

# 岐阜県国見山東方地域の大雨見山層群について

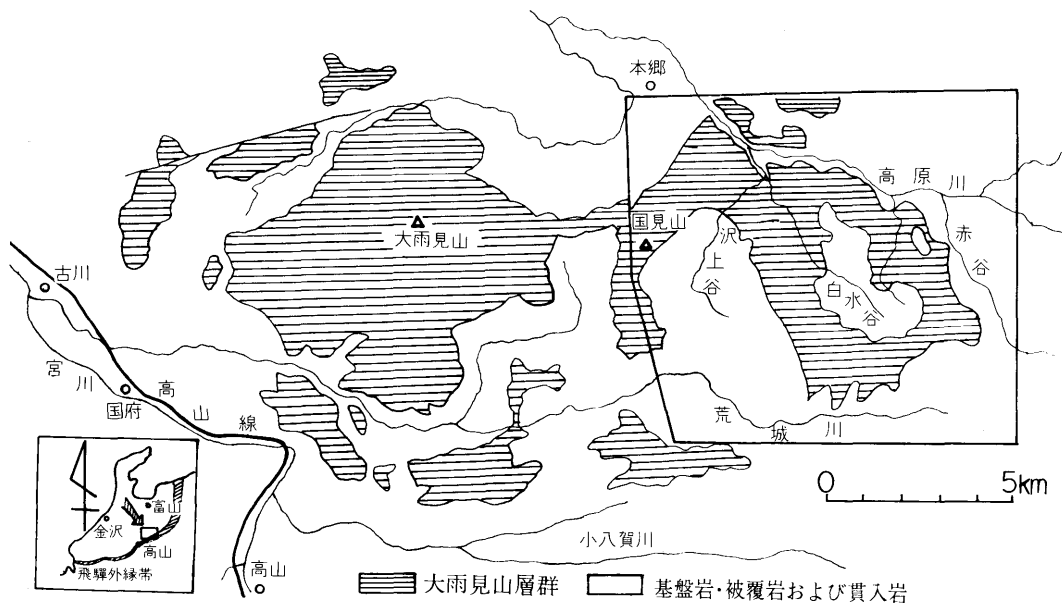
—飛驒外縁帯における白亜紀末期のBimodal Volcanism—

笠原 芳雄

## 1. はじめに

大雨見山層群は、高山市の北方から、吉城郡国府町東部、上宝村南部、大野郡丹生川村北部にかけての約100km<sup>2</sup>の地域に広く分布する白亜紀末期の酸性火山岩類を主とする岩層である(第1図)。筆者はさきに本層群の西部地域について調査した結果をまとめた(笠原, 1979)。その後東部地域についてひき続き調査範囲を拡大して行ったところ、荒城川上流域であらたに玄武岩を伴う塩基性安山岩類が本層群の上部を占めて分布することを発見した。本論ではこれらを含めて1979年末までに判明した大雨見山層群東部地域の地質について、主として火山層序の面から概報する。

〔謝辞〕この研究を進めるに当たり地質調査所山田直利氏からは原稿の査読をはじめ懇切な御指導をいただいた。名古屋大学の石岡孝吉教授には薄片の検鏡に関して御指導いただいた。小井土由光、原山智、鹿野勤次氏ら濃飛流紋岩団体研究グループの方々からは野外調査や室内研究に関して御教示や御協力を得ることができた。また野外調査に際しては高山営林署町方担当区、神岡営林署本郷担当区、同長倉担当区の主任の方々にお世話いただいた。以上の皆様に心から厚くお礼申し上げます。



第1図 大雨見山層群の分布概略図

## 2. 研究史

本地域の全般的地質に関してはすでに野田・佐藤（1920）によって記載された。ここでは高原川流域の孛生茂で“石英斑岩”が流状構造を呈すること、また長倉付近では斑状を呈し、“花崗岩質”になるとした。

第二次大戦後、礮見・野沢（1956）は船津図幅において本地域の地質をまとめ、大雨見山火山岩類として一括したなかに“石英斑岩”の溶岩、細粒閃緑岩質岩石、文象半花崗岩質岩石、半花崗岩質岩石などを記載し、特に赤谷や大久保では“球状石英斑岩”が局部的に発達することをあげた。

前田（1958）は飛驒山地の手取層群の研究に関して、孛生茂谷・赤谷地域で基盤の古生層と断層で接する手取層群を“第三紀”の凝灰角礫岩がおおっているとした。

河合（1961）は飛驒高原東部の後期中生代地殻変動を論じ、中生代の火砕岩類を面谷流紋岩と呼んで、流紋岩質火山碎屑岩類を主体とし、流紋岩の溶岩流や流紋岩質物質にとむ水成岩を伴うとした。上宝村本郷南方ではこれらの岩層に対して基盤の古生層が衝上断層で接するとみなした。

筆者は礮見・野沢（1956）によって大雨見山火山岩類と呼ばれた酸性火山岩体について、1971年以降、火山層序の面から調査をすすめ、本地域を含み西に隣接するこれらの岩層を、主として火砕流堆積物よりなる大雨見山層群とこれらを貫く五味原文象斑岩に区分し、大雨見山層群は白亜紀末期の火山活動によって生成したものであることを明らかにした（笠原，1979）。

## 3. 地質の概要

調査地域の地質図と地質断面図を第2図に示した。本地域には大雨見山層群の基盤岩として古生層と船津花崗岩類および手取層群が分布し、またこれらをおおって高原火山岩類と段丘砂礫層がある。以下に本地域の地質の概略を下位より記述する。

### (1) 古生層（荒城川層）（礮見・野沢，1959）

丹生川村折敷地付近、荒城川上流木地屋付近、上宝村本郷南方地域、そして一部は白水谷上流や赤谷上流域にも分布する。塩基性火山岩や凝灰岩を主とし、一部に頁岩・砂岩層をはさむ。また本郷南方地域では石灰岩レンズもみられる。一般走向はN60°Eで北へ50~70°傾斜している。

本地域では西隣地域におけるように千枚岩化、緑色片岩化している部分は赤谷の一部を除いてはほとんどみられない。荒城川上流では本層の一部が斑岩岩脈に貫かれている。本層はサンゴ・腕足類その他の化石により上部石炭系とされている。

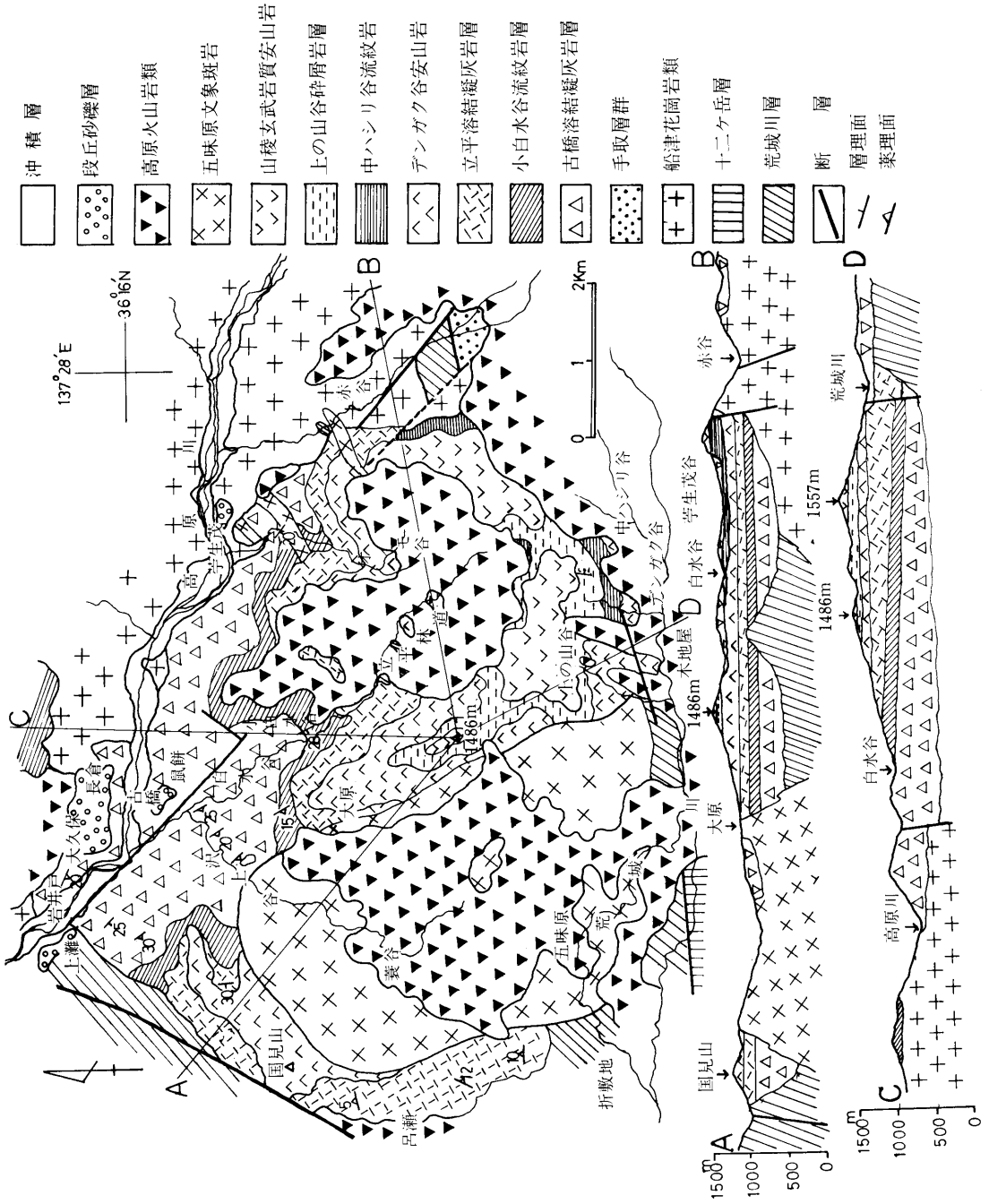
### (2) 古生層（十二ヶ岳層）（礮見・野沢，1956）

丹生川村十二ヶ岳の周辺だけに分布する。砂岩頁岩互層で、一部にチャート、塩基性凝灰岩、石灰岩レンズなどをはさむ。一般走向はN70°Eで南へ70~80°傾斜する。本層は丹生川村横尾東方で幅30m以上におよぶ破碎帯を伴う断層をもって荒城川層と接する。本層の時代はフズリナ化石によって上部ペルム系とされている。

### (3) 船津花崗岩類

本地域では高原川本流沿いやその支流の赤谷流域に大雨見山層群の基盤岩として広く分布する。主として中粒ないし細粒のトータル岩と花崗閃緑岩からなり、前者が下之本型、後者が船津型とさ

(注) 白水谷上流に露出する基盤岩類は船津図幅では中部石炭系の森部層とされている（礮見・野沢，1956）が、この部分に露出するのは安山岩溶岩であり、森部層とは異なっている。筆者は荒城川層とみなした。しかし周囲を高原火山岩類におおわれて露出面積が小さく、詳細については今後の検討を要する。



第2図 国見山東方地域の地質図、地質断面図

れる岩相に相当する。孛生茂東方では船津型に属する斑状花崗閃緑岩やアダメロ岩が認められる。なお、赤谷上流ではトータル岩を貫く幅5～10cmの方解石脈が顕著に発達する。

#### (4) 手取層群

本地域内に分布する手取層群は高原川支流の赤谷奥にわずかに認められる。礫岩、砂岩、黒色頁岩が転石として観察されるが、古生層と断層で接し（前田，1961），高原火山岩類におおわれている。

#### (5) 大雨見山層群（笠原，1979）

本地域の西隣域についてまとめたように、大雨見山層群は白亜紀末期に噴出した酸性火砕岩や火山岩類を主とし、一部に水底堆積層をはさむ岩層である。本地域では流紋岩質の溶結凝灰岩と溶岩の主とする下部層と、安山岩質溶岩・火砕岩と流紋岩質火砕岩・溶岩を主とし、水底堆積層をはさむ上部層からなる。上部層に塩基性安山岩の存在することが西隣域の大雨見山層群にはみられない特徴である。これらの層序区分・岩相記載などについては、次章で述べる。

#### (6) 五味原文象斑岩（笠原，1979）

本岩体の主部は丹生川村五味原付近から荒城川支流の上の山谷付近までと、高原川流域では沢上谷中・上流から大原南方地域へかけて露出し、全体としてNNW～SSE方向にのびた岩体（6km×3.5km）をなす。孛生茂谷・赤谷流域にも幅数100mで、NE～SW方向の岩脈をなして数本分布し、いずれも大雨見山層群を貫いている。全体として優白質細粒で、わずかに黒雲母と角閃石を含む。本岩体の周辺部で大雨見山層群はホルンフェルス化し、国見山南方地域では黒雲母を生じているほか、凝灰岩中には緑簾石を多量に生じている部分がある。また本岩体の周辺部には同質の小枝状岩脈を伴い、特に白水谷地域では随所で大雨見山層群を貫いている。

#### (7) 高原火山岩類（磯見・野沢，1956）

本地域の全域にわたって広く下位の岩層をおおって分布する第4紀の火砕岩類である。本地域では上下2層の火砕流堆積物よりなる。荒城川流域と上宝村<sup>あの上</sup>麓谷・大原地域へかけての地域、白水谷上流や孛生茂谷上流域、その他長倉北方などに広く分布する。これらの地域では上部層の黒色本質レンズを多く含む黒雲母デイサイト質の溶結凝灰岩層が大部分を占めている。一方下部層をなす複輝石デイサイト質溶結凝灰岩は本地域の西部と南部に点々と分布している。これらの火砕岩は各所で下位の岩層とアバットするのが認められる。また、本岩類の最上位面は海拔1,500～1,200mの西方へゆるやかに下る平坦面をなしてよく残されている。これらのことから本火砕流は噴出当時、すでに相当起伏の大きかった山地の谷を埋めて西方へ流下したことが明瞭である。

#### (8) 段丘砂礫層

本地域では高原川流域に淘汰不良の円礫を主とする砂礫層が分布する。西から上灘<sup>かたがは</sup>、長倉<sup>ながくら</sup>、鼠餅<sup>ねずもち</sup>、孛生茂などで現河床面との比高50m以上の段丘を構成している。本層は上流域の焼岳などに由来する安山岩溶岩の巨礫を多く含み、また同質の砂層がめだつ部分も多く、厚さ10m以上である。

### 4. 大雨見山層群の層序と岩相

調査地域内に分布する大雨見山層群について記載する。第1表に層序区分と各層の特徴をまとめた。次に下位より順に述べる。

#### A. 白水谷累層（新称）

高原川支流の白水谷を模式地として高原川流域に広く分布する流紋岩質火砕岩や溶岩などを一括して白水谷累層と称する。下位から古橋溶結凝灰岩層、小白水谷流紋岩、立平<sup>たてひら</sup>溶結凝灰岩層と重なる

り、全層厚は600m以上である。

(1) 古橋溶結凝灰岩層

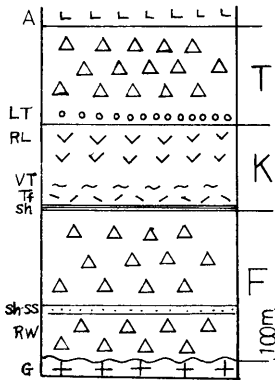
本層は白水谷下流の古橋周辺を模式地として、高原川北岸の岩井戸から長倉まで、更に上灘から

第1表 大雨見山層群（東部地域）の層序区分と岩相一覧表

	層序区分	最大層厚 (m)	岩質	斑晶量 (Vol%)	斑晶粒度	斑晶容量比	本質レンズ (量と大きさ)	石質岩片 (量)	
木地屋累層	山稜玄武岩質安山岩	150	An		細粒	Pl>Cpx>>Qz	—	—	
	上の山谷砕屑岩層	80	Rh	凝灰質礫岩・凝灰質砂岩・頁岩・結晶凝灰岩					
	中ハシリ谷流紋岩	50	Rh		細粒	Qz>Kf	—	—	
	デンガク谷安山岩	100	An		細粒	Pl>>Cpx>>Qz	—	—	
白水谷累層	立平溶結凝灰岩層	200	Rh	25-30	中粒	Qz>Kf>Pl>>Bi	多・少	少	
	小白水谷流紋岩層	150	Rh	流紋岩溶岩・火山礫凝灰岩・ガラス質溶結凝灰岩					
	古橋溶結凝灰岩層	300+	Rh	20-35	中粒	Kf>Qz>Pl>>Bi	部分的多・大	少	

An: 安山岩質, Rh: 流紋岩質, Qz: 石英, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Bi: 黒雲母, Cpx: 単斜輝石

苧生茂へかけての高原川南岸一帯に広く分布する。全体として淡緑青色の溶結凝灰岩からなるが、上灘から古橋の西（沢上谷下流域）までの林道沿いには頁岩・礫岩・凝灰質砂岩の薄層（厚さ4～5m）をはさむ。溶結凝灰岩の石英斑晶は2～3mmのものが多く、カリ長石は白色で3～5mm、斜長石は普通2mm位である。よく扁平化した本質レンズは一般に長径2～5cmで、最大15cmに達する。本質レンズは基質に比べて黒色で、多く含まれる部分とあまりめだたない部分とがある。石質岩片は少量で、古生層起源とみられる頁岩・凝灰岩からなり、径数mm程度のものが多く、花崗岩質のものはほとんどみられない。基質は大部分脱ガラス化して珪長質鉱物の微晶質組織を呈するが、溶結構造は残っている。なお斑晶鉱物には苦鉄質鉱物が少なく、わずかに黒雲母片が残っているほかは緑泥石化している。またカリ長石には一部に微斜長石片も認められる。現在までに判明した限りでは、本地域における大雨見山層群の最下部をなす岩層である。本層は岩井戸西部と苧生茂付近で船津花崗岩類に、上灘南方では荒城川層にアバットしている。



第3図 白水谷における白水谷累層の模式柱状図

F: 古橋溶結凝灰岩層, K: 小白水谷流紋岩層, T: 立平溶結凝灰岩層, A: 安山岩溶岩, LT: 火山礫凝灰岩, RL: 流紋岩溶岩, sh: 頁岩, ss: 砂岩, RW: 流紋岩質溶結凝灰岩, G: 船津花崗岩, VT: ガラス質溶結凝灰岩, Tf: 流紋岩質凝灰岩。

(2) 小白水谷流紋岩層

本層は白水谷右岸の支流の小白水谷を模式地として、苧生茂谷・赤谷地域へかけて広く分布する。しかし模式地より西側では次第に薄くなっている。白水谷流域では古橋溶結凝灰岩層の上に、頁岩をはさむ火山礫凝灰岩（厚さ20m）、石英斑晶に富む非溶結の凝灰岩（30m）、明瞭なしま状構造を呈するガラス質溶結凝灰岩（10m）、紫灰色の流紋岩溶岩（60m）、更に径2～3cm、最大5cmに達する球顆を多量に含む雑色の流紋岩溶岩（50m）がかさなり、これらを立平溶結凝灰岩層がおおっている。本層中の流紋岩溶岩は全般に上下の岩層より硬く、白水谷の大滝をはじめ随所

で造瀑層をなしている。なお芋生茂谷では本層が文象斑岩脈に貫かれている。また上灘東方では凝灰岩層のなかに流紋岩質自破碎溶岩がみられ、これも本層の一部に相当するものと考えられる。

(3) 立平溶結凝灰岩層

白水谷上流の立平林道沿いの露頭を模式地とし、白水谷左岸地域のほか国見山北東地域や赤谷左岸地域にも分布する。一般に淡青灰色を呈し、しばしば斑晶の淡紅色カリ長石がめだつ流紋岩質溶結凝灰岩層である。下位の小白水谷流紋岩層をおおう火山礫凝灰岩層(10m)を基底にして溶結凝灰岩層(180m)が重なる。溶結凝灰岩の斑晶鉱物は石英が最大5mm以下、汚れの多いカリ長石は長径2~3mm、斜長石はめだたない。苦鉄質鉱物として黒雲母片のほか緑泥石化したものが含まれる。本質レンズは黒色小型で、長径数mmのものが多く含まれている。石質岩片は径数mmの古生層起源とみられる岩片がわずかに認められるにすぎない。基質は全般に脱ガラス化して微細な珪長質鉱物を生じ、また五味原文象斑岩に接する付近ではホルンフェルス化し、緑簾石を多量に生じている。

B. 木地屋累層 (新称) (注)

本累層は荒城川上流右岸地域の折敷地林道の北側を模式地とし、国見山周辺、上宝村大原東方山陵、白水谷上流域、赤谷西方山稜などに点々と露出する岩層である。下位の白水谷累層をおおってデンガク谷安山岩、タガタ谷流紋岩、上の山谷碎屑岩層、山稜玄武岩質安山岩の順に重なり、全層厚は400m以上に達する。

(1) デンガク谷安山岩

荒城川上流の支谷デンガク谷を模式地として、国見山付近、大原東方山稜などに分布する。淡青緑色緻密な溶岩で、一見基盤の荒城川層を構成する苦鉄質凝灰岩に似ているが、よく比較すれば明確に肉眼で識別できる。鏡下では斜長石と単斜輝石の小斑晶が細粒の石基(斑晶と同じ鉱物組合せ)中に点在し、デンガク谷付近のものは五味原文象斑岩の貫入によるものとみられる緑簾石や石英脈を生じている。なお、白水谷上流の西側斜面では本層に属する安山岩が立平溶結凝灰岩層をおおっているが、ホルンフェルス化のため細粒の黒雲母や鉄鉱物を生じている。そしてこの上方には比較的新鮮な角閃石安山岩が重なっている。

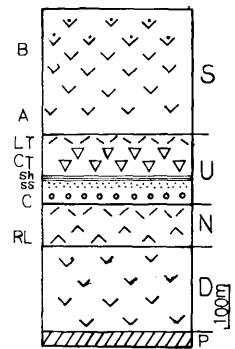
(2) 中ハシリ谷流紋岩

本層は荒城川上流の中ハシリ谷の支谷を模式地とし、流紋岩溶岩を主とする岩層である。ここでは下位より流理構造の顕著な黄緑色の流紋岩溶岩、同質火山礫凝灰岩が重なっている。また北方の立平林道支線奥や赤谷西側斜面などにも径0.5~1cm、ときに3cmに達する球顆を多量に生じた黄白色、赤褐色などの多彩な外観を呈する溶岩が認められるが、露出は断片的である。本層は大原東方山稜域など西半部には分布せず、活動範囲は中・東部に限定されたものと思われる。

流紋岩溶岩は少量の斜長石斑晶がガラス質石基の間に点在するもの、石英の小結晶が脱ガラス化によって成長しているもの、融食された石英が微晶質石基の間に点在している。

(3) 上の山谷碎屑岩層

荒城川上流域の上の山谷周辺、その東の林道沿い、五味原林道奥の稜



第4図 荒城川上流域における木地屋累層の模式柱状図

D: デンガク谷安山岩, N: 中ハシリ谷流紋岩, U: 上の山谷碎屑岩層, S: 山稜玄武岩質安山岩, P: 荒城川層(凝灰岩), A: 安山岩溶岩, RL: 流紋岩溶岩, CT: 流紋岩質結晶凝灰岩, LT: 火山礫凝灰岩, B: 玄武岩, sh: 凝灰質頁岩, ss: 凝灰質砂岩, C: 礫岩。

(注) 木地屋はかつて荒城川流域で最も上流に存在した集落であったが新しい5万分の1地形図上からは抹消された地名である。

線付近などに分布する。下位から礫岩・凝灰質砂岩・黒色硅質頁岩・流紋岩質結晶凝灰岩、流紋岩質火山礫凝灰岩の順に重なり、層厚80mである。礫岩は流紋岩質凝灰岩の礫を主とする。また結晶凝灰岩は非溶結であるが著しく堅硬である。本層はほとんど水平でわずかに東へ傾く。なお赤谷地域など東部には分布せず、滞水域は本地域の中部以西に生じていたものと思われる。

#### (4) 山稜玄武岩質安山岩

本岩層は荒城川流域と高原川流域の分水界をなす海拔1,500~1,600mの山稜域に分布する。緑青色または一部黒褐色の緻密な溶岩で、自破碎溶岩を伴っている。下位から安山岩質火山礫凝灰岩、輝石安山岩、玄武岩質安山岩と重なり、木地屋北方や赤谷西側山稜では玄武岩がこれらをおおって最上部を占める。本層の厚さは150m以上で、下位の上の山谷碎屑岩層に整合に重なる。

輝石安山岩は斜長石と単斜輝石を斑晶として、石基は拍子木状の斜長石と単斜輝石のほか鉄鉱物を含む。色指数は28である。玄武岩質安山岩は多量の単斜輝石と斜長石を斑晶とし、石基は斜長石と単斜輝石よりなり、全体として間粒組織に近い。この色指数は36、捕獲結晶として単斜輝石のコロナを有する石英を含む。玄武岩も同様な鉱物組合せを示すが、その色指数は42、間粒組織が明瞭である。斑晶の斜長石は曹灰長石ないし亜灰長石である。

### 5. 大雨見山層群と基盤との関係

本地域では大雨見山層群と基盤の古生層や船津花崗岩との関係を直接観察できる部分は西隣地域ほど多くない。その主なものを以下に述べる。上灘南方の林道では基盤の荒城川層に対して白水谷累層がアバットしているのが観察される。この付近の荒城川層は全体として破碎されているが、これは国見山の西を通るNE~SW方向の断層に伴う後生的なものである。この断層から東方へはなれても破碎された荒城川層が大雨見山層群の接するところまで点々と続いている。これに対して大雨見山層群の凝灰岩はまったく破碎されていない。このようなことから、古崖錐角礫岩こそみられないものの、基盤の荒城川層は大雨見山層群の堆積以前に断層運動によって破碎され、そこに本地域の西縁をなす断層崖ができたと思われる。次に高原川の北側では長倉の東方で白水谷累層の古橋溶結凝灰岩が船津花崗岩にアバットすると思われるが、その関係を示す露頭はみつかってない。また本地域の東部、赤谷流域では基盤の船津花崗岩が海拔1,200m以上の高さまで分布している。赤谷以東には大雨見山層群がみられないこと、苧生茂谷入口の海拔650m付近に船津花崗岩を不整合におおう大雨見山層群の古橋溶結凝灰岩層が認められることなどからして、赤谷付近に基盤の壁が存在した可能性が考えられる。一方本層群の堆積盆地の南縁を示すような証拠は、荒城川流域に高原火山岩類が広く分布しているため、何もみつかっていない。しかし、荒城川沿いに飛驒外縁帯の南縁を示すといわれる(野沢, 1978)断層がENE~WSWにのびていることから、この線付近に盆地の周縁があった可能性がある。なお白水谷奥には荒城川層の一部と思われる小岩体があらわれているので、この付近に基盤の高まりが考えられる。

以上のように、基盤の陥没運動を示す証拠は乏しいが、本地域の大雨見山層群も西隣域とは別個ではあったが、飛驒外縁帯中で南北約7km、東西約8kmにわたって基盤の古生層と船津花崗岩よりなる地域が陥没して生じた盆地に堆積した可能性がある。

## 6. 地質構造

本地域の大雨見山層群のうち白水谷累層については、高原川の南側においてその構造が明瞭に観察される。すなわち古橋溶結凝灰岩の葉理面や、その間にはさまれている水底堆積層の層理面によれば一般に走向NW~SEで、10~30°SWへ傾く同斜構造をなしている。ただし、本地域の南西部の丹生川村呂瀬<sup>ろせ</sup>および五味原西方では東または北へゆるやかに傾斜している。これは両地域の間には五味原文象斑岩が侵入しているため、構造の乱れを生じているものと思われる。

また、木地屋累層については五味原林道奥や荒城川上流の林道支線沿いなどで観察される上の山谷碎屑岩層中の層理面によって、ほぼ水平又は5~10°東へ傾斜していることが判明した。このような構造の差から木地屋累層は白水谷累層と不整合関係になる可能性があるが、不整合を示す露頭はこれまでみつかっていない。

次の本地域の構造に関係する主要な断層は西隣域からの延長か、又はそれと類似の傾向を示している。すでに述べた国見山の西を通るNE~SW方向の断層は本地域の大雨見山層群と西隣域における同層とを区切るもので、幅30m以上の破碎帯を伴いほぼ垂直である。また荒城川流域では荒城川層とその南側の十二ヶ岳層との間の断層は、飛騨外縁帯の南縁を示すもの(野沢, 1978)とされるが、これに平行するとみられる断層が木地屋地域では荒城川層中に幅数mの破碎帯を伴い、2つの支谷の流路を屈曲させていることなど地形的にみても新しい時期に活動した断層であると考えられる。この断層は更に北東方へ延びると思われるが未詳である。

一方、上灘付近から高原川に沿って白水谷下流からSEへ延びる断層は立平林道において幅数mの破碎帯を生じ、数本の平行する小断層を伴っている。この断層と平行する断層が赤谷流域で数本認められ、赤谷西側斜面で木地屋累層を切っているものがある。

なお本地域の西部に広く分布する五味原文象斑岩がNNW~SSEの方向に延びる岩体をなすことはこの方向に構造的弱線が存在していた可能性を示すと考えられる。

## 7. 対比

### (1) 西隣地域の大雨見山層群との関係

本地域の大雨見山層群の層序を西隣地域のそれと比較するといくつかの点で異なっている。本地域では基底部の礫岩を主とする碎屑岩層を欠き直接溶結凝灰岩が基盤岩をおおっているが、西隣地域では下部の宮谷川累層中に溶結凝灰岩がわずかにみられるにすぎない。それで両者に共通する流紋岩溶岩に着目すると、本地域の小白水谷流紋岩層は西隣域の三休の滝流紋岩層に相当するものと考えられる。これをおおう立平溶結凝灰岩層は西隣の明ヶ谷溶結凝灰岩層に対比されることになる。確かに明ヶ谷溶結凝灰岩層の上部を占める黒雲母流紋岩質の溶結凝灰岩は立平溶結凝灰岩層のそれと鉱物組成において類似している。しかし明ヶ谷溶結凝灰岩層下部の単斜輝石斑晶を含む流紋岩質の溶結凝灰岩は本地域にはみられない。したがって、西隣域の大

第2表 本地域と西隣域の大雨見山層群の対比

西隣地域		本地域	
		木地屋累層	山稜玄武岩質安山岩
			上の山碎屑岩層
			中ハシリ谷流紋岩
国見山安山岩			デンガク谷安山岩
明ヶ谷溶結凝灰岩層		白水谷累層	立平溶結凝灰岩層
宮谷川累層	殿村溶結凝灰岩層		小白水谷流紋岩層
	三休の滝流紋岩層		古橋溶結凝灰岩層
	柏原凝灰岩層		
宮地礫岩層			
和田角礫岩			



雨見山層群の地質図(笠原, 1979)中で国見山西方を通る断層より東の部分について明ヶ谷溶結凝灰岩層と区分したものを, 本論では立平溶結凝灰岩層に含めた。

一方, 西隣域で国見山安山岩として最上部層に区分した角閃石安山岩が本地域のデンガク谷安山岩中の一部にみつかった。また木地屋累層上部の安山岩質火山礫凝灰岩中にも国見山安山岩の岩片が含まれている。以上のことから西隣域において国見山安山岩としては区分したものは本地域のデンガク谷安山岩の一部に対比できると考えられる。それで本論では国見山安山岩はデンガク谷安山岩に含めて地質図に示した。第2表にこれら両地域の大雨見山層群の関係をまとめた。

## (2) 笠ヶ岳流紋岩類との関係

本地域の北東約4kmをへだてた地域には, 笠ヶ岳を中心とする白亜紀火山岩類が分布している。これらについては原山(1975)によって研究が進められている。本地域の大雨見山層群の岩相と笠ヶ岳流紋岩のそれと比較すると特によく類似する岩相はみられない\*。しかし全体として層序を比べると本地域の白水谷累層が笠ヶ岳流紋岩のステージIIに最も近似すると思われる。本地域の大雨見山層群は笠ヶ岳流紋岩とは別個の堆積盆や噴出口をもっていたと考えられるが, 両者がほぼ同時期に活動していたことは十分考えられる。これらの詳細は本地域の大雨見山層群の北限について調査を進めることによって, 更に検討したい。

## 8. 火山活動の経過とBimodal Volcanism

本地域における大雨見山層群の層序解明の結果から推定される白亜紀末期の火山活動をまとめるとその特徴から2つのステージに区分できる。ステージ1は流紋岩質溶結凝灰岩の活動で特徴づけられる時期である。これに対してステージ2は安山岩質溶岩と流紋岩質溶岩が交互に活動した時期である。

まずステージ1では基盤の陥没運動に続いて珪長質のはげしい火山活動がおこった。この時期の溶結凝灰岩の噴出地点を示す証拠はないが, 分布などからみて高原川以南の古生層中にあると思われる。活動の休止期は2回認められ, この時期に滞水域が発生した。その後流紋岩溶岩が本地域の中部を中心に噴出した。続いて再び火砕流の活動が続いたのちステージ1が終わった。

ステージ2は輝石安山岩溶岩の噴出にはじまり, 流紋岩溶岩の活動がひき続き, 更に安山岩溶岩が重複するといったいわゆるbimodalな活動である。活動の休止期をはさんで最後に玄武岩溶岩を伴う苦鉄質安山岩が噴出し, ステージ2の活動が終息した。この時期の安山岩溶岩の噴出地点を示す証拠はえられていない。ステージ2の後で再び珪長質マグマの活動によって五味原文象斑岩やその岩脈群の貫入があり, 一連の活動が完了した。

### まとめと問題点

これまでに判明した成果の要点をまとめ, 続いて今後の問題点を述べる。

(1) 本地域の大雨見山層群は下部の白水谷累層と上部の木地屋累層に区分される。そしてこれらは五味原文象斑岩によって貫かれる。

(2) 下部の白水谷累層は流紋岩質の溶結凝灰岩・溶岩・火山礫凝灰岩と水底堆積層などからなる岩層で, 西隣域の大雨見山層群の宮谷川累層と明ヶ谷溶結凝灰岩層に対比できる。

(3) 上部の木地屋累層は玄武岩を含む安山岩溶岩と流紋岩溶岩が相伴って活動したことを示す岩層である。これは飛驒外縁帯においては濃飛流紋岩北部地域にもみられる(濃飛流紋岩団体研究グループ, 1979)もので, いわゆるbimodal volcanismを示している。

\* 原山智氏談話

(4) 笠ヶ岳流紋岩類との関係を明確にするため、高原川以北における大雨見山層群の北限についての情報をうる必要がある。

(5) 木地屋累層にみられる bimodal volcanism についてその詳細を解明するため、赤谷・学生茂谷地域の精査を進めなければならない。

(6) 本地域における基盤岩に関する情報を充実するため、特に東部地域の調査が必要である。

## 文 献

原山智, 1975: 北アルプス, 笠ヶ岳, 穂高岳地域の白亜紀火山岩類。日本地質学会第82年学術大会講演要旨, 202。

磯見博・野沢保, 1956: 5万分の1地質図幅「船津」および同説明書, 地質調査所。

笠原芳雄, 1979: 大雨見山層群の地質—飛驒外縁帯における白亜紀末期酸性火山作用—。地質学論集, No. 17, 177—186。

河合正虎, 1961: 飛驒高原東部における後期中生代の地殻変動—越中飛驒山地の地質学的研究—。地調月報, 12, 747—762。

前田四郎, 1958: 飛驒山地の手取層群の層序と構造。地質雑, 64, 338—398。

野田勢次郎・佐藤伝蔵, 1921: 20万分の1地質図幅「高山」, 及び同説明書, 地質調査所。

濃飛流紋岩団体研究グループ, 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, 165—175。

野沢保, 1978: 飛驒外縁帯のいくつかの問題, MAGMA No. 54, 14—19。

Geology of the eastern part of the Oamamiyama Group, Gifu Prefecture  
— Latest Cretaceous bimodal volcanism on the Hida Marginal Belt, Central Japan —  
Yoshio KASAHARA

**Abstract:** The Oamamiyama Group is one of the volcanic piles of the Late Cretaceous age, covering about 100km<sup>2</sup> in the Hida Marginal Belt. In the east of Mt. Kunimiyama, Gifu Prefecture, it is divided into the Shiramizudani Formation and the Kijiya Formation in ascending order. Gomihara Granophyre is intruded into the group as a stock and many dikes. Stratigraphic succession of the Oamamiyama Group in this area is as follows.

		Maximum thickness (m)
Kijiya Formation	Sanryo Basaltic Andesite	150+
	Uenoyama Clastic Member	80
	Nakashiridani Rhyolite Lava	50
	Dengakudani Andesite	100
Shiramizudani Formation	Tatehira Welded Tuff	200
	Koshiramizudani Rhyolite Lava	150
	Furuhashi Welded Tuff	300+

In this area, two stages of volcanism can be distinguished. First stage volcanism is represented by felsic one, mainly pyroclastic flow, the second stage is characterized by the bimodal volcanism. It seems very significant that such bimodal volcanism also took place in the northern part of the Nohi Rhyolite which is the largest one of the Late Cretaceous felsic volcanic piles in central Japan.

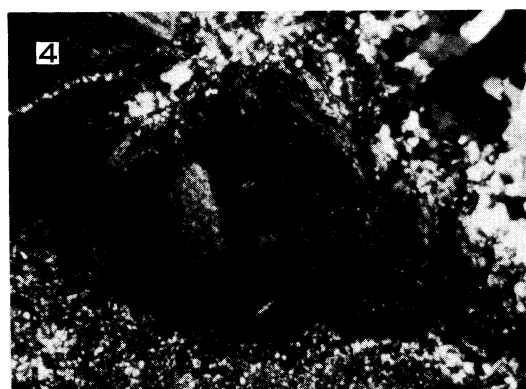
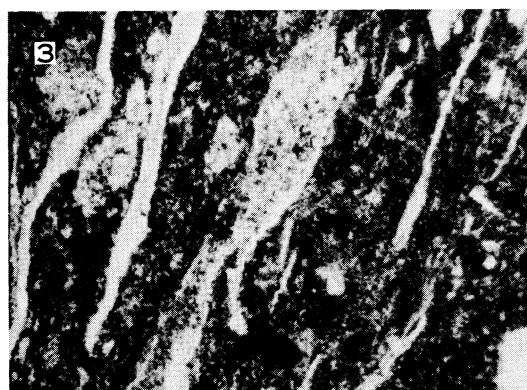


図 版 I

- 1 : 古橋溶結凝灰岩 (上宝村长倉南方, 77102503, 直交ニコル)
- 2 : 古橋溶結凝灰岩層中の頁岩層 (上宝村鼠餅南方)
- 3 : 小白水流紋岩層中のガラス質溶結凝灰岩 (上宝村白水谷中流, 78102006, 下方ニコル)
- 4 : 小白水谷流紋岩層中の流紋岩溶岩 (上宝村立平林道, 77060507, 直交ニコル)
- 5 : 立平溶結凝灰岩 (上宝村立平林道, 79111903, 直交ニコル)
- 6 : 五味原文象斑岩 (丹生川村荒城川中流域, 78112601, 直交ニコル)

図 版 II

- 1 : テンガク谷安山岩 (丹生川村木地屋林道, 77110404, 直交ニコル)
- 2 : 上の山碎屑岩層中の結晶凝灰岩 (丹生川村五味原東方, 76110608, 直交ニコル)
- 3 : 山稜安山岩中の輝石安山岩 (上宝村立平林道, 78110406, 直交ニコル)
- 4 : 山稜安山岩中玄武岩質安山岩 (丹生川村折敷地林道奥, 78061403, 直交ニコル)
- 5 : 山稜安山岩中の玄武岩 (丹生川村木地屋, 78110411, 直交ニコル)
- 6 : 山稜安山岩層中の自破碎溶岩 (丹生川村木地屋林道)

写真の下の ← スケールは 1 mm の長さを示す。

