

55 (521.53) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

金沢(10)第51号

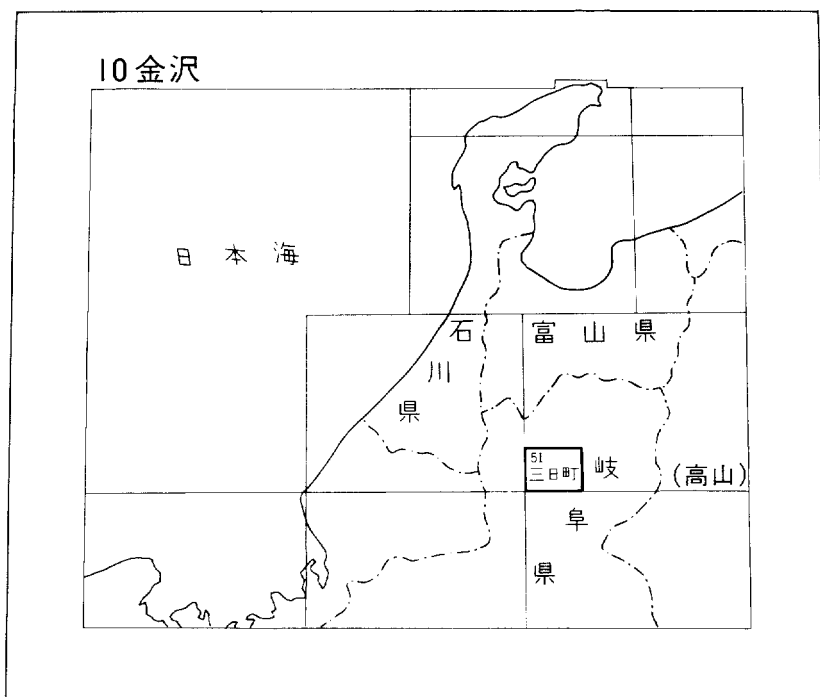
三日町地域の地質

河田清雄

昭和57年

地質調査所

位置図



()は1 : 200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 森部層（飛驒外縁帯古生層）	5
IV. 麦島花崗岩	7
IV. 1 研究史	7
IV. 2 麦島花崗岩の概要	7
IV. 3 放射年代	8
IV. 4 三日町図幅地域内の麦島花崗岩	9
IV. 4. 1 麦島岩体	9
IV. 4. 2 軽岡岩体	12
IV. 4. 3 六厩岩体	12
IV. 4. 4 濃飛流紋岩類中に捕獲岩片として含まれる“麦島花崗岩”	13
V. 手取層群	14
VI. 濃飛流紋岩類	15
VI. 1 研究史	15
VI. 2 三日町地域の濃飛流紋岩類の層序区分	19
VI. 3 濃飛流紋岩類の年代	20
VI. 4 濃飛流紋岩類中の玄武岩質安山岩類	20
VI. 5 濃飛流紋岩類溶結凝灰岩中の苦鉄質鉱物	21
VII. 三日町地域の濃飛流紋岩類	22
VII. 1 六厩川流域の溶結凝灰岩類	22
VII. 2 山之口川溶結凝灰岩	24
VII. 3 小鳥川層	25
VII. 4 二本木層	26
VII. 5 小井戸谷層	28
VII. 6 彦谷溶結凝灰岩	30
VII. 7 船山溶結凝灰岩	32
VII. 8 ツメタ谷層	34
VII. 9 三日町層	34
VII. 10 赤谷溶結凝灰岩	35
VII. 11 源氏岳溶結凝灰岩	36
VII. 12 濃飛流紋岩類の化学組成	39
VIII. 後期白亜紀—古第三紀貫入岩類	43

VIII. 1	花崗閃緑斑岩	43
VIII. 2	花崗斑岩	44
VIII. 3	微文象花崗岩	45
IX.	岩脈	46
IX. 1	概要	46
IX. 1. 1	角閃石石英ひん岩・デイサイト	47
IX. 1. 2	角閃石安山岩・普通輝石安山岩	48
X.	新生界	48
X. 1	鮮新一更新統	48
X. 1. 1	竜ヶ峰火山岩類	49
X. 1. 2	烏帽子火山岩類	49
X. 1. 3	かんらん石玄武岩	50
X. 1. 4	松原礫層	51
X. 1. 5	荒城川火砕流堆積物	52
X. 1. 6	原山礫層	53
X. 1. 7	段丘堆積物	54
X. 1. 8	崖錐堆積物	54
X. 1. 9	沖積層	54
XI.	応用地質	55
XI. 1	陶石鈷床	55
XI. 1. 1	陶石鈷床周辺の地質環境	55
XI. 1. 2	二本木地域の鈷床	55
XI. 1. 3	二本木地域の稜行鈷山	56
XI. 1. 4	三田谷地域の鈷床	57
XI. 1. 5	鈷石	57
XI. 1. 6	鈷量	57
XII.	活構造（執筆：山崎晴雄・衣笠善博）	58
XII. 1	活構造概説	58
XII. 2	活断層各論	58
文献		64
Abstract		67

図・表・図版目次

第1図	三日町地域の接峰面図	2
第2図	濃飛流紋岩類分布地域の地質概略図	3

第3図	麦島花崗岩（主岩体）の分布略図と試料採取地点	8
第4図	麦島花崗岩のトーナル岩と塩基性包有物	10
第5図	麦島西方白山支線林道（高山営林署管内）で 麦島花崗岩中のトーナル岩を貫く石英モンゾ閃緑岩	11
第6図	トーナル岩を貫く石英モンゾ閃緑岩（麦島花崗岩）	11
第7図	手取層群中の砂岩・頁岩の互層	15
第8図	本図幅地域における濃飛流紋岩類の層序関係	17
第9図	濃飛岩体北部地域の模式的陥没構造	18
第10図	六厩川—小鳥川地域の地質図	19
第11図	六厩川流域の溶結凝灰岩類の基底部の凝灰岩・凝灰質砂岩の互層	23
第12図	六厩川流域の溶結凝灰岩類の基底部の凝灰質礫岩	23
第13図	二本木層中の凝灰質砂岩及び頁岩の互層	26
第14図	二本木層中の凝灰岩から発見された <i>Cunninghamia izumiensis</i> MATSUO	27
第15図	小井戸谷の路線地質図	28
第16図	小井戸谷層の軽石凝灰角礫岩中の流紋岩溶結凝灰岩の礫	29
第17図	彦谷溶結凝灰岩の採石場	30
第18図	彦谷溶結凝灰岩中の断層角礫岩	31
第19図	船山溶結凝灰岩中の“麦島花崗岩”の捕獲岩片	33
第20図	赤谷溶結凝灰岩中の扁平化した本質レンズ	35
第21図	濃飛流紋岩類溶結凝灰岩中の珪長質斑晶鈹物のモード組成	37
第22図	濃飛流紋岩類溶結凝灰岩中の全斑晶鈹物のモード組成	37
第23図	濃飛流紋岩類溶結凝灰岩中の斑晶とマトリックスのモード組成	38
第24図	濃飛流紋岩類及び他地域の流紋岩類の酸化物— SiO_2 変化図	39
第25図	三日町地域及びその周辺地域の濃飛流紋岩類中の溶結凝灰岩及び 玄武岩類の酸化物— D1 変化図	42
第26図	濃飛流紋岩類中の溶結凝灰岩のノルム Q-Ab-Or 図	42
第27図	濃飛流紋岩類中の溶結凝灰岩と玄武岩類の $\text{MgO}-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 図	43
第28図	手取層群の砂岩を貫く花崗斑岩岩脈	45
第29図	手取層群の砂岩を貫く珪長岩岩脈	46
第30図	荒城川火砕流堆積物からなる丘陵と濃飛流紋岩類からなる後背山地	52
第31図	松原礫層を不整合に覆う荒城川火砕流堆積物	53
第32図	荒城川火砕流堆積物の基底部付近のスリップ断層	53
第33図	清見村二本木地域陶石鈹床周辺の地形及び地質図	56
第34図	三日町図幅地域の活断層図	59
第35図	化学分析（第7表），鈹物モード分析及び岩石記載試料採取地点	63

第1表	地質総括表	4
第2表	麦島花崗岩のRb及びSr含有量	9
第3表	麦島花崗岩の帯磁率	9
第4表	御母衣湖—飛驒古川町地域の濃飛流紋岩類の層序区分と岩相一覧表	17
第5表	三日町図幅地域の濃飛流紋岩類の層序区分と岩相一覧表	20
第6表	飛驒川沿いの濃飛流紋岩類（溶結凝灰岩）中の斑晶鉱物の光学的性質	21
第7表	三日町図幅地域内及びその周辺の濃飛流紋岩類と玄武岩類の化学組成	40

第I図版	1 大倉滝北方の牧ヶ洞断層の断層地形
	2 巢野俣断層
第II図版	1 白雲母石英片岩（森部層）
	2 ホルンフェルス（森部層）
第III図版	1 黒雲母角閃石トータル岩（麦島花崗岩）
	2 石英モンゾ閃緑岩（麦島花崗岩）
第IV図版	1 流紋岩溶結凝灰岩（六厩川流域の溶結凝灰岩類）
	2 流紋岩溶結凝灰岩（山之口川溶結凝灰岩）
第V図版	1 流紋岩凝灰岩（二本木層）
	2 軽石凝灰岩（小井戸谷層）
第VI図版	1 流紋デイサイト溶結凝灰岩（彦谷溶結凝灰岩）
	2 熱変成を被った流紋デイサイト溶結凝灰岩（彦谷溶結凝灰岩）
第VII図版	1 流紋デイサイト溶結凝灰岩（船山溶結凝灰岩）
	2 熱変成を被った流紋デイサイト溶結凝灰岩（船山溶結凝灰岩）
第VIII図版	1 流紋デイサイト溶結凝灰岩（源氏岳溶結凝灰岩）
	2 流紋岩溶結凝灰岩（赤谷溶結凝灰岩）
第IX図版	1 花崗閃緑斑岩
	2 微文象花崗岩
第X図版	1 普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩（荒城川火砕流堆積物）
	2 かんらん石玄武岩

三日町地域の地質

河田 清雄*

三日町地域の地質の研究は、昭和34-35年の既存資料をもとにして、昭和54-55年度特定地質図幅の研究として行われたものである。本図幅地域内の活断層調査は環境地質部の衣笠善博技官・山崎晴雄技官が担当した。

本図幅地域の調査研究に当って、岐阜大学教育学部の小井土由光氏及び同大学特別研究生の棚瀬充史氏(現東建地質調査株式会社)から濃飛流紋岩類に関して野外調査及び室内研究の両面で有益な御助言を賜わった。濃飛流紋岩団体研究グループの諸氏からは本図幅地域に隣接する「白山」図幅地域内の玄武岩質安山岩類の岩石試料並びに資料の提供を受けた。岩石の化学分析には技術部大森えい技官及び川野昌樹技官、岩石年代の測定には技術部柴田賢技官・内海茂技官、帯磁率の測定には物理探査部金谷宏技官を煩わせた。薄片の作製には技術部大野正一技官・安部正治技官・故村上正技官・北海道支所谷津良太郎技官、顕微鏡写真の撮影には総務部正井義郎技官にそれぞれお借り頂いた。上記の方々に心から感謝の意を表したい。

I. 地 形

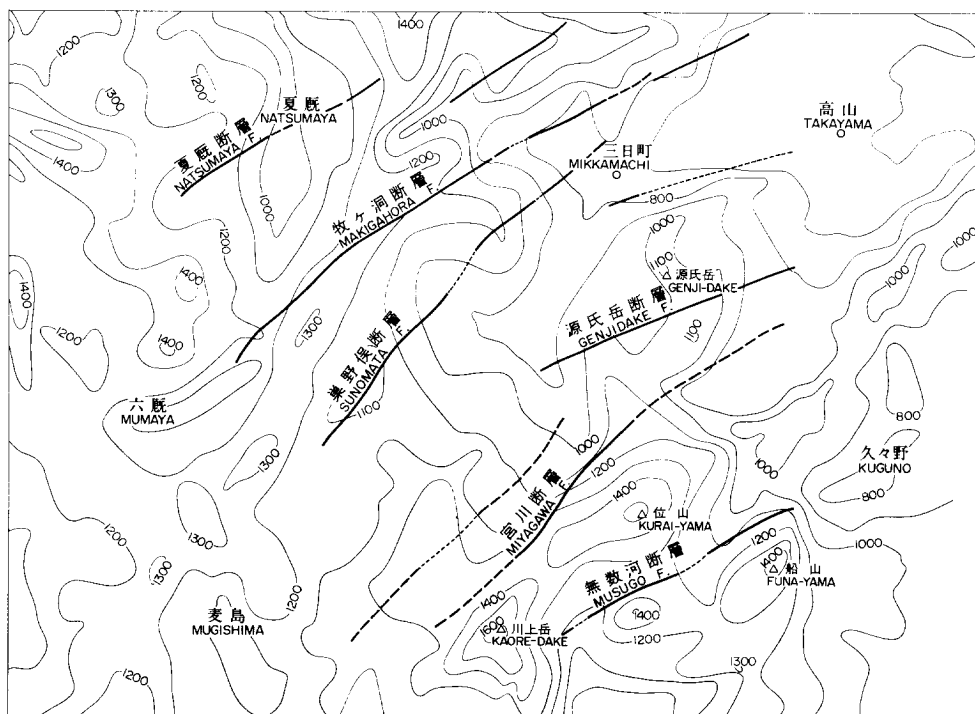
本図幅地域は飛驒山地のほぼ中央部を占め、海拔550mから1,600mにわたっている。第1図に示すように、本図幅地域の大部分はやや浸食の進んだ地形を示し、高度1,200m前後の小起伏面が存在する。図幅地域の南西部には火山性のより平坦な高原地形が存在する。

図幅地域北西部と南西部を除いては、主要な山稜はほぼNNE-SSWの方向に配列し川上川、宮川及び無数河川その他の主要河川もこの方向に規制されている。図幅地域北西部と南西部では、山稜はほぼN-S方向に並び小鳥川、片野川、六麩川及び馬瀬川等の河川はいずれもN-S方向に流路をとっている。

本図幅地域の南半部は太平洋側と日本海側の分水嶺の一部を構成する。すなわち、東から船山(1,479m)、位山(1,529m)、川上岳(1,625m)、竜ヶ峰(1,200m)と赤谷上流部の高度1,300mを超える山稜及び西ウレ峠とその周辺の高度1,200-1,300mの山稜はいずれも分水嶺となり、河川は南北に分かたれる。

本図幅地域は北に隣接する「飛驒古川」図幅地域内を走る大活断層として著名な跡津川断層と同様のENE-WSW方向の活断層を含む多数の断層が走り、これに関連して派生した断層も多い。このような

*地質部



第1図 三日町地域の接峰面図
Summit level patterns in the Mikkamachi District

断層活動は河谷の流路を規制し、特徴的なケルンコルの配列が顕著である。川上川、ツメタ谷—宮川等のNE-SW方向のほぼ直線的にしかも長距離連続する断層谷はその代表である。

宮川上流のツメタ谷では、断層の南東側山地は高度1,400-1,600mの急峻な地形を示し、北西側では高度1,100-1,300mで、約300mの高度差を生じている。これは本断層の南東上がりの垂直変位運動によるものと考えられる（第1図参照）。湯屋—今谷—奥を連ねる宮川断層谷では、北西側山地は平均高度1,100mの山稜が連なり、断層崖的性格の急斜面をもって宮川に臨んでいる。

本図幅地域のなかでも特に東半部では崖錐堆積物による特異な緩斜面地形が発達する。緩斜面地形の発達はENE-WSW方向の断層の集中する地域に多く見られ断層活動との関連を示唆する。

本図幅地域では、平坦面の発達は顕著ではないが、図幅地域南西部の新期（鮮新—更新統）火山岩類に覆われる地域とその周辺には、高度1,200-1,300mの定高性を持った高原性台地の形成が見られる。

図幅地域北東部の高山盆地とその周辺には第四紀地層が分布し、起伏量50m内外の丘陵地形が発達する。平坦面はほとんど残っていないが、上面は高度630m位で定高性を持っている。

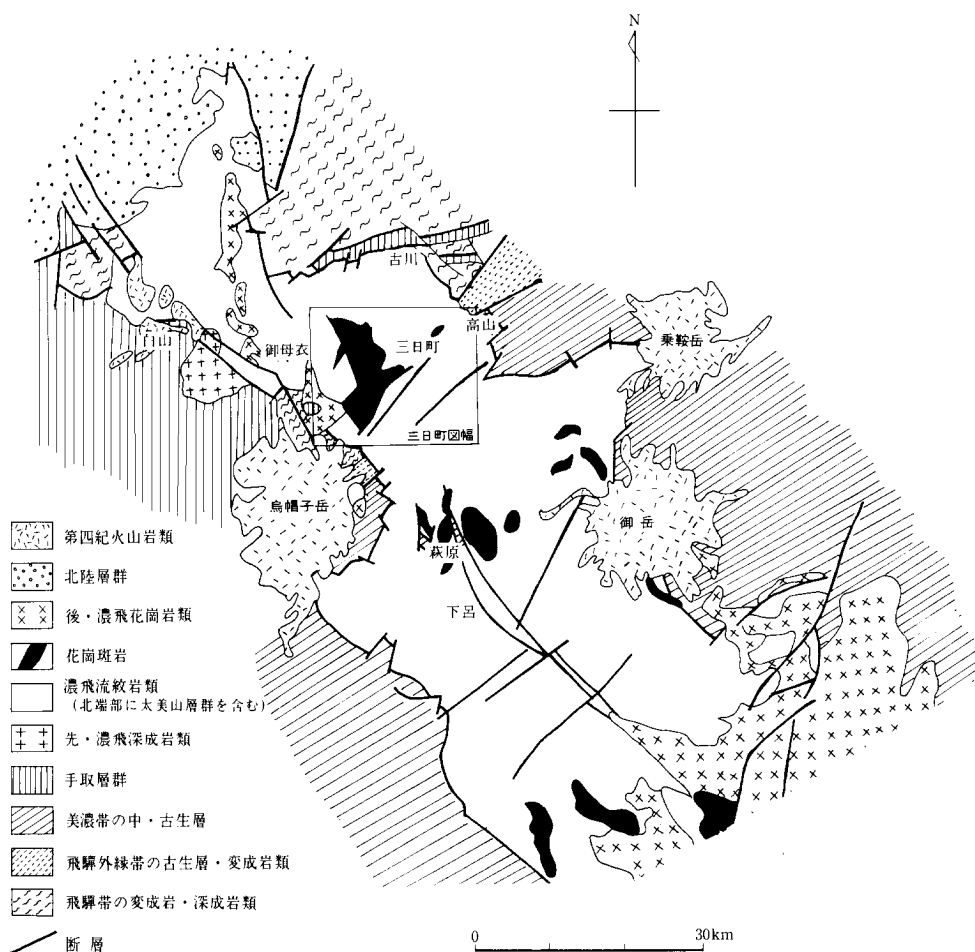
六既川、小鳥川、川上川及び宮川の主要河川には、小規模な河岸段丘が発達している。小鳥峠の西方では、高度1,000m付近に高原状の緩やかな地形が発達し、湿地帯が形成されている。

三日町南西方と高山市内の川上川沿いには沖積低地が見られる。飛騨—之宮では宮川沿いに沖積低地が東に隣接する「高山」図幅地域に広く広がり、その一部が本図幅地域に分布する。

II. 地 質 概 説

本図幅地域は西南日本内帯の北東部よりに位置し、上部古生界、中生代前期の深成岩類、ジュラ紀後期の堆積岩類、白亜紀後期—古第三紀の火山・深成岩類、第三紀末—第四紀の火山岩類及び第四紀堆積物などにより構成される。

西南日本内帯の基盤岩類からなる帯状配列では、本図幅地域南東部は美濃帯（非変成中・古生層帯）北縁部の走向延長部に当たり、南西部は飛騨外縁帯と飛騨帯（本図幅地域内では花崗岩類のみが分布）の南縁にまでまたがっている（第2図参照）。飛騨外縁帯はこの地域付近では、幅がわずか数kmと狭



第2図 濃飛流紋岩類分布地域の地質概略図

河田ほか (1961), 山田ほか (1971), KAWADA (1971), 広川ほか (1978), 濃飛流紋岩団体研究グループ(1979)より作図
Summarized geological map of the distribution area of the Nōhi Rhyolites. Modified geologic map based on KAWADA *et al.* (1961), YAMADA *et al.* (1971), KAWADA (1971), HIROKAWA, O. (Chief ed.) (1978) and Collaborative Research Group for the Nōhi Rhyolite (1979)

第1表 地質総括表
Summary of geology in the Mikkamachi District

地質時代		層	序
新 生 代	第四紀 — 新第三紀	完新統	沖積層
		更新統	基錐堆積物 段丘堆積物
			原山礫層
			荒城川火砕流堆積物
			松原礫層
	鮮新・更新統	玄武岩	
		烏帽子火山岩類	
		竜ヶ峰火山岩類	
		安山岩岩脈	
中 生 代	古第三紀 — 後期白亜紀	貫入岩類・濃飛流紋岩類	微文象花崗岩
			花崗斑岩
			花崗閃綠斑岩
			源氏岳溶結凝灰岩・赤谷溶結凝灰岩
			三日町層・ツメタ谷層
			船山溶結凝灰岩・彦谷溶結凝灰岩
			小井戸谷層・二本木層・小鳥川層
			山之口川溶結凝灰岩・六厩川流域の溶結凝灰岩類
	前期白亜紀—ジュラ紀	手取層群	庄川累層
三疊紀	麦島花崗岩	石英モンゾ閃綠岩	
		石英閃綠岩 トータル岩	
古 生 代	二疊紀	飛驒外縁帶古生層	森部層

く、濃飛岩体の東西側で位置に、食い違いを生じ、西側は東側に対して相対的に約10km南にずれている(河田・礒見, 1962)。このずれのために図幅地域東部は美濃帯に、図幅地域西部は飛驒外縁帯、飛驒帯にそれぞれ接続している。図幅地域東部で「高山」図幅地域内の美濃帯中・古生層の走向延長部に当たる地域も濃飛流紋岩類によって覆われているために基盤の中・古生層は露出していない。

上部古生界は飛驒外縁帯の構成メンバーで、北に隣接する「飛驒古川」図幅地域に連続する二畳・石炭系のなかで二畳系の森部層のみが一部分布するにすぎない。広域変成作用を被り準片岩一片岩化し、飛驒外縁帯に特徴的な岩相の一つを示している。中生代前期の深成岩類は麦島花崗岩で、飛驒帯において三畳紀末—ジュラ紀初めの形成と考えられる船津花崗岩類と一連のものである。

ジュラ紀堆積物は手取層群で、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、その分布は断片的である。

後期白亜紀—古第三紀火山・深成岩類は珪長質火山岩類からなる濃飛流紋岩類とこれに伴う花崗岩質貫入岩類である。濃飛流紋岩類は岐阜県から富山県にわたって広大な分布を占め、いわゆる環太平洋地域の“後期中生代酸性火成岩類”の日本列島における代表的岩体の一つである。本図幅地域では岩体の北半部の一部が広く露出している。火砕流を主体とする濃飛流紋岩類の噴出活動に引き続いて花崗閃緑斑岩、花崗斑岩—石英斑岩及び微文象花崗岩からなる一連の火成活動が濃飛流紋岩類分布地域を中心に起り、火山—深成岩体からなる複合岩体が形成された。

第三紀に入って主要な堆積作用は本図幅地域には及ばず、鮮新—更新世に至り安山岩類を主とする火山活動が発生し、その火山噴出物は麦島花崗岩や濃飛流紋岩類を覆った。

更新世に至り「高山」図幅地域内に中心を持つ高山盆地とその周辺に湖沼性堆積物が堆積しその砂礫層(松原礫層)は図幅地域北東部の低地帯に堆積した。ほぼこれと同時期にNE-SW方向に生じた割れ目から、かんらん石玄武岩が噴出し、「船津」図幅地域内に噴出の中心を持つと考えられる荒城川火砕流の一部であるデイサイト溶結凝灰岩が高山盆地とその周辺の丘陵を覆った。

更新世堆積物は主要河川沿いに河岸段丘、崖錐堆積物として堆積し、沖積層も主要河川とその周辺に堆積した。

本図幅地域には、「飛驒古川」図幅内の跡津川断層と呼ばれるENE-WSW方向の大規模な活断層と同様の方向性を持つ多くの活断層が走り、地質及び地形に著しい影響を与えている。

III. 森部層(飛驒外縁帯古生層)

本層は本図幅地域の北東隅の高山市上切町地内と図幅地域南西部の六厩付近にわずかな分布しか見られないが、「飛驒古川」図幅とその東隣の「船津」図幅とを合わせると幅約1km、延長約10kmの帯状分布を示し、この地域での飛驒外縁帯の一般的方向であるENE-WSW方向に延びている。六厩付近では、本層は微文象花崗岩に貫かれ、一方では麦島花崗岩と断層で接するホルンフェルス化した小ブロック¹⁾として国道158号線沿いに露出する。

1) この小ブロックは弱い片理を示し、森部層と岩相が類似している。しかし、地域が隔たっていることや、内部構造がよく分らないことなどから“森部層相当層”として記載する。

この地域における飛驒外縁帯の本体は麦島南方の楠谷（「萩原」図幅地域内）に分布しており、六厩と麦島を結ぶ線（六厩—麦島線）で内帯中央線は西側が南にずれており、その水平移動量は10km以下である（河田・磯見, 1962）。

本層は「船津」図幅地域内の荒城川流域北部の森部を模式地とし、磯見・野沢（1956）により命名された。本層は高山市上切町では、N60-80°Eの走向を示し、NWに80°と急斜する。全般に千枚岩質で剝離性に富む。本層の基底部より約60m上部の層準にある石灰岩中から YAMADA and YAMANO（1980）により *Pseudofusulina vulgaris globosa*, その他の化石が発見され、下部二畳系上半部の地層と考えられている。

本図幅地域の高山市上切町地内で本層を構成する岩石は、主に砂岩から泥岩に至る砕屑岩で、泥質砂岩が最も多く、一部に凝灰質砂岩も見いだされる。一般に淘汰はわるく、部分的に細かなラミネーションが発達する。本層は広域変成作用を被り弱い片理を生じ片理面に白雲母が認められる。本図幅地域では本層は再結晶の程度が弱く石英や斜長石には砕屑岩特有の角ばった形態を残存しているものが認められる。本層は「飛驒古川」図幅地域内では片理の発達が良く再結晶の程度も著しく白雲母・曹長石石英片岩を生じている。

上切町北方の見量^{みはか}山林道入口では、凝灰質砂岩起源の千枚岩が露出する。本岩は淡紅褐色を呈し片理面に白雲母を生じ絹雲母光沢を呈する。

白雲母千枚岩 M94 上切町北方見量山林道

鏡下では一般的に弱い片理を生じ、片理面に沿って繊維状白雲母を多量に生じている。石英及び斜長石はやや角張った形状を示し再結晶の程度は弱い。

高草洞^{こうそう}の東に分布する千枚岩は泥質岩起源で褐色を帯びた暗灰色を呈する。

白雲母千枚岩 M74 高草洞東方

鏡下では弱い片理面に沿って繊維状白雲母を生じている。炭質物、炭酸塩鉱物及び不透明鉱物を含む。再結晶の程度は弱い。

六厩付近における本層は砂岩、泥岩の他に火山性凝灰岩を伴っており、微文象花崗岩により熱変成作用を被りホルンフェルスとなっている。

角閃石普通輝石黒雲母ホルンフェルス M80102001 苦鉄質凝灰岩、六厩、国道158号線沿いの露頭（第II図版2）

再結晶が著しく石英及び長石はモザイク状を呈する。黒雲母は赤味を帯びた褐色種で、鱗片状—小板状結晶を多量に生じており、特に集合体を作る傾向があり、原岩の組成に関係している。しばしば磁鉄鉱と共生する。普通輝石は長さ0.5mm又はそれ以下の半自形柱状で虫食い状構造を呈する。角閃石は緑色普通角閃石で、半自形の長さ0.2mm以下の結晶で、虫食い状構造を呈する。普通輝石に比べ少量しか含まれない。

濃飛流紋岩中に礫として取り込まれた白雲母曹長石石英片岩 M84 清見村、小井戸谷

本岩は泥質岩起源の結晶片岩で、石英、曹長石、白雲母からなり石墨及び少量の燐灰石が含まれる。

全体に再結晶化が進み、石英の平均粒径は0.1-0.2mm、曹長石は径0.3-0.4mmに達する。白雲母及び曹長石中には石墨の小粒が包有される。片理の発達著しい（第Ⅱ図版1）。

IV. 麦 島 花 崗 岩

IV. 1 研 究 史

本岩はかつて藤本ほか（1953）により麦島片麻岩類と呼ばれ、飛驒片麻岩の一員と考えられたが、その後の検討によって麦島花崗岩類又は片状花崗岩類と呼ばれるべきものであるとして当初の見解を訂正した（藤本ほか、1962）。また、野沢（1959）は“麦島片麻岩”は船津花崗岩類の下之本型岩石と考え、その理由を次のように述べている。下之本型岩石と“麦島片麻岩”は、「岩相及び包有物がまったく同一であるばかりでなく、ひだ構造帯においても下之本型岩石の主要露出地域の延長上にあり、また、古生層に対しても、後述するように、内部の平行構造が平行で、古生層に対して整合的貫入をしたものであって、古生層堆積前に存在したものとは考えられないからである」。

“麦島片麻岩類”をめぐる時代論が飛驒山地の地質研究グループ²⁾の間で論議を呼んだのは、“麦島片麻岩類”に接して露出するデボン系と考えられる飛驒外縁帯の一梨含礫片岩中に含まれる花崗岩質礫の存在が注目されたからである。藤本ほか（1953）は当初、この花崗岩質礫を“麦島片麻岩類”から由来したものと考え、片麻岩類の生成時代を先デボン系と考えたのであるが、その後の調査により、一梨含礫片岩中の花崗岩質礫と“麦島片麻岩類”とは別個のものであることが確認され、問題の“麦島片麻岩類”は船津花崗岩類の一員であることが多くの研究者に支持されている。

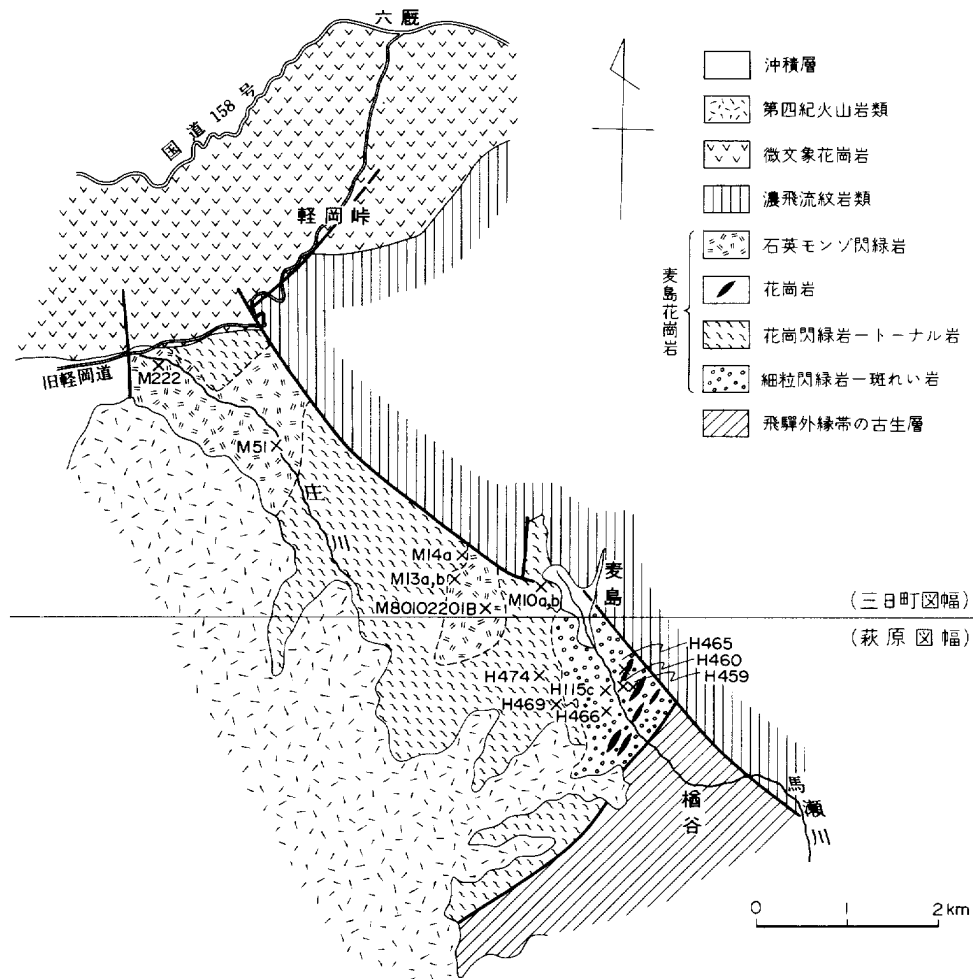
IV. 2 麦島花崗岩の概要

麦島片状花崗岩又は麦島花崗岩類などの名称で呼ばれてきたこの花崗岩類を河田（1960）は麦島花崗岩と呼んだ。麦島花崗岩は飛驒帯の南縁に広く分布する船津花崗岩類の分布地域の延長上に出現し、その分布範囲は「萩原」及び「三日町」両図幅地域にまたがっている。岩体の南縁は「萩原」図幅地域内で前述のデボン系の飛驒外縁帯古生層（一梨含礫片岩）と接し、東縁は濃飛流紋岩類と断層で接する（第3図参照）。岩体の西縁部は本図幅地域内では微文象花崗岩に貫入され、一部では断層で接するが、他地域では第四紀火山と考えられる烏帽子火山の噴出物によって広く覆われている。

主要な岩体は檜谷の西方から麦島の西方を経て庄川の上流に達しており、ほぼNNW-SSE方向に約7km、幅は火山岩類に覆われているため詳細は不明であるが約3kmにわたって露出している。

本岩は各種の岩相からなり、優白質岩相から優黒質岩相に至る種々の岩相を含む。最も優白質岩相は花崗岩で、岩体の東縁部に小規模なレンズ状岩体として閃緑岩中に貫入している。岩体の主部を形成するものはトータル岩又は花崗閃緑岩で片状を呈する。トータル岩中に小規模な貫入岩体として石英モンゾ閃緑岩が発達する。閃緑岩—石英閃緑岩は岩体の東縁部に集中して分布し、一般に細粒である。しか

2) 飛驒山地の地質研究グループは1952-1954年に文部省科研費による総合研究を行い、その後現地討論会を重ね、1962年に“飛驒山地の地質研究”を発表した。



第3図 麦島花崗岩（主岩体）の分布略図と試料採取地点
Distribution of the Mugishima Granite (main mass) and localities of samples

し、一部では角閃石の巨晶からなる斑れい岩ペグマタイトを含んでいる。野外における上記諸岩相の相互関係から、閃緑岩—トータル岩—花崗岩—石英モンゾ閃緑岩の順に形成されたものと考えられる。

IV. 3 放射年代

柴田ほか（1980）は、檜谷で採取した麦島花崗岩の閃緑岩中の角閃石について K-Ar 年代を測定し $120 \pm 5 \text{Ma}$ と報告している。また、上記採取地点より数 m 隔てたほぼ同じ地点で採取した閃緑岩中の角閃石についても測定したが、これについては船津花崗岩類のほぼ平均年代値を得ている（柴田ほか、未公開資料）。 $120 \pm 5 \text{Ma}$ という値は船津花崗岩類の一般的な鉱物年代である 180Ma よりはるかに若い、この若い年代は後期白亜紀の花崗岩による若がえりの結果と考えられている（柴田ほか、1980）。

麦島花崗岩の石英モンゾ閃緑岩に含まれる黒雲母の K-Ar 年代は柴田によって測定され、 $142 \pm 5 \text{Ma}$

第2表 麦島花崗岩の Rb 及び Sr 含有量
Rb and Sr contents of the Mugishima Granite

試料番号	Rb (ppm)	Sr (ppm)
M-10 a	50	381
M-10 b	57	882
M-13 a	30	1102
M-13 b	22	1064
M-14 a	35	804
M-51	17	1150
M-222	27	1417
M-469	26	1451
H-115 c	37	752
H-459	76	100
H-460	20	512
H-465	39	202
H-466	24	467
H-474	35	925
M80102201 B	26	1294

(分析者 金谷 弘) (Measurement by H. KANAYA)
誤差は岩石中の元素濃度が 100ppm 以下のものについては絶対値で 5 ppm 程度
誤差は岩石中の元素濃度が 100ppm 以上のものについては絶対値で 5%程度

第3表 麦島花崗岩の帯磁率
Magnetic susceptibility of the Mugishima Granite

試料番号	岩 質	$\chi = R \cdot X \cdot \left(\frac{d}{d'}\right)^2 \cdot \frac{1}{\sigma'}$ (emu/g) $\times 10^{-6}$
M-10 a	黒雲母角閃石花崗閃緑岩	29
M-10 b	黒雲母角閃石トータル岩	273
M-13 a	黒雲母角閃石花崗岩	488
M-13 b	黒雲母角閃石花崗閃緑岩	49
M-14 a	黒雲母角閃石トータル岩	203
M-51	石英モンゾ閃緑岩	303
M-222	石英モンゾ閃緑岩	256
*M-469	黒雲母角閃石トータル岩	183
H-115 c	角閃石斑れい岩	748
H-459	黒雲母花崗岩	19
H-460	黒雲母角閃石花崗閃緑岩	119
H-465	黒雲母角閃石花崗岩	63
H-466	角閃石斑れい岩ペグマタイト	463
H-474	黒雲母角閃石トータル岩	206
M80102201 B	黒雲母角閃石トータル岩	719

* マイロナイト化を被る
試料採取地域 「三日町」「萩原」図幅地域内
測定試料 粉末
測定機器 Bison 3101 型磁化率計
測定年月日 1981年6月7日
測定者 金谷 弘 (Measurement by H. KANAYA)

という値を得た(後述)。前述の未公表資料は船津花崗岩類の一般的な生成年代(三畳紀末—ジュラ紀初)を示すものと考えられるが、ほかの二つについては現在のところ後期白亜紀花崗岩による影響を考慮する以外に説明の資料を持ち合わせていない。

IV. 4 三日町図幅地域内の麦島花崗岩

本図幅地域内では、本岩の主岩体は図幅地域南西部に出現する。しかし、夏厩北西部の彦谷下流部にも濃飛流紋岩類に覆われた本岩³⁾の一部が露出する。また金山谷の上流部でも濃飛流紋岩類中の凝灰角礫岩(小島川層)の中から本岩の礫が発見された。したがって、本岩の分布は本図幅地域南西部のみでなく濃飛流紋岩類に覆われて、更に広い分布を示すことが予想される。

本岩を分布地域により麦島岩体、軽岡岩体、六厩岩体として区別し、それぞれについて記載する。なお、彦谷に露出するものは石英モンゾ閃緑岩であり、分布も狭いので特に別個の岩体として記載を行わない。

IV. 4. 1 麦島岩体

本岩体は図幅地域南西部の麦島からその北西方の庄川上流にかけてNNW-SSE方向に帯状に分布し、

3) 本岩は濃飛流紋岩団体研究グループ(1979)により彦谷花崗岩と呼ばれ、その貫入時期は手取層群堆積後で、濃飛流紋岩類の噴出以前とされているが、本報告では前述の年代測定された石英モンゾ閃緑岩と岩相上の特徴が一致することから麦島花崗岩に含まれた。

岩体の東縁部は濃飛流紋岩類の彦谷溶結凝灰岩と断層で接し、西縁部は微文象花崗岩と断層で画され、北縁部では微文象花崗岩に貫かれる。本岩体の主岩相はトータル岩—花崗閃緑岩で石英モンゾ閃緑岩が前者を貫いている。

トータル岩—花崗閃緑岩

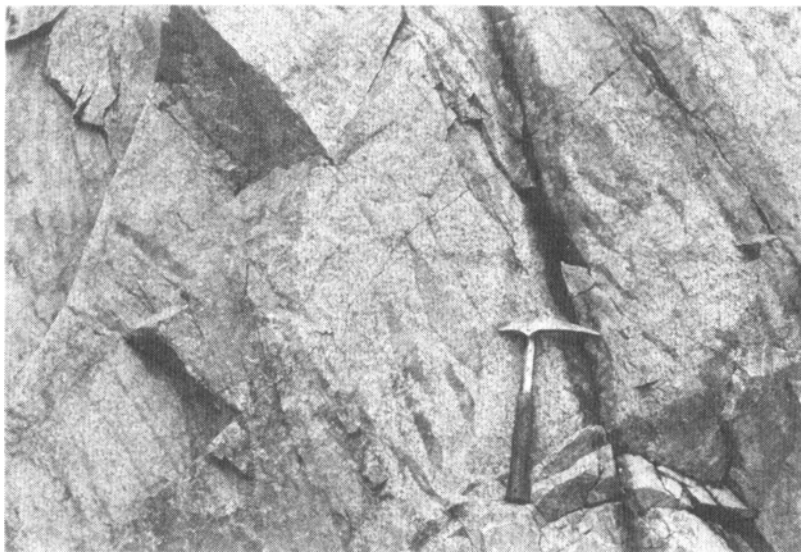
本岩は麦島岩体の主部を占めて広く分布する。淡灰色—淡緑灰色を呈する中粒—粗粒の片状岩で、微斜長石、斜長石、石英、黒雲母及び角閃石を主成分鉱物として含む。副成分鉱物として、かなりの量のチタン石と少量の燐灰石及び鉄鉱を含む。麦島西方の林道、白山支線（高山営林署管内）の露頭では、暗灰色を呈する細粒の黒雲母及び角閃石からなる包有物をしばしば含んでいる（第4図参照）。包有物は楕円形又はレンズ状で一般に長さ5-10cmで、大型のものは20-30cmに達する。麦島の西方地域では、片理はN70°Wで、NE又はSWに70°の傾斜を示す。

黒雲母角閃石トータル岩 M79080202A 麦島南西方白山支線林道「萩原」図幅内（第Ⅲ図版1）

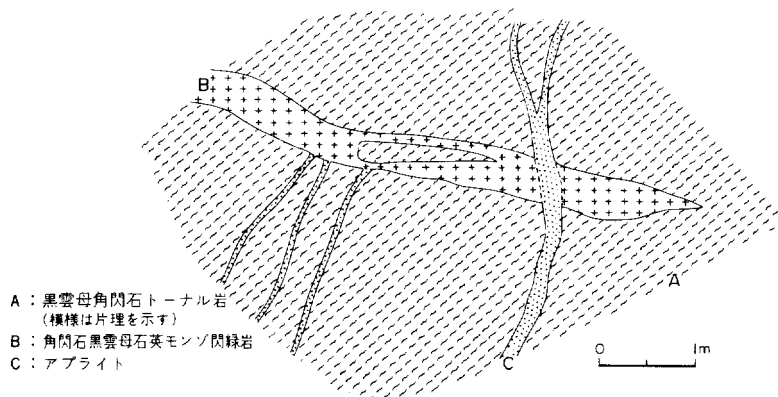
角閃石は長さ4mmの半自形で淡緑色を呈するが、一般に変質が著しく緑泥石化している。しばしば、鉄鉱又は燐灰石を包有する。黒雲母は長さ2.5-3mm、半自形の板状結晶として産するが、結晶の全面にわたって緑泥石化を被っている。斜長石は一般に長さ2-3mmの半自形で、二次的変質を被り炭酸塩鉱物を生じている。石英は長さ0.4mm又はそれ以下の他形で間隙充填形を示す。副成分鉱物としてチタン石、燐灰石及び鉄鉱を含む。

石英モンゾ閃緑岩

本岩は麦島西方約1kmの白山支線林道に沿って露出する岩体、麦島岩体西縁部の庄川上流部に露出する岩体及び濃飛流紋岩類分布地域の夏厩東方の彦谷下流部で濃飛流紋岩類に覆われて小規模に露出する岩体に大別される。本岩は白山支線林道の露頭では、第5図及び第6図に示すようにトータル岩を貫



第4図 麦島花崗岩のトータル岩と塩基性含有物（麦島西方、林道白山支線）
Tonalite and basic inclusion of the Mugishima Granite in the west of Mugishima



第5図 麦島西方白山支線林道（高山管林署管内）で麦島花崗岩中のトータル岩を貫く石英モンゾ閃緑岩 (142±5 Ma)

Quartz monzodiorite is intruded into the tonalite in the neighborhood of Mugishima, along the forest road



第6図 トータル岩を貫く石英モンゾ閃緑岩（麦島花崗岩，麦島西方，林道白山支線）
Quartz monzodiorite is intruded into the tonalite, west of Mugishima

いてその片理をも切っている。

灰白色粗粒の岩石で一般に片理を示さない。微斜長石，斜長石，石英，角閃石及び黒雲母を主成分鉱物とし，副成分鉱物として，チタン石，燐灰石及び鉄鉱を含む。野外では石英に乏しいこと，C軸方向に厚く発達した六角板状の黒雲母を含むことで容易に識別される。黒雲母は径5-7mmに達するものがしばしば見いだされる。白山支線林道に露出する本岩の鉱物容量比は石英15%，斜長石54%，微斜長石14%，黒雲母12%，角閃石2%で，その他にチタン石，鉄鉱及び燐灰石を含む。

白山支線林道の露頭で採取した本岩中の黒雲母のK-Ar年代は142±5Maを示している（河田，1980）。

帯磁率は $\chi = 719 \times 10^{-6}$ (emu/g) を示し（河田，1980），船津花崗岩類の一般的平均値 $\chi = 200 \sim 600$

$\times 10^{-6}$ (emu/g) よりもやや高い値を示している。

角閃石黒雲母石英モンゾ閃緑岩 M80102201A 表島西方白山支線林道 (第Ⅲ図版2)

角閃石は緑色普通角閃石で、長さ1.5mm内外の自形柱状を示し、二次的変質により緑泥石化を被り、一部では緑れん石を生じている。黒雲母は一般に3-4mmの板状で、X=淡黄色、Y・Z=緑色を帯びた褐色を示し、一部は緑泥石化している。結晶内部に緑れん石を生じたり、燐灰石や鉄鉱の小粒状結晶を包有するものがある。斜長石は一般に長さ3-4mmの自形柱状で累帯構造を示す。中核部はカオリン化を被り淡褐色に汚濁し、微細な白雲母を生じている。微斜長石は長さ1.5-2mmの他形でほかの成分鉱物の間隙を充填している。石英は一般に長さ1mm以下の他形でほかの成分鉱物の間隙を充填しており、微細な包有物に富んでいる。副成分鉱物としてチタン石、燐灰石、ジルコン及び鉄鉱が含まれる。特にチタン石は長さ1.5mm又はそれ以上に達する自形状結晶としてしばしば含まれる (第Ⅲ図版2)。

IV. 4. 2 軽岡岩体

本岩体は図幅地域南西部の新軽岡峠付近で国道158号線 (牧戸一高山) に沿って細長く分布する。手取層群と微文象花崗岩とはそれぞれ断層で接する。本岩体の主部は細粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩で弱い片理を示す。本岩体中には局部的に淡灰色を呈する中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩がしばしば石英閃緑岩を切って貫入している。本岩は一般に断層によると思われる圧砕を被り、変質の程度が著しい。前述の国道158号線舗装工事と崖崩れ防止のコンクリート工事のため、現在では良好な露頭がほとんど見られない。石英閃緑岩を主体とする点で後述の六厩岩体と共通性がある。

黒雲母角閃石閃緑岩 M134 新軽岡峠西方国道158号線露頭

角閃石は緑色普通角閃石で長さ0.5mm、自形半自形で多くの場合、集合体を形成する。黒雲母は淡い褐色種で長さ0.1-0.2mmの小板状をなし、角閃石の集合体の隙間を埋めて発達する。斜長石は長さ0.6mm又はそれ以下で半自形又は他形状として多量に含まれる。一般に汚濁し、微細な包有物に富む。石英は長さ0.1mmの他形粒状で隙間充填鉱物として極めて少量含まれる。副成分鉱物として燐灰石及び鉄鉱を含む。

角閃石黒雲母花崗閃緑岩 M193 新軽岡峠西方国道158号線露頭

角閃石は長さ1-1.5mm、半自形柱状で変質により脱色し淡い緑色を呈する。黒雲母は長さ1-2mm、板状で一般に緑泥石化し、鉄鉱を生じている。また、一部には撓曲したものがある。斜長石は一般に長さ2-3mmの半自形で変質が著しい。石英は長さ15mm内外で他形を示し、亀裂を生じ、弱い波動消光を示す。カリ長石は長さ1.5mm程度で他形を示しペルト石構造を呈する。副成分鉱物としてチタン石、ジルコン及び鉄鉱を含む。二次変質鉱物として緑泥石及び緑れん石を含む。

IV. 4. 3 六厩岩体

本岩体は六厩を中心に六厩川沿いに分布し、手取層群、濃飛流紋岩類及び花崗閃緑斑岩とはそれぞれ断層で接する。その分布状況から見て、本来は軽岡岩体と一連のものと思われる微文象花崗岩の貫入によ

り両者の分布が切断されたものと考えられる。

本岩体は主として暗灰色の細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩からなり、一部に閃緑岩相を示すものがある。一般に弱い片理を示す。本岩体中の閃緑岩質岩石の大部分は微文象花崗岩の貫入により軽度の熱変成作用を被り、黒雲母の一部は再結晶作用により小板状を呈し淡紅褐色を呈する。

熱変成作用を被った黒雲母角閃石石英閃緑岩 M69 六厩

角閃石は緑色普通角閃石で、長さ0.5-1mmの自形柱状を呈する。黒雲母は長さ0.1-0.2mm、鮮かな淡紅褐色で小板状又は葉片状を示し、角閃石と共生する 경우가多く集合体を形成する。これらの黒雲母は熱変成作用により再結晶したのと考えられ、一部には緑泥石化した本来の結晶を残している。斜長石は長さ0.5-0.7mm、半自形柱状で変質により汚濁している。石英は長さ0.2-0.4mmの他形状で、細かな亀裂を生じ弱い波動消光を示す。カリ長石は長さ0.2-0.3mm、間隙充填鉱物として少量含まれる。副成分鉱物として、チタン石、燐灰石、ジルコン及び鉄鉱が含まれる。

IV. 4. 4 濃飛流紋岩類中に捕獲岩片として含まれる“麦島花崗岩”

本図幅地域内では、麦島花崗岩分布地域以外の濃飛流紋岩類中に礫又は捕獲岩片として含まれる花崗岩が見いだされた。これらの花崗岩はいずれも礫又は岩片ではあるが、麦島花崗岩中の花崗岩⁴⁾に類似している。以下に発見された2カ所の花崗岩礫について記載する。

黒雲母花崗岩 M339B 小鳥川層の流紋岩凝灰岩中の礫、金山洞

金山洞に分布する流紋岩凝灰岩礫岩中に径約6cmの亜円礫として含まれる。中粒の黒雲母花崗岩で、風化により灰白色を呈する。鏡下では、黒雲母は長さ1.7mm又はそれ以下の板状で変質により脱色し、無色—淡緑色を呈する。ジルコン及びイルメナイトの小粒状結晶を包有する。カリ長石は最大4mm以上、一般に3mm内外の他形で、ペルト石構造が著しい。幅が0.2mmに達する曹長石のラメラが発達する。斜長石は一般に長さ2mmの半自形状で、白雲母の微晶を多量に生じている。石英は最大で粒径4mm、一般に清澄で弱い波動消光を示す。

黒雲母花崗岩（黒雲母角閃石石英閃緑岩を含む） M80101701 船山溶結凝灰岩中の径8cmの捕獲岩片、荇安峠南東700m林道（第19図）

花崗岩片は細粒部と中粒部からなる。細粒部は黒雲母角閃石石英閃緑岩であり、中粒部は黒雲母花崗岩である。

細粒部：角閃石は淡褐緑色で長さ0.5-0.7mm、半自形の柱状として産する。黒雲母は明るい褐色種で長さ0.5mmの半自形で板状を示し、角閃石に取り囲まれた形で産する。緑泥石化を被り、不透明鉄鉱の小粒状結晶を包有する。斜長石は長さ0.5-0.7mm、半自形でカオリン化を被り淡褐色に汚染している。石英は長さ0.5-0.7mmの他形で間隙充填形として産する。

中粒部（黒雲母花崗岩）：黒雲母は長さ2mmの板状結晶として産し、X・Z＝明るい褐色、Y＝淡い黄色で、燐灰石、ジルコン及び鉄鉱の小粒状結晶を含む。斜長石は長さ3-4mm、半自形で一部に累

4) 本岩分布地域の一部、橋谷（「萩原」図幅内）では石英閃緑岩中に花崗岩が貫入している。

帯構造を示すものがある。中核部が淡褐色に汚染し、白雲母の微晶を生じている。カリ長石は長さ3-4mm, 他形で全般にカオリン化を被っている。微細なペルト石構造が見られる。石英は長さ1mm内外の他形で微細な包有物に富む。副成分鉱物として、ジルコン、燐灰石及び褐れん石を含む。

V. 手 取 層 群

本層群はジュラ紀後半から白亜紀前半にかけて福井、石川両県の内陸地域や飛騨山地一帯に広く堆積した。本図幅地域では飛騨山地における本層群の分布の南限で、断片的で、極めて局部的である。本層群は六厩北西方のブロックと新軽岡峠西方のブロックとに分けられるが、これら双方のブロックは本来は連続したものと考えられるが、白亜紀末—古第三紀に貫入した微文象花崗岩により分布を切断された形となっている。また、軽岡峠南西方約1kmの旧国道沿いに小規模なブロックとして分布するものがある。このようなブロック化した分布では層序について詳細な検討が不可能なため層序の細分を行わず一括して取扱った。

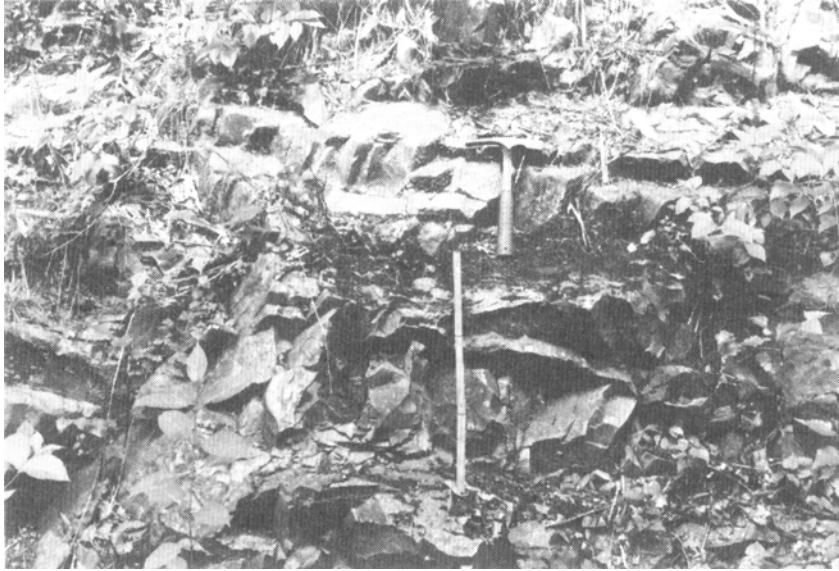
本図幅地域内の本層群は西に隣接する「白山」図幅地域内の庄川上流に分布する庄川累層（河合、1961）の一部と考えられ、九頭竜亜層群に含まれる。河合（1961）によれば庄川累層は下部から三谷礫岩層、野々俣層及び御手洗頁岩層に区分されるが、これら累層の模式地はいずれも「白山」図幅地域内にある。

本図幅地域内における三谷礫岩層に相当するものは新軽岡峠南西方の国道158号線（牧戸—高山）沿いに一部が露出し、また旧国道の軽岡峠南西方の小ブロック中にも認められる。国道158号線沿いの露頭の大部分は現在では、コンクリートで巻かれており詳細な観察は出来ない。1961年当時の調査では、麦島花崗岩を不整合に覆い、基底部には花崗岩質岩石、及び少量のオーソコーツアイトと思われる珪質岩の礫を含む。礫は円礫で、大きいもので直径20-30cm, 通常5-10cmで淘汰は不良である。露頭で見られる限りでは礫岩層の厚さは数mである。

野々俣互層及び御手洗頁岩層に相当する地層は国道158号線沿いでは、露頭状況不良のため詳細は不明である。図幅地域南西部で国道158号線より北方の1,276m高地に至る林道に約1kmにわたって砂岩・黒色頁岩の互層が露出し、層厚は約200mと推定される。本層はステージ I の濃飛流紋岩類の凝灰岩及び凝灰質砂岩により不整合に覆われる。本層は細粒—中粒の砂岩と頁岩の互層からなり、走向N60° W, NE20° の傾斜を示す。

六厩北西方約1kmの六厩川とその支流に分布する本層は麦島花崗岩及びステージ I の濃飛流紋岩類と断層で接し、微文象花崗岩又はその周縁相の珪長岩により貢かれる（第29図）。細粒—中粒の砂岩と黒色頁岩の互層で、まれに粗粒砂岩や細礫を含む礫岩がある。厚さは50mで走向N20-30° E, NWに50° 傾斜する。

本図幅地域内では手取層群は微文象花崗岩に貫入され、貫入部周辺では幅約数10mの範囲で熱変成作用を受けホルンフェルスとなり、再結晶の黒雲母により帯褐色を呈する。



第7図 手取層群中の砂岩・頁岩の互層 (六軒北方)
Alternation of sandstone and shale in the Tetri Group, north of Mumaya. Upper part of the photograph is sandstone

VI. 濃飛流紋岩類

中部地方の内帯に広く分布する濃飛流紋岩類は、その占める面積・容量と、領家帯、美濃帯及び飛驒帯の3帯にまたがる地質学的位置の重要性にもかかわらず、1960年代までは主要な研究対象とはならなかった。1950年代の後半から始まって一連の地質図幅調査（上松、妻籠、付知、加子母、下呂、萩原、三日町及び飛驒古川）が端緒となって現在の濃飛流紋岩類研究へと発展し、更に西南日本内帯諸地域に広く分布する濃飛流紋岩類と同様な珪長質火山岩類の研究にも大きく貢献した。

VI. 1 研究史

美濃地方東部から飛驒山地にかけて広く分布する珪長質火成岩類は、かつて“石英斑岩”と呼ばれた。これに関する知識は、明治・大正年間に行われた20万分の1、7万5千分の1などの図幅調査の資料を除くと、極めて乏しかった。

この広大な面積を占める“石英斑岩”について、実際の野外踏査に基づいて詳しい研究を行ったのは、坂（1887, 1888）である。坂（1888）は“石英斑岩”中に火山岩から貫入岩に至る各種の岩相があることを認めた。また、形成の場の問題に関して、“石英斑岩”は多くの場合、古生層又は中生層のわん曲部に迸発したもので、特に白川谷より木曾谷にわたる広大な岩体の形成は、地層のわん曲部が破壊されたためであろうと述べ、各所に凝灰岩を伴うことを指摘している。

その後、中部地方の“石英斑岩”分布地域において昭和30年から5万分の1地質図幅の調査が開始さ

れ、「上松」（片田・礩見，1958）及び「妻籠」（山田・村山，1958）の両図幅が出版された．これらの図幅では“石英斑岩”は噴出岩類の流紋岩として記載されている．

流紋岩中に溶結凝灰岩が含まれることを指摘したのは「付知」図幅（河田，1961年3月）が最初である．

図幅調査の研究成果に基づき，“石英斑岩”とされていた珪長質火成岩類の大半が溶結構造や溶結凝灰岩特有の組織を有していることから，“濃飛流紋岩類”と命名することが提唱された（河田ほか，1961年5月）．

すなわち，“石英斑岩”の主体は流紋岩質の溶結凝灰岩であることを指摘した．また，“石英斑岩”とされていたものの一部は流紋岩類の噴出後に大小のストック，ボスヌは岩脈として濃飛流紋岩類中に貫入した花崗斑岩—石英斑岩などであるとし，流紋岩類と区別した．5万分の1地質図幅に濃飛流紋岩類の名称が用いられるようになったのは「加子母」（山田，1961年11月）以降である．

濃飛流紋岩類の本格的な研究が始まったのは1960年以降で，本岩体に関する調査・研究は主に岩体の南半部を中心に進められてきた．特に岩体東部の阿寺山地南部（山田ほか，1971），岩体西縁部飛驒川流域（河田，1967；河田・礩見，1968）及び南縁部の恵那山地域（山田ほか，1971）においては，濃飛流紋岩類の層序区分や地質構造が詳細に解明されてきた．その背景としては，上記の諸地域では5万分の1地質図幅の調査が1950年代の後半から1960年代の初めに集中的に行われたことにより濃飛流紋岩類に対するある程度の資料の蓄積があったことと関連している．

濃飛岩体北半部については，1961年に「三日町」図幅地域の資料収集が行われ，1963年に「飛驒古川」図幅内の濃飛流紋岩類分布地域が調査され，濃飛岩体北部についてもある程度の知識が得られた．更に「飛驒古川」図幅（野沢ほか，1975）が出版されて以降，濃飛流紋岩体研究グループによる濃飛岩体北部地域における東西地質断面作成の目的で，飛驒古川町と御母衣湖を結ぶ東西約30km，南北約8kmの幅での地質図が作成された（濃飛流紋岩体研究グループ，1979）．以下，これらの研究成果を紹介する．

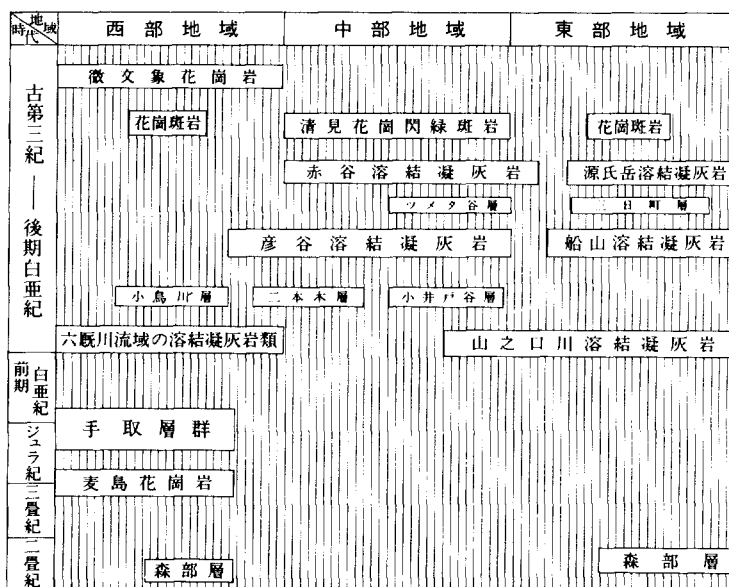
濃飛流紋岩類の基本的構造と陥没運動

濃飛流紋岩類は特徴的なNW-SE方向に伸長した分布を示しており，総延長約130km，幅は最大部で50km，最小部で20kmである．この伸長方向に発達する基盤岩類の破碎帯などから，岩体形成の支配的な構造規制がこの方向にあることは既に指摘されている（河田ほか，1961）．

また，礩見ほか（1967）は“濃飛西縁破碎帯”の存在を強調するとともに，濃飛岩体西縁部において流紋岩類が古生層の崖にアバットする関係から流紋岩類の噴出時に，既にグラーベン状の凹地が形成され，陥没・沈降運動と噴出活動が繰り返されて厚い火山性堆積物が形成されたと考えた．

その後，1970年代に入り層序学的資料が増加するにつれて，大規模な陥没運動に始まる火山活動のステージ区分が試みられるに至った．このようなステージ区分は早くから層序・岩相区分の調査研究の行われた濃飛岩体の南半部において試みられ，各ステージごとに火山活動に先行して陥没運動があること，また陥没運動は場の移動を伴いながら，少なくとも3回（あるいは4回）の主要な陥没運動を繰り返し，これに伴う火山活動が認められた（濃飛流紋岩体研究グループ，1976）．

1970年代の後半に入り，濃飛岩体の北部においても岩体南部と同様に濃飛岩体を陥没盆地によるステージに区分する試みが濃飛流紋岩体研究グループによって行われ，主として御母衣湖東岸地域（「白山」



第8図 本図幅地域における濃飛流紋岩類の層序関係
Schematic succession of the Nōhi Rhyolites

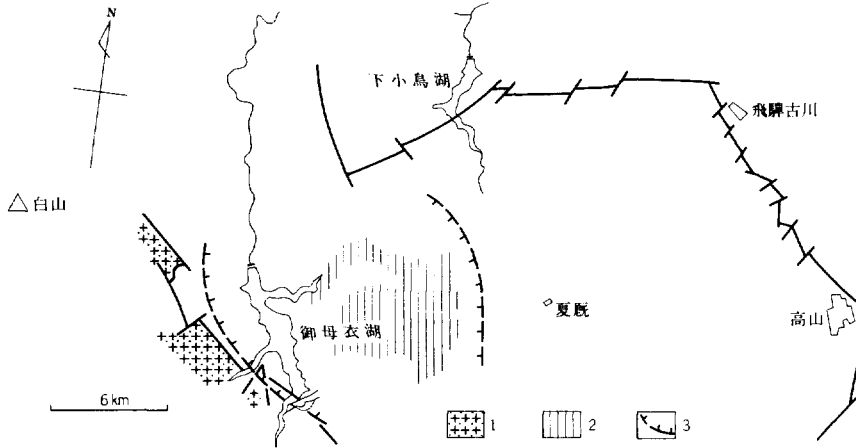
第4表 御母衣湖—飛騨古川町地域の濃飛流紋岩類の層序区分と岩相一覧表
Succession and lithologic character of the Nōhi Rhyolites between Miboro Lake and the Hida-Furukawa district

ステージ区分	層序区分	最大層厚 (m)	色調	岩質	斑晶量 (vol %)	斑晶粒度	斑晶容量比	本質レンズ (大きさ)	石質岩片 (量)
II	殿川溶結凝灰岩層	850+	淡灰—灰緑	Rh	45-60	中粒	$Pl > Qz \geq Kf \gg Hb > Bt$	小	多
	ソーツイ谷溶結凝灰岩層	800	緑灰—暗緑灰	Rd	40-55	粗粒	$Pl > Qz > Kf \gg Opx > Cpx > Bt$	大	少
	彦谷溶結凝灰岩層	500	淡緑灰—緑灰	Rh—Rd	45-60	粗粒	$Pl > Qz \geq Kf \gg Opx > Cpx > Bt$	大	多
	寿美峠層	150	礫岩, 砂岩, Rh 非溶結火砕岩類						
Ib	二本木層	300	Rh ガラス質—結晶凝灰岩, 礫岩, 砂岩, 軽石凝灰岩						
	小鳥川層	700	Rh 溶岩, 角礫岩, 凝灰角礫岩						
	大白川層	1000+	Rh 非溶結火砕岩類, 凝灰質砂岩・泥岩, Rh 溶岩, And—Da 溶岩・火砕岩類, Ba—And 溶岩						
Ia	大原谷溶結凝灰岩層	500	灰緑	Rh	30-45	中粒	$Qz > Kf \geq Pl \gg Hb > Bt$	小	少
	六既川層	100	凝灰質砂岩・泥岩, Rh ガラス質凝灰岩						
	筋川谷溶結凝灰岩層	500	淡灰—青灰	Rh	40-50	粗粒	$Pl \geq Qz > Kf \gg Hb > Bt$	大	少

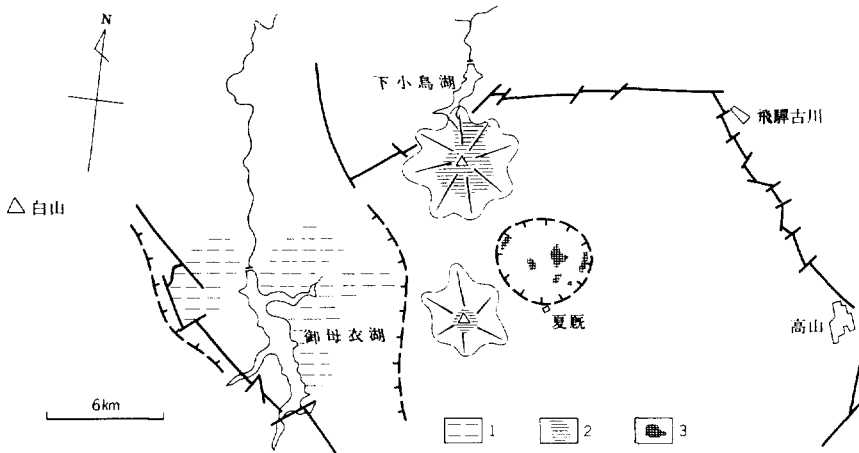
Rh: 流紋岩質 Rd: 流紋デイサイト質 Da: デイサイト質 And: 安山岩質 Ba: 玄武岩質 Qz: 石英 Kf: カリ長石
Pl: 斜長石 Bt: 黒雲母 Hb: 普通角閃石 Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石
(濃飛流紋岩団体研究グループ, 1979) (Collaborative Research Group for the Nōhi Rhyolite, 1979)

図幅地域内)を中心に濃飛流紋岩類の層序・岩相区分が確立され, この地域を模式地として更に東方の六既川, 小鳥川流域(「三日町」図幅地域内)に拡大されて行った(第10図参照)。

濃飛流紋岩団体研究グループ(1979)によれば本地域を中心に少なくとも3回の主要な陥没運動と火山活動が認められている。それぞれのステージにおける流紋岩類の堆積推定地域の概念図を第9図(A, B)に示した。



第9図A ステージ Ia の分布とその推定堆積盆
 Distribution of the rhyolites (Stage Ia) and their inferred sedimentary basin
 1. 北俣谷閃緑岩の現分布 Distribution of the Kitamatadani Diorite
 2. ステージ Ia の堆積物の現分布 Distribution of the rhyolites (Stage Ia)
 3. 堆積盆の推定範囲 The area of the inferred sedimentary basin



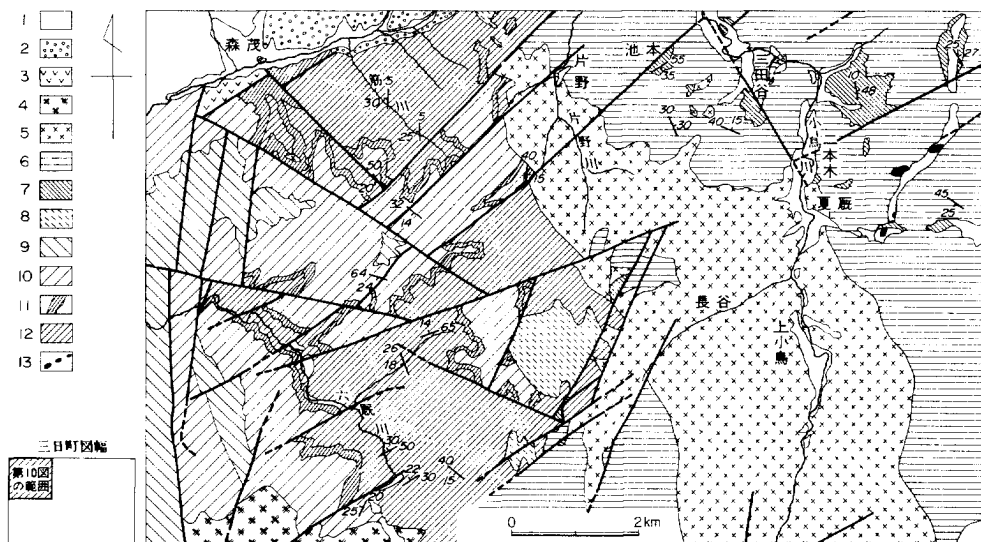
第9図B ステージ Ib の分布とその推定堆積盆
 Distribution of the rhyolites (Stage Ib) and their inferred sedimentary basin
 1. 大白川層の現分布 Distribution of the Oshirakawa Formation
 2. 小鳥川層の現分布 Distribution of the Odorigawa Formation
 3. 二本木層の現分布 Distribution of the Nihongi Formation

第9図 濃飛流紋岩体北部地域の模式的陥没構造 (濃飛流紋岩体研究グループ, 1977 第9図の転写)
 Schematic Volcano-depression patterns of the northern part of the Nōhi Rhyolites terrain
 (Collaborative Research Group for the Nōhi Rhyolite, 1979)

飛騨古川町—御母衣湖地域の濃飛流紋岩類の層序区分

上記の地域では、濃飛流紋岩類はステージ I 及び II に大別され、ステージ I は更に上部及び下部に二分されている (濃飛流紋岩体研究グループ, 1979)。

最下部のステージ Ia は本図幅地域内では、主として六厩川流域に分布する流紋岩溶結凝灰岩を主体



第10図 六厩川—小鳥川地域の地質図 (濃飛流紋岩団体研究グループ, 1979 の第2図の一部)

1. 第四系 2. 森茂礫岩層 3. 新期安山岩類 4. 文象斑岩 5. 花崗閃緑斑岩
6. 彦谷溶結凝灰岩層 7. 二本木層 8. 小鳥川層 9. 大白川層

Geological map of the area of the Mumaya River to the Odori River (Collaborative Research Group for the Nōhi Rhyolite, 1979)

とする火砕流堆積物で、下部から筋川谷溶結凝灰層、六厩川層（凝灰質砂岩及び泥岩を主とする水底堆積物）及び大原谷溶結凝灰岩層からなり全層厚は1,000m以上と推定されている。

ステージI bは金山谷と小鳥川の流域に小規模に分布し、主として非溶結の流紋岩質火砕岩からなり、下部から大白川層、小鳥川層及び二本木層に分けられる。全層厚は約2,000mと推定されている。

ステージIIは下部から礫岩及び砂岩を主とする寿美峠層（「飛驒古川」図幅地域内）、彦谷溶結凝灰岩層、ソウツイ谷溶結凝灰岩層及び殿川溶結凝灰岩層（「飛驒古川」図幅地域内）からなり、下部層と上部層を除けば流紋デイサイトで特徴づけられる。全層厚は1,500m以上と推定されている。

VI. 2 三日町地域の濃飛流紋岩類の層序区分

濃飛流紋岩類の層序と岩相の特徴を第5表に示した。

本図幅地域内の濃飛流紋岩類噴出活動の特徴は初期に火砕流を主とする流紋岩の噴出があり、これに引き続いて火砕岩及び砕屑岩が堆積した。その分布地域は局部的であり、大規模な堆積盆の形成には至らなかった。小鳥川層、二本木層及び小井戸谷層はこの時期の堆積物で、堆積地域と内容物においてそれぞれ若干異なる。流紋岩火砕流の噴出活動と堆積作用との間には若干の時間的間隙があったことは火砕岩中に含まれる流紋岩溶結凝灰岩の礫の存在によっても明らかである。この初期火山活動をステージIとしてa, bに区分した。

中期に入り、大規模な噴出活動が発生し、流紋デイサイト溶結凝灰岩を広範囲に噴出させた。この時期の噴出活動の特徴は初期活動に比べてマグマが流紋デイサイト質で苦鉄質鉱物に富んでいる。大規模

第5表 三日町図幅地域の濃飛流紋岩類の層序区分と岩相一覧表
Succession and lithologic character of the Nōhi Rhyolites in the Mikkamachi district

ステージ	層序区分	岩相の特徴
III	源氏岳溶結凝灰岩・赤谷溶結凝灰岩	流紋岩—流紋デイサイト
II	b 三日町層・ツメタ谷層	砕屑岩(火砕岩を含む) 流紋デイサイト
	a 船山溶結凝灰岩・彦谷溶結凝灰岩	
I	b 小井戸谷層・二本木層・小島川層	火砕岩(砕屑岩を含む) 流紋岩
	a 山之口川溶結凝灰岩・六厩川流域の溶結凝灰岩類	

な火砕流の噴出の後に火砕岩を含む砕屑岩が局部的に堆積した。この中期火山活動をステージIIとし、a, bにそれぞれ区分した。

後期には流紋岩—流紋デイサイトを主体とする火砕流が地域を異にしてほぼ同時に発生し、局部的な広がりをもって分布した。この後期火山活動をステージIIIとした。

本図幅地域内では、大規模な火砕流の噴出活動はステージIIの前半から始まり、ステージIIIに引き継がれた。

VI. 3 濃飛流紋岩類の年代

本図幅地域内の濃飛岩体北部では、現時点において濃飛流紋岩類に関する公表された年代測定値はない。しかし、濃飛岩体内部においては、SEKI (1978) により同位体年令値として、ステージIの流紋岩が $105 \pm 8\text{Ma}$ と報告されている。また、OKAMOTO *et al.*, (1975) ではステージIIの流紋岩の同位体年令は約 75Ma であり、ステージIとの間に約 30Ma のギャップがあるしかし、この 30Ma のギャップについての地質学的な裏付けは十分なされていない。

本図幅地域の北西域外に当たる森茂峠北西(「白川村」図幅地域内)では、濃飛流紋岩類が白川花崗岩に貫かれる。この白川花崗岩中の黒雲母のK-Ar年代は $58 \pm 4\text{Ma}$ と報告されている(柴田ほか, 1971)。

また、直接に岩石時代を示すものではないが、本図幅地域内の二本木では、二本木層中の凝灰岩から植物化石が発見され、ヘトナイ世を示している(河田ほか, 1976)。

VI. 4 濃飛流紋岩類中の玄武岩質安山岩類

濃飛流紋岩類は、その大部分が流紋岩質—流紋デイサイト質の珪長質火砕流堆積物からなり、それよりも苦鉄質な火山岩類は極めて限られた分布を占めているにすぎない。濃飛岩体西縁部の橋谷の南(「萩原」図幅地域内の飛驒外縁帯)に比較的まとまった岩体として、安山岩溶岩と同凝灰角礫岩が知られており、安山岩溶岩中には単斜輝石と斜方輝石が含まれる。また、安山岩凝灰角礫岩中には玄武岩の細礫が含まれることが報告されている(KAWADA, 1971)。

濃飛岩体北部地域の御母衣湖東岸地域(「白山」図幅地域内)では、珪長質火砕岩類に挟まれて分布

する玄武岩質安山岩と角閃石安山岩が発見された（濃飛流紋岩団体研究グループ，1979）。これらの玄武岩質安山岩類の分布は極めて限られた地域のみであり，量的にも乏しいが，珪長質火山活動に伴う造構運動との関連や大量の珪長質マグマの発生時における地下深部の状態及びその発生要因を解明する可能性を秘めていると考えられるのでその概要を以下に述べる。

本岩類は，その岩相上の特徴及び産状から玄武岩質安山岩と角閃石安山岩の二つに区別される。

玄武岩質安山岩

本岩はステージ I b の大白川層中に挟まれる溶岩，岩脈及び岩塊として産する。岩質的に単斜輝石かんらん石玄武岩質安山岩と（かんらん石）単斜輝石玄武岩質安山岩とからなる。両者の化学組成は第7表に示した。

角閃石安山岩

本岩は玄武岩質安山岩と異なり，かなりまとまった溶岩として分布する。普通角閃石単斜輝石安山岩と普通角閃石安山岩とに分けられる。両者の化学組成は第7表に示した。

御母衣湖東岸地域の玄武岩質安山岩類については，濃飛流紋岩団体研究グループにより調査・研究が進められ，“濃飛岩体北部地域における玄武岩質安山岩類の活動”として近く公表される予定である。本岩類の分布地域は「三日町」図幅地域の域外ではあるが，隣接地域であり本図幅地域内の濃飛流紋岩類との関連上からも重要と思われるので，濃飛流紋岩団体研究グループから資料の提供を受けてその概要を記した。

VI. 5 濃飛流紋岩類溶結凝灰岩中の苦鉄質鉱物

流紋岩—デイサイトに至る組成をもつ濃飛流紋岩類中には酸性火山岩類に特有な苦鉄質鉱物を含んでいる。しかし，多くの場合，変質を被り本来の原形を留めぬものが多い。このため，鉱物の性質を決めることははなはだ困難である。

濃飛流紋岩類に一般的な苦鉄質鉱物は，黒雲母，角閃石，普通輝石及び紫蘇輝石で，極めてまれな例として，かんらん石が報告されている（KAWADA, 1971）。

第6表 飛騨川沿いの濃飛流紋岩類（溶結凝灰岩）中の斑晶鉱物の光学的性質（KAWADA, 1971）
Optical properties of phenocrysts in the rhyolite welded tuff, along the Hida River

Mineral Number	Plagioclase		Alkali feldspar		Monoclinic pyroxene		Rhombic pyroxene		Olivine		
	α	γ	2V(-)	β	2V(+)	β	α	γ	2V(-)	α	γ
a KY 123	1.545	1.563	40°	1.525	50°	1.711	1.721	1.739	40~50°	1.800	1.843
b K 220	1.540	1.558									
c TK 28	1.550	1.571									
d T 65	1.543	1.565	51°								
e K 601	1.545	1.561									

a & b: Shirakawa rhyolite welded tuff

c: Unclassified dacite crystal tuff

d: Unclassified dacite welded tuff

e: Granite porphyry (After KAWADA, 1971)

濃飛岩体の西縁部、飛驒川沿い(「金山」図幅地域内)で最末期に噴出したと考えられる白川流紋岩類中の溶結凝灰岩中には、普通輝石、紫蘇輝石及びかんらん石の3者がほぼ完全な形で共存しており、光学的性質を第6表に示した。流紋岩溶結凝灰岩中の普通輝石は鉄普通輝石で、紫蘇輝石もまた鉄紫蘇輝石である。かんらん石も鉄に富むフェロフォートノライトであることが確認されている(KAWADA, 1971)。斜長石及びカリ長石についても参考資料として記載した。

VII. 三日町地域の濃飛流紋岩類

VII. 1 六厩川流域の溶結凝灰岩類

本岩は図幅地域北西隅から南東方にかけて延長15km、幅は最大約5kmの帯状分布を示す。分布地域南縁部の六厩付近では麦島花崗岩の六厩岩体と、また手取層群とも断層で接し、岩体の西縁は微文象花崗岩に貫入されている。岩体の東縁部は花崗閃緑斑岩に一部では貫入され、そのほかでは断層で接する。金山谷では小鳥川層の流紋岩岩脈により貫入されている。また、新軽岡峠の北西約1kmの地点では本岩の下部層の碎屑岩層が手取層群を不整合に覆っている。

本岩類は濃飛流紋岩団体研究グループ(1979)によれば、碎屑岩層である六厩川層を挟んで下位の筋川谷溶結凝灰岩層と上位の大原谷溶結凝灰岩層とに区分される(第10図)。本岩の全体の厚さは約1,000mと推定される。

六厩川下流域、大箕谷及び山葵谷^{わさび}周辺に分布する本岩は淡い青味を帯びた淡灰色で一般に斑晶の粒度は径3mm以下の中粒斑状岩である。石英斑晶は比較的大型で径4mmに達するものが含まれるが、有色鉱物は一般に径2mm以下の細粒結晶として暗緑色を呈し、多数含まれる。本質レンズは一般に小型で長さ数cm内外である。

本岩は山葵谷と大箕谷との中間地点付近の六厩川東岸の林道や大箕谷林道の中間地点付近では微文象花崗岩によると思われる熱変成作用を被りホルンフェルスとなっており、青緑色の角閃石からなる幅3-4mmの細脈が葉理を切って進入している。

前述の新軽岡峠の北西部では、凝灰岩、凝灰質砂岩及び凝灰質礫岩からなるが、手取層群を直接に覆う露頭は認められない。凝灰質砂岩の示す走向はN60°Wで、NEに25-30°の傾斜を示している(第11-12図)。本露頭より約100m南方の林道沿いに露出する手取層群の走向はN60°Wで、NEに15-20°の傾斜を示している。本地域の凝灰岩及び凝灰質砂岩は微文象花崗岩に貫かれているため熱変成作用を被りホルンフェルス化しており、黒雲母の微晶を多量に生じ淡紅色を呈する。

流紋岩溶結凝灰岩 M79080405 六厩川と山葵谷の合流点北方2km上流

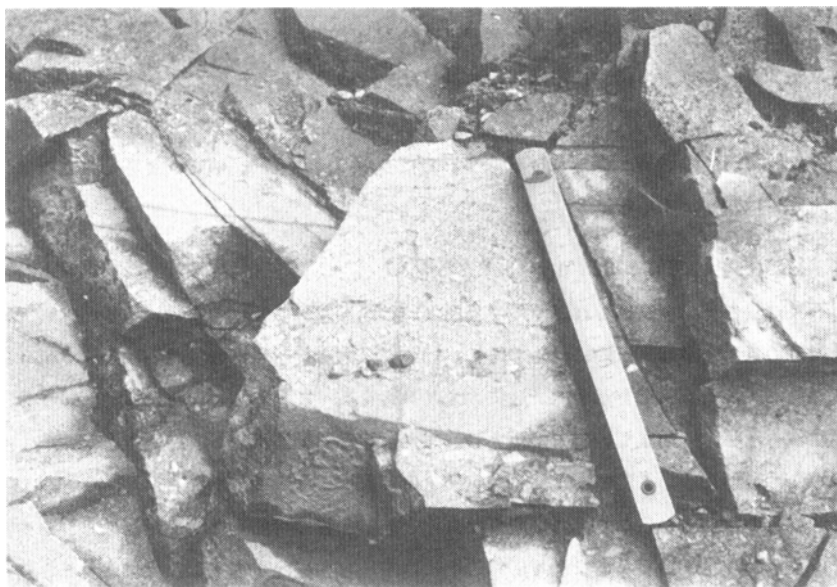
斑晶：石英は最大、長さ3.5mmの自形を示すものがあるが、一般に長さ1.5-2mmで半自形を示し微細な包有物に富む。斜長石は長さ1.5-2mmの半自形で2次的変質により炭酸塩鉱物を生じている。

カリ長石は長さ2mm又はそれ以下の半自形でペルト石構造を示し、変質によりカオリンを生じている。

普通輝石は長さ1-1.5mmの半自形で、変質によりほとんど緑泥石化しているが、結晶の外縁に沿って



第11図 六厩川流域の溶結凝灰岩類の基底部の凝灰岩・凝灰質砂岩の互層 (新軽岡峠北西)
 Alternation of tuff and tuffaceous sandstone at the basal part of the Welded Tuffs
 along the Mumaya River, northwest of Shinkaruoka Pass. Lowe prart of the photo-
 graph is tuffaceous sandstone



第12図 六厩川流域の溶結凝灰岩類の基底部の凝灰質礫岩 (新軽岡峠北西)
 Tuffaceous conglomerate of the basal part of the Welded Tuffs along the Mumaya River,
 northwest of Shinkaruoka Pass

角閃石の反応縁を生じていることから普通輝石の仮像と同定した。

基質：脱ガラス化が進んでいる。溶結構造が観察される（第IV図版1）。副成分鉱物としてジルコン、不透明鉄鉱物及び燐灰石を含む。

VII. 2 山之口川溶結凝灰岩

本岩は図幅地域南半部における最下部の溶結凝灰岩を代表する。主要な分布地域は巢野俣からその南西方一帯の地域と図幅地域南東部の山之口川上流地域である。巢野俣付近では小井戸谷層に覆われ、彦谷溶結凝灰岩にも覆われる。また、他地域では船山溶結凝灰岩と赤谷溶結凝灰岩に覆われ、一部ではこれらと断層で接する。

六厩川流域の溶結凝灰岩類との直接の関係は不明であるが、前者が図幅地域北部における最下部層であり、山之口川溶結凝灰岩中にも小井戸谷に見られるように碎屑岩や非溶結凝灰岩を挟むこと、岩質が流紋岩である点などにおいて共通性があり、ほぼ同時期の噴出に属するものと考えられる。

本岩は図幅地域の南方域外の「萩原」図幅地域内にも広く分布しており、基盤の美濃帯中・古生層を直接に被覆している。本図幅地域内では下底面が見られないためにその厚さは不明であるが、「萩原」図幅地域内の分布や構造から見て700m以上の厚さを持つと考えられる。

本岩は淡灰色で斑晶の粒径は3-4mmの中粒—粗粒の斑状岩で一般に有色鉱物に乏しい。本質レンズは、長さ5-10cmの引き延ばされたものを多数含むことがある。しばしば中・古生層起源のチャート、砂岩及び粘板岩などの異質岩片を含有する。

山之口川支流の大足谷の露頭で測定した葉理構造はN40°Eの走向を示し、SEに35-40°の傾斜を示す。また、約2km南東方の山之口川沿いの林道では走向はN55-60°WでNEに25-30°の傾斜を示している。

小井戸谷の碎屑岩層は砂岩、礫岩及び凝灰質砂岩よりなり、N40°Eの走向を示し、NWに40°の傾斜を示す。厚さは数10mである。

流紋岩溶結凝灰岩 M80101702 山之口川

斑晶：石英は長さ3mm又はそれ以下の半自形ないし他形で、微細な包有物に乏しい。斜長石は長さ1mm前後で半自形を示し、一般に清澄である。弱い累帯構造を示す。カリ長石は長さ3mm以下の半自形で、微細なペルト石構造を示す。一般にカオリン化を被っている。黒雲母は長さ1mm以下の板状ないし葉片状を示し、撓曲しているものがある。また、脱色し絹雲母化していることがある。角閃石は長さ1mmの半自形を示し、変質により粘土鉱物を生じ仮像となって含まれる。

基質：淡褐色のガラスからなり、弱い脱ガラス化を被る。強く溶結した構造が認められる。副成分鉱物としてジルコン、褐れん石が含まれる。本岩中には中・古生層から由来したと思われる砂岩が異質岩片として含まれる。

Ⅶ. 3 小鳥川層

本図幅地域北西部の金山谷上流地域に分布し、流紋岩溶岩とその角礫及び同質の破碎された基質からなる角礫岩様岩石の互層からなり、全層厚は500m内外である。本層中に含めた流紋岩の岩脈は下位の六厩川流域の溶結凝灰岩類を貫いている。

本層中の流紋岩溶岩は新鮮な面では暗灰色又は淡青色を呈する緻密なガラス質又は珪長質岩石で斑晶鉱物に乏しく、一般に著しく流理が発達している。風化すると灰白色となり流理構造の縞状模様がよく観察される。金山谷の西側支流（古川営林署金山支線林道）で測定した流紋岩の流理構造の走向はN60°-80°Eが優勢で、まれにN20°E又はN50°Wを示すものも認められる。傾斜はNW又はNEで60°から垂直と著しく高角度を示している。金山谷上流部では流紋岩溶岩の流理構造はN40°Wの走向を示し、SWに60°の傾斜を示す。

前述のように流紋岩溶岩は斑晶に乏しいが、石英及び斜長石を少量含んでおり、有色鉱物はまれで、しかも分解しており識別不能である。又不透明鉄鉱物が少量含まれるが一般に酸化が著しい。本岩中にはしばしば径2cm内外の不定形の流紋岩溶結凝灰岩の岩片が含まれることがあり、下位の六厩川流域の溶結凝灰岩類を取り込んだものと考えられる。このほかに流理構造を示さない塊状のものや自破碎構造を示すもの及び多量の球顆を含むものなど各種の岩相を示し、同一の溶岩層中で漸移する。

前述の金山谷林道支線沿いの溪谷では、無斑晶で流理構造の著しい流紋岩が幅2.5mの岩脈として六厩川流域の溶結凝灰岩類中に貫入し、貫入方向はN10°Wで、Eに70°の傾斜を示している。

金山谷上流部では流紋岩溶岩を挟んで約2kmにわたり“角礫岩”が露出する。層理は不明瞭で、主として径数cm-10数cmの無斑晶質流紋岩の角礫からなるが、まれに径50cmに達するものが含まれる。基質は同質物の破片からなり礫種はほとんど上記の流紋岩で占められることから自破碎溶岩の一種と考えられる。又、凝灰角礫岩も小規模ではあるが認められる。本岩は淡灰緑色を呈し、礫として手取層群の砂岩及び頁岩と手取層群中に礫として含まれるオーソコーツァイトの円礫を少量含む。この他に優白質中粒の花崗岩の礫も見いだされる。花崗岩礫は径5-8cmの亜円礫状を呈する。基質は凝灰質で淡緑色を呈する軽石片がしばしば含まれる。

無斑晶質ガラス質流紋岩溶岩 M273 金山谷

ガラス質の基質を持ち、この中に長さ0.1mm又はそれ以下の松葉状（針状）の淡緑褐色を呈する黒雲母が多数含まれる。これらの中のあるものは撓曲しているものがある。基質の空隙を石英及びアルカリ長石が埋めていることがある。新鮮なものでは脱ガラス化は認められない。

流紋岩溶岩 M272 金山谷

斑晶：石英は長さ1.5mm又はそれ以下の自形で一部に融食されたものがある。斜長石は長さ0.5-0.7mm、自形柱状で淡褐色に汚染されている。また、炭酸塩鉱物を生じているものがある。カリ長石は長さ0.3-0.5mmで、カオリン化を被っている。角閃石は長さ約1mm、半自形状でオパサイト化が著しい。黒雲母は長さ0.2mmで変質を被り、鉄鉱物に交代されている。

石基：石英，アルカリ長石及び斜長石の集合体からなるが，アルカリ長石と斜長石は短冊状を示す．

VII. 4 二本木層

本層は小鳥川流域の二本木，三田谷並びに彦谷下流域に上位層の彦谷溶結凝灰岩（後述）に覆われて点在して露出する．本層は下底部が見られないため正確な層厚は不明であるが，約300m程度と推定される．小鳥川流域における本層中の礫岩中には手取層群の礫に由来するオーソコーツァイトや花崗岩の円礫又はその破片が多量に混入している．したがって，本層は手取層群の直上又は手取層群分布地域周辺に堆積したものと推定される．夏厩東方の中之瀬では，本層は直接麦島花崗岩を覆っており，彦谷流



第13図 二本木層中の凝灰質砂岩及び頁岩の互層 層理面はN40° W, 80° SWの傾斜を示す（二本木）

Alternation of tuffaceous sandstone and shale in the Nihongi Formation. The bedding plane has the strike of N40° W and dips 80° towards the southwest

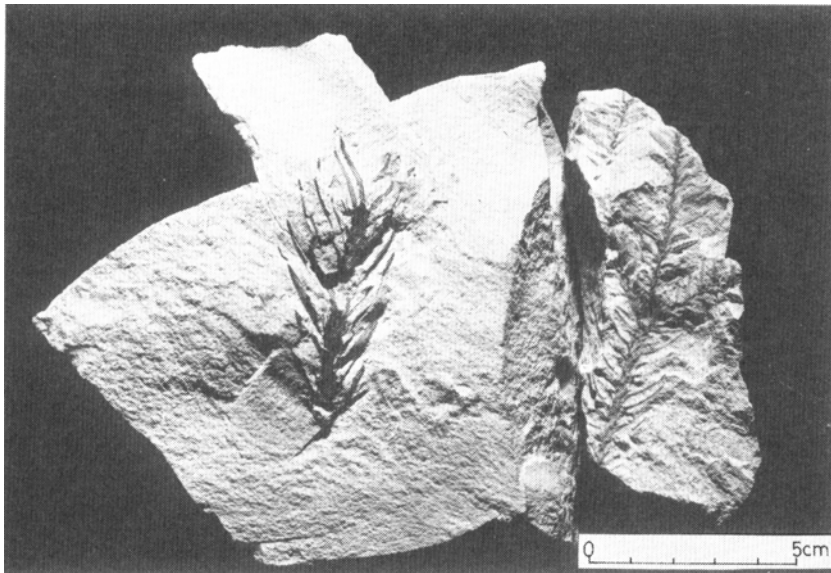
域に分布する本層中には麦島花崗岩の礫を多数取り込んでいる。

本層はガラス質流紋岩凝灰岩，結晶凝灰岩，軽石凝灰岩，凝灰質砂岩，黒色頁岩及び礫岩の互層からなり，黒色頁岩を除く多くの部分は変質により陶石化し白色を呈する。これらのうち，細粒の成層凝灰岩は陶石原料として採掘されている。

小島川流域に分布する二本木層中の碎屑岩層の示す一般走向はN30-40°WでNEに25°内外の傾斜を示している。これらの一般的な走向・傾斜と異なり二本木地域の桂洞鉍体付近では（第33図参照）凝灰岩，凝灰質砂岩及び頁岩の互層はほぼ直立に近い傾斜を示している。恐らく断層によりブロック化したものと考えられる（第13図）。桂洞鉍体付近の陶石化した成層凝灰岩層中からは植物化石が発見された。

植物化石の記載：植物化石は第14図に示すように灰白色の凝灰岩層から2個発見された。第14図の左側では，1) 葉が枝に対して螺旋状に着生している。2) 枝が太く2-2.5mmある。3) 葉は鎌形をして大きい。4) 葉に気孔線と思われる2列の印象がある。5) 葉縁に不規則な細鋸歯がある葉とない葉がある。上記の特徴を総合すると白亜紀後期（ヘトナイ世）の和泉層群中に産する *Cunninghamia izumiensis* MATSUO (MATSUO, 1966) と同定された（河田ほか，1976）。第14図の右側の化石は印象の細部に不鮮明なところもあって，葉縁の細鋸歯が確認できなかったが，明らかに鋸歯を持たない葉も多い。しかし，その他の特徴は第14図の左側の化石と一致しており，両者は同一種の可能性がある。

MATSUO (1970) はまた，石川・福井県境の上部白亜系に属する大道谷植物群を報告したが，その中の *Cunninghamia sp.* は今回発見された化石のうち第14図右側の化石と形態特徴がほぼ一致する。ただし，*Cunninghamia* は葉縁に細鋸歯があるのが大きな特徴の一つとなっているが，大道谷植物群のものには，それがないと報告されている。

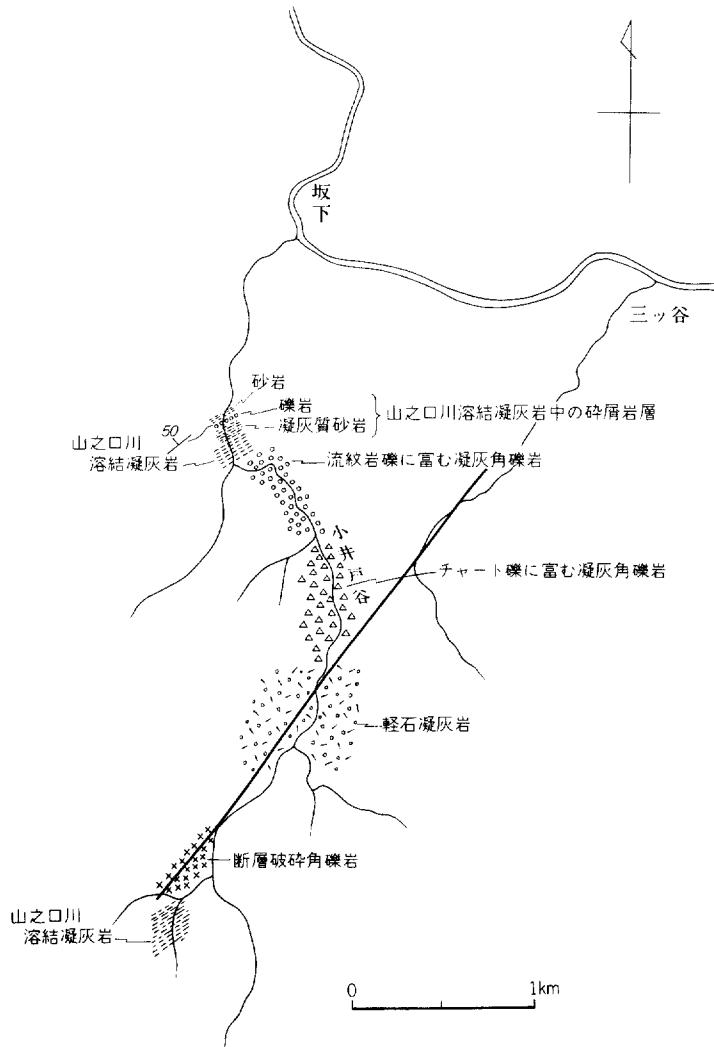


第14図 二本木層中の凝灰岩から発見された *Cunninghamia izumiensis* MATSUO (二本木)
Cunninghamia izumiensis MATSUO was found in the Nihongi Formation

Ⅶ. 5 小井戸谷層

本層は図幅地域中央部の坂下南方の小井戸谷を中心に小規模な分布を示す。また、図幅南西部の馬瀬川上流域にも断片的な分布が見られる。小井戸谷及び馬瀬川上流では本層は下位の山之口川溶結凝灰岩と一部は断層で接し、一部ではこれを覆い、かつ上位の彦谷溶結凝灰岩に覆われる。

本層は、軽石凝灰岩、軽石凝灰角礫岩、凝灰質砂岩の互層からなる。本層の最も広く分布する小井戸谷では、凝灰角礫岩が卓越する（第15図参照）。凝灰岩や凝灰角礫岩には明瞭な層理は認められないが、礫の配列から見る限りでは非常に緩い構造を示している。小井戸谷での軽石凝灰角礫岩は一般に10-15°



第15図 小井戸谷の路線地質図
Geologic route map of along the Koidodani River, Kiyomi-mura



第16図 小井戸谷層の軽石凝灰角礫岩中の流紋岩溶結凝灰岩の礫 (小井戸谷)
Rhyolite welded tuff gravei in the pumice tuff breccia of the Koidodani Formation,
Along the Koidodani River

程度の緩傾斜を持つと推定される。小井戸谷における本層の層厚は約300mと推定される。

軽石凝灰角礫岩は淡灰緑色を呈し、風化すると灰白色となる。小井戸谷下流部では大きいもので人頭大又は径0.5mに達する流紋岩溶結凝灰岩の垂円礫を含む。一般には径5-10cm又はそれ以下の流紋岩溶結凝灰岩の垂円礫を含むことが多い(第16図)。この地域では中・古生層から由来したと思われるチャートや粘板岩の礫はほとんど見られず、わずかに径2-3cmの垂円礫や破片状岩片が含まれるにすぎない。小井戸谷上流部では流紋岩溶結凝灰岩の礫はまれで、古生層のチャート、砂岩及び粘板岩がしばしば含まれる。なかでもチャートが多く径2-5cm程度の垂角礫として見いだされる。又、小井戸谷中流部では軽石凝灰角礫岩中にしばしば飛驒外縁帯古生層起源の白雲母石英片岩の礫(第II図版1)が見いだされた。礫は径3-5cmで破片状である。軽石凝灰岩及び凝灰角礫岩の基質は淡灰色を呈する緻密な凝灰質物からなり、淡緑色又は灰白色を呈する径1-3cmの軽石片が多数含まれる。膠結度は一般に良好である。

川上川上流の巢野俣付近には凝灰岩及び軽石凝灰岩が露出する。灰色又は灰白色を呈し径数cm以下の軽石片と少量の流紋岩溶結凝灰岩の径数cm以下の礫を含む。凝灰岩中には暗灰色のシルト岩様の薄層のラミナが発達することがある。ラミナで見ると凝灰岩層の傾斜は10-15°内外である。

軽石凝灰岩 M208 小井戸谷 (第V図版2)

斑晶：石英は最大で長さ1mm又はそれ以下の破片状を示す。斜長石は長さ0.3mm以下の半自形又は他形で少量含まれる。カリ長石は長さ0.2-0.3mmの他形でカオリン又は白雲母を生じている。

基質：ビトロクラスティックで楔状のガラス片や軽石片を多数含んでいる。また微細な鱗片状又は葉片状黒雲母が多量に含まれる。全体に脱ガラス化が進んでいる。溶結構造は認められない。軽石片は本

来の形に近く扁平化が弱い。繊維状組織を示しており、絹雲母の微晶を生じている。

Ⅶ. 6 彦谷溶結凝灰岩⁵⁾

本岩は本図幅地域中央部の川上川、北西部の宮川流域に広く分布する。本岩は三田谷西方で手取層群をまた、彦谷下流部で麦島花崗岩の一員である石英モンゾ閃緑岩を不整合に覆っている。下位層の二本木層及び小井戸谷層との野外における直接の関係は不明であるが、一部では断層で接し、その他では直接に覆うものと考えられる。

本岩の内部構造が十分に明らかでないため正確な層厚は不明であるが、全体の層厚は500m以上と推定される。本岩はやや青味を帯びた灰色又は暗灰色を示し粗粒多斑晶質で、比較的大型の本質レンズ(10cm以上)を含み、本質レンズ中のカリ長石は、しばしば淡紅色を呈することで特徴づけられる。

彦谷下流部で最も典型的な本岩は暗灰色を示し、径2-3mmの斜長石、石英、カリ長石と暗緑色の輝石類が肉眼で認められる。本質レンズはやや淡灰色を帯びレンズ状部分に径4-5mmの淡紅色カリ長石と白色の斜長石を含んでいる。高山市前原町北方における本岩は暗灰色を呈し粗粒斑状で径3-5mmの石英・斜長石及びカリ長石を含む。有色鉱物は径2mm内外の暗緑色を呈する角閃石及び輝石類が含まれる。

本岩分布地域南東部の宮川上流域では本岩は淡灰色を呈し、多斑晶質であるが、斑晶はやや小型で、石英及び長石類は径1-2mmで、本質レンズも長さ5cm又はそれ以下の場合が多い。



第17図 彦谷溶結凝灰岩の採石場 (坂下北方)
View of the quarry in the Hikodani Welded Tuff, north of Sakashita, Kiyomi-mura

5) 濃飛流紋岩団体研究グループ (1979) では彦谷溶結凝灰岩の他にソウツイ谷溶結凝灰岩を含んでいる。両者の境界は漸移的で、細分することが困難なため一括した。

彦谷溶結凝灰岩の岩相は、川上川以北では、彦谷下流域や高山市前原谷に露出する多斑晶質粗粒の流紋デイサイト岩相で代表される。一方、川上川以南から宮川にかけて分布する溶結凝灰岩は斑晶鉱物の粒度が前者に比べ小型となり、本質レンズも多くの場合長さ約5cmと小さい。以上の事実は彦谷溶結凝灰岩の噴出域が川上川以北の彦谷又はその北方地域（「飛驒古川」図幅地域内）にあった可能性を示唆するものかもしれない。本岩は牧口北方で、前原断層（後述）によると思われる著しい破碎を被り断層角礫（第18図）を生じている。

本岩の主要な斑晶鉱物の容量化（第21図B）によれば一部の極端な例を除くと、石英：30-45%、斜長石：30-50%、カリ長石：20-30%の範囲に含まれるものが多い。モード組成からは流紋デイサイトから流紋岩にかけての組成に相当する。彦谷下流部の溶結凝灰岩の化学分析値を第6表No. 13に示したが、全岩の化学組成は流紋デイサイトに相当し、モード組成ともよく対応する。

彦谷溶結凝灰岩は夏厩周辺、三田谷上流地域及び小鳥峠の周辺部で花崗閃緑斑岩や花崗斑岩の貫入により熱変成作用を被りホルンフェルスとなっている（第VI図版2）。

流紋デイサイト溶結凝灰岩 67MM-1 彦谷下流部（第VI図版1）

斑晶：石英は最大径3mm、一般に2mm以下で半自形又は破片状で一部は融食形を示す。微細な包有物に富む。斜長石は径2mm又はそれ以下で半自形柱状又は破片状である。一般に清澄で累帯構造を示す。カリ長石は最大径3mmで半自形状を示し、淡褐色のカオリン様鉱物を生じている。微細なペルト石構造を示すものがある。普通輝石は最大径0.5mm、一般に0.3mm内外の短柱状を示す。結晶の外縁部に沿って淡緑色の微細な粒状角閃石の反応縁が見られる。紫蘇輝石は長さ0.3mm内外の自形短柱状で、緑色の繊維状鉱物（粘土鉱物）に交代されているものが多い。黒雲母は長さ0.2-0.3mmの小板



第18図 彦谷溶結凝灰岩中の断層角礫岩（牧口）
Fault breccia in the Hikodani Welded Tuff. The breccia of the whole part is Hikodani Welded Tuff. The scale is one meter long

状で、Z、Y=濃い茶褐色、X=淡褐色である。角閃石は緑褐色で一般に長さ0.5-0.7mmの半自形柱状を示し、多くの場合緑泥石に変質している。

基質：淡褐色を呈するガラスは脱ガラス化を被っている。ガラス片が押しつぶされて強く溶結した構造が認められる。副成分鉱物として、不透明鉄鉱物、燐灰石及び褐れん石が含まれる。

本質レンズは一般に径0.02-0.03mm程度の石英、アルカリ長石及び斜長石の集合からなり、長さ0.1mm前後の黒雲母と長さ15mm又はそれ以下の普通輝石及び紫蘇輝石が含まれる。

花崗岩類により熱変成作用を被りホルンフェルス化した流紋デイサイト溶結凝灰岩 M79081302 小鳥峠（第VI図版2）

斑晶：石英は径最大4mm又はそれ以下の他形状で微細な包有物に富む。斜長石は最大、長さ最大4mm、一般に長さ1mm又はそれ以下の半自形又は他形で累帯構造を示すものがある。一般に淡褐色に汚染されている。カリ長石は長さ最大3mm又はそれ以下の半自形状で弱いカオリン化を被っている。黒雲母は長さ0.2mm前後の鱗片状で赤味を帯びた褐色でしばしば集合体を形成する。角閃石は長さ0.8mm又はそれ以下の短柱状で淡緑褐色を呈し、虫食い状を示す。普通輝石は長さ0.3-0.4mmの半自形状で、しばしば角閃石に交代されている。紫蘇輝石は長さ0.3mmの半自形状でウラル石に交代され仮像をとどめている。

基質：石英、アルカリ長石及び斜長石からなり再結晶が著しくモザイク状を呈する。

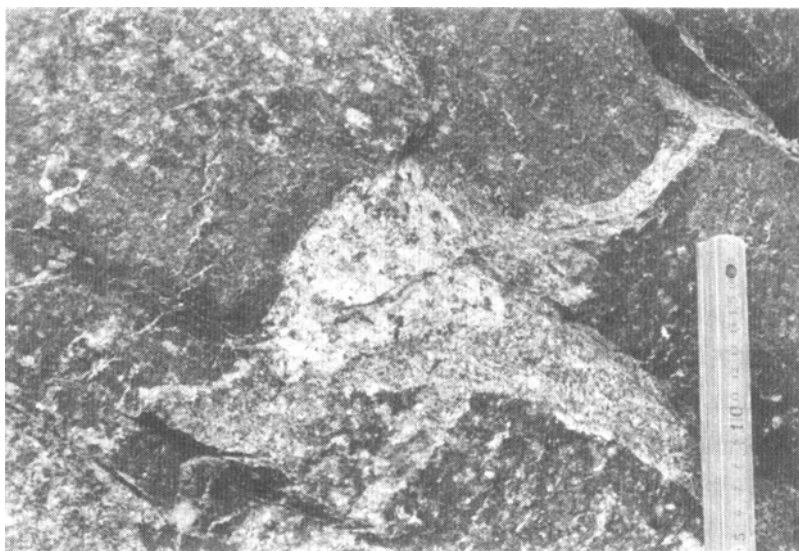
VII. 7 船山溶結凝灰岩

本岩は図幅地域南西部の位山及び船山の山稜地域を占めて分布し、下位の山之口川溶結凝灰岩を覆い、上位の赤谷溶結凝灰岩とは一部は断層で接し、一部では覆われる。本岩の全体の厚さは約500mと推定される。

本岩は青灰色一暗灰色を呈し、斜長石斑晶に富む流紋デイサイト溶結凝灰岩からなる。斑晶は斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、角閃石及び輝石類であり、斑晶に富む。斑晶は比較的粗粒で、径2-3mm大のものが多く、大部分は碎片状を示すが、大型のもの（径4-5mm）は自形に近い。本質レンズは、比較的大型のもの（長径5-10cm、まれに20cm前後）が多く、その中に大型の斜長石斑晶（最大長径1cm前後）を多量に含む。また、カリ長石の大型斑晶（最大径1cm）を少量ではあるが、しばしば含有する。一般に本質レンズの扁平度は強く、斑晶の多くは変形している。

本岩は位山の南側斜面の林道沿い及び上組北方では熱変成作用を被り再結晶しホルンフェルス化している（第VII図版1、2）。前述の位山林道では花崗閃緑斑岩が岩脈状に本層を貫いており、本岩の下位には花崗岩類の岩体が潜頭的に伏在しているものと考えられる。

本岩と彦谷溶結凝灰岩との野外における直接の関係は不明であるが、彦谷下流域に分布する模式的な流紋デイサイト溶結凝灰岩と、1)有色鉱物の組合せ、2)粗粒で多斑晶質、3)大型の本質レンズを含む点などにおいて岩相の特徴がよく似ている。しかし、彦谷溶結凝灰岩に比べ船山溶結凝灰岩のほうがより粗粒斑晶質で、本質レンズもより大型である。



第19図 船山溶結凝灰岩中の“麦島花崗岩”の捕獲岩片（苅安峠東方）
Accidental fragment of the Mugishima Granite in the Funayama Welded Tuff,
east of the Kariyasu Pass

船山溶結凝灰岩は斑晶鉱物のモード分析では例外を除いては石英：35-40%，斜長石：40-48%，カリ長石：15-30%を示し（第21図），化学組成（第6表，No. 7）も流紋デイサイトに相当する。

本岩の南の延長部は「萩原」図幅地域に，東の延長部は「高山」図幅地域に広がっており本岩の占める分布面積はかなり広い。また，「加子母」図幅地域内の付知川支流の東俣谷流域で“東俣溶結凝灰岩層”と呼ばれる流紋デイサイトと上記の岩相の特徴が極めて類似している。

軽度の熱変成作用を被った流紋デイサイト溶結凝灰岩 M80051204 位山南東斜面林道（第VII図版1）

斑晶：石英は長さ3.5mm又はそれ以下の半自形又は他形で割れ目に富み，微細な包有物を含む。斜長石は長さ2mm又はそれ以下の半自形又は他形で一般に清澄で累帯構造を示す。カリ長石は長さ2mm以下の半自形又は他形で，カオリン化は弱く一般に新鮮である。黒雲母は長さ0.2mm又はそれ以下の鱗片状で緑色を帯びた暗褐色を呈する。角閃石は長さ1mm以下の半自形柱状で多色性を示し緑色から褐色に変化する。普通輝石は長さ1mm又はそれ以下の半自形で結晶の外縁に沿って緑色角閃石の反応縁を生じている。紫蘇輝石と確認できるものは認められないが，変質により粘土鉱物に交代されたものが紫蘇輝石の仮像と考えられる。

基質：石英，アルカリ長石及び斜長石の集合からなり，微細なモザイク状組織を呈する。副成分鉱物として，径0.4mm前後の褐れん石，燐灰石，ジルコン及び不透明鉱物を含有する。

流紋デイサイト溶結凝灰岩 M80050901 久々野防災湖南方

斑晶：石英は最大径3.5mmの半自形又は他形で，割れ目に富み微細な包有物を含む。斜長石は長さ2mmまたはそれ以下の半自形状で，変質により炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は長さ2mm又はそれ以下の半自形又は他形でペルト石構造を示す。一般にカオリン化を被っている。黒雲母は少量でし

かも変質が著しいので確認し難い。角閃石は長さ1mm前後の半自形状でほとんど緑泥石化している。普通輝石は最大で長さ2mm、変質が著しく緑泥石化している。

基質：淡褐色のガラスからなり脱ガラス化を被っているが、ガラス片があめ状に押しつぶされ強く溶結した構造が見られる。副成分鉱物として磷灰石及び不透明鉄鉱物を含有する。

Ⅶ. 8 ツメタ谷層

本層は宮川上流部のツメタ谷の東側山腹斜面に彦谷溶結凝灰岩を覆い上位の赤谷溶結凝灰岩に覆われる。非溶結結晶凝灰岩、凝灰質砂岩及び頁岩の互層で厚さは約50mである。本層の分布地域はツメタ谷沿いに走る断層により破碎を被っているため露出状況が不良である。

本層中の非溶結結晶凝灰岩中には中・古生層起源と考えられる異質岩片が含まれ、ピナイト化した堇青石の変状斑晶を含むホルンフェルスの破片が見いだされた。本層と後述の三日町層との野外における関係は不明であるが、本層が下位の彦谷溶結凝灰岩を覆い、上位の赤谷溶結凝灰岩に覆われる点が三日町層の産状及び地質環境によく似ており、ほぼ同時期の堆積によるものであろう。

Ⅶ. 9 三日町層

本層は、模式地の清見村三日町川上川沿いにおいて彦谷溶結凝灰岩を覆い、厚さは約150mである。三日町南方の大橋谷川支流の上逆谷及び宮村（飛驒一之宮）山下北方にも同層が小規模な分布を示す。

三日町の清見村役場北東では、本層の下部は非溶結又は弱溶結の軽石凝灰岩で、その上部に凝灰岩、凝灰質砂岩及び泥岩からなる互層が約50mの厚さで分布する。

非溶結又は弱溶結の軽石凝灰岩は三日町及び内垣内の東方でよく観察される。本岩は暗灰色又は褐色を帯びた灰色で扁平度のよくない軽石片を多数含んでいる。軽石片は小さいものでは長さ1-3cmで暗緑色のアミーバー状を呈し、径3mm内外の斜長石斑晶を含む。大型の軽石片は淡緑色を呈し、楕円体で長さ20-30cmに達する。斑晶は主として斜長石と石英で一般に5-8mmである。淡緑色の軽石の基質部はろう感のある絹雲母を生じている。

本岩中には中・古生層起源の砂岩、粘板岩及びチャートの異質岩片がかなり含まれ、一般に長さ2-3cmの破片状を示す。また、長さ3cm内外の溶結凝灰岩の類質岩片もしばしば見いだされる。

凝灰岩、凝灰質砂岩及び泥岩の互層は三日町から塩谷の南方まで追跡される。傾斜は10°以下である。上逆谷では灰白色の細粒凝灰岩と非溶結結晶凝灰岩からなり厚さは約50mである。

宮村（飛驒一之宮）山下北方の本層は灰白色の非溶結結晶凝灰岩と凝灰質砂岩及び頁岩の互層からなり厚さは約100mである。

VII. 10 赤谷溶結凝灰岩

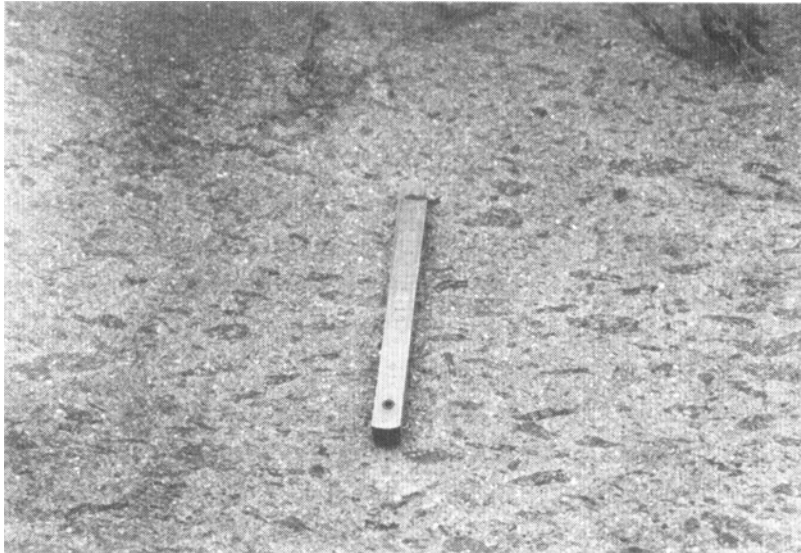
本岩は図幅地域南半部に分布し、下位の山之口川溶結凝灰岩、彦谷溶結凝灰岩、船山溶結凝灰岩及びツメタ谷層を覆う。位山の北方では船山溶結凝灰岩と断層で接する。全体の厚さは300m内外と推定される。

赤谷とその上流域に分布する本岩は淡灰色の粗粒斑状岩で、斑晶鉱物のうち、特に石英の粒径は4mm以上に達する。本質レンズは一般に長さ5-10cmと中型で、しばしば径5mmに達する石英及びカリ長石を含む。有色鉱物は少なく黒雲母と角閃石で特徴づけられる。ツメタ谷沿いの林道では、本岩の下部岩相は数10mの厚さでやや細粒となり斑晶鉱物の粒径は2-3mmとなる。

位山北側斜面の林道に沿って露出する本岩は東から西に向って粒度の変化が見られる。東側では、粗粒で石英斑晶は径5-7mmと大きく、斜長石及びカリ長石は径3-5mmである。西方に向って粒度が小さくなり、斑晶の粒径は2-3mmで、斑晶も少なくなり基質はガラス質となる。ツメタ谷上流部における本岩中の軽石片の葉理から見た内部構造はほぼE-Wの走向を示し、北に20°の傾斜を示す。位山の北側斜面の林道上においてもN80°Wの走向を示しNEに30-40°傾斜する（第20図）。

流紋岩溶結凝灰岩 M80051203 位山北側斜面林道

斑晶：石英は長さ最大で3-3.5mm、半自形又は他形で清澄で包有物を含まない。細かな割れ目に富んでいる。斜長石は長さ2-2.5mmの半自形で累帯構造を示す。汚濁の程度は著しくない。カリ長石は最大で長さ3.5mm、全面的に淡褐色に汚濁しカオリンを生じている。ペルト石構造を呈する。黒雲母は1-1.7mmの半自形板状で緑泥石化が進んでいる。不透明鉄鉱物の小粒状結晶を含む。しばしば撓曲



第20図 赤谷溶結凝灰岩中の扁平化した本質レンズ（ツメタ谷上流）
Collapsed and flattened essential lenses in the Akatani Welded Tuff, along the
Tsumetadani River

したもののが認められる。普通輝石は長さ1mm以下の半自形で2次的変質により緑泥石化が著しく仮像である。角閃石は長さ0.5mm半自形で緑泥石化し仮像となり判別し難い。

基質：淡褐色のガラスを主体とし微細な鉄鉱物や有色鉱物が含まれる。脱ガラス化が進んでいるが溶結構造を残している。

流紋岩溶結凝灰岩 M80051307 赤谷（第Ⅷ図版2）

斑晶：石英は最大で長さ3.5mm，半自形で融食形を示すものがある。一般には長さ1-1.5mmで微細な包有物に富む。斜長石は最大で長さ3mm，一般に長さ1-1.5mm，半自形状で2次変質により汚濁し，累帯構造を示すものの中には中核部に炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は長さ3mm又はそれ以下で卓状を示すものがあり，ペルト石構造が著しい。カオリン化を被り淡褐色に汚染している。黒雲母は長さ1.5mm又はそれ以下で小板状をなし撓曲したものが認められる。緑泥化が進んでいる。角閃石は長さ1mm内外の半自形状で緑泥石化している。角閃石の反応縁を持つ普通輝石は長さ0.5-0.7mm，半自形状で2次的変質により緑泥石化しており仮像を示す。

基質：微細な有色鉱物を含むため淡褐色を呈する。ガラスは脱ガラス化し溶結構造はやや不鮮明である。副成分鉱物として褐れん石とジルコンの小粒状結晶が含まれる。

本質レンズ：石英，アルカリ長石及び斜長石からなる文象組織を呈する部分があり，この中に長さ1.5mmの黒雲母，長さ1mm前後の石英，カリ長石及び斜長石の半自形結晶が含まれる。

Ⅶ. 11 源氏岳溶結凝灰岩

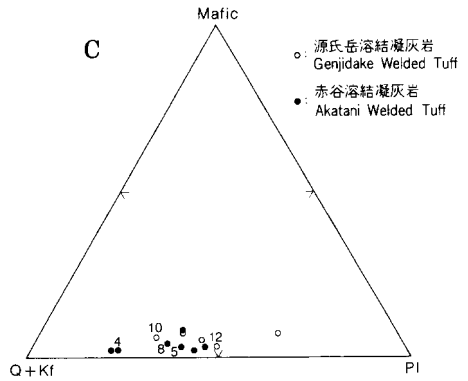
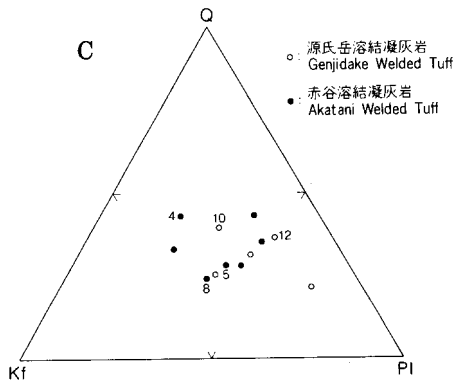
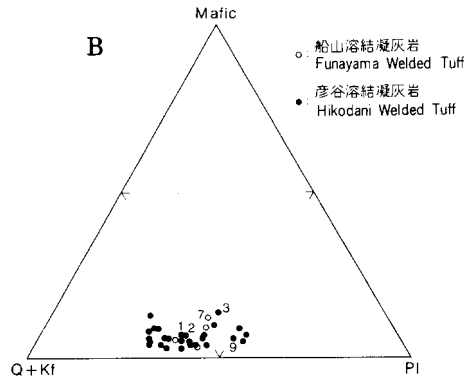
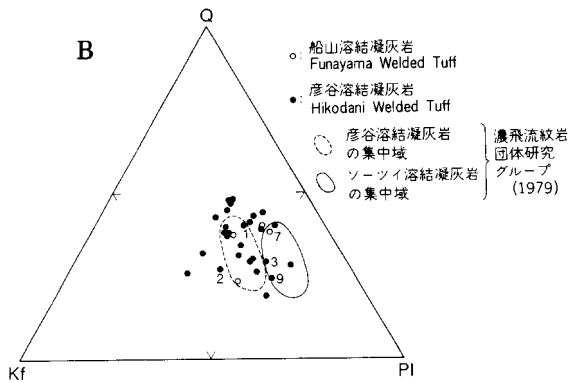
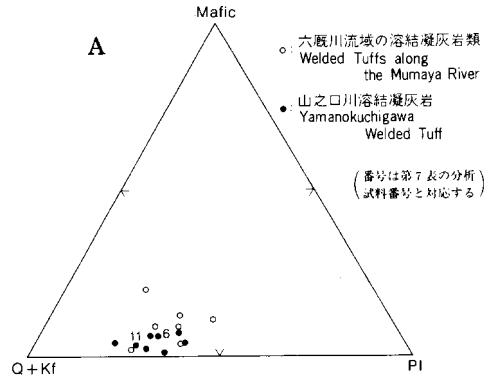
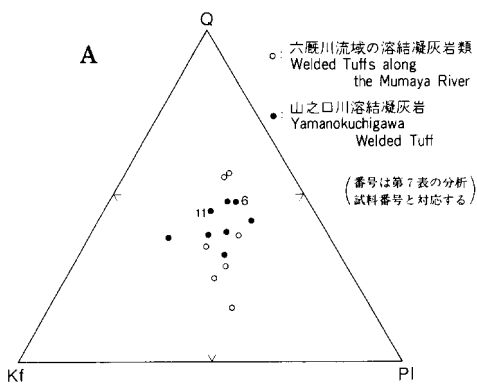
本岩は図幅地域東部の源氏岳を中心に東西に約7km，南北に約5kmの広がりを持ち，下位の彦谷溶結凝灰岩と三日町層とを覆う。厚さは300m程度と推定される。

本岩は淡灰色又は淡褐色を呈し，斑晶に富む。一般に斑晶鉱物の粒度は径3mm前後である。有色鉱物は緑泥石化した角閃石及び輝石を主とし，長さ2-3mmで暗緑色を呈する。

本質レンズは一般に長さ5-10cmで最も大型のものは松倉観音の南方林道で20cm以上に達する。形状は楕円体又は細長いレンズ状で灰白色又は淡緑色を呈する。淡緑色のものは絹雲母化を被っている。本質レンズ中の石英及び斜長石の斑晶は長さ5-7mmに達する。溶結の程度は一般に強い。

本岩中の本質レンズ又は軽石片の示す葉理構造は松倉観音の北方ではN60°Wの走向を示し，NEに25°傾斜する。更に1km南方の地点ではN35°Wで，NEに20-25°傾斜する。源氏岳南方1kmの林道沿いの露頭ではN65°Wの走向を示し，NEに15°傾斜する。

本岩中には灰白色の非溶結凝灰岩と細粒緻密な成層凝灰岩及び頁岩の薄層が挟まれる。源氏岳南東方向約2kmの林道では細粒凝灰岩と凝灰質頁岩の互層が約10mの厚さで露出し，N70°Wの走向を示し，NEに40°傾斜する。この地点より北方約1kmにわたり断層により破碎を被った凝灰岩が露出するが，灰白色を呈し溶結構造は認められず非溶結の結晶凝灰岩と考えられる。松倉観音南方約700mの地点では林道沿いに灰白色の緻密な凝灰岩層が約4mの厚さで露出する。N60°Wの走向を示し，NWに15°傾斜する。



第21図 濃飛流紋岩類溶結凝灰岩中の珪長質斑晶鉱物のモード組成
Modal analyses of felsic phenocrysts in the Nōhi Rhyolites welded tuff

第22図 濃飛流紋岩類溶結凝灰岩中の全斑晶鉱物のモード組成
Modal analyses of total phenocrysts in the Nōhi Rhyolites welded tuff

上記のように源氏岳溶結凝灰岩の内部構造は局部的な例外を除いてNW-SEからE-Wに近い走向を示し、NEに25°内外の緩傾斜を示すものと考えられる。本岩中の斑晶鉱物容量比及び化学組成（第6表No. 10, 12）は流紋岩 - 流紋デイサイトに相当する。

流紋デイサイト溶結凝灰岩 M80051002
源氏岳南方林道（第Ⅷ図版2）

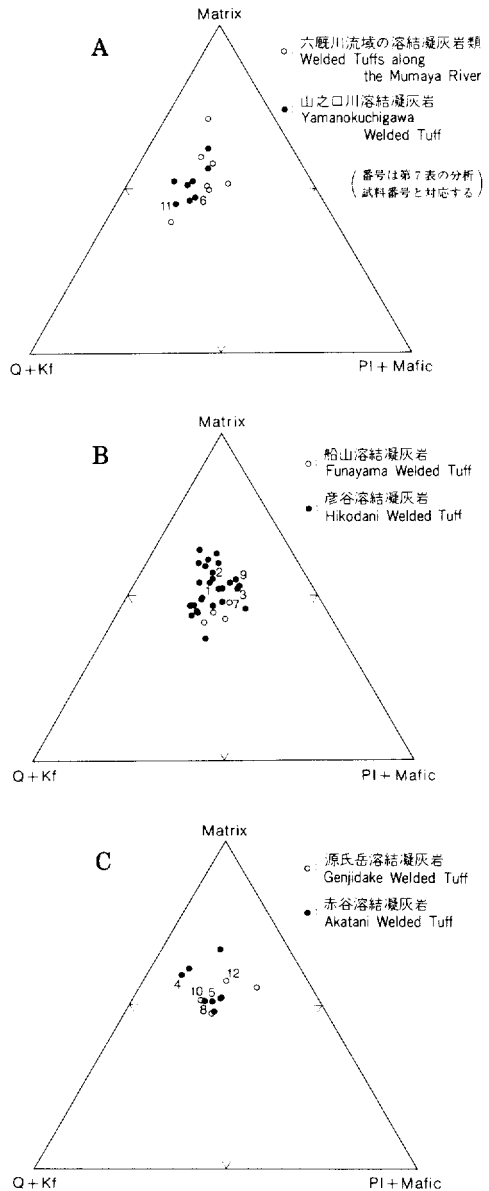
斑晶：石英は長さ2mm又はそれ以下の半自形又は他形状で割れ目に富み、微細な包有物を含む。斜長石は長さ2mm以下の半自形状で2次変質により炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は最大、長さ3mm、一般に長さ1mm以下の半自形状で微細なペルト石構造を示す。しばしば割れ目に沿って炭酸塩鉱物を生じている。角閃石は長さ1mm、半自形状で緑泥石化しており仮像を止めている。普通輝石は結晶の外形により判断されるが、緑泥石又は炭酸塩鉱物により交代されている。

基質：淡褐色のガラスからなり脱ガラス化を被っている。長さ1mmに達する扁平化した軽石片が含まれ、押しつぶされたガラス片と共に強い溶結構造を示す。

副成分鉱物として、ジルコン、燐灰石及び不透明鉄鉱物が含まれる。なお、捕獲結晶として径0.3mmの柘榴石を含有する。

濃飛流紋岩類中の代表的な溶結凝灰岩についてモード組成を第21図-23図に示した。

地質図に示される溶結凝灰岩の層序・岩層区分とは必ずしもよく対応しているとは言えない。溶結凝灰岩の大部分は粗粒の斑状岩で、斑晶鉱物のばらつきもその原因の一つと考えられる。また、モード組成と化学組成についても同様で、この場合は溶結凝灰岩のマトリックスの化学組成が影響していると考え



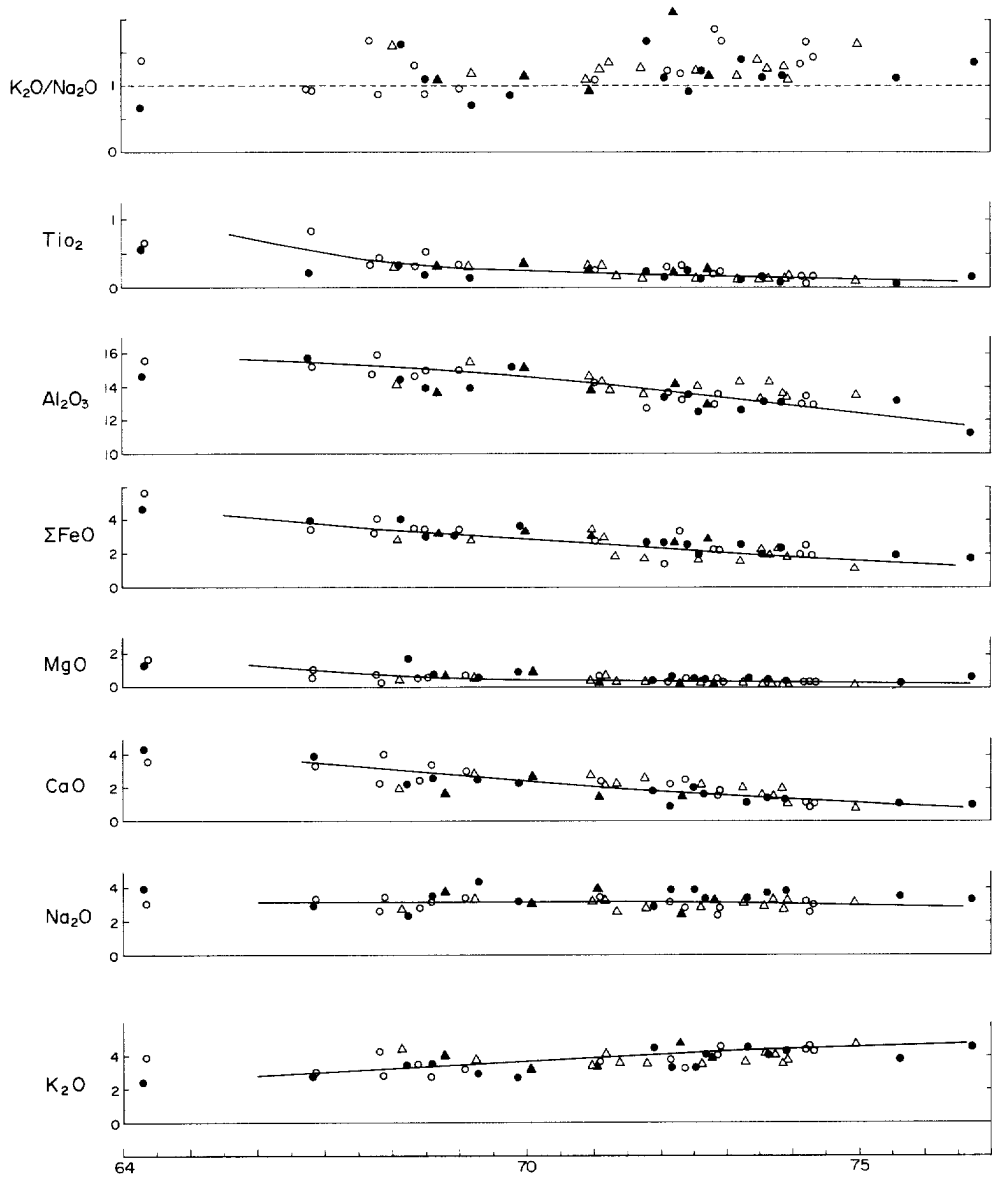
第23図 濃飛流紋岩類溶結凝灰岩中の斑晶とマトリックスのモード組成

Modal analyses of phenocrysts and matrix of the Nōhi Rhyolites welded tuff

られる。

VII. 12 濃飛流紋岩類の化学組成

本図幅地域内の濃飛流紋岩類の溶結凝灰岩11個と、「三日町」図幅に隣接する「飛驒古川」と「萩原」



第24図 濃飛流紋岩類及び西南日本内帯白亜紀後期珪長質火山岩類（相生・有馬・阿武層群）の
 酸化物-SiO₂ 変化図
 SiO₂-Oxides variation diagram of the Nōhi Rhyolites and rhyolites of other districts

第7表 三日町図幅地域内及びその周辺
Chemical compositions of the Nōhi Rhyolites and

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	73.91	68.17	71.19	74.95	72.64	73.87	70.96	73.62	73.29
TiO ₂	0.23	0.36	0.35	0.10	0.21	0.21	0.35	0.20	0.20
Al ₂ O ₃	13.41	14.27	14.43	13.53	14.03	13.72	14.80	14.16	14.40
Fe ₂ O ₃	0.65	0.59	1.49	0.39	0.48	0.63	1.16	0.97	0.44
FeO	1.17	2.20	1.42	0.70	1.25	1.49	1.85	0.95	1.05
MnO	0.03	0.05	0.05	0.02	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03
MgO	0.13	0.47	0.60	0.06	0.26	0.15	0.46	0.20	0.21
CaO	1.19	2.00	2.17	0.85	2.22	2.05	2.88	1.58	2.05
Na ₂ O	3.25	2.76	3.16	3.04	2.91	2.82	3.29	3.24	3.13
K ₂ O	3.84	4.46	4.14	4.87	3.68	3.66	3.50	4.14	3.77
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.07	0.01	0.03	0.06	0.07	0.03	0.03
H ₂ O(+)	1.15	1.31	0.71	0.81	1.11	0.77	0.76	0.69	0.73
H ₂ O(-)	0.25	0.32	0.41	0.28	0.25	0.16	0.18	0.23	0.18
CO ₂	0.90	3.09	0.00	0.84	1.04	0.33	0.01	0.00	0.45
Total	100.15	100.12	100.19	100.45	100.14	99.96	100.33	100.05	99.96

CIPW norms

Q	37.95	30.27	31.52	37.05	36.73	38.57	31.17	35.34	35.96		
c	1.88	1.49	0.98	1.76	1.33	1.54	0.53	1.57	1.54		
or	23.22	27.66	24.76	29.37	22.28	21.92	20.86	24.70	22.57		
ab	28.18	24.54	27.08	26.23	25.22	24.20	28.09	27.67	26.82		
an	5.79	9.96	10.41	4.25	11.07	9.93	13.98	7.69	10.12		
di	$\left\{ \begin{array}{l} \text{wo} \\ \text{en} \\ \text{fs} \end{array} \right.$										
hy		$\left\{ \begin{array}{l} \text{en} \\ \text{fs} \end{array} \right.$	0.32	1.22	1.52	0.15	0.67	0.37	1.15	0.50	0.52
			1.31	3.20	0.91	0.85	1.64	1.97	2.00	0.70	1.30
mt	0.97	0.90	2.19	0.58	0.71	0.93	1.70	1.42	0.65		
il	0.46	0.72	0.66	0.19	0.42	0.40	0.66	0.38	0.38		
ap	0.09	0.16	0.16	0.02	0.07	0.14	0.16	0.07	0.07		
Salic	97.02	93.92	94.75	98.66	96.63	96.16	94.63	96.97	97.01		
Femic	3.15	6.20	5.44	1.79	3.51	3.81	5.67	3.07	2.92		
Total	100.17	100.12	100.19	100.45	100.14	99.97	100.30	100.04	99.93		

Analyst: Nos. 1-12 E. ŌMORI; No. 13

幅地域内のそれぞれ1個の計13個の濃飛流紋岩類の分析値を第7表に、また、酸化物—DI変化図を第25図に示した。この中の1個、No. 13は山田ほか(1971)の論文に記載されたものであるが、その他の12個はすべて新分析値である。この分析値をKAWADA, K. (1971)のSiO₂—酸化物変化図に新たに付け加えて、第24図を作成した。

第24図に見られるように濃飛流紋岩類中の溶結凝灰岩はSiO₂=64-74%の広い組成範囲をもち、化学組成上デイサイトから流紋岩までの範囲を含む。しかし、濃飛流紋岩類中の溶結凝灰岩は、大部分SiO₂>67%の、流紋岩—流紋デイサイトの組成を示している。SiO₂に対する各酸化物の関係をみると、いずれも、ほぼ一定の変化曲線上あるいは近接した位置にプロットされる。酸化物のうちでも、TiO₂、全FeO、MgO及びCaOなどの、比較的重い元素の酸化物は、変化図上で、ほぼ一本の曲線上にのる傾向を示している。

の濃飛流紋岩類と玄武岩類の化学組成
basalts in and around the Mikkamachi district

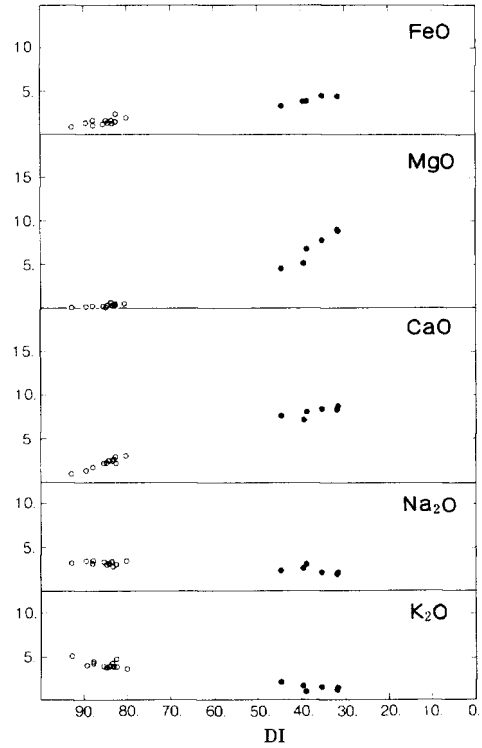
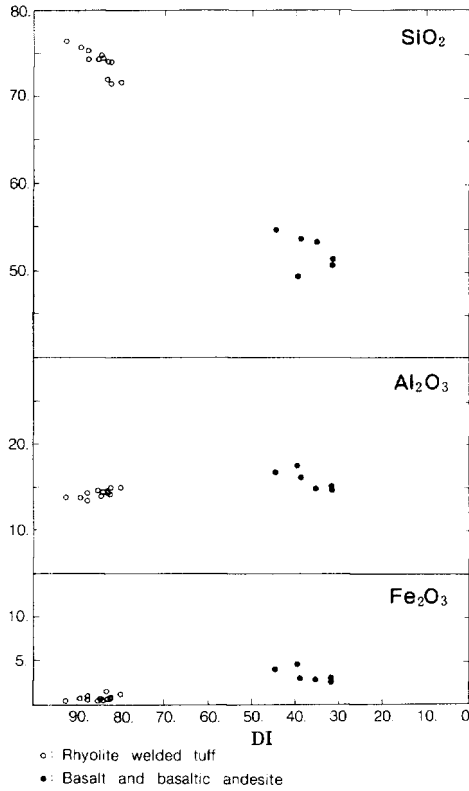
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
71.41	73.77	71.83	69.22	49.52	54.79	50.81	51.50	53.78	53.45
0.22	0.21	0.21	0.33	1.22	0.90	0.83	0.85	0.85	0.84
13.88	13.13	13.78	15.46	17.48	16.75	15.12	14.63	16.14	14.84
0.60	0.54	0.67	0.56	4.52	3.99	3.00	2.57	2.99	2.82
1.23	1.48	1.30	2.21	3.92	3.38	4.52	4.49	3.88	4.56
0.04	0.04	0.04	0.05	0.16	0.13	0.15	0.13	0.14	0.14
0.32	0.17	0.35	0.58	5.22	4.63	9.04	8.94	6.84	7.87
2.30	1.58	2.69	2.82	7.21	7.68	8.34	8.72	8.17	8.47
2.63	2.98	2.86	3.21	2.66	2.40	2.02	2.15	3.11	2.15
3.72	4.19	3.65	3.93	1.71	2.16	1.25	1.49	1.03	1.57
0.03	0.03	0.03	0.09	0.30	0.27	0.24	0.25	0.24	0.25
1.54	0.95	1.24	0.94	4.09	1.95	2.37	2.58	1.90	2.19
0.41	0.21	0.37	0.24	0.90	0.34	2.07	0.96	0.40	0.77
1.58	0.91	1.34	0.00	1.03	0.36	0.17	0.35	0.39	0.09
99.91	100.19	100.36	99.64	99.94	99.73	99.93	99.61	99.86	100.01

37.17	36.72	35.34	27.42	6.78	11.35	7.10	4.44	6.24	7.63
1.47	0.92	0.31	1.01	0.95	0.0	0.65	0.0	0.0	0.0
22.81	25.29	22.22	23.23	10.11	12.76	7.39	8.81	6.09	9.28
23.10	25.72	24.96	27.16	22.51	20.31	17.09	18.19	26.32	18.19
11.61	7.79	13.55	13.40	28.12	28.55	26.72	25.87	27.04	26.20
				0.0	2.35	0.0	4.05	3.92	3.89
				0.0	1.83	0.0	2.99	2.93	2.82
				0.0	0.26	0.0	0.67	0.60	0.71
0.82	0.42	0.90	1.44	13.00	9.70	22.52	19.28	14.11	16.78
1.53	2.05	1.60	3.14	1.75	1.40	4.73	4.29	2.91	4.21
0.90	0.80	1.00	0.81	6.55	5.79	4.35	3.73	4.34	4.09
0.44	0.40	0.42	0.63	2.32	1.71	1.58	1.61	1.61	1.60
0.07	0.07	0.07	0.21	0.70	0.63	0.56	0.58	0.56	0.58
96.16	96.44	96.38	92.22	68.47	72.97	58.95	57.31	65.69	61.30
3.76	3.74	3.99	6.23	24.32	23.67	33.74	37.20	30.98	34.68
99.92	100.18	100.37	98.45	92.79	96.64	97.40	94.51	96.67	95.98

S. TERASHIMA; Nos. 14-19 M. KAWANO

本図幅地域内の濃飛流紋岩類は $\text{SiO}_2=68-75\%$ の組成範囲内にあり、化学組成上では流紋デイサイトから流紋岩に相当する。溶結凝灰岩は $\text{SiO}_2=68-70\%$ と $\text{SiO}_3=71-74\%$ の2つのグループに大きく区分される。前者は流紋デイサイト質でこれに含まれるのは彦谷溶結凝灰岩・船山溶結凝灰岩である。後者は流紋岩質で、山之口川溶結凝灰岩及び赤谷溶結凝灰岩がこれに含まれる。源氏岳溶結凝灰岩はその中間的な値を示す。ただ1個の例外として分析値のNo. 1は彦谷溶結凝灰岩であるが $\text{SiO}_2=73.91\%$ を示し、流紋岩質である。この岩石はモード鉱物の測定では、石英=40%、斜長石=39%及びバカリ長石=21%を示しており、彦谷溶結凝灰岩中でも石英の含有量が高い。No. 2の彦谷溶結凝灰岩中には CO_2 が3.09%も含まれるが、検鏡の結果ではモード鉱物として CO_2 を含む菱鉄鉱が方解石に伴って多量に含まれており、 CO_2 の異常な含有量に対して説明が可能である。

第25図では、酸化物一DI (分化指数) 変化図を示したが、溶結凝灰岩はDI=80-90の値を示してお

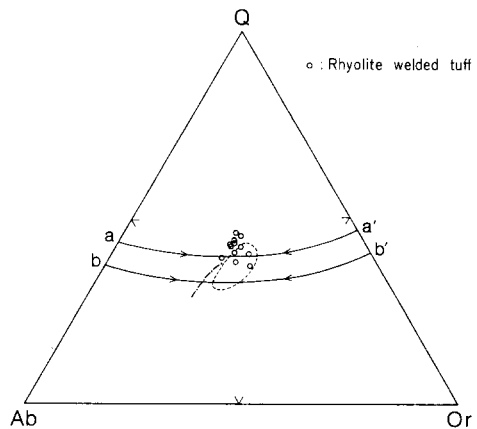


第25図 三日町地域及びその周辺地域の濃飛流紋岩類中の溶結凝灰岩及び玄武岩類の酸化物—DI 変化図
DI-Oxides variation diagram of the Nōhi Rhyolites welded tuff and basalts in and around the Mikkamachi District

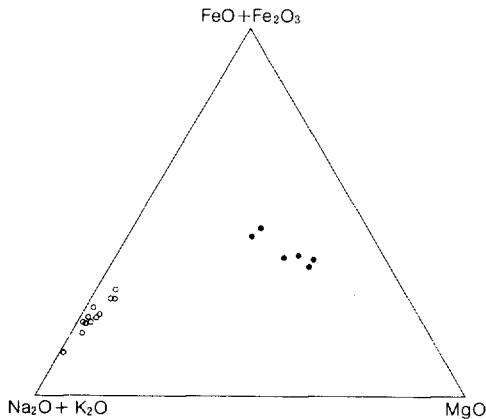
り、流紋岩—流紋デイサイトに相当する。また、前述の「白山」図幅地域内に分布する苦鉄質火山岩類（玄武岩—玄武岩質安山岩）も参考までにプロットした。

濃飛流紋岩類の分析値のうち $Q + Ab + Or > 80$ のものをノルム $Q - Ab - Or$ 図（第26図）にプロットした。濃飛流紋岩類は水蒸気圧 0.5 Kb における最低点付近を中心にやや石英よりの領域にプロットされる。 $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$ 図（第27図）では、試料が乏しいので考察をさけ参考資料に留めた。

山田ほか（1971）は濃飛流紋岩類の化学組成の考察の中で、「最初に珪長質マグマが、



第26図 濃飛流紋岩類中の溶結凝灰岩のノルム $Q - Ab - Or$ 図
Normative $Q - Ab - Or$ diagram of the Nōhi Rhyolites welded tuff



第27図 濃飛流紋岩類中の溶結凝灰岩と玄武岩類の $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$ 図 $MgO-(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)$ diagram of the Nōhi Rhyolites welded tuff and basalts

いる。これらの中にも珪長質火山岩の他に苦鉄質火山岩が報告されている (MELANKHOLINA *et al.*, 1977)。濃飛流紋岩類の膨大な珪長質火山岩類によく似た例として、中部ヨーロッパの“Rotliegend-Vulkanismus”と呼ばれる二疊紀火山活動では、珪長質岩石と苦鉄質岩石の共存が知られており、前者は従来、石英斑岩と呼ばれてきた溶結凝灰岩 (Schmelz tuffe) であり、後者は玄武岩 (Melaphyre) である。中部ヨーロッパでは、多くの場所で苦鉄質岩石に比べて珪長質岩石が著しく優勢である。濃飛流紋岩類においても珪長質岩石が圧倒的優勢を示している。BEDERKE, E. (1959) は “Probleme des Permischen Vulkanismus” の中で珪長質岩石は地殻との反応により、より浅部で生じた分化に起因するマグマ起源であり、苦鉄質岩石は、より深部のマントル起源であろうと述べている。

VIII. 後期白亜紀—古第三紀貫入岩類

VIII. 1 花崗閃緑斑岩

本図幅地域内では北西部の片野川上流、夏旣南方の小鳥川上流部、川上川上流部を占め南北に約15 km、幅4kmの岩株状岩体が最も大きく、中部地方の濃飛流紋岩類分布地域全域の中でも最大の規模を持つ貫入岩体である。このほかに、三日町の北西部と麦島の北部に小規模な岩体が認められる。

本岩は本図幅地域のみならず中部地方の濃飛流紋岩類分布地域で普遍的に知られており、「萩原」図幅内にもほぼ同様の規模を持つ岩体が知られている。花崗閃緑斑岩はすべて濃飛流紋岩類分布地域に分布し、流紋岩分布地域から離れた中・古生層地帯や花崗岩地帯には産出しない。貫入時期は濃飛流紋岩類の形成中あるいはその直後であると考えられ、また、化学組成や鉱物組成から見ても濃飛流紋岩類と密接な関係がある (山田ほか, 1971)。

本図幅地域内では本岩は小鳥川上流部でステージ I 及び II の濃飛流紋岩類を貫き、一部はこれらと断層で接する。三日町北西部と麦島北方の小岩体はステージ II の濃飛流紋岩類中に貫入している。本岩が

つづいてより苦鉄質のマグマが地表に噴出し、更に、より苦鉄質マグマが侵入岩としてこれらの噴出物中に貫入しているという事実は、分化作用の進んだ大規模なマグマ溜りの上層部 (珪長質) が最初に噴出し、最後に、最も下部の苦鉄質の部分が上昇して侵入岩体をつくったという図式によって説明できるかもしれない。」と述べている。

濃飛流紋岩類の主要な活動時期である後期白亜紀—古第三紀の珪長質火山活動はアジア地域に広く認められており、特に東アジア火山帯 (East Asian Volcanic Belt) や中国の燕山運動に伴う火山岩類は広大な分布を示して

濃飛流紋岩類を貫く部分では、通常数10mないし数100mの範囲にわたって熱変成作用を与え、ホルンフェルスを生ぜしめている。特に、夏厩から片野に至る岩体の北東縁部では花崗閃緑斑岩は濃飛流紋岩類中に低角度の貫入面で接し、数100mの幅で接触変成域の形成が認められる。本岩は岩体の周縁部で細粒となり、カリ長石、斜長石及び石英の斑晶は径1cm以下となり、石基の粒度も2-3mmと細かく周縁相を示す。

本岩は灰緑色ないし暗灰色の石基中に、自形・大型の石英・斜長石・カリ長石・黒雲母及び角閃石の斑晶を含む。また、一部に普通輝石を含むものがある。斜長石やカリ長石の斑晶は特に大型であり、長径2-3cmのものが多い。一般に斜長石はカリ長石よりも量が多い。石基は微花崗岩質で文象組織を呈することがある。

川上川上流の県道71号線（郡上八幡一高山）に露出する本岩は肉眼的には灰緑色を呈し、長径1-2cmの斜長石・カリ長石、長さ1cm内外の石英を含み、有色鉱物として角閃石及び黒雲母が認められる。

花崗閃緑斑岩 M80 巢野俣北方2km川上川西岸

鏡下では、斜長石は長さ7-8mm、柱状又は卓状で累帯構造を示す。一般に清澄であるが、一部にはカオリン化したものが認められる。カリ長石は長さ5mm以上で卓状を示し、一部はカオリンを生じている。ペルト石構造を示す。石英は長さ6mmの自形状で清澄である。一部に融食されたものがある。黒雲母は長さ1mm内外の板状結晶で、緑泥石化が著しい。内部に炭酸塩鉱物や不透明鉄鉱物を生じている。角閃石は長さ1.5-2.0mmの自形柱状を示す緑色普通角閃石で、緑泥石化を被っている。副成分鉱物として、チタン石、燐灰石及び鉄鈹を含む。

石基は微花崗岩質で珪長鉱物の粒度は0.05-0.1mmである。普通輝石を含む花崗閃緑斑岩は夏厩北西方約1km、岩体の北東縁辺部に見いだされた。

普通輝石含有角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩 M253

鏡下では、斜長石は長さ5mm、柱状で、累帯構造はほとんど見られない。2次的変質により炭酸塩鉱物を生じている。カリ長石は長さ6mm、自形卓状でペルト石構造を示し、カオリン化が認められる。内部に石英の小粒状結晶を包有するものがある。また、ミルメカイト組織が見られることがある。石英は3-4mmの自形を示し一般に清澄である。黒雲母は長さ1.5mmの板状で、緑泥石化を被っている。また、ある結晶では脱色し無色の絹雲母様鉱物を生じている。角閃石は長さ2mmの柱状で緑色普通角閃石である。普通輝石は長さ0.7mmの柱状で、数個の集合体を形成する。副成分鉱物にチタン石・燐灰石及び鉄鈹が含まれる。2次的鉱物として緑れん石を生じている。石基は微花崗岩質で珪長鉱物の粒径は0.1mm程度である。

VIII. 2 花崗斑岩

本岩は後期白亜紀一古第三紀火山・深成岩類の一部を形成し、白亜紀末の貫入と考えられる。本図幅地域では種々の規模の岩脈として手取層群や濃飛流紋岩類を貫いている。岩脈の規模は幅数mの小岩脈から幅数10mに達するものがある。いずれも垂直又はかなりの急角度で貫入しており、貫入方向は大別

してNE-SW, NW-SEのいずれかの傾向を示している。花崗閃緑斑岩に比べ石基はより細粒で、斑晶と石基が明瞭に区別される。一般に有色鉱物に乏しい。花崗閃緑斑岩とは上記の岩相上の特徴及び産状により区別した。

本岩は著しい斑状組織を呈し、灰白色—灰緑色、緻密、珩長質の石基中に石英・カリ長石（ペルト石）・斜長石・黒雲母及び（又は）緑色普通角閃石の斑晶が散点している。斑晶は普通、径5mm内外であるが、カリ長石は長さ1-2cmに達することが多く、淡紅色を呈することがある。本岩は貫入母岩に接する付近で、狭い幅で急激に細粒となり、斑状組織を失う。

花崗斑岩 M79080606 図幅地域南西部の国道158号線、手取層群中の砂岩を貫く岩脈（第28図）

鏡下では、斑晶の石英は普通、長さ4mm程度の自形状を呈する。斜長石は灰曹長石程度で卓状を示す。2次的変質によりカオリンや繊維状の絹雲母を生じているカリ長石は長さ1cm以上に達する自形卓状で、大型の斑晶を形成する。ペルト石構造を示すが、2次的変質作用が著しくカオリンを生じている。黒雲母は板状結晶を示しており、その多くは緑泥石に変質している。角閃石は長さ1-2mmの柱状で、緑色—緑褐色を呈する。

石基は完晶質で、0.05-0.1mmの粒状の石英、斜長石及びカリ長石からなる珩長質石基を形成する。副成分鉱物としてチタン石や鉄鈹が含まれる。



第28図 手取層群の砂岩を貫く花崗斑岩岩脈
(写真左側) (新軽岡峠西方, 国道158号線)

In the left part of the photograph, granite porphyry dike is intruded into the sandstone of the Tetori Group (west of the Shinkaruoka Pass, along National Route 158)

VIII. 3 微文象花崗岩

本岩は「白山」図幅地域内の御母衣湖周辺や庄川上流部に分布し、本図幅地域では、庄川上流部の岩体の東半部が露出する。本図幅地域内では、麦島花崗岩を貫き、手取層群に対しては一部では断層で接し、そのほかでは貫入する。また、ステージIの濃飛流紋岩類中（六甕川流域の溶結凝灰岩類）に貫入している。

本岩は「白山」及び「白川村」両図幅内の庄川沿いに南北に分布する白亜紀末の白川花崗岩の南の延長部に位置し、本岩中のあるものは白川花崗岩に伴うアプライト質花崗岩に岩相が類似している。本岩は珩長質の優白質岩石であることから、白川花崗岩の貫入の末期にその残漿部が進入固結したアプライト



第29図 手取層群の砂岩を貫く珪長岩岩脈（微文象花崗岩の支脈）（六厩北方）
In the middle part of the photograph, felsite dike is intruded into the sandstone of the Tetori Group

ト質花崗岩とほぼ同時期と考えられる。

本岩は灰色—灰白色で、しばしば淡紅色を呈する。この淡紅色はカリ長石によるものである。細粒完晶質で有色鉱物に乏しい。岩体内部で若干の岩相変化を示し、珪長岩やアプライトに相当する岩相が認められる。

六厩南西方約1kmの林道沿いの露頭では、肉眼的には長さ1-2mmの淡紅色カリ長石と長さ2mmの石英、長さ1mmの斜長石及び風化により分解した有色鉱物が認められる。また、直径5mm程度の晶洞を生じ、内部には長さ1-2mmの石英及びカリ長石が晶出している。

微文象花崗岩 M79080605 六厩南西方約1km

鏡下では、石英・カリ長石及び斜長石からなる完晶質基質からなる。石英は長さ1mm、間隙充填形で、カリ長石の多くは卓状でカオリンを生じている。斜長石は長さ1mmの不定形でカオリン化している。全体に文象組織が著しい（第IX図版2）。有色鉱物は極めて少量含まれ、黒雲母と思われるものがあるが、分解・変質しており判別不可能である。

IX. 岩 脈

IX. 1 概 要

本図幅地域内には、後期白亜紀—古第三紀火成活動に伴う珪長質岩脈以外に、安山岩を主とする各種の岩脈が白亜紀又はそれ以前の古期岩類を貫いている。岩脈類は輝石安山岩、角閃石輝石安山岩、角閃

石石英ひん岩及びデイサイトなどからなる。これらの他にランプ[®] ロファイアーがあり、主として麦島花崗岩中に小岩脈として見いだされる。岩脈類は幅1-2mの小規模なものから、100m以上に達するものまであり、貫入方向は主としてNE-SW又はNW-SEの2方向を示すものが多い。岩脈類は、白亜紀又はそれ以前の岩類中に貫入しており、第四紀の火山岩類中には認められないことからその貫入時期は第三紀と考えられ、この地域の北部に当る北陸地域の岩稲累層の火山活動期（中新世前期—中期）に相当するものと考えられる。以下は代表的な岩脈について記載する。

IX. 1. 1 角閃石石英ひん岩・デイサイト

角閃石石英ひん岩は幅数m-数10mの岩脈として花崗閃緑斑岩及び微文象花崗岩中に見いだされる。夏旣南方、1-2kmの小鳥川上流部では、数本の岩脈が集中して花崗閃緑斑岩中に貫入する。岩脈の幅は2-10mで、N50° Wの方向にほぼ垂直に貫入している。本岩は灰緑色を呈し、長径5mmの斜長石と長さ6mmの角閃石を含み斑状組織が著しい。岩脈は貫入面から幅数cm-10数cmの範囲に急冷周縁相を形成する。

六旣北西部の六旣川西岸林道では3カ所で文象斑岩中にN40-50° E方向に貫入し、急斜した貫入面を示す。岩脈の幅は数m-50mである。本岩は灰緑色の珪長質石基を持ち、長径1cmに達する斜長石と長さ1cmの柱状角閃石を多量に含む斑状岩で石英は3mm程度で少量含まれる。

角閃石石英ひん岩 M161 夏旣南方、小鳥川上流

鏡下では、斑晶斜長石は長さ4mm、自形柱状で一般に清澄で累帯構造を示す。石英は0.5 - 0.7mm、融食形を示し、微細な包有物に富む。角閃石は長さ2mmの自形柱状で、緑泥石化が著しい。また、淡緑色の繊維状粘土鉱物に交代されたものがある。黒雲母は長さ0.2mm、板状で少量含まれる。緑泥石化し、鉄鉱物を生じている石基は完晶質で珪長質鉱物の集合体からなり、微細な葉片状緑泥石を含む。

六旣北西方、六旣川林道の本岩は長さ1cm以上の柱状角閃石に富み、長さ0.5-1cmの斜長石を含む斑状岩である。

角閃石石英ひん岩 M79080514 六旣川北西方、六旣川林道

鏡下では、斑晶斜長石は長さ4mm、卓状を示し、累帯構造が著しい。カリ長石（ペルト石）は極めて少量であるが、長径4mm、カオリンを生じている。石英は長さ1-2mmの融食形を示す。角閃石は長さ4mm、自形柱状で淡緑色—淡褐色を呈し、2次的変質により緑れん石や鉄鉱を生じている。黒雲母は長さ1.5mmの板状で緑泥石化が著しい。微斑晶として長さ0.3mmの柱状斜長石が含まれる。石基は完晶質で石英、斜長石及びカリ長石の集合体よりなる。

デイサイト

本岩は中之瀬東方の国道158号線沿いの北側で濃飛流紋岩類を貫く数mの岩脈で淡褐色を呈する。

デイサイト M290 中之瀬東方、国道158号

斑晶は斜長石、普通輝石及び石英からなる。斜長石は最大で3-4m、一般に1mm内外の自形を示し、累帯構造が著しい。普通輝石は長さ1.5mm又はそれ以下の自形で、変質により緑泥石化し、一部は炭酸塩鉱物により交代されている。石英は長さ0.5mm又はそれ以下の自形で、融食形を示すものが

ある。石基は隠微晶質の珪長質鉱物からなる。

IX. 1. 2 角閃石安山岩・普通輝石安山岩

本岩は彦谷の国道158号線との出合い部付近で濃飛流紋岩類を貫く岩脈で幅は3mである。

角閃石安山岩 M276 彦谷の国道158号線の出合い

斑晶は角閃石と斜長石からなる。角閃石は最大で1.5mm、一般に0.7mm前後の自形柱状で累帯構造を示す。石基は細かな短冊状斜長石とガラスからなる。副成分鉱物として燐灰石と鉄鉱を含む。

普通輝石安山岩

本岩は大野平の東方で花崗閃緑斑岩を貫く幅約2mの岩脈で暗褐色斑状の岩石である。

普通輝石安山岩 M145 大野平東方

鏡下では、斑晶は斜長石と普通輝石からなる。斜長石は最大1mm又はそれ以下の自形柱状を示す。微斑晶として長さ0.3 - 0.4mmの自形柱状の斜長石が含まれる。変質を被り、炭酸塩鉱物を生じている。普通輝石は最大1.5mm、一般に0.5mm内外の自形柱状を呈する。変質が著しく、炭酸塩鉱物により交代されている。石基は短冊状斜長石、鉄鉱及びガラスなどからなり、空隙を石英とアルカリ長石が埋めている。

X. 新生界

X. 1 鮮新一更新統

高山市周辺には南北約10km、東西約15kmにわたって第四紀の堆積岩類が分布する。三日町図幅地域内の第四紀堆積岩類は高山市周辺に分布する本岩類の一部である。梶田・石原（1977）は、本地域の第四紀堆積岩類の層序学的区分と岩相の記載を行っているので、簡単に要約する。

高山市付近の第四系は梶田・石原（1977）によって、洪積世が前期・中期及び後期の3期に区別された。高山市南部地域では、前期を更に3つに区分し、下部から松原礫層、荒城川火砕流そして最上部を矢林礫層とした。中期は下部から岩滝火砕流、桜ヶ丘礫層とし、上部はローム層とされている。後期は下部の町方ローム層の上には高山市南部地域では顕著な堆積物は認められていない。

三日町図幅地域内では、松原礫層と矢林礫層及び桜ヶ丘礫層相当層が分布する。また、上記の堆積岩類中には二つの火砕流堆積物が識別されている。下位の火砕流堆積物は荒城川火砕流と呼ばれ、上位のそれは岩滝火砕流と呼ばれている。

岐阜県東部の、いわゆる乗鞍火山帯に属する諸火山の山麓部には、これら火山体よりもやや古い時代（更新世の比較的初期あるいは鮮新世の末期）に生成したといわれる各種の火山岩類が分布している。その一つは、焼岳及び乗鞍岳の西方に分布する^{たから}高原火山岩類（磯見・野沢、1957）である。高原火山岩類は船津図幅内の東部に広く分布し、噴出の中心は船津図幅東部地域及び更に東隣の上高地図幅地域内と考えられている。高原火山岩類はデイスイトー安山岩の火砕流堆積物からなり、その大部分は溶結凝灰岩である。

三日町図幅地域内に分布する荒城川火砕流堆積物は前述の高原火山岩類の一部であり、三日町図幅地域はその分布の西縁である。

三日町図幅地域には、前述の鮮新世—更新世の噴出によると考えられる玄武岩が分布するが、この種の玄武岩も御岳山西方及びその南方地域の主として岐阜県東部地域に主要な分布を示すものの一部で、上野玄武岩（SAMESHIMA, 1955）及びその類似岩（河田, 1958）である。

また、岐阜県北西部には鮮新世末期—更新世初期に活動したと考えられる大日岳及び烏帽子火山があり、本図幅地域南西部に分布する烏帽子火山岩類は同火山噴出物の北縁に相当する。

X. 1. 1 竜ヶ峰火山岩類

本岩類は図幅地域南西部の麦島の北東約2.5kmにある竜ヶ峰を中心に北方及び南西方に小規模に分布する。下部の泥流堆積物とその上部の安山岩溶岩とからなり、溶岩流の先端は南に隣接する「萩原」図幅地域内に達している。本岩類の分布地域は海拔1,100mから1,200mまでの溶岩台地を構成しており、開析の進んだ現在では火口の所在は確認できない。本岩類の噴出時期についても時代を決定する資料がないが、開析の進んだ状態から推定して鮮新—更新世の活動によるものと考えられる。

泥流堆積物は竜ヶ峰洞の上流部において茶褐色を呈する泥岩とシルト岩の互層からなり厚さ約20m、水平に近い緩やかな構造を示す。

安山岩溶岩は暗灰色で堅硬緻密なものや多孔質のものがあるが、平坦な溶岩台地上にブロック状に点在するため、露頭状況が悪く、分布状況を確認することは困難である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 M80051304 竜ヶ峰北東800m, 小沢沿いの転石。この岩石は肉眼的には暗灰色で、斑晶として長さ2mmに達する無色ないし白色の斜長石、長さ3mmに達する輝石を含む。

鏡下では、斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石及び鉄鉱。斜長石は最大で2mm、一般的には0.5-1mmのものが多く、自形柱状又は卓状で累帯構造が著しい。微細な包有物を常に含み、結晶のあるものでは中核部は特に包有物で満たされている。普通輝石は長さ最大2mmに達するものがあるが、一般には0.5-1mmの自形柱状で、しばしば少量の不透明鉄鉱物を含む。紫蘇輝石は長さ最大1.5mm、普通0.5-1mmの自形柱状である。

微斑晶：斜長石は長さ0.2mm自形柱状で常に清澄である。普通輝石は長さ0.2mm以下の短柱状結晶として含まれる。紫蘇輝石は長さ0.2mm以下の細長い柱状を示す。

石基：拍子木状斜長石と小粒状単斜輝石、細長く伸長した斜方輝石、不透明鉄鉱物からなり、空隙を珪長質メソステイシスが埋めている。

X. 1. 2 烏帽子火山岩類

本岩類は図幅南西隅で海拔1,000m-1,260mの起伏の少ない高原台地上に分布する。烏帽子火山の中心は「萩原」図幅地域内の西端に位置する烏帽子岳（1,625m）で、この付近が噴出の中心であったと推定されるが、開析の進んだ現在では火口の跡を留めていない。本岩類の一部は本図幅の南西に隣接する「白鳥」図幅内で鮮新世とされる阿多岐層を覆っており、その時代は鮮新—更新世と推定される。

本岩類は烏帽子岳を中心に南北に約20km、東西約17kmにわたって分布し、主として美濃帯中・古

生層、飛驒帯の花崗岩類、飛驒外縁帯の古生層、手取層群、濃飛流紋岩類を覆っており、その分布総面積は150km²に達する。本図幅地域では本火山岩類の北東の末端部が分布し、麦島花崗岩と微文象花崗岩を覆っている。

烏帽子火山の噴出物は泥石流堆積物、火砕岩及び安山岩溶岩からなり、安山岩溶岩は紫蘇輝石・普通輝石安山岩を主体とし、一部に角閃石安山岩を含む。本図幅地域は露出が不良のため溶岩の断片的なブロックしか見られない。したがって露頭については「萩原」図幅地域内の庄川上流部の安山岩について記載する。溶岩の厚さ約3mで板状節理に富む。

安山岩溶岩は暗灰色で肉眼的には長さ2mm、白色ないし半透明の斜長石と長さ2-3mmの輝石が含まれる。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 M43 庄川上流部「萩原」図幅内

鏡下では、斜長石は最大2mm、普通は1mm程度の卓状又は柱状で累帯構造が著しい。一般に清澄であるが、中核部には微細な包有物を含むものがある。紫蘇輝石は最大長さ2mm、幅は0.7mm、一般には1mm前後の自形柱状である。普通輝石は長さ1mm、自形柱状を呈する。不透明鉄鉱物は粒径0.1-0.2mmのもが含まれるが、結晶の周縁部には微細な金雲母を生じているものがある。

石基：拍子木状斜長石、小粒状単斜輝石、やや細長く伸びた斜方輝石と不透明鉄鉱物からなり填間状組織を示す。

図幅地域内南西端の1,215m高地の平坦面には安山岩溶岩のブロックが多数散在する。これらのブロックはいずれも暗灰色を呈する緻密な紫蘇輝石普通輝石安山岩で、斜長石の斑晶は長さ2-3mmに達する。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 M81052401 図幅地域南西端1,215m高地

斑晶：斜長石は最大で2-3mm、一般に1mm又はそれ以下で自形を示し、累帯構造が著しい。普通輝石・紫蘇輝石は共に長さ1.5mm又はそれ以下の自形で、鉄鉱を包有するものがある。石基は微細な短冊状斜長石、細粒状の輝石及びガラスからなる。

X. 1. 3 かんらん石玄武岩

本岩は図幅地域東縁部の国鉄高山本線飛驒一ノ宮駅の周辺と久々野町上組の周辺部に集中して分布するほか、宮川上流部のツメタ谷林道に露出するものがあるが、いずれも小規模である。

本岩は「高山」図幅地域内にも小規模な分布が知られており、本図幅地域内の本岩の分布を連ねるといずれもNE-SW方向の2列の線上に配列しており、この方向の割れ目噴出によるものと推定される。本図幅地域内では濃飛流紋岩類分布地域内に分布し、濃飛流紋岩類を直接に覆うものと、濃飛流紋岩類の露出の見られない地域では崖錐堆積物に覆われてその下位に分布する。

本図幅地域内で本岩の噴出時期を明確に示す資料はないが、本岩の産状並びに岩質の類似するかんらん石玄武岩は岐阜県坂下町西方の「付知」図幅地域内の川上川に沿った台地を構成し、その他阿寺断層に沿っても小規模な分布が知られている。「付知」図幅地域内では、かんらん石玄武岩は瀬戸層群上部層に相当する砂礫層を覆うとともに、一部では砂礫層中に亜角礫として混在する。以上の事実から、瀬戸

層群の堆積（鮮新—更新統）の末期に噴出したものと推定されている。

丹治ほか（1977）によれば坂下町西方の小野沢付近（付知図幅内）の玄武岩の自然残留磁気を測定した結果、逆転磁化を示し松山逆転期（Matsuyama reversed epoch）に生成したものとされている。また、柴田・山田（1977）によれば本岩の全岩によるK-Ar年代は $1.1 > \text{Ma}$ と報告されている。

久々野町段組に露出する本岩は溶岩の厚さ約5m、暗褐色の緻密な岩石で1mm内外のかんらん石の斑晶に富む。

かんらん石玄武岩 M241 久々野町段組（第X図版2）：かんらん石は最大で長さ1.3mm、通常0.5mm内外で特有の紡錘形を示すものが多い。結晶の周縁部から内側にかけて0.03mm又はそれ以上の規模で茶褐色の2次的鉱物（イディングサイト）により交代されている。また、ピコタイトの小粒が含まれる。

普通輝石はまれに微斑晶として含まれ、長さ0.2mmの短柱状を呈する。石基は拍子木状斜長石、単斜輝石、イルメナイト及びそのほかの不透明鉱物とガラスよりなり間粒状組織を示す。まれに斜方輝石が石基鉱物として産する。

国鉄高山本線飛驒一ノ宮駅の北側に分布するかんらん石玄武岩も久々野町段組に産するものと岩質的に似ている。

ツメタ谷林道沿いでは、本岩は幅約5mにわたって露出し、濃飛流紋岩類の岩片を取り込んでいるが、露頭が林道沿いには見られないため詳細な産状は不明である。しかし、他地域の玄武岩と同様にNE-SW方向の線上に分布する。ことから小規模な割れ目噴出によるものと考えられる。

普通輝石かんらん石玄武岩 M79081204 ツメタ谷林道

かんらん石斑晶は長さ0.5-0.7mmで、ピコタイトの小粒を含んでいる。かんらん石は部分的に変質し、淡い緑褐色の粘土鉱物により交代されている。普通輝石微斑晶一斑晶は一般に長さ0.5mm、自形柱状であるが、長さ3.6mmに達する巨晶が含まれる。石基は前者に比べて細粒で、拍子木状斜長石、単斜輝石及び不透明鉱物からなり、わずかな空隙をクリストバル石が埋めている。斜方輝石の存在は確認されなかった。

本岩中、久々野町段組及び飛驒一ノ宮駅北方のものはIII dに相当し、ツメタ谷の本岩はIII c（？）の可能性がある。

X. 1. 4 松原礫層⁶⁾

本層は更新世前期に湖沼性堆積物として高山盆地とその周辺に堆積したもので最下部層に相当し、直接に基盤岩類を覆っている。分布は断片的で小規模であり、「高山」図幅地域内と本図幅地域に露出する。

本層は荒城川火砕流堆積物に直接覆われる円礫層で高山市松原付近に模式的に発達する（梶田、石原、1977）。

本図幅地域では新宮町—上岡本町の国道158号線を狭んで南北両側に分布し、上岡本町付近で濃飛流

6) 梶田・石原（1977）の命名による。

紋岩類を不整合に覆う。この地域では層厚15-20mで、礫種は濃飛流紋岩類を主とし、花崗斑岩と中・古生層のチャートが含まれる。一般に大礫、中礫が多く、まれに巨礫も含まれる。チャートは常に小礫となっている。礫の種類や量に変化が見られるのは後背地の岩石構成を反映するものである。局部的に風化が進んでいる所もあるが、一般には“半グサリ”程度である。マトリックスは流紋岩や花崗岩の分解した砂質—粘土質物で充填され、膠結度は良好である。礫層は全体として灰色がかった黄褐色を呈する。

X. 1. 5 荒城川火砕流堆積物

本岩は図幅地域北東隅の高山盆地とその東方の山地に広く分布し（第30図）、デイサイト溶結凝灰岩と同質の非溶結凝灰岩からなる。本岩は「船津」図幅（礒見・野沢、1956）地域内の高原火山岩類とされたものの一部に含まれるが、梶田・石原（1977）により荒城川火砕流と命名された。本図幅地域北東部を分布の西限として「船津」図幅地域内の荒城川、高原川一帯に広く分布する。

本図幅地域内では、高山市内垣内が分布の西限である。高山市上岡本町とその周辺では、厚さ約30mと推定される。

高山市石ヶ谷地区では松原礫層を不整合に覆う（第31図）。また高山市岡本町では、濃飛流紋岩類中の彦谷溶結凝灰岩を不整合に覆っている。下部は灰白色を呈する。厚さ約2mの非溶結凝灰岩からなり（第32図）、上部は淡褐色—淡紫色を呈する弱溶結凝灰岩で露頭では厚さ10mである。

非溶結凝灰岩はところにより厚さ2-7mと変化し、ほぼ水平で凹凸の少ない松原礫層の表層面を覆っている。水分をかなり含んでいる場合にはセメント様の色を呈し、もろくて軟らかい。長さ1mm以下の石英、斜長石を含むが有色鉱物は少なく、しかも風化により分解しており識別が困難である。一部に弱いラミナを示す部分があり、水底堆積を示唆する。

弱溶結凝灰岩は全体に多孔質で脆弱である。肉眼的には長さ1mmの斜長石、石英及び長さ1-2mm



第30図 荒城川火砕流堆積物からなる丘陵と濃飛流紋岩類からなる後背山地（上岡本町，高山市）
The front hill consists of the Arakigawa Pyroclastic Flow Deposits and beyond is Nōhi Rhyolites terrain (Kamiokamoto-machi, Takayama City)



第31図 松原礫層を不整合に覆う荒城川火砕流堆積物 (高山市, 石ヶ谷) 下部の白い部分は非溶結凝灰岩, 上部の黒い部分はデイサイト溶結凝灰岩
The Arakigawa Pyroclastic Flow Deposits unconformably cover the Matsubara Gravel Bed. Lower white part is non welded tuff and upper part is dacite welded tuff (Ishigaya, Takayama City)



第32図 荒城川火砕流堆積物の基底部付近のスリップ断層 (石ヶ谷) 下部の白い部分は非溶結凝灰岩, 上部の黒い部分はデイサイト溶結凝灰岩
Slip fault in the basal part of the Arakigawa Pyroclastic Flow Deposits, near Ishigaya

の輝石類が認められる。

普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩 M320 松原東方約1km, 国道158号線北側の露頭

鏡下では, (第X図版1) 斑晶の斜長石は灰曹長石—中性長石で長さ1-2mm, 自形柱状で一般に清澄である。アルバイト双晶と累帯構造が発達する。石英は長さ1-2mmの融食形で少量である。普通輝石は長さ1-1.5mm, 自形柱状を示す。紫蘇輝石は長さ1mmの自形柱状である。石基は淡褐色を呈するガラス質物からなり, 楔状又は小破片状のガラス片は軽度の圧密により押しつぶされて弱い溶結構造を示す。斑晶の量は25-30%である。

X. 1. 6 原山礫層

本層は図幅地域北東部の高山市原山—内垣内付近の緩斜面地形部を構成する亜円礫—亜角礫を主とする堆積物に対して命名する。

本層の基盤岩に対する関係は露頭では確認できない。濃飛流紋岩類を不整合に覆う可能性もあるが, ENE-WSW方向に推定される断層の方向と地形の極めてよい類似性から断層運動の結果もたらされた崖錐性堆積物と考える。本層は更新世前期初頭の堆積と推定される。

「高山」図幅地域内で, 塩屋町と飯山を結ぶNE-SW方向の江名子断層に沿って崖錐性の角礫層が分

布し、下部を矢林礫層、上部を桜ヶ岡礫層と呼んでいる（梶田・石原、1977）。原山礫層もほぼこれらと同様の礫層であるが、露頭状況が不良のため上記の礫層との対比は困難である。梶田・石原（1977）によれば原山礫層も前述の矢林礫層及び桜ヶ岡礫層として地質図に表現しているが、記載では詳細は不明としている。

本層は露頭が極度に少ないが、原山スキー場への登り口の道路沿いの観察によれば、濃飛流紋岩類と花崗斑岩の礫を主体とし、中・古生層起源と見られるチャート及び砂岩がまれに含まれる。礫は直径10-20cmのものが多くを占め、数cm内外のものも含まれる。垂円礫ないし垂角礫で大半は“半グサリ”程度に分解している。マトリックスは砂質-粘土質で灰白色ないし黄褐色を呈する。部分的に薄い粘土層を狭有する。層厚は20m内外と推定される。

X. 1. 7 段丘堆積物

本図幅地域内では、段丘堆積物は主として小鳥川及び川上川沿いに小規模に発達する。夏厩付近では高度860mで小鳥川の河岸沿いに分布し、沖積面との高度差は5-10mである。厚さは3-5mで花崗閃緑斑岩を不整合に覆う。ここでは、礫は花崗閃緑斑岩及び濃飛流紋岩類の円礫からなり、平均径10-15cmであるが、最大70cmに達するものが含まれる。礫は、細礫混じりの花崗岩質中一粗粒砂によりルーズに固結されている。夏厩北西方約3kmの池本付近の小鳥川沿いでは本堆積物の分布は高度約780mで、沖積面との高度差は約10mである。濃飛流紋岩類を不整合に覆い、厚さ3-5mである。礫は濃飛流紋岩類と花崗閃緑斑岩の円礫からなり、平均径は10-15cmで、中には径50cmに達するものが含まれる。礫は細礫混じりの花崗岩質中一粗粒砂によりルーズに固結されている。

X. 1. 8 崖錐堆積物

本堆積物は後背山地から供給された礫・砂及び粘土からなり、基盤岩類を直接被覆する。本図幅地域内では、主として濃飛流紋岩類分布地域山麓部に特異な緩斜面地形の部分が発達し、これらの地域に分布する。特に図幅地域の東半部でENE-WSW方向の断層とこれに関連して派生した断層との交差する部分に集中して分布する傾向があり、断層活動が崖錐堆積物の形成に大きな役割を果しているものと推定される。

本堆積物は濃飛流紋岩類と花崗斑岩の礫を主体とするが、後背山地を構成する岩石により礫種に変化を生じる。一般に大礫及び中礫を主体とし、巨礫を含む。垂円礫-垂角礫からなりマトリックスは砂及び粘土で膠結度は比較的弱い。全体として黄褐色を呈しマトリックスには粘度化が見られる。

本堆積物は基盤岩類の山麓斜面に堆積するため、基盤岩類表層面の傾斜及び断層活動の規模により厚さも異なるが、一般に10-30mと変化する。

X. 1. 9 沖積層

各河川の下流沿岸地域には、沖積層がやや広く発達している。特に高山市西部の川上川東岸地域、宮村（飛驒一之宮地内）の宮川沿いの地域には広い沖積平野が発達する。堆積物は主として砂礫からなり、厚さは最も厚いところで5-10mに達する。

XI. 応用地質

本図幅地域の大半は白亜紀末珪長質火山岩類の濃飛流紋岩類とこれを貫く花崗閃緑斑岩及び微文象花崗岩などにより構成されている。金属鉱床としては顕著なものはないが、非金属鉱床として濃飛流紋岩類中の陶石鉱床が知られている。

図幅地域南西部の六厩川沿いに分布する微文象花崗岩中の石英脈中にかつて金を産出し、六厩鉱山として稼行したことがあったが、現在では閉山され坑口の跡も埋まりその位置も明らかではない。

XI. 1 陶石鉱床

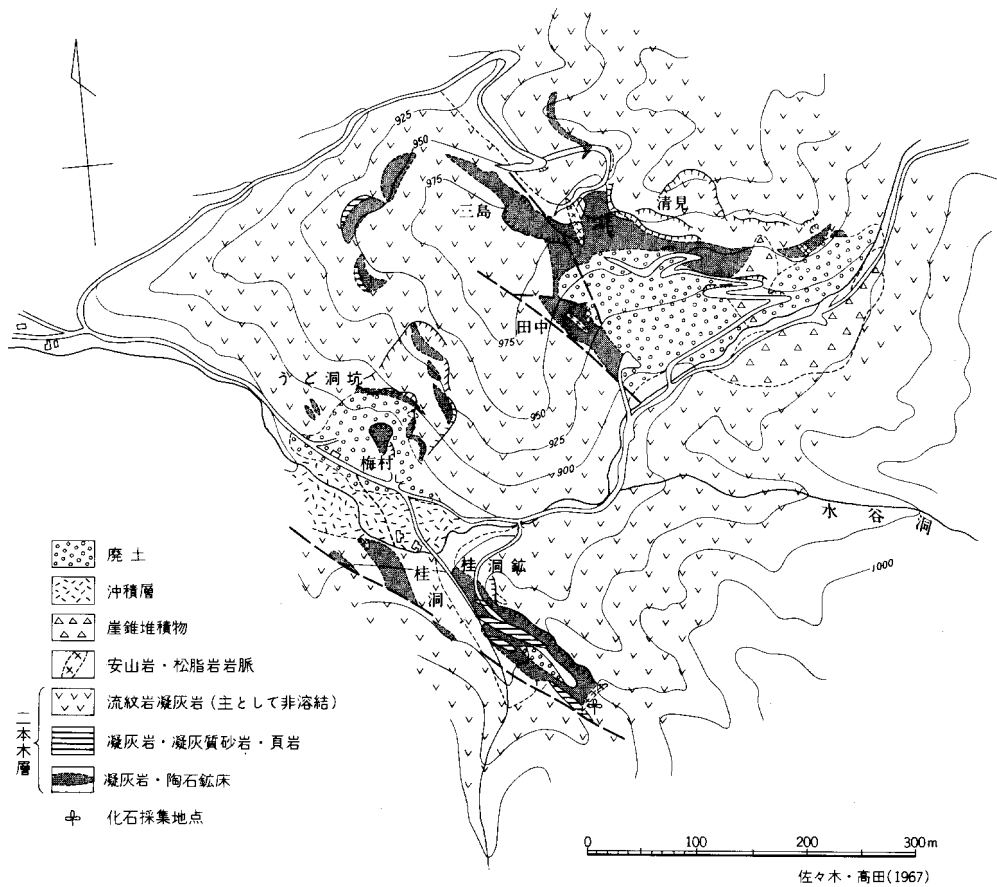
陶石鉱床は夏厩北方の小鳥川沿いに分布し、小鳥川東岸の二本木地域と小鳥川西岸の三田谷地域とに分けられる。いずれもステージ I b の濃飛流紋岩中の非溶結凝灰岩中に胚胎する。

XI. 1. 1 陶石鉱床周辺の地質環境

本地域の濃飛流紋岩類は前述のようにステージ I b に属し、二本木層と呼ばれている（濃飛流紋岩団体研究グループ，1979）。本層は結晶凝灰岩，凝灰岩—凝灰角礫岩，凝灰質砂岩及び黒色頁岩などからなり，第三紀又はそれ以降の安山岩やデイサイトの岩脈に貫かれている。本層は一部に溶結凝灰岩が認められるほかは，大部分が水底堆積物と考えられる砕屑岩類からなる。したがって，この地域には濃飛流紋岩類の噴出のある時期にかなり大規模な堆積盆地が形成されたと考えられる。凝灰質砂岩や黒色頁岩中には層理がよく発達している。また，凝灰岩中にもしばしば泥岩の薄層からなる縞状のラミナが発達する。小鳥川流域に分布する。ステージ I b の流紋岩中の砕屑岩層の示す一般走向はN30-40° Wで，NEに25°内外の傾向を示している。

XI. 1. 2 二本木地域の鉱床

鉱床は流紋岩類の陶石化の著しい部分に当り，その規模と形態は源岩の種類及び構造に大きく支配される。本地域の鉱床は流紋岩中の凝灰岩を母体としており（第33図），花崗閃緑斑岩や岩脈類の貫入による熱水変質作用により陶石化したものと考えられる。鉱床の延長，幅，厚さ等については，正確に把握し難いが，一群の比較的短い，レンズ型の鉱体で雁行又は断続するものようである。一般に岩脈類の発達している周辺には陶石化が著しく比較的良質な鉱石が多いが，岩脈類より離れるにつれて貧化する傾向が見られる。鉱床の構造については，鉱体の伸びは凝灰岩の堆積層理に従っており，鉱体又は鉱体群の連なりから見て，梅村鉱業所うど洞坑上部にN40° W方向を軸とする背斜構造が考えられ，梅村，三島両鉱業所の鉱区の境界付近では，同じくN40° W方向の軸を持つ向斜構造が推定される。また，三島，清見両鉱業所の鉱区境界付近でも，上記の方向を軸とする背斜構造が考えられ，地域的には波状の構造を示すものと考えられる。



第33図 清見村二本木地域陶石鉱床周辺の地形及び地質図
 Distribution of the pottery stone deposits around Nihongi (After SASAKI and TAKADA, 1967)

XI. 1. 3 二本木地域の隸行鉱山

1) 梅村鉱業所：うど洞坑と桂洞坑の2坑を所有する。

a. うど洞坑：濃飛流紋岩類中の凝灰岩起源の鉱石である。鉱体の伸びの方向はN40-60° W, SWに45-60°の傾斜を示すが、うど洞東方では10-20°の緩傾斜を示す。層厚は20数m, 延長は90m又はそれ以上と推定される。

b. 桂洞坑：本坑は露天掘を主とし、坑内掘も併せ行っている。本鉱床は結晶凝灰岩—凝灰岩起源で、良質の鉱石は凝灰岩起源である。鉱体の伸びの方向はN35-60° W, 傾斜は75-90°である。鉱体の延長は120m以上と推定される。下盤に近い部分の鉱床は、結晶凝灰岩と凝灰岩の互層が鉱石化したもので、層厚は40m以上に達する。

2) 田中鉱業所

凝灰岩起源の鉱石で、鉱床はNW-SE方向の断層に挟まれ、鉱体の延長方向はほぼE-W方向でSに45-50°の傾斜を示す。鉱体の伸びは50mまで確認されている。採掘場の中央部にはN10° W方向で幅約70cmの安山岩の岩脈が鉱床を貫いており、またこの周辺には松脂岩の岩脈も貫入し、上記の断層と岩

脈の間は破碎を被り、角礫化し、絹雲母を生じている。

3) 三島鉱業所

凝灰岩起源の鉱床で、厚さは30m以上と考えられる。鉱体は前述のN40-50°W方向の向斜構造の東翼の一部に位置し、西方に向かって露天掘を行っている。

4) 清見鉱業所

三島鉱業所の東側に隣接し、北東方向に露天又は坑内掘を行っている。鉱床は凝灰岩起源を主とし、一部は結晶凝灰岩起源である。厚さは凝灰岩起源の鉱床が約30m、結晶凝灰岩起源のものも含めれば40mに達する。膨縮はあるが背斜構造の東翼に向ってやや薄くなる傾向がある。鉱床の下盤側は比較的明瞭な境をもって結晶凝灰岩となり、上盤側では、凝灰岩と結晶凝灰岩の互層を形成する。

XI. 1. 4 三田谷地域の鉱床

鉱床生成の最も大きな条件とされる地質環境は二本木地域とほぼ同様で、鉱床は結晶凝灰岩又は凝灰岩中にレンズ状鉱体として挟在する。二本木地域に比べ、鉱床の規模は小さい。

1) 三田谷鉱山

坑内掘りと露天掘りを併用している。鉱体の走向はN75-85°E、Nに40-70°傾斜し、厚さは約35-37m、延長は約180mまで確認されている。鉱床は高品位及び並級部の厚さが15-23m、低品位鉱からなる鉱床部分は7-8m、この他に弱陶石化の部分が13-15m程度随伴する。

2) 池本鉱山

池本部落の南西方約1kmに位置する。現在は休山中である。鉱床胚胎層は走向N50-60°E、SEに40-60°の傾斜を示す。鉱床胚胎層の層厚は約40mであるが、胚胎層中部に未陶化の凝灰質の部分が10-13mあり、更に下部に厚さ5m前後の細砂礫層を挟在する。したがって、稼行対象部分は15-20mである。

三田谷地域には上記鉱山のほかに小規模な鉱床の露頭が見られるが、稼行の対象とされていないので省略する。

XI. 1. 5 鉱石

本地域の陶石は前述のように濃飛流紋岩類中のステージI bの主として非溶結の結晶凝灰岩又は凝灰岩が花崗閃緑斑岩を初めとする貫入岩類及び各種岩脈により熱水変質を被った結果陶石化したもので、石英と絹雲母を主体とする。全試料の粗鉱のX線回析では凝灰岩起源の粗鉱は石英、絹雲母を主体とし少量の斜長石を伴う。結晶凝灰岩起源の粗鉱は石英、斜長石が比較的多く、実験的に水篩を行っても石英と斜長石を分離し難い(佐々木他, 1967)。

XI. 1. 6 鉱量

二本木地域で稼行されている鉱床及び主要な露頭についての鉱量は概算で130万トン余、三田谷地域では、三田谷鉱山のみで約48万トンと推定される(佐々木他, 1967; 佐々木他, 1969)。

本章中の2項(二本木地域の鉱床)、3項(二本木地域の稼行鉱山)、4項(三田谷地域の鉱床)、5項中のX線回析による鉱物組合せ及び6項(鉱量)については、岐阜県発行の「飛驒・益田地域陶石の開発

活用に関する調査研究」第2集（昭和42年）及び同第3報（昭和44年）から主要な部分を掲載した。なお、各鉱山の稼行現況は1967-1969年の調査当時のものである。

XII. 活 構 造⁷⁾

XII. 1 活構造概説

中部山岳地方の活構造は横ずれ変位の卓越する活断層が主体であり、活断層は分布密度が高く、断層長も長く活動度の高いことが特徴である。この地域の活断層は走向と変位のセンスによって共役な2系統の断層に分けられる。一つは、阿寺断層に代表される北西-南東走向の左横ずれ断層群であり、他の一つは、北東-南西走向の右横ずれ断層群で、跡津川断層がその代表である。

本図幅地域内では、この中部山岳地方の活断層の一般的特徴が良く表れている。すなわち、活断層の分布密度が高く、断層長が比較的長いものが多い。走向や変位のセンスに関しては前述の2系統の活断層が発達し、特に、跡津川方向と呼ばれる北東-南西走向の右横ずれ断層が卓越する（第34図）。この中には顕著な垂直変位（南東側隆起を示すものが多い）を示すものもある。本図幅地域内の原山断層や東隣の「高山」図幅地域内の江名子断層などがその例で、その運動は高山盆地の形成に重要な役割を果たしているものと考えられる。

活断層の認定に関して、活断層研究会（1980）は確実度という判定規準を設け、断層にⅠ-Ⅲのランクを付けた。これによると、本図幅内では確実度Ⅰすなわち、明らかな活断層はほとんどなく、大半が確実度Ⅱ-Ⅲ、すなわち、活断層の疑いは強いが認定する証拠の乏しい断層である。これは、山岳地帯ではリニアメントは明瞭だが、新期の断層運動を確認するために必要な第四紀層や鍵地形面が乏しいためである。今回の活断層調査で、確実度Ⅲの巢野俣断層沿いで断層変位した段丘堆積物を発見したことから、たとえ、第四紀層の変位が確認できなくても、本地域のような均質な岩石の分布地域では、組織地形が形成されるとは考えにくく、明瞭なりニアメントが活断層の反映である可能性が高い。このため、本報告では活断層を確実度では分類せず、すべての活断層の可能性の高いリニアメントを含めて記載する。

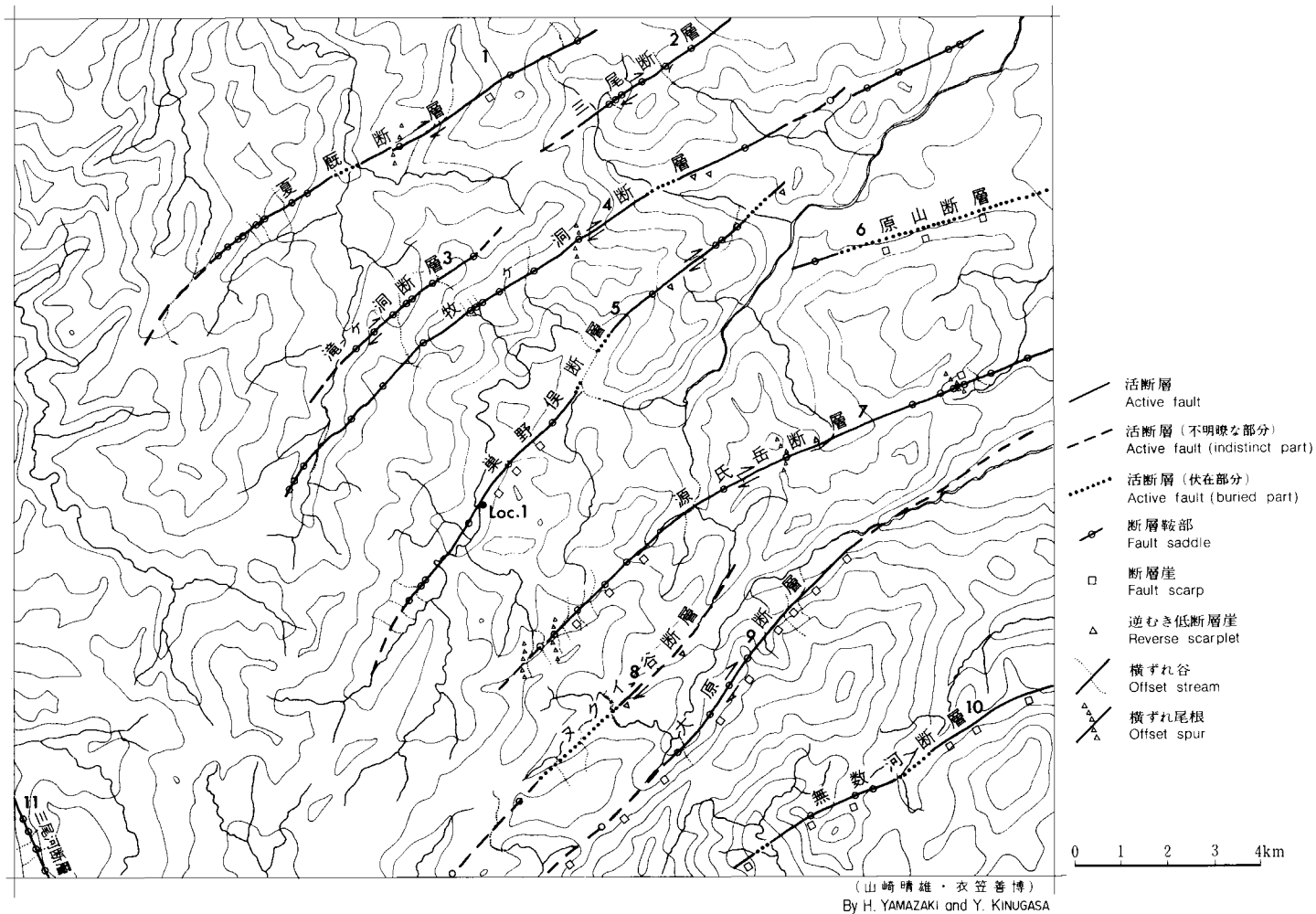
XII. 2 活断層各論

第34図は本図幅内の活断層分布図であり、実線はリニアメントの明瞭な部分で、活断層研究会（1980）の確実度Ⅰ-Ⅱに相当する区間である。破線は不明瞭なりニアメントでほぼ確実度Ⅲに相当する。点線は沖積層や崖錐に覆われた区間を示している。写真判読に際しては国土地理院発行の4万分の1空中写真、CB-71-12Y、C9-C12を使用した。

① 夏厩断層（活断層研究会，1980）

本断層は「飛驒古川」図幅地域内の国府町広瀬付近から西南西に延び、本図幅地域北端部の漆洞山北

7) 山崎晴雄・衣笠善博両技官の執筆。



第34図 三日町区幅地域の活断層図 Active faults in the Mikkamachi district

側、小鳥川沿いの夏厩を経て片野川上流の金山谷に達する右横ずれ断層である。断層の走向は北部でN60°E、南部では南に振れてN35°Eとなる。断層の総延長は13km、うち本図幅地域内は約10kmである。

本断層の一部は地質学的には断層として確認されている。尾根上の鞍部、谷及び尾根の屈曲点が直線的に連なって明瞭なリニアメントを形成しており、地形的には明瞭に断層が追跡される。

断層鞍部は夏厩の西方で顕著で、3km程の区間に8カ所の鞍部が認められる。谷や尾根の屈曲は夏厩より東方で顕著で、いずれも右横ずれ変位を示す。屈曲量は彦谷で0.9km、金山谷で1.2kmである。

② 三尾断層（活断層研究会、1980）

「飛驒古川」図幅地域南部の国府町瓜巢から西南西へ延び、本図幅地域内の清見村三尾付近まで続く。走向N55°E、断層の総延長は12km、うち本図幅地域内では5kmの右横ずれ断層である。

空中写真判読では三尾東方の山地斜面に見られる南東上がりの高度不連続、及びその北東延長上の鞍部などが明瞭なリニアメントを形成している。横ずれ変位地形は前原谷の最上流部や三尾北東で尾根及び谷の右横ずれ屈曲と認められる。屈曲量は前者が350m、後者は100m以下である。

③ 滝ヶ桐山断層（新称）

清見村滝ヶ桐山南方から南西の小鳥川上流の隣野まで延長5kmにわたって続く右横ずれ活断層である。走向はN45°Eである。

本断層は活断層研究会（1980）に記載はなく、また、地質学的にも断層は未確認である。しかし、多数の断層鞍部と谷及び尾根の右横ずれ屈曲によって明瞭なリニアメントが認められる。地形的には明瞭だが屈曲量は小規模で、水洞の300mの谷屈曲が最大である。

④ 牧ヶ洞断層（活断層研究会、1980）

高山市北部赤保木町付近から西南西に延び、牧ヶ洞の県営種畜場を横切り、大倉滝北方の小盆地を経て小鳥川最上流部の古屋南方まで続く延長20kmの右横ずれ断層である。走向は北部でN60-65°Eだが小鳥川へ近づくと南へ振れ、N40°Eに変わる。

空中写真や地形図の判読からは、本断層に沿って屈曲した谷や尾根、断層鞍部などの断層地形が多数認められる。地形学的に見れば、本断層は「三日町」図幅地域中で最も顕著な活断層である。

特に顕著な断層地形は県営種畜場と大倉滝北方の小盆地に認められる。前者では、南西へ緩く傾斜する扇状地状の斜面の下に比高20-30mの小丘がある。このため斜面はスムーズに牧ヶ洞へ連続しない。同様の高度不連続は、約2km北西の前原谷北側の斜面でも認められる。これらは逆向き断層崖であり、本断層は北部で南東上がりの垂直変位成分が加わっていることを示している。一方、大倉滝上流にある小盆地では、盆地北西縁が直線崖で、新鮮な三角末端面が形成されている。崖の前縁には北東-南西に延びる鞍部を介して3つの分離した小丘が存在する。これは、北西から南東へ延びていた小規模な尾根が断層で右横ずれに変位し切断・分離されたものであろう（写真1）。

この他、本断層沿いには多数の河谷や尾根の右横ずれ屈曲が認められる。顕著な例は、牧ヶ洞南西の1,226.3mの峰からその南の1,160mの峰へ続く尾根で、150-200mの屈曲が認められる。また、小鳥川最上流部では、断層の北側（下流側で急に東側へ谷幅が広がり、この谷が右横ずれに約500m屈曲していることを示している）。

⑤ 巢野俣断層（新称）

清見村牧口より坂下，巢野俣を経て川上川上流の山地まで延長13kmにわたって追跡される。走向N40-50°Eの右横ずれ断層である。

本断層では，破碎帯の存在や断層を挟んでの岩相の相違などが確認されている。地形的にも牧ヶ洞断層と同様にリニアメントが明瞭である。これは，多数の断層鞍部，谷・尾根の右横ずれ屈曲，斜面の高度不連続などが直線的に配列しているためである。断層鞍部は第I図版1に示すように断層沿いの各所で見られ，尾根の規模の大小にかかわらず，断層が尾根と交差するところに生じている。谷・尾根の屈曲は全体にあまり顕著ではないが，坂下では北西から南東へ流れる川上川は断層線上で約1kmの右屈曲を示している。斜面の高度不連続は有巢峠付近（高度差150m）や牧口付近に認められる。いずれも断層の南東側が高く，本断層は右横ずれ変位成分とともに南東隆起の垂直変位成分を有することを示している。高洞山北東の小盆地は南東へ流れる小谷の上流部が下流側の隆起によって閉塞されて生じたものであろう。

また，清見村巢野俣では川上川沿いの段丘堆積物が本断層によって変位しているのが認められる（写真2）。露頭は巢野俣集落南端の郡上街道^{ぐじょう}の橋から約30m東方の川上川に面した段丘崖である（図1図，Loc. 1）。ここでは東側の花崗斑岩と西側の濃飛流紋岩類がN35°E，70°SEの断層で接し，断層面には厚さ15cmの断層粘土が生成されている。西側の流紋岩は断層近傍で破碎が激しく細粒化しているが，東側の岩石の破碎度は軽微である。そして，この断層は段丘堆積物の礫層にも南東隆起1.5-2mの変位を与えている。水平変位成分は不明である。段丘堆積物の厚さ2.5-3m，最大礫径1m，平均30-50cmの巨礫層からなり，川上川上流に広く発達する段丘面を構成するものである。礫層の上位には薄いフラッドロームと黒色腐植土が載っている。

この礫層及び地形面の年代は，絶対年代資料がないため不明だが，この段丘面が山地上流部に広く発達し余り開析されていないこと，腐植土があることから，南関東の立川面ないし青柳面構成層に対比される可能性が高い。したがって，巢野俣断層は最終氷期末以降にも活動があったと判断される。

巢野俣の段丘上では段丘崖から数10mの区間では低断層崖が認められるが，山ぎわに近づくと小扇状地の張り出しと水田化による人工改変で追跡できなくなる。

⑥ 原山断層（新称）

高山市西部の西之一色町付近から清見村三日町の南方まで約6kmにわたる断層で，走向はN70°W，南隆起の垂直変位成分を有する断層である。

本断層は，高山市西方の松倉城跡のある高度850-1,000mの山地と，その北側の高山盆地内の低地及び丘陵地域を境する。比高250-300mの直線的急崖として認められる。この崖の麓には崖錐性堆積物が発達している。厚い堆積物のため断層は地質学的に未確認であり，地形学的にも上記直線状の急崖と，中垣戸，塩谷間の山地内のリニアメント以外には活断層とする根拠に乏しい。しかし，本断層の示す急崖は高山盆地の南縁を画するもので，盆地内の第四紀層の分布境界にもなっている。このような地形・地質の状況は，同じく高山盆地の南縁を限り活断層と確認されている高山図幅地域内の江名子断層（鹿野，1979）と非常に良く似ている。江名子断層は高山盆地の形成に深くかかわった活断層で，同断層による第四紀層の垂直変位量は300m以上に達する。原山断層は江名子断層の西に雁行状に配列しており，高

山盆地の形成に関し両者は同様の活動を行ってきたものと推定される。

⑦ 源氏岳断層 (恒石, 1976)

高山盆地南端の飯山から西南西に延び、源氏岳南麓を経て巢野俣南方の小井戸谷や押谷の最上流部に達する断層である。延長17km、走向は北部でN65° E、南部でN50° Eの右横ずれ断層である。

本断層では岩相の食い違いや幅1mに及ぶ断層粘土帯の存在 (恒石, 1976) が確認されている。地形的にも断層鞍部の連続や大櫛谷川の300mの右横ずれ屈曲、小井戸谷上流部の斜面の高度不連続などが顕著である。特に、^{すのり}苔川上流では小盆地の北縁を断層が通過しているが、北から盆地内に派生する小規模な数本の尾根に右横ずれ屈曲が見られる。屈曲量は小さく、いずれも100m以下である。

⑧ ヌクイ谷断層 (新称)

大櫛谷川最上流部、清見村と宮村と村境付近から南西に延び、宮川防災ダムを経て「萩原」図幅地域内の大原北方まで延長15kmにわたって続く走向N45° Eの右横ずれ断層である。

本断層は「三日町」図幅地域中で最もリアメントの不明瞭な活断層で、谷・尾根の屈曲も不鮮明で数が少ない。しかし、ヌクイ谷上流の防災ダム付近では、約500mの右横ずれの谷屈曲、三角末端面、風谷などの断層地形が認められる。

⑨ 大原断層 (松田・恒石, 1970)

大原断層は本図幅地域東端の飛騨一之宮から南西に延び、位山から川上岳へ続く山地の北西斜面を通過し、ツメタ谷から峠を越え「萩原」図幅地域に入る。「萩原」図幅地域内では大原、坂本峠を経て気良まで続く。総延長40km、うち本図幅地域内15km、走向N45° Eの活断層である。活断層研究会 (1980) は本断層の「三日町」図幅の区間については宮川断層という名称を用いている。

この断層は1969年岐阜県中部地震に関連して調査・記載がなされている (松田・恒石, 1970; 恒石, 1976)。本断層の通過する宮川上流のツメタ谷では幅200mにわたる破碎帯や厚さ2mの断層粘土が確認されている。この断層は「萩原」図幅地域内では古生層と濃飛流紋岩類の間の不整合境界を少なくとも2.6km、もともと一本の断層だったと思われる北西・南東走向の三尾河断層と畑佐断層を3.6km右横ずれに変位させている (恒石, 1976)。

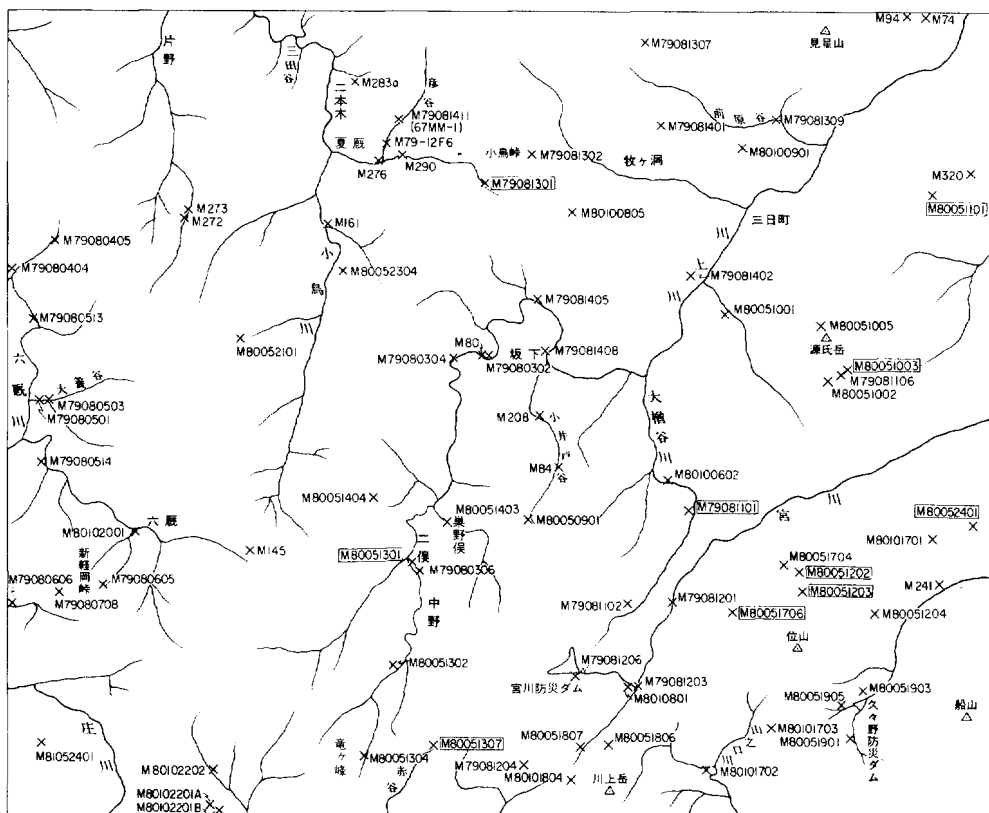
本図幅地域内でも大原断層は断層鞍部が連続し、明瞭なリアメントとして認められる。断層地形は右横ずれ変位とともに南東上りの斜面の高度不連続が顕著である。本断層の南東側の位山から川上岳へ続く山列は標高1,450-1,600mを示し、断層の北西側の山地 (1,100-1,300m) に比べ約300m高い。これは本断層の南東上りの垂直変位運動によるものであろう。右横ずれ地形は位山西方の尾根・沢の屈曲として認められるが変位量は小さい。

本断層は高山盆地南縁の江名子断層に続く可能性がある。

⑩ 無数河断層 (活断層研究会, 1980)

「高山」図幅地域内の朝日村万石付近から久々野を経て本図幅地域内の無数河川及び山之口川上流地域に延びる延長18kmの活断層である。走向はN60° E、南東上りの垂直変位成分の顕著な断層である。

本断層は地質学的に濃飛流紋岩類中の断層として確認されている。断層地形、特に垂直変位を示す地形が明瞭で、船山北麓の直線の急崖、久々野防災ダム以南の山地内で見られる鞍部の連続や南東側が高



第35図 化学分析(第7表), 鉱物モード分析及び岩石記載試料採取地点 : 化学分析試料
 Localities of samples for chemical and modal analysis and description of lithology
: Sample for chemical analysis

い尾根の高度の不連続などが顕著である。横ずれ地形は不明瞭で、無数河川上流で1カ所だけ1.5kmの右横ずれの谷屈曲が認められるが、これは組織地形の可能性もある。

⑪ 三尾河断層(松田・恒石, 1970)。

三尾河断層は「白山」図幅地域内の莊川村三尾河付近から南東へ延び、本図幅地域の南西端をかすめて「萩原」図幅地域内の明方村坂本付近に達する長さ8kmの左横ずれ断層である。この間、断層は烏帽子火山の火山斜面上に新鮮な北東落ちの低断層崖(比高5-10m)と沢の左横ずれ屈曲(20-30m)として現れている(松田・恒石, 1970)。

活断層研究会(1980)によれば、この断層の北西延長は御母衣断層と名を変えて、白川村、上平村を経て金沢東方の医王山付近にまで達するとされている。また、恒石(1980)はこの断層を白川断層と呼び、1586年(天正13年)白川地震で断層沿い2カ所で巨大地すべりが発生したことから、この断層が活動したのではないかと推定している。

三尾河断層は三日町図幅内をN25°Wの走向で、2kmだけ通過する。しかし、この間の断層地形は顕著で、火山岩分布地域に4カ所の断層鞍部と2カ所の谷屈曲が認められる。屈曲量は左横ずれ50-100mである。

文 献

- 坂市太郎 (1887) 飛驒国四近地質報文. 地質要報, no. 3
- (1888) 飛驒四近地質撮要. 地学会誌, Ser. 2, p. 113-188
- BEDERKE, E. (1959) Probleme des Permischen Vulkanismus. *Geologische Rundschau*, Vol. 48, p. 10-18.
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・緑川洋一 (1953) 岐阜県清見村のゴトランド系. 東京教育大地鉦研究報告, no. 2, p. 11-16.
- ・——・稲森 潤・緑川洋一 (1962) 岐阜県清見村檜谷近傍の地質. 「飛驒山地の地質研究」, 飛驒山地の地質研究会, p. 76-82.
- 広川 治ほか編 (1978) 100万分の1日本地質図, 第2版, 地質調査所.
- 磯見 博・河田清雄・山田直利 (1967) 濃飛流紋岩類—その地質学的概観—. 日本地質学会見学案内書 (名古屋), 「東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩類」, p. 8-17.
- ・野沢 保 (1957) 5万分の1地質図幅「船津」及び同説明書. 地質調査所, 43 p.
- 梶田澄雄・石原哲弥 (1977) 高山市付近の第四系について. 地質学論集, no. 14, p. 151-159.
- 金谷 弘・石原舜三 (1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉦, vol. 68, no. 7, p. 211-244.
- 片田正人・磯見 博 (1958) 5万分の1地質図幅「上松」及び同説明書. 地質調査所, 38 p.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 363 p.
- 河田晴雄 (1960) 岐阜県檜谷付近の地質に関する新知見. 地球科学, no. 49, p. 39.
- (1961) 5万分の1地質図幅「付知」及び同説明書. 地質調査所, 69 p.
- (1967) 飛驒川上流地域の濃飛流紋岩類. 日本地質学会見学案内書 (名古屋), 「東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩類」, p. 37-48.
- 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, 49 p.
- 河田清雄 (1981) 檜谷の飛驒外縁帯に見られる“先・濃飛花崗岩”とその変成作用について (予報). 総合研究, 「飛驒外縁帯」研究報告, no. 2, p. 118-121.
- ・山田直利・磯見 博・村山正郎・片山正人 (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, no. 54, p. 20-31
- ・磯見 博 (1962) 岐阜県高山・檜谷間の濃飛流紋岩類の基盤について. 地質雑, vol. 68, no. 802, p. 404.
- ・—— (1968) 濃飛流紋岩類西縁部の赤河層. 地質雑, vol. 74, no. 2, p. 94.
- ・高田康秀・尾上 亨・梅村盛一 (1976) 岐阜県高山市西方の濃飛流紋岩中より植物化石の発見. 地質雑, vol. 82, no. 9, p. 603-605.
- 河合正虎 (1961) 飛驒高原西部における後期中生代の地殻変動 第3報, ——白山周辺部の地質学的研

- 究——. 地調月報, vol. 12, p. 13-28.
- 小井土由光・佐藤克己(1979) 岐阜県馬瀬川中流域の濃飛流紋岩——濃飛岩体中央部におけるステージIIの陥没構造——. 岐阜大教育学部研究報告, 自然科学, vol. 6, no. 3, p. 434-446.
- 松田時彦・恒石幸正(1970) 岐阜県中部地震——1969年9月9日——被害地調査報告. 地震研彙報, vol. 48, p. 1267-1279.
- MELANKHOLINA, YE. N. & MOLCHANOVA T. V. (1977) Tectonic System of the Late Mesozoic Continental Margin, Eastern Asia, *Gcotectonics*, vol. 11, no. 4, p. 311-322.
- 濃飛流紋岩体研究グループ(1976) 濃飛岩体西部地域の流紋岩類. ——特に陥没運動と火山活動のステージについて——. 地球科学, vol. 30, p. 193-205.
- (1979) 飛驒古川—御母衣湖地域の濃飛流紋岩(概報). ——濃飛岩体北部地域における東西地質断面——. 地質学論集, no. 17, p. 165-176.
- (1982) 濃飛岩体北部地域における玄武岩質安山岩類の活動. 地質雑, 特集号, 投稿中.
- 野沢 保(1959) ひだ構造帯の2, 3の礫状岩について. 地質雑, vol. 65, p. 272-279.
- ・河田清雄・河合正虎(1975) 飛驒古川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 79 p.
- OKAMOTO, K., NOHDA, S., MASUDA, Y. and MATSUMOTO, T. (1975) Significance of Cs/Rb ratios in volcanic rocks as exemplified by the Nohi rhyolite complex, Central Japan. *Geochem. jour.* no. 9, p. 201-210.
- SAMESHIMA, T. (1955) Ueno volcano, a minor volcano in the Atera fault valley near Sakashita town, Gifu pref., central Japan. *Rep. Lib. Arts. Fac., Shizuoka Univ.* (Natural Science), no. 7, p. 57-60.
- 佐々木政次・高田康秀・下坂康哉(1967) 飛驒・益田地域陶石の開発活用に関する調査研究(第2表) 1, 二本木地区東部, 岐阜県, p. 7-32.
- ・——・—— (1969) 飛驒・益田地域陶石の開発活用に関する調査研究.(第3報) 飛驒地域二本木地区西部, 岐阜県, p. 5-17.
- SEKI, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the late Mesozoic igneous rocks in the Inner Zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto. Univ. Ser. Geol. Miner.* vol. 45, p. 71-110.
- 柴田秀賢(1962) 岐阜県大野郡清見村檜谷一梨礫質片岩について. 「飛驒山地の地質研究」, 飛驒山地の地質研究会, p. 71-75.
- 柴田 賢・野沢 保・内海 茂(1980) 飛驒外縁帯のK-Ar年代. 総合研究, 「飛驒外縁帯」研究報告, no. 1, p. 110-112.
- ・佐々木政次・河田清雄(1971) 岐阜県大野郡清見村森茂北方の黒雲母花崗岩のK-Ar年代. 地調月報, vol. 22, p. 603-606
- ・山田直利(1977) 岐阜県東部の高原火山岩類及び上野玄武岩のK-Ar年代. 地球科学, vol. 31, p. 15-18.

- 鹿野勘次 (1979) 高山市南方の“江名子断層”. 岐阜県高校地学教育, 15, 35-46.
- 須藤定久・濃飛団体研究グループ (1974) 岐阜県御母衣地域の濃飛流紋岩と先・濃飛花崗岩類. 日本地質学会第81年学術大会講演要旨, p. 319.
- 丹治耕吉・山田直利・斎藤友三郎 (1977) 岐阜県東部の2, 3の更新世火山岩類の自然残留磁気について. 地調月報, vol. 28, p. 49-57.
- 恒石幸正 (1976) 岐阜県中部地震に関連した断層. 地震と断層, 地質学論集12, p. 129-138.
- (1980) 天正13年白山地震 (1586) と白川断層. 地震学会講演予稿集, 1980, no. 2, p. 110.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Gel. Soc. Amer. Memoir*, 74, 153 p.
- YAMADA, K. and YAMANO, H. (1980) Find of Permian fossils from the Moribu Formation, Hida Mountains, Central Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 25, p. 53-65.
- 山田一雄・山野秀一 (1981) 高山市北方荒城川流域の古生層——森部層・荒城川層——について. 総合研究, 「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, p. 105-108.
- 山田直利 (1961) 5万分の1地質図幅「加子母」及び同説明書. 地質調査所, 25 p.
- ・河田清雄・諸橋 毅 (1971) 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, no. 25, p. 52-88.
- ・村山正郎 (1958) 5万分の1地質図幅「妻籠」及び同説明書. 地質調査所, 31 p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No. 51



GEOLOGY

OF THE

MIKKAMACHI DISTRICT

By

Kiyoo KAWADA

(Written in 1981)

(Abstract)

GEOLOGY

General Remarks

The Mikkamachi District is situated in the northern part of the Hida Mountains, Central Japan. Geologically, it lies between the Mino Belt and the Hida Marginal Belt which are basement rocks zonally arranged in the Inner Side of Southwest Japan. Both Belts are covered by the Nōhi Rhyolites which is one of representative felsic volcanic rocks in late Cretaceous age.

The Hida Marginal Belt is exposed narrowly in the district and is mainly composed of partly metamorphosed Upper Paleozoic Formation.

The Mugishima Granite is distributed in the southwestern part of the district, constituting the major portion of tonalite to granodiorite, and corresponds to the Funatsu Granites of Triassic age.

The Tetori Group of Late Jurassic age is exposed as a block in and around the area of Mumaya, and is in fault contact with the Mugishima Granite.

Late Cretaceous felsic volcanic rocks, the Nōhi Rhyolites widely distributed in the central Chūbu region form a volcanic pile consisting chiefly of pyroclastic flow deposits.

Table 1 Summary of geology in the Mikkamachi district

Geologic age		Stratigraphy			
Cenozoic	Neogene -- Quaternary	Holo-cene	Alluvium		
		Pleistocene	Talus Deposits		
			Terrace Deposits		
			Harayama Gravel Formation		
			Arakigawa Pyroclastic Flow Deposits		
			Matsubara Gravel Formation		
		Plio-Pleistocene Volcanic Rocks	Basalt		
			Eboshi Volcanic Rocks		
			Ryugamine Volcanic Rocks		
				Andesite dikes	
Mesozoic	Late Cretaceous -- Paleogene	Nohi Rhyolites and Intrusives	Micrographic granite		
			Granite porphyry		
			Granodiorite porphyry		
			Genjidake Welded Tuff, Akadani Welded Tuff		
			Mikkamachi Formation, Tsumetadani Formation		
			Funayama Welded Tuff, Hikodani Welded Tuff		
			Koidodani Formation, Nihongi Formation, Odorigawa Formation		
			Yamanokuchigawa Welded Tuff, Welded tuffs along the Mumaya River		
			Early Cretaceous	Tetori Group	Shōkawa Formation
Quartz diorite					
		Tonalite			
Paleozoic	Permian	Paleozoic Formation of the Hida Marginal Belt	Moribu Formation		

The intrusive rock which immediately followed the eruption of the rhyolite was granodiorite porphyry, and formed a stock or boss. Then, the granite porphyry occurred secondly and was intruded mostly in a form of dike. The more felsic rocks, quartz porphyry and micrographic granite were lastly intruded in a form of dike or stock. These intrusive rocks took place in the terrain of the rhyolites.

Dike of younger age, probably of Tertiary, are intruded into the older rocks throughout the whole district.

Pliocene–Pleistocene volcanic rocks such as andesite, basalt and dacite cover the older rocks. Pleistocene gravel formations are distributed in northeastern part of the mapped district. These gravel formations are considered to be a kind of lake deposit. Geologic succession of this district is summarized in Table 1.

Paleozoi formation

In the terrain of the Hida Marginal Belt, the Paleozoic formation is represented by the Moribu Formation in Permian period. The Moribu Formation is narrowly distributed in the northeastern part and the southwestern part of the mapped district.

The area around Kamigiri-machi, Takayama City, the formation is mainly composed of alternation of shale and shaly sandstone, and is well bedded in general. The strike of the formation is nearly N70° E, and dips 80° towards the north. The rock has remarkable fissility and is metamorphosed into muscovite–quartz schist through the regional metamorphism.

Around the area of Mumaya, the formation consists of tuffaceous sandstone, siltstone and black shale. The bedding is distinct, partially showing fine lamination. Fissility is developed well along the bedding plane. The formation is thermally metamorphosed by the micrographic granite. In the metamorphosed part, hornblende - augite - biotite hornfels and biotite hornfels are recognized.

Mugishima Granite

The Mugishima Granite is exposed mainly in three places, west of Mugishima, around the Shinkaruoka Pass and near Mumaya, all of which are located in the southwestern part of the mapped district. The Mugishima Granite around the area of Mugishima, constituting the major facies of coarse to medium-grained biotite–hornblende tonalite to granodiorite with schistosity.

Quartz monzodiorite as a minor intrusive was subsequently intruded into the tonalite, K–Ar age of biotite in the quartz monzodiorite shows 142 ± 5 Ma.

In the neighbourhood of Shinkaruoka Pass and Mumaya, the Mugishima Granite is in contact with the Tetori Group by the NE–SW trending fault. The rock is fine to medium-grained hornblende–biotite quartz diorite with weak schistosity.

Tetori Group

The Tetori Group is distributed in the southwestern part of the district. The Group corresponds to the Shōkawa Formation of the Kuzuryū Subgroup. It is in fault contact with the Triassic Mugishima Granite, and is unconformably overlain by the Welded Tuffs along the Mumaya River west of Shinkaruoka Pass.

The formation consists of conglomerate, siltstone, black shale and sandstone, The thickness,

Table 2 Schematic succession of the Nōhi Rhyolites in the Mikkamachi District

Stage	Name of unit	Lithologic character
III	Genjidake Welded Tuff, Akatani Welded Tuff	Rhyolite—Rhyodacite
II	b Mikkamachi Formation, Tsumetadani Formation	Clastic sediments (including pyroclastic rock)
	a Funayama Welded Tuff, Hikodani Welded Tuff	Rhyodacite
I	b Koidodani Formation, Nihongi Formation, Odorigawa Formation	Pyroclastic rock (including clastic sediments)
	a Yamanokuchigawa Welded Tuff, Welded Tuffs along the Mumaya River	Rhyolite (including clastic sediments)

so far as observed in the field, is about 200m. The bedding is distinct, partially showing fine lamination.

Nōhi Rhyolites

The Nōhi Rhyolites extend in a NW-SE direction from the northern margin of the Ryōke Belt to the Hida Belt, passing through the Mino Belt, in Central Japan. The length of elongation is about 130km, with a maximum width 50km. The Nōhi Rhyolites distributed in this district is the northern half of the whole mass.

The Nōhi Rhyolites consist mainly of rhyolite or rhyodacite welded tuffs and contain a small amount of non welded tuff and clastic sediments.

In the district, the Nōhi Rhyolites are divided into eleven units. The succession and lithologic character of the Nōhi Rhyolites is shown in Table 2.

In general, the welded tuff abounds in phenocrysts which amount up to a maximum of 45% of the whole rock. The principal phenocrysts are quartz, oligoclase-andesine, 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 and other felsic minerals.

Granodiorite porphyry

The granodiorite porphyry is an intrusive rock occurring as stocks of a small scale. The biggest intrusive mass in the district is distributed along the Odori River. The rock is light gray or light bluish gray in color when fresh. The granodiorite porphyry has a conspicuous porphyritic texture. It contains large phenocrysts of alkali feldspar and plagioclase, attaining to 5cm in diameter. Main constituent minerals of the phenocrysts are quartz, alkali feldspar, plagioclase, biotite and hornblende. Groundmass is holocrystalline and microgranitic. Essential constituents of the groundmass are quartz, alkali feldspar and plagioclase.

Granite porphyry

Granite porphyry occurs in a dike, and is intruded into the Tetori Group and the Nōhi Rhyolites. The rock is dark to pale gray in color, and porphyritic in texture. Main constituent minerals of the phenocrysts are, quartz, alkali feldspar, plagioclase and biotite. Groundmass is

composed of microcrystalline to cryptocrystalline aggregates of quartz and feldspar.

Micrographic granite

In the western margin of the Nōhi Rhyolites along the Mumaya River, the micrographic granite is intruded into the Nōhi Rhyolites and the contact metamorphic aureole is considerably extensive in the Nōhi Rhyolites. The rock is a light pinkish gray showing a micrographic structure.

Younger dike

In the area of Natsumaya along the Odori River, development of dikes is remarkable, penetrating both the Nōhi Rhyolites and the granodiorite porphyry. Most of the dikes are porphyrite and andesite, though quartz porphyrite and lamprophyre are also found. These dikes are distributed throughout the distribution area of the Nōhi Rhyolites. Small dikes are several meters in width and large ones are as wide as hundred meters. In most cases the trend of intrusion is nearly NE-SW or NW-SE. Age of the intrusion was not determined but it is supposed that these dikes probably intruded in Tertiary period.

PLIOCENE-PLEISTOCENE VOLCANIC ROCKS

Andesite

In southwestern part of the mapped district, Pliocene-Pleistocene volcanic rocks unconformably cover the Mugishima Granite and the Nōhi Rhyolites. In the area, the volcanic rocks divided into the Ryūgamine Volcanic Rocks and the Eboshi Volcanic Rocks. These volcanic rocks are mainly augite-hypersthene andesite. South of Ryūgamine, the mudflow deposits are exposed under the andesite lava.

Basalt

The olivine basalt lava is distributed along the Miya River and the Musugo River in the eastern part of the mapped district. It occurs as small fissure eruption and cover the Nōhi Rhyolites. The rock is light gray in color and consists chiefly of olivine, augite and plagioclase.

Arakigawa Pyroclastic Flow Deposits

In the area west of Takayama City, that is, the northeastern corner of the mapped district, the Arakigawa Pyroclastic Flow Deposits are found as a small area inside the Nōhi Rhyolites terrain. The pyroclastic flow deposits are mainly composed of dacite welded tuff and accompanied by a small amount of dacite tuff. They cover unconformably the Matsubara Gravel Formation. Thickness of the Deposits is variable, and attains to about 50m at maximum.

Matsubara Gravel formation

The Matsubara Gravel Formation is distributed in the western part of Takayama City. It is unconformably overlain by the Arakigawa Pyroclastic Flow Deposits. The gravel formation consists of chiefly gravel of rhyolite, granite porphyry and chert, sand and clay. Thickness of the Bed is less than 20m.

Harayama Gravel Formation

The Harayama Gravel Formation is distributed south of Shingu-cho and east of Mikkamachi. It is in fault contact with the Genjidake welded tuff and covers unconformably the Mikkamachi Formation of the Nōhi Rhyolites. In general, the Harayama Gravel Formation consists of gravels of rhyolite, granite porphyry, chert and sandstone, sand and clay. Average thickness of the formation is about 20m.

Terrace deposits

The terrace deposits are distributed along the Odori River and the Kawakami River. The deposits are composed of gravel and sand of fluvial origin, and each terrace deposit is a few to ten meters in thickness.

Talus deposits

The talus gravel deposits are mostly distributed on the gentle slope of the mountainous area of the Nōhi Rhyolites terrain. It consists of angular to subangular boulders of the Nōhi Rhyolites and the granite porphyry with sand and clay.

Alluvium

Alluvium is recognized only along the rivers. The deposits are composed of mud, sand and gravel. In the eastern part of the mapped district, that is, in the neighborhood of Takayama City and Hida Ichnomiya, it is particularly well developed along the Kawakami River and the Miya River. In the area the thickness of the deposits is variable, and attains to about 10meters.

ACTIVE FAULT

In the mapped district, active faults occur mainly in the Nōhi Rhyolites terrain. In this geological environment without Quaternary rocks, it is very difficult to identify the exact age of the faults. Because the faults are only cutting through the Late Cretaceous Nōhi Rhyolites.

Almost of all the faults have a trend of ENE-WSW, parallel to the Atotsugawa Fault which is regarded as first class active fault in the Hida Plateau. Generally, many active faults show the right lateral strike slip dislocation.

In the neighborhood of Sunomata, Kiyomi-mura, the river terrace deposit was cut by the Sunomata Fault and displaced about 15 meters towards the vertical direction. In the area along the Tsumetadani River, the Nōhi Rhyolites suffered from the shearing and brecciation by the fault and the width of the sheared zone attains to one hundred meters.

Economic geology

The pottery stone mines have been working in several places in the mapped district. In the neighborhood of Nihongi, the pottery stone is dug out from the altered rhyolite tuff in the Nōhi Rhyolites. The main clay mineral of pottery stone is sericite.



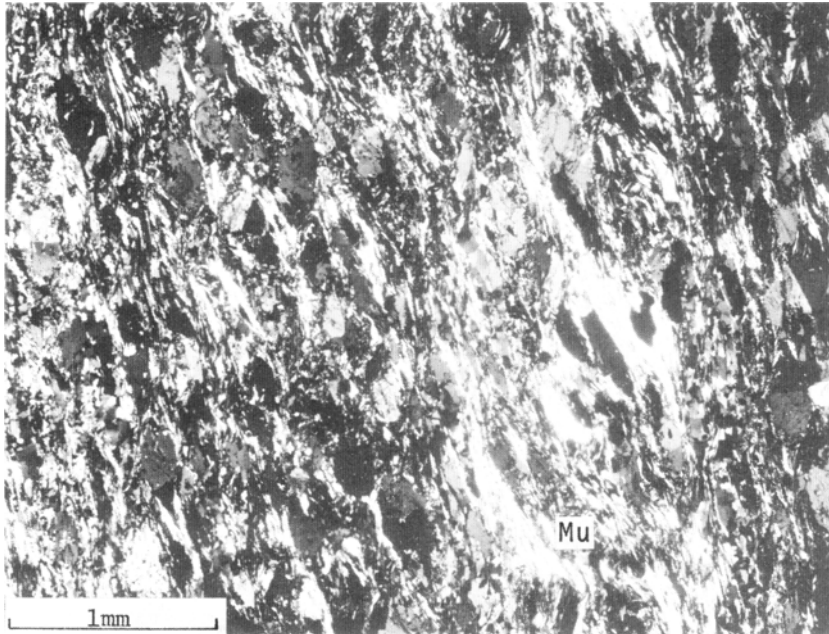
1 大倉滝北方の牧ヶ洞断層の断層地形 (国土地理院発行空中写真CB-71-12Y, C10, 6-7より転写)
Topography of the Makigahora Fault, in the north of the Ōkura-Fall (Air photograph, CB-71-12Y, C10, 6-7, Geographical Survey Institute)



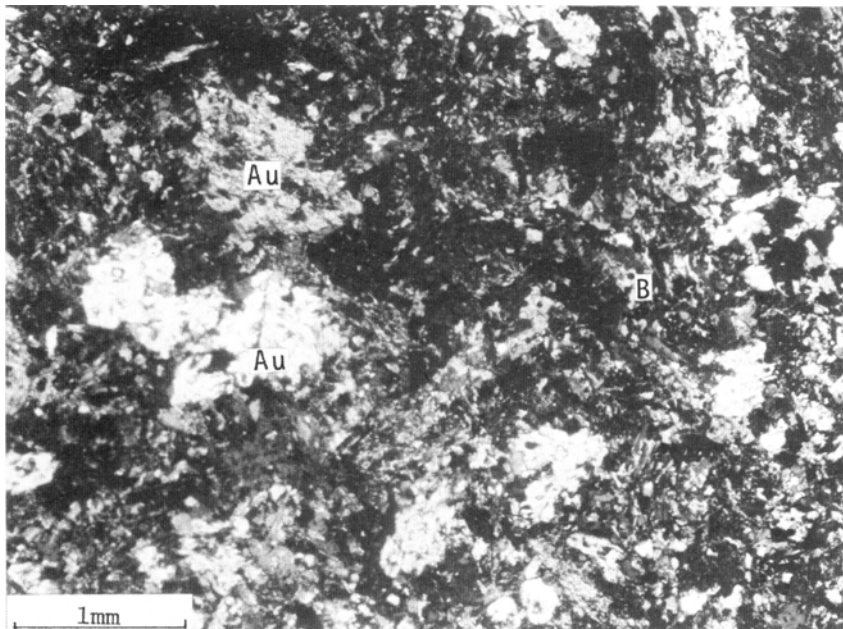
2 巣野俣断層 段丘礫層を切り、垂直方向に約1.5mの落差が見られる (巣野俣, 川上川東岸)
Sunomata Fault. Sunomata Fault cut the gravel bed on the east bank of the Kawakami River, in Sunomata. Displacement attains about 1.5m towards the vertical direction

第II—X図版の記号の説明

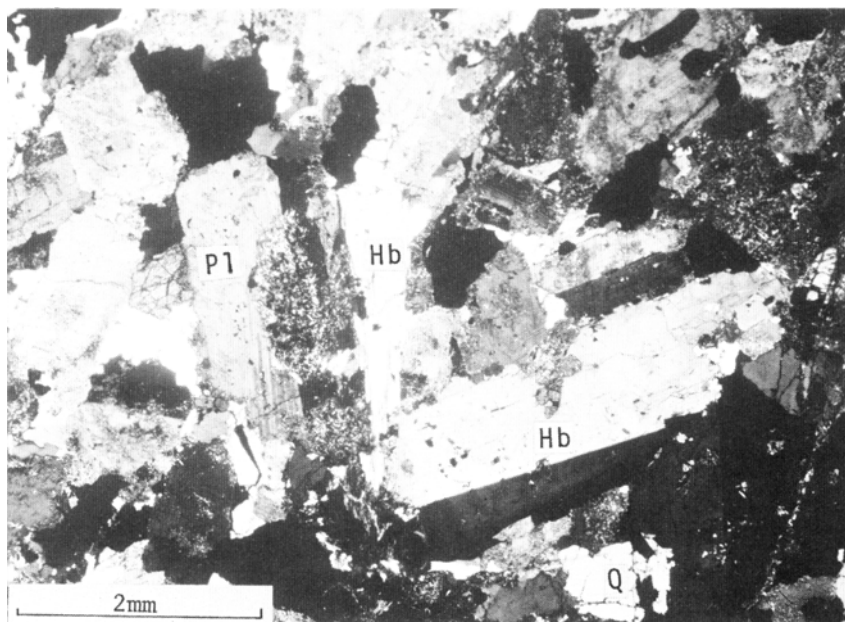
Q : 石英 (Quartz) K : カリ長石 (K-feldspar) Pl : 斜長石 (Plagioclase) B : 黒雲母 (Biotite)
Mu : 白雲母 (Muscovite) Hb : 角閃石 (Hornblende) Au : 普通輝石 (Augite) Hy : 紫蘇輝石 (Hypersthene) O : かんらん石 (Olivine) Sp : チタン石 (Sphene) Pu : 軽石 (Pumice)
Li : 石質岩片 (Lithic fragment)



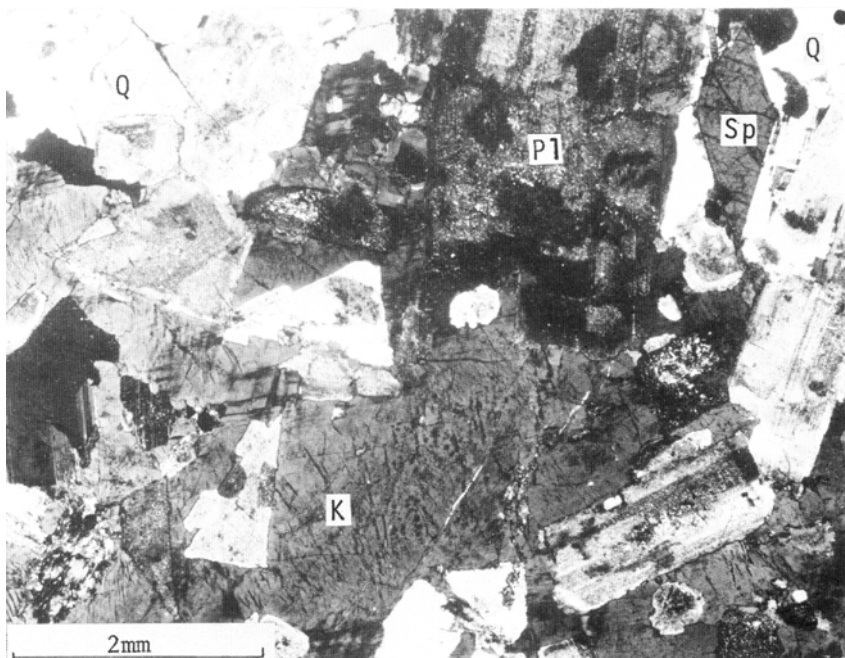
1 M84 濃飛流紋岩類中に礫として取り込まれた白雲母曹長石石英片岩 (飛驒外縁帯, 森部層) (清見村小井戸谷) Muscovite-albite quartz schist (Moribu Formation) included by the Nōhi Rhyolites a fragment. Crossed nicols (Koidodani River, Kiyomi-mura)



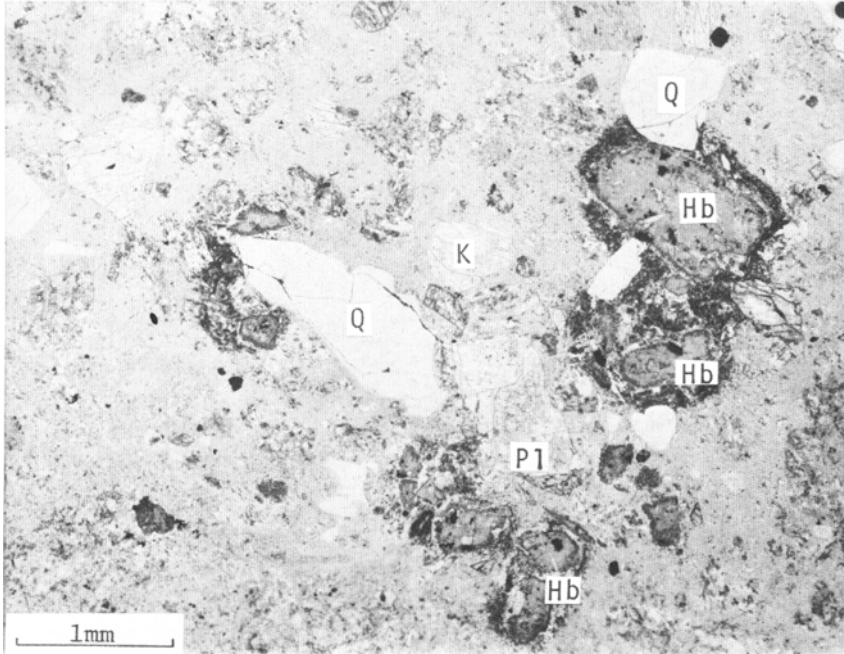
2 M80102001 微文象花崗岩により熱変成作用を被った森部層の角閃石普通輝石黒雲母ホルンフェルス (荘川村六駈) Hornfels (Moribu Formation). The Moribu Formation was intruded by the micrographic granite and metamorphosed into hornblende-augite-biotite hornfels. Crossed nicols (Mumaya, Shokawa-mura)



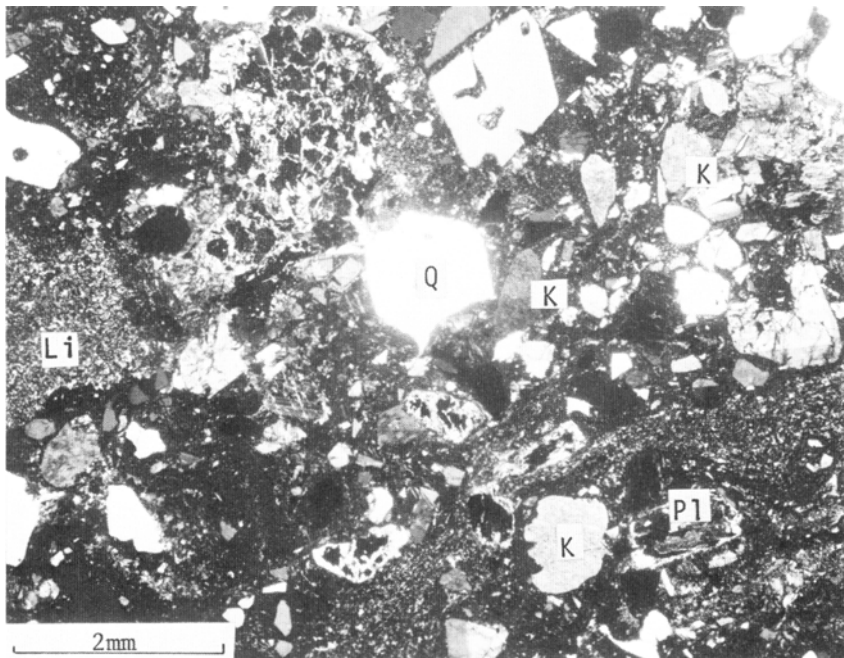
1 M79081006 黒雲母角閃石トータル岩 (麦島花崗岩) (清見村麦島西方, 林道白山支線)
 Biotite-hornblende tonalite (Mugishima Granite). Crossed nicols (West of Mugishima, along the forest road)



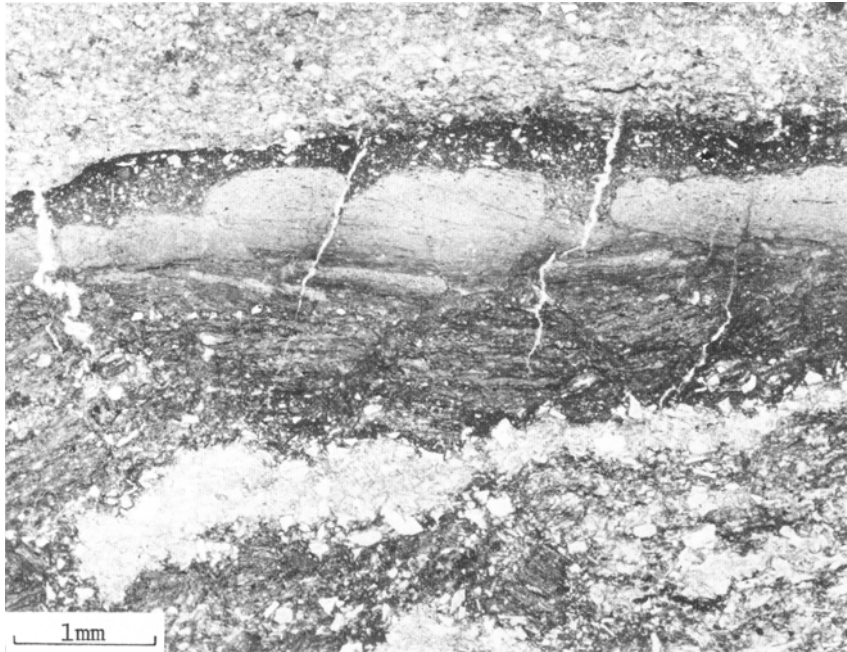
2 M80102201 (A) 石英モンゾ閃緑岩 (麦島花崗岩) (清見村麦島西方, 林道白山支線)
 Quartz monzonite (Mugishima Granite). Plagioclase is one of dominant minerals. Idiomorphic sphene (sp) is seen. Crossed nicols (West of Mugishima, along the forest road)



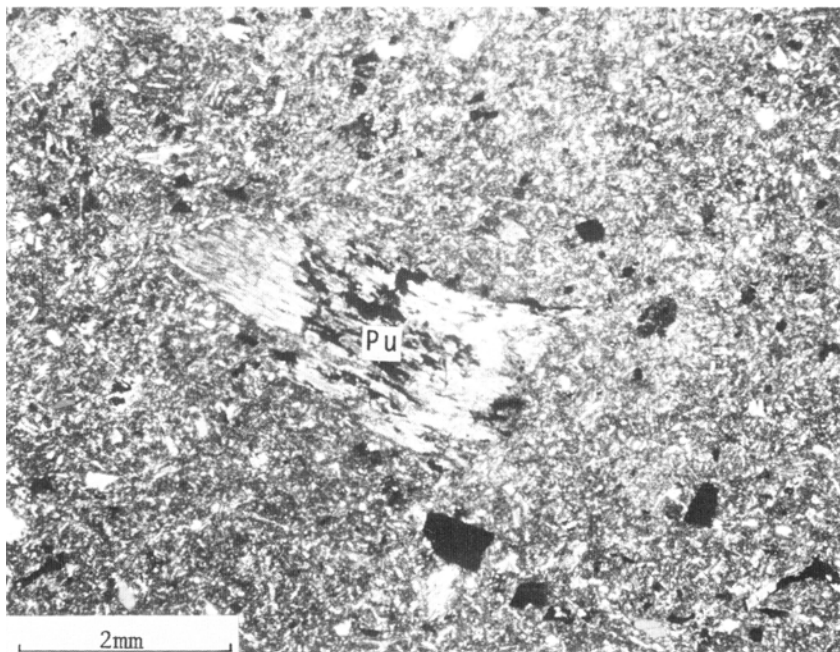
1 M79080405 流紋岩溶結凝灰岩 (六甌川流域の溶結凝灰岩類) 脱ガラス化しているが溶結構造が見られる。角閃石は緑泥化が著しい (六甌川) Rhyolite welded tuff (Welded Tuffs along the Mumaya River). Hornblende phenocrysts are mostly altered to chlorite. Matrix is considerably devitrified but the texture of welding is preserved. Lower nicol only (Mumaya River)



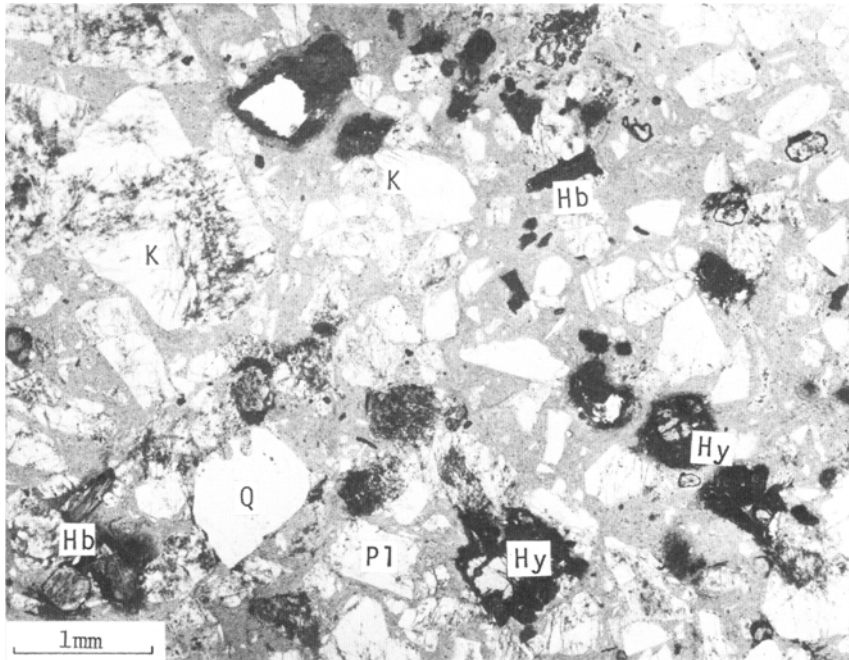
2 M80101702 流紋岩溶結凝灰岩 (山之口川溶結凝灰岩) 破片状結晶を多く含み, 古生層の石質岩片が見られる (山之口川上流) Rhyolite welded tuff (Yamanokuchigawa Welded Tuff). Considerably devitrified matrix including many fragmental crystals. Lithic fragment from the Paleozoic sediment is seen. Crossed nicols (Upper reaches of the Yamanokuchi River)



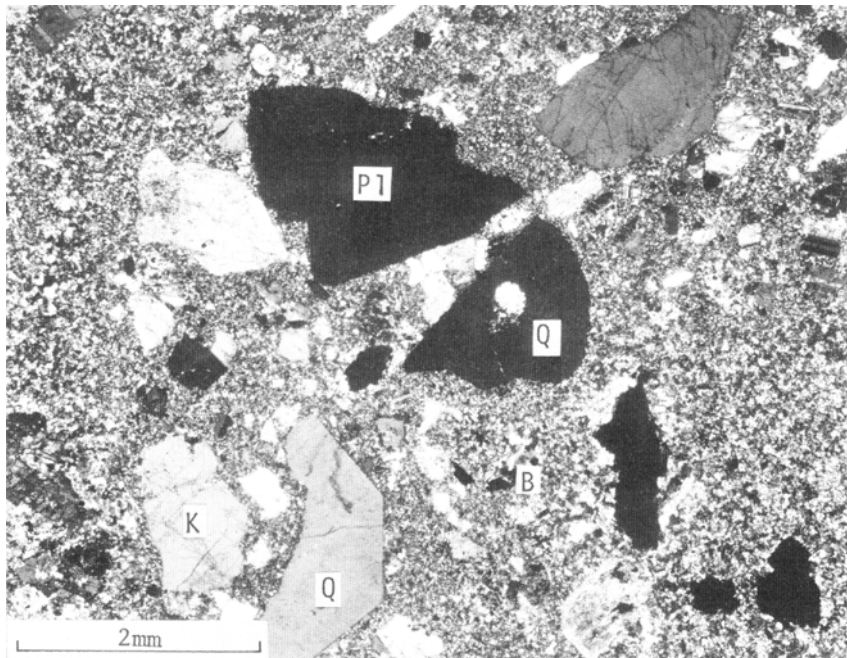
1 M283 a 流紋岩凝灰岩 (二本木層) 石英・長石及びガラス片からなる凝灰岩で、中間部は細粒凝灰岩 (二本木) Rhyolite tuff (Nihongi Formation). Crystal fragments of quartz and feldspar and glass shards are seen in the upper and lower part. Middle part is very fine tuff. Lower nicol only (Nihongi)



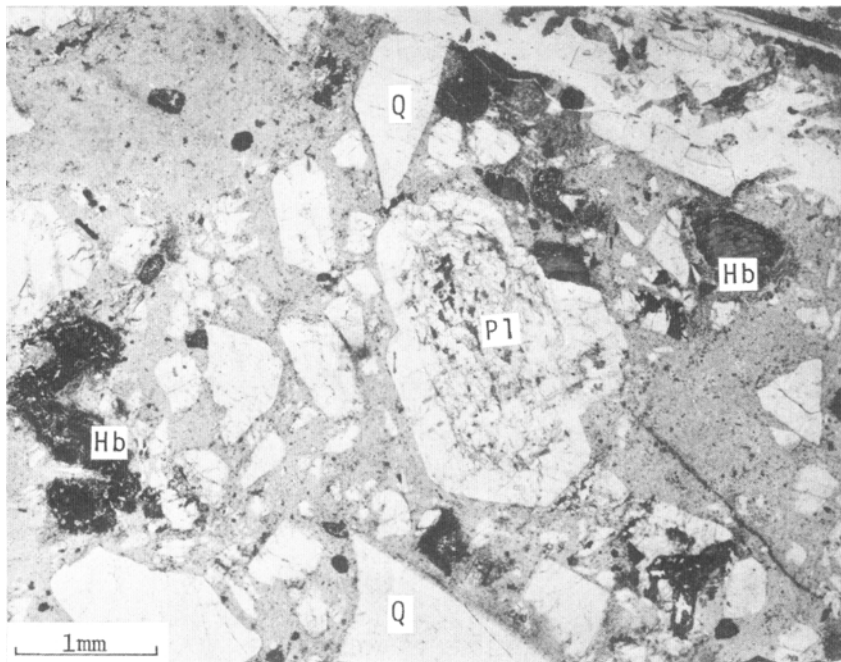
2 M208 軽石凝灰岩 (小井戸谷層) 石英、長石及びガラス片と共に軽石が含まれる。マトリックスは非溶結 (小井戸谷) Pumice tuff (Koidodani Formation). Crystal fragments of quartz and feldspar and glass shards are seen. Fibrous pumice fragment is seen in the middle part, Matrix is not welded. Lower nicol only (Along the Koidodani River)



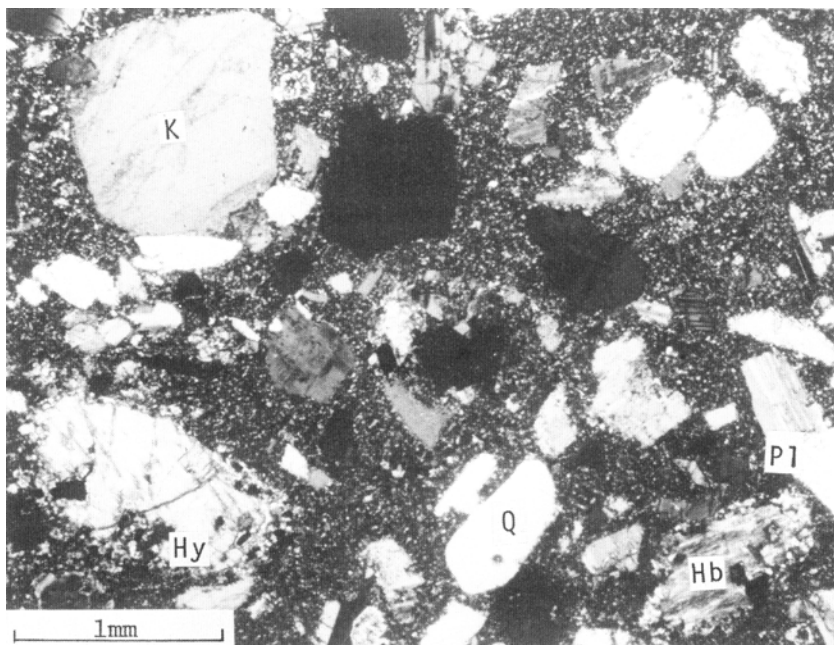
1 67-MM1 流紋デイサイト溶結凝灰岩 (彦谷溶結凝灰岩) 斑晶に富む溶結凝灰岩で、有色鉱物に紫蘇輝石が含まれるが、変質により緑色の粘土鉱物を生じている (彦谷) Rhyodacite welded tuff (Hikodani Welded Tuff). Abounds the phenocrysts, hypersthene is altered to green clay minerals along cracks and rims. Lower nicol only (Hikodani)



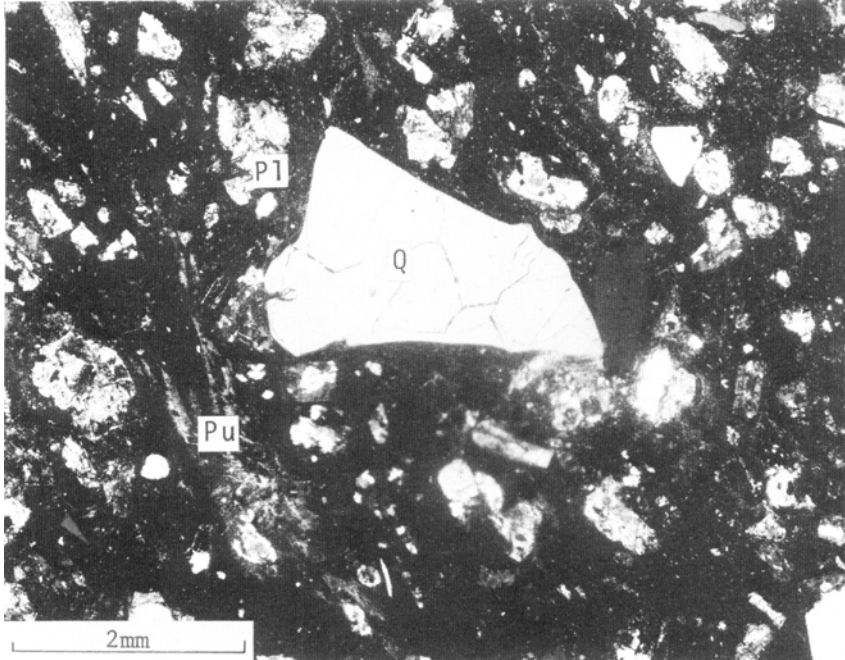
2 M79081302 熱変成を被った流紋デイサイト溶結凝灰岩 (彦谷溶結凝灰岩) (小鳥峠) マトリックスは再結晶し、モザイク状を呈し、鱗片状黒雲母はしばしばクロットを形成する Thermally metamorphosed rhyodacite welded tuff (Hikodani Welded Tuff). Matrix is recrystallized to holocrystalline and mosaic texture, Clots of scaly biotite are recognized. Crossed nicols (Odori Pass)



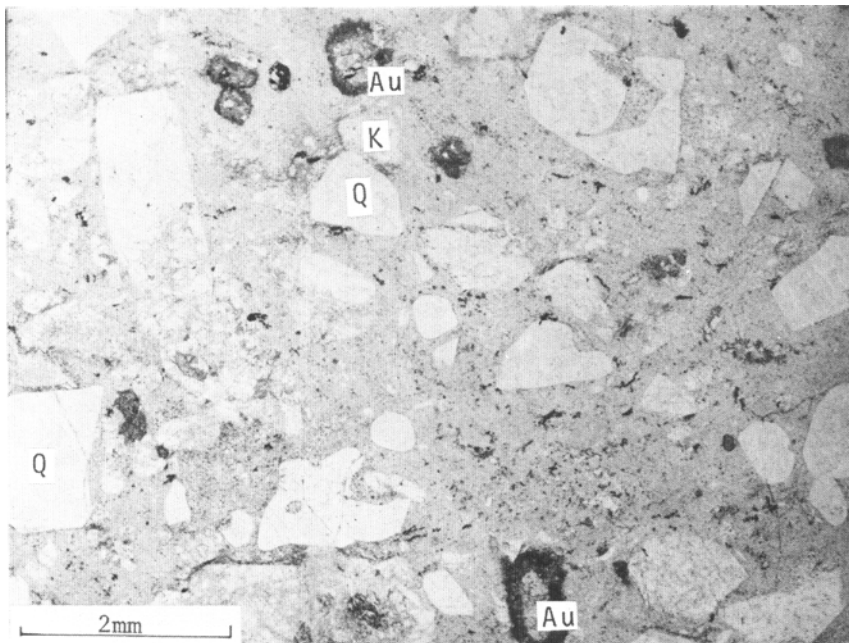
1 M80051204 流紋デイサイト溶結凝灰岩 (船山溶結凝灰岩) 軽度の熱変成を被り再結晶している (位山北東2 km) Rhyodacite welded tuff (Funayama Welded Tuff). Slightly metamorphosed welded tuff. Recrystallized hornblende is seen. Lower nicol only (2 km northeast of the Mt. Kurai)



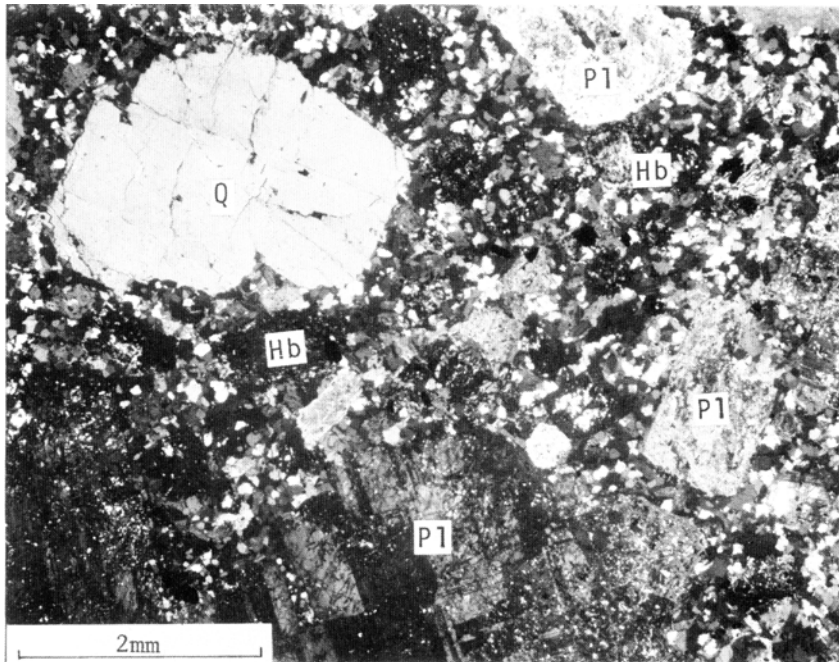
2 M80101701 熱変成を被った流紋デイサイト溶結凝灰岩 (船山溶結凝灰岩) マトリックスは再結晶し、モザイク状を呈する。(菊安峠東方) Thermally metamorphosed rhyodacite welded tuff (Funayama Welded Tuff). Matrix is recrystallized to holocrystalline and mosaic texture. Clots of fine-grained scaly biotite are recognized, Large phenocrysts of quartz, feldspar and hypersthene are relics. Crossed nicols (East of the Kariyasu Pass)



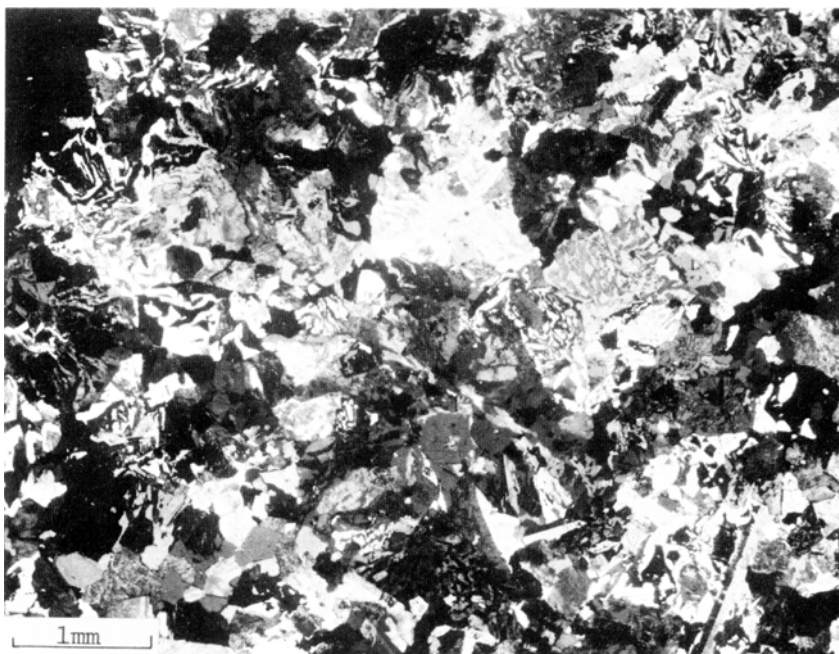
1 M80051002 流紋デイサイト溶結凝灰岩 (源氏岳溶結凝灰岩) 結晶破片が均質に散点し、押しつぶされた軽石片が見られる (源氏岳南方) Rhyodacite welded tuff (Genjidake Welded Tuff). Crystal fragments are scattered uniformly. Pumice is flattened by compaction. Crossed nicols (South of the Genji-dake)



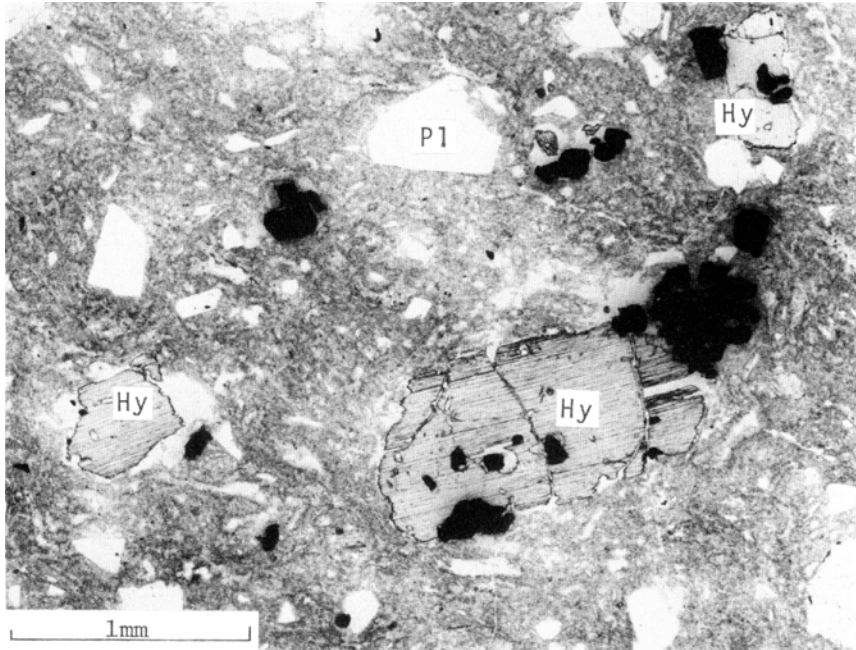
2 M80051307 流紋岩溶結凝灰岩 (赤谷溶結凝灰岩) 融蝕形の石英と角閃石の反応縁を持つ普通輝石が見られる (赤谷) Rhyolite welded tuff (Akatanu Welded Tuff). Corroded quartz is conspicuous. Augite has a reaction rim of green common hornblende. Lower nicol only (Along the Akatanu River)



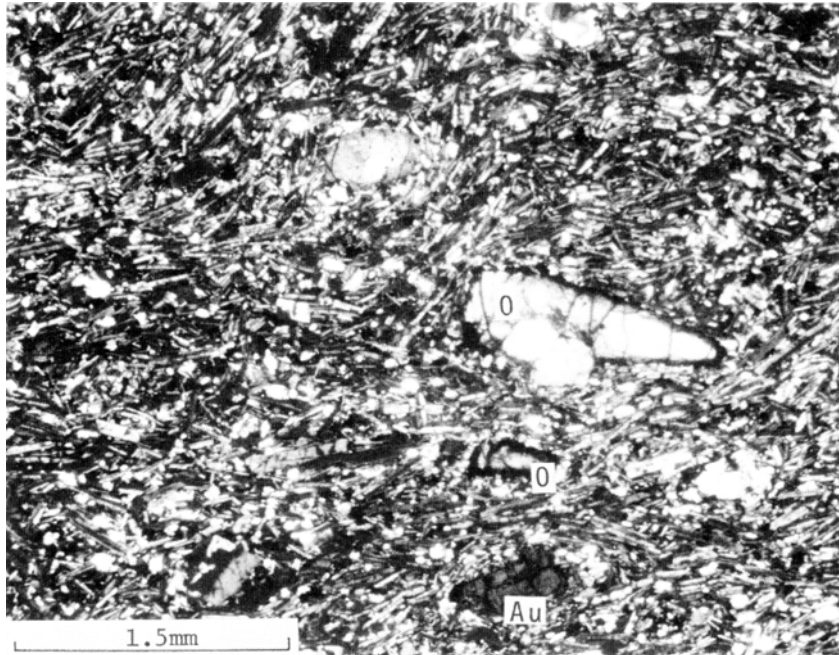
1 M80051404 花崗閃緑斑岩 石英及び斜長石は自形状で、溶結凝灰岩と異なる石基は微花崗岩組織を示し、石英、アルカリ長石及び斜長石からなる（小糸谷） Granodiorite porphyry. Texture is quite different from that of welded tuff Quartz and plagioclase phenocrysts show distinct idiomorphic form. Groundmass consists of micro-granitic quartz, alkali feldspar and plagioclase, Crossed nicols(Along the Koitodani River)



2 M79080605 微文象花崗岩（六厩南方） Micrographic granite. Typical texture of the micrographic granite. Crossed nicols(South of Mumaya)



1 M320 普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩 (荒城川火砕流堆積物) (高山市, 上岡本町)
Augite-hypersthene dacite welded tuff (Arakigawa Pyroclastic Flow Deposits). Plagioclase and hypersthene are dominant phenocryst minerals. Moderately stretched glass shards show welding structure. Lower nicol only (Kami-Okamoto-machi, Takayama City)



2 M241 かんらん石玄武岩 (久々野町, 段) 斑晶はかんらん石と普通輝石からなり, 石基は短冊状斜長石とガラスが埋めている Olivine basalt. Olivine and augite are recognized as main phenocrysts. Groundmass is composed mainly of lath-shaped plagioclase and glass. Crossed nicols (Dan, Kuguno-cho)

※文献引用例

河田清雄 (1982) 三日町地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 72 p.

KAWADA, K. (1982) *Geology of the Mikkamachi District*. Quadrangle Series, Scale 1: 50, 000, Geol. Surv. Japan, 72 p. (in Japanese with English Abstract, 6 p.)

昭和 57 年 3 月 1 日 印刷

昭和 57 年 3 月 5 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印刷者 小宮山 一雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町 78

©1982 Geological Survey of Japan