

目 次

I.	地 形	(中野 俊)	2
II.	地質概説	(中野 俊・足立 守・大塚 勉・原山 智・吉岡敏和)	7
III.	美濃帯堆積岩コンプレックス	(大塚 勉・足立 守)	10
III. 1	研究史		10
III. 2	概説		11
III. 3	白骨コンプレックス		14
III. 4	平湯コンプレックス		18
III. 5	沢渡コンプレックス		19
III. 6	島々コンプレックス		29
III. 7	味噌川コンプレックス		31
III. 8	未区分堆積岩類		34
III. 9	地質構造		34
IV.	貫入岩類	(原山 智・足立 守)	36
IV. 1	奈川花崗岩		36
IV. 2	岩脈類		45
IV. 3	閃緑岩類		45
V.	鮮新世火山岩類	(中野 俊)	47
V. 1	丹生川火砕流堆積物		47
V. 2	野麦峠火山岩類		49
VI.	中期更新世 - 完新世の火山噴出物	(中野 俊)	62
VI. 1	乗鞍火山噴出物		63
VI. 1. 1	研究史		63
VI. 1. 2	乗鞍火山の概要		63
VI. 1. 3	千町火山体		69
VI. 1. 4	烏帽子火山体		77
VI. 1. 5	高天ヶ原火山体		85
VI. 1. 6	四ッ岳火山体		91
VI. 1. 7	恵比須火山体		93
VI. 1. 8	権現池火山体		95
VI. 1. 9	岩石の特徴と化学組成		103
VI. 2	御嶽火山噴出物		113
VII.	中期更新世 - 完新世の堆積物	(吉岡敏和・中野 俊)	114
VII. 1	段丘堆積物		114

VII. 2	湖成堆積物	116
VII. 3	地すべり堆積物	116
VII. 4	土石流堆積物	117
VII. 5	温泉堆積物	118
VII. 6	崖錐及び扇状地堆積物	118
VII. 7	現谷床及び凹陷地埋積堆積物	119
VII. 8	降下テフラ層	119
VIII.	活断層及び地震活動	(吉岡敏和) 121
VIII. 1	活断層	121
VIII. 2	地震活動	122
IX.	応用地質	(中野 俊) 123
IX. 1	金属鉱床	123
IX. 2	非金属鉱床	125
IX. 3	採石	125
IX. 4	温泉	126
文 献		128
Abstract		136

図・表目次

第1図	乗鞍岳地域の行政区分図	2
第2図	乗鞍岳地域の地形略図	3
第3図	乗鞍岳の山頂分布図	4
第4図	乗鞍高原から見た乗鞍岳	4
第5図	鉢盛山と大野川低地帯	6
第6図	鎌ヶ峰と御嶽火山	6
第7図	乗鞍岳地域及びその周辺地域の地質概略図	8
第8図	乗鞍岳地域の地質総括図	9
第9図	美濃帯東部のコンプレックス区分と乗鞍岳地域の位置	12
第10図	美濃帯東部の各コンプレックスの岩相と年代	13
第11図	乗鞍岳地域・高山地域・美濃帯西部の美濃帯堆積岩コンプレックスの対比	13
第12図	白骨コンプレックスの枕状溶岩	15
第13図	白骨コンプレックスの緑色岩(ドレライト)の顕微鏡写真	15
第14図	白骨コンプレックスの緑色岩とチャートの境界	16
第15図	白骨コンプレックスの角礫状石灰岩	16
第16図	平湯コンプレックスのチャート	18

第17図	沢渡コンプレックスと味噌川コンプレックス境界部のルートマップ	20
第18図	沢渡コンプレックスを特徴づけるチャート砕屑岩シーケンスの復元図	21
第19図	沢渡コンプレックスの broken formation	21
第20図	沢渡コンプレックスの凝灰質シルト岩の顕微鏡写真	22
第21図	沢渡コンプレックスの砂岩頁岩互層	23
第22図	沢渡コンプレックスのルートマップ	24
第23図	沢渡コンプレックスの砂岩中の砕屑性モナザイト粒子の CHIME 年代	25
第24図	沢渡コンプレックスの番所礫岩	25
第25図	沢渡コンプレックスの番所礫岩の礫種構成	26
第26図	沢渡コンプレックスの番所礫岩に含まれる花崗岩礫の顕微鏡写真	27
第27図	沢渡コンプレックスの番所礫岩に含まれる黒雲母白雲母片麻岩礫の顕微鏡写真	27
第28図	島々コンプレックスの含礫頁岩	30
第29図	島々コンプレックスの含礫頁岩の研磨面	30
第30図	島々コンプレックスの含礫頁岩の基質の顕微鏡写真	31
第31図	沢渡コンプレックスと味噌川コンプレックスの境界の断層	32
第32図	味噌川コンプレックスの砂岩頁岩互層	33
第33図	味噌川コンプレックスの細粒砂岩の顕微鏡写真	33
第34図	沢渡コンプレックスのチャートの小褶曲	35
第35図	沢渡コンプレックスのチャートの褶曲軸及び軸面の極の下半球シュミット投影図	36
第36図	堇青石ホルンフェルスの顕微鏡写真	39
第37図	中粒等粒状白雲母黒雲母花崗岩の岩石写真	39
第38図	斑状黒雲母花崗岩の岩石写真	40
第39図	粗粒等粒状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の岩石写真	40
第40図	奈川花崗岩のモード組成	41
第41図	奈川花崗岩の年代測定・全岩化学分析・モード分析試料採取地点	46
第42図	丹生川火砕流堆積物の推定堆積域	48
第43図	砕屑岩類の地質柱状図	52
第44図	砕屑岩類の火山礫凝灰岩	53
第45図	砕屑岩類の角礫岩	53
第46図	西野川本谷複合岩体の岩石写真	54
第47図	赤田沢デイサイトの岩石写真	56
第48図	赤田沢デイサイトを貫く岩脈の岩石写真	57
第49図	野麦峠南のデイサイト岩脈(岩床)の柱状節理	57
第50図	鎌ヶ峰下部デイサイトの破碎された溶岩	59
第51図	鎌ヶ峰上部安山岩の板状節理	60
第52図	鎌ヶ峰上部安山岩及び栃洞沢安山岩の顕微鏡写真	60

第53図	大長谷火砕岩の露頭	61
第54図	乗鞍火山周辺の中期更新世以降の火山岩類の分布	62
第55図	乗鞍火山の全景	64
第56図	乗鞍火山の火山体区分	65
第57図	乗鞍火山の層序	66
第58図	千町火山体の復元図	67
第59図	烏帽子火山体の復元図	68
第60図	朝日滝溶岩に見られる節理	70
第61図	朝日滝溶岩の割れ目から湧出する低温泉	70
第62図	神立原溶岩の柱状節理	71
第63図	黍生火砕岩の成層構造	72
第64図	県境溶岩の火砕岩露頭	74
第65図	千町溶岩の露頭	75
第66図	ダナの滝溶岩に見られる柱状節理	76
第67図	十石山北西面に見られる烏帽子溶岩の成層構造	78
第68図	烏帽子溶岩, デイサイトの溶岩露頭	79
第69図	烏帽子溶岩に含まれる同源捕獲岩	80
第70図	烏帽子溶岩の火砕岩	80
第71図	烏帽子溶岩の厚い溶岩流	81
第72図	烏帽子溶岩に見られる安山岩とデイサイトの縞模様	82
第73図	前川溶岩の露頭	83
第74図	富士見溶岩の露頭	84
第75図	高天ヶ原爆裂火口 (遠景)	86
第76図	高天ヶ原爆裂火口 (近景)	86
第77図	高天ヶ原火砕岩の成層構造	87
第78図	前川本谷火砕流堆積物の二次堆積物	87
第79図	番所溶岩の露頭	88
第80図	番所溶岩の起伏のある表面地形の内部	89
第81図	番所溶岩に含まれる珪質捕獲岩	90
第82図	嶽谷溶岩に見られる球顆 (岩泡)	91
第83図	嶽谷溶岩の塊状部の下部	92
第84図	四ッ岳溶岩ドーム	93
第85図	四ッ岳溶岩ドームの空中写真判読図	93
第86図	恵比須溶岩の表面地形と断面図	94
第87図	恵比須溶岩丘	94
第88図	位ヶ原溶岩の溶岩台地	95

第89図	平金溶岩の断面図	97
第90図	剣ヶ峰溶岩丘	97
第91図	屏風岳火砕岩の強溶結部に発達した柱状節理	98
第92図	屏風岳火砕岩の非-弱溶結部	99
第93図	岩井谷溶岩と権現池火口	100
第94図	新期テフラ層の柱状図	101
第95図	新期テフラ層の等厚線図	102
第96図	権現池火口から放出されたパン皮状火山弾	102
第97図 a	乗鞍火山の岩石標本の写真 I	104
第97図 b	乗鞍火山の岩石の顕微鏡写真 I	105
第98図 a	乗鞍火山の岩石標本の写真 II	106
第98図 b	乗鞍火山の岩石の顕微鏡写真 II	107
第99図	乗鞍火山噴出物の全岩組成の SiO ₂ 頻度	108
第100図	乗鞍火山噴出物の K ₂ O-SiO ₂ 変化図	112
第101図	乗鞍火山噴出物及び野麦峠火山岩類の化学分析試料採取地点	113
第102図	御嶽火山噴出物の安山岩溶岩	114
第103図	湖成堆積物中の縞状粘土の露頭	116
第104図	湖成堆積物中の縞状粘土	117
第105図	土石流堆積物の露頭	118
第106図	白骨温泉付近の温泉堆積物	119
第107図	境峠断層に沿う断層地形	122
第108図	乗鞍岳南南西の地震活動の推移	123
第109図	蕨原長石鉱山の平面図	126
第110図	湯川上流の変質帯	128
第 1 表	白骨コンプレックスの石灰岩中の紡錘虫・石灰藻・四射サンゴ化石	17
第 2 表	白骨コンプレックスのチャートから産出した放散虫化石	17
第 3 表	沢渡コンプレックスのチャートから産出したコノドント化石	28
第 4 表	沢渡コンプレックスから産出した放散虫化石	28
第 5 表	奈川花崗岩のモード組成	42
第 6 表	奈川花崗岩の全岩主成分化学組成	44
第 7 表	奈川花崗岩の放射年代	44
第 8 表	野麦峠火山岩類の全岩主成分化学組成	50
第 9 表	野麦峠火山岩類の放射年代	50
第10表	乗鞍火山噴出物の体積	66
第11表	乗鞍火山噴出物の斑晶モード組成	103

第12表	乗鞍火山噴出物の全岩主成分化学組成	109
第13表	乗鞍火山噴出物の微量成分組成及びストロンチウム同位体比	112
Fig.1	Summary of geology in the Norikuradake district	137

乗鞍岳域の地質

中野 俊*・大塚 勉**・足立 守***
原山 智*・吉岡敏和*

「乗鞍岳」地域は、地震予知研究の上で緊急性がありかつ重要な地域として指定された全国 8ヶ所の特定観測地域のうちの 1つ「長野県西部・岐阜県東部」に位置する。本地域の現地調査は、「特定地質図幅の研究」として平成 3～5 年度に実施された。調査・執筆に当たっては、美濃帯堆積岩を足立(岐阜県側)及び大塚(長野県側)が、奈川花崗岩を原山が、野麦峠火山岩類及び乗鞍火山を中野が、段丘堆積物及び活構造を吉岡が分担し、全体のとりまとめと調整は中野が行った。また、本研究報告の一部には、足立及び大塚がこれまで長年にわたって行ってきた美濃帯の研究成果と、中野が東京大学在学中に行った乗鞍火山の研究成果が基になっている。

本報告書及び地質図で用いた地名は、高根村全図(平成元年高根村発行)や安曇村全図(平成 4 年安曇村発行)などに従い、国土地理院発行の 5 万分の 1 地形図を一部修正の上、追加した。

本研究には、以下の方々の御協力を得た。記して感謝する。

美濃帯砂岩中の碎屑性鉱物の CHIME 年代の検討にあたっては、名古屋大学理学部鈴木和博助教授から有益なご教示をいただいた。富山大学理学部三井康孝氏(当時)からは野麦峠火山岩類に関して、元所員山田直利氏からは乗鞍火山噴出物の分布に関して、貴重な情報を得た。奈川村役場観光企業課奥原節子氏には屋形原鉱山の位置を調査していただいた。また、蛍光 X 線分析は地質部巖谷敏光技官にお世話になった。本研究に用いた岩石薄片の一部は、地質標本館阿部正治、佐藤芳治、野神貴嗣、大和田朗の各技官、北海道支所佐藤卓見技官、及び名古屋大学理学部与語節生技官の製作による。

*地質部 **信州大学教養部 ***名古屋大学理学部

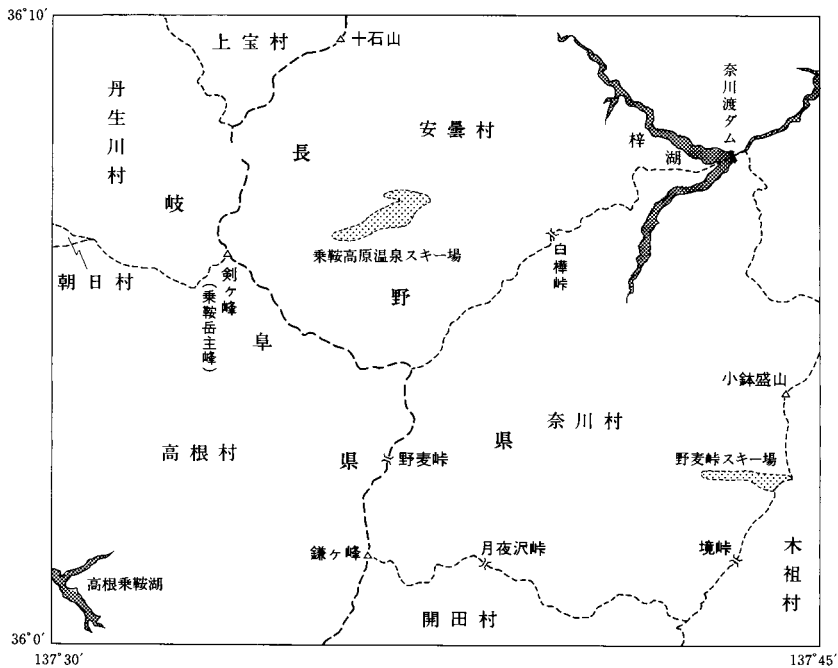
Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Norikuradake, Norikura, Nagano Prefecture, Gifu Prefecture, Japan Alps, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Pliocene, Quaternary, Mino Terrane, Sedimentary complex, Shirahone Complex, Hirayu Complex, Sawando Complex, Shimashima Complex, Misogawa Complex, Chert-clastic sequence, Sawando Conglomerate, Shirahone Limestone, Radiolaria, CHIME age, Nagawa Granite, Norikura Volcano, Volcano, Sakai-toge Fault.

I. 地 形

(中野 俊)

乗鞍岳地域は飛騨山脈(北アルプス)の最南部に位置し、北緯 $36^{\circ} 0' - 36^{\circ} 10'$ 、東経 $137^{\circ} 30' - 137^{\circ} 45'$ の範囲を含む。西側約 $1/3$ が岐阜県、東側約 $2/3$ が長野県であり、全部で8ヶ村にまたがっている(第1図)。全域が山岳地域であり、通年の生活家屋があるのは安曇村、奈川村及び高根村の山間低地や谷沿いの集落などに限られている。なお、摩利支天岳山頂(標高 2,872 m)にある国立天文台のコロナ観測所では有人の通年観測が行われている。

本地域の水系はほぼ行政区画に対応している。上宝村域は平湯川 - 高原川の流域にあたり、さらに下流では神通川となる。丹生川村域は小八賀川流域であり、やはり神通川となって日本海に流れ込んでいる。朝日村域の水は九蔵川から飛騨川に合流する。高根村域は飛騨川流域であり、はるか下流の岐阜県南部で木曾川に合流して太平洋に注いでいる。開田村域は西野川の上流域であり、王滝川と合流後さらに木曾川に達し、太平洋へ注ぐ。木祖村域は笹川と味噌川上流部にあたり、さらに木曾川となって太平

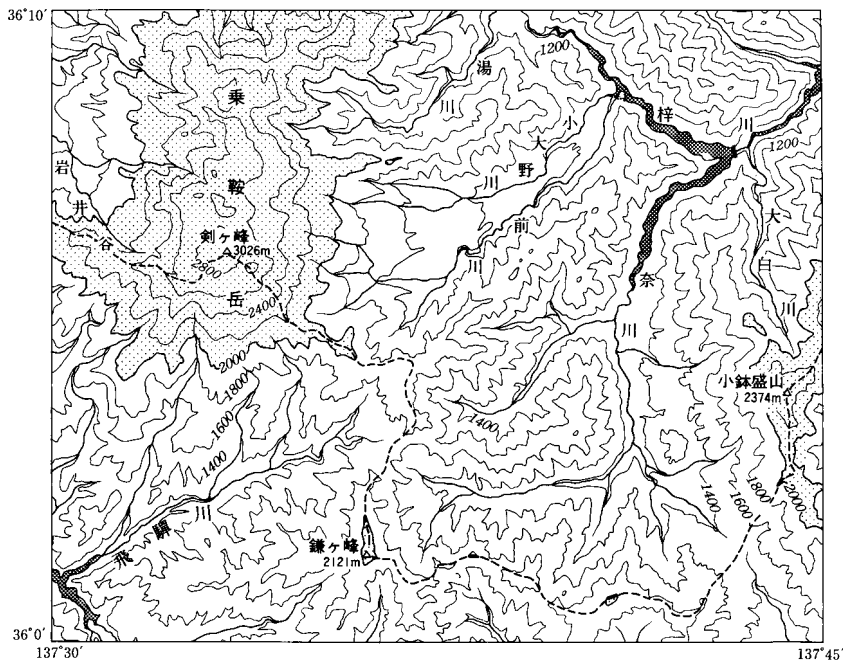


第1図 乗鞍岳地域の行政区分図

洋に至る。奈川村域は梓川に合流する大^{おおしろ}白川流域の一部及び奈川流域である。安曇村域は梓川の流域にあり、犀川、千曲川、そして最終的には信濃川を経て日本海に向かう。このように、乗鞍岳地域の河川は日本海と太平洋の両者に流れ込んでおり、本地域を横断する千^{せん}町^{ちやう}ヶ^が原^{げん} - 剣ヶ峰^{けんのむぎ} - 野^の麦^{むぎ}峠^{かま} - 鎌ヶ峰^{かま} - 境^{さかい}峠^{こぼちもり} - 小鉢盛山^{こぼちもり}を結ぶ稜線は、日本海と太平洋の分水界となっている。なお、剣ヶ峰は日本海と太平洋を分ける分水嶺としては日本の最高所である。

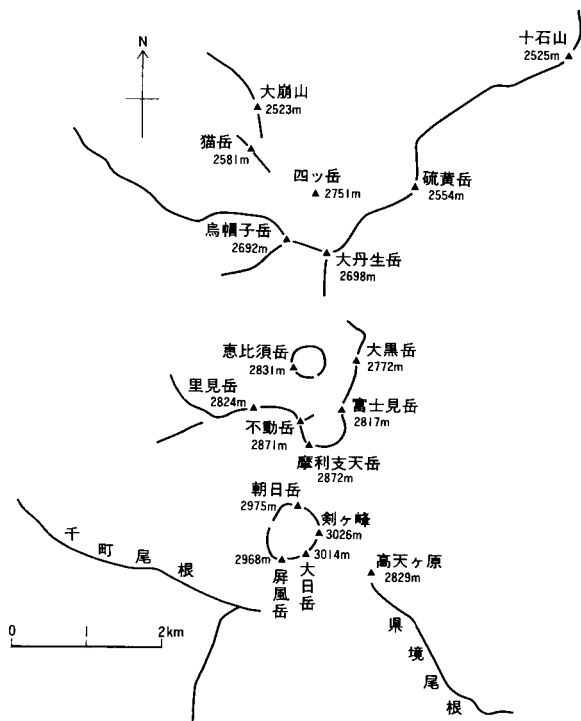
乗鞍岳地域は、乗鞍火山地域とそれ以外の基盤岩分布地域に大別できる。本地域の最高地点は、火山地域に位置する剣ヶ峰で、標高 3,026.3 m に達する。いわゆる乗鞍岳とは、権現池を取り囲む剣ヶ峰、大日岳や朝日岳などの狭い範囲のみを指す場合と、権現池周辺から北の四^{よつ}ツ^{おおくずれ}岳^つや大崩山あたりまで及ぶ広い範囲の山域を指す場合がある。本報告での乗鞍岳は、後者の乗鞍岳地域北西部の南北に連なる山群の総称として用いる。本地域の低所としては、北東部の梓^{あずさ}湖^{ながわど}（奈川渡ダムによるダム湖）で湖面の標高 980 - 990m、その下流（東隣の塩尻地域にある水殿ダムによるダム湖）では 850 - 860m、また、南西端の高根乗鞍湖（西隣の高山地域にある高根第一ダムによるダム湖）では、1,070 - 1,080 m である。本地域で標高 1,000m 以下の部分は、梓川・奈川流域のごくわずかの面積である（第 2 図）。

乗鞍火山は、標高 2,500 m 以上の多くのピークを持つ第四紀の火山である（第 3 及び 4 図）。乗鞍岳の南北主稜線を中心として放射谷が発達している。火山体のうちあまり浸食を受けていない部分は比較的なだらかな山容を示し、特に南北に延びた主稜線の東側には位ヶ原や桔梗ヶ原などの溶岩流からなる緩傾斜地が広がっている。また、乗鞍岳の東山麓の乗鞍高原、鈴蘭から中平にかけての平坦地は溶岩流が

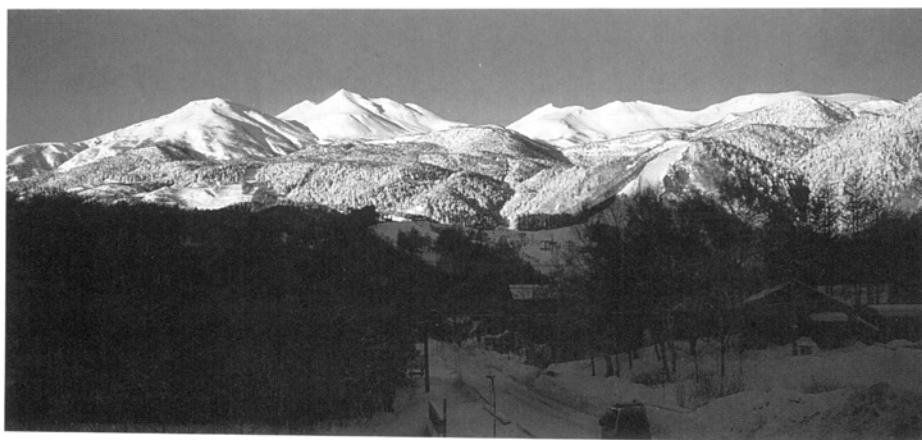


第 2 図 乗鞍岳地域の地形略図

網部は標高 2,000m 以上。剣ヶ峰 - 鎌ヶ峰 - 小鉢盛山を結ぶ稜線が日本海（北側）と太平洋（南側）の分水界



第3図 乗鞍岳の山頂分布図
 剣ヶ峰を最高峰に、標高2,500m以上の多数のピークを持つ



第4図 乗鞍高原から見た乗鞍岳
 左から高天ヶ原、剣ヶ峰(中央やや左)、摩利支天岳、富士見岳、大黒岳

谷を埋めた溶岩台地であり、現在その両側の美濃帯の基盤岩類からなる尾根との間に深い溪谷(小大野川と前川)が発達している。

乗鞍岳の主稜線を中心に分布する新期の火山噴出物には、崩壊・浸食がほとんど進んでいない。そのため、溶岩流に特徴的な表面地形、例えば、溶岩じわや溶岩堤防が明瞭に認められることがある。これらの噴出中心には明瞭な火口地形として権現池火口と恵比須火口がある。そのほか、不消ヶ池や鶴ヶ池も火口内にできた池(火口湖)であるとする考えもあるが、よくわからない。また、古期の噴出物でも、浸食がそれほど進んでいない比較的溶岩流原面に近いと思われる面が保存されている部分もある。しかしながら、それらの噴出火口は、新しい噴出物に覆われたり、崩壊により失われており、現在では見ることができない。

北アルプスでは第四紀になってからの隆起が著しいので、河川の浸食作用も激しく、火山体の崩壊も著しいと考えられる。特に梓川支流の湯川上流域では、基盤岩が火山噴出物の下に標高 2,400 m まで露出しているが、かつてはこの流域も広く火山噴出物に覆われていたと推定される。そのほか、里見岳、鳥帽子岳や十石山なども北-西面が急峻な地形となっており、大規模な崩壊が起こったのか、小規模な崩壊が繰り返して起っていたのかのいずれかであろう。これらは、かつてはカルデラ地形または火口壁ともいわれたことがある。また、東西に延びる千町尾根は、その地形的な南北非対称性から、その北面はかつての崩落崖であった可能性がうかがえる。しかし、乗鞍火山の山麓では山体崩壊の産物である堆積物が大規模に認められることはない。おそらく、山麓に平坦地が存在しないために、崩壊物も浸食によりさらに下流へ失われてしまったのであろう。現在、山体近くで認められる崩壊堆積物は、いずれも小規模な土石流堆積物のみで、飛騨川や湯川沿いの平坦面を構成している。

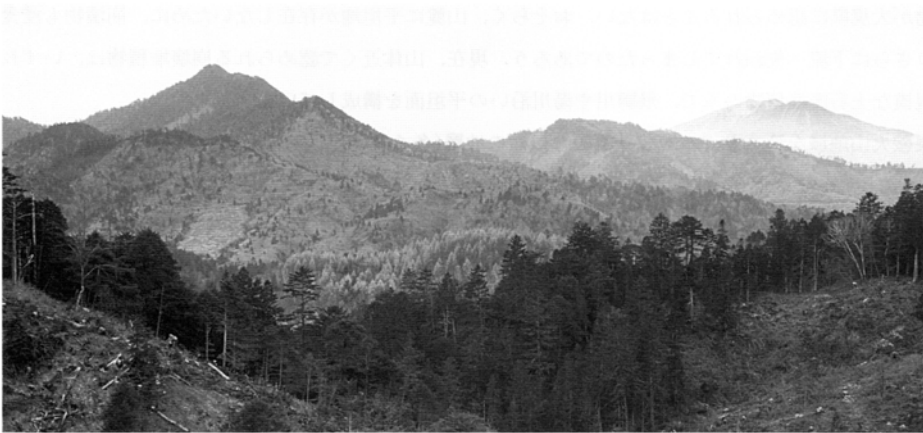
乗鞍火山地域を除くと、本地域は第四紀以前の地層(多くは中生代の堆積岩)からなる標高 1,600 - 2,400m の比較的定高性がある稜線と、それらの間に発達する浸食谷から構成される比較的急峻な地形からなっている(第 5 及び 6 図)。谷沿いには河岸段丘(奈川流域)や土石流・崩壊堆積物(湯川、飛騨川流域)からなる平坦面がわずかに分布する程度である。また、本地域の北端部中央から南東端部へ、檜峠、祠峠、小鉢盛山の西山麓斜面(奈川の右岸)、そして境峠を通過して、ケルンコル、ケルンバットや断層線谷が続いている。これらは境峠断層による断層地形である。

乗鞍火山噴出物に覆われた基盤岩類は、湯川上流では標高 2,400 m まで露出している。おそらく乗鞍火山の下には、標高 2,400 m 内外の南北に延びた基盤岩からなる高まりが隠されていると推定できる。これは、乗鞍火山の先駆的活動による基盤の隆起であるのか、火山活動とは無関係に隆起した地域に火山ができやすかった(マグマが上昇しやすかった)のか、それとも、単に浸食から取り残されてこのような高まりが形成されていたのか、のいずれかであろうが、乗鞍火山の活動開始以前の地形はよくわからない。しかし、北隣の上高地地域から噴出した後期鮮新世の丹生川火砕流堆積物の分布が乗鞍火山の中心部に向かって高度が上がっていることから(山田ほか, 1985 a)、この火砕流の堆積以降に基盤岩が隆起したと考えるのが自然かもしれない。

北アルプスの南端にあたる本地域にはカールやモレーンなどの氷河地形は認められないが、周氷河現象である構造土(亀甲土、条線土、階状土)は乗鞍火山地域の標高 2,700 m 以上に見ることができる(牛丸, 1969 ; 田中, 1976)。亀ヶ池は日本で最初に亀甲土が発見されたところであり、古くからの記載が



第5図 鉢盛山と大野川低地帯
 奥の左が鉢盛山(塩尻地域, 標高2,446m), 右が小鉢盛山(2,374m). 写真中央の尾根の左端に白樺峠,
 その手前が大野川低地帯(摩利支天岳の東より望む)



第6図 鎌ヶ峰と御嶽火山
 写真左が鎌ヶ峰(標高2,121m), 右奥が木曾福島・御嶽山地域にまたがる御嶽火山(3,067m).
 戸藏西方の脇谷林道より望む

ある(藤原, 1928). そのほか、鶴ヶ池や五ノ池周辺にも亀甲土が、また、不消ヶ池や高天ヶ原^{たかま}周辺では条線土が発達していた。これらは、現在では観光客等により踏み荒されていることが多く、一部を除いてほとんど見ることができなくなっている。なお、不消ヶ池の西側斜面は、かつては水食地形(カール)であると指摘されたことがあるが(鹿野, 1937)、雪食凹地であるらしい。

北アルプスに氷河がかつて存在したことが認識され始めた頃、安曇村島々の南(本地域を流れる梓川^{しましま}の下流)に分布する段丘堆積物に含まれていた巨礫が氷河の擦痕らしい条線を持つことが指摘され、こ

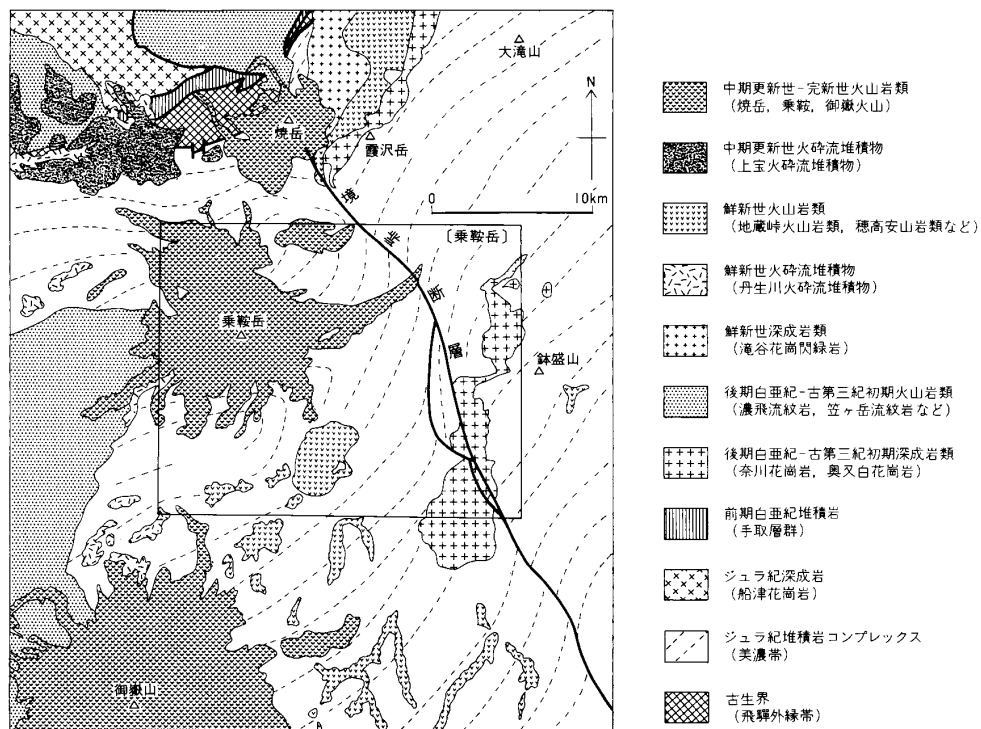
のことからこれが氷河の堆石であるとされた。そして、それを指摘したドイツ人学者の名前からヘットナー石と呼ばれた。そのことをきっかけに、かつてこの付近の梓川流域にも氷河が存在していたかどうかの一連の氷河論争がおこったが(例えば、小川, 1914; 小川・田中, 1914; 田中, 1916; 大関, 1915, 1916), 現在では、この地域に氷河が存在していたという主張はまったくない。なお、このヘットナー石は、今では見るできない。

II. 地質概説

(中野 俊・足立 守・大塚 勉・原山 智・吉岡敏和)

乗鞍岳地域は西南日本内帯の美濃帯の北縁部に位置する。本地域の地質は、古い順に、二畳紀 - ジュラ紀の美濃帯堆積岩コンプレックス、後期白亜紀 - 新第三紀の貫入岩類(奈川花崗岩や花崗斑岩など)、鮮新世火山岩類(丹生川火砕流堆積物及び野麦峠火山岩類)、中期更新世 - 完新世の火山噴出物(乗鞍火山噴出物及び御嶽火山噴出物)から主に構成される(第7図及び8図)。また、これらの地層からなる山地の谷間や凹地には、段丘堆積物や扇状地堆積物などの中期更新世 - 完新世の堆積物が分布している。本地域の北縁中央から南東端にかけて縦断する境峠断層は、本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスや奈川花崗岩を大きく変位させているのみならず、一部では後期更新世の段丘堆積物をも変位させている活断層である。

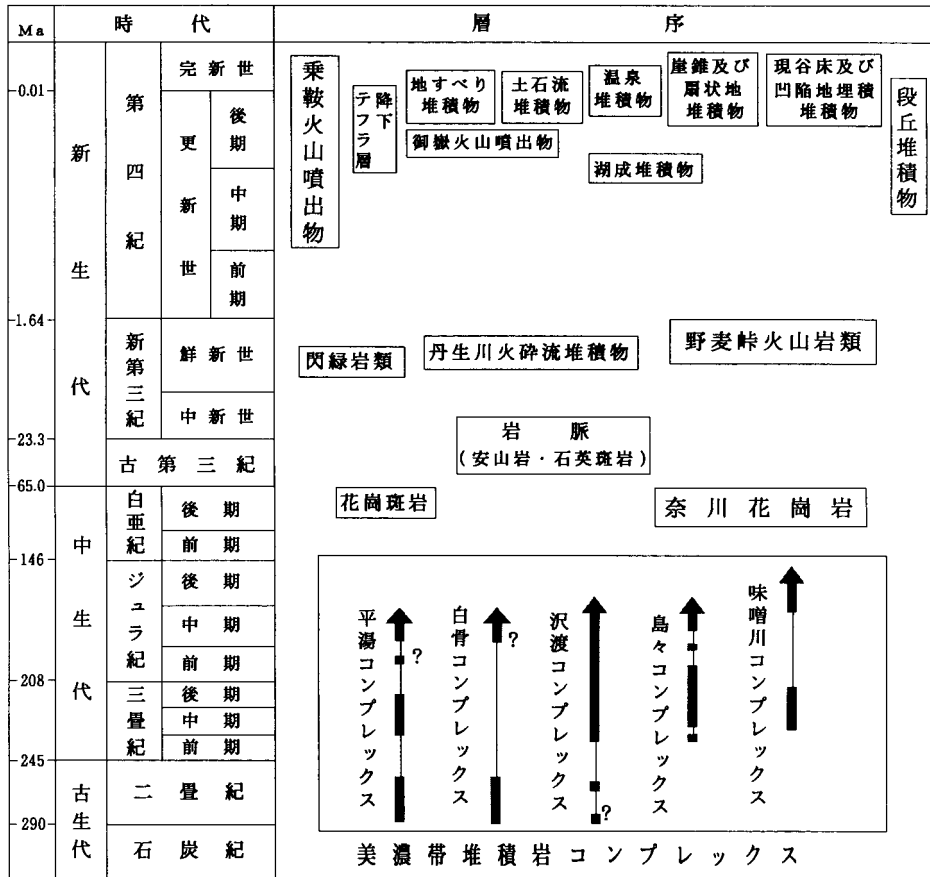
美濃帯堆積岩コンプレックスは、^{しらほね}白骨コンプレックス・^{ひらゆ}平湯コンプレックス・^{さわんど}沢渡コンプレックス・^{しましま}島々コンプレックス・^{みそがわ}味噌川コンプレックスの5つに分けられる。これらは、いずれも基本的には、さまざまなサイズの異地性ブロックを含むジュラ紀のメランジェである。白骨コンプレックスと平湯コンプレックスには、二畳紀の緑色岩・石灰岩・チャートのブロックやシートが普遍的に存在する。白骨コンプレックス以外の堆積岩コンプレックスには、三畳紀(及びジュラ紀)のチャートのブロックやシートが含まれる。沢渡コンプレックス及び味噌川コンプレックスの砂岩には、片麻岩や花崗岩の円礫を含むレンズ状の層間礫岩が挟在する。本地域の南東部に分布し、最も若い時代(後期ジュラ紀)の放射虫化石を産する味噌川コンプレックスが構造的に一番下位を占め、北部に分布する白骨コンプレックスが構造的に最上位を占める。美濃帯堆積岩コンプレックスは、一般に北東 - 南西の走向で北西に40 - 80°傾斜することが多いが、境峠断層に近い部分では、断層の左横ずれ変位の結果、ほぼ南北に近い走向を示す。一部で波長数 km の褶曲構造が見られるほか、さまざまな程度に構造変形を受けている。また、境峠断層の東側が上昇する変位の結果、断層の東側ではコンプレックスのより深部が露出している。



第7図 乗鞍岳地域及びその周辺地域の地質概略図
山田ほか(1988), 山田・脇田(1990)及び本報告を基に編集

貫入岩類は、奈川花崗岩を除くといずれも小規模な岩体である。奈川花崗岩は、美濃帯堆積岩コンプレックスに貫入した白亜紀末の花崗岩である。本地域の東部、境峠断層を挟んで南北に細長い分布を示し、乗鞍岳・木曾福島・塩尻の3地域にわたって約 38 km²の露出面積を示す岩体であるが、その分布の大半が本地域内にある。中部地方の後期白亜紀 - 古第三紀初頭の花崗岩類の中では、地理的に、岐阜県東濃地方から長野県木曾地方にかけて分布する苗木 - 上松花崗岩と北アルプスの花崗岩類との中間に位置している。この岩体からは 69 - 67 Ma の放射年代値を得ており、また、磁鉄鉱を含まないことや岩体近傍にグライゼン化に伴うタングステン鉱床が胚胎することを考慮すると、苗木 - 上松花崗岩 (72 - 64 Ma) に類似した性格を有する花崗岩 (山陽 - 苗木帯) と判断される。花崗斑岩の岩脈・岩株の時代は濃飛流紋岩とほぼ同時期の白亜紀末から古第三紀初頭であろう。安山岩及び石英斑岩の岩脈は美濃帯の堆積岩コンプレックスを不規則に切って貫入しており、貫入時期は奈川花崗岩の形成時期以降と推定されるが、確証はない。

鮮新世火山岩類は、^{にゅうかい}丹生川火砕流堆積物及び^{のむぎとうげ}野麦峠火山岩類からなる。このうち、丹生川火砕流堆積物は北隣の上高地地域に供給源を持つデイサイト質の火砕流堆積物で、強溶結していることが多いが、本地域では西縁部にのみわずかに分布する。野麦峠火山岩類は、本地域の南部、野麦峠や鎌ヶ峰周辺に



Ma=100万年

第8図 乗鞍岳地域の地質総括図 年代値はHarland et al. (1990)による

分布する安山岩-デイサイト質の溶岩・火砕岩・貫入岩からなり、砕屑岩類を含む。その主体は径5×3kmの楕円形の岩体を形成している。砕屑岩類の中には湖成堆積物や斜面崩壊堆積物と考えられる角礫岩が挟まれており、本火山岩類の大部分は凹地(カルデラ?)を埋積して形成されたと推定される。

中期更新世 - 完新世の火山噴出物としては、乗鞍火山噴出物と御嶽火山噴出物が分布している。両火山とも乗鞍火山列(または火山帯)に属している。御嶽火山噴出物は、本地域では南西端に分布する後期更新世の安山岩溶岩のみであり、大部分は御嶽山及び木曾福島地域に広く分布する。乗鞍火山噴出物は美濃帯堆積岩コンプレックスを覆って本地域北西部に広く分布し、噴出物の一部は上高地・船津・高山地域にも分布するが、その大半は本地域に分布している。安山岩及びデイサイト質の厚い溶岩流を主体としており、火砕流や降下火山灰などの火砕物が少ない特徴がある。乗鞍火山は、古期の千町火山体・烏帽子火山体・高天ヶ原火山体、新期の四ツ岳火山体・恵比須火山体・権現池火山体からなる複合火山である。このうち最新期の権現池火山体のみが完新世になっても活動しており、信ぴょう性のある噴火記録は存在しないが、活火山の1つに数えられている。古期の噴出物は崩壊・浸食により山体の原形が失われているが、新期の噴出物は溶岩流の表面微地形が明瞭であることが多い。現存する堆積は約15

km³であるが、噴出物の総体積は約 26 km³ と見積られる。乗鞍火山の溶岩は標高 3,000 m 以上から末端では標高 1,100 m 以下まで分布しているが、基盤が盛り上がった上げ底型の構造になっており、火山体中心部における火山噴出物の厚さは高々 600-700m 程度である。

中期更新世 - 完新世の堆積物は、段丘堆積物のほか、湖成堆積物、地すべり堆積物、土石流堆積物、温泉堆積物(石灰華)、崖錐及び扇状地堆積物、現谷床及び凹陥地埋積堆積物からなる。このうち段丘堆積物は、高位・中位 I - III・低位段丘に区分され、本地域東部の未区分美濃帯堆積岩コンプレックスの分布域を中心に分布している。そのほかの堆積物は、谷沿いや凹地にわずかに分布している程度で、いずれも小規模である。このうち、湖成堆積物や土石流堆積物などは乗鞍火山噴出物の堰止めや崩壊による堆積物である。そのほか、降下テフラ層(多くは御嶽火山起源)もわずかに分布している。

III. 美濃帯堆積岩コンプレックス

(大塚 勉・足立 守)

III. 1 研究史

乗鞍岳地域の中・古生界(美濃帯堆積岩コンプレックス)についての最初の調査は坂(1887)によってなされた。坂は白骨地区に紡錘虫石灰岩が存在することを既に記している。神津(1911)は乗鞍岳地域の地質図を作成し、含放散虫チャートの存在を明らかにした。その後、田中ほか(1952)は長野県側の梓川流域の堆積岩類を古生界梓川層群と命名し、下位より島々累層・二俣累層・徳本峠累層に区分した。

湊(1951)によってその存在が明らかになった沢渡礫岩は、田中ほか(1952)や加納(1961)などによってさらに記載・議論されている。Adachi (1976)及び足立(1979)は美濃帯の地質を総括する中で、沢渡礫岩中に珪線石片麻岩が含まれることを報告した。紡錘虫・サンゴ・石灰藻類に関しては、亀井節夫(南安曇郡誌改訂編集会, 1956, p.45 - 81)や Choi and Fujita (1970)などによって研究がなされている。コノドントや放散虫などの微化石年代論の進展後、梓川流域で三畳系の存在が知られるようになり(狩野, 1975), さらに大塚(1985)によって岩相分布・層序・構造などが明らかにされた。岐阜県側では、足立・水谷(1971)及び足立(1977)によって地質・堆積構造・碎屑岩の構成鉱物が検討され、西隣の高山地域では小嶋(1982, 1984), Adachi and Kojima (1983)及び山田ほか(1985a)によって中・古生界の地質が記載されている。Otsuka (1988)は乗鞍岳地域を含む美濃帯東部の堆積岩コンプレックスの区分を行い、付加体の形成過程を論じた。その後、北隣の上高地地域では、原山(1990)によって中・古生界が記載された。最近、大塚・渡辺(1992)は泥質岩中のイライトの結晶度を用いて泥質岩の受けた弱変成作用を論じている。

III. 2 概 説

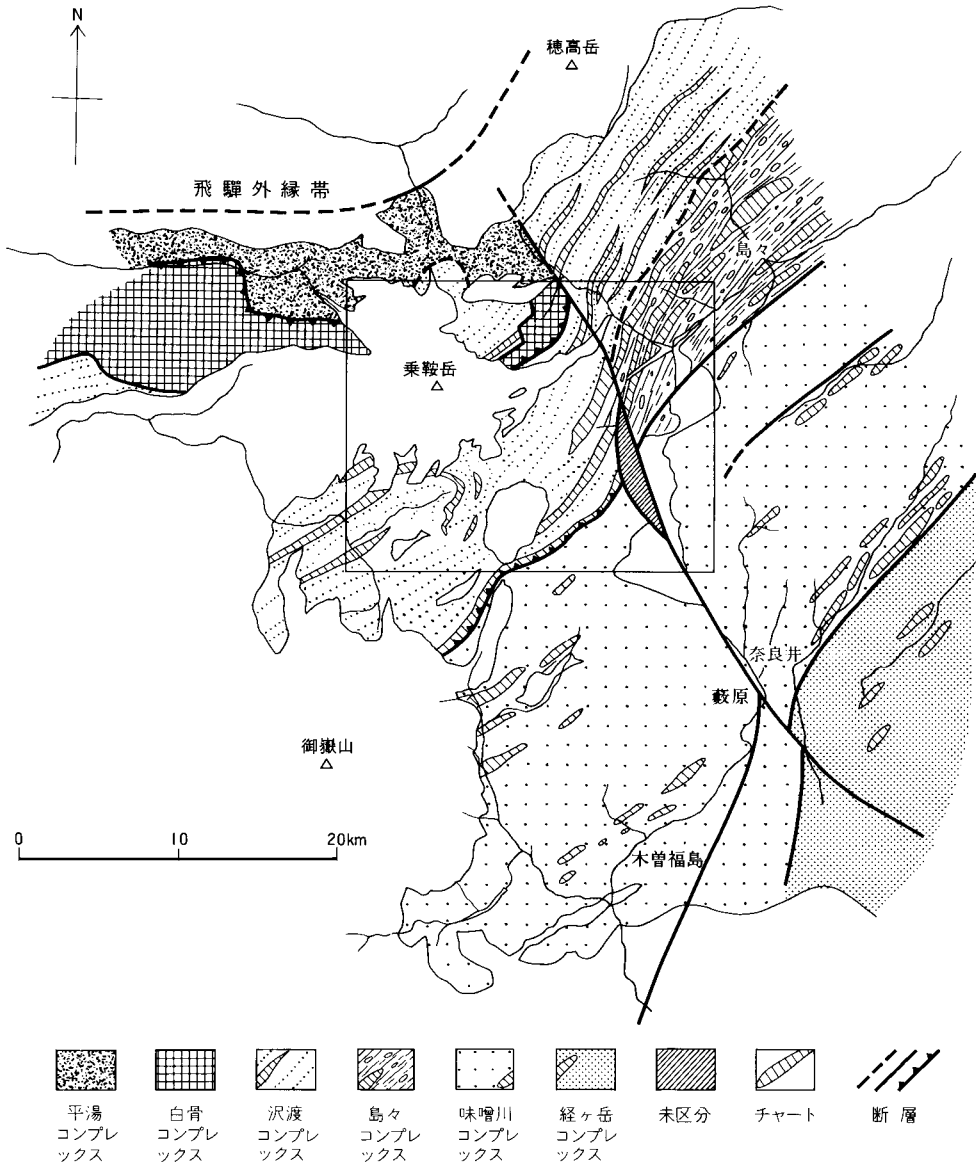
乗鞍岳地域に分布する中・古生界は、美濃帯堆積岩コンプレックスと呼ばれる。この堆積岩コンプレックスは本地域内に分布する地質体の中では最も広範囲を占め、主に砂岩・頁岩・チャート・石灰岩・緑色岩・礫岩によって構成される。泥質岩が卓越する部分は、チャート・砂岩・緑色岩などのブロックを含む含礫頁岩であることが多い。これらの岩石は、岩相・構造及びコノドントや放散虫化石を用いた研究の結果から、二畳紀からジュラ紀にかけて堆積または噴出したものが、ジュラ紀に付加体を形成したものと考えられている (Otsuka, 1988)。

本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスは、岩相・年代・構造的特徴によって、構造的上位から、白骨コンプレックス・平湯コンプレックス・沢渡コンプレックス・島々コンプレックス・味噌川コンプレックスに区分される(第9図)。美濃帯東部における各コンプレックスの岩相と年代を第10図に示す。本地域の堆積岩コンプレックスと、美濃帯の他地域の地質体との対比を第11図に示す。

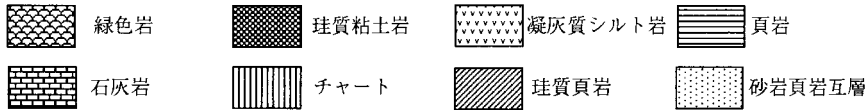
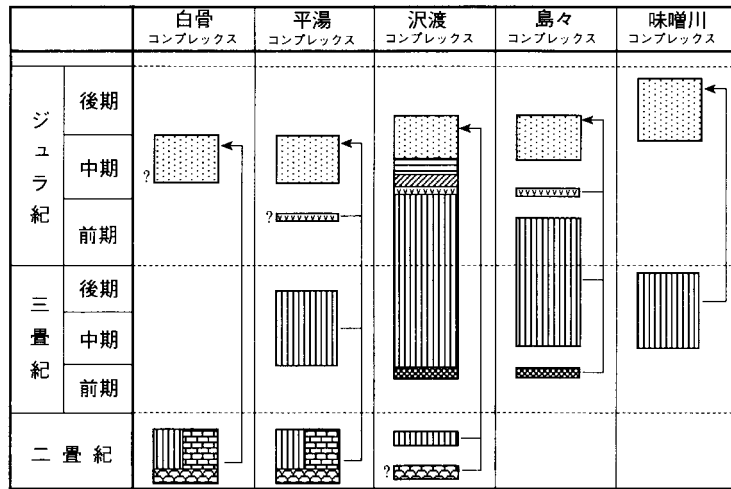
白骨コンプレックスは構造的に最も上位に位置し、本地域北部の白骨周辺に露出する。二畳紀の石灰岩・緑色岩・チャートなどによって構成されており、構造的下位の沢渡コンプレックスに衝上している。平湯コンプレックスは、本地域北西部のごく限られた範囲に分布する。二畳紀から三畳紀の緑色岩・石灰岩・チャートなどの異地性ブロックを含む中期ジュラ紀のメランジェである。沢渡コンプレックスは本地域北部から南西部の広い範囲に分布し、チャート・砂岩・頁岩・礫岩などによって構成されている。化石年代と岩相層序から、前期三畳紀のチャートから中期ジュラ紀の碎屑岩類までが連続的に堆積した「チャート碎屑岩シーケンス」によって特徴づけられる。境峠断層以西では、沢渡コンプレックスが味噌川コンプレックスに衝上している。島々コンプレックスは本地域北東部、境峠断層の北東側に露出し、頁岩及び珪質頁岩の基質中に砂岩やチャートのブロックを含むジュラ紀の含礫頁岩を主体とするメランジェである。部分的に比較的整然とした砂岩・頁岩層を含む。味噌川コンプレックスは、本地域南東部に露出し、主として後期ジュラ紀の砂岩・頁岩によって構成される。味噌川コンプレックスには、整然層からなる部分のほかに、泥質岩中にチャートや砂岩のブロックを含む含礫頁岩も存在する。境峠断層に沿って奈川村田ノ萱から寄合渡よりあいどにかけて分布するチャート及び含礫頁岩には、どのコンプレックスに帰属するかがはっきりしないものがあり、現段階では未区分堆積岩類とした。

本地域内の美濃帯堆積岩コンプレックスは、さまざまな程度に構造変形を受けている。露頭規模で成層構造が保存されている場合でも、全体の層厚や構造の把握が困難であることが多い。美濃帯堆積岩コンプレックスは一般に北東-南西の走向を示し、北西に 40° から 80° 程度傾斜することが多い。本地域南西部の沢渡コンプレックス分布域には、北東-南西方向の褶曲軸をもつ半波長1 km程度の向斜構造が認められる。本地域東部を北北西-南南東に走る境峠断層に近い部分では、断層の左横ずれ変位の結果、美濃帯堆積岩コンプレックスはほぼ南北の走向を示している。また、境峠断層の東側が上昇する変位の結果、断層の東側には美濃帯堆積岩コンプレックスの深部相が露出しており、断層の両側でコンプレックスは必ずしも連続的ではない。このため、沢渡コンプレックスの深部相と推定される島々コンプレックスの分布は境峠断層の東側のみに限られている。

美濃帯堆積岩コンプレックスの中には無数の断層が存在する。しかし、地質図には、美濃帯堆積岩コンプレックスの構造を解釈する上で重要と思われる断層のみを図示した。



第9図 美濃帯東部のコンプレックス区分と乗鞍岳地域の位置
大塚・渡辺(1992)を改変



第 10 図 美濃帯東部の各コンプレックスの岩相と年代

Otsuka (1988) を改変。第 9 図の経ヶ岳コンプレックスは本地域には分布しないため、省略した。矢印は、メランジェ中の異地性ブロックの起源を示す

美濃帯西部 (Wakita, 1988)	美濃帯西部 (大塚, 1989)	高山地域 (山田ほか, 1985a)	乗鞍岳地域 (本報告)
	Complex 5		味噌川コンプレックス
			島々コンプレックス
上麻生ユニット	Complex 3	大西層・髭多山層	沢渡コンプレックス
坂本峠ユニット	Complex 1B	駄吉層	平湯コンプレックス
舟伏山ユニット	Complex 1C	小八賀川層・根方層	白骨コンプレックス

第 11 図 乗鞍岳地域・高山地域・美濃帯西部の美濃帯堆積岩コンプレックスの対比
美濃帯西部の区分は、Wakita (1988) 及び大塚 (1989) による

用語について

コンプレックス：本報告では、岩相・年代・変形など、一定の特徴を備えた地質体について「コンプレックス」を区分の単位として用いる。一般に付加体では初生的な層序関係や構造が失われており、ここでは地質体を「層」という単位で表現する従来の方法がうまく適用されない。美濃帯堆積岩コンプレックスの分布は後期白亜紀 - 古第三紀初期の濃飛流紋岩類によって東西に分断されている。濃飛流紋岩類の分布域の西側の地域では、美濃帯堆積岩コンプレックスの地質区分に「ユニット」という用語が、こ

れまで用いられてきた(Wakita, 1988 など)。一方、東側の地域では、同様の区分に「コンプレックス」という用語が用いられている(Otsuka, 1988)。本報告では、当地域でのこれまでの研究や、北隣の上高地地域(原山, 1990)との整合性をはかるため、「コンプレックス」を区分単位として用いる。

メランジエ：メランジエは、本来、構造的に地質体が破壊されて形成されたものに対して与えられた用語(Greenly, 1919)であるが、最近ではその成因にかかわらず用いられることが多い。本報告で用いるメランジエは、泥質岩の基質中にさまざまな大きさのブロックを含み(block-in-matrix texture)、広範囲にわたって分布する地質体についての記載用語であり(例えば、Raymond, 1984)、成因的な意味は含まれていない。なお、露頭規模で block-in-matrix texture を示すものについては含礫頁岩(pebbly shale: Crowell, 1957)という記載用語を用いる。Crowell (1957)は pebbly mudstone (含礫泥岩)の記載の中で、剥離性の高いもの(スイスの Wildflysch breccia の一部)に pebbly shale という用語を使用している。

泥質岩：本報告では、砂サイズ未満の粒子からなる碎屑岩類を泥質岩と総称する。泥質岩には、頁岩・珪質頁岩・珪質粘土岩・凝灰質シルト岩などが含まれる。このうち、頁岩は葉理などの堆積構造が保存されているもの、珪質頁岩は堆積構造が顕著でなく珪質である場合に用いる。珪質粘土岩(いわゆる砥石型頁岩; Imoto, 1984)は、鏡下でも明瞭な碎屑粒子が認められず、自生の粘土鉱物や石英を主成分とする泥質岩に対して用いる。凝灰質シルト岩は、火山岩起源と考えられる長石・黒雲母・石英などの碎屑粒子を含む珪質な岩石に対して用いる。

III. 3 白骨コンプレックス(Shb, Shl, Shc, Shs, Shm)

分布と関係 ^{しらほね}白骨コンプレックス(Otsuka, 1988)は、本地域北部の白骨から鈴蘭付近にかけて分布するチャート・石灰岩・緑色岩などからなる地質体である。湯川流域から上高地乗鞍スーパー林道^{ひるくぼ}窪トンネル付近にかけて模式的に露出している。構造的低位の沢渡コンプレックスと、北西に約50°傾斜する衝上断層で接する。この断層に伴う破碎帯の幅は50m以上である。

本地域では、白骨コンプレックスと平湯コンプレックスとの関係は不明である。しかし、西隣の高山地域では、白骨コンプレックスに対比される小八賀川層・根方層^{ごんぼう}(山田ほか, 1985 a)が、平湯コンプレックス^{だよし}(駄吉層; 同)に衝上している(Adachi and Kojima, 1983)。

対比 狩野(1975)の白骨層を含み、大塚(1985)のE帯に相当する。また、隣接する高山地域の小八賀川層・根方層・“未区分中・古生層”(山田ほか, 1985 a)などに対比される。

岩相 緑色岩(Shb)、チャート(Shc)、石灰岩(Shl)、含礫頁岩(Shm)及び砂岩(Shs)からなる。

緑色岩は一般に暗緑色を呈し、枕状ないし塊状の玄武岩質溶岩・ハイアロクラスタイト・凝灰岩を主体とする。湯川流域では典型的な枕状溶岩が見られる(第12図)。玄武岩は斜長石・単斜輝石を主体とし、緑泥石・方解石・緑れん石などの変質鉱物を含む。枕状構造を呈する玄武岩は細粒で、枕状構造の表面付近に方解石や緑泥石によって充填された、直径2mm以下の発泡孔が観察される。塊状溶岩には、鏡下でオフィティック組織が明瞭なドレライトも見いだされる(第13図)。ハイアロクラスタイトには、枕状溶岩起源及びガラス質の緑色岩の岩石片が含まれている。白骨東方の湯川河床では、凝灰質の緑色岩から、凝灰質な珪質粘土岩を経てチャートに整合的に移化する状況が観察される(第14図)。

チャートは一般に青灰色ないし灰色を呈し、粘土質岩の薄層を挟んで数cm単位で成層した層状チャートである。赤褐色チャートあるいは塊状チャートはほとんど見られない。

石灰岩は角礫状石灰岩を主体とし、塊状石灰岩を伴う。角礫状石灰岩(第15図)は、おおむね長径が

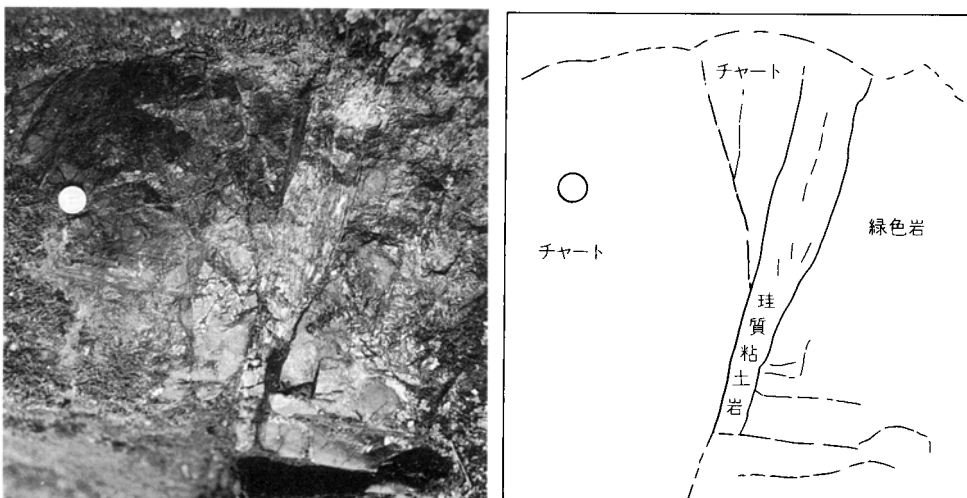


第 12 図 白骨コンプレックスの枕状溶岩 (安曇村白骨東方, 湯川)



1mm

第 13 図 白骨コンプレックスの緑色岩(ドレライト)の顕微鏡写真
下方ポラーのみ (安曇村白骨東方, 湯川)



第14図 白骨コンプレックスの緑色岩とチャートの境界

下位(写真右側)より、凝灰岩質緑色岩、厚さ5cm前後の珪質粘土岩、チャートの順に整合関係で重なる。スケール(硬貨)の直径は2cm (安曇村白骨東方、湯川)



第15図 白骨コンプレックスの角礫状石灰岩 (スーパー林道蛭窪トンネルの北)

10cm以下の灰白色ないし灰色の石灰岩角礫，少量の灰緑色または赤紫色の緑色岩の角礫，及び石灰質の基質からなる．石灰岩中には，5cm程度の厚さで成層したドロマイト質石灰岩とチャートからなる厚さ2-5mの地層を挟む．

白骨東方や見晴峠南方では，チャートが広く分布する地域に石灰岩や緑色岩の小規模なブロック状岩体が散在して見いだされる．岩石の露出があまりよくないため相互の関係は不明であるが，チャートも含めてブロックの集合体と考えられる．

化石及び年代 石灰岩からは，亀井(南安曇郡誌改訂編集会，1956，p.45-81)，Choi and Fujita (1970)及び大塚(1985)によって，第1表のような紡錘虫・サンゴ・石灰藻などの産出が報告されている．また，チャートからは放散虫(第2表)及びキノドントが産出している(大塚，1985)．これらの化石は，石灰岩とチャートが，中期二畳紀のものであることを示している．

第1表 白骨コンプレックスの石灰岩中の紡錘虫・石灰藻・四射サンゴ化石

紡錘虫 <i>Pseudofusulina krafftii</i> (Schellwien and Dyhrenfurth) *** <i>Parafusulina japonica</i> (Gümbell) * <i>P. kaerimizensis</i> (Ozawa) * <i>P. ambigua</i> (Deprat) ** <i>P. nakamigawai</i> Morikawa and Horiguchi *** <i>Yangchienia compressa</i> (Ozawa) *** <i>Pseudodoliolina ozawai</i> Yabe and Hanzawa * <i>Schubertella</i> sp. ** <i>Chusenella</i> sp. *** <i>Minoella nipponica</i> (Ozawa) *** <i>Neoschwagerina simplex</i> (Ozawa) *** <i>Misellina</i> sp. <i>Cancellina</i> cf. <i>nipponica</i> Ozawa <i>Verveekina</i> cf. <i>verveeki</i> (Geinitz)
石灰藻 <i>Mizzia velebitana</i> (Schubert) **
四射サンゴ <i>Yatsengia</i> aff. <i>ibukiensis</i> Minato ***

*: 藻(1951)によって最初に報告されたもの，

** : 田中ほか(1952)によって最初に報告されたもの，

*** : 亀井(南安曇郡誌改訂編集会，1956)によって最初に報告されたもの．
 その他は大塚(1985)による

第2表 白骨コンプレックスのチャートから産出した放散虫化石 (大塚，1985)

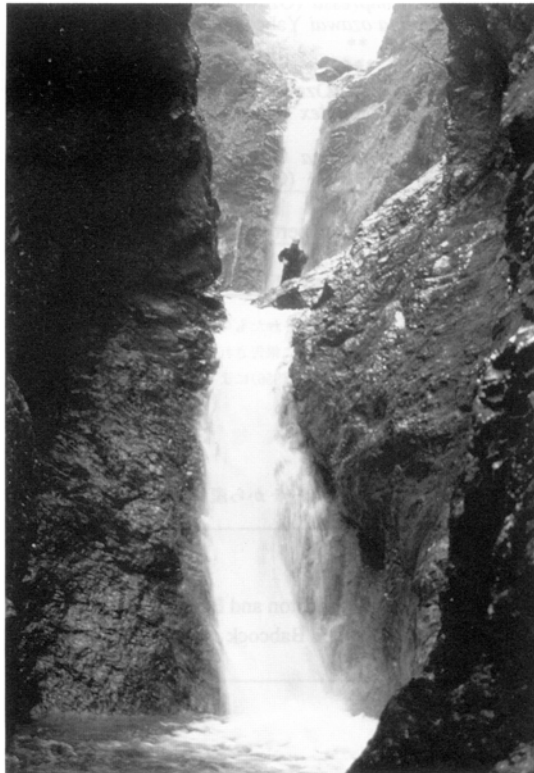
放散虫 <i>Pseudoalbaillella</i> spp. <i>Follicucullus scholasticus</i> Ormiston and Babcock morphotype I Ishiga <i>F. scholasticus</i> Ormiston and Babcock morphotype II Ishiga <i>F.</i> sp.
--

III. 4 平湯コンプレックス (Hb, Hl, Hc, Hm)

分布と関係 ^{ひらゆ}平湯コンプレックス (Otsuka, 1988) は含礫頁岩を主体とする地質体である。本地域内では乗鞍火山の北方から白骨北方にかけての狭い範囲に分布するにすぎないが、北隣の上高地地域及び西隣の高山地域内にかけて広く露出しており、典型的なメランジェを形成している。本地域では、平湯コンプレックスと白骨コンプレックスの関係は不明である。上高地地域内では、平湯コンプレックスは飛騨外縁帯の古生界と断層で接している。

対比 上高地地域内の平湯層群 (Kamei, 1952)、高山地域内の丹生川オリストストローム (Adachi and Kojima, 1983) 及び駄吉層 (山田ほか, 1985a) に対比される。

岩相 チャート (Hc)、石灰岩 (Hl)、緑色岩 (Hb)、珪質頁岩・砂岩などの大小のブロックを泥質岩中に含む含礫頁岩 (Hm) からなる。本地域北端のセバ谷の上流部には、チャートと珪質粘土岩からなる大規模なブロックが存在する (第 16 図)。北隣の上高地地域内では、長径が 1 km を超えるチャートや石灰岩のシートやブロックも見られる。長径が数 cm 程度の砂岩やチャートのブロックでは、単純剪断



第 16 図 平湯コンプレックスのチャート
硬い層状チャートに滝が懸かり、ゴルジュが続く。奥の滝は落差約 30m (安曇村, セバ谷)

を受けて非対称なレンズ状に変形したのが見いだされる。ブロックを多量に含む部分では、一般に劈開の発達著しい。また、墨流し状の流動変形を示す緑灰色の凝灰質シルト岩が、基質の泥質岩中に挟まれることがある。

化石及び年代 乗鞍岳地域では、時代推定の手がかりとなる化石は得られていない。岐阜県側では、石灰岩ブロックからは前期二畳紀から中期二畳紀の紡錘虫（猪郷，1956 など）が、チャートからは二畳紀から前期ジュラ紀にかけての放散虫（小嶋，1982，1984）が報告されている。泥質岩からは中期ジュラ紀の放散虫群集（*Unuma echinatus* 群集：Yao，1983）が得られており（Adachi and Kojima，1983；Otsuka，1988），大規模なメランジェの形成時期は中期ジュラ紀以降と考えられる。

白骨コンプレックスと平湯コンプレックスを比較すると、平湯コンプレックスの方がメランジェの基質の泥質岩が多く、三畳紀のチャートブロックを含んでいる点で白骨コンプレックスと異なっている。しかし、両者に緑色岩・石灰岩・チャートが存在すること、石灰岩が同時代の化石を含むことなど共通点も多く、ほぼ同一の形成過程を経たものと推定される。この意味で、両コンプレックスを統合して1つのコンプレックスとみなすことも可能であるが、ここでは従来通り独立のコンプレックスとして扱う。

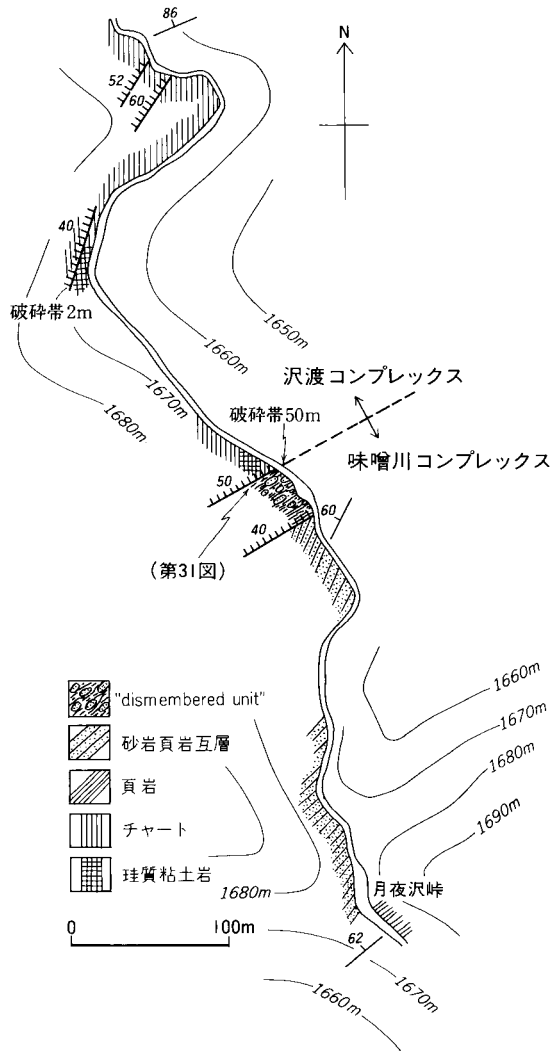
III. 5 沢渡コンプレックス (Sab, Sac, Sat, Sas, Sag, Sar)

分布と関係 さわんど 沢渡コンプレックスは、主にチャートや碎屑岩からなる比較的変形の少ない地質体で、Otsuka (1988)によって記載・命名された。本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスのうちで最も広い範囲を占め、安曇村沢渡付近から奈川村西方、高根村にかけて分布している。安曇村の前川沿い、乗鞍高原から奈川村に至るスーパー林道沿い、高根村の日影沢林道沿いなどに模式的な露出が見られる。

蛭窪トンネル南方約 500 m の地点では、構造的上位の白骨コンプレックスと明瞭な衝上断層で接している。境峠断層以東では、構造的下位の島々コンプレックスとの関係は不明である。両者の境界部には明瞭な断層は見いだされていないが、若干の岩相の斜交が認められることから断層の存在を推定した。境峠断層以西では、構造的下位の味噌川コンプレックスとは明瞭な北傾斜の逆断層で接する。奈川村のつきよざわ月夜沢峠付近では、沢渡コンプレックスの基底部の珪質粘土岩が、味噌川コンプレックスの砂岩頁岩互層及びその変形岩 (dismembered unit : Raymond, 1984) と、幅約 50 m の破砕帯を伴う断層で接している様子が観察される (第 17 図)。

対比 くろかわど 上高地地域内の安曇村島々谷から本地域の沢渡、奈川村黒川渡西方にかけて分布する D 帯 (大塚, 1985) に相当する。また、梓川層群の徳本峠累層 (田中ほか, 1952)、高山地域のひげた髭多山層及び大西層 (山田ほか, 1985 a) を含む。本コンプレックスは、美濃帯中西部の上麻生ユニット (Wakita, 1988) に対比される。本報告では、年代・岩相などの特徴が共通な湯川コンプレックス (Otsuka, 1988) を沢渡コンプレックスに含めて扱う。

岩相 砂岩・頁岩・含礫頁岩 (Sas)、チャート・珪質粘土岩 (Sac)、珪質頁岩・凝灰質シルト岩 (Sat)、礫岩 (Sag) 及びチャート角礫岩 (Sar) からなり、緑色岩 (Sab) を伴う。本コンプレックスの構成岩類の特徴は、珪質粘土岩またはチャートに始まり、凝灰質シルト岩・珪質頁岩・頁岩・砂岩頁岩互層の順

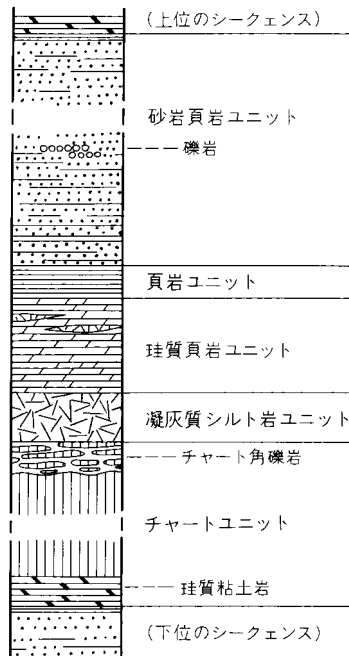


第 17 図 沢渡コンプレックスと味噌川コンプレックス境界部のルートマップ

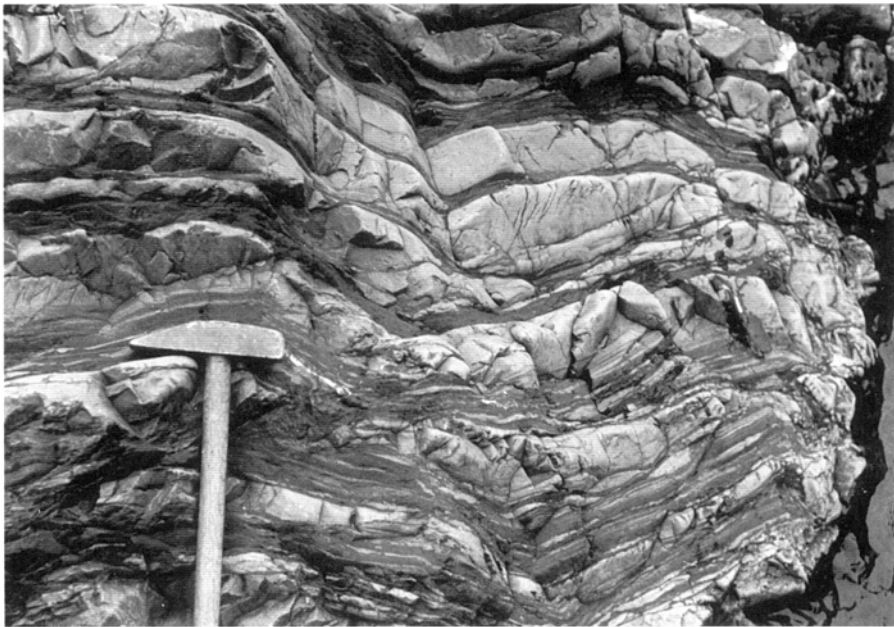
沢渡コンプレックスが味噌川コンプレックスに衝上しており、幅約 50m の破碎帯を伴う。この dismembered unit (Raymond, 1984) は、砂岩が変形の結果、ブロック状になったもの (奈川村、月夜沢峠北方)

に整合的に重なる層序「チャート碎屑岩シーケンス」(第 18 図)が見いだされることである(後述)。また、砂岩頁岩互層の一部は、おそらく未固結時に変形した結果、**broken formation** または **dismembered unit** (ともに Raymond, 1984)の形態を示すことがある(第 19 図)。変形した砂岩頁岩互層は、異地性と考えられるチャートや緑色岩などの小岩体を含む含礫頁岩となっていることがある。白骨コンプレックスとの境界の断層に接する部分には、泥質岩基質中にチャートや砂岩のブロックを含む含礫頁岩が存在する。

チャートは、一般に厚さ数 10 m から 100 m 程度の層厚を有し側方への連続性がよいものと、薄く連続性に乏しいものの両方が存在する。連続性に乏しいチャートは、まわりの砂岩頁岩互層とは断層(すべり面)で接することが多い。チャートは赤褐色・灰色・青灰色・緑灰色などを呈し、一般に数 cm か



第18図 沢渡コンプレックスを特徴づけるチャート碎屑岩シーケンスの復元図
 層厚は数100m規模で、そのうち砂岩・頁岩ユニットが最も大きな割合を占める



第19図 沢渡コンプレックスの broken formation
 この broken formation は、砂岩頁岩互層が変形の結果、堆積構造が一部失わたもの (安曇村, 前川)

ら 10 cm の厚さでよく成層している。チャートには、多数の平行葉理が発達した varved chert も存在し、灰白色の石灰岩と互層をなすこともある。チャートの下位には、しばしば陸源碎屑物を含まない珪質粘土岩が存在する。珪質粘土岩は黒色と灰色を呈し、チャートと同様の層理が明瞭である。

緑灰色の凝灰質シルト岩は、チャートの上位に整合で重なる。凝灰質シルト岩の最下部には、チャートのブーダン状の破片または角礫が含まれることがある(大塚, 1985)。凝灰質シルト岩の層厚は数 10 cm から 10 m 程度である。鏡下では、斜長石・石英・黒雲母・ジルコンなどの鉱物粒子のほか、中性ないし酸性火山岩と推定される岩石片や放散虫化石などを含んでいる(第 20 図)。上高地地域内で採取された同種の岩石の分析値はデイサイト質の組成である(原山, 1990)。この凝灰質シルト岩は、足立(1977)によって岐阜県上麻生地域で記載されている“緑灰色層状凝灰質シルト岩”に相当する。

珪質頁岩は凝灰質シルト岩の上位に整合に重なり、一般に暗緑灰色または赤褐色を呈する。珪質頁岩は上位の暗灰色ないし黒色の頁岩層へ移化する。珪質頁岩や頁岩層には、まれに径 5 - 15 cm の二酸化マンガンからなるマンガンノジュールが含まれる。

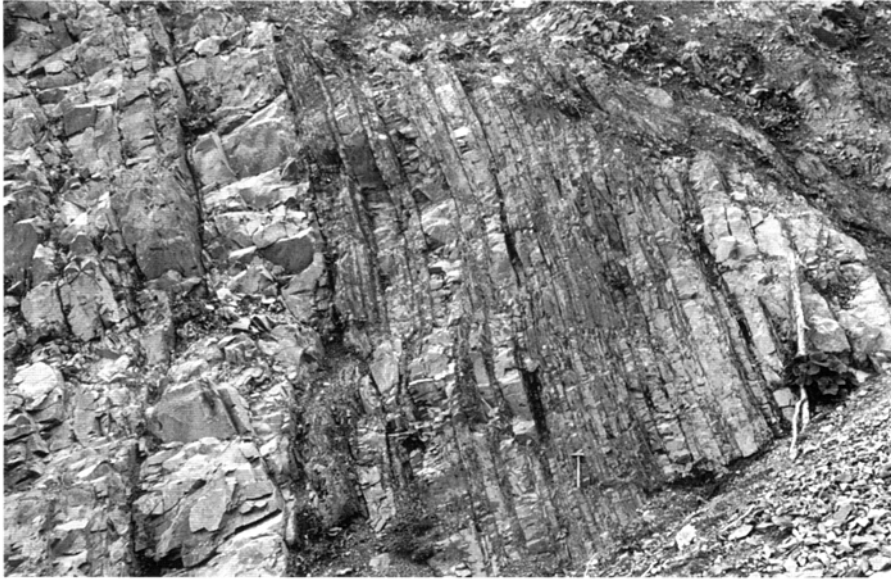
砂岩頁岩互層(第 21 図)は、沢渡コンプレックスの構成岩類の中で最も大きな割合を占めている。砂岩頁岩互層には、砂岩優勢互層・頁岩優勢互層・礫岩など、さまざまな岩相が見られる。互層部の砂岩には級化層理や groove cast・flute cast・bounce cast・load cast などのソールマークが見られ、タービダイトと考えられる。ソールマークから推定される古流向は北→南である(足立・水谷, 1971)。砂岩頁岩互層の最上部と考えられる部分には、数 cm 単位で成層する細粒砂岩 - 頁岩のタービダイト層が存在する。安曇村スーパー林道オトワカ沢付近に露出するこの部分には、波長数 m から数 10 m 程度の褶



0.5 mm

第 20 図 沢渡コンプレックスの凝灰質シルト岩の顕微鏡写真

写真中央やや上に放散虫の殻が、やや下に黒雲母の碎屑粒子が認められる。下方ボーラーのみ (高根村阿多野郷の南)



第 21 図 沢渡コンプレックスの砂岩頁岩互層 (奈川村, スーパー林道)

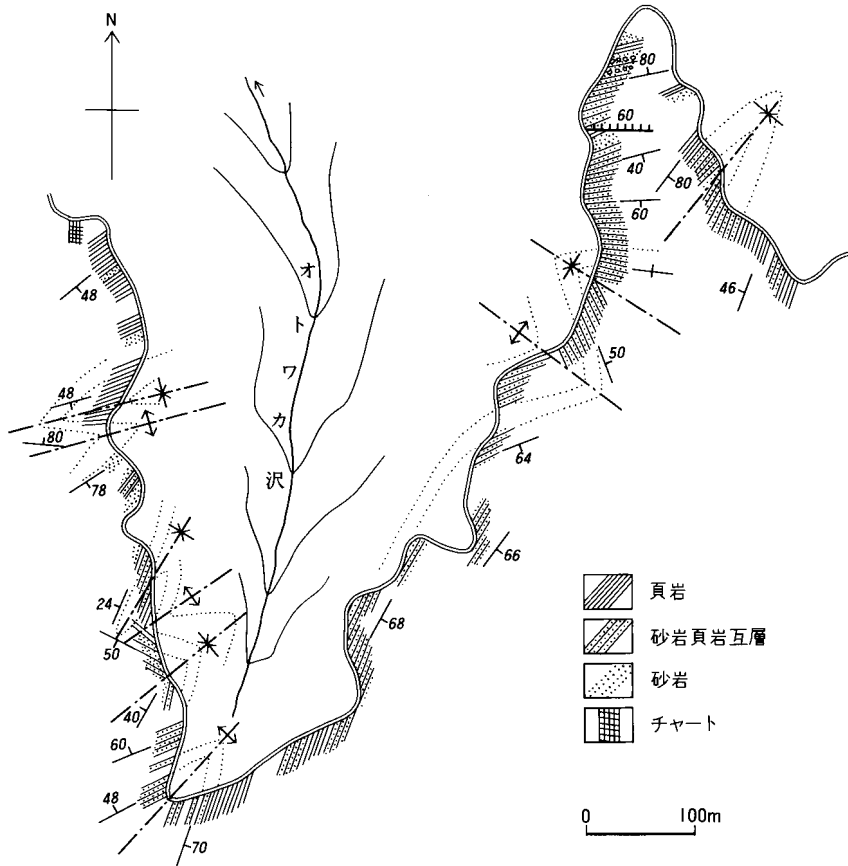
曲構造が著しい(第 22 図)。細粒砂岩には炭質物や雲母片が、頁岩には Helminthoid 様の生痕化石がしばしば見られる。

砂岩は一般に石英や長石に富むワックあるいはアレナイトであり、重鉱物として不透明鉱物・黒雲母・ザクロ石・ジルコン・白雲母・電気石・燐灰石・モナザイトなどが普遍的に存在するほか、まれにクロリトイドが見いだされる(足立, 1977)。砂岩中の碎屑性モナザイト及びジルコンの CHIME 年代(含 Th・U 鉱物の EPMA 分析による Th-U-全鉛アイソクロン年代法: Suzuki *et al.*, 1991; Suzuki and Adachi, 1991)は、美濃帯中部の上麻生礫岩中の片麻岩礫が示す先カンブリア年代(Shibata and Adachi, 1974; Adachi *et al.*, 1992)によく似ている。モナザイトは中期先カンブリア時代(1700 - 1200 Ma)のものが多く、そのほかに古生代末やジュラ紀初期の粒子も少数存在する(第 23 図: Adachi and Suzuki, 1994)。また、ジルコンには約 2000Ma の CHIME 年代を示す円磨ジルコン粒子も存在する。

チャートの下底部に断層で接して、礫も基質もチャートのみからなる角礫岩が存在することがある。奈川村追平西方(奈川左岸)の林道では、チャート角礫岩は 60 m 以上の厚さを有し、上位のチャートと断層で接している。このチャート角礫岩は、美濃帯西部の和田野礫岩(鹿沼, 1956; Mizutani, 1964; Kano, 1979; 斎藤・塚本, 1993 など)に対比される。

緑色岩は、周囲をすべり面で囲まれた砂岩頁岩互層中の数 m ないし数 10 m のブロックとして、本地域南西部の 2ヶ所でみられる。暗緑色の玄武岩質の溶岩と火砕岩からなり、方解石や緑泥石で充填された発泡孔を有する。

礫岩: 砂岩優勢互層中には、変成岩や深成岩の礫を含む層間礫岩がしばしば存在する。乗鞍岳地域内では、(1)安曇村沢渡西方約 1.5 km の湯川沿い—“沢渡礫岩”, (2)安曇村番所^{ばんどころ}北方の小大野川沿い—“番所礫岩”, (3)奈川村屋形原南西のスーパー林道沿い, (4)奈川村屋形原南方の林道沿いで分布が確

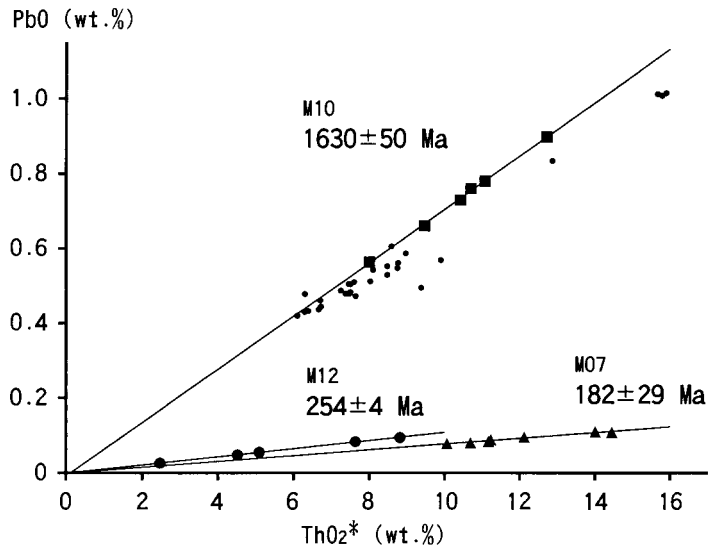


第 22 図 沢渡コンプレックスのルートマップ

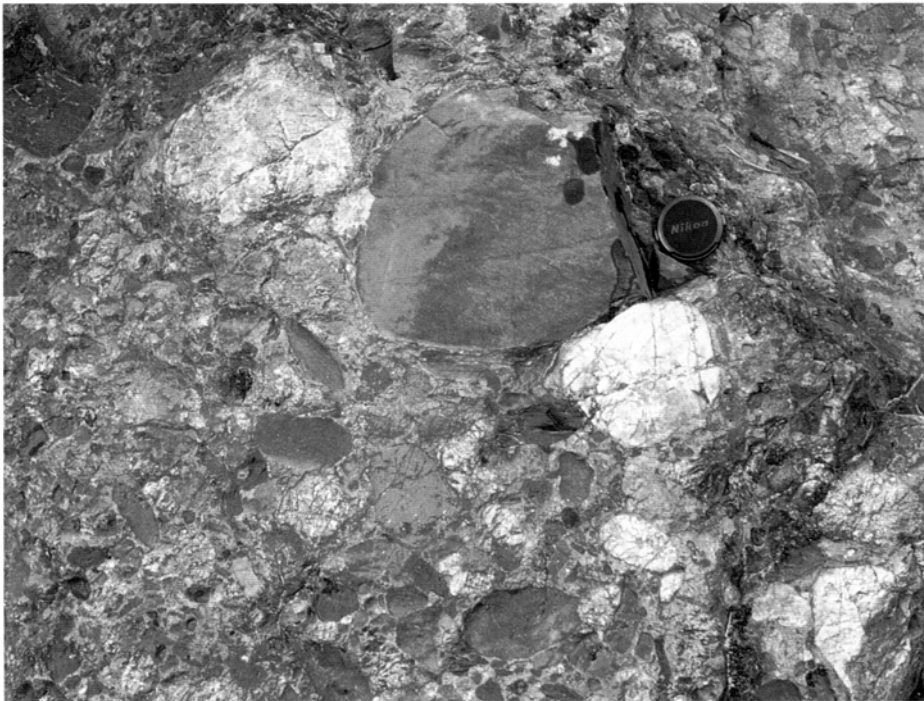
砂岩頁岩互層中に、波長 100m 前後の褶曲が見いだされる。高根村から北東に延びる大規模な向斜軸の延長上に位置する（安曇村、前川支流、オトワカ沢付近のスーパー林道沿い）

認されている。これらの礫岩はすべて matrix-supported の礫岩で、礫の淘汰はあまりよくないが、変成岩や深成岩の礫の円磨度は高いという点で一致している。

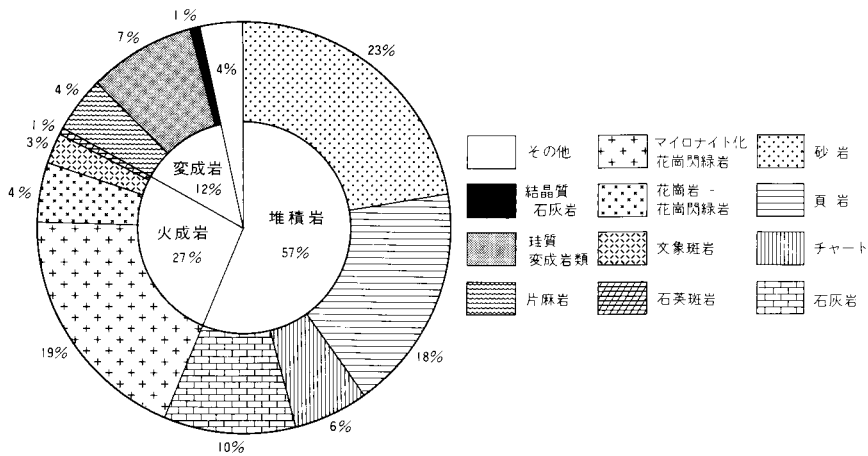
(1) “沢渡礫岩”は湊(1951)によってその存在が明らかになり、田中ほか(1952)及び加納(1961)によって記載された。Adachi (1976)は沢渡礫岩中に珪線石片麻岩が含まれることを報告し、上麻生礫岩(Adachi, 1971)との類似性を指摘している。(2) “番所礫岩”(第 24 図)は大塚(1985)及び Otsuka (1988)によって記載された。番所礫岩はこれまでに知られている本地域の礫岩では最も大規模で、厚さ 50 m 以上、礫の最大径は 1.5 m に及ぶ。その礫種構成は第 25 図のようで、花崗岩や花崗閃緑岩などの深成岩類や、ザクロ石を伴う片麻岩類の礫を多く含む(第 26 及び 27 図)。石灰岩の礫からは後期三畳紀のコノドント(*Gondolella polygnathiformis*, *Epigondolella bidentata*)が、礫岩の基質の砂岩からは、ジュラ紀の放散虫(*Protunuma* sp.)が見いだされている(Otsuka, 1988)。(3)屋形原南西の礫岩の厚さは約 1 m であるが、深成岩や変成岩の礫を含んでいる。(4)屋形原南方の礫岩は厚さ約 20 m で、沢渡礫岩と



第 23 図 沢渡コンプレックスの砂岩中の碎屑性モナザイト粒子の CHIME 年代 (Adachi and Suzuki, 1994)
 ■は 1630Ma のアイソクロンを形成する M10 粒子中の 6 点, ●は 254Ma のアイソクロンを形成する M12 粒子中の 5 点, ▲は 182Ma のアイソクロンを形成する M07 粒子中の 7 点を表す. • は M07, M10, M12 以外の碎屑性モナザイト粒子を表す



第 24 図 沢渡コンプレックスの番所礫岩 (安曇村, 小大野川)



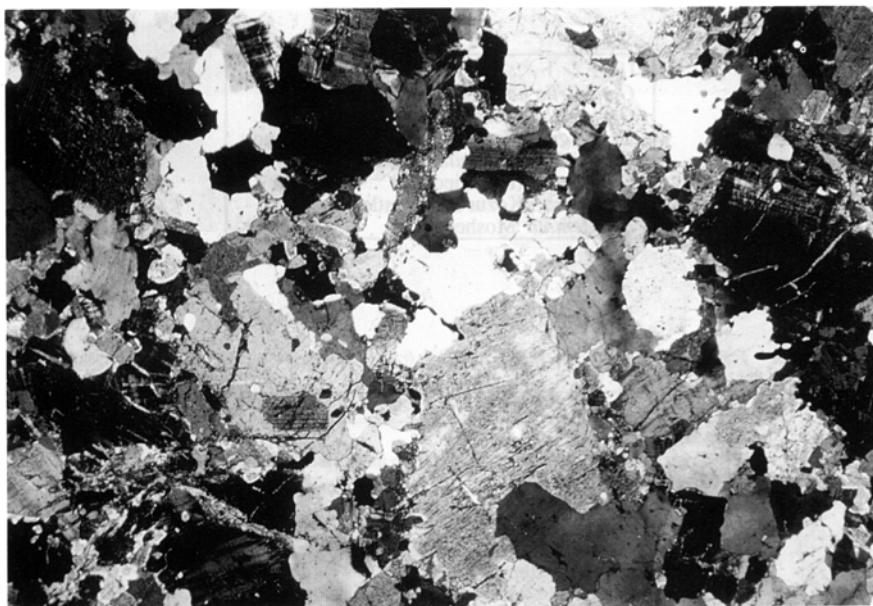
第25 図 沢渡コンプレックスの番所礫岩の礫種構成 (Otsuka, 1988)

ほぼ同様な礫種構成を示す。

チャート碎屑岩シーケンス：沢渡コンプレックスの構成岩類の累重関係には、珪質粘土岩に始まり、チャート・凝灰質シルト岩・珪質頁岩・頁岩、さらに砂岩頁岩互層に終わる規則性が認められる(大塚, 1985, Fig.4)。この累重関係は、微化石が示す年代と矛盾せず、ほぼ連続的に堆積して形成されたものと考えられる。この一連の層序単位を、大塚(1985)は「チャート碎屑岩ユニット」と呼び、後に「チャート碎屑岩シーケンス」(Otsuka, 1988)と改めた(第18図)。珪質粘土岩及びチャートの厚さは100 m以下、凝灰質シルト岩の層厚は1 - 50 m、珪質頁岩は2 - 50 m、頁岩は5 - 20 m程度である。砂岩頁岩互層の厚さはおおむね数100 mで、チャート碎屑岩シーケンス全体では1,000 mを超えないものと推定される。ただし、付加体形成の際の構造的な欠如または重複によって、野外では初生的な連続的層序が常に認められるわけではない。

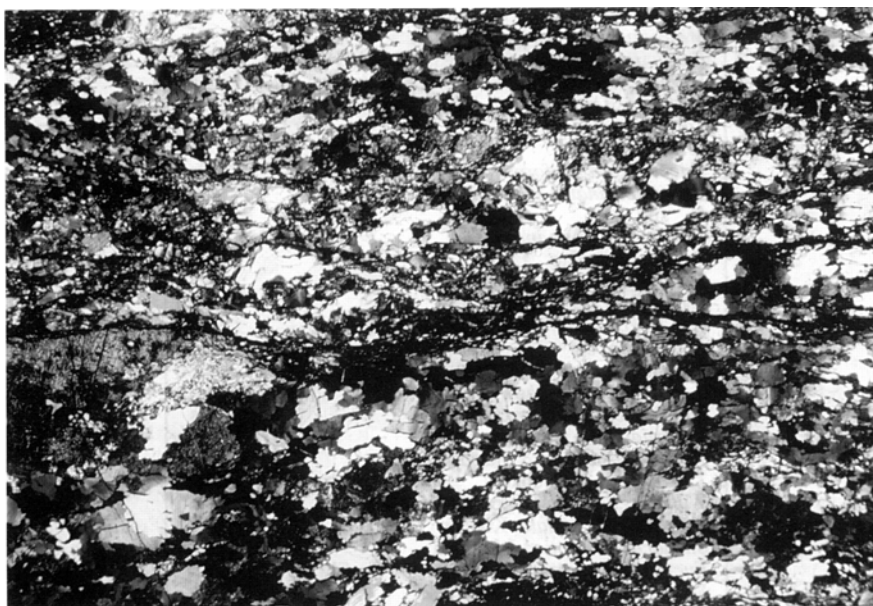
このチャート碎屑岩シーケンスが示す岩相変化は、海洋プレートの移動に伴って、珪質粘土岩とチャートのみが堆積する大洋底から、陸上から火山噴出物や細粒碎屑物が到達する半遠洋性環境、さらに大量の粗粒な陸源碎屑物がもたらされる海溝へと、堆積場が変化したことの反映と考えられている(大塚, 1985など)。

化石及び年代 本地域の沢渡コンプレックスからはコノドント(第3表)と放散虫(第4表)が多数の地点から産出している(Otsuka, 1988 ; Hori and Otsuka, 1989など)。コノドントは、前述の礫岩中の石灰岩からの産出を除けば、すべてチャートから得られている。それらは、前期三畳紀の後期(Spathian)から後期三畳紀の後期(Rhaetian)を示す。放散虫は、チャート・珪質頁岩・頁岩などから産出し、Triassic *campe deweveri* 群集(中期三畳紀の後期 ; Yao, 1982)から *Gongylothorax sakawaensis* - *Stichocapsa naradaniensis* 群集(後期ジュラ紀の前期, Oxfordian ; Matsuoka, 1982)までのさまざまな時代を示す。奈川村屋形原西方約1 kmの地点で得られた菱マンガン鉱からなるマンガンジュールの転石からは、Unuma *echinatus* 群集(中期ジュラ紀, Bajocian ; Yao, 1983)を特徴づける放散虫が得られた。



3mm

第 26 図 沢渡コンプレックスの番所礫岩に含まれる花崗岩礫の顕微鏡写真 (直交ポーラー)



3mm

第 27 図 沢渡コンプレックスの番所礫岩に含まれる黒雲母白雲母片麻岩礫の顕微鏡写真 (直交ポーラー)

第3表 沢渡コンプレックスのチャートから産出したコノドント化石 (大塚, 1985)

コノドント
<i>Gondolella haslachensis</i> (Tatge)
<i>G. excelsa</i> (Mosher)
<i>G. polygnathiformis</i> Budurov and Stefanov
<i>Epigondolella primitia</i> Mosher
<i>E. abneptis</i> (Huckriede)
<i>E. postera</i> (Kozur and Mostler)
<i>E. bidentata</i> Mosher

第4表 沢渡コンプレックスから産出した放散虫化石 (Otsuka, 1988 ; Hori and Otsuka, 1989)

放散虫	岩石
三畳紀	
<i>Triassocampe deweveri</i> (Nakaseko and Nishimura)	Ch
<i>T. spp.</i>	Ch
<i>Tripocyclia</i> sp.	Ch
<i>Staurodoras</i> sp.	Ch
<i>Palaeosaturnalis</i> cf. <i>zapfei</i> Kozur and Mostler	Ch
<i>P. heisseli</i> Kozur and Mostler	Ch
<i>P. elegans</i> Kozur and Mostler	Ch
<i>P. triassicus</i> Kozur and Mostler	Ch
<i>P. cf. fissa</i> Kozur and Mostler	Ch
<i>P. (?) convertus</i> Kozur and Mostler	Ch
<i>P. sp.</i>	Ch
ジュラ紀	
<i>Canoptum</i> sp.	Ch
<i>Gigi</i> sp.	Ch
<i>Syringocapsa</i> sp.	Ch
<i>Parahsuum simplum</i> Yao	Ch
<i>P. spp.</i>	Ch
<i>Mesosaturnalis hexagonus</i> (Yao)	Ss
<i>Parvingula gigantocornis</i> Kishida and Hisada	Ss
<i>Hsuum hisuikyoenense</i> Isozaki and Matsuda	Ss
<i>Archicapsa pachyderma</i> Tan	Ss
<i>Zartus</i> spp.	Ss
<i>Trillus</i> spp.	Ss
<i>Tricolocapsa fusiformis</i> Yao	Ss
<i>Unuma echinatus</i> Ichikawa and Yao	Ss
<i>U. spp.</i>	Ss,Sh
<i>Tricolocapsa parvipora</i> Tan	Ss
<i>T. plicarum</i> Yao	Ss,Sh
<i>T. rüsti</i> Tan	Ss,Sh
<i>Cyrtocapsa mastoidea</i> Yao	Ss,Sh
<i>C. (?) kisoensis</i> Yao	Ss,Sh
<i>Podobursa</i> sp.	Ss,Sh
<i>Stichocapsa tegiminis</i> Yao	Ss,Sh
<i>S. cf. convexa</i> Yao	Ss,Sh
<i>Diacanthocapsa normalis</i> Yao	Ss
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (Yao)	Ss,Sh
<i>Tricolocapsa conexa</i> Matsuoka	Ss,Sh
<i>T. tetragona</i> Matsuoka	Ss,Sh
<i>Williriedellum</i> sp. A group Matsuoka	Ss,Sh
<i>Guexella</i> aff. <i>nudata</i> Kocher	Ss,Sh
<i>Stichocapsa asiatica</i> Ichikawa	Sh
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> Riedel and Sanfilippo	Sh
<i>Stylocapsa catenarum</i> Matsuoka	Sh
<i>S. (?) spiralis</i> Matsuoka	Sh

Ch : チャート, Ss : 珪質頁岩, Sh : 頁岩

III. 6 島々コンプレックス (Smc, Sms, Smm)

分布と関係 ^{しましま} 島々コンプレックスは、本地域北東部(境峠断層以東)に露出する含礫頁岩とチャートを主体とするメランジェである(Otsuka, 1988). 北東隣の松本地域内の安曇村島々谷に模式的に露出するほか、本地域の安曇村水殿川流域にもよく露出している。本地域内では構造的上位の沢渡コンプレックスとの境界部には明瞭な断層は見いだされていない。構造的下位の味噌川コンプレックスとは断層関係である。

対比 安曇村島々谷から本地域の水殿川から梓湖にかけて分布するA・B・C帯(大塚, 1985)の中生界に相当する。また、梓川層群の島々累層及び二俣累層(田中ほか, 1952)を含む。

岩相 泥質岩の基質中にチャート(Smc)、珪質頁岩及び砂岩などのブロックを含む含礫頁岩(Smm)からなる。初生の堆積構造を残した砂岩頁岩互層(Sms)も一部に存在する。

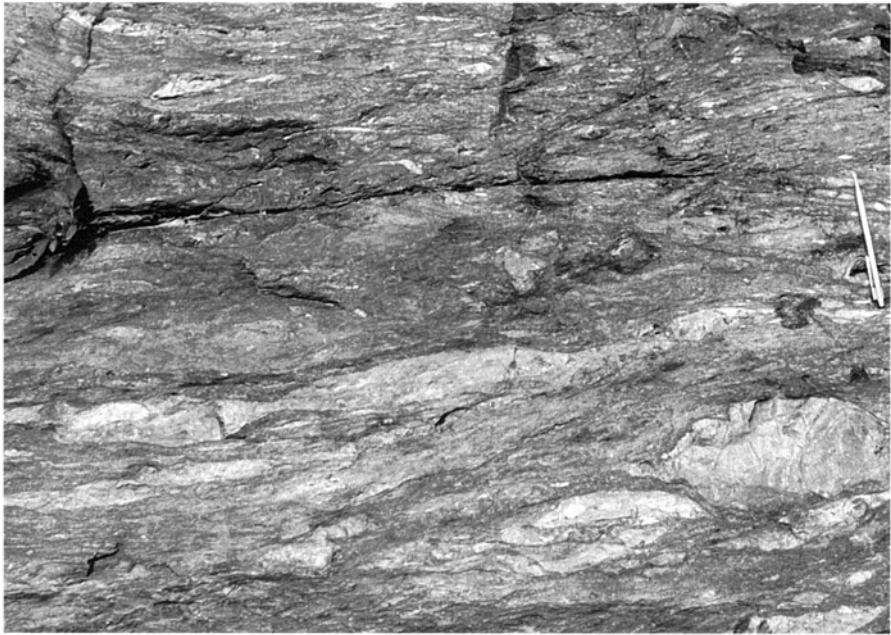
含礫頁岩は、主として大塚(1985)のA帯及びC帯とされた部分に分布している。含礫頁岩の基質は黒色の珪質頁岩からなり、頁岩・シルト岩などを伴う。基質は沢渡コンプレックスの泥質岩に比べてかなり珪質で、SiO₂の含有量が約70%である(渡辺, 1991)。

含礫頁岩のブロックとしては、多い順に、チャート・砂岩・珪質頁岩・凝灰質シルト岩が含まれている。チャートのブロックは、みかけの厚さが100mを超え、側方への連続性がよいものもある。含礫頁岩を構成する泥質岩の切断面では、変形し剪断を受けた小規模なブロックが多数見られる。

本コンプレックスには、大塚(1985)のB帯に相当する砂岩頁岩互層が優勢な部分も存在する。互層は一般に厚さ10cm以上の単位で成層し、砂岩には級化層理や葉理が明瞭である。互層の泥質岩は含礫頁岩の基質ほど珪質ではない(渡辺, 1991)。葉理面に沿って砕屑性の白雲母が配列していることが多い。堆積構造が保存されている部分の大半は、北西上位を示す。

含礫頁岩は、全体的に著しい変形を受けている(第28及び29図)。基質部には劈開が発達することが多く、劈開面は光沢を有する。基質の珪質頁岩には、まれに葉理が残存するが、鏡下での観察では、葉理面と剪断面(リーデルシア面)に沿って多量のイライトが晶出している(第30図)。変形構造として、劈開面またはリーデルシア面、波長1cmないし数cmの流れ褶曲、軸面劈開を伴う小褶曲、ブロックの回転を含む非対称な変形、tectonic fishなどがよく観察される(第29及び30図)。局部的に波長数10cm程度の閉じた褶曲も見いだされる。

化石及び年代 本地域の島々コンプレックスからは保存良好な化石が少なく、チャートから中・後期三畳紀のコノドント(大塚, 1985)が産出しているのみで、年代決定に有効な放散虫は得られていない。隣接地域の本コンプレックスのチャートからは前期三畳紀の後期から後期三畳紀の後期を示すコノドントが、基質の泥質岩からは中期ジュラ紀から後期ジュラ紀を示す放散虫が報告されている(大塚, 1985)。

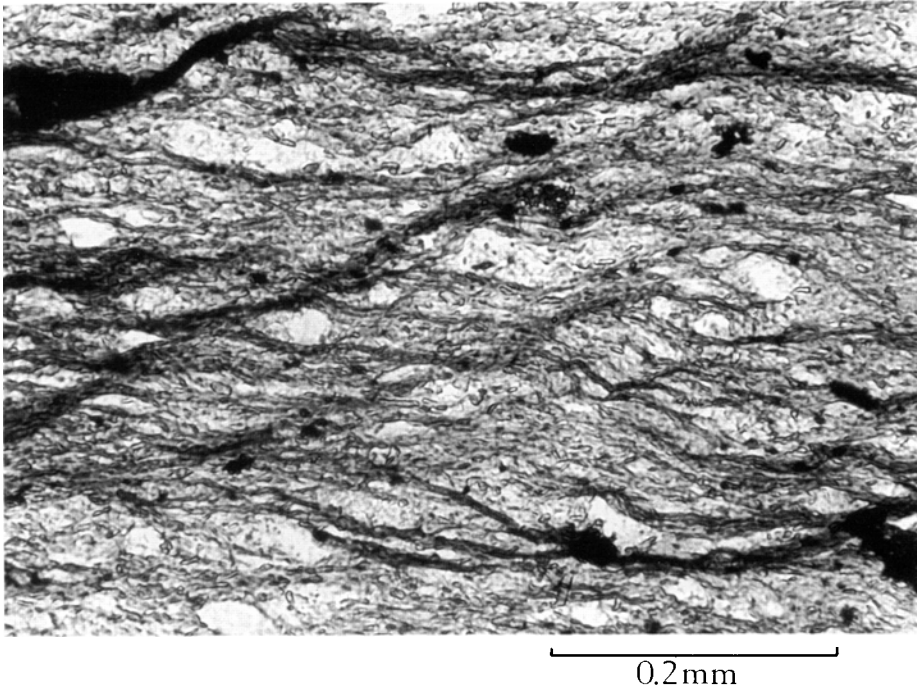


第 28 図 島々コンプレックスの含礫頁岩
変形したチャートや砂岩のブロックを含む (安曇村, 水殿川)



5cm

第 29 図 島々コンプレックスの含礫頁岩の研磨面
チャートや珪質頁岩のブロック及び基質は著しい剪断を受けている。一部に小褶曲が認められる (安曇村, 水殿川)



第30図 島々コンプレックスの含礫頁岩の基質の顕微鏡写真
 下方ボーラーのみ、シアバンドが発達し、それに沿ってイライトが晶出している（安曇村，水殿川）

Ⅲ. 7 味噌川コンプレックス (Mc, Ms, Mg)

分布と関係 味噌川コンプレックス (Otsuka, 1988) は、本地域の南部から東南部にかけて分布し、砂岩頁岩互層及び含礫頁岩からなる。隣接する塩尻・伊那・木曾福島地域内により広く分布しており、本地域内には味噌川コンプレックスの北縁部のみが露出している。開田村の月夜沢林道沿いにより露頭が見られる。

境峠断層の西側では、構造的上位の沢渡コンプレックスと北傾斜の逆断層で接する(第31図)。奈川村の月夜沢峠付近では、沢渡コンプレックスの基底部の珪質粘土岩が、味噌川コンプレックスの砂岩頁岩互層及びその変形岩 (dismembered unit) と、幅約 50m の破碎帯を伴う断層で接している(第17図)。境峠断層の東側では、味噌川コンプレックスは島々コンプレックスと断層で接している。

対比 礪見・片田(1959)及び片田・礪見(1962, 1964)の味噌川層を含み、大塚・渡辺(1992)の味噌川コンプレックスに相当する。

岩相 砂岩・頁岩(Ms)を主体とし、部分的にチャート(Mc)のブロックを含む含礫頁岩や礫岩を伴う。

砂岩頁岩互層には、砂岩優勢互層・等量互層・頁岩優勢互層などが見られるが、量的には砂岩優勢互



第31図 沢渡コンプレックスと味噌川コンプレックスの境界の断層
 右上が沢渡コンプレックスの珪質粘土岩，左下が擾乱されて **dismembered unit** となった味噌川コンプレックスの砂岩頁岩層（奈川村，月夜沢峠北方）

層が最も多い(第32図)。砂岩優勢互層は厚い塊状の砂岩を主体とし、露頭単位では、堆積構造を見いだすことが困難な場合がある。砂岩優勢互層の砂岩には、しばしば黒色頁岩のパッチや炭化木片が含まれる。また、砂岩優勢互層の砂岩は一般に粗粒で、部分的に細粒な礫岩に移化する。砂岩の底面には、load cast や flute cast などのソールマークが観察される。等量互層及び頁岩優勢互層は数 cm ないし数 10cm 単位で成層し、級化層理や平行葉理などの堆積構造が明瞭であることが多い。

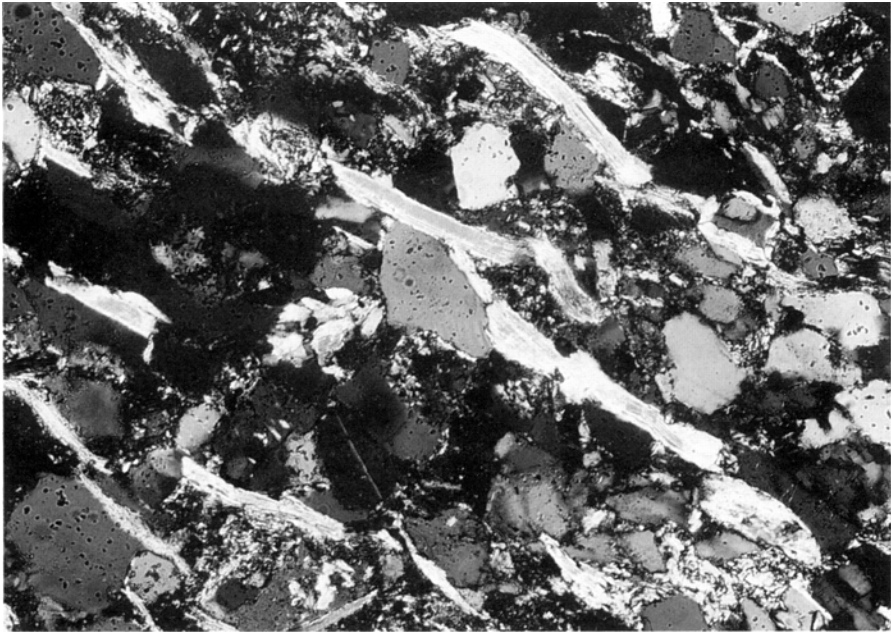
砂岩は一般に石英質または長石質アレナイトで、粒子の円磨度・淘汰度はともに低い。重鉱物として黒雲母・白雲母(第33図)のほかに、電気石・ジルコン・ザクロ石・スフェーン・モナザイト・不透明鉱物が含まれる。岩石片は構成粒子の 10 - 15% を占め、チャート・珪質頁岩・頁岩・石灰岩などの堆積岩のほか、酸性深成岩・酸性ないし中性の火山岩・片麻岩・結晶片岩によって構成されている。

チャートは、厚さ数 10 m 以下で側方への連続性が悪い小規模な岩体として、砂岩頁岩互層中に存在する。青灰色・灰色・赤褐色などを呈し、数 cm 単位で成層する。多くの場合、チャートとまわりの互層との間には断層(すべり面)が存在する。

礫岩は、奈川村の月夜沢及び開田村の月夜沢峠南に存在するが、側方への連続性はよくない。奈川村では層厚は数 m から 15 m 程度で、頁岩のパッチに富む粗粒砂岩を挟んで 3 - 4 枚の礫岩層が存在する。礫の長径は 5 - 10 cm のものが多いが、最大のものは径 1.5 m に達する。礫は、黒色頁岩やチャートを除いてよく円磨されている。礫として、ザクロ石・黒雲母・白雲母を含む片麻岩・ホルンフェルスなどの変成岩、花崗岩・花崗閃緑岩・片麻状花崗岩・石英斑岩などの火成岩、チャート・砂岩・頁岩・オーソコーツァイトなどの堆積岩の円礫が含まれている。



第 32 図 味噌川コンプレックスの砂岩頁岩互層（開田村，月夜沢峠南方）



0.5 mm

第 33 図 味噌川コンプレックスの細粒砂岩の顕微鏡写真
白雲母片が平行配列している。直交ボーラー（開田村，月夜沢峠南方）

化石及び年代 本地域の味噌川コンプレックスからは、奈川花崗岩の接触変成作用の影響により、保存状態の悪い放散虫しか産出せず、年代決定は困難である。乗鞍岳地域外の本コンプレックスのチャートからは後期三畳紀のコノドント (Koike *et al.*, 1971) が、泥質岩からは中期ジュラ紀の後期ないし後期ジュラ紀の放散虫化石 (Mizutani *et al.*, 1981; 足立, 1982; 矢野, 1985; 大塚, 1986b) が報告されている。

III. 8 未区分堆積岩類 (Muc, Mu)

境峠断層と奈川の西側を走る断層に挟まれた奈川村田ノ萱から寄合渡にかけての東西約 2 km、南北約 8 km の地域には、美濃帯堆積岩コンプレックスの中での帰属が不明な堆積岩類が分布している。砂岩・頁岩・含礫頁岩 (Mu) 及びチャート・珪質粘土岩 (Muc) などからなるが、全体としては、泥質岩中にチャートや砂岩のブロックを含む含礫頁岩が卓越する。これらの堆積岩類は、境峠断層とそれに伴う断層の影響で強く擾乱されていることが多い。また、奈川花崗岩の接触変成作用を受けて、大部分が堇青石または黒雲母ホルンフェルスとなっている。このため、保存状態の良い微化石は確認されておらず、堆積年代は不明である。岩相的特徴から判断すると、島々コンプレックスに類似している。

III. 9 地質構造

全体の構造

本地域の美濃帯堆積岩コンプレックスの堆積岩類は、一般に北東 - 南西の走向を有し、北西傾斜、北西上位であることが多い。島々コンプレックスの含礫頁岩では、変形のため堆積構造が消失していることが多いが、劈開はおおむねブロックやシートの走向・傾斜に近い方向を示す。

高根村の沢渡コンプレックスには、西南西にプランジし、西南西 - 東北東の褶曲軸をもつ向斜が存在する。この向斜構造は本地域の南西部では明瞭であるが、野麦峠北方で不明瞭となり、長野県側では認められなくなる。この向斜軸が不明瞭となる地域あるいはその北東延長地域 (例えば安曇村白樺峠南西地域) では、波長数 m から数 10 m 程度の小規模な褶曲構造が特徴的に発達する (第 22 図)。境峠断層に近い部分では南東傾斜・北西上位の逆転層が認められるが、これは断層の変位の影響であると考えられる。

境峠断層の東側には奈川花崗岩が広く分布しており、泥質岩中のイライトの結晶度も高い値を示す (大塚・渡辺, 1992)。このことは、境峠断層の東側が相対的に上昇しており、美濃帯堆積岩コンプレックスの深部相が地表に露出していることを示唆している。境峠断層の東側にのみ、深い変形相を示す島々コンプレックスが露出していることは、断層の西側では、沢渡コンプレックスの下位に存在している島々コンプレックスがまだ剝離レベルに達していないためであると解釈される。

コンプレックス間の関係

白骨コンプレックスと平湯コンプレックスとの関係は不明であるが、西隣の高山地域では、白骨コン

プレックスに対比される小八賀川層・根方層が、平湯コンプレックス(駄吉層)に衝上している。白骨コンプレックスと沢渡コンプレックス、沢渡コンプレックスと味噌川コンプレックスは、ともに北西傾斜の明瞭な断層で接している。沢渡コンプレックスとその構造的下位の島々コンプレックスの境界には、一部を除いて顕著な断層は見られず、むしろ漸移的に見える。これらは、付加体形成時の初生的な関係を表していると推定される。沢渡コンプレックスと島々コンプレックスの境界が不明瞭であること、両者の構成岩類と年代が類似していること(大塚, 1985)を考えると、島々コンプレックスは沢渡コンプレックスの深部相であると推定される。島々コンプレックスと味噌川コンプレックスの境界は直線的な断層である。この断層は、境峠断層と共役関係で、おそらく第四紀に活動した“梓川断層群”(仁科, 1983)の断層と考えられる。

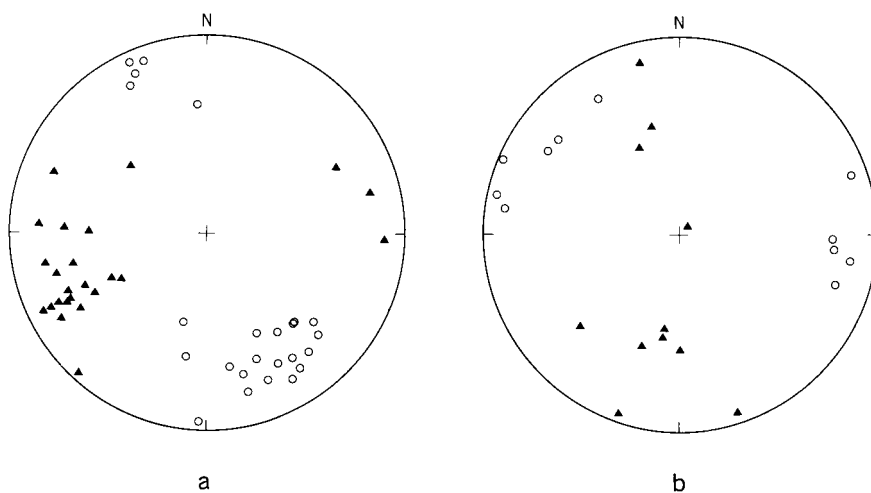
美濃帯堆積岩コンプレックスの北東 - 南西の一般走向は、北西 - 南東に走る境峠断層によって約 4 km 左横ずれの変位を受けている(狩野・佐藤, 1988)。この断層の東側では島々コンプレックスが沢渡コンプレックスの構造的下位に存在する。これに対して断層の西側では、島々コンプレックスの分布が認められず、沢渡コンプレックスが直接味噌川コンプレックスと接している。

コンプレックス内部の構造

沢渡コンプレックスのチャートの小褶曲は、翼の長さに関して非対称のものが多く(第 34 図)、褶曲軸の方向やプランジは比較的に集中している(第 35 図)。こうした傾向は、美濃帯中西部の犬山・上麻生地域における、海洋プレートが沈み込む際のひきずりによってできたとされる小褶曲の解析結果



第 34 図 沢渡コンプレックスのチャートの小褶曲
翼の長さが異なる非対称褶曲が多い (高根村橋場西)



第35図 沢渡コンプレックスのチャートの褶曲軸(▲)及び軸面の極(○)の下半球シュミット投影図
 a: 奈川村金原西方奈川左岸の林道, 地層の平均的な走向・傾斜は N39° E, 55° NW.
 b: 奈川村月夜沢峠北方, 地層の平均的な走向・傾斜は N32° E, 88° SE

(Otsuka, 1989)と一致している。

島々コンプレックスでは変形がきわめて顕著である。他のコンプレックスと比較して深い変形相を示すこと(大塚, 1986 a)は、島々コンプレックスが沢渡コンプレックスよりも構造的な下位で形成されたことを示唆している。島々コンプレックスの含礫頁岩の変形構造の解析から、北西側が南東側に衝上する運動が復元されている(Otsuka, 1988)。

IV. 貫入岩類

(原山 智・足立 守)

乗鞍岳地域において美濃帯堆積岩コンプレックスに貫入する火成岩類は、1)本地域東部に露出する白亜紀末の奈川花崗岩、2)各地で小規模な岩脈として分布する岩脈類、3)乗鞍岳北麓において小規模な岩株をなして散在する閃緑岩類に大別される。これら貫入岩類について個別に記述する。

IV. 1 奈川花崗岩 (Gnm, Gnb, Gnh)

命名・研究史 命名は片田ほか(1961)による。本花崗岩については既に飛騨四近地質報文(坂, 1887,

p. 258), 震災予防調査会の乗鞍火山地質調査報告(神津, 1911), 20 万分の 1 地質図幅「高山」の説明書(野田・佐藤, 1921)に記述が見いだされる。とりわけ神津と野田・佐藤は, 日本には珍しい白雲母を含む花崗岩として注目し, かなり詳細な岩石記載を行った。南安曇郡誌(南安曇郡誌改訂編集会, 1956, p. 89 - 98)では両雲母花崗岩として記載されている。片田ほか(1961)は本岩体を岐阜県東濃地方から長野県木曾地方にかけて分布する苗木 - 上松花崗岩と同時期の貫入岩とみなした。片田は本地域東隣の塩尻地域でも本岩体の東方延長部についての記載を行っている(片田・磯見, 1964)。このほか, 狩野・佐藤(1988)は境峠断層沿いに露出する本岩体について調査を行い, 断層を挟んだ貫入面のずれに基づいて変位量を論じている。さらに上記資料に基づいて本岩体の分布が 20 万分の 1 地質図「高山」(山田ほか, 1988)中に表現された。しかし, それまでの研究では本岩体全体を研究対象としてはいないため, 多くは局所的な調査であった。そのため, 本報告の地質図では岩体の分布形態は従来のものから大幅に変更される結果となった。なお, 竹内(1988)やそれに基づいて発行された奈川村誌の地質図(永井, 1992)では, 小鉢盛山西方山腹における岩体分布は 20 万分の 1 地質図の表示に比べ, 相当改善されている。

模式地 白雲母黒雲母花崗岩 (Gnm) : 奈川渡ダム - 鵬雲崎間の梓川沿い。

斑状黒雲母花崗岩 (Gnb) : 大白川沿い(標高 1,400 - 1,800m)。

角閃石黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩 (Gnh) : 正沢林道(標高 1,400m)。

分布 奈川花崗岩は本地域東部に分布するが, 岩体は境峠断層と梓川断層群(仁科 1983 ; 仁科ほか, 1985)により分断され変位した形態を示す。本報告では北北西 - 南南東に走る境峠断層を境に, 便宜上東西に 2 分し, 東岩体及び西岩体と呼ぶことにする。東岩体は小鉢盛山北方 1.5 km 付近で大きくくびれた分布を示すため, ここを境に東岩体を北半部と南半部の 2 領域に区分して記述する。東岩体では地形的に低いところに露出する傾向が認められるのに対し, 西岩体にはそのような傾向は認められない。

貫入関係 美濃帯堆積岩コンプレックスに貫入し熱変成を与える。東岩体の貫入面は多くの場所で緩傾斜を示す。貫入されている美濃帯堆積岩コンプレックスには周辺地域の構造と比べて大きく異なった要素は認められず, 貫入後の著しい傾動を示す証拠はないので, これら緩傾斜面は岩体の天井面にあたると考えられる。梓川及び大白川流域では北西に 30° 前後の傾斜を, 奈川及び枯尾沢の東側山腹では 15° 以下のほぼ水平な傾斜を示す。東岩体で高角度の貫入面が認められるのは北半部の東縁の一部, 南半部の北縁(正沢の北側)と南縁(枯尾沢沿い)である。東岩体南半部の北縁では貫入面から 500 m の範囲内の母岩中に小規模なアプライト・ペグマタイト脈や石英脈が多数見いだされ, ここでは蛍石・硫砒鉄鉱・鉄マンガン重石が伴われ, 第二次大戦中にはタングステン鉱山として探鉱の対象となった(奈川鉱山)。岩体の天井面上方の母岩中には支脈は乏しく, わずかに大白川左岸と水殿川流域に確認された。

西岩体の貫入面はすべてほぼ垂直な傾斜を示し, 岩体の壁面であることを示している。

本岩体中には捕獲岩はほとんど観察されないが, 例外的に東岩体南半部の魚イラズ川下流(境峠断層の西側)では径数 m から 10 数 m の砂岩起源の捕獲岩が多数見いだされる。

熱変成 岩体周囲の母岩は砂質岩が卓越しているため詳細な変成相の解析は困難である。局所的に挟在する泥質岩の検鏡によれば, 東岩体における熱変成は貫入面から約 800 m の範囲の母岩に堇青石(第 36 図)が, 約 1,200 m の範囲で黒雲母が生じている。

西岩体では、貫入面から約 900m の範囲の泥質岩に堇青石が生じており、砂質岩中では約 1,400m の範囲まで黒雲母が生じている。

岩相及び産状 中 - 細粒等粒状白雲母黒雲母花崗岩 (第 37 図)、斑状黒雲母花崗岩 (第 38 図)、中 - 粗粒等粒状角閃石¹⁾ 黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩 (第 39 図) の 3 岩相に大別される。これら岩相間には明瞭な貫入境界面は見いだされず、漸移関係にあると判断した。ただしいずれの岩相間でも各々の典型的な岩相から 20 m 前後の距離の範囲内で移り変わっている。中 - 細粒等粒状白雲母黒雲母花崗岩は色指数 1 - 4 で優白質であり、肉眼でも銀白色の光沢を示す白雲母を確認できる。斑状黒雲母花崗岩は色指数 4 - 11 で、径 2 mm 以下の基質中に斑状結晶として長径 3 - 20 mm の斜長石・石英を含む。有色鉱物の一部はクロット状の集合体をなし、その核部にはまれにレリクト状の角閃石が見いだされる。中 - 粗粒等粒状角閃石黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩は色指数 7 - 13 で、有色鉱物の大半がクロット状の黒雲母・角閃石集合体からなる。細粒閃緑岩様の暗色包有岩 (径数 cm) を少量 (0.1 - 0.5 個/m²) 含むことがある。いずれの岩相も不透明鉱物はイルメナイトのみからなり、磁鉄鉱を含まない。

3 つの岩相間にはカリ長石の含有量の差が認められ、ほぼ上記の順でカリ長石の含有量が乏しくなる (第 40 図)。第 5 表にモード組成を、第 41 図に試料採取地点を示した。

東岩体での岩相分布には天井面からの深さに応じた変化と南北方向の変化が見いだされる。すなわち、東岩体北半部では天井面に接して白雲母を含む岩相が上部を占め、深部には斑状黒雲母花崗岩が分布する。また白雲母を含む岩相の厚さ (天井面からの距離) は東岩体北半部北縁 (梓川沿い - 大白川下流域) で 300 m を超えるのに対し、南方の大白川中流では次第にその厚さを減じ、さらに上流部では尖滅して黒雲母花崗岩が天井部を占めるようになる。一方、東岩体南半部では岩体の大半を角閃石黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩が占めているが、より浅所の天井部や北縁には斑状黒雲母花崗岩が分布する。

西岩体は斑状黒雲母花崗岩からなるが、その岩相は基質部の粒度により斑岩に近い組織から等粒状に近い組織まで大きく変化する。西岩体の西縁部 (貫入境界から 300 m の範囲) では細粒アプライト質の基質中に石英・斜長石・黒雲母の斑状結晶が含まれる。境峠南方の藪原長石鉱山は、本岩相中に貫入したアプライト脈 (幅 3 m 以下) が熱水溶液による交代作用を受け有色鉱物が消失した結果生じた変質アプライトを対象に稼行されている (須藤・高木, 1994)。

岩石記載

中粒等粒状白雲母黒雲母花崗岩 (東岩体北半部) (KH54/R61461²⁾)

産地：奈川村，入山北東道路脇，標高 1,070 m。

化学組成：SiO₂ = 75.8% (第 6 表)。色指数は 2.9。

肉眼的特徴：優白質塊状の花崗岩で、風化部は茶褐色化する特徴がある。白雲母は銀白色の光沢を示し、肉眼ではやや灰色を帯びている。黒雲母はほとんどが単独結晶で集合体を形成しない。

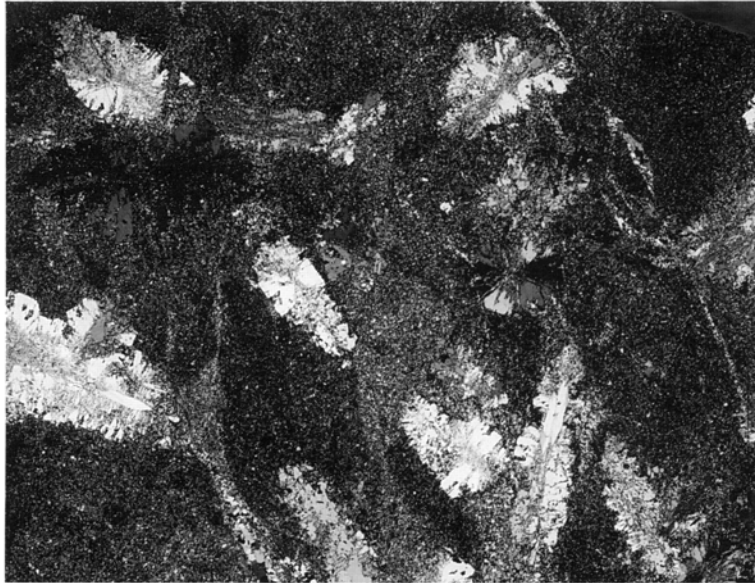
主成分鉱物：カリ長石 ≧ 斜長石 > 石英 ≧ 白雲母 > 黒雲母 (第 5 表)

副成分鉱物：イルメナイト・燐灰石・ジルコン・モナズ石 (?)・螢石

二次生成鉱物：緑泥石・スフェーンと白雲母の一部

1) 角閃石とは、普通角閃石 (hornblende) の意味で用いる。

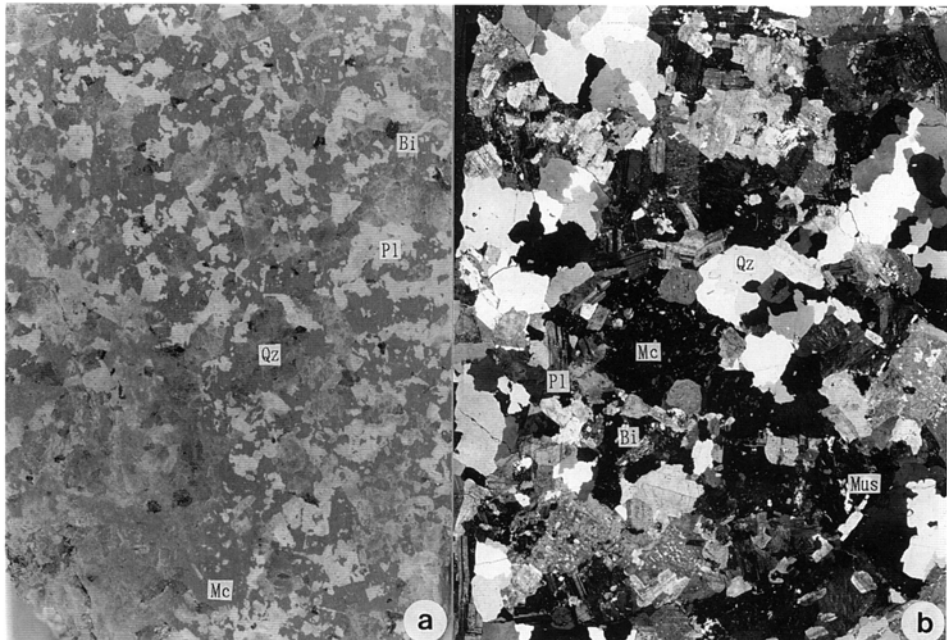
2) 地質調査所地質標本館の登録番号。



1cm

第 36 図 堇青石ホルンフェルスの顕微鏡写真

直交ポーラー. 原岩は美濃帯味噌川コンプレックスの頁岩. 堇青石は多片双晶により花状の組織を示す. 奈川村, ミヤ沢東方林道終点, 標高 1,740m 地点 (NH34/R61504)

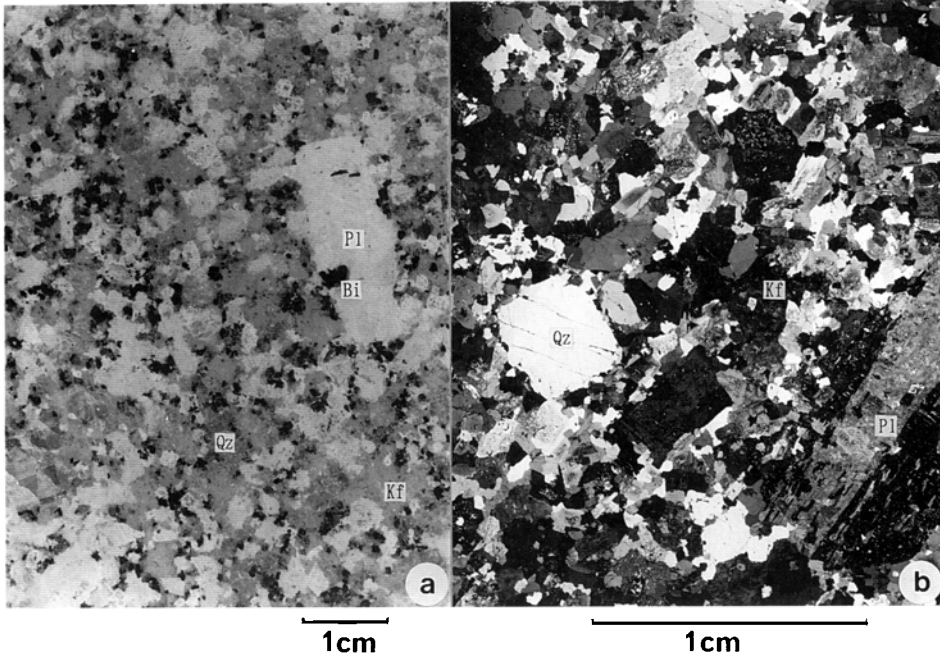


1cm

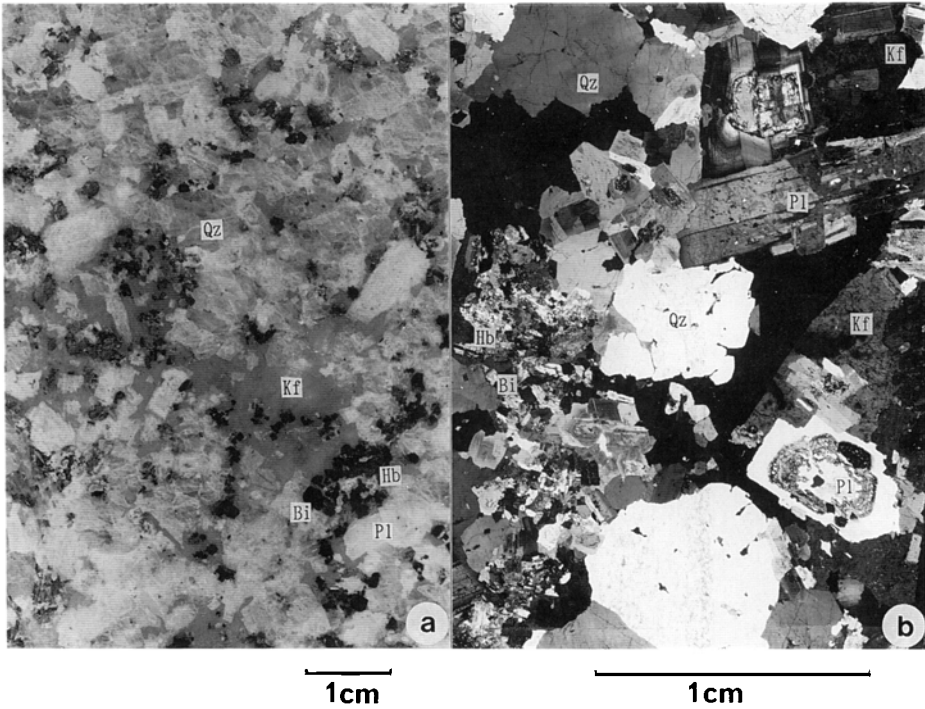
1cm

第 37 図 中粒等粒状白雲母黒雲母花崗岩の岩石写真

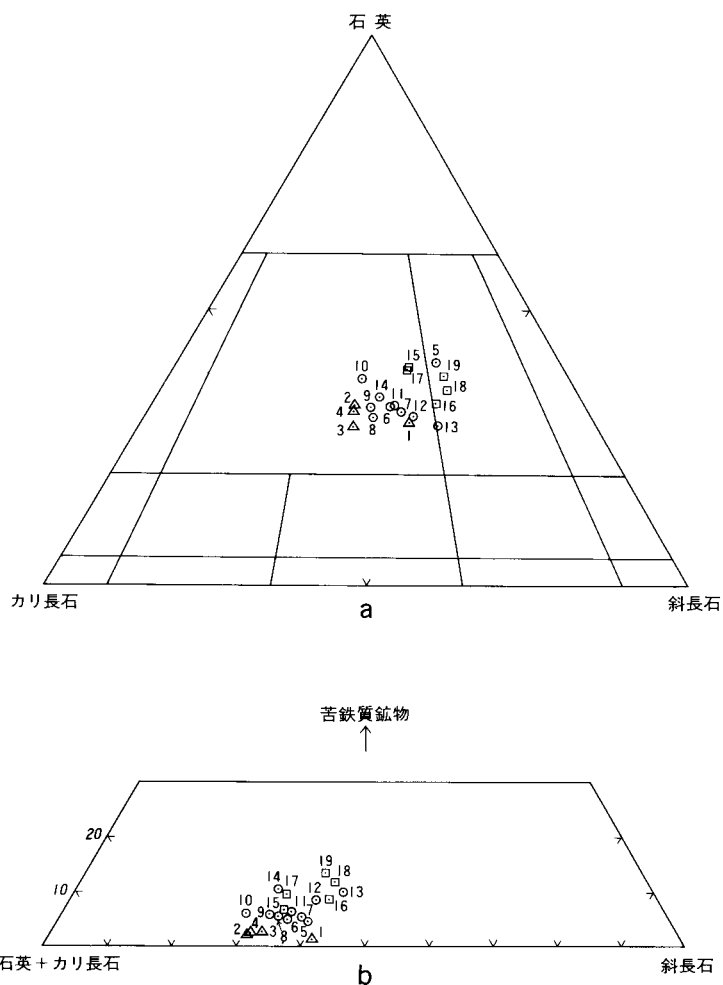
a : 染色研磨面, b : 顕微鏡写真(直交ポーラー). Qz : 石英, Mc : マイクロクリン, Pl : 斜長石, Bi : 黒雲母, Mus : 白雲母. 安曇村, 大白川林道, 標高 1,260m 地点 (KH193b/R61468)



第 38 図 斑状黒雲母花崗岩の岩石写真
 a : 染色研磨面, b : 顕微鏡写真(直交ポーラー). Kf: カリ長石, ほかの鉱物記号は第 37 図と同じ.
 安曇村, 大白川林道, 標高 1.790m 地点 (NH 39/R61509)



第 39 図 粗粒等粒状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の岩石写真
 a : 染色研磨面, b : 顕微鏡写真(直交ポーラー). 黒雲母 - 角閃石 - 斜長石のクロット状集合体が含まれる.
 Hb: 普通角閃石, ほかの鉱物記号は第 37 及び 38 図と同じ. 奈川村, 正沢林道, 標高 1.440m 地点 (NH42/R61512)



第 40 図 奈川花崗岩のモード組成

a : 石英 - カリ長石 - 斜長石, b: (石英 + カリ長石) - 斜長石 - 有色鉱物. △ : 白雲母黒雲母花崗岩, ○ : 斑状黒雲母花崗岩, □ : 角閃石黒雲母花崗岩 - 花崗閃緑岩, 試料採取地点は第 41 図に示す.

カリ長石は他形間隙充填状の形態を示し、格子状のマイクロクリン構造とビーズ状アルバイトによるパーサイト構造が観察される。斜長石は半自形を示し、アルバイト組成でほとんど累帯構造を示さない。石英は他形でややサブグレイン化し、弱い波動消光を示す。白雲母は 2 通りの産状を示し、カリ長石・斜長石を置換するものと長石・石英の間隙を充填するものがある。黒雲母は吸収が小さく (X=Y: 淡黄色)、多色性が弱い。劈開に沿ってスフェーンが生じていることから熱水作用による変質作用を受けているかもしれない。包有するジルコン・モナズ石(?)の周囲には顕著なハローが形成されている。燐灰石は黒雲母中に、蛍石は斜長石中に少量見いだされる。

斑状黒雲母花崗岩 (西岩体) (NH41/R61511)

産地 : 開田村, 畑福沢林道沿い, 標高 1,600 m.

化学組成 : $\text{SiO}_2 = 72.2\%$ (第 6 表). 色指数は 4.3.

第5表 奈川花崗岩のモード組成 (vol.%)

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
試料番号	NH 72	KH 193 b	KH 54	NH 03	NH 41	NH 06	KH 194	KH 195	NH 11	NH 15
岩相	2 M	2 M	2 M	2 M	PB	PB	PB	PB	PB	PB
石英	27.8	32.1	28.0	30.4	38.8	31.0	29.8	28.8	30.2	35.1
カリ長石	27.0	35.1	33.2	35.3	18.2	28.6	27.4	32.0	31.7	30.4
斜長石	39.2	30.6	32.3	30.9	38.4	35.3	37.3	33.6	32.1	28.4
白雲母	4.4	—	3.6	—	0.0	—	—	—	—	—
黒雲母	1.3	2.1	2.9	3.5	4.0	5.0	5.5	5.6	6.0	6.1
角閃石	—	—	—	—	0.1					
その他	0.4	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
色指数	1.3	2.1	2.9	3.5	4.3	5.0	5.5	5.6	6.0	6.1

No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19
試料番号	NH 09	KH 196	NH 39	KH 57	NH 61	NH 67	NH 58	KH 58	NH 42
岩相	PB	PB	PB	PB	HB	HB	HB	HB	HB
石英	30.6	28.2	26.0	30.5	36.7	30.1	35.4	31.2	32.9
カリ長石	27.7	25.1	22.4	27.8	22.8	21.1	22.3	17.6	16.8
斜長石	35.4	38.1	41.6	31.1	33.9	40.1	32.9	39.2	37.0
白雲母	—	—	—	—	—	—	—	—	—
黒雲母	6.3	8.6	10.0	10.6	6.7	8.7	9.4	11.9	13.4
角閃石									
その他	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
色指数	6.3	8.6	10.0	10.6	6.7	8.7	9.4	11.9	13.4

岩相略記号 2M: 白雲母黒雲母花崗岩 PB: 斑状黒雲母花崗岩 HB: 角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩. No. 1, 3, 5は薄片を用いたポイントカウント法. それ以外は, すべて染色スラブ上において2mmないし3mmのメッシュを用いてポイントカウントした. 試料採取地点は第41図に示す

肉眼的特徴: 斑岩状の組織を示す岩石で, 細粒(<1mm)で緻密な基質(約60vol.%)中に斜長石・石英斑状結晶(径3-15mm)及び光沢の強い黒雲母を含む. 黒雲母の大半がクロット状集合体をなす.

斑状結晶: 斜長石>石英>黒雲母>>角閃石

基質構成鉱物: 石英>カリ長石>斜長石>>黒雲母

副成分鉱物: 燐灰石・褐れん石・イルメナイト・ジルコン・モナズ石・スフェーン

二次生成鉱物: 緑泥石

基質は細粒(径0.2-0.8mm)で粒状組織を示す. 基質中のカリ長石はやや汚濁しており, 糸状アルバイトによるパーサイト組織を示すがマイクロクリン構造は示さない. 基質中の斜長石は累帯構造が弱いに対し, 斑状斜長石は明瞭な反復累帯構造を示す. 黒雲母は一部緑泥石化するがほとんど新鮮で, 多色性はY=Z=茶褐色. 角閃石は黒雲母集合体の中にレリクト状に産し, 軸色(Z)は淡緑色を示す.

斑状黒雲母花崗岩(東岩体北半部)(NH39/R61509)

産地: 奈川村, 大白川上流林道沿い, 標高1,780m.

化学組成: SiO₂=71.8%(第6表). 色指数は10.0.

肉眼的特徴: 上記のR61511に比べ, 基質は粗粒で斑状結晶の容量比が大きい. 斑状結晶として融食形

を示す石英(径 4 - 9 mm)や斜長石(径 4 - 20 mm)を含む。黒雲母はクロット状集合体と単独結晶がほぼ半々の割合で含まれる。

斑状結晶：斜長石 > 石英 > 黒雲母

基質構成鉱物：カリ長石 ≧ 石英 > 斜長石 ≧ 黒雲母

副成分鉱物：イルメナイト・褐れん石・燐灰石・ジルコン

二次生成鉱物：緑泥石・白雲母

基質中のカリ長石は大部分汚濁化しており、糸状アルバイトによるパーサイト組織とマイクロクリン構造を示す。斜長石は基質部及び斑状結晶ともに弱い累帯構造を示し、コアには白雲母微細結晶(絹雲母)を生じていることが多い。黒雲母はリム及び劈開に沿って緑泥石化している部分がある。多色性は茶褐色(X=Z)を示し、包有するジルコンの周辺にはハローが観察される。

粗粒等粒状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(東岩体南半部)(KH58/R61465)

産地：奈川村，正沢林道沿い，標高 1,380m.

化学組成：SiO₂=71.9% (第 6 表)。色指数は 11.9.

K - Ar年代：黒雲母 68.9 ± 3.4Ma, 角閃石 66.7 ± 1.5Ma (第 7 表)

肉眼的特徴：粗粒岩相は風化により容易にマサ化する性質があり、本岩は風化をまぬがれたブロックから採取された。有色鉱物の大部分がクロット状の斜長石・黒雲母・角閃石集合体(径 5 - 10 mm)として産し、単独の自形黒雲母(径 3mm 前後)や角閃石の自形長柱状結晶(長径 3 - 5mm)は少ない。

主成分鉱物：斜長石 > 石英 > カリ長石 > 黒雲母 > 角閃石(第 5 表)

副成分鉱物：イルメナイト・褐れん石・燐灰石・ジルコン

二次生成鉱物：緑泥石・白雲母

斜長石はオリゴクレス-アンデシン組成で反復累帯構造を示す。コアの一部が微細な白雲母により置換されていることがある。石英は弱い波動消光を示す。カリ長石は大半が汚濁化し、糸状もしくは棒状のアルバイトによるパーサイト組織を示す。マイクロクリン構造は観察されない。黒雲母の一部はリム及び劈開に沿って緑泥石化している。多色性は赤味をおびた茶褐色(X=Z)を示し、包有するジルコン・褐れん石の周辺にはハローが観察される。角閃石は一部が黒雲母により置換されていることが多い。軸色(Z)は緑褐色を示す。

化学組成 第 6 表に代表的岩相について行った蛍光 X線分析結果を示す。これら分析値は日本の平均的花崗岩質岩と比較して、K₂O に富み、Na₂O, MgO, 全鉄に乏しい傾向を示す。こうした特徴は中部地方のステージ II の火成岩類(90 - 64 Ma ; 苗木花崗岩・濃飛流紋岩など)の化学組成上の性質(原山ほか, 1985)に一致する。

時代 角閃石黒雲母花崗岩(同一試料)から分離調製した黒雲母と角閃石について K - Ar 年代測定を行い、68.9 ± 3.4 Ma, 66.7 ± 1.5 Ma の値を得た(第 7 表)。閉鎖温度の高い角閃石の方がやや若い年代値を示すが、これらの測定値は測定機関が異なり厳密な比較は難しく、誤差範囲を考慮するとほぼ一致した年代を示すと判断される。奈川花崗岩の上記年代値(69 - 67 Ma)は岐阜県東濃地方から長野県南木曾地域にかけて分布する苗木 - 上松花崗岩の黒雲母 K - Ar 年代の範囲(66 ± 3 Ma ; 山田ほか, 1992)内にあり、両者がほぼ同時期の活動を示すという片田ほか(1961)の見解を裏づける結果となった。

断層による変位と破碎 境峠断層による東岩体と西岩体との変位は左横ずれを示しており、ほとんど垂直な岩体北西側の貫入面を基準にすると、狩野・佐藤(1988)が論じたように見かけの水平変位距離は 4.5 km に及ぶ。また、東岩体ではより深部の岩相である角閃石黒雲母花崗岩が、境峠断層の東側に沿って広く分布しており、東側上昇の垂直変位を示している。魚イラズ川及びソグラ沢の南支流では本岩中の破碎帯がよく観察される。ソグラ沢南支流(沼池沢)では幅約 1 m の粘土化したガウジを挟んで美濃

第 6 表 奈川花崗岩の全岩主成分化学組成

岩 相	白雲母黒雲母 花崗岩	斑状黒雲母 花崗岩	斑状黒雲母 花崗岩	角閃石黒雲母 花崗岩
No.	3	13	5	18
試料番号	KH 54	NH 39	NH 41	KH 58
SiO ₂	75.76	71.81	72.20	71.94
TiO ₂	0.02	0.25	0.34	0.34
Al ₂ O ₃	14.04	14.64	13.82	14.41
Fe ₂ O ₃ *	0.80	2.56	3.12	2.81
MnO	0.04	0.06	0.06	0.05
MgO	0.00	0.39	0.64	0.59
CaO	0.35	1.89	2.38	2.73
Na ₂ O	4.09	3.64	3.19	3.27
K ₂ O	4.62	4.10	3.43	3.23
P ₂ O ₅	0.00	0.05	0.06	0.06
Total	99.72	99.39	99.24	99.43
Ig.loss	0.77	1.20	0.86	0.78

No. は第 5 表と共通(試料採取地点は第 41 図). 分析者: 中野 俊, 分析法: 蛍光 X 線分析
(地質調査所, PHILIPS 社製 PW 1400), Ig.Loss: 強熱減量(1000℃, 1 時間)

第 7 表 奈川花崗岩の放射年代

試料番号	産 地	岩 石	試 料	K%	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁸ ccSTP/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年 代 (Ma)	平均値 (Ma)
KH 58	奈川村正沢	角閃石黒雲母 花崗岩	黒雲母	7.18	1950	96.6	68.7±3.4	68.9±3.4
				7.14	1960	95.2	69.1±3.5	
					1950	94.5	68.7±3.4	
KH 58	同 上	同 上	角閃石	0.631 ±0.013	166.4 ±1.7	94.4	66.7±1.5	

$\lambda_s = 4.962 \times 10^{-10}/y$ $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/y$ $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-4} \text{ atom}$
 測定者 黒雲母: Teledyne Isotopes 社, USA 角閃石: 岡山理科大学森山研究所(板谷徹丸)
 試料採取地点は第 41 図に示す

帯堆積岩コンプレックスと接する断層面(N 14° W, 60° E)と, 奈川花崗岩中を走る断層面(N-S, 80° W)が露出しており, 2本の断層の間は顕著な破砕帯となっている. そこでは狩野・佐藤(1988)が記載しているように, 左横ずれを特徴づける非対称なガウジの流動組織や角礫・破断面の配列が観察される. 一方, 東岩体北半部においては梓川断層群による南東側上昇の垂直変位が顕著であり, 水平方向の変位は明瞭でない.

IV. 2 岩脈類 (Gp, dq, da)

花崗斑岩 (Gp)

分布・産状 花崗斑岩は本地域内の3ヶ所(西端の丹生川村岩井谷上流, 乗鞍岳南方の高根村ダナ川真谷及び濁川上流, 南部の鎌ヶ峰北西)に, 幅40 - 200 mの岩脈状岩体として産する. 本地域西端の花崗斑岩は, 西隣の高山地域で濃飛流紋岩類の分布域北縁に産する青屋弧状岩脈(山田ほか, 1985 a)の東方延長にあたる. 一般に周辺の岩石への熱変成作用は明瞭でないが, 鎌ヶ峰西方の岩脈では周辺の沢渡コンプレックス(砂岩・頁岩・チャート)に数mの範囲で微細な黒雲母が生じている.

岩相 花崗斑岩は, 完晶質細粒石基中に石英・斜長石・アルカリ長石の粗粒(径2 - 10 mm)斑晶のほか黒雲母・角閃石斑晶(径<2 mm)を含む. 黒雲母は緑泥石に, 角閃石は緑泥石と炭酸塩鉱物の集合体に変質している. 副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・不透明鉱物を含む. 鎌ヶ峰西方の岩体では他の2岩体に比べ斑晶がやや細粒である.

石英斑岩 (dq)

分布・産状 本地域の南西部で沢渡コンプレックス(チャート・珪質頁岩)に貫入する小規模岩脈として産する. 一般に幅3 m以下であるが, まれに幅5 mを超える岩脈も存在する.

岩相 灰白色 - 白色を呈し, 微粒完晶質ないし隠微晶質の石英長石質石基中に径0.3 - 3 mmの石英斑晶を含む.

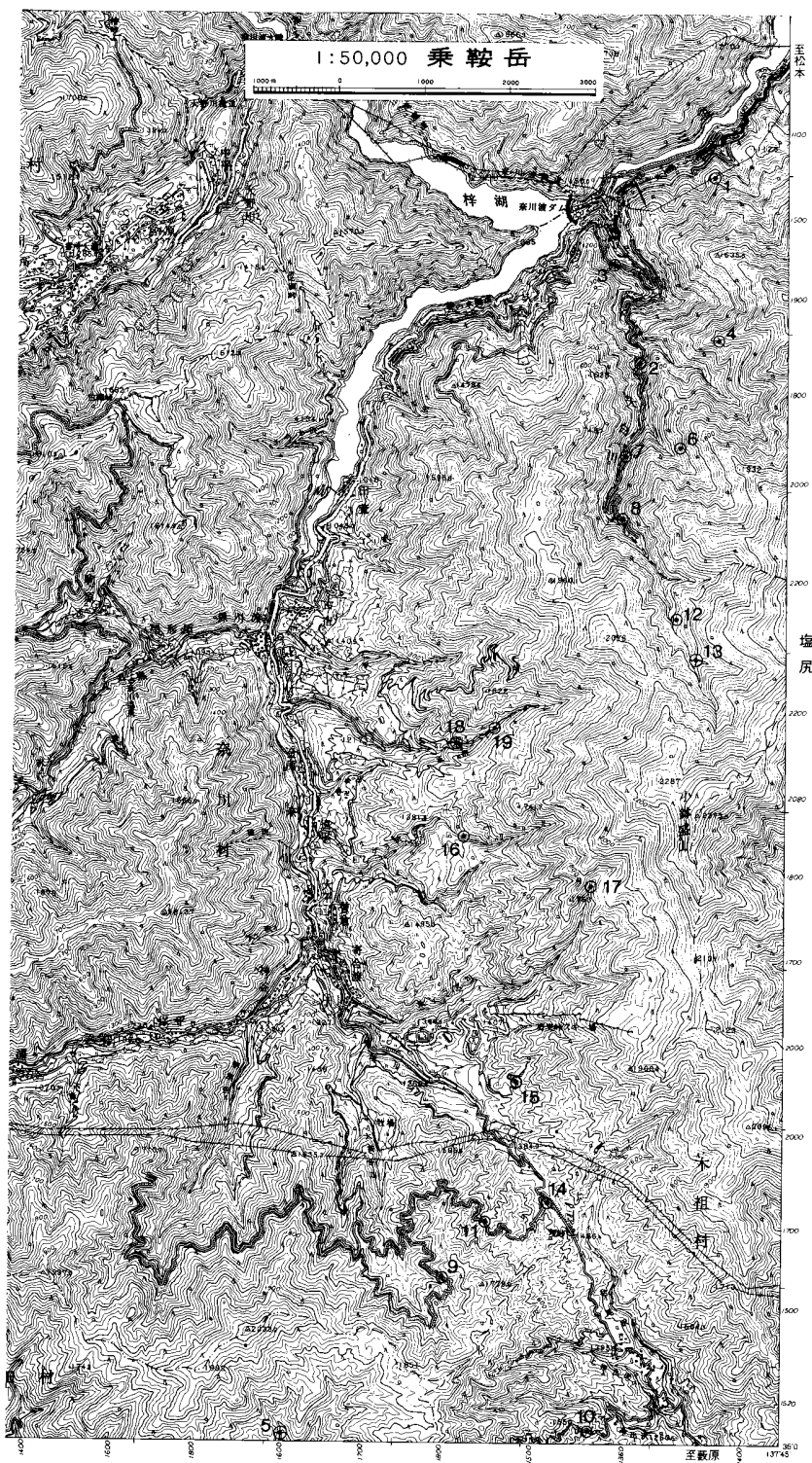
安山岩 (da)

分布・産状 小規模な岩脈として本地域内のほぼ全域に産する. 岩脈の幅は2 m前後のものが多いが, 時に数10 m規模に達する. 南西部の高根村^{きびゅう}黍生川下流では, 幅0.5 - 30 mの岩脈が, ほぼ東西に, 沢渡コンプレックスの砂岩や頁岩の層面に平行に数多く貫入しており, 岩脈群を形成している.

岩相 濃緑 - 緑がかった灰色で, 細粒石基中に斜長石(径0.5 - 2 mm)と有色鉱物の斑晶を含む. 有色鉱物は大部分角閃石であるが, まれに単斜輝石を含む. 斜長石は累帯構造が著しく, 部分的に炭酸塩鉱物(まれに緑れん石)によって置換されている. 角閃石は緑泥石・炭酸塩鉱物の集合体に変質していることが多いが, 新鮮なものでは緑色を帯びた褐色の軸色(Z)を示す.

IV. 3 閃緑岩類 (D)

分布・産状 本地域の北西部, 十石山西方から四ッ岳北方にかけて乗鞍火山噴出物の基盤として露出する美濃帯堆積岩コンプレックス中には, 中性の貫入岩が岩株及び小規模な岩脈状岩体として分布する. これらの岩体が同一時期に貫入したことを示す証拠はないが, 岩質の類似性に基づいて便宜上一括して表示する. 岩株状岩体(長径600 m)は硫黄岳北方1 kmの大滝川沿いと平湯鉱山付近(長径200 m)の2ヶ所に露出し, 大滝川沿いの岩体は南と西側で乗鞍火山噴出物に覆われる. 岩脈は猫の小屋北の沢



第 41 図 奈川花崗岩の年代測定・全岩化学分析・モード分析試料採取地点

⊗：年代測定試料，⊕：全岩化学分析試料，●：モード分析試料

沿い(幅 0.5 - 10 m+)の4ヶ所で確認され、いずれも南北方向に伸張した形態を示す。なお、本岩類分布域の北東2 - 5 km, 上高地地域内には 0.9 ± 0.4 Ma の K - Ar 全岩年代を示す安房山閃緑岩(原山, 1990)が分布しており、本岩類の一部はそれと同時期の火成活動の産物であるかもしれない。神津(1911)は本岩類の一部を石英閃緑小紋岩(トータル斑岩)と呼んでいる。

岩相 硫黄岳北方及び平湯鉱山付近の岩体では、斑状組織が発達する灰緑色のトータル岩及び閃緑岩質岩からなる。文象構造の発達する細粒石基中に累帯構造の顕著な斜長石(径 2 - 5 mm)と有色鉱物(径 0.5 - 1 mm, 変質)を含む。両岩体とも著しい鉱化作用を受けて散点状の黄鉄鉱が多量に生じており、平湯鉱山の鉱化作用と密接な関係を持った火成活動であった可能性がある。

猫の小屋北方の岩脈は、ほぼ等粒状で角閃石(径 1 - 2 mm)を多量に含む暗灰色の細粒角閃石閃緑岩からなる。岩脈周縁の幅数 10 cm の範囲では細粒緻密な急冷相が観察される。閃緑岩は、大部分絹雲母に置換された斜長石のほか、少量の石英・黒雲母(緑泥石化)・不透明鉱物を含む。角閃石は新鮮であり、軸色(Z)はコアで褐色、リムで緑色を示す。

V. 鮮新世火山岩類

(中野 俊)

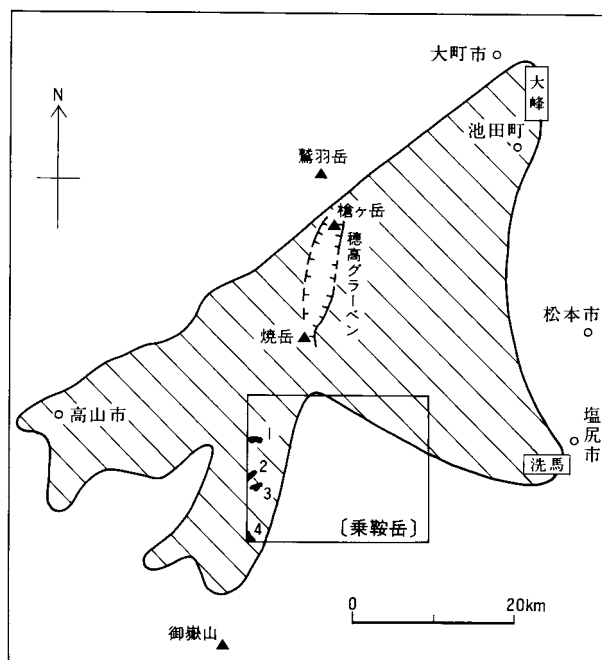
V. 1 丹生川火砕流堆積物 (Ny)

乗鞍岳地域の西側、船津・高山及び御嶽山地域の広範囲に分布するデイサイト質の火砕流堆積物である。強溶結していることが多い(山田ほか, 1985 a ; 山田・小林, 1988)。丹生川火砕流堆積物の名称は、かつては高原火山岩類(礫見・野沢, 1957)といわれていたものを、金子ほか(1976)が下位の丹生川火砕流堆積物と上位の上宝火砕流堆積物に識別したことにより用いられたのが最初である。その後、荒城川火砕流(梶田・石原, 1977)、荒城川溶結凝灰岩層(齊藤ほか, 1984)などと呼ばれていたが、山田ほか(1985 a)は給源域を丹生川村内に推定して、“丹生川”の名称を用いることにし、その後一般的に使われるようになった。本報告でもそれに従う。ところが、最近、別の地域に給源があることが判明した。かつては、本地域の穂高^{ほたか}グラーベン(原山, 1990)を埋積している溶結凝灰岩(カルデラ充填火砕流堆積物; 穂高安山岩類の一部)に対比される火砕流堆積物であることがわかってきた(原山, 1994)。丹生川火砕流堆積物の放射年代測定値として、 2.3 ± 0.1 Ma (御嶽山地域)、 2.5 ± 0.2 Ma (船津地域)(以上、全岩 K - Ar 法 : 山田ほか, 1985 b)、また、ジルコンのフィッシュン・トラック年代値 2.7 ± 0.3 Ma (高山地域)が報告されており(山田ほか, 1985 a)、後期鮮新世のおよそ 2.4 Ma (240 万年前)の噴出

物である。

現在では著しい開析により本火砕流堆積物の分布は散在している。これまでは、本地域の北、焼岳火山西方から本地域の南西、御嶽火山の北にかけて分布することから、堆積当時の分布面積は 500 km^2 以上、噴出量は 100 km^3 に達したと推定されていたが(原山, 1990), 最近、北アルプスの東側の大峰丘陵(長野県大町市南東部 - 池田町北部)や塩尻市洗馬せまに分布する凝灰岩層が本堆積物に対比されることが指摘されており(第 42 図: 長橋, 1993; 長橋ほか, 1994), かつての分布面積は $3,000 \text{ km}^2$ 以上、マグマ換算の体積は 300 km^3 を超える大規模火砕流堆積物であるとの推定がなされている(原山, 1994)。

乗鞍岳地域では、本地域西縁、千町ヶ原周辺の岩井谷・塩蔵谷及び黍生川の谷沿いに、乗鞍火山初期の噴出物に覆われて分布する。塩蔵川沿いでは最大層厚 100 m 近くには達すると推定されるが、複数のフローユニットからなるのかどうかは確認できていない。また、南西端の高根乗鞍湖南の尾根上の平坦面にも美濃帯堆積岩を覆って分布が認められる。いずれも強溶結しており、ユータキシティック組織が発達する。本質レンズや基質のガラスは脱ガラス化していない。西隣の高山地域内では下部に非溶結部を伴うが(山田ほか, 1985 a), 本地域では確認していない。岩質は、長径 3 mm 以下の斜長石結晶に富み、径 1 mm 以下の紫蘇輝石・普通輝石・鉄チタン鉱物を含む普通輝石紫蘇輝石デイサイトであり、まれに石英結晶片が認められる。少量の異質岩片が含まれる。



第 42 図 丹生川火砕流堆積物の推定堆積域

長橋(1993)に加筆修正。穂高グラブエンが供給源であると推定される。1-4 は乗鞍岳地域における地表分布確認位置。長橋ほか(1994)は当時の分布面積を $2,300 \text{ km}^2$, 体積を 200 km^3 以上と推定している

V. 2 野麦峠火山岩類

乗鞍岳地域の南隣の木曾福島地域内には、美濃帯堆積岩からなる標高 1,300 - 1,800 m の定高性のあ
る尾根上に、地蔵峠火山岩類と呼ばれる安山岩質の火山岩類が分布しており(木曾谷第四紀研究グルー
プ, 1967), 清水ほか(1988)により 2.6 - 1.8 Ma の K - Ar 年代が報告されている。本地域の南部にも安
山岩及びデイサイト質の火山岩類が分布するが、この地蔵峠火山岩類と同時代の後期鮮新世の噴出物で
あることが清水ほか(1988)による K - Ar 年代測定によってわかってきた。本報告では、本地域南部に分
布する火山岩類を野麦峠火山岩類として一括する(新称)。

野麦峠火山岩類は、主に安山岩及びデイサイト質の溶岩及び火砕岩、一部は半深成岩からなる。分布
が独立している^{とらぼら}栲洞沢安山岩や^{おおながだに}大長谷火砕岩などを除くと、鎌ヶ峰から野麦峠付近を西縁とする北東 -
南西方向に延びた楕円形の岩体(約 5 × 3 km)を構成している。岩体の東縁は美濃帯堆積岩と断層で接
していることが多い。この岩体内の火山岩には、貫入相を示すものと噴出相を示すものがある。噴出相
の一部は水中噴出を、一部は陸上噴出を示している。これらの火山岩のほかに、水中堆積を示す砂岩・
シルト岩・礫岩層が分布しており、その中には火砕岩層が挟在し、時には卓越することも多い。これら
のことから、これらの火山岩や砕屑岩はカルデラのような凹地を埋積した堆積物であり、火山岩は凹地
内の火山活動に由来することが示唆される。しかし、カルデラ形成に伴う噴出物が認められず、これが
火山活動によって形成された凹地形である証拠はない。したがって、本報告ではカルデラまたはコル
ドロンという名称は用いない。本火山岩類の代表的試料の全岩化学組成を第 8 表に示すが、後述する第
四紀乗鞍火山に比べて SiO₂ に対する K₂O の含有量が低いという特徴がある。また、K - Ar 年代測定に
基づけば、本火山岩類の活動時期は後期鮮新世の 2.5 - 1.9 Ma であり(第 9 表)、木曾福島地域内の地
蔵峠火山岩類の活動時期とほぼ一致している。

野麦峠火山岩類の形成過程は以下の 1 から 7 の順に考えられる。なお、6 の後、砕屑岩類の堆積が終
了し、火山岩の堆積環境が水中から陸上へと変化している。また、4 及び 5 の貫入時期は 6 の後または
同時期の可能性もある。

1. 凹地形の形成(陥没地形?, 成因は不明)。この凹地内では、火砕物を挟在する砂礫層の堆積がほ
ぼ火山活動の終了近くまで引き続いた[砕屑岩類]。
2. デイサイトの溶岩ドーム形成(浅所貫入 - 噴出) [西野川本谷複合岩体]。
3. 安山岩の水中噴出[牧場北安山岩]。
4. デイサイトの貫入[赤田沢デイサイト]。
5. 安山岩 - デイサイトの貫入[岩脈]。
6. デイサイトの水中噴出[鎌ヶ峰下部デイサイト]。
7. 安山岩の陸上噴出[鎌ヶ峰上部安山岩]。

これらのほか、栲洞沢安山岩と大長谷火砕岩が分布するが、分布が孤立しているために層序関係がわ
からず、野麦峠火山岩類の中での位置づけは不明である。また、栲洞沢安山岩の分布域の南に位置する
尾根上(県境)には安山岩の転石が認められるが、露頭では確認しておらず、地質図では示していない。岩

第8表 野麦峠火山岩類の全岩主成分化学組成

No. 地層名	N1 Nn	N2 Nn	N3 Nn	N4 Nb	N5 Na	N6 di	N7 di	N8 di	N9 Nkj	N10 Nkj	N11 Nkj	N12 Nt
(wt%)												
SiO ₂	63.34	62.45	65.44	59.19	70.01	59.47	64.34	62.59	62.35	60.62	59.39	55.43
TiO ₂	0.87	0.90	0.76	1.13	0.39	1.00	0.88	0.91	0.94	1.00	1.06	1.27
Al ₂ O ₃	16.00	16.14	15.53	17.27	15.03	16.43	17.08	16.14	16.38	16.82	17.16	17.25
Fe ₂ O ₃ *	6.10	5.93	5.31	8.26	3.11	7.59	6.23	6.32	7.04	7.34	7.62	8.69
MnO	0.25	0.14	0.12	0.15	0.10	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.17	0.15
MgO	2.34	2.62	1.57	3.18	0.56	3.23	1.97	2.46	2.38	2.53	2.85	3.87
CaO	4.67	6.05	4.48	6.86	3.15	6.83	5.17	5.30	5.77	6.16	6.68	8.17
Na ₂ O	3.16	2.78	3.50	3.16	3.67	3.13	3.52	3.40	3.13	3.26	3.14	3.05
K ₂ O	2.02	1.87	2.20	1.36	2.74	1.56	2.15	2.18	1.97	1.72	1.75	1.46
P ₂ O ₅	0.23	0.25	0.21	0.35	0.12	0.27	0.25	0.25	0.22	0.31	0.30	0.33
total	98.98	99.13	99.12	100.91	98.88	99.64	101.73	99.69	100.32	99.90	100.12	99.67

試料採取地点は第101図に示す。

Fe₂O₃*: 全鉄をFe₂O₃で表す。

蛍光X線分析(地質調査所, PHILIPS社製PW1400), 中野 俊分析。

N1 (NMG1308/R61376): 開田村, 西野川本谷1,510m地点に左岸から合流する枝沢と林道の交差付近, 標高1,540m。

N2 (NMG1304/R61377): 開田村, 西野川本谷, 標高1,570m。

N3 (NMG1311/R61378): 高根村, 日和田川本谷, 標高1,710m地点の右岸。

N4 (YRA1374/R61379): 奈川村, 野麦峠の東1.6km, 標高1,540m。

N5 (NMG1346/R61380): 奈川村, 奈川支流の赤田沢, 標高1,420m。

N6 (NMG1331/R61381): 奈川村, 野麦峠の南800mの尾根上, 標高1,720m。

N7 (YRA1375/R61382): 奈川村, 野麦峠の東1.6km, 標高1,670m。

N8 (NMG1705/R61383): 開田村, 西野川本谷1,580m地点に東から合流する支流, 標高1,610m地点の南岸の崩壊地。

N9 (NMG1551/R61384): 奈川村, 鎌ヶ峰の北北東500m, 標高1,970m。

N10 (NMG1333/R61385): 高根村, 塩蔵谷の枝沢(野麦峠の南西-南南西1.8km), 標高1,790m。転石。

N11 (NMG1357/R61386): 奈川村, 奈川支流の赤田沢, 標高1,550m地点の左岸の林道沿い。

N12 (NMG1319/R61387): 高根村, 日和田川橋洞沢, 標高1,670m地点の右岸上部の林道沿い, 標高1,690m。

第9表 野麦峠火山岩類の放射年代

番号	地層名	岩石	試料	試料番号	年代 (Ma)	K (wt%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁸ ccSTP/g)	Non rad. Ar (%)
1	西野川本谷 複合岩体	デイサイト	全岩	NMG1311 (R61378)	2.54±0.13	2.110±0.042	20.83±0.96	71.6
		溶岩	(石基)		2.45±0.12		20.10±0.93	72.3
					平均	2.50±0.10		
2	岩脈	デイサイト 貫入岩	全岩	8770801	1.94±0.10	1.99±0.10	15.0±0.1	11.8
3	鎌ヶ峰上部 安山岩	安山岩	全岩	NMG1551 (R61384)	1.93±0.05	1.965±0.039	14.72±0.19	22.3
		溶岩	(石基)		1.97±0.05		14.99±0.19	19.6
					平均	1.95±0.04		

1は第8表のN3, 3はN9と同一試料である。定数は第7表と同じ。2は清水ほか(1988)による(岩質は角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩)。1と3は新分析(測定: 板谷徹丸, 岡山理科大)。1と3については, 粉碎試料を60-80メッシュに揃え, 超音波洗浄の後, 磁性鉱物を除去し, マフィック鉱物を重液分離により除去した。更に斜長石・石英を電磁分離により除去する調製を行った。したがって, 石基に由来する粒子が大部分を占めている。

質は紫蘇輝石普通輝石安山岩である。そのほかにも、開田村の末川上流の釜ノ沢や西野沢、また、西野峠の南西などに安山岩の転石が認められる。これらの上流や月夜沢南東の尾根上にも安山岩の分布がある可能性があるが、確認できていないためにやはり地質図では示していない。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩や紫蘇輝石含有普通輝石角閃石³⁾安山岩である。

碎屑岩類 (Nc)

碎屑岩類は、湖成堆積物(砂岩・シルト岩・礫岩)、火砕岩及び角礫岩からなり、野麦峠周辺から鎌ヶ峰の南まで分布している。湖成堆積物の存在は、少なくとも一時的には閉じた凹地が形成され、湛水がおこったことを示している。野麦峠の東の沢(峠沢)では全層厚 200m 以上に達する(第 43 図)。

湖成堆積物は、淘汰のよい粗 - 細粒砂岩、葉理の発達したシルト岩及び成層した中 - 細礫岩からなる。峠沢では特に上部に発達し、火砕流を挟まずにこれらの互層となっている(第 43 図)。そのほか、西野川本谷複合岩体の周辺や赤田沢・大検沢にわずかに分布が認められる。鎌ヶ峰の北西や南西では成層した中粒砂岩 - シルト岩が、おそらく西野川本谷複合岩体の貫入によると考えられる塑性変形を受けているが、そのほかの地点では水平に近い層理または葉理を示すことが多い。斜交層理が見られることがある。なお、野麦峠のすぐ南の道路沿いにかつて見られた中礫岩層(第 43 図の最上部)は、陸化した後の河川の堆積物と考えた方がよいだろう。

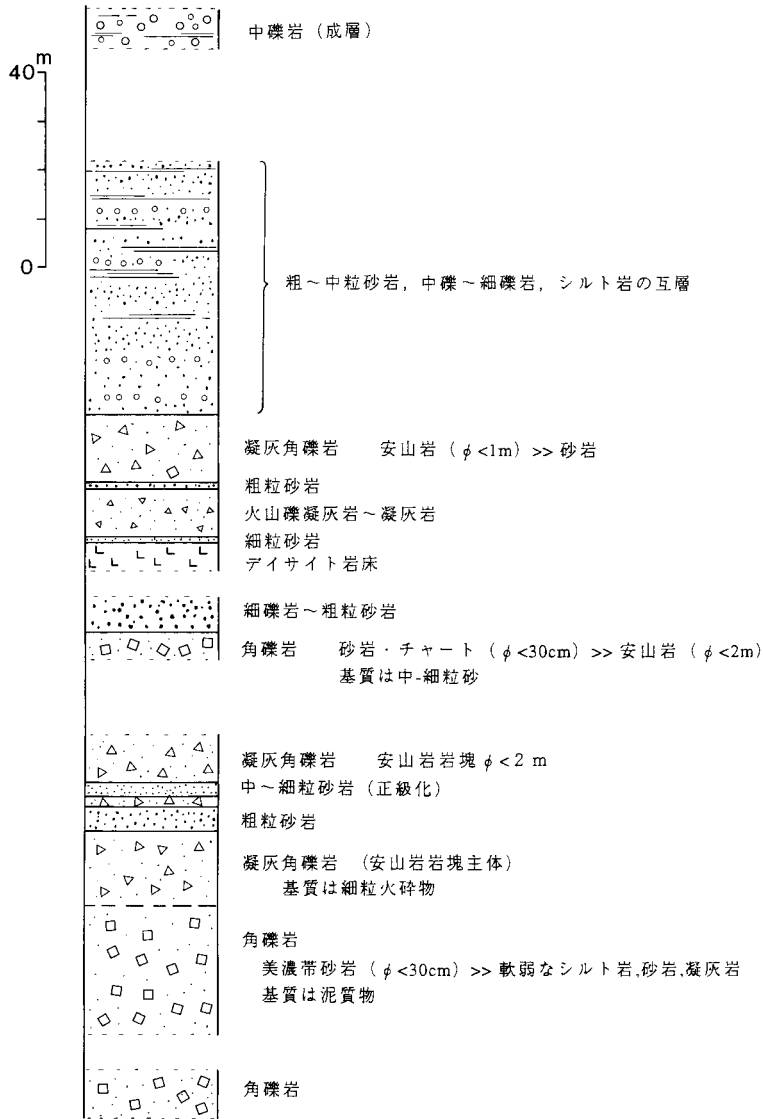
火砕岩は、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び粗粒凝灰岩からなる。峠沢では中部に発達する(第 43 図)。径 2m 以下の安山岩質の角礫と細粒物質からなり、淘汰が悪い堆積物である。美濃帯起源の砂岩・頁岩・チャート礫を含むこともある。火砕岩には層理は見られず、次に述べる角礫岩から漸移することがある。基質の膠結度はよい。火山礫凝灰岩は鎌ヶ峰北東の沢で最もよく見られ、正級化を示すことがある。粗粒凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質シルト岩と互層することがあり、白色のデイサイト礫や黒色の頁岩礫が卓越する(第 44 図)。

角礫岩は、美濃帯砂岩の角礫が卓越することが多く、淘汰の悪い堆積物である。まれに、4 m 大の砂岩岩塊もあるが、多くは数 10 cm 以下である。そのほか、チャートや頁岩礫のほか、同時浸食礫(湖成堆積物に由来する軟弱なシルト岩や砂岩)や火山岩礫を含むことがある。基質は泥質物または中 - 細粒砂で、膠結度はややよい。角礫岩では、岩塊にジグソー割れ目が発達し、岩屑なだれ堆積物の岩塊相に類似した岩相を示すことがあり(第 45 図)、凹地形の内側斜面(カルデラ壁?)の崩壊による堆積物であろう。角礫岩は、峠沢のほかでは赤田沢や大検沢に分布が認められる。

西野川本谷複合岩体 (Nn)

デイサイト - 花崗閃緑斑岩からなる貫入岩及びデイサイト溶岩・火砕岩からなり、野麦峠火山岩類の南部に分布する。この岩体は一部は浅所貫入し、一部は噴出相であるらしいが、本報告では区分せずに一括して複合岩体として扱う。岩体の西縁では、碎屑岩類中の湖成堆積物を塑性変形させている。また、本複合岩体を構成する岩石に類似した礫が碎屑岩類中に含まれることがある。なお、西野川本谷上

4) 角閃石とは、普通角閃石(hornblende)の意味で用いる。

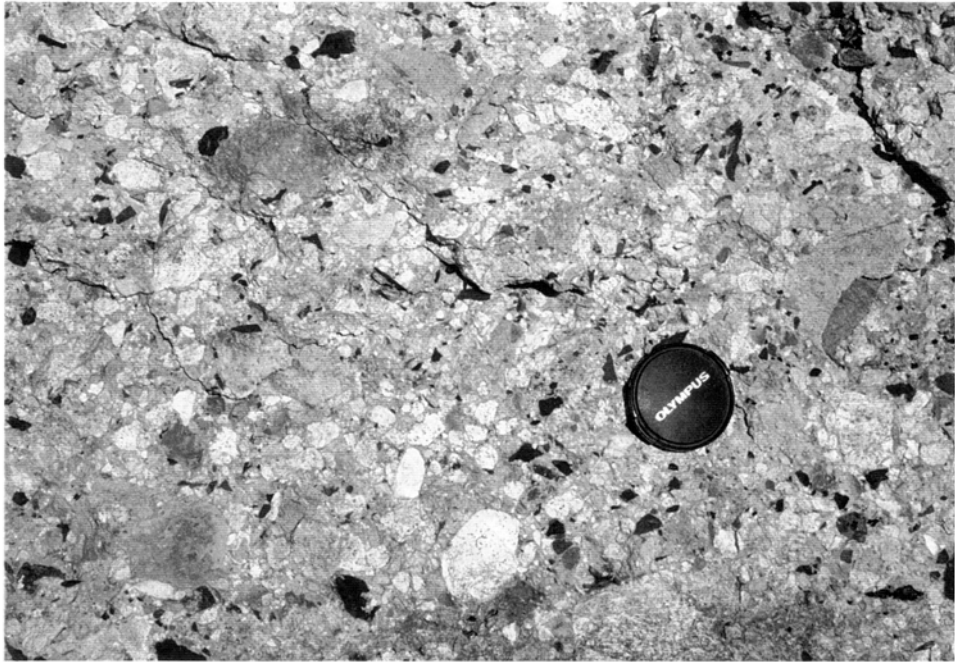


第43図 砕屑岩類の地質柱状図

野麦峠の東の沢(峠沢). 中央のデイサイトの岩床は赤田沢デイサイトである

流の岩体から孤立して、北東の赤田沢中流に普通輝石紫蘇輝石石英含有角閃石デイサイト、南の西野川本谷中流に角閃石花崗閃緑斑岩の貫入岩体があるが、岩質は同じであり、地質図では本複合岩体の一部として表示した。また、南東の西野沢に変質した火山礫凝灰岩からなる小規模な岩体があるが、これも本岩体に含めた。

本岩体は、西野川本谷上流で最もよく露出している。そこでは、下流から上流に向かって、凝灰角礫岩、デイサイト(石基が隠微晶質；結晶化しているが顕微鏡下で識別できないほど細粒)、凝灰角礫岩



第 44 図 碎屑岩類の火山礫凝灰岩
白色のデイサイト礫と黒色の頁岩礫(美濃帯起源)が多い。レンズキャップの直径約 5cm (鎌ヶ峰北東の沢、標高 1,520m)

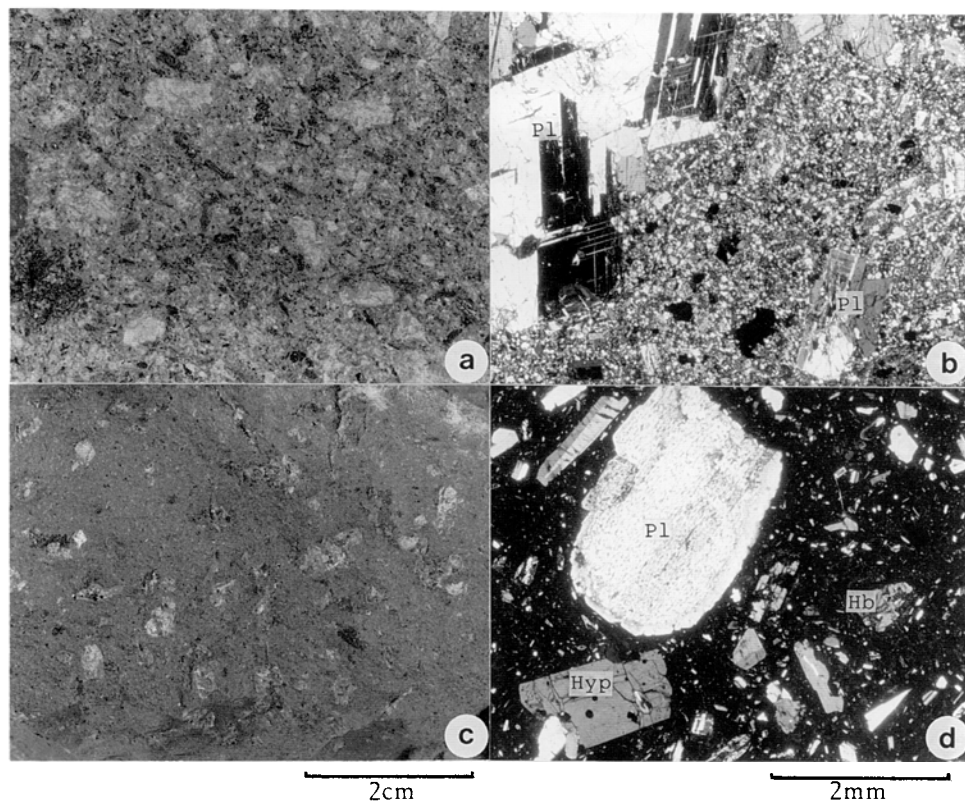


第 45 図 碎屑岩類の角礫岩
ほとんどの岩塊は美濃帯砂岩に由来する (峠沢、標高 1,470m)

(または一部はデイサイト?)、そして花崗閃緑斑岩(微晶質; 石基鉱物が顕微鏡下で識別できるほどに粗粒)になるが、岩体中央部に向かうほど珪化変質が著しく、岩相区分がはっきりしない。変質により白色化しており、黄鉄鉱が生成していることが多い。

岩質は、時には最大径 1 cm 近くに達する斜長石大型斑晶で特徴づけられる斑状の角閃石デイサイト - 花崗閃緑斑岩であり(第 46 図)、少量の黒雲母及び石英を含むことがある。岩体西部では普通輝石紫蘇輝石含有角閃石デイサイトである。完晶質(石基が微晶質)の部分は徐冷したことを意味しており、浅所貫入岩体の内部である(花崗閃緑斑岩)。隠微晶質ないしガラス質の部分は岩体の周縁部、特に西 - 南部に分布し、浅所貫入岩体の周縁急冷部または噴出相であろう。

日和田川本谷の標高 1,750 m 付近の左岸には、緑色変質したデイサイト質の凝灰角礫岩が、長さ約 50 m、高さ最大 30 m 近くにわたって露出している。周囲との接触関係はわからないが、局所的に非調和的な分布形態をしているらしい。風化により岩塊も脆くなっており、岩塊と基質の区別が不明瞭である。本質岩塊のほか、美濃帯の頁岩・砂岩、酸化した火山岩や軟弱なシルト岩をわずかに含んでいる。最大 5 cm 近くに達する角閃石巨晶が認められる。基質は岩塊と同質の細粒物で、鏡下で見ると斜長石や石英結晶片に富むほか、角閃石や黒雲母も含んでいる。この露頭では、本質岩塊が上下方向の伸びを



第 46 図 西野川本谷複合岩体の岩石写真
花崗閃緑斑岩(a,b)及びデイサイト(c,d)。顕微鏡写真はいずれも直交ポーラー。Pl: 斜長石, Hyp: 紫蘇輝石, Hb: 角閃石。スケールはa及びc, b及びdが共通 (aとb: R61376, c: R61377, d: R61378)

示すなどの火道を埋めたことを示すような推積構造は認められない。

本複合岩体を構成するデイサイトからは、 2.50 ± 0.10 Ma の K - Ar 年代値が得られた(第9表)。この値は、木曾福島地域内の地蔵峠火山岩類から得られた 2.6 - 2.5 Ma を示す 2 つの年代値(清水ほか, 1988)にきわめて近い値であり、両者の火山岩類ともこの頃から活動が始まったのかもしれない。

花崗閃緑斑岩 (NMG1308/R61376⁴⁾) (第 46 図 a, b)

産地：開田村，西野川本谷，標高 1,520m 付近の左岸。

化学組成：SiO₂=64.0%⁵⁾

斑晶：斜長石 (< ϕ 8mm)，角閃石？(炭酸塩鉱物，粘土鉱物及び沸石に完全に置換)，鉄チタン酸化物
石基：微晶質。斜長石，アルカリ長石(少量)，シリカ鉱物，鉄チタン鉱物，燐灰石
黄鉄鉱が生成している

普通輝石紫蘇輝石含有角閃石デイサイト (NMG1311/R61378) (第 46 図 d)

産地：高根村，日和田川本谷，標高 1,710m 地点の右岸。

化学組成：SiO₂=66.0%

斑晶：斜長石 (< ϕ 5mm)，普通輝石，紫蘇輝石，角閃石(周縁部がオパサイト化)，鉄チタン酸化物
石基：隠微晶質。斜長石，斜方輝石，角閃石，シリカ鉱物，鉄チタン鉱物，メソスタシス
孔隙に炭酸塩鉱物が生成している

牧場北安山岩 (Nb)

野麦峠の東方に分布する安山岩溶岩及び火砕岩である。碎屑岩類から漸移する。角礫状に破碎された溶岩，不規則な細かい節理をもった溶岩及び凝灰角礫岩からなる。最大層厚は 200 m 以上である。岩質は普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩で，少量のかんらん石・黒雲母を含むことがある。

黒雲母かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (YRA1374/R61379)

産地：奈川村，野麦峠の東 1.6km，標高 1,540m。

化学組成：SiO₂=58.7%

斑晶：斜長石，かんらん石？(完全に粘土鉱物に置換)，普通輝石，紫蘇輝石，角閃石(周縁部がオパサイト化)，黒雲母(微量，周縁部がオパサイト化)，鉄チタン酸化物
石基：隠微晶質。斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン鉱物，燐灰石，メソスタシス

赤田沢デイサイト (Na)

赤田沢から野麦峠の南にかけて分布するデイサイト質の貫入岩である。赤田沢では柱状節理が発達することがある。野麦峠の東の峠沢では，碎屑岩類中に岩床として貫入している(第 43 図)。赤田沢の下流では，碎屑岩類を構成する凝灰角礫岩を垂直に貫いており，貫入面に沿って幅約 10 cm のガラス質の急冷縁が観察される。岩質は，普通輝石紫蘇輝石デイサイト及び少量の普通輝石・紫蘇輝石を含むことがある角閃石含有デイサイトである。斑晶鉱物はいずれも径 1 mm 以下の小型で，肉眼的には無斑晶質岩に近い。

4) 地質調査所地質標本館の登録番号。

5) 主要 10 成分の合計を 100% に再計算した値。

普通輝石紫蘇輝石デイサイト(NMG1346/R61380) (第 47 図)

産地：奈川村，奈川支流の赤田沢，標高 1,420m.

化学組成：SiO₂ = 70.8%

斑晶：斜長石 (< φ 1mm)，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物

石基：微晶質．斜長石，アルカリ長石，シリカ鉱物，鉄チタン鉱物，燐灰石
部分的に炭酸塩鉱物が生成

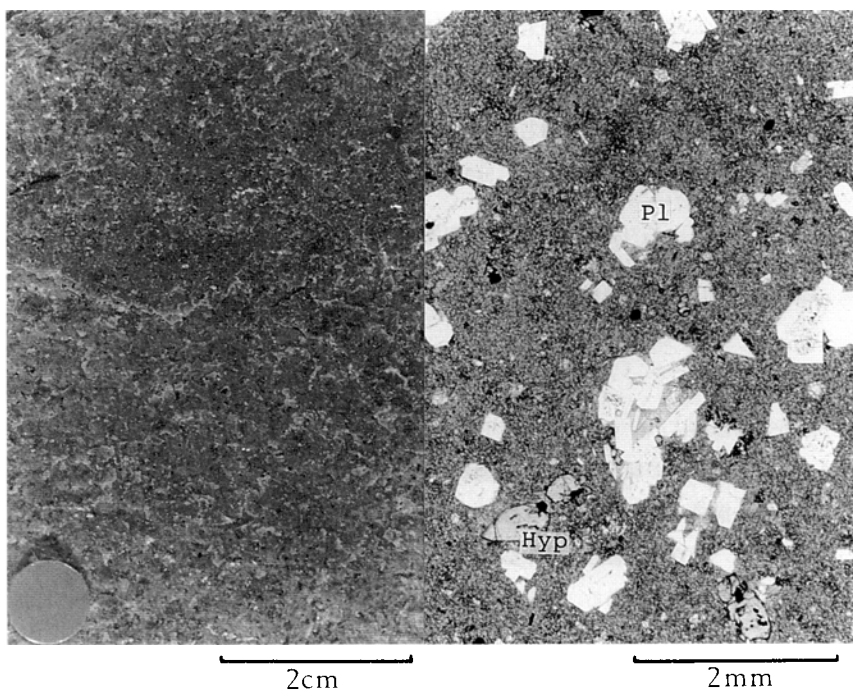
岩脈 (di)

安山岩及びデイサイト質の岩脈及び岩床からなり，主なものは以下のとおりである．

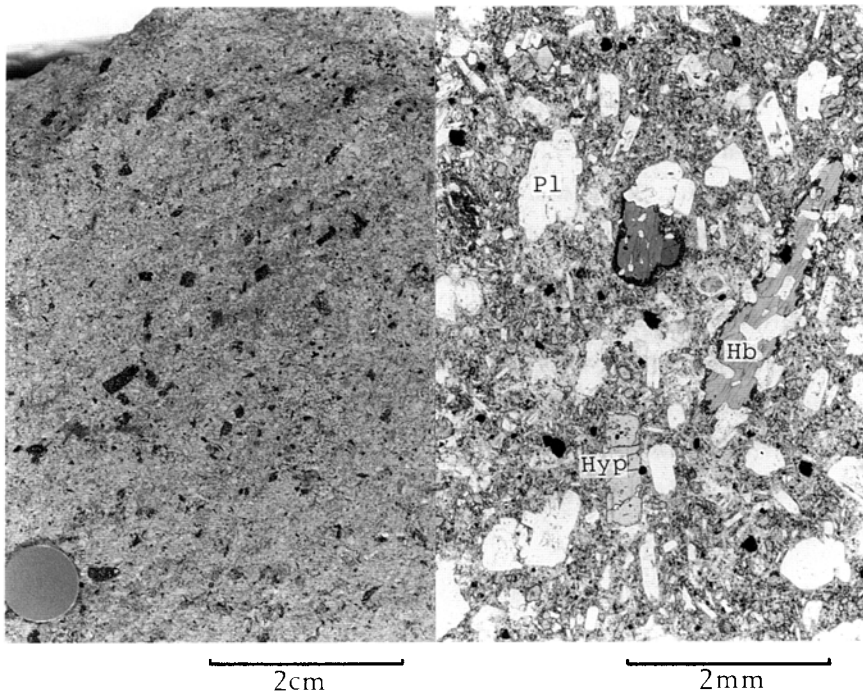
野麦峠東方の牧場北安山岩を貫く岩脈は，N 20 - 30° W の走向を持ち，ほぼ垂直に貫入している．このうち最大の岩脈は，幅約 10 m で，貫入面に垂直な柱状節理が発達しているのが観察できる．この岩脈は高さが約 40 m の露頭となっており，野麦峠の南東から遠望することができる．岩質は角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイトである．

野麦峠の南約 1.5 km で赤田沢デイサイトを貫く岩脈は，約 N 55° W の走向を持ち，岩脈の幅はおそらく 10 m 程度である．確認された露頭 (2ヶ所) を含む顕著な尾根線は本岩脈が構成していると考えられ，約 1.5 km の長さを持つと推定される．岩質は普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である (第 48 図)．

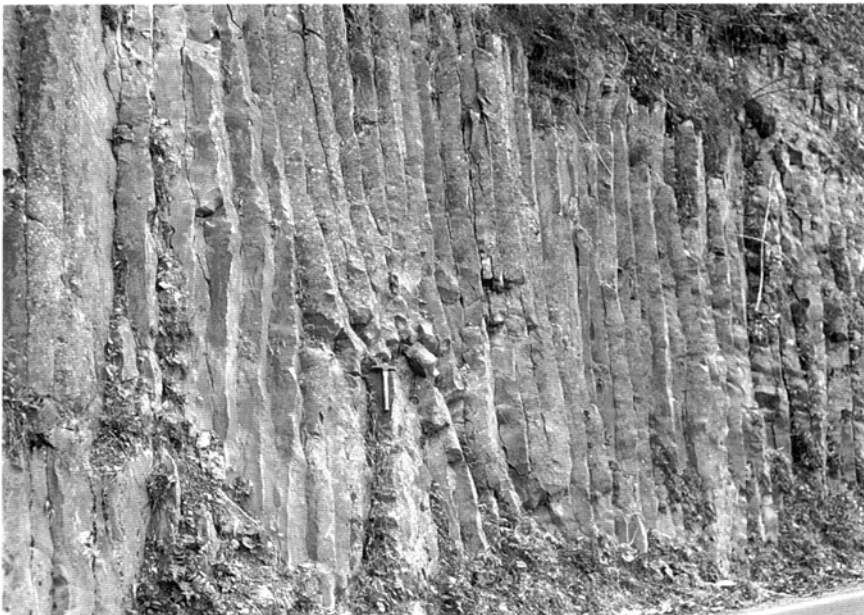
野麦峠の南南東 400 m の地点では，柱状節理の発達するデイサイトが露出する (第 49 図)．貫入岩である証拠は露頭では確認できていないが，岩質が赤田沢デイサイトとは異なり，ほかの岩脈にやや類似



第 47 図 赤田沢デイサイトの岩石写真
Pl：斜長石，Hyp：紫蘇輝石．顕微鏡写真は下方ボーラーのみ (R61380)



第 48 図 赤田沢デイサイトを貫く岩脈の岩石写真
 Pl: 斜長石, Hyp: 紫蘇輝石, Hb: 角閃石. 顕微鏡写真は下方ポラーのみ (R61381)



第 49 図 野麦峠南のデイサイト岩脈(岩床)の柱状節理
 奈川村の天然記念物に指定されていたが、現在は大部分がコンクリートで覆われてしまっている
 (野麦峠の南南東の道路沿い, 1981年撮影)

した安山岩質に近いデイサイトであることから、このデイサイトもほぼ同時期の貫入岩であると判断した。垂直に近い柱状節理の方向から判断して岩床であると思われる。厚さは 20 m 以上である。野麦峠の南南東 400 m 地点から採取された試料からは、清水ほか(1988)により 1.94 ± 0.10 Ma の K - Ar 年代が報告されている(第 9 表)。

西野川本谷支流の岩脈は、比高約 40 m の崩壊地に露出する安山岩である。母岩との貫入関係は確認していないが、肉眼的に上記の岩脈に類似しており、また、斜長石大型斑晶を含まず、母岩の西野川本谷複合岩体の岩石とは明らかに岩質が異なることから、複合岩体を貫く貫入岩であろうと判断した。岩質は角閃石安山岩である。

この角閃石安山岩岩脈のある沢の上流(北)では、標高 1,680 m と 1,760 m 地点の 2ヶ所で幅数 m ないし 10 m 程度の変質した安山岩岩脈が花崗閃緑斑岩(西野川本谷複合岩体)を貫いている。これらの岩質はいずれも黒雲母角閃石紫蘇輝石含有普通輝石石英かんらん石安山岩であり、上記の岩脈とは肉眼的にも鏡下でも明らかに岩質が異なっている。かんらん石は完全に粘土鉱物に置換されている。なお、この岩脈は地質図では省略した。

普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (NMG1331/R61381) (第 48 図)

産地：奈川村、野麦峠の南 800 m の尾根上、標高 1,720 m.

化学組成：SiO₂ = 59.7%

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、角閃石(周縁部がオパサイト化)、鉄チタン酸化物

石基：微晶質。斜長石、アルカリ長石、シリカ鉱物、単斜輝石、斜方輝石、鉄チタン鉱物、燐灰石

鎌ヶ峰下部デイサイト (Nkk)

鎌ヶ峰の北 - 北東に分布するデイサイト質の溶岩及び火砕岩であり、砕屑岩類を覆う。赤田沢デイサイトとの直接の関係は確認していない。

鎌ヶ峰の北東の沢、標高 1,610 - 40 m 付近の左岸では、角礫化した溶岩岩塊の集合体からなる露頭がある。その中の岩塊は、岩塊表面から垂直に発達する冷却節理を持ち、岩塊と岩塊の間は同質の細粒物が充填し(第 50 図)、塊状溶岩から漸移しており、水冷破碎された溶岩の特徴を示している。その地点のすぐ上流、標高 1,640 - 60 m 付近の右岸では、柱状節理を持つ溶岩が葉理の発達したシルト岩をほぼ水平に覆っているが、その上流側ではシルト岩層を垂直に切っており、この付近が噴出中心であった可能性がある。この沢の北を流れる沢では、破碎された溶岩の上部は板状節理の発達した溶岩に移化し、さらにその上部は再び破碎された溶岩になっており、最大層厚は約 150 m である。岩質は普通輝石角閃石紫蘇輝石デイサイトである。

普通輝石角閃石紫蘇輝石デイサイト (NMG1427/R61388)

産地：奈川村、鎌ヶ峰北東の沢、標高 1,660 m 地点の右岸。

斑晶：斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、角閃石、鉄チタン酸化物

石基：斜長石、鉄チタン鉱物、燐灰石、ガラス

鎌ヶ峰上部安山岩 (Nkj)

野麦峠の南から鎌ヶ峰にかけての尾根を構成する安山岩溶岩である。西野川本谷複合岩体・砕屑岩類・



第50図 鎌ヶ峰下部デイサイトの破碎された溶岩
 割れ始めの岩塊(中央と左)は細粒充填物を取り除けば1つの岩塊になることがその外形から判断できる
 (鎌ヶ峰北東の沢, 標高1,620m)

鎌ヶ峰下部デイサイトを不整合に覆うと推定されるが、露頭では確認していない。水中推積を示唆する砂礫層の挟みや破碎構造が認められず、本安山岩は乾陸上の噴出物であろう。鎌ヶ峰の稜線近くでは板状節理が発達する(第51図)。最大層厚は150 m以上である。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。本安山岩からは、鮮新世の終わり頃、 1.95 ± 0.04 Ma の K - Ar 年代が得られた(第9表)。この値は野麦峠南の岩脈から報告されている年代値とほぼ同じである。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (NMG1551/R61384) (第52図 a)

産地：奈川村，鎌ヶ峰の北北東 500m，標高 1,970m。

化学組成：SiO₂ = 62.2%

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物

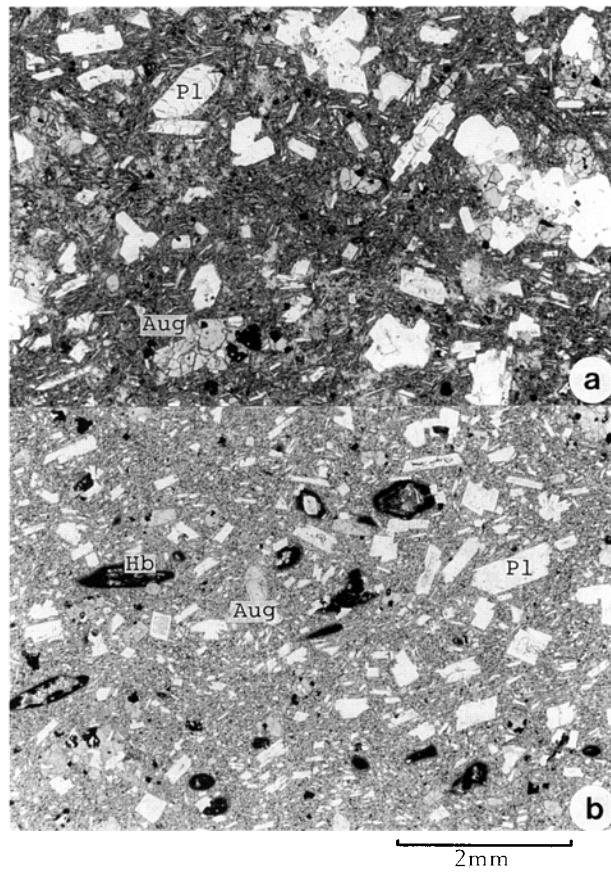
石基：隠微晶質 - 微晶質。斜長石，単斜輝石，斜方輝石，シリカ鉱物，鉄チタン鉱物，燐灰石

栃洞沢安山岩 (Nt)

日和田川支流の栃洞沢上流に分布する安山岩溶岩である。栃洞沢上流の標高 1,670 m 付近の右岸では層厚 30 m 以上の溶岩で、柱状節理や板状節理が発達する。この地点では地表に流出した溶岩であるのか、美濃帯推積岩を貫く貫入岩であるのかは判断できないが、日和田川本谷標高 1,550 m 付近に合流する枝沢の源頭部(北斜面)では基盤岩をほぼ水平に覆う溶岩層が観察できることから、本安山岩は溶岩流であると判断した。最大層厚は 100 m 以上と推定される。岩質は紫蘇輝石含有普通輝石角閃石安山岩である。



第51図 鎌ヶ峰上部安山岩の板状節理



第52図 鎌ヶ峰上部安山岩(a)及び栃洞沢安山岩(b)の顕微鏡写真

Pl: 斜長石, Aug: 普通輝石, Hb: 角閃石. a: R61384, b: R61387. 下方ボーラーのみ

紫蘇輝石含有普通輝石角閃石安山岩 (NMG1319/R61387) (第 52 図 b)

産地：高根村，日和田川栃洞沢の林道沿い，標高 1,690m.

化学組成：SiO₂=55.6%

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，角閃石(オパサイト化していることが多い．内部に炭酸塩鉱物が生成していることがある)，鉄チタン酸化物

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン鉱物，ガラス

大長谷火砕岩 (No)

鎌ヶ峰の西方の尾根上に分布する火砕岩である．凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなる．露頭で確認できる層厚は 10 m に満たないが，最大層厚は 50 m 以上と推定される．本火砕岩は大長谷上流右岸上部の林道沿いで好露出があり，以下のような岩相が上流側から下流に向かって観察できる．なお，露頭は林道沿いに断続的に見られるが，以下の中部と下部の区分は確認できた層序関係ではない．

本火砕岩の上部では，径 20 cm 下の多孔質な安山岩礫が卓越する凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩で，層厚は 5 m 以上である．礫種は肉眼的にはほぼ同一種の安山岩である．基質は細礫 - 粗粒砂混じりの細粒物で，固結している．ところにより赤色化している．礫の岩質は(角閃石)紫蘇輝石普通輝石安山岩である．

中部の推積物は，淘汰の悪い岩塊と細粒物からなる．安山岩礫も含むが，美濃帯砂岩，珪長質の深成岩や半固結のシルト岩などが多く含まれることもある．基盤岩礫の多くは径 40 cm 下の円礫ないし亜円礫であり，少なくともその一部は河川礫起源である．シルト層を挟み，層理が見られることがある．基質の膠結度はよい．層厚は 3m 以上である．

下部は淘汰の悪い推積物で，安山岩岩塊が卓越する(第 53 図)．安山岩の岩種は均一ではなく，礫径は 2 m 以下である．確認できる層厚は最大で 8 m 程度である．基質は細礫-砂混じりの泥質物で，膠結度はよい．



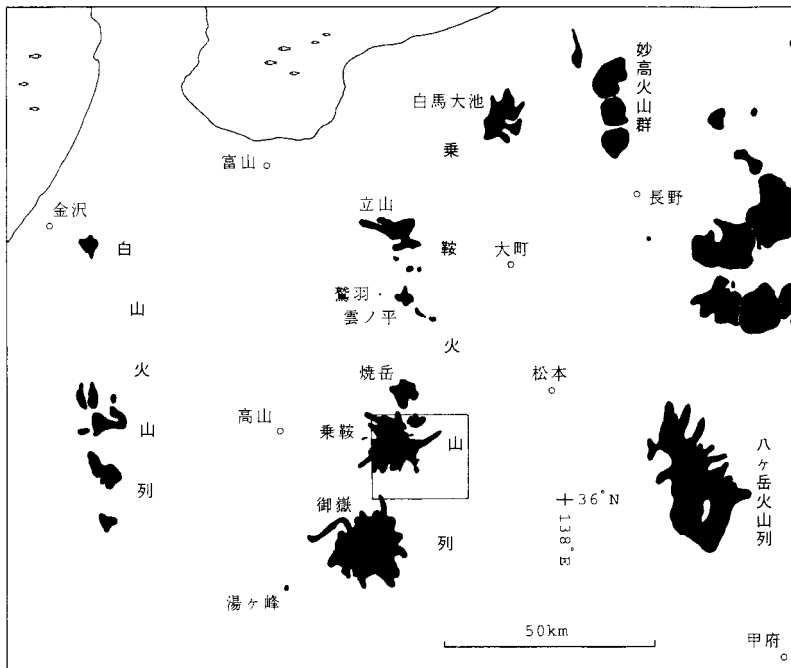
第 53 図 大長谷火砕岩の露頭

露頭の高さ 6m. 大長谷火砕岩の下部にあたり，土石流堆積物によく似る．大長谷標高 1,360m 地点の右岸上部の林道沿い

VI. 中期更新世 - 完新世の火山噴出物

(中野 俊)

飛驒山脈上(北アルプス)には中期更新世 - 完新世に活動した火山がいくつかある。これらは飛驒山脈と同じくほぼ南北方向に配列して分布しており、乗鞍火山列(または乗鞍火山帯)と呼ばれている(第 54 図)。乗鞍火山列の主な構成メンバーは、北から順に、白馬大池火山、立山火山、鷲羽・雲ノ平火山、焼岳火山、乗鞍火山、御嶽火山と呼称されている安山岩質の複成火山(多輪廻成層火山)であり、特に立山火山から御嶽火山にかけての直線性が際立っている。これらのうち、乗鞍岳地域には、乗鞍火山の大部分と御嶽火山の溶岩流の末端部が含まれている。北アルプス周辺には、そのほかにも、黒部川上流域(立山火山と鷲羽・雲ノ平火山の間)の安山岩-デイサイトの小岩体(中期更新世)、御嶽火山南西の湯ヶ峰流紋岩(後期更新世)が分布している。最近の K - Ar 年代測定から、それらの火山岩の一部には前期更



第 54 図 乗鞍火山周辺の中期更新世以降の火山岩類の分布
枠は乗鞍岳地域の範囲を示す

新世の末まで遡るものもあることがわかってきている。これらの火山の活動以前には、前期更新世後半（～中期更新世の初め）の奥飛騨火砕流や上室火砕流などの珪長質火砕流の活動があった。また、後期鮮新世から更新世の初期にかけては、大峰火砕流や丹生川火砕流の珪長質火山活動のほか、上野玄武岩類や地蔵峠火山岩類の活動もあったが、安山岩質の複成火山の活動が卓越するようになったのは中期更新世になってからである。このような火山活動様式の時間的変遷は、沈み込む2つの海洋プレート（太平洋プレートとフィリピン海プレート）の相互作用によりもたらされたとする考えもある（Shimizu and Itaya, 1993）。

VI. 1 乗鞍火山噴出物

VI. 1. 1 研究史

乗鞍火山が地質学の文献に登場し、山頂（剣ヶ峰）から北にかけて多数の火口が存在することが記述されたのは、明治時代中頃の坂市太郎（1887, p. 268 - 269）が最初であろう。また、佐藤傳蔵（1904）は、白骨温泉から山頂を経由して南の野麦集落に下山した踏査記録を記しているが、このような登山（調査）をすること自体、まだまだ探検の時代であった。

乗鞍火山の本格的な研究は明治時代末の神津俣祐（1911）が最初である。彼は御嶽火山（木曾御岳）に引き続いて乗鞍火山の調査を行い、乗鞍火山（群）を北から、十石火山・烏帽子岳火山・鶴ヶ池火山・摩利支天火山・一ノ池火山・高天ヶ原火山に区分した。そして、基盤がもともと南北に連なる稜線をなしており、火山活動は北から始まり順に南に移動したと考えた。この研究により乗鞍火山の全貌がほぼ明らかになったが、彼の火山体区分はその後もほぼ踏襲されてきた。

神津（1911）以後は、志水（1952）、小林（1969）、中野（1984）の研究があるが、いずれも講演要旨のみで詳細は報告されていない。牛丸（1969）、田中（1976）や降旗・中田（1981）は乗鞍岳周辺の総合的な学術調査の一環として地形と地質についてまとめているが、神津（1911）と本質的に変わらず、地質学的に新たな知見はほとんど述べられてはいない。石川（1958）は乗鞍火山列を鳥海火山帯と比較して、火山岩の斑晶鉱物組合せから考察した岩石学的特徴を議論している。また、志水（1948, 1950）は乗鞍火山の溶岩に含まれる捕獲岩について報告している。

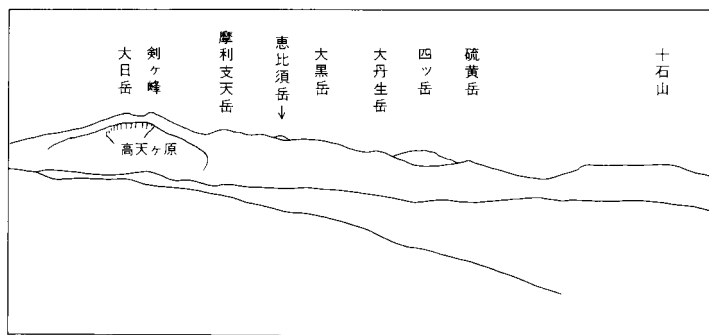
火山噴出物の化学組成の研究は、小林（1975）による乗鞍火山列全体の主成分組成の比較が最初である。その後、Nakano *et al.*（1987）は乗鞍火山列周辺の第四紀火山岩の微量成分組成を中性子放射化分析法により求め（このうち乗鞍火山噴出物は10試料）、乗鞍火山列全体での化学組成の地理的变化に乏しいことを示した。同様に、Notsu *et al.*（1989）はストロンチウム同位体比（乗鞍火山噴出物は4試料）を測定し、同位体組成の地理的变化について論じている。最近、石川ほか（1992）は溶岩試料18個及びその包有物（捕獲岩）12個の主成分組成（一部は微量成分組成も）を報告しているが、採取試料の偏りが著しく、乗鞍火山の全体を把握してはいない。

VI. 1. 2 乗鞍火山の概要

乗鞍火山の活動は中期更新世に始まったと考えられる。火砕物が少なく、溶岩流の流出を中心とした

活動が卓越してきた。有史以来の確かな噴火記録はないが、活火山の1つに数えられている(例えば、気象庁, 1991)。佐藤(1904)は、500 - 600年前に乗鞍火山の東麓の白骨温泉付近や鈴蘭地区を山津波がおそったという口碑があることを記しているが(彼はそれを乗鞍火山の爆裂作用による泥流であると考えている)、これが火山活動と直接関係したものであるかどうか定かではない。守屋(1993)では最近1万年以内に溶岩を流出した火山の1つに数えられており(本報告の岩井谷溶岩)、また、降下テフラ層の研究から、完新世になってからは700または1000年余りの平均周期で小規模な噴火(水蒸気爆発)が起きていると推定されている。最近報告された¹⁴C年代(奥野ほか, 1994)はこれを支持している。これらの完新世のテフラ層は、火口から数km離れた地点(乗鞍高原)ではほとんど認められなくなる。したがって、それ以前にも同規模の降下火砕物の噴出が起っていたとしても、堆積物としてはほとんど残されていないと考えてよいだろう。

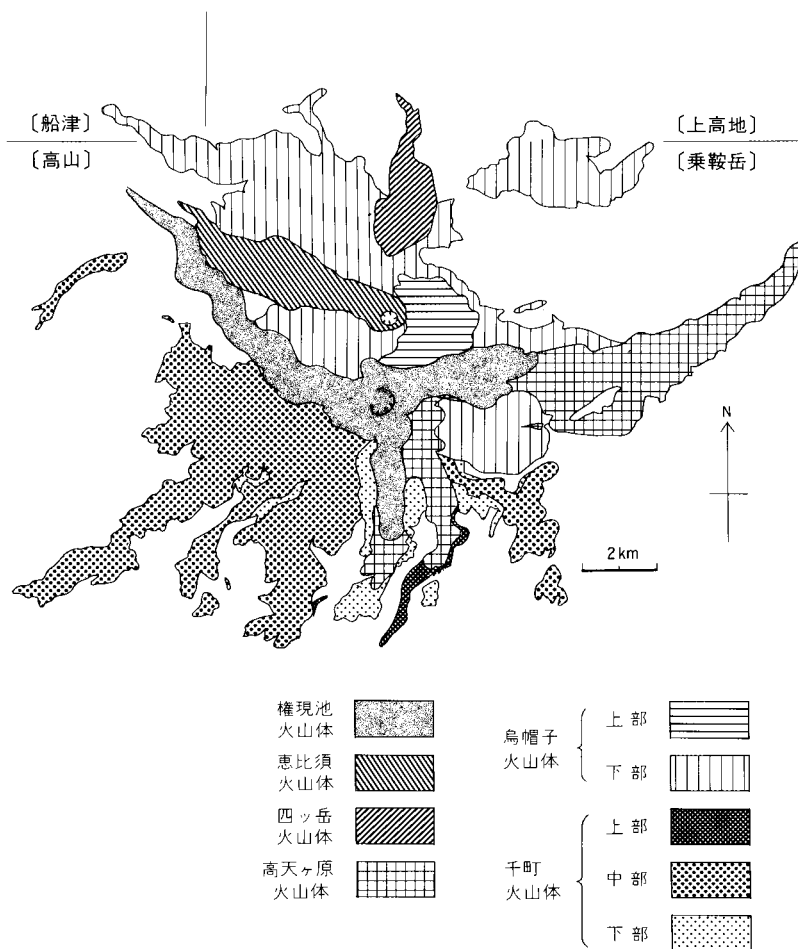
乗鞍火山は複数の火山が集合した複合火山であり、乗鞍火山群と称することもあるが(神津, 1911)、本報告では乗鞍火山と呼ぶ。全体としては南北に連なった主稜線をなしており(第55図)、噴出中心が南北方向に配列している。乗鞍火山は噴出中心の位置や岩質から南部と北部の2つに、また、活動時期から古期と新期に大別される。さらには、南部は下位から千町火山体(下部・中部・上部)、高天ヶ原火



第55図 乗鞍火山の全景
写真右が北。野麦峠スキー場より望む。(瀬木宏之氏撮影)

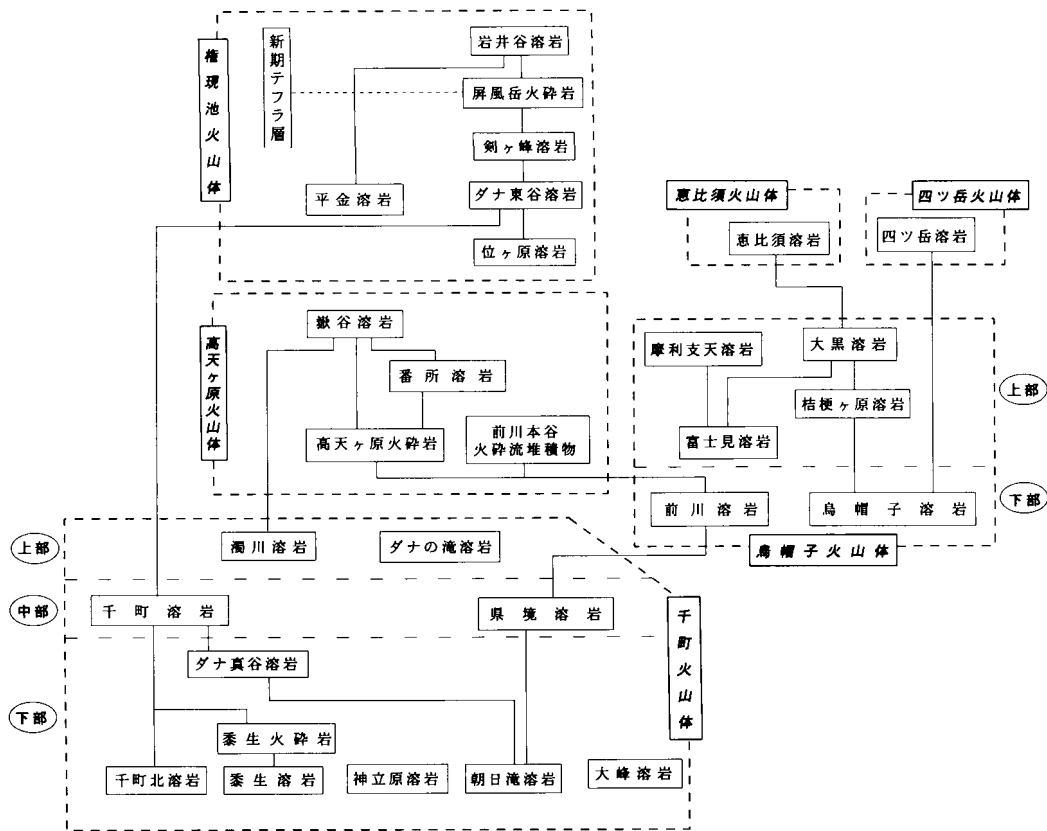
山体及び権現池火山体に、北部は烏帽子火山体(下部・上部)、四ッ岳火山体及び恵比須火山体に細分される(第56及び57図)。南部の千町火山体及び北部の烏帽子火山体が古期噴出物であり(おそらく大部分が中期更新世の噴出物)、高天ヶ原火山体も古期噴出物に含めてよいだろう。そして、南部の権現池火山体、北部の恵比須火山体及び四ッ岳火山体が新期噴出物(おそらく後期更新世 - 完新世の噴出物)である。現存する乗鞍火山の体積は約15 km³と見積もられるが、崩壊・浸食により失われた山体を復元すると総噴出量は約26 km³と推定される(第10表)。北部では、基盤岩類の分布高度は標高2,400 mまで確認できており、火山噴出物の厚さはせいぜい600 - 700 mである。

千町火山体：乗鞍火山南部に形成された最初の火山体である。複輝石⁶⁾安山岩質の溶岩流を主体し、少量の複輝石デイサイト質の溶岩も認められる。東南東 - 西北西に延びる千町尾根の北側の急斜面は崩



第56図 乗鞍火山の火山体区分

6) 複輝石とは、紫蘇輝石と普通輝石の両者が含まれるが、どちらが量的に優勢であるかを問わない場合に用いる。



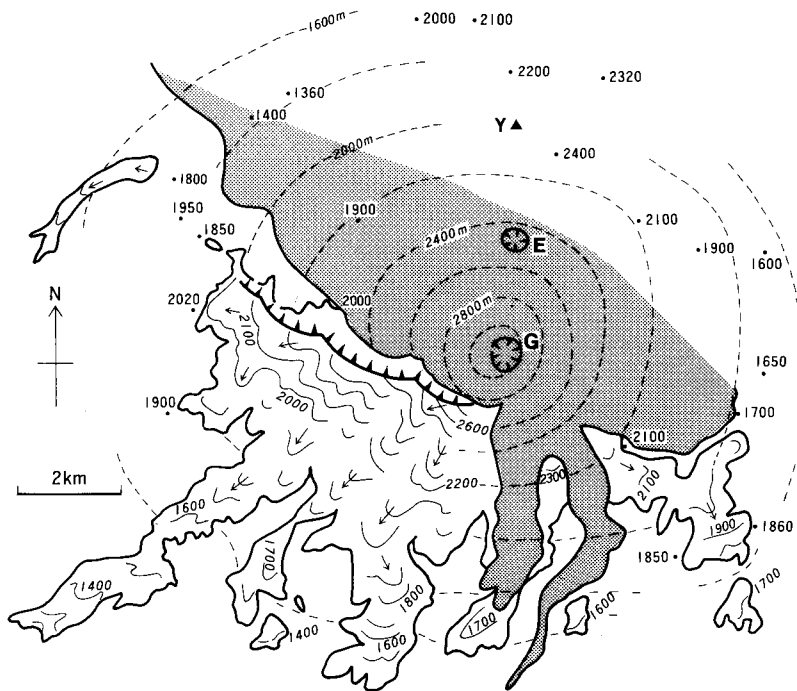
第 57 図 乗鞍火山の層序

第 10 表 乗鞍火山噴出物の体積

火山体区分	現在の体積 (km^3)	推定総噴出量 (km^3)
権現池火山体	0.63	
恵比須火山体	0.49	
四ツ岳火山体	0.26	
高天ヶ原火山体	0.58	>0.6
烏帽子火山体上部	0.35	>0.4
烏帽子火山体下部	4.9	8.2
千町火山体	7.9	15.7
総計	15.1	26.3

落崖であると考えられ、現在ではもとの山体の北半分は失われていると推定される。この山体の主な活動期の噴出物は、ほぼ溶岩流原面に近いなだらかな表面を残している千町溶岩及び県境溶岩であり、これらを中部火山体とする。この中部火山体に覆われる噴出物を下部と位置づけた。失われた山体がほぼ円錐形であったとして、それらの分布高度から山体を復元すると、ほぼ現在の権現池火口付近を中心とした標高約3,000 mの山体を形成していたらしい(第58図)。現存する体積は約7.9 km³であるが、復元すると15.7 km³になり、ほぼ半分が失われていることになる。また、この円錐形の火山体(下部及び中部)を浸食した谷を埋めている溶岩を上部とした。

烏帽子火山体：乗鞍火山北部に形成された火山体である。黒雲母・石英・かんらん石斑晶を含む複雑な斑晶組合せを示す角閃石⁷⁾ 複輝石安山岩質(または複輝石角閃石安山岩質)の溶岩流を主体とする。このうち、初期の成層火山を形成していたと推定される部分を下部火山体、その上位の噴出物を上部火山体とした。下部火山体は烏帽子溶岩及び前川溶岩からなるが、千町溶岩の北半が失われた後に成長した火山体であり、角閃石及び黒雲母に富むガラス質デイサイトとの複合溶岩流をなすことがある。溶岩流原面に近いと思われる地形面から山体を復元すると、現在の四ッ岳付近と恵比須岳-摩利支天岳付近



第58図 千町火山体の復元図

数字は基盤の標高。網部は千町火山体中部より新しい噴出物。千町火山体中部までの噴出物の分布から円錐形の火山体(破線)を推定した。Y：四ッ岳，E：恵比須火口，G：権現池火口。矢印は溶岩流の推定流下方向

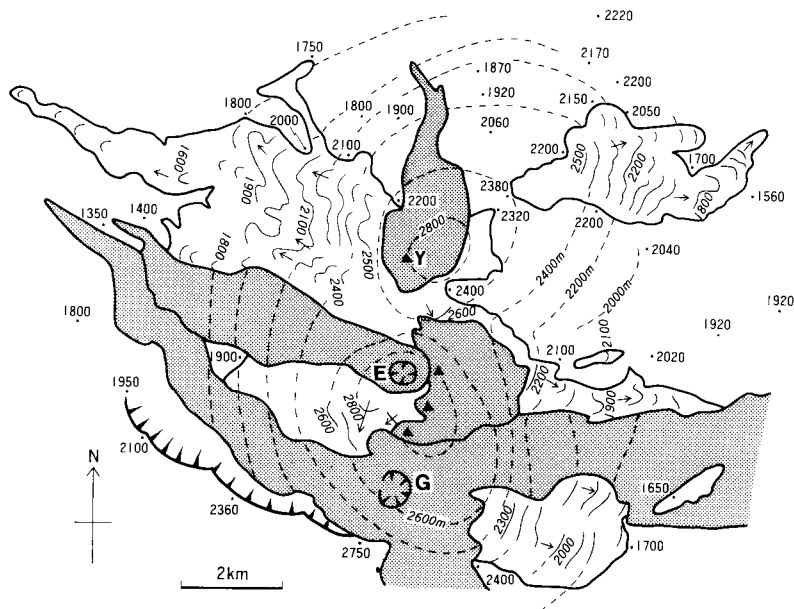
7) 角閃石とは、普通角閃石(hornblende)の意味で用いる。

の2ヶ所を噴出中心とする、標高 2,800 - 2,900 m に達する複合した火山体であったらしい(第 59 図)。現在の四ッ岳の北側と東側には噴出物が分布しないが、崩壊により失われたと考えられ、北東の十石山はそのために分布が独立している。上部火山体はこのうち南の噴出中心付近で活動した噴出物である。下部火山体からは清水ほか(1988)により2つの K - Ar 年代が報告されており、30 - 20 万年前の活動である。下部火山体の現存する体積は 4.9 km³ であるが、復元すると 8.2 km³ になる。上部火山体は 0.4 km³ 以上である。

高天ヶ原火山体：高天ヶ原付近を中心に活動した火山体で、噴出物は南と東に分布する。火砕物がやや卓越するのが特徴である。岩質は、やや塩基性の複輝石安山岩及び紫蘇輝石デイサイトである。噴出量は 0.6 km³ 以上である。ほかの火山体に比べ、噴出中心がやや東へ偏った位置にあったらしい。

四ッ岳火山体及び恵比須火山体：烏帽子火山体の浸食の後、2ヶ所の活動中心から噴出した溶岩流及び溶岩ドームである。いずれも黒雲母・石英・かんらん石斑晶を含む複雑な斑晶組合せを持った複輝石角閃石安山岩である。溶岩流地形が明瞭である。清水ほか(1988)の K - Ar 年代によると、このうち四ッ岳火山体は約 6 万年前の活動である。噴出量は、四ッ岳火山体が 0.26 km³、恵比須火山体が 0.49 km³ である。

権現池火山体：乗鞍火山の中では最も新しい火山体である。現在の権現池火口付近を中心に活動しており、複数回の溶岩流の噴出があった。最新期(完新世)には溶岩噴火も起こってはいるが、本質物の噴出を伴わない水蒸気爆発を中心にした小規模な活動が繰り返し起こっている。岩質は主に複輝石安山岩



第 59 図 烏帽子火山体の復元図

数字は基盤と千町火山体の標高。網部は烏帽子火山体下部より新しい噴出物。烏帽子火山体下部までの噴出物の分布から、円錐形の二つの火山体(破線)を推定した。Y：四ッ岳，E：恵比須火口，G：権現池火口。矢印は溶岩流の推定流下方向

であるが、そのほか紫蘇輝石デイサイト、かんらん石・石英を含むことがある複輝石角閃石安山岩からなる。溶岩流の表面地形が明瞭である。噴出量は 0.63 km^3 と見積られる。

VI. 1. 3 千町火山体

大峰溶岩 (Om)

野麦集落北方の標高 1,640 - 1,690 m の平坦面(大峰)を構成する安山岩溶岩である。平坦面の西斜面には、少なくとも 20 m 以上の厚さを持つ、板状節理が発達した溶岩露頭がある。全層厚はおそらく 40 m 以上であり、美濃帯堆積岩を直接覆う。さらに斜面下には本溶岩の崩壊堆積物(地すべり堆積物)が濁川の河床付近まで分布している。分布が独立しているため、ほかの乗鞍火山噴出物との直接の層序関係はわからないが、本溶岩の供給源方向がすでに浸食されて失われており、その谷を濁川溶岩と嶽谷溶岩が流下していることから、本溶岩の活動以後これらの溶岩の流出までにはかなりの時間間隙があったと考えられる。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (NMG1091/R61304⁸⁾)

産地：高根村，大峰の西，標高 1,640 m.

化学組成： $\text{SiO}_2 = 62.6\%$ ⁹⁾

斑晶：斜長石 (19.3%¹⁰⁾)，普通輝石 (4.6%)，紫蘇輝石 (2.6%)，鉄チタン酸化物 (0.6%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，石英，フロゴパイト，メソスタシス

朝日滝溶岩 (Ad)

濁川上流の朝日滝付近から北に分布するデイサイト溶岩である。ダナ川真谷，嶽谷滝の東，さらに県境尾根を挟んで前川本谷支流のミソ川上流にも美濃帯堆積岩を覆って分布する。風化のためか白色化していることが多い。朝日滝では層厚 30 m 以上の 1 枚の溶岩である。濁川支流(朝日滝北北東)では方状節理に似た節理が発達し(第 60 図)，層厚 200 m 以上に達する厚い 1 枚の溶岩である。同じく濁川支流の美濃帯堆積岩との境界(不整合面)付近や，その上流の標高 1,900 m 付近の本溶岩の割れ目からは低温の湧水があり，各所で湯の華(硫黄沈澱物)が沈澱している(第 61 図)。この地点の下流，標高 1,850 m 付近の基盤岩との境界付近がかつて野麦温泉と呼ばれていた単純硫黄泉の源泉らしい(第 IX 章参照)。岩質は紫蘇輝石普通輝石デイサイトである。

紫蘇輝石普通輝石デイサイト (NMG1425/R61305)

産地：高根村，濁川上流の朝日滝下，標高 1,860 m.

化学組成： $\text{SiO}_2 = 65.3\%$

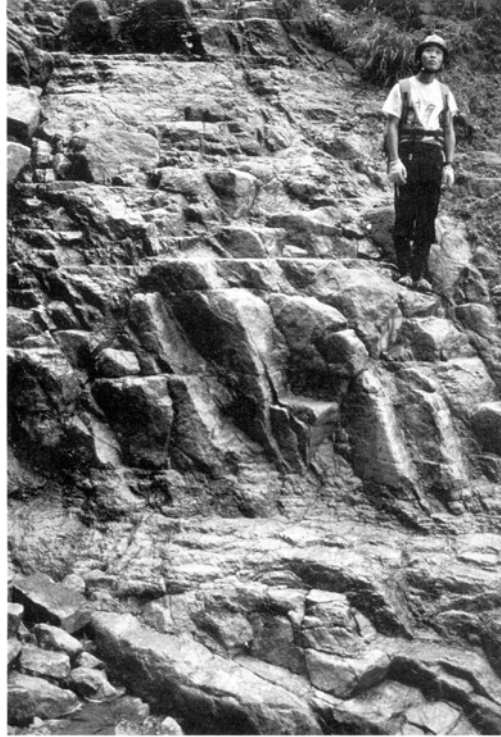
斑晶：斜長石 (27.0%)，普通輝石 (4.5%)，紫蘇輝石 (2.1%)，角閃石？(微量)，鉄チタン酸化物 (0.5%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，石英，トリディマイト，メソスタシス

8) 地質調査所地質標本館の登録番号。

9) 主要 10 成分の合計を 100% に再計算した値。

10) 薄片のポイントカウンタによるモード組成。



第 60 図 朝日滝溶岩に見られる節理
層厚 200m 以上に達する 1 枚の溶岩が露出する (濁川支流, 標高 2,000m 地点)



第 61 図 朝日滝溶岩の割れ目から湧出する低温泉
湯の華の沈殿(沢の右岸, 写真右上奥から左下にかけての白色部分)が見られる (濁川支流, 標高 1,890m 付近).
かつて野麦温泉と呼ばれた源泉の 1 つ(単純硫黄泉)はこのやや下流らしい

神立原溶岩 (Kt)

かんたちばら

野麦集落北西の神立原を構成する安山岩溶岩である。神立原の南面では、柱状節理が発達した1枚の溶岩で(第62図)、確認できる層厚は約50mである。美濃帯堆積岩を直接覆う。濁川を挟んで対岸に分布する大峰溶岩、さらに、ダナ川を挟んで対岸の石仏山付近の千町溶岩と分布高度がほぼ同じであるが、本報告では大峰溶岩とほぼ同時代の噴出物であるとする。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩であり、角閃石を含むことがある。

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (NMG1061/R61306)

産地：高根村，神立原の南，標高1,600m.

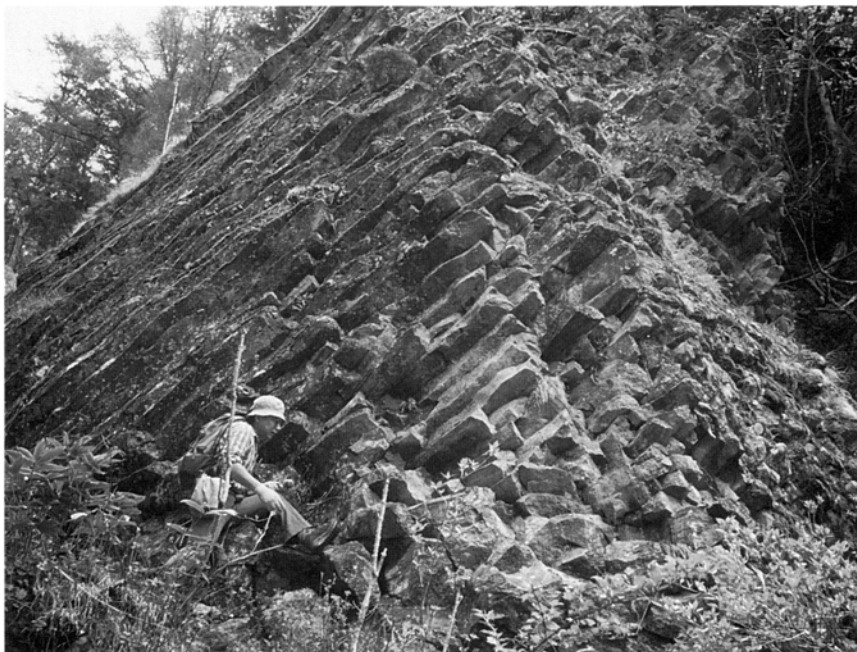
化学組成：SiO₂=61.3%

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，角閃石(微量，周縁部がオパサイト化)，鉄チタン酸化物

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，メソスタシス

黍生溶岩 (Kb)

黍生集落北方の黍生川に分布するデイサイト溶岩である。塩蔵谷上流の標高1,800 - 1,850 mに露出する、板状節理の発達した同質の溶岩も本溶岩に含めた。黍生川では丹生川火砕流堆積物を不整合に覆い、板状節理が発達する層厚30 m以上の1枚の溶岩である。岩質は紫蘇輝石普通輝石デイサイトである。



第62図 神立原溶岩の柱状節理 神立原南東，標高1,620m付近

紫蘇輝石普通輝石デイサイト (NMG1431/R61307)

産地：高根村，黍生川，標高 1,790m.

化学組成：SiO₂ = 65.5%

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，石英，フロゴパイト，メソスタシス

黍生火砕岩 (Kp)

黍生集落北方の黍生川及び塩蔵谷に分布する火砕岩である。黍生川では黍生溶岩を覆う。塩蔵谷では丹生川火砕流堆積物を覆うが、黍生溶岩との直接の関係は不明である。黍生川では層厚 20 m 以上の凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩からなり、礫種は多様な種類の火山岩で、黍生溶岩と同質のデイサイト礫も含んでいる。基質は中粒砂ないしシルトで、膠結度はよい。その上位は全層厚 15 m 以上の軽石質凝灰岩、凝灰岩及びシルト層からなり、成層構造が発達している(第 63 図)。塩蔵谷では全層厚 30 m 以上で、凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩とその上位の成層した軽石質凝灰岩やシルト層などから構成されている。

千町北溶岩 (Sk)

千町尾根の北側に発達する崩落崖の下，岩井谷の標高 1,950 - 2,000 m にのみ分布が確認できた安山岩溶岩である。鮮新世の丹生川火砕流堆積物を覆う。層厚は 20 m 以上で、厚さ約 5 m のクリンカーを



第 63 図 黍生火砕岩の成層構造
露頭の高さ約 15m. 千町溶岩に覆われる (黍生川，標高 1,980m 地点の右岸)

挟んで少なくとも2枚の塊状溶岩が確認できる。上位の溶岩には板状節理が発達する。岩質は紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩で、かんらん石は変質している。本溶岩は乗鞍火山噴出物の中では最も塩基性の(SiO₂成分に乏しい)岩石であり、玄武岩組成に近い。なお、本溶岩ではかんらん石斑晶が紫蘇輝石・普通輝石よりも卓越するが、このような岩石は乗鞍火山ではほかには認められていない。本溶岩は、ほかの千町火山体下部を構成する岩石とは噴出時期が異なる古い(先乗鞍火山?)噴出物の可能性もある。

紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩 (NRK1216/R61308)

産地：丹生川村，岩井谷上流，標高 2,000m.

化学組成：SiO₂=53.7%

斑晶：斜長石(27.0%，ガラス包有物は粘土鉱物，一部は炭酸塩鉱物に置換)，かんらん石(1.1%，完全に炭酸塩鉱物，一部は粘土鉱物に置換)，普通輝石(0.5%)，紫蘇輝石(0.3%)，鉄チタン酸化物(0.4%)

石基：斜長石，単斜輝石，鉄チタン酸化物，ガラス?(粘土鉱物，一部は炭酸塩鉱物に置換)

ダナ真谷溶岩 (Ds)

ダナ川真谷源頭部に分布する安山岩溶岩及び火砕岩である。朝日滝溶岩を覆う。真谷源頭部では、下部は層厚 40 m 以上の1枚の溶岩であるが、その上位には少なくとも 30 m 以上の層厚を持つ部分的に成層構造の見られる凝灰岩や凝灰角礫岩が分布している。溶岩の上部やこれらの火砕岩は強い熱水変質を受けている。さらにその上位にもう1枚の溶岩があるが、これも本溶岩に含めた。全層厚はおそらく 150 m 以上である。濁川の朝日滝の右岸上部では 30 m 以上の層厚を持つ1枚の溶岩が露出するが、溶岩の基底面は沢底から約 60 m の高さであり、柱状節理が発達する。これも本溶岩に含めた。石英粒のみからなる珪質捕獲岩を含むことがある(高天ヶ原火山体の番所溶岩の項参照)。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (NRK1420/R61309)

産地：高根村，ダナ川真谷源頭部，標高 2,300m.

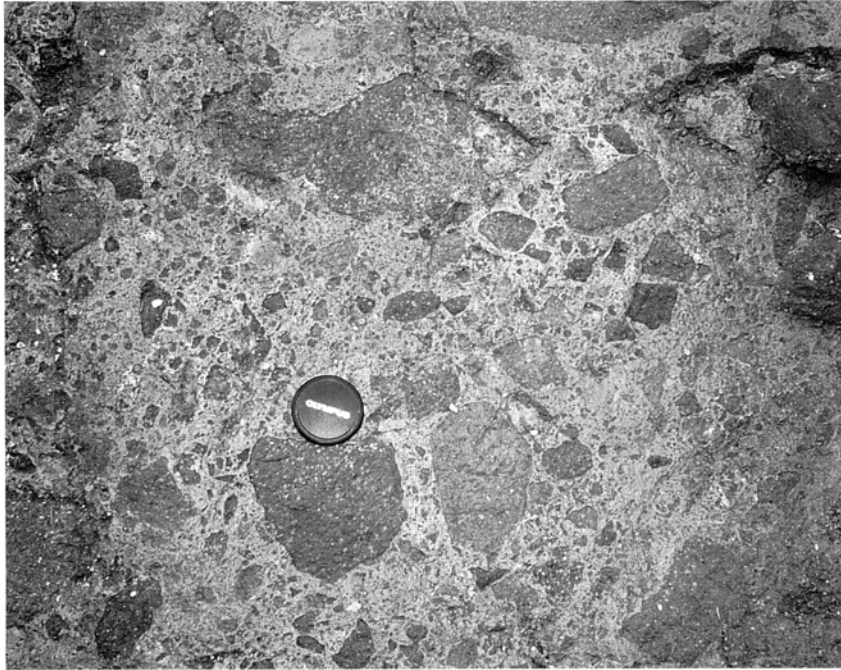
化学組成：SiO₂=62.4%

斑晶：斜長石(20.3%)，普通輝石(3.1%)，紫蘇輝石(3.6%)，鉄チタン酸化物(0.8%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，メソスタシス

県境溶岩 (Kz)

高天ヶ原から南東に延びる県境尾根上部を構成する安山岩溶岩及び火砕岩である。朝日滝溶岩を覆うと推定されるが、露出が悪く直接の関係は確認していない。露出は主に脇谷から戸蔵方面に延びる林道沿いに見られる。このうち、溶岩は岐阜県側の真谷 - 長野県側の七寸沢より西に分布する。火砕岩は主に真谷上流部から真谷と戸蔵谷の間のやや緩やかな面を構成している。火砕岩は凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩を主体とする。凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩は層厚 6 m の淘汰の悪い堆積物で、礫種は径 1.5 m 以下の雑多な種類の安山岩やデイサイト、基質はかなり赤色化した細粒物であり、粘土化していることがある(第 64 図)。全層厚 2 m 程度の膠結度のよいシルトないし砂層を挟むことがあり、少なくとも一



第 64 図 県境溶岩の火砕岩露頭
火山岩礫や基質の細粒物は一部粘土化している (戸蔵西方, 真谷, 標高 1,760m 地点の右岸)

部は水が関与した堆積物であろう。径 10 cm 以下のチャート礫を主体とした角礫層と中粒 - 細粒砂層が互層していることもある。これらの堆積物は美濃帯を不整合に覆い、少なくとも一部は溶岩の下位に分布している。本溶岩の岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (NMG1077/R61310)

産地：高根村，飛驒川脇谷から戸蔵方面への林道沿い，標高 1,820m.

化学組成：SiO₂=61.0%

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，石英，フロゴパイト，メソスタシス

千町溶岩 (Sc)

ダナ川真谷源頭の千町尾根から千町ヶ原を北限に，^{いしぼとけ}石仏山や^{ねのはら}子ノ原高原(高山地域内)にかけて広く分布する安山岩溶岩である。また，分布は独立しているが，千町ヶ原北西約 4 km (高山地域内)にも同質の溶岩が分布する。千町北溶岩・黍生火砕岩・黍生溶岩・朝日滝溶岩・ダナ真谷溶岩を覆う。千町ヶ原東端の北斜面では全層厚 350 m 以上に達し，少なくとも 2 枚の溶岩が確認できるが，このうち下位の溶岩は塊状部の厚さが 160m 以上の厚い溶岩である(第 65 図)。黍生川上流では，厚さ各 10 - 30m の少なくとも 9 枚の溶岩の累重である。ダナ川黒谷では 3 枚の溶岩からなり全層厚は 250 m，ダナ川真谷の源



第 65 図 千町溶岩の露頭

この溶岩流は、500m 北西の沢で厚さ 160m 以上に達する（岩井谷、標高 2,020m 地点の左岸）

頭部では 4 枚の溶岩が確認できる。黍生川とダナ川真谷の間の尾根や千町ヶ原などの緩斜面はあまり開析が進んでおらず、溶岩流の原面がやや保存されていると思われる。子ノ原高原では表層部に安山岩岩塊を主材とする厚さ 5 m 以内の岩屑堆積物が分布しているが(山田ほか, 1985 a), 本溶岩の二次堆積物であろう。

本溶岩が構成する東南東 - 西北西に延びる千町尾根は、北側斜面(岩井谷側)が急傾斜、南斜面が緩傾斜を示す非対称な尾根である。また、尾根線が北に開いた弧状をなしており、千町ヶ原東端(標高 2,300 m)と塩蔵谷源頭を突き上げた地点付近(2,510 m)の 2ヶ所で屈曲し連結している。このことから、北側の急斜面は複数の崩落崖である可能性が高く、岩井谷より北側に分布していた本溶岩は崩壊により失われていると推定される(第 58 図)。ただし、これに対比される崩壊堆積物は認められていない。それは、新期の噴出物に覆われていたり、堆積物が残るような平坦な地形が存在しないためであろう。岩井谷下流の小八賀川沿いに分布する段丘堆積物(高山・船津地域内)にはその一部が運搬・堆積したものが含まれている可能性がある。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩で、少量の角閃石を含むことがある。また、ごくまれにかんらん石が認められる。

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (N-112/R61313)

産地：高根村，千町尾根，登山道沿い，標高 2,720m。

化学組成：SiO₂=61.3%

斑晶：斜長石(26.5%)，普通輝石(2.5%)，紫蘇輝石(4.4%)，角閃石(0.2%)，周縁部がオパサイト化)，鉄チタン酸化物(2.1%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，石英，トリディマイト，クリストパライト，メソスタシス

ダナの滝溶岩 (Dt)

ダナ川のダナの滝周辺のみ分布する安山岩溶岩である。ダナの滝(落差約 8 m)の下流では直径 1 m ほどの大型の六角柱状節理が見られるが(第 66 図)，滝から上部は細かい不規則な節理が発達する。確認できる層厚は約 10 m である。珪質捕獲岩を含むことがある。本溶岩は千町溶岩や神立原溶岩が構成する尾根と尾根の間に発達したダナ川の谷底に分布し，表面が削剥されたらしく平坦になっている。このことから，本溶岩が山頂方向から流れてきた溶岩流であるならば，これらの溶岩の流出との間にかなりの時間間隙があったと考えられる。そのため，千町火山体の主活動期である千町溶岩の活動期(中部)と区別して，本溶岩を千町火山体の上部として位置づけたが，層序的位置づけは不明確である。岩質はかんらん石を含む紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 (NMG1614/R61318)

産地：高根村，ダナ川ダナの滝下，標高 1,380m.

化学組成：SiO₂=57.5%

斑晶：斜長石(13.7%)，かんらん石(0.4%，完全に炭酸塩鈦物に置換)，普通輝石(5.5%)，紫蘇輝石(4.7%)，鉄チタン酸化物(微量)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，褐色ガラス



第 66 図 ダナの滝溶岩に見られる柱状節理
大型の六角形の断面が見られる (ダナ川，ダナの滝の 100m 下流)

濁川溶岩 (Ng)

野妻集落北方，嶽谷滝から濁川にかけて，さらに濁川を渡って対岸の下流まで分布する安山岩溶岩である。嶽谷滝では2枚の溶岩が露出するが，本溶岩はそのうちの下位の溶岩であり，塊状部の層厚は20 - 30mである。濁川の標高1,450 m地点，溶岩の側端に懸かる滝(落差約12 m)付近では層厚20 m以上の1枚の溶岩である。本溶岩は大峰溶岩や神立原溶岩が構成する尾根と尾根の間に発達した濁川の谷底を横切って分布することから，これらの溶岩の流出との間にはかなりの時間間隙があったと考えられる。そのため，ダナの滝溶岩と同様に，本溶岩を千町火山体の上部に位置づけた。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (NMG1094/R61319)

産地：高根村，濁川，標高1,450m付近に懸かる滝。

化学組成：SiO₂=59.5%

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物

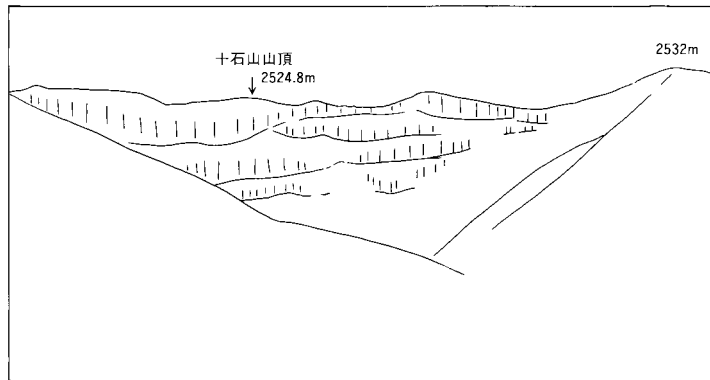
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，石英，フログパイト，メソスタシス

VI. 1. 4 烏帽子火山体

烏帽子溶岩 (Ebo)

乗鞍火山北部に広く分布する安山岩質の溶岩で，一部はデイサイト質である。分布は乗鞍岳地域のほか，船津・高山・上高地地域にもわずかにかかっている。従来，十石山に分布する火山岩は十石火山として独立した火山体とされてこともあったが，岩質が共通であること，十石山の溶岩の噴出地点は十石山山頂より西方に推定されるが(浸食により失われている)，硫黄岳や猫岳周辺の烏帽子溶岩と同一地点からの噴出であっても構わないこと，硫黄岳東方と十石山南西で両者の溶岩の基底面高度にほとんど差がないことなどから，十石山の火山岩は本溶岩の一部であるとみなす。清水ほか(1988)では，十石山の溶岩について0.21 ± 0.01 Ma，烏帽子溶岩本体(久手御越谷)の溶岩については0.27 ± 0.02 MaのK-Ar年代が報告されているが，両者の年代値に大きな差はなく，これを支持する。硫黄岳と十石山の間は稜線の両側からの崩壊・浸食が激しいため，十石山の火山岩は分布が寸断されたと考えられる。なお，十石山の東斜面や猫岳西方などの尾根上の緩斜面はあまり開析が進んでおらず，溶岩流の原面に近いと考えてよいだろう。

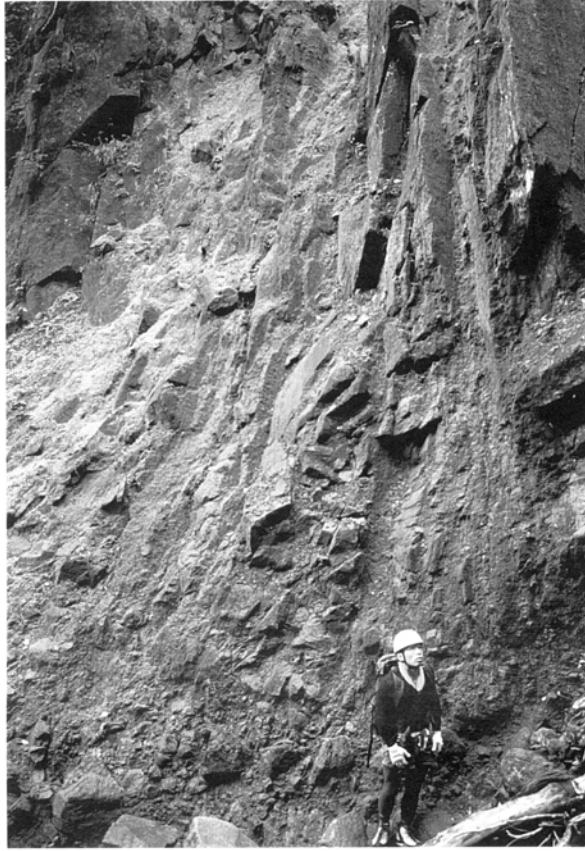
十石山の北西面では4枚の溶岩が露出しており，全層厚は300 mに達する(第67図)。そのうちの最上部の溶岩は十石山山頂よりも南西方向から，少なくとも2,532 mピークよりも西から流れてきたことが基底面の傾斜から判断できる。本溶岩の大部分は肉眼的に青灰色の安山岩であるが，セバ谷上流や白骨から北に延びる道路(スーパー林道)沿いの露頭，さらには十石山山頂南西の鞍部付近ではガラス質のデイサイトが認められることがある(第68図)。これらの安山岩とデイサイトは同一の溶岩流を構成しており，複合溶岩流である。セバ谷では少なくとも2枚以上の溶岩が認められるが，そのうちの上位の溶岩は標高1,900 m地点に懸かる滝で約40 mの高さの露出がある。そこでは，最上部15 mはやや多孔質のデイサイト，その下15 mは安山岩，その下はやや多孔質のデイサイトであり，いずれの間もクリンカーを挟まずに明瞭な境界で接している。また，デイサイト中には安山岩の縞模様が見られる流理構



第 67 図 十石山北西面に見られる烏帽子溶岩の成層構造
 少なくとも 4 枚の溶岩が認められる。上高地地域内、安房平より望む

造が認められ、岩質が異なる 2 種類の溶岩が同一の溶岩流として流れたことが確認できる。

烏帽子岳北西、久手御越谷では同源捕獲岩が多量に含まれている(第 69 図)。久手御越谷の 1,300 m から 1,450 m 付近にかけては、おそらく溶岩の下位と考えられるが、火砕物が分布している(第 70 図)。火砕物は層厚 15 m 以上、発泡度の低い径 1 m 以下の安山岩 - デイサイト岩塊と中粒 - 粗粒砂大のあまり膠結度のよくない細粒基質からなり、非溶結の火砕流堆積物であろう。上部には水平の弱い成層構造が認められ、下部 2 m にはシルト・砂の薄層は挟まれ、水が関与した堆積物である。また、池ノ俣御越谷の南約 500 m の崩壊地にも厚い火砕物(厚さ 100 m 以上?)が露出しているのが遠望できる。池ノ俣御越谷では、標高 1,500 m から 1,900 m までは 1 枚の溶岩がほぼ連続して露出する(第 71 図)。そこでは、1,650 m 付近から 1,700 m 付近にかけてはガラス質のデイサイト溶岩が分布しているが、安山岩とデイサイトの縞模様が標高 1,620 m 付近で認められ(第 72 図)、複合溶岩流であることが確認できる。桔梗ヶ原北東面の崩壊壁では、最上部の桔梗ヶ原溶岩に覆われて 3 枚の溶岩が認められ、全層厚は約 250 m である。



第 68 図 烏帽子溶岩，デイサイトの溶岩露頭
デイサイト溶岩は多孔質でもろい（十石山東，セバ谷，標高 2,000m 地点）

里見岳北西では少なくとも 3 枚の厚い溶岩が確認でき、全層厚は 500 m に達する。この付近の火山岩も分布が独立しているが、岩質が同じであることから本溶岩に一括する。しかしながら、山体復元図（第 59 図）に示したように、烏帽子岳付近の溶岩とは噴出源が異なると解釈される。

本溶岩からなる硫黄岳 - 大丹生岳 - 烏帽子岳 - 猫岳 - 大崩山の稜線は、北に開いた直径約 2 km の凹地形を形成し、後に形成された四ッ岳溶岩ドームを取り囲む外輪山のように見える。従来は、四ッ岳を中央火口丘として位置づけ、この地形をカルデラとする考えがあった。この凹地形が開いた北方には大規模な崩壊堆積物は認められないが、浸食・運搬作用が大きいことからそのほとんどが上高地域内の平湯より下流へ持ち去られてしまっているとも考えられる。その場合、かつての崩壊堆積物は上高地及び船津地域内の平湯川 - 高原川沿いの段丘を構成したり、崖錐に覆われてしまっているのであろう。いずれにしろ、大規模崩壊をしたのか小規模崩壊の繰り返しの主であるのかはわからない。しかしながら、第 59 図に示したように、烏帽子溶岩は全体的にかなりの部分を浸食・崩壊により失われていると考えるならば、この凹地形を特にカルデラと呼んで強調する必要はない。同じように、大丹生岳 - 大黒岳 - 富士見岳 - 里見岳を北西に開いたカルデラ地形とする考えもあるが、同様の理由からカルデラ地形



第 69 図 烏帽子溶岩に含まれる同源捕獲岩
安山岩溶岩中には、しばしば同源捕獲岩が濃集する (久手御越谷, 標高 1,500m 地点)



第 70 図 烏帽子溶岩の火砕岩
礫の濃集の様子から、3 枚程度のフローユニットからなる非溶結の火砕流堆積物と思われる
(久手御越谷, 標高 1,400m 地点の左岸)



第 71 図 烏帽子溶岩の厚い溶岩流
安山岩溶岩のマッシュな部分が 60m 以上 (池ノ俣御越谷, 御越滝)

とあえて呼ばないことにする。また、神津(1911)のアザミ爆裂火口(烏帽子岳西壁)や湯川爆裂火口(桔梗ヶ原の北東:第IX章の湯川温泉の項参照),さらに十石山北西面も特に火口とする根拠はなく,本報告では単なる崩壊地形として位置づけることにする。

岩質は,黒雲母・石英を含む角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩または普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩であるが,紫蘇輝石・普通輝石・石英を含むガラス質の黒雲母角閃石デイサイトが安山岩との複合溶岩流を構成して認められる。安山岩はまれに 5%以上の石英を含むこともある。また,十石山の安山岩では最上部の溶岩を除いてかんらん石が認められ,下部ほど多く含まれる傾向がある(十石山北西壁での観察)。

石英黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (N-167/R61327)

産地:丹生川村,烏帽子岳山頂,標高 2,670 m.

化学組成:SiO₂=60.0%

斑晶:斜長石(27.2%),普通輝石(2.0%),紫蘇輝石(4.7%),角閃石(2.0%,周縁部がオパサイト化),黒雲母(0.3%,周縁部がオパサイト化),石英(0.1%),鉄チタン酸化物(1.7%)

石基:斜長石,単斜輝石,斜方輝石,鉄チタン酸化物,燐灰石,トリディマイト,メソスタシス

石英含有普通輝石紫蘇輝石黒雲母角閃石デイサイト (NRK521/R61321)

産地:安曇村,セバ谷,標高 2,01 m.

化学組成:SiO₂=64.3%

斑晶:斜長石(30.8%),普通輝石(1.0%),紫蘇輝石(1.9%),角閃石(8.1%),黒雲母(2.2%),石英(微量),鉄チタン酸化物(1.4%)



第72図 烏帽子溶岩に見られる安山岩とデイサイトの縞模様
明色部がデイサイト，暗色部が安山岩で，複合溶岩流をなす（池ノ俣御越谷，標高1,620m地点）

石基：無色ガラス（クリスタライト及び少量の斜長石，紫蘇輝石，角閃石，燐灰石，鉄チタン鉱物を含む）．スフェルライト及び真珠岩様割れ目が発達

前川溶岩 (Mk)

前川上流(高天ヶ原の東斜面)の標高 2,600 m 以下に分布する安山岩溶岩である．また，高天ヶ原山頂の西 - 南西にはガラス質デイサイトの狭い分布があるが，このような岩質は千町火山体や高天ヶ原火山体の噴出物には認められない．そこで，おそらく本溶岩は烏帽子溶岩と同じく複合溶岩流であると考え，このデイサイトも本溶岩に含めることにする．本溶岩は，地形的に県境尾根の斜面下に分布することから，県境尾根を構成する千町火山体の県境溶岩よりも新期の噴出物であり，両者の流出時期には長い時間間隙があると判断した．また，複雑な斑晶組合せを示すという特徴から烏帽子火山体に含めた．本溶岩はおそらく2枚の溶岩からなり，下位の溶岩はミソ川で 60 m 以上，上位の溶岩は前川本谷では 50 m 以上，高天ヶ原東南東の沢では 100 m 以上の層厚を持つ．どちらの沢でも連続した好露出が見られる(第73図)．岩質は黒雲母・石英を含む角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩と，石英・普通輝石を含むガラス質の紫蘇輝石黒雲母角閃石デイサイトである．安山岩はかんらん石を含むことがある．

石英黒雲母含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (N-059a/R61331)

産地：安曇村，前川林道，前川本谷に架かる橋の北岸，標高 1,700m.

化学組成：SiO₂=60.5%

斑晶：斜長石(28.5%)，普通輝石(8.9%)，紫蘇輝石(5.6%)，角閃石(1.3%)，周縁部がオパサイト化)，



第73図 前川溶岩の露頭
露頭の高さ約50mの、厚いマッシュな溶岩（ミソ川、標高2,170m地点）

黒雲母(微量)，石英(微量)，鉄チタン酸化物(3.1%)
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，ガラス

普通輝石含有石英紫蘇輝石黒雲母角閃石デイサイト (N-434/R61330)

産地：安曇村，高天ヶ原山頂の南西約200m，標高2,790m.

化学組成：SiO₂=63.7%

斑晶：斜長石(28.3%)，普通輝石(微量)，紫蘇輝石(3.0%)，角閃石(6.7%)，黒雲母(3.4%)，石英(0.9%)，鉄チタン酸化物(1.9%)

石基：無色ガラス(斜長石，単斜輝石，斜方輝石，角閃石，鉄チタン酸化物を含む)

富士見溶岩 (Fj)

富士見岳を構成する安山岩溶岩である。東斜面は位ヶ原山荘付近まで崖錐状に分布が広がっている。長野県側の道路沿いから山頂にかけてはやや熱水変質を受けている。下位の溶岩との直接の関係は不明である。摩利支天溶岩・大黒溶岩に覆われて分布する。桔梗ヶ原溶岩との関係はよくわからない。おそ

らく富士見岳山頂付近を中心とした溶岩ドームの活動であったと思われる。最大層厚は 100 m 以上である。富士見岳の北西斜面では板状節理が発達し(第 74 図), その下位には凝灰角礫岩が認められる。岩質はかんらん石・黒雲母・石英を含む紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩である。

黒雲母石英かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩 (N-095/R61333)

産地: 安曇村, 富士見岳東, 県道乗鞍岳線沿い, 標高 2,680 m.

化学組成: $\text{SiO}_2 = 59.9\%$

斑晶: 斜長石 (25.5%), かんらん石 (微量), 普通輝石 (2.3%), 紫蘇輝石 (1.9%), 角閃石 (3.7%, 周縁部がオパサイト化), 黒雲母 (微量), 石英 (微量), 鉄チタン酸化物 (2.4%)

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄チタン酸化物, ガラス

桔梗ヶ原溶岩 (Kk)

桔梗ヶ原の平坦面を構成する安山岩溶岩である。冷泉小屋から位ヶ原山荘付近にかけて分布する溶岩も本溶岩に含める。桔梗ヶ原北東部の崖では層厚約 100 m の 1 枚の溶岩で、烏帽子溶岩を覆う。富士見溶岩との上下関係ははっきりしない。ところにより同源捕獲岩に富み、板状節理が発達することが多い。おそらく現在の大黒岳付近から噴出したと思われる。岩質はかんらん石を含む紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩である。黒雲母を含むこともある。

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩 (N-170/R61335)

産地: 丹生川村, 大丹生岳の南約 750 m, 標高 2,670 m.

化学組成: $\text{SiO}_2 = 58.5\%$

斑晶: 斜長石, かんらん石, 普通輝石, 紫蘇輝石, 角閃石 (大部分がオパサイト化), 鉄チタン酸化物

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄チタン酸化物, 燐灰石, メソスタシス



第 74 図 富士見溶岩の露頭 板状節理が発達する (富士見岳北西)

大黒溶岩 (Dk)

大黒岳を構成し、さらにその東側の緩斜面に構成する安山岩溶岩である。最大層厚は約 70 m である。桔梗ヶ原溶岩を覆って分布する。同源捕獲岩に富むことが多い。おそらく現在の大黒岳付近から噴出したと推定される。岩質は黒雲母・かんらん石・石英を含む普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である。

石英かんらん石黒雲母含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (N-118a/R61336)

産地：丹生川村，大黒岳山頂の南約 150m，標高 2,770m。

化学組成：SiO₂=61.9%

斑晶：斜長石 (26.7%)，かんらん石 (微量)，普通輝石 (1.1%)，紫蘇輝石 (3.1%)，角閃石 (9.0%，一部オパサイト化)，石英 (微量)，鉄チタン酸化物 (1.7%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，ガラス

摩利支天溶岩 (Mr)

摩利支天岳を構成し、さらにその東斜面に分布する安山岩溶岩である。烏帽子溶岩・富士見溶岩を覆う。摩利支天岳はやや東西方向に長く、2つのピークを持つことから、2つの溶岩ドームの集合体とも考えられる。最大層厚は約 120 m である。ところにより板状節理が発達する。岩質はかんらん石・黒雲母・石英を含む普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である。

石英黒雲母かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (N-119/R61338)

産地：丹生川村，摩利支天岳山頂の北東約 70m，標高 2,840m。

化学組成：SiO₂=59.5%

斑晶：斜長石 (29.8%)，かんらん石 (0.1%)，普通輝石 (2.3%)，紫蘇輝石 (2.9%)，角閃石 (2.9%，大部分オパサイト化)，黒雲母 (微量，大部分オパサイト化)，石英 (微量)，鉄チタン酸化物 (2.0%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，トリディマイト，クリストパライト？

VI. 1. 5 高天ヶ原火山体

高天ヶ原火砕岩 (Tp)

高天ヶ原山頂の東 - 東南の崩壊壁 (神津，1911 の高天ヶ原爆裂火口：第 75 及び 76 図) に露出する火砕岩である。前川溶岩を覆う。最大層厚は 200 m 近くに達する。凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩を主体とし、火山角礫岩や中礫ないしシルト層を挟む。全体に東へ約 10 - 20° 傾斜した構造を示すが、ところにより東へ約 30° 傾斜した成層構造が顕著である (第 77 図)。いずれも基質の膠結度は低い。少なくともその一部は転動による二次堆積物であろう。最上部約 50 m の火砕物 (凝灰岩，火山礫凝灰岩) は熱水変質のため、白色，粘土化している。なお、この崩壊壁は火山活動と関係した爆裂火口かどうかは判断できない。

前川本谷火砕流堆積物 (Mp)

前川本谷上流の標高 2,250 - 2,350 m 地点と、その下流の標高約 1,700 m 付近 (前川林道と交差する付近) に分布する火砕流堆積物及び二次堆積物である。前川溶岩を覆う。前川本谷上流では、径 10 - 30 cm のやや発泡の悪いスコリアや急冷縁を持つ安山岩岩塊を含み、中粒砂大の膠結度の低い基質からな



第75図 高天ヶ原爆裂火口（遠景）

すぐ後方に剣ヶ峰溶岩丘が重なって見える。右手奥は摩利支天岳。野麦峠スキー場より望む（瀬木宏之氏撮影）



第76図 高天ヶ原爆裂火口（近景）

最上部が層厚約30mの嶽谷溶岩（二次流動した溶結火砕岩）。その下位の高天ヶ原火砕岩は変質し、粘土化している。嶽谷溶岩がキャップロックの役割を果たしたらしい

る火砕流堆積物が露出する。層厚は2m以上で、成層構造は見られない。その下位には、砂層と礫層の互層からなる、全層厚約3mの二次堆積物が露出する。下流域では二次堆積物のみが分布する。河床付近では全層厚6mの中粒 - 粗粒砂を基質とする角礫を含む堆積物で、平行葉理の発達した中粒 - 粗粒砂層やシルト層を挟む。林道沿い(橋の北)の左岸では層厚約15m(第78図)、成層した淘汰のよい粗粒 - 中粒砂層を主体とし、安山岩礫が濃集した層が挟まれるが、少なくともその一部は土石流堆積物である。火砕流堆積物中の本質岩塊の岩質は、かんらん石を含む紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (NRK1037/R61339)

産地：安曇村，前川本谷，標高2,260m地点の左岸。火砕流堆積物中のスコリア。

化学組成：SiO₂=55.5%

斑晶：斜長石，かんらん石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物



第 77 図 高天ヶ原火砕岩の成層構造 東に傾斜した凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩。
写真上部の細粒部の少なくとも一部は二次堆積物である (ミソ川源頭, 標高 2,530m 地点)



第 78 図 前川本谷火砕流堆積物の二次堆積物
成層した砂層と礫層(土石流堆積物)が前川溶岩を覆う。露頭の高さ約 15m (前川本谷を渡る前川林道)

石基：褐色ガラス(斜長石マイクロライトを少量含む)

番所溶岩 (Bd)

乗鞍高原スキー場周辺から東に分布し、乗鞍高原(大野川低地帯；鈴蘭 - 番所^{ほんどころ} - 中平)を形成する安山岩溶岩である。また、高天ヶ原山頂の北 - 北東に分布する同質の溶岩は本溶岩の上流部である。烏帽子溶岩・前川溶岩・高天ヶ原火砕岩を覆うが、前川本谷火砕流堆積物との関係は不明である。乗鞍高原から溶岩流末端までは南と北を美濃帯堆積岩からなる標高 1,600 - 2,000 m の尾根に囲まれており、本溶岩の下流部は谷埋めの溶岩流であることが明らかである。現在では、溶岩流側端と基盤岩の尾根との間を小大野川と前川が流れ、溶岩の基底面から現在の河床までさらに基盤岩が 50 m 以上も下刻されているところもある。柱状節理や板状節理が発達することが多い。本溶岩の体積は 0.39 km³ と見積られる。番所大滝付近では 1 枚の溶岩で層厚は約 60 m に達する(第 79 図)。溶岩流の中央部での最大層厚は優に 100m を超すと推定できる。鈴蘭地区の南から番所地区にかけては、あたかも岩屑なだれ堆積物の表面



第 79 図 番所溶岩の露頭

板状節理が発達する。露頭の高さ約 40m で、単一のフローユニットからなる (番所大滝の下、左岸)

を特徴づける流れ山のような地形が見られる。その内部はすべて同質の安山岩岩塊とその細粒物から構成されており、異質岩片の混在やジグソー割れ目などは認められず、通常のクリンカーである(第 80 図)。本溶岩の岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩であり、まれにかんらん石を含む。本溶岩は特徴的に石英粒のみからなる珪質捕獲岩をしばしば含むが(第 81 図)、深成岩起源の捕獲岩や同源捕獲岩は認められない。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (N-010c/R61344)

産地：安曇村，小大野川の番所大滝の下，標高 1,200m.

化学組成：SiO₂=56.9%

斑晶：斜長石(16.3%)，普通輝石(3.8%)，紫蘇輝石(5.1%)，鉄チタン酸化物(1.5%)

石基：斜長石，単斜輝石(普通輝石，ピジョン輝石)，斜方輝石，鉄チタン酸化物，トリディマイト

嶽谷溶岩 (Dd)

高天ヶ原付近から南へ流出したガラス質のデイサイト溶岩である。噴出源近くでは強溶結した火砕岩の組織が見られることがあり，下流の溶岩流は二次流動したものと判断する。本溶岩はダナ川真谷と本谷の間の 2 つの尾根上に分布し，溶岩流の原面がかなり保存されている。体積は 0.18 km³ と見積られる。

高天ヶ原山頂付近では前川溶岩・高天ヶ原火砕岩・番所溶岩を覆い，高天ヶ原の最上部に分布する(第 78 図)。最大層厚は約 30 m で，ユータキシティック組織に似たレンズ状の構造や流理構造が見られ



第 80 図 番所溶岩の起伏のある表面地形の内部

番所溶岩の表面には流れ山地形に似た起伏が発達することがあるが，溶岩の上部クリンカーである。露頭の高さ約 8 m (番所大滝の南西約 1 km)



第 81 図 番所溶岩に含まれる珪質捕獲岩

番所溶岩にはしばしば石英粒のみからなる捕獲岩が含まれている。大きくともこの程度である。レンズキャップの直径約 6cm (乗鞍高原宮の原)

ることがあるが、一見、塊状の溶岩であることが多い。崩壊壁(第 75 及び 76 図)で観察する限り、高天ヶ原山頂付近で最も厚く、南東部にむけて層厚が漸減しているらしく、火口から放出されたスコリアや溶岩片が堆積し強溶結した溶結火砕岩(アグルチネート)であると判断する。非・弱溶結部は確認していない。

^{ただだに} 嶽谷滝では濁川溶岩を覆い、層厚 40 m 以上の厚い 1 枚の溶岩流である。その下部は溶結火砕岩のようなユータキシティック組織に似た特徴を示す。濁川上流では朝日滝溶岩を覆う。塊状部(少なくとも厚さ 10 m)の下部 2 m ほどは、嶽谷滝と同じく一見溶結火砕岩のように見えるが、その下部には通常のがさがしたクリンカー(約 5 m)がある。その下には、礫層や角礫層からなる成層した二次堆積物が認められることがあり、全層厚はところにより 30 m にも達する。ダナ川東谷では本溶岩の末端崖があり、土石流堆積物を含む二次堆積物の上位に層厚 70 - 80 m の 1 枚の厚い溶岩が露出している。流理構造が顕著であったり、板状節理が発達することが多い。

全体的に均質な塊状溶岩が多いが、肉眼的にまたは鏡下で流理構造またはユータキシティック組織が発達していることが多い。径 1 - 3 cm の中空状の球顆(岩泡またはリソフィーゼ; 第 82 図; 孔隙とその周辺に成長した繊維状結晶)が発達することもある。嶽谷滝や濁川上流で観察された溶結火砕岩の本質レンズのように見える部分は、破断面に囲まれていることが多く(第 83 図)、強溶結した火砕岩の本質レンズとは異なっている。

岩質は普通輝石を含むガラス質の紫蘇輝石デイサイトで、角閃石を含むことがある。本溶岩は乗鞍火



第 82 図 嶽谷溶岩に見られる球顆(岩泡)
ダナ川における転石

山中で最も酸性の (SiO_2 成分に富む) 岩石である。流紋岩組成に近い。

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト (N-465/R61345)

産地：安曇村，高天ヶ原山頂の南南東約 500m，標高 2,630m.

化学組成： $\text{SiO}_2=69.6\%$

斑晶：斜長石 (21.8%)，普通輝石 (0.5%)，紫蘇輝石 (4.3%)，角閃石 (微量)，鉄チタン酸化物 (1.8%)

石基：無色ガラス，マイクロライト(斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物)及びクリスタライトを含む。

VI. 1. 6 四ッ岳火山体

四ッ岳溶岩 (Yd)

四ッ岳溶岩ドーム(第 84 図)を構成し，さらに北方，上高地地域内の平湯大滝の北まで流出した安山岩溶岩である。烏帽子溶岩を覆う。体積は 0.26 km^3 と見積られる。本溶岩は，清水ほか(1988)により



第 83 図 嶽谷溶岩の塊状部の下部
この下位には通常の未固結のクリンカーがある。レンズのキャップの直径約 5cm
(濁川支流，標高 1,880m 地点の左岸)

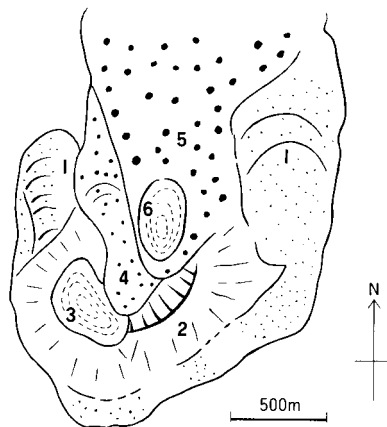
0.06 ± 0.01Ma の K - Ar 年代が与えられており，後期更新世の中頃の噴出物である。

溶岩ドーム部は，比高約 250 m，基底の直径約 1 km であり，単純な溶岩ドームではなく，複数の溶岩ローブからなる(第 85 図)。その中には溶岩ドームの形成途中で生じた崩落崖も見られ，溶岩崩壊による火砕流が発生した可能性もあるが，そのような堆積物は確認していない。四ッ岳から北方へ流出した溶岩は比較的新鮮な溶岩原面を残している。末端部の平湯大滝付近では層厚 60 m 以上の 1 枚の溶岩である。四ッ岳溶岩ドームは，烏帽子溶岩からなる硫黄岳 - 大丹生岳 - 烏帽子岳 - 猫岳 - 大崩山に囲まれた，北に開いた直径約 2 km の凹地形の中に形成されており，この地形をカルデラと考えて，四ッ岳溶岩ドームを中央火口丘として位置づける考えもある(前述)。

岩質は黒雲母・かんらん石を含む紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩である。石英を含むこともある。溶岩ローブごとの岩質の違いは認められない。特に溶岩ドーム部では同源捕獲岩に富むことが多い。



第 84 図 四ッ岳溶岩ドーム 左が硫黄岳, 右端は猫岳. 北方, 上高地地域の安房峠から望む



第 85 図 四ッ岳溶岩ドームの空中写真判読図
1 から順に形成された。2 には崩落崖があり, 3 以後は崩落崖を覆っている

黒雲母かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩 (N-153/R61350)

産地: 丹生川村, 四ッ岳山頂の西, 乗鞍スカイライン沿い, 標高 2,510m.

化学組成: $\text{SiO}_2 = 59.2\%$

斑晶: 斜長石 (29.4%), かんらん石 (微量), 普通輝石 (4.8%), 紫蘇輝石 (3.1%), 角閃石 (7.7%), 一部
オパサイト化, 黒雲母 (微量), 鉄チタン酸化物 (3.2%)

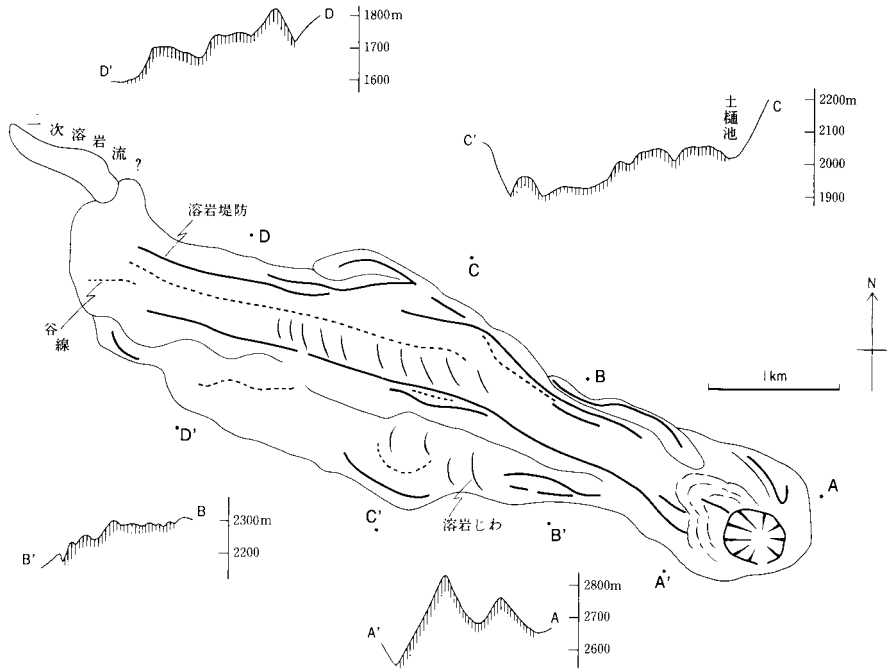
石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄チタン酸化物, 燐灰石, ガラス

VI. 1. 7 恵比須火山体

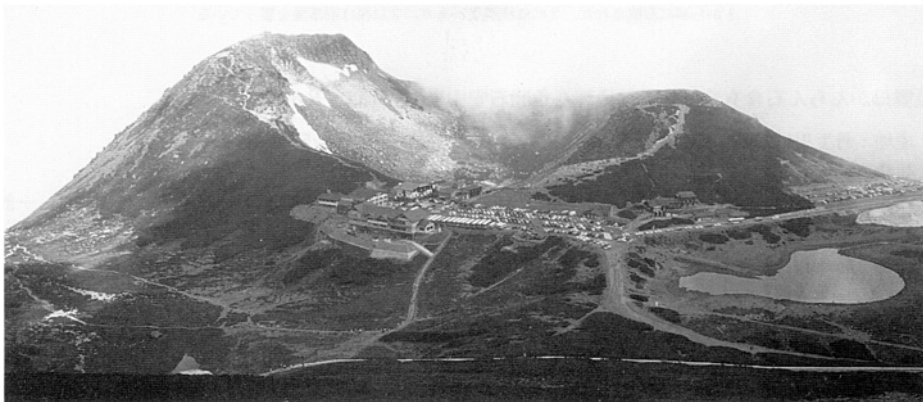
恵比須溶岩 (Ebi)

恵比須岳付近から西北西へ流出し, 西隣の高山地域内にまで達している安山岩溶岩である。烏帽子溶

岩を覆う。溶岩流表面の溶岩堤防や溶岩じわが明瞭で、空中写真判読から2枚の溶岩ローブからなることがわかる(第86図)。体積は0.49 km³と見積られる。噴出中心には直径350 - 400 mの明瞭な火口(恵比須火口)を持つ溶岩ドーム状の溶岩丘がある(第87図)。溶岩丘は、火口縁までの比高約150 m、基底部の直径は約1 kmであり、火口壁には成層構造は見られない。この溶岩丘を、烏帽子火山体の噴出物からなる烏帽子岳 - 大丹生岳 - 大黒岳 - 富士見岳 - 里見岳を外輪山とするカルデラ内の中央火口丘とみ



第86図 恵比須溶岩の表面地形と断面図 水平:垂直=1:2.5



第87図 恵比須溶岩丘 手前が畳平駐車場、右が鶴ヶ池 (富士見岳より望む)

なす考えもある(前述)．恵比須火口の形成(水蒸気爆発?)は本火山体の活動の末期であろう．なお、その噴出物(爆発角礫層)は確認していない．本溶岩は谷埋めの溶岩流であり、最大層厚は 200 m 以上に達する可能性があるが、多くは 50 - 100 m 程度であろう．土樋池や大丹生池は本溶岩による堰止めで生じた池である．岩質はかんらん石・黒雲母・石英を含む普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である．

石英黒雲母かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (N-157/R61354)

産地：丹生川村，恵比須岳山頂の北東約 650m，標高 2,650m.

化学組成：SiO₂=59.1%

斑晶：斜長石(29.0%)，かんらん石(0.4%)，普通輝石(1.0%)，紫蘇輝石(2.3%)，角閃石(3.0%)，一部オパサイト化)，黒雲母(0.2%)，一部オパサイト化)，石英(0.1%)，鉄チタン酸化物(1.3%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石

VI. 1. 8 権現池火山体

位ヶ原溶岩 (Kh)

くらい 位ヶ原の緩斜面を構成し、さんぼんだき 三本滝付近まで流下した安山岩溶岩である．肩ノ小屋の西方に広がる溶岩台地(第 88 図)も本溶岩の一部である．烏帽子溶岩・番所溶岩・前川溶岩・前川本谷火砕流堆積物・桔梗ヶ原溶岩・摩利支天溶岩を覆う．体積は 0.16 km³ と見積られる．肩ノ小屋西方の溶岩台地の末端では層厚は 20 - 40m，東方末端の三本滝付近では 50 m 程度である．溶岩流原面が比較的保存されているが、溶岩じわなどの微地形は不明瞭になっている．三本滝付近の末端部では、板状節理が発達するのが見られる．岩質は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩で、かんらん石・黒雲母・石英を含むことがある．本



第 88 図 位ヶ原溶岩の溶岩台地

肩ノ小屋の西方に発達する．この溶岩による堰止めによって五ノ池が形成された．摩利支天岳より望む

溶岩では、石基が白色ガラス質の部分と暗灰色結晶質の部分があつて肉眼的に不均質であり、両者が接して複合溶岩流の様子を呈することがあるが、石基の結晶度を除けば、化学組成や斑晶組合せに大きな差はない。

角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (N-107/R61355)

産地：丹生川村，肩ノ小屋の西北西約 350 m，標高 2,750 m.

化学組成：SiO₂ = 61.8%

斑晶：斜長石 (31.2%)，普通輝石 (7.0%)，紫蘇輝石 (4.0%)，角閃石 (1.2%)，鉄チタン酸化物 (3.0%)

石基：無色ガラス (斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，クリスタライトを含む)

ダナ東谷溶岩 (Dh)

剣ヶ峰の南からダナ川東谷の上流まで分布する安山岩溶岩である。一部は千町尾根に遮られ、西方の岩井谷方向にも流下した。また、肩ノ小屋の南にも同質の溶岩が分布している。千町溶岩・嶽谷溶岩・ダナ真谷溶岩を覆う。溶岩流表面の微地形が新鮮で、側端崖や末端崖以外は塊状部が露出せず、溶岩流表面は数 m 大の溶岩岩塊が覆っている。体積は 0.13 km³ と見積られる。ダナ川東谷の末端部では層厚約 60 m である。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (N-113/R61358)

産地：高根村，屏風岳南西約 650 m，登山道沿い，標高 2,740 m.

化学組成：SiO₂ = 62.3%

斑晶：斜長石 (25.4%)，普通輝石 (3.2%)，紫蘇輝石 (4.9%)，鉄チタン酸化物 (2.8%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，メソスタシス

平金溶岩 (Hg)

岩井谷の中流から、西隣の高山地域内の岩井谷集落南東 1 km まで分布している安山岩溶岩である。上流部は岩井谷溶岩に覆われているため、権現池火山体を構成するほかの溶岩との層位関係は不明である。烏帽子溶岩を覆う。全体積は 0.12 km³ と見積られる。なお、平金^{ひらがね}という地名は現在では国土地理院発行の地形図にはないが、岩井谷集落の南東約 1 km にかつてあつた集落の名前である (岩井谷中流，標高 1,400 - 1,900 m の低地帯を平金低地帯と呼んでいた：神津，1911)。本溶岩の溶岩地形は比較的新鮮であるが、一部蛇出谷などの河川から押し出した河川礫 (小扇状地) や表面を流れる岩井谷の河川堆積物に薄く覆われている。溶岩流の中央部分は流れ下って、両側の溶岩堤防が顕著になっている (第 89 図)。本溶岩は谷埋めの溶岩流であり、末端部での層厚は約 50 m である。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。ごくまれに角閃石を含む。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (NRK1227/R61362)

産地：丹生川村，千町ヶ原の北の林道沿い (乗鞍林道，廃道)，標高 1,720 m.

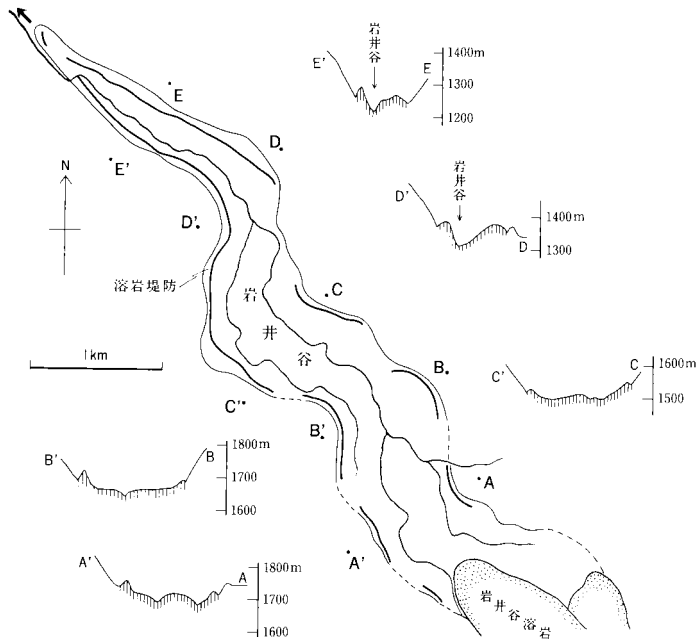
化学組成：SiO₂ = 62.1%

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，鉄チタン酸化物

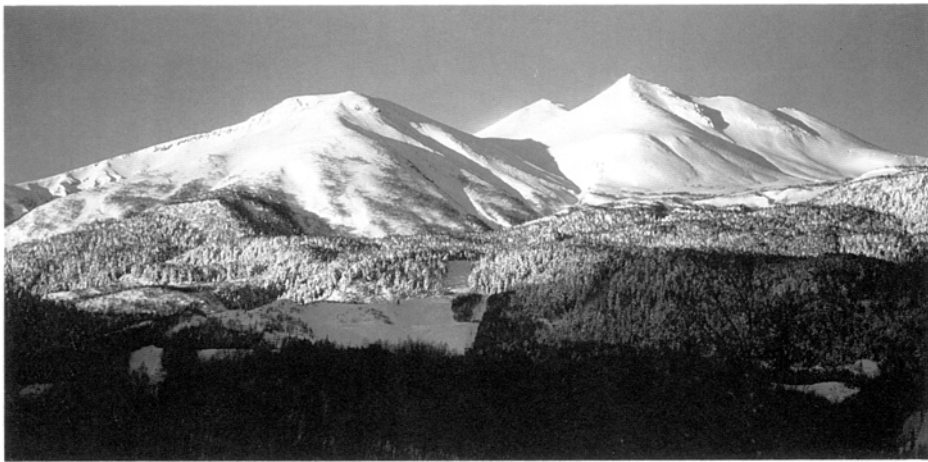
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，メソスタシス

剣ヶ峰溶岩 (Km)

乗鞍岳の主峰、剣ヶ峰を含めた権現池溶岩丘(第90図)を構成するデイサイト溶岩である。番所溶岩・位ヶ原溶岩・ダナ東谷溶岩を覆う。体積は0.13 km³と見積られる。この溶岩丘は、特に北方から見ると、溶岩ドームのような外観を呈するが、直径約700 mの火口(権現池火口)を持つ。火口壁には板状節



第89図 平金溶岩の断面図 水平:垂直=1:2.5



第90図 剣ヶ峰溶岩丘
右奥が剣ヶ峰溶岩丘で、最高峰が剣ヶ峰。左手前が高天ヶ原 (乗鞍高原より望む)

理や不規則な節理が見られる本溶岩が露出するが、成層構造は見られず、その斜面下部(火口内)は崖錐に覆われて確認はできないが、単一の溶岩からなっていると考えられる。なお、溶岩丘の外側斜面下部にも溶岩岩塊からなる崖錐が発達しているが、地質図ではその部分も本溶岩に含めた。また、権現池と屏風岳-大日岳の火口縁の間の剣ヶ峰溶岩の崖錐斜面上に直径 100 m 弱の円形の凹地があるが、水蒸気爆発を起こした小火口の可能性がある。岩質は普通輝石を含むややガラス質の紫蘇輝石デイサイトで、少量の角閃石が認められることがある。

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト (N-102a/R61363)

産地：安曇村，朝日岳東北東約 250m，標高 2,850m.

化学組成：SiO₂=64.6%

斑晶：斜長石 (27.4%)，普通輝石 (1.4%)，紫蘇輝石 (6.3%)，角閃石 (微量)，鉄チタン酸化物 (1.9%)

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，シリカ鉱物 (石英?)，無色ガラス (クリスタライトを含む)

屏風岳火砕岩 (Bp)

権現池火口の南縁，屏風岳周辺に分布する火砕岩である。剣ヶ峰溶岩の上位に分布する。頂上小屋の北や大日岳の南斜面などにも同質のスコリアが分布するが、露頭そのものではなく、崩落により二次的に定置したものが多い。本火砕岩のかかなりの部分は権現池火口の形成により失われていると考えられる。層厚は屏風岳山頂付近で最大であり、約 10 m である。屏風岳山頂付近では強溶結し、柱状節理が発達する溶結火砕岩 (第 91 図) であるが、大日岳の西斜面では非溶結ないし弱溶結したスコリア集塊岩である (第 92 図)。朝日岳の北斜面の堆積物は、径 10 - 20 cm のスコリアに火山弾やガラス質デイサイト (剣ヶ峰溶岩) の岩塊が混じる、厚さ 2 m 以上の非溶結の降下堆積物であり、一部は転動堆積物であるが本火砕岩に含めて地質図に示した。この上部、朝日岳山頂付近では剣ヶ峰溶岩の崩落岩塊に覆われて



第 91 図 屏風岳火砕岩の強溶結部に発達した柱状節理
露頭の高さ約 8m (屏風岳山頂部)



第 92 図 屏風岳火砕岩の非 - 弱溶結部
スケールの長さ 1m (大日岳西斜面)

いる。本火砕岩の体積は多く見積っても 0.004 km^3 以下である。岩質は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。岩質から判断して、本火砕岩は後述する新期テフラ層中の第 3 期(約 9,000 年前：奥野ほか, 1994)に相当すると考えられる。

角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (N-137/R61367)

産地：丹生川村，屏風岳山頂，標高 2,960m，火砕岩の強溶結部。

化学組成： $\text{SiO}_2=58.4\%$

斑晶：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，角閃石(周縁部がオパサイト化)，鉄チタン酸化物

石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄チタン酸化物，燐灰石，メソスタシス

岩井谷溶岩 (Id)

権現池火口の形成後，火口から西に流出した完新世の安山岩溶岩である。乗鞍火山では最新の溶岩流である。烏帽子溶岩・位ヶ原溶岩・剣ヶ峰溶岩・ダナ東谷溶岩を覆う。屏風岳火砕岩の噴出後に権現池火口が形成され，その後に本溶岩が噴出した。体積は 0.10 km^3 と見積られる。層厚は末端部で 40 m 程度である。表面の微地形が新鮮で，溶岩堤防は権現池火口内までたどることができる(第 93 図)。本溶

岩の流出は権現池火口の主たる形成期よりも後であるが、本溶岩も火口縁でやや削られているようで、本溶岩の流出後も権現池火口における小規模な活動(主に水蒸気爆発)があったらしいことがわかる。岩質は黒雲母・石英を含む普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である。

石英黒雲母含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (N-139/R61365)

産地：丹生川村，朝日岳西約 400m，標高 2,850m.

化学組成：SiO₂=61.2%

斑晶：斜長石 (30.6%)，普通輝石 (2.8%)，紫蘇輝石 (2.8%)，角閃石 (8.7%)，黒雲母 (1.6%)，石英 (微量)，鉄チタン酸化物 (3.3%)

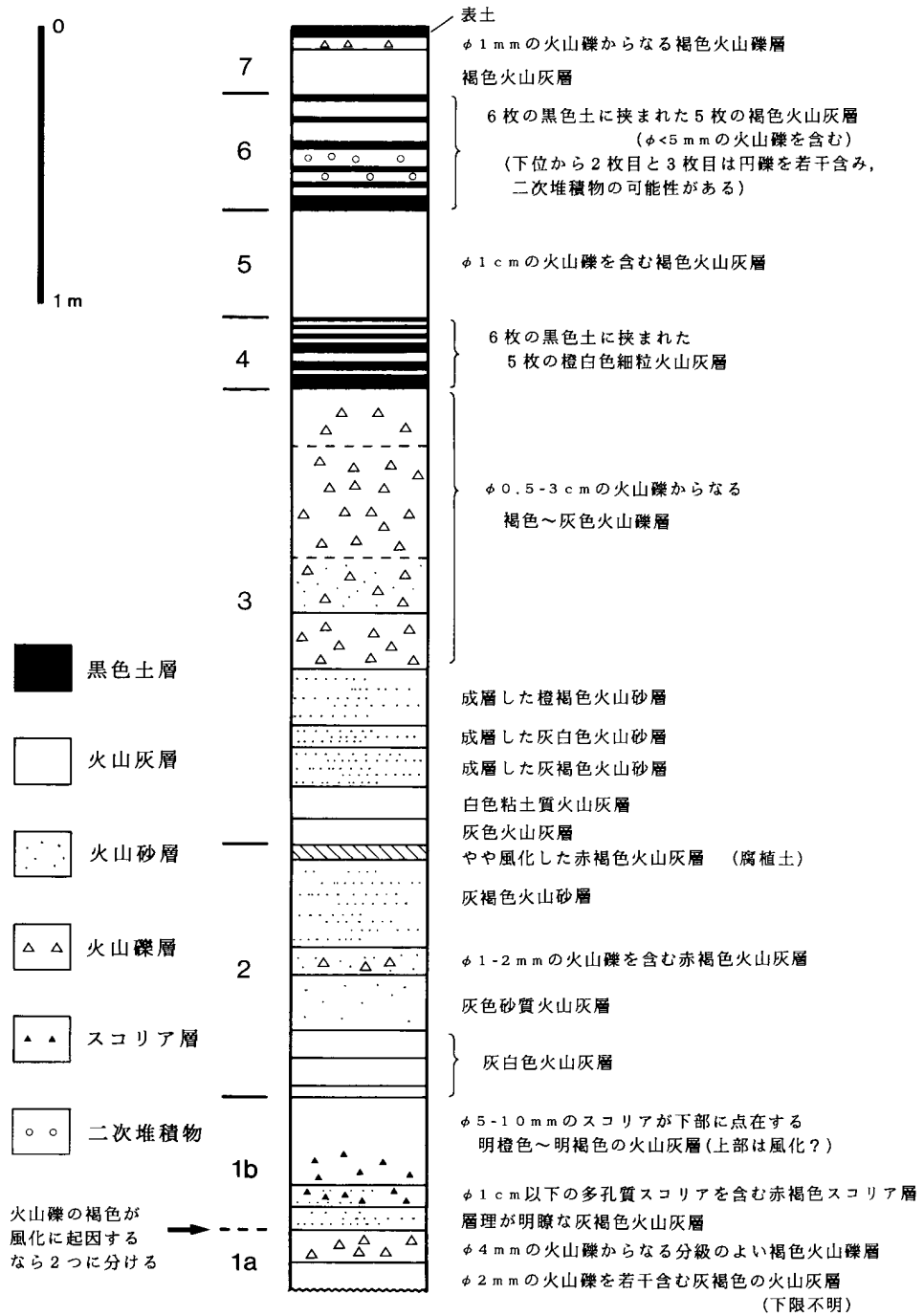
石基：斜長石，単斜輝石，斜方輝石，角閃石，鉄チタン酸化物，燐灰石，ガラス(クリスタライトを含む)

新期テフラ層 (地質図では省略)

権現池火口の東，位ヶ原から東麓の乗鞍高原にかけては，細粒火山灰を中心とした降下テフラ層が分布する。これらを新期テフラ層と呼ぶ。大部分が水蒸気爆発によるものと考えられる。最もよく観察できる露頭は位ヶ原東部の道路沿いにあり，その地点では全層厚 4 m 余り，その他の地点では 2 m に満たない。これらの噴出物は守屋(1983)により 7 期に分けられている(第 94 図)。このうち，等厚線図が描ける程度に対比されているのは第 3 期と第 5 期のテフラであるが，いずれも権現池火口に噴出源を求めることができる(第 95 図)。いずれも火口から東方約 4 km の鈴蘭地区では層厚が 10 cm 以下であり，



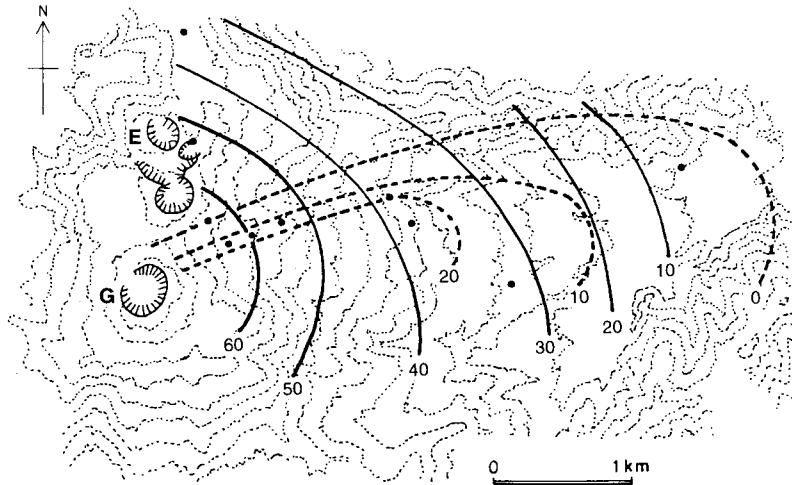
第 93 図 岩井谷溶岩と権現池火口
岩井谷溶岩の溶岩堤防が火口内まで連続している。溶岩流の火口側も，その後の活動により削剥されている



第 94 図 新期テフラ層の柱状図 (守屋, 1983による)
位ヶ原東端, 2,435.8m 三角点の約150m北の道路沿い。1a, 1b, 2・・・・7は活動期を示す

噴火の規模としては小規模である。このうち、第3期の火山礫層を構成するやや発泡のよいスコリアまたは噴石(火山礫)は、岩質と化学組成から判断すると、屏風岳火砕岩や肩ノ小屋付近に散在するパン皮状火山弾(第96図)に極めて類似している。

最近、奥野ほか(1994)はこの新期テフラ層の一部を位ヶ原テフラ層(Nr-Kr)と呼び、上位のスコリ



第95図 新期テフラ層の等厚線図 (守屋, 1983)

実線：第3期の噴出物の等厚線，破線：第5期の噴出物の等厚線，数字の単位はcm
G：権現池火口，E：恵比須火口



第96図 権現池火口から放出されたパン皮状火山弾
レンズキャップの直径約6cm (肩ノ小屋の南)

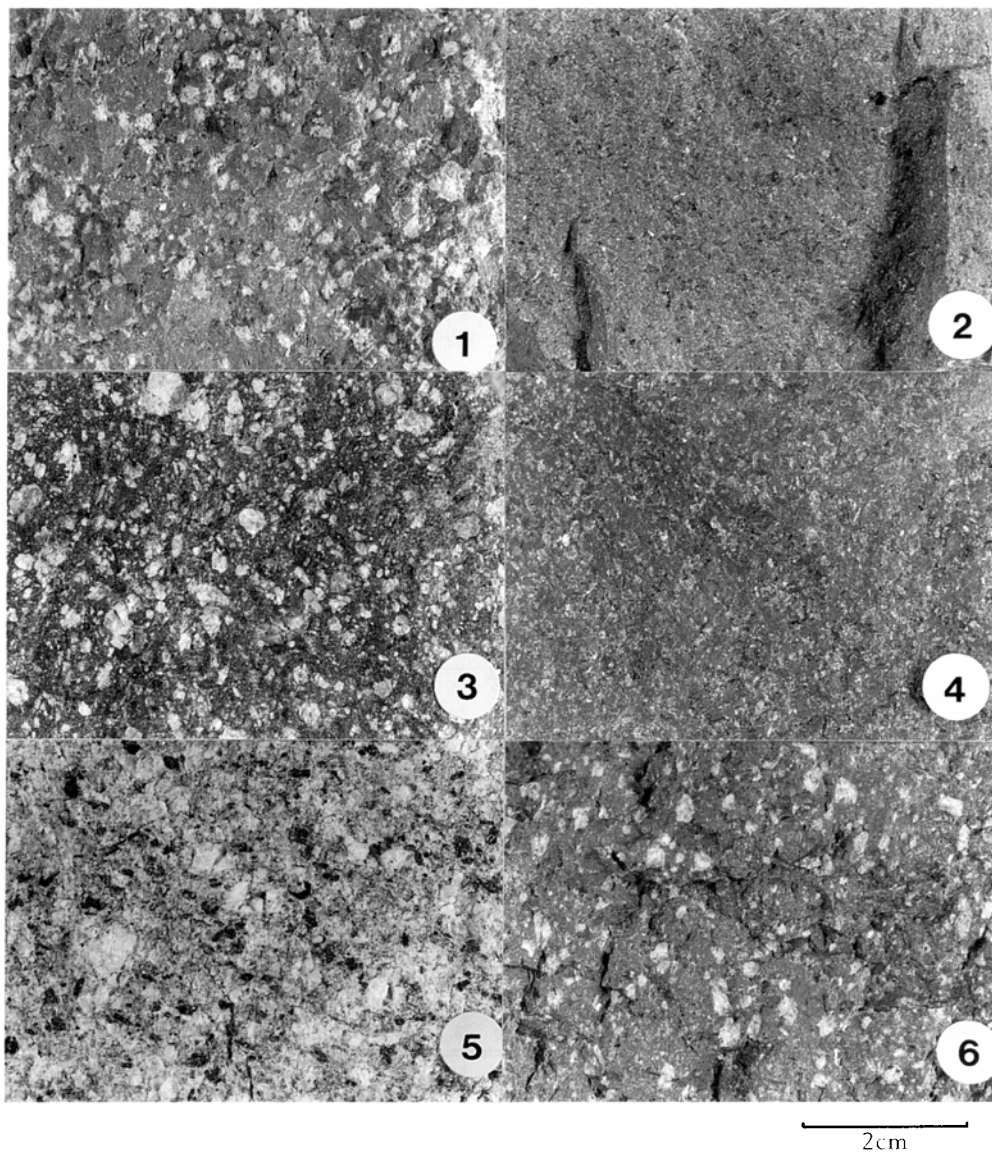
ア層と下位の火山灰層に分けている。これらは守屋(1983)の第3期に相当する。奥野ほか(1994)は、位ヶ原東方、三本滝北西の道路沿い(標高 2,100 m 付近)の露頭において、位ヶ原テフラ層直下の腐植土(守屋, 1983 の第2期の最上部の風化火山灰層に相当)から炭化木片を採取し、約 8,000 年前の¹⁴C年代値(暦年代に補正して、約 9,000 年前)を報告している。このスコリア層より上位には、少なくとも 10 枚の火山灰が認められることから(第 94 図)、第 3 期以降は平均約 900 年の周期で小規模な水蒸気爆発が起きていることになる。

VI. 1. 9 岩石の特徴と化学組成

乗鞍火山の噴出物は安山岩及びデイサイトである。斜長石斑晶が卓越しており、通常、全容量の 20-30% 含んでいる(第 11 表)。第 97 図 a 及び 98 図 a 図に主な岩石標本写真を、第 97 図 b 及び 98 図 b にこれらの顕微鏡写真を示すが、このうち、1・5・9・12 がデイサイト、そのほかは安山岩である。安山岩は、2・4 を除き、肉眼的には青灰色ないし暗灰色石基中に白い斜長石斑晶が目立つ岩石が多い。デイサイトは肉眼的にも鏡下でもさまざまである。5 では石基がほぼ完全にガラス質からなり、スフェルライトが認められ、角閃石や黒雲母がまったくオパサイト化していない特徴がある。9 は二次流動した火

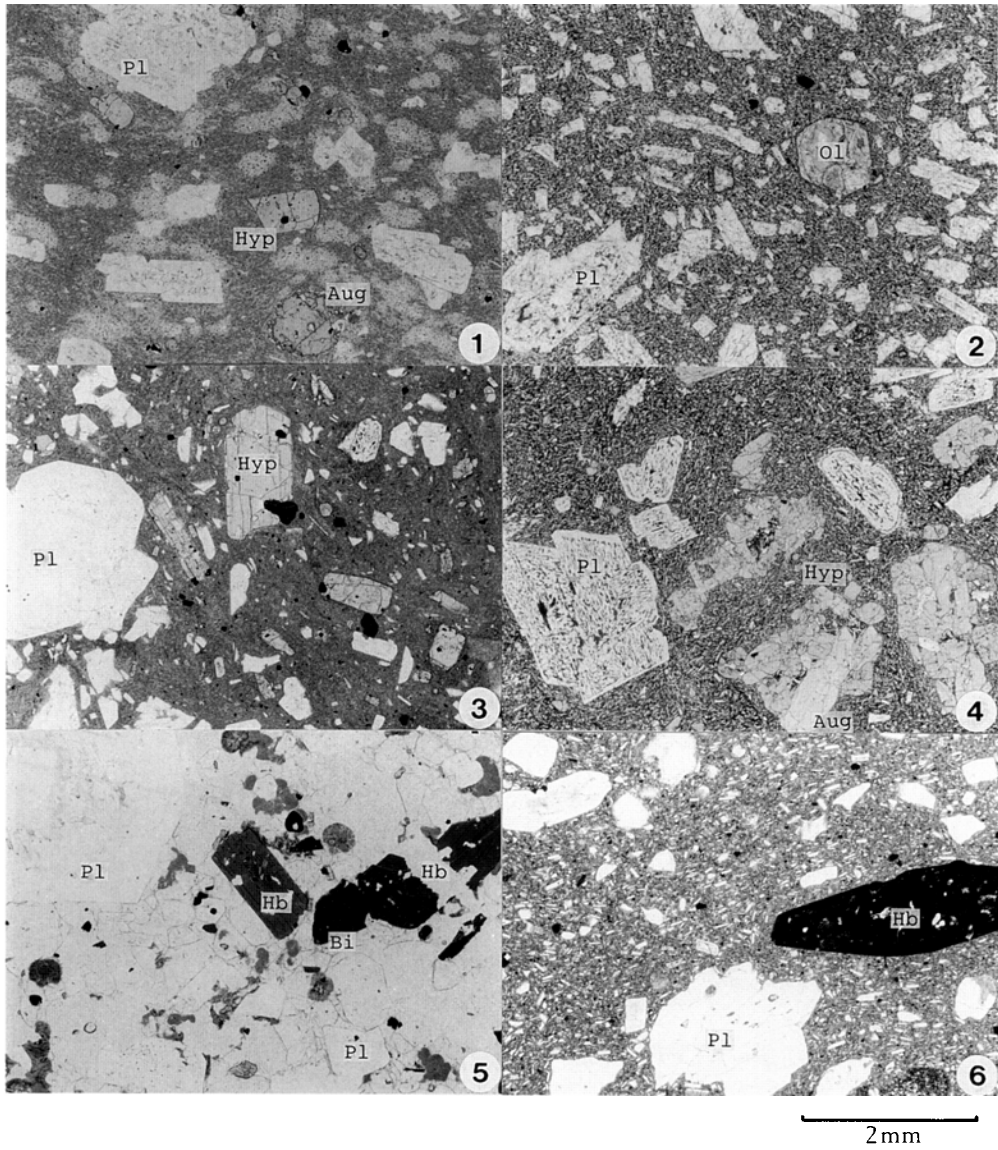
第 11 表 乗鞍火山噴出物の斑晶モード組成 試料番号は第 12 表と共通

試料 No. 地層名	1 Om	2 Ad	5 Sk	7 Ds	10 Sc	12 Sc	15 Dt	18 Ebo	23 Ebo	24 Ebo	27 Mk	28 Mk	30 Fj	31 Kk
斑晶 (vol.%)														
斜長石	19.3	27.0	27.0	20.3	26.5	24.1	13.7	30.8	25.8	27.2	28.3	28.5	25.5	20.7
かんらん石			1.1			<0.1	0.4						<0.1	0.9
普通輝石	4.6	4.5	0.5	3.1	2.5	6.2	5.5	1.0	0.4	2.0	<0.1	8.9	2.3	3.6
紫蘇輝石	2.6	2.1	0.3	3.6	4.4	4.2	4.7	1.9	0.6	4.7	3.0	5.6	1.9	1.6
角閃石					0.2			8.1	4.8	2.0	6.7	1.3	3.7	2.6
黒雲母								2.2	0.5	0.3	3.4	<0.1	<0.1	0.1
石英								<0.1	0.4	0.1	0.9	<0.1	<0.1	0.2
FeTi 酸化物	0.6	0.5	0.4	0.8	2.1	1.5	<0.1	1.4	1.3	1.7	1.9	3.1	2.4	1.9
石基	72.9	65.9	70.7	72.2	64.3	64.0	75.7	54.6	66.2	62.0	55.8	52.6	64.2	68.4
試料 No. 地層名	33 Dk	35 Mr	40 Bd	41 Bd	42 Dd	47 Yd	51 Ebi	52 Kh	53 Kh	54 Kh	55 Dh	58 Hg	60 Km	63 Id
斑晶 (vol.%)														
斜長石	26.7	29.8	18.2	16.3	21.8	29.4	29.0	31.2	24.6	26.6	25.4	24.3	27.4	30.6
かんらん石	<0.1	0.1				<0.1	0.4		0.2	0.6				
普通輝石	1.1	2.3	1.1	3.8	0.5	4.8	1.0	7.0	3.2	7.5	3.2	3.9	1.4	2.8
紫蘇輝石	3.1	2.9	3.1	5.1	4.3	3.1	2.3	4.0	3.5	4.4	4.9	5.2	6.3	2.8
角閃石	9.0	2.9			<0.1	7.7	3.0	1.2	2.1	1.0			<0.1	8.7
黒雲母	0.3	<0.1				<0.1	0.2		<0.1	0.3				1.6
石英	<0.1	<0.1					0.1			<0.1				<0.1
FeTi 酸化物	1.7	2.0	2.0	1.5	1.8	3.2	1.3	3.0	2.6	1.6	2.8	2.2	1.9	3.3
石基	58.1	60.0	75.6	73.3	71.6	51.8	62.7	53.6	63.8	58.0	63.7	64.4	63.0	50.2



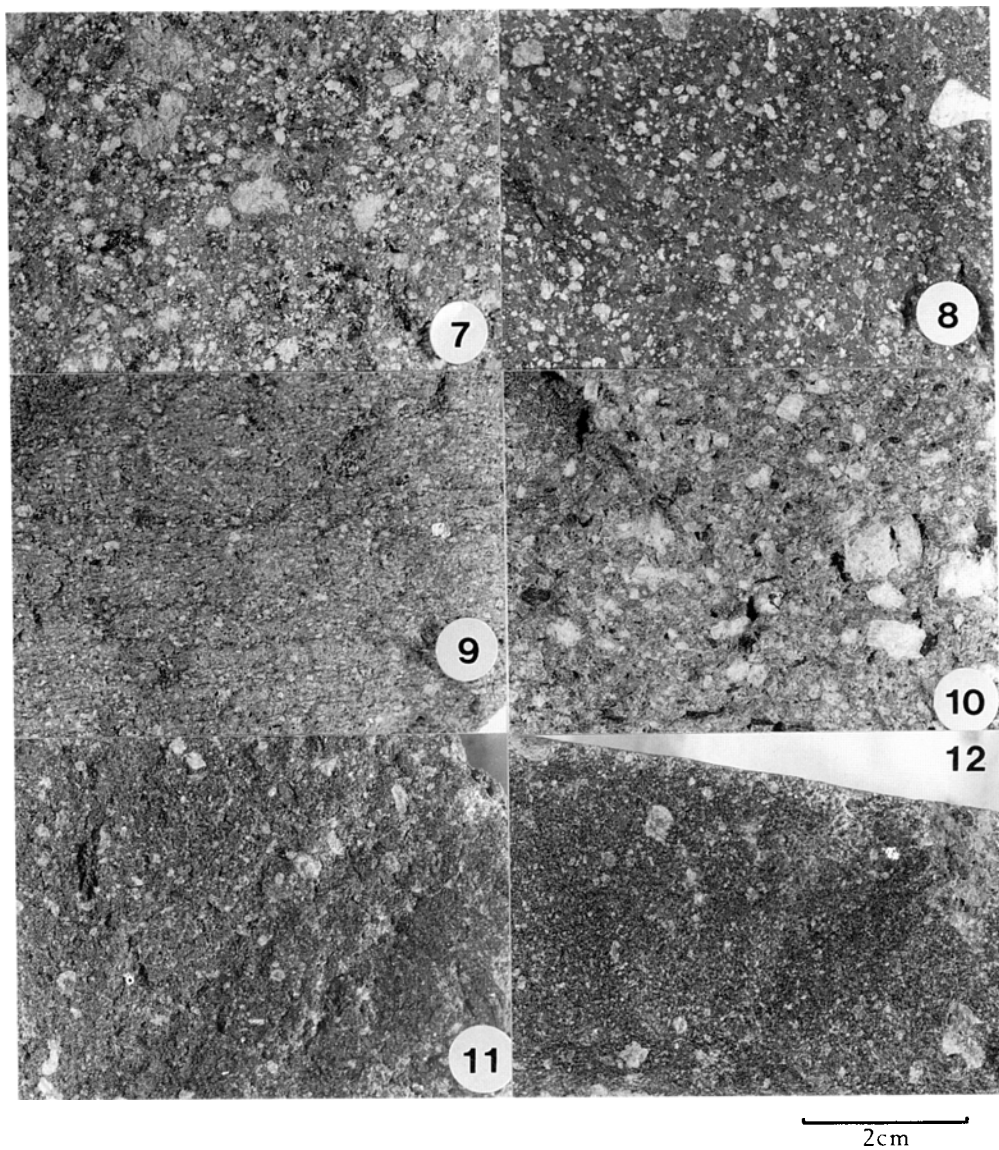
第 97 図 a 乗鞍火山の岩石標本の写真 I (スケールは共通)

1. 千町火山体, 紫蘇輝石普通輝石デイサイト(黍生溶岩; NRK1414/R61370; 高根村, 塩蔵谷)
2. 千町火山体, 紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩, 乗鞍火山で最も塩基性の岩石. 斜長石が目立たない (千町北溶岩; NRK1216/R61308; 丹生川村, 岩井谷上流)
3. 千町火山体, 普通輝石紫蘇輝石安山岩(千町溶岩; NRK1436/R61311; 高根村, 黍生川)
4. 千町火山体, かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩(ダナの滝溶岩; NMG1614/R61318; 高根村, ダナ川)
5. 烏帽子火山体, ガラス質の黒雲母角閃石デイサイト. 黒色の角閃石・黒雲母が目立つ(烏帽子溶岩; NRK1521/R61321; 安曇村, セバ谷)
6. 烏帽子火山体, 複雑な斑晶組合せを持つ安山岩(烏帽子溶岩; NRK1234 - 1/R61371; 丹生川村, 青垂滝)



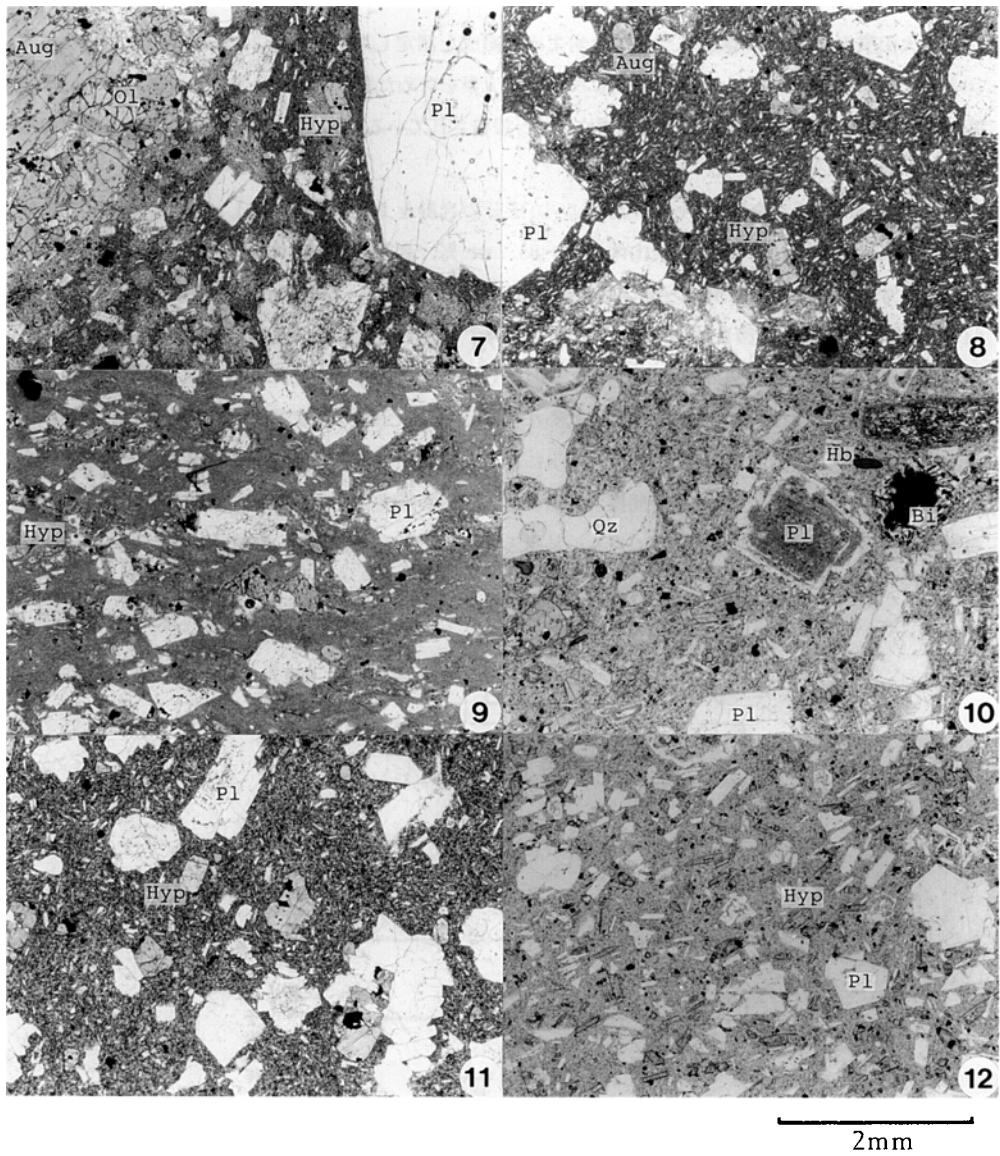
第 97 図 b 乗鞍火山の岩石の顕微鏡写真 I

試料は第 97 図 a と共通。Pl: 斜長石, Ol: かんらん石, Hyp: 紫蘇輝石, Aug: 普通輝石, Hb: 角閃石
Bi: 黒雲母, Qz: 石英. いずれも下方ポラーのみ (スケールは共通)



第 98 図 a 乗鞍火山の岩石標本の写真Ⅱ (スケールは共通)

7. 烏帽子火山体, 複雑な斑晶組合せを持つ安山岩(前川溶岩; NRK1041/R61372; 安曇村, 前川本谷)
8. 高天ヶ原火山体, 普通輝石紫蘇輝石安山岩. 右端に珪質捕獲岩(番所溶岩; AZS1003/R61373; 安曇村, 前川)
9. 高天ヶ原火山体, 普通輝石紫蘇輝石デイサイト, 乗鞍火山で最も酸性の岩石. 弱い流理構造が見える(嶽谷溶岩; NRK1019/R61374; 安曇村, 高天ヶ原)
10. 四ッ岳火山体, 複雑な斑晶組合せを持つ安山岩(四ッ岳溶岩; NRK1539/R61375; 上宝村, 四ッ岳)
11. 権現池火山体, 普通輝石紫蘇輝石安山岩(平金溶岩; N-212/R61361; 丹生川村, 岩井谷集落南東)
12. 権現池火山体, 普通輝石紫蘇輝石デイサイト(剣ヶ峰溶岩; NRK1464/R61364; 安曇村, 剣ヶ峰山頂)



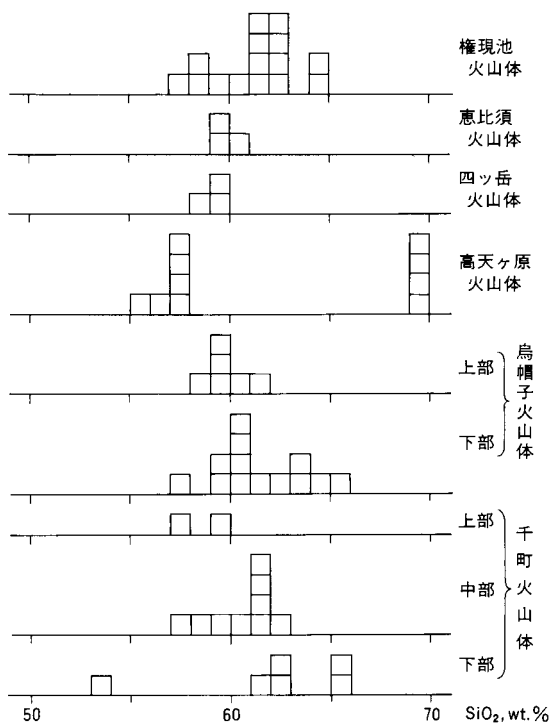
第98図b 乗鞍火山の岩石の顕微鏡写真II

鉱物記号は第97b図と同じ。試料は第98a図と共通。いずれも下方ポーラーのみ (スケールは共通)

砕岩であることを示す弱い流理組織が発達する。1では、石基に石英パッチが見られるが、安山岩(7)にも認められる。

乗鞍火山噴出物合計 66 試料について全岩主成分組成を測定した結果を第 12 表に示す。このうちの 10 試料については Nakano *et al.* (1987) にて希土類元素を含めた微量元素が、また、4 試料については Notsu *et al.* (1989) にてストロンチウム同位体比が報告されている(第 13 表)。これらの試料の採取地点は第 101 図に示した。

SiO₂ 含有量 (以下、全鉄を Fe₂O₃ で表し、10 成分の合計を 100% に再計算した値) は、千町火山体 53.7 - 65.5 wt. (重量)%, 烏帽子火山体 57.7 - 65.2 wt.%, 高天ヶ原火山体 55.5 - 57.3 wt.% と 69.0 - 69.6 wt.%, 四ッ岳火山体 58.4 - 59.5 wt.%, 恵比須火山体 59.1 - 60.1 wt.%, 権現池火山体 57.8 - 64.6 wt.% である(第 99 図)。第 100 図には SiO₂ に対する K₂O 含有量の変化を示したが、SiO₂ の増加に伴って K₂O が単調増加する 1 つのトレンドを形成している。比較のために、新期御嶽火山(山田・小林, 1988), 焼岳火山(原山, 1990), 鷲羽・雲ノ平火山(中野, 1989)の噴出物も第 100 図に示したが、これらの火山岩の組成はほぼ同一のトレンド上に位置しており、乗鞍火山列内での南北方向の変化は認められない。ほかの主成分元素でも同様である。これは、微量成分及びストロンチウム同位体比でも、乗鞍火山列内での地理的な南北変化に乏しい結果と調和的である(Nakano *et al.*, 1987; Notsu *et al.*, 1989)。



第 99 図 乗鞍火山噴出物の全岩組成の SiO₂ 頻度分析値は第 12 表。10 成分の合計を 100% に再計算してある

第 12 表 乗鞍火山噴出物の全岩主成分化学組成 試料採取地点を第 101 図に示す

No. (wt %)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	62.29	64.77	61.29	65.55	53.57	61.95	60.74	61.66	61.09	60.65	61.05
TiO ₂	0.93	0.88	1.01	0.81	1.32	0.86	0.93	0.90	0.92	1.05	1.05
Al ₂ O ₃	16.27	16.89	16.14	17.08	19.60	16.16	16.10	16.29	16.51	16.10	16.44
Fe ₂ O ₃ *	6.09	4.21	6.64	4.40	8.25	6.34	6.68	6.30	6.36	7.18	7.15
MnO	0.09	0.07	0.12	0.04	0.13	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.11
MgO	2.59	1.80	3.17	1.14	3.08	2.87	3.43	2.84	2.86	3.04	2.97
CaO	5.20	4.23	5.79	4.69	8.86	5.41	6.01	5.36	5.76	5.19	5.40
Na ₂ O	3.25	3.27	3.08	3.55	3.23	3.10	3.18	3.17	3.22	2.95	3.02
K ₂ O	2.47	2.88	2.43	2.62	1.36	2.27	2.22	2.51	2.41	2.38	2.43
P ₂ O ₅	0.26	0.23	0.26	0.21	0.34	0.27	0.25	0.23	0.24	0.26	0.27
total	99.44	99.23	99.93	100.09	99.74	99.34	99.64	99.36	99.47	98.92	99.89
地層名	Om	Ad	Kt	Kb	Sk	Ds	Kz	Sc	Sc	Sc	Sc
No. (wt %)	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	61.38	59.59	57.29	57.27	59.22	65.99	63.75	62.72	62.44	60.67	60.06
TiO ₂	1.01	0.98	1.11	1.08	1.09	0.65	0.64	0.78	0.85	0.91	1.02
Al ₂ O ₃	16.48	16.04	16.24	16.26	16.76	16.20	16.31	16.47	16.60	16.60	17.06
Fe ₂ O ₃ *	7.14	7.16	8.10	7.55	7.27	5.52	5.52	5.89	6.36	6.75	7.11
MnO	0.12	0.11	0.12	0.13	0.13	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12
MgO	3.48	3.91	4.12	5.17	3.19	2.01	2.04	2.77	2.87	3.23	2.93
CaO	5.52	6.14	7.06	7.26	6.40	4.63	4.70	4.68	5.24	5.37	5.86
Na ₂ O	3.01	3.06	2.92	3.00	3.17	3.13	3.25	3.15	3.29	3.15	3.15
K ₂ O	2.33	2.17	1.88	1.53	1.98	2.87	2.69	2.40	2.22	2.07	2.17
P ₂ O ₅	0.27	0.26	0.27	0.29	0.29	0.19	0.20	0.22	0.25	0.26	0.29
total	100.74	99.42	99.11	99.54	99.50	101.30	99.21	99.19	100.24	99.13	99.77
地層名	Sc	Sc	Sc	Dt	Ng	Ebo	Ebo	Ebo	Ebo	Ebo	Ebo

Fe₂O₃*: 全鉄をFe₂O₃で表す。特に記した試料以外は熔岩試料。 蛍光X線分析(地質調査所 PHILIPS社製PW1400), 中野 俊分析。

1. NMG 1091/R 61304: 高根村, 大峰の西, 標高1,640 m.
2. NMG 1425/R 61305: 高根村, 濁川上流の朝日滝下, 標高1,860 m.
3. NMG 1061/R 61306: 高根村, 神立原の南, 標高1,600 m.
4. NMG 1431/R 61307: 高根村, 黍生川, 標高1,790 m.
5. NRK 1216/R 61308: 丹生川村, 岩井谷上流, 標高2,000 m.
6. NRK 1420/R 61309: 高根村, ダナ川真谷源頭部, 標高2,300 m.
7. NMG 1077/R 61310: 高根村, 飛騨川脇谷上流から戸蔵方面への林道沿い, 標高1,820 m.
8. NRK 1436/R 61311: 高根村, 黍生川, 標高2,040 m付近の滝, 2枚の熔岩のうちの下位.
9. NMG 1084/R 61312: 高根村, 石仏山の東, 標高1,460 m.
10. N-112/R 61313: 高根村, 千町尾根, 登山道沿い, 標高2,720 m.
11. NMG 1100/R 61314: 高根村, ダナ川黒谷上流の登山道沿い, 標高1,870 m.
12. N-504/R 61315: 高根村, 子ノ原高原北東部の林道沿い, 標高1,710 m.
13. NRK 1407/R 61316: 高根村, 塩蔵谷上流左俣, 標高1,790 m.
14. NRK 1223/R 61317: 丹生川村, 岩井谷の支流(千町ヶ原の北), 標高2,100 m.
15. NMG 1614/R 61318: 高根村, ダナ川ダナの滝下, 標高1,380 m.
16. NMG 1094/R 61319: 高根村, 濁川, 標高1,450 m付近に懸かる滝.
17. NRK 1230/R 61320: 丹生川村, 池ノ俣御越谷, 標高1,680 m.
18. NRK 1521/R 61321: 安曇村, セバ谷, 標高2,010 m.
19. HDA 1393/R 61322: 丹生川村, 朴の木平スキー場の上部, 標高1,500 m.
20. N-151/R 61323: 丹生川村, 乗鞍スカイライン沿い, 標高2,230 m.
21. NRK 1508/R 61324: 安曇村, 鈴蘭地区西のワサビ沢, 標高1,750 m.
22. N-171/R 61325: 丹生川村, 里見岳北東, 標高2,660 m.

第12表 つづき

No. (wt %)	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	59.75	59.69	58.90	58.05	63.18	60.10	59.27	59.79	58.94	58.34	62.07
TiO ₂	0.91	0.95	0.98	0.97	0.77	1.06	1.12	1.01	0.97	1.01	0.87
Al ₂ O ₃	17.36	16.43	16.58	17.47	15.99	16.62	16.56	16.31	16.61	16.83	16.23
Fe ₂ O ₃ *	6.59	7.06	7.29	8.41	6.15	6.91	7.71	7.63	7.46	7.74	6.67
MnO	0.11	0.12	0.13	0.15	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12
MgO	2.66	3.44	3.50	3.24	2.42	2.96	3.32	3.47	3.77	4.09	2.93
CaO	6.11	6.26	6.45	7.02	4.72	6.07	5.93	6.17	6.45	6.40	5.80
Na ₂ O	3.53	3.12	3.11	3.05	2.89	3.03	3.15	2.90	3.09	3.04	3.07
K ₂ O	1.95	2.07	2.04	1.89	2.80	2.24	2.00	2.17	1.98	1.84	2.33
P ₂ O ₅	0.31	0.27	0.31	0.35	0.20	0.28	0.30	0.25	0.27	0.29	0.23
total	99.28	99.41	99.29	100.60	99.24	99.39	99.49	99.83	99.67	99.71	100.32
地層名	Ebo	Ebo	Ebo	Ebo	Mk	Mk	Mk	Fj	Kk	Kk	Dk

No. (wt %)	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	60.45	59.24	55.33	57.80	57.68	56.94	56.60	56.58	69.33	69.13	69.70
TiO ₂	0.87	0.97	1.42	1.23	1.18	1.23	1.24	1.24	0.46	0.46	0.46
Al ₂ O ₃	16.30	16.80	16.87	17.77	18.10	17.68	17.54	17.65	15.42	15.26	15.76
Fe ₂ O ₃ *	6.78	7.38	9.33	8.36	8.36	8.25	8.24	8.36	3.54	3.50	3.52
MnO	0.11	0.13	0.16	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14	0.09	0.09	0.09
MgO	3.60	3.36	4.45	3.58	3.44	3.52	3.47	3.48	1.06	1.06	1.14
CaO	6.30	6.32	7.47	7.08	7.13	7.21	7.10	7.12	3.21	3.23	3.37
Na ₂ O	3.06	3.03	2.87	2.91	2.95	2.91	2.97	2.88	3.32	3.29	3.27
K ₂ O	2.04	2.07	1.43	1.73	1.62	1.68	1.73	1.70	3.11	3.34	3.28
P ₂ O ₅	0.23	0.27	0.31	0.30	0.33	0.30	0.31	0.30	0.16	0.16	0.17
total	99.74	99.57	99.64	100.90	100.93	99.86	99.35	99.45	99.70	99.52	100.76
地層名	Mr	Mr	Mp	Bd	Bd	Bd	Bd	Bd	Dd	Dd	Dd

23. N-312/R 61326 : 安曇村, 障子ヶ瀬(5万分の1地形図では障子川瀬沢), 標高2,000 m.
 24. N-167/R 61327 : 丹生川村, 烏帽子岳山頂, 標高2,670 m.
 25. NRK 1522/R 61328 : 安曇村, セバ谷, 標高1,900 m付近に懸かる落差40 mの滝の中部.
 26. NRK 1204/R 61329 : 丹生川村, 蛇出谷, 標高1,980 m.
 27. N-434/R 61330 : 安曇村, 高天ヶ原山頂の南西約200 m, 標高2,790 m.
 28. N-059 a/R 61331 : 安曇村, 前川林道, 前川本谷に架かる橋の北岸, 標高1,700 m.
 29. NRK 1023/R 61332 : 安曇村, 高天ヶ原山頂の東南東約1.0 km, 標高2,290 m.
 30. N-095/R 61333 : 安曇村, 富士見岳東, 県道乗鞍岳線沿い, 標高2,680 m.
 31. N-123/R 61334 : 安曇村, 冷泉小屋の南約160 mの滝, 標高2,220 m.
 32. N-170/R 61335 : 丹生川村, 大丹生岳の南約750 m, 標高2,670 m.
 33. N-118 a/R 61336 : 丹生川村, 大黒岳山頂の南約150 m, 標高2,770 m.
 34. N-094/R 61337 : 安曇村, 摩利支天岳東, 県道乗鞍岳線沿い, 標高2,640 m.
 35. N-119/R 61338 : 丹生川村, 摩利支天岳山頂の北東約70 m, 標高2,840 m.
 36. NRK 1037/R 61339 : 安曇村, 前川本谷, 標高2,260 m地点の左岸, 火砕流中のスコリア.
 37. N-049 b/R 61340 : 安曇村, 小大野川善五郎ノ滝, 標高1,520 m.
 38. NRK 1034/R 61341 : 安曇村, 高天ヶ原山頂の北東-北北東約500 m, 標高2,630 m.
 39. NRK 1047/R 61342 : 安曇村, 前川本谷, 標高1,620 m地点の左岸.
 40. N-020/R 61343 : 安曇村, 乗鞍高原宮の原の道路沿い(小学校西), 標高1,215 m.
 41. N-010 c/R 61344 : 安曇村, 小大野川の番所大滝の下, 標高1,200 m.
 42. N-465/R 61345 : 安曇村, 高天ヶ原山頂の南南東約500 m, 標高2,630 m.
 43. N-441 a/R 61346 : 高根村, 本谷上流, 嶽谷滝左岸, 2枚の礫岩のうちの上位, 標高1,860 m.
 44. N-432/R 61347 : 安曇村, 高天ヶ原山頂の東北東約150 m, 標高2,790 m.

第12表 つづき

No. (wt %)	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO ₂	68.90	58.99	58.81	58.26	60.18	59.48	58.68	61.19	63.12	59.54	61.80
TiO ₂	0.47	0.99	1.02	1.03	0.89	0.97	1.01	0.88	0.93	0.99	0.85
Al ₂ O ₃	15.57	16.66	16.34	16.69	17.05	16.75	16.89	16.26	16.86	16.08	16.11
Fe ₂ O ₃ *	3.72	7.06	7.79	7.84	6.70	7.08	7.39	6.42	6.76	7.07	6.24
MnO	0.09	0.13	0.14	0.14	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.11
MgO	1.11	3.30	3.41	3.49	3.24	3.44	3.36	2.81	3.09	3.65	2.78
CaO	3.28	6.61	6.61	6.86	6.47	6.56	6.41	5.52	5.72	6.17	5.47
Na ₂ O	3.38	2.90	2.88	2.94	3.19	3.14	3.11	3.15	3.11	3.08	3.19
K ₂ O	3.12	2.21	2.15	2.19	2.07	2.00	2.03	2.42	2.32	2.21	2.33
P ₂ O ₅	0.16	0.26	0.26	0.27	0.23	0.26	0.26	0.26	0.27	0.29	0.27
total	99.80	99.11	99.41	99.71	100.14	99.80	99.27	99.03	102.30	99.20	99.15
地層名	Dd	Yd	Yd	Yd	Ebi	Ebi	Ebi	Ebi	Kh	Kh	Kh

No. (wt %)	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
SiO ₂	61.90	61.56	62.26	61.78	64.20	63.70	58.01	60.82	59.49	58.12	57.40
TiO ₂	0.88	0.87	0.87	0.86	0.77	0.75	1.10	0.90	1.03	1.08	1.12
Al ₂ O ₃	16.34	16.26	16.21	16.30	16.47	16.09	17.32	16.31	16.87	17.30	17.62
Fe ₂ O ₃ *	6.23	6.43	6.30	6.34	5.33	5.59	7.52	6.83	7.31	7.40	7.64
MnO	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13
MgO	2.84	2.82	2.80	2.79	2.03	1.99	3.26	2.97	3.19	3.20	3.27
CaO	5.38	5.61	5.59	5.48	4.43	4.69	6.59	5.75	6.23	6.58	6.65
Na ₂ O	3.15	3.17	3.14	3.24	3.15	3.26	3.27	3.12	3.24	3.31	3.37
K ₂ O	2.31	2.28	2.35	2.30	2.62	2.63	1.85	2.35	2.08	1.83	1.77
P ₂ O ₅	0.27	0.26	0.27	0.26	0.24	0.25	0.33	0.27	0.30	0.32	0.33
total	99.41	99.37	99.90	99.46	99.34	99.06	99.38	99.44	99.87	99.26	99.30
地層名	Dh	Dh	Hg	Hg	Km	Km	Bp	Id	Id	—	—

45. NMG 1610/R 61348 : 高根村, ダナ川東谷標高1,740-1,670 mに懸かる滝, 標高1,730 m.

46. NRK 1388/R 61349 : 上宝村, 四ッ岳山頂の北北東約250 m, 標高2,690 m.

47. N-153/R 61350 : 丹生川村, 四ッ岳山頂の西, 乗鞍スカイライン沿い, 標高2,510 m.

48. N-202/R 61351 : 上宝村, 大滝川平湯大滝, 標高1,420 m.

49. N-174/R 61352 : 丹生川村, 蛇出谷, 標高2,370 m地点の右岸.

50. N-161/R 61353 : 丹生川村, 大丹生池南東-南南東約150 m, 標高2,350 m.

51. N-157/R 61354 : 丹生川村, 恵比須岳山頂の北東約650 m, 標高2,650 m.

52. N-107/R 61355 : 丹生川村, 肩ノ小屋の西北西約350 m, 標高2,750 m.

53. N-074/R 61356 : 安曇村, 県道乗鞍岳線沿い, 標高1,840 m.

54. N-088/R 61357 : 安曇村, 県道乗鞍岳線沿い, 位ノ原, 標高2,410 m.

55. N-113/R 61358 : 高根村, 屏風岳南西約650 m, 登山道沿い, 標高2,740 m.

56. N-437/R 61359 : 高根村, 大日岳南東約650 m, 標高2,750 m.

57. NMG 1612/R 61360 : 高根村, ダナ川東谷上流, 標高1,960 m.

58. N-212/R 61361 : 丹生川村, 岩井谷集落南東約1.9 km, 乗鞍林道沿い, 標高1,290 m.

59. NRK 1227/R 61362 : 丹生川村, 乗鞍林道沿い(廃道), 標高1,720 m.

60. N-102 a/R 61363 : 安曇村, 朝日岳東北東約250 m, 標高2,850 m.

61. NRK 1464/R 61364 : 安曇村, 剣ノ峰山頂, 標高3,020 m.

62. N-137/R 61367 : 丹生川村, 屏風岳山頂, 標高2,960 m, 溶結火砕岩.

63. N-139/R 61365 : 丹生川村, 朝日岳西約400 m, 標高2,850 m.

64. N-180 a/R 61366 : 丹生川村, 肩ノ小屋西南西約900 m, 標高2,750 m.

65. N-701/R 61368 : 安曇村, 肩ノ小屋南約150 m, 標高2,790 m, パン皮状火山弾.

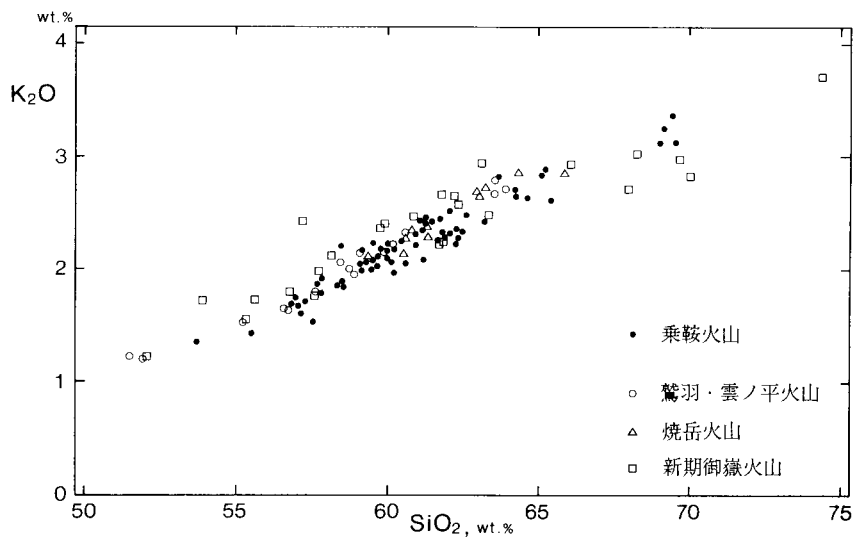
66. NRK 1518/R 61369 : 安曇村, 県道乗鞍岳線沿い, 位ノ原, 標高2,540 m, 新期テフラ層の第3期(守屋, 1983)に相当する火山礫(スコリア).

第13表 乗鞍火山噴出物の微量成分組成及びストロンチウム同位体比

No.	10	24	33	41	47	51	52	54	60	62
試料No.	N-112	N-167	N-118 a	N-010 c	N-153	N-157	N-107	N-088	N-102 a	N-137
地層名	Sc	Ebo	Dk	Bd	Yd	Ebi	Kh	Kh	Km	Bp
La(ppm)	28.7	26.0	23.2	23.7	24.6	25.0	29.6	26.7	33.7	25.3
Ce	50.8	50.0	44.8	45.3	47.5	48.4	53.3	51.2	57.4	49.4
Sm	5.82	4.92	4.25	5.26	5.06	4.89	5.34	5.13	4.90	5.35
Eu	1.48	1.49	1.22	1.71	1.48	1.55	1.43	1.50	1.41	1.63
Tb	0.69	0.60	0.52	0.64	0.64	0.58	0.65	0.56	0.58	0.58
Yb	2.6	2.3	2.1	2.4	2.6	2.3	2.2	2.3	1.9	2.4
Lu	0.30	0.36	0.34	0.35	0.41	0.32	0.29	0.36	0.27	0.38
Rb	68	61	68	41	64	61	77	57	83	46
Sr	450	630	430	580	580	640	500	570	460	600
Ba	440	370	430	450	460	460	540	460	600	410
Th	7.8	6.4	7.0	4.4	6.9	6.2	7.7	6.5	7.7	4.9
Hf	4.3	3.8	3.1	3.5	3.6	3.8	4.2	4.0	4.3	3.8
Sc	16.9	19.3	17.3	21.7	23.4	20.3	16.6	20.1	11.1	19.0
Cr	29	27	13	13	22	16	21	55	11	7
Rb (XRF)				49			75	68	85	
Sr (XRF)				545			458	476	488	
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr				0.262			0.477	0.416	0.507	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				0.70692			0.70662	0.70657	0.70730	

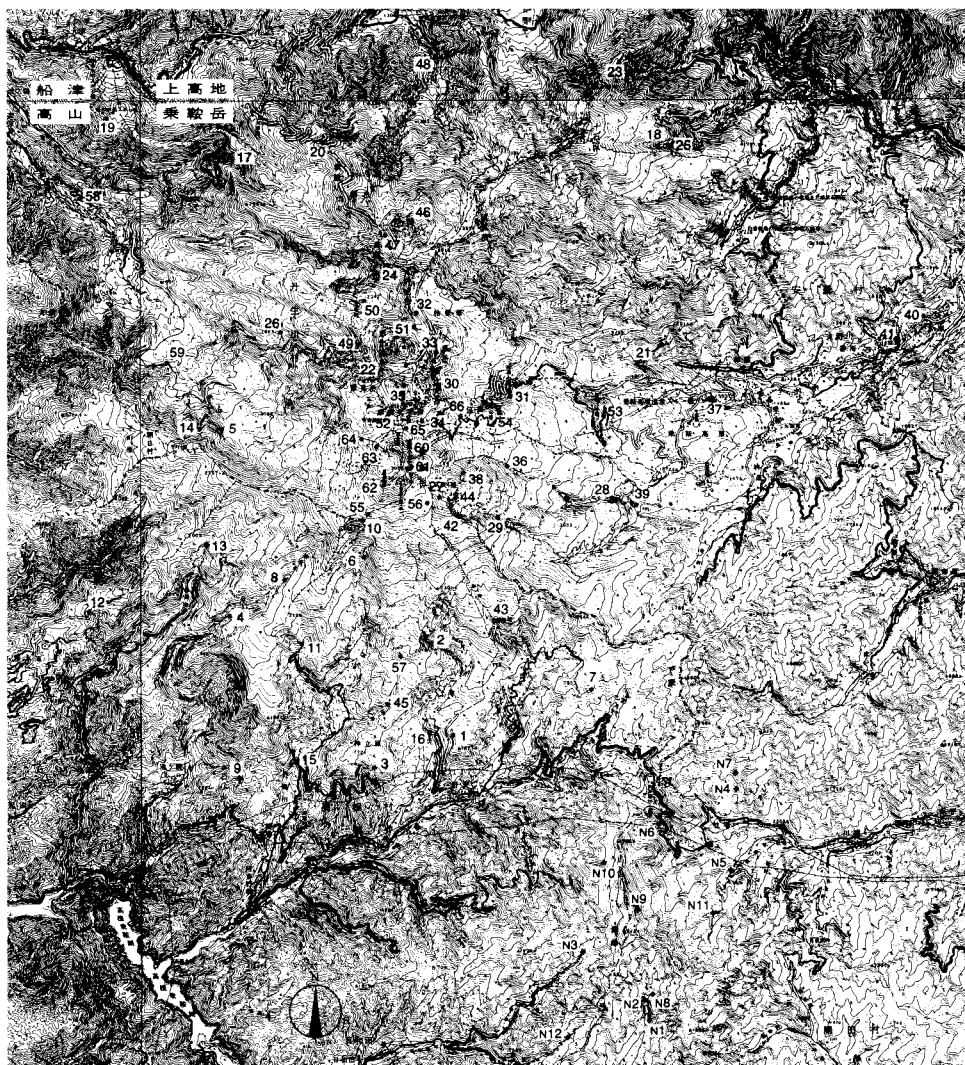
上段の微量元素は中性子放射化分析による (Nakano *et al.*, 1987).

下段のRbとSrは蛍光X線分析, 同位体比は質量分析による (Notsu *et al.*, 1989).



第100図 乗鞍火山噴出物の K₂O - SiO₂ 変化図

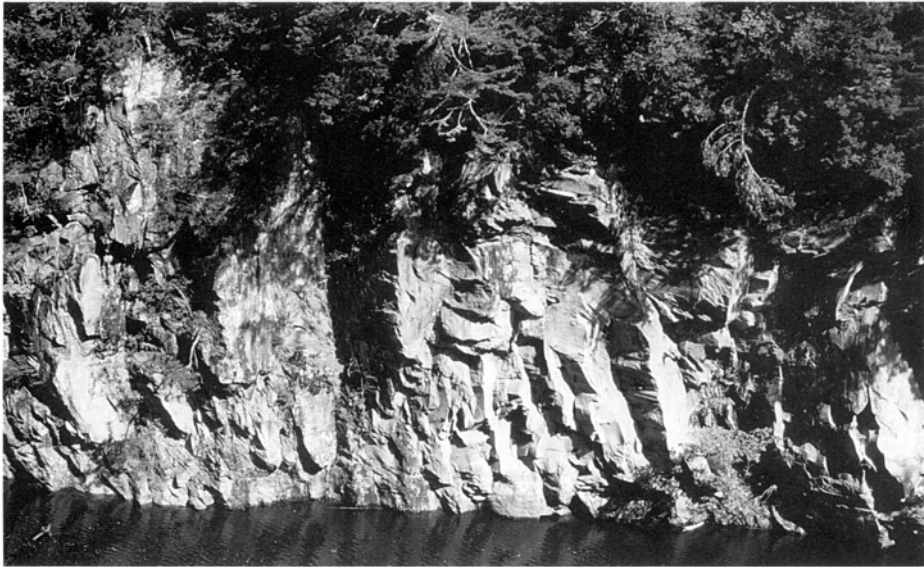
乗鞍火山以外の化学組成は以下の資料による: 鷲羽・雲ノ平火山; 中野(1989), 焼岳火山; 原山(1990), 新期御嶽火山; 山田・小林(1988)及び中野未公表資料



第 101 図 乗鞍火山噴出物及び野麦峠火山岩類の化学分析試料採取地点

VI. 2 御嶽火山噴出物 (Ot)

本地域に分布する御嶽火山噴出物は、降下テフラ層を除くと、後期更新世の安山岩溶岩流のみで、新期御嶽火山の継子岳火山噴出物の一部に相当する(山田・小林, 1988)。本地域の南西隣の御嶽山地域の継子岳山頂部(標高 2,859 m)から約 15 km 北へ流下し、本地域の南西端、高根乗鞍湖に達している(第 102 図)。本地域内では 1 枚の溶岩流であり、層厚は 30 - 40 m である。岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩である。



第102図 御嶽火山噴出物の安山岩溶岩
マッシブな安山岩溶岩が湖に面して露出する(高根乗鞍湖の南端)。露頭の高さ約20m,
その上に10m近い厚さの上部クリンカーが発達する

VII. 中期更新世 - 完新世の堆積物

(吉岡敏和・中野 俊)

VII. 1 段丘堆積物

乗鞍岳地域の段丘堆積物は、主として奈川とその支流の黒川及び境川に沿って比較的よく発達する。本報告では、本地域における段丘面を日本第四紀学会(1987)に基づいて大きく3分し、中期更新世に形成されたものを高位段丘、後期更新世最終間氷期に形成されたものを中位段丘、最終氷期以降に形成されたものを低位段丘とする。中位段丘は、現河床との比高や面上を覆う示標降下テフラ層との関係から、中位Ⅰ・中位Ⅱ・中位Ⅲ段丘の3面に区分できる。なお、本報告で高位段丘としたものについては、さらに細分される可能性があるが、地形面の保存が悪く、形成年代も不確定であるため、中位Ⅰ段丘より高位に位置するものを一括して扱う。

高位段丘堆積物 (th)

本地域東部の奈川右岸には、山地斜面に尾根状の緩斜面が認められる。面の直下には大礫 - 巨礫を主とする厚さ 10 m 以上の円礫層が分布し、この礫層が緩斜面を構成していると考えられるが、面の保存が悪く、堆積原面か否かは明らかでない。また、分布高度も 1,300 m - 1,600 m と幅を持っており、いくつかに細分される可能性がある。しかし、後述する中位段丘堆積物に比べて明らかに高い位置に分布するため、この礫層を中期更新世のものと考え、一括して高位段丘堆積物とした。

中位 I 段丘堆積物 (tm₁)

平林(1987)の金原面構成層に相当する。奈川村黒川渡から寄合渡にかけての奈川右岸に広く分布する。段丘面の現河床との比高は 80 - 100 m で、面の開析が比較的進んでいるため、平坦面の保存はよくない。堆積物は厚い礫層を主体とし、平林(1987)によれば、ソグラ沢南では層厚約 50 m で、最大径約 2 m の花崗岩の巨礫を主とする亜円 - 亜角礫層からなる。テフラ層との関係では、段丘面が開析されているため面上に載るテフラ層から段丘の形成年代を知ることができないが、1 段低位の中位 II 段丘堆積物中に鬼界葛原火山灰層 (K-Tz、後述) が挟まれることから(平林, 1987)、約 8 万年前より古い時期に形成されたと考えられる。

中位 II 段丘堆積物 (tm₂)

平林(1987)の上ノ原面構成層に相当する。奈川・黒川及び境川に沿って最も広く分布する。段丘面は、黒川流域を除いてよく平坦面を残しており、現河床との比高は、奈川沿いで 40 - 60 m、黒川沿いで 60 - 80 m である。中位 I 段丘と共に厚い礫層で構成される堆積段丘で、黒川沿いで 15 - 20 m、寄合渡付近で約 60 m、川浦付近で 30 m 以上の層厚を持つ(平林, 1987)。寄合渡の魚イラズ川沿いでは本堆積物の下半部に鬼界葛原火山灰層 (K-Tz) が挟まれているのが確認されている(平林, 1987)。また、保平西方では礫層中に御岳湯町軽石層 (On-Kt、後述) が挟まれている(平林, 1987)。一方、黒川沿いでは段丘面を覆うテフラ層から大山倉吉軽石層 (DKP、後述) が見いだされており(平林, 1987)、これらのテフラ層との関係から本段丘堆積物の堆積年代は約 8 万年前から約 5 万年前までと考えられる。

中位 III 段丘堆積物 (tm₃)

平林(1987)の古宿面構成層に相当する。奈川及び黒川に沿って幅 100 - 200 m の段丘面を形成して分布する。段丘面の現河床との比高は 20 - 50 m で、平坦面はよく保存されている。堆積物の厚さは確認できないが、直線状の侵食崖に沿って発達する分布形態から浸食段丘と考えられる。

低位段丘堆積物 (tl)

平林(1987)の田ノ萱面構成層に相当する。奈川及び黒川に沿って分布するが、分布は断片的で段丘面の面積も小さい。段丘面の現河床との比高は 10 - 20 m である。堆積物は厚さ 2 - 5 m の大 - 巨礫大の亜角礫層からなり、面上は厚さ 50 cm 程度の黒ボク土に覆われる(平林, 1987)。

Ⅶ. 2 湖成堆積物 (1)

湖成堆積物は、番所溶岩の流出により堰止められて生じた湖の堆積物である。乗鞍高原の南、前川に架かる白樺橋の南西の狭い範囲に露出するが、崖錐及び扇状地堆積物の下位にも分布すると推定される。確認できる層厚は20m以上である。

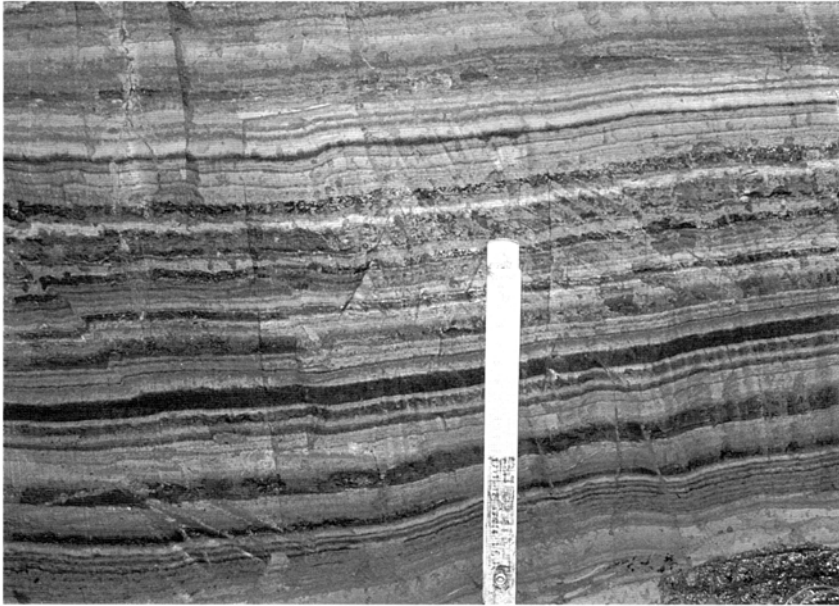
本堆積物は細粒砂、シルト、粘土層を主体とし、礫層を挟む。細粒砂-シルト層は細礫混じりで、葉理を示すことがある。礫層は砂及びシルトを基質とする淘汰の悪い堆積物で、乗鞍火山の安山岩または美濃帯堆積岩起源の径20cm以内の亜角礫ないし亜円礫を含む。粘土層は0.3-2cm単位の暗緑色・黒色・明灰色の3色模様を呈し、層厚10m以上の縞状粘土層である(第103及び104図)。斜交層理が見られることもあり、また、しばしば小断層が発達している。

Ⅶ. 3 地すべり堆積物 (ls)

地すべり堆積物は、本地域南西部の大峰西斜面、ダナ川の左岸、及び北東部の奈川渡ダムにゅうやまの南(入山地区)に分布している。大峰の西では滑落崖もかなり明瞭で、滑落崖の下には板状節理の発達した最大径6mに達する安山岩岩塊を含む崩壊堆積物が分布している。ダナ川の左岸では、下位の土石流堆積物との間に層厚約15mの河床堆積物を挟むことがあり、板状節理の発達した安山岩岩塊を含み、大きい



第103図 湖成堆積物中の縞状粘土の露頭
前川に架かる白樺橋の南西約400m



第 104 図 湖成堆積物中の縞状粘土
3色の粘土の互層．スケールの長さ 18cm．第 103 図の露頭の接写

岩塊は数 m 大にもなる．一部では溶岩露頭のようにも見えるが，節理に沿って空隙ができていたり，その隙間が泥質物で満たされており，固結後に多少なりとも移動して定置したことを示している．供給源と考えられる滑落崖は不明瞭である．

VII. 4 土石流堆積物 (d)

土石流堆積物は，本地域北部の湯川沿い，南西部の飛驒川支流のダナ川及び脇谷沿いに分布する．また，本地域北西部，大崩山の北には，安山岩とチャートの岩塊からなる岩屑が分布し，層厚はかなり薄いと思われるが，緩斜面を構成している．これも本堆積物に含める．

湯川沿いでは，白骨地区の上流に美濃帯堆積岩を覆って分布し，やや不明瞭な平坦面を岩屑が構成している．礫は最大径 3 m の角のとれた安山岩岩塊であり，同質の細礫ないし砂，風化した泥質物を基質とする，淘汰の悪い未固結の堆積物である．少量の美濃帯砂岩・頁岩礫も含む．最大層厚は 30 m に達する．十石山から桔梗ヶ原にかけての湯川上流部は小規模な谷頭崩壊を頻繁に繰り返していると考えられるが，本堆積物はそのうちでも比較的新しい時期(最新期?)にもたらされた崩壊堆積物の一部であると考えられる．

飛驒川本流高根乗鞍湖から脇谷まで，さらに支流のダナ川沿いには明瞭な緩斜面が谷沿いに分布し，岩屑がこれらを構成している．脇谷や本谷では，最大層厚 20 m 以上，最大径 3 m の安山岩・デイサイト礫のほか，チャート・頁岩礫も多く含まれている．礫は角が丸くなっていることが多い(第 105 図)．



第 105 図 土石流堆積物の露頭
露頭の高さ約 20m. 野麦集落の北, 本谷 (標高 1,600m 地点)

基質は泥や中粒砂ないし粗粒砂からなり, 未固結である. 一部に, 淘汰のよい粗粒砂を主体とし, 細礫ないし中礫大のチャート・頁岩礫を含む成層した堆積物を挟むことがある. なお, ダナ川真谷と東谷の合流点付近には, 砂層や泥層を挟み, 基質の膠結度がよく, 礫/基質比の大きい層厚約 10 m の岩屑が分布している. より古い堆積物であると考えられるが, これも本堆積物に含めた.

VII. 5 温泉堆積物 (s)

温泉堆積物は, 本地域北部の湯川中流, 白骨温泉付近に分布する, 更新世末期ないし完新世の石灰華である(第 106 図). 湯川右岸では, 土石流堆積物を覆う. 湯川左岸の湯元(地質図上で温泉記号を入れた地点)から^{すいどお}隧通し(湯川に架かる天然の橋)にかけて, さらに隧通しの南側, そして湯川右岸の泡の湯付近(小梨平)に厚さ 20 - 30 m の石灰華の沈澱が見られる. 本堆積物の一部は, “白骨温泉の噴湯丘と球状石灰石”として昭和 27 年に国の特別天然記念物に指定されている. かつては多くの噴湯丘や噴泉塔があったが, 現在ではいずれも活動していない. 直径 1 mm ないし 10 mm, まれに 4 cm に達する球状方解石(球状石灰石)や, 木の葉の型(植物化石)をつけた“木の葉石”が見られることがある(南安曇郡誌改訂編集会, 1956, p.124 - 128 ; 山田, 1992).

VII. 6 崖錐及び扇状地堆積物 (ta)

崖錐堆積物は稜線直下の斜面や斜面下に小規模に発達する. 礫や細粒物からなり, 未固結である.



第 106 図 白骨温泉付近の温泉堆積物(石灰華)
断面には植物の細い枝の型が残っている。レンズキャップの直径約 5cm

扇状地堆積物は、岩井谷の低地帯の蛇出谷，前川上流の前川本谷，小大野川沿い鈴蘭地区などに分布し，小扇状地を形成している。主に安山岩礫からなり，砂や泥を含む未固結の堆積物である。美濃帯堆積岩起源の礫も含む。

Ⅶ. 7 現谷床及び凹陷地埋積堆積物 (a)

現谷床堆積物は主な河川沿いに狭く分布している。礫や細粒物からなる未固結の堆積物である。なお，本地域北端，沢渡の西に分布する本堆積物は，梓川の旧河床の堆積物である。

凹陷地埋積堆積物は，乗鞍火山の主稜線周辺において，新期の火山噴出物の堰止めにより生じた凹地を埋めて分布している。礫や細粒物からなる未固結の堆積物であるが，現在その表層では湿地帯が発達していることが多い。

Ⅶ. 8 降下テフラ層(地質図では省略)

本地域及びその周辺には，御嶽火山起源の降下テフラ層を中心に，広域示標テフラ層を含む降下テフラが分布する。以下に本地域で確認された示標テフラ層を下位より記載する(記号は町田・新井，1992に基づく)。

御岳第一軽石層 (On-Pm1)

小林ほか(1971)，町田(1990)による。御嶽火山(御岳とも表記される)を給源とする白色 - 黄白色の降

下軽石を主体とし、中部・南関東地方から東北地方南部に広がる広域示標テフラである。本地域では平林(1987)によって野麦峠の斜面堆積物の中から見出されている。町田・新井(1992)によれば、降下年代は 80,000 - 95,000 年前、特徴的な鉱物として角閃石・黒雲母及び微量の斜方輝石を含み、屈折率は火山ガラスで $n=1.501 - 1.503$ 、斜方輝石で $\gamma=1.706 - 1.711$ 、角閃石で $n_2=1.681 - 1.690$ である。

鬼界葛原火山灰層 (K-Tz)

Nagaoka (1988) による。南九州の鬼界カルデラを給源とする巨大火砕流に伴う降下火山灰層で、西日本から東北地方南部にまで分布が確認されている。白色 - 淡黄色のガラス質火山灰層で、本地域では野麦峠において 15 cm の層厚で見られるほか、寄合渡の魚イラズ川沿いでは中位 II 段丘堆積物の下半部に挟まれている(平林, 1987)。町田・新井(1992)によれば、降下年代は 75,000 - 95,000 年前、特徴的な鉱物として斜方輝石・単斜輝石及び石英を含み、屈折率は火山ガラスで $n = 1.496 - 1.500$ 、斜方輝石で $\gamma = 1.706 - 1.709$ である。南関東において、On-Pm 1 より上位であることが確認されている(町田・新井, 1992, p.71)。

御岳湯町軽石層 (On-Kt)

竹本ほか(1987)による。御嶽火山を給源とし、発泡のよい橙色の軽石からなる。給源から北北東方向に分布の主軸を持って広がっており、本地域では、野麦峠において K-Tz の直上に層厚 80 cm で見られる(平林, 1987)。町田・新井(1992)によれば、特徴的な鉱物として斜方輝石・角閃石及び微量の単斜輝石を含み、屈折率は火山ガラスで $n = 1.503 - 1.505$ 、斜方輝石で $\gamma = 1.711 - 1.718$ 、角閃石で $n_2 = 1.676 - 1.685$ である。

御岳王滝軽石層 (On-Ot)

竹本ほか(1987)による。御嶽火山を給源とし、黄橙色の軽石からなる。給源から東北東方向に分布の主軸を持って広がっており、本地域では、野麦峠において On-Kt の 20 cm 上位に層厚 20 cm で見られる(平林, 1987)。また、境峠では 140 cm の層厚を有する(平林, 1987)。町田・新井(1992)によれば、特徴的な鉱物は斜方輝石で、屈折率は $\gamma = 1.707 - 1.710$ である。竹本ほか(1987)は、南隣の木曽福島地域内において本テフラ層の直上に阿蘇4火山灰層(Aso-4; 町田ほか, 1985)を見出している。

御岳奈川軽石層 (On-Ng)

竹本ほか(1987)による。御嶽火山を給源とし、発泡のよい黄橙色の軽石からなる。給源から北東方向に分布の主軸を持って広がっており、本地域において最も厚く分布する軽石層である。中位 I 段丘面上を覆って特徴的に分布しており、正沢において On-Ot の 70 cm 上位に層厚 90 cm で見られる(平林, 1987)。上位に青灰色の火山灰層を伴う。町田・新井(1992)によれば、特徴的な鉱物として斜方輝石・角閃石及び微量の単斜輝石を含み、屈折率は斜方輝石で $\gamma = 1.715 - 1.718$ 、角閃石で $n_2 = 1.679 - 1.687$ である。

大山倉吉軽石層 (DKP)

町田・新井(1979)による。鳥取県の大山火山^{だいせん}を給源とし、中部地方北部から東北地方南部に分布する広域示標テフラである。本地域では、黒川沿いにおいて層厚 3 cm 以下の細粒黄色軽石層として火山灰層中にレンズ状に挟まれる(平林, 1987)。町田・新井(1992)によれば、降下年代は 43,000 - 55,000 年前、特徴的な鉱物として角閃石・斜方輝石及び少量の黒雲母を含み、屈折率は火山ガラスで $n = 1.508$

- 1.514, 斜方輝石で $\gamma=1.702 - 1.708$, 角閃石で $n_2=1.668 - 1.675$ である.

始良Tn火山灰層 (AT)

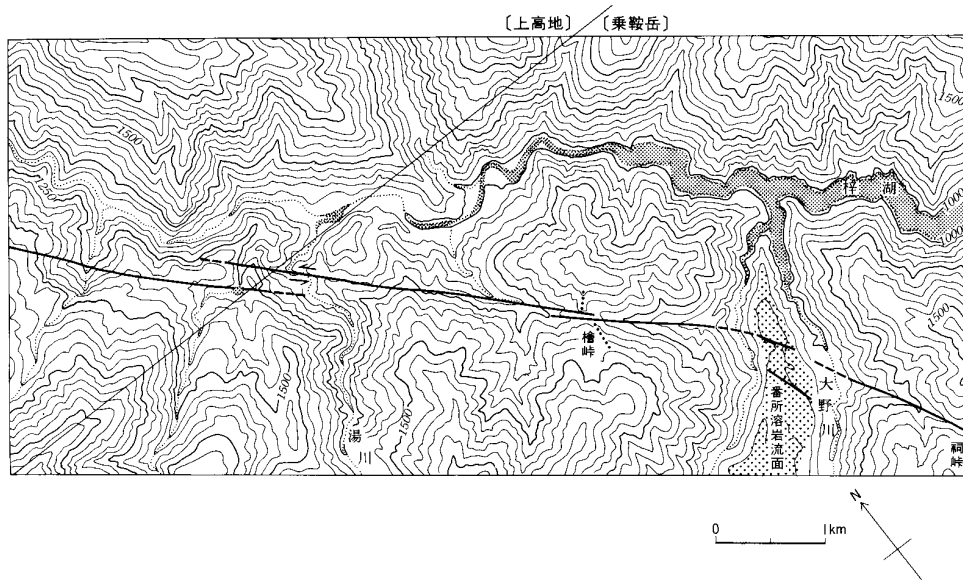
町田・新井(1976)による. 南九州の始良^{あいら}カルデラを給源とする降下軽石及び巨大火砕流とそれに伴う降下火山灰層で, 日本列島をほぼ覆う範囲で分布が確認されている. 本地域では, 黒川渡において層厚 3 cm の細粒ガラス質火山灰層として火山灰層中にレンズ状に挟まれる(平林, 1987). 町田・新井(1992)によれば, 降下年代は 22,000 - 25,000 年前, 特徴的な鉱物として斜方輝石・単斜輝石及び微量の石英を含み, 屈折率は火山ガラスで $n=1.498 - 1.501$, 斜方輝石で $\gamma=1.728 - 1.734$ である.

VIII. 活断層及び地震活動

(吉岡敏和)

VIII. 1 活断層

乗鞍岳地域における活断層としては, 本地域東部を北北西 - 南南東に延びる境峠断層(仁科, 1982)がある. 境峠断層は, 北隣の上高地地域の焼岳付近より南東隣の伊那地域の木祖村^{やぶはら}藪原付近に至る延長約 30 km の活断層である. 断層のトレースは安曇村大野川付近と奈川村^{よりあいど}寄合渡の南東でやや屈曲しており, 両地点の間では南北に近い走向を示す. 仁科ほか(1985)は, この断層に沿って地質境界の左横ずれや断層露頭などを記載しているが, 第四紀後期の活動を示す変位地形は全体的に不明瞭である. 以下に, 主として空中写真から判読された断層変位地形を記載する. 本地域北縁から北隣の上高地地域にかけては断層線とそれを横切る尾根線との交差部に鞍部が連なり, 断層を横切って流れる湯川の河谷には左ずれ屈曲が認められる(第 107 図). 屈曲量は約 100 m であり, 湯川沿いには断層破砕帯露頭が見られる. 桧峠及び祠峠では尾根線が約 300 m 左に屈曲しているのが認められるが, 屈曲は緩やかで見かけ上の屈曲の可能性がある. 大野川付近では, 番所溶岩からなる台地に地溝状の凹地が見られる. 凹地の幅は 200 - 300 m で, 南西側の崖高は約 20 m, 北東側は約 10 m である. またこの溶岩の分布範囲は, ゆるやかではあるが約 200 m 左に屈曲するような形態を呈している. 奈川村野麦峠スキー場下では, 中位 I 段丘面が東上がりに約 20 m 変位している. また, その南では中位 II 段丘面に小地溝状の地形が見られる. 仁科ほか(1985)が記載したソグラ沢の屈曲は, 隣接する河谷に系統的に認められず, 断層変位地形とは認定できない. 以上の断層変位地形から判断して, 境峠断層の活動は左横ずれ運動が主体で, 両屈曲部間の南北走向区間のみ東側隆起成分が含まれると考えられる. 活動度については横ずれ変位量の推定が困難であるが, 先に述べた番所溶岩の分布範囲の左ずれ屈曲を断層変位によるものと考えれば, 平均変位速度は $1 - 3 \text{ m}/10^3$ 年程度と見積ることができる. なお, 狩野・佐藤(1988)及び Kano and

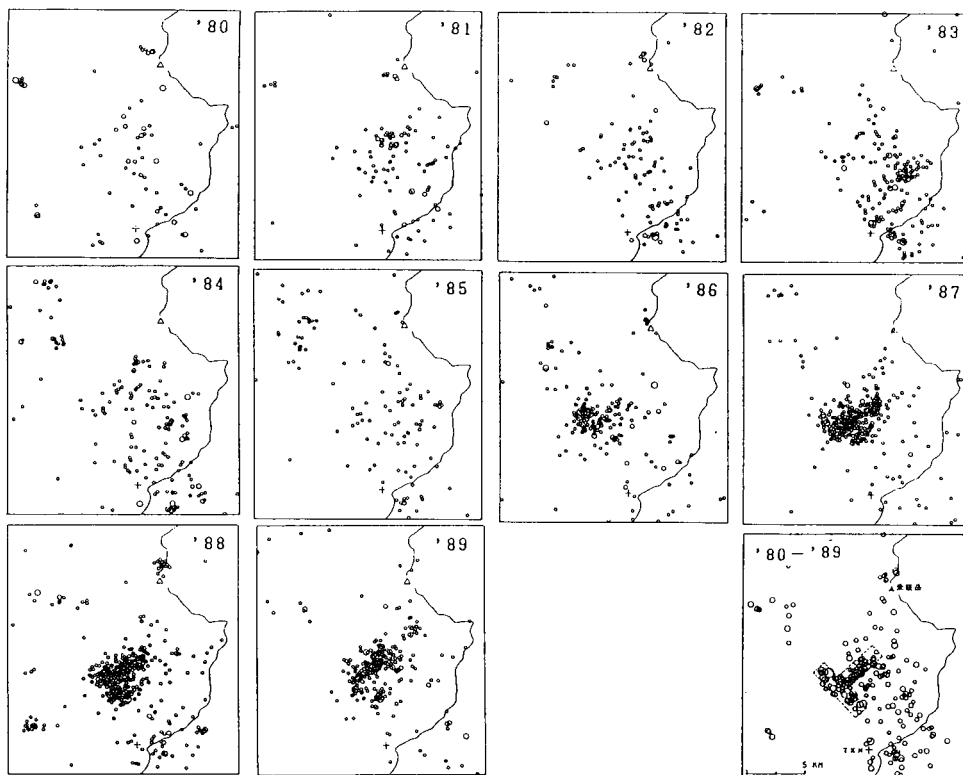


第 107 図 境峠断層に沿う断層地形 等高線間隔は 50 m

Sato (1988) が記載した断層破碎帯の変形構造や基盤岩変位量は、活断層としての境峠断層の活動の結果生じたものかどうか疑問である。

VIII. 2 地震活動

飛驒山脈に沿う帯状の地域では比較的活発な微小地震活動が見られ、それらはしばしばある地点に集中して群発化する傾向にある。名古屋大学理学部高山地震観測所(1990, 1993)によれば、本地域南西部に当たる乗鞍岳南麓では、1986年3月7日の $M = 5.1$ の極浅発地震を皮切りに群発地震活動が活発化した。活動は1990年1月25日の $M = 4.4$ の地震及び同年4月23日の $M = 4.2$ の地震の後、しだいに減衰傾向にあるものの、1992年11月現在、群発活動は依然活発である。第108図には1980年から1989年までの震央分布 ($M = 2$ 以上) を示すが、震央は北東 - 南西方向及びそれと直交する北西 - 南東方向の直線上に並ぶ傾向があり、その位置は黍生川支流の小長谷及びその延長と、高根乗鞍湖に沿う線にほぼ一致する。



第 108 図 乗鞍岳南南西の地震活動の推移 (名古屋大学理学部高山地震観測所, 1990)

IX. 応用地質

(中野 俊)

IX. 1 金属鉱床

乗鞍岳地域内には 1994 年現在, 稼行中の鉱山はない. かつて採掘または試掘が行われていた鉱山には以下のようなものがある. そのほか, 高根村日和田集落の北方では, かつて閃亜鉛鉱の採掘が行われていたらしいが, 詳細は不明である(豊 遙秋, 個人談話).

平湯鉱山

上宝村硫黄岳北方約 1.5 km にあった銅・鉛・亜鉛鉱山である。地質調査所(1956)によると、鉱床は断層性鉱脈 2 条であり、走向 N30° W、傾斜 80° W、延長約 800m である。黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱を産し、品位は Cu 2%、Pb 3%、Zn 3% である。本鉱山は明暦 3 年(西暦 1657 年)に開山したらしく、宝永 4 年(1707 年)に地震により崩壊して廃坑となったと記録されているが(上宝村, 1943, p. 114, p. 169), この地震は紀伊半島沖を震源する宝永地震(M=8.4)と思われる。また、この鉱山は 19 世紀中頃(天保年間)には 2 - 300 人を使用して盛んに採掘されたらしいが、慶応 3 年(1867 年)に一時休山している。その後明治 21 年(1888 年)になって再開され、隆盛時は精錬飯場 4 棟、工作飯場 7 棟や長屋 6 棟などが作られ、かなりの規模で採掘が行われたらしい。明治 28 年に一時休鉱、翌年(1896 年)再開したが成功せず休山したという(上宝村, 1943, p. 853 - 854)。鉱山跡周辺では鉱毒により植生が発達しておらず、現在でも建物の残骸や坑道入口を見ることができる。

乗鞍鉱山

安曇村鈴蘭地区にあった鉛・亜鉛、マンガン、鉄を採掘した鉱山である。別名、大樋^{おほいび}鉱山とも呼ばれている。銀や鉛を目的として 16 世紀(戦国時代)に開発されたのが本鉱山の最初といわれ、マンガン鉱床、硫化鉄鉱床、磁鉄鉱床及び鉛・亜鉛鉱床が近接地域に集合して(数 100 m の範囲?)産する鉱山である。開山後、休山・探鉱を何度か繰り返したらしいが、昭和 20 年以来閉山したままである。また、金属鉱床のほかに、石灰岩を採掘し焼成した跡も見られたという(東京通商産業局鉱山部ほか, 1957)。

鉛・亜鉛鉱床は、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱を鉱石として含む、石灰岩を交代した長さ 12 m、幅 4 m の接触交代鉱床らしいが、詳細は不明である(地質調査所, 1956)。

マンガン鉱床に関しては、三本杉(1951)及び東京通商産業局鉱山部ほか(1957)の記載がある。それらによると、本鉱床は石灰岩とチャート(または頁岩)の境界付近にみられる幅 10 m 程度の破砕帯中に不規則に交代あるいは鉱染状をなして胚胎する、硬マンガン鉱を含む二酸化マンガン鉱である。品位は Mn40 - 48% である。

硫化鉄鉱床は、黄鉄鉱が石灰岩中に交代されて生じたものであり、少量の黄銅鉱、斑銅鉱、閃亜鉛鉱などが共生している。磁鉄鉱鉱床は石灰岩中に存在するらしいが、詳細は不明である(三本杉, 1951)。

八木沢鉱山

奈川村入山の南西、ヤギ沢にあったマンガン鉱山である。1 - 3 号鉱床があった。1 号鉱床は、含銅硫化鉄鉱床と共生し、幅 0.7 m、延長 5 m の露頭である。2 号鉱床は、幅 2.5 m、長さ 4 m 程度の露頭、3 号鉱床は幅狭く延長 7 m 以上である。本鉱山は稼行・休山を何度か繰り返したらしく、第二次大戦中には盛んに稼行し、約 2,000 トンを出鉱したという(吉村, 1952, p. 265; 吉村・吉永, 1959; 吉村, 1969, p. 609 - 610)。

マンガン鉱石中にはバラ輝石を多量に含むが、テフロ石、アラバндаイト、マンガン重石などの含マンガン鉱物も含まれている。そのほか、ヘルバイト(ヘルビン)というベリリウムを含む希元素鉱物が産することが報告されている(吉村・吉永, 1959; Yoshinaga, 1959; 長島・長島, 1960, p. 347 - 349)。

奈川鉱山

奈川村黒川渡の東、ミヤ沢にあったタングステン鉱山である。美濃帯砂岩が花崗岩によって接触変成

した部分の石英脈中に、鉄マンガン重石と螢石を産した(長野県地学会, 1962, p.71). また、長島・長島(1960, P.349)によると、グライゼン化(高温型鉱化作用を受け、変質花崗岩が生成)した鉱床を貫いてペグマタイトが網状に発達し、上記鉱物のほか、トパーズやチンワルド雲母(リチウムを含む希元素鉱物)が産するという。

屋形原鉱山

奈川村屋形原地区にあったマンガン鉱山である。美濃帯頁岩中の塊状鉱床で、昭和30年頃、約500トンの高品位の炭マン(マンガン鉱石の一種)が得られたと記載されている(吉村, 1969, p.610)。

月夜沢鉱床

奈川村川浦の南、月夜沢沿いにあったマンガン鉱床である。鉱石は灰色炭マンを主としていたと記されている(吉村, 1969, p.610)。実際に採掘が行われたかどうかは不明である。

IX. 2 非金属鉱床

本地域内には^{やぶはら}藪原長石鉱山があり、1994年現在、稼行中である。そのほか、湯川上流の湯川温泉の源泉付近には硫黄の鉱床があり、かつては硫黄の採取が行われていたらしく、鉱染作用によりチャート中に塊状に産するもの、安山岩中に交代もしくは昇華鉱床としてみられるものがあったという(南安曇郡誌改訂編纂会, 1956, p.120)

藪原長石鉱山

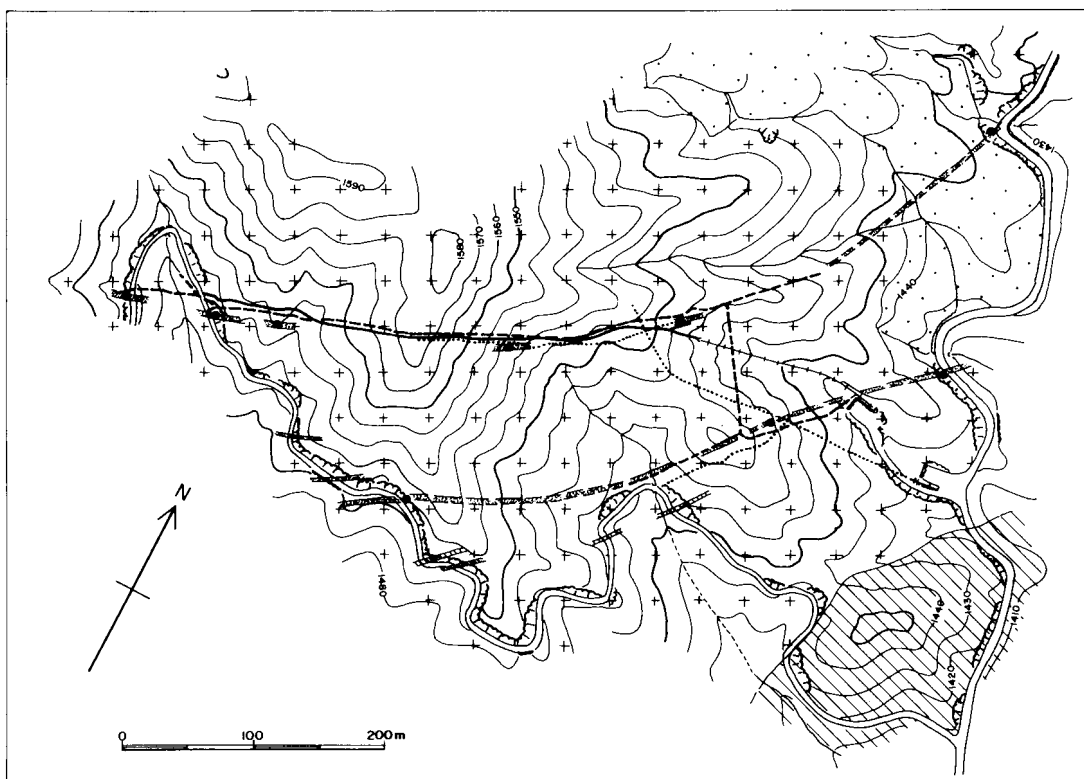
木祖村、境峠の南にある長石鉱山である(第109図)。1969年に開発のための調査が行われた(岡野・向井, 1971)。鉱石はタイル、陶磁器のうわぐすりや砥石、ガラス関係に用いられており、3,000トン/年の生産量である(工業技術連絡会議窯業連絡部会, 1992, p.138)。

須藤・高木(1994)によると、本鉱山の鉱床は奈川花崗岩中に岩脈として産するアプライト質花崗岩中に胚胎する。第1及び第2鉱床があり、前者は長さ500m、脈幅は1.4-1.8m、後者は長さ450m、脈幅1.8-2.0mである。鉱床を胚胎するアプライト質花崗岩は、強変質部、弱変質部及び非変質部に区分される。強変質部は通称“ソーダ長石”と呼ばれる長石鉱で、ほとんど長石のみからなるが、産出量が少ないこと、ソーダ(Na)成分が高すぎることから利用されていない。弱変質部は、強変質部を取り巻いて岩脈全体に広く分布する。ほぼ等量の石英、アルパイト及びカリ長石からなる変質アプライトであり、この部分が“藪原長石”と呼ばれて利用されている。非変質部(アプライト-石英斑岩)は岩脈の急冷縁及び弱変質部中の球状残存物として出現する。本鉱床は、アプライト質花崗岩岩脈が、ソーダ及びアルミナに富む熱水溶液による交代変質作用を受けて形成されたと考えられている。

本鉱床の西方にも数本のアプライト岩脈があり、また、大寄合川にもアプライト転石が多数あることから、本鉱床付近には未発見の多数の鉱床が存在すると推定されている(岡野・向井, 1971)。

IX. 3 採石

安曇村乗鞍高原では番所溶岩の表面に産するブロック状の安山岩岩塊が庭石として利用されている。



凡例

	崖錐性堆積物		玄武岩岩脈		アプライト質 花崗岩岩脈		粗粒花崗岩		美濃帯堆積岩類
--	--------	--	-------	--	-----------------	--	-------	--	---------

—— 第2坑(標高1464m) - - - 第1坑(標高1434m) ····· 第0坑(標高1422m) + + + 軌道

第109図 蕨原長石鉞山の平面図 (須藤・高木, 1994)
アプライトを採掘している。黒丸は開発以前の主要露頭位置

本地域南西端に分布する御嶽火山から流出した安山岩溶岩も、主として木曾福島地域内の日和田開拓地区において採石されており、御岳石と呼ばれて庭石として利用されている。また、本地域西端、高根村の石仏山南西の小長谷には、かつて“原石山”と呼ばれた採石場跡があり、高根第一ダム(昭和44年完成)の建設用骨材として美濃帯砂岩を大量に砕石として利用したようである。

IX. 4 温泉

乗鞍岳地域の温泉としては、安曇村に白骨温泉及び湯川温泉(乗鞍高原温泉として利用)、奈川村に奈川温泉、新奈川温泉及び渋沢温泉があり、いずれも宿泊施設等に引湯し利用されている。そのほか、乗鞍火山の東中腹標高2,230m付近(安曇村、冷泉小屋前)には硫気臭のある流水があり、冷泉れいせんと呼ばれている。かつては冷湯とも呼ばれたらしい(佐藤, 1904)。また、乗鞍火山の南山麓の濁川流域(高根村)には、泉温10℃以下の単純硫黄泉(新泉質名同じ:濁川上流右俣、標高1,850m付近)及び単純炭酸泉(新

泉質名，単純二酸化炭素泉：野麦集落北西約 800 m)が自然湧出し，野麦温泉と呼ばれていたが(岐阜県発行の温泉分析表一覧による，昭和 42 年分析)，現在は利用されていない。

白骨温泉

安曇村の白骨地区一体で利用されている温泉である¹¹⁾。昭和50年の資料では，泉温25℃以下のもの1，25 - 42℃が3，42℃以上が12の計16ヶ所の源泉があり，泉質は単純硫化水素泉(新泉質名，単純硫黄泉(硫化水素型))及び重曹硫化水素泉(新泉質名，含硫黄 - ナトリウム - 炭酸水素塩泉(硫化水素型))で，pH = 6.5 - 6.9，総湧出量は4,127.3 リットル/分である。この温泉は17世紀(元禄14年発見?)から利用されているが，昭和20年代後半からボーリング掘削による開発が行われ，ボーリングによる源泉数，湧出量は天然の温泉を上回っているという(掛川，1976)。湯元温泉群の源泉はほぼ直線状に北西 - 南東方向に配列しているとされる(鳥居ほか，1954)。

湯川温泉

安曇村の湯川上流，標高2,000 m付近の右岸に約300 mにわたって数ヶ所から湧出している温泉である¹²⁾。この付近は硫気変質が著しく，美濃帯のチャートが白色化し，スーパー林道蛭窪トンネルの北や大丹生岳 - 硫黄岳方面から認めることができるほどで，かつては湯川爆裂火口といわれていた(第110図；神津，1911)。昭和51年，源泉から乗鞍高原鈴蘭地区まで7.6 km余りの引湯が行われ，乗鞍高原温泉として利用されている。掛川(1976)によると，泉温42 - 50℃，pH = 3.0 - 3.2，泉質は酸性硫化水素泉(新泉質名，酸性 - 含硫黄(・ナトリウム) - 硫酸塩泉(硫化水素型))である。源泉での湧出量は2,000 リットル/分に達しているが(長野県企画部，1970)，引湯されているのは約1,500 リットル/分と記されている(服部，1981)。源泉では湯の華の採取が現在でも行われている。

奈川温泉

奈川村屋形原地区に位置する温泉で，鎌倉時代に発見されたとされる。泉温は22℃程度であったらしい。新たに昭和31年からボーリングによる掘削が始まり，これまで3ヶ所の源泉が得られている。このうち現在利用されているのは昭和47年に掘削されたもの1ヶ所(深度200 m)である。ポンプにより揚水しており，泉温43.3℃，pH = 7.4，泉質は重曹泉(新泉質名，ナトリウム - 炭酸水素塩泉)である(永井，1992)。

新奈川温泉

昭和62年，奈川村黒川渡地区に掘削された温泉である(深度650 m)。ポンプにより揚水しており，泉温26.5℃，pH = 7.0，泉質はナトリウム - 炭酸水素塩泉である(永井，1992)。

渋沢温泉

昭和52年，奈川村木曾路原地区きそじはら(寄合渡南南東約2 km)に掘削された温泉である(深度1,000 m余り)。昭和63年から引湯され利用が始まった。ポンプにより揚水しており，泉温32.4℃，pH = 9.6，泉質はアルカリ性単純泉である(永井，1992)。平成5年には木曾路原地区の多くの宿泊施設にも引湯された。

11) 地質図上の温泉記号は，多数の源泉のうち，湯元温泉群(湯川の左岸)，泡の湯(湯川の右岸，小梨平)をそれぞれ1ヶ所で代表した。

12) 国土地理院発行の5万分の1地形図等には，この源泉より下流の標高1,700 m付近に温泉記号が記されているが，誤記である。



第 110 図 湯川上流の変質帯

鳥帽子溶岩に覆われる美濃帯チャートが白色化している(写真下半)。谷底には乗鞍高原温泉の源泉(湯川温泉)が湧出している。上の平坦面は桔梗ヶ原、右上が大丹生岳(スーパー林道蛭窪トンネルの北より望む)。湯川爆裂火口と呼ばれ、神津(1911)によって硫気孔があると記載された場所はこちらである

文 献

- Adachi, M. (1971) Permian intraformational conglomerate at Kamiaso, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.77, p.471 - 482.
- (1976) Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol.23/24, p.13 - 55.
- 足立 守(1977) 美濃帯の中生代タービダイト砂岩中の碎屑性クロリトイドとその地質学的意義. *地質雑*, vol.83, p.341 - 352.
- (1979) 日本の中・古生代地向斜の発展. 加納 博教授記念論文集, p.119 - 141.
- (1982) 美濃帯の *Mirifusus baileyi* 群集についての一考察. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p.211 - 225.
- Adachi, M. and Kojima, S. (1983) Geology of the Mt. Hikagedaira area, east of Takayama, Gifu

- Prefecture, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol.31, p.37-67.
- Adachi, M., Kojima, S., Wakita, K., Suzuki, K. and Tanaka, T. (1992) Transect of central Japan: from Hida to Shimanto. In Adachi, M. and Suzuki, K., eds., *29th IGC Field Trip Guide Book Vol.1, Paleozoic and Mesozoic terranes: Basement of the Japanese island arcs*, Nagoya Univ., p.143-178.
- 足立 守・水谷伸治郎(1971) 美濃帯古生層の sole markings と古流系について. 地質学論集, no.6, p. 39-48.
- Adachi, M. and Suzuki, K.(1994) Precambrian detrital monazites and zircons from Jurassic turbidite sandstones in the Nomugi area, Mino Terrane. *Jour. Earth Planet. Sci., Nagoya Univ.*, vol.41, p.33-43.
- 坂 市太郎(1887) 飛騨四近地質報文. 地質要報, no.3, 農商務省地質局, p.205-309.
- 地質調査所(編)(1956) 日本鉱産誌 BI-b, 主として金属原料となる鉱石-銅・鉛・亜鉛-. 地質調査所.
- Choi, D. R. and Fujita, T. (1970) On some Middle Permian fossils from the Shirahone Limestone, Nagano Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, sec.IV, vol.14, p.365-381.
- Crowell, J. C. (1957) Origin of pebbly mudstones. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol.68, p.993-1010.
- 藤原咲平(1928) 乗鞍岳亀ヶ池付近の亀甲形礫堆に就て. 地理学評論, vol.4, p.815-819.
- 降旗和夫・中田令夫(1981) 乗鞍岳の地形と地質. 乗鞍の歴史と民俗, 長野県文化財保護協会, p.202-212.
- Greenly, E. (1919) The geology of Anglesey. *Great Britain Geol. Surv. Mem.*, vol.1, p.980.
- 原山 智(1990) 上高地地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 175p.
- (1994) 世界一若い露出プルトンの冷却史-北アルプス, 滝谷花崗閃緑岩の年代と冷却モデル. 地質学論集, no.43, p.87-97.
- ・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫(1985) 中部地方における白亜紀~古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, vol.39, p.345-357.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G. (1990) *A geologic time scale 1989*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 263 p.
- 服部祐雄(1981) 急速に発展する乗鞍高原. 乗鞍の歴史と民俗, 長野県文化財保護協会, p.165-189.
- 平林 潔(1987) 長野県南安曇郡, 奈川流域の段丘形成史. 駒沢大学大学院地理学研究, no.17, p.15-31.
- Hori, R. and Otsuka, T. (1989) Early Jurassic radiolarians from the Mt. Norikuradake area, Mino Terrane, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.32, p.175-199.
- 猪郷久義(1956) 飛騨山地福地付近の石炭系および二疊系, 特に一の谷層群の紡錘虫化石群集帯について. 地質雑, vol.62, p.217-240.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba belt, Southwest Japan (Part 1, Part 2). *Bull. Kyoto Univ. Education*, ser.B, no.65, p.15-71.

- 石川賢一・吉田武義・青木謙一郎(1992) 中部日本, 乗鞍岳火山噴出物の地球化学. 東北大学核理研究報告, vol.25, p.227-240.
- 石川俊夫(1958) 鳥海及び乗鞍火山帯の岩石学的特性. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p.263-277.
- 礧見 博・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, 43p.
- ・片田正人(1959) 木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相についての考察. 地質調査所月報, vol.10, p.1037-1052.
- 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.
- 掛川一夫(1976) 乗鞍高原の温泉-白骨, 湯川-. 乗鞍の自然と文化-総合学術調査報告書-, 長野県, p.123-129.
- Kamei, T. (1952) The stratigraphy of the Palaeozoic rocks of the Fukuji district, southern part of Hida mountainland (Study on Paleozoic rocks of Hida I). *Jour. Fac. Liberal Arts, Shinshu Univ.*, no.2, p.43-74.
- 上宝村(1943) 上宝村誌, 岐阜県吉城郡上宝村, 874p.
- 金子智幸・山崎正男・佐藤博明(1976) 飛驒山地に分布する高原火砕流堆積物について(演旨). 火山, 第2集, vol.21, p.127-128.
- 狩野謙一(1975) 長野県, 北部木曾-梓川地域の上部古-中生層の層序. 地質雑, vol.81, p.285-300.
- Kano, K. (1979) Giant *Dekkenpaket* and olistostrome in the eastern Mino district, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, ser. II*, vol.20, p.31-59.
- 狩野謙一・佐藤博文(1988) 境峠断層(木曾山地北部-飛驒山地南部の活断層)の基盤岩変位量. 地質雑, vol.94, p.51-54.
- Kano, K. and Sato, H. (1988) Foliated fault gauges: examples from the shear zones of the Sakai-toge and Narai Faults, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.94, p.453-456.
- 鹿野忠雄(1937) 本邦火山体の氷蝕に関する予察. 地理学評論, vol.13, p.93-112.
- 加納 博(1961) Maturity からみた大谷礫岩と沢渡礫岩-含花崗質岩礫岩の研究(その10). 地質雑, vol.67, p.350-359.
- 鹿沼茂三郎(1956) 岐阜県南部美濃山地の二疊系礫岩について. 東京学芸大学研究報告, vol.7, p.99-104.
- 片田正人・礧見 博(1962) 5万分の1地質図幅「伊那」及び同説明書. 地質調査所, 28 p.
- ・————(1964) 5万分の1地質図幅「塩尻」及び同説明書. 地質調査所, 52p.
- ・————・山田直利・村山正郎・河田清雄(1961) 中央アルプスとその西域の地質, その3 : 領家帯の地質構造. 地球科学, no.57, p.17-23.
- 気象庁(1991) 日本活火山総覧(第2版). 483p.
- 木曾谷第四紀研究グループ(1967) 木曾川上流部の第四紀地質 I. 地球科学, vol.21, p.1-10.
- 小林国夫・小林武彦・清水英樹(1971) 御岳火山噴出物による Tephrochronology. 竹原平一教授記念論文集, p.191-218.
- 小林武彦(1969) 乗鞍火山の地質(演旨). 地質雑, vol.75, p.112-113.

- 小林武彦(1975) 「乗鞍火山帯」火山岩の化学的特徴(演旨). 火山, 第2集, vol.19, p.165.
- 工業技術連絡会議窯業連絡部会(編)(1992) 日本の窯業原料. 919p.
- Koike, T., Igo, H., Takizawa, S. and Kinoshita, T. (1971) Contribution to the geological history of the Japanese Islands by the conodont biostratigraphy part II. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.77, p.165-168.
- 小嶋 智(1982) 高山市東部地域のジュラ紀, 三疊紀, 二疊紀放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.5, p.81-91.
- 小嶋 智(1984) 岐阜県高山市東部の中・古生層の層序と構造. 地質雑, vol.90, p.175-190.
- 神津俣祐(1911) 乗鞍火山地質調査報告. 震災予防調査会報告, no.71, 71p.
- 町田 洋(1990) 小林国夫氏以後のテフロクロノロジーーとくに御岳第1軽石層を中心にー. 小林国夫教授論文選集, p.649-662.
- ・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰-始良Tn火山灰の発見とその意義. 科学, vol.46, p.339-347.
- ・————(1979) 大山倉吉軽石層ー分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑, vol.88, p.313-330.
- ・————(1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- ・————・百瀬 貢(1985) 阿蘇4火山灰ー分布の広域性と後期更新世示標層としての意義ー. 火山, 第2集, vol.30, p.49-70.
- Matsuoka, A. (1982) Jurassic two-segmented Nassellarians (radiolaria) from Shikoku, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.25, p.71-86.
- 南安曇郡誌改訂編纂会(編)(1956) 南安曇郡誌 第一巻, 1030p.
- 湊 正雄(1951) 飛騨山地に薄衣型礫岩あり. 鉱物と地質, vol.4, p.4-6.
- Mizutani, S. (1964) Superficial folding of the Palaeozoic system of central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol.12, p.17-83.
- , Hattori, I., Adachi, M., Wakita, K., Okamura, Y., Kido, S., Kawaguchi, I. and Kojima, S. (1981) Jurassic formations in the Mino area, central Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol.57, ser.B, p.194-199.
- 守屋以智雄(1983) 乗鞍・草津白根・白山火山の完新世テフラ層の噴火予知に関する研究. 「中部日本の休火山に関する活動予知のための基礎的研究」, 昭和57年度科学研究費補助金自然災害特別研究(1)報告書, p.53-68.
- (1993) 噴火史研究による噴火の開始時期・規模・種類・経過の長期予測. 「火山災害の規模と特性」, 文部省科学研究費自然災害特別研究報告書, No.A-4-5, p.5-14.
- 長橋良隆(1993) 岐阜県高山盆地に分布する恵比須峠溶結凝灰岩層と東海層群嘉例川火山灰層の対比について. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, p.320.
- ・小坂共栄・日比伸子(1994) 中部日本における後期鮮新世大規模火砕流堆積物. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, p.210.

- 永井節治(1992) 地形と地質. 奈川村誌 自然編(奈川村誌編集委員会編), p.13-42.
- 長野県地学会(1962) 20万分の1長野県地質図及び説明書(改訂版). 内外地図, 78p.
- 長野県企画部(1970) 乗鞍山麓湯川国有林内未利用温泉. 未利用温泉利用計画に関する調査研究報告書, p.1-16.
- Nagaoka, S. (1988) The late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. *Geograph. Rep., Tokyo Metropol. Univ.*, no.23, p.49-122.
- 長島乙吉・長島弘三(1960) 日本希元素鉱物. 長島乙吉先生祝賀記念事業会, 436p.
- 名古屋大学理学部高山地震観測所(1990) 最近の乗鞍岳南麓の群発地震活動(1989年5月1日~1990年5月17日). 地震予知連絡会会報, vol.44, p.329-332.
- (1993) 飛騨地方の最近の地震活動(1992年5月~1992年11月). 地震予知連絡会会報, vol.49, p.403-404.
- 中野 俊(1984) 乗鞍火山の地質と岩石. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.362.
- (1989) 北アルプス, 鷲羽・雲ノ平火山の地質. 火山, 第2集, vol.34, p.197-212.
- Nakano, S., Fukuoka, T. and Aramaki, S. (1987) Trace element abundances in the Quaternary volcanic rocks of the Norikura volcanic chain, central Honshu, Japan. *Geochem. Jour.*, vol.21, p.159-172.
- 日本第四紀学会(編)(1987) 日本第四紀地図 地形・地質・活構造図及び解説書. 東京大学出版会, 119p.
- 仁科良夫(1982) 境峠断層について. 長野県地学研究報告集, no.2, p.31-34.
- (1983) 梓川断層群について. 長野県地学研究報告集, no.3, p.26-30.
- ・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄(1985) 長野県の活断層—活断層分布図と資料—. 信州大学理学部紀要, vol.20, p.171-198.
- 野田勢次郎・佐藤傳蔵(1921) 花崗岩. 20万分の1地質図幅「高山」説明書, 地質調査所, p.50-54.
- Notsu, K., Arakawa, Y., Nakano, S. and Yamasaki, M. (1989) Lateral variation in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of volcanic rocks from central Japan. *Geochem. Jour.*, vol.23, p.45-55.
- 小川琢治(1914) 信濃国梓川の氷河遺跡. 地学雑, vol.26, p.1-7.
- ・田中秀作(1914) 常念山脈南部に於ける氷河作用に就て. 地学雑, vol.26, p.667-678, 768-777.
- 岡野武雄・向井清人(1971) 長野県木曾郡木祖村藪原長石鉱床調査報告. 地下資源調査報告1969, 長野県商工部, p.1-8.
- 奥野 充・中村俊夫・守屋以智雄・早川由紀夫(1994) 乗鞍岳火山, 位ヶ原テフラ層直下の炭化木片の加速器 ^{14}C 年代. 名古屋大学古川総合研究資料館報告, no.10, p.71-77.
- 大塚 勉(1985) 長野県美濃帯北東部の中・古生界. 地質雑, vol.91, p.583-598.
- (1986a) 長野県美濃帯および領家帯弱変成部の変形様式. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.7, p.187-196.

- 大塚 勉(1986b) 美濃帯からの *Gongylothorax sakawaensis* - *Stichocapsa naradaniensis* 群集放散虫 (ジュラ紀新世)の産出とその意義(演旨). 日本地質学会関西支部報, no.100, p.40-41.
- Otsuka, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.31, p.63-122.
- (1989) Mesoscopic folds of chert in Triassic-Jurassic chert-clastics sequence in the Mino Terrane, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.95, 97-111.
- 大塚 勉(1989) 美濃帯付加コンプレックスとその形成. 構造地質, vol.34, p.37-46.
- ・渡辺晃二(1992) イライトの結晶度からみた美濃帯泥質岩の弱変成作用. 地質学論集, no. 38, p.135-145.
- 大関久五郎(1915) 梓川溪谷島々付近の地形に就て. 地学雑, vol.27, p.982-993.
- (1916) 再び梓川溪谷島々付近の地形に就て. 地学雑, vol.28, p.44-54, 107-117.
- Raymond, L. A. (1984) Classification of melanges. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, no.198, p.7-20.
- 斎藤 眞・塚本 斉(1993) チャート角礫岩-美濃帯中部, 七宗-武儀地域における産状と放散虫化石. 地質雑, vol.99, p.117-133.
- 斎藤尚人・塩野敏昭・三谷 豊(1984) 高山市東方の高原火山岩類と第四系について. 地質雑, vol.90, p.371-382.
- 三本杉巳代治(1951) 長野県乗鞍鉦山の鉦床と地質構造について. 鉦物と地質, vol.4, p.183-185.
- 佐藤傳蔵(1904) 乗鞍岳登山の記. 地質雑, vol.11, p.351-358.
- Shibata, K. and Adachi, M. (1974) Rb-Sr whole-rock ages of Precambrian metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate from central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.21, p.277-287.
- 志水次郎(1948) 乗鞍火山岩中の包含岩塊(演旨). 地質雑, vol.54, p.98.
- (1950) 乗鞍火山一の池火口熔岩中の珪質ゼノリス(演旨). 地質雑, vol.56, p.272.
- (1952) 乗鞍火山の地質(演旨). 地質雑, vol.58, p.267.
- Shimizu, S. and Itaya, T. (1993) Plio-Pleistocene magmatism controlled by two overlapping subducted plates, central Japan. *Tectonophys.*, vol.225, p.139-154.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸(1988) 両白-飛騨地域に分布する鮮新-更新世火山岩のK-Ar年代. 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, no.14, p.1-36.
- 須藤定久・高木哲一(1994) 長野県, 蕨原長石鉦山の交代性長石鉦床-その産状と岩石記載-. 地質月報, vol.45, p.257-265.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1991) Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the Th-U-total Pb chemical isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. Jour.*, vol.25, p.357-376.
- , ——— and Tanaka, T. (1991) Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. *Sediment. Geol.*, vol.75, p.141-147.

- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦(1987) 新期御岳テフラ層の層序と時代—中部日本における編年上の意義—。第四紀研究, vol.25, p.337-352.
- 竹内秀行(1988) 長野県南安曇郡奈川村周辺地域の層位学的研究。長野県地学研究報告集, no.8, p.2-7.
- 田中邦雄(1976) 乗鞍岳付近の地形・地質。乗鞍の自然と文化—総合学術調査報告書—, 長野県, p.71-99.
- ・小林国夫・亀井節夫(1952) 沢渡礫岩の層位的位置。信州大学教育学部研究論集, no.2, p.108-116.
- 田中秀作(1916) 信濃梓川溪谷に於ける氷河遺跡に就て。地学雑, vol.28, p.176-182.
- 東京通商産業局鉱山部・長野県商工部工業課・長野県鉱業会(1957) 長野のマンガ。長野県鉱業会, 47p.
- 鳥居鉄也・山県 登・島 誠(1954) 乗鞍岳を中心とする地球化学的研究, 第1報 白骨温泉について。温泉科学, vol.6, p.15-17.
- 牛丸周太郎(1969) 乗鞍火山の地形・地質。日本自然保護協会調査報告, no.36, p.21-48.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.39, p.675-757.
- 渡辺晃二(1991) 長野県西部安曇村周辺的美濃帯の泥質岩について。総合研究(A)連絡誌「変動帯の砂岩—日本列島を例として—」, no.2, 昭和63-平成2年度文部省科学研究費補助金「総合研究A」研究成果報告書, p.54-58.
- 山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遥秋(1985a) 高山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 111p.
- ・加藤碩一・小野晃司・岩田 修(1985b) 北アルプス周辺地域の鮮新世—更新世珪長質火山岩類のK-Ar年代。地質調査所月報, vol.36, p.539-549.
- ・小林武彦(1988) 御嶽山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.
- ・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一(1988) 20万分の1地質図幅「高山」。地質調査所。
- ・柴田 賢・佃 栄吉・内海 茂・松本哲一・高木秀雄・赤羽久忠(1992) 阿寺断層周辺地域の火成岩類の放射年代と断層活動の時期。地質調査所月報, vol.43, p.759-779.
- ・脇田浩二(1990) 20万分の1地質図幅「飯田」第2版。地質調査所。
- 山田哲雄(1992) 中部地方の天然記念物。地質ニュース, no.453, p.38-49.
- 矢野賢治(1985) 長野県, 木曾山地北部 味噌川層の地質と放散虫化石。日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p.162.
- Yao, A. (1982) Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.25, p.53-70.
- (1983) Late Paleozoic and Mesozoic radiolarians from Southwest Japan. In Iijima, A.

Hein, J.R. and Siever, R., eds., *Siliceous deposits in the Pacific region*, Elsevier, Amsterdam, p.361-375.

吉村豊文(1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会, 567p.

————(1969) 日本のマンガン鉱床補遺 後編 日本のマンガン鉱山. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, vol.9, 特別号-2, p.1-1004.

————・吉永真弓(1959) 長野県八木沢鉱山産ヘルバイト. 鉱物雑, vol.4, p.34-41.

Yoshinaga, M. (1959) Helvite from Yagisawa Mine, Nagano Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol.9, p.47-53.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kanazawa (10) No.53



GEOLOGY

OF THE

NORIKURADAKE DISTRICT

By

Shun NAKANO, Tsutomu OTSUKA, Mamoru ADACHI,
Satoru HARAYAMA and Toshikazu YOSHIOKA

(Written in 1994)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Norikuradake district, located in the southern end of the Japan Alps (Hida Mountains) of central Japan, is underlain chiefly by the Permian to Jurassic sedimentary complex of the Mino terrane, the Late Cretaceous to Neogene intrusive rocks (e.g. Nagawa Granite and granite porphyry), the Pliocene volcanic rocks and products of the Quaternary Norikura and Ontake Volcanoes (Middle Pleistocene to Holocene). Quaternary deposits such as terrace deposits (Middle Pleistocene to Holocene) have a restricted distribution. The sedimentary complex and the Nagawa Granite have been largely displaced by the Sakai-tōge fault which trends N-S to NW-SE in the eastern part of the district; its Late Pleistocene faulting is recognized in the displaced terrace deposits. The outline of stratigraphic successions of this district is shown in Figure 1.

Permian to Jurassic sedimentary complex of the Mino terrane

The sedimentary complex of the Mino terrane consists of the Shirahone, Hirayu, Sawando, Shimashima and Misogawa Complexes, all of which exhibit characteristics typical of melanges having allochthonous blocks and sheets in shaly matrix of Jurassic

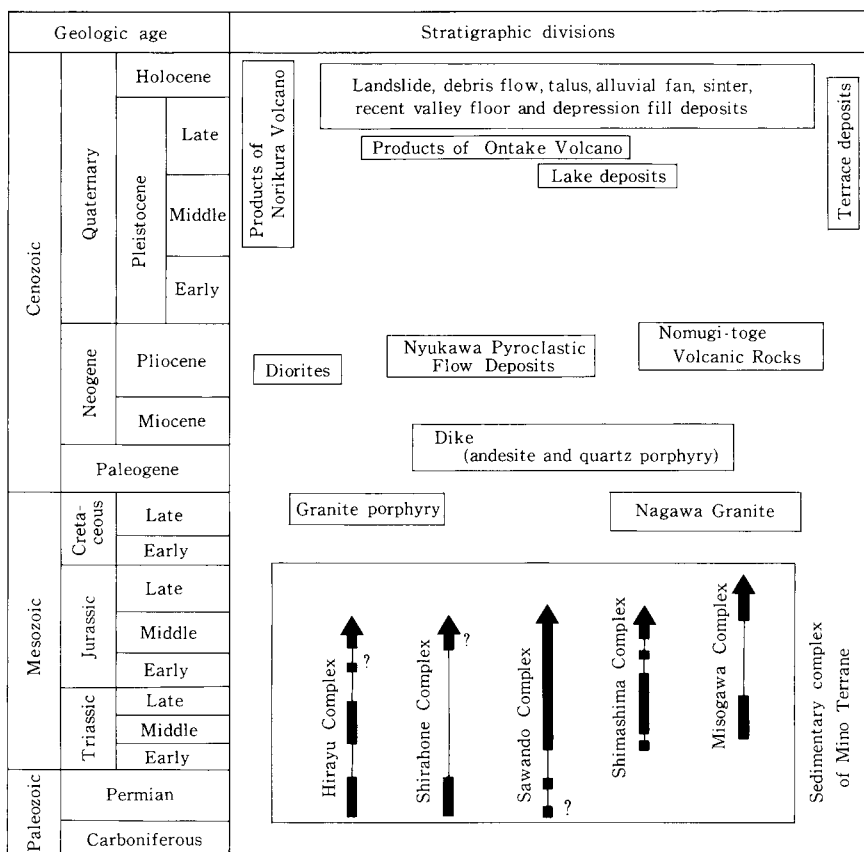


Fig.1 Summary of geology in the Norikuradake district.

age. The Shirahone Complex is composed essentially of basalt, limestone and chert of Permian age, with minor pebbly shale; limestone yields Middle Permian fusulinids, and chert yields radiolarians and conodonts of nearly contemporaneous age. The Hirayu Complex consists of rock assemblages similar to those of the Shirahone Complex, but blocks of Triassic chert are also common in the Hirayu Complex. The Sawando Complex is characterized by the tectonically repeated sheets of Early Triassic to Middle Jurassic chert-clastic sequences composed of siliceous claystone, chert, siliceous shale and turbidite, in ascending order. Some sandstone of the Sawando and Misogawa Complexes have lenticular intercalations of conglomerate with granitoid and gneiss clasts. The Shimashima Complex consists almost entirely of pebbly shale that has chert blocks in siliceous shale of Middle Jurassic age. The Misogawa Complex is composed predominantly of sandstone and shale, with minor chert lenses; some shale of this complex yields Late Jurassic radiolarians.

Intrusive rocks

Intrusive rocks consist of the Nagawa Granite, granite porphyry dikes, quartz porphyry dikes, andesite dikes and small diorite masses. The Nagawa Granite outcrops as an elongated stock in N-S direction in the eastern part of the district. It intrudes into the sedimentary complex of the Mino terrane with a thermal areole. Pelitic rocks of the sedimentary complex have been metamorphosed to cordierite hornfels within 0 to 900 m from the contact, and to biotite hornfels within 900 to 1400 m. The Nagawa Granite is a vertically zoned pluton grading from equigranular coarse-grained hornblende-biotite granite and granodiorite ($\text{SiO}_2=72\%$) in the deepest part to porphyritic biotite granite ($\text{SiO}_2=72\%$) and equigranular fine-grained muscovite-biotite granite ($\text{SiO}_2=76\%$) at the shallowest level. None of these facies contain magnetite. The K-Ar ages of coexisting hornblende and biotite from the deepest facies of the pluton are 66.7 ± 1.5 Ma and 68.9 ± 3.4 Ma, respectively. The ages and magnetite-free character suggest that the granite has an affinity with the Late Cretaceous Naegi-Agematsu Granite (occurring in Tōnō and Kiso area, central Japan).

Granite porphyry and quartz porphyry outcrop as dikes in the western part of the district. Andesite dikes are found as small dikes throughout the area, and make a dike swarm in the southwestern part of the district. Diorites of Neogene(?) are exposed as small dikes and stocks in the northern part of the district. They are composed of porphyritic tonalite to diorite and fine-grained hornblende diorite.

Pliocene volcanic rocks

Pliocene volcanic rocks are composed of the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposits and the Nomugi-tōge Volcanic Rocks. The K-Ar dating indicates Late Pliocene age of both volcanic activities. The Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposits from eruptions in the northern Kamikochi district are mostly densely-welded pyroclastic rocks of dacite composition. In the Norikuradake district, its distribution is restricted to small areas at the western margin. The Nomugi-tōge Volcanic Rocks are composed of lavas, intrusives and pyroclastic rocks with andesite and dacite compositions ($\text{SiO}_2=55-71\%$), intercalating with clastic sediments such as lake deposit and colluvial deposit. Its main body, thought to be formed in subaqueous and surface sedimentary environments, fills a caldera-like depression with a maximum diameter of 5 km.

Middle Pleistocene to Holocene volcanic rocks

Products of the Norikura and Ontake Volcanoes form the Middle Pleistocene to Holocene volcanic rocks. The product of the Ontake Volcano is restricted to the southwestern end of the district, a downstream part of a single andesite lava flow of Late Pleistocene age. The main body of the Ontake Volcano is present in the southern Ontakesan and Kiso-Fukushima districts. The products of the Norikura Volcano (volcano group) are widely disseminated in the northwestern part of this district. Several volcanic

centers are arranged in a N-S direction. Thick lava flows and domes with andesite and dacite compositions ($\text{SiO}_2=53-70\%$) are predominant, while pyroclastic materials are restricted. The volcano is subdivided into Sencho, Eboshi and Takamagahara Volcanoes at the older stage, and Yotsudake, Ebisu and Gongen-ike Volcanoes at the later stage. The youngest Gongen-ike Volcano has been active in Holocene. The older volcanic bodies (Middle Pleistocene) are largely lost by erosion and collapse. The eruptive volume is estimated to around 26 km^3 in total, though the present volume is approximately 15 km^3 . The maximum thickness of volcanic piles is no more than 700 m, even under the volcanic center.

Middle Pleistocene to Holocene deposits

Most of the Middle Pleistocene to Holocene deposits are fluvial or colluvial, and are narrowly distributed along the mountain valley or in small-scale depressions. The lake deposits, accumulated in a small lake dammed up by a lava flow of the Norikura Volcano, are characterized by varved sediments (clay). The sinter deposits (calcareous sinter) are associated with the Shirahone hot spring.

Economic geology

Manganese and Cu-Pb-Zn ore deposits occur at several places in the sedimentary complex of the Mino terrane. Small tungsten deposits are associated with the Nagawa Granite. None of these metal mines are worked today. Feldspar deposits of metasomatic type are embedded in aplitic granite of the Nagawa Granite and are mined now.

There are two famous natural hot springs named Shirahone and Norikura-kōgen (Yukawa) in the district. Recently, new thermal springs have been developed in a few places by pumping the thermal water up from drilled wells.

文献引用例

中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和(1995) 乗鞍岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 139p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Nakano, S., Otsuka, T., Adachi, M., Harayama, S. and Yoshioka, T. (1995) *Geology of the Norikuradake district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 139 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

平成 7 年 2 月 24 日 印 刷

平成 7 年 3 月 1 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 溝 手 堅 冶

印 刷 所 アサヒビジネス株式会社

茨城県つくば市竹園 2-11-16

© 1995 Geological Survey of Japan