

白山北方の中ノ川・蛇谷流域の濃飛流紋岩類と, そのフィッション・トラック年代

—日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッション・トラック年代(4)—

河田清雄* 西村 進** 土井宣夫***

KAWADA, Kiyoo, NISHIMURA, Susumu and DOI, Nobuo (1982) The Nōhi Rhyolites along the Nakano River and the Jadani River north of Hakusan and their fission-track age—Fission-track ages of the igneous rocks related to geothermal activities in Japan (4)—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 33 (8), p. 389-398.

Abstract: The studied area is located in the northwestern margin of the Nōhi Rhyolites. The Nōhi Rhyolites extend in an NW-SE direction from the northern margin of the Ryoke belt to the Hida belt, passing through the Mino belt, of the Chubu region, and evidently truncate the basement structure. In the area the Nōhi Rhyolites consist mainly of rhyolite-rhyodacite welded tuffs and contain a small amount of clastic deposits.

Along the Nakano River and the Jadani River the Nōhi Rhyolites are stratigraphically divided into the following four formations in ascending order:

1) Maruishidani Formation, 2) Nakanokawa Formation, 3) Jadani Formation and 4) Ubagataki Formation. Table 1 shows the succession and lithologic character of the rhyolites in the area.

The Maruishidani Formation is the lowest part of the rhyolites and consists mainly of rhyolite welded tuffs. The boundary against the Hida Metamorphic Rocks on the west side is in fault. The boundary between the Maruishidani Formation and the other formation is demarcated by faults. The lower part of the Maruishidani Formation consists of sandstone, conglomerate and fine tuff and the upper part of the formation consists of rhyolite welded tuffs. Whole thickness, so far as observed in the field, is about 300 m.

Almost of all the part of the boundary between the Nakanokawa Formation and the other formation on the east and west are demarcated by faults. The formation consists of alternation of rhyolite-rhyodacite welded tuff, tuffaceous sandstone and tuff-breccia. The whole thickness of this formation attains 1,000 m.

The Jadani Formation consists of mainly tuff-breccia and conglomerate containing especially large accidental blocks which measure several ten centimeters to more than three meters in length. These blocks are derived from the basement rock in the area. Thin layer of the welded tuff is intercalated in this formation. The whole thickness is about 300 m.

The Ubagataki Formation is the uppermost part of the Nōhi Rhyolites in the area. The formation is made mainly of rhyolite-rhyodacite welded tuff. The welded tuff in the formation is divided into several facies by the lithologic characters of the tuff. The thickness of this formation is about 400 m.

The fission-track ages were obtained on zircons from the two welded tuffs of the Nakanokawa Formation and the Ubagataki Formation. These zircons are collected from the vitrophyre zone of each formation. The fission-track age of the zircon from the Nakanokawa Formation indicates 85 Ma, and that of the Ubagataki Formation 73 Ma. The age difference between the Nakanokawa Formation and the Ubagataki Formation is about 12 Ma. The Nakanokawa Formation is the lower part and the Ubagataki Formation is the uppermost part of the Nōhi Rhyolites in the area.

Therefore, these values do not contradict geological evidences of time gap between the

* 地質部 ** 京都大学理学部地質鉱物学教室 *** 日本重化学工業(株)地熱事業本部

Nakanokawa Formation and the Ubagataki Formation.

The fission-track ages of 85 and 73 Ma agree well with stratigraphic sequences of other rhyolites of the Inner Side of Southwest Japan.

要 旨

白山北方の濃飛流紋岩類は濃飛流紋岩体の北西縁部に相当する。本地域には手取川に合流する尾添川(蛇谷)と中ノ川の流域に沿って濃飛流紋岩類と太美山層群の流紋岩類が分布する。濃飛流紋岩類は下部から丸石谷層・中ノ川層・蛇谷層及び姥ヶ滝層に区分される。流紋岩一流紋デイサイト溶結凝灰岩を主体とし、非溶結凝灰岩及び碎屑岩層を伴う。全層厚は2,000 m以上に達する。濃飛流紋岩類の上位には、古第三紀を活動の中心時期とする太美山層群の流紋岩類が分布する。

フィッション・トラック年代の測定には試料として最適と思われる中ノ川層と姥ヶ滝層の溶結凝灰岩からそれぞれ1個づつを採取した。測定結果から85 Ma(中ノ川層)と73 Ma(姥ヶ滝層)が得られた。

中ノ川層と姥ヶ滝層の間には、地質学的にもギャップがあり、12 Maの差は不自然ではない。

また、73-85 Maという年代値は他地域の濃飛流紋岩類及び西南日本内帯の諸地域に分布する後期白亜紀火山岩類の年代値や同火山岩類が白亜紀末-古第三紀の花崗岩類に貫らぬかれている地質状況からみても矛盾はないと思われる。

1. ま え が き

白山と、その周辺地域の地質については、古くから多くの調査・研究が行われてきたが、その大部分は手取層群と同層群中に産する化石に関するものである。本地域には珪長質火山岩類が分布することは古くから知られていたが、その詳細については不明の点が多かった。本地域の珪長質火山岩類は中西ほか(1968)が“蛇谷層”と命名して以来、紘野ほか(1970)、竹中ほか(1978)などの研究により次第にその全貌が明らかになってきた。

竹中ほか(1978)は蛇谷(尾添川)流域の酸性火砕岩類について、層序・岩相区分を行い、下位より中宮層、蛇谷層及び三方岩層に区分し、火砕岩類の岩石記載を行うとともに火砕流の流動方向について考察した。

1973年以降、地質調査所によって地熱地域の熱水変質帯の調査が全国的規模で行われ(全国地熱基礎調査)、1975年に白山地域の地熱変質帯の地質調査を実施する機会を与えられた(第1図)。折しも白山スーパー林道(石川県石川郡尾口村と岐阜県大野郡白川村を結ぶ総延長35 km

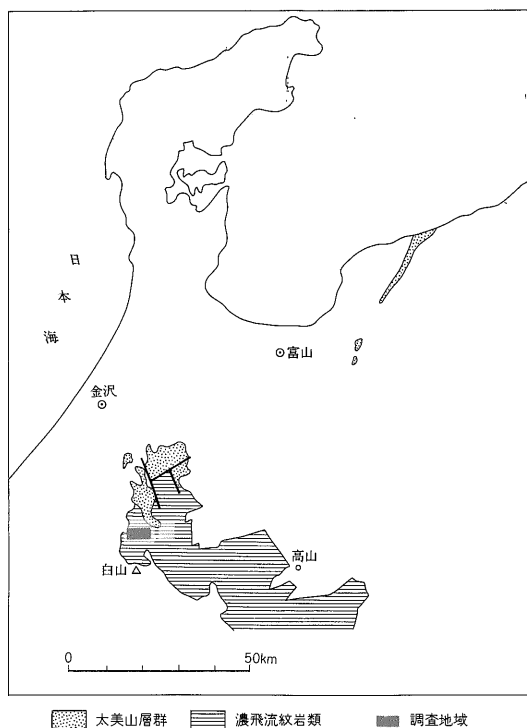
の多目的林道)が全面完成寸前の状況で、濃飛流紋岩類の良好な露出に恵まれ、新鮮な試料を採取することができた。

フィッション・トラック年代測定用の試料としては、白山スーパー林道沿いの露頭から1個と中ノ川沿いの岩間林道沿いの露頭から1個の計2個を採取し、そのそれぞれについてフィッション・トラック年代を測定した。ジルコンによるフィッション・トラック年代の測定は西村進が担当した。本研究を行う過程で角清愛氏からは有益な助言をいただいた。また、服部仁・佐藤博之の両氏にはこの原稿を読んで頂き有益な助言をたまわった。上記の諸氏に御礼申し上げる。

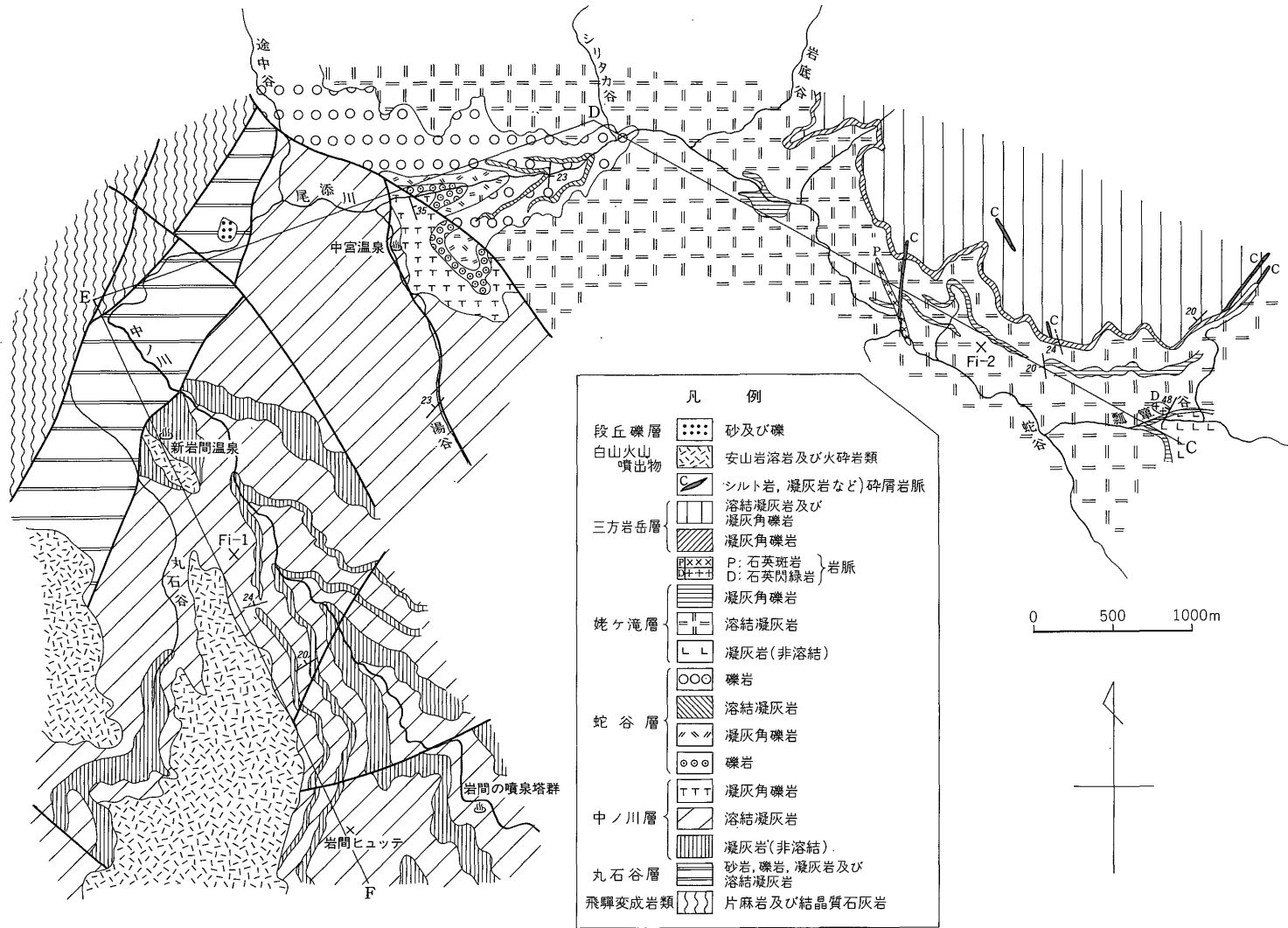
2. 地 質 概 説

本地域は飛騨帯のほぼ中央部に位置し、濃飛流紋岩類の北西縁部と太美山層群の南西縁部とが相接する地域である(第1図)。

本地域は基盤をなす先白亜紀の飛騨変成岩類、後期白

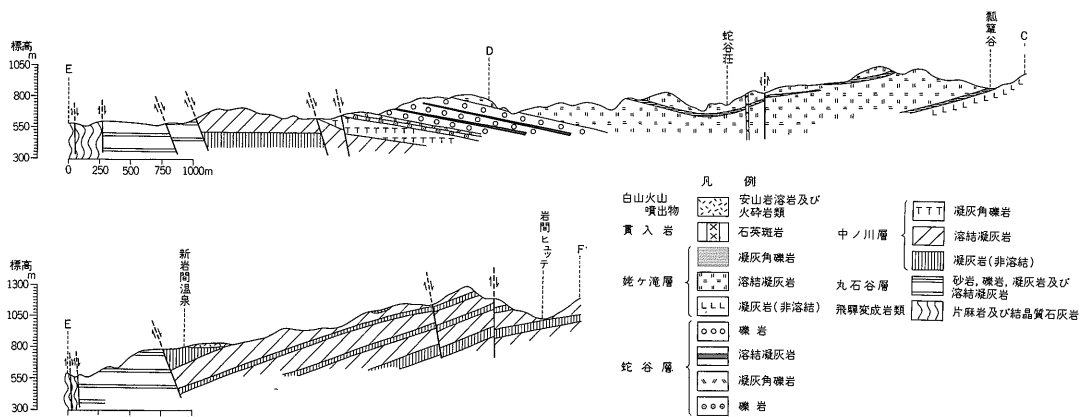


第1図 濃飛流紋岩類北半部と太美山層群の分布略図
広川ほか(1978)による



第2図 中ノ川・尾添川(蛇谷)流域の地質図

Fi-1 (HA 75102203) 及び Fi-2 (HA 75092408) はフィッシュン・トラック年代測定用試料採取地点



第3図 中ノ川・尾添川(蛇谷)流域の地質断面図

亜紀の濃飛流紋岩類(流紋岩一流紋デイサイト火砕岩類),古第三紀の太美山層群に属する流紋岩火砕岩類及び白山火山を噴出源とする安山岩溶岩,同質火砕岩類などから構成される(第2-4図)。これらのうち,濃飛流紋岩類の分布が最も広く,地域の大部分を占める。全体的に西(ないし南西)から東(ないし北東)に向い,より新期の地層が分布する。

飛驒変成岩類は縞状片麻岩を主体とし,結晶質石灰岩を少量伴い本地域北西部に分布する。

濃飛流紋岩類の火砕岩類は主として流紋岩一流紋デイサイトの溶結凝灰岩よりなり,非溶結の凝灰岩や凝灰角礫岩を伴う。本岩類は岩相及びその変化を基準にして丸石谷層・中ノ川層・蛇谷層・姥ヶ滝層に細分され(第1表(Table 1)),それらは更に幾つかのユニットに分けられる。

太美山層群の火砕岩類(三方岩岳層)は,本地域の北東部に分布し,主として流紋岩溶結凝灰岩よりなるが,少量の非溶結の凝灰岩や凝灰角礫岩を伴う。

白山火山噴出物は,本地域南西部の平坦な尾根上に分布し,安山岩溶岩及び同質の火砕岩からなる。

3. 中ノ川・蛇谷地域の流紋岩類の層序と構造

本地域の濃飛流紋岩類は流紋岩一流紋デイサイトの火砕岩堆積物を主体とし,碎屑岩類を伴う。岩相及び層序は下位から丸石谷層・中ノ川層・蛇谷層及び姥ヶ滝層に細分される。

3.1 丸石谷層

本層は蛇谷,中ノ川及び丸石谷の3河川の合流点付近に分布し,飛驒変成岩類,中ノ川層及び蛇谷層と断層で接する。分布地域の西縁で基盤岩類である飛驒変成岩類

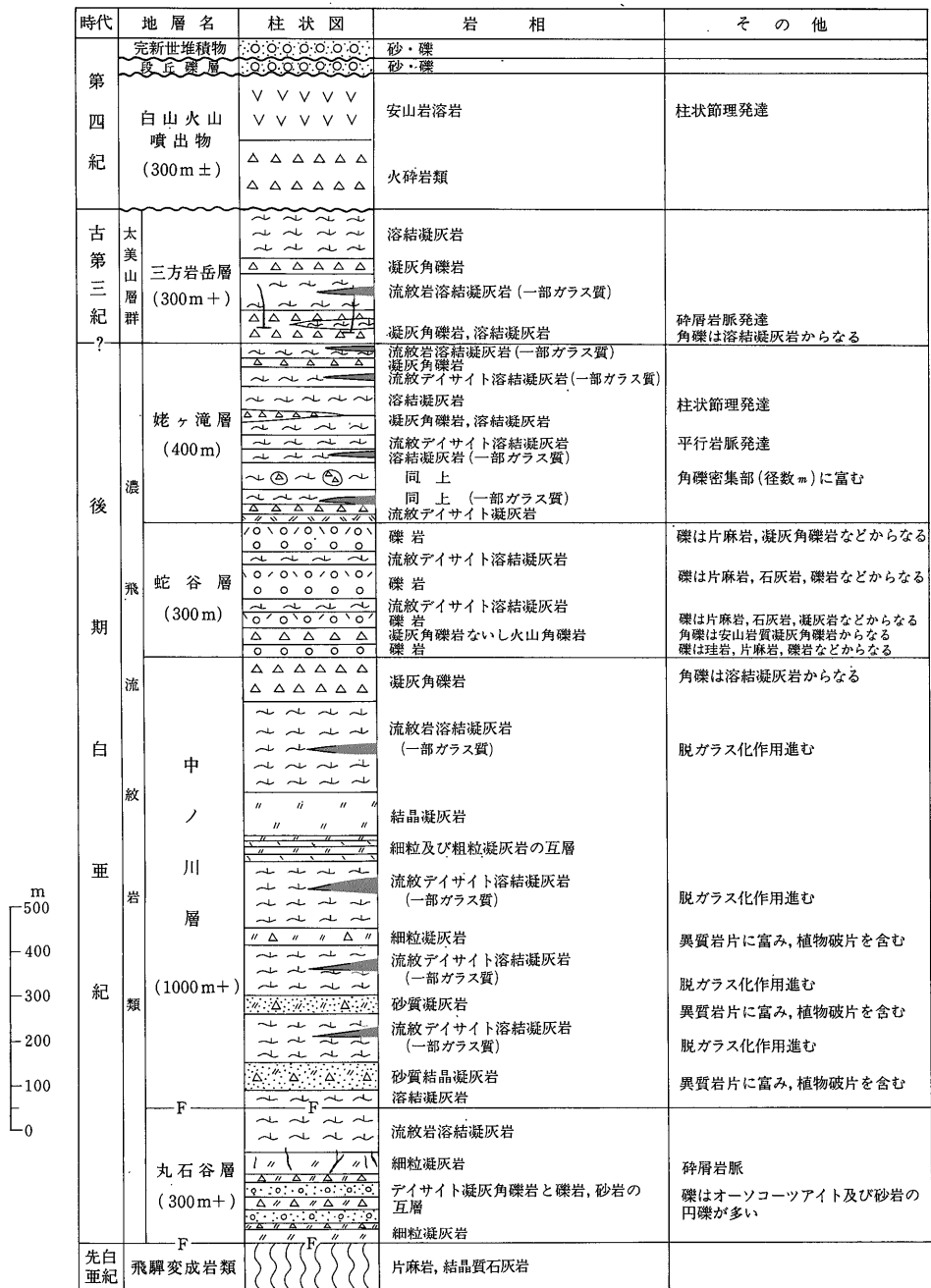
と直接に接すること,本層の下部に砂岩・礫岩などの碎屑層層が発達し,下位に存在すると考えられる手取層群から由来したと考えられるオーソコツァイトの円礫を含むこと,また,溶結凝灰岩の変質の程度が他の溶結凝灰岩層にくらべて著しいことなどの理由により,本地域での流紋岩類の最下部層と考える。現在の露出部分だけでも約300mの厚さを持つ。

下部の碎屑岩からなる部分と上部の溶結凝灰岩からなる部分とに二分される。下部の碎屑岩からなる部分は全体として灰白色を呈し,層厚1m前後の砂岩・礫岩及び凝灰質礫岩の互層からなり少量の細粒凝灰岩を伴う。砂岩は粗粒ないし中粒で,しばしばオーソコツァイトの円礫を含む。礫岩の礫は片麻岩・オーソコツァイト・砂岩及び花崗岩の円礫ないし亜円礫からなり,それらの直径は平均2-5cm,まれに最大30cm程度に達する。礫岩の基質は珪質の砂からなる。この礫岩はしばしば級化構造を示し,粗粒砂岩に漸移することがある。凝灰質砂岩は,暗赤紫色を呈し,チャート・泥岩・頁岩・砂岩及び片麻岩などの礫に富む。礫の大きさは,一般に0.5-1cmであるが,まれに30-40cm大,あるいは不規則な脈状の泥岩を碎屑岩脈として含むことがある。

本層上部の溶結凝灰岩は,淡緑色の流紋岩溶結凝灰岩よりなるが,分布が極めて限られる。この溶結凝灰岩は,直径0.5-1cm大の石英斑晶を多量に含むこと,石質岩片に乏しいこと,本質レンズに富むことなどで特徴づけられる。本質レンズは長径1cm前後でよく扁平化し,暗緑色を呈する。

本層の走向は,ほぼN25-30°Eで,傾斜は30°NWであるが,断層付近では傾斜が垂直なものも認められる。

白山北方の中ノ川・蛇谷流域の濃飛流紋岩類と、そのフィッション・トラック年代 (河田・西村・土井)



第4図 中ノ川・尾添川 (蛇谷) 流域の模式柱状図

3.2 中ノ川層¹⁾

本層は中ノ川, 丸石谷流域並びに中宮温泉付近に広く

分布し, 丸石谷層, 姥ヶ滝層とは断層で接し, 蛇谷層とは本来整合と考えられるが, 現在では一部の地域を除いてほとんど断層で接する。白山火山噴出物には不整合で覆われる。本層は下限が不明であるが, 見掛け上の走向傾斜から見て, 約1,000 mの層厚を有するものと推定さ

1) 竹中ほか (1978) により中宮層とされたものであるが, 模式地とされた中宮付近よりも更に南西方の中ノ川流域に広く分布することから, 中ノ川層と命名した。

第1表 中ノ川・尾添川(蛇谷)流域の濃飛流紋岩類の層序・岩相の概要

Table 1 Schematic succession of the Nōhi Rhyolites along the Nakano River and the Jadani River.

	Name of formation	Lithologic character	Thickness (in m)
Paleogene	Futomi-yama Group	Sampoipayama Formation	Rhyolite welded tuff and tuff-breccia 300+
Late Cretaceous	Nōhi Rhyolites	Ubagataki Formation	Rhyolite-rhyodacite welded tuff (intercalating tuff-breccia) 400
		Jadani Formation	Conglomerate and tuff-breccia (intercalating rhyodacite welded tuff) 300
		Nakanokawa Formation	Rhyolite-rhyodacite welded tuff, tuffaceous sandstone and fine tuff 1,000 +
		Maruishidani Formation	Rhyolite welded tuff, tuff-breccia, conglomerate and sandstone 300+
Pre-Cretaceous	Basements	Hida Metamorphic Rocks	Gneiss and crystalline limestone

れる。

本層は主として淡緑色の流紋岩ないし流紋デイサイト溶結凝灰岩よりなるが、黒色頁岩や水底堆積物と考えられる非溶結凝灰岩を数枚はさむことなどにより、その上下の溶結凝灰岩には若干の堆積間隙が想定される。しかし各溶結凝灰岩層の厚さが後述するように100-200m程度であり、地質図で細分することが困難であるので、上記のような碎屑岩層を伴う数枚の溶結凝灰岩層を中ノ川層として一括した。

溶結凝灰岩は基質の脱ガラス化作用による結晶化が進んでいること、強溶結部が1枚の溶結凝灰岩層の中心部に発達し、その部分がガラス質でビトロファイアゾーンに相当する。

石質岩片に富むこと、本質レンズに富むことなどで特徴づけられる。

1枚の溶結凝灰岩層の厚さは100-200mで、強溶結部の厚さは20-30mである。石質岩片は直径2-3cm、最大25cmで、流紋岩、シルト岩、チャート、粘板岩及び凝灰岩などである。また、炭化した植物破片が含まれることがある。本質レンズは平均長径1-2mm、まれに10mm大で扁平度は良好である。

前述の非溶結凝灰岩は石英及び長石類に富む結晶凝灰岩と細粒緻密な凝灰岩からなり、両者はしばしば互層を示すことがある。凝灰岩中には局部的に巨大なシルト岩(径5×20m)や下位の丸石谷層から由来したと思われる溶結凝灰岩の径数mに達する岩塊を含むことがある。

本層最上部の凝灰角礫岩は、直径10cm前後の溶結凝灰岩の角礫を含む。層状凝灰岩は連続性のよい黒色頁岩を挟むことがあり、黒色頁岩に見られる走向傾斜はN63-73°E、20-24°NWで、比較的安定した同斜構造を示す。

3.3 蛇谷層

中西ほか(1968)及び鮎野ほか(1970)は、本地域全体の流紋岩—流紋デイサイト火砕岩類を一括して“蛇谷層”と命名し、濃飛流紋岩類の一部と考えた。

しかし、本地域には濃飛流紋岩類よりもややおくれで、古第三紀を主要な活動期とする太美山層群の流紋岩類も分布しており、中西ほか(1968)及び鮎野ほか(1970)の用いた“蛇谷層”は混乱を招く恐れがあるので、本文では蛇谷層を再定義して用いる。また、竹中ほか(1978)による“蛇谷層”は本報文中の蛇谷層と姥ヶ滝層が全部含まれ、中ノ川層の一部(中宮温泉東方に分布する凝灰角礫岩)をも含んでいる。

本文で提唱した蛇谷層は中宮温泉よりシリタカ谷にかけての蛇谷沿いに分布し、中ノ川層とは一部が断層で接する。上位の姥ヶ滝層には整合に覆われる。

本層は主に礫岩より構成されるが、凝灰角礫岩及び溶結凝灰岩を挟在する。層厚は約300mである。最下部の礫岩は、直径10-40cm大のチャート、珪質シルト岩、片麻岩、石灰岩及び中ノ川層の溶結凝灰岩などを礫として含む。円磨度は全体として悪く、チャートが円礫である以外は、すべて亜角礫ないし亜円礫である。また、淘汰も極めて悪い。基質は軽石凝灰岩であるが、粘土化作用

の影響を受けている。凝灰角礫岩の礫は直径5 m大、きわめて雑多の色調の安山岩ないしデイサイトの火山角礫岩礫で、基質は淡青緑色の軽石質凝灰岩である。この凝灰角礫岩より上位の礫岩は片麻岩、石灰岩、手取層群中の礫岩及びまれにシルト岩などの直径60 cm大の礫、時に4 m大の亜円礫ないし亜角礫を含む。基質は下部から中部にかけては礫と同質の砂であるが、上部はやや凝灰質となる。一般に基質の量は極めて少ない。礫の円磨度及び淘汰度は非常に悪く、雑然とした堆積状態を示す。これらの礫岩には淡青緑色の流紋デイサイト溶結凝灰岩が2枚挟まれる。この溶結凝灰岩は石質岩片に富み、本質レンズの発達が目立つ。層厚は約20 mである。

本層の一般的走向はN10°Eで、東に約23°傾斜した同斜構造を示す。

3.4 姥ヶ滝層

本層は蛇谷沿い及び白山スーパー林道沿いに広く分布し、中ノ川層とは断層で接し、蛇谷層に整合的に重なる。三方岩岳層との間には構造的な差は認められず恐らく両層の関係は平行不整合と考えられる。層厚は約400 mと考えられる。

本層は主として溶結凝灰岩より構成されるが、第4図に示すように数枚の凝灰角礫岩をはさみ、凝灰角礫岩の上下では溶結凝灰岩の斑晶の粒度、本質レンズの大きさ、形状などに変化が見られる。このような岩相変化で細分した1枚の溶結部層の厚さは、平均40 m、最大60 m程度である。

溶結凝灰岩は淡青色を呈し流紋デイサイトないし流紋岩で、本質レンズに富むこと、外来破片に富むこと、斑晶に乏しいこと、1枚の溶結部層のほぼ中心部が強溶結し、ビトロファイアーゾーンになっていることなどで特徴づけられる。基質及びビトロファイアーゾーンの脱ガラス化作用は、中ノ川層の溶結凝灰岩に比べ、それ程進んでいない。石質岩片として、安山岩、チャート、凝灰岩及び片麻岩などを含み、それらの直径は平均1-3 cm、最大20 cmに達する。本質レンズは緑色ないし暗緑色を呈し、平均1 mm×10 mm、最大2 mm×20 mmに達し、扁平度は良好である。

非溶結の凝灰岩、凝灰角礫岩は4枚認められる。凝灰角礫岩は溶結凝灰岩の角礫と淡緑色のやや砂質の凝灰質基質により構成される。角礫は一般に2-20 cm大であるが、まれに1 mを越えるものがある。

蛇谷層の西方に向斜軸の存在が予想され、東翼では姥ヶ滝層の走向はほぼN-S性、又はNE-SWを示し、西に約20°傾斜する。

また、本層中には石英斑岩ないし花崗斑岩及び石英閃

緑岩の岩脈が貫入しており、それらの貫入方向はN20-40°Wである。

3.5 三方岩岳層²⁾

本層は調査地域北東部に広く分布し、下位の姥ヶ滝層を平行不整合に覆う。本層は上限が確認されていないが、少なくとも300 m以上の層厚を持つと推定される。

本層は流紋岩溶結凝灰岩と同質の凝灰角礫岩との互層である。本層は多数の碎屑岩脈により貫かれており、これは下位層と比較した場合の本層の顕著な特徴である。碎屑岩脈は砂岩、シルト岩、頁岩及び凝灰岩などからなる。

本層中の溶結凝灰岩は灰白色を呈し、姥ヶ滝層のものに比べ圧密の程度が弱く多孔質である。強溶結部では黒曜石のレンズが目立つに発達するが、全体的には発泡のよい軽石片が本来の組織を保持したまま残っている。1枚の溶結凝灰岩の中心部は強溶結し、部分的にビトロファイアーゾーンが発達することがある。石質岩片として、溶結凝灰岩、黒色頁岩及び珪質凝灰岩を含むが、その含有量は場所により異なり、均一ではない。

凝灰角礫岩は主として流紋岩溶結凝灰岩の角礫と、軽石混じり凝灰質砂の基質とから構成される。

本層は緩く西に傾いた同斜構造を示す。

本層中の溶結凝灰岩は前述したように下位の姥ヶ滝層中の溶結凝灰岩に比べて圧密の程度が弱く多孔質である。このような特徴は太美山山地における太美山層群中の火砕流堆積物に類似している。したがって、三方岩岳層は濃飛流紋岩類から除き太美山層群に含める。

4. 溶結凝灰岩のフィッシュン・トラック年代

4.1 フィッシュン・トラック測年用試料

採取地点は第2図に示した。

試料 Fi-1 (HA75102203) は、新岩間温泉より約1 km 南南東の岩間林道において中ノ川層の形成年代を推定することを目的として、中ノ川層中の溶結凝灰岩のビトロファイアーゾーンより採取した。

Fi-2 (HA75092408) は、姥ヶ滝層の形成年代を推定し、更に本層の層位上の対比を明らかにする目的で、蛇谷沿いの白山スーパー林道の標高1,000 m地点の姥ヶ滝層の溶結凝灰岩のビトロファイアーゾーンより採取した。

4.2 フィッシュン・トラック測年方法とその年代

従来の手法では結晶粒を写真・スケッチで識別し、自発核分裂と誘導核分裂の飛跡密度を同一結晶面で求め、計数誤差を下げるため、それらの総和とその密度、 ρ_s, ρ_t

2) 竹中ほか(1978)による三方岩層に相当する。

をもとに年代を求めていたが、地域によっては多くの年代のものが混入していることが分かった(西村, 1977, 1979a, b). そこで火山灰、凝灰岩のフィッシュン・トラック年代は再検討すべきことが分かってきたので、従来の手法を改め、下記の方法により測定を行った。

4.3 鉱物処理と測定方法

4.3.1 鉱物分離

水選・重液選及び磁選の後に手選によりジルコンを選出する。

4.3.2 エッチング

ステンレス耐圧容器で保護したテフロン容器中にジルコンを入れ、(1:1) ぶつ化水素酸(48%) + 濃硫酸をテフロン容器の1/4容量加え、180-190°Cで4-7時間エッチングする(西村, 1975)。

4.3.3 自発核分裂片の観測

エッチングした鉱物粒をその飛跡密度が適当で平均したものを選び、写真・スケッチで特徴をつかみ、計数して、自発核分裂飛跡密度、 $\rho_s(\text{cm}^{-2})$ を求める。

4.3.4 熱中性子照射

京都大学原子炉気送管もしくは熱中性子照射孔の黒鉛設備で熱中性子照射を行う。この際、中性子束モニターとしては天然ウランをアルミ板に電着したもので、 α エネルギー分析によりそのウラン密度を求める。次にトラック法により平均に電着しているものを選び白雲母を重ねて、同じカプセル中に入れて、トラックを計数して求める。

4.3.5 エッチング

前述のエッチングの方法を再び行う。

4.3.6 誘導核分裂片の観測

顕微鏡下で、写真・スケッチでもとの ρ_s を読んだ結晶粒を同定し、計数して自発核分裂飛跡密度及び誘導核分裂飛跡密度の和、 $(\rho_s + \rho_i)(\text{cm}^{-2})$ を求める。

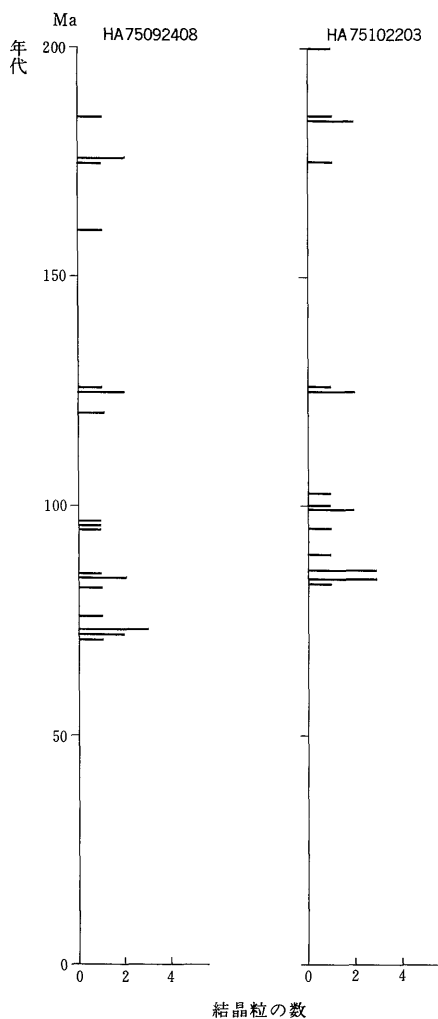
4.3.7 年代の計算

各粒子ごとに年代を求めヒストグラムを作り、古い時代の混入された粒子の有無などの検討を行い、一つの年代集団を決め、統計にたえるならば、その計算を行う。

自発核分裂の壊変定数は FLEISCHER *et al.* (1975) によって再検討された ROBERTS *et al.* (1968) の値 $(7.03 \pm 0.11) \times 10^{-17}(\text{y}^{-1})$ を用いると、フィッシュン・トラック年代、T年、は 10^9 年より若い場合は、 $T = 5.96 \times 10^{-8} \phi \rho_s / \rho_i$ で求められる。

試料: Fi-1 (HA75102203) は中ノ川層中の溶結凝灰岩で Fi-2 (HA75092408) は姥ヶ滝層の溶結凝灰岩である。

4.4 測定結果



第5図 頻度分布図

粒子ごとの年代を頻度分布図(第5図)に示すとその最も若い一群が見つかった。それらを選択すれば第2表に示すような年代が最も適当であろうと考えられる。すなわち、(HA75102203)はGrain by grain法であるが、全体の計数を合計して求めた場合は 85 ± 10 Ma、結晶粒ごとの年代の平均は 85 ± 2 Maである。(HA75092408)は前者 75 ± 9 Ma、後者は 73 ± 2 Maである。

5. まとめ

現在までに濃飛流紋岩類について公表された年代測定値は少ない。SEKI (1978) は濃飛流紋岩類の岩体南部(赤河地域)において、濃飛流紋岩類の初期の噴出活動(ステージI)に属する溶結凝灰岩の同位体年代値を測定し、 105 ± 8 Maを報告している。また、OKAMOTO *et al.*

第2表 ジルコンのフィッション・トラック年代測定結果

試料 No.: HA75102203 中ノ川層の溶結凝灰岩 使用鉱物: ジルコン							フィッション・トラック年代 T (Ma)
粒子 No.	自発核分裂トラック		誘導核分裂トラック		熱中性子線量 ϕ (cm ⁻²) × 10 ¹⁵	T (Ma)	
	n	ρ_s (cm ⁻²)	n	ρ_i (cm ⁻²)			
1	72	2.4 × 10 ⁶	54	1.8 × 10 ⁶	1.05 ± 0.03	83	
2	99	3.3	72	2.4		86	
3	130	2.7	99	2.0		84	
4	102	5.1	72	3.6		89	
5	61	2.0	45	1.5		84	
6	62	3.1	46	2.3		84	
7	96	4.8	70	3.5		86	
8	78	2.6	57	1.9		86	
total	700	mean 3.0 × 10 ⁶	total 515	mean 2.2 × 10 ⁶		85 ± 2	
85 ± 10 (Ma)							
試料 No.: HA75092408 姥ヶ滝層の溶結凝灰岩 使用鉱物: ジルコン							フィッション・トラック年代 T (Ma)
粒子 No.	自発核分裂トラック		誘導核分裂トラック		熱中性子線量 ϕ (cm ⁻²) × 10 ¹⁵	T (Ma)	
	n	ρ_s (cm ⁻²)	n	ρ_i (cm ⁻²)			
1	92	4.6 × 10 ⁶	76	3.8 × 10 ⁶	1.05 ± 0.03	76	
2	66	2.2	57	1.9		72	
3	112	2.9	98	2.5		73	
4	126	4.2	111	3.7		71	
5	63	2.1	54	1.8		73	
6	108	2.7	92	2.3		73	
7	74	3.7	64	3.2		72	
total	641	mean 3.1 × 10 ⁶	total 552	2.6 × 10 ⁶		73 ± 2	
75 ± 9 (Ma)							

(1975) は同じく濃飛流紋岩類中の中期 (ステージ II) の噴出活動に属する溶結凝灰岩について、75 Ma の同位体年代値を報告している。両者の間には約30 Ma のギャップがあるが、こ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。本地域東方の5万分の1「白川村」図幅内の森茂峠北西では、濃飛流紋岩類の溶結凝灰岩が白川花崗岩に貫かれている。この白川花崗岩中の黒雲母の K-Ar 年代は、柴田ほか (1971) により 58 ± 4 Ma と報告されている。また、直接に濃飛流紋岩類の岩石年代を示すものではないが、高山市北西部の清見村二本木 (5万分の1「三日町」図幅) では、ステージ Ib の流紋岩質凝灰岩中からヘトナイ世を示す植物化石が発見されている (河田ほか, 1976)。

濃飛流紋岩類 (溶結凝灰岩) 中のジルコンによるフィ

ッション・トラック年代の測定は初めての試みである。しかも、従来、全く年代値の知られていない濃飛流紋岩類の北縁部であり、濃飛流紋岩類中でも珍しくガラスの保存のよいビトロファイアゾーンが露出する地域であり、試料採取には最適な条件を備えている。

本地域に分布する中ノ川層は濃飛流紋岩類中において、どのステージに属するか明らかではない。濃飛流紋岩類の岩体北部については、濃飛流紋岩団体研究グループ (1979) により、御母衣湖とその東方地域にかけて流紋岩類の層序・岩相区分が行われている。

流紋岩類はステージ I 及び II に区分され、ステージ I は更に上下により、それぞれ a 及び b に細分されている。御母衣湖東方地域において、最下部層と考えられるステージ I a 中には、溶結凝灰岩に伴って碎屑層層が発

達する。このような岩相上の特徴は中ノ川層がステージ Ia 相当層に対比される可能性を含んでいる。一方、ステージ II は主として流紋岩—流紋デイサイト質溶結凝灰岩を主体としており、姥ヶ滝層の岩相上の特徴とも共通性があり、大きな矛盾はないと考えられる。

中ノ川層の溶結凝灰岩の平均年代値が 85 ± 2 Ma を示し、姥ヶ滝溶結凝灰岩のそれは 73 ± 2 Ma を示している。両者の間には、約 12Ma の差がある。

既に述べたように、両者の間には約 400 m の厚さを持つ蛇谷層が挟まれており、明瞭な地質学的ギャップが存在する。しかし、蛇谷層が堆積するのに約 12 Ma を必要としたかどうかと言う点については、本層の堆積機構の詳細な解明を待たねばならない。

目下のところ、濃飛流紋岩類北縁部において、下部層が 85 ± 2 Ma、上部層が 73 ± 2 Ma という年代値は、不自然ではないように思われる。今後の地質学的検討により、火砕流堆積物の堆積機構の詳細な解明を行うとともに、更に測定試料を増して本地域のみならず他地域の濃飛流紋岩類との地質学的対比を含めて検討することが今後の重要な課題である。

文 献

- FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B. and WALKER, R. M. (1975) *Nuclear tracks in solids*. Univ. California Press, Berkeley, 605 p.
- 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。
- 鮎野義夫・山崎正男・中西信弘・松尾秀邦・大村一夫 (1970) 白山地域の地質。「白山の自然」, 石川県, p. 1-49.
- 河田清雄・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, p. 603-605.
- 中西信弘・宮島吉雄・山崎正男 (1968) 白山北方手取川中流域の地質, とくに白山—鶴木断層について(演旨)。地質雑, vol. 74, p. 114.
- 西村 進 (1975) テフロクロノロジーへのフィッシュン・トラック法の適用, 九十九地学, 10, p. 1-8.
- (1977) フィッシュン・トラック年代決定法の問題点, 九十九地学, 12, p. 1-10.
- (1979a) 中期更新統にフィッシュン・トラック法を年代測定に用いるときに生じる問題点について, 日本第四紀学会講演要旨集 9, 1979年度シンポジウム, p. 61-62.
- (1979b) 新第三系の放射年代に関する最近の情報—フィッシュン・トラック法—「新第三系の生層序・年代層序研究の最近の進歩」研究連絡誌 1, p. 8-10.
- 濃飛流紋岩団体研究グループ (1979) 飛騨古川—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.
- OKAMOTO, K., HONDA, 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.*, vol. 9, p. 201-210.
- ROBERTS, J. M., GOLD, R. and ARMANI, R. J. (1968) Spontaneous-fission decay constant of U^{238} . *Phys. Rev.*, vol. 174, p. 1482-1484.
- 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 賢・佐々木政治・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.
- 竹中修平・東野外志男・山崎正男 (1978) 白山北方蛇谷地域の酸性火砕岩類について。石川県白山自然保護センター研究報告, p. 1-18.

(受付: 1982年1月18日; 受理: 1982年3月2日)