

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第30号

NJ-53-6-5

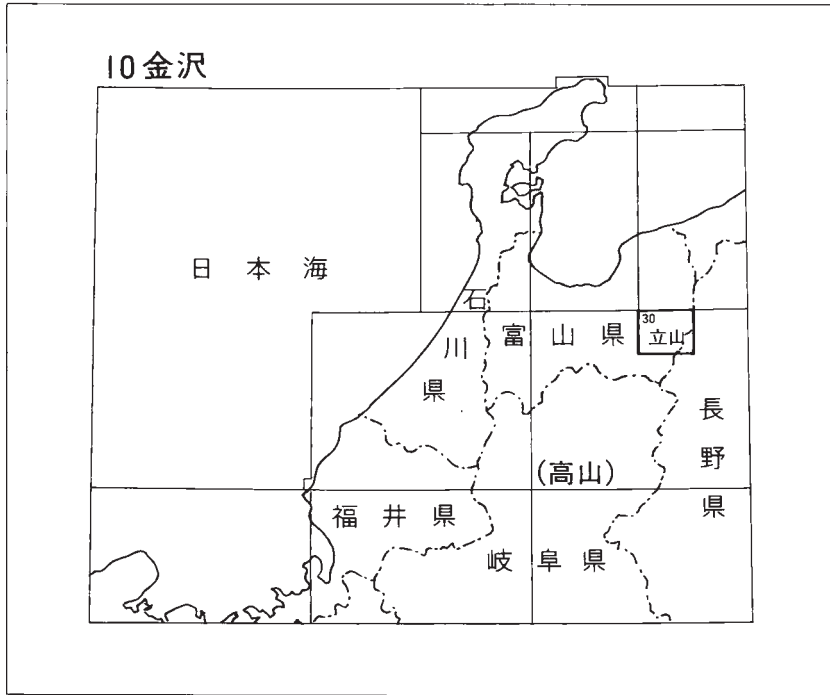
立 山 地 域 の 地 質

原山 智・高橋 浩・中野 俊
荻谷愛彦・駒澤正夫

平成 12 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

10-23 魚津 Uozu NJ-53-5-12 (1972)	10-24 黒部 Kurobe NJ-53-5-8 (未刊行, unpublished)	10-25 白馬岳 Shirouma Dake NJ-53-5-4 (未刊行, unpublished)
10-29 五百石 Gohyakkoku NJ-53-6-9 (1960)	10-30 立山 Tateyama NJ-53-6-5 (2000)	10-31 大町 Ōmachi NJ-53-6-1 (1989)
10-36 東茂住 Higashimozumi NJ-53-6-10 (1959)	10-37 槍ヶ岳 Yarigatake NJ-53-6-6 (1991)	10-38 信濃池田 Shinano-Ikeda NJ-53-6-2 (1983)

目 次

I. 地 形	(荻谷愛彦・中野 俊・原山 智)	2
I. 1 山地地形		4
I. 2 河谷地形		6
I. 3 火山地形		8
I. 4 飛騨山脈の隆起		8
I. 5 山地の気候		9
II. 地質概説	(原山 智・高橋 浩・中野 俊・荻谷愛彦)	10
III. 飛騨変成岩類	(高橋 浩)	16
III. 1 概要と研究史		16
III. 2 石灰質変成岩類		17
III. 3 砂泥質変成岩類		18
III. 4 苦鉄質変成岩類		22
III. 5 珪長質変成岩類		23
IV. ハシゴ谷乗越変成岩	(原山 智)	29
V. 塩基性岩類	(高橋 浩)	31
V. 1 斑れい岩, 角閃石斑れい岩及び角閃石岩		31
V. 2 細粒黒雲母角閃石閃緑岩及び花崗閃緑岩		33
VI. 眼球状マイロナイト類	(高橋 浩)	34
VI. 1 カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩		35
VI. 2 カリ長石斑状片麻状(角閃石) 黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩		37
VII. 船津花崗岩類	(高橋 浩)	38
VII. 1 概要と研究史		38
VII. 2 石英閃緑岩及び閃緑岩		40
VII. 3 大熊山花崗閃緑岩及び相当岩類		41
VII. 4 スゴ谷花崗岩		44
VII. 5 細粒角閃石含有黒雲母トーナル岩及び花崗閃緑岩		46
VII. 6 早月川花崗岩		51
VII. 7 毛勝岳花崗岩		51
VIII. 白亜紀後期-古第三紀初期火成岩類	(原山 智・高橋 浩)	51
VIII. 1 概要と研究史		51
VIII. 2 木崎流紋岩など		53
VIII. 3 大白沢花崗岩		53
VIII. 4 冷沢花崗閃緑岩		54

VIII. 5	御山谷花崗岩	54
VIII. 6	劔岳花崗岩	56
VIII. 6. 1	中—粗粒角閃石黒雲母花崗岩	56
VIII. 6. 2	花崗斑岩	57
VIII. 7	有明花崗岩	59
VIII. 8	奥黒部花崗岩	59
IX.	岩脈 I (高橋 浩・原山 智)	62
IX. 1	玄武岩	63
IX. 2	安山岩及び閃緑斑岩	64
IX. 3	アプライト, 石英斑岩及び流紋岩	65
X.	中新世(?)花崗岩類 (原山 智)	66
X. 1	小スバリ沢花崗岩	67
X. 2	黒部別山花崗岩	68
X. 2. 1	志合谷型	69
X. 2. 2	内蔵助谷型	72
X. 3	阿曾原峠花崗閃緑斑岩	75
XI.	鮮新世火成岩類 (原山 智)	78
XI. 1	概要	78
XI. 2	爺ヶ岳火山岩類	79
XI. 3	大沢花崗斑岩	83
XI. 4	十字峽閃緑岩	84
XI. 5	黒部川花崗岩	90
XII.	岩脈 II (原山 智)	96
XIII.	第四紀火山岩類 (中野 俊)	98
XIII. 1	スゴ乗越安山岩	100
XIII. 2	立山火山噴出物	101
XIII. 2. 1	研究史	101
XIII. 2. 2	立山火山の概要	103
XIII. 2. 3	第1a期噴出物	112
XIII. 2. 4	第1b期噴出物	119
XIII. 2. 5	第2期噴出物	123
XIII. 2. 6	第3期噴出物	129
XIII. 2. 7	第4期噴出物	135
XIII. 2. 8	歴史時代の噴火記録	138
XIII. 2. 9	立山火山の岩石	140

XIV. 中期更新世末期－完新世の堆積物	(荻谷愛彦・中野 俊)	146
XIV. 1 真川湖成層		146
XIV. 2 河成段丘堆積物		148
XIV. 2. 1 高位河成段丘堆積物		149
XIV. 2. 2 中位河成段丘堆積物		149
XIV. 2. 3 低位河成段丘堆積物		150
XIV. 2. 4 最低位河成段丘堆積物		152
XIV. 3 氷河堆積物及び融氷水流堆積物		152
XIV. 4 周氷河性礫積物		164
XIV. 5 旧期岩屑なだれ堆積物		165
XIV. 6 新期岩屑なだれ堆積物		166
XIV. 7 沖積錐・崖錐堆積物		169
XIV. 8 現河床堆積物及び湖沼堆積物		170
XV. 応用地質	(原山 智)	171
XV. 1 鉱物資源		171
XV. 1. 1 モリブデン		172
XV. 1. 2 硫 黄		172
XV. 2 温泉及び地熱資源		172
XV. 2. 1 温 泉		172
XV. 2. 2 地 熱		175
XV. 3 自然災害及び土木地質		175
XV. 3. 1 自然災害		175
XV. 3. 2 土木地質		175
XVI. 重力異常と密度構造	(駒澤正夫)	176
XVI. 1 重力測定と重力データの編集		176
XVI. 2 重力データの処理		177
XVI. 3 樺平堅坑重力測定と基盤の密度推定		179
XVI. 4 表層密度推定と密度マッピング		180
XVI. 5 重力異常の概要		183
XVI. 6 残差重力図		183
XVI. 7 黒部湖・樺平周辺域直下の低密度構造		184
XVII. 活断層と地震活動	(荻谷愛彦)	187
XVII. 1 活断層と地震活動		187
XVII. 2 重力性断層		190
文 献		191
Abstract		205

図・表・付図・付表・図版目次

第1図	立山地域とその周辺の地形	3
第2図	立山地域における地形東西断面	3
第3図	調査地域の谷埋接峰面と主要な活断層	4
第4図	劔岳と三ノ窓及び小窓	5
第5図	黒部川下廊下	6
第6図	黒部川下廊下（白竜峡付近）	7
第7図	黒部川下廊下（S字峡付近）	7
第8図	中部地方北部における地体構造区分と「立山」地域の位置	11
第9図	立山地域の地質概略図	12
第10図	地質総括図	13
第11図	苦鉄質変成岩類（Hm）と互層する石灰質変成岩類（Hc）	18
第12図	石灰質変成岩類の顕微鏡写真	19
第13図	石灰質変成岩類（Hc）に発達する小褶曲構造	20
第14図	ざくろ石黒雲母片麻岩の顕微鏡写真	20
第15図	飛驒変成岩類の産状を示すスケッチ	21
第16図	飛驒変成岩類に発達する褶曲構造	22
第17図	飛驒変成岩類の産状を示すスケッチ	23
第18図	角閃岩のスラブ写真及び顕微鏡写真	24
第19図	飛驒変成岩類の産状を示すスケッチ	25
第20図	珪長質変成岩（Hf）の産状	25
第21図	珪長質変成岩（Hf）の岩相	26
第22図	毛勝岳花崗岩（Gkc）に捕獲される珪長質変成岩類（Hf）の単斜輝石片麻岩	27
第23図	ミグマタイト状構造を示す珪長質片麻岩（Hf）の露頭スケッチ	28
第24図	ハンゴ谷乗越変成岩（Mh）の偏光顕微鏡写真	30
第25図	アグマタイト状の産状を示す角閃石斑れい岩（Gb）	31
第26図	塩基性岩類の岩相	32
第27図	スゴ谷花崗岩（Gl）中のブロックとして産する細粒黒雲母角閃石閃緑岩（Df）	34
第28図	カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩（Gmh）に対して貫入するカリ長石斑状片麻状（角閃石）黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩（Gmb）	35
第29図	眼球状マイロナイト（Gmh, Gmb）の岩相	36
第30図	カリ長石斑状片麻状（角閃石）黒雲母花崗閃緑岩（Gmb）の面構造を切って貫入する大熊山花崗閃緑岩（Gdo）	37
第31図	船津花崗岩類，眼球状マイロナイト類，塩基性岩類及び飛驒変成岩類の相互関係	39

第32図	眼球状マイロナイト (Gmb) とともに大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) に貫入されている黒雲母角閃石閃緑岩 (D)	40
第33図	石英閃緑岩及び閃緑岩 (D) の岩相	41
第34図	船津花崗岩類のモードを示す三角図	42
第35図	大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) の岩相	43
第36図	大熊山花崗閃緑岩に相当する角閃石黒雲母花崗閃緑岩トナーナル岩 (Gdo) に貫入するスゴ谷花崗岩 (Gl)	44
第37図	スゴ谷花崗岩 (Gl) の岩相	45
第38図	細粒黒雲母トナーナル岩 (Gft) の岩相	47
第39図	千石川一早月川上流地域の地質図	48
第40図	千石川一早月川上流地域に分布する花崗岩類の相互関係	48
第41図	早月川花崗岩 (Ghm, Ghl)	49
第42図	毛勝岳花崗岩 (Gkc) の岩相	50
第43図	「立山」地域, 白亜紀一鮮新世火成岩類の相互関係	52
第44図	御山谷花崗岩 (Goy) の偏光顕微鏡写真	55
第45図	劔岳花崗岩 (Gtm) の小岩塊を捕獲している花崗斑岩 (Gtp)	56
第46図	劔岳花崗岩 (Gtm) 及び花崗斑岩 (Gtp) の岩相	57
第47図	劔岳花崗岩のモード組成	58
第48図	劔岳花崗岩 (Gtm) 中に発達する層状構造	58
第49図	有明花崗岩上部周縁相 (Gaa)	60
第50図	御山谷花崗岩 (Goy) 中に貫入する奥黒部花崗岩主岩相 (Gok)	61
第51図	奥黒部花崗岩主岩相 (Gok) の偏光顕微鏡写真	62
第52図	玄武岩 (B; 岩脈 I) の偏光顕微鏡写真	64
第53図	安山岩 (A; 岩脈 I) の偏光顕微鏡写真	64
第54図	流紋岩 (R; 岩脈 I) の偏光顕微鏡写真	65
第55図	御山谷花崗岩中に貫入する小スバリ沢花崗岩 (Gsb)	67
第56図	小スバリ沢花崗岩 (Gsb) の偏光顕微鏡写真	68
第57図	黒部別山花崗岩のモード組成	69
第58図	黒部別山花崗岩の2つの岩相一志合谷型 (Gbs) と内蔵助谷型 (Gbk) の接触関係	70
第59図	志合谷型岩相 (Gbs; 黒部別山花崗岩) の露頭及び偏光顕微鏡写真	71
第60図	カリ長石斑状結晶にやや富む志合谷型岩相 (Gbs)	72
第61図	毛勝岳花崗岩中に貫入する内蔵助谷型岩相 (Gbk; 黒部別山花崗岩)	73
第62図	内蔵助谷型 (Gbk; 黒部別山花崗岩) の露頭及び偏光顕微鏡写真	74
第63図	阿曾原峠花崗閃緑斑岩 (Pas) 中の捕獲岩の産状と貫入するペグマタイトーアブライト脈 (Gk; 黒部川花崗岩)	76

第64図	緑色片岩 (Mh ; ハシゴ谷乗越変成岩) を捕獲する阿曾原峠花崗閃緑斑岩 (Pas) の偏光顕微鏡写真	77
第65図	阿曾原花崗閃緑斑岩 (Pas) と黒部別山花崗岩 (Gbs) 及び黒部川花崗岩 (Gk) との接触関係	77
第66図	阿曾原花崗閃緑斑岩 (Pas) の偏光顕微鏡写真	78
第67図	爺ヶ岳火山岩類の偏光顕微鏡写真	81
第68図	爺ヶ岳火山岩類中の礫岩層	82
第69図	大沢花崗斑岩 (Pos) の偏光顕微鏡写真	83
第70図	十字峡閃緑岩 (Dj) と黒部川花崗岩 (Gk) の接触関係	85
第71図	十字峡閃緑岩 (Dj) の偏光顕微鏡写真	86
第72図	黒部川花崗岩 (Gk) とその衛星岩体の分布図	87
第73図	阿曾原峠花崗閃緑斑岩 (Pas) 中に貫入する黒部川花崗岩 (Gk) の偏光顕微鏡写真	90
第74図	黒部川花崗岩 (Gk, Gke) の岩相	92
第75図	黒部川花崗岩 (Gk, Gke) の偏光顕微鏡写真	93
第76図	黒部川花崗岩 (Gke) の中粒岩相と細粒岩相の接触関係	94
第77図	「立山」地域の鮮新世深成岩類のモード組成	95
第78図	黒部川花崗岩 (Gk) の岩体西縁部に観察されるマイロナイト構造	95
第79図	岩脈 II (Fs) の偏光顕微鏡写真	97
第80図	立山火山周辺の第四紀火山岩の分布	99
第81図	スゴ乗越安山岩 (Sg) の柱状節理	100
第82図	立山連峰より望む室堂平と天狗平	104
第83図	五色ヶ原より望む弥陀ヶ原台地	104
第84図	東上空より見下ろす五色ヶ原	105
第85図	浄土山より望む五色ヶ原	106
第86図	放射年代に基づく立山火山の区分	106
第87図	立山火山の活動期区分	107
第88図	立山火山噴出物の層序関係	108
第89図	地獄谷の鍛冶屋地獄	109
第90図	立山カルデラ内の新湯	109
第91図	湯川谷火山岩類 (Yk) 下部の変質した火砕岩	111
第92図	湯川谷火山岩類 (Yk) 下部に挟まる礫岩層	112
第93図	湯川谷火山岩類 (Yk) 下部のシルト岩・砂岩層	113
第94図	湯川谷火山岩類 (Yk) 基底の花崗閃緑岩	114
第95図	湯川谷火山岩類 (Yk) の安山岩溶岩	115
第96図	湯川谷火山岩類 (Yk) を貫く岩脈 (d)	116
第97図	カルデラ壁に露出する多枝原谷溶岩 (Ds)	117

第98図	多枝原谷溶岩 (Ds) 上部の溶岩層	118
第99図	五色ヶ原北面の成層構造	120
第100図	鷲岳上部溶岩 (Ws2) の板状節理	121
第101図	中ノ谷溶岩 (Na) の流理構造	122
第102図	称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (1)	123
第103図	称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (2)	124
第104図	称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (3)	125
第105図	称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (4)	126
第106図	称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (5)	127
第107図	称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (6)	127
第108図	称名滝上部の二ノ谷溶岩 (Ni)	129
第109図	称名川支流一ノ谷に懸かる不動滝の二ノ谷溶岩 (Ni)	130
第110図	カルデラ壁に露出する国見岳溶岩 (Km) と天狗山溶岩 (Tg)	132
第111図	カルデラ縁に露出する天狗山溶岩 (Tg)	133
第112図	玉殿岩屋の玉殿溶岩 (Tm)	134
第113図	室堂周辺の地質柱状図	134
第114図	室堂周辺の爆裂火口の分布	135
第115図	地獄谷周辺の火道角礫岩	136
第116図	地獄谷類質テフラ層の地質柱状図	137
第117図	地獄谷類質テフラ層の等層厚線図	137
第118図	天狗平の表層堆積物の地質柱状図	138
第119図	立山火山の安山岩とデイサイト	141
第120図	立山火山噴出物のK ₂ O-SiO ₂ 変化図	144
第121図	分析試料の採集地点	145
第122図	INTCAL98 (Stuiver <i>et al.</i> , 1998) による ¹⁴ C年代補正曲線	147
第123図	真川湖成層 (mg)	147
第124図	スゴーの谷の低位河成段丘堆積物 (t3)	151
第125図	スゴーの谷の低位河成段丘堆積物 (t3) (近接)	151
第126図	山崎圍谷	153
第127図	室堂でみられる称名滝火砕流堆積物 (Sp) とそれを覆う氷河堆積物及び融氷水流堆積物 (g)	155
第128図	雷鳥平野営管理所付近にみられる称名滝火砕流堆積物 (Sp) とそれを覆う氷河堆積物及び融氷水流堆積物 (g)	155
第129図	雷鳥平野営管理所南方の露頭における海洋酸素同位体比ステージ4の氷河堆積物及び融氷水流堆積物 (g) の模式柱状図	156
第130図	室堂乗越に分布する海洋酸素同位体比ステージ4の氷河堆積物 (g)	157

第131図	内蔵助圏谷の地形	159
第132図	立山東面の氷河地形（タンボ沢及び御山谷）	160
第133図	五色ヶ原に分布する氷河堆積物（g）	161
第134図	越中沢岳に分布する氷河堆積物及び融氷水流堆積物（g）	162
第135図	剣御前付近の残雪斜面と周氷河性平滑斜面	163
第136図	内蔵助平に分布する氷河堆積物（g）	163
第137図	国見岳上空から俯瞰した立山カルデラと弥陀ヶ原	166
第138図	多枝原南東のカルデラ壁斜面と、その直下に分布する崖錐堆積物（tl）	167
第139図	多枝原北西の湯川沿いに分布する新期岩屑なだれ堆積物（db2）と、その層相	168
第140図	雷鳥台野営管理所付近の沖積錐堆積物（af）	170
第141図	地獄谷の谷底に分布する縞状湖沼堆積物（a）	171
第142図	阿曾原温泉の湧出状況	173
第143図	仙人谷の湯の噴気状況	174
第144図	5万分の1「立山」周辺域の重力異常図	177
第145図	上方接続残差比較（CVUR）法による密度推定	181
第146図	上方接続残差比較（CVUR）法による面的密度推定	182
第147図	上方接続5kmの広域重力図	184
第148図	上方接続残差図	185
第149図	樺平を通る東西方向断面における密度分布解析	186
第150図	京都大学上宝観測所のデータによる跡津川断層系の震央分布と断層に沿った 深さの断面	188
第151図	真川林道沿いの跡津川断層の露頭	189
第152図	真砂岳付近の線状凹地	191
第 1 表	爺ヶ岳火山岩類の層序	80
第 2 表	爺ヶ岳火山岩類のK-Ar年代測定値	82
第 3 表	黒部川花崗岩の衛星岩体の放射年代値	88
第 4 表	黒部川花崗岩の放射年代値	89
第 5 表	立山火山噴出物の斑晶モード組成	141
第 6 表	立山火山噴出物の全岩主成分化学組成	142
第 7 表	密度推定を目的とした上部軌道竪坑での重力測定結果	180
付図A-1	立山地域の踏査ルート	203
付表A-1	本研究に関連した ¹⁴ C年代とその暦年補正值	204

Table 1	Summary of geology in the Tateyama district.	206
図版-I	鹿島槍ヶ岳東方上空からみた剣・立山連峰	211
図版-II	立山及び室堂周辺の地形	212
図版-III	剣御前からみた剣沢と剣岳	213
図版-IV	立山カルデラ	213
図版-V	地獄谷周辺の爆裂火口跡	214
図版-VI	強溶結した火砕流堆積物の急崖を落ちる称名滝とハンノキ滝	215
図版-VII	越中国立山異変之図「中島文庫」	216
図版-VIII	安政大地震大鷲山小鷲山山崩大水淀見取繪図「杉木文書」	217
図版-IX	立山之図「河合文書」	217
図版-X	立山之図（安政五年鷲山崩繪図）	218

立山地域の地質

原山 智*・高橋 浩**・中野 俊**・荻谷愛彦***・駒澤正夫†

「立山」地域の調査・研究は、地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として行われたもので、現地調査は平成7年から9年までの3年間実施した。

地質調査ルート 本地域は弥陀ヶ原や五色ヶ原など火山性の小起伏面を除き、険しい山岳地形によって占められており、ほぼ中央部を東西に走る立山―黒部貫光ルート以外では、車両通行可能なルートは早月川や真川沿いの工事用道路と黒部ダムから黒部第四発電所に至る関西電力の管理トンネル道路に限定されている。地質調査可能な期間は4月下旬―11月初旬までであり、4月―6月は主として残雪を利用したルンゼや斜面沿いの踏査を行い、また登山道、稜線など山岳高所と主要河川沿いの調査は主に7月下旬から11月初旬にかけて行った。平成8年の春は大量の残雪が溪谷を埋積していたため、内蔵助出合から白竜峡までの黒部川下廊下の兩岸を自由に往来することが可能であり、また棒小屋沢支沢の西沢小沢も通過することが可能で、それぞれ通常のシーズンでは得難いデータを得ることができた。また黒部湖東岸や西岸の一部へは、登山道がないため、小型船舶を利用して各沢の入り口まで湖上を移動した(大スバリ沢・小スバリ沢・元サワボ谷・元木挽谷、中の木挽谷など)。本地域のように険しい山岳地域では調査ルートそのものが今後への重要なデータとなるので、ルート図を付図A-1に示した。主要な河谷・尾根では、黒部川支沢の新越沢、剣沢下流、餓鬼谷上流、早月川支流の千石谷、常願寺川支流の雑穀谷、池ノ平山以北の北方稜線が未調査となってしまった。周囲の地質や転石のデータからみて、これら河谷のほとんどは岩相変化に乏しい花崗岩類が広く露出していることが予想されるが、北方稜線に関しては剣岳花崗岩の東縁境界を確定するうえで重要であり、残された課題となった。南隣の「槍ヶ岳」図幅と同じく、本地域も地質学的な探検的要素がいまだに残されている山岳地帯といえよう。

調査・研究の分担 地形に関しては、主として荻谷が調査・研究と執筆を行ったが、火山地形については中野が、また飛騨山脈の隆起の執筆の一部を原山が担当した。飛騨変成岩類・塩基性岩類・眼球状マイロナイト・船津花崗岩類については高橋が担当した。白亜紀―古第三紀火成岩類、岩脈については、剣岳から立山を経て越中沢岳に至る稜線を境に西側を高橋が、東側を原山が分担調査し、剣岳花崗岩と岩脈Ⅰの大半を高橋が、それ以外の岩体については原山が、それぞれ研究・執筆した。ハシゴ谷乗越変成岩・中新世(?)花崗岩類・鮮新世火成岩類・岩脈Ⅱに関しては原山が担当した。第四紀火山岩については中野が担当した。中期更新世末期―完新世の堆積物については主として荻谷が担当し、火山噴出物を交える堆積物について中野が補佐した。重力異常と密度構造に関しては駒澤が担当し、活断層と地震活動に関しては荻谷が担当した。応用地質に関しては文献に基づいて原山が執筆した。調査・研究の分担は各章ごとに担当者の氏名を明記した。なお、本報告全体の調整ととりまとめは原山が行った。

*信州大学理学部 **地質部 ***地震地質部 †地殻物理部

Keywords : areal geology, geological map, 1 : 50,000, Tateyama, Toyama, Nagano, Japan Alps, Hida Terrane, Unazuki Zone, Hida Marginal Belt, Paleozoic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Hida Metamorphic Rocks Funatsu Granitic Rocks, Ōkumayama Granodiorite, Hayatsukigawa Granite, Kekachidake Granite, Oyamadan Granite, Tsurugidake Granite, Ariake Granite, Okukurobe Granite, Kosubarisawa Granite, Kurobessan Granite, Jiigatake Volcanic Rocks, Jyūjikyō Diorite, Kurobegawa Granite, Sugonokkoshi Andesite, Tateyama Volcano, till and fluvio-glacial deposits, debris avalanche deposits, fluvial terrace deposits, mylonite, schist, gneiss, mineral deposit, hot spring, K-Ar age, fission track age, Bouguer anomaly, Atotsugawa Fault, Midagahara Faults, Okudainichidake Fault, Sugodan Fault, Tsurugidake Fault, gravitational fault

地名の読み方 本報告書及び地質図で用いた地名は、原則として国土地理院発行の5万分の1地形図に使用されている地名を用いたが、地名の読み方については現地で普通に用いられている呼び方に従った。かつての黒部川流域では、信州側からの入谷者は支流を沢と呼ぶことが多く、一方富山・金沢側からの入谷者は谷（だん・たん）と呼ぶのが通例であった。内蔵助谷（くらのすけだん）、スゴ谷（すごだん）などが後者の例である。しかし、かつては谷（だん・たん）と呼ばれていた地名が、時代とともに谷（たに）と呼ばれるように変化した例も少なくない。水谷・多枝原谷・湯川谷などはそのように変化した例であり、地名表記にもそうした変化に従った呼び方を用いた。ただし、これらは厳密に区別されて川いられているわけではない。

謝辞 信州大学大学院の和田 肇氏には黒部川花崗岩と周辺の花崗岩類の調査に際し協力していただきとともに、黒部川花崗岩の記載岩石学的資料の提供を受けた。信州大学理学部の山口佳昭教授には、黒部川花崗岩の産状について現地で討論していただき、数多くの教唆を頂いた。また同学部の福島和夫教授には黒部川流域の温泉についての未公表分析値を見せて頂いた。

東京都立大の町田 洋名譽教授と岩田修二教授には、立山周辺の第四紀地質と地形調査に関して有益な助言を受けた。小嶋 尚明治大学教授と川澄隆明・青山雅史両氏（東京都立大学）、伊藤菜穂子氏には室堂周辺の氷河堆積物及び融氷水流堆積物の所在に関する情報提供を受けた。建設省立山砂防工事事務所、富山県立山博物館、立山カルデラ砂防博物館及び水越 武氏には写真の、富山県立図書館、滑川市立博物館には古絵図複写資料の提供をそれぞれしていただいた。

現地での調査・研究に際しては、関西電力株式会社、長野営林局松本営林署大町森林管理センター、名古屋営林支局富山営林署、東京電力株式会社、株式会社島崎組の関係各位から多大な便宜供与をして頂いた。とりわけ、関西電力株式会社黒部川電力所の松本文正氏には黒部川水系の電力関連施設、黒部トンネル・関電トンネル・専用鉄道軌道内への立ち入り、黒部湖上の船舶移動など管理区域内調査に関する全ての連絡調整の窓口として対応していただいた。国立公園特別保護区域内の岩石試料採取の協議にあたっては、中部地区国立公園・野生生物事務所にお世話になった。一部試料の運搬には平ノ小屋に協力していただいた。以上の方々には心より御礼申し上げる。

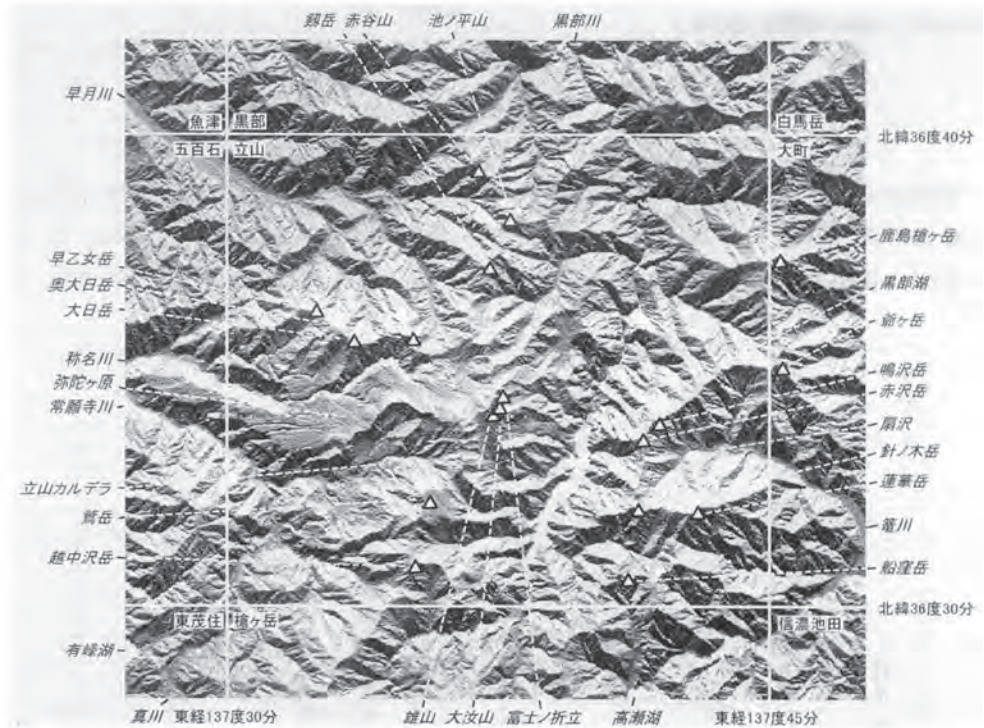
所内では、蛍光X線分析に際して地質部巖谷敏光技官にお世話になった。本研究に使用した薄片は北海道支所佐藤卓見技官、地質標本館佐藤芳治（元所員）、野神責嗣及び大和田朗の各技官の製作によるものである。

I. 地 形

（荻谷愛彦・中野 俊・原山 智）

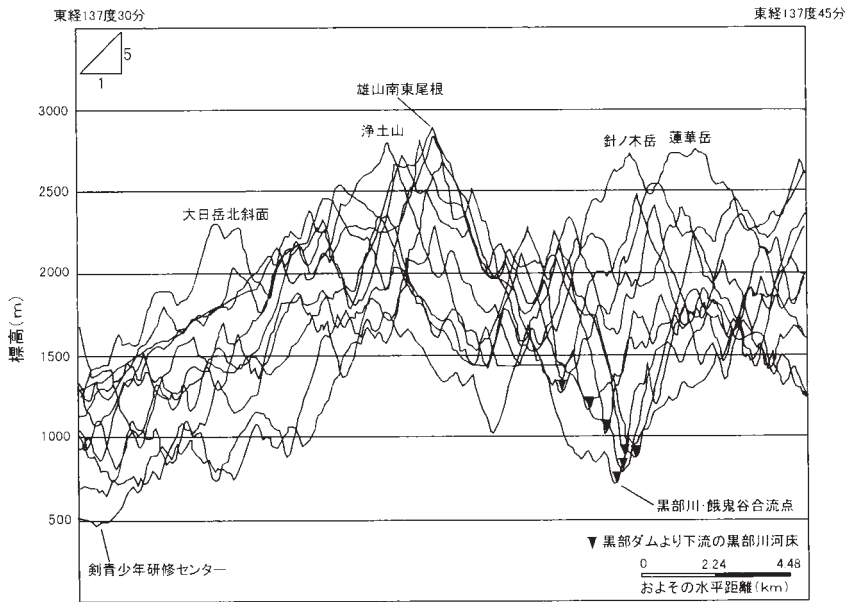
「立山」地域は北緯36度30分－40分、東経137度30分－45分（東西約22km、南北約18.5km）の範囲に含まれる。行政区分上は大部分が富山県に属するが、南東隅は長野県に含まれる（第1図）。

本地域には標高2,000m以上の山地と、これを穿つ深い谷が卓越する（第2図、図版I）。本地域内の最低標高は約465m（剣青少年研修センター付近の早月川河床）、最高標高は約3,015m（^{おおのなんじ}大汝山標高点）で、高度差は約2,500mに達する。本地域の山地の主稜線付近には第四紀にくりかえし形成された氷河地形（^{けんこく}圏谷やモレーン）や周氷河地形が認められる。また本地域の地形を特徴づける要素として、カルデラや溶岩台地、火砕流台地などを有する立山火山の存在も大きい。以下、本地域の山地、河谷及び火



第1図 立山地域とその周辺の地形

建設省国土地理院発行数値地図 (DEM) 50mメッシュデータから作成。経緯線で区切った外側の領域は隣接する1:5万地形図幅とその名称



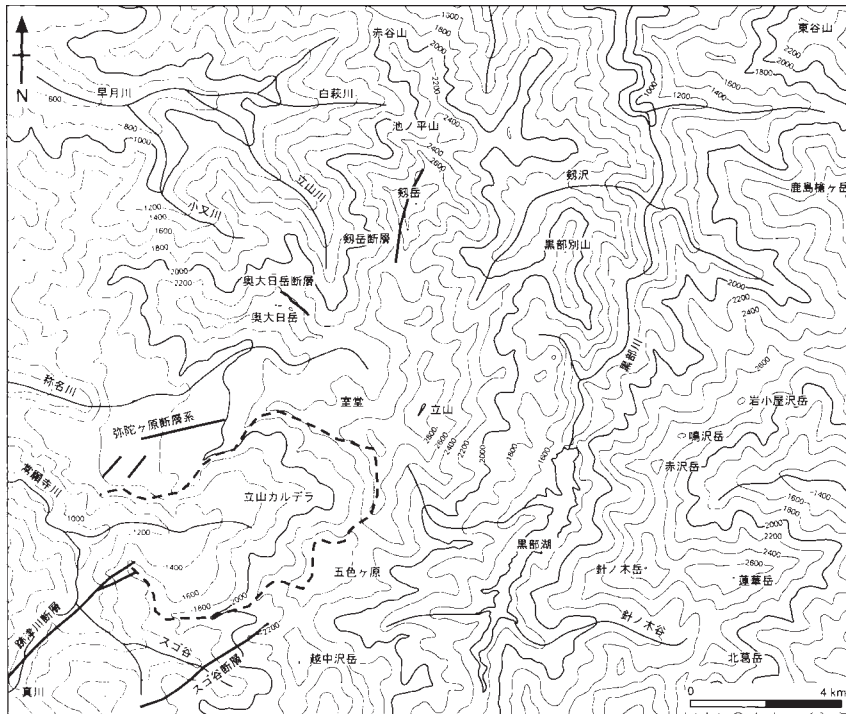
第2図 立山地域における地形東西断面

建設省国土地理院発行数値地図 (DEM) 50mメッシュデータから作成。北緯36度30分から40分の間を緯度1分ごとにサンプリングした

山を中心に地形の概要を述べる。

I. 1 山地地形

本地域の山地は、立山火山を除いて大きく3分される。黒部川を挟んで対峙する南北走向の2列の主稜線（右岸側：鹿島槍ヶ岳－針ノ木岳－船窪岳、左岸側：池ノ平山－劔岳－雄山－鷲岳－越中沢岳）と、早月水系・称名川の分水界をなす東西走向の1列（奥大日岳－大日岳－早乙女岳）である（第3図）。



第3図 調査地域の谷埋接峰面と主要な活断層
幅250m以下の谷を埋めて作成。等高線間隔は200m

鹿島槍ヶ岳（標高2,889.7m；山頂は東隣「大町」地域内）から爺ヶ岳（2,669.8m；「大町」地域）、赤沢店（2,677.8m）、針ノ木岳（2,820.6m）、蓮華岳（2,798.6m）を経て船窪岳に至る主稜線は飛騨山脈（北アルプス）の主脈であり、しばしば後立山連峰とも称される。この主稜線は針ノ木峠付近や蓮華岳の南方に鞍部を挟むが、全般に定高性が顕著で、爺ヶ岳、岩小屋沢岳、鳴沢岳、赤沢岳などはいずれも標高約2,600mを示す。また鹿島槍ヶ岳や針ノ木岳、蓮華岳などの標高は約2,800mに達し、いくぶん突出している。岡山（1930）や深井（1960, 1965）が指摘したように、種池小屋から岩小屋沢岳、鳴沢岳にかけて標高2,600m前後の小起伏面が存在するように見える。こうした小起伏面は、しばしば隆起準平原遺物と考えられてきたが、周氷河（凍結融解）作用による面的剝削に由来する可能性もある。

スバリ岳 (2,752m) や針ノ木岳^{きたくす}、北葛岳、船窪岳付近には裸岩壁や崩壊地が随所にみられ、峻険な山相を呈する。これは、これらの山々が著しく隆起した結果として侵食されやすいことのほかに、高瀬湖（南隣「槍ヶ岳」地域）付近から北に延びて本地域に至る高瀬川断層（原山ほか、1991）によって著しく破碎された花崗岩類からなるために崩壊が生じやすいことと、氷食作用を反復して受けたことも原因とみられる。この主稜線沿いで認められる主な氷河地形には、針ノ木峠の南北や蓮華岳の北側に分布する圏谷がある。

黒部川左岸側の赤谷山から池ノ平山 (2,561m)、劔岳 (2,998m)、劔御前 (2,776.6m)、真砂岳^{まさご} (2,861m)、富士ノ折立^{おりたて} (2,999m)、大汝山 (3,015m)、雄山 (3,003m)、龍王岳^{りゅうおう} (2,872m)、鷲岳 (2,617m)、越中沢岳 (2,591.4m) に至る主稜線は劔・立山連峰と称される。ただし、立山という名の独立峰は実在せず、雄山、大汝山及び富士ノ折立の総称として用いられている（図版 II）。この主稜線に沿って注目されるのは劔岳の岩峰群である（第4図、図版 I、III）。この山を作る花崗岩類には節理や破碎帯がところどころに存在し、そのような地質学的弱線が選択的に侵食されて低所が形成されたと考えられる。中期更新世以降に反復した氷食作用がこれらの低所を選択的に削ることで斜面の凹凸は一層顕著になった。劔岳周辺の“窓”と呼ばれる高度差の大きな鞍部はこうして形成されたもので、氷期には鞍部を挟んで氷河が稜線を跨いでいたと考えられる（第4図、五百沢、1979；小野・大森、1991）。劔岳以南には前劔 (2,813m)、劔御前、別山 (2,880m)、真砂岳など、標高2,800m前後の定高性をもったピークが連なるが、富士ノ折立、大汝山及び雄山の標高は約3,000mと突出しており、劔岳周辺とならんで本地域の最高標高域をなす。この付近では主稜線の東側を中心に圏谷や氷食谷がみられる。龍王岳から南に向



第4図 劔岳と三ノ窓及び小窓

三ノ窓雪渓（左）・小窓雪渓（右）と、それらの上部に窓とよばれる顕著な鞍部がみえる。遠景は富山平野、劔岳東方上空から撮影

かつて鳶山まで連なる稜線は、^{くみに}国見岳（2,620.8m）や天狗山（2,521m）などとともに“立山カルデラ”の縁を形成する。これらのピークの間には谷頭を欠く氷食谷が残されており、カルデラ地形が現在の規模に発達する前に、これらの稜線のカルデラ側に氷河の涵養域となる高い山体が存在したことを伺わせる。鷲岳と越中沢岳付近の稜線上には小面積ながら緩斜面が分布する。前者は立山火山の火砕流堆積物、溶岩とそれを覆う氷河堆積物及び融氷水流堆積物からなるのに対し、後者は周氷河作用で削剥された花崗岩類とそれを覆う氷河堆積物及び融氷水流堆積物からなると考えられ、成因が異なる。

剣・立山連峰から西に派生する主稜線上には、奥大日岳（2,605.9m）、大日岳（2,501m）及び早乙女岳が存在する。この稜線は現在では立山川・小又川と称名川の分水界をなすが、後期更新世の氷河拡大期には奥大日岳東方の鞍部（^{のっこし}室堂乗越）を跨いで氷河が称名川側から立山川側に流下していた可能性がある。

I. 2 河谷地形

本地域の河谷（水系）は山地列と平行、または直交して発達したものが多い。

ワリモ岳（「槍ヶ岳」地域）を発した黒部川は本地域で黒部湖に注ぎ、その後は^{しものろうか}下廊下と呼ばれる深い峡谷を北へ下る。なかほどの十字峡では、黒部川に東西から剣沢と棒小屋沢が流入する特異な合流点があり、黒部川はなお北流して北隣「黒部」地域に入る。本地域の黒部川はV字状の断面をもつ深い谷をほぼ全区間でなし、河成段丘や谷底平野はほとんどみられない（第2、5、6、7図）。第2図は本地域の緯度1分ごとの東西地形横断面図で、黒部川の谷底と周囲の山地の比高が非常に大きいことがわかる。

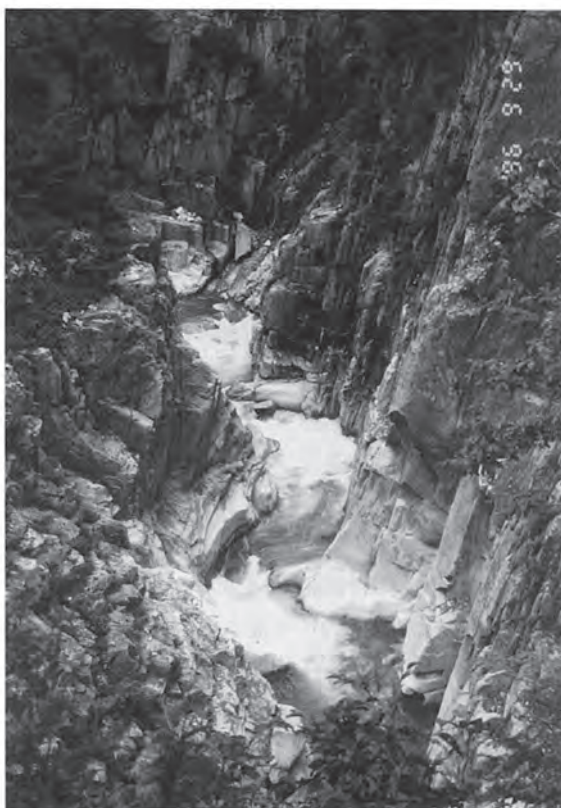


第5図 黒部川下廊下

白竜峡上空から上流側を望む。水越 武氏提供



第6図 黒部川下廊下（白竜峡付近）
旧日電歩道，十字峡上流から白竜峡方面を望む



第7図 黒部川下廊下（S字峡付近）

黒部川は飛騨山脈の隆起以前から存在した先行谷と考えられる。

一方、本地域の北西部において白萩川や立山川、小又川を集めて西流する早月川は比較的広い河床を有しており、断続的ながら数段の河成段丘も分布する。これらのうち最高位のものでは中期更新世に形成された。

立山カルデラを主集水域とする湯川谷は、カルデラの南東付近で1858年（安政五年）に発生した大規模岩屑なだれ（^{とんぼ} 鷲崩れ）の影響を今日も強く受けている（図版 IV）。この岩屑なだれ堆積物はところによって厚さ70m以上でカルデラ底を埋積したが、その後の洪水時に土石流となってたびたび搬出され、湯川谷やその下流部である常願寺川沿いの各地に土砂災害をもたらしてきた。これを防ぐために、立山カルデラでは1906年（明治39年）以来砂防工事が本格的に着手され、日本における治山・砂防工事の模範的フィールドとなってきた。また湯川谷と合流する真川は「槍ヶ岳」地域から流入するもので、この川に沿って約95,000年以前の湖成層が分布する。なお、真川にはほぼ沿って「^{ごひゃっこく} 五百石」地域及び南西隣「有峰湖」地域から本地域まで、日本有数の横ずれ活断層である跡津川断層が延びる。そのトレースは立山カルデラ付近で不明瞭になる。本地域には典型的な変動地形は存在しないが、巨視的には真川は跡津川断層によって約3km右ずれ変位しているようにみえる。

I. 3 火山地形

立山火山は、浄土山の西側にある通称“室堂山”（標高約2,670m）を最高点とし、その北の室堂平の標高約2,450mから西へ天狗平—^{かみのこだいら} 弥陀ヶ原—^{びじょだいら} 上ノ小平—美女平西端の標高約950m（五百石地域）まで数段の緩斜面が東西約13kmにわたって続く高原地帯と、それとは孤立して、鷲岳・^{とんぼ} 鷲山（2,616m）から東に広がる標高2,330-2,540mの高原、^{ごしき} 五色ヶ原に大別できる。前者は基本的には火砕流堆積物が形成した台地であるが、その表層部のかなりの部分が後の溶岩流や氷河性の堆積物に薄く覆われている。それに対し、後者は溶岩流が形成した台地であるが、その表層部は火砕流堆積物や氷河性の堆積物に薄く覆われる。そして、両者の繋がりを断つかのように、断崖絶壁に囲まれた東西約6.5km、南北約5kmの立山カルデラが広がっている（図版 IV）。立山カルデラは侵食カルデラであり、湯川谷上流部に発達する大規模崩壊地形全体を表す地名である。このカルデラの発達により立山火山の山頂部は大幅に失われ、もとの山体を復元することはほぼや困難であるが、標高2,800mを優に超える山頂が複数存在したらしい。室堂周辺にはミクリガ池やミドリガ池など（図版 V）、立山カルデラ内には^{かりこみいけ} 刈込池や^{しんゆ} 新湯と呼ばれる湖沼がある。これらは、いずれも完新世の水蒸気爆発による爆裂火口跡に形成されている。また室堂付近から火山体の北側を西流する称名川は溶結凝灰岩を深く侵食し、称名滝より下流では最大比高500mに達する垂壁に囲まれた幅約1kmの広い谷が、上流では谷底までの比高が200mを超える断崖絶壁が続く狭い峡谷がみられる（図版 VI）。

I. 4 飛騨山脈の隆起

本地域の山々は、非火山にもかかわらず標高2,500-3,000mに達するものが多い。これは新生代に起

こった著しい隆起によるもので、この高度の獲得によって、これらの山々は激しい浸食作川を受けることになった。

山脈隆起の時期を探るうえで、周囲の堆積盆への粗粒堆積物の供給時期を明らかにすることは重要である。北部フォッサ・マグナ側堆積盆への粗粒堆積物の供給時期については、Hirabayashi (1970) の先駆的な研究や小坂 (1980) の大峰滞での研究がある。それらによれば、中新世には粗粒碎屑物の供給が始まっているが、その主たる供給源は飛驒山脈より南方だったらしい。その後は鮮新世初期、鮮新世末、中期更新世の少なくとも3つの時期に飛驒山脈からの粗粒碎屑物の供給量のピークがある。北西側の富山平野における粗粒碎屑物の供給は深井 (1960) によって研究され、^{くれば} 呉羽山礫層などでは中期更新世前半以降初めて飛驒山脈に由来する礫が主体を占めるようになり、上位層ほど礫径増大の傾向があるとされる。これは東麓の松本盆地との大きな違いであり、より古い時期の隆起を示す証拠を欠いている。ただし、呉羽山礫層の時代は正確に決まっておらず、もう少し古い時代まで遡る可能性があり、隆起開始時期に関しては引き続き検討が必要である。

飛驒山脈の隆起に関する最近の議論は、隆起時期に関する解釈で大きく二つに分かれている。一つは、北アルプスの隆起は鮮新世末－更新世初頭にかけて生じ、それ以降は山脈の開析が進行過程にある（ただし、アイソスタシー均衡により山の高さは保たれている）という主張である（池田，1990；竹内，1991）。もう一つは、鮮新世末－更新世初頭に加え、更新世中期以降にも隆起時期があったという主張（原山ほか，1991；原山，1994）である。

後者（多段階隆起）の根拠の一つは、更新世前期（－100万年前）に活動した穂高－滝谷火山深成コンプレックスが、その後傾動隆起をしており、隆起軸は鮮新世末におけるそれよりも西側にシフトしている（原山，1999）ことにもとづいている。また、更新世初頭以降に粗粒碎屑物供給は一旦中断し、北部フォッサ・マグナの大峰面に代表される準平原面が形成される時期があったらしいことも多段階隆起の主張の背景になっている。約150万年前から70万年前の期間は、山麓部に時代のはっきりした堆積物が欠けていることもあり、この時期に北アルプスがどのような状態にあったのかを解明することは、上記議論の決着をつけるうえで鍵となる重要な課題であろう。

隆起の原動力としては、1) 低速度帯に示されるマントル・ダイアピルの浮力（川崎，1989）と、2) 東西圧縮場での弾性的厚さが薄い地殻部分への応力集中による座屈変形（山岡，1996）が提唱されている。北アルプス中軸部地殻浅所のマグマの存在はマントル・ダイアピルからの熱供給に支えられており、また弾性的厚さの減少に寄与しているのであろう。この点で火山活動、とりわけ地殻浅所に大きなマグマ溜まりを形成する大規模火砕流発生型の火山活動と隆起運動が同調している可能性がある。その仮説からみると、鮮新世初頭前後、更新世初頭、そして更新世中期（0.8－0.4Ma）に隆起の極大があるかどうか検証されるべきである。

I. 5 山地の気候

本地域の山地列は、対馬海流から十分な水蒸気の供給を受けた冬季北西季節風に対する第一列目の地形的障壁をなす。このため、全般に多量の降雪がみられる。雪崩が頻発する谷底や雪が吹きだまる冬季

卓越風の風下側斜面上では数十mを超える積雪が生じ、それらの一部は夏まで残る（さらに一部は越年雪渓となる；第4, 135図）。こうした環境下では雪崩や雪のグライド（不可視の速度での雪塊の斜面下方への移動）による削剥や、融雪水による侵食が起り、雪崩道や残雪凹地などの特有の地形が形成される。一方、強風が吹走する稜線周辺では積雪がみられないか、きわめて浅い。ハイマツ限界以高（高山帯）の寡雪な場所では周氷河作用にともなう岩屑生産や物質移動が生じるため、構造土や平滑斜面などの周氷河地形が形成される。雪の分布は本地域の局地気象や地形形成作用、景観の成立に強く影響しているといえる。また他の中部日本の山岳地域と同様に、本地域では梅雨・秋雨前線や台風の活動によって夏から秋に集中的な降水がみられ、土石流や斜面崩壊の要因となる。室堂では夏季に100mm超の日降水がしばしば記録される（渡辺, 1986）。

現在の多雪・多雨気候に対し、最終氷期は寡雪・少雨だったと考えられる。この背景として、汎世界的な気候寒冷化と海面低下のために、浅い海峡で外洋と通じ、四方を大陸・島弧に囲まれた日本海の古海況が現在と著しく異なっていたことがあげられる（例えば、多田, 1997；池原, 1998）。海面低下のために対馬海流の流入が衰え、最終氷期極相期（およそ19,000–15,000暦年前）の中部山岳地域の降雪量は相当減少した（Ono, 1984）。またモンスーン変動やジェット気流の位置の変化により、台風や前線の影響も受けにくかったと考えられる。もっとも、本地域では最終氷期の極相期にも氷河は形成されているので、なお相応の降雪があったことは確かである。また最終氷期には森林限界高度が低下したことで相まって凍結融解作用の頻度・強度が増加することで岩屑生産が活発化し、周氷河地形の形成領域も現在より相当広がったと推定されている（高田, 1992）。

本地域は急峻な山地が卓越するために大規模な定住集落や幹線交通網は存在しないが、夏季に限り富山県立山町千寿ヶ原（「五百石」地域）と長野県大町市扇沢の間に観光路線（立山黒部アルペンルート）が開設され、1シーズンで数十万人を超える観光客や登山者が訪れる。渡辺（1990）は、立山をこの世で最も混雑した高山と喩えた。

II. 地 質 概 説

（原山 智・高橋 浩・中野 俊・荻谷愛彦）

本地域は地体構造区分上では西南日本内帯の飛騨帯・宇奈月帯・飛騨外縁帯にまたがり、基本的にこれら3帯が南北の境界で配列する地域に相当している（第8図）。このうち宇奈月帯を指示する岩石の分布は確認できなかったが、周辺の地質状況を考慮すると本地域の西半部が飛騨帯、中央部が宇奈月帯、東半部が飛騨外縁帯に当たっている。

本地域の地質は古い方から、飛騨変成岩類・飛騨外縁帯の変成岩類・塩基性岩類・地球状マイロナイ

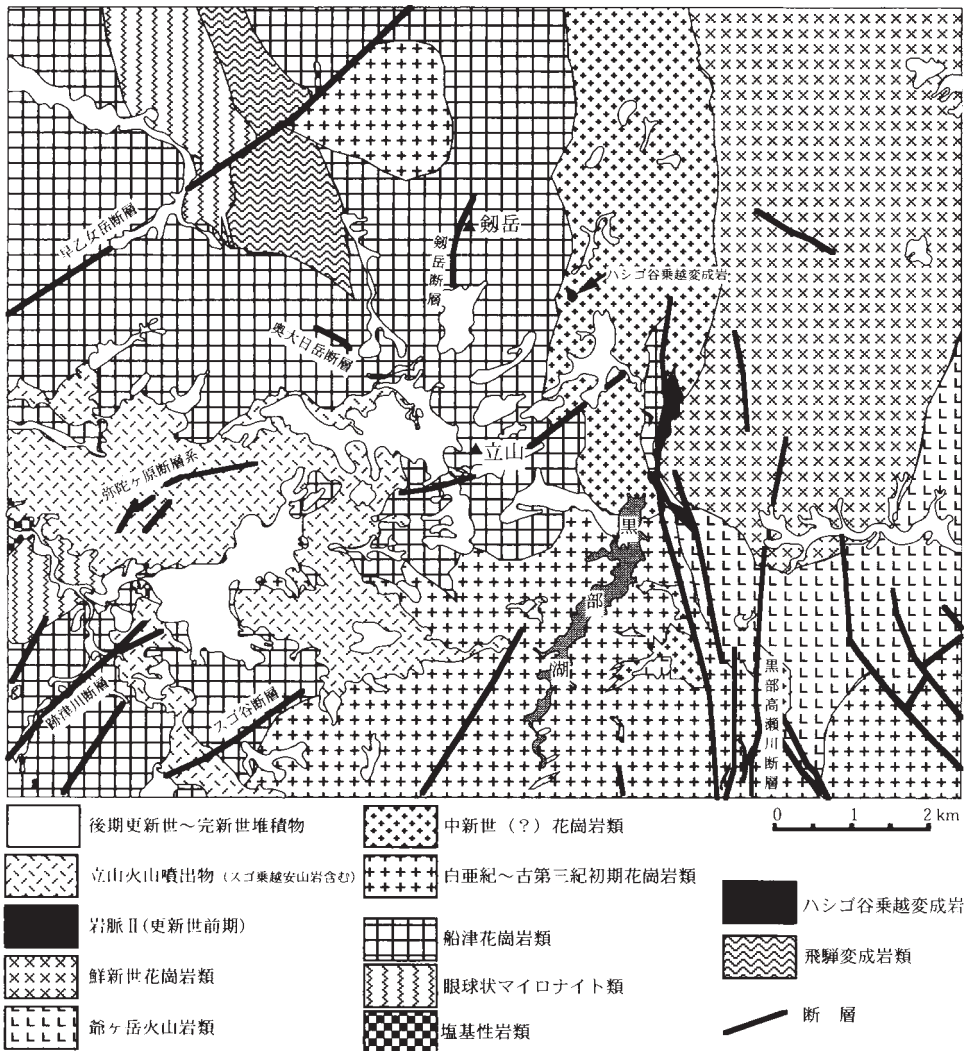
ト類・船津花崗岩類・白亜紀-古第三紀初期火成岩類・岩脈Ⅰ・中新世(?)花崗岩類・鮮新世火成岩類・岩脈Ⅱ・第四紀火山岩類・中期更新世末期-完新世の堆積物に大別される(第9, 10図)。

飛驒変成岩類 飛驒変成帯は、各種変成岩類と深成岩類からなる複合岩体により構成され、富山県東部-西南部、岐阜県北部にかけて最も広く分布している。

飛驒変成岩体は、東部岩体(片貝川及び早月川上流地域)、中部岩体(常願寺川上流地域から神通川支流の高原川流域にかけての地域)及び西部岩体(高原川流域よりも西方の神通川上流地域)の3岩体に大きく区分でき、それぞれ、岩石学的にも構造的にも異なった性質を持っている(加納, 1982)。この他にも、手取川上流地域や九頭竜川上流地域にも小規模岩体が分布している。本地域北西部の早月川上



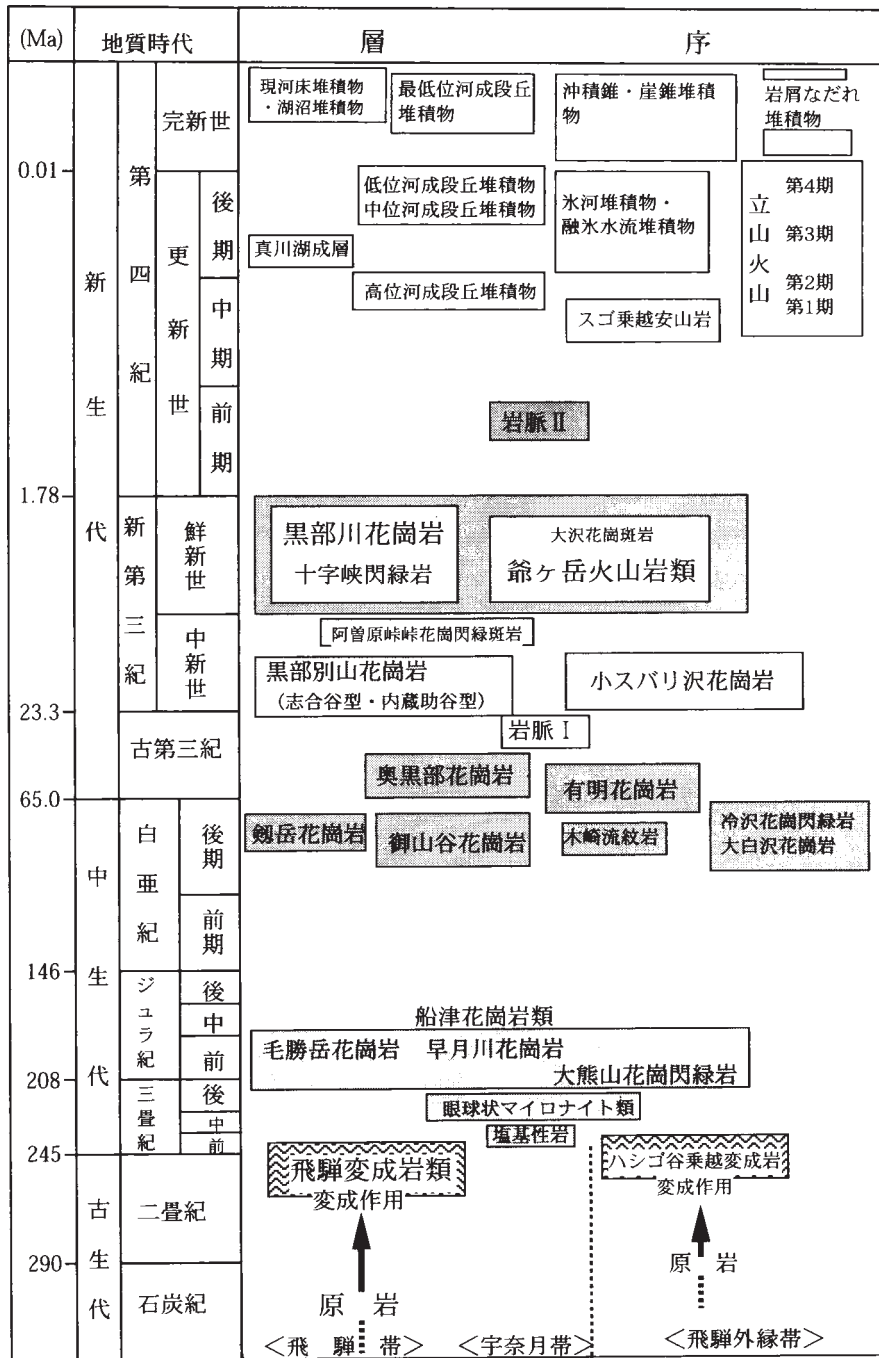
第8図 中部地方北部における地体構造区分と「立山」地域の位置



第9図 立山地域の地質概略図

流域は、片貝川上流～早月川上流にかけて南北方向に分布する飛驒変成岩体東部岩体の南縁部に相当する。本地域内では、その他に、剣御前及び立山周辺の稜線上や、常願寺川上流真川右岸支流のズゴ谷流域などで船津花崗岩類中の小規模捕獲岩体として産する。早月川上流に分布する飛驒変成岩類は、石灰岩変成岩類・砂泥質変成岩類・苦鉄質変成岩類及び珪長質変成岩類より構成され、互層状に産する。

ハシゴ谷乗越変成岩 黒部別山花崗岩、阿曾原峠花崗閃緑斑岩、十字峽閃緑岩中にはしばしば低変成度の結晶片岩のゼノリスが含まれている。このうち地質図に示すことのできる大きさのゼノブロックがハシゴ谷乗越の北西斜面に発見された。本報告では低変成度変成岩ゼノリスの代表としてハシゴ谷乗越変成岩の名称を用いる。原岩は砂質片岩・苦鉄質片岩からなり、捕獲した火成岩による接触変成作用を



第10図 地質総括図

受けている。原岩が苦鉄質岩に富むことや、十字峡閃緑岩中では蛇紋岩（超苦鉄質岩）ゼノリスとともに産することから、ハシゴ谷乗越変成岩を飛騨外縁帯結晶片岩に対比したが、この帰属は本地域の地体構造を考察する上で重要であり、引き続き検討を要する。

塩基性岩類は、斑れい岩、角閃石斑れい岩及び角閃石岩と細粒黒雲母角閃石閃緑岩とからなる。前者は、早月川上流や常願寺川上流地域に分布し、眼球状マイロナイト類や船津花崗岩類、劔岳花崗岩中に捕獲されており、船津花崗岩類、劔岳花崗岩中ものは熱変成を被り再結晶している。後者は、常願寺川上流の湯川谷や真川周辺に分布しており、主に船津花崗岩類に捕獲されているが、眼球状マイロナイト類中にも分布する。

眼球状マイロナイト類は、従来、眼球（状）片麻岩類と呼ばれてきた岩石であり、早月川上流の馬場島^{ばんば}周辺と常願寺川上流に分布する。カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びカリ長石斑状片麻状（角閃石）黒雲母花崗岩－花崗閃緑岩からなり、後者は前者に貫入している。

船津花崗岩類は、三疊紀末期－ジュラ紀にかけて、飛騨帯及び宇奈月帯に貫入・定置した一連の花崗岩類の総称で、比較的早期かつ塩基性の下之本型岩石（主にトータル岩－花崗閃緑岩、閃緑岩類を伴う）と後期の船津型岩石（赤桃色斑状のカリ長石に富む花崗岩－花崗閃緑岩）の2岩型に大別されている（磯見・野沢, 1957; 加納, 1974など）。本地域に分布する深成岩類で船津花崗岩類に相当する岩体は、石英閃緑岩及び閃緑岩、大熊山花崗閃緑岩及び相当岩類、スゴ谷花崗岩、細粒角閃石含有黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩、早月川花崗岩及び毛勝岳花崗岩である。これらのうち、大熊山花崗閃緑岩及び相当岩類は下之本型に相当し、早月川花崗岩及び毛勝岳花崗岩は船津型に相当する。

白亜紀後期-古第三紀初期火成岩類 北アルプスには白亜紀末から古第三紀始新世にかけて貫入定置した花崗岩類が広範囲にわたって露出している。本地域でも、南部の北葛沢、七倉沢、不動沢、黒部湖周辺の針ノ木谷、スクイ谷、御山谷などには大白沢花崗岩、冷沢花崗閃緑岩、御山谷花崗岩、有明花崗岩、奥黒部花崗岩が分布している。また劔岳北西の白萩川を中心に露出する劔岳花崗岩もこの時期の花崗岩類の一員である。このほか、本地域東端の黒沢流域には熱変成した流紋岩溶結凝灰岩が分布しており、白亜紀末に噴出した木崎流紋岩に対比される。

岩脈 I 白亜紀以前の火成岩類中に貫入する岩脈類を便宜的にまとめて岩脈 I と呼ぶこととする。岩質的には玄武岩・安山岩・流紋岩の3種類が識別され、顕著な岩脈群を形成しないものの地域ごとに伸長方向の規則性が認められる。

中新世(?)花崗岩類 北アルプス地域には珪長岩の一部に中新世の年代値が知られているほかは、まとまった分布を示す中新世火成岩類の報告はなかった。本報告で中新世(?)とした花崗岩類は白亜紀後期－古第三紀初期火成岩類中に貫入し熱変成作用を与える一方、後述する鮮新世黒部川花崗岩に貫入されて熱変成作用を受けている。こうした貫入関係を示す花崗岩としては、小スバリ沢花崗岩、黒部別山花崗岩、阿曾原峠花崗閃緑斑岩があり、このうち黒部別山花崗岩については中新世後期を示す7Maの年代値（角閃石K-Ar年代）が報告されているが、複雑な熱史を経ているためこの時期の火成活動の年代については引き続き検討が必要である。

鮮新世火成岩類 本報告では黒部川花崗岩とこれに貫入される爺ヶ岳火山岩類が火山深成複合体をなすと判断した。両者は従来白亜紀－古第三紀火成岩類として扱われてきたが、多数の放射年代値に基づ

いて中新世末から鮮新世にかけて活動した火成岩類であることがほぼ明らかとなってきた。大沢花崗斑岩は爺ヶ岳火山岩類中に貫入する弧状岩脈で、黒部川花崗岩の支脈もしくは爺ヶ岳火山岩類に伴う斑岩であると推定される。また十字峡閃緑岩は黒部川花崗岩の西端に沿って露出する岩体で、黒部川花崗岩と一連の火成活動の産物である。

岩脈Ⅱ 鮮新世火成岩類中に貫入する岩脈と、これらに記載岩石学的に類似した岩脈を岩脈Ⅱとする。岩脈Ⅱの多くは南北方向に伸張した珪長質岩脈であり、特に不動岳―船窪岳周辺では顕著な岩脈群を形成している。

第四紀火山岩類は、スゴ乗越安山岩及び立山火山噴出物からなる。スゴ乗越安山岩は、南接する「槍ヶ岳」地域北部の黒部川上廊下を中心に分布する上廊下火山岩類の一部であり、22―20万年前の安山岩溶岩流である。立山火山噴出物はこれとほぼ同時期に活動を開始した立山火山の噴出物である。立山火山の活動期は第1a、1b、2、3及び第4期に区分される。第1a期（22―20万年前）の噴出物は、湯川谷上流部（立山カルデラ）に分布する湯川谷火山岩類を構成する安山岩及びデイサイト質の溶岩・火砕岩である。一部を除いて強い硫酸変質を受けている。この火山岩類の下部では火砕岩が卓越し、基盤岩に由来する砂礫層が挟まる。第1b期（15―10万年前）の噴出物は、有峰トンネル溶岩・多枝原谷溶岩・水谷溶岩・鷲岳下部溶岩・（材木坂溶岩）・鷲岳上部溶岩及び中ノ谷溶岩である。これらは安山岩及びデイサイト質の溶岩流を主体としている。この時期の噴出物の大部分は現在の立山カルデラ縁から周辺の広い範囲に分布する。第2期では大量の火砕物が噴出した（称名滝火砕流堆積物及びザラ峠溶結火砕岩）。称名滝火砕流堆積物の下部はデイサイト質の軽石流であり、上部は安山岩質のスコリア流である。これらは強溶結していることが多く、立山カルデラの北から西にかけて広い分布を示し、南東方の五色ヶ原にも分布している。第3期（9―4万年前）の噴出物は、二ノ谷溶岩・松尾峠溶岩・美松平溶岩・国見岳溶岩・天狗山溶岩及び玉殿溶岩と区分された安山岩またはデイサイト質の溶岩流である。これらはカルデラの北縁の国見岳・天狗山から室堂平・天狗平・弥陀ヶ原・上ノ小平などの表面を覆って分布しており、室堂平の南方に噴出中心が存在したと推定される。第4期は室堂周辺のミクリガ池や地獄谷などの爆裂火口群の形成期である。この時期の噴出物は水蒸気爆発による地獄谷類質テフラ層であり、これらの堆積物の形成以前（約1万年前以前）の火山活動については確認できていない。地獄谷では現在も活発な温泉・噴気活動が続いている。

中期更新世の末期から完新世の堆積物（第四紀火山噴出物を除く）は真川湖成層、河成段丘堆積物、氷河堆積物及び融氷水流堆積物、岩屑なだれ堆積物、崖錐堆積物、沖積錐堆積物、現河床堆積物及び湖沼堆積物からなる。真川湖成層は立山火山の活動に関連して形成された深い湖沼の堆積物と考えられ、真川に沿って狭長に分布する。また河成段丘堆積物は、分布高度やこれを被覆する風成層中の広域指標テフラとの層位から、高位、中位、低位及び最低位に区分される。このうち高位ものは中期更新世に、最低位ものは完新世に堆積したものと考えられる。河成段丘堆積物はおもに早月川や真川に沿ってまとまって分布するが、それ以外の河川沿いでは断片的かつ不連続的である。氷河堆積物及び融氷水流堆積物は、劔岳から越中沢岳に至る区間及び鹿島槍ヶ岳から蓮華岳に至る区間の主稜線沿いと、室堂から弥陀ヶ原に至る緩斜面上に主に分布する。岩屑なだれ堆積物は立山カルデラ内にみられる大規模崩壊堆積物で、特に新期ものは1858年（安政5年）の鷲崩れ堆積物として知られている。崖錐堆積物や沖積錐

堆積物は本地域全域において小谷の出口などに分布する。このほか、本地域内には跡津川断層をはじめとする数条の活断層や、山体の隆起・侵食や水河の消滅に関連して形成された多数の重力性断層が分布する。

III. 飛騨変成岩類

(高橋 浩)

III. 1 概要と研究史

本地域に分布する飛騨変成岩類は、富山県北東部の片貝川上流－早月川上流にかけて南北方向に延びた分布を示す飛騨変成岩体東部岩体の南端部に相当する。また、劔御前、立山周辺の主稜線上、室堂乗越南方や常願寺川上流真川右岸支流のスゴ谷、湯川谷支流の松尾谷では、船津花崗岩類中の捕獲岩体として分布している。早月川上流では、石灰質変成岩類 (Hc) ・砂泥質変成岩類 (Hp) ・苦鉄質変成岩類 (Hm) 及び珪長質変成岩類 (Hf) より構成され、互層状に産する。これらの変成岩類の片麻状構造の走向は、北北西・南南東ないし南北で、傾斜はほぼ垂直のものが多く、 $60^{\circ} \text{W} - 60^{\circ} \text{E}$ まで変化する。線構造は、不明瞭なものが多い。また、互層状に産する変成岩類の岩相境界は面構造と調和的である。劔御前周辺のもの、石英閃緑岩及び閃緑岩 (D) 中の捕獲岩として産し、両者は毛勝岳花崗岩 (Gkc) に貫入されている。立山周辺のもの、大熊山花崗閃緑岩に対比される角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo) 中の捕獲岩として産する。室堂乗越南方のものは、石英閃緑岩及び閃緑岩 (D) とともに、大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) 中の捕獲岩体として産する。スゴ谷でも、石英閃緑岩及び閃緑岩 (D) とともに、大熊山花崗閃緑岩に対比される角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo) 中の捕獲岩体として産する。松尾谷のものは、スゴ谷花崗岩 (G1) 中の小規模捕獲岩体として産する。

飛騨変成帯の調査研究は、古くは、大塚 (1891c) の20万分の1「富山」図幅や野田・佐藤 (1917, 1921) の20万分の1「高山」図幅での調査研究がある。戦後になると、野沢・坂本 (1960) によって5万分の1「五百石」図幅が公表された。1965年から1967年にかけて、加納 博を代表とする「変成帯形成史」総研が行われ、飛騨帯に関する問題点や、地質学的、岩石学的、地質年代学的成果が諏訪 (1969) によって報告された。1969年に神岡鉦山周辺についての広域調査が始められ、1970年には和田川及び小口川流域の調査が行われた。これらの成果は、1970年から1973年にかけて広域調査報告書 (長棟地域) として公表された (通産省, 1970, 1971, 1972, 1973)。その他に、小林 (1958) や相馬 (1974) などによる飛騨変成帯の総括をはじめ多数の論文が公表されたが、飛騨帯は日本列島のもっとも古い基盤と考えられていた。1980年代中期には飛騨ナップ説が提唱され (小松ほか, 1985; 原ほか, 1986), 飛騨帯は西南

日本内帯の累重ナップの一部であり、構造的には先白亜紀構造体の最上位を占める、とする見方が一般的となった。丸山ほか（1990）、相馬ほか（1990）や磯崎・丸山（1991）は、飛騨帯を中朝地塊の一部と考え、宇奈月帯については朝鮮半島の沃川帯とともに、楊子地塊と中朝地塊が衝突して形成された構造帯の北東延長部分と考えた。飛騨帯はどのように、日本列島とユーラシア大陸との間のテクトニクスをめぐる問題に発展しつつあるが、飛騨帯変成岩類自体の形成史が十分解明されているわけではなく、飛騨帯が大陸のどの部分に属していたかについても明確になっていない。

飛騨帯変成岩類の同位体年代は、古くから様々な方法で各地の岩石から求められている。これらの年代値は、170–190Ma、210–230Ma及び330Ma前後に集中し、また、410Ma、500Ma付近にも弱いピークが認められる（Shibata *et al.*, 1970；太田・板谷，1989）。また、Ishizaka and Yamaguchi（1969）は、変成岩中のジルコンから1493Maの²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年代を得ており、田中・星野（1987）は隠岐において約200MaのSm–Nd全岩アイソクロン年代を得ている。相馬ほか（1990）、相馬・柗座（1993）は、330Maをグラニュライト相の主要変成作用期、210–230Maを角閃岩相の飛騨帯変成作用期、170–190Maを船津花崗岩類による接触変成作用の年代とみなした。上記、先カンブリア紀の放射年代値などを根拠として、飛騨帯変成岩類の形成期を先カンブリア紀とする見解（Suwa, 1990など）も依然として根強い。最近では、EPMAによるUO₂、PbO、ThO₂の定量分析から、粒子1個でPbO–UO₂（ジルコン）、PbO–ThO₂（モナザイト）のアイソクロン年代を算出する方法（CHIME法）が開発され（Suzuki *et al.*, 1994）、飛騨帯変成岩類の測定も行われている。Suzuki and Adachi（1994）は、泥質変成岩中のモナザイトから250Ma、300–600Ma及び1000Maの年代を報告している。このうち250Maは、明瞭なアイソクロンを形成しており、これは、飛騨帯変成帯の主要変成作用期を示すと考えた。300–600Ma及び1000Maは、変成岩の原岩（砕屑粒子）の年代を示すと説明している。

III. 2 石灰質変成岩類 (Hc)

分布 早月川上流東芦見谷、馬場島東方の白萩川河床や大出し、早月川支流の立山川上流、小又川上流に分布する。また、常願寺川上流真川右岸支流のスゴ谷流域に小規模ながら分布している。

産状 砂泥質変成岩類 (Hp)、苦鉄質変成岩類 (Hm) 及び珪長質変成岩類 (Hf) と互層状に産する（第15, 16, 17, 19図）。特に、砂泥質変成岩類 (Hp)、苦鉄質変成岩類 (Hm) とは密接に出現する（第11図）。また、東芦見谷では眼球状マイロナイト (Gmb) と接している。眼球状マイロナイト (Gmb) の原岩は、後述のように、斑状花崗岩と考えられるので、もとは貫入関係であったものと推定できる。スゴ谷のものは、大熊山花崗閃緑岩相当の角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo) 中の捕獲岩として産する。

岩相 石灰質変成岩類 (Hc) は乳白–灰白色を呈し、苦鉄質変成岩類 (Hm) と互層状に産することが多いが（第11図）、均質塊状の岩体をなすこともある。特に、東芦見谷には幅50m以上の結晶質石灰岩の層状岩体が3層存在する。主に方解石よりなるが、層状–レンズ状の細粒石英集合体を含むことが多い（第12図A）。また、単斜輝石、珪灰石、角閃石、緑れん石、斜長石、石英、柱石、ジルコンなどを含む石灰珪質片麻岩も存在する（第12図B）。

構造 北北西–南南東ないし南北方向に伸びたほとんど直立した層状の岩体を成している。立山川上

流や小又川上流では、半波長10m程の閉じた褶曲（第Ⅲ-5、6図）や、半波長数10cm程の小規模な褶曲構造が顕著に発達している（第13図）。

岩石記載

結晶質石灰岩 R68222：早月川東芦見谷（第12図A）

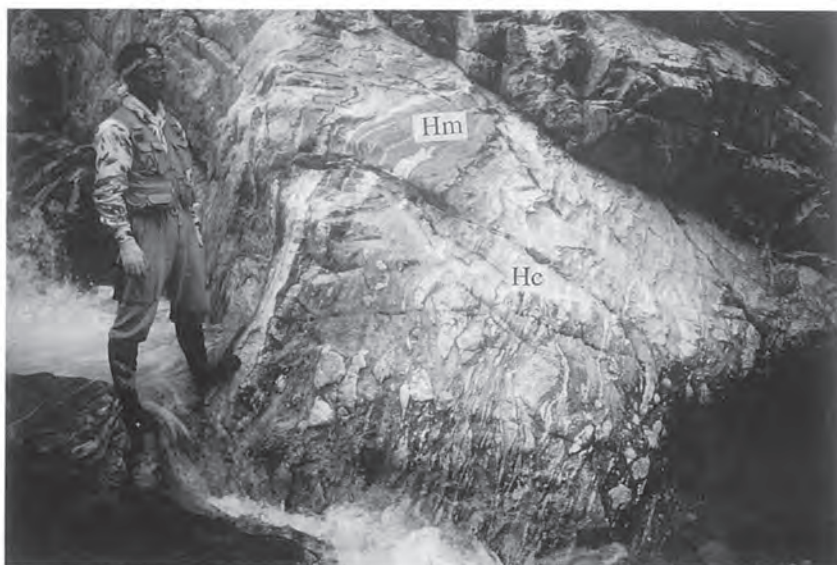
方解石と少量の石英から構成され、斜長石、不透明鉱物を伴う。石英は、定向配列したレンズ状の細粒多結晶集合体として産し、面構造を形成している。斜長石は方解石中に単独で存在するものと、レンズ状の石英多結晶集合体中に存在するものがある。不透明鉱物は方解石の粒界に板状結晶として産し、レンズ状の石英多結晶集合体と同じ方向に配列し面構造を形成している。

Ⅲ. 3 砂泥質変成岩類 (Hp)

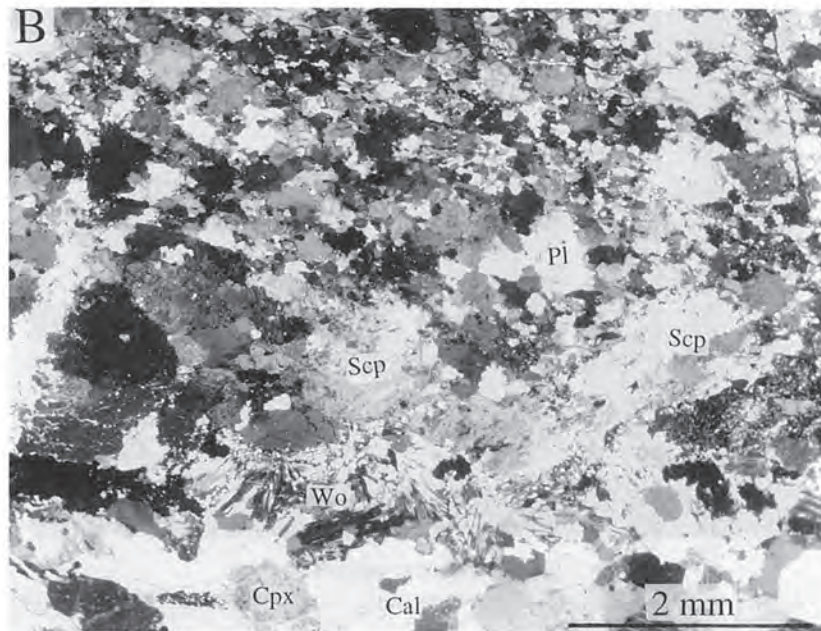
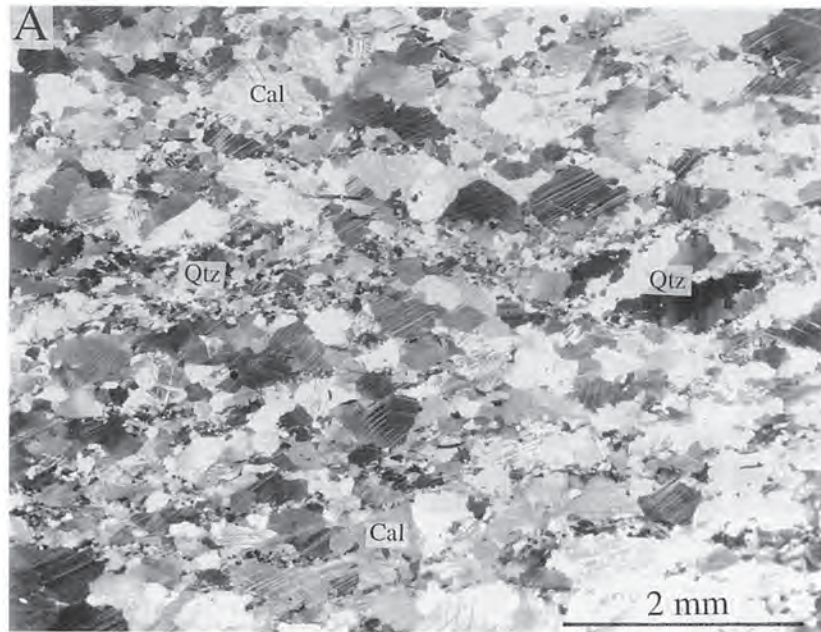
分布 早月川上流東芦見谷，馬場島東方の白萩川河床や大出し，早月川支流の立山川上流に分布する。

産状 石灰質変成岩類 (Hc)，苦鉄質変成岩類 (Hm) 及び珪長質変成岩類 (Hf) と互層状に産する（第15、16図）。また、大出し上流では、毛勝岳花崗岩 (Gkc) のアプライト質周縁相に貫入されている。

岩相 主に黒雲母片麻岩から成り、優白質バンドが発達した縞状片麻岩も存在する。主な構成鉱物は、石英、斜長石、黒雲母であり、ざくろ石や董青石を含むものも存在する（第14図）。藤吉（1973）では、早月川上流の泥質片麻岩中から、スピネル、コランダム、紫蘇輝石、紅柱石、珪線石の産出が報告されているが、今回の調査ではこれらの鉱物は追認できなかった。



第11図 苦鉄質変成岩類 (Hm) と互層する石灰質変成岩類 (Hc)
早月川東芦見谷（標高800m付近）

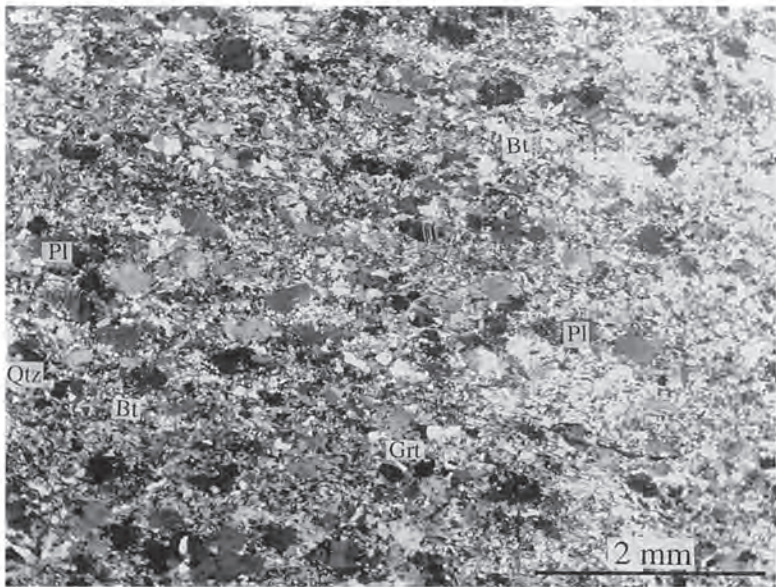


第12図 石灰質変成岩類の顕微鏡写真

直交ポーラー. A: R68222: 早月川東芦見谷 (標高950m付近), B: R68223: 立山川上流毛勝谷山会い付近 (標高1,200 m付近). Cal: 方解石, Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Sep: 柱石, Wo: 珪灰石, Ep: 綠簾石

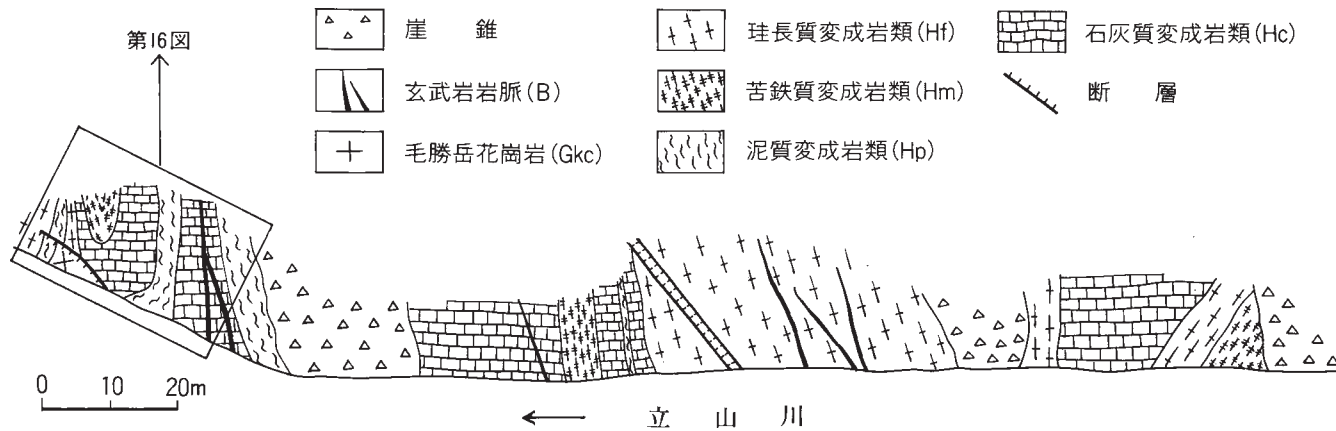


第13図 石灰質変成岩類 (Hc) に発達する小褶曲構造
立山川上流毛勝谷出会い下流右岸 (標高1,250m付近)

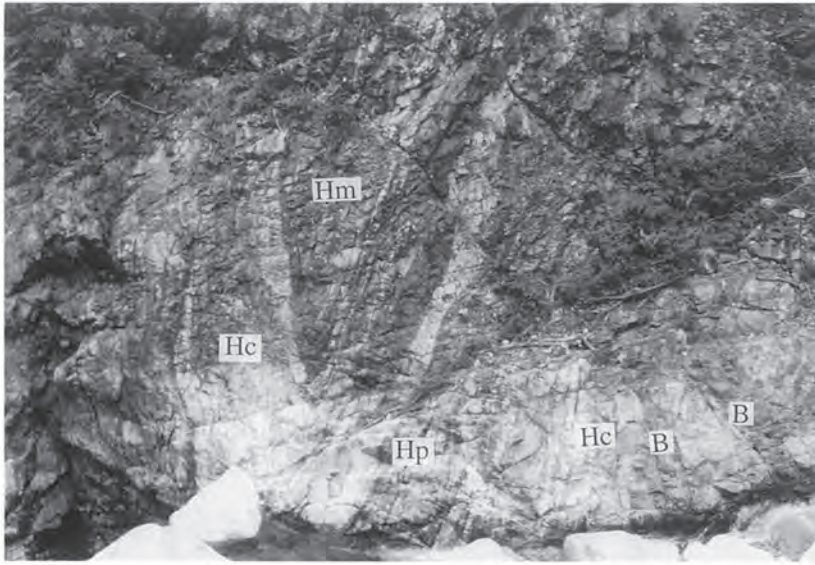


第14図 ざくろ石黒雲母片麻岩の顕微鏡写真
直交ボーラー, R68224, 立山川上流毛勝谷出会い付近. Grt: ざくろ石, Bt: 黒雲母, Qtz: 石英, Pl: 斜長石

構造 北北西-南南東から南北方向に延びたほとんど直立した層状の岩体をなしている。立山川上流では、石灰質変成岩類 (Hc) に伴って出現し、苦鉄質変成岩類 (Hm) とともに半波長10m程の褶曲構造が認められる (第15, 16図)。また、馬場島東方の白萩川河床では、面構造の走向・傾斜は、N75°W,



第15図 飛驒変成岩類の産状を示すスケッチ
立山川上流毛勝谷出合い下流右岸の露頭 (標高1,250m付近)



第16図 飛騨変成岩類に発達する褶曲構造
立山川上流毛勝谷出合い下流右岸の露頭（標高1,250m付近）

85° Sであり、本地域における飛騨変成岩類の一般構造と大きく斜交する。

岩石記載

ざくろ石黒雲母片麻岩 R68224：立山川（第14図）

主に石英，斜長石，黒雲母からなり，少量のざくろ石，堇青石が存在し，不透明鉱物を伴う．石英は半自形－他形で，レンズ状－層状の集合体をなし面構造を形成するものと，散在する黒雲母の粒間を埋めるものが存在する．斜長石は半自形－自形で，レンズ状－層状の石英集合体中に存在するものが多い．黒雲母は自形－半自形で，褐色（Y－Z軸色，以下同様）を呈し，径0.2mm程の細粒結晶が石英集合体と平行にレンズ状－層状に集合し，面構造を形成している．ざくろ石は自形－半自形で，散在する細粒黒雲母及び石英からなる基質中に存在する．堇青石は面構造方向に伸張したレンズ状の形態を示し，レンズ状結晶内部には，多量の細粒黒雲母が認められる．

Ⅲ. 4 苦鉄質変成岩類（Hm）

分布 早月川上流馬場島東方の白萩川河床や大出し周辺，早月川支流の立山川上流及び小又川上流地域に分布する．

産状 石灰質変成岩類（Hc），砂泥質変成岩類（Hp）及び珪長質変成岩類（Hf）と互層状に産する．特に，石灰質変成岩類と密接に出現する（第11，15図）．また，大熊山花崗閃緑岩（Gdo）に貫入されている（第17図）．

岩相 主に角閃岩よりなり，黒雲母角閃石片麻岩も存在する．斜長石及び角閃石を主要構成鉱物とす

る岩石で、黒雲母、石英を伴い残晶状の単斜輝石を含むこともある（第18図）。白萩川では粗粒となり、片麻状閃緑岩ともいえる岩相を呈する。

構造 北北西-南南東ないし南北方向に伸びたほとんど直立した層状の岩体をなしている。立山川上流では、石灰質変成岩類（Hc）、砂泥質変成岩類（Hp）とともに半波長10m程の褶曲の軸部をなしている（第15、16図）。また、馬場島東方の白萩川河床では、面構造の走向・傾斜は、E-W~N40°W、50°~80°Nであり、本地域の飛騨変成岩類の一般構造と大きく斜交する。

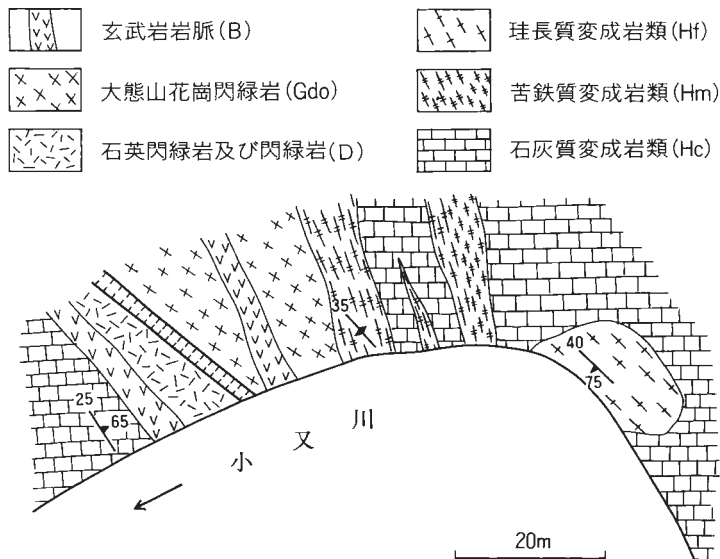
岩石記載

角閃岩 R68225：ブナグラ谷（第18図）

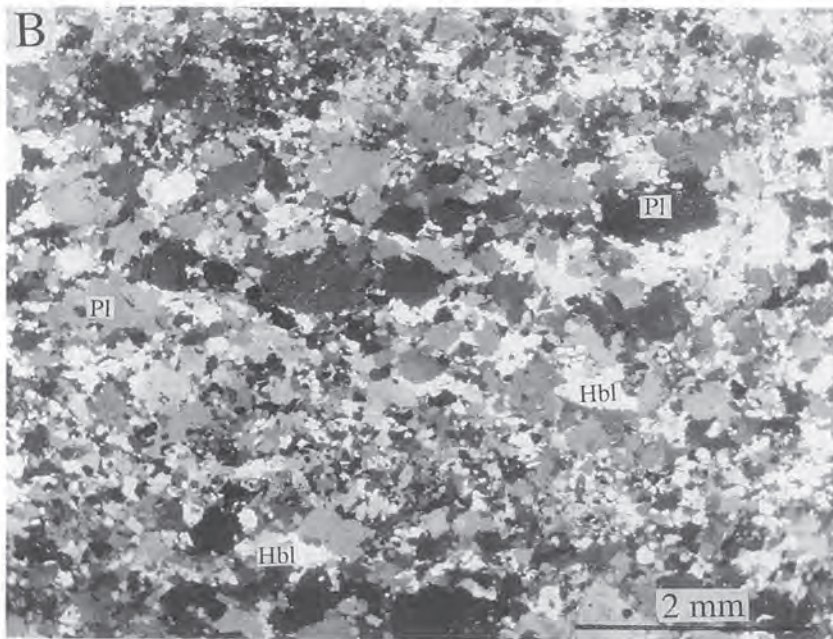
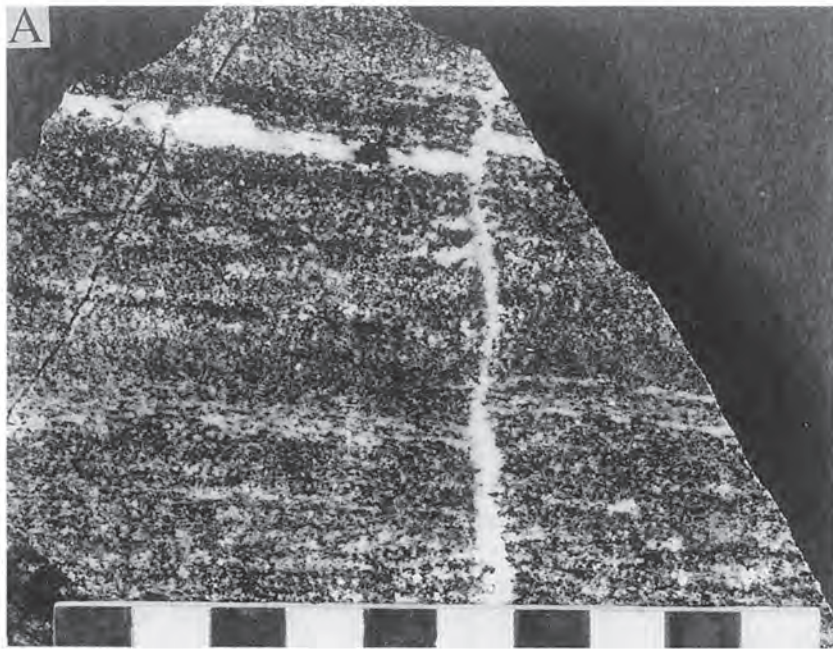
主に斜長石及び角閃石より構成され、緑れん石、不透明鉱物を伴い、少量の単斜輝石が存在する。斜長石は半自形-他形で、アルバイト式双晶を示すものが多い。角閃石は自形-半自形で緑色（Z軸色、以下同様）を呈し、定向配列が認められる。少量認められる単斜輝石は、角閃石の核部に残晶状に存在するものと、単独に存在するものがある。

III. 5 珪長質変成岩類（Hf）

分布 早月川上流東芦見谷-馬場島東方の白萩川流域や早月川支流の立山川上流、小又川上流及び常願寺川上流真川右岸支流のスゴ谷流域に分布する。その他に、剣御前南方や立山周辺の雄山-龍王岳にかけての主稜線上に分布する他に、室堂乗越南方の称名川河床や常願寺川上流湯川谷支流の松尾谷上流にも小規模に分布している。

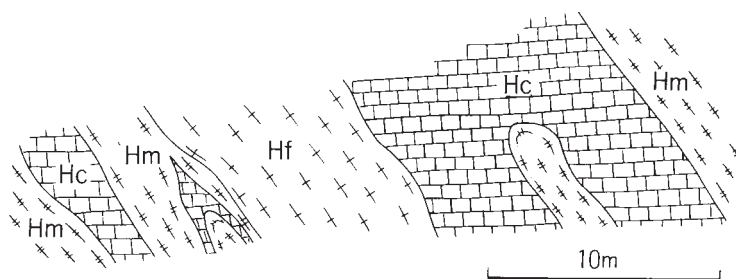


第17図 飛騨変成岩類の産状を示すスケッチ
早月川支流小又川上流右岸の露頭（標高1,300m付近）



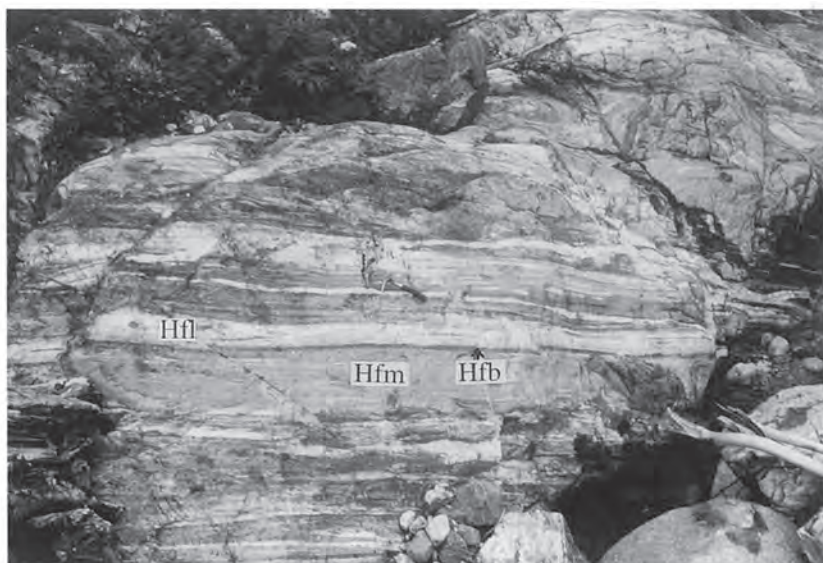
第18図 角閃岩のスラブ写真及び顕微鏡写真
 直交ポーラー。R68225：ブナグラ谷（標高950m付近）。Hbl：角閃石，Pl：斜長石
 A：スラブ写真，B：偏光顕微鏡写真

産状 石灰質変成岩類 (Hc) , 砂泥質変成岩類 (Hp) 及び苦鉄質変成岩類 (Hm) と互層状に産する (第15, 19図) . 変形・変成作用を受けているため, 原岩の組織は失われているが, 斜長石ポーフィロクラストが存在することや苦鉄質鉱物に乏しいことから, もとは花崗岩質岩であった可能性が高い. 従って, 現在は石灰質変成岩類 (Hc) , 砂泥質変成岩類 (Hp) 及び苦鉄質変成岩類 (Hm) と互層状に産するが, もともとはこれらの岩石とは貫入関係であったと考えられる. 剣御前南方のものは, 閃緑岩 (D) とともに毛勝岳花崗岩 (Gkc) に捕獲されている (第22図) . 立山周辺, 室堂乗越南方やスゴ谷では大熊山花崗閃緑岩相当岩 (Gdo) 中に捕獲されている.



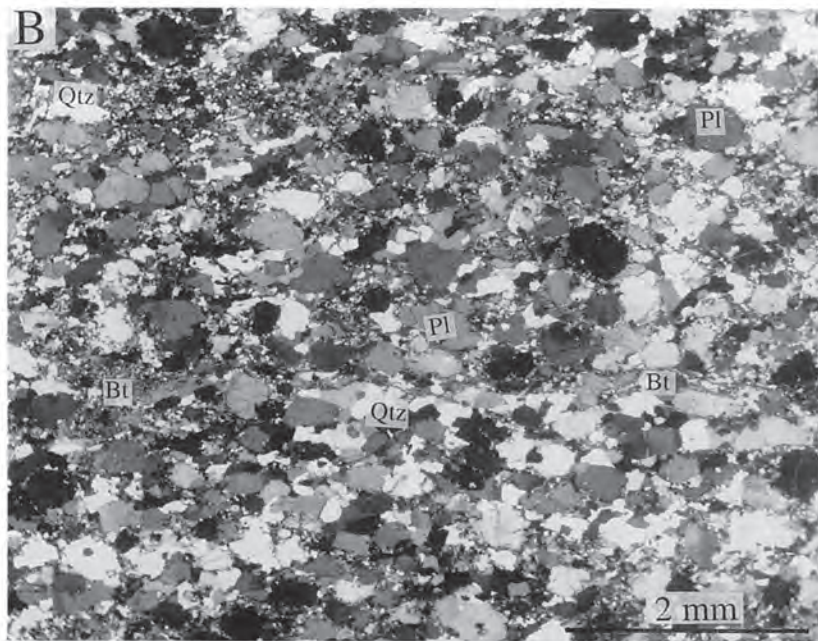
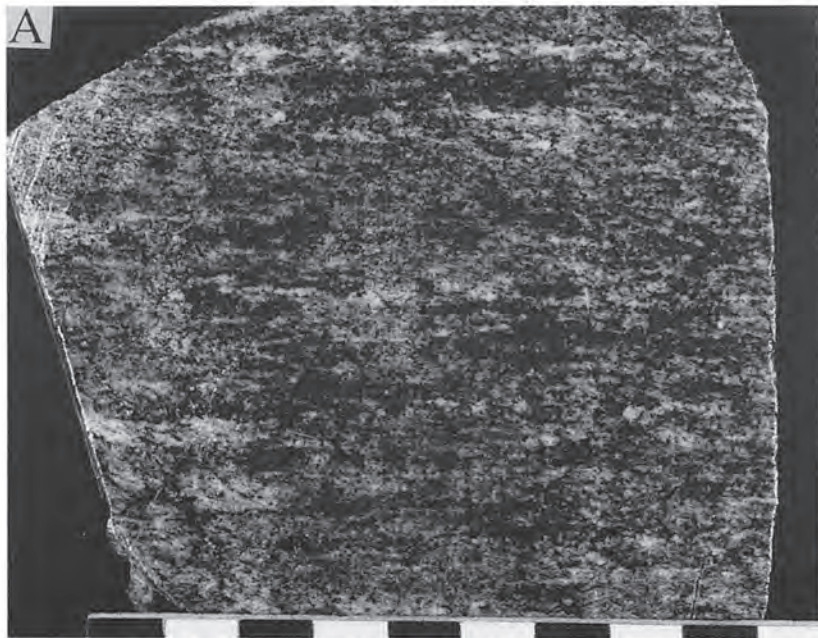
第19図 飛驒変成岩類の産状を示すスケッチ

早月川上流白萩川右岸の露頭 (標高820m) . Hc : 結晶質石灰岩 (石灰質変成岩) , Hm : 角閃岩 (苦鉄質変成岩) , Hf : 黒雲母片麻岩 (珪長質変成岩)



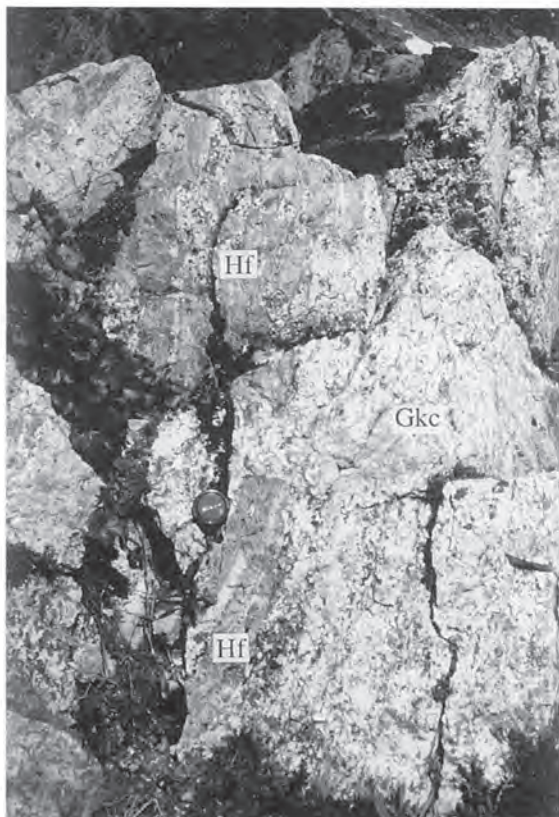
第20図 珪長質変成岩 (Hf) の産状

立山川上流, 角閃石黒雲母片麻岩から成る主岩相 (Hfm) と黒雲母角閃石片麻岩から成る優黒質層 (Hfb) 及び優白質な珪長質片麻岩層 (Hfl) との互層から成る. 立山川上流 (標高1,200m付近)



第21図 珪長質変成岩 (Hf) の岩相

A: スラブ写真, B: 顕微鏡写真, R68226. 立山川上流 (標高980m付近). Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Bt: 黒雲母



第22図 毛勝岳花崗岩 (Gkc) に捕獲される珪長質變成岩類 (Hf) の単斜輝石片麻岩
 剣御前南方の稜線上2,792mピーク付近

岩相 黒雲母片麻岩及び角閃石黒雲母片麻岩からなり、優白質層の発達した縞状片麻岩も認められる (第20図)。黒雲母及び角閃石の濃集した優黒質層と互層状に産するが、優黒質層に対して主岩相が脈状に入り込んでいる部分もある。剣御前南方や立山周辺の捕獲岩状のものは単斜輝石片麻岩であり、単斜輝石、斜長石、石英からなる。スゴ谷のものは、ミグマタイト状の不均質な岩相を呈し、閃緑岩 (D) とともに大熊山花崗閃緑岩相当岩 (Gdo) 中の捕獲岩として産する。珪長質變成岩類 (Hf) は角閃石黒雲母片麻岩からなり、schlieren-schollen構造 (Mehnert, 1971) を示すミグマタイトの優黒質部 (パレオゾーム) を構成する。ミグマタイトの基質部 (ネオゾーム) は細粒黒雲母トータル岩からなり、隣接する細粒黒雲母トータル岩に連続している。(第23図)。

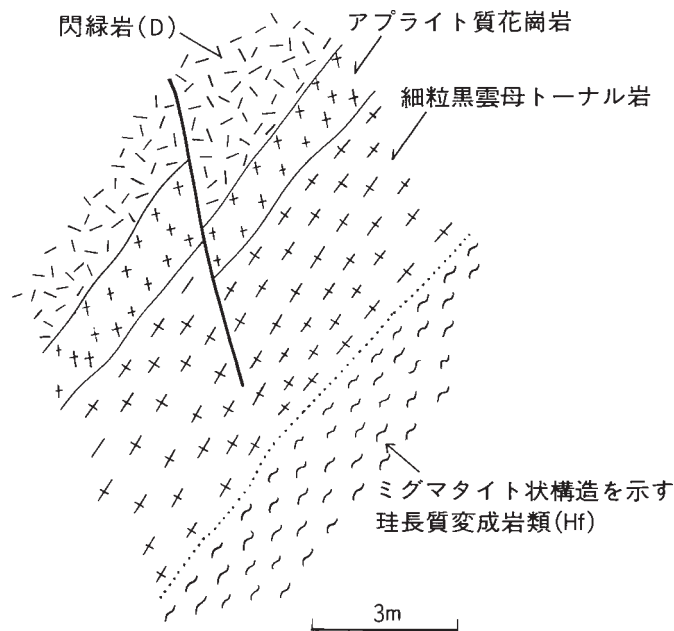
構造 北北西-南南東ないし南北方向に伸びたほとんど直立した層状の岩体を成している。面構造の走向・傾斜は、 $N45W^{\circ}-25E$, $50^{\circ}W-60^{\circ}E$ まで変化するが、北北西-南南東から南北走向で、急立するものが卓越し、岩体の形態と調和的である。馬場島東方の白萩川河床や早月尾根末端では、面構造の走向・傾斜は、 $東西-N65^{\circ}E$, $55^{\circ}N-80^{\circ}S$ であり、本地域の飛驒變成岩類の一般構造と大きく斜交する。剣御前周辺のものは、面構造の走向が $N25^{\circ}-2^{\circ}W$ 、傾斜は $82^{\circ}W-78^{\circ}E$ を示す。立山周辺のものでは、

面構造の走向・傾斜はN60°W, 70°NEを示す。

岩石記載

黒雲母片麻岩 R68226 : 立山川 (第21図)

石英, 斜長石と少量の黒雲母, カリ長石から成り, ジルコン, 不透明鉱物を伴う。石英は半自形・他形で, 0.5mm程の粗粒結晶とその粒界や粒間に分布する0.05mm程の細粒結晶が存在する。細粒結晶はレンズ状一層状の多結晶集合体をなし, 面構造を形成している。斜長石は半自形で, 0.5mm-1mm程の粒状結晶がほとんどで, アルバイト式双晶を示すものが多い。黒雲母は, 自形-半自形で, 茶褐色を呈する。0.1mm程の細粒結晶がフィルム状に伸張り面構造を形成している。緑泥石に交代されているものが多い。



第23図 ミグマタイト状構造を示す珪長質片麻岩 (Hf) の露頭スケッチ
ミグマタイト状部と角閃石閃緑岩 (D) との間には幅4m程の細粒トーナル岩が存在し, これはミグマタイトの基質部 (ネオゾーム) に連続する。常願寺川上流真川右岸支流スゴ谷河床 (標高1,500m付近)

IV. ハシゴ谷乗越変成岩 (Mh)

(原山 智)

命名 新称. 黒部別山花崗岩, 阿曾原峠花崗閃緑斑岩, 十字峡閃緑岩中にゼノリスとして産する低変成度変成岩の総称である.

模式地 ハシゴ谷乗越北西の剣沢側斜面 (標高1,890m) .

分布・産状 模式地付近は岩屑斜面となっており, その岩屑の多くが本岩である. 岩屑には黒部別山花崗岩 (周囲と同じ内蔵助谷型岩相) に取り込まれた産状を示すものが数多く観察でき, 氷河などにより遠方から運搬されたものではないことは確実である. また, 仙人ダム北側の阿曾原峠花崗閃緑斑岩や, 黒部川左岸の半月沢及び十字峡南方の登山道 (旧日電歩道) 沿いに露出する十字峡閃緑岩中では, 捕獲岩として取り込まれた産状を示す.

岩相 砂質片岩及び苦鉄質片岩からなり, 黒部別山花崗岩の接触熱変成作用による再結晶化作用を受けている (第24図) . 変成鉱物の粒度が1mm以下と細粒であることや, 高温で生成した変成鉱物が仮像としても観察できないことから, おそらく元々の変成作用は低変成度のものであると判断される.

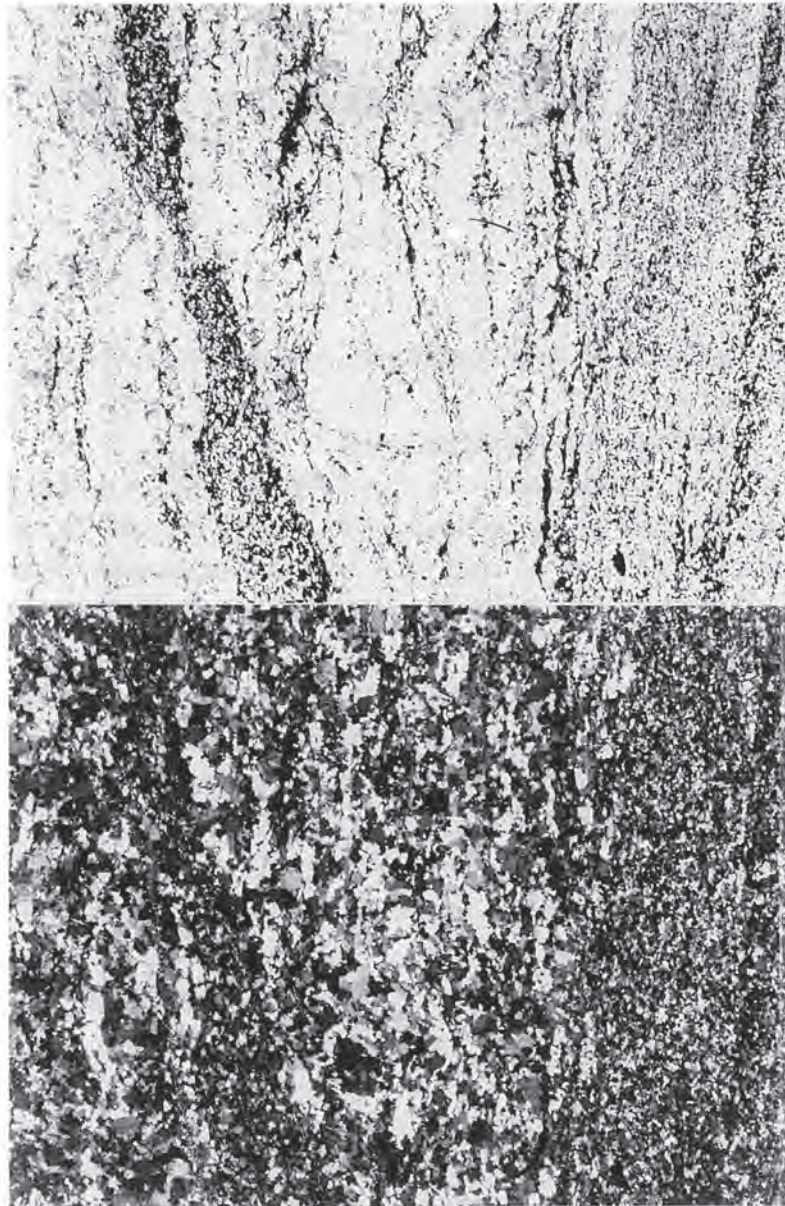
構造 露頭が未発見のため, 片理等の構造は不明.

地質時代・対比 本岩については地質時代を推定する材料に乏しいが, 変成度の低い点や緑色岩が卓越することから飛騨外縁帯の変成岩に対比される可能性が高いと判断される. 同様な低変成度岩のゼノリスは仙人ダム付近の阿曾原峠花崗閃緑斑岩中にゼノリスとして含まれており, ここでは緑色片岩のみが観察された. また十字峡閃緑岩は, 東谷出合下流右岸, 十字峡南方の旧日電歩道沿いの露頭や半月沢 (転石) において多量の緑色片岩 (熱変成) をゼノリスとして取り込んでいる.

岩石記載

砂質片岩 (熱変成) R68998 (961003-3) : ハシゴ谷乗越北西斜面登山道沿い (標高1,890m)

数mm-1cmの間隔で薄い (1-2mm) 泥質部を挟む砂質片岩で, 変成鉱物として砂質部には石英・オリゴクレーズが, 泥質部には石英・オリゴクレーズ・黒雲母が生じている. 黒雲母 (0.2-0.5mm) 結晶は片理方向に配列するが, その周囲や内部には細粒で定方向配列を示さない黒雲母の集合体が生じている. 後者の細粒黒雲母集合体は花崗岩の接触変成作用による再結晶により形成されたと判断される.



1cm

第24図 ハシゴ谷乗越変成岩の偏光顕微鏡写真

上：下方ポーラー、下：直交ポーラー、GSJR68998 (96.1003) : ハシゴ谷乗越北西山腹 (標高1,870m)

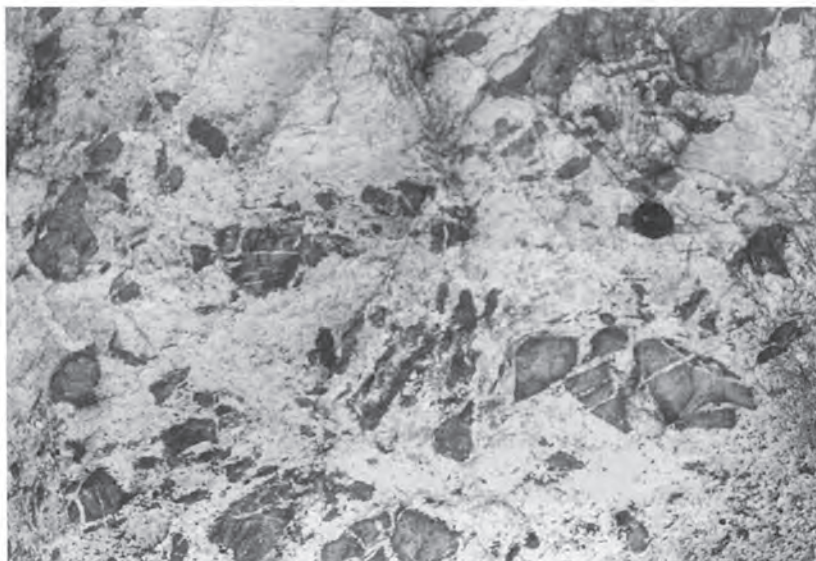
V. 塩基性岩類

(高橋 浩)

V. 1 斑れい岩, 角閃石斑れい岩及び角閃石岩 (Gb)

分布 早月川右岸支流の鍋増谷上流, 早月川上流の白萩川, ブナグラ谷及び常願寺川上流鬼ヶ城谷出合いの西方に分布する.

貫入関係 鍋増谷では, 眼球状マイロナイト (Gmb) 中に捕獲岩体として産する. 白萩川のは劔岳花崗岩 (Gtm) 中に, ブナグラ谷のものは毛勝岳花崗岩 (Gkc) 中にそれぞれ捕獲岩体として産する. 早月川上流の馬場島発電所付近の河床では, 眼球状マイロナイト (Gmh) 中に貫入する優白質花崗岩中に多数の捕獲岩片として産し, アグマタイト状の岩相を呈する (第25図). 常願寺川上流のものは, 眼球状マイロナイト (Gmb) と接しているが, 前後関係は確認できなかった. 白萩川及びブナグラ谷のものは再結晶しており (第26図A, B), それぞれ, 劔岳花崗岩 (Gtm) 及び毛勝岳花崗岩 (Gkc) に捕獲

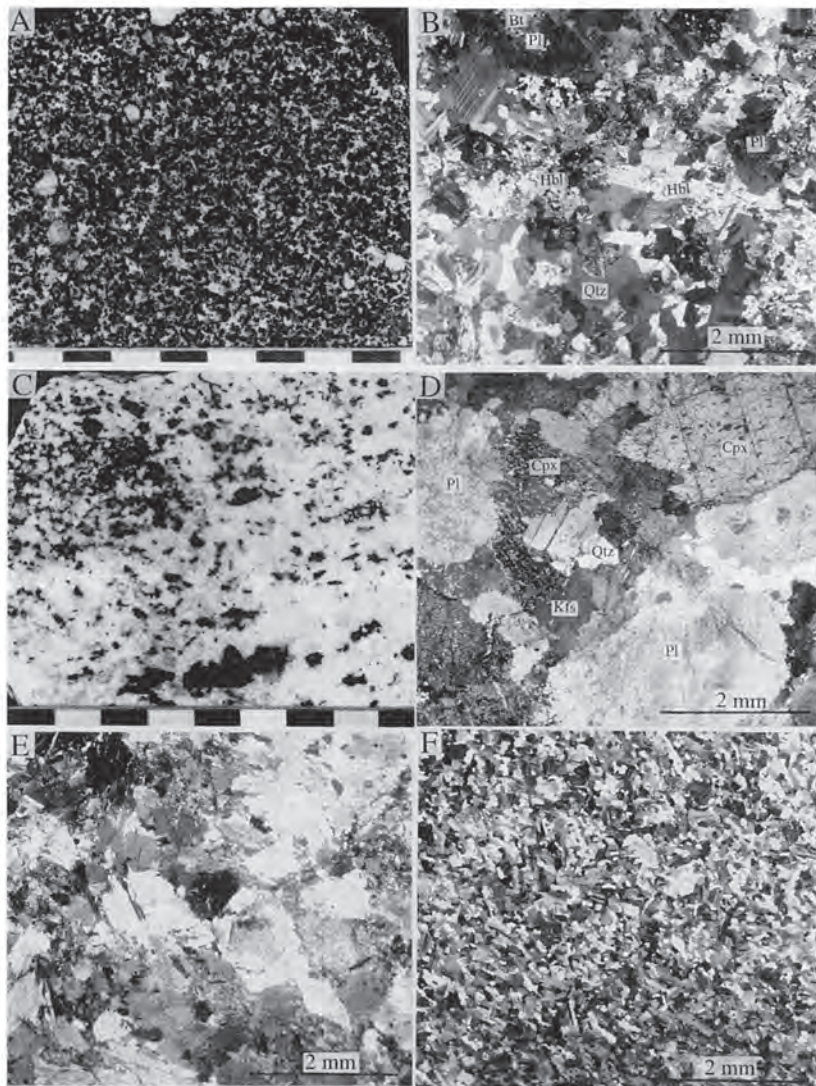


第25図 アグマタイト状の産状を示す角閃石斑れい岩 (Gb)

基質部は優白質花崗岩から成り, 眼球状マイロナイト (Gmh) 中に貫入している. 馬場島西方, 早月川左岸河床 (標高650m付近)

され、熱変成を被ったものと解釈できる。

岩相 鍋増谷のものは、周囲の眼球状マイロナイトともに変形しており弱い面構造が認められる。面構造は眼球状マイロナイトに比べ顕著ではないが、変形の強いものは角閃岩様の岩相を呈する。ほとんど角閃石からなるものも存在し（第26図E）、これは角閃石岩に相当する。白萩川及びブナグラ谷のものは、塊状、優黒質の角閃石斑れい岩である（第26図A, B）。常願寺川上流のものは、粗粒塊状で優白



第26図 塩基性岩類の岩相

A, C: スラブ写真. スケールの1目盛りは1cm. B, D, E, F: 偏光顕微鏡写真(直交ポラーラー). A, B: 角閃石斑れい岩. R68227, 早月川上流ブナグラ谷, (標高1,000m付近) C, D: 斑れい岩, R68228: 常願寺川上流, (標高700m付近). E: 角閃石岩. R68229: 早月川右岸支流鍋増谷, (標高850m). F: 細粒黒雲母角閃石閃緑岩. R68230: 真川林道 (標高1,235 m). Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Kfs: カリ長石

質な岩相を呈する斑れい岩である（第26図C, D）。

構造 鍋増谷のものは変形を受けているが、その程度は弱く、野外では一般に塊状である。角閃岩様の岩相を呈するものには、明瞭な面構造が認められ、 $N3^{\circ}E$, $78^{\circ}E$ の走向・傾斜を示す。白萩川ブナグラ谷及び常願寺川のもの、塊状である。

岩石記載

斑れい岩 R68228：常願寺川上流（第26図C, D）

主に斜長石、単斜輝石からなり、石英、カリ長石、ジルコン、不透明鉱物を伴う。斜長石は自形－半自形でアルバイト式双晶を示すものが多い。単斜輝石は半自形で、結晶の周囲やクラックに沿って角閃石に交代されているものが多い。石英、カリ長石は少量のものが斜長石、単斜輝石の粒間を用めている。

角閃石斑れい岩 R68227：ブナグラ谷（第26図A, B）

主な構成鉱物は、斜長石、角閃石、黒雲母であり、ジルコン、不透明鉱物、石英を伴う。斜長石は自形－半自形で、正黒帯構造を示し、核部の周囲にドーナツ状の汚濁帯が認められるものが多い。角閃石は自形－半自形で、褐緑色を呈し、部分的に細粒多結晶集合体となり、デカッセイト組織を示している。黒雲母は自形－半自形で褐色を呈し、主に角閃石中に細粒結晶として産する。

角閃石岩 R68229：早月川鍋増谷（第26図E）

角閃石と少量の斜長石から成り、黒雲母、緑れん石、方解石、ジルコン、不透明鉱物を伴う。角閃石は半自形－自形で緑褐色を呈する。斜長石は、半自形で、少量のものが角閃石の粒間に存在する。黒雲母、緑れん石は、角閃石の結晶粒界や内部に認められる。

V. 2 細粒黒雲母角閃石閃緑岩 (Df)

分布 常願寺川上流の湯川谷周辺や真川周辺に分布する。

貫入関係 スゴ谷花崗岩 (G1) 中のブロックとして産する（第27図）。また、眼球状マイロナイト (Gmb) や大熊山花崗閃緑岩相当岩 (Gdo) 中に産することもある。ブロックの大きさは、径数m程のものが多いが、湯川谷周辺では、径数百mのものも存在する。

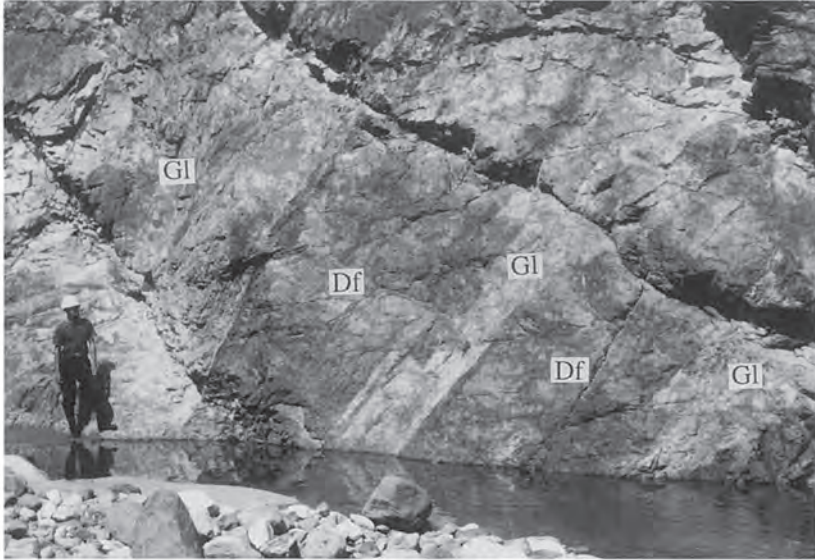
岩相 優黒質細粒で塊状の黒雲母角閃石閃緑岩である（第26図F）。

構造 真川上流の岩井谷周辺のもの、マイロナイト化を被っており、弱い面構造が認められるがその他のものは塊状である。

岩石記載

細粒黒雲母角閃石閃緑岩 R68230：真川林道（第26図F）

主な構成鉱物は、角閃石、黒雲母、斜長石であり、少量の石英、不透明鉱物を伴う。角閃石は自形－半自形で褐緑色を呈し、長径1mm程の柱状結晶が多い。斜長石は半自形－自形で、0.5mm程の細粒結晶が角閃石の粒間に散在している。黒雲母は自形－半自形で褐色を呈し、0.5mm程の細粒結晶が角閃石及び斜長石の周囲に散在している。石英は少量のものが粒間充填状に産する。



第27図 スゴ谷花崗岩 (G1) 中のブロックとして産する細粒黒雲母角閃石閃緑岩 (Df)
真川左岸河床 (標高900m付近)

VI. 眼球状マイロナイト類

(高橋 浩)

飛騨帯では、従来、斑状カリ長石の発達した片麻状の花崗岩質岩を、眼球片麻岩あるいは眼球状片麻岩と呼んでいた(小林, 1958; 加納, 1983など)。その成因については、花崗岩類のマイロナイト化によるものの他に片麻岩類の交代作用によるものが考えられている(Kano, 1991)。しかし、少なくとも、本地域に分布する眼球状構造の発達した片麻状の岩石には、明瞭なマイロナイト組織が認められ、変形の弱い部分には深成岩組織が残っており、明らかに花崗岩類起源のマイロナイトであるため、眼球状マイロナイト類と呼ぶことにする。

飛騨帯におけるマイロナイト化作用の年代は、マイロナイト化した花崗岩中のジルコンとスフェーンのパブリック年代の240Ma (Ishizaka and Yamaguchi, 1969)、マイロナイト化した塩基性岩中の角閃石のK-Ar年代の215Ma (柴田・野沢, 1978) から、三畳紀と考えられている(小松ほか, 1993)。

本地域の眼球状マイロナイトは以下の二つに区分できる。

VI. 1 カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gmh)

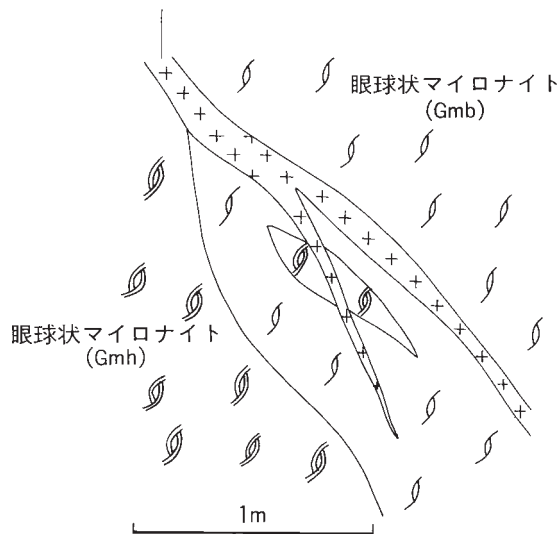
分布 早月川上流の馬場島発電所周辺—鍋増谷上流にかけて分布する。

貫入関係 小又川出合い付近の早月川右岸河床では、カリ長石斑状片麻状(角閃石)黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩 (Gmb) が本岩 (Gmh) とシャープな境界で接しており、境界部付近では、長さ80cm程のレンズ状の本岩 (Gmh) が、Gmb中に分布している(第28図)。このことから、本岩 (Gmh) は、Gmbに貫入され、ブロックとして取り込まれたものと考えられる。さらに両者は優白質花崗岩の細脈に貫入されている。本岩及びカリ長石斑状片麻状(角閃石)黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩 (Gmb) には、互いに平行な面構造が認められるが、優白質花崗岩は塊状である。この優白質花崗岩は、岩質が類似することと分布が近いことから、隣接する早月川花崗岩起源の細脈であると考えられる。

岩相 淡紅色斑状のカリ長石が存在し、黒雲母の定向配列による面構造が認められる(第29図A)。

構造 面構造の走向・傾斜は、 $N10^{\circ}W-20^{\circ}E$ 、 $80^{\circ}W-70^{\circ}E$ を示す。馬場島発電所周辺では、大きく乱れて、 $E-W$ 、 $75^{\circ}S$ を示す。

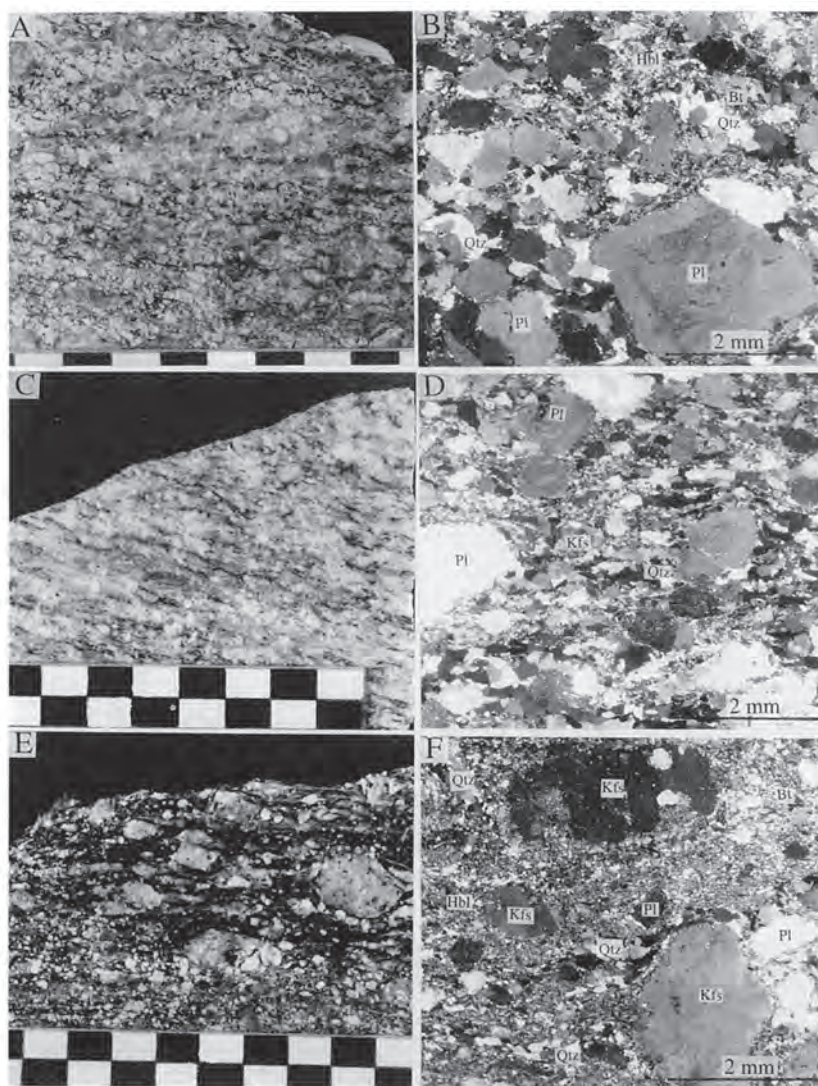
細粒優白質花崗岩(早月川花崗岩起源の岩脈)



第28図 カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gmh) に対して貫入する

カリ長石斑状片麻状(角閃石)黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩 (Gmb)

両者の面構造は互いに平行で、優白質花崗岩の細岩脈が両者を貫いている。小又川出合い付近の早月川本流右岸河床(標高600m付近)



第29図 眼球状マイロナイト (Gmh, Gmb) の岩相

A, C, E: スラブ写真. スケールの1目盛りは1cm. B, D, F: 偏光顕微鏡写真. A, B: カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (R68231, 早月川上流馬場島発電所東北東約500m. 標高650m付近). C, D: 片麻状黒雲母花崗岩 (R68232, 早月川右岸支流鍋増谷. 標高700m付近). E, F: カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗岩 (R68233, 馬場島南東方約1kmの立山川左岸. 標高800m付近). Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母

岩石記載

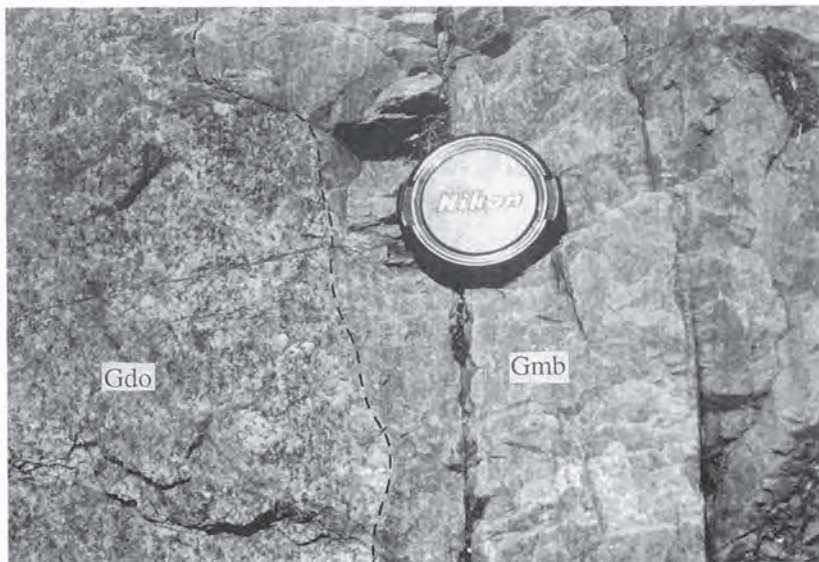
カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 R68231 : 馬場島 (第29図A, B)

主な構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、角閃石であり、スフェン、不透明鉱物を伴う。斜長石は半自形-自形で、ポーフィロクラストとして散在している。累帯構造が認められることがある。石英は、細粒の多結晶集合体がりボン状に伸張し、面構造を形成している。カリ長石は、半自形で斜長石とともにポーフィロクラストを形成している。黒雲母は、半自形で淡褐色を呈し、フィルム状に伸張し石英とともに面構造を形成しているものと角閃石を交代するものが存在する。いずれも、緑泥石に交代されていることが多い。角閃石は半自形で緑色を呈し、黒雲母とともにレンズ状の細粒多結晶集合体をなし面構造を形成している。

VI. 2 カリ長石斑状片麻状 (角閃石) 黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩 (Gmb)

分布 早月川上流の馬場島発電所周辺-鍋増谷上流にかけて南北方向に分布するカリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gmh) の両側に分布する他、馬場島-小又川右岸にかけてまとまった分布をしている。また、常願寺川上流の鬼ヶ城谷出合い-湯川谷出合い付近にかけてまとまって分布するほか、真川上流地域でスゴ谷花崗岩 (Gi) 中の小規模捕獲岩体として分布している。

貫入関係 飛騨変成岩類、カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gmh) に対して貫入し (第28図)、大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) 及びスゴ谷花崗岩 (Gi) に貫入されている。大熊山花崗閃緑岩との関係は小又川上流で観察された (第30図)。また、常願寺川上流の真川出合い付近では、幅10m程のスゴ谷花崗岩 (Gi) の岩脈が本岩 (Gmb) に対して貫入している。



第30図 カリ長石斑状片麻状 (角閃石) 黒雲母花崗閃緑岩 (Gmb) の面構造を切って貫入する大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) 小又川上流 (標高1,150m付近)

岩相 淡紅色斑状のカリ長石が存在し、黒雲母の定向配列やリボン状に伸張した石英による面構造が認められる(第29図E, F)。鍋増谷から早月川、小又川にかけて分布するものは、西側から東側に向かい変形の程度が強まり、片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(第29図C, D)から、斑状カリ長石の発達した岩相(第29図E, F)に漸移している。東側のものほど、面構造が顕著で細粒となり、斑状のカリ長石も東側ほど丸みを帯び細粒となり、基質部は暗緑灰色となる。

構造 馬場島周辺から鍋増谷、小又川にかけて分布するものは、面構造の走向・傾斜が、N-S、急傾斜のものが卓越するが、N55°W-45°E、80°W-70°Eまでの変化を示す。常願寺川上流では、面構造の走向・傾斜は、N45°W-35°E、45°-80°Eを示す。真川上流の小規模捕獲岩体では、面構造の走向・傾斜は、N28°-40°E、80°W-65°Eを示す。

岩石記載

カリ長石斑状片麻状角閃石黒雲母花崗岩 R68233:立山川(第29図E, F)

主な構成鉱物は、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母であり、角閃石、スフェン、不透明鉱物を伴う。石英は基質を構成する径0.02mm程の細粒結晶集合体とリボン状に伸張し面構造を形成する径0.5mm程の結晶の集合体とが認められる。カリ長石、斜長石は半自形で、卵状のポーフィロクラストを形成している。黒雲母は半自形で、緑色を呈し、緑泥石に交代されていることが多い。径0.1mm程の細粒結晶がフィルム状に伸張し面構造を形成している。

片麻状黒雲母花崗岩 R68232:早月川鍋増谷(第29図C, D)

石英、カリ長、斜長石、黒雲母より構成され、スフェン、不透明鉱物を伴う。石英は、0.5mm程の結晶が集合してリボン状をなすものと、0.1mm程の細粒結晶のリボン状集合体とが互層状に分布しており面構造を形成している。カリ長石は半自形のマイクロクリンであり、ポーフィロクラストをなしている。斜長石は半自形でカリ長石とともにポーフィロクラストをなしており、累帯構造を示すものが多い。黒雲母は0.2mm程の細粒結晶がフィルム状に伸張し面構造を形成している。

VII. 船津花崗岩類

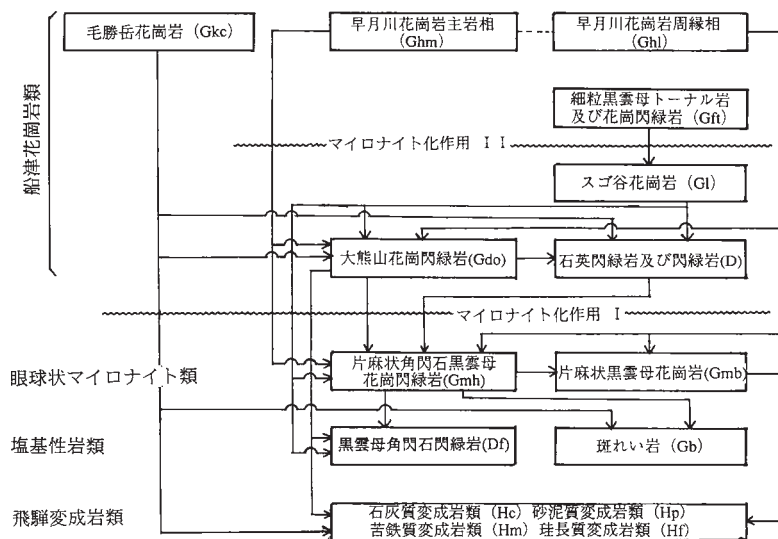
(高橋 浩)

VII. 1 研究史と概要

船津花崗岩類は、三疊紀末期-ジュラ紀にかけて、飛騨帯及び宇奈月帯に貫入・定置した一連の花崗岩類の総称で、飛騨変成岩類、宇奈月変成岩類や古生層を貫き、手取層群に覆われる。同位体年代は、180Ma前後に集中する(柴田・野沢, 1984)。比較的早期かつ塩基性の下之本型岩石(主にトータル岩

一花崗閃緑岩，閃緑岩類を伴う）と後期の船津型岩石（赤桃色斑状のカリ長石に富む花崗岩一花崗閃緑岩）の2岩型に大別される（磯見・野沢，1957；加納，1974など）。船津花崗岩類は，本来，岐阜県古城郡神岡町（旧名船津）東方の岩体に対して名付けられたものであった（磯見・野沢，1957；河合・野沢，1958，1959）が，飛騨帯各地に同様の花崗岩類が広く分布するので，それら全体の総称としても用いられるようになった。野沢（1979，1984）は，岩相や同位体年代の広域的類似性に注目して，両岩型は一つのマグマからの分化物であり，広範囲に極めて短時間にいっせいに貫入したものであると推論した。しかし，こうした岩相区分や前後関係が全域的に成り立つかどうか疑問視された。加納（1990）は，早月川上流地域において，下之本型の大熊山花崗閃緑岩体が船津型の伊折花崗岩体（片貝川一伊折花崗岩体，または早月川花崗岩体）に対して貫入する関係を見だし，下之本型（早期），船津型（後期）という区分は成り立たないと主張し，「船津花崗岩類」の代わりに「飛騨花崗岩類」と呼ぶことを提案した。しかし，後述のように，早月川上流地域においても，船津型の早月川花崗岩は下之本型の大熊山花崗閃緑岩に貫入しており，下之本型（早期），船津型（後期）という区分は，今のところ変える必要はない。本報告では，原山ほか（1991）にならい，とりあえず総称名としての船津花崗岩類の名称は用いることとし，岩型名としての船津型及び下之本型の名称は使用しない。

本地域に分布する深成岩類で船津花崗岩類に相当する岩体は，石英閃緑岩及び閃緑岩（D），大熊山花崗閃緑岩及び相当岩類（Gdo），スゴ谷花崗岩（Gl），細粒黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩（Gft），早月川花崗岩（Ghm，Ghl）及び毛勝岳花崗岩（Gkc）である。これらのうち，大熊山一大日岳周辺に広く分布する大熊山花崗閃緑岩と立山山頂一常願寺川上流真川右岸支流のスゴ谷にかけて分布する角閃石黒雲母花崗閃緑岩（Gdo）が下之本型に相当し，劔岳周辺に広く分布する毛勝岳花崗岩（Gkc），本地城北西端に分布する早月川花崗岩（Ghm）が船津型に相当する。



第31図 船津花崗岩類，眼球状マイロナイト類，塩基性岩類及び飛騨変成岩類の相互関係
矢印の先は被貫入岩，破線は漸移関係を示す

これらの船津花崗岩類の相互関係を、眼球状マイロナイト類、塩基性岩類及び飛騨変成岩類と併せて第31図に示す。

VII. 2 石英閃緑岩及び閃緑岩 (D)

分布 劔岳周辺や早月尾根、奥大日岳南東の稜線上及び早月川上流の小又川周辺にまとまって分布するほか、常願寺川上流真川右岸支流のスゴ谷にも分布する。

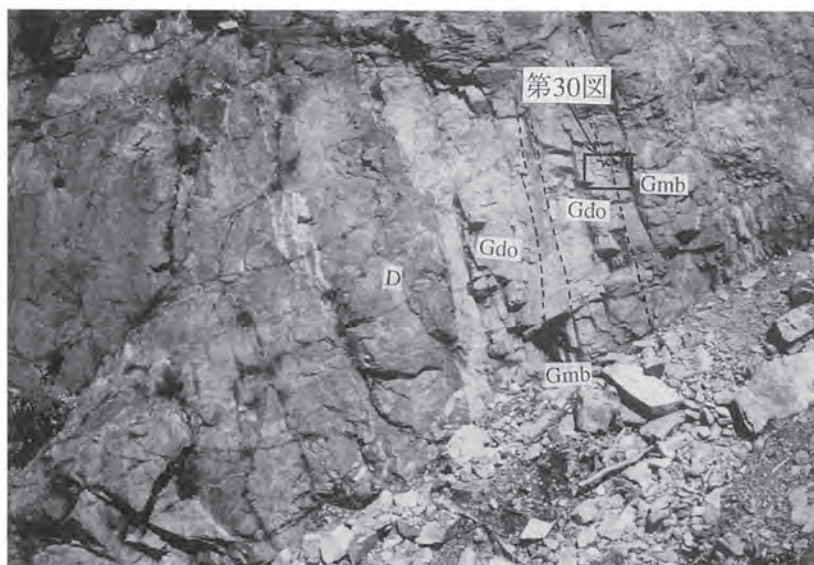
貫入関係 劔岳周辺及び早月尾根上のは、毛勝岳花崗岩 (Gkc) 中の捕獲岩体として産する。このうち、劔御前周辺のは、飛騨変成岩類の珪長質変成岩類 (Hf) を伴う。小又川周辺、スゴ谷に分布するものは、大熊山花崗閃緑岩相当岩類 (Gdo) 中の捕獲岩体として産する。スゴ谷のものは、珪長質変成岩類 (Hf) を伴う。小又川では、眼球状マイロナイトとともに大熊山花崗閃緑岩に貫入されている (第32図)。また、閃緑岩及び眼球状マイロナイトが直接接している露頭もあり、閃緑岩は塊状で眼球状マイロナイトの片麻状構造を切って貫入している。

岩相 本岩は中粒塊状で、暗緑灰色を呈する閃緑岩-石英閃緑岩である (第33図A, 34図)。早月尾根上のものには、周囲を角閃石コロナに取り巻かれた斑状石英が認められるものがある (第33図C)。

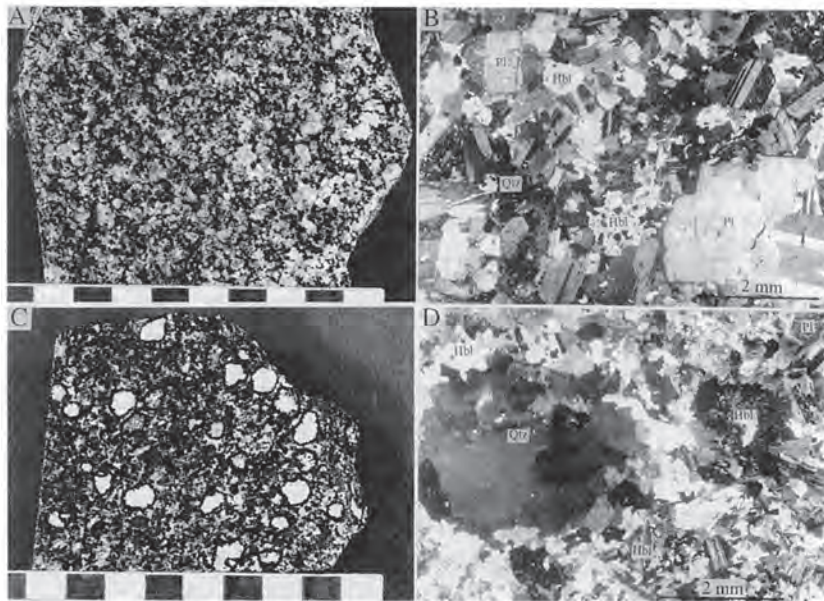
岩石記載

閃緑岩 R68234 : 劔岳山頂 (第33図A, B)

主に斜長石、角閃石からなり、少量の石英、不透明鉱物を伴う。斜長石は自形-半自形で、弱い正累



第32図 眼球状マイロナイト (Gmb) とともに大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) に貫入されている黒雲母角閃閃緑岩 (D)
小又川上流 (標高1,150m付近)



第33図 石英閃緑岩及び閃緑岩 (D) の岩相

A, C : スラブ写真, B, D : 偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー) . A, B : 閃緑岩, R68234 : 剣岳山頂 (標高2,998m) . C, D : 角閃石のコロナを持つ斑状石英の認められる石英閃緑岩, R68235 : 早月尾根伝蔵小屋西北西方約1km (標高1,970m付近) .
Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Hbl : 普通角閃石, Bt : 黒雲母

帯構造の認められるものがあり, 正の反復累帯構造の認められるものも存在する. 角閃石は半自形で淡緑褐色を呈する. 結晶内部や粒界部に不透明鉱物が存在することが多い. 石英は少量のものが粒間充填状に産する.

石英閃緑岩 R68235 : 早月尾根 (第33図C, D)

主に斜長石, 角閃石及び石英からなり, 黒雲母, 不透明鉱物を伴う. 斜長石は自形-半自形で, 弱い正累帯構造を示すものが存在し, ドーナツ状の汚濁帯が認められることがある. 一部のものは, 斑状石英の周囲を取り巻くコロナ状の細粒角閃石集合体の内部に認められる. 角閃石は半自形-他形で, 淡褐色を呈する. 斑状石英の周囲を取り巻くコロナ状の細粒結晶集合体が存在する. 石英は斑状で, 結晶周囲に角閃石及び少量の斜長石から成るコロナ状の細粒結晶集合体に取り巻かれている.

VII. 3 大熊山花崗閃緑岩及び相当岩類 (Gdo)

命名 加納 (1973) の大熊山花崗岩体を大熊山花崗閃緑岩と呼ぶ.

分布 大熊山周辺から大日岳, 奥大日岳にかけて分布するほか, 立山山頂から常願寺川上流真川流域にかけて分布する. また, 黒部ダム下流の黒部川左岸にも分布している.

貫入関係 飛騨変成岩類及び眼球状マイロナイトに貫入し (第32図), スゴ谷花崗岩 (G1), 早月川花崗岩 (Ghm, Ghl), 毛勝岳花崗岩 (Gkc), 御山谷花崗岩 (Goy) 奥黒部花崗岩 (Gok) 及び黒部別山花崗

岩 (Gbk) に貫入されている (第31図)。また、石英閃緑岩及び閃緑岩 (D)、細粒黒雲母角閃石閃緑岩 (Df) の小規模岩体を捕獲している。

岩相 中粒塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩－石英閃緑岩であり (第34, 35図)、細粒閃緑岩質の暗色包有物を普遍的に含んでいる。真川右岸に分布するものはマイロナイト化作用を被っており、片麻状構造が認められる。

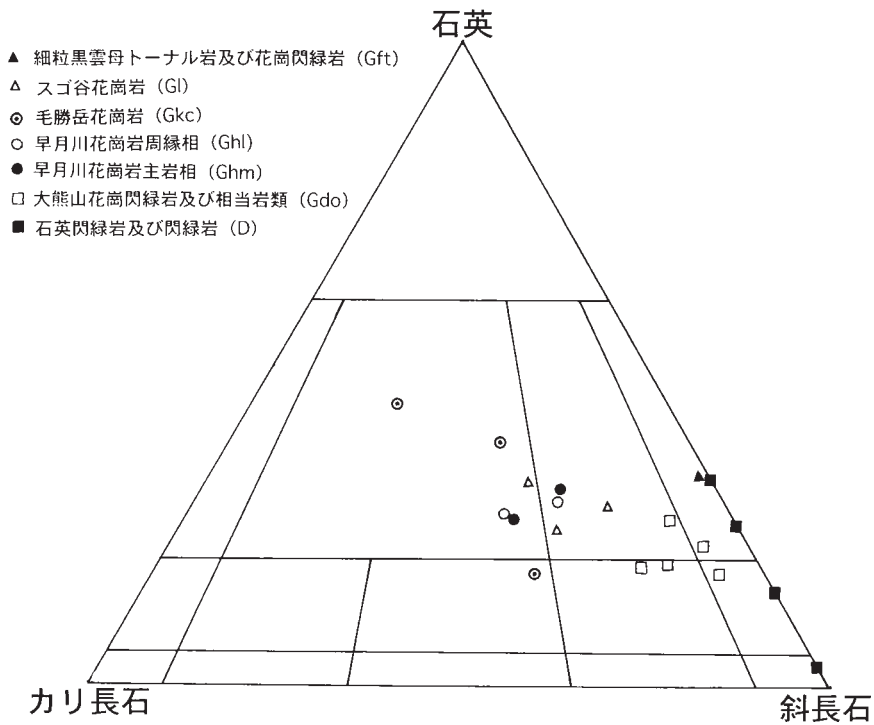
構造 常願寺川上流真川右岸支流の岩井谷周辺に分布するものは、マイロナイト化作用を被り、北東－南西走向で南東に傾斜した面構造が認められる。また、スゴ谷のものには、暗色包有物や有色鉱物の定向配列による面構造が認められ、走向は北西－南東ないし北北西－南南東で、南西に55°－77°傾斜している。

放射年代 182.6±3.8Ma (Rb－Sr全岩－鋁物年代；田中・加々美, 1987a)。

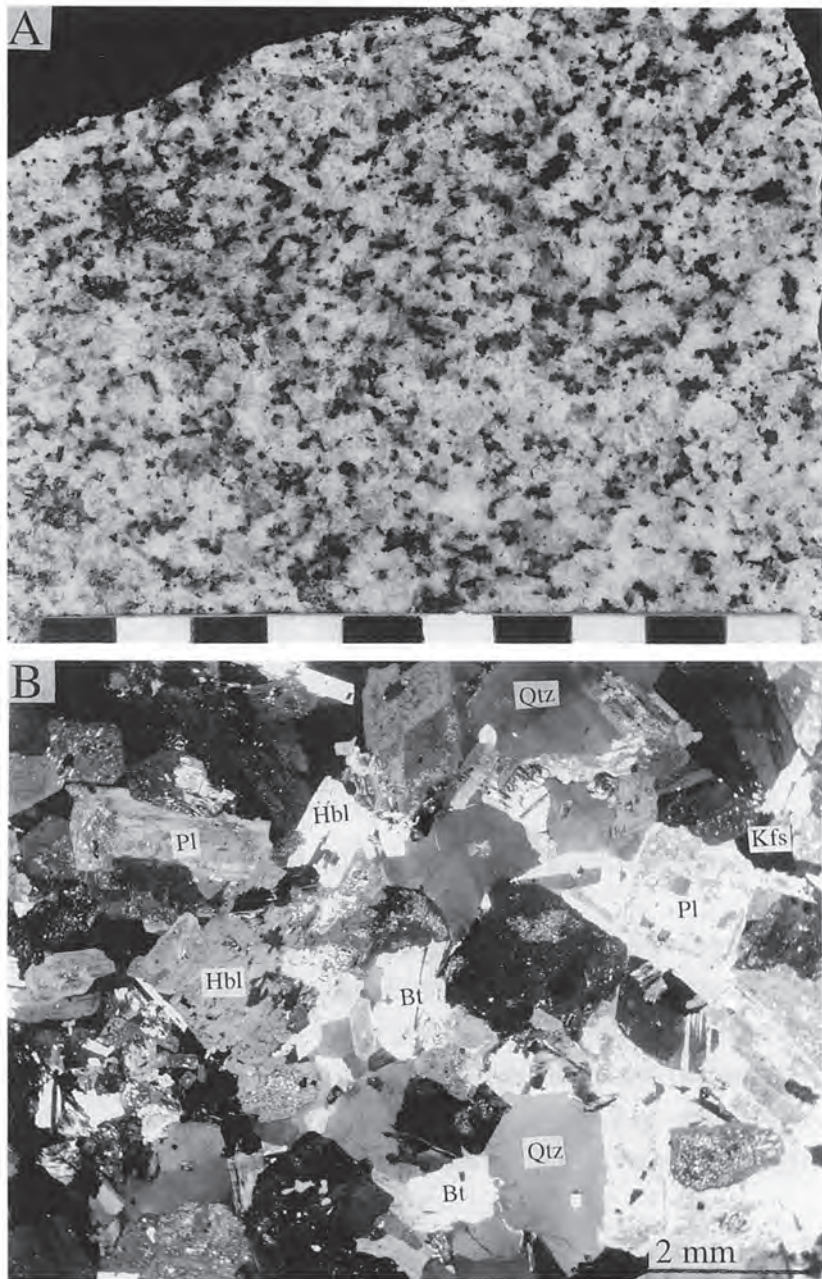
岩石記載

角閃石黒雲母花崗閃緑岩 R68236：早月川蛇谷 (第35図)

斜長石、石英、カリ長石、角閃石及び黒雲母からなり、不透明鉱物を伴う。斜長石は自形－半自形で弱い累帯構造が認められるものが多く、一部のものには反復累帯構造も認められる。石英及びカリ長石は他形で、粒間充填状に産する。角閃石は自形－半自形で淡褐緑色を呈する。黒雲母は自形－半自形で、褐色を呈するが、部分的に緑泥石に交代されている。

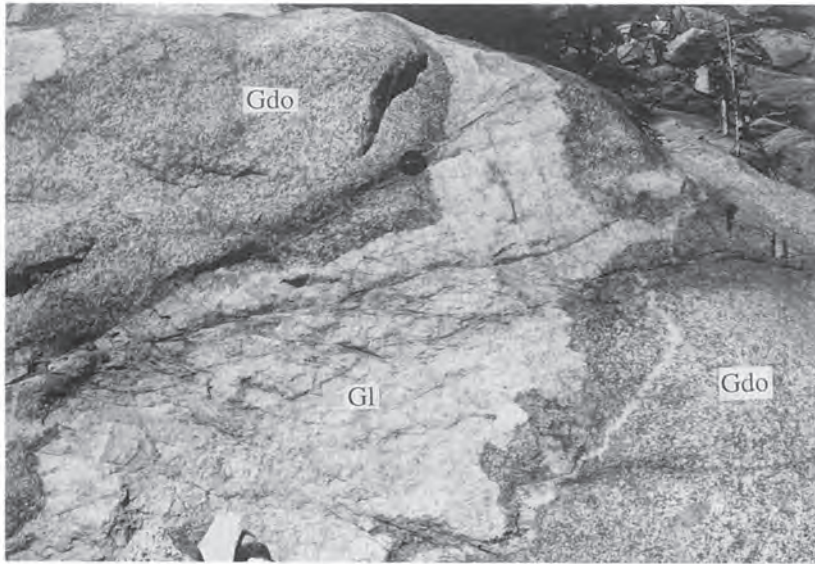


第34図 船津花崗岩類のモードを示す三角図



第35図 大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) の岩相

A : スラブ写真, スケールの1目盛りは1cm. B : 偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー). R68236 : 大熊山北西約2.5kmの早月川左岸支流 (蛇谷) 上流 (標高800m付近). Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石, Hbl : 普通角閃石, Bt : 黒雲母



第36図 大熊山花崗閃緑岩に相当する角閃石黒雲母花崗閃緑岩－トータル岩（Gdo）に貫入するスゴ谷花崗岩（G1）

真川右岸支流岩井谷の転石

VII. 4 スゴ谷花崗岩（G1）

命名 新称

分布 常願寺川上流の真川右岸支流スゴ谷出合い周辺を含む真川流域から湯川谷流域にかけて分布する。

貫入関係 眼球状マイロナイト（Gmb）及び大熊山花崗閃緑岩に相当する角閃石黒雲母花崗閃緑岩－石英閃緑岩（Gdo）に貫入し（第36図），細粒角閃石含有黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩（Gft）に貫入される（第31図）。また，細粒黒雲母角閃石閃緑岩（Df）の小岩体を多数捕獲している（第27図）。

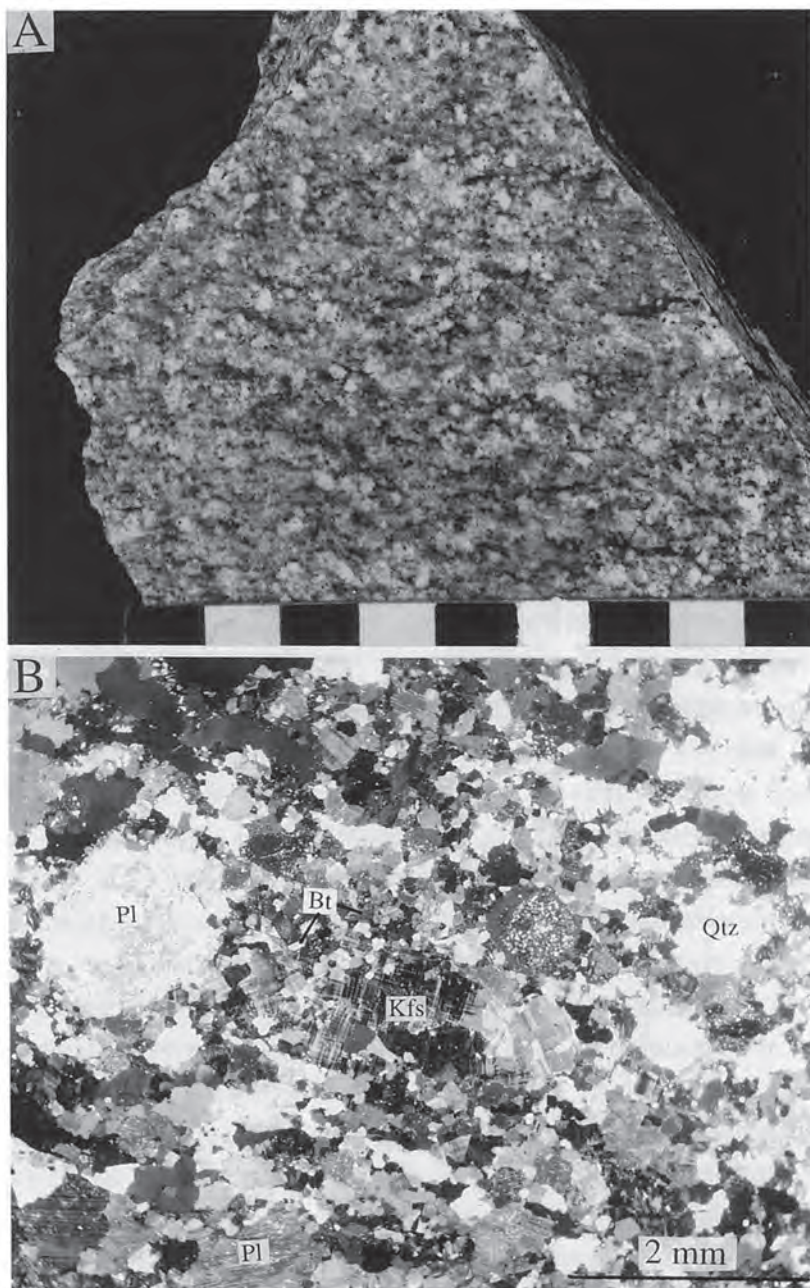
岩相 中－細粒優白質の黒雲母花崗閃緑岩－花崗岩であり（第34，37図），岩井谷周辺ではマイロナイト化による面構造が認められる。

構造 岩井谷周辺のマイロナイト化による面構造は，走向が北東－南西で，急傾斜のものが多い。

岩石記載

中－細粒優白質黒雲母花崗閃緑岩 R68237：真川（第37図）

石英，斜長石，カリ長石，黒雲母よりなり，少量の緑れん石，スフェン，不透明鉱物を含む。石英は他形で扁平な形をしているものが多く，定向配列し面構造を形成している。斜長石は半自形でアルバイト式双晶を示すものが多く，弱い累帯構造の認められるものが存在する。カリ長石は他形で，粒間充填状に産するマイクロクリンである。黒雲母は自形－半自形で褐色を呈するが，ほとんどのものは緑泥石に交代されている。



第37図 スゴ谷花崗岩 (G1) の岩相

A : スラブ写真, スケールの1目盛りは1cm. B : 偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー) . R68237. 真川, 岩井谷出合いの約1km上流左岸 (標高1,050m付近) . Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石, Bt : 黒雲母

VII. 5 細粒黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩 (Gft)

分布 常願寺川上流, 真川右岸支流スゴ谷山合い西方約1kmに小規模に分布する.

貫入関係 スゴ谷花崗岩 (Gl) に貫入している (第31図) .

岩相 細粒の黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩であり, 淡緑灰色を呈する (第38図) . 母岩のスゴ谷花崗岩 (Gl) には弱い面構造が認められるのに対し, 本岩は塊状である.

岩石記載

細粒黒雲母トータル岩 R68238 : 真川 (第38図)

石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母からなり, 緑れん石, 不透明鉱物を伴う. 石英は他形粒状で, 斜長石の粒間に散在する. 斜長石は自形短冊状で, 反復累帯構造を示すものが多く, 核部は汚濁していることが多い. カリ長石はごく少量のものが粒間充填状に産する. 黒雲母は半自形で, 緑褐色を呈する,

VII. 6 早月川花崗岩 (Ghm, Gh1)

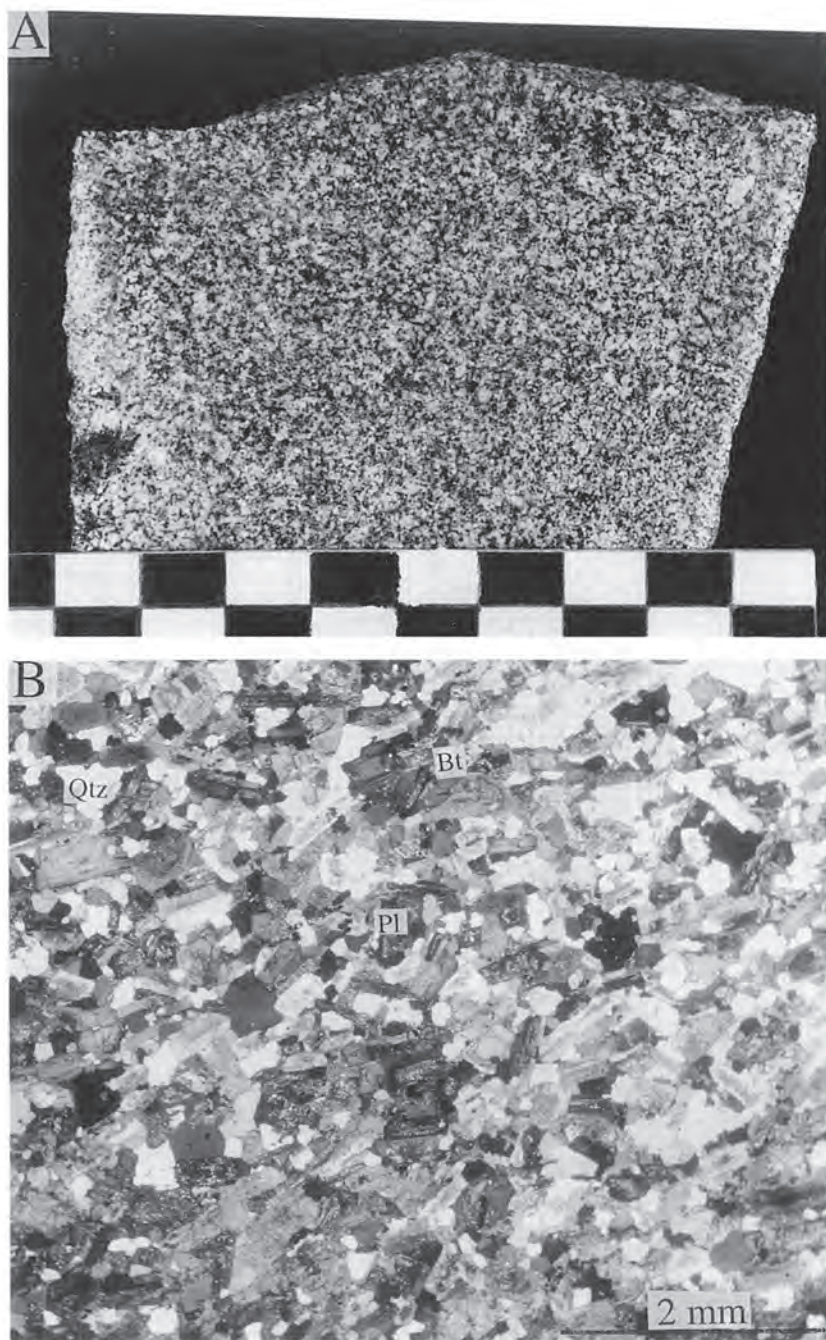
命名 野沢・坂本 (1960) の伊折花崗閃緑岩, 加納 (1973) の片貝川-伊折花崗岩体及び田中・大坪 (1987) の早月川岩体を早月川花崗岩と呼ぶ.

分布 本地域北西端の早月川流域から北隣「黒部」地域南西部の片貝川上流地域にかけて分布する.

貫入関係 眼球状マイロナイト (Gmb) 及び大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) に貫入する (第31図) . また, 西隣「五百石」地域東部の千石川から早月川左岸支流の赤谷, 蛇谷にかけて分布するアプライトに貫入し熱変成を与えている (第39図) . 赤谷では, 細粒角閃石黒雲母トータル岩の小規模岩体を, 蛇谷では, 細粒黒雲母角閃石閃緑岩及び大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) の小規模岩体を捕獲している. 蛇谷上流や大熊谷上流, 小曾谷上流や小又川上流では, 早月川花崗岩細粒優白質相 (Gh1) に由来する岩脈が大熊山花崗閃緑岩中に貫入している. これらの諸岩石の相互関係をまとめたのが第40図である.

加納 (1990) は, 大熊山花崗閃緑岩が早月川花崗岩に貫入していると考え, 船津型花崗岩が下之本型花崗閃緑岩に対して貫入関係にあるという, 船津花崗岩類についてのこれまでの常識は成り立たないと主張している. 加納 (1990) では, 千石川から赤谷, 蛇谷にかけて分布する, アプライトを早月川花崗岩が大熊山花崗閃緑岩による熱変成を被り再結晶した岩相と見なしている. 確かに, 赤谷では, アプライトは大熊山花崗閃緑岩によって貫入されており, 熱変成を被り再結晶している. しかし, 千石川では, 早月川花崗岩の周縁相に相当する細粒優白質花崗岩 (Gh1) がアプライトに対して貫入しており, アプライトは, 早月川花崗岩が熱変成を被り再結晶したものではない. 従って, 加納 (1990) の主張は成り立たない.

岩相 中粒の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩である (第34, 41図A, B) . 眼球状マイロナイト (Gmb) や大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) 中に貫入しているものは, アプライト質で, 中-細粒優白質である (第41図C, D) , 早月川左岸支流の赤谷, 蛇谷, 大熊谷及び小曾谷では, 主岩相 (Ghm) と細粒優白質周縁相 (Gh1)

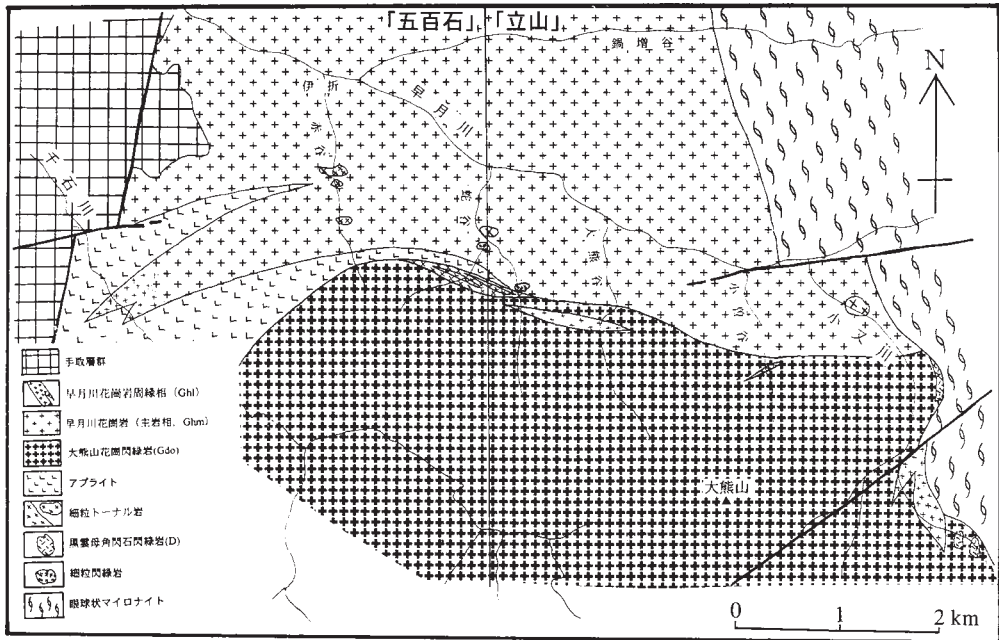


第38図 細粒黒雲母トータル岩 (Gft) の岩相

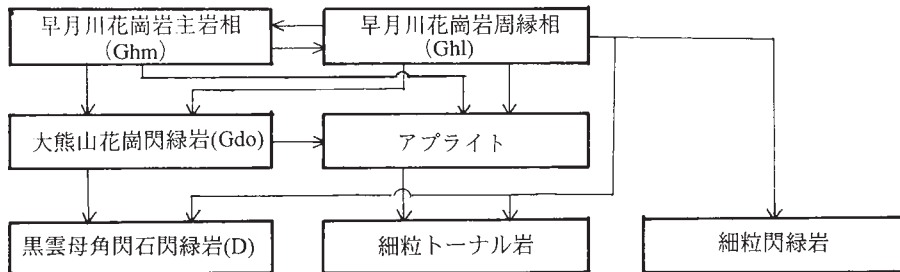
A : スラブ写真, スケールの1目盛りは1cm. B : 偏光顕微鏡写真 (直交ポラーラ) . R68238 : 真川, 岩井谷出合いの約1km上流左岸 (標高1,050m付近) . Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Bt : 黒雲母

との関係が観察でき、ほとんどの場合、細粒優白質相 (Ghl) が主岩相 (Ghm) に対して貫入しているが、逆に主岩相 (Ghm) が細粒優白質相 (Ghl) に対して貫入していることもある。一露頭や、一枚の薄片中に両者が混在していることもあり、どちらにも接触變成作用の影響や反応関係は認められないことから、これらは同時期に活動したものと判断し、早月川花崗岩の主岩相 (Ghm) と細粒優白質相 (Ghl) とに区分した。

放射年代 $276.7 \pm 74.5\text{Ma}$, $\text{Sr I} = 0.7059 \pm 0.0003$ (Rb-Sr全岩アイソクロン年代, 田中・加々美, 1987a) .
 $210.8 \pm 2.8\text{Ma}$ (Rb-Sr全岩・鉍物年代, 国中・加々美, 1987a) .



第39図 千石川-早月川上流地域の地質図



第40図 千石川-早月川上流地域に分布する花崗岩類の相互関係
 矢印の先は被貫入岩を示す

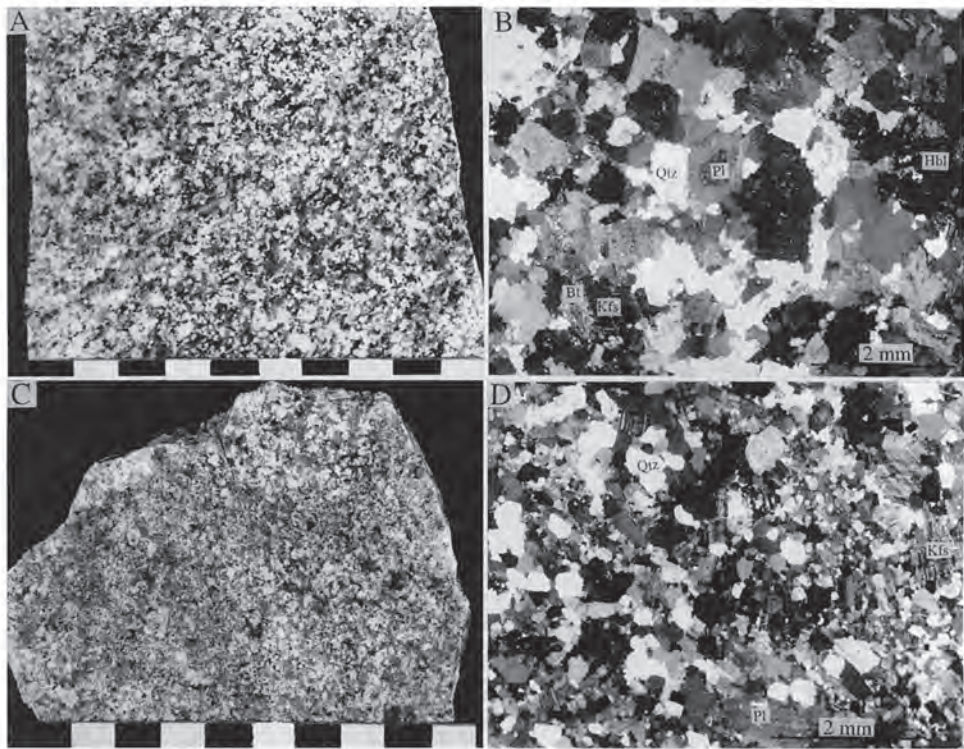
岩石記載

角閃石含有黒雲母花崗岩 R68239 (第41図A, B)

石英, 斜長石, カリ長石, 黒雲母よりなり, 少量の角閃石を含みやや優白質な岩相を呈する. 石英は他形で, 斜長石の粒間を充填している. 斜長石は自形-半自形で, 弱い累帯構造を示すものが多く, 核部は汚濁していることが多い. カリ長石は他形で, 斜長石及び石英の粒間を充填するマイクロクリンである. 黒雲母は自形-半自形で, 濃褐色を呈するが, 緑泥石に交代されているものが多い. 角閃石は自形-半自形で濃緑色を呈し, 径4mm程の斑状結晶として産する.

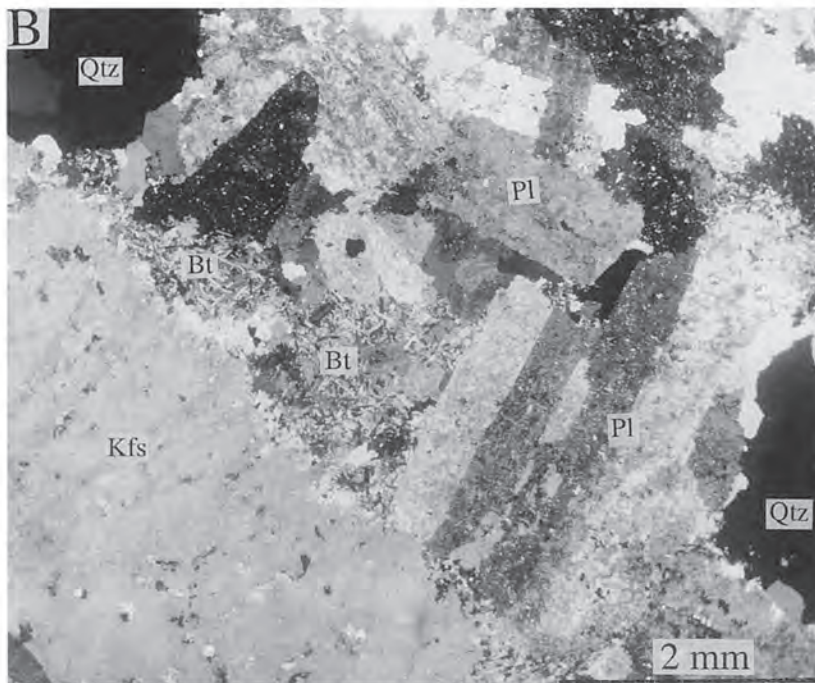
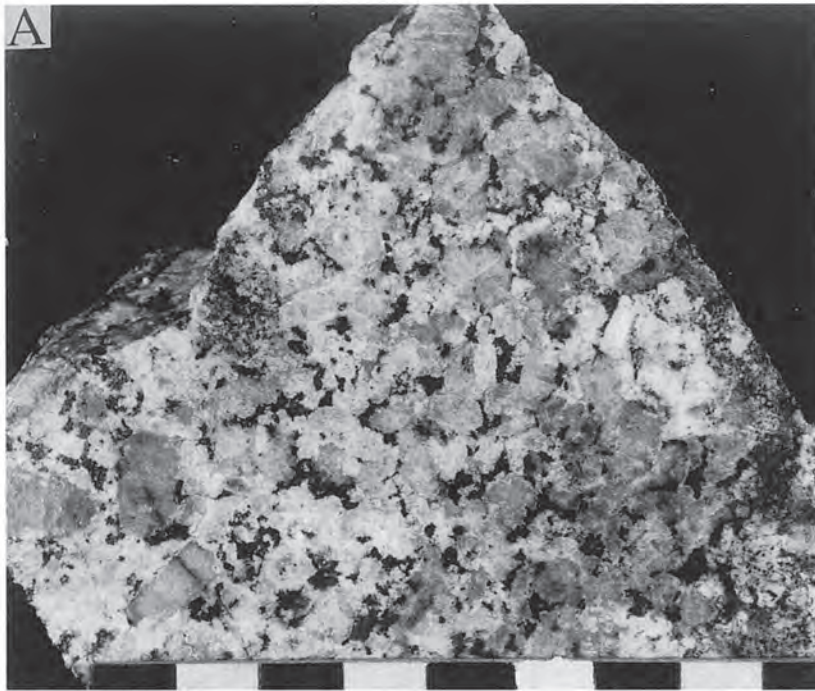
細粒優白質花崗岩 R68240 : 早月川蛇谷 (第41図C, D)

石英, 斜長石, カリ長石及び少量の黒雲母から構成され, 緑れん石, スフェン, 不透明鉱物を伴う. 石英は半自形粒状で斜長石の粒間に散在している. 斜長石は自形-半自形で, 弱い累帯構造を示すものが多く, 核部は汚濁していることが多い. カリ長石は他形で, 斜長石及び石英の粒間を充填するマイクロクリンである. 黒雲母は半自形で褐色を呈するが, 緑泥石に交代されていることが多い.



第41図 早月川花崗岩 (Ghm, GhI)

A, C : スラブ写真. スケールの1目盛りは1cm. B, D : 偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー). A, B : 中粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (Gmh) R68239 : 小又川出合いより約3km下流の早月川右岸 (標高550m付近). C, D : 細粒優白質花崗岩 (GhI) R68240, : 大熊山北西約2.5kmの早月川左岸支流 (蛇谷) 上流 (標高750m付近). Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石, Hbl : 普通角閃石, Bt : 黒雲母



第42図 毛勝岳花崗岩 (Gkc) の岩相

A : スラブ写真. スケールの1目盛りは1cm. B : 偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー). R68241 : 早月川上流ブナグラ谷 (標高1,120m付近). Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石, Bt : 黒雲母

VII. 7 毛勝岳花崗岩 (Gkc)

命名 加納 (1973) による.

分布 真砂岳周辺から劔岳を経て赤谷山に続く主稜線周辺に広く分布しており、さらに北隣の「黒部」地域内の毛勝岳周辺まで連続している.

貫入関係 飛騨変成岩類及び大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) に貫入し、劔岳花崗岩 (Gtm) 及び黒部別山花崗岩 (Gbk) に貫入されている (第31図). 大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) との関係は、富士ノ折立の北北西方約250mの主稜線上で確認された. 両者が直接接している露頭は確認できなかったが、境界付近の大熊山花崗閃緑岩に相当する角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gdo) 中には幅2cm程の淡紅色黒雲母花崗岩の細脈が認められることから、毛勝岳花崗岩 (Gkc) が大熊山花崗閃緑岩相当岩 (Gdo) に対して貫入したものと推定できる. 劔岳花崗岩 (Gtm) とともに直接接している露頭は確認できなかったが、劔岳花崗岩 (Gtm) 周辺の毛勝岳花崗岩 (Gkc) には再結晶組織が認められるので (第42図), 毛勝岳花崗岩 (Gkc) は劔岳花崗岩 (Gtm) に貫入され熱変成を被ったと判断できる.

岩相 粗粒塊状の黒雲母花崗岩—石英閃緑岩であり (第34, 42図), プナグラ谷や早月尾根上のもは、黒雲母が細粒多結晶集合体をなしている.

放射年代 $196.1 \pm 18.8\text{Ma}$, $\text{Sr I} = 0.70472 \pm 0.00032$ (Rb-Sr全岩アイソクロン年代, 田中・加々美, 1987b).

岩石記載

黒雲母花崗岩 R68241 : プナグラ谷 (第42図)

斜長石, カリ長石, 石英, 黒雲母よりなり, 不透明鉱物を伴う. 斜長石は自形—半自形で, 弱い累帯構造が認められるものが多い. カリ長石は径1cm程の斑状結晶が多く, カールスバド式双晶を示すものも多く, パーサイト組織が認められる. 結晶内部に, 径0.5mm程の半自形の細粒斜長石が散在している. 石英は他形で, 粒間充填状に産する. 黒雲母は自形で褐色を呈する. 径0.5mm程の細粒結晶がクロット状に集合しデカッセイト組織を形成している.

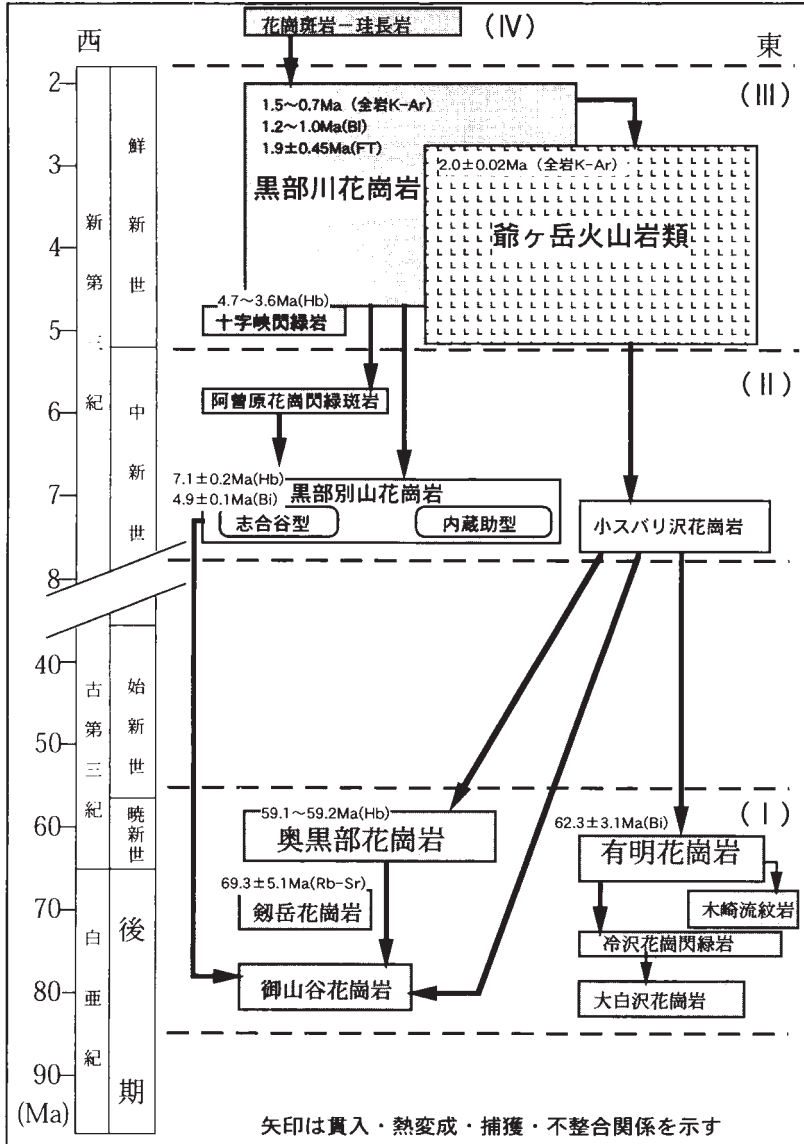
VIII. 白亜紀後期—古第三紀初期火成岩類

(原山 智・高橋 浩)

VIII. 1 概要と研究史

本地域には白亜紀—古第三紀初期火成岩類が広く分布しており, これらは貫入定置順に木崎流紋岩・

大白沢花崗岩・冷沢花崗閃緑岩・御山谷花崗岩・劔岳花崗岩・有明花崗岩・奥黒部花崗岩に区分される(第43図)。このうち劔岳花崗岩が劔岳北西の岩株状岩体として産するほかは、いずれも「立山」地域の南部-南東部に分布している。「槍ヶ岳」地域の烏帽子岳付近から本地域の箆川流域を経て鹿島槍ヶ岳一帯に至る範囲の火成岩類は、石沢(1982)によりI期-V期に区分され、いずれも白亜紀-古第三紀にかけて活動したと推定されている。一方、本地域の立山から黒部川流域にかけての花崗岩類についてはほとんど研究例が無く、わずかに柴田・豊沢(1957)により五色ヶ原と立山別山周辺の花崗岩類が白



第43図 「立山」地域、白亜紀-鮮新世火成岩類の相互関係

亜紀の“高瀬型”花崗岩類として記載され、化学組成が報告されているにすぎない。

劔岳花崗岩 (Gtm) は、かつては船津花崗岩類に属する毛勝岳花崗岩 (Gkc) に含まれていた (加納, 1973; 藤吉・中川, 1978など)。田中 (1986) は、劔岳周辺の野外調査を行い、劔岳花崗岩が毛勝岳花崗岩と区別され、両者の境界部付近の毛勝岳花崗岩に再結晶組織が認められることから、その活動時期が毛勝岳花崗岩よりも新しいと考えた。さらに、田中・加々美 (1987b) は、両者のRb-Sr全岩アイソクロン年代を求め、劔岳花崗岩からは白亜紀後期の、毛勝岳花崗岩からはジュラ紀前期の年代を報告している。

VIII. 2 木崎流紋岩など (Wk)

命名 石沢 (1982) による。なお石沢は黒沢流域に分布する流紋岩溶結凝灰岩を黒沢流紋岩と区別して命名したが、加藤ほか (1989) は木崎流紋岩の一部が強く熱変成を受けた岩石であるとして木崎流紋岩として一括している。ここではそれに従う。

模式地 「大町」地域内の箆川支流黒沢左俣上流。

分布 模式地からの西方延長部が本地域内の黒沢流域にわずかに露出する。「大町」地域内の鳩峰東方の尾根上にも類似した岩石の分布が確認された。

この他、獅子岳南方のザラ峠付近の岩体 (ザラ峠岩体) は分布が離れており、黒沢流域のものと同時期のものか疑わしいが、便宜上一括して扱う。

層序関係 黒沢では基盤岩との関係は見い出せない。ザラ峠では北西-南東方向に伸びた凝灰岩脈として大熊山花崗閃緑岩中に貫入する。

岩相 石英や長石の結晶片に富んだ溶結凝灰岩からなり、有明花崗岩 (Gab, Gaa) の熱変成作用により再結晶している。ザラ峠岩体も結晶片に富んだ溶結凝灰岩からなるが、石質岩片に富む。

構造 黒沢流域では再結晶作用が著しく葉理構造は不明である。ザラ峠岩体では岩脈の伸びと調和的な北西-南東方向で垂直の葉理構造が観察された。

地質時代・対比 放射年代値の報告はない。石沢 (1982) は本岩を白亜紀末の活動と推定している。

VIII. 3 大白沢花崗岩 (Go)

命名 佐藤 (1983) による。

模式地 「槍ヶ岳」地域内の大白沢流域。

分布 模式地の岩体の北方延長が、本地域内の鳩峰西方に露出する。

貫入関係 本岩が貫入する母岩は見出されていない。

岩相 中-粗粒黒雲母花崗岩からなり、乳濁した灰色の斑状カリ長石を含むことが特徴で、石英に富む。弱い片状構造を示すことがある。黒雲母は単独六角板状の形態を示す。

構造 片状構造は北東-南西方向の走向を示す。

地質時代・対比 模式地 (「槍ヶ岳」地域) では $13.2 \pm 0.7 \text{Ma}$ の黒雲母K-Ar年代が報告されている

(加藤・佐藤, 1983) が, 後続する火成活動による若返り年代と解釈されている. 石沢 (1982) は本岩と冷沢花崗閃緑岩を合わせて葛花崗岩と呼び, 第 II 期の活動 (古第三紀初期) に位置づけた.

VIII. 4 冷沢花崗閃緑岩 (Gts)

命名 佐藤 (1983) による.

模式地 「信濃池田」地域の中房川支流冷沢.

分布 本岩は高瀬川流域にまとまった分布を示すが, 本地域ではその北端部が七倉沢支流において小分布を示す.

貫入関係 大白沢花崗岩 (Go) に貫入するが顕著な熱変成作用は認められず, 大白沢花崗岩と冷沢花崗閃緑岩は一連の火成活動の産物と判断される.

岩相・産状 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩で, 一般に片状構造の発達が顕著である.

構造 北東-南西方向の片状構造が卓越する.

地質時代 南隣の「槍ヶ岳」地域では $4.7 \pm 0.2\text{Ma}$ の黒雲母K-Ar年代が測定されているが, これは接触熱変成による再結晶組織を示す試料についての測定値であり, より新期の火成岩による若返り年代であると判断されている (加藤・佐藤, 1983) .

VIII. 5 御山谷花崗岩 (Goy)

命名・定義 新称. 黒部湖の周囲に広く分布する中-粗粒優白質花崗岩で, 大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) 中に貫入し, 奥黒部花崗岩 (Gk) 及び小スバリ沢花崗岩 (Gsb) に貫入される.

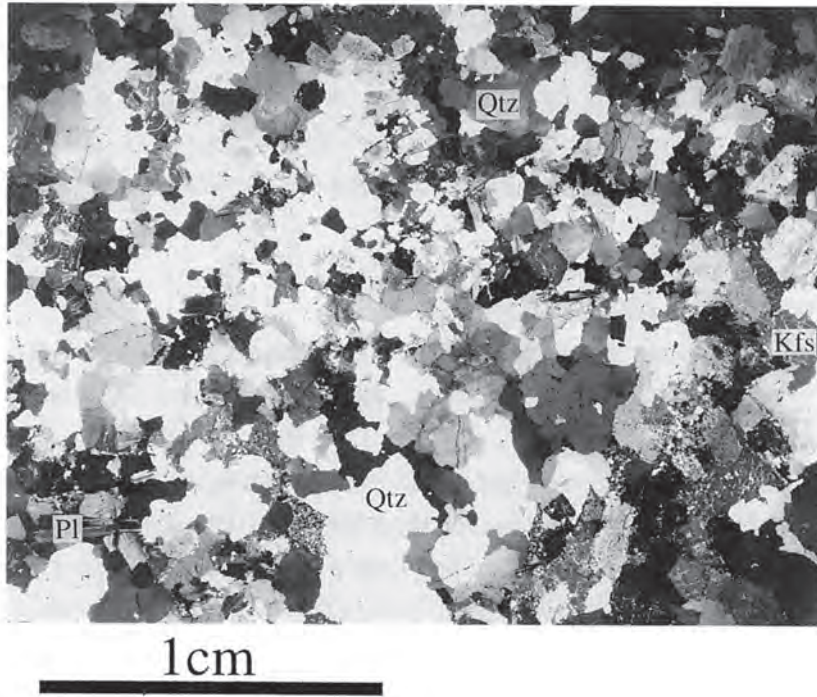
模式地 御山谷下流, 標高1,480m付近.

分布 黒部湖の東西両岸の針の木沢, 元サワボ川, スバリ沢, タンボ沢下流, 御山谷, 中ノ谷, ヌクイ谷, 元木挽谷下流部などに分布する.

貫入関係 御山谷とタンボ沢で大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) 中に貫入し, 接触面から約300mの範囲で再結晶作用を与えている. 中ノ谷では流紋岩 (Wk: ザラ峠岩体) 中に貫入している.

岩相 中-粗粒優白質の黒雲母花崗岩 (第44図) で, カリ長石は白色から淡桃色で時に灰色を示すことがある. 黒雲母は単独結晶で, ややc軸方向に厚い形態を示すことがある. 包有岩は含まれない. 黒部湖東岸一帯ではザクロ石や白雲母を含むことがある. 中ノ谷上流からザラ峠にかけてはやや細粒基質中に石英・カリ長石斑晶を含む岩相が分布し, ミアロリティックな晶洞がしばしば観察される, カリ長石はほぼ例外なく鏡下でマイクロクリン構造を示す. また黒部湖周辺では広範囲にわたり黒雲母が細粒結晶集合体に再結晶化したデカッセイト組織を示し, 後続する火成活動による再加熱作用が行われたことを示している.

地質時代・対比 放射年代値はない. 岩相的には高瀬川一帯に分布する大白沢花崗岩 (Go) に類似するが, 直接の関係は不明.



第44図 御山谷花崗岩の偏光顕微鏡写真

GJSJ R69033 (TT123) : 御山谷下流左岸 (標高1,460m) . 中新世 (?) 以降の花崗岩類の熱変成作用により有色鉱物は再結晶化し、デカッセイト組織を示す. Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 GJSJ R69033 (TT123) (第44図a) : 御山谷下流 (標高1,460m)

構成鉱物 : 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母

副成分鉱物 : 不透明鉱物・ジルコン・アパタイト

石英の一部と黒雲母は再結晶作用によりデカッセイト組織を示す. カリ長石はマイクロクリン構造が観察され, 汚濁化しておりパーサイト構造が発達する. 斜長石はオリゴクレス組成で, ゴーニングがほとんどない.

中一粗粒黒雲母花崗岩 GJSJ R69126 (TT216) (第44図b) : 中ノ谷下流 (標高1,900m)

構成鉱物 : 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母

副成分鉱物 : 不透明鉱物・ジルコン・アパタイト

やや斑状のカリ長石結晶を含む. カリ長石にはマイクロクリン構造が観察され, パーサイト構造が発達する. 斜長石はオリゴクレス組成で, ゴーニングがほとんどない. コアにはセリサイトがしばしば形成されている. 黒雲母の大半が緑泥石化し, 鉄鉱物を析出している.

VIII. 6 劔岳花崗岩

田中・加々美 (1987b) により命名された劔岳花崗岩は、カリ長石粗粒斑状結晶を含むことにより斑状組織が発達するが、基質の粒度により中粒の岩相 (Gtm) と花崗斑岩 (Gtp) に区分される。両岩相の間には貫入接触面が見いだされるが、熱変成作用はなく、連続した一連の火成活動の産物として扱う。

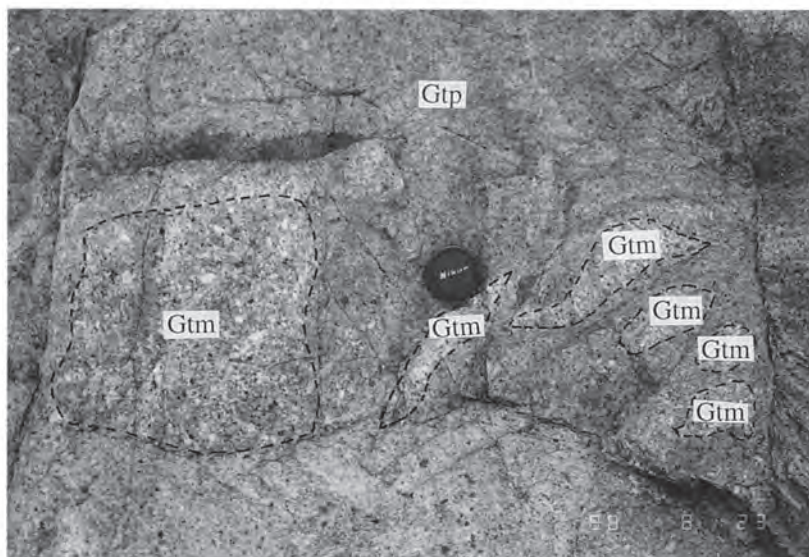
VIII. 6. 1 中粒角閃石黒雲母花崗岩 (Gtm)

分布 早月川上流の白萩川流域周辺に分布する。

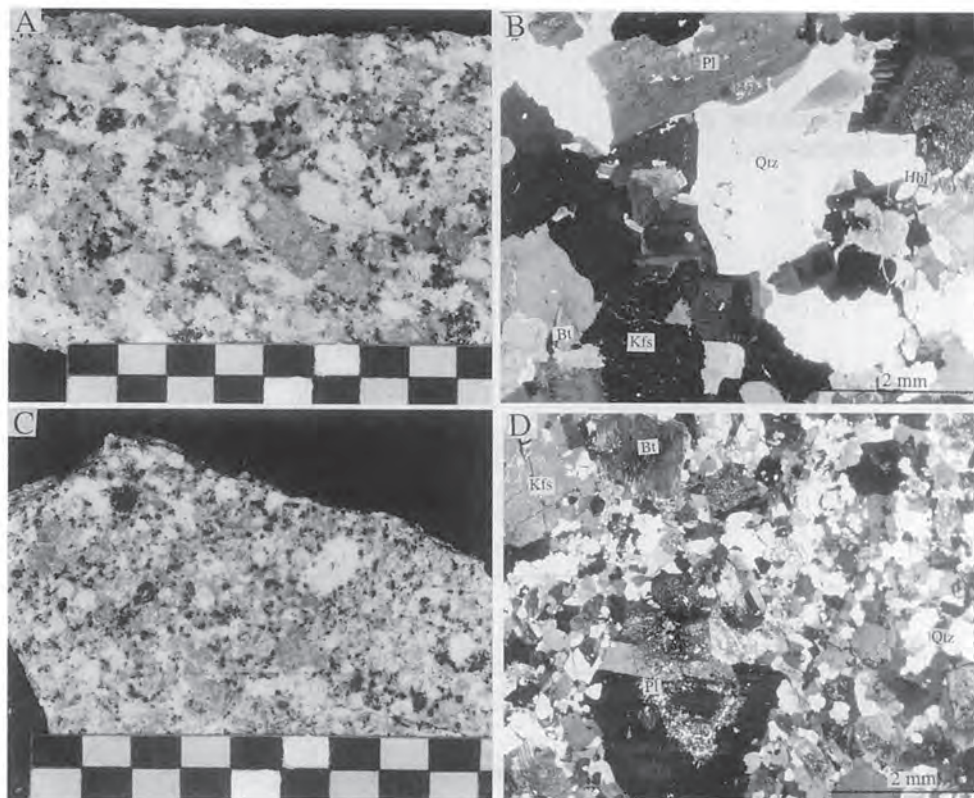
貫入関係 飛騨変成岩類、毛勝岳花崗岩 (Gkc) に貫入し、接触変成を与えており、角閃石斑れい岩を捕獲している。また、花崗斑岩 (Gtp) により貫入、捕獲されているが (第45図)、接触変成の影響は認められない。

岩相 中粒塊状で、最大長径2cm程の淡紅色斑状のカリ長石が特徴的に認められる角閃石黒雲母花崗岩である (第46図A, B; 第47図)。規則的な層状構造が発達した転石が認められ (第48図)、これは毛勝岳花崗岩との貫入境界付近からもたらされたものと推定されるが、露頭では確認されていない。

放射年代 69.3 ± 5.1 Ma, $Sr I = 0.70800 \pm 0.00031$ (Rb-Sr全岩アイソクロン年代; 田中・加々美, 1987b)。



第45図 劔岳花崗岩 (Gtm) の小岩塊を捕獲している花崗斑岩 (Gtp)
白萩川上流 (標高1,450m付近)



第46図 劔岳花崗岩 (Gtm) 及び花崗斑岩 (Gtp) の岩相

A, C: スラブ写真. スケールの1目盛りは1cm. B, D: 偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー) A, B: 粗粒角閃石黒雲母花崗岩 (Gtm) R68243: 白萩川池ノ谷出合い (標高1,050m付近). C, D: 花崗斑岩 (Gtp) R68243: 白萩川上流 (標高1,270m付近). Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母

岩石記載

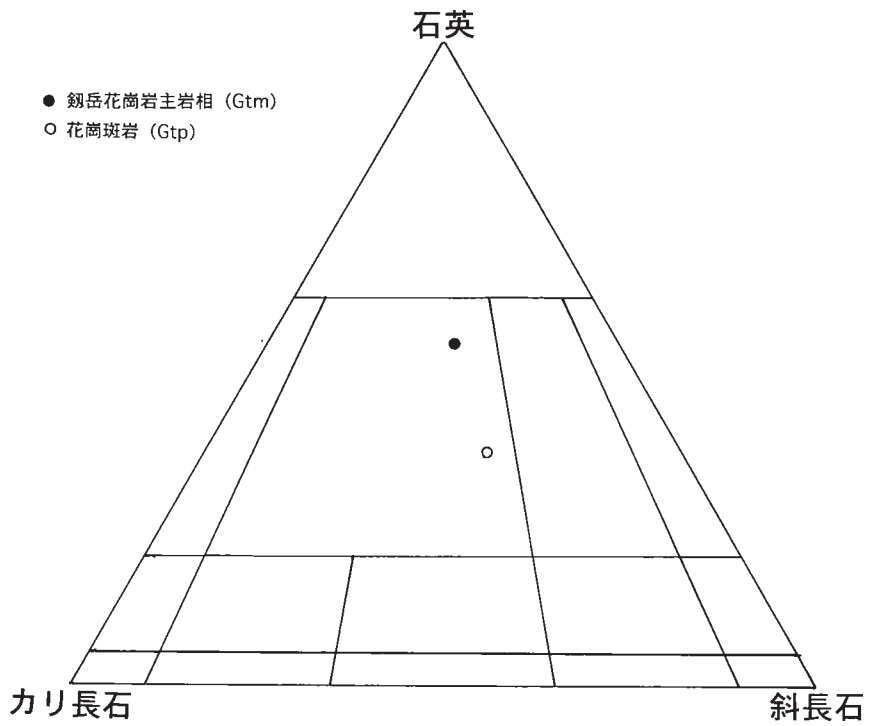
角閃石黒雲母花崗岩 R68242: 白萩川 (第46図A, B)

石英, カリ長石, 斜長石, 黒雲母, 角閃石からなり, 不透明鉱物を伴う. 石英は他形で, 斜長石の粒間を埋めている. カリ長石は他形でプール状に産し, カールスバド式双晶を示すものが多く, 細粒自形の斜長石や角閃石をポイキリティックに包有している. 斜長石は自形-半自形で波動累帯構造を示すものが認められる. 黒雲母は自形-半自形で, 褐色を呈する. 角閃石は自形で, 褐緑色を呈する. 一部のものは細粒の斜長石や黒雲母とともにクロット状の集合体をなしている.

Ⅷ. 6. 2 花崗斑岩 (Gtp)

分布 早月川上流の白萩川上流に分布する.

貫入関係 劔岳花崗岩主岩相 (Gtm) に貫入し, 貫入境界付近でその小岩塊を捕獲しているが (第45図), 主岩相には接触変成の影響は認められない. 従って, 両者はほぼ同時期に活動したものと推定される.



第47図 劔岳花崗岩のモード組成



第48図 劔岳花崗岩 (Gtm) 中に発達する層状構造
早月川上流白萩川の転石

岩相 斑状のカリ長石，石英，斜長石及び黒雲母が存在し，カリ長石，石英，斜長石，黒雲母及び不透明鉱物が基質を構成する（第46図C）．また，角閃石及び黒雲母の細粒結晶のクロット状集合体（最大径1cm程）が散在している

岩石記載

花崗斑岩 R68243：白萩川（第46図C，D）

石英，斜長石，カリ長石，黒雲母及び角閃石から構成され，緑れん石，不透明鉱物を伴う．石英は径1cm程の斑状結晶と径0.3－0.5mm程の基質を構成する細粒結晶とが存在する．斜長石は径1cm程の自形の斑状結晶と基質を構成する径0.5－1mm程の自形－半自形結晶が認められる．斑状結晶には反復累帯構造が認められる．カリ長石は斑状のものと基質を構成する粒間充填状のものが存在する．斑状のものは細粒自形の斜長石をポイキリティックに包有する．黒雲母は自形－半自形で褐色を呈し，径5mm程の斑状結晶と基質を構成する1mm程の細粒結晶とが認められる．角閃石は自形で，褐緑色を呈し，径0.5mm程の細粒結晶が基質中に散在している．

VIII. 7 有明花崗岩（Gab, Gaa）

命名 石沢（1982）による．

概要 有明花崗岩は「信濃池田」地域（加藤・佐藤，1983），「大町」地域（加藤ほか，1989），「槍ヶ岳」地域（原山ほか，1991）を含む広大な範囲に分布するバソリス状岩体（東西18-10km，南北40km）である．本地域の有明花崗岩は，バソリス状岩体の北西部に位置している．バソリスの垂直方向に岩相変化することが知られており（石沢，1982；佐藤，1983），中-粗粒等粒状の主岩相（Gab）から細粒もしくは斑状で岩相変化の顕著な上部周縁相（Gaa；第49図）に漸移的に移り変わる．

模式地 主岩相の模式地は「信濃池田」地域の乳川谷（標高990m）．

分布 本地域では南東部の七倉沢から針の木谷にかけての一带と北葛沢上流域から鳩峰にかけて主岩相が分布し，上部周縁相は主岩相分布域東側の二ノ沢から黒沢上流域にかけて露出する．

貫入関係 木崎流紋岩・大白沢花崗岩・冷沢花崗閃緑岩中に貫入する．

岩相・産状 主岩相は塊状均質で中－粗粒等粒状組織を示す黒雲母花崗岩で，桃色のカリ長石で特徴づけられる．本地域の上部周縁相は中－細粒黒雲母花崗岩と石英・カリ長石・斜長石斑状結晶を細粒基質中に含む斑状黒雲母花崗岩からなる．

地質時代 主岩相については模式地の試料について黒雲母K-Ar年代 62.3 ± 3.1 Maが報岩されている（加藤・佐藤，1983）．

VIII. 8 奥黒部花崗岩（Gok, Goa）

命名 原山ほか（1991）．

模式地 「槍ヶ岳」地域の東沢谷下流部（主岩相：Gok）及び赤牛沢下流部（上部周縁相：Goa）．

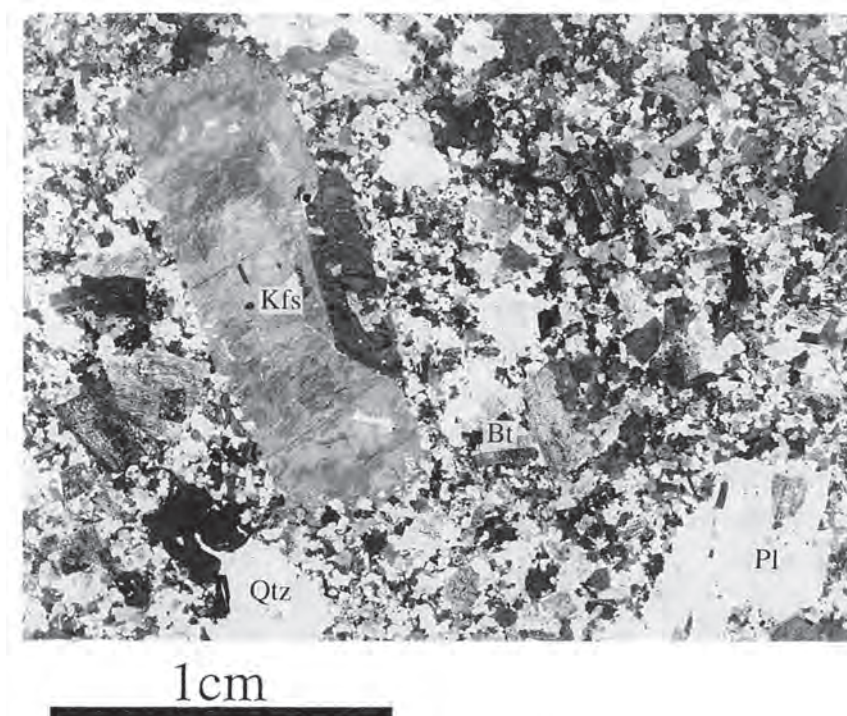
分布 本地域には奥黒部花崗岩体の北縁部に当たる部分が分布している．主岩相（Gok）はスゴニノ

沢、廊下沢、木挽山、黒部湖南部、南沢、船窪岳に、上部周縁相（Goa）は越中沢岳から木挽山南東の稜線部にかけてそれぞれまとまった分布を示す。

貫入関係 スゴノ谷で大熊山花崗閃緑岩中に貫入し、境界から約200mの範囲で再結晶作用を与えている。ヌクイ谷と針ノ木谷では御山谷花崗岩中に貫入している（第50図）。御山谷花崗岩は黒部湖周辺の広い範囲にわたって再結晶化作用を受けており、少なくともその一部は本岩による接触熱変成によるものであるが、小スバリ沢花崗岩や黒部別山花崗岩が近接して分布するためそれぞれの接触変成領域を識別することは困難である。

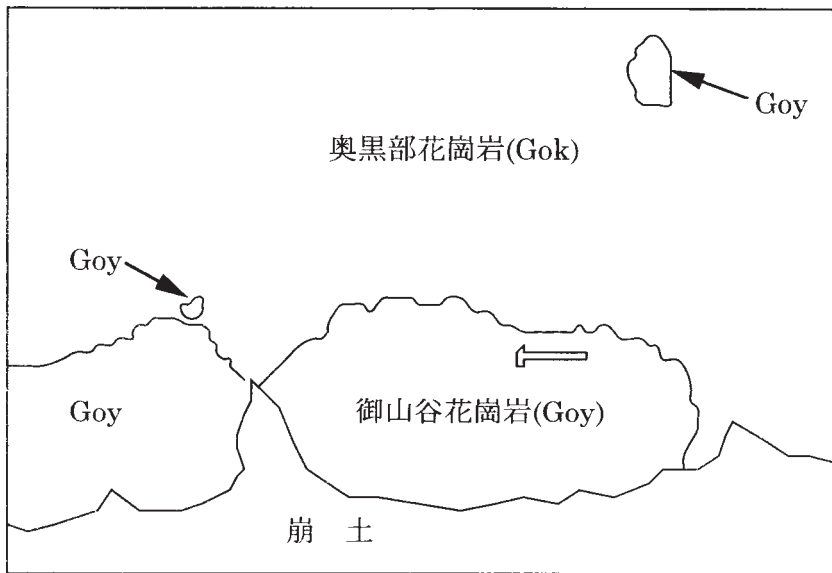
岩相 主岩相は中－粗粒等粒状の角閃石黒雲母花崗岩である（第51図）。越中沢岳一帯の上部周縁相はアブライト質花崗岩及び中－細粒斑状黒雲母花崗岩で、しばしばミアロリティックな晶洞を含む。いずれの岩相も塊状で面構造は観察されない。

地質時代・対比 「槍ヶ岳」地域の岩苔小谷出合と東沢下流部の試料について黒雲母K-Ar年代が測定されており、 63.6 ± 3.2 及び 59.1 ± 0.9 Maの値がそれぞれ得られている（原山ほか，1991）。東沢下流部の試料についてはFT年代も測定されており、 44 ± 5 Maを示すが、明らかに一部のトラック長が短縮しており再加熱作用があったことを示している（Yamada and Harayama, 1999）。また高瀬川流域の不動沢出合付近（「槍ヶ岳」地域）の試料については角閃石及び黒雲母K-Ar年代、FT年代が測定され、それぞれ 59.2 ± 3.0 、 61.7 ± 3.1 、 54.1 ± 3.7 Maの値が報告されている（Ito and Tanaka, 1999）。



第49図 有明花崗岩上部周縁相（Gaa）

偏光顕微鏡写真（直交ポーラー）GSJ R68817 (96.528-1)：北葛沢（標高1,155m）。Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母



第50図 御山谷花崗岩 (Goy) 中に貫入する奥黒部花崗岩 (Gok)
 GSJ R69091 (TT181) : 針の木谷 (標高1,525m)

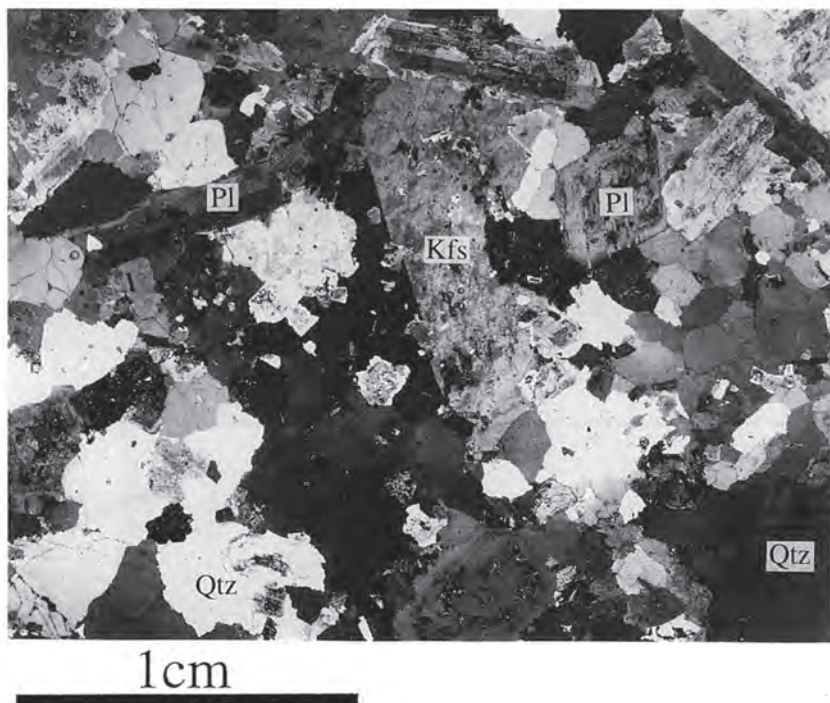
岩石記載

中一粗粒角閃石黒雲母花崗岩（主岩相）（第51図）R69103（TT193）：中ノ木挽谷（標高1,710m）

主成分鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：不透明鉱物・ジルコン・アパタイト・アラナイト

カリ長石の粗粒結晶（径5-10mm）が石英・斜長石の間隙を埋める産状を示す。カリ長石は汚濁化しているが、パーサイト構造は発達していない。石英はコロコロとした半自形の形態を示す。斜長石はオリゴクレス組成で、弱いゾーニングが認められる。黒雲母の一部は緑泥石化している。



第51図 奥黒部花崗岩主岩相（Gok）の偏光顕微鏡写真
GSJ R69103（TT193）：中ノ木挽谷（標高1,710m）。Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石

IX. 岩脈 I

（高橋 浩・原山 智）

白亜紀以前の火成岩類中に貫入する岩脈類の時代について詳しい資料はなく、同一時期のものである保証はないが、ここでは便宜的にまとめて岩脈Ⅰと呼ぶこととする。岩質的には玄武岩・安山岩・流紋岩の3種類が識別され、顕著な岩脈群を形成しないものの地域ごとに伸長方向の規則性が認められる。

IX. 1 玄武岩 (B)

分布 早月川上流及び常願寺川上流の真川流域に頻繁に認められる。

貫入関係 早月川流域では、飛騨変成岩類、眼球状マイロナイト類 (Gmb, Gmh) 及び早月川花崗岩 (Ghm) 中に貫入している。真川周辺ではスゴ谷花崗岩 (GI) , 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩－石英閃緑岩 (Gdo) に貫入している。

岩相・産状 黒色で緻密な岩相を呈する。幅1m程の岩脈が多いが、最大幅は早月川で5m、スゴ谷では20m以上のものが存在する。母岩との境界は明瞭で平面的である。

構造 早月川上流では、東西走向で急立するものと北北西－南南東走向で急立するものが存在する。真川流域では、北東－南西及び北西－南東走向で急立するものが卓越する。奥大日岳から立山を経て獅子岳にかけての稜線上に分布するものは、北東－南西走向で急立するものが多い。

岩石記載

玄武岩 R68244 : 早月川本流右岸 (標高600m) (第52図)

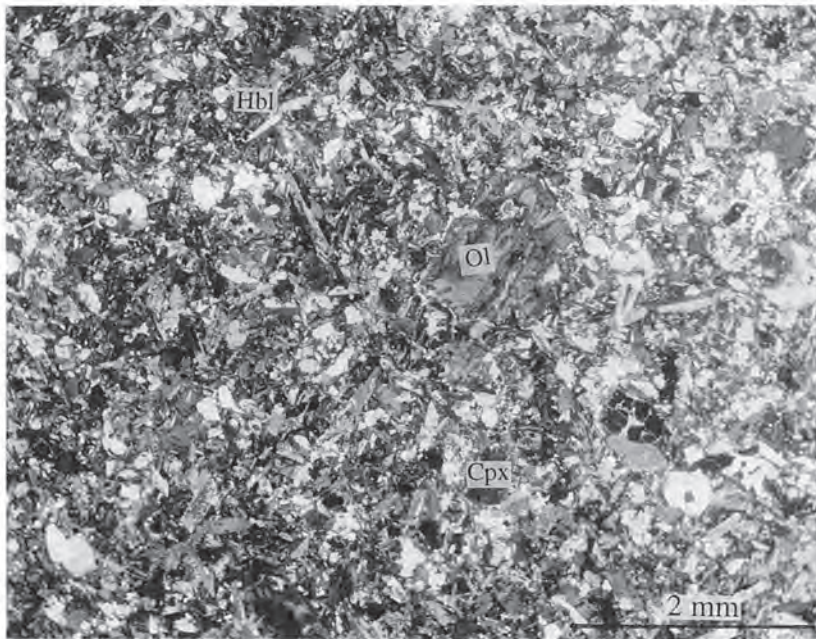
斑状組織を示し、斑晶はかんらん石、単斜輝石及び斜長石よりなり、石基は斜長石、角閃石及び単斜輝石より構成され、不透明鉱物を伴う。かんらん石は径2mm程の自形結晶であり、緑泥石に交代されている。単斜輝石は自形で、径1mm程の斑状結晶である。斜長石は径2mm程の斑状結晶と石基を構成する径0.5mm程の短冊状細粒自形結晶とが存在する。斑状結晶には反復累帯構造が認められる。角閃石は自形で褐色を呈し、斜長石とともに石基を構成している。

IX. 2 安山岩及び閃緑斑岩 (A)

分布 早月川右岸支流の鍋増谷及び劔岳－獅子岳にかけての稜線周辺に分布するほか、元木挽谷と針ノ木谷にも見いだされた。

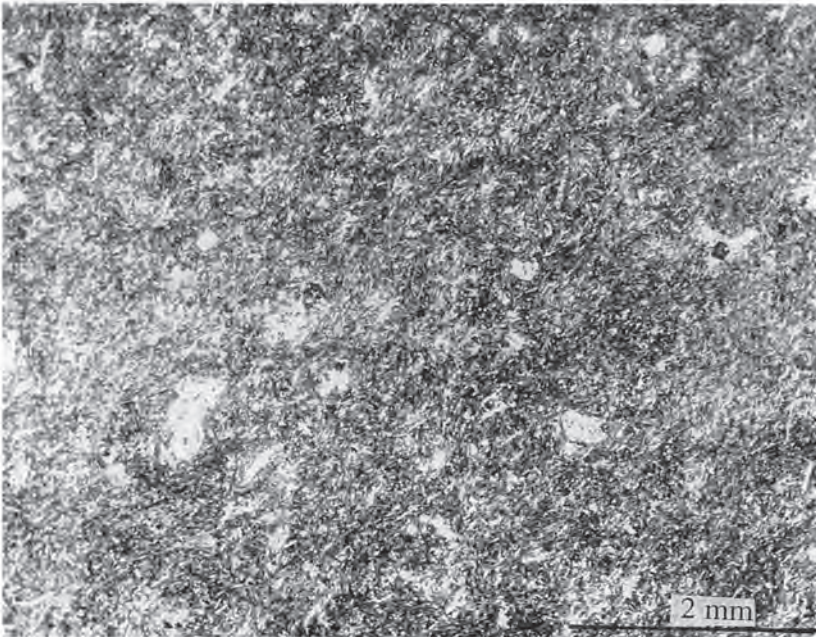
貫入関係 鍋増谷では、眼球状マイロナイト類 (Gmh, Gmb) 中に貫入している。劔岳・獅子岳にかけては、閃緑岩 (D) , 大熊山花崗閃緑岩 (Gdo) 及び毛勝岳花崗岩 (Gkc) 中に貫入している。元木挽谷・針ノ木谷では御山谷花崗岩中に貫入している。

岩相・産状 細粒緻密で暗緑灰色を呈する。幅1m前後の岩脈が多く、母岩との境界は平面状である。元木挽谷の岩脈では、岩脈縁辺部の無斑晶質安山岩から中央部に向かって斑晶が増加するとともに石基が粗粒化し、閃緑斑岩に漸移していく。斑晶は斜長石・単斜輝石・褐色角閃石からなる。石基は拍子木状の斜長石・石英・アルカリ長石と緑泥石化した苦鉄質鉱物からなる。岩脈中央部では数cm径の暗色包有岩を含んでいる。針ノ木谷の岩脈はわずかに斜長石斑晶を含む無斑晶質の細粒緻密な安山岩からなる。



第52図 玄武岩 (B; 岩脈1) の偏光顕微鏡写真

直交ポーラー. GSJ R68244: 早月川本流右岸 (小又川出合約500m, 標高600m). Ol: かんらん石, Cpx: 単斜輝石, Hbl: 普通角閃石



第53図 安山岩 (A; 岩脈1) の偏光顕微鏡写真

直交ポーラー. GSJ R68245: 劔岳南方約300mの稜線上 (標高2,820m付近)

構造 鍋増谷，劔岳及び獅子岳周辺のもの，南北から北西－南東走向で急立している．真砂岳周辺のもの，N30° E，52° SE及びN75° E，55° Sの走向・傾斜を示す．元木挽谷の岩脈は幅60m前後，東西もしくは北東－南西走向でほぼ垂直の傾斜を示す．針ノ木谷では最大幅120m，東西及び北西－南走向でほぼ垂直である．

岩石記載

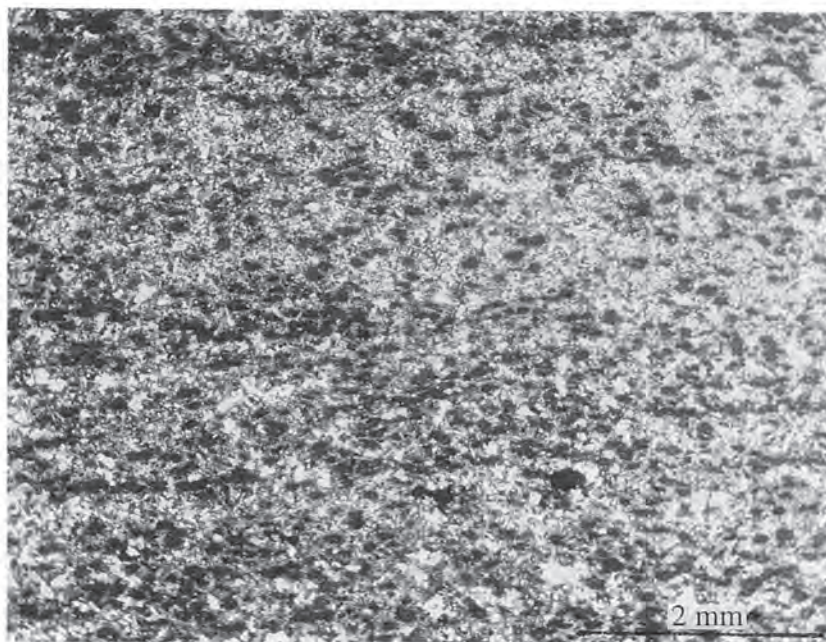
安山岩 R68245：劔岳山頂南方の稜線（標高2,820m付近）（第53図）

斑状組織を示し，斑晶は，角閃石及び黒雲母，石基は，斜長石，角閃石，黒雲母及び石英からなり，不透明鉱物を伴う．角閃石は自形で淡緑色を呈し，径1mm程の斑状結晶と0.5mm程の石基を構成する針状結晶からなる．黒雲母は自形－半自形で褐色を呈し基質を構成するが，0.5mm程の細粒結晶が集合して斑状となっているもの存在する．斜長石は自形短冊状で，石基を構成する．石英は少量のものが石基中に粒間充填状に産する．

IX. 3 アプライト，石英斑岩及び流紋岩（R）

分布 劔岳周辺，馬場島東方の白萩川河床及び小又川上流に分布する．

貫入関係 劔岳周辺のもの，閃緑岩（D）及び毛勝岳花崗岩（Gkc）中に貫入している．馬場島東方のものは飛驒変成岩類（Hc，Hp）中に，小又川上流のものは大熊山花崗閃緑岩（Gdo）に，それぞれ，貫入している．



第54図 流紋岩（R；岩脈I）の偏光顕微鏡写真
直交ポーラー，GSJ R68246：劔岳南方約1kmの稜線上（標高2,800m付近）

岩相 淡灰白色を呈し、劔岳南方のものには流理構造が認められる。岩脈の幅は、劔岳南方のもので約2m、劔岳西方のもので1m前後、小又川のもので30cm－50cm、馬場島東方のものは約15mである。これらの岩脈と母岩との境界は、いずれも平面的である。

構造 劔岳周辺及び馬場島東方のものは、北北東－南南西走向で、急立している。小又川上流のものは、N85° E、45° N及びN60° W、80° Nの走向・傾斜を示す。

岩石記載

流紋岩 R68246：劔岳山頂南方の稜線（標高2,800m付近）（第54図）

主に石英からなり少量のカリ長石、斜長石及び緑泥石よりなる基質中に、多数の球果が存在し、球顆が連なり流理構造を形成している。石英は他形、粒度はまちまちで不規則な形態を示す。カリ長石は石英の粒間に分布し球顆の基質をなしている。斜長石は自形－半自形で石英とともに球顆の基質をなしている。球顆は一定方向に配列し流理構造を形成している。球形のものほかに流理構造の方向に扁平なものも存在する。

X. 中新世（？）花崗岩類

（原山 智）

概要 本地域には花崗岩類が広範囲にわたって分布しているが、これらはジュラ紀（第1期）、白亜紀－古第三紀初頭（第2期）、中新世（？）（第3期）、鮮新世（第4期）の4つの貫入定置時期に大区分できる。このうち第3期の花崗岩類は、第2期の花崗岩類中に貫入し熱変成作用を与える一方、第4期の花崗岩に貫入されて熱変成作用を被っている岩体であり、第2期と第4期のいずれとも時間間隙のある活動期であると判断される。本地域で第3期に相当する岩体としては小スバリ沢花崗岩・黒部別山花崗岩・阿曾原峠花崗閃緑斑岩があり、黒部別山花崗岩については7.1-3.9 Ma、阿曾原峠花崗閃緑斑岩については2.3-1.2 Maの放射年代がそれぞれ報告されている（緒方ほか、1983；Nishimura and Mogi, 1986；Yamada and Harayama, 1999）。阿曾原峠花崗閃緑斑岩の年代値は岩体の東側に貫入した黒部川花崗岩の熱的影響を受けて若返ったジルコンのFT年代である。Yamada and Harayama（1999）が記したように黒部川流域の火成岩類は複雑な冷却史を経ており、定置年代を求めるには個別の岩体について詳細な冷却史解析を行う必要がある。従って放射年代値のみで定置年代を判断することはできないが、第4期の花崗岩の角閃石K-Ar年代値が4.7-3.6 Maの範囲に収まることを考慮すると、第3期の活動は8-5 Maの範囲、すなわち後期中新世であると推定される。なお、小スバリ沢花崗岩については放射年代値の報告はない。したがって、ここでは第3期花崗岩類の年代を中新世（？）と表現することにする。

X. 1 小スバリ沢花崗岩 (Gsb)

命名(定義) 新称. 黒部湖東岸の小スバリ沢, 針の木岳西方稜線, 針の木沢, 南沢, 黒部湖南部にかけて多数の小岩体として御山谷花崗岩及び奥黒部花崗岩中に貫入する細粒花崗岩質岩である.

模式地 小スバリ沢下流(1,450m). 針の木谷中流(標高1,740m)でも典型的な岩相が観察できる.

分布 小規模な岩脈・岩体として散在分布するが, 小スバリ沢, 針の木岳西方稜線部, 針の木谷上流の3地域では0.2 km²を超えるややまとまった分布を示す.

貫入関係・産状 黒部湖東岸各地で御山谷花崗岩(Goy)中にネットワーク状に貫入する関係(第55図)が観察されるほか, 南沢及び黒部湖南部の登山道沿いでは岩脈として奥黒部花崗岩(Gok)中に貫入している. 母岩の御山谷花崗岩は黒部湖岸沿いの広い範囲で接触熱変成により再結晶しているが, 本岩には再結晶組織は観察されないことから, 接触熱変成作用の一部は本岩の貫入に起因する可能性が高い. 北葛岳周辺では爺ヶ岳火山岩類の火砕岩脈によって貫入され, 捕獲岩として取り込まれている.

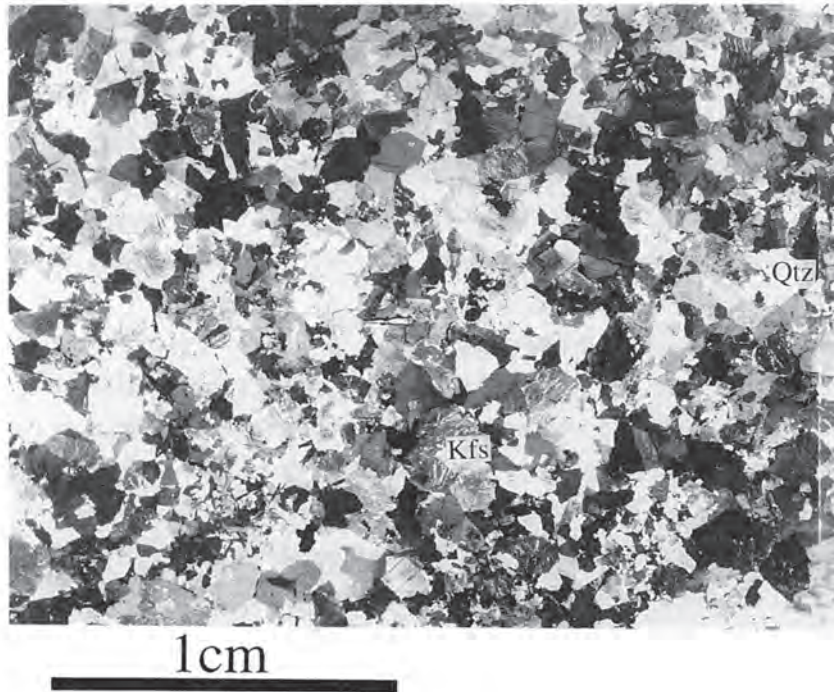
岩相 細粒黒雲母花崗岩からなるが(第56図), 有色鉱物含有量の変化は大きくアプライト質の岩相から色指数10に近い岩相まで観察される. アプライト質岩相の一部にはザクロ石を含むことがある.

地質時代 放射年代値の報告はない. 白亜紀-古第三紀花崗岩類中に貫入し, 鮮新世爺ヶ岳火山岩類の火砕岩脈中に取り込まれているので, ここでは中新世火成岩類の一員として位置づけておく.



第55図 御山谷花崗岩中に貫入する小スバリ沢花崗岩 (Gsb)

白い角礫状の部分が御山谷花崗岩(粗粒黒雲母花崗岩)で, そのあいだを充填するように小スバリ沢花崗岩が貫入している. 御山谷花崗岩は再結晶しデカッセイト組織を示す. GSJ R69084 (TT174): 元サワボ沢右俣(標高1,580m)



第56図 小スバリ沢花崗岩 (Gsb) の偏光顕微鏡写真
直交ポーラー. GSJ R69070 (TT160) : 小スバリ沢 (標高1,450m) . Qtz : 石英, Kfs : カリ長石

岩石記載

細粒黒雲母花崗岩 TT160 (第56図) : 小スバリ沢 (標高1,450m)

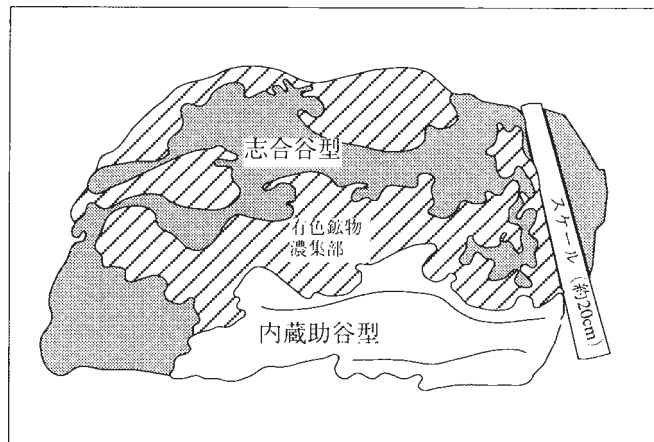
構成鉱物 : 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分鉱物 : ジルコン・アパタイト

一部文象構造を示す. 斜長石はアルパイトーオリゴクレーヌ組成で, 弱いゾーニングが観察される. カリ長石は汚濁化顕著で, パーサイト構造が発達する. 黒雲母は特徴的な針状の形態を示し, 吸収が大きく鉄に富むことを示す.

X. 2 黒部別山花崗岩

命名 新称. 黒部ダム付近を南限として, そこから黒部川西側の丸山, 黒部別山, 劔沢下流, ガンドウ尾根, 仙人谷, オリオ谷, 志合谷を経て樺平付近に至る南北15km, 東西3kmの細長い形態を示す花崗岩体である. 岩相は粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (志合谷型) と斑状黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩 (内蔵助谷型) に大別される. 2つの岩型間の関係は仙人谷右岸 (標高1,820m) 地点で明瞭な岩相境界で接する関係が観察できる (第57図). しかし前後関係を示唆するような接触関係は観察できず, また相互に熱変成作用は与えていないため, 岩型間に大きな貫入時間差はなかったものと判断される.



第57図 黒部別山花崗岩の2つの岩相－志合谷型と内蔵助谷型の接触関係
かなり明瞭な岩相境界が確認できるが、両岩相ともに接触熱変成作用は認められない。GSI R68976 (96.927)：仙人谷右岸（標高1,820m）

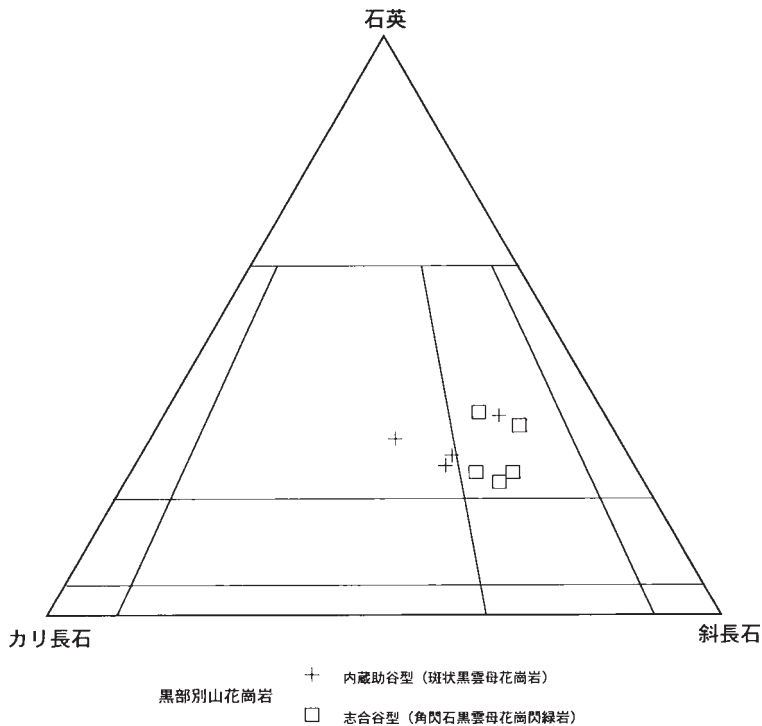
X. 2. 1 志合谷型 (Gbs)

模式地 志合谷と水平歩道の交差する地点（「黒部」地域内；標高950m）。

分布 大タテガビンから別山谷出合，黒部別山北峰，剣大滝付近，ガンドウ尾根，仙人谷下流，坊主山を経てオリオ谷まで岩体の東半分の地域に露出している。

貫入関係 定置時の母岩は後続した花崗岩類の貫入により失われており，貫入関係は不明。

岩相 志合谷型は長径5-10mmに達する自形角閃石と径4-5mmの自形六角板状の黒雲母を多く含むことで特徴づけられる中－粗粒等粒状角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる（第58，59図）。オリオ谷か



第58図 黒部別山花崗岩のモード組成

ら阿曾原小屋にかけての岩体東部では、角閃石が減少し桃色のカリ長石斑状結晶が増加していく岩相変化が確認された（第60図）。岩体全域にわたり、径数cm大の包有岩を含んでいるが（1-2個/m²）、特に小黒部川流域では多量の包有岩が含まれており、しばしば包有岩の母岩に占める割合が半分を超えている。小黒部谷岩体東部では黒部川花崗岩の接触熱変成作用により黒雲母が再結晶化したデカッセイト組織を示す。

構造 仙人谷の志合谷型には弱い定向配列が観察でき、南北走向で西50-60°傾斜の面構造をなしている。

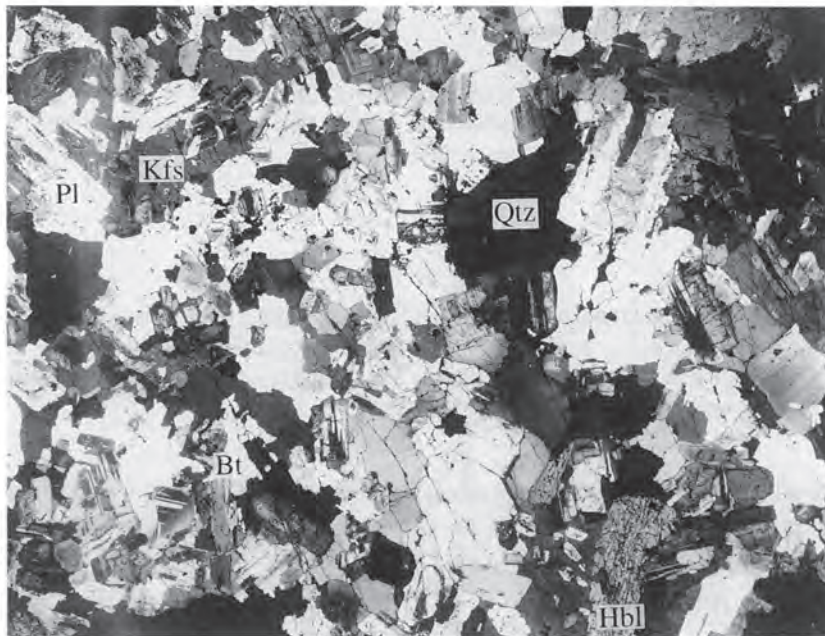
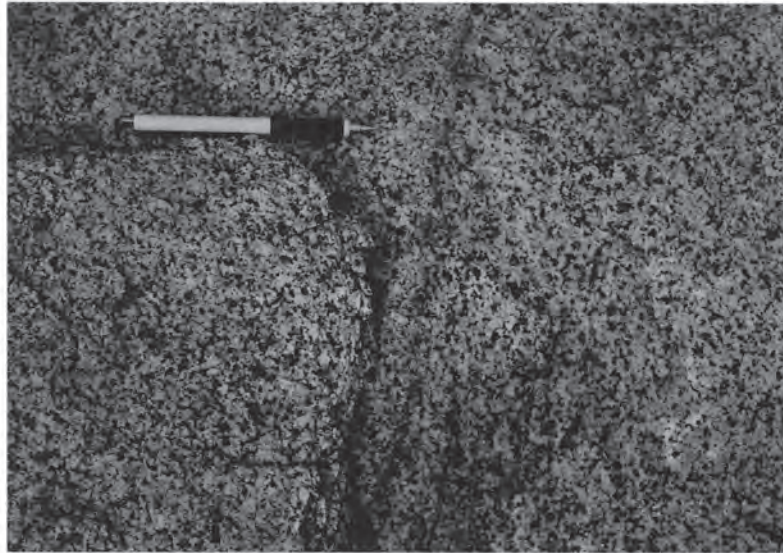
地質時代・対比 仙人谷の志合谷型岩相について5.7±1.4 Ma及び5.0±0.8 Maの角閃石及び黒雲母K-Ar年代値が報岩されている（緒方ほか，1983）。模式地である志合谷（北隣の「黒部」地域）では7.1±0.1 Maと4.9±0.1 Maの角閃石及び黒雲母K-Ar年代値が報告されている（Yamada and Harayama, 1999）。志合谷型岩相は緒方ほか（1983）の花崗閃緑岩G5に相当する。

岩石記載

粗粒等粒状角閃石黒雲母花崗岩（志合谷型）GSJ R69020 (TT114)（第59図）：黒部別山（標高2,280m）

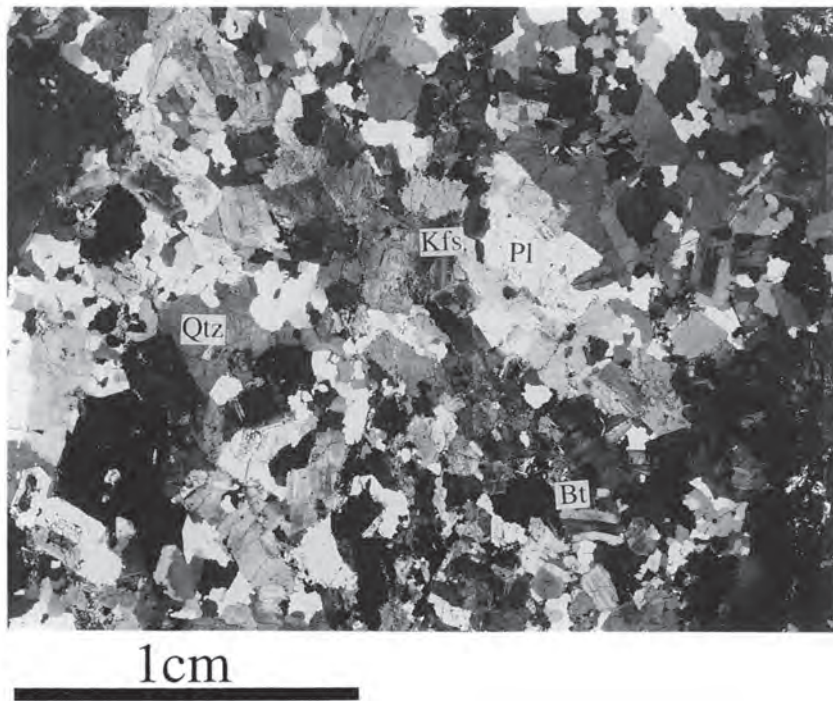
構成鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石．色指数8

副成分鉱物：不透明鉱物・ジルコン・アパタイト・スフェーン



1cm

第59図 志合谷型岩相（黒部別山花崗岩）の露頭及び偏光顕微鏡写真
上：露頭近接写真
下：直交ポーラー，GSJ R69020 (TT114)：黒部別山谷（標高2,280m）。Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石



第60図 カリ長石斑状結晶にやや富む志合谷型岩相

直交ポーラー。GSJ R69058 (TT148)：関西電力黒部専用軌道（上部軌道），阿曾原-オリオ谷間トンネル内（樺平上部駅から4.15km地点）。Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母

自形の斜長石，半自形の石英結晶の粒間をカリ長石が充填する組織を示す。斜長石はオリゴクレーヌからアンデシン組成を示し，顕著な反復ゾーニングを示す。石英は顕著な波動消光する。カリ長石の一部は汚濁化するが，パーサイト構造は認められない。黒雲母は大部分新鮮であるが，一部緑泥石化しスフェーンが生じている。角閃石の軸色（Z）は緑色。

粗粒等粒状黒雲母花崗岩（志合谷型）GSJ R69058 (TT148)（第60図）：阿曾原小屋北方，関西電力黒部専用鉄道トンネル内（堅坑上部駅から4.15km地点）

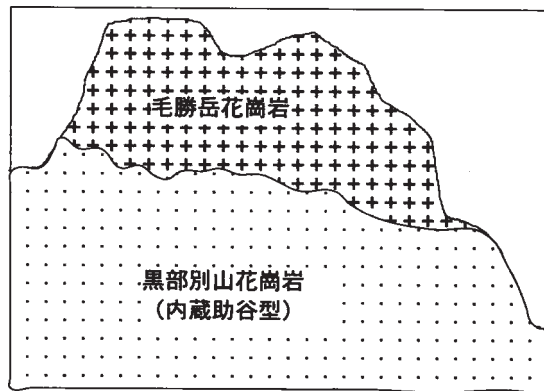
構成鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・色指数3

副成分鉱物：不透明鉱物・ジルコン・アパタイト・アラナイト

R69020と同じく，自形の斜長石，半自形の石英結晶の粒間をカリ長石が充填する組織を示す。黒雲母は接触熱変成作用により再結晶化し典型的なデカッセイト組織を示す。石英の大半と斜長石のリムも再結晶化した組織を示す。

X. 2. 2 内蔵助谷型 (Gbk)

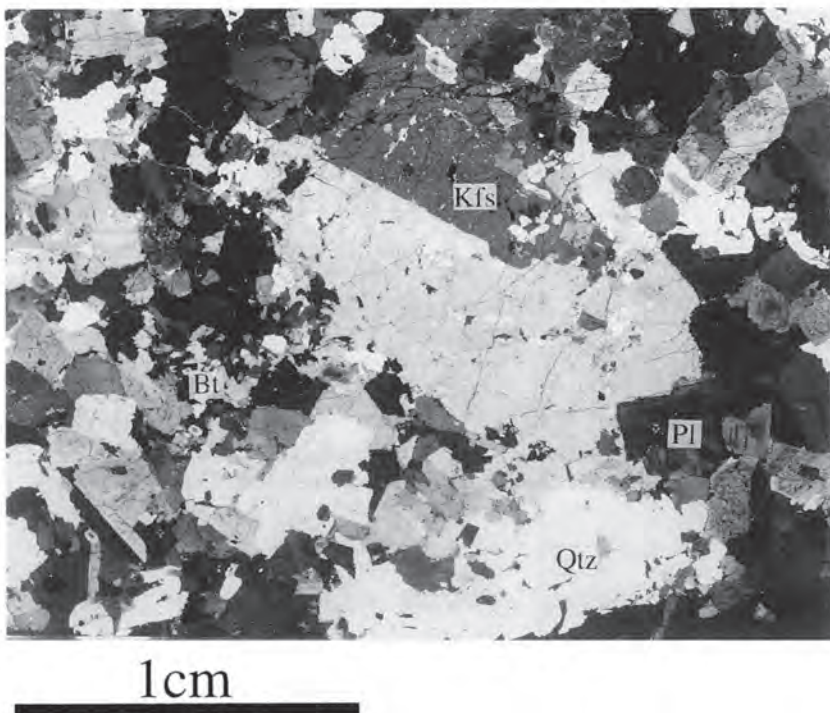
模式地 内蔵助谷の登山道（標高1,500m付近）。内蔵助谷型は劔沢の登山道（標高1,630m付近）でも典型的な岩相が観察できる。



第61図 毛勝岳花崗岩中に貫入する内蔵助谷型岩相（黒部別山花崗岩）
 GSR69205 (TT295)；三の窓雪溪下部右岸（標高1,690m）。毛勝岳花崗岩中の黒雲母は熱変成により再結晶化し、デカッセイト組織を示す

分布 黒部ダムから丸山，内蔵助谷，ハシゴ谷乗越，仙人山をへて坊主山西に至る岩体西半分の地域に露出している。

貫入関係・産状 ジュラ紀の大熊山花崗閃緑岩と毛勝岳花崗岩中に貫入している。大熊山花崗閃緑岩との貫入関係は黒部平（ケーブル駅）北西の送電線巡視路沿い（1,900m）で確認でき，大熊山花崗閃緑岩の面構造を切って本岩が貫入し，接触熱変成による再結晶作用を与えている。毛勝岳花崗岩との接触関係は三ノ窓雪溪出合（右岸）の標高1,690m地点で観察され（第61図），毛勝岳花崗岩中に貫入した内蔵助谷型が顕著な熱変成作用を与えている。このほか，黒部湖北東部では御山谷花崗岩（熱変成）中に貫入するらしいが，貫入接触関係は確認できなかった。



第62図 内蔵助谷型岩相（黒部別山花崗岩）の露頭及び偏光顕微鏡写真
 上：露頭近接写真。GSJ R68973 (69.927)：仙人谷（標高1,850m）。下：直交ポーラー。GSJ R69001 (96.1004)：梶沢（標高1,650m）。Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母

岩相 石英・カリ長石・斜長石斑状結晶（径4-16mm）の粒間を相対的に細粒な石英・カリ長石・斜長石・黒雲母が充填した特徴的な組織を示す斑状黒雲母花崗岩である（第62図）。多くの試料のモード組成は花崗岩の領域にあるが、一部は花崗閃緑岩の組成を示す（第58図）。

構造 仙人谷最上流部において黒雲母の濃集層が南北走向で西に60°の傾斜を示す。また劔沢南股では斑晶鉱物の弱い定向配列が認められ、北西走向で40°西傾斜の面構造を示す。

地質時代・対比 仙人山付近の試料について $3.9 \pm 0.2\text{Ma}$ 及び $4.2 \pm 0.8\text{Ma}$ の全岩K-Ar年代的が報告されている（緒方ほか，1983；Nishimura and Mogi，1986）。

岩石記載

斑状雲母花崗岩（内蔵助谷型）96.1004-3（第62図）：劔沢（標高1,650m）

構成鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分鉱物：ジルコン・アパタイト

長径15mmに達するカリ長石結晶が自形斜長石、半自形石英結晶の粒間を充填するとともに、多数の斜長石・石英・黒雲母結晶を包有している。斜長石はオリゴクレーズ組成で、弱いゾーニングが観察される。カリ長石の一部は汚濁化しており、細いひも状のパーサイト構造が認められる。黒雲母はやや吸収が大きく、一部緑泥石化によりスフェーンを生じている。

X. 3 阿曾原峠花崗閃緑斑岩（Pas）

命名 新称。模式地の阿曾原峠にちなんで命名。

模式地 阿曾原峠一帯。

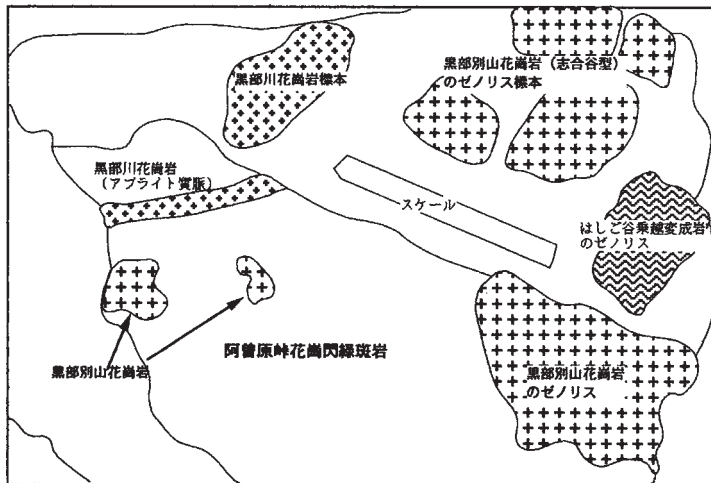
分布 仙人ダム付近から阿曾原峠を経てさらに北方の水平歩道まで分布する。

貫入関係・産状 黒部別山花崗岩（志合谷型）中に貫入し、仙人ダムから北方尾根上の送電線巡視路にかけては捕獲岩として志合谷型岩相を多数取り込んでいる（第63、64図）。ほかに捕獲岩としては多数の緑色片岩（熱変成）も含んでいる。入り組んだ貫入境界を示す岩体で、阿曾原小屋北の黒部専用鉄道トンネル内では多数の支脈状を示す本岩が黒部別山花崗岩中に貫入している産状が観察できる。また仙人ダムの水位低下時にはダム湖左岸の水面下岩壁が露出し、本岩が志合谷岩相中に貫入したり、マイロナイト化した志合谷型岩相を取り込んだ産状が観察できた（第65図）。

岩相 斜長石・石英の斑晶（2-3mm径）と、少量の自形角閃石斑晶（長径2-7mm）・黒雲母斑晶（径2-5mm）を含む花崗閃緑斑岩を主体とするが（第66図）、斑晶粒度や色指数の変化が著しく、仙人ダム周辺では花崗斑岩質の、阿曾原小屋北方の送電線巡視路では閃緑斑岩の岩相を示す部分が観察された。

構造 わずかに斑晶鉱物の定向配列が認められるが、測定困難である。

地質時代・対比 放射年代値の報告はない。黒部別山花崗岩（中新世？）を貫入・捕獲し、後述する黒部川花崗岩（鮮新世初頭）に貫入されるので、おそらく本岩の貫入は中新世末であろう。類似した岩相の斑岩は「黒部」地域の志合谷出合にも露出する。



第63図 阿曾原峠花崗閃緑斑岩 (Pas) 中の捕獲岩の産状と貫入する
ベグマタイトーアブライト脈 (黒部川花崗岩)

白色部は捕獲岩 (黒部別山花崗岩志合谷型岩相)、画面左上の脈状部が阿曾原峠花崗閃緑斑岩中に貫入するベグマタイトーアブライト脈 (黒部川花崗岩)。画面上部の標本は等粒状白色の岩石が志合谷型岩相、暗色の岩石が緑色片岩。GSJ R69011 (961006-1) : 仙人ダムー上部軌道駅間の転石

岩石記載

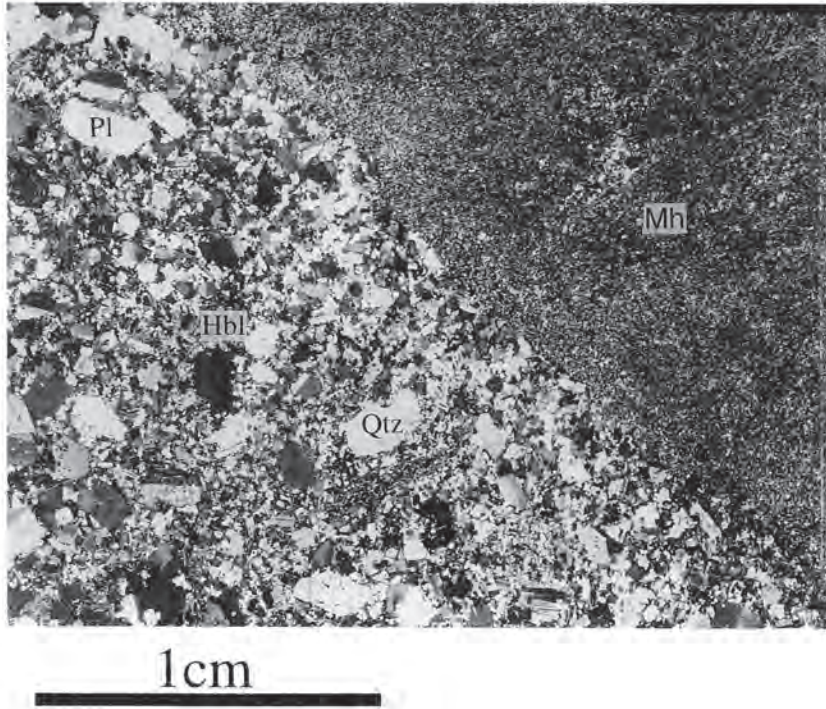
角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩 R68692 (TT17) (第66図) : 阿曾原小屋北, 水平歩道 (標高990m)

斑晶鉱物 : 石英・斜長石・黒雲母・角閃石

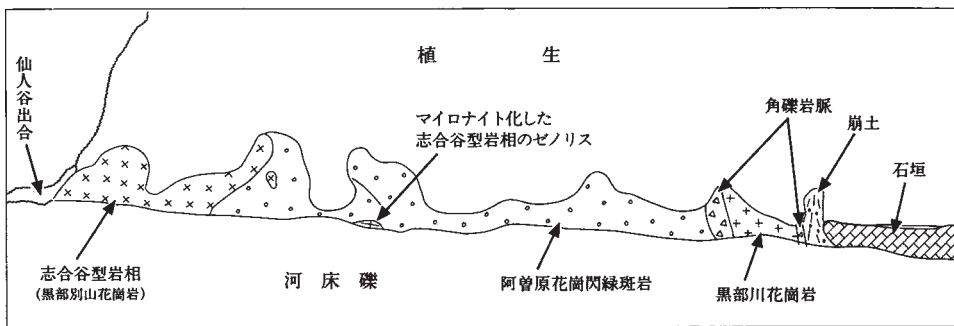
石基鉱物 : 石英・斜長石・黒雲母・不透明鉱物

副成分鉱物 : ジルコン・アパタイト・アラナイト

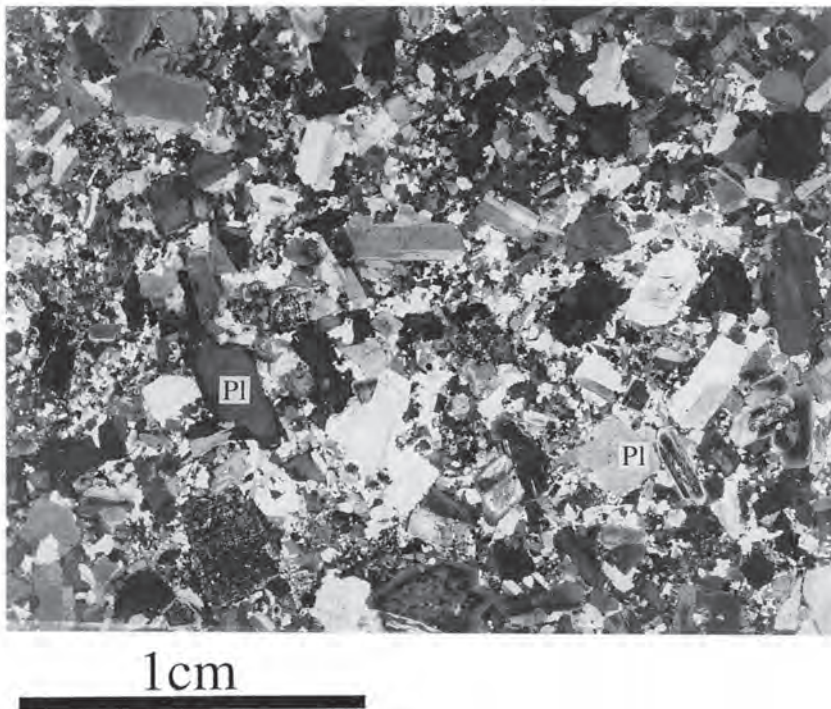
石基の一部は文象構造を示す。黒雲母と角閃石の一部は接触熱変成による再結晶化を受け、デカッセイト組織を示す。角閃石斑晶の軸色 (Z) はコアが褐色で、リムは緑色を示す。



第64図 緑色片岩を捕獲する阿曾原峠花崗閃緑斑岩の偏光顕微鏡写真
直交ポーラー。GSJ R69011 (961006-1) : 仙人ダム-上部軌道駅間の転石。Mh : 緑色片岩, Qtz : 石英, Pl : 斜長石



第65図 阿曾原峠花崗閃緑斑岩と黒部別山花崗岩及び黒部川花崗岩との接触関係
仙人ダム湖底左岸露頭 (1996年5月28日の水位低下時に観察)



第66図 阿曾原岬花崗閃緑斑岩の偏光顕微鏡写真
直交ポーラー. G SJ R68692 (TT) : 阿曾原小屋北方水平歩道 (標高980m) . Pl : 斜長石

XI. 鮮新世火成岩類

(原山 智)

XI. 1 概要と研究史

石沢 (1982) は鹿島槍ヶ岳から烏帽子子岳に至る範囲の火成岩類を調査研究し、火成岩類を5つの活動期 (I からV期) に区分したが、これら全てを白亜紀-古第三紀の火成活動の産物として扱った。I期は青木岩・木崎岩など、II期は有明花崗岩など、III期は爺ヶ岳火山岩類と金沢花崗岩など、IV期は針ノ木-白沢火山岩類など、V期は白沢天狗流紋岩である。金沢花崗岩は爺ヶ岳火山岩類中に貫入し熱変成作用を与えているが、IV期の針ノ木-白沢火山岩類に不整合に覆われると報告した。

5万分の1地質図幅「大町」（加藤ほか，1989）では，石沢（1982）の区分の多くを踏襲したが，金沢花崗岩を不整合に覆うIV期火山岩を認めず，石沢の針ノ木-白沢火山岩類を金沢花崗岩以前の火山岩と，白沢凝灰角礫岩・白沢天狗流紋岩（石沢のV期）とに編成再区分している．なお白沢凝灰角礫岩・白沢天狗流紋岩についてはFT年代値（ 2.2 ± 0.3 Ma）に基づき新第三紀末の活動に位置づけた．

5万分の1地質図幅「槍ヶ岳」（原山ほか，1991）では黒部川花崗岩（金沢花崗岩）について測定された多数の放射年代値（緒方ほか，1983；Nishimura and Mogi，1986）と衛星岩体の年代測定値に基づき黒部川花崗岩を中新世末から鮮新世初頭にかけて貫入定置したと推定した．

本報告では野外での産状と放射年代値に基づき，石沢（1982）のII期・III期の火成岩類は中新世最末期から鮮新世にかけて生じた一連の火山-深成活動の産物であると判断し，鮮新世火成岩類と呼ぶことにする．本地域における鮮新世火成岩類は爺ヶ岳火山岩類，大沢花崗斑岩，十字峽閃緑岩，黒部川花崗岩に大別される．このうち爺ヶ岳火山岩類は石沢（1982）の爺ヶ岳火山岩類と針ノ木-白沢火山岩類を併せたものに相当し，安山岩-流紋岩の組成範囲を示すが，珪長質火山岩では火砕岩，溶岩を問わず斑晶に乏しく，アルカリ長石斑晶を含まないという共通性がある．

XI. 2 爺ヶ岳火山岩類 (Jw, Ja, Jt, Jr)

命名 石沢（1982）の爺ヶ岳火山岩類を再定義．爺ヶ岳火山岩類は，後立山連峰の大黒岳から五竜岳，鹿島槍ヶ岳東側，爺ヶ岳，蓮華岳を経て北葛岳に至る範囲に分布しており，流紋岩-安山岩組成の溶結凝灰岩・溶岩と少量の碎屑岩から構成される．爺ヶ岳火山岩類はかつてはアダメロ斑岩などと称され，半深成岩類の一種と考えられていたが，石沢（1982）により溶岩・火砕岩からなる火山岩類であることが明らかにされた．

模式地 扇沢に至る道路沿い．

分布 本地域の南東部，種池小屋東方から扇沢出合，黒沢上流，北葛沢二の沢，蓮華岳-北葛岳，針ノ木岳-スバリ岳一帯を経て，大スバリ沢・小スバリ沢上流域まで黒部川花崗岩の東縁から南縁を取り囲むように分布する．このほか，針ノ木岳西方の稜線上にも露出する．

層序関係 北葛岳付近で有明花崗岩及び小スバリ沢花崗岩中に火砕岩脈として貫入し，周囲の花崗岩を捕獲岩塊として取り込んでいる．針ノ木岳南方から大スバリ沢にかけてはほぼ南北の境界で御山谷花崗岩に接している．御山谷花崗岩との直接の関係は見いだせなかったものの，近接する爺ヶ岳火山岩類の碎屑岩中には御山谷花崗岩に類似した多量の粗粒黒雲母花崗岩の岩片が含まれており，不整合関係を示唆している．その他，「大町」地域の箆川右岸や黒沢では本岩類が有明花崗岩を不整合に覆う露頭が報告されている（加藤ほか，1989）．

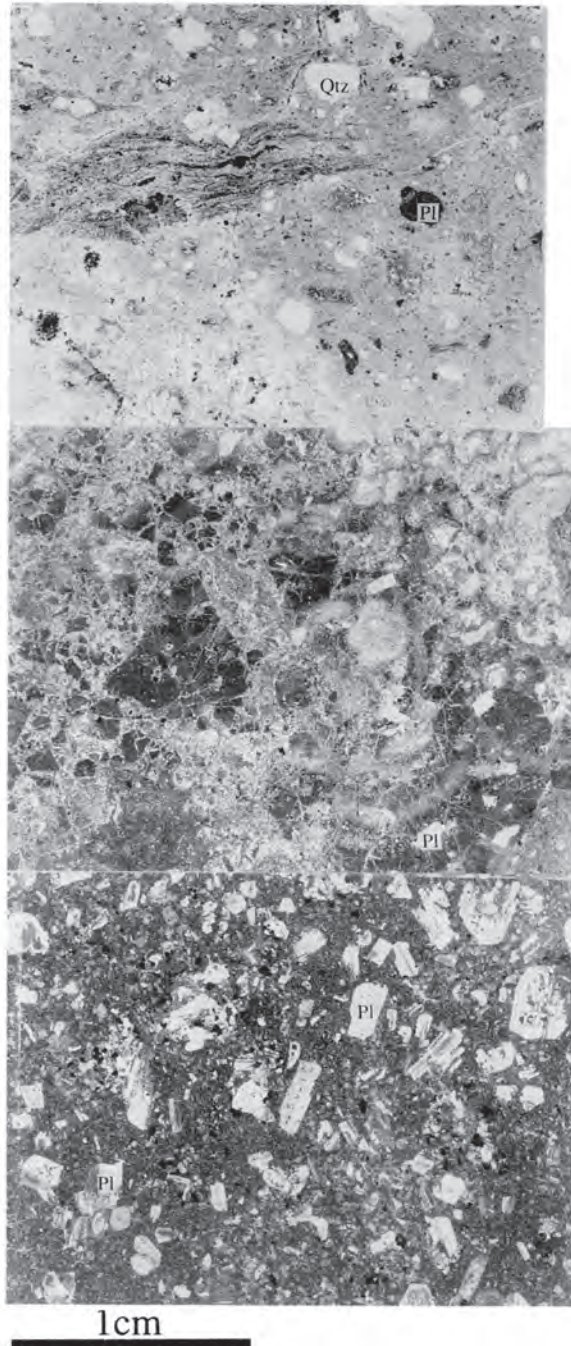
層序・構造 爺ヶ岳火山岩類は東もしくは南東に 50° 以上の急傾斜構造を示すことが多い．挟在する成層碎屑岩の級化構造は東-南東側上位を示しており，丸石沢では西に逆転した構造を示す部分がある．蓮華岳北側斜面の赤石沢，大沢，丸石沢，そして箆川沿いルートでの岩相区分に基づき，第1表に示すような層序が得られた．基本的には数100m層厚の流紋岩溶結凝灰岩（Jw）と流紋岩溶岩（Jr）が繰り返して重なり，その間に相対的に薄い碎屑岩層（Jt）と安山岩溶岩（Ja）が挟まっている．

第1表 爺ヶ岳火山岩類の層序

模式層序・略号	最大層厚(m)	岩 質	構成岩石・特徴	
	Jw	250+	流紋岩	弱溶結石質凝灰岩・強溶結凝灰岩
	Ja	700	安山岩-デイサイト	溶岩
	Jw	850	流紋岩	非-強溶結凝灰岩
	Jr	600	流紋岩	溶岩
	Jw	400	流紋岩	強溶結凝灰岩
	Ja	100	安山岩-デイサイト	溶岩
	Jr	400	流紋岩	溶岩
	Jt	100	(流紋岩)	成層凝灰岩・火山礫凝灰岩・砂岩及び礫岩
	Jw	1000	流紋岩	弱-強溶結凝灰岩
	Jr	380	流紋岩	溶岩
	Jw	120+	流紋岩	強溶結凝灰岩

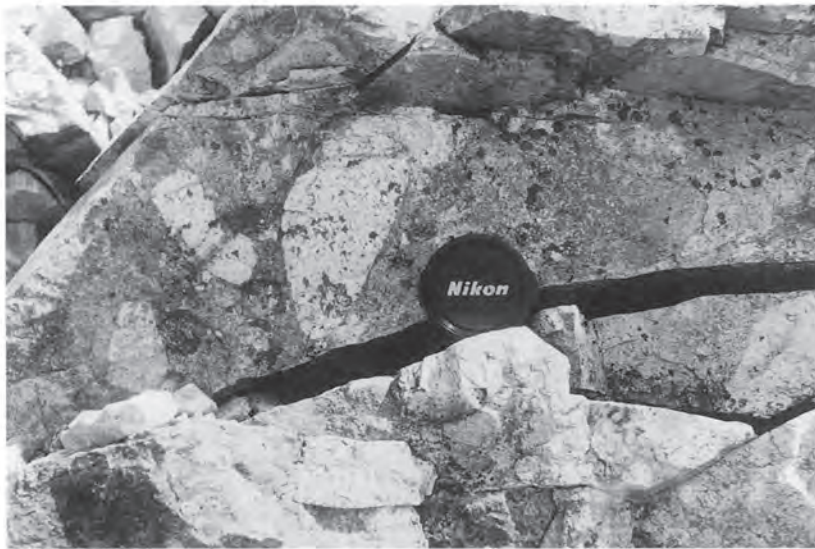
岩相・産状 流紋岩溶結凝灰岩は一般に暗灰色から灰色を示し、結晶片に乏しくユータキシティック構造が良く発達する(第67図A)。流紋岩溶岩は暗灰色から灰白色を示すことが多いが、時に灰緑色・暗紫灰色などを示し、色調の変化が激しい。組織もまた変化に富み、流理構造の顕著な岩相、塊状均質な岩相、球顆構造の発達する岩相、自破砕構造を示す岩相(第67図B)が観察されるが、共通して斑晶に乏しい(5容量%以下)のが特徴で、わずかに自形斜長石斑晶が散在している。安山岩溶岩(第67図C)は暗緑色で斜長石斑晶が目立つ斑状組織を示し、しばしば斑晶の定向配列による流理構造が観察される。また安山岩溶岩には自破砕構造が発達することがある。火山岩層中に挟在する碎屑岩層は成層凝灰岩・火山礫凝灰岩・砂岩及び礫岩からなる。針ノ木雪渓、丸石沢、籠川に分布する碎屑岩層は側方への連続性が良く鍵層としての役割を果たしている。大スバリ沢一帯に露出する碎屑岩層は急峻な地形に阻まれて全貌が明らかでないが、非凝灰質な砂岩・泥岩が卓越している。砂岩中には御山谷花崗岩に由来する岩片や粗粒なカリ長石粒子が多数含まれている。おそらく大スバリ沢一帯に露出する碎屑岩層は爺ヶ岳火山岩類の基底部に位置するのであろうが、詳細は今後の課題である。なおスバリ岳北の稜線では、溶結凝灰岩層の間に礫岩層が挟まっており(第68図)、凝灰質基質中に数cm径のやや円磨された中-細粒黒雲母花崗岩、流紋岩、頁岩などの礫が含まれている。

地質時代・対比 爺ヶ岳火山岩類の時代について石沢(1982)と加藤ほか(1989)はともに古第三紀と推定した。加藤ほか(1989)は「大町」地域の大冷沢西俣出合において古第三紀大川沢花崗岩が北俣溶結凝灰岩(本報告の爺ヶ岳火山岩類の一員)に貫入し熱変成を与えていると報告している。西俣出合で爺ヶ岳火山岩類と接する花崗岩は細粒塊状で優白質な黒雲母花崗岩であり、年代(57Ma)の測定された弱片状で粗粒な角閃石黒雲母花崗岩(大川沢花崗岩)とはあまりに岩相が異なるため、果たして両者が同一の岩体に属するか検討を要するであろう。今回爺ヶ岳火山岩類の時代を明らかにするため、黒部川花崗岩からできる限り離れた2地点で新鮮な安山岩溶岩を採取し、石基を分離してK-Ar年代を測定し



第67図 爺ヶ岳火山岩類の偏光顕微鏡写真

- A : 流紋岩溶結凝灰岩 (Jw) . 下方ボーラー. GSJ R68808 (96.510) : 扇沢の東, 県道北側の斜面 (標高1,530m) . Qtz : 石英, Pl : 斜長石
- B : 流紋岩溶岩 (Jr) . 直交ボーラー. GSJ R68654 (95.607) : 蓮華岳北西斜面 (大沢源頭; 標高2,640m)
- C : 安山岩溶岩 (Ja) . 直交ボーラー. GSJ R68674 (95.830) : 黒沢 (標高1,250m) K-Ar全岩 (石基) 年代 2.0 ± 0.04 Ma



第68図 爺ヶ岳火山岩類中の礫岩層

凝灰質基質中に中一粗粒黒雲母花崗岩歪円礫（最大径20cm）や数cm径の頁岩歪角礫などを含む。レンズキャップの径は約6cm。GSJR68687（TT12）：赤沢岳南方稜線上（標高2,550m）

たところ1.2–2.0Maの極めて若い年代値が得られた（第2表）。これらの値は白沢天狗流紋岩の年代値（2.2–1.4Ma）と差が無く、やや若すぎる感を否めないが、測年試料に熱変成や変質作用の形跡は認められず、噴出年代から著しく若返っているとは考えにくい。爺ヶ岳火山岩類の形成年代については今後の検討を待たねばならないが、本報告では鮮新世の活動に位置づけておく。

第2表 爺ヶ岳火山岩類のK–Ar年代測定値

No.	試料番号	産地	標高	岩石	測定鉱物	K(%)	$^{40}\text{Ar rad}$ (10^{-8}mL/STP/g)	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)	年代(Ma)
1	828-1	籠川右岸	900m	複輝石安山岩	石基	3.00	14.0	6	1.2±0.01
2	830-4	黒沢	740m	複輝石安山岩	石基	2.91	22.3	8	2.0±0.02

測定者：Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited

誤差は1σ表示

$^{40}\text{K} \lambda_{\beta} = 0.4962 \times 10^{-9} \text{yr}^{-1}$; $\lambda_{e} = 0.581 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$ $^{40}\text{K/K} = 0.01167 \text{atom.}\%$

岩石記載

流紋岩溶結凝灰岩 R68808 (96.510–5)（第67図A）：扇沢の東，県道北側の斜面（標高1,530m）

結晶破片：斜長石・石英・黒雲母（？）。結晶量は約5%。熱変成により有色鉱物は再結晶化している。

基質：脱ハリ化しているが、ユータキシティック構造が良く残存している。

流紋岩自破碎溶岩 R68654 (95.607-6) (第67図B) : 蓮華岳北西斜面 (大沢源頭; 標高2,640m)

斑晶鉱物: 斜長石・黒雲母 (緑泥石化)・不透明鉱物・斑晶量5%以下.

石基: 微文象構造構造を示す.

自破碎した破片ごとに粒度が微妙に異なり, 脱ハリ後に破片化したことを示す.

安山岩溶岩 R68674 (95.830-4) (第67図C) : 黒沢 (標高1,250m) K-Ar全岩 (石基) 年代 2.0 ± 0.04 Ma

斑晶鉱物: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石 (大部分変質)

石基: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物・メソスタシス. 微粒の拍子木状斜長石が配列した組織を示す.

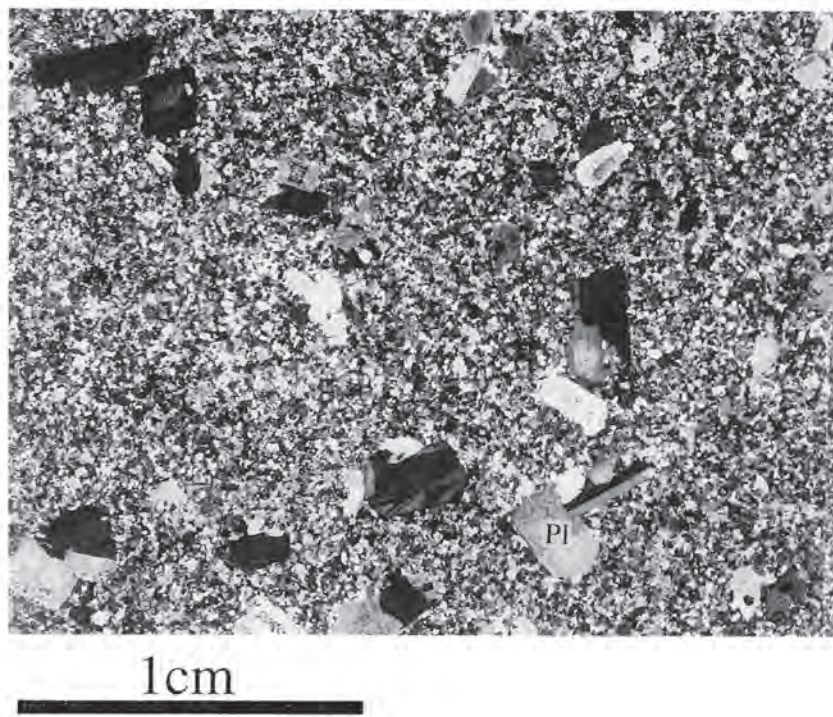
XI. 3 大沢花崗斑岩 (Pos)

命名 新称. 模式地の大沢にちなんで命名.

模式地 大沢 (標高1,930m付近) .

分布 針ノ木雪溪から赤石沢, 大沢にかけてほぼ東西方向に伸長した岩脈として露出する.

層序関係 爺ヶ岳火山岩類に貫入するが, 接触熱変成作用の有無は黒部川花崗岩の熱変成作用が重なっていることもあり不明.



第69図 大沢花崗斑岩の偏光顕微鏡写真

直交ポーラー. GSJ R68630 (95.604) 箆川支沢, 大沢 (標高1,925m) . Pl: 斜長石

岩相・産状 やや北に傾斜した貫入境界を示す岩脈で、黒部川花崗岩の南縁から300m位の距離で、黒部川・花崗岩を取り巻くような形態を示す。斜長石と少量の黒雲母斑晶（径2mm以下）が散在する斑状組織を示す（第69図）。

地質時代・対比 放射年代値はない。周囲の爺ヶ岳火山岩と異なり、黒部川花崗岩による熱変成作用は受けていない。石沢（1982）は第IV期の猿すべり文象斑岩に対比したが、黒部川花崗岩の支脈である可能性もある。

岩石記載

黒雲母花崗斑岩 GSI R68630 (95.604-5)（第69図）：大沢（標高1,930m）

斑晶鉱物：斜長石・石英・黒雲母

石基：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・不透明鉱物・アラナイト。細粒等粒状組織を示す。

XI. 4 十字峡閃緑岩（Dj）

命名 新称。模式地の十字峡にちなんで命名。

模式地 東谷出合西150mの道路沿い露頭（トンネル内）。

分布 仙人ダム付近からガンドウ尾根末端、十字峡南を経て白竜峡の北まで、後述する黒部川花崗岩の西縁に沿って南北に細長い分布形態を示す。

貫入関係 黒部別山花崗岩と阿曾原峠花崗閃緑斑岩中に貫入する。模式地近傍の黒部川沿い露頭などでは捕獲岩（径数cm）として綠色片岩（ハシゴ谷乗越変成岩）のほか熱変成した超苦鉄質岩を含む。黒部川花崗岩に貫入され、明瞭な岩相境界で接しているが（第70図）、熱変成作用は被っていない（第71図）。

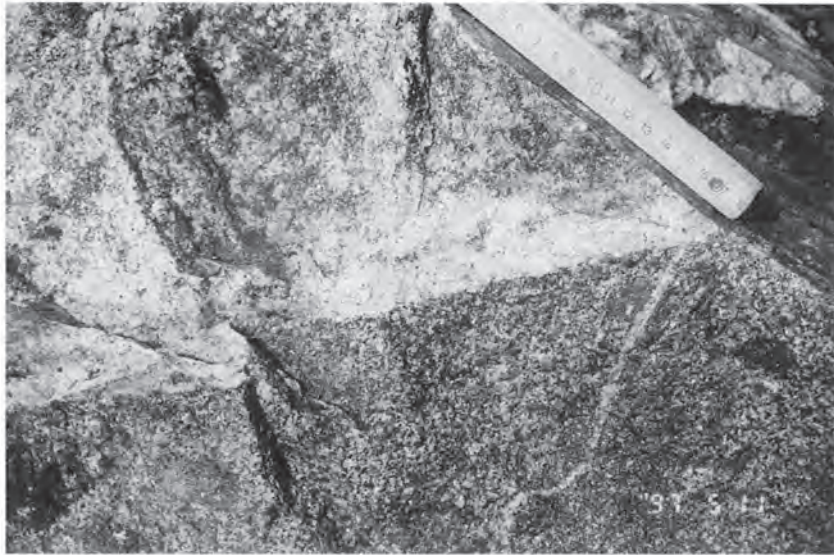
岩相 中粒等粒状の黒雲母角閃石花崗閃緑岩－トータル岩で極めて新鮮である。

構造 塊状で、鉱物の定向配列は認められない。

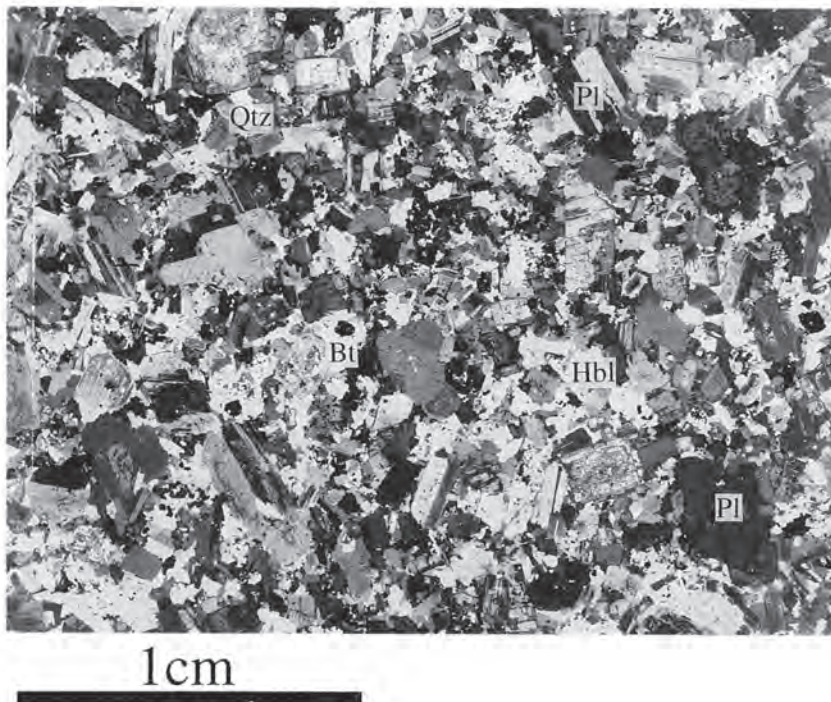
地質時代・対比 放射年代値はないが、黒部川花崗岩に貫入されているにもかかわらず熱変成作用を受けていないので、黒部川花崗岩と一連の火成活動の産物であろう。

一方、十字峡閃緑岩と同じく黒部川花崗岩に近接する岩体で熱変成作用を被っていないストック状岩体が多数見いだされており、これらを黒部川花崗岩の衛星岩体と呼ぶこととする。衛星岩体のうち比較的大きな岩体は9岩体あり（第72図）、北から列挙すると、「黒部」地域では出し平ダムから鐘釣温泉南方にかけて黒部川沿いに分布する猫又岩体（「黒部」地域）と樺平岩体、祖母谷温泉北の名剣沢岩体、後立山連峰の唐松山荘から大黒岳にかけて分布する大黒岩体（「白馬岳」地域）、高瀬川横谷部－縦谷部の金沢岩体（「大町」地域）、七倉岩体・唐沢岩体・幕岩岩体・名無沢岩体（「槍ヶ岳」地域）となる。これらの岩体の内、金沢岩体と猫又岩体の一部は花崗岩質であるが、その他の岩体は十字峡閃緑岩と同じく主岩体よりやや苦鉄質な、花崗閃緑岩－トータル岩質を示す。

衛星岩体については放射年代値が多数報告されており（第3表）、猫又岩体については 3.6 ± 0.2 Maの角閃石K-Ar年代と 2.1 ± 0.6 MaのジルコンFT年代（Yamada and Harayama, 1999）が、大黒岩体について



第70図 十字峡閃緑岩と黒部川花崗岩の接触関係
GSJ R69038 (TT128) : 仙人ダム南東送電線鉄塔 (no.2) 基部 (標高1,030m)



第71図 十字峡閃緑岩の偏光顕微鏡写真

直交ポーラー。約1mの距離を介して黒部川花崗岩の貫入境界があるが、十字峡閃緑岩の組織には接触熱変成作用を受けた痕跡はない。GSJ R68630 (TT57) : 仙人ダム南方道路トンネル内 (標高880m) Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Bt : 黒雲母, Hbl : 普通角閃石

ては 4.5 ± 0.2 Maの黒雲母K-Ar年代 (内海ほか, 1995) とジルコンFT年代 2.7 ± 1.0 Ma (Yamada and Harayama, 1999) が, 金沢岩体については 4.2 ± 0.4 Maの黒雲母K-Ar年代 (加藤・佐藤, 1983) が, 七倉岩体については 4.3 ± 1.6 Maと 2.21 ± 0.13 Maの角閃石及び黒雲母K-Ar年代に加え 1.1 ± 0.1 MaのジルコンFT年代 (Ito and Tanaka, 1999) が, 唐沢岩体については 4.7 ± 0.5 Maと 2.28 ± 0.18 Maの角閃石及び黒雲母K-Ar年代と 1.2 ± 0.3 MaのジルコンFT年代 (Ito and Tanaka, 1999) が, 名無沢岩体については 4.65 ± 0.26 Maの角閃石K-Ar年代 (原山ほか, 1991) がそれぞれ報告されている。

閉鎖温度の高い角閃石K-Ar年代が4.7-3.6 Maの範囲におさまることから, 鮮新世の火成活動であると判断した。

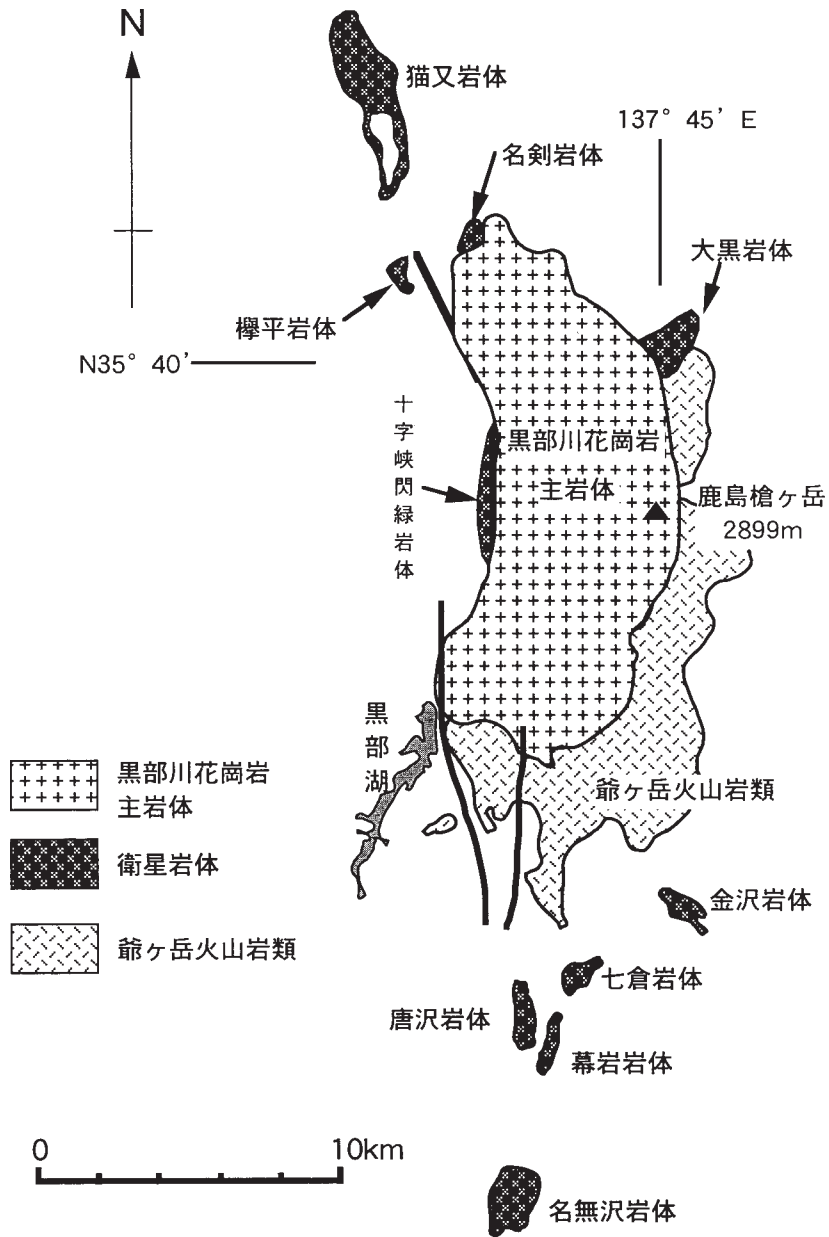
岩石記載

中粒黒雲母角閃石トータル岩 (第71図) GSJ R68734 (TT57) : 仙人ダム南方道路トンネル内露頭

主成分鉱物 : 斜長石・石英・角閃石・黒雲母・カリ長石・不透明鉱物。色指数30。

副成分鉱物 : アパタイト・ジルコン

粗粒自形斜長石・角閃石の粒間を石英, 細粒斜長石が充填する組織を示す。角閃石の一部は黒雲母により置換されている。角閃石の軸色 (Z) は緑色。



第72図 黒部川花崗岩とその衛星岩体の分布図

第3表 黒部川花崗岩の衛星岩体の放射年代値

No.	試料番号	産地	標高	岩体名	岩石	測定鉱物	K(%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁸ ml/STP/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代(Ma)	出典
1	94.914-3	黒部川出し平 ダム下流右岸	290m	猫又岩体	角閃石黒雲母花 崗閃緑岩	角閃石	0.77±0.03	10.6±0.7 10.9±0.8	38.4 37.1	3.6±0.2	Yamada and Harayama(1999)
2	92910-4	唐松山荘南	2,615m	大黒岩体	黒雲母角閃石 トータル岩	黒雲母	7.96	103 119	31.3 45.3	4.45±0.12	内海ほか(1995)
3	8000206	高瀬川中ノ沢 発電所対岸	870m	金沢岩体	黒雲母花崗岩	黒雲母	5.30 5.33	87 87	27.4 34.4	4.2±0.4	加藤・佐藤(1983)
4	STP-1	新高瀬川地下 発電所内	1,025m	七倉岩体	斑状角閃石黒雲 母花崗閃緑岩	角閃石	1.08 1.07	18 18	7.6 13.4	4.3±1.6	Ito and Tanaka(1999)
5	"	"	"	"	"	黒雲母	7.15 7.18	61 62	34.9 42.7	2.21±0.13	"
6	GDK	高瀬川横谷部	1,125m	唐沢岩体	黒雲母角閃石 トータル岩	角閃石	0.62 0.63	11 12	23.2 24.3	4.7±0.5	"
7	"	"	"	"	"	黒雲母	6.75 6.88	61 60	28.5 46.2	2.28±0.18	"
8	GSJ R56977	高瀬川支流コ ジ沢	1,560m	名無沢岩体	角閃石黒雲母花 崗閃緑岩	角閃石	0.628	10.93±0.51 11.77±0.62	50.5 28.9	4.65±0.23	原山ほか(1991)

⁴⁰K λ_β=0.4962×10⁻⁹ yr⁻¹; λ_e=0.581×10⁻¹⁰ yr⁻¹

誤差は1σ表示

⁴⁰K/K=0.01167atom. %

第4表 黒部川花崗岩の放射年代値

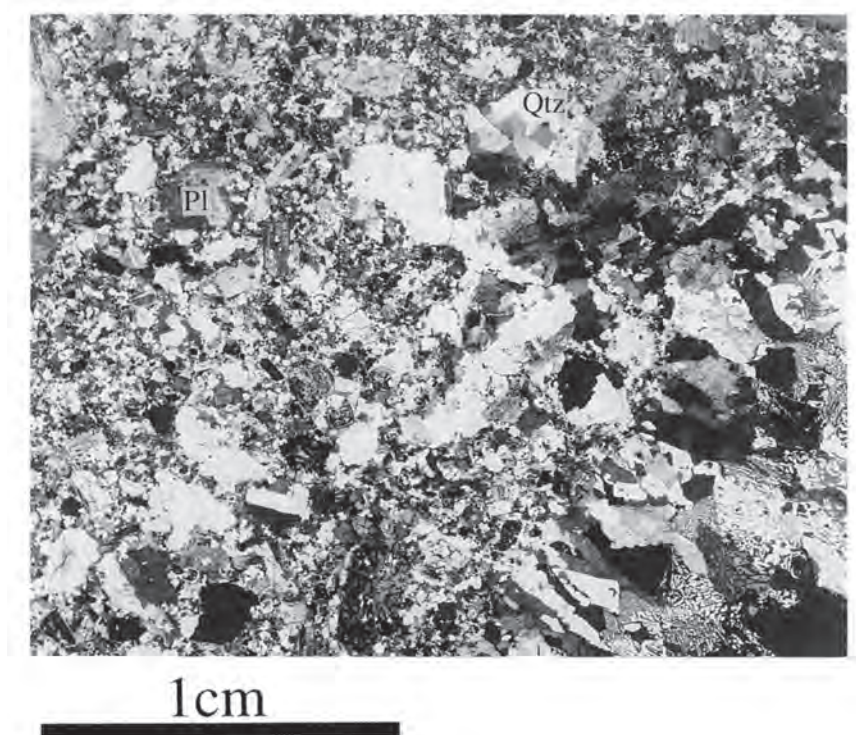
<K-Ar年代>										
No.	試料番号	産地	標高	岩石	測定鉱物	K(%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁸ ml/STP/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代(Ma)	出典
1	KG-12	仙人ダム	900m	黒雲母花崗岩	全岩	2.83 2.83	9 10	7.9 8.2	0.9±0.4	Nishimura and Mogi(1986)
2	KG-13	黒部川餓鬼谷出合	740m	黒雲母花崗岩	全岩	2.78 2.80	8 9	6.7 7.1	0.8±0.4	"
3	KG-15	餓鬼谷	1,000m	暗色包有岩	"	1.75 1.76	7 7	7.5 6.7	1.1±0.5	"
4	KG-16	"	"	角閃石黒雲母 花崗岩	"	2.57 2.57	9 10	8.4 9.1	0.9±0.4	"
5	KG-17	祖母谷「黒部」地域	800m	黒雲母花崗岩	"	2.81 2.85	16 16	8.6 9.3	1.5±0.5	"
6	KG-18	"	900m	黒雲母花崗岩	"	2.66 2.66	13 13	10.0 12.0	1.3±0.3	"
7	KG-19	祖父谷「黒部」地域	?	角閃石黒雲母 花崗閃緑岩	"	0.83 0.85	11 12	11.2 12.1	1.0±0.3	"
8	KG-22	黒部第四発電所 インクライン上部横坑	1,300m	黒雲母花崗岩	"	3.16 3.16	8 9	9.9 10.0	0.7±0.2	"
9	BA02B	祖母谷温泉	760m?	黒雲母花崗岩	黒雲母	-	-	-	1.0±0.3	緒方ほか(1983)
10	SE03B	仙人ダム	870m?	黒雲母花崗岩	黒雲母	-	-	-	1.0±0.3	"
11	OH01	扇沢	1,490m?	暗色包有岩	全岩	-	-	-	1.1±0.6	"
12	92.913-3	鹿島槍ヶ岳山頂	2,890m	黒雲母花崗斑岩	黒雲母	8.41	31.3 32.7	16.1 32.1	1.20±0.29	内海ほか(1995)
						⁴⁰ K λ _β =0.4962×10 ⁻⁹ yr ⁻¹ ; λ _e =0.581×10 ⁻¹⁰ yr ⁻¹		誤差は1σ表示		
						⁴⁰ K/K=0.01167atom.%				
<FT年代>										
No.	試料番号	産地	標高	岩石	測定鉱物	Ns ρ s (10 ⁻⁶ cm ⁻²)	Ni ρ i (10 ⁻⁶ cm ⁻²)	Nd ρ d (10 ⁻⁶ cm ⁻²)	年代(Ma)	出典
1	92.913-3	鹿島槍ヶ岳山頂	2,890m	黒雲母花崗斑岩	ジルコン	20 0.19	191 1.83	2600 0.10	1.9±0.45	Yamada and Harayama(1999)

XI. 5 黒部川花崗岩 (Gk, Gke)

命名・研究史 再定義. 加納 (1974, 1989) は黒部川中流の鐘釣付近から樺平, 阿曾原, 黒四ダムを経て黒部川上流から赤牛岳一帯にかけての広大な範囲に分布する花崗岩を黒部川花崗岩と命名し, 約50 Maの岩体であると見なした. これに対し, 原山ほか (1991) は上記岩体が時代の大きく異なる2つの岩体に区分されることを示し, 黒四ダム下流の黒部川右岸を中心に分布する新期 (中新世以降) の部分のみを黒部川花崗閃緑岩と再定義した. しかし, その後の和田ほか (1998), 和田 (1998) や本報告により, 黒部川花崗岩の主体は花崗岩組成を示し, 花崗閃緑岩. トーナル岩組成の岩石は衛星岩体にのみ卓越することが判明したので, 主岩体については黒部川花崗岩と再定義する.

模式地 苦鉄質包有岩をほとんど含まない岩相 (Gk) の模式地は東谷出合西の黒部川右岸道路トンネル南口付近 (標高880m). 苦鉄質包有岩濃集相 (Gke) の模式地は扇沢左岸 (標高1,490m).

分布 黒部川花崗岩は黒部川と後立山連峰に挟まれた地域を中心に分布しており, 北限は祖母谷, 南



第73図 阿曾原峠花崗閃緑斑岩 (Pas) 中に貫入する黒部川花崗岩 (Gk) の偏光顕微鏡写真
黒部川花崗岩は貫入面 (写真中央から右上がり) に対し櫛状の組織を示し, 一部には顕著な文象構造が観察される。
阿曾原花崗閃緑斑岩中の有色鉱物は熱変成により再結晶化し, デカッセイト組織を示す. 直交偏光. GSJ R68971
(96.927-1) : 仙人ダム北方尾根, 送電線巡視路 (標高1,060m). Qtz : 石英, Pl : 斜長石

限は赤沢岳-針ノ木雪渓-扇沢にかけての範囲にある。南北約18km、東西幅6kmの南北に細長いバソリス状岩体であり、「立山」地域内には岩体の南側約3/4が分布している。

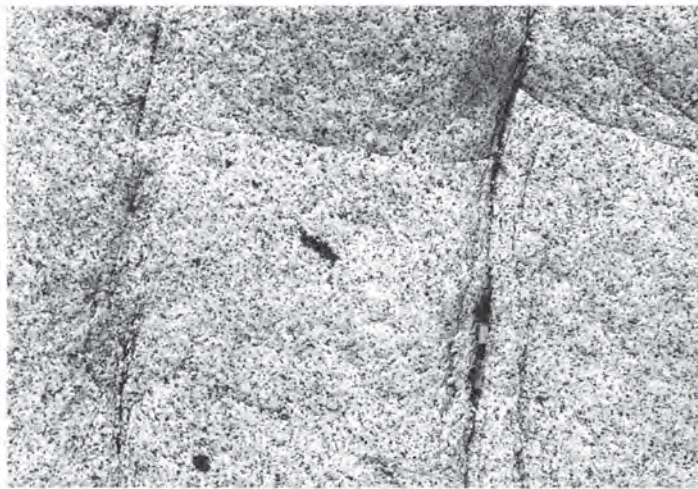
貫入関係 本地域内では大熊山花崗閃緑岩、黒部別山花崗岩、阿曾原峠花崗閃緑斑岩、爺ヶ岳火山岩類、十字峡閃緑岩中に貫入しているが、「大町」地域では有明花崗岩中にも貫入している。第73図に阿曾原峠花崗閃緑斑岩を貫入する境界部の偏光顕微鏡写真を示す。

岩相・産状 苦鉄質包有岩濃集相 (Gke) とほとんど含まない岩相 (Gk) に大きく2分できる。黒部川花崗岩を特徴づけている苦鉄質包有岩濃集相 (第74図上) は、黒部川沿いと岩体南縁部を除いた地域に広く分布し、明らかに地形的高所を占めている。包有岩は角礫状のものから楕円形のものまで様々な形態を示し、サイズも径1cm未満のものから数mまで一つの露頭内でも変化に富んでいる。また苦鉄質包有岩を多量に含む岩相内でも包有岩が露頭全体に対し占める割合は10%-60%位まで変化するが、包有岩をほとんど含まない岩相 (第74図下) との境界は明瞭で、含有量が急変している。境界は東に30-40°傾斜しており、このため大町トンネル内では稜線の直下付近まで包有岩を含まないのに対し、稜線では包有岩濃集相となっている。なお包有岩を含まないとした岩相分布地域でも黒部川白竜峯のように局部的に濃集部分が観察されることがあるが、水平的にも垂直方向にも連続性に乏しく、一種のシンプルトニックな岩脈と判断した。包有岩の岩質は黒雲母角閃石閃緑岩質であるが、暗灰色緻密な安山岩様の組織から細粒等粒状組織まで大きく変化し、また同一露頭内でも様々な組織の包有岩が観察されるのが普通である。

和田 (1998) は包有岩を含んでいる基質の組織に着目し、黒部川花崗岩全体にわたり、斑状結晶に富んだ中粒岩相 (第75図B) と斑状結晶に乏しい細粒岩相 (第75図A) に2分できることを明らかにした。基質組織の変化は大まかには中粒岩相が包有岩を含まない岩相に、細粒相が包有岩濃集相に対応するが、完全には一致せず、包有岩濃集相の下部100m前後の基質は中粒岩相である。また中粒岩相と細粒岩相の境界は比較的明瞭で、両者の接触関係は黒部第四発電所インクライン上部横杭出口で観察できる (第76図)。ここでは両岩相は漸移せず、斑状結晶 (斜長石・石英) 量の急変する境界が確認できる。中粒相は一部の包有岩の周囲をコロモ状に取り囲んでおり、シャープではないが細粒相がコロモ状中粒相の周囲を取り囲んだり、貫入している産状が観察され、細粒相の一方がより遅くまで流動性に富んでいたことを示している。和田ほか (1998) は細粒相が岩体の上部を占めていることから上部相と呼び、中粒相を下部相と呼んだ。両岩相ともにしばしばミアロリティックな晶洞を含んでおり、また岩体西縁部の中粒相ではしばしば文象構造を示すことがある。

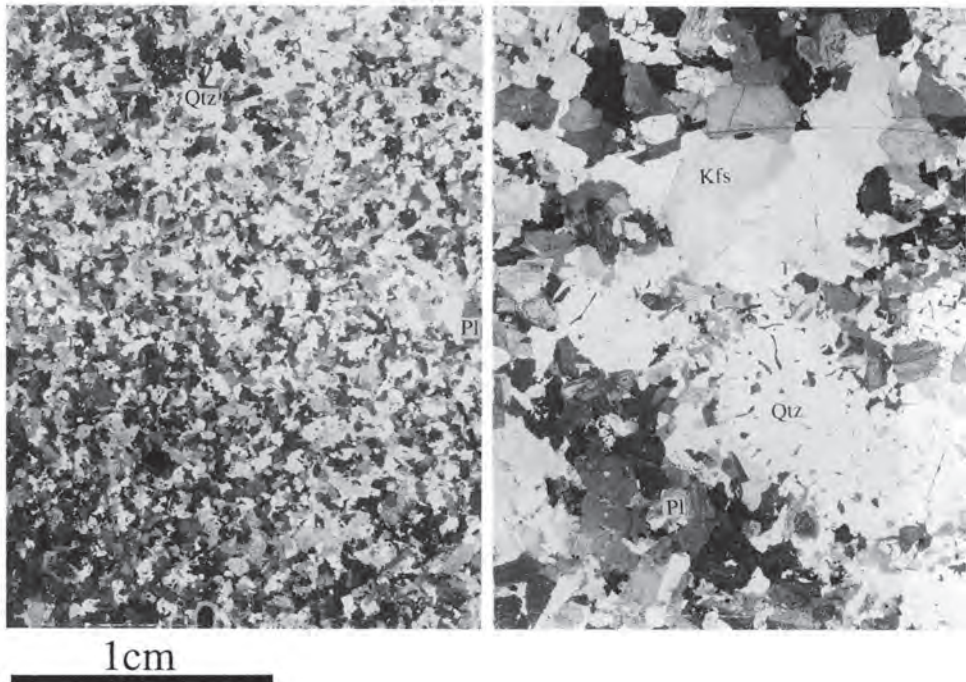
黒部川花崗岩のモード組成はほとんど花崗岩の領域に入るが、中粒相の一部で花崗閃緑岩質を示す (第77図)。ほとんどの地点では有色鉱物は黒雲母のみであるが、餓鬼谷中粒では自形角閃石の結晶が観察された。色指数は1-10で、中粒相でやや高い傾向がある。

変形構造 黒部川岩体の西縁部 (阿曾原北方の水平道上、オリオ谷出合上流の黒部川本流左岸など) では、阿曾原峠花崗閃緑斑岩などの西側の壁岩と接する部分においてマイロナイトなどの変形構造がしばしば観察される (第78図)。これは加納 (1989) により黒部川剪断帯と呼ばれた部分にあたり、加納は飛驒帯・宇奈月帯と飛驒外縁帯を境する剪断帯と考えた。マイロナイト構造の変形組織から、左横ずれを伴う急傾斜な東側上昇のセンスが読みとれる (第78図)。こうした変位センスは北アルプスの隆起



第74図 黒部川花崗岩の岩相

上：苦鉄質包有岩濃集相 (Gke) GSJ R68824 (96.530-1)：棒小屋沢支沢，西沢小沢 (標高1,630m)．下：包有岩に乏しい岩相 (Gk) GSJ R69108 (TT198)：黒部川本流鯉鬼谷出合下流 (標高700m)



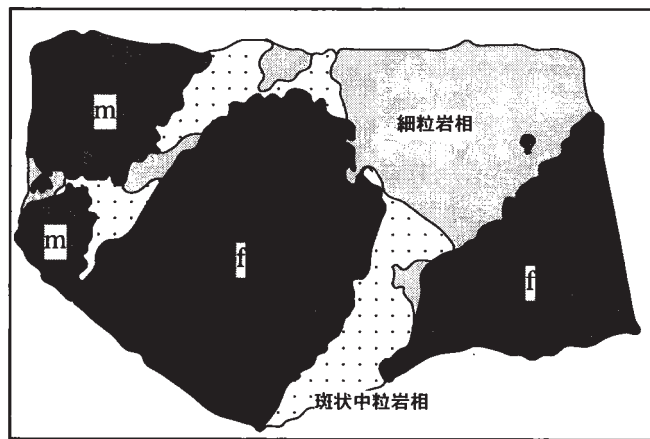
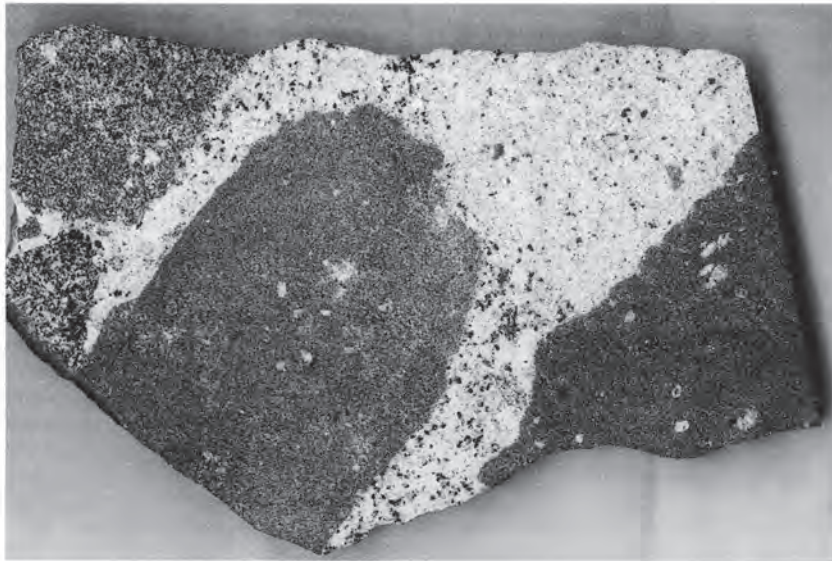
第75図 黒部川花崗岩の偏光顕微鏡写真

A : 斑状結晶に乏しい細粒岩相GSJ R68620 (95.603) : 扇沢左岸 (標高1,490m) . B : 斑状結晶に富んだ中粒岩相 GSJ R68733 (TT56) : 仙人ダム南方道路トンネル内 (標高880m) . Quz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石

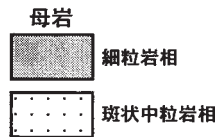
運動を示すと推定され、黒部川花崗岩が冷却途上にある鮮新世—更新世初頭にかけて黒部川の東側のブロックが上昇したことを示す重要な証拠である。

地質時代・対比 第4表に黒部川花崗岩について測定された放射年代値の一覧を示す。祖母谷温泉と仙人ダムの試料については黒雲母K-Ar年代が測定されており、ともに 1.0 ± 0.3 Maの値を示す(緒方ほか, 1983)。Nishimura and Mogi (1986)は標高の異なる多数の地点から試料を採取し全岩K-Ar年代を測定した。それら測定試料について採取地点と岩石記載から確実に黒部川花崗岩(主岩体)と判断される年代値を列挙すると、仙人ダム(標高900m)で 0.9 ± 0.4 Ma、餓鬼谷出合(740m)で 0.8 ± 0.4 Ma、餓鬼谷(標高1,000m)で 1.1 ± 0.5 Ma(包有岩)と 0.9 ± 0.4 Ma(花崗岩)、祖母谷(800mと900m)で 1.5 ± 0.5 Maと 1.3 ± 0.3 Ma、黒部トンネル(標高1,300m)で 0.7 ± 0.2 Maと多くの値が1Ma前後に集中している。緒方ほか(1983)は扇沢(標高1,050m)で採取した試料の全岩K-Ar年代測定を行い 1.1 ± 0.6 Maの値を報告しているが、上記結果と良く一致している。黒部川花崗岩の露出最高標高地点は鹿島槍ヶ岳山頂(2,889.7m)になるが、この地点での試料の黒雲母K-Ar年代も 1.2 ± 0.3 Maと大きくは変わらない値を示しており、Nishimura and Mogi (1986)の主張した標高と年代値の正の相関関係は成立しそうにない。なお、鹿島槍ヶ岳山頂の試料についてはジルコンFT年代も測定されており、 1.9 ± 0.9 Maを示す(Yamada and Harayama, 1999)。

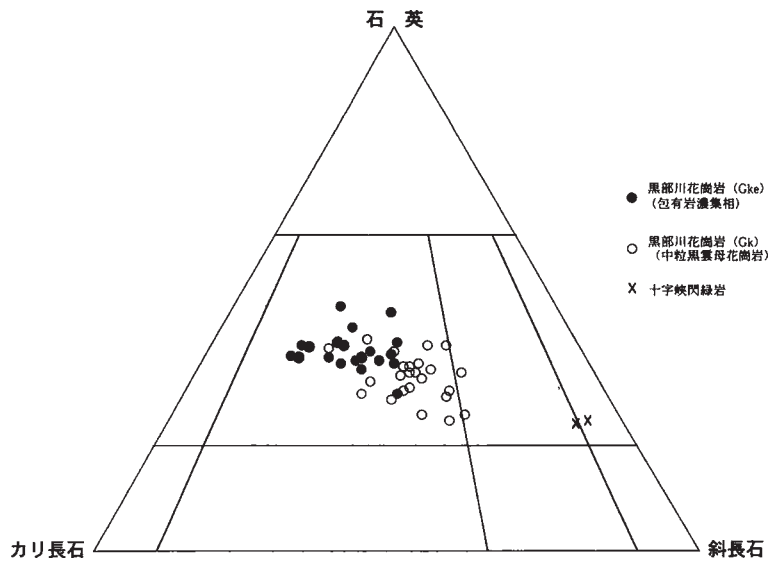
黒部川流域では現在でも高熱地帯が観察され、また熱年代的解析やフィッショントラックのトラッ



5cm



第76図 黒部川花崗岩中粒岩相と細粒岩相の接触関係
 GSI R69048 (TT138) : 黒部第四発電所インクライン上部駅坑出口 (標高1,340m) .
 和田 肇氏撮影



第77図 「立山」地域の鮮新世深成岩類のモード組成
測定値は和田(1998)による



第78図 黒部川花崗岩岩体西縁部に観察されるマイロナイト構造
研磨面はN48E50Sの方位を有し、葉理面に垂直であるが、線構造(70S)とはやや斜交する。変形構造から、東側(研磨面の右側)が高角度で上昇し、やや左横ずれの水平移動成分を伴うことがわかる。GSJ R69055 (TT145): 阿曾原小屋北方水平歩道(標高960m)

ク長解折から複雑な熱履歴が推定される (Yamada and Harayama, 1999) . 従って黒部川花崗岩の貫入定置年代についても様々な手法と鉱物を用いて、岩体の様々なレベルでの測定を行う必要があるだろう。現時点では比較的閉鎖温度の低い黒雲母K-Ar年代と閉鎖温度評価困難な全岩K-Ar年代、そして閉鎖温度の低い (-24℃) ジルコンFT年代しかないので、貫入定置年代の推定は困難であるが、衛星岩体の年代値と貫入関係から4.5-2Maの範囲にある可能性が高い。本報告では鮮新世火成活動と判断しておく。

岩石記載

中粒斑状黒雲母花崗岩. GSJ R68733 (TT56) (第75図B) : 仙人ダム南方道路トンネル内の露頭 (標高880m)

主成分鉱物 : 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母. 色指数5

副成分鉱物 : 不透明鉱物・アパタイト・スフェーン

石英斑状結晶の周辺部では文象構造が認められる。斜長石はオリゴクレス組成で、反復ゾーニングが観察される。カリ長石の一部はわずかに汚濁化し、汚濁部の一部にパーサイト構造が認められる。黒雲母は新鮮であるが、一部緑泥石化しスフェーンを生じている。ミアロリティックキャビティーがあり、内部は緑泥石により充填されている。

細粒黒雲母花崗岩 (苦鉄質包有岩濃集相) . GSJR68620 (95.603-2) (第75図A) : 扇沢左岸 (標高1,490m)

主成分鉱物 : 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母. 色指数4

副成分鉱物 : アパタイト・ジルコン・アラナイト

細粒他形粒状組織を示す。斜長石はオリゴクレス組成であり、弱いゾーニングが認められる。カリ長石は汚濁化しておらず、パーサイト構造は観察されない。

XII. 岩脈 II (Fs)

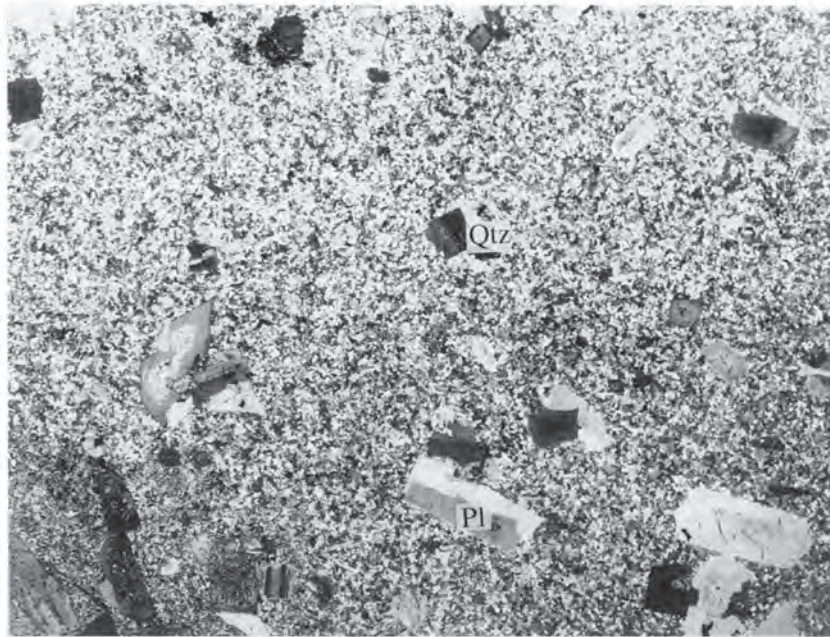
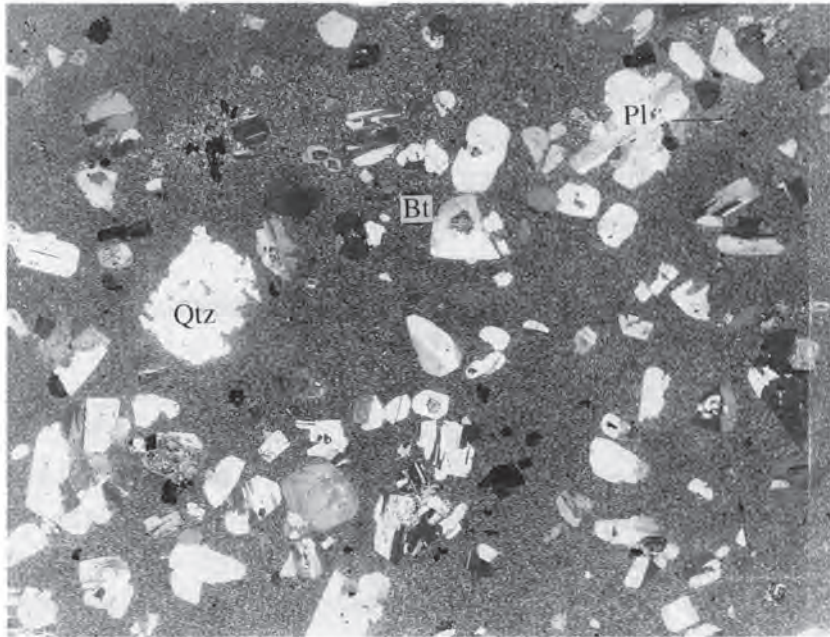
(原山 智)

定義 黒部川花崗岩の貫入固結後に貫入した岩脈を岩脈 II とする。

模式地 黒部ダム展望台の東側の岩壁 (通称鏡岩) .

分布 黒部川花崗岩中に貫入する岩脈としては、模式地のほか、黒部川本流の内蔵助谷出合と大タテガビン東側で珪長岩の比較的まとまった分布が確認された。また小規模な珪長岩岩脈は仙人ダム東側でも見出された (地質図では省略) . このほか岩相的に類似した珪長岩は黒部湖東岸の小スバリ沢下流、平ノ小屋対岸、船窪岳周辺にも分布している。

貫入関係・産状 黒部川花崗岩のほか、有明花崗岩、奥黒部花崗岩、御山谷花崗岩、黒部別山花崗岩、



1cm

第79図 岩脈II (Fs) の偏光顕微鏡写真

直交ポーラー。上：珪長岩。GSJ R69041 (TT131)：仙人ダム，黒部川右岸道路沿い（標高870m）。下：花崗斑岩。GSJ R68781 (TT102)：黒部ダム東方，黒部トンネル内（ループトンネル部）。Qtz：石英，Pl：斜長石，Bt：黒雲母

大熊山花崗閃緑岩中に岩脈もしくは岩床として貫入している。南北系の断層近傍に位置することが多く、特に不動沢上流左岸の高瀬川―黒部破砕帯沿いでは南北に配列した岩脈群をなしている。不動沢やダテガビンでは岩脈周囲の母岩が顕著な破砕作用を被っているのに対し、塊状でほとんど破砕されていないか、あるいは破砕の程度が低い傾向が認められる。

岩相 主として灰白色―淡灰緑色で斑晶に乏しい珪長岩（第79図上）からなり、一般に新鮮である。船窪岳周辺の岩脈の一部には黒色ガラスが残存している岩脈も確認された。模式地のように幅100mを超える規模の岩脈では中心部に向かって石基粒度が粗粒化し花崗斑岩の岩相（第79図下）に漸移していく傾向がある。

構造 南北配列の岩脈が卓越しており、南北系の断層運動の主要活動期間の末期に貫入したのであろう。

地質時代・対比 仙人ダム近傍の岩脈については $1.0 \pm 0.4\text{Ma}$ の全岩K-Ar年代値（Nishimura and Mogi, 1986）が、また「黒部」地域のオリオ谷、小黒部川合流点、祖母谷の珪長岩（石英斑岩）については $1.3 \pm 0.4\text{Ma}$ 、 $1.3 \pm 0.4\text{Ma}$ 、 $1.1 \pm 0.4\text{Ma}$ の全岩K-Ar年代値がそれぞれ報告されている（Nishimura and Mogi, 1986）、黒部湖東岸の小スバリ沢出合では $1.0 \pm 0.2\text{Ma}$ のジルコンFT年代が測定されている（Yamada and Harayama, 1999）。いずれも新鮮な岩石で熱変成を被っていないことから、貫入年代に近い値であると判断される。これら年代値は黒部川花崗岩固結の上限値を示すうえで、また南北系断層の活動時期を求めるうえで重要な資料である。

岩石記載

輝石角閃石黒雲母花崗斑岩 R68781 (TT102) : 黒部トンネル（黒部ダム東、ループトンネル部、作廊から9.65km地点）

斑晶鉱物：斜長石・黒雲母・角閃石・単斜輝石

石基：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石・不透明鉱物からなる細粒等粒状組織を示す。

副成分鉱物：褐れん石・ジルコン・アパタイト

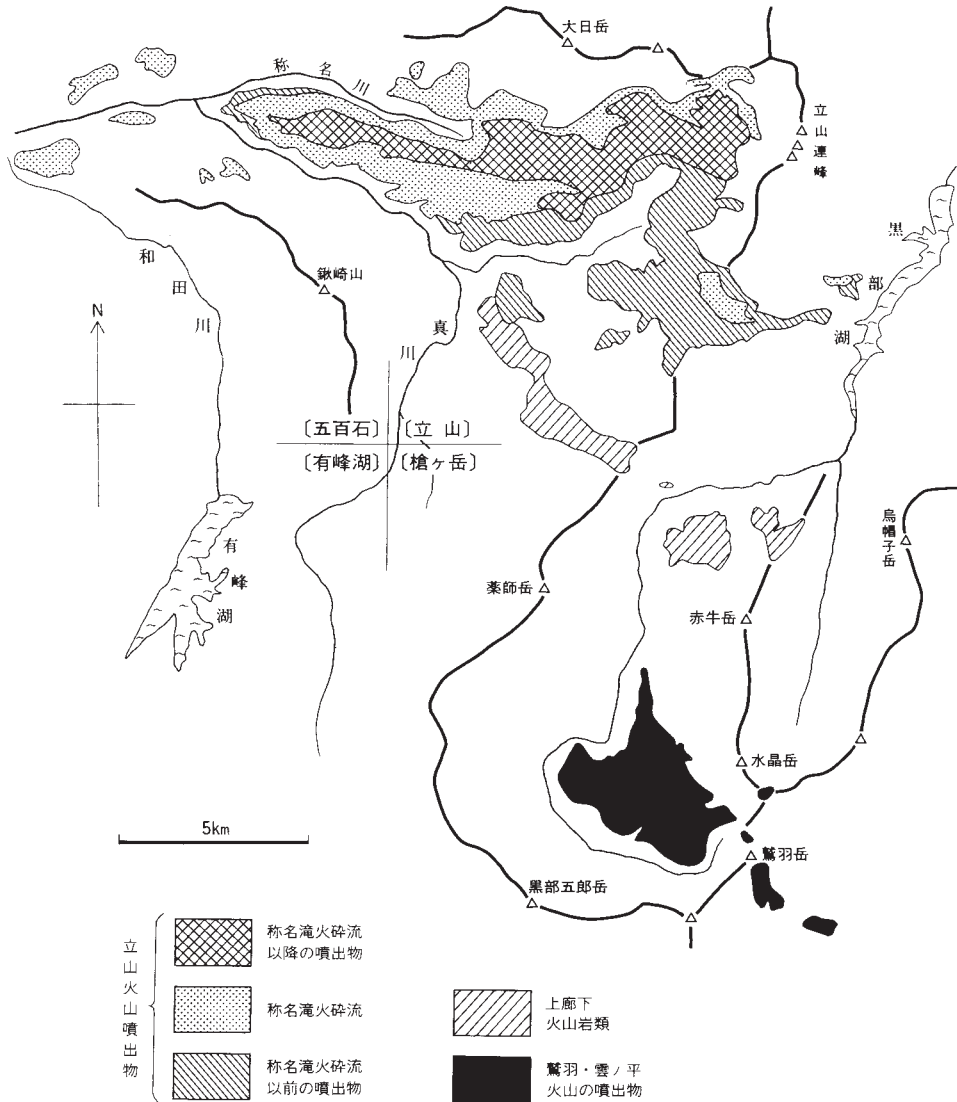
径0.1mm以下の細粒石基中に斜長石斑晶（径2mm前後）と黒雲母・角閃石・輝石集合体（径2mm前後を少量含む。レンズ状の暗色包有岩（長径2-3cm）を含む（数個/m²）。

XIII. 第四紀火山岩類

（中野 俊）

立山地域に分布する第四紀火山岩類は、スゴ乗越安山岩及び立山火山噴出物である。これらは御嶽火山、乗鞍火山、焼岳火山、鷲羽・雪ノ平火山、白馬大池火山などとともに、北アルプス上に配列する乗

鞍火山列を構成している。スゴ乗越安山岩は南隣槍ヶ岳地域の北西から本地域の南西部にかけて、立山火山噴出物は本地域の南西部から西隣五百石地域の東部にかけて分布する（第80図）。スゴ乗越安山岩は、原山ほか（1991）によるとスゴ乗越小屋付近に限定された分布を示し、黒部川の上廊下両岸に分布する上廊下火山岩類（約40-20万年前）の一部とされた岩体である。しかし、今回の調査により、さらに広範囲にわたる分布が確認され、その末端部は従来の研究（Yamasaki *et al.*, 1966など）では立山火山噴出物として扱われていた溶岩であることが明らかになった。



第80図 立山火山周辺の第四紀火山岩の分布
本報告及び原山ほか（1991）による

火山体や火山群の区分を行う上で、噴出地点の時空分布は重要な情報である。しかし、上廊下火山岩類や立山火山噴出物のほとんどについては、著しい侵食作用のために山体が開析され、それらの噴出地点は明らかでない場合がほとんどである。したがって、スゴ乗越安山岩を立山火山噴出物に加えるか上廊下火山岩類とするかは現段階では判断せず、本報告では原山ほか（1991）に従い、スゴ乗越安山岩を上廊下火山岩類の一部とし、立山火山噴出物とは区別して扱う。

XIII. 1 スゴ乗越安山岩（Sg）

真川右岸からスゴ一の谷・二の谷にかけて分布する安山岩溶岩である。この付近の安山岩は、古くは立山火山噴出物の一部として扱われたこともあったが（例えば、柴田・原，1954），原山ほか（1991）により立山火山とは独立した上廊下火山岩類とされた。このうちの一つ、スゴ乗越安山岩は、南隣槍ヶ岳地域内のスゴ乗越小屋西方を模式地とし、北西方向に1km程度のやや伸長した小分布をする岩体に対して命名された（原山ほか，1991）。ところが、その延長部はスゴ二の谷を横切り真川右岸まで達し、流下距離が6km以上にも及ぶ溶岩流であることが確認された。本安山岩の分布高度はスゴ乗越小屋付近では標高2,300mを超えおそらく基底部は標高2,100m、真川右岸の基底部は標高1,170mが確認されている。噴出地点は不明であるが、スゴ乗越小屋の南東方向から流下したと推定される。なお、スゴ乗越小屋の南東約1kmにはスゴ沢岩脈があるが、本安山岩とは岩質やK-Ar年代が異なることから（原山ほか，1991），本安山岩の給源岩脈とは考え難い。



第81図 スゴ乗越安山岩（Sg）の柱状節理

直径50-80cmの垂直に近い柱状節理が発達し、溶岩の層厚は約30m。下位に一部成層した未固結砂礫層（層厚約10m）を挟み、花崗閃緑岩を覆う。この礫層は火山岩礫を含まない河成礫層である。スゴ二の谷、標高1,380m地点

本安山岩は、スゴ一の谷・二の谷いずれでも層厚約30mの1枚の溶岩流であり、見事な柱状節理が発達している（第81図）。スゴ二の谷では、右岸の稜線から下刻された谷底までの比高から、この部分での最大層厚は350mを超えることがわかる。このような分布形態から本安山岩は谷埋めの溶岩流であったことがうかがえる。スゴ乗越小屋の北では一部デイサイト質の溶岩も認められるので、複合溶岩流であると考えられる。岩質はかんらん石石英紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石安山岩であり、紫蘇輝石普通輝石石英黒雲母角閃石デイサイトを含む。本安山岩は原山ほか（1991）により $0.27 \pm 0.01\text{Ma}$ のK-Ar年代が報告されているが、中野ほか（1998）によると22-20万年前の噴出物であり、立山火山の最初期の噴出物と同時代である。

岩石記載

かんらん石石英紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石安山岩（第6表のNo.2/R67539）， $\text{SiO}_2=59.1\%$

産地・産状：大山町，スゴ一の谷，標高1,550m付近に南東から合流する沢，標高1,580m地点，溶岩

斑晶：斜長石（19.9%）・かんらん石（0.8%）・紫蘇輝石（1.1%）・普通輝石（1.5%）・角閃石（2.6%，大部分オパサイト化）・黒雲母（2.1%，一部オパサイト化）・石英（0.9%）・鉄チタン酸化物（1.3%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・メソスタシス

XIII. 2 立山火山噴出物

XIII. 2. 1 研究史

立山火山については、飛騨山脈の地質概略を述べる中で早くから紹介されている。坂（1887, p.270-272）では、地獄谷周辺の爆裂火口や新湯などについての概略が記されている。加藤（1914）は、弥陀ヶ原は下部が火砕岩，上部が溶岩流であり，五色ヶ原は溶岩流によって構成されていることなどを述べている。

立山火山を細分する最初の地質図は柴田・豊沢（1957）によるものである。それは火山自体よりも基盤の記載に重点を置いているものの，火山活動の中心が湯川谷上流にあったこと，現在よりも高い火山体があったことなどを述べている。1961年，立山の総合学術調査が富山新聞社の主催により実施された。このうち地学部門は「立山の地学総合調査報告書」として出版され，火山地質については山崎正男を中心にとめられた。この中で，深井（1962）及び小笠原・深井（1962）は称名滝を中心とした地域の地形発達史を論じた。そして山崎ほか（1962）は，立山火山の活動を4期に区分し，第1期は最初の成層火山の成長，第2期は大規模な火砕流噴出と陥没カルデラの形成，第3期は溶岩の噴出，そして第4期は地獄谷火口群の形成期であることを明らかにした。山崎らはさらに立山火山の研究を続け，立山火山の詳細な地質図と形成史を明らかにしている（Yamasaki *et al.*, 1966；山崎・中西，1966）。それ以降，立山火山の地質に関する本格的な研究は公表されていない。わずかに深井ほか（1976）により立山周辺の学術調査の報告書がまとめられた程度である。1970年代に入ると，小林武彦によるテフクロノロジーや氷河作用と関連づけた立山火山の研究が行われるようになった（例えば，小林，1975，1990aなど）。これらの断片的記載は小林（1990b）にまとめられているが，山崎正男らによる火山発達史を変更するま

では至っていない。

立山火山の地形については、湯川谷上流部のいわゆる“立山カルデラ”の成因、そして、氷河作用の影響が重要な論争点になっている。立山カルデラの名称は小林国夫（1955, p.69-70）が最初であるらしい。柴田・豊沢（1957）は、湯川谷上流部は硫気作用により脆弱となった岩石が崩壊して生じた大侵食カルデラであると述べた。町田（1962）も同様に、火山の火口部が開析されて生じた侵食カルデラであると述べている。山崎正男らは、火砕流噴出による陥没カルデラの形成を主張し、現在のカルデラはその後の侵食により拡大したものであるとした（山崎ほか, 1962; Yamasaki *et al.*, 1966など）。最近では、陥没カルデラが生じたと考える積極的な論拠は見いだせないという見解が多い（小林・藤本, 1994; 中野ほか, 1998）。立山周辺の氷河地形については山崎直方（1902, 1905）^{やまさきなおまさ}以来の研究があるが、立山火山噴出物と氷河の関係が論ぜられるようになったのはずっと後年のことである。深井（1956b, 1974）などによって火山活動期と氷河作用の時期が重複していることが明らかにされてきている。その後、町田・新井（1979, 1992）、小林（1982, 1990a）、町田・伊藤（1996）、川澄（1997）などによって広域テフラや氷河の消長などと関連づけた時代論が述べられてきている。これらの詳細は **XIV**も論じる。

立山火山の活動年代については、広域テフラとの層序・対比関係からの推定が行われていた。中谷（1972）は立山火山東方の長野県大町市北東部を模式地とするテフラ層、いわゆる大町テフラを研究し、その中の軽石層が立山火山の火砕流堆積物に対比される可能性を示した。これはその後、小林（1975）、町田・新井（1979）によって支持された。これらによって、大町テフラ中のDPmがYamasaki *et al.*（1966）などによる第2期の大規模な火砕流堆積物に、EPmが第3期の噴出物に対比されることが示された。DPmについては 9.4 ± 0.8 万年のアイオニウム年代が報告されているが（大村ほか, 1988）、町田・新井（1992）による噴出年代は13.0-9.5万年前（ウラン系列法及び層位学的推定法による）とされている。なお、町田・新井（1992）による二重命名法では、DPmはTt-D、EPmはTt-Eである。火山体そのものから得られた年代値としては、清水ほか（1988）及び松本ほか（1991）による、Yamasaki *et al.*（1966）の第3期からの3万ないし6万年（3試料）、第1期からの約13万年前のK-Ar年代測定値（1試料）がある。これに対し小林（1990b）は、第1期と第2期の間に長い静穏期を想定し、松本ほか（1991）の13万年前という年代は受け入れがたいと主張した。中野ほか（1998）は16試料のK-Ar年代測定に基づき立山火山の形成史を考察した。詳細は未公表であるが、火山活動の開始は22-20万年前であることなどを明らかにしている。

立山火山の完新世の活動については、小林（1980, 1983）により4回の水蒸気爆発がおこっていることがテフラ層の研究から明らかにされている。その後、テフラ層の噴出年代に関係する¹⁴C年代が小林（1983）、日下部ほか（1983）により2件、吉井・折谷（1987）により6件報告されている（付表A-1）。また、小林・羽田野（1989）は、地獄谷の水蒸気爆発と弥陀ヶ原断層系との関連性を述べている。

有史時代の噴火記録については、明確な噴火記録は残されていないとされたり（例えば、Kuno, 1962; 気象庁, 1996, p.195）、噴火記録を記している資料（例えば、村山, 1979; 建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所, 1997, p.57）もあり、やや混乱がみられた。これについては中野・伊藤（1998）による古文書・文献の再調査が行われ、信憑性の高い噴火記録が残されていることが示されている。1858年飛越地震に伴い、立山カルデラ内では大規模な山体崩壊（鳶崩れ）が発生した。これについては古文書や古

絵図が数多く残されている（図版 VII-X）ものの、学術雑誌に記述されたのは大塚（1890, 1891b）が最初であろう。この時の崩壊堆積物は鳶泥と呼ばれており、その後、町田（1962）、中山ほか（1970）、Ouchi and Mizuyama（1989）などにより研究されている（XIV. 6参照）。なお、村山（1979）は、古文書・古絵図の記載からこの山体崩壊に伴い噴火現象が起こったと解釈しているが、これが確実な噴火現象であるとは考えにくい（中野・伊藤, 1998）。

立山火山の岩石については、Yamasaki *et al.*（1966）により6試料の全岩主成分組成が公表されている。その後、Nakano *et al.*（1987）及びNotsu *et al.*（1989）により2試料の微量成分組成とストロンチウム同位体比組成が報告された。水上ほか（1995）は全岩主成分組成と鉱物組成の概要を示したが、詳細は未公表である。

立山火山を特徴づけ、古くから注目されていたものに、地獄谷の硫黄（溶融硫黄、噴気塔）や縞状硫黄堆積物、そして、新湯に産する玉滴石がある。地獄谷の硫黄については吉澤（1904）などによって記載されているが、明治中頃にも硫黄の採取がおこなわれており（大塚, 1891c）、また、第二次大戦後に鉱床調査が行われたこともあった（大塚・上野, 1951）。河野（1988）は溶融硫黄の形成について記載している。なお、Ueda *et al.*（1979）は硫黄の同位体組成を、安藤ほか（1968）は噴気孔ガスの化学成分を分析している。また、縞状硫黄堆積物（湖沼堆積物；XIV. 8参照）については、日下部ほか（1983）及びKusabe *et al.*（1986）が縞状構造の成因を議論し、川上ほか（1990）は層厚解析を行っている。一方、立山カルデラ内にある新湯に産出する玉滴石（魚卵状珪石）及び蛋白石についても古くから知られていた（大塚, 1891a；篠本, 1895）。これらはその後、神保（1898, 1904）、篠本（1904）及び吉澤（1904）などにより記述され、その成因が論じられた。近年になると、X線回析装置や電子顕微鏡を用いた鉱物学的研究が赤羽ほか（1989）や赤羽（1993）などによって行なわれている。なお、新湯では珪化木が生成しつつあることも報告されている（赤羽・古野, 1993）。

XIII. 2. 2 立山火山の概要

立山火山を地形的に見ると、室堂平から西へ広がる天狗平- 弥陀ヶ原-上ノ小平- 美女平を構成する東西約13kmに及ぶ緩やかな高原斜面（第82及び83図）と、鷲岳・鳶山から東に広がる五色ヶ原（第84及び85図）に大別できる。前者は室堂南の通称“室堂山”（標高約2,670m）から美女平西端の標高約950m間で緩やかな平坦面が広がり、美女平西（材木坂）での火山噴出物基底は標高約620mである。それに対し後者は鷲岳の標高2,617mを最高峰とし、東方での火山噴出物の基底は標高約1,800m（中ノ谷左岸）である。そして、これらの緩斜面を切り、断崖絶壁に囲まれて両者の間に広がるのが、常願寺川湯川谷上流部の“立山カルデラ”である。また、室堂付近から火山体の北側を東から西へ流れる称名川によって下刻された急峻な地形も、やはり立山火山を特徴づけるものである。称名滝より下流では最大比高500mに達する絶壁に囲まれた幅1,000-1,200mの広い谷が形成されており、また称名滝より上流でも谷底までの比高が200mを超える断崖絶壁が続いている。

本報告における立山火山の活動期の区分は、基本的にはYamasaki *et al.*（1966）によるステージ区分をほぼ踏襲し、第1、第2、第3及び第4期に区分する。しかし、Yamasaki *et al.*（1966）の第I期の中には約5万年間の休止期が存在する（中野ほか, 1998）ことから、本報告では第I期を第1a期、第1b期の



第82図 立山連峰より望む室堂平と天狗平

平坦な室堂平の右にはミクリガ池や地獄谷（白色部）がある。左は国見岳-天狗山の北斜面。右奥は大日岳。大汝山の北より撮影



第83図 五色ヶ原より望む弥陀ヶ原台地

平坦な台地の南縁は、急峻なカルデラ壁（立山カルデラ）から続く急崖に境される



第84図 東上空より見下ろす五色ヶ原

東に緩く傾斜した台地が五色ヶ原。その左山頂が鷲山，右が鷲岳。中央の谷は中ノ谷，左上は鉾崎山（五百石地域内）。五色ヶ原の右に弥陀ヶ原の急崖（第83図）が見え，その手前が立山カルデラになる。黒部湖上空より撮影

2つに細分する。中野ほか（1998）によるK-Ar年代に基づく火山体区分は第86図に示した。第87図ではYamasaki *et al.*（1966）及び本報告による立山火山区分を比較した。また，第68図には本報告における各噴出物の層序関係を示した。なお，小林（1990b）は第Ⅰ期と第Ⅱ期の間に静穏期があったと考え，第Ⅰ期を古立山火山，第Ⅱ及びⅢ期を新立山火山の活動期としたが，これまでに得られているK-Ar年代からはこの間に顕著な活動休止期間の存在は認められず，本報告ではこのような区分は行わない。以下，ステージごとの概要を述べる。

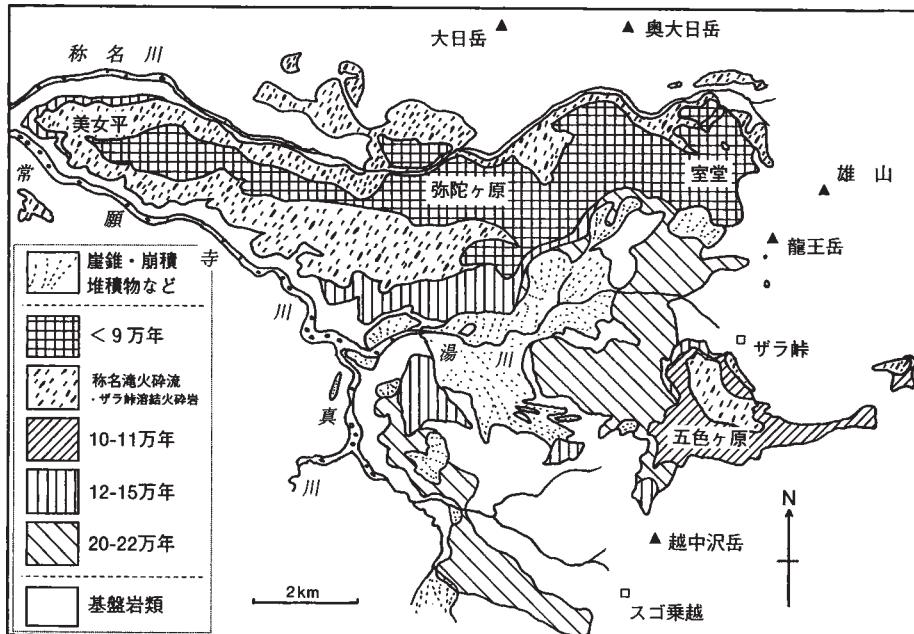
第1a期は湯川谷上流部（現在の立山カルデラ内）に分布する湯川谷火山岩類を構成する溶岩・火砕岩が噴出した時期である（22-20万年前）。噴出地点は不明である。一部を除いては強い硫気変質を受けている。この火山岩類の下部では火砕岩が卓越し，基盤岩に由来する砕屑岩層が挟まることも多い。火山活動開始以前に凹地が存在しており，それを埋め立てて噴出物が堆積したと推定される。なお，この時期の噴出物は，南方のスゴ乗越安山岩とほぼ同時代である。

第1b期は有峰トンネル溶岩・多枝原谷溶岩・水谷溶岩・鷲岳下部溶岩・材木坂溶岩・鷲岳上部溶岩及



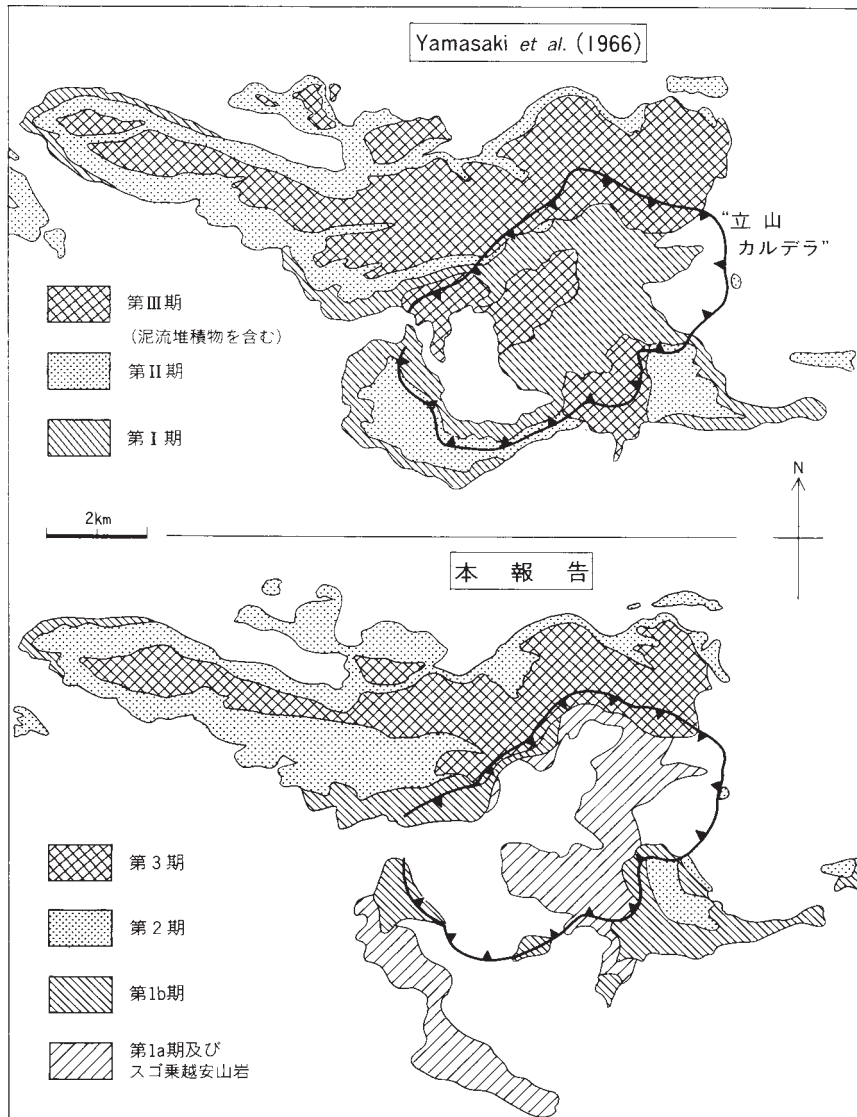
第85図 浄土山より望む五色ヶ原

五色ヶ原の平坦面とカルデラ壁（手前）の成層構造が顕著。左下がザラ峠。奥右より薬師岳，黒部五郎岳，笠ヶ岳。黒部五郎岳と笠ヶ岳の手前に、右方向に緩く傾斜した雲ノ平火山の溶岩台地が見える



第86図 放射年代に基づく立山火山の区分

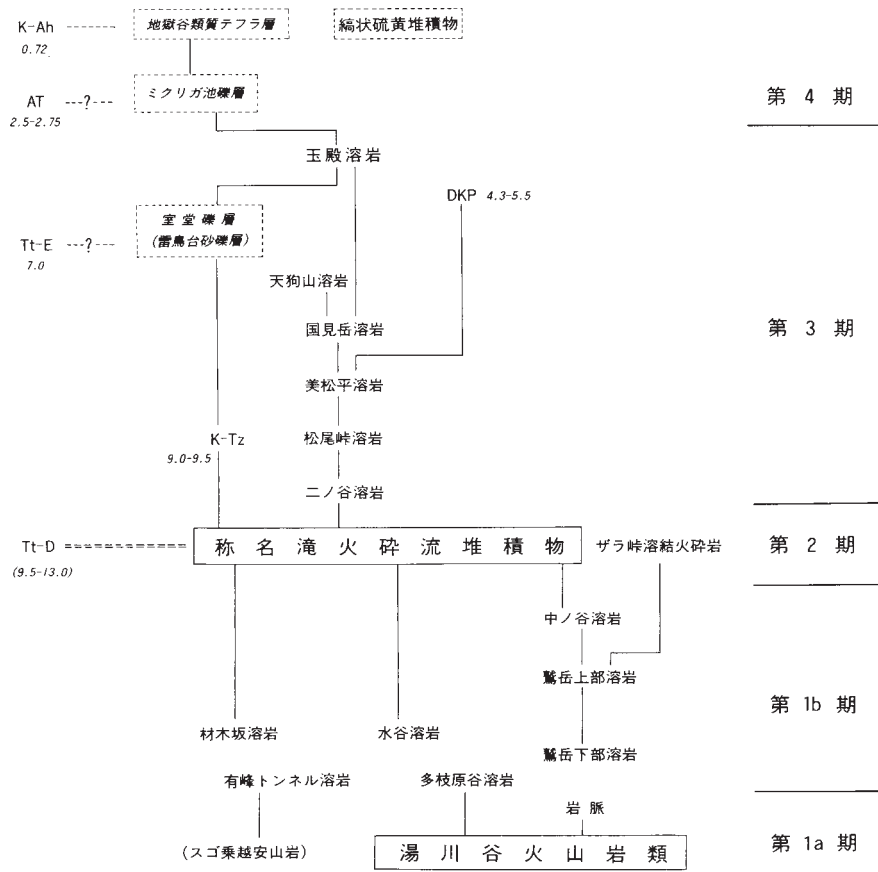
16試料のK-Ar年代測定に基づく中野ほか（1998）の図を一部修正



第87図 立山火山の活動期区分
Yamasaki et al. (1966) 及び本報告によるもの比較

び中ノ谷溶岩の噴出期である（15-10万年前）。このうち材木坂溶岩は本地域内には分布しない。この時期の噴出物は現在の立山カルデラ縁から周辺に分布するが、西方に孤立して材木坂溶岩が分布する（五百石地域内）。これらの噴出地点は不明である。

第2期は称名滝火砕流堆積物及びザラ峠溶結火砕岩の噴出期である。称名滝火砕流堆積物は強溶結していることが多い（図版VI）。立山カルデラの北から西にかけて広い分布を示し、南東方の五色ヶ原にも分布している。カルデラ南西方には分布しない。これらの噴出地点は不明である。カルデラ東方にわ



第88図 立山火山噴出物の層序関係

ミクリガ池礫層は小林 (1990a, b), 室堂礫層及び雷鳥台砂礫層は深井 (1975) 命名。地質図では, これらは氷河堆積物及び融氷水流堆積物として一括してあるほか, 地獄谷類質テフラ層は省略, 縞状硫黄堆積物は湖沼堆積物としてある。記号及び数字は広域テフラ及びその噴出年代 (万年) を表す (町田・新井, 1992; Machida, 1999)。各テフラは以下の文献による。XIV. も参照。

K-Ah: 折谷・吉井 (1987), 小林 (1983)。

AT: 町田・新井 (1992, p.36) の図には示されているが, 小林 (1990b) によると弥陀ヶ原では見いだされるが室堂-天狗平では見つかっておらず, ミクリガ池礫層との直接の関係は不明である。

DKP: 町田・新井 (1979) によると, 美松平溶岩を覆うことのみが確認されている。

Tt-E: 大町テフラ中の軽石層に対比されたのは, 雷鳥台砂礫層及び美女平の火砕流堆積物中の軽石・スコリア (町田・新井, 1979)。しかし, これらはいずれも二次堆積物であると訂正された (町田・新井, 1992; 町田・伊藤, 1996)。火山体付近ではこのテフラは発見されておらず, 立山火山噴出物との正確な対比はなされていないが, 小林 (1990b) によれば, Tt-Eは室堂礫層以降とされる。

K-Tz: 室堂礫層と称名滝火砕流堆積物の間に見いだされる (小林, 1990b)。

Tt-D: 称名滝火砕流堆積物に対比される (小林, 1975; 町田・新井, 1979)。なお, 層的にこのテフラの直上に位置するAso-3火山灰は12.3-11.0万年前とされる (Machida, 1999)



第89図 地獄谷の鍛冶屋地獄（1981年撮影）

昇華硫黄からなるこの噴気塔は1992年に活動を停止した。高さ約4m。1998年現在、このすぐ脇の噴気孔が活動していた



第90図 立山カルデラ内の新湯

直径約30mの円形をしており、爆裂火口と考えられている。pH約3、約70℃の強酸性温泉水（赤羽，1993）で、1858年の飛越地震後に冷水から熱湯に変わったとされる（例えば、大塚，1891a）

ずかに分布するザラ峠溶結火砕岩もこの時期の噴出物であると推定した。なお、火山体の東方に分布する立山Dテフラ (Tt-D) は称名滝火砕流堆積物に対比される降下軽石層である。

第3期は二ノ谷溶岩・松尾峠溶岩・美松平溶岩・国見岳溶岩・天狗山溶岩及び玉殿溶岩の噴出期である (9-4万年前)。現在の立山カルデラ内北東部にこれらの噴出地点があったと推定される。このステージの最末期の玉殿溶岩は、室堂氷期 (深井, 1974) に堆積した氷河堆積物及び融氷水流堆積物を覆う (XIV. 3参照)。なお、立山Eテフラ (Tt-E) はこの時期の降下軽石層とされるが、対比される噴出物は特定されていない。

第4期は室堂周辺のミクリガ池や地獄谷などの爆裂火口群の形成期であり、約4万年前以降である。この時期の堆積物としては地獄谷類質テフラ層と縞状硫黄堆積物があるが、これらの堆積物の形成以前 (約1万年前以前) の火山活動については明らかにされていない。地獄谷類質テフラ層は4層の火山灰を含み、地獄谷からの完新世の噴出物である。これらは立山氷期 (深井, 1974) に堆積した氷河堆積物及び融氷水流堆積物を覆う (XIV. 3参照)。地獄谷では現在も温泉・噴気活動が盛んである (第89図)。立山カルデラ内の刈込池や新湯 (第90図) もこの時期に形成された爆裂火口跡であると考えられている。

立山火山は開折が著しく、噴出中心が推定できるような山体復元が困難である。第1a期については、アグルチネートや岩脈の存在から少なくともその一部は鳶山の南から噴出した可能性がある。第1b期の五色ヶ原の噴出物では、鷲岳よりも北西-西方向に山体の中心があったらしい。鳶山東方に広がる氷河堆積物の構成物 (ほとんどが強溶結したアグルチネート岩塊からなり、花崗岩類は含まない) や流下方向からもそのような推定は支持される。そこでは標高2,800mを優に超える山体が存在したと推定される。第2期の火砕流については、五色ヶ原と室堂平の中間に噴出中心があったと考えるのが妥当と思われる。龍王岳-獅子岳間の火砕岩の分布及び頭頂部を欠く氷食谷の存在からは、この稜線の西側に標高2,800mを超える山体が存在したことは疑う余地はない。第3期については、室堂山南方に噴出中心が存在したことは、頭頂部を欠く氷食谷の存在からも支持される。山体は標高2,800-3,000mと推定される。これらの各活動期ごとの噴出中心がそれぞれ異なるのか、それともほぼ同一地点であったのか、現在のところ判断する根拠はない。しかし、乗鞍火山列のほかの多くの火山のように (例えば、中野ほか, 1995)、活動期ごとに噴出中心が移動し、ある方向性 (例えば南北方向) を持って火口配列が形成されたと考えるのがより自然であろう。これらのことから、立山火山の噴出中心は第4期の活動中心である地獄谷と越中沢岳との間にほぼ南北方向に配列していた可能性が考えられる。また、立山火山としては扱わなかったスゴ乗越安山岩の噴出中心も、その延長上にあつた可能性が高い。

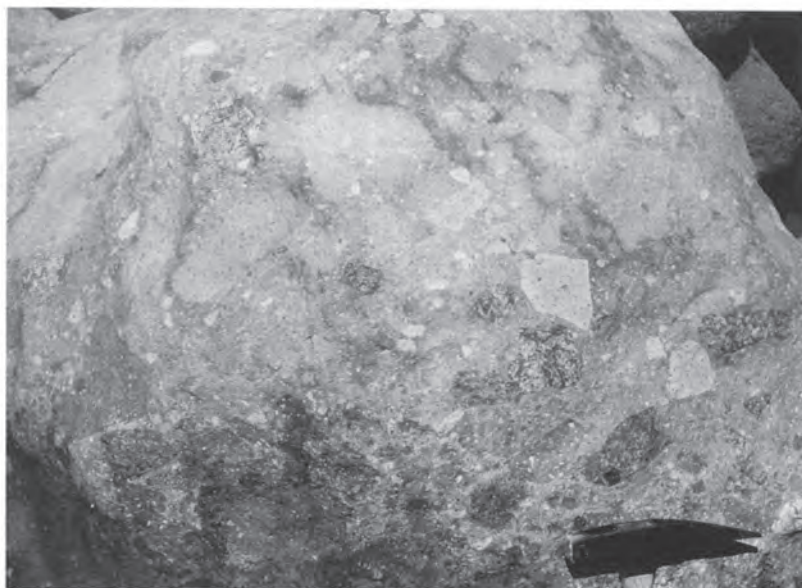
なお、Yamasaki *et al.* (1966) などにより立山カルデラは第2期の火砕流噴出に伴い形成された陥没カルデラとされたが、積極的にそれを支持する証拠は見いだされない。しかし、“立山カルデラ”の名称は多くの分野で使われ、すでに地名として定着していることから、これを湯川谷上流部の大規模崩壊地形全体を表す地名として用いる。

用語「火砕成溶岩」について

小林・藤本 (1994) は五色ヶ原台地を構成する火山噴出物について、その大部分が降下火砕岩に由来する岩滓集塊岩 (アグルチネート) - 溶岩シートであると述べた。彼らによると、これはスコリア質の降下

火砕堆積物と、その中央部で粒子が再溶融して生じた溶岩流を総称するものである。荒牧（1995, p.139）は、火砕物として噴出されたものが高温状態を保ちながら再び連続した液体（溶岩流）として流下したものを火砕成溶岩（clastogenic lava）と呼んだ。アグルチネートの成因について考察した小林哲夫（1998）は、安山岩—デイサイト質のアグルチネートとされた岩体の多くは火砕流起源であり、それが二次流動して流下した溶岩流となった例はないこと、実際に流下したように見えるものは、その直下の流動性を保持した溶岩流の流下によって運搬されたものであることを主張した。

立山火山にみられる溶岩には、一見塊状に見える溶岩中に大きさ数mから数十cm程度の外形をした岩片状の輪郭を示す構造が認められたり（強溶結したアグルチネートに由来すると考えられる）、その延長部では肉眼的にはほとんど不均質な構造を示さない通常のマッシブな溶岩流に見える部分に移化している例が多数ある。また、肉眼的には均質ではあるが、鏡下では石基の結晶度が不均質であったり、破片状の斑晶鉱物が卓越する例も少なくない。これらは水平方向にほとんど連続した露頭で観察されることもあり、一連の噴出物であることはほぼ断定できる。このような産状を示すものは、小林・藤本（1994）によって岩滓集塊岩—溶岩シートと呼ばれたものに相当すると考えられる。ただし、鉛直方向での詳細な岩相変化は観察できておらず、強溶結したアグルチネートに見える部分が小林（1998）の述べたように溶岩流によつて運搬された火砕物であるかは判断できない。また、アグルチネートが火砕流起源であるのか降下火砕物であるのかについてはここでは触れない。本報告では、これらの成因を問わず、通常の溶岩流に見えるが、明らかに強溶結したアグルチネートから移化したと考えられる溶岩について、火砕成溶岩という用語を用いる。



第91図 湯川谷火山岩類（Yk）下部の変質した火砕岩

安山岩礫のほか花崗岩・花崗閃緑岩礫も含まれる。一部の礫を除いて、“グリーンタブ”のように全体が緑色に変質している。湯川谷標高1,610m地点



第92図 湯川谷火山岩類 (Yk) 下部に挟まる礫岩層

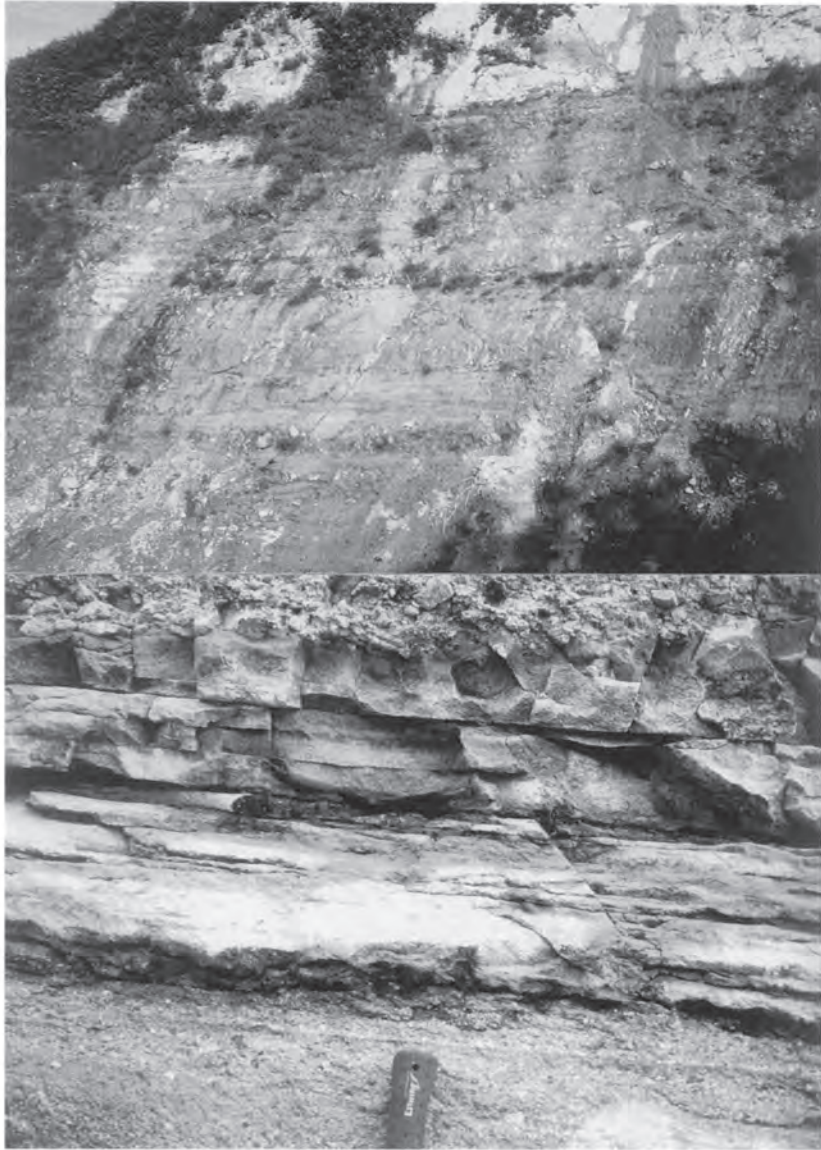
大きさ50cm以下の基盤岩の礫が卓越する。湯川谷1,670m地点に右岸から合流する沢の標高1,710m地点。レンズキャップの径約6cm

XIII. 2. 3 第1a期噴出物

湯川谷火山岩類 (Yk)

立山カルデラ内に広く分布する安山岩質の火砕岩・溶岩である。一部デイサイト溶岩を含み、下部には礫岩・砂岩・シルト岩を挟むことがある。鳶山付近や鬼岳の西を除いては硫気変質が著しい。本火山岩類は立山火山の最初期の噴出物であり、全層厚は700mを超える。

湯川谷・兎谷合流点の南-南東斜面や松尾谷中流及び新湯付近などでは、本火山岩類は緑色変質しており、“グリーントフ”に類似した火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩が分布している(第91図)。岩塊は大きさ20cm以下の安山岩角礫が多いが、基盤の花崗岩・花崗閃緑岩起源の礫も認められ、基質の固結度はよい。国見谷合流点付近では、ほぼ水平に成層した礫岩・砂岩・シルト岩が卓越する。下部では、最大径1mにも達する基盤岩礫(角礫ないし亜円礫)が卓越する礫岩が凝灰角礫岩に挟まるが、その上部では葉理が発達したシルト岩・砂岩が卓越するようになる(第92及び93図)。これらの碎屑岩層は、湯川谷本流から離れ標高が高くなるにつれ見られなくなる。湯川谷の左岸では、基盤の花崗岩・花崗閃緑岩類を不整合に覆っている露頭が数箇所で見られる(第94図)。兎谷の上部や国見谷中流部、松尾谷の最上部などでは塊状の溶岩流が卓越している。これらの溶岩はほとんどが弱変質ないし強変質であり、ところにより珪化が著しかったり粘土化していることもある。兎谷上部では、強変質部から未変質部へと漸移している。鬼岳西方では花崗閃緑岩を同質の角礫層(層厚約0.5m)が覆い、その上位を層厚約5mのデイサイト質の火砕物と、板状節理またはほぼ垂直の柱状節理が発達した層厚約30mの未変質の安山岩溶岩が覆っている。これらの地層境界面は西に約30-35°傾斜している。この溶岩の一部はデイサイ



第93図 湯川谷火山岩類 (Yk) 下部のシルト岩・砂岩層
葉理の発達したシルト岩・砂岩がほぼ水平に堆積している。露頭の高さ約30m (上の写真)。第92図の上方

ト質であり、複合溶岩流であると考えられる。鳶山の南の本火山岩類も未変質である。鳶山南のヌクイ谷の支流では、安山岩溶岩の上位に全層厚20m以上の二次堆積した火砕物や大きさ最大20mの火山弾・スコリアを含む火砕岩（アグルチネート）が分布している。また、越中沢岳の北斜面では、地表面に沿って北傾斜した安山岩溶岩が基盤岩を直接覆うのが認められ（第95図）、鳶谷源頭部では顕著な板状



第94図 湯川谷火山岩類 (Yk) 基底の花崗閃緑岩

花崗閃緑岩を花崗閃緑岩礫からなる礫岩が覆い、その上部では火山岩礫が卓越するようになる。湯田谷1,740mに左岸から合流する沢の標高1,830m地点

節理の発達した安山岩溶岩が認められた。

本火山岩類は全体としてみると、下部には水中堆積した碎屑岩及び火砕岩が、上部では塊状の溶岩が卓越するようになる。確認できた基盤との不整合面は、もっとも変質が著しい湯川谷（立山温泉から国見谷出合を中心とした地域）方向に傾斜する傾向が認められた。これらのことから次のように考えられる。本火山岩類堆積以前に国見谷合流点付近を中心とした凹地がすでに形成されていた。本火山岩類活動初期にはその凹地の中心部に湖沼が存在し、そこでは火砕物及び碎屑物の水中堆積がおこった。その後、湖沼は消滅し、乾陸上の溶岩・火砕岩が堆積していった。おそらく全層厚は1,000mを超すと推定される。

なお、五色ヶ原南のヌクイ谷支流に本火山岩類を貫く岩脈が存在するほかは岩脈や岩株は見つかっておらず、噴出地点を推定できるような証拠はない。本火山岩類の噴出地点は不明である。中野ほか（1998）によると、本火山岩類の噴出年代は南に分布するスゴ乗越安山岩と同時期の22-20万年前である。

本火山岩の岩質は、黒雲母・石英斑晶を伴うことがある角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩及び少量の紫蘇輝石普通輝石石英黒雲母角閃石デイサイトである。



第95図 湯川谷火山岩類 (Yk) の安山岩溶岩

層厚約50cmの下部クリンカーがあり、基盤の花崗岩の上部は赤く酸化している。ヌクイ谷源頭部、越中沢岳側支沢の一つ、標高2,340m地点

岩石記載

角閃石黒雲母石英紫蘇輝石普通輝石安山岩 (第6表のNo.5/R67542), $\text{SiO}_2=59.1\%$

産地・産状: 大山町, 越中沢岳北, 鶯谷源頭部標高2,220m地点, 溶岩

斑晶: 斜長石 (23.7%)・紫蘇輝石 (2.4%)・普通輝石 (3.8%)・角閃石 (0.7%, オパサイト化)・黒雲母 (0.8%, 大部分オパサイト化)・石英 (0.8%)・鉄チタン酸化物 (1.5%)

石基: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・石英・燐灰石

石英黒雲母含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (第6表のNo.8/R67545), $\text{SiO}_2=61.4\%$

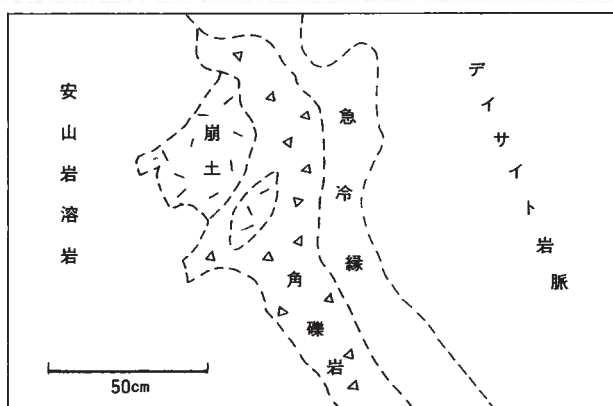
産地・産状: 大山町, 湯川谷支流滝谷左岸, 標高1,750m地点, 溶岩

斑晶: 斜長石 (23.6%)・紫蘇輝石 (1.9%, 一部粘土鉱物に変質)・普通輝石 (2.0%)・角閃石 (0.8%, 大部分オパサイト化)・黒雲母 (0.1%, 大部分オパサイト化)・石英 (0.1%)・鉄チタン酸化物 (2.0%)

石基: 斜長石・斜方輝石 (粘土鉱物に変質)・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス

岩脈Ⅲ (d)

鳶山の南方で湯川谷火山岩類に貫入する, 1枚のデイサイト質の岩脈である。岩脈の幅は約15m, 走向はN45°Wでほぼ垂直である。この岩脈には約15cmのガラス質の急冷縁があり, 急冷縁と母岩の安山岩溶岩の間には, 平均30cmの厚さの黄褐色の角礫岩がある (第96図)。この角礫岩は径10cm以下の



第96図 湯川谷火山岩類 (Yk) を貫く岩脈 (d)

岩脈には急冷縁 (黒色部) が発達し、母岩の安山岩溶岩との間に花崗岩礫が卓越する角礫岩が挟まれる。ヌクイ谷1,860 m地点から枝分かれする右俣の標高2,250m地点

花崗岩礫が卓越し、基質はそれらの細粒物からなる。この付近では火山噴出物がごく薄いことから、岩脈形成に伴い基盤の花崗岩が破碎されて上昇してきたものと考えられる。この角礫岩帯と母岩の境界は複雑に入り込んでいる。本岩脈の岩質は角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイトであり、化学組成上は流紋岩に近く、立山火山噴出物の中では著しく珪長質である。本岩脈と岩質の類似した噴出物は見つからない。貫入時期は不明であるがここでは第1a期に含めた。

岩石記載

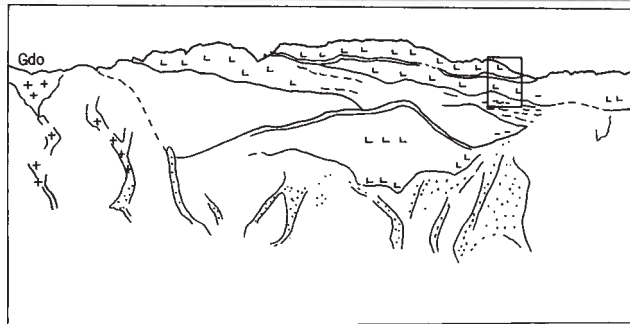
角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト (第6表のNo.10/R67547), $\text{SiO}_2=69.8\%$

産地・産状：大山町，鳶山南，ヌクイ谷支流標高2,250m地点，岩脈
斑晶：斜長石（11.6%）・紫蘇輝石（0.5%）・普通輝石（0.4%）・角閃石（0.1%）・鉄チタン酸化物（0.3%）
石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス

XII. 2. 4 第1b期噴出物

有峰トンネル溶岩（Ar）

立山カルデラの西，有峰トンネル付近に分布する安山岩溶岩である。スゴ乗越安山岩を覆う。空中写真判読では，跡津川断層による変位が認められる。トンネル西側の入口付近では，柱状節理または板状節理が発達する一枚の溶岩である。露頭で確認できる層厚は約20mであるが，全層厚は200mを超えると推定される。トンネルの東側では，縞状構造が見られる黒雲母を含まない安山岩の転石を確認しており，岩質の異なる溶岩が上位に分布する可能性もある。本溶岩の噴出年代は，中野ほか（1998）によると15-12万年前である。岩質は角閃石黒雲母紫蘇輝石普通輝石安山岩である。



第97図 カルデラ壁に露出する多枝原谷溶岩（Ds）
湯川谷支流，多枝原谷の源頭部。右上の枠は第98図の位置

岩石記載

角閃石黒雲母紫蘇輝石普通輝石安山岩（第6表のNo.11/R67548）， $\text{SiO}_2=61.8\%$

産地・産状：大山町，有峰トンネル西入口，標高1,320m地点，溶岩

斑晶：斜長石（31.2%）・紫蘇輝石（1.7%）・普通輝石（4.8%）・角閃石（0.6%，一部オパサイト化）・

黒雲母（0.7%，一部オパサイト化）・鉄チタン酸化物（1.9%）

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

多枝原谷溶岩（Ds）

立山カルデラの両壁，多枝原谷源頭部に分布する安山岩溶岩である。また，越中沢岳の北斜面では同



第98図 多枝原谷溶岩（Ds）上部の溶岩層

上位は厚さ15m，火砕物を挟んで下位は厚さ20mの安山岩溶岩，その下位には層厚40m以上のやや成層した火山角礫岩ないし凝灰角礫岩，露頭の位置は第97図の枠内

質の溶岩が湯川谷火山岩類を覆うが、これも本溶岩に含めた。

多枝原谷の源頭部は1858年の飛越地震の崩壊源の一つである（第97図）。上部は2枚の安山岩溶岩からなり（第98図）、下部は少なくとも2枚の溶岩を含む溶岩・火砕岩である。これらの全層厚は250mに達する。下部と上部の間には層厚40mの成層した火山角礫岩・凝灰角礫岩が挟まる。また、下部の中には連続性のよい層厚10-20m程度の碎屑物層を含むことが遠望できるが、この堆積物は確認していない。中野ほか（1998）によると本溶岩は15-12万年前の噴出物である。本溶岩の上部溶岩は紫蘇輝石普通輝石安山岩で、ごく少量の角閃石・かんらん石・石英を含むことがある。下部は石英黒雲母含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩である。

越中沢岳の北にはやや板状節理の発達した層厚10-15mの紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩が露出している。岩質から多枝原谷源頭部の上部に露出する溶岩に対比したが、後述する鷲岳上部溶岩とも類似しており、どちらの溶岩に対比するかは再検討の余地がある。

岩石記載

紫蘇輝石普通輝石安山岩（第6表のNO.13/R67550）、 $\text{SiO}_2=59.8\%$

産地・産状：大山町、多枝原谷源頭部、標高1,950m地点、溶岩

斑晶：斜長石（18.7%）・紫蘇輝石（2.4%）・普通輝石（3.4%）・黒雲母（<0.1%）・鉄チタン酸化物（1.30%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メノスタシス

水谷溶岩（Mz）

湯川谷の右岸沿いに、クズノ谷から松尾谷にかけて分布する安山岩ないしデイサイト溶岩である。クズノ谷上流・水谷・泥鱈池の北側に好露頭がある。クズノ谷の左俣では全層厚が200mを超えると推定され、最上流部には板状節理の発達した層厚20mの塊状溶岩が分布する。その下流では、一見塊状に見える溶岩中に、岩塊と基質が一体化しているものの破片状であったことを示す輪郭を持つ不明瞭な構造が認められ、火砕成溶岩である可能性を示している。クズノ谷の右俣では柱状節理が発達する部分が見られる。水谷（砂防工事専用軌道終点付近）では層厚60mを超える柱状節理や板状節理の発達した1枚の塊状溶岩であるが、おそらく全層厚は200m以上である。中野ほか（1998）によれば本溶岩は15-12万年前の噴出物とされる。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩―デイサイトであり、少量の黒雲母や角閃石斑晶を含む。

岩石記載

紫蘇輝石普通輝石安山岩（第6表のNo.18/R67555）、 $\text{SiO}_2=60.1\%$

産地・産状：立山町、湯川谷右岸、泥鱈池北西、標高1,390m地点、溶岩

斑晶：斜長石（27.8%）・紫蘇輝石（2.8%）・普通輝石（5.9%）・角閃石（<0.1%・一部オパサイト化）・鉄チタン酸化物（1.7%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・石英・燐灰石・メノスタシス

鷲岳下部溶岩 (Ws1)

立山カルデラの東、鷲岳付近に分布する安山岩溶岩である。湯川谷火山岩類を覆う。ザラ峠南西の崖に成層して露出する火山噴出物の最下部を占め(第99図)、層厚は約100mである。基盤の花崗岩との間に、少なくとも2枚の降下スコリア層や二次堆積物を含む最大層厚20m以上の成層した未固結層を挟む。五色ヶ原東部では、アグルチネートに似た岩相を示し、火砕成溶岩の特徴を示す。本溶岩の岩質は(かんらん石)石英角閃石紫蘇輝石黒雲母普通輝石安山岩であるが、下位の降下スコリアは紫蘇輝石普通輝石安山岩質である。本溶岩の噴出は、中野ほか(1998)によれば15-12万年前である。

岩石記載

かんらん石石英角閃石紫蘇輝石黒雲母普通輝石安山岩(第6表のNo.22/R67559), $SiO_2=58.9\%$

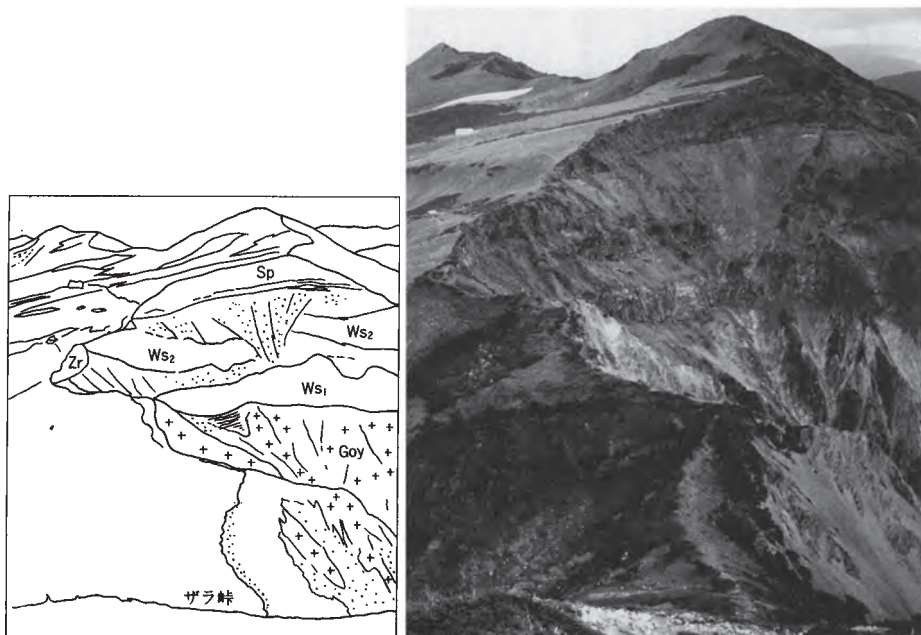
産地・産状: 大山町, ザラ峠南西, 標高2,350m地点, 溶岩

斑晶: 斜長石(25.6%)・かんらん石(0.7%)・紫蘇輝石(1.1%)・普通輝石(2.7%)・角閃石(1.1%, 大部分オパサイト化)・黒雲母(1.4%, 一部オパサイト化)・石英(0.7%)・鉄チタン酸化物(1.9%)

石基: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス

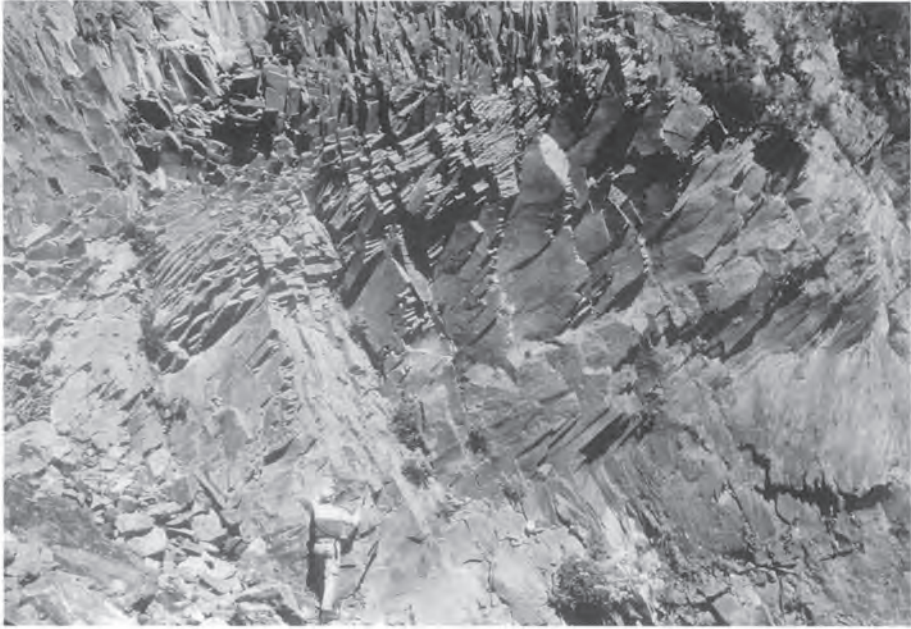
鷲岳上部溶岩 (Ws2)

立山カルデラの西、鷲岳・鳶山から東方にかけて広く分布する安山岩及びデイサイト溶岩である。東



第99図 五色ヶ原北面の成層構造

湯川谷に面した崖では、鷲岳下部溶岩 (Ws1)、鷲岳上部溶岩 (Ws2)、称名滝火砕流堆積物 (Sp) 及びザラ峠溶結火砕岩 (Zr) が露出する。左の山頂が鳶山、右が鷲岳



第100図 鷲岳上部溶岩 (Ws2) の板状節理

この上位にもう1枚の同質の溶岩がある。中ノ谷1,900m地点に右岸から合流する沢の右俣，標高2,110m地点

方の刈安峠から中ノ谷を挟んで対岸の尾根上にもその延長部が分布している。本溶岩は五色ヶ原台地の主体を構成する溶岩である。ヌクイ谷左岸や中ノ谷右岸では少なくとも2枚の溶岩流からなるが、最大層厚は250mを超えると推定される。湯川谷火山岩類及び鷲岳下部溶岩を覆う。板状節理が発達することが多い(第100図)。鷲岳山頂部では2枚のデイサイト溶岩流であるが、見かけは安山岩と区別がつかない。ところにより流理構造や板状節理が見られる。中野ほか(1998)によれば、本溶岩の噴出年代は11-10万年前である。なお、ヌクイ谷左岸では基盤との間の二次堆積物中に層厚約50cmの紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイト軽石凝灰岩が認められた。本溶岩の岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩及びデイサイトであり、少量のかんらん石や角閃石を含むことがある。

岩石記載

かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩(第6表のNo.25/R67562)， $\text{SiO}_2=58.1\%$

産地・産状：大山町，鷲山南，ヌクイ谷支流，標高2,250m地点，溶岩

斑晶：斜長石(31.3%)・かんらん石(0.1%)・紫蘇輝石(3.3%)・普通輝石(4.2%)・鉄チタン酸化物(2.0%)

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト (第6表のNo.29/R67566) , $\text{SiO}_2=64.8\%$

産地・産状: 大山町, 鷲岳南, 標高2,530m地点, 溶岩

斑晶: 斜長石 (22.0%) ・紫蘇輝石 (1.7%) ・普通輝石 (1.2%) ・角閃石 (0.1%, 一部オパサイト化) ・鉄チタン酸化物 (1.3%)

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

中ノ谷溶岩 (Na)

五色ヶ原の東, 中ノ谷の支流にのみ分布が確認された安山岩溶岩である. 鷲岳上部溶岩を覆う. 層厚30m以上の1枚の溶岩であるが, 下部10mでは縞状構造 (流理構造) が顕著であり (第101図), 中央部より上では板状節理が発達するようになる. 岩質はかんらん石含有黒雲母角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩である. 岩質が異なることから鷲岳上部溶岩と区別した.

岩石記載

かんらん石含有黒雲母角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (第6表のNo.30/R67567) , $\text{SiO}_2=59.5\%$

産地・産状: 大山町, 五色ヶ原東, 中ノ谷支流, 標高2,230m地点, 溶岩

斑晶: 斜長石 (27.2%) ・かんらん石 (0.1%) ・紫蘇輝石 (1.0%) ・普通輝石 (2.0%) ・角閃石 (0.5%, オパサイト化) ・黒雲母 (0.4%, 一部オパサイト化) ・鉄チタン酸化物 (1.0%)

石基: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス



第101図 中ノ谷溶岩 (Na) の流理構造

赤褐色 (酸化部) と淡灰色 (酸化していない部分) が縞状になってほぼ水平方向に連続する. 中ノ谷1,900m地点に右岸から合流する沢の左俣, 標高2,270m地点

XIII. 2. 5 第2期噴出物

称名滝火砕流堆積物 (Sp)

称名滝付近を中心に、東は称名川上流雷鳥沢まで、西は五百石地城の美女平付近までの広範囲に分布する安山岩—デイサイト質の火砕流堆積物である。そのほか、美女平の西方、大山町小見付付近までの常願寺川の両岸に段丘状に残された小分布地が何箇所か認められている（野沢・坂本, 1960 ; Yamasaki *et al.*, 1966）。また、立山カルデラ南東部、五色ヶ原の表層部にも分布しており、その東方の黒部湖に近い



第102図 称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (1)

非溶結の軽石流堆積物。大きさ10cm以下のデイサイト軽石（白色）のほか、少量の縞状軽石を含む。約10cmの砂質層を挟み、フローユニット境界が認められた。称名川2,050—2,060m地点の左岸（大谷の合流点）

尾根上にも分布していることが転石により推定される。なお、雷鳥沢の西、室堂乗越付近の稜線上にも氷河堆積物及び融氷水流堆積物に覆われて分布する（XIV. 3参照）ことから、火砕流の一部は尾根を乗り越えて現在の立山川方面にも流下したと考えられる。西大谷山と奥大日岳のほぼ中間にある平坦面（地質図では氷河堆積物及び融氷水流堆積物に区分）には本火砕流堆積物が堆積している可能性があるが、確認していない。本火砕流堆積物は水谷溶岩・鷲岳上部溶岩及び中ノ谷溶岩を覆う。

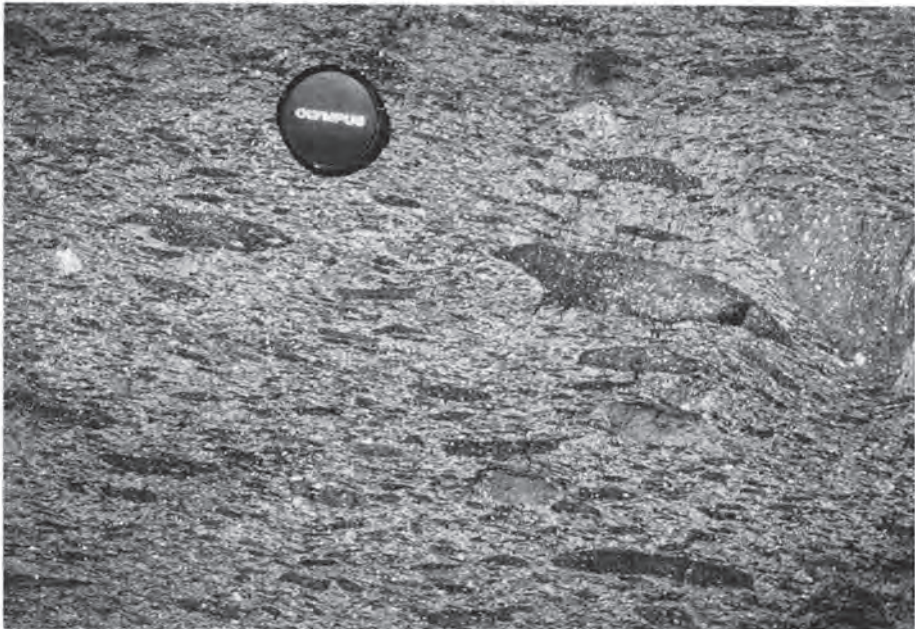


第103図 称名滝火砕流堆積物（Sp）の岩相（2）

強溶結部に形成された陥穴。まれに10cm以下の安山岩礫を含む。弥陀ヶ原の南，1,612m三角点の南東約400mの沢底（標高1,570m地点）

本火砕流堆積物では強溶結した軽石流堆積物が卓越する。これは、噴出源から離れた下流域の大部分を占める岩相であると考えられる。非溶結部は常願寺川支流の鬼ヶ城谷と称名川上流のソーメン滝下付近においてのみ確認した（第102図）。甌穴が形成されていることがある（第103図）。弥陀ヶ原以西ではユータキシティック構造（第104図）が顕著に発達し、実際は多くのフローユニットからなると考えられるがユニット境界を示す構造はほとんど認められない。落差350mの称名滝が懸かる部分はすべて溶結凝灰岩であり、ここでは全層厚は約450mに達する。部分的に柱状節理が発達する。しかし、称名滝の北、大日平への登山道がある牛ノ首では、本火砕流堆積物はわずか層厚3m程度しかなく、直接基盤の花崗閃緑岩を覆っており、ここから称名滝の滝壺までの基底面の平均傾斜は約30°に達する。また、称名滝南方のクズノ谷では、本火砕流堆積物の厚さは150mを超えない。このような分布形態から、本火砕流堆積以前は現在の称名滝付近かそのやや南に谷底を持つ深い渓谷（旧常願寺川）が発達していたと考えられている（小笠原・深井，1962）。

顕著なユータキシティック構造は認められないが固結度がよく、おそらく強溶結している岩相が、一ノ谷・獅子ヶ鼻岩・ガキ田北の沢・ソーメン滝及びその南の沢（大谷）などで見られる。礫の濃集による成層構造が発達し、多数のフローユニットからなることが認識できる。弱い柱状節理が発達することがある。軽石やスコリアを欠き、大きさ1m以下、多くは0.5m以下の緻密な岩塊が多数含まれていることが多い（第105図）。ところにより、軽石やスコリアが多く含まれることもある。これらの緻密な岩塊は安山岩質またはデイサイト質であり、縞状になった岩塊も多数存在する。基質はそれらの細粒物が



第104図 称名滝火砕流堆積物（Sp）の岩相（3）

ユータキシティック構造が発達する強溶結部。偏平化した黒曜岩レンズが顕著。変形していない安山岩岩片も含まれる（右端）。レンズキャップ径約6cm。常願寺川右岸の鬼ヶ城谷（転石）



第105図 称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (4)

大きさ50cm以下の緻密な岩塊が含まれる。この露頭では岩塊の約5分の1がデイサイト質、残りが安山岩質。縞状岩片も多く含まれる。立山高原ホテル東の崖、安山岩溶岩の下位に露出する

らなり、岩塊に乏しい部分では塊状溶岩のような見かけを呈することがある。

室堂周辺の浄土沢左岸や室堂乗越の東では、成層構造の顕著な弱溶結ないし中程度に溶結したスコリア質火砕流堆積物である(第106図)。露頭で確認できる層厚は約20mである。大きさ10cm以下の、不規則な形をしたガラス質のやや発泡した安山岩岩塊やスコリアが卓越するが、縞状スコリアや扁平化したデイサイト軽石も含まれる。下部では10m以下の基盤岩礫が多く認められることがある。基質は中粒ないし極粗粒砂大のスコリア片からなる。五色ヶ原に分布する本火砕流堆積物は、非溶結ないし中程度の溶結であり、大きさ20cm以下の、緻密な安山岩岩塊を多く含む。縞状構造を持つ岩塊や、やや発泡したスコリア・軽石も含まれる。弱い柱状節理が発達することがあり、最大層厚は40mに達する。岩塊の濃集による弱い成層構造が見られる(第107図)。

Yamasaki *et al.* (1966) によると、本火砕流堆積物の下部はデイサイト質の軽石流、上部は安山岩質のスコリア流である。上述したように、火砕流流下の下流域では強溶結した軽石流堆積物、中流域では緻密な岩塊を含む成層した火砕流、そして噴出口に近いと思われる東部ではスコリア流堆積物が分布している。それらの直接の上下関係は確認できていないものの、全体の分布からは下部から上部へ軽石流か



第106図 称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (5)

弱ないし中程度の溶結度のスコリア流堆積物。露頭の高さ約20m。ほぼ水平に成層している。雷鳥荘の東約400m，浄土沢左岸



第107図 称名滝火砕流堆積物 (Sp) の岩相 (6)

弱溶結し，弱い成層構造が見られる。緻密な岩塊や火山弾が多数含まれる。五色ヶ原北の崖の最上部。左は崖の東部，右は崖の西部で写真の高さ約2m

らスコリア流と変化したと判断してよいと思われる。本火砕流堆積物の岩質は、かんらん石・黒雲母・石英を含むことがある角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩ないし石英をしばしば含む紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石デイサイトである。

本火砕流堆積物は、大町テフラ中の大町Dテフラ (Tt-D) に対比されており (小林, 1975; 町田・新井, 1979), 町田・新井 (1992) によれば13.0-9.5万年前の噴出物である。中野ほか (1998) によると, 本火砕流堆積物が覆う五色ヶ原の溶岩が11-10万年前の噴出物であり, また, 本火砕流堆積物を覆う溶岩は9万年よりも新しい。このTt-Dから直接得られた年代値としては大村ほか (1988) によるアイオニウム年代があり, 9.4万±0.8万年前である。これらの年代値は矛盾しない。しかし, 層位的にTt-Dの直上に位置するとされる広域火山灰Aso-3は, 最新の研究では12.3-11.0万年前とされており (Machida, 1999), 年代値に矛盾が生ずる。

岩石記載

黒雲母角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (第6表のNo.31/R67568), $\text{SiO}_2=54.8\%$

産地・産状: 立山町, 室堂乗越東, 標高2,330m地点, 火砕流堆積物中のスコリア

斑晶: 斜長石 (7.9%)・紫蘇輝石 (0.7%)・普通輝石 (1.3%)・角閃石 (0.3%)・黒雲母 (0.2%)・鉄チタン酸化物 (0.8%)

石基: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・角閃石・鉄チタン酸化物・褐色ガラス

紫蘇輝石普通輝石石英黒雲母角閃石デイサイト (第6表のNo.38/R67575), $\text{SiO}_2=62.6\%$

産地・産状: 立山町, 室堂乗越東, 標高2,330m地点, 火砕流堆積物中の軽石

斑晶: 斜長石 (29.5%)・紫蘇輝石 (0.2%)・普通輝石 (0.5%)・角閃石 (9.2%)・黒雲母 (8.7%)・石英 (2.9%)・鉄チタン酸化物 (2.0%)

石基: 斜長石・斜方輝石・角閃石・鉄チタン酸化物・燐灰石・無色ガラス

ザラ峠溶結火砕岩 (Zr)

立山カルデラの東端, ザラ峠の南に分布する強溶結した安山岩質の火砕岩である。鷲岳上部溶岩を覆う。ザラ峠南西のカルデラ壁に好露頭があり, 層厚は約20mである。この崖の西方に露出する称名滝火砕流堆積物に比べ, 岩塊含有量 (岩塊/基質比) や岩塊径も大きく, 大型の岩塊は大きさ最大50cm以上にも達する。基質は強溶結している。カルデラ壁から南東方向へは同質の火砕岩が分布しているが, その延長上の中ノ谷に面した末端の崖では層厚20m以上の谷埋めの溶岩流が露出する。ここでは基質と岩塊の境界がところにより認められ, この部分は火砕成溶岩であると考えられる。

本火砕岩は岩質的には称名滝火砕流堆積物の一部と共通するが, 岩塊含有量や岩塊径が大きく, また溶岩流に移化していると考えられるなど, 岩相が異なると判断した。また, 全体として火砕岩相が卓越することから, ザラ峠溶結火砕岩と命名した。五色ヶ原北東部での分布高度は称名滝火砕流堆積物よりもやや低い。直接の層序関係は不明であるが, 称名滝火砕流堆積物とほぼ同時期かやや新しい堆積物であると考えられる。岩質は黒雲母石英普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である。

この火砕岩と同質の溶結した火砕岩は, 立山連峰-五色ヶ原間の主稜線, 獅子岳-鬼岳間の鞍部 (標高約2,610m) 及び鬼岳-龍王岳間の鞍部 (標高約2,660m) に分布している。ここでは岩塊と基質の区別が明瞭なアグルチネートである。これらの地点は, 頂頭部を欠く氷食谷の谷底である。分布する火砕岩の給源は西方にあったはずであり, かつては標高2,800mを優に超える火山体山頂部が稜線の西側に存在していたと推定される。なお, 確実な露頭は確認しておらず, 分布する火砕岩は氷河により運搬されてき

たブロックである可能性は否定できない。

岩石記載

黒雲母石英普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩（第6表のNo.40, 41/R67578）, $\text{SiO}_2=55.6\%$, 57.6%

産地・産状：大山町，五色ヶ原東（五色ヶ原山莊東方1.0km），標高2,270m地点，溶岩

斑晶：斜長石（10.2%）・紫蘇輝石（0.7%）・普通輝石（0.6%）・角閃石（2.5%，オパサイト化）・黒雲母（0.4%，オパサイト化）・石英（0.5%）・鉄チタン酸化物（0.8%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス

XIII. 2. 6 第3期噴出物

二ノ谷溶岩（Ni）

弥陀ヶ原・大日平から五百石地域内の美女平の南にかけて分布する安山岩溶岩である。称名滝火砕流堆積物を覆う。本溶岩の大部分が火砕成溶岩の特徴を残すが、一部では板状節理や柱状節理が見られる。大日平・弥陀ヶ原・上ノ小平などの平坦面の表層は本溶岩からなる。称名滝火砕流堆積物により構成された平坦面を薄く覆うように分布しており、最大層厚は50-100mである。弥陀ヶ原ハンノキ谷では地形的には少なくとも2枚の溶岩流からなり、標高1,640-1,670m付近の急崖が上位の溶岩流の先端部である。称名滝の落口上部から大観台、そして五百石地域内の悪城壁へと続く称名川沿いの垂壁の最上部約50mが本溶岩である。この部分はその下位の称名滝火砕流堆積物とは節理が異なっており、ややオーバーハングした崖となっている。この様子は、称名滝から一ノ谷までの称名川沿いに観察できる（第108



第108図 称名滝上部の二ノ谷溶岩（Ni）

左下に称名滝の落口。称名川沿いの崖の上部50mは安山岩溶岩が占める。矢印の位置に下位の称名滝火砕流堆積物との境界がある。大観台より



第109図 称名川支流一ノ谷に懸かる不動滝の二ノ谷溶岩 (Ni)
矢印の位置に境界があり、称名滝火砕流を覆う (上) . 下は滝の落口に発達する細かい柱状節理

及び109図)。一ノ谷の不動滝は本溶岩に懸かっており、滝の上部では柱状節理が発達している（第109図）。中野ほか（1998）によれば、本溶岩は9万年前よりも新しい噴出物である。岩質は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩であり、少量の黒雲母や石英、かんらん石斑晶を含むこともある。

岩石記載

黒雲母石英含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩（第6表のNo.44/R67580）， $\text{SiO}_2=58.4\%$

産地・産状：立山町，下ノ小平，道路沿い，標高1,370m地点，溶岩

斑晶：斜長石（11.8%）・かんらん石（<0.1%）・紫蘇輝石（0.7%）・普通輝石（1.7%）・角閃石（1.1%，大部分オパサイト化）・黒雲母（0.1%，大部分オパサイト化）・石英（0.2%）・鉄チタン酸化物（0.6%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス

松尾峠溶岩（Mt）

松尾峠周辺に分布する安山岩溶岩である。地形的に、称名滝火砕流堆積物及び二ノ谷溶岩を覆うと判断した。立山有料道路沿いでは層厚約3mの塊状の溶岩である。カルデラ壁に露出する最大層厚200m程度の溶岩層は本溶岩であると推定されるが、確認していない。岩質は（黒雲母含有）紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩である。

岩石記載

紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩（第6表のNo.47/R67583）， $\text{SiO}_2=58.1\%$

産地・産状：立山町，弥陀ヶ原，立山荘南西，道路沿い，標高1,920m地点，溶岩

斑晶：斜長石（14.4%）・紫蘇輝石（1.4%）・普通輝石（1.6%）・角閃石（2.2%，大部分オパサイト化）・鉄チタン酸化物（0.8%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス

美松平溶岩（Mm）

美松平付近に分布する安山岩溶岩である。地形的に松尾峠溶岩を覆うと判断した。カルデラ壁に露出する最大層厚100m程度の溶岩層は本溶岩であると推定されるが、確認していない。立山有料道路沿いでも小露頭が観察でき、立山有料道路沿いでは層厚約5mの塊状の溶岩である。岩質は黒雲母角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

岩石記載

黒雲母角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩（第6表のNo.48/R67584）， $\text{SiO}_2=61.9\%$

産地・産状：立山町，弥陀ヶ原，立山荘北東，道路沿い，標高2,010m地点，溶岩

斑晶：斜長石（29.4%）・紫蘇輝石（3.4%）・普通輝石（5.6%）・角閃石（0.2%）・黒雲母（0.2%）・鉄チタン酸化物（2.9%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・褐色ガラス

国見岳溶岩（Km）

国見岳を中心に分布する安山岩溶岩である。天狗平に分布する安山岩溶岩も岩質が共通しており、こ

れも本溶岩に含める。称名滝火砕流堆積物及び美松平溶岩を覆う。国見岳周辺のカルデラ壁（第110図）や称名川に面した天狗平北の崖に連続した本溶岩の好露出が見られ、部分的に板状節理が発達する。本溶岩からなる国見岳の東西両側斜面は氷食谷の側面であるとされている。国見岳付近での最大層厚は約200m、称名川沿いでは層厚約50mの1枚の溶岩である。岩質は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩で、石英・かんらん石・黒雲母を含むことがある。

岩石記載

黒雲母含有かんらん石紫蘇輝石角閃石普通輝石安山岩（第6表のNo.52/R67588）， $SiO_2=62.0\%$

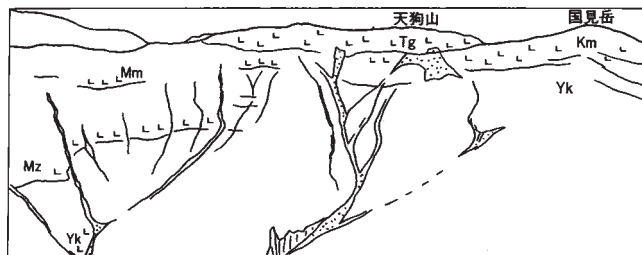
産地・産状：立山町，国見岳山頂の東，標高2,600m地点，溶岩

斑晶：斜長石（19.4%）・かんらん石（0.3%）・紫蘇輝石（1.4%）・普通輝石（2.8%）・角閃石（2.1%、一部オパサイト化）・黒雲母（0.1%）・鉄チタン酸化物（1.2%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・磷灰石・無色ガラス

天狗山溶岩（Tg）

天狗山に分布するデイサイト溶岩である。国見岳溶岩を覆う。カルデラ壁に好露出が見られ（第111図），最大層厚は約100mの塊状の溶岩である。流理構造が発達することがある。国見岳との間の谷は氷食谷であるとされる。岩質は黒雲母紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイトであり，白色ないし淡灰色の石基中に斜長石・角閃石斑晶が目立つ特徴がある。



第110図 カルデラ壁に露出する国見岳溶岩（Km）と天狗山溶岩（Tg）
天狗山溶岩が国見岳溶岩を覆う。立山カルデラ砂防博物館提供



第111図 カルデラ縁に露出する天狗山溶岩 (Tg)
左側がカルデラ、右側へは氷食された急崖が続く。天狗山南東約300m

岩石記載

黒雲母紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイト (第6表のNo.54/R67590) , $\text{SiO}_2=62.9\%$

産地・産状：立山町，天狗山山頂，標高2,520m地点，溶岩

斑晶：斜長石 (29.6%) ・紫蘇輝石 (1.5%) ・普通輝石 (1.5%) ・角閃石 (6.4%) ・黒雲母 (0.5%) ・鉄チタン酸化物 (1.4%)

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・角閃石・黒雲母・鉄チタン酸化物・燐灰石・無色ガラス

玉殿溶岩 (Tm)

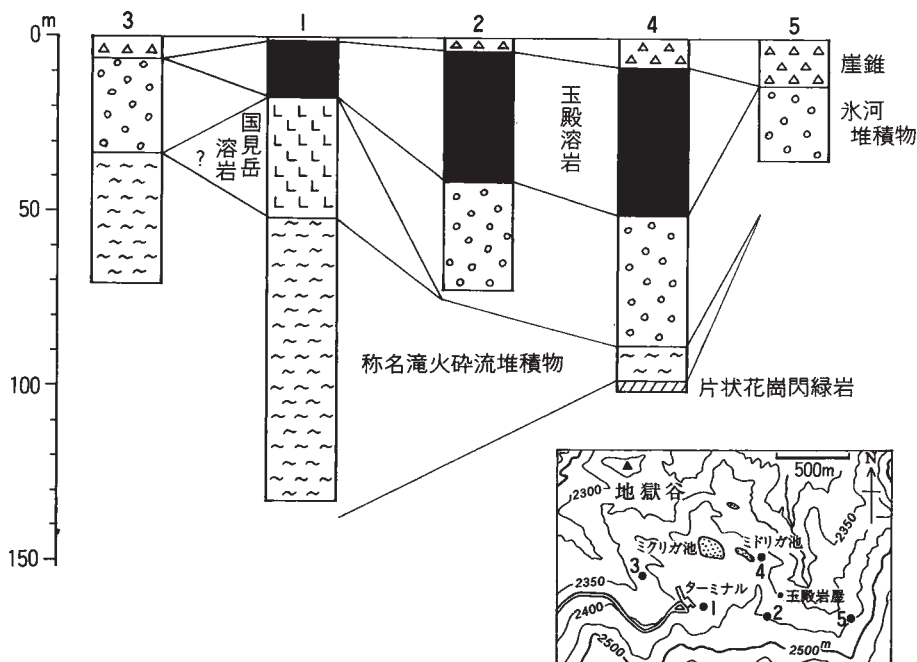
室堂周辺に分布するデイサイト溶岩である。玉殿岩屋から地獄谷の北にかけて、さらに、浄土山西(室堂山)のカルデラ壁から室堂平までの斜面を構成する溶岩である。カルデラ壁では国見岳溶岩を、室堂周辺では氷河堆積物及び融氷水流堆積物を覆う (XIV. 3参照)。本溶岩は化学組成上デイサイトとしたが、外観は青灰色～淡灰色の安山岩である。

玉殿岩屋からミドリガ池の東では顕著な板状節理が発達し、露頭での層厚は20m程度の1枚の溶岩である (第112図)。ミドリガ池付近では最大層厚が40mを超えることがボーリング調査により確かめられている (津嶋・石垣, 1960 ; 第113図)。室堂山付近ではアグルチネート様の岩相を示すところもあり、本溶岩は火砕成溶岩と考えられる。室堂山から室堂平にかけては、本溶岩の上に基盤の花崗閃緑岩礫が多数散在している。また、本溶岩が、氷食によると考えられる丸みを帯びた羊背岩となっていたり、



第112図 玉殿岩屋の玉殿溶岩 (Tm)

ほぼ水平な板状節理が発達する。露頭の高さは約20m



第113図 室堂周辺の地質柱状図

立山トンネル開削のために行われたボーリング調査に基づく(津嶋・石垣, 1960)。本報告の地質区分にあわせ、修正した。原著では、国見岳溶岩は天狗溶岩, 称名滝火砕流堆積物は集塊岩質泥岩と安山岩溶岩(天狗型角閃石安山岩)の互層, 水河堆積物は砂礫または岩屑砂礫などとなっている。崖錐は原著どおりであるが、この一部は水河堆積物及び融水水流堆積物に相当すると考えられる

その表面には流理構造と斜交する擦痕が認められることがある。カルデラ壁付近で確認できる層厚は最大10-20m程度である。本溶岩からは、清水ほか（1988）により $0.06 \pm 0.01\text{Ma}$ 及び $0.03 \pm 0.03\text{Ma}$ 、松本ほか（1991）により $0.047 \pm 0.009\text{Ma}$ のK-Ar年代が報告されている。本溶岩の岩質は角閃石紫蘇輝石普通輝石デイサイトである。

岩石記載

角閃石紫蘇輝石普通輝石デイサイト（第6表のNo.55/R67591）， $\text{SiO}_2=63.8\%$

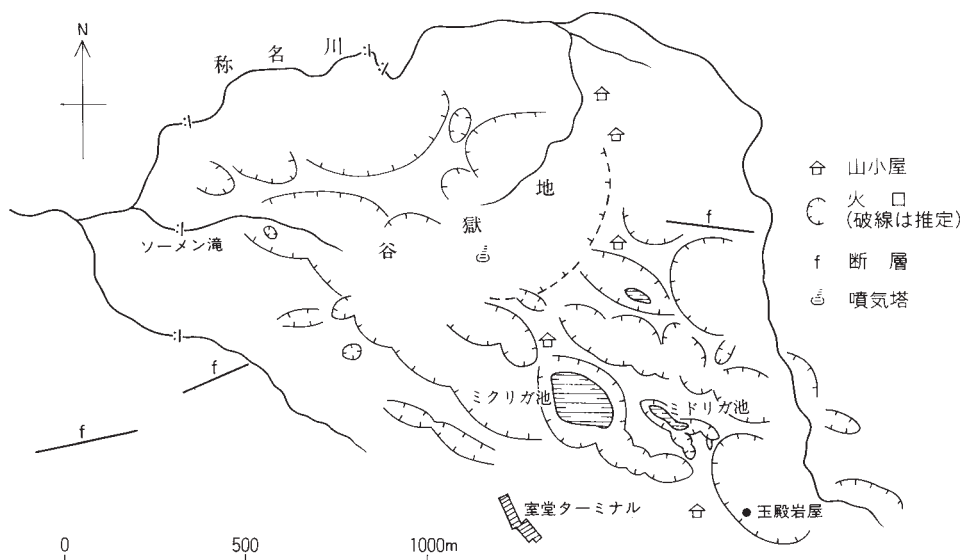
産地・産状：立山町，浄土山西（室堂山），標高2,660m地点，溶岩

斑晶：斜長石（13.9%）・紫蘇輝石（1.1%）・普通輝石（1.6%）・角閃石（0.2%，一部オパサイト化）・鉄チタン酸化物（0.8%）

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄チタン酸化物・燐灰石・メソスタシス

XIII. 2. 7 第4期噴出物

第4期は地獄谷を中心とした爆裂火口群（第114図）の活動期であり，本質物の噴出は認められない。この時期の火山噴出物としては，水蒸気爆発による類質テフラ層が認められるのみである。第4期は約4万年前に始まったと考えられているが，各爆裂火口の形成時期や噴出物については完新世（約1万年前以降）を除くとほとんど明らかにされていない。地獄谷では現在でも温泉・噴気活動が活発であるが，立山カルデラ内の立山温泉・新湯でも温泉活動が盛んである。そのほか，兎谷や立山温泉南東の金山谷などでも少量ではあるが高温泉の湧出が認められる。なお，地獄谷の北西，称名川に面した爆裂火口内には，火道角礫岩と思われる破碎された岩相が認められる（第115図）。



第114図 室堂周辺の爆裂火口の分布

北西-南東方向に伸長した火口列が卓越する。地獄谷は複数の爆裂火口が連結したもので、地獄谷中央の噴気塔が鍛冶屋地獄（第89図）



第115図 地獄谷周辺の火道角礫岩

爆裂火口形成時に称名滝火砕流堆積物を貫いた火道の一部と考えられる。この下では基盤岩中にも形成されている。地獄谷北西の称名川に面した斜面、標高2,200m付近

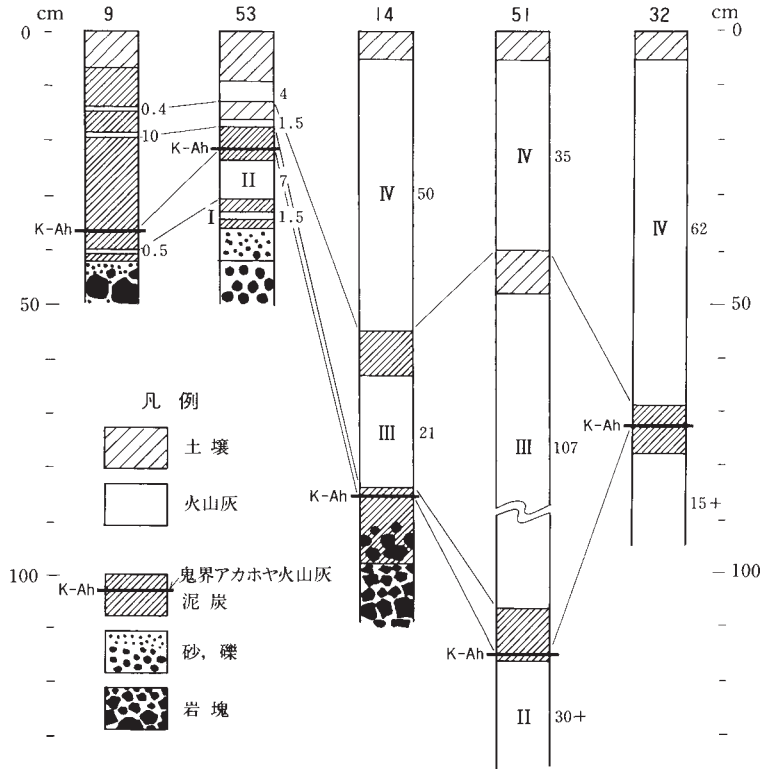
地獄谷類質テフラ層（地質図では省略）

地獄谷付近を中心に分布する降下火山灰層である（小林，1983）。本層は4層のテフラ層からなり、下位から第1，第2，第3及び第4テフラ層と名付けられている（第116図）。もっとも厚いミクリガ池周辺でも確認できる層厚は数m程度であり，4枚の各テフラ層の分布範囲からみてこれらはいずれもほぼ同体積のテフラと考えられている。これらのうち，第3テフラ及び第4テフラ層の等層厚線図を第117図に示した。

小林（1983，1990b）によると，第1テフラ層はオレンジないし黄色の粘土混じりシルトである。第2テフラ層は厚さ1m以上のところでは灰色のシルト・砂及び岩片からなるが，薄いところでは橙色の斑点を持つ淡褐色の角礫混じりシルト・砂層であり，分布域北部では下位に薄い淡褐色砂層を伴う。第3テフラ層は淡黄褐灰色ないし灰色のシルト・砂及び岩片から成層構造を持たない。第4テフラ層は4つの降下単位層からなり，最下位の第1ユニットは白色の岩片混じりシルト・砂層，第2及び第3ユニットは灰色ないし褐灰色のシルト・砂・岩片層で，第3ユニットは粗粒岩片を多く含み層厚も厚く，第4ユニットは褐色ないし灰褐色の岩片混じり砂層である。

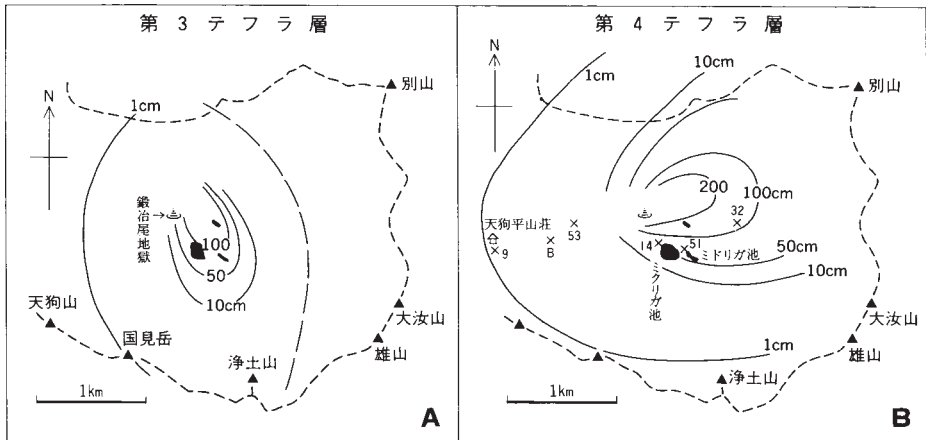
これらのテフラ層は地獄谷西方の天狗平にも分布するが，このテフラ層に関連する放射年代値として吉井・折谷（1987）により6件，また，小林（1983），日下部ほか（1983）により2件の¹⁴C年代が報告されている（第118図，付表A-1）。また，第2層と第3層の間の泥炭中には約7,200暦年前（Machida，1999）とされる鬼界アカホヤテフラ（K-Ah）が見つかっている。これらのことから，本テフラ層の大部

分は約1万年前以降の堆積物であり、平均的な噴出間隔は約3,000年となる。



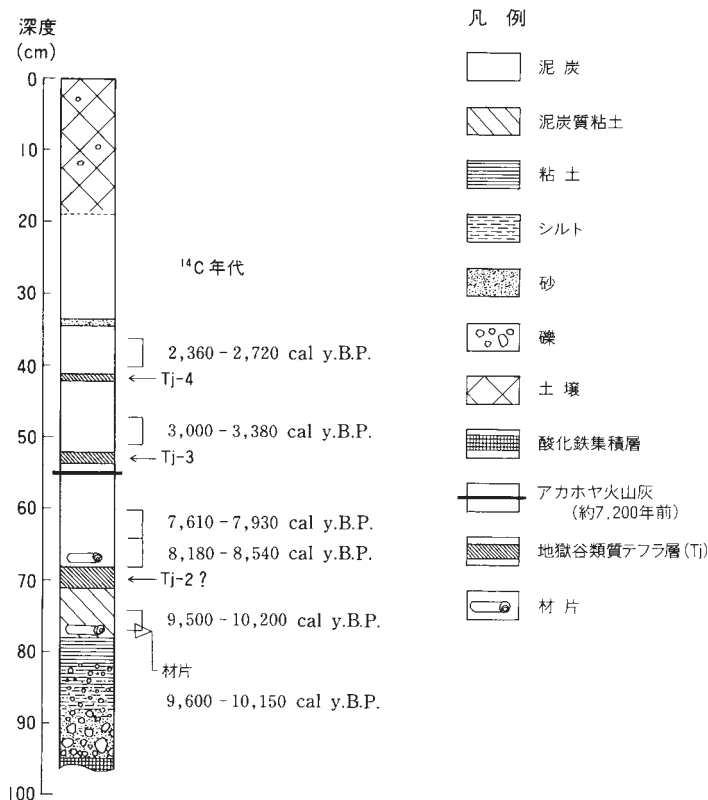
第116図 地獄谷類質テフラ層の地質柱状図

小林 (1990b) を改変。柱状図の位置は第117図Bに示した。I, II…IVはそれぞれ第1, 第2…第4テフラ層を表す



第117図 地獄谷類質テフラ層の等層厚線図

小林 (1983) を改変。Aは第3テフラ層, Bは第4テフラ層の等層厚線図であり、いずれも噴出中心は地獄谷付近と推定される。Bの数字及び記号は第113及び116図の地質柱状図の位置を示す



第118図 天狗平の表層堆積物の地質柱状図

吉井・折谷 (1987) を改変。泥炭や木片から6件の¹⁴C年代が報告されており、図中には補正された暦年代を示した(暦年補正については次章参照)。柱状図の位置は第117図に示した。また、小林 (1983)、日下部ほか (1983) によって、ミドリガ池付近の第3と第4テフラ層の間から2,950-3,330cal y BP) が、弥陀ヶ原の第2テフラ層の下位から9,500-10,150 cal y BPが報告されている

XIII. 2. 8 歴史時代の噴火記録

上述した火山灰層序の研究によれば、立山火山の最新の噴火は約3,000-2,500年前であり、その上位を10cm以上の泥炭や腐植土が覆っている (小林, 1983 ; 吉井・折谷, 1987) 。しかしながら、噴出物は確認されていないものの、古文書に記されている噴火記録が存在する。それらについては中野・伊藤 (1998) にまとめられており、それによれば、704年、1836年7月または8月、1839年6月の3回の噴火記事の存在が確認されている。このうち最も信憑性の高い噴火記事は1836年の活動であるが、これは廣瀬 (1984) により噴火記録として紹介されていたものである。

704年の噴火は、大塚 (1890) による“慶雲元年 (704年) に立山の西邊に地災ありたる由にて、其地位を知る能はざれ共、恐くは立山の西麓の御安地獄に於ての事ならん”によるが、彼が参照した古文書 (佐伯正範氏實見録) の記載そのものが言い伝えまたは孫引きによると思われるので、信憑性はかなり低い。なお、『佐伯正範氏實見録』の所在は不明である。

1836年の噴火については、出典が公的な文書の写し（伊東御触留）であってしかも詳細な記述が残されていること、また、さらにまったく別の古文書（晶山丙申録）にこの写しが記録されていることから信憑性は極めて高い。記述内容から、この活動は地獄谷における小規模な水蒸気爆発であったと考えられる。この2つの文書では日付が一致していないが、噴火記事が書き残された過程から判断して、『伊東御触留』に記されている7月であった可能性が高い。

1839年の噴火は、大塚（1890）が参照した『佐伯正範氏實見録』による“天保十年四月二十九日（1839年6月10日）御安地獄破裂し鼠色の灰砂を降したり”であるが、この文書では1858年の鳶崩れ（後述）も記述されていることから、この古文書が記述されたのは噴火から20年以上の年月が経過している（文書の正確な成立年代は不明）。したがって、確実な記録として扱うにはやや信憑性が落ちると判断される。なお、村山（1979, p.149-152）では1858年の鳶崩れの際も噴火があったと記している。1858年4月8日、マグニチュード7.0-7.1の飛越地震によって立山カルデラ内で大鳶・小鳶崩れと呼ばれる山崩れに関連したものである。この山崩れに関する古文書・古絵図はいくつも残されているが、その中には“大とんびの跡所々より煙上り候”，“弥陀ヶ原の南の方に当り山焼る”（以上、前田文書『越中立山変事録』，富山県立図書館蔵），“孫狩込池（新湯）の辺，浅間山の如く煙上り候”（『地震見聞録』，富山県立図書館蔵）などの記述が残されており，新湯付近および山崩れの発生した大鳶付近から“煙”が上がったことがうかがえる。この煙の正体は水蒸気あるいは噴気であるのか，それとも舞い上がった細粒物であるのかは定かではない。なお，この地震以後，新湯が冷水から熱湯の池に変わったといわれており（たとえば，大塚1891a；吉澤，1904），地下浅所へのマグマ注入があった可能性も考えられる。しかし，“煙”が噴火現象であるのか定かではなく，本報告では噴火現象であるとはみなさない。

以下に，上述した古文書における噴火記録を再録する（中野・伊藤，1998）。

1. 「佐伯正範氏の實見録」（所在不明；大塚，1890，の引用）

1839年6月10日，地獄谷で水蒸気爆発がおこり，火山灰・火山砂が降った。その後，1858年の鳶崩れまでは何事もおこらなかったと記されている。また，それ以前の事件として，704年に地獄谷で噴火らしい現象があったことも述べられている。以下に大塚（1890）を引用する。

立山神官の芦峯寺に住へる佐伯正範氏の實見録に大略當時の様を記述しあれば……（中略）……安政年以前の地変等に関しては毫も信用すべき記録はなきけれど、慶雲元年（704年）に立山の西邊に地災ありたる由にて、其地位を知る能はざれ共、恐くは立山の西麓の御安地獄に於ての事ならん。然し雄山神社の建立成りしは慶雲の前年大實年間にて其時己に御安地獄の事を記たれば其の何年頃より現生したるや判然せず。降りて天保十年四月二十九日（1839年6月10日）御安地獄破裂し鼠色の灰砂を降したりと謂ふ。その後安政五年（1858年）に至る間は何の異変も非らざりし…

そのほか，1858年の鳶崩れの際も“小鳶爆裂と同時に御安地獄も爆裂したる由……”とも述べている。御安地獄とは現在の地獄谷であるが，大塚（1891b）では“御安地獄を崩壊し……”と表現していることから，“御安地獄も爆裂”とは地震動による斜面崩壊であった可能性が高い。

2. 「伊東御触留」（富山県立図書館蔵）

この古文書に記されている噴火記録は、地獄谷での火山灰噴出を視察した結果を奉行所に提出した注進状の写しである。これによると、1836年7月9日、地獄谷に約20m×15mの火口が形成され、火山灰と噴石を吹き上げ、あたり一面煙で暗くなったという。そして、この噴火は数日以内に終息した、ということが記述されている。

書付を以御注進申上候

一、先月廿六日八つ時頃、立山地獄谷と思キ所ニ大邊煙之躰相見え申ニ付、打驚、大勢登山仕候道すから見請候所、常願寺川一面泥ロニ而濁弥地獄谷より流出候。毒水耕作之障と存付、昼夜不厭馳付見聞いたし候所、地獄谷近邊煙ニテ闇ク相成、音高ク砂石泥等吹揚、近寄事不相叶、如何相成候哉と心配ながら室堂へ立帰り、逆も人力之不及所ニ御座候ニ付、峯御前大権現へ奉祈誓候之所、漸々廿九日、煙鳴り音等相鎮り候ニ付、谷へ下り、得と見聞仕候所、右谷續より七丁斗下之躰隔、廣十間ニ人間斗、深サ相知不申、新矩之穴より砂石等吹出候様子見請、又候室堂へ立帰り、一兩日逗留仕、跡之様子見請居申内、追々相鎮り、何れ指障義無御座候ニ付帰寺仕封候。右ハ先代未聞之事故、御達申上候。以上。

申六月 立山別当岩嶽寺

目代

御改作方

御郡御奉行所

右書付指出申ニ付御達之申候。以上

嶋組主附

金山彦右衛門

3. 「晶山丙申録」（東京都立中央図書館加賀文庫所蔵）

『晶山丙申録』とは、平藩（福島県の一部）中老、鍋田晶山（1801-1872）が書き残した備忘録5巻5冊のうちの一つで天保七年（1836）に書かれた書物である。これは“越中御立山地獄谷より泥砂吹出候届書”の見出しで始まり、わずかに字句が異なる箇所があるもののその内容は上述した『伊東御触留』に記されていたものと同じ注進状の写しである。おそらく、上記の注進状が加賀藩から江戸藩邸に持ち込まれ、さらに幕府に上申され市中に流布されたのであろうか、それをそのまま鍋田晶山が書き写す機会があったのだろう。ただし、前述した『伊東御触留』では日付が“申六月”となっているが、『晶山丙申録』では“申七月”となっている。

XIII. 2. 9 立山火山の岩石

立山火山の岩石は斜長石斑晶が卓越する安山岩及びデイサイトである。通常、全容量の10-30%の斜長石斑晶が含まれている（第5表）。安山岩溶岩は青灰色ないし暗灰色の石基中に白い斜長石斑晶が特徴的で、少量の黒色の輝石・角閃石などの苦鉄質鉱物が目立つこともある。デイサイト溶岩は白色ないし淡灰色石基中に黒色の角閃石斑晶が特徴的である（第119図）。

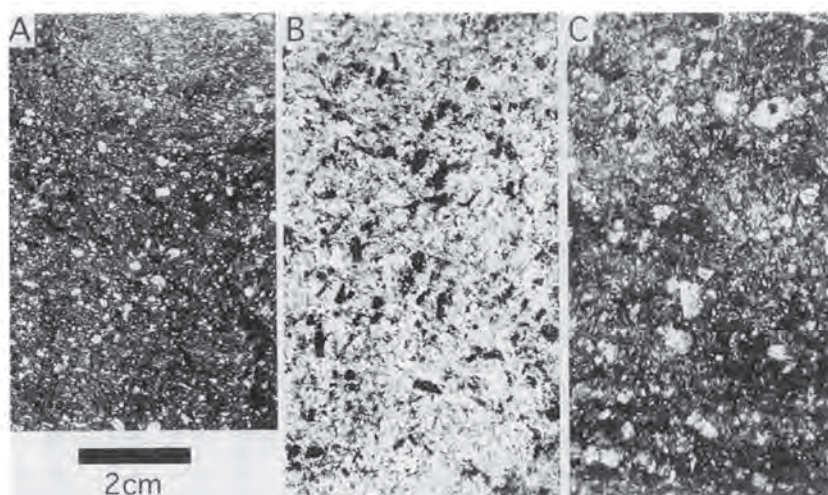
立山火山噴火物及びスゴ乗越安山岩の全岩主成分化学組成を第6表に示した。全岩SiO₂（重量%）でみると、スゴ乗越安山岩は57.8-59.1%（デイサイトは未分析）である。また、立山火山噴出物は54.8-64.8%の安山岩ないしデイサイト、及び、69.8%の流紋岩組成に近いデイサイトである。この著しくSiO₂に富むデイサイトは、立山火山において唯一認められた貫入岩（岩脈）である。また、立山火山をス

ページ別にみると、第1a期は57.5-62.5%及び69.8%、第1b期は58.1-64.8%、第2期は54.8-63.5%、第3期は57.5-64.3%となる。第2期の称名滝火砕流堆積物では、8%以上のSiO₂の組成幅を持つ不均質性が顕著である。

第5表 立山火山噴出物の斑晶モード組成
no.2はスゴ乗越安山岩。番号は第6表と共通

番号	2	4	5	8	9	10	11	13	14	18	19	20	22	25	26
記号	Sg	Yk	Yk	Yk	Yk	d	Ar	Ds	Ds	Mz	Mz	Mz	Ws ₁	Ws ₂	Ws ₂
斑晶 (vol.%)															
斜長石	19.9	10.2	23.7	23.6	31.1	11.6	31.2	18.7	19.6	27.8	25.1	9.6	25.6	31.3	25.9
かんらん石	0.8	<0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	0.7	0.1	-
紫蘇輝石	1.1	0.5	2.4	1.9	0.8	0.5	1.7	2.4	0.7	2.8	2.2	0.6	1.1	3.3	3.3
普通輝石	1.5	1.3	3.8	2.0	1.4	0.4	4.8	3.4	1.0	5.9	4.2	1.9	2.7	4.2	3.6
角閃石	2.6	2.2	0.7	0.8	5.9	0.1	0.6	-	2.7	<0.1	-	-	1.1	-	-
黒雲母	2.1	0.7	0.8	0.1	4.4	-	0.7	<0.1	0.3	-	0.5	-	1.4	-	-
石英	0.9	1.4	0.8	0.1	3.0	-	-	-	0.2	-	-	-	0.7	-	-
Fe-Ti 鉱物	1.3	0.6	1.5	2.0	0.8	0.3	1.9	1.3	1.2	1.7	2.2	0.8	1.9	2.0	2.2
石基	69.8	83.1	66.3	69.5	52.6	87.1	59.1	74.2	74.3	61.8	65.7	87.1	64.8	59.1	65.0

番号	29	30	31	35	38	40	43	44	47	48	50	51	52	54	55
記号	Ws ₂	Na	Sp	Sp	Sp	Zr	Ni	Ni	Mt	Mm	Km	Km	Km	Tg	Tm
斑晶 (vol.%)															
斜長石	22.0	27.2	7.9	11.5	29.5	10.2	13.0	11.8	14.4	29.4	18.7	19.4	19.4	29.6	13.9
かんらん石	-	0.1	-	-	-	-	-	<0.1	-	-	-	-	0.3	-	-
紫蘇輝石	1.7	1.0	0.7	0.7	0.2	0.7	1.1	0.7	1.4	3.4	1.0	1.7	1.4	1.5	1.1
普通輝石	1.2	2.0	1.3	1.9	0.5	0.6	1.1	1.7	1.6	5.6	2.9	2.3	2.8	1.5	1.6
角閃石	0.1	0.5	0.3	1.4	9.2	2.5	0.9	1.1	2.2	0.2	0.4	0.1	2.1	6.4	0.2
黒雲母	-	0.4	0.2	0.1	8.7	0.4	-	0.1	-	0.2	-	-	0.1	0.5	-
石英	-	-	-	0.6	2.9	0.5	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-
Fe-Ti 鉱物	1.3	1.0	0.8	0.6	2.0	0.8	0.7	0.6	0.8	2.9	2.3	1.7	1.2	1.4	0.8
石基	73.7	67.8	88.8	83.2	47.0	84.3	83.2	83.8	79.6	58.3	74.7	74.8	72.7	59.1	82.4



第119図 立山火山の安山岩とデイサイト

A: ニノ谷溶岩の安山岩, B: 天狗山溶岩のデイサイト, C: 国見岳溶岩の安山岩

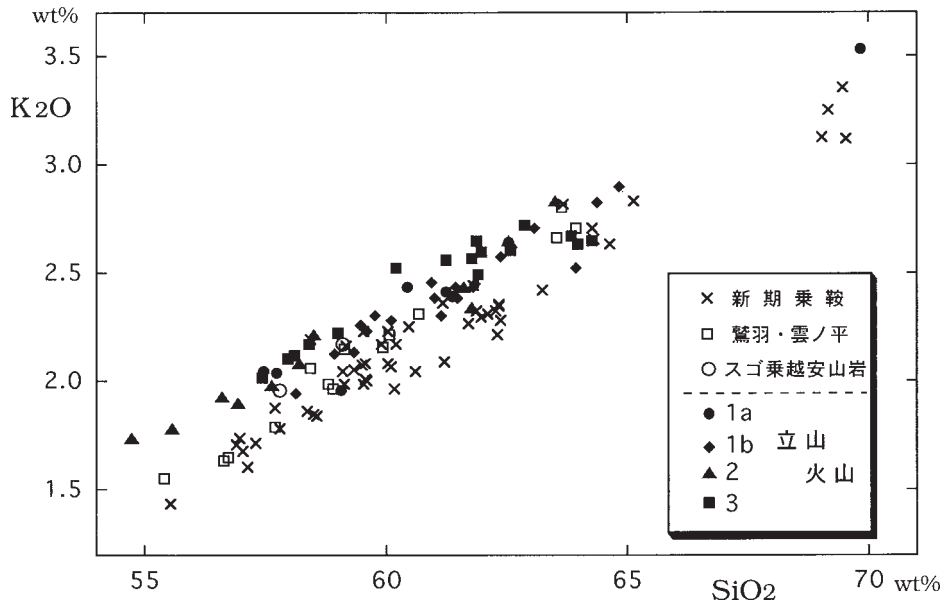
第6表 立山火山噴出物の全岩主成分化学組成

スゴ乗越安山岩 (no.1とno.2) を含む。全鉄をFe₂O₃として表し、10成分の合計を100%に再計算してある。試料採取地点は第121図。登録番号は地質調査所地質標本館におけるGEMS登録番号。蛍光X線分析(地質調査所, PHILIPS社製PW1400), 中野俊分析

番号	地層	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	Sg	57.80	0.93	17.42	8.49	0.17	3.10	6.71	3.07	1.96	0.34
2	Sg	59.10	0.88	16.98	7.95	0.14	3.03	6.46	3.05	2.17	0.24
3	Yk	57.45	0.86	17.48	8.21	0.14	3.59	7.13	2.85	2.04	0.24
4	Yk	57.72	0.99	17.20	8.69	0.16	3.27	6.81	2.85	2.04	0.26
5	Yk	59.06	0.81	17.17	8.05	0.17	2.82	6.43	3.13	1.96	0.40
6	Yk	60.45	0.88	16.54	7.60	0.14	2.89	5.86	2.96	2.43	0.26
7	Yk	61.25	0.86	16.34	7.60	0.14	2.83	5.34	2.94	2.41	0.27
8	Yk	61.38	0.80	16.79	6.97	0.13	2.41	5.71	3.13	2.39	0.29
9	Yk	62.52	0.76	16.10	6.70	0.12	2.64	5.38	2.90	2.64	0.22
10	d	69.84	0.43	15.62	3.11	0.11	0.61	2.56	4.08	3.53	0.10
11	Ar	61.84	0.78	16.36	6.69	0.13	2.62	5.81	3.09	2.45	0.22
12	Ds	59.33	0.87	17.18	7.88	0.16	2.80	6.06	3.24	2.13	0.35
13	Ds	59.78	0.92	16.84	7.77	0.15	2.72	6.05	3.19	2.31	0.30
14	Ds	60.99	0.80	16.55	7.36	0.14	2.63	5.72	3.13	2.39	0.28
15	Ds	62.35	0.68	16.85	6.63	0.14	2.18	5.21	3.12	2.58	0.26
16	Zm	62.60	0.81	16.47	6.26	0.13	2.23	5.23	3.36	2.62	0.28
17	Mz	59.61	0.91	16.94	7.66	0.17	2.82	6.45	2.93	2.23	0.27
18	Mz	60.10	0.86	16.68	7.94	0.17	2.65	6.03	3.04	2.28	0.26
19	Mz	60.92	0.81	16.59	7.35	0.14	2.69	5.71	3.08	2.46	0.24
20	Mz	63.08	0.83	17.01	5.91	0.11	1.62	4.94	3.48	2.71	0.32
21	Mz	63.93	0.68	16.61	5.83	0.13	1.97	4.89	3.15	2.53	0.28
22	Wsl	58.94	0.90	16.89	7.90	0.14	3.23	6.62	2.99	2.13	0.27
23	(Wsl)	61.14	0.99	16.98	7.32	0.17	2.45	4.83	3.40	2.30	0.42
24	Wsl	61.42	0.81	16.40	7.06	0.13	2.69	5.76	3.04	2.44	0.24
25	Wsl	58.12	0.96	17.20	8.72	0.16	3.25	6.48	2.86	1.94	0.31
26	Wsl	61.45	0.77	16.73	7.14	0.14	2.38	5.61	3.12	2.39	0.27
27	Wsl	61.80	0.75	16.70	6.98	0.14	2.37	5.42	3.13	2.43	0.27
28	Wsl	64.36	0.72	16.47	5.37	0.13	1.80	4.50	3.57	2.83	0.25
29	Wsl	64.84	0.72	16.55	5.01	0.13	1.59	4.34	3.68	2.90	0.24
30	Na	59.47	0.90	16.71	7.94	0.14	3.18	6.23	2.92	2.26	0.26
31	Sp	54.75	1.17	18.98	9.93	0.17	3.65	6.55	2.78	1.74	0.28
32	Sp	56.61	1.08	18.01	9.13	0.16	3.35	6.56	2.91	1.93	0.28
33	Sp	56.92	1.04	17.69	8.95	0.16	3.32	6.79	2.97	1.90	0.27
34	Sp	58.19	1.02	17.54	8.60	0.14	2.90	6.32	2.93	2.08	0.27
35	Sp	58.49	0.98	17.23	8.29	0.15	2.91	6.41	3.05	2.21	0.27
36	Sp	61.62	0.79	16.81	6.66	0.13	2.52	5.66	3.16	2.44	0.23
37	Sp	61.76	0.88	18.57	6.12	0.11	1.49	5.10	3.35	2.34	0.29
38	Sp	62.55	0.77	16.63	6.54	0.13	2.45	5.03	3.03	2.65	0.23
39	Sp	63.50	0.78	16.44	6.15	0.13	2.30	4.76	2.90	2.84	0.22
40	Zr	55.57	1.12	18.06	9.58	0.17	3.59	6.97	2.88	1.79	0.27
41	Zr	57.62	1.00	17.44	8.71	0.16	3.26	6.60	2.97	1.98	0.26
42	Ni	57.45	1.05	17.75	8.83	0.16	3.19	6.35	2.93	2.02	0.28
43	Ni	57.96	1.01	17.25	8.52	0.15	3.06	6.61	3.04	2.10	0.28
44	Ni	58.41	0.99	17.53	8.39	0.15	2.92	6.19	2.97	2.17	0.27
45	Ni	59.01	0.98	17.35	7.61	0.14	2.86	6.51	3.05	2.22	0.27
46	Ni	60.20	0.89	16.73	7.45	0.14	2.73	6.08	3.02	2.52	0.24
47	Mt	58.09	1.00	17.33	8.48	0.15	3.04	6.40	3.11	2.12	0.27
48	Mm	61.86	0.79	16.61	7.13	0.13	2.63	4.96	2.99	2.65	0.24
49	Km	61.24	0.80	16.74	7.05	0.13	2.60	5.57	3.08	2.56	0.24
50	Km	61.76	0.82	16.60	6.81	0.14	2.48	5.45	3.13	2.57	0.25
51	Km	61.91	0.82	16.69	6.81	0.14	2.43	5.35	3.11	2.50	0.25
52	Km	61.96	0.79	16.55	6.76	0.13	2.49	5.43	3.05	2.60	0.23
53	Tg	62.57	0.74	16.55	6.43	0.12	2.42	5.23	3.11	2.61	0.22
54	Tg	62.88	0.73	16.45	6.34	0.12	2.33	5.10	3.09	2.73	0.23
55	Tm	63.84	0.79	16.58	5.73	0.13	1.73	4.66	3.60	2.67	0.27
56	Tm	63.98	0.82	16.71	5.61	0.13	1.72	4.52	3.60	2.63	0.28
57	Tm	64.27	0.79	16.53	5.64	0.13	1.69	4.47	3.55	2.65	0.27

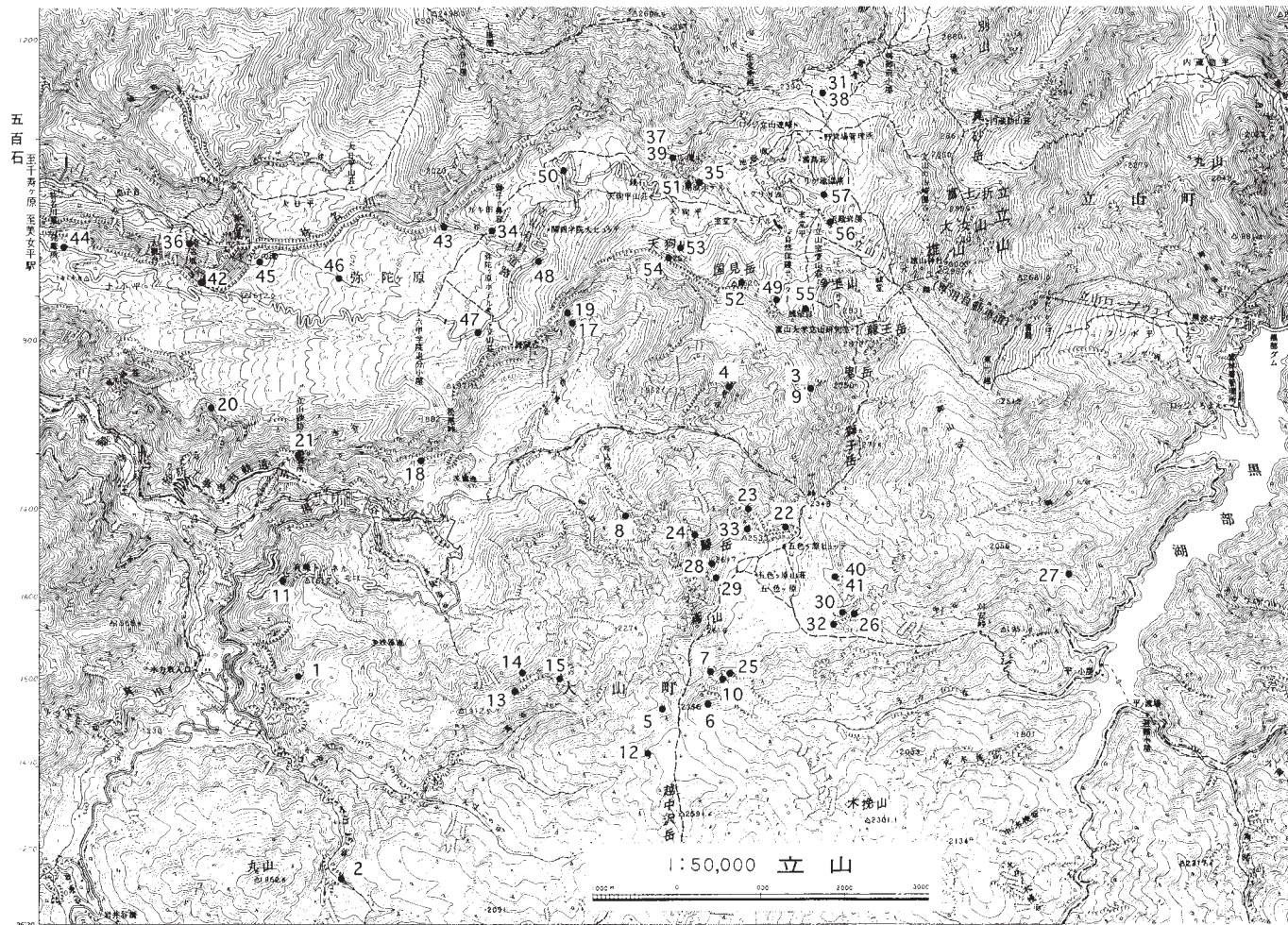
番号	試料原番号 / 登録番号	産地	産状
1	TTY160 / R67538	大山町 真川右岸 (ホトロ谷)	溶岩
2	TTY418 / R67539	大山町 スゴーの谷	溶岩
3	TTY640-1 / R67540	立山町 鬼岳西	溶岩
4	TTY428 / R67541	立山町 国見谷	溶岩
5	TTY305 / R67542	大山町 越中沢岳北	溶岩
6	TTY729 / R67543	大山町 鷲山南	溶岩
7	TTY139 / R67544	大山町 鷲山南	溶岩
8	TTY424a / R67545	大山町 湯川谷支流滝谷	溶岩
9	TTY640-2 / R67546	立山町 鬼岳西	溶岩
10	TTY140 / R67547	大山町 鷲山南	岩脈
11	TTY329 / R67548	大山町 有峰トンネル西	溶岩
12	TTY709 / R67549	大山町 越中沢岳北	溶岩
13	TTY120 / R67550	大山町 多枝原谷源頭部	溶岩
14	TTY122 / R67551	大山町 多枝原谷源頭部	溶岩
15	TTY117 / R67552	大山町 多枝原谷源頭部	溶岩
16	TTY435 / R67553	立山町 千寿ヶ原西, 材木岩	溶岩
17	TTY211 / R67554	立山町 松尾谷	溶岩
18	TTY214 / R67555	立山町 泥鱒池北西	溶岩
19	TTY212 / R67556	立山町 松尾谷	溶岩
20	TTY217 / R67557	立山町 クズノ谷	溶岩
21	TTY162 / R67558	立山町 水谷	溶岩
22	TTY132 / R67559	大山町 ザラ峠南西	溶岩
23	TTY232-1 / R67560	大山町 ザラ峠西	溶岩の下位の降下スコリア
24	TTY513 / R67561	大山町 鷲岳北西	溶岩
25	TTY141 / R67562	大山町 鷲山南	溶岩
26	TTY125 / R67563	大山町 五色ヶ原東	溶岩
27	TTY315 / R67564	立山町 刈安峠北東	溶岩
28	TTY151 / R67565	大山町 鷲岳	溶岩
29	TTY150 / R67566	大山町 鷲岳南	溶岩
30	TTY124 / R67567	大山町 五色ヶ原東	溶岩
31	TTY625-1 / R67568	立山町 室堂乗越東	火砕流中のスコリア
32	TTY130a / R67569	大山町 五色ヶ原東	火砕流中のスコリア
33	TTY136a / R67570	大山町 鷲岳北東	火砕流中の岩塊
34	TTY368 / R67571	立山町 ガキ田南, 獅子ヶ鼻岩	火砕流中の岩塊
35	TTY386 / R67572	立山町 天狗平北	火砕流中の岩塊
36	TTY205 / R67573	立山町 称名坂	溶結凝灰岩
37	TTY529-2 / R67574	立山町 ソーメン滝西	火砕流中の軽石 (縞状)
38	TTY625-2 / R67575	立山町 室堂乗越東	火砕流中の軽石
39	TTY529-1 / R67576	立山町 ソーメン滝西	火砕流中の軽石 (白色)
40	TTY518b / R67577	大山町 五色ヶ原東	溶岩 (岩塊に見える部分)
41	TTY518m / 同上	大山町 五色ヶ原東	溶岩 (基質に見える部分)
42	TTY202 / R67578	立山町 称名坂	溶岩
43	TTY370 / R67579	立山町 弥陀ヶ原一ノ谷, 不動滝	溶岩
44	TTY634 / R67580	立山町 下ノ小平	溶岩
45	TTY604 / R67581	立山町 弥陀ヶ原ハンノキ谷	溶岩
46	TTY601 / R67582	立山町 弥陀ヶ原ハンノキ谷	溶岩
47	TTY167 / R67583	立山町 弥陀ヶ原立山荘南西	溶岩
48	TTY168 / R67584	立山町 弥陀ヶ原立山荘北東	溶岩
49	TTY352 / R67585	立山町 国見岳南東	溶岩
50	TTY169 / R67586	立山町 鏡石西	溶岩
51	TTY744 / R67587	立山町 天狗平北	溶岩
52	TTY350 / R67588	立山町 国見岳	溶岩
53	TT-15 / R67589	立山町 天狗山北東	溶岩
54	TTY359 / R67590	立山町 天狗山	溶岩
55	TTY355 / R67591	立山町 浄土山西 (室堂山)	溶岩
56	TT-12 / R67592	立山町 室堂, 玉殿岩屋	溶岩
57	TTY382 / R67593	立山町 室堂, ミドリガ池北東	溶岩

全岩化学組成変化を示す例として、 K_2O - SiO_2 変化図を第120図に示した。この図には、立山火山と同じく乗鞍火山列に属する乗鞍火山の新期噴出物（新期乗鞍火山）及び鷲羽・雲ノ平火山の新期噴出物の組成も比較のために示してあるが、いずれの火山でも SiO_2 の増加に伴い K_2O は単調増加しており、直線的な変化を示している。立山火山噴出物は、新期乗鞍火山とほぼ同様の SiO_2 範囲を持ち、66-69%のデイサイト組成の岩石を欠く点も共通している。これまでの研究では、乗鞍火山列における南北方向での化学組成の差、例えば、 $SiO_2=60\%$ における K_2O 含有量にはほとんど差が認められないとされていたが（Nakano *et al.*, 1987）、この図に示したように、立山火山は新期乗鞍火山よりもわずかながら K_2O が高い傾向が明瞭に認められる。立山火山においては、ステージ区分による化学組成の差は認められない。なお、立山火山噴出物の分析試料の採取位置は第121図に示してある。



第120図 立山火山噴出物の K_2O - SiO_2 変化図

立山火山噴出物は活動期ごとに区別して示してある。比較のため、約30-0万年前の新期乗鞍火山（中野ほか，1995；火山体区分は中野・宇都，1995，による）、約30万年前の鷲羽・雲ノ平火山（中野，1989）の組成も示した



第121図 分析試料の採集地点

No.16はこの図に示されないが、西隣「五百石」内の立山町千寿ヶ原-美女平間の材木岩（標高700m地点）にて採集した

XIV. 中期更新世末期－完新世の堆積物

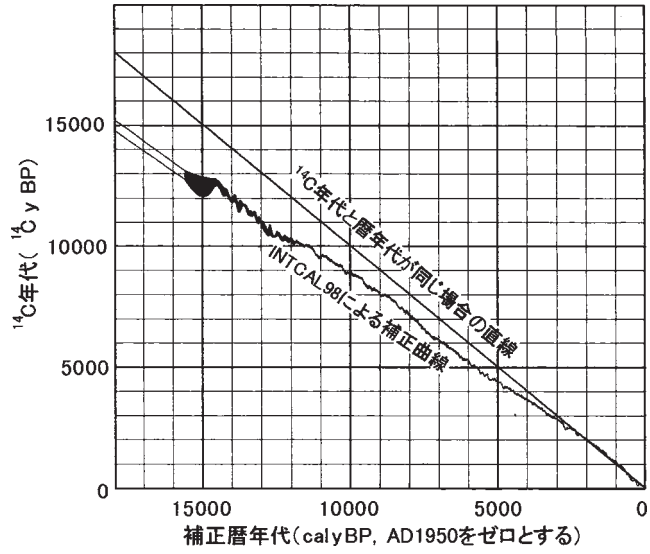
(荏谷愛彦・中野 俊)

放射性炭素 (^{14}C) 法は約60,000年前より新しい有機物の年代測定によく用いられるが、いくつかの理由により ^{14}C 年と暦年は必ずしも一致しないことが知られている (Bowman, 1998) . 最近では、約24,000年 (暦年) 前までの試料から得た ^{14}C 年を暦年に補正するコンピュータ・プログラムと補正曲線が公開されている. また湖沼堆積物の年縞計数にもとづき約45,000 (^{14}C) 年前までの試料の ^{14}C 年と暦年の関係を明らかにした研究 (Kitagawa and van der Plicht, 1998) もあらわれた. ^{14}C 年の暦年補正はまだ完成に至らないため、現段階の補正值が将来再補正を迫られる可能性は皆無ではない. しかし暦年を基準とした地学現象論は世界的な趨勢になりつつある. そこで、本報告では既存の ^{14}C 年 (^{14}C y BP) が補正可能な範囲内にある場合、OxCAL Program v.2.18及びv.3b2 (Bronk Ramsey, 1998) と最新の補正曲線 (INTCAL98 ; Stuiver *et al.*, 1998, 第122図) を用いて換算した暦年 (cal y BP, 1σ) , またはKitagawa and van der Plicht (1998) のFig.1Aから読みとった暦年を併記することにした. 補正結果を付表A-1に示す. また ^{14}C 法以外の方法で測定または推定された年代は、それぞれの違いがわかるよう表記するように努めた (FT : フィッション・トラック法, KA : K-Ar法, TL : 熱ルミネッセンス法, MIS : 海洋酸素同位体比曲線による推定法, ST : 層位学的推定法) .

XIV. 1 真川湖成層 (mg)

分布 真川沿いの標高1,100-1,200mに不連続に分布する. 本地域では、下流側へは有峰トンネル西側入口付近まで、上流側へは岩井谷合付付近まで確認される. 槍ヶ岳地域と有峰湖地域に良好な露頭が存在することが知られており (竹内ほか, 1990 ; 原山ほか, 1991) , 有峰湖地域の折立付近 (標高1,320 m) が本層の分布上限とみられる. こうした本層の分布状況は、急峻な山地内にもかかわらず、真川とその支流に沿って水深200mを超える湖水がかって出現・消滅したことを示す.

層相 厚さ数mm-数cmの平行葉理の発達するほぼ水平な湖成シルト層、泥炭層及び砂層を主体とする (第123図) . これらは大型植物遺体や扁平に変形した木片をしばしば産する. 真川に並走する跡津川断層と接する地点では、波長数mの褶曲構造やスランプ状の変形が層内に認められる (竹村・藤井, 1984) . また湖成層の下位に花崗岩や花崗閃緑岩、砂岩、礫岩、安山岩及び斑岩の大礫－中礫層が出現することがある. これらは円礫や亜円礫からなり、湖水の出現前に堆積した本流性の河成礫層と判断される. この礫層と上位の湖成層との間に顕著な不整合は認められないので、本報告では下位の礫層も湖成層の一



第122図 INTCAL98 (Stuiver et al., 1998) による ^{14}C 年代補正曲線



第123図 真川湖成層 (Mg)
真川林道有峰トンネル西出口付近、鎌の全長は27cm

部とみなした。層厚は双方あわせて100m以上に達する。

年代 竹村・藤井（1984）は真川湖成層上部の泥炭層・シルト層に挟まれる複数の木片から37,000－32,500cal (35,000－30,000¹⁴C) y BPを得た。その後、大村ほか（1990）は同じ地層に介在する木片について液体シンチレーション・カウンターと加速器質量分析計（AMS）を用いた¹⁴C年代測定を試み、それぞれ>50,000 ¹⁴C y BPと>61,000 ¹⁴C y BPを得た。さらに、大村ほか（1990）や大村（1993）は折立において、真川湖成層を覆うシルト・砂互層から鬼界葛原テフラ（K-Tz, 95,000-90,000 TL・MIS y BP：町田・新井, 1992, Machida, 1999）を発見した。

以上から、真川湖成層上部の泥炭層・シルト層は¹⁴C年代測定法の適用限界以前の最終氷期前半に堆積したと推定される。K-Tzが湖成層を覆う堆積物から検出されたことも考えると、真川湖成層の主部とその下位の河成礫層は95,000 TL・MIS y BP以前である可能性が高い。一方、真川・スゴ谷合流点の約1.2 km上流では、真川湖成層を不整合に覆う沖積錐堆積物の上面に約32,000cal (27,300¹⁴C年, 誤差不明) y BPの腐植層が分布する（第151図；竹内ほか, 1990が引用した中村俊夫氏の未発表資料）。この測定値が信頼できるならば、真川湖成層の堆積はこれ以前に終了したことになる。

大村ほか（1990）は本層からモミ属、トウヒ属及びカツラに同定される大型植物遺体を発見した。また大村ほか（1990）は本層の花粉分析も試み、湖成シルト層・泥炭層が寒冷ないし冷涼な気候下で、下位の礫層がやや温暖な気候下で堆積したことを明らかにした。原山ほか（1991）は、氷食作用を受けた山間部にあって平行葉理が発達する特徴的な層相から、本層の一部が氷碛である可能性を指摘した。後述するように、最終間氷期の終末からK-Tz降下期にかけて顕著な気候寒冷化（海洋酸素同位体比ステージMIS5.4；Martinson *et al.*, 1987）が生じたとみられるので、この当否は興味深い。しかしMIS5.4に真川流域の山地に氷河が発達したことを示す資料はまだ得られていない。

湖水の形成要因として、立山火山に関連した古真川のせき止めをあげる意見は多い（大村ほか, 1990；町田, 1992；大村, 1993）。町田（1992）は真川に沿う河成段丘面の縦断面投影形にもとづき、せき止めが河床からの比高が大きい大量の物質で生じたと考え、立山火山第1b期溶岩流（水谷溶岩か？）または第2期火砕流（称名滝火砕流堆積物）を想定した。また大村（1993）も、本層の年代観や本層と立山火山噴出物との層位関係から、第2期火砕流堆積物によるせき止めを指摘した。

XIV. 2 河成段丘堆積物 (t1, t2, t3, t4)

本地域全域を対象に、カラー及びモノクロ空中写真（縮尺1：20,000-15,000）を判読して河成地形面を抽出し、堆積物の分布を推定するための基礎とした。次に、これらにもとづき野外調査を行った。

本報告では、分布高度や現河床との比高、年代に応じ河成段丘堆積物を4つ（t1-t4）に区分した。ただし、個々の分類では、わずかな高度差で接するもの（例えば、厚い河成堆積物からなるフィル・トップ段丘とそれを侵食して生じたフィル・ストラス段丘の各構成層）を一括したことがある。また後述するように、本地域の高標高域では中期更新世以降、数回の氷河前進が生じた。その際、氷河の前面には氷河の融解水の影響を強く受けた河成堆積物（融氷水流堆積物またはアウトウォッシュ堆積物）が生じ、後に段化してアウトウォッシュ段丘が形成された。融氷水流堆積物の層相や堆積学的特徴は通常

の河川堆積物と多くの点で共通しており、両者を厳密に区別することは容易でない。したがって河成段丘堆積物としたものには融氷水流堆積物としての性格が強いものも含まれることもある。また地質図において、一連の河成段丘堆積物が上流域で融氷水流堆積物に移行するよう示してあることもあるが、その境界設定には任意性が介在する。

XV. 2. 1 高位河成段丘堆積物 (t1)

分布 早月川沿いの馬場島^{ばんばしま}東方の松尾平や剣青少年研修センターの南方、及び真川・スゴ谷合流点付近の右岸に断片的に分布する。いずれも高位河成段丘面の構成層であるが、開析が著しい。本堆積物の上面と現河床との比高は松尾平付近で約140m、剣青少年研修センター付近で約100mで、下流側ほど小さい。また真川・スゴ谷合流点付近では300-350mである。

層相 円磨された大礫・中礫と、それらを支持する砂・シルト質の基質からなる。層厚は6-15m、またはそれ以上である。礫は上流域の基盤地質を反映し、早月川沿いでは花崗岩類や飛騨変成岩類を、真川・スゴ谷沿いでは火山岩類や花崗岩類を主体とする。どの地点でも礫と基質はよく風化し、礫はハンマーで容易に破砕できる程度に腐朽化しているものが多い。

本堆積物は厚さ1-1.5mの暗赤褐色の風成ローム質土層に覆われることがある。これは、越中赤土や越中ローム（例えば、市川，1931；川田，1942；深井，1956a）と呼ばれていたものである。このローム質土層には目視可能なテフラ粒は介在しないが、剣青少年研修センター南側の林道沿いでは、本堆積物の上限から約30cm上位のローム質土層中に淡褐色のシルトのPATCH（2-5mm大）が厚さ約10cmにわたって散在する。これは多量の泡壁型火山ガラス片からなり、それら40片の屈折率は $n=1.498-1.500$ であった（京都フィッション・トラック社製温度変化型屈折率測定装置RIMS86，地質調査所，測定者：荻谷）。

年代 本地域に降下したことが疑われるテフラのうち、上記の火山ガラスの屈折率特性と高位河成段丘面の年代観に合致するものにK-Tzがある。剣青少年研修センター付近の風成ローム質土層中のK-Tzの深度は地表下50-60cmである。この風成ローム質土層には顕著な層相変化や不整合面は認められないので、その堆積速度が一定だったと仮定して本堆積物上面の層位年代を外挿法で求めると約160,000 ST y BPである。この値は多くの不確定要素を伴うが、本堆積物の堆積終了期は中期更新世まで溯る可能性がある。後述するように、本地域を含む中部日本各地では、山岳氷河の前進期と堆積性の厚い河成段丘構成層の形成期が一致する傾向にあり、主因として氷河の発達や周氷河地域の拡大に伴う山地からの岩屑供給量の増加と、大気大循環の変化による洪水流量の減少が想定されている（町田，1979）。海洋酸素同位体比曲線では、およそ185,000-130,000MIS y BPが最終間氷期に先立つ気候寒冷期（MIS6）にあたり、本堆積物の堆積時期はこれに符合する可能性がある。

XV. 2. 2 中位河成段丘堆積物 (t2)

分布 早月川水系のブナクラ沢・白萩沢合流点付近や、松尾平から早月川・立山川合流点付近にかけて断片的に分布する。その上面は中位河成段丘面をなす。中位河成段丘面と現河床との比高は松尾平付近で約70-90m、馬場島付近で約60mである。早月川以外の河川沿いでの分布はごく局所的である。

層相 円磨された巨礫-中礫と、それらを支持する砂・シルト質の基質からなる。層厚は10-20m、またはそれ以上である。礫は上流域の基盤地質を反映し、早月川では花崗岩類及び飛驒変成岩類を主体とする。礫と基質の風化の程度はその場の環境（地下水位の高低など）に応じて多様であるが、腐朽した礫の比率は高位河成段丘堆積物より少ない。

馬場島付近では本堆積物の上面は厚さ約1mの褐色の風成ローム質土層に覆われるが、良好な露頭が少なく詳細は不明である。

年代 上述のように、早月川沿いの本堆積物は厚さ約1mのローム質土層に覆われるが、指標テフラが介在するかどうかは未確認である。また他の年代資料も得ていない。このため本堆積物の年代は不明だが、次の理由から最終氷期の前半である可能性が高い。第1に、早月川沿いの中位河成段丘面は剣青少年研修センターの西方で分布が途切れるが、さらに下流側に分布する中野面または大崎野面（深井，1956a）に連続すると考えられる。特に、段丘堆積物中の礫の風化度や段丘面を被覆するローム質土層の厚さなどから、大崎野面に対比される可能性が高い。第2に、大崎野面を覆う厚さ約2mのローム質土層の中部には大山倉吉テフラ（DKP，55,000-43,000U・ST y BP；町田・新井，1979；町田・新井，1992；Machida，1999）が含まれる（神嶋ほか，1989）。段丘面の地形学的特徴やDKPの産出状況の類似性から、大崎野面は常願川中流部の上段面、または上野面とその段丘群（深井，1956a：常願寺川団体研究グループ，1969；松田，1980）に対比される。第3に、上段面と同時代の堆積性の河成段丘面は中部日本の各地で見いだされ70,000-60,000ST y BP以降に離水したと推定されている（例えば、町田，1979；伊藤・正木，1984；小口，1988）。この時代はMIS4の気候寒冷期にあたり、飛驒山脈の各地で氷河の前進が生じた（例えば、伊藤・正木，1987a，1989；小崎，1984；小林，1990b；長谷川，1992）。

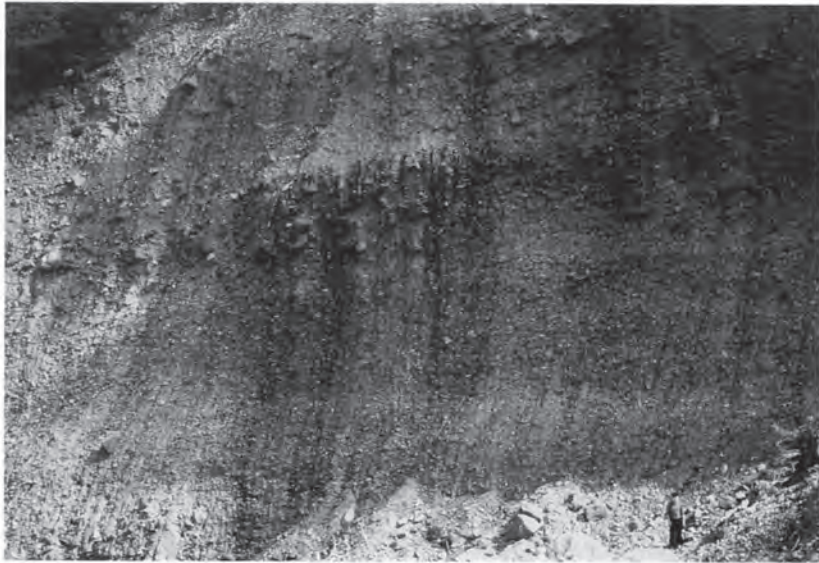
XIV. 2. 3 低位河成段丘堆積物 (t3)

分布 早月川や白萩川、ブナクラ沢沿いにまとまって分布する。またスゴーの谷沿いや扇沢付近の川沿いにもやや広く分布する。早乙女岳・大日岳の南方では、称名滝火砕流堆積物に流路を塞がれた谷の出口付近に本堆積物が厚く分布する。一方、このほかの河川沿いでの分布は局所的である。本堆積物の上面は低位河成段丘面をなし、低位河成段丘面と現河床との比高は松尾平付近や剣青少年研修センター付近で約20-30m、扇沢付近で約10-20mである。

層相 円磨された巨礫-細礫と、それらを支持する砂・シルト質の基質からなる（第124，125図）。層厚は10-30m、またはそれ以上である。礫は上流域の基盤地質を反映し、早月川では花崗岩類及び飛驒変成岩類を、箆川では花崗岩類と火山岩（安山岩，流紋岩，凝灰岩）類を主体とする。礫と基質はほとんど風化していない。

多くの地点では本堆積物を被覆する風成ローム質土層は認められないが、剣青少年研修センター周辺では厚さ約1mの褐色のローム質土層が確認された。これに指標テフラが挟まれるかどうかは不明である。

年代 本堆積物の層位は中位河成段丘堆積物と、次に述べる完新世の最低位河成段丘堆積物との間にある。中部日本の各地では、中位河成段丘面とは別に、厚い河成段丘構成層からなる堆積段丘面の存在が知られ約23,000cal (20,000¹⁴C) y BP以降に離水したと推定されている（例えば、町田，1979；伊



第124図 スゴーの谷の低位河成段丘堆積物 (t3)
スゴーの谷 (標高1,600m付近)



第125図 スゴーの谷の低位河成段丘堆積物 (t3) (近接)
スゴーの谷 (標高1,600m付近) . ハンマー頭部の長さは約15cm

藤・正木, 1984; 小口, 1988). 常願寺川下流の栗巢野面^{あわすの} (深井, 1956a; 五百石地域) もその例である。この時代はMIS2の気候寒冷期にあたり、飛騨山脈の各地で氷河前進が生じた。おそらく、本堆積物もこの時期を挟む最終氷期の後半に生じたと考えられる。ただし、称名滝火砕流堆積物のせき止めで生じた早乙女岳・大日岳南方の本堆積物はこれよりも古い可能性があり、今後の研究によっては中位河成段丘堆積物に再区分されることもありうる。

XIV. 2. 4 最低位河成段丘堆積物 (t4)

分布 早月川, 真川, 称名川及びそれらの支流に沿って断片的かつ局所的に分布する。本堆積物の上面は最低位河成段丘面をなす。現河床との比高は数m以下である。

層相 円磨された大礫―細礫と、それらを支持する砂・シルト質の基質からなる。室堂北方の野営場管理所付近では亜角礫, 角礫をいくぶん多く含み, 泥炭とシルトの薄層を挟在する。また基質の一部は青灰色粘土である。どの地点でも礫・基質は未風化で新鮮である。層厚は10m以下である。礫は上流域の基盤地質を反映して多様である。本堆積物は風成ローム質土層には被覆されないが, 室堂周辺では地獄谷周辺から飛散した1―4層の地獄谷類質テフラ層を挟む泥炭質土層に覆われる。室堂野営管理所付近の本堆積物は, 層相や周囲の地形との関係からみて氷河成の疑いもある (杉原, 1997)。

年代 室堂野営管理所の北方 (第140図, 称名川右岸) において本堆積物を覆う泥炭層の年代は4,860―4,580cal (4,220±90¹⁴C) y BPである (杉原, 1997)。したがって本堆積物の年代はこれ以前である。また竹村・藤井 (1984) や竹内ほか (1990) は, 真川・岩井谷合流点より約750m下流の真川右岸に分布する本堆積物 (地質図では省略) 中の木片の年代として660-310 cal (490±170¹⁴C) y BP及び2,750-2,150 cal (2,340±180¹⁴C) y BPを得ている。このように, 本堆積物の年代は場所により相違があるが, いずれも完新世である。

XIV. 3 氷河堆積物及び融氷水流堆積物 (g)

研究史 圏谷 (サーク, カール) やモレーン (堆石) など, 氷河成特有の地形や堆積物が本地域に分布することは, ヨーロッパ・アルプスにおける氷期の認定で著名なペンク (A. Penck) のもとでの留学から帰国して間もない山崎直方によって初めて指摘された。山崎は1902年 (明治35年) に後立山連峰から立山連峰東面を望み, 複数の圏谷が存在することを確認した (山崎, 1902)。また1905年 (明治38年) には針ノ木峠と立山温泉を経て室堂に赴き, 針ノ木岳北面や雄山西面の圏谷を記載した (山崎, 1905)。

それから数年後には氷河地形の認定や分布をめぐる論争が興り, 1920年ごろまで続いた (第1論争期; 岡山, 1935, 1936, 1975)。この時代には辻村 (1913) らが本地域の氷河地形を記載している。その後, いったん下火となった論争は1930年以降に再興し (第2論争期), かなり活発な, しかしさほど建設的でない議論がくりかえされた (小崎, 1984)。こうした論争も, 圏谷やモレーン, 氷食谷, 氷食擦痕など多数の証拠を備えたものに限って氷河地形に認定するという立場をとった今村 (1940) の総括的研究を契機に終焉した。なお, 山崎直方を讃え, 昭和18 (1943) 年には雄山西面の圏谷が“山崎圏谷”として国の天然記念物に指定された (第126図, 第II図版)。しかし, この圏谷は東面のものに比べ典型的



第126図 山崎園谷
室堂平より。正面が立山（左より富士ノ折立、大汝山、雄山）

ではなく、命名や選定の経緯に謎が多いとされてきた（小泉，1998）。石井（1944，1952）によると、これは山崎を讀めるほかに、雄山神社直下という場所にあつて人目を集めやすいことや、富山平野から遠望できることが理由という。

第2次大戦後、本地域の氷河地形・地質研究には現地踏査にもとづく園谷やモレーンの記載（例えば、深井，1955，1956b）のほか、気候地形学・第四紀学の成果を取り入れたもの（例えば、小林・星合，1955）がみられるようになった。また五百沢（1963，1966，1979）は飛驒山脈全域を対象とした空中写真判読を試み、統一された基準で氷河地形を抽出した。この結果、分布高度や開析度が異なる新旧の氷食地形及び氷河堆積物が広く存在することが初めて明らかにされ、後の研究に大きな影響を与えた。さらに、1970年代以降のテフラ層序学・編年学の進展は、本地域やその周辺において氷河堆積物と指標テフラの関係を確かめることを可能にした（例えば、町田・新井，1979；小林，1982，1990a，1990b；伊藤・清水，1987；伊藤・正木，1987a，1989；町田・伊藤，1996）。さらに、最近では本地域の氷河前進期が海洋酸素同位体比ステージと対比して論じられるようになった（例えば、小林，1990a，1990b；小野，1990；町田，1992；町田・新井，1992；川澄，1997）。

以上のように、過去約100年間に本地域とその周辺で行われた氷河地形・地質研究は多い。しかし未調査の地点も相当残っており、氷河地形・堆積物の認定や編年、氷河の拡大範囲に関して統一した見解は得られていない。また既述のように、本地域の氷河の消長と日本海の古海況は密接な関係にあったと考えられる。最近の海底堆積物の高分解能分析は、最終氷期の日本海の古環境が従来考えられていた以上に細かく急激に変動したことを示している（例えば、多田，1997；池原，1998）。今後、海洋の環境変遷と山岳氷河の消長を結びつけた議論がなされる可能性がある。

分布・層相・年代 現地踏査と平行して、空中写真判読による氷河地形及び融氷水流地形の抽出を行い、堆積物の分布を推定するための基礎とした。判読に際し、既往の研究（例えば、五百沢，1963，1966，1979；小嶺ほか，1974；小野・平川，1974；Ono，1980；伊藤・正木，1987a，1987b；長谷川，1992，1993，1996）を参考にし、圏谷壁，氷食谷，トラフ・エッジ，谷柵，切断山脚，ターミナル・モレーン（端堆石），ラテラル・モレーン（側堆石），グラウンド・モレーン（底堆石），融氷水流（アウトウォッシュ）段丘，谷底の水系模様，羊背岩などに注意した。また地形の開析度や形態の明瞭度の差に注目した。

従前は，氷河堆積物の術語として“モレーン”が使われたことがあった。しかし現在は氷河堆積物からなる地形に対してのみモレーンを用いるのが主流である。氷河に直接運搬されたり氷河から供給された堆積物のうち，水の淘汰を全く，またはほとんど受けていないものはティル（till）と呼ばれる（Dreimanis，1988）。ティルは成因ごとに細分可能とされる（Dreimanis，1988）が，ティルと他の成因による堆積物の識別は困難なことも多い。一般に，ティル（特に氷河下で堆積したもの）は角礫・亜角礫からなる淘汰の悪いコンパクトな砂礫層で，氷河による基盤岩の摩耗のためシルト・粘土などの細粒物質に富む。また擦痕礫や特定の面が擦り減った（ファセット）礫を含むことがある。一方，氷河上に落下した岩屑や，氷の融解により氷河の表面に現れた岩屑などからなるティルは細粒物質にやや乏しい。

氷河から流出する水はアウトウォッシュ，それによる堆積物は融氷水流堆積物やアウトウォッシュ堆積物と呼ばれる。上述のように，融氷水流堆積物は淘汰がよく成層するなど，通常の河川堆積物と似た特徴をもつ。

氷河堆積物及び融氷水流堆積物は，室堂から弥陀ヶ原に至る緩斜面上や，劔岳から越中沢岳に至る区間，及び鹿島槍ヶ岳から蓮華岳に至る区間の主稜線沿いに分布する。以下，主な地点ごとに堆積物，地形及び年代を述べる。なお，本地域の氷河堆積物及び融氷水流堆積物の形成期は部分的に解明されているが，依然情報不足である。地質図で時代区分をせず一括したのはこのためである。

室堂・地獄谷周辺 室堂・地獄谷の周辺や，地獄谷から天狗平に至る登山道沿いにMIS4と同2の氷河堆積物及び融氷水流堆積物が分布する。いずれも明瞭な地形をなさないが，線状・うね状の高まりがところどころにみられる。

雷鳥平野営管理所南方約350mの露頭では，MIS4の氷河堆積物及び融氷水流堆積物が観察できる（第127，128，129図，深井，1974；町田・新井，1979；町田・伊藤，1996）。露頭最下部には弱溶結した称名滝火砕流堆積物がみられ，これを花崗閃緑岩や飛騨変成岩類の角礫・亜角礫（巨礫－中礫）及び黄色軽石粒を含む無層理かつコンパクトな砂礫層Ⅱが不整合に覆う。その上位には黄色軽石・スコリア粒や黒曜石片，岩片を多量に含む成層した砂礫層Ⅱが現れる。砂礫層Ⅱは，立山火山第3期に噴出したとみられる立山Eテフラ（Tt-E，70,000ST y BP；中谷，1972；町田・新井，1992；Machida，1999）の軽石層やスコリア層を挟む。その上位には，花崗閃緑岩や飛騨変成岩類の角礫・亜角礫（巨礫－大礫）を含む成層した砂礫層Ⅲが出現する。砂礫層Ⅲには粗粒砂・シルトの薄層も挟まれ，部分的に斜交葉理がみられる。さらに上位には，玉殿溶岩の自破砕岩片（巨礫－中礫）を含む淘汰の悪い無層理な砂礫層Ⅳが現れ，地獄谷類質テフラ層を挟む完新世の腐植質土層がこれを覆う。

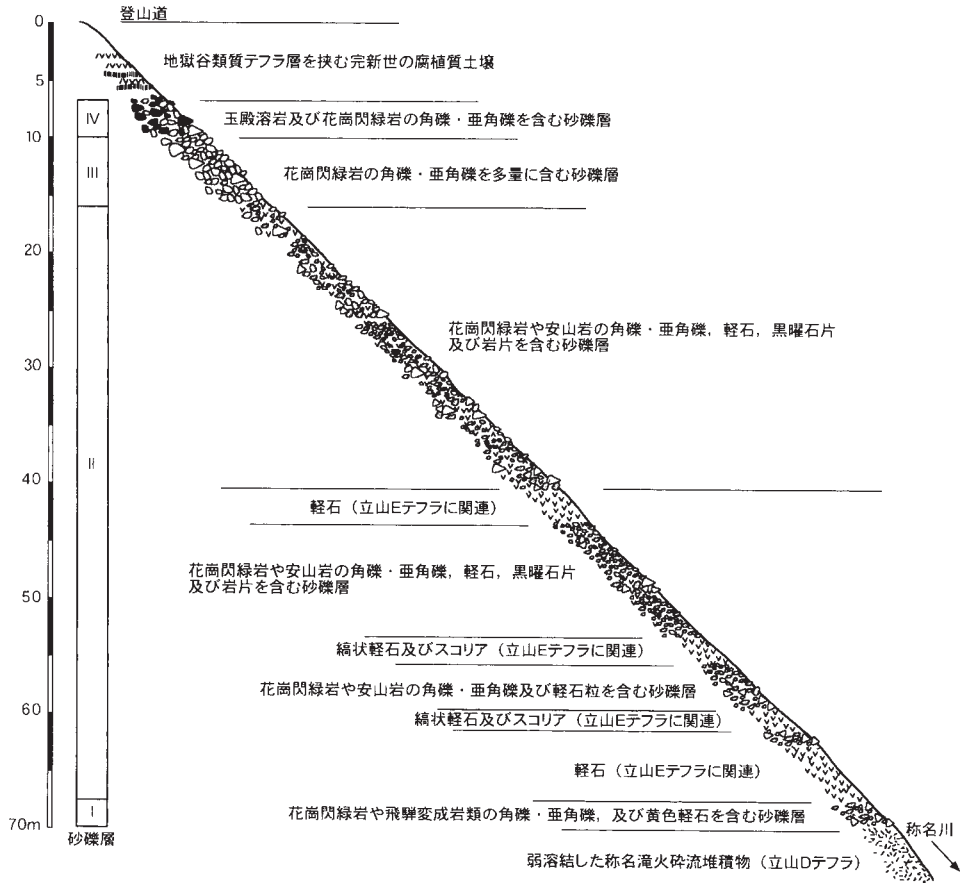
砂礫層Ⅰは淘汰が悪く，特定の堆積構造も認めがたいことから，氷河堆積物と判断される。よく固結



第127図 室堂でみられる称名滝火砕流堆積物 (Sp) とそれを覆う氷河堆積物及び融氷水流堆積物 (g)
 中景左手の露頭の下部には溶結した称名滝火砕流堆積物が露出し、これを海洋酸素同位体比ステージ (MIS) 4の氷河堆積物及び融氷水流堆積物が覆う。称名川を挟んで対岸に見える尾根の中央部付近が室堂乗越で、その中腹から尾根にかけて称名滝火砕流堆積物とそれを覆うMIS4の氷河堆積物及び融氷水流堆積物が分布する。MIS4には室堂乗越まで氷舌が達していた



第128図 雷鳥平野営管理所付近にみられる称名滝火砕流堆積物 (Sp) とそれを覆う氷河堆積物及び融氷水流堆積物 (g)
 残雪の位置に成層した砂礫層 (II) がみえる



第129図 雷鳥平野営管理所南方の露頭における海洋酸素同位体比ステージ4の水河堆積物及び融氷水流堆積物 (g) の模式柱状図

していることから、氷河下で堆積したとみられる。砂礫層 II は深井 (1975) の雷鳥台砂礫層に相当する。町田・新井 (1979) は砂礫層 II を雷鳥台降下火砕堆積物と呼んだが、層相からみて大部分は水成堆積物と考えられ、主に氷河上に降下したTt-Eの2次堆積物と思われる (町田, 1992; 町田・伊藤, 1996; 川澄, 1997)。砂礫層 III は深井 (1974) の室堂礫層に相当し、典型的な氷河堆積物と考えられてきた。しかし水流運搬を示唆する堆積構造も認められるので、融氷水流堆積物を部分的に含む可能性がある。砂礫層 IV も氷河堆積物と考えられるが、その中の自破砕岩片は玉殿溶岩と水との接触を示唆し、溶岩が氷河上か氷河底に流出した可能性がある (町田・伊藤, 1996)。以上を総括すると、砂礫層 I を堆積させた氷河の上にTt-Eが降下して解氷が起こり、融氷水流堆積物として砂礫層 II が形成されたのち、玉殿溶岩の流出前に氷河が再前進して砂礫層 III 及び IV を堆積させたと考えられる。

このTt-Eの降下前後に生じた一連の氷河堆積物及び融氷水流堆積物は、深井 (1974) が“室堂氷期”と呼んだ最終氷期前半の亜氷期に生じたもので、MIS4にあたる。深井 (1974) や町田・伊藤 (1996) は砂礫層 II (雷鳥台砂礫層) と III (室堂礫層) を区別したが、便宜上以下では砂礫層 I - IV を一括して室

堂礫層と呼ぶ。これは小林（1990a, 1990b）の用法に近い。

地獄谷と天狗平を結ぶ登山道の間地点以西でも、亜角礫・亜円礫を主とし、Tt-Eを多量に含む室堂礫層が認められる。淘汰は悪いが、部分的に成層構造が認められる。小林（1990b）が述べたように、この付近の室堂礫層は融氷水流堆積物としての性格が強いと考えられる。小林（1990b）はソーメン滝の南方約150mにおいて、称名滝火砕流堆積物と室堂礫層の間にK-Tzを挟む砂質シルト・粘土層を発見している。天狗平以西では室堂礫層の露出は不明瞭だが、美松平北西のガキ田付近で再び観察される。また室堂乗越付近にも氷河堆積物を主とする室堂礫層が分布し（第130図）、MIS4には室堂乗越から立山川側に氷河が溢流していた可能性がある。



第130図 室堂乗越に分布する海洋酸素同位体比ステージ4の氷河堆積物（g）
室堂乗越の登山道から立山川側（北側）を望む。下部は称名滝火砕流堆積物。氷河堆積物の層厚は10m以上

一方、玉殿岩屋やミクリガ池周辺から天狗平にかけて、室堂礫層や国見岳溶岩・天狗山溶岩・玉殿溶岩を不整合に覆う厚さ5-20mの別の角礫・亜角礫層が分布する。玉殿岩屋の崖上部や地獄谷北岸の小丘上において玉殿溶岩を覆う砂礫層がこれである。またソーメン滝南方において、室堂礫層を削って堆

積する斜交葉理をもった砂礫層も同じである。これらは安山岩，花崗閃緑岩，飛騨変成岩類の巨礫一大礫を含むが，軽石粒やスコリア粒に乏しく，基質の風化も進んでいない点で室堂礫層と異なる。小林（1990a, 1990b）は，これらをミクリガ池礫層と呼んだ。ミクリガ池礫層は鏡石の西方約1.5kmまで追跡できる。また室堂礫層と同様に，玉殿岩屋から大谷付近にかけてミクリガ池礫層は淘汰が悪く雑然としているが，それ以西では成層構造を呈することが多く，融水水流堆積物に移行するとみられる。

浄土山の西側では玉殿溶岩の流理構造（走向N30-50° E）に斜交する深さ数mm-数cmの条溝（同N20° W）が観察される。これはミクリガ池礫層に関連した氷食擦痕である。また立山有料道路が天狗山・国見岳間及び国見岳・浄土山間の谷を横切る地点では，ミクリガ池礫層がモレーンをなす。これらの谷の谷壁には不明瞭な2段のトラフ・エッジがみられることから，いずれもミクリガ池礫層と室堂礫層に関係した氷食谷と考えられる。山崎園谷や浄土山東側の一ノ越園谷の下部にもミクリガ池礫層に対比される氷河堆積物が分布する。

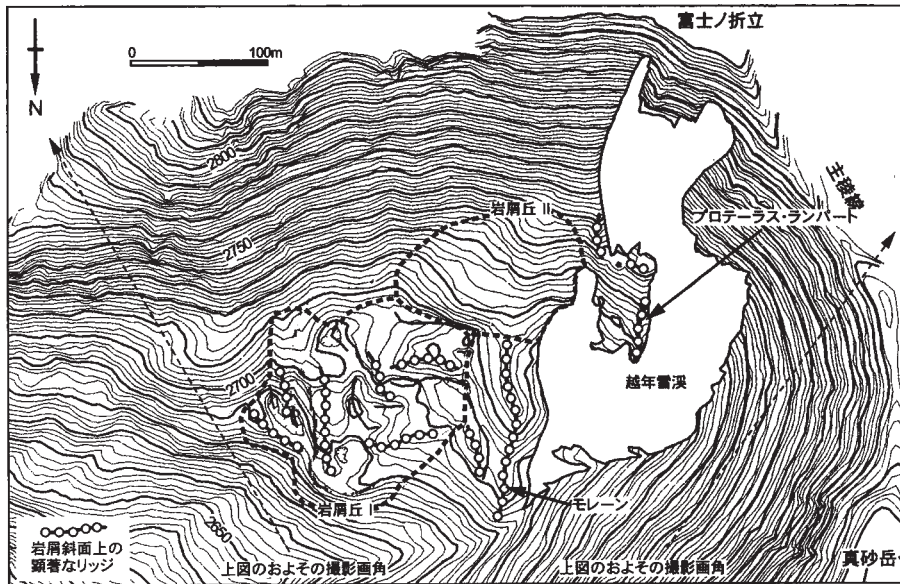
ミクリガ池礫層の年代を示す資料は得られていない。しかし層位は玉殿溶岩の上位にあり，日本各地で明らかにされた氷河前進期との関連性からみてもMIS2に対応することは確実である。かつて，深井（1974）が“立山水期”と呼んだ最終氷期後半の亜氷期がこれにあたる。小林（1990b）はミクリガ池礫層が始良^{あいら}Tnテフラ（AT, 27,500-25,000cal y BP, 町田・新井, 1976, 1992; Machida, 1999）に覆われないことから，その主堆積期をAT降下以降と考えた。

ガキ田・弥陀ヶ原 獅子ヶ鼻岩周辺には称名滝火砕流堆積物を覆うコンパクトで成層したシルト質基質の砂礫層（層厚数m）が分布する。分布や層位，層相から，これは融水水流堆積物としての室堂礫層に対比される。また弥陀ヶ原でも，これに類する堆積物が二ノ谷溶岩や称名滝火砕流堆積物を薄く覆って分布する（地質図では省略）。これらの一部は弥陀ヶ原泥流（Yamasaki *et al.*, 1966）と記載されてきたが，室堂礫層に対比される融水水流堆積物の可能性がある。

別山一越中沢岳 別山から雄山を経て獅子岳に至る主稜線の周辺には園谷や氷食谷が発達し，氷河堆積物及び融水水流堆積物が分布する。分布高度や開析度の違いから，それらはMIS4と同2，またはその他の時期に形成されたとみられる。以下，北から順に，主な堆積物と地形を記す。

内蔵助谷^{くらのすけだん}の谷頭部には園谷が発達し，その底部の南側に複数のリッジをもつモレーンが分布する（第131図）。表層部は基質に支持されない厚さ数mの巨礫層からなり，下部は巨礫一大礫と粗粒砂からなる数m以上の砂礫層で構成される。またモレーンの列に接し，不規則な高まりをもつ別の微地形が認められる。最近，これを土石流や永久凍土に関係した地形とみる意見がある（後述）。さらに，この園谷には化石氷体をもつ越年性雪渓（内蔵助雪渓；第131図）が存在する。吉田ほか（1983, 1986）や中村（1990）は氷体中の複数の植物片のAMS¹⁴C年代を測定し，新しい値として790-560cal（750±90 ¹⁴C）y BPを，古い値として1,870-1,520cal（1,760±140 ¹⁴C）y BPを得た。また小野ほか（1990）は氷体底部の石英粒のSEM画像解析や氷体中の礫の方位測定を行い，化石氷体がネオグラシエーション（数千年前以降の気候寒冷期）か小氷期（数百年前の気候寒冷期）に形成されたことを指摘した。

タンボ沢では，立山ロープウェイ^{らいでん}雷電駅付近からロジックろよん，営林署管理所周辺まで氷河堆積物及び融水水流堆積物が分布する（第132図）。雷電駅南方（標高2,380m）では，大熊山花崗閃緑岩を覆う厚さ20mの氷河堆積物が観察される。これは角礫（巨礫一大礫）と粗粒砂を主とし，淘汰は著しく悪

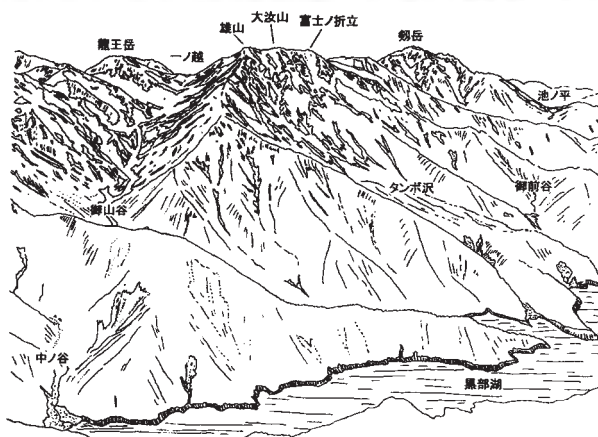


第131図 内蔵助圏谷の地形（青山，1998；福井・岩田，1999）

内蔵助山荘付近から富士ノ折立（正面）を望む（写真）。下図中の岩屑丘 I は永久凍土を内包しない化石石氷河，同 II は永久凍土を内包しているが流動がない停滞型岩石氷河と考えられている。林野庁撮影空中写真（945，C14）から解析図化器を用いて作られた青山雅史氏の原因を基図に使用。等高線間隔は2m

い。年代は不明だが、次に述べる低標高域の氷河堆積物に比べ、風化度・固結度は低い。大観峰駅東方（標高1,975m）では、角礫（巨礫—中礫）とシルトからなる厚さ1.5m以上の氷河堆積物が見られる。これも淘汰は悪く、角礫が主体をなすが、風化度と固結度は雷殿付近のものより高い。ロジックろよん東方の黒部湖岸（標高1,450-1,550m）では、船津花崗岩類の角礫（巨礫—大礫）と粗粒砂からなる厚さ

30m以上の氷河堆積物及び融氷水流堆積物が観察される。これらに含まれる礫には擦痕をもつものが多い。また営林署管理所付近では、氷河堆積物及び融氷水流堆積物を覆う厚さ1.1mの砂礫まじり暗褐色風化ローム質土層の地表下70cm付近に褐色のシルトの小パッチが介在する。これを検鏡したところ、泡壁・平板状火山ガラス片（屈折率 $n=1.508-1.512$ ，測定者：荻谷）を認めた。試料が僅少なため結論には至らないが、これは鬼界アカホヤテフラ（K-Ah, 7,200 cal y BP；町田・新井，1978，1992）か阿蘇4テフラ（Aso-4, 89,000-84,000KA・MIS y BP；町田ほか，1985；Machida，1999）の可能性がある。後者とすれば、この付近の氷河堆積物及び融氷水流堆積物はMIS5.2か5.4，またはそれ以前に生じたことになる。MIS5.4の気候寒冷化は従来考えられていた以上に顕著で、氷河の形成に有利だったとの意見がある（小野，1990；町田・新井，1994）。



第132図 立山東面の氷河地形（タンボ沢及び御山谷）
針ノ木岳付近上空より撮影

御山谷は飛騨山脈屈指のみごとな氷食谷とされ、氷河堆積物及び融氷水流堆積物の保存もよい（第132図）。その概要は深井（1956b, 1974）やOno（1980）が記しており、最低3段のモレーンが標高2,550m, 2,300m, 1,950m前後に分布するとされる。また、これより下方でも融氷水流堆積物が段丘を形成する。同谷右岸の龍王岳、鬼岳及び獅子岳に挟まれた鞍部には、谷頭部の圈谷をもたない特異な氷食谷が連なる。氷食谷が形成された時代には氷河の涵養域となる山体が上流（西）側に位置していたが、立山カルデラの発達によって山体は失われ、“頭なし”氷食谷が生じたと考えられる（小林, 1982, 1990b）。同様の地形は、天狗山ー国見岳間のほか、浄土山の西側やザラ峠にみられる。なお、御山谷最上部ー越山荘南側の標高2,650m付近に基質を欠く巨礫層からなる半月状の高まりがあるが、これはプロテラス・ランパートと考えられる（Ono, 1980）。プロテラス・ランパートは雪渓背後の急斜面や裸岩壁から供給された岩屑が雪面上を滑走・転動し、雪渓の前縁沿いに集積して形成される（Ballantyne and Harris, 1994）。

五色ヶ原南部鳶山東方ではループ状の凸型微地形列が地表にみられ、凸地間に小湿原が分布する。小疇（1989）や小野・大森（1991）は凸地形の一部を溶岩じわと考えたが、五色ヶ原の上半部は主に称名滝火砕流堆積物からなるので再考を要する。一方、小林（1990b）や小林・藤本（1994）は、これらをモレーンとケトルと判断した。ケトルは、氷床や氷河の後退時に、分断された氷塊が地表に滞留して侵食が局所的に進むことで形成される凹地形である。また氷塊が融氷水流堆積物などに覆われ埋没した後に融解して生じることもある。いずれにせよ、五色ヶ原東部（標高約2,350m）には氷河堆積物と推定される厚さ数mの無層理・無淘汰な角礫・亜角礫層が分布する（第133図）。

越中沢岳北側の緩斜面上（標高2,400-2,530m）には、風化した花崗岩類の巨礫ー中礫を主体とする厚さ1m以上の亜角礫・亜円礫層が分布する（第134図）。その成因や時代は明らかでないが、本報告では



第133図 五色ヶ原に分布する氷河堆積物 (g)
鳶山東方約600m地点、ハンマーの長さは約30cm



第134図 越中沢岳に分布する氷河堆積物及び融水水流堆積物 (g)
越中沢岳山頂の北方約700m地点、ハンマーの長さは約30cm

氷河堆積物及び融水水流堆積物とした。

奥大日岳-劔岳とその周辺 奥大日岳の北面に小規模な圍谷があり、モレーンが発達する。

劔沢は御山谷と並ぶみごとな氷食谷で、谷頭部に圍谷が発達する。圍谷底には羊背岩群や、ハイマツに覆われたモレーン群が認められる (図版 III)。また劔御前と前劔の間にも浅い圍谷がみられる。なお、劔御前小屋の北側には“はまぐり雪”と呼ばれる越年雪渓が存在する (第135図)。この雪渓下の礫層下部には7,750-6,450 cal (6,240±560 ¹⁴C) y BPの埋没腐植土層が分布する (藤井・竹中, 1990) ことから、この時代には雪渓が越年せず、斜面は植被されていた可能性が高い。

内蔵助谷の標高約1,450m以上の両岸に分布する河成段丘状の地形は、黒部別山花崗岩の角礫・亜角礫を主体とする淘汰の悪い厚さ50m以上の巨礫層からなる。下部約30mは粗粒砂を主とする基質に支持されるが、上部約20mは基質を欠く。前者は氷河下で、後者は氷河上で生じた氷河堆積物とみられる。同様の堆積物は内蔵助谷に沿って標高1,600m付近まで確認される。また内蔵助平出口付近の標高1,650-1,700mには、谷の両岸に尾根状の地形が認められる。これは直径10mに達する巨礫と、これを支持する砂質の基質からなり、氷河堆積物と考えられる。さらに、内蔵助平の現流路沿いでは、巨礫-中礫の角礫・亜角礫を主体とし、粘土・シルト質の基質に支持される青灰色のコンパクトな砂礫層が確認される (第136図)。これも氷河下の堆積物とみられる。このように、内蔵助平周辺では各所に氷河堆積物が分布するが、年代資料は得られていない。

池の平小屋付近にも氷河堆積物と考えられる砂礫層が分布する。深井 (1956b) によれば、平の池の南



第135図 劔御前付近の残雪斜面（右）と周氷河性平滑斜面（左）
稜線を挟んで斜面形の非対称性が著しい。右手の越年雪溪が通称「はまぐり雪」。遠景に奥大日岳や大日岳が望める



第136図 内蔵助平に分布する氷河堆積物 (g)
内蔵助平からハシゴ谷乗越に至る登山道沿い

側には厚さ25m以上の氷河堆積物が分布し、池より約3mの高まりをもつモレーンを形成している。

針ノ木岳とその周辺 針ノ木峠や、蓮華岳北側の支谷の谷頭部に小規模な圏谷がみられ、その多くがモレーンを有する。とりわけ、針ノ木峠西北西のマヤクボ沢谷頭の圏谷は明瞭で、圏谷底（標高約2,540 m）から竈川本流まで長さ500m以上にわたり氷河堆積物が分布する。その主部は爺ヶ岳火山岩類の流紋岩や凝灰岩の角礫・亜角礫と、それらを支持するシルト・粘土・砂質の基質からなるが、地表には基質に支持されない巨礫層をのせる。

マヤクボ沢・竈川合流点付近（標高約2,300m付近）より下流ではU字谷の発達がよく、さらに下流側の竈川の狭窄部に越年性雪渓が生じることがある。大沢小屋付近の竈川両岸にはリッジ状の微高地を面上に伴った段丘が分布する。これは爺ヶ岳火山岩類と黒部川花崗岩類に由来する角礫・亜角礫と、砂・シルト・粘土質の基質からなる厚さ20m以上の砂礫層から構成され、葉理やインプリケーションが認められる。最上部は厚さ1m以下のローム質土層に覆われるが、テフラは確認されていない。この段丘を構成する砂礫層は、層相や上流部の氷河地形及び氷河堆積物との対応からみて融氷水流性積物と考えられる。同様の堆積物は赤沢や鳴沢の出口付近にも分布する。

竈川・扇沢合流点付近より下流側の竈川右岸には、山地側に傾斜した地表面をもつ特異な段丘が分布する。このうち、現河床沿いに分布する最も北側の段丘は黒部川花崗岩類の亜角礫・亜円礫と、それを支持する砂質の基質からなる。この付近での黒部川花崗岩類の露出は竈川左岸に限られることや段丘の平面形から、砂礫の主供給源は扇沢右岸斜面と考えられる（町田，1979；伊藤・正木，1987b）。またこの砂礫層にはインプリケーションを認めるが、淘汰が悪く、亜角礫も多量に含まれることから、町田（1979）は大規模物質の土石流による流下を考え、全体積を $2 \times 10^7 \text{m}^3$ と推算した。しかし、それに対応する崩壊斜面は未発見である。本報告では、この砂礫層を低位河成段丘堆積物としたが、時代は不明であり、融氷水流堆積物である可能性も否定できない。一方、この段丘のすぐ南側に接する段丘堆積物は爺ヶ岳火山岩類の亜角礫・亜円礫を含み、その堆積頂面は竈川上流部の融氷水流段丘面に連続するようにみえる。

針ノ木峠南方の針ノ木沢谷頭部にも形態が不明瞭な圏谷が分布する（五百沢，1979；伊藤・正木，1987b）。針ノ木沢の標高約2,300mより下流側の左岸にはモレーンと融氷水流堆積物が断片的に分布するが、右岸側の谷壁斜面基部は崖錐に厚く覆われ、詳細は不明である。

IV. 4 周氷河性堆積物（地質図では省略）

周氷河性堆積物は稜線付近や圏谷底に広く分布するが、基盤地質を示すために地質図では全て省略した。しかし周氷河性堆積物とそれが作る地形は本地域の景観を特徴づける重要な要素なので、以下に補足的説明を付す。

周氷河という語は氷河・氷床の存否に必ずしも規定されず、寒冷気候下における凍結融解や永久凍土・残雪に関連した地形形成作用と現象に対して広く用いられる（French，1996）。本地域では、ハイマツの分布上限以高が現在ほぼ周氷河環境下にあり、ソリフラクションやフロスト・クリープといった周氷河性の斜面物質移動・運搬や岩屑生産が生じている。一般に、周氷河性剝削作用が及んだ斜面は横・縦断

方向に凹凸の少ない断面形を呈し、周氷河性平滑斜面と呼ばれる（第135図）。このような斜面上には条線土や階状土などの構造土がよく形成される。また現在は周氷河環境下になくても、過去にそうした環境におかれた場所では化石化した周氷河性平滑斜面が認められる場合がある。例えば、鳴沢岳から種池小屋に至る主稜線の西側一帯は現在ハイマツやオオシラビソに覆われるが、その形態や斜面構成物質の特徴から化石周氷河性平滑斜面とみなされる。現成・化石を問わず、周氷河性平滑斜面上には厚さ数cm～数mの岩屑層が分布することが多い。それらは角礫・亜角礫を主体とし、基質をしばしば欠く。また一般に淘汰は悪いが、逆に凍結融解作用の反復で淘汰がよくなることもある。

本地域の周氷河性堆積物の形成期が調べられた例はほとんどない。槍ヶ岳地域薬師岳周辺の地形発達を検討した高田（1992）によると、標高2,600m以下に分布する化石周氷河性平滑斜面は主にMIS2に、それ以高は5,260-4,860cal (4,412±68 ¹⁴C) y BPから現在までに形成された可能性があるという。本地域の化石周氷河斜面を構成する堆積物の時代も、ほぼこれと同じであろう。

連続する2年以上地温が0℃を超えない岩石または碎屑物は永久凍土と呼ばれる（Ballantyne and Harris, 1994 ; French, 1996）。従来、永久凍土は大雪山と富士山で確認されていたが、最近、飛騨山脈の圏谷内に分布する岩塊集積地の一部を永久凍土のクリープで生じる岩石氷河（式, 1975 ; 松岡, 1998）とする仮説が示された。内蔵助圏谷底の岩塊もこの疑いが持たれる堆積物の一つである。第131図（下）は内蔵助圏谷の大縮尺地形図で、これから読みとれる岩塊集積地の形態的特徴は海外で明らかにされた停滞型または現成型岩石氷河のそれに合うという（青山, 1998 ; 福井・岩田, 1999）。長期地温観測や電気比抵抗探査によると、第131図に示された高位の岩塊集積地は永久凍土を内包している可能性が高い（福井・岩田, 1999）。なお、内蔵助圏谷の岩塊集積地には、ほかに2列のリッジからなるモレーンと、それらの上方に分布するプロテラス・ランパートがある（第131図）。関根（1973）や渡辺（1985）、Ono and Watanabe（1986）は内蔵助圏谷のプロテラス・ランパートの現在の形成要因として、雪溪の背後で生じる高山土石流や落石の重要性を強調した。

XIV. 5 旧期岩屑なだれ堆積物（db1）

分布 立山カルデラ中央部の泥^{どじょう}鱈池付近より湯川谷両岸に沿って刈込池や新湯付近まで分布する。特に、松尾谷に沿って天狗山の直下までまとまって分布する。本堆積物の分布状況から、岩屑なだれ（山体崩壊）が湯川谷を挟んで松尾谷と兎谷の上方でそれぞれ発生したことも想定されるが、湯川谷左岸にみられるものは松尾谷を流下した物質が反対側斜面に載りあげて堆積（いわゆるランプウェイ構造）した可能性もある（第137図）。いずれの場合も、供給源となった崩壊斜面の痕跡を確認することはむずかしい。有峰トンネルの東西出口付近に分布する岩屑なだれ堆積物も、旧期岩屑なだれ堆積物とした。

層相 安山岩角礫を主体とする淘汰の非常に悪い砂礫層で、砂-シルト質の基質に支持される。湯川谷や松尾谷下流部ではジグソー割れ目が発達した安山岩質の巨大岩塊（メガ・ブロック）が含まれることがあり、その最大径は20mに達する。最大層厚は100m以上である。本堆積物の上位には岩屑なだれ堆積物が2次的に移動し、水流の影響を多少とも受けて堆積したラハール堆積物や河成堆積物が分布することもある。



第137図 国見岳上空から俯瞰した立山カルデラと弥陀ヶ原
右手前の積雪がみられる斜面は天狗山と国見岳の間の氷食谷。中央の顕著な凹型斜面は松尾谷の源流部で、旧期岩屑なだれ堆積物の供給源にあたる可能性がある。遠景に弥陀ヶ原がみえる

年代 年代資料は得られていないが、1858年（安政五年）に発生した新期岩屑なだれ堆積物（db2）に覆われることから、これより古い。また地質図に旧期岩屑なだれ堆積物と示したものが全て同時発生したかどうかは明らかでなく、年代の異なるものが含まれている可能性もある。

XIV. 6 新期岩屑なだれ堆積物（db2）

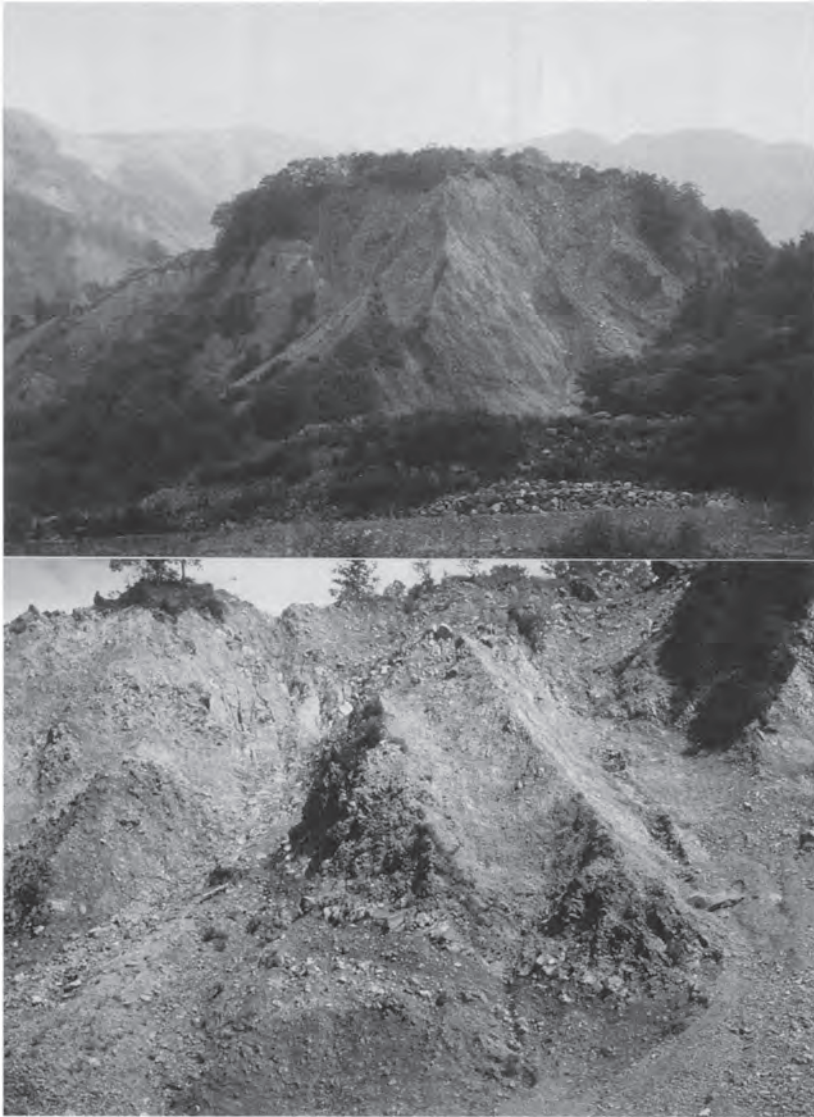
分布 立山カルデラ南西部の^{だしから}多枝原付近から湯川谷に沿って真川との合流点付近まで分布する。また、それより下流の常願寺川沿いや、真川・スゴ谷合流点の約500m下流側まで断続的に認められる。次に述べるように、本堆積物は跡津川断層の活動による地震動を主な引きがねとして、鳶山西方のカルデラ壁が崩壊することで生じた（第138図）。この崩壊は“鳶崩れ”や“大鳶崩れ”と呼ばれてきた。また本堆積物やそれが2次的に移動して発生したラハールは常願寺川下流部の富山平野に深刻な土砂災害をもたらしてきた。なお、崩壊の誘因が大地震だったことは確かであるが、立山火山の活動に伴う基盤地質の変質・脆弱化や、発生時期が融雪期だったことによる地下水位の上昇も崩壊の発生と強く関連していたと考えられる。

層相 多枝原付近では、安山岩溶岩及び花崗閃緑岩の角礫を主体とする淘汰の非常に悪い無層理な砂礫層で、砂-シルト質の基質に支持される。礫径は最大数mに達し、ジクソー・パズル状に破碎した粒径数m以上の安山岩の巨大岩塊も含まれる（第139図）。層厚は数mから70m以上に達し、多枝原周辺



第138図 多枝原南東のカルデラ壁斜面（上）と、その直下に分布する崖錐堆積物（t1）（下）
この崩壊斜面は大鷲（おおとんび）と呼ばれ、新期岩屑なだれ堆積物の供給源となった部分である（写真上：立山カルデラ砂防博物館提供）

の緩斜面を形成する。また多枝原南方のカルデラ壁上の斜面では、厚さ20m以下で花崗閃緑岩を覆う。本堆積物の堆積面上には比高数m程度のハンモック状の不規則な凹凸を認めることがある。ちなみに、多枝原は岩屑の押し出しで生じた低平な土地をさす地名との解釈がある（Ouchi and Mizuyama, 1989）。



第139図 多枝原北西の湯川沿いに分布する新期岩屑なだれ堆積物 (db2) (上) と、その層相 (下)
 新期岩屑なだれ堆積物は現在も著しい開析を受けており、バッドランド (悪地地形) を形成する。遠景の尾根はカルデラ縁 (写真上)。ジグソー・パズル状に破碎した安山岩溶岩の巨大ブロックを含む (写真下)

立山砂防水谷出張所付近より下流側では安山岩の巨大岩塊は含まれないが、多枝原付近のものと同じ層相を示す厚さ5-50m以上の砂礫層を覆って、わずかに層理を有する厚さ数m-15mの砂礫層が認められる。この砂礫層は円磨度がやや高い中礫を主体とする。これは、下位の砂礫層が2次的に移動し、水流の影響を受けて堆積したラハール堆積物、または河成堆積物と判断される。双方の砂礫層は現河床から比高数10-70mに達する段丘をなす。このように、崩壊斜面からの距離に応じ層相は多少変化する。

るが、上述の本堆積物の特徴は火山性の岩屑なだれ堆積物に共通するものである。

本堆積物の体積評価については、堆積前の地形復元が難しいため推定値は研究者によって異なる。町田（1962）は $4.1 \times 10^8 \text{m}^3$ とし、後に最小見積値として $2.7 \times 10^8 \text{m}^3$ を示した（町田，1984）。町田はカルデラ内に分布する本堆積物の平均層厚とその面積からこれらを算出したが、Ouchi and Mizuyama（1989）は同じ方法で $1.27 \times 10^8 \text{m}^3$ を得た。また彼らは崩壊発生直後に描かれた複数の絵図と現地地形を比較して崩壊発生前の地形を復元し、それにもとづく推定値として $1.14 \times 10^8 \text{m}^3$ を導いた。

岩屑なだれの運動性を評価する指標として、見かけの摩擦係数（ H/L ：崩壊斜面頂部と崩壊堆積物末端との高度差と水平距離の比）が用いられることがある（宇井，1997）。鷹崩れでは、 $H=1.7-1.84 \text{km}$ ， $L=12-13 \text{km}$ ， H/L 値 $<0.15-0.13$ が報告されている（町田，1984；Ouchi and Mizuyama，1989）。

年代 岩屑なだれは1854年4月9日（安政五年二月二十六日）未明に発生した飛越地震の震動が誘因となった。宇佐美（1996）によると、本地域での震度はVI-VIIと推定され、それを引きがねとして現存しない大鷹山・小鷹山が崩壊したと考えられている。鷹崩れ発生後の立山カルデラや湯川谷、真川の状況は多数の絵図や文書に残されており（図版 VII-X），地形変化や災害発生過程の検討に役だつ。それによれば、岩屑なだれ堆積物によって湯川谷は一時的にせき止められ、多枝原周辺に“水溜”が形成された（例えば、図版VII）。また崩壊発生から14日後の4月23日（三月十日）夜にも大量のラハールが常願寺川に押し出し、下流の人家や耕地に被害を与えたとの記録がある。図版 Xには、この日に真川の湖水が“水抜”したと記されていることから、このラハールは真川の天然ダムの決壊が原因と考えられる。一方、これ以外の絵図には真川のせき止めの記録がみあたらない。湯川谷より奥まった真川流域の災害を偵察するほどの余裕は当時の社会になかったのであろう。さらに、6月7日（四月二十六日）午後にも別の押し出しが生じ、甚大な災害を再びもたらした。第 X図版には、湯川谷の水溜がこの日に“水抜”したと記録されていることから、この破堤が2回目の洪水の原因とみられる。この時の湯川谷の天然ダムの決壊について、町田（1962）やOuchi and Mizuyama（1989）は多量の融雪水の貯溜や新たな斜面崩壊の発生を想定したが、長野県大町市の北北東約10kmを震央とする同日の $M=5.7 \pm 0.2$ の地震（宇佐美，1996）の影響も大きかったと考えられる。もっとも、これ以降の絵図にも湯川谷沿いの大水溜は描かれており、天然ダムが完全決壊したか否かは不明である。

XIV. 7 崖錐堆積物及び沖積錐堆積物 (af, at)

崖錐と沖積錐はしばしば同義に使われるが、分布位置、地形、構成物質、及び堆積作用は異なる。

崖錐は圈谷壁や崩壊斜面などの急崖や急傾斜な裸岩斜面の直下に生じる岩屑堆積地形で、安息角に近い傾斜をもつことを特徴とする。その堆積物は大量の礫-巨礫からなり、基質を欠くことも多い。また一般に淘汰がよく、層厚は数m以上である。形成作用には重力による岩屑の落下や転動、乾燥岩屑流が重要とされ、土石流による岩屑の運搬も認められる（町田貞，1984；Jackson ed., 1997）。圈谷・氷食谷内の崖錐堆積物は氷河堆積物及び融氷水流堆積物を覆うことから、最終氷期末期または完新世の解氷後に形成されたと推定される。また、それ以外の場所では、地震動や凍結破砕に起因する岩壁の崩壊がその堆積に与ってきたと考えられる。

沖積錐は河床勾配が減じる山地内の小谷の出口付近に形成される急傾斜な扇状地状の地形である（第140図）。その堆積物は水流運搬された未固結物質からなる（白井，1981；Jackson ed., 1997）。それらは背後の谷・斜面の基盤岩石に由来する亜角礫・亜円礫（細礫以上）と、それらを支持する砂からなり、一般に淘汰はよくない。本地域に分布する沖積錐堆積物の層さは数m程度のものが多い。また物質の供給が間欠的だったり、沖積錐上の流路がたびたび移動した場合は植生が侵入し、腐植土層が生じることがある。こうした土層が後から供給された物質で埋没した場合、沖積錐堆積物の断面に埋没腐植土層となって認められる。本地域に分布する沖積錐堆積物の多くは降水強度が増した完新世初頭以降（約11,000 cal y BP）に生じたと推定されるが、一部はそれ以前に溯る。



第140図 雷鳥台野営管理所付近の沖積錐堆積物

雷鳥荘付近から北を望む。左手の沖積錐は右手（谷奥に雪渓が見える）のそれに切られており、双方の形成時代が異なることを示す。いずれも地表面には無数の河道跡がみられ、流路が著しく変遷したことを示している

XIV. 8 現河床堆積物及び湖沼堆積物 (a)

現河床堆積物は上流域に露出する基盤岩や河成段丘堆積物、氷河堆積物及び融氷水流堆積物などを起源とする碎屑物からなる。河床勾配が減じたり、峡谷が部分的にポケット状に広がるなど、堆積を促す条件があれば急峻な山間部でも現河床堆積物が認められる。

湖沼堆積物として、地獄谷の谷底に分布する未固結の縞状の堆積物を含めた。この堆積物は細粒の硫黄を主とする黄白色の下部層（層厚1m）と、粘土及び碎屑物を主とする明暗褐色の上部層（層厚3.8m）、及び粗粒の硫黄と粘土の互層からなる最上部層（層厚2m）に分けられ、いずれもほぼ水平な数mm－1cm

単位の葉理が発達する（第141図；日下部ほか，1983；Kusakabe *et al.*，1986；川上ほか，1990）。小断層や層内褶曲がみられることもある。これらは，地獄谷の水蒸気噴火に因むコロイド状硫黄と淡水棲の珪藻が湖水の季節的循環に関連した生じた一種の年縞堆積物と考えられる。本堆積物はK-Ah降下後，地獄谷類質第3テフラ層降下前の3,000–4,000年間に生じたとされる（日下部ほか，1983）。なお，地獄谷の北側にある小丘北東の小凹地（火口）でも同様の堆積物が分布する。



第141図 地獄谷の谷底に分布する縞状湖沼堆積物 (a)
ハンマーの長さは約30cm

XV. 応用地質

(原山 智)

XV. 1 鉱物資源

本地域内で稼行された鉱物資源は乏しく，大正年間から第二次大戦後にかけて輝水鉛鉱が採掘された

ほかには、硫黄と砂鉄がかつて採掘対象とされた程度である。砂鉄については詳細な記録はなく、その昔長野県側では刀剣や農具用に黒部川（針ノ木谷ー平の渡付近？）の砂鉄を利用したと伝えられている。

XV. 1. 1 モリブデン

小黒部鉬山 劔岳北東の池ノ平山東斜面から小窓雪溪に面した斜面には輝水鉛鉬を伴う石英脈を産し、断続的に採鉬が行われた。本鉬山については千村ほか（1951）と佐藤ほか（1952）により調査報告が行われている。これらによれば、大正元年に鉬床発見、大正5年から7年にかけて盛んに採掘され約17t（ MoS_2 品位90%程度）を産した。大正7年に休止し、その後所有権は日本電力株式会社を経て小黒部鉬業株式会社に移り、昭和19年6月に再開したが終戦後の昭和21年9月に再び休止した。終戦前後の生産量は16t（ MoS_2 95%程度）との記録がある。昭和26年、所有権は日本興業株式会社に移り再開、同年夏までに鉬石（ MoS_2 10–30%）22t、砂鉬（ MoS_2 5–7%）9t、（ MoS_2 90%）0.2tを産したが、これは精鉬（ MoS_2 : 90%）換算で、約5.1tになる。

XV. 1. 2 硫黄

立山硫黄鉬床 室堂の地獄谷において、江戸時代加賀藩により採掘された。大塚（1891c）によると、当時年平均13tの硫黄を採掘していたとされる。また明治ー大正年間にも硫気孔からの昇華硫黄を対象に若干量の生産が行われたが、本格的な開発には至っていない。大塚・上野（1952）によれば、地表部の昇華鉬床と砂礫層に挟まる沈殿鉬床に二分され、前者は平均品位45–50%で約15,000tの鉬床量が、後者は平均品位30–35%で57,000tの鉬量と低品位鉬222,000tがそれぞれ推定されている。

XV. 2 温泉及び地熱資源

XV. 2. 1 温泉

黒部川流域、立山地獄谷一帯、立山カルデラ内の湯川谷一帯で、それぞれ多数の温泉が湧出している。黒部川流域では、餓鬼谷温泉、阿曾原温泉、人見平一帯、仙人の湯で温泉が湧出するほか、平の小屋近傍の黒部湖湖底や黒部ダム堤体下部のドレーン抗からも温泉の湧出が認められている。

餓鬼谷温泉 調査を行った1995年10月の時点では、餓鬼谷の右岸標高870–880mで3箇所、同じく右岸900–940mで6箇所の温泉湧出が確認された。黒部川花崗岩のクラックもしくは花崗岩を被覆する砂礫層の基底部から噴出し、湧出量はおおよそ数–数十 ℓ /分の範囲で、温度は94–100 $^{\circ}\text{C}$ であった。赤羽ほか（1990）によれば、1989年7月の時点では右岸標高920mの地点で噴泉塔が3本確認されており、サイズは高さ70cm、直径30cmの2本と高さ40cm、直径10cmのもの1本が観察できたという。1995年の調査時点では噴泉塔は観察されず、おそらく洪水流や土石流により流失したものと判断された。泉質は単純温泉（アルカリ非炭酸水素型）でpH8.5–9.35、噴泉塔はほぼ純粋な炭酸カルシウムからなり方解石とアラゴナイトが確認されている（赤羽ほか、1990）。

阿曾原温泉 阿曾原小屋東方、黒部川本流左岸において、黒部川花崗岩及び阿曾原峠花崗閃緑斑岩のクラックから4箇所にわたって湧出している（第142図）。湧出量は全体で200 ℓ /分と見積もられ、泉質



第142図 阿曾原温泉の湧出状況

は含食塩硫黄泉で温度は90℃前後である（富山県，1967）。阿曾原温泉で露天風呂として浴用に利用されているのは，高熱隧道として知られている仙人ダム－阿曾原間の発電用水路トンネルや上部軌道トンネルを冷却するために流されている水が暖められたものであるが，単純温泉で温度は47℃，湧出量は124ℓ／分に達する。

人見平一帯 本間（1939），田中ほか（1964）によれば，人見平－仙人ダム－仙人谷出合一帯では黒部川に面した岩盤中のクラックから温泉が湧出していたが，その量は乏しかった。一方，仙人ダムから黒部第三発電所及び新黒部第三発電所へ送水するトンネルの掘削時には岩盤温度が最高160－175℃に達し，高温の温泉も各所で湧出した。現在関西電力人見平合宿所で利用している温泉は新黒部第三発電所への水路掘削時にトンネル内に湧出した温泉であり，富山県（1967）によれば単純硫黄泉（95.8℃；湧出量9ℓ／分）と単純温泉（71.6℃；湧出量3ℓ／分）がある。

仙人の湯 仙人谷右岸山腹の標高1,560m付近において噴気孔（第143図）とともに5箇所湧出地点が確認された。富山県（1967）によれば，含緑礬酸性泉で，湧出量は120ℓ／分，泉温は80－95℃，河川水と調合の後，仙人湯小屋に引湯され浴用に利用されている。

黒部湖湖底 黒部ダムが建設される以前の旧平ノ小屋は，黒部川を渡る吊り橋の左岸にあったが，小屋近傍の左岸河床には温泉が湧出していたと伝えられる。ダム建設により温泉は湖底に沈んだが，冬季



第143図 仙人谷の湯の噴気状況

には凍結する黒部湖の湖面が、かつての湧出地点の上部に限って融けているようである。

黒部ダム堤体下部 ダム堤体下部の基盤岩中に掘削された複数のドレーンボーリング孔（深度200m前後）から温泉が湧出している。湧出量は640ℓ/分で、詳細な分析値の報告はないが無味無臭の単純泉と判断される。

地獄谷温泉 富山県（1967）と地質調査所（1976）によれば、地獄谷温泉の湧出地点は地獄谷一帯で6箇所、地獄谷下流のソーマン滝下部に1箇所、ミクリガ池温泉1箇所、室堂ターミナル1箇所の計9箇所で確認されている。ソーマン滝下部（称名谷）で30ℓ/分（泉温89.2℃；強酸性・明礬緑礬泉）、雄山荘利用の地獄谷温泉が50ℓ/分（泉温51℃；酸性硫化水素泉）、室堂ターミナルで35ℓ/分（泉温67.8℃；単純硫化水素泉）とされ、他は湧出量の報告は無いが、いずれも硫化水素臭が強く、酸性度の強い（pH2.4-2.9）特徴を有し、泉質は酸性硫化水素泉、単純酸性泉、酸性硫黄泉からなる（泉温43.5-76.5℃）。

立山温泉 立山温泉の湧出地点は、旧立山温泉一帯で5箇所、松尾谷（松平の湯）、兎谷（うさぎの湯）、湯川谷1,620m（立山新湯）でそれぞれ1箇所が報告されている（地質調査所、1976）。富山県（1967）によれば、立山温泉では湧出量300-400ℓ/分（泉温87.6℃；単純泉）であり、立山新湯では湧出量90ℓ/分（68.0℃；酸性泉）である。その他、旧立山温泉の南西（金山谷標高1,600m-1,650mの右

岸)や兎谷中流(標高1,600m-1,650m)などにも湧出量はわずかであるが高温の温泉湧出が認められた。

XV. 2. 2 地 熱

本地域内には立山地獄谷一帯、立山カルデラ内、仙人谷などに噴気活動や熱水変質帯が確認されており、また仙人ダム北側の高温トンネルにも示されるように潜在する地熱賦存量はかなり大きいと判断されるが、いずれも国立公園内の保護地域内にあり、地熱資源としての利用は困難な状況にある。かつて、立山地獄谷では地熱発電候補地として基礎調査が行われており、2万-5万kWの発電能力があると概算されている(小田, 1953; 近藤, 1953)。

XV. 3 自然災害及び土木地質

XV. 3. 1 自然災害

ここでは主として山体崩壊と土石流災害について述べる。地形の章でふれたように、立山カルデラの南東付近で1858年(安政五年)に発生した大規模岩屑なだれ(^{とんび}蔦崩れ)の堆積物は場所により厚さ70m以上でカルデラ底を埋積したが、その後の洪水時に土石流となってたびたび搬出され、下流の常願寺川沿いの各地に土砂災害をもたらしてきた。これを防ぐために、立山カルデラでは1906年以来砂防工事が本格的に着手され、日本における治山・砂防工事の模範的フィールドとなってきた。

「立山砂防七十年のあゆみ」(建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所, 1997年編集)によれば、かつての常願寺川は舟も往来する穏やかな河川であったとされるが、1858年の大規模岩屑なだれの発生以降暴れ川となり、流域における主な崩壊・洪水だけでも1891年, 1911年, 1912年, 1914年, 1919年, 1922年, 1926年, 1927年, 1929年, 1934年, 1935年, 1936年, 1945年, 1949年, 1952年, 1953年, 1957年, 1958年, 1959年, 1964年, 1969年の21回にわたって発生している。中でも1914年(大正3年)と1969年の洪水は極めて規模の大きなもので、流域各地に大規模な被害を生じた。これらの災害はいずれも6月から9月にかけての集中豪雨が引き金となっているが、流域における不安定な堆積物が流出土砂の源となっているといえる。

黒部川流域においても集中豪雨による大規模な山体崩壊や土石流災害が生じているが、本地域内の崩壊は上流・下流側に比べ相対的に規模が小さく、黒部湖南部の山腹などに限定されている。ただし、御山谷・タンボ沢・内蔵助谷・劔沢など源頭部に氷河堆積物などの未固結堆積物が分布している流域では、不安定堆積物の大規模流出の可能性があり十分な注意が必要である。

XV. 3. 2 土木地質

本地域内で行われた大規模な土木工事の筆頭は昭和20年代末から30年代に行われた黒部第四ダムの建設であるが、この工事に際しては関電トンネル・黒部トンネル、黒部第四(地下)発電所などの建設が同時に行われている。これに続いて、黒四発電所からの放水を有効利用するための新黒三発電所の建設(樺平)が行われ、これに伴って本地域内では導水路の掘削が行われている。この導水路掘削時には、

戦前に行われた仙人ダムからの導水路・上部軌道トンネル掘削時に遭遇した高熱地帯（いわゆる高熱隧道）を再び通過することとなった。このほか、黒部貫光ルートの一部である立山トンネルの掘削も、破砕帯に遭遇した結果、難工事となった。以下、土木工事を行う上で問題となった地質条件について述べる。

黒部第四ダム アーチ式ダムの取り付け部分に当たる黒部川右岸の岩盤は破砕帯に近接しているため軟弱地盤（破砕花崗岩）になっており、ダム建設時にはこの軟弱部の拡がり把握するため多数のボーリング調査が行われ、それに基づいてグラウトなどを用いた岩盤の改良に力が注がれた。またダムの設計もウィング付きのアーチ式に設計変更されている。この軟弱部は黒部別山花崗岩と黒部川花崗岩を境する南北性の断層の破砕帯の一部で、高瀬川断層から派生した断層の延長部に当たっている。

関電トンネル 扇沢から黒四ダムに資材を運搬するために掘削されたトンネルであり、ダム建設の成否を担った工事であった。このトンネル掘削時には、大町側から、1,690m地点で大規模な破砕帯（幅80m）に遭遇し、大量の出水（最大660ℓ/秒）をみたために工事は約半年にわたってストップした。この破砕帯は高瀬川断層の延長部に当たっており、針ノ木雪渓から赤沢岳東方にかけて走る顕著なりニアメントの地下延長部に相当している。針ノ木雪渓や赤沢など比較的集水面積の大きい流域を通過している断層破砕帯であるため大規模な出水につながったと推定される。

高熱隧道 仙人ダムから樺平に向かう導水路や関西電力専用鉄道（上部軌道）の掘削時には延長約1,200mに達する高熱帯に遭遇することとなった。新黒三への導水路掘削時には、岩盤の最高温度は仙人ダム－阿曾原温泉間で160℃、阿曾原小屋北西部の導水路内では175℃に達した（関西電力株式会社、1965）。この地域の高熱の起源については花崗岩の残熱説（Nishimura and Mogi, 1986）や、乗鞍火山帯通過説（田中ほか、1964）があるが、確証に乏しく今後に残された課題といえよう。

立山トンネル 立山トンネルは、黒部川側の雷殿から立山直下を通過して室堂ターミナルに至るルートをとっている。このトンネルの掘削時には、雷殿から約900mの地点で破砕帯に遭遇した。この破砕帯は、龍王岳から御前谷源頭部を経て丸山に至る断層に伴うものである。破砕帯上部に位置する御前谷源頭部のカール地形が集水域となっているため、大出水につながったと推定される。

XVI. 重力異常と密度構造

（駒澤正夫）

XVI. 1 重力測定と重力データの編集

本地域の範囲とその周辺地域の重力異常図は、駒澤ほか（1987）による縮尺100万の1の全国重力

図や、西南日本重力編集グループ（1994）による縮尺70万分の1によるブーゲー異常図によりその概略は示されているが、本地区が急峻な地形を呈していることもあり必ずしも測点密度が十分な条件で描かれたものではない。そこで、本地区の研究の一環として平成8、9年度の2か年にわたって重力測定を行い地質構造の抽出につとめた。主な調査ルートは、針ノ木岳-赤沢岳-岩小屋沢岳の縦走ルート、大町-黒部ダム、黒部ダム-仙人峡-樺平の隧道ルート、室堂より五色ヶ原の縦走ルートである。大町-黒部ダムの隧道ルートと赤沢岳-岩小屋沢岳の縦走ルートは、標高差1,000m以上を隔てて45°-60°程度の角度で斜行して交差しており、本地区の岩盤の密度を精度よく求めることを意図したものである。重力測定には、ラコストG-型重力計（シリアル番号：G-304）を用いた。平成8年度には、マゼラン社製GPS DX5000によるノーマル測位、平成9年度には同社製GPS Pro Mark X-CMによるデファレンシャル測位により位置決めを行った。デファレンシャル測位については、重力測定に要する時間と同程度の数分間の測定でも標高値も含め数10cm以内の精度が保証され、重力のデータ処理には十分な精度である。

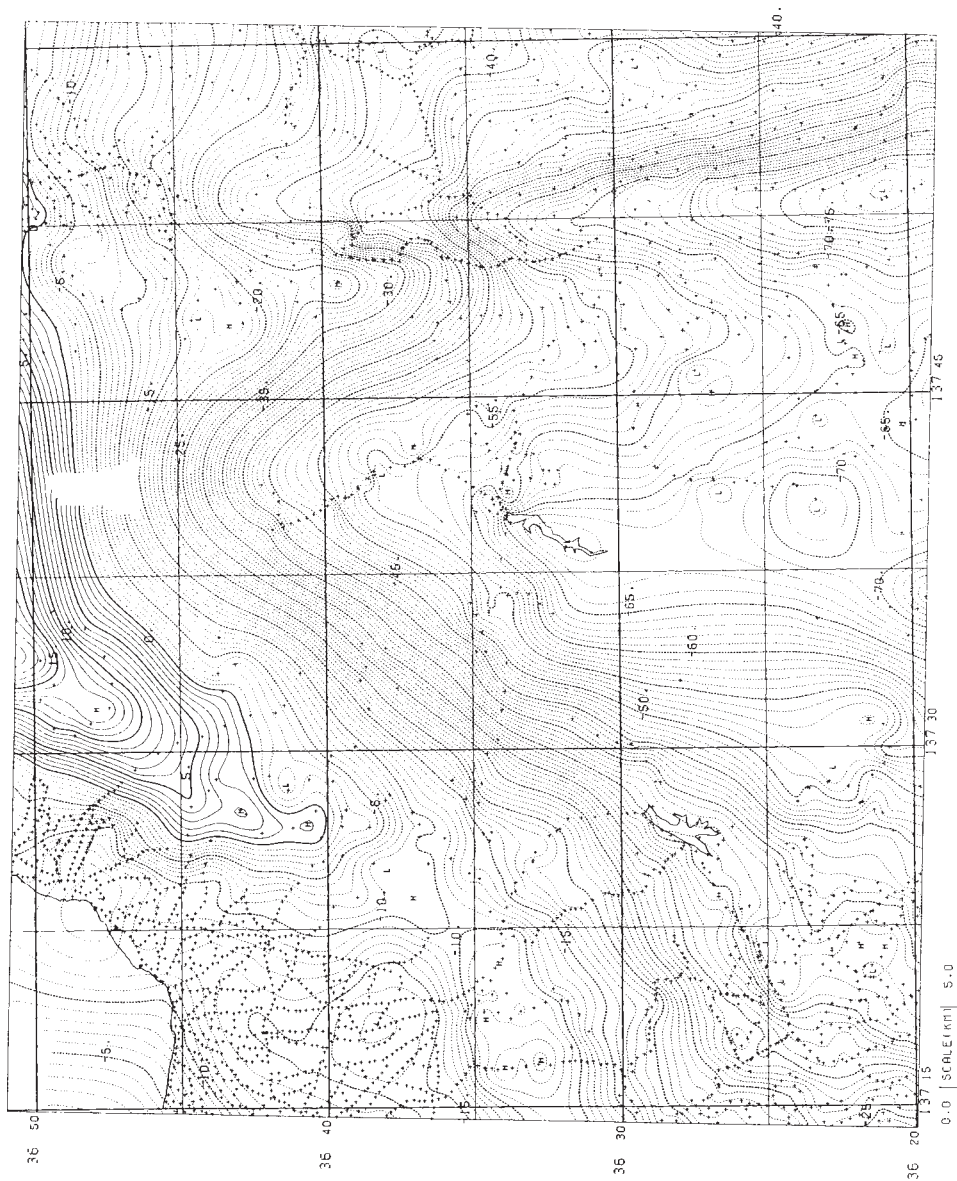
上記の本研究による測定データのほか、本地区の編集に使用したデータは、つぎのとおりである。Yamamoto *et al.*（1982）による名古屋大学の中部山岳地域の公表データ、建設省国土地理院の閲覧資料のほか、石油資源開発株式会社の昭和31年度「富山平野」、昭和37年度「上水内」、富山県の昭和39年度「富山県北部」、金属鉱業事業団の昭和47年度広域地質構造調査「長棟」、昭和49年度同調査「飛騨」、日本地熱開発促進センターの昭和53年度地熱基礎調査「小谷」、新エネルギー・産業技術総合開発機構（1983, 1984b）の昭和58年度全国地熱資源総合調査「中部地域」、昭和59年度同調査「中部山岳地域」及び「東北南部・関東地域」で得られた各データである。また、薬師岳、三保蓮華岳、槍ヶ岳の3点のデータについては金沢大学により測定がなされており、ブーゲー異常図（河野・古瀬, 1989）から重力値を推定して編集した。

測定重力値は、国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網1975（JGSN75）（鈴木, 1976）に準拠させた絶対重力値に変換した。ブーゲー異常を決定するには表層の密度を仮定せねばならないが、本地区は基盤の露出が見られることなどから、地質図には2.67g/cm³の密度を仮定して表示した。なお、地質図に併記されている重力コンターは2mgalである。

XVI. 2 重力データの処理

データ処理の概要は以下のとおりである。地形補正については、地形を球面効果による沈み込みを考慮した仮想扇形の集合体に近似する方法（駒澤, 1988）で実施した。この地形補正法は、地表面だけでなく測定点が地中であっても適用でき、今回のトンネル内のデータにも有効に適用できた。使用した地形データは、陸域は建設省国土地理院が作成した標高に関する国土数値情報KS-110の250mメッシュデータを用いた。海域については調査船白嶺丸による測深データと運輸省海上保安庁水路部による海図を読みとったものを併用して用いた（駒澤・岸本, 1995）。補正範囲については、本来、地球全表面にわたるべきであるが、60km以遠の超遠方域による影響は長波長のトレンドを生じさせるだけで数10kmスケール以下の重力異常にはパターンを乱すことはなくバイアスを生ずるだけなので、ここでは60kmまでとしている。極近傍域（0m-500m）と近傍域（500m-4km）については国土数値情報KS-110の

250mメッシュデータ（実際には7.5"×11.25"の格子）をそのまま使用し，海域については海上保安庁水路部の海図を読み取ったものを用いて計算した．また，中間域（4-16km）と遠方域（16-60km）については，各々1km（30"×45"）と4km（2'×3'）のメッシュデータに間引いて地形補正計算を行って効率化を図った．なお，極近傍域の補正量の大きいもの（2mgal程度）については国土数値情報KS-110の250mメッシュデータに国土地理院（1996）より公開頒布されている数値地図50mメッシュデータを追加して地形補正を実施した．なお，編集データのなかには位置の不確実のものがあリ，それらについては数値地図50mメッシュを用いると無意味に地形補正量が大きくなるので適用除外と



第144図 5万分の1「立山」地域と周辺域の重力異常図
 (ブーゲー異常, 仮定密度 $\rho = 2.67 \text{g/cm}^3$, コンター間隔: 1.0mgal) . H: 重力異常値極大値, L: 重力異常値極小値, +: 重力測定点

したものもある。また、海域の極近傍域の地形補正については、細かいメッシュデータを用いても意味がないので1km (30"×45") メッシュを用いた。ブーゲー補正については従来行われていた無限平板による方法では地形の急峻な所では不適切な質の異常をつくるので、地形補正と同じ範囲である60kmの弧長の球殻(球帽)による方法によった(駒澤, 1988)。そうすることにより地形効果が厳密に除去でき、独立峰や尾根部の見掛けの低重力異常がなくなり地質構造が忠実に反映する重力図になると考えられる。第144図に、広域的に露出している花崗岩の平均密度と考えられる2.67g/cm³を仮定密度として、ブーゲー異常図を示す。図化範囲は、5万分の1「立山」を中心に、その外周部を1枚含むよう設定し、5万分の1地形図9枚分の範囲とした。図化には重み付きの二次曲面を局所領域にフィティングさせ、測点から離れた点については水平方向の2次微分までが滑らかに連続する条件を付加させ計算法によってグリッド値を計算し、コンタリングも電算機により行った。測点分布やグリッド間隔によって抽出される地下情報は規制されるが、ここではグリッド間隔をx-座標、y-座標とも500mとした。なお、第144図には情報の精度を示すために測点を表示し、情報の抽出向上のためコンター間隔1mgalとしている。なお、地質図に併記されている重力コンターは2mgalである。

XVI. 3 樺平堅坑重力測定と基盤の密度推定

樺平の岩盤中に掘削された垂直堅坑において、密度推定を目的に重力測定を行ったので、その結果について述べる。測定は、1996年9月26日に実施した。この堅坑は、関西電力黒部専用鉄道(通称、上部軌道)と宇奈月からくる黒部峡谷鉄道(通称、トロッコ列車)の両者の接続点にあたり、エレベータが設置してある。標高差は約200mあり。測定は、堅坑の上下の各々において測定条件が同じになるように堅坑より5mと25m離れた鉄道の軌道上で行った。当然、堅坑の局所異常を避けるためには、堅坑から離れた位置での測定が望ましいが、両軌道の向き(方位角)の差が堅坑から離れるに従って大きくなり、同一点の条件を満たせなくなるので、エレベータからの距離は5mと25mを設定せざるを得なかった。なお、これら測定点は全て岩盤中にある。ここでは、両者の測定値だけから得られた密度値を示す。

考え方としては、以下のようになる。緯度・経度が同一で標高のみが異なっている場合は、フリーエア勾配による重力値の減衰と、両地点間に存在する岩盤による平板状の密度物質の重力効果(いわゆるブーゲー板効果)である。

堅坑での測定結果の各データを第7表に示す。

堅坑の上下間での、標高差と重力差を各々、 Δh 、 Δg とおいたとき、岩盤密度 ρ との間に、

$$\Delta g = (\beta - 4\pi\rho G)\Delta h$$

なる関係が成り立つ。ただし、 β は、地球の標準モデルによる鉛直勾配で、0.3086mgal/mであり、 G は万有引力定数で、 $6.673 \times 10^{-3} \text{mgal cm}^3/\text{gm}$ である。

第7表を見ると、堅坑より5m、25mでの測定結果が各々、2.669g/cm³、2.681g/cm³となったが、誤差は堅坑より離れた測定の方が小さいと考えられる。いずれにしても、以上の結果は、通常の花崗岩の平均密度と考えられている2.67g/cm³と大きな差がないことが判る。この結果を見る限り、大きな密度

第7表 密度推定を目的とした上部軌道竪坑での重力測定結果

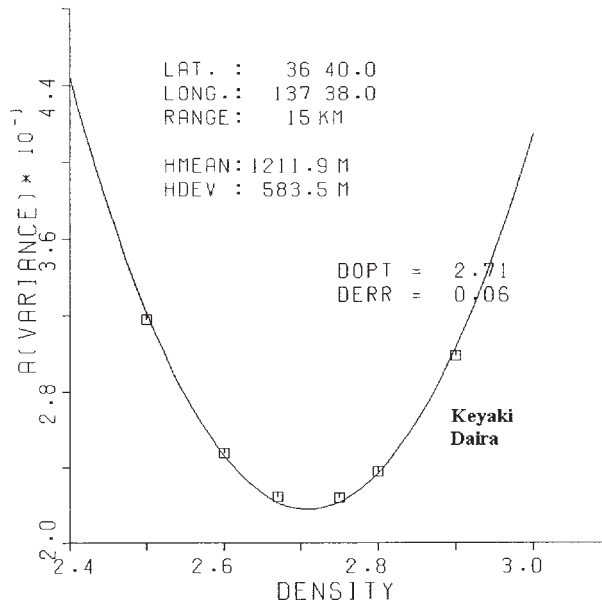
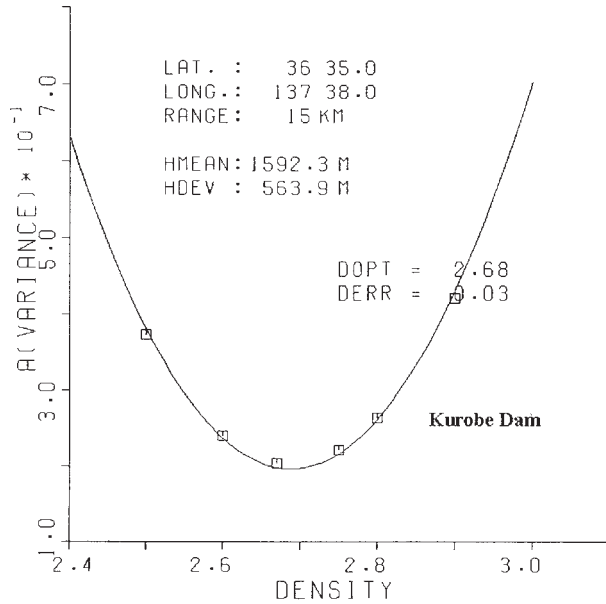
	竪坑より5mでの測定	竪坑より25mでの測定
位置 (緯度)	36° 41.40' N	36° 41.41' N
(経度)	137° 39.56' E	137° 39.56' E
竪坑上部 (標高)	800.00m	800.00m
(重力値)	979,656.945mgal	979,657.551mgal
竪坑下部 (標高)	605.58m	605.58m
(重力値)	979,673.439mgal	979,673.852mgal
標高差	194.42m	194.42m
重力差	16.494mgal	16.301mgal
密度 (計算値)	2.669g/cm ³	2.681g/cm ³

の低下が見られないことから本地域の花崗岩の基盤は大きな破碎を受けていないことが推定できる。

なお、本結果については、地形効果が考慮されていないが、地形の凹凸がつくる擾乱場は地表と違って地中ではさほど大きくないので得られた結果について大きな誤差はないと考えられる。

XVI. 4 表層密度推定と密度マッピング

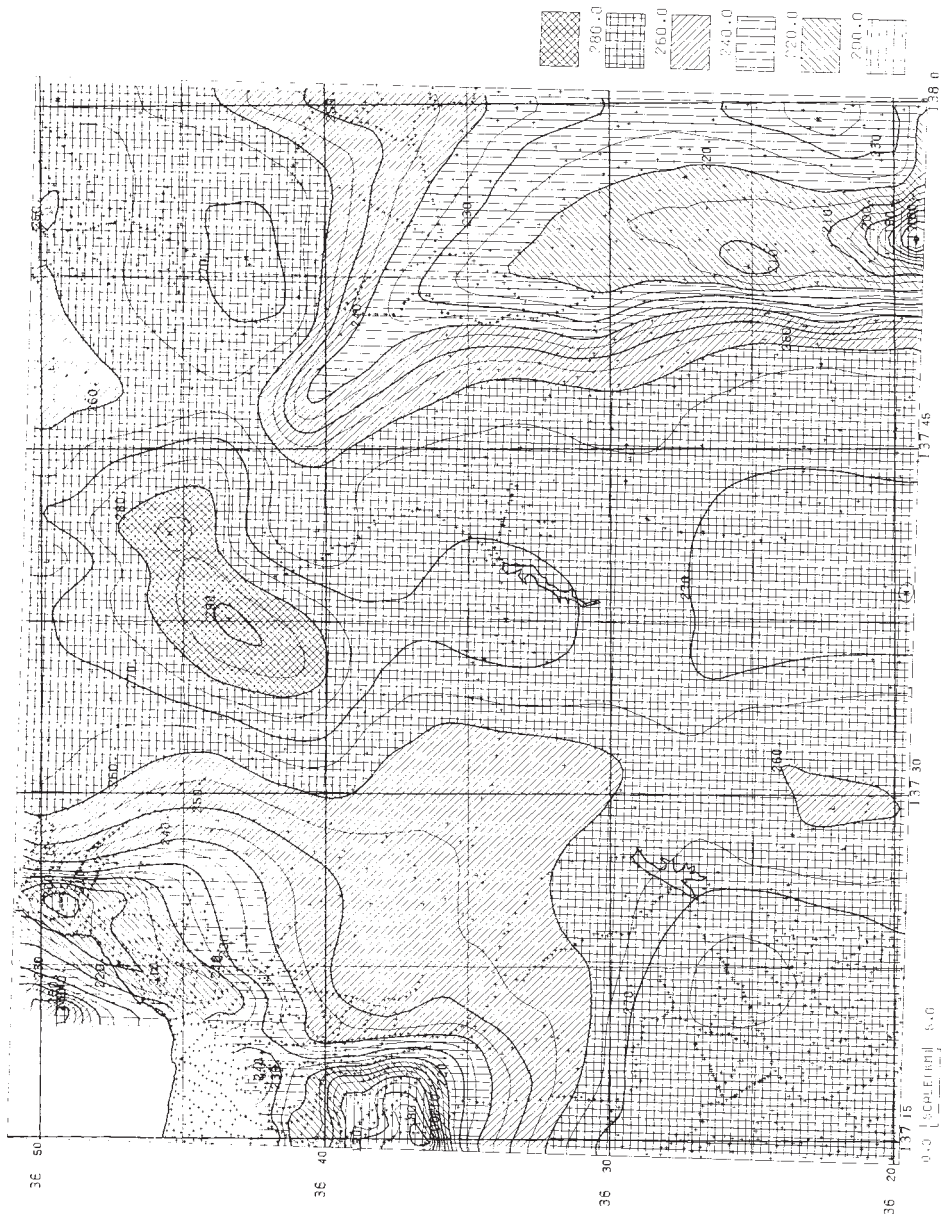
本報告では、「上方接続残差分比較法 (Comparison of Variance of Upward Residual : CVUR法) 」(Komazawa, 1995) で行った密度推定の結果を示す。その方法を以下に簡単に述べる。構造的には地形が第1層目に当たり、重力効果として最も短波長の成分を発生すると考えられる。仮定密度が、地形を作っている表層密度に一致すれば、第1層目は密度的に透明になって地形による短波長の重力成分は消失する。つまり、仮定密度と表層密度が一致した場合、短波長成分の比率が深い構造が原因の長波長成分に比べ最も少なくなると考えられる。ここでは短波長成分だけを取り出すようなフィルターを掛けて、その残差重力異常の分散量 (ランダム性) が一番小さくなる仮定密度が最適な表層密度であるとする。具体的な方法としては、2面の接続面を仮定した上方接続フィルターを組み合わせで作成したバンドパス・フィルターを用いるのが簡潔で、多項式を用いたトレンド除去に比べると定量的な意味も明瞭である。また、この方法は地形との相関は考えていないようには見えるが、実際には各仮定密度のブーゲー異常値を算出するには標高データが使われており、解析結果についても測点間での標高差が大きければそれだけ精度が上がることも他の手法と同じである。当然、本手法はパラメータである2面の接続面の値やサンプリング半径を変えれば、表層密度だけでなく山塊や山脈・山地全体の平均密度のようなやや深い場所の密度推定にも利用できる。ただ、サンプリング半径を大きく取り過ぎると表層密度の異なった領域のデータが含まれることになり、結果の信頼性が低下することにも注意する必要がある。第145図に、半径15kmのサンプリング半径で解析した例を示す。第145図 (a) は、黒部第四ダム付近を中心とした例で2.68g/cm³となり、通常の花崗岩の密度と考えられているものに一致する。第145図 (b) は、樺平付近を中心とした例で2.71g/cm³という結果になり、竪坑で得られた結果に比べるとやや大きい。誤差の入る余地が少ない本手法で得られた結果の方が、実際の値に近いと考えられる。なお、



第145図 上方接続残差比較 (CVUR) 法による密度推定
 (上) 黒部ダム周辺域の密度推定. (下) 樺平周辺域の密度推定

第145図の例は、指定した固定点での推定であるが、位置をずらしてスキャンさせれば、面的な密度分布が得られる。そうして得られた結果を第146図に示す。

第146図を見ると、「立山」図幅内については、室堂付近で $2.7\text{g}/\text{cm}^3$ を越えて極大値を示し、東西に



第146図 上方接統残差比較 (CVUR) 法による面的密度推定
 コンター値は、密度値を100倍して表示している

密度値が低下していく傾向があるが、表層密度は $2.6\text{--}2.7\text{g/cm}^3$ と大きな変化はなく花崗岩の密度をほぼ示している。面的に見ても「立山」図幅内については、地表部での基盤密度の低下は見られないようである。松本一大町の地溝域や富山平野については、低密度域として解析され地質構造と調和的である。ただし、富山平野の黒部川以西の滑川市・富山市の海岸域については地形の起伏がないため精度がよく除外した。また、樺平北西方向に 2.8g/cm^3 を越えた密度推定されたが、この周辺域は重力測定がなされていないので精度的には問題があることを述べておく。

XVI. 5 重力異常の概要

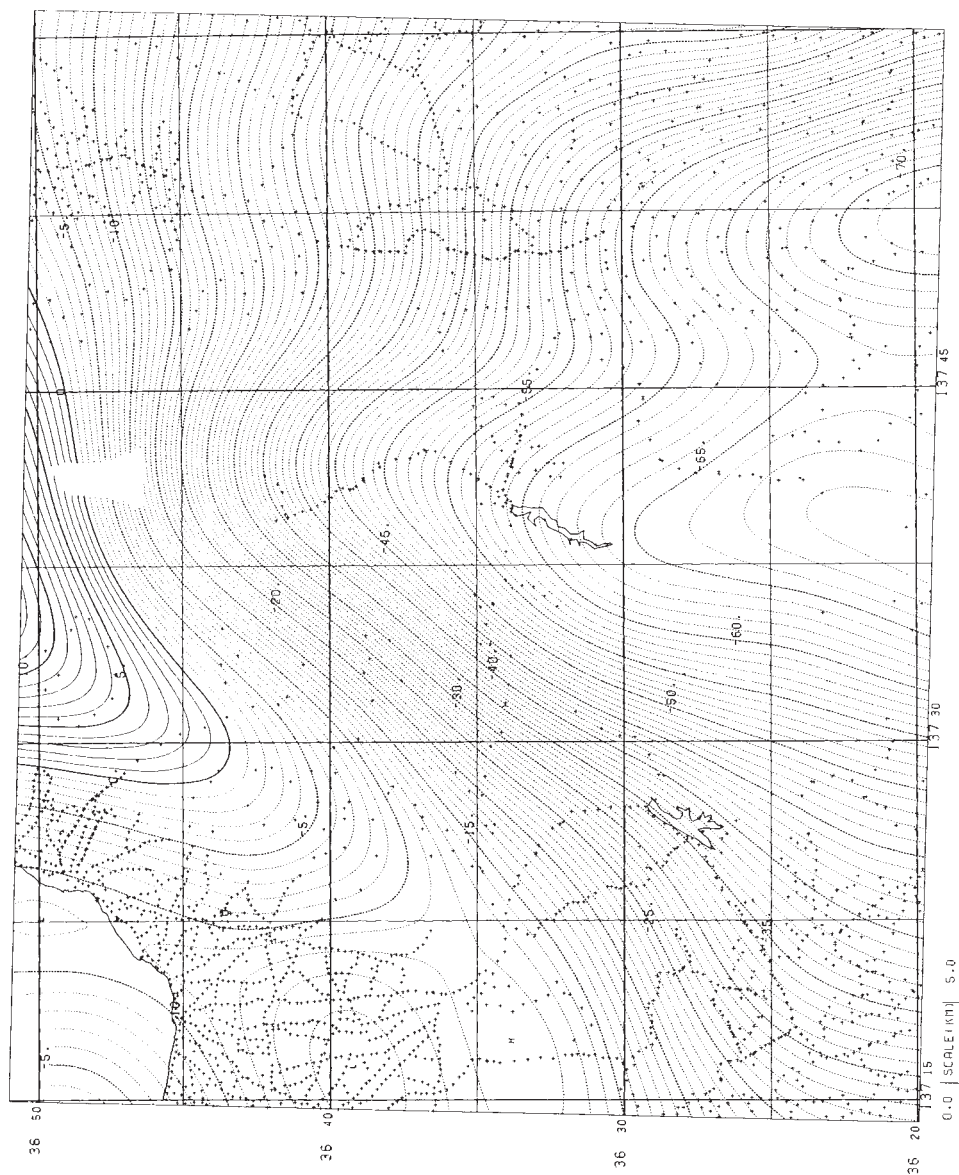
表層密度の推定から、ブーゲー異常図の仮定密度は 2.67g/cm^3 で問題ないことから、第144図に基づき重力異常の概要を述べる。低重力異常域については、糸魚川-静岡構造線沿いの大町付近と富山平野がその領域に相当し、沖積層の層厚が大きく利いていると考えられ地質との相関をよいことが判る。また、富山平野東縁・宇奈月町周辺域の高重力異常域は本重力図の範囲ではもっとも古い基盤である飛騨片麻岩が分布しており、概して地質分布との調和的である。ただし、基盤の露出が見られる黒部湖南方から樺平付近に南北に細長い地域に低重力域が見られ、地表地質の情報だけでは極めて不自然な結果も見られる。

XVI. 6 残差重力図

第144図に示した重力図は、広域の傾向面や数10km以上の深い構造が原因の重力異常を含むので、比較的深度の浅い地質構造との対比という点で適当とは言えない。ここでは、深部構造による重力異常も含む広域トレンドを上方接続フィルターによるものと考えて分離し、地表下数kmより浅い構造の重力異常を抽出する。具体的には、ここでは上方接続5kmのものを広域トレンドとし、第147図に示す。地表付近の微細な不均質構造や位置や標高値の不確実性によるノイズ成分を上方接続250mにより除去した。つまり、上方接続250mより上方接続5kmを差し引いたバンドパスフィルターをかけて残差重力図とし、結果を第148図に示す。なお、仮定密度は、 2.67g/cm^3 である。

広域異常図の第147図を見ると、富山平野と糸魚川-静岡構造線による堆積層は面的サイズが10kmを超えているので、浅部構造であっても広域的な低重力異常域として表れている。一方、黒部湖より南に広がる低重力異常は、表層密度解析でも特に顕著な密度低下が考えられないので、深部に原因をもつと考えられる。フィルターの特性から深度（地表から）は10kmより深いものが考えられ、飛騨山脈の地形の加重を補償する地殻均衡モデル（アイソスタシー）が候補と考えられる。

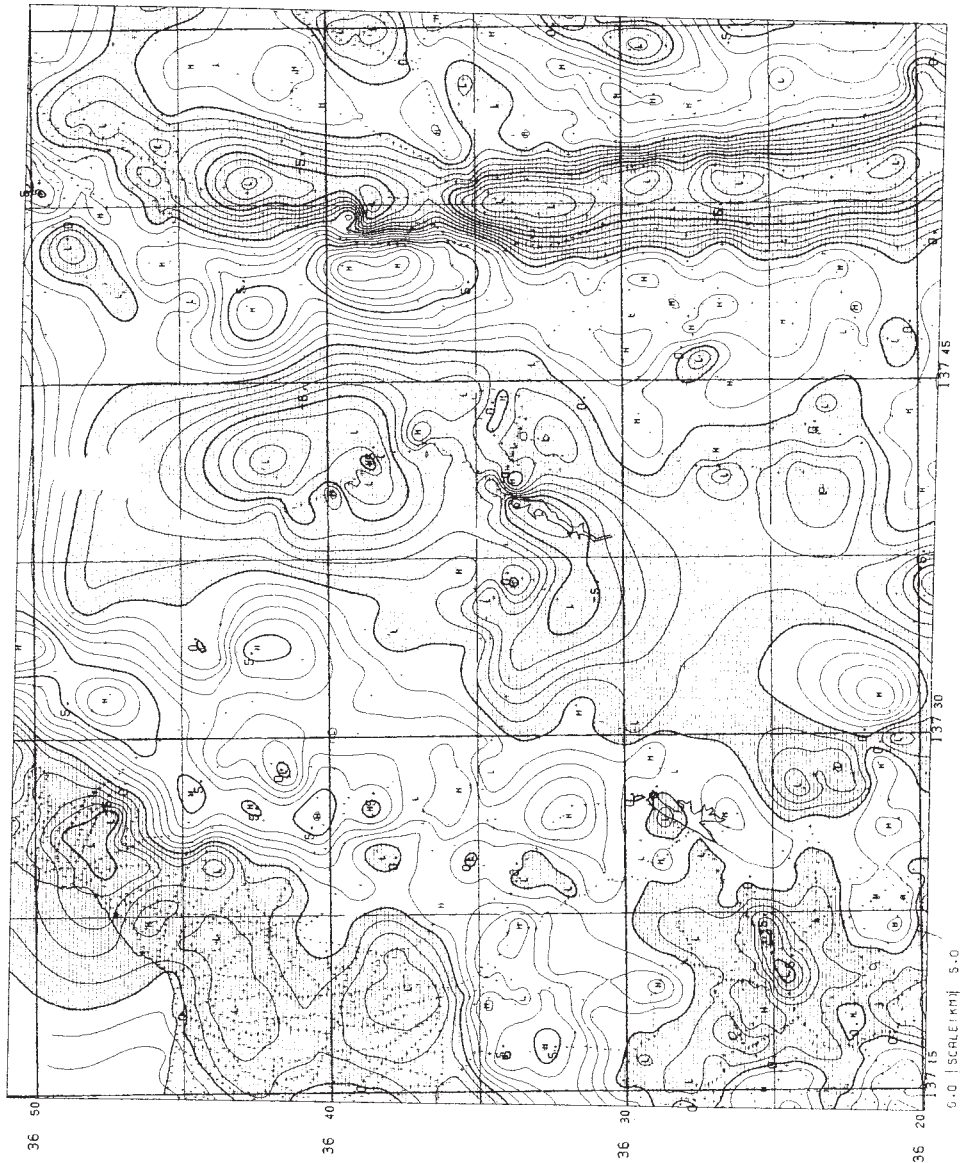
第148図は、負値に横線の陰を付けて表示した。負値の領域、言い換えれば低重力異常域が、糸魚川-静岡構造線の地溝地帯の細長い南北構造、富山平野、黒部湖・樺平を中心にした地域に各々見られる。前者の2例は、前節で述べたように地質構造と調和的であるが、第3番目については地表の地質構造では説明するのが難しい。解釈としてまとめると、①基盤と考えられる花崗岩体が破砕などによって低密度化している、②基盤岩中数km深くらいのところに低密度層が存在する、③モホ面やコンラッド面などの深部不連続面が深くなっている、の3つが考えられる。表層密度解析の結果から①の地表付近での基盤の破砕などによる密度の低下は考えられない。③の深部構造による異常についても、深部構造を除去した残差重力図に低重力域が明瞭に残っているので深度が5kmより深い構造のみでは説明できない。結論として、黒部湖・樺平を中心にした低重力異常域は、②の地下数kmを上限とした低密度域の存在を仮定せざるを得ない。



第147図 上方接続5kmの広域重力図
 仮定密度 $\rho = 2.67 \text{ g/m}^3$, コンター間隔: 1.0mgal, H: 重力異常値極大域, L: 重力異常値極小域, +: 重力測定点

XVI. 7 黒部湖・樺平周辺域直下の低密度構造

立山の直下においては、爆破地震からの解析からも低速度層が解析されており（酒井ほか，1996），残差重力異常との対応がよい．ここでは，北緯 $36^{\circ} 40'$ の東西測線についてモデル解析を行い，その結果を第149図に示す．なお，ブーゲー異常は地表面での値であるので，計算点は全て地表面に取った．ブーゲー異常が，海水準やジオイド上での値という認識は近似的には言えても厳密には誤りである．それ

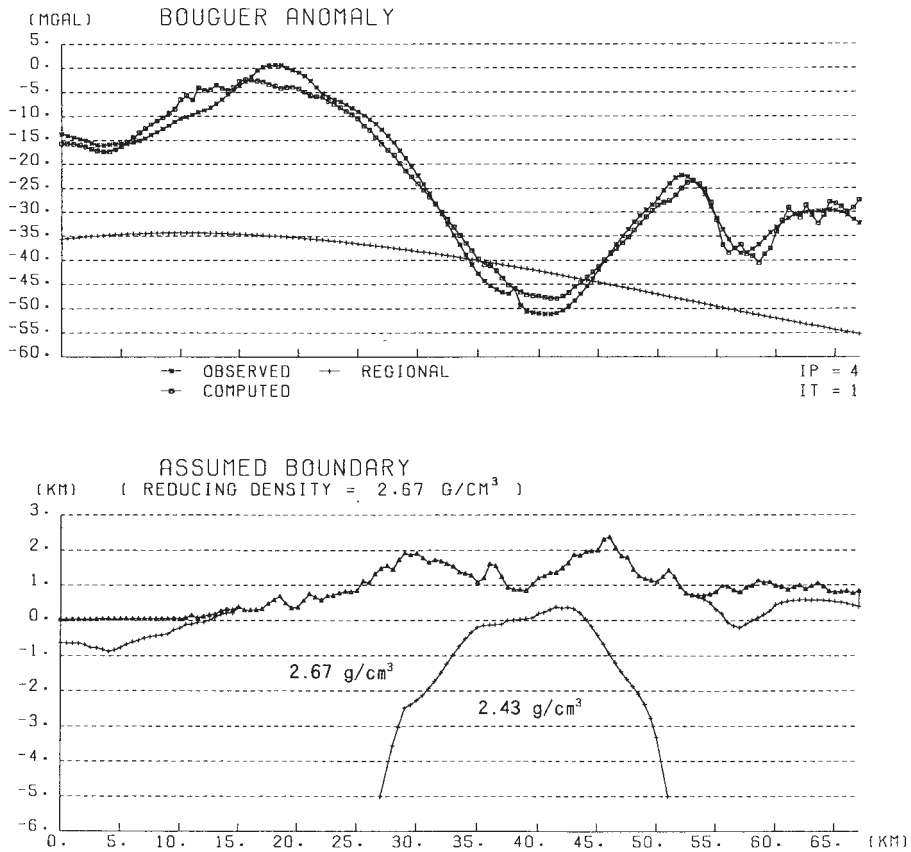


第148図 上方接続残差図
 上方接続250mより上方接続5kmを差し引いたもの、仮定密度 $\rho = 2.67\text{g/cm}^3$ 、コンター間隔：1.0mgal、H：重力異常値極大域、L：重力異常値極小域、+：重力測定点

は、基盤が地表面に露出している例を考えればモデルを設定する時点ですぐに破綻することが容易に予想できる。モデルの概要は、富山平野と糸魚川-静岡構造線沿い白馬村周辺に堆積層による低密度堆積層と、樺平（黒部峡谷）直下に低密度体を想定したものである。表層部の地形による凹凸の密度はブーゲー異常に一致する 2.67g/cm^3 である。樺平（黒部峡谷）直下の低密度体は、前節でも述べたように深度が数10kmといった深部構造では説明できないものである。上面の深度は、地表から2km程度とかなり浅いところに設定するとブーゲー異常の短波長成分も無理なく説明できる。なお、低密度体の最深部は海水準下5kmまでに限定したモデルを想定してある。当然、この低密度体は周辺の基盤との密度

差を変えれば、大きさや上面深度も変化する。つまり、密度差を大きく（密度を更に小さく取る）とれば、上面深度は浅く構造を浅部に限定しないと説明できなくなる。一方、密度差を小さくする（密度を大きくする）と、上に凸の起伏変化をより大きく（上面の最浅部の深度はあまり変化しない）構造体の底部を深くする必要がある。

低密度体の解釈であるが、本地域には日本でも最も若い部類に属す鮮新世の花崗岩パソリスの露出が確認されていることや高温地熱地域の存在などから、地下ではいまだに半溶融状態である可能性や、高温による体積膨張による密度低下などが想定できる。



第149図 樺平を通る東西方向断面における密度分布解析
T: 富山平野, K: 樺平, H: 白馬村. 樺平直下の低密度体は周辺の基盤より0.24g/cm³密度を小さく想定

XVII. 活断層と地震活動

(荻谷愛彦)

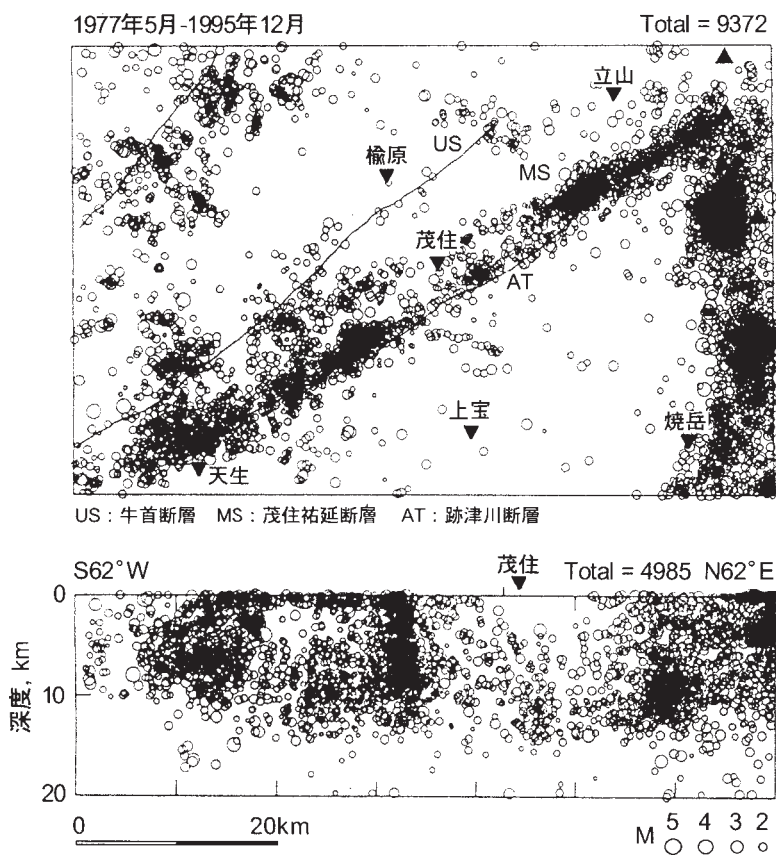
XVII. 1 活断層と地震活動

本地域の活断層の分布や最新活動時期は竹村・藤井(1984)、小林(1990b)、竹内ほか(1990)、活断層研究会編(1991)らが詳しく記載・検討している。本報告では、これらを参考に本地域全域のカラー及びモノクロ空中写真判読(縮尺1:20,000-15,000)を行い、断層変位地形を抽出した。空中写真判読の手順や基準は活断層研究会編(1991)によった。

跡津川断層 跡津川断層は岐阜県河合村天生峠付近から同県神岡町跡津川を経て、立山カルデラ南西縁に至る全長約60kmの右ずれ活断層(辻村, 1943; 松田, 1966)である。これに並走する他の活断層(後述する弥陀ヶ原断層系や茂住祐延断層、牛首断層など)を含め跡津川断層系と称されることもある。

跡津川断層は1858年4月9日(安政五年二月二十六日)に飛騨、越中、加賀及び越前に大被害をもたらした飛越地震(M=7.0-7.1)の震源断層と考えられており、各地でトレンチ発掘調査や地震・地殻変動観測が行われてきた(跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか, 1989; 宇佐美, 1996; 和田ほか, 1996; 伊藤ほか, 1998)。跡津川断層に沿って微小地震の震央がほぼ直線に配列する特徴があり、特に断層の東1/3と西1/3の区間では地下15km以浅の地震活動が活発である。一方、中央部付近の活動は低調である(第150図, 和田ほか, 1996)。発震機構は右横ずれが卓越し、地形に現れた変位の系統性と調和的である。近年は著しい地震活動が観測されていないが、1993年11月23日には断層南西端付近でM=4.4の地震が発生した(京都大学防災研究所地震予知センター上宝観測所, 1995)。また最近の精密測地測量にもとづき、跡津川断層の中央部付近でクリープ性的変位が起こっているとする議論もある(多田, 1998)。

本地域では、真川・岩井谷合流点付近から有峰トンネルにかけてトレースが確認される。本地域では竹村・藤井(1984)の詳細な地形・地質学的研究があり、彼らが記載した断層露頭や変位地形の多くが現存する。特に、真川・スゴ谷合流点の真川側約1.2km上流の露頭(第151図; 竹村・藤井, 1984の真川地点1)では、真川湖成層が北西側に見かけで約50m撓みあがり、液状化や褶曲変形を受けている。また真川湖成層を覆う沖積錐堆積物(竹村・藤井は段丘堆積物または崖錐堆積物としている)が観察できる。露頭の北東方には真川・スゴ谷の河成段丘堆積物(t3, t4)が分布し、高位のものほど大きな北西側隆起の変位を受けている。本露頭において走向N50°-60°E、傾斜80°SE-90°の断層面に残された条線の傾斜は35°-45°で、上下変位量と同程度ないし1.4倍程度の横ずれ変位が推定されている(竹村・藤井, 1984)。また本露頭の周辺にも活断層露頭が存在し、¹⁴C年代や液状化堆積物の残留磁化年代が測定



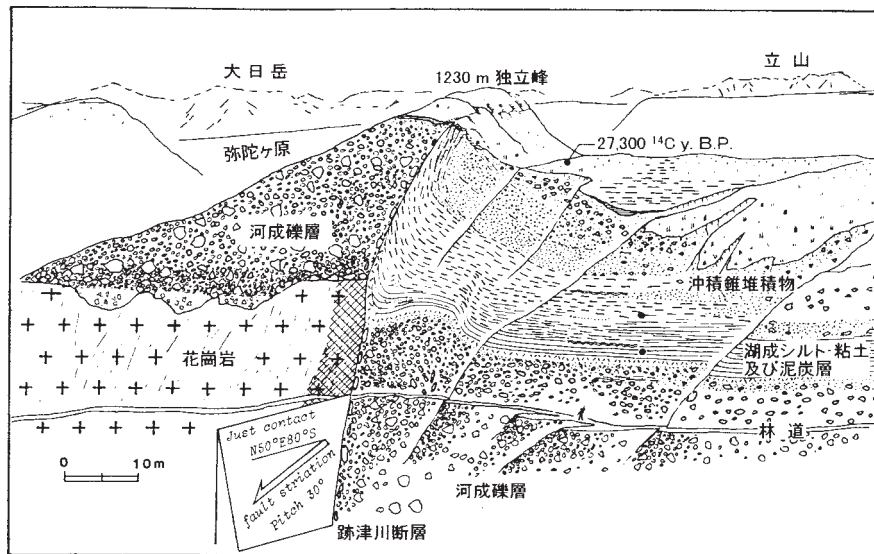
第150図 京都大学上宝観測所のデータによる跡津川断層系の震央分布(上)と断層に沿った深さの断面(下)

和田ほか(1996)に加筆

されている(竹村・藤井, 1984; 竹内ほか, 1990)。これらの結果からも、跡津川断層の最新活動が飛越地震に対応したことは確実とみられる。また、その前の活動として762年(天平宝宇六年)の地震が指摘されているが、具体的な証拠は未発見である。なお、断層中央部の岐阜県宮川村野首のトレンチ掘削調査で明らかにされた平均再来周期は約2,800年である(跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか, 1989)。また最近の真川湖成層の年代観にもとづくと、本地域での縦ずれ平均変位速度は $0.5\text{--}4\text{m}/10^3\text{y}$ 、横ずれ速度は $0.5\text{--}5.7\text{m}/10^3\text{y}$ で、活動度はB級上位からA級である。

跡津川断層は有峰トンネル付近で2条に分岐したのちトレースが不明瞭となる。地形の状況や上記の震源分布特性からみて、跡津川断層は立山カルデラの地下まで延長すると考えられるが、厚い堆積物に覆われており追跡はむずかしい。跡津川断層と立山火山の活動史、立山カルデラの形成史には、過去数万年間にわたって一定の関係があったと考えられる(竹内ほか, 1990)が、具体的な資料の提示はまだない。

弥陀ヶ原断層系 弥陀ヶ原中部から東部にかけて、弥陀ヶ原断層系または弥陀ヶ原断層と呼ばれる総



第151図 真川林道沿いの跡津川断層の露頭
竹内ほか (1990) に加筆

延長約3.3km, 一般走向南西-北東ないし西南西-東南東の右ずれ活断層群が分布する(羽田野ほか, 1981; 小林, 1990b). 小林(1990b)は弥陀ヶ原断層系沿いの変位地形として河谷・尾根の系統的屈曲や小地溝, 小地塁の存在を紹介した. また活断層研究会編(1991)は, この断層の横ずれ平均変位速度を $0.7-0.9\text{m}/10^3\text{y}$, 活動度をB級と評価した. なお, 小林(1990b)は弥陀ヶ原断層系の東方延長とみられる長さ1km未満の断層群が不連続ながら美松平付近から地獄谷周辺まで分布するとし, それらも含め弥陀ヶ原断層系とした. 本報告でも小林(1990b)が指摘した地形を現地調査及び空中写真判読で確認したが, それらは弥陀ヶ原付近の弥陀ヶ原断層系のトレースとは直接つながらず, 右横ずれ変位もほとんど伴わないことがわかった. そこで, 本報告では立山カルデラの発達に伴う重力性断層(後述)の疑いもあるこれらの断層群を弥陀ヶ原断層系から除外した. 活断層研究会編(1991)もこれらを天狗平断層とよび, 弥陀ヶ原上の断層系とは別に扱っている.

奥大日岳断層 奥大日岳北東側の圏谷内には, 氷河堆積物や周氷河性堆積物を切る一般走向北西-南東, 北東側隆起の左横ずれ活断層が存在する(五百沢, 1979; 伏島, 1993). 伏島(1993)は各種の相対年代法をこれらの堆積物に適用し, 古いものほど変位が大きいことを明らかにして, この断層を奥大日岳断層と呼んだ. 伏島(1993)は奥大日岳断層を大日山谷付近まで認めたが, 今回の空中写真判読調査ではその付近に顕著な変位地形は認められなかった.

スゴ谷断層(新称) スゴ谷上流部において, 跡津川断層に平行する右ずれ活断層を確認した. この断層は丸山東斜面かち越中沢岳西斜面に至る全長約4km, 一般走向東北東-西南西の活断層で, スゴーの谷の低位・最低位河成段丘や周辺の尾根に北西側隆起・右ずれの変位を与えている. ただし, 両段丘堆積物の露頭では断層や地層の変形は未確認である. 地形の変位量も未詳だが, 空中写真判読によれば

低位河成段丘面上の低断層崖ほど比高は大きく、変位の累積性が認められる。また最低位段丘面にも変位が生じており、完新世に1回以上活動した可能性が高い。本報告では、これをスゴ谷断層と呼ぶ。なお、山崎・中西（1966）は、柴田・豊沢（1957）が立山カルデラ南東部で記載した断層を引用する際に便宜的にスゴ谷断層と呼んだが、これは跡津川断層を指すとみられることから本報告ではスゴ谷断層という名称を改めて用いることにした。

劔岳断層（新称） 劔岳付近において、一般走向南北ないし北北東—南南西の右ずれ活断層を確認した。これは劔山荘付近から劔岳北斜面に至る全長約2kmの活断層で、早月尾根上部などに西側隆起・右ずれの変位を与えている。変位量などは未詳だが、形成時代の古い幅の広い尾根ほど屈曲量が大きく、変位の累積性が疑われる。また最終氷期ないし完新世に周氷河作用を受けたと考えられる平滑な斜面を切っていることから、後期更新世以後の活動が考えられる。本報告では、これを劔岳断層と呼ぶ。

活断層研究会編（1991）が収録したガンドウ尾根断層や早乙女岳断層はフォト・リニアメントとして明瞭であるが、確かな変位基準や変位地形がみいだせなかったので本報告では活断層としなかった。また御山谷上部から山崎園谷付近に認定された一ノ越断層も本報告では重力性断層とした。

XVII. 2 重力性断層

本地域の稜線付近には、尾根の走向にはほぼ平行する長さ数百m以下の浅い凹地が分布することがある。一般に、凹地底と周囲の斜面との比高は数十m以下で、凹地全体の平面形は直線か緩い弧状である。こうした地形は二重（多重）山稜や船窪と呼ばれてきた（第152図）。また山腹斜面上にも山側を向いた長さ数百m以下の直線ないし弧状の小崖（比高数m以下）が分布し、山腹斜面との間に小凹地が分布することがある。これらのうち排水路をもたない閉塞した凹地は湿地や池塘になっていることが多い。いずれの地形も線的な凹地で特徴づけられるので、最近では線状凹地と呼ばれることが多い。線状凹地は山地の地形を特徴づけるものとして、各地から報告されている（古谷，1996）。

高山に生じる線状凹地の要因に重力性断層がある。重力性断層は山体の急速な隆起や氷河の消滅、河川の下刻によって山腹の荷重解放が促され、山体が自重沈下することで生じる正断層と考えられる（清水ほか，1980；古谷，1996）。重力性断層は広域的な地殻応力場に直接支配されない点で、活断層とは性質が異なる。また線状凹地は地すべりの発生初期や、堆積・変成岩類分布域において地質構造に支配されて発生する層（岩）すべり、節理の発達した基盤岩のトップリング、岩石の侵食抵抗性の差によっても形成される。それゆえ、線状凹地を全て重力性断層に結びつけることはできないが、実際には野外での識別は容易でない。本報告では、野外調査と空中写真判読で判別された線状凹地を重力性断層として示した。なお、以前は線状凹地の成因に周氷河作用や残雪の侵食作用があげられたこともあったが、最近そうした意見は少ない。

本地域の重力性断層（線状凹地）の分布には明瞭な地域偏在性が認められる。分布密度が特に高いのは、東谷山から鹿島槍ヶ岳を経て岩小屋沢岳までの後立山連峰の主稜線と黒部川に挟まれた一帯、針ノ木岳から蓮華岳に至る主稜線の周辺、及び大日岳から奥大日岳に至る主稜線の周辺などである。この他、^{ササリ} 鳶山西方の立山カルデラの南縁付近にも分布する。別山の硯ヶ池や、種池小屋西方の小湿地群などは線

状凹地の好例である。本地域の重力性断層（線状凹地）の多くは圏谷内の氷河堆積物や、最終氷期・更新世の周氷河性平滑斜面を切っており、更新世後期以降の活動がうかがえる。しかし、それらがいつ、どのような動きをしたのか、また今後も活動するのかといった点は解明されていない。



第152図 真砂岳付近の線状凹地
別山の西側斜面上より撮影。遠景正面の岩峰は富士ノ折立

文 献

- 赤羽久忠（1993）富山県立山温泉新湯における蛋白石の生成．岩鉱， vol.88， p.469-477.
- 赤羽久忠・古野 毅（1993）形成されつつある珪化木—富山県立山温泉「新湯」における珪化木生成の一例—．地質雑， vol.99， p.457-466.
- 赤羽久忠・後藤道治・朴木英治（1990）第2次黒部峡谷餓鬼谷噴泉塔学術調査報告（地質・水質）．黒部峡谷餓鬼谷周辺学術調査報告書（第2次），宇奈月町教育委員会，23p.
- 赤羽久忠・後藤道治・山本 茂（1989）富山県立山温泉産の鱗状珪石（いわゆる玉滴石）および蛋白

- 石. 地球科学, vol.43, p.176-179.
- 安藤直行・大塚寅雄・永田松三 (1968) 富山県立山地獄谷噴気孔ガスの化学的性質 ―火山ガス中のヘリウム資源―. 地調月報, vol.19, p.773-781.
- 青山雅史 (1998) 日本の岩石氷河の形態的特徴と周氷河環境における意義. 日本地理学会発表要旨集, no.53, p.70-71.
- 荒牧重雄 (1995) 5.1 溶岩. 火山の事典 (下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明編), 朝倉書店. 東京, p.136-148.
- 跡津川断層トレンチ発掘調査団・岡田篤正・竹内 章・佃 為成・池田安隆・渡辺満久・平野信一・升本真二・竹花康夫・奥村晃史・神嶋 (竹村) 利夫・小林武彦・安藤雅孝 (1989) 岐阜県宮川村野首におけるトレンチ発掘調査. 地学雑, vol.98, p.440-463.
- Ballantyne, C. K, and Harris, C. (1994) *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 330p.
- 坂 市太郎 (1887) 飛騨四近地質報文. 地質要報, no.3, 農商務省地質局, p.205-309.
- Bowman, S.・北川浩之訳 (1998) 大英博物館双書古代を解き明かす③ 年代測定. 學藝書林, 東京, 120p.
- Bronk Ramsey, C. (1998) OxCAL program. インターネット [<http://www.rlaha.ox.ac.uk/oxcal/>] における公開プログラム.
- 千村 勘・佃 国一・斉藤大六 (1951) 小黒部モリブデン鉱山調査邦文. 昭和25年度富山県地下資源調査報告書, p.13-16.
- 地質調査所 (1976) 全国地熱基礎調査報告書. No.27, 北アルプス, 91p.
- Dreimanis, A. (1988) Tills: their genetic terminology and classification, in Goldthwait, R. P. and Matsch, C. L. eds., *Genetic classification of glacial till*, Balkema, Rotterdam, p.17-83.
- French, H. M. (1996) *The Periglacial environment* (2nd ed.) . Longman, London, 341p.
- 藤井理行・竹中修平 (1990) 北アルプス, 内蔵助圏谷における越年性氷の長期変動. 平成元年度科学研究費補助金 (総合研究A) 研究成果報告書, 日本最古の化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, p.134-143.
- 藤吉 瞭 (1973) 富山県立山川 (早月川上流) 地域のひだ変成岩帯中の泥質片麻岩に含まれる特徴的鉱物およびその産状. 地質雑, vol.79, p.761-770.
- 藤吉 瞭・中川正久 (1978) 富山県片貝川上流地域の片岩, 片麻岩および花崗岩中のカリ長石の三斜度. 地質雑, vol.84, p.359-369.
- 深井三郎 (1955) 剣岳附近の氷蝕地形. 富山大学教育学部紀要, no.4, p.67-73.
- 深井三郎 (1956a) 立山山麓の隆起扇状地. 地理評, vol.29, p.218-231.
- 深井三郎 (1956b) 立山連峰における氷蝕地形. 富山大学教育学部紀要, no.5, p.79-98.
- 深井三郎 (1960) 飛騨山脈とその周辺地域の地形発達. 地理評, vol.33, p.247-269.
- 深作三郎 (1962) 称名滝を中心とした地域の地形. 立山の地学総合調査報告書, 富山大学立山研究所, p.8-16.

- 深井三郎 (1965) 北アルプスにおける高位侵食面の形成とその地形発達. 富山大学学術調査団, 北アルプスの自然, 古今書院, 東京, p.103-122.
- 深井三郎 (1974) 立山付近の氷河地形とその形成期. 富山大学教育学部紀要, no.22, p.119-133.
- 深井三郎 (1975) 北アルプスの氷河地形の形成とその時期. 日本の氷期の諸問題 (式 正英編), 古今書院, 東京, p.1-15.
- 深井三郎・相馬恒雄・加納 隆・塩崎平之助・諏訪兼位 (1976) 立山黒部ルート周辺の地形と地質. 中部山岳国立公園立山黒部地区学術調査報告, 富山県, p.11-70.
- 福井幸太郎・岩田修二 (1999) 飛騨山脈, 立山内蔵助カールの永久凍土と岩屑地形の成因. 日本地理学会発表要旨集, no.55, p.82-83.
- 古谷尊彦 (1996) ランドスライド地すべり災害の諸相. 古今書院, 東京, 213p.
- 伏島祐一郎 (1993) 奥大日岳断層—氷河・周氷河地形を切る横ずれ活断層の累積変位—. 日本地理学会予稿集, no.43, p.180-181.
- 原 郁夫・鈴木盛久・角田浩二 (1986) 三郡帯と飛騨帯の構造的関係. 内帯高圧変成帯 (総研連絡誌) no.3, p.41-43.
- 原山 智 (1994) 世界一若い露出プルトンの冷却史—北アルプス, 滝谷花崗閃緑岩の年代と冷却モデル—. 地質学論集, no.43, p.87-97.
- 原山 智 (1999) 飛騨山脈の多段階隆起とテクトニクスの変遷. 月刊地球, vol.21, p.603-607.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・滝沢文教 (1991) 槍ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1地質図幅). 地質調査所, 190p.
- 本間不二男 (1939) 黒部川沿岸地質調査報告. 日本電力株式会社. 30p.
- 長谷川裕彦 (1992) 北アルプス南西部, 打込谷の氷河地形と氷河前進期. 地理評, vol.65A, p.320-338.
- 長谷川裕彦 (1993) 北アルプス南西部, 秩父平周辺の氷河地形発達史. 駿台史学, no.87, p.94-114.
- 長谷川裕彦 (1996) 北アルプス南西部, 笠ヶ岳周辺の氷河・周氷河地形発達史. 地理評, vol.69A, p.75-101.
- 羽田野誠一・太田正孝・津沢正晴・熊木洋太 (1981) 変動地形調査—跡津川断層周辺— 建設省国土地理院昭和56年度調査研究年報, p.96-98.
- Hirabayashi, T. (1970) Neogene conglomerates and Cenozoic geohistory of the northern Fossa Magna in Central Japan (Part I and II). *Earth Science*, vol.4, p.79-92/115-128.
- 廣瀬 誠 (1984) 立山黒部奥山の歴史と伝承. 桂書房, 富山, 635p.
- 市川 渡 (1931) 常願寺川扇状地基部の地形発達史. 地理評, vol.7, p.26-34.
- 池田安隆 (1990) 浸食と隆起: 山脈形成論の観測的基礎・地震, vol.43, p.137-152.
- 池原 研 (1998) 緑海の古海洋学—緑海の海洋環境変遷とその重要性—. 地学雑, vol.107, p.234-257.
- 今村学郎 (1940) 日本アルプスと氷期の氷河. 岩波書店, 東京, 162p.
- 五百沢智也 (1963) 写真判読による日本アルプスの氷河地形. 地理評, vol.36, p.743.
- 五百沢智也 (1966) 日本の氷河地形. 地理, vol.11-3, p.24-30.
- 五百沢智也 (1979) 鳥瞰図譜日本アルプス. 講談社, 東京, 190p.

- 石井逸太郎 (1944) 山崎圈谷論. 地理学研究, vol.3-2, p.81-91.
- 石井逸太郎 (1952) 立山山脈の圈谷に就て. 富山大学教育学部紀要, no.1, p.55-63.
- Ishizaka, K. and Yamaguchi, M. (1969) U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.6, p.179-185.
- 石沢一吉 (1982) 北アルプス鹿島槍ヶ岳—烏帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, vol.88, p.215-232.
- 磯見 博・野沢 保 (1957) 5万分の1地質図幅「船津」及び同説明書. 地質調査所, 43p.
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (1991) 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑, vol.100, p.697-761.
- Ito, H. and Tanaka, K. (1999) Radiometric age determination on some granitic rocks in the Hida Range, central Japan. -Remarkable age difference across a fault-. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.105, p.241-246.
- 伊藤 潔・和田博夫・和田一成 (1998) 地震活動で断層の動きを追う. 月刊地球, vol.20, p.137-141.
- 伊藤真人・正木智幸 (1984) 北アルプス, 乳川流域における更新世の岩屑供給期. 地理評, vol.57A, p.282-292.
- 伊藤真人・正木智幸 (1987a) 後立山連峰, 鹿島槍ヶ岳, 大冷沢流域における氷河地形と氷河前進期. 地理評, vol.60A, p.567-592.
- 伊藤真人・正木智幸 (1987b) 北アルプス針ノ木岳・蓮華岳周辺の氷河地形と氷期の地形的雪線高度. 東北地理, vol.39, p.247-267.
- 伊藤真人・正木智幸 (1989) 槍・穂高連峰に分布する最低位ターミナルモレーンの形成年代. 地理評, vol.62A, p.438-447.
- 伊藤真人・清水文健 (1987) 北アルプス, 白馬岳東方, 松川北股入のモレーンを覆う示標テフラ層の発見とその意義. 地学雑, vol.96, p.112-120.
- Jackson, J. A. ed. (1997) *Glossary of Geology* (4th ed.). Am. Geol. Inst., Virginia, 769p.
- 神保小虎 (1898) 立山の玉滴石と硫黄. 地質雑. vol.5, p.544.
- 神保小虎 (1904) 越中立山の鱈状玉随 (俗称玉滴石). 地質雑, vol.11, p.372-375.
- 常願寺川団体研究グループ (1969) 常願寺川流域の段丘と立山火山の形成時期. 自然と社会, vol.35, p.5-12.
- 河合正虎・野沢 保 (1958, 1959) 5万分の1地質図幅「東茂住」及び同説明書. 地質調査所, 76p.
- 神嶋利夫・西田史朗・宇津川徹 (1989) 富山県に分布する広域火山灰—主にDKPとATについて—. 富山県地学地理学研究論集, no.9, p.23-34.
- 加納 隆 (1973) 富山県東半部の飛騨変成帯の地質について (その1) —地質構造区分, 船津期深成作用の特徴および変成岩類の岩相層序区分について—. 地質雑, vol.79, p.407-421.
- 加納 隆 (1974) 飛騨変成帯の深成岩類. 富山県地学地理学研究論集, no.6, p.155-168.
- 加納 隆 (1982) 飛騨変成帯の構造区分と造構史. 地質学論集, no.21, p.9-24.
- 加納 隆 (1983) 飛騨変成帯東部の眼球片麻岩・ミロナイト類の成因について (その1) —分布・産状・岩石及びカリ長石の性質—地質雑, vol.89, p.375-393.
- 加納 隆 (1989) 黒部川流域における宇奈月帯・飛騨外縁帯の延長—花崗岩体中のゼノリスの分布と産

- 状一. 地質学論集, no.33, p.11-20.
- 加納 隆 (1990) 飛騨帯東部早月川流域における伊折花崗岩体 (船津型) に対する大熊山花崗閃緑岩体 (下之本型) の貫入関係—飛騨帯の中生代前期花崗岩類 (船津花崗岩類) の再検討—. 地質雑, vol.96, p.379-388.
- Kano, T. (1991) Metasomatic origin of augen gneisses and related mylonitic rocks in the Hida metamorphic complex, central Japan. *Mineralogy and Petrology*, vol.45, p.29-45.
- 関西電力株式会社 (1965) 新黒部川第三発電所工事誌. 事務・土木編, 122p.
- 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). 地質調査所, 93p.
- 加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教 (1989) 大町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 111p.
- 加藤鐵之助 (1914) 飛騨山脈の地質に就て. 地質雑, vol.21, p.111-119, p.133-140, p.169-185.
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層 分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 川田三郎 (1942) 常願寺川の河岸段丘. 地理評, vol.18, p.351-355.
- 川上紳一・金折裕司・長谷川ゆか・長屋啓子・小嶋 智・國友孝洋 (1990) 縞状堆積物のフラクタル解析: 立山地獄谷の硫黄堆積物の層厚変化. 堆積学研究会報, no.32, p.17-24.
- 川崎一朗 (1989) 北陸・飛騨地方の地震の発生機構. 月刊地球, vol.11, p.63-75.
- 川澄降明 (1997) 立山火山と浄土沢における最終間氷期以降の氷河変動. 日本地理学会発表要旨集, no.52, p.198-199.
- 建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所 (1997) 立山砂防七十年のあゆみ. 建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所, 373p.
- 気象庁 (1996) 日本活火山総覧 (第2版). 大蔵省印刷局, 500p.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998) Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B.P.: Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, vol.279, p.1187-1189.
- 小崎 尚 (1984) 日本における氷河作用の研究. 地学雑, vol.93, p.428-435.
- 小崎 尚 (1989) 北アルプス五色ヶ原の高山性草地土. 東日本における後期更新世以降の古環境と地形発達史の研究—¹⁴C年代測定データとその意義—. 明治大学人文科学研究所紀要, vol.33, p.232-233.
- 小崎 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡沢修一 (1974) 白馬岳の地形学的研究. 駿台史学, no.35, p.1-86.
- 小林英夫 (1958) 飛騨変成帯. 鈴木醇教授退官記念論文集, p.123-140.
- 小林国夫 (1955) 日本アルプスの自然. 築地書館, 東京, 258p.
- 小林国夫・星合 誠 (1955) 日本における氷期および現在の雪線. 地球科学, vol.21, p.1-7.
- 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.
- 小林武彦 (1980) 立山火山最末期の水蒸気爆発. 火山, vol.25, p.297.
- 小林武彦 (1982) 立山の氷河地形とその形成時期. 日本第四紀学会講演要旨集, no.12, p.92-93.

- 小林武彦（1983）立山火山最末期の水蒸気爆発。「中部日本の休火山に関する活動予知のための基礎的研究」，昭和57年度科学研究費補助金自然災害特別研究（1）報告書，p.3-11.
- 小林武彦（1990a）立山室堂周辺の氷河堆積物とその年代．日本地質学会第97年学術大会講演要旨，
p.230.
- 小林武彦（1990b）立山火山とその周辺の第四系．日本地質学会第97年学術大会見学旅行案内書，
p.113-142.
- 小林武彦・藤本泰史（1994）立山火山五色ヶ原周辺の地質といわゆる「立山カルデラ」の成因．日本火山学会講演予稿集1994，no.2，p.171.
- 小林武彦・羽田野誠一（1989）立山火山第4期の水蒸気爆発と活断層の関係．日本火山学会講演予稿集1989，no.2，p.116.
- 小林哲夫（1998）アグルチネートの成因．日本地質学会第105年学術大会講演要旨，p.157.
- 小泉武栄（1998）山の自然学．岩波書店，東京，232p.
- 国土地理院（1996）数値地図50mメッシュ（標高）—剣岳・立山・十字峡・黒部湖.
- 小松正幸・宇次原雅之・茅原一也（1985）北部フォッサマグナ周辺の基盤構造．新潟大地理地質研究報告，no.5，p.133-148.
- 小松正幸・長瀬真央・内藤 耕・菅野孝美・宇次原雅之・豊島剛志（1993）飛騨地帯の構造とテクトニクス．地質学論集，no.42，p.39-62.
- 駒澤正夫（1988）仮想扇形地形による重力地形補正法．測地学会誌，vol.34，p.11-23.
- Komazawa, M.（1995）Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation, *Jour. Geod. Soc. Japan*, vol. 41, p.17-45.
- 駒澤正夫・岸本清行（1995）日本列島周辺域の地形データ（1kmメッシュ），日本地震学会ニューズレター，vol.7，p.3-4.
- 駒澤正夫・広島俊男・大久保泰邦・須田芳朗・中井順二（1987）100万分の1全国重力図（ブーゲー異常図）．新エネルギー総合開発機構.
- 近藤信興（1953）富山県立山火山地熱調査報告，昭和27年度富山県地下資源調査報告書，p.56-57.
- 小坂共栄（1980）大峰帯の礫岩．信州大学理学部紀要，vol.15，p.31-46.
- 河野俊夫（1988）立山火山地獄谷産“火口”硫黄について．島根大学地質学研究報告，vol.7，p.91-97.
- 河野芳輝・古瀬慶博（1989）100万分の1日本列島重力異常図，東京大学出版会，88p.
- Kuno, H.（1962）*Catalogue of the active volcanoes of the including solfatara fields, Part XI, Japan, Taiwan and Marianas*. International Association of volcanology, Rome, 332p.
- 日下部 実・林 尚美・小林武彦（1983）立山火山，地獄谷に見られる縞状硫黄堆積物の成因．火山，vol.28，p.245-261.
- Kusakabe, M., Hayashi, N. and Kobayashi, T.（1986）Genetic environments of the banded sulfur sediments at the Tateyama volcano, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, vol.91, p.12159-12166.

- 京都大学防災研究所地震予知センター上宝観測所（1995）跡津川断層面西端付近の地震活動（1993年11月23日，M=4.4）．地震予知連絡会会報，no.53，p.598-601.
- 町田 洋（1962）荒廢河川における浸食過程—常願寺川の場合—．地理評，vol.35，p.157-174.
- 町田 洋（1979）信濃川上流と姫川の自然と歴史．松本砂防のあゆみ—信濃川上流直轄砂防百年史—．建設省松本砂防工事事務所，p.1-77.
- 町田 洋（1984）巨大崩壊，岩屑流と河床変動．地形，vol.5，p.155-178.
- 町田 洋（1992）立山とその周辺地域における第四紀地史—とくに広域テフラを中心に．富山県立山博物館委託研究報告書，富山県立山博物館，p.1-50.
- Machida, H. (1999) Quaternary widespread tephra catalog in and around Japan: Recent progress. *Quaternary Res. (Japan)* , vol.38, p.194-201.
- 町田 洋・新井房夫（1976）広域に分布する火山灰—始良Tn火山灰の発見とその意義．科学，vol.46，p.339-347
- 町田 洋・新井房夫（1978）南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰．第四紀研究，vol.17，p.143-163.
- 町田 洋・新井房夫（1979）大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義．地学雑，vol.88，p.313-330.
- 町田 洋・新井房夫（1992）火山灰アトラス [日本列島とその周辺] ．東京大学出版会，東京，276p.
- 町田 洋・新井房夫（1994）時間指標テフラ阿蘇3によって示唆される最終間氷期直後5d期の海面低下．地学雑，vol.103，p.749-759.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢（1985）阿蘇4火山灰—分布の広域性と後期更新世示標層としての意義—．火山，vol.30，p.49-70.
- 町田 洋・伊藤菜穂子（1996）北アルプス立山において氷河上に噴出したテフラと溶岩．第四紀露頭集—日本のテフラ，日本第四紀学会，p.250-251.
- 町田 貞（1984）地形学．大明堂，東京，404p.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. Jr. and Shackleton, N. J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Res.*, vol.27, p.1-29.
- 丸山茂徳・磯崎行雄・相馬恒雄（1990）新版日本列島地体構造論と新しい造山運動論．日本地質学会第97年学術大会演旨，p.34.
- 松田賢一郎（1980）常願寺川の河岸段丘．富山県地学地理学研究論集，no.7，p.25-33.
- 松田時彦（1966）跡津川断層の横ずれ変位．地震研究所彙報，vol.44，p.1179-1212.
- 松本哲一・藤井昭二・柴田 賢（1991）立山火山のK-Ar年代．岩鉱，vol.86，p.278-282.
- 松岡憲知（1998）岩石氷河—氷河説と周氷河説—．地学雑，vol.107，p.1-24.
- Mehnert, K. R. (1971) *Migmatite*. Elsevier, 405 p.
- 水上 洋・大場孝信・渡邊 隆（1995）立山火山噴出物の化学組成について．日本火山学会講演予稿集1995，no.2，p.72.

- 村山 馨 (1979) 日本の火山 (II) . 大明堂, 東京, 276p.
- 中野 俊 (1989) 北アルプス, 鷲羽・雲ノ平火山の地質. 火山, vol.34, p.197-212.
- 中野 俊・伊藤順一 (1998) 立山火山の噴火記録. 火山, vol.43, p.123-126.
- 中野 俊・宇都浩三 (1995) K-Ar年代に基づく乗鞍火山の形成史. 日本火山学会講演予稿集 1995, no.2, p.91.
- Nakano, S., Fukuoka, T. and Aramaki, S. (1987) Trace element abundances in the Quaternary volcanic rocks of the Norikura volcanic chain, central Honshu, Japan. *Geochem. Jour.*, vol.21, p.159-172.
- 中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和 (1995) 乗鞍岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 139p.
- 中野 俊・宇都浩三・内海 茂 (1998) 北アルプス, 立山火山のK-Ar年代. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p.351.
- 中谷 進 (1972) 大町テフラ層とテフロクロノロジー. 第四紀研究, vol.11, p.305-317.
- 中村俊夫 (1990) 北アルプス内蔵助雪溪の氷体中の植物遺体の加速器¹⁴C年代. 平成元年度科学研究費補助金 (総合研究A) 研究成果報告書, 日本最古の化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, p.31-42.
- 中山政一・今村遼平・釣谷義範・轡田恒彦・五十嵐 武 (1970) 空中写真を利用した常願寺川上流湯川地域の砂防調査 一特に蔦泥並びに1969年災の土砂変動を中心として一. 写真測量, vol.9, p.123-130.
- Nishimura, S. and Mogi, T. (1986) The interpretation of discordant ages of some granitic bodies. *Jour. Geotherm. Res. Soc. Japan*, vol.8, p.145-164.
- 野田勢次郎・佐藤伝蔵 (1917, 1921) 20万分の1地質図幅「高山」及び同説明書. 地質調査所, 166p.
- Notsu, K., Arakawa, Y., Nakano, S. and Yamasaki, M. (1989) Lateral variation in ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of volcanic rocks from Central Japan. *Geochem. Jour.*, vol.23, p.45-55.
- 野沢 保 (1979) 船津花崗岩類の今日におけるいくつかの問題. 日本列島の基盤. 加納博教授退官記念論文集, p.101-117.
- 野沢 保 (1984) 飛騨外縁帯の諸問題, 主に船津花崗岩類について. 総合研究「上越帯・足尾帯」研究報告, no.1, p.95-97.
- 野沢 保・坂本 亨 (1960) 5万分の1地質図幅「五百石」及び同説明書. 地質調査所, 68p.
- 小田二三男 (1953) 地熱発電候補地としての立山地獄谷の概要. 昭和27年度富山県地下資源調査報告書, p.50-52.
- 小笠原和夫・深井三郎 (1962) 称名滝を中心とする地域の地形発達史. 立山の地学総合調査報告書, 富山大学立山研究所, p.76-100.
- 緒方正彦・宮腰勝義・志田原巧・田中和広 (1983) 黒部川中流域地熱帯の地質. 電力中央研究所報告, no.382032, p.1-26.
- 小口 高 (1988) 松本盆地および周辺山地における最終氷期以降の地形発達. 第四紀研究, vol.27, p.101-124.

- 岡山俊雄 (1930) 中央日本山地の切峰面及び区分. 地理評, vol.6, p.479-499.
- 岡山俊雄 (1935) 本邦氷河問題研究の回顧 (上). 山岳, vol.30-2, p.1-22.
- 岡山俊雄 (1936) 本邦氷河問題研究の回顧 (中). 山岳, vol.31-2, p.125-161.
- 岡山俊雄 (1975) 氷河地形研究史概観. 地理評, vol.48, p.151-153.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎 (1988) ^{238}U - ^{230}Th 放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地調月報, vol.39, p.559-572.
- 大村一夫 (1993) 真川湖成層一立山火山噴火による塞止め湖の形成一. *Proc. 3rd Symp. Geo-Environments and Geo-technics*, p.145-150.
- 大村一夫・伊熊俊幸・藤井昭二・竹内 章・神嶋 (竹村) 利夫・中村俊夫・鈴木三男・竹内貞子 (1990) 跡津川断層東端部に分布する"真川湖成層"の形成年代について. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨集, p.231.
- Ono, Y. (1980) Glacial and periglacial landforms in Japan. *Progress in Physical Geography*, vol.4, p.149-160.
- Ono, Y. (1984) Last Glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan. *Geogr. Rev. Japan*, vol.57B, p.87-100.
- 小野有五 (1990) 小林国夫以後の氷河地形研究. 小林国夫教授論文選集, 小林国夫教授論文選集刊行会, p.663-670.
- 小野有五・平川一臣 (1974) ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理評, vol.48, p.1-26.
- 小野有五・大森弘一郎 (1991) 神々のみた氷河期への旅—空からみる北アルプスの自然誌. 丸善, 東京, 88p.
- Ono, Y. and Watanabe, T. (1986) A protalus rampart related to alpine debris flows in the Kuranosuke Cirque, Northern Japanese Alps. *Geografiska Annaler*, vol.68A, p.213-223.
- 小野有五・渡辺悌二・中村俊夫・武藤晴達・白岩孝行 (1990) 内蔵助カールの化石氷体による岩屑運搬. 平成元年度科学研究費補助金 (総合研究A) 研究成果報告書, 日本最古の化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, p.158-169.
- 太田久仁雄・板谷徹丸 (1989) 飛騨変成帯に分布する花崗岩類および変成岩類の放射年代. 岡山理科大蒜山研究所報告, no.15, p.1-25.
- 大塚専一 (1890) 立山爆裂の記事. 地学雑, vol.2, p.121-124.
- 大塚専一 (1891a) 越中の蛋白石. 地学雑, vol.3, p.114.
- 大塚専一 (1891b) 越中の立山. 地学雑, vol.3, p.554-557.
- 大塚専一 (1891c) 20万分の1地質図幅「富山」及び同説明書. 地質調査所, 78p.
- 大塚寅雄・上野三義 (1951) 富山県立山硫黄鉱床調査概報. 地質調査所鉱物資源資料, no.2165, 16p.
- 大塚寅雄・上野三義 (1952) 富山県立山硫黄鉱床調査概報. 昭和26年度富山県地下資源調査報告書, p.51-60.
- Ouchi, S. and Mizuyama, T. (1989) Volume and movement of Tombi Landslide in 1858, Japan. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, vol.10, p.27-51.

- 酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏尅・山崎文人・桑山辰夫（1996）爆破地震動による中部日本地域の地殻構造，月刊地球，vol.18，p.104-109.
- 佐藤源郎・徳蔵勝治・菊池 徹・千村 勘（1952）富山県小黒部鉱山水鉛鉱床開発調査報告．昭和26年度富山県地下資源調査報告書，p.5-16.
- 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.
- 西南日本重力研究グループ（1994）日本列島中央部の重力異常図，地調報告，no.280，p.29-36.
- 関根 清（1973）内蔵之助圏谷のProtalus Rampartの形成について．地理評，vol.46，p.264-274.
- 柴田秀賢・原喜久男（1954）北アルプスの花崗岩類（予報）．地質雑，vol.60，p.436-444.
- 柴田秀賢・豊沢弘正（1957）立山火山附近の地質と岩石—日本アルプスの地質と岩石（その1）—地質雑，vol.63，p.609-618.
- 柴田 賢・野沢 保（1978）飛騨変成帯の角閃石のK-Ar年代．岩鉱，vol.73，p.137-141.
- 柴田 賢・野沢 保（1984）船津花崗岩類の同位体年代．岩鉱，vol.79，p.289-298.
- Shibata, K., Nozawa, T. and Wanless, R. K.（1970）Rb-Sr Geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Canad. Jour. Earth. Sci.*, vol.7, p.1383-1401.
- 式 正英（1975）岩石氷河，気候段丘面の地形的特色と意義．日本の氷期の諸問題（式 正英編），古今書院，東京，p.57-71.
- 清水文健・東郷正美・松田時彦（1980）日本アルプス・野口五郎岳付近における小崖地形の成因．地理評，vol.53，p.531-541.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸（1988）両白—飛騨地域に分布する鮮新—更新世火山岩のK-Ar年代．岡山理科大蒜山研究所研究報告，no.14，p.1-36.
- 新エネルギー総合開発機構（1983）第1次全国地熱総合調査—中部地域重力調査報告書．
- 新エネルギー総合開発機構（1984a）第1次全国地熱総合調査—東北南部・関東地域重力調査報告書．
- 新エネルギー総合開発機構（1984b）第1次全国地熱総合調査—中部山岳地域重力調査報告書．
- 篠本二郎（1895）玉滴石（Hyalite）．地質雑，vol.2，p.199-200.
- 篠本二郎（1904）越中国立山新湯産玉滴石の神保氏の説に就きて．地質雑，vol.11，p.414-416.
- 白井哲之（1981）沖積錐．町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・樫根 勇・小野有五編，地形学辞典，二宮書店，東京，p.410.
- 相馬恒雄（1974）飛騨変成帯．富山県地学地理学研究論集，no.6，p.187-222.
- 相馬恒雄・柵座圭太郎（1993）飛騨ナップの形成と中生層のテクトニクス．地質学論集，no.42，p.1-20
- 相馬恒雄・柵座圭太郎・寺林 優（1990）飛騨変成帯．日本地質学会97年学術大会見学旅行案内書，日本地質学会，p.27-58.
- Stuiver, M., Reimer, P., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M.（1998）INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, vol. 40, p.1041-1083, 及びインターネット [<http://depts.washington.edu/qil/calib/>] における公開プログラム.

- 杉原重夫 (1997) 富山県, 立山 (雷鳥台) の氷河堆積物. 東日本における後期更新世・完新世の¹⁴C年代測定データとその意義 (I)・(II). 明治大学人文科学研究紀要, vol.41, p.100-101.
- 諏訪兼位 (1969) 飛騨の複変成作用. 地質学論集, no.4, p.113-116.
- Suwa, K. (1990) Hida-Oki Terrane, *In* Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds. *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. Pub. IGCP 224, p.1-12.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1994) Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of southwest Japan and Korea. *Tectonophysics*, vol.235, p.277-292.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I. (1994) Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol.128, p.391-405.
- 鈴木弘道 (1976) 国際重力基準網1971と日本重力基準網1975. 測地学会誌, vol.22, p.112-129.
- 多田 堯 (1998) 跡津川断層における地殻変動. 月刊地球, vol.20, p.142-148.
- 多田隆治 (1997) 最終氷期以降の日本海および周辺域の環境変遷. 第四紀研究, vol.36, p.287-300.
- 高田将志 (1992) 北アルプス薬師岳周辺の周氷河性平滑斜面. 地学雑, vol.107, p.594-614.
- 竹村利夫・藤井昭二 (1984) 飛騨山地北縁部の活断層群. 第四紀研究, vol.24, p.297-312.
- 竹内 章 (1991) 中央日本のネオテクトニクスと伊豆小笠原弧. 地学雑, vol.100, p.540-551.
- 竹内 章・和田博夫・三雲 健・神嶋利夫・中村俊夫・酒井英男 (1990) 跡津川断層縦走. 日本地質学会第97年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会, p.85-110.
- 田中治雄・井上康夫・緒方正彦 (1964) 黒四の地質. 発電水力, no.70, p.42-88.
- 田中 忍 (1986) 北アルプス北部, 剣岳一毛勝山地域の花崗岩類. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p.426.
- 田中 忍・加々美寛雄 (1987a) 船津花崗岩類におけるSr同位体比の広域的变化. *MAGMA*, no.80, p.10-14.
- 田中 忍・加々美寛雄 (1987b) 北アルプス北部, 剣岳一毛勝山地域に分布する花崗岩類のRb-Sr年代. 地質雑, vol.93, p.929-932.
- 田中 忍・大坪友英 (1987) 船津花崗岩類の微量元素一特に早月川岩体の高Sr含有量について一. 地球科学, vol.41, p.101-113.
- 田中 剛・星野光雄 (1987) 隠岐変成岩のSm-Nd年代とその地質学的意義. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, p.492.
- 富山県 (1967) 富山県の温泉. 富山県厚生部環境衛生課, 環境衛生資料, no.9, 80p.
- 辻村太郎 (1913) 本邦のカールは氷河之を形りしや否や. 地質雑, vol.20, p.326-336, p.355-373.
- 辻村太郎 (1943) 断層地形図説. 古今書院, 東京, 76p.
- 通商産業省 (1970) 昭和44年度広域調査報告書 (長棟地域) . 16p.
- 通商産業省 (1971) 昭和45年度広域調査報告書 (長棟地域) . 35p.
- 通商産業省 (1972) 昭和46年度広域調査報告書 (長棟地域) . 13p.
- 通商産業省 (1973) 昭和47年度広域調査報告書 (長棟地域) . 13p.

- 津嶋朔朗・石恒参策（1960）立山隧道地盤調査報告書。中部日本鉱業研究所，27p.
- Ueda, A., Sakai, H. and Sasaki, A. (1979) Isotopic composition of volcanic native sulfur from Japan. *Geochem. Jour.*, vol.13, p.269-275.
- 内海 茂・原山 智・宇都浩三（1995）20万分の1地質図幅「富山」地域，年代未詳岩石のK-Ar年代。地調月報，vol.46，p.375-381.
- 宇井忠英（1997）火山災害予測図。宇井忠英編，火山噴火と災害，東京大学出版会，東京，p.117-146.
- 宇佐美龍夫（1996）新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]。東京大学出版会，東京，493p.
- 和田 肇（1998）黒部川花崗岩体の地質・岩石と暗色包有岩—マグマリングリングと大規模暗色包有岩濃集帯の形成—。信州大学大学院理学研究科1997年度修士学位論文，112p.
- 和田 肇・原山 智・山口佳昭（1998）黒部川花崗岩体の垂直分化とマグマ混合。地球惑星科学関連学会1998年合同大会講演要旨集，p.244.
- 和田博夫・伊藤 潔・安藤雅孝・和田一成（1996）神岡鉱山・茂住坑における地震観測。京都大学防災研究所年報，vol.39B-1，p.241-250.
- 渡辺梯二（1985）立山の内蔵助カールにおける高山土石流。地形，vol.6，p.303-316.
- 渡辺梯二（1986）立山，内蔵助カールの植生景観と環境要因。地理評，vol.59A，p.404-425.
- 渡辺梯二（1990）立山，山の自然学入門（小泉武栄・清水長正編），古今書院，東京，p.100-101.
- Yamada, R. and Harayama, S. (1999) Fission track and K-Ar dating on some granitic rocks of the Hida Mountain Range, Central Japan. *Geochem. Jour.*, vol.33, p.59-66.
- Yamamoto, A., Nozaki, K., Fukao, Y., Furumoto, M., Shichi, R. and Ezaka, T. (1982) Gravity Survey in the Central Ranges, Honshu, Japan. *Jour. Phys. Earth*, vol.30, p.201-243.
- 山岡耕春（1996）地球物理的観測からみた山脈形成。月刊地球，vol.18，p.77-85.
- 山崎正男・中西信弘（1966）立山火山の地質。地質見学案内書「立山火山」，p.1-10.
- 山崎正男・中西信弘・飯山敏春・藤井昭二（1962）火山地質の立場からみた称名滝の成因と立山火山との関係。立山の地学総合調査報告書，富山大学立山研究所，p.20-32.
- Yamasaki, M., Nakanishi, N. and Miyata, K. (1966) History of Tateyama Volcano. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, vol.11, p.73-92.
- 山崎直方（1902）氷河果して本邦に存在せざりしか。地質雑，vol.9，p.361-369，p.390-398.
- 山崎直方（1905）高山の特色。地学雑，vol.17，p.5-20，p.77-86.
- 吉田 稔・伏見碩二・池上宏一・竹中修平・高原浩志・藤井理行（1983）北アルプス，内蔵助雪溪の水体部に存在する縦穴の分布と形状。雪氷，vol.45，p.25-32.
- 吉田 稔・山本勝弘・中村俊夫（1986）1500-1700年前の化石氷体—内蔵助雪溪下部水体の年代推定—。昭和61年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集，p.191.
- 吉井亮一・折谷隆志（1987）立山，天狗平における湿原堆積物についての花粉分析。植物地理・分類研究，vol.35，p.127-136.
- 吉澤庄作（1904）越中地質断片（新湯，玉滴石，材木坂，角閃石，角石，硫黄，銅鉱床，石器）。地質雑，vol.11，p.406-414.



付図A-1 立山地域の調査ルート

付表A-1 本研究に関連した¹⁴C年代とその暦年補正值

文献	試料採取地点	測定目的	試料	測定番号	¹⁴ C年	誤差(1σ)	補正暦年(1σ)	補正暦年(2σ)	補正暦年確率分布(% , 1σ)	補正暦年確率分布(% , 2σ)				
藤井・竹中(1990)	駒沢園谷	はまぐり雪の消失時期	埋没土壌	GaK-10032	6240	560	7750	6450	8250	5850	7750 (68.2) 6450	8250 (98.4) 5850		
			同上	GaK-10033	7950	1290	誤差大きく補正に不運							
小林(1983)	地獄谷周辺	地獄谷類質テフラの年代	木片	GaK-8753	8730	220	10150	9500	10450	9150	10150 (68.2) 9500	10450 (95.4) 9150		
日下部ほか(1983)	地獄谷周辺	地獄谷類質テフラの年代	木片	GaK-9689	2950	130	3330	2950	3400	2750	3330 (3.7) 3290	3270 (64.5) 2950	3400 (95.4) 2750	
中村(1990)	内蔵助園谷	化石水体の年代	木片	NUTA-682*	750	90	790	560	910	540	790 (60.3) 640	600 (7.9) 560	910 (6.1) 850	840 (89.8) 540
			木片	NUTA-713*	1760	140	1870	1520	2000	1350	1870 (2.1) 1840	1830 (66.1) 1520	2000 (95.4) 1350	610 (10.4) 550
			木片	NUTA-682	766	90	790	560	920	550	790 (64.9) 640	580 (3.3) 560	920 (85.0) 620	
			木片	NUTA-713	1776	140	1870	1530	2000	1350	1870 (3.5) 1840	1830 (64.7) 1530	2000 (95.4) 1350	
高田(1990)	薬師岳 (槍ヶ岳地域)	完新世の周氷河作用	土壌	TK-679*	4500	70	5260	4860	5290	4850	5260 (1.7) 5240	5230 (7.6) 5180	5290 (30.5) 5100	5090 (64.9) 4850
TK-679	4412	68	5120 (1.5) 5110	5060 (57.4) 4860										
竹内ほか(1990)	真川間農向沢	最低位河成段丘 堆積物の年代	木片	GaK-10255	490	170	660	310	800	0	660 (54.1) 420	390 (14.1) 310	800 (95.4) 0	2800 (95.4) 1900
			木片	不明	2340	180	2750	2150	2800	1900	2750 (68.2) 2150			
杉原(1997)	雷鳥台	完新世氷河前進期 の年代	泥炭	GaK-15362	2710	80	2920	2750	3100	2700	2920 (3.0) 2910	2880 (65.2) 2750	3100 (95.4) 2700	5050 (95.4) 4400
			泥炭	GaK-15363	4220	90	4860	4580	5050	4440	4860 (20.7) 4780	4770 (45.4) 4610	5050 (95.4) 4400	
吉井・折谷(1987)		地獄谷類質テフラの年代	泥炭	GaK-9382	2460	130	2720	2360	2850	2150	2720 (30.2) 2560	2550 (38.0) 2360	3850 (95.4) 2150	10200 (95.4) 9500
			泥炭	GaK-9383	3030	120	3380	3000	3500	2850	3380 (65.9) 3060	3050 (1.5) 3030	3500 (95.4) 2850	
		泥炭層の年代	泥炭	GaK-11476	6920	150	7930	7610	8150	7450	7930 (6.1) 7890	7870 (56.8) 7650	8150 (95.4) 7450	
			泥炭							7640 (5.2) 7610				
		地獄谷類質テフラの年代	泥炭	GaK-11477	7580	160	8540	8180	8850	7950	8540 (68.2) 8180		8850 (95.4) 7950	
			泥炭シルト	GaK-9385	8730	260	10200	9500	10550	9050	10200 (68.2) 9500		10550 (95.4) 9050	
泥炭層基底年代	木片	GaK-11481	8810	140	10150	9600	10200	9500	10150 (68.2) 9600		10200 (95.4) 9500			

暦年補正は Stuiver *et al.* (1998) のデータセット (INTCAL98.14c) を暦年補正プログラム OxCAL v.2.18 及び 3.b2 (Bronk Ramesy, 1998) にインポートして行った。OxCAL では BC/AD 表記を cal y BP に変更した以外、設定はデフォルト値を用いた。測定番号コード: GaK=学習院大学, NUTA=名古屋大学, TK=東京大学。NUTA-682とNUTA-713は、原典によれば¹⁴C濃度による同位体分別補正が施されていない可能性がある。そこで、木材の平均的な¹³C値である -24‰を測定値に代入したものについても補正を行った(表下段)。またTK-679は、原典によれば¹⁴Cの半減期を5680年として計算されている。一般に、暦年補正はLibbyの半減期5568年にもとづいて行われるので、本稿でも半減期のずれを考慮した値(表下段)を補正した。

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kanazawa (10) No. 30



GEOLOGY

OF THE

TATEYAMA DISTRICT

By

Satoru HARAYAMA, Yutaka TAKAHASHI, Shun NAKANO,
Yoshihiko KARIYA and Masao KOMAZAWA

(Written in 1999)

(ABSTRACT)

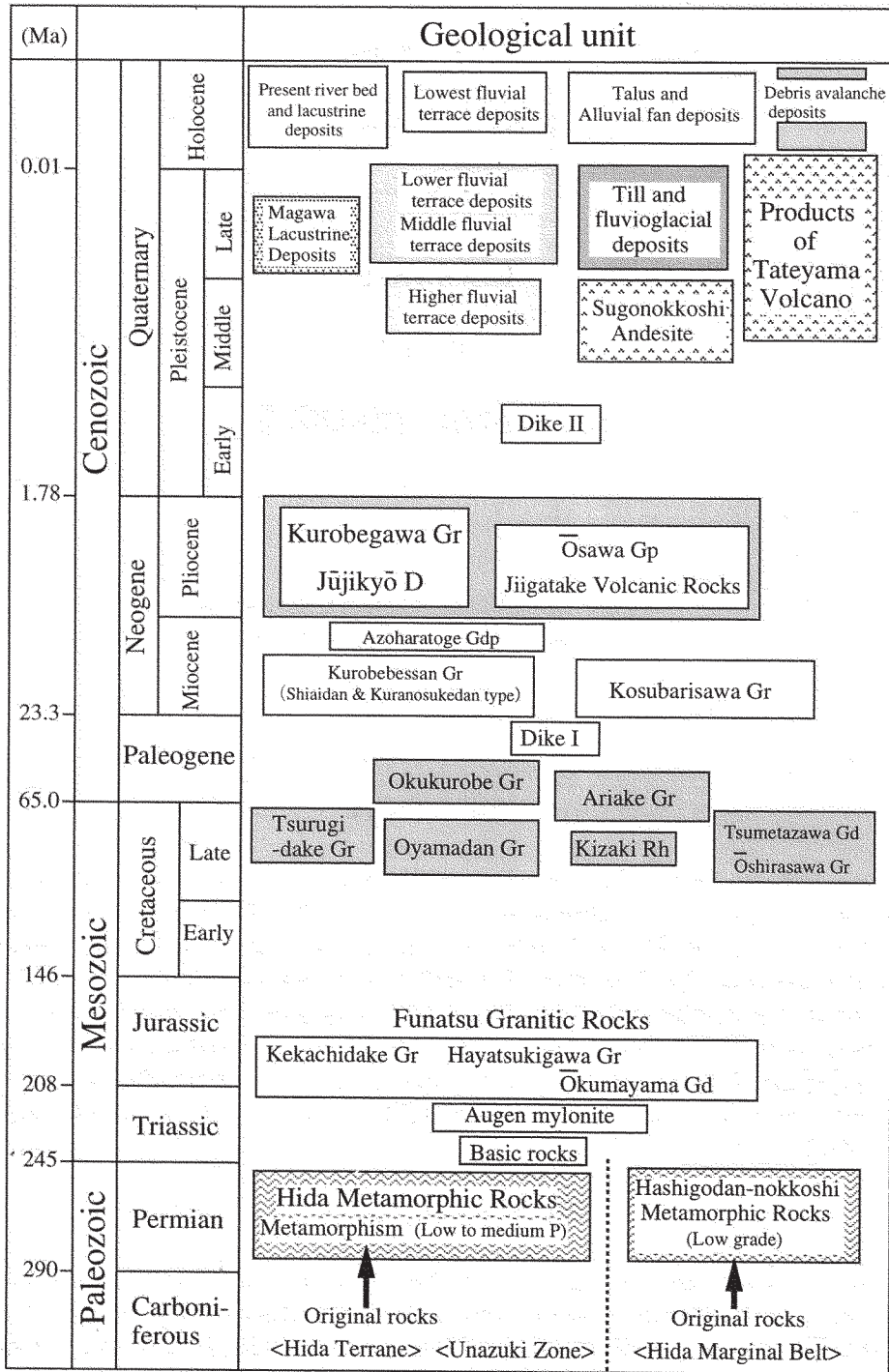
The Tateyama District is situated in central Honshu, and occupies an area between long. 137° 30' E and 137° 45' E and between lat. 36° 30' N. and 36° 40' N. Topographically, the district is in the northern Japan Alps (Hida Mountains), which is the most typical mountains range in Japan. In the Japan Alps of the district, there are Tate-yama (mountain) (3,015 m), Tsurugi-dake (2,998 m), and 27 other peaks higher than 2,500 m in elevation. Many glacial landforms and deposits remain around the major ridge, especially on the eastern and northern sides.

Geologically, the district belongs to Inner Zone of Southwest Japan, extending over the Hida Terrene, the Unazuki Zone and the Hida Marginal Belt. The geology of the district is summarized in Table 1.

Hida Metamorphic Rocks

The Hida Metamorphic Belt is located in the eastern to southwestern part of Toyama Prefecture and northern part of Gifu Prefecture. It is composed of various kinds of metamorphic and plutonic rocks. The Hida metamorphic bodies are divided into Eastern (The Katakai River and upper reaches of the Hayatsuki River), Central (upper reaches of the Jyōganji River to the Takahara River) and Western (upper reaches of Jinzu River) bodies, in which each body has individual

Table 1 Summary of geology in the Tateyama district



Gr, Granite : Gd, Granodiorite : D, Diorite : Rh, Rhyolite : Gp, Granite porphyry : Gdp, Granodiorite porphyry

characteristics in petrology and structure. Other small bodies are present at the upper reaches of the Tetori River and Kuzuryu River. In the study area, the Hida Metamorphic Rocks appear at the upper reaches of the Hayatsuki River, which is the southern part of the Eastern body. Other small bodies are present as xenoblocks in the Funatsu Granites around Mt. Tateyama and Sugodan Valley. These bodies are composed of the alternation of calcareous, pelitic to psammitic, basic and felsic metamorphic rocks trending mainly north to south.

Hashigodan-nokkoshi Metamorphic Rocks

The Hashigodan-nokkoshi Metamorphic rocks probably of the Hida Marginal Belt are included as xenoblocks with ultramafic rock xenoliths in the Kurobe-bessan Granite, Azoharatoge Granodiorite Porphyry and Jujikyo Diorite. They consist of psammitic and mafic crystalline schists of low grade.

Basic Rocks

The Basic Rocks are composed of gabbro, hornblende gabbro, hornblendite and fine-grained biotite-hornblende diorite. These rocks appear as xenoblocks in the Augen Mylonites, Funatsu Granitic Rocks and Tsurugidake Granite, some of which are recrystallized by contact metamorphism.

Augen Mylonites

The Augen Mylonites are located at the upper reaches of the Hayatsuki River and Jyoganji River, which had been called "Augen Gneisses". The Augen Mylonites are composed of alkali feldspar porphyritic gneissose hornblende-biotite granodiorite and alkali feldspar porphyritic gneissose (hornblende-) biotite granite to granodiorite. Foliations are trending mainly north to south, which is parallel to the trend of the Hida Metamorphic Rocks.

Funatsu Granites

The Funatsu Granites is the general name of Triassic to Jurassic granitic rocks intruded into the Hida and Unazuki Belts. They were divided into the earlier-stage Shimonomoto type, and later-stage Funatsu type. The Shimonomoto type is relatively basic and composed of mainly tonalite and granodiorite accompanying diorites, and the Funatsu type is relatively acidic and composed of coarse-grained granite and granodiorite with pinkish alkali feldspar. The Funatsu Granites in the present area are quartz diorite, the Ōkumayama Granodiorite and its equivalent rocks, Sugodan Granite, fine-grained hornblende-bearing biotite tonalite and granodiorite, Hayatsukigawa Granite, and Kekachidake Granite. The Ōkumayama Granodiorite and its equivalent rocks are classified into the Shimonomoto-type, while the Hayatsukigawa Granite and the Kekachidake Granite are classified into the Funatsu-type.

Late Cretaceous to Early Paleogene Igneous Rocks

Late Cretaceous to Early Paleogene granitoids of a batholithic dimension are widely distributed in the Japan Alps including this district. The granitoids and their volcanic equivalents in the district are divided into seven units; Kizaki Rhyolite, Ōshirasawa Granite, Tsumetazawa Granite, Oyamadan Granite, Tsurugidake Granite, Okukurobe Granite in order of emplacement. The Oyamadan Granite and Okukurobe Granite are relatively large units, and occupy the mid-southern part of district. The Kizaki Rhyolite is composed mainly of thermally metamorphosed rhyolite welded tuff. It is mainly distributed in the neighboring Omachi district, exposed as roof rocks of Ariake Granite. The Rb-Sr whole rock isochron age of Tsurugidake Granite is 69.3 ± 5.1 Ma.

Miocene (?) Granitic Rocks

Miocene Granitic Rocks are exposed along the Kurobe Gawa (River) in northern part of the district. They are divided into the Kosubarisawa Granite, Kurobebessan Granite and Azoharatoge Granite Porphyry. The Kurobebessan Granite is lithologically subdivided into the hornblende-biotite granodiorite (Shiaidan-type) and porphyritic biotite granite to granodiorite (Kuranosukedan-type). The Kosubarisawa Granite intruded into the Oyamadan Granite Okukurobe Granite, Kurobebessan Granite intruded into the Kekachidake Granite and Okumayama Granodiorite. The K-Ar of hornblende and biotite from Shiaidan-type are 7.1-5.7 Ma and 5.0-4.9 Ma, respectively, corresponding to Late Miocene.

Pliocene Igneous Rocks

Pliocene Igneous Rocks are widely distributed in the eastern part of the district, and they are divided into the Jiigatake Volcanic Rocks, Osawa Granite Porphyry, Jūjikyō Diorite, and Kurobegawa Granite. The Jiigatake Volcanic Rocks are composed mostly of rhyolite welded tuff, rhyolite lava with andesite lava and stratified volcanoclastic rocks. The Jūjikyō Diorite is exposed along the western margin of the Kurobegawa Granite, and intruded by Kurobegawa Granite. No thermal effect between the Jūjikyō Diorite and Kurobegawa Granite shows their successive intrusions. Satellite stocks around the Kurobe Granite also show the same relation between the Jūjikyō Diorite and Kurobegawa Granite. The K-Ar ages of hornblende and biotite from the satellite stocks are 4.7-3.6 Ma and 4.4-2.2 Ma, respectively. The Kurobegawa Granite is exposed as batholith in the eastern part of the district, and intruded into the Okumayama Granodiorite, Kurobebessan Granite, Azoharatoge Granodiorite Porphyry, Jūjikyō Diorite and Jiigatake Volcanic Rocks. The Kurobegawa Granite is vertically zoned, and densely concentrated enclaves in the fine-grained host granite characterize the upper part. The lower part of the Kurobegawa Granite is composed of medium-grained biotite with a minor amount of enclaves. The K-Ar ages of biotite from the kurobegawa Granite are 1.2-1.0 Ma and this very young age suggests a slow cooling process.

Quaternary Volcanic Rocks

The Sugonokkoshi Andesite and the products of the Tateyama Volcano, belonging to the Norikura volcanic chain, form the Middle to Late Pleistocene volcanic rocks in the district. The Sugonokkoshi Andesite (0.22-0.20 Ma) is a thick valley-filling lava nearly 6 km flowed down from south of the Tateyama Volcano. The Tateyama Volcano, a composite volcano, began its activity roughly simultaneously with the Sugonokkoshi Andesite. Its volcanic history is divided into five stages (1a, 1b, 2, 3 and 4). At the stage 1a (0.22-0.20 Ma), voluminous andesite and dacite lavas, and volcanoclastics were thickly piled up in a depression with clastic materials originating from the basement rocks. Most of the stage 1a volcanic rocks have undergone hydrothermal alteration. At the stage 1b (0.15-0.10 Ma), andesite and dacite lava flows are spread widely. The subsequent stage 2 is characterized by voluminous pyroclastic flow deposits, mostly welded. They are upgraded from dacite (pumiceous) to andesite (scoriaceous) in their chemical composition. At the stage 3 (0.09-0.04 Ma), effusions of andesite and dacite lavas occurred. In the last stage, stage 4, only phreatic explosions were recognized. Four events of phreatic explosions in the Holocene epoch were recorded as air-fall tephros. Only fumarolic activities are now observed. The volcanic edifice is now largely missing caused by erosion, represented by an erosion caldera 5 by 6.5 km, called "Tateyama Caldera".

Middle Pleistocene to Holocene Deposits

The Middle Pleistocene to Holocene deposits except for the Quaternary volcanic rocks and ejecta are divided into the following: the Magawa lacustrine deposits, fluvial terrace deposits, till and fluvio-glacial deposits, debris avalanche deposits, talus deposits, alluvial cone deposits, and present river bed or lake deposits.

The Magawa lacustrine deposits distributed narrowly along the Magawa River would have been formed by damming up the old Magawa River in the early stage of the Late Pleistocene. The damming up may suggest that huge collapse of the Tateyama Volcano or pyroclastic flow eruption occurred. Distribution of the deposits implies the appearance of a lake deeper than 200 m in spite of the mountainous region. The fluvial terrace deposits can be subdivided into four units, t1 to t4 in descending order, in accordance with the relative heights from the present river, estimated ages of emergence, and other factors. These deposits are well developed along the Hayatsuki and Magawa Rivers but poor along other rivers. The t1 unit, the oldest and highest, had been formed during the Middle Pleistocene, and the t4 unit, the newest and lowest, was in the Holocene. The till and fluvio-glacial deposits are distributed chiefly along the main ridges from Tsurugi-dake to Echusawa-dake and from Kashimayariga-take to Renge-dake, and also seen on gentle slopes from Murodo to Midagahara. Whereas the till as well as the glacial landscapes such as cirques and moraines seem to have been formed during two different stages on the basis of the degrees of dissection and distribution height, the chronological evidence is still inadequate. Probably, the older glaciation had occurred during the Marine Isotope Stage (MIS) 4 or before and younger glaciation during the MIS 2. In addition, the recent climatogeomorphological studies have clarified the presence of a rock glacier and permafrost in the valley head of the Kuranosukedan. The dry debris avalanche deposits are seen in the Tateyama caldera. In particular, the younger deposits known as Tombi Kuzure were induced by large failure of the caldera in 1858. The distribution of

talus and alluvial cone deposits are considerably restricted in the mouths of small valleys or low order catchments. Several active faults such as the Atotsugawa fault whose latest event might correspond with the 1858 Ansei Hietsu Earthquake ($M=7.0$ to 7.1) can be seen. It has been believed that this earthquake was the probable cause of the Tombi Kuzure. Also, many gravitational faults related to the rapid uplifting of the mountain ranges and deglaciation are recognized.

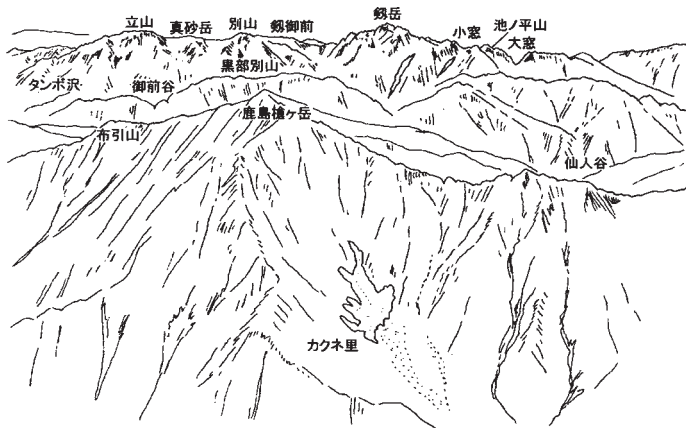
Economic Geology

Molybdenum deposits are founded in the Jurassic Kekachi Granite. They occur in quartz veins within the neighborhood of the Kurobebessan Granite body. About 38 tons of molybdenite ore (90% MoS_2) was mined at the Kokurobe Mine 2 km north of Tsurugi-dake, during 1915-1918, 1944-1946 and 1951.

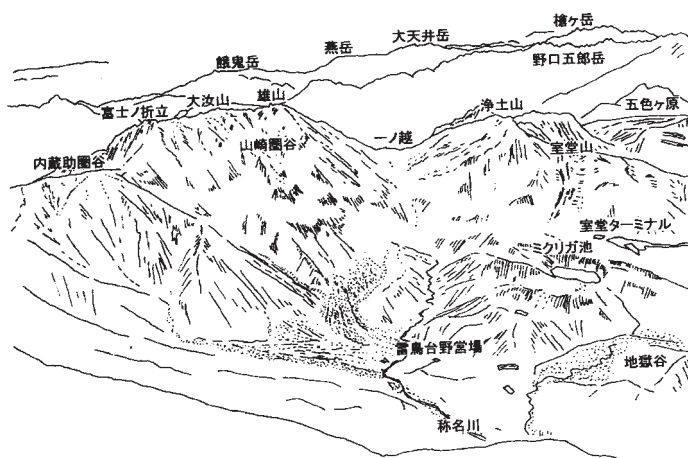
There are several hot springs such as Gakidan, Azohara, Hitomitaira, Senninnoyu, Jigokudani and Tateyama Spas along the kurobe River and around the Tateyama Volcano.

Gravity Anomalies and Density Structure

The main features of Bouguer anomalies are as follows: low anomaly areas are distributed around Omachi city, which correspond to Itoigawa-Shizuoka Tectonics line extension, and Toyama plain. These areas are covered with Quaternary sediments, so Bouguer anomalies are reasonable. Otherwise, the area from the eastern edge of Toyama plain to Unazuki town is a high anomaly area, because the oldest basement of Japan, Hida metamorphic rocks, out crops there. Although the basement outcrops in the N-S direction from the south part of Kurobe Lake to Keyakidaira, Bouguer anomalies are unreasonably low. The low anomalies may be explained by a lower density body, which extends from 2 km to 5 km below the surface.



図版 I 鹿島槍ヶ岳東方上空からみた剣・立山連峰



図版II 立山及び室堂周辺の地形



図版Ⅲ 剣御前からみた剣沢と剣岳
氷食谷である剣沢の谷底にはハイマツに覆われたモレーンがみえる。遠景右手は後立山連峰北部の白馬岳



図版Ⅳ 立山カルデラ
湯川・真川合流点付近上空から東方を望む。カルデラの左方に広がる緩斜面（屈曲した道路がみえる）は厚い称名滝火砕流堆積物からなる弥陀ヶ原。建設省立山砂防工事事務所提供



図版V 地獄谷周辺の爆裂火口跡
中央の湖沼がミクリガ池、遠景は天狗平から弥陀ヶ原



図版VI 強溶結した火砕流堆積物の急崖を落ちる称名滝とハンノキ滝
称名滝（左）は落口が深く切れ込んでおり、総落差は350mに達する（この写真では滝の上部は見えない）。ハンノキ滝（右）は比高約500mの垂直壁から落ちるが、時期によっては水が涸れて消滅していることがある



図版Ⅶ 越中國立山異変之図「中島文庫」

湯川上流部（立山温泉付近）には3カ所から噴煙が上がったことがわかる。最奥部の噴煙には「大烟泥吹上」といった記述も付されている。また斜面崩壊と水溜の範囲を朱線で囲んで表現している。水溜の大きさは「長サ三十丁」などと具体的に記されている。真川のせき止めについてはとくに記載がない。富山県立図書館蔵。78×75cm



図版Ⅷ 安政大地震大霧山小霧山崩大水淀見取繪圖「杉本文書」

湯川中央に「立三十町斗，横二十町斗」の水溜が描かれており，その周辺にも複数の水溜が記されている。また湯川上流部には「大烟上ル」，「中烟上ル」との記述があり，噴煙が生じた様子を記している。真川についてはせき止めの記載がない。富山県立図書館蔵。24×62cm



図版Ⅸ 立山之図「河合文書」

曼陀羅的な要素をもった山絵図に湯川・真川の被害状況が記されている。真川がせき止められ，長さ六丁斗の水溜が形成された様子が記されている。富山県立山博物館蔵。25×36cm



図版X 立山之図（安政五年鳶山崩絵図）

洪水発生前後の観察にもとづき描かれたものといわれている。旧暦四月廿六日に湯川の水溜が破堤し、縮小したと記されている。また三月十日には真川の水溜が水抜したとも記載されており、この日以前にせき止めが生じていたと考えられる。滑川市立博物館所蔵。49×57cm

文献引用例

原山 智・高橋 浩・中野 俊・荻谷愛彦・駒澤正夫 (2000) 立山地域の地質.
地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 218p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Harayama, S., Takahashi, Y., Nakano, S., Kariya, Y. and Komazawa, M. (2000) *Geology of the Tateyama district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 218p. (in Japanese with English abstract 6p.).

平成 12 年 3 月 15 日 印 刷

平成 12 年 3 月 22 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目1-3

印 刷 者 鈴 木 俊 之

印 刷 所 株式会社高山

東京都文京区湯島1-1-12

©2000 Geological Survey of Japan