

飛騨川上流の濃飛岩体西縁部における流紋岩類の化学組成とその考察

河田 清雄* 大森 貞子**

Chemical Composition of the Nōhi Rhyolites in the
Western Marginal Area along the Hida River

By

Kiyoo KAWADA & Teiko OMORI

Abstract

In the present paper the writers describe the chemical composition of nine rock specimens collected from the western marginal area of the late Cretaceous Nōhi rhyolite mass in central Japan. In this area the rhyolite mass is stratigraphically divided into two, the Shirakawa rhyolites above and the Hidagawa rhyolites below with an unconformity.

Chemical analyses of major components of the Nōhi rhyolites and an associated granite porphyry dike are given in Table 2. SiO_2 content of the Hidagawa rhyolites is 67 to 68%, whereas that of the Shirakawa rhyolites is 72 to 73% being 4 to 5% higher than the former. CaO and total iron contents are higher in the Hidagawa rhyolites than in the Shirakawa rhyolites sometimes attaining twice as much. However, K207 specimen has the highest CaO and total iron contents among the Shirakawa rhyolites which are comparable to those of the Hidagawa rhyolites. Presence of ferrohortonolite in association with ferrohypersthene and ferroaugite in this specimen may account for the high contents at least in part. Chemical as well as normative compositions show that the Hidagawa rhyolites are rhyodacite and the Shirakawa rhyolites are rhyolite in their chemistry.

まえがき

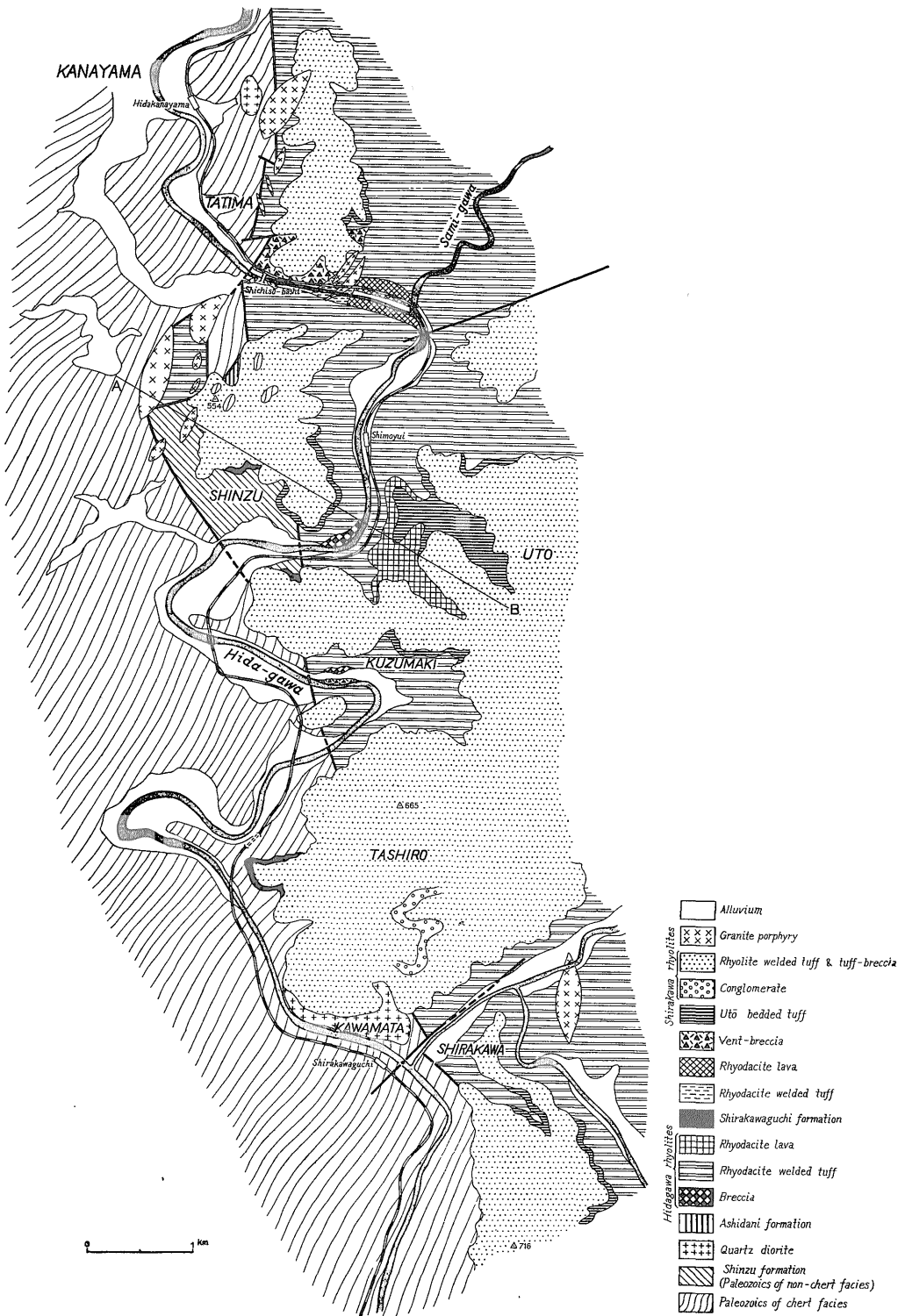
筆者の一人河田により調査された5万分の1地質図幅「付知」(1961)地域内に分布する濃飛流紋岩類の一部は、共著者の一人大森(旧姓山田)により化学分析され、その分析値は同図幅説明書に記載されている。当時、筆者の一人河田を含む協同研究グループにより濃飛流紋岩類に関する最初の論文が公表された(河田ほか, 1961)が、その後の10年間に濃飛流紋岩類の研究は飛躍的に進んだ。従来、濃飛流紋岩類は、ほぼ均質な熔結凝灰岩からなり、岩相の識別は困難と考えられていた。しかし、最近では、かなりの地域で層序が確立され、地域相互間の対比もある程度可能となってきた。したがって、層序の明らかにされた地域における熔結凝灰岩の化学分析も意欲的に行なわれ、その分析値もここ数年の間かなりの増加をみた。本文に掲載された分析値もそれらの一部である。表題の地域では、濃飛流紋岩類は層序的に大きく2

分され、上位の流紋岩類と下位の流紋岩類との間には不整合が認められる。このように層序の異なる流紋岩類に属する熔結凝灰岩相互の間で化学組成にどのような差異があるかは興味のある問題であった。事実、ここで報告する化学分析の結果から、両者の間には SiO_2 において3~4%の系統的な差のあることがわかった。“濃飛マグマ”の化学的性質の解明は今後の重要な課題であるが、それにいたる過程として、このような分析値の積みあげも、また欠かすことはできないと考える。今回発表の分析値は、巨大なる濃飛岩体の一部にしか過ぎないが、上記の課題追求への一助ともなれば幸いである。なお、本報文に掲載された分析値は全部で9個である。試料は河田が採取し、大森が化学分析を行なった。試料の内訳は、金山熔結凝灰岩3、下油井流紋サイト熔岩1、白川流紋岩類中の熔結凝灰岩4、花崗斑岩1である。

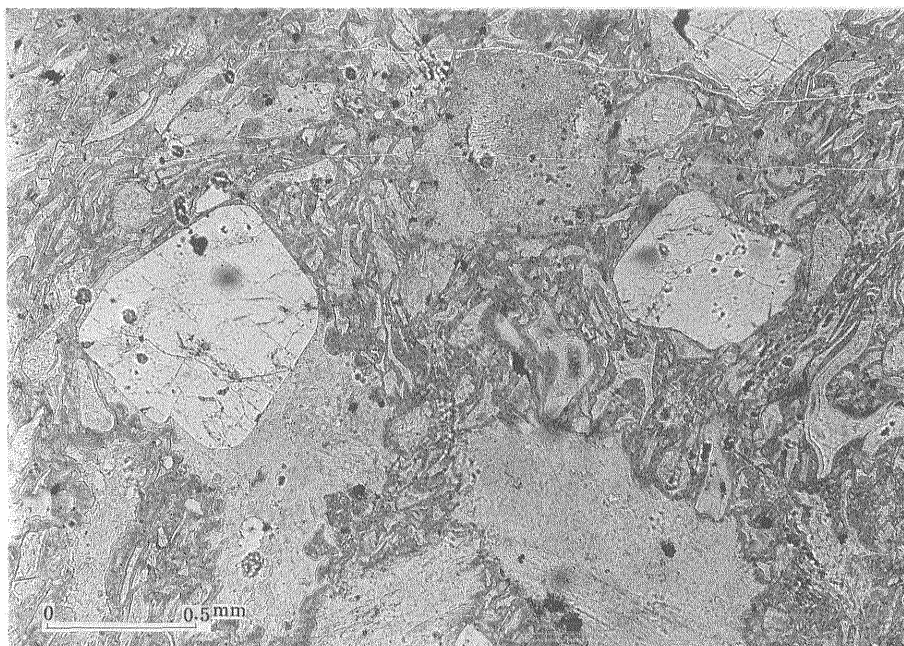
1. 地質の概要

表題の地域は岐阜県益田郡金山町から加茂郡白川町にいたる飛騨川上流地域である(第1図)。この地域は、ほぼ

* 地質部
** 技術部



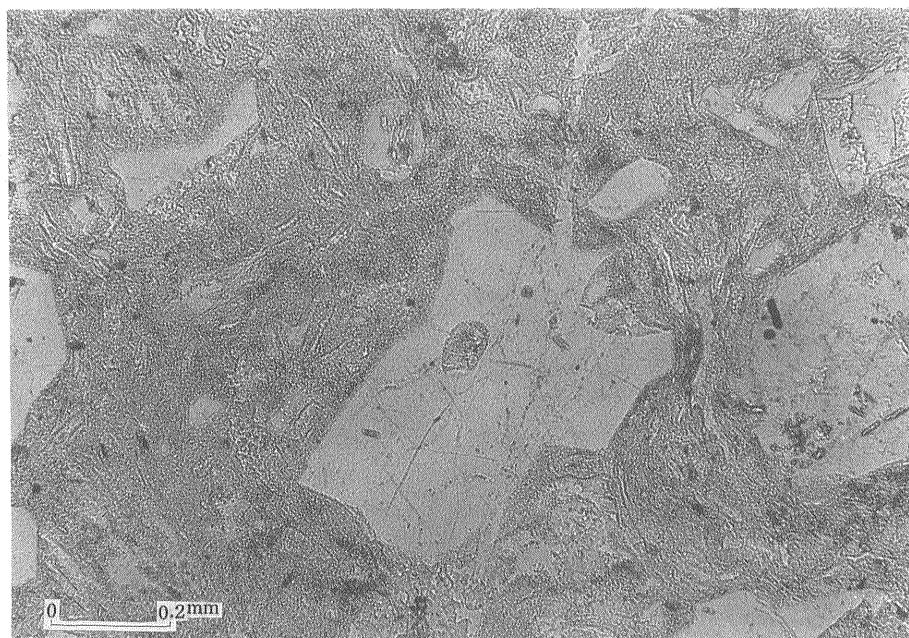
第 1 図-a 濃飛流紋岩類西縁部 (飛騨川上流地域) の地質図 (河田, 1967)
A-B 断面図 (第 1 図-b) の位置



1. “弱熔結”を示すガラス質熔結凝灰岩

礫，標本番号 NK-4g，採集地点 1，那珂湊層群

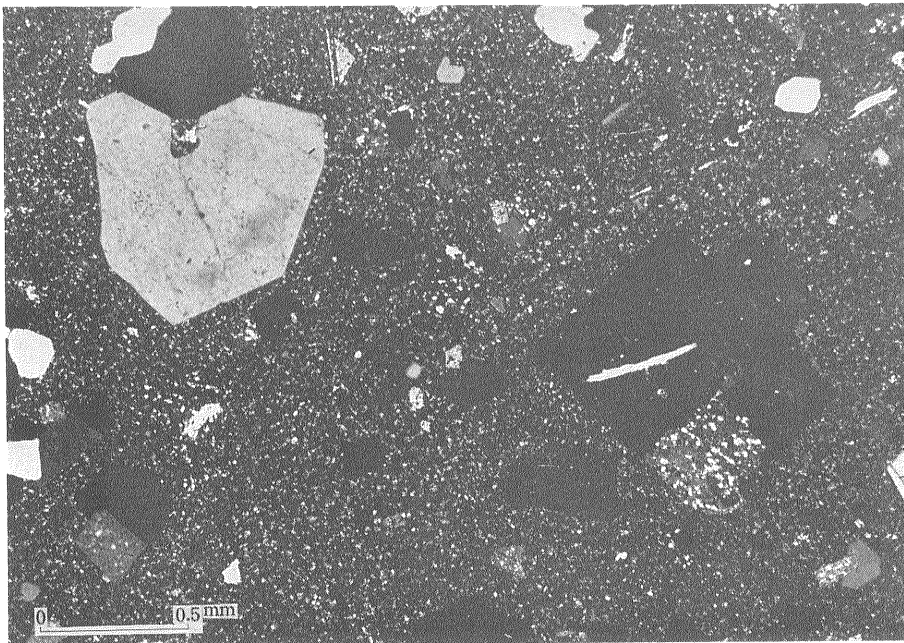
班晶は斜長石である。マトリックスにみられる多量のガラス破片は，“くさび状”または“Y字状”に変形している。しかしいずれも扁平化の程度は弱い。中央部から下方にみえる不定形の外形を示すものは軽石である。その内部には繊維状組織を残すものもある。ガラス破片や軽石片にみられるように，扁平化の程度の弱い“弱熔結”凝灰岩の好例である。



2. 流紋岩熔結凝灰岩

礫，標本番号 NK-4p，採集地点 1，那珂湊層群

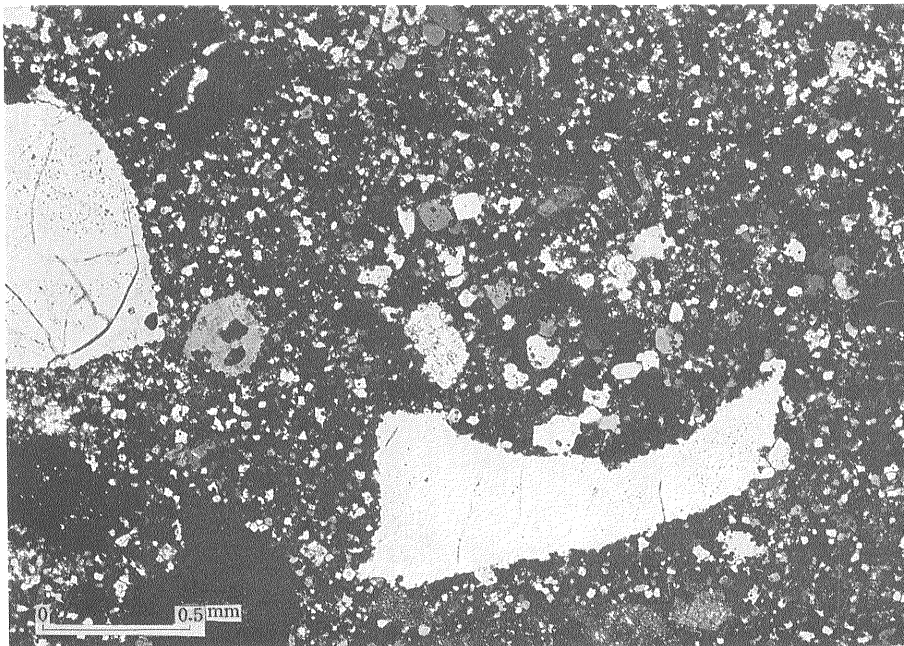
中央部にみえる破片状の結晶は石英である。マトリックスの部分には，ガラス破片が圧密により強い扁平化を受け，あめ状に引き伸ばされているようすがよくかえる。



1. 石英斑岩

礫, 標本番号 NK-4i, 採集地点 1, 那珂湊層群

斑晶の石英・アルカリ長石および斜長石には自形性が強い。熔結凝灰岩にみられる破片状の斑晶とはまったく対照的である。石基は珩長質で、完晶質である。



2. ホルンフェルス化した熔結凝灰岩

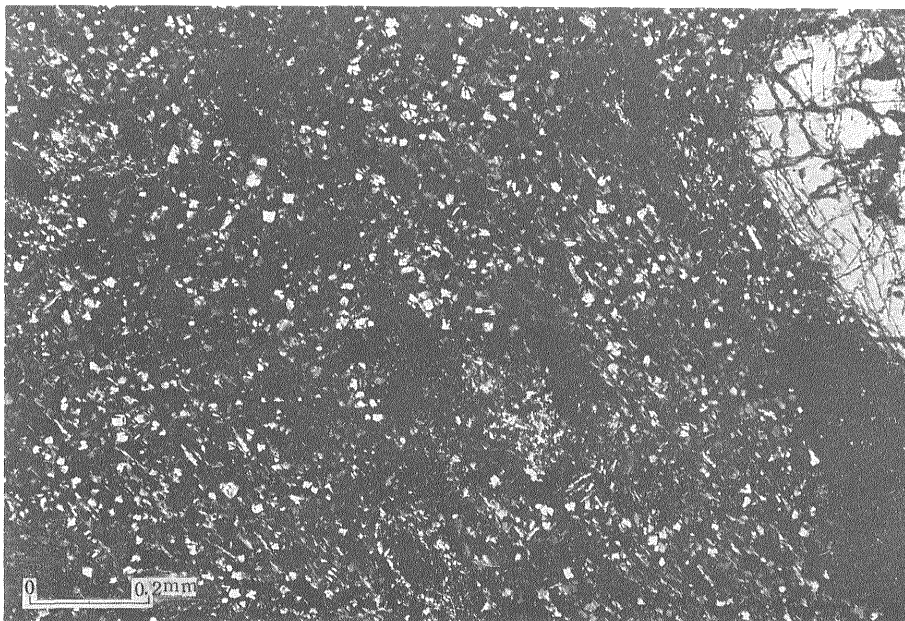
礫, 標本番号 NK-8b, 採集地点 2, 那珂湊層群

大型の破片は石英の残斑晶である。マトリックスは完全に再結晶してモザイク状構造を呈する。この部分には黒雲母や絹雲母の鱗片状結晶を多量に生じている。再結晶作用が著しいために、もとの熔結構造はまったく失われている。



1. アキシオライトを生じた熔結凝灰岩

礫，標本番号 OA-1g，採集地点 3，大洗層
中央下部の柱状結晶はアルカリ長石である。破片状結晶は石英，中央上部にみえる汚濁した結晶は斜長石である。マトリックスは脱ガラス化が著しい。ガラス破片のおしつぶされたようすをよく浮きぼりにさせている。左下にはオキシオライトを生じた部分が見える。



2. ホルンフェルス化した安山岩熔岩

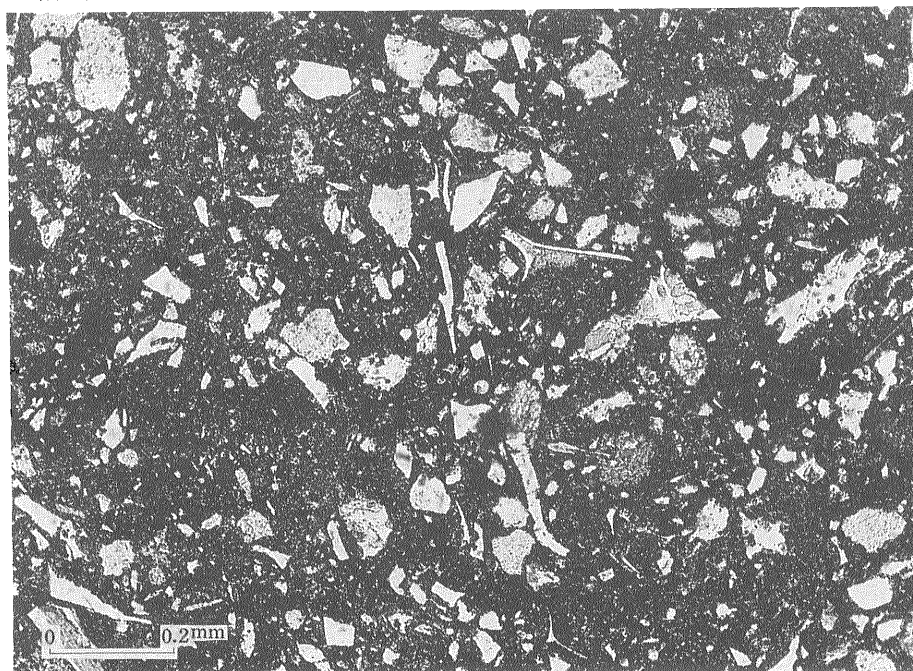
礫，標本番号 OA-1i，採集地点 3，大洗層
斑晶は斜長石である。石基は本来細かな拍子木状斜長石とガラスからなる。しかし、熱変成作用を受けると、石基は写真にみられるように再結晶して、モザイク状を呈する。この部分には鱗片状黒雲母を生じている。



1. 凝灰質砂岩中にみられる軽石片

標本番号 NK-20, 那珂湊層群礫合層 (Is₅ 層最上部)

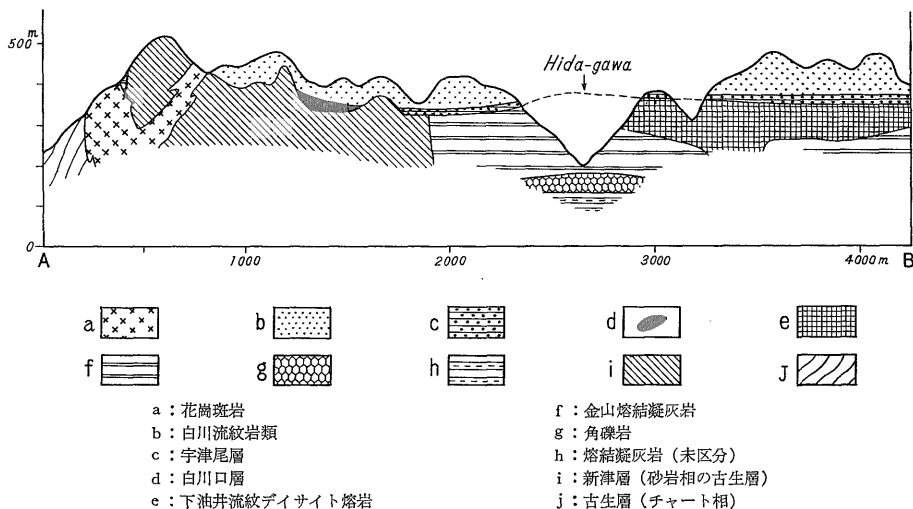
石英・斜長石の破片とともに熔結凝灰岩の小破片や軽石片が多く含まれている。中央部にみられる軽石片は最も大きいもので、淡緑色を呈し、緑泥石にみられるよりもはるかに高い干渉色を示す。おそらく粘土鉱物を生じているものと思われる。軽石には特有の纖維状組織を残している。この軽石片は熔結凝灰岩の破片とともに混入したものと思われる。



2. 石灰質団塊中にみられるガラス破片

標本番号 NK-52a, 那珂湊層群平礫層上部

汚濁したアルカリ長石・斜長石のほかに、“くさび状”またはすどとがった針状のガラス破片を含む。マトリックスはほとんど炭酸塩鉱物からなる。



第1図-b 地質断面図

北から南に流れる飛騨川を境として、古生層と濃飛流紋岩類とが接する。濃飛流紋岩類の基盤を構成する古生層は上部二疊系に属し、砂岩・粘板岩・チャートを主体とし、シャルスタインを伴う。一般走向はN30~60°Eで、NWまたはSEに急斜する。濃飛流紋岩類と接する地域の古生層は著しく破碎されており、この破碎された古生層からなる地域は、“濃飛西縁破碎帯”とよばれている(磯見ほか, 1967)。上記の破碎帯はほぼ濃飛岩体の西縁に沿って白川町より金山町の北部にまで追跡され、その幅は最大1kmに達する。飛騨金山駅東方と、白川町の河岐には石英閃緑岩(河岐石英閃緑岩)が、破碎帯の古生層中に小貫入岩体として露出する。石英閃緑岩は白川町田代で、白川流紋岩類(濃飛岩体西縁部における最上部層)中の礫岩に礫として含まれる。この石英閃緑岩中の黒雲母のK-Ar年代は 97×10^6 年^{注1)}を示している。“濃飛西縁破碎帯”の古生層が著しい破碎をこうむっているのに対して、石英閃緑岩や流紋岩類には破碎の影響は全く認められない。

飛騨川流域の濃飛流紋岩類は第1表に示したように大きく2つに区分され、下位のものを飛騨川流紋岩類とよび、上位のものを白川流紋岩類とよぶ。両者の間には水底堆積層である宇津尾層が存在する。したがって、これより上位の白川流紋岩類と、下位の飛騨川流紋岩類の間には時間的なギャップが認められる。宇津尾層をふくめてより上位の流紋岩類は、下位の飛騨川流紋岩類の構造を切って不整合におおっている。なお、本文では、第

注1) 植田良夫の測定による未公表資料で、河田宛私信を引用させていただいた。

第1表 飛騨川流域における濃飛流紋岩類の層序

名 称		厚さ(m)	
濃 飛 流 紋 岩 類	白流紋川岩類 { 火山角礫岩 熔結凝灰岩 凝灰質礫岩 }	300+	
	宇津尾層	15-40	
	飛 騨 川 岩 類	下油井流紋デイサイト熔岩	80
		金山熔結凝灰岩	300
		室山層	20-40
		下佐見熔結凝灰岩	50
		赤河層*	500
	足谷層	30	
基盤	古生層 チャート相・砂岩相(新津層)		

* 熔結凝灰岩を主体とし、碎屑岩層を含む。
{ }は白川流紋岩類中の主要な岩相を示す。

1表のうち、飛騨川流紋岩類については上位の金山熔結凝灰岩と下油井流紋デイサイト熔岩のみを対象とした。

飛騨川流紋岩類と白川流紋岩類とは、岩相を異にするばかりか、基盤の古生層に対する構造的な関係においても著しい相違を示している。飛騨川流紋岩類は、その西縁で古生層との境を断層によって画される。断層の西側には足谷層とよばれる碎屑岩層が小範囲に露出する。足谷層は古生層と断層で接し、白川流紋岩類によっておおわれる。おそらく、飛騨川流紋岩類の堆積前に古生層からなる山地の起伏を埋めて堆積した碎屑岩層であろう。

飛騨川流紋岩類は西縁の断層から西側には、その分布が認められない。白川流紋岩類は西縁の断層をおおってさらに西方の古生層山地にまではみ出した分布を示している。そして古生層と飛騨川流紋岩類を不整合におおっている。

飛騨川流紋岩類は流紋岩～流紋デイサイト質の熔結凝灰岩を主体とし、熔岩および碎屑岩層を伴う。一般的にみると、NNW-SSEの走向をもち、SWに15°内外傾斜している。

白川流紋岩類は流紋岩質熔結凝灰岩と碎屑岩層とからなる。傾斜は10°以内で、飛騨川流紋岩類の構造を切っている。

飛騨川流紋岩類(金山熔結凝灰岩)と古生層との境界部にあたる金山町田島南方の飛騨川には火道角礫岩が露出する。火道角礫岩は古生層および飛騨川流紋岩類(金山熔結凝灰岩)とは断層で接し、白川流紋岩類の一部(おそらく白川流紋岩類の中では最末期に属する熔結凝灰岩や火山角礫岩)によっておおわれる。火道角礫岩の中には金山熔結凝灰岩の礫が多量に含まれる。火道角礫岩はおそらく白川流紋岩類を噴出させた火道が、後に埋められて生じたものであろう。

火道角礫岩の分布地域とその周辺には花崗斑岩の岩脈が発達し、古生層と火道角礫岩を貫いている。

2. 分析試料の岩石記載

2.1 金山熔結凝灰岩の一般的特徴

金山熔結凝灰岩は流紋デイサイト質で、青味をおびた灰色を示す。斑晶にとみ、その量は全岩中の40%を超える。本質レンズ(軽石がレンズ状にのびたもの)にもとみ、分布地域の全域にわたり普遍的に含まれる。とくに、佐見川の下流部では大型の本質レンズが含まれ、その最大径は20 cmに達する。

2.2 金山熔結凝灰岩の鏡下における特徴

K 4 (第2図参照, 以下同じ)

斑晶鉱物: 石英・アルカリ長石・斜長石・輝石および角閃石。 有色鉱物の大部分は2次的変質作用をこうむり、本来の形をとどめない。とくに緑泥石化が著しく、わずかに仮像を残すものが多い。アルカリ長石や斜長石は結晶の外郭や割れ目に沿って炭酸塩鉱物を生じている。

マトリックスは脱ガラス化が進み、熔結構造は不鮮明である。

K 136 D

斑晶鉱物: 石英・斜長石・アルカリ長石・角閃石・黒雲母および輝石。 輝石には斜方輝石と単斜輝石の

2種が認められるが、いずれも変質が著しく緑泥石化し、炭酸塩鉱物を一部に生じている。本岩は石英をのぞく全ての斑晶に多少なりとも炭酸塩鉱物が認められる。

マトリックスは脱ガラス化により全般に細粒の結晶(主として石英からなる)を生じており、熔結構造は明瞭ではない。

K 216

斑晶鉱物: 石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石および輝石。 有色鉱物は緑泥石化し、また、一部に炭酸塩鉱物を生じている。斜長石やアルカリ長石にも炭酸塩鉱物を局部的に生じている。

マトリックスは一般に脱ガラス化が進み、部分的に熔結構造を残しているに過ぎない。

2.3 下油井流紋デイサイト(熔岩)の一般的特徴

本岩は緑灰色で、熔結凝灰岩にくらべて石基の結晶粒度が粗く、また斑状組織も著しい。流理構造が発達する。

2.4 下油井流紋デイサイトの鏡下の特徴

K 160

斑晶鉱物: 石英・斜長石・アルカリ長石・輝石および角閃石。 斜長石やアルカリ長石は長径3 mm以上に達し、ほぼ自形柱状を呈する。有色鉱物は緑泥石と炭酸塩鉱物を生じ、変質が著しい。

石基は石英・アルカリ長石および斜長石などからなる。

2.5 白川流紋岩類中の熔結凝灰岩の一般的特徴

本岩は一般に灰色または暗灰色で、かつガラス質である。斑晶鉱物は全岩中の30%またはそれ以下である。本質レンズは小さいもの(径2-3 cm)がしばしば含まれる。

2.6 同熔結凝灰岩の鏡下の特徴

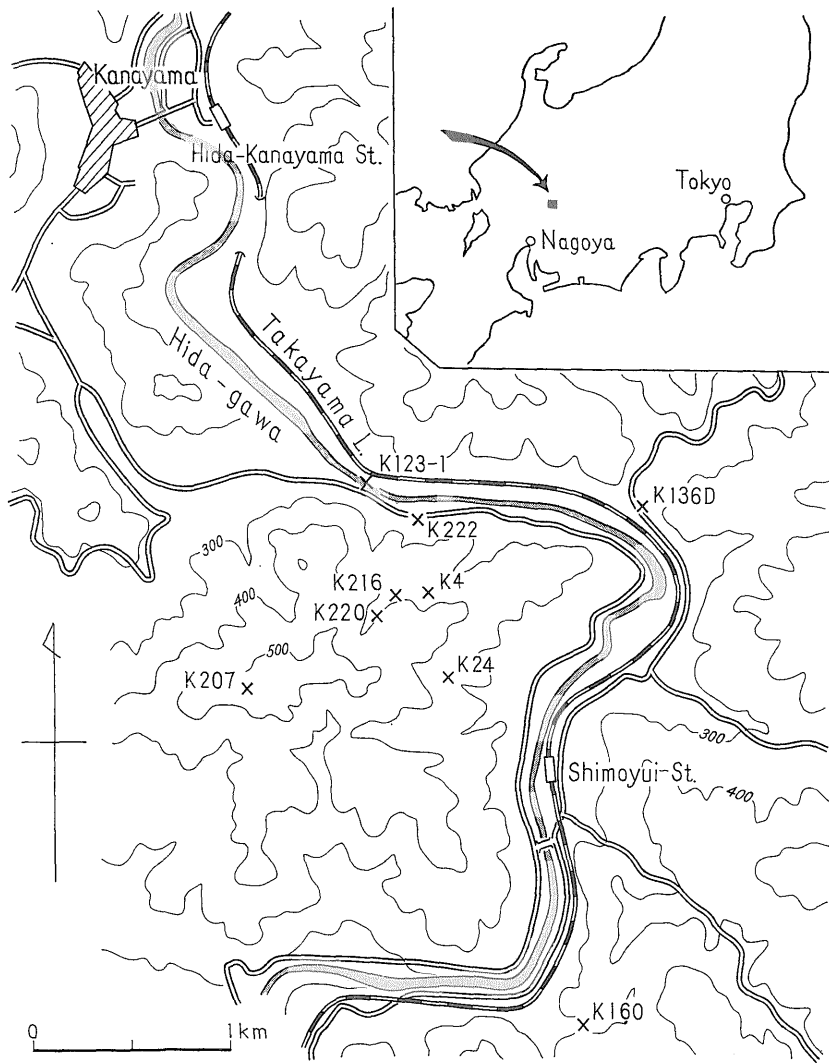
K 24

斑晶鉱物: 石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石および輝石。 有色鉱物のほとんどは緑泥石化しており、角閃石や輝石の一部は炭酸塩鉱物により交代されている。

マトリックスは脱ガラス化の程度が弱く、熔結構造が非常に鮮明に認められる。

K 207

斑晶鉱物: 石英・アルカリ長石・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・黒雲母・角閃石およびかんらん石。 本岩中の有色鉱物は金山熔結凝灰岩中のそれにくらべ新鮮で、明瞭に識別される。斜方輝石は鉄紫蘇輝石で、単斜輝石は鉄普通輝石である。角閃石には、緑色～褐緑色で自形柱状を呈するものと、輝石類の結晶を取り囲んだ淡緑色のものがある。黒雲母は板状または鱗片状で赤褐



第2図 分析試料採取位置図

色を呈し、新鮮である。かんらん石はフェロホートノライトで、その大部分は不透明鉄鉱物により交代されている。

マトリックスは熔結構造をよく残している。

本質レンズの部分は石英・アルカリ長石・斜長石の粒状結晶 (径 0.1 ~ 0.05 mm) からなり、斜方輝石が含まれる。

K 220

斑晶鉱物：石英・アルカリ長石・斜長石および角閃石。 有色鉱物は緑泥石化し、その仮像をとどめるものが多い。斜長石は炭酸塩鉱物により交替されていることが多い。

マトリックスの脱ガラス化の程度は弱い。熔結構造は鮮明である。

K 123-1

斑晶鉱物：石英・アルカリ長石・斜長石および黒雲母。 斜長石やアルカリ長石には炭酸塩鉱物を生じている。黒雲母は緑泥石化し、また一部は脱色し絹雲母化している。

マトリックスは脱ガラス化により、微細な石英を生じ、熔結構造は明瞭でない。

2.7 花崗斑岩の鏡下の特徴

K 222^{注2)}

斑晶鉱物：石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母およ

第2表 熔結凝灰岩・熔岩および花崗斑岩の化学分析値とノルム値

区分 Stratigraphic division	飛驒川流紋岩類 Hidagawa rhyolites				白川流紋岩類 Shirakawa rhyolites				岩脈 Dike
	金山熔結凝灰岩 Kanayama welded tuff				熔結凝灰岩 Welded tuff				
名称 Name	下油井流紋 デイサイト 熔岩 Shimoyui rhyodacite lava								花崗斑岩 Granite porphyry
	K 4	K 136D	K 216	K 160	K 24	K 207	K 220	K 123-1	K 222
SiO ₂	67.80	66.84	68.40	68.54	72.94	72.40	72.92	72.17	71.68
TiO ₂	0.33	0.37	0.33	0.37	0.19	0.32	0.19	0.27	0.32
Al ₂ O ₃	14.72	15.19	14.52	14.95	13.44	13.18	12.98	13.59	12.66
Fe ₂ O ₃	0.86	1.06	0.94	1.14	0.80	0.74	0.74	0.58	0.48
FeO	2.36	2.30	2.36	2.34	1.30	2.50	1.53	0.80	2.29
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.04	0.06	0.05
MgO	0.71	0.54	0.55	0.65	0.20	0.54	0.26	0.22	0.56
CaO	2.31	3.40	2.39	3.52	1.84	2.69	1.74	2.29	2.17
Na ₂ O	2.70	3.23	2.82	3.28	2.81	2.95	2.34	3.20	2.87
K ₂ O	4.46	3.02	3.59	2.79	4.68	3.40	4.20	3.88	3.61
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.09	0.10	0.03	0.08	0.05	0.08	0.07
H ₂ O (+)	1.69	1.71	1.88	1.06	0.78	0.62	1.31	1.02	1.43
H ₂ O (-)	0.22	0.22	0.27	0.18	0.12	0.12	0.32	0.18	0.28
CO ₂	1.58	1.76	1.70	0.95	0.70	0.16	1.29	1.52	1.19
Total	99.88	99.79	99.90	99.93	99.86	99.76	99.91	99.86	99.66
Q	27.87	27.58	31.08	29.44	33.90	34.68	38.34	33.81	34.86
Or	26.16	17.81	21.15	16.14	27.83	20.03	25.04	22.82	21.15
Ab	23.07	27.26	24.12	27.79	23.59	24.64	19.92	26.74	24.12
An	10.48	15.85	11.02	16.59	8.90	12.48	7.72	10.50	9.69
C	1.56	0.85	1.84	0.51	0.51	0.13	1.63	0.31	0.53
Salic total	89.14	89.35	89.21	90.47	94.73	91.96	92.65	94.18	90.35
En	1.80	1.31	1.31	1.61	0.50	1.31	0.70	0.50	1.41
Fs	3.30	3.03	3.17	3.03	1.45	3.43	1.85	0.70	3.30
Mt	1.16	1.39	1.39	1.62	1.16	1.16	1.16	0.93	0.70
Il	0.61	0.61	0.61	0.61	0.30	0.61	0.30	0.46	0.61
Ap	0.34	0.34	0.34	0.34	0.07	0.34	0.34	0.34	0.34
Femic total	7.21	6.68	6.82	7.21	3.48	6.85	4.35	2.93	6.36

び角閃石。 有色鉱物はほとんど緑泥石化し、また炭酸塩鉱物を生じている。

石基は石英・アルカリ長石および斜長石からなり完晶質で、微花崗岩質組織を呈する。

3. 化学組成の比較検討

第2表からも明らかなように、飛驒川流紋岩類中の金山熔結凝灰岩と下油井流紋デイサイト熔岩の SiO₂ の含有量は67~68%前後の値を示している。一方、白川流紋岩類中の熔結凝灰岩は SiO₂ が72~73%で、両者の間には4~5%の差が認められる。一般的にみて、飛驒川流紋岩類は白川流紋岩類にくらべて Na₂O+K₂O ではあま

注2) 本岩は分析試料の中でただ一つの貫入岩である。花崗斑岩で、斑状組織を呈する。

第3表 熔結凝灰岩・熔岩および花崗斑岩の鉱物容量比

		飛驒川流紋岩類				白川流紋岩類				花崗斑岩
		K 4	K 136D	K 216	K 160*	K 24	K 207	K 220	K 123-1	K 222
斑晶 鉱物	石英	8.8	9.1	6.9	5.6	9.9	10.3	12.6	13.5	16.0
	斜長石	20.4	24.1	20.4	21.4	10.8	18.8	13.0	20.3	24.4
	アルカリ長石	8.5	10.1	8.0	10.4	8.9	10.8	11.4	12.4	6.8
	有色鉱物	3.3	4.1	3.1	4.6	2.3	5.3	2.4	1.6	1.2
計		41.0	47.4	38.4	42.0	31.9	45.2	39.4	47.8	48.4
マトリックス		59.0	52.6	61.6	58.0	68.1	54.8	60.6	52.2	51.6

K 207の斑晶有色鉱物	鉄普通輝石	1.5
	鉄紫蘇輝石	2.3
	角閃石	0.2
	黒雲母	0.4
	フェロホートノライト	0.6
	鉄酸化物	0.3

* 熔岩

り差が認められないが、CaOは明らかに高い。FeO + Fe₂O₃の総計は飛驒川流紋岩類のほうがはるかに高く、白川流紋岩類の2倍の値を示すものがある。しかし、なかには特異な例がある。白川流紋岩類の中の熔結凝灰岩K 207は、白川流紋岩類の中ではCaOがもっとも高く、飛驒川流紋岩類のそれとくらべても差がみられない。また、この岩石については、FeO + Fe₂O₃についても同様な傾向を示している。白川流紋岩類の中でも、K 207はもっとも特異な岩相を示すもので、その含有鉱物のモードは第3表に示した。この岩石の中には斜方輝石として鉄紫蘇輝石が、単斜輝石として鉄普通輝石が含まれる。また、鉄にとむかんらん石としてフェロホートノライトが含まれる(KAWADA, 1971)。

したがって、K 207の試料の示すCaOと、FeO + Fe₂O₃の異常性は上記の鉱物の共生関係とも密接な関係をもつものと推定される。

飛驒川流紋岩類の中の金山熔結凝灰岩および下油井流紋デイサイトと白川流紋岩類中の熔結凝灰岩との間にみられる化学組成の差は、ノルムによっても明瞭に示されている。また、マトリックスのモードは不明であるが、もし、著しい差がないと仮定して斑晶鉱物のモードによって両者を比較した場合、前者は明らかにデイサイト～流紋デイサイトであり、後者は流紋岩である。

4. ま と め

飛驒川流紋岩類中の金山熔結凝灰岩および下油井流紋デイサイト熔岩と、白川流紋岩類中の熔結凝灰岩とではSiO₂をはじめとして系統的に化学組成のうえで差異が

認められる。

鏡下でみられる両者の主要な構成鉱物を比較した場合、マトリックスに関しては不明の点が多いが、斑晶鉱物に関しては第3表に示すとおりである。2次的な変質作用として、苦鉄質鉱物の緑泥石化作用や炭酸塩鉱物による交代作用は、ほぼどの試料に関しても一般的な現象として認められる。したがって、とくに2次的変質作用により両者の化学組成に差異を生じたとは考えにくい。

金山熔結凝灰岩と下油井流紋デイサイトは飛驒川流紋岩類のメンバーとして、阿寺断層の西側に生じたグラベンに堆積したことが明らかにされている(河田, 1967)。白川流紋岩類は濃飛岩体の西縁で、飛驒川流紋岩類を不整合におおって発達する局地的な火山活動の産物である。両者は噴出の場所と時期を異にするとともに堆積の場をも異にする。両者にみられる化学組成の差は、濃飛流紋岩類のそれぞれのユニットの噴出時期において、“濃飛マグマ”の組成に若干の差異を生じていることを示すものといえよう。

文 献

- 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—, 日本地質学会地質見学案内書(名古屋), 「東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩」, p. 8-17
- 河田清雄(1961)：5万分の1地質図幅「付知」, および同説明書, 69 p., 地質調査所
- 河田清雄(1967)：飛驒川上流地域の濃飛流紋岩類, 日本地質学会地質見学案内書(名古屋), 「東

濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩」, p. 37-48

KAWADA, K. (1971): *Geology and Petrology of the Nōhi Rhyolites, with Special Reference to those along the Hida River*. Report of Geological Survey

of Japan, no. 243, 49 p.

河田清雄・他 4 名 (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