

地域地質研究報告

5 万分の 1 図幅

金沢(10)第 52 号

高山地域の地質

山田直利・足立 守・梶田澄雄
原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋

昭和 60 年

地 質 調 査 所

55(521.53)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

金沢(10)第52号

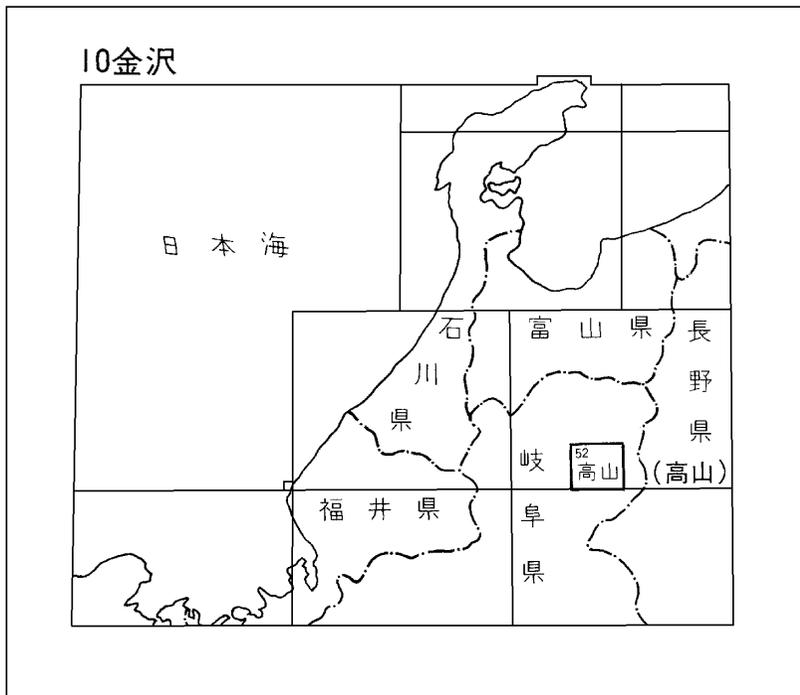
高山地域の地質

山田直利・足立 守・梶田澄雄
原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋

昭和60年

地質調査所

位置図



()は1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	2
II. 地質概説	3
III. 荒城川層	8
IV. 美濃帯の中・古生層	10
IV. 1 概 要	10
IV. 2 小八賀川層	10
IV. 3 根方層	11
IV. 4 髭多山層	13
IV. 5 大西層	13
IV. 6 駄吉層	17
IV. 7 未区分中・古生層	19
IV. 8 地質構造	20
IV. 8.1 褶曲構造	20
IV. 8.2 断 層	21
V. 下ノ原花崗閃緑岩	21
VI. 濃飛流紋岩類及び関連する貫入岩類	24
VI. 1 研究史及び層序の概要	24
VI. 2 中之宿凝灰岩層	27
VI. 3 錦山溶結凝灰岩層	30
VI. 4 船山溶結凝灰岩層	34
VI. 5 青屋凝灰岩層	39
VI. 6 九蔵川溶結凝灰岩層	40
VI. 7 火砕岩岩脈	45
VI. 8 花崗閃緑斑岩	46
VI. 9 花崗斑岩及び石英斑岩	47
VI. 10 地質構造	49
VI. 11 フィッショントラック年代	51
VII. 岩 脈	52
VII. 1 斑れい岩	52
VII. 2 安山岩	52
VIII. 鮮新-更新統	53
VIII. 1 研究史及び概要	53
VIII. 2 松原礫層	55

VIII. 3	松本礫層	56
VIII. 4	桐山礫層	56
VIII. 5	大洞層	57
VIII. 6	丹生川火砕流堆積物	61
VIII. 7	玄武岩溶岩及び岩脈	66
VIII. 8	茶屋野凝灰岩層	67
VIII. 9	見座礫層	68
VIII. 10	久々野凝灰角礫岩層	68
VIII. 11	山梨礫層	70
VIII. 12	上野泥流堆積物	70
VIII. 13	江名子礫層	72
VIII. 14	上宝火砕流堆積物	73
VIII. 15	山口礫層	79
IX.	乗鞍火山噴出物	79
IX. 1	概要	79
IX. 2	烏帽子溶岩	80
IX. 3	千町溶岩	81
IX. 4	平金溶岩	82
IX. 5	恵比須溶岩	83
X.	段丘・崖錐及び崩積堆積物	83
X. 1	段丘堆積物	83
X. 2	崖錐及び崩積堆積物	84
XI.	沖積層	85
XII.	活構造	86
XII. 1	活構造概要	86
XII. 2	活構造各説	87
XIII.	応用地質	92
XIII. 1	概要	92
XIII. 2	銅・鉛・亜鉛	94
XIII. 3	マンガン	96
XIII. 4	螢石	96
XIII. 5	石灰石	97
XIII. 6	珪石	97
XIII. 7	温泉	97
	文献	97
	Abstract	103

図・表・図 版 目 次

第1図	高山市上岡本町から江名子断層崖を眺める……………	2
第2図	高山図幅地域の地体構造上の位置と中・古生層の岩相区分……………	3
第3図	濃飛流紋岩類分布域の地質概略図……………	5
第4図	小八賀川層の枕状玄武岩溶岩……………	11
第5図	小八賀川層の赤褐色チャート中の褶曲した層状ドロマイト……………	12
第6図	根方層の玄武岩中の層状チャートブロック……………	12
第7図	髭多山層の varved chert ……………	13
第8図	大西層の薄い凝灰質頁岩を挟む層状珪質頁岩……………	14
第9図	大西層の砂岩頁岩互層……………	15
第10図	大西層及び駄吉層中の碎屑性ざくろ石の組成図……………	16
第11図	大西層中のスランプ礫岩……………	16
第12図	美女峠北方におけるジュラ系大西層と周りの二畳・三畳系との関係を示すルートマップ……………	17
第13図	駄吉層のスランプ礫岩……………	18
第14図	未区分中・古生層の石灰岩とチャート……………	18
第15図	大西層の珪質頁岩と周りのチャートとの断層関係……………	20
第16図	丹生川村駄吉林道切割にみられる駄吉衝上断層……………	21
第17図	下ノ原花崗閃緑岩，船山溶結凝灰岩層中の花崗岩岩片及び花崗閃緑斑岩中に捕獲された花崗岩のモード組成……………	23
第18図	中之宿凝灰岩層基底の不整合面……………	27
第19図	中之宿凝灰岩層と中・古生層との急斜した不整合関係を示すルートマップ……………	28
第20図	中之宿凝灰岩層中の碎屑岩層の分布を示すルートマップ……………	29
第21図	高山市松本町-三福寺町における錦山溶結凝灰岩層と基盤岩との不整合面のトレース ……	30
第22図	錦山溶結凝灰岩層と荒城川層(緑色片岩)とのアバット不整合……………	31
第23図	錦山溶結凝灰岩の基底部近くに含まれる砂岩岩片……………	32
第24図	高山図幅地域の濃飛流紋岩類のモード組成……………	33
第25図	鈴蘭高原ボーリングコアにみられる船山溶結凝灰岩層の垂直的岩相変化……………	35
第26図	船山溶結凝灰岩及び九蔵川溶結凝灰岩の MgO-全鉄(FeO)-Na ₂ O+K ₂ O 図 ……………	38
第27図	青屋凝灰岩層の露頭……………	40
第28図	朝日村青屋，水屋谷付近の広域林道沿いのルートマップ……………	41
第29図	九蔵川溶結凝灰岩と基盤(玄武岩)の逆転不整合の露頭……………	42
第30図	九蔵川溶結凝灰岩層のユータキサイト構造……………	43
第31図	九蔵川溶結凝灰岩層中の頁岩岩片……………	43

第32図	玄武岩溶岩を貫く凝灰岩岩脈	45
第33図	花崗閃緑斑岩と暗色包有物	46
第34図	高山図幅及びその周辺地域の濃飛流紋岩類及びその基盤岩類の地質構造図	49
第35図	濃飛流紋岩類及びそれに関連する貫入岩類中のジルコンの年代値頻度分布	51
第36図	高山図幅地域の鮮新-更新統の総合柱状図	54
第37図	荒城川層(緑色片岩)を不整合に覆う松原礫層と、その上位の松本礫層	55
第38図	桐山礫層	56
第39図	大洞層及び丹生川火砕流堆積物の地質柱状図及び位置図	58
第40図	斜層理を示す大洞層の軽石質火山灰層	58
第41図	大洞層の露頭	59
第42図	大洞層下部の泥炭の花粉分析ダイアグラム	60
第43図	丹生川火砕流堆積物及び上宝火砕流堆積物の分布図	61
第44図	丹生川火砕流堆積物の分布範囲, 基底面等高線図及び流走方向	62
第45図	丹生川火砕流堆積物の基底部に発達するグラウンドサージ堆積物	63
第46図	丹生川火砕流堆積物の基底部のチャート質角礫岩レンズ	63
第47図	丹生川火砕流堆積物, 茶屋野凝灰岩層及び上宝火砕流堆積物の関係を示すスケッチ	67
第48図	見座礫層	68
第49図	久々野凝灰角礫岩層	69
第50図	久々野凝灰角礫岩層に含まれる風化した丹生川火砕流堆積物の巨礫	70
第51図	山梨礫層	71
第52図	上野泥流堆積物の露頭スケッチ	71
第53図	江名子礫層	72
第54図	江名子礫層, 上宝火砕流堆積物及び山口礫層の関係を示す露頭	74
第55図	高山市数河東方の生井採石場における上宝火砕流堆積物の垂直方向の岩相変化	76
第56図	上宝火砕流堆積物の柱状節理と層状構造	77
第57図	上宝火砕流堆積物(流紋岩溶結凝灰岩)のユータキサイト構造	77
第58図	上宝火砕流堆積物中の本質レンズ中の苦鉄質斑晶鈹物の Ca-Mg-Fe モル比と本質レンズのノルム輝石組成	78
第59図	千町溶岩の表層部に発達する岩屑堆積物	81
第60図	平金溶岩の自破碎構造	82
第61図	船山北東麓の崩積堆積物からなる緩斜面	85
第62図	高山図幅地域の活断層及び接峰面図	86
第63図	江名子断層(分岐断層)による江名子礫層の変形	88
第64図	猪之鼻断層による直線状の断層谷	91
第65図	濃飛流紋岩類分布域を中心とした鈹脈鈹床及び接触交代鈹床の分布	93

第1表	地質総括表	4
第2表	高山図幅地域の鮮新-更新統総括表	7
第3表	荒城川層及び美濃帯中・古生層中の玄武岩質岩石の化学組成	9
第4表	高山図幅地域の美濃帯中・古生層中の微化石リスト	10-11
第5表	下ノ原花崗閃緑岩の化学組成及びモード組成	22
第6表	濃飛流紋岩類の層序区分	25
第7表	高山図幅地域の濃飛流紋岩類の層序区分及び岩相一覧表	26
第8表	高山図幅地域の濃飛流紋岩類の化学組成及びモード組成	37
第9表	濃飛流紋岩類及びそれに関連する貫入岩類のフィッシュントラック年代	50
第10表	鮮新-更新世の礫層及び礫質堆積物の岩相一覧表	54
第11表	鮮新-更新世の火砕流及び降下火山灰堆積物のフィッシュントラック年代	60
第12表	丹生川火砕流堆積物及び上宝火砕流堆積物の化学組成及びモード組成	65
第I図版	1 荒城川層の緑色片岩	
	2 小八賀川層玄武岩溶岩中のクロムスピネルの自形結晶	
	3 小八賀川層中のドレライト	
	4 大西層砂岩中のクロリトイド砕屑粒	
第II図版	1 駄吉層砂岩中の珪線石片麻岩の岩片	
	2 駄吉層砂岩中のオーソコーツァイトの岩片	
	3 駄吉層の細粒砂岩	
	4 3の一部	
第III図版	1 船山溶結凝灰岩層中の黒雲母花崗岩の岩片	
	2 花崗閃緑斑岩中の黒雲母花崗岩(捕獲岩)	
第IV図版	1 錦山溶結凝灰岩層	
	2 船山溶結凝灰岩層	
	3 船山溶結凝灰岩層	
第V図版	1 九蔵川溶結凝灰岩層	
	2 九蔵川溶結凝灰岩層に挟まれる, 弱い層理を示す凝灰岩	
第VI図版	1 花崗閃緑斑岩	
	2 石英斑岩	
第VII図版	1 流紋岩凝灰岩の岩脈	
	2 デイサイト溶結凝灰岩(丹生川火砕流堆積物)	
第VIII図版	1 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(上宝火砕流堆積物)	
	2 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(上宝火砕流堆積物)	

高山地域の地質

山田直利*・足立 守**・梶田澄雄***

原山 智†・山崎晴雄††・豊 遙秋*

高山地域の地質図幅の作成は、地震予知特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として行われたもので、現地調査は昭和57・58兩年度に実施された。

本地質図幅並びに研究報告のとりまとめに当たっては、中・古生界に関しては足立が、濃飛流紋岩類と乗鞍火山噴出物に関しては山田が、鮮新-更新統に関しては梶田が、下ノ原花崗閃緑岩と鮮新-更新世の火山岩類については原山が、地形・段丘・活構造については山崎が、応用地質については豊が、それぞれ主として分担・執筆し、全般にわたる調整及び総括は山田が担当した。

これらのうち、中・古生界のとりまとめに当たっては、足立による昭和44年以來の美濃帯北部の調査研究結果並びに名古屋大学小嶋 智氏による昭和55年以來の本地域北西部の中・古生界の層序と構造に関する研究資料と成果(小嶋, 1984)を基礎とした。また、鮮新-更新統に関しては、梶田による昭和47年以來の高山-久々野地域の調査研究結果を基礎としてとりまとめた。

現地調査に際しては、小嶋 智氏、岐阜県博物館の笠原芳雄氏及び岐阜県立加茂高校の鹿野勘次氏(当時岐阜県立妻太農林高校)から多大の協力を受け、また未公表資料を提供していただいた。岐阜大学の小井土由光氏を始めとする濃飛流紋岩団体研究グループ並びに高山市図書館長の石原哲弥氏を始めとする飛騨地質学会の各位からは、現地及び室内での討論を通じて有益な示唆・助言を与えられた。御嶽鈴蘭高原観光開発株式会社からは貴重なボーリングコアを提供していただき、また、同試料の入手に当たっては元名古屋出張所長近藤善教氏に便宜を計っていただいた。名古屋営林局久々野営林署、同高山営林署及び朝日村役場の関係各位並びに朝日村の小林 繁氏及び沢浦捨吉氏御一家からは多大の便宜・協力をいただいた。また、岐阜大学及び愛知教育大学の学生諸氏には、現地調査に際して多大の協力をしていただいた。

本研究報告作成に当たり、中・古生界全般について名古屋大学水谷伸治郎氏から有益な助言をいただいた。放散虫化石については小嶋 智氏の御教示を受け、紡錘虫化石の一部については兵庫教育大学の小澤智生氏に鑑定をお願いした。鮮新-更新世の火砕流堆積物については、金沢大学の佐藤博明氏の御好意により同大学の卒業論文を利用させていただいた。名古屋大学地球科学教室の与語節生氏には薄片作成に協力していただいた。

以上の方々に厚く御礼申し上げる。

所内では、化学分析を技術部加藤甲壬・安藤 厚両技官に、粘土鉱物のX線解析を名古屋出張所下坂康哉技官及び同高田康秀技官に、帯磁率の測定を物理探査部金谷 弘技官に、磁化方位の測定を海洋地質部上嶋正人技官に依頼した。また、乗鞍火山噴出物については地質部中野 俊技官から、火砕流堆積物全般については地質部三村弘二技官から、また周辺地域の地質全般について地質部野沢 保・河田清雄両技官から、それぞれ有益な助言並びに未公表資料の提供を受けた。EPMA分析に関しては鉱床部佐藤興平技官、地質部奥村公男技官及び環境地質部曽屋龍典技官に、また蛍光X線分析に関しては地質部服部 仁技官及び元技術部大森貞子技官に御世話になった。化学分析値の

* 地質部 ** 名古屋大学理学部 *** 岐阜大学教育学部 † 名古屋出張所 †† 環境地質部

処理には地質部牧本 博技官の作成したプログラムを使用した。微化石リストの作成については地質部脇田浩二技官に協力していただいた。

本研究に使用した岩石薄片は、技術部大野正一・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・木村 朗の各技官及び北海道支所谷津良太郎・渡辺真治両技官の製作によるものである。

フィッシュントラック年代測定は綏土質工学研究所並びに東京都フィッシュン・トラックに、また花粉分析はパリーノ・サーベイ綏に依頼した。

I. 地 形

飛驒山脈とその西方、白山との間には飛驒山地と呼ばれる小起伏山地が広がっている。飛驒山地の中央部を北流する宮川に沿っては、一之宮、高山、古川などの中・小盆地が並んでいる。高山図幅地域はこの飛驒山地の南東部に位置し、東側は飛驒山脈と接し、西側は宮川に境されている。

本図幅地域はその地形的特徴から、図幅北西部の高山盆地、東部から北東部の乗鞍火山西麓地域、それに図幅南半部を占める小起伏山地地域に分けられる(第62図参照)。

高山盆地は海拔750 m以下の丘陵と、宮川、小八賀川沿いに発達する沖積地(海拔550-600 m)で構成される。河岸段丘はほとんど発達していない。丘陵は主に火砕流堆積物を含む鮮新-更新統で構成される(第1図)。丘陵の背面は比較的平坦であるが、堆積面はほとんど保存されていない。堆積物は薄く、盆地底や盆地中央部の丘陵には中・古生層や濃飛流紋岩類が露出する。

高山盆地の南東縁は比高300 mに及ぶ直線的な急崖で限られる(第1図)。これは西隣の三日町図幅地域から連続する江名子断層の断層崖である。高山盆地は第四紀に同断層の活動で相対的に沈下し形成された構造性の盆地である。

本図幅の東部から北東部の飛驒川以北の地域は、飛驒山脈の南部に位置する乗鞍火山の西麓に当たる。山頂の高度は1,000-2,100 mに及び、東から西へ向かって低下する。地形は急峻で谷が深く、隣接する谷と尾根の比高が500 mを超えるところもあるが、山頂部に火山噴出物からなる平坦面を残すこと

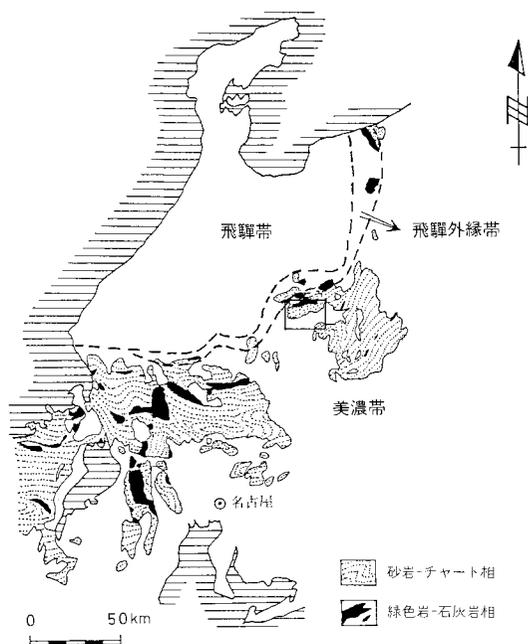


第1図 高山市上岡本町から江名子断層崖を眺める。手前の平坦な丘陵は主に丹生川火砕流堆積物からなる。分水嶺山地(位山分水嶺)の平坦面にも大洞層・丹生川火砕流堆積物などの鮮新-更新統が載っている。

が特徴である。特に、本図幅東端部の千町ヶ原や子ノ原高原には、乗鞍火山の溶岩台地からなる広い平坦面が発達する。また、北部の山稜上には鮮新世及び更新世の火砕流堆積物からなる緩斜面が認められる。

本図幅南半部の小起伏山地は、頂面高度は1,000-1,500m程で斜面傾斜も緩く、乗鞍火山西麓域とは対照的な、飛驒山地本来のなだらかな山地地形を示す(第61図参照)。山稜は東北東方向に配列するが、これは濃飛流紋岩類中に発達する断層の方向に規制されたものである。

高山盆地の南側を東北東方向へ延びる位山分水嶺(第1図)は、海拔1,000-1,200mの低く平坦な山稜であるが、太平洋に注ぐ飛驒川と日本海に注ぐ宮川を分ける重要な分水界である。これは、第四紀初頭以後の江名子断層の活動で形成された傾動・隆起地塊である。そのため、鮮新世には北流していた古飛驒川は下流を塞がれ、南へ流路を変更した。現在の飛驒川の流路が特異な逆U字形を示すのはこのためである。



第2図 高山図幅地域の地体構造上の位置と中・古生層の岩相区分 (ADACHI and KOJIMA (1983) による。四角の枠は高山図幅の範囲を示す)

II. 地質概説

中部地方の西南日本内帯は、地体構造上、北から、飛驒帯・飛驒外縁帯・美濃帯・領家帯の4帯に区分される。本図幅地域の大部分は美濃帯北縁部に当たるが、飛驒外縁帯の岩石も図幅北西隅にわずかに露出している(第2図)。

本図幅地域の地質は、古い方から、飛驒外縁帯の荒城川層、美濃帯の中・古生層、白亜紀末期の濃飛流紋岩類及び関連する貫入岩類、内陸盆地に堆積した鮮新-更新統、乗鞍火山噴出物及び更新世後期-完新世の堆積物から構成される(第1表)。これらのほか、小規模ではあるが、白亜紀後期の下ノ原花崗閃緑岩、第三紀の斑れい岩・安山岩の岩脈なども分布する。

飛驒外縁帯は、飛驒帯と美濃帯との間を占める構造帯で、主として中・上部古生層、それらを原岩とする変成岩、超苦鉄質岩類などから構成されている。高山市周辺では、北から南へ、上広瀬層(石炭系または二畳系)、森部層(二畳系)及び荒城川層(下部石炭系)が、NE-SW方向の帯状配列を示して分布している(YAMADA and YAMANO, 1980; 山田・山野, 1981)。本図幅地域には、主として緑色片岩からなる荒城川層のみが分布している。

荒城川層とその南方に分布する美濃帯中・古生層との関係は、本図幅地域では両者の境界部が濃飛流

第1表 地質総括表

地質時代		層序区分	岩相 (貫入岩を含む)	地史		
新 生 代	第四紀	更新世後期 完新世	沖積層 段丘・崖錐・崩積堆積物 乗鞍火山噴出物	輝石安山岩・黒雲母角閃石輝石安山岩など	乗鞍火山帯の活動	
		更新世中期	山口礫層 土宝火砕流堆積物(0.65Ma) 江名子礫層	流紋岩溶結凝灰岩	焼岳(?)付近で火砕流噴出 江名子断層の活動激化	
		更新世前期	久々野凝灰角礫岩層 見座礫層	輝石安山岩	位山分水嶺の発生	
		鮮新世	玄武岩溶岩・岩脈(2.0Ma) 丹生川火砕流堆積物(27Ma) 大洞層(3.1Ma) 松原礫層ほか	普通輝石かんらん石玄武岩 デイサイト溶結凝灰岩 流紋岩凝灰岩	乗鞍岳付近で火砕流噴出 高山盆地の発生	
	中新世			全般的隆起・侵食		
	古第三紀			斑れい岩・安山岩岩脈 花崗斑岩・石英斑岩(67Ma) 花崗閃緑斑岩(63Ma)	Cu,Pb,Zn,F等の鉱化作用 弧状岩脈・平行岩脈群 濃飛岩体隆起・断裂	
	中 生 代	白亜紀	後期	濃飛流紋岩類 九蔵川溶結凝灰岩層(65Ma) 青屋凝灰岩層 船山溶結凝灰岩層(70Ma) 錦山溶結凝灰岩層 中之宿凝灰岩層	流紋岩-流紋デイサイト溶結凝灰岩 下ノ原花崗閃緑岩(88Ma)	大規模火砕流噴出(休止期を挟む) 小規模な深成作用
			前期			Kmオーダーの褶曲構造の形成 複雑なスラストシートの形成
		ジュラ紀	後期	駄吉層	スランブ礫層	大規模な海底地すべり
中期			大西層	珪質頁岩・砂岩	珪長質火山活動	
三疊紀		中・後期	髭多山層 根方層	層状チャート スランブ礫岩	海底地すべり	
		前期	?			
古生代	二疊紀	後期 前・中期	小八賀川層	玄武岩・チャート・石灰岩	玄武岩質海底火山活動	
	石炭紀		荒城川層	緑色片岩	広域変成作用 玄武岩質火山活動	

↑ 内陸盆地の形成 ↓

↑ 珪長質火成作用 ↓

↑ 美濃帯中・古生層の堆積 ↓

紋岩類及び鮮新-更新世の堆積物に覆われるため、明らかでない。しかし、北隣の船津図幅地内の丹生川村横尾付近では、荒城川層とその南側の「中部帯の古生層」(本図幅地域の駄吉層相当)とが断層関係で接している(野沢・磯見, 1956; 磯見・野沢, 1957)。この断層は大萱-横尾線とよばれ、飛騨外縁帯の南縁

を画する重要な構造線とされた(野沢・磯見, 1956). 本図幅地域における荒城川層と美濃帯中・古生層との境界は, 大萱-横尾線の南西方延長部に当たり, 濃飛流紋岩類の噴出以前に形成された断層であると推定される.

美濃帯の中・古生層は, 岩相上, 玄武岩・石灰岩・チャートを主体とする緑色岩-石灰岩相と, 砂岩・頁岩・チャートを主体とする砂岩-チャート相とに分けられている(ADACHI, 1976). 両相を構成する地層の時代は, 主に放射虫化石により, 二疊紀前期からジュラ紀後期(?)に及ぶも

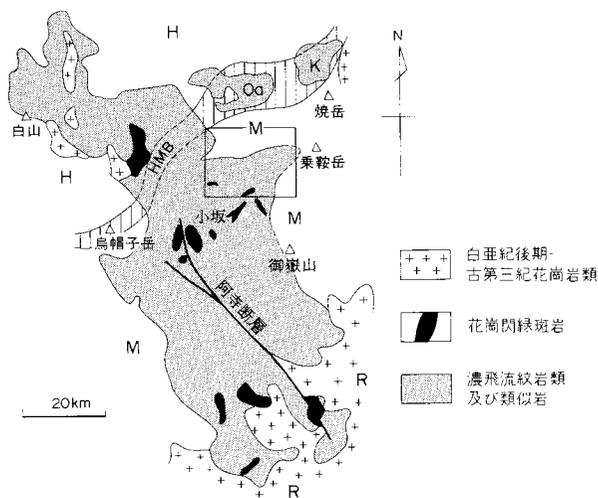
のであることが, 最近明らかになった. 本図幅地域には, 緑色岩-石灰岩相と砂岩-チャート相の両相が分布する(第2図).

本図幅地域に分布する緑色岩-石灰岩相は, 主に玄武岩・石灰岩・チャートからなる小八賀川層(二疊系, 一部三疊系?), 玄武岩・チャートのブロックを主とするスランプ礫岩からなる根方層(二疊系?-三疊系)及び主にチャート・玄武岩・石灰岩からなる末区分層(二疊系-ジュラ系)に大別される. また, 砂岩-チャート相は, 層状チャートからなる髭多山層(三疊系), 珪質頁岩・砂岩からなる大西層(ジュラ系)及びスランプ礫岩からなる駄吉層(ジュラ系)に大別される.

これらの中・古生層は, 本図幅地域の北半部と南東部に広く分布している. 北半部には緑色岩-石灰岩相と砂岩-チャート相の両相が分布しており, 両相の関係は複雑で, 一部で断層(推定), 一部で衝上断層, 一部で堆積接触の関係にあるが, なお不明な点が多い. 南東部には砂岩-チャート相のみが分布する. これらの地層は一般に E-W ないし NE-SW の走向をもち, 急斜した構造を示し, 全体として波長数 km の褶曲を繰り返している.

白亜紀後期には, 美濃帯及びその周辺の広い範囲に珪長質の火成活動が生じた. それを代表するのが濃飛流紋岩類の噴出であり, またそれと相前後する花崗岩類の貫入である. この珪長質火成活動は, 中部地方では古第三紀前半にまで引き継がれる.

濃飛流紋岩類は, 美濃帯から飛騨外縁帯・飛騨帯にかけて, NNW-SSE 方向に伸びた長大な岩体を形成しており, 本図幅地域はその岩体中央部からやや北東に寄った所に位置している(第3図). 本岩類は, 主としてその分布地域の南半部において, 岩相の異なる多くの溶結凝灰岩のユニット及び幾つかの碎屑岩層に層的に区分され, それらが大きく5つのステージ(I-V)にまとめられている(第6表参照). 本図幅地域には, これらのうちステージII及びIIIに属する溶結凝灰岩及び少量の非溶結火砕岩・碎屑岩が分布している.



第3図 濃飛流紋岩類分布域の地質概略図 山田ほか(1982)に基づき, 一部修正 H: 飛騨帯 HMB: 飛騨外縁帯 M: 美濃帯 R: 領家帯 Oa: 大雨見山層群 K: 笠ヶ岳火山岩類 四角の枠は高山図幅の範囲を示す

本図幅地域の濃飛流紋岩類は、層序的に下位から上位へ、中之宿凝灰岩層・錦山溶結凝灰岩層・船山溶結凝灰岩層(以上、ステージⅡ)、青屋凝灰岩層・九蔵川溶結凝灰岩層(以上、ステージⅢ)の5つのユニットに区分される。

最下部の中之宿凝灰岩は、本図幅地域南東部に分布し、美濃帯の髭多山層及び大西層を不整合に覆う。黒雲母流紋岩質の火砕岩類と少量の砕屑岩からなる。

錦山溶結凝灰岩は、本図幅地域北西部に分布し、飛騨外縁帯の荒城川層及び美濃帯の小八賀川層・駄吉層を不整合に覆う。主として角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩からなる。中之宿凝灰岩層との関係は分布が離れているため不明であるが、本岩が上位の船山溶結凝灰岩層と移化することから、中之宿凝灰岩層よりも上位と推定される。

船山溶結凝灰岩層は、本図幅地域南部及び西部地区に広く分布する。本岩及びその類似岩は、濃飛流紋岩類中最大の分布面積を占めており、厚さも最も厚い。本図幅地域では中之宿凝灰岩層及び錦山溶結凝灰岩層の両層を覆う。主として、斜方輝石・単斜輝石等の苦鉄質鉱物に富む流紋デイサイト質(一部流紋岩質)の溶結凝灰岩からなる。

青屋凝灰岩層は、本図幅地域中央部の青屋付近にやや広く分布するほか、数か所に狭少な分布を示す。本層は一般に船山溶結凝灰岩層を覆うが、まれにジュラ系大西層を不整合に覆う。本岩は、流紋岩質の火砕岩類(非溶結)を主体とし、少量の凝灰質泥岩、同砂岩及び礫岩を含む。

九蔵川溶結凝灰岩層は本図幅地域中央部から東部にかけて広く分布し、船山溶結凝灰岩層及び青屋凝灰岩層を覆うが、まれに大西層を不整合に覆う。主として黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩からなるが、一部に非-弱溶結凝灰岩や弱い層理を示す溶結凝灰岩を伴う。

本図幅地域の濃飛流紋岩類の地質時代については、船山溶結凝灰岩層のフィッシュトラック年代が 69.6 ± 3.0 Ma, 九蔵川溶結凝灰岩層のフィッシュトラック年代が 64.5 ± 2.5 Ma という測定値が得られた。周辺地域における植物化石や同位体年代資料も考慮すると、濃飛流紋岩類のうちステージⅡ及びⅢの火山岩類は、白亜紀末期から第三紀初期にかけての比較的短い期間に生成したものと推定される。

濃飛流紋岩類に関連する貫入岩類は、花崗閃緑斑岩と花崗斑岩-石英斑岩の2種類に大別される。花崗閃緑斑岩は本図幅地域の南部に分布し、幾つかの岩株として船山溶結凝灰岩層を貫いている。一方、花崗斑岩-石英斑岩は、主として濃飛流紋岩類の周縁部に分布し、一部では長大な弧状岩脈をなし、一部では平行岩脈群を構成している。これらのフィッシュトラック年代は、花崗閃緑斑岩が 63.1 ± 2.6 Ma, 花崗斑岩が 57.0 ± 2.3 Ma となり、前者は九蔵川溶結凝灰岩とほぼ同時期、後者はそれよりも若干新しいという資料が示された。

なお、本図幅地域北端部に分布する下ノ原花崗閃緑岩は、ジュラ系の駄吉層を貫き、これに熱変成作用を与えている。濃飛流紋岩類との関係は不明であるが、 86 ± 6 Ma という K-Ar 年代(Shibata and Nozawa, 1966)から、本地域の濃飛流紋岩類より古期のものとした。このほか、船山溶結凝灰岩層中の石質岩片や花崗閃緑斑岩中の捕獲岩体として、黒雲母花崗岩が含まれており、濃飛流紋岩類(少なくともステージⅡの火山岩類)の噴出以前に、本地域あるいはその近傍に花崗岩体が形成されていた可能性が大きい。

一方、本図幅地域南部の濃飛流紋岩類は、広く熱変成作用を受けており、その地下に、濃飛流紋岩類

第2表 高山図幅地域の鮮新-更新統総括表

		朝日村・久々野町	高山市南部	高山市北部	年代 (100万年)
更新世	中期	広殿・高山ローム			0.34 ± 0.05 (F.T.)
	前期	山口礫層 ▲			(0.65 ± 0.25 (K-Ar) 0.92 ± 0.11 (F.T.))
		上宝火砕流堆積物			
	前期	山梨礫層 ▲	江名子礫層 ▲	上野泥流堆積物	
久々野凝灰角礫岩層 ▲					
		見座礫層 ●			
鮮新世		玄武岩溶岩・岩脈		茶屋野凝灰岩層	2.0 ± 0.19 (K-Ar)
		丹生川火砕流堆積物			(2.5 - 2.3 (K-Ar) 2.7 ± 0.3 (F.T.))
		大洞層 (凝灰質堆積物・礫■)			3.1 ± 0.2 (F.T.)
		松原礫層 ●		桐山礫層 ● 松本礫層 ■	
先第三紀	濃飛流紋岩類, 中・古生界				

● 円礫層 ■ 亜角-亜円礫層 ▲ 角礫層

を貫く底盤状の花崗岩体が伏在するものと推定される。

古第三紀(?)のある時期に、本図幅東部地域の濃飛流紋岩類・花崗斑岩及びその周辺の中・古生層を貫いて、斑れい岩及び安山岩の岩脈が生じた。安山岩の岩脈はそれぞれの地域の地質構造に支配された平行岩脈群を形成している。

古第三紀から新第三紀にかけて、本図幅地域は隆起・浸食の状態に置かれていたが、鮮新世後期になると、本図幅地域の北西部を中心としたかなり広い範囲に内陸盆地が形成され、鮮新-更新統の堆積が始まった。

本図幅地域の鮮新-更新統は、大きく、上部鮮新統と下(?)-中部更新統とに区分される。

本図幅地域の上部鮮新統は、下位から、松原礫層・松本礫層及び桐山礫層からなる礫質堆積物、流紋岩質火砕物質を頻りに挟む大洞層、輝石デイサイト質の丹生川火砕流堆積物、茶屋野凝灰岩層並びに玄武岩溶岩からなる(第2表)。これらは、K-Ar年代及びフィッシュトラック年代から、おおよそ3-2 Maの期間に堆積・固結した。このうち最も広く分布するものが丹生川火砕流堆積物で、その給源は本図幅地域東方、現在の乗鞍岳付近にあったと推定される(山田ほか, 1983)。

一方、下(?)-中部更新統の層序・岩相は、本図幅地域中-西部の久々野-朝日地区と、北西部の高山-丹生川地区とで著しく異なっており(第9表参照)、上部鮮新統の堆積後、上記両地域を分ける位山分水嶺が形成されたことを示唆している。

久々野-朝日地区の下(?)-中部更新統は、下位から、“旧飛驒川”の河川堆積物である見座礫層、輝石安山岩質の久々野凝灰角礫岩層、そのせき止め湖の堆積物である山梨礫層からなる。

一方、高山-丹生川地区の下(?)-中部更新統は、下位から、崖錐性堆積物である江名子礫層、上野泥流堆積物、黒雲母デイサイト質の上宝火砕流堆積物並びに崖錐性堆積物である山口礫層からなる。これ

らのうち、最も広く分布するのが上宝火砕流堆積物で、その給源は本地域北東方の上宝村福地あるいは焼岳付近と推定されている(金子ほか, 1976; 斉藤ほか, 1984)。本堆積物は、その K-Ar 年代は 0.65 ± 0.25 Ma (柴田・山田, 1977) で、正帯磁を示し(丹治ほか, 1977)、更新世中期(梶田・石原, 1977)とされているが、フィッシュントラック年代は 0.92 ± 0.11 Ma を示し、更新世前期の可能性も否定できない。

本図幅地域の東方に位置する乗鞍火山は更新世後期から活動を始めるが、歴史時代における噴火の記録はない。乗鞍火山は、北から、烏帽子火山体、鶴ヶ池火山体、権現山火山体の3つに分けられ、それぞれが“古期成層火山”とその上の新期噴出物からなる(中野, 1984)。本図幅地域には、烏帽子火山体の“古期成層火山”に相当する烏帽子溶岩、権現池火山体の“古期成層火山”に相当する千町溶岩、同火山体の新期噴出物である平金溶岩並びに鶴ヶ池火山体の新期噴出物である恵比須溶岩の、それぞれ末端部のみが分布している。

河岸段丘は、主として飛驒川流域に発達し、高位段丘と低位段丘とに大別されるが、前者の分布は小規模である。また飛驒川沿いの急斜面には崖錐堆積物が形成され、段丘を覆っている。一方、濃飛流紋岩類からなる山地の内部には崩積堆積物が分布して緩斜面を形成している。

本図幅地域では沖積層の発達は大規模である。沖積低地の最も広く発達する高山盆地でも河床には岩盤が露出しており、沖積層の厚さは薄い。

なお、地質図には示していないが、高山市及びその周辺地域には、一括して飛驒ローム(梶田・石原, 1977)あるいは飛驒テフラ(下畑, 1981, 1982)と呼ばれる数枚のローム層が分布している。梶田・石原(1977)はこれを下位から、^{ひろのぼ}広殿ローム、高山ローム(以上、更新世中期)、町方ローム(更新世後期)の3層に区分し、それらについて記載した。また、下畑(1983)は、町方ロームとされたものの上部約40cmの部分は、広域テフラである大山倉吉軽石層(DKP)及び^{まいら}始良火山灰層(AT)からなっていることを指摘している。今回、高山ローム層下部の結晶火山灰(クリスタル・アッシュ)層中のジルコンのフィッシュントラック年代を測定し、 0.34 ± 0.05 Ma という年代を得た(第11表参照)。

中部地方では、第四紀に入ってから、東西方向の水平圧縮応力場の下において NE-SW 方向及び NW-SE 方向の共役的な断層運動が活発となった(松田, 1969)。本図幅地域には、このうち、NE-SW 方向の多数の活断層が存在し、顕著な右横ずれ変位を示している(梶田・石原, 1977)。そのうちでも、高山盆地の南縁を画する江名子断層は最も規模が大きく、位山分水嶺の形成に関連して更新世中期の初頭には既に活動を開始し、断層崖直下に崖錐性堆積物を形成し、それ以後も中小の河川に屈曲変位を生ぜしめている。

以上述べたように、本図幅地域には古生代石炭紀(約 330 Ma)より第四紀完新世に至る各時代の地層や火成岩体が分布しており、第1表に示したような複雑な地史を経て現在に至っている。

Ⅲ. 荒城川層(Ak)

荒城川層(命名: 磯見・野沢, 1957)は、飛驒外縁帯に属する弱変成古生層で、北隣の船津図幅地域の宮川支流荒城川流域及びその周辺に分布している。磯見・野沢(1957)によれば、本層は“輝緑凝灰岩”

第3表 荒城川層及び美濃帯中・古生層中の玄武岩質岩石の化学組成

化学分析値(重量%)					H ₂ O及びSを除く100分比				
No.	1	2	3	4	No.	1	2	3	4
SiO ₂	49.06	48.36	46.60	45.90	SiO ₂	51.47	50.76	48.96	47.59
TiO ₂	0.92	0.80	1.89	1.06	TiO ₂	0.97	0.84	1.99	1.10
Al ₂ O ₃	18.82	17.01	13.04	12.56	Al ₂ O ₃	19.75	17.85	13.70	13.02
Fe ₂ O ₃	4.42	4.20	3.56	3.24	Fe ₂ O ₃	4.64	4.41	3.74	3.36
FeO	5.75	4.40	8.02	6.87	FeO	6.03	4.62	8.43	7.12
MnO	0.14	0.15	0.18	0.19	MnO	0.15	0.16	0.19	0.20
MgO	5.00	8.42	7.49	6.58	MgO	5.25	8.84	7.87	6.82
CaO	4.01	9.47	9.80	12.14	CaO	4.21	9.94	10.30	12.59
Na ₂ O	5.74	2.14	2.46	3.34	Na ₂ O	6.02	2.25	2.58	3.46
K ₂ O	0.43	0.06	0.34	0.81	K ₂ O	0.45	0.06	0.36	0.84
P ₂ O ₅	0.10	0.12	0.15	0.11	P ₂ O ₅	0.10	0.13	0.16	0.11
H ₂ O(+)	3.90	4.17	3.73	2.85	CO ₂	0.97	0.16	1.73	3.77
H ₂ O(-)	0.72	0.53	0.91	0.68					
CO ₂	0.92	0.15	1.65	3.64					
S	0.05	—	0.13	0.01					
Total	99.98	99.98	99.95	99.98					
分析者：加藤甲子					CIPW norm				
1. 緑色片岩(荒城川層)					Q	—	4.01	2.74	—
高山市松本町宮川河床(TY-454, GSJ R26855)					c	4.19	—	—	—
2. 緑色片岩(荒城川層)					or	2.67	0.37	2.11	4.96
高山市松本町北方(MA83102703, GSJ R26856)					ab	50.96	19.01	21.87	29.31
3. ドレライト(小八賀川層)					an	14.09	38.44	24.73	17.51
高山市松之木町南方(MA79101502, GSJ R26857)					di { wo	—	3.78	6.00	8.49
4. 玄武岩(未区分中・古生層)					di { en	—	2.89	3.79	5.25
岐阜県大野郡朝日村六方山東方(TY-107, GSJ R26858)					di { fs	—	0.49	1.83	2.74
					hy { en	8.38	19.12	15.81	7.14
					hy { fs	3.80	3.25	7.63	3.72
					ol { fo	3.28	—	—	3.23
					ol { fa	1.64	—	—	1.85
					mt	6.72	6.39	5.42	4.87
					il	1.83	1.59	3.77	2.09
					ap	0.24	0.29	0.37	0.26
					cc	2.20	0.36	3.94	8.58
					D.I.	53.63	23.39	26.72	34.27

を主とし、粘板岩・礫岩・石灰岩などを挟有し、分布地域西部では片状構造が著しい。本層は、石灰岩レンズ中のサンゴ化石(藤本ほか, 1962)や含石灰岩礫岩中の有孔虫・サンゴ化石(山田・山野, 1981)により、下部石炭系(Upper Viséan)に属するものとされている。

本図幅地域内では、本層は北西隅の高山市松本町地内にわずかに露出している。主に暗緑色ないし緑灰色の緑色片岩からなり、部分的に黒色の千枚岩(厚さ5m以下)を挟有する。これらの片理面は、一般に走向N65-90°Eで、北へ50-80°傾斜している。美濃帯中・古生層(駄吉層)との間には濃飛流紋岩類(錦山溶結凝灰岩層)や鮮新-更新統(松本礫層など)が分布し、本層と駄吉層との接触関係は見られない。しかし、本層と駄吉層の岩相及び変形・変成度には顕著な差異があり、その間に大きな断層の存在が推定される。

本層の緑色片岩は、斜長石斑晶を含む玄武岩溶岩を原岩とする。鏡下では変形構造が明瞭であり、曹

長石、緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、緑褐色黒雲母(まれ)、炭酸塩鉱物、リューコクシンが生じている。第3表に緑色片岩2試料の化学分析値を示した。H₂Oを除いた重量百分比でSiO₂約51%、Al₂O₃18-20%となり、斜長石斑晶に富む玄武岩が原岩であったと考えて矛盾はない。ただし、アルカリ含量等については曹長石化作用などの影響を考慮する必要がある。以下に、この2試料について顕微鏡下の記載を行う。

残斑状緑色片岩：高山市松本町宮川河床、錦山溶結凝灰岩層との接触部の近傍(TY-454, GSJ R 26855)図版 I-1

暗緑色・片状で、長径1-2mmの斜長石の残斑晶をかなり多量に含む(容量比30%前後)。鏡下では、これらの斜長石は完全に曹長石化しており、かつ、破碎・回転・引き伸ばしによりレンズ状となり、両端部に緑泥石が集合してプレッシャー・シャドーを形成している。斑晶の苦鉄質鉱物はすべて緑泥石・緑れん石・炭酸塩鉱物の集合体により置き換えられている。石基は、少量の拍子木状斜長石(曹長石化)を含む以外は、微粒の曹長石・緑泥石・緑れん石・炭酸塩鉱物からなり、これらが顕著な定向配列を示している。この岩石は少量の鉱染状黄鉄鉱を含んでいる。

緑色片岩：高山市松本町(MA 83102703, GSJ R26856)

緑灰色・緻密で、片理がよく発達する。変成鉱物の組合せは、曹長石-アクチノ閃石-緑泥石-緑れん石-リューコクシンであり、鏡下の組織から、比較的斑晶に乏しい玄武岩溶岩に由来するものと考えられる。

IV. 美濃帯の中・古生層

IV. 1 概要

美濃帯中・古生層は、本図幅地域の北半部と南東部に分布する。一般にENE-WSW~E-Wの走向を有し、北あるいは南へ急傾斜する。中・古生層は主にチャート・玄武岩・砂岩・頁岩・石灰岩・珪質頁岩・スランプ礫岩からなるが、石灰岩及び珪質頁岩は量的に少ない。玄武岩は北部の小八賀川層に多く、南部の大西層には全く存在しない。逆に砂岩は北部には少なく、南部の大西層の主要構成岩石である。

本図幅地域の北東部には、黒色泥岩の基質中に砂岩・チャート・玄武岩・石灰岩などの大小様々なブロックを含むジュラ紀の海底地すべり堆積物—駄吉層が分布する。駄吉層相当層は本図幅地域北西部及び北隣の船津図幅地域内にも広く分布する。駄吉層とその南あるいは西に分布する二疊紀の小八賀川層及び未区分中・古生層とは駄吉衝上断層で接している(ADACHI and KOJIMA, 1983)。

本図幅地域の美濃帯中・古生層から産出する微化石を一括して第4表に示す。

IV. 2 小八賀川層(Kb, Kl, Kc)

本層は主として玄武岩とチャートからなる。玄武岩はしばしば石灰岩レンズを密接に伴う。小嶋(1984)は高山市滝町北西の石灰岩レンズほか数か所の石灰岩小岩体より二疊紀前-中期の紡錘虫化石を

第4表 高山図幅地域の美濃帯中・古生層中の微化石リスト

P E R M I A N				T R I A S S I C				J U R A S S I C				地 質 時 代													
41	40	39	38	27	28	29	30	18	19	20	21	12	13	14	15	7	8	9	10	3	4	5	6	1	地質図上での化石産出地点番号(×)
"	"	"	JMP	SKL	JMP	"	"	SKL	JMP	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	JMP	化石産出試料の番号
779	566	467	372	776	558	568	776	780	02	373	473	707	284	710	712	708	317	484	483	462	464	463	318	259	出 典
★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	産 出 化 石
												<p><i>Acanthocircus suboblongus</i> (YAO)</p> <p><i>Amphypindax</i> (?) sp.</p> <p><i>Archaeodictyomitra</i> spp.</p> <p><i>Archicapsa</i> sp.</p> <p><i>Canoptum</i> (?) sp.</p> <p><i>Cyrtocapsa mastoidea</i> YAO</p> <p><i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> MIZUTANI & KIDO</p> <p><i>Eucyrtidium</i> (?) <i>unumaense</i> YAO</p> <p><i>Eucyrtidium</i> sp. cf. <i>E.</i> (?) <i>unumaense</i> YAO</p> <p><i>Eucyrtidium</i> (?) sp. A</p> <p><i>Gorgansium</i> sp.</p> <p><i>Hsuum</i> cf. <i>maxwelli</i> PESSAGNO</p> <p><i>Hsuum</i> sp. A</p> <p><i>Hsuum</i> spp.</p> <p><i>Mirifusus</i> sp. cf. <i>M. guadalupensis</i> PESSAGNO</p> <p><i>Napora</i> sp.</p> <p><i>Pantanellium foveatum</i> MIZUTANI & KIDO</p> <p><i>Pantanellium</i> spp.</p> <p><i>Parahsuum</i> (?) sp.</p> <p><i>Parvicingula</i> spp.</p> <p><i>Protunuma</i> spp.</p> <p><i>Saitoum</i> sp.</p> <p><i>Spongocapsula</i> (?) sp.</p> <p><i>Stichocapsa japonica</i> YAO</p> <p><i>Stichocapsa</i> (?) sp. <i>a</i> MIZUTANI & KOIKE (1982)</p> <p><i>Stichocapsa</i> spp.</p> <p><i>Thanarla</i> (?) spp.</p> <p><i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> YAO</p> <p><i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T.</i> (?) <i>fusiformis</i> YAO</p> <p><i>Tricolocapsa plicarum</i> YAO</p> <p><i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. rüsti</i> TAN</p> <p><i>Tricolocapsa</i> sp. b KIDO <i>et al.</i> (1982)</p> <p><i>Trillus</i> sp.</p> <p><i>Tripocyclia</i> sp.</p> <p><i>Unuma</i> sp.</p> <p><i>Zartus</i> sp. cf. <i>Z. dickinsoni</i> PESSAGNO & BLOME</p> <p><i>Zartus</i> sp.</p>													
												<p><i>Archaeospongoprimum japonicum</i> NAKASEKO & NISHIMURA</p> <p><i>Archaeospongoprimum</i> sp. cf. <i>A. japonicum</i> NAKASEKO & NISHIMURA</p> <p><i>Archaeospongoprimum tenue</i> NAKASEKO & NISHIMURA</p> <p><i>Archaeospongoprimum</i> sp. cf. <i>A. spinulosum</i> NAKASEKO & NISHIMURA</p> <p><i>Archaeospongoprimum</i> spp.</p> <p><i>Triassocampe</i> sp. cf. <i>T. scalaris</i> DUMITRICA <i>et al.</i></p> <p><i>Triassocampe</i> sp. A</p> <p><i>Triassocampe</i> sp. G YAO (1982)</p> <p><i>Triassocampe</i> sp. H YAO (1982)</p> <p><i>Triassocampe</i> spp.</p> <p><i>Tripocyclia</i> spp.</p> <p><i>Tripocyclia</i> (?) spp.</p> <p><i>Yeharaia annulata</i> NAKASEKO & NISHIMURA</p> <p><i>Yeharaia</i> sp. cf. <i>Y. japonica</i> NAKASEKO & NISHIMURA</p>													
												<p><i>Follicucullus scholasticus</i></p> <p><i>Follicucullus ventricosus</i></p> <p><i>Follicucullus</i> sp. aff. <i>F. monacanthus</i> ISHIGA <i>et al.</i></p> <p><i>Neobaillella</i> sp. cf. <i>N. ornithiformis</i> TAKEMURA & NAKASEKO</p> <p><i>Pseudoabaillella</i> sp. cf. <i>P. fusiformis</i> HOLDSWORTH & JONES</p> <p><i>Pseudoabaillella</i> sp. cf. <i>P. longicornis</i> ISHIGA & IMOTO</p> <p><i>Pseudoabaillella</i> sp. cf. <i>P. sakmarensis</i> (KOZUR)</p> <p><i>Pseudoabaillella</i> spp.</p>													
												<p><i>Neogondolella</i> sp. (Permian type)</p> <p><i>Anchignathodus</i> sp. or <i>Diplognathodus</i> sp.</p> <p><i>Chirodella dinodoides</i></p> <p><i>Cratognathus</i> sp. aff. <i>C. sweeti</i></p> <p><i>Cypridodella muelleri</i></p> <p><i>Diplododella acroforme</i></p> <p><i>Diplododella lautissima</i></p> <p><i>Enantiognathus ziegleri</i></p> <p><i>Hibberdella</i> sp.</p> <p><i>Kitinella</i> sp. cf. <i>K. longeri</i></p> <p><i>Neogondolella</i> sp. cf. <i>N. excelsa</i></p> <p><i>Neogondolella bulgarica</i></p> <p><i>Neogondolella</i> sp.</p> <p><i>Neoplectospathodus muelleri</i></p> <p><i>Neohindeodella triassica triassica</i></p> <p><i>Neohindeodella</i> sp. cf. <i>N. bogschi</i></p> <p><i>Neohindeodella</i> sp.</p> <p><i>Neospathodus homeri</i></p> <p><i>Xaniognathus tortilis</i></p> <p><i>Xaniognathus</i> sp.</p>													
												<p><i>Aceroschwagerina</i> sp.</p> <p><i>Neoschwagerina</i> sp. cf. <i>N. craticulifera</i></p> <p><i>Pseudofusulina</i> sp.</p>													

R A D I O L A R I A N S

C O N D O N T S

FUSI-LINDS

出典 ★ : ADACHI and KOJIMA (1983); ☆ : 小嶋 (1984)

Loc. 13の化石内容はLoc. 12と同様であるが、ADACHI and KOJIMA (1983)には化石内容が表示されていないために本表では空欄とした。



第4図 小八賀川層の枕状玄武岩溶岩 (丹生川村山口谷川)

報告している。

玄武岩は一般に暗緑色-赤紫色を呈し、主に枕状溶岩・塊状溶岩・ハイアロクラスタイト・凝灰岩からなる。枕状溶岩は玄武岩分布域の各所で見られ、特に北部の丹生川村山口谷川沿い(第4図)や高山市塩屋町付近によく発達する。枕状溶岩は一般によく発泡しており、孔隙の多くは方解石や緑泥石によって充填されている。

玄武岩は主に斜長石と輝石からなるが、高山市^{なまゐ}生井東方の生井川最上流付近の玄武岩は、斑晶として褐色のクロムスピネル(図版I-2)を多く含む。このクロムスピネルは、組成的に、深海性ソレアイト中のものとよく似ている(ADACHI and KOJIMA, 1983)。

溶岩の中には粗粒でオフィティック組織の発達したドレライト(図版I-3)も存在する。

チャートは厚さ数 cm の硬く緻密な珪質部と数 mm の泥質部の互層からなる層状チャートで、一般に放散虫を多く含み、またコノドントもしばしば認められる。小八賀川層の化石はすべて二畳紀のものである(第4表)。

チャートの色は灰色-灰青色のことが多いが、赤褐色のものも存在する。このような赤褐色チャートは、玄武岩の直上あるいは玄武岩中に小規模に存在する赤白珪石¹⁾に伴うことが多い。赤褐色チャートは淡褐色の層状ドロマイト(第5図)を伴うことがある。

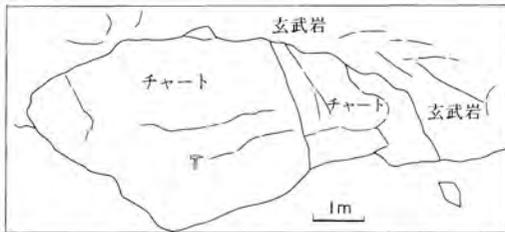
IV. 3 根方層(Gs)

本層は高山市根方の北方域に分布し、主として玄武岩とチャートの数 10 cm-100 m 大のブロック状

1) 滝川北東約 1.3 km の支沢(標高 920 m)には、径 3 m に達する赤白珪石の転石が見られたが、露頭では確認されていない。



第5図 小八賀川層の赤褐色チャート中の褶曲した層状ドロマイト (高山市塩屋町南 1.2 km)



第6図 根方層の玄武岩中の層状チャートブロック (高山市生井北方 1 km; 小嶋, 1984より転載)

の岩体が頻繁に繰り返して産するスランプリング層である。ブロックとして石灰岩や砂岩も少量存在する。玄武岩とチャートの境界は小断層であったり、玄武岩中にチャートがブロックとして取り込まれていたりする(第6図)。本層と周辺の小八賀川層との境界は漸移的であり、層序的に根方層が小八賀川層の上位であると考えられる。小嶋(1984)は本層をスランプリング層Aとし、層状チャートブロックから二畳紀



第7図 髭多山層の varved chert (高根村下之向南方 1.5 km)

及び三疊紀²⁾の放散虫及びコノドントを報告し、その堆積年代を二疊紀-ジュラ紀前期の間としている。

IV. 4 髭多山層(Hc)

本層は図幅地域南東部に分布し、三疊紀の放散虫及びコノドントを産する層状チャートで、玄武岩を伴わないことを特徴とする。本図幅地域中央部の朝日村^{まんだ}万石北方から六方山にかけて及び本図幅地域東部の朝日村丸黒山^{まるくろ}南方に分布し、大西層の珪質頁岩・砂岩を伴うチャート層(Uc)も髭多山層に属する可能性が大きい。しかしながら、これらのチャートと玄武岩を伴うチャートとは岩相上大きな差はなく、三疊紀のコノドントや放散虫の産出地点が少ない現時点では、これらのチャートを便宜上、未区分中・古生層のチャート(Uc)として髭多山層から区別した。

本層を構成するチャートは典型的な層状チャートで、灰色・灰青色・緑色・赤褐色・白色を呈する。また、1-2 mm 程の厚さでチャートと頁岩が細かく互層する varved chert (第7図)も存在する。典型的な varved chert は、高根村下之向の南方約 1.5km の地点で見られる。全体として約 5 m の厚さの varved chert が三疊紀後期の放散虫化石を産する赤褐色チャート中に挟在する。

IV. 5 大西層(Ot, Os, Oc)

本層は本図幅地域西部の久々野町大西北方を模式地として広く分布する砂岩優勢の砂岩頁岩互層(Os)で、所々に珪質頁岩・凝灰質頁岩及び凝灰質シルト岩(Ot)を挟む。大西層の砂岩は、本図幅地域南部の高根村及び東部の丸黒山南方にも南北 8 km 以上にわたって分布する。また、北部の小八賀川層や中部の未区分中・古生層中にも断層で挟まれた小規模岩体として存在する。

2) 三疊紀放散虫及びコノドントの産出地点は、根方層分布域の中でただ1箇所である。



第8図 大西層の薄い凝灰質頁岩を挟む層状珪質頁岩(久々野町大西北方)

珪質頁岩・凝灰質頁岩及び凝灰質シルト岩(Ot)

これらは一般に暗灰色-暗緑色で、層理が明瞭であるが、塊状のこともある。いずれもジュラ紀中期の放散虫化石を産する。得られた放散虫化石は第4表に示してある。一般に凝灰質のものほど緑色が濃い。凝灰質頁岩-シルト岩は、単層の厚さが数 cm-10 cm 程度で、その間にしばしばより薄い細粒の挟みを持ち、層状チャート様を呈する(第8図)。凝灰質シルト岩にはシルト-細粒砂サイズの火山源高温型斜長石・石英・黒雲母が多く含まれることがある(ADACHI, 1976; 足立, 1977)。産出放散虫化石(小嶋, 1982, 1984; ADACHI and KOJIMA, 1983)は、美濃帯各地の中部ジュラ系から報告されている *Dictyomitrella* (?)*kamoensis*-*Pantanellium foveatum* 群集や *Unuma echinatus* 群集(MIZUTANI *et al.*, 1981; 木戸ほか, 1982)の放散虫と共通種が多いので、本層の時代をジュラ紀中期と考えた。

珪質頁岩・凝灰質頁岩及び凝灰質シルト岩と周りの砂岩・頁岩との関係は、一般に露出が悪いため不明のことが多い(小嶋, 1984)。

砂岩・頁岩及び礫岩(一部にスランプ礫岩を含む) (Os, Oc)

大西層の碎屑岩の大部分は、塊状砂岩及び砂岩頁岩互層である。塊状砂岩は新鮮な部分では灰青色-灰色を呈するが、風化面では黄褐色となる。しばしば 0.5-1 cm 大の黒色頁岩の岩片を多く含む。高根村上ヶ洞南方、道後谷の支沢では、この黒色岩片の大きさが 5 cm にも達し、その数も多く、厚さ約 3 m の層間礫岩に漸移する。礫としては、頁岩・チャートの 2-5 cm 大の亜円-亜角礫が多いが、まれに石灰岩や花崗岩質岩石の亜円礫も含まれる。

砂岩頁岩互層(第9図)は各所で見られるが、ソールマークや級化層理など地層の上下判定に利用できる堆積構造は顕著ではない。本図幅地域南東端に近い高根乗鞍湖岸の大西層の砂岩頁岩互層には、グループキャスト、フルートキャスト、バウンスキャストが発達しており、北から南への古流向が知られている(足立・水谷, 1971)。また、朝日村万石北方の砂岩頁岩互層にも、フルートキャスト、グループキャ



第9図 大西層の砂岩頁岩互層(高根村塩沢谷上流)

ストが発達し、南西から北東への古流向を示す(ADACHI, 1976).

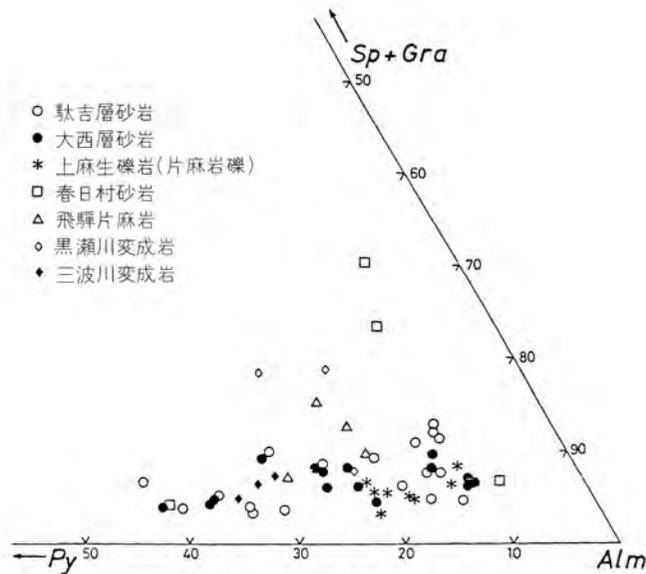
砂岩は一般に淘汰が悪く、円磨度の低い石英・カリ長石・斜長石の鉱物粒及び各種岩石片とそれらの間を埋める粘土質基質及び重鉱物からなる。主要碎屑粒のうち石英が量的に最も多く、しばしば波動消光を示す。石英には、ジルコン・ルチル・雲母・珪線石などの包有物を含むものもある。カリ長石には正長石と微斜長石の両方が存在するが量的には前者の方が多い。

岩石片の中で最も多いものは頁岩で、チャート・石英斑岩・玄武岩・花崗岩がそれに続く。その外に珪線石片麻岩やオーソコーツァイトの岩石片も珍しくない。石灰岩の岩石片は一般に多くない。

重鉱物としては、黒雲母・ざくろ石・ジルコン・白雲母・電気石・不透明鉱物が普遍的に含まれる。高根第一ダム近くの中粒塊状砂岩には、重鉱物としてクロリトイド(図版I-4)も含まれる(足立, 1977, 1979)。重鉱物の中で、大西北方及び丸黒山南方の大西層砂岩中のざくろ石は、MgO と FeO に富み、CaO と MnO に乏しい(ADACHI and KOJIMA, 1983)。なかでも、最もマグネシウムに富むものは MgO 含有量約10%(パイロープ成分40%)にも達する(第10図)。

大西層の砂岩(Os)には、部分的に、黒色頁岩や層状シルト岩が優勢となることがある。このような頁岩優勢部には砂岩・チャート・泥灰岩の30 cm-数10 m 大のブロックを含むスランブ礫岩も存在する。これらのスランブ礫岩中のチャートブロック(Oc)は宮峠北方、大西北方、丸黒山南方及び朝日村小谷西方に見られる(第11図)。チャートブロックからは、三疊紀の放散虫化石が産出することもある。

大西層の砂岩からは堆積年代を示す化石は見いだされていないが、ジュラ紀中期の放散虫化石を含む珪質頁岩を密接に伴っていることから、その時代はジュラ紀中期-後期(?)と推定される。ジュラ系大西層とより古い二疊系小八賀川層及び未区分中・古生層との関係は不明な点が残されている。大西北東の美女峠から北方にかけてのルートマップ(第12図)からも分かるように、大西層とより古い地層との関係は単純ではない。小嶋(1984)は、大西層とまわりの地層の分布パターンと化石のデータから、大西層



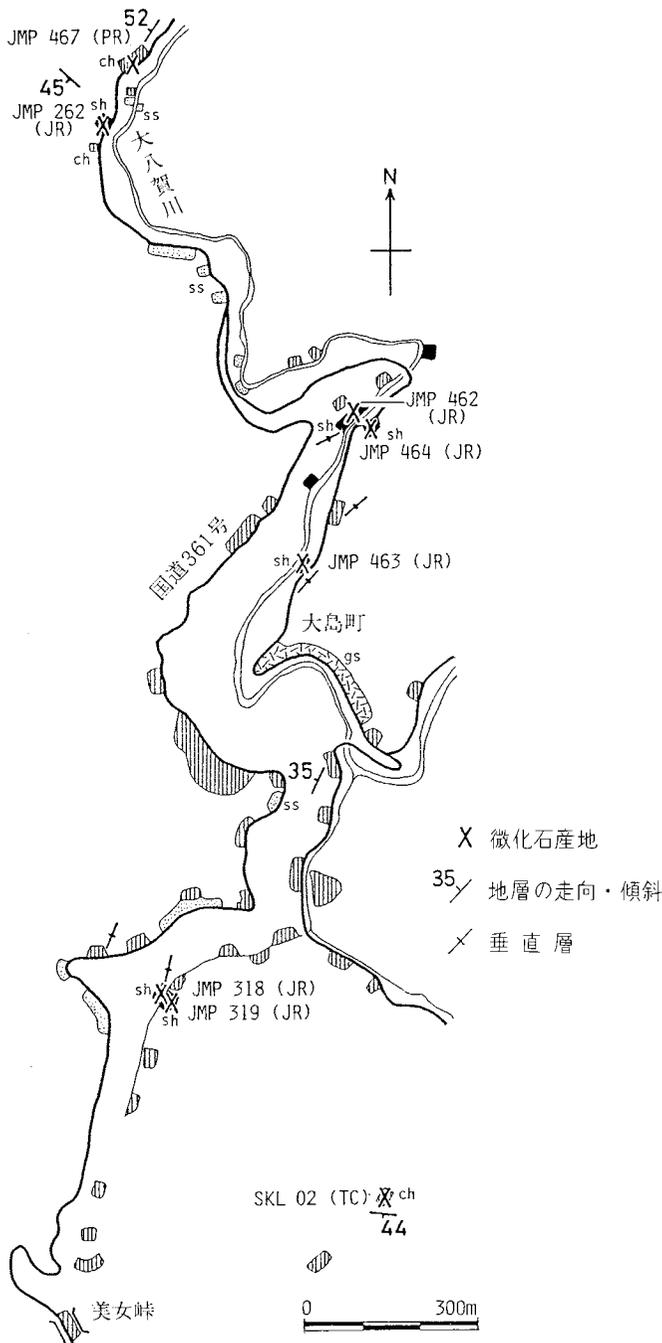
第10図 大西層及び駄吉層中の碎屑性ざくろ石の組成図 AdACHI and KOJIMA (1983) による。Py: パイロープ, Alm: アルマンディン, Sp: スペッサルティン, Gra: グランダイト



第11図 大西層中のスランブ礫岩 (朝日村小谷西方, 日の出橋付近の飛騨川河床)

は、本来、まわりのより古い地層を不整合に覆っており、その後の km オーダーの褶曲によって現在の
ような分布パターンを示すようになったと考えた。

大西層の砂岩に伴う珪質頁岩と未区分中・古生層に挟まれる珪質頁岩とは、岩相的にも放散虫化石の
上からも似ている。これらの珪質頁岩が同じ時代のもので、かつ上記のように大西層とその周りの未区
分中・古生層の関係を不整合とすると、大西層の珪質頁岩(Ot)は砂質岩(Os)に含まれるシート状の異
地性岩体ということになる。



第12図 美女峠北方におけるジュラ系大西層と周りの二畳・三畳系との関係を示すルートマップ (小嶋, 1984)
 JR: ジュラ紀放射虫化石, TC: 三畳紀コノドント化石, PR: 二畳紀放射虫化石, ss: 砂岩, sh: 頁岩, ch: チャート, gs: 玄武岩

IV. 6 駄吉層

(Ds, Dc, Db, Dl)

本層は本図幅地域北東部に広く分布するジュラ紀のスランプ礫岩層である。本図幅地域北西部や北部(小八賀川層中)のスランプ礫岩層も、岩相から本層に含めてある。駄吉層は黒色頁岩-シルト岩中に数mm-数kmに及ぶ大小様々な砂岩・チャート・玄武岩・石灰岩などのスランプ礫(オリストリス)を含む海底地すべり堆積物である。砂岩オリストリスの中で、数10m以上の大きなものは、すべて砂岩頁岩互層起源で、スランプ礫岩の基質をなす黒色頁岩・シルト岩に漸移する部分もある。したがって、地質図上ではチャート・石灰岩・玄武岩のみをオリストリスとして示した。模式地の丹生川村駄吉南方では、数10cm大の砂岩や層状チャートのブロックが、黒色-暗褐色で汚れた感じの基質の頁岩中に存在するのがよく分かる(第13図)。この付近の駄吉層には後生の小断層も多く、各所に破碎帯が存在する。本層は北隣の船津図幅地域内にも広く分布し、礫見・野沢(1957)による小八賀



第13図 駄吉層のスランプ礫岩 (丹生川村駄吉南方) ハンマー
右のスランプ礫は砂岩、上方の礫層は完新世の礫層

川以北の丹生川層の大部分と中畑層及び十二ヶ岳層はすべてこの駄吉層と一連のものであり、類似の地層は丹生川村平湯峠-上宝村福地南方にも広く分布する。このように駄吉層のスランプ礫岩及びその相当層は、丹生川村一帯に広く分布する一大オリストストロームをなすことから、一括して丹生川オリストストローム (Nyukawa Olistostrome) と呼ばれている (ADACHI and KOJIMA, 1983)。

スランプ礫としては量的に砂岩が最も多い。チャートのスランプ礫には二畳紀のものと同三畳紀のものとの2種類が存在する。石灰岩礫には小型有孔虫や石灰藻は認められるが、時代決定に役立つ紡錘虫やサンゴなどの化石は得られていない。スランプ礫岩の基質である黒色頁岩からは、大西層の珪質頁岩中のものと同種のジュラ紀中期の放散虫化石が産出する(第4表)。しかしながら、化石の保存状態は一般に悪く、再結晶したものが



第14図 未区分中・古生層中の石灰岩とチャート(リボンチャート)の互層 (朝日村岩井谷)

多い。この放散虫化石の再結晶化は、駄吉東方に露出する白亜紀後期に貫入した下ノ原花崗閃緑岩の熱の影響と考えられる。花崗閃緑岩体付近の頁岩は黒雲母ホルンフェルスに変わっている。岩体から約500 m 以上離れると黒雲母はみられないが、熱水性の石英-緑泥石脈が各所に認められる。このような熱水変質は下ノ原花崗閃緑岩体の露頭から1.5-2 km に及んでおり、花崗閃緑岩体が駄吉層の下に広く伏在していることを示唆している(地質断面図 E-F-G 参照)。

駄吉層の砂岩は、珪線石片麻岩(図版Ⅱ-1)やオーソコーツァイト(図版Ⅱ-2)などの岩片を含むことなど、その岩石学的特徴は、南部の大西層の砂岩と区別できない。興味深いこととしては、砂岩の重鉱物としての電気石の碎屑粒に二次成長が観察されることである(ADACHI and KOJIMA, 1983)。この砂岩は池之俣川上流産の細粒砂岩で、重鉱物に富むラミナを持っている。このラミナに自形状の電気石があり、二重構造を示している。すなわち円磨された緑色-黄色の多色性を示す核部とその周りを取り巻く淡黄色-無色の多色性を示す二次成長した電気石である(図版Ⅱ-3, 4)。

駄吉層と小八賀川層及び未区分中・古生層とは逆断層(駄吉衝上断層)で接している。これについては地質構造の項で述べる。

IV. 7 未区分中・古生層(Uc, Ub, U1)

本層は、図幅地域中央部に広く分布する層状チャート(Uc)と玄武岩(Ub)を主体とし、その他少量の石灰岩(U1)及び頁岩を挟有する地層である。本層の大半を占める厚い層状チャートからは二疊紀及び三疊紀³⁾の放散虫化石を産するが、化石の資料が十分でなく、今のところ二疊紀チャートと三疊紀(-ジュラ紀前期)チャートを区別できないので未区分中・古生層のチャートとして一括した。チャートの中で玄武岩を伴わないものあるいはやや珪質な白色石灰岩と互層するリボン状チャート(第14図)は、恐らく三疊紀の地層と思われる。チャートには層間褶曲がよく発達している。

本層の玄武岩は、小八賀川層のものに比べて、石灰岩を伴うことが少なく、また地層の厚さがより薄い。全体的な岩相並びに岩石学的及び化学組成的特徴の上からは区別できない(第3表)。枕状溶岩も普遍的に存在し、特に朝日村水屋谷及びその周辺地域でよく観察される。本層の玄武岩が二疊紀のものという確証はないが、かなりの部分は小八賀川層の玄武岩(Kb)と一連と考えても大きな矛盾はなく、チャートとともに今後の検討を要する。朝日村六方山東方の水屋谷上流には、チャートと玄武岩の間に石灰岩が存在し、藤本ほか(1962)はこの石灰岩体から *Parafusulina* sp. を報告している。恐らくこの石灰岩を伴う玄武岩は二疊系であろう。水屋谷東方の長倉本谷及び岩井谷には、径80 cm 大に達する含紡錘虫灰色石灰岩の転石が幾つも存在する。紡錘虫化石の大半は *Pseudofusulina isomie* IGO (ADACHI and KOJIMA, 1983) で、二疊紀前期のものである。IGO(1965)によれば、*Pseudofusulina isomie* は北隣の船津図幅地域東部の丹生川村旗釜及び昔手の石灰岩に特徴的な紡錘虫化石とされている。

本層のチャートあるいは玄武岩中には、大西層の珪質頁岩や砂岩の小岩体が断層で挟みこまれて各所に分布する。第15図から分かるように、ジュラ紀珪質頁岩・砂岩とより古いまわりの地層とは明瞭な断層関係が認められる場合もある。しかしながら、両者の走向がほぼ同じで、かつ断層らしきものが全く

3) わずか1例ではあるが、小嶋(1984)は高山市岩井町南の層状チャートからジュラ紀前期の放散虫化石を報告している。



第15図 大西層の珪質頁岩(左側)と周りのチャートとの断層関係(朝日村深谷)

認められず整合と見える露頭も少なくない。特にチャート中に挟在するジュラ紀層が、砂岩や典型的な淡緑色珪質頁岩-凝灰質頁岩ではなく、ごく普通の黒色頁岩の場合には化石を抽出してみても初めて“断層”の存在に気付くことが多い。このような、堆積後間もない時期に海底地すべりによって生じたと考えられる断層は、末区分中・古生層に多く存在する。現在までに得られている化石のデータ及び美女峠北方に見られるチャートと砂岩・珪質頁岩の複雑な産状から判断すると、本地域の末区分中・古生層を構成する見かけ上厚いチャート・玄武岩などは、二疊紀チャート、二疊紀(?)玄武岩、三疊紀チャート、ジュラ紀チャート及びジュラ紀珪質頁岩・砂岩が、海底地すべりによって複雑に繰り返している可能性が強い。

IV. 8 地質構造

IV. 8. 1 褶曲構造

本図幅地域内の美濃帯中・古生層の大構造は複雑で不明な点が多く残されている。その理由は、(1)最も広く分布する層状チャートに十分な特徴がなく、また地層の上下関係を決めうる堆積構造も見られない。(2)玄武岩に地層の上下判定が確実にできる枕状溶岩が少ない。(3)チャートからは二疊紀-ジュラ紀前期の放射虫やコノドントが産出するが、今のところ、これまでの化石のデータからはまだ二疊紀チャートと三疊紀チャートを十分に区別できていない。(4)大西層の砂岩には、ソールマークや級化層理が発達不良で、地層の上下が分かる所が少ない。(5)駄吉層のようなスランプ礫岩では、基質及びスランプ礫の時代が分かっても、堆積時の変形に後の時期の変形が重複しているため、全体の地質構造の解析は難しい。(6)本地域の中・古生層には幾つもの断層が存在し、地質構造を一層複雑なものにしている。

上記のような理由から、本地域の中・古生層の大構造、特に km オーダーの褶曲構造を明確に把握す



第16図 丹生川村駄吉林道切割にみられる 駄吉衝上断層 駄吉層 (Ds) の上に N35°E, 30-50°NW の断層面をもって小八賀川層 (Kb) が載っている

るには至っていない。しかし次のように仮定すれば、大局的な地質構造が推定される。すなわち、二疊紀の石灰岩及びチャートを密接に伴い、しかも同じような岩石学的特徴を持った玄武岩を一連のものとする。更に所々に認められる玄武岩の枕状構造から地層の上下を決定する。このような解析によって、波長3 km 程度の広域的な褶曲構造が得られ、地質断面図に示されている。玄武岩の上下に存在するチャートの時代が詳細に確定できれば、より確度の高い褶曲構造が設定できよう。

IV. 8. 2 断層

本地域内の中・古生層を切る断層は数多く存在する。これらの断層には地層の走向にほぼ平行なENE-WSWのトレンドを持つものが多い。例えば江名子断層、猪之鼻断層及び宮峠断層がこの代表的なものである。これらの断層面は高角度で北あるいは南へ傾斜する。これらの断層に沿って破碎帯が各所に発達し、また未固結の断層粘土も普通に見られる。

一方、駄吉層と小八賀川層及び未区分中・古生層を境する駄吉衝上断層は、低角度で両者を分け、地層の一般走向と著しく斜交している。衝上断層面が見られる所は限られるが、駄吉南方の駄吉林道沿いでは、駄吉層と小八賀川層の接触関係が見られる(第16図)。ここでは、二疊系小八賀川層の玄武岩の下位にジュラ系駄吉層の黑色頁岩が存在する。断層面は北西へ30-50°傾斜している。下盤の黑色頁岩はかなり変形し、部分的に黑色の断層粘土も形成されているが、上盤の玄武岩はほとんど変形していない。断層面は1つではなく、ほぼ平行なものが幾つも存在する。駄吉衝上断層は江名子断層によって約1 kmの右横ずれの変位を生じている。

V. 下ノ原花崗閃緑岩(Gd)

本岩は、本図幅地域最北端から「船津」図幅地域にかけて分布する小岩体で、磯見・野沢(1957)及び

第5表 下ノ原花崗閃緑岩の化学組成及びモード組成

No.	1	2	Ig. loss を除く 百分比	No.	1	2
SiO ₂	67.6	67.6			SiO ₂	68.63
TiO ₂	0.44	0.37		TiO ₂	0.45	0.38
Al ₂ O ₃	15.5	15.1		Al ₂ O ₃	15.74	15.50
Fe ₂ O ₃	1.08	1.16		Fe ₂ O ₃	1.10	1.19
FeO	2.35	2.02		FeO	2.39	2.07
MnO	0.06	0.06		MnO	0.06	0.06
MgO	1.49	1.23		MgO	1.51	1.26
CaO	3.62	3.20		CaO	3.68	3.29
Na ₂ O	3.27	3.13		Na ₂ O	3.32	3.21
K ₂ O	2.95	3.40		K ₂ O	2.99	3.49
P ₂ O ₅	0.14	0.13		P ₂ O ₅	0.14	0.13
Ig. loss	1.21	2.35				
Total	99.71	99.75				
			CIPW norm			
モード組成				Q	26.83	30.36
石英	25.3	27.7		c	0.69	0.26
カリ長石	11.5	12.2		or	17.70	24.37
斜長石	49.5	47.9		ab	28.09	31.97
黒雲母	11.3	10.8		an	17.30	8.56
角閃石	2.4	1.5		hy { en	3.77	1.22
				fs	2.85	1.07
帯磁率 (emu/g)	12 × 10 ⁻⁶	10 × 10 ⁻⁶		mt	1.59	1.52
				il	0.85	0.48
				ap	0.33	0.19

1. 斑状角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩
丹生川村旗鉾西方(781110-1, GSJ R26859)
2. 弱斑状角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩
産地同上 (781110-2, GSJ R26860)
分析者: 原山 智(蛍光X線分析) 安藤 厚(FeO)
帯磁率測定: 金谷 弘

SHIBATA and NOZAWA (1966) では石英閃緑岩と呼ばれたが、モード分析の結果(後述)により表記のように改称する。丹生川村^{だよし}旗鉾の東方(通称塩屋坂付近)より下ノ原⁴⁾付近にかけて露出し、北東-南西方向にやや伸長した長径約700m、短径約450mの小岩体をなす。美濃帯中・古生層(駄吉層)を貫き、岩体の周囲約300 m 前後にわたって同層を黒雲母ホルンフェルスに変化させている。小八賀川河床では本岩がN60°W60°Nの貫入面をもって同層の砂岩を非調和に貫いているのが見られる。下ノ原南方の通称下ノ原谷下流部にも類似した岩相の小岩体が認められる。本岩のK-Ar年代(黒雲母)は、SHIBATA and NOZAWA (1966) により、86 ± 6 Ma と報じられているが、最近の壊変定数⁵⁾により再計算すれば88 ± 6 Ma となる。

本岩は主として斑状-弱斑状・中粒の角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩から構成されるが、しばしば露頭規模で組織や構成鉱物の差異による岩相変化を示す。長径10 cm 以下の暗色包有物を少量含むほか、アプライト脈や石英の細脈を伴う。石英脈にはしばしば細粒の黄鉄鉱や輝水鉛鉱が見いだされる。

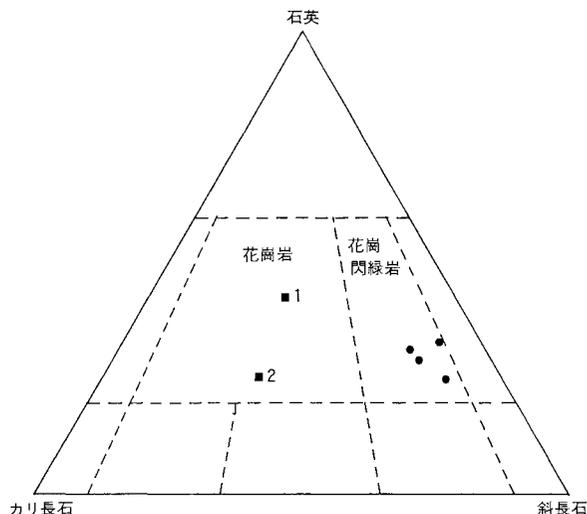
本岩の主岩相には、肉眼的に長さ2-8 mm の斑状斜長石、1-3 mm の自形黒雲母、1-4 mm の半自形

4) 旧版の国土院発行5万分の1地形図「船津」にはこの地名があるが、最新版には載っていない。

5) $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_{\alpha} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

石英とこれらの間を埋める細粒部とが認められる。このほか、長さ3-5mm前後の角閃石斑晶を含むことが多い。

本岩の代表的岩相4試料についてモード分析を行い、このうち2試料について化学分析及び帯磁率の測定を行った(第5表及び第17図)。モード組成上は花崗閃緑岩の領域にプロットされ、色指数は12-14%を示す。不透明鉱物としてチタン鉄鈦を含むが、その含有量は低い。磁鉄鈦が、含まれないことは帯磁率が低いことと調和的である。化学組成上は、やや全鉄に乏しい点を除いて、ほぼ日本産花崗岩質岩の平均的トレンドにのる。



第17図 下ノ原花崗閃緑岩(黒丸)、船山溶結凝灰岩層中の花崗岩岩片(1)及び花崗閃緑斑岩中に捕獲された花崗岩(2)のモード組成 花崗岩類の分類・命名は STRECKEISEN *et al.* (1973) に基づく

以下に本岩の代表的標本(化学分析試料)について、鏡下の性質を記述する。

斑状角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩、丹生川村旗鉾西方、国道158号線道路切割(781110-1, GSJ R 26859)

斑状結晶として斜長石・石英・黒雲母・角閃石を含み、その間を石英・カリ長石・斜長石からなる細粒部が充填する。このほか燐灰石・ジルコン・チタン鉄鈦の自形結晶が石英を除く斑状結晶中の包有鉱物や単独結晶として含まれる。

角閃石は黒雲母に様々の程度に置換されており、柱状半自形-他形を示す。多色性はX=淡黄色、Y=淡褐色、Z=淡緑色-緑色である。C軸方向に伸長した結晶内にはしばしば(001)に沿ったラメラ構造が認められる。黒雲母は半自形斑状結晶のほか、細粒部の他形結晶や斜長石中の包有結晶及び角閃石を置換した結晶として含まれる。多色性は、X=淡黄褐色、Y≒Z=茶褐色である。燐灰石・ジルコンを包有結晶として含む。劈開に沿ってしばしば緑泥石が生じている。斜長石は自形大型斑状結晶と細粒部を構成する半自形-他形小型結晶とに大別される。前者はアンデシ-オリゴクレスで累帯構造を示し、角閃石・黒雲母・燐灰石を包有結晶として含む。後者は累帯構造は弱くオリゴクレスよりなる。石英も半自形-他形斑状結晶と他形細粒結晶に大別される。前者はプール状集合体をなし、サブグレイン化し、縫合組織を示す。後者は斜長石・カリ長石・黒雲母とともに細粒部を構成する。カリ長石は他形で、細粒部を構成し、パーサイト構造を示さずI相である。

弱斑状角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 産地：同上(781110-2, GSJ R26860)

前述の斑状型より石基部の粒径が大きくなり斑状構造がやや不明瞭となる。角閃石・黒雲母はやや少なく、石英・カリ長石がやや多いほかは、上記試料に同じ。

VI. 濃飛流紋岩類及び関連する貫入岩類

VI. 1 研究史及び層序の概要

本図幅地域の濃飛流紋岩類は、明治-大正年間を通じて、“石英斑岩”、“微粒斑状花崗岩”あるいは“花崗質斑岩”と呼ばれ、溶岩あるいは浅所侵入岩とみなされてきた(坂, 1887; 神津, 1911; 野田・佐藤, 1920など)。野田・佐藤(1920)は、20万分の1地質図幅「高山」の説明書において、「石英斑岩は……木曾図幅の阿寺山脈を構成する花崗質斑岩に連続する。……本図幅に於ては片麻岩・古生層・角閃花崗岩を貫通す。岩石は普通斑状を呈し、石英・正長石・斜長石及少量の黒雲母より成れる微花崗岩質石基に石英又は長石の斑晶散点し、又角閃石及輝石あり、又時々多少玻璃質にして稍顯著なる流状構造を呈し、其地表付近に迸出し又地上に流出したりしの如き觀を呈するものありて岩質石英粗面岩に近似し両者の間に判然たる區別をなすこと難し……」と記述している。

その後、本図幅地域の濃飛流紋岩類の研究は長い空白期を迎える。第2次大戦後、岩船・佐久間(1952)は、本図幅地域に含まれる岐阜県大野郡高根村・同朝日村地内の地下資源調査を行い、同地域の10万分の1地質図を作成した。そして、「石英斑岩は、古生層に対して一部侵入し一部熔岩流をなした盃状大侵入体を形成し……」、「大底盤岩体よりの侵入条件による各種の相(浅い方から、石英粗面岩・石英斑岩・花崗斑岩; 現著者注)に分たれ、古生層内にはこの支脈の貫く部がある」と述べている。

1950年代後半に入って、中部地方の“石英斑岩”地帯の5万分の1地質図幅調査が次々に実施された。それらの調査資料に基づいて、河田ほか(1961)は、“石英斑岩”の主体が溶岩でも侵入岩でもなく流紋岩質の溶結凝灰岩であることを明らかにし、美濃・飛騨・木曾地方にまたがって分布する“石英斑岩”を「濃飛流紋岩類」と呼ぶことを提唱した。ただし、これら一連の調査研究は、すべて濃飛流紋岩類の岩体南半部(上松・妻籠・付知・加子母・下呂・萩原の各図幅地域)において行われたものであり、本図幅地域に関しては特に言及されていない。

本図幅地域を含む岐阜県全体の地質図としては、牛丸(1964)による20万分の1岐阜県地質図と、地質調査所の編集による15万分の1岐阜県地質産図(岐阜県, 1970)とが出版されている。牛丸の地質図では、本図幅地域の“濃飛斑岩類”は古生層に対して比較的スムーズな境界線をもって“貫入”しているように表現されているが、一方の地質産図では両者はすべてジグザグの断層線で境されており、両図の間には際立った差異が認められる。

濃飛流紋岩類に関する本格的な研究が始まったのは1960年以降である。山田ほか(1971)は、これらの研究成果に基づいて、火砕流堆積物という観点から濃飛流紋岩類の主体を構成する溶結凝灰岩の性状を記述し、また、濃飛流紋岩類を形成した火山活動の産物を大きくI-Vのステージに区分し(第6表)、それらの空間的拡がりや化学組成の推移を考察した。

1970年に濃飛流紋岩団体研究グループ⁶⁾が発足し、以後各地域の詳細な調査研究を行っている(濃飛団研, 1973, 1976, 1979, 1982a, 1982b; 小井土・濃飛団研, 1983)。これらの研究によってまとめられ

6) 濃飛団研と略称(以下同様)。

第6表 濃飛流紋岩類の層序区分

ステージ 区分	濃飛岩体南半部 (濃飛国研, 1976; YAMADA, 1977)	濃飛岩体中央部 (山田・河田, 1983)	濃飛岩体北部 (濃飛国研, 1979)	三日町図幅地域 (河田, 1982)	高山図幅地域 (本報告)
V	1748mピーク W.T. 鈴ヶ沢 W.T. 千沢 W.T.				
IV	卒塔婆山 W.T. 瀬戸川 W.T. 黒沢角礫岩層 白川層				
III	鯨川 W.T. 真弓峠 W.T. 高樽 W.T.	鯨川 W.T. 高樽 W.T.		赤谷 W.T., 源氏岳 W.T.*	九蔵川 W.T.
	阿寺層	阿寺層		ツメタ谷層, 三日町層	青屋凝灰岩層
II	夕森山 W.T. 赤石 W.T. 東俣 W.T. 切越峠 W.T.	夕森山 W.T. 赤石 W.T. 東俣 W.T.	殿川 W.T. ソウツイ谷 W.T. 彦谷 W.T. 母見峠層	彦谷 W.T., 船山 W.T.	船山 W.T. 錦山 W.T. 中之宿凝灰岩層
	三ッ森山礫岩層	小坂火砕岩類			
Ib	赤河 W.T. 久室 W.T. (?)		二本木層 小鳥川層 大白川層**	二本木層 小鳥川層 小井戸谷層	
Ia	南沢山 W.T. 富士見台 W.T. 恵那山 W.T. の沢 W.T. 黒井沢 W.T.		大原谷 W.T. 六蔵川層 筋川谷 W.T.	山之口川 W.T. 六蔵川流域の W.T.	
	戸沢層				
基盤	美濃帯中・古生層	美濃帯中・古生層	手取層群, 船津花崗岩類, 七広瀬層	手取層群, 麦島花崗岩, 森部層	荒城川層 美濃帯中・古生層

W.T.: 溶結凝灰岩

* 今回の調査によれば, その一部は船山溶結凝灰岩層に属する

** 濃飛国研(1982, 1983)によれば, 古第三紀の太美山層群に対比される可能性が大きい

た濃飛流紋岩の層序関係を第6表に示した。また, これと並行して, 濃飛流紋岩類をテーマとする卒業論文の作成が, 東京教育大学・信州大学・岐阜大学・京都大学・横浜国立大学などの学生によって行われた。そのうち, 本図幅地域に直接関係するものは, 福地(1972)による高山盆地の研究, 黒木(1973)による久々野町地域の研究, 打江(1973)による小坂町地域の研究, 永淵(1973)による朝日・高根地域の研究, 棚瀬(1978)による高山-古川地域の研究, 中口(1983 MS.)による清見村-富村地域の研究, 鈴木(1983 MS.)による鈴蘭高原ボーリングコアの研究などである。

1979-1980年度には, 本地域の西隣の三日町地域が特定地質図幅として取上げられ, その研究成果が河田(1982)によりまとめられた(第6表)。これに先立って, 河田ほか(1976)は, 三日町図幅地域の清見村二本木地区において, 濃飛流紋岩類に挟有される水底堆積岩層(二本木層)から, 比較的保存のよい植物化石(*Cunninghamia izumiensis* MATSUO)を発見し, 同層が白亜紀最末期のヘトナイ世に対比される可能性を示唆した。

最近における本図幅地域の濃飛流紋岩類については, 以下のような研究がなされている。

鹿野(1980)は, 高山市街地周辺部における濃飛流紋岩類と基盤岩(美濃帯中・古生層と飛騨外縁帯の荒城川層)との境界部を詳しく観察し, この地域では陥没運動によって生じたNW-SE方向の断層崖に流紋岩類がアバットして堆積したものと推定した。

第7表 高山区幅地域の濃飛流紋岩類の層序区分及び岩相一覧表(主岩相のみ)

ステージ区分	層序区分	最大層厚 (m)	岩質	結晶量 (vol. %)	結晶粒度	結晶容量比	本質レンズ	石質岩片
III	九蔵川溶結凝灰岩層	>600	Rh	40-55	中粒	$Qz \approx Pl > Kf > Hb \approx Bt$	多	少
	青屋凝灰岩層	>50	Rh	凝灰岩・火山礫凝灰岩(非溶結), 凝灰質泥岩・砂岩・礫岩を伴う				
II	船山溶結凝灰岩層	>1,000	Rd-Rh	40-60	中・粗粒	$Pl > Qz > Kf > Opx, Cpx, Hb, Bt$	多	少
	錦山溶結凝灰岩層	200	Rh	45-50	粗粒	$Qz > Kf \approx Pl > Hb \approx Bt$	多	多
	中之宿凝灰岩層	200	Rh	凝灰岩・火山礫凝灰岩(非-弱溶結), 凝灰質砂岩・泥岩・礫岩を伴う。				

Rh: 流紋岩, Rd: 流紋デイサイト, Qz: 石英, Pl: 斜長石, Kf: カリ長石,
Hb: 角閃石, Bt: 黒雲母, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石

笠原(1983)及び笠原・山田(1983)は、朝日村青屋地域における濃飛流紋岩類と美濃帯中・古生層との境界部の観察から、この地域では溶結凝灰岩の堆積後大規模な陥没運動が生じ、陥没体北縁のE-W～ENE-WSW方向の断層に沿って長大な花崗斑岩の弧状岩脈が貫入したと推定した。

山田・河田(1983)は、本図幅地域南方の飛驒小坂地域の濃飛流紋岩類の層序及び産状を記述し、特に、中・古生層の巨大岩塊を多量に含む最下位の^{おきか}小坂火砕岩類と、その上位の東俣溶結凝灰岩層とが、いずれも飛驒小坂付近に存在した南北方向の火道を通して噴出・堆積したものと考えた。

本図幅調査によって明らかにされた濃飛流紋岩類の層序並びに岩相の概要を第7表に、また周辺地域の濃飛流紋岩類との対比を第6表に示した。

濃飛流紋岩類のステージIの火砕岩類は、主として濃飛岩体の南縁部及び西縁部に分布し、本図幅地域には分布しない。

ステージIIの火砕岩類は、本図幅地域を含む濃飛岩体のほとんど全域(南縁部を除く)に分布する。本図幅地域では、下位から、中之宿凝灰岩層・錦山溶結凝灰岩層・船山溶結凝灰岩層の3つのユニットに区分される。これらのうち、中之宿凝灰岩層は本図幅地域南東部に、また、錦山溶結凝灰岩層は北西部にそれぞれ狭少な分布を示し、基盤の美濃帯中・古生層あるいは荒城川層を不整合に覆っている。両者は分布地域が異なるため直接に層序関係を決めることはできないが、これら両層を覆って広く分布する船山溶結凝灰岩層に対して、錦山溶結凝灰岩層が一部移化的な岩相を示すこと、並びに周辺地域との対比から、中之宿凝灰岩層よりも錦山溶結凝灰岩層の方が層序的に上位であると推定した。

ステージIIIの火砕岩類は、濃飛岩体の中央部から東縁部にかけて広く分布している。本図幅地域では、主に東部地域に分布し、青屋凝灰岩層とその上位の九蔵川溶結凝灰岩層とに区分される。青屋凝灰岩層は非溶結火砕岩と碎屑岩とからなり、濃飛岩体南半部に広く分布する阿寺層(湖底堆積層)に対比されるが、厚さは薄く、分布も断続的である。青屋凝灰岩層と下位の船山溶結凝灰岩層との間には若干の浸食間隙が推定される。九蔵川溶結凝灰岩層は、濃飛岩体の中央部に広く分布する^{たかだる}高嶺溶結凝灰岩層と岩相が極めてよく類似しており、それと一続きのものであったと推定される。

ステージIV及びVの火砕岩類は、本図幅地域南方の濃飛岩体東縁部(玉滝川流域)に分布し、本図幅地域には分布しない。



第18図 中之宿凝灰岩層基底の不整合面(左上-右下)。(高根村下之向、飛驒川左岸)人物より手前が大西層の砂岩でE-W, 75°Nの走向・傾斜を示す。不整合面の走向・傾斜はN-S, 30°Wで、凝灰岩層の最下部は細粒のガラス質凝灰岩(厚さ約30 cm)、それより上位は粗粒凝灰岩からなる

ここで、濃飛流紋岩類の岩質表示について触れておく。濃飛流紋岩類を構成する溶結凝灰岩の大部分は、 $\text{SiO}_2^7)$ が70-78%の範囲にあり、通常の命名法ではすべて「流紋岩」に属する。しかし、その頻度分布をみると SiO_2 71%と75%とに2つのピークをもつバイモーダルな性質をもっている(原山ほか, 1982)。そこで、便宜上 SiO_2 70-73%を流紋デイサイト、73%以上を流紋岩と呼んで両者を区分することにする。化学分析値のない試料については、分析された試料のモード組成と比較することによって化学組成を推定している。

VI. 2 中之宿凝灰岩層(Tn)

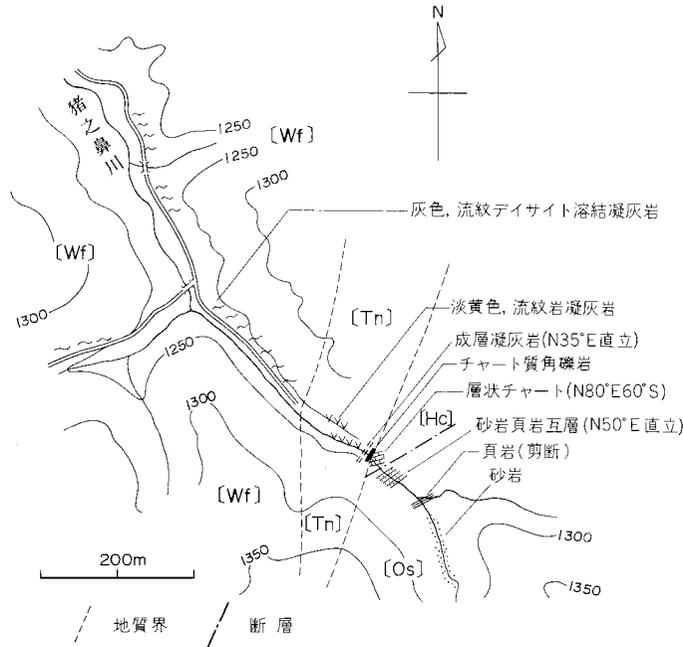
模式地及び分布

中之宿凝灰岩層(新称)は、高根村中之宿・下之向間の飛驒川河床を模式地とし、北方の子ノ原高原付近及び南方の猪之鼻川上流地域にかけて、南北約7 kmの範囲に細長く分布する。また、高根第二ダム南方の標高1,300-1,400 mの稜線部にも本岩の孤立した小分布がある。

下位層との関係

本層は美濃帯中生層(三疊系髭多山層及びジュラ系大西層)を不整合に覆う。不整合面が最もよく観察されるのは、下之向北西約200 mの飛驒川沿いの露頭である(第18図)。ここでは、基盤の大西層の砂岩(一部は礫質砂岩)の層理面を高角度に切って、本層の流紋岩凝灰岩が載る。不整合面の走向はほぼ南北方向で、傾斜は西へ約30°である。本層基底部の厚さ約30 cmの部分は細粒緻密なガラス質凝灰岩で、それより上位は結晶破片や岩片(砂岩・頁岩・チャート等)に富む粗粒のガラス質結晶凝灰岩であるが、

7) H_2O 及び CO_2 を除いて再計算した SiO_2 重量百分比(以下同様)。



第19図 中之宿凝灰岩層と中・古生層との急斜した不整合関係を示すルートマップ
 (高根村猪之鼻川上流) Wf: 船山溶結凝灰岩層 Tn: 中之宿凝灰岩層 Os: 大西層
 Hc: 髭多山層 数字は海拔高度 (m)

両者とも非溶結で、ビトロクラスティック組織が残っている。基盤の砂岩は著しく堅硬で、破碎されていない。不整合面は平滑で、よく癒着しており、これに沿うすべり面も見られない。

高根村池ヶ洞北方の林道切割では、大西層の砂岩の上に本層の灰白色の流紋岩凝灰岩が $N20^{\circ}E30^{\circ}W$ の境界面をもって載っているが、ここでは境界面に沿って幅 10-20 cm のやや軟弱な断層粘土が生じている。恐らく、本来の不整合面が、第四紀の断層運動(猪之鼻断層)に伴ってすべり面となったものであろう。

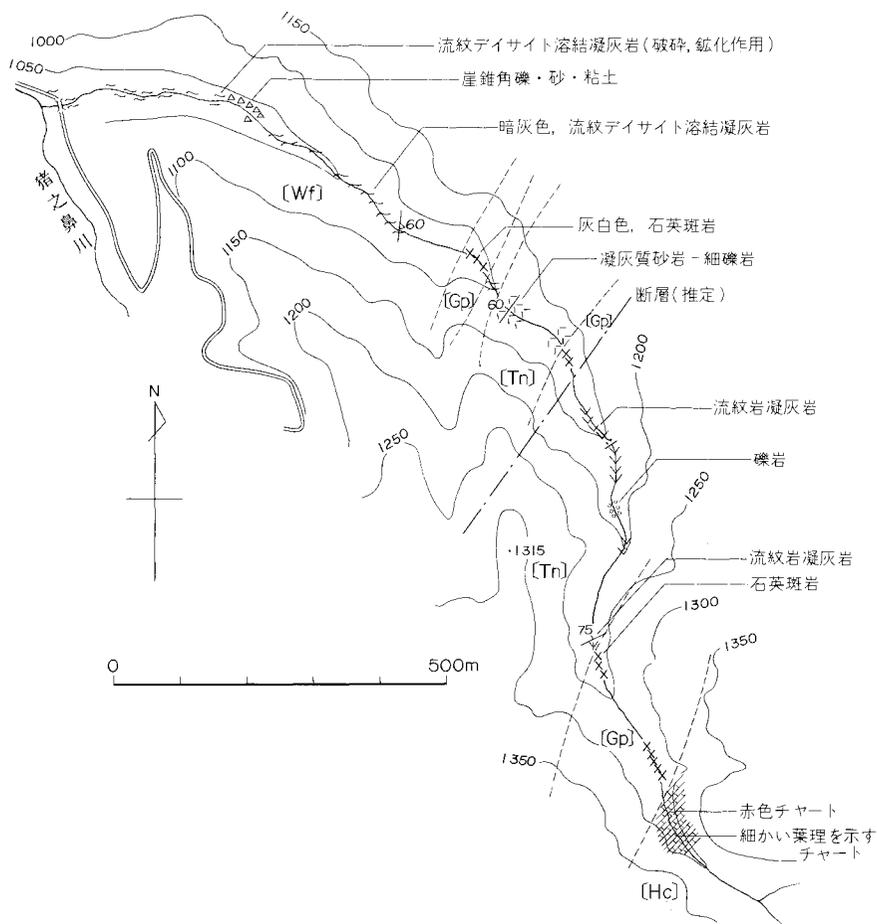
猪之鼻川上流部では、本層が基盤との境界部付近で急斜あるいはほとんど直立の構造を示すため、不整合関係を把握しにくい。第19図に示したように、髭多山層の層状チャートに接してその西側にチャート角礫からなる厚さ数mの角礫岩が分布し、更にその西側に成層した流紋岩凝灰岩(層理面ほぼ直立)が分布している。このチャート質角礫岩は本層の基底礫岩に相当するものであり、この付近の直立した構造は本層堆積後の変動によるものであろう。

厚さ

本層の厚さは、模式地では約 200 m であるが、猪之鼻川上流では 5 m 程度となり、南方に向かって薄化尖滅する。北方に向かっての厚さの変化については、丹生川火砕流堆積物や乗鞍火山噴出物に覆われるため、不明である。

岩相

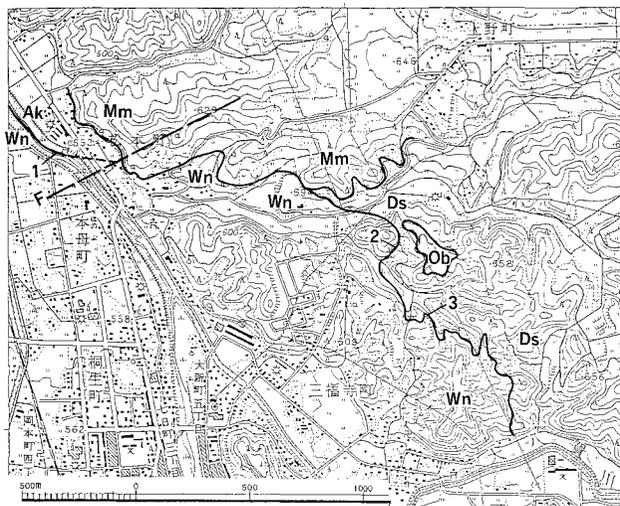
本層は、主として、流紋岩質の凝灰岩・軽石凝灰岩及び火山礫凝灰岩(いずれも非-弱溶結)からなり、局部的に凝灰質砂岩、凝灰質泥岩及び礫岩を挟んでいる。



第20図 中之宿凝灰岩層中の碎屑層層の分布を示すルートマップ（高根村猪之鼻川支流） Gp: 石英斑岩（他の記号は第19図と同じ）

火砕岩類は、一般に優白質で、有色鉱物として黒雲母のみを含むものが大部分であり、まれに黒雲母と角閃石を含むものがある。ガラス片と結晶片との割合から、ガラス質凝灰岩、ガラス質結晶凝灰岩、更に結晶ガラス質凝灰岩まで、幅広い岩相変化を示す(第24図B参照)。これらに含まれる岩片は、砂岩・頁岩・チャート・玄武岩などの異質岩片が主体であるが、ときに流紋岩凝灰岩、同溶結凝灰岩、同溶岩などの類質岩片も認められる。基質は、一般にガラス片の形がよく保存されたビトロクラスティック組織を示すが、これらのガラス片はすべて脱ガラス化している。ときには、軽石片がやや偏平化して葉理構造を示すことがある。しかし、このような部分(弱溶結相)はまれで、一般には塊状で、露頭の規模では均質である。

凝灰質砂岩は、猪之鼻川支流に露出し、細礫岩を伴い、弱い層理を示し、厚さ約50mで、本層の比較的上位層準を占める(第20図)。礫岩はこれよりも下位の層準に挟まれ、厚さ10m以上で、平均径3-5cm、最大径約20cmの流紋岩凝灰岩・チャート・頁岩の亜角礫からなる(第20図)。凝灰質泥岩は、高根村中洞東方の谷の最上流部(地質図でN35°E25°Nの走向傾斜を記入した地点)に露出し、凝灰岩中に



第21図 高山市松本町-三福寺町における錦山溶結凝灰岩層(Wn)と基盤岩との不整合面のトレース 鹿野(1980)に基づき、一部修正。基図は国土地理院発行2万5千分の1地形図「高山」の一部を使用。Ob: 大洞層 Mm: 松本礫層 Ds: 駄吉層 Ak: 荒城川層 F: 飛騨外縁帯と美濃帯とを境する推定断層 1-3: 本文参照

厚さ 10 cm 程度の薄層として何枚も挟有され、一部に炭質頁岩を伴う。

対比

本層の主体をなす火砕岩類は、主に黒雲母流紋岩の組成を示すこと、中・古生層や流紋岩凝灰岩などの異質・類質岩片に富むなどの点で、飛騨小坂付近(南隣の御獄山図幅地域内)に分布する小坂火砕岩類(山田・河田, 1983)と共通性があり、両者の層序的位置もほぼ同様である(第6表参照)。しかし、小坂火砕岩類は中・古生層の巨大岩塊(径数10 m-数100 m)を多数包有する凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩から構成され、一方、本層は凝灰岩-火山礫凝灰岩を主体とし、何枚もの碎屑岩層を挟有しており、両者は岩相上大きく異なる。両者の分布は約 20 km も離れており、その中間の地域にはこれらより上位の火砕岩類が広く分布しているため、両者の関係を明らかにすることは困難である。

VI. 3 錦山溶結凝灰岩層(Wn)

模式地及び分布

錦山溶結凝灰岩層(新称)は、高山市街地の東部に位置する錦山(標高 753 m)一帯を模式地とし、北は高山市松本町から南は同石浦町まで、南北約 8 km の範囲に分布する。また、本層と岩相並びに層序的位置が類似する溶結凝灰岩は、本図幅地域北西方の国府町-古川町地域(飛騨古川図幅地域内)にも分布し、棚瀬(1978)により宮川溶結凝灰岩と命名されている。

下位層との関係

本層は、美濃帯中・古生層及び飛騨外縁帯荒城川層を、いずれも不整合に覆っている(第21図)。以下に、この不整合関係について、北から南に順次記述する。



第22図 錦山溶結凝灰岩層と荒城川層(緑色片岩)とのアバット不整合 (高山市松本町宮川河床, 第21図の地点1) ハンマーより手前が溶結凝灰岩で, 約70°傾斜する不整合面(ハンマーの方向)をもって緑色片岩にアバットしている

松本町加茂神社脇の宮川河床では, 本層が荒城川層の緑色片岩に対して, 急斜した不整合面(N65°W 70°S)をもって接している(第21図の地点1, 第22図). 不整合面直下の緑色片岩は, N85°E50°N方向の片理を示し, 堅硬である. 不整合面は, よく癒着し, 断層粘土等は認められない. この付近の溶結凝灰岩は堅硬で, かつほとんど塊状であるが, 本質レンズによる葉理構造の認められる場合があり, その走向傾斜はN75-85°W, 20-40°Sである. したがって, 本層堆積後の傾動運動を復元すると, 本来の不整合面は30-50°程度南方に傾斜していたことになる. すなわち, この関係はアバット不整合である.

三福寺町の高山市環境衛生センターから南東の宅地造成地に至る約1kmの範囲では, 本層とジュラ系駄吉層との不整合関係がよく観察できる(第21図). 不整合面のトレースは地形の起伏に応じて著しく入りこんでいるが, 大局的にはN30°W方向に延び, 不整合面の傾斜は20°以下でかなりばらつくが, 全体としては緩く西へ傾いている. 不整合面の直上には, しばしば基盤岩(玄武岩・チャート・砂岩など)の角礫を主材とする厚さ2-3mの角礫岩層が載り⁸⁾(第21図, 地点3), これを覆う溶結凝灰岩は一般に大型の石質岩片(第23図)及び本質レンズに富んでおり, 葉理面も一般に20°以下の緩傾斜である.

これより南方の松之木町-山口町地内では, 鮮新-更新統や沖積層が広く発達するため, 本層と基盤(小八賀川層)との関係は観察できない. また, 江名子町平和公園墓地東方では, 本層とチャートの小分布が相接してみられるが, 露出不良のため両者の関係は不明である.

石浦町南部の宮川筋では, 本層とジュラ系大西層の砂岩・泥岩とが, ほぼ南北性の境界で接しているが, 両者の直接的な関係を示す露頭はない. 地質図では大西層と濃飛流紋岩類を境するNE-SW方向の断層(一之宮断層)の延長として表現してある.

以上述べたように, 本層は荒城川層に対してはアバット不整合, 美濃帯中・古生層に対しては主とし

8) この角礫岩層の露頭は, その後工事により消滅した.



第23図 錦山溶結凝灰岩の基底部近くに含まれる砂岩岩片（高山市三福寺町，第21図の地点2）

て緩傾斜の不整合の関係にある。また、本地域北西の国府町寿美峠付近では、本層と類似の溶結凝灰岩が基底角礫岩・凝灰質砂岩など、(寿美峠層)を介して、飛騨外縁帯上広瀬層及び船津花崗岩類を不整合に覆っており(第34図参照)、NW-SE 方向の旧断層崖(陥没盆地の縁辺部)にアバットして堆積したものと考えられている(棚瀬, 1978; 濃飛団研, 1979)。

本層と中之宿凝灰岩層とは、分布が隔たっているため、直接の関係は不明である。

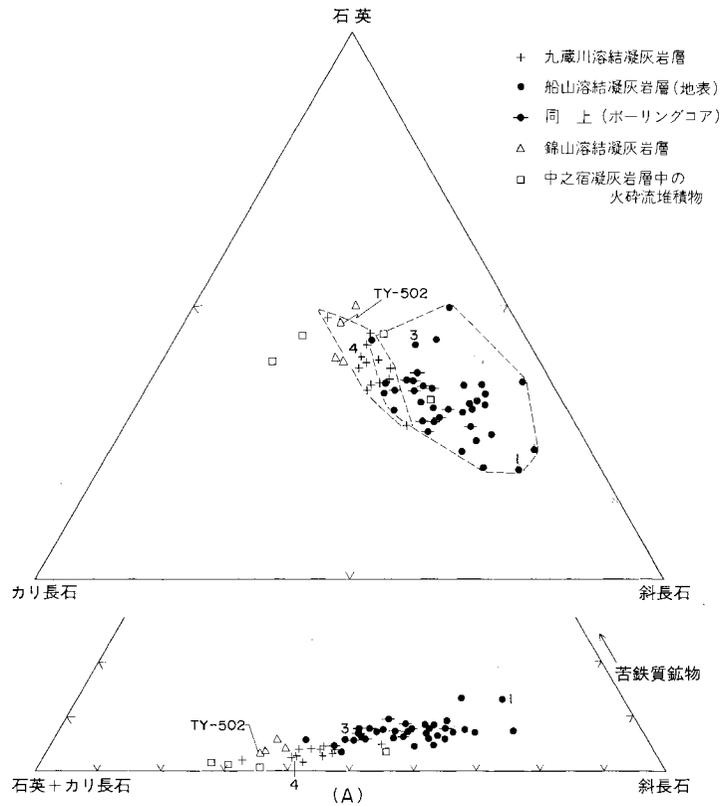
厚さ

本層の厚さは、模式地付近で150m以上であり、全体的な分布から200m程度と見積られる。

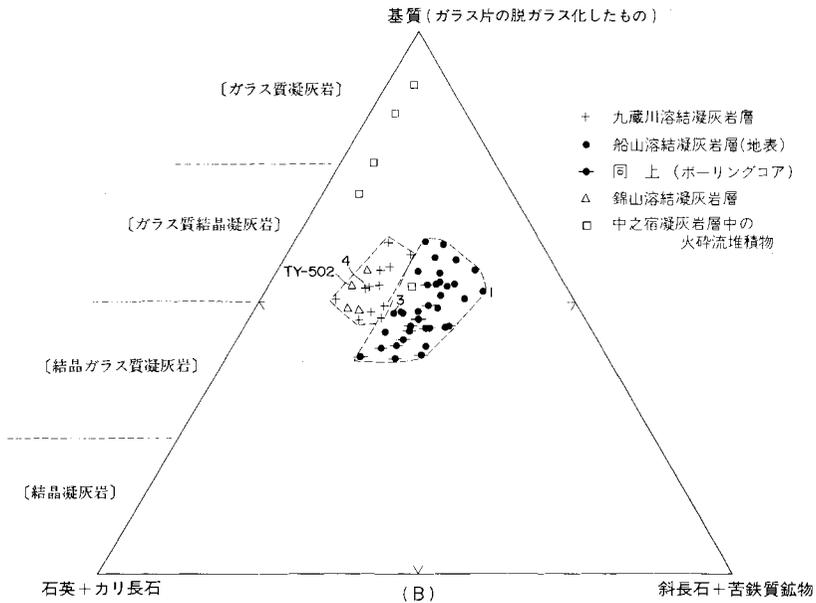
岩相

本層は、灰白色ないし灰色を呈する流紋岩溶結凝灰岩からなり、基底部を除いて、碎屑岩層や非溶結部を全く伴わない。一般に石質岩片や本質レンズに富む。本層は高山市街地周辺の比較的低平な丘陵・山地に分布するため、著しく風化しており、特に粗粒斑晶状の石英結晶(径5mm前後)に富むために、花崗斑岩あるいは石英斑岩と誤認されやすい。しかし、鏡下では基質の溶結構造は常に明瞭である。結晶片は全岩の約50%(容量比)を占め、その内訳は、石英>カリ長石≒斜長石>>黒雲母・角閃石(まれに輝石)>不透明鉱物である(第24図)。石質岩片は、チャート・砂岩・頁岩・流紋岩溶結凝灰岩・同凝灰岩・同無斑晶質溶岩などで、その種類はところによって異なる。これらの大きさは普通長径1-5cm程度であるが、しばしば10-20cmに達し、まれに50cmを超えることがある(第23図)。このように大型岩片に富むものは、基盤との不整合面近くの岩相に多い。本質レンズは、長径数cm-10数cmで、葉理面は一般に緩傾斜(20°以下)である。

本層は、上位の船山溶結凝灰岩層と一部で岩相的に漸移すると見られるが、境界部の露頭が不良で、かつ断層による破碎作用が著しいため、明確ではない。



第24図A 高山図幅地域の濃飛流紋岩類のモード組成 (結晶破片の容量比)



第24図B 高山図幅地域の濃飛流紋岩類のモード組成 (結晶破片と基質の容量比)

対比

本層の岩相や産状は、上に述べた国府町-古川町地域の宮川溶結凝灰岩のほか、本図幅地域西方の清見村地域に広く分布する彦谷溶結凝灰岩層(濃飛団研, 1979; 河田, 1982)の一部, 南西方の萩原町地域の山之口溶結凝灰岩(河田, 1982)の一部及び惣島溶結凝灰岩層(小井土・佐藤, 1979)や、更に南方の白川町地域の切越峠溶結凝灰岩層(濃飛団研, 1976; 山田ほか, 1976)によく類似している。これらの溶結凝灰岩は、いずれも船山溶結凝灰岩層あるいはそれに対比される東俣溶結凝灰岩の下位にあり、一部ではそれらと漸移的に移化している。

黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩：高山市松之木町錦山，林道切割(TY-502, GSJ R2686I, 図版IV-1)

本岩のモード組成(容量比)は、石英21.1%、カリ長石12.5%、斜長石11.3%、黒雲母0.8%、角閃石0.8%、石質岩片(チャート)0.9%、基質52.6%である(第24図)。石英は、大型結晶(長径2-5mm)は融食形-半自形のものが多く、小型結晶は一般に他形・破片状である。カリ長石は長径2-3mmで、他形破片状を呈し、微斜長石構造やパーサイト構造を示さず、 $2V = (-)$ 約 20° で、サニディンであろう。カリ長石はしばしば炭酸塩鉱物によって交代されている。斜長石は長径1-2mmで、他形・破片状であるが、著しく変質しており、炭酸塩鉱物やカオリナイトにより交代されている。黒雲母は劈開面が著しく屈曲しているが、すべて白雲母、炭酸塩鉱物、微粒の鉄鉱の集合体となっている。基質は隠微晶質で、溶結構造が明瞭である。本質レンズの石基は完晶質で、主に微粒の石英・カリ長石からなり、微文象構造を示している。

VI. 4 船山溶結凝灰岩層(Wf)

模式地及び分布

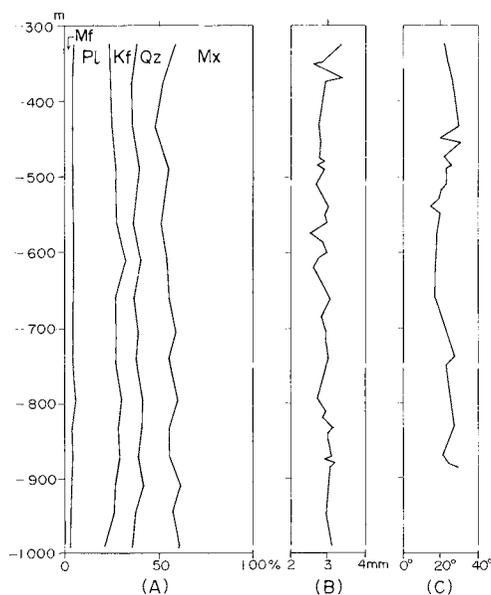
本層は、西隣の三日町図幅地域の久々野町船山(標高1479.5m)付近を模式地として河田(1982)によって命名された。その分布は、三日町図幅地域南東部から本図幅地域のほとんど全域に及び、更に南方の御嶽山図幅地域に続く。

本図幅地域では、本層は主に、宮峠-万石断層以南、秋神川以西の久々野町・朝日村一帯に分布する。そのほか、本図幅地域北西部の高山市・宮村境界部付近及び南東部の高根村中之宿・猪之鼻地区にやや広く分布する。更に、東部の朝日村二又川上流地域や東端部の高根村徳河谷上流部にも本岩の小分布がある。

これらのうち、高山市・宮村境界部付近に分布するものは、三日町図幅(河田, 1982)において本層より下位の彦谷溶結凝灰岩ならびに本層より上位の源氏岳溶結凝灰岩とされているものの延長部に位置するが、後に述べるような岩相上の共通性から本層に含まれるものとした。二又川上流のものは、中・古生層との境界近くに位置して、上位の青屋凝灰岩層並びに九蔵川溶結凝灰岩層中に断層で囲まれた狭長なブロックをなしている(第28図参照)。徳河谷上流部のは、乗鞍火山千町溶岩の直下にわずかに露出するのみで、詳しいことは分からない。

下位層との関係

本層は、高根村中洞東方、中之宿付近、猪之鼻川上流などにおいて、中之宿凝灰岩層と接している。両層の境界部には、断層が存在するか、あるいは石英斑岩・安山岩等の岩脈が貫入していることが多い。



第25図 鈴蘭高原ボーリングコアにみられる船山溶結凝灰岩層の垂直的岩相変化
 A: モード組成(容量百分率) Mf: 苦鉄質鉱物 Pl: 斜長石 Kf: カリ長石 Qz: 石英 Mx: 基質
 B: 薄片内最大20個の石英結晶の平均粒径
 C: 葉理面の傾斜角
 B, Cは鈴木(1983 MS.)による

が、分布状況や構造から見て、本層が中之宿凝灰岩層の上に載っていることは確かである。中之宿付近では両層共北西に30°前後傾斜しており、ほぼ調和的な構造を示している。

高山市石浦町地区では、錦山溶結凝灰岩層が宮川沿いの低地にのみ分布するのに対して、本層はその西方の稜線・山腹一帯(飛騨高山ゴルフ場を含む)を占めており、本層が錦山溶結凝灰岩層の上に載っていることは確かである。しかし、その境界部付近には両層の中間的な岩相を示す部分もある。この地区は特に風化作用が著しく、詳しいことは分からない。

厚さ

模式地付近では、本層の露出する飛騨川河床から船山山頂までの標高差が800m以上あり、本層の厚さも800m以上と見積もられるが、本層の構造が明らかでないので、正確でない。朝日村西洞の鈴蘭高原別荘地用温泉ボーリングコア⁹⁾によると、地下323mから1,000mまではすべて熱変成作用を受けた本層からなる(第25図)。葉理面の平均傾斜は約20°であるから、厚さは650m以上である。ボーリング地点(標高約1,170m)より高所の鈴蘭高原一帯(最高点の標高1,475m)も本層によって構成されているから、この地区における本層の厚さが1,000mを超えることは確実である(地質断面図A-B-C-D参照)。東部の高根村中之宿・猪之鼻地区では、本層の厚さが南から北へ向かって、約700m(猪之鼻川上流)から約500m(ノカイ山)へと減少する。北東部の二又川上流部では厚さ200m前後である。中央部の朝日村柳瀬谷西方山腹では、本層より上位の九蔵川溶結凝灰岩層が美濃帯中・古生層を不整合に覆っており、本層は欠如している。

以上述べたように、本層は本図幅地域南部で1,000m前後あるいはそれ以上の厚さをもつが、東方及び北方に向かって薄くなり、濃飛流紋岩類分布地域の北縁部ではほとんど尖滅する。厚さの変化からみる限り、本層の分布の中心(そして恐らく噴出の中心)は本図幅地域南部あるいはそれより南方の地域に

9) 御嶽鈴蘭高原観光開発 K.K. から提供。朝日村西洞黒見谷上流(地点は地質図に記入)。

あると考えられる。

岩相

本層の圧倒的大部分は、苦鉄質鉱物(特に輝石)に富む流紋デイサイト(一部流紋岩)組成の溶結凝灰岩からなる。以下にこれを主岩相と呼ぶ。そのほかに、大型の本質・異質岩片に富み、主岩相よりやや珪長質な岩相が久々野町小坊付近に分布している。また、非-弱溶結(?)の凝灰角礫岩が小規模に分布する。更に、本図幅地域西部-南部では、上記の岩相が広範囲にわたって熱変成作用を受けている。

[主岩相]

暗灰色ないし緑灰色を呈し、斜長石や苦鉄質鉱物の結晶が目立つ流紋デイサイト質($\text{SiO}_2=70-73\%$)の緻密・堅硬な溶結凝灰岩を主とする。全結晶量(容量比)は40-60%の範囲で変化する(第24図B)。結晶破片の容量比は、斜長石>石英>カリ長石>苦鉄質鉱物の関係にあるが、かなりの変動幅があり、石英>斜長石>カリ長石>苦鉄質鉱物の関係を示す流紋岩質の岩相も認められる(第24図A)。苦鉄質鉱物は、斜方輝石・単斜輝石・褐色普通角閃石・黒雲母・鉄鉱及びまれにかんらん石(仮像のみ)からなる。

本質レンズは普遍的に含まれており、長径5 cm以下で、1/3-1/10程度の偏平率を示すものが多く、まれに長径10 cmに達する。肉眼及び鏡下でユータキサイト構造が顕著である。

石質岩片は、長径3 cm以下で、量も少ない。その種類は、チャート・砂岩・頁岩・流紋岩・凝灰岩・同溶結凝灰岩などである。高山市西部の主岩相中には径5-10 cm程度の石質岩片がかなり多量に含まれている。

主岩相の垂直方向の変化を解明するため、鈴蘭高原温泉ボーリングコアについて、モード組成、粒度、葉理面の傾斜角などを検討した(第25図)。地下300-1,000 mの間で採取された約50個のコア試料は、肉眼で見る限りほとんど均質の緑灰色・緻密な溶結凝灰岩であり、非溶結相や砕屑岩などは全く認められない。第25図Aに示されるように、これらのモード組成は、垂直方向の変化の傾向を示さず、測定面積(それぞれ1枚の薄片)が狭いことを考えれば、誤差の範囲内でほとんど一定である。なかでも、苦鉄質鉱物の容量比は $4 \pm 1\%$ ではほぼ一定であり、かつその鉱物組合せもほとんど変わらない。また、最大20個の石英結晶の平均粒径は、若干のばらつきはあるものの、3 mm前後に集中しており、粒度に関しても垂直的变化は認められない。この図には示していないが、本質レンズの部分のみをとり出してモード組成や粒度を測定しても、定向変化はみとめられない。葉理面の傾斜角もほとんど15-30°の間にあり、測定誤差を考えれば、構造的にも一連のものであるとみなしうる。

以下に、化学分析を行った2試料について記載する。

かんらん石角閃石黒雲母含有単斜輝石斜方輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩：高根村中洞・中之宿間、飛騨川左岸切割。(TY-171, GSJ R26863, 図版IV-2, 3)

新鮮な破面ではやや青味を帯びた灰色を呈し、緻密・堅硬で、大小の本質レンズに富み、石質岩片に乏しい。軽度の熱変成作用を受けている。本岩のモード組成及び化学組成を第8表、第24図及び第26図に示した。

斑晶及びその破片は全岩の約50%(容量比)を占め、苦鉄質鉱物は全岩の6%を超え、船山溶結凝灰岩層中最も苦鉄質の岩相である。斜長石は長径1-2 mmの結晶が多く、累帯構造が著しい。その組成は、核部が An_{63-60} 、周縁部が An_{35} である(EPMAによる測定値。以下同様)。カリ長石は径1-3 mmの結晶が多く、微斜長石構造やパーサイト構造を示さず、 $2V=(-)20-30^\circ$ で、 $\text{Or}_{66}\text{Ab}_{33}\text{An}_1$

第8表 高山区幅地域の濃飛流紋岩類の化学組成及びモード組成 (*印:三日町図幅)

ユニット名	船山溶結凝灰岩層				九蔵川 溶結凝灰岩層	H ₂ O 及び CO ₂ を除く 100 分比			
	No.	1	2*	3		4	No.	1	2*
SiO ₂	69.80	70.96	71.86	73.57	SiO ₂	71.83	71.40	73.44	75.46
TiO ₂	0.31	0.35	0.26	0.15	TiO ₂	0.32	0.35	0.27	0.15
Al ₂ O ₃	14.07	14.80	13.48	12.88	Al ₂ O ₃	14.48	14.89	13.78	13.21
Fe ₂ O ₃	0.97	1.16	1.33	0.59	Fe ₂ O ₃	1.00	1.17	1.36	0.61
FeO	1.88	1.85	1.26	1.06	FeO	1.93	1.86	1.29	1.09
MnO	0.05	0.06	0.04	0.03	MnO	0.05	0.06	0.04	0.03
MgO	0.42	0.46	0.39	0.17	MgO	0.43	0.46	0.40	0.17
CaO	2.88	2.88	2.35	1.55	CaO	2.96	2.90	2.40	1.59
Na ₂ O	3.31	3.29	3.28	3.11	Na ₂ O	3.41	3.31	3.35	3.19
K ₂ O	3.42	3.50	3.55	4.36	K ₂ O	3.52	3.52	3.63	4.47
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.05	0.03	P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.05	0.03
H ₂ O(+)	0.87	0.18	1.19	1.09					
H ₂ O(-)	0.48	0.76	0.55	0.35					
CO ₂	1.24	0.01	0.19	0.98					
Total	99.77	100.33	99.78	99.92					
分析者	加藤甲壬	大森江い	加藤甲壬	加藤甲壬					
文献	本報告	河田(1982)	本報告	本報告					
モード組成									
石英	8.4		21.2	18.9	Q	30.80	31.06	34.06	35.62
カリ長石	5.5		9.1	13.1	c		0.53	0.09	0.31
斜長石	28.0		19.1	14.5	or	20.80	20.81	21.44	26.43
苦鉄質鉱物	6.1		2.6	1.1	ab	28.82	28.01	28.36	26.99
不透明鉱物	0.1		0.3	0.0	an	13.82	13.92	11.58	7.69
基質	51.9		47.7	52.4	wo	0.17	—	—	—
					di	0.06	—	—	—
					fs	0.12	—	—	—
					hy	1.02	1.15	0.99	0.43
					en	2.18	1.98	0.88	1.30
					fs	1.45	1.69	1.97	0.88
					mt	0.61	0.67	0.50	0.29
					il	0.17	0.16	0.12	0.07
					ap				
					D.I.	80.40	79.89	83.86	89.03

1. 流紋デイサイト溶結凝灰岩(TY-171, GSJ R26863)
高根村中洞・中之宿間, 飛騨川左岸
2. 流紋デイサイト溶結凝灰岩(M80051203) 久々野町上組
3. 流紋岩溶結凝灰岩(TY-13, GSJ R26862)久々野町久々野
4. 流紋岩溶結凝灰岩(TY-37, GSJ R26865)朝日村九蔵本谷

の組成を示し、サニディンであろう。輝石は苦鉄質鉱物中最も多量に含まれ、径1mm前後、単斜輝石と斜方輝石とからなるが、いずれも緑泥石及び炭酸塩鉱物によって置き換えられていることが多い。このうち斜方輝石については、 $En_{42-54}Fs_{55-42}Wo_{3-4}$ (紫蘇輝石-鉄紫蘇輝石)と $En_{25}Fs_{72}Wo_3$ (ユーライト)の2種類の結晶が認められる。角閃石は輝石を取り囲んでコロナ状に産するものと、単独結晶をなすものがあるが、いずれも、ほとんど完全に緑泥石と炭酸塩鉱物の集合物に変わっている。黒雲母には2種類あり、1つは長径1-2mmで、変形・変質が著しく、他は微粒・新鮮で鉄鉱物や輝石(変質)を取り囲んで産し、 $X=$ ほとんど無色、 $Y=Z=$ 褐色の多色性を示す。前者は火砕流マグマ中の斑晶及びその破片であるが、後者は産状からみて火砕流の堆積・固結(そして恐らく変質)後の2次的な熱変成作用の産物であろう。かんらん石(仮像のみ)は、極めてまれに産し、単斜輝石のコロナを伴い、蛇紋石(?)と鉄鉱物の集合物によって完全に置き換えられている。その他副成分鉱物として、鉄鉱物・褐れん石が含まれている。

基質は、脱ガラス化作用及び軽度の熱変成作用により、微晶質の石英・長石から構成されるが、溶結構造を明瞭に残している。本質レンズの部分の石基はこれよりやや粗粒で、珪長岩質ないし微球顆状構造を呈する。

黒雲母角閃石含有輝石流紋岩溶結凝灰岩：久々野町久々野，道路切割(TY-13, GSJ R26862)

上記の流紋デイサイト溶結凝灰岩(TY-171)に比べて，石英結晶(最大径 5 mm)に富み，斜長石や苦鉄質鉱物に乏しく，また SiO_2 にやや富んでいる(第 7 表及び第 24 図)．輝石(大部分は斜方輝石)は外形のみを残して，鉄に富む緑泥石¹⁰⁾，炭酸塩鉱物，緑れん石などに変わっている．カリ長石はパーサイト構造を示し，また著しく汚濁している．斜長石中には，変質により緑れん石・緑泥石などが生じている．黒雲母(緑泥石化)と角閃石(褐色普通角閃石)は，いずれも単独結晶をなし，比較的少量である．基質は隠微晶質で，溶結構造を示している．その他の性質は，熱変成作用を受けていない点を除けば，上記の溶結凝灰岩(TY-171)と大差はない．

[大型の石質岩片・本質レンズに富む岩相]

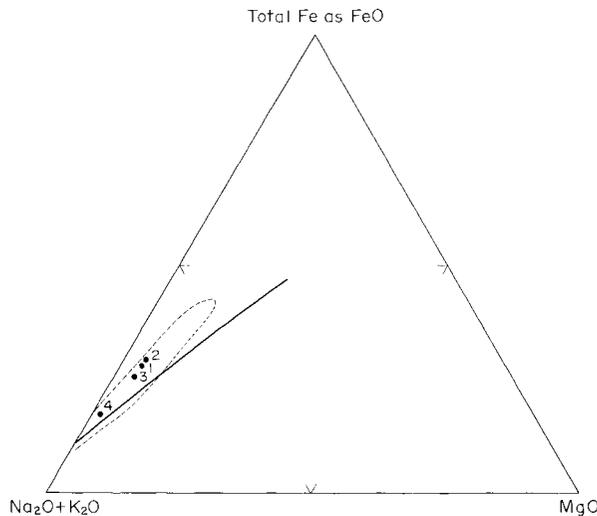
本岩相は，久々野町小坊付^{こぼう}近から口有道谷^{くちうどがに}にかけて，1-2 km の範囲に分布する．粗粒(径 3-5 mm)の石英結晶片に富み，色指数が低く(約 1.5)，苦鉄質鉱物は角閃石と黒雲母が主で，輝石類は少量である．本質レンズは長径 10-20 cm で，1/3-1/5 の扁平率を示すものが多い．本質レンズは径 5 mm 前後の石英・斜長石及び径 1 cm 前後のカリ長石の斑晶に富んでいる．石質岩片は，径数 cm-30 cm で，その種類は，砂岩，中粒黒雲母花崗岩，斑状黒雲母花崗岩，細粒閃緑岩，流紋岩凝灰岩などである．このうち，中粒黒雲母花崗岩の岩片は，最大径 30 cm に達するものがあり，灰白色で，そのモード組成は石英 41%，カリ長石 31%，斜長石 24%，黒雲母 3%，その他 1% である(山田，1972；第 17 図及び図版 III-1 参照)．本岩相と主岩相との直接の関係は分からないが，本岩相が飛驒川沿いの比較的低所にのみ分布することから，恐らく主岩相よりもやや下位の層準を占めるものであろう．

[凝灰角礫岩]¹¹⁾

本岩は，本図幅西北部地域の飛驒一之宮駅北方林道切割及び高山市石浦町西部(ゴルフ場専用道路脇の露頭)に，30-50m 程度の幅で露出している．本岩は多量のチャート・砂岩・流紋岩溶結凝灰岩の角礫(平均径 5 cm 程度，まれに長径 10-20 cm)がややルーズな粗粒凝灰質物質で充填された凝灰角礫岩である．本岩は，いずれも著しく風化し，また破碎されているために，主岩相との関係は明確でない．

対比

本層の主岩相は，付知町東俣谷を模式地として濃飛岩体南半部に広く分布する東俣溶結凝灰岩層(山田は



第 26 図 船山溶結凝灰岩及び九蔵川溶結凝灰岩の MgO -全鉄(FeO)- $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図 1-4 は第 8 表の試料番号に対応．破線：濃飛流紋岩類の組成範囲(YAMADA, 1977 及び今回の資料による) 太線：ARAMAKI *et al.* (1972) による日本の花崗岩類の平均トレンド

10) 粉末 X 線回折による(下坂康哉技官同定)．
11) 小分布のため地質図では省略した．

か、1971)に類似しており、分布上もそれとほとんど連続的である(山田ほか、1976; 山田・河田、1983)。また、本図幅地域北西方の清見村ソツイ谷付近に分布するソツイ谷溶結凝灰岩層(濃飛団研、1979)とも、岩相的に類似する。これらの溶結凝灰岩は、ステージⅡの噴出物の主体をなすユニットであり(第6表)、その分布を復元すると、南北70 km以上、東西40 kmに達し、厚さも1,000 m前後で、濃飛流紋岩類中最も大規模な火砕流堆積物である。本火砕流の給源としては、濃飛岩体南西部の白川町赤河地区(濃飛団研、1976)と中央部の飛驒小坂地区(山田・河田、1983)の、少なくとも2箇所が指摘されている。本図幅地域の船山溶結凝灰岩層は、飛驒小坂地区を給源とする火砕流堆積物である可能性が大きい。

VI. 5 青屋凝灰岩層(Ta)

模式地及び分布

青屋凝灰岩層(新称)は、模式地の朝日村青屋の青屋川沿いにやや広く分布するほか、青屋川上流の長倉本谷沿い、寺沢-浅井地区の飛驒川沿い、高根村猪之鼻付近、同徳河谷上流部、久々野町柳島付近などに小規模に分布する。これらは、走向方向への連続性に乏しいが、常に船山溶結凝灰岩層と丸蔵川溶結凝灰岩層との境界部に位置しており、層準的には同一のものと考えられる。

下位層との関係

模式地では、本層は青屋川沿いの低地に分布しているが、周囲をほとんど断層によって囲まれるか、あるいは上位の丸蔵川溶結凝灰岩層によって覆われているために、下位層との関係は不明である。青屋川支流柳瀬谷の西方山腹では、本層の一部である黒雲母流紋岩凝灰岩がジュラ系大西層の砂岩の上に載っている。これ以外の地域では、本層は常に船山溶結凝灰岩を覆っている。その関係が最もよく観察されるのは猪之鼻北方の崩壊地の露頭である。ここでは、標高約960mの地点で船山溶結凝灰岩層(流紋デイスイト溶結凝灰岩)の上に、同質の溶結凝灰岩の亜角礫-亜円礫(径5 cm以下)を主材とする礫岩(厚さ50cm)が載り、更にそれを成層した流紋岩凝灰岩層(厚さ約30 m)が覆っている。礫岩層基底面の走向傾斜はN25°E30°Wであり、この付近の船山溶結凝灰岩層の一般構造と調和的であるから、本層と下位の船山溶結凝灰岩層との関係は、浸食間隙はあるものの、ほぼ整合的であろう。

厚さ

模式地付近は構造が乱れているため厚さは確定しえないが、50mを超えることは間違いない。柳瀬谷西方山腹では20-30m、猪之鼻北方の崩壊地では約30mで、他の地域もほぼ同様である。

岩相及び層序

本層は、流紋岩質の凝灰岩及び火山礫凝灰岩を主体とし、少量の凝灰質泥岩、同砂岩及び礫岩を伴う。凝灰岩は、細粒でガラス質のものから、粗粒で結晶片の多いものまで様々であるが、しばしば未変形あるいはわずかに扁平化した軽石片を含んでいる。これらの火砕岩類は、一般に非溶結(まれに弱溶結)で、ピトロクラスティック組織を残しているものが多い。これらに含まれる石質岩片は、最大径1 cm程度、普通は数mm程度で、チャート・砂岩・頁岩など中・古生層起源の岩片のほか、流紋岩ないし流紋デイスイト質の溶結凝灰岩、同凝灰岩、同溶岩、安山岩溶岩及びまれに花崗岩(圧砕性)、閃緑岩



第27図 青屋凝灰岩層の露頭(朝日村大広, 飛騨川右岸) 緑色の軽石片と結晶片に富む非溶結凝灰岩, やや扁平化した軽石の配列による葉理面(傾斜約20°)に沿って剝離しやすい, この付近には罅穴が発達している

などからなる。

本層中の火砕岩類は, 本層より上位または下位の溶結凝灰岩に比べて, やや固結度が低く, 柱状節理が発達せず, 層理面(または葉理面)に沿って剝離しやすい傾向がある(第27図)。また, 一般に風化作用・変質作用が著しく, 炭酸塩鉱物・緑れん石・絹雲母・粘土鉱物などが多量に生じている。

本層内部の層序関係が観察される例は少ない。前述の猪之鼻北方の露頭では, 厚さ約5 mの基底礫岩層(レンズ状泥岩を含む)とその上の, 厚さ約30mの流紋岩凝灰岩層からなり, それより上位は九蔵川溶結凝灰岩層から構成される。

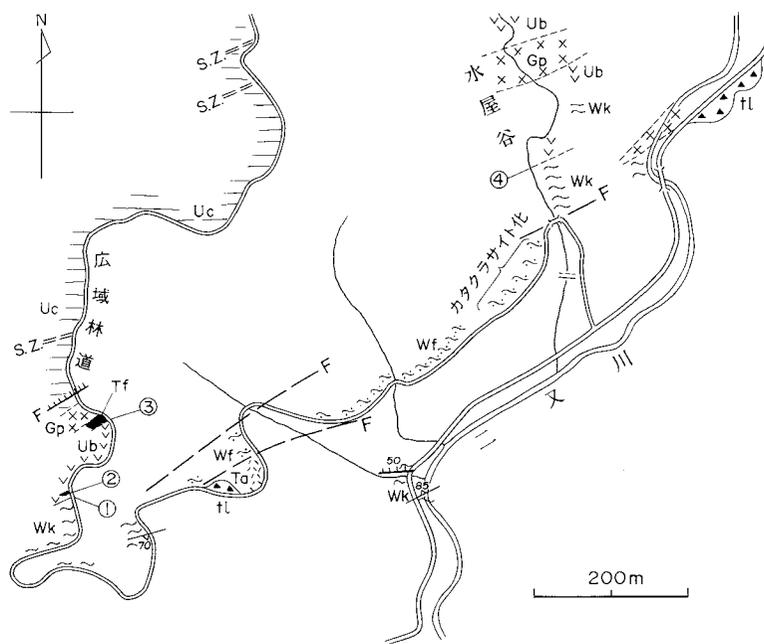
対比

本層は, 非溶結火砕岩を主とし, 少量の碎屑岩を伴うこと, 並びにその層序的位置から, 濃飛岩体南半部で阿寺層(山田ほか, 1971)と呼ばれている湖成堆積層に対比される(第6表)。阿寺層は本図幅地域より30-40 km 南方の加子母・東白川地域に最大層厚部(厚さ200-400m)があり, 側方に急速に薄化する(濃飛団研, 1976)。本地域の青屋凝灰岩層は阿寺層分布の北端部に相当するものであろう。

VI. 6 九蔵川溶結凝灰岩層(Wk)

模式地及び分布

九蔵川溶結凝灰岩層(新称)は, 朝日村大字青屋の九蔵川流域一帯を模式地として, 飛騨川支流の徳河谷流域, 同秋神川流域, 同甲谷流域^{かぶとだに}などにかけて, 広い範囲に分布する。秋神川流域における本層の分布は, 南方の御嶽山図幅地域に連なるものである。



第28図 朝日村青屋、水屋谷付近の広域林道沿いのルートマップ Gp: 花崗斑岩 Tf: 火砕岩岩脈 Wk: 九蔵川溶結凝灰岩 Ta: 青屋凝灰岩層 Wf: 船山溶結凝灰岩 Uc: チャート Ub: 玄武岩 tl: 虚錐堆積物 F: 断層 S.Z.: 剪断帯(固結) 地点①-④: 本文参照

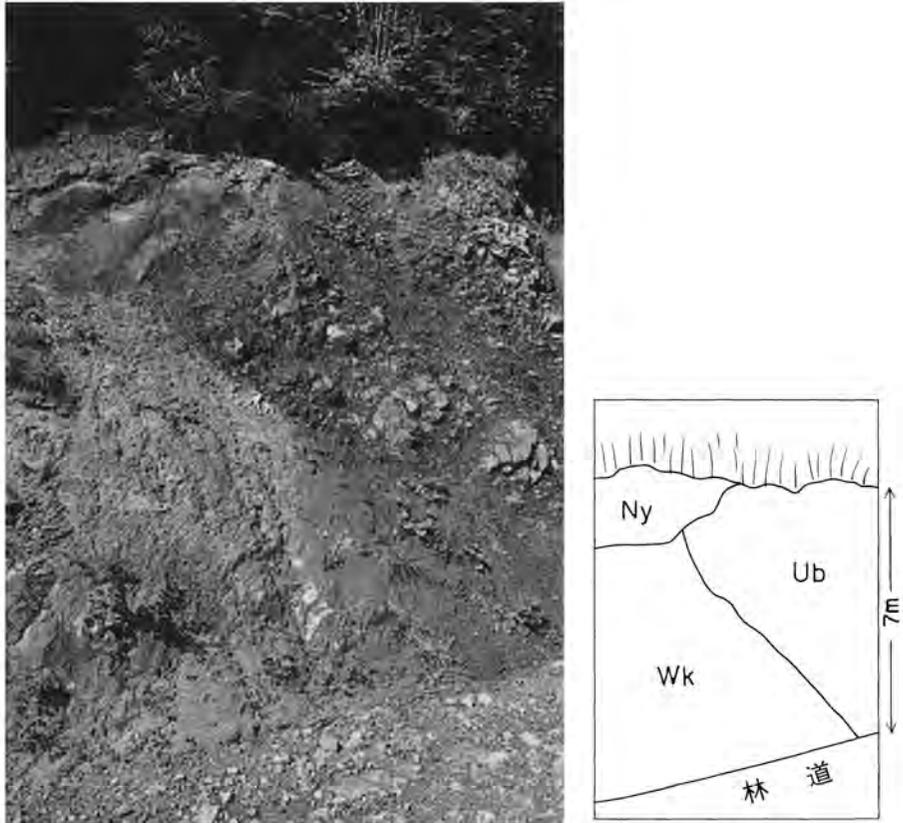
下位層との関係

本層は、一般に青屋凝灰岩層あるいはその下位の船山溶結凝灰岩層の上に載っており、これら下位層とは調和的な構造を示している。しかし、かつてはかなり連続的に分布していたと思われる青屋凝灰岩層を欠いて、本層が直接船山溶結凝灰岩を覆う場合が多いこと、しかも、その場合、船山溶結凝灰岩層の上部を占めていたと考えられる非溶結相が全く残っていないことなどから、本層堆積前には若干の浸食間隙があったであろう。

なお、本層と北側の美濃帯中・古生層とは、大局的にみると、朝日村^{かぼと}甲・万石・柳瀬谷・六方山・長倉本谷を結ぶ濃飛岩体北縁断層で接するか、あるいはこれに沿って貫入した花崗斑岩の弧状岩脈によって隔てられている。しかし、まれに両者の不整合関係を示唆する部分がある。柳瀬谷西方山腹では、本層が大西層の砂岩(Os)を直接覆っており、不整合面は南東に傾斜している。二又川西方山腹の広域林道沿いの切割では、見掛け上本層の上に中・古生層の玄武岩溶岩(Ub)が載っているが、これは本来の不整合面がその後の変動(恐らく火山性陥没運動)によって大きく傾動・逆転したものであろう(第28図の地点①及び第29図)。水屋谷左岸の露頭でも、本層と玄武岩溶岩(いずれも堅硬)がわずかに2-3mの距離を隔てて接触しており、本来は不整合関係であったと推定される(第28図の地点④)。

厚さ

九蔵川上流部や徳河谷上流部では、谷筋から稜線までの高度差が500-600mあり、この部分がすべて本層によって構成されているから、厚さは500-600mを超えることは確かである。しかも、これらの地域で本層はおおむね北へ20-40°傾斜の同斜構造を示しており、走向方向の断層による繰り返しがなくす



第29図 九蔵川溶結凝灰岩 (Wk) と基盤(玄武岩:Ub) の逆転不整合の露頭 (第28図の地点1)
Ny: 丹生川火砕流堆積物

れば、厚さは1,000mを超える可能性が大きい(地質断面図 E-F-G 参照)。なお、本層分布地域の北縁部に当たる朝日村万石付近では、現在残存している本層の厚さは500 m程度と推定される(地質断面図 A-B-C-D 参照)。

岩相

本層は、まれに非-弱溶結相を伴い、また極めてまれに、弱い層理を示す凝灰岩層(サージ堆積物か?)を挟むほかは、全体を通じて非常に均質な流紋岩溶結凝灰岩(主岩相)から構成される。

〔主岩相〕

風化面では灰白色、灰色、淡黄褐色など様々な色調を呈するが、新鮮な破面ではやや青味を帯びた灰色の色調を特徴とする。肉眼的に、径2-3mmの石英が目立ち、有色鉱物はほとんど識別できない。大小の本質レンズに富み、明瞭なユータキサイト構造を示す(第30図)。本質レンズの長径は5cm前後、扁平率は1/3-1/5程度である。斑晶状鉱物は全岩の40-55%(容量比)を占め、その容量比は、石英≒斜長石≧カリ長石>角閃石・黒雲母で、苦鉄質鉱物は全結晶中の2-4%を占めている(第24図)。基質は強く溶結しており、また脱ガラス化作用により緻密・隠微晶質となっている。

石質岩片は一般にはほとんど含まれない。しかし、九蔵本谷上流部など一部の地域では、長径5-10cm、ときには20cm前後に達する石質岩片が認められる。これらの岩片は、砂岩、頁岩、珪質頁岩(放



第30図 九蔵川溶結凝灰岩層のユータキサイト構造（高根村徳河谷口）本質レンズは基質よりも脱ガラス化作用が進んでいるため、堅硬で、風化に対して抵抗力が大きい



第31図 九蔵川溶結凝灰岩層中の頁岩岩片（朝日村九蔵本谷日面ワル谷）ひよも

散虫化石を含む）、流紋岩凝灰岩、同溶結凝灰岩などが主であり、まれに角閃石黒雲母トータル岩（圧砕性）の径20 cm の岩片も見いだされる。これらのうち、中・古生層に由来する頁岩岩片（第31図）は、ジュラ系大西層の頁岩とよく類似している。大西層は本図幅地域中央部から南部地域に広く分布しており、本図幅地域の濃飛流紋岩の基盤も大部分大西層からなるものと推定される。したがって、本溶結凝灰岩層をもたらした火砕流の給源は、上記の石質岩片の特徴から、本図幅地域北部のチャート・玄武岩の優勢な地域ではなく、砂岩・泥岩の卓越する中・南部地域にあったと推定される。

以下に主岩相の化学分析試料について記載する。

黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩(主岩相)：朝日村九蔵川，小俣谷との合流点より約 100 m 上流，林道切割(TY-37, GSJ R26865). (第 8 表，第 28 図及び図版 V-1 参照)。

石英は，最大径約 4 mm，平均径約 2 mm で，比較的自形に近いものが多い。斜長石は自形ないし破片状で，長径 1 mm 前後であり，変質により絹雲母や炭酸塩鉱物を多量に生じている。カリ長石は破片状のものも多く，長径 1-2 mm で，パーサイト構造を示すが，変質により汚濁し，また，炭酸塩鉱物を多量に生じている。角閃石及び黒雲母はほぼ等量含まれ，いずれも長径 1 mm 以下で，変質により前者は炭酸塩鉱物・緑泥石などに，後者は緑泥石・鉄鉱などに，完全に置き換えられ，現在は仮像を残すのみである。基質は隠微晶質で，ガラス片の溶結構造が明瞭である。本質レンズは，斑晶鉱物が自形であること，並びに石基の部分が母岩の基質より結晶度が高く，珪長質ないし微球顆構造を示す点が特徴である。なお，この試料には，ごく少量(0.5%以下)の石質岩片(凝灰質泥岩)が含まれている。

[非-弱溶結相]

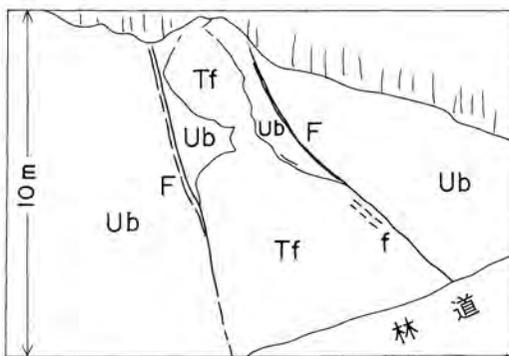
本岩相は，朝日村甲谷中流部，同上ヶ見・寺沢地区，同寺村北方，同二又北方及び東方などに小規模に分布するが，露頭状況が不良のためその産状が明確でない。上ヶ見・寺沢地区(送電線の直下付近)では，飛驒川沿いに南北150mにわたって本相が露出する。この岩相は，長径 1 cm 前後あるいはそれより小型の暗緑色-灰緑色の軽石片に富む流紋岩凝灰岩である。軽石片はほとんど未変形で，変質により微細な絹雲母・緑泥石・方解石・沸石などに置き換えられている。基質は隠微晶質で，ピトロクラスティック組織を示し，ガラス片がやや変形し，平行配列する部分も認められる。斑晶状鉱物の種類・容量比等については主岩相と変わらない。軽石の大まかな配列による葉理面は N45°E, 20°NW を示し，主岩相の構造と調和的で，厚さは50m前後と推定される。この地区の本相は，主岩相を形成した火砕流堆積物の一部で，1つのクーリング・ユニットの最下部に発達する非溶結帯に相当する可能性があるが，主岩相との間に露頭が欠除しているため，確かでない。

[弱い層理を示す凝灰岩層]

本層は，高根村徳河谷林道切割(2箇所)，同鳥屋峠南方稜線の道路切割などに露出する。このうち徳河谷林道基点より約 1 km の地点(国道361号線のトンネル直上部)に露出するものについて，以下に記載する。本層は厚さ約10mで，N45°E, 22°NWの層理を有し，上・下の主岩相とは整合的に移化する。細粒緻密なガラス質凝灰岩から，かなり結晶片を含む粗粒凝灰岩まで岩相が変化し，それぞれが1-数 cm オーダーの厚さを持って重なり，平行層理をつくる(図版 V-2)。各層の境は漸移的な場合とシャープな場合とがある。上下方向の級化構造は発達しない。構成鉱物の種類は主岩相と同様であり，基質にガラス片の溶結構造が認められる。本層は，弱い層理を示す点で通常の火砕流堆積物とは異なるが，恐らく，降下火砕堆積物あるいは水底堆積物ではなく，大規模な火砕流の活動の間隙に発生した小規模な火砕サージ堆積物の一種であろう。本層も上下の主岩相と同様に溶結していることから，主岩相とは共通のクーリング・ユニットに属する可能性がある。

対比

本層の主岩相とよく類似した溶結凝灰岩は濃飛岩体南半部に広く分布し，付知川高樽谷の名を採って



第32図 玄武岩溶岩 (Ub) を貫く凝灰岩岩脈 (Tf) (朝日村二又, 広域林道, 第28図の地点②; F: 断層, f: “流理” 構造)

高樽溶結凝灰岩層と呼ばれ、ステージⅡの噴出物を代表するものとされている(山田ほか, 1971)。一方、本地域西隣の三日町図幅地域でも、位山付近からその西方にかけて分布する赤谷溶結凝灰岩(河田, 1982)が、本層とよく類似した岩相並びに層序的位置を示している(第6表)。これらの溶結凝灰岩は、断層運動や浸食作用のため分布が分断されているけれども、元来は一続きの火砕流堆積物で、東西 40 km 以上、南北 50 km 以上、厚さ 500-1,000m の、極めて大規模なものであったと推定される。

VI. 7 火砕岩岩脈(Tf)

濃飛流紋岩類に伴う火砕岩の岩脈は、朝日村六方山東方、高山市錦山西方など数箇所に分布する。

六方山東方の広域林道沿いでは、2箇所に露出する(第28図)。地点②では、本岩は美濃帯の玄武岩溶岩(Ub)中に NE-SW 方向に伸びた幅 5 m 程度の小岩体として貫入し、上端部は幅 1 m 程度となっている(第32図)。本岩は主に、暗緑色の軽石片を含む灰白色・流紋岩質の粗粒凝灰岩(非溶結)からなるが、不均質で、しばしば細粒破片物質からなる細脈によりネットワーク状に貫かれ、また、周縁部ではやや



第33図 花崗閃緑斑岩と暗色包有物（朝日村下西洞林道）

細粒となり、玄武岩との境界面に平行な“流理”構造を示すことがある(図版Ⅶ-2)。地点③では NE-SW 方向の急斜した岩脈状(幅 15 m 以上)をなして玄武岩(Ub)を貫き、花崗斑岩の岩脈によって貫かれる。本岩は暗緑色の軽石片及び石英・長石などの結晶片に富み、基質は非溶結である。

錦山西方に露出する火砕岩岩脈は、N75°E、70°S のシャープな貫入面を持って、錦山溶結凝灰岩層を貫き、幅は約 10 m である。岩脈の中心部は流紋岩質の火山礫凝灰岩からなるが、周縁部はやや細粒の凝灰岩からなり、貫入面に平行な層状構造を示している。

これらの火砕岩岩脈は、恐らく、濃飛流紋岩類の活動の末期(花崗斑岩の貫入以前)に貫入したもので、いずれも小規模であり、濃飛流紋岩類を構成する大規模な火砕流堆積物とは直接の関係を持つものではないと考えられる。

Ⅵ. 8 花崗閃緑斑岩(Gdp)

花崗閃緑斑岩は、濃飛流紋岩類を貫く岩株状の岩体として、主に本図幅地域南部から、南方の御嶽山図幅地域にかけて分布する。主要な岩体は、久々野町大沢山岩体、朝日村西洞岩体の 2 つであり、そのほか、久々野町^{あまかすだに}上流、大坊本谷^{うかぼら}上流、同下流地域等にも本岩の小岩体が分布する。

大沢山岩体は、約 1 × 5 km の面積を占める東西に伸びた岩体で、船山溶結凝灰岩層を貫き、また同層の小岩体(径 20 m 程度)を捕獲している。ほぼ均質で、周縁相はほとんど認められない。

西洞岩体は、約 1.5 × 4 km の面積を占めほぼ NE-SW 方向に伸びた岩体で、船山溶結凝灰岩を貫き、鮮新世後期の玄武岩溶岩に覆われている。鈴蘭高原温泉ボーリングのコア試料によれば、深度地下 76 m から地下 150 m までは本岩から、地下 323 m 以深は船山溶結凝灰岩から構成される。地下 150-323 m の間はコアが残っていないので不明である。この地点は、下方に向かってしぼんで行く岩体の南縁部に相当

する(地質断面図 A-B-C-D 参照)。岩体の北縁は、黒見谷北方の林道切割で観察され、ここでは走向 N75°W でほぼ直立する貫入面をもって船山溶結凝灰岩層と接触しており、周縁相もほとんど発達しない。この地点の約100 m南方では、粗粒黒雲母花崗岩の小岩体(幅約10 m)を捕獲している。下西洞付近では船山溶結凝灰岩層の2, 3の小岩体を捕獲している。本岩体の東縁は、宮之前南方の秋神川右岸に当たるが、この地区では本岩中に銅・鉛・亜鉛の鉱脈(秋神鉱山)が胚胎している。

本岩は、一般に、緑灰色ないし青灰色を呈し、粗粒の斑晶鉱物に富み、また変質した苦鉄質鉱物をかなり多量に含んでいる。また、しばしば、暗色苦鉄質包有物を含む(第33図)。以下に代表的標本について記載する。

花崗閃緑斑岩：朝日村西洞，黒見谷北方の林道切割(TY-390B, GSJ R26869, 図版VI-1 参照)。

斑晶鉱物が容量比で 50-60% を占め、その量比は、斜長石 > 石英 > カリ長石 > 苦鉄質鉱物の順で、色指数は 5 前後である。斜長石は、長径 5 mm 前後で、自形短柱状をなし、組成はラブラドライト-アンデシンで累帯構造が著しく、変質により絹雲母・炭酸塩鉱物などが多量に生じている。石英は、平均径約 5 mm で、自形ないし融食形を示す。カリ長石は、長径 1-2 cm で、自形短柱状を呈し、比較的新鮮で、パーサイト構造はほとんど発達しない。苦鉄質鉱物は、長径 1-2 mm の自形柱状をなし、完全に緑泥石(緑色で複屈折が強い)化しているが、外形から、輝石(一部は角閃石?)と判断される。鉄鉱物を伴うことが多い。石基は完晶質で、等粒状構造(粒径 0.2-0.4 mm)を示し、構成鉱物の容量比は石英 ≥ 斜長石 > カリ長石 > 苦鉄質鉱物である。

黒雲母花崗岩：花崗閃緑斑岩中の捕獲岩。朝日村西洞，黒見谷北方林道切割(TY-390A, GSJ R26868, 第17図及び図版III-1 参照)。

灰白色・粗粒で、かなり風化作用を受けている。構成鉱物の容量比は、カリ長石 > 石英 > 斜長石 > 黒雲母(?)で、珪長質鉱物の粒度は 0.5-1 cm 程度である。カリ長石は半自形ないし他形で、パーサイト構造を示すが、著しく汚濁している。石英は半自形粒状ないし融食形で、しばしば粒状集合体をつくる。斜長石は自形短柱状ないし半自形で、変質により絹雲母やその他の粘土鉱物が多量に生じている。黒雲母は少量で、完全に粘土鉱物に変わっている。

VI. 9 花崗斑岩及び石英斑岩(Gp)

花崗斑岩及び石英斑岩は、濃飛流紋岩類及びそれに近接する美濃帯中・古生層中の岩脈として、本図幅地域内に数多く分布する(第34図参照)。これは、その分布・産状の特徴から、大きく次の3つのグループに分けられる。

- (1) 中・東部(朝日村)地域の弧状岩脈
- (2) 南東部(高根村)地域の平行岩脈群
- (3) 西部(宮村・高山市)地域の岩脈

中・東部地域の弧状岩脈(青屋弧状岩脈)

この弧状岩脈は、朝日村万石付近から、橋戸、柳瀬谷中流部、六方山南方、長倉本谷を経て、千町ヶ原北方に達し、ここで乗鞍火山千町溶岩に覆われるが、その東方延長は丹生川村岩井谷流域(乗鞍岳図幅地域内)に再び露出する。この分布地域は主として朝日村大字青屋地内にあるので、以後この岩脈を

青屋弧状岩脈と呼ぶ。全長約14 km で、幅は最大約500 m、最小10 m前後である。全体として緩く北方に張り出した弧を形成しているが、個々にみると、走向は N50°-90°E の間で変化し、部分的には南方に張り出しているところもある。また、分岐岩脈や平行な小岩脈を伴うことがある。万石南方や久々野町久須母付近の花崗斑岩の岩脈も、本弧状岩脈の西方延長部とみなされる。

この弧状岩脈は、一般に、濃飛流紋岩類と美濃帯中・古生層との境界線に沿って貫入している。すなわち、本岩脈は北側ではチャート・玄武岩(未区分中・古生層)を貫き、南側では九蔵川溶結凝灰岩層・青屋凝灰岩・船山溶結凝灰岩層及び火砕岩岩脈(VI. 7節)のすべてに対して貫入関係にある。ただし、橋戸北方ではチャートとジュラ系大西層との境界部に貫入し、水屋谷下流部では玄武岩中に、また丹生川村岩井谷では大西層の砂岩中に貫入している。本岩脈はしばしばこれと平行な方向の断層によって破碎され、更に、安山岩岩脈によって貫かれる。

本岩脈の主要部は花崗斑岩からなるが、西端部の橋戸付近では石英斑岩からなる。橋戸付近の石英斑岩は九蔵川溶結凝灰岩層に外観上類似しているが、斑晶が自形であること、しばしば流理構造があること、一部で貫入角礫岩(頁岩・砂岩の岩片を含む)を伴うことなどにより区別できる。以下にこれらの代表的標本について記載する。

角閃石黒雲母花崗斑岩(フィッシュントラック年代測定試料)：朝日村長倉本谷板取迫(TY-324, GSJ R 26871)。

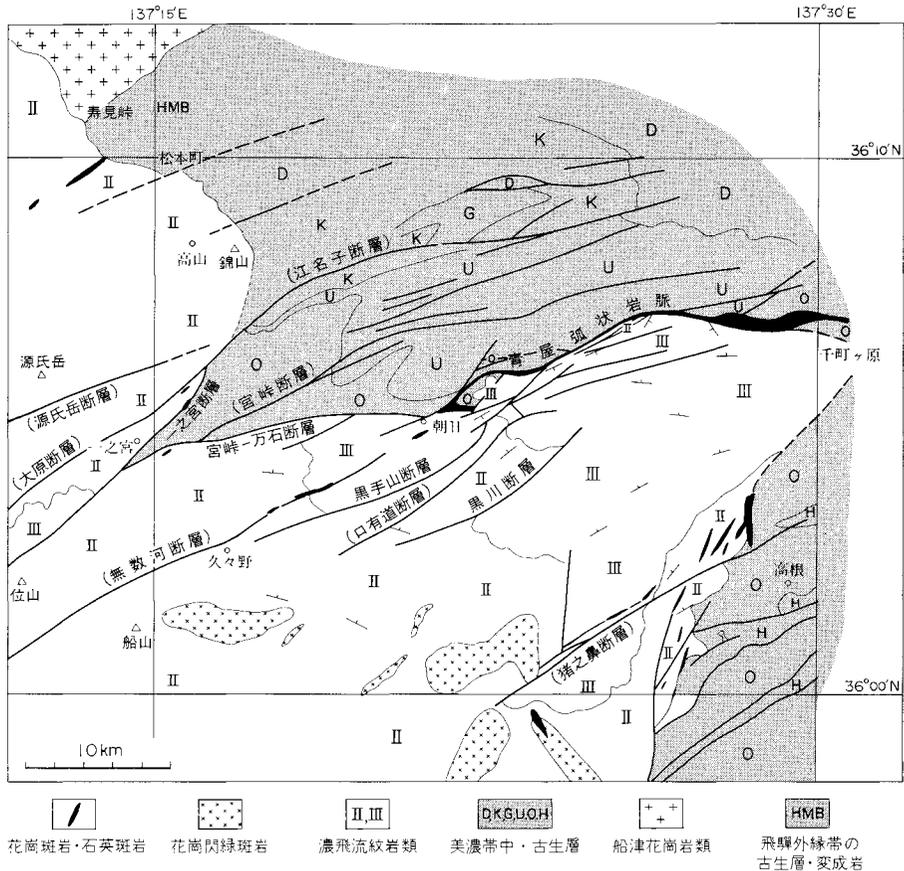
やや緑色を帯びた灰白色を呈し、斑晶鉱物は全体の40%位(容量比)で、その量比は、石英>斜長石>カリ長石>苦鉄質鉱物の順である。石英は径2-5 mmの自形ないし融食形を示す。斜長石は長さ2-5 mmの短柱状結晶をなし、アンデシン-オリゴクレスの組成を示し、累帯構造が顕著であり、また変質により絹雲母を多量に生じている。カリ長石は長さ3-10 mmの長柱状をなし、パーサイト構造は不明瞭で、じんあい状物質により著しく汚濁している。苦鉄質鉱物は、黒雲母・角閃石が主で、長さ2 mm以下の結晶をなし、変質によりほとんどすべて緑泥石・炭酸塩鉱物などの集合物に変わっている。石基は細粒・完晶質で、自形ないし半自形のカリ長石・斜長石、他形の石英及び少量の黒雲母(緑泥石化)からなる。その他、副成分鉱物として、鉄鉱・褐れん石・ジルコン・燐灰石などを含む。

石英斑岩：朝日村橋戸北方深谷林道切割(TY-1, GSJ R26872, 図版VI-2)

灰白色を呈し、斑晶は一般に細粒(1-2 mm程度)で、全体の約20%(容量比)を占め、それらの量比は、石英>カリ長石>斜長石である。苦鉄質鉱物はごく少量で、すべて緑泥石化している。石基は微粒完晶質ないし隠微晶質で、粒度の差による縞状構造が発達する。

南東部地域の平行岩脈群

高根村池ヶ洞、同中之宿、同猪之鼻川上流地域に、N20°-30°Eの走向を示す10本前後の岩脈が分布する。個々の岩脈の幅は20-50 mのものが多い。これらは、濃飛流紋岩類の分布の東縁部付近に密集して分布し、中之宿凝灰岩層・船山溶結凝灰岩層の両層を貫き、また、基盤をなす三疊系髭多山層のチャート、大西層の砂岩・頁岩をも貫いている。これらのうち、池ヶ洞付近のものは主として花崗斑岩、中之宿付近及びそれより南方のものは主として石英斑岩である。また猪之鼻付近には、九蔵川溶結凝灰岩層を貫く花崗斑岩の2岩脈が分布し、N40-50°E方向に延び、猪之鼻断層の影響で著しく破碎されてい



るが、これも上記の平行岩脈群から分岐したものであろう。これらの花崗斑岩・石英斑岩の岩質は中・東部地域の弧状岩脈を構成するものと大差ない。

西部地域の岩脈

この岩脈は、宮村北東部から高山市南部にかけて分布し、大西層の砂岩と船山溶結凝灰岩層の境界をなす断層（一之宮断層）沿い並びにその近傍に分布する。その走向は $N40^{\circ}E$ のものが多い。主として花崗斑岩の岩脈であるが、その後の断層により破碎作用及び変質作用を被っている。

VI. 10 地質構造

本図幅地域の濃飛流紋岩類は、構造的に、主岩体と北西部岩体とに分けられる(第34図)。

主岩体は、美濃帯中・古生層に対して、北縁では宮峠-万石断層及び青屋弧状岩脈によって境され、南東縁では緩い不整合面を持ってその上に載っている。そして、全体として北東に向かって尖滅する“く

さび”型の分布を示している。ただし、“くさび”の先端部は乗鞍火山噴出物によって覆われるため、よく分からない。

主岩体の内部では、一般に北または北西へ20-40°程度傾斜する同斜構造が支配的であり、主岩体の南部地域ほど下位層準の流紋岩類が分布する。また南部地域にはこれらを一貫して貫く幾つかの花崗閃緑斑岩の岩株が露出している。このような構造は、花崗閃緑斑岩の貫入を伴う南部地域の隆起・傾動運動に起因するもので、その運動の時期は、フィッシュントラック年代値(VI.11節)から、白亜紀最末期と考えられる。

これに対して、主岩体北縁部は急斜構造とENE-WSW方向の断層の発達で特徴づけられる。すなわち、青屋弧状岩脈のすぐ南側の地域(二又川流域)では、九蔵川溶結凝灰岩層の葉理面は南へ急傾斜あるいはほとんど垂直に近いことが多い。同岩と未区分中・古生層の玄武岩との境(不整合面)もほとんど垂直であるか、あるいは逆転している(第28図及び第29図)。同岩中にはまた、船山溶結凝灰岩層のレンズ状岩体が断層で挟まれているが、この断層面は不明瞭で、その周辺は固結した破碎岩(カタクラサイト)となっている。

青屋弧状岩脈の南側には、厚さ少なくとも400mの九蔵川溶結凝灰岩層が広く分布しており、北側の中・古生層地帯にはそれが全く分布していない。同層が中・古生層からなる急崖にアバットして堆積したと考えることには非常な無理があり、同層堆積後ENE-WSW方向の断層(群)によって南側が落ち込んだ可能性が大きい。この断層運動に伴って、濃飛流紋岩類とその基盤は著しく破壊されて、幾つかの傾動ブロックとなり、現在のような複雑な構造を呈するに至ったのであろう。青屋弧状岩脈は上記の擾乱帯中に貫入し、全体として非常に連続性のよい岩脈を形成しているため、上記の断層運動の主要な時期は本岩脈貫入以前と考えられる。ただし、同岩脈が新期の断層により破碎され、更にそれが安山岩岩脈に貫かれる場合(長倉本谷河床)も認められる。

朝日村万石以西では、主岩体と中・古生層とはE-W方向の宮峠-万石断層によって境されており、こ

第9表 濃飛流紋岩類及びそれに関連する貫入岩類のフィッシュントラック年代

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡数		誘導核分裂飛跡数		フラックスφ		注1		注2	注3	
		飛跡数 =ΣNs	ρs= ΣNs/ΣS	飛跡数 =ΣNi	ρi= ΣNi/ΣS	中性子線量 φ=n/cm ²	飛跡数 =ΣNφ	年代値 T (Ma)	誤差 ±ε(Ma) (ε/T%)			結晶数 n (個)
TY-325	Zircon	4846	3.03×10 ⁶	1822	1.14×10 ⁶	4.39×10 ¹⁴	951	69.6	3.0 4.3%	24	1.60×10 ⁻³	130
TY-37	Zircon	7711	3.20×10 ⁶	3084	1.28×10 ⁶	4.33×10 ¹⁴	925	64.5	2.5 3.9%	33	2.41×10 ⁻³	148
TY-316	Zircon	5399	2.95×10 ⁶	2254	1.23×10 ⁶	4.42×10 ¹⁴	964	63.1	2.6 4.1%	36	1.83×10 ⁻³	139
TY-324	Zircon	6239	1.91×10 ⁶	2844	8.72×10 ⁵	4.36×10 ¹⁴	938	57.0	2.3 4.0%	31	3.26×10 ⁻³	100

$$\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17} \text{ y}^{-1}$$

$$\text{注1. } T = 5.96 \times 10^{-8} \Phi \times \Sigma N_s / \Sigma N_i$$

$$\text{注2. } \varepsilon = \left\{ (1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N\phi})^2 \right\}^{1/2}$$

$$\text{注3. } U = 5 \times 10^{19} \times \rho_i / \phi$$

(測定：(株)京都フィッシュン・トラック)

(但し、ジルコン結晶中でエッチングされる平均飛跡長を8μmと仮定)

TY-325；流紋デイサイト溶結凝灰岩(船山溶結凝灰岩層)。久々野町中組、林道切割(GSJ R26864)。

TY-37；流紋岩溶結凝灰岩(九蔵川溶結凝灰岩層)。朝日村九蔵本谷、林道切割(GSJ R26865)。

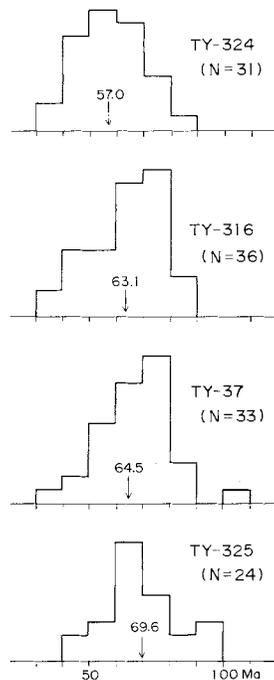
TY-316；花崗閃緑斑岩。朝日村上西洞(GSJ R26870)。

TY-324；花崗斑岩。朝日村長倉本谷板取迫(GSJ R26871)。

ここでは花崗斑岩の岩脈は存在しない。この断層の位置は、飛騨川の流路とほぼ一致しているため、断層そのものの露頭を確認できない。宮峠以西では本断層は第四紀に活動した宮峠断層と合流し、断層に沿って顕著な破砕帯(軟弱な断層粘土を挟む)が発達している。

主岩体北縁断層や主岩体内部の断層の走向は、おおむね基盤の中・古生層の一般的構造方向(ENE-WSW)に平行である。特に末区分中・古生層分布地域及びその南縁部(ジュラ系大西層との境界部)には、同方向の断層が数多く発達し、その中には、地層の堆積後間もない時期に生じたと考えられる断層も存在している(IV.7節参照)。濃飛流紋岩類主岩体北縁の断層も、このような既存の断層の一部が再活動して生じた可能性がある。

北西部岩体の濃飛流紋岩類と基盤との関係は、飛騨外縁帯の荒城川層及び船津花崗岩類に対しては急傾斜のアバット不整合、美濃帯中・古生層に対しては一般に緩傾斜の不整合、一部ではNE-SW方向の断層(一之宮断層)である。一之宮断層に沿って花崗斑岩の岩脈が貫入していることから、この断層は主岩体北縁断層と同じく、濃飛流紋岩類活動の末期には既に活動し始めていたものであろう。北西部岩体の濃飛流紋岩類の構造は、一般に緩傾斜で、堆積後の変位・変形はあまり著しくない。



第35図 濃飛流紋岩類及びそれに関連する貫入岩類中のジルコンの年代値頻度分布(第9表参照)

VI. 11 フィッシュントラック年代

本図幅地域の溶結凝灰岩(2個)、花崗閃緑斑岩(1個)及び花崗斑岩(1個)について、フィッシュントラック年代測定を行った(第9表)。

測定はジルコンを対象とする grain-by-grain re-etching 法によった。測定した溶結凝灰岩は、異質岩片を含まず、また熱変成作用を受けていないので、生成年代を求めるのに適している。ジルコンの粒子ごとの見掛けの年代値の頻度分布(第35図)は、4個の試料ともに約60 Maの年代幅を示しているが、いずれも1つの集中域を持ち、対称性も比較的良い。このうち、溶結凝灰岩の2試料については、一部に破片状あるいは融食を受けたジルコンも認められるが、これと見掛けの年代値との間には特に相関関係がない。花崗閃緑斑岩及び花崗斑岩中のジルコンは、いずれも自形性がよく、異種結晶が混入している可能性はほとんどないと考えられる。以上のことから、測定全粒子の自発核分裂トラックの総数と誘導核分裂トラックの総数の比から求めた年代値(T)は、妥当な生成年代を示すものと考えられる。

このようにして得られた年代値は、船山溶結凝灰岩層: $69.6 \pm 3.0 \text{ Ma}$ 、九蔵川溶結凝灰岩層: $64.5 \pm 2.5 \text{ Ma}$ 、花崗閃緑斑岩: $63.1 \pm 2.6 \text{ Ma}$ 、花崗斑岩: $57.0 \pm 2.3 \text{ Ma}$ となり、野外での層序・貫入関係と矛盾しない。これによれば、船山溶結凝灰岩層と九蔵川溶結凝灰岩層は、いずれも白亜紀末期(ヘトナイ世)に、若干の時間間隙を置いて噴出・堆積し、花崗閃緑斑岩もこれらに引き続いて貫入したが、花崗斑岩

はこれらより遅く、古第三紀に入ってから貫入したという地史を編むことができる。

上記の年代資料を周辺地域における従来の資料と比較してみよう。

船山溶結凝灰岩層に対比されるソウツイ谷溶結凝灰岩層(吉城郡国府町四十八滝北方)のフィッシュントラック年代は 67.0 ± 1.5 Ma で(原山・鈴木, 1984), 船山溶結凝灰岩層の年代とよく一致する。また, 船山溶結凝灰岩層を含む濃飛流紋岩類ステージⅡの溶結凝灰岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は, 83-66Ma ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初生値 0.708-0.707)の範囲にあり(OKAMOTO, 1975; SEKI, 1978; 白波瀬, 1984), フィッシュントラック年代よりやや古い年代が多いものの, 特に矛盾する値ではない。また, 上記の年代値は, 三日町図幅地域における彦谷溶結凝灰岩(同じくステージⅡ)の下位層からの植物化石資料(VI.1節参照)とも調和的である。九蔵川溶結凝灰岩層を含むステージⅢの溶結凝灰岩の年代については, 測定値が少ないため比較できない。

なお, 本図幅地域北部の下ノ原花崗閃緑岩の K-Ar 年代(黒雲母)は 88 ± 6 Ma で, 上記の年代値のいずれよりもかなり古い。本岩は, ジュラ系駄吉層中に貫入しているため, 濃飛流紋岩類との直接の関係は不明であるが, 船山溶結凝灰岩層及び花崗閃緑斑岩中に花崗岩の捕獲岩片が存在することから, これらの花崗岩と同様, ステージⅡの溶結凝灰岩の噴出以前に貫入・固結した可能性が大きい。

VII. 岩 脈

VII. 1 斑 れ い 岩

斑れい岩は, 本図幅地域南東部の高根村塩沢・上ヶ洞付近に分布する。このうち, 塩沢の斑れい岩が最も大きく, 幅約150mでほぼ東西に延びた岩脈として大西層の砂岩・泥岩を貫き, 細粒-粗粒で, 粒度の変化に富み, 岩体の伸びに平行した流理構造を示している。本岩は, 斜長石(ラブラドライト-アンデシン), 普通輝石, 斜方輝石(?) (アクチノ閃石・緑泥石などに変化), 褐色普通角閃石, 少量の石英などから構成される。本岩は安山岩岩脈によって貫かれている。なお, 塩沢川河床の本岩中から温泉が湧出している。

池ヶ洞北方の斑れい岩もこれと同様な岩質を示すが, NNE-SSW 方向に伸びた岩脈として中之宿凝灰岩層を貫き, 安山岩岩脈によって貫かれ, 更に, 丹生川火砕流堆積物によって覆われる。

VII. 2 安 山 岩

安山岩の岩脈は, 主として, 本図幅地域の東部に分布する。これらは, 美濃帯中・古生層, 濃飛流紋岩類及び花崗斑岩を貫き, 丹生川火砕流堆積物によって覆われる。

これらの岩脈は, その分布・産状から, 大きく以下の3つのグループに分けられる。

- (A) 朝日村岩井谷流域及びその周辺地域の岩脈群
- (B) 高根村塩沢谷及びその周辺地域の岩脈群
- (C) 高根村中之宿・池ヶ洞地域の岩脈群

(A)：朝日村岩井谷及び長倉本谷流域から北方の丹生川村駄吉地域にかけて分布し、主として未区分中・古生層及びジュラ系駄吉層を貫き、一部で濃飛流紋岩類及び花崗斑岩を貫く。全体として、ENE-WSWないしNE-SW方向に延びるものが多いが、これと直交する方向のものもある。このうち、岩井谷沿いに分布する2岩脈が最も大きく、形は不規則であるが、幅200-300m、長さ約1.5kmで、派生岩脈を多数伴う。これらの岩脈は、角閃石安山岩、普通輝石含有角閃石安山岩、角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩などからなる。角閃石斑晶には緑色と褐色(いずれもZ軸方向)との2種類がある。斜長石は、ラブラドライト-アンデシンで、累帯構造が著しい。本岩中にはしばしば径0.5-5cmの角閃石岩が捕獲されている。またまれにチャート・斑状角閃石黒雲母花崗岩・角閃石岩・角閃石斑れい岩・安山岩などの捕獲岩を多量に含む岩脈も認められる。これらのうち角閃石岩や角閃石斑れい岩は周辺地域には分布していない岩石であり、美濃帯中・古生層の基盤岩に由来する可能性がある。

(B)：高根村塩沢谷、その対岸の道後谷及び飛驒川本流沿いに数多く(30本以上)分布し、ジュラ系大西層及び三疊系髭多山層を貫く。岩脈の幅は普通10-20mで、走向は中・古生層の構造と調和的にE-W方向をとるものが多い。角閃石安山岩、輝石角閃石安山岩及び輝石安山岩の岩脈が識別される。

(C)：高根村中之宿・池ヶ洞地域に分布し、主として濃飛流紋岩類(中之宿凝灰岩層・船山溶結凝灰岩層)を貫き、一部で花崗斑岩及び斑れい岩を貫く。いずれもNNE-SSW方向に伸びた幅50-200m程度の岩脈である。一般に変質作用が著しく、原岩の苦鉄質鉱物はほとんど残っていない。

以上述べたように、本図幅地域の安山岩岩脈は、濃飛流紋岩類の東縁部並びにその周辺の中・古生層中に密集して分布し、それぞれの地域の地質構造に支配された平行岩脈群を構成している。これらは、前述の斑れい岩の活動に引き続くもので、恐らく、濃飛流紋岩類及び関連する貫入岩類の活動後間もない時期(古第三紀)に貫入したものであろう。このような分布上の特徴は、後述する鉛・亜鉛・螢石などの鉱床の分布と大局的には調和しており、白亜紀-古第三紀の大規模な珔長質火成作用(第1表)における最末期の火成・鉱化作用帯を示唆するものかもしれない。

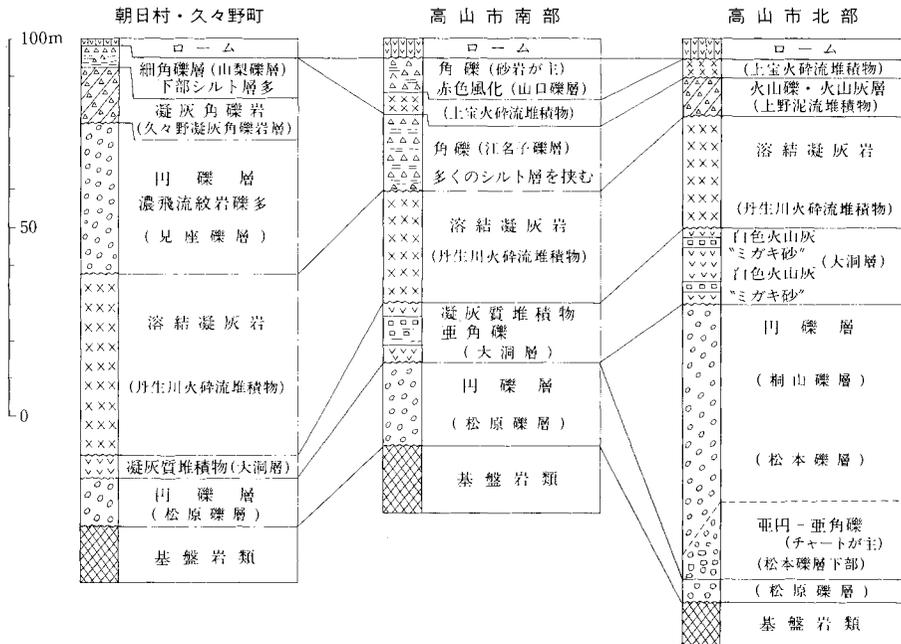
VIII. 鮮新-更新統

VIII. 1 研究史及び概要

高山市周辺の新生界についての研究は、磯見・野沢(1957)が、主として溶結凝灰岩からなる「^{なかもろ}高原火山岩類」とそれに覆われる「古期礫層」について記載したことに始まる。しかし、これらの地質時代については資料がなく、その後出版された岐阜県地質図(牛丸, 1964)及び岐阜県地質 鉱産図(岐阜県, 1970)においても、上記の区分が踏襲されている。磯見・野沢(1957)以後の約20年間は、岐阜大学・信州大学の卒業研究と松本団研・高山団研(1973)、梶田(1974)の予察的研究があるのみであった。

梶田・石原(1977)は、高山市付近の新生界が2枚の火砕流(更新世前期の「^{あらかがわ}荒城川火砕流」)及び更新世中期の「岩滝火砕流」を挟む礫質堆積物からなることを明らかにし、それらの層序を確立した。これとほぼ同時に、柴田・山田(1977)は、「岩滝火砕流」のK-Ar年代(黒雲母)が $0.65 \pm 0.25 \text{ Ma}^{12)}$ である

12) 原著では、 $0.63 \pm 0.25 \text{ Ma}$ となっているが、最近の換算定数によって再計算した。



第36図 高山区幅地域の鮮新-更新統の総合柱状図

第10表 鮮新-更新世の礫層及び礫質堆積物の岩相一覧表

	層厚 (m)	礫種	礫径 (cm)	円礫度	淘汰	風化 度	基質及び 固結度	含礫 比	色	層相 変化	その他
山口礫層	10	SS>Ch	10-5	亜角-角	悪	強	砂中	中	赤褐	中	赤色風化激しい
江名子礫層	20	Ch>SS, Sh	15-10	亜角-角	悪	中	砂中	中	黄灰	中	シルト層多数 下部に泥炭
山梨礫層	10	An, Ch, Ny, N, SS	3-1	亜角-角	悪	中	泥中	中	黄灰	大	シルト層多
久々野凝灰角礫岩層	5	An>Ch, SS>Ny	40-10	角と円	悪	弱	泥固	中	灰-赤褐	中	
上野泥流堆積物	10	An>Ny, Ch>Gr	20-2	亜角と円	悪	中	砂中	小	雑灰	中	
見座礫層	40	N>An>SS, Ch>Ny	40-15	円	良	中	砂中	大	黄灰	中	
大洞層	30	Ch≧N>SS	20-5	亜角-亜円	悪	中	砂泥中	中	黄灰	大	下部に泥炭
桐山礫層	80	An>N>SS, Ch>Gr	30-20	円	良	中	砂中	大	黄灰	小	
松本礫層 上部	60	N=SS>An, Ch	15-5	亜円-円	中	中	砂中	大	黄灰	中	
松本礫層 下部	20	Ch>SS	10-5	亜円-亜角	中	中	砂中	大	黄灰	中	シルト層数枚
松原礫層	20	N>Ch>SS, An, Gp	N=30-20 Ch=5-	円	良	中	砂中	大	黄灰	少	

Ch; チャート, SS; 砂岩, Sh; 頁岩, An; 安山岩, N; 濃飛流紋岩類, Ny; 丹生川火砕流堆積物, Gr; 花崗岩, Gp; 花崗斑岩

ことを報じ、更に丹治ほか(1977)は「荒城川火砕流」が逆帯磁、「岩滝火砕流」が正帯磁(ただし著しく東偏)であることを明らかにした。

これらの研究とほぼ並行して、金沢大学のメンバーによる「高原火山岩類」の研究が行われ、金子ほか(1976)は同岩類を下位の「丹生川火砕流堆積物」と上位の「上宝火砕流堆積物」とに区分した。これらはそれぞれ上記の「荒城川火砕流」と「岩滝火砕流」とに対応するものである。

その後、鹿野(1979, 1983)及び鹿野ほか(1982)は、梶田・石原(1977)によって報告された江名子断層

による変位・変形を中心に研究し、また下畑(1983)は高山市付近に広域テフラの存在を明らかにした。山田ほか(1983)は、本図幅調査で得られた試料を基にして、高山市周辺の火砕流堆積物のフィッシュントラック年代について概報した。最近、斉藤ほか(1984)は本地域の一部を含む高山市東方の「高原火山岩類と第四系」について報告しているが、地層の名称やそれらの時代論等について本報告とはかなりの相異点がある。

梶田・石原(1977)によって命名された地層名には、採用された地名が極めて局地的で、現在は地元民でさえ知らないものが多いので、本報告では、原則として5万分の1地形図記載の地名に改称することとした。ただし、隣接の「三日町」地域(河田, 1982)で使用されているものは、それに従った。

本図幅地域及び近接する地域の新生界(鮮新統-中部更新統)の層序を第2表に、総合柱状図を第36図に、また礫層及び礫質堆積物の岩相一覧表を第10表に示した。



第37図 荒城川層(綠色片岩)を不整合に覆う松原礫層(厚さ約1m, 濃飛流紋岩類の円礫)と、その上位の松本礫層(チャートの亜角礫)(高山市松本町, 加茂神社東方)。

VIII. 2 松原礫層(Mb)

本層は、高山市周辺に発達する新生界の最下部層に相当し、大洞層又は丹生川火砕流堆積物に直接覆われる円礫層であり、西隣の三日町図幅地域の高山市松原¹³⁾付近に模式的に発達する(梶田・石原, 1977; 河田, 1982)。

本図幅地域内では、高山市松本町と朝日村寺村を結ぶ西北西-東南東の線の南西側に断片的に分布する。高山市片野町地域では層厚は約20mであるが、朝日村桑野及び寺村付近では10m程度である。

本層は、礫層を主とし、部分的に砂層を伴う。礫層の礫種は、濃飛流紋岩類を主とし、花崗斑岩・チャート・砂岩・安山岩等である。一般に大礫、中礫が多い。チャートは常に小礫となっている。円磨度が高いのと、濃飛流紋岩類の礫が非常に多いこと、粒径が大きいことから、他の礫層と識別される。一般に“半グサリ”程度に風化されており、基質の膠結度は良好で全体として黄灰色を呈する。

13) 高山市西部の丘陵地が開発される前の地名で、現在は緑ヶ丘町の一部。



第38図 桐山礫層（丹生川村村宮グランド南方：北隣の船津図幅地内）輝石安山岩・変質安山岩・ひん岩・花崗岩などの円礫からなる

VIII. 3 松本礫層(Mm)

松本礫層(新称)は、本図幅北西部の高山市^{うわの}上野町^{うわの}上野平を構成する礫層である。梶田・石原(1977)により「中根礫層」(本報告では桐山礫層)の一部とされたものであるが、模式地の「中根礫層」とは構成礫種に大きな差があるので区別し、松本礫層とする。

模式地は、高山市松本町周辺とする。本層の層厚は80m以上あり、下部の約20mは上部と異なった層相をもつ。

高山市松本町の加茂神社東方の露頭では、本層の下部層が松原礫層を直接覆っているのが観察される(第37図)。下部層は、チャートの亜円-亜角礫を主とし、砂岩礫も含まれている。礫径は10cm以下のものが多い。連続性の悪い砂層・シルト層を挟有する。

上部層の分布は比較的広く、上野平の南半分を構成している。構成礫種は、濃飛流紋岩類と砂岩が多く、安山岩類・チャートもある。チャート礫の少ない点で下部層と区別される。円-亜円礫で粒径は10cm以下のものが多く、中-大礫からなる松原礫層や桐山礫層とは識別される。

下部層と上部層との境界は直接観察出来なかったが、露頭ごとの層相の変化から、両者は漸移するものと考えられる。両者の中間の礫種構成を示すところも観察された。

VIII. 4 桐山礫層(Ky)

本層は、梶田・石原(1977)の「中根礫層」及び齊藤ほか(1984)の桐山礫層の大部分に相当するが、層

序的位置づけはこれらと異なっている。

本図幅地域内では北西部の丹生川村向山付近に小規模に分布するにすぎないが、北隣の船津図幅地域では、丹生川村桐山付近を中心として広い分布を示す円礫層である。

模式地は、「船津」図幅の丹生川村^{きたかた}北方から村営グラウンドに至る道沿いである(第38図)。模式地における層厚は約80mである。

本層を構成する礫種は、安山岩類・砂岩・チャート・花崗岩類・濃飛流紋岩類などであるが、安山岩類の礫の量が圧倒的に多く、チャートは少なく小礫である。丹生川火砕流堆積物起源の礫は含まれていない。安山岩礫中には比較的新鮮な紫蘇輝石普通輝石安山岩もあるが、穂高安山岩類(原山, 1975)によく似た変質安山岩や変質ひん岩も見いだされている。

礫径は20-30 cm のものが多く、ときには80 cm にも達し、一般に“半グサリ”程度に風化されている。円磨度が高いこと、礫径が大きいこと、並びに安山岩類礫が多いことにより他の礫層から識別される。本層は東方の北アルプス地域からもたらされた可能性が大きい。

松本礫層との層位関係は直接観察出来なかったが、分布範囲・分布高度からみて、本層が松本礫層の上位になる可能性がある。しかし、上野平の南半部に松本礫層、北半部(本図幅地域外)に本層が同高度で分布していること、両層の中間的礫構成を持つ礫層も観察されることから、両層が同時異相の関係にある可能性も残されている。いずれにしても、礫種構成の大きな相異は異なる供給源を考えさせる。

VIII. 5 大洞層(Ob)

大洞層(新称)は、松原礫層・松本礫層・桐山礫層を覆い、丹生川火砕流堆積物に覆われる凝灰質堆積物・礫層・砂層・シルト層を一括した堆積物に対して命名する。模式地は高山市大洞町周辺である。梶田・石原(1977)の「荒城川火砕流」最下部の「ミガキ砂層」、河田(1982)の「荒城川火砕流堆積物」下部の非溶結凝灰岩とされたものの一部が本層に含まれる。本層は、斉藤ほか(1984)の「大堂層」と「大洞火山灰流」とを一括したものに相当する。

本図幅地域内での分布は、露出面積は少ないが、広範囲にまたがる。

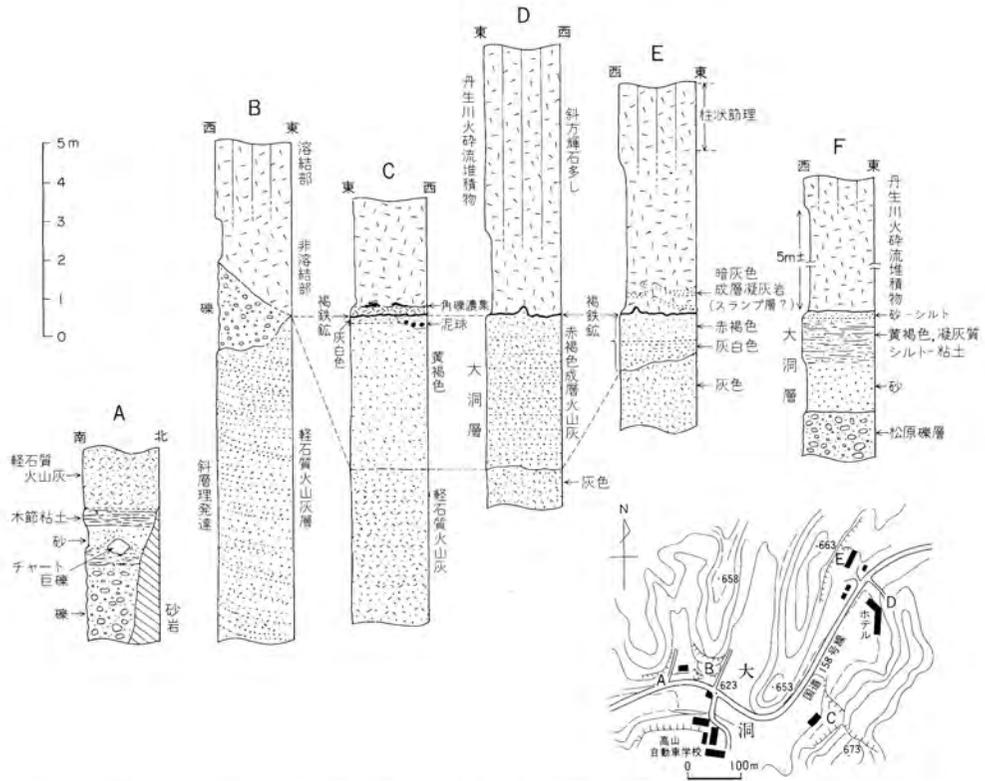
江名子断層北西側では、高山市大洞町を中心に広く分布するが、宮峠断層南東側では、朝日村^{あすひむら}立岩谷にわずかに分布するにすぎない。江名子断層と宮峠断層に挟まれた分水嶺山地の高度900m以上の林道沿いにも露出する。丹生川火砕流堆積物の分布と密接な関係があり、常にその下位に直接覆われて分布する。

層厚は、変化が大きいのが、30mを超えないと考えられる。

本層は、地域による層相の変化が大きく、凝灰質堆積物・礫層・砂層及びシルト層が厚さを変化させ、様々な組合せで堆積している(第39図)。

本層中の凝灰質堆積物は岩相上2種類に分けられる。1つは“ミガキ砂”状の軽石質火山灰であり、他は細粒火山灰である。

軽石質火山灰は、径10 cm 以下、通常1 cm 前後の軽石を多量に含む流紋岩質の火山灰で、灰白色-桃灰白色を呈する。東方に数度から30度前後傾斜する斜層理が顕著に発達する(第40図)。新鮮な露頭で



第39図 大洞層及び丹生川火砕流堆積物の地質柱状図及び位置図(高山市大洞町及び片野町) A-E: 大洞層, F: 片野町一丁目 Cの角礫濃集部は火の玉構造を示し, 東から西への流走を示している



第40図 斜層理を示す大洞層の軽石質火山灰層(高山市大洞町, 第39図の地点B)

はスコップでは掘削がやや困難な程度に膠結しているが、小片は指でほぐすことが可能で、その粉末はミガキ砂としての研磨能力があるため、かつては採掘稼行されたことがあった。独特の感触があり、掘削に使用した金属は一様に光沢を帯びてくる。未変形のガラス片がほとんどを占め、わずかに石英・長石・黒雲母を混じえる。外来岩片として美濃帯中・古生層起源の径1 cm以下の岩片(主にチャート)が少量含まれ、散在している。軽石の大きさは変化に富み、また密度の大きい外来岩片が散在するなど。淘汰は良好でない。以上の特徴は、本火山灰が降下火山灰ではなく、火砕サージ堆積物の一種であり、堆積構造からは東方から移動したことを示唆している。高山市大洞町での厚さ10-15mで、上位の丹生川火砕流堆積物との間には礫層・角礫層や粘土化した成層火山灰が数m挟在する(第39図)。



第41図 大洞層の露頭(丹生川村向山) 下部は亜円礫-亜角礫からなる淘汰の悪い礫層、上部は凝灰質シルト層・砂層及び薄い礫層の互層からなる。写真の左右約2m

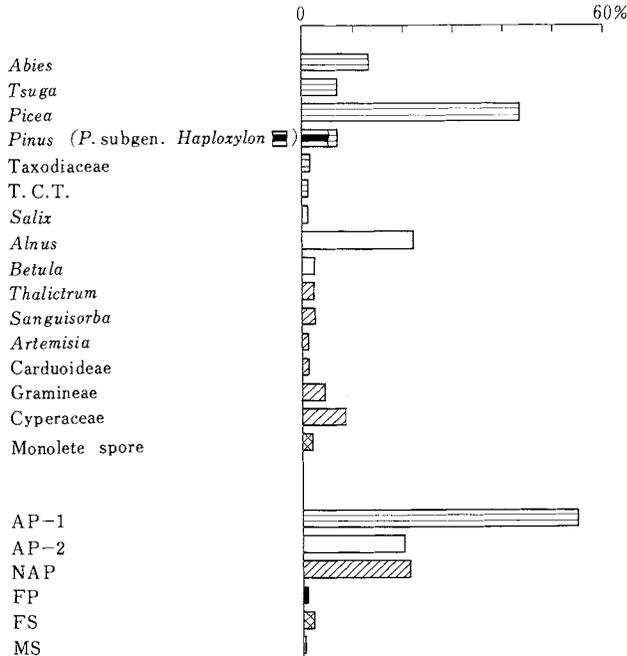
細粒火山灰は粘土化の進んだ淘汰良好の白色の火山灰層で、恐らく降下火山灰起源と予想され、一部は明らかに水域に堆積し

たものである。丹生川村町方の丹生川中学校裏の露頭では下位より、厚さ6 m、1 m、2 mの3枚の細粒火山灰層が“ミガキ砂層”(軽石質火山灰)と礫層を挟んで分布しており、丹生川村向山の好露頭ではシルト層・砂層・礫層が細互層をなしている(第41図)。

礫層は、亜円礫-亜角礫からなり、礫種はチャート・濃飛流紋岩類・砂岩が多いが、その構成比は場所により異なる。安山岩やシルトのブロックを含むこともある。礫径は20 cmを越すものもあるが、10-5 cmのものが多く、淘汰は一般によくない。基質は他の礫層に比較して多い。1露頭で3層以上の礫層を認めていないが、大洞層全体としては、3層以上の礫層があると考えられる。

丹生川村茶屋野では本層の下部にシルト層が発達し、泥炭が挟在している。この泥炭からは花粉化石が検出された(第42図)。この試料には、針葉樹花粉としては *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Pinus* などが高率で出現し、また広葉樹花粉では *Alnus* が高率で出現している。これらの中に暖温帯の要素が出現しなかったことから、冷涼な気候が推定されるが、試料が1点のみのため確実なことは言えない。

久々野町大西の北方の分水嶺山地上の本層は、礫層が最も厚く、砂層・シルト層と互層あるいは漸移している。凝灰質堆積物は確認できなかったが、これらの堆積物が松原礫層を直接覆い、丹生川火砕流堆積物に直接覆われていること、礫層の層相が模式地のものとよく似ていることから大洞層とした。



第42図 大洞層下部の泥炭の花粉分析ダイアグラム (同定: パリノ・サーヴェイ株式会社)

第11表 鮮新-更新世の火砕流及び降下火山灰堆積物のフィッシュントラック年代

試料番号	鉱物名	自発核分裂飛跡数 ΣN_s		誘発核分裂飛跡数 ΣN_i		フラックス ϕ		注1 年代値 T (Ma)	注2 誤差 $\pm \epsilon$ (Ma) ($\epsilon/T\%$)	注3 結晶 数 n (個)	結晶面積 ΣS (cm^2)	注3 ウラン (濃度) U (ppm)
		飛跡数 $= \Sigma N_s$	$\rho_s =$ $\Sigma N_s / \Sigma S$	飛跡数 $= \Sigma N_i$	$\rho_i =$ $\Sigma N_i / \Sigma S$	中性子線量 $\phi = n / \text{cm}^2$	飛跡数 $= \Sigma N\phi$					
1	ジルコン	257	1.48×10^5	2293	1.32×10^6	4.69×10^{13}	1095	3.1	0.2 (1.2%)	31	1.74×10^{-3}	141
2	ジルコン	111	4.22×10^4	1141	4.34×10^5	4.69×10^{14}	1095	2.7	0.3 (10.4%)	35	2.63×10^{-3}	46
3	ジルコン	84	4.47×10^4	2550	1.36×10^6	4.69×10^{14}	1095	0.92	0.11 (11.5%)	36	1.88×10^{-3}	145
4	ジルコン	43	1.19×10^4	3538	9.77×10^5	4.73×10^{14}	1125	0.34	0.05 (15.6%)	34	3.62×10^{-3}	103

$\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17} \text{ y}^{-1}$

測定: (株)土質工学研究所及び(株)京都フィッシュン・トラック

注1. $T = 5.96 \times 10^{-8} \phi \times \Sigma N_s / \Sigma N_i$

注2. $\epsilon = \{(1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N\phi})^2\}^{1/2}$

注3. $U = 5 \times 10^{10} \times \rho_i / \phi$ (ただし, ジルコン結晶中でエッチングされる平均飛跡長を1, 2, 3は4 μm , 4は8 μm と仮定)

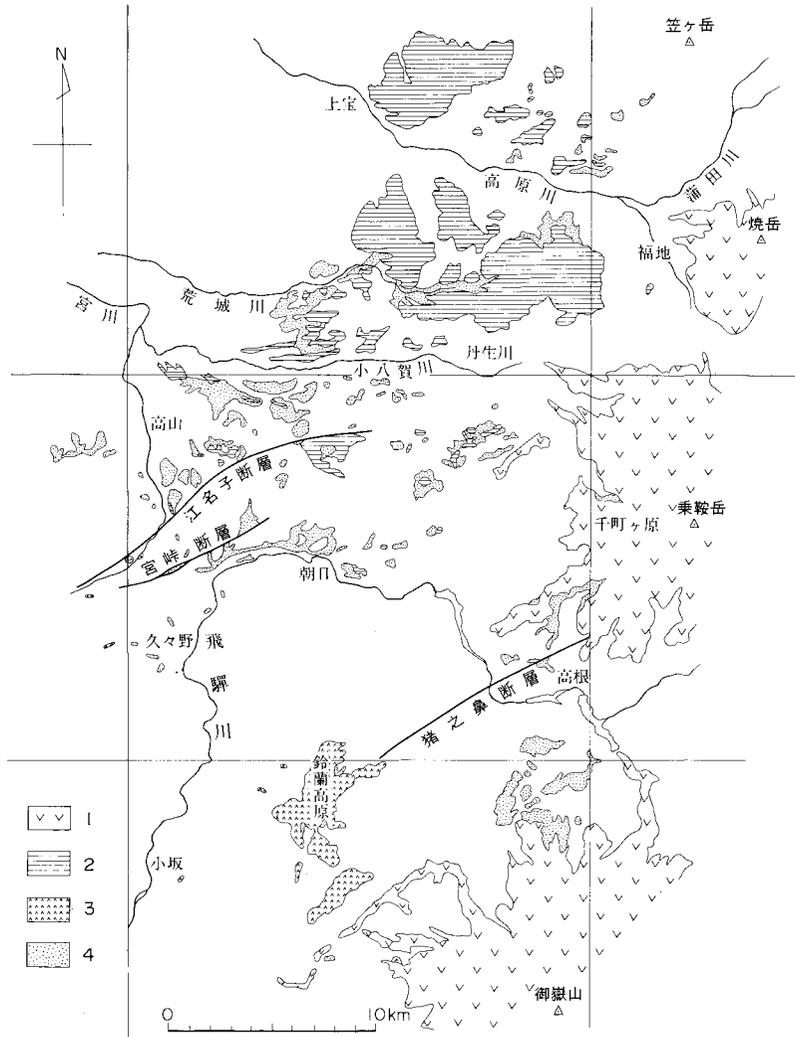
TH-47B(GSJ R26873); 軽石質火山灰(大洞層) 高山市大洞町

TH-56A(GSJ R26874); 角閃石普通輝石含有紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩(丹生川火砕流堆積物) 丹生川村山口

TH-1F(GSJ R26878); 黒雲母流紋岩軽石(上宝火砕流堆積物) 高山市数河東方

TY-446A(GSJ R26879); 結晶火山灰(高山火山灰層) 高山市江名子町上江名子

朝日村立岩谷では、本層は松原礫層を覆い、厚さ約10mで、下部は層理のよく発達した黄灰色-淡黄褐色の流紋岩質火山灰層(軽石や石質岩片を含む)から、上部はほとんど塊状で、黄褐色の軽石質火山礫凝灰岩層からなり、最上部にチャートの主材とする角礫層の発達することがある。このうち下部の火山灰層の一部は、模式地における大洞層中の軽石質火山灰層によく似ている。しかし、上部層は安山岩火山礫を多量に含んでおり、高山市の大洞層には類似のものがない。



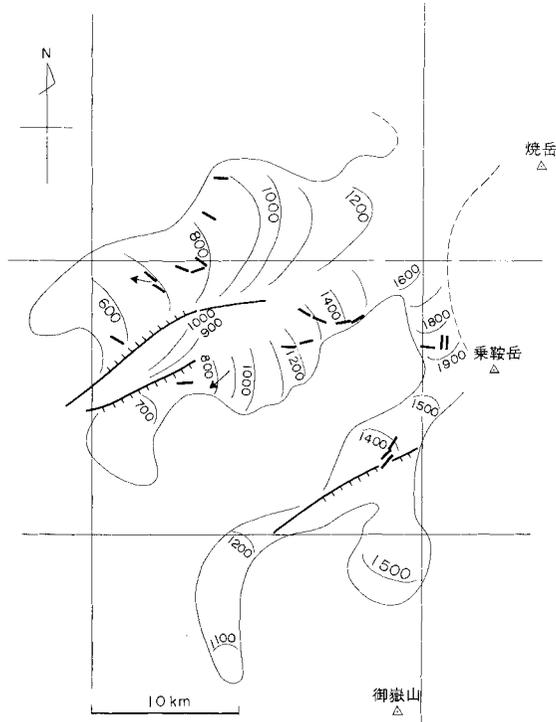
第43図 丹生川火砕流堆積物及び上宝火砕流堆積物の分布図 1：更新世後期-完新世火山岩類，2：上宝火砕流堆積物，3：玄武岩，4：丹生川火砕流堆積物。本図幅調査資料のほか，碓見・野沢(1957)，河田(1982)，鹿野ほか(1982)，斎藤ほか(1984)などの文献資料並びに山田・小林武彦による南隣の御嶽山図幅及び原山による北東隣の上高地図幅の未公表調査資料に基づいて作成した

本層の軽石質火山灰(高山市大洞町，第39図の地点B)のフィッショントラック年代測定を行い， 3.1 ± 0.2 Ma (鮮新世後期)の年代値を得た(第11表)。この年代値は本層を覆う丹生川火砕流堆積物の年代値(第11表)より若干古く，地質学的産状と矛盾しない。

VIII. 6 丹生川火砕流堆積物(Ny)

命名

本堆積物は，梶田・石原(1977)の「荒城川火砕流」及び河田(1982)の「荒城川火砕流堆積物」と同一であるが，「荒城川」(宮川の支流，船津図幅地内)という名称は，本堆積物の広範な分布からみてあ



第44図 丹生川火砕流堆積物の分布範囲、基底面等高線図 (m) 及び流走方向(紫蘇輝石の長軸方向) 矢印は、角礫岩レンズの火の玉構造から判定された流走方向を示す。ケバは断層による落下側を示す

も $4 \times 10^3 \text{ km}^2$ を下らないと推定される。本堆積物の基底面高度(第44図)は、東限の千町ヶ原付近で標高1,850mの最高高度を示し、北方へは1,200m、南方へは1,100mまで高度を減じ、西方の高山盆地西部では600mの最低高度を示す。

本図幅地域内では、北半部の高山盆地周辺とその東方山地、分水嶺山地の南斜面、南東部の子ノ原高原周辺と飛騨川南方の山地に主に分布する。山間部における本堆積物の分布地域は地形的にかなり開析されているものの、小起伏面や緩斜面が認められる。本堆積物が現在の地形的低地と無関係に分布している事実は、本岩噴出時の地形が現在とかなり異なっていたものであることを示している。

層序関係・時代

山間部では基盤岩である美濃帯中・古生層、濃飛流紋岩類、花崗斑岩や安山岩岩脈を直接不整合に覆うが、高山盆地内や久々野町・朝日村地内の飛騨川北岸など鮮新-更新統の発達の良い地域においては、大洞層もしくはその下位の松原礫層・松本礫層などを覆う(第39図)。本岩直下の基盤岩(特に美濃帯中・古生層)は顕著な赤色化作用を蒙っていることが多い(下坂・山田, 1984)。

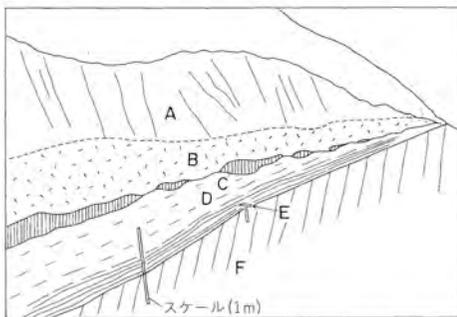
本堆積物のフィッシュトラック年代は $2.7 \pm 0.3 \text{ Ma}$ (第11表) で、この年代値は鮮新世後期に相当する。また本堆積物については、 $2.3\text{--}2.5 \text{ Ma}$ の K-Ar 全岩年代(曾屋・小林, 1982) も報告されている。本堆積物の自然残留磁気は逆帯磁しており(丹治ほか, 1977; 斉藤ほか, 1984)、松山逆磁極期に対比さ

まりに局地的であり、また、すでに下部石炭系の荒城川層という地層名としても用いられている。本報告では、本堆積物が最も広く分布し、かつその予想給源地域を含んでいる丹生川村の名を採って、金子ほか(1976)に従い、表題の名称を用いることとする。

本堆積物は、かつて磯見・野沢(1957)によって「高原火山岩類」と呼ばれたものの一部であり、また、斉藤ほか(1984)の「荒城川溶結凝灰岩層」(非溶結部を含む)に相当する。

分布

第43図に示すように、本堆積物の分布の東限は乗鞍岳西側山腹の千町ヶ原付近にあり、北限は北東隣の上高地区幅地域内の笠谷流域、南限は南隣の御嶽山図幅地域内の濁河川流域、西限は西隣の三日町図幅地域内の高山市内垣内にそれぞれある。これら全地域における分布状態を復元すると、堆積当時の面積は少なくとも



第45図 丹生川火砕流堆積物の基底部に発達するグラウンドサージ堆積物（朝日村小瀬谷林道）
 A: デイサイト溶結凝灰岩, B: 弱溶結部, C: 角礫岩レンズ, D: 平行層理を示す含礫粗粒凝灰岩, E: 炭化木片の産出地点, F: 砂岩頁岩互層(上半部は赤褐色風化)



第46図 丹生川火砕流堆積物の基底部のチャート質角礫岩レンズ（第45図Cの拡大写真）

れている。これらの資料から、本堆積物の時代は松山逆磁極期の最初期(2.4 Ma 頃)と推定されるが、ガウス正磁極期中の Kaena event または Mammoth event に対比される可能性も否定できない。

厚さ

高山盆地内で50m+, 丹生川村山口で80m+, 山間部の日影平山付近及び子ノ原高原付近で100m+, 噴出地点に最も近いと考えられる千町ヶ原付近(乗鞍岳図幅地域)では120m+である。しかし、基底面の凹凸により、同一地域でも差が大きい。

岩相

本堆積物は、新鮮な部分で灰白-灰色、風化部分で灰緑-灰紫色を呈するデイサイト溶結凝灰岩を主体とし、下部に厚さ0.5-5 m の非溶結部を伴う。これらは斜長石と紫蘇輝石の結晶片に富んだ火砕流堆積物である。

本堆積物の基底部には、しばしば、平行層理や斜層理の発達した厚さ1 m以下の凝灰岩層とその直上の薄い角礫岩レンズを伴う(第39図C, 第45図及び第46図)。基底部の凝灰岩層は、構成鉱物は火砕流本体と変わらないが、チャートの径1 cm 前後の角礫を含み、淘汰不良であり、露頭規模で厚さが著しく変化する。角礫岩レンズは、チャート・砂岩等の径1-5 cm の角礫とそれを充填するややルースな凝灰質基質とからなり、膨縮著しく、下位の凝灰岩を削り込んだ凹凸に富む下面を示すほか、一方向(東→西もしくは北東→南西)に向かって火の玉状の断面を示すものも認められる。以上の特徴から、基底部の凝灰岩層と角礫岩レンズは、降下火山灰や水底堆積層ではなく、一定方向へ向かう水平速度成分の大きい火砕流の一種-グラウンドサージ堆積物(SPARKS and WALKER, 1973)の可能性が大きい。

上述の非溶結部の上部は柱状節理が発達し始め、更に節理の明瞭な溶結部へ移化する。溶結部は一般に肉眼で確認できる本質レンズに乏しく、均質塊状の外観を示す。ただし、分布域東部の日影平山以東ではしばしば長径10 cm に達するよく偏平化した本質レンズが認められる。石質岩片は少量ではあるが普遍的に含まれ、頁岩・砂岩・チャート・玄武岩など美濃帯中・古生層起源のもの割合が多く、それらの一部は赤色化作用を受けている。このほか濃飛流紋岩類、文象斑岩及び新鮮な紫蘇輝石安山岩の破片も含まれる。これら岩片のサイズは一般に2-3 cm 以下の小さなものが多い。金子(1976 MS.)によれば西方より東方に向かって石質岩片の最大径が増大する傾向が認められるという。高島(1977 MS.)はSCHMINGKE and SWANSON(1967)の方法に従い、紫蘇輝石結晶の葉理面上での長軸方向配列により本火砕流の流走方向を推定した。今回原山が行った同じ方法による測定結果を第44図に示す。これによればほぼ東西の流走方向が推定される。

本火砕流堆積物の基底面が東方に高くなること、石質岩片・本質岩片のサイズの東方への増大傾向、基底部サージ堆積物が西への流走方向を示唆していること、上記の東西方向の流走方向などを総合すると、本火砕流の噴出地点は最高基底面高度を示す千町ヶ原北方の岩井谷(丹生川村)の東方、ほぼ現在の乗鞍火山の付近と推定される。石質岩片が美濃帯中・古生層に由来するものを主体とし濃飛流紋岩類を伴うことも、噴出・流走通過地帯の基盤地質とよく一致しており上述の推定を支持している。

鏡下での観察によれば、結晶破片として斜長石・紫蘇輝石を主体とし、少量の普通輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・石英を伴う。この他斜長石・輝石中の包有結晶や単独結晶破片として褐色角閃石が見いだされることがある。総結晶量の変化は大きく、50%前後から20%前後まで変化する。基質のガラス片は溶

第12表 丹生川火砕流堆積物及び上宝火砕流堆積物の化学組成及びモード組成

化学組成				H ₂ Oを除く百分比			
No.	TH-56	TH-1A	TH-1B	No.	TH-56	TH-1A	TH-1B
SiO ₂	68.04	71.72	69.44	SiO ₂	68.69	73.03	71.05
TiO ₂	0.64	0.25	0.32	TiO ₂	0.65	0.25	0.33
Al ₂ O ₃	14.82	13.82	14.10	Al ₂ O ₃	14.96	14.07	14.43
Fe ₂ O ₃	1.90	1.03	1.30	Fe ₂ O ₃	1.92	1.05	1.33
FeO	2.15	1.19	1.52	FeO	2.17	1.21	1.56
MnO	0.08	0.07	0.08	MnO	0.08	0.07	0.08
MgO	1.27	0.48	1.16	MgO	1.28	0.49	1.19
CaO	3.31	1.80	2.33	CaO	3.34	1.83	2.38
Na ₂ O	3.44	3.71	3.54	Na ₂ O	3.47	3.78	3.62
K ₂ O	3.25	4.05	3.86	K ₂ O	3.28	4.12	3.95
P ₂ O ₅	0.16	0.08	0.09	P ₂ O ₅	0.16	0.08	0.09
H ₂ O(+)	0.44	1.34	1.80	CIPW norm			
H ₂ O(-)	0.30	0.28	0.24	Q	26.64	30.36	27.62
Total	99.80	99.82	99.78	c	0.01	0.26	0.08
モード組成				or	19.39	24.37	23.34
石 英	0.2	9.4	9.6	ab	29.38	31.97	30.65
斜 長 石	22.8	20.2	15.0	an	15.52	8.56	11.22
黒 雲 母	—	3.9	2.0	hy {	en	3.19	1.22
単斜輝石	0.3	—	0.3		fs	1.48	1.07
斜方輝石	4.2	—	—	mt	2.78	1.52	1.93
かんらん石	—	—	1.2	il	1.23	0.48	0.62
鉄 鉱 物	1.0	0.1	—	ap	0.37	0.19	0.21
褐れん石	—	0.1	—	D.I.	75.41	86.70	81.61
石基又は基質	70.8	66.2	71.7	分析者 加藤甲五			
石質岩片	0.6	—	—				
合 計	99.9	99.9	99.8				

TH-56(GSJ R26874)；普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩(丹生川火砕流堆積物)，丹生川村山口伊藤採石場

TH-1A(GSJ R26876)；黒雲母流紋岩本質レンズ(上宝火砕流堆積物)，高山市敷河東方生井採石場

TH-1B(GSJ R26877)；角閃石紫蘇輝石単斜輝石かんらん石含有黒雲母流紋岩本質レンズ(同上)

結部では淡褐色を示し脱ガラス化作用を受けていないが，本質レンズの石基は脱ガラス化して微球顆構造を示す微粒の石英・長石の集合体に変化している。

全岩化学組成(第12表)

丹生川村山口町の採石場で採取した試料1個(TH-56)について化学分析を行った。試料は全岩より少量含まれる石質岩片をとり除いたものであり，少量の本質レンズを含んでいる。本試料の化学組成は，SiO₂ 約68%で，アルカリに富むデイサイトの組成を示している。

構成鉱物の化学組成

化学分析を行った試料と同一試料について EPMA による斑状鉱物の分析を行った。斜長石は顕著な波動累帯構造を示しつつ，核部の An₆₆ から周縁部の An₃₀ へと変化する。周縁部では Or モル%が高約 Or₁₀ となるが，これはカリ長石斑晶が出現していないことに関係している。紫蘇輝石はほとんど累帯構造を示さずほぼ En₅₈Fs₄₀Wo₂ の組成を示す。普通輝石も同様に組成変化幅が小さく，En₃₈₋₄₀Fs₁₆₋₁₈Wo₄₇₋₄₅ の範囲にあり，MgO に富む普通輝石に相当する。鉄-チタン酸化物として磁鉄鉱(Us_{sp30} 前

後)とチタン鉄鉱(R_2O_3 7-20)を含む。

角閃石普通輝石含有紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩(TH56A, GSJ R26874, 図版VII-2)

〈産地〉 丹生川村山口, 伊藤採石場。

〈結晶破片〉 容量比29%。斜長石・紫蘇輝石・普通輝石(少量)・石英・磁鉄鉱・チタン鉄鉱。磁鉄鉱とチタン鉄鉱は輝石中の包有結晶として産することが多い。輝石中には燐灰石の微粒柱状結晶が含まれる。このほかジルコン結晶が基質に見いだされる。角閃石は斜長石の核部もしくは紫蘇輝石中にまれに他形結晶として包有されている。また、少量であるが、集斑状組織を示す斜長石・輝石集合体が本質レンズ及び基質に含まれる。

〈基質〉 淡褐色のガラス片がマイクロユータキソティック構造を示す。

普通輝石含有紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩(TH104, GSJ R26875)

〈産地〉 丹生川村岩井谷標高1860m(東隣の乗鞍岳図幅地域)。丹生川火砕流堆積物中、最も給源に近いと推定される岩石。

〈結晶破片〉 容量比47%。斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・石英。TH 56Aと異なり角閃石を含まない。また、TH 56Aと比べて結晶破片量が多く、その粒径が大きい。

VIII. 7 玄武岩溶岩及び岩脈(B)

本岩は、本図幅地域西部の高山市石浦町から宮村一之宮にかけて分布する小岩体群と、南部の朝日村西洞の鈴蘭高原一帯に分布する溶岩とに分けられる(第43図)。

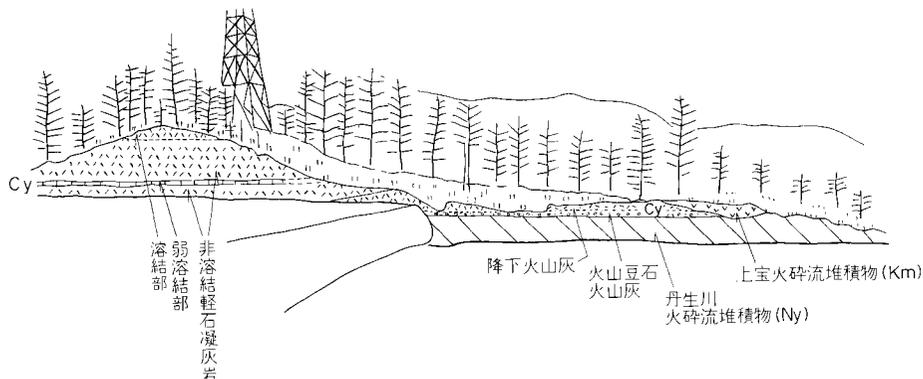
西部の小岩体群は、西隣の三日町図幅地域(河田, 1982)にかけて宮川沿いに断続的に分布する。主として濃飛流紋岩類からなる地域に分布するが、一部では中・古生層及び丹生川火砕流堆積物を貫き、あるいはこれらを覆っている。開析が進行しているため、火山地形は不明であり、露頭状況が不良で産状(溶岩か貫入岩か)もよく分からない場合が多い。高山本線飛騨一之宮駅北方では、本岩は厚さ20-30mの溶岩で、下位に赤褐色に風化した玄武岩質スコリア層を伴い、著しい粘土化変質を受けたデイサイト溶結凝灰岩(丹生川火砕流堆積物)を覆っている。高山市石浦町東部の丹生川火砕流堆積物分布域に分布する玄武岩は、野外での産状から、同堆積物を貫く岩脈であると判断される。

西部の小岩体群は、全体としてみると、中・古生層と濃飛流紋岩類を境する一之宮断層及び高山盆地の南縁を画する江名子断層の南方延長に沿って点在しており、これらの断層が弱線となって本岩の噴出をもたらしたことを示唆する。

南部の鈴蘭高原に分布する溶岩は、南隣の御嶽山図幅地域により広く分布し、一部に溶岩流の原面を残す溶岩台地を形成している。この溶岩は濃飛流紋岩類を覆っているが、一部では、濃飛流紋岩類との間に丹生川火砕流堆積物に対比されるデイサイト凝灰岩(弱溶結)を介在することがある。

本岩は主に灰色-暗灰色の緻密な塊状溶岩からなり、弱い板状節理が発達する。肉眼的に径1mm前後のかんらん石斑晶が認められ、またしばしば晶洞が認められる。鈴蘭高原では、塊状溶岩の下位にクリンカー状溶岩(厚さ1m前後)が、更にその下位にスコリア層(厚さ1-2m)が発達している。

一之宮に分布する本溶岩の K-Ar 年代は 2.03 ± 0.20 Ma(宇都・山田, 1985)で、鮮新世末期に相当す



第47図 丹生川火砕流堆積物 (Ny), 茶屋野凝灰岩層 (Cy) 及び上宝火砕流堆積物 (Km) の関係を示すスケッチ (高山市・丹生川村境界, 送電線分岐点) Nyの上に整合的にCyが載り, これらを削り込んでKmが重なる

る。鈴蘭高原南方の玄武岩の自然残留磁気は逆帯磁していることが報告されており(丹治ほか, 1977), 上記の年代値と矛盾しない。

普通輝石かんらん石玄武岩: 宮村, 高山本線飛驒一之宮駅北方約250m (TY-163, GSJ R26748, K-Ar 年代測定試料)

斑晶鉱物として, 径1.5 mm 以下のかんらん石(約5-6%), 1 mm 以下の普通輝石(2%以下), ごく少量(1%以下)の斜長石が存在する。まれに紫蘇輝石の微斑晶も認められる。一部のかんらん石が周縁部がイディングサイト化しているほか, 微斑晶がまれに緑色の粘土鉱物に変わっている。かんらん石はクロムスピネルを多数包有しており, また, 斜方(?)輝石の反応線を持つものが多い。石基は斜長石・器斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物及び少量の褐色ガラスからなり, おおむね新鮮である。本岩の晶洞鉱物としては, 方解石・石英・クリストパル石・鱗珪石などが認められる。

VIII. 8 茶屋野凝灰岩層(Cy)

茶屋野凝灰岩層(新称)は, 丹生川火砕流堆積物を覆い, 上宝火砕流堆積物に覆われるデイサイト質の火砕岩で, 藤沢(1976 MS.)の「家の洞火山灰層」と「家の洞火砕流」を合わせたものに相当する。

本層は, 丹生川村茶屋野南方の山地平坦部と, 山口谷川南方の高山市-丹生川村境界の平坦地に小規模な分布を示すほか, 高山市滝町西方より北方の平坦面に至る道路沿いにも本層が分布する。層厚は山口谷川南方で8 mである。

山口谷南方の露頭では, 本層が平坦な境界面で丹生川火砕流堆積物を覆い, 一方上位の上宝火砕流堆積物は本層を削り込んだ凹部に堆積しているのが見られる(第47図)。

本層の最下部は灰白色-淡褐色を示す降下火山灰層(厚さ 1-1.5 m)からなり, その下半部には径0.5-1.5 cm の火山豆石が多量に含まれている。その上位に橙褐色-暗茶褐色を示す火砕流堆積物(厚さ7 m以上)が載る。

火砕流堆積物は主に非-弱溶結の軽石凝灰岩からなり, 一部に強く溶結した部分がある。この強溶結部を検鏡すると, 結晶破片は少量で, 主に斜長石と微量の石英・緑色角閃石・普通輝石からなり, その他



第48図 見座礫層（朝日村牧戸） 円礫は主に安山岩及び濃飛流紋岩類からなる

外来結晶として微斜長石，外来岩片として，変質したデイサイト-流紋岩溶結凝灰岩・流紋岩溶岩・文象斑岩・砂岩及びやや新鮮な安山岩などを含む。

VIII. 9 見座礫層(Mz)

本層は，丹生川火砕流堆積物を覆い，久々野凝灰角礫岩層に覆われる円礫層で，梶田(1974)により命名された。模式地は，朝日村見座より美女峠に至る道路沿いである。

本層の分布は，宮峠断層南東側に限られる。すなわち，本層は朝日村牧戸・見座，久々野町小屋名・大西・山梨・無数河と細長く分布し，また，朝日村二又・九蔵及び高根村中之宿・池ヶ洞付近にも本層に対比される円礫層が点々と分布する。これらは層相からも，河川堆積物であることは確かで，現在とはやや異なる流路をもった“旧飛騨川”の堆積物と考えられる。本層上面の現河床からの比高は130m程度であるが，浸食され緩斜面となっている。本層の厚さは約40mである。

本層を構成する礫種は，濃飛流紋岩類が最も多く，安山岩類がこれに次ぐ(第48図)。砂岩・チャート礫も含まれる。丹生川火砕流堆積物の礫も含まれるが量は少ない。上記の安山岩礫の供給源は不明である。朝日村牧戸・見座付近では径20 cm程度の礫が多く，40 cmを超える巨礫もある。久々野町無数河の久々野小学校付近では，礫径を減じ，15 cm以下のものが多く，砂質部・泥質部が多くなっている。一般に礫の円磨度は高く，淘汰もよい，“クサリ礫”の状態にまで風化されている。

VIII. 10 久々野凝灰角礫岩層(Kg)

久々野凝灰角礫岩層(新称)は見座礫層を覆う安山岩質の凝灰角礫岩で，模式地は久々野町無数河の町



第49図 久々野凝灰角礫岩層 (久々野町, 町営グラウンド)

営グラウンド周辺とする。その分布は見座礫層の分布域とほぼ一致しており、本層が、前述の“旧飛騨川”沿いに堆積したことを示している。

本層は平坦ないし緩傾斜の地形面を形成しており、その標高は、池ヶ洞東方で1,200m±、中之宿西方で950m±、牧戸北方で870m±、美女ヶ池付近で850m±、山梨で790m±、模式地付近で730m±と、西方に向かって低下している。美女峠北方の標高1,000mの平坦面にも本層が分布しており、このことは本層の北への拡がりとともに、宮峠断層による垂直変位が約150mに達することを示している。この地点では、凝灰角礫岩の直下に、厚さ約20mの礫層(凝灰質シルト層を頻繁に挟有)が発達し、チャート・砂岩・丹生川火砕流堆積物などの淘汰の悪い角礫・亜角礫が混在する。この礫層¹⁴⁾は見座礫層と全く層相が異なり、局部的な湖沼堆積物と考えられる。

本層は、灰色・黄褐色・赤褐色などの色調を呈し、比較的岩相の変化に乏しい。厚さは10数m-5mである。礫は普通径30cm以下、まれに1.5mに達する黒色-暗灰色安山岩角礫を主とし、丹生川火砕流堆積物・チャート・砂岩・頁岩・濃飛流紋岩類などの亜角礫-円礫も混在する(第49図)。丹生川火砕流堆積物の円礫は径2mに達するものがある(第50図)。まれに、偽礫状の砂のレンズを含む。基質はよく膠結しており、凝灰質で、上記の岩石の細片、輝石や斜長石の破片、スコリア、軽石及びこれらを充填するガラス片やじんあい状物質からなり、細かい空隙を伴っている。

安山岩礫には、斜長石斑晶に富むものと、無斑晶質のものがあるが、いずれも新鮮な普通輝石紫蘇輝石安山岩で、石基は黒色で隠微晶質である。まれにかんらん石の微斑晶を含む安山岩礫も認められる。安山岩礫は一般に発泡の程度が低く、また急冷縁やパン殻状の割目などは発達しない。

模式地では、本層は、粘土化した角礫層(古崖錐角礫)を介して濃飛流紋岩類の上に乗せ、山梨礫層に覆われ、厚さ約5mである。ここでは垂直方向の岩相の変化はみとめられない。

14) 地質図では便宜上久々野凝灰角礫岩層に一括して示した。



第50図 久々野凝灰角礫岩層に含まれる風化した丹生川火砕流堆積物の巨礫(久々野町山梨上組) 上部は風化が進んだ部分

などであるが、その構成比は場所により大きく変化する。淘汰の悪い角礫層で、礫径は5 cm以下のものがほとんどである。基質は泥質のことが多い。

層相の変化は大きく、連続性の悪いシルト層を多く挟有し(第51図)、角礫混じりシルト層となっていてるところもある。また泥炭層も挟在している。久々野町月見付近では凝灰角礫岩と湖沼性堆積物の中間的な堆積相を示す露頭も観察された。

以上述べた事項は、本層が久々野凝灰角礫岩層によって堰止められて出来た水域での局地的な堆積物で、久々野凝灰角礫岩層との時間的間隙は小さいことを示している。

VIII. 12 上野泥流堆積物(Um)

上野泥流堆積物(新称)は、丹生川火砕流堆積物を覆い、上宝火砕流堆積物に覆われる泥流堆積物である。本堆積物は、梶田・石原(1977)が、三谷(1975 MS.)に基づいて大谷泥流としたものであるが、丹生川村大谷には本層の分布が認められず、その詳細も公表されていないので新たに定義する。齊藤ほか

15) 上嶋正人技官による。

模式地及び牧戸北方の本層中の安山岩角礫(各3-4個)について、磁化方位の測定を行った¹⁵⁾。その結果、礫ごとの磁化方位は一定せず、これらの礫が現位置に定着する前に自然残留磁気を獲得していたことが明らかとなった。

本層は、見座礫層の堆積に引続いて「旧飛驒川」の河谷を埋めた凝灰角礫岩であるが、本層の主材をなす安山岩礫の起源やそれらの運搬様式等については分かっていない。

VIII. 11 山梨礫層(Ym)

山梨礫層(新称)は久々野凝灰角礫岩層を覆う角礫層で久々野町山梨周辺を模式地とする。分布は小規模で、久々野町山梨から無数河までの地域に限られ、常に久々野凝灰角礫岩層に伴って分布する。厚さは10m程度と考えられる。

礫種構成は、安山岩類・丹生川火砕流堆積物・濃飛流紋岩類・チャート・砂岩



第51図 山梨礫層（久々野町山梨上組）淘汰不良の角礫層中にシルト層が挟在する

(1984)の大谷泥流に相当する。

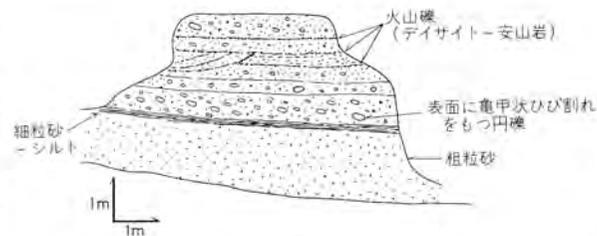
模式地は高山市上野町周辺である(第52図)。分布は、本図幅北西部から北隣の船津図幅にまたがる台地・上野平^{うわのびら}一带と船津図幅内丹生川^{きた}村北^{かた}方の岐阜県蚕業試験場付近である。

本図幅地域内では、松本礫層・桐山礫層あるいは丹生川火砕流堆積物を

覆っている。層厚は、部分的に10mを超えるところもあるが平均7m位で、丹生川村北方では2m程度である。西に向かって厚くなる傾向がある。

本堆積物は、デイサイト質の火山礫層(厚さ数cm-10cm)と同質の粗粒火山灰層(厚さ数10cm-1m)からなり、これらの繰り返しによる弱い成層構造を示す。火山礫は粒径2-3cmの普通輝石含有黒雲母酸化角閃石デイサイトの角礫-亜角礫を主とし、比較的分級が良い。粗粒火山灰層中には、径数cmから最大50cmの円礫が含まれ、極めて淘汰が悪い。円礫は普通輝石紫蘇輝石安山岩溶結凝灰岩や普通輝石紫蘇輝石閃緑斑岩を主体とする。このほか、チャート・砂岩の亜角礫やまれには粗粒黒雲母花崗岩・流紋岩溶結凝灰岩・丹生川火砕流堆積物などの円礫も含まれる。

円礫はその形態からみて明らかに河川堆積物に由来するものであり、火山礫や粗粒火山灰を構成するデイサイトとは起源が異なることを示している。一部の円礫には、急激に高温にさらされた岩石に認められるような亀甲状のクラックが発達している。基質の粗粒火山灰は2mm以下の粒径のデイサイトの岩片からなり、ときに、東方からの流向を示す斜層理が発達する。礫の配列からも同方向の流向を示す覆瓦構造がしばしば認められる(第52図)。



第52図 上野泥流堆積物の露頭スケッチ(高山市上野町) 斜層理や礫の覆瓦構造から、左から右(東から西)への流向が推定される



第53図 江名子礫層 (高山市山口町) 丹生川火砕流堆積物(左下)や中・古生層の不淘汰角礫-亜角礫からなる

本堆積物の構成礫のうち、安山岩・閃緑斑岩は北東隣の上高地図幅地域の穂高安山岩類(原山, 1975)に、花崗岩は同じく奥又白花崗岩(原山, 1979)にそれぞれ酷似しており、特に前2者中に熱変成作用を受けたものがある点が特徴的である。これら円礫が現在の上高地一帯から供給されたことは、堆積構造が示す東から西への流向と調和的である。本堆積物と下位の桐山礫層は礫構成が類似していること、一部の円礫の表面に高熱状態にさらされたことを意味するクラックが見いだされることから、高温の火砕流が桐山礫層を堆積させた旧河川沿いに流下し、円礫を取り込んで泥流へと移行したものと推定される。

VIII. 13 江名子礫層(En)

江名子礫層(新称)は、梶田・石原(1977)の「矢林礫層」と同一であるが、矢林の地名は極めて局地的で、国土地理院発行の最近の地形図に載っていないので、表記のように改称する。

模式地は高山市江名子町国立療養所周辺であり、江名子断層の北西側にのみ幅 2 km の範囲に分布する。片野町、江名子町付近では丹生川火砕流堆積物上の侵食谷を埋め、山口町付近では同堆積物の侵食平坦面を覆っている。

本層の層厚は、厚いところでも25m、平均20m位で、江名子断層に近づくに従って基底面高度が高くなっていく。

江名子礫層を構成する礫の90%以上は、チャート・砂岩・頁岩等江名子断層より南東側に分布する中・古生層起源のものであり、丹生川火砕流堆積物の礫も少量含まれる(第53図)。淘汰の悪い角礫で、礫径は最大20 cm で10 cm 以上のものが多い。風化は進んでいて“半グサリ礫”状となっている。基質は泥質で中程度に膠結している。

層相の変化は大きく、高山市片野町の平和公園付近では10-30 cmのシルト層や細粒砂層が10枚ほど挟在しているが連続性は良くない。また江名子町北部の矢木の丹生川火砕流堆積物を直接覆う露頭では、基底より約2 m上位に約50 cmの厚さの炭化木を含む泥炭層が観察された。

以上述べた分布や、層相の特徴は、本層が江名子断層の活動によって形成された断層崖の崩壊によって生じた崖錐性堆積物であることを示している(梶田・石原, 1977)。

VIII. 14 ^{かみたから} 上宝火砕流堆積物(Km)

命名

本堆積物は梶田・石原(1977)の「岩滝火砕流」と同一であるが、その広範な分布に較べ「岩滝」はあまりに局地的な、しかも通称の地名である。本報告では、金子ほか(1976)に従い、本堆積物が最も広く分布する上宝村(北隣の船津図幅及び北東隣の上高地図幅地内)の名を採って、表題の名称を用いることとする。

本堆積物は磯見・野沢(1957)による「高原火山岩類」のうち黒雲母安山岩と記載されたもの及び齊藤ほか(1984)の「岩滝溶結凝灰岩層」に当たる。

分布

本堆積物は北東隣の上高地図幅地域内の上宝村福地付近を東限にして、高原川・荒城川・小八賀川流域などに広く分布する(第43図)。本図幅地域内では、日影平山西方と生井川沿いの滝町・岩井町周辺にまとまった分布を示すほか、小規模な分布が北半部に点々と認められる。これらの分布域は、日影平より生井川を経て高山盆地東部から北部に至る地帯と、日影平山より牛首山・二又を経て朝日村浅井北方の山地に至る地帯とに限定されており、現河川系には支配されていない。

本堆積物は丹生川火砕流堆積物に比べ開析の程度が低く、小八賀川北方の通称“八本原”(船津図幅地域内)にみられるように、平坦で緩傾斜の火砕流台地の地形がよく残存している。本図幅地域内では、滝町・岩井町周辺に火砕流堆積物の上面を示すと考えられるわずかに西方に傾斜する平坦面が残存している。

本堆積物の基底面高度は、高山盆地内では640-670m、岩井町で690-830m、日影平で1,250-1,510mと明らかに東方に向かって上昇していく。更に本岩の分布東限の福地周辺では1,500-1,700mと最高高度を示す。

層序関係

本堆積物は北東部の山地では起伏に富んだ基盤岩(主に末区分中・古生層)の地形を“谷埋め”した分布形態を示し、多くの地点で丹生川火砕流を覆うほか、山口谷川南方では茶屋野凝灰岩を覆う(第47図)。一方高山盆地南東部では江名子礫層を覆い、山口礫層に覆われる(第54図)。北西部の上野町や新張上野地区では松本礫層・桐山礫層・上野泥流堆積物・丹生川火砕流堆積物を覆う。また、福地付近では、黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイト質の福地凝灰角礫岩(金子ほか, 1976)を覆っている。

厚さ

高山盆地南東部で1-5 m、上野町一帯で10m前後、滝町・岩井町で80-100m、山間部の日影平山一帯



第54図 江名子礫層(En), 上宝火砕流堆積物(Km)及び山口礫層の関係を示す露頭(高山市上江名子) ここでの Km は水底の二次堆積物で、ラミナが発達し、また En 起源の礫と礫層を取り込んでいる

では基盤地形に大きく左右されるが50-100m程度である。分布域の南限に当たる朝日村浅井北方では30m前後である。分布域の東限にあたる福地付近では最大250mの厚さを持っている(金子ほか, 1976)。

時代

本岩中の黒雲母について K-Ar 年代が測定されており、 0.65 ± 0.25 Maを示す(柴田・山田, 1977)。また本岩中の本質レンズを主体とする部分に含まれるジルコンのフィッシュトラック年代は 0.92 ± 0.11 Ma の値を示す(第11表)。本岩の自然残留磁気は正帯磁であることが知られており(丹治ほか, 1977; 斉藤ほか, 1984)、上記年代値の示す範囲では、ブリュヌ正磁極期の初期もしくは松山逆磁極期の Jaramillo event に対比される可能性がある。

岩相

本火砕流堆積物は灰色-暗灰色を呈する黒雲母流紋岩溶結凝灰岩を主体としている。最下部数m-10数mには非溶結部が認められ、その上位は数m角の柱状節理の発達する溶結部へと移行する。本図幅地域内ではいずれの地点でも本堆積物中に冷却間隙を示すような証拠はなく、1枚のクーリングユニット(SMITH, 1960)から構成されている。上部の非溶結部は浸食剝削のためか明瞭なもの確認されていない

いが、溶結部上部は弱溶結になる傾向を示す。最下部の非溶結部はどの地域でもほとんど膠結しておらず、容易に掘削が可能である。溶結部は固結はしているものの多孔質で堅硬ではなく加工容易であるため、その特性を生かして石材として利用される。長らく地表に露出した部分では脆弱化し表層部は剝離崩落を繰り返す性質がある。

高山盆地内の高山市山口町、丹生川村山口南方及び上野平一帯では、本堆積物は固結度の低い軽石凝灰岩からなり、溶結部は認められない。山口町桜ヶ岡では、本堆積物(厚さ約5 m)の上部約2 mの部分に層理がよく発達している。江名子町上江名子では葉理が発達している(第54図)。また、一般に土壌化が進行しており、石英・含水黒雲母混じりの黄褐色-赤褐色土壌となる例が認められる。

本堆積物中の軽石は、非溶結部では灰白色、未変形であり、溶結部では偏平化した本質レンズとして灰色-暗灰色のガラス質石基を有している。軽石の大きさ・色調・偏平度などは垂直方向に変化するものが好露出地域で観察される(後述)。

本堆積物中にはしばしば、径1 cm前後の変質体が含まれる(第57図参照)。これは、ほぼ球状で、黄褐色の殻¹⁶⁾を持ち、その内部は同色で固結度の低い火山灰で充填され、またしばしば空隙を含んでいる。

石質岩片としては、新鮮な各種安山岩(黒雲母角閃石安山岩、輝石安山岩など)のほか、砂岩・頁岩・変質玄武岩・チャートなど中・古生層起源の異質岩片が含まれる。岩片は一般に径2 cm以下の角礫が多く、まれには径10 cmを超えるものが見いだされる。金子ほか(1976)は、岩片のサイズが東方に向かって大きくなる傾向を示し、また上宝村福地付近で本堆積物に覆われる福地凝灰角礫岩(金子ほか、1976)の岩片が含まれることなどから、本堆積物の噴出域を福地付近に推定した。福地付近以西の基盤岩の構成からみて、外来岩片の種類もこの推定と矛盾しない。一方、斉藤ほか(1984)は本堆積物の噴出域を焼岳付近と推定している。なお金子ほか(1976)は、上宝火砕流堆積物と丹生川火砕流堆積物を「高原火山岩類」として一括し、その噴出域を福地もしくは焼岳付近に求めているが、丹生川火砕流堆積物が乗鞍岳付近を給源としているのはほぼ確実で(前述)、上宝火砕流堆積物とは給源を異にしている。

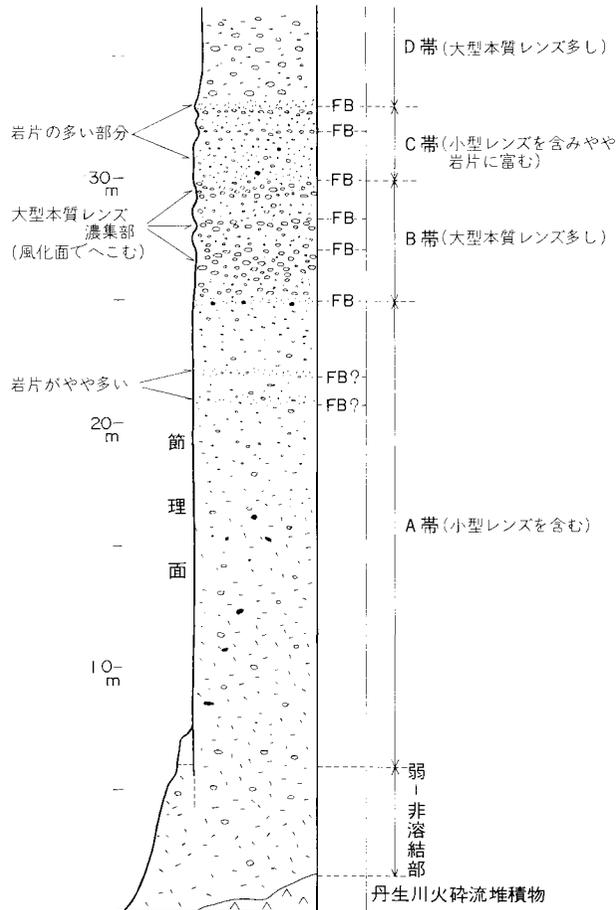
垂直方向の岩相変化

高山市⁴数河⁵東方の生井川に面した採石場では本岩の好露出があり、垂直方向の岩相変化が観察される。以下この露頭での観察結果と鏡下での特徴について記述する。

本地域では、丹生川火砕流堆積物の起伏に富んだ地形を埋めて本岩が堆積しており、最下部5-6 mは非溶結部からなる(第55図)。これより上位30 mは次第に柱状節理が明瞭となり、節理面がとぎれることなく連続することから冷却間隙を挟まない1クーリングユニットであることを示している。本質レンズのサイズ・組織・量に着目すると、溶結部は大きく4帯(A-D)に区分できる。各帯には、石質岩片がやや濃集することで示されるフローユニットの境界が幾つか認められる。

A帯は基底より上位25 m付近までを占め、平均2-3 cm、最大5 cm長径の偏平化した灰色-暗灰色の本質レンズを多数含む。本質レンズは、鏡下で圧密を受けた軽石の構造を示す透明-淡褐色のガラス中に、斜長石・石英・黒雲母の斑晶を含んでいる。基質には、このほか、サニディン・緑色角閃石・斜方輝石及び不透明鉱物が含まれるが、輝石などは外来結晶片かもしれない。石質岩片は長径平均1-3 cm、

16) 水鏡試料は主としてモンモリロナイトからなる(粉末X線回折は高田康秀技官による)。



第55図 高山市数河東方の生井採石場における上宝火砕流堆積物の垂直方向の岩相変化 (説明は本文) FB:フローユニットの境界

最大 17 cm で頁岩・砂岩・チャートなど中・古生層に由来するものと、新鮮な安山岩類(黒雲母角閃石安山岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩)とがある。これら岩片がわずかに濃集する部分が数mおきに出現し、フローユニットの境界を示すものと思われるが、明瞭ではない。

B帯はA帯の上位約4mを占める部分で、最大 30×8 cm、平均長径5-6 cmの暗灰色の大型本質レンズの濃集層(厚さ50-100 cm)を3枚挟んでいる。大型本質レンズ濃集層の間は、最大長径4 cm、平均1 cmの小型本質レンズを含む部分からなり、より岩片に富んでいる。小型レンズ部→大型レンズ部を1セットとして3枚のフローユニットを示すものであろう。風化面では大型レンズ濃集層はその上下の部分よりもへこんでおり、遠望すると明瞭な層状構造が認められる(第56図)。大型本質レンズは小型のものに比べやや偏平度が小さいため、これらの部分では暗灰色石基ガラスの色調と灰白色の基質の色調の差によりまだら状の外観を示す。大型・小型ともに斑晶としては斜長石・石英・黒雲母・不透明鉱物を含む。この他本質レンズとしては縞状構造を示し、黄褐色のかんらん石を含むものが少量見いだされる(第57図)。このタイプの本質レンズはよく偏平化したレンズ状の形態を示し、石基部は暗灰色と緑灰色

-灰色の色調を異にする部分が縞状をなしている。暗灰色のガラスは多量に含まれる通常の本質レンズと同じものであり、灰色部分と混合していることを示す中間帯が存在することもある。この本質レンズには、斜長石・石英・黒雲母・角閃石・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・不透明鉱物が含まれている。

C帯は長径 2 cm 以下の小型本質レンズを含み、頁岩・チャート・安山岩の岩片(径 3 cm 以下)に富む。岩片に富み本質レンズに乏しい下部から本質レンズに富み岩片に乏しい上部へと移り変わる 2 枚のフローユニットからなる。風化面では B 帯と同様な凹凸による縞状構造を示す。

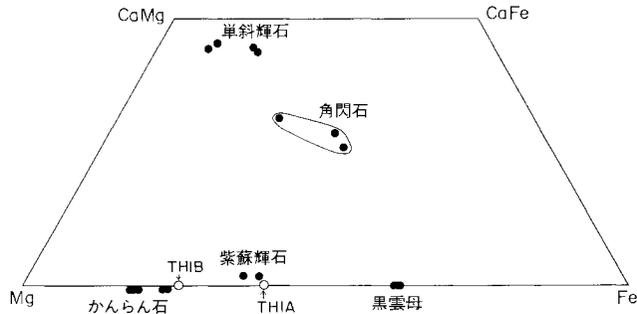
D帯は採石場最上部を占めるやや溶結の程度の低い帯で、最下部のやや岩片に富んだ部分(5-10 cm)を境に C 帯



第56図 上宝火砕流堆積物の柱状節理と層状構造 (生井採石場) 写真右上の層状構造の顕著な部分が第55図の B 帯に対応する。上下約 20 m



第57図 上宝火砕流堆積物(流紋岩溶結凝灰岩)のニュータキサイト構造 黒色ガラス質石基をもつ黒雲母流紋岩質の本質レンズのほかに、灰色・縞状のレンズ(かんらん石を含む)が上端にみられる。中央上部の球状体は空隙を含む黄褐色火山灰、スケールの長さ 1 cm



第58図 上宝火砕流堆積物中の本質レンズ中の苦鉄質斑晶鉱物の Ca-Mg-Fe モル比(黒丸)と本質レンズ(TH-1A, TH-1B)のノルム輝石組成(白丸)

と接し、急激に大型本質レンズ(最大長径 40 cm)を含む部分に移行している。風化面では B、C 帯と同様な凹凸による層状構造を示す。

C・D 帯共に本質レンズ中の斑晶またはそれ以外結晶破片は、斜長石・石英・黒雲母を主体としており、少量の不透明鉱物・角閃石・輝石・かんらん石を含む。

全岩化学組成・モード組成

前述した採石場の B 帯に含まれる大型暗灰色石基を有する本質レンズ(TH-1A)と、縞状構造を示しかんらん石を含む本質レンズ(TH-1B)について、化学分析・モード分析を行った(第12表)。両者はいずれも、アルカリに富む流紋岩の化学組成を示すが、かんらん石を含む本質レンズはやや SiO_2 に乏しく、また MgO/FeO 比が高いという特徴を示す。

斑晶鉱物の化学組成

かんらん石を含む本質レンズ(TH-1B)中の斑晶について EPMA を用いて分析を行った。

斜長石は弱い累帯構造を示し、アンデシン (An_{35-32}) 組成を有している。黒雲母は鉄に富んだ種類 ($\text{mg}=0.38$) からなり、角閃石はフェロホルンブレンド ($\text{mg}=0.46-0.48$) の組成を示す。単斜輝石は普通輝石 ($\text{Ca}_{44}\text{Mg}_{40}\text{Fe}_{16}$) と透輝石-エンディオブサイド ($\text{Ca}_{45}\text{Mg}_{46}\text{Fe}_9$) の、明らかに組成の異なる 2 種類のものが存在する。斜方輝石は $\text{Ca}_2\text{Mg}_{60}\text{Fe}_{38}$ 前後に組成範囲が限定される。かんらん石は Mg に富んだ Fo_{82-76} の組成を示す。第58図に有色鉱物の Ca : Mg : Fe 比を本試料のノルム輝石組成とともに示す。

このような組成の斑晶鉱物の組合せは明らかに平衡に存在し得ないものであり、本質レンズの縞状構造などを考慮すると、苦鉄質マグマ(斑晶：かんらん石+Mg 質単斜輝石)と珉長質 マグマ(斑晶：アンデシン+石英+黒雲母+角閃石+普通輝石+紫蘇輝石)の混合が行われたと解釈される。

なお Fe-Ti 酸化物としてはチタン鉄鉱と磁鉄鉱が微斑晶として含まれている。

黒雲母流紋岩本質レンズ(TH-1A, GSJ R26877) 高山市数河東方採石場、B 帯。

斑晶：斜長石・石英・黒雲母・磁鉄鉱・チタン鉄鉱。全班晶量約40%。

石英(3 mm 以下)と斜長石(3 mm 以下)は融食形を示すほか、しばしば発泡時の減圧によって破碎・離散した構造を示す。黒雲母は多色性強く、自形(2 mm 以下)。ジルコン・燐灰石・褐れん石を少量含む。

石基：石基のガラスは、透明-淡褐色で軽石構造を残したマイクロユータキシティック構造を示す。また真珠状構造を示すことが多い。

角閃石紫蘇輝石 Ca 質輝石かんらん石含有黒雲母流紋岩本質レンズ (TH-1B, GSJ R26877, 図版Ⅷ-2)

上記試料と同一産地。B帯。

斑晶：斜長石・石英・黒雲母・かんらん石・Ca 質輝石・紫蘇輝石・緑色角閃石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱。全斑晶量約30%。

石英(1.5 mm 以下)・斜長石(1 mm 以下)・かんらん石(1 mm 以下)はしばしば融食形を示す。角閃石は多色性(Z=緑色, Y=緑褐色, X=淡黄色)を示し、一部は紫蘇輝石と集合体を形成する。黒雲母は自形で多色性強く(Z≠Y=暗褐色, X=淡黄色), 吸収大。Ca質輝石は自形短柱状。

石基：淡褐色のガラスからなり、黒雲母の微斑晶が散在する。

VIII. 15 山口礫層(Yg)

山口礫層(新称)は梶田・石原(1977)の「桜ヶ岡礫層」と同一であるが、「矢林礫層」と同様の理由によって表記のように改称する。

模式地は、高山市山口町桜ヶ岡八幡宮周辺である。高山市片野町、江名子町上江名子及び山口町一帯に分布するが、江名子礫層の分布範囲内に限られる。

本層は山口町付近では上宝火砕流堆積物を覆う(第54図)が、上江名子や片野町付近では江名子礫層あるいは二畳系小八賀川層を覆っていることが多い。

本層の上面は削剝されているため、全層厚を求めることはできないが、観察される限りでは10m以下である。江名子礫層同様、江名子断層に近づくに従って基底面高度が高くなっているが、その勾配は江名子礫層の場合よりは大きい。

本層は、江名子礫層と似た層相を示す淘汰の悪い“クサリ礫”化した角礫層である。構成礫は中・古生層起源のものがほとんどであるが、砂岩礫の特に多いのと、基質が特色ある赤色風化をしていることから、江名子礫層と容易に識別出来る。江名子礫層に比べ礫径は小さく、シルト層・砂層などの挟在は少ないが、部分的にラミナ状の構造が認められる。

上述の特徴は、本層も江名子断層の活動の結果もたらされた崖錐性堆積物であることを示している(梶田・石原, 1977)。

IX. 乗鞍火山噴出物

IX. 1 概要

乗鞍火山噴出物については、神津(1911)の調査以後、志水(1952)、牛丸(1967)などの報告があるが、公表された資料は非常に少ない。最近、中野(1984)は、乗鞍火山の山体を、北から、烏帽子火山体、鶴ヶ池火山体、権現池火山体の3つに分け、それぞれが“古期成層火山”とその上の新期噴出物からなる

ことを明らかにした。以下、本報告では中野(1984)の区分・命名に基づいて記述する。

本図幅地域には、乗鞍火山の西端部のみが分布する。そのうち、中野(1984)の“古期成層火山”に相当するものは、烏帽子溶岩(烏帽子火山体)と千町溶岩(権現池火山体)であり、また、新期噴出物に相当するものは、平金溶岩(権現池火山体)と恵比須溶岩(鶴ヶ池火山体)である。

これらのうち、千町溶岩と平金溶岩は主に普通輝石紫蘇輝石安山岩から、また、烏帽子・恵比須両溶岩は黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩からなる。

乗鞍火山は剣ヶ峰(標高3,026 m)を最高峰として南北に連なる3,000 m級の山岳であるが、基盤岩の高度は高く、稜線部では2,300-2,400 m、千町ヶ原付近でも約2,000 mに達しており、噴出物そのものは比較的薄い。山頂部付近の基盤岩はすべて美濃帯中・古生層であり、山体西縁部では濃飛流紋岩類や丹生川火砕流堆積物が火山体の基盤をなしている。

一般に乗鞍火山噴出物は溶岩が大部分で、火砕物は非常に少ないといわれている。本図幅地域では朝日村九蔵川支流の小俣谷林道で厚さ約4 mのスコリア層(粒径0.5-2 cm)を認めた以外は、明らかな火砕物は見いだされなかった。子ノ原高原の溶岩台地の表層部には、安山岩岩塊を主材とする岩屑堆積物が分布する(後述)。

IX. 2 烏帽子溶岩¹⁷⁾(Ne)

烏帽子溶岩類は、乗鞍火山北部の烏帽子岳(標高2,692 m)付近から、本図幅地域北東隅の池之俣北方にかけて分布する。神津(1911)の「烏帽子岳火山熔岩」のうち「外輪山をなす熔岩(E₁)」に相当する。乗鞍火山のうち最も古期の活動によるものとされている(中野, 1984)。

本図幅地域内では、本溶岩は標高1,400-1,300 mの基底面をもってジュラ系駄吉層の上に載っており、厚さは150 m程度である。本岩類は池之俣川によって深く下刻されており、溶岩の基底面と現河床面との標高差は約250 mに及ぶ。

本溶岩類は、灰色・緻密の石基中に大型の斜長石(長さ5 mm 前後、最大約1 cm)、長柱状角閃石(長さ5 mm)及びこれらより小型の輝石・黒雲母などの斑晶を含む安山岩からなる。しばしば、径1-5 cmの灰白色の同源捕獲岩を含む。以下に、本溶岩の代表的標本について記載する。

黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩：丹生川村久手御越谷^{みこし}、標高約1,500 m地点〔乗鞍岳図幅地域〕(N201, GSJ R26880)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石(オパサイト化)・黒雲母(一部オパサイト化)・鉄鉱物
捕獲結晶：石英(融食形)

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱物及び隠微晶質メソスタシス

同源捕獲岩：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱物・鱗珪石

17) 本溶岩類の記載は、主に中野 俊技官より提供された試料による。

IX. 3 千町溶岩(Ns)

千町溶岩は、乗鞍火山の南半部に広く分布する“古期成層火山”の1つで、神津(1911)の「一ノ池火山第一溶岩」に相当する。

本図幅地域では、千町ヶ原-子ノ原高原一帯に広く分布して、緩やかな溶岩台地を形成する。また、これらとは分布は途切れているが、丸黒山西方、長倉本谷北方の稜線部にもこれと類似した溶岩が分布する。

本溶岩は、美濃帯中・古生層、濃飛流紋岩類、花崗斑岩、丹生川火砕流堆積物などを覆っており、その基底面高度は、千町ヶ原付近で2,000-1,800m、子ノ原高原で1,650-1,150m、丸黒山東方で1,650-1,300mである。このうち、子ノ原高原では、本溶岩がかつての谷地形に沿って北東から南西に向かって流下し、その後浸食によって地形



第59図 千町溶岩の表層部に発達する岩屑堆積物（高根村子ノ原高原別荘地）説明は本文参照

の逆転を生じ、現在のような溶岩台地を形成するに至ったことが、地質図・地質断面図(E-F-G)から読みとれる。本溶岩の厚さは最大250m程度と見積もられるが、上に述べた谷埋めの側壁部ではこれよりずっと薄い。

本溶岩は主として、灰色-暗灰色、緻密の石基中に短柱状斜長石(長さ3-5mm)及び紫蘇輝石・普通輝石(長さ2-5mm)を多量に含む安山岩溶岩からなる。しかし、少量の酸化角閃石斑晶を含むもの(子ノ原高原スキー場上部)や、黒雲母斑晶を含むもの(丸黒山西方)などもあり、本溶岩が岩相の若干異なる数枚の溶岩から構成されている可能性が大きい。千町ヶ原の北東斜面では、本溶岩の下部が暗灰色の安山岩(石基がガラス質)、上部が灰色の安山岩(石基が完晶質)で、地形的特徴も合わせると、ここに少なくとも2枚の溶岩流が識別される。

本溶岩はしばしば径1-5cm程度の同源捕獲岩を包有する。また、まれに砂岩・花崗岩などの小岩片を捕獲している。

子ノ原高原の別荘地一帯(標高1,400-1,500m)には、安山岩溶岩がほとんど露出せず、安山岩岩塊を主材とする岩屑堆積物が表層部を占めている(第59図)。この堆積物は、3-5m程度の厚さをもち、塊状・無層理で、径数cmから最大2mに至る安山岩岩塊とこれを充填する黄褐色の凝灰質(?)基質とからな

る。安山岩岩塊は、亜円礫ないし亜角礫で、岩相は千町溶岩に似ているが、風化によりクサレ礫になっているものが多い。別荘地西方(1,514.3mの三角点より約500m西方の地点)では、本堆積物が溶岩の上位にある(境界不明)が、両者の関係はよく分からない。本堆積物が、千町溶岩類に由来する原地性の堆積物(例えば、ソリフラクションによる)であるのか、泥石流あるいは岩屑流によって運搬されたものかは不明であり、地質図では便宜上千町溶岩の一部として表示した。

以下に、本溶岩の代表的標本について記載する。

普通輝石紫蘇輝石安山岩：高根村中洞北東，標高約 1,250mの河床，板状節理発達(TY-169, GSJ R 26881)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹物

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹及び珪長質メソスタシス

同源捕獲岩：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹物・黒雲母(少量)・鱗珪石及び珪長質メソスタシス

IX. 4 平金溶岩(Nh)

平金溶岩は、権現池火山体の新期噴出物の1つであり、沢之上谷川上流の岩井谷(乗鞍岳図幅地域)から布引滝を経て平金鉱山北方にまで分布している。神津(1911)の「一ノ池火山第二熔岩」の一部に相当する。

本図幅地域内では、本溶岩は千町溶岩及びその基盤の中・古生層を下刻して北流する沢之上谷川に沿って分布し、溶岩地形が比較的良好に保存されている。本溶岩の上面と千町溶岩の基底面との高度差は最高200m位あり、両溶岩の活動の間はかなり長い剝蝕時期が存在したと考えられる。本溶岩の厚さは50m



第60図 平金溶岩の自破碎構造 (丹生川村平金鉱山北方)

程度である。本溶岩は一般に塊状溶岩からなる。平金鉱山北方の道路脇には、本溶岩の著しい破碎構造を示す部分が見られる(第60図)。

本溶岩は、暗灰色石基中に短柱状斜長石斑晶(長さ3-5mm)及び輝石斑晶(長さ2-3mm)を多量に含む安山岩からなり、まれに少量のかんらん石斑晶を含む。以下に本溶岩の代表的標本について記載する。

かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩：丹生川村平金鉱山(跡)北方約700m地点, 塊状溶岩の角礫部 (TH-64, GSJ R26882)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱物・かんらん石(少量, 斜方輝石の反応縁をもつ)
石基：ガラス基流晶質

IX. 5 恵比須溶岩¹⁸⁾(Ni)

乗鞍火山の中央部を占める鶴ヶ池火山体の新期噴出物であり、恵比須岳(標高2,831m)から北西方に流下して本図幅地域東端部(池之俣川支流, 標高約1,200m)に達している。神津(1911)の「鶴ヶ池火山」の「エンコ火山丘を成す熔岩」に相当する。

本図幅地域内ではその末端部のみが分布し、平金溶岩及びジュラ系駄吉層を覆っている。厚さは50m以上と推定される。

本溶岩は、暗灰色の石基中に柱状の斜長石(長さ5mm-1cm)、長柱状角閃石(長さ5mm前後)及びこれより小型の輝石・黒雲母の斑晶を含む黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩からなり、少量のかんらん石斑晶を含むものもある。しばしば、灰色の同源捕獲岩を包有する。以下に、本溶岩の代表的標本について記載する。

黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩：丹生川村沢之上谷川布引滝東方, 山腹からの転石(N210, GSJ R26883)

斑晶：斜長石, 紫蘇輝石, 普通輝石, 酸化角閃石(Z=赤褐色, 一部オパサイト化), 黒雲母(Y≒Z=暗灰色-黒色), 鉄鉱物
石基：微粒の斜長石・輝石・鉄鉱物及びガラス質メソスタシス

X. 段丘・崖錐及び崩積堆積物

X. 1 段丘堆積物(t_1 , t_2)

ここでは、主要な河川沿いに発達する更新世中・後期の河岸段丘について記載する。高山盆地内や久々野付近の丘陵の頂面はかなり平坦で、上宝火砕流堆積物や前・中期更新統の堆積面の一部が残されていると思われるが、これらは段丘としては取り扱わない。

18) 本溶岩の記載は、主に中野 俊技官より提供された試料による。

段丘の発達は、位山分水嶺の南北で大きな相違がある。分水嶺の北側、宮川とその支流では、谷底平野の発達は良好であるが、河岸段丘はほとんど認められない。わずかに本図幅地域北端の小八賀川の支流域に発達するだけである。これに対し、南側の飛騨川流域では、明瞭に河岸段丘が認められる。

飛騨川などでは少なくとも4段以上の河岸段丘が識別できる。しかし、編年や図幅地域全体を通しての対比に問題があるので、本報告ではこれらを高位段丘(t_1)と低位段丘群(t_2)に2分して記載する。

高位段丘(t_1)：飛騨川北岸に小規模に分布し、少なくとも2面に区分される。このうち、高位の段丘は朝日村桑野付近に認められる(桑野段丘)¹⁹⁾。現河床との比高は60-70mで、堆積面はやや開析され凹凸がある。

段丘堆積物は、中・古生層、濃飛流紋岩類、丹生川火砕流堆積物、安山岩類などに由来する巨-大礫層で構成される。この礫の構成種は飛騨川水系の他の段丘堆積物についても同様である。丹生川火砕流堆積物に由来する礫はほとんど風化している。

桑野段丘では礫層を覆う厚さ50 cm以上の軽石層が2枚認められる。下位の軽石層は最大層厚1.2m、黄褐色で粗粒の軽石を含む。鉱物組成は黒雲母・角閃石が多く、紫蘇輝石の割合が高い。成層した軽石質の砂を挟んで上位に厚さ50 cmのオレンジ色の風化軽石層がある。その鉱物組成は黒雲母と角閃石に富み紫蘇輝石の量は極めて少ない。このような2枚の軽石層の特徴は細越火山灰層と高山火山灰層とにそれぞれ良く似ている。細越火山灰層は黒雲母の量が少ないので下位の軽石層との対比には問題が残るが、少なくとも上位の軽石層は高山火山灰層とみてよからう。したがって桑野段丘の形成期は高山火山灰以前にさかのぼり、北隣の船津図幅地域内の広段丘(梶田・石原, 1977)に対比されよう。

朝日村立岩²⁰⁾及び久々野町小屋名には桑野段丘より1段低い段丘が存在する。現河床との比高は50-60mである。

低位段丘(t_2)：現河床との比高20m以下で広く発達する段丘群である。高位段丘とは比高30-50mの段丘崖で接するので、両者の区別は容易である。

段丘堆積物は高位段丘と同様の構成種で、巨礫が優勢である。厚さは場所により異なるが10m以下のことが多い。

段丘面の比高や開析度から低位段丘群は町方段丘(梶田・石原, 1977)以下の段丘群に対比されよう。町方段丘を覆う町方ローム中にはDKP(大山倉軽石)やAT(蛤良・Tn火山灰)が含まれ(下畑, 1983)、町方段丘は南関東の立川段丘群に対比されよう。したがって低位段丘は立川段丘及び完新世の段丘から構成される。

低位段丘は2段の段丘で構成される。上位の段丘は北端の町方付近と朝日村甲^{かぶと}より下流の飛騨川沿いに広く発達し、下位の段丘は甲より上流に広く発達する。下位の段丘は小屋名付近で沖積面下に埋没する。

X. 2 崖錐及び崩積堆積物(t_l)

崖錐は飛騨川沿いの急斜面を刻む小規模な支谷の出口に発達し、段丘面の上などに急傾斜の小扇状地

19), 20) 地質図では本段丘を省略し、丹生川火砕流堆積物の分布を表示した。



第61図 船山北東麓の崩積堆積物からなる緩斜面（久々野町久須母付近から撮影）山頂部は西隣の三日町図幅地域

状の地形を形成している。

崩積堆積物は崖錐に比べ規模が大きく、濃飛流紋岩類分布地域の標高800m以上の山地で、その斜面や浅い谷底に広い緩斜面を形成している。久々野南方の船山北東斜面(第61図)や万石南方の黒手山付近には特に広い崩積堆積物の緩斜面が形成されている。構成物は径1m以上の巨大な角礫を含む不淘汰な物質で、粘土を基質とするところが多い。

崩積堆積物は風化によって山地斜面で形成された岩塊が、何らかの原因で下方へ移動したものである。本図幅地域内の崩積堆積物は、沖積地と接する部分では段丘化している。このような分布の特徴は崩積堆積物の形成と移動が過去の気候条件の影響を強く受けていることを示している。恐らく、最終氷期に風化作用で形成された濃飛流紋岩類の角礫が、ソリフラクションで移動して形成されたものであろう。

XI. 沖 積 層

沖積低地は位山分水嶺を境に発達様式に差が認められる。北側は高山盆地内に宮川の沖積地が広がるのをはじめ、これに合流する支流の谷底でも良く発達している。一方、分水嶺の南側は久々野付近の飛騨川沿いにやや広く発達する他は、無数河川沿いと秋神川の上流にわずかに認められるだけである。全体として、沖積地はほとんど発達しない。

高山盆地内の観察では、沖積層は厚さ4m以上、円磨された巨礫層からなり、最上部の0.5-1mの部分には砂層が認められる。

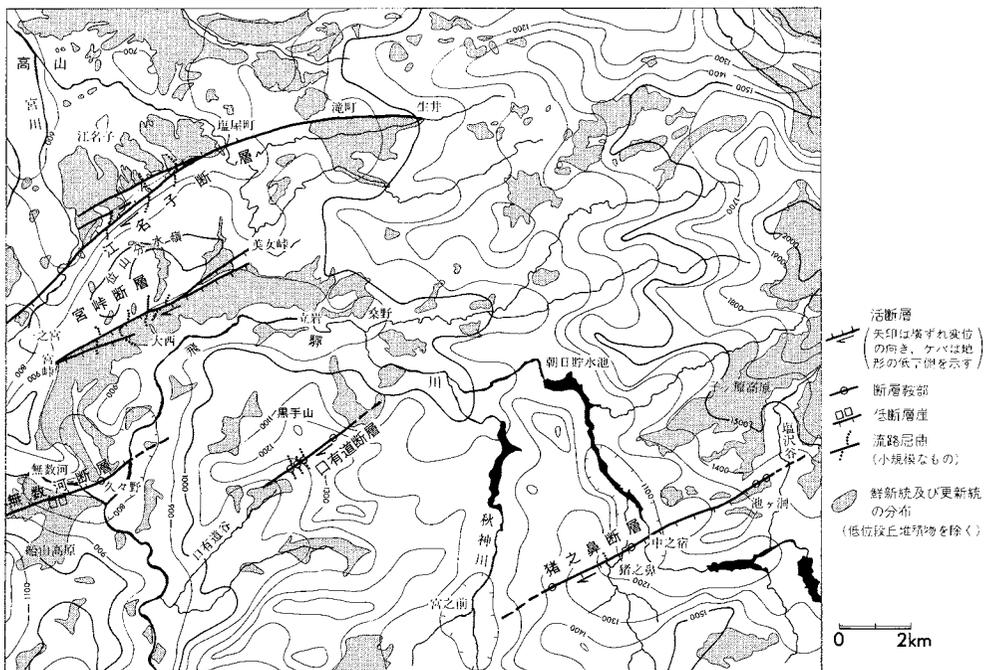
XII. 活構造

XII. 1 活構造概説

中部地方のフォッサマグナ以西における活構造の特徴は、東西方向の水平圧縮応力場の下において、北西-南東走向及び北東-南西走向の共役な2系統の活断層が存在することである。断層運動はいずれも横ずれ変位が卓越し、北西-南東走向の断層は左横ずれ断層で阿寺断層がその代表であり、北東-南西走向の断層は跡津川断層に代表される右横ずれ断層である。

これらの活断層は山岳地域に存在するため、直線状の谷を連ねたリニアメントや、尾根・谷筋の屈曲、断層鞍部等の明瞭な断層地形を発達させており、空中写真判読から断層を指摘するのは難しいことではない。しかし、これらについて断層の運動史や活動度、周辺地域の地形発達との関係が知られている例は極めて少ない。これは、山岳地域では活断層の運動を知る手掛りとなる第四紀層の分布が、ごく一部の地域に限られているからである。

ところで、本図幅内及びその周辺地域には、北東-南西走向の多数の活断層が推定されている(活断層研究会, 1980)。これらは主に写真判読から認められたものであり、今までに地質学的検討はほとんど行われていなかった。しかし、本図幅調査を含めた最近の研究の進展により、高山盆地とその周辺の第四紀層の層序と分布が明らかになり、第四紀学的に活断層を詳しく検討できるようになった。



第62図 高山図幅地域の活断層及び接峰面図 灰色部は鮮新統及び更新統の分布(低位段丘堆積物を除く)

この結果、高山図幅内には5本の活断層の存在が確認された(第62図)。活断層はいずれも北東-南西走向を示し、谷の屈曲地形などから右横ずれ変位が認められる。また、多くが顕著な垂直変位成分を持ち、この運動の累積が地形発達に大きな影響を与えているものもある。

XII. 2 活構造各説

江名子断層(梶田・石原, 1977)

高山盆地の南東縁を限る活断層で、右横ずれ変位とともに顕著な垂直変位成分を示し、同盆地の形成に深く関与している。この断層の南西への延長は三日町図幅の大原断層(河田, 1982 中の山崎・衣笠の記述)へ続き、全体としての総延長が45 km に達する中部地方で有数の活断層である。

本図幅地域内では、この断層は高山市東部の滝町付近から、図幅東端の飛驒一之宮まで約13 km にわたって認められる。平均的な走向は北東-南西であるが東方へ向かうにつれ東へふれ、東端部では東-西走向となる。

この断層は幅広い破砕帯を伴い、これに沿って谷・尾根の屈曲などの横ずれ変位地形と、断層崖、尾根の高度不連続などの垂直変位地形、更には盆地周辺に分布する鮮新統・更新統の垂直変位が認められる。また、主断層から盆地内へ数本の派生断層が分岐している。

江名子断層の破砕帯は盆地の南東縁沿いで中・古生層中に明瞭に認められる。断層は数本の幅広い破砕帯で構成されている。最大の破砕帯は幅150mに達する(鹿野, 1979)。

右横ずれ変位地形は断層沿いの全域に認められるが、盆地の南東縁で特に顕著である。そこでは、位山分水嶺から北へ流れて盆地に注ぐ中小の河川が、断層と交差する部分で明瞭な右屈曲を示す。山口谷川・江名子川など比較的広い流域面積を持つ河川は特に大きな屈曲変位を示し、その変位量は最大500 m に達する。流域の広い河川程、すなわち、地史的に古い河川程大きな変位量を示している。これは最近の地質時代における断層の右横ずれ運動が累積的に進行していることを示唆している。

垂直変位を示す断層地形としては、高山盆地南縁の比高300m、北西向きの断層崖が顕著である。この崖は開析がやや進み、三角末端面などは不明瞭であるが、崖の麓に直線的な山麓線を持ち、これに沿っては、前述の横ずれ地形の他に断層鞍部、断層凹地、湧出湿地などの小規模な断層地形が多数認められる。

垂直変位の向きは変化が激しく、本図幅地域内の短区間においても変位の向きに逆転が認められる。すなわち、高山盆地南縁の断層崖は北東へ向かうにつれ比高を減じ、大八賀川の東側では断層の北側地域の高度が高まって南向きの崖が現われる。

江名子断層によって盆地の周辺に分布する鮮新統・更新統も大きな変位を受けている。高山盆地南部の江名子断層に沿う地域には、濃飛流紋岩類を覆って下位より、鮮新統の松原礫層・丹生川火砕流堆積物、更新統の江名子礫層・上火砕流堆積物・山口礫層などが分布する。分布高度は600-700mである。一方、断層崖上の高度1,000m付近には、中・古生界を覆って、鮮新統の松原礫層・大洞層・丹生川火砕流堆積物及び更新統の久々野凝灰角礫岩層などが認められる。これらは約20°の傾斜で南へ傾いており、飛驒川へ近づく程高度が低下する。



第63図 江名子断層(分岐断層)による江名子礫層の変形 (高山市江名子町上江名子) 写真の左から右へわずかに下る原傾斜を持って堆積していた江名子礫層・山口礫層が、江名子断層の分岐断層の南上がりの断層運動で、撓曲・逆傾斜したものである。断層は丹生川火砕流堆積物の右端部付近の地下に推定されている。露頭右端の江名子礫層は特に大きく変形し、一部には地層の逆転も認められる。露頭スケッチは鹿野(1983)による

松原礫層は大円礫が主体で、堆積当時飛驒川が現在の位山分水嶺を越えて北流していたことが推定される。

鮮新統は断層を挟んで300m以上の高度差を示すが、これは鮮新統堆積後の断層の垂直変位量にあたる。

盆地内に分布する江名子礫層と山口礫層は、層理はあるものの中・古生界由来の小角礫に富み、崖錐堆積物的な層相を示す。これは、両層の堆積期に断層崖が成長し、隆起側より多量の角礫が供給されたことを示している。

これから、江名子断層の本格的な活動が始まり、分水嶺が隆起して断層崖が形成され、水系に大変化が起きたのは丹生川火砕流の堆積後、恐らく更新世になってからと推定される。

断層の南東側は隆起し、断層崖が形成されたが、これによってできた位山分水嶺は南へ傾動しながら隆起していたと考えられる。それは、分水嶺上の堆積物が南へ傾斜していることと、隆起地塊の南半部には見座礫層・久々野凝灰角礫岩層など高山盆地側へ連続しない飛驒川系の地層が存在し、その堆積時には既に高山盆地との間に高まりが生じていたと考えられることなどから推定される。

以上のように、江名子断層は鮮新世末から更新世初頭以後活発な断層運動を繰り返し、その累積変位量は右横ずれ500m、垂直変位300m以上に達している。現在までの運動速度が一定であったと仮定すると、その運動速度は約 $0.3\text{m}/10^8$ 年と推定され、B級活断層と評価される。

なお、盆地南縁部では江名子断層から分岐して、これと平行に走る数本の断層が存在する。上江名子では、このうちの1本が更新世の礫層を南東側隆起で撓曲変位させているのが観察された(第63図; 鹿野, 1983)。鹿野(1983)はこの断層を江名子断層から独立させ、三日町図幅内の源氏岳断層の東方延長部と考えた。しかし、位置的には延長上にあるものの、源氏岳断層が右横ずれ断層であるのに、この断層は横ずれ変位が認められなかった。そのため、上江名子の断層を源氏岳断層の延長とするには証拠が不足していると考え、本論では江名子断層からの派生断層として取り扱った。

宮峠断層(活断層研究会, 1980)

隆起地塊である位山分水嶺の南東縁を限る断層で、明瞭な断層地形と更新統の変位から活断層と認められる。美女峠から飛驒一之宮盆地の南縁まで、東北東・西南西走向に延長8kmにわたって連続する。右横ずれ変位と北西側隆起の垂直変位が卓越し、総変位量は右横ずれ350m、垂直変位は150-200mと推定される。

位山分水嶺の南東縁は比高100-150mの直線崖で限られ飛驒川沿いの低地と接している。これは宮峠断層の北西側隆起の垂直変位運動で形成された断層崖である。これに沿っては、河川・尾根の屈曲地形、断層鞍部、湧出湿地などが断層の全域にわたって認められる。中・古生界と鮮新統及び更新統の接する断層露頭も、河川屈曲部の谷壁などで多数認められる。

宮峠断層は江名子断層と同様に、派生断層が主断層から分岐している。分岐断層も北西側隆起の変位センスを示すので、山梨付近や美女峠付近には階段状の断層崖が形成されている。

谷・尾根の屈曲は美女峠から宮峠東方上組付近までの区間で、断層と交差するすべての谷・尾根に認められる。変位の向きは右横ずれで、変位量は谷毎に異なるが最大350mに達する。また、尾根の屈曲部

には断層凹地が形成されていることが多い。

宮峠断層の両側には同時期の地層が分布しており、断層の垂直変位を受けて高度が大きく食い違っている。すなわち、断層の北西側にある位山分水嶺上には、中・古生界を基盤として鮮新統の松原礫層・大洞層・丹生川火砕流堆積物、更新統の久々野凝灰角礫岩層などが載っている。これらは南へ約20°の傾斜で下っている。一方、断層の南西側では朝日村牧戸付近から久々野町山梨付近まで、海拔780-840mの丘陵に丹生川火砕流堆積物・見座礫層・久々野凝灰角礫岩層・山梨礫層などが分布している。断層を挟んでの同一層の食い違い、すなわち垂直変位量は150-200mに達する。

位山分水嶺上には久々野凝灰角礫岩層の分布が認められるので、同断層の活動が活発化して断層崖が形成され始めたのは久々野凝灰角礫岩層の堆積後である。しかし、同層の下位の見座礫層の堆積時には既に江名子断層の断層崖は形成されていたので、宮峠断層は江名子断層とともに位山分水嶺の隆起に大いに関与した断層であるが、活動開始の時期は同一ではなく、宮峠断層が遅れて活動を開始している。

無数河断層(活断層研究会, 1980)

朝日村甲谷上流から久々野駅付近を経て三日町図幅地域内の無数河川上流まで、北東-南西方向に延びる長さ18kmの活断層である。横ずれ変位は不明瞭で、南東側隆起の垂直変位成分を持つ。

垂直変位を示す断層地形は三日町図幅地域内では顕著に認められるが、東方に向かうにつれ不明瞭となり、本図幅地域では東端部の久々野付近に認められるのみである。

久々野南西の中組付近には、船山北東麓の崩積斜面が発達し、スキー場などに利用されているが、これを斜めに横切って北西向きで北東-南西方向に延びる比高20mの崖が認められる。崖の両側での地形面対比は厳密には行えないが、北へ傾き下る面であることを考慮すると、この崖の成因を河蝕に求めることは困難で、その位置からみても崩積面が無数河断層で変位したために生じた断層崖と考えられる。

久々野駅付近では、市街地の南端に位置する牛臥山の北縁に断層の通過が予想される。牛臥山は濃飛流紋岩類で構成されているにもかかわらず、その山頂は畑地として利用されている程の平坦地である。現在、山頂部には河成礫などは認められないが、その平坦面の広さなどを考えると古い河成面であることは確実である。牛臥山より北側に存在する平坦面の高度は、いずれも牛臥山より明らかに低く、牛臥山の北縁の鞍部が前述の中組付近の断層崖の北東延長に当たることを併せて考えると、この高度差は断層の南東側が隆起した結果と考えられる。

飛驒川以東では断層地形は不明瞭になる。数箇所断層鞍部が認められるが、横ずれ変位を示す河川の屈曲地形は認められない。

口有道断層(活断層研究会, 1980)

本図幅地域の南西部、口有道谷の最上流部に存在する活断層で、濃飛流紋岩類の分布域を貫き、延長4km、北東-南西走向を示す。

この断層に沿っては顕著な谷・尾根の屈曲と断層鞍部が存在することが特徴である。屈曲した河谷は黒手山南方の口有道谷の北西側斜面に認められる。ここでは黒手山から口有道谷へ流入する3本の支谷が存在するが、いずれも断層運動による明瞭な右屈曲を示す。変位量100-150mである。垂直変位成分



第64図 猪之鼻断層による直線状の断層谷 (高根・朝日村境の鳥屋峠から北東方, 乗鞍岳方面を眺む)

は不明瞭であるが、断層通過地には鞍部が形成され、全体として明瞭なりニアメントが形成されている。

猪之鼻断層(活断層研究会, 1980)

本図幅地域東端の塩沢付近より秋神川上流の宮之前付近まで、北東-南西方向に約 10 km にわたって延びる右横ずれ活断層である。垂直変位成分も顕著で断層の北西側が隆起している。

この断層は中・古生界や濃飛流紋岩類を大きく変位させており、長い活動史を持つ断層である。幅広い破碎帯が形成されており、そのため本断層に沿っては幾つもの直線状の谷(断層谷)が連続し、明瞭なりニアメントが形成されている(第64図)。断層谷に沿っては累積性を持つ多数の断層変位地形や第四系などの変位が観察され、これから本断層は第四紀に変位を繰り返してきた活断層と認められる。

断層変位地形の中で特に顕著なものは、河川の系統的な屈曲地形である。本断層と交差する塩沢谷、飛驒川、猪之鼻川などの比較的大きな谷は、断層を横切る部分でいずれも顕著な右屈曲を示す。これは右横ずれ変位の累積で形成された地形である。変位量はそれぞれ、300m、500m、500-700mに達し、東方の河谷ほど変位量が小さい。小規模河川が断層と交差する例は少ないが、猪之鼻では段丘を刻む小さな沢が断層を横切っており、そこでは約 20mの右横ずれが認められる。段丘の形成は後期更新世であり、一方、飛驒川などの大きな河川は必従河川であり古い歴史性を有する。古い河川ほど変位量が大きく変位の累積性が認められる。

その他、池ヶ洞では谷中分水界があり、また、飛驒川・猪之鼻川間の尾根や宮ノ前東方の尾根には断層鞍部が認められる。更に断層に沿っては塩沢、池ヶ洞、中之宿、猪之鼻などの平坦地が並び小集落が発達している。断層はどこでも平坦地の北西縁を通過しており、そこには南東向きの急崖が形成されている。平坦地は断層角盆地なのである。この断層と平坦地の配列から、最近の断層活動は右横ずれ成分

とともに北西側隆起成分を持つことが分かる。

本断層の垂直変位は鮮新世の丹生川火砕流堆積物の分布高度から推定される。池ヶ洞付近では同火砕流堆積物が断層を挟んで小規模に分布している。断層の北西側では堆積物の基底高度が1,150m以上を示すのに対し、南東側は1,100m以下で、50m以上の高度差が認められる。これは断層の北西側隆起運動の累積の結果と考えられる。

また、飛驒川沿いの中之宿では、低位段丘の河蝕崖に猪之鼻断層の幅15-20mの破砕帯が認められる。破砕帯の西側の端、幅約3mの部分は特に破砕が進み粘土化している。段丘礫層がこの破砕帯を覆っているが、断層を挟んでその基底高度に約3mの食い違いが認められ、断層の北西側が高まっている。

段丘面上には基底の不連続に対応する段差は認められない。段丘面上は凹凸に富みかつ巨礫が点在している。これは北西の支流からの土石流堆積物が段丘面上を覆っているためである。

以上から猪之鼻断層は、様々な断層基準に累積変位を与えており、第四紀に活動を繰り返している活断層であることがわかる。

なお、池ヶ洞部落の裏ほか数箇所では、本断層による断層粘土帯から炭酸ガスが噴き出している(SUGISAKI *et al.*, 1980)。

XIII. 応用地質

XIII. 1 概要

岐阜県を中心に広く分布し本図幅地域でも南半分を占める濃飛流紋岩類及びこれと類似した珪長質火山岩類である笠ヶ岳流紋岩、大雨見山火山岩類等には、第65図に見られるように、極めて多くの鉱床が伴われる。これらは、流紋岩中に胚胎する鉱脈鉱床や、周辺の中・古生層中の鉱脈又は、石灰岩を交代した接触交代(スカルン)鉱床を形成している。これらの鉱床の多くは、濃飛流紋岩類等の珪長質火山岩の火成活動と何らかの関連を有していると考えられることができるが、北方の白川花崗岩、蒲田川流域の花崗岩、南方の苗木花崗岩等の貫入とその鉱化作用もまた無視することはできない。白川花崗岩は、平瀬鉱山に代表されるモリブデン鉱床や、大湧・大平等の金鉱床を、苗木花崗岩は恵比寿・遠ヶ根等の錫・タングステン鉱床の生成に関与したと考えられている。

濃飛流紋岩類等の流紋岩体中又は周辺の中・古生層中に胚胎し、花崗岩類との直接の関係を持たない鉱床は、次のように分類することができる。

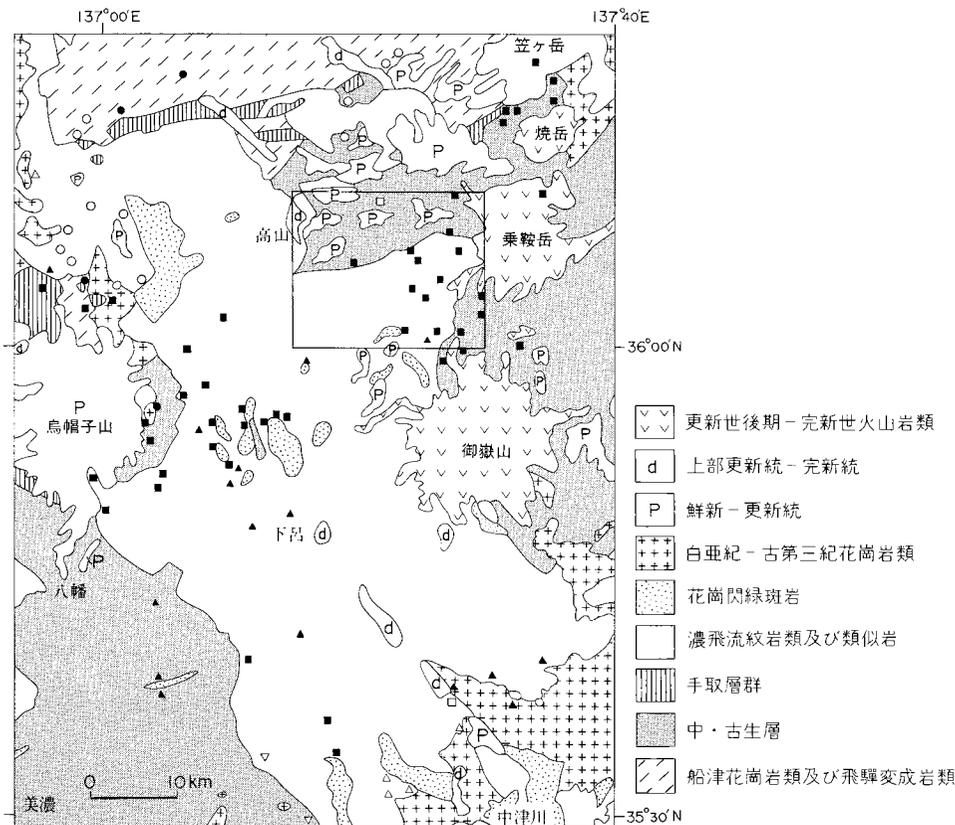
1) 流紋岩体中に胚胎する鉱脈鉱床で、黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱等を主要な鉱石鉱物とするもの。特に閃亜鉛鉱・方鉛鉱が卓越する場合が多く、方鉛鉱に富む鉱床はしばしば銀品位が高く、古くは銀鉱床として稼行されたものがある。

例：笠ヶ岳鉱山・小俣鉱山・畑佐鉱山・黒川鉱山等。

2) 流紋岩体中に胚胎する鉱脈鉱床で、玉髓質石英に螢石を伴うもの。螢石鉱床として稼行された。

例：猪之鼻鉱山・渚鉱山・名丸鉱山等。

3) 流紋岩体周辺の中・古生層中の鉱脈鉱床で、黄銅鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱等を



第65図 濃飛流紋岩類分布域を中心とした鉱脈鉱床及び接触交代鉱床の分布（地質図は山田ほか，1973を簡略化して使用） 四角の枠は高山図幅の範囲を示す。○ 金・銀，□ 銅，■ 鉛・亜鉛（銅），● 鉄，△ 錳・タングステン・モリブテン，▽ アンチモン，▲ 螢石

主要鉱石鉱物とするもの。閃亜鉛鉱・方鉛鉱が卓越する鉱床が多い。

例：栴尾鉱山・平湯鉱山・大倉鉱山・寒ノ水鉱山等。

黄銅鉱・黄鉄鉱を主とするもの。例：滝鉱山。

ニッケルを含む磁硫鉄鉱脈をなすもの。例：宗貞鉱山。

金銀石英脈をなすもの。例：森部鉱山。

4) 流紋岩体周辺の中・古生層中の鉱脈鉱床で，玉髓質石英に螢石をともなるもの。

例：平岩鉱山・登尾鉱山等。

5) 中・古生層中の石灰岩を交代した接触交代鉱床で，閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主とするもの。黄銅鉱・磁硫鉄鉱・磁鉄鉱を伴う場合もある。灰鉄輝石・ざくろ石等のスカルン鉱物を脈石としてともなる。

例：平金鉱山・高根鉱山・益田鉱山・奈良井鉱山等。

以上述べた鉱床の特徴をまとめるとほぼ下記の2点に集約することができる。

1. 鉱石鉱物が閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主とする鉱床が卓越している。すなわち，鉛・亜鉛の鉱化作用が顕著である。

2. 螢石-玉髓質石英脈の発達が著しい。また，前述の鉛・亜鉛鉱床の脈石としてもしばしば螢石が

伴われる。

本図幅地域に分布する鉱床が、中・古生層の層状マンガン鉱床を別にすれば、ほとんど例外なく前述の特徴を有する事実は、特に他の地域にみられるような花崗岩質の貫入岩が見られず、濃飛流紋岩類及びこれから派生する岩脈類のみがこの地域に分布していることとよい対応を示している。

本図幅地域には濃飛流紋岩類及びその周辺の中・古生層を母岩として多数の金属鉱床が分布する。北東部の平金鉱山及び南部の大倉鉱山を除くと、その規模は小さく、開発が古いものでは江戸末期から明治中期にかけて行われたものもあり、今日その鉱床の全貌を知ることはほとんど不可能となっている。また、林道の開通やダム建設等によって埋没した鉱床も少なくない。鉱床の位置を確認し、ズリ・旧坑内・露頭等から収集された鉱石・母岩等から鉱床についての情報を得ることができたものについて簡単な記載を行う。以下の記載に当たって、地質調査所(1951, 1956)、岩船・佐久間(1952)、東郷ほか(1952)、寺津・坂井(1957)及び日本鉱業協会(1965)を参考にした。

本地域に分布する金属鉱床は、銅・鉛・亜鉛の鉱脈鉱床及び接触交代鉱床のほかに、小規模ではあるが中・古生層中の層状マンガン鉱床が稼行されていた。

非金属鉱床としては、玉髄質石英脈に伴う螢石鉱床があり、また、中・古生層中のチャートを珪石として稼行したり、石灰岩を小規模に採掘した例が知られている。そのほか、鮮新統大洞層中の軽石質火山灰層が、磨き砂として稼行されたことがある。石材としては、丹生川火砕流堆積物及び上宝火砕流堆積物が採掘され、石垣・階段等に利用されている。また、碎石として、濃飛流紋岩類(溶結凝灰岩)、花崗閃緑斑岩などが数箇所では採掘されている。

XIII. 2 銅・鉛・亜鉛

接触交代鉱床(スカルン鉱床)である北東部の平金鉱山を除くと、すべて裂罅充填鉱床で、幅数 cm から数10 cm の細脈からなり、鉱石の部分は連続性に乏しく小規模なものが多い。脈石は石英を主とし、少量の方解石・螢石を伴うが、一般に脈石の発達に乏しく、閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱等が緻密に集合した塊状鉱としてレンズ状をなしたり、細脈をなす。空隙に乏しく、したがって鉱石鉱物の自形結晶は見られない。鉱脈を胚胎する裂罅系の走向は、この地域の主要な断層の一般的走向であるNE-SW 方向にほぼ一致するものが多い。

平金鉱山 丹生川村岩井谷, 金山沢

明治26年発見以来昭和36年までに、銅量にして推定約9,600 t を生産した。鉱床は、駄吉層のスランプ礫岩中の石灰岩や石灰質頁岩を交代したスカルン鉱床である。鉱床は本坑鉱床及び北海道坑鉱床からなり、一般走向 E-W、傾斜 50°S の頁岩中にレンズ状、層状をなす。主要鉱石鉱物は黄銅鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・硫砒鉄鉱で、脈石として灰鉄輝石・ざくろ石・緑れん石等のスカルン鉱物や、石英・螢石を伴う。

本坑鉱床の千枚坑の一部に微細な灰重石を含む磁硫鉄鉱鉱体が存在したが、稼行の対象にはならなかった。

また、本坑鉱床の二坑の螢石-石英脈が戦後稼行されたが、粗鉱を約40 t 出鉱しただけであった。

滝鉱山 高山市滝町

小八賀川層の凝灰岩・凝灰質頁岩中の裂隙充填鉱床で、 $N80^{\circ}W$ 、 $85^{\circ}S$ の走向・傾斜をもつ。坑口上方に鉱石の露頭が見られ、幅 30 cm、延長 6 mのレンズ状鉱体である。脈石は石英で、鉱石鉱物として黄銅鉱・黄鉄鉱及びごく少量の閃亜鉛鉱を伴う。

青屋鉱山 朝日村長倉本谷

大西層の砂岩・頁岩中に貫入した石英斑岩脈に沿った鉱脈鉱床で $N40^{\circ}E$ 、 $80^{\circ}W$ の走向・傾斜を持つ。脈石の石英は極めて乏しく、黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱を主とする緻密・塊状の鉱石からなる。少量の黄銅鉱・方鉛鉱を伴う。坑口等は崩落し、鉱山跡の石垣及び少量の貯鉱を残すのみである。

なお、青屋鉱山手前約 500mの地点には黒色チャート中に幅数mにわたって黄鉄鉱の著しく鉱染した破砕帯が発達している。ここでは試掘をしたとみられる小規模な掘跡が残っている。鉱石鉱物は黄鉄鉱以外には何も認められない。

二又鉱山 朝日村二又

九蔵川溶結凝灰岩層中の鉱脈鉱床であるが、二又川左岸の旧坑は崩落水没し詳細は不明。付近のズリ中には溶結凝灰岩中の幅 5 -10 mm の黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱からなる細脈が確認された。鉱床付近では溶結凝灰岩中に黄鉄鉱を含むセリサイト化した破砕帯が見られる。

立岩鉱山 朝日村桑野、桑野谷

大西層の頁岩中の $N60^{\circ}E$ の裂隙に沿った鉱染状鉱床である。閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱を主とする鉱石からなる。沢の右岸に坑口を残し、杉林中にズリが見られる。

九蔵鉱山 朝日村九蔵

九蔵川溶結凝灰岩層中の裂隙に沿った方鉛鉱・閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱を主とする鉱石からなる。セリサイト化が著しい。試掘露頭が見られる。付近の溶結凝灰岩中に閃亜鉛鉱のみからなる細脈が発達する。

小俣鉱山 朝日村小俣谷

九蔵川溶結凝灰岩中の $N50^{\circ}W$ の裂隙に沿って坑道が見られるが鉱石は確認できない。貯鉱場跡には多量の閃亜鉛鉱を主とする鉱石が見られ、黄銅鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱を伴う。脈石は石英及び淡緑色螢石からなる。

徳河^{とくご}鉱山 高根村徳河谷

九蔵川溶結凝灰岩層中の東西系裂隙に沿った黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱からなる鉱脈で、幅 1 cm 長さ 6 mの粘土脈である。鉱山の位置及び鉱石については不明。

徳河口鉱山 高根村中洞

九蔵川溶結凝灰岩層中の $N65^{\circ}E$ の裂隙を充填する鉱床で、黄鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱を主とする方解石-石英脈である。朝日貯水池に水没。詳細は不明。

塩沢鉱山 高根村塩沢谷

大西層の砂岩中の $N55^{\circ}E$ 、 $40^{\circ}N$ の裂隙充填鉱床で、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱を主とする。林道開通によって埋没し詳細不明。江戸末期鉛山として稼行された。

棚洞鉱山 朝日村棚洞沢

九蔵川溶結凝灰岩層中に鉛・亜鉛を稼行した鉱床があるとの情報を得たが、確認には至らなかった。

秋神鉱山 朝日村宮之前

花崗閃緑斑岩中の N70°-80°E の裂隙に生成した方解石・石英を脈石とする鉱脈鉱床で、黄銅鉱・閃亜鉛鉱を主とし、方鉛鉱・黄鉄鉱を伴う。鉱石を伴う細脈が幅数mの破碎帯中に見られ、セリサイト化が著しい。秋神川右岸河岸に坑口を残すが、崩落している。

猪之鼻栄鉱山 高根村猪之鼻、東俣沢

船山溶結凝灰岩層中の東西系の裂隙を充填する方鉛鉱・閃亜鉛鉱を主とする鉱床。Pb 7.5%, Zn 28.5%, Ag 48 g/t. 坑口崩壊のため詳細は不明である。

不動鉱山 高根村上ヶ洞

大西層の頁岩中の鉛・亜鉛鉱脈鉱床であるが、高根第二ダムに水没。詳細は不明である。

大倉鉱山 高根村下之向、大倉谷

大西層の砂岩・頁岩・チャートと石英斑岩脈との接触部に発達するチャート中の N50°E の走向を持つ鉱脈鉱床である。国道361号線より約100mの伊右衛門舗と、更に約500m上流の本坑は坑口跡と石垣のみを残す。山元貯鉱によると、脈石は石英で、方鉛鉱・閃亜鉛鉱を主とし、黄鉄鉱に富む鉱石、黄銅鉱の細脈を伴うものなどが確認された。

XIII. 3 マンガン

小八賀川層の頁岩を挟有するチャート中に、菱マンガン鉱を主とする層状又はレンズ状鉱床をなす。裂隙に沿って二次的なマンガンの酸化物(主に、パイロロース鉱、エヌスータ鉱)が生成し、これを稼行対象にしたものもあるが、いずれも規模が小さく、品位も低い。

山口鉱山 高山市山口町山口谷

塩屋(大八賀)鉱山 高山市塩屋町

上記2鉱床は、昭和26年頃小規模に、裂隙に沿った酸化マンガんと炭酸マンガンを採掘した。このほかに、高山市大島及び美女峠に試掘を行ったとの情報を得たが、確認には至らなかった。朝日村小瀬谷のマンガン鉱床についても不明である。

XIII. 4 蛍石

猪之鼻鉱山 高根村猪之鼻

船山溶結凝灰岩層中の N30°W の裂隙に沿う蛍石-石英脈で、石英は玉髄質で、母岩に近い部分にはカリ長石が生成している。少量の黄鉄鉱を伴う。蛍石は淡紫色-淡緑色塊状で、レンズ状の集合をなす。昭和20年頃に小規模に稼行された。

平金鉱山 丹生川村岩井谷

銅・鉛・亜鉛鉱床の平金鉱山の項参照。

XIII. 5 石灰石

本図幅地域内における石灰石鉱床は、北西部に広く分布する中・古生層に挟在する石灰岩を稼行したものである。鉱床は高山市西部の三福寺・松之木・漆垣内・山口・塩谷等で、昭和30年頃まで小規模な採掘が行われていたが、現在は休止している。

いずれも鉱床としての規模は、推定鉱量10,000 t 前後と小さいが、品位は CaCO_3 約95%で、マグネシウム・シリカ・アルミナ等の不純物が少なく、灰色・灰白色・白色、緻密で、部分的には良質なものも見られる。

主として人工大理石原料及び生石灰原料として採掘したものである。

XIII. 6 珪石

高山市山口谷・塩屋谷及び朝日村桑野で、中・古生層のチャートを珪石として採掘した跡がある。頁岩中に見掛け層厚2-10mのチャート層で、部分的には白色緻密の高品位なものが立岩地域で稼行されたが、鉱床規模は小さい。耐火珪石材料として利用された。

XIII. 7 温泉

本図幅地域内で利用されている温泉は、高根村塩沢の塩沢温泉(含炭酸重曹泉)と、高山市江名子町の飛驒高山温泉(単純炭酸鉄泉)の2箇所である。塩沢温泉は、ジュラ系大西層の砂岩を貫く斑れい岩中に湧出し、泉温約40℃である。飛驒高山温泉は、約20℃の温泉を揚水しているが、地質等の詳しいことは不明である。

文 献

- ADACHI, M. (1976) Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *J. 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. 地質学雑誌, 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「日本列島の基盤」, p. 119-141.
- ADACHI, M. and KOJIMA, S. (1983) Geology of the Mt. Hikagedaira area, east of Takayama, Gifu Prefecture, central Japan. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 31, p. 37-67.
- 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.

- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, part 1. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 39-49.
- 坂 市太郎(1887) 飛驒国四近地質報文. 地質要報, no. 3, p. 205-326.
- 地質調査所(1951) 日本鉱産誌 II. 主として化学工業原料・肥料原料となる鉱石. 329p.
- (1956) 日本鉱産誌 I-b. 主として金属原料となる鉱石—銅・銅・亜鉛—. 395p.
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義(1962) 飛驒山地の上部古生界について. 飛驒山地の地質研究, p. 44-70.
- 藤沢 彰(1976) 高山市東方の第四系. 岐阜大学教育学部卒業論文(MS.).
- 福地寛夫(1972) 高山盆地周辺の濃飛流紋岩類. 「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 3, p. 13-15.
- 岐阜県(1970) 岐阜県地質鉱産図(15万分の1)および同概説. 109p.
- 原山 智(1975) 北アルプス, 笠ヶ岳・穂高岳地域の白亜紀火山岩類. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 202.
- (1979) 中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. MAGMA, no. 56, p. 23-29.
- ・鈴木達郎(1984) 濃飛流紋岩類に関するフィッション・トラック年代. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 368.
- ・山田直利・河田清雄・白波瀬輝夫(1982) 大規模火砕流の発生と定置—濃飛流紋岩を例として—. 地質ニュース, no. 337, p. 164-165.
- IGO, H. (1965) Permian fusulinids of Nyukawa, central Japan. Part 2. Some fusulinids from the lower part of the Sote Formation. *J. Paleont.*, vol. 39, p. 210-223.
- 磯見 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.
- 岩船達三・佐久間 正(1952) 大野郡高根, 朝日地区地下資源報告書. 岐阜県地下資源調査報告書, no. 1, p. 1-8.
- 梶田澄雄(1974) 高山市付近および久々野付近の第四系. 「第四紀」(第四紀総研連絡誌), no. 20, p. 49-53.
- ・石原哲弥(1977) 高山市付近の第四系について. 地質学論集, no. 14, p. 151-159.
- 金子智幸(1976) 岐阜県飛驒地方高原火山岩類の地質と岩石. 金沢大学理学部卒業論文(MS.).
- ・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.
- 笠原芳雄(1983) 岐阜県朝日村青屋川流域の地質. 岐阜県博物館調査研究報告, no. 4, p. 15-22.
- ・山田直利(1983) 岐阜県朝日村の濃飛流紋岩に伴う花崗斑岩の弧状岩脈. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 327.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層——分布図と資料. 東大出版会, 363p.
- 河田清雄(1982) 三日町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 72p.
- ・高田康秀・尾上 亨・梅村盛一(1976) 岐阜県高山市西方の濃飛流紋岩中より植物化石の発

- 見(短報). 地質学雑誌, vol. 82, p. 603-605.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人(1961) 中央アルプスとその西域の地質: その
2. 濃飛流紋岩類. 地球科学, no. 54, p. 20-31.
- 木戸 聡・川口一郎・足立 守・水谷伸治郎(1982) 美濃地域の *Dictyomitrella*(?) *kamoensis*-*Pantanel-
lium foveatum* 群集について. 大阪微化石研究会誌, no. 5, p. 135-151.
- 小井土由光・濃飛流紋岩団体研究グループ(1983) 濃飛流紋岩といわゆる白川花崗岩との関係につい
て. MAGMA, no. 67, p. 1-6.
- ・佐藤克己(1979) 岐阜県馬瀬川中流域の濃飛流紋岩—濃飛岩体中央部におけるステージⅡの
陥没構造—. 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, vol. 6, p. 434-446.
- 小嶋 智(1982) 高山市東部のジュラ紀, 三疊紀, 二疊紀放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, no. 5,
p. 81-91.
- (1984) 岐阜県高山市東部の中・古生層の層序と構造. 地質学雑誌, vol. 90, p. 175-190.
- 神津淑祐(1911) 乗鞍火山地質調査報告. 震災予防調査会報告, no. 71, 71p.
- 黒木善博(1973) 久々野町地域の濃飛流紋岩類. 「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 5, p. 38-41.
- 松田時彦(1969) 活断層と大地震—地震現象解明のために—. 科学, vol. 39, p. 398-407.
- 松本盆地団体研究グループ(1972) 松本盆地の形成過程に関する研究(1). 地質学論集, no. 7, p. 297-
304.
- (1977) 松本盆地の第四紀地質. 地質学論集, no. 14, p. 93-102.
- ・高山第四紀団体研究グループ(1973) 松本盆地の形成過程に関する諸問題. 「第四紀」(第四
紀総研連絡誌), no. 19, p. 57-71.
- 三谷 豊(1975) 飛騨高原高山市東部地域における第四系. 信州大学理学部専攻科論文(MS.).
- MIZUTANI, S., HATTORI, I., ADACHI, M., WAKITA, K., OKAMURA, T., KIDO, S., KAWAGUCHI, I. and
KOJIMA, S. (1981) Jurassic formations in Mino area, central Japan. *Proc. Japan Academy*,
vol. 57, ser. B, p. 194-199.
- 永瀨義久(1973) 御岳山北麓部における濃飛流紋岩類の研究. 「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 5, p.
28-33.
- 中口清浩(1983) 岐阜県清見村南東部の濃飛流紋岩. 岐阜大学教育学部卒業論文(MS.).
- 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.
- 日本鉱業協会(1965) 日本の鉱床総覧(上).
- 野田勢次郎・佐藤傳蔵(1920) 20万分の1地質図幅「高山」および同説明書. 地質調査所, 166p.
- 濃飛流紋岩団体研究グループ(1973) 濃飛岩体東縁部における流紋岩類の層序と形成史. 地球科学,
vol. 27, p. 161-179.
- (1976) 濃飛岩体西部地域の流紋岩類—特に陥没運動と火山活動のステージについて—. 地球
科学, vol. 30, p. 193-205.
- (1979) 飛騨古川-御母衣湖地域の濃飛流紋岩(概報)—濃飛岩体北部地域における東西地質
断面. 地質学論集, no. 17, p. 165-176.

- 濃飛流紋岩団体研究グループ(1982a) 岐阜県森茂地域における濃飛流紋岩と森茂花崗岩(58 Ma)の関係(予報)・昭和56年度科研費補助金(総合A)研究成果報告書「領家帯の岩石学的研究」, p. 110-115.
- (1982b) 濃飛岩体北部地域における玄武岩質安山岩類の活動. 地質学雑誌, vol. 88, p. 231-248.
- 野沢 保・磯見 博(1956) 船津付近で見られるひだ変成岩と, 船津花崗閃緑岩と, 古生層との関係(ひだ構造帯の覚え書). 地質学雑誌, vol. 62, p. 104-113.
- ・河田清雄・河合正虎(1975) 飛驒古川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 79p.
- OKAMOTO, K., NOHDA, S., MASUDA, Y. and MATSUMOTO, T. (1975) Significance of Cs/Rb ratios in volcanic rocks as exemplified by the Nohi rhyolite complex, Central Japan. *Geochem. Jour.*, no. 9, p. 201-210.
- 斉藤尚人・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. 地質学雑誌, vol. 90, p. 371-382.
- SCHMINCKE, H. -U. and SWANSON, D. A. (1967) Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gron Canaria, Canary Islands. *Jour. Geol.*, vol. 75, p. 641-664.
- SEKI, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the late Mesozoic igneous rocks in the Inner Zone of southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, Ser. Geol. Miner., vol. 45, p. 71-110.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1966) K-Ar age of the Shimonohara quartzdiorite, Hida mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 17, p. 422-425.
- 柴田 賢・山田直利(1977) 岐阜県東部の高原火山岩類及び上野玄武岩の K-Ar 年代. 地球科学, vol. 31, p. 15-18.
- 鹿野勘次(1979) 高山市南方の“江名子断層”. 岐阜県地学教育, vol. 15, p. 35-46.
- (1980) 高山市周辺地域における濃飛流紋岩と古生層の関係一堆积盆を形成した陥没運動について一. 岐阜県地学教育, vol. 16, p. 1-12.
- (1983) 高山市南部の江名子断層周辺地域にみられる新生界の変位と変形. 岐阜県地学教育, vol. 19, p. 14-22.
- ・石原哲弥・山田和美(1982) 高山市西山丘陵の第四系. 岐阜県地学教育, vol. 18, p. 25-34.
- 志水次郎(1952) 乗鞍火山の地質. 日本地質学会第59年学術大会講演要旨, p. 267.
- 下畑五夫(1981) 飛驒テフラの研究(その3). 岐阜県地学教育, vol. 17, p. 2-10.
- (1982) 飛驒テフラの研究(その4). 岐阜県地学教育, vol. 18, p. 1-7.
- (1983) 飛驒テフラの研究(その5) 特に広域テフラの発見とその意味. 岐阜県地学教育, vol. 19, p. 8-13.
- 下坂康哉・山田直利(1984) 高山周辺の化石土壌について. 第28回粘土科学討論会要旨, p. 47.
- 白波瀬輝夫(1984) 濃飛流紋岩に関する Rb-Sr 年代. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 367.

- SMITH, R. L. (1960) Ash flows. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, p. 795-842.
- 曾屋龍典・小林武彦(1982) 御岳山噴火に関する研究(2), 火山噴出物の地質学的岩石学的研究。「1979年の御岳山・阿蘇山噴火に関する研究報告書」, 科学技術庁, p. 80-94.
- SPARKS, R. S. J. and WALKER, G. P. L. (1973) The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Physical Science*, vol. 241, p. 62-64.
- STRECKEISEN, A. L. *et al.* (1973) Plutonic rocks—Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol. 18, p. 505-510.
- SUGISAKI, R., ANNO, H., ADACHI, M. and UI, H. (1980) Geochemical features of gases and rocks along active faults. *Geochem. J.*, vol. 14, p. 101-112.
- 鈴木美恵子(1983) 東俣溶結凝灰岩層の岩相変化—1,000m ボーリングコア資料について—, 岐阜大学教育学部卒業論文(MS.).
- 高島和夫(1977) 岐阜県飛騨地方高原火山岩類の地質と岩石について, 金沢大学理学部卒業論文(MS.).
- 棚瀬充史(1978) 高山市北西地域の濃飛流紋岩。「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 10, p. 19-24.
- 丹治耕吉・山田直利・斉藤友三郎(1977) 岐阜県東部の2, 3の更新世火山岩類の自然残留磁気. 地調月報, vol. 28, p. 49-57.
- 寺津陽次・坂井 茂(1957) 岐阜県大野郡丹生川村西南地域地下資源調査報告. 岐阜県地下資源調査報告書, no. 5, p. 21-28.
- 東郷文雄・原田久光・福地義寛・清水道也・桑形久夫(1952) 岐阜県平金鉱山, 銅, 磁硫鉄鉱床調査報告. 岐阜県地下資源調査報告書, no. 4, p. 7-13.
- 牛丸周太郎(1964) 岐阜県地質図(20万分の1). 岐阜県.
- (1967) 中部山岳国立公園乗鞍岳地区学術調査報告. 日本自然保護協会調査報告, no. 36, p. 22-48.
- 宇都浩三・山田直利(1985) 岐阜県坂下町上野玄武岩および高山市南方の玄武岩溶岩の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 36, p. 47-52.
- 打江 進(1973) 小坂町付近の濃飛流紋岩類。「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 5, p. 34-37.
- YAMADA, K. and YAMANO, H. (1980) Find of Permian fossils from the Moribu Formation, Hida Mountains, Central Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 25, p. 53-65.
- 山田一雄・山野秀一(1981) 高山市北方荒城川流域の古生層—森部層・荒城川層—について. 総合研究「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, p. 105-108.
- 山田直利(1972) 濃飛流紋岩中にみいだされた花こう岩質捕獲岩。「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 4, p. 8-10.
- YAMADA, N. (1977) Nohi Ryolite and associated granitic rocks. In YAMADA, N. *et al.* eds. *Mesozoic felsic igneous activity and related metalorphism in central Japan—From Nagoya to Toyama—*. Guidebook for excursion 4, p. 33-60, Geol. Surv. Japan.
- 山田直利・原山 智・笠原芳雄・鹿野勸次・檀原 毅(1983) 高山市周辺地域の鮮新-更新世火砕流堆積物の年代・分布ならびにその source area について(演旨). 火山, 第2集, vol. 28, p. 422-423.

- 山田直利・河田清雄(1983) 飛騨小坂付近の濃飛流紋岩類—とくに小坂火砕岩類の産状と噴出火道について—. MAGMA, no. 67, p. 45-50.
- ・—————・諸橋 毅(1971) 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, vol. 25, p. 52-88.
- ・坂本 亨・野沢 保・遠田朝子(1974) 50万分の1地質図幅「金沢」(第2版). 地質調査所.
- ・須藤定久・垣見俊弘(1976) 阿寺断層周辺地域の地質構造図(5万分の1). 地質調査所特殊地質図19.
- ・寺岡易司・秦 光男ほか編(1982) 100万分の1地質図. 日本地質アトラス, p. 3-9, 22-25, 地質調査所.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No. 52

GEOLOGY**OF THE****TAKAYAMA DISTRICT**

By

Naotoshi YAMADA, Mamoru ADACHI, Sumio KAJITA,
Satoru HARAYAMA, Haruo YAMAZAKI and Michiaki BUNNO

(Written in 1984)

(Abstract)**General remarks**

The Takayama district is located nearly in the middle of central Honshū, Japan, and occupies an area between the 137°15'E and 137°30'E latitudes and between the 36°00'N and 36°10'N longitudes. Topographically, the district lies near the western foot of Hida Sammyaku (mountain range), but it is mostly in Hida Sanchi (mountains) of which relief is moderate with the top level approximately 1,000 to 1,500 m. A divide which separates the Pacific and the Japan Sea sides runs with an ENE-WSW trend in the central part of the district. On the northern side of the divide, that is, the Japan Sea side, a basin spread along Miya Kawa (river) has Takayama Shi (city), Nyūkawa Mura (village) and Miya Mura. While, on the southern side a basin around Hida Gawa has Kuguno Chō (town), Asahi Mura and Takane Mura.

Geologically the district belongs to the Inner Zone of Southwest Japan, which is divided into the four geotectonic belts, namely the Hida Belt, the Hida Marginal Belt, the Mino Belt and the Ryōke Belt from north to south. The mapped district is situated mainly in the Mino Belt and partly in the Hida Marginal Belt.

The Hida Marginal Belt is made up only of the Carboniferous Arakigawa Formation, which is weakly metamorphosed. While, the Mino Belt is composed of several formations ranging from Permian to Jurassic in age.

On the erosion surface of the above Paleozoic to Mesozoic strata, the Late Cretaceous Nōhi Rhyolites widely occur in the mapped and surrounding districts. Stocks of granodiorite porphyry and dikes of granite porphyry and quartz porphyry were formed in close association with the Nōhi Rhyolites. On the other hand, a small stock of granodiorite intruded the Jurassic formation, and its age is probably older than that of the rhyolites on the basis of the K–Ar and fission-track datings.

In the late Pliocene, the intra-mountain basins were filled with the sediments, mainly gravel beds and the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit of dacite composition in the north-western part of the mapped district. Basalt lavas and dikes were formed at the latest Pliocene on a small scale.

In the Middle Pleistocene, the Hida Sanchi (mountains) were risen due to the faulting and the tilting movements, and a divide occurred in the central part of the mapped district. On the southern side of the divide, fluvial deposits along the Hida Gawa (river) were formed together with the andesite tuff breccia and associated lake deposits. While, on the northern side, talus gravels deposited repeatedly on the foot of the fault scarp, together with the mudflow deposits and rhyolite pyroclastic flow deposits.

In the Late Pleistocene, the Norikura Volcano locating to the east of this district began to erupt and its andesite lavas flowed down to spread to the eastern part of the mapped district. Terrace deposits, talus deposits and colluvial deposits were formed along the Hida River, on the foot of the steep slopes and on the gentle slopes, respectively. Alluvium was formed mainly in the northwestern part of the district, although it is very thin.

Geological succession and remarkable events in the mapped district are summarized in Table 1.

Arakigawa Formation

The formation is exposed in a restricted small area at the northwestern corner of this district. It is made up largely of green schist derived from plagioclase-porphyrific basalt lava. The age of the original rock is inferred to be Early Carboniferous (Late Viséan) based on the coral and foraminiferal fossils from limestone lenses intercalated in the basalt at the northern district. A large ENE-trending fault probably separates the distribution of the formation from that of the Paleozoic to Mesozoic strata of the Mino Belt, however the fault is veiled by younger deposits.

Paleozoic to Mesozoic strata of the Mino Belt

Permian to Jurassic strata of the Mino Belt are lithologically divided into two different sedimentary facies: the greenstone-limestone facies of Permian age and the sandstone-chert facies of Triassic to Jurassic age; both facies change in places to the olistostrome facies.

The Permian to Jurassic strata of the mapped district are stratigraphically divided into the following five formations and the undivided strata: the Kohachigagawa, the Gombō, the Higetayama, the Ōnishi and the Dayoshi Formations. The Kohachigagawa Formation and the Gombō Formations are characterized by the greenstone-limestone facies, and the Higetayama Formation and the Ōnishi Formation by the sandstone-chert facies. The Dayoshi Formation is of the olistostrome facies.

The Kohachigagawa Formation is composed mainly of basalt lava including pillow lava,

Table 1 Summary of geology in the Takayama district.

Geologic age		Stratigraphic divisions		Remarks		
		(southern area)	(northern area)			
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium	Norikura Volcanic Zone		
			Terrace, talus and colluvial deposits			
		Pleistocene	Late		Andesite lavas	
			Middle		Yamaguchi G. B.	
					Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit	
					Yamanashi G. B. Enako G. B.	
			Early		Kuguno Tuff Breccia	
	Miza G. B.					
	Neogene	Pliocene	Basalt lava and dike	Augite-olivine basalt volcanism		
			Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit	Pyroxene dacite volcanism		
			Obora Formation	Rhyolite volcanism		
			Kiriyama G. B.	Intramountain basin		
			Matsumoto G. B.			
			Matsubara G. B.			
Miocene						
Paleogene		Upheaval and erosion Andesite dike swarm Felsic hypabyssal intrusion				
Mesozoic	Cretaceous	Late	Nōhi Rhyolites	Large-scale pyroclastic flow eruption		
		Early		Granodiorite intrusion		
	Jurassic	Late	Dayoshi Formation Ōnishi Formation	Upheaval and erosion Regional folding Formation of thrust sheets		
		Middle		Submarine sliding and slumping		
		Early		Felsic volcanism		
	Triassic	Middle-Late	Higetayama Formation Gombō Formation	Submarine sliding and slumping		
		Early				
	Paleozoic	Permian	Late	Kohachigagawa Formation (fault)	Submarine basalt volcanism	
		Carboniferous	Early-Middle		Arakigawa Formation	Regional metamorphism
						Submarine basalt volcanism

G. B. : Gravel Bed

basalt tuff and chert with lesser amounts of limestone and shale. Limestone yields Early to Middle Permian fusulinids such as *Acervoschwagerina* and *Pseudofusulina*. Chert yields radiolarian and conodont fossils.

The Gombō Formation is made up almost entirely of slump breccia composed of large block of basalt and chert with small amounts of limestone and sandstone. This formation is gradational to the surrounding Kohachigagawa Formation.

The Higetayama Formation is made up principally of Triassic bedded chert including a small amount of varved chert, a finely laminated rock of chert and shale.

The Ōnishi Formation is composed principally of sandstone and shale including slump breccia, and subordinately of siliceous shale, tuffaceous shale and tuffaceous siltstone. Well-preserved Middle Jurassic radiolarians are obtained from the siliceous shale and tuffaceous shale-siltstone. Sandstone characteristically includes fragments of sillimanite gneiss and orthoquartzite together with clastic grains of garnet, micas, zircon, tourmaline and chloritoid.

The Dayoshi Formation is made up of slump breccia including blocks and fragments of sandstone, chert, basalt and limestone measuring several centimeters to several hundreds meters across in a dirty dark gray matrix which in places yields Middle Jurassic radiolarian fossils. The Dayoshi Formation and its equivalents are widespread in and around the mapped district and have been called the Nyūkawa Olistostrome (ADACHI and KOJIMA, 1983). Petrographic characteristics of sandstone are similar to those of the Ōnishi Formation.

The undivided Paleozoic to Mesozoic strata are composed principally of bedded chert and basalt, and subordinately of shale and limestone. Bedded chert yields both Permian and Triassic radiolarian fossils, but it is very difficult to discriminate the Permian chert from the Triassic chert lithologically. Basalt lavas of the undivided strata are thinner than those of the Kohachigagawa Formation, although the petrographic and chemical features are similar to the latter. Some limestone lenses yield *Pseudofusulina* of Early Permian age.

The Permian to Jurassic strata of the mapped district run in an E-W to ENE-WSW trend dipping steeply north or south. Although distribution and mode of occurrence of the Permian to Jurassic strata are not simple, folding structure with wavelength of about 3 km can be figured, possibly formed soon after the complicated subaqueous thrusting. The Dayoshi Thrust Fault separating the Jurassic Dayoshi Formation from the overlying Permian or Triassic strata was formed after the regional folding.

Shimonohara Granodiorite

It crops out at the northernmost area of the mapped district and further to the north. It intruded the Jurassic Dayoshi Formation with thermal aureole. It is made up of hornblende-bearing biotite granodiorite with porphyritic texture. The K-Ar age was reported as 88 ± 6 Ma, slightly older than that of the Nōhi Rhyolites.

Nōhi Rhyolites and related intrusive rocks

The Nōhi Rhyolites had long been called "quartz porphyries", but it became evident in early 1960s that they are felsic tuffs, mostly welded and devitrified. They extend in the Inner Zone of Southwest Japan, especially in the Mino Belt with approximately 100 km length in a NNE-SSW trend. They are volcanostratigraphically classified into five stages (I-V).

The mapped district lies in the northeastern part of the Nōhi Rhyolites. In this district, they are divided into five units; the Nakanoshuku Tuff, the Nishikiyama Welded Tuff, the Funayama Welded Tuff, the Aoya Tuff and the Kuzōgawa Welded Tuff in ascending order. The former three units belong to the Stage II volcanics of the Nōhi Rhyolites and the latter two units to the Stage III volcanics.

The Nakanoshuku Tuff is exposed mainly around Nakanoshuku, Takane Mura (village), southeastern part of this district. It unconformably overlies the Triassic Higetayama Formation and the Jurassic Ōnishi Formation. It is about 200 m in thickness and composed of rhyolite tuff, pumice tuff and lapilli tuff with small amounts of tuffaceous sandstone, mudstone and conglomerate.

The Nishikiyama Welded Tuff is distributed in the vicinity of Nishiki Yama (mountain), Takayama Shi (City), northwestern part of this district. It unconformably overlies the Carboniferous Arakaigawa Formation, the Permian Kohachigagawa Formation and the Jurassic Dayoshi Formation. It is about 200 m in thickness, and is made up mainly of hornblende-biotite rhyolite welded tuff containing a considerable amount of lithic fragments such as chert, sandstone, shale, rhyolite tuff and lava.

The Funayama Welded Tuff is widely distributed in this district, although its type locality is in the vicinity of Funa Yama (mountain) in the western neighboring district. It conformably overlies the Nakanoshuku Tuff in the southeast and the Nishikiyama Welded Tuff in the northwest. It is 1,000 m or more in maximum thickness, and is made up mostly of biotite-hornblende-clinopyroxene-orthopyroxene rhyodacite welded tuff ($\text{SiO}_2 \doteq 70\text{--}72\%$) with a small amount of rhyolite welded tuff containing abundant lithic fragments such as sandstone, biotite granite, diorite and rhyolite tuff. Fission-track age of zircons from the welded tuff is 69.6 ± 3.0 Ma, corresponding to the latest Cretaceous.

The Aoya Tuff is distributed in the vicinity of Aoya in the central part of this district. It overlies the Funayama Welded Tuff conformably, and rarely overlies the Jurassic Ōnishi Formation unconformably. It is about 50 m in thickness, and is composed principally of rhyolite tuff and lapilli tuff and subordinately of tuffaceous mudstone, sandstone and conglomerate.

The Kuzōgawa Welded Tuff is widely distributed in this district, and its type locality is along Kuzō Gawa (river), a tributary of Hida Gawa. It overlies the Aoya Tuff and the Funayama Welded Tuff conformably, and rarely overlies the Jurassic Ōnishi Formation unconformably. It is 500 m or more in thickness, and is composed principally of biotite-hornblende rhyolite welded tuff ($\text{SiO}_2 \doteq 74\%$) and subordinately of non- or weakly welded tuff and slightly layered tuff. Fission-track age of zircons from the welded tuff is 64.5 ± 2.5 Ma, nearly corresponding to boundary age between the Cretaceous and the Tertiary.

The granodiorite porphyry is distributed in the southern part of this district as several stocks intruding the Funayama Welded Tuff. It contains abundant phenocrysts of plagioclase, quartz, K-feldspar, altered mafic minerals (mostly pyroxene) in the fine-grained felsic groundmass. Rarely it has a xenoblock of biotite granite. Fission-track age of zircons from the granodiorite porphyry is 63.1 ± 2.6 Ma, nearly coeval to the Kuzōgawa Welded Tuff.

The granite porphyry and quartz porphyry are distributed mainly in the border area between the Nōhi Rhyolites and the Permian to Jurassic strata. The Aoya arcuate dike

fringes the northern border of the Nōhi Rhyolites, and is thought to have intruded along the vertical fault which was formed by the collapse movement of the Nōhi Rhyolites. Fission-track age of zircons from a granite porphyry of the Aoya arcuate dike is 57.0 ± 2.3 Ma, corresponding to Paleocene age. Dike swarms composed of granite porphyry and quartz porphyry occur in the southeastern border of the Nōhi Rhyolites in parallel with a NNE–SSW trend. The granite porphyry contains phenocrysts of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and hornblende in the fine-grained felsic groundmass. Quartz porphyry contains a small amount of phenocryst such as quartz, K-feldspar, plagioclase and chloritized mafic minerals in the micro- to cryptocrystalline felsic groundmass.

Dike rocks

Dike rocks excluding the above granite porphyry and quartz porphyry are divided into gabbro and andesite, both distributed mainly in the eastern part of this district. Hornblende-pyroxene gabbro intruded the Jurassic Ōnishi Formation and the Nōhi Rhyolites. Andesite dikes are abundant, intruding the Permian to Jurassic strata and, rarely, the Nōhi Rhyolites. They are hornblende andesite, pyroxene-hornblende andesite and pyroxene andesite, occasionally contain xenoliths of hornblende and hornblende gabbro together with granite, chert and andesite.

Late Pliocene

The late Pliocene rocks are divided into the following stratigraphic units in ascending order: the Matsubara Gravel Bed, the Matsumoto Gravel Bed, the Kiriya Gravel Bed, the Ōbora Formation, the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit, basalt lavas and dikes and the Chayano Tuff. They are distributed mainly in the northwestern part of this district, excepting the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit and basalts.

The Matsubara Gravel Bed is distributed in and around Takayama Shi (city). It unconformably overlies the Permian to Jurassic strata and the Nōhi Rhyolites. It is about 20 m in thickness, and is composed mainly of round gravels of the Nōhi Rhyolites.

The Matsumoto Gravel Bed is distributed in the vicinity of Matsumoto, northwestern corner of this district. It overlies the Arakigawa Formation, the Dayoshi Formation and the Nōhi Rhyolites unconformably, and rarely the Matsubara Gravel Bed conformably. It is 80 m or more in thickness, and is composed mainly of subangular gravels of chert, sandstone and the Nōhi Rhyolites.

The Kiriya Gravel Bed is distributed in the northernmost part of the district and further to the north. Its stratigraphic position is not determined, however it probably corresponds to the Matsumoto Gravel Bed or slightly its upper horizon. It is about 80 m in thickness, and is composed mainly of andesite, sandstone, chert, granite and the Nōhi Rhyolites.

The Ōbora Formation is distributed in the vicinity of Ōbora, northern part of Takayama Shi, and also in Tateiwa Dani (river) in the central part of this district. It overlies the Permian to Jurassic strata and the Nōhi Rhyolites unconformably, and rarely the Matsubara Gravel Bed conformably. It is about 30 m in thickness, and is composed of pumiceous volcanic ash, fine volcanic ash, gravel, sand and silt. Pumiceous volcanic ash is a major constituent of the formation, and is ill-sorted, sometimes showing cross bedding, possibly suggesting pyroclastic surge origin. Gravels of the formation are subround to subangular, composed

mainly of chert, sandstone and the Nōhi Rhyolites. Fission-track age of zircons from the pumiceous volcanic ash is 3.1 ± 0.2 Ma, corresponding to the late Pliocene.

The Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit is widely distributed in the mapped and the neighboring districts, with about 400 km² area in original distribution. It overlies pre-Neogene basement rocks unconformably and the above-mentioned Pliocene sediments conformably. It is 50 to 100 m in thickness in this district, and is made up mainly of hornblende-augite-bearing hypersthene dacite welded tuff ($\text{SiO}_2 \cong 68\%$). In the basal part of the deposit, non-welded tuff having parallel or cross bedding occur together with chert breccia lenses. Fission-track age of zircons from the welded tuff is 2.7 ± 0.3 Ma, slightly younger than that of the Ōbora Formation. The source area of the pyroclastic flow is assumed to be in the eastern area, now occupied by the Quaternary Norikura Volcano.

Basalt lavas and dikes occur in the two distant areas, namely in the vicinity of Ichinomiya, Miya Mura (village) and in the Suzuran Kōgen (plateau), Asahi Mura. They overlies the Nōhi Rhyolites and granodiorite porphyry unconformably and the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit conformably, or intrudes these rocks. They are about 100 m in maximum thickness, and is made up mostly of massive lava of augite-olivine basalt. K–Ar age (whole rock) of the basalt from Ichinomiya is 2.03 ± 0.20 Ma, corresponding to the latest Pliocene.

The Chayano Tuff is poorly distributed only near Chayano, Nyūkawa Mura (village). It overlies the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit conformably and underlies the Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit. It is about 8 m in thickness, and is composed of dacite pumice tuff, partly welded.

Early (?) to Middle Pleistocene

Early(?) to Middle Pleistocene rocks are distributed in the two separated areas; Kuguno-Asahi area and Takayama-Nyūkawa area.

In the Kuguno-Asahi area, they are divided into the Miza Gravel Bed, the Kuguno Tuff Breccia, Yamanashi Gravel Bed and the Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit in ascending order.

The Miza Gravel Bed is a fluvial deposit along the Paleo-Hida Gawa (river), overlying mainly the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit. It is about 40 m in thickness, and is composed mainly of round gravels of the Nōhi Rhyolites and andesites of unknown origin.

The Kuguno Tuff Breccia overlies mainly the Miza Gravel Bed. It is about 10 m in thickness, and is composed mainly of angular blocks of pyroxene andesite and subordinately of subangular to round blocks of the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit, chert, sandstone, and the Nōhi Rhyolites in a tuffaceous matrix containing pumice and scoria fragments.

The Yamanashi Gravel Bed overlies the Kuguno Tuff Breccia. It is about 10 m in thickness, and is composed of angular gravels of various kinds, sand and silt. It is thought to be a lake deposit which was formed by damming up of the Paleo-Hida Gawa due to the rapid emplacement of the Kuguno Tuff Breccia.

The Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit is poorly distributed in Kuguno-Asahi area, and it overlies mainly the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit and the Nōhi Rhyolites.

In the Takayama-Nyūkawa area, the Early(?) to Middle Pleistocene rocks are divided into the Uwano Mudflow Deposit, the Enako Gravel Bed, the Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit and the Yamaguchi Gravel Bed in ascending order.

The Uwano Mudflow Deposit is distributed in the northernmost part of the district and further to the north. It overlies the Matsumoto Gravel Bed and the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit. It is several to ten meters in thickness, and is composed of dacite lapilli and ash together with round to subangular gravels of andesite, chert, sandstone and others.

The Enako Gravel Bed is distributed in the southern part of the Takayama basin. It overlies the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposits with a noticeable gap by erosion. It is about 20 m in thickness, and is composed mainly of ill-sorted angular gravels of chert, sandstone, shale and the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit. It is thought to be paleo-talus breccia deposited at the foot of escarpment along the Enako Fault.

The Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit is widely distributed in the northern part of this district and further to the north and northeast. It overlies the Enako Gravel Bed, the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit and the pre-Neogene basement rocks. It is commonly 50 to 100 m in thickness, however in the southern part of the Takayama basin it thins to only 3 m. K–Ar age of biotite from the deposit is 0.65 ± 0.25 Ma, while the fission-track age of zircons is 0.92 ± 0.11 Ma. It is made up mostly of the biotite rhyolite welded tuff with eutaxitic structure. The lowermost part of the deposit is non-welded, and then the deposit corresponds to a cooling unit comprising several flow units. It contains abundant lithic fragments of sandstone, shale, basalt and chert together with the collapsed pumice fragments. Source area of the deposit is thought to be at the northeastern area, now occupied by the Quaternary Yakedake Volcano.

The Yamaguchi Gravel Bed is poorly distributed only near the Enako Fault. It overlies the Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit, the Enako Gravel Bed and the Permian formation. It is about 10 m or less in thickness, and is composed of ill-sorted angular gravels of the Permian to Jurassic rocks. It seems to be paleo-talus deposit related to the Enako Fault in the same way as the Enako Gravel Bed.

Late Pleistocene to Holocene

The Norikura Volcanic Products, probably of the Late Pleistocene, are distributed in the eastern part of this district and further to the east. They are composed mainly of lava flows and divided into the Eboshi Lava of biotite-hornblende-augite-hypersthene andesite, the Senchō Lava of augite-hypersthene andesite, the Hiragane Lava of olivine-bearing augite-hypersthene andesite and the Ebisu Lava of biotite-hornblende-augite-hypersthene andesite from older to younger.

Terrace deposits are distributed mainly along Hida Gawa (river), and are largely divided into the higher group (t_1) and the lower group (t_2), even though the former is only poorly developed. Talus deposits are distributed on the foot of steep slope along Hida Gawa and its tributaries. The colluvial deposits are mainly distributed on the gentle slope constructed from the Nōhi Rhyolites, and thought to be presumably of solifluction product.

Alluvium is distributed mainly along Miya Kawa (river) and Hida Gawa, though it is narrow and very thin.

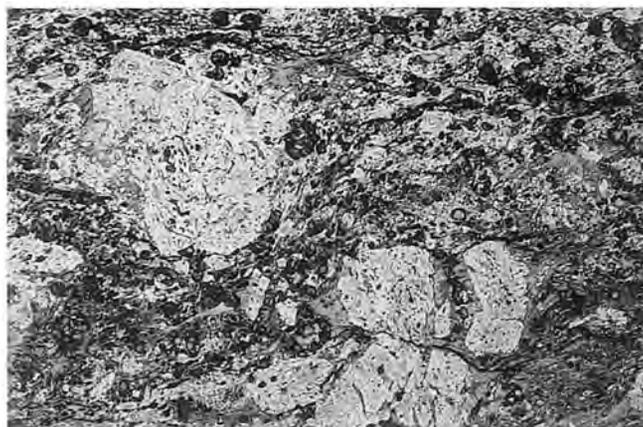
Active fault

In the mapped district, five active faults were found: the Enako Fault, the Miyatōge Fault, the Musugo Fault, the Kuchiudo Fault and the Inohana Fault. They are in an ENE–

WSW to NE-SW trend, showing the right lateral dislocation with a considerable vertical displacement. The Enako Fault is most significant and is known to have already occurred during the Early to Middle Pleistocene and continued to later age from stratigraphic, lithologic and geomorphic evidences.

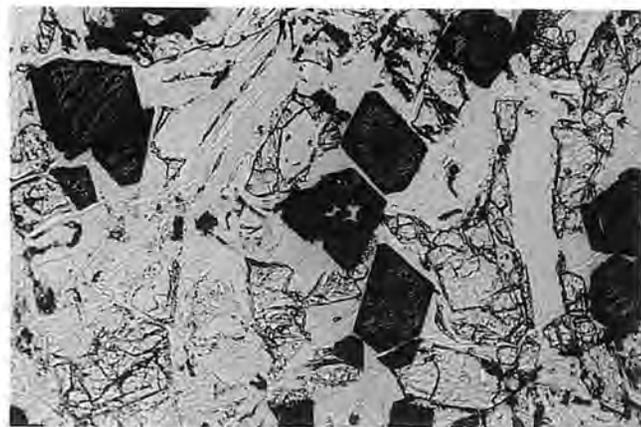
Economic geology

There are conspicuous Cu-Pb-Zn ore deposits of vein-type or contact-replacement type, fluorite ore associated with chalcedonic quartz vein, bedded manganese ore in the Permian to Jurassic strata, limestone and silica stone. Cu-Pb-Zn ores were once important mineral resources, and are thought to have been formed in close relation to the Nōhi Rhyolites and associated magmatism, although all of them are not worked today.



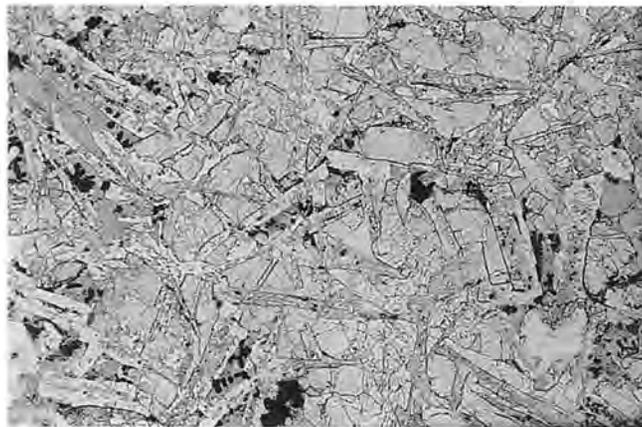
1

1mm



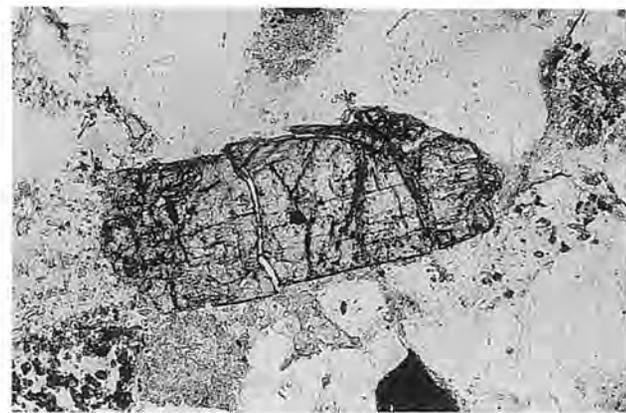
2

0.1mm



3

0.2mm



4

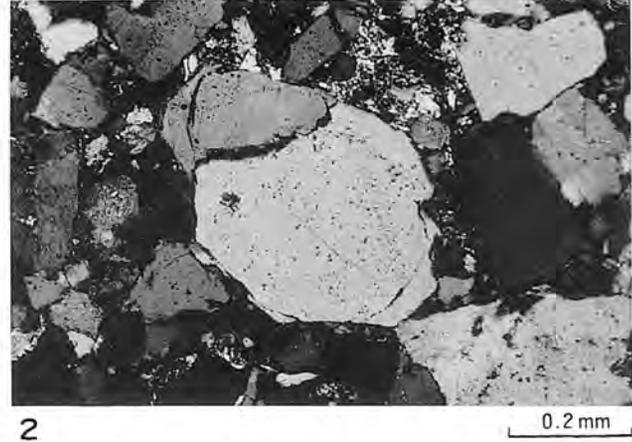
0.2mm

1. 荒城川層の緑色片岩. 高山市松本町<GSJ R26855>. 玄武岩中の変形した斜長石斑晶の両端にプレッシャー・シャドーを生じ, 緑泥石成長. 他に, 緑れん石・炭酸塩鉱物など. (下方ポーラーのみ)
2. 小八賀川層玄武岩溶岩中のクロムスピネルの自形結晶. 高山市生井東方. 他に, 普通輝石・斜長石・粘土鉱物など. (下方ポーラーのみ)
3. 小八賀川層中のドレライト. 高山市松之木町<GSJ R26857>. オフィティック組織を示す. (下方ポーラーのみ)
4. 大西層砂岩中のクロリトイド砕屑粒. 高根村高根第一ダム. (下方ポーラーのみ)



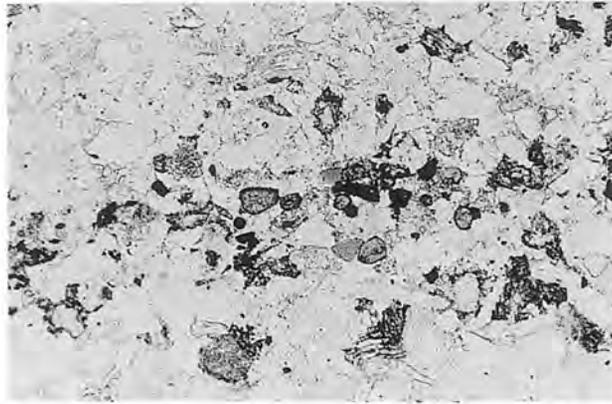
1

0.2mm



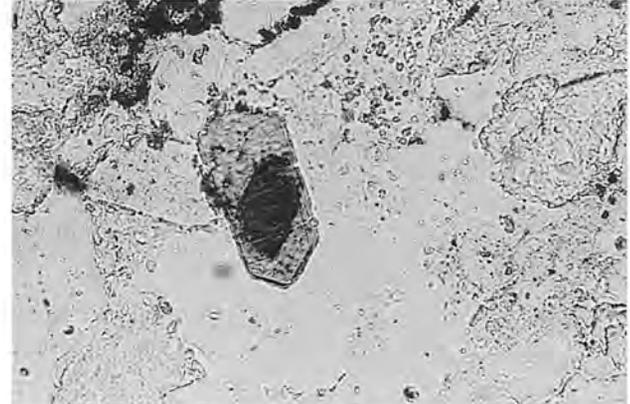
2

0.2mm



3

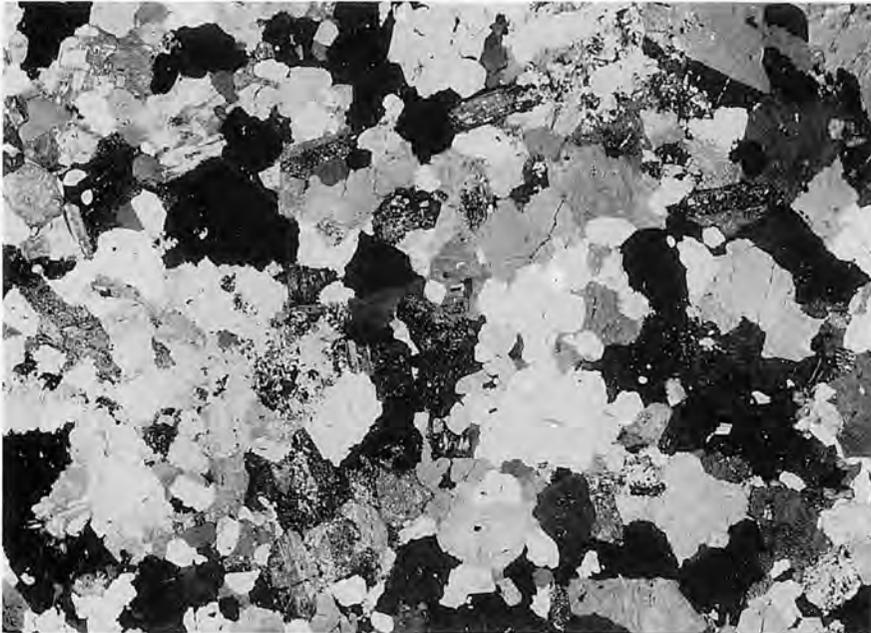
0.2mm



4

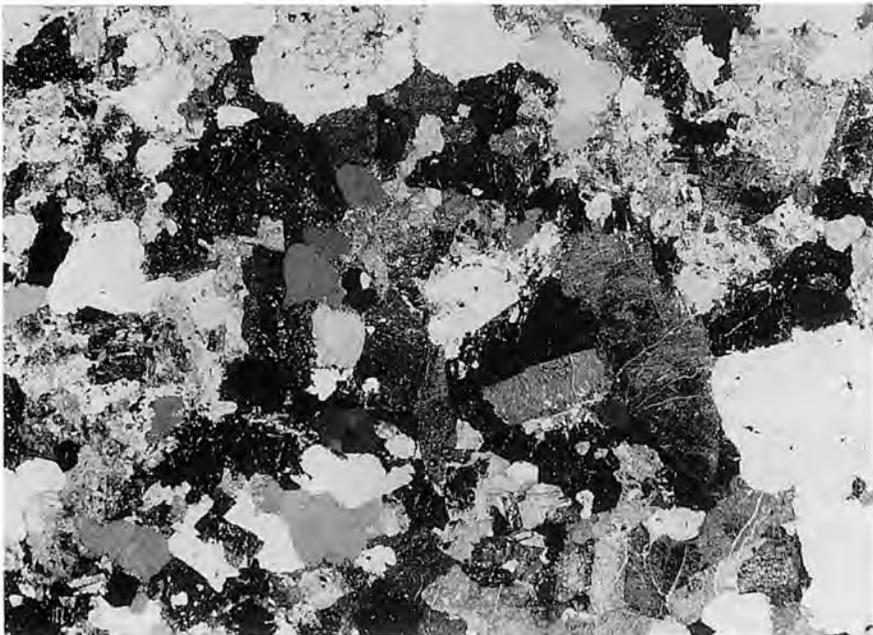
0.1mm

1. 駄吉層砂岩中の珪線石片麻岩の岩片。丹生川村旗鉾南東。(直交ポーラー)
2. 駄吉層砂岩中のオーソコーツァイトの岩片。丹生川村駄吉南方。(直交ポーラー)
3. 駄吉層の細粒砂岩。丹生川村池之俣川上流。ジルコン・電気石・不透明鉱物などに富むラミナ。(下方ポーラーのみ)
4. 3の一部。電気石の二次成長がみられる。(下方ポーラーのみ)



1

5mm

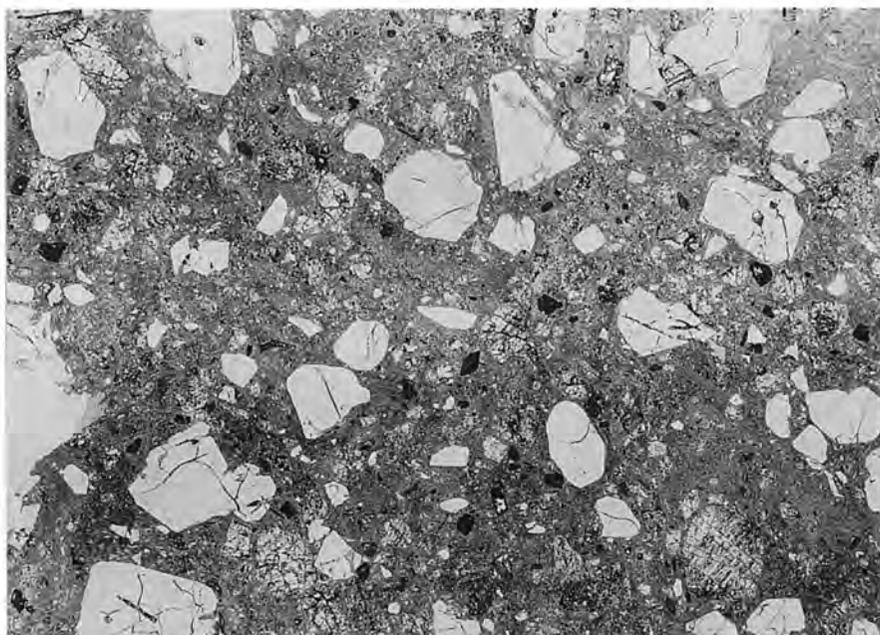


2

5mm

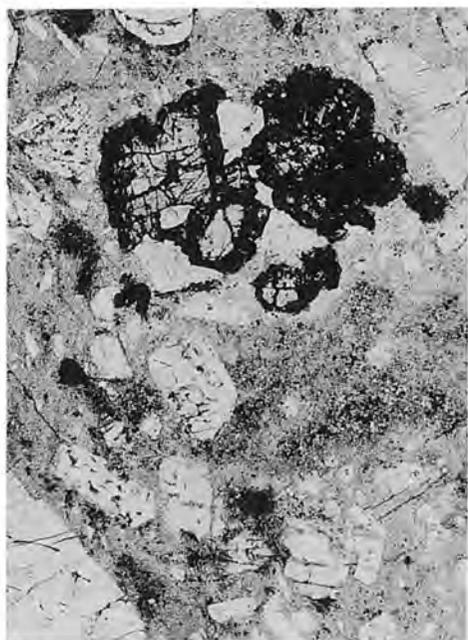
1. 船山溶結凝灰岩層中の黒雲母花崗岩の岩片。久々野町口有道谷<GSJ R26886>。中粒で、ほぼ等粒状組織を示す。(直交ポーラー)
2. 花崗閃緑斑岩中の黒雲母花崗岩(捕獲岩)。朝日村西洞<GSJ R26868>。斑状のカリ長石に富む。(直交ポーラー)

第IV図版



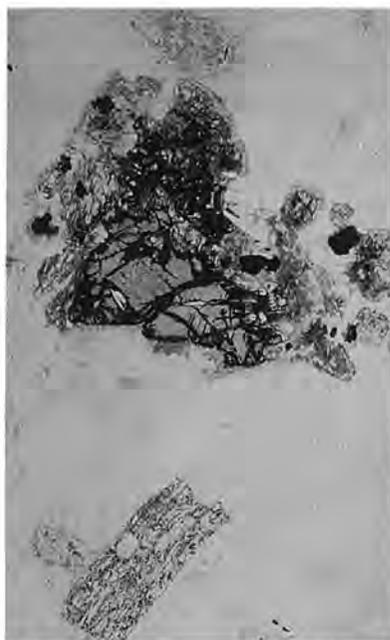
1

5mm



2

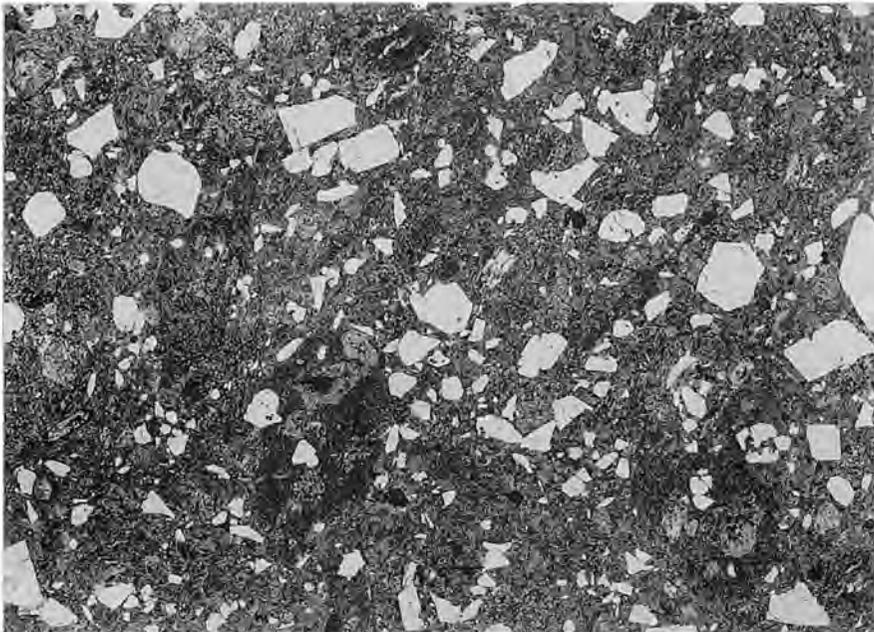
1mm



3

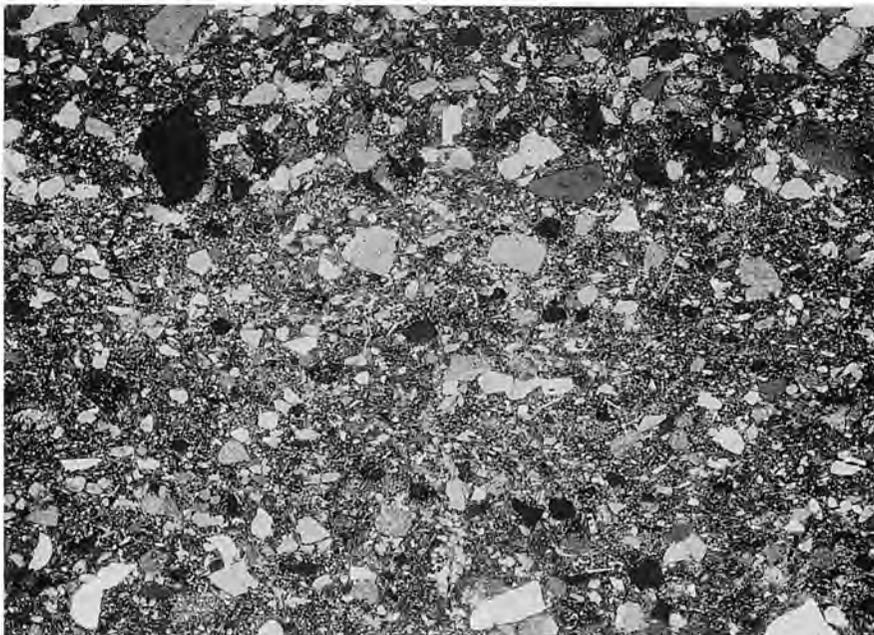
0.5mm

1. 錦山溶結凝灰岩層、高山市錦山北東〔GSJ R26861〕。粗粒の石英結晶に富む。葉理面は左上-右下、(下方ボーラーのみ)
2. 船山溶結凝灰岩層、高根村中洞南方〔GSJ R26863〕。写真の上部に輝石-斜長石集合体、その下に小型の本質レンズ、(下方ボーラーのみ)
3. 同左、かんらん石(仮像のみ)とそれを取り囲む輝石の集合体、下部に黒雲母(緑泥石化)、(下方ボーラーのみ)



1

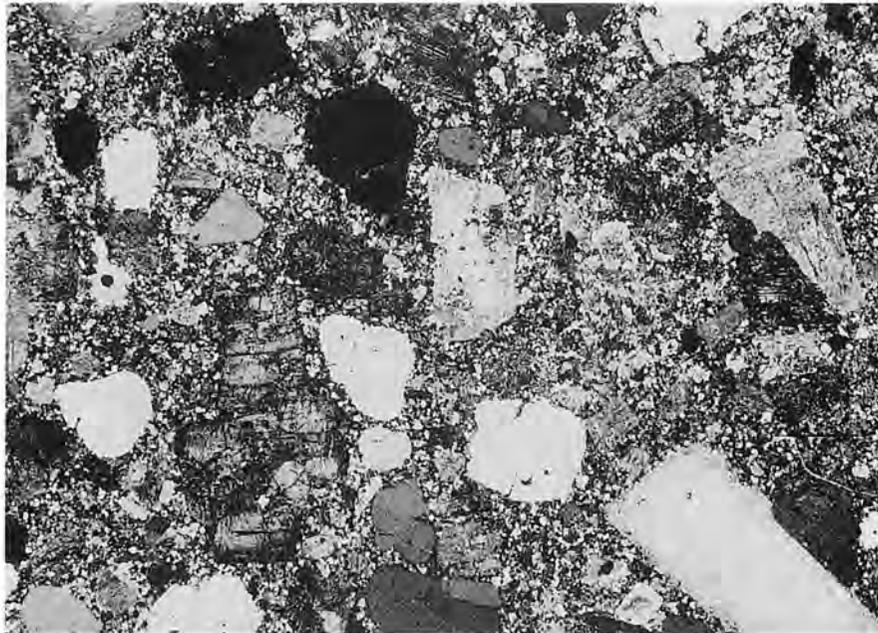
5mm



2

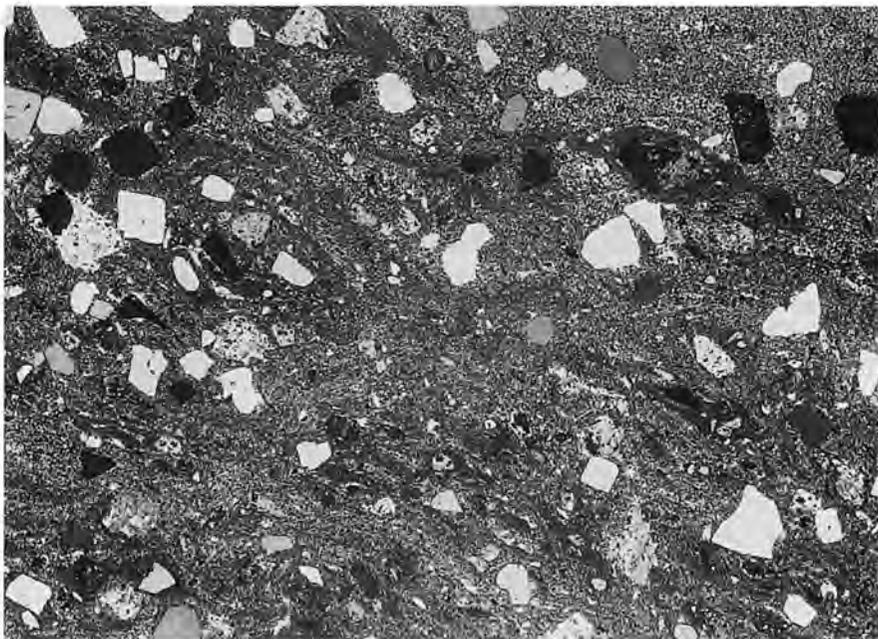
5mm

1. 九蔵川溶結凝灰岩層，朝日村九蔵本谷<GSJ R26865>。葉理面は右上-左下。(下方ボーラーのみ)
2. 九蔵川溶結凝灰岩に挟まれる，弱い層理を示す凝灰岩，高根村徳河谷林道<GSJ R26866>。(直交ボーラー)



1

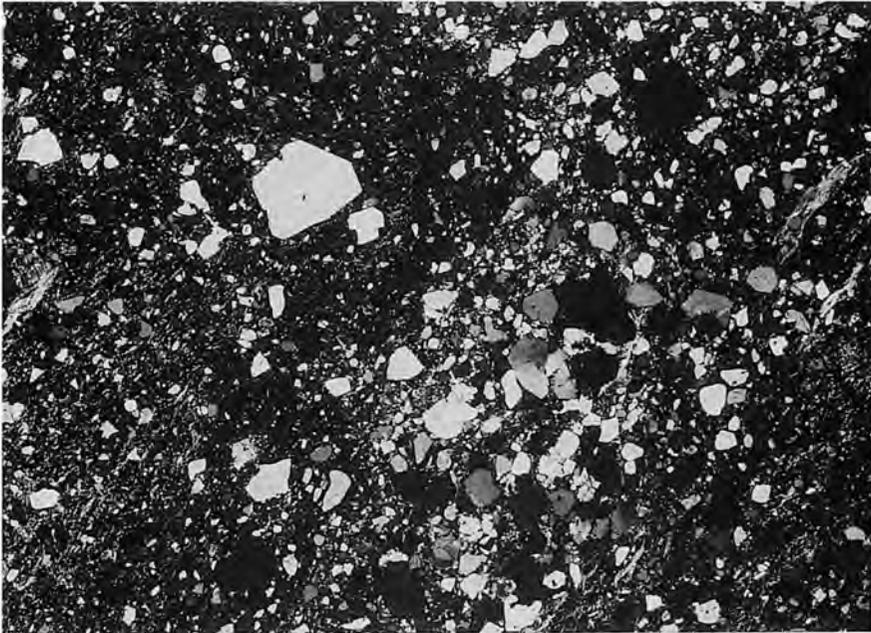
5 mm



2

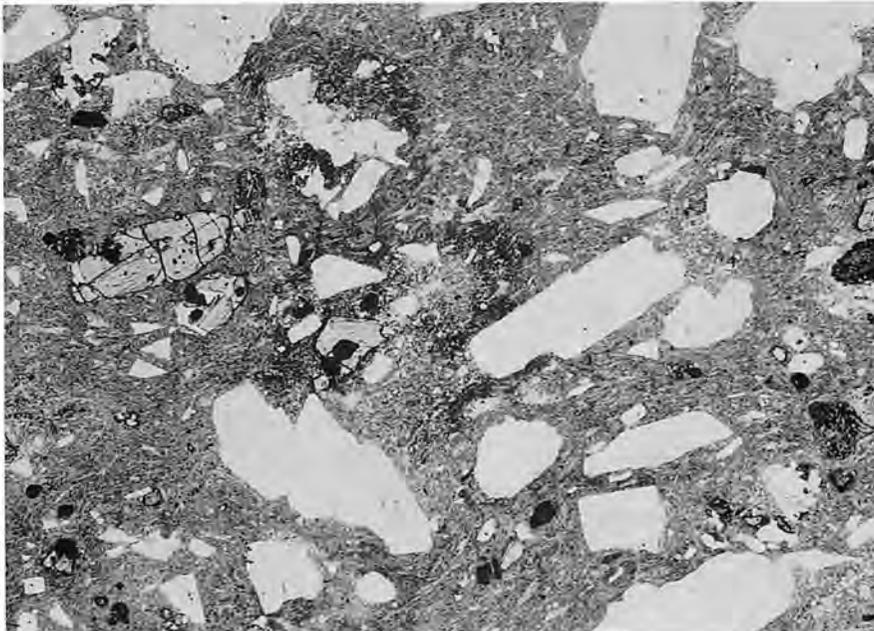
5 mm

1. 花崗閃緑斑岩. 朝日村西洞(GSJ R26869), 斜長石, 石英, カリ長石(右下, 左上など)及び苦鉄質鉱物(変質)の斑晶が全岩の約50%に達する. 石基は細粒花崗岩質. (直交ポララー)
2. 石英斑岩. 朝日村深谷(GSJ R26872). 左上-右下の方向に流理構造がみられる. 石英・カリ長石などの斑晶はほとんど自形. (直交ポララー)



1

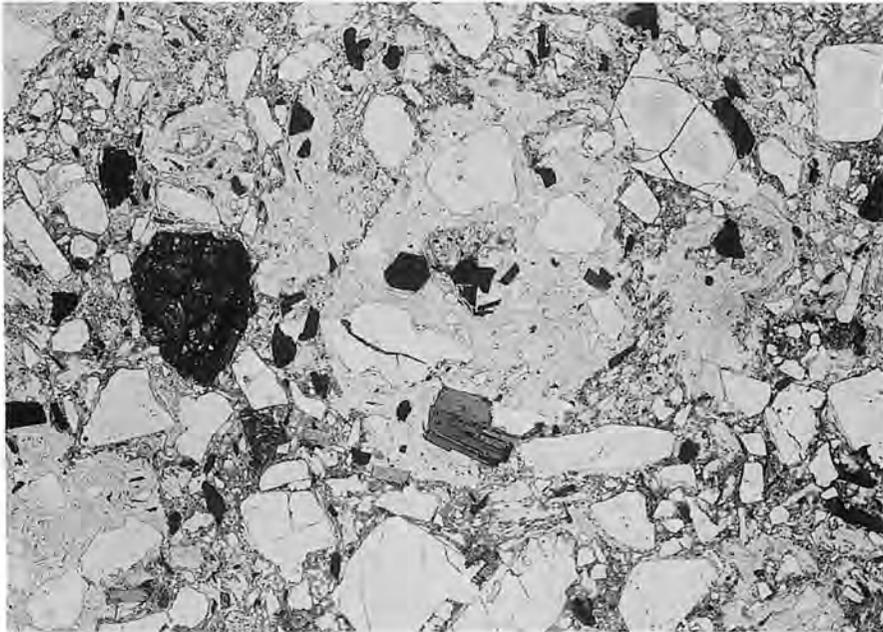
5 mm



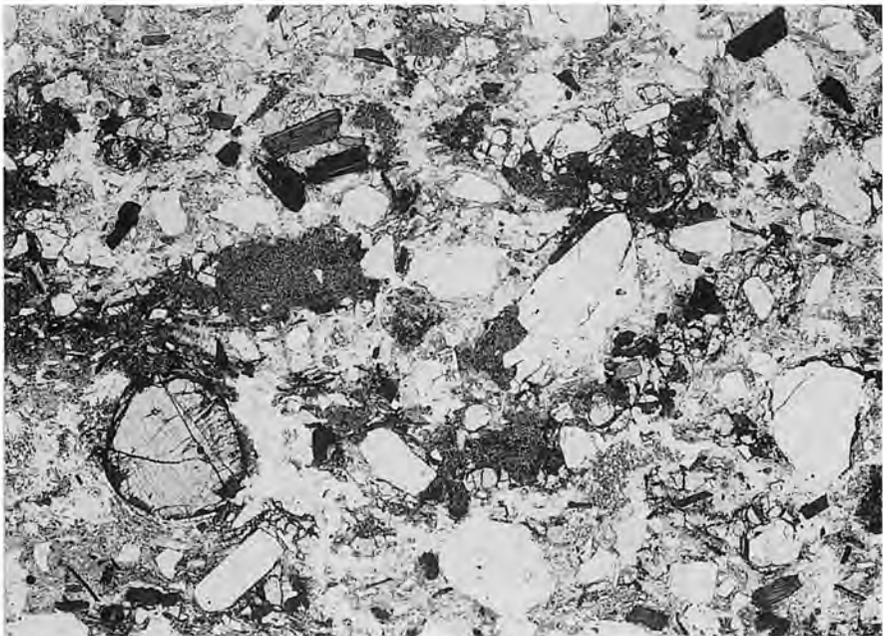
2

5 mm

1. 流紋岩凝灰岩の岩脈、朝日村二又，広城林道(GSJ R26867)。ガラス片や軽石片に富む部分と結晶片に富む部分とが平行に配列し，“流理”構造を示す。(直交ポラーラ)
2. デイサイト溶結凝灰岩(丹生川火砕流堆積物)。丹生川村山口(GSJ R26874)。斜長石と紫蘇輝石の結晶に富み、溶結による葉理面は写真の左-右の方向。(下方ポラーラのみ)



1



2

1. 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(上宝火砕流堆積物)。高山市敷河東方<GSJ R26876>。葉理面にほぼ平行な薄片、中央及び左下に本質レンズ、中央左に変質した頁岩の岩片。(下方ボーラーのみ)
2. 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(上宝火砕流堆積物)。1と同一地点<GSJ R26877>。葉理面は左-右の方向。かんらん石結晶(左下)を含む。ガラスには真珠状構造が発達。(下方ボーラーのみ)

※文献引用例

山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋(1985) 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.

YAMADA, N., ADACHI, M., KAJITA, S., HARAYAMA, S., YAMAZAKI, H. and BUNNO, M. (1985)
Geology of the Takayama district. Quadrangle Series, scale 1:50,000, Geol. Surv.
Japan, 111 p. (in Japanese with English abstract 9 p.).

昭和60年2月5日印刷

昭和60年2月9日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山一雄

印刷所 小宮山印刷工業㈱

東京都新宿区天神町78

©1985 Geological Survey of Japan

平成14年5月15日 第2刷発行

印刷者 木村 篤義

印刷所 創文印刷工業株式会社

東京都荒川区西尾久7-12-16

QUADRANGLE SERIES

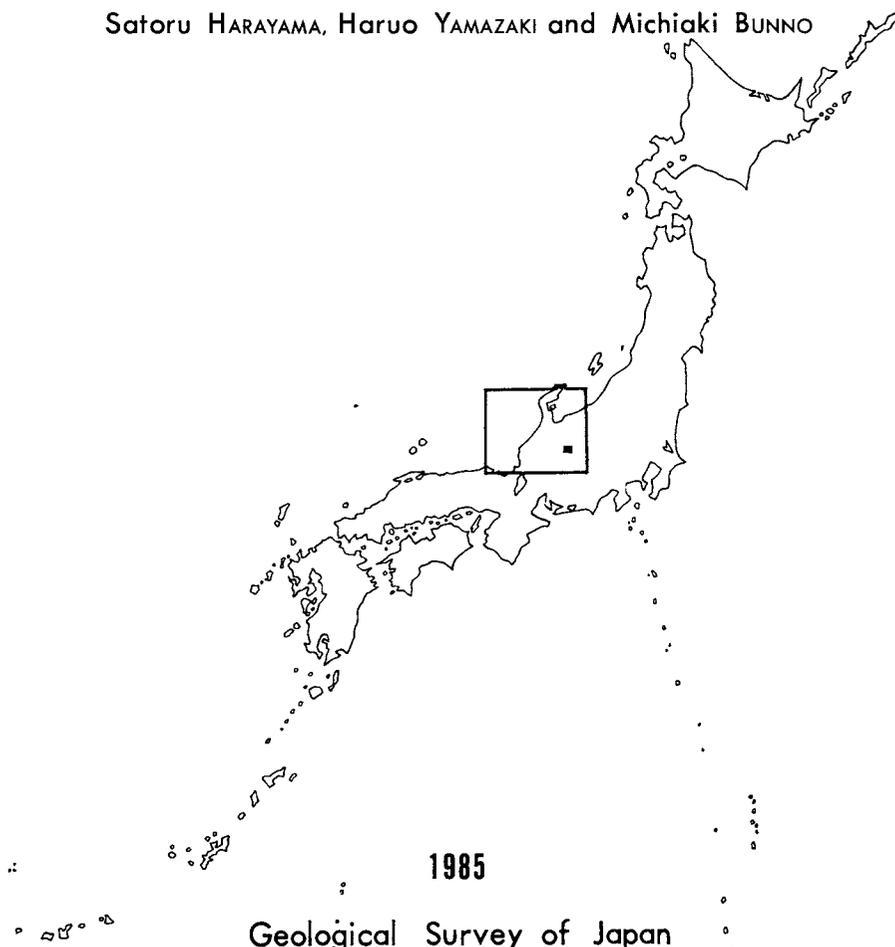
SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No.52

GEOLOGY OF THE TAKAYAMA DISTRICT

By

Naotoshi YAMADA, Mamoru ADACHI, Sumio KAJITA,
Satoru HARAYAMA, Haruo YAMAZAKI and Michiaki BUNNO



1985

Geological Survey of Japan

Toshiaki SAWA, Director

1-3, HIGASHI 1-CHŌME, YATABE-MACHI, TSUKUBA-GUN,

IBARAKI-KEN, 305 JAPAN