

550.85 (034.32) (521.42) [1 : 50,000] (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

金沢(10)第43号

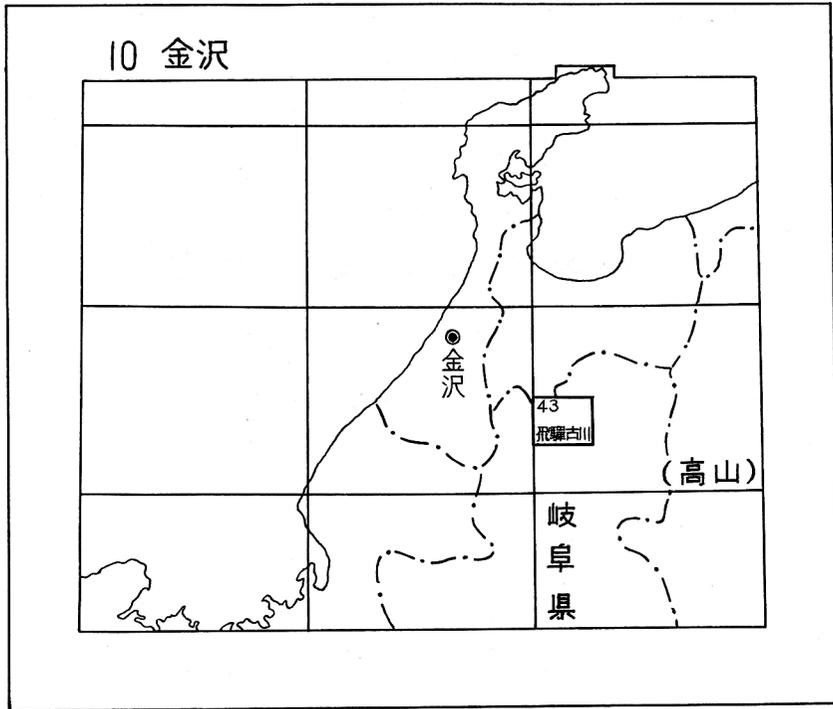
飛驒古川地域の地質

野沢 保・河田清雄・河合正虎

昭和 50 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

まえがき	1
I. 地 形	2
II. 地 質	3
II. 1 地質概説	3
II. 2 飛驒変成岩類	5
II. 2. 1 概 説	5
II. 2. 2 構 造	6
II. 2. 3 岩 相	8
II. 2. 4 原 岩	9
II. 2. 5 化学組成	10
II. 2. 6 変成作用	10
II. 2. 7 原岩および変成作用の時代	13
II. 2. 8 地層区分	13
II. 2. 9 袖峠層	14
II. 2. 10 芦谷層	15
II. 2. 11 天生層	16
II. 2. 12 三合谷層	17
II. 2. 13 小鳥川層	18
II. 2. 14 二屋層	20
II. 2. 15 水無層	22
II. 2. 16 西又層	22
II. 2. 17 花崗岩質岩石（天生型花崗岩）	23
II. 3 古生界	25
II. 3. 1 概 説	25
II. 3. 2 上広瀬層	26
II. 3. 3 森部層	29
II. 3. 4 高草洞安山岩類	31
II. 4 閃緑岩および斑禰岩	31
II. 5 船津花崗岩類	33
II. 5. 1 概 説	33
II. 5. 2 広瀬花崗岩	34
II. 5. 3 船津花崗岩	36
II. 5. 4 水無花崗岩	44
II. 5. 5 森安花崗岩	46
II. 5. 6 小花崗岩体	47
II. 6 古期岩脈	48
II. 7 中生界	52
II. 7. 1 概 説	52
II. 7. 2 手取累層群—石徹白層群	54
A. 古川累層	56

a. 種村礫岩層	56
b. 沼町互層	56
c. 杉崎砂岩層	56
d. 太江頁岩層	57
B. 稲越層	58
C. 地質構造	59
II . 7. 3 海具江層	60
II . 7. 4 濃飛流紋岩	60
II . 7. 5 小鳥川流紋岩類	63
II . 7. 6 大雨見山火山岩類	63
II . 7. 7 花崗斑岩	65
II . 7. 8 閃緑玢岩	65
II . 7. 9 流紋岩類相互の関係	65
II . 7. 10 珪長岩	66
II . 8 新生界	66
II . 8. 1 新期岩脈	66
II . 8. 2 檜峠層	67
II . 8. 3 更新堆積物	68
II . 8. 4 現世堆積物	69
II . 9 活断層	69
III. 応用地質	70
III. 1 磁鉄鈦	70
III. 2 マンガン鈦	71
III. 3 黒鉛	71
III. 4 陶石	72
III. 5 珪石	72
IV. 災害地質	73
文 献	74
Abstract	1

飛驒古川地域の地質

野沢 保・河田清雄・河合正虎

まえがき

本図幅地域の地質の研究は、1959年から1968年までの野外調査に基づいて実施された。

本稿の著者の間の執筆の分担は、おおむね次の通りである。

地形	(野 沢 保)
地質 地質概説	(")
飛驒変成岩類	(")
古生界	(")
閃緑岩および斑禰岩	(")
船津花崗岩類	(")
古期岩脈	(")
中生界一概説	(河合正虎)
手取累層群	(")
海具江層	(")
濃飛流紋岩	(河田清雄)
小鳥川流紋岩類	(")
大雨見山火山岩類	(")
花崗斑岩	(")
閃緑玢岩	(")
珪長岩	(野 沢 保)
新期岩脈	(")
檜峠層	(")
更新堆積物	(河合正虎)
現世堆積物	(")
活断層	(野 沢 保)
応用地質	(")
災害地質	(")

(以上)

協力関係 本研究にあたって、上広瀬層の砂岩については角靖夫、上広瀬層・高草洞安山岩類・古期岩脈・新期岩脈および檜峠層の火山岩については一色直記、古期岩脈の低変成作用については奥村公男、応用地質のうち特に陶石について佐々木政次および高田康秀が、それぞれ、著者に教示するところがあった。また、本研究関係の岩石の化学分析は、前田憲一郎・大森江い・川野昌樹および東京石炭鉱物研究所が実施した。検鏡に使用した薄片は、大野正一・村上正・宮本昭正・安部正治および佐藤芳治が作成した。

辞謝 本図幅地域の飛驒変成岩類および船津花崗岩類の研究については、名古屋大学石岡孝吉の教示に負うところが少くない。また、地質調査所白波瀬輝夫(当時、東京教育大学)、広島大学鈴木

盛久および岐阜大学教育学部地学教室河井政治および学生諸氏には、おもに野外調査について教示、協力をうけた。その他、古生層をふくめて、地学団体研究会ひだ団体研究グループ、数次にわたって文部省科学研究費をうけた総合研究グループ、朝日科学奨励金をうけた“飛驒山地の地質研究会”などの研究グループからも、多くの教示、協力、討論をうけた。あわせ記して深く謝意を表すものである。

I. 地 形

本図幅地域は、いわゆる飛驒山地のほぼ中央にあたる部分で、海拔約500mから1,500mにわたっている。

本図幅地域の地形は、戸市川—稲越川上流（稲越—柳瀬—保）—栗谷をむすぶ線によって、南北のかなり対立的な特徴をもった二地域に分けられる。

北半は、一般に急峻な壮年期地形を示し、高度も1,500mをこえる山稜が多い。この地域は、おもに飛驒変成岩と船津花崗岩類からなり、東北東—西南西方向に走る大きな活断層、跡津川断層および同性質の牛首断層（第8図）が、それぞれ、宮川—小鳥川および水無谷の深い直線的なしかも長距離連続する断層谷をつくる。主要な山稜も、これらの断層の影響で、東北東—西南西方向に走る。

宮川下流—小鳥川にそそぐ支谷は、跡津川断層に直交する方向のものが多い。跡津川断層は右ずれの水平変位をもつ。そのため、支谷は合流部でいずれもそれに調和して右にねじまげられている。

北半地域で注目される地形の一つは、高位の平坦面の存在である。例えば、水無山西方ではおよそ1,400mの高度で、河谷の開いたゆるやかな地形が数 km² にわたって発達し、湿地帯をつくり、大池と呼ぶ池も存在する。流葉山西方では、およそ1,100mの高度で、高原状のゆるやかな地形が数 km² 四方にひろがり、湿地帯や小さな池をつくっている。このような、けわしい山地の頂部に平らな地形の、高原状の部分が局部的に発達することは、飛驒山地では稀なことではない。水無山でも流葉山でも、これらの平坦な地形は若い堆積物によってつくられるのではないようで、うすい堆積物をはがすと、すぐ基盤があらわれてくる。これは、北半地域の山脈の稜線がおよそ1,200~1,400mの高度で、比較的变化に乏しく、ために遠望すると高原をのぞんでいるようにみえさせ、かつて、飛驒高原と呼ばれる高原地形が、存在した可能性を考えさせるものである。

北半地域では、宮川および小鳥川の蛇行する部分に、小規模な河岸段丘が各所に発達している。

戸市川—稲越川より南半の地域は、1,500m以上の高度をもつ山地もありながら、河谷は広く開き、ゆるやかな地形を呈し、老年期に入ったものと考えられる。この地域には、活断層がよく発達していて、地形に著しい影響をあたえているのが特徴的である。まず、宮川以西の部分は、おもに濃飛流紋岩からなるが全体がいくつかの方向の活断層群によって、不規則な菱形の山塊に分けられる。その断層は、跡津川方向あるいはそれに近い方向の東北東—西南西方向、やや東北—南西よりの南北方向、および宮川中流部に平行な北西—南東方向が主で、とくに跡津川断層方向は顕著である。宮川以東では、活断層より古い断層もこれに加わるらしく、ほぼ東西および南北方向の断層の影響も地形に著しい。

南半地域にも、高位平坦面が存在する。例えば小鳥峠西方の高度1,100m付近に、数 km² にわたって

高原状のゆるやかな地形の部分が発達し、湿地帯も形成されている。

南半地域には、小鳥峠付近をはじめ各地に湖沼性、扇状地性崖錐性、および段丘性堆積物が発達する。宮川および荒城川ぞいには広い沖積平野が発達する。

II. 地 質

II. 1 地 質 概 説

本図幅地域は、西南日本内帯の北縁東よりに位置し、おもに時代未詳の変成岩、上部古生界、中生代前期の深成岩、ジュラ～白亜系、後期白亜紀～古第三紀火山岩類、新第三紀火山岩類および第四紀堆積物からなる。

時代未詳の変成岩は飛驒変成岩類とよばれ、原岩は古生界の可能性が大きい。上部古生界は、石炭紀上広瀬層および森部層、ならびに二畳紀高草洞層からなる。中生代前期深成岩は船津花崗岩類と総称される。飛驒変成岩類、上広瀬層、森部層、高草洞層および船津花崗岩類は飛驒帯の構成要員である。本稿では飛驒帯の構成を下記のように定義しておく。

飛驒帯 { 飛驒変成帯 (おもに飛驒変成岩類および船津花崗岩類)
飛驒外縁帯 (おもに、一部結晶片岩化した中上部古生界および蛇紋岩)

ただし、飛驒外縁帯は、これまで、飛驒外縁構造帯、飛驒構造帯などと呼ばれてきたものである。また、本図幅地域の飛驒外縁帯には、蛇紋岩はみいだされていない。

このような飛驒帯は、西南日本内帯の基盤岩類のつくる帯状配列の最北帯にあたり、新潟県青海から、島根県隠岐にいたる長い分布を示している。本図幅地域は飛驒帯の隠岐をのぞいた本土部分のほぼ中央南縁に位置し、飛驒変成帯の南縁の一部と、飛驒外縁帯をふくんでいる。飛驒外縁帯は、この地域付近では、幅がわずか数 km でせまいので、その大半が本図幅の範囲にほぼふくまれてしまっている。

ジュラ～白亜系堆積物は手取累層群で、本図幅地域は飛驒山地に広く発達する本層群の分布の南限で、本層群の上半部のみがみいだされている。

後期白亜紀珪長質火山岩類は、濃飛流紋岩、小鳥川流紋岩類、大雨見山火山岩類および岩脈類からなり、一連の火成活動の産物と考えられる。最も広い分布をしめる濃飛流紋岩は、岐阜県から富山県にわたって広大な分布をしめ、いわゆる環太平洋地域の“後期白亜紀酸性火成岩類”の日本列島における代表的岩体の一つである。本図幅地域は、濃飛流紋岩の分布の北限に近い。

新第三紀火山岩類は、おもに檜峠層の主体をつくるディサイトで、本図幅地域に近接した富山県地方に発達の広い中新世陸層群中の火山岩に対比される。

第四紀堆積物は、主要河川や主要河谷ぞいに、河岸段丘崖錐、扇状地堆積物などとして堆積する他に、比較的高地に湖沼性の堆積物としても分布する。

本図幅地域には、跡津川断層とよばれる東北東―西南西の大活断層が走り、これに関連する断層系も発達し、地質および地形に著しい影響をあたえている。

本図幅地域の地史は、簡単にまとめると次のようになる。

第1表 地質總括表

地質時代			層序
新生代	第四紀	現世	現世統
		更新世	更新統
	第三紀	新第三紀	檜峠層
		古第三紀	大雨見山火山岩類 ----- 小島川流紋岩類 ----- 濃飛流紋岩
中生代	白堊紀	新白堊紀	海具江層 [?]
		古白堊紀	石徹白層群 稻越層 古川層
		手取累層群	
		ジュラ紀	
		三疊紀	船津花崗岩類
		二疊紀	高草洞安山岩類
古生代	石炭紀		森部層
			上広瀬層
時代未詳			飛驒變成岩類

この地域の最も古い岩石は飛驒変成岩類で、その原岩は地質学的には時代が確立していないが、構造・岩相や化学的性質からみて、前カンブリア紀層ではなく、中部または下部古生層と考えられる。しかし、飛驒変成岩類の一部に、前カンブリア紀の同位元素年令を示すものがあることや、変成岩類の岩相から原岩の堆積物供給原地は遠くないと考えられることなどからみて、現在の飛驒帯からあまり遠くない地域に、前カンブリア紀層が分布していた可能性は小さくない。ただし、現在、前カンブリア紀層が確認されているわけではない。

飛驒変成岩類の原岩古生層および飛驒外縁帯の古生層は、三畳紀末ころまでに、数次の変成作用を受けた。最も大規模であったのは、低圧型で飛驒変成岩類形成の主要な役割をはたした変成作用で、二畳紀末～三畳紀に最高に達したらしい。同じ頃、飛驒外縁帯でも変成作用がおきた。同位元素年令によると、飛驒変成岩類にも、ほぼ5億年および2.5億年の年令集中があり、外縁帯でもほぼ4億年の年令が測定されている。これらの数字の意義については、さらに検討の余地があるとしても、飛驒変成岩類の主要な変成作用に先立って、先駆的あるいは別の古い変成作用が、それぞれ飛驒変成帯および飛驒外縁帯に1～2回はあったものと考えられる。

飛驒変成岩類の主要な変成作用にひきつづいて、或はその終了前から、飛驒変成帯全域にわたって船津花崗岩類の形成作用がおき、飛驒変成岩類をとりかこみ、或はその中へ小岩体をつくった。ジュラ紀礫岩の礫から判断すると、この頃地表では、広範囲にわたって、多量の珪長質火山岩をふくむ火山活動が盛であったらしい。

前期ジュラ紀に入ると、飛驒帯の一部に凹地が形成され、後造山期性の厚い粗粒堆積物がたまった。本図幅地域では、後期ジュラ紀～前期白亜紀になって、上部手取統の粗粒堆積物が形成されている。手取統は堆積中から激しい擾乱を受けた。

後期白亜紀になると、火山構造的陥没をとめないながら、濃飛流紋岩を主体にした一連の珪長質火成活動がおきた。この火成活動は、われ目噴出型の火山活動を主にし、おもに多量の溶結凝灰岩を形成した。また、一部では溶岩や珪長質深成岩をともなった。同位元素年令でみると、この火成作用は古第三紀までつづいたらしい。

新第三紀に入ると、グリーンタフ造山運動の一環として、北陸地方にも火成活動がおき、飛驒帯の基盤岩地域にもわずかながら波及した。本図幅地域でも、ごく一部で、岩脈や、飛驒変成岩類や船津花崗岩類のつくる山地の頂部付近に分布するデイサイトなどがこれにあたる。

第四紀には、第三紀末からはじまるといわれる跡津川断層の運動が、現在までもひきつづいていることは注目される。

II. 2 飛驒変成岩類

II. 2. 1 概説

本岩類は、本図幅地域の北西部に分布し、おもに石英長石質片麻岩からなっている。本岩類は、飛驒山地全体からみると、飛驒帯の主要な構成岩類で、数岩体に分れて分布する。本図幅地域の本岩類は、飛驒山地における飛驒変成岩類の分布のほぼ中央にある最大の岩体、神通川岩体、の南縁西よりの部分

にあたっている（第1図）。

本図幅地域では、飛驒帯は、東北東—西南西方向に配列し、北側に飛驒變成岩類、南側に古生層がならび、両者の間にいくらか不規則な形で船津花崗岩類が貫入している。このため、飛驒變成岩類と古生層との直接的関係を観察することはできない。

本岩類と船津花崗岩類との関係は複雑で全体としては、本岩類の南縁を船津花崗岩類がとりまく。しかし、一方では、本岩類の中に船津花崗岩類の小岩体が分布し、他方では、船津花崗岩類の中に本岩類の原地性包有岩塊が、一定の地域に集中して多数みだされするという入りくんだ関係にある。これについては船津花崗岩類の項でのべる。

II. 2. 2 構造

本岩類の分布地域にも、現世まで活動していると考えられる跡津川断層や、牛首断層などがあり、古い断層とからみあって構造を複雑にしている（第7図）。これらの断層の中で、跡津川断層および牛首断層は、明らかに現世まで活動している大断層である。

これらの両断層は、現世あるいはそれに近い時代だけでなく、更に古い時代にも活動していたようで、両断層を境にして、本岩類の岩相・構造は著しく相違し、本岩類は構造的に三分された形になっている。ここで注意しておきたいのは、現在の跡津川・牛首両断層と構造的な境界線が厳密に一致するかどうかはたしかでない点である。しかし、少なくともほぼ近接したものであることはたしかなので、本稿では一応、一致したものとしてのべておく。

a. 牛首断層と跡津川断層との間

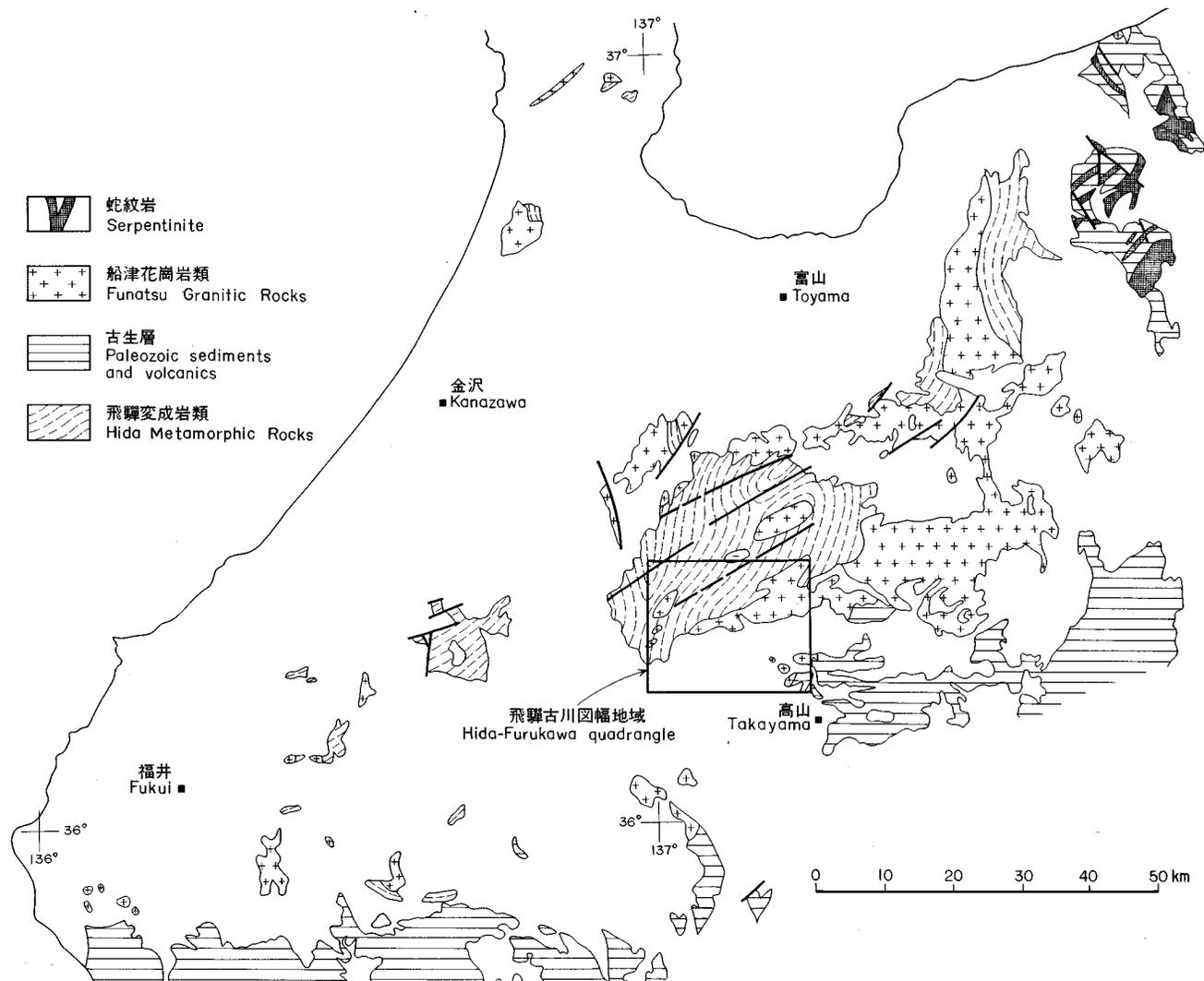
この部分では、地層の分布をみると、ほぼ東北東—西南西にのび、ゆるく北に傾いていて、個々の露頭での地層面もこれに平行している。これは、本図幅地域付近の飛驒變成岩類の大構造に整合的である。この部分の北西部、牛首断層に接する部分は、多量の飛驒變成岩類の原地性包有岩塊をもった船津花崗岩類である。この包有岩塊は近接する飛驒變成岩類と、整合的な構造をもっている。

b. 跡津川断層以南

この部分では、地層の分布は、断層の北側とほぼ平行している。例えば、黒鉛鉱床をともなうアルミナ質岩層は、東北東—西南西方向に、長く連続している。しかし、個々の露頭では、地層面はこの地層の分布方向とはほぼ直交し、南北または北々西—南々東方向に走り、急立している。部分的には、この方向に軸面をもった小規模な褶曲構造のくりかえしがみとめられる。すなわち、断層の南側は、北側の構造が断層にほぼ垂直で、急立した軸面の等斜褶曲に近い褶曲構造をつくったものに相当する。このような構造は、東方へゆくと、宮川付近の跡津川断層に斜交する断層の発達した地域を境に漸移的に変化する。この付近では、地層がみだれていて構造が充分明らかでない。しかし、わかっているところでは、この地域から東方では、ほぼ北東—南西方向の褶曲があらわれ、宮川以西のような南北性の褶曲の影響はなくなるようである。また、宮川東岸北部の岸奥・林付近では、跡津川断層以北地域の構造に、ほぼ整合的な傾向が強くなる。

c. 牛首断層以北

牛首断層をはさんでは、跡津川断層の場合のような、著しい構造上の対立が知られているわけではな



第1図 飛騨山地基盤岩類の地質概図
 Geologic map of basement rocks in Hida mountains

い。牛首断層の南側では船津花崗岩類が優勢で、北側では花崗岩質部分をはさみながらも、飛驒変成岩類が著しく優勢である。このような岩相の不連続性は、牛首断層の変位運動によるものと考えられる。この部分の飛驒変成岩類は、ほぼ南北に走り北に傾いた軸をもった大きな向斜構造の南の軸端部にあたっている。

跡津川・牛首両断層とも、それぞれ両側の変成岩層の連続性などから、数 km の右ずれ水平移動が推定されている。この移動は、少なくとも本図幅地域の飛驒変成岩類に関する限り、現世の断層運動にだけ帰せられるものではないと考えられる。さきにも述べた跡津川断層をはさむ変成岩類の構造上の問題の他に、両断層ぞいで、それぞれ、船津花崗岩類のミロナイト化された部分があるという事実もみだされている。両断層の古い変位運動が、船津花崗岩類の活動に時期的に関係する可能性を示すものと思われる。ちなみに、船津花崗岩のミロナイトは、後述するように、右ずれの水平移動の方向をもつ可能性が大きい。

II. 2. 3 岩 相

本岩類は多様な岩相をふくんでいる。それらは一応次のように 4 種類の変成岩と花崗岩質岩石に大別される。

- A 変成岩
 - a. アルミナ質変成岩
 - b. 苦鉄質変成岩
 - c. 石灰質変成岩
 - d. 石英長石質変成岩
- B 花崗岩質岩石 (天生型花崗岩)

これらの内、花崗岩質岩石というのは、後述するような飛驒変成岩類中に貫入する船津花崗岩類の小岩体と異り、多くは径数 m または 1 m 以下の小岩脈、レンズなどとして飛驒変成岩類と密接な関係を保って産出し、飛驒変成岩類の一部として、取扱う方が適当と考えられるものである。

本岩類の代表的な変成岩における、おもな鉱物組合せは次の通りである。ただし、石英長石質変成岩は、純粋に石英と長石だけからなる変成岩はほとんどないので、それぞれの特徴にしたがって、アルミナ質変成岩、苦鉄質変成岩、および石灰質変成岩のいずれかの項にまとめたのべておく。

- a. アルミナ質変成岩およびそれに準ずる石英長石質変成岩
 - 黒雲母・斜長石・石英・±微斜長石・±黒鉛。
 - ざくろ石・黒雲母・斜長石・±石英・±微斜長石・±黒鉛
 - 珪線石・ざくろ石・黒雲母・斜長石・±石英・±黒鉛
 - コランダム・黒鉛・白雲母・斜長石・±微斜長石
 - 透輝石・黒雲母・斜長石・±石英・±微斜長石・±黒鉛
 - 角閃石・黒雲母・斜長石・±石英・±微斜長石・±黒鉛。
- b. 苦鉄質変成岩およびそれに準ずる石英長石質変成岩
 - 斜長石・角閃石
 - 角閃石・斜長石・±石英

黒雲母・角閃石・斜長石・±石英・±黒鉛

ざくろ石・角閃石・斜長石・±黒雲母・±石英・±微斜長石

単斜輝石・±斜方輝石・角閃石・斜長石・±石英

c. 石灰質変成岩およびそれに準ずる石英長石質変成岩

晶質石灰岩およびドロマイト

スカルン^{注1)} (透輝石・珪灰石・フォルステライト・コンドロダイト・柱石・ざくろ石・金雲母)

透輝石・斜長石・石英・±微斜長石

黒雲母・透輝石・斜長石・石英・±微斜長石

角閃石・透輝石・斜長石・石英

これらの岩種の量的関係についてみると、本岩類の大半をしめるのは石英長石質片麻岩で、アルミナ質、苦鉄質および石灰質片麻岩は量的には少ない。石灰岩は、著しく分布が広いようにみえるが、石英長石質岩層のはさみが多いので、石灰岩そのものの量は、寸見してうける印象より著しく少ない。また、石灰岩の一部にはドロマイトがふくまれるが、全体の量からみると著しく少量である。

II. 2. 4 原 岩

上述の変成岩類の各岩種に対応する原岩としては、一応次のようなものが考えられる。

a. アルミナ質変成岩およびそれに準ずる石英長石質変成岩

泥岩

泥質砂岩

砂質泥岩

石灰質泥質砂岩

珪長質溶岩または凝灰岩

b. 苦鉄質変成岩およびそれに準ずる石英長石質変成岩

中性または苦鉄質溶岩または凝灰岩

中性または苦鉄質凝灰岩質砂岩

c. 石灰質変成岩およびそれに準ずる石英長石質変成岩

石灰岩

ドロマイト

石英質石灰岩およびドロマイト

石灰質砂岩

石灰質泥質砂岩

本岩類の原岩岩種および各岩種の分布・産状から、本岩類の原岩の特徴をいくつかあげることができる。その一つは、岩相の不安定性である。不安定性の内容は、一つは各種岩相の混合的、中間的岩相が多いことで、淘汰のよい純粋な泥岩や砂岩が少なく、純粋な石灰岩もまた少ない。火山岩原と考えられる岩石についても、溶岩と考えられるものは存在するとしてもごく少量で、凝灰岩質と考えられる岩相の場

注1) ここにあげたスカルン鉱物は共存するという意味ではない。

合も、砂岩質あるいは石灰岩質物質と入りまじった不純な岩相が多い。また、層相変化も頻繁で、一つの岩相が、数 10 m の厚さに達することはほとんどなく、石灰岩や泥質岩原の変成岩では、数 cm または数 10cm の規則的、または不規則な石英質岩層との互層であることが多い。

また、本岩類には、特定の黒鉛に富んだ層準以外にも、黒鉛が少量ずつひろく分布し、ほとんどの堆積岩原の変成岩の中にふくまれることは特徴的である。

その他、砂岩原と考えられる変成岩が多いのに、礫岩原と考えられる変成岩がほとんどみだされていないことも奇異である。また、チャート起原の変成岩もほとんど発達していない。

本図幅地域で、天生層とよばれる累層の中に、デーサイトまたは流紋岩の構造をよくのこした岩層がはさまれていることは、飛驒変成岩類全体からみてめずらしいことで、本図幅地域以外では、富山県宇奈月地方が有名である。

本岩類の原岩における岩種の量比関係については、変成岩の岩相の量比関係から容易に推定されるので、あらためてのべない。

本岩類の原岩をまとめて考えてみると、大半は淘汰の悪い砂質岩石で、石灰質、泥質および火山岩質物質をそれぞれ少量ずつまじえるものが大半をしめる。少量の石灰岩岩層、泥岩層および火山岩層をさみ、岩相は不安定である。これは、原岩が近接した供給源から、堆積盆地または供給原の絶えない変動などの不安定な条件下で、堆積したことを考えさせる。後にのべる本岩類の化学組成は、グレイワックケ質砂岩の類型に属し、上記の見解を支持し、本岩類の地向斜性堆積物に由来することを考えさせるものである。したがって、原岩が古生層に属する可能性はかなり高い。しかし、かつて野沢 (1959) は、原岩を飛驒帯南方の古生層の延長と考えたが、岩相からみて、南方に広く分布する上部古生層には、類似するものがみあたらないように思われる。さらに下部に相当するものであろう。

また、原岩は前カンブリア紀とは考えにくい。後述のように、原岩の堆積物供給原地が、前カンブリア系であった可能性は必ずしも小さくないと考えられる。

II. 2. 5 化学組成

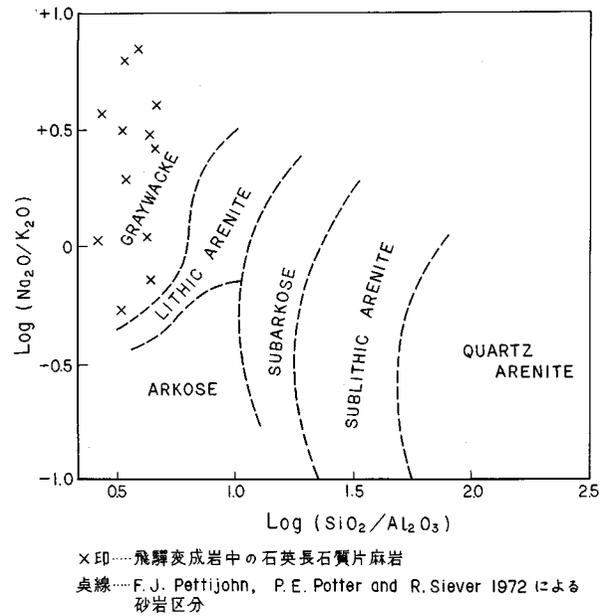
本岩類の大半をしめる石英長石質片麻岩の化学組成をみると、 Na_2O に富み、 K_2O に乏しく、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ 比も小さいなどの特徴がある。PETTJOHN その他 (1972) の砂岩の分類にしたがえば、完全にグレイワックケの領域に入ってしまう (第 2 図)。このような傾向は本図幅地域以外の飛驒変成岩類一般についても著しい。

なお、天生花崗岩は、化学組成も周囲の変成岩に影響されるが、一般に変成岩にくらべて、 SiO_2 ばかりでなく K_2O がふえる傾向がある (第 2 表 No. 12)。

II. 2. 6 変成作用

飛驒変成岩類については、原岩、変成史、変成作用の性質など充分わかっていない点が多い。

変成作用についていうと、飛驒変成帯全域にわたって珪線石があらわれ、北縁では紅柱石をふくみ、北縁東端では藍晶石も加わる。したがって、大半の地域は、紅柱石-珪線石タイプの低圧変成相系列に属し、一部に低圧中間群がふくまれることになる。岩石の大半は、おもに角閃岩相に属する。これを主



第2図 飛驒変成岩類の $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ と $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ の比
 Ratio of $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ VS. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ in Hida Metamorphic Rocks

要期の変成作用とよんでおく。

飛驒変成岩類は、地域によって多少の相異はあるが、全般に主要期変成作用後に後退的変成作用をうけ、アクチノ閃石、緑泥石・緑簾石・ぶどう石・沸石などを産し、緑色片岩相、変成グレイワック相、あるいは沸石相に属するようになる。これを後主要期の変成作用とよんでおく。

変成構造、変成作用の経過などについては詳細はまだ明かにされていない。

変成作用の解明を複雑にしている要因はいくつかあるが、1, 2 をあげると次のようなものがある。

1つは、飛驒変成帯のごく一部で、角閃岩相よりさらに高度の鉱物相の存在の可能性を示す岩石が発見されていることで、SUZUKI (1970) は、河合村羽根谷でコランダム-微斜長石の組合せからグラニュライト相、明瀬で(鈴木, 1973b) ざくろ石-普通輝石の組合せの変成岩の研究からエクロジヤイト相の存在を主張している。これらのグラニュライト相の可能性ののべられている岩層は、いずれも角閃岩相の変成岩の中に、数 m または数 10m の規模で“島状”にとりかこまれているもので、その実態はまだ充分明らかでない。この問題は、前カンブリア紀層および前カンブリア紀変成作用の存在問題とも結びつくものである。

次には、前カンブリア紀問題とは別に、主要期変成作用以前に古生代に変成作用があった可能性の問題である。後述するように同位元素年令からは、2億年前後の主要期変成作用以前に、ほぼ5億年とか2.5億年とかの変成作用の存在が示唆されている。これらが主要期変成作用の前駆的現象なのか別の変成作用なのか明らかではない。ちなみに、飛驒外縁帯でもほぼ4億年の変成岩同位元素年令が測定されている。ただし、地質学的には、古い変成作用について、飛驒変成帯にも外縁帯にも現在まだ積極的な支持があるわけではない。

第2表 飛驒変成岩類の化学組成
Chemical composition of Hida Metamorphic Rocks

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	57.35	57.42	67.65	58.02	70.44	58.30	62.10	65.94	58.72	72.74	68.32	56.38	71.88
TiO ₂	0.74	0.83	0.39	0.89	0.60	0.61	0.70	0.71	1.62	0.07	0.43	1.35	0.21
Al ₂ O ₃	16.56	17.22	15.58	17.46	15.04	17.03	15.78	14.98	22.37	14.48	16.06	20.55	15.57
Fe ₂ O ₃	2.49	1.76	0.96	1.48	1.10	2.15	1.09	0.57	0.63	0.29	0.34	0.51	0.58
FeO	4.72	5.03	1.58	4.13	1.87	4.09	3.50	4.49	0.72	0.67	2.08	8.89	0.83
MnO	0.05	0.11	0.04	0.06	0.04	0.21	0.11	0.09	0.02	0.06	0.05	0.12	0.01
MgO	3.37	3.38	2.60	1.80	0.83	2.68	1.46	1.53	0.40	0.22	0.65	1.55	0.44
CaO	5.44	6.49	3.30	3.33	3.45	6.72	9.95	3.42	1.07	0.59	2.53	2.60	3.69
Na ₂ O	3.15	3.84	4.13	3.18	3.75	4.26	3.29	2.36	6.29	2.44	3.99	4.28	4.01
K ₂ O	1.64	1.25	1.38	5.74	0.94	0.69	0.48	3.22	5.87	7.71	3.58	1.16	1.53
P ₂ O ₅	0.25	0.29	0.11	1.01	0.15	0.28	0.21	0.21	0.09	0.04	0.17	0.28	0.10
H ₂ O ⁺	2.71	1.56	1.63	1.92	0.91	1.66	0.28	1.53	1.17	0.59	0.96	1.49	0.75
H ₂ O ⁻	0.24	0.20	0.30	0.30	0.44	0.36	0.21	0.12	0.18	0.04	0.18	0.44	0.20
C			0.03	0.14	0.06		0.45	0.34	0.81				
CO ₂	0.85	0.18	0.04	0.18	0.13	0.52		0.04	0.01		0.39	0.08	0.04
S			<0.01	<0.01	0.01	0.01							
Fe			<0.01	<0.01	0.01	<0.01							
Total	99.56	99.56	99.72	99.64	99.77	99.63	99.61	99.55	99.97	99.94	99.73	99.68	99.84

1. TN68110301 黒雲母斜長石石英片麻岩(芦谷層)岐阜県吉城郡古川町野口北方
2. TN71060804 黒雲母角閃石石英斜長石片麻岩(天生層)岐阜県吉城郡河合村月瀬
3. TN67110205 黒雲母斜長石石英片麻岩(天生層)岐阜県吉城郡宮川村小谷
4. TN67080103A 角閃石黒雲母石英微斜長石斜長石片麻岩(小鳥川層)岐阜県吉城郡河合村庄屋谷
5. TN67080103B2 黒雲母石英斜長石片麻岩(小鳥川層)岐阜県吉城郡河合村庄屋谷
6. TN67080301C 黒雲母石英微斜長石斜長石片麻岩(小鳥川層)岐阜県吉城郡河合村庄屋谷
7. TN591028A3 角閃石透輝石石英斜長石片麻岩(小鳥川層)岐阜県吉城郡河合村天生
8. TN64103104A ざくろ石黒雲母斜長石微斜長石石英片麻岩(小鳥川層)岐阜県吉城郡河合村上島谷
9. TN72070401E コランダム黒鉛黒雲母白雲母斜長石微斜長石片麻岩(二屋層)岐阜県吉城郡河合村羽根谷
10. TN59101202B2 ざくろ石黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩(西又層)富山県東砺波郡利賀村水無
11. TN68102805 白雲母黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩(西又層)富山県東砺波郡利賀村水無
12. TN71091106 ざくろ石珪線石黒雲母斜長石石英片麻岩(西又層)富山県東砺波郡利賀村水無
13. TN68082301 トーナル岩質岩石(小鳥川層中の天生型花崗岩)岐阜県吉城郡河合村落合

分析者 1~2, 8, 9, 11, 12, 13川野昌樹, 3~6 東京石炭鉱物研究所, 7, 10大森江い
 注 ①No. 4, 5および6は本図幅地域になく, わずかに「白川村」図幅地域へ入るので, 試料地点図に記入されていない。
 ②No. 11は本図幅地域になく, わずかに「白木峯」図幅地域へ入るので試料地点図に記入されていない。

その他、飛驒変成岩類に対する船津花崗岩類の影響が、よくわかっていないことも問題である。飛驒変成帯では、船津花崗岩類は変成岩類よりはるかに広く分布し、変成岩類をとりまくばかりか変成岩類分布地域の内にも大小の規模で分布している。船津花崗岩類の接触変成作用は、古生層側でみるとあまり著しいものではない。しかし船津花崗岩類の活動はいくつかの段階にわたり複雑で、変成岩類に対する影響はよくわかっていない。FUJYOSHI (1970) は、変成鉱物の帯状分布から、変成岩類に対する船津花崗岩類の影響を強調している。その他、白亜紀花崗岩も変成帯内部に分布するので実状はさらに複雑である。

II. 2. 7 原岩および変成作用の時代

飛驒変成岩類の原岩および変成作用の時代については、これまでに若干ふれたが、本図幅地域では新第三系と考えられる檜峠層におおわれるという事実しかなく、飛驒変成帯全体でもジュラ～白亜紀手取累層群におおわれるという事実以外に、直接年代を規定する証拠はない。

本岩類の同位元素年令についてみると、K-Ar 法および Rb・Sr 法による 180 m. y. の著しい集中、240 m. y. および 500 m. y. の小さな集中が目立っている (野沢, 1968)。その他、これらの集中値の中間値、あるいはさらに古い年令も少数だが散点している。なお、これらの集中値の中で、180 m. y. という値は、船津花崗岩の同位元素年令とほぼ一致している点は注目される。これについては、飛驒変成作用の主要期が船津花崗岩類の深成作用の時期と、ほぼ接近していたものと考えられる。しかし、飛驒変成作用の主要期はもっと古いのだが、船津花崗岩類の影響で若返ったという説もある。

また、主要期変成作用との関係はわからないが、前章でのべたように同位元素年令からは、180 m. y. 前後と考えられる主要期変成作用以前に、何かの熱的事件、おそらく変成作用が数回あった可能性がある。

原岩時代についても、直接的な地質学的証拠はない。本岩類の主化学成分についての組成が、地向斜堆積物の性質をもつことはすでにのべた。同位元素組成についていうと、Rb-Sr 法によるアイソクロン今年も古生代を示し、Sr 初生値も大半は 0.705～0.708 で古生代のマントルに由来する物質を示唆するという (SHIBATA et al., 1970)。山口 (1967) は、本岩類中のジルコンの $Pb^{207} : Pb^{206}$ 年令を測定し、1,493 m.y. より古いという結果をえているが、このジルコンは detrital だとしている。すなわち、本岩類の原岩に堆積物を供給した原山地は前カンブリア紀ということになる。

本岩類についての、これらの原岩および変成作用の古生代～中生代説に対して、原岩を前カンブリア紀とし、たとえ古生代～中生代に変成作用があったとしても、それ以前に前カンブリア紀において既に変成作用をうけていたという説もある [文献多数なので省略するが、SATO (1968) あるいは市川その他 (1970) P.8 など参照されたい]

後主要期の変成作用については、船津花崗岩類が著しく類似した変成作用をうけているので、船津花崗岩類の深成作用末期あるいはそれにひきつづく時期で、大きくみると主要期変成作用にひきつづくと考えてよいであろう。

II. 2. 8 地層区分

飛驒変成岩類は、前項でのべたように多様で、岩相は頻繁に変化し、入りくんで分布するので、地層

区分は、単純な岩相区分によることができない。主要な岩種の組合せから、8層に区分される。それらは、見かけ上の下位から、すなわち分布の南側から次の通りである。

1. 袖峠層
2. 芦谷層
3. 天生層
あもう
4. 三合谷層
さんごうだに
5. 小鳥川層
こどりがわ
6. 二屋層
7. 水無層
8. 西又層
にしのみた

II. 2. 9 袖 峠 層

本層は、本図幅地域の飛驒変成岩類の見かけ上の最下位層で、断層や船津花崗岩によって分布がとぎれるが、ほぼN60°E方向にのびた分布をしめし、宮川村袖峠付近から宮川沿岸にのび、一度とぎれてまた高登山南方につづく。構造は宮川沿岸および高登山南方では、露頭での層理・片理は、このような分布とはほぼ直交し、ほぼ南北に走り急立する。ただし、南北といっても、宮川沿岸ではやや北西-南東より、高登山南方ではやや北東-南西よりの傾向がある。宮川以東、袖峠付近では、やや不規則になり、傾斜のゆるい部分もでてくる。

本層は、船津花崗岩のミロナイト性貫入をうける。

本層は、石灰質の石英長石質変成岩類で特徴づけられ、おもに次のような岩石からなる。

透輝石斜長石石英（±微斜長石）片麻岩

黒雲母透輝石斜長石（±石英）（±微斜長石）片麻岩

黒雲母斜長石石英（±微斜長石）片麻岩

黒雲母斜長石片麻岩

石灰岩

これらの岩石のうちでは、透輝石斜長石石英片麻岩が大半をしめ、伊西型片麻岩^{注2)}とよばれるものの一種である。黒雲母をもっている片麻岩は、少量でかつ個々の層はうすく、厚さ数mのことが多い。石灰岩も厚いものはなく、幅数m~10数mのレンズで、石英にとんだ薄層をともなうこともある。多量に分布する透輝石斜長石石英片麻岩は、一般に不均質で、粗粒から細粒、透輝石の量比によって明色のものから暗色のものまでである。一般に、粗粒・明色の岩相が多く、しばしば平行構造を欠く。

石灰岩をふくめて、ほとんどの岩種に、部分的に黒鉛片がふくまれる。

本層の原岩は、石灰質砂岩を主とし、石灰岩、泥岩などの薄層をまじえた地層と考えられる。

なお、本岩の一部には、球状岩が形成され、宮川川原の一部で、径約30mの地域に、径約10~20cmの球が分布する。球は、露頭で散点し、濃密な分布をせず、球殻の発達の不完全なものも少なくない。個々の球は、放射状核部と2層または3層の円心球殻からなる。球殻は透輝石殻と斜長石殻のくりかえし

注2) かつて伊西閃長岩とよばれ、石英の著しく少ない場合や、微斜長石が含まれる場合があって、岩相変化が著しい(野沢1952b)。

からなっている。球状岩の中には、機械的にわれたような半球や球の破片もふくまれ、アグマタイトに似た様相の部分もある。球状岩の石基は、付近の透輝石石英片麻岩よりも透輝石が少く、粗粒・明色である。本岩の形成過程には、液相状態が少くとも一時期には存在したと考えられる（野沢，1969，ただし、この球状岩は、白波瀬輝夫によって発見されたものである）。

II. 2. 10 芦谷層

本層は、見かけ上、袖峠層の上のり、宮川村上小谷から宮川沿岸へいたり、芦谷をへて上朝川原谷中流へ、さらに小鳥川上流保付近から明瀬・栗谷へ、ほぼ東北東—西南西方向に、断層でずれたり、船津花崗岩にさえぎられたりしながら分布している。

本層の構造は、宮川より西方では、ほぼ南北方向に走り、直立に近い層理・片理をもつ部分が多い。宮川より東方では、西方の等斜褶曲状構造がゆるやかになり、規則性はくずれてくる。

本層と見かけ上下位の袖峠層との関係は整合的で、宮川では、境界はやや北西-南東によった南北性の小断層で、袖峠層の透輝石斜長石石英片麻岩と、本層の角閃石黒雲母斜長石石英片麻岩とが接している。この断層は、跡津川断層南方の等斜褶曲地域でよくみられる片理方向の小断層とみられる。

本層の岩相は、角閃石および黒雲母あるいはそれらが単独でふくまれる石英長石質片麻岩で特徴づけられ、おもに次のような岩石からなる。

- 角閃石斜長石片麻岩
- 角閃石斜長石石英片麻岩
- 黒雲母角閃石斜長石石英±微斜長石片麻岩
- 黒雲母斜長石片麻岩
- 黒雲母斜長石石英±微斜長石片麻岩
- 透輝石斜長石石英片麻岩（伊西型）
- 石灰岩

多くの岩種に多少とも黒鉛がふくまれる。角閃石や透輝石をもつ岩種にはチタン石がふくまれ、角閃石黒雲母斜長石石英片麻岩には、しばしばざくろ石がふくまれる。ISHIOKA（1967）は、石灰岩に係する花崗岩質岩脈の中に、エジリン輝石を明瀬でみだしている。

本層の岩種のうちでは、量的には、角閃石斜長石石英片麻岩と黒雲母角閃石斜長石石英±微斜長石片麻岩がもっとも多い。黒雲母斜長石石英片麻岩や石灰岩は、少く、かつ薄く、10m以下の厚さの場合が多い。

本層は、主に中性または苦鉄質火山噴出物を少量まじえた砂岩で、部分的にごく少量の泥岩および石灰岩の薄層をはさんだ原岩に由来すると考えられる。

黒雲母斜長石石英片麻岩 TN68110301 岐阜県吉城郡古川町野口北方（化学組成，第2表，No.1）

本岩は、緑色がかったやや暗色、細粒で、比較的均質である。

本岩は鏡下でみると、径1~3mmの残斑晶状のまるみをおびた斜長石と黒雲母・斜長石・石英および屈折率の低いアルカリ長石からなる石基からなり、石基には平行構造が著しい。斑晶状の斜長石は、屈折率の低いアルカリ長石に斑点状に交代されている。黒雲母は淡褐色、かなり緑泥石化

されている。褐簾石およびチタン石が少量ふくまれる。二次的に緑簾石・緑泥石および方解石が少量形成されている。

II. 2. 11 天生層

本層は、見かけ上声谷層の上位にのり、宮川村夏坪谷・下小谷から宮川沿岸へつづき、さらに小島川南岸を跡津川断層ぞいに天生・明瀬まで、ほぼ東北東—西南西方向に、断層でずれたり、船津花崗岩に貫かれたり、檜峠層のデイサイトにおおわれたりしながら、分布がつづいている。

本層の構造は、芦谷層と同様で、宮川より西方では、走向はほぼ南北、傾斜は直立に近い。元田付近では、小さな等斜褶曲に近い急立した褶曲もたしかめられている。また、南北方向で直立した方向の小規模な断層もよく発達している。宮川より東方、小谷地域では、構造はゆるやかになり、走向はほぼ地層の分布方向に一致して東北東—西南西方向に走り、同方向に軸をもった褶曲構造もあらわれるようである。

本層と見かけ上下位の芦谷層との関係については、両者の識別は比較的容易である。両者の境界については、宮川西方では、一部は断層であり、一部はせまい幅の漸移帯で交錯している。下小島川発電所送水隧道内では、両者の境界付近に小規模な花崗岩体があり、一部ミロナイト化している。両者の境界で多少の変位があったのかもしれない。宮川の東方地域では、ほぼ整合的漸移である。

本層の岩相は、アルミナ質石英長石質変成岩で特徴づけられる。その見かけ上の上部層準に、黒鉛に著しく富んだ地層がほぼ全域にわたってつづくこと、および下小谷～夏坪谷付近には、デイサイト質火山岩の構造をのこした変成岩層がふくまれることも注目される。おもな岩相は、次の通りである。

黒雲母斜長石片麻岩

角閃石 " " (角閃岩)

透輝石 " " (伊西型)

黒雲母斜長石石英±微斜長石片麻岩

角閃石 " " " "

透輝石 " " " " (伊西型)

角閃石黒雲母斜長石石英±微斜長石片麻岩

透輝石 " " " " "

角閃石透輝石斜長石石英片麻岩

ざくろ石黒雲母斜長石±石英±微斜長石片麻岩

ざくろ石角雲石黒雲母斜長石±石英±微斜長石片麻岩

ざくろ石黒雲母透輝石斜長石±石英±微斜長石片麻岩

石灰岩

大半の種類 of 岩石に黒鉛がふくまれ、しばしば濃集する。また、黒雲母をふくむ岩相には、しばしば白雲母が共存する。どの岩種でも、黒雲母は多少とも変質する。黒雲母は、特に角閃石と共存する時は、ほとんど緑泥石またはぶどう石に交代されている。

上記の岩石のうちで、量的には、角閃石黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩が最も多い。ざくろ石角閃

石黒雲母斜長石石英片麻岩も広く分布するが、中にはざくろ石が径 2 cm 以上にも達するものがあり、一つの層準をつくるらしく、黒鉛の濃集する層準の見かけ上の上位、すなわち北側に、下小谷、稲越川川口、新名、天生などでみいだされる。黒鉛の濃集する層準は、地質図で黒鉛鉱床の分布からたどられる層準で、著しくアルミナ質で、ざくろ石黒雲母斜長石片麻岩などを多産する。

下小谷の神社前から夏坪谷へかけて、デイサイト起原の黒雲母斜長石石英片麻岩が分布する。本岩は、自形の斜長石斑晶の他に、現在はモザイク状集合になったまるとい石英斑晶もふくんでいる。本岩は、厚さ 10m 以上、溶岩なのか火砕岩なのか明かではない。同様な岩石は月瀬付近にも小規模にみとめられる。

また、黒雲母斜長石石英片麻岩の中には、石英-電気石の小レンズ、幅 0.5 cm、長さ 1~2 cm が、かすり模様状に比較的規則正しく多数分布している部分もある。

Suzuki (1973) は、本層のざくろ石-単斜輝石、単斜輝石-斜方輝石、珪灰石-単斜輝石-斜長石などの、とくに月瀬付近で見出された組合せについて、その鉱物化学的性質などもあわせて、エクログジャイト相あるいはグラニューライト相の局所的な存在を主張している。

本層は、飛驒変成岩類の中では比較的アルミナ質ではあるが、その原岩は、全体としては、石灰質物質、苦鉄質または中性火山岩質物質を、局部的にまじえた泥まじりの砂岩が大半をしめるものと考えられる。

黒雲母角閃石石英斜長石片麻岩 TN71060804 岐阜県吉城郡河合村月瀬・下小鳥発電所隧道内（化学組成、第 2 表、No.2）

本岩の付近には、ざくろ石黒雲母角閃石石英斜長石片麻岩が多いが、本岩にはざくろ石がふくまれていない。暗色、中粒で、比較的均質である。

本岩は鏡下では、斜長石・石英・角閃石および黒雲母を主とし、少量の鉄鉱、チタン石および燐灰石をまじえる。二次鉱物として、緑泥石・緑簾石およびぶどう石をふくむ。岩石は、まるみをおびた径 2~3 mm の斜長石と小さな黒雲母、角閃石・斜長石および石英の集合からなる。黒雲母は草緑色で、多少緑泥化する。角閃石は、半自形、緑色だが部分的にうすい青緑色となる。石英は、一部で細脈をつくる。

黒雲母斜長石石英片麻岩 TN67110205 岐阜県吉城郡宮川村小谷（化学組成、第 2 表、No.3）

本岩は、細粒、暗褐色で、片理がよく発達する。肉眼にも斜長石の残斑晶が著しい。本岩は、デイサイト質の溶岩または火砕岩に由来するのであろう。

本岩は、鏡下でみると、おもに、黒雲母・斜長石および石英からなり、少量の角閃石、微量の鉄鉱およびチタン石をふくむ。斜長石は、残斑晶で、径 1~2 mm、半自形、いくらかまるみをおびる。石基は、0.1 mm 土の石英および屈折率の低い変質の著しい長石の集合と、その中にやや不規則な縞状に配列した黒雲母片からなる。黒雲母は褐色でかなり緑泥化する。少量の角閃石が、黒雲母にともなったり、或は、独立に、縞状構造や片理を切つてくさり状につながって配列したりしている。

II. 2. 12 三合谷層

本層は、見かけ上、天生層の上位にのり、天生層と小鳥川層との間に入る。宮川以東にだけ発達し、宮川以西では、本層がなく、天生層の上に直接小鳥川層がのる。本層は、ほぼ宮川に平行に、東北東—西南西方向にのびるが、構造はもめていて、東北東—西南西方向の軸をもった褶曲構造があるようである。

接近する船津花崗岩の中には、変成岩の原地性包有岩塊がふくまれ、本層との境界の識別は困難な部分が少くない。一部では、境界と推定される付近にミロナイトが発達している。天生層とは整合的で漸移する。

本層の岩相は、芦谷層に類似するが、芦谷層ほど角閃石に富んだ岩相は少い。主要な岩相は次の通りである。

黒雲母斜長石石英片麻岩
 角閃石 " " "
 透輝石 " " " (伊西型)
 黒雲母斜長石石英±微斜長石片麻岩
 黒雲母角閃石斜長石石英±微斜長石片麻岩
 白雲母斜長石石英片麻岩
 白雲母黒雲母斜長石石英片麻岩
 透輝石黒雲母斜長石石英片麻岩
 石灰岩

上記の岩石のうちで、量的には、黒雲母角閃石斜長石石英±微斜長石片麻岩が著しく多い。また、本層は船津花崗岩類との関係が密接で、その中に船津花崗岩類の小岩体がしばしば分布する。また、変成岩の中に局部的に石英や微斜長石に富んだものが多いのも、船津花崗岩類に関係があるのであろう。

なお、岸奥南方には、閃緑岩あるいは斑礫岩が地質図に記入されているが、その産状は必ずしも明確でなく、変成岩として、本層の一部として取扱うべきかもしれない。

II. 2. 13 小鳥川層

本層は、見かけ上、宮川ぞいでは三合谷層の上位に、小鳥川ぞいでは天生層の上位にのり、おもに跡津川断層ぞいに発達する。本層は、ほぼ東北東—西南西方向にのび、一部は断層で変位させられたり、船津花崗岩に貫ぬかれたりする。

本層の構造は、跡津川断層北方、すなわちほぼ小鳥川・宮川以北の部分では、地層の分布とほぼ平行した層理・片理をもち、東北東—西南西に走り、北西へゆるくかたむく。跡津川断層以南にはみ出した部分、落合や大無雁などでは、いくつかの断層にはさまれてもめ、一部では、ほぼ北東-南西方向に軸をもった小褶曲のくりかえしもみとめられる。

本層は、南側で三合谷層と天生層に接する。三合谷層とは整合的に漸移する。天生層とは大部分が断層関係にあるので、関係はたしかめられていない。船津花崗岩類との関係では、森安花崗岩には貫入されるが、水無花崗岩との関係は複雑で、一部は本層に由来する原地性包有岩塊にとんだ花崗岩質岩石に漸移的にうつつている。

本層は、袖峠層に似るが、袖峠層よりはるかに石灰岩が多く、石灰岩および石灰質片麻岩以外の変成

岩の量比が著しく小さい。

主要な岩相は次の通りである。

黒雲母斜長石±石英片麻岩

角閃石 " " "

透輝石 " " " (伊西型)

黒雲母角閃石斜長石±微斜長石片麻岩

黒雲母透輝石 " " " "

角閃石透輝石 " " " "

石灰岩

上記の岩石のうちで、量的には、透輝石斜長石石英片麻岩と石灰岩がもっとも多く、黒雲母透輝石斜長石石英片麻岩や、角閃石透輝石斜長石石英片麻岩も少なくない。石灰岩にはさまれて、石英岩や黒雲母片麻岩も少量分布する。

石灰岩は、大半は方解石であるが、ドロマイトも少量ふくまれる。ドロマイトは、中沢上・上ヶ島などでみいだされるが、幅数 m で石灰岩層にはさまれる。また、石灰岩層は、石英長石質片麻岩と数 m 以下の薄さで規則的にまたは不規則に互層し、石灰岩ばかりで厚い地層をつることがない。それ故、見かけ上、厚さ数 100 m の石灰岩層も、石灰岩だけの総合計は約 10 m にすぎないことが多い。これは、多量に分布しながら、本層が石灰石資源として利用されにくい理由でもある。

ドロマイトの付近には、ざくろ石・フォルステライト・コンドロダイトあるいは原鉱物不明の蛇紋石粒をふくんだスカルンがしばしば形成される。その他、透輝石や珪灰石をふくんだスカルンも多い。石岡 (1970) は、上島谷でアンドラダイトとグロッシュラールの安定に共存したスカルンをみいだしている。

本層の一部の角閃石斜長石石英片麻岩には、しばしばざくろ石がふくまれる。また、角閃石斜長石石英片麻岩には、黒鉛片のふくまれることがまれでない。一部の角閃石斜長石片麻岩は、角閃石と長柱状自形の斜長石からなり、角閃石の内部に単斜輝石の核部をもっていて、火山岩に由来する可能性がある。

本岩層の原岩としては、石灰岩・石灰質砂岩・石灰質泥質砂岩が主で、その他、泥質砂岩・苦鉄質あるいは中性火山岩質物質をまじえた砂岩および少量の苦鉄質あるいは中性の火山岩をふくんだ累層と考えられる。

なお本岩層は、本図幅地域一帯におよそ 20 km に近い長さで連続し、特徴的な鍵層となっている。

角閃石黒雲母石英斜長石片麻岩 T N 67080103A 岐阜県吉城郡河合村庄屋谷 (「白川村」図幅地域内、本図幅地域との境界より約 1 km 西方) (化学組成, 第 2 表, No. 4)

本岩付近には、水無花崗岩と飛驒変成岩類が複雑に入りこんでいて、不均質な岩相を示している。

本岩を鏡下でみると、おもに黒雲母・斜長石・微斜長石および石英からなり、少量の角閃石とチタン石、微量の鉄鉱をともなう。黒雲母は、径 1~2 mm、淡褐色で、かなり緑泥石化する。斜長石も、径 1~3 mm、変質が著しい。チタン石は 1 mm 土、塊状で、異常に多い。径 1~4 mm の微斜長石や細粒の石英は、水無花崗岩に由来するものかもしれない。

黒雲母石英斜長石片麻岩 TN67080301 B-2 産地, 同前 (化学組成, 第2表, No.5)

前例に近接し, 花崗岩の影響の少いようにみえる部分である.

本岩は鏡下でみると, おもに黒雲母・石英および斜長石からなり, 少量のチタン石をまじえる. 岩石は, 塊状, 径 2 ~ 3 mm の斜長石とその間隙をうめる石英, 黒雲母および斜長石の径 1 mm 以下の細粒からなる. 黒雲母は褐色で, 部分的に緑泥石化する.

黒雲母石英微斜長石斜長石片麻岩 TN67080301 C 産地, 同前 (化学組成, 第2表, No.6)

本岩も前記 2 岩の付近に産する.

本岩を鏡下でみると, おもに黒雲母・斜長石・微斜長石および斜長石からなり, 少量のチタン石ならびに微量の鉄鉱をともなう. 微斜長石と斜長石は, 塊状, 径 1 ~ 2 mm, 黒雲母は, 径 1 ~ 2 mm, 多少とも緑泥石化する. 鉄鉱は, チタン石にとりこまれている場合が多い.

角閃石透輝石石英斜長石片麻岩 TN591028A3 岐阜県吉城郡河合村天生 (化学組成, 第2表, No.7)

本岩は, 透輝石石英斜長石片麻岩としては, やや暗色, 細粒の岩相で岩相変化が著しい.

本岩を鏡下でみると, おもに透輝石・斜長石および石英からなり, 少量の角閃石・チタン石ならびに微量の黒鉛をともなう. 透輝石は, 径 1 mm 土, 塊状半自形, 周辺から緑色角閃石に交代される. 斜長石は, 径 1 ~ 3 mm, 多少変質する. チタン石は, 径 0.2 ~ 0.5 mm の小さい円粒が多く, まれに小さな自形結晶をつくる.

ざくろ石黒雲母斜長石微斜長石石英片麻岩 TN 64103104A 岐阜県吉城郡河合村上島谷 (化学組成, 第2表, No.8)

本岩は, 細粒, 暗色で, ざくろ石角閃石黒雲母斜長石石英片麻岩と接する. 本岩は, 小鳥川層のその見かけ上の上位層二屋層との境界近くに産する.

本岩を鏡下でみると, 細粒で, 平行構造が著し、く, おもに黒雲母・石英・微斜長石および斜長石からなり, 少量のざくろ石・黒鉛ならびに微量の燐灰石およびジルコン様鉱物をともなう. 黒雲母は, 径 0.2 ~ 0.3 mm, 部分的に緑泥石およびぶどう石に交代される. 石英・斜長石および微斜長石はともに径 1 mm 土, 斜長石は多少変質し, 微斜長石にはしばしばミルメカイトが形成される. ざくろ石は, 径 0.5 mm 土, 塊状または骸晶状である. ジルコン様鉱物は, 黒雲母に著しいハロを生じている.

II. 2. 14 二 屋 層

本層は, 見かけ上, 小鳥川層の上位にのり, 東北東—西南西にのび, 北東端と南西端は, それぞれ森安花崗岩および水無花崗岩によって切られ, 北方は第三紀檜峠層によっておおわれる.

本層の構造は, おおむね分布に平行した層理・片理の走向をもち, ゆるやかに北へかたむく. ただし, 本図幅地域の東北端では, いくらか地層は北東—南西よりの走向をもつようである.

本層は南側で小鳥川層に接するが, その関係は, 整合的な漸移である. 森安花崗岩には, 鋭い境界線で貫入されるが, 水無花崗岩との境界は, きわめて不明確で, 地質図に示した境界線付近に近づくと, 本層の中に花崗岩質の小岩体, レンズ, 岩脈などがふえてくる. 本岩に接する水無花崗岩も, また原地性包有岩塊として多量の本層岩石をふくんでいる.

本層は、とくに特徴づけられるような岩種の発達に乏しい石英長石質岩石からなり、石灰質層、アルミナ質層および苦鉄質層はごく局部的で、厚く発達することはない。

本層は、小鳥川層とは、石灰岩および石灰質変成岩が少いことで容易に区別される。

本層の主要な岩相は次の通りである。

黒雲母斜長石±石英±微斜長石片麻岩

透輝石 " " " " (伊西型)

角閃石 " " " "

黒雲母角閃石斜長石石英±微斜長石片麻岩

黒雲母透輝石 " " " "

角閃石透輝石 " " " "

石灰岩

これらの岩種のうちで、量的には、黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩・黒雲母角閃石斜長石石英片麻岩・角閃石透輝石斜長石片麻岩および角閃石斜長石石英片麻岩がもっとも多い。

本層の岩石が、とくに北西側で水無花崗岩の影響を著しくうけることは前述の通りで、本層内部でも花崗岩質脈あるいはレンズが多く、石英や微斜長石をふくむ岩相が多いことも水無花崗岩に関係のあることかもしれない。

羽根谷上流では、本層のアルミナ質片麻岩の一部にコランダム白雲母微斜長石斜長石片麻岩が Suzuki (1970) によってみいだされている (鈴木, 1973b)。

また、黒雲母斜長石石英片麻岩の一部には、例えば二屋では、自形の斜長石斑晶と細粒の石英長石質石基をもつものがあり、明らかに珪長質火山岩を原岩とすると考えられる。また、斜長石斑晶と長柱状の斜長石とを主とした石基からなる中性または苦鉄質火山岩起原と考えられる岩相もふくまれる。

角閃石斜長石石英片麻岩や角閃石黒雲母斜長石石英±微斜長石片麻岩には、しばしばざくろ石がふくまれる。また、角閃石で特徴づけられる片麻岩にも、黒鉛片を多少ともふくむものが少ない。

本層にはマンガン鉱床がふくまれる。しかし、チャートに由来する変成岩はその付近にみいだされていない。

本層の原岩については、一部に石灰質、泥質あるいは、火山岩質の部分をふくむが、大半は、泥まじりの砂岩、いくらか石灰質の砂岩、苦鉄質または中性の火山岩物質をまじえた砂岩などの砂岩類に由来するものと考えられる。

コランダム黒鉛黒雲母白雲母斜長石微斜長石片麻岩 T N 72070401 E 岐阜県吉城郡河合村羽根谷上流 (化学組成, 第2表, No.9)

本岩は、角閃石透輝石斜長石 (石英) 微斜長石片麻岩の中にレンズ状にはさまれるらしく、幅数 m の露頭だけみいだされる。細粒、暗色で、コランダムが肉眼にも著しい。

本岩を鏡下でみると、おもに、微斜長石および斜長石からなり、少量の黒雲母・白雲母・黒鉛およびコランダムをとめない、微量の鉄鉱およびチタン石をふくむ。本岩は、径 1 mm 土の斜長石と少量の黒雲母からなる基質の中に、径 2 ~ 4 mm の微斜長石斑状変晶、および同じく斑晶状のコランダムをふくむものである。コランダムは、径 1 ~ 4 mm 塊状半自形、周辺から白雲母に交代され、

中には交代されつくしたのものもある。黒雲母は、濃い褐色を呈する。

なお、コランダムは、化学分析に供した試料では小さかったが、本層中には 4 cm に達する大きなものもふくまれる。

II. 2. 15 水 無 層

本層は、本図幅地域の北西端にあつて、南は牛首断層で切られて水無花崗岩に接する。

本層は、西北西—東南東に走り、北東に傾く。本層は、利賀川東方で南北方向に走り南に傾く軸をもった大きな向斜構造の軸端および西翼の一部にあたるもので、この向斜の軸端の一部は、牛首断層で切られ、南西方に数 km 変位させられている。なお、本層の構造は、水無谷と利賀谷の合流点付近では、断層のためにいくらかみだれている。

本層と南方の二屋層の間には水無花崗岩が分布し、その中に、原地性包有岩塊として飛驒変成岩類が多くふくまれているので、本層と二屋層の間には、さらに別の岩層として識別されるべき片麻岩層が存在するのかもしれない。

本層は、石灰岩および石灰質の石英長石質片麻岩によって特徴づけられ、小鳥川層と類似した岩相をもっている。

II. 2. 16 西 又 層

本層は、西側では、見かけ上水無層の上位にのり、南東側では、牛首断層に切られて水無花崗岩に接する。

本層は、水無層の項でのべた利賀川の向斜構造の軸端部にあたるので、西側から東側へ、北北西—東西—北北東へと走向が変化する。

本層と水無層との関係は、整合的で漸移する。

本層は、一部にアルミナ質および石灰質の部分をはさみながら、全体としては、アルミナ質および苦鉄質物質をまじえた石英長石質片麻岩を主としている。

主要な岩相は、次の通りである。

黒雲母斜長石±石英片麻岩

角閃石 " " " (角閃岩)

透輝石 " " " (伊西型)

角閃石黒雲母斜長石石英±微斜長石片麻岩

透輝石角閃石 " " " "

透輝石黒雲母 " " " "

石灰岩

これらの岩種のうち、量的には、黒雲母斜長石石英片麻岩、角閃石黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩および透輝石黒雲母斜長石石英片麻岩が大半をしめる。

黒雲母斜長石石英片麻岩や角閃石黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩には、ざくろ石がしばしばふくまれる。また、珪線石・ざくろ石を主とする片麻岩も含まれる。

本層には、天生型花崗岩がレンズ状あるいは不規則な岩脈状に、しばしば多量に発達する。

ざくろ石黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩 T N59101202B(2) 富山県東砺波郡利賀村水無（化学組成，第2表，No.10）

本岩は透輝石斜長石石英片麻岩と約 10 cm の幅で不規則な互層をつくる。明色，細粒で縞状構造が著しい。

本岩を鏡下でみると，おもに微斜長石と石英とからなり，やや少量の斜長石およびさらに少量の黒雲母をふくむ。微斜長石は，径 1 ～ 4 mm，塊状で，その間に変質した斜長石や石英および黒雲母の薄片がふくまれる。黒雲母はほとんど完全に緑泥石化する。ざくろ石は，骸晶状で斑晶となっている。微量の燐灰石，鉄鈹およびジルコン様鈹物をふくむ。

白雲母黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩 T N 68102805 富山県東砺波郡利賀村水無（化学組成，第2表，No.11）

産状は前例にほぼ同じく，石灰質層をはさんだアルミナ質石英長石質片麻岩層で，細粒，やや暗色である。

本岩は鏡下でみると，おもに微斜長石，石英および斜長石からなり，少量の黒雲母，さらに少量の白雲母ならびに微量の鉄鈹・チタン石および燐灰石をふくむ。微斜長石は斑状変晶状，径 2～4 mm の塊状半自形である。斜長石は，径 1 mm 土，変質が著しい。斑晶状の微斜長石と斜長石をとりまいて，石英・斜長石および黒雲母片など径 0.1 ～ 1.0mm の細粒からなる石基が発達する。黒雲母は褐色だが，多少緑泥石化する。白雲母は少量であるが，しばしば斑状変晶状に径 1 ～ 2 mm 位まで大きくなる。

ざくろ石珪線石黒雲母斜長石石英片麻岩 T N 71091106 富山県東砺波郡利賀村水無（化学組成，第2表，No.12）

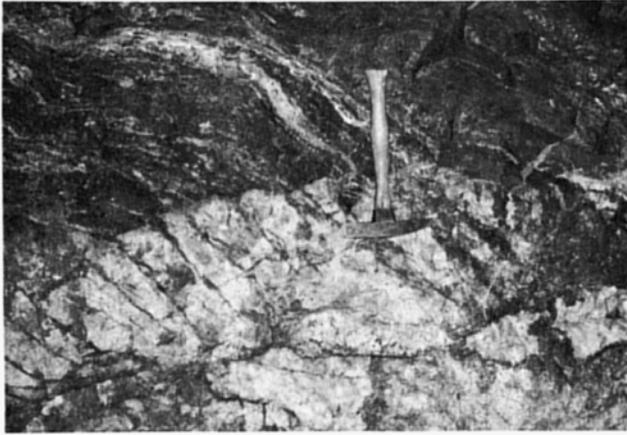
本岩の産地は，水無谷が利賀川に合流する付近にあって，西又層の見かけ上の下限に近い。石灰質片麻岩に接している。暗色で片理と縞状構造が著しい。ざくろ石斑晶が顕著で，大きさも 1 cm に達する部分があり，またレンズ状に著しく濃集した部分もある。

本岩を鏡下でみると，おもに，石英・斜長石・黒雲母・珪線石およびざくろ石からなり，少量の白雲母ならびに微量のリウコクシンおよび鉄鈹をとまなう。ざくろ石は，塊状，径 0.3～1.0 mm 斑状変晶状で他の鈹物を包有し，中には細粒包有物で累帯構造を呈するものもある。斜長石や石英は，不規則な縞状の粗粒部と細粒部をつくり，粗粒部では，径 1 cm に達する塊状半自形，細粒部はおもに径 0.1 ～ 0.3 mm の石英の細粒集合をつくる。黒雲母は濃褐色である。珪線石はせんい状で，レンズ状の束をつくる。

II. 2. 17 花崗岩質岩石（天生型花崗岩）

飛驒変成岩類の中には，平行構造が全くないか或は著しく弱く，一般に明色で粗粒の花崗岩質岩石が小規模に，しかし広く，ほとんどの地域でみいだされる。本岩石は，飛驒変成帯全域でみいだされるが，一般にその中では，東方で少く西方へゆくに つれてふえる傾向があり，本図幅地域および北隣「白木峯」図幅地域の西半では著しく多量になり，個々の露頭で変成岩より多いという場合が少なくない。

本岩石は，壁岩の飛驒変成岩類の層理，あるいは片理に平行なレンズ，またはそれらを切る岩脈あるいは不規則な外形の塊状で，レンズまたは岩脈の幅は多くは数mまたは数 10 cm，塊状の場合も径 1 m



河合村兵良，下小島ダム隧道内，天生花崗岩は脈状に黒雲母斜長石石英片麻岩を切るが，片麻岩の原構造はこのころ。

第3図 天生型花崗岩
A vein of "Amo Granite"

以内ことが多い。本岩石と変成岩類との境界は、漸移的の場合が多い。また、本岩石の中に変成岩類の原地性包有物または変成鉱物の残存することがあり、片理構造ものこっていることがある（第3図）。

本岩石の岩相は多様で、一般には微斜長石、石英および斜長石を主とし、周囲の変成岩類の性質に応じて、例えばアルミナ質変成岩の中にあれば黒雲母やざくろ石、苦鉄質変成岩の中にあれば角閃石、石灰質変成岩の中にあれば透輝石やチタン石をそれぞれともなう。本岩の長石類は、大半はうすい青紫色がかかった灰色を呈し、岩石全体に灰色の色調をあたえている。

本岩石と飛驒変成岩類との区別は、しばしばまぎらわしい。本岩石がレンズ状の場合、変成岩類中の石英長石質層との区別は困難なことがある。とくに、片理構造のしばしば貧弱な透輝石斜長石（±微斜長石）石英片麻岩との区別は困難で、“伊西型”ともよばれるこの種片麻岩のかなりな部分は“天生型”花崗岩の石灰質岩相の可能性がある。

本岩石と船津花崗岩類の一部、水無花崗岩および一部の小花崗岩体との区別も、場合によっては困難である。これらの花崗岩類は、少くともその一部で飛驒変成岩類に対し、交代性 **emplacement** によって形成されているので、しばしば類似した様相を呈するからである。本岩石と船津花崗岩類は、一般には長石の色がちがうが、本岩石の一部にも赤桃色がかかった長石の部分があり、まぎらわしい。本稿では、本岩石は船津花崗岩類とは別にしたが、本来、本岩石が船津花崗岩類の早期あるいは深部岩相であるという可能性は、検討に値するように思われる。

本岩石の形成作用は交代性 **emplacement** であることは、さきへのべた岩相や周囲の飛驒変成岩類との関係から明かである。ごく一部では流動した部分もあったようである。

本岩石は、従来、“天生花崗岩”、“灰色花崗岩”、“古期花崗岩”などと呼ばれてきた。これらの内、“天生花崗岩”という名称は最も古いのではないかと思われるが、天生花崗岩というのは、もともと西隣「白川村」図幅地域にあった（旧）天生鉱山付近の、アルミナ質変成岩に関係した本岩石およびそれに類似した岩石のことをいうらしく、本稿で取扱うように、飛驒変成岩類のすべての岩種に関係して

形成された花崗岩質岩石を包含するかどうかたしかでない。それで、本稿では“天生型花崗岩”という名称を用いることにする。

なお、本岩石の形成時代は、飛驒変成作用の主要期末期と考えられる。しかし、飛驒変成岩類を前カンブリア紀と考える説に立つと、本岩石も飛驒変成岩類との密接な関係や、前カンブリア紀のグラニューライト相変成岩に多いといわれる長石の青色がかかった灰色のせいで、前カンブリア紀ということになる。

トータル岩質岩石（天生型花崗岩） T N 68082301 岐阜県古城郡河合村落合（化学組成，第2表，No. 13）

本岩は、透輝石斜長石石英片麻岩，および透輝石黒雲母斜長石石英片麻岩の互層の中に、不規則な形のレンズ状にはさまれる小花崗岩体で、やや石灰質な変成岩に関係して形成された天生型花崗岩の代表的一例である。粗粒，明色で著しく不均質である。

本岩を鏡下でみると、おもに黒雲母・斜長石および石英ならびに少量の微斜長石からなり、微量の鉄鉱，チタン石およびジルコン様鉱物をふくむ。黒雲母は、全体としてはわずかな量であるが、おもに、径 5 ～ 8 mm の団塊をつくり、褐色～淡褐色，部分的にぶどう石に交代される。斜長石は半自形で径 5 ～ 10 mm，多少変質し，また細脈状あるいは斑点状に微斜長石に交代される。また，チタン石およびジルコン様鉱物はおもに黒雲母に包有されたり，付着したりして産出し，黒雲母をはなれるとほとんどなくなる。

II. 3 古 生 界

II. 3. 1 概 説

本図幅地域の南東隅には、小面積ながら、特異な礫岩層として有名な上広瀬層，およびその上位の泥質の森部層からなる石炭系と，二疊系と考えられ，上広瀬層の一部をおおう高草洞安山岩類が分布する。石炭系は弱い変成作用をうけて片岩化し，飛驒外縁帯に特徴的な岩相の一つを示している。

飛驒外縁帯と飛驒変成帯は接近しているながら，おもに船津花崗岩類によってへだてられ，両者の関係は明らかでない。飛驒変成作用の主要期は後期二疊紀～三疊紀と考えられるのに，飛驒外縁帯では二疊紀およびそれ以前の古生層が，飛驒変成帯の高温低圧型の変成作用の影響をうけていない事実は奇異に思われる。両帯は，その形成作用の主要な過程で相互に独立したものであったのであろうか。

上広瀬層および森部層は，本図幅地域では，年代決定に有効な化石がみいだされていないが，いずれも東隣「船津」図幅地域の古生層との連続性および岩相の類似性から，それぞれ，「船津」図幅地域の荒城川層および森部層に対比される。その変成年代についても，直接的な地質学的証拠は不十分である。森部層の同位元素年令は約 170 m. y.，上広瀬層中の花崗岩類礫は109および 159 m. y.，高草洞安山岩類は 134 m. y.（柴田・野沢，1974）で，いずれも，船津花崗岩類や濃飛流紋岩に関係した熱影響の検討の必要性のある数字と考えられる。したがって，変成年代についても，石炭紀より若いことだけが確実である。

飛驒外縁帯の結晶片岩の同位元素年令には，青海地方でほぼ 4 億年の測定がある。そうすると，本図幅地域のように石炭紀層が変成したのとは別の，さらに古い変成作用が外縁帯に存在したことになる。

飛驒外縁帯の結晶片岩全体を、三郡変成岩の一部とする考えがあるが、その当否は別として、もし、同時期のものがあるとするなら本図幅地域に分布する結晶片岩が、それに相当するかもしれない。両者の地質学的・岩石学的関係は充分明らかにされていない。

II. 3. 2 上 広 瀬 層

本層は、本図幅地域の南東のすみにせまい分布をしめ、おもに礫岩・凝灰岩・砂岩および砂質泥岩からなる。本層は、著しく成熟度の低いこと、礫に多量の花崗岩質岩石をふくみ、基質に火山岩質物質の多いことなどを特徴とし、国府町上広瀬あじめ橋付近の宮川川原でよく観察できる。それで、本層は、上広瀬層と名づけられている（野沢・磯見，1956）。

本層の分布は、新しい断層にかこまれて、北東—南西方向にのびた長方形の小山稜をつくり、幅約2 km、長さ約6 km以上にわたっている。

本層の構造をみると、ほぼ分布の長軸に平行した N65°E 方向の軸をもつ背斜構造をつくる。その軸は水平に近く、ほぼ分布の中心を通る。両翼の傾斜は60°前後、軸に近い部分ではほぼ対称的であるが、軸をはなれると、傾斜の逆転している部分もあり、多少構造がみだれているようである。

本層では、高草洞北方の背斜軸部に近い露頭で、級化層理がみとめられ、見かけの上下が其の上下を示すことがたしかめられている。

本層は、森部層の下に整合的に位置することが、背斜の南東翼にあたる小八賀川（「船津」図幅地域）沿岸でみとめられる。東隣「船津」図幅地域では、森部層の下位には荒城川層が整合的につづき、荒城川層の中には宮地^{注3)} や三之瀬で類似した礫岩層が小規模ながらはさまれている。荒城川層が苦鉄質火山岩を主にすること、上広瀬層の礫岩の基質にも、礫にも苦鉄質火山岩質物質が多いことなども考えあわせて、上広瀬層は荒城川層の同時異相と考えられる。荒城川層は、化石によって、下部石炭系と推定されている（磯見・野沢，1957）。

本層は、三畳紀の船津花崗岩に貫かれ、接触変成作用をうける。

本層の厚さは、基底が見られないのでわからないが、少なくとも300mをこえると推定される。

本層の岩相は、全体にわたって礫岩が優勢で、およそ半分をしめる。残りは、苦鉄質凝灰岩・砂質凝灰岩・砂質泥岩およびグレイワック質砂岩を主とし、石灰岩・石灰質砂岩および泥岩の薄層をはさむ。礫岩の基質は、変化に富むがこれら共存する非礫岩相とほぼ同じものからなっている。一般に非礫岩相および礫岩基質の火山岩は、本層の下部層準と考えられるあじめ橋付近に向って漸移的に多くなる。火山岩はおもに玄武岩と思われる苦鉄質のもので、凝灰岩・凝灰角礫岩・スコリア質ラピリ凝灰岩などである。火山岩質の円礫や角礫片には、ごく少量の中性および珪長質火山岩もみいだされる。

砂岩を基質とする礫岩は、あじめ橋より上流で凝灰岩を基質とする礫岩より上部層準と考えられる部分に多い。凝灰岩を基質にする礫岩から、凝灰岩質物質と、おもに花崗岩質の砂質物質がまざりあった

注3)「船津」図幅地域の、宮地に小面積を占める礫岩は「船津」図幅（磯見・野沢・1957）では、ジュラ紀手取統とされている。最近この岩体東部から、比較的新鮮な礫が採取できたので検鏡し直した。その結果、礫は、上広瀬層に似た礫種からなり、しかも、白雲母および草緑色の黒雲母の細片が多量に形成され、何かの変成作用をうけていることがたしかになったので少なくとも岩体東部については、上広瀬層と改める方が妥当のように思われる。宮地岩体全体については、手取統の部分も独立にふくまれている可能性も残っている。

り、互層したりしながら砂岩質基質の礫岩へ漸移する。

砂岩は、全般に陶汰がわるく、砂粒も角ばったものが多い。砂粒は、おもに花崗岩質および火山岩質物質からなり、両者はいろいろな程度にまざりあい、暗灰色—灰色—灰白色の多様な色調を呈する。シルト様の部分にも、細粒の火山岩質物質のみいだされることが多い。火山岩質物質は、中性または苦鉄質火山岩質物質が多いが、珪長質火山岩質物質も少量みいだされる。

石灰岩は、高草洞で本層から採掘稼行されたことがあり、かなりの量があつたものと推定される他は、一般に幅数 m のレンズ、または、不規則な径数 cm の塊状のことが多い。

礫は、多様な礫種からなり、円磨度も多様であるが、かなり角ばった花崗岩質礫もみとめられる。礫径は、花崗岩質礫についてみても、径 1 m に近いものから数 cm のものまでが混在し、著しく陶汰がわるい。また、礫と基質の量比も不規則に変化している。硬質はおもに花崗岩質岩石・珪長質火山岩・砂岩・泥岩・石灰岩および基質の一部と関係すると思われる苦鉄質～中性火山岩などである。花崗岩質および珪長質火山岩質礫は、花崗閃緑岩・アダメロ岩・トータル岩・文象花崗岩・アプライト・流紋岩などである。花崗岩質礫にミロナイト化したものがしばしばふくまれていたり、カリ長石斑晶をもつ流紋岩質礫とともに、著しくソーダ質でカリ長石をほとんどふくまない流紋岩質礫があることも特徴的である。化学組成でみると、一般に Na_2O が多く K_2O に乏しい傾向がある (第 3 表, 第 4 図)。火山岩質礫は、基質と同源と考えられ、玄武岩質および安山岩質である。

さきへのべた本層の花崗岩質礫の K-Ar 年令は、供給原地の花崗岩質岩石の形成年代を示すものとは考えられない。また、花崗岩質礫をはじめ礫の成熟度は著しく低いので、これらの礫の供給原地は近接した位置にあつたものと考えられる。しかし、まだ、現在地表にこれにあたる岩体はみいだされていない。

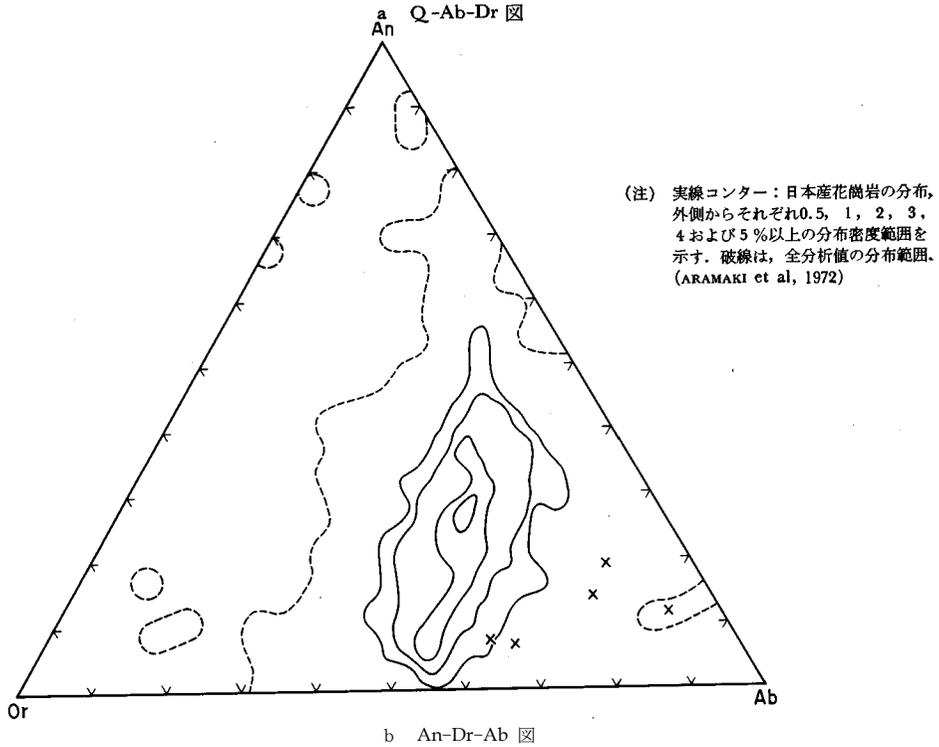
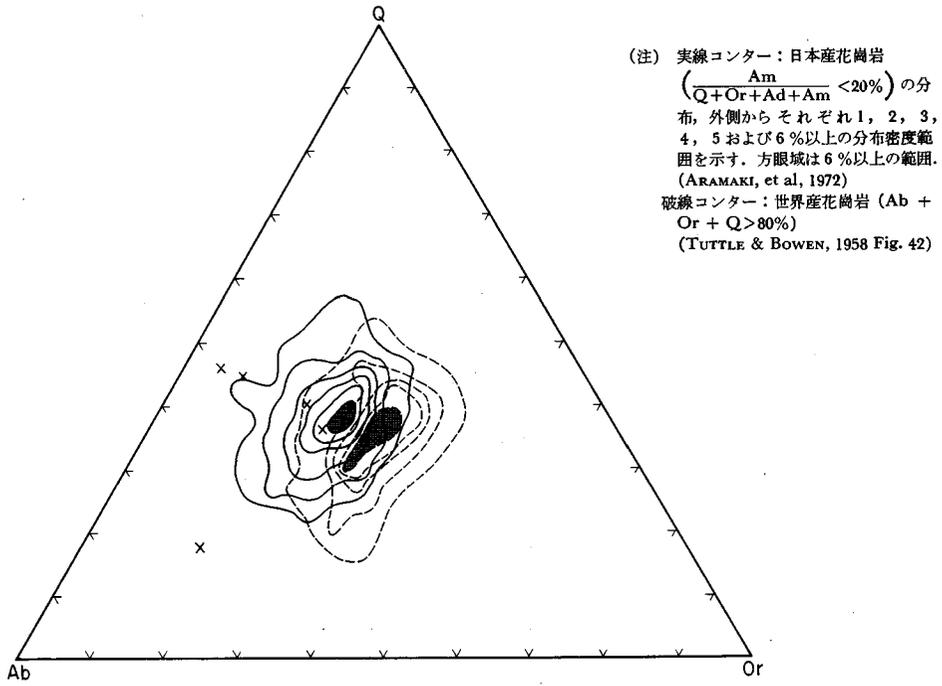
第 3 表 上広瀬層の花崗岩質および流紋岩質礫の化学成分
Chemical composition of granitic and rhyolitic pebbles in Kamiaso Formation

	1	2	3	4	5
SiO ₂	77.44	75.52	74.36	71.24	64.22
TiO ₂	0.21	0.15	0.15	0.37	0.39
Al ₂ O ₃	11.85	13.09	13.28	13.68	17.96
Fe ₂ O ₃	1.11	0.87	0.98	2.07	2.25
FeO	0.28	0.54	0.46	0.79	1.11
MnO	0.02	0.02	0.04	0.03	0.05
MgO	0.43	0.63	0.54	1.32	0.94
CaO	1.42	0.88	1.05	2.22	2.39
Na ₂ O	5.20	4.36	4.42	4.43	6.29
K ₂ O	0.62	2.92	3.51	1.13	2.12
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.05	0.13	0.16
H ₂ O ⁺	0.87	0.55	0.40	0.98	0.72
H ₂ O ⁻	0.20	0.21	0.26	0.40	0.24
CO ₂	0.35	0.30	0.23	0.73	0.59
Total	100.05	100.07	99.73	99.52	99.43

1. TN70071604 ソーダ流紋岩, 岐阜県吉城郡国府町上広瀬あじめ橋付近
2. TN69120301C 花崗閃緑岩, 岐阜県吉城郡国府町上広瀬あじめ橋付近
3. TN53091001C 斑状花崗閃緑岩, 岐阜県吉城郡国府町上広瀬鉄橋下
4. TN70071605 トータル岩, 岐阜県吉城郡国府町上広瀬あじめ橋付近
5. TN69120301H トータル岩, 岐阜県吉城郡国府町上広瀬あじめ橋付近

分析者 川野昌樹

注 No. 3 は本図幅地域になく、わずかに「船津」図幅地域に入るので試料地点図に記入してない。



第4図 上広瀬層中の花崗岩質礫の化学組成
 Chemical composition of granitic pebbles in Kamihiroze Formation

本層は、広域変成作用をうけ、苦鉄質火山岩質の部分には、緑泥岩・緑簾石・アルバイトおよび石英などが、泥質・砂質の部分には、白雲母・アルバイト・石英などの再結晶が著しい。片理は、一般には礫岩や粗粒砂岩が多いのであまり著しくないが、礫の少ない部分ではよく発達する。片理は、巨視的には層理にはほぼ平行するが、もともと層理が明瞭でないことが多いのでたしかでない。

部分的に、アクチノ閃石や草緑色の黒雲母が形成されているが、広域変成作用によるものか、船津花崗岩類の熱影響によるものか識別しにくい。

本層には、とくに、火山岩質物質が多いあじめ橋付近に、石英脈・緑簾石脈・方解石脈およびぶどう石脈が発達している。とくに緑簾石脈は部分的によく発達して、岩石全体が草緑色になる程である。たまたま、この付近は船津花崗岩類との接触部に近く、これらの脈の形成が広域変成作用によるものか、船津花崗岩類の接触変成作用によるものか、きめにくい。しかし、少くとも石英脈は、接触部をはなれると数も大きさも急速に減少するので、船津花崗岩類の影響をうけたものであろう。

本層は、飛騨外縁帯にあり、特異な様相をもっているので、これまでもしばしば問題にされ、その堆積時代についても、ジュラ紀説、後期二畳紀説、三畳紀説などがあり、「船津」図幅（磯見・野沢、1957）では石炭紀と考えられた。加納（1962）は、本岩を“大谷式礫岩”の一つとし、礫の起原を前カンブリア紀と推定した。KONISHI and OMURA（1967）は、本層の石灰岩から *Collenia* を発見したが、時代のくわしい決定には直接役立たなかった。

II. 3. 3 森 部 層

本層は、本図幅地域の南東隅に上広瀬層に附着したせまい帯状の分布をしめ、おもに泥質砂岩からなり、高山市中切部落裏、あるいは松本の国道41号線ぞいでよく観察できる。本層は東隣「船津」図幅地域で、森部層と名づけられている（野沢・磯見、1956）。

本層の分布は、東隣地域もふくめて、幅約 1km、長さ約 10kmにわたるが、本図幅地域では、上広瀬層の背斜の南東翼部に数100mの幅で、東北東—西南西方向にのびる。本層の構造は、走向 N60~80°E、比較的急立し、小規模な褶曲構造もみとめられる。本層には、東隣「船津」図幅地域では、上広瀬層と同時異相と考えられる荒城川層が接近して分布し、本図幅地域で向斜構造が予想されるが、構造の複雑さと露出不良のため、たしかめられていない。

本層の時代は、化石がみいだされていないのでたしかではないが、上広瀬層および荒城川層に整合的に漸移するので、下部石炭紀と考えられる。

本層を構成する岩石は、おもに砂岩から泥岩にいたる碎屑岩で、泥質砂岩がもっとも多い。その他、少量の石灰岩およびごく一部に安山岩質岩石もはさまれている。碎屑岩類は、一般に淘汰作用がわるく、部分的にラミネーションが発達する。安山岩質岩石は、上広瀬層の場合と全く同一で、もともと斜長石と角閃石らしい苦鉄鉱物を斑晶としていたもので、現在は、斜長石はほとんどアルバイト化し、苦鉄鉱物斑晶は緑簾石と緑泥石との集合になっている。

本層は、すべて広域変成作用をうけ、碎屑岩類には白雲母・緑泥石・アルバイト・石英などが再結晶している。安山岩質岩石も同様である。片理は、細粒の碎屑岩について著しく、砂粒の粒度が増大すると弱くなる。

なお、ごくまれに草緑色黒雲母をふくんだ泥質片岩や、アクチノ閃石をふくんだ緑色の片岩がみいだされる。その分布はたしかめられないが、近傍の船津花崗岩類の熱影響に関係する可能性も考えられる。

同位元素年令の測定は、さきへのべたように高山市松本の白雲母石英片岩について、 170 ± 5 m.y. という(柴田・野沢, 1974)。この年令は、明らかに地質学的に推定される年代より若い。船津花崗岩類の同位元素年令は、ほぼ 180 m.y. といわれるので、その熱影響をうけたものかもしれないし、或はまた、飛驒変成岩類の主要期変成作用の影響をうけているものかもしれない。

緑簾石緑泥石白雲母斜長石石英片岩 TN 531001 X, 岐阜県吉城郡国府町上三川 (本図幅地域外)
(化学組成, 第 4 表, No. 1)

本岩は、かつて“三川結晶片岩”と呼ばれたこともある緑色片岩層の一部で、荒城川層に属するが、荒城川層の中ではやや砂質で片理の著しくない部分に属する。暗灰緑色を呈する。

本岩を鏡下でみると、少量の緑簾石・緑泥石をふくみ、白雲母に富んだ泥質の細粒基質の中に角ばった径 1 mm 土の斜長石および石英片がふくまれる。

緑簾石白雲母斜長石石英緑泥石片岩 TN 531002A 高山市松本 (本図幅地域外) (化学組成, 第 4 表, No. 2)

本岩は森部層に属する。森部層は、大半は、泥岩または泥質砂岩であるが、まれに本岩のような凝灰質砂質泥岩の薄層がはさまれる。暗灰緑色で、片理が著しい。

第 4 表 荒城川層および森部層の結晶片岩の化学組成
Chemical composition of crystalline schists from
Arakigawa Formation and Moribu Formation

	1	2
SiO ₂	64.16	52.92
TiO ₂	0.97	0.76
Al ₂ O ₃	5.27	17.66
Fe ₂ O ₃	1.80	4.72
FeO	4.39	4.53
MnO	0.16	0.14
MgO	2.37	4.34
CaO	2.44	7.20
Na ₂ O	4.20	2.51
K ₂ O	0.94	0.65
P ₂ O ₅	0.22	0.17
H ₂ O ⁺	2.55	3.94
H ₂ O ⁻	0.29	0.24
C	0.00	0.00
CO ₂	0.00	0.00
Total	99.76	99.78

1. TN531001X 緑簾石緑泥石白雲母斜長石石英片岩 (荒城川層中の砂質片岩) 岐阜県吉城郡国府町上三川
2. TN531002 緑簾石白雲母石英斜長石緑泥石片岩 (森部層中の火山岩質片岩) 高山市松本分析者 山田貞子

注) 両試料とも、本図幅地域と東隣「船津」図幅地域の境界付近にあって、わずかに「船津」図幅地域内にあるため、試料地点図に記入されていない。

本岩を鏡下でみると、おもに細粒の白雲母・緑泥石および石英からなり、まれに残晶状の斜長石片や緑簾石の集塊がふくまれる。細粒ではあるが、アルバイトの変成斑晶の形成がみとめられる。石英は、再結晶して散点する他に、集って細脈状あるいはレンズ状になる。

II. 3. 4 高草洞安山岩類

本岩類は、本図幅地域の南東隅に約 500 m² のせまい分布をしめる。岩石は、暗灰色の角閃石安山岩で、すべて熱変成作用をうけている。本岩類は、高草洞北東方の上広瀬層のつくる山稜の頂部をしめ、山頂のテレビ塔およびそれにいたる道路付近によく露出する。

本岩類は、上広瀬層をおおう形で分布し、その基底は海拔約 800m で水平に近い。上広瀬層との直接的関係はたしかめられていないが、上広瀬層の背斜軸部の構造を水平に切る形で分布するので、上広瀬層を不整合におおう溶岩流またはその中へ貫入したシートと考えられる。

本岩類の接触変成作用は、北方に近接する船津花崗岩類によるものと考えられる。船津花崗岩類は上広瀬層を貫いて、類似した接触変成作用をあたえているからである。したがって、本岩類の時代は、三疊紀の船津花崗岩より古く、石炭紀の上広瀬層より若いことになる。上広瀬層あるいは荒城川層中の安山岩質岩石には片理が著しく、本岩類とは対比しにくい。東隣「船津」図幅地域には、二疊紀丹生川層が分布するが、丹生川層には安山岩質岩石もふくまれ、片理も発達していない。それで、直接的証拠はないが、本岩類は、一応、丹生川層に対比されるものと考えておく。

本岩類は、変成作用および船津花崗岩類による接触変成作用の影響で、原岩の性質は充分明らかではない。本岩類は、一般に角閃石安山岩で、比較的均質であって、基底に近い部分でわずかに石基の粒度が低下している場合がある程度である。本岩類の斑晶は、長さ 1.5 cm に達する斜長石、角閃石および鉄鉱で、石基は拍子木状の斜長石がめだっている。斑晶や石基の一部を交代して、淡緑色黒雲母・(緑泥石)・緑簾石・アルバイト・石英および方解石が形成され、石英脈・石英緑簾石脈なども発達している。

さきのべた本岩類の 134 m.y. という K-Ar 年令は、上記の地質学的見解とくいちがい若返り年令と考えられるが、若返りの原因については明確でない。

II. 4 閃緑岩および斑斨岩

飛驒変成岩類の分布地域には、少数ではあるが、閃緑岩および斑斨岩の小岩体が分布する。河合村井谷や角川によく露出するもので、それぞれ径数100m、外形は明らかでない。本岩類には、地質図に示すことの出来ないような小岩体もあり、さらに転石は広く各地でみいだされている。

本岩類には、まれに弱い平行構造のみとめられることがあるが、大半の場合はない。

本岩類の岩相は多様で、細粒から粗粒まで、明色から暗色まで、一岩体の中でさえ変化する。岩種も、閃緑岩から中・細粒の斑斨岩までにおよび、主要造岩苦鉄鉱物は、おもに、普通輝石および角閃石である。まれではあるがかんらん石斑斨岩も、宮川村小谷夏坪谷(化学組成、第5表、No. 1)や河合村栗谷 (ISHIOKA, 1967) から報告されている。また小林 (1953) は、落合付近の斑斨岩からしそ輝石と異

第5表 斑岩類の化学組成
Chemical composition of gabbro

	1	2
SiO ₂	39.18	49.38
TiO ₂	0.12	0.58
Al ₂ O ₃	22.31	20.25
Fe ₂ O ₃	2.91	1.50
FeO	6.83	6.79
MnO	0.09	0.15
MgO	15.49	7.13
CaO	10.32	11.28
Na ₂ O	0.79	1.53
K ₂ O	0.08	0.31
P ₂ O ₅	0.01	0.13
H ₂ O ⁺	1.56	0.71
H ₂ O ⁻	0.84	0.10
CO ₂		0.25
Total	100.53	100.09

1. NK0001 かんらん石斑岩 岐阜県吉城郡宮川村上小谷夏坪谷
試料採集者：近藤信興 分析者：北島三郎，齊藤一雄
注) この分析資料は本所化学課の未公表資料の中から化学課長の同意を得て使用するものである。
2. TN64110316 細粒斑岩 岐阜県吉城郡河合村栗谷
分析者：川野昌樹

剥輝石とを記載している。

本岩類と周囲の飛騨変成岩類との関係を河合村井谷の閃緑岩についてみると，両岩の境界は，飛騨変成岩類の構造を切っているが，その関係は漸移的である。すなわち，閃緑岩は，周辺に近づいて明色になり，閃緑岩が径数10～数 cm の小塊に分れてトータル岩質石基の中へうめられた漸移帯をへて，変成岩類にうつりかわっている。

本岩類には平行構造がないので，変成岩類が剪断力条件になくなってからの貫入であろう。本岩類と変成岩類との漸移関係からみると，変成作用が完全に終わってからの貫入とは考えにくい。変成作用主要期の末期近くの形成と考えるのが妥当であろう。

本岩類は，船津花崗岩類との成因的關係が推定されるが，本図幅地域では両者の接触がないのでたしかめられない。東隣「船津」図幅地域では，かんらん石斑岩が船津花崗岩類の中に漸移的境界をもつてとりこまれ，船津花崗岩類の形成完了前の貫入と考えられている。

閃緑岩 TN7211709A 岐阜県吉城郡河合村井谷

中粒，暗色 平行構造はない。

鏡下でみると，本岩は，おもに普通輝石・普通角閃石・斜長石および鉄鉱からなり，ごく少量の燐灰石をともなう。普通輝石は無色，半自形，径 5 mm±，周辺を緑色の普通角閃石にふちどられる。普通角閃石は輝石の結晶の核部を斑状に交代することもある。角閃石は，輝石にともなうものの他に，径10mm以上の巨晶があり，輝石や斜長石に対して他形でそれらを篩状に包有する。角閃石の巨晶は，中央部でいくらか褐色，周辺で緑色であるが，鉄鉱に接する部分ではほとんど緑色になる。斜長石は，自形または半自形，径10mm±，変質が著しい。成分はほぼラブラドライトで，中心部はいくらか An 成分に漸移的に富むらしい。

また、河合村栗谷には谷口より数100mの地点に、産状の明らかでない斑岩質岩体が露出する。産状が明らかでないので、地質図では岩株状に記載してあるがたしかでない。同様な岩体は、河合村落合にもみいだされる。

細粒斑岩 TN64110316 岐阜県吉城郡河合村栗谷 (化学組成, 第5表, No.2)

細粒, 暗色, 平行構造はなく, 比較的均質である。

鏡下でみると, 本岩は, おもに普通輝石, および斜長石からなり, 少量の黒雲母および普通角閃石ならびに微量の鉄鈦および燐灰石をともなう。普通輝石は, 半自形, 径 1 ~ 2 mm, 周縁は普通角閃石に変化する。角閃石の単独の結晶はない。斜長石は, ほとんど自形, 長柱状長さ 1 ~ 2 mm, 成分はほぼビトウナイトである。黒雲母は, 鉄鈦の周辺に少量形成され, 褐色である。

II. 5 船津花崗岩類

II. 5. 1 概説

船津花崗岩類というのは、飛驒帯においておもに三畳紀の形成と考えられる一連の花崗岩類の総称で、ほとんど飛驒帯全域に分布し、おもに飛驒変成岩類の主体をはさんでその南縁と北縁に分布するが、変成岩地域内部にも分布する。本図幅地域は、飛驒変成帯の南縁に分布する岩体のほぼ中央部にあたっている。

本岩類は、およそ次の2型に分類される。

- ┌ 下之本型……閃緑岩・石英閃緑岩・トータル岩など
- └ 船津型……アダメロ岩・斑状花崗岩閃緑岩など

現実には、この両型に分類しにくい岩型もあらわれる。下之本型岩石に船津型岩石から物質添加の行われた岩石や、船津花崗岩類と飛驒変成岩類との間の相互作用によって生じた岩石などがあって単純でないからである。

本図幅地域には、おもに下之本型からなり、一部船津型岩石をともなう広瀬花崗岩、船津型の船津花崗岩、船津型に近いが飛驒変成岩との間に複雑な岩型を生じた水無花崗岩、船津型の森安花崗岩およびその他の小花崗岩体が分布する。これらの諸岩体は、それぞれ独立して分布し、接触関係がないので相互関係は直接にはわからない。産状、岩相、化学組成、同位元素年令などからすべて船津花崗岩類に属させるのが、妥当のように思われる。

本図幅地域における船津花崗岩類の主要な分布は、飛驒変成岩類の南縁といっても、本岩が感密に変成岩類分布の南限をかざるといわけではない。小岩体ではあるが、船津花崗岩の南側にも変成岩類は分布するし、船津花崗岩類の中には、飛驒変成岩類の岩片が原地性包有岩塊として、広く、南側の端までふくまれている。

本岩類は、一般に飛驒帯において、飛驒変成岩類に接する側に下之本型岩石が、その外側に船津型岩石が分布する傾向がある。しかし本図幅地域では、船津型の船津花崗岩が直接に飛驒変成岩類に交代性接触またはミロナイト性貫入をしている。また、広瀬花崗岩は、船津花崗岩の南にあって、下之本型岩

石を主体としている点も特異である。広瀬花崗岩には少量ながら船津型岩石もついているので、下之本型岩石と船津型岩石が一組になった独立岩体と考えるべきかもしれない。

本岩類は、一部で古生層にミロナイト性貫入をし、弱い接触変成作用をあたえる。

本岩類と飛驒変成岩類との接触は、交代性またはミロナイト性貫入で、その接触影響は識別しにくい。北隣「白木峯」図幅地域などでは、花崗岩類からカリ長石の交代形成作用があり、早月川地方では、FUJYOSHI (1970) によると著しい熱変成作用が変成岩類にあたえられているという。本図幅地域でもそのような作用が推定されるが、確認はされていない。

本岩類の形成順序は次のように考えられる。

1. 下之本型岩石の形成

おもに貫入、ミロナイト性貫入をふくむ

交代性 emplacement (?)

2. 船津型岩石の形成

交代性 emplacement

ミロナイト性貫入

本岩類と前述した閃緑岩・斑輝岩および後述する古期岩脈とは、成因的に一連の火成作用に属する可能性が強いように思われる。

本岩類の形成時代については、本図幅地域では石炭紀層を貫くこと、他の地域でも、ジュラ～白亜紀層に不整合におおわれる事実以外に地質学的証拠はない。同位元素年令は、K-Ar 年令で約 180 m.y. に集中する (野沢, 1968)。およそ三畳紀—ジュラ紀の形成と考えてよいであろう。

II. 5. 2 広瀬花崗岩

本岩は本図幅地域の南東隅に、古川町の南東方で宮川および荒城川の沿岸に小面積をしめて分布する。岩相は、角閃石花崗閃緑岩が大半をしめるが、閃緑岩やトータル岩質の部分もあり、大部分は下之本型に属する。しかし、広瀬町東方では、赤桃色の斑状花崗閃緑岩も発達し、この部分は船津型である。本岩は、宮川沿岸、国府町上広瀬、糠塚などでよく観察することができる。

本岩は、国府町上広瀬の宮川沿岸あじめ橋下流や糠塚で、古生層の上広瀬層をつらぬく。本岩は、接触部約10m±でミロナイト質になる。上広瀬層は、接触部約50mで、苦鉄質火山岩質石基の中にアクチノ閃石が形成され、緑簾石が多量にふえ、石英脈もふえる。砂質石基の変化はあまり明瞭でないが、一部で草緑色の黒雲母が形成されている。これらは接触作用の影響であろう。

本岩と他の船津花崗岩類との関係は、接触がないので明らかでない。

本岩内での船津型岩石と下之本型岩石の関係は、船津型岩石に由来すると推定される赤桃色アブライトが下之本型をつらぬくので、一応、船津型岩石の方が若いと考えられる。

本岩には、一般には平行構造はない。しかし、部分的に暗色の板状またはレンズ状の包有岩が平行して、何枚もふくまれていることがあり、そのような部分では、レンズに平行な構造のあらわれることがある。このような平行構造は、本図幅地域では、ほぼ東西または東北東—西南西方向に走る傾向がある。

本岩にふくまれる下之本型の主要な岩相は角閃石閃緑岩・角閃石黒雲母石英閃緑岩・トータル岩・角閃石花崗閃緑岩などで、著しく不均質である。もっとも多量に分布する角閃石花崗閃緑岩は、下之本型と船津型の間中型である。すなわち、典型的な下之本型岩石は、微斜長石を含まないかあるいは少量であり、典型的な船津型岩石は角閃石でなくて、黒雲母を主要苦鉄鉱物としているが、飛驒山地では、しばしば、下之本型岩石と船津型岩石の境界付近で、下之本型岩石の中へ船津型岩石から微斜長石をつくるような物質が浸透して、中間的な岩型が形成されていることがある。本岩の場合も、本来の下之本型岩石が船津型岩石から微斜長石を供給されて、花崗閃緑岩化したものと考えられる。

本岩の大半をしめる下之本型岩石についての一例を下に記載する。船津型岩石については、次項のべる船津花崗岩のミロナイト化の弱い斑状アダメロ岩と同一なので、記載は次項にゆずる。

トータル岩 TN54081202B 岐阜県吉城郡国府町上広瀬

本岩は、粗粒、やや暗色、平行構造はない。鏡下でみると、おもに黒雲母・普通角閃石・斜長石および石英からなり、少量の微斜長石・チタン石・および鉄鉱を伴い、ごく微量の燐灰石およびジルコン様鉱物をふくむ。黒雲母は、草緑色、径 1～3 mm、部分的に変質し、緑泥石およびぶどう石が形成されている。角閃石は、径 1～3 mm、半自形、緑色だが中心部がいくらか褐色がかかった色調を呈する。斜長石は、自形または半自形、径 1 cm 以上に達し、多少とも変質するが、成分はほぼオリゴクレスである。また、斜長石は結晶の内部からかすり模様のように微斜長石に交代されている。微斜長石は、まれに斜長石の粒間に径 1～2 mm の斑状変晶をつくることもある。チタン石と褐簾石はそれぞれ角閃石や黒雲母に伴い、いずれも径 1～2 mm の自形結晶をつくる。

さきへのべた板状またはレンズ状の暗色包有物は、厚さ 5～50 cm で、数 10 m 以上もつづくものがあり、多くは、5～50 cm の間隔をへだてて、平行に何枚も重なっている。これらの包有物は、ほとんど細粒の閃緑岩または石英閃緑岩で、角閃石の他に少量の変質した黒雲母をふくむこともあり、平行構造をもつ場合とまたない場合がある。

(研究史) 柴田 (1954) は、本岩を古川町野口付近に分布する花崗岩、本稿でいう船津花崗岩、柴田によると野口花崗岩に対比した。さらに彼は、海具江や桐谷に分布する岩体を“国府型花崗岩”として、ジュラ紀手取統を貫き、花崗斑岩や石英斑岩に移化するとした。磯見・野沢 (1957) は隣接する「船津」図幅地域の本岩延長部で、本岩を船津花崗岩類の一部と考えた。河合 (1961) は、本岩は手取統を貫くが、花崗斑岩や石英斑岩には移化しないと考えた。河田 (1966) は、本岩は手取統を貫かず、逆にそれによって不整合におおわれ、石英斑岩相をとまわず、船津花崗岩類の一部であると主張した。

本稿は、磯見・野沢 (1957) および河田 (1966) の見解を採用した。この見解に基づく“広瀬花崗岩”という名称は、国府型花崗岩 (柴田, 1954) や、国府花崗岩 (河合, 1961) とは範囲と定義が異なる新称である。

なお、上記の文献中に本岩の主要岩相を船津花崗岩類の船津型に属するとしている場合があるのは、はじめへのべたように、一部に船津型岩石が存在することの他に、本来の下之型岩石と船津型岩石に由来する微斜長石の交代浸透作用の著しく加わった部分があり、赤桃色を呈し、船津型と肉眼的によく似る場合があるからであろう。

II. 5. 3 船津花崗岩

本岩は、東隣「船津」図幅地域から連続して、飛驒変成帯南縁でもっとも大きい岩体を形成し、船津花崗岩類のうち、船津型と呼ばれる岩型を代表するものである。本岩は、赤桃色斑状粗粒のアダメロ岩を代表的な岩型とするが、飛驒変成帯岩類や下之本型岩石との関係や、ミロナイト化作用の影響で複雑な岩相を呈する。古川町野口付近の宮川沿岸、あるいは戸市付近の国道41号線ぞいで好露出がみとめられる。

分 布

本岩の分布は、飛驒変成帯南縁部の構造にほぼ平行にのび、全体では、幅約 8 km、長さ約 50 km の岩体の西半が、本図幅地域にあたっている。本岩の分布は、本図幅地域の西半で幅せまくなり尖滅してゆくようにみえる。しかし、本岩の南方に分布する濃飛流紋岩の中には、船津花崗岩によく似た包有岩塊がみとめられるので、現在の地表分布より幅広いことはたしかである。

また、本岩の南縁には、杉崎北東方にみられるように、飛驒変成帯の原地性包有岩塊を多くふくんでいたり、栗谷付近のように本岩の南に、さらに飛驒変成帯が分布していたりすることがある。本岩は飛驒変成帯のほぼ南縁を限るといっても、一部では変成帯内部へつきこんだ形で貫入し、大きくみると、縁辺花崗岩帯を形成している。

各岩体間の相互関係

本岩と飛驒変成帯との関係は、本図幅地域西半ではおもにミロナイト性接触で、東半では、おもに交代性貫入である。すなわち東半では、本岩周辺部で、変成帯の原地性包有物を多くもち、本岩の代表的な岩相といくらか異なる岩相が発達している。

本岩と船津花崗岩類の他の岩型との関係は接触がないので、直接にはわからない。しかし、広瀬花崗岩では、船津型岩石が下之本型岩石をつらぬく関係にあるので、一応、大きくみると船津型を主体とする船津花崗岩は、下之本型を主体とする広瀬花崗岩より晩期の貫入と考えられる。

主 岩 相

本岩は岩相変化に富むが、東隣「船津」図幅地域をふくめてみると、斑状アダメロ岩をおもな岩相とし、斑状でないアダメロ岩・黒雲母花崗閃緑岩・角閃石黒雲母花崗閃緑岩・トータル岩・アブライト・ペグマタイトおよびこれらのすべての岩種のミロナイト相をふくんでいる。この他、閃緑岩・角閃岩など本岩固有のものか、外来岩片であるのかたしかでない苦鉄質岩相が、しばしばかなり大きく包有されている。

本岩のミロナイト化作用や包有岩塊の影響をうけていない斑状アダメロ岩は、必ずしも最も広い分布をしているわけではなく、その他の複雑な岩相の方が広い。しかし、船津花崗岩類の基本的岩相なので一例を記載しておく。

斑状アダメロ岩 TN64092308 岐阜県吉城郡神岡町大笠

本岩は、肉眼的には赤桃色、粗粒、斑状で平行構造はない。

鏡下でみると、おもに黒雲母・微斜長石・石英および斜長石からなり、微量の鉄鉱・燐灰石およ

びジルコン様鉱物をふくむ。斑晶は微斜長石で、径 1 ~ 2 cm, 半自形, 微斜長石構造がよく発達する。他の鉱物を包有して発達することが多い。黒雲母は、径 1 ~ 4 mm, ほとんど完全に変質し、緑泥石およびぶどう石に交代される。斜長石は、径 0.2 ~ 1.2 cm, 半自形, 変質が著しく、絹雲母様鉱物が形成される。成分はほぼオリゴクレスである。

斑状アダメロ岩の他に広い分布をしめるのは、角閃石をもった多様な岩石で、戸市・野口・大谷など、岩体の北縁の一部に多く、一部で“野口花崗岩”と別称されたこともある。一般に角閃石花崗閃緑岩トータル岩・石英閃緑岩などで、細粒から粗粒、明色から暗色まで変化が多い。多少とも、微斜長石に交代され、花崗閃緑岩質になっていることが多い。

角閃石花崗閃緑岩 TN67072901 岐阜県吉城郡古川町野口北方

本岩は、肉眼的には、中粒、明色、平行構造はない。

鏡下でみると、おもに、角閃石・黒雲母・斜長石・石英および微斜長石からなり、少量のチタン石・鉄鉱および褐簾石をとめない、微量の燐灰石およびジルコン様鉱物をふくむ。角閃石は、径 5 mm 土、半自形、石英や黒雲母片を包有し、不規則に変質して、緑泥石に交代される。黒雲母は、角閃石に密接にとめない、径 2 ~ 4 mm, 完全に緑泥石・緑簾石化する。斜長石は径 3 ~ 6 mm, 半自形、変質が著しいが、成分はほぼオリゴクレスである。微斜長石は、ときに径 3 ~ 6 mm の斑晶状、あるいは、斜長石や石英の粒間をうめる径 1 mm 以下の細粒となる。細粒部分は、微斜長石と石英の細粒がおもで、文象構造がしばしばみられる。チタン石と褐簾石は、ときに自形の美しい結晶をつくる。チタン石は、また、鉄鉱をコロナ状にとりまいて発達する。

ミロナイト

船津花崗岩類は、全体にわたって、プロトクラシスからミロナイト化作用にいたるさまざまな様相の破碎と、再結晶作用を受けた岩石をふくんでいる。本稿では総括してミロナイトと呼ぶことにする。

船津花崗岩類は、とくに本図幅地域においては、大半はミロナイト化作用を受けている。ミロナイト化作用を受けた岩石は、原岩がアダメロ岩や花崗閃緑岩の場合、肉眼的には、鉱物境界がぼやけ、一定方向にのびて配列し、部分的に縞状構造が発達し、岩石全体が草緑色になり、緑簾石・緑泥石・ぶどう石・方解石・石英などのそれぞれ細脈がふえて一定方向に走る。鏡下でみると、斑晶状の微斜長石・石英および斜長石がまるみをおびてのびた外形になり、その間隙は完晶質で細粒の石英・長石粒がうめ、斑晶の長軸も細粒帯も一定方向に配列する。苦鉄質鉱物ばかりでなく、斜長石も変質が著しく、斑晶状鉱物にはすべて変形が著しい。

ミロナイト化によって生じた平行構造は、大きくみると岩体ののびにはほぼ平行で、東西または東北東—西北西方向に走る。東隣「船津」図幅地域の東町付近の、本岩ミロナイト中の包有岩塊の回転から推定される水平方向の変位は右ずれである。垂直方向の変位についてはわかっていない。

ミロナイト化作用を受けた岩石の中で、微斜長石の行動は特異で、斜長石と異り、比較的破碎されないで、自形またはそれに近い半自形のまるみをおびた巨晶が、細粒帯にとりこまれている場合が多い。細粒帯と微斜長石斑晶は、同じ方向に流理に似た構造をつくり、“眼球”様になる。“眼球”も大きさ、形など多様で、径 3 cm 以上のものであり、細長いレンズ状から角ばった自形に近いものまでがふくまれる。いずれも、赤桃色の“眼球状微斜長石”が、草緑がかかった色調のミロナイト質石基中にうめら

れた美しい外観を呈するにいたる。ミロナイト化が著しくなると、“眼球”が細長いレンズ状になり、ついには、赤桃色の眼球状レンズと緑泥石などにとんだやや草緑色の石基部分が細かな縞状片麻岩のような外観を呈するようになる。

本岩は、その北縁で飛驒変成岩に接する部分で、約 1.5 km の幅のミロナイト質接触帯をつくる。この帯の中では、船津花崗岩は、おもに草緑色の細粒壁土状の石基の中に多少とも変形した微斜長石斑晶をふくんだ岩石になる。微斜長石斑晶は一般には接触部へ近づくと小型化し、形もまるく、あるいはひきのばされたような外形となる。この帯には、アプライトやペグマタイト質の岩脈も多く、その一部はミロナイト化され、一部はされていない。アプライトの一部には白色の片岩様になっているものもあり、一部には、ミロナイトを横断して、ほとんどミロナイト化作用をうけていないものもある。このような接触帯ミロナイトは、野口北方の宮川沿岸でよくみることができる。野口北方でみられるところでは、このミロナイト帯は変成岩との境界に平行なほぼ東西性の構造をもち、その中には、一部で角閃石雲母片麻岩がはさみこまれている。接触部では、比較的ミロナイト化をうけていない片麻状花崗閃緑岩質岩石や石灰岩塊なども包有しながら、透輝石片麻岩を主とした変成岩にかわってゆく。

ミロナイト質アダメロ岩 TN68110103B 岐阜県吉城郡古川町戸市（化学分析、第6表、No.6）

本岩は典型的な“眼球様”構造を示し、不均質で、露頭では、暗色の包有岩塊が多い。ミロナイト化作用による方向性は顕著で、ほぼ東西の走向をもつ。

鏡下でみると、本岩はおもに微斜長石の巨大な眼球様斑晶と石英および斜長石からなり、少量の黒雲母をとめない、微量の鉄鉱・チタン石・褐簾石およびジルコン様鉱物をふくむ。微斜長石は、径 3 cm に達し、ほぼ自形、一般には微斜長石構造が発達するが、ときにはペルト石構造を呈するものも共存する。他の鉱物片を包有する。斜長石も、微斜長石より小さいが斑晶状で、まるみをおびた塊状半自形、径 1 ~ 4 mm、変質が著しい。成分はほぼオリゴクラスである。これらの斑晶状鉱物を取りまいて、著しく細粒のおもに微斜長石と石英からなり、少量の斜長石片をまじえた石基が一定方向に流理様構造をつくる。石英は、しばしば石英ばかりでモザイク集合をつくったり、脈状になったりする。黒雲母は、一部は、緑泥石や緑簾石に変質交代されるが、孤立した小片はしばしば草緑色で緑泥石・緑簾石化していないものが散点する。褐簾石やチタン石は、小さいながら自形の結晶をつくる。

ミロナイト質花崗閃緑岩 TN68110103C 岐阜県吉城郡古川町戸市（化学分析、第6表、No.5）

本岩は、船津花崗岩全般に広く分布する花崗閃緑岩質岩石が、ミロナイト化作用をうけたもので、暗色、中粒、平行構造が著しく、緑簾石の発達が目立つ。

鏡下でみると、本岩はおもに斜長石・石英・アルカリ長石および角閃石からなり、少量の黒雲母およびチタン石、微量の鉄鉱・燐灰石およびジルコン様鉱物をふくむ。二次鉱物として緑簾石および少量の方解石が不規則に分布する。

本岩も“眼球様”の斑状を呈する。斑晶は、まるみをおびた斜長石、径 1 ~ 3 mm で、変質が著しいが成分はほぼオリゴクラスで、周辺帯はいくらか An 成分がへるらしい。角閃石は、径 1 ~ 2 mm、半自形、緑色で中心部がいくらか褐色がかかった色調を呈する。石基には流理によくいた平行構造が著しい。石基は、完晶質で、径 0.1 ~ 0.5 mm の細粒の石英とアルカリ長石からなり、緑

簾石・方解石・斜長石・角閃石・黒雲母片などをまじえる。石英は集合してモザイク状になり、プールのいは脈をつくり、しばしば緑簾石をともなう。黒雲母はまれで、ほとんど完全に緑泥石化している。チタン石は、自形のものおよび鉄鈹に關係してできたと思われる不規則塊状のものなどがある。

ミロナイト質花崗閃緑岩 TN67072902 岐阜県吉城郡古川町野口北方（化学組成，第6表，No.2）

本岩は船津花崗岩の飛驒変成岩との接触帯から約1km南へへだたった位置にあり，径約2cmの微斜長石の“眼球様斑晶”と，淡緑色で流理状構造の著しい石基からなり，平行構造はほぼ東西方向をとる。

鏡下では，本岩は，おもに黒雲母・微斜長石・石英および斜長石からなり，少量の白雲母・鉄鈹・チタン石および褐簾石をともない，微量の燐灰石およびジルコン様鈹物をふくむ。黒雲母は径1～2mmの小片で，ほとんど完全に變質し，緑泥石に交代されている。微斜長石の斑晶は，微斜長石構造がよく發達し，中に斜長石や黒雲母の微小片を，結晶の外形にほぼ平行な帯状に配列させて包有する。斜長石は径1～2mm，まるい塊状，變質が著しいが成分はほぼオリゴクレースである。微斜長石と斜長石の斑晶状結晶の間隙をうめて，径0.1～0.2mmの細粒の石英とアルカリ長石が石基をつくる。石基部分で，石英はしばしば集合してモザイク構造をつくり，多少大きくなった微斜長石が文象構造をつくったりしている。白雲母はこのような細粒石基中に黒雲母にともなつて小片が散点する。まれに，黒雲母の變質には緑泥石とともに緑簾石がともなわれる。

ミロナイト質花崗閃緑岩 TN67072904 岐阜県吉城郡古川町野口北方（化学組成，第6表，No.3）

本岩は，前例 TN 67072902 の北方約100mの地点で，前例にくらべて全体として細粒化し，草緑色になり，平行構造が強くなる。

鏡下では，前例に似るが，石基が斑晶状結晶にくらべて著しく多量になり，緑簾石・方解石・ぶどう石脈などの2次鈹物が著しくなる。斑晶状結晶も小さくなり，いずれも径1～2mm，流理様構造の方向に長くのびる。

ミロナイト質花崗閃緑岩 TN67072905 岐阜県吉城郡古川町野口北方（化学組成，第6表，No.4）

本岩は前例 TN 67072904 の北方約100mの地点で，前例よりさらに緑色がかつた色調となり，平行構造も強くなる。

鏡下でみると，前例とよくにているが，緑泥石・緑簾石の流理状・縞状の配列がさらに著しいことや，斜長石の斑晶状結晶が微斜長石にくらべていくらかふえ，斜長石の結晶の破砕，屈曲などが目立つ点が異っている。

ミロナイト質アダメロ岩 TN 67072909 A 岐阜県吉城郡古川町野口北方（化学組成，第6表，No.1）

本岩は，飛驒變成岩との接触部から約50m南へはなれた部分で，部分的にふたたび眼球様の微斜長石が大きく發達した岩相で，石基は細粒で，流理様構造が著しい。

鏡下でみると，TN 67072902によく似ているが，微斜長石に微斜長石構造を示すものの他にベルト石構造の發達するものがあらわれ，微斜長石にも斜長石にもわれ目やその他破砕，屈曲を示す構造が一般と著しくなっている。

本岩のミロナイト岩相には、前述のように、アプライトやペグマタイトがミロナイト化作用の影響を一部はうけるが、一部は全くうけずに発達していることがある。これからみると、ミロナイトの形成時期は、船津花崗岩の活動末期のペグマタイトやアプライトの活動時期と相前後するものと考えられる。

アプライトおよびペグマタイト

赤桃色または白色のアプライト脈は、本岩に大小の規模で存在し、また直線的な境界のものから入りくんで屈曲したものまであって、多様である。南方の古生層の中にまでのびたものは見当たらないが、北方の飛驒変成岩中にはよく似たアプライトがしばしばよく発達する。

ペグマタイトはまれであるが、処によっては大規模な塊状、あるいはポケット状の発達をする。おもに、微斜長石と石英からなり、径数10mに達するものが、古川町数河付近に発達し、その中の石英は、珪石鉱床として移行されたこともある。このような鉱床は、数河北方高山山頂付近でも稼行されたことがある。

包有岩塊

本岩の包有岩塊は、岩体の南縁杉崎北西方や、北縁高山や流葉山付近にみられる原地性包有岩塊と、その他の苦鉄質包有岩塊からなっている。

原地性包有岩塊は、杉崎北西方の石灰岩層で示されるように、花崗岩中の包有岩塊でありながら、数枚の石灰岩レンズがほぼ整合的な相互関係を保持し、花崗岩の貫入以前の層位学的位置をのこしていることを示すものである。同様な石灰岩レンズは、流葉山や高山北方でもみとめられる。このような部分には、石灰岩レンズの他に、同様の相互関係を保って、角閃石をもった苦鉄質片麻岩や草緑色の黒雲母をもった片麻岩、透輝石をもった片麻岩、石英に富んだ珪質片麻岩など飛驒変成岩類に由来すると考えられる原地性包有岩塊がふくまれる。

その他の苦鉄質包有岩塊は、閃緑岩質またはトータル岩質で角閃石と黒雲母をもつものもあり、角閃石あるいは黒雲母のみのももあり、形は塊状、レンズ状などで大きさもさまざまである。この中には、いわゆる *ovoidal xenolith* と呼ぶべきものもあり、また、中には、苦鉄質古期岩脈の花崗岩化されたのこりと考えられるものもある。起原については、いずれもたしかでない。

化学組成

本岩は変質が著しく良好な試料を入手することが困難で、とくに代表的な岩相については、化学分析にたえる試料が入手できなかった。ミロナイト質岩石のうちから比較的風化変質の著しくないものをえらんで分析に供したので、第6表にあげた化学分析値は本岩の化学成分を代表するものではないが、一般的傾向の一部を示すものとしてあげておく。

本岩の化学組成を日本産花崗岩の平均組成 (ARAMAKI et al. 1972) にくらべると (第5図)、アダメロ岩ではあまりちがいが無いが、花崗閃緑岩では著しい差がある。すなわち、本岩は日本産花崗岩平均にくらべて、 SiO_2 、 FeO および MgO に乏しく、 Al_2O_3 、 Na_2O および K_2O に富んでいる。この原因は充分明らかでないが、現実の鉱物量比からは、微斜長石が多量であること、苦鉄質鉱物に乏しいことなどに対応すると考えられる。

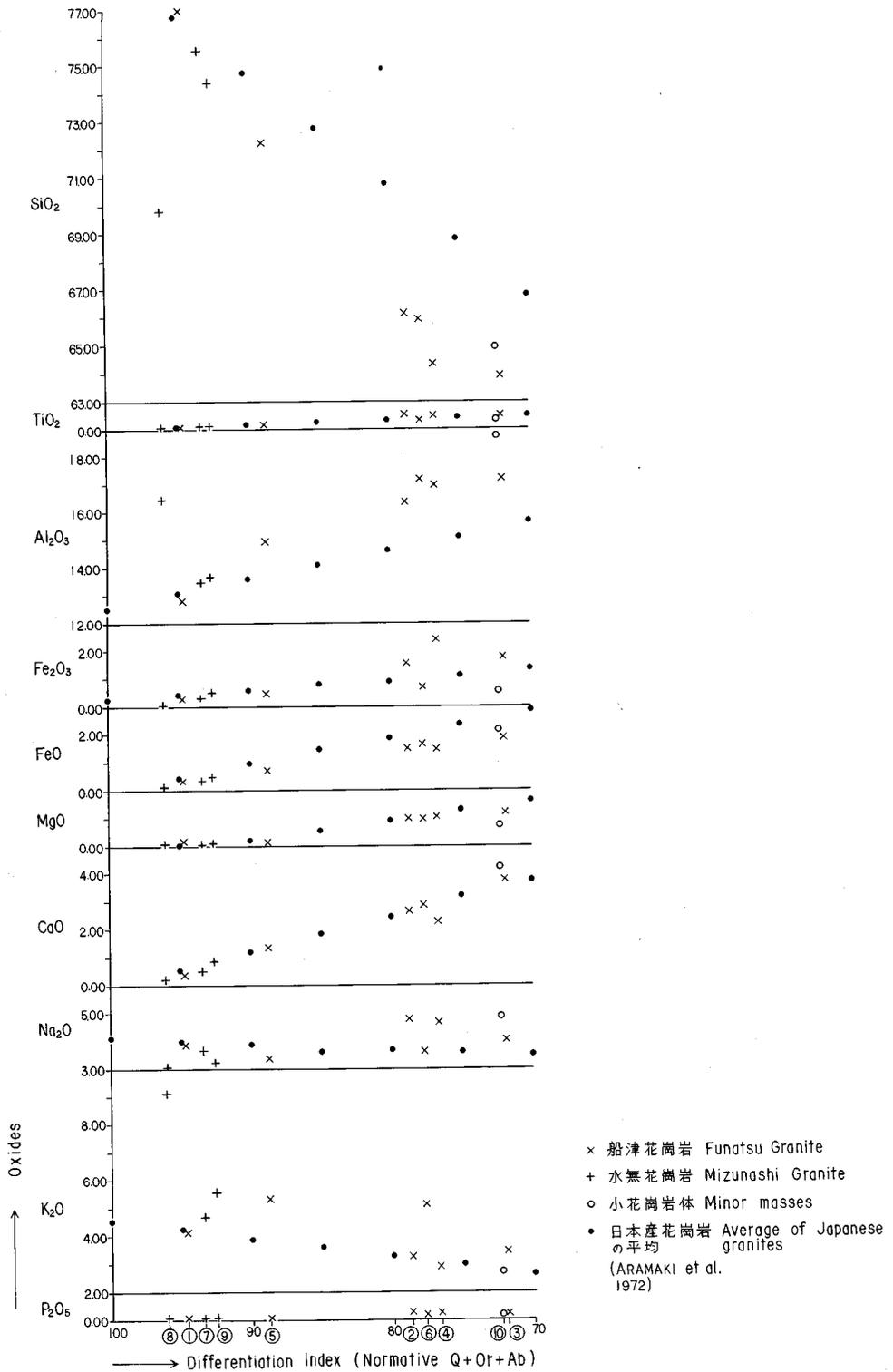
時代

第6表 船津花崗岩類の化学組成
Chemical composition of Funatsu Granitic Rocks

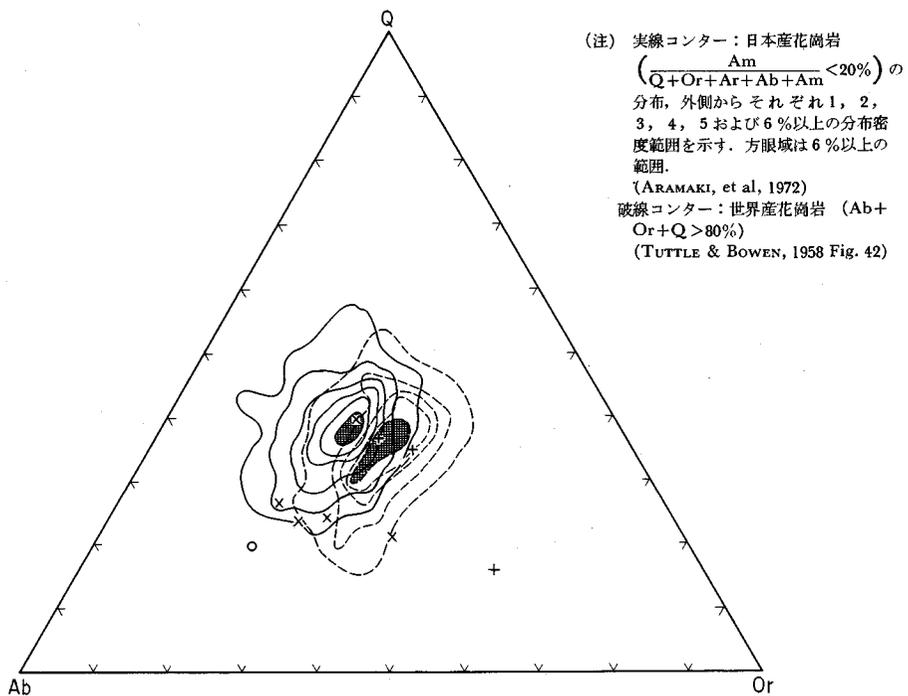
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	76.99	66.09	63.93	64.33	72.29	65.87	75.22	69.81	74.40	64.90
TiO ₂	0.05	0.47	0.48	0.47	0.18	0.27	0.07	0.04	0.10	0.34
Al ₂ O ₃	12.82	16.35	17.14	16.96	14.94	17.17	13.47	16.46	13.68	18.73
Fe ₂ O ₃	0.24	1.54	1.74	2.38	0.46	0.68	0.32	0.04	0.51	0.53
FeO	0.36	1.49	1.81	1.44	0.72	1.62	0.36	0.11	0.48	2.12
Mno	0.01	0.06	0.08	0.07	0.01	0.07	0.01	0.07	0.01	0.04
MgO	0.20	0.96	1.15	1.04	0.14	0.95	0.07	0.09	0.09	0.72
CaO	0.36	2.66	3.78	2.30	1.34	2.86	0.50	0.25	0.82	4.22
Na ₂ O	3.86	4.72	4.01	4.62	3.31	3.56	3.68	3.05	3.21	4.86
K ₂ O	4.15	3.33	3.43	2.88	5.31	5.10	4.63	9.07	5.54	2.68
P ₂ O ₅	0.01	0.23	0.21	0.23	0.05	0.12	0.04	0.02	0.07	0.11
H ₂ O ⁺	0.27	1.33	1.36	1.78	0.41	0.94	1.22	0.34	0.49	0.56
H ₂ O ⁻	0.22	0.24	0.30	0.80	0.38	0.10	0.16	0.18	0.14	0.06
CO ₂	0.03	0.29	0.22	0.25	0.04	0.35	0.01>	0.01>	0.00	
S	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01		
Fe	0.01>	0.01>	0.01	0.01	0.02	0.01>	0.01>	0.01>		
Total	99.58	99.78	99.68	99.58	99.62	99.67	99.76	99.54	99.54	99.87

1. TN67072909A シロナイト質アダメロ岩 (船津花崗岩) 岐阜県吉城郡古川町野口北方
 2. TN67072902 シロナイト質花崗閃緑岩 (船津花崗岩) 岐阜県吉城郡古川町野口北方
 3. TN67072904 シロナイト質花崗閃緑岩 (船津花崗岩) 岐阜県吉城郡古川町野口北方
 4. TN67072905 シロナイト質花崗閃緑岩 (船津花崗岩) 岐阜県吉城郡古川町野口北方
 5. TN68110103C シロナイト質花崗閃緑岩 (船津花崗岩) 岐阜県吉城郡古川町戸市
 6. TN68110103B シロナイト質アダメロ岩 (船津花崗岩) 岐阜県吉城郡古川町戸市
 7. TN67080050 細粒アダメロ岩 (水無花崗岩) 岐阜県吉城郡河合村天生・庄屋谷
 8. TN67080103B-1 角閃石黒雲母アダメロ岩 (水無花崗岩) 岐阜県吉城郡河合村天生・庄屋谷
 9. TN69090304 細粒斑状アダメロ岩 (水無花崗岩) 富山県東砺波郡利賀村水無林道
 10. TN4707116 トーナル岩 (小花崗岩体) 岐阜県吉城郡河合村荒町天生鉱山2坑
- 分析者 1~8. 東京石炭鉱物研究所 9. 川野昌樹 10. 前田憲一郎

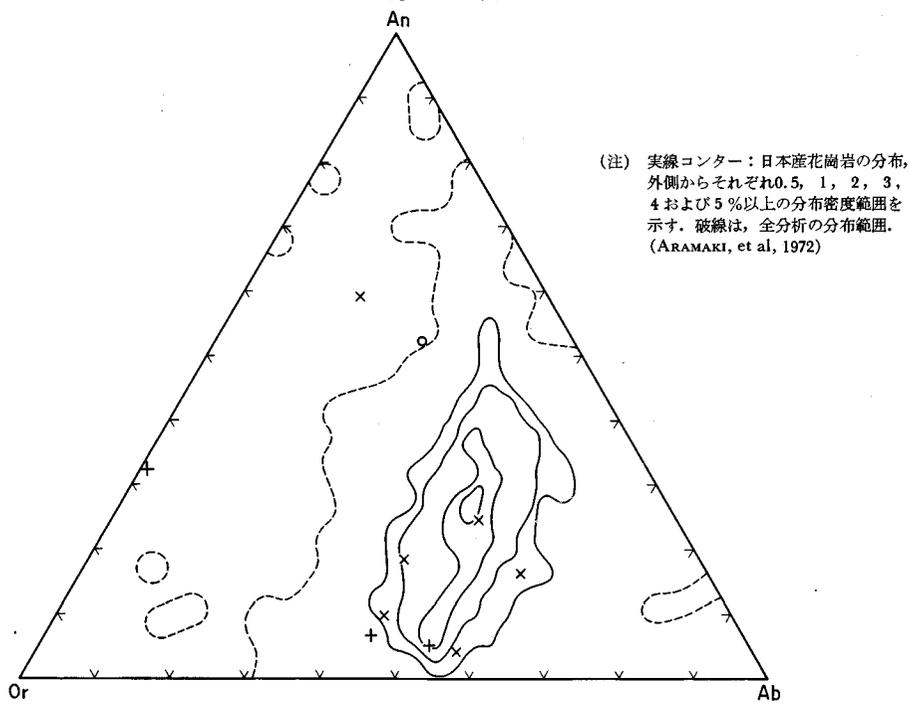
注 No. 7および8は本図幅地域内になくわずかに白川村図幅地域内へ入るので、試料地点図に記入してない。



a 成分変化図
 第5図 船津花崗岩類の化学組成
 Chemical composition of Funatsu Granitic Rocks



b Q-Ab-Dr 図



c An-Dr-Ab 図

第5図 船津花崗岩類の化学組成

本岩の形成時代について、地質学的には、石炭紀以後ジュラ～白亜紀以前ということしかわからない。同位元素年令については、試料不良で充分測定されていないが、山口（1967）によると、戸市の“眼球片麻岩”のジルコンの $Pb^{207} : Pb^{206}$ 年令は 253 ± 8 m.y. という。佐藤など（1961）は、野口の淡紅色花崗岩の微斜長石の $Pb-Sr$ 年令は 890 m.y. というが、単鉱物の測定で、測定の詳細が公表されていないので、この数字の意味は明らかでない。

研究史

本岩は、その野口付近の部分について、“野口花崗岩”と呼ばれ、東隣「船津」図幅地域の本岩主体部と区別されたことがある。SATO（1968）は、眼球様ミロナイトと共に“野口花崗岩”をジルコンの形態的研究などから、前カンブリア紀花崗岩の船津花崗岩活動期における“再生”の可能性をのべている。

また、眼球様ミロナイトは、これまでしばしば“眼球片麻岩”（Augen gneiss）とよばれてきた。本稿では、片麻岩という名称が広域変成作用の産物とまぎらわしいので採用しなかった。

Ⅱ. 5. 4 水無花崗岩

本図幅地域の北西部には、北隣「白木峯」図幅地域および西隣「白川村」図幅地域へかけて、飛驒変成岩類の中に、幅約 5 km、長さ約 15 km、北東—南西方向にのびた花崗岩体が分布する。本岩体は、他の船津花崗岩類とちがって、著しく多量の飛驒変成岩類を原地性包有岩塊としてふくみ、個々の露頭では、花崗岩より変成岩の方が量的に多かったりすることもあるが、全体として花崗岩の方が、量的に優勢な地域を本岩の分布と考えておく。

本岩は、多量の包有岩塊のせいで、一般に不均質である。中には、包有岩塊のほとんどない細粒アブライト質の部分もある。原地性包有岩塊にとんだ岩相は、利賀村水無林道で、アブライト質の岩相は、河合村天生谷などでよく観察できる。

また、天生谷南方の飛驒変成岩中にも、およそ 2×4 km² の小花崗岩体があり、岩相が本岩の包有の塊にとむ岩相によく似ているので、水無花崗岩に属すると考えておく。

本岩には、一般に平行構造はない。ときには、変成岩質包有岩塊に由来すると考えられる平行構造がみられることがある。

本岩は、飛驒変成岩の一般的走向の方向にのび、調和的な分布外形を示している。本岩と飛驒変成岩との境界は明確でない。すなわち、変成岩と花崗岩との量比は境界付近で漸移的に変化するからである。本岩のアブライト質岩相の部分は、飛驒変成岩と一部は断層で、一部は貫入関係にある。本岩と他の船津花崗岩類との関係は、接触がないので直接にはわからない。

本岩は、飛驒変成岩類中の花崗岩質部分、いわゆる“天生型花崗岩”と岩相、産状に共通するものが多い。両者は連続的な同一花崗岩となる可能性もあるように思われるが、その関係は未だ充分明確でない。

本岩は、飛驒変成岩を貫き、第三紀と考えられる檜峠層のデイサイトにおおわれること以外に時代を指示する地質学的事実はない。

本岩の変成岩質包有岩塊に富んだ部分の岩相は、鉱物組合せ、粒度および構造が著しく不均質で、一露

頭でも変化が著しい。それは、おもに包有する変成岩の性質を反映している。一般には、本岩は、粗粒アダメロ岩で、おもに微斜長石・石英および斜長石からなり、少量の黒雲母あるいは角閃石をとまなう。

本岩の一部はミロナイト化作用をうけている。

アダメロ岩 TN65081707A 岐阜県吉城郡河合村水無山頂南方

本岩は、明色、粗粒、平行構造はないが、本岩の一部には、黒雲母にとんだシュリーレンが数枚平行に入っている。付近に包有される黒雲母にとんだ片麻岩が関係するのであろう。

鏡下でみると、本岩は、おもに微斜長石・斜長石および石英からなり、少量の黒雲母、微量の鉄鉱およびリウコクシンをとまなう。微斜長石は、径 5 ~ 15 mm、塊状半自形、微斜長石構造が発達し、周辺ではミルメカイトをつくる。斜長石は径 3 ~ 10 mm、半自形、多少とも変質し、成分はほぼオリゴクレスである。黒雲母は、径 1 mm 士の小片が散点するもので、草緑色、多少変質する。

本岩の著しい特徴は、微斜長石や斜長石の周縁や境界などにそって、せまい幅の細粒帯が発達することである。この細粒帯は、微斜長石と、それよりいくらか屈折率の高い斜長石の径 0.1 ~ 0.3 mm の細粒の集合からなる。この細粒帯は、一つの結晶を切る細脈となることもあり、小さなプールをつくることもある。黒雲母片は、このような細粒帯にふくまれる。

角閃石花崗閃緑岩 TN71091011 富山県東砺波郡利賀村水無林道

本岩は、やや暗色、中粒、平行構造はない。本岩には、一部で、角閃石にとんだレンズ状の部分があり、近くには、角閃石にとんだ片麻岩層も包有される。

本岩は鏡下でみると、角閃石・斜長石・石英および微斜長石を主とし、微量の黒雲母・チタン石・燐灰石および鉄鉱をとまなう。角閃石は入りくんだ外形をもった半自形、径 1 ~ 2 mm、チタン石をとまない、多少変質する。斜長石は、径 1 ~ 3 mm、塊状半自形、多少変質し、成分はほぼオリゴクレスで、結晶周辺および内部から斑点状に微斜長石に交代されている。微斜長石は、径 1 ~ 2 mm、他形、ミルメカイトをつくる。黒雲母は完全に緑泥石化する。

本岩にも前例でのべた細粒帯が発達する。前例ほど主要構成鉱物の微斜長石や、斜長石が大きくないので目立たないが、性質は黒雲母を含まない点をのぞいて同一である。

細粒斑状アダメロ岩 TN69090304 富山県東砺波郡利賀村水無林道 (化学組成, 第6表, No.9)

本岩は、明色、細粒、平行構造はない。付近には黒雲母にとんだ片麻岩層がある。

本岩は鏡下でみると、おもに、黒雲母・微斜長石・石英、および斜長石からなり、微量の燐灰石およびジルコン様鉱物をとまなう。微斜長石は、径 5 ~ 10 mm、半自形で斑晶となる。石英は、石英と多少変質した斜長石および微斜長石の径 1 ~ 2 mm の半自形結晶からなっていて、文象構造も発達し、アプライトに似ている。黒雲母は、径 1 ~ 2 mm、褐色で、多少変質する。

本岩にも、前例でのべたような細粒帯が発達する。

細粒アダメロ岩 TN67080050 岐阜県吉城郡河合村天生・庄屋谷 (化学組成, 第6表, No.7)

本岩は、明色、細粒、平行構造はない。付近には、黒雲母にとんだ片麻岩や角閃石・黒雲母にとんだ片麻岩などが複雑に分布する。

本岩は、鏡下でみると、おもに黒雲母・微斜長石・石英および斜長石からなり、少量の白雲母をともない、微量の鉄鉱およびジルコン様鉱物をふくむ。微斜長石は、半自形、径 1 ~ 3 mm、微斜長石構造が著しい。斜長石は、半自形、径 1 ~ 2 mm、多少変質し、内部から径 1 mm 以上の白雲母片に交代される。黒雲母は、径 1 mm 土、褐色で半ば緑泥石化し、ジルコン様鉱物の周囲でハロをつくる、

本岩にも前例でのべたような細粒帯が存在する。

角閃石黒雲母アダメロ岩 TN 67080103B-1 岐阜県古城郡河合村天生・庄屋谷（化学組成、第 6 表 No. 8）

本岩は、細粒、不均質、黒雲母片の配列で弱い平行構造がある。付近の岩石は、前例に同じである。

本岩は、鏡下でみると、おもに黒雲母・角閃石・微斜長石・石英および斜長石からなり、少量のチタン石、燐灰石および鉄鉱をともない、微量のジルコン様鉱物をふくむ。微斜長石は、径 1 ~ 2 mm、半自形、斜長石は、半自形、径 1 mm 土、石英は径 0.5 mm 土でモザイク状集合をつくることが多い。斜長石は、多少変質し、成分はたしかでない。角閃石は黒雲母と密接にからみあって分布し、他形、長径 1 mm 土のことが多く、草緑色である。黒雲母は、多少変質した褐色の種類で、鉄鉱やチタン石をともなって、苦鉄質のレンズをつくる。苦鉄質レンズには、微斜長石や石英が少く斜長石が多い。これは変成岩の残片であろう。

本岩には、前例までに著しかった細粒帯は、ごく一部に、例えば微斜長石の結晶内あるいはそれらの間隙にだけ発達する。

細粒アダメロ岩 TN 65080904 岐阜県古城郡河合村天生・天生谷。

本岩は、細粒、淡紅色、比較的均質で、包有岩塊はほとんどなく、平行構造もなく、一見アプライトのようにみえる。

本岩を鏡下でみると、おもに黒雲母・白雲母・微斜長石・石英および斜長石からなり、微量のチタン石、鉄鉱・ジルコン様鉱物などをふくむ。微斜長石や石英は径 1 ~ 2 mm、普通のアプライトと同じであるが、斜長石は、結晶内部から白雲母に、周辺部から微斜長石に交代されている。黒雲母は、完全に緑泥石・緑簾石化する。緑簾石脈や細粒長石脈が、岩石をしばしば直線状に横断しているのは、本岩付近にあるミロナイト帯の影響かもしれない。

（化学組成）本岩は不均質なので、全体の傾向をとらえにくいだが、分析した 3 試料についてみると、日本花崗岩の平均にくらべて（ARAMAKI et al., 1972）、船津花崗岩と同様の傾向で、SiO₂やFeOに乏しく、K₂Oに富むことを示しているが、その他、Na₂OやCaOにいくらか乏しいのは、現実の鉱物量比で、斜長石が比較的少ないことに対応するものであろう（第 6 表、第 5 図）。

II. 5. 5 森安花崗岩

宮川村林北方には本図幅地域から北隣「白木峯」図幅地域へかけて、東西約 4 km、南北約 2 km の範囲に赤桃色斑状アダメロ岩が分布する。本岩は、林対岸の森安谷でよく観察できる。本岩は、飛驒変成岩類を非調和的に貫き、接触部も森安谷では、比較的単純な面で境される。本岩は周縁部でアプライト質になり、ペグマタイトが接触する場合もある。

本岩の岩相は、船津花崗岩の代表的岩相によく似た船津型のアダメロ岩である。岩石全体が、比較的均質で変成岩に由来する包有岩塊が少ない点は、飛驒変成岩類中に散点する小花崗岩と異り、また、下之

本型岩石や原地性包有岩塊の多い帯，あるいはミロナイト帯をへないで飛驒変成岩類に接している点は，船津花崗岩にくらべても特異である．本岩は，船津花崗岩類の中でも，とくに珪長質，明色，粗粒でアプライトやペグマタイトに富み，中井・氏家（1959）の自働車による放射能探査によると，船津花崗岩類一般が，10,000cpm（count per minute）であるのに，本岩は20,000～22,000cpmに達し，飛驒山地の諸岩石中最高であるのも，本岩が全体としてペグマタイト質であることに関係するのであろうが，鉱物学的に確かめられていない．

本岩には，変成岩包有岩塊が少ないことは前にのべたが，暗色の包有岩塊はしばしばふくまれる．それは角閃石・黒雲母トータル岩，細粒暗色の角閃石閃緑岩質岩石などで，多少とも周囲のアダメロ岩の滲透をうけていることが多い．

アダメロ岩 TN58072111B 岐阜県古城郡宮川村林北方

本岩は，肉眼的には，中粒，赤桃色，平行構造はない．

鏡下でみると，微斜長石・斜長石・石英および黒雲母を主とし，少量のチタン石および燐灰石をともない，ごく微量の鉄鉱およびジルコン様鉱物をふくむ．微斜長石は新鮮で微斜長石構造がよく発達し，径8mmに達し他形である．斜長石は径1～4mm半自形，変質が著しく，成分はほぼオリゴクラスである．微斜長石と斜長石の間にはミルメカイトがしばしば発達する．黒雲母は変質が著しく，緑泥石およびぶどう石に交代される．チタン石はしばしば径1mmに近い自形結晶をつくるが，鉄鉱をとりまくこともある．

II. 5. 6 小花崗岩体

飛驒変成岩類の中には，径50～500mの花崗岩の小岩体が広い範囲にわたって散点している．とくに，変成岩類分布の南縁，船津花崗岩に近い部分に多く，河合村落合北方の宮川沿岸や，天生鉱山の坑内やその南方の小鳥川沿岸月瀬付近などでよく観察できる．これらの小岩体は，接触部でみると，飛驒変成岩類を非調和的に貫くが，境界は鋭いものでなく，数mのせまい幅の漸移帯をもつことが多い．

これらの小花崗岩体の岩相は多様で，船津花崗岩あるいは森安花崗岩に類似した赤桃色斑状のアダメロ岩の場合も，比較的細粒白色のアダメロ岩や花崗閃緑岩の場合もある．どちらかというところ，中粒～細粒でアダメロ岩～花崗閃緑岩が多いようである．しばしば平行構造をもつ場合がある．やや暗色の岩相を代表する天生鉱山2坑内の岩石について記載しておく（化学組成，第6表，10）．小花崗岩体にはさらに珪長質の岩石が少なくないことを付記しておく．

トータル岩 TN4707116 岐阜県古城郡河合村荒町天生鉱山2坑（化学組成，第6表，No.10）

本岩は，天生鉱山2坑坑道で数10mつづくと思われる小岩体で，比較的細粒，明色，平行構造はない．周囲の飛驒変成岩類を切る形で分布するが，接触部では，境界は入りこんでいて，しかも，せまい幅の漸移帯をへて変成岩類に接している．

鏡下でみると，径1cm±の斑晶状の斜長石とその間隙をうめる細粒の斜長石・石英および微長斜石からなる．主要苦鉄質鉱物は普通角閃石と黒雲母で，しばしば微量のチタン石・鉄鉱および燐灰石をふくむ．斑晶状の斜長石は，まるみをおびた自形で周辺や内部から微斜長石に交代され，多少とも変質して絹雲母にも交代される．成分はほぼオリゴクラスである．微斜長石は周縁部でし

しばしばミルメカイトをつくる。角閃石は、半自形、径 3 ~ 5 mm、核部は褐色で、周縁部は緑色がかってくる。角閃石は黒雲母片を密接に伴う。角閃石結晶内部に黒雲母片が散点する場合もある。黒雲母は、やや草緑色がかった比較的淡い褐色で、部分的にぶどう石に交代される。石基の細粒部は、径 0.1 ~ 0.2 mm の石英と微斜長石および変質の著しい斜長石片からなる。微斜長石は、しばしば他形の斑晶状に大きくなることもある。

チタン石は、しばしば径 1 mm に近い自形の結晶をつくる。鉄鈹のまわりにチタン石がコロナ状に形成されることもある。

本岩類の形成時代については、飛驒変成岩類を貫くこと以外に地質学的事実は知られていない。同位元素年令では、KUNO et al. (1960) が、河合村小無雁の小岩体、片麻状黒雲母角閃石石英閃緑岩の黒雲母の K-Ar 年令として 175 m.y., SHIBATA & NOZAWA (1966) が、河合村荒町、天生鈹山坑内の小岩体、黒雲母花崗閃緑岩の黒雲母の K-Ar 年令として 167±12m.y. の測定をしている。他の船津花崗岩類とほぼ同時期の貫入と考えてよいであろう。

本岩類の化学組成については、化学分析が一ヶしかしてないので、全体の傾向はわからないが、その分析結果からみると、本岩も、船津花崗岩と同じ傾向をもつものようである (第 6 表, 第 5 図)。

II. 6 古期岩脈

概 説

飛驒変成岩および船津花崗岩類の分布地域には、多数の火山岩質岩脈が分布する。これらの岩脈の中には、檜峠層のデイサイトや北陸地方第三紀中新世火山岩類と同一と考えられる新期岩脈もふくまれるが、その他に、飛驒変成岩類や船津花崗岩類の壁岩と密接な関係を持ち、多少とも変成作用をうけた古期岩脈がある。それは、次のような特徴をもつことが多い。

- a) 節理は、新期岩脈が壁面に垂直または対角位の節理をもつのに、古期岩脈は壁岩と共通した節理をもち、独自の節理系をもたない。
- b) 急冷縁は、新期岩脈にはふつうみとめられるのに古期岩脈にはない。
- c) 境界は、新期岩脈では比較的単純な面で境され、小さな断層をとまうこともあるが、古期岩脈では、境界は密接に入り込み、ときには壁岩の方から花崗岩質細脈が入りこんでいることがある。
- d) 変成作用は、新期岩脈が多少の変質作用をうけるにとどまっているのに、古期岩脈は、しばしば片状構造を生じ、アクチノ閃石・ぶどう石・緑簾石・緑泥石・アルバイトなどが再結晶し、もっとも著しい場合には角閃石が形成される。

古期岩脈の岩相は多様であるが、およそ流紋岩質岩石と、安山岩質岩石とに二大別することができる。流紋岩質岩脈も安山岩質岩脈も、河合村落合ダム付近でよく観察できる。ここではまた新期岩脈も発達している。

古期岩脈は多数分布し、地質図に示した数よりはるかに多い。岩脈は集中分布することがしばしばあり、地質図に表現しつくせないからである。古期岩脈の分布は、全体としては、とくに規則性・集中性はないようである。また、その分布は、飛驒変成岩類と、船津花崗岩類の分布地域に限られ、古生層あ

るいは中生代以後の地層の中にはみいだされていない。

古期岩脈の方向性も規則的でない。一ヶ所に数脈ある場合、しばしば交叉する。

古期岩脈の大きさは多様であるが、幅0.1～2.0mのものが多い。形は直線的であったり、屈曲したりし、変成作用の著しいもの程、すなわち早期貫入岩相ほど屈曲が著しい傾向がある。

古期岩脈は、大半が広域変成作用を受けている。変成の程度が岩脈ごとに異っていることは注目される事実である。片理を生じている場合、その方向は、岩脈の伸長方向とも周囲の変成岩の平行構造とも斜交することが多い。

古期岩脈は、大半が安山岩質で、流紋岩質の脈は100脈以上の観察の中で数脈にすぎない。両種岩脈の前後関係はわかっていない。

流紋岩質岩脈

流紋岩質岩脈には、斜長石と石英を斑晶にするものが多い。斑晶は、ときに斜長石だけであったり、斜長石・石英およびカリ長石のこともあり、石英およびカリ長石のこともある。角閃石や黒雲母もふくまれているらしいが、現在はすべて変質している。チタン石或はざくろ石骸晶をふくむものもある。

流紋岩質岩脈は大半が多少とも変成作用を受ける。もっとも著しい場合は、緑簾石緑泥石ぶどう石アルバイト石英片岩となって著しい片状構造を呈する。弱い影響しかうけていない場合は、ほとんど新鮮な流紋岩でぶどう石が散点しているにすぎない例もある。まれに、ぶどう石をふくまず、白雲母が形成されている場合もある。流紋岩質岩脈は少数なので、変成作用の程度の限界はよくわかっていない。

第7表 古期岩脈の化学組成
Chemical composition of older dykes.

	1	2	3
SiO ₂	54.55	60.82	63.62
TiO ₂	0.88	0.65	0.65
Al ₂ O ₃	18.24	15.34	16.45
Fe ₂ O ₃	1.52	2.20	1.50
FeO	4.24	2.05	2.37
MnO	0.10	0.06	0.07
MgO	4.87	2.26	2.08
CaO	7.90	5.21	3.00
Na ₂ O	3.44	4.47	5.05
K ₂ O	1.13	1.27	2.32
P ₂ O ₅	0.24	0.19	0.17
H ₂ O ⁺	2.04	3.37	2.09
H ₂ O ⁻	0.34	0.24	0.32
CO ₂	0.12	1.47	0.03
S	0.01>	0.01	0.02
Fe	0.01>	0.01>	0.02
Total	99.61	99.61	99.76

1. TN67080801A 緑簾石角閃石石英斜長石片岩 岐阜県吉城郡河合村大谷
2. TN68110304 緑簾石緑泥石ぶどう石石英アルバイト片岩 岐阜県吉城郡古川町野口北方
3. TN68110302 緑簾石緑泥石ぶどう石石英アルバイト片岩 岐阜県吉城郡古川町野口北方
分析者 東京石炭鉱物研究所

ざくろ石含有流紋岩 TN61111108A 岐阜県吉城郡河合村白坂

本岩は灰白色，幅約 1 m，石灰質片麻岩中に直立した岩脈で，境界はほぼ直線的である。

本岩は鏡下でみると，径 2 ～ 4 mm の石英およびアルカリ長石の細粒等粒集合からなり，細かな変質にして緑泥石化した黒雲母片と，少数の径 0.2 ～ 0.3 mm のざくろ石骸晶をふくむ。斑晶の石英には細かなひびわれが発達する。また，径約 0.3 mm の白雲母片が散点する。

本岩には変成作用の影響が比較的弱い。

緑簾石緑泥石ぶどう石アルバイト石英片岩 TN63081308B 岐阜県吉城郡河合村芦谷。

本岩は，灰白色，幅約 1 m，黒雲母片麻岩中にほぼ直立する岩脈で，境界はほぼ直線的である。

本岩は鏡下では，径 1 mm 土の斜長石を斑晶とした流紋岩の構造がよくのこり，緑泥石の集塊は黒雲母を交代したものらしい。緑簾石とぶどう石はそれぞれ細脈やレンズをつくり，片理方向にのびる。斜長石斑晶は，周辺からアルバイト質斜長石に交代される。

本岩は変成作用の影響の著しい一例である。原岩は，流紋岩またはデイサイトであろう。

安山岩質岩脈

安山岩質岩脈は，多様な岩相を呈している。一般に変質，変成作用が著しいので充分確かではないが，斜長石あるいは斜長石と角閃石を斑晶にした安山岩が多い。一部にはデイサイトもふくまれる。しかし，その他に，しそ輝石安山岩，普通輝石安山岩，両輝石安山岩などもあり，粒度も岩脈ごとに著しく異っている。その上，変成作用がさまざまな程度に影響をあたえ，岩相をより複雑にしている。

安山岩質岩脈のうちで，もっとも著しく変成作用をうけた岩脈は，周囲の飛驒變成岩類や船津花崗岩類とほぼ同じ鉱物相に達し，細粒暗色の角閃石斜長石片麻岩あるいは角閃岩になり，いくらか弱い変成作用をうけた岩脈では，アクチノ閃石・緑簾石・緑泥石・ぶどう石などが発達し，もっとも変成作用の弱い岩脈では，ぶどう石だけがみとめられる。一般には，それぞれの岩脈の貫入時期の，早期か晩期かによってうける変成作用の程度が異なるのであろう。

緑簾石緑泥石（ぶどう石）石英アルバイト片岩 TN68110302 岐阜県吉城郡古川町野口北方（化学組成，第7表，No.3）

本岩脈は，暗緑色，幅 1 m 土，黒雲母角閃石斜長石石英片麻岩を貫く。

本岩は鏡下では，無斑晶質安山岩様の構造をのこし，アルバイト化のすすんだ拍子木状斜長石・石英・緑泥石片からなり，緑簾石が散点する。ぶどう石は細脈をつくる。石英脈も発達する。

原岩はデイサイトと推定され，変成作用は比較的弱かったと考えられる。

緑簾石緑泥石ぶどう石石英アルバイト片岩 TN68110304 岐阜県吉城郡古川町野口北方（化学組成，第7表，No.2）

本岩は，前例 TN68110304 に接近して産する岩脈で，暗色，黒雲母角閃石斜長石石英片麻岩を貫く。

本岩は鏡下でみると，前例より細粒，径 1 ～ 2 mm の斜長石の微斑晶があり，石基は斜長石の小片と，微粒の石英とアルバイトからなり，緑泥石片をまじえる。ぶどう石と緑簾石とは散点して形成される他に，ぶどう石は細脈をつくり，方解石をとこなう。斑晶でも石基でも，斜長石は多少とも変質し，アルバイト化する。本岩の化学組成に H_2O+ が比較的多いのは，ぶどう石のせいであろう。

原岩は安山岩と推定される。

緑簾石緑泥石アクチノ閃石石英斜長石片岩 TN64112802 岐阜県吉城郡河合村脇谷入口

本岩は、船津花崗岩のミロナイト質岩相をつらぬく。アプライトと平行して東西に走る。

本岩は鏡下でみると、細粒で、斑晶はなく、おもにアクチノ閃石・斜長石および石英からなる。緑簾石が散点する他、かなりの量のチタン石が散点する。チタン石の中には鉄鋳を核にもつものもある。斜長石は、多少ともアルバイト化する。

原岩は安山岩～デイサイトと推定される。

緑簾石角閃石石英斜長石片岩 TN 67080801 A 岐阜県吉城郡河合村大谷，(化学組成，第7表，No. 1)

本岩は、暗色，幅 2 m±，角閃石黒雲母斜長石石英片麻岩をつらぬく。

本岩は鏡下でみると，角閃岩に近い細粒岩相で，おもに，径 0.1 ~ 0.2 mm，淡緑～淡褐色の多色性をもった普通角閃石と斜長石からなり，少量のチタン石・鉄鋳などをふくみ，緑簾石が散点したり，細脈をつくったりする。化学組成からは原岩は，安山岩と推定される。

化学組成

古期岩脈の化学組成については，変成度の低い岩石については変質が著しいなどの理由で，適当な試料が入手できず，かなり変成した岩石だけが分析された。分析の結果は，変成作用のために，もともとの火山岩質岩石の組成とはいくらか変っている可能性がある。分析結果についてみると（第7表），これらの岩石の化学組成は，普通の安山岩やデイサイトとしては多少異常で，それぞれ変成作用の影響，例えば，第7表 No.3 の岩石のアルバイト化作用，No.2 の岩石のぶどう石の発達などに影響されているものと考えられる。

火成作用と変成作用

古期岩脈の大半は，火山岩質あるいは半深成岩質であるが，中には変成作用の結果片麻岩様岩石になったものもみいだされる。多くの古期岩脈をみると，ほとんど未変成の火山岩質岩石から強く変成した片麻岩様岩石までの，漸移的な岩型をたどることができるので，古期岩脈は，もともとすべて火山岩質あるいは半深成岩質岩脈として貫入したものと考えられる。貫入した火山岩脈は，大半が多少とも変成作用をうける。中には，変成作用によって片理を生じているものがあるが，その片理は，一般に壁岩の飛驒変成岩類の片理と斜交することは前述の通りである。その変成作用についてみると，もっとも早期貫入の岩脈は，飛驒変成作用の主要期変成作用をうけ，もっとも晩期貫入の岩脈は，後主要期変成作用の影響さえみとめにくいものがある。大半は，おもに後主要期変成作用をうけている。したがって，古期岩脈の火成作用は，飛驒変成作用の主要期から後主要期の終了あるいは終了以後までつづいたことになる。

また，古期岩脈がもともと火山岩質であったことや，壁岩の飛驒変成岩類と異なる方向の片理をもつことなどを考えると，この飛驒変成岩類および船津花崗岩類がその変成・深成作用の期間中に地域的に上下運動をおこし，上昇してわれ目ができて岩脈を進入させ，沈降して再変成作用をおこすという事件が，少くとも一回以上おきたと考えることが可能のように思われる。

なお，船津花崗岩類中の岩脈については，飛驒変成岩類中の場合と全く同じなので，同一火成作用に属するものと考えられる。船津花崗岩類中の岩脈の場合，船津花崗岩類の深成作用の最終期と考えられるミロナイト質岩石を貫くものもあるので，岩脈の活動は，船津花崗岩類の深成作用の最終期，あるい

はそれ以後までつづいたということになる。

飛驒変成岩類および船津花崗岩類中の古期岩脈は、一般に花崗岩質岩石中で、“にせ岩脈”，“捕獲岩質岩脈”，“変成岩脈”，“ghost dyke” などと呼ばれているものに相当すると考えられる。

II. 7 中 生 界

II. 7. 1 概 説

北陸および飛驒の中生界は、ジュラ紀前半の来馬層群・ジュラ紀後半から白亜紀にわたる手取累層群・白亜紀後半の足羽層群と濃飛流紋岩などがある。第 8 表に手取累層群分布地域の中生界の対比表を示す。

手取累層群

本累層群は、来馬層群に引つづいた地層で、下半を九頭竜層群・上半を石徹白層群いとしろに区分される。

九頭竜層群は、域外の九頭竜川流域に最も広く分布し、庄川上流の牧戸付近・常願寺川上流の東坂森谷および神通川支流の久婦須川上流桐谷に知られるのみで、域内には見出されない。前田 (1958a ほか) によると本地域の古川累層の一部は九頭竜層群とみなされている。しかし、ここでは石徹白層群に含めた。

九頭竜層群は、飛驒変成岩類および船津花崗岩類を不整合に覆って堆積し、その露出は断片的である。古生代の堆積岩と本層群との関係は、九頭竜川上流で断層で接する。

石徹白層群は、擾乱された九頭竜層群を不整合に覆うほか、飛驒変成岩類および船津花崗岩類を広い範囲で不整合に覆い、また、まれに古生界の堆積岩類をも覆う。九頭竜層群は、諸所に断片的に分布するのに対し、石徹白層群は九頭竜川・手取川・庄川・神通川 (宮川を含む)・常願寺川など諸川の上流に広く分布する。

手取累層群は、嶮岨な山岳地帯に分布するので、その研究に多くの困難が伴い、かつ、地質構造が複雑なので、研究者によって地層の細分に意見の不一致があり、地層の名称にも異なるものが与えられている。

大塚専一 (1890) は、いわゆる手取植物群を含む地層の分布を明らかにして、手取川流域を模式地として手取統とよんだ。この頃は本累層群は中上部ジュラ系と考えられたものである。研究の進展につれて、本累層群は顕著な不整合によって上下に 2 分されることが判明した (前田, 1952, ほか)。これら上下の部分の正確な地質時代は、なお未知のものが残されるが、下半は中上部ジュラ系であり、上半は最上部ジュラ系を含む可能性があるが、主体は下部白亜系なのでここでは双方を含めて手取累層群・下半を九頭竜層群・上半を石徹白層群とした。

これに対して、全体を手取層群とよぶものは下半を九頭竜層群とし、上半を 2 分して、下から石徹白および赤岩の 2 層群とする (前田, 1952, 1958a・b, 1961a・b&c ; 松本, 1967 ほか)。これらを比較すると石徹白層群は第 8 表の尾口累層に当り、赤岩層とそれより上位の部分が赤岩層群に相当する。

足羽層群・濃飛流紋岩およびこれらの類似岩

石徹白層群の上位には上部白亜系足羽層群おもだにがのる。足羽層群はさらに上位の面谷流紋岩類 (濃飛流紋

第8表 飛驒北陸地方の主なる地域の中生界対比表

地 域 時 代		福 井 県		石 川 県	岐 阜 県		富 山 県	地 殻 変 動	火 成 活 動		
		九 頭 竜 川		手 取 川	庄 川	神 通 川				常 願 寺 川	
		大 野 市 - 和 泉 村		白 川 村 - 尾 口 村	白 峰 村 - 莊 川 村	「飛驒古川」地域	神 岡 町			大 山 町	
第 三 紀		安 山 岩		安 山 岩 (牛ヶ谷層)	岩 稻 層	猶 峠 層		岩 稻 層	地 塊 運 動 擾 乱 衝 上 運 動	安 山 岩 流 紋 岩 岩 脉 深 成 活 動	
		西 谷 流 紋 岩			檜 原 層			檜 原 層			
		閃 緑 岩			白 川 花 崗 岩						
白 亜 紀	新 白 亜 紀	面 谷 流 紋 岩 類				大雨見山火山岩類 小鳥川流紋岩類			擾 乱 激 しい 擾 乱 間 歇 的 な 擾 乱 擾 乱	流 紋 岩 (安山岩)	
		後大山安山岩					濃飛流紋岩				
		大山層	足 羽 層 群				海具江層				
	(美濃層群など)			明ヶ谷累層	(銚子谷層)						
		手 取 累 層 群	後野層	赤岩累層	赤岩相当層	稻越層	跡津川累層 足谷珪長岩				
	尾口相当層		尾口累層	尾口相当層	古川累層	長棟川累層					
シ ュ ラ 紀	新 期	九 頭 竜 層 群	下穴馬累層			庄川累層		東坂森累層	海 退 海 進 沈 降	(流紋岩)	
			荒島谷累層								
	中 期										
紀	古 期							(来馬層群)			
基 盤		飛 驒 変 成 岩 類 ・ 船 津 花 崗 岩 類			船 津 花 崗 岩 類		船 津 花 崗 岩 類 (古 生 界)				

岩の類似岩)と、密接な関係にある。すなわち、両者はある時は不整合、他の場合は整合ないし漸移関係であって、足羽層群は面谷流紋岩類の噴出に先立ち、その累積地の縁辺部の小窪地に堆積した陸成層である。

足羽層群の分布は一般に小規模で断片的であり、域外西方で平家岳累層(河合ら, 1957a, ほか)・足羽層(松尾, 1954ほか)・大道谷層(前田, 1959b; 河合, 1961a; ほか)などとよばれ、新白亜紀のいわゆる足羽型または大道谷型の植物化石を含み、流紋岩質物質にとむ地層である。

濃飛流紋岩などは中部地方に広く分布し、かつて石英斑岩または花崗斑岩とよばれ(坂, 1887; 野田, 1910; 野田ら, 1919), その主要なものは浅所貫入岩とみられていた。

濃飛流紋岩は、中部地方に広大な面積をしめる岩体の一部で、本図幅地域でも広い分布を示している。本岩は、飛驒変成岩類、古生層および中生層手取累層群を基盤として形成され、おもに、流紋岩一流紋デイサイト質溶結凝灰岩からなる。

本図幅地域東部の大雨見山火山岩類、西部の小鳥川流紋岩類は、いずれも、濃飛流紋岩に類似する性質をもち、一連の関係深い火成作用の産物と考えられる。また、閃緑玢岩・花崗斑岩および珪長岩の岩脈も、これらの火成作用に関係するものであろう。

濃飛流紋層は、石徹白層群を不整合に覆うとみるもの(河合, 1961b)と、両者は断層関係にあるとする(KAWADA, 1971)2つの見解がある。本図幅では断層関係として取扱った。

II. 7. 2 手取累層群—石徹白層群

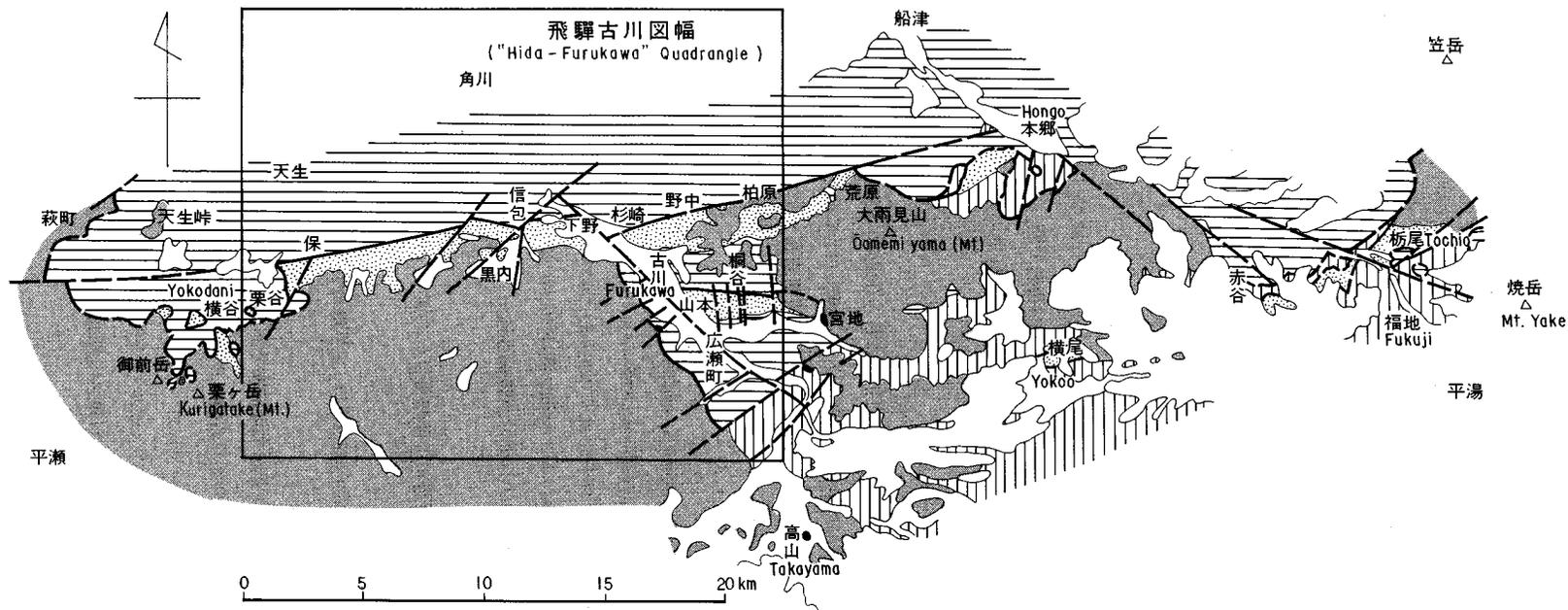
本地域の周辺には、九頭竜層群は存在せず、石徹白層群だけが断片的に見出される。第6図にその地質略図を示す。この略図では、濃飛流紋岩類は石徹白層群を不整合に覆ったとして取扱っている。

本地域の石徹白層群は狭い幅をもって東西にのびる。この南北2列の石徹白層群は、ともに向斜構造を形成し、2列の間の背斜部の地層は削剝されつくして存在しない。

北列のものは西方域外横谷から、東にのびて域内に入り、中央部を横切って保・黒内・下野・杉崎・柏原南方から東に向って、域外の荒原をへて本郷西部に達する。この北列は、飛驒変成岩類・船津花崗岩類・濃飛流紋岩および大雨見山火山岩類などによって部分的に断たれている。

南列のものは、西方域外の横谷南部・域内の古川町山本から桐谷をへて、東側域外の宮地・東方の横尾および赤谷一桁尾付近などに断片的に分布が知られる。

礫は一般に、亜角礫ないし亜円礫が多い。変成岩の礫は比較的少ないが、基底部に拳大以下の角礫が含まれるが、上部に向って量が減少する。砂岩や粘板岩の礫は、一般に亜角礫ないし亜円礫で、域内では量は余り多くなく、大きさは拳大に達するものは少ない。域外の本郷付近では、砂岩や粘板岩の礫はかなり豊富で、人頭大またはそれより大きいものも珍しくなく、角礫ないし亜角礫が多い。Ortho-quartzite や石英斑岩礫は、一般に亜角礫ないし円礫からなる。砂岩は一般に、粗粒ないし中粒のアルコーズ質で、細粒のものは少ない。頁岩は一般に砂質である。灰色ないし暗灰色頁岩は、上部に比較的多く挟まれる。頁岩や砂質頁岩には植物化石が多く含まれるが、保存はあまり良好ではない。Marchantites Yabei KRYSHIFOVICH, Coniopteris burjensis (ZALES), Onychiopsis elongata (GEYLER), Cladophlebis denticulate (BRONGN.), Cladophlebis sp, Czekanowskia rigida HEER, Podozamites lanceolatus (L. & H.)のほか、Xenoxylon



- 新生界
Cenozoic System
- 大雨見山火山岩類 小鳥川流紋岩類および濃飛流紋岩
Ōamemi-yama Volcanics, Odorigawa Rhyolites and Nohi Rhyolite
- 海具江層とその相当層
Kague Formation and its equivalents
- 石徹白層群
Itoshiro Group
- 古生界
Paleozoic Sediments and Volcanics
- 飛驒変成岩類および船津花崗岩類
Hida Metamorphic Rocks and Funatsu Granitic Rocks

(注. 本図では濃飛流紋岩類と石徹白層群とは不整合関係として扱った.)

第6図 飛驒古川およびその周辺部の中生層地質略図
Geologic sketch map of Mesozoic system in Hida-Furukawa quadrangle and its adjacent area

latiporosum の破片，多数の樹根や根毛が見い出される．本層群は，下から古川累層および稲越層に区分される．

A. 古川累層

本累層は下から種村礫岩・沼町互層・杉崎砂岩および太江頁岩の4層に区分される．

a) 種村礫岩層

本層は船津花崗岩類を不整合に覆う．この不整合関係は，古川町上気多および国府町桐谷北方などの北列の南限部，半田付近における南列の南限部で認められる．域外東方の本郷西部の北列の南限部では，古生界の堆積岩を不整合に覆っている．

上気多および半田では，本層の最下部に原地性の粗粒なアルコーズ質含礫砂岩があり，上部に向かって急激に礫岩に漸移する．

本層は礫岩を主体とし，薄い砂岩や頁岩をはさむ．礫岩は一般に直径30cm，ときには60cmに達する巨礫を多く含む．礫種は船津花崗岩類・変成岩類・orthoquartzite・砂岩・粘板岩・玢岩・輝緑岩・安山岩・玄武岩および石英斑岩を主としている．本層の厚さは域内で200～250m，域外東方の本郷付近では厚くて350mである．

b) 沼町互層

本層は種村礫岩層より漸移し，砂岩と頁岩との互層からなり，礫岩をはさむ．砂岩は一般に中粒であるが，下部には粗粒のものが多い．粗粒のものは一般にアルコーズ質である．細粒のものは上部で優勢である．頁岩は灰色ないし暗灰色を呈し，黒雲母片にとむ．本層の下部には砂質頁岩がやや多いが，上部になるにつれて量を減じ，灰色ないし暗灰色頁岩が増加する．また，炭質物を多く含み黒色を呈するものもある．頁岩には多くの植物化石が含まれる．

Marchantites Yabei, *Equisetites ushimarensis* (YOKOYAMA), *Coniopteris burjensis*, *Onychiopsis elongata*, *Sphenopteris (Ruffordia) Gaeperti* DUNK, *S. nitidula* (YOKOYAMA), *Cladophlebis denticulata*, *C. distans* HEER, *C. exileformis* (GEYLER), *C. sp.*, *Dictyozamites Kawasakii* TATEIWA, *Pseudocycus? acutifolia* OISHI, *Ginkgoites digitata* (BRONGN), *G. sp.*, *Ginkgoidium Nathorsti* YOKOYAMA, *Czekanowskia rigida*, *Podozamites lanceolatus* P. *Reinii* GEYLER, *Taeniopteris emarginata* OISHI, *Xenoxylon latiporosum* (CRAMER) が識別された．前田 (1958) によれば *Nilssonia Kotai* (YOKOYAMA) も得られている．

礫岩は下部にやや多いが，厚さは2～3mで，種村礫岩層の上部のものと同様で，一般に円礫にとみ，礫の大きさは鶏卵大よりも小さいものが普通である．

本層の厚さは，沼町付近では150mにすぎないが，下気多では約220m，大坂峠付近では400mに達する．山本の東方では厚さは280mである．

本層は種村礫岩層とともに，石徹白層群の最初の堆積輪廻を示す堆積物である．この堆積輪廻は，標式地である石徹白川流域の前田(1952)による山原礫岩層と，葦谷頁岩層とからなる堆積輪廻に相当する．

c) 杉崎砂岩層

本層は北列において，中央部の信包^{のぶか}より東側にしか見出されていない．上位の太江頁岩層とともに不顕著ではあるが，古川累層の上部の堆積輪廻をつくる．標式地の石徹白川流域の前田 (1952) による大淵礫岩から，伊月頁岩にいたる堆積輪廻に相当する．

本層は主として砂岩からなり、頁岩と薄い礫岩とをはさむ。砂岩は沼町互層のものとともにアルコーズ質で、中粒ないし粗粒であり、細粒のものは比較的少ない。頁岩は灰色ないし暗灰色、ときに黒色を呈するが、下部には砂質のものが比較的が多い。礫岩は下部に薄いものがはさまれ、しばしば含礫砂岩や粗粒砂岩に移化する。礫岩は沼町互層の下部のものと似るが、これよりもやや砂質である。頁岩にはわずかながら植物化石が含まれる。*Coniopteris burjensis*, *Cladophlebis* sp., *Czekanowska rigida*, *Podozamites lenceolatus* が下部の頁岩から見出されるにすぎない。

杉崎および太江南東方から、*Nipponitrigonia?* sp. および *Belemnite* その他の介化石を産する。粗粒の砂岩または礫岩から化石を産するが、保存はあまりよくない。同一層準である粗粒砂岩ないし含礫砂岩は、信包南方の石切場・中野北方の石切場ならびに杉崎南東方の尾根等に現れ、二枚介の破片を含む。前田 (1958, 1962) は *Nipponitrigonia furukawensis* MAEDA, *Inoceramus* sp., *Nucula* sp., *Ammonite*, *Echinoid* などを報告した。これらの化石によって本層は、海成層であることが示される。前田 (1958, 1961, 1962 ほか) は、本層を九頭竜層群の一部と見做した。前田 (1962a, b & c) は、*Nipponitrigonia sagawai* とともに *N. furukawensis* は上部ジュラ紀を示すとしたが、本層の堆積輪廻は模式地の石徹白層群のものと一致し、上位の太江層の化石群は石徹白層群のものなので、本層は下部白亜系と思われる。本層の厚さは杉崎付近で 200m, 信包および野中で 250m, 大坂峠付近で凡そ 300m である。

d) 太江頁岩層

本層は杉崎砂岩層から漸移し、頁岩を主とし、砂岩を伴う地層である。太江層は本地域では北列に限って見出される。東部では北限にそって分布するが、黒内から西では北列の南北両限にそって現れる。北限のものは保^ほから中部の信包まで、北限にそって石徹白層群に背斜軸があり、その軸部に太江層が現れる。信包では北東—南西および南北性の 2 つの断層があって、これによって切断されて西からつづいた太江層は転位され、ここから東に向って背斜部は見出されない。

北限にそった背斜構造に並行して、西域の幅の上から東にのびる向斜構造がある。この向斜軸は北側の背斜軸とともに、保および脇谷などを通る南北性の断層で切られるが、その転位は著しくない。向斜の南翼に当る中田・牧谷上流(竜が洞)および脇谷に太江層が断片的に分布する。その東の延長部は黒内南部に現れる。黒内南部では太江層は向斜の軸部を占める。信包の断層で転位された太江層は信包から東では、石徹白層群の北限部にそって現れる。信包東部から下野に達し、宮川ぞいの沖積層の下に没し、太江南部に現れ、野中・神原峠西部および柏原南部にのびる。神原付近から東では太江層は、大雨見火山岩類に覆われるので、露出は断片的である。

本層は信包の東を境にして東西に分れており、石徹白層群の北限にそって見かけ上は一連のものであるが、西半部のものは背斜軸部、東半部のものは向斜軸部を占めている。

本層の厚さは 150m ないし 200m である。保の西部・保・中山西部・柳ヶ瀬・牧谷入口およびその上の流滝ヶ洞・脇谷・湯峯峠・黒内・太江および野中南部から半鹹半淡棲介化石 *Neomiodon tetoriensis* (KOBAYASHI & SUZUKI) を多産し、しばしば *Ostrea* sp. も見出される。黒内南西部では多数の *Neomiodon* とともに *Batissa* sp., *Viviparus* (*Sinotia*?) *onogoensis* KOBAYASHI & SUZUKI, *Melanoides vulgaris minima* KOBAYASHI & SUZUKI も数は少ないが見出される。本地域では *Neomiodon* を除くと他のものは少ない。

太江層からはまた *Marchantites Yabei*, *Equisetites ushimarensis*, *Onychiopsis elongata*, *Cladophlebis distans*,

C. sp., *Podozamites lanceolatus*, *Taenioptenis emarginata*, *Xenoxylon latiporosum* が産出する。前田 (1958) は他に *Cladophlebis denticulata*, *C. exiliformis*, *Nilssonia nipponensis* YOKOYAMA, *N. orientalis* HEER, *Ginkgoites Nathorsti* の産出を報じた。前田 (1958) の沼町層から *Neomiodon* を産出するとされたものは、黒内から西方で向斜の南翼部を占める太江層と思われる。

前田は域外東方の栃尾付近の栃尾頁岩砂岩互層から *Polymesoda (Isodomella) kobayashii* MAEDA P. (*Paracorbicula sanchuensis* (YABE & NAGAO), *Viviparus sp.*, *Melanoides sp.* ならびに数種の植物化石を報じた (前田, 1958)。この付近では地層が擾乱されており、かつ露出が不十分なので、地層の細分ができなかったが、おそらく沼町互層・杉崎砂岩層・太江頁岩層およびそれらの上位の稲越層にわたる地層があると思われる。前田は栃尾層を赤岩亜層群に含めたが、*Polymesoda*などを産する地層はおそらく太江層か、または杉崎層の上部と推定される。

前田 (1960) は本地域西方栗ヶ谷奥 (横谷) 付近に手取累層群の小分布があることを報告した。下から沼町頁岩砂岩互層・杉崎砂岩頁岩層および太江礫岩層に区分している。沼町層から *Ostrea sp.*, *Neomiodon tetoriensis*, *Melanoides vulgaris minima*, *Viviparus (Sinotaia?) onogoensis* が報告された。

B. 稲越層

標式地の1つである手取川上流にみられる赤岩累層に相当する地層を本地域では稲越層とよぶ。

域内では黒内から西の北列の向斜部を占め、その南北両側には太江層が現れ、両層は整合関係にある。

最下部には比較的顕著な礫岩にとむ地層がある。主部は砂岩を主体とし、頁岩および礫岩を伴う。

本層は山岳地帯に分布し、かつ露出があまりよくなく、地層の細分はできなかった。

下部の礫岩は珪長岩・花崗岩類・orthoquartzite・砂岩および粘板岩の礫を含み、アルコーズ質の砂で充填される。珪長岩や粘板岩は夏蜜柑大の礫がかなり顕著で、礫は垂角礫ないし円礫である。花崗岩や砂岩の礫は一般にクルミ大に達しない。このような礫岩は砂岩と互層し、連続性に乏しく、含礫砂岩から粗粒砂岩に移化する。

中上部では珪長岩や粘板岩の礫は少なくなり、クルミ大に達しない垂円礫ないし円礫を含み、細礫のものが多く、淘汰は比較的よくなっている。

礫岩の厚さは一般に薄く、数 m をこえることはまれである。

砂岩は一般にアルコーズ質で、中粒ないし粗粒のものが多く、細粒のものは少ない。上部では細粒の部分の比率が少し増す。頁岩は一般的に薄層で、厚いものでも数 m をこえることは少ない。砂質頁岩にとむが、1～2mの厚さの灰色ないし暗灰色頁岩もある。

本層は北東方の「東茂住」図幅地域内の跡津川累層に似る。稲越層の下部の礫岩が優勢な部分は、南俣谷礫岩層に類似するが、主部は跡津川累層の主部の和佐府互層に比べると頁岩の量が少ない。

本層は10数mないし数10mの厚さで、堆積小輪廻 (cyclothem) がくり返されるようである。これは九頭竜川上流および手取川上流の赤岩累層と似ている。

下部の砂岩からまれに *Ostrea sp.* の破片が見出され、牧谷の中流では転石から *Gryphaea* (?) sp. が採取された。前田 (1958a) は脇谷から *Inoceramus sp.*, 小谷の中流から "*Mytilus*" sp. を採取し、この層準を杉崎層と見做している。本層からは僅かながら植物化石も得られ、牧谷から *Cladophlebis sp.* および

Onychiopsis elongate が識別された。

九頭竜川上流の九頭竜層群の上部からは菊石を多産し、それによって九頭竜層群の上部は、上部ジュラ系であることが知られている。いわゆる手取植物群とよばれるものは、大石三郎（1940）によると *Onychiopsis series* に属する。その主要な植物群は石徹白層群とくに尾口相当層から産出する。この *Onychiopsis series* に属する植物群は山口県西部の豊西層群の清末層、南朝鮮の下部白亜系洛東統ないし新羅統からも得られる。石徹白層群に産出する *Neomiodon* を含む地層には *Nakamuranaia*, *Nippononaia*, *Plicatounio* などを産するが、かつて *Neomiodon tetoriensis* は上部ジュラ紀を示すものと考えられていた。これらの介化石は豊西層群の七見層にも見出され、*Nakamura* などは洛東—新羅統から産出している（OTA, 1960, ほか）。

九頭竜層群と石徹白層群との間には、不整合関係があるので、これらのことを総合して考えると、石徹白層群の最下部には一部にジュラ系最上部のチトン階を含むかも知れないが、その主体は下部白亜系とみられる。

手取川上流には、赤岩累層の上に明ヶ谷累層が重なる。明ヶ谷累層には、いわゆる石徹白植物群とともに新白亜紀型の *Sequoia* sp. がまれに産出する（河合, 1961a）。明ヶ谷累層の上位には足羽層群があり、これから中生代型の植物群とともに、新生代型の植物群がえられ、いわゆる新白亜紀を示す足羽植物群を構成している（河合, 1961b&; 松尾, 1954）。したがって、明ヶ谷累層の地質時代は、古白亜紀最末期（または新白亜紀最古期）とみるべきである。

すなわち、古川累層の地質時代は主体が高知（領石）ないし有田（大島）階、稲越層はその大部分が宮古階とみて差支えないと思われる。

C. 地質構造

石徹白層群は九頭竜川・庄川・常願寺川（和田川および真川）の上流地域、および久須川流域の桐谷付近で、九頭竜層群を不整合に覆うが、他の地域では一般に飛騨変成岩類、および船津花崗岩類を覆っている。域内では石徹白層群は、船津花崗岩類の上に不整合で重なり、域外東方の本郷付近では、古生界の砂岩粘板岩層の上にある。

石徹白層群は本地域内では、大雨見山火山岩類によって不整合に覆われる。濃飛流紋岩は、石徹白層群を不整合に覆うと思われるが、直接の関係は確認されていない。

北列の石徹白層群は、北側が断層で切られて、船津花崗岩類と接する。

全体として2列になって並走するが、石徹白層群は信包を境として東側のものと、西側のものとは地質構造に違いがある。

東側のものは、北限にそって向斜構造があるのに対して、西側の石徹白層群には、北限にそって背斜構造が形成されている。

東側の本層群の南列は北側が断層で、南側では基盤を不整合に覆い、向斜構造が形成されている。信包の南の笹ヶ洞では、石徹白層群に背斜構造がある。この背斜構造は、東側の南北両列の2向斜の間の背斜の一部と思われる。

石徹白層群は多くの断層によって切断されるが、信包を通る南北性の断層が最も大きな転位を与え、

ついで信包を通る北東—南西方向のもので、他の多くの断層による転位は何れも小さい。

石徹白層群の北列の西限には、断層関係によって西側は船津花崗岩類、南側には飛驒変成岩類が接する。それらの産状は、石徹白層群が小鳥川の河流にそって現われるのに対して、船津花崗岩類や飛驒変成岩類は、比較的急峻な山地に分布する。全体としてみると、ここでは石徹白層群は、船津花崗岩類および飛驒変成岩類からなる衝上岩体の半窓から現れるようにみえる。

西端部の栗ヶ谷の南西には、飛驒変成岩類と濃飛流紋岩との間に稲越層の小露出がある。周辺の地層との関係は詳らかではないが、ことによると濃飛流紋岩、および飛驒変成岩類の構造上の下位から露出している可能性がある。

II. 7. 3 海具江層

域内では、国府町海具江の北部の小さい沢の入口に見られる。北側には船津花崗岩類の小露出があり、西側には濃飛流紋岩が広く分布する。地層はほとんど水平であるので、濃飛流紋岩の下位から現れると推定される。

本層は礫岩を主とし、粗粒砂岩・頁岩・炭質頁岩および薄い粗悪な炭層を伴う。礫岩は流紋岩および花崗岩の亜角礫ないし角礫が、アルコーズ質ないし流紋岩質物質にとむ砂で充填される。礫の大きさは拳大以下である。砂岩は一般に凝灰質であり、頁岩は砂質であって炭質頁岩に移化する。下限は未詳だが、ここでは厚さは10mに達しない。

II. 7. 4 濃飛流紋岩

A. 概説

西南日本内帯の、白亜紀末珪長質火山岩類としての濃飛流紋岩は、領家帯の北縁から美濃帯を経て飛驒帯に達する。全体の分布はNW—SEに伸長し、その長さは約130 kmで、幅は最大50 kmに達する。分布総面積は約5,000 km²である。岩体の主要部分は美濃帯にあり、古生層内部に生じた断裂帯に沿って噴出した、火砕流堆積物を主体とする火山性累層である(山田・河田・諸橋, 1971)。

岩質は流紋岩—流紋デイサイトを主体とし、溶結凝灰岩が主要部分を占めている。溶結凝灰岩は脱ガラス化により、微細な珪長質鉱物を生じている。また、後期白亜紀—古第三紀の花崗岩類により貫入された部分では、熱変成作用により再結晶している。したがって、堅硬で緻密な岩石となっている。しかし、破片状の斑晶鉱物や扁平化した軽石片により、溶結凝灰岩の特徴を残している。

本地域の濃飛流紋岩は全体の分布からみて、その北縁部に相当し、飛驒帯の変成岩や花崗岩類、飛驒外縁帯の古生層、および手取累層群が濃飛流紋岩の基盤を構成している。

B. 基盤岩類との関係

岩体の北縁は手取累層群と断層で接し、また、北西縁部でも明ヶ瀬付近で飛驒変成岩類と断層で接する。柳ヶ瀬南方の真ノ谷や滝ヶ洞では、手取累層群は濃飛流紋岩との境界付近で著しく破碎されている。この地域では、両者の接触面の露頭は確認できない。

滝ヶ洞では手取累層群と濃飛流紋岩との境界部に、花崗斑岩の小岩脈が認められる。これと同類の貫入岩は隣接する「白川村」・「白山」・「三日町」図幅地域内で濃飛流紋岩を貫いている。したがって、

この岩脈は手取累層群と濃飛流紋岩との境界部の、弱線に沿って貫入した可能性が高い。

岩体の東縁は、宮川の西岸で船津花崗岩類や、飛騨外縁帯の古生層と断層で境される。主要な断層はNNW—SSEを示している。

寄洞の南では、小さな谷を境として東側に船津花崗岩類が露出し、西側には濃飛流紋岩が分布する。両者は共に断層により著しく破碎され、断層角礫や粘土を生じている。

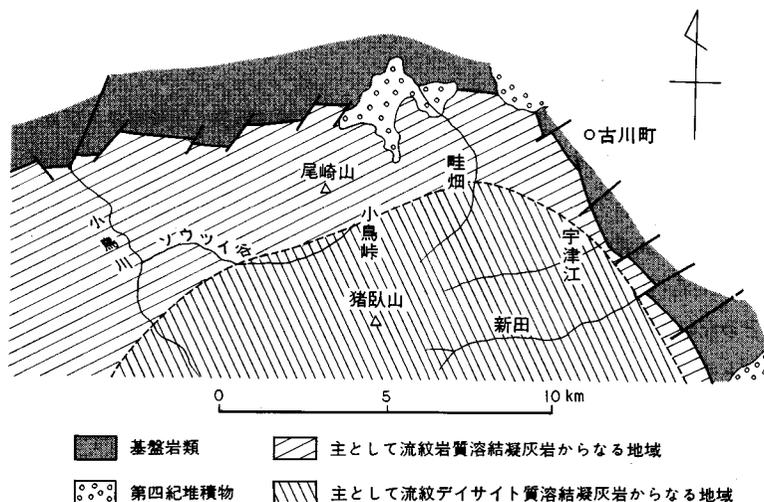
C. 岩相と、その特徴

本地域内の濃飛流紋岩には、構造不明の部分が多く水中堆積層の発達は不良である。したがって、層序区分の決定は不可能に近い。

本地域内の濃飛流紋岩は、大部分が溶結凝灰岩で、一部には非溶結凝灰岩もふくまれる。一般に変質作用や脱ガラス化作用、および熱変成作用などをこうむっているために、非溶結凝灰岩の分布を明らかにすることは困難である。

溶結凝灰岩は、岩質的に流紋岩と流紋デイサイトとに大別される。主要な岩相と特徴は第9表に示した。また、本地域内における流紋岩と流紋デイサイトの概略の分布は第7図に示した。これによれば、畦畑・小鳥峠およびソウツイ谷を結ぶ線を境としてその北側に流紋岩が分布し、南側には流紋デイサイトが分布する。しかし、古川町南方の宮川の西岸には流紋岩が分布しており、この地点は小鳥峠と畦畑を結んで東方に延長した線より南にずれている。

流紋岩溶結凝灰岩は青味を帯びた灰色を示し、斑晶の容量は全岩の30%程度である。斑晶の中ではとくに石英が大きく径3～4mmに達する。マトリックスは脱ガラス化により、微晶（主として石英）を生じている。しかし、多くの場合溶結構造を認めることができる。本質レンズ（軽石片）は一般に少量で、また小さい。一般的には長径2～3cmである。本質レンズは暗灰色を呈するが、風化などにより変質して、しばしば灰白色を呈することがある。異質岩片は一般に少ない。しかし、岩体の北縁で手取累層群と接する付近では、砂岩や粘板岩の破片がしばしばふくまれる。



第7図 濃飛流紋岩の岩相分布図

第9表 “濃飛溶結凝灰岩” の岩相の特徴

No.	岩質	斑晶量 (容量%)	斑晶鉱物の容量比	本質レンズ (量と大きさ)	石質岩片 (量)	採取地点
F 227	流紋岩	35±	Qz ≃ Kf > Pl ≧ Bt > Cpx	多い, 大きい	多 い	小島川梨ヶ瀬北西
F 30	"	35±	Qz ≃ Kf > Pl ≧ Bt ≃ Cpx	少ない, 小さい	"	河合村明ヶ瀬
F 33	"	35±	Qz ≃ Kf > Pl ≧ Bt > Cpx	"	やや多い	"
F 150	"	35±	Qz ≃ Kf > Pl ≧ Bt > Cpx	多い, 小さい	多 い	河合村滝ヶ洞
F 151	"	35±	Qz ≃ Kf > Pl ≧ Bt > Cpx	"	"	"
F 161	"	25-30	Qz ≃ Kf > Pl ≧ Bt ≃ Cpx	少ない, 小さい	"	畦畑北方殿川
F 60	"	25-30	Qz > Kf > Pl ≧ Bt > Cpx	"	"	古川町宮川西岸
F 80*	流紋デイ サイト	35-40	Pl > Qz > Kf ≧ Cpx > Hb > Bt	多い, 小さい	少ない	清見村ソウツイ谷
F 79	"	35±	Qz > Pl > Kf ≧ Cpx > Hb > Bt	少ない, 小さい	"	古川町畦畑
F 96*	"	35±	Qz > Pl > Kf ≧ Cpx > Bt > Hb	多い, 小さい	"	猪臥山北東 2 km
F 50	"	40±	Qz ≃ Pl > Kf ≧ Cpx > Hb > Bt	多い, 大きい	"	国府町宇津江四十八滝
F 49	"	40±	Pl < Qz > Kf ≧ Cpx > Hb > Opx	"	"	"
F 45*	"	35-40	Qz ≃ Pl > Kf ≧ Cpx < Bt	"	"	猪臥山南東 2 km
F 48	"	35-40	Pl > Qz > Kf ≧ Cpx > Hb	多い, 小さい	多 い	国府町宇津江西方 2 km

略号 Qz: 石英・Pl: 斜長石・Kf: カリ長石・Bt: 黒雲母・Hb: 角閃石・Cpx: 単斜輝石・Opx: 斜方輝石

* 花崗岩により熱変成作用をうけホルンフェルス化した溶結凝灰岩

注) 角閃石はとくに変質による分解が著しく識別困難なものが多い。流紋岩, 流紋デイサイトのそれぞれにつき, 岩体の西部より東部の順に配列した。

流紋デイサイト溶結凝灰岩は, 暗緑色または暗灰色を呈し, 斑晶の容量は全岩の40%前後に達する。流紋岩にくらべて, 苦鉄質鉱物に富むために全体として緑色が強い。マトリックスは脱ガラス化が進んでいるが, 溶結構造のなごりをとどめている。本質レンズは一般に多く, 大きいものでは長径3~5 cmに達する。暗緑色を呈し, 苦鉄質鉱物や変形した斜長石斑晶(径2 mm)に富む。異質岩片は少ない。

花崗岩によるものらしい熱変成作用をこうむり, ホルンフェルス化した溶結凝灰岩には, 淡紅褐色を呈する黒雲母や緑色普通角閃石が, 再結晶作用により生じている。マトリックスは, 再結晶の程度により粒度が変化する。

新田の西方やソウツイ谷の一部では, ホルンフェルス化した流紋デイサイトが露出する。この地域には, 熱変成作用を与えた花崗岩の露頭はみられないが, 地下浅処に潜頭花崗岩の存在が推定される。

D. 溶結凝灰岩の鏡下における特徴

溶結凝灰岩の主要な斑晶鉱物は, 第9表に示した。珪長質鉱物は石英・斜長石およびカリ長石で, 苦鉄質鉱物は黒雲母・角閃石・単斜輝石および斜方輝石である。この他に, 褐簾石が少量ふくまれることがある。

流紋岩の斑晶のうち珪長質鉱物では, 石英についてカリ長石が多く斜長石は少ない。また, 苦鉄質鉱物の斑晶についてみれば, 黒雲母と単斜輝石がふくまれる。角閃石はとくに変質による分解が著しいために, 原形をとどめないことが多い。したがって, 識別が困難である。

流紋デイサイトの斑晶では, 石英と斜長石にくらべてカリ長石が少ない。苦鉄質鉱物の斑晶では, 単斜輝石について斜方輝石が多く黒雲母は少ない。角閃石については, 前述したように識別が困難である。以下は各斑晶鉱物を記載する。

石英: 複六方錐を示すものもあるが, 多くは破片状である。一般に清澄で包有物に乏しい。まれに融蝕されたものがある。

カリ長石：卓状または破片状で、ペルト石構造が認められるものが多い。双晶面や割目に沿って、絹雲母や炭酸塩鉱物を生じているものもしばしば認められる。斜長石（オリゴクレーズ～アンデシン）は、一般に卓状で大型の斑晶となる。変質により緑泥石や炭酸塩鉱物により交代されていることが多い。黒雲母は一般に、長さ1 mm程度で緑泥石化が著しい。変質の著しいものでは無色となり、不透明鉱物により交代されている。しばしば撓曲したものがみいだされる。単斜輝石は短柱状で長径0.5～1 mm、変質の著しいものでは、緑泥石や鉄サポナイトにより交代されている。斜方輝石には、反応縁として淡緑色の角閃石をもつものが多い。

II. 7. 5 小鳥川流紋岩類

本岩類は、図幅地域の南西端に近い小鳥川の沿岸に露出する。南北方向の延長は、約4 kmで幅は最大約1 kmである。明ヶ瀬の南で、岩脈として濃飛流紋岩を貫くもの以外は、断層で濃飛流紋岩と接する。本岩類は流理構造のよく発達した流紋岩溶岩と、凝灰角礫岩からなる。全層厚は300mに達すると推定される。

A. 流紋岩溶岩

流紋岩溶岩は、淡褐色または灰褐色を示し、ガラス・石英および長石などからなる緻密な石基をもつ。一般に斑晶に乏しいが、少量の石英や斜長石、およびカリ長石をふくむ。流理構造がよく発達し、一般にN30～40°Wの走向を示し、NEに25～40°の傾斜をもつ。船原南西の小鳥川西岸では、石英とアルカリ長石からなる球顆（直径1～2cm）を多量に生じた流紋岩がみいだされる。

鏡下では、本岩中にごく少量の石英・斜長石およびカリ長石の斑晶がふくまれる。苦鉄質鉱物は乏しく、まれにみられるものも変質により分解し、識別は困難である。石基は脱ガラス化により、主として石英の細粒結晶（粒径0.3～0.5mm）の集合からなる。また、一部では隠微晶質石基を呈する。

球顆は石英とアルカリ長石の共生からなる。

B. 凝灰角礫岩

舟原付近の小鳥川の河床と、その東方のソウツイ谷にかけて露出する。灰白色または淡緑色を呈する。礫は一般に直径3～5 cmで亜円礫が多い。礫は斑晶に乏しい緻密な流紋岩溶岩（前述のものに類似）と、砂岩および頁岩（手取累層群）を主体とし、他に少量のチャート様の珪質岩がみいだされる。花崗岩や溶結凝灰岩の礫はきわめてまれである。

マトリックスは淡緑色を呈し緻密である。概して層理はよくないが、舟原の小鳥川の東岸や、ソウツイ谷では明瞭な層理の発達した部分がある。この部分は水中堆積層である。走向はN30～40°Wで、NEに25°の傾斜を示す。

II. 7. 6 大雨見山火山岩類

本岩類の主体は、図幅地域の東に隣接する「船津」図幅地域内に広く分布する。同火山岩類の名称は、分布のほぼ中心にあたる大雨見山に因んで名づけられた（磯見・野沢、1957）。本地域内では、本岩類は古川町北東方の安峯山からさらに北東の神原峠にかけての山稜じゅうさんぼまたと十三墓岐より大坂峠に至る山稜一帯を占め、基盤岩類を広くおおっている。

本岩類は十三墓岐と、その北西方で船津花崗岩類を不整合におおう。十三墓岐の花崗岩石切場跡では、船津花崗岩類の直上部に、厚さ数 m の礫層が分布する。礫は船津花崗岩類、手取累層群の砂岩および流紋岩質火山岩からなり、亜円礫である。大きいものでは直径数 10 cm に達する。マトリックスは、アルコース質で膠結度は比較的良好である。層理は基底部付近で N20°E を示し、SE に 30° の傾斜をもつ。本礫層は分布位置や、礫の種類などからみて、大雨見山火山岩類の基底礫岩である可能性が高い。十三墓岐付近の旧道では、粗粒の船津花崗岩類を直接に、凝灰岩がおおっている露頭がある。両者の境界面は N25°E で、30°E の傾斜を示している。凝灰岩中には、少量の流紋岩質火山岩の礫が認められる。礫は亜円礫で、直径 2～3 cm である。この部分では花崗岩類の礫は認められない。凝灰岩中には一部で層理が発達し、N10°E で、SE に 15° の傾斜を示している。

大雨見山火山岩類は、安峯山とその周辺地域で手取累層群を不整合におおっている。

濃飛流紋岩とは、直接に接するところがないために関係は不明である。

笠原・下野 (1974) は、本岩類下部にはさまれる炭質頁岩から *Aquilapllenites* の数種を発見し、最後期白亜系 (ヘトナイ世) に属することをたしかめた。

大雨見山火山岩類は、本地域では標高 740m から 1,100m にわたって分布し、その高度差は 350m である。全体の構造は明らかではないが、測定しえた軽石レンズの葉理面から推定して、その傾斜は 10～15° である。したがって、現在みられる層厚は約 300m と推定される。

火山岩類の層序と岩相

十三墓岐より大坂峠に登る道路に沿って、下部より上部が順次露出する。前述の十三墓岐の花崗岩の石切場跡に露出する礫層が、“基底礫岩” とすればこれが最下部で、その上に凝灰岩や凝灰角礫岩が発達する。しかし、厚さはところにより変化し一定しない。

凝灰角礫岩の上部は、主として溶結した流紋岩からなり、標高約 900m まで露出する。大坂峠付近では、さらに上位にあたる玉ずいをふくむ流紋岩溶岩と凝灰岩が露出する。玉ずいをふくむ流紋岩の見掛上の上位には、球顆 (石英とアルカリ長石の共生からなる) の発達するガラス質溶結凝灰岩が分布する。その厚さは約 20m である。

凝灰角礫岩

マトリックスは、淡緑色を帯びた灰色または灰白色を呈し、石英や長石類の破片と火山灰およびガラス片とからなる。また、長さ 2～3 cm の軽石片をふくむ。礫には船津花崗岩類と手取累層群との砂岩、および頁岩がふくまれる。礫は亜角礫で、一般に直径 3 cm 内外である。下部では、花崗岩礫はやや大型となる。

溶結凝灰岩

淡褐色または灰色で、変質の著しい部分では灰白色を呈する。石英・斜長石および少量のカリ長石の斑晶がふくまれる。苦鉄質鉱物には黒雲母が認められる。その他の苦鉄質鉱物は、変質による分解が著しく識別が困難である。マトリックスには脱ガラス化が認められるが、溶結構造は保存されている。斑晶の容量は全岩の 25～30% である。

安峯山南方で採取した溶結凝灰岩中には、サニディンがふくまれる。サニディンは、長径 1～1.3 mm で自形柱状を示す。

玉ずいを含む流紋岩溶岩

淡褐色を呈し、緻密な石基をもつ。斑晶に乏しく少量の石英と斜長石がふくまれる。石基中には、球状またはレンズ状の玉ずいを多量に生じている。玉ずいは灰色または淡褐色で、縞状の同心球を形成する。小型のもので直径 2cm、大きいものでは 10cm に達する。

ガラス質溶結凝灰岩

淡褐色を呈し、斑晶に乏しい。まれに石英と斜長石との斑晶がふくまれる。一部には脱ガラス化が認められるが、全般にはよくガラスが保存されている。ガラスは淡褐色を呈し、溶結構造が顕著である。直径 2~3mm の淡紅色を呈する球顆（石英とアルカリ長石の共生からなる）を多量に生じている。

II. 7. 7 花崗斑岩

本岩は濃飛流紋岩が北縁で、手取累層群と接する柳ヶ瀬南方の滝ヶ洞および真の谷に岩脈として露出する。幅数 m で伸長方向は、NEE—SWW である。灰白色を呈し、斑状組織が著しい。珪長質斑晶鉱物は石英・斜長石およびカリ長石からなる。いずれも自形で、長さ 5 mm に達する大型斑晶がふくまれる。苦鉄質鉱物の斑晶は、黒雲母が少量認められる。黒雲母以外の鉱物は、変質による分解が著しく識別が不可能である。石基は珪長質鉱物からなり完晶質である。

II. 7. 8 閃緑玢岩

本岩は滝ヶ洞で、手取累層群を貫ぬく岩脈として露出する。延長部は確認できないが、ほぼ NEE—SWW に伸長している。灰色を呈し、斑晶として、斜長石（オリゴクレス〜アンデシ）・黒雲母および単斜輝石などからなり、石基はやや酸性の斜長石・石英およびカリ長石からなる。一部では微文象構造が発達する。

本岩は手取累層群を貫ぬく以外に、時代を決定する資料がない。飛驒帯の後期白亜紀の貫入岩類中に該当するものがあるかどうかかわからないが、一応最後期白亜紀岩類にふくめた。

II. 7. 9 流紋岩類相互の関係

小鳥川流紋岩類の主要岩体は、濃飛流紋岩と断層で接する。しかし、同岩類中の岩脈は、楡谷で濃飛流紋岩を貫ぬいている。また、南に隣接する「三日町」図幅地域内の金山洞には、小鳥川流紋岩類に類似の珪長質火山岩類が発達する。両者の分布地域は約 5 km の距離しかない。金山洞では、珪長質火山岩類は明かに溝飛流紋岩の見掛上の上位にある。しかし、濃飛流紋岩の層序が未区分の現段階では、前記火山岩類の位置づけは困難である。同火山岩類に共通の特徴としては、凝灰角礫岩中に飛驒帯の花崗岩類や、手取累層群の礫をもつことである。濃飛流紋岩の噴出の中心が、美濃帯古生層中にあると考えられていることからみて、前述の火山岩類は、飛驒帯を基盤として発生した地域的な小規模火山活動の産物として、濃飛流紋岩の火山活動の一環として、ふくめられる可能性が大きい。

大雨見山火山岩類は、前述の大雨見山(1,336m)をほぼ分布の中心として、飛驒帯を基盤として噴出した火山岩類である。濃飛流紋岩と接触するところがないため、野外での関係は不明である。大雨見山火山岩類分布地域の東には、日本アルプスの笠ガ岳(2,897m)付近を中心に、類似の珪長質火山岩の分

布が知られている。両者はいずれも分布の中心が飛驒帯にあり、全体の分布の拡がりはE—Wである。濃飛流紋岩が美濃帯古生層の断裂帯に沿って噴出し、NNW—SSEに伸長した分布形態をとるのに対して、大雨見山火山岩類や笠ガ岳の火山岩の分布はこれに直交する。したがって、濃飛流紋岩とは別の噴出口から噴出し、火道の中心も飛驒帯にあったと推定される。

本地域では、大雨見山火山岩類の主体は溶結凝灰岩で、岩質は流紋岩—流紋デイサイトである。岩相の特徴も濃飛流紋岩に類似する。大雨見山火山岩類下部の炭質頁岩から発見された化石が示すように、最後期白亜紀（ヘトナイ世）とすれば、濃飛流紋岩とほぼ同時期と考えて差支えない。

II. 7. 10 珪 長 岩

古川町数河では、船津花崗岩の中に珪長岩脈が分布する。現在は露出が著しく不良になっているが、佐々木・高田（1971）によると、本岩脈は、幅5 m±、延長数100 m、ENE—WSW方向にのび、ほぼ直立するという。本岩は、鏡下では、石英粒と絹雲母化の著しくすすんだ長石からなっている。

清見村大谷では、濃飛流紋岩の中に、珪長岩脈がみいだされている。

このような珪長岩脈は、あまり数多く知られていないが、数河地域に隣接する「船津」図幅地域内の山田地域には、同様な岩脈が数多く分布し、山田陶石として稼行されていたこともある。

本岩の火成作用については、よくわかっていない。後期白亜紀—古第三紀珪長質火山活動の晩期の侵入岩脈と考えておく。

本岩の一部は、かつて陶石として開発されたことがある。

II. 8 新 生 界

本図幅地域では、白亜紀から古第三紀にまでひきつづく珪長質火山岩類をのぞくと、新生界は、せまい分布をしめるにすぎない。時代は確実ではないが、おそらく新第三紀北陸層群の火成活動に対比される新期岩脈および檜峠層、ならびに第四紀堆積物の分布がみとめられる。

II. 8. 1 新 期 岩 脈

古期岩脈（II.6）の項でのべたように、飛驒変成岩類および船津花崗岩類の分布地域の中には、第三紀に形成されたと考えられる岩脈が分布する。古期岩脈との区別は、すでに古期岩脈の項でのべたが、野外では、独立した節理系をもつことで容易に区別されることが多い。しかし、まぎらわしい場合もあり、地質図でも、古期岩脈のうち安山岩質で、しかも晩期に形成されたものと、新期岩脈との区別は、必ずしも確実ではない。

新期岩脈は、安山岩質岩脈だけで流紋岩質岩脈はみいだされていない。

新期岩脈は、河合村落合ダム付近でよく観察できる。

新期岩脈は、分布の規則性については確実でないが、方向についてはいくらか規則性があるらしく、一露頭で数脈が分布する場合には平行することが多く、古期岩脈のように交叉することはないようである。一般に、壁岩の節理や小断層の方向に近入することが多く、小断層面に新期岩脈が侵入し、さらに

断層面がうごいて、岩脈に密着して断層粘土脈が形成されたりしている。全体としての方向の規則性はたしかでない。

新期岩脈は、飛驒変成岩類や船津花崗岩類の分布地域だけでなく、さらに南の濃飛流紋岩地域にも分布する。濃飛流紋岩地域には、珪長質岩脈も分布し、中には安山岩質岩脈と平行して進入しているものもあり、ここにのべる新期岩脈の一部に、珪長質のものがあるのかもしれない。または逆に、新期岩脈としてとりあげた安山岩質岩脈の一部に第三紀中新世より古く、珪長岩脈と共にとりあつかうべきものがあるのかもしれない。一応、ここでは岩相の類似から、北陸地方中新世火山岩類に対比しておく。

新規岩脈の大きさは、古期岩脈と大差なく、幅0.1～2.0m、形は直線的なものが多い。

新期岩脈の岩相も多様で、角閃石安山岩・普通輝石安山岩・しそ輝石安山岩・両輝石安山岩・かんらん石安山岩などの安山岩類の他に、少数ではあるが玄武岩もある。

しそ輝石安山岩 TN61111108B 岐阜県吉城郡河合村白坂

本岩脈は、暗色、幅約 1m、石灰質片麻岩中に直立し、流紋岩質古期岩脈が近接して分布する。

本岩は鏡下でみると、径 3 mm に達する斜長石・しそ輝石・鉄鈹および燐灰石を斑晶とし、石基は拍子木状斜長石と少量の斜方輝石・鉄鈹からなる。全体に粘土鈹物にとみ、斜長石は斑晶でも石基でも一部沸石化し、沸石のプールが散点している。

無斑晶質玄武岩 TN61110806C 岐阜県吉城郡河合村角川

本岩は、幅約 80 cm、暗色、ほぼ直立した岩脈で、石灰質片麻岩を貫く。

本岩は鏡下でみると、斜長石・普通輝石・粘土鈹物と炭酸塩鈹物に交代されたかんらん石・鉄鈹および拍子木状の斜長石からなる。

輝石(?)角閃石安山岩 TN71111706A 岐阜県吉城郡河合村保, 下小島ダムサイト付近

本岩は、ジュラ紀手取統砂岩をつらぬく暗色の岩脈で、幅約 6 m、N 65 E 70 W 方向に走る。

本岩は鏡下でみると、斜長石・普通角閃石および粘土鈹物化しているが輝石らしい鈹物を斑晶とし、石基は拍子木状の斜長石に鉄鈹粒をまじえる。斑晶でも石基でも、斜長石はアルバイト化を部分的にうける。

濃飛流紋岩をつらぬく例については、古川町西方などで観察される。

II. 8. 2 檜 峠 層

本層は、河合村二屋北東方および月瀬南西方の山稜部に分布し、おもにデイサイトからなっている。二屋地域の岩体は、北隣「白木峯」図幅地域へひろがり、檜峠付近で最もよく観察されるので檜峠層とよぶ。

本層は、飛驒変成岩類および船津花崗岩類をおおって、二屋地域では海拔約1,100m、明瀬地域では約900m以上の山稜に分布する。分布からみると、基底は多少凹凸があるが、約150m以内の差なので、大きくみるとほぼ水平にのっているようにみえる。月瀬地域の岩体は、山稜の中腹をとりまき、山頂部に

は再び飛驒変成岩類が露出している。

本地域では、本層と飛驒変成岩類あるいは船津花崗岩類との直接的関係はみられなかったが、檜峠では、デイサイトの下位に幅1～2mの礫層がほぼ水平に分布し、不整合関係がみとめられる。

本層の厚さは、最も厚い部分で、二屋地域も明瀬地域も数100mと推定されるが確実にわかわからない。本層のデイサイトには流理構造がみえ、溶岩と考えられる。

本層の岩相は、デイサイトといっても、月瀬地域と二屋地域でいくらか岩相を異にする。

月瀬岩体は、岩体のどの部分も、鏡下では類似したデイサイト～流紋岩であるが、肉眼的には、暗灰色、赤褐色など多彩で、1～2mm幅の流理状縞模様のあるものから、流理構造のほとんどみられないものまでがある。鏡下では、斑晶は、1～3mmの斜長石・しそ輝石および鉄鉱であり、石基は極めて細粒で、拍子木状の斜長石を多く含み、一般に珪長質で、微粒の鉄鉱や鉍石を少量ふくむ。赤褐色の岩相は、これら微量の輝石および鉄鉱の酸化によるものであろう。

二屋岩体も同じくデイサイトであるが、いくらか苦鉄質で、また、岩相変化も多少著しい。岩石は、肉眼的には、多孔質、暗灰色～淡灰色、斜長石斑晶が大きくかつ多いものから、微粒で少量の岩相までがふくまれる。鏡下でみると、斑晶は、多量の斜長石・しそ輝石および少量の鉄鉱・燐灰石などが普通にくまられる他に、普通輝石・かんらん石・角閃石・黒雲母等のふくまれる部分もある。なお、角閃石や黒雲母は一般にオパサイト化が著しく、しそ輝石と普通輝石は連続する部分もある。かんらん石はほとんど変質している。石基は、拍子木状斜長石を多量にふくみ、一般に珪長質、微粒の鉄鉱や輝石がみとめられる。流理構造は一部をのぞいてない。なお、孔隙にはトリヂマイト後のクリストバル石仮晶の発達しているものがある。

本層の時代は、直接的には飛驒変成岩類より若いことしかわからない。本層は、飛驒山地の山稜部における水平に近い分布からみて、飛驒山地の準平原化した時代の噴出とも考えられるが、本地域に接近して分布する第三紀中新世北陸層群岩稲累層の中には、安山岩類が発達するので、確実な理由があるわけではないが一応、本層も岩稲累層相当層と考えておく。

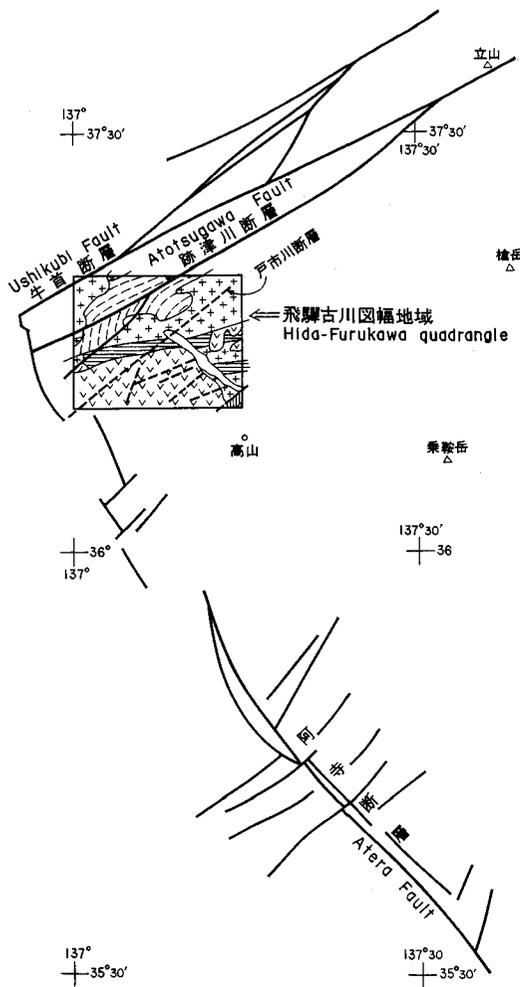
II. 8. 3 更新世堆積物

本地域内には丘陵状山地の頂部、および河川の沿岸の緩斜面などに小規模ではあるが、砂礫層の分布がみられる。

数河付近、小鳥峠付近、保の南から黒内および古川町付近には、更新世に湖沼が存在したと思われる。

保から黒内にかけては、丘陵性山地の頂部に顕著な砂礫層がのっており、真ノ谷では厚さは40mを算する。礫は付近の基盤を構成する花崗岩類・流紋岩・砂岩および頁岩からなり、礫は一般に角礫ないし亜角礫で、大きいものは直径が数mに達する。砂は花崗岩・変成岩・流紋岩および砂岩などの風化物から供給され、アルコーズ質で、一般に角粒からなる。礫および砂は場所によっては淘汰が不良である。薄い粘土層をはさむ。

砂礫層の縁辺部には、しばしば崖錐性堆積物があり、また、脇谷南部および黒内南部には、扇状地堆積物がある。南西部の江黒付近および古川付近の宮川ぞいには、小規模な段丘堆積物が砂礫層の一部を構成する。段丘堆積物の分布は小規模なので、ここでは区別されていない。



第8図 飛驒古川およびその周辺の活断層分布図
Active fault distribution in Hida-Furukawa quadrangle and its adjacent area

II. 8. 4 現世堆積物

宮川およびその支流にそって、現世層の分布がみられる。おもなものは高山線細江駅付近から南東に向うもの、および八日町をへて東に向うもので古川盆地の主体をつくる。本層は礫・砂および粘土からなる。宮川や荒城川の川床にはしばしば基盤岩類が現れるので、最も厚い部分で20mと思われる。

II. 9 活断層

本図幅地域には、いくつかの大きな活断層と、それにとまなう小規模な活断層が網目状によく発達し、地質および地形に深刻な影響をあたえている。

本図幅地域を切る最大の活断層は、宮川村林と河合村角川間の宮川と角川と天生とを結ぶ小鳥川の流路にほぼ一致するもので、いわゆる跡津川断層の一部である(村田, 1914)。跡津川断層は、本図幅地域の活断層に主導的な役割をはたし、他の活断層はほとんどすべて跡津川断層に平行か、あるいは何かの関係をもった方向に走っているようである。跡津川断層は、「立山」図幅地域の立山付近から、「五百石」—「東茂住」—「白木峯」—「飛驒古川」各図幅地域をへて「白川村」図幅地域にいたり、莊川付近で、阿寺断層の延長部分と交叉する付近まで、延長 60 km 以上もつづく大活断層で、ほぼ N60°E 方向に直線状に走り、ほぼ直立し、右横ずれ、南東側おちの変位をもち、阿寺断層とは共軛的關係にある可能性も考えられている(第8図)。

本図幅地域で跡津川断層は、小鳥川をはさんで接近した平行な3断層に分れる。この断層は、しばしば粘土をともなった破砕帯を発達させている。天生谷付近で、この断層をほぼ垂直に横切る隧道内でみると、断層はおよそ40m余りの粘土、および含角礫粘土層をはさみ、さらにその外側に約20mずつの破砕帯をつくっている。この断層は、天生部落付近や宮川村林付近では第四紀堆積物を切っている（松田、1966）。

天生一角川間の小鳥川の流路は跡津川断層の断層谷であって、これにそそぐ北側の支谷は、すべて合流点で西側へそれぞれ数100m屈曲している。この断層は右横ずれだからである。飛驒変成岩類の岩層の連続からみた水平変位量は、右へ約3km、松田（1966）によると天生地区で2.2+km、林地区で3±0.5kmという。なお、この断層面上の条線は、水平に近いものが多い。また、この断層面は垂直に近く、南落ち、松田（1966）によると落差数100mという。

小鳥川のすぐ北側に並走する断層についても、これに交叉する支谷の交叉点での屈曲がみとめられる。

跡津川断層にほぼ平行して、本図幅地域北西端を切る牛首断層も、ほぼ同様な性格をもっている。水無谷は牛首断層の断層谷で、水無谷と利賀川の合流点では、断層面、粘土をともなった破砕帯などよく観察される。

本図幅地域の跡津川断層より南東方、おもに濃飛流紋岩の分布する地域には、跡津川断層に平行、またはいくらかずれるが、北東—南西方向に走る断層群が発達している。これらの断層群の発達は、濃飛流紋岩の中で著しく、ほぼ船津花崗岩類や中生代手取累層群の中ではあまり顕著でない。

跡津川断層の変位の時期について、松田（1966）は、第三紀後期にはじまったとしている。跡津川断層と一致するかどうかは厳密には確かでないが、飛驒変成岩類の変成作用期に、ほぼ同じ位置で同じ方向の変位がおきたらしいことは、飛驒変成岩類の項ですでにのべた。また、この断層ぞいに金属鉱床の濃集分布が知られている（堀田・武田、1953）。これらの事情は、跡津川断層の現在の変位が第三紀後期から始るとしても、それ以前に、ほぼ同じ位置に先駆的な地殻運動のあったことを示唆しているように思われる。

Ⅲ. 応用地質

本図幅地域内には、磁鉄鉱・マンガン鉱・黒鉛・陶石および珪石の鉱床が賦存する。

Ⅲ. 1 磁鉄鉱

河合村曲淵および上島谷には、磁鉄鉱鉱床があり、曲淵のものは稲越鉱山として採掘されたことがある。跡津川断層付近に発達する磁鉄鉱鉱床列の一部である。

稲越鉱山

本鉱床は、曲淵東方にあり、船津花崗岩類が芦谷層、または小鳥川層の飛驒変成岩類に接する付近にあり、鉱床の母岩は、変成岩と花崗岩からなっている。鉱床は飛驒変成岩類中の石灰岩を交代するスカレンで、鉱体は、層厚3m±、長径6m±のものが数層あるという（堀田・武田、1953）。鉱石は、磁鉄

鉱を主とし、磁硫鉄鉱・黄鉄鉱および黄銅鉱からなる。堀田・武田（1953）の当時の資料で、既採掘量約20,000トン、確定鉱量約20,000トン、平均品位約40～50%という。

現在、休山中である。

Ⅲ. 2 マンガン鉱

二屋 鉱 山

本鉱床は、河合村二屋部落南方にあり、飛驒変成岩類の小鳥川層と、二屋層の境界付近に分布する。角閃石黒雲母斜長石石英片麻岩、角閃石透輝石斜長石石英片麻岩・石灰岩などを母岩とする。とくに珪質変成岩は伴われていない。数鉱脈あり、幅3m以上のものもあり、延長も100m以上のものもあるという。鉱石は、菱マンガン鉱を主とし、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱など硫化鉱物をふくむ石英脈をともなう。富成・桑波田（1962）の報告によれば、推定鉱量13,000トン、品位は炭酸マンガン鉱でMn30%以下、二酸化マンガン鉱でMnO₂55%程度という。

本鉱山は、かつて、銀山として稼行されたことがある。

Ⅲ. 3 黒 鉛

飛驒変成岩類中の含黒鉛アルミナ質片麻岩層は、処々に黒鉛鉱床を形成する。黒鉛鉱床は、天生層の見かけ上の上部層準と、二屋層の中部以上の層準でみだされる。

天生層の黒鉛鉱床は、東からいうと、

虎谷鉱山 河合村夏坪谷

角川鉱山 // 小無雁

芦谷鉱山 // 下朝川原谷

元田鉱山 // 元田

天生鉱山 // 荒町

二屋層の黒鉛鉱床は、

金剛堂鉱山 // 二屋部落東方

(試掘) // // 北方

天生層の黒鉛鉱床は、天生層の一定の層準に連続している。

これらの黒鉛鉱床は、含黒鉛片麻岩層中の黒鉛が、濃集して形成されたもので、濃集の機構は、褶曲、破碎などの構造運動と、花崗岩質岩石の活動が関係するもので、よくもめた地域に花崗岩の細脈を伴って、富鉱部が形成されていることが多い。このような部分は、細鱗または土状のことが多く、土状の鉱床の方が、一般に品位が高い（野沢，1952）。鉱床は、一般に層状またはレンズ状で、片麻岩中に整合的にはさまれることが多い。しばしば土状で粘土鉱物をまじえた高品位の鉱体が、断層をうめたり、片麻岩中の不規則な外形の、われめをうめたりしていることもある。

現在稼行しているのは、天生鉱山のみである。

天生 鉍 山

本鉍山はもともと、天生部落より東南方約 5 km の山中に、天生鉍山と呼ばれる有名な銀山があり、荒町に選鉍場があったが、第二次大戦で銀山は閉山し、選鉍場付近の黒鉛の採掘に着手し、今日に到っている。天生鉍山付近は、ほぼ南北方向に直立した軸面をもつ等斜褶曲や、南北方向の断層など、構造はみだれて著しく複雑で、花崗岩の小岩体も貫入している。付近の母岩は、ざくろ石黒雲母斜長石石英片麻岩、角閃石透輝石斜長石石英片麻岩などである。鉍体は、幅0.5～1.5m、長さ10～30mのレンズ状または層状鉍体数層で構成される。品位は3～10%、鉍量約200t（Cとして）といわれている。

III. 4 陶 石

古川町数河および清見村大谷付近では、陶石が採掘されている。数河では珪長岩脈、大谷では濃飛流紋岩の一部を稼行する。佐々木・高田（1971および1972）の調査によると、おもな性質は次の通りである。

数 河

船津花崗岩を貫く珪長岩脈の、陶土化したものを稼行している。同岩脈は、東北東—西南西方向に、およそ750mにわたって断続し、個々の岩脈は、長さ100m以上、幅5～8m、方向は一定しない。鉍石は、石英およびセリサイトを主とする。化学組成でみると、 Fe_2O_3 がいくらか高く、アルカリが変化に富んでいることが特徴である。鉍量は、全体では10数万トンに達する。

大 谷

この付近は二本木地区と呼ばれ、南隣「三日町」図幅地域の二本木を中心に、数多くの鉍床があり、当地方はその北端にあたる。鉍床は、濃飛流紋岩の一部が、レンズ状に陶石化したもので、森茂・大谷の両鉍山の他にも小露头がある。

鉍層は、それぞれ数層あり、各鉍層は、厚さ4～20m、形は断層のため明確でなく、各鉍層は陶石化の弱い流紋岩によってへだてられている。鉍石は、おもに石英およびセリサイトからなる。化学組成では、大谷鉍山で Na_2O がかなり多い他は、陶石としてほぼ安定した一般的組成をもつ。鉍量は、森茂鉍山約7万トン、大谷鉍山約2万トンと考えられる。

III. 5 珪 石

船津花崗岩には、まれにポケット状のペグマタイトが発達し、その中に石英の塊状鉍体がふくまれることがある。石英塊は、径数10mで、品位は良好であるが、個々の鉍体が小さいので採掘は容易でない。古川町数河南方および宮川村高山北方などで、採掘されたことがあるが、現在は稼行されていない。

IV. 災害地質

本図幅地域内で、災害を生ずるおそれの大きいものの一つは、前述の跡津川断層である。跡津川断層は、現在も活動し、松田（1966）によると北側が隆起しているという。跡津川断層は、かつて、安政2年（1857年）2月26日飛騨大地震の際には、著しい災害をもたらした。武者（1951, p. 692-726）によると、角川地域で死者19名、全壊家屋45軒、半壊34軒、難をまぬがれた家がわずかに5軒、さらに元田地域では、立石および荒町部落9戸、53名が、1名を除いて全壊埋没している。

本図幅地域は、古期岩石が基盤を形成し、地震も比較的少いが、跡津川断層系の活断層地域として、常時観測と予防措置が、のぞまれるところである。

文 献

- 安斉俊男 (1947) : 岐阜富山両県下土状黒鉛鉱山. 窯業原料, 第1集, p. 204~218.
- (1947) : 岐阜富山両県下黒鉛鉱山調査報告. 地下資源調査所速報. no. 2, p. 1~8.
- (1951) : 岐阜県富山県下黒鉛鉱山調査報告. 地調月報, vol. 2, no. 2, p. 96~101.
- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) : Chemical composition of Japanese granites, part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, no. 1, p. 39~49.
- 坂市太郎 (1887) : 飛驒四近地質報文. 地質要報, no. 3, p. 205~326.
- FUJIYOSHI, A. (1970) : Potassium feldspars from gneisses and granites in the upper Hayatsuki-gawa area, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 18, no. 2, p. 1~18.
- 堀田敦史・武田達也 (1953) : 岐阜県吉城郡神岡町・坂上村・河合村・跡津断層沿線地域鉱産資源調査報告. 地下資源調査報告, 第3輯, p. 31~36. 岐阜県.
- 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫編 (1970) : 本列島地質構造発達史. 232p., 筑地書館, 東京.
- 石岡孝吉 (1948) : 岐阜県ひだ高原西部吉城郡河合村附近の片麻岩と花崗岩類. 地質雑, vol. 54, no. 636, p. 105~106.
- ISHIOKA, K. (1953) : On the orbicular esboite from the Amo-mine, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 1, no. 1, p. 85~95, vol. 1, no. 2, p. 96~107.
- 石岡孝吉 (1953) : 岐阜県飛驒高原西部吉城郡河合村のミロナイト. 名古屋地学, 2号, p. 9~12.
- (1955) : 飛驒変成岩の岩石学的研究. 総合研究報告集録 (理), 昭和30年, 日本学術振興会, p. 227.
- ISHIOKA, K. (1967) : A clinopyroxene granitic rock from Myogase, Japan. *Geochem. Jour.* vol. 1, p. 95~108.
- 石岡孝吉 (1970) : プリズム法によってざくろ石の屈折率をはかること. 名古屋地学, no. 26~27, p. 22~28.
- 磯見 博・野沢 保 (1957) : 5万分の1地質図幅「船津」および同説明書. 43p., 地質調査所.
- ・—— (1960) : ひだ変成岩の構造, 地球科学, no. 48, p. 11~20.
- ・河田清雄 (1968) : フォッサマグナ両側地域における基盤岩類の対比. 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料“フォッサマグナ”, p. 4~12.
- 加来一郎 (1953) : 岐阜県稲越鉱山磁気ならびに電気探鉱調査報告. 地調月報, vol. 4, no. 5, p. 337~352.
- 笠原芳雄・下野 洋 (1974) : 大雨見山火山岩類の地質時代. 地質雑, vol. 80, no.5, p. 239~240.
- 加納 博 (1962) : 上広瀬礫岩, とくに飛驒大陸基盤論に関連して. 地質雑, vol. 68, no. 805, p. 573~581.
- (1972) : 日本列島の先カンブリア基盤岩類—とくに飛驒変成岩の先カンブリア説をめぐ

- つて. 日本海, no. 7, p. 47~54.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人 (1961) : 中央アルプスとその西域の地質. その 2, 濃飛流紋岩類. 地球科学, vol. 15, no. 54, p. 20~31.
- (1966) : ひだ古川町および国府町付近のいわゆる“国府型”花崗岩についての再検討. 地質雑, vol. 72, no. 5, p. 245~251.
- KAWADA, K. (1971) : Geology and petrology of the Nohi rhyolites, with special reference to those along the Hida River. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 243, 49p.
- 河合正虎 (1956) : 飛驒山地における後期中生代の地殻変動, 第 1 報. 地質雑, vol. 62, no. 733, p. 559~573.
- ・平山 健・山田直利 (1957a) : 5 万分の 1 地質図幅「荒島岳」および同説明書. 110p., 地質調査所.
- ・磯見 博・片田正人・河田清雄・村山正郎・山田直利 (1957b) : 飛驒山地およびその周辺部にみられる後期中生代の地殻変動ならびに酸性岩類の火成活動について (討論会要旨). 地質雑, vol. 63, no. 742, p. 404~405.
- ・塚野善蔵・前田四郎・松尾秀邦・木村達明・三浦 静・村山正郎・片田正人・山田直利 (1958a) : 飛驒山地ならびにその周辺部の後期中生界について (討論会要旨). 地質雑, vol. 64, no. 754, p. 367.
- ・野沢 保 (1958b) : 5 万分の 1 地質図幅「東茂住」および同説明書. 76p., 地質調査所.
- (1959) : 飛驒高原西部における後期中生代の地殻変動, 第 2 報. 地質雑, vol. 65, no. 771, p. 760~765.
- (1961a) : 飛驒高原西部における後期中生代の地殻変動, 第 3 報. 地調月報, vol. 12, no. 10, p. 747~762.
- (1961b) : 飛驒高原東部における後期中生代地殻変動. 地調月報, vol. 12, no. 12, p. 903~920.
- KAWAI, M. (1961c) : Late Mesozoic crustal movements in the Hida plateau, Central Honshu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, Geology, vol. 11, no. 3, p. 347~380.
- 小島信夫 (1957) : 飛驒変成岩類中の含黒鉛部分の時代について. 地球科学, vol. 11, no. 32, p. 9~10.
- 小林英夫 (1953) : 岐阜県吉城郡坂上地域にみられる塩基性岩類と星雲状片麻岩, 飛驒変成帯の研究 2). 北海道地質要報, no. 22, p. 49~57.
- (1956) : 飛驒変成帯の研究 (その 3), 岐阜県吉城郡坂上村岸奥にみられる石灰岩の交代変成作用. 地質雑, vol. 62, no. 733, p. 529~540.
- 小林 進・忠内竜雄・山下和司・今井敬章 (1965) : 岐阜県吉城地区, 国内鉄鋼原料調査, 第 4 報. p. 187~189, 通産省鉱業審議会鉱山部会.
- 小林貞一 (1927) : 手取統について. 地質雑, vol. 34, no. 401, p. 59~65.
- KOBAYASHI, T. & SUZUKI, K. (1937) : Non-marine shells of the Jurassic Tetori Series in Japan. *Jap.*

- Jour. Geol. Geogr.*, vol. 14, nos. 1~2, p. 33~51.
- (1939) : The geological age of the Mesozoic land floras in western Japan, discussed from the stratigraphic standpoint. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 16, nos. 1~2, p. 75~103.
- KOBAYASHI, T. & TAMURA, M. (1955) : The Myophorellinae from north Japan. Studies on the Jurassic Trigonians in Japan, Part IV. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 26, nos. 1~2, p. 89~103.
- (1956) : Some Jurassic Trigonians from Central and West Japan. Studies on Jurassic Trigonians in Japan, part V. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 27, no. 1, p. 1~8.
- (1957a) : Nipponitrigonia and Rutitngonia in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 26, p. 51~61.
- (1957b) : Some Trigonians from the Hida plateau region, Central Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 28, nos. 1~3, p. 43~46.
- KONISHI, K. & OMURA, A. (1967) : Gollenia (algal stromatolites) from the Hida Mountainland, Central Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. XII, no. 1, p. 173~183.
- KUNO, H., BAADSGAARD, H., GOLDICH, S. & SHIOBARA, K. (1960) : Potassium-argon dating of the Hida metamorphic complex, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. XXXI, nos. 2~4, p. 273~278.
- 前田四郎 (1952) : 福井県九頭竜川上流地域の手取統の層位学的研究. 地質雑, vol. 58, no. 684, p. 401~410
- (1958a) : 飛驒山地の手取層群の層序と構造. 地質雑, vol. 64, no. 755, p. 388~398.
- (1968b) : 白山地域の手取層群の層序と構造 (その 1・層序). 地質雑, vol. 64, no. 758, p. 583~594.
- MAEDA, S. (1959b) : On the species of *Polymesoda*, from the Tetori group in the Hida mountainland, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 36, p. 157~160.
- 前田四郎 (1960) : 飛驒山地に発見せる手取層群. 千葉大学文理紀要, vol. 3, no. 2, p. 195~200.
- (1961a) : 白山地域の手取層群の層序と構造 (その 2・構造). 地質雑, vol. 67, no. 786, p. 133~142.
- MAEDA, S. (1961) : On the Geological history of the Mesozoic Tetori group in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, no. 3~4, p. 375~396.
- 前田四郎 (1961c) : 手取層群の地史学的研究. 千葉大学文理紀要, vol. 3, no. 3, p. 367~426.
- MAEDA, S. (1962a) : On the occurrence of *Nippononaia* in the Mesozoic Tetori group. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 46, p. 243~248.
- (1962b) : Trigoniid from the Tetori group in the Furukawa district Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 47, p. 273~276.
- (1962c) : On some *Nipponitrigonia* in Japan. *Jour. Coll. Arts & Sci. Chiba Univ.*, vol. 3, no. 4, p. 503~514.

- (1962d) : Some Lower Cretaceous Pelecypods from the Akaiwa subgroup, the upper division of the Tetori group in Central Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. N.S.*, no. 48, p. 344~351.
- (1963a) : Some Jurassic Trigonides from the Tetori group in the Kuzuryu district, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N.S.*, no. 51, p. 79~85.
- 松田時彦 (1966) : 跡津川断層の横ずれ変位. 震研彙報, no. 44, p. 1179~1212.
- 松本達郎 (1967) : 侏羅紀および白亜紀. 地史学下巻 (新版), p. 317~683, 朝倉書店.
- 松尾秀邦 (1954) : 北陸地方における上部白亜系足羽統 (Asuwa Series) の創設について (演旨), 地質学雑誌, vol. 60, no. 706, p. 283.
- MIURA, C. (1925) : Geology of Hida plateau, with special reference of the study of so-called gneiss. (東京大学卒論) (M. S.)
- 宮本弘道 (1947) : 岐阜県二ツ屋鉱山マンガン鉱床調査概報. 商工省地下資源調査所速報, no. 26, p. 1~10.
- MIYAZAKI, A. SATO, K. and SAITO, N. (1973) : Lead isotope studies of metamorphic and sedimentary rocks from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 6, no. 3, p. 105~116.
- 村田 析 (1914) : 跡津の大断層. 地質雑, vol. 21, no. 248, p. 206~208.
- 武者金吉 (1951) : 日本地震史料. 757p. 毎日新聞社, 東京.
- 中井順二・氏家 明 (1959) : 岐阜県飛驒地域自動車放射能探査報告. 地調月報, vol. 10, no. 1, p. 45~50.
- 野田勢次郎 (1910) : 20万分の1地質図幅「木曾」および同説明書, 90p., 地質調査所.
- ・佐藤伝蔵 (1919) : 20万分の1地質図幅「高山」および同説明書. 166p., 地質調査所.
- 野沢 保 (1952a) : 飛驒の黒鉛鉱床の形成について. 地調月報, vol. 3, no. 7, p. 305~311.
- (1952b) : ひだ神岡鉱山付近の伊西閃長岩質岩石の成因について. 地質雑, vol. 58, no. 685, p. 469~475.
- ・磯見 博 (1956) : 船津付近で見られるひだ変成岩と, 船津花崗閃緑岩と, 古生層との関係. 地質雑, vol. 62, no. 725, p. 104~113.
- (1957) : ひだ船津花崗閃緑岩とその中の岩脈との関係. 地質雑, vol. 63 no. 746, p. 601~608.
- (1959) : ひだ変成岩の時代について (予報). 地質雑, vol. 65, no. 767, p. 463~469.
- (1968) : ひだ変成帯の同位元素年令, 1968年における総括と短い覚えがき. 地質雑, vol. 74, no. 8, p. 447~450.
- (1969) : 飛驒変成帯の球状岩. 岩鉱. vol. 61, no. 5, p. 181~193.
- 尾原信彦 (1956) : 神通川水系小島川ダム予定地点地質調査報告. 地調月報. vol. 7, no. 1, p. 1~10.
- OHMOTO, H. (1964) : K-A ages of the Hida gneiss complex in Central Japan. *Proc. Jap. Acad.*, vol. 15, no. 1, p. 26~41.
- OISHI, S. (1931) : Fossil plants from Japan and Korea. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 2, vol. 14,

- no. 2a, p. 113~120.
- 大石三郎 (1933) : 手取統, 特にその化石帯について. 地質雑, vol. 40, no. 481, p. 617~644, no. 482, p. 669~699.
- (1934) : 手取統, 特にその化石帯についての正誤表. 地質雑, vol. 41, no. 484, p. 43~44, no. 487, p. 209.
- OISHI, S. (1940) : The Mesozoic floras of Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.*, Ser. 4. vol. 5. nos. 2~4, p. 124~480.
- (1941) : On the occurrence of a Dipteridaceous fern from the Tetori series of Toyama Pref. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.*, Ser. 4, vol. 6, no. 2, p. 159.
- 岡部武次 (1964) : 二屋鉦山, 国内鉄鋼原料調査, 第3報. p. 168, 通産省鉦業審議会鉦山部会.
- 大島教義 (1948) : 岐阜県吉城郡渋草陶石鉦床調査報告. 商工省地下資源調査所速報, no. 46. p. 1~8.
- OTA, Y. (1960) : The zonal distribution of the nonmarine fauna in the Upper Mesozoic Wakino subgroup. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, Geology, vol. 9, no. 3, p. 187~209.
- 大塚専一 (1890) : 20万分の1「富山」図幅および同説明書. 78p., 地質調査所.
- PETTJHON, F. J., POTTER, P. E. and SILVER, R. (1972) : Sand and sandstone. 618 p., Springer Verlag, Berlin.
- 佐々木政次・高田康秀 (1971) : 飛驒・益田地域陶石の開発利用に関する調査研究 (第5報) II. 飛驒地域・数河地区. p. 52~85, 岐阜県.
- 笹島貞雄 (1968) : 飛驒帯を中心とする変成岩・花崗岩類の岩石磁気学的考察. 福井大学芸紀要, 第II部, 10号, 5集, p. 147~162.
- 佐藤信次・白波瀬輝夫・柴田秀賢 (1961) : カリウム・アルゴン法による岩石の年令決定. 地質雑, vol. 67, no. 790, p. 425 (演旨).
- SATO, S. (1968) : Precambrian-Variscan polymetamorphism in the Hida Massif, basement of the Japanese Island. *Sci. Rep. Tokyo Univ. of Education*, Sect. C, vol. 10, no. 95, p. 15~129.
- 柴田秀賢 (1954) : ひだ古川町付近の花崗岩類. 東京教育大理, 地鉦研究報告, no. 3, p. 205~213.
- (1944) : 飛驒古川町附近の地質特に片麻岩の生成時代に就きて. 地質雑, vol. 51. no. 605, p. 43~44.
- SHIBATA, K. & NOZAWA, T. (1966a) : K-Ar ages of Hida metamorphic rocks, Amo-Tsunokawa area and Oki area, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 17, no. 7, p. 20~26.
- , —— (1966b) : K-Ar age of the granodiorite in a pit of the Amo Mine, Hida mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 17, no. 7, p. 27~31.
- , —— & WANLESS, R. K. (1970) : Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Canadian Jour. Earth Sci.*, vol. 7, no. 6, p. 1383~1401.
- 柴田 賢・野沢 保 (1974) : 飛驒上広瀬地域の古生代岩石のK-Ar年令. 地調月報, vol. 25 no. 10.

p. 525~526.

島津光夫 (1959) : 二, 三の変成岩中のカリ長石. 岩鉱, vol. 43, no. 4, p. 185~193.

鈴木 守 (1956) : 富山県西南部水無ふきんにおける地質構造単位と変成岩類との関係について (第1報). 地質雑, vol. 62, no. 724, p. 8~19.

———— (1959) : ひだ変成帯西部, 水無地域にみられる結晶質石灰岩の交代変成作用. 地質雑, vol. 65, no. 763, p. 184~195.

SUZUKI, M. and KOJIMA G. (1970) : On the association of potassium feldspar and corundum found in the Hida Metamorphic Belt. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Geol.*, vol. 63, no. 6, p. 266~274.

———— (1973) : An occurrence of "eclogitic rock" in the Hida metamorphic belt. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Geol.*, vol. 68, no. 12, p. 372~382.

鈴木盛久 (1973a) : 飛驒変成帯西部の礫土質片麻岩について 2, 3 の考察. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 215.

———— (1973b) : 飛驒変成帯の granulite 相. 梅垣嘉治先生退官記念文集, p. 129~135.

高島 彰 (1947) : 岐阜県吉城郡の鉄鉱調査報告. 商工省地下資源調査所速報, no. 11, p. 2~20.

富成武雄・桑波田武信 (1955) : 二屋鉱山地区調査報告. 岐阜県地下資源調査報告, no. 12, p. 34 ~ 43, 岐阜県.

————・———— (1962) : 二屋鉱山地区. 国内鉄鋼原料調査, 第1報, p. 262~266, 通産省鉱業審議会鉱山部会.

TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958) : Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 74, 153 p.

山田直利・河田清雄・仲井 豊・磯見 博 (1967) : 濃飛流紋岩類—その地質学的概観—日本地質学会編. 地質見学案内書「東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩類」, p. 8~17.

————・————・諸橋 毅 (1971) : 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, vol. 25, no. 2~3, p. 52~88.

山口 勝 (1967) : 飛驒片麻岩の U-Pb, Rb-Sr 法による年代. 地質雑, vol. 73, no. 2, p. 71, (演旨).

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No. 43

GEOLOGY OF THE HIDA-FURUKAWA DISTRICT

By

Tamotsu NOZAWA, Kiyoo KAWADA

&

Masatora KAWAI

(Written in 1974)

(Abstract)

GEOLOGY

GENERAL REMARKS

The area studied is situated in the midst of the Hida Mountains in the northern part of Central Japan. Geologically, it lies in the Hida Belt which is the northernmost belt of the zonal arrangement of basement rocks in the Inner Zone of Southwest Japan. The Hida Belt in this quadrangle area comprises two parts, the northern half, Hida Metamorphic Belt and the southern half, Hida Marginal Belt.

The Hida Metamorphic Belt is mainly composed of Hida Metamorphic Rocks of probably Paleozoic age and Funatsu Granitic Rocks of Triassic age. And Hida Marginal Belt is mainly composed of partly metamorphosed Middle and Upper Paleozoic formations.

Small masses of gabbro and diorite are exposed in the Hida Metamorphic Belt.

Andesitic, dacitic and rhyolitic dykes of older age, probably contemporaneous with the Hida metamorphism or the Funatsu granite plutonism are intruded into the Hida Metamorphic Rocks and the Funatsu Granitic Rocks and are weakly metamorphosed.

Tetori Supergroup of Jurassic ~ Lower Cretaceous age is exposed in a narrow belt and is in contact with the Funatsu Granitic Rocks, partly with fault and partly with unconformity.

Late Cretaceous ~ Paleogene Tertiary felsic volcanics, Nohi Rhyolite, Odorigawa Rhyo-

Table 1. Summary of geology in Hida-Furukawa quadrangle area

Geologic age			Stratigraphy
Cenozoic	Quaternary	Recent	Recent deposits
		Pleistocene	Pleistocene deposits
	Tertiary	Neogene	Naratoge Formation
		Paleogene	
Mesozoic	Cretaceous	Neocretaceous	Oamemiyama Volcanics Odorigawa Rhyolites Nohi Rhyolite Kague Formation?
		Paleocretaceous	Inago Formation
			Furukawa Formation
	Jurassic		
	Triassic	Funatsu Granitic Rocks	
	Paleozoic	Permian	Kosobora Andesite
Carboniferous		Moribu Formation	
		Kamihiro Formation	
Age unknown		Hida Metamorphic Rocks	

lites, Oamemiyama Volcanic Rocks and felsic dykes cover or intrude most of the basement rocks in the southern half of the quadrangle area.

Dacite lava of probably Neogene Tertiary age covers partly the basement rocks in the northwestern part of the area.

Dykes of younger age, probably of Neogene, are intruded into the Hida Metamorphic Belt and are andesitic or basaltic in character.

Pleistocene and Recent deposits are exposed in some areas in this quadrangle area.

Geotectonically, one of the characteristic features of this quadrangle area is large-scaled activities of recent faults. Among several trend systems of recent faults, ENE-WSW trend is most predominant.

HIDA METAMORPHIC ROCKS

The Hida Metamorphic Belt is one of the largest regionally metamorphosed terranes in Japan. Rocks composing the Belt are mostly quartzo-feldspathic gneisses, and their predominant mineral associations in this quadrangle area are as follows ;

Biotite-plagioclase-quartz \pm microcline

Hornblende-plagioclase-quartz

Diopside-plagioclase-quartz

Biotite-diopside-plagioclase-quartz

Diopside-hornblende-plagioclase-quartz

Hornblende-biotite-plagioclase-quartz

Limestone is also abundant. It often accompanies many skarn minerals, such as diopside, garnet, forsterite, chondrodite, wollastonite, scapolite, etc.

Amphibolite occurs in a relatively small volume, though hornblende-bearing quartzo-feldspathic gneiss is abundant throughout the Belt. Hornblende-plagioclase-quartz gneiss and hornblende-biotite-plagioclase-quartz \pm microcline gneiss, are common and often contain garnet porphyroblast.

Aluminous gneisses are intercalated in quartzo-feldspathic gneisses and are garnet-sillimanite biotite-plagioclase-quartz gneiss, corundum-muscovite-plagioclase (+ microcline) gneiss, etc.

Most of the quartzo-feldspathic gneisses, aluminous gneisses and limestones bear graphite flakes.

Chemistry of quartzo-feldspathic gneiss is quite similar to that of greywacke sandstone. So, the original rocks of the Hida Metamorphic Rocks are supposed to be geosynclinal sediments, mainly sandstone intercalating a lot of thin layers of limestone and small quantities of shale, as well as volcanic rocks of mafic, intermediate and rarely felsic character.

It seems peculiar that there is no sign to indicate conglomerate as original rocks, in spite of widespread occurrence of metamorphic rocks probably derived from sandstone.

The structure of the Hida Metamorphic Belt runs, generally speaking, ENE-WSW, dipping gently northwestwards. Some local distortions are found; for instance, on the southern side of the Atotsugawa Fault, minor folding with axis of N-S direction develops repeatedly.

The Hida Metamorphic Rocks in this quadrangle area are divided stratigraphically into eight formations. They are successively conformable and change gradually to each other. They are as follows, arranged after the order of zonal distribution from south to north.

Sodetoge	Formation
Ashitani	"
Amo	"
Sangodani	"
Odorigawa	"
Futatsuya	"
Mizunashi	"
Nishinomata	"

Each formation contains almost similar varieties of metamorphic rocks to each other, but the proportion of each variety of metamorphic rocks is different to each formation. On this basis, each formation is defined.

Sodetoge Formation

It is characterized by limestone and calcic quartzo-feldspathic gneisses, such as diopside-plagioclase-quartz gneiss, biotite-diopside-plagioclase gneiss, etc. A cluster of orbicules is found in diopside-plagioclase-quartz gneiss on the river side of the Miyagawa River.

Ashitani Formation

It is characterized by relatively mafic quartzo-feldspathic gneisses such as hornblende-plagioclase-gneiss, biotite-hornblende-plagioclase-quartz gneiss, etc. Garnet-bearing hornblende-plagioclase gneiss is found sporadically.

Amo Formation

It is characterized by aluminous quartzo-feldspathic gneisses, such as biotite-plagioclase gneiss, biotite-plagioclase-quartz-microcline gneiss, etc. Besides, garnet-bearing varieties, graphite seam, etc., though not in a large amount, are also contained. A peculiar variety, quartzo-feldspathic gneiss derived from dacite with idiomorphic blastoporphyratic plagioclase is exposed in Kodani.

Sangodani Formation

It is similar to the Ashitani Formation, though a little more felsic than the latter. Biotite-hornblende-plagioclase-quartz gneiss is the most predominant variety.

Odrigawa Formation

It is similar to the Sodetoge Formation, and is characterized by limestone and calcic gneisses. It contains abundant limestone seams. Among limestone seams, rarely dolomitic ones are found. Skarn which comprises wollastonite, diopside, forsterite, chondrodite, garnet, scapolite, etc. is found in some limestones.

Futatsuya Formation

It is composed of quartzo-feldspathic gneisses with no distinctly predominant variety and is different from the Odrigawa Formation in the scarceness of limestone. Corundum-biotite-muscovite-plagioclase-microcline gneiss is exposed in a thin seam in hornblende-diopside-plagioclase-quartz-microcline gneiss at Hane.

Mizunashi Formation

It is quite similar to the Odrigawa Formation.

Nishinomata Formation

It is characterized by partly aluminous and partly mafic quartzo-feldspathic gneisses, such as biotite-plagioclase-quartz gneiss, hornblende-biotite-plagioclase gneiss, diopside-biotite-plagioclase-quartz, etc. Garnet-sillimanite-biotite-plagioclase-quartz gneiss is intercalated in calcic gneiss near Mizunashi.

Amo Granite

“Amo Granite” is not a name of any definite formation of the Hida Metamorphic Rocks but is a name given to small granitic masses, lenses, veinlets or pools, commonly several meters across, exposed in the Hida Metamorphic Rocks. It occurs in most kinds of gneisses, changing its character according to the nature of the wall gneiss. It has mostly no gneissosity except the remnant of paleo-structure of gneiss replaced by it. It is considered to have been formed by a metasomatic process.

It has been often called “grey granite” because of its grey or pale purplish blue tint of felsic minerals.

Though it is commonly small in this area, it often forms large masses several kilometers across in the vicinity of this quadrangle area.

The metamorphism of the Hida Metamorphic Rocks is divided into two stages. The first one is mainly of low-pressure type and belongs to amphibolite facies. And the second one is of retrogressive character and belongs to lower facies with abundant epidote, prehnite, chlo-

rite, muscovite, etc. There would not be a large interval between these two metamorphism but some crustal movement, such as upheaval to provoke dyke activity, is believed to have taken place between the two stages of metamorphism.

The age of original rocks of the Hida Metamorphic Rocks is supposed to be Early or Middle Paleozoic and the age of metamorphism, Late Paleozoic or Early Mesozoic. However, some geologists insist the possibility of polymetamorphism, that is, the original rocks would be of Precambrian age and the first metamorphism, too, and the second metamorphism of Late Paleozoic or Early Mesozoic age. The debate is not yet settled.

PALEOZOIC SYSTEM

Lower Carboniferous system, Kamihiro Formation and Moribu Formation and presumably Permian system, Kosobora Andesite are exposed in the southeastern corner of the quad-angle area. Carboniferous system is one of the predominant members of the Hida Marginal Belt.

Kamihiro Formation is mainly of conglomerate containing granitic pebbles in a matrix of tuffaceous sandstone. Its matrix is metamorphosed weakly to muscovite-chlorite-albite-quartz schist, etc. Granitic pebbles are characterized by the poorness in K_2O in contrast to the high content of Na_2O , chemically.

Moribu Formation covers conformably the Kamihiro Formation and is mainly composed of shale and shaly sandstone. It is metamorphosed into chlorite-albite-muscovite-quartz schist, etc.

Kosobora Andesite covers the Kamihiro Formation unconformably and is mainly made of hornblende andesite. It is free from regional metamorphism and is to be correlated to the Permian system nearby after its petrographical similarity.

DIORITE AND GABBRO

In the Hida Metamorphic Belt, there are exposed small masses of diorite and gabbro, several tens or hundreds of meters across, in several localities. Some of the gabbro contain olivine besides pyroxene.

FUNATSU GRANITIC ROCKS

Funatsu Granitic Rocks cover a large area, larger than the Hida Metamorphic Rocks in this quadrangle area, as well as throughout the Hida Metamorphic Belt. Their main masses are arranged as if to envelope the main mass of the Hida Metamorphic Rocks. Besides, subordinate small masses are also exposed even in the midst of the Metamorphic Rock region.

Petrographically, the Funatsu Granitic Rocks are divided into two types, as follows ;

Shimonomoto type : diorite, quartz diorite, tonalite, etc.

Funatsu type : adamellite, porphyritic granodiorite, etc.

In this quadrangle area, there are exposed several masses of the Funatsu Granitic Rocks.

Hirose Granite is composed of mainly tonalite of the Shimonomoto type and partly granodiorite of the Funatsu type. It is intruded into the conglomerate of the Kamihiro Formation.

Funatsu Granite is the largest mass surrounding the southern periphery of the Hida Metamorphic Belt. It is mostly composed of adamellite and granodiorite and belongs to the Funatsu type. It is in contact with the Hida Metamorphic Rocks partly by metasomatic emplacement, and partly by mylonitic intrusion. In the mylonitic contact, a broad mylonitic peripheral zone develops with abundant "Augen" -like porphyroblasts of microcline.

In some part of the Funatsu Granite there are contained abundant inclusions of gneisses and limestones derived from the Hida Metamorphic Rocks. These inclusions are autochthonous and retain the original stratigraphic relation to each other and to the neighbouring metamorphic rock formations.

Mizunashi Granite is emplaced in the Hida Metamorphic Rock region and belongs to the

Funatsu type. It contains, in most part, abundant autochthonous inclusions of the Hida Metamorphic Rocks.

Moriyasu Granite is also exposed in the Hida Metamorphic Rock region and is typically of the Funatsu type. It has scarcely any inclusions of the metamorphic rocks.

Small masses of granitic rocks are scattered in the Hida Metamorphic Rock region. Most of them are similar to the nonporphyritic adamellite or granodiorite of the Funatsu type.

OLDER DYKES

In the Hida Metamorphic Belt there are intruded many dykes. Some of them are younger ones of Tertiary age and the others are older ones which are metamorphosed in various degrees. Their metamorphism is mainly of greenschist facies or lower grade facies and rarely goes upto amphibolite facies similar to the wall, the Hida Metamorphic Rocks.

They are often intruded by granitic veinlets ramifying from the wall and have intersecting joints common to the wall.

They are mostly andesitic, dacitic and rarely rhyolitic in character. They are metamorphosed into epidote-chlorite-actinolite-quartz-plagioclase schist, (garnet)-epidote-chlorite-prehnite-albite-quartz schist, etc.

TETORI SUPERGROUP

The Tetori Supergroup is divided into the Kuzuryu and Itoshiro Groups in the northern and west-southwestern exterior of this quadrangle area, i.e. the upper reaches of the Kuzuryu River, Sho-Kawa (R.) and Jyoganji River. The middle-upper Jurassic Kuzuryu Group is not exposed in this area.

ITOSHIRO GROUP

The Itoshiro Group extends from west to east in central part of this area and forms two narrow rows of synclinal structure.

The Group unconformably overlies the Hida Metamorphic Rocks and the Hirose Granite, and unconformably underlies the Upper Cretaceous Nohi Rhyolite and the Upper Cretaceous or Early Tertiary Oamemiyama Volcanics.

This group is composed of the Furukawa Formation in the lower half and the Inagoe Formation in the upper.

A) Furukawa Formation

This formation is divided, into the Tanemura Conglomerate, the Numamachi Alternation, the Sugizaki Sandstone and the Taie Shale Members in ascending order which are successively conformable.

Tanemura Conglomerate Member: It is the basal member of the Furukawa Formation and underlain unconformably by the Funatsu Granitic Rocks. The thickness varies from 200 to 250 meters. This member is chiefly composed of conglomerate and sandstone, and partly of shale. The boulders and cobbles of this member are of granitic rocks, gneisses, rhyolite, orthoquartzite and Paleozoic clastic sediments, and the matrix of conglomerate is mainly arkose sand. This member yields plant fossils of *Onychiopsis elongata* and others.

Numamachi Alternation Member: It is composed of alternation of sandstone and shale, with conglomerate, and bears many plant fossils of so-called "Itoshiro flora". The thickness of the Member varies from 220 to 400 meters.

Sugizaki Sandstone Member : This Member is composed of sandstone, shale and conglomerate. The thickness varies from 200 to 300 meters. It yields plant fossils of *Podozamites lanceolatus* and others, but the plant is poor. According to S. MAEDA (1959 and 1962), *Nipponitrigonia furukawensis*, *Inoceramus* sp. and other shells were found in Shimono and Sugizaki in Furukawa-Town. This member is the only marine formation among the members of the Itoshiro Group.

Taie Shale Member : The member is composed chiefly of shale and partly of sandstone, and yields non-marine fauna of *Neomiodon tetoriensis*, *Ostrea* sp. and other shells at Myogase,

Ho, Takigabora, Yanagase, Teramura, Kurouchi, Taie and Nonaka. *Xenoxylon latiporosum* and other Itoshiro type plant fossils are also contained in some localities. The thickness varies from 150 to 200 meters.

Some geologists maintain that the Tetori Series is Upper Jurassic in age, on the basis of ammonite fossils in the Kuzuryu Group. On the other hand, S. OISHI (1931 & 1940) pointed out that Tetori fossil flora belongs to the *Onychiopsis* Series and is affined to the flora of the Naktong Series and Shiragi Series, south Korea, and the Toyonishi Group of the western Chugoku district, Japan. In the past, the non-marine shell fossils were assigned to Jurassic, but it has become known lately that the fossils are closely related to those in the Yoshimo Formation of the Toyonishi Group, and that *Nakamuranaia*, *Nippononaia*, *Plicatounio* etc. are common with the Lower Cretaceous Naktong-Shirage Series, South Korea, and the Wakino Subgroup (Kwanmon group) of the western Chugoku and the northern Kyushu (OTA, 1960). The non-marine shell fossils were previously thought to occur beneath the ammonite-bearing bed in the Kuzuryu Group, but in fact they occur only in the lower half of the Itoshiro Group. Thus, the Furukawa Formation is considered to be composed chiefly of Early Paleocretaceous (Kochian) beds, although it cannot be concluded that Tithonian does not occur.

B) Inago Formation

Lithologically the lower part of this formation resembles the Minamimatadani Conglomerate Member in the northeastern adjacent quadrangle area and the upper part is similar to the Wasabu Alternation Member. Therefore, this formation is considered to be equivalent to the Atotsugawa Formation in the Higashimozumi quadrangle. This formation yields *Ostrea* sp. and *Gryphasa* (?) sp., and some plant fossils. It is exposed only in the synclinal part of the western half of this area and is, roughly speaking, separated into the lower and the upper main part. The lower part is composed of conglomerate and sandstone with shale, and the upper main part alternation of sandstone and shale.

The Asuwa Group separated from the Tetori Supergroup is thought to belong to the Neocretaceous system (probably the Urakawan stage) on account of the Asuwa flora and the so-called "Omichidani flora" in the upper reaches of the Kuzuryu River. If the age of the Myogadani Formation in the upper reaches of the Tetori River could be assigned to latest Paleocretaceous (late Miyakoan) or Early Neocretaceous (Gyliakian) as suggested by the occurrences of *Sequoia* sp., then that of the Inago Formation would be Middle to Upper Paleocretaceous (Aritan to Miyakoan).

KAGUE FORMATION

It crops out at a small exposure in Kague, Kokufu Town, the southeastern part of this area. The formation is composed of conglomerate, tuffaceous sandstone, shale and coaly shales. The thickness is about 10 meters.

NOHI RHYOLITE

The Nohi Rhyolite extends in a NW-SE direction from the northern margin of the Ryoke Belt to the Hida Belt, passing through the Mino Belt, in Central Japan. The length of elongation is about 130 km, with a maximum width 50 km.

Nohi Rhyolite distributed in this area is the northern part of the whole mass. Its northern margin is bounded on the Tetori Supergroup by fault to the west of Furukawa Town. Its eastern margin is also bounded on the Hida Belt by fault.

The Nohi Rhyolite consists mainly of rhyolite or rhyodacite welded tuff and contains a small amount of non welded tuff. In general, it abounds in phenocrysts which amount up to a maximum of 40% of the whole rock. The principal phenocrysts are quartz, oligoclase-andeisenite, potassium feldspar, biotite, hornblende, monoclinic pyroxene, and orthorhombic pyroxene. In many cases, almost of the ferromagnesian minerals are altered to chlorite and clay minerals. Generally, the glass in the matrix is partly devitrified to produce quartz.

ODORIGAWA RHYOLITES

Odorigawa Rhyolites is distributed along the upper stream of the Odorigawa River in southwestern corner of this quadrangle area. It is composed of rhyolite lava and tuff-breccia. The lava has a distinct flow structure that trends N30°W, with a dip NW20-30°. The boundary between the Odorigawa Rhyolites and the Nohi Rhyolite is demarcated by faults of two different trends, NW-SE and NE-SW, intersecting with each other at nearly right angle.

The rock is a pale brownish grey lava showing nonporphyritic texture. The spherulites which are composed of quartz and alkali-feldspar occur in many parts of this lava, usually 1-2 cm in diameter.

OAMEMIYAMA VOLCANIC ROCKS

The main part of the Oamemiyama Volcanic Rocks is distributed in the Funatsu quadrangle area. It is composed of rhyolite-rhyodacite welded tuff, lava, tuff-breccia and conglomerate. The thickness of the Oamemiyama Volcanic Rocks is about 300 m. The Volcanic Rocks cover the Funatsu Granitic Rocks and the Tetori Supergroup. The conglomerate is found at the base of the Oamemiyama Volcanic Rocks and contains pebbles derived from the Funatsu Granitic Rocks and the Tetori Supergroup. These pebbles are mostly subround in shape, ranging from several to 10 cm in diameter. The matrix is composed of arkose sand and felsic ash.

The rhyolite-rhyodacite welded tuff is dark grey or pale grey when fresh. The welded texture is usually distinct. The principal phenocrysts are quartz, oligoclase-andesine, potassium feldspar and biotite. The welded tuff near the Anpozan area contains sanidine phenocrysts.

Around the Osaka Pass, ovoidal chalcedony and spherulite occur abundantly in the rhyolite. Each nodule of the chalcedony is 3-10 cm in diameter.

GRANITE PORPHYRY

Granite porphyry occurs as dykes near the boundary between the Tetori Supergroup and the Nohi Rhyolite. The rock is pale grey and porphyritic in texture. It contains large phenocrysts of a potassium feldspar, plagioclases, quartz and biotite. Groundmass is composed of microcrystalline aggregates of felsic minerals.

DIORITE PORPHYRITE

In the southeastern part of Yanagase, the diorite porphyrite occurs as a dyke, and is intruded into the Tetori Supergroup. The rock is grey in color. Its phenocrysts are plagioclase, biotite and clinopyroxene. Groundmass is mainly composed of plagioclase and a small amount of quartz and potassium feldspar.

FELSITE

Felsite dykes, several meters in width, are intruded into the Funatsu Granite and the Nohi Rhyolite. They are possibly members of the late Cretaceous~ Paleogene Tertiary felsic volcanic rocks. They are mostly decomposed to clay.

YOUNGER DYKES

A lot of younger dykes of probably Miocene age is intruded into the Hida Metamorphic Rocks, the Funatsu Granitic Rocks and the Nohi Rhyolite. They are hornblende andesite, augite andesite, augite-hypersthene andesite, olivine andesite, and rarely basalt. They have distinct independent joints not common to the wall and are free from any regional metamorphism.

NARATOGI FORMATION

Dacite~rhyolite formation covers the top of some mountains in the Hida Metamorphic Belt. It is considered to be lava and its phenocrysts are commonly hypersthene, plagioclase,

apatite and iron ore. Besides, rarely augite, olivine, hornblende or biotite are contained. A thin conglomeratic bed is found at the base of the formation.

It is supposed to be of Miocene age.

QUATERNARY

A number of small Pleistocene deposits containing gravel, sand and clay is exposed along the Miyagawa River and some other rivers and their tributaries, and also on gentle slopes of hilly areas especially in the southern half of the quadrangle area. They are deposits of fan, terrace, talus and lake.

Recent deposits are exposed along flowing rivers, especially in the Furukawa Basin.

ACTIVE FAULT

An important fault, more than 60 km long in the Hida Mountains, intersects the quadrangle area in ENE-WSW direction, along some parts of the Miyagawa River and the Odorigawa River. It is called Atotsugawa Fault and its movement is right-lateral and its northwest side is relatively upheaved.

APPLIED GEOLOGY

In this quadrangle area, there is several kinds of metallic and non-metallic ore deposits, that is, magnetite, manganese ore, graphite, potter's clay and silica.

At present, a graphite mine and several potter's clay mines are working.

Graphite is taken from some aluminous formations of the Hida Metamorphic Rocks, mainly from the Amo Formation. Potter's clay is taken from felsite dykes and some clayey seams of the Nohi Rhyolite.

昭和 49 年 12 月 28 日 印 刷

昭和 50 年 1 月 4 日 発 行

工 業 技 術 院 地 質 調 査 所

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

© 1975, Geological Survey of Japan