輯, p. 1-6.
- 濡木輝一 (1969) 中国地方における三郡変成岩類と“非変成”古生界の地質学的関係. 地質学論集, no. 4, p. 23-39.
- 大塚弥之助 (1937) 中国山地の概形とその地質時代. 地学雑誌, vol. 49, p. 156-162.
- RESEARCH GROUP of PERIDOTITE INTRUSION (1967) Ultrabasic rocks in Japan. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 73, no. 12, p. 543-553.
- 斉下康彦・岩本晴允 (1959) 多里地区砂鉄鉱床調査報告. 未利用鉄資源, 7 輯, p. 347-351.
- 佐藤伝蔵 (1903) 伯耆国日野郡の砂鉄. 地質学雑誌, vol. 10, p. 264-265.
- SHIBATA, K. and IGI, S. (1969) K-Ar ages of muscovites from Sangun Metamorphic Belt in The Tari district, Tottori Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Jap.*, vol. 20, p. 707-709.
- SHIBATA, K. and ISHIHARA, S. (1974) K-Ar ages of the minor tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Econ. Geol.*, vol. 69, p. 1207-1214.
- 島根県 (1963) 島根県地質図 (20万分の1) および同説明書. 24 p.
- 多井義郎 (1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷 (2), ——山陰地域——. 新生代の研究, no. 24-25, p. 20-27.
- TAI, Y. (1968) Miocene foraminifera from Tari basin in the Chugoku mountain range, West Honshu, Japan. *Mem. Fac. General Education, Hiroshima Univ.*, III, vol. 2, p. 15-20.
- 多井義郎 (1972) 中新世以降における中国地方の地殻変動について, ——Structure contour map を中心として——. 広島大学教養部紀要 II, vol. 5, p. 25-34.
- 滝本 清・松永禎夫 (1954) 鳥取県多里附近のクローム鉄鉱床. 水曜会誌, vol. 12, p. 319-322.
- 立見辰雄 (1945) 島根県小馬木水鉛鉱山調査報告. 学振58小委員会, no. 70, p. 1-11.
- 鳥取県 (1966) 鳥取県地質図 (10万分の1) および同説明書. p. 1-109.
- 坪谷幸六・石原舜三 (1961) 島根県真砂および小馬木鉱山の含ウラン鉄床. 地質調報, no. 190, p. 309-321.
- 辻村太郎 (1952) 日本の準平原問題. 東京大地理学研究, vol. 2, p. 1-21.
- 月森勝博・星見清晴 (1973) 多里層から *Pholadomya* の発見. 地球科学, vol. 27, p. 205-211.
- 渡辺武司・吉村 武 (1960) 多里の化石. 比婆科学, vol. 13, p. 44-46.
- 山田正春 (1964) クローム鉄鉱の鉱石と鉱床の成因. 耐火物, 70集, p. 294-314.
- 山田直利 (1961) 5 万分の1 地質図幅「奥津」および同説明書. 51 p., 地質調査所.
- 山本豊穂 (1963) 山陰地方におけるモリブデン鉄床の概要. 広島大学地学研究報告, no. 12, p. 83-92.
- 山名 巖 (1969) 日野郡多里地区の化石について. 郷土と科学, vol. 14, p. 2-9.
- 安田満夫・斉下康彦 (1958) 日野郡砂鉄鉱床調査報告. 未利用鉄資源, 5 輯, p. 145-149.
- YOKOYAMA, M. (1927) On the occurrence of the lower Tertiary formation in the province of Hoki. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 34, p. 13-14.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Okayama (12) No. 40

GEOLOGY OF THE TARI DISTRICT

By

Sachio IGI and Toru SAKAMOTO

(Written in 1976)

Abstract

The mapped area is located in the central Chugoku Mountains of Southwest Japan (in long. $133^{\circ}00' E$ to $133^{\circ}15' E$ and lat. $35^{\circ}00' N$ to $35^{\circ}10' N$), and is spread over three prefectures, Tottori, Simane and Hiroshima. Geologically, various kinds of strata and rocks of Paleozoic to Quaternary, which develop characteristically in the Chugoku Province, are distributed in this area; especially the late Mesozoic igneous rocks occupy the greater part of the area.

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

Table 1

Age		Stratigraphy	Igneous Rock	Remarks		
Cenozoic	Quaternary	Recent	Basic volcanics	Daisen Volcano Sambe Volcano		
		Pleistocene			Miino-hara Gravel Bed	
	Neogene	Pliocene		Olivine basalt	Granites Gabbro Intermediate and acid volcanics	Transgression Tari estimated fault "Late Mesozoic Igneous activities"
		Miocene		Azumayama Gravel Bed		
				Bihoku Group		
	Paleogene					
Mesozoic	Cretaceous	Rhyo-dacite volcanics Andesite volcanics	Basic rocks Ultrabasic rocks	Faulting, upheaval Regional meta- morphism of low- temperature and high-pressure type		
	Jurassic					
	Triassic					
Paleozoic	Permian	"Non-metamorphosed" Paleozoic	(Ultrabasic rocks) Basic volcanics	Honshu (Chichibu) Geosyncline		
	Carboniferous	Sangun Metamorphics				

Paleozoic metamorphic rocks (Sangun Metamorphic Rocks)

The regional metamorphic rocks of the high pressure—low temperature type belong to the Sangun Metamorphic Rocks originated from the rocks of the northern part of the Honshu (Chichibu) geosynclinal sediments which developed in Southwest Japan during Silurian to Permian times. They are distributed only on the eastern side of the Tari estimated fault running from north to south in the eastern half of the area. Most of them are pelitic schist characterized by albite-porphyroblast (albite-spotted schist) and are intercalated by a small amount of thin basic schist. The mineral assemblage of the pelitic schist is principally of albite, muscovite, graphite, and garnet, accompanied with chlorite, stilpnomelane, tourmaline, apatite and iron ore; that of the basic schist is, on the other hand, of albite, chlorite, epidote, greenish blue amphibole, quartz, muscovite, and garnet, accompanied with small amounts of sphene, rutile, iron ore, apatite and calcite. According to Hashimoto (1973), the greenish blue

amphibole is barroisite. Some of pelitic schists along the western and northern margins of the schist area are repeatedly metamorphosed into hornfels, which has characteristically abundant biotite, formed by the intrusion of the Late Mesozoic granitic rocks.

Non-metamorphosed Paleozoics

The non-metamorphosed Paleozoics are exposed on the eastern side of the Tari estimated fault. The Late Mesozoic andesitic volcanics lie between the Sangun Metamorphic Rocks in the north and the non-metamorphosed Paleozoics in the south. The metamorphic and non-metamorphosed Paleozoics seem to have a similar geologic structure, judging from their strike (NE) and dip (S) of the stratification. Therefore, these Paleozoics might, roughly speaking, stratigraphically be continuous, suggesting that the metamorphic rocks have been originated from the lower parts of the Paleozoic formations, and non-metamorphosed Paleozoics, from the upper parts.

The northern part of the non-metamorphosed Paleozoics is principally composed of phyllitic slate and silty sandstone, rarely intercalated by thin beds of the basic volcanic rocks, and those rocks are slightly metamorphosed; the southern part, of alternation of sandstone and slate, is often accompanied with red chert and rarely with thin basic volcanic rocks. Any fossils, however, have not yet been found in the Paleozoics.

Ultrabasic Rocks and Related Rocks

The ultrabasic rocks are also distributed only in the eastern side of the Tari estimated fault. In the area there are two types of the ultrabasic masses, namely a large one in the non-metamorphosed Paleozoics area, and a small one in the Sangun Metamorphics and non-metamorphosed Paleozoic areas. The rocks of the small masses are almost altered into serpentinite. There are two large masses; one is called "Inazumiyama Body" in the northern part of the non-metamorphosed Paleozoics area, and the other, called "Tari-Nekoyama Body"; the latter elongates from the Tari district to the south, and branches out in the neighbourhood of the Misaka district to both Nekoyama and Tobinosuyama.

The rocks of the large masses are originally of dunite and harzburgite. Most of them, however, are altered into serpentinite, and further thermally metamorphosed by the Late Mesozoic intrusive rocks, such as quartz gabbro, granodiorite and other granitic rocks. In the masses the chromite deposits have been found, and at present two mines, Wakamatsu and Hirose Mines, are working.

On the northern side of the Inazumiyama Body the gabbroic rock occurs as a small mass, although the relation with the serpentinite is not clear even in the field. It is essentially composed of altered plagioclase and diallagic clinopyroxene, with a very small amount of iron ore.

Many microgabbros or microdiorites occurring as very small dikes are intruded

into only ultrabasic masses. They are mainly composed of altered plagioclase, brown hornblende with green amphibole margin, clinopyroxene (sometimes as relict in the hornblende), and small amounts of sphene and iron ore.

Late Mesozoic Volcanics

The Late Mesozoic volcanic rocks in this area are roughly classified into two kinds of volcanics, lithologically: andesitic and rhyolitic or dacitic volcanic rocks. The andesitic volcanic rocks are distributed only along the River Hinokawa in the north-eastern part of the area with an occurrence described in the preceding section, and are likely to have erupted prior to the rhyolitic or dacitic volcanics.

The rhyolitic or dacitic volcanic rocks are widely spread through all the area. There are, however, lithologically difference between the rocks on the western and eastern sides of the Tari-Mikuniyama Granodiorite which intruded into the site where a faulting is considered to have been formed long before the granodiorite intrusion. On the eastern side of this granodioritic mass the rhyolite or dacite pyroclastics and lavas, often have the stratiformed appearance, and include clastic sediments such as mudstone, sandstone and conglomerate, thin beds of which are often intercalated into the volcanic rocks. On the other hand, the rocks on the western side are almost massive, excepting some parts of the ignimbrite having the flow structure; any beds of clastic sediments are not found in the volcanic rocks, although the rocks are also composed of rhyolitic or dacitic pyroclastics and lavas as well as the former.

Almost all Late Mesozoic volcanic rocks are more or less thermally metamorphosed by later intrusion of the gabbroic and granitic rocks.

Late Mesozoic Intrusives

Various kinds of the Late Mesozoic intrusives, from gabbroic to granitic, are injected into not only the Late Mesozoic volcanics, but the older rocks such as the Paleozoic metamorphic and non-metamorphosed rocks, and ultrabasic rocks, all over the area. These intrusive bodies are classified, according to the order of intrusion on the both eastern and western sides of the Tari estimated fault, into the followings:

Eastern side

1. Dogoyama Gabbro (GE-1)
2. Dogoyama Granodiorite (GE-2)
3. Onuka Granite (GE-3)
4. Takao Granodiorite (GE-4)
5. Hinokawa Granite (GE-5)

Western side

6. Hypabyssal Complex
 - (1) Quartz diorite porphyrite (GW-1-1)
 - (2) Granite prophyry and granophyre (GW-1-2)

- (3) Hibayama Granite (GW-1-3)
7. Shimohagi Granodiorite (GW-2)
8. Tari-Mikuniyama Granodiorite (GW-3)
9. Ryukoma Granites (GW-4)
10. Yokota Granodiorite (GW-5)
11. Tottori Granite (GW-6)

Most of the intrusive bodies on the western side of the Tari estimated fault occur characteristically as in a belt-like form, showing the zonal distribution, roughly from NE to SW in direction. Each intrusive body is commonly homogeneous, but has its own characteristic rock-facies. Of these intrusive bodies, however, the Ryukoma granites occur as a granitic complex, containing the various granitic rock-facies, although principally composed of medium-grained biotite granite and lithologically similar to the Tottori Granite which is coarse-grained biotite granite.

Many vein rocks such as pegmatite and aplite, and small dikes of porphyrite, rhyolite and others are also found in these intrusives throughout the area.

NEOGENE

Bihoku Group

The middle Miocene marine formations distributed scatterly in the Chugoku Mountains are named as the Bihoku Group. In the mapped area, this group is exposed separately in the Tari, Miinohara and Dogoyama Station areas. These strata are of small fragments of the deposits formed during the Miocene transgression which submerged large parts of the Chugoku Mountains. This group is composed of sandstone and conglomerate at the lower parts, and siltstone at the upper parts. Thickness of the group is about 80meters in the Tari and Miinohara areas. Many molluscan fossils yielded from the lower parts of the group indicate the middle Miocene in age. The upper part yields deep sea molluscan fossil, *Propeamussium tateiwai*, in the Miinohara area.

Azumayama Gravel Bed

This bed is of old fluvial gravels distributed on the eastern slope of Mt. Azumayama at about 1,000meters in altitude. The gravel bed is covered by a part of basalt lava. It seems that gravel bed and basalt lava are Pliocene or lower Pleistocene in age.

Olivine Basalt

The olivine basalt lavas erupted in late Tertiary are distributed in the northern corner and in the southwestern part of the area, and occur topographically as mesa. They cover directly the Mesozoic and Paleozoic formations or igneous rocks and Azumayama Gravel Beds. The phenocrysts are of olivine, plagioclase and clinopyroxene,

and composed of the same minerals as the phenocryst and in addition altered glass accompanied with a small amount of iron-ore. Often the zeolite aggregates fill the amygdaloidal cavities in the groundmass.

QUATERNARY

Miinozara Gravel Bed

This gravel bed is of old fluvial deposits of beheaded rivers developed in the Miinozara and Kakkake Pass areas. The bed is composed mainly of gravels in lower part (6m thick) and sandy clay in upper part (2m thick).

River Terrace Deposits

In the mapped area, river terraces are poorly developed. Terrace deposits are composed of mainly gravels, and covered by volcanic ash layers.

Sambe Volcanic Ash Layer

At many places of the area, yellow pumice bed with a thickness of about 1 meter is found. This pumice was derived from Sambe Volcano.

Alluvium

Alluvial deposits are seen along the streams in the area. They are composed mainly of gravels.

MINERAL RESOURCES

Chromite Deposits

The chromite deposits in the area are now worked by only two mines, the Wakamatsu and Hirose Mines. The ore deposits are in ultrabasic rocks, especially in serpentinized peridotites of the northern part of the Tari-Nekoyama Body. The average content of Cr_2O_3 in ore products from both mines is about 30 percent in weight.

Molybdenum Deposits

Molybdenite is often found in leucocratic granites of this area, although the Komaki Mine is only one worked until 1976. The total production of about 1,300 tons MoS_2 is the fifth in the Japanese molybdenum industry. The ore deposits of this mine occur in altered "two-mica granite", which is marginal facies of the Ryukoma Granites. Six major ore bodies, namely, Ichiman, Chugiri, Honko, Tenma, Ryugin and Shin-Yamata, consist of a combination of pipes and veins, and disseminated ores in limited places. The alteration minerals are both white and green micas, garnet and andalusite, and small amounts of cordierite and potassium feldspar. Molybdenite is

only universal ore mineral, but wolframite and sheelite occur in the upper part of the Ichiman ore body. Magnetite is rather common and Fe-Cu sulphides and broggerite are negligible in amount.

Residual Iron Sand Deposits

The iron sand deposits were mined from deeply weathered granitic rocks in many places of this area during a long period before the Taisho Era. The main source rocks are the Dogoyama Gabbro, Dogoyama Granodiorite and Takao Granodiorite. The iron sand consists of liberated grains of magnetite that has been strongly martitized and very small amount of ilmenite. Intermingled materials were separated during the weathering and through the gravitational separation processes. Thus the pure nature was favored by steel mining industry, although the ore grade was low.

Kaolin Deposits

Some parts of the medium-grained biotite granite, a member of the Ryukoma Granites, are altered hydrothermally into kaolin or montmorillonite aggregates. In the area the Yanomaki Mine works the deposits of these aggregates at the Komaki district of Yokota-cho, Shimane Prefecture.

昭和 52 年 9 月 5 日 印刷
昭和 52 年 9 月 10 日 発行

工 業 技 術 院
地 質 調 査 所

印刷者 小 林 銀 二

印刷所 泰成印刷株式会社
東京都墨田区両国 3-1-12