

55(521.52+.53)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第45号

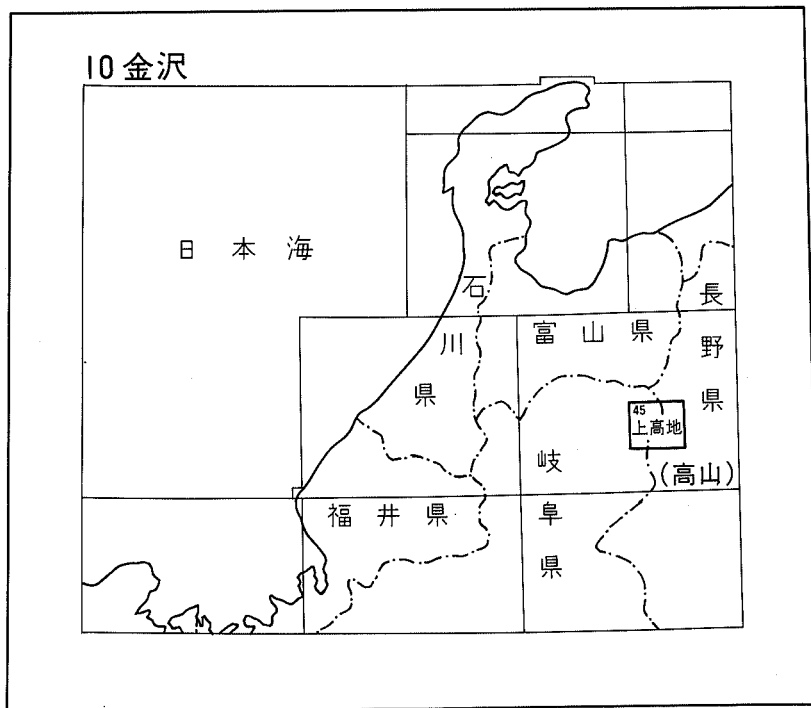
上高地地域の地質

原山 智

平成2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	5
III. 飛驒外縁帯の変成岩類	9
III. 1 蒲田結晶片岩	10
III. 2 千枚岩類	11
IV. 飛驒外縁帯の古生層	12
IV. 1 概要と研究史	12
IV. 2 吉城層	14
IV. 3 一重ヶ根層	16
IV. 4 福地層	17
IV. 5 一の谷層	20
IV. 6 水屋ヶ谷層	21
IV. 7 空山層	22
IV. 8 貫入岩類	23
IV. 8. 1 苦鉄質貫入岩類	23
IV. 8. 2 超苦鉄質岩	24
V. 船津花崗岩類	24
V. 1 洞谷トーナル岩	24
V. 2 下之本型閃緑岩	25
V. 3 船津型花崗岩	25
VI. 美濃帯の中生層	26
VI. 1 概要	26
VI. 2 平湯コンプレックス	26
VI. 3 沢渡コンプレックス	29
VI. 4 島々コンプレックス	31
VI. 5 地質構造と形成史	33
VII. 手取層群	33
VII. 1 栴尾累層	33
VII. 2 左俣谷累層	35
VIII. 閃緑岩・トーナル岩	35
IX. 笠ヶ岳流紋岩類	36
IX. 1 概要	36
IX. 2 中尾層	39

IX. 3	笠谷層	41
IX. 4	穴毛谷層	45
IX. 5	笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層	48
IX. 6	環状岩脈	50
IX. 7	未区分珪長質火山岩類	51
IX. 8	笠ヶ岳コールドロン	51
IX. 8. 1	陥没体の形態と陥没運動の時期	51
IX. 8. 2	陥没盆地縁辺部の地質	51
IX. 8. 3	コールドロンの形成機構	51
IX. 9	全岩と鉱物の化学組成	52
X.	白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類	56
X. 1	奥又白花崗岩	56
X. 2	西股花崗岩	57
X. 3	奥丸沢花崗岩	57
X. 4	珪長質岩脈及び岩床	59
X. 5	屏風ノ頭文象斑岩	59
XI.	穂高安山岩類	60
XI. 1	概要	60
XI. 2	峠沢溶結凝灰岩層	61
XI. 3	槍沢角礫岩層	61
XI. 4	千丈沢角礫岩層	61
XI. 5	八右衛門沢溶岩層	63
XI. 6	前穂高岳溶結凝灰岩層	63
XI. 7	南岳凝灰角礫岩層	68
XI. 8	火砕岩脈	68
XI. 9	閃緑斑岩	69
XI. 10	穂高グラーベン	69
XI. 10. 1	陥没盆地の形態と角礫岩の分布	69
XI. 10. 2	陥没運動の時期と性格	71
XII.	滝谷花崗閃緑岩	71
XIII.	安房山閃緑岩	75
XIV.	岩脈及び岩頸	76
XV.	鮮新ないし中部更新世火山岩類	77
XV. 1	概要	77
XV. 2	丹生川火砕流堆積物	77
XV. 3	福地凝灰角礫岩層	78

XV. 4	上宝火砕流堆積物及び給源火道	81
XV. 4. 1	上宝火砕流堆積物	81
XV. 4. 2	貝塩給源火道	84
XV. 5	深谷土石流堆積物	85
XV. 6	奥飛驒火砕流堆積物及び給源火道	86
XV. 6. 1	奥飛驒火砕流堆積物	86
XV. 6. 2	水鉛谷給源火道	90
XV. 7	柏当礫層	90
XVI.	乗鞍火山	91
XVI. 1	概要と研究史	91
XVI. 2	烏帽子溶岩類	92
XVI. 3	十石火山岩類	93
XVI. 4	四ッ岳溶岩	93
XVII.	焼岳火山群	94
XVII. 1	概要と研究史	94
XVII. 2	割谷山火山	97
XVII. 2. 1	基底凝灰角礫岩	97
XVII. 2. 2	溶岩類	97
XVII. 2. 3	火砕岩類	98
XVII. 3	白谷山火山	99
XVII. 3. 1	円頂丘溶岩	99
XVII. 3. 2	火砕岩類	99
XVII. 4	岩坪山火山	100
XVII. 4. 1	下部火砕流堆積物	100
XVII. 4. 2	岩坪谷溶岩	100
XVII. 4. 3	上部火砕流堆積物	100
XVII. 4. 4	大棚溶岩	101
XVII. 5	焼岳火山	101
XVII. 5. 1	歴史時代の火山活動	102
XVII. 5. 2	白水谷土石流堆積物	104
XVII. 5. 3	黒谷溶岩	105
XVII. 5. 4	中ノ湯火砕岩類	105
XVII. 5. 5	下堀沢溶岩	106
XVII. 5. 6	焼岳円頂丘溶岩	106
XVII. 5. 7	中尾峠溶岩	107
XVII. 5. 8	細池溶岩	107

Ⅶ. 5. 9 餌掛谷火砕流堆積物	108
Ⅶ. 6 アカンダナ火山	108
Ⅶ. 6. 1 火砕岩類	108
Ⅶ. 6. 2 外輪山溶岩	108
Ⅶ. 6. 3 円頂丘溶岩	109
Ⅶ. 上部更新世-完新世の堆積物	109
Ⅶ. 1 モレーン及びアウトウォッシュ堆積物	109
Ⅶ. 2 段丘堆積物	111
Ⅶ. 3 平湯川火砕流堆積物	112
Ⅶ. 4 一重ヶ根土石流堆積物	113
Ⅶ. 5 中尾火砕流堆積物	114
Ⅶ. 6 岩屑なだれ堆積物及び地すべり地塊	117
Ⅶ. 7 崖錐及び小扇状地堆積物	118
Ⅶ. 8 河川堆積物	119
Ⅷ. 応用地質	120
Ⅷ. 1 鉱物資源	120
Ⅷ. 2 温泉及び地熱資源	126
文 献	126
付 記	135
1. 化学分析試料の岩石記載	135
2. 年代測定試料の岩石記載	138
Abstract	150

図・表・付図・付表・図版目次

第1図 奈川村上空(高度約8500 m)から北西の槍・穂高連峰, 笠ヶ岳・焼岳・霞沢岳・上高地を望む写真	3
第2図 上高地図幅地域と周辺の埋谷面図	4
第3図 中部地方北部における地体構造区分(飛驒帯・宇奈月帯・飛驒外縁帯)と 上高地図幅地域の位置	6
第4図 福地における古生層の層序区分と石炭-二畳系の紡錘虫化石帯分布図	13
第5図 オソブ谷支流一の谷下流部における吉城層の柱状図	14
第6図 吉城層の泥岩細粒砂岩互層	15
第7図 福地層の柱状図とサンゴ化石による分帯	19
第8図 空山層中の玄武岩枕状溶岩	23
第9図 美濃帯北東部におけるコンプレックス区分	27

第10図	美濃帯中生層の平湯コンプレックスにおけるメランジの岩相	28
第11図	美濃帯中生層の沢渡コンプレックスにおける層序ユニットの模式柱状図	29
第12図	平湯コンプレックス・沢渡コンプレックス・島々コンプレックスの岩相と年代	32
第13図	中部地方における白亜紀-古第三紀火成岩類の分布図	36
第14図	上高地図幅地域と周辺における白亜紀末期-古第三紀火成岩類の分布	37
第15図	笠ヶ岳及び穂高岳周辺の火成岩類の相互関係図	38
第16図	ポーリングによる中尾層の柱状図	41
第17図	槍見凝灰岩部層の柱状図	42
第18図	笠ヶ岳流紋岩類のモード	43
第19図	笠谷層中の溶岩の岩相	44
第20図	笠谷層の流紋岩溶岩からなる錫杖岳の岩壁	46
第21図	笠谷層の溶岩を覆う、穴毛谷層の溶結凝灰岩層	46
第22図	穴毛谷層の柱状図と作成ルート	47
第23図	穴毛谷層中に挟まれる角礫岩層とこれに覆われる溶結凝灰岩層	48
第24図	穴毛谷層の水平な成層構造と内側のコールドロン壁の位置を示すスケッチ	49
第25図	典型的な斑状組織を示す、環状岩脈の花崗斑岩の岩相	50
第26図	上高地図幅地域の白亜紀-古第三紀火成岩類の酸化物変化図	54
第27図	上高地図幅地域の白亜紀-古第三紀火成岩類に含まれる苦鉄質鈹物の Ca-Mg-Fe 原子比	56
第28図	奥又白花崗岩・西股花崗岩・奥丸沢花崗岩のモード	58
第29図	外ヶ谷の大崩落崖に露出する珪長岩岩脈	59
第30図	槍沢角礫岩層の露頭写真	62
第31図	穂高グラーベン東縁における、基盤岩との関係を示すルートマップ	64
第32図	明神池北西の沢において、美濃帯中生層を不整合に覆う穂高安山岩類	65
第33図	前穂高岳溶結凝灰岩層のユータキサイト構造	65
第34図	節理の発達する前穂高岳溶結凝灰岩層と閃緑斑岩	66
第35図	前穂高岳溶結凝灰岩層と南岳凝灰角礫岩層の走向線図	67
第36図	南岳凝灰角礫岩層の柱状図	68
第37図	穂高岳ジャンダルム峰を形成する閃緑斑岩の柱状節理	70
第38図	閃緑斑岩を貫く滝谷花崗閃緑岩のほぼ水平な境界	71
第39図	滝谷花崗閃緑岩体内の岩相分布と模式断面	72
第40図	穂高安山岩類と滝谷花崗閃緑岩のモード	73
第41図	滝谷花崗閃緑岩中の包有岩濃集部	74
第42図	滝谷花崗閃緑岩中の層状構造	74
第43図	福地凝灰角礫岩層の基底部の露頭	79
第44図	福地凝灰角礫岩中の放射状割目を示すデイサイトの火山岩塊	80

第45図	上宝火砕流堆積物の分布範囲，給源火道の位置及び火砕流の推定流走範囲	82
第46図	上宝火砕流堆積物の火砕流台地地形	83
第47図	上宝火砕流堆積物の基底の非溶結部と上位の溶結部	83
第48図	貝塩給源火道の地質図	84
第49図	美濃帯中生層（平湯コンプレックス）に貫入する貝塩給源火道の凝灰角礫岩脈	85
第50図	奥飛驒火砕流堆積物・水鉛谷給源火道の分布と火砕流の推定流走範囲	87
第51図	いわゆる“クリスタル・アッシュ” C_3 （大町テフラ A3pm）の分布と等層厚線図	89
第52図	乗鞍火山列における火山の分布	91
第53図	焼岳火山群の火山体区分と焼岳火山の火口位置	95
第54図	焼岳火山群の火山層序と推定活動時期	96
第55図	大棚溶岩台地	101
第56図	焼岳の歴史時代の噴火回数と山頂付近の硫気孔の温度変化	102
第57図	焼岳山頂旧火口の池（正賀池）	103
第58図	焼岳山頂西北西山腹の黒谷火口	103
第59図	現在も活動を続ける焼岳山頂の硫気孔	104
第60図	焼岳山頂丘溶岩と中尾火砕流堆積物	107
第61図	山岳氷河により形成された涸沢カール	110
第62図	天狗原の岩盤に認められる山岳氷河による擦痕	111
第63図	段丘堆積物Iの露頭断面	112
第64図	一重ヶ根土石流堆積物の露頭断面	114
第65図	中尾火砕流堆積物と埋没段丘礫層	115
第66図	中尾火砕流堆積物と下位層の層序関係および ^{14}C 年代	116
第67図	外ヶ谷右岸の地すべり地塊	118
第68図	安房平湿原	119
第69図	笠ヶ岳鉦山鉦床露頭	120
第70図	笠ヶ岳鉦山の立体模式図	122
第1表	上高地図幅地域の地質総括表	7
第2表	飛驒外縁帯古生層及び美濃帯中生層中の凝灰質岩・珪質泥岩の化学組成	15
第3表	洞谷トータル岩と手取層群を貫入する閃緑岩の全岩分析値	25
第4表	笠ヶ岳流紋岩類の層序区分	39
第5表	上高地図幅地域における白亜紀末期-古第三紀火成岩類の放射年代値	40
第6表	上高地図幅地域における白亜紀末期-古第三紀初期火成岩類の 全岩化学組成と帯磁率	53
第7表	穂高安山岩類の層序区分	60
第8表	穂高安山岩類・滝谷花崗閃緑岩の全岩化学組成と帯磁率	75

第9表	上高地図幅地域における更新世大規模火砕流堆積物と給源火道火山岩の 構成鉱物・鉱物化学組成と放射年代値	86
第10表	上高地図幅地域の温泉の一覧表	124
付図A-1	福地層の岩相層序と礁性化石の産出層準	141
付図A-2	一の谷層及び水屋ヶ谷層の岩相と紡錘虫の産出層準	142-143
付図A-3	一の谷層下部層上部における有孔虫の産出層準	142
付図A-4	上高地図幅と局辺地域のブーゲ異常図	143
付図A-5	上高地図幅と周辺地域の極磁気図	144
付表A-1	福地層中の腕足類の産出層準	145
付表A-2	美濃帯中生層中に産出するコノドント・放散虫化石	145
付表A-3	栴尾累層中の産出化石	146
付表A-4	上高地図幅とその局辺地域の火成岩類のK-Ar年代測定値	147
付表A-5	上高地図幅とその周辺地域の火成岩類のフィッシュントラック年代測定値	148
付表A-6	上高地図幅地域の第四紀火山岩の全岩化学組成	149
第I図版	笠ヶ岳東側山腹に観察される笠ヶ岳流紋岩類(穴毛谷層)の水平な成層構造	161
第II図版	南岳凝灰角礫岩層の成層構造	162
第III図版	南岳-槍ヶ岳稜線の東側に露出する穂高安山岩類と槍沢から 天狗原にかけてのカール地形群	163
第IV図版	焼岳の火山噴火 上 1915年大正池を形成した際の噴火 下 1962年の噴火	164
第V図版	1962年の焼岳火山噴火	165
第VI図版	一重ヶ根層から産出したシルル紀後期-デボン紀前期の放散虫化石	166
第VII図版	1. アルバイト緑泥石緑れん石アクチノ閃石片岩(蒲田結晶片岩) 2. 軽石含有流紋岩凝灰岩(吉城層) 3. 同上拡大	167
第VIII図版	1. 黒雲母含有流紋岩(笠谷層溶岩) 2. 黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩(クリヤ谷溶結凝灰岩部層)	168
第IX図版	1. 流紋デイサイト溶結凝灰岩(笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層) 2. 黒雲母輝石花崗斑岩(環状岩脈) 3. 斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(環状岩脈)	169
第X図版	1. 中粒黒雲母花崗岩(奥又白花崗岩) 2. 中粒黒雲母花崗岩(奥丸沢花崗岩)	170

第XI図版	1. 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶結凝灰岩（前穂高岳溶結凝灰岩層）	171
	2. 石英含有普通輝石紫蘇輝石閃緑斑岩	171
第XII図版	1. 斑状黒雲母花崗岩（滝谷花崗閃緑岩）	172
	2. 中粒弱斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩（滝谷花崗閃緑岩）	172
第XIII図版	1. 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（上宝火砕流堆積物）	173
	2. 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（貝塩給源火道）	173
	3. 紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩（奥飛驒火砕流堆積物）	173
	4. 斜方輝石角閃石黒雲母花崗斑岩（水鉛谷給源火道）	173
第XIV図版	1. 黒雲母含有角閃石輝石安山岩（割谷山火山，溶岩類）	174
	2. 普通輝石黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩（白谷山火山，円頂丘溶岩）	174
	3. 黒雲母かんらん石含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩（大棚溶岩）	174
第XV図版	1. かんらん石含有黒雲母普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩（焼岳円頂丘溶岩）	175
	2. 黒雲母普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイト（アカンダナ火山の外輪山溶岩）	175

上高地地域の地質

原山 智*

上高地地域の調査・研究は昭和57年度から昭和60年度までの4年間実施した。

本研究報告の内、白亜紀末-古第三紀火成岩類に関する部分は原山が東京教育大学・京都大学大学院在学中に行った約8年間の調査・研究が土台となっている。この間、原山は山田直利技官、東京教育大学理学部の牛来正夫教授、京都大学理学部中山 勇講師をはじめとする多くの方々から指導を受けた。また、濃飛流紋岩団体研究グループ(代表:岐阜大学教育学部小井土由光助教授)の各位からは、様々な機会を通じて討論して頂いた。

本研究報告のうち美濃帯中生層に関しては、信州大学教養部大塚 勉講師に野外調査の過程で多大な援助・協力を頂くとともに、研究報告執筆の段階で多くの御教示を受けた。同じく信州大学理学部亀井節夫教授には飛騨外縁帯地域の地質について御教示頂くとともに粗稿を読んで頂いた。一重ヶ根層中の放散虫化石については、兵庫県立博物館開設準備室の古谷 裕氏に抽出・鑑定をお願いした。北海道教育大学函館分校の雁沢好博助教授と多々良学園高校の上田 薫氏には笠ヶ岳流紋岩類と滝谷花崗閃緑岩のフィッシュトラック年代を測定して頂いた。焼岳火山群の調査・研究に当たっては、富山大学教養部の小林武彦教授、北海道大学教養部河内晋平助教授に貴重な野外調査の資料の提供を受けた。また、外縁帯構成岩類と貝塩給源火道の調査に当たっては、岐阜県立大垣女子高校の笠原芳雄氏に現地でも議論して頂いた。

建設省中部地方建設局高山国道工事事務所からは、安房トンネルについての地質調査資料を提供の上、多数のボーリングコアを観察させて頂いた。国立公園特別保護地区内の地質調査については、中部山岳国立公園事務所から便宜を図って頂いた。

現地での調査・研究に際しては、京都大学防災研究所の沢田豊明氏、建設省北陸地方建設局神通川水系砂防工事事務所、同松本砂防工事事務所、長野営林局松本営林署、名古屋営林支局神岡営林署、安曇村役場及び豊科警察署の関係各位並びに林野交済会の日影喜知氏から多大の便宜・協力を頂いた。本研究報告作成に当り、鮮新-更新世の火砕流堆積物に関しては、広島大学総合科学部の佐藤博明助教授と金属鉱業事業団の升田健蔵氏から、段丘堆積物に関しては、藤岡 毅氏から調査資料等の研究成果を提供して頂いた。

元地質調査所名古屋出張所長の高田康秀氏からは、焼岳火山灰、温泉水、溶存ガスなどについての未公表資料を提供して頂いた。EPMA分析の一部は、名古屋大学理学部地球科学教室の機器によるものであり、使用に当たっては、同教室の鈴木和博助教授・榎並正樹氏を始めとする方々に御世話になった。また、第1図の写真は棚瀬公司氏の提供によるものであり、第IV図版(穂苅三寿雄氏撮影)と、第V図版(信濃毎日新聞社撮影)の写真原版及びスケッチは信州大学理学部山田哲雄教授に提供して頂いた。

京都大学の堤 久雄氏、吉田金三氏、名古屋大学の平岩五十鈴氏には多数の薄片試料作成に協力して頂いた。以上の方々には厚く御礼申し上げる。

所内では、化学分析を元技術部大森貞子・安藤 厚両技官に、帯磁率・微量元素の測定を地殻物理部金谷 弘技官をお願いした。本図幅地域及び周辺地域の地質全般に関しては地質標本館山田直利技官、中・古生界全般については地質部脇田浩二技官、鉱物資源については地質標本館豊 彦秋技官から、野外調査及び執筆の段階で協力して頂いた。また焼岳火山群・乗鞍火山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、重力資料については地殻物理部広島俊夫技官、磁気異常図については地殻物理部大久保泰邦技官に各々有益な助言並びに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曾屋龍典技官に、また鉱

* 地 質 部

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。

本研究に使用した薄片は、北海道支所谷津良太郎氏（元所員）・渡辺真治氏（元所員）・佐藤卓見技官、元技術部大野正一技官、(故) 村上 正技官、地質標本館宮本昭正・安部正治及び佐藤芳治の各技官の製作によるものである。

I. 地 形

上高地図幅地域は北アルプス（飛驒山脈）の南部に位置し、北緯 $36^{\circ}10' - 36^{\circ}20'$ 、東経 $137^{\circ}30' - 137^{\circ}45'$ の範囲を含む。

穂高・槍連峰、笠ヶ岳^{もみきわ}-樫沢岳^{じょうねん}、常念岳^{かぢみきわ}-霞沢岳の各稜線が南北から北東-南西に走り、この間を蒲田川^{がま}・平湯川と梓川が流下し、それぞれ神通川と、信濃川に連なっている（第1図、第2図）。本図幅地域は全域が山岳地帯であり、幾重にも重なる山稜と下刻著しい河川とが組合わさって幼年期後期-壮年期の地形を示す部分が多い。

山稜は大きく三つに区分される。一つは北方の樫沢岳から派生して抜戸岳^{ぬけど}（2,812.8 m）；笠ヶ岳（2,897.5 m）^{しやくじょう}、錫杖岳^{しやくじょう}、大木場ノ辻^{おおきばつじ}（2,232.4 m）に連なる西側の山稜であり、主として白亜紀末期-古第三紀初期の火山岩類から構成され、東側に急斜面を有する非対称な形態を示す。

本図幅地域中央部には北アルプス最高峰の奥穂高岳（3,190 m）を中心とする山稜が南北に走り、ここには大喰岳^{おおほみ}（3,101 m）・中岳（3,084 m）・南岳（3,032.7 m）・北穂高岳（3,106 m）^{からさわ}・潤沢岳（3,110 m）など、3,000 m を超える高峰が連続し、一般に北方の槍ヶ岳を含め槍・穂高連峰と称されている。柱状節理の発達した穂高安山岩類が、山岳氷河による氷蝕作用を受け、更に崩落を繰り返したため、山稜は一連の峻険な岩稜・岩峰を構成している。

奥穂高岳の東方には屏風の頭^{びょうぶ あたま}（2,565.4 m）から前穂高岳（3,090.2 m）を経て明神岳^{みょうじん}（2,931 m）に至る山稜が走り、奥穂高岳とは吊尾根を介して連結している。屏風の頭北西には、高度差 600 m に達する日本有数の大岩壁-屏風岩がある。屏風の頭から前穂高岳に至る尾根は鋸の歯の様な岩峰が連立する特異な地形を示し、各岩峰には前穂高岳（I 峰）から順にⅧ峰までの名称が与えられている。同様な岩峰は明神岳の南側にも認められ、同じく I 峰（明神岳）から V 峰の名が付けられている。これら岩壁や岩峰群はいづれも山岳氷河による氷蝕作用の産物である。

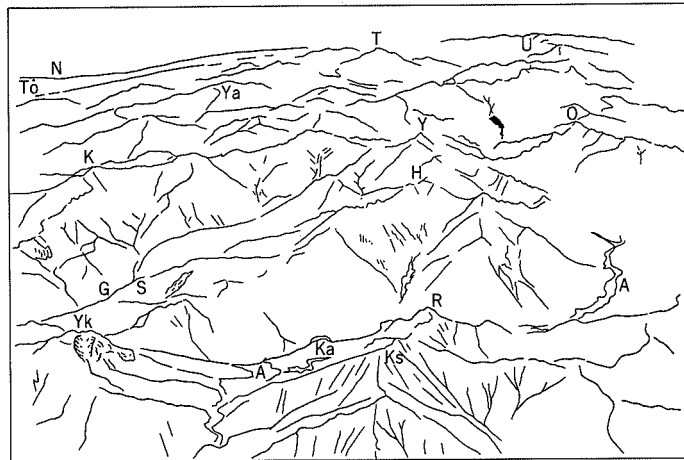
槍ヶ岳から奥穂高岳までの山稜はほぼ南北に連続し、その南方で向きを北東-南西方向に変え、西穂高岳に連なる。西穂高独標付近まで連続した岩稜は穂高安山岩類から構成されているが、これから南西の山稜は滝谷花崗閃緑岩の分布域となり、緩やかな地形を示す。この山稜の延長上には焼岳火山群が位置している。

本図幅地域の東部から南部にかけての山稜は、北の常念岳（2,857 m）から霞沢岳（2,645.6 m）まで南北から北東-南西方向へ屈曲しており、尾根上に平坦な地形が残存している。平坦面は埋谷面図（第2図）で見ると、蝶ヶ岳付近で 2,600 m 前後、大滝山以南では 2,300 m 前後である。常念岳と霞沢岳の一部は花崗岩などの火成岩類で構成され急峻であるが、そのほかの平坦面をなす山稜は美濃帯中生層の分布域となっており、地質の違いが地形に反映されている。

類似の平坦面は、笠ヶ岳-抜戸岳における 2,700 m 前後の等高性を示す稜線に、また西穂山荘付近の

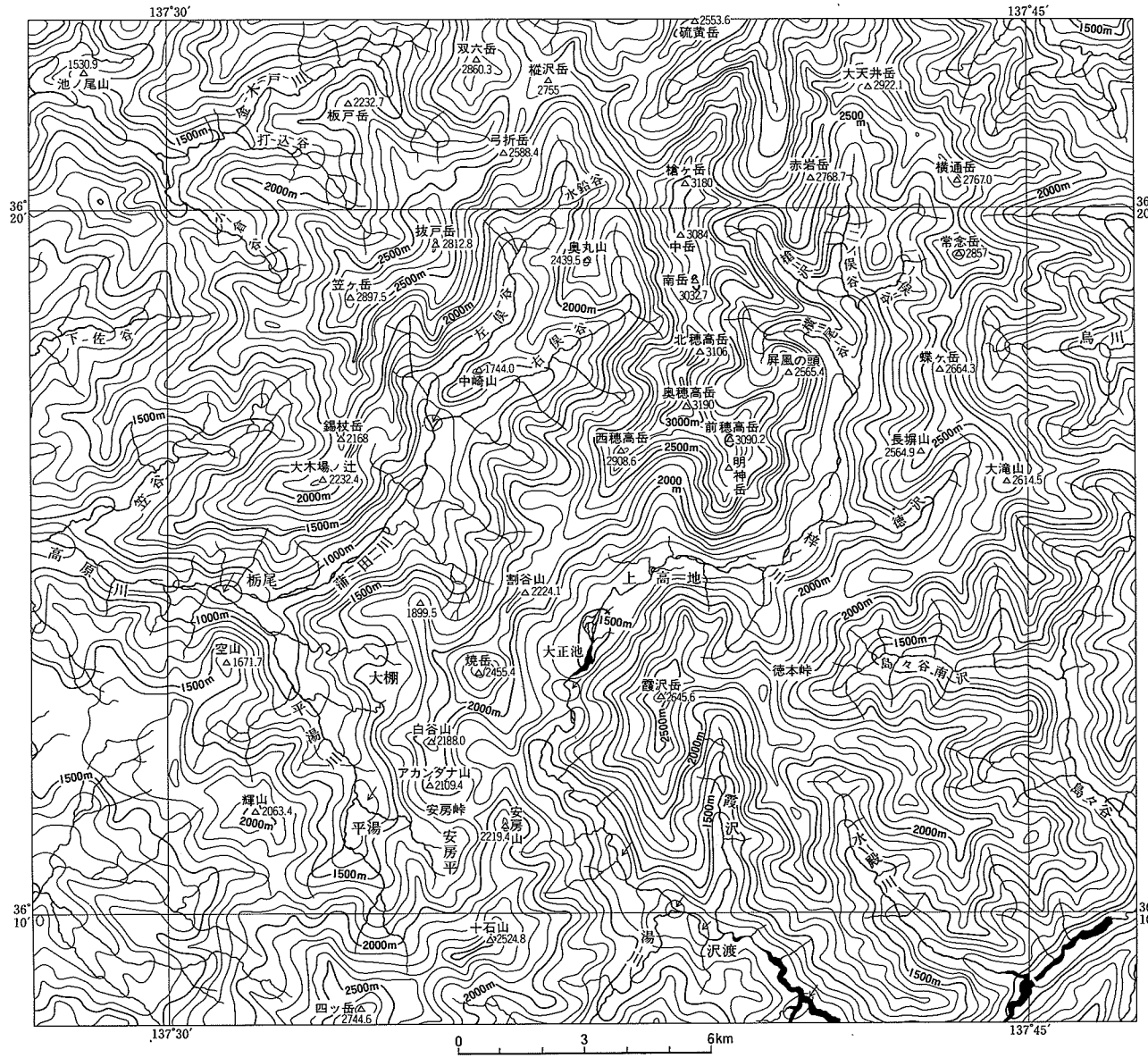
2,100-2,300 m の稜線に残存している。これら山稜部の平坦面について、小林 (1955) はかつての準平原のなごりと考え、槍・穂高連峰はその準平原上に突出する残丘であったと推定した。

主要な河川系・山系のほとんどは、更新世前期に開始された累計 1,000-1,500 m に達する急激な隆起運動 (第四紀地殻変動グループ, 1968) と、乗鞍火山列の形成の過程で決定づけられた。焼岳一帯に広が



第1図 奈川村上空(高度約8,500 m)から北西の槍・穂高連峰、笠ヶ岳・焼岳・霞沢岳・上高地を望む写真
 手前左端は活火山である焼岳火山(Yk)。手前中央は霞沢岳(Ks)・六百山(R)。両山体間の平坦地が上高地(Ka)で、梓川(A)が流れる。六百山と槍・穂高連峰(Y, H)は穂高安山岩類からなり、急峻な岩稜を形成している。霞沢岳とその東方(写真右手)には美濃帯中生層が広く分布し、より緩やかな稜線地形を示す。写真左手中央には笠ヶ岳流紋岩類からなる笠ヶ岳(K)がそびえ、その麓には蒲田川(G)が流れる。焼岳周辺には、新穂高温泉(S)など多数の温泉が分布する。写真上部には大天井岳(O)・薬師岳(Ya)など北隣の「槍ヶ岳」図幅地域の山々が、更に立山(T)・後立山連峰(U)・富山平野(To)・日本海(N)が遠望できる。

昭和60年12月3日、日本エアシステム名古屋-仙台定期便から棚瀬公司氏撮影



第2図 上高地図幅地域と周辺の埋谷面図
 内側の枠内は上高地図幅地域。埋谷幅500 m。コンターは100 m 間隔

る火山群は更新世中期の末に活動を開始し、それまで上高地付近から西へ流下し、神通川水系に注いでいた古梓川を塞ぎ、流路を南へと変更させた。現在の梓川が U 字形流路を描いて松本盆地に至ること、また大正池の下流において顕著な下刻浸食地形を示すこと、更に両側の山腹に地形変換点を有しているのは、急激な流路変更によって浸食量が急増したことを意味している。

焼岳火山群周辺には、火砕岩・溶岩からなる新旧様々な火山地形が認められる。平湯川¹⁾・蒲田川沿いには顕著な段丘地形が発達しており、その堆積物は火山体からの火砕流・土石流によって供給された。低地における平坦面は、安房平や細池そして上高地に生じており、火山体の成長に伴って進行した旧谷の埋積地形である。また福地^{ふくち}西方の台地は更新世前期に噴出した火砕流堆積物によって作られたもので、その東端が現れている。

山岳氷河は更新世後期から完新世初頭にかけて発達し、カール地形や U 字谷を形成するとともに、氷河の下流側に多量の岩屑を供給して谷埋めを引き起こし、蒲田川沿いの段丘を形成している。

II. 地 質 概 説

本図幅地域は、地体構造区分では西南日本内帯の飛騨外縁帯と美濃帯北縁部にまたがり、両帯の境界が西方の東-西方向から北北東-南南西方向へ折れ曲がる変換点に当たる(第3図)。

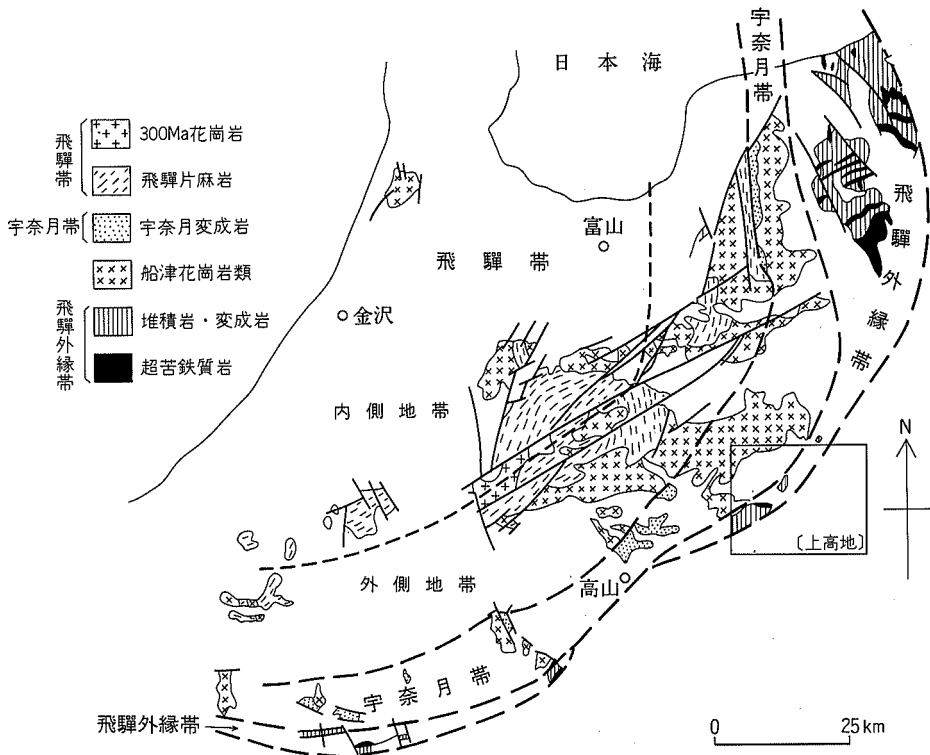
本図幅地域の地質は古い方から、飛騨外縁帯の変成岩類と古生層、船津花崗岩類、美濃帯中生層、白亜紀前期の手取層群、白亜紀末期-古第三紀の火山-深成複合岩体、鮮新-更新世中期の火山噴出物と堆積物、乗鞍火山及び焼岳火山群の噴出物及び更新世後期以降の堆積物から構成される。このほかに、新第三紀(?)の閃緑岩が小岩体で分布する(第1表)。

飛騨外縁帯は、北側の飛騨帯と南側の美濃帯の境界部を占める構造帯であり、高压型変成岩を含む様々な変成度を示す変成岩類、シルル-デボン系など中部古生界を含む非-弱変成古生層、超苦鉄質岩などが錯綜した複雑な地質体をなしている。その分布は断続的で、新潟県西部の青海地域から北アルプスの蓮華岳、八方尾根、槍ヶ岳を経て、本図幅地域に至るまではほぼ北北東-南南西方向の配列を示し、これより西方、高山市北方を経て、榑谷・伊勢地域に至る範囲ではほぼ東西の配列を示す(第3図)。分布の幅は青海-蓮華地域で約 20 km に達するが、それ以外の地域では数 km 以内と狭小である。

本図幅地域の飛騨外縁帯は、時代未詳の変成岩類と、非変成古生層(オルドビス紀?-二疊紀)、超苦鉄質岩類及び船津花崗岩類から構成される。

このうち、変成岩類の分布は断片的で、わずかに本図幅地域西部の蒲田南方にややまとまって蒲田結晶片岩が分布するにすぎない。蒲田結晶片岩をはじめ、飛騨外縁帯の地層岩石の分布域には多くの場合、隣接して手取層群が露出しており、手取層群との境界は例外なく断層関係で、蛇紋岩が介在することが多い。これは、蒲田結晶片岩等の配列が、手取層群堆積後の変動により最終的に完成されたことを示している。蒲田結晶片岩の変成相は緑色片岩相を示し、他地域の飛騨外縁帯に産する高压型変成岩(藍閃石片岩など)は見いだされなかった。

1) 国土地理院発行の5万分の1地形図「上高地」では高原川^{たかはら}と表記されているが、本研究報告では、地元の呼称に従い平湯川と呼び、平湯川と蒲田川の合流点から下流を高原川と呼ぶ。



第3図 中部地方北部における地体構造区分(飛驒帯・宇奈月帯・飛驒外縁帯)と上高地図幅地域の位置
 100万分の1地質図(山田ほか, 1982), 20万分の1地質図幅「高山」(山田ほか, 1989)とHirori(1981)および鈴木
 ほか(1989)などに基づいて編集

千枚岩類は、船津花崗岩類と手取層群の境界部(本図幅地域西部)とその西方の船津花崗岩類分布域に蛇紋岩を介在させたセプタ状の分布を示す。蒲田結晶片岩とは分布・変成度の上で明瞭な差を示し、一部の千枚岩類には原岩の組織が残存している。千枚岩類の岩相は、高山市北方に分布する飛驒外縁帯荒城川層の弱変成部に良く似ている。

非変成古生層は、砕屑岩-石灰岩相の福地層などと苦鉄質火山岩相の空山層とに大別される。砕屑岩-石灰岩相は、本図幅地域西部の福地と一重ヶ根地域に分布し、シルル紀-二疊紀にわたる化石を多産することから、日本における中・上部古生界の重要な模式地の一つとして多数の研究が行われてきた。最近では、オルドビス系が分布する可能性も指摘されている。非変成古生層の大部分を占める苦鉄質火山岩相は一括して空山層と称されるが、その時代・生成環境に不明な点が多い。空山層は砕屑岩-石灰岩相の周囲に広く分布するが、基本的に断層関係にあり、直接の関係は不明である。砕屑岩-石灰岩相が一部に陸成層を含む浅海性の堆積物であるのに対し、空山層は玄武岩質火山岩を主体としており、海洋底の火山活動の産物である可能性が高く、両者が近接した領域で生成されたかどうか疑問である。

超苦鉄質岩の多くは、断層に沿った幅数10m以下の岩体として飛驒外縁帯内部と周縁に産する。変成岩などの岩塊を含む蛇紋岩メランジや堆積性蛇紋岩として明瞭な産状を示す岩体は見いだされていない

第1表 上高地区幅地域の地質総括表

Ma	地質時代	層序区分	火成岩及び主な岩相 ()内は貫入岩	主な地質事象	
0	新 生 代	完 新 世	河川堆積物 扇状地堆積物 段丘堆積物II 岩層なだれ堆積物 段丘堆積物I モレーン・アウトウォッシュ堆積物 アカンダナ火山 焼岳火山 岩坪山火山	焼岳火山群の活動 北アルプスの形成(隆起・上昇山岳化) 山岳氷河の形成	
0.01		更 後 期	中尾火砕流堆積物 一重ヶ根土石流堆積物 平湯川火砕流堆積物	↑ 乗鞍火山の活動 ↓	
0.1		新 期	四ッ岳溶岩		安山岩・デイサイト溶岩・火砕岩
		中 期	安山岩溶岩	安山岩・デイサイト溶岩・火砕岩	
		前 期	安山岩・デイサイト溶岩 (水給谷給源火道) 流紋岩溶結凝灰岩 (貝塩給源火道) 流紋岩溶結凝灰岩 デイサイト火砕岩・溶岩	左保谷上流で火砕流噴出・広域テフラ供給 福地南方で大規模火砕流噴出	
1.0		生 前 期	十石火山岩類 鳥帽子溶岩類	安山岩・デイサイト溶岩	乗鞍岳付近で大規模火砕流噴出
代		鮮 新 世	丹生川火砕流堆積物	デイサイト溶結凝灰岩	準平原化
		中 新 世		(安山岩岩脈・岩頸) (安房山閃緑岩)	
		古 新 世			
		漸 新 世	穂高安山岩類	(滝谷花崗閃緑岩) 輝石安山岩火砕岩・溶岩(閃緑斑岩) (奥丸山花崗岩・群風/頭文象嵌岩) 奥又白花崗岩・西殿花崗岩 流紋岩溶岩・火砕岩・(花崗斑岩)	穂高グラーベン形成 環状岩脈 笠ヶ岳コールドロンの形成
	始 新 世	笠ヶ岳流紋岩類		中間質火成活動 珪長質活動	
中 生 代	後 期				
	中 期	美濃帯中生層	(閃緑岩・トータル岩)		
	前 期	手取層群		最終変動(褶曲・断層) 内陸湖の形成	
	ジュ ラ 紀	L	平湯コンプレックス 鳥ヶ根コンプレックス 沢渡コンプレックス 積層体形成	(船津花崗岩類)	付加体の形成 陸域において珪長質火山活動
		M	砕屑岩・チャート堆積 砕屑岩	珪長質凝灰岩	
		E	砕屑岩・チャート堆積 砕屑岩		
	三 疊 紀	L			
		M			
		E			
	古 生 代	二 疊 紀	飛騨外縁帯古生層		広域変成作用(?) 玄武岩質海底火山活動
石 炭 紀		水屋ヶ谷層		一部陸化	
		一の谷層	玄武岩	玄武岩質海底火山活動	
空山層			(苦鉄質貫入岩類) 玄武岩		
代	テ ホ ン 紀	福地層	珪長質凝灰岩	陸域において珪長質火山活動	
	シル ル 紀	一重ヶ根層	珪長質凝灰岩		
		吉城層(?)			
	オル ト ビ ス 紀	<飛騨外縁帯>	<飛騨外縁帯>	<飛騨外縁帯>	
500		<美濃帯>	<美濃帯>	<美濃帯>	

E: 前期 M: 中期 L: 後期 Ma=100万年

い。ダンかんらん岩及びかんらん岩からなり、蛇紋岩化している部分が多い。

船津花崗岩類は、飛驒外縁帯から飛驒帯にかけて広く分布し、飛驒外縁帯を構成する岩石として限定されたものではない。本図幅地域内では千枚岩類の一部を貫入し熱変成作用を与えている。従来測定された黒雲母の K-Ar 年代値は 180 Ma 前後でジュラ紀初期を示し、飛驒外縁帯の構成岩石としては、最も若いものの一つである。飛驒外縁帯は、おそらく複数の構造運動の結果、現在の形態を示すに至ったもので、その意味では“途中参加”の構成員とみなすことができる。飛驒外縁帯と南側に隣接する美濃帯中生層との境界には、断層関係で蛇紋岩が介在する。

本図幅地域内の美濃帯中生層はメランジとチャート-砕屑岩ユニットの積層体から構成され、北から平湯コンプレックス・沢渡コンプレックス^{さわんど}・島々コンプレックスに区分された (OTSUKA, 1988)。飛驒外縁帯古生層と接する平湯コンプレックスは典型的なメランジの様相とともに顕著な変形構造を示す。剝離性に富んだ泥質岩基質中に砂岩・チャート・石灰岩・玄武岩などの様々な大きさのブロックが含まれている。基質からはジュラ紀中期の放射虫が見いだされている。沢渡コンプレックス^{さわんど}は平湯コンプレックスの構造的下位に位置し、チャートから珪長質凝灰岩・泥岩を経て砂岩・泥岩互層部に至る層厚数 100-1,000 m の層序ユニット (チャート・砕屑岩ユニット) の繰り返しで特徴づけられる。層序ユニット内では初生的層序が保存されており、下部は三疊紀-ジュラ紀古世、上部ではジュラ紀中世-新世の時代を示す。沢渡コンプレックスにおける層序ユニットの繰り返しは、ユニットが構造的に積層した結果である (大塚, 1985)。島々コンプレックスは沢渡コンプレックスの構造的下位に位置するメランジである。基質の時代はジュラ紀中世後期-新世を示している (大塚, 1985)。

美濃帯中生層におけるコンプレックスの配列は、飛驒外縁帯側に向かってジュラ紀中期以降、次々と堆積物が構造的に付加していったことを示唆している。

白亜紀前期には、飛驒外縁帯における陸水域に手取層群が堆積した。その後手取層群は、飛驒外縁帯構成岩類の配列を決定づけた最終変動により傾動した。変形した手取層群中には、白亜紀末期までに閃緑岩-トータル岩が貫入している。

白亜紀末期から古第三紀始新世にかけては断続的な火成活動が認められる。笠ヶ岳流紋岩類と花崗岩類 (奥又白花崗岩, 奥丸沢花崗岩など) は、ほぼ 65 Ma から 50 Ma の間に活動しており、火山-深成複合体を形成している。笠ヶ岳流紋岩類は周縁環状岩脈を伴う典型的なコールドロンを形成した。

50-40 Ma にかけて、穂高安山岩類と滝谷花崗閃緑岩が相い次いで活動したが、この両者も火山-深成複合岩体を形成している。しかしながら、先の笠ヶ岳流紋岩類-花崗岩とはモード・化学組成・微量成分・Sr 同位体比、構成鉱物の化学組成などの点で明瞭な差を示している。

新第三紀、おそらく中新世において、安房山閃緑岩^{あぼう}が美濃帯中生層中に貫入し岩株を形成した。

鮮新世末以降、本図幅地域には火山活動が再び発生し、更新世中期に至るまでの間に3回にわたり珪長質マグマによる大規模火砕流が発生した。更新世中期後半以降、現在の乗鞍岳・焼岳地域に火山活動が生じた。焼岳火山群^{わろだに}は割谷山・白谷山・岩坪山・焼岳・アカンダナの5火山から構成される。これら火山からの噴出物は、河川の流路変更や河岸段丘の形成などに重要な役割を果たした。

更新世後期末に到来した氷河期には、山岳氷河が発生した。氷期における山岳地帯からの岩屑の増大は比高 100 m を超える河岸段丘を形成した。本図幅地域内における河川堆積物の分布は狭いが、焼岳の

噴出物による堰止め作用を受けた上高地一帯では数10mを超える堆積物が認められる。

本図幅地域をカバーする物理探査資料としては、重力・空中磁気などがある。

重力異常分布 本図幅地域は山岳地帯であるため、重力異常計算の際の地形補正項が著しく大きい。このため近年まで5万分の1地質図に対応した議論の可能なブーゲ異常図は得られていなかった。しかし、地形補正プログラムの開発や諸機関の重力測定資料の蓄積により、中部山岳地域でのブーゲ異常の詳細が明らかになりつつある(KONO *et al.*, 1982a, b; 河野ほか, 1983; 広島・駒澤, 1989など)。付図4に広島・駒澤の編集による上高地図幅地域と周辺域のブーゲ異常図(仮定密度2.6g/cm³)を示す。これによれば、本図幅地域は全体として著しい負のブーゲ異常地域に属するが、局所的な低重力域は焼岳火山群・乗鞍火山などの第四紀火山体、笠ヶ岳流紋岩類、白亜紀-古第三紀初期花崗岩類の分布域にそれぞれ対応している。これに対し、福地付近に分布する飛驒外縁帯構成岩類や本図幅地域東部の美濃帯中生層の分布域は相対的に高重力域となっている。第四紀火山体の低重力異常は多孔質・低密度の火山岩が地表部を被覆することの反映と解釈することができ、仮定密度(2.6g/cm³)との密度差が大きいことを示している。一方、笠ヶ岳流紋岩類や花崗岩類の空隙率は小さく、これら岩石の密度が仮定密度より著しく小さいことは期待できない。おそらく仮定密度をわずかに下回る密度の岩石が、かなり深部まで連続している(根が深い)ことの反映と解釈できる。笠ヶ岳流紋岩類の章(第IX章)で述べる笠ヶ岳コールドロン形態と、低重力域の形態は非常に良い一致を示す(付図4)。

磁気異常分布 新エネルギー開発機構(1983)により、20万分の1「高山」の範囲の極磁気図が作成されている。これを簡略化した図を付図5に示す。上高地図幅地域と隣接地域の磁気異常のうち、正の異常域は焼岳火山群、乗鞍火山、穂高安山岩類及び滝谷花崗閃緑岩の分布域によく対応しており、いずれも磁化率の高い岩石の分布域である。負の異常域は、苦鉄質火山岩に乏しい美濃帯中生層、白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類、笠ヶ岳流紋岩類など磁化率の低い岩石の分布域に対応しているが、正の異常ほど分布域の形態と異常域の対応関係が明瞭ではない。なお、第四紀火山岩分布域でも、乗鞍岳西方や雲の平北部のように負の異常を示す地域が認められるが、これが何を意味するのか不明である。

その他 北アルプス直下を通過する地震波のうち、8-20kmの深さを通るS波はほとんど例外なく減衰することが報告されており、その原因は山脈中軸部が高温であるためと考えられている(河野ほか, 1985)。おそらく、この高温部には、乗鞍火山列の火山活動に関係するマグマ溜りが存在すると推定できる。

III. 飛驒外縁帯の変成岩類

飛驒外縁帯は飛驒帯と美濃帯の境界部に分布する狭小で複雑な構造帯に対する名称であり、内帯中央線(小林, 1951)、飛驒外縁構造帯(亀井, 1955b)、飛驒構造帯(野沢・磯見, 1956)と様々な名称が与えられたが、現在は飛驒外縁帯の名称が一般化している。この構造帯が結晶片岩・非-弱変成古生界・超塩基性岩などの錯綜する複雑な地質帯であることは既に1950年代後半までに明らかとなっており、その生成は、飛驒帯が非変成の美濃帯に衝上する過程で形成されたと解釈された(野沢・磯見, 1956)。その後、飛驒外縁帯の飛驒帯側には石炭紀後期の化石を含む宇奈月帯が識別され(広井, 1978; HIROI,

1981), 一方美濃帯は主としてジュラ紀末までに形成された付加体と考えられた(OTSUKA, 1988など). しかし, 飛驒外縁帯が依然として飛驒帯と美濃帯を隔てる構造帯であるとの意義に変わりはない. ただし, 飛驒外縁帯の変成岩や古生層についての知見は最近著しく増加しており, 構成岩石の生成環境(堆積区・変成条件・時代など)は極めて多様で, 元々は堆積区・変成作用も異なった複数の構造帯が圧縮されて複雑に組み合ったもの(茅原・小松, 1982など)という解釈が一般的になりつつある. とりわけ飛驒外縁帯構成岩類が最も広く分布する青海-蓮華地域では, 構造区分とそれらの構造的関係が詳しく検討されてきており(中水ほか, 1989など), 様々なテクトニックブロックを包有する蛇紋岩メランジなどがパイルナップ構造を示すと説明されている.

本図幅地域の飛驒外縁帯構成岩類は, 古生代末までに形成された変成岩類, 非変成古生層及び三疊紀末期-ジュラ紀初期に貫入した船津花崗岩類に大別される. 変成岩類が断層によりブロック化し断片的に小分布するのに対して, 非変成古生層はややまとまって分布する. 超苦鉄質岩は, 主に断層に沿って点在するほか, 一部でまとまって分布するが青海-蓮華地域のような大小様々な岩塊を含む蛇紋岩メランジとしての産状を示さない.

変成岩類は蒲田結晶片岩と千枚岩類に区分され, 両者は, 手取層群の介在により隔たって分布しており, それぞれの産状や変成度に明らかな差が認められる.

SEKI (1959) は, 蒲田結晶片岩の変成分帯を行い, 新潟県青海地域の一部に対比した. しかし, 最近飛驒外縁帯の変成岩類が様々な放射年代値や起源を示すことが判明しつつあり, 改めて地質構造区分上の位置づけを検討する必要がある.

千枚岩類は, 西隣「船津」図幅地域内の荒城川層との岩相上の類似点が少なくない. 荒城川層が飛驒外縁帯ではなく宇奈月帯の構成員であると解釈する意見(HIROI, 1981など)を考慮すると, 本図幅地域の千枚岩類は宇奈月帯に属する可能性もある. この場合, 千枚岩類と蒲田結晶片岩の間に介在する手取層群の分布域付近に, 両帯の境界があることになる.

非変成古生層の概要については第IV章で触れる.

なお, 白亜紀前期の手取層群は, 堆積後白亜紀末までに生じた構造運動により変成岩類・非変成古生層とともに変形・ブロック化している. この構造運動は, 飛驒外縁帯の構成岩類の配列を最終的に決定した運動であるが, 本研究報告では, 構造帯としての基本的性格は, 美濃帯中生層の付加(白亜紀前期?)以前に既に決定づけられていたと解釈し, 手取層群を飛驒外縁帯を構成する一員としては扱わない. 飛驒外縁帯沿いの最終変動は, 美濃帯中生層の付加と時間的にも空間的にも重複しており, おそらく一連の構造運動で説明されよう.

III. 1 蒲田結晶片岩 (Mm, Mp)

命名 SEKI (1959).

模式地 ^{かみたから}上宝村蒲田南方の蒲田川左岸 ^{かんだか}(神坂上流の堰堤南東の支沢, 標高 1,100 m 前後).

分布 模式地一帯にまとまった分布を示すほか, ^{はね}羽根平南方・^{そでが}黒谷・外ヶ谷・小鍋谷・穂高平東方・右俣谷右岸にそれぞれ狭小な分布を示す. これらの断片的分布は, 大局的には北東-南西方向に配列し

ており、北隣の「槍ヶ岳」図幅地域内に分布する槍ヶ岳結晶片岩（小林，1955）に連なる（第3図）。

層序関係 飛騨外縁帯の古生層・手取層群・笠ヶ岳流紋岩類などと、いずれも断層で接している。これらの境界にはしばしば蛇紋岩が介在している。なお、上宝村中尾南方の深谷では花崗斑岩の岩脈により貫入される。

時代 原岩及び変成作用の時代を示す化石や放射年代値は、本図幅地域内では得られていない。

層厚 原岩層序の詳細は不明であるが、南傾斜の同斜構造を仮定すると、模式地では見かけ上層厚500 m を超える。

岩相 各岩体とも主に黄緑色ないし暗緑色の苦鉄質片岩からなり、暗灰色-灰褐色の砂質及び泥質片岩を伴う。砂質及び泥質片岩は模式地の岩体南縁に沿ってまとまった分布を示すが、ほかでは苦鉄質片岩中の薄層として挟まれる。苦鉄質片岩には一般に径0.5-3 mm の点紋（アルバイト斑状変晶）が含まれている（第VII図版）。片理は明瞭で、一般に N50° W-N40° E25° -50° S の範囲である。これらの片理は必ずしも各岩体の配列方向（北東-南西）に一致しない。

構成鉱物と変成相 苦鉄質片岩では石英のほかアルバイト+緑泥石+緑れん石+アクチノ閃石の鉱物組合せが一般的であり、少量のざくろ石を含む場合がある。以上の鉱物組合せは緑色片岩相であることを示している。なお相馬ほか（1985）は模式地の岩体の南部で、普通角閃石を含む緑れん石角閃岩相の結晶片岩及びざくろ石角閃石片岩を報告している。

泥質及び砂質片岩では、石英とアルバイトを普遍的に含み、他の鉱物の組合せとしては緑泥石+白雲母、緑泥石+ざくろ石+白雲母、緑泥石+黒雲母+ざくろ石+白雲母が認められる。

黒雲母より先にざくろ石が出現することは、三波川帯のような高圧型の変成相系列（高圧中間群）に属していることを示していると解釈された（相馬ほか，1985）。なお、小鍋谷及び外ヶ谷の泥質・砂質片岩には、再結晶した細粒黒雲母の集合体が観察される。これは周囲に分布する白亜紀以降の火成岩（おそらく奥丸沢花崗岩）による熱変成作用によるものと判断できる。

他地域の変成岩との対比 SEKI（1959）は、本岩類がBANNO（1958）によって変成分帯された新潟県青海地区の飛騨外縁帯変成岩類のうちの黒雲母帯の低変成度部に対比されるとした。青海地区では藍閃石を含む変成岩が見いだされているが、本図幅地域ではまだ藍閃石は発見されていない。

III. 2 千枚岩類（Ph）

命名 特に固有の名称を付さない。本岩類は、矢野ほか（1969）の準片岩のうちの一部に相当する。また、相馬ほか（1985）は緑色岩と呼んでいる。

分布 上宝村栴尾及び今見の北側山地に北東-南西北方に伸びる3列の岩体として分布する。また柏当西方には、栴尾北方の岩体の南西方向への延長と判断される岩体が露出する。

層序関係 手取層群とは断層関係にあり、境界部には蛇紋岩が介在することがある。洞谷トーナル岩（船津花崗岩類）とは断層関係で接する地点が多いが、柏当西方と洞谷ではトーナル岩に貫入され、ともに熱変成作用を受けている。今見北方では蛇紋岩と断層で接する。

層厚 堆積構造が不明瞭のため、層厚は決定できない。

岩相 苦鉄質火山岩・砂岩・泥岩を原岩とする緑色千枚岩及び千枚岩質碎屑岩からなるが、変形の程度は様々である。変形作用の弱い部分は原岩の組織・鉱物がよく残存している。苦鉄質火山岩を原岩とするものは灰緑色を示し剝離性にやや乏しく、碎屑岩を原岩とするものは灰褐色で剝離性に富んでいる。洞谷において洞谷トータル岩に貫入される部分では千枚岩類は熱変成作用を受け微細な黒雲母が生じている。また柏当西方では洞谷トータル岩による熱変成作用が著しく、苦鉄質火山岩が変成再結晶して角閃岩となっている。

時代 変成作用を受けていない洞谷トータル岩が本岩類を貫入することから、原岩・変成作用の時代はともに三畳紀以前にさかのぼる。西隣「船津」図幅地域内には飛驒外縁帯の弱変成古生層として知られる荒城川層が分布しており、本図幅地域の千枚岩類の一部と岩相的によく類似している。荒城川層からは石炭紀前期の有孔虫・サンゴ化石が得られている（藤本ほか, 1962; 山田・山野, 1981）ことから、本図幅地域の千枚岩類の原岩も古生界の可能性がある。

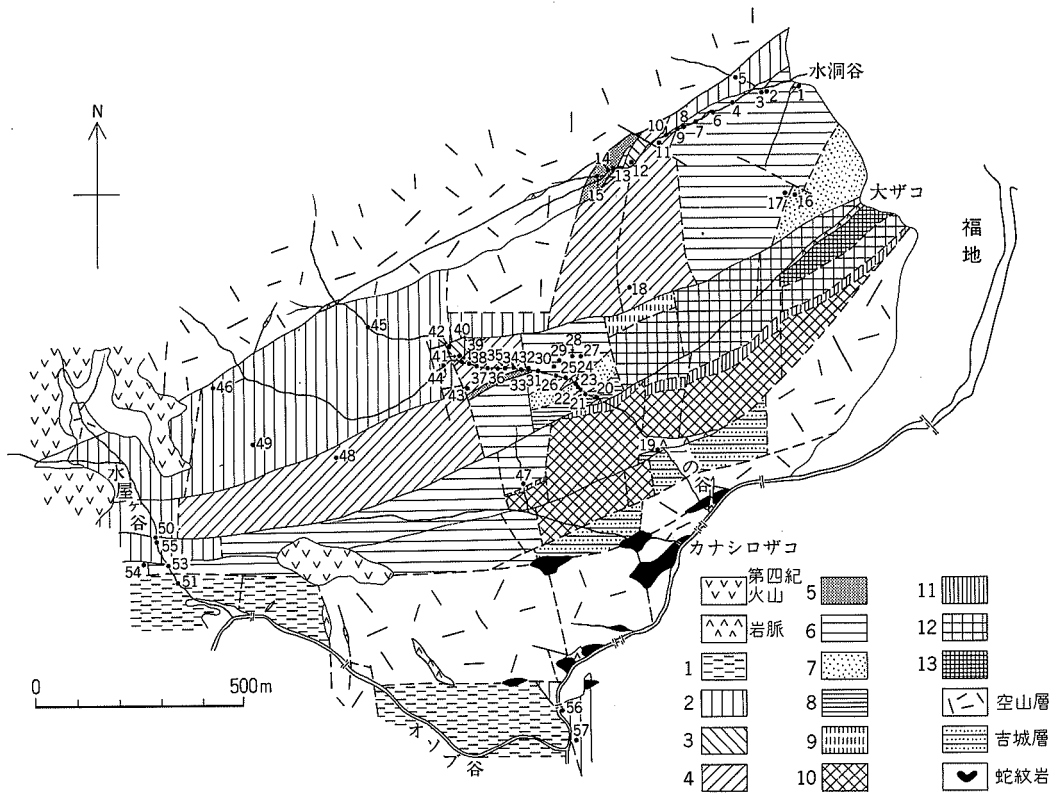
IV. 飛驒外縁帯の古生層

IV. 1 概要と研究史

本図幅地域における飛驒外縁帯の主な構成岩は非変成古生層であり、その主体は玄武岩質火山岩（空山層）からなり、その中に石灰岩-碎屑岩類のブロックが断層で囲まれて上宝村福地西方と一重ヶ根東方の2ヶ所に分かれて分布している。福地西方の非変成古生層は石灰岩を主体としており、デボン紀-二畳紀の多種の化石を多産することで有名であり、日本における中-上部古生界古生物層序の模式地として多数の研究が行われてきた。最近ではシルル系、オールドビス系の存在の可能性も指摘されている（KUWANO, 1987; IGO *et al.*, 1980）。一方、一重ヶ根東方の非変成古生層は、碎屑岩類を主体としており、一部の石灰岩ブロックを除いて、大型化石をほとんど産出しない。研究例も少なく、時代・生成環境など不明な点が多い。

福地付近の石灰岩中にサンゴ(*Favosites*)などの化石が産出することを最初に報告したのは神津(1911)であり、加藤(1912b)や野田・佐藤(1920)も産出の事実を記述しているが、化石の示す時代については述べていない。福地付近の石灰岩に含まれる*Favosites*の時代について初めて言及したのは、杉山(1941)であり、*Favosites asper*を報告し、中部シルル紀とした。福地付近の古生層の層序・構造についての系統的な研究は亀井により始められ、“ゴトランド系”から二畳系にわたる層序区分が行われた(KAMEI, 1952)。以後、多数の研究者により層序学的・古生物学的研究が行われてきた。中でも地層区分と時代論に大きな影響を与えた研究としては、小林・猪郷(1956)によるデボン紀三葉虫の研究、KAMEI(1961)によるサンゴ化石による分帯、猪郷(1956)による石炭系-二畳系の研究などを挙げることができる。

研究の進展に伴い、層序区分と地層名は再三定義直されてきたが、現状ではほぼ以下の区分に落ち着いている。ただし、それぞれの時代論の詳細には検討の余地がある。①オールドビス系(?) 吉城層, ②シルル(?) - デボン系福地層, ③石炭系一の谷層, ④二畳系水屋ヶ谷層。なお、猪郷(1956)では、③と④



第4図 福地における古生層の層序区分と石炭-二畳系の紡錘虫化石帯分布図
 新川(1980)の第2図に加筆, 1-8: 石炭-二畳系の紡錘虫化石帯, 1: *Pseudofusulina* 帯, 2: *Pseudoschwagerina* 帯, 3: *Triticites* 帯, 4: *Fusulinella-Fusulina* 帯上部, 5: *Beedeina* 帯, 6: *Fusulinella-Fusulina* 帯下部, 7: *Profusulinella* 帯, 8: *Eostaffella* 帯, 9-13: デボン系の岩相層序区分(付図1に対応), 9: D₅, 10: D₄, 11: D₃, 12: D₂, 13: D₁. 図中の化石産出地点(loc. 1-57)は付図2の番号に対応

を併せて一の谷層群と命名しており, 新川(1980)は②, ③, ④をそれぞれ層群として扱っている。

①から④の各層は断層で接することが多く(第4図), その配列は複雑なため, 地質図として表現されたのは, KAMEI(1952), 亀井(1962), 猪郷(1956), OHNO(1977), 新川(1980)など少数にすぎない。これら石灰岩-碎屑岩類の周囲を取り囲むように分布する空山層を含め, オルドビス-二畳紀にわたる地質体が, どのようにして現在のような集合体になったのか? -外縁帯の非変成古生層の模式地として, 地質構造的な分野での残された課題は多いと言えよう。

一方, 一重ヶ根東方の碎屑岩-石灰岩のうち石灰岩ブロックからは, 本図幅地域で初めて確実なシルル紀三葉虫が報告されている(KOBAYASHI and HAMADA, 1974)。本研究報告では一重ヶ根層として独立命名し, 碎屑岩中の放射虫について記述する。

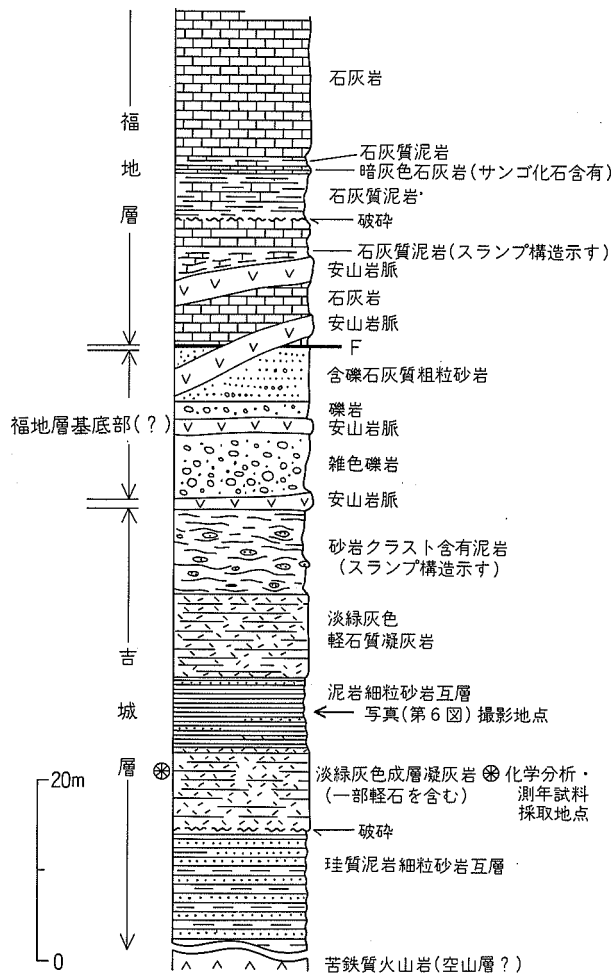
IV. 2 吉城層 (Yk)

命名 Igo *et al.* (1980).

模式地 上宝村オソブ谷支流一の谷 (標高 1,060-1,080 m).

分布 模式地とその南西の沢 (通称カナシロザコ) 下流部 (第4図参照).

層序関係 Igo *et al.* (1980) は、本層中の凝灰岩がデボン系福地層に基底礫岩を介して不整合に覆われるとした。一の谷沿いでは、福地層と本層との間には幅約 1 m の安山岩岩脈が東西に貫入しており、今回の調査では、両者の関係は確認できなかった (第5図)。本層の南に分布する空山層との間は露頭を欠いており、やはり関係は不明である。



第5図 オソブ谷支流一の谷下流部における吉城層の柱状図
F: 断層

第2表 飛騨外縁帯古生層及び美濃帯中生層中の凝灰質岩・珪質泥岩の化学組成

No.	①	②	3
SiO ₂	75.25	65.90	76.73
TiO ₂	.23	.62	.43
Al ₂ O ₃	11.95	16.17	11.11
*Fe ₂ O ₃	1.70	3.63	4.93
MnO	.06	.14	.16
MgO	.55	2.53	1.34
CaO	1.68	1.10	.16
Na ₂ O	4.77	3.86	1.21
K ₂ O	1.09	2.75	2.19
P ₂ O ₅	.06	.24	.06
Ig.loss	2.41	2.66	2.17
Total	99.75	99.60	100.49

- ① 軽石含有成層凝灰岩(吉城層)(GSJ R49842)
上宝村オップ谷支流一の谷, 標高1,070 m
- ② 細粒凝灰質シルト岩(沢渡コンプレックス)(GSJ R49843)
安曇村霞沢右岸, 標高1,170 m
- 3 灰色珪質泥岩(島々コンプレックス)(GSJ R49844)
安曇村島々谷南沢, 北沢合流点(松本図幅地域内)
- 分析法: 蛍光X線 分析者: 原山 智
*Fe₂O₃: 全鉄量を Fe₂O₃ として表示
○で囲んだNo.の試料は, 地質図上に採取地点と番号(青字)を示した。



第6図 吉城層の泥岩細粒砂岩互層(一の谷, 第5図に撮影地点を示す)
級化構造は右(上流)側上位を示す

岩相・層序 一の谷においては, 谷沿いに約60mにわたって露出し, 珪長質凝灰岩及び砂岩泥岩互層を主体としている。層厚は50m以上。構造はN70-80°E, 70-90°Nを示し, 上流側(北側)上位の堆積構造を示す。

吉城層は第5図に示したように下流側(下位)から, 珪質泥岩細粒砂岩互層(層厚約12m), 淡緑灰色軽石含有成層凝灰岩層(層厚約10m), 泥岩細粒砂岩互層(層厚約11m), 軽石質凝灰岩層(層厚約9m), 砂岩クラスト含有スランプ泥岩層(層厚約9m)からなる。最下位の砂岩泥岩互層と凝灰岩層の間には約1m幅の破碎帯が観察される。

上下2層の凝灰岩は, よく似た岩相を示し, とともに1-2mmの斜長石・石英などの結晶片に富む部分

が認められるほか、淡緑灰色を示す1cm前後の軽石片を含んでいる。このような粗粒破片が含まれることは、本層の堆積した海域が給源火山から遠く離れてはいなかったことを示唆する。また、鏡下ではガラス片が多数観察される(第VII図版)。下位の凝灰岩について全岩化学分析を行った結果、流紋岩組成(SiO_2 約75%)で、やや Al_2O_3 、 K_2O に乏しく MgO 、 CaO 、 Na_2O に富む特徴を示すことが明らかとなった(第2表)。この凝灰岩は、分級作用を受けており、給源火山のマグマ組成をそのまま示すわけではないが、本層の堆積域の近傍に(おそらく陸域での)、珪長質火山活動があったことを示している。

中間部の泥岩細粒砂岩互層は1-3cm単位の単層から構成される規則的な互層である(第6図)。一部には灰白色の凝灰岩が挟有される。層理面に沿って剝離しやすい性質を示す。

産出化石と時代 本層は、かつて猪郷(1956)により下部二畳系水屋ヶ谷層に対比されていた。これは、紡錘虫やサンゴなどの大型化石が見いだされなかったため、岩相上の対比によるものであった。その後の研究者もこれを踏襲した(新川, 1980など)。

1980年、オールドビス紀の可能性のある放散虫、スコレドント(環虫類の顎に入っている付属器官)、貝形虫が相次いで発見された(古谷・西山, 1980; Igo *et al.*, 1980)。しかし、その後の研究では、放散虫群集がシルル紀を示す可能性もあること(古谷, 1981)など、本層の時代を決定するにはさらにこれら化石についての生層序学的な研究が必要な状態にある(猪郷・安達, 1981a; 古谷, 1985)。

なお、本層中の凝灰岩中から分離したジルコンのフィッシュントラック年代(以下FT年代と略す)を測定したが、自発トラック密度が極めて高く、正確な時代は決定できなかった。年代値として 279 ± 19 Maを得たが、参考値として示すにとどめる(附表5)。

IV. 3 一重ヶ根層 (He)

命名 中井(1984)による。上宝村一重ヶ根東方山地のシルル系は一重ヶ根層と上地ヶ根層うえちがねに区分された。前者は、石灰岩を含む安山岩質火砕岩主体の岩相を示すとされ、後者は凝灰質頁岩砂岩互層を主体とする岩相からなるとされた(中井, 1984)。

今回の調査では、中井により石灰岩周辺の安山岩質火砕岩とされた岩石は、いずれも変質した中-細粒鉄質貫入岩であることが判明した。したがって、本研究報告では岩相による区分は行わず、一重ヶ根東方に分布するシルル系-デボン(?)系を一括して一重ヶ根層と呼ぶこととする。本層は吉城層や福地層(第IV章. 4)の相当層として扱われてきた(猪郷・安達, 1981a; 古谷, 1981)。

模式地 上宝村一重ヶ根東方山腹の林道切割(一重ヶ根林道: 標高1,040-1,080m 付近)。石灰岩については、NHK放送中継所西側斜面(標高1,200m 付近)。

分布 一重ヶ根東方山腹と蒲田川南側の山腹。

層序関係 露出状況が悪いため、周囲の地層との関係は不明である。分布状況からは、空山層及び手取層群と断層関係が予想される。またNHK放送中継所直下の石灰岩は中-細粒斑れい岩中の捕獲岩である。

岩相 灰色-灰褐色を示す凝灰質泥岩と砂岩の互層を主体とし、淡灰色を示す珪長質凝灰岩及びチャートを含む。互層は1-3cmの単層が規則的に繰り返す、層理面に沿って剝離性を有している。蒲田川

の南岸に分布する砂岩の一部には粗粒砂岩や細礫含有砂岩などが見いだされる。このほか、化石を多産する暗灰色の石灰岩がNHK放送中継所直下の西側斜面に露出し、泥質な部分を挟む。

産出化石と時代 石灰岩中からは、三葉虫 (*Encrinurus fimbriatus*) が発見され、本図幅地域では初めて確実なシルル系の分布が実証された (KOBAYASHI and HAMADA, 1974)。OKAZAKI (1974) も一重ヶ根地区におけるシルル紀三葉虫の産出を報告している。石灰岩中にはこのほか、サンゴや層孔虫などの礁性化石を多産するが、詳しい研究報告はなされていない。

凝灰質泥岩砂岩互層中からは、大型動物化石はまだ報告されていないが、FURUTANI (1989) によりシルル紀の可能性の高い放散虫が報告されている。このほか、猪郷・安達 (1981a) によれば、かつて猪郷は蒲田川沿いの斜面において、灰色凝灰岩の転石中から古マツバラ科に類似した植物化石をみつけたとされる。

一重ヶ根東方山地で採取した試料からは、後期シルル紀から初期デボン紀を示す放散虫化石が多数得られた。試料は一重ヶ根林道1,080 mの地点に露出する珪長質成層凝灰岩の露頭とその上部の転石から採取した。放散虫の抽出と鑑定は、兵庫県立博物館開設準備室の古谷 裕氏が行った。以下、古谷氏による記載を示す。

珪長質成層凝灰岩から産出した放散虫化石：上宝村一重ヶ根東方山腹林道、標高1,080 m (KH516, GSJ R38303, GSJ R38091, 図版VI参照)

R38303は林道に面した露頭。R38091は露頭上部からの転石。ともに灰色の珪長質成層凝灰岩で以下の放散虫化石が得られた。

試料 R38091

Zadrappolus spinosus (図版VI-2), *Secuicollacta* sp. (図版VI-8), *Spongocoelia parvus* (図版VI-3)

試料 R38303

Zadrappolus? sp. (図版VI-1), *Goodbodium* sp. (図版VI-12), *Secuicollacta vulgaris* (図版VI-9,11), *Secuicollacta* spp. (図版VI-10), *Spongocoelia parvus* (図版VI-4), *Spongocoelia kamitakarensis* (図版VI-5), *Spongocoelia* spp. (図版VI-6, 7)

試料R38091は、*Spongocoelia parvus*, *Zadrappolus spinosus* 等を、試料R38303は、*Spongocoelia parvus*, *Spongocoelia kamitakarensis*を産し、どちらもFURUTANI (1989, in press)の*Spongocoelia parvus*-*Spongocoelia kamitakarensis*群集と見なされる。*S. parvus*-*S. kamitakarensis*群集は、FURUTANI (1989, in press)によればラドロヴィアン前期か少し後の時代を示すであろうとされた。

IV. 4 福地層 (Fj)

命名 KAMEI (1952)。

KAMEI (1952) は、福地層を“ゴトランド系”として扱ったが、その後の研究によりデボン系として改めた。福地累層 (亀井, 1962) 及び福地層群 (猪郷, 1955) に同じ。

模式地 上宝村福地オソブ谷支流一の谷 (標高1,120-1,175 m) 及び福地西方の尾根沿いにつけられた

遊歩道沿い(標高約970-1,320 m, いわゆる化石園²⁾を含む)。

分布 オソブ谷支流一の谷及び福地西側山地, 福地北西の小沢(通称大ザコ)と一の谷南方のオソブ谷支流(通称カナシロザコ)にも一部分布する(第4図)。一の谷では層厚約75 mのほぼ連続した露出が観察され, 福地層全体では, 層厚270 m以上と推定されている(新川, 1980)。

層序関係 吉城層を不整合に覆うとされる(Igo *et al.*, 1980)が, 今回の調査では確認できなかった。石炭系一の谷層とは一の谷において断層で接する。福地の西側山地でも, 一の谷層と断層関係にあるらしいが, 露出状態が悪いために確認できない。

岩相・層序 暗灰色の泥質石灰岩及び石灰質泥岩を主体としており, 淡緑色珪質凝灰岩層を頻繁に挟む部分や泥岩・砂岩も認められる。石灰岩の一部には灰色-灰黄色を示すものもある。また, 一の谷の標高1,085 m付近には雑色礫岩が分布し, そのなかには径数mm-数cmの様々な色調を示す砂岩・長質凝灰岩などの垂円礫が含まれる。

KAMEI(1955a)は本層を三つの部層に区分し, 下位から下部石灰岩部層, 中部酸性珪質凝灰岩部層, 上部石灰岩・頁岩部層とした。さらにこれを岩相から11の地層(Bed 1-11)に区分している(第7図)。本層の細区分は研究者により様々であり, OHNO(1977)はA-Nの14の地層に, 新川(1980)はD1-D5の5層(第4図及び付図1)に区分している。またKUWANO(1987)は, 5部層に区分している。このように細区分上は異なるが, 一の谷において南側に急傾斜する本層について, クロスラミナや級化構造から, いずれも下流側が上位であるという点で一致し, KAMEI(1955)の層序を大筋において支持している。一方, 猪郷・安達(1981a)は, これと異なり下流側が下位(逆転している)との見解を示している。

石灰岩中からは多数の化石を産出する。一の谷の標高1,140 m付近の石灰岩露頭は, 礫性化石などを豊富に含み, 国の天然記念物として保護されている。

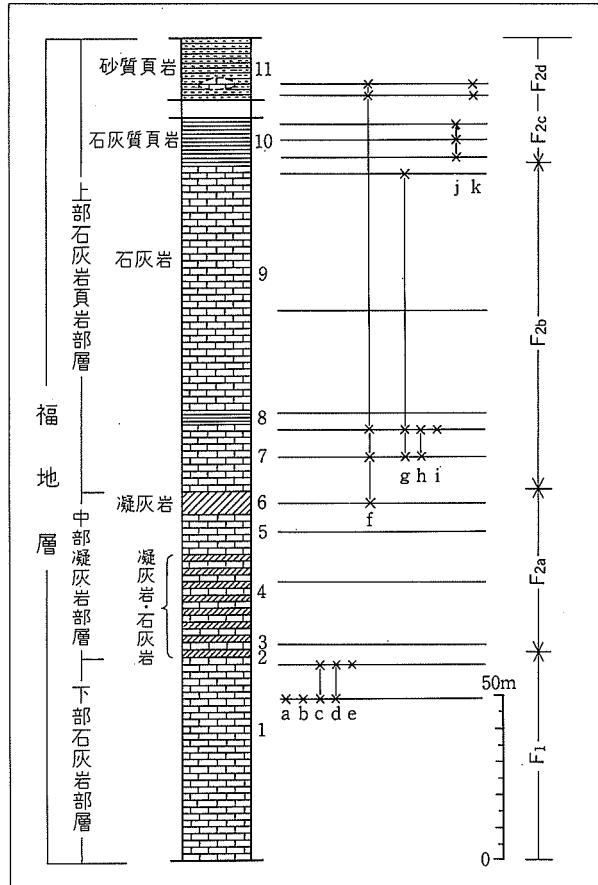
珪質凝灰岩は淡緑色-淡青緑色を示す細粒-粗粒凝灰岩で, 石灰岩と互層をなし, しばしば成層構造・葉理がよく発達している。粗粒部では斜長石・石英などの結晶片に富み, 軽石片や泥岩などの石質岩片を含む。鏡下では, 基質部にガラス片の形態が残存しており, ビトロクラスティック組織を示す部分も観察される。こうした岩相は, 本岩が比較的近接した陸域において活動した珪質火山活動に由来する降下火山灰起源であることを示していると推定できる。

産出化石と時代 本層中のファボサイト型サンゴが神津(1911)によって報告されて以来, 多くの研究者によって注目され, 化石層序に基づいた時代論が展開されてきた。

本層中からは, 床板サンゴ・四射サンゴ・層孔虫・腕足類・三葉虫・蘇虫類・直角石・棘皮類・巻貝・二枚貝などの大型化石のほか, 貝形虫・コノドント・放散虫などの微化石を産出する。このうち研究されてきたのは, 床板サンゴ・四射サンゴ・腕足類・三葉虫・貝形虫・コノドントのごく一部であり, 他の多くは手つかずの状態にある。

床板サンゴのうち *Favosites* については, KAMEI(1955a)によって記載され, これに基づいて福地層はF1, F2a-2dの5帯に区分された(第7図)。この時点では, 福地層はシルル系中部(F1)-シルル系上部(F2a-2d)に対比された。その後, 最上部のF2d帯から三葉虫が発見された(亀井・猪郷, 1955)。この

2) 地元の山腰 梧氏により設立された飛騨自然館に隣接しており, 多数の化石の産出状況を露頭で観察できるように工夫されている。



第7図 福地層(一の谷沿い)の柱状図とサンゴ化石による分帯 KAMEI(1955a)に加筆
 a: *Parafavosites fukujensis*, b: *Fav. asper*, c: *Fav. baculoides*, d: *Fav. forbesi takarensis*, e: *Fav. aff. minor*, f: *Fav. hidensis*,
 g: *Fav. uniformis igoi*, h: *Fav. forbesi sugiyamai*, i: *Fav. gotlandicus*, j: *Fav. flexuosus*, k: *Fav. ichinotanensis*
 番号 1-11は地層番号, F1-F2d は分帯番号

三葉虫は、KOBAYASHI and IGO (1956) により詳しく検討され、*Cheirurus (Crotalocephalus) japonicus* と命名されて下部デボン系上部(エムシアン)から中部デボン系下部(エイフェリアン-クバニアン)に対比された。

デボン紀三葉虫の発見まで福地層はシルル系と考えられていたため、新たに見いだされたデボン系を分離して高原川統と呼ぶことが提案されたが(KOBAYASHI and IGO, 1956)、これはその後、福地層全体がデボン系に対比されるに及んで(後述)分離命名する意味を失うことになった。

HAMADA (1959a, b) は貝形虫と *Favosites* の研究から亀井の分帯による F1 はジーゲニアン(下部デボン系中部)、F2a-2d はエムシアン(上部デボン系上部)に対比される可能性を指摘した。その後、KAMEI (1961) 及び亀井 (1962) は *Favosites* などの化石の再検討を行い、福地層はすべて中部デボン系(クバニアン)に対比されると結論づけた。

福地古生層研究グループ (1973) は四射サンゴ *Rhyzophyllum enorme* ETHERIDGE を報告し、福地層をジーゲニアンからエムシアンに対比した。

腕足類については、OHNO (1977) によって詳しく記載され (附表 1), 同じくシーゲニアン-エムシアンに福地層は対比されるとしている。

三葉虫については KOBAYASHI and IGO (1956) 以降, 小泉・懸川 (1970), OKAZAKI (1974), KOBAYASHI and HAMADA (1974) によって検討が行われ, 本層はジューゲニアンからエイフェリアンに対比されている。

以上のように福地層の年代については, 当初シルル紀とされていたが, その後デボン紀の前期中葉から中期初頭あたりに対比されるようになった。ただし, 本層の最下部は, もう少し古い下部デボン系下部 (ジェディニアン) にさかのぼるという意見もある (IGO *et al.*, 1975 ; 新川, 1980)。

最近, 桑野 (1986) 及び KUWANO (1987) によって本層中のコノドントと貝形虫が詳しく検討され, これら微化石はジェディニアン下部の上半からエムシアンを示す一すなわち福地層はデボン系下部に限定され中部には及ばないと結論された。なお KUWANO (1987) は, 福地西方の尾根標高 1,350 m 付近に分布する, 新川 (1980) の D5 層及び OHNO (1977) の A 層 (褐色石灰岩層) はシルル-デボン系の可能性があるとしている。

このほか, 現在のところ時代決定には役立たないが頭足類・腹足類 (巻貝) などの新種大型化石が相次いで報告されている (KASE *et al.*, 1985 ; 兒子・西田, 1986 ; 兒子・浜田, 1987 ; KASE *et al.*, 1987)。また, ごく最近では板皮類 (甲ちゅう魚; *Acanthothraci*) が発見され (大倉・後藤, 1989), 日本最古の魚類化石として注目された。

IV. 5 一の谷層 (It)

命名 KAMEI (1952), 猪郷 (1956) 再定義。下部-中部二畳系とされたが, その後猪郷 (1956) は KAMEI (1952) の福地層には石炭系が含まれていることから, これを分離し改めて一の谷層を再定義するとともに, 二畳系水屋ヶ谷層と併せて一の谷層群と命名した。その後, 新川 (1980) は石炭系のみ限定して一の谷層群という名称を使用している。

本研究報告では一の谷を中心に分布する石炭系について一の谷層の名称を使用することとする。混乱を避けるため一の谷層群の名称は使用しない。

模式地 上宝村オソブ谷支流一の谷 (標高 1,180-1,290 m)

分布 一の谷中流・福地西方の谷 (通称, 大ザコ及び水洞谷) ・一の谷南方のオソブ谷左岸支沢 (通称, カナシロザコ) に分布するほか, 水屋ヶ谷 (オソブ谷標高 1,230 m 付近から左岸に分岐する沢) 下流部とその東方に分布する。層厚は 300 m 以上 (新川, 1980)。

層序関係 デボン系福地層とは断層で接する。二畳系水屋ヶ谷層とは連続的で大きな時間間隙はないという見解 (猪郷, 1956) に対し, 新川 (1980) は, 石炭系最上部 (ウラリアン上部相当層) が欠如しているとしている。これに対し, 猪郷・安達 (1981a) は石炭紀紡錘虫を含む石灰岩から二畳紀紡錘虫を含む石灰岩へのほぼ連続する露頭があると反論している。

岩相 石灰岩を主体とするが, その色調・成層状態・粒度などは変化に富む。数層準にわたって厚さ 3 m 以下の赤色-赤紫色を示す泥岩³⁾ や苦鉄質凝灰岩を挟む。このほか, 珪長質凝灰岩・石灰質砂岩及び

3) 猪郷 (1961) は, 礫土質頁岩として記載し, 石灰岩の風化残留土が淡水中に再堆積したものと解釈している。

シルト岩層が挟まる。石灰岩や泥岩中にはチャート岩片が見いだされることがある。

産出化石と時代 石灰岩中からは、紡錘虫・小型有孔虫・サンゴ類・石灰藻類・腕足類・貝形虫・苔虫類・コノドントなどを産する。とりわけ紡錘虫は豊富に産出し、本層の層序区分をするうえで重要であるばかりでなく、日本における石炭系の紡錘虫生層序を確立するうえでも極めて重要な地域となっている。

本層の紡錘虫による層序区分は猪郷(1956)によって初めて行われ、5つの化石帯に区分された。その後、新川(1980)による再検討が行われ、6化石帯に区分されている(第4図、付図2)

一の谷層の時代は、紡錘虫により石炭紀古世後期(ビゼアン)–石炭紀新世後期(ウラリアン)に対比されている。

紡錘虫以外の重要な化石として、四射サンゴ *Kueichouphyllum*・*Heterocania*・*Carinophyllum*・*Corwenia*・*Koninckophyllum*などを産するほか、腕足類(*Striatifera*・*Gigantoproductus*)、コノドント(*Idiognathoides*など)が報告されている(MINATO and KATO, 1957; 加藤, 1959a; KATO and NIKAWA, 1977; IGO, 1978)。

このほか、小型有孔虫による一の谷層の下部の生層序区分が IGO and ADACHI (1981b) により行われている(付図3)。

IV. 6 水屋ヶ谷層(Mz)

命名 猪郷(1956)。

模式地 上宝村オソブ谷支流水屋ヶ谷(標高約1,330–1,480 m)。

分布 水屋ヶ谷及び一の谷上流(標高約1,300 m 以上)を中心に分布する。このほか、オソブ谷中流の高谷合流点付近や水洞谷北斜面にも分布する。層厚は250 m+である(新川, 1980)。

層序関係 福地層・一の谷層・空山層とそれぞれ断層関係で接する。一の谷層との時間間隙については、一の谷層の項で述べたように猪郷(1956)と新川(1980)との間で見解が異なる。

岩相 石灰岩が卓越する部分と、砂岩泥岩互層など非石灰岩相を主体とする部分とがある。石灰岩卓越部は水屋ヶ谷下流部・水洞谷・オソブ谷と高谷合流点付近から東方に露出する。水屋ヶ谷下流部では石炭系一の谷層の石灰岩と複雑な断層関係にある。しばしば数 m 以下の苦鉄質–中間質凝灰岩・石灰質泥岩及び砂岩を挟む。

非石灰岩相は水屋ヶ谷中流(標高約1,360–1,480 m)、一の谷上流(標高1,290 m 付近から分岐する左又谷)、オソブ谷支流–高谷合流点付近に露出する。砂岩泥岩互層、珪長質凝灰岩泥岩互層、礫岩・含礫粗粒砂岩を主体とし、中間質–珪長質凝灰岩層、石灰質砂岩を挟む。一部には炭質物を多量に含む砂岩も観察された。

本研究報告では、新川(1980)と同じく礫岩層を水屋ヶ谷層の一員としているが、猪郷(1956)は空山層の基底礫岩として扱っている(後述)。礫岩中には径5–6 cm 以下の苦鉄質火山岩・泥岩・砂岩・珪長質凝灰岩の亜円–円礫が含まれる。

産出化石と時代 猪郷(1956)は紡錘虫から *Pseudoschwagerina* 帯を識別した。新川(1980)は、本層を岩

相と化石により P1-P2 の 4 相に区分し、そのうち P1 と P2 は *Pseudoschwagerina* 帯に、P3 は *Pseudofusulina* 帯の 2 化石帯に対比した (付図 2)。したがって本層の地質時代はアッセリアンからサクマリアンに相当する (新川, 1980)。

このほかの化石としては、腕足類・サンゴ・海百合・石灰藻・海綿などを産出する。最近 P2 層中の中間質凝灰岩層中から頭足類 (*Michelinoceratine nautiloids*) や小型有孔虫・放散虫が二枚貝・巻貝・アンモナイト?などの破片とともに見いだされた (沖村ほか, 1984; 兒子ほか, 1987)。放散虫 (*Pseudoalibaillella lomentaria* ISHIGA and IMOTO, *Ps. longiconis* など) は、二疊紀古世中期 (ウォルフカンピアン中期) を示すとされる (兒子ほか, 1987)。

IV. 7 空山層⁴⁾ (S, Se, Sb)

命名 KAMEI (1952) により、平湯川西岸のいわゆる輝緑凝灰岩に対して命名され、シルル系-石炭系として扱われた。その後猪郷 (1956) により再定義され、下部に礫岩を伴う、中部二疊系とされた。

模式地 一の谷上流 (標高約 1,400 m から上流) 及び柏当谷上流 (標高約 1,100 m から上流)。

分布 空山及び柏当谷一帯、オソブ谷流域、一室水^{いっぽう}及び上地ヶ根東方山腹、岩坪谷流域に分布するほか、穂高平東方の急斜面にも分布する。

層序関係 吉城層・福地層・一の谷層・水屋ヶ谷層とは断層で接する。蒲田結晶片岩・手取層群とも断層関係にある。苦鉄質貫入岩類 (Mf) に貫入されるほか、穂高平東方では滝谷花崗閃緑岩に貫入される。

岩相 玄武岩-安山岩質火山岩が主体をなし、わずかに砂岩・泥岩が挟まれるほか、石灰岩のブロック・礫を含む。火山岩は塊状溶岩・枕状溶岩・火山性碎屑岩類 (火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・緑色成層凝灰岩) からなる。成層凝灰岩には、赤褐色シルト岩層が伴っている (オソブ谷・一室水など) ほか、岩坪谷や柏当谷では砂岩・泥岩・珪質泥岩が挟まる。火山岩類は通常暗緑灰色-緑灰色を示す。枕状溶岩は、オソブ谷・岩坪谷 (第 8 図) などで、典型的な産状を示す。柏当谷及び一の谷の上流から一重ヶ根南西にかけては、火砕岩類が卓越しており、他地域とは異なった岩相を示している。かつて村上礫岩 (亀井, 1949; 湊, 1950) と称された平湯川沿いに分布する礫岩層は、石灰岩・砂岩・泥岩・花崗岩などの異質岩片 (径数 cm) を多く含んだ凝灰角礫岩である。

産出化石と時代 火砕岩類中に含まれる石灰岩礫・ブロック中からは、デボン紀のサンゴ (*Favocites*, *Heliolites*) や石炭紀後期-二疊紀初期の紡錘虫 (*Quasifusulina*, *Triticites* など) が見いだされている (猪郷, 1956)。一方、古谷 (1981, 1985) は、オソブ谷中流部 (一の谷合流点から上流 200-350 m) において、従来空山層とされてきた緑色凝灰岩中から、シルル紀-デボン紀を示す可能性が高い放散虫 (尾添谷⁵⁾ I 及び II 群集) を見いだしている。

猪郷 (1956) は、オソブ谷・一の谷・水屋ヶ谷に露出する礫岩 (オソブ谷礫岩と総称) は、空山層の下部に位置づけられ、基底礫岩として水屋ヶ谷層以外の地層を不整合に覆うと推定した。しかし、これら礫

4) 福地の北西約 1.5 km にある山 (標高 1,671.7 m) の名称。国土地理院発行の 5 万分の 1 及び 2 万 5 千分の 1 地形図には記入されていないが、広く地層名として使用されているためそのまま用いる。

5) 原著に従う。本研究報告でのオソブ谷に同じ。



第8図 空山層中の玄武岩枕状溶岩(上宝村岩坪谷)

層は礫種や含有化石などの点で、同一層準のものとしては扱えず、基底礫岩層とみなすことはできない(新川, 1980)との反対意見もある。

以上のことから、本層の時代については確定的なことを言える段階にはない。猪郷・安達(1981a)は中部二畳系に加えてデボン系やシルル系が含まれている可能性を述べている。ここでは、苦鉄質火山岩を主体とする地層という、岩相上の区分として空山層を用いることとし、地質時代はシルル紀から二畳紀に及んでいる可能性を指摘しておく。

IV. 8 貫入岩類

IV. 8. 1 苦鉄質貫入岩類 (Mf)

飛騨外縁帯古生層のうち、空山層には輝緑岩・輝石斑れい岩等の苦鉄質貫入岩が頻繁に伴われる。これらは、火山性碎屑岩層を挟む空山層の玄武岩類とは産状や組織の上で識別できるものの、一部の岩脈を除いて、空山層との貫入関係は明らかでない。本岩類の貫入時期は決定できないが、周辺地域の美濃帯や手取層群中には類似の火成岩が貫入していないことから、ここでは空山層の火山活動と関連した火成活動の産物であるとの立場を取る。

模式地 上宝村栃尾から神坂に至る県道沿い(斑れい岩)と羽根平南方の山腹一帯(輝緑岩)。

分布 空山層分布域には大小様々な岩体が見いだされるが、模式地のほか、空山北側の山腹、岩坪山西方、一重ヶ根東方に長径500mを超える斑れい岩の岩体が分布する。このほか福地から一室水^{いっぽうすい}にかけての地域で掘削された試錐資料(日本地熱開発促進センター, 1979など)によれば、コアの大半を斑れい岩と輝緑岩とで占めている。

岩相 中粒等粒状の斑れい岩と細粒緻密な輝緑岩に大別されるが、ほかに斜長石・輝石斑晶による斑

状岩や、石英閃緑岩質の岩相も確認される。いずれも緑色を帯びた色調を示し、破碎されていることが多い。単斜輝石の一部が残存するほかは構成鉱物の多くが変質し、アクチノ閃石・緑泥石・アルバイトを生じている。斑状花崗閃緑岩に隣接する羽根平南方の輝緑岩は熱変成を受けてアクチノ閃石を多量に生じており、黒谷の斑れい岩も一部に直閃石・トレモラ閃石を生じている。

IV. 8. 2 超苦鉄質岩 (Um)

超苦鉄質岩は、飛驒外縁帯の古生層や変成岩類が、周辺的美濃帯中生層・手取層群・船津花崗岩類と断層で接する場合に、その断層や周辺に沿って介在する。

分布 今見北方及び羽根平南方から黒谷にかけてやや幅の広い(300-800 m)岩体が分布する。このほか幅20 mに満たない岩体が多く、幅50 mに達するのはまれである。いずれの岩体も東西もしくは北東-南西方向に伸びた形態を示し、斑状花崗閃緑岩が黒谷において貫入するほかは、周囲の地質体とは例外なく断層関係にある。

岩相 暗緑色-黒色を示し、ほとんど蛇紋岩化している。蛇紋岩化の弱い岩相を検鏡した結果、本図幅地域の超苦鉄質岩は、ダンかんらん岩及びびかんらん岩からなる。黒谷の岩体では一部にかんらん石($2Vx=88^\circ$)が多量に残存する。羽根平南方の岩体にはしばしば異剝石が残存している。また今見北方の岩体には著しい剝離性を示す千枚岩様の岩相が見いだされる。

黒谷及び栃尾北方の岩体には滑石濃集部が含まれ、前者は滑石鉱床として一時期稼行された(第IX章参照)。黒谷の滑石鉱床周辺には磁鉄鉱の自形八面体結晶(径10 mm)が含まれることがある。この滑石と磁鉄鉱は斑状花崗閃緑岩の貫入による接触変成作用で形成されたものである。

V. 船津花崗岩類

船津花崗岩類は、飛驒帯及び飛驒外縁帯において三疊紀末期-ジュラ紀初期にかけて定置した一連の花崗岩類を総括した名称であり、その主要な岩相は下之本型しものもとと船津型の2型に大別されている(磯見・野沢, 1957)。下之本型は船津型に先行して貫入し、石英閃緑岩・トータル岩・角閃石花崗閃緑岩からなる。船津型はより珪長質な黒雲母花崗閃緑岩・花崗岩からなる。

本図幅地域内では、船津花崗岩類は飛驒帯寄りの北西部に露出するが、より新しい時代の火成岩類の貫入や被覆のために、その分布は狭小である。本研究報告では上述の下之本型及び船津型のほかほらたに洞谷トータル岩を加えて三つの岩相に区分し、それぞれの記載を行う。

V. 1 洞谷トータル岩 (Gh)

命名 新称。

模式地 上宝村栃尾、洞谷(標高1,020 m 付近)。

分布 模式地のほか、今見から下流の高原川兩岸や笠谷流域に分布する。本図幅地域内では洞谷・尻高谷や今見周辺にまとまった分布を示す。笠谷では標高1,000 m 付近から下流側に露出する。

第3表 洞谷トータル岩と手取層群を貫入する閃緑岩(D₁)の全岩分析値

No.	④	⑤	⑥
SiO ₂	63.26	61.55	59.97
TiO ₂	.61	.77	.74
Al ₂ O ₃	15.50	16.81	16.74
*Fe ₂ O ₃	4.50	6.13	6.04
MnO	.08	.11	.09
MgO	2.24	2.04	3.21
CaO	3.91	5.23	5.19
Na ₂ O	3.54	3.64	4.33
K ₂ O	3.04	2.14	1.63
P ₂ O ₅	.17	.21	.11
Ig.loss	2.76	1.21	1.40
Total	99.61	99.84	99.45

④ 中粒黒雲母角閃石トータル岩(洞谷トータル岩)
(GSJ R12857)上宝村洞谷

⑤ 中粒黒雲母単斜輝石斜方輝石閃緑岩
(GSJ R49845)上宝村小鍋谷林道

⑥ 熱変成を受けて再結晶化した閃緑岩
(GSJ R49846)産地同上

分析法：蛍光X線 分析者：原山 智

*Fe₂O₃：全鉄量を Fe₂O₃として表示

No. は第2表からの通し番号。○で囲んだNo. の試料は、
地質図上に採取地点と番号(青字)を示した

貫入関係 千枚岩類中に貫入し熱変成作用を与える。今見北方では蛇紋岩と断層関係で接する。

岩相 自形柱状の角閃石を含む中-細粒塊状の黒雲母角閃石トータル岩を主体にしている。模式地一帯では均質で苦鉄質包有岩に乏しいが、今見周辺では包有岩を含み、露頭規模での弱い岩相変化が観察される。

化学組成 模式地の試料についての化学組成を第3表に示した。本岩はカリ長石に乏しく石英に富んだトータル岩に分類される。

対比 本岩は船津型に対比されてきた(野沢ほか, 1970)が、船津型には含まれない中間質のトータル岩であり、また「船津」図幅などに分布する典型的な下之本型に較べ細粒であるため、本研究報告では別のユニットとして取り扱う。

V. 2 ^{しものもと}下之本型閃緑岩 (Gs)

命名 磯見・野沢 (1957)。

分布 北隣の「槍ヶ岳」図幅地域内の金木戸川流域から三俣蓮華岳周辺にかけて広く分布する。本図幅地域北縁部の秩父沢に分布するのは、上記分布の南端部に当たっている。

岩相 粗粒の黒雲母角閃石閃緑岩を主体にするが、組織・色指数など岩相は露頭規模でも変化する。しばしば包有岩を含み、顕著な片状構造が発達することがある。

貫入関係 本図幅地域内では、被貫入岩は見いだされず、本岩の貫入以前に存在した地質体は不明である。

V. 3 ^{ふなつ}船津型花崗岩 (Gf)

命名 磯見・野沢 (1957)。

分布 本図幅地域内北西部の小倉谷(金木戸川支流)及び下佐谷上流部に分布する。

貫入関係 北隣の「槍ヶ岳」図幅地域内の金木戸川流域において、本岩は下之本型花崗岩に貫入している。

岩相 粗粒塊状の黒雲母花崗岩である。包有岩に乏しく均質で片状構造は示さない。カリ長石は特徴的な褐色味を帯びた赤桃色の色調を示すマイクロクリンからなり、その三斜度は極めて高い(≒ 1.0, X線回折粉末法による)。

VI. 美濃帯の中生層

VI. 1 概要

美濃帯中生層は、本図幅地域南東部を中心に広く分布し、本図幅地域全体の約4割を占めている。

1970年代以前は、石灰岩ブロック中に産する紡錘虫に基づき本層は古生界(二畳系)として扱われてきた(田中ほか, 1952; 亀井, 1956)。

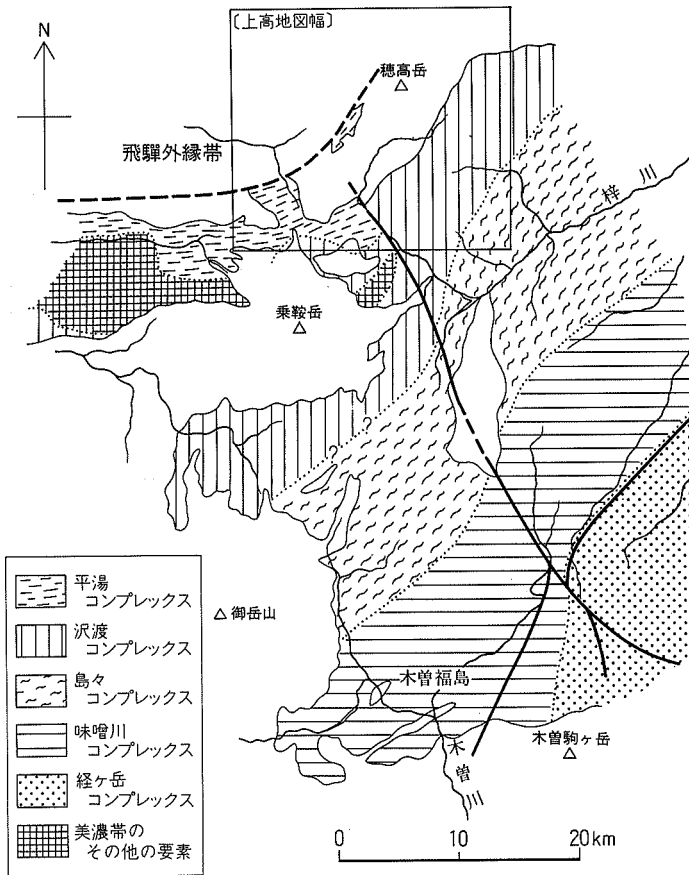
1970年代に入ってチャート中から三畳紀コノドントが発見され(狩野, 1975), また1980年代からはチャート・凝灰質シルト岩・珪質泥岩などから三畳紀-ジュラ紀放射虫が多数発見された(大塚, 1985)。かつて10,000 mを越える北西上位の同斜構造を形成していると考えられた(亀井, 1956), 本図幅地域の“古生層”は、こうした微化石層序学の進展と詳細な堆積構造などの解析により、チャート・砕屑岩ユニットの積層体やメランジからなるコンプレックスであることが明らかにされてきた(大塚, 1985; OTSUKA, 1988)。

本図幅地域の美濃帯中生層のうち、安曇村島々谷南沢から梓川筋にかけては、大塚(1985)により詳細な地質図が公表されている。本章では、これに島々谷以北や上宝村平湯周辺などの美濃帯中生層について得られた調査結果を加えて記述を行うこととする。

本図幅地域内の美濃帯中生層は、蝶ヶ岳から霞沢岳を経て安房峠に至る線から南東側の梓川・霞沢・島々谷に広く分布するほか、平湯周辺から北側の飛騨外縁帯古生層に至るまでの一帯と上宝村中尾南東の割谷から小鍋谷流域に至るまでの一帯にそれぞれ分布する。これら三地域に分布する美濃帯中生層は、岩相・年代・変形構造などの特徴により“平湯帯”・“沢渡帯”・“島々帯”の3帯に区分された(第9図; 大塚, 1986)が、この“帯”はその後構造ユニットとしてのコンプレックスの名称に改められた(OTSUKA, 1988)。以下の記述に当たっては、この区分に従うこととし、累層・層群という名称は用いない。なお、大塚(1989)は美濃-丹波帯全域を7つのコンプレックスに区分しており、これによれば平湯コンプレックスは1bの、沢渡コンプレックスは3の、島々コンプレックスは4のコンプレックスにそれぞれ対応している。

VI. 2 平湯コンプレックス (Hm, Hb, Hl, Hc)

命名 大塚(1986), OTSUKA(1988) 改変。



第9図 美濃帯北東部におけるコンプレックス区分
 大塚(1986)の第2図に一部加筆. 四角の枠は上高地図幅地域を示す

模式地 オソブ谷支流の高谷^{かいしよ}、貝塩谷^{おおす}及び大州谷林道.

分布 丹生川^く村久手川^て流域、オソブ谷^えと餌掛谷^かを結んだ線以南の平湯川流域、安房山周辺に分布するほか、割谷・外ヶ谷・小鍋谷流域にそれぞれ分布する. コンプレックスの幅は4-8 km.

層序関係 平湯コンプレックスは、北限で飛騨外縁帯の古生層及び變成岩類と断層関係で接しており、しばしば蛇紋岩が境界に介在する.

岩相 主に泥質・シルト質基質のメランジから構成される. ブロックとして、長径数 mm-数 km の様々なサイズの砂岩・チャート・玄武岩・石灰岩を含む. 砂岩はブロックとしてもっとも多量に含まれるが、基質との識別は必ずしも容易でないため地質図上には表現していない. 径1 km を越える巨大ブロックはいずれも横方向への連続がよく、基質部の構造とも調和的な伸長方向を示すことが多い. 巨大ブロックには、貝塩谷における石灰岩ブロックのように単一の岩種から構成されるものもあるが、久手川流域や平湯南方で見られるようにチャートと玄武岩あるいは石灰岩といった異なる岩種が薄い基質を介して集合した産状を示すものもある.



第10図 美濃帯中生層の平湯コンプレックスにおけるメランジの岩相(上宝村, オップ谷支流高谷)
 ここでは主にチャート・砂岩のブロックを含むが、ブロックの岩石種は地域により大きく異なる。
 ハンマーの長さ約50 cm

基質にはしばしば顕著な剝離性が観察され、ブロックの周囲を取り囲んでいる(第10図)。上述のブロック中には割れ目がしばしば発達している。基質は暗灰色の泥質-シルト質岩からなるが、しばしば灰白色-灰緑色の凝灰質シルト岩の薄層が挟まれることがある。この薄層は、通常周囲の泥質-シルト質との境界が不明瞭で、かつ塑性変形しているため、いわゆる“墨流し状”の形態を示すことが多い。

平湯コンプレックスは以上のように、ブロックと基質に顕著な変形作用が認められており、いわゆるメランジとしての性格を有している。

なお、餌掛谷に露出する本コンプレックスの泥質岩は熱変成により黒雲母ホルンフェルスとなっているが、付近に貫入岩体は見出せない。

産出化石と地質時代 丹生川村大須谷林道に露出する珪質泥岩からジュラ紀中期の放散虫(*Unuma echinatus* 群集(八尾・松岡, 1981))が見いだされている(OTSUKA, 1988)。珪質泥岩の産状からみて、基質の堆積時期を示すものであろう。一方、ブロックとして含まれる石灰岩中からは紡錘虫が見いだされる。猪郷(1956)によれば、これらの紡錘虫は*Pseudoschwagerina* 帯から*Neoschwagerina* 帯までのものが産出する。すなわち、石灰岩ブロック自身の年代は、二疊紀前期から後期に及んでいる。

対比 平湯コンプレックスは石灰岩・玄武岩・チャートといった明らかに異地性のブロックを多数含むこと、変形構造を示すことで特徴づけられ、ほぼKAMEI(1952)の平湯層群に対応している。こうした特徴を有する地質体は、西隣の「船津」図幅地域や南西の「高山」図幅地域にも追跡される。

ADACHI and KOJIMA(1983)は、丹生川村一帯において平湯コンプレックスに相当する部分を丹生川オリストストロームと呼んでいる。「高山」図幅地域の駄吉層(山田ほか, 1985a)や「船津」図幅地域小八

賀川以北の丹生川層・中畑層及び十二ヶ岳層（磯見・野沢，1957）は，平湯コンプレックスに相当する部分をそれぞれ地層名として呼んだものである。

VI. 3 沢渡コンプレックス (Sac, Sat, Sam, Sas, Sap)

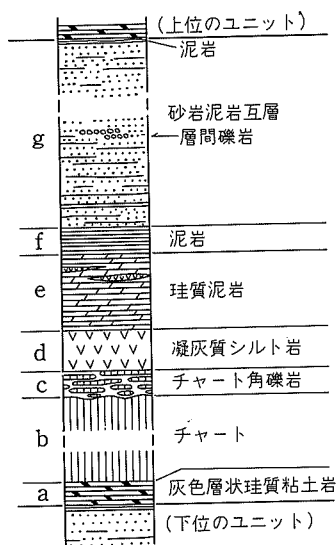
命名 大塚 (1986), OTSUKA (1988) 改変.

模式地 安曇村沢渡周辺の梓川沿い（「乗鞍岳」図幅地域内）.

分布 乗鞍岳南方高根ダム周辺から沢渡・島々谷南沢上流を経て徳高町鳥川流域に至る北東-南西方向に配列したコンプレックスである（第9図）. コンプレックスの幅は，10 km を超える. 本図幅地域においては，沢渡北方一帯から霞沢・水殿川上流・島々谷南沢上流・徳本峠・大滝山・蝶ヶ岳などにかけて広く分布する.

岩相 砂岩泥岩互層・チャートを主体とし，一部に珪質泥岩・凝灰質シルト岩を挟むほか，層間礫岩が数地点で見いだされる.

沢渡コンプレックスの特徴は，よく連続するチャートとその上位に重なる砂岩・泥岩などの碎屑岩類からなる層序ユニットが何回も繰り返して現れる点である（大塚，1986）. 模式的な層序ユニットは第11図に示されている. こうした層序ユニットの繰り返しは，島々谷南沢と水殿川上流でよく観察される. 層序ユニット内では初生的な堆積構造がよく保存されており，変形作用を余り受けていない. 堆積構造（級化・斜交葉理・荷重痕）によれば，ほぼ例外なく北西上位を示す. 典型的な層序ユニットにおいては，下位から (a) 灰色層状珪質粘土岩層（層厚；0-12 m），(b) チャート層（層厚；20-100 m），(c) チャート角礫岩層（層厚；0-12 m），(d) 緑灰色凝灰質シルト岩層（層厚；0-40 m），(e) 珪質泥岩層（層厚；10-40 m），(f) 泥岩層（層厚；5-25 m），(g) 砂岩泥岩互層（層厚；100-1,000 m）という構成になっている（大塚，1985；OTSUKA，1988）.



第11図 美濃帯中生層の沢渡コンプレックスにおける層序ユニット(チャート・碎屑岩ユニット)の模式柱状図 OTSUKA(1988)の第7図に基づく

層序ユニットの最下部にある**珪質粘土岩**はしばしば欠如している。下位の層序ユニット(通常は泥岩)との境界は多くの場合断層であるが、まれに明瞭な境界で接しており、すべり面が認められない場合がある。珪質粘土岩が欠如している場合にはチャート層が断層関係で下位のユニットと接する。この**チャート層 (Sac)**は走向方向への連続性がよく、数 km かそれ以上にわたって追跡できる。

チャート層の上位にはチャート角礫岩層が明瞭な境を介して重なる。チャート角礫岩層は、板状あるいは角礫状のチャート片が凝灰質泥岩基質中に含まれている岩相を示す。

緑灰色凝灰質シルト岩 (Sat)は、チャート角礫岩の上位に漸移関係で重なる。本岩の層厚は、最大 40 m であり、厚くはないが走向方向へ数 km にわたって連続するため、その特徴的な色調とあいまって良い鍵層となっている。本岩は鏡下においてやや粗粒な部分で径数 mm 以内の火山岩片(デイサイト質?)を含み、斜長石・石英・黒雲母・ジルコンなどの結晶片を含む。基質部は微細なセリサイトや緑泥石の集合体となっており、時に火山ガラスの形態が残存していることがある。この産状は、本岩が陸域から供給された広域テフラに由来することを示唆する。全岩化学分析値を第 2 表に示す。化学組成は MgO, Na₂O に富み CaO, FeO, MnO に乏しく、デイサイト質の組成を示す。

本岩は、足立(1977)によって記載された淡緑色層状凝灰質シルト岩や、足立(1979)の凝灰質シルト岩に岩相や産状が酷似している。ADACHI(1976)が遠隔地の対比に鍵層として用いたように、本岩は(ジュラ紀中世の)広域テフラとして区分・対比に有用である。

凝灰質シルト岩の上位には漸移関係で**珪質泥岩**が重なる。暗灰色-暗緑色を示し、弱い葉理が観察される。上下の層相から判断すると、本岩はやや凝灰質な泥岩であり、おそらく火山灰と泥質碎屑物とが混合した結果形成された。

珪質泥岩は上位の泥岩さらに砂岩泥岩互層に移行する。

砂岩泥岩互層 (Sas, Sam)は層序ユニットの中でもっとも占める割合が大きい。本層は、スランプ層・層間礫岩を挟有する。大塚(1985)によれば、砂岩の多くは長石質ないし石質アレナイトに属している。

層間礫岩 (Sap)は砂岩・泥岩互層中に産し、走向方向への連続は悪い。層厚は数 m 以内のものが多く、しばしば同一地点で上下に数層準にわたって挟在することがある。含まれる礫は、通常数 cm 以下の泥岩・チャート岩片に富み、花崗岩類・片麻岩類も見いだされる。こうした火成岩・変成岩礫を含む礫層は、安曇村沢渡西方の梓川筋や湯川沿いに露出しており、田中ほか(1952)によって検討され、沢渡礫岩と命名された。その後、この礫岩については、亀井(1956)、加納(1960)、ADACHI(1976)の研究が行われた。ADACHI(1976)は、珪線石片麻岩礫が含まれることを報告している。同様な産状を示す礫岩層(沢渡型礫岩)は、蝶ヶ岳山頂とその周辺にも露出する(亀井, 1956)。また南隣の「乗鞍岳」図幅地域内の梓川支流大野川沿いでは、50 m 以上の層厚を有し、最大径 1.5 m の亜角-円礫を含む番所礫岩が発見されている(大塚, 1985 : OTSUKA, 1988)。

以上の礫岩と同じ層間礫岩であるが、ほとんど石灰岩の角礫からなる石灰岩角礫岩が島々谷南沢の岩魚止め小屋下流 100 m に露出する。石灰岩角礫は数 10 cm 径で、石灰質な基質中に含まれる。同様な岩相の角礫岩は、同じ島々谷南沢流域の一の沢 1,300 m 及び 1,450 m 付近の転石(径 1 m 以上)としても見いだされている。こうした石灰岩角礫岩は、層序ユニットの砂岩・泥岩互層の部分に挟有されている。

沢渡コンプレックスは以上のように、層序ユニットの繰り返しによる積層体を形成しており、大塚

(1985)は少なくとも4つのユニットがあることを示した。こうした層序ユニットの繰り返しは、ほぼ霞沢岳と大滝山を結ぶ稜線付近から南東側の地域で確認されるが、それより北西側の徳沢や蝶ヶ岳一帯では連続性の良いチャート層や緑灰色凝灰質シルト岩を欠いている。この一帯が一番北西側にあるユニットの砂岩・泥岩互層部に当たるのか、あるいは沢渡コンプレックスとは異なる形成過程を経た“コンプレックス”として区分されるべきなのか、現状では判断がつかない。しかし、徳沢-蝶ヶ岳一帯は、変形が弱く初生的な堆積構造を保持しているという点で沢渡コンプレックスに共通した性格を示すので、ここでは“沢渡コンプレックス”として取り扱う。

産出化石と地質時代 岩魚留小屋下流の石灰岩角礫岩中の角礫からは二畳紀中期を示す紡錘虫が見いだされている(田中ほか, 1952; 亀井, 1956)。沢渡東方の霞沢下流からも紡錘虫を含む石灰岩が報告されている(同上)が、今回の調査では確認できなかった。

沢渡コンプレックスの層序ユニットの下部を占めるチャート層からは三畳紀中世の前期(アニシアン)から三畳紀新世の後期(レチアン)にかけてのさまざまな年代を示すコノドント化石と、ジュラ紀古世を示す放散虫が報告されている(付表2)。

連続性の良いチャート層の上位に重なる緑灰色凝灰質シルト岩および珪質泥岩からは、ジュラ紀中世の前期を示す放散虫が得られている(大塚, 1985)。ジュラ紀中世の後期を示す放散虫が珪質泥岩の上部とさらに上位の泥岩層から、また沢渡コンプレックスではもっとも若いジュラ紀新世の前期を示す放散虫が層序ユニットの上部を占める砂岩泥岩互層からそれぞれ見いだされている(大塚, 1985)。

砂岩泥岩互層中のスランプ層などに含まれる異地性チャート岩塊からは、二畳紀から三畳紀中世に至る様々な時代のコノドント及び放散虫が得られている。

沢渡コンプレックスに産出する化石は、異地性岩塊を除けば、層序ユニット内での上方にむかって次第に若くなることを示しており(第12図)、堆積構造がよく保存され整合的な関係にあること(第11図)と矛盾しない。

以上の準化石のほか、砂岩泥岩互層部の泥岩中には生痕化石や植物片化石がしばしば見いだされる。

対比 沢渡コンプレックスは、大塚(1985)のD帯及びF帯に相当している。田中ほか(1952)の徳本峠累層、山田ほか(1985a)の大西層は本コンプレックスに一致する(大塚, 1986)。

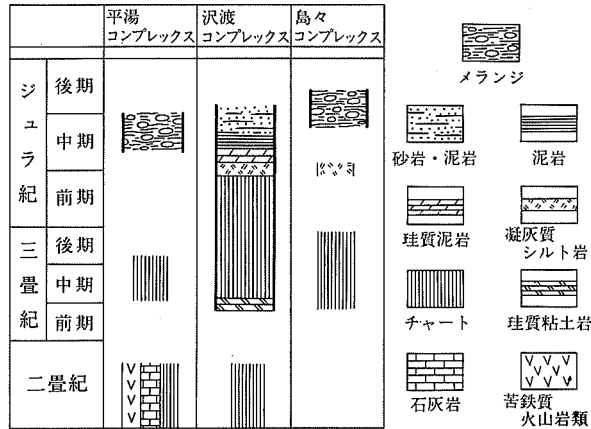
VI. 4 島々コンプレックス (So, Sc)

命名 大塚(1986), OTSUKA(1988) 改変。

模式地 安曇村島々谷(「松本」図幅地域内一ノ沢合流点付近から下流)。

分布 模式地の安曇村島々谷のほか、湯川合流点付近(「乗鞍岳」図幅地域内)から下流の梓川筋、黒川及び奈川流域、木曾川支流の西野川上流地域や飛驒川上流の日和田付近など北東-南西方向に幅約11 kmのコンプレックスとして連続する(第9図)。本図幅地域内では、島々谷南沢・小嵩沢・圧沢・栃沢と水殿川下流に分布する。

層序関係 沢渡コンプレックスの構造的下位に位置する。



第12図 平湯コンプレックス・沢渡コンプレックス・島々コンプレックスの岩相と年代
大塚(1986)の第4図に一部加筆。太い実線内は異地性岩塊以外の岩相を、細い実線は異地性岩塊の岩相を示す

岩相 チャート・珪質泥岩・砂岩などのブロックを含むメランジからなる。基質は泥岩・珪質泥岩・細粒砂岩からなり、砂岩卓越部に砂岩泥岩互層の形態が残存しているほかは、二次的変形のため堆積構造が乱れている。基質は一般に剝離性に富み、光沢を示す劈開面が発達する。

本コンプレックスの特徴は、基質及びブロックに顕著な変形構造が認められることである。大塚(1986)は本コンプレックス中の褶曲・礫状化・劈開・クラストの塑性変形及び回転など様々な変形様式を検討した結果、変形作用には堆積物の固結前と固結後のものが認められるとしている。

地質図上に表現したブロックのチャートのなかには、数100mの厚さを示し、側方に良く連続するものがある。

このチャート中には泥質岩が挟有されており、実際にはより小規模なブロックの集合体であると推定されている(大塚, 1985)。

産出化石と時代 チャートブロックから、三畳紀古世後期(スパシアン)-三畳紀新世後期(レチアン)のコノドントが得られている(狩野, 1975; 大塚, 1985)。基質の泥岩及び珪質泥岩からは、ジュラ紀中世後期-ジュラ紀新世前期の放散虫が見いだされた(大塚, 1985)。

対比 本コンプレックスは大塚(1985)のA-C帯に相当するが、本図幅地域内には、そのうちのC帯が分布する。田中ほか(1952)の一の沢累層は、島々コンプレックスに相当している。

VI. 5 地質構造と形成史

本図幅地域内に分布する美濃帯中生層は、平湯コンプレックス・沢渡コンプレックス・島々コンプレックスに区分され第12図に示したような岩相と化石年代を示している。本図幅地域内の平湯コンプレックスは、小八賀川沿いにおける東西方向の走向が北々東-南々西方向の走向に変化する地域に位置しており、こうした走向の変化は美濃帯と飛騨外縁帯の境界の屈曲と同じ変化を示している。おそらく平湯コンプレックスにおける顕著な変形構造は、美濃帯と飛騨外縁帯が構造的に接触した際に形成されたのであろう。

島々コンプレックスと沢渡コンプレックスの両者の形成について大塚(1985)は以下のような過程を推定している。ジュラ紀新世において沢渡コンプレックスにおける層序ユニットの積層体が形成された。これはチャート・砕屑岩ユニットが相対的に南東方向へ衝上もしくは重力滑動する過程で重なり合った運動である。島々コンプレックスのメランジはチャート・砕屑岩ユニットの前縁ないし下側に形成され、積層体の構造的低位に巻き込まれたため、強く剪断作用を受けた。

以上の推定では沢渡コンプレックスが島々コンプレックスの構造的上位にのしかかる形で説明されているが、こうした動きはあくまで相対的なものであり、島々コンプレックスが沢渡コンプレックスの南東からもぐり込む運動としても全く同じ形成過程を説明することが可能である(Otsuka, 1988)。

沢渡コンプレックスにおける層序ユニット内には初生的層序が保存されている。チャートから凝灰質シルト岩・珪質泥岩を経て砂泥互層に至るユニット内の一連の層相変化は、堆積環境が三畳紀中世からジュラ紀古世において海洋的環境にあり、それがジュラ紀古世から中世にかけて大陸・島弧縁辺など陸源物質の供給を受け、さらにメランジを形成するような不安定な環境に変化したことを示している(大塚, 1985)。

沢渡・島々両コンプレックスの形成過程や層序ユニット内での層相変化は、いわゆる沈み込み帯における付加体として形成されたことを強く支持していると考えられる。

VII. 手取層群

本図幅地域の手取層群のうち上宝村神坂・栃尾・柏当に分布するものは、栃尾頁岩砂岩互層と命名された(前田, 1958)。今回の調査により、神坂・蒲田の蒲田川対岸山腹に新たな分布を見いだしたほか、蒲田川左俣谷上流にも分布域を発見した。後者については左俣谷累層ひだりまただにと命名する。なお、栃尾周辺の手取層群は砂岩を主体とし、砂岩頁岩互層の占める割合は小さいので、本研究報告では栃尾累層と改称する。

VII. 1 栃尾累層 (Tt)

命名 前田(1958)を改称。河合(1961)の栃尾層と同じ。

模式地 神坂-蒲田間の県道沿い.

分布・層序関係 栃尾累層は、蒲田から西方の小糸谷下流、神坂北方、栃尾、村上、柏当谷周辺に分布する。新たに見いだした分布域は、蒲田から神坂にかけての蒲田川左岸山腹一帯で、飛驒外縁帯変成岩の南側を取り囲むように分布する。柏当谷の分布域の西方延長は西隣の「船津」図幅の赤谷に連続する。このほか、外ヶ谷支流・小鍋谷林道・穂高平東方にも新たな分布域が見いだされた。周囲の飛驒外縁帯変成岩類や古生層とは断層関係にある。層厚は神坂北方で約 600 m。

岩相 含礫粗粒塊状砂岩を主体としており、礫岩・泥岩・角礫岩を挟有する。砂岩中の礫や礫岩中の礫は極めて円磨度が良く、数 cm-最大 20 cm 大の砂岩・オルソコーツァイト・花崗岩などを含む。砂岩や礫岩の基質はアルコース質である。泥岩は、神坂東方の県道沿いや栃尾南方の宝桶付近に露出し、砂岩との数 cm-数 10 cm の互層となっている。ともに植物化石を産出する。角礫岩は神坂堰堤付近の旧道沿いや、洞谷右岸（標高 940 m 付近）に露出する。前者には玄武岩・輝緑岩など苦鉄質火山岩類の角礫が多量に含まれ淘汰が悪い。後者は主に砂岩・珪質泥岩など碎屑岩類の角礫を含む。

蒲田結晶片岩の南側に分布する手取層群は、砂岩・泥岩・礫岩から構成され、岩相は栃尾累層に類似する。泥岩中には植物化石片が含まれる。結晶片岩に接する付近には礫岩が卓越し、砂岩と緑色岩の円礫を含み、少量の花崗岩・結晶片岩も見いだされる。

なお、神坂対岸の通称大谷と呼ばれる沢の最下流部では、蒲田結晶片岩の北側に所属不明の礫岩層が露出することが知られている。この礫岩はおそらく湊(1950)により報告されたものと同一のもので、結晶片岩の角礫に富んでいる。また付近の転石からは、石灰岩礫を含む堆積性蛇紋岩も見い出された。

外ヶ谷支流・小鍋谷・穂高平東方では、いずれも蒲田結晶片岩に接して分布し、礫岩が卓越し砂岩を伴う。礫として砂岩・泥岩・花崗岩・結晶片岩などを含む。穂高平東方を除き、熱変成を受けて黒雲母ホルンフェルスになっている。

構造 栃尾周辺の手取層群は、ほぼ蒲田川-高原川を境に傾斜が異なり、北側で東西走向、北傾斜 80°-40°、南側で東西-北東-南西走向、南傾斜 80°-60° となり、東西方向の背斜構造が推定できる。

層序関係 周囲の岩石とは、いずれも断層関係にある。蒲田結晶片岩や栃尾トータル岩と接する部分では、境界部に蛇紋岩が介在することが多い。神坂堰堤周辺・外ヶ谷支沢・小鍋谷では熱変成作用を受けて黒雲母ホルンフェルスとなっている。

産出化石・地質時代・対比 前田(1958)は村上付近の泥岩から *Chladophlebis* sp. などの植物化石を報告しているほか、柏当谷では淡水-汽水性二枚貝の化石を見いだしている(付表3)。これらの化石群は、他地域の手取層群産の非海棲動物化石群にはない種を含み、領石動物化石群に類似した構成を示すことで注目され、上宝動物化石群として命名された(前田, 1958)。いずれも時代決定には至らないが、岩相と化石構成から、白亜紀前期の赤岩亜層群に対比された。

構造運動 本図幅地域の手取層群は、いずれも飛驒外縁帯に分布している。飛驒外縁帯方向に伸長したグラーベンに沿って堆積したという見解を前田(1958)が述べている。栃尾累層が急傾斜構造を示すのに対し、白亜紀末以降の諸岩石には、こうした構造は認められていない。本図幅地域では手取層群堆積後、白亜紀末までに飛驒外縁帯における最終的な変動があったと考えられている(笠原・原山, 1985)。

VII. 2 左俣谷累層 (Th)

模式地 左俣谷-水鉛谷合流点.

分布・層序関係 左俣谷累層は、北隣の「槍ヶ岳」図幅内の左俣谷上流と、その北方の湯俣川上流にかけて分布する。本図幅地域内の分布は、上記分布域の南縁に位置している。西側に分布する船津花崗岩類とは断層関係にある。

岩相 中-粗粒塊状砂岩を主体とし、砂岩泥岩互層や礫岩層を挟有する。泥岩中には植物化石が含まれる。礫岩中には砂岩・泥岩のほか花崗岩・アプライト・花崗斑岩などの火成岩礫が含まれるが、栃尾累層中の礫岩と異なりオルソコーツァイトは見いだされていない。

構造 左俣谷累層は、北西-南東走向で南へ 20° - 50° 傾斜する。

産出化石・地質時代・対比 左俣谷累層のシダ類の植物化石は、石徹白亜層群(ジュラ紀後期?)に含まれる植物化石群に類似している(故河合正虎氏談話)とのことであるが、詳細は不明である。

VIII. 閃緑岩・トータル岩 (D₁)

模式地 蒲田川支流の小鍋谷、標高1,400m付近。

分布 模式地のほか、神坂堰堤右岸-蒲田南方の蒲田川左岸と下丸山東方にそれぞれ小岩体として分布する。

貫入関係 蒲田川的神坂堰堤右岸では、栃尾累層中に露出し、同累層とともに熱変成を受けている。本岩は、栃尾累層に接する部分で顕著な破砕作用を受けており、固体貫入した可能性もある。下丸山東方及び小鍋谷では、周囲の岩石と断層で接しているが、弱い熱変成を受けている。上記2地域での熱変成作用は、近接もしくは潜在する白亜紀末期の奥丸沢花崗岩によると推定できる。北隣の「槍ヶ岳」図幅地域内の左俣谷-水鉛谷合流点付近では、手取層群左俣谷累層を貫入する閃緑岩の小岩体が見いだされ、奥丸沢花崗岩による熱変成作用を受けている。

岩相 中粒の黒雲母含有単斜輝石斜方輝石閃緑岩-黒雲母角閃石トータル岩からなる。いずれの岩体も、熱変成作用を被っており、有色鉱物の多くはアクチノ閃石・黒雲母に再結晶している。

化学組成 上宝村小鍋谷林道沿いで採取した2個の岩石について化学分析を行った。黒雲母・カリ長石を含むことを反映して、ややアルカリに富んだ中性岩の組成を示している(第3表)。

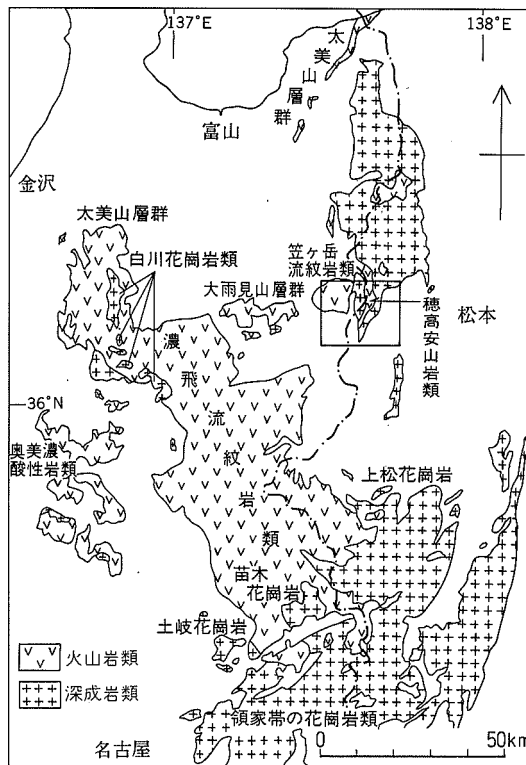
地質時代 本岩は白亜紀末以降の花崗岩類による熱変成作用を受けており、一部は手取層群に対して貫入している。したがって、本岩の貫入時期は白亜紀に限定されるが、おそらく白亜紀末以降の火成活動よりはやや先行した火成活動の産物である。

IX. 笠ヶ岳流紋岩類

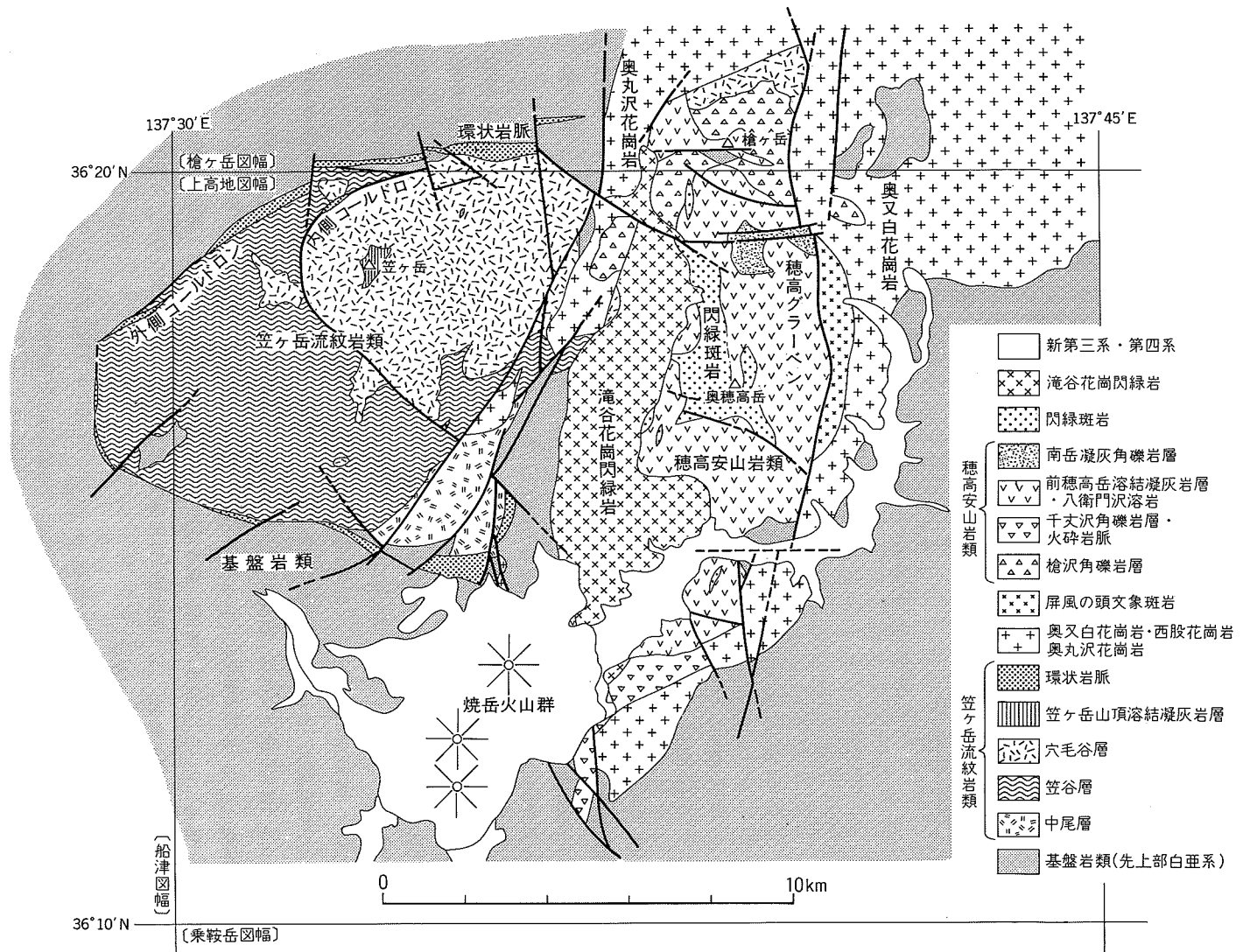
IX. 1 概要

笠ヶ岳流紋岩類は、中部地方において白亜紀の中葉以降古第三紀半ばまで活動した珪長質火成岩の一部に相当する。中部地方におけるこの時期の火成岩は、時空間分布と岩石学的諸性質の変化に基づいて、5つの活動期(ステージ)と3つの岩石区に区分された(原山ほか, 1985)。笠ヶ岳流紋岩類はこのうち第3ステージ(65-50 Ma)に活動した火山活動であり、濃飛岩石区に属している。笠ヶ岳流紋岩類は、活動時期が濃飛流紋岩類の活動期後半に相当しており、その岩石学的諸性質は濃飛流紋岩類に類似している。

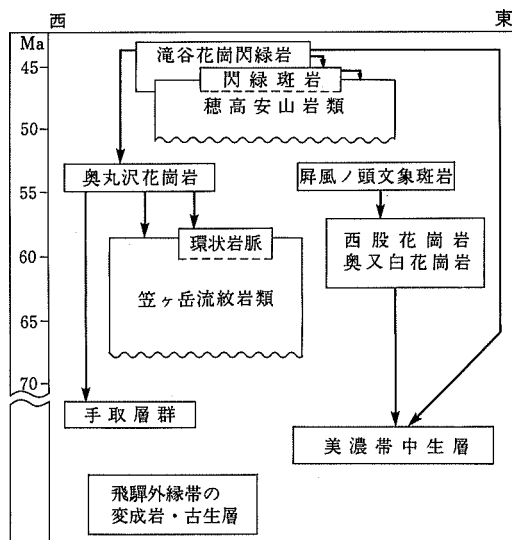
濃飛流紋岩類は中部地方の白亜紀-古第三紀火山活動を代表する複合火山体を構成し、その占める面積は5,000 km²以上に達している。この広大な岩体の周囲には、奥美濃酸性岩(棚瀬, 1982)や、大雨見層群(笠原, 1979)などのやや規模の小さな(-200 km²)岩体が分布する(第13図)。笠ヶ岳流紋岩類もこう



第13図 中部地方における白亜紀-古第三紀火成岩類の分布図
原山・小井土(1988)の3.1図に一部加筆



第14図 上高地図幅地域と周辺における白亜紀末期-古第三紀火成岩類の分布



第15図 笠ヶ岳及び穂高岳周辺の火成岩類の相互関係図
矢印の先は貫入される岩体を示し、波線は不整合関係を示す

した岩体の一つを構成し、飛騨外縁帯と美濃帯にまたがる位置に独立した複合岩体を形成している。最大の特徴は、環状岩脈を伴う楕円形のコールドロンを形成していることである(第14図)。コールドロンの東半分は後続する火成活動(第15図)のため、被覆・貫入されその形態は失われているが、西半分にはその輪郭が明瞭に残されている(第14図)。笠ヶ岳流紋岩類は主に流紋岩-流紋デイサイト溶岩・火砕岩からなり、火山性砕屑岩や極めて少量のデイサイト-安山岩組成の火砕岩を伴う。火砕岩の大部分は溶結した火砕流堆積物であり、一部に降下火砕岩が含まれる。

火砕流堆積物は一般に石質岩片に乏しく、その占める割合の多くは1容量%以下であり、多くても数容量%以内におさまる。また本質岩片は様々な程度に偏平化しており、いわゆる本質レンズとしての形態を示すとともに、しばしば軽石構造が残存している。こうした特徴は、良く発泡した珪長質マグマに由来する軽石片と火山灰が流下堆積したことを示している。溶岩が例外なく斑晶に乏しい(数容量%以下)のに対し、火砕流堆積物のほとんどは結晶片に富んだ性質を示す(第18図)。

笠ヶ岳流紋岩類は、大きく4つの活動期に区分することができる(第4表)。第1活動期にはやや小規模な火砕流堆積物と降下火砕岩・成層火山性砕屑岩から構成される中尾層が堆積した。第2活動期には湖成堆積物の上位に無斑晶質流紋岩からなる溶岩円頂丘群が形成され、溶岩流出期の途中では小規模な火砕流が堆積している(笠ヶ谷層の堆積)。第3活動期にはやや規模の大きな火砕流と薄い溶岩流が交互に噴出した(穴毛谷層の堆積)。第4活動期には火砕流が噴出し、笠ヶ岳山頂部を形成する溶結凝灰岩層(笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層)が堆積した。

笠ヶ岳流紋岩類の放射年代は、Rb-Sr法・K-Ar法・FT法により測定されている(第5表、付表4、付表5)。最上部の笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層では、3種類の異なる方法による測定値がほぼ65 Ma前後を示し、よく一致している。これに対し層序的に下位の笠ヶ谷層や穴毛谷層の試料について得られたRb-Sr年代やFT年代はより若い年代値を示す傾向がある。このうち穴毛谷層の測定試料の一部には、後

第4表 笠ヶ岳流紋岩類の層序区分

活動期	層序区分	岩相区分	最大層厚	岩質	*結晶量 (vol.%)	*結晶容量比	本質レンズ量・偏平度	石質岩片 (vol.%)種類	備考	
IV	笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層		170m+	Rd Rh	50-55	Pl>Qz>Kf>Opx,Cpx,Hb,Bi,Il	多・大	0.2>,Grなど	上下方向に結晶容量比変化	
III	穴毛谷層	角礫岩	1400m	角礫岩, 礫岩						
		溶岩		Rh	< 5	Pl>Qz>Kf>Bi	—	—	自破砕部やハイアロクラストあり	
		凝灰岩		緑色凝灰岩, 成層凝灰岩						
		溶結凝灰岩		Rh	50-60	Qz>Kf>Pl>Bi,Hb,Px,Il	多・小	2>, Rh.Lなど	極めて均質	
		中崎凝灰岩部層	100m	凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩, 成層凝灰岩						
II	笠谷層	溶岩	上部 800m 下部 400m	Rh	1-7	Pl>Qz>Kf,Bi; Pl>Qz>Bi	—	—	下部溶岩は槍見凝灰岩と同時異相	
		クリヤ谷溶結凝灰岩部層	190m	Rh	5-10	Pl>Qz>Kf>Bi	多・大	≒0, —	典型的なコークサイト構造を示す	
		槍見凝灰岩部層	230m	凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩, 火山礫凝灰岩, 凝灰角礫岩, 火山豆石凝灰岩						樹幹化石産出
I	中尾層	中尾凝灰岩部層	750m+	Rh	40-50	Qz>Pl>Kf>Bi,Il	少・小	≒0, ss,ms	数層準にわたり凝灰質泥岩・砂岩を挟む	
				Rd	45-50	Pl>Qz>Kf>Hb,Bi,Il	多・小	≒0, —		
		外ヶ谷礫岩部層	60m	礫岩, 砂岩, 凝灰質砂岩						

*ここでの結晶とは斑晶もしくは結晶片を示す。ガラス片から結晶化した基質は含まない。
 Rd: 流紋デイサイト Rh: 流紋岩 Bi: 黒雲母 Pl: 斜長石 Qz: 石英 Kf: アルカリ長石 Hb: 角閃石 Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石 Px: 輝石(変質) Il: チタン鉄鉱 Gr: 花崗岩類 Rh.L: 流紋岩溶着 ss: 砂岩 ms: 泥岩

続する奥丸沢花崗岩の熱的影響があるが、他の多くは接触熱変成の証拠は認められない。下位層がより若い年代を示す事実は、おそらくコールドロン内深部では冷却速度が小さかったことを示している。笠ヶ岳流紋岩類を形成した火山活動は、おそらく70 Ma以降に開始し、55 Maにはほぼ終了していたと推定できる。

IX. 2 中尾層 (Nk, Sd)

命名 HARAYAMA (1978).

模式地 上宝村中尾足洗谷 (標高1,100-1,200 m) 及び外ヶ谷 (標高1,000-1,300 m) 沿い。

分布 上宝村中尾周辺・鍋平南方山腹・クリヤ谷合流点付近の蒲田川沿い・カルカヤ温泉に分布する。

層序関係 本層最下部の外ヶ谷礫岩部層が黒谷において飛驒外縁帯の苦鉄質貫入岩類を不整合に覆う。

層序・岩相 中尾層は、下部の外ヶ谷礫岩部層 (Sd) と上部の中尾凝灰岩部層 (Nk) からなり、層厚800 m以上。

外ヶ谷礫岩部層は、礫岩・砂岩・凝灰質砂岩から構成され、層厚最大50 m。黒谷及び外ヶ谷に露出し、泥岩・砂岩・粗粒黒雲母花崗岩・アプライト・安山岩の垂角礫-円礫 (径1-20 cm) から構成される。砂岩層は足洗谷支流の黒谷とヒル谷入口付近に分布する。砂岩層の上部は凝灰岩質となり、上部の中尾凝灰岩部層の非溶結凝灰岩に移行する。

第5表 上高地図幅地域における白亜紀末期-古第三紀火成岩類の放射年代値

No.	地質区分	岩石	Rb-Sr 法 ¹⁾			K-Ar 法 ²⁾			FT 法
			全岩アイソクロン年代	内部アイソクロン年代	全岩-黒雲母年代	角閃石	黒雲母	アルカリ長石	ジルコン
⑰	滝谷花崗閃緑岩	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	46.4±1.1 (n=4)		3.4-3.0				0.80±0.04 (2σ) ³⁾
⑮	"	"							
⑭	"	"							
⑬	穂高安山岩類	安山岩溶結凝灰岩							2.8±0.4 (1σ) ⁴⁾
⑫	"	"							2.0±0.3 (1σ) ⁴⁾
⑪	"	"							1.9±0.3 (1σ) ⁴⁾
11	奥丸沢花崗岩	黒雲母花崗岩	53.3±2.7 (n=4)	54.3±0.9	15.3-15.0				
⑩	奥又白花崗岩	黒雲母花崗岩					59.3±3.0		
9	環状岩脈	輝石黒雲母花崗斑岩		57.0±0.0					64.2±1.8 (1σ) ⁵⁾
⑧	笠ヶ岳	斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩		64.1±1.6	39.8-31.8				
⑦	笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層	流紋岩デイサイトW.T.	63.2±7.6	67.7±11.5			64.6±3.2		67.5±3.0 (2σ) ³⁾
6	流紋岩層	穴毛谷層	(n=9)	68.1±3.7				56.3±2.8	
5		流紋岩 W.T.							
④		"							
③	笠ヶ谷層	流紋岩溶岩	63.0±4.2	60.0±5.1					54.9±2.4 (1σ) ⁶⁾
2	"	流紋岩 W.T.	(n=6)						58.9±3.2 (1σ) ⁴⁾
①	中尾層	"							57.3±5.2 (2σ) ⁷⁾

K-Ar 法, FT 法による測定値の詳細は付表 4, 付表 5 を, 各試料の岩石記載については付記を参照

WT: 溶結凝灰岩 n: Rb-Sr 全岩アイソクロン年代測定に用いた試料数(表に示した以外の試料も測定している)

○のついた No. の試料は地点番号を赤字で地質図に示した.

出典

- 1) 原山・白波瀬未公表資料 $^{87}\text{Rb}\lambda=1.42\times 10^{-11}/\text{y}$
- 2) 本報告(測定: Teledyne Isotopes 社, USA)
- 3) 測定: 雁沢好博 (ゼータ法)
- 4) 本報告(測定: 東京都フィッショントラック $\lambda f=7.03\times 10^{-17}/\text{y}$)
- 5) 原山・鈴木(1984), 測定: 鈴木達郎 $\lambda f=7.03\times 10^{-17}/\text{y}$
- 6) 測定: 上田 薫 $\lambda f=7.03\times 10^{-17}/\text{y}$ (参考値)
- 7) 岩野ほか(1989), 測定: 岩野英樹 (ゼータ法)

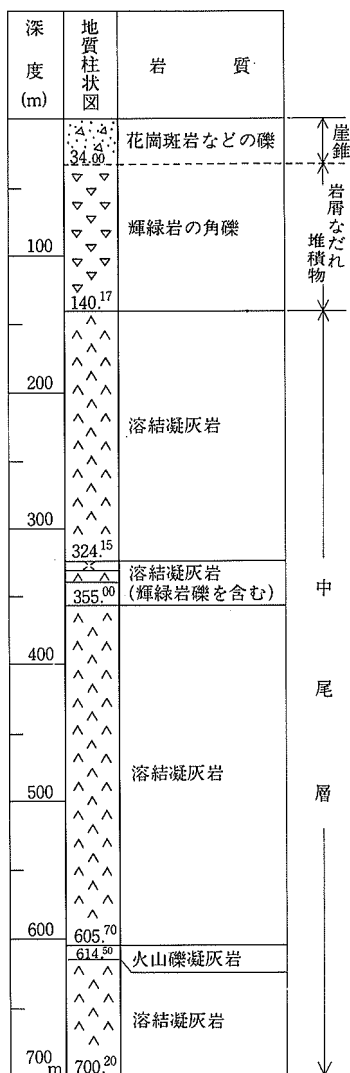
中尾凝灰岩部層は, 流紋デイサイト-流紋岩質の非溶結及び溶結凝灰岩層を主体としており, 層厚 100-300m の少なくとも 3 枚のユニットが観察され, 成層した砂岩・細粒凝灰岩・凝灰質砂岩・泥岩・火山豆石凝灰岩からなる 20-30m 層厚の地層がユニット間に挟有される.

羽根平で深度 700m まで掘削された地熱開発基礎調査ボーリング (54-NK-1) では, 坑底まで中尾凝灰岩部層であり, 溶結凝灰岩を主体とし, 数層準にわたり厚さ 10m 以下の非溶結凝灰岩層・泥岩を挟む (第 16 図; 日本地熱資源開発促進センター, 1980).

中尾層の層理及び葉理面構造は, 走向が南北から北東-南西で, 西へ 20-30° の傾斜を示す.

本層は, ほぼ全域にわたって熱変成作用を受けており, 再結晶した黒雲母が生じている. 中尾周辺の温泉掘削や羽根平における地熱探査のボーリングによれば, 深部ほど熱変成の程度が上昇する傾向にあり, 羽根平のボーリングでは地下 450m 以深で再結晶黒雲母が, 650m 以深でざくろ石が見いだされている (日本地熱資源開発促進センター, 1980; 水谷ほか, 1983)

IX. 3 笠谷層 (Ty, Lk₁, Wk, Lk₂)



第16図 ボーリングによる中尾層の柱状図
上宝村中尾(羽根平)において掘削された地
熱開発基礎調査の資料(日本地熱資源開発
促進センター, 1980)に一部加筆

上部溶岩が本層と接する部分では著しい自破碎構造を示すことから、本層は水域で堆積したものと判断できる。佳留^{かろかや}萱北西の小沢(標高: 1,100 m)では凝灰岩質泥岩中から材化石(-5 × 30 cm)を産出する。ここでは材化石が北西-南東方向に配列をしている。火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩中の岩片はどれも流紋岩質凝灰岩からなるもので、類質岩片である。

クリヤ谷溶結凝灰岩部層は、典型的なユータキサイト構造を示す(第VIII図版)。新鮮なものでは暗灰色であり、著しく扁平化した本質レンズを多数含むため、一見溶岩とよく似た印象を与える。斑晶として

命名 新称。

模式地 笠谷及びクリヤ谷沿い。

分布 笠ヶ岳流紋岩類の岩体西部を中心に広く分布する。本図幅地域内では、新徳高から蒲田に至る間の蒲田川右岸一帯から大木場ノ辻-錫杖岳一帯、笠谷流域、下佐谷上流、小倉谷、打込谷などに分布する。

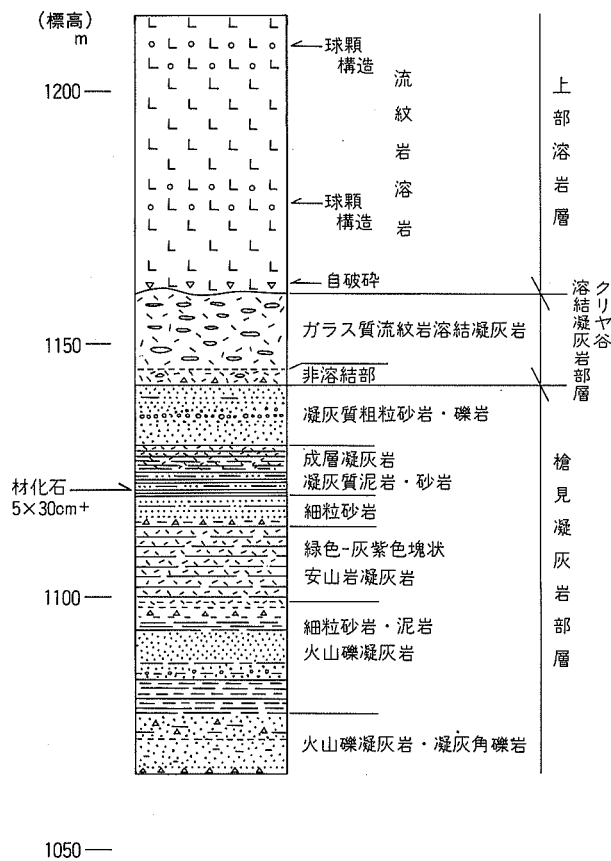
層序関係 本層は下部から槍見凝灰岩部層 (Ty ; 層厚 40-230 m) , 下部溶岩 (Lk₁ ; 層厚 0-400 m+) , クリヤ谷溶結凝灰岩部層 (Wk ; 層厚 0-100 m) , 上部溶岩 (Lk₂ ; 層厚 700-800 m) で構成される。槍見凝灰岩部層はクリヤ谷合流点付近の蒲田川河床で下位の中尾層の溶結凝灰岩を整合的に覆うほか、蒲田北方では枳尾累層を、笠谷の標高 1,000 m 付近では洞谷トータル岩を高角不整合の関係で覆う。槍見凝灰岩部層と下部溶岩は指交関係にあり、槍見付近の西側山腹において下部溶岩は尖滅する。クリヤ谷溶結凝灰岩部層は層厚は薄いですが、側方によく連続し、下部と上部の溶岩を区分する良い鍵層となっている。ただし、笠谷左岸山腹や下佐谷上流・小倉谷では消滅して露出せず、この場合には溶岩の上・下の識別は困難となる。

岩相 槍見凝灰岩部層は、凝灰質砂岩・凝灰質泥岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・礫岩からなり、一部で安山岩-デイサイト質凝灰岩・火山豆石凝灰岩を挟む(第17図)。成層構造が一般に良く発達し、下

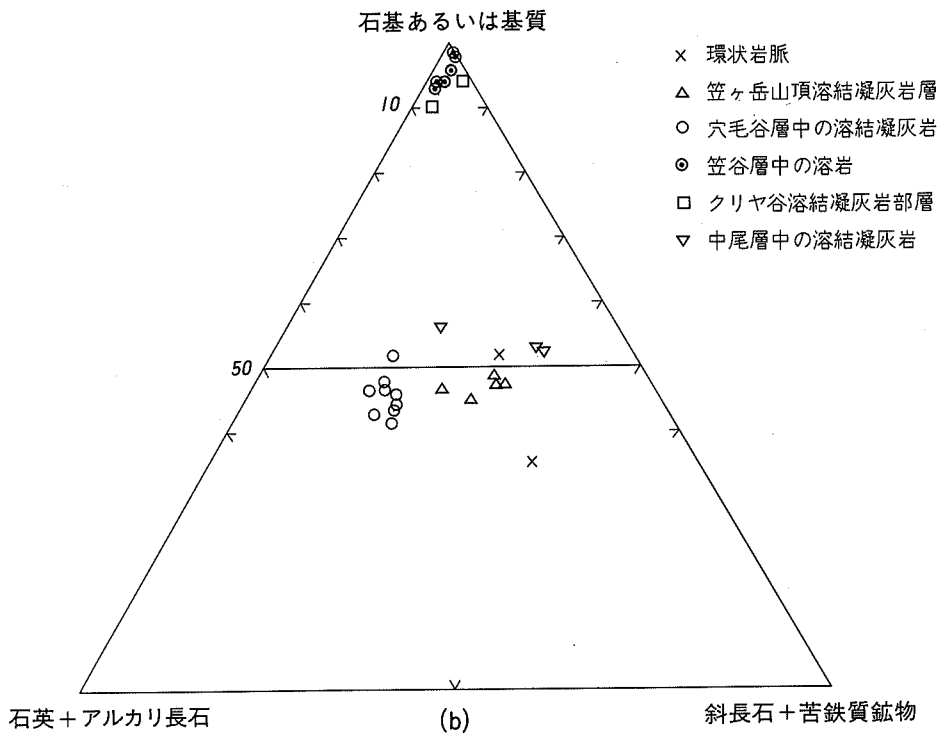
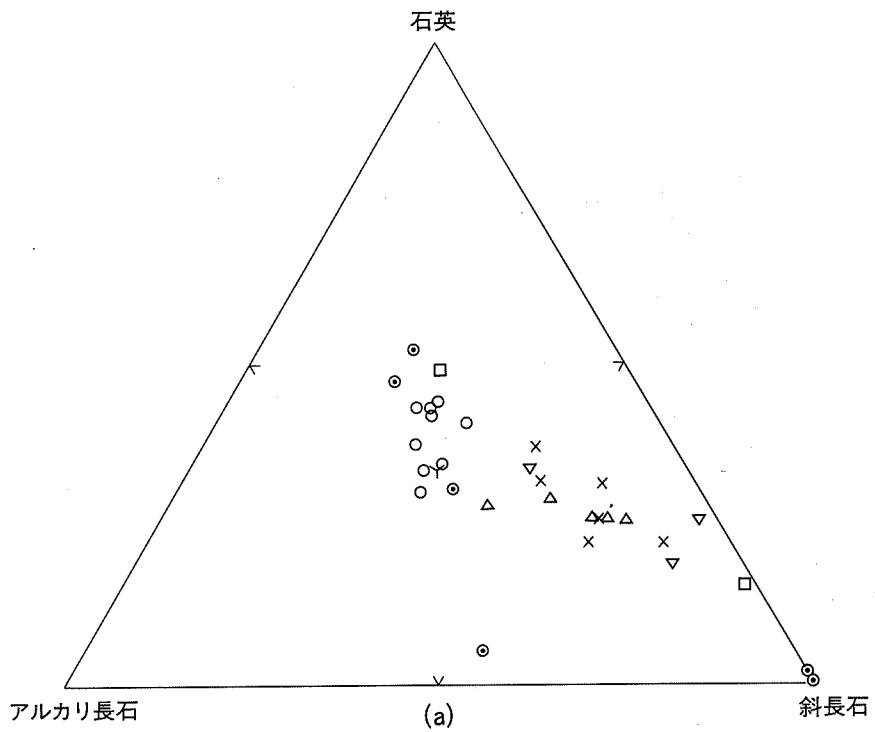
数容量%以下の斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母を含む。

右俣谷からクリヤ谷合流点付近にかけて分布する笠谷層は軽微な熱変成作用を受けている。地形的な低所でより再結晶の程度が高い傾向が認められる。

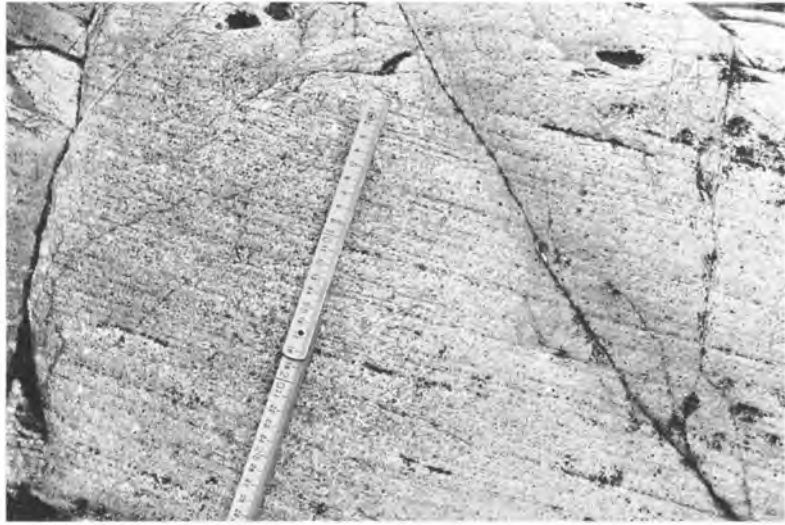
下部溶岩及び上部溶岩はいずれも斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母斑晶をわずかに含む斑晶に乏しい流紋岩からなる（第18図，第Ⅷ図版）。アルカリ長石を欠いた，one feldspar rhyolite も見いだされる。黒雲母斑晶はオパサイト化していることが多い。これら溶岩は新鮮な部分では暗灰色であるが，変質・風化により紫灰色・灰色・灰白色・淡緑灰色など様々な色調を示す。また組織も変化に富み，均質塊状のもの，流理構造の顕著なもの（第19図），球頭構造を示すもの（第19図），自破碎組織を示すものな



第17図 槍見凝灰岩部層の柱状図
柱状図左側の数字は標高を示す。地層の傾斜は 10° 以下で、層厚はほぼ高度差と同じ。



第18図 笠ヶ岳流紋岩類のモード
 (a) 石英-アルカリ長石-斜長石図
 (b) 基質(石英)-(斜長石+苦鉄質鉱物)-(石英+アルカリ長石)図
 (b)図には環状岩脈のうち、花崗斑岩のみを示した



第19図 笠谷層中の溶岩の岩相
上) 流理構造の発達する流紋岩溶岩(上宝村下佐谷上流)
下) 球顆流紋岩(上宝村笠谷上流)
球顆の大きさは最大2 cm

ど多様である。風化の著しく進行したもの以外は極めて堅硬にして緻密であり、浸食に対する抵抗性が大きい。錫杖岳の烏帽子岩（第20図）に代表される大岩壁を各所で形成する。

一般に流理構造は数 m 以内でも著しく変化するケースがあり、また上下の凝灰岩層の層理・葉理とも必ずしも調和的でない構造をしばしば示す。本層中の溶岩は最大 800 m に達する厚いものであり、おそらく溶岩円頂丘ないし円頂丘群として形成されたものであろう。

構造 層理面や火砕岩の葉理面はいずれも緩傾斜で、ほとんどは 10° 以下の傾斜を示す。

IX. 4 穴毛谷層 (Tn, Wa, Ta, Ba)

命名 HARAYAMA (1978).

模式地 穴毛谷流域。

分布 蒲田川左俣谷支流の穴毛谷のほか、笠ヶ岳及び抜戸岳の山腹、左俣谷流域、中崎山、下丸山に分布する。錫杖岳・大木場ノ辻・笠ヶ岳南西尾根では、地形的高所に限定されて分布する。

層序関係 本層の最下部は中崎凝灰岩部層 (Tn) からなり、上部では溶結凝灰岩層 (Wa) と溶岩及び凝灰岩 (Ta) が繰り返す構成となっている。また抜戸岳北方では角礫岩層 (Ba) が挟有される。中崎凝灰岩部層は本層分布域の南東部 (中崎山周辺) に限定されて分布する。層厚は 0-100 m。上位の溶結凝灰岩層と溶岩及び凝灰岩の繰り返す部分の全層厚は 1,400 m に達する。

中崎凝灰岩部層及び本層上部の溶結凝灰岩は、笠谷層の上部溶岩を覆う。穴毛谷下流左岸 (標高 1,320 m)、新穂高の北陸電力発電所送水管上部山腹 (標高 1,350 m) などでは両者の関係が観察できる (第 21 図)。露頭規模では、両者の境界は小起伏にかなり富んでいるにもかかわらず、側方へ追跡の結果、中崎から穴毛谷下流では大局的に緩傾斜な境界面であることが明らかとなった。笠谷上流 (標高 2,080 m) や打込谷 (標高 2,000 m) では、両者の境界はより高所にある。また、本層が地形的高所にのみ限定されて分布する錫杖岳や笠ヶ岳南西尾根などでは、下位の笠谷層との境界はさらに高所 (標高 2,100-2,300 m) に見いだされている (第 24 図)。一方、小倉谷左俣の標高 2,000 m 付近では、笠谷層と穴毛谷層が接する部分に幅 100 m 程度の“混合帯”が見いだされた。ここでは、笠谷層の上部溶岩のブロック (径数 m-10 数 m) と穴毛谷層のブロック (径-数 m) とが混在しており、泥岩・砂岩からなる碎屑岩脈が多数貫入している。この“混合帯”はセブタ状の分布形態を示し、完全に固結しており、破碎帯に伴う断層面は見いだされていない。

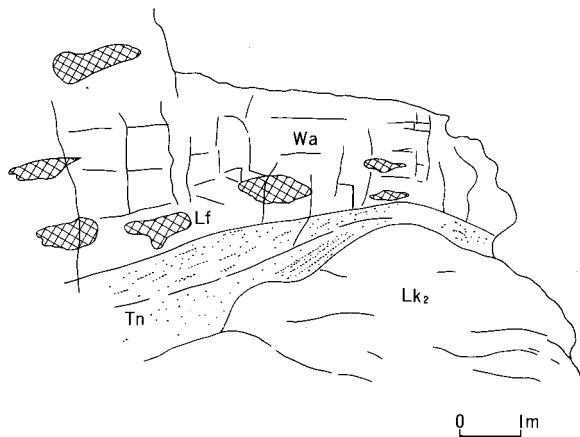
岩相 最下部の中崎凝灰岩部層は凝灰質砂岩を主体とし、しばしば成層構造が観察される。一部に凝灰質泥岩を伴う。

本層上部の溶結凝灰岩は、結晶片に富んだ黒雲母角閃石流紋岩で、粗粒 (0.5-2 cm) な斑晶を含んだ花崗斑岩的な岩相を示す本質レンズ (長径数 cm-40 cm) を含むことが特徴である。本質レンズ中には、軽石が扁平化した縞状組織がしばしば観察される。石質岩片は乏しく、数 cm 前後の流紋岩溶岩・船津花崗岩類などからなる。

本層上部の溶岩及び凝灰岩は、流紋岩溶岩 (自破碎部分に富む)・ハイアロクラスタイト・凝灰岩を主体としており、上下及び側方への岩相と層厚変化が著しい (第 22 図)。



第20図 笠谷層の流紋岩溶岩からなる錫杖岳の岩壁
 上宝村中尾から望む。右手の岩塔は烏帽子岩と呼ばれ、基部からの高さは約300 m。錫杖岳の頂上には
 穴毛谷層の流紋岩溶結凝灰岩層(厚さ約100 m)が載る

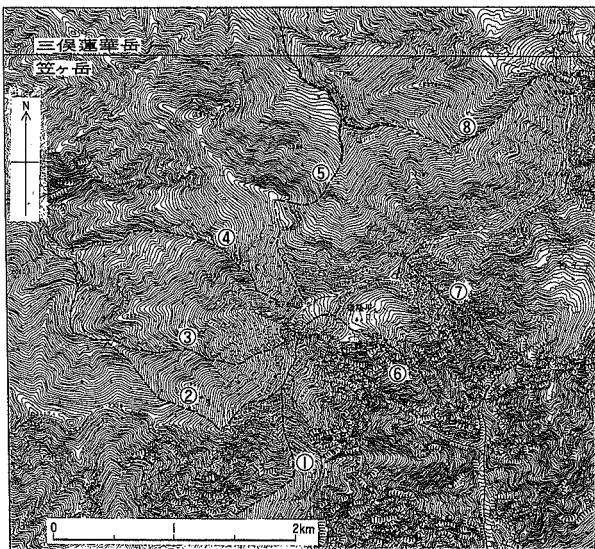
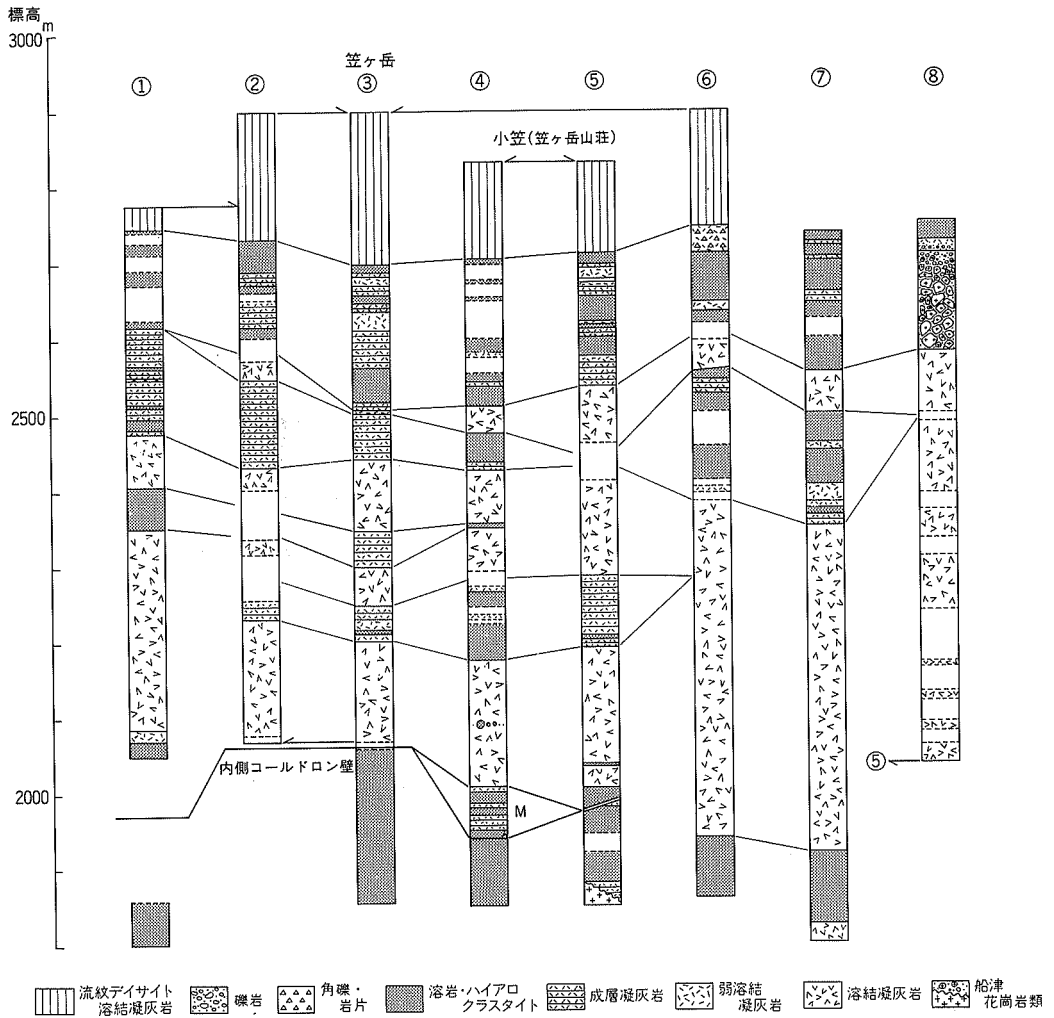


第21図 笠谷層の溶岩を覆う、穴毛谷層の溶結凝灰岩層
 穴毛谷左岸、標高1,320 m.

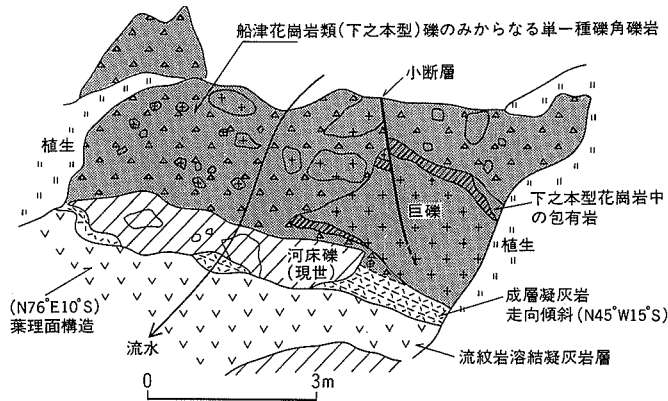
Wa : 穴毛谷層の流紋岩溶結凝灰岩 Lf : 溶結凝灰岩中に含まれる溶岩の岩片 Lk₂ : 笠谷層の上部溶岩層
 溶岩の上面の起伏にはほぼ沿って成層構造の発達する中崎凝灰岩部層(Tn)が載る。この凝灰岩層はおそらく
 降下火山灰層である

溶結凝灰岩と溶岩のうち層厚が薄いものでは、側方への連続が悪く消滅することが多い(第22図)。

抜戸岳北方や杓子平上部では極めて淘汰の悪い角礫岩(Ba)が挟有されている(第23図)。角礫岩は、
 角礫のほとんどが船津花崗岩類からなる部分(単一種礫角礫岩)と、手取層群に由来すると推定できる砂
 岩・アプライト・珪長質火山岩など様々な岩種の円礫を含む部分とがある。



第22図 穴毛谷層の柱状図と作成ルート
 矢印は同一地点を示す。国土地理院の2万5千分の1地形図「笠ヶ岳」・「三俣蓮華岳」を使用
 ①笠谷上部 ②小黒谷左俣-南東尾根 ③小黒谷左俣-中央尾根 ④小黒谷右俣-小笠 ⑤打込谷左俣-小笠 ⑥四ノ沢-四尾根 ⑦穴毛谷六ノ沢 ⑧打込谷右俣
 M: 溶岩(笠谷層)と溶結凝灰岩(穴毛谷層)のブロックの混合帯



第23図 穴毛谷層中に挟み込まれる角礫岩層とこれに覆われる溶結凝灰岩層

打込谷，標高2,580 m。第22図の柱状図③の角礫岩層基底部に対応する。角礫は船津花崗岩類のみから構成される。この地点は笠ヶ岳コールドロンの縁に近接しており，コールドロンの外側には角礫を供給した船津花崗岩類が分布している。角礫岩層はコールドロンの縁近傍に限定されて分布しており，コールドロン壁の不安定斜面が崩壊したことを示す

構造 層理面・葉理面は，コールドロンを横切る新期の断層沿いを除いて20°以下の緩傾斜構造を示す。笠ヶ岳山体を遠望すると，本層中の溶結凝灰岩と溶岩及び凝灰岩が繰り返す成層構造が明瞭に見てとれる(第24図，図版I)。これは，層厚の厚く堅硬な溶結凝灰岩・溶岩が急傾斜地(崖)を形成し，非溶結凝灰岩層など浸食に対する抵抗の小さい部分が緩傾斜面を形成することにより，地形的な差として現れているためである。

IX. 5 笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層 (Wka)

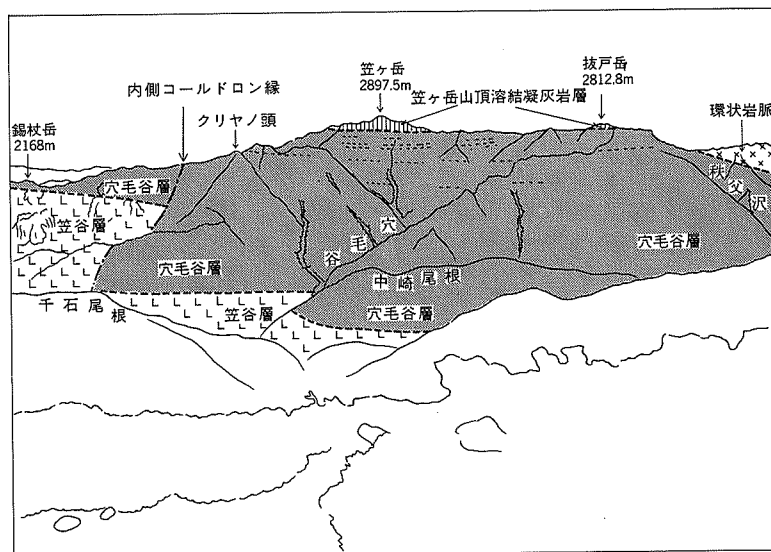
命名 新称。

模式地 笠ヶ岳山頂及び笠ヶ岳山荘周辺。

分布 笠ヶ岳山頂付近の標高2,700-2,740 m以上の部分と抜戸岳山頂(標高2,800 m以上の部分)に分布する。

層序関係 1クーリングユニットからなる溶結凝灰岩層であり，笠ヶ岳流紋岩類の最上部の層準に当たる。穴毛谷層の溶岩及び凝灰岩の上位に整合的に重なる。

岩相 模式地の新鮮な部分では，暗緑灰色を示す流紋デイサイト溶結凝灰岩であるが，本層最下部では流紋岩質で，上方に向かって流紋デイサイト組成に移化する。最下部を除き，板状節理が極めて良く発達する。本岩層は斜長石・石英・アルカリ長石のほか，輝石(鉄紫蘇輝石>鉄普通輝石)・角閃石・黒雲母などの結晶片を50-55容量%含む(第18図，第IX図版)。有色鉱物の多くは緑泥石に変質しているが，まれに角閃石・輝石が残存する。本質レンズには流紋岩質で黒雲母・角閃石を含むもの(Aタイプ)と流紋デイサイト質で輝石を含むもの(Pタイプ)が識別される。本岩層の多様な鉱物組成は，ほぼ両タイプで代表される2種の組成に累帯したマグマ溜りが連続的に発泡・噴出し，混合したことで説明できる



第24図 穴毛谷層の水平な成層構造(写真)と内側のコールドロン壁の位置を示すスケッチ
西穂山荘北東の稜線から笠ヶ岳の東側山腹を撮影

(原山, 1983).

構造 ほぼ水平に近い葉理面構造を示す.

IX. 6 環状岩脈 (Gp)

模式地 足洗谷支流の黒谷左岸, 標高1,300m 付近.

貫入関係 笠ヶ岳コールドロンの外縁-火山岩と基盤岩との境界に沿って貫入する幅数10cm-600mの環状岩脈である. 例外的に, 笠ヶ岳北西尾根においては内側のコールドロンの縁の部分に小岩脈として貫入する. 少量の苦鉄質包有岩を含むが, 捕獲岩には乏しくわずかに蒲田対岸で結晶片岩の捕獲岩を含むのを確認したにすぎない.

岩相 最大3cmに達するアルカリ長石・斜長石・石英の斑晶を含み典型的な斑状組織を示す花崗斑岩(第25図, 第IX図版)が主体をなすが, 中尾南方の黒谷, 割谷及び外ヶ谷では石基粒度が増大し斑状花崗閃緑岩の岩相を示す(第IX図版). 有色鉱物として花崗斑岩では斜方輝石(仮像)・普通輝石・黒雲母を, 花崗閃緑岩では黒雲母・角閃石を含む. アルカリ長石は, しばしば岩脈の伸長方向に平行な定方向配列をする.



第25図 典型的な斑状組織を示す, 環状岩脈の花崗斑岩の岩相
左俣谷支流大ノマ沢右岸, 標高1,900 m

IX. 7 未区分珪長質火山岩類 (Vu)

分布 常念岳北東の一ノ沢上流に分布する。

層序関係 西股花崗岩(加藤・佐藤, 1983)中に, 美濃帯中生層とともに長径数 cm- 数 100 m の捕獲岩として産する。

岩相 流紋岩溶結凝灰岩と花崗斑岩からなり, とともに著しい熱変成のため再結晶化し, 黒雲母を生じている。溶結凝灰岩は岩相的に笠ヶ岳流紋岩類に類似する。溶結凝灰岩中に花崗斑岩が貫入することから, 火山岩は遠方から流走・堆積したのではなく, 常念岳付近にも独立した活動中心をもった火山体があった可能性がある。

IX. 8 笠ヶ岳コールドロン

IX. 8. 1 陥没体の形態と陥没運動の時期

笠ヶ岳流紋岩体は後続する火成活動のために岩体東部が失われているが, その本来の形態はやや東西に伸びた楕円形の岩体であつたらしい。現在残存する西半分の岩体では基盤岩との境界部にほぼ例外なく花崗斑岩-斑状花崗閃緑岩の環状岩脈が貫入する(第14図)。

本岩体は少なくとも3回の陥没によってできた複合陥没体である。火山活動は大きく四つの時期に区分され, それぞれ中尾層・笠谷層・穴毛谷層及び笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層を堆積した(第4表)。陥没はいずれもこれら火山活動期の途中あるいは直後に生じており, 岩体の南→西→北東へと時計回りにその場所を変えている。第14図にはこのうち第Ⅱ期直後と第Ⅲ期途中に生じた陥没盆の縁が明瞭に現れている。

IX. 8. 2 陥没盆地縁辺部の地質

笠ヶ岳流紋岩類はほぼ全域にわたって水平な堆積構造を示し(第24図, 図版I), 多くの場合陥没縁近傍でも傾動は認められない。基盤岩との境界部に貫入岩を欠く場合にはしばしば凝灰岩脈・碎屑岩脈が介在し, ときにこの脈中には上位層のブロックが含まれることがある。陥没縁外側近傍の基盤岩には多くの場合固結破碎帯が見いだされる。陥没盆内の縁辺部近傍に基盤岩が露出するまれなケースでも, 基盤岩には顕著な固結破碎帯が観察される。このケースでは不整合面を介して上位に重なる火山岩に明瞭な破碎変形作用は認められていない。さらに角礫岩も見いだされない。これに対し火山岩類の途中の層準には角礫岩を挟有することがある(第22図, 第23図)。

IX. 8. 3 コールドロンの形成機構

笠ヶ岳コールドロンの形成過程はバイアス型カルデラに類似している。異方性の乏しい応力場で, マグマが地表近くに定置して以降, 火山活動先導型(噴火と同時にしくは直後に陥没する)で陥没が生じており, 火山活動に先行する初期陥没のはっきりしたものは認められていない。笠ヶ岳コールドロンにお

いて明瞭な初期陥没を欠くのは、マグマの上昇機構が、小室・藤田(1980)が初期陥没を引き起す原因としたダイアピル型ではなく、例えばより周囲の変形を伴わないストーピング型の上昇であったことを示すのかもしれない(原山, 1989)。

IX. 9 全岩と鉱物の化学組成

本図幅地域及び近接地域から採取した笠ヶ岳流紋岩類(9試料)と奥丸沢花崗岩(1試料)について主化学成分と微量元素(Rb・Sr)の分析、帯磁率の測定を行った。第6表に分析値・測定値を示し、第26図にプロットした。地質調査所(1975)により報告された、奥又白花崗岩の分析値も併せて示す。なお、第26図には比較のため穂高安山岩類(第Ⅺ章)と滝谷花崗閃緑岩(第Ⅻ章)の分析値も併せてプロットしてある。

主化学組成 笠ヶ岳流紋岩類・奥又白花崗岩・奥丸沢花崗岩の三者は、 SiO_2 で69-77%の範囲にあり、 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ を除く各酸化物の SiO_2 に対する変化はほぼ同一線上にのり、類似したトレンドを示す(第26図)。このトレンドを日本産花崗岩の平均的トレンド(ARAMAKI *et al.*, 1972)と比較すると、 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot \text{Na}_2\text{O}$ はわずかに少なく、全鉄(Fe_2O_3 換算)はやや富むものの、これらの組成はほぼ類似したトレンドを示す。また、 MgO は乏しく、 K_2O は明らかに富む傾向を示す。ただし、笠ヶ岳流紋岩類のうち、笠谷層の溶岩No. ⑦は例外で、 $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ に著しく富み、 $\text{FeO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{CaO}$ が極端に乏しい。 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ に関しては、バラツキが認められ、特に笠谷層の溶岩3試料No. ⑦、⑧、⑨と笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層の1試料No. ⑬が平均的トレンドから大きくはずれ、 FeO に乏しく Fe_2O_3 に富んでいる。これらのうち、No. 7・No. 8・No. 13の試料中の黒雲母にはオパサイト化が認められ、二次的酸化による影響を受けたためである。全鉄量を Fe_2O_3 に換算した変化図では、平均的トレンドに対してのずれは小さくなり、No. 7の試料以外はほぼ平均トレンドよりわずかに全鉄に富む傾向を示す。したがって、これら試料の $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ の平均トレンドからのずれは主に二次的酸化によると判断される。以上、本地域の白亜紀末期-古第三紀初期火成岩類の主化学組成上の特徴は K_2O に富み、 MgO に乏しい(MgO/FeO 比が小さい)ことに要約される。

Rb・Sr含有量 主化学組成と同じく笠谷層の溶岩(No. 9)を除くと、全体としてほぼ一連のトレンドを示し、 SiO_2 の増加に伴ってRbは増加し、Srは急減する。このため笠谷層の溶岩(No. 7)や奥丸沢花崗岩(No. 16)ではRb/Sr比が5を越える値を示す。No. 9の溶岩は、全体の傾向からはずれRbに富み、Srに著しく乏しい。

帯磁率 笠谷層の溶岩(No. 7, No. 8)、笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層(No. 13)と奥丸沢花崗岩(No. 16)が $50 \times 10^{-6} \text{emu/g}$ を超えるやや大きな値を示す。これらの試料は、いずれも酸化度($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$)が大きくなり、平均的トレンドより Fe_2O_3 に富む試料であり、少量の(二次的酸化による)磁鉄鉱を含む。

笠谷層の溶岩(No. 9)は主化学組成、Rb・Sr含有量、帯磁率($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比が大きいかかわらず低い)のいずれの点でも、他と異なった性質を示す。主化学組成のうちアルカリ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)は11.5%に達し、亜アルカリ岩的な組成を示す。Rb含有量が高いことも、これに調和的な結果である。本試料は暗(赤)紫灰色を示す無斑晶質の流紋岩であり、肉眼的には新鮮である。その色調と、低帯磁率でしか

第6表 上高地図幅地域における白亜紀末期-古第三紀初期火成岩類の全岩化学組成と帯磁率

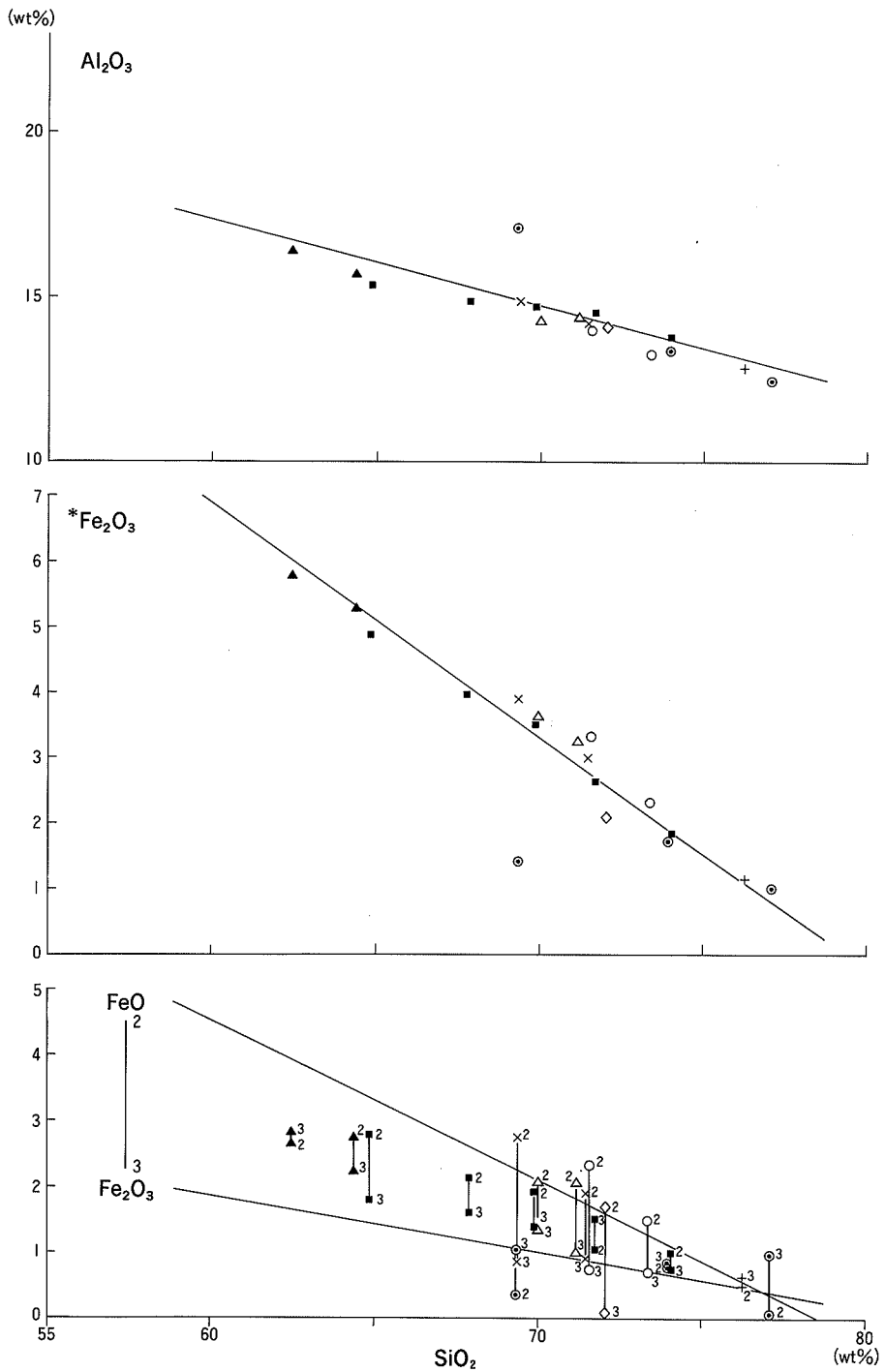
No. は第2表, 第3表からの通し番号。○の付いたNo. の試料は地点番号を青字で地質図に示した。各試料の岩石記載については付記を参照

地質区分	笠 谷 層			穴 毛 谷 層		笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層		環 状 岩 脈		奥丸沢花崗岩	奥又白花崗岩		
No.	⑦	⑧	⑨	10	⑪	⑫	⑬	⑭	15	16	⑰		
試料番号	R12445	R49847	R49848	R49849	R49850	R49851	R49852	R49853	R49854	R49855	74092007		
SiO ₂	77.09	73.97	69.32	73.38	71.57	71.18	69.99	69.33	71.43	76.24	72.06		
TiO ₂	0.07	0.11	0.09	0.22	0.33	0.33	0.38	0.43	0.33	0.07	0.23		
Al ₂ O ₃	12.48	13.39	17.03	13.24	13.98	14.36	14.25	14.86	14.20	12.84	14.08		
Fe ₂ O ₃	0.96	0.78	1.02	0.69	0.73	0.99	1.34	0.85	0.89	0.62	0.06		
FeO	0.054	0.85	0.35	1.47	2.32	2.03	2.06	2.73	1.89	0.49	1.69		
MnO	0.01	0.06	0.02	0.04	0.06	0.05	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06		
MgO	0.01	0.28	0.01	0.33	0.42	0.47	0.63	0.66	0.56	0.07	0.36		
CaO	0.15	1.14	0.28	1.41	1.98	1.99	2.49	2.72	2.03	0.60	1.53		
Na ₂ O	3.63	3.44	5.21	3.46	3.66	3.42	3.55	3.69	3.47	3.86	3.86		
K ₂ O	4.91	4.94	6.30	4.27	4.09	3.96	3.54	3.35	4.08	4.55	4.15		
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.01	0.03	0.08	0.08	0.09	0.11	0.07	0.01	0.06		
H ₂ O(+)	}	0.59	0.43	}	0.94	1.03	1.19	0.97	1.03	}	0.63		
H ₂ O(-)		0.47	0.06		0.04	1.05	0.08	0.12	0.10		0.08	0.03	0.46
CO ₂		—	0.51		0.11	0.04	0.33	0.46	0.28		0.04	—	—
C	—	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	—	—		
FeS ₂	—	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	—	0.22		
Total	99.834	100.13	100.22	99.59	100.28	100.34	100.17	100.19	100.10	99.87	99.70 ¹⁾		
全鉄=Fe ₂ O ₃	1.02	1.72	1.41	2.32	3.31	3.25	3.63	3.88	2.99	1.16	1.94		
Rb	189.5	176.1	203.8	157.9	170*	120*	109*	102*	168*	258.8			
Sr	31.9	104.7	24.0	107.9	140*	156*	184*	214*	154*	38.9			
Rb/Sr	5.9	1.7	8.5	1.5	1.2	0.77	0.59	0.48	1.1	6.7			
帯磁率χ(10 ⁻⁶ emu/g)	120	153	38	13	13	41	60	20	45	177			

分析者	分析成分	分析法	分析試料 No.	出典
大森貞子	主化学成分16成分	湿式分析 ²⁾	8, 9, 11-14	本報告
原山 智	主化学成分10成分	蛍光 X 線分析	7, 10, 16	本報告
		H ₂ O(+) H ₂ O(-) CO ₂ } 重量法 ³⁾		
安藤 厚	FeO	滴定法	7, 10, 16	本報告
東京石炭鉱物研究所	主化学成分16成分	湿式分析	17	地質調査所(1975)
金谷 弘	Rb*, Sr*	蛍光 X 線分析	11-15	本報告
原山 智・白波瀬輝夫	Rb, Sr	同位体希釈法	7-10, 16	原山・白波瀬未公表資料

帯磁率測定: 金谷 弘

1) Total には SO₃=0.12を含む, 2) 地質調査所(1978)に準拠, 3) 強熱減量に FeO の酸化による増量分を加えた合計



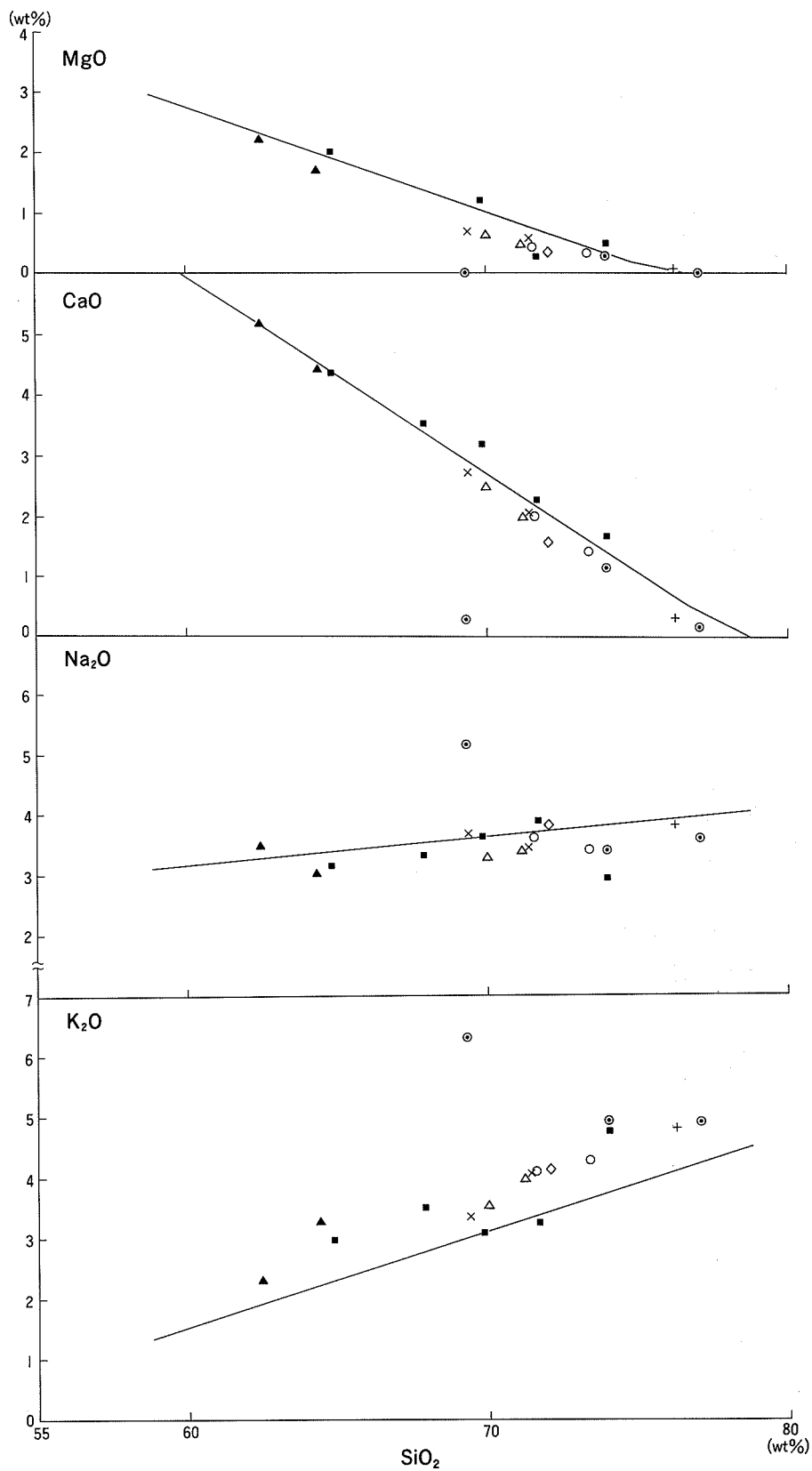
- | | |
|-----------|---------------|
| ■ 滝谷花崗閃緑岩 | × 環状岩脈 |
| ▲ 穂高安山岩類 | △ 笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層 |
| + 奥丸沢花崗岩 | ○ 穴毛谷層の溶結凝灰岩層 |
| ◇ 奥又白花崗岩 | ◎ 笠谷層の溶岩 |

第26図 上高地図幅地域の白亜紀-古第三紀火成岩類の酸化物変化図

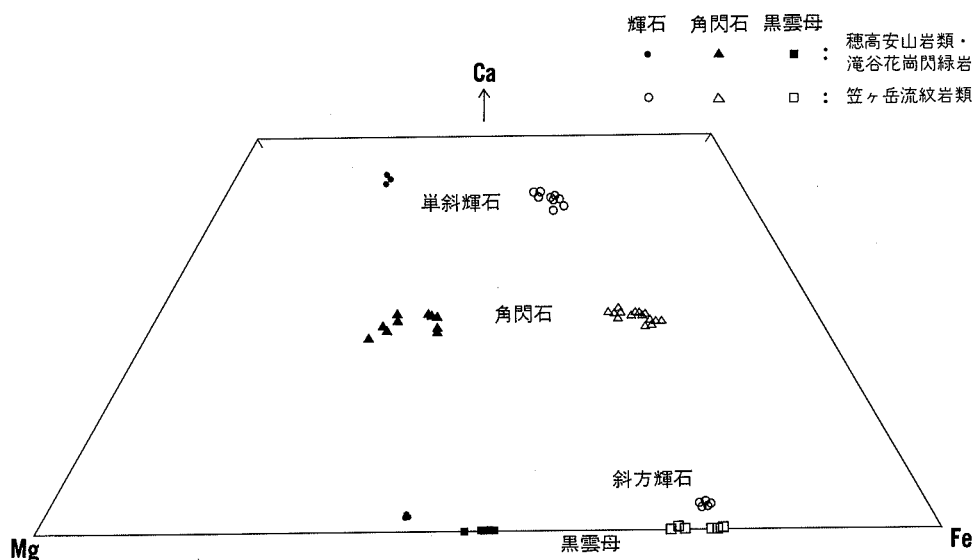
* Fe₂O₃ は、全鉄の Fe₂O₃ 換算値

FeO-Fe₂O₃ 枠内における番号は、2 (FeO), 3 (Fe₂O₃) をそれぞれ示す

細実線は ARAMAKI *et al.* (1972) による、日本の花崗岩の平均的な組成変化トレンド



第26図 つづき



第27図 上高地図幅地域の白亜紀-古第三紀火成岩類に含まれる苦鉄質鉱物の Ca-Mg-Fe 原子比
 原山(1979)に加筆
 白抜き記号は初生磁鉄鉱を欠く火成岩, 塗りつぶし記号は初生磁鉄鉱を含む火成岩をそれぞれ示す

も Fe_2O_3 に富む性質は, おそらく石基中に微細な赤鉄鉱が生じていることを示唆する(鏡下では同定できない). 本岩はおそらく地表付近である種の交代作用を受けているのであろう.

鉱物の化学組成 笠ヶ岳流紋岩類のうち, 穴毛谷層の溶結凝灰岩, 笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層及び環状岩脈について, 鉄チタン酸化物と輝石・角閃石・雲母の EPMA 分析を行い, これら鉱物の組成を Ca-Mg-Fe 図にプロットした(第27図). 苦鉄質鉱物はいずれも鉄に富み, 鉄紫蘇輝石 ($\text{En}=25-27$)・鉄普通輝石 ($\text{mg} \doteq 0.4$)・鉄エデナイト質角閃石 ($\text{mg} \doteq 0.25$)・黒雲母 ($\text{mg} \doteq 0.25$) から構成され, 鉄チタン酸化鉱物はオパサイト化によって生じた二次的磁鉄鉱を除き, いずれもヘマタイト成分に乏しいチタン鉄鉱 ($\text{R}_2\text{O}_3 < 5$ モル%) のみからなる.

これら苦鉄質鉱物の特徴は, 濃飛流紋岩類のそれとよく一致し, とともに還元的な環境下で晶出したことを示している(原山, 1979; 原山ほか, 1982). 前述した主化学組成の示す性質も, 濃飛流紋岩類によく類似しており, 本岩類は原山ほか(1985)の濃飛岩石区に所属し, その最末期(原山ほか, 1985のステージIII)の活動の産物と結論づけられる.

X. 白亜紀末期-古第三紀初期花崗岩類

X. 1 奥又白花崗岩 (Go)

命名 原山(1979).

模式地 梓川支流奥又白谷左岸(標高 1,700 m 付近).

分布 南は梓川沿いの坂巻温泉付近から産屋沢、霞沢岳西方、明神、屏風岩を経て、一ノ俣谷・二ノ俣谷・檜沢流域まで分布する南北に長い岩体である。

貫入関係 美濃帯中生層を貫入し、幅0.5-1 km 前後の堇青石ホルンフェルス帯と幅1-2 km 程の黒雲母ホルンフェルス帯を形成している。佐藤(1983)は、「信濃池田」図幅地域において、西股花崗岩が奥又白花崗岩に対比される一ノ沢花崗岩を貫入する関係にあるとした。今回の調査域では両者の関係は不明であった。

岩相 中-粗粒の角閃石含有黒雲母及び黒雲母花崗岩からなり、一部でアプライト質花崗岩となる。屏風岩から南方では、カリ長石斑状結晶(長径2-3 cm)を含む弱斑状で粗粒の岩相が、それから以北では中粒等粒状の岩相(第X図版)が分布している。

本岩のモードは、石英・カリ長石・斜長石がほぼ等量もしくは、ややカリ長石に富んだ組成を示し(第28図)、色指数は5-14である。また全岩化学組成は、 K_2O に富み、全鉄・ Fe_2O_3 ・ MgO ・ CaO にやや乏しい(第26図)。

時代 一ノ俣谷七段の滝付近で採取した、中粒黒雲母花崗岩中の黒雲母を分離してK-Ar年代測定を行った(第5表、付表5)。結果は、 59.3 ± 3.0 Maを示し、古第三紀初頭(暁新世半ば)には既に固結して約 $300^\circ C$ の黒雲母閉鎖温度に達していた。

X. 2 西股花崗岩 (Gn)

命名 加藤・佐藤(1983)。

模式地 模式地は、穂高町中房川支流(東隣「信濃池田」図幅地域)。

分布 「信濃池田」図幅地域の中房川流域から一ノ沢にかけて分布する岩株状岩体をなし、本図幅地域では、一ノ沢上流と常念岳周辺に分布する。

貫入関係 未区分珧長質火山岩・美濃帯中生層の捕獲岩を多量に取り込んでいる。

岩相 粒状-斑状の石英を含むことを特徴とする中粒の角閃石黒雲母花崗岩からなるが、角閃石を欠く岩相も見いだされる。常念岳付近では多量の美濃帯中生層を取り込み、一部で注入片麻岩様の組織を形成している。本岩のモードは、やや石英・カリ長石に富んだ組成を示し、色指数は3-10。

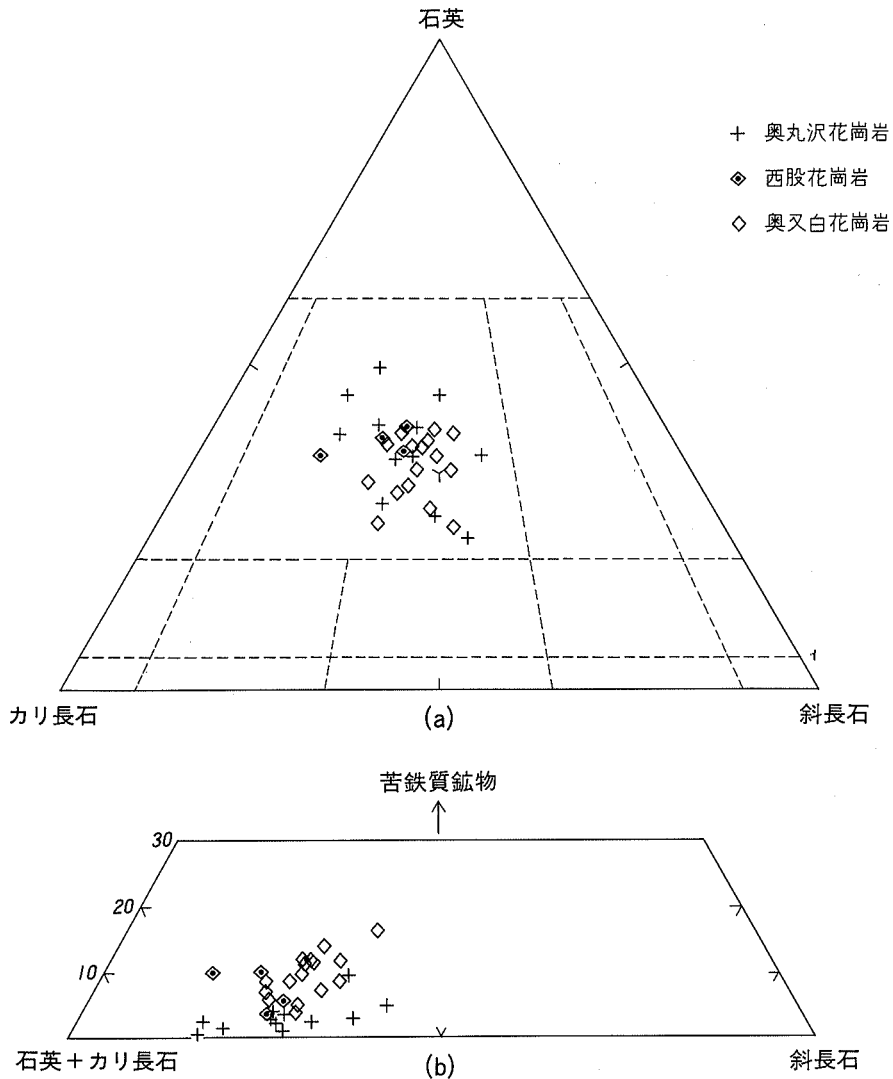
X. 3 奥丸沢花崗岩 (Gom)

命名 原山(1975a)。

模式地 奥丸沢上流及び水鉛谷。

分布 小鍋谷付近に小岩体が露出するほか、右俣谷・中崎尾根・奥丸沢・水鉛谷・左俣谷上流に分布する。北北東-南南西方向に伸びた岩体であるが、周囲を断層や後の時代の火成岩の貫入によって断たれているため、初生的な形態ではない。本岩から派生した小岩脈が、穂高平北方の右俣谷右岸や新穂高の下流の蒲田川右岸に見いだされる。

貫入関係 本岩は手取層群左俣谷累層・笠ヶ岳流紋岩類を貫入する。奥丸沢周辺では檜沢角礫岩層に



(a) 石英-カリ長石-斜長石図
 (b) 苦鉄質鉱物-(石英+カリ長石)-斜長石図
 花崗岩類のモードは、岩石切断面をコバルチ亜硝酸ナトリウムにより染色し、3mm方眼のメッシュを用いて、ポイントカウント法により求めた

不整合に覆われるほか、滝谷花崗閃緑岩に貫入される。

岩相 中-細粒の黒雲母花崗岩を主体としているが、岩相変化に富み、アブライト質花崗岩から中-粗粒花崗岩(第Ⅹ図版)まで変化する。また本岩は岩体周縁部の一部や小岩脈では優白質の花崗斑岩の岩相を示し、小鍋谷下流では多量の暗色包有岩を含む。ほぼ全域にわたって鉍化作用・熱水変質を受けており、輝水鉛鉍や黄鉄鉍の鉍染が認められる。本岩のモードは石英・カリ長石がほぼ等量で、斜長石の割合が変化するのが特徴で(第28図)、色指数は1-10。また全岩化学組成は、 K_2O に富みCaOにやや乏し



第29図 外ヶ谷の大崩落崖に露出する珪長岩岩脈
崖の高さは約400 m. 白色脈状部が珪長岩岩脈

い(第26図).

時代 Rb-Sr法による全岩アイソクロン年代と全岩-鉱物アイソクロンは約53 Maと54 Maを示し、ほぼ一致している(第6表, 原山・白波瀬, 未公表).

X. 4 珪長質岩脈及び岩床 (F)

本岩脈及び岩床はアプライト・珪長岩からなり、坂巻温泉から中之湯西方の上高地乗鞍スーパー林道にかけての帯と小鍋谷から割谷一帯にかけて美濃帯中生層を貫入する(第29図). 前者の地域にはアプライト質の岩相のものが多くしばしばざくろ石を含む. また、後者の地域には斑状珪長岩質の岩相のものが多く、それぞれ奥又白花岗岩と奥丸沢花岗岩から派生した岩脈・岩床と推定される.

X. 5 びょうぶのあたま 屏風ノ頭文象斑岩 (By)

命名 新称.

模式地 屏風ノ頭.

分布 北は横尾尾根から南は下又白谷上流まで南北に細長く伸びる岩体である.

貫入関係 奥又白花崗岩中に貫入し、穂高安山岩類に高角不整合の関係で覆われる.

岩相 中粒斑状の角閃石黒雲母文象斑岩である. 模式地から横尾谷にかけては、細粒黒雲母角閃石閃緑岩様の包有岩を多量に含んでいる. 堅硬緻密であるが、稜線部では節理が発達して崩落しやすい性質を示す. 昭和62年9月13日に屏風岩-ルンゼ上部で生じた岩崩れ死傷事故は、本岩分布域での崩落が原因であった.

XI. 穂高安山岩類

XI. 1 概要

穂高安山岩類は、槍・穂高連峰を中心に分布する安山岩質の火砕岩類を主体とする火山岩類であり、原山(1975a)によって定義された. それ以前においては、安山岩・ひん岩・角閃ひん岩などと呼ばれており、いずれも岩脈として扱われていた(柴田・木村, 1958; 亀井, 1956; 矢野ほか, 1969).

穂高安山岩類は、下部から槍沢角礫岩層・千丈沢角礫岩層・八右衛門沢溶岩層・前穂高岳溶結凝灰岩層・南岳層から構成される(第7表). また、これらと分布・組成・構成鉱物の性質などが類似する貫入岩として、閃緑斑岩岩株・岩床が岩体内に分布している. このほか、小規模な火砕岩脈が基盤岩との境界に見いだされる.

穂高安山岩類は、南北に伸びた凹地(穂高岳グラーベン)内にほぼ限定されて分布し、周囲の基盤に対してアバットしている. 安山岩類の葉理面・層理面の解析から、グラーベンの中央部に軸を有する船底状の向斜構造が判明し(第35図)、これは火山活動の進行に伴ってグラーベンが沈下したためと推定されている(原山, 1989).

第7表 穂高安山岩類の層序区分

模式層序関係・地層名	最大層厚	岩質	*結晶量 (Vol.%)	*結晶容量比	本質レンズ 量・偏平度	石質岩片 Vol.%・種類	備考
Md	南岳凝灰角礫岩層	300m+	凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩, 安山岩質凝灰岩, 成層凝灰岩, ガラス質結晶凝灰岩, 礫岩				
Wm	前穂高溶結凝灰岩層	1500m	And-Dac	45-60	P1 > Opx > Cpx, Mt, Il	多・大	Rh, L. ≒0, Rh, W.T Grなど
	八右衛門沢溶岩層	500m	And	15-30	P1 > Px > Mt, Il	自破砕部あり, 一部で溶結凝灰岩層(Wm)を挟む	
Ya	千丈沢角礫岩層	500m	角礫岩, 砂岩				
	槍沢角礫岩層	500m	角礫岩, 礫岩, 砂岩, 軽石質火山礫凝灰岩, 凝灰角礫岩, 溶岩				
?							
Wt	特沢溶結凝灰岩層	380m+	Rh.	10-20	P1 > Qz > Px(?)	多・大	5-10; ^{ss} ms

*ここでの結晶は、結晶片もしくは斑晶の意味. ガラスから結晶化した基質もしくは石基は含まない

Md, Wm, Ye, Sj, Yaは各ユニットの略記号で、地質図と同記号

And: 安山岩 Dac: デイサイト W.T.: 溶結凝灰岩 Mt: 磁鉄鉱 他の記号は第4表と同じ

本岩類の形成年代は、本岩類が不整合に覆う奥丸沢花崗岩の Rb-Sr 年代 (約 53 Ma) と本岩類を貫入する滝谷花崗閃緑岩の Rb-Sr 年代 (約 46 Ma) からほぼ 50 Ma 前後に限定されてくる。本岩類自身の年代測定は試料の制約上から FT 法により測定されたが、すべて著しい若返り年代値を示す (第 5 表, 付表 5)。

以下、各層の特徴について述べる。なお、峠沢溶結凝灰岩層は本岩類に所属するものかどうか、層序学的には判明しなかったが、便宜上本章で説明を行うこととする。

XI. 2 峠沢溶結凝灰岩層 (Wt)

命名 新称。

模式地 大正池西方の峠沢北岸の尾根。

分布 模式地の東方 200 m の山腹にも小分布がある。また、奥又白谷から北尾根東方のパノラマコース登山道に沿って北へ登った、標高 1,900 m 付近や、奥又白谷の通称松高ルンゼ入口 (奥又白の池に至る中畑新道入口) にも類似した岩相の火砕岩が分布している。

層序関係 峠沢では滝谷花崗閃緑岩に貫入され強い熱変成作用を受けている。パノラマコース及び松高ルンゼの岩体は屏風ノ頭文象斑岩との間に固結破砕帯を介して接する。

岩相 砂岩・泥岩の石質岩片 (径 2 cm) をやや多量に含むデイサイト-流紋岩溶結凝灰岩及び軽石質凝灰岩からなる、峠沢では熱変成による再結晶化と黒雲母の生成が著しい。

XI. 3 槍沢角礫岩層 (Ya)

命名 新称。

模式地 梓川上流槍沢上流部左岸 (標高 2,600-2,700 m 付近)。

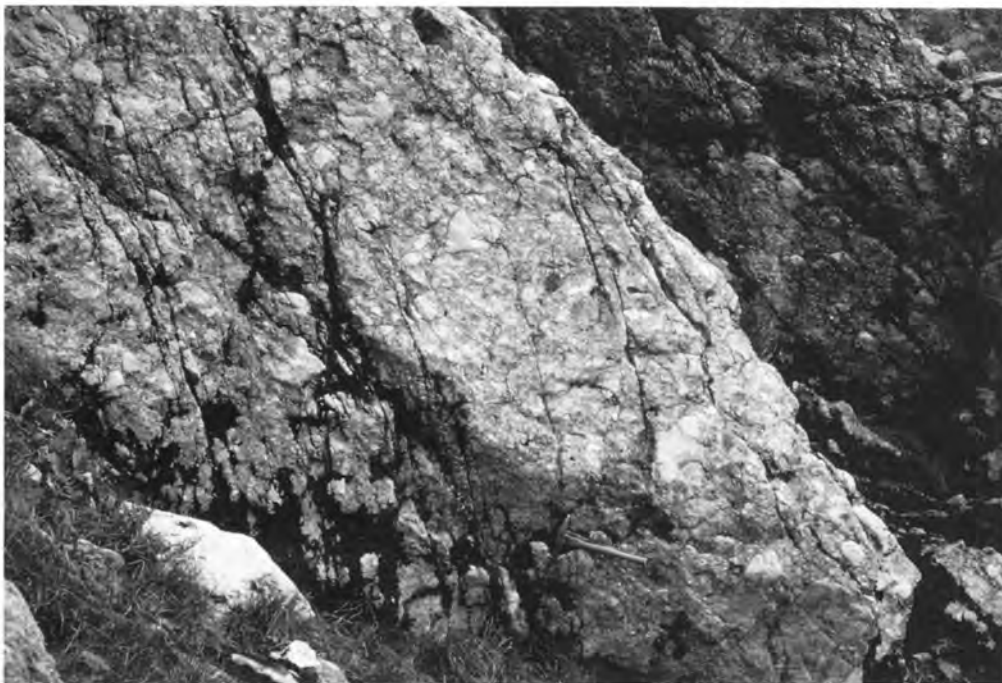
分布 赤沢山、槍沢、槍平から上流の右俣谷、奥丸山山頂付近。

層序関係 奥又白花崗岩・奥丸沢花崗岩を不整合に覆い、これらを礫として取り込んでいる。滝谷花崗閃緑岩に貫入され熱変成を被っている。

岩相 下半部は極めて淘汰が悪く、基質に乏しい塊状角礫岩層 (筈 30 図) からなり、上部は礫岩・砂岩・軽石質火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩を挟有するほか、奥丸山では流紋岩溶岩も挟有している。角礫・岩片としては砂岩・泥岩・チャートのほか、筈ヶ岳流紋岩類に対比される流紋岩溶結凝灰岩や中-粗粒黒雲母花崗岩を含む。礫種は単一種であることが多く、槍沢の下流では砂岩・泥岩が、槍沢上流-左俣谷では溶結凝灰岩が、奥丸山・赤沢山では花崗岩がそれぞれ礫のほとんどを占める。礫径は数 cm 程度のものが多いが、50 cm を超える角礫も含まれる。

XI. 4 千丈沢角礫岩層 (Sj)

命名 新称。



第30図 槍沢角礫岩層の露頭写真

上) 美濃帯中生層に由来する砂岩泥岩角礫から構成される岩相(槍沢左岸, 標高2,540 m)

下) 笠ヶ岳流紋岩類の溶結凝灰岩と花崗斑岩の角礫を多量に含む岩相(蒲田川左俣谷上流の転石)

模式地 大正池南東の山腹.

分布 大正池南東の山腹から千丈沢上部にかけて分布.

層序関係 美濃帯中生層及び奥又白花崗岩との関係は不明であるが、両者に由来する角礫を多量に含むことと、分布形態からアバット関係にあると推定した.

岩相 主体は極めて淘汰の悪い角礫岩層である. 一般に無層理であるが、わずかに小径の角礫の濃集による堆積構造を示すことがある. 角礫の礫種構成は場所により著しく異なり、砂岩・泥岩など美濃帯中生層に由来する角礫が卓越する部分と黒雲母花崗岩角礫を主とする部分が認められる. 角礫の径は数 cm 以下のものが多いが、数 10 cm 又はそれ以上に達するものもまれではない. 時に露頭では岩塊か基盤岩か判断不可能なほど大きなブロックも含まれている.

基質は含まれる角礫と同質の砂からなるが、一部では凝灰質となる.

XI. 5 八右衛門沢溶岩層 (Ye)

命名 新称.

模式地 六百山西方の八右衛門沢下流.

分布 八右衛門沢流域から西、千丈沢から大正池湖畔まで分布する.

層序関係 千丈沢角礫岩層を覆う. 本層中には10数 m の厚さの安山岩溶結凝灰岩層が挟有されることがある. また河童橋南東の沢(通称中畠沢)や西穂高岳独標付近においては、前穂高岳溶結凝灰岩層中に安山岩溶岩(層厚-20 m)が挟有されており、ともにそれぞれの岩相に酷似している. 以上のことから、前穂高岳溶結凝灰岩層と本層はほぼ同時期に形成されたと推定する.

岩相 暗緑灰色緻密塊状の輝石安山岩溶岩で、数 mm の斜長石斑晶に富んだ斑状組織を示す. ほぼ分布域全域にわたって、熱変成作用を受けているため、有色鉱物はアクチノ閃石・黒雲母の集合体に再結晶しているほか、石基中にも黒雲母を生じている.

本層の大部分は塊状溶岩であるが、河童橋南東の中畠沢では自破碎構造を示すほか、側方への連続の悪い角礫岩層(美濃帯の碎屑岩の礫を主体とする)を挟有する.

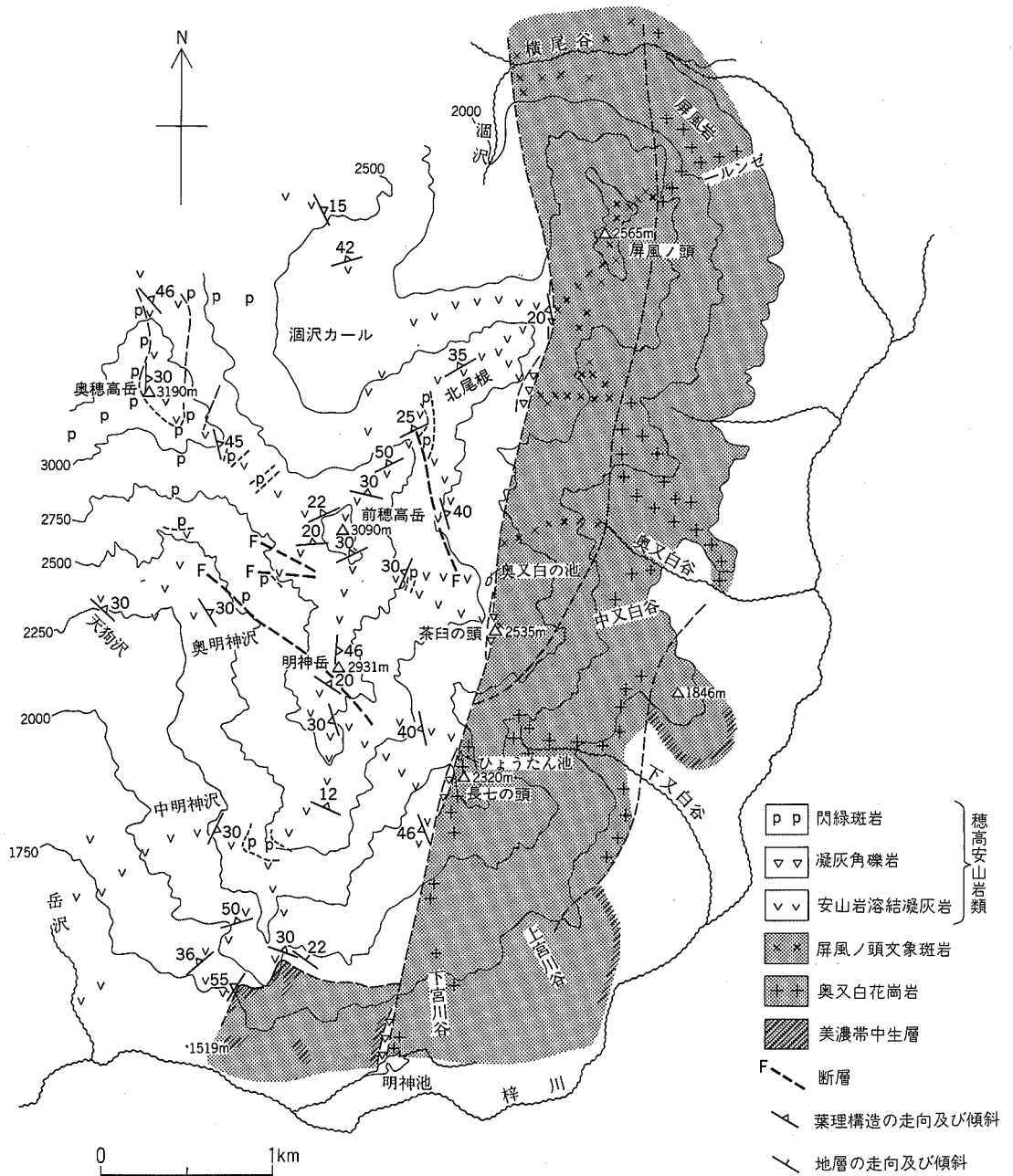
XI. 6 前穂高岳溶結凝灰岩層 (Wm)

命名 新称.

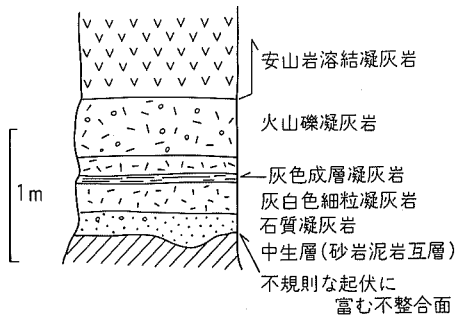
模式地 前穂高岳北尾根一帯及び奥穂高岳から大切戸に至る稜線.

分布 槍ヶ岳周辺から上高地南方の六百山西方^{ろっびやくやま}まで、南北に広く分布する. 本層は槍-穂高連峰の山稜部を構成しており、奥丸山東方の登山道沿いにもわずかに分布している.

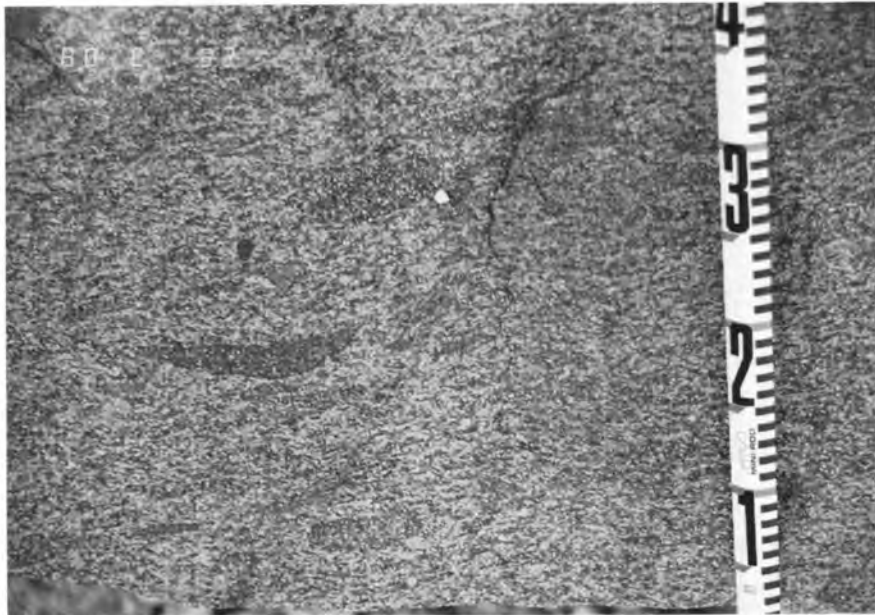
層序関係 槍沢及び右俣谷上流において槍沢角礫岩層を覆う. 両者の堆積構造の間には、顕著な相違が認められ、不整合関係にあると推定できる. 岩体東縁部では奥又白花崗岩・屏風の頭文象斑岩と高角不整合関係にあり、その境界は屏風のコーレ-奥又白池-ひょうたん池を結ぶ南北方向に直線状を示す(第31図). 明神池北西の山腹(通称ワサビ沢の流域)では、槍沢角礫層を欠いて直接美濃帯中生層を不整合



第31図 穂高グラaben東縁における、基盤岩類との関係を示すルートマップ
 第35図の南東部の地域を示した。穂高安山岩類はグラabenの東縁で基盤岩と高角不整合の関係にある。グラabenの内側(西)と外側(東)とは、基盤岩の標高に約1,000 mの落差がある。コンターの数字は標高(m)を示す。



第32図 明神池北西の沢(通称ワサビ沢)において、美濃帯中生層を不整合に覆う穂高安山岩類



第33図 前穂高岳溶結凝灰岩層のユータキサイト構造
 槍沢2,200 m 付近の転石。スケールの数字は10 cm 単位。偏平化した本質岩片を多量に含む

に覆う(第32図)。この不整合面は地形的凹凸に富み、2,263.6 m 三角点の南西では高角不整合の関係にあることが判明した。美濃帯中生層の直上には、中生層起源の砂岩・泥岩からなる厚さ約5 m の角礫岩層が重なる。2,263.6 m 三角点の西の沢(通称 S 字状ルンゼ)には、中生層は露出しないが、径10数 m に達する上記と同様の角礫岩の岩塊が多数本層中にとり込まれている。このほか、六百沢下流左岸にも美濃帯中生層が露出するが、本層との関係を示す露頭は見いだされなかった。

岩相 普通輝石紫蘇輝石安山岩-デイサイト質(第8表)で、斜長石などの結晶片に著しく富んだ(容量比60%前後)灰緑色-暗緑灰色の溶結凝灰岩からなる(第40図, 第XI 図版)。結晶破片としては斜長石(An26-48)のほか、紫蘇輝石(En58)・普通輝石(mg=0.7)・磁鉄鉱・チタン鉄鉱を含み、時に融食形を示す石英も見いだされる。輝石のCa-Mg-Fe比を第27図に示した。

石質岩片は一般に乏しく(通常1%以下)、本質岩片と基質との区分が肉眼ではしばしば困難なことも

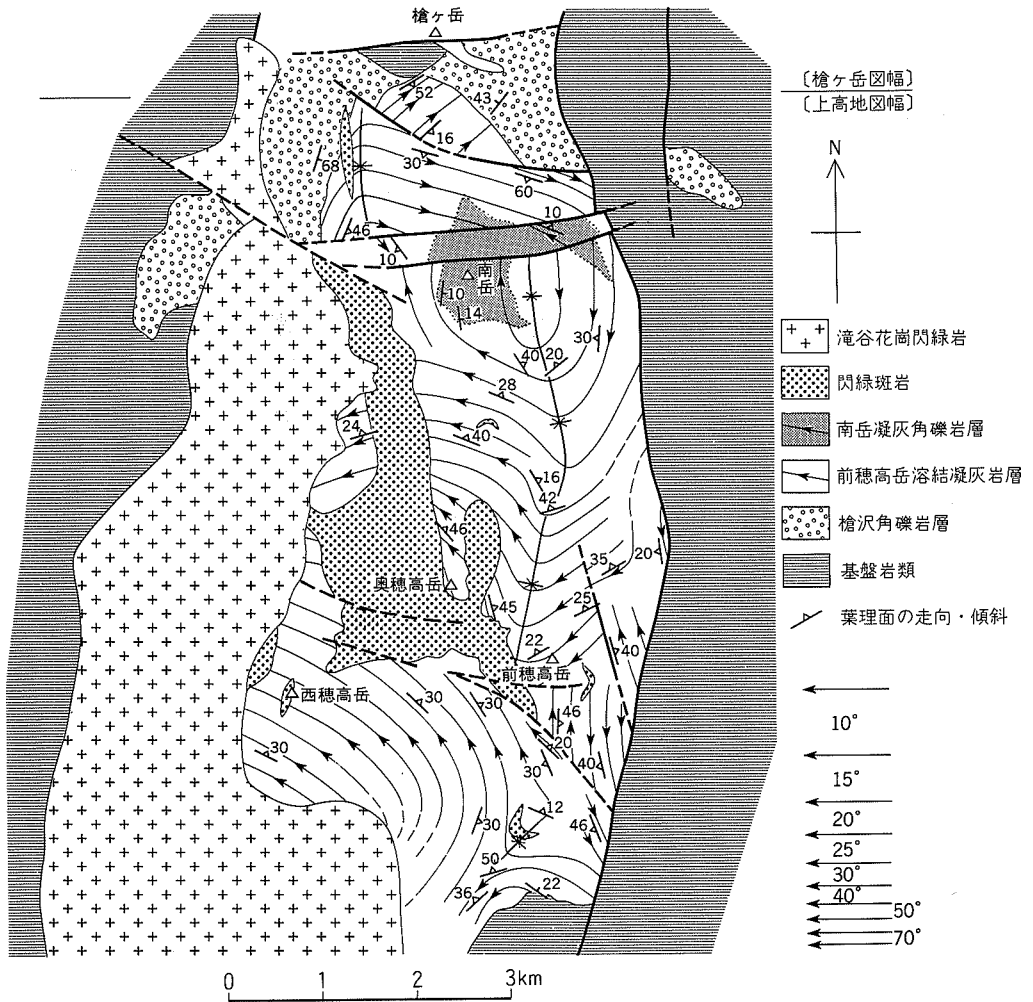


第34図 節理の発達する前穂高岳溶結凝灰岩層と閃緑斑岩
 濁沢岳北西尾根から滝谷上部の岩稜・岩壁を望む。写真中央部から下に閃緑斑岩、上部には前穂高岳溶結凝灰岩層
 が露出する。発達する節理に沿って浸透した水の氷結融解のため、岩壁は剥離崩落を続けている。

あって、かつては安山岩の岩脈(柴田・木村, 1958)あるいはひん岩などとして扱われてきた。しかし、多くの場合新鮮な露頭表面では、長径数 cm (最大長径 20 cm) の偏平化した本質岩片が配列し、ユータキサイト構造(第33図)が観察できる。また、石質岩片としては流紋岩溶岩・流紋岩溶結凝灰岩・粗粒黒雲母花崗岩・泥岩・砂岩などの数 cm 以下の角礫を含む。これらの岩片のうち流紋岩類は笠ヶ岳流紋岩に、花崗岩は奥又白花崗岩に、また砂岩・泥岩は美濃帯中生層にそれぞれ由来する岩片である。基盤岩との境界部に沿って分布する本岩層は、石質岩片をやや多く含む傾向がある。

本層の層厚は1,000 m を超え、間に非溶結部を挟まない1クーリングユニット(SMITH, 1960)からなる。肉眼や鏡下において上・下方向の岩相変化は確認されず、フローユニットの識別は困難であるが、北穂高岳北東側斜面などには数10 m の厚さの火砕岩層が積み重なる層状構造を遠望することができる。この火砕岩層の一単位はおそらくフローユニットに相当するものであり、本層が多数の連続した火砕流の噴出・堆積により形成されたことを示している。

本層は均質塊状で堅硬であり、風化に対する抵抗力が強いため、岩峰や岩壁を形成する。しかし、本



第35図 前穂高岳溶結凝灰岩層と南岳凝灰角礫岩層の走向線図
 穂高グラベンのはば中央部に向斜軸があり、南岳付近に向かって北と南からそれぞれプランジする

層中には規則的な柱状-板状節理が発達するため、これに沿って剝離崩落を繰り返す性質がある。北穂高岳の西側の滝谷流域上部は、こうして形成された典型的な岩壁である(第34図)。

全岩化学組成・帯磁率 本岩の全岩化学組成は、 SiO_2 で61-64%の範囲にあり、ややアルカリに富んだ安山岩からデイサイトの組成を示し、Rb/Sr比が小さい(第8表、第26図)。帯磁率は、磁鉄鉱を相当量含むことを反映して、約 $650 \times 10^{-6} \text{emu/g}$ と高い値を示す。

構造 本層中の本質レンズ(偏平化した本質岩片)の示す葉理構造から、向斜構造が推定されている(第35図;原山,1989)。向斜軸は、明神岳付近から涸沢・北穂ノ池付近を経て天狗原に至るまでは北方向にプランジし、その北側、南岳から大喰岳の間では南側にプランジしている。

XI. 7 南岳凝灰角礫岩層 (Md)

命名 新称. 原山 (1975) の獅子鼻層に同じ.

模式地 南岳南側の縦走路沿いの崖 (通称, 獅子鼻).

分布 南岳周辺から東方の横尾尾根上部にかけて分布する.

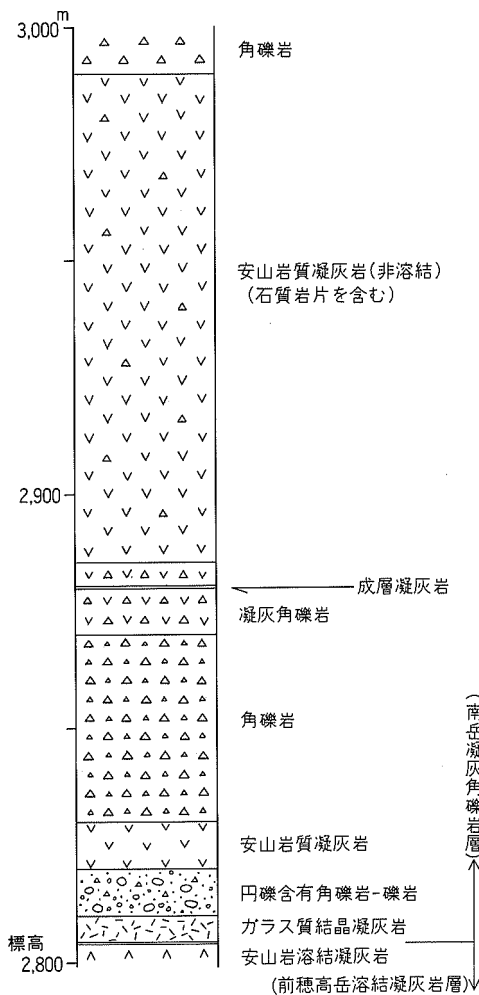
層序関係 前穂高岳溶結凝灰岩層の上に整合的に重なる.

層厚 200 m 以上.

岩相 主体は凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・安山岩質凝灰岩からなるが, 最下部には礫岩が見いだされ

るほか, 成層凝灰岩・ガラス質結晶凝灰岩が挟まれる (第36図). 最下部の礫岩層は厚さ約 10 m. 円磨度良好な径数 cm 前後, 最大径 20 cm の粗粒黒雲母花崗岩・結晶片岩・流紋岩溶結凝灰岩・砂岩などを含む. 凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩は淡緑灰色の斜長石結晶片に富んだ凝灰質基質中に, 安山岩質の本質岩片のほか, 流紋岩溶結凝灰岩・流紋岩溶岩・花崗斑岩・粗粒黒雲母花崗岩などの石質岩片を含む. これらの礫・岩片のうち流紋岩と花崗斑岩は笠ヶ岳流紋岩類から, 結晶岩片は飛騨外縁帯変成岩類から, また粗粒黒雲母花崗岩は奥又白花崗岩に由来するものである.

本層の堆積構造は, 遠望した際に極めて明瞭に観察することができる. 北穂高岳から望む南岳南方の崖 (獅子鼻の南壁) には, 本層の傾斜方向の断面が現れており, 東方へ約 20° 傾斜した構造が観察される (図版 II). 南岳の西及び東側斜面では, 本層の走向方向の断面が現れるためほぼ水平な構造が現れている. ただし, この構造は2本の東西方向の断層によって断ち切られており, 北側の中岳よりのブロックは南側傾斜の構造を示す (図版 III).



第36図 南岳凝灰角礫岩層の柱状図
場所: 南岳南方 (通称獅子鼻) の崖 (登山道沿い) 図版 II の成層構造の発達する部分の柱状図

XI. 8 火砕岩脈 (Tb)

模式地 中之湯対岸から釜トンネル脇に至る

梓川沿い。

分布 本岩脈は、産屋沢下流北側の山腹から中之湯を経て上高地乗鞍スーパー林道に至る南北に長く伸びた形態を示す。坂巻温泉西方や倉洞沢北側の1,651 m 三角点近傍にも類似した火砕岩脈が露出する。また、明神池・長七の頭・茶臼の頭など穂高グラーベンの東縁境界に沿っても火砕岩脈が貫入している(第31図)。

貫入関係 美濃帯中生層と奥又白花崗岩中に貫入する。

岩相 火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩から構成される。本質岩片としてデイサイト-安山岩質の軽石片を含むほか、多量の砂岩・泥岩・粗粒花崗岩の石質岩片を含む。粗粒花崗岩は奥又白花崗岩に由来するもので、そのほとんどが著しい破碎構造を示す。

XI. 9 閃緑斑岩 (Dp)

模式地 奥穂高岳南西のジャンダルム⁶⁾(標高3,180 m)。

分布 穂高安山岩類の分布域各所に岩株・岩床・岩脈として露出する。このうち最大の岩体は、奥穂高岳南方から白出沢を経て、滝谷北方へ連なる南北3.5 km 東西1.5 km の岩株である。このほか、中岳沢から大喰沢にかけてと、六百山北西には岩脈が分布し、また岩床としては小規模なものが奥又白池西方、明神岳南東の沢、明神岳V峰南西の稜線、北尾根V-IVの科尔南東、滝谷I尾根などに分布する(小規模なものは、地質図に表現していない)。

貫入関係 槍沢角礫岩層・前穂高岳溶結凝灰岩層・南岳層を貫入する。本岩が周囲の岩石に熱変成を与えた形跡は認められない。瀬沢岳西方の白出沢右岸では奥又白花崗岩の捕獲岩(最大20 cm)を含む。後成の滝谷花崗閃緑岩に貫入され、同岩体に近接する滝谷・天狗の頭・白出沢・滝谷・中岳沢・河童橋南東では熱変成作用を受けアクチノ閃石・黒雲母などの再結晶鉱物を生じている。

岩相 灰緑色を示し、斜長石斑晶に富んだ普通輝石紫蘇輝石閃緑斑岩からなる(第XI図版)。熱変成作用を受けると、暗緑灰色を示す。岩相上は、前穂高岳溶結凝灰岩(特にその本質物)と類似しており、構成鉱物(斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英・磁鉄鉱・チタン鉄鉱)も一致している。Rb・Srや帯磁率も類似した組成と値を示す(第8表)。

溶結凝灰岩との識別方法は、結晶がやや粗粒であり、本質及び石質岩片を含まぬことによる。本岩も前穂高岳溶結凝灰岩と同じく、規則正しい数10 cm 間隔の柱状節理が発達し、岩峰や岩稜を形成している。奥穂高岳ジャンダルムは、柱状節理の発達する岩峰の典型的な例である(第37図)。

XI. 10 穂高グラーベン

XI. 10. 1 陥没盆地の形態と角礫岩の分布

穂高安山岩類は安山岩質溶結凝灰岩などの火砕岩を主体とし、幅4-5 km で南北に伸長したグラーベンの陥没盆地内に堆積している。陥没盆地西側の縁に沿って滝谷花崗閃緑岩体が貫入している。東側の縁は

6) フランス語で憲兵の意。奥穂高岳に対する前衛峰として名付けられた。



第37図 穂高岳ジャンダルム峰を形成する閃緑斑岩の柱状節理

高角な境界で基盤岩と接しており、その陥没落差は1,000 m を越えている(第31図)。その境界では小規模な凝灰角礫岩脈がしばしば見いだされる。閃緑斑岩は co-magmatic な半深成岩の岩株・岩床として陥没盆内の火山岩中に貫入しており、縁辺部に沿った岩脈は見いだされていない。

火山岩類の基底部には角礫岩層が発達するが、その分布は陥没盆の南北両端に限定されている。角礫岩層と上部の火山岩層とは構造的なギャップがあり、角礫岩層の一部は陥没盆外側にも分布している。角礫岩層が火山岩層中に挟在する場合は、基質は凝灰質であり、また基底部の場合に比べはるかに薄

く、その分布は縁辺部に限定されている。

火山岩類は変形作用を受けており、地溝の長軸方向に沿った向斜構造を示す(第35図)。

XI. 10. 2 陥没運動の時期と性格

角礫岩は火山活動に先行して堆積したもので、その分布は火山岩の分布を規定しているグラーベンとはあきらかに異なっている。したがって陥没によるグラーベンの発生は角礫岩堆積以後となる。火山岩類の分布域中央部では、基盤岩を直接不整合に覆って火山岩が載っており、角礫岩堆積時には岩体中央部は相対的に隆起部にあった可能性がある。グラーベンが発生してからは、陥没部の顕著な移動は認められない。繰り返し同じ縁を使って陥没することによって、1,000m を越える落差が確保されたと考えられる。笠ヶ岳流紋岩類を含めた周囲の基盤岩には穂高安山岩と同様な変形は認められず、こうした変形作用は広域的な変動によるものとは考えにくい。断続的な陥没の繰り返しにより変形作用が進行したと考えるのが妥当であろう(原山, 1989)。

VII. 滝谷花崗閃緑岩 (Gdt, Gt)

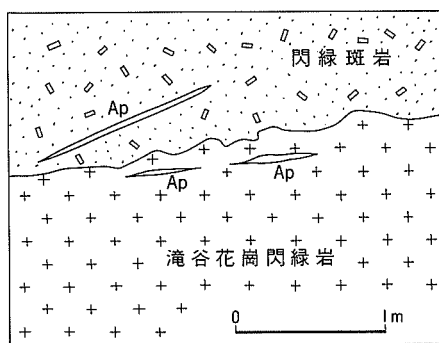
命名 原山(1975a)。

模式地 蒲田川左俣谷支流の滝谷下流。

分布 白出沢・西穂山荘・大正池南と南北に13km, 東西に4km 弱の細長い分布を示す。

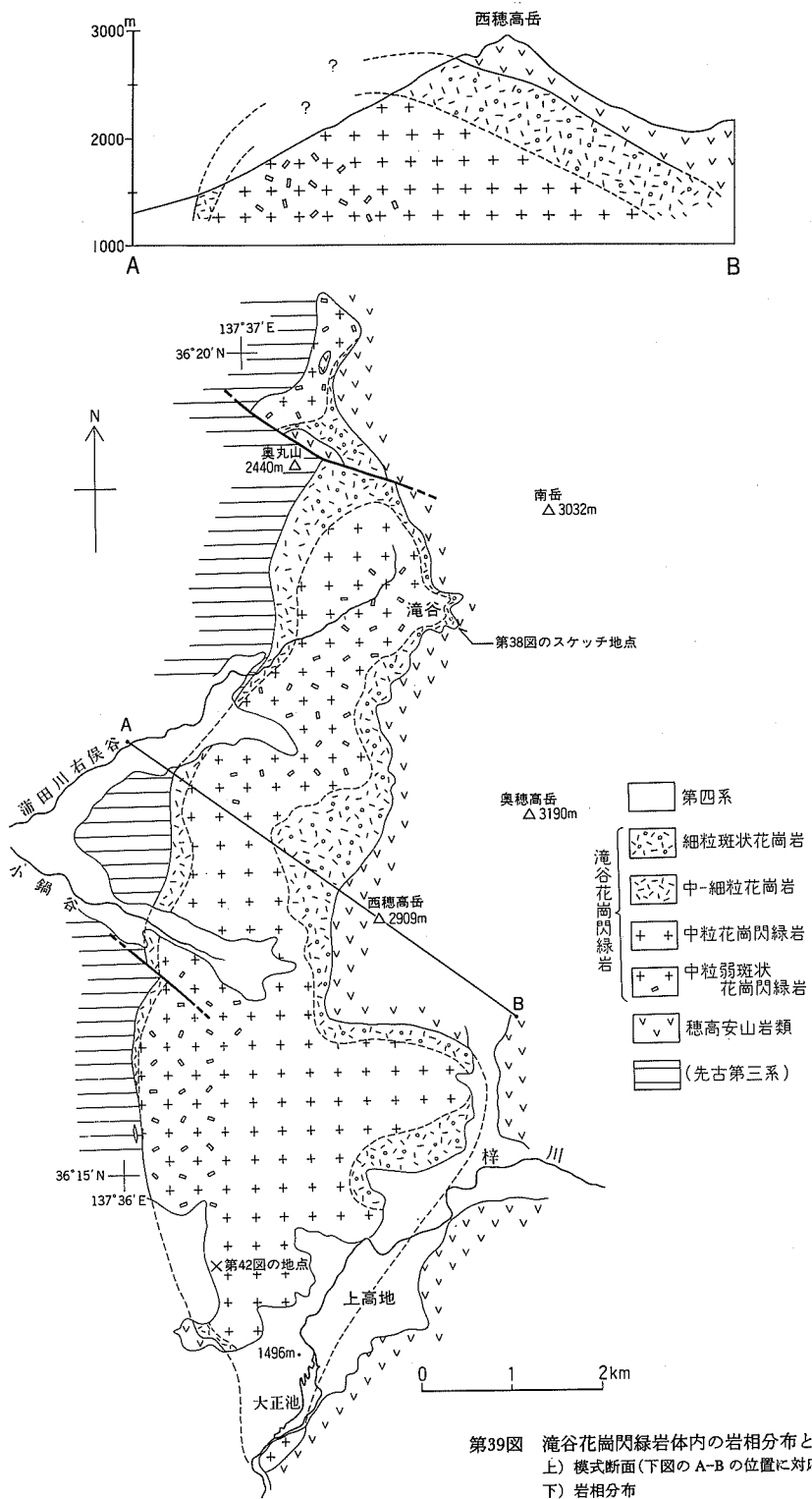
貫入関係 美濃帯中生層・穂高安山岩類に貫入し、熱変成を与える。滝谷においては、閃緑斑岩を貫入するほぼ水平な貫入面(天井部)が観察される(第38図)。

岩相 中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩(Gdt)を主岩相とするが、岩体の上下方向に組成変化を示す累帯深成岩であり天井に近い部分では斜長石の少ない斑状黒雲母花崗岩(Gt)となる(第39図)。岩相はさらにモード(第40図)と組織により、中粒弱斑状花崗閃緑岩(第VII図版)・中粒花崗閃緑岩・中-細粒花崗岩・細粒斑状花崗岩(第VII図版)に細区分され(第39図)、それぞれの岩相間には明瞭な境界は認められず、漸移関係にある。ただし、花崗岩と花崗閃緑岩との間の変化はかなり急激であり、自出沢と柳沢で

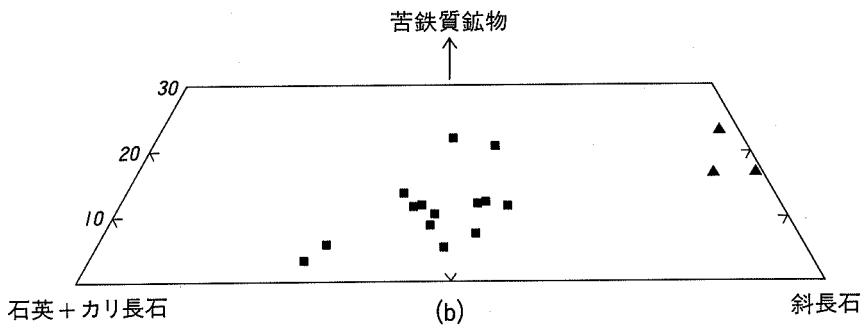
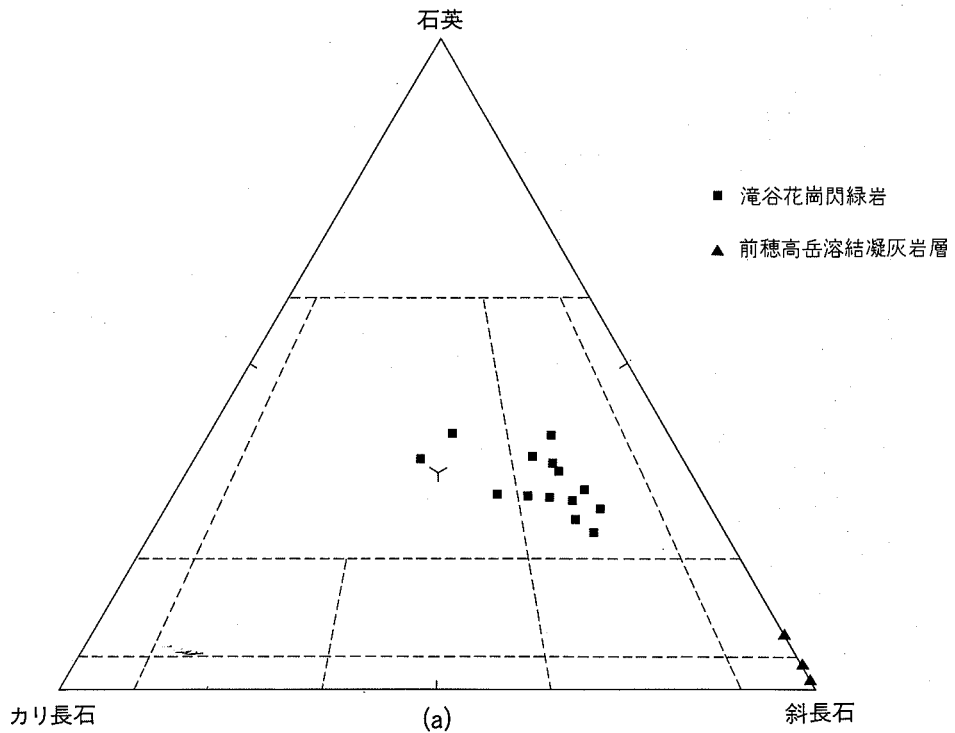


Ap アプライト脈

第38図 閃緑斑岩を貫く滝谷花崗閃緑岩のほぼ水平な境界
場所：上宝村滝谷上流左岸、標高2,050m。
第39図に場所を示した。
滝谷花崗閃緑岩体の北部東縁では、貫入面が緩傾斜を示す部分が多い



第39図 澁谷花崗閃緑岩体内の岩相分布と模式断面
 上) 模式断面(下図のA-Bの位置に対応)
 下) 岩相分布



第40図 穂高安山岩類と滝谷花崗閃緑岩のモード
 (a) 石英-カリ長石-斜長石図
 (b) 苦鉄質鉱物-(石英+カリ長石)-斜長石図

ははっきりとした岩相境界が観察され、花崗閃緑岩が花崗岩の小塊を取り込んでいる。

斑状岩相中の斑状結晶は、大部分斜長石と石英からなり、斑状花崗閃緑岩ではこれに角閃石が加わるが、それぞれ弱い定向配列をなすことが多い。岩体下部では暗色包有岩に富み、しばしば濃集部を形成する(第41図)。また、時に有色鉱物の濃集による層状構造を示すことがある(第42図)。

全岩化学組成(第8表)は、モード(第40図)の変化に対応して、 SiO_2 66-75%と大きく変化する。各酸化物の SiO_2 の増減に対応する変化傾向は、ARAMAKI *et al.* (1970) の日本の花崗岩質岩石の平均的变化と



第41図 滝谷花崗閃緑岩中の包有岩濃集部
滝谷雄滝下流，標高約1,900 m 地点での転石



第42図 滝谷花崗閃緑岩中の層状構造
大正池北西の沢(通称湯沢)，標高約1800 m 付近. 第39図に場所を示した. 多数のユニット(層)が識別される. 一般に下位のユニットとの境界は明瞭であり，ユニット内には有色鉱物の量の差による級化構造が認められる

第 8 表 穂高安山岩類・滝谷花崗閃緑岩の全岩化学組成と帯磁率

各試料の岩石記載については、付記を参照。

No. は第 6 表からの通し番号。○の付いた No. の試料は地点番号(青字)を地質図に示した。

地質区分	穂高安山岩類		滝谷花崗閃緑岩				
No.	⑱	⑲	⑳	㉑	㉒	㉓	㉔
試料番号	R12789	R49856	R49857	R49858	R49859	R49860	R49861
SiO ₂	62.43	64.39	64.84	67.89	69.87	71.71	74.01
TiO ₂	0.74	0.63	0.63	0.52	0.45	0.34	0.28
Al ₂ O ₃	16.39	15.70	15.36	14.88	14.70	14.58	13.80
Fe ₂ O ₃	2.81	2.22	1.79	1.60	1.38	1.50	0.73
FeO	2.66	2.73	2.77	2.12	1.92	1.03	0.99
MnO	0.11	0.09	0.08	0.07	0.06	0.04	0.04
MgO	2.20	1.70	2.01	1.57	1.20	0.54	0.51
CaO	5.17	4.43	4.36	3.51	3.19	2.27	1.66
Na ₂ O	3.48	3.00	3.15	3.34	3.63	3.92	2.98
K ₂ O	2.30	3.25	2.97	3.52	3.09	3.26	4.75
P ₂ O ₅	0.20	0.17	0.16	0.13	0.12	0.08	0.06
H ₂ O(+)	} 1.05 ¹⁾	} 0.93 ¹⁾	} 1.31 ¹⁾	} 0.67 ¹⁾	} 0.47 ¹⁾	} 0.49 ¹⁾	} 0.35 ¹⁾
H ₂ O(-)							
CO ₂							
Total	99.54	99.24	99.43	99.82	100.08	99.76	100.16
全鉄=Fe ₂ O ₃	5.77	5.25	4.87	3.96	3.51	2.64	1.83
Rb	70*	95*	97*	127*	86*	94*	154.2
Sr	407*	344*	345*	271*	333*	281*	161.5
Rb/Sr	0.17	0.28	0.28	0.47	0.26	0.33	0.95
帯磁率 χ ($\times 10^{-6}$ emu/g)	678	563	412	448	332	625	204

分析者	分析成分	分析法	分析試料 No.	出典
原山 智	主化学成分10成分	蛍光 X 線分析 H ₂ O(+) H ₂ O(-) CO ₂	18-24	本報告
		重量法 ¹⁾		
安藤 厚	FeO	滴定法	18-24	本報告
金谷 弘	Rb*, Sr*	蛍光 X 線分析	18-23	本報告
原山 智・白波瀬輝夫	Rb, Sr	同位体希釈法	24	原山・白波瀬未公表資料
帯磁率測定: 金谷 弘				

1) 強熱減量に FeO の酸化による増量分を加えた合計

極めてよく一致した性質を示す(第 26 図)。

斜長石は顕著な累帯構造を示し、その組成は An₂₀-An₇₀ の範囲にわたる。角閃石の軸色 (Z) は緑色を示し、普通角閃石 (mg=0.6) からなるが、そのコアやリムの一部には淡色のアクチノ閃石質な部分が認められ、一部に微細なラメラ組織が観察される。黒雲母の組成も角閃石と同じく Fe より Mg に富んだ組成を示す(第 27 図)。また本岩は初成的な磁鉄鉱を相当量含み、高帯磁率を示す。これらの点で本岩と穂高安山岩類は、笠ヶ岳流紋岩類や始新世初頭までの花崗岩類の岩石学的性質(第 IX 章. 9) とは、明らかに異なる。

XIII. 安房山閃緑岩 (D₂)

命名 新称. 神津 (1911) は本岩の一部を石英閃緑小紋岩の岩脈として記載している。

模式地 安房平南東の沢 (標高 1,840 m 付近).

分布 安房山南方 1 km のピークを中心に, 北東-南西に伸びた長径 1.3 km, 短径 0.6 km の楕円形の形態を示す岩株からなる.

貫入関係 美濃帯中生層を貫入する. 本岩体による明瞭な熱変成帯は確認されていない.

岩相 弱い斑状組織を示す角閃石黒雲母普通輝石紫蘇輝石閃緑岩及びトータル岩からなり, 緑灰色-暗灰色の色調を示す. 斜長石 (An80-23)・輝石斑状結晶 (Cpx : mg=0.7, Opx : En58-59) を含み, 細粒部には石英・アルカリ長石 (Or77) が含まれ, 時に微文象組織を示すことがある. 安房平南西の沢や倉洞沢上流では熱水変質により灰白色に脱色されていることがある.

年代値 本岩中の黒雲母・角閃石はいずれも細粒で分離困難のため, 全岩による K-Ar 年代測定を行った. 得られた年代値は $0.9 \pm 0.4\text{Ma}$ (第 13 表) で, 滝谷花崗閃緑岩や徳高安山岩類と同様に著しい若返りを示していると解釈できる.

IV. 岩脈及び岩頸 (d)

本図幅地域には, 前章までに述べた岩脈や岩床のほか, 各地域に時代未詳の岩脈が見いだされている. これらの多くは幅数 m 以内のため地質図上には示されていないが, 岩相の類似性から, 以下のよう

うに分類する.

- (A) 霞沢流域の安山岩岩脈・岩類及び細粒閃緑岩岩脈
- (B) 笠ヶ岳流紋岩類に貫入する無斑晶質安山岩岩脈・岩床
- (C) 飛驒外縁帯古生層及び手取層群を貫く安山岩岩脈
- (D) その地

(A) : 霞沢の東側山腹に露出する径 800 m の岩頸と周辺に露出する岩脈である. 岩頸は斜長石・輝石斑晶を含む安山岩とほぼ同質の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩から構成される. これは火山噴出物を供給した火道である可能性が考えられるが, 周辺に対応する噴出物は見いだされていない. 周辺の岩脈は幅 200 m に達するものから数 m のものまで様々な規模のものが露出する. 岩質は岩頸内と同岩相の安山岩や, 細粒閃緑岩質のものが認められる.

(B) : 無斑晶質であることが特徴的であるが, 数は少なく今見北方の尻高谷上流と小黒谷左俣に露出する.

(C) : 福地西方の古生層中に多数貫入する安山岩脈で, いずれも幅数 m 以下のものである. 緑灰色-暗灰色を示し少量の斜長石斑晶を含む. 類似の岩脈は, 神坂西方の沢で手取層群と空山層の間の断層に沿って貫入している.

(D) : 坂巻温泉北方の新たに掘削されたトンネル内と梓川沿いや中之湯南方の発電用取水堰の付近には典型的な斑状組織を示す角閃石閃緑斑岩が貫入する. また南岳凝灰角礫岩層中には流紋岩岩脈が多数貫入しているほか, 宮川谷のコルでは安山岩岩脈 (幅 1-5 m) が数本, 奥又白花崗岩中に貫入している.

XV. 鮮新ないし中部更新世火山岩類

XV. 1 概要

本図幅地域西部には、大規模火砕流堆積物を主体とする鮮新世後期から更新世中期の火山岩類が分布する。この時代の非火山性の堆積物の発達が悪く、火山岩類の基底部や山腹などに砂礫層の小分布が認められるにすぎない。

更新世初期以降、北アルプス全域にわたって急激な上昇運動が生じており、それまで準平原化しつつあった本図幅地域も急速に山岳化していった。こうした地形的な変化は、火山岩や砂礫層の分布形態などに反映されている。

火山岩類は三つの大規模火砕流堆積物－丹生川火砕流堆積物（鮮新世後期）、上宝火砕流堆積物（更新世前期－中期）、奥飛驒火砕流堆積物（更新世中朝）からなる。上宝火砕流堆積物の下位には溶岩を挟む福地凝灰角礫岩層が見いだされるが、これは上宝火砕流堆積物の給源火道の周囲に存在した成層火山体の一部が残存したものである。この福地凝灰角礫岩層の基底には礫層があり、その礫種構成と古流向は、かつての梓川が現在の上高地付近から焼岳を経て福地付近に達し、そこから南西方向に流向を変えて高山方面へ流下していたことを示している。すなわち現在の平湯川水系は形成されておらず、現在の福地付近は北側の水系との間の分水嶺となっていたらしい。

丹生川火砕流堆積物と上宝火砕流堆積物が現在の水系とは無関係な分布を示すのに対し、奥飛驒火砕流堆積物の分布はほぼ蒲田川水系と笠谷水系に沿って谷埋めをしたことを示しており、既に更新世中期半ばには現在の水系に近い状態にあったと推定する。ただし、笠谷流域の奥飛驒火砕流堆積物の分布は、火砕流が現在の錫杖岳北方を越えて流下したことを示しており、左俣谷水系と笠谷水系を隔てる分水嶺の比高が現在よりかなり小さかったか、あるいは両水系が連なっていた可能性がある。

更新世中期末には、既に乗鞍火山の活動が始まっているが、これについては乗鞍火山の章(第VII章)で述べる。

XV. 2 丹生川火砕流堆積物 (Ny)

命名 金子ほか(1976)。本堆積物については、荒城川火砕流(梶田・石原, 1977)、荒城川火砕流堆積物(河田, 1982)、荒城川溶結凝灰岩層(斉藤ほか, 1984)と、様々な名称が用いられてきた。山田ほか(1985a)は、本堆積物の広範な分布・分布域・予想給源から判断して、金子ほか(1976)の名称を採用している。本研究報告もこれに従う。

模式地 本図幅地域内の模式地は、今見北方の山腹。

分布 丹生川火砕流堆積物の分布は、広範囲に散在しており、東は乗鞍岳千町ヶ原付近から西は高山市西方まで、北は高原川支流の笠谷流域から南は御岳山西方の濁川流域にわたっている(山田ほか, 1985a)。個々の分布域の面積は、著しい開析を受け小さいが、その分布形態から推定されるかつての分

布面積は500 km²以上で、噴出量は100 km³に達したと推定する。

本図幅地域内では、笠谷流域・今見北方・柏当谷上流などにそれぞれ分布する。

層序関係 空山層・洞谷トータル岩・笠ヶ岳流紋岩類を不整合に覆い、福地凝灰角礫岩層・上宝火砕流堆積物・奥飛驒火砕流堆積物にそれぞれ覆われる。

層厚 笠谷流域及び今見北方では最大200 m 前後。

岩相 新鮮な部分で灰色を示すデイサイト溶結凝灰岩を主体とするが、最下部に数 m 以内の非溶結部が認められる。結晶片の容量比は30-40%で、斜長石・紫蘇輝石に富み、少量の普通輝石・石英・磁鉄鉱・チタン鉄鉱を含むほか、まれに普通角閃石が見いだされる。長径数 cm 以内の本質岩片を多数含み、石質岩片として美濃帯中生層や濃飛流紋岩類の数 cm 以内の角礫を含む。本図幅地域南東の「高山」図幅や「御嶽山」図幅地域の試料について全岩化学組成が報告されており、SiO₂ 約62-68%のややアルカリに富んだデイサイト組成を示す(山田ほか, 1985a; 山田・小林, 1988)。

給源 給源火道は発見されていないが、山田ほか(1985a)は基底面高度・岩片サイズの側方変化・結晶片の長軸配列方向・基底部火砕サージ堆積物中の堆積構造などを総合的に判断して、本堆積物の噴出地点は現在の乗鞍岳付近と推定した。

地質時代 図幅地域内では、更新世前期の上宝火砕流堆積物・福地凝灰角礫岩層から以前に噴出したということしか分からないが、「高山」図幅や「船津」図幅地域内の試料について、逆帯磁を示す自然残留磁気(丹治ほか, 1977; 斎藤ほか, 1984)の資料や年代測定値が得られている。年代測定値として全岩 K-Ar 年代2.5-2.3 Ma(山田ほか, 1985b)とジルコンの FT 年代2.7 ± 0.3 Ma(山田ほか, 1985a)が報告されており、鮮新世後期の時代を示している。

IV. 3 福地凝灰角礫岩層 (Co, Tbf, Lf)

命名 金子ほか(1976)・斎藤ほか(1984)のオソブ谷軽石流と銚子谷層を併せたものに相当する。

層序関係・模式地 本層は空山層・水屋ヶ谷層・平湯コンプレックス・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凝灰角礫岩層で、模式地はオソブ谷左岸山腹にある。本層の層序は、下部の**基底礫層 (Co)**と上部の**凝灰角礫岩層 (Tbf)**から構成され、凝灰角礫岩層中には**溶岩層 (Lf)**が挟まる。

分布・層厚 模式地のほか、空山南方の尾根、丹生川村大州谷の上流に分布し、さらに西隣「船津」図幅地域内の銚子谷まで露出している。模式地における層厚は200 m。金子ほか(1976)は、本層が西方に傾斜し急激に薄くなるとしている。しかし、斎藤ほか(1984)の第3図による本層の分布をみる限り、層厚の厚い部分はオソブ谷左岸から銚子谷にかけて(北東-南西方向)追跡され、これから北西方向に急激に薄くなり中・古生層にアパットしていると解釈できる。したがって本層は、北東-南西方向に走る当時の地形的高まりに規制されて堆積したものと解釈できる。

基底礫層 (Co)

本層は、平湯コンプレックスと空山層を不整合に覆う(第43図)。模式地はオソブ谷1,320 m 地点の左岸。露頭は模式地とその下流500 m 林道沿いに露頭は限定されている。模式地における層厚は4 m 以上である。



第43図 福地凝灰角礫岩層の基底部の露頭

上宝村オソブ谷左岸，標高1,500 m．崖の高さ約30 m．写真の下端，白く丸い礫を含むのが基底礫層，その上位には火山礫凝灰岩が重なる

岩相 本層は穂高安山岩類に対比される普通輝石紫鮮輝石安山岩溶結凝灰岩や閃緑斑岩の円礫(熱変成作用を受けたものが多い)を多量に含むことを特徴としている．このほか円礫としては粗粒黒雲母花崗岩が含まれ，これは奥又白花崗岩に対比される．やや円磨度の低い亜円礫として美濃帯中生層起源の砂岩・チャート・泥岩を含む．

円礫の礫径は大きく，数10 cm のものが多いが，1 m を越える巨礫も見いだされる．亜円礫はこれに比べ小さく，10 cm 以下のものが主体である．弱い覆瓦構造が認められ，北から南もしくは北東から南西への流向を示している．

本層の礫種構成の上の著しい特徴は，笠ヶ岳流紋岩類を含まないことである．これは，流向から期待される礫種(現在の蒲田川水系の礫種構成)とは異なり，現在の上高地から上流の梓川水系の礫構成に対応していることを示す．

なお，餌掛谷右岸標高1,420 m 付近には大榎溶岩(第VII章，4.4参照)の下位に厚さ約30 m の礫層が露出し，本層と同じく粗粒花崗岩の円礫や砂岩・泥岩の亜角礫を含む．便宜上本層と同記号で地質図に表示するが，本層に対比されるかどうか疑わしい．

凝灰角礫岩 (Tbf)

層序・岩相 本堆積物の最下部はオソブ谷1,330 m 地点の崖において観察される(第43図)．ここでは基底礫層を覆って火山礫凝灰岩層(層厚約6 m)が載る．両者の間には著しい時間間隙を示唆するような浸食面は認められない．火山礫凝灰岩層の下部は泥岩・砂岩などの石質岩片に富んだ岩相を示し，不明瞭ながらやや凹凸を示す境の上に，灰白色火山礫に富んだ岩層が重なる．この上位には基底礫層と同様な岩種から構成される礫層(層厚約4 m)が載る．基質はやや凝灰岩質である．さらに上位には火山礫凝



第44図 福地凝灰角礫岩中の放射状割目を示すデイサイトの火山岩塊
上宝村オップ谷支流, 標高1,370 m

灰岩層(層厚2m)を挟んで本堆積物の主岩相である凝灰角礫岩層が重なる。

主岩相の凝灰角礫岩層は、暗灰-灰白色を示すデイサイト-流紋岩質の火山岩塊・火山礫及び同岩質の火山灰基質からなる。岩塊は最大径2mに達し、大型のものではしばしば放射状割目が発達する(第44図)。発泡の程度は低い。また外来岩片は泥岩・砂岩など美濃帯中生層に由来するものがわずかに含まれるにすぎない。基質は弱く膠結しているが、ハンマーで掘削は可能である。一般に無構造で淘汰が悪いが、好露出地域では火山岩塊を含まないやや淘汰を受けた部分や細粒凝灰岩の薄層が観察され、本層が多数の堆積ユニットから構成されていることを示している。またユニットでは逆級化構造を示す例がしばしば観察される。

本層の上部においては白色流紋岩質で発泡の良い軽石が含まれるようになる。軽石とデイサイト質岩片の量比は、逆相関の関係にある。両者の増減によって示される堆積ユニットが2-3枚重なり、上位には上宝火砕流堆積物基底の非溶結部が重なる。本層上部の白色軽石は上宝火砕流堆積物の非溶結部の軽石と同質であり、上宝火砕流堆積物を噴出したマグマに由来する火山活動が既に開始していたことを示唆している。

溶岩層 (Lf)

分布・層序 オソブ谷最上流では、凝灰角礫岩層中に溶岩層が挟まる。溶岩層全体の層厚は60 m前後であるが、クリンカー状の部分やアグルチネート層を挟むことから、複数の溶岩流に細分可能である。溶岩層は北方には連続しないが、オソブ谷最上流から尾根を挟んで南西方向に当たる四文谷(西隣「船津」図幅内)には溶岩層が分布する。したがって、溶岩層の分布は福地凝灰角礫岩層分布域の南部に限定されているといえる。

岩相 やや発泡し灰色を示す黒雲母含有角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイトと暗灰色緻密な(角閃石含有)普通輝石紫蘇輝石デイサイトの2種の岩相が認められる。

溶岩の示す自然残留磁気は正帯磁である(斉藤ほか, 1984)。

XV. 4 上宝火砕流堆積物及び給源火道

XV. 4. 1 上宝火砕流堆積物 (Km)

命名 金子ほか(1976)、岩滝溶結凝灰岩層(斉藤ほか, 1984)、上宝火砕流堆積物(金子ほか, 1976; 山田ほか, 1985)の名称が用いられた。「高山」図幅地域(山田ほか, 1985)では、通称名としてしか使用されない「岩滝」の地名の使用を避け、本堆積物の最も広く分布する上宝村の名によった表題の名称を使用した。ここでは、それに従う。

分布 本図幅地域オソブ谷流域を分布の東限とし、これより西方の高原川・荒城川・小八賀川流域などに分布する(第45図)。これは想定されている本堆積物の給源火道-貝塩火道(原山・笠原, 1987)を中心とする西に大きく開いた扇形の範囲に当たる。現存する堆積物の分布面積は77 km²で、分布西限までの距離は26 km。堆積時には先の扇形の範囲には広く分布していたと推定され、その分布面積は約500 km²、噴出量は少なくとも40 km³を超えたと予想される大規模火砕流堆積物である。本図幅地域内ではオソブ谷の上流左岸から大州谷上流にかけてまとまった分布を示すほか、今見北方の三角点(1,556.6 m)を中心とする山稜部に小分布が認められる。

本堆積物は西隣の「船津」図幅地域内において典型的な火砕流台地を形成しており、西方にわずかに傾斜する平坦面が残存している(第46図)。この火砕流台地の東端は本図幅地域内にあり、オソブ谷により南北に切断され、急崖(通称“カベ”)をなしている。

本堆積物の基底面高度は、オソブ谷において1,500-1,700 mと分布域内では最も高く、西方に向かって順次低くなる傾向がある。

層序関係 オソブ谷凝灰角礫岩層を覆うが、その境界部での両者の産状が示すように(前節参照)、ほぼ連続した活動であったとみなせる。今見北方では丹生川火砕流堆積物を覆う。

層厚 オソブ谷上流左岸の“カベ”においては200 mを超える。本堆積物の西限に当たる高山盆地南東部では数mまで薄くなり、大局的には西へ向かって層厚を減ずる傾向が明らかである。

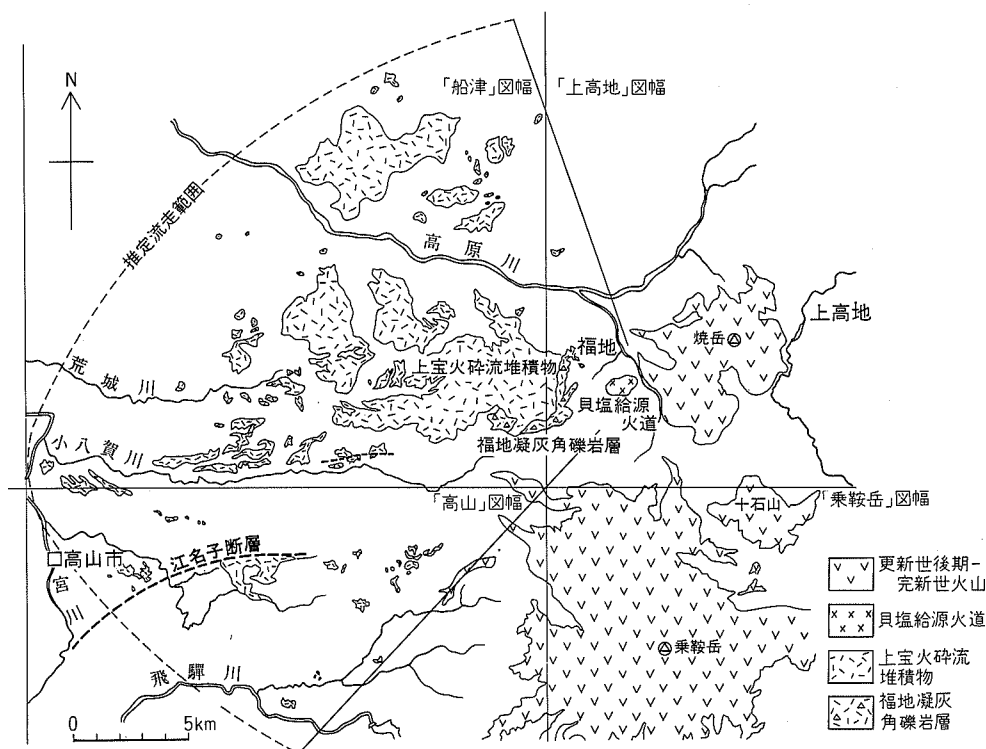
時代 本堆積物については黒雲母の K-Ar 年代 0.65 ± 0.25 Ma(柴田・山田, 1977)とジルコンの FT 年代 0.92 ± 0.11 Ma(山田ほか, 1985a)が報告されている(第9表)。測定値は、前期更新世から中期更新世の値を示すが、測定方法による差異が大きい。本堆積物の自然残留磁気はかなり東偏した正磁気を

示す(丹治ほか, 1977; 齊藤ほか, 1984)。年代測定値と自然残留磁気の両者から, 本堆積物の形成時代は, 松山逆転磁極期の Jaramillo event (0.87-0.92 Ma) あるいはブリュヌ正磁極期 (-0.69 Ma) 初期のいずれかに相当する。

岩相 本堆積物の大部分は, 灰白色-暗灰色を呈する黒雲母流紋岩溶結凝灰岩からなり, 典型的なユータキサイト構造を示す(第XIII図版)。色調の差は主に溶結の程度に左右されており, 溶結の強い部分ほど暗色を示す。オソブ谷では, 本堆積物の最下部約30mが非溶結部となっており, 上部には柱状節理の発達する溶結部が認められる(第47図)。本堆積物は1枚のクーリングユニットからなる。本堆積物中の本質岩片は, 非溶結部における未変形白色軽石から強溶結部における扁平化した暗灰色本質レンズまで, 見かけの岩相は大きく変化するものの, 大部分は同岩質の黒雲母流紋岩からなる。大きさは数cmのものが多いが, 最大長径30cmに達するものがある。

黒雲母流紋岩質の本質物のほか, まれに構成鉱物や粒度の異なるより苦鉄質な本質物が含まれることがあり, magma mixingが生じていたと推定されている(原山, 1984; 升田, 1985 MS)。

結晶破片は, 30-40容量%含まれ, 斜長石・石英・黒雲母のほか少量の磁鉄鉱・チタン鉄鉱・ジルコ



第45図 上宝火砕流堆積物の分布範囲, 給源火道の位置及び火砕流の推定流走範囲
 少なくとも, 給源火道から西方の扇型の範囲に, 火砕流が流走したと推定。東方には流走したかどうか不明。「高山」図幅地域と「船津」図幅地域の上宝火砕流堆積物の分布の一部について, 山田ほか(1985a)及び齊藤ほか(1984)を参照

ンなどからなる。また、紫蘇輝石・角閃石や、明らかに苦鉄質本質物に由来する普通輝石・Mg質かんらん石を稀に含む。



第46図 上宝火砕流堆積物の火砕流台地形
通称、八本原、笠谷-下佐谷間の稜線から撮影



第47図 上宝火砕流堆積物の基底の非溶結部と上位の溶結部
上宝村オソブ谷上流標高1400 m. 溶結部には柱状節理が発達する。下部の非溶結部の厚さは約30 m

IV. 4. 2 貝塩給源火道 (Kmv)

命名 原山・笠原 (1987).

模式地 上宝村貝塩谷北側山腹.

分布 上宝村福地南方, オソブ谷と貝塩谷の間の尾根を中心に東西 1.4 km, 南北 0.9 km の楕円形の分布状態を示す.

貫入関係 美濃帯中生層 (平湯コンプレックス) 中に貫入する.

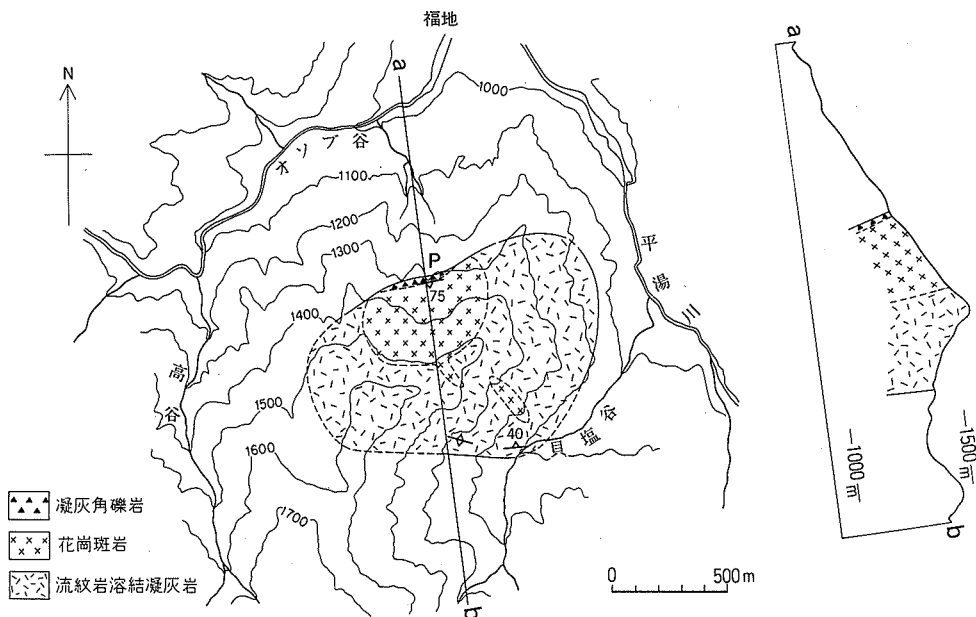
岩相・産状 流紋岩溶結凝灰岩・花崗斑岩・凝灰角礫岩から構成されるパイプ状岩体である (第 48 図).

流紋岩溶結凝灰岩は上宝火砕流堆積物と同じ構成鉱物 (斜長石・石英・黒雲母) を含み, 岩相的には類似している (第 XIII 図版) が, 熱水変質を受けて白色化している. 葉理構造は火道内側に急傾斜する構造を示す.

花崗斑岩には 2 種類の岩相が認められる. 一つは多斑晶質の花崗斑岩で, 流紋岩溶結凝灰岩 (火道中のもの)・上宝火砕流堆積物と同じ構成鉱物を含む. もう一つの岩相は, 斑晶に乏しく, 暗灰色緻密な石基からなる珪長質斑岩であり, 少量の斜長石・石英・黒雲母のほか, 角閃石・輝石を含む.

凝灰角礫岩は, 火道北端の美濃帯中生層との境界部に幅数 m の岩脈として露出する. ここでは破砕された平湯帯の泥岩に貫入し, それを石質岩片として多量にとり込んでいる (第 49 図). 本質岩片としては灰白色の多斑晶質の流紋岩を含む.

対比 流紋岩溶結凝灰岩及び花崗斑岩の構成鉱物と組成は, 上宝火砕流堆積物中のものに一致する (第 9 表). また, 火道内溶結凝灰岩の FT 年代は, 誤差の範囲で上宝火砕流堆積物の FT 年代に一致す



第48図 貝塩給源火道の地質図

原山・笠原 (1987) に基づく. 溶結凝灰岩の葉理面は火道内側に向かって急傾斜する.



第49図 美濃帯中生層(平湯コンプレックス)に貫入する貝塩給源火道の凝灰角礫岩脈
上宝村オソバ谷支流 第48図のP地点、向かって右側黒い部分が平湯コンプレックスの泥岩、左側は
貝塩火道の凝灰角礫岩

る(第9表)。以上のことから、貝塩火道は上宝火砕流堆積物の給源火道であると判断された(原山・笠原, 1987)。

XV. 5 深谷土石流堆積物 (Fd)

命名 新称。

模式地 足洗谷左岸支沢深谷 1,700 m にあり、岩坪山北方に当たる。

分布 模式地のほか、岩坪尾根の標高 1,400-1,500 m にも分布するが、ともに分布範囲は狭い。

層序関係 深谷では、超苦鉄質岩や斑状花崗閃緑岩を覆っており、岩坪尾根では空山層を覆う。

岩相 本堆積物は丹生川火砕流堆積物や、各種安山岩の角礫-亜角礫(径 1-5 cm, 最大 50 cm)を多量に含むほか、花崗斑岩・緑色岩・泥岩・流紋岩の礫を含み、淘汰が悪い。基質は茶褐色を呈する、やや

第9表 上高地図幅地域における更新世大規模火砕流堆積物と給源火道火山岩の構成鉱物・鉱物化学組成と放射年代値

地質区分	鉱物名	斜長石	石英	黒雲母	角閃石	斜方輝石	単斜輝石	磁鉄鉱	放射年代 ($\times 10^4$ y.B.P)	
		(An)		(mg)	(mg)	(En)	(mg)		F T 法	K-Ar 法
水鉛谷給源火道	(I)	35-60	○	46-54	48-51	変質	-	○	63±12	
	(II)	61-90		-	44-67 ¹⁾	67-74	73	○		
奥飛驒火砕流堆積物		34-53	○	44-50	45-55	38-48	-	○	68±10	40±20
クリスタル・アッシュ	C1	36-49	○	変質	44-53	41-45	-	○	69±9	
	C2	36-44	○	45-48	45-50	41-50	-	○	63±9	
	C3	33-44	○	45-47	46-53	44-53	-	○	52±7	
					42-58 ¹⁾					
上宝火砕流堆積物		23-66	○	35-37	-	-	-	○	92±11	65±25
貝塩給源火道		23-54	○	35-37	-	-	-	○	105±10	

(An) : アノーサイト成分(モル%)

(mg) : $Mg / (Mg + Fe + Mn) \times 100$ (原子比%)

(En) : エンスタタイト成分(モル%)

FT : フィッシュントラック法

K-Ar : カリウム-アルゴン法

水鉛谷給源火道(I) : 火道の主体を占める斜方輝石角閃石黒雲母花崗斑岩

〃 (II) : (I)と混合している, 黒雲母角閃石複輝石安山岩

C₁, C₂, C₃ : 降下火山灰クリスタル・アッシュの細分ユニット名(松本盆地地研グループ, 1972)

1) パーガサイト質角閃石. ほかの角閃石よりAlの含有量が明らかに大きい

泥質の砂からなり, ハンマーの先で掘削可能な程度に膠結している.

礫として含まれる安山岩類には, かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩と普通輝石黒雲母含有デイサイトが認められ, 角閃石や黒雲母はいずれもオバサイト化が著しい. なお, 上宝火砕流堆積物や奥飛驒火砕流堆積物の礫は含まれていない.

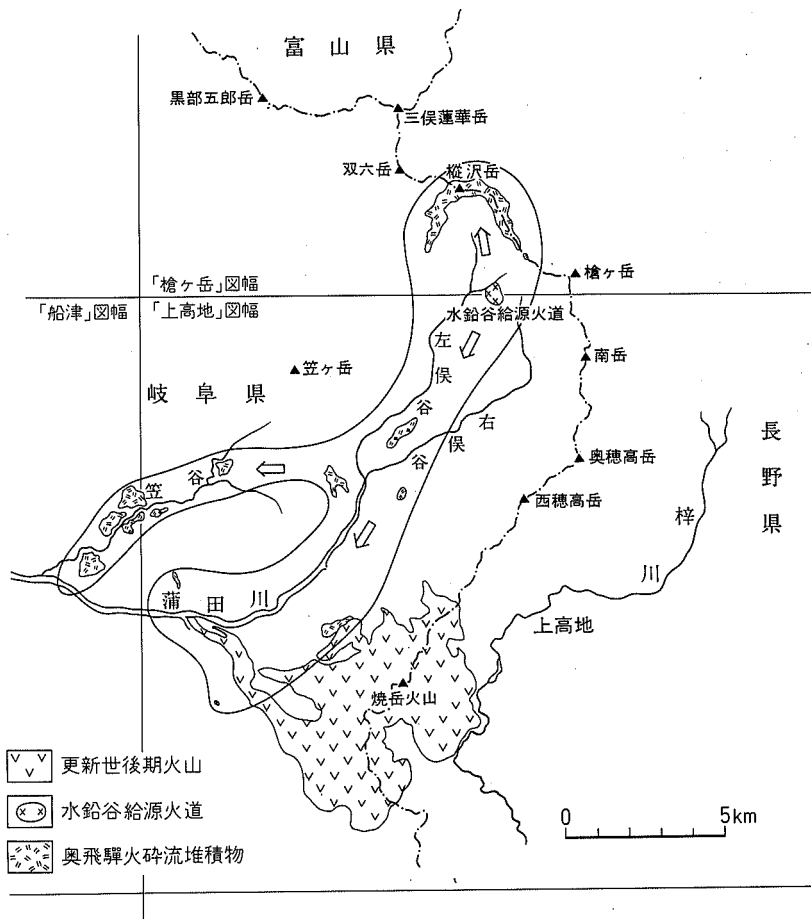
IV. 6 奥飛驒火砕流堆積物及び給源火道

IV. 6. 1 奥飛驒火砕流堆積物 (Ok)

命名 原山 (1987).

研究史及び対比 本堆積物は金子 (1976MS) の樺沢火砕流堆積物^{もみさお}, また矢野ほか (1969) の樺沢岳石英安山岩質凝灰岩と岩坪山溶結凝灰岩を併せたものに相当する. 加藤 (1912b) は岩坪山 (焼岳の北) 西方に分布する本堆積物の一部を含紫蘇輝石斜長石流紋岩と呼び, “焼岳火山体の基底部を作る岩石”, すなわち先焼岳火山岩とみなした.

金子 (1976) は, 樺沢岳周辺から蒲田川流域に散在する火砕流堆積物が, 丹生川火砕流堆積物や上宝火砕流堆積物とは構成鉱物・岩相が異なる点に注目し, 樺沢岳火砕流堆積物と命名した. その後本図幅地域の調査により本堆積物の分布は笠谷流域にも確認され, 当初の予想よりは広範な地域にわたって分布



第50図 奥飛驒火砕流堆積物・水鉛谷給源火道の分布と火砕流の推定流走範囲
 矢印は推定流走方向
 現分布面積：5 km²，堆積時推定分布面積：>70 km²，推定噴出量：>10 km³

を示すことが明らかとなった。また本堆積物の火道(水鉛谷火道)が発見され、噴出流走経路が判明するとともに、松本盆地以東に広く分布する広域テフラ(“クリスタルアッシュ”)と対比されることが明らかとなった(升田, 1985MS; 原山, 1987)。本研究報告では、原山(1987)に従い、高原川上流域に分布する本堆積物について、奥飛驒火砕流堆積物の名称を用いる。

分布 本堆積物の分布は北隣の「樫ヶ岳」図幅地域内の樫沢岳・弓折岳・左俣岳稜線一帯を北限にして、南西方向の蒲田川流域及び笠谷流域にほぼ限定されている(第50図)。

本図幅地域内では、中崎山山頂・鍋平東方山腹・中崎西方の山稜(通称、湯ノサコ尾根)・岩坪山西・雷鳥尾根末端・笠谷中流に分布するほか、今見北方の山稜と福地西方の尾根上にも極めて小範囲の分布が確認された。なお、本堆積物の分布の西限は西隣の「船津」図幅地域内の笹嶋北方の山地にある。これらの分布は、いずれも現水系の谷筋に比較的近い山腹や尾根上にある。

本堆積物の堆積時の上面を示す地形的平坦面は不明瞭で、かなり開析されている。基底面高度は、北限の樅沢岳周辺で2,600 m の最高高度を示し、蒲田川流域で1,760-1,400 m、笠谷流域で1,750-1,000 m と南西方向に高度を感じ、分布西限の笠島北方では900 m と最低高度を示す。本図幅地域外の分布も併せた本堆積物の分布面積は約5 km²であるが、流下当時の分布面積は70 km²以上で、その体積は10 km³を超える(第50図)。

層序関係・時代 本堆積物は笠ヶ岳流紋岩類を初めとする先新第三系を不整合に覆うが、他の鮮新-更新統との直接関係は確認されていない。笠谷流域の雷鳥尾根で丹生川火砕流堆積物と近接して分布するが、直接の関係は不明である。また、本図幅地域西部の今見から「船津」図幅地域内の笠島北方山地において、上宝火砕流堆積物が尾根の上部に分布するのに対し、本堆積物はより低所の山腹に緩斜面を形成して分布する。このことは、谷地形が発達したより新しい時期に本堆積物が流下したことを示唆している。また中崎西方・岩坪山西及び笠谷中流の分布にみられるように、現在の水系の方向に傾斜した基盤斜面をアバットしている。基底面高度の変化や産状は、本堆積物が流下した当時、既に現在の水系に近い北東-南西方向の谷地形が形成されており、その河川系に沿って火砕流が流下し谷埋め状に堆積したことを示している。

本堆積物の黒雲母 K-Ar 年代 0.4 ± 0.2 Ma (付表4) 及びジルコン FT 年代 0.68 ± 0.10 Ma (付表5, 第9表)を得た。測定方法による差が認められるものの、二つの年代値はそれぞれ誤差の範囲が重複する。本堆積物の時代は更新世中期と推定する。

層厚 堆積当時の厚さを推定する資料は得られていない。残存する堆積物の厚さは蒲田川流域・笠谷流域ともに数10 m から100 m 前後である。同一地域でも基盤地形の凹凸により厚さの変化が大きい。

岩相 本火砕流堆積物は灰色-暗灰色を呈する紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩を主体とする。本図幅地域内では露出状況が悪く、堆積物の上下方向での岩相変化や溶結度の強弱等の詳しいことはわからない。ただし笠谷中流では下部に非溶結部が卓越しており、ここではほとんど膠結していない。

溶結部では偏平化した軽石が本質レンズとして含まれる。一般にガラス質基が周囲より暗色を示すため、軽石と基質との区別は容易で、典型的なユータキサイト構造が観察される(第XIII図版)。

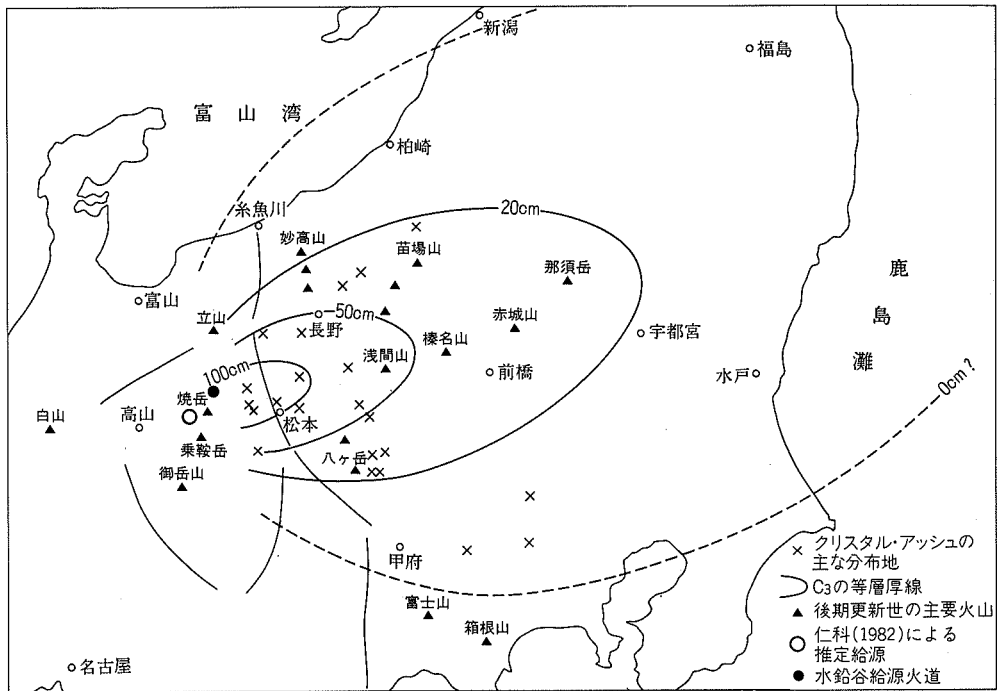
結晶片として、斜長石・石英・黒雲母・角閃石・紫蘇輝石を約40-50容量%含み、少量の磁鉄鉱・チタン鉄鉱などを伴う。

石質岩片は量的には少ないものの、どの地域でも観察される。アプライト質花崗岩や熱変成を受けた泥岩など、いずれも径数 cm 以下のものが含まれる。

対比 本堆積物は、岩相的には上宝火砕流堆積物と極めてよく似ている。両者とも黒雲母を多量に含みやや多孔質で、しばしばユータキサイト構造が観察される。相違点として本堆積物は角閃石や紫蘇輝石などの柱状を示す有色鉱物が含まれることと、黒雲母結晶片として相対的に粗いもの(径2-3 mm)が含まれること、そして上宝火砕流堆積物にはしばしば含まれる球状の変質体が本堆積物には含まれないことを挙げることができる。

構成鉱物の化学組成を比較すると、両者の違いは一層明瞭となり(第9表)、斜長石のリム組成や黒雲母の mg 値に明らかな差が認められる。

広域テフラとの対比 大規模火砕流が発生した際には、しばしば広域降下テフラが形成されることが



第51図 いわゆる“クリスタル・アッシュ”C₃(大町テフラ A3pm)の分布と等層厚線図
仁科(1982)の第3図に、水鉛谷給源火道の位置などを追加し等層厚線の一部を削除

知られており、こうしたテフラは co-ignimbrite ash fall と呼ばれる。更新世後期以前のテフラについては一般に給源との対比はできていない。その理由は、浸食や新期火山岩による埋積等により、火山体が失われていることによる。松本盆地以東に広く分布し、更新世中期の示標テフラとして知られる、“クリスタル・アッシュ”もそうした給源地の確定していなかったテフラの一つであり、これまで北アルプス南部を中心とする様々な地域が、給源として予想されてきた(小林, 1967; 飯島・塩川グループ, 1967; 松本盆地団研グループ, 1972; 仁科, 1982 など)。

仁科(1982)は、“クリスタル・アッシュ”の等層厚線図(第51図)を作成し、その分布の長軸方向と鉱物粒子の粒径変化に基づいて、給源地が焼岳西方にあり、現在そこに分布する上室火砕流堆積物が同源の産物である、と推定した。

一方、升田(1985MS)は樺沢岳付近に分布する火砕流堆積物(本研究報告での奥飛驒火砕流堆積物)が、鉱物構成と組成の上で“クリスタル・アッシュ”に対比できることを明らかにした。樺沢岳周辺に珪長質の火砕流堆積物が分布することは以前から知られており(矢野ほか, 1969; 野沢ほか, 1970)、これが“クリスタル・アッシュ”に対比されるという予想もされていた(松本盆地団体研究グループ・高山第四紀団体研究グループ, 1973; 小林, 1975)。升田による鉱物の分析値はこれを裏づけるものである。

一方、蒲田川左俣谷上流の支沢-水鉛谷において発見した水鉛谷火道火山岩(次節)のうち、主岩相の

花崗斑岩は構成鉱物が奥飛驒火砕流堆積物や“クリスタル・アッシュ”と全く同じである(第9表)。また水鉛谷火道火山岩と奥飛驒火砕流堆積物及び“クリスタル・アッシュ”の三者について、構成鉱物の化学組成と放射年代値を測定した結果(第9表)、これらは同時代・同源の火山活動の産物であることを確定することができた(原山, 1987)。なお、仁科(1982)によって“クリスタル・アッシュ”と同源と考えられた上宝火砕流堆積物は、原山・笠原(1987)によって別の火道が発見されており、構成鉱物・組成の上からも対比しえないことが判明している。

IV. 6. 2 水鉛谷給源火道(Okv)

命名 原山(1987)。

本火道は、本図幅地域北端から「槍ヶ岳」図幅地域にかけて分布する小岩体であり、奥飛驒火砕流堆積物の給源火道である(原山, 1987)。

模式地・分布 左俣谷支流の水鉛谷(「槍ヶ岳」図幅地域内)とその南方の支沢にかけて露出し、やや北西-南東方向に伸びた長径約600m、短径約500mの楕円形を示す。

貫入関係 奥丸沢花崗岩(アプライト質細粒花崗岩-中粒黒雲母花崗岩)と滝谷花崗閃緑岩に貫入しており、地形的には火山岩頭として周囲よりそびえたつ尖塔状の形態を示す。

岩相 火道を構成する岩石は、主として灰色-緑灰色を示し、やや多孔質で斑晶に富む、斑状組織の明瞭な紫蘇輝石角閃黒雲母花崗斑岩からなる(第VIII図版)。火道周縁部には流紋岩凝灰岩や、暗灰色の黒雲母角閃石複輝石安山岩及び同質凝灰岩が露出する。水鉛谷南側の支沢では、流紋岩凝灰岩と安山岩が数10cm幅の縞状構造をなして繰り返す部分が認められる。流紋岩凝灰岩には周囲の奥丸沢花崗岩に由来する岩片(径数cm以下)が少量ながら普遍的に含まれる。

花崗斑岩中のジルコンのFT年代の値は 0.63 ± 0.12 Maを得ている(付表5; 原山, 1987)。

IV. 7 ^{かしあて} 柏当礫層(Ck)

命名 新称。

分布 柏当礫層(新称)は柏当の西方の小尾根や、高原川対岸今見北西の尾根にわずかに分布する。ともに現河床から約200mの比高を示す。

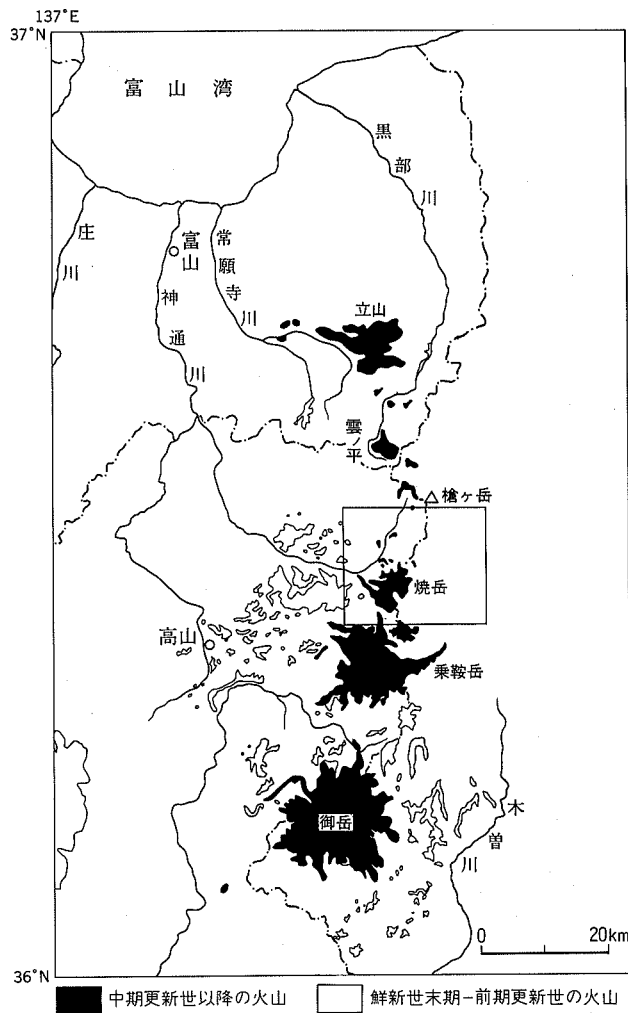
なお、神坂南西の岩坪尾根山腹(1,350m付近)にも極めて円磨度の良い礫からなる礫層が分布する。現河床からの比高は約500mであり、便宜上地質図には同一記号で示したが柏当礫層に対比されるか疑わしい。

岩相 栃尾累層・苦鉄質貫入岩類・超苦鉄質岩を覆う円礫層であり、層厚は20-40m。露出不良のため、基質の岩相など詳しいことは不明であるが、分布域には極めて円磨度の良い花崗斑岩や斑晶に乏しい流紋岩溶結凝灰岩(径数cm-1m)が散在する。神坂では、熱変成を受けた流紋岩溶結凝灰岩・球顆流紋岩・中粒黒雲母花崗岩・砂岩円礫が見いだされる。近くの尾根上には深谷土石流堆積物が分布するが、両者の関係は不明である。

XVI. 乗鞍火山

XVI. 1 概要と研究史

乗鞍火山は、乗鞍火山列を代表する火山体の一つであり、その分布面積は御岳火山に次いで大きい。乗鞍火山列の名称は、一般に南の御嶽火山から乗鞍、焼岳、雲の平、立山とほぼ北アルプスの中軸に沿って南北に配列する火山列(第52図)を指して用いられる。この配列方向は更新世前期に始まる隆起軸



第52図 乗鞍火山列における火山の分布
四角の枠内は上高地図幅地域の範囲を示す。なお、上室火砕流堆積物は、噴出年代が確定していないが、ここでは仮に前期更新世火山岩に含めた。

と一致しており、各火山体は激しい浸食作用を受けているため、火山体としての形態がかるうじて残存しているのは約30万年前(更新世中期後半)以降に活動した火山に限られる。しかし乗鞍火山列の発生そのものは、鮮新世後半にさかのぼることができ、Ⅴ章で述べた大規模火砕流堆積物など多数の火山岩類が、北アルプスの西側と御岳山周辺に分布している(第52図)。

乗鞍火山はほぼ南北に連なる基盤岩の高まり(標高2,300-2,500 m)に沿って噴出中心が並ぶ複合成層火山体である。このため、最高峰の剣ヶ峰(3,026 m)を始め2,700 mを超える高峰が連続するものの、火山体の厚さは500 mを大きく超えることはない。溶岩を主体としており、火砕岩類に乏しいという特徴を示す。

乗鞍火山は、神津(1911)により総括的研究が行われた。彼は烏帽子岳火山、鶴ヶ池火山、摩利支天火山、一ノ池火山の主たる4火山体とこれに高天ヶ原火山と十石(岳)⁷⁾火山を加えた6火山体が乗鞍火山群を構成するとした。火山活動の順序については、主たる4火山体では北から南へ活動中心が移動したとし、十石(岳)火山は烏帽子岳火山と同じかやや古い火山体と解釈している。以上の区分と火山活動史の大要は今日の知識と比べても大きくは変わっていない。その後、牛丸(1969)は神津の研究に基づいて乗鞍火山の解説を行っているが、十石火山については乗鞍火山とは別の独立した火山体として扱っている。最近では中野(1984)が、神津(1911)による火山体区分を再検討し、乗鞍火山を烏帽子・鶴ヶ池・権現池の3火山体にわけ、それぞれを古期成層火山(溶岩群)と新期噴出物に細分した。

本図幅地域では、南西部に乗鞍火山の北縁がかかっており、烏帽子溶岩類・四ツ岳溶岩(中野, 1984)と十石山火山岩類がそれぞれ分布している。これら三つの溶岩の全岩K-Ar年代はそれぞれ 0.27 ± 0.02 Ma(烏帽子溶岩類)、 0.06 ± 0.01 Ma(四ツ岳溶岩)、 0.21 ± 0.01 Ma(十石山火山岩類)であり(清水, 1988; 付表4)、烏帽子火山体は更新世中期に活動を開始し、ほぼ同時期かやや遅れて十石山火山岩類が形成されたことを示している。また烏帽子火山体を形成する古期成層火山体(烏帽子溶岩類)と新期噴出物(四ツ岳溶岩)との間にはかなりの時間的間隙が存在することになる。

XVI. 2 烏帽子溶岩類(Le)

命名 中野(1984)を改変。神津(1911)は烏帽子岳火山という名称を使い、乗鞍岳火山(十石火山を除く)の中では最北の位置を占め最も古期に属するとしている。中野(1984)は、乗鞍火山を構成する三つの火山体の一つとして烏帽子火山体を区分した。烏帽子火山体は、他の二つの火山体と同じく古期成層火山体と新期噴出物からなり、それぞれを、烏帽子溶岩類・四ツ岳溶岩と呼ぶ。

模式地 平湯峠南方の乗鞍スカイライン沿い。

分布 烏帽子溶岩類は烏帽子岳を中心に西北西-東南東にやや伸び、本図幅地域内ではその分布域の北端に当り、平湯峠・乗鞍スカイラインとその西方などに露出する。溶岩流としての地形は開析されており、余り明瞭でない。

層序関係 美濃帯中生層を不整合に覆う。

岩相 複数の溶岩流の集合体である。柱状節理の発達する溶岩・塊状溶岩・クリンカー状溶岩などの

7) 神津(1911)では、十石火山と十石岳火山の両方を同じ意味で用いている。十石岳は本研究報告の十石山と同じ。

産状を示す。いわゆる同源捕獲岩を含み、灰色石基中に斜長石斑晶を多数含有する黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩からなる。少量の石英斑晶を含む岩相も見いだされる。

XVI. 3 十石火山岩類 (Vj)

命名 中野 (1984)、神津 (1911) は十石岳火山及び十石火山と命名している。本研究報告では十石火山岩類として記載する。

模式地 安曇村梓川支沢の障子川瀬沢上流 (標高約 2,200 m 付近)。

分布 十石火山岩類は十石山 (標高 2,534 m) を分布最高点として、東方の白骨温泉及びセバ谷の方向に伸びる。安房平の南方、十石山の北斜面には、火山体の開析された断面が露出している。

本図幅地域内では安房平南東及び障子川瀬沢上流に分布するが、これは全分布地域の北端部に当たっている。なお、従来の資料 (牛丸, 1969 など) では本火山岩類が北方の安房山周辺まで分布するように示されているが、本研究により火山岩類は全く露出しないことが判明した。

層厚 150 m+。

層序関係 美濃帯中生層を不整合に覆う。不整合面は起伏に富んでおり、特に東側で著しい。

岩相 神津 (1911) は十石山北西 (安房平南方、乗鞍岳図幅地域内) の崖において上下 2 枚の溶岩層を識別している。そのうち、基盤を直接覆う下部の溶岩のみが本図幅地域内に分布しており、灰色-灰白色緻密な石基中に数 mm-1 cm 径の粗粒斜長石斑晶を多量に含む石英かんらん石含有黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩からなる。上部の溶岩は本図幅地域内には分布せず、十石山山頂から白骨温泉及びセバ谷方向に分布するが、やや発泡した石基中に斜長石を含む岩相を示す石英普通輝石含有黒雲母紫蘇輝石角閃石デイサイトからなる。この地域では溶岩流の地形が残存しており、山頂北側が著しい開析を受けた地形を示すのと対照的である。

火口の位置は確認できていないが、神津 (1911) は、十石山北西の崖は火口壁であるとし、安房平南方に火口を予想している。

時代 乗鞍火山本体とは分布が離れていることや、開折が進行していることから、より古い火山として扱われることもあった (牛丸, 1969)。K-Ar 全岩年代値 0.21 ± 0.01 Ma (清水ほか, 1988, 付表 4) は、乗鞍火山の烏帽子溶岩とほぼ同時期 (中期更新世末) かやや遅れて活動した火山体であることを示している。

XVI. 4 四ツ岳溶岩 (Ly)

命名 中野 (1984)、神津 (1911) は四ツ岳中央火口丘として、前述の烏帽子溶岩類がつくる外輪山内に噴出したとしている。

模式地 上宝村平湯南方の平湯大滝周辺とする。平湯大滝は本溶岩の末端に懸かった滝である。

分布 平湯南方の大滝川沿い (標高約 1,350 m から上流側)。谷沿いに流下した溶岩流地形が明瞭に残っている。

層厚 模式地付近で 60 m+.

層序関係 美濃帯中生層を不整合に覆う。南隣の乗鞍岳図幅地域内では烏帽子岳溶岩類を覆う。

岩相 粗粒(数 mm 径)斜長石斑晶が灰色緻密石基中に散在するかんらん石黒雲母含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩からなる。

XVII. 焼岳火山群

XVII. 1 概要と研究史

焼岳は乗鞍火山列唯一の活火山として知られてきた。歴史時代の確実な噴火記録としては、1907年に始まる活動からであり、その後約30年間にわたり消長を繰り返しつつ継続した(第55図)。なかでも1915年に大正池を形成した噴火(第IV図版)は有名であり、また近年では1962年に噴火が起り、“泥流”が流下した(第53図)。

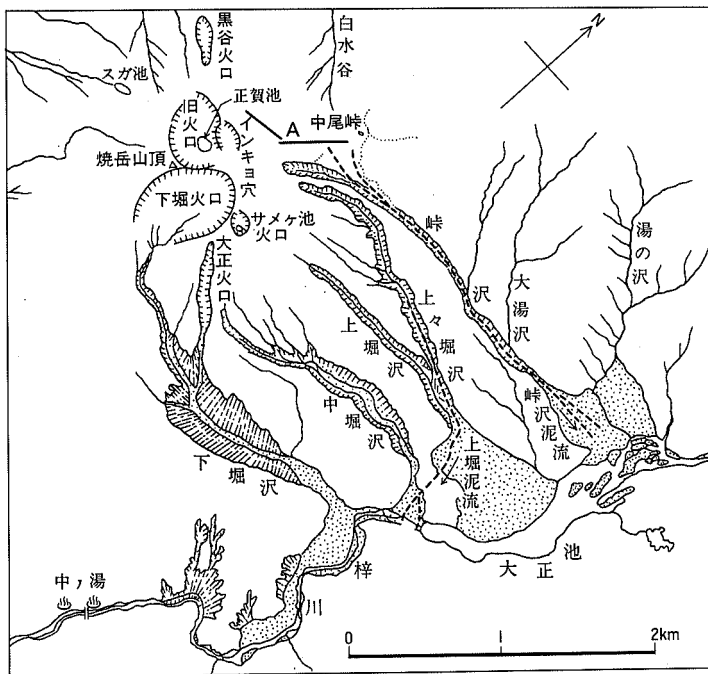
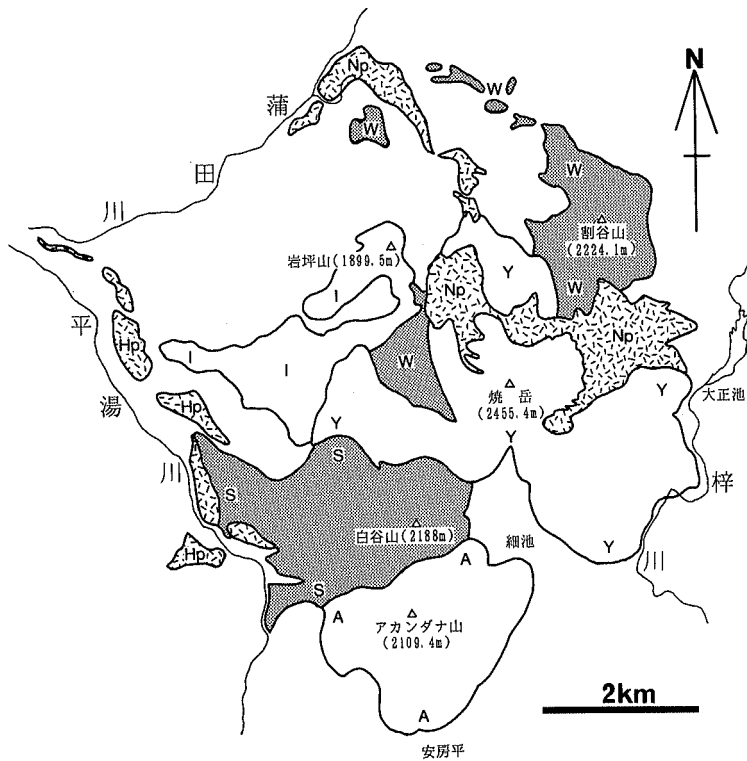
焼岳地域の火山地質についての総括的な研究は震災予防調査会の調査・研究の一つとして加藤鉄之助が行った一連の研究(加藤, 1910; 1912a; 1912b)が最初である。その後、噴火の記録や噴気活動についての研究は多数あるものの、火山地質については少なく、わずかに河内ほか(1965)や矢野ほか(1969)の予察的報告・概略的報告が行われたにすぎない。加藤(1912b)は、焼岳一帯の火山を硫黄岳⁸⁾火山群と呼び、古い順に割谷火山・白谷火山・硫黄岳火山の3火山体に区分した。さらに加藤は白谷火山を下部の白谷山凝灰角礫と上部の白谷山溶岩に細分し、硫黄岳(焼岳)火山を下部から硫黄岳凝灰角礫、硫黄岳下部溶岩、硫黄岳上部溶岩に細区分している。

加藤の一連の研究は、火山体のみならず基盤岩についても詳細を極めており、基盤地質の構造と焼岳火山の生成との関連についても考察を加えている。また明治年間の噴火活動について優れた記録を残している。

本研究報告では、焼岳周辺の火山を焼岳火山群と呼ぶこととする。焼岳火山群は五つの火山体が複合したものであり、火山地形をほとんど残していない割谷山及び白谷山火山の二つの旧期火山体と比較的新鮮な火山地形の残存する岩坪山火山・焼岳火山・アカンダナ火山の新期火山体とに大別される(第53図)。それぞれの火山体は更に多数の溶岩・火砕岩のユニットに区分することが可能であり、それらの火山層序を第54図に示す。なお火山層序を組み立てるに当たっては、富山大学教養部の小林武彦氏に提供して頂いた未公表資料に基づいて野外調査を行い、さらに細分化と修正を加えたものであることをお断りしておく。

焼岳火山群の活動時期を推定する資料としては、清水ほか(1988)によって測定された白谷山円頂丘溶岩の全岩 K-Ar 年代 (0.09 ± 0.01 Ma) のほか、火砕流堆積物・堰止堆積物などに含まれる炭化木片・木片などの ¹⁴C 年代測定値がある(河内・小林, 1966; 藤井ほか, 1974; 小池, 1978; 河内・三村, 1988)。第54図には、これら年代値と層序関係に基づいて推定した活動時期を示した。焼岳火山群は、

8) 岐阜県側では、焼岳のことを硫黄岳と呼んでいた。加藤は信州側の名称(焼岳)とを比較し、岐阜県側山麓(中尾)の住民は生活拠点から常に山体を望むことのできる位置にあるということから、岐阜県側の名称(硫黄岳)を採用している。加藤の研究以降、信州側からの登山者が増え、焼岳の名称を広く使うようになったため、今日では焼岳の名称が一般化している。



第53図 焼岳火山群の火山体区分(上)と焼岳火山の火口位置(下)

(上)旧期火山体 W:割谷山火山 S:白谷山火山

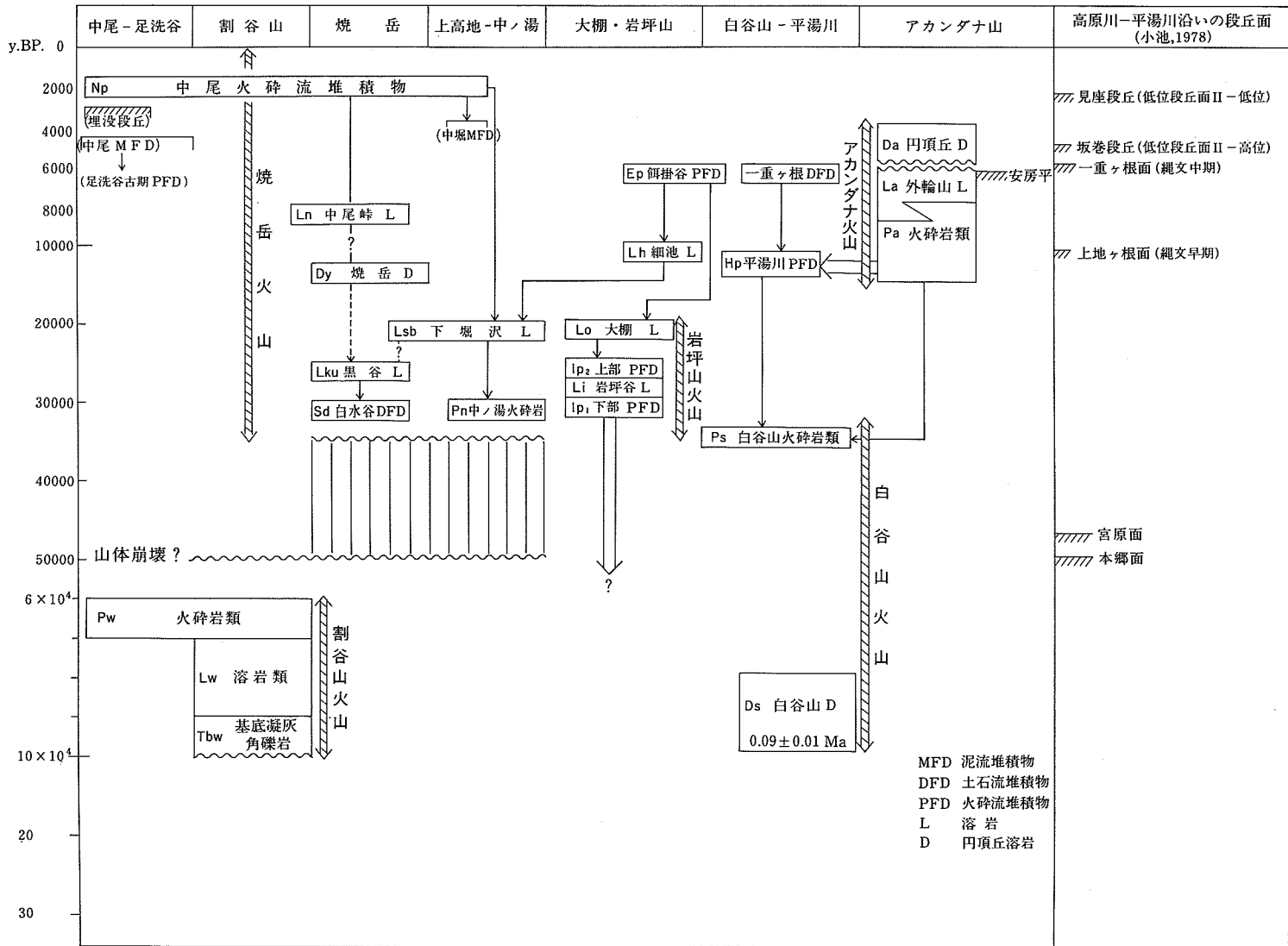
新期火山体 I:岩坪山火山 Y:焼岳火山 A:アカンダナ火山

Np:中尾火砕流堆積物 Hp:平湯川火砕流堆積物

(下)YAMADA(1963)の第3図に基づく。

A:1962年噴火により開口した割れ目

破線は峠沢泥流(1962年6月19日発生)と上堀泥流(1962年6月22日発生)の流下方向



第54図 焼岳火山群の火山層序と推定活動時期。L: 溶岩 D: 円頂丘溶岩 PFD: 火砕流堆積物 DFD: 土石流堆積物 MFD: “泥流”堆積物
 波線は不整合を、矢印は上→下関係を示す。()内は藤井ほか(1974)と河内・小林(1966)による区分で、本研究報告では小規模なため省略している。

おおよそ10万年前に活動を開始した旧期活動期と約3万年前に始まった新期活動期に大別されると推定した。ただし、割谷山火山の活動時期や焼岳火山の活動開始時期に関しては不明な点が多い。

なお、1909年以降再三にわたり噴火を起こした焼岳火山の活動には、溶岩や火砕流の流出は知られていない。1962年の噴火以来、噴火は起こっていないが、今なお噴気・硫気活動は盛んに続いている。

焼岳火山群に共通する岩石学的性質のうち、特徴的なのは、含水鉱物を含むことであり、また同一岩石中に多様な鉱物が含まれる点である。例えば、石英とMg質かんらん石などの非平衡な組み合わせもしばしば出現する。またいわゆる同源捕獲岩（オートリス）に富むのも特徴であり、これらの事からはマグマのMixingが頻繁に生じていたことが類推できる。焼岳火山群の全岩化学組成（付表6）は、乗鞍火山列の他の火山と同じく K_2O に富んだ性質を示す。また乗鞍火山列の中では、 FeO/MgO 比が小さく SiO_2 の変化が大きいグループに属する（中野、1989）。

VII. 2 ^{わるだに} 割谷山火山

割谷山火山を下部から基底凝灰角礫岩、溶岩類、火砕岩類に区分する。前二者の層序は割谷山頂の南南東の沢（通称、大湯沢もしくは下湯沢）において最も良く観察できる。

VII. 2. 1 基底凝灰角礫岩 (Tbw)

模式地 割谷山南南東の沢（通称下湯沢、標高約1,700-1,750 m）。

分布 模式地の沢。なお、同じく火山体基底部に観察される割谷上流には分布しない。また割谷山南東の沢（通称、上湯沢）の出口にあたる小扇状地の扇頂部には固結した礫層が分布する。本層の一部に認められる礫層との岩相上の対比から、便宜的に同一記号で地質図に示した。

層厚 約100 m。

層序関係 割谷山火山噴出物の基底部に位置する。峠沢溶結凝灰岩及び滝谷花崗閃緑岩を不整合に覆う。

岩相 本層の下部は淘汰の悪い礫層からなり、最大径50 cmに達する多量の滝谷花崗閃緑岩と少量の泥岩（ホルンフェルス化）を含む。上部に向かって砂質から凝灰質の基質に変化するとともに、安山岩の岩片・岩塊を含む凝灰角礫岩の岩相を示すようになる。

VII. 2. 2 溶岩類 (Lw)

模式地 割谷上流（標高約1,810 mから上流）及び割谷山南南東の沢。

分布 割谷山を中心とする一帯にまとまって分布するほか、上高地温泉西方の沢（通称、元文沢）と上部の尾根にかけて分布する。また岩坪谷上流から焼岳北西の尾根にかけて分布する溶岩は岩相上本岩類に対比できる。

層厚 割谷山一帯で400 m+。溶岩流地形は残存していない。

層序関係 割谷山基底凝灰角礫岩の上位に重なる。割谷上流及び割谷山南東の通称上湯沢においては本岩類が基盤の美濃帯中生層及び滝谷花崗閃緑岩を直接覆う。焼岳火山の中尾峠溶岩 (Ln) と中尾火砕

流堆積物 (Np) によって覆われる。河内ほか (1965) の W1 から W5 に相当する。

河内・三村 (1988) によれば、峠沢沿いにデイサイト質の溶結凝灰岩が露出し、ジルコンの FT 年代値 0.85 Ma (参考値) が得られている。この溶結凝灰岩は、割谷や下湯沢 (通称名) では見いだされていない。おそらく本岩類の下位に位置づけられると予想されるが、野外での関係は判明していない。

岩相 本岩類はクリンカー状溶岩が挟まることなどから、少なくとも 5 枚以上の溶岩流から構成されていることがわかる。ただし、このクリンカー状の部分は、割谷や下湯沢 (通称名) のように露出状況が良好の部分でないと識別できず、分布域全体にわたっての区分は困難である。

本岩類は岩相上 2 種類の溶岩に区分される。一つは最下部に位置する 2 枚の溶岩で、割谷及び下湯沢 (通称名) に露出する。暗灰色緻密な石基中に斜長石斑晶 (長径 3 mm 前後) を含む、黒雲母含有角閃石紫蘇輝石安山岩からなる。割谷では 2 枚の溶岩の間に厚さ約 10 m の角礫 (砂岩角礫が主体層) が挟まる。下湯沢 (通称名) では落差約 40 m の滝をなして露出し、柱状節理の不連続により 2 層の溶岩からなることがわかる。

一方本岩類上部の溶岩は、石英含有黒雲母含有角閃石紫蘇輝石安山岩で、比較的新鮮なものでは灰色を示す。斜長石粗粒斑晶 (長径 5 mm 前後) を含み、下部の溶岩とは異なりやや多孔質で、しばしば同源捕獲岩を含む (第 XIV 図版)。

本岩類中の黒雲母・角閃石の多くはオバサイト化が進行しており、岩石全体の色調も赤褐色-赤紫色を示すものが多い。岩坪谷上流に分布するものは、周辺に分布する他の火山体の溶岩に対してこの点で識別される。最下部の溶岩では、輝石も緑泥石様の鉱物に変質しており、この点は他の焼岳火山や白谷山火山には認められない特徴である。

時代 火山体の浸食が進行している点や変質作用が進行している点などから、焼岳火山体のうちでは最も古期の活動の産物の一つと考える。

割谷山南西の稜線上 (標高約 2,185 m) から採取した上部溶岩の K-Ar 全岩年代値 (付表 4) は、20 万年より古くはないという結果を示す。

VII. 2. 3 火砕岩類 (Pw)

河内ほか (1965) の Wo に当たる、

模式地 上室村中尾東方山地の林道沿い。

分布 割谷山北西の尾根標高 1,800 m 付近から中尾東方の尾根にかけて分布するほか、足洗谷を挟んで対岸の羽根平東側の尾根に分布する。より新期の火砕流堆積物 (中尾火砕流堆積物) に比べ、はるかに高い尾根上の緩傾斜部を占めるといふ、分布上の特徴がある。

層序関係 笠ヶ岳流紋岩類・美濃帯中生層を覆う。

岩相 数 cm-数 10 cm 大の安山岩の岩片からなり、まれに数 m に達する岩塊も含まれる。このほか、少量の滝谷花崗閃緑岩の亜角-亜円礫 (数 cm-30 cm 径) が含まれている。岩片は紫蘇輝石黒雲母角閃石安山岩からなり、ごく少量の石英・かんらん石を含有する。角閃石・黒雲母は完全にオバサイト化している。

滝谷花崗閃緑岩の礫を含むことから、本岩類は滝谷花崗閃緑岩の分布域に位置する割谷山火山に由来

する火砕流もしくは土石流堆積物であろう。

VII. 3 白谷山火山

VII. 3. 1 円頂丘溶岩 (Ds)

定義 白谷山を中心に分布する開析された円頂丘溶岩。

模式地 白谷上流及び餌掛谷上流。

分布 白谷山・白谷・餌掛谷に分布。

層序関係 下位層との関係は不明。現在は著しく開析されているが、尾根沿いにはわずかにドーム状の火山地形が残存しており、おそらく溶岩円頂丘を形成していたと推定する。

岩相 白谷山火山を構成するのは主に安山岩-デイサイト質の複数の溶岩であり、クリンカー状溶岩を多数挟んでいる。

塊状もしくは柱状節理の発達する溶岩の部分に対してクリンカー状部分の占める割合が大きい。

角閃石及び斜長石斑晶の目立つ灰色石基の石英普通輝石含有黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩-デイサイトからなり(第ⅩⅦ図版)、発泡の程度は変化に富む。発泡度の低い塊状の溶岩では黒雲母・角閃石のオパサイト化が進行している傾向がある。

VII. 3. 2 火砕岩類 (Ps)

定義 白谷山の西麓、平湯川に面した山麓を構成する火砕流堆積物。

模式地 上宝村一宝水南々西の旧県道沿い。標高1,130-1,140 m 付近。

分布 白谷下流部から餌掛谷合流地点付近までの平湯川東方山麓一帯。

層序関係 本堆積物は、西または北西へ向かって緩やかに下るやや開析された堆積面を残している。白谷山円頂丘溶岩との関係は露頭において確認はされていないが、本堆積物との境界が斜面方向にはい上がっていくことから、本堆積物は円頂丘溶岩より上位にあると推定する。

岩相 灰白色安山岩-デイサイト質でやや発泡の良い火砕流堆積物である。複数のフローユニットからなるが、クーリングユニットの構成は不明。本質岩片は灰白色を示す軽石質の黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩-デイサイトからなり、模式地付近では数 m の厚さで偏平化している層準がある。本質岩片の大きさは数 10 cm のものが多いが、1 m を超える岩塊も多数含まれている。淘汰は悪いが、大型岩塊 (1 m <) の量比の差による弱い成層構造を数 m 単位で示すのが観察される。石質岩片に乏しく、わずかに美濃帯中生層起源の泥岩の岩片が含まれる。

基質は灰色-灰白色を示す本質岩片と同質の火山灰からなり、よくしまっている。細粒火山灰からなる数 10 cm 以下の薄層が挟まることがある。本堆積物は、本質岩片の岩質や分布形態から白谷山火山を給源とすると考えて矛盾はない。

時代・対比 本堆積物は、平湯川沿いに平坦面をなして分布する平湯川火砕流堆積物(後述)より 40-60 m 高い堆積面をもち、より古期の活動に属する。河内・三村(1988)によれば、一重ヶ根東方の林道沿いにおいて、平湯川火砕流堆積物に覆われる火砕流堆積物(一重ヶ根火砕流堆積物)がわずかに露出

し、含まれる炭化木片について 33,730±380 Y.B.P. の ^{14}C 年代が得られている (河内・三村, 1988). 河内・三村の一重ヶ根火砕流堆積物は優白色の軽石流堆積物からなり、岩質と層序から本堆積物に対比される可能性がある。

VII. 4 岩坪山火山

VII. 4. 1 下部火砕流堆積物 (Ip_1)

模式地 上宝村岩坪谷標高 1,100 m 左岸.

分布 岩坪谷下流左岸と岩坪山南方の尾根沿い.

層序関係 飛驒外縁帯古生層 (空山層) を不整合に覆う.

岩相 やや発泡した灰色を示す普通輝石黒雲母角閃石紫蘇輝石デイサイトの岩塊・岩片を多量に含む火砕流堆積物であり、岩片の多少による弱い成層構造が認められる。溶結はしていない。岩片の大きさは数 cm- 数 m で最大 5 m のものが含まれる。基質は同質の火山灰からなり、よくしまっているが、ハンマーで掘削可能である。基盤岩の岩片は含まれない。

VII. 4. 2 岩坪谷溶岩 (Li)

命名 新称.

模式地 上宝村岩坪谷標高 1,100 m 地点の左岸.

分布 岩坪谷下流左岸のほか、岩坪谷支流通称左俣の上流.

層序関係 飛驒外縁帯古生層 (空山層) を不整合に、下部火砕流堆積物を整合に覆う.

岩相 一枚の溶岩流から構成され、中央部には 1 m 幅の柱状節理が発達し、上下にクリンカー状部分を伴う。模式地での厚さは約 25 m、上下のクリンカー状部分はそれぞれ 6 m 前後の厚さを示す。本溶岩は、灰色で均質な黒雲母普通輝石角閃石紫蘇輝石デイサイトからなる。斜長石斑晶に富み、少量の石英を含む。黒雲母及び角閃石は軽微なオパサイトを受け赤褐色を示す。

VII. 4. 3 上部火砕流堆積物 (Ip_2)

模式地 上宝村岩坪谷標高約 1,240 m 地点左岸崩壊地.

分布 岩坪谷中流左岸一帯.

層序関係・層厚 外縁部古生層 (空山層) を不整合に覆うほか、岩坪谷溶岩及び下部火砕流堆積物を覆う。

層厚 模式地付近で約 100 m.

岩相 多数 (少なくとも 6 枚以上) のフローユニットからなる非溶結の火砕流堆積物である。灰色-淡灰色の安山岩の岩塊・岩片に富み淘汰不良であるが、岩塊の多少による弱い成層構造が認められる。数 cm- 数 10 cm の径の岩片が大部分を占めるが、1 m を超える岩塊も少量含まれる。

基質は同質のよくしまった火山灰からなり、岩片・岩塊との境界は明瞭である。

岩片・岩塊はほぼ単一の岩質を示し、石英を含む普通輝石黒雲母紫蘇輝石角閃石デイサイトからな



第55図 大棚溶岩台地

焼岳山頂西寄りのところから望む。大棚の台地は小尾根を境に向う側が溶岩台地，手前は餌掛谷火砕流堆積物の堆積面となっている。台地の幅約1 km.

り，やや発泡している。

基盤岩に由来する岩片は認められない。

VII. 4. 4 大棚溶岩 (Lo)

命名 小林 (私信)。

模式地 上宝村岩坪谷標高1,250 m 付近の左岸 (大棚の北端) 及び餌掛谷標高1,400 m 右岸 (大棚南端)。

分布 やや開析された大棚の平坦面 (第55図) を形成して分布するほか，岩坪山から南西に向かって明瞭な舌状の溶岩地形を示して分布する。

層序関係 外縁部古生層・奥飛驒火砕流堆積物・深谷泥流堆積物などの基盤岩を覆うほか，岩坪谷火砕流堆積物・割谷山溶岩類・大棚火砕流堆積物の上位に重なる。また大棚の南端では，本溶岩の下位に厚さ20 m+の礫層 (大棚礫層) が露出する。

岩相 少なくとも2枚以上の溶岩流からなり，基底部や溶岩流の境界を除いて柱状節理が発達する。基底部には2 m 前後のクリンカー状部が認められ，溶岩流の境界部には不規則節理が観察される。

本岩は，灰色 - 暗灰色を示す黒雲母かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩からなり，斜長石の粗粒斑晶 (3-6 mm) に富み角閃石斑晶に乏しいという特徴を示す (第XIV図版)。また少量の石英斑晶を含むことがある。基質は緻密である。5 cm 以下のいわゆる同源捕獲岩を含んでいる。

VII. 5 焼岳火山

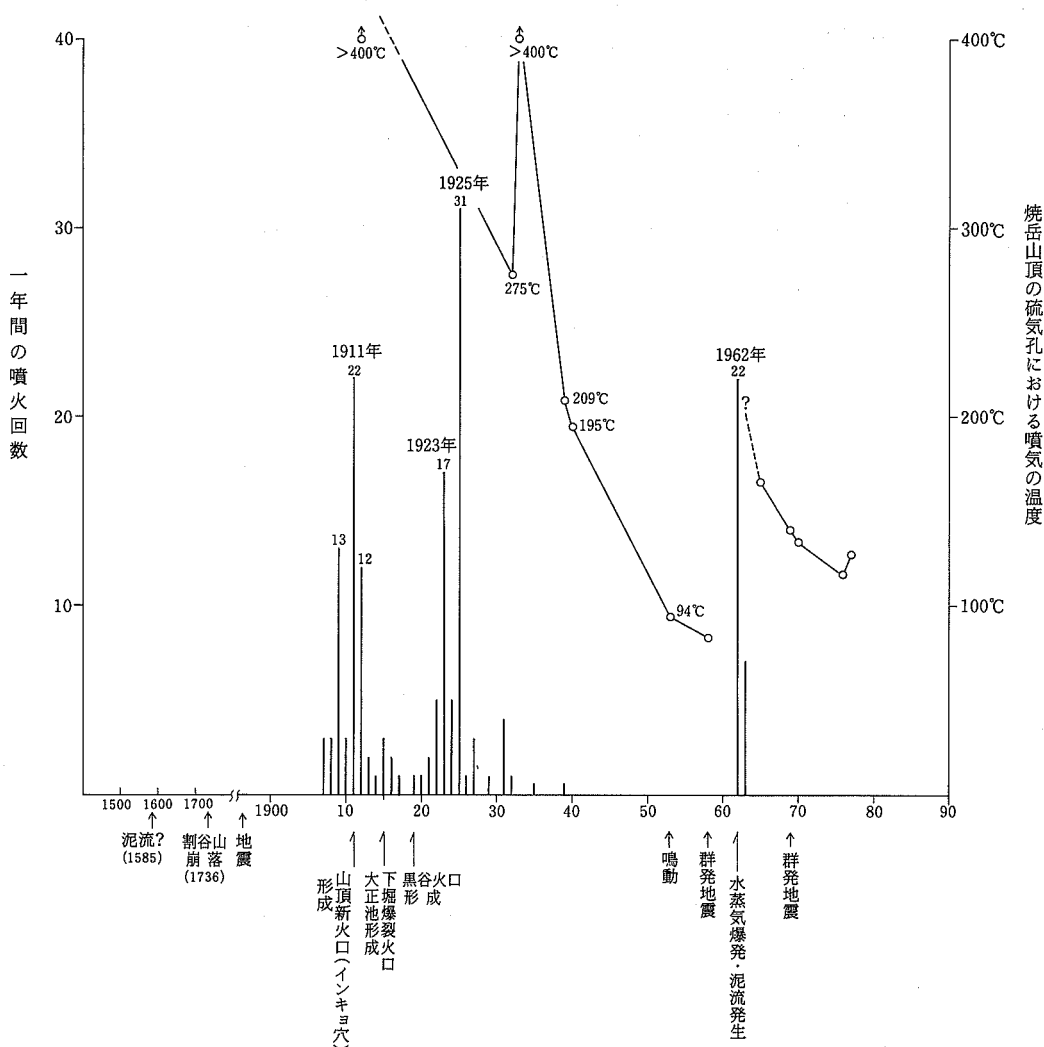
焼岳火山は，上高地側から望むと溶岩円頂丘をなす山頂部と山麓に広がる火砕流堆積面から構成さ

れ、比較的単純な形成過程を想起させる。しかし実際には三方にむけて溶岩流・火砕流を多数流出しており、その形成史は極めて複雑である(第54図)。

溶岩・火砕流は足洗谷・餌掛谷・梓川の3方向に流出している。

VII. 5. 1 歴史時代の火山活動

焼岳火山は有史時代において、溶岩や火砕流の流出に関する記録は無く、いずれも火山灰の放出や土石流(泥流)の発生のみで終了している。加藤(1912b)は1907年(明治40年)以前に噴気活動以外の確実な



第56図 焼岳の歴史時代の噴火回数と山頂付近の硫気孔の温度変化
 (出典) 加藤(1912a, b), 小平(1932), 小坂(1961), YAMADA(1963), 小坂・小沢(1966), OANA(1939, 1942), 杉浦・水谷(1978)に基づく。報告者により噴火回数が異なる年があるが、多い方を採用してある



第57図 焼岳山頂旧火口の池(正賀池)
東方のコルから望む



第58図 焼岳山頂西北西山腹の黒谷火口
火口の径約15 m. 大正8年の噴火で形成. 昭和37年の噴火時にも活動した



第59図 現在も活動を続ける焼岳山頂(北峰)の硫気孔
手前は山頂旧火口。硫気口の周囲には硫黄の昇華物が形成されている

活動記録が無く、また山頂部まで植生に被覆されていたことから、かなり長期の休止期間が存在した、と推定している。1907年に始まる噴火活動については、加藤(1910, 1912a, b)以来、小平(1932)、OANA(1939, 1942)によって記録されており、噴火回数の減少とともに山頂部での噴気温度も低下しつつあることが示された(第56図)。1939年まで約30年続いた活動期間のうち、山頂部に新火口(インキョ穴, 第53図)が形成された1911年と1925年はとりわけ活動が活発であった。また1915年(大正4年)の噴火(図版IV)では大正火口が形成され、そこから流出した“泥流”は梓川を堰止めて、大正池を形成している。

1940年以降、約20年間の休止期を経て、1962-1963年には大きな前兆もなく噴火活動を開始し、“泥流”を流出している(第53図, 図版V)。噴火活動の記録は一色(1962)、MURAI(1962)により速報が、YAMADA(1963)により詳細な記録が出されている。この際には山頂の円頂丘溶岩の北縁から峠沢上部にかけて走る南西方向の割目が開口し、盛んに火山灰を放出している。火山灰や“泥流”堆積物の分析からは、新たなマグマが噴火に関与した可能性はなく、山体地下に予想される“泥漿溜り”が圧力を増して噴火を引き起こしたと解釈された(小坂・小沢, 1966)。なお、1962年の噴火に際しても噴気温度の上昇が見られ、その後次第に低下している(第56図, 杉・水谷, 1978)。山頂一帯には複数の爆裂火口が認められ(第57図, 第58図)、現在でも噴気・硫気活動が続いている(第59図)。

Ⅶ. 5. 2 白水谷土石流堆積物(Sd)

命名 新称。

模式地 上宝村中尾足洗谷支流白水谷, 白水ノ滝下流左岸一帯。標高約1,300 m。

分布 模式地のほか、白水谷の支流通称硫黄沢一帯に分布。

層序関係 美濃帯中生層及び奥丸沢花崗岩を直接覆う。

岩相 弱い成層構造を示す角礫層からなる。角礫は数 cm- 数 m 径で、最大 7 m に達する。角礫は様々な色調・発泡度を示す安山岩が大部分を占めるが、少量の珪長岩や熱変成した砂岩及び泥岩などの基盤岩に由来する岩片（径 5 cm 以下）が含まれる。

最も多い安山岩角礫は、灰色のやや発泡した黒雲母かんらん石含有普通輝石角閃石紫蘇輝石安山岩で、斜長石の粗粒斑晶（5-7 mm）に富む。また赤褐色や赤紫色に酸化した安山岩もかなり含まれている。

そのほか炭化していない材がしばしば含まれ、大きなものでは丸太状で、直径 30 cm 長さ 3 m 以上のものが認められる。基質はよくしまっており、灰褐色で泥質-砂質である。角礫と基質の境界は常に明瞭である。

以上の産状・岩層から本堆積物は土石流起源の堆積物であると判断した。

VII. 5. 3 黒谷溶岩 (Lku)

命名 新称。

模式地 上宝村足洗谷上流白水谷の滝。

分布 白水谷及び黒谷下流部から焼岳小屋西方の標高 2,074 m のピーク一帯にかけて分布。

層序関係 飛驒外縁帯の超苦鉄質岩と花崗閃緑斑岩を不整合に覆うほか、白水谷泥流の上位に整合的に重なる。

層厚 模式地で約 150 m。

岩相 少なくとも 2 枚以上の溶岩で構成される。黒谷では基底部と、塊状部を挟んださらに上部にそれぞれ 5 m 前後の厚さのクリンカー状部が観察される。塊状部は厚さ 10 m 以上で、2-3 m 幅のやや不規則な柱状節理が発達する。

本溶岩は暗灰色緻密な黒雲母角閃石普通輝石かんらん石紫蘇輝石安山岩からなる。数 cm 以下のいわゆる同源捕獲岩が少量含まれている。黒谷の露頭では、石基中に暗灰色と灰褐色の色調の異なる部分が縞状構造をなしている。

角閃石及び黒雲母はいずれもオパサイト化していることが多い。斜長石斑晶を初め 5 mm を超える粗粒斑晶がほとんど含まれていないのが本溶岩の肉眼的特徴であり、類似した岩相を示すことが多い焼岳火山噴出物のなかでは特徴的な岩相となっている。

VII. 5. 4 中ノ湯火砕岩類 (Pn)

命名 新称。

模式地 安曇村、釜トンネル北方の梓川北岸崩壊地。

分布 中ノ湯から^{しもぼりざわ}下堀沢合流点にかけての梓川右岸と下堀沢の右岸一帯。

層序関係 産屋沢合流点对岸や釜トンネル北方梓川沿いにおいて、基盤の美濃帯中古生層及び火砕岩脈（穂高安山岩類）と高角不整合の関係が観察される。

岩相・層厚 発泡の悪い火砕流堆積物が主体をなし、降下火砕岩と一部に岩屑なだれ堆積物が認めら

れる。厚さは中ノ湯北方で約 200 m.

火砕流堆積物は本岩類の下部で卓越し、灰色-赤褐色を示す黒雲母普通輝石含有紫蘇輝石角閃石安山岩の岩片・岩塊と同質の基質からなる。岩片と基質の境界は常に明瞭である。多数のフローユニットから構成され、弱い成層構造を示すが極めて淘汰は悪い。

降下火砕岩は本火砕岩類の上部で卓越し、火山礫凝灰岩・火山灰から構成され成層構造が明瞭である。岩片はいずれも発泡度の低い安山岩からなる。

岩屑なだれ堆積物は下堀沢沿いに露出し、本岩類の最上部を占める。灰色-赤褐色の発泡の悪い安山岩塊と同質の基質からなる。岩塊は径数 m から 10 m 以上のものが含まれ、そのなかには多数の不規則なクラックが発達する。基質との境界は不明瞭である。遠望すると、ほぐされた基質とほぐされ残った岩塊という印象を与える。こうした岩塊相と基質相の区分が不明瞭な岩屑なだれ堆積物は、溶岩円頂丘の側方急斜面が崩壊して生じたものに特徴的に認められる産状であるとされる(宇井・竹内, 1987)。

しもほりざわ VII. 5. 5 下堀沢溶岩 (Lsb)

命名 新称。

模式地 下堀沢下流の両岸。

分布 焼岳西方の尾根から細池北方を経て下堀沢・中堀沢・中ノ湯北西に至る広い範囲に分布する。

層序関係 割谷山溶岩類及び中ノ湯火砕岩類の上位に重なる。

岩相 下堀沢では少なくとも2枚以上の溶岩が観察される。ここでは塊状部に比べ、自破碎部分がよく発達している。本溶岩は灰色-暗灰色緻密な石基中に2-5 mm 大の斜長石斑晶が含まれる普通輝石紫蘇輝石黒雲母角閃石安山岩で、少量のかんらん石と石英を含んでいる。角閃石などの有色鉱物の粒径は小さい(2 mm 以下)。

鏡下では隠微晶質メソスタシス中に拍子木状の斜長石微斑晶が定向配列をなして多数含まれるのが特徴である。

VII. 5. 6 焼岳円頂丘溶岩 (Dy)

命名 小林(私信)。

模式地 焼岳山頂。

分布 焼岳山頂を中心にやや北西-南東に伸びたドーム状の形態を示す(第60図)。溶岩円頂丘として生成した当初の山体の形態は、後続した火山活動による爆裂火口の発生や山体崩壊のためにかなり破壊されている。

層序関係 分布形態からは下堀沢溶岩にアバットあるいは一部貫入する関係にあると推定されるが、両者の関係を判断しうる露頭は見いだされていない。

岩相 灰色塊状のかんらん石含有黒雲母普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩で、斜長石と角閃石の粗粒斑晶(3-7 mm)及び黒雲母斑晶が目立ち(第Ⅳ図版)、一般にほとんど発泡していない。いわゆる同源捕獲岩を多量に含み、大きさは5-10 cm のものが多く、最大30 cm に達する。やや丸みを帯びた形態を示し、細粒の結晶が集合した組織を示す。



第60図 焼岳円頂丘溶岩と中尾火砕流堆積物
正面の沢は黒谷の上部にあたり、沢筋と側方の滑らかな斜面は火砕流堆積面。岩坪山東方稜線から撮影

焼岳山頂付近と中尾峠側に面した山腹（標高2,190 m 付近）などでは、やや発泡した部分が認められる。

しばしば流理構造を示し、一般に山体の外側に40°-70°の傾斜を示す。

Ⅷ. 5. 7 中尾峠溶岩 (Ln)

命名 再定義。小林（私信）によって命名された中尾峠溶岩から、黒谷溶岩を除いたものに相当する。

模式地 焼岳小屋から中尾へ向かう北側の登山道沿い。

分布 新中尾峠西側の小丘から北へ伸びる小尾根を構成している舌状の溶岩。ほとんど開析されていない。

層序関係 美濃帯中生層・割谷山溶岩類及び白水谷泥流堆積物を覆う。中尾から焼岳小屋へ向かう登山道標高1,970 m 付近では、本溶岩の流出により堰止められた小凹地に堆積したシルト及び砂礫層が見いだされる。

岩相 灰色-淡灰色の発泡した新鮮な黒雲母普通輝石角閃石紫蘇輝石安山岩-デイサイトからなる。斜長石粗粒（3-7 mm）斑晶と角閃石斑晶による斑状組織が明瞭であり、同源捕獲岩をほとんど含まない。

Ⅷ. 5. 8 細池溶岩 (Lh)

命名 小林（私信）。

模式地 白谷山北方の^{えかけ}餌掛谷上流。

分布 白谷山北方において、あまり開析を受けていない東西に伸長したドーム状山体として分布。

層序関係 割谷山火山の溶岩類、白谷山火山の円頂丘溶岩、下堀沢溶岩をそれぞれ覆う。

岩相 良好な露頭断面が見いだされないため、産状の詳細はわからない。灰色やや多孔質な石基中に2-5 mm 径の斜長石と角閃石斑晶の目立つ黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩であり、少量のかんらん石を含む。

XVII. 5. 9 ^{えかけ} 餌掛谷火砕流堆積物 (Ep)

命名 新称。

模式地 上宝村餌掛谷上流右岸，大棚東部の崩落崖。

分布・層厚 模式地付近に限定されて分布，厚さ100 m。

層序関係 白谷山円頂丘溶岩・大棚溶岩・細池溶岩にアバットする。大棚東部でほとんど開析されていない平坦な堆積面を示す。

岩相 やや発泡した灰白色のデイサイト-安山岩の岩片・岩塊と同質の基質からなる非溶結の火砕流堆積物。弱い成層構造が認められ，9枚以上のフローユニットから構成される。岩塊には放射状節理がしばしば観察される。岩片の多くは1 m 以下であり，まれに数 m に及ぶものが含まれる。岩片は，主に石英を少量含む黒雲母紫蘇輝石角閃石デイサイトからなりやや発泡しているが，ほかに発泡の悪い灰色の黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩を少量含む。基盤に由来する岩片は見いだされない。

給源 本堆積物の給源に関しては不明な点が多いが，その分布からみて焼岳火山もしくはその側火山（細池溶岩の分布域）に由来した可能性がある。

XVII. 6 アカンダナ火山

XVII. 6. 1 火砕岩類 (Pa)

命名 新称。

模式地 上宝村平湯東方山腹の国道158号線沿い（標高1,420-1,500 m）。

分布 アカンダナ山の西麓に分布する。

層序関係 平湯北東山腹では，本岩類が白谷山火砕流堆積物を削り込んだ堆積面を形成しており，より新しい時期の堆積物であることを示す。本岩類は現在掘削中の安房トンネル試掘坑中でも見いだされ，火山体のかなり下部までを占めている。安房トンネルの地質調査資料（中島・畑中，1981；岡本・畑中，1981など）によれば，本岩類は厚い溶岩層を挟んでおり，この溶岩はおそらく外輪山溶岩 (La) に対比される。また本岩類は浸食削剥されやすい未固結火砕岩にもかかわらず，表面が余り開析されていないことから，上部（表層部）はかなり若く，円頂丘溶岩 (Da) よりも新しい可能性が高い。

岩相 赤紫灰色-灰色を示す普通輝石黒雲母角閃石紫蘇輝石安山岩-デイサイト質の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩からなる。淘汰の悪い火砕流堆積物が主体を占め，級化構造を示す降下火山灰-火山礫をひんばんに挟んでいる。

XVII. 6. 2 外輪山溶岩 (La)

命名 新称。河内ほか（1965）の白谷円頂丘溶岩の一部に相当する。

模式地 上宝村安房平北西の国道158号線沿い、標高1,580m付近。

分布 アカンダナ山の北から東及び南へと取り囲むように、舌状の溶岩が複合した地形をなして分布する。溶岩の厚さは、安房峠の北西では300mに達し、安房谷や細池の凹地に面した溶岩末端で急激に厚さを減ずる。本溶岩は焼岳火山群のなかでは最も開析されていない新鮮な溶岩地形を示している。

層序関係 小船周辺において美濃帯中生層にアバットする。安房平及び細池の堰止め堆積物の大部分は本溶岩の下位に位置づけられるが、少なくとも最上部の堆積物は本溶岩を覆っている。

岩相 表層部はブロック状の溶岩であり、小起伏に富んだ産状を示す。やや発泡した、灰色で粗粒斜長石斑晶(3-7mm)の目立つ黒雲母普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイトからなり、少量の石英を含む(第Ⅳ図版)。

時代 本溶岩の上位に位置する安房平の堰止め堆積物の最上部砂礫層中の炭質物について $6,460 \pm 130$ y.B.P. の ^{14}C 年代が報告されている(河内・三村, 1988)。この値は外輪山溶岩の流出年代の上限を示している。

Ⅶ. 6. 3 円頂丘溶岩(Da)

命名 新称。河内ほか(1965)の白谷円頂丘溶岩の一部にあたる。

模式地 上宝村アカンダナ山山頂(標高2,109.4m)一帯。

分布 アカンダナ山山頂を中心に、北東側の弧状の山体(標高2,119m)、南側の弧状の山体(標高1,909m)及び細池の凹地に面した側にも分布する。

層序関係 白谷山火山の円頂丘溶岩を覆う。本溶岩は複数の山体からなり、南西もしくは北東側に急斜面を有する。これらのうち南西側急斜面は弧状あるいは馬蹄形を示しており、山体崩壊面(滑落崖)の可能性が高い。

ここでは、外輪山火山の一部とともに、本来一つの山体を形成していた溶岩円頂丘が、滑動により複数の山体に分断されたと考える。アカンダナ山山頂を北から東に取り囲む凹地には長径100m前後の小丘がいくつか認められ、これは崩落したブロックを示している可能性がある。

岩相 斜長石の粗粒斑晶の目立つ、灰色でわずかに発泡した黒雲母普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイトからなる。少量の石英が含まれており、黒雲母・角閃石はオパサイト化が進行している。細粒緻密で灰色の同源捕獲岩を含んでいる。

Ⅶ. 上部更新世-完新世の堆積物

Ⅶ. 1 モレーン及びアウトウォッシュ堆積物(m)

本図幅地域内の槍・穂高連峰や笠ヶ岳周辺などには後期更新世に形成されたカル地形やモレーンが数多く残存している(第61図, 図版Ⅲ)。最近では、地形的に明瞭なカルやモレーン以外にも、開析を受けた古い氷河地形の存在や、複数の氷河前進期のあったことが判明しつつある(五百沢, 1962, 1966; 伊藤, 1982)。しかし、地形的な特徴は時代とともに失われることや、定量的・客観的データと



第61図 山岳氷河により形成された濁沢カール
横尾根標高2,500 m 付近から撮影

して表現し難いこともあって、古い氷期や氷河地形の区分についての見解は定まっていない。本研究報告では、地形的によく残存した(新鮮な)カールを地質図に表示するとともに、その下流に分布する堆積物について氷河性堆積物かどうかの検討を行った。なお、クリヤ谷上流に広く分布する未固結で淘汰の悪い礫層については、上部に明瞭なカール等の氷河地形を欠いているが、ここでは古い氷期に形成されたモレーンとして扱う。

氷河下流側にはアウトウォッシュ堆積物などの周氷河堆積物が形成される。これについても便宜上モレーンとともに併せて図示した。またモレーンやアウトウォッシュ堆積物の周囲や上位には、より若い時代の崖錐堆積物が重なることがあるが、地質図上では原則として省略している。

分布 檜沢・横尾谷・岳沢・蒲田川右俣谷上流・蝶沢に広く分布するほか、笠ヶ岳東面の播隆平・杓子平や、クリヤ谷上部にも小規模な分布がある。

モレーン堆積物は、檜沢や横尾谷で観察されるように、上流部では流下方向と平行なラテラルモレーンとして、下流部では流下方向に直行したターミナルモレーンとしてそれぞれ長径200-300 m 幅100 m 前後の小丘地形を示す。ターミナルモレーンの分布高度のうちもっとも低いのは横尾谷の標高1,700 m にあり、これは五百沢(1966)の横尾氷期の産物とされている。

層相 堆積物の断面が観察できる例は少ないが、礫は山稜部に露出する岩石の角-亜角礫であり、基質部は砂・シルト・粘土からなる淘汰の悪い堆積物である。

アウトウォッシュ堆積物は、上流側に露出する岩石の角-亜角礫を多量に含み、基質を構成する砂は少ない。覆瓦構造や弱い成層構造が観察されることがある。

カール底には、しばしば池ができています。天狗池・北穂池・奥又白池・播隆平の池は、そうした例である。



第62図 天狗原の岩盤に認められる山岳氷河による擦痕
撮影場所：安曇村天狗原 天狗池付近

中岳東側の天狗原は、本図幅地域内で最もよく山岳氷河の地形を残しており、氷河公園と称される。天狗池周辺の露岩には典型的な擦痕も残されている（第62図）。

VIII. 2 段丘堆積物 (t_1 , t_2)

高原川流域には、河川沿いに多数の平坦面ができていますが、多くは火山活動に直接関係した火砕流や泥流の堆積物である。ここでは、それ以外の河岸段丘の堆積物について述べる。

本図幅地域内の主要河川である梓川と高原川では段丘の発達に関して対照的であり、梓川筋には段丘がほとんど認められない。高原川流域の非火山性の段丘は、大きく2面に区分され、それぞれを段丘堆積物Ⅰ (t_1) と段丘堆積物Ⅱ (t_2) として記載する。

段丘堆積物Ⅰ (t_1)：蒲田川から蒲田川右俣谷及び小鍋谷にかけて広く分布する。現河床との比高は20 m から最大150 m に達する。堆積面の保存は良好で、鍋平・穂高平・ドンビキ平などの平坦面をなしている。

段丘堆積物の礫は、穂高安山岩類・滝谷花崗閃緑岩に由来する亜角-亜円礫状の大-巨礫から構成される。その他の流域の岩石に由来する礫は極めて少ない。基質は砂・シルトからなるが、その割合は少ない。部分的に薄い砂層のレンズを挟むほか、シルト層（数10 cm 厚）を挟む。礫層は、弱い層理を示すことがある（第63図）。

本堆積物の成因について、最終氷期に形成された気候段丘・アウトウォッシュ堆積物とする考え（式，1974；小野，1984；藤岡，1985a）や西穂高岳周辺の山体崩壊による土石流堆積物とする考え（町田，



第63図 段丘堆積物 I の露頭断面

撮影場所：小鍋谷左岸，標高1,530 m

右上がりの線は治山用工事道路。道路から上に段丘堆積物 I の断面が現れている。上部に弱い成層構造が認められる。写真中央部での撮影範囲の幅約10 m

1979) がある。

段丘堆積物 II (t_2)：平湯川と蒲田川の，現河床に沿って発達する比高20 m 以下の段丘面を形成する。厚さは10 m 以下であるが，平湯盆地では約30 m に達する。構成礫種は，それぞれの分布域に隣接する河川堆積物と大差なく，数 - 数10 cm 前後の亜円礫を主体とする。

Ⅷ. 3 平湯川火砕流堆積物 (Hp)

命名 新称。平湯川沿いに分布する火砕流堆積物は流出時期の異なる複数のユニットに区分できる。このうち，明瞭な堆積面（小池，1978の上地ヶ根面）が認められ，上流の貝塩谷下流や平湯川東岸にも堆積面が追跡される火砕流堆積物に対し，平湯川火砕流堆積物と命名する。なお，河内ほか（1965）は，平湯川沿いの河岸段丘を構成している火砕流堆積物に対し高原川火砕流堆積物と命名している。

模式地 上宝村上地ヶ根北側の岩坪谷に面した崖。一重ヶ根から東方の山腹に向かう林道沿い(標高約920 m)にも好露出がある。

分布 平湯川沿いの、上地ヶ根・一宝水・平湯川右岸(貝塩谷合流点对岸)・貝塩谷下流右岸にそれぞれ河岸段丘状の平坦面をなして分布する。このほか、一重ヶ根東方の山腹から村上東方の尾根にかけて、一部平坦面をなして分布する。

層序関係 飛騨外縁帯古生層・美濃帯中生層・船津花崗岩類・手取層群などの基盤岩を覆うほか、白谷山火山の火砕流堆積物の上位に重なる。

岩相 灰色-淡灰色の普通輝石含有黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩-デイサイトの岩片と同質の基質からなる非溶結の火砕流堆積物である。極めて淘汰は悪く、明瞭な成層構造は観察されない。おそらく単一のフローユニットからなる。岩片は単一の岩種から構成され、基盤岩の破片を含まない。岩片は50 cm以下でまれに1 mを超え(最大5 m)、また明瞭な覆瓦構造を示し、南方一すなわち現在の平湯川上流方向から流走したことを示す。

時代 本堆積物の形成する平坦面(上地ヶ根面：小池，1978)上から、縄文時代早期から晩期(約10,000年前-2,000年前)にかけての遺跡が発見されている。餌掛谷合流点上流の平湯川右岸において、本堆積物上部の成層部から産した炭化木片は11,300 ± 170y.B.P. の¹⁴C年代値を示す(YAMASAKI *et al.*, 1977)。また一重ヶ根東方の林道沿いの露頭(標高940 m)においては、本堆積物の直上に重なる成層した粘土層(厚さ40 cm)から炭化木片が採取され、11,600 ± 210y.B.P. の¹⁴C年代値が得られた(河内・三村，1988)。以上の資料から本堆積物は約11,000-12,000年前に形成されたといえる。

給源 本堆積物の分布や時代、流走方向を考慮すると、給源はアカンダナ火山である可能性が高い。

Ⅷ. 4 一重ヶ根土石流堆積物(Hd)

命名 新称。小林(私信)の一重ヶ根礫層に相当する。

模式地 上宝村福地对岸，平湯川の右岸崩落崖(第64図)。

分布 一重ヶ根から白谷合流点の下流500 m付近までの平湯川沿いに河岸段丘をなして分布する。餌掛谷下流部にも平坦面が認められる。現河床と堆積面の比高は10-50 m。

層序関係 美濃帯中生層を覆うほか、平湯川火砕流堆積物及び白谷山火山の火砕流堆積物を切る堆積面を形成し、両者にアバットする関係にある。本堆積物の堆積面は、平湯川火砕流堆積物の堆積面から30-50 m 低く、下流側でその標高差が増大する。

岩相 本堆積物の主体は、安山岩岩塊・岩片と同質の基質から構成され淘汰が悪い。岩塊・岩片は灰白色・灰色・赤灰色などの様々な色調と発泡度の異なる安山岩(数cm-50cm径、最大5m)の亜角-亜円礫が主体を占めるが、美濃帯中生層に由来する泥岩・砂岩・玄武岩などの亜角礫(数cm-50cm径)を数容量%含む。基質は火山岩起源の砂及びシルトからなり、しばしば斜交葉理が発達したレンズ状砂層が観察される。遠望すると、弱い成層構造が認められ、模式地では3枚以上のユニットが識別できる。以上の特徴から本層を土石流堆積物と判断する。

福地对岸から岩坪谷合流点にかけて、本堆積物の上部には、灰白色の単一の礫種からなる特徴的なユ



第64図 一重ヶ根土石流堆積物の露頭断面

平湯川福地対岸から撮影。暗色の下側部分(厚さ約20 m)は焼岳起源の火山岩のほか、中・古生界の礫など異質礫を含む。上部明色部(厚さ5 m)は、貝塩給源火道に由来する変質白色化した花崗斑岩・溶結凝灰岩の角礫から構成される

ニット(厚さが3-5 m)が観察される(第64図)。礫は黒雲母流紋岩溶結凝灰岩の歪角礫(数 cm-1 m)から構成され、熱水変質により脱色された灰白色-淡灰褐色の色調を示す。こうした特徴は、上宝火砕流の貝塩火道(第四章. 4. 2)の北側山麓に分布する山体崩壊堆積物(第VIII章. 6)と一致する。したがって、この上部のユニットは山体崩壊堆積物の延長とも考えられるが、平坦な堆積面を示すことなどから崩壊堆積物が二次的に流出した土石流堆積物である可能性が高い。

時代 本堆積物の上面(一重ヶ根面；渡辺, 1968)からは縄文中期の土器が発見されている(渡辺, 1968)。小池(1978)は高原川流域の段丘面区分を行い、本堆積物の形成する堆積面を低位段丘面 I とした。磯ほか(1980)は、これを殿段丘に対比し、約9000年前に形成されたと予想している。

給源 本堆積物の下部は、その分布から平湯川上流に位置する白谷山火山もしくはアカンダナ火山に由来すると予想できるが、いずれに起源をもつか決め手を欠いている。ただし、約9,000年前に活動していたのはアカンダナ火山であり、土石流堆積物の供給源としての不安定堆積物が同火山周辺に分布していた可能性が高い。

VIII. 5 中尾火砕流堆積物(Np)

命名 藤井ほか(1974)、河内ほか(1965)の上堀火砕流を含む。

模式地 上宝村中尾の足洗谷右岸沿い。

分布 焼岳円頂丘溶岩を取り巻いて分布し、さらに東麓の峠沢・上堀沢・中堀沢や西麓の白水谷・黒



第65図 中尾火砕流堆積物(上位)と埋没段丘礫層(下位)
 上宝村中尾, 羽根平へ向かう道路が足洗谷を渡る地点. 火砕流堆積物には数10 cm-数 m 厚単位のフローユニット
 が多数識別される. 崖の高さ約20 m

谷などの足洗谷流域に分布する。中尾から蒲田川左岸沿いには、河岸段丘状の平坦な堆積面を形成している。焼岳直下の山麓では、各沢に沿って雨裂状の浸食が進行しているが、その間の斜面には滑らかな火砕流堆積面が残存している(第60図)。

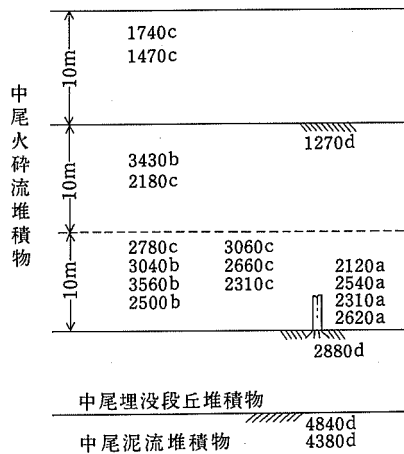
層序関係 飛驒外縁帯古生層・超苦鉄質岩・滝谷花崗閃緑岩などの基盤岩を覆う。焼岳火山噴出物との関係では、割谷山溶岩類・白水谷溶岩・下堀沢溶岩・中尾峠溶岩などを覆うほか、焼岳円頂丘溶岩にはアバットする関係にある。また足洗谷流域では、本堆積物の下部には中尾泥石流堆積物・中尾埋没段丘堆積物・足洗谷古期火砕流堆積物(藤井ほか, 1974)が露出する。これらはいずれも分布が狭いので地質図には表現しなかった。第62図に中尾火砕流堆積物が中尾泥石流堆積物の上位に重なる状態を示す。模式地付近での本堆積物の厚さは約30 m。

岩相 灰白色-暗灰色の普通輝石黒雲母含有紫蘇輝石角閃石安山岩-デイサイトの岩塊・岩片と同質の火山灰基質から構成される。岩片は様々な程度に発泡しており、大部分径50 cm以下であるが、まれに4 m前後に達する。本堆積物中の木片は炭化したものと未炭化のものが混在する。全域にわたり未固結であり、河川沿いでは崩壊が進行しつつある。

本堆積物の分級は悪いが、弱い成層構造を示す(第65図)。通常数 m の逆級化構造を示すフローユニットが数枚以上認められ、下位のユニットを削り込む例もしばしば観察される。足洗谷支流の深谷合流点付近などでは数 cm の厚さの古土壌層を挟む。

焼岳山頂に近づくにつれ、本堆積物中には岩塊の割合が増大する傾向がある。山頂近くの堆積物の岩塊にはしばしば放射状割目や不規則なクラックが認められる。

以上の産状や分布から中尾火砕流堆積物は焼岳円頂丘溶岩付近から噴出し、円頂丘の破壊を伴う



第66図 中尾火砕流堆積物と下位層の層序
 関係および¹⁴C年代
 a: 直立樹幹 b: 木片 c: 木炭
 d: 古土壌
 藤井ほか(1974)の第3図に基づき、一
 部省略及び加筆

block and ash flow タイプの火砕流だったと推定できる。おそらく発泡度の低い岩塊の多くは溶岩円頂丘の山体に由来するものであり、類質岩片と呼ぶべきものであろう。

木片には炭化したものと、炭化していないものがある。中尾周辺では本堆積物の直下の泥流堆積物や埋没段丘堆積物の上に未炭化の立木が見られる。従って火砕流の末端では堆積時に低温あり、本堆積物が高温を保っていたのは火口近くに限定されていたことを示す可能性がある。

時代 本堆積物中に含まれる炭化木片・木片や下位の泥流堆積物の上面に根をはった立木や土壌などの¹⁴C年代値が23個報告されている(藤井ほか, 1974)。これらの年代値は、層序とは一致しないことが多く(第66図)、藤井ほか(1974)は木片の再堆積作用があったと考察している。二次的移動のない立木や土壌による年代を主体に、藤井ほか(1974)は以下のような形成史を推定し、中尾火砕流堆積物を三つの単位に区分した。

- ① 中尾泥流堆積物の土壌化(約4,500年前)
- ② 中尾埋没段丘堆積物の堆積と土壌化(約3,000年前)
- ③ 埋没段丘面上での立木が生育(約2,500年前)
- ④ 中尾火砕流の下部層堆積(約2,500年前)
- ⑤ 中尾火砕流の中部層堆積(約2,000年前)
- ⑥ 中尾火砕流の上部層堆積(約1,500年前)

焼岳東麓の中堀沢及び下堀沢には本堆積物の下位に薄い(層厚7m以下)成層した堆積物⁹⁾が露出する。この堆積物には木片が含まれ、3,780 ± 90y.B.P. 及び 2,850 ± 125y.B.P. の¹⁴C年代が報告されている(河内・小林, 1966)。この値は、中尾火砕流堆積物が2,500-1,500年前に堆積したという藤井ほか(1974)の推定と矛盾しない。

給源 本堆積物は、その分布からみて焼岳火山本体-円頂丘付近から供給されたと判断できる。

9) 河内・小林(1966)は中堀泥流と呼んでいる。

Ⅲ. 6 岩屑なだれ堆積物及び地すべり地塊 (dl)

本図幅地域内には、崖錐としての地形的特徴を示さず、時に平坦面を形成する極めて淘汰の悪い堆積物が分布する。これらの多くは山体の大規模な崩壊・滑動によって形成されたもので、礫種は単一もしくは極めて限定されていることが特徴である。これら堆積物は後期更新世以降の異なる時期に形成されているため、各分布域ごとに記載を行う。

福地南方の岩屑なだれ堆積物 福地南方、オソブ谷下流右岸から山腹にかけて分布する。熱水変質を受けた灰白色-灰褐色の流紋岩溶結凝灰岩の巨-大礫から構成される。堆積物の分布と礫構成から、貝塩給源火道(第Ⅴ章.4.2)の分布する山体の崩壊によって形成された堆積物であることは確実である。層厚は最も厚いところで50mに達する。

羽根平の岩屑なだれ堆積物 佳留萱の対岸のスキー場一帯に分布する崩積堆積物で、一部は蒲田川左岸の崖を形成している。中尾からスキー場に至る道路建設中に、掘削されたのり面で産状はよく観察されたが、現在はコンクリート被覆されてしまった。礫は熱変成を受けた細粒輝緑岩の岩塊・大礫のほか、花崗斑岩の礫がわずかに含まれるだけで、細粒基質をほとんど欠いている。堆積物の表面には火山灰や崖錐が載っていて、地表では産状の観察は困難である。羽根平の地熱調査井(第16図)や八王子平のボーリングでは笠ヶ岳流紋岩類の上位に輝緑凝灰岩の礫からなる崖錐堆積物が認められたが、これは本堆積物に相当している。厚さは、約100mに達する。

本堆積物は、羽根平南方の山体崩壊によって形成された。

外ヶ谷の地すべり地塊 外ヶ谷の右岸を中心に分布し、一部は上流左岸にも分布する堆積物である。右岸の堆積物は、美濃帯中生層の玄武岩と珪長岩からなる角礫の集合体であり、明治20年に外ヶ谷右岸山体の大崩壊(第29図)により生じた。角礫は、ほとんどの部分でジグソーパズル状集合体となっており、基質部分はほとんど観察されない。珪長岩は変形・破碎されているものの、岩脈としての連続性は極めてよく保たれている(第67図)。厚さは最大20m。堆積物の最上部には、木材が含まれることがある。以上のことから、本堆積物は、地滑りにより滑動・破碎したブロックがほとんど転動・分散せずに移動したものである。

外ヶ谷上流左岸の堆積物は、大正年間の崩壊によるもので、上述の右岸の堆積物と同様な産状を示している。厚さは20m以下。

鍋平南西・小糸谷・今見北方の岩屑なだれ堆積物 本堆積物は、奥飛驒火砕流堆積物の岩塊と同質の基質からなり、細粒基質に乏しい。岩塊は大きなもので5m以上に達する。蒲田川に沿った段丘上や斜面中腹に平坦面をなして点在分布し、鍋平から約7km下流の今見北方まで同一岩相の堆積物が追跡される。本堆積物の供給源は、鍋平対岸山腹(通称、湯ノサコ)の奥飛驒火砕流堆積物分布域であり、そこには馬蹄形の崩落崖跡が残存している(藤岡, 1985)。

蒲田川左俣谷の崩積堆積物 中崎山西方の蒲田川左俣谷の両岸には、ほとんどが穴毛谷層の溶結凝灰岩の岩塊からなる堆積物が分布する。層厚は、正確にはわからないが、最大で数10mに達するであろう。堆積物の厚いところでは、表層部で細粒基質を欠き、かつ風化・土壌化していないため、植生によ



第67図 外ヶ谷右岸の地すべり地塊

写真下部の護岸壁の高さ2.5m. 暗色部(平湯コンプレックスの玄武岩ブロック)を貫く白色の縞は珪長岩岩脈. 玄武岩, 珪長岩ともに著しく破碎されているが, 珪長岩の岩脈としての連続性は保たれている

って被覆されず, 岩塊斜面となっている. この堆積物の形成は氷期にさかのぼる可能性もある.

Ⅷ. 7 崖錐及び小扇状地堆積物 (tl, tl')

崖錐及び小扇状地堆積物 (tl) は大正池から上流の梓川両岸によく発達するほか, 平湯川・蒲田川沿いにも分布する. 主要河川に注ぐ小規模な支流の合流点には, よく発達する傾向があり, 多くは土石流により形成されたものである. 焼岳の東山麓に分布する**土石流堆積物 (tl')** は, 焼岳火山の噴火に伴って発生したいわゆる“泥流”堆積物と, 未固結で脆弱な中尾火砕流堆積物が崩落・運搬された土石流堆積物の両者から構成される.

崖錐堆積物に含めたもののうちには, 鍋平東方のように中腹に分布し, 崖錐としての地形的特徴を示さないものがある. この成因は不明であるが, やや開析を受けた古い地形を示すことなどから, 氷期におけるソリフラクションなどの周氷河作用の結果形成された可能性がある.



第68図 安房平湿原

上宝村平湯温泉スキー場上部から撮影。安房平は、旧谷地形がアカンダナ火山の噴出物により堰止められ、砂礫が堆積したことにより形成された。基盤までは約200 mの深さがあることが、安房トンネル地質調査用ボーリングにより確認されている。写真下部左の送電線の高さ約40 m

堰止堆積物は、焼岳火山の近傍に分布し、いずれも火山噴出物の堰止により堆積したものである。安房平と細池の凹地は、旧谷地形を埋積した地形を現している。安房平（第68図）は、安房トンネルの調査用試錐により、かつての谷地形がかなり正確に把握されている（中島・畑中，1981；岡本・畑中，1981など）。試錐資料によれば層厚300 mに達する礫・砂・シルトから構成され、火山砕屑物を挟む。

このほか、上高地乗鞍スーパー林道沿い（障子川瀬沢の南と北）には、厚さ10数 mを超える湖成堆積物が分布する。シルト・砂・火山灰などからなり粗粒堆積物に乏しい。堰止めによる堆積物であろう。

VIII. 8 河川堆積物 (a)

大正池から上流の梓川筋に沿って広く発達する。これに比べ蒲田川及び平湯川沿いの堆積物は、分布面積が狭い。

梓川筋の河川堆積物の堆積には、度重なる焼岳からの火山噴出物による堰止効果によるところが大きい。上高地付近の試錐や電気探査によれば厚さ数10mに達すると推定されている(山田, 1984)。円磨された巨-大礫や砂・シルトから構成され、また田代池周辺では地表から2-4mの深さまで泥炭層からなる。

XIX. 応用地質

XIX. 1 鉱物資源

本図幅地域においては、石灰華の採掘を除いて、現在稼行している鉱山は無い。稼行歴のある鉱山を鉱種により区分すると以下のとおりである。

(A) 鉛・亜鉛



第69図 笠ヶ岳鉱山鉱床露頭

上宝村穴毛谷三ノ沢南側尾根(第二尾根)標高1,900 m. 第70図の二坑付近。人物の右上、流水の有る部分に沿って鉱脈(方鉛鉱・閃亜鉛鉱)が露出する。鉱脈の走向はほぼ東西で傾斜は鉛直を示し、その幅は数-数10 cm

- (B) 銅
- (C) タングステン
- (D) 滑石
- (E) 石灰華

(A)：本図幅地域では最も数多く採掘・試掘された鉱種で、笠ヶ岳鉱山（第69図）・猿飛鉱山・神坂鉱山・栃尾鉱山・小鍋谷鉱山などがあり、また外ヶ谷左股（中尾露頭）・蒲田川右俣谷北岸（中崎山露頭）に鉱床露頭が知られている。外ヶ谷谷流点付近の蒲田川沿いの中尾凝灰岩部層の露頭及び周辺の温泉掘削のボーリングのコアにそれぞれ、同種の鉱脈を確認した。また、小鍋谷林道沿いにおいても鉱床露頭を確認した。

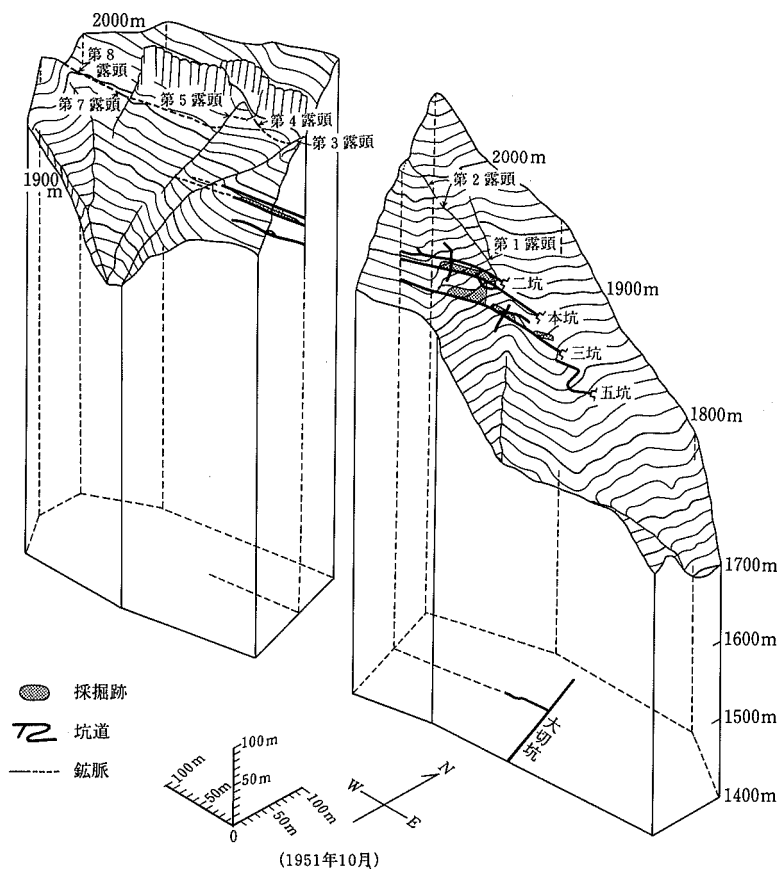
鉛・亜鉛を主体とする鉱床には鉱脈型とスカルン型があり、猿飛鉱山と小鍋谷林道の鉱床がスカルン型であり、他は鉱脈型の鉱床である。

以上のうち、本格的な生産を行ったのは、笠ヶ岳鉱山（1938-1942；日室鉱業）・神坂鉱山（江戸-明治年間）・栃尾鉱山（江戸-大正年間）などであり、現地に選鉱を行っている。明治年間以降は主として神岡鉱山に売鉱された。

笠ヶ岳鉱山 服部・大津（1952）の調査報告があり、鉱床露頭・鉱脈の詳細な立体模式図が作成されている（第70図）。本鉱山の鉱脈は、穴毛谷層をほぼ東西走向で垂直に貫く幅数 cm から2 m のもので、その露頭における延長は約400 m に達する。鉱石鉱物は閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主体とし、少量の磁硫鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱を伴う。脈石鉱物の主体は石英と粘土であり、一部には螢石を産したといわれる。本鉱山の採掘は昭和13年から17年にかけて行われ、粗鉱（Pb：1-8%，Zn：1-8%，Ag：3-4 g/t）として約10,600 t、精鉱（Pb：10-20%，Zn：10-20%，Ag：60-100 g/t）として約3,400 t を産出している。戦後は採鉱のみ行われ、標高1,400 m レベルにおいて大切坑が掘削されたが十分な鉱量を捕捉できなかった。

猿飛鉱山 蒲田川右俣谷右岸、標高1,365 m にある小規模な旧坑であり、大塚ほか（1959）により調査報告が行われている。鉱床は、奥丸沢花崗岩と笠谷層上部溶岩の境界部にあり、大小9つのレンズ状鉱体（長径2-13 m、短径0.5-9 m）からなる。鉱石は塊状で細粒緻密であり、閃亜鉛鉱・方鉛鉱を主体とし、磁硫鉄鉱・黄鉄鉱及び少量の黄銅鉱を伴う。鉱石鉱物の基質や鉱体の周縁部には石英・ヘデンベルグ輝石・トレモラ閃石が見い出される。本鉱床の鉱量は約2,000 t と推定されている。大塚ほか（1959）は熱水性の鉱床と解釈したが、鉱床の形態や鉱石・随伴鉱物の産状と構成は、スカルン型鉱床であることを示唆している。本鉱床の対岸の奥丸沢花崗岩中には、飛騨外縁帯の変成岩が捕獲されている。飛騨外縁帯では、変成岩類の近傍に断層で境して未変成古生層が分布する例が多く、本鉱床付近にも未変成古生層の石灰質岩が位置していた可能性がある。

神坂鉱山 上室村神坂、小糸谷の左岸、標高1,220 m 付近にあったとされる（加藤，1912bの付属地質図）。現在では坑口・貯鉱・ズリなど鉱山の形跡を示すものはほとんど見いだせないが、わずかに飯場跡と伝えられる平坦地が、標高1,080 m 付近に痕跡をとどめている。鉱床は、栃尾累層中の方鉛鉱・閃亜鉛鉱を主とする鉱脈鉱床で、おそらく栃尾鉱山と類似した成因により形成されたものであろう。採掘は江戸時代安政年間に開始され、明治30年頃まで断続的に行われたらしいが、詳細は不明。



第70図 笠ヶ岳鉱山の立体模式図(服部・大津, 1952)

開発は当初鉱床露頭の周囲から進められた。その後鉱床露頭の下方約500mの延長部での開発に期待がかけられ、昭和20年代後半には大切坑が開かれたが、鉱量を確保するに至らなかった。コンターは10m間隔

栢尾鉱山 上宝村栢尾の集落東端、北側の沢の標高930mに坑口が残存しており、付近に貯鉱やズリを確認した。江戸時代安政年間には既に採掘されており、大正9年前後まで断続的に稼行された。栢尾累層の砂岩を貫く鉱脈型鉱床で、鉱石鉱物として方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱を、脈石鉱物として少量の方解石・石英を産する。坑口崩壊のため、鉱床の拡がりについては不明である(坑道の方向はN65°E)。服部・大津(1952)によれば、坑口付近の貯鉱の品位はAu:16g/t, Ag:37g/t, Pb:0.03%, Zn:0.8%である。

小鍋谷鉱山 小鍋谷標高1,300mにある堰堤の南側、左岸山腹(河床から約20m上方)に坑道が残存している。中尾層の凝灰質砂岩・泥岩を貫入する、奥丸沢花崗岩の周縁相中の鉱脈型鉱床で、走向はN50-60°E, 傾斜60-70°NW, 脈幅30-50cmを示す。服部・大津(1952)によれば、上流側約40m左岸山腹にも同方向の鉱脈と旧坑跡が残存する。鉱床周辺の奥丸沢花崗岩は細粒のアブライト質花崗岩が主体をなし、グライゼン化作用を広い範囲にわたって受けている。鉱脈は、石英脈中に顕著な縞状をなして産する閃亜鉛鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・硫砒鉄鉱からなり、少量の輝着鉛鉱を伴う。旧

坑は、鉍脈に沿って掘削された延長10m内外の数本の坑道からなり、いずれも試掘段階で放棄され本格的生産には至らなかった。

中尾露頭 上室村外ヶ谷(左股)において、“古生層の粘板岩”中に胎胚する銀・鉛鉍脈があるとされる(野田・佐藤, 1921)が、未確認。野田・佐藤によれば、鉍脈の走向はN20°Eで、傾斜は80°NNW、脈幅は約50cm。方鉛鉍を主体とし、閃亜鉛鉍・黄鉄鉍を伴うとされる。おそらく平湯コンプレックスのメランジを貫く鉍脈型鉍床であろう。

中崎山露頭 蒲田川右俣谷と小鍋谷合流点の北岸山腹、河床から約150m上方にあるとされるが未確認。服部・大津(1952)によれば、走向N10°E、傾斜40W°の鉍脈で、その品位はPb(0.5-3.7%)、Zn(1.8-3.6%)で、Ag(3-57g/t)及びAu(1-10g/t)を含む。

小鍋谷林道露頭 小鍋谷左岸の林道、標高1,530m付近において、鉛・亜鉛鉍の産出を確認した。鉍床は、平湯コンプレックス中の石灰岩ブロックが、奥丸沢花崗岩の貫入により交代されたスカルン型のものである。鉍床の北側には破碎帯を介して飛騨外縁帯の結晶片岩が接している。

鉍石鉍物は閃亜鉛鉍で、緑れん石・透輝石・ざくろ石と共に産出する。鉍石の表面部には二次的に生成した黄色の硫カドミウム鉍が少量見出しされる。

(B): 神坂の蒲田川対岸に一重ヶ根鉍山と称する黄銅鉍を主体とする鉍脈型鉍床があった。第二次大戦中試掘されたが本格的生産には至らなかった。空山層とこれを貫入する苦鉄質貫入岩類との境界付近に鉍床があり、数ヶ所にわたって試掘坑跡が残存している。

(C): かつて小鍋谷下流に鉄マンガ重石・亜鉛鉍脈からなる不動鉍山が存在し、大正年間に試掘が行われたとされる(野田・佐藤, 1921)。しかし、該当する鉍山跡を確認できなかった。野田・佐藤の記載状況からは、おそらく小鍋谷鉍山に相当すると判断できる。

(D): 上室村足洗谷支流黒谷において、蛇紋岩化した超苦鉄質岩中に滑石を産し、昭和30年代に採掘された。生産量の詳細は不明。大塚ほか(1957)によれば、やや鉄分に富むものの粉末の白色度は優れている。滑石は、上室村柄尾の洞谷にも産したが、小規模で稼行されなかった。

(E): 上室村上地ヶ根と東方の岩坪谷には温泉沈澱物である石灰華が分布する。上地ヶ根の石灰華は、南北60m、東西90mの範囲にわたって分布し、火砕流堆積物(河内・三村, 1988の上地ヶ根火砕流堆積物)をおおっている。層厚は約6mで、間に10cm程度の厚さの砂礫層を挟んでいる。灰白色・多孔質で、木の葉の化石を多量に含み、一部に木炭片を含む。成分的にはほぼ純粋な炭酸カルシウムからなる方解石である。現在は付近に温泉は湧出していないが、木炭片について、 $710 \pm 85y.B.P.$ の ^{14}C 年代が測定されており(河内・三村, 1988)、かなり新しい時期の沈澱物である。

昭和10年前後から採掘されており、昭和32年頃まで主に増量剤や飼料原料として採掘が続けられた。その後採掘は中断され、昭和52年から入浴剤(いわゆる湯の華)の原料として採掘が再開され今日に至っている。年産約50t、現地で粉砕加工され、製品は全国各地で販売されている。

そのほかの鉍産物 奥又白花崗岩及び滝谷花崗閃緑岩中に、ごく少量の輝水鉛鉍が見出しされた。奥又白花崗岩中の産地は、梓川支流黒沢の標高2,150m付近にあり、沢渡コンプレックスとの境界部に位置している。輝水鉛鉍は、奥又白花崗岩の周縁相にあたるアプライト質花崗岩中の小空隙を埋める産状を示す。滝谷花崗閃緑岩中の産地は、岳沢支流のカモンシカ沢右岸、標高2,000m付近にある。脈状ベグ

第10表 上高地圏地域の温泉の一覧表 地質調査所(1975)から抜粋, 地質区分を加筆
 ()内は, 蒸気を河川水に混合して造成した温泉の温度
 P: ポンプ揚泉 F: 自噴水 地質の略号は地質図に同じ

No.	温泉群	温泉名	源泉名	掘削深度(m)	地質(岩質)	(略号)	揚(湧)水量 l/分	泉温 °C
1	新	新穂高	奥飛騨観光開発2号	74.6	流紋岩	Lk ₂	P: 86.0	67
2		新穂高	名和会2号	278	流紋岩	Lk ₂	F: 140.0	94.5
3		新穂高	中崎の湯	70	流紋岩	Lk ₂	F: 2.6	79
4		新穂高	新穂高1号		流紋岩	Lk ₂	F: 108	51
5	穂高	穂高	栃尾協組4号	15	流紋岩	Lk ₂	F: 80	95
6		穂高			流紋岩	Lk ₂		89
7		穂高	栃尾協組3号		流紋岩	Lk ₁	F: 105	58.8
8	温	槍見			流紋岩	Nk	135	52
9		槍見	中日ロッジ1号	150	流紋岩	Nk	P: 480	58.5
10	泉群	中尾			流紋岩	Nk	F: 910	(72)
11		中尾	近藤2号	200	流紋岩	Nk	蒸気泉	(60.8)
12		中尾	近藤3号	200	流紋岩	Nk		(87.0)
13		蒲田	中日アルプス開発2号	60	流紋岩	Nk	P: 220	85
14	蒲田	温泉組合2号	64	流紋岩	Nk	P: 400	97	
15	新平湯温泉群	福地			?		F:	35
16		福地	2号	25	苦鉄質火成岩	Sb+Mf	F: 285	58
17		福地	天皇泉	45	蛇紋岩	Um	F: 210	65
18		一重ヶ根						19.5
19		一重ヶ根	13号		苦鉄質火成岩	Sb+Mf		18.3
20		一重ヶ根	神宝	240	苦鉄質火成岩	Sb+Mf	F: 40	98
21		一重ヶ根	10号	197	苦鉄質火成岩	Sb+Mf	F: 200	98
22		一重ヶ根	植野3号	264	苦鉄質火成岩	Sb+Mf	P: 400	98
23		一重ヶ根	植野1号	226	苦鉄質火成岩	Sb+Mf	: 200	93
24		一重ヶ根	植野2号	300	苦鉄質火成岩	Sb+Mf	F: 300	98
25	平湯温泉群	平湯	山伏湯				F:	66
26		平湯	中村館	2	砂礫	tl	F: 154	63.8
27		平湯	平湯館				F:	63.3
28		平湯	たからの湯	165	平湯コンプレックス		F: 180	92.5
29		平湯	子宝湯				F:	46
30		平湯	(中村正蔵)	143	平湯コンプレックス		F: 58	95
31		平湯	中村館白湯				F:	51
32		平湯	天長の湯	72	平湯コンプレックス		120	96
33		平湯	湯上の湯				F:	79
34		平湯	中村館				F:	83
35		平湯	おぼこ原				F:	77
36		平湯	山の湯	61	平湯コンプレックス		P: 380	75.2
37		平湯	家上の湯	164	平湯コンプレックス		135	65
38		平湯	ターミナルの湯	107	平湯コンプレックス		300	64.6
39		平湯	神岡鉱業所	150	平湯コンプレックス		58	89
40	上高地	上高地	清水屋	1.5	砂礫/滝谷花崗閃緑岩		P: 20	46
41		上高地	温泉ホテル	1.5	砂礫/滝谷花崗閃緑岩		P: 60	43.4
42	中ノ湯・坂巻	中ノ湯	朴伝の湯		凝灰角礫岩	Tb	P: 30.4	55
43		中ノ湯	中の湯内湯		平湯コンプレックス	Hc	F: 145	63
44		中ノ湯	野天風呂1号		平湯コンプレックス	Hc	F: 12	73
45		坂巻	坂巻		沢渡コンプレックス	Sas	F: 60.5	75

Na mg/l	K mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	F mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	CO ₂ mg/l	H ₂ S mg/l	その他の組成 mg/l	pH ()内は室内
117.6	15.0	15.9	0.50	137.6	3.88	26.36	92.9	113.6	2.2	1.77		8.00
165.2	16.8	24.1	1.00	184.6	4.80	35.45	168.5	91.1	2.0	1.74		7.60
162.7	25.4	28.0	1.80	192.3	6.51	28.24	170.9	201.5	205.4	8.40		6.30
71.1	9.5	13.7	1.56	86.5	2.27	25.26	65.5	105.0	63.0	2.42		6.40
155.2	20.8	21.0	6.02	155.8	5.01	30.65	216.4	161.2	20.8	5.20		7.40
155.0	16.7	22.6	0.86	156.4	1.50	13.03	220.5	176.6	22.8	2.73		7.20
92.6	15.5	18.2	4.63	97.0	2.88	15.00	152.7	432.1	91.8	0.69		6.60
111.0	10.5	19.8	1.55	100.7	4.41	19.32	77.7	89.1	4.3	0.27		(8.00)
133.9	10.0	19.8	1.39	100.7	3.25	16.27	232.0	87.6	55.8	—		(7.00)
15.5	2.1	7.3	0.82	14.3	1.02	21.25	5.2	30.1	24.8	2.17		(5.70)
10.8	1.4	6.8	1.71	0.7	0.20	8.41	50.5	20.9	242.5	0.59		5.70
2.5	1.0	8.1	1.14	0.6	—	4.33	34.1	18.1	82.0	—		6.00
277.5	20.0	26.1	3.01	122.8	7.91	28.83	550.7	151.6	33.1	—		7.60
374.4	32.0	2.6	1.12	250.4	13.48	52.01	486.7	190.8	2.3	0.63		8.70
230.0	16.0	67.0	24.79	152.9	0.60	2.83	699.1	275.6	571.8	—		6.20
144.1	26.8	113.0	35.60	115.9	—	14.51	603.5	1.4	—	—		6.80
549.8	37.5	117.9	23.48	334.2	—	5.80	1474.0	179.0	83.6	—	NH ₄ =10.6	7.60
13.6	0.7	109.4	12.00	10.3	—	4.30	439.8	44.8	1606	—	Fe=12.4	5.60
14.5	3.4	73.6	25.10	69.2	—	21.32	247.7	48.9	2977	2.57	Fe=7.9	5.30
435.1	71.0	16.1	4.51	434.1	4.30	41.98	534.8	337.0	12.9	0.76		8.00
450.1	72.0	1.4	0.90	432.7	4.00	44.70	14.7	77.7	1.2	3.44		9.00
200.2	35.0	27.6	8.13	213.4	2.35	47.27	281.0	197.2	42.6	—	Fe=8.1	7.20
490.1	81.3	—	1.13	450.4	3.90	31.49	552.1	466.3	2.7	9.17		8.70
355.0	58.4	11.3	3.76	332.1	4.47	53.03	416.3	354.8	3.2	6.73		8.50
200.7	4.9	92.7	53.4	112.2	—	45.27	855.4	174.6	148.0	—	NH ₄ =4.26	(6.40)
217.7	29.5	59.5	15.37	198.8	1.00	26.01	514.7	76.7	494.7	2.30		6.40
205.2	30.0	54.8	12.55	189.5	0.80	26.40	469.0	25.9	282.0	0.79		6.60
462.6	71.0	2.7	3.70	480.5	3.00	71.04	425.1	262.1	6.4	6.57		8.20
72.1	3.2	65.1	24.92	159.8	—	13.59	234.9	95.9	572.0	—		6.20
530.2	84.0	4.2	6.96	380.4	2.00	72.16	840.2	76.8	20.2	13.86		8.00
100.2	6.9	63.6	18.75	152.6	—	11.52	294.3	105.5	313.8	—		6.40
500.2	104.0	3.7	1.49	583.9	1.12	65.37	358.9	77.8	2.8	9.12		8.50
198.0	3.4	68.3	9.18	205.1	—	27.16	397.2	73.5	335.0	—		6.80
167.2	11.9	47.1	15.29	273.3	—	29.63	172.7	95.9	240.2	0.78		7.20
180.7	5.9	112.2	18.78	137.4	—	14.81	672.1	79.3	45.0	0.33		6.40
280.2	35.0	58.9	15.05	259.1	1.12	77.05	469.9	79.2	9.0	0.03		8.10
220.0	39.0	136.3	45.98	172.7	—	174.80	788.2	155.1	93.7	0.51	NH ₄ =3.35	7.30
230.0	34.8	163.1	75.88	168.6	0.21	219.50	979.9	182.5	188.5	—		7.10
285.1	30.4	105.3	30.41	291.9	0.50	194.20	519.6	49.1	100.0	10.42	NH ₄ =3.87	7.10
60.1	4.4	20.4	0.40	24.8	—	67.30	102.3	79.1	7.3	—		7.20
55.5	3.7	12.1	0.30	28.3	—	63.60	59.8	48.9	6.8	—		7.20
95.2	43.9	124.2	53.55	187.9	—	142.80	515.1	157.5	204.4	—	Fe=11.2	7.50
82.0	14.4	18.1	3.20	67.5	—	32.50	144.4	83.9	75.9	2.20		7.00
145.3	1.7	31.8	6.68	78.7	—	161.40	189.9	145.5	1.7	1.47	NH ₄ =14.8	8.40
145.7	6.2	32.5	2.99	145.3	—	201.80	42.6	115.6	—	4.77		6.90

マタイトの一部に最大径2 cm の集合体として産し、周辺には数10 cm の範囲で赤褐色の変質部が認められた。上記2地域の産地はともに産出量が限られており、稼行の対象とはなり得ない。

XIII. 2 温泉及び地熱資源

本図幅地域内には多数の温泉が分布しており(第10表)、これらは以下のグループに大別される。

- (A) 新穂高温泉群
- (B) 新平湯温泉群
- (C) 平湯温泉群
- (D) 中ノ湯・坂巻温泉群
- (E) 上高地温泉群

なお、(A)、(B)を併せて奥飛驒温泉と称されている。泉質は、(A)、(D)、(E)で Na^+ 、 HCO_3^- 、 Cl^- を主成分とし溶存成分に乏しい単純泉が、(B)、(C)では Na^+ 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 、 Cl^- を主成分とする重曹泉がそれぞれ卓越し、全体として SO_4^{2-} 成分に乏しい。付随ガスとして CO_2 を伴うことが多く、一部では H_2S を伴う。一宝水(新平湯温泉群)では、一時期 CO_2 が採取されていた。これらの温泉はいずれも焼岳火山などの第四紀火山の近傍に位置しており、熱源は火山活動と直接結びついている可能性が高い。なお、新穂高-中尾周辺の温泉の成因は、焼岳南方の集水域(細池・安房平などの凹地)から浸透した天水が、焼岳直下の熱源により加熱され、さらに裂け目を通じて北方に供給されていることによるという、大胆なモデルが提案されている(IRIYAMA, 1981)。

蒸気泉や高温の温泉が分布する上宝村中尾と一重ヶ根-貝塩地区においては、地熱資源探査のための各種調査や調査坑の掘削が行われた(日本地熱開発促進センター, 1979, 1980)。掘削された調査坑は、いずれも著しく大きな増温率を示し、最高温度で 192°C (中尾地区54-NK-1号井)に達したが、掘削地点の多くが割れ目に乏しい高温乾燥岩体の状態にあり蒸気・熱水の噴出には至っていない。そのため最近では、火山高温岩体による発電のための試験研究(主として水圧破碎による人工的な熱水循環系の形成手法の研究)が行われた。

なお、地熱資源探査過程で、本図幅地域内には右俣谷下流部、中尾、平湯、中ノ湯周辺など熱水変質地帯が数ヶ所にわたって見いだされている。さらに本研究調査により、右俣谷から奥丸山を経て水鉛谷に至る地域と、安房平南西のワサビ谷上流にはそれぞれ広範囲な熱水変質地帯が見いだされた。

文 献

- 足立 守(1977) 美濃帯の中生代タービタ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.
- ADACHI, M. (1976) Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 23-24, p. 13-55.
- 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.
- 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. 178, p. 39-49.
- BANNO, S. (1958) Glaucofane schists and associated rocks in the Omi district, Japan. *Japan Jour. Geol. Geograph.*, vol. 29, p. 29-44.
- 地質調査所 (1975) 全国地熱基礎調査報告書. no. 15, 焼岳, 170p.
- (1978) 地球科学的試料の化学分析法 2. 地質調査所化学分析法, no. 51, p. 269-619.
- 第四紀地殻変動グループ (1968) 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, vol. 7, p. 182-187.
- 藤井昭二・沢田豊明・武沢 正 (1974) 焼岳火山の中尾火砕流堆積物とそれらの放射性炭素年代. 第四紀研究, vol. 13, p. 1-5.
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義 (1962) 飛騨山地の上部古生界について. 飛騨山地の研究, p. 44-70.
- 藤岡 毅 (1985a) 北アルプス南西部, 蒲田川周辺の堆積段丘と地形 (MS.).
- (1985b) 北アルプス南西部蒲田川周辺の堆積段丘. 地理学会予稿集, vol. 27, p. 92-93.
- 福地古生層研究グループ (1973) 福地層群(デボン系)の四射サンゴ *Rhizophyllum* 産出について. 地質学雑誌, vol. 79, p. 423-424.
- 古谷 裕 (1981) 岐阜県福地の古生代中期放散虫化石. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨, p. 180.
- (1985) 岐阜県福地の古生代放散虫化石(その2). 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, p. 193.
- ・西山寛志 (1980) 岐阜県福地の古生代放散虫化石. 日本地質学会第 87 年学術大会講演要旨, p. 135.
- FURUTANI, H. (1989, in press) Middle Paleozoic radiolarians from Fukuji area, Gifu Prefecture, Central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.37.
- HAMADA, T. (1959a) Discovery of a Devonian Ostracod in the Fukuji district, Gifu prefecture, west Japan. *Japan Jour. Geol. Geograph.*, vol. 30, p. 39-51.
- (1959b) On the taxonomic position of *Favosites hidensis* and its Devonian age. *Ibid.*, 30, p. 201-213.
- 原山 智 (1975a) 北アルプス, 笠ヶ岳・穂高岳地域の白亜紀火山岩類及び深成岩類. 東京教育大学理学部卒業論文 (MS.).
- (1975b) 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.
- HARAYAMA, S. (1978) Kasagatake Rhyolite ; Late Cretaceous volcanism in the Northern Japan Alps and its related plutonism. *M.A. thesis of Kyoto Univ.* (MS.).
- 原山 智 (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.

- 原山 智 (1983) 北アルプス, 笠ヶ岳コールドロンにおける火成活動. 日本地質学会第90年学術大会総合討論会資料, 環状累帯深成岩と輪状火成岩の分化と貫入, p. 37-43.
- (1984) 高山市東方の上宝火砕流堆積物に見いだされた Magma mixing の一例 (演旨). 火山, 第2集, vol. 29, p. 337.
- (1987) 中部地方中期更新世における co-ignimbrite air fall tephra と給源火道の対比—いわゆる“クリスタル・アッシュ”の給源— (演旨). 火山, 第2集, vol. 32, p. 370.
- (1989) 北アルプス, 笠ヶ岳・穂高岳地域における白亜紀-古第三紀火山活動—とくに同一地域における陥没様式の時代的変遷について—. 地団研専報, no. 36, p. 15-20.
- ・笠原芳雄 (1987) 飛騨地方における更新世中期大規模火砕流の噴出源. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨集, p. 419.
- ・小井土由光 (1988) 3.1 内帯の白亜紀-古第三紀火成岩類概説. 日本の地質, 中部地方Ⅱ, 共立出版, 東京, p. 77-81.
- ・———・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫 (1985) 中部地方における白亜紀-古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, vol. 39, no. 5, p. 345-357.
- ・鈴木達郎 (1984) 濃飛流紋岩に関するフィッシュオントラック年代. 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.
- 服部富雄・大津秀夫 (1952) 岐阜県笠ヶ岳鉱山鉛・亜鉛鉱床調査報告. 地調月報, vol. 3, p. 233-241.
- 広井美邦 (1978) 飛騨変成帯宇奈月地域の地質. 地質学雑誌, vol. 84, p. 521-530.
- HIROI, Y. (1981) Subdivision of the Hida metamorphic complex, Central Japan and its bearing on the geology of the For East in Pre-sea of Japan time. *Tectonophysics*, vol. 76, p. 317-333.
- 広島俊夫・駒澤正夫 (1989) ブーグ異常図編集, 20 万分の1 地質図「高山」.
- 猪郷久義 (1955) 福地地方の石炭系 (演旨). 地質学雑誌, vol. 61, p. 306.
- (1956) 飛騨山地福地付近の石炭系および二畳系, 特の一の谷層群の紡錘虫化石帯について. 地質学雑誌, vol. 62, p. 217-240.
- (1961) 一ノ谷層 (石炭系) に認められた非整合と礫土質頁岩について. 地質学雑誌, vol. 67, p. 261-273.
- IGO, H. (1978) The Carboniferous in Chubu Province. in Committee for the Carboniferous Lexicon of Japan, eds., *The Carboniferous Lexicon of Japan*, 15-18. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 258, p. 18-21.
- 猪郷久義・安達修子 (1981a) 岐阜県吉城群上宝村福地付近の古生界研究の現状と問題点. 地学雑誌, vol. 90, p. 336-345.
- IGO, H. and ADACHI, S. (1981b) Foraminiferal biostratigraphy of the Ichinotani Formation (Carboniferous-permian), Hida Massif, Central Japan Part 1—Some foraminiferas from the upper part of the Lower Member of the Ichinotani Formation. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sect.*, no.2, p. 101-118.

- IGO, H. ADACHI, S. FURUTANI, H. and NISHIYAMA, H. (1980) Ordovician fossils first discovered in Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 56, Ser. B, p. 499-503.
- , KOIKE, T. and IGO, H. (1975) On the base of the Devonian System in Japan. *Proc. Japan Acad.*, 51, (81), p. 653-658.
- 飯島南海夫・塩川グループ (1967) 東北信州におけるローム層の問題点. 第四紀, no. 11, p. 39-49.
- IRIYAMA, J. (1981) Thermal structure of the Yakedake volcano, Japan : Karukaya and Takara geothermal areas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 10, p. 299-308.
- 磯 望・山川克己・米澤 宏・松原敏子 (1980) 岐阜県高原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度. 地理学評論, vol. 53, p. 699-720.
- 磯見 博・野沢 保 (1957) 五万分の1地質図幅「船津」及び同説明書. 地質調査所, 43p.
- 五百沢智也 (1962) 槍・穂高連峰付近の最低位堆積堤について. 地理評, vol. 35, p. 48-49.
- (1966) 日本の氷河地形. 地理, vol. 11, p. 24-30.
- 一色直記 (1962) 焼岳の爆発. 地質ニュース, no. 97, p. 20-22.
- 伊藤真人 (1982) 北アルプス南部, 蒲田川, 右俣谷の氷河地形. 地学雑誌, vol. 91, p. 88-103.
- 岩野英樹・広岡公夫・中島正志 (1989) 岐阜県北部に分布する白亜紀-古第三紀火成岩類のFT年代. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 511.
- 梶田澄雄・石原哲弥 (1977) 高山市付近の第四系について. 地質学論集, no. 14, p. 151-159.
- 亀井節夫 (1949) 飛驒古生層のある礫岩層. 鉱物と地質, vol. 3, p. 18.
- KAMEI, T. (1952) The stratigraphy of Paleozoic rocks of the Fukuji district, the southern part of the Hida mountainland. *Jour. Fac. Lib. Art. Sci, Shinshu Univ.*, vol. 2, p. 43-74.
- (1955a) Classification of the Fukuji formation (Silurian) on the basis of Favosites with description of some Favosites. *Ibid.*, vol. 5, p. 39-63.
- 亀井節夫 (1955b) “ひだ外縁構造帯”について. 飛驒山地の地質研究連絡誌, no. 7, p. 10-11.
- (1956) 南安曇郡の古生層. 安曇郡誌改訂版, p. 45-81, 南安曇郡誌改訂編集会.
- KAMEI, T. (1961) Notes on Japanese middle Devonian. *Chikyu Kagaku (Earth Science)*, no. 56, p. 1-10.
- 亀井節夫 (1962) 飛驒山地のデヴォン系について, 飛驒山地の地質研究. 飛驒山地の地質研究会, p. 33-43.
- ・猪郷久義 (1955) 福地層群 (ゴトランド系) より三葉虫 *Cheirurus sterenbergi* BOEK の発見. 地質学雑誌, vol. 61, p. 457.
- 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. 火山, 第2集, vol. 21, p. 127-128.
- 加納 博 (1960) Maturity からみた大谷礫岩と沢渡礫岩-含花崗岩質礫岩の研究 (その10)-. 地質学雑誌, vol. 67, p. 350-359.
- 狩野謙一 (1975) 長野県, 北部木曾-梓川地域の上部古-中生層の層序. 地質学雑誌, vol. 81, no. 5, p. 285-300.

- 笠原芳雄 (1979) 大雨見山層群の地質—飛騨外縁帯における白亜紀末期酸性火山作用—。地質学論集, no. 17, p. 177-186.
- 笠原芳雄・原山 智 (1985) 岐阜県高原川流域における飛騨外縁帯の地質 (概報)。岐阜県博物館調査報告, no. 6, p. 17-22.
- KASE, T., HAMADA, T. and NIHO, S. (1987) First record of a hyalith (Paleozoic Mollusca) from Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo*, ser. C, vol. 13, p. 29-34.
- , NISHIDA, T. and NIHO, S. (1985) *Biotremus fukusiensis*, n. sp. from Fukuji, Gifu Prefecture. First recorded Devonian gastropod from Japan. *Mem. Natn. Sci. Mus. Tokyo*, vol. 18, p. 29-34.
- 加藤碩一・佐藤岱生 (1983) 信濃池田地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 93p.
- 加藤 誠 (1959a) 福地一の谷における石炭紀珊瑚化石の産出層準について。地質学雑誌, vol. 65, p. 561-562.
- KATO, M. (1959b) Some Carboniferous rugose corals from the Ichinotani formation, Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, (4), 10, p. 263-287.
- and NIHKAWA, I. (1977) *Kueichouphyllum* from central Japan. *Chikyu Kagaku (Earth Science)*, vol. 31, p. 243-249.
- 加藤鉄之助 (1910) 硫黄岳火山地質調査概報。震災予防調査会報告, no. 66, p. 1-8.
- (1912a) 硫黄岳 (焼岳) 噴火事項調査報告。震災予防調査会報告, no. 75, p. 1-26.
- (1912b) 硫黄岳 (焼岳) 火山地質調査報告。震災予防調査会報告, no. 75, p. 27-73.
- 河内晋平・小林武彦 (1966) 焼岳火山・中堀泥流の¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代—。地球科学, vol. 20, p. 42-43.
- ・——— ・酒井助太郎・坂上英樹 (1965) 焼岳火山地質調査第一回中間報告神通川水系砂防調査報告書 (第三回)。建設省北陸地方建設局神通川水系砂防工事事務所, p. 3-29.
- ・三村弘二 (1988) 焼岳周辺の第四紀堆積物の¹⁴C年代。地調月報, vol. 39, p. 601-606.
- 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.
- 河合正虎 (1961) 飛騨高原東部における後期中生代の地殻変動。地調月報, vol. 12, p. 903-920.
- 小林国夫 (1955) 槍ヶ岳結晶片岩。日本アルプスの自然, 築地書館, 東京, p. 42-44.
- (1967) 信州ロームと第四紀編年の現状。第四紀, no. 11, p. 3-14.
- 小林武彦 (1975) 大町テフラ層と立山火山構成物との関係。日本第四紀学会講演要旨集, no. 4, p. 3.
- 小林貞一 (1951) 白山をめぐる地域の地質—特に手取統について—。石川県土木部計画課。
- KOBAYASHI, T. and HAMADA, T. (1974) Silurian trilobites of Japan, in comparison with Asian, Pacific and other faunas. *Paleont. Soc. Japan, Sp. Paper*, no. 18, 155p.
- and IGO, H. (1956) On the occurrence of *Crotalocephalus*, Devonian trilobites in Hida, west Japan. *Japan Jour. Geol. Geogr.*, vol. 27, p. 143-155.
- 小平孝雄 (1932) 焼岳の最近の活動。火山, 第 1 集, vol. 1, p. 52-64.
- 小池一之 (1978) 高原川・神通川にみられる段丘の分布とその形成過程。駒沢地理, no. 3, p. 29-53.
- 小泉 斉・懸川重雄 (1970) 岐阜県吉城郡上宝村福地の新産デボン紀三葉虫。地球科学, vol. 24, p.

182-187.

- 小室裕明・藤田至則 (1980) グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構. 地質学雑誌, vol. 86, p. 327-340.
- 河野芳輝・金井伸二・和田博夫・溝上 恵・藤井 巖 (1985) 飛驒山脈下を伝わる地震波の異常な減衰とその原因 (演旨). 火山, 第2集, vol. 30, p. 114.
- KONO, Y., HIBI, T., KUBO, M., MICHIGAMI, O., SHIBUYA, K., SUNAMI, M., SUZUKI, K. and FURUSE, N. (1982a) Gravity anomaly over the northern part of the Central Japan. (1) *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 27, p. 71-83.
- , —————, —————, —————, —————, —————, ————— (1982b) Gravity anomaly over the northern part of Central Japan (2). *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol. 27, p. 177-186.
- 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.
- 桑野幸夫 (1986) 福地層の地質年代. 国立科博専報, vol. 19, p. 67-70.
- KUWANO, Y. (1987) Early Devonian conodonts and Ostracodes from central Japan. *Bull. Natm. Sci. Mus., Tokyo*, ser. C, vol. 13, p. 77-105.
- 町田 洋 (1979) 信濃川上流と姫川の自然と歴史. 松本砂防工事事務所のあゆみ, p. 1-76.
- 前田四郎 (1958) 飛驒山地の手取層群の層序と構造. 地質学雑誌, vol. 64, p. 388-398.
- 升田健蔵 (1985) 飛驒地方高原火山岩類の岩石学的研究. 金沢大学理学研究科修士論文 (MS.).
- 松本盆地団研グループ (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.
- 松本盆地団体研究グループ・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, no. 19, p. 57-71.
- 湊 正雄 (1950) 所謂村上礫岩の層位学的意義. 鉱物と地質, vol. 3, p. 234-293.
- MINATO, M. and KATO, M. (1957) On the Carboniferous coral zones at Fukuji, Gifu prefecture, central Japan. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 33, p. 547-552.
- 水谷義彦・秋山伸一・木村美紀夫・日下部 実・佐竹 洋・臼井和人・前田伊通子 (1983) 岐阜県中尾地域の地熱調査井54-NK-1における岩石変質と変質鉱物の同位体地球化学. 日本地熱学会誌, vol. 5, p. 121-138.
- MURAI, I. (1962) A brief note on the eruption of the Yake-dake Volcano of June 17, 1962. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 40, p. 805-814.
- 中井 均 (1984) 岐阜県一重ヶ根のシルル系について. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 223.
- 中水 勝・岡田昌治・山崎哲夫・小松正幸 (1989) 飛驒外縁帯, 青海-蓮華メランジの変成岩類. 地質学論集, no. 33, p. 21-35.
- 中野 俊 (1984) 乗鞍火山の地質と岩石. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 362,
- (1989) 北アルプス, 鷲羽・雲ノ平火山の地質. 火山, 第2集, vol. 34, p. 197-212.
- 中島英輔・畑中博文 (1981) 安房トンネルの地質調査について. 土と岩, no. 29, p. 4-11.
- (財)日本地熱資源開発促進センター (1979) 発電用地熱開発環境調査報告書. no. 4, 貝塩地区.

- (財)日本地熱資源開発促進センター(1980) 地熱開発基礎調査報告書. no. 16, 中尾, そのII.
- 新川 公(1980) 岐阜県吉城郡上宝村福地地域の地質と化石層序. 地質学雑誌, vol. 86, p. 25-36.
- 児子修司・浜田隆士(1987) デボン紀福地層より産出した*Receptaculitid*とその分類上の位置(演旨). 日本古生物学会 1987 年年会講演予稿集, p. 27.
- ・西田民雄(1986) デボン紀福地層より産出した*Spyroceras (Orthocerida)*について(演旨). 日本古生物学会 1986 年年会講演予稿集, p. 74.
- ・山北 聡・大藤 茂・柳井修一・浜田隆士(1987) 飛騨外縁帯福地地域の水屋ヶ谷層より産出したペルム紀放射虫化石とその意義. 地質学雑誌, vol. 93, p. 431-433.
- 仁科良夫(1982) クリスタル・アッシュの分布と起源をもとめて. 信濃教育, 第1140号, p. 1-9.
- 野田勢次郎・佐藤藤蔵(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.
- 野沢 保・磯見 博(1956) 船津付近で見られるひだ変成岩と, 船津花崗変成岩と, 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.
- ・河井政治・遠藤祐神・奥村 潔(1970) 日本アルプス笠ヶ岳地域の地質報告. 地調月報, vol. 21, p. 603-608.
- OANA, S. (1939) Geochemische Untersuchungen der Vulkane in Japan. XVIII. Dichtemessungen des durch Kondensation von Fumarolendampf erhaltenen Wassers. *Bull. Chem. Soc. Japan*, vol. 14, p. 279-283.
- (1942) Geochemische Untersuchungen der Vulkane in Japan. XXV. Dichtemessungen des Wassers aus Fumarolen von dem Vulkane Yakedake. II. *Bull. Chem. Soc. Japan*, vol. 17, p. 302-304.
- OHNO, T. (1977) Lower Devonian brachiopods from the Fukuji formation, central Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ. (Geol. & Mineral)*, vol. 44, p. 79-126.
- 岡本隆一・畑中博文(1981) 安房トンネルの地熱調査・応用地質, vol. 22, p. 208-216.
- OKAZAKI, Y. (1974) Devonian trilobites from the Fukuji formation in the Hida massif, central Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ. (Geol. & Mineral)*, vol. 40, p. 84-94.
- 沖村雄二・児子修司・西田民雄(1984) 飛騨外縁帯福地地域のペルム系水屋ヶ谷層より *micelinoceratine nautiloids (Orthocerida)* および無孔性石灰質殻有孔虫群集の発見. 地質学雑誌, vol. 90, no. 3, p. 211-214.
- 大倉正敏・後藤仁敏(1988) 岐阜県上宝村福地の福地層群(デボン系)より発見された板皮類の皮甲化石について(演旨). 日本古生物学会第137回例会講演, p. 43.
- 小野有五(1984) 土石流と気候段丘—その問題点について. 地形, vol. 27, p. 80-81.
- 小坂丈予(1961) 焼岳火山の噴気孔周辺における変朽現象について. 火山, 第2集, vol. 5, p. 145-153.
- ・小沢竹二郎(1966) 1962年焼岳活動の噴出物とその噴火様式について. 火山, 第2集, vol. 11, p. 17-29.
- 大塚 勉(1985) 長野県美濃帯北東部の中・古生界. 地質学雑誌, vol. 91, p. 583-598.
- (1986) 長野県美濃帯および領家帯弱変成部の変形様式. 大阪徹化石研究会誌特別号, no. 7, p. 187-196.

- OTSUKA, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 31, p. 63-122.
- 大塚 勉 (1989) 美濃帯付加コンプレックスとその形成. 構造地質, no. 34, p. 37-46.
- 大塚寅雄・高田康秀・朽名重治 (1957) 第3部岐阜県吉城郡上宝村黒谷付近および栴尾付近の滑石鉾床調査報告. 岐阜県地下資源調査報告書, no. 5, p. 15-20.
- 斎藤尚人・塩野敏昭・三谷 豊 (1984) 高山市東方の高原火山岩類と第四系について. 地質学雑誌, vol. 90, p. 371-382.
- 佐藤岱生 (1983) 餓鬼岳-常念岳-有明山地域の花崗岩類. MAGMA, no. 67, p. 37-44.
- SEKI, Y. (1959) Petrological Studies on the Circum-Hida Crystalline Schists I Crystalline schists in the Gamata and Naradani district, Gifu Prefecture. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, ser. B, vol. 3, p. 209-220.
- 柴田秀賢・木村達明 (1958) 槍ヶ岳・穂高連峰附近の地質と岩石-日本北アルプスの地質と岩石(その2)-. 地質学雑誌, vol. 64, no. 758, p. 561-566.
- 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 時代. 地球科学, vol. 31, p. 15-18.
- 式 正英 (1974) 中央日本の山地における洪積世氷期の堆積段丘. 第四紀研究, vol. 12, p. 203-210.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸 (1988) 両白-飛驒山地に分布する鮮新-更新世火山岩の K-Ar 年代. 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, no. 14, p. 1-36.
- SMITH, R. L. (1960) Ash flows. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, p. 795-842.
- 相馬恒雄・南 裕行・丸山茂徳・笹倉嘉人 (1985) 飛驒外縁帯蒲田地域の地質. 総合研究上越帯・足尾帯研究報告, no. 2, p. 169-174.
- 杉浦 孜・水谷義彦 (1978) 焼岳における噴気ガスの同位体および化学組成の変化. 火山, 第2集, vol. 23, p. 241-248.
- 杉山敏郎 (1941) 日本および支那のゴトランド系の対比の一試案, I. II. III. 地質学雑誌, vol. 48, p. 310-317, 414-426, 543-552.
- 鈴木盛久・中沢伸治・刑部哲也 (1989) 飛驒帯の造構発達史-変成履歴と後期石炭紀~三畳紀変動について-. 地質学論集, no. 33, p. 1-10.
- 田中邦雄・小林国夫・亀井節夫 (1952) 沢渡礫岩の層位的位置. 信州大学教育学部研究論集, no. 2, p. 108-116.
- 棚瀬充史 (1982) 奥美濃酸性岩類-両白山地における白亜紀火成作用-. 地質学雑誌, vol. 88, p. 271-288.
- 丹治耕吉・山田直利・斎藤友三郎 (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.
- 茅原一也・小松正幸 (1982) 飛驒外縁帯(特に青海-蓮華帯)及び上越帯に関する諸問題. 地質学論集, no. 21, p. 101-116.
- 宇井忠英・竹内正典 (1987) 溶岩円頂丘の崩壊により発生する岩屑流(演旨). 火山, 第2集, vol. 32, p. 151.

- 牛丸周太郎(1969) 乗鞍火山の地形・地質. 日本自然保護協会調査報告, no. 36, p. 21-48.
- 渡辺千代子(1968) 高原川上・中流域の段丘地形. 東京都立大学理学部修士論文(MS.).
- 山田一雄・山野秀一(1981a) 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 A「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, p. 105-108.
- 山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋(1985a) 高山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 111p.
- ・加藤碩一・小野晃司・岩田 修(1985b) 北アルプス周辺地域の鮮新世-更新世珪長質火山岩類のK-Ar年代. 地調月報, vol. 36, p. 539-549.
- ・小林武彦(1988) 御獄山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.
- ・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一(1989) 20万分の1地質図幅「高山」. 地質調査所.
- ・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. 3-19, 22-25, 地質調査所.
- YAMADA, T. (1963) Report of the 1962 activity of Yakedake volcano, central Japan. *Jour. Fac. Liberal Arts and Sci., Shinshu Univ.*, no. 12, p. 47-68.
- 山田哲雄(1984) I 上高地の地形・地質. 環境庁中部山岳国立公園事務所監修, 上高地の自然, 上高地自然教室, 安曇村, p. 5-18.
- YAMASAKI, F., HAMADA, C. and HAMADA, T. (1977) Riken natural radiocarbonic measurements IX. *Radiocarbon*, vol. 19, p. 62-95.
- 矢野勝正・藤井昭二・沢田豊明(1969) 蒲田川流域の地形・地質学的特性に関する研究(2)-蒲田川流域の地質学的特性について-. 京都大学防災研究所年報, no. 12B, p. 295-309.
- 八尾 昭・松岡 篤(1981) 美濃帯犬山地域のジュラ紀放射散虫 *Unuma echinatus* 群集. 日本地質学会関西支部報, vol. 90, p. 5-6.

付 記

1. 化学分析試料の岩石記載

- ① 軽石含有流紋岩凝灰岩 (吉城層) (第Ⅶ-2 図版)
：上宝村福地一の谷, 標高 1,070 m (GSJ R49842 ; KH10)
緑灰色で弱い成層構造を示す結晶凝灰岩
基質には, ガラス片が多量に含まれる
- ② 細粒凝灰質シルト岩 (沢渡コンプレックス)
：安曇村霞沢, 標高 1,170 m (GSJ R49843 ; KH173)
成層構造を示す淡緑灰色緻密な珪長質凝灰質岩層の内の細粒部
- 3 灰色珪質泥岩 (島々コンプレックス)
：安曇村島島谷南沢, 北沢合流点 (松本図幅地域内) (GSJ R49844 ; KH40)
帯紫灰色もしくは灰褐色を示す成層した珪質泥岩
- ④ 中粒黒雲母角閃石トーナル岩 (洞谷トーナル岩)
：上宝村洞谷, 標高 1,000 m (GSJ R12857 ; 740717-4)
塊状均質で包有岩に乏しいトーナル岩で, 色指数は 21.
構成鉱物: 斜長石 ≒ 石英 > 角閃石 ≒ 黒雲母 > カリ長石・鉄鉱物
- ⑤ 中粒黒雲母単斜輝石斜方輝石閃緑岩
：上宝村小鍋谷林道, 標高 1,490 m (GSJ R49845, 761023-8)
構成鉱物: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・石英・カリ長石・鉄鉱物
- ⑥ 中粒黒雲母角閃石閃緑岩
：⑤と同地点 (GSJ R49846, 761023-10)
熱変成により再結晶化顕著な部分
構成鉱物: 斜長石・角閃石・黒雲母・石英・カリ長石・鉄鉱物
苦鉄質鉱物はアクチノ閃石と黒雲母の集合体に再結晶している。
- ⑦ 黒雲母含有流紋岩 (笠谷層上部溶岩)
上宝村新穂高蒲田川左俣谷右岸, 標高 1,165 m (GSJ R12445, 740516-2)
流理構造を示す暗灰色緻密な流紋岩で, 斑晶量は 1.6 容量%
斑晶: 斜長石・石英・黒雲母 (オパサイト化)
石基: 隠微晶質で微球顆構造を示す
- ⑧ 黒雲母含有流紋岩 (笠谷層溶岩) (第Ⅷ図版-1)
：上宝村下佐谷, 標高 1,430 m (GSJ R49847, 77.916-4)
流理構造の発達した流紋岩溶岩で, 斑晶量は 1.9 容量%
斑晶: 斜長石・黒雲母 (オパサイト化) を含む
石基: 隠微晶質で微球顆構造が発達する
- ⑨ 黒雲母含有流紋岩 (笠谷層上部溶岩)
：上宝村小糸谷左岸枝沢, 標高 1,500 m (GSJ R49848, 77.513-3)
帯紫灰色塊状緻密な溶岩で, 斑晶量は 6 容量%
斑晶: 斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母 (オパサイト化) を含む
石基: 隠微晶質で微球顆構造が発達する
- ⑩ 黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (穴毛谷層)
：上宝村抜戸岳北西, 標高 2,585 m (槍ヶ岳図幅地域内) (GSJ R49849, 76.918-5)
緑灰色基質中に結晶片を多数含む溶結凝灰岩
結晶片: 石英・斜長石・サニデイン・角閃石・黒雲母
基質: 脱ハリにより隠微晶質の石英・長石などの集合体となっている。ガラス片の変形によるユータキサイト組織が残存
- ⑪ 黒雲母輝石 (?) 角閃石流紋岩

- ：上宝村左俣谷林道，標高 1,550 m (GSJ R49850, IIIe)
 溶結凝灰岩中の大型 (40 × 20 cm) 本質レンズ (穴毛谷層)
 斑晶鉱物：石英・斜長石・アルカリ長石・角閃石と変質した輝石(?)および黒雲母
 石基：縞状構造を示し隠微晶質
- ⑫ 黒雲母角閃石輝石流紋デイサイト
 ：上宝村笠ヶ岳山頂，標高 2,997.5 m (GSJ R49851, 730827-1E)
 溶結凝灰岩中の大型 (20 × 5 cm) 本質レンズ (笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層)
 斑晶鉱物：斜長石・石英・アルカリ長石・輝石
 石基：隠微晶質
- ⑬ 黒雲母角閃石含有鉄普通輝石鉄紫蘇輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩 (笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層)
 ：上宝村笠ヶ岳山莊北，小笠山頂，標高 2,830 m (GSJ R49852, 76.921-6) (第IX-1 図版)
 結晶片：斜長石・石英・サニディン・苦鉄質鉱物などを約 50 容量%含む。本質レンズを多数含む
 基質：脱ハリにより隠微晶質な石英・長石などの集合体となっている。ガラス片の変形によるユ
 ータキサイト組織が残存
- ⑭ 斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (環状岩脈) (第IX-3 図版)
 ：上宝村割谷，標高 1,330 m (GSJ R49853, 75.515-1a)
 粗粒斑状結晶 (斜長石・石英・アルカリ長石) の間をやや細粒な結晶が充填する。R49854 に比べ
 斑状組織が不明瞭
- 15 鉄普通輝石黒雲母斜方輝石花崗斑岩 (環状岩脈) (第IX-2 図版)
 ：上宝村大ノマ沢，標高 2,150 m (槍ヶ岳図幅地域内) (GSJ R49854, 791126-3)
 細粒等粒状石基中に石英・斜長石・アルカリ長石・苦鉄質鉱物の斑晶を含む
- 16 中粒黒雲母花崗岩 (奥丸沢花崗岩) (第X-2 図版)
 ：上宝村蒲田川左俣谷支沢水鉛谷，標高 1,780 m (槍ヶ岳図幅地域内) (GSJ R49855, 801108-3)
 構成鉱物：斜長石 > カリ長石 > 石英 > 黒雲母。色指数 5
- ⑰ 粗粒黒雲母花崗岩 (奥又白花崗岩)
 ：安曇村梓川支流赤怒谷，標高 1,350 m (74092207)
 構成鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母
- ⑱ 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶結凝灰岩 (前穂高岳溶結凝灰岩層) (第XI-1 図版)
 ：奥穂高岳山頂，標高 3,190 m (GSJ R12789, 730822-4)
 斜長石・輝石・石英などの結晶片を約 60 容量%含む
- ⑲ 石英含有普通輝石紫蘇輝石閃緑斑岩 (第XI-2 図版)
 ：上宝村中岳西方，標高 2,420 m (GSJ R49856)
 細粒石基中に斜長石・輝石などの斑晶を含む。近接する滝谷花崗閃緑岩による熱変成作用のため
 苦鉄質鉱物の大部分がアクチノ閃石・黒雲母の集合体に変化している
- ⑳ 中粒弱斑状黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (滝谷花崗閃緑岩)
 ：上宝村白出沢，標高 1,890 m (GSJ R49857, 791022-7)
 やや粗粒な斜長石結晶を含み弱斑状組織を示す
 構成鉱物：斜長石 > 石英 > カリ長石 > 角閃石 > 黒雲母。色指数 22
- ㉑ 中粒斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (滝谷花崗閃緑岩)
 ：上宝村白出沢右岸，標高 1,550 m (GSJ R49858, 74.703-1M)
 構成鉱物：斜長石 > 石英 > カリ長石 > 黒雲母 > 角閃石。色指数 9
- ㉒ 中粒弱斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (滝谷花崗閃緑岩) (第XII-2 図版)
 ：上宝村滝谷左岸，標高 1,790 m (GSJ R49859, 741021-5)
 構成鉱物：斜長石 > 石英 > カリ長石 > 黒雲母 > 角閃石。色指数 12
- ㉓ 中粒黒雲母花崗岩 (滝谷花崗閃緑岩) : No. ㉒ の試料と同地点 (GSJ R49860, 740703-1K)
 構成鉱物：斜長石 > 石英 > カリ長石 > 黒雲母。色指数 6
- ㉔ 斑状黒雲母花崗岩 (滝谷花崗閃緑岩) (第XII-1 図版)
 ：上宝村白出沢支流西穂沢右岸，標高 1,950 m (GSJ R49861, 79.60901)
 斑状結晶として石英・斜長石・黒雲母を含む。色指数 6

- ②⑤ 紫蘇輝石角閃石黒雲母デイサイト溶結凝灰岩
安曇村焼岳小屋南東登山道沿い，標高 1,980 m(中野 俊採取) (GSJ R49862, YK08a)
灰色塊状で結晶片に富んだ溶結凝灰岩
- ②⑥ 石英普通輝石含有黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩(白谷山火山) (第Ⅳ図版-2)
：上宝村白谷左岸，標高 1,325 m(中野 俊採取) (GSJ R49863, YK305)
斜長石・角閃石の粗粒斑晶(5-10 mm)の目だつ，凝灰色でやや発泡した溶岩
斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・黒雲母・普通輝石・鉄鉱物
石基：ガラス，紫蘇輝石，普通輝石，鉄鉱物
- ②⑦ 普通輝石紫蘇輝石角閃石黒雲母デイサイト(岩坪谷溶岩)
：上宝村岩坪谷左岸，標高 1,120 m(升田健蔵採取) (GSJ R49864, KH414, KM83112001)
斑晶：斜長石・紫蘇輝石・角閃石・黒雲母・普通輝石・鉄鉱物，角閃石と黒雲母の一部はオバサイト化している
石基：ガラス，斜長石，輝石
- ②⑧ 黒雲母かんらん石含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩(大棚溶岩) (第Ⅳ図版-3)
：上宝村岩坪谷左岸，標高 1,350 m(升田健蔵採取) (GSJ R49865, KH416, KM83112202)
大棚北側の崖，柱状節理の発達する溶岩層の最下部
斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石(オバサイト化)・かんらん石・黒雲母
石基：隠微晶質な組織を示し，淡色部分のなかにパッチ状に褐色を帯びた濃色部が含まれる．斜長石・普通輝石の微晶が散在する
- ②⑨ 角閃石黒雲母紫蘇輝石普通輝石安山岩(大棚溶岩)
：上宝村餌掛谷右岸，標高 1,440 m(升田健蔵採取) (GSJ R49866, KH412, KM83112103)
大棚の南の崖，柱状節理の発達する溶岩層の最下部
斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石(オバサイト化)・かんらん石・黒雲母
石基：ガラス，斜長石，輝石
- ③⑩ 黒雲母角閃石普通輝石かんらん石紫蘇輝石安山岩(黒谷溶岩)
：上宝村足洗谷支流黒谷右岸，標高 1,470 m(中野 俊採取) (GSJ R49867, YK301)
超苦鉄質岩を不整合に覆う溶岩の最下部．灰色塊状でやや多孔質
斑晶：斜長石・紫蘇輝石・かんらん石・普通輝石・角閃石(オバサイト化)・黒雲母・鉄鉱物
石基：斜長石，ガラス，輝石，鉄鉱物
- ③⑪ 黒雲母角閃石普通輝石かんらん石紫蘇輝石安山岩(黒谷溶岩)
：上宝村足洗谷支流黒谷右岸，標高 1,470 m 地点の崖からの落石(中野 俊採取) (GSJ R49868, YK302)
灰色塊状緻密な溶岩．灰褐色のいわゆる同源捕獲岩を含む
斑晶：斜長石・紫蘇輝石・かんらん石・普通輝石・角閃石(オバサイト化)・黒雲母(オバサイト化)・鉄鉱物
石基：斜長石，ガラス，輝石，鉄鉱物
- ③⑫ 黒雲母かんらん石普通輝石角閃石紫蘇輝石安山岩(黒谷溶岩)
：上宝村足洗谷支流白水谷左岸，標高 1,440 m(中野 俊採取) (GSJ R49869, YK303)
新鮮な角閃石を含み，黒谷溶岩の一般的な岩相とはやや異なる．
斑晶：斜長石・紫蘇輝石・角閃石・普通輝石・かんらん石・黒雲母・鉄鉱物
石基：ガラス，斜長石，輝石，鉄鉱物
- ③⑬ 普通輝石含有紫蘇輝石黒雲母角閃石安山岩(下堀沢溶岩)
：安曇村下堀沢左岸，標高 1,510 m(中野 俊採取) (GSJ R49870, YK307)
斑晶：斜長石・角閃石・黒雲母・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱物
石基：ガラス，斜長石，輝石，鉄鉱物
- ③⑭ かんらん石含有黒雲母普通輝石紫蘇輝石角閃石デイサイト(焼岳円頂丘溶岩)
：上宝村焼岳隠居孔火口北，標高 2,370 m(加藤鉄之助採取)
弱い流理構造を示す，淡灰色やや赤褐色を帯びた多孔質な溶岩(加藤，1912b)．いわゆる同源捕獲岩を含む

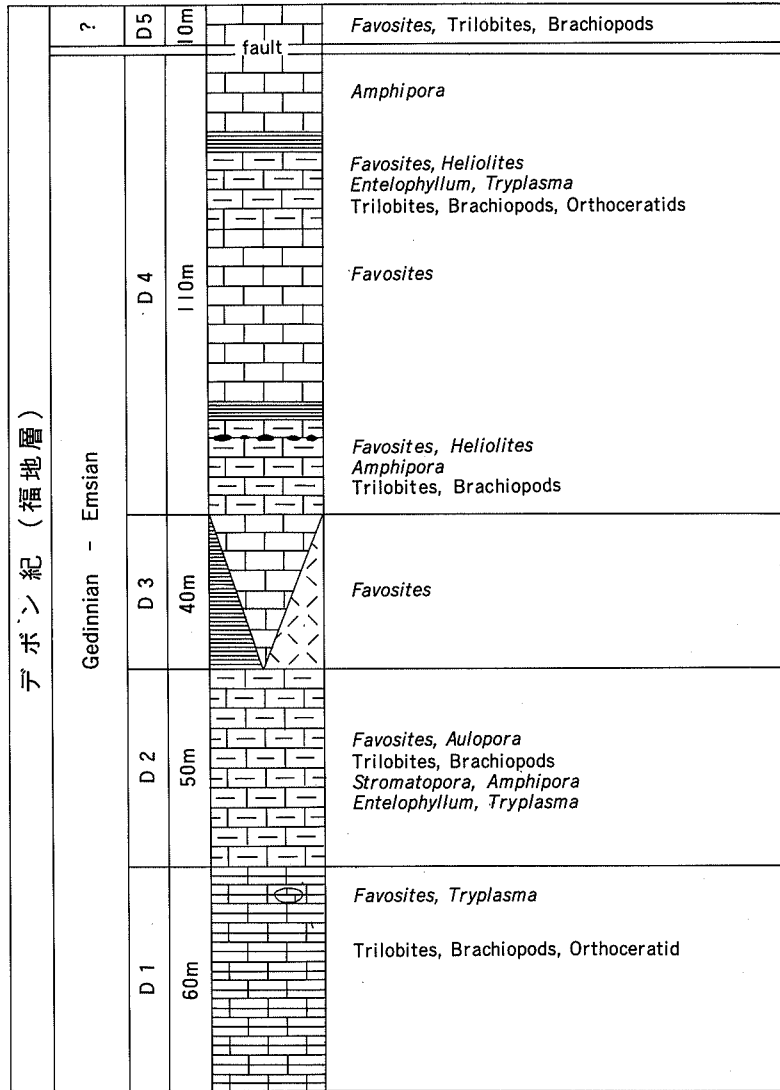
- ⑳ かんらん石含有黒雲母普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩(焼岳円頂丘溶岩)
 : 安曇村焼岳北峰北, 標高 2,320 m (中野 俊採取) (GSJ R49871, YK05a)
 灰色でわずかに発泡した塊状溶岩
 斑晶: 斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母・かんらん石・鉄鉱物
 石基: 斜長石, ガラス, 輝石, 鉄鉱物
- ㉑ 黒雲母普通輝石含有角閃石紫蘇輝石安山岩(アカンタナ火山, 外輪山溶岩)
 : 上宝村アカンタナ山南, 国道 158 号線沿い, 標高 1,590 m (中野 俊採取) (GSJ R49872, YK110)
 斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・角閃石(一部オパサイト化)・黒雲母・普通輝石・鉄鉱物
 石基: 斜長石, ガラス, 輝石, 鉄鉱物
- ㉒ 黒雲母普通輝石含有角閃石紫蘇輝石安山岩(アカンタナ火山, 外輪山溶岩) (第 XV-2 図版)
 : 安曇村アカンタナ山東, 小舟西, 国道 158 号線沿い(中野 俊採取) (GSJ R49873, YK306)
 斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・角閃石(一部オパサイト化)・黒雲母・鉄鉱物と少量の普通輝石
 石基: 斜長石, ガラス, 輝石, 鉄鉱物
- ㉓ 普通輝石含有黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩(平湯川火砕流堆積物)
 : 上宝村白谷西方 2.3 km 国道 158 号線沿い, 標高 1,740 m (中野 俊採取) (GSJ R49874, YK101)
 平湯川火砕流堆積物中の淡灰色で発泡した安山岩の岩片. 長径 3-5 mm の角閃石斑晶が目立つ
 斑晶: 斜長石・角閃石・紫蘇輝石・黒雲母・鉄鉱物と少量の普通輝石
 石基: ガラス
- ㉔ 普通輝石黒雲母含有紫蘇輝石角閃石デイサイト(中尾火砕流堆積物)
 : 上宝村中尾足洗谷右岸, 標高 1,220 m (中野 俊採取) (GSJ R49875, YK304)
 中尾火砕流堆積物中の, 淡灰色でやや発泡したデイサイトの岩片
 斑晶: 斜長石・角閃石・紫蘇輝石・黒雲母・鉄鉱物と少量の普通輝石
 石基: ガラス
- 40 焼岳火山, 1911 年噴火の火山灰: 安曇村上高地での降下火山灰(加藤鉄之助採取)
- 41 焼岳火山, 1925 年噴火の火山灰: 安曇村島々での降灰直後に採取(小林国男保管のものを小坂文予分析)
- 42 焼岳火山, 1962 年噴火の火山灰: 上宝村旧焼岳小屋付近(高田康秀採取)

2. 年代測定試料の岩石記載

- ① 軽石含有流紋岩凝灰岩(吉城層: FT 年代測定試料)
 : 上宝村福地一の谷, 標高 1,070 m (GSJ R49842, KH10)
 化学分析試料 No. ①に同じ
- ② 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(中尾凝灰岩部層): 岩野ほか(1989)による FT 年代測定試料
 : 上宝村外ヶ谷, 標高 1,045 m (GSJ R49876, KRG0)
 暗灰色基質中に石英・斜長石・カリ長石結晶破片を約 40 容量%含む. 弱い熱変成作用を受け, 基質には再結晶組織が観察される
- 2 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(笠谷層: FT 年代測定試料)
 : 上宝村笠谷林道(通称朴谷出合), 標高 1,090 m (船津図幅地域) (GSJ R49877, KH649)
 結晶片: 斜長石・石英・アルカリ長石・苦鉄質鉱物
- ③ 黒雲母含有流紋岩(笠谷層下部溶岩: Rb-Sr 年代測定試料)
 : 上宝村下佐谷, 標高 1,430 m (GSJ R49847, 77.916-4) 化学分析試料 No. ③に同じ
 本岩中から分離した石基(淡色部と暗色分), 斜長石と全岩により, Rb-Sr 内部アイソクロン年代を測定
- ④ 黒雲母斜方輝石(?)角閃石流紋岩溶結凝灰岩(穴毛谷層: FT 年代測定試料)
 : 上宝村穴毛谷, 標高 1,400 m (GSJ R12527, 74.519-2)
 結晶片: 石英・アルカリ長石・斜長石・苦鉄質鉱物, 結晶片量は約 55 容量%
- 5 鉄かんらん石含有鉄普通輝石黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩(穴毛谷層: K-Ar 年代測定試料)

- ：上宝村秩平西方(抜戸岳北西尾根)，標高2,535 m(槍ヶ岳図幅地域内) (GSJ R49878, KH599)
 結晶片：石英・サニディン・斜長石・角閃石・黒雲母・鉄普通輝石・鉄かんらん石
 本岩中のサニディンを分離して測定
- 6 黒雲母斜方輝石(?)角閃石流紋岩溶結凝灰岩(穴毛谷層：Rb-Sr, FT年代測定試料)
 ：上宝村抜戸岳北西，標高2,585 m(槍ヶ岳図幅地域内) (GSJ R49849, 76.918-5)
 化学分析試料No. 10に同じ
- ⑦ 黒雲母角閃石含有鉄普通輝石鉄紫蘇輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩(笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層：
 Rb-Sr, K-Ar, FT年代測定試料)
 ：上宝村笠ヶ岳山荘北，小笠山頂，標高2,830 m (GSJ R49852, 76.921-6)
 化学分析試料No. ⑬に同じ
- ⑧ 斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(環状岩脈：Rb-Sr年代測定試料)
 ：上宝村割谷，標高1,330 m (GSJ R49853, 75.515-1a)
 化学分析試料No. ⑭に同じ
- 9 鉄普通輝石黒雲母斜方輝石花崗斑岩(環状岩脈：Rb-Sr, FT年代測定試料)
 ：上宝村大ノマ沢，標高2,150 m(槍ヶ岳図幅地域内) (GSJ R49854, 79.126-3)
 化学分析試料No. 15に同じ
- ⑩ 中粒黒雲母花崗岩(奥又白花崗岩：K-Ar年代測定試料)(第X-1図版)
 ：安曇村一ノ俣谷七段の滝，標高1,850 m (GSJ R49879, KH348)
 構成鉱物：カリ長石・斜長石・石英・黒雲母。色指数は11
- 11 中粒黒雲母花崗岩(奥丸沢花崗岩：Rb-Sr年代測定試料)
 ：上宝村蒲田川左俣谷支沢水鉛谷，標高1,780 m(槍ヶ岳図幅地域内) (GSJ R49855, 80.108-3)
 化学分析試料No. 16に同じ
- ⑫ 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶結凝灰岩(前穂高岳溶結凝灰岩層：FT年代測定試料)
 ：安曇村槍沢天狗原北方，標高2,500 m (GSJ R49880, KH525)
 暗灰色基質中に1-2 mm径の斜長石結晶片を多量に含む。本岩中のジルコンを測定試料とした。
 結晶の自形性は良好
- ⑬ 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶結凝灰岩(前穂高溶結凝灰岩層：FT年代測定試料)
 ：安曇村横尾本谷左岸，標高2,050 m (GSJ R49881, KH623)
 基質の緑灰色を示し，しばしば方解石の細脈が認められるほかは，No. ⑫の年代測定試料と同岩
 相を示す
- ⑭ 普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩(前穂高溶結凝灰岩層：FT年代測定試料)
 ：安曇村前穂高岳山頂北，標高3,085 m (GSJ R49882, KH107)
 緑灰質基質中に斜長石結晶破片を多量に含む
- ⑮ 中粒弱斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(滝谷花崗閃緑岩：K-Ar年代測定試料)
 ：上宝村白出沢，標高1,890 m (GSJ R49857, 79.1022-7)
 化学分析試料No. ⑳に同じ
- ⑯ 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(滝谷花崗閃緑岩：FT年代測定試料)
 ：上宝村蒲田川右俣谷右岸，標高1,705 m (GSJ R49883, TG-2)
 滝谷花崗閃緑岩のマサ化した部分。本岩中のジルコンを分離して，測定試料とした。ジルコンの
 群色は鮮やかな淡赤色を示す
- ⑰ 中粒弱斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(滝谷花崗閃緑岩：Rb-Sr年代測定試料)
 ：上宝村滝谷左岸，標高1,790 m (GSJ R49859, 74.1021-5)
 本岩中の黒雲母・カリ長石・斜長石を分離し，内部アイソクロン年代を測定。また全岩アイソク
 ロンの1試料として，Sr同位体比を測定。化学分析試料No. ⑳に同じ
- ⑱ 中粒弱斑状角閃石黒雲母普通輝石紫蘇輝石閃緑岩(安房山閃緑岩：K-Ar年代測定試料)
 ：安曇村-上宝村境界，安房山南，標高2,095 m (GSJ R49884, KH21)
 斜長石・輝石の斑状結晶の粒間を細粒斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母が充填する。角閃石
 は輝石の周縁部にのみ産する

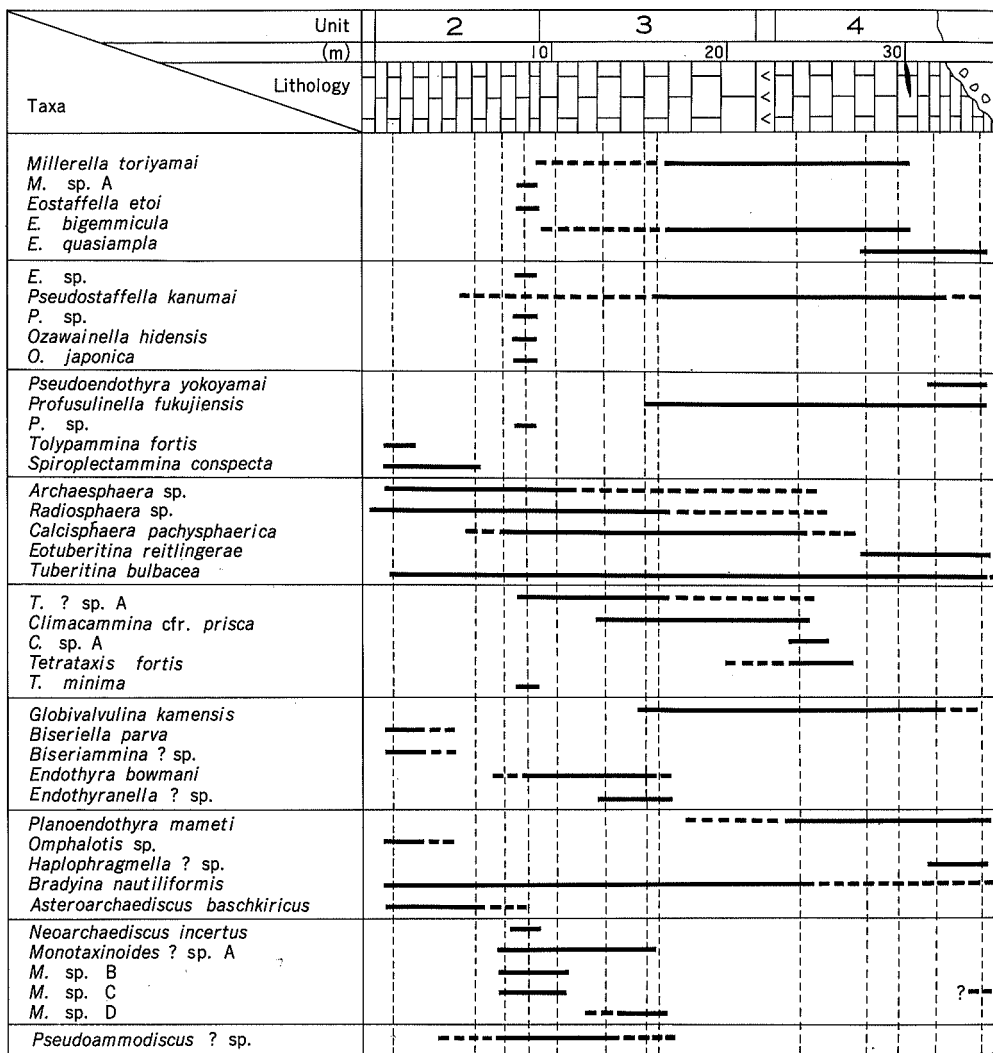
- ⑲ 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (貝塩給源火道: FT 年代測定試料) (第Ⅷ図版-2)
 : 上宝村貝塩谷西方稜線, 標高 1,651 m (GSJ R49885, KH755)
 火道中の溶結凝灰岩
 結晶片: 斜長石・石英・黒雲母・鉄鈦物. 基質の溶結構造は明瞭
- 20 斜方輝石角閃石黒雲母花崗斑岩 (水鉛谷給源火道: FT 年代測定試料) (第Ⅷ図版-4)
 : 上宝村蒲田川左俣支流水鉛谷左岸, 標高 1,830 m (GSJ R49886, KH555)
- ⑳ 紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (K-Ar 年代及び FT 年代測定試料) (第Ⅷ-3 図版)
 上宝村小糸谷右岸, 標高 1,100 m (GSJ R49887, KH707)
 岩屑なだれ堆積物中の奥飛驒火砕流堆積物の岩塊. 本岩中の黒雲母を分離し, K-Ar 年代測定試料とした. ユータキサイト構造明瞭な黒雲母の目立つ溶結凝灰岩で, 石質岩片 (花崗岩など) を少量 (1 容量%以下) 含む. FT 年代測定に用いたジルコンは, 自形性良好である
- 22 普通輝石黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩 (烏帽子溶岩類: 清水ほか(1988)による K-Ar 年代測定試料)
 : 丹生川村久手川支流御越谷, 標高 1,500 m (乗鞍岳図幅地域内)
 (87X1401: 清水 智採取, 以下の記載は清水ほか(1988)から抜粋)
 板状節理の発達する灰色緻密な安山岩溶岩
 斑晶: 斜長石・石英・角閃石・紫蘇輝石・黒雲母・普通輝石・鉄チタン酸化物
 石基: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄チタン酸化物・ガラス
- ㉑ 黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (十石火山岩類: 清水ほか(1988)による K-Ar 年代測定試料)
 : 安曇村障子川瀬沢, 標高 1,720 m 地点の転石 (露頭は同沢, 標高 2,050 m 以上にある)
 (87X1502: 清水 智採取, 以下の記載は清水ほか(1988)から抜粋)
 板状節理のある灰色でやや緻密な安山岩溶岩
 斑晶: 斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・黒雲母・鉄チタン酸化物
 石基: 斜長石・紫蘇輝石・鉄チタン酸化物・ガラス
- ㉒ 黒雲母普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (四ツ岳溶岩: 清水ほか(1988)による K-Ar 年代測定試料)
 : 上宝村大滝川左岸, 標高 1,340m (87X1403: 清水 智採取, 以下の記載は清水ほか(1988)から抜粋)
 析状節理のある灰色でやや緻密な安山岩溶岩
 斑晶: 斜長石・石英・角閃石・紫蘇輝石・黒雲母・鉄チタン酸化物
 石基: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄チタン酸化物・ガラス
- ㉓ 黒雲母含有角閃石輝石安山岩 (割谷山火山. 溶岩類: K-Ar 年代測定試料) (第Ⅷ-1 図版)
 : 上宝村-安曇村境界, 割谷山山頂南西稜線, 標高 2,185 m (GSJ R49888, KH736)
 灰色石基で, いわゆる同源捕獲岩を多量に含む安山岩溶岩
 斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・黒雲母 (角閃石・黒雲母はオパサイト化)
 石基: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄チタン酸化物・ガラス
- ㉔ 普通輝石黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩 (白谷山火山, 円頂丘溶岩: 清水ほか(1988)による K-Ar 年代測定試料)
 : 上宝村餌掛谷, 白谷山南西, 標高 1,460 m (87X1504: 清水 智採取, 以下の記載は清水ほか(1988)から抜粋)
 柱状節理の発達する暗灰色でやや発泡した安山岩溶岩
 斑晶: 斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母・鉄チタン酸化物
 石基: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄チタン酸化物・ガラス



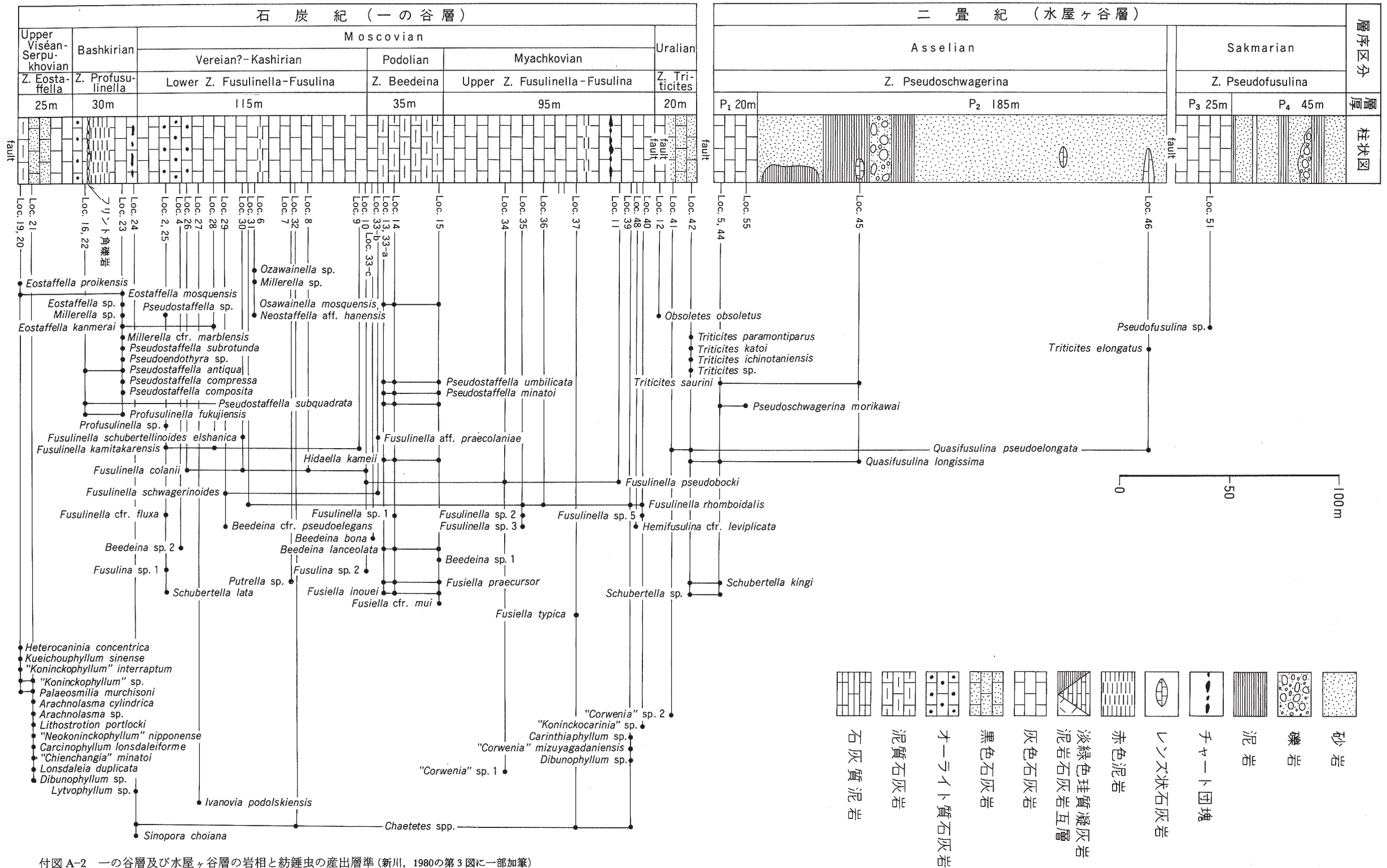
付図 A-1 福地層の岩相層序と礁性化石の産出層準 (新川, 1980の第3図)

柱状図の凡例は付図2と共通

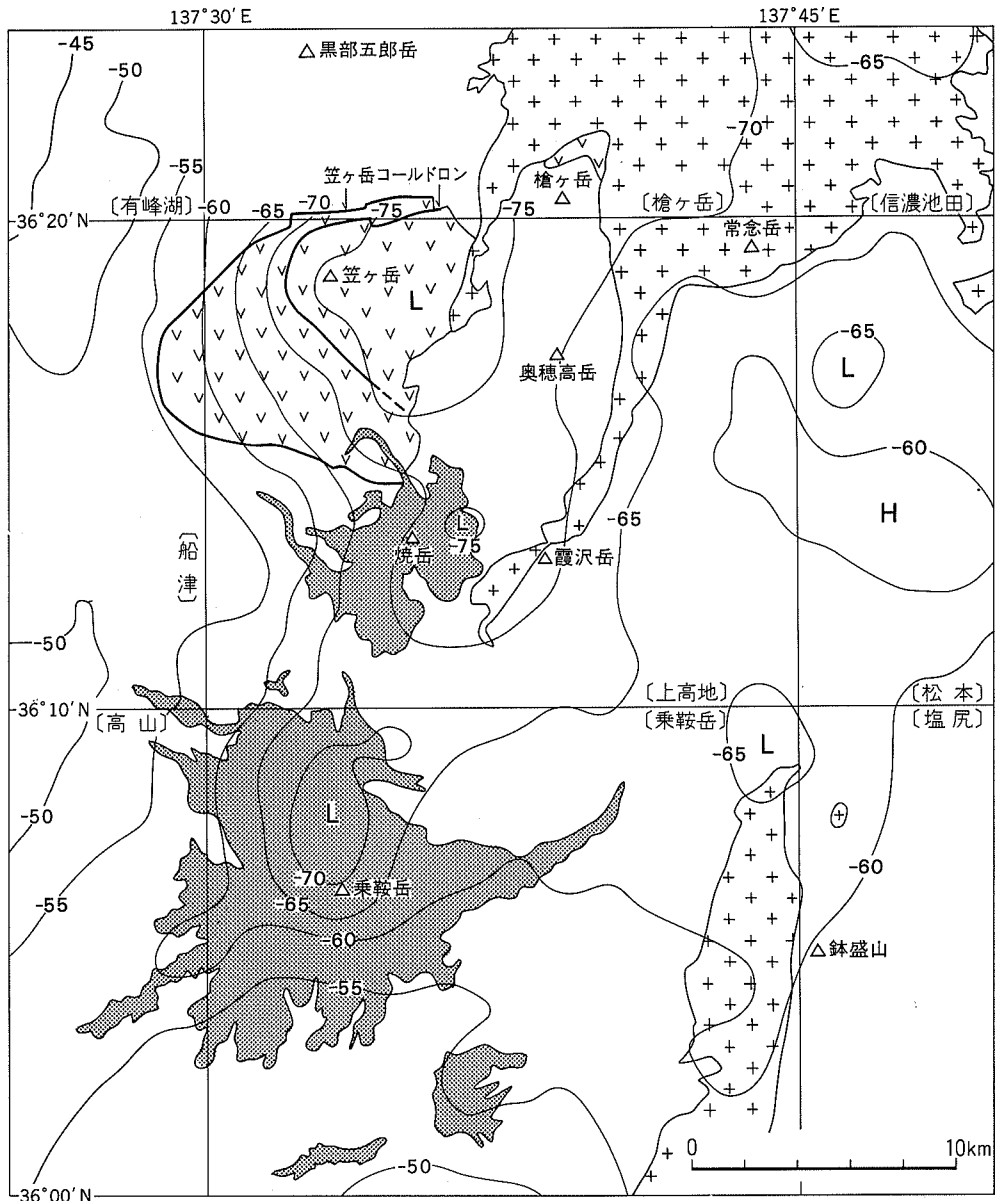
D₁: 黒色石灰質粘板岩層 D₂: 黒色泥質石灰岩層 D₃: 淡緑色珪質凝灰岩石灰岩粘板岩互層
 D₄: 黒色ないし灰色石灰岩層 D₅: 灰黄色石灰岩層



付図 A-3 一の谷層下部層上部における有孔虫の産出層準(Igo and ADACHI, 1981b の第 1 図)

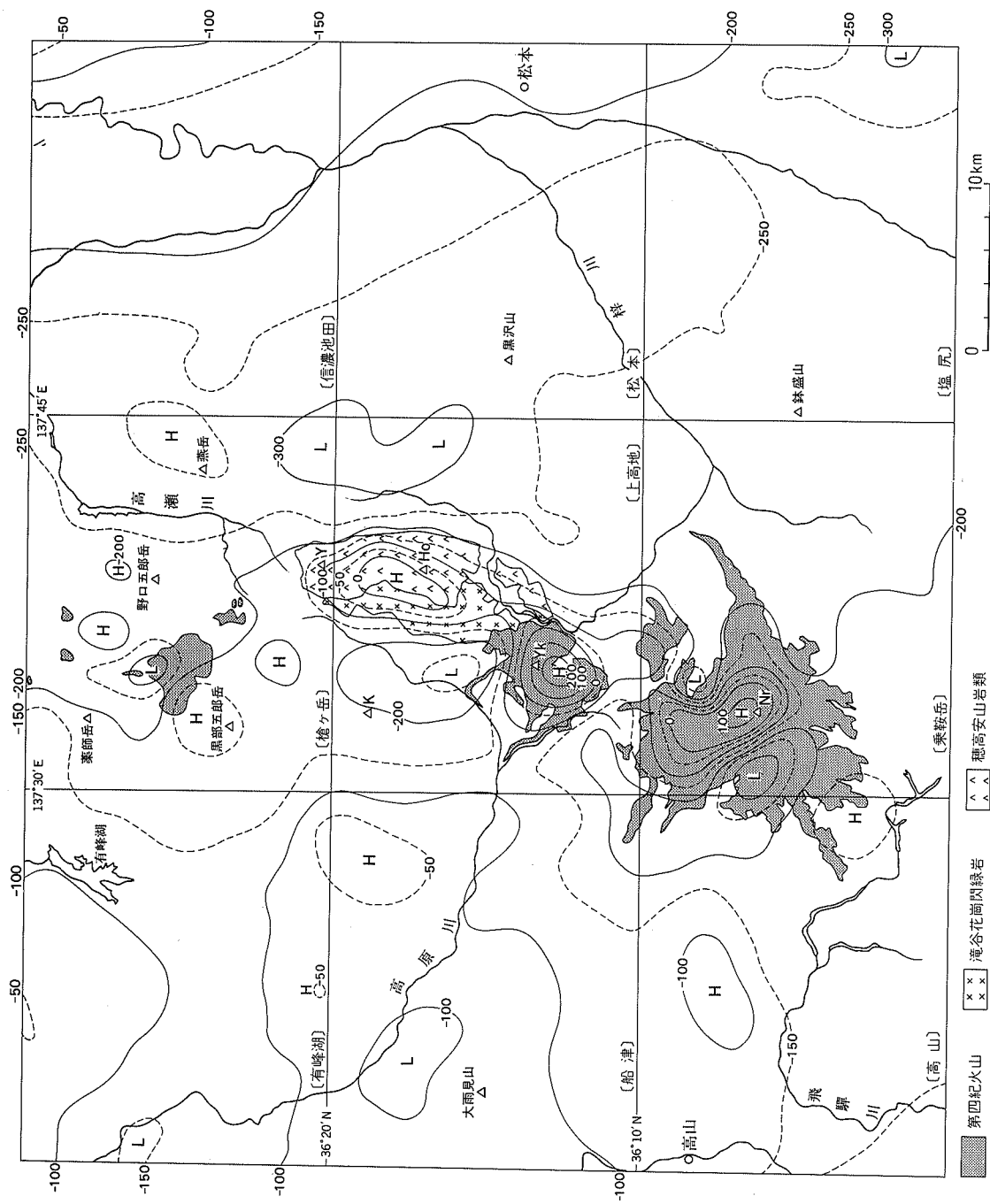


付図 A-2 一の谷層及び水屋ヶ谷層の岩相と紡錘虫の産出層準 (新川, 1980の第3図に一部加筆)



第四紀火山
 白亜紀末期 - 古第三紀初期花崗岩
 笠ヶ岳流紋岩類
 H 高重力域
L 低重力域

付図 A-4 上高地図幅と周辺地域のブーゲ異常図
 20万分の1地質図幅「高山」(山田ほか, 1989)のブーゲ異常編集資料(広島・駒澤, 1989)に基づく。
 仮定密度は2.6/cm³。コンターは5ミリガル間隔



付図 A-5 上高地図幅と周辺地域の極磁気図。新エネルギー総合開発機構(1983)に基づき節略化。コンター間隔は50ガウス。作成面高度は1,372 m(4,500フィート)。K:笠ヶ岳 Y:槍ヶ岳 Ho:栗駒高岳 Yr:乗鞍高岳 H:正の磁気異常 L:負の磁気異常

付表 A-1 福地層中の腕足類の産出層準(OHNO, 1977の第2表)
1-11は KAMEI (1955)の地層番号(第7図)に対応する

taxa	beds														
		A	B	C	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1. <i>Crania</i> sp.			+												
2. <i>Isorthis (Isorthis) fukujiensis</i> sp. nov.			+											+	
3. " <i>Leptaena</i> " sp.			+												+
4. <i>Cymostrophia</i> sp.			+												
5. <i>Leptostrophia japonica</i> sp. nov.			+												
6. " <i>Schuchertella</i> " sp.			+									+		+	
7. <i>Chonetacea</i> gen. et sp. indet.			+												
8. <i>Gypidulinae</i> gen. et sp. indet.				+											
9. <i>Rhynchonellida</i> gen. et sp. indet. a			+												
10. <i>Rhynchonellida</i> gen. et sp. indet. b						+									
11. <i>Atrypidae</i> gen. et sp. indet. a			+												
12. <i>Atrypidae</i> gen. et sp. indet. b			+												
13. <i>Eospirifer pariplicatus</i> sp. nov.			+												+
14. <i>Howellella</i> sp. a				+											
15. <i>Howellella</i> sp. b			+												
16. <i>Suessiacea</i> gen. et sp. indet.			+												

付表 A-2 美濃帯中生層中に産出するコノドント・放散虫化石(OTUKA, 1988の第5, 6, 7, 8表から編集)
上高地図幅地域内産出の化石のみ表示, 地点番号を地質図に示した.

種名		地点番号												
		平湯コンプレックス			沢渡コンプレックス						島々コンプレックス			
コ ノ ド ン ト	<i>Gondolella haslachensis</i>				+									
	<i>Gladigondolella tethydis</i>				+									
	<i>G. sp.</i>			+										
	<i>Gondolella polygnathiformis</i>					+			+					
	<i>Epigondolella abneptis</i>								+					
	<i>E. bidentata</i>						+							
ト	<i>Misikella hernsteini</i>									+				
	<i>M. posthernsteini</i>									+				
放 散 虫	<i>Triassocampe</i> spp.											+	+	
	<i>Tripocyclia</i> sp.											+	+	
	<i>Staurodoris</i> sp.											+	+	
	<i>Tricolocapsa parvipora</i>									+				
	<i>T. plicarum</i>	+			+			+				+	+	
	<i>Cyrtocapsa mastoidea</i>									+				
	<i>Podobursa</i> sp.				+	+								
	<i>Stichocapsa convexa</i>									+				
	<i>Eucyrtidiellum unumaense</i>	+			+	+								
	<i>Mirifusus cf. guadalupensis</i>	+												
	<i>Tricolocapsa conexa</i>								+	+	+	+		
	<i>T. (?) fusiformis</i>	+											+	
	<i>Trillus</i> sp.	+												
<i>Williriedellum</i> sp. A group				+	+			+	+			+	+	
<i>Guexella (?) nudata</i>								+						
<i>G. aff. nudata</i>												+		

付表 A-3 栃尾累層中の産出化石(前田, 1958の第 1, 2 表から作成)

「上高地」図幅地域内産出の化石と西隣「船津」図幅地域赤谷産の化石のみ表示。赤谷は柏当西方約 4 km の高原川支流で、中流に柏当付近の手取層群の延長部が露出する。

種名	産地			
	蒲田川宝橋の南	柏	当	赤谷
植物化石				
<i>Onychiopsis elongata</i> (GEYLER)	×			×
<i>Cladophlebis denticulata</i> (BRONGNIART)				×
<i>C. exiliformis</i> (GEYLER)	×			
<i>Podozamites lanceolatus</i> (LINDLEY and HUTTON)	×			
<i>Xenoxylon latiporosum</i> (CRAMER)				×
非海棲動物化石				
<i>Polymesoda</i> (<i>Isodomella</i>) <i>kobayashii</i> MAEDA (MS)		×		
<i>Polymesoda</i> (<i>Paracorbicula</i>) <i>sanchuensis</i> (Y. & N.)		×		
<i>Viviparus</i> sp.		×		
<i>Melanoides</i> sp.		×		×

付表 A-4 上高地図幅とその周辺地域の火成岩類の K-Ar 年代測定値

No.	岩層(岩体)名	試料番号	産地	岩石	試料	K(%)	$^{40}\text{Ar rad}$ (10^{-8} ml STP/g)	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)	年代 (Ma) ^(注1)
5	穴毛谷層	R49878	上宝村秩父岩北西	流紋岩溶結凝灰岩	サニディン	9.17	2020	89.2	} 56.3±2.8
						9.13	2050	91.4	
							2020	88.7	
							2050	88.3	
⑦	笠ヶ岳山頂 W.T.	R49852	上宝村笠ヶ岳小笠	流紋デイサイト溶結凝灰岩	サニディン	9.38 9.43	2470 2340	89.5 88.3	} 64.6±3.2
⑩	奥又白花崗岩	R49879	安曇村一ノ俣谷	黒雲母花崗岩	黒雲母	5.97 5.97	1410 1390	85.2 94.3	} 59.3±3.0
⑮	滝谷花崗閃緑岩	R49857	上宝村白出沢	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	角閃石	0.41 0.41	3.1 2.9	2.8 5.0	} 1.8±1.1
⑱	安房山閃緑岩	R49884	安曇村倉洞沢	黒雲母輝石閃緑岩	全岩	2.03 2.03	7.1 6.9	4.9 5.1	} 0.9±0.4
㉑	奥飛驒 PFD	R49887	上宝村小糸谷	輝石角閃石黒雲母流紋岩	黒雲母	6.18 6.12	9.2 11	3.6 4.2	} 0.4±0.2
22	烏帽子溶岩類	87X1401	丹生川村久手御越谷	黒雲母輝石角閃石安山岩	全岩	1.92±0.10	2.00±0.05	28.8	0.27±0.02
㉒	十石山火山岩類	87X1502	安曇村障子川瀬沢	黒雲母角閃石輝石安山岩	全岩	1.78±0.09	1.43±0.06	18.1	0.21±0.01
㉔	四ツ岳溶岩	87X1403	上宝村大滝川	黒雲母輝石角閃石安山岩	全岩	1.96±0.10	0.44±0.05	6.8	0.06±0.01
㉕	割谷山火山	R49888	割谷山山頂	黒雲母輝石角閃石安山岩	全岩	1.62 1.63	1>	1>	0.2>
㉖	白谷山火山	87X1504	上宝村餌掛谷	黒雲母輝石角閃石安山岩	全岩	2.35±0.12	0.85±0.08	9.1	0.09±0.01

○の付いた No. の試料は地点番号を赤字で地質図に示した。各試料の岩石記載については、付記を参照。

(注1) $^{40}\text{K}\lambda\beta=4.962\times 10^{-10}/\text{y}$ $\lambda\epsilon=0.581\times 10^{-10}/\text{y}$ $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167\times 10^{-4}\text{atom}$

出典 5, ⑦, ⑩, ⑮, ⑱, ㉑, ㉒, ㉔, ㉕: 本研究報告(測定: Teledyne Isotopes 社, USA) 22, ㉒, ㉔, ㉕: 清水ほか(1988)

W.T.: 溶結凝灰岩, PFD: 火砕流堆積物

付表 A-5 上高地図幅とその周辺地域の火成岩類のフィッシュントラック年代測定値

No. は付表 4 と共通の通し番号。○の付いた No. の試料は地点番号を赤字で地質図に示した。各試料の岩石記載については、付記を参照。

No.	岩層(岩体)名及び試料番号	鉱物名	総数 ΣN_i (t)	密度 ρ_i $\Sigma N_i / \Sigma S$ (t/cm ²)	総数 ΣN_i (t)	密度 ρ_i $\Sigma N_i / \Sigma S$ (t/cm ²)	総数 N_{ϕ} (n)	熱中性子線量 Φ_{th} (n/cm ²)	年代値 T (Ma)	誤差(注1) $\pm \epsilon \cdot T$ (Ma)	$\pm \epsilon$ (%)	結晶数 n (粒)	総計数面積 ΣS (cm ²)	ウラン濃度 U(注2) (ppm)
①	吉城層(R49842)	Zircon	2563	14.0 × 10 ⁶	291	1.59 × 10 ⁶	1264	5.32 × 10 ¹⁴	279.3	19.0	6.8	27	1.83 × 10 ⁻⁴	149
①	中尾層(R49876)	〃	712	2.749 × 10 ⁶	298	1.151 × 10 ⁶	2955	1.374 × 10 ¹⁵	57.3	5.2	9.1*	6	2.59 × 10 ⁻⁴	42
					182	0.703 × 10 ⁶	1691	0.851 × 10 ¹⁵				6	〃	
					248	0.958 × 10 ⁶	2232	1.133 × 10 ¹⁵				6	〃	
2	笠谷層(R49877)	〃	1484	4.28 × 10 ⁶	710	2.05 × 10 ⁶	1124	4.73 × 10 ¹⁴	58.9	3.2	5.5	30	34.7 × 10 ⁻⁴	216
④	穴毛谷層(R12527)	〃	1089	0.885 × 10 ⁶	448	0.364 × 10 ⁶	—	3.8 × 10 ¹⁴	54.9	2.4	4.4	17	12.3 × 10 ⁻⁴	48
6	穴毛谷層(R49849)	〃	6761	6.08 × 10 ⁶	4939	4.44 × 10 ⁶	—	1.398 × 10 ¹⁵	63.1	1.2	1.9*	43	11.1 × 10 ⁻⁴	159
⑦	笠ヶ岳山頂 W.T(R49852)	〃	4253	9.08 × 10 ⁶	673	1.44 × 10 ⁶	4237	3.14 × 10 ¹⁴	67.5	3.0	4.4	15	4.68 × 10 ⁻⁴	229
9	環状岩脈(R49854)	〃	2928	7.18 × 10 ⁶	2106	5.16 × 10 ⁶	—	1.400 × 10 ¹⁵	64.2	1.8	2.8	19	4.07 × 10 ⁻⁴	184
⑫	前穂高岳 W.T(R49880)	〃	64	4.09 × 10 ⁴	641	4.10 × 10 ⁵	1113	4.68 × 10 ¹⁴	2.8	0.4	13.4	36	15.6 × 10 ⁻⁴	44
⑬	前穂高岳 W.T(R49881)	〃	67	3.80 × 10 ⁴	974	5.53 × 10 ⁵	1118	4.70 × 10 ¹⁴	1.9	0.3	13	34	17.6 × 10 ⁻⁴	59
⑭	前穂高岳 W.T(R49882)	〃	48	2.89 × 10 ⁴	829	4.99 × 10 ⁵	1341	5.64 × 10 ¹⁴	2.0	0.3	15.1	36	16.6 × 10 ⁻⁴	44
⑯	滝谷花崗閃緑岩(R49883)	〃	418	0.16 × 10 ⁶	7469	3.11 × 10 ⁶	4237	3.16 × 10 ¹⁴	0.80	0.04	5*	28	2.40 × 10 ⁻⁴	491
⑰	貝塩給源火道(R49885)	〃	134	6.27 × 10 ⁴	3516	1.64 × 10 ⁶	1095	4.61 × 10 ¹⁴	1.05	0.10	9.3	30	21.4 × 10 ⁻⁴	178
20	水鉛谷給源火道(R49886)	〃	30	1.47 × 10 ⁴	1600	7.82 × 10 ⁵	1338	5.63 × 10 ¹⁴	0.63	0.12	18.6	36	20.5 × 10 ⁻⁴	69
⑳	奥飛騨 PFD(R49887)	〃	52	3.25 × 10 ⁴	2425	1.52 × 10 ⁶	1270	5.35 × 10 ¹⁴	0.68	0.10	14.3	35	16.0 × 10 ⁻⁴	142

No.	測定者	測定法	ゼータ値	エッチング条件	異方性補正係数
①	檀原 徹	ED2	—	NaOH:KOH=1:1(モル)225°C, 14h	未補正
①	岩野英樹	ED1	350.8 ± 10.6(2σ)	NaOH:KOH=1:1(モル)225°C, 34-49h	〃
2	檀原 徹	ED2	—	NaOH:KOH=1:1(モル)225°C, 15h	〃
④	上田 薫	Re-etch	—	HF:H ₂ SO ₄ =1:1	〃
6	鈴木達郎	ED1	—	NaOH:KOH=1:1(モル)220°C, 50-70h	0.905
⑦	雁沢好博	ED1	387.0	NaOH:KOH=1:1(モル)220°C, 30h	0.95
9	鈴木達郎	ED1	—	NaOH:KOH=1:1(モル)220°C, 50-70h	0.905
⑫	檀原 徹	Re-etch	—	NaOH:KOH=1:1(モル)225°C, 32h	未補正
⑬	檀原 徹	Re-etch	—	NaOH:KOH=1:1(モル)225°C, 32h	〃
⑭	檀原 徹	Re-etch	—	HF:H ₂ SO ₄ =1:1 220°C, 3h10m	〃
⑯	雁沢好博	ED1	387.0	NaOH:KOH=1:1(モル)220°C, 30h	0.71
⑰	檀原 徹	ED2	371	NaOH:KOH=1:1(モル)225°C, 38h	未補正
20	檀原 徹	Re-etch	—	HF:H ₂ SO ₄ =1:1 220°C, 3h30m	〃
⑳	檀原 徹	ED2	—	NaOH:KOH=1:1(モル)225°C, 40h	〃

WT: 溶結凝灰岩層 PFD: 火砕流堆積物

(注1) $\epsilon = \{(1/\Sigma N_i)^2 + (1/\Sigma N_i)^2 + (1/\Sigma N_i)^2\}^{1/2}$

*但し、①、⑦、⑯は、2ε で誤差を表示。

(注2) U = $5 \times 10^{10} \times \rho_i / \Phi_{th}$ (但し、ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12 μm と仮定)

出典 ①: 岩野ほか(1989) 6, 9: 原山・鈴木(1984) その他は本研究報告

付表 A-6 上高地図幅地域の第四紀火山岩の全岩化学組成

No. は第 8 表からの通し番号, ○の付いた No. の試料は, 地点番号を青字で地質図に示した.

*全鉄を Fe₂O₃ として定量 ※全鉄を FeO として定量 Dac. W.T.: デイサイト溶結凝灰岩 D: 円頂丘溶岩 L: 溶岩 PFD: 火砕流堆積物

No.	㉕	㉖	㉗	㉘	㉙	㉚	㉛	㉜	㉝
火山体	?	白谷山	岩 坪 山			焼 岳			
ユニット	Dac. W.T.	D	岩坪谷 L.	大棚 L.	大棚 L.	黒谷 L.	黒谷 L.	黒谷 L.	下堀沢 L.
試料番号	R49862	R49863	R49864	R49865	R49866	R49867	R49868	R49869	R49870
SiO ₂	65.64	62.64	63.69	59.61	61.39	60.75	59.18	62.80	60.32
TiO ₂	0.71	0.74	0.65	0.99	0.76	0.82	0.89	0.73	0.92
Al ₂ O ₃	17.49	16.10	15.98	17.09	16.14	16.22	16.19	15.79	16.67
Fe ₂ O ₃	*4.57	*6.03				*6.99	*7.62	*6.24	*7.02
FeO			※5.48	※6.56	※5.90				
MnO	0.05	0.11	0.11	0.15	0.14	0.13	0.13	0.12	0.12
MgO	1.30	2.41	2.57	3.45	2.91	3.15	3.65	2.56	2.78
CaO	3.85	5.30	5.20	6.76	5.80	6.04	6.55	5.30	5.87
Na ₂ O	3.01	3.25	3.32	3.29	3.29	3.17	3.06	3.19	3.27
K ₂ O	2.85	2.64	2.71	2.12	2.46	2.34	2.09	2.65	2.26
P ₂ O ₅	0.13	0.19	—	—	—	0.21	0.22	0.19	0.26
Ig.loss	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.60	99.41	99.71	100.02	98.79	99.82	99.58	99.57	99.49

㉞	㉟	㊱	㊲	㊳	㊴	40	41	42
焼 岳		アカンダナ山		火砕流堆積物		火 山 灰		
焼岳 D	焼岳 D	外輪山 L.	外輪山 L.	平湯川 PFD	中尾 PFD	1911年降灰	1925年降灰	1962年降灰
—	R49871	R49872	R49873	R49874	R49875	—	—	K
63.74	60.80	61.33	60.59	63.17	63.88	58.99	60.38	63.40
—	0.86	0.80	0.86	0.72	0.66	—	0.90	0.60
16.11	16.42	16.74	16.92	16.47	15.90	16.33	14.91	15.45
4.72	*6.74	*6.51	*6.86	*5.95	5.53		3.31	2.13
1.55						※5.81	1.93	2.03
0.25	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.74	0.09	0.08
2.53	2.71	2.83	2.95	2.22	2.08	1.74	1.72	2.05
4.12	5.76	5.92	6.18	5.14	4.84	3.89	4.72	4.28
3.35	3.21	3.24	3.27	3.19	3.22	3.70	3.84	2.31
3.00	2.37	2.29	2.15	2.73	2.84	0.92	2.48	2.55
0.17	0.21	0.20	0.21	0.19	0.18	0.19	0.35	0.10
—	—	—	—	—	—	6.04	0.73	—
99.54	99.20	99.97	100.11	99.89	99.24	98.35 ¹⁾	100.24 ²⁾	99.68 ³⁾

分析者	分析法	分析試料 No.	出 典
中野 俊	蛍光 X 線分析	㉕, ㉖, ㉙-㉛, ㉝-㉞	中野 俊 未公表資料
升田 健蔵	EPMA 全岩分析法	㉗-㉙	升田(1985 MS)
河上 暢輔	湿式分析	㉚, 40	加藤(1912 a, b)
小坂 丈子	"	41	小坂(1961)
前田憲二郎	"	42	高田康秀 未公表資料

- 1) この他に, S=2.83を含む. 原著の Total は100.79
- 2) Total には SO₃=4.01, Cl=0.07, H₂O(-)=0.82 Cl 置換分 O=-0.02含む
- 3) Total には FeS=1.50, H₂O(+)=2.02, H₂O(-)=1.18含む

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kanazawa (10) No. 45



GEOLOGY OF THE KAMIKŌCHI DISTRICT

By

Satoru HARAYAMA

(Written in 1989)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Kamikōchi District is located in the central part of Honshu, and occupies an area between the 137° 30' E and 137° 45' E latitudes and between the 36° 10' N and 36° 20' N longitudes. Topographically, the district is situated in the southern part of the Japan Alps (Hida Sanmyaku), which is one of the most typical alpine mountain ranges of Japan. In this district, the Japan Alps is subdivided into following three ridges of N-S or NE-SW trend: Kasagatake-Nukedodake Ridge, Hotakadake-Yarigatake Ridge and Jōnendake-Kasumisawadake Ridge. Mt. Okuhotaka (3,190m altitude) belonging to the second ridge is the third highest mountain in Japan. These ridges with the summit levels of 2,600-3,190 m above sea level, usually have typical cirques or U-shaped valleys on their eastern side. The main rivers in the district are the Takahara River (Gawa) for the western part and the Azusa River for the eastern part, both rivers flowing finally into the Japan Sea.

Geologically, the district belongs to the Inner Zone of Southwest Japan which is further divided into three geotectonic units, namely the Hida Terrane, the Hida Marginal Belt and the Mino

Terrane from north to south. The mapped district is situated in the Hida Marginal Belt and the Mino Terrane.

The Hida Marginal Belt of this district is composed of metamorphic rocks of unknown age, Ordovician (?) so Permian formations and the Funatsu Granitic Rocks of Late Triassic to Early Jurassic age. These rocks occupy the northwestern part of the district. The Tetori Group also occurs in the Hida Marginal Belt. It is made of nonmarine sedimentary rocks of Early Cretaceous age.

The Mino Terrane is made of accretionary complexes which consist of Jurassic melanges and a pile of chert-clastics sequences, and the complexes occupy the southeastern part of the district.

Felsic to intermediate volcanic and plutonic rocks of Late Cretaceous to Paleogene age are widely distributed in the southern part of the Japan Alps. In the district, these rocks can be divided into two groups of volcano-plutonic complexes based on their geological relations and radiometric ages. The first group consists of the Late Cretaceous to Paleocene Kasagatake Rhyolites, the Okumatashiro Granite, the Okumarusawa Granite and other small granitic masses. The second group consists of the Eocene Hotaka Andesites and the Takidani Granodiorite.

In Late Pliocene time, the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposits of dacite composition spread over the western part of the district.

In late Early to Middle Pleistocene, the Japan Alps started to uplift in association with faulting and tilting, and felsic volcanism took place in the western part of the district. The Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit and the Okuhida Pyroclastic Flow Deposits are volcanic products of this age, and their probable source vents are located within the district.

In late Middle Pleistocene, the Norikura Volcano located to the south of this district began to erupt andesite lavas. The Yakedake Volcano Group, one of two active volcanoes of the Norikura Volcanic Chain, began to erupt in Late Pleistocene. Its products are composed of andesite to dacite lavas and pyroclastic rocks, and distributed in the southwestern part of the district.

In latest Pleistocene, mountain glaciers were formed in the higher portion of the Japan Alps. Moraine and outwash deposits are distributed along the upper reaches of the Gamata River and the Azusa River.

Around the Yakedake Volcanoes, dammed-up deposits and debris flow deposits were formed from Late Pleistocene to Holocene. The Holocene fluvial deposits are distributed mainly along the Azusa River. Geological succession and remarkable events in this district are summarized in Table 1.

METAMORPHIC ROCKS OF THE HIDA MARGINAL BELT

The metamorphic rocks are sparsely distributed along the Gamata River, and bounded by NE-trending faults to the Paleozoic and Mesozoic formations. The rocks are divided into the Gamata Crystalline Schist and phyllites. The Gamata Crystalline Schist is mainly composed of mafic schist and pelitic schist of greenschist facies. Phyllites are mostly derived from mafic volcanic rocks with a minor amount of clastic rocks.

PALEOZOIC FORMATIONS OF THE HIDA MARGINAL BELT

Paleozoic formations of the Hida Marginal Belt in the district are lithologically divided into

Table 1 Summary of geology in the Kamikōchi District.

Geologic age		Geologic Units	Remarks	
Cenozoic	Holocene	Fluvial deposits .	Formation of mountain glaciers Large-scale pyroclastic flow eruptions Yakedake Volcanism Norikura Volcanism Formation of Japan Alps (upheaval)	
		Talus, terrace and debris avalanche deposits Moraine and outwash deposits Products of Yakedake Volcano Group { Younger Group Older Group Products of Norikura Volcano		
	Pleistocene	Late		Okuhida P.F.D.
		Middle		Kamitakara P.F.D.
		Early		Nyūkawa P.F.D.
	Pliocene			
	Miocene	Abōyama Diorite		
	Oligocene			
	Eocene	Takidani Granodiorite		Felsic to intermediate Volcanism and plutonism
	Paleocene	Hotaka Andesites		Hotaka Graben
Okumarusawa Gr. Okumatashiro Gr. Ring dike		Kasagatake Cauldron Felsic volcanism and plutonism		
Mesozoic	Cretaceous	Late	Regional Folding in the Hida Marginal Belt Formation of accretionary complexes in the Mino Terrane	
		Early		
	< Hida Marginal Belt > diorite Tetori Group			
	Hirayu C. Sawando C. Shimashima C.			
	Jurassic	Funatsu Granitic Rocks		Felsic plutonism in the Hida Marginal Belt
Triassic				
Paleozoic	Permian	Mizuyagadani F. ↑?	Regional metamorphism	
	Carboniferous	Ichinotani F.		
		Sorayama F.		
	Devonian	Fukuji F. ↓?		
	Silurian	Hitoegane F.		
Ordovician	Yoshiki F.			

G.: Group F.: Formation Gr.: Granite P.F.D. Pyroclastic flow deposit
C.: Complex

two different sedimentary facies: the greenstone facies of Devonian (?) to Permian age and the limestone-clastic rock facies of Ordovician (?) to Permian age. The greenstone facies is called the Sorayama Formation which is composed of basalt lava and volcanoclastic rocks containing small amounts of sandstone beds and limestone blocks. The limestone-clastic rock facies is sparsely exposed at Hitoegane and Fukuji, and is further divided, biostratigraphically, into the following five formations: the Yoshiki, the Hitoegane, the Fukuji, the Ichinotani and the Mizuyagadani Formations.

The Yoshiki Formation is composed mainly of felsic tuff, mudstone and alternating beds of sandstone and mudstone. It yields Ordovician (?) to Silurian ostracodes, radiolarians and scolecodonts.

The Hitoegane Formation is composed mainly of alternating beds of tuffaceous sandstone and mudstone, sandstone, mudstone and felsic tuff with lesser amounts of limestone. Limestone yields Silurian trilobites (*Encrinurus*), corals and other calcareous fossils. Silurian (?) radiolarians occur in alternating beds of this formation.

The Fukuji Formation is made principally of limestone, and thin beds of mudstone, sandstone and felsic tuff are interbedded with limestone. Limestone and mudstone yield many Devonian corals (*Favosites*, *Tryplasma*, etc.), brachiopods, trilobites, conodonts and other fossils.

The Ichinotani Formation is made principally of limestone including small amounts of mafic tuff, red mudstone, felsic tuff and conglomerate. Limestone yields abundant fusulinids such as *Eostaffella*, *Profusulinella*, *Fusulina*, *Beedeina*, *Fusulinella* and *Triticites*, and some foraminifera, corals and calcareous algae.

The Mizuyagadani Formation is composed of limestone and alternating beds of sandstone and mudstone. This formation rarely intercalates alternating beds of felsic tuff and mudstone, mafic tuff and conglomerate. Limestone and mudstone yield fusulinids, clinoids, brachiopods, calcareous algae, radiolarians and other fossils. The Ordovician (?) to Permian formations in the Fukuji area have bedding with an ENE–WSW trend dipping steeply north or south.

Mafic intrusive rocks such as gabbro and diabase are closely associated with the Sorayama Formation. Ultramafic rocks are found as small bodies along faults.

FUNATSU GRANITIC ROCKS

The “Funatsu Granitic Rocks” is a collective name given for granitic rocks which have been intruded into metamorphic and sedimentary rocks of the Hida Terrane and the Hida Marginal Belt mainly in Triassic–Jurassic age. They are distributed in the western and northern parts of the mapped district and further to the north. The rocks are lithologically subdivided into the following three units: the Tochio Tonalite (fine-grained biotite-hornblende tonalite), the Shimonomoto-type diorite and the Funatsu-type granite. The Tochio Tonalite is exposed to the west of Tochio, and intrudes into phyllite with thermal aureole. The Shimonomoto-type diorite is made of foliated coarse-grained biotite-hornblende diorite, and crops out in the northern margin of the district. The Funatsu-type granite is situated in the northwestern corner of the mapped district, and is mainly made of coarse-grained biotite granite and contains pinkish-colored potassium feldspar with maximum triclinicity.

MESOZOIC STRATA OF THE MINO TERRANE

Mesozoic strata of the Mino Terrane in the mapped district consist of three sedimentary com-

plexes, namely the Hirayu, the Sawando and the Shimashima Complexes from northwest to southeast.

The Hirayu Complex is the late Middle Jurassic melange which is made of pelitic rocks including a large amount of blocks of Permian greenstone and limestone, Triassic to Early Jurassic chert and Jurassic sandstone. Siliceous mudstone of the matrix yields Middle Jurassic radiolarians. This complex is in fault contact with the Paleozoic formations of the Hida Marginal Belt.

The Sawando Complex is a pile of chert-clastic sequences. Typical chert-clastics sequence consists of claystone, chert, chert breccia with matrix of tuffaceous siltstone, greenish gray tuffaceous siltstone, siliceous mudstone, mudstone and thick alternating beds of sandstone and mudstone in ascending order. Alternating beds sometimes include conglomerate. Chert yields Triassic conodonts and Triassic and Early Jurassic radiolarians. Siliceous mudstone yields Middle Jurassic radiolarians such as *Unuma echinatus* Assemblage and *Guexella nudata* Assemblage. Mudstone interbedded with sandstone yields late Middle and early Late Jurassic radiolarians such as *Stichocapsa neradaniensis* Assemblage. The sequence ranges from middle Early Triassic to early Late Jurassic in age. This complex is in fault contact with Hirayu complex.

The Shimashima Complex is characterized by melanges with chert and sandstone blocks and strongly sheared pelitic matrix. The boundary between this complex and the Sawando Complex is not clear. Chert and claystone blocks of the Complex yield Triassic conodonts. Matrix of the melange commonly yields late Middle and early Late Jurassic radiolarians assemblages. These complexes considered to have been formed through a series of accretion processes (OTSUKA, 1988).

TETORI GROUP

The Tetori Group is exposed in narrow areas at the western and the northern margin of the mapped district. The group is divided into the Tochio Formation and the Hidarimatadani Formation, although their stratigraphic relation is unknown. The Tochio Formation is made principally of pebbly sandstone with lesser amounts of mudstone and conglomerate. Mudstone yields Early Cretaceous (?) nonmarine shells and plant fossils. The Hidarimatadani Formation is made mainly of sandstone with small amounts of mudstone and conglomerate. Mudstone yields plant fossils. Both formations are in fault contact with all other pre-Cretaceous rocks of the Hida Marginal Belt.

After the Tetori Group was tilted during Cretaceous age, small stocks of diorite and tonalite intruded into it.

KASAGATAKE RHYOLITES

The Kasagatake Rhyolites are distributed in the western part of the mapped district and further to the west. They form an ellipsoidal cauldron (Kasagatake Cauldron) of maximum 13 km diameter surrounded by ring dikes. The Kasagatake Cauldron resulted from the caldera collapse of three or more times which took place during or immediately after the eruption of large volume of lava or pyroclastic flow.

The Kasagatake Rhyolites are 3,000 m in total thickness and are stratigraphically divided into four units, namely the Nakao Formation, the Kasadani Formation, the Anagedani Formation and the Kasagatakesancho Welded Tuff in ascending order.

The Nakao Formation is subdivided into the Sodegatani Conglomerate Member and the Nakao Tuff Member in ascending order. The Sodegatani Conglomerate Member is the basal unit of the Kasagatake Rhyolites, and overlies unconformably the Hirayu Complex. It is composed of conglomerate, sandstone and tuffaceous sandstone. The Nakao Tuff Member is over 750 m thick and composed of rhyolite to rhyodacite welded tuffs with subordinate amounts of tuff and tuffaceous mudstone.

The Kasadani Formation is mainly distributed to the south and the west of Mt. Kasa. It unconformably overlies the Funatsu Granitic Rocks and the Tetori Group, and conformably overlies the Nakao Formation. It is litho-stratigraphically subdivided into the following four units: the Yarimi Tuff Member, the Kuriyadani Welded Tuff Member, the Lower Lava and the Upper Lava. The Yarimi Tuff Member is 230 m in maximum thickness, and is composed of tuffaceous sandstone, tuffaceous mudstone, lapilli tuff and tuff breccia, and subordinately of conglomerate and andesite to dacite tuff. The Kuriyadani Welded Tuff Member is made of rhyolite welded tuff. It shows typical eutaxitic texture and contains small amounts of crystal fragments such as quartz, plagioclase, alkali-feldspar and biotite.

The lower and the upper lavas are 400 m and 800 m in maximum thickness, respectively. The lower lava is intercalated in the Yarimi Tuff Member near Yarimi, and conformably covered with the Kuriyadani Welded Tuff Member in other areas. The upper lava conformably overlies the Kuriyadani Welded Tuff Member. The lower and upper lavas are made of aphyric rhyolite lava with 69–77% SiO₂ content, and show spherulitic and flow-banded structure.

The Anagedani Formation is litho-stratigraphically subdivided into four units, namely (1) the Nakasaki Tuff Member, (2) thick welded tuff units, (3) alternating beds of lava and tuff, and (4) an interbedded breccia bed. This Formation conformably overlies the Kasadani Formation and is in fault contact with Funatsu Granitic Rocks at the margin of the Kasagatake Cauldron. It is about 1,500 m thick.

The Nakasaki Tuff Member is 100 m in maximum thickness, and is composed of stratified tuffaceous sandstone and mudstone. The member is exposed only around Mt. Nakasaki.

The welded tuff of the thick welded tuff units is high-potassic rhyolite (SiO₂ 72–75%, K₂O 4.0–4.8%), and contains abundant crystal fragments (55 ± vol.%) such as quartz, sanidine, plagioclase, hornblende and biotite in a matrix of welded (devitrified) glass fragments. Rb–Sr internal isochron age of the welded tuff is 68.1 ± 3.7 Ma, and fission track age (FT. age, below) of zircon from the welded tuff is 63.1 ± 1.2 Ma, but K–Ar age of sanidine is 56.3 ± 2.8 Ma.

The alternating beds of lava and tuff consist of rhyolite lava, hyaloclastite, non-welded tuff and stratified tuffaceous sandstone. Their lithofacies and thickness are extremely variable. The interbedded breccia bed crops out at the northernmost area of the mapped district and further to the north. It is made of monolithologic breccia with a small amount of conglomerate. The monolithologic breccia contains numerous large irregular shaped fragments of the Funatsu Granitic Rocks.

The Kasagatakesancho Welded Tuff is exposed around the summits of Mt. Kasa and Mt. Nukedo. It is 180 m or more in thickness, and made of biotite-hornblende-pyroxene rhyodacite welded tuff (SiO₂ 69–71%) with a small amount of biotite-hornblende rhyolite welded tuff in its basal part. It contains abundant crystal fragments (50–55 vol.%) such as plagioclase, quartz, sanidine, ferrohypersthene, ferroaugite, ferro-edenitic hornblende, ferroan biotite (mg=0.25) and ilmenite.

Rb–Sr internal isochron age, K–Ar age of sanidine and FT. age of zircon are 67.7 ± 11.5 Ma, 64.6 ± 3.2 Ma and 67.5 ± 3.0 Ma, respectively.

Ring dikes are exposed along the border of the Kasagatake Cauldron, and are composed of biotite–pyroxene granite porphyry and biotite–hornblende porphyritic granodiorite. They are characterized by the presence of ferroan mafic minerals and absence of magnetite as same as effusive rocks of the Kasagatake Rhyolites. Isotopic ages of them, 64 Ma to 57 Ma, are determined by Rb–Sr internal isochron method and FT. dating of zircon, and these ages indicate that they are coeval with or slightly younger than effusive rocks of the Kasagatake Rhyolites.

LATE CRETACEOUS TO EARLY PALEOGENE GRANITES

Late Cretaceous to early Paleogene granites of a batholithic dimension are widely distributed in the central and the southern parts of the Japan Alps. The mapped district corresponds to the southernmost part of the batholith. In this district, the granites are divided into three units, namely the Okumatashiro Granite, the Nishimata Granite and the Okumarusawa Granite in order of sequences.

The Okumatashiro Granite widely crops out along the Azusa River. It is composed principally of medium- to coarse-grained hornblende-bearing biotite granite ($\text{SiO}_2 = 72\%$) and biotite granite. It intrudes into the Mesozoic strata of the Mino Terrane. K–Ar age of biotite from this granite is 59.3 ± 3.0 Ma.

The Nishimata Granite occurs as stocks in the vicinity of Mt. Jonen. It is made of medium-grained hornblende-bearing biotite granite, and is characterized by the abundance of porphyritic ovoid-shaped quartz and also xenolithes such as sandstone, shale, rhyolite welded tuff and granite porphyry.

The Okumarusawa Granite crops out as stocks and small dikes around Shinhotaka and Mt. Okumaru. It is made principally of fine- to coarse-grained biotite granite. Leucocratic granite porphyry forms a marginal facies of the stocks and main facies of the dikes. The granite intrudes into the Hidarimatadani Formation and Kasagatake Rhyolites with thermal aureole.

Rb–Sr whole rock and internal isochron ages of the Okumarusawa Granite is 53.3 ± 2.7 Ma and 54.3 ± 0.9 Ma, respectively, corresponding to the boundary age between Paleocene and Eocene.

HOTAKA ANDESITE

The Hotaka Andesites are distributed in the northern central part of the mapped district and further to the north. They are divided into five units: that is the Yarisawa Breccia, the Senjōzawa Breccia, the Yaemonzawa Lava, the Maehotakadake Welded Tuff and the Minamidake Tuff Breccia in ascending order.

The Yarisawa Breccia is exposed in the upper stream of Azusa River and Migimata Dani (river) and around Mt. Okumaru. It abuts the Okumarusawa Granites. It is made exclusively of unsorted breccia which contains large irregular fragments of the Kasagatake Rhyolites, granites and sedimentary rocks of the Mino Terrane.

The Senjōzawa Breccia lithologically resembles to the Yarisawa Breccia, and is exposed only to the west of Mt. Kasumisawa. It contains numerous large irregular fragments of the Okumatashiro Granite and sedimentary rocks of the Mino Terrane. It abuts the Okumatashiro Granites.

The Yaemonzawa Lava is exposed only on the northwestern foot of Mt. Kasumisawa, and is made of pyroxene andesite. It conformably overlies the Senjōzawa Breccia.

The Maehotakadake Welded Tuff is widely distributed in a N-S trending graben, namely the Hotaka Graben, around Mt. Hotaka, central-northern part of the mapped district. It unconformably overlies the Sawando Complex of the Mino Terrane in the southern part of the Hotaka Graben and the Yarisawa Breccia in the northern part. On the other hand, it abuts the Okumatashiro Granite on the eastern border of the graben. It is 1,500 m or more in maximum thickness, and is mostly made of augite-hypersthene andesite to dacite welded tuff ($\text{SiO}_2=62-64\%$).

The Minamidake Tuff Breccia is exposed in a small area around Mt. Minami. It conformably overlies the Maehotakadake Welded Tuff, and is over 300 m thick. It is mainly composed of tuff breccia and lapilli tuff with a lesser amount of conglomerate.

The Maehotakadake Welded Tuff and Minamidake Tuff Breccia are folded with a synclinal axis parallel to the elongation of the Hotaka Graben. Pyroclastic dikes intruded into these volcanic rocks along the eastern border and the southern margin of the graben.

Diorite porphyry crops out as several stocks, sheets and dikes intruding into the Maehotakadake Welded Tuff, the Yarisawa Breccia and the Minamidake Tuff Breccia. It contains abundant phenocrysts of plagioclase, hypersthene, augite, and lesser amounts of quartz, magnetite and ilmenite in the fine-grained groundmass. Rarely it has a xenolith of biotite granite in the Shiradashizawa Valley. Bulk rock chemistry ($\text{SiO}_2=64\%$) and mineral chemistry of the rock is in general agreement with those of the Maehotakadake Welded Tuff.

TAKIDANI GRANODIORITE

The Takidani Granodiorite forms an elongated stock in N-S direction with about 2.5 km \times 13 km area and extends from Kamikōchi to Taki Dani in the upper reaches of Migimata Dani. It intrudes into the Sorayama Formation, the Hirayu Complex, the Kasagatake Rhyolites, the Okumarusawa Granite and the Hotaka Andesites with thermal aureole. It is a horizontal zoned pluton, with the porphyritic biotite granite ($\text{SiO}_2=72-76\%$) at its upper part and medium-grained hornblende-biotite granodiorite ($\text{SiO}_2=65-70\%$) at its lower part. It consists of plagioclase, quartz, K-feldspar, biotite and hornblende with lesser amounts of magnetite and ilmenite. The Rb-Sr whole-rock age is 46.4 ± 1.1 Ma, corresponding to Eocene.

ABŌYAMA DIORITE AND DIKES

Diorite and andesite of Neogene (?) are found as a small stock or dikes in the mapped district. The Abōyama Diorite, the largest one measuring 1.3 km \times 0.6 km, is exposed to the south of Mt. Abō.

LATE PLIOCENE TO MIDDLE PLEISTOCENE VOLCANIC ROCKS

The Late Pliocene to Middle Pleistocene volcanic rocks distributed in the western part of the mapped district are divided into the following five units in ascending order; the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit, the Fukuji Tuff Breccia, the Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit, the Fukadani Debris Flow Deposit and the Okuhida Pyroclastic Flow Deposit.

The Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit is distributed further to the west. It overlies unconformably pre-Neogene rocks, and is 200 m in maximum thickness in the mapped district. It is

made of hornblende-augite-bearing hypersthene dacite welded tuff. It represents a large-scale pyroclastic flow deposit which once covered widely the northeastern part of Gifu Prefecture, even though it has been highly dissected to expose sporadically.

The Fukuji Tuff Breccia occurs in the southwestern part of the mapped district, and overlies unconformably the Paleozoic formations of the Hida Marginal Belt, the Hirayu Complex and the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit. It is about 200 m in maximum thickness, and is made of dacite tuff breccia with lesser amounts of dacite lava and basal gravel bed.

The Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit is a large-scale ash-flow deposit, and distributed in the westernmost area of the district and further to the west. It overlies the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit unconformably and the Fukuji Tuff Breccia conformably. It is over 200 m in thickness, and is made of biotite rhyolite welded tuff. K-Ar age of biotite and FT. age of zircon from the deposit are 0.65 ± 0.25 Ma and 0.92 ± 0.11 Ma, respectively. A probable source vent of the Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit, namely Kaisho Source Vent, crops out near Fukuji. It intruded into the Hirayu Complex as ellipsoidal pipe with maximum 1.4 km diameter. It is made of biotite rhyolite welded tuff with subordinate amounts of biotite granite porphyry and tuff breccia. FT. age of zircon from the welded tuff is 1.05 ± 0.10 Ma, nearly coeval with the Kamitakara Pyroclastic Flow Deposit.

The Fukadani Debris Flow Deposit is exposed sporadically around Mt. Iwatsubo. It overlies unconformably pre-Neogene rocks, and consists of large unsorted fragments of andesite, granite porphyry, rhyolite and the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit.

The Okuhida Pyroclastic Flow Deposit is sporadically distributed in the drainage basin of the Gamata River. It overlies the pre-Neogene basement rocks and the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit, unconformably. It is 100 m in maximum thickness, and is made of hypersthene-hornblende-biotite rhyolite welded tuff containing a small amount of lithic fragments such as biotite granite. K-Ar age of biotite and FT. age of zircon are 0.4 ± 0.2 Ma and 0.68 ± 0.10 Ma, respectively. A probable source vent of the Okuhida Pyroclastic Flow Deposit, namely the Suiendani Source Vent, is found at the northernmost of the mapped district. It intrudes into the Okumarusawa Granite and the Takidani Granodiorite, and is composed of clinopyroxene-biotite granite porphyry and subordinate amounts of andesite and rhyolite welded tuff. Mineral assemblages and mineral chemistry of the granite porphyry are similar to those of the Okuhida Pyroclastic Flow Deposit. FT. age of zircon is 0.63 ± 0.12 Ma, nearly coeval to the Okuhida Pyroclastic Flow Deposit.

LATE PLEISTOCENE TO HOLOCENE VOLCANIC ROCKS

The Late Pleistocene to Holocene volcanic rocks in the mapped district are volcanic products of the Norikura Volcano and the Yakedake Volcano Group.

The Norikura Volcano of late Middle Pleistocene to Late Pleistocene age, occurs in the southern part of this district and further to the south. It is composed of numerous lava flow units, however only three units are exposed in the mapped district. The three units are the Eboshi Lavas of biotite-hornblende-augite-hypersthene andesite, the Jukkoku Volcanic Rocks of biotite-hornblende-pyroxene andesite and the Yotsudake Lava of hornblende-augite-hypersthene andesite, from older to younger. K-Ar ages of these three lava flow units range from 0.27 ± 0.02 Ma to 0.06 ± 0.01 Ma.

The Yakedake Volcano Group is distributed in the southwestern part of the mapped

district, and is divided into the following five volcanoes: the Warudaniyama, the Shirataniyama, the Iwatsuboyama, the Yakedake and the Akandana Volcanoes from older to younger. The first two volcanoes began to erupt in the middle Late Pleistocene and their volcanism terminated in the late Late Pleistocene. Original volcanic topography of them is not preserved. On the contrary, the last three volcanoes almost retain the original volcanic topography and their volcanism continued from latest Late Pleistocene to Holocene.

The Warudaniyama Volcano occupies the northern and western parts of the Yakedake Volcano Group. It consists mainly of lava flows and subordinately of basal tuff breccia and pyroclastic rocks. It is made of biotite-hornblende-pyroxene andesite characterized by the presence of large plagioclase phenocrysts.

The Shirataniyama Volcano occupies the southern part of the Yakedake Volcanogroup. It consists of lava dome and pyroclastic deposit of biotite-pyroxene-hornblende andesite to dacite. K-Ar whole-rock age from the lava dome is 0.09 ± 0.01 Ma.

The Iwatsuboyama Volcano is distributed in the western part of the Yakedake Volcanoes. It consists of two units of lavas and two units of pyroclastic flow deposits as followings: the lower pyroclastic flow deposit, the Iwatsubodani Lava, the upper pyroclastic flow deposit and the Oodana Lava. The lavas and pyroclastic flow deposits are made of pyroxene-hornblende andesite to dacite.

The Yakedake Volcano is one of the two active volcanoes of the Norikura Volcanic chain, and is well-known because of the A.D. 1915 eruption, which dammed up the Azusa River by the mudflows to produce Taisho-ike (lake). It was active during A.D. 1907–1932 and also during A.D. 1962–1963, but incandescent lava emission has never been recorded in the historic age, and only ashes and pumices were supplied by explosion or phreatic explosions. This volcano might have a dormant period of more than several hundreds years before the 1907 explosion. It consists of the following eight units of lavas and volcanoclastic rocks: the Siramizudani Debris Flow Deposit, the Kurodani Lava, the Shimoborisawa Lava and the Ekakedani Pyroclastic Flow Deposit in ascending order. They are composed principally of biotite-bearing pyroxene-hornblende andesite to dacite ($\text{SiO}_2=60\text{--}63\%$) and subordinately of olivine-pyroxene andesite ($\text{SiO}_2=59\text{--}61\%$).

The Akandana Volcano is located at the southern end of the Yakedake Volcano Group. It consists of the following three units: volcanoclastic rocks, somma lava and lava dome. Volcanic rocks of the Akandana Volcano are made of hornblende-pyroxene dacite to andesite.

Along the Gamata River and the Hirayu River, the following three volcanoclastic deposits are distributed: the Hirayugawa Pyroclastic Flow Deposit, Hitoegane Debris Flow Deposit and Nakao Pyroclastic Flow Deposit.

The Hirayu Gawa Pyroclastic Flow Deposit forms relatively higher terrace along the Hirayugawa River, and consists of non-welded fragments of biotite-pyroxene-hornblende andesite. The source area of the pyroclastic flow is assumed to be in the southern area, now occupied by the Akandana Volcano. The carbon-14 ages of charcoal from the deposit are $11,300 \pm 170$ y.B.P. and $11,600 \pm 210$ y.B.P.

The Hitoegane Debris Flow Deposit forms relatively lower terraces along the Hirayugawa. It is subdivided into lower debris deposit and upper debris avalanche deposit.

The Nakao Pyroclastic Flow Deposit is distributed along the Ashiaraidani Valley and on the eastern foot of Mt. Yakedake. It is composed of fragments of pyroxene-hornblende andesite,

and ^{14}C ages of charcoal ranges from 4,500 to 1,500 y.B.P.

LATE PLEISTOCENE TO HOLOCENE SEDIMENTS

The Late Pleistocene to Holocene sediments in the mapped district are composed of moraine and outwash deposits, terrace deposits, debris avalanche deposits, talus and fluvial deposit.

Moraine and outwash deposits are mainly distributed in eastern slope of the Hotakadake–Yarigatake Ridge. The deposits were formed during glacial periods of latest Pleistocene. There are typical cirques at the upper part of moraine distributions.

Terrace deposits are distributed along the Gamata River, and are divided into the higher group (t_1) and the lower group (t_2), even though the latter is only poorly developed.

Talus and small fan deposits are distributed along the Azusa, Hirayu, Gamata Rivers and their tributaries.

Debris avalanche deposits are distributed along the Gamata and Hirayu Rivers, and are subdivided to five units by their distribution and lithology.

Fluvial deposits are distributed mainly along the Azusa River, and often attains so several ten meters in thickness.

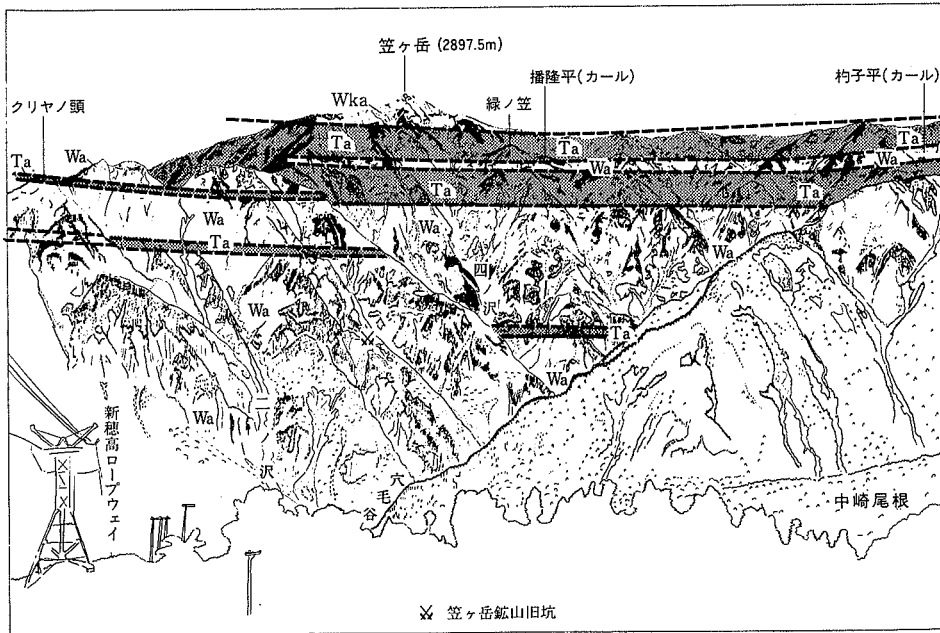
ECONOMIC GEOLOGY

Lead, zinc, copper

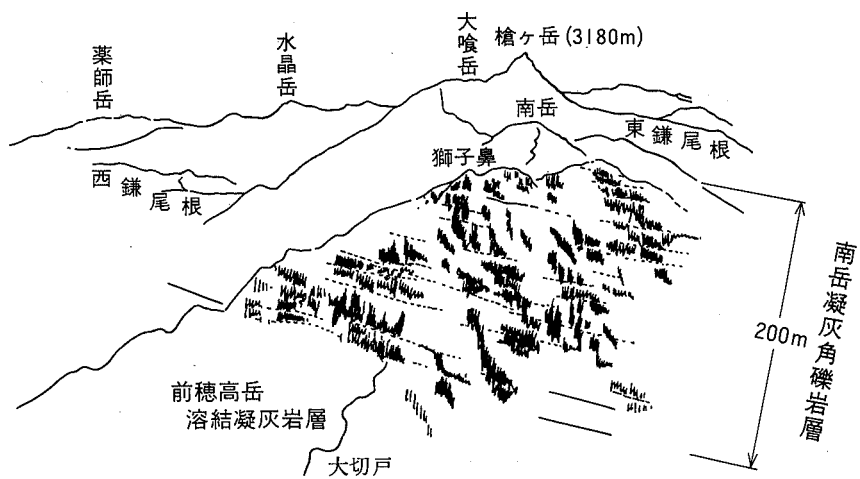
In the drainage basin of the Gamata River, there are several Pb–Zn–Cu ore deposits of vein type and contact metasomatic type in the Kasagatake Rhyolites, the Tetori Group and the Hirayu Complex. The Kasagatake Mine was conspicuous among them, but all of these deposits are not worked today.

Hot spring and geothermal energy

There are many hot springs around the Yakedake Volcano Group, namely Shinhotaka, Shinhirayu, Hirayu, Kamikōchi and Nakanoyu Spa. Systematic exploitation of geothermal resources as a national project has been operated since 1974 in this district.

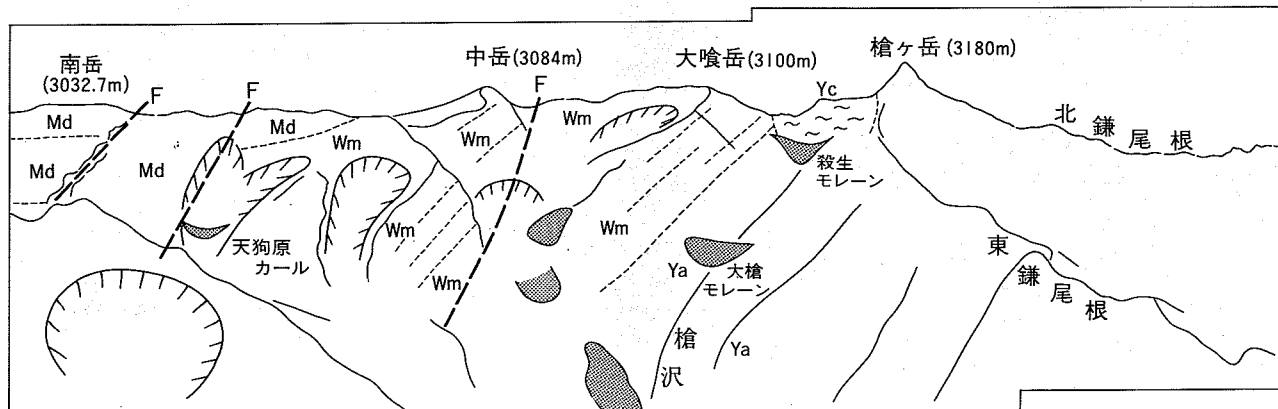


笠ヶ岳東側山腹に観察される笠ヶ岳流紋岩類(穴毛谷層)の水平な成層構造
 新穂高ロープウェイ(にしはたかぐち)から撮影(昭和52年10月)。笠ヶ岳山頂から下方の穴毛谷下流まで高度差約1,500 mの断面が観察される。穴毛谷四ノ沢(画面中央)には画面とはほぼ平行する方向の断層が走る
 Wka: 笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層, Ta: 溶岩・凝灰岩(穴毛谷層), Wa: 溶結凝灰岩層(穴毛谷層)



南岳凝灰角礫岩層の成層構造

南岳(3,030 m)の南方(通称獅子鼻)。向斜軸の西翼に位置しており、東に約20°の傾斜を示す(第36図の柱状図参照)。
北穂高岳山頂から撮影(昭和54年10月)。写真中央上部は槍ヶ岳(3,180 m)



南岳-槍ヶ岳稜線の東側に露出する穂高安山岩類と槍沢から天狗原にかけてのカール地形群
赤岩岳山頂から撮影(昭和59年9月)
Yc: 槍ヶ岳結晶片岩, Ya: 槍沢角礫岩層, Wm: 前穂高岳溶結凝灰岩層, Md: 南岳凝灰角礫岩層, F: 断層

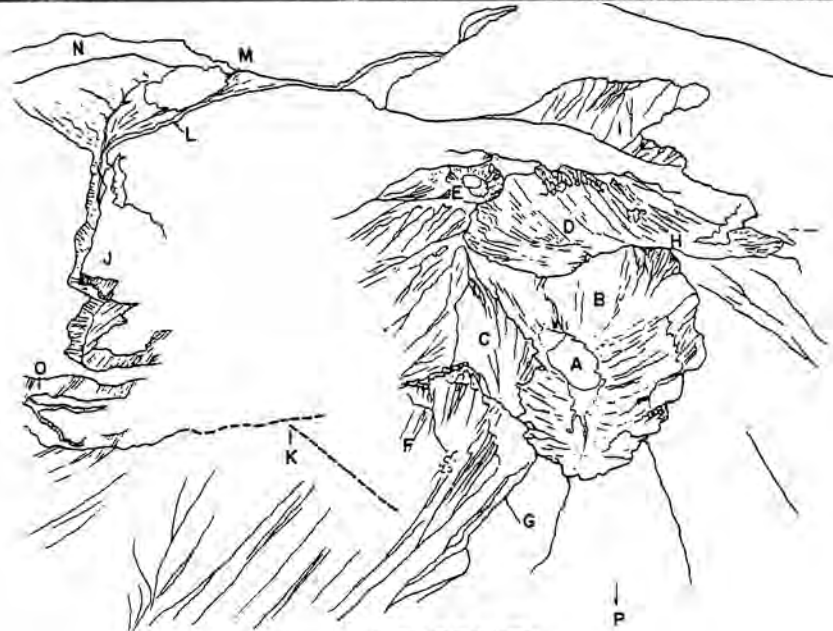


焼岳の火山噴火(1915年大正池を形成した際の噴火)
上高地から穂刈三寿雄氏撮影(大正4年6月6日)。山田
哲雄氏写真原版提供(YAMADA, 1963の図版1の第1図)



焼岳の火山噴火(1962年の噴火)

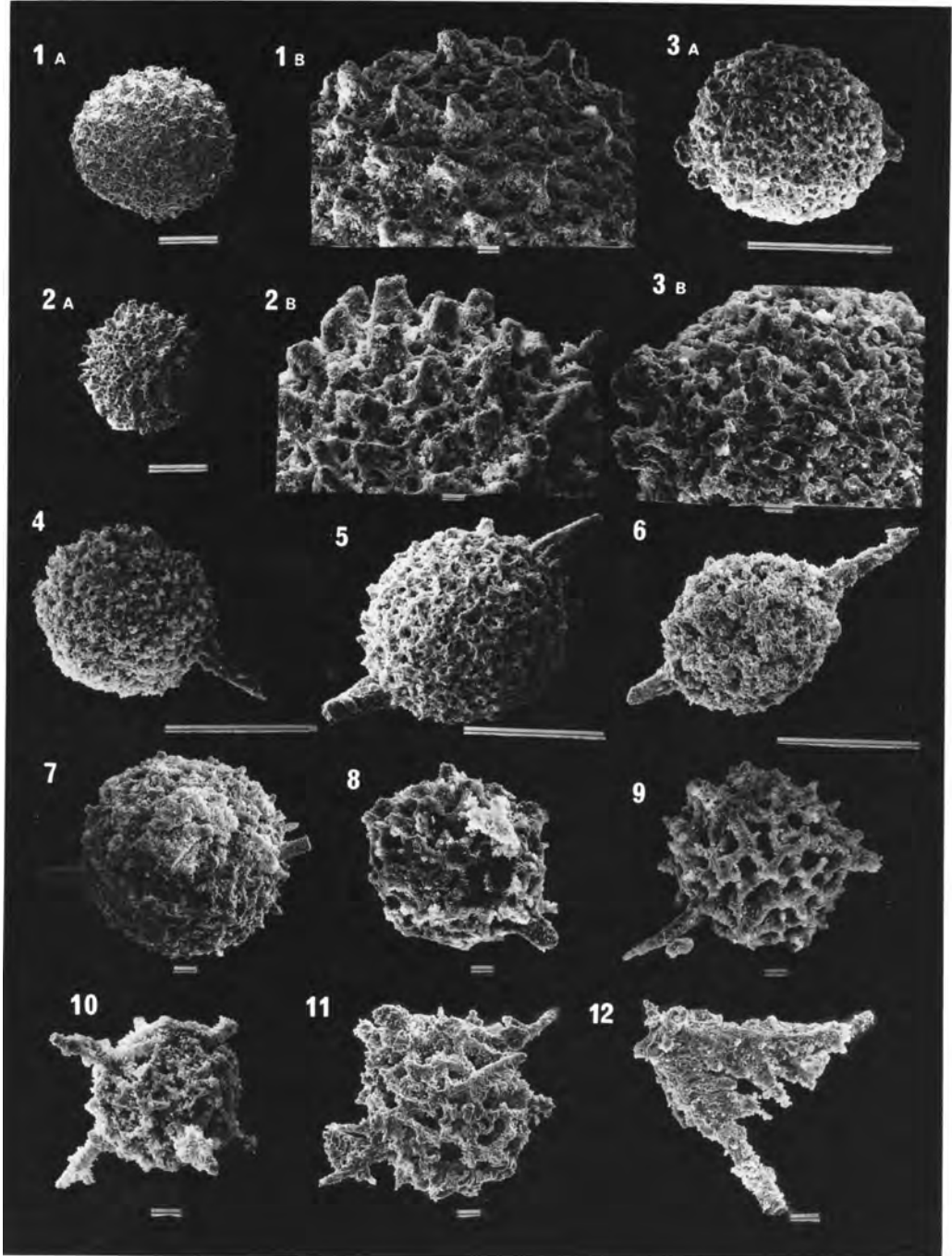
上高地上空から信濃毎日新聞社撮影(昭和37年6月18日)。山田哲雄氏写真原版提供(YAMADA, 1963の図版1の第3図)。
焼岳円頂丘溶岩の北縁から手前の峠にかけてほぼ東西方向の割れ目が開口し白い噴煙をあげている



1962年の焼岳火山噴火

白水谷上空から信濃毎日新聞社撮影(昭和37年9月16日)。写真原版・スケッチ原図は山田哲雄氏提供(YAMADA, 1963の図版12の第20図)

A: 正貫池(昭ヶ池), B: 旧火口, C: 隠居穴, D: 下堀爆裂火口, E: さめヶ池, F: 中尾峠爆裂火口, G: 白水谷爆裂火口, H: 焼岳山頂, I: 下堀沢, J: 上ヶ堀沢, K: 1962年爆裂割れ目, L: 泥流堆積物(1962年7月12日流下), M: 発電取水用堰堤, N: 大正池, O: 峠沢, P: 黒谷火口(1919年形成)



一重ヶ根層から産出したシルル紀後期-デボン紀前期の放散虫化石(化石鑑定と走査電子顕微鏡による撮影: 古谷 裕氏)

Fig. 1A, B *Zadrappolus* ? sp. R38303

Fig. 2A, B *Zadrappolus spinosus* (MS) FURUTANI R38091

Fig. 3A, B. *Spongocoelia parvus* (MS) FURUTANI R38091

Fig. 4 *Spongocoelia parvus* (MS) FURUTANI R38303

Fig. 5 *Spongocoelia kamitakarensis* (MS) FURUTANI R38303

Fig. 6 *Spongocoelia* spp. R38303

Fig. 7 *Spongocoelia* spp. R38303

Fig. 8 *Secuicollacta* spp. R38091

Fig. 9 *Secuicollacta vulgaris* (MS) FURUTANI R38303

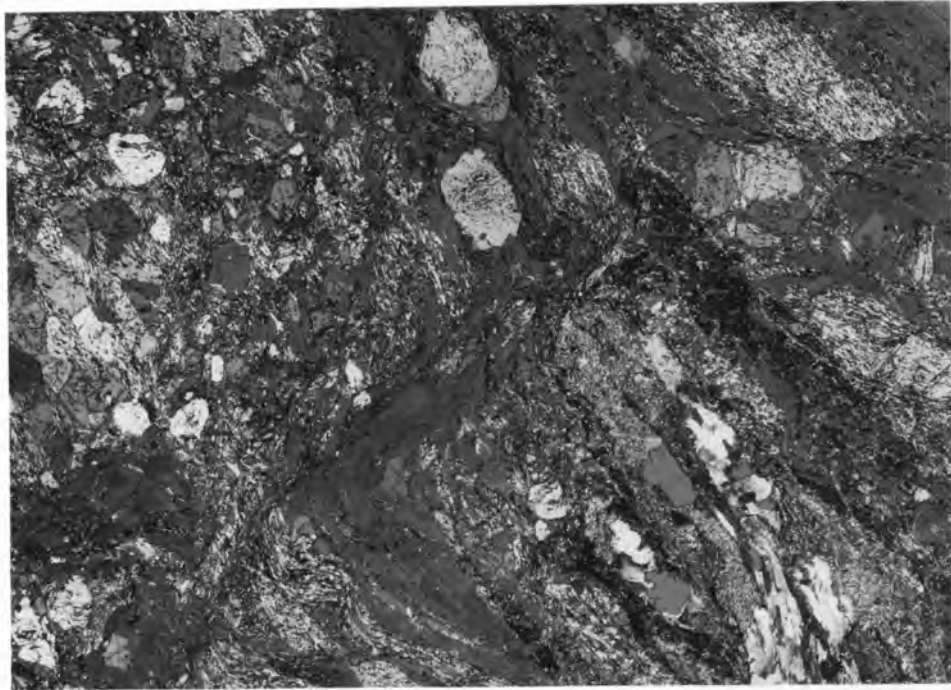
Fig. 10 *Secuicollacta* spp. R38303

Fig. 11 *Secuicollacta vulgaris* (MS) FURUTANI R38303

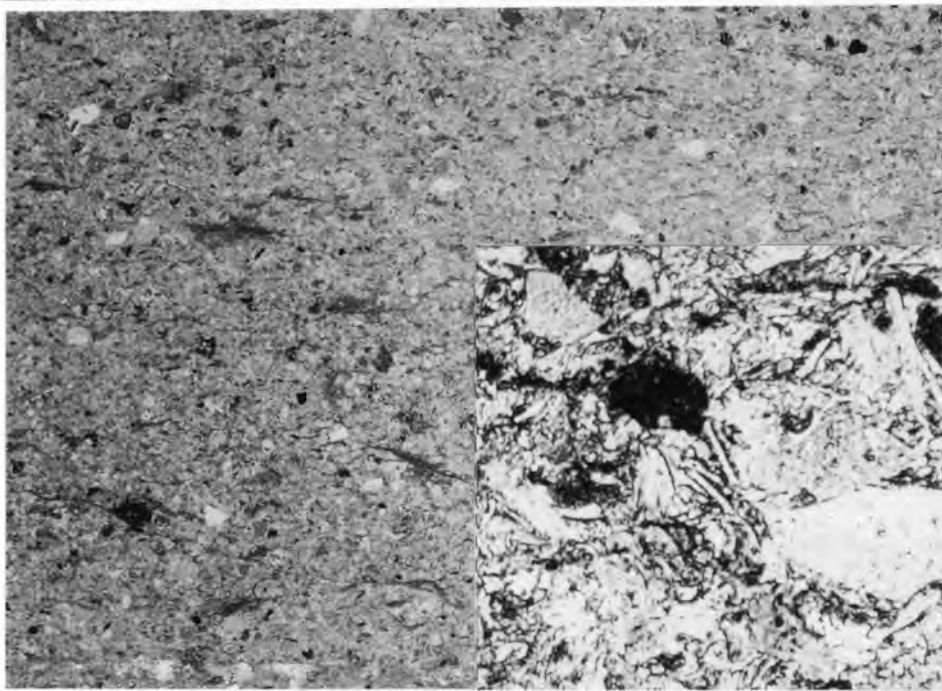
Fig. 12 *Goodbodium* sp. indet. R38303

バーの長さ 100 μ m: 1A, 2A, 3A, 4, 5, 6

10 μ m: 1B, 2B, 3B, 7, 8, 9, 10, 11, 12



1



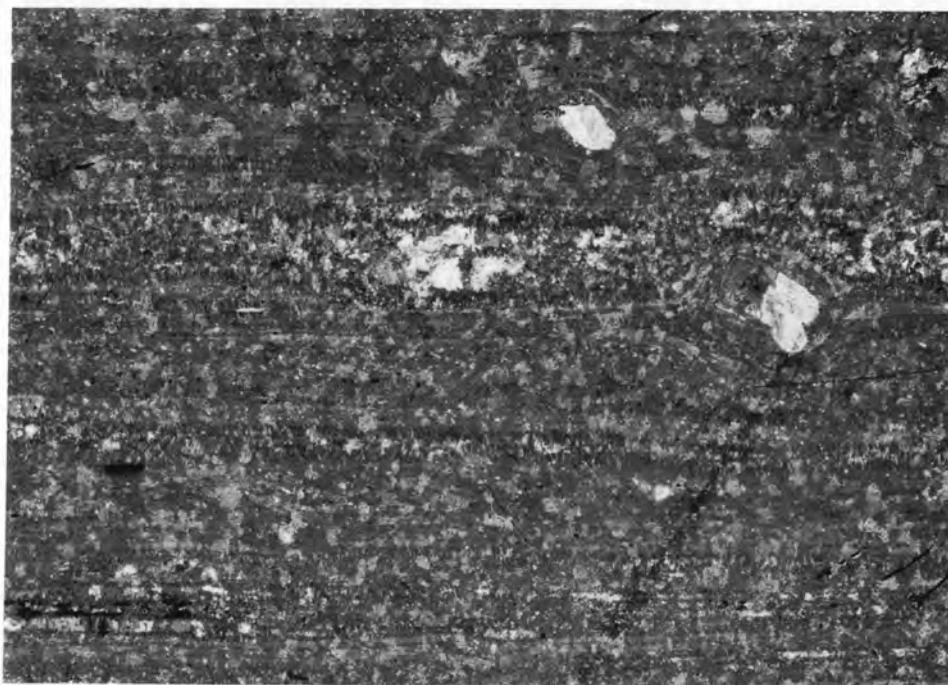
2

3

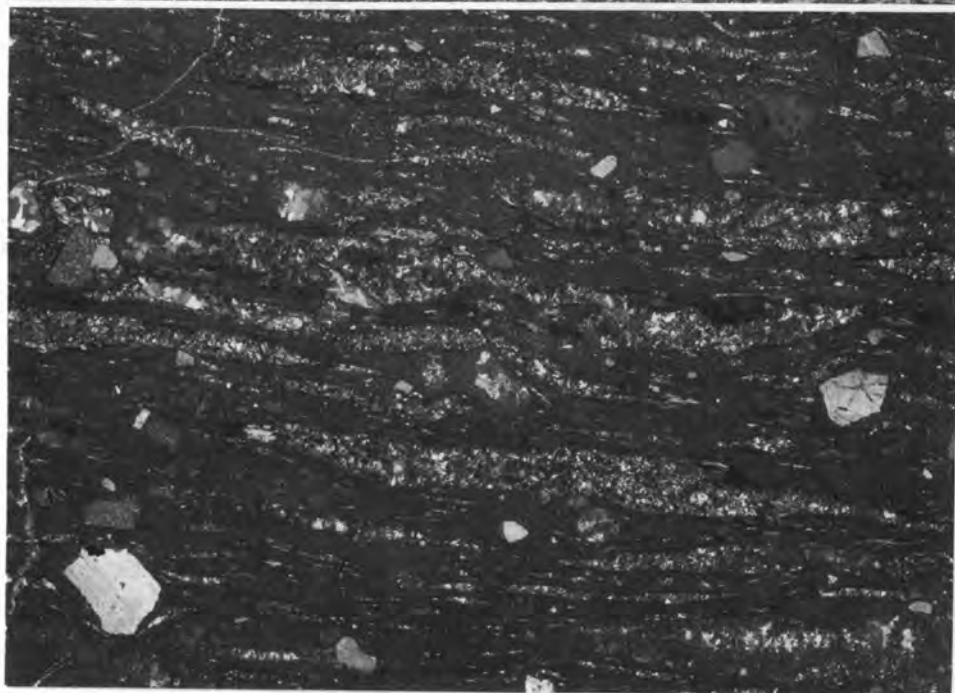
5mm

0.5mm

1. アルバイト緑泥石緑れん石アクチノ閃石片岩(蒲田結晶片岩)。上宝村蒲田南方蒲田川左岸、標高1,100 m (GSJ R49889)。アルバイト斑状変晶を含む苦鉄質片岩。直交ポーラー
2. 軽石含有流紋岩凝灰岩(吉城層)。上宝村福地一の谷、標高1,070 m (GSJ R49842)。緑灰色で弱い成層構造を示す。結晶片に富んだ凝灰岩。下方ポーラー。スケールは5 mm。Ⅶ-3 図版を除き以下スケールは全て5 mmを示す
3. 同上拡大。スケールは0.5 mm。ガラス片が多数含まれる。下方ポーラー

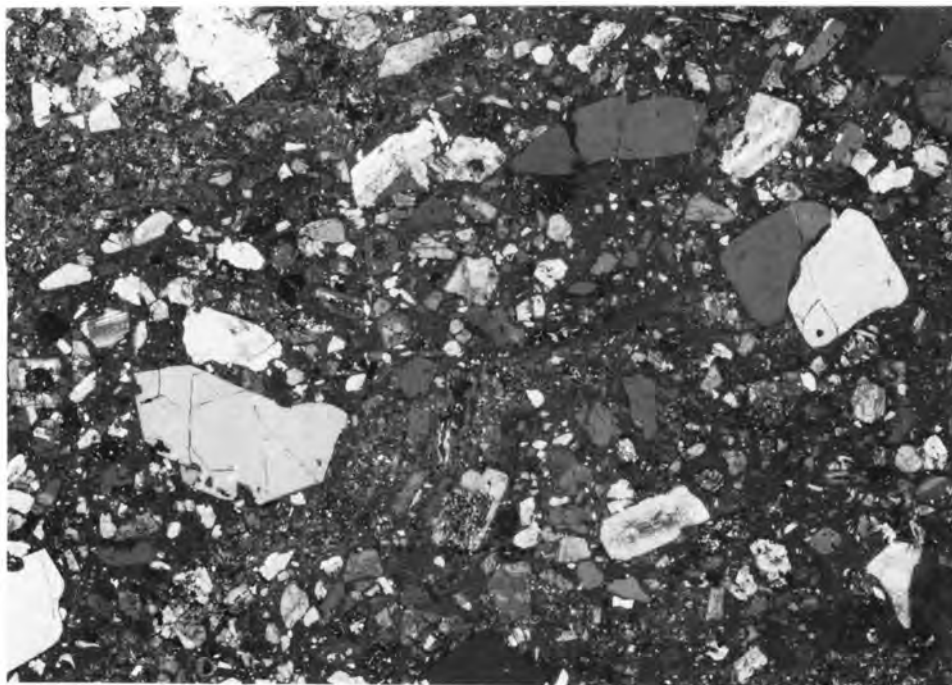


1

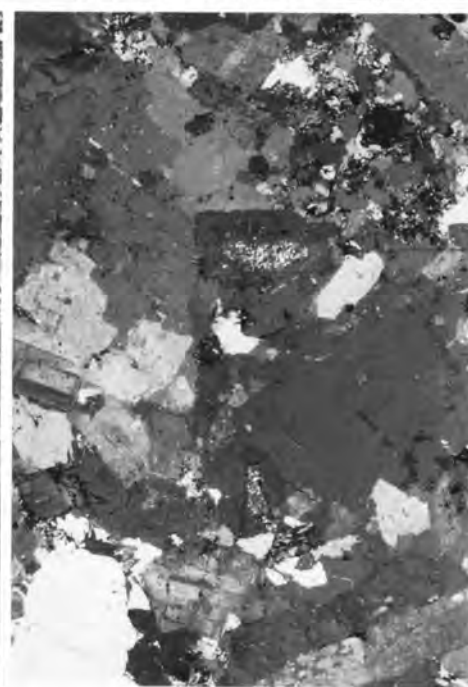


2

1. 黒雲母含有流紋岩(笠谷層溶岩). 上宝村下佐谷, 標高1,430 m (GSJ R49847). 流理構造の発達した流紋岩溶岩. 斑晶として斜長石と黒雲母(オバサイト化)を含む. 石基には微球顆構造が発達する. 直交ポーラー
2. 黒雲母含有流紋岩溶結凝灰岩(クリヤ谷溶結凝灰岩部層). 上宝村クリヤ谷左岸, 標高1,450 m (GSJ R12505) 著しく偏平化した本質レンズを含み, 典型的なユータキサイト組織を示す. 結晶片に乏しい. 直交ポーラー

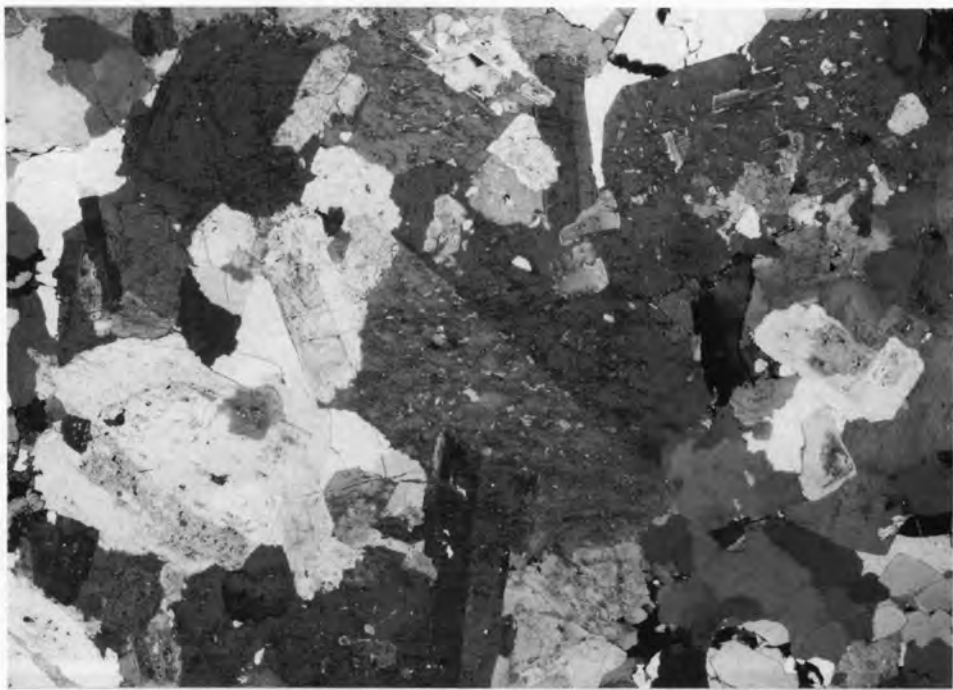


1

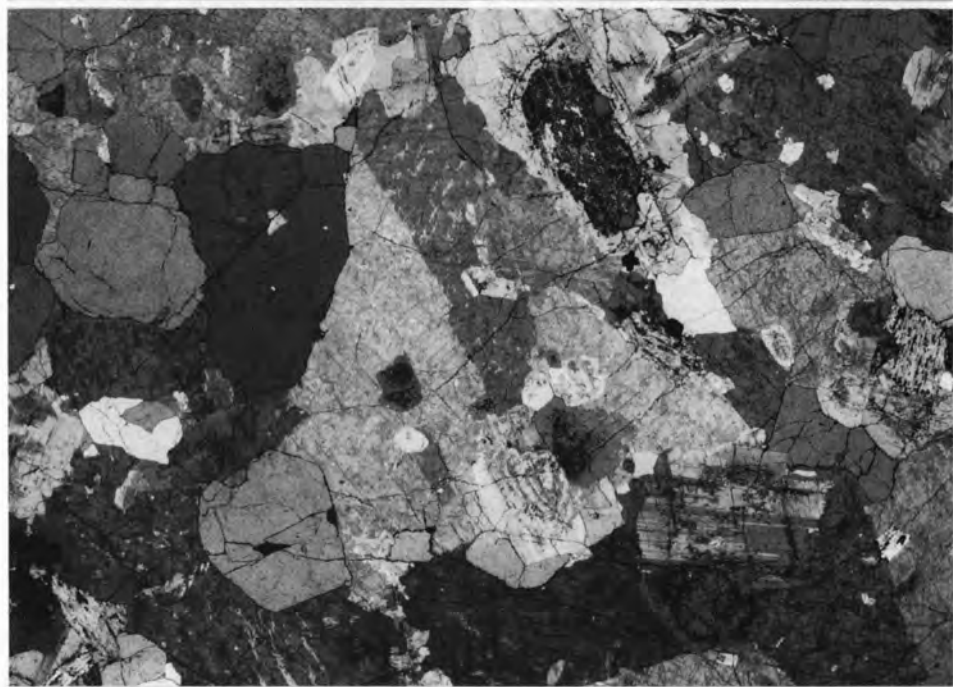


3

1. 流紋デイサイト溶結凝灰岩(笠ヶ岳山頂溶結凝灰岩層)。上宝村笠ヶ岳山荘北, 小笠山頂, 標高2,830 m (GSJ R49852)。斜長石・石英・サニディン・苦鉄質鉱物などの結晶片を約50容量%含む。本質レンズを多数含む。直交ポーラー
2. 黒雲母輝石花崗斑岩(環状岩脈)。上宝村大ノマ沢, 標高2,150 m (GSJ R49854)。細粒等粒状石基中に石英・斜長石・アルカリ長石・苦鉄質鉱物の斑晶を含む。直交ポーラー
3. 斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(環状岩脈)。上宝村割谷, 標高1,330 m (GSJ R49853)。粗粒斑状結晶(斜長石・石英・アルカリ長石)の間をやや細粒な結晶が充填する。R49854に比べ斑状組織が不明瞭。直交ポーラー

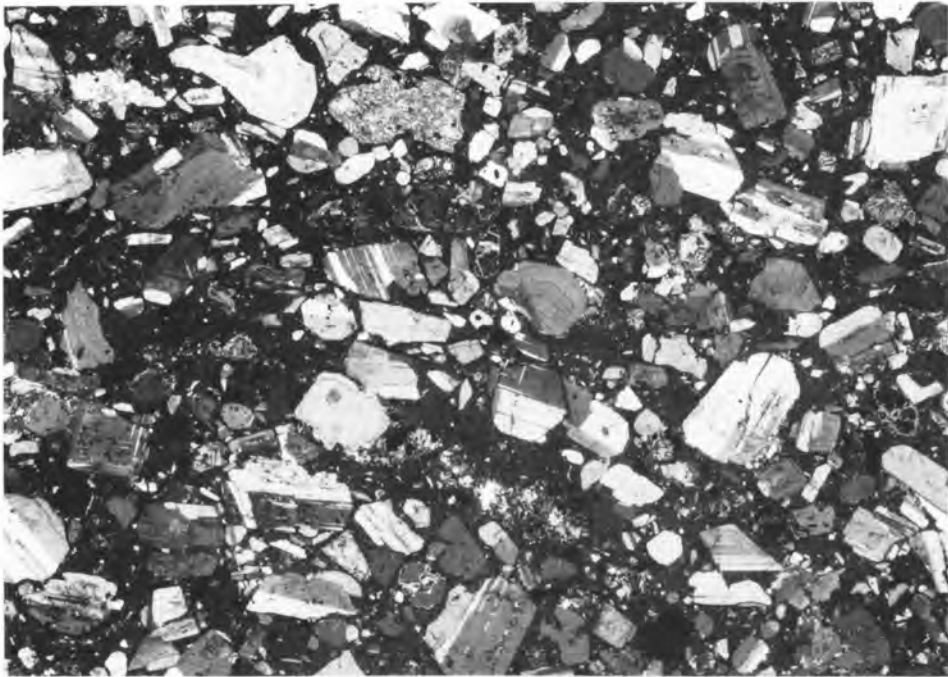


1

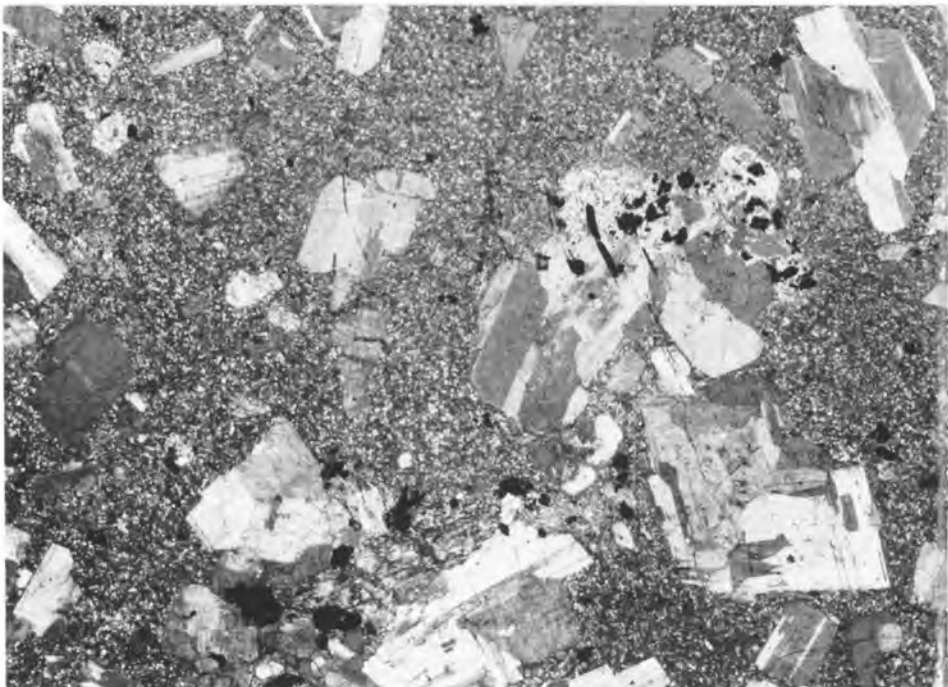


2

1. 中粒黒雲母花崗岩(奥又白花崗岩). 安曇村一ノ俣谷七段の滝, 標高1,850 m (GSJ R49879). 直交ポーラー
2. 中粒黒雲母花崗岩(奥丸沢花崗岩). 上宝村蒲田川左俣谷支沢水鉛谷, 標高1,780 m (GSJ R49855). 直交ポーラー

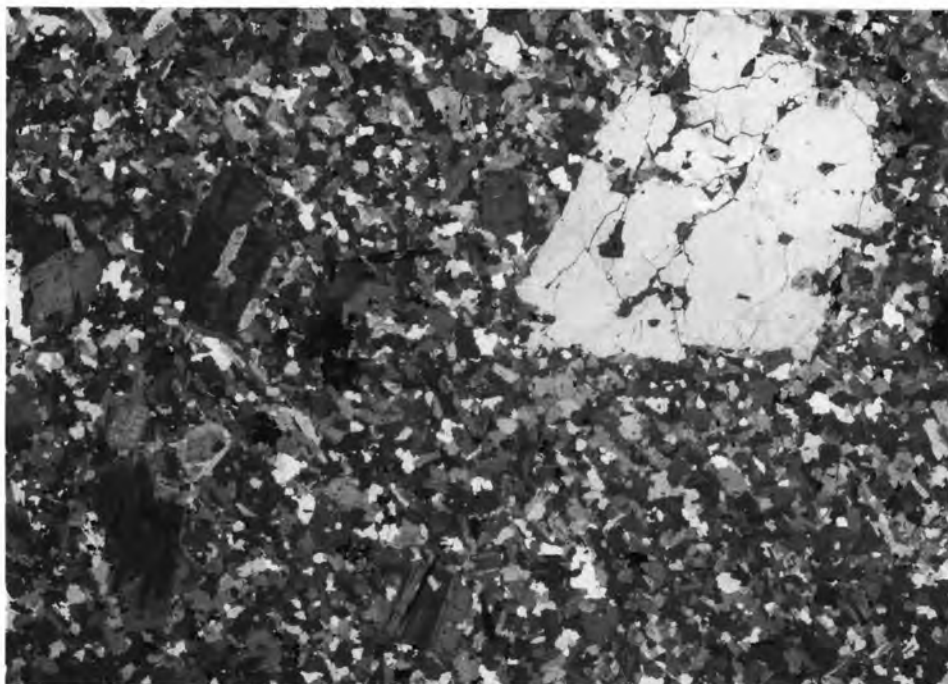


1



2

1. 普通輝石紫蘇輝石安山岩溶結凝灰岩(前穂高岳溶結凝灰岩層)、奥穂高岳山頂、標高3,190 m (GSJ R12789)
斜長石・輝石・石英などの結晶片を約60容量%含む。直交ポラー
2. 石英含有普通輝石紫蘇輝石閃緑斑岩。上宝村中岳西方、標高2,420 m (GSJ R49856)
細粒石基中に斜長石・輝石などの斑晶を含む。近接する滝谷花崗閃緑岩による熱変成作用のため苦鉄質鉱物の大部分がアクチノ閃石・黒雲母の集合体に変化している。直交ポラー

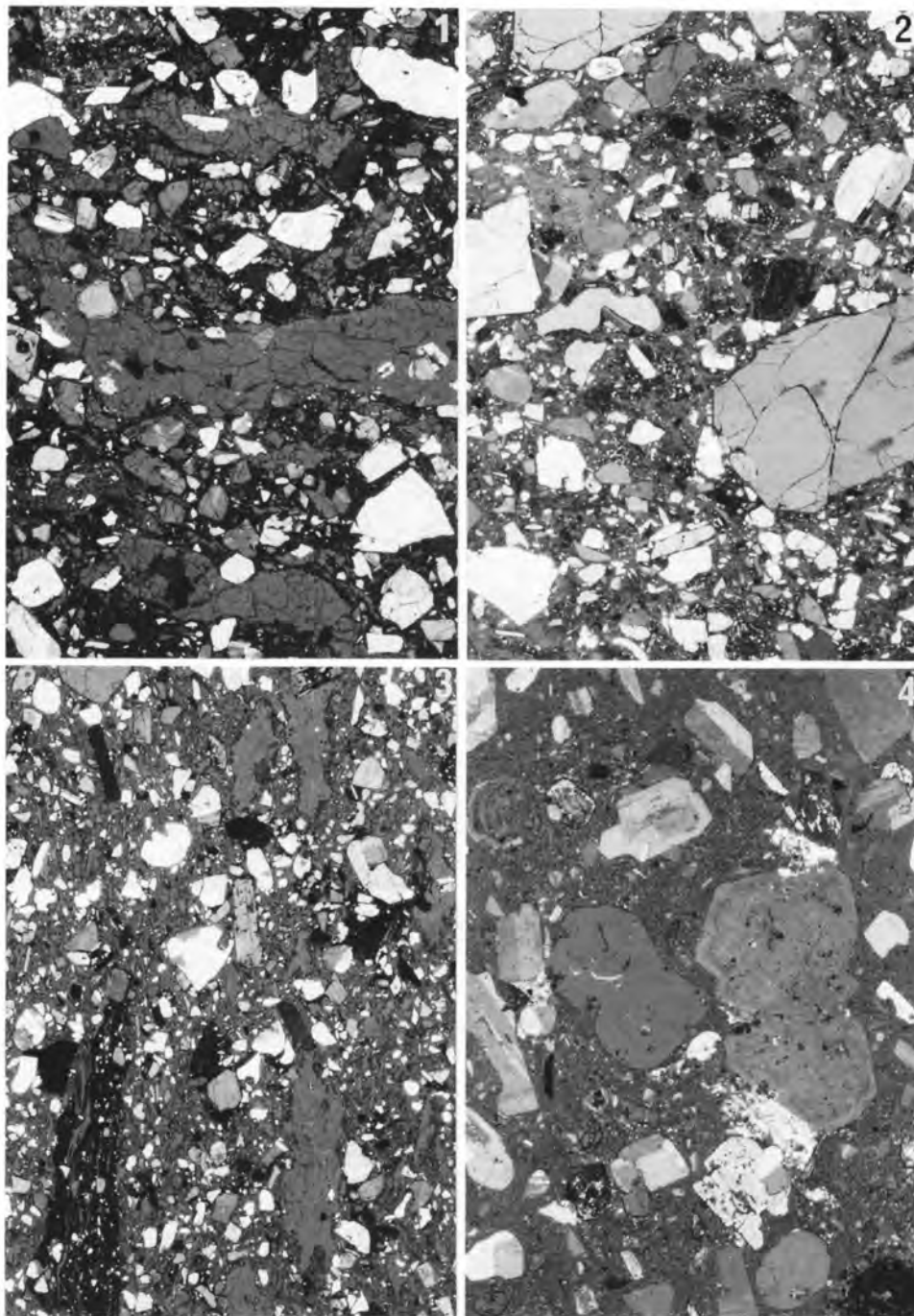


1



2

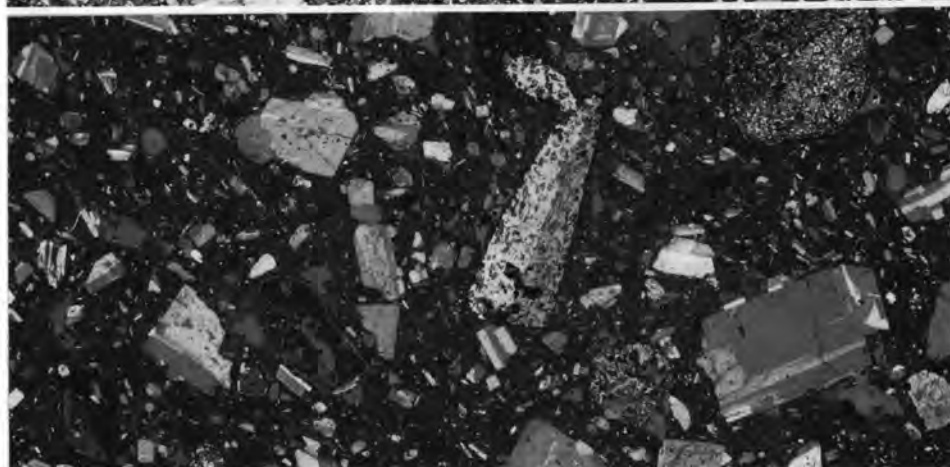
1. 斑状黒雲母花崗岩(滝谷花崗閃緑岩)。上宝村白出沢支流西穂沢右岸, 標高1,950 m (GSJ R49861)
斑状結晶として石英・斜長石・黒雲母を含む。直交ポラー
2. 中粒弱斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(滝谷花崗閃緑岩)。上宝村白出沢, 標高1,890 m (GSJ R49859)
やや粗粒な斜長石結晶を含み弱斑状組織を示す。直交ポラー



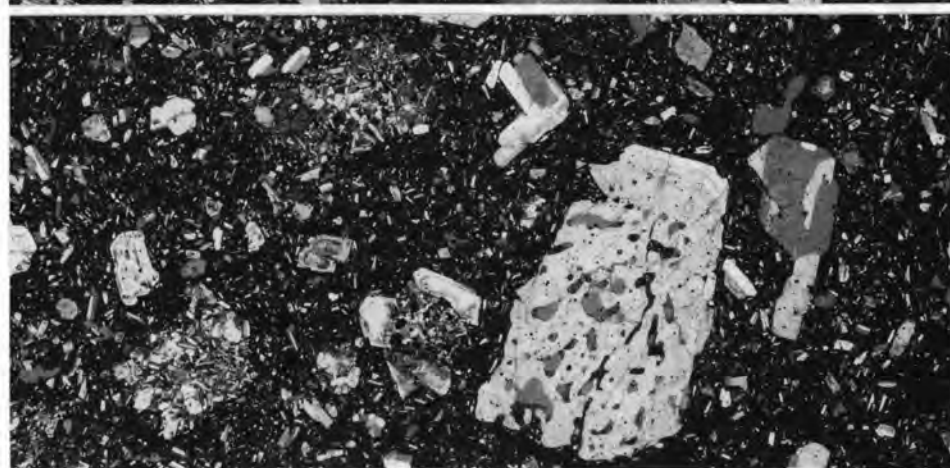
1. 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(上宝火砕流堆積物)。上宝村オソブ谷, 標高1,730 m (GSJ R49890)
斜長石・石英・黒雲母などの結晶片を約30容量%含む。本質レンズを多数含む。直交ポーラー
2. 黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(貝塩給源火道)。上宝村貝塩谷西方稜線, 標高1,651 m (GSJ R49885)
火道中の溶結凝灰岩。R49890と同じ鉱物構成・鉱物組成を示す。直交ポーラー
3. 紫蘇輝石角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(奥飛驒火砕流堆積物)。(GSJ R49887, KH707)。上宝火砕流堆積物
と類似した岩相を示す溶結凝灰岩であるが, 柱状の角閃石・紫蘇輝石を含む点で識別できる。直交ポーラー
4. 斜方輝石角閃石黒雲母花崗斑岩(水鉛谷給源火道)。上宝村蒲田川左俣支流水鉛谷左岸, 標高1,830 m (GSJ
R49886, KH555)。細粒石基中に斜長石・石英・黒雲母・角閃石・斜方輝石(変質)を含む。直交ポーラー



1



2

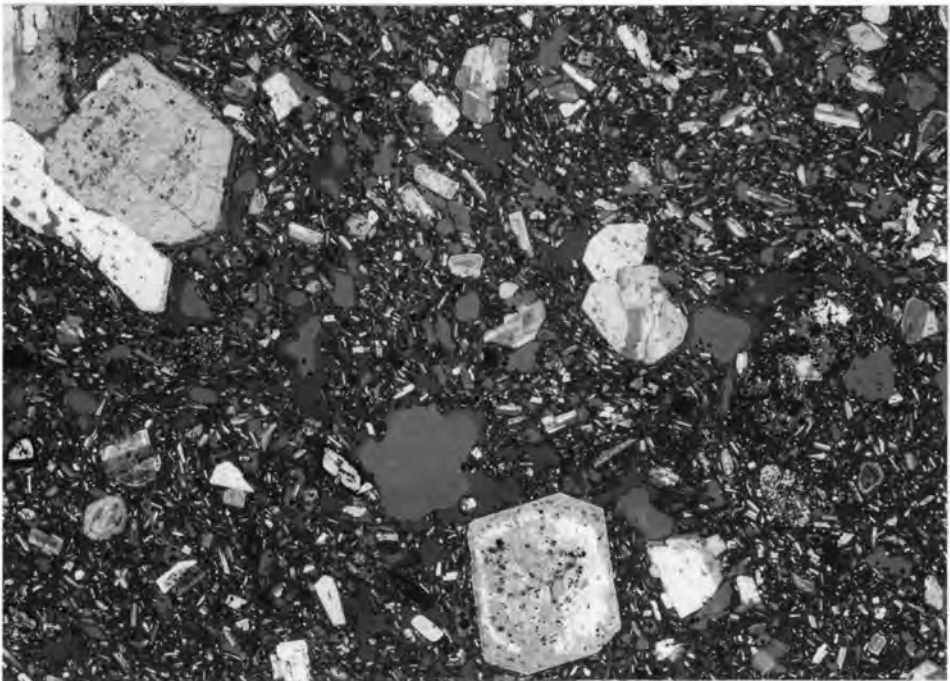


3

1. 黒雲母含有角閃石輝石安山岩(割谷山火山, 溶岩類). 上宝村-安曇村境界, 割谷山山頂南西稜線, 標高2,185 m (GSJ R49888, KH736). いわゆる同源捕獲岩(写真下部)を多量に含む安山岩溶岩. 黒雲母・角閃石はオバサイト化している. 直交ボーラー
2. 普通輝石黒雲母紫蘇輝石角閃石安山岩(白谷山火山, 円頂丘溶岩). 上宝村白谷左岸, 標高1,325 m (GSJ R49863). 暗灰色でやや発泡した安山岩溶岩. 直交ボーラー
3. 黒雲母かんらん石含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩(大棚溶岩). 上宝村岩坪谷左岸, 標高1,350 m (GSJ R49865). 細粒苦鉄質な同源捕獲岩を含む. 直交ボーラー



1



2

1. かんらん石含有黒雲母普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩(焼岳円頂丘溶岩)。焼岳山頂(GSJ R49891) 斜長石・角閃石粗粒斑晶の目立つ、やや発泡した安山岩。いわゆる同源捕獲岩(写真左側)を含む。直交ポラー
2. 黒雲母普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイト(アカンダナ火山の外輪山溶岩)。安曇村小舟西、国道158号線沿い、標高1,740 m (GSJ R49873)。やや発泡したデイサイトで、少量の石英斑晶を含む。直交ポラー

文献引用例

原山 智 (1990) 上高地地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 175p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

HARAYAMA, S. (1990) *Geology of the Kamikōchi district*. With Geological Sheet Map at 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 175 p. (in Japanese with English abstract 11p.).

平成 2 年 3 月 12 日 印 刷

平成 2 年 3 月 15 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305 茨城県つくば市東 1 丁目 1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小 宮 山 印 刷 工 業 株

東京都新宿区天神町 78

© 1990 Geological Survey of Japan