

55 (521. 42+. 52) (084. 32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

金沢 (10) 第 31 号

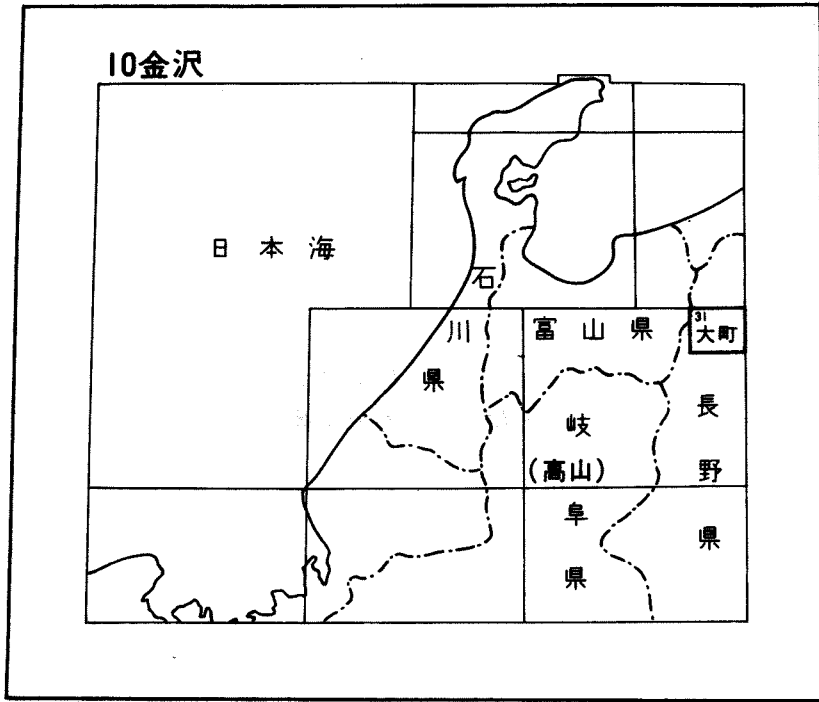
大 町 地 域 の 地 質

加藤 碩一・佐藤 岱生
三村 弘二・滝沢 文教

平 成 元 年

地 質 調 査 所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地形	1
II. 地質概説	4
III. 飛驒外縁帯の中・古生界	11
III. 1 変成岩類	11
III. 2 神城層	12
III. 3 超塩基性岩類	16
III. 4 変塩基性岩	17
III. 5 木崎層	17
IV. 白亜紀後期 - 古第三紀火成岩類	20
IV. 1 研究史及び概要	20
IV. 2 木崎流紋岩	21
IV. 3 青木花崗岩	23
IV. 4 石英閃緑岩	25
IV. 5 有明花崗岩	25
IV. 6 冷池溶結凝灰岩	26
IV. 7 白沢コル砂岩層	27
IV. 8 爺ヶ岳安山岩	28
IV. 9 シラタケ沢凝灰岩	30
IV. 10 五竜流紋岩	31
IV. 11 北股溶結凝灰岩	35
IV. 12 大川沢花崗岩	35
IV. 13 岩脈(珪長岩)	37
IV. 14 金沢花崗岩	37
IV. 15 岩脈(ひん岩)	38
IV. 16 岩脈(安山岩)	38
IV. 17 花崗岩類のK-Ar年代	39
V. 新第三系	40
V. 1 青木層	40
V. 1. 1 西京部層	41
V. 1. 2 野平部層	42
V. 1. 3 最上部層	43
V. 2 小川層	43
V. 2. 1 柳沢部層	44

V. 2. 2	論地部層	44
V. 2. 3	差切部層	46
V. 2. 4	重部層	47
V. 2. 5	込地部層	47
V. 3	聖山火山岩(聖山安山岩及び横原山安山岩)	48
V. 4	柵層	48
V. 4. 1	平床沢部層	49
V. 4. 2	井戸入沢部層	49
V. 4. 3	田ノ頭部層	50
V. 4. 4	権田部層	50
V. 4. 5	高府部層	51
V. 4. 6	荒倉山火砕岩部層	53
V. 4. 7	長岩部層	53
V. 4. 8	城下部層	53
V. 4. 9	久米路火砕岩部層	54
V. 5	猿丸層	55
V. 5. 1	日影部層	55
V. 6	白沢凝灰角礫岩	56
V. 7	白沢天狗流紋岩	56
V. 8	岩脈(文象斑岩)	62
V. 9	美麻累層	63
V. 9. 1	堀之内部層	63
V. 9. 2	和知場部層	65
V. 10	太郎山安山岩	66
V. 11	大峰累層	67
V. 11. 1	大塩火砕流堆積物	67
V. 11. 2	日野部層	68
VI.	第四系	69
VI. 1	大峰礫層(山砂利)	69
VI. 2	新行礫層	69
VI. 3	古期崩積堆積物	70
VI. 3. 1	大峰岩屑堆積物	70
VI. 3. 2	佐野坂岩屑堆積物	70
VI. 3. 3	大岡土石流堆積物	71
VI. 4	高位段丘堆積物	71
VI. 5	大町テフラ層	71

VI. 6	湖成段丘堆積物	74
VI. 6. 1	青木湖成段丘堆積物	74
VI. 6. 2	神城湖成段丘堆積物	74
VI. 7	神城湖成堆積物	75
VI. 8	低位段丘堆積物	75
VI. 9	扇状地堆積物	75
VI. 9. 1	古期扇状地堆積物	75
VI. 9. 2	新期扇状地堆積物	75
VI. 10	新期崖錐-崩積堆積物	76
VI. 11	湿地堆積物	76
VI. 12	沖積層	76
VII.	地質構造	76
VII. 1	概説	76
VII. 2	褶曲	78
VII. 2. 1	込地向斜	78
VII. 2. 2	犀川背斜	78
VII. 2. 3	高府向斜	79
VII. 2. 4	西京背斜	79
VII. 2. 5	日影向斜	79
VII. 2. 6	熊ノ入背斜	79
VII. 2. 7	その他の褶曲	79
VII. 3	断層	80
VII. 3. 1	犀川断層	80
VII. 3. 2	持京断層	81
VII. 3. 3	小谷-中山断層	81
VII. 3. 4	糸魚川-静岡構造線	82
VII. 3. 5	活断層	83
VIII.	応用地質	85
VIII. 1	温泉・鉱泉	85
VIII. 2	地震	85
VIII. 3	地すべり・山崩れ	85
	文献	88
	Abstract	96

図・表・図版目次

第 1 図	大町地域の切峰断面	2
第 2 図	大町地域西部山地の地形	2
第 3 図	松本盆地東方地域の高位地形面	3
第 4 図	飛騨山地の地質概略図と地帯区分	5
第 5 図	犬川上流の変成岩の露頭	11
第 6 図	神城層の玄武岩質火山礫凝灰岩	14
第 7 図	塩基性凝灰岩とチャートの互層	14
第 8 図	神城層の層状チャート	15
第 9 図	木崎層の岩相層序概念図	18
第 10 図	木崎流紋岩中の本質岩片	22
第 11 図	冷池溶結凝灰岩	27
第 12 図	白沢コル砂岩層の岩石と層間褶曲	28
第 13 図	爺ヶ岳安山岩の自破碎構造	29
第 14 図	爺ヶ岳安山岩の自破碎溶岩中の泥岩	30
第 15 図	爺ヶ岳安山岩に挟まれる凝灰岩の模式図	30
第 16 図	爺ヶ岳安山岩に挟まれる凝灰岩中の岩片	31
第 17 図	五竜流紋岩溶岩	32
第 18 図	赤色を帯びた五竜流紋岩の溶結凝灰岩	34
第 19 図	球顆の発達した五竜流紋岩溶岩	34
第 20 図	有明花崗岩を捕獲する大川沢花崗岩	36
第 21 図	シラタケ沢凝灰岩を貫く金沢花崗岩	38
第 22 図	金沢花崗岩中の暗色包有物の配列	39
第 23 図	論地部層下部の逆転した砂岩に発達するフルート・キャスト	45
第 24 図	権田部層中の風化により虫食い状を呈する砂岩	51
第 25 図	権田部層中に産出する『サツマイモ型』生痕	52
第 26 図	高府部層中の有律砂岩泥岩互層	52
第 27 図	白沢凝灰角礫岩中の五竜流紋岩のブロック	56
第 28 図	白沢天狗流紋岩の模式柱状図	57
第 29 図	白沢天狗流紋岩の強溶結した黒色の岩相	58
第 30 図	白沢天狗流紋岩に捕獲されている金沢花崗岩	59
第 31 図	白沢天狗流紋岩の柱状節理	60
第 32 図	白沢天狗流紋岩非溶結相中の岩片と泥岩	61
第 33 図	白沢天狗流紋岩中の岩屑なだれ堆積物	62

第 34 図	大峰帯の層準別礫組成	64
第 35 図	美麻累層和知場部層の火砕流堆積物を貫く太郎山安山岩岩脈	66
第 36 図	美麻累層和知場部層の火砕流堆積物を不整合に覆う大峰累層大塩火砕流堆積物	67
第 37 図	太郎山安山岩(岩滓集塊岩)を不整合に覆う大峰累層大塩火砕流堆積物	67
第 38 図	変質風化した溶結凝灰岩(大塩火砕流堆積物)中の偏平化した軽石	68
第 39 図	大町テフラ層	72
第 40 図	大町テフラ層模式総括図	73
第 41 図	大町地域の地質構造図	77
第 42 図	小谷-中山断層近傍の論地部層下部中の小断層	82
第 43 図	青木湖-神城盆地周辺の活断層	83
第 44 図	神城活断層崖	84
第 45 図	日影部層中の凝灰岩上面に地すべりによって生じたスリッケンサイド	86
第 46 図	土尻川流域の崩壊地及び地すべり地分布図	87
第 1 表	地質総括表	6-7
第 2 表	糸魚川-静岡構造線以東地域の新生代の層序	8
第 3 表	糸魚川-静岡構造線・小谷-中山断層間(C地域)の新第三系対比表	8
第 4 表	小谷-中山断層・持京断層間(D地域)の新第三系対比表	9
第 5 表	持京断層・小谷-中山断層・犀川断層間(E地域)の新第三系対比表	9
第 6 表	犀川断層以東(F地域)の新第三系対比表	10
第 7 表	花崗岩類の K-Ar 年代	40
第 8 表	白沢天狗流紋岩のフィッシュントラック年代	61
第 I 図版 A	神城層産放散虫化石	103
	B 木崎層産放散虫化石	103
第 II 図版 A	流紋岩溶結凝灰岩(木崎流紋岩)	104
	B 粗粒花崗斑岩(青木花崗岩の主岩相)	104
第 III 図版 A	花崗閃緑岩(青木花崗岩)	105
	B 斑状細粒花崗岩(青木花崗岩)	105
第 IV 図版 A	粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩(有明花崗岩)	106
	B 流紋岩溶結凝灰岩(冷池溶結凝灰岩)	106
第 V 図版 A	角閃石安山岩(爺ヶ岳安山岩)	107
	B 流紋岩凝灰岩(シラタケ沢凝灰岩)	107
第 VI 図版 A	流紋岩溶岩(五竜流紋岩)	108
	B 流紋岩(五竜流紋岩)	108
第 VII 図版 A	流紋岩溶結凝灰岩(北股溶結凝灰岩)	109

	B	粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩(大川沢花崗岩)	109
第Ⅷ図版A		文象花崗岩(金沢花崗岩の周縁相)	110
	B	流紋岩溶結凝灰岩(白沢天狗流紋岩の強溶結した黒色の岩相)	110
第Ⅸ図版A		流紋岩溶結凝灰岩(白沢天狗流紋岩の柱状節理岩相)	111
	B	非溶結流紋岩凝灰岩(白沢天狗流紋岩の淡緑色の岩相)	111

大町地域の地質

加藤碩一*・佐藤岱生**・三村弘二*・滝沢文教***

本図幅地域の地質調査は、昭和60年度から62年度にかけての特定地質図幅の研究として行われたものである。

本図幅地域の地質調査とまとめに当たっては、東部の小谷-中山断層以東に分布する新第三系及び全域の第四系を主として加藤が、同断層以西の鮮新統を三村が担当した。また、本図幅地域西部の山岳地域における花崗岩類を初めとする先新第三系基盤岩類は主として佐藤が担当したが、火山岩類は三村が協力し、仁科山地の中・古生層を滝沢が担当した。全体の調整は加藤が行った。

本研究報告をまとめるに当たって、信州大学の斉藤豊助教授、赤羽貞幸助教授、山田哲雄教授、小坂共栄助教授及び広島大学矢野孝雄助手から一部未公表を含む資料の提供を受けるとともに、貴重な助言協力をいただいた。広島大学沖村雄二教授には石灰岩中の有孔虫化石の同定をしていただいた。また、北陽建設(株)平林照雄氏には参考資料の御教示を頂いた。ここに記して深甚の謝意を表す次第である。

また所内では、近畿・中部地域地質センター栗本史雄技官は、放散虫化石の電子顕微鏡写真撮影・同定、地質部牧本博・土谷信之・山元孝広、地質標本館山田直利各技官及び近畿・中部地域地質センター原山智技官は、変成岩・塩基性火山岩及び岩脈の顕微鏡観察、環境地質部山崎晴雄技官は活断層調査を協力した。岩石薄片作成については地質標本館宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣及び木村朗各技官が担当した。

I. 地 形

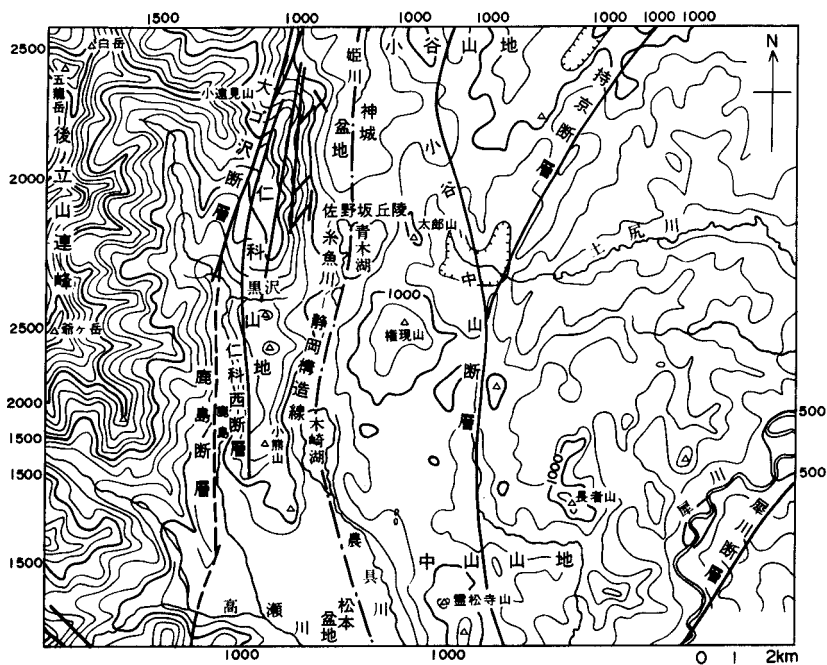
本図幅地域は、そのほぼ中央西寄りを南北に通過する糸魚川-静岡構造線に沿う相対的な低地帯を境として、西側の山岳地域と東側の山地・丘陵部に分かれる。西部の山岳地域は、大部分ジュラ紀から古第三紀にわたる古期の岩石及び一部鮮新世の火山岩からなり、北アルプスの標高2,000m級の稜線部を形成している。東部地域は、北部フォッサマグナの一部に当たり、そこには新第三紀中新世以降の岩石からなる標高約1,200m以下の山地・丘陵部が広がる(第1図)。

本図幅地域西部の山岳地域は、白岳から南へ五龍岳(2,814.1m)、鹿島槍ヶ岳(2,889.7m)を経て爺ヶ岳(2,669.8m)に至る後立山連峰の主稜線の一部と、それから東方に派生し大遠見山・小遠見山などからなる遠見尾根、赤岩尾根、白沢天狗尾根及びその他の小山稜群とその前縁山地をなす仁科山地からなる(第2図)。後立山連峰の主稜線は、長野県と富山県の県境となっている。

これらの山岳地域は第四紀、特に、その後半においてわが国で最も隆起した地域である。更新世の最終氷期、すなわちウルム氷期には、山岳氷河が発達し、氷河の浸食の跡が一部カール(圏谷)としてシラタケ沢源頭などに残っている。また、周氷河地形として非対称山稜(例えば、東斜面が急な白岳から爺ヶ岳にかけての主稜線)や二重山稜(例えば、遠見尾根の西遠見山・大遠見山間)なども残っている。

これらの山岳地域をぬって高瀬川とその支流である南北性の鹿島川及び北西-南東方向の箆川などの

*地質部 **地質情報センター ***近畿・中部地域地質センター



第1図 大町地域の切峰面図(単位; m, 山下ほか, 1985に加筆)
2万5千分の1地形図, 高府・日名・神城・大町について, 幅500m以下の谷を埋めて作成.



第2図 大町地域西部山地の地形(大峰丘陵鷹狩山より北西を望む)
左から爺ヶ岳・鹿島槍ヶ岳・五龍岳の後立山連峰とその手前の仁科山地及び松本盆地北端部をなす低地. 南北性の構造線によって切られている様子がよく分かる. 爺ヶ岳の手前には, 白沢天狗山がある. 更に手前に大峰丘陵がある.

河床勾配が急で浸食力の強い河川が流下している.

中央部の低地帯南端部は, 松本盆地の北端に当たり, 高瀬川とその支流の籠川や鹿島川が合流する. それらの河川沿いには, 扇状地や扇状地性段丘が広く発達している.

低地帯中央部には, 北から青木湖・中綱湖・木崎湖が並び, 仁科三湖と総称されている. 青木湖北岸をなす佐野坂丘陵は, 姫川水系と高瀬川を含む信濃川水系の分水界である. 姫川は, かつて湖であった

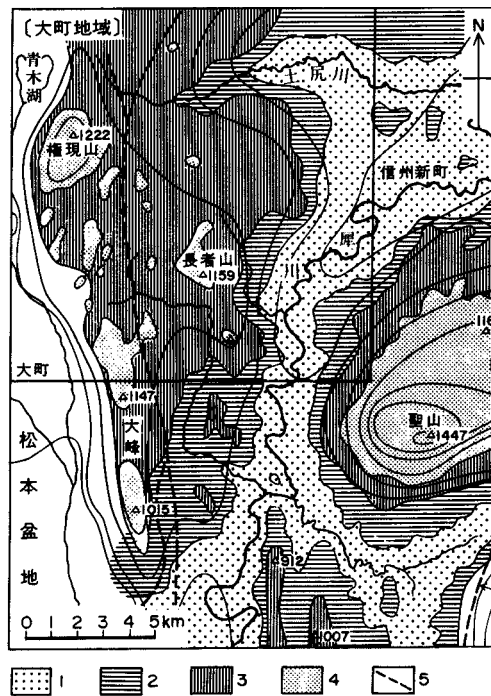
ため相対的に低平な神城盆地を通り、本図幅地域北方では姫川溪谷を形成しつつ北流し、日本海に注ぐ。

松本盆地東方-北東方の新第三系からなる山地(中山山地・小谷山地など)に発達する幾つかの高位浸食小起伏面(隆起準平原)は、大峰面群と呼ばれる(小林・平林, 1955; 仁科, 1972)。大峰面群は、標高800-1,000 mの地形面で、松本盆地形成前、更新世初期に形成された。本図幅地域のみならず北部フォッサマグナ西部に約1,000km²にもわたって広がる(第1図及び第3図)。

大峰面群形成時の河川は西方の日本アルプス側から東流し、大峰礫層と呼ばれる最大径4-5 mに達する花崗岩巨礫を含む堆積物を本面上に運搬・堆積した(この礫は、山砂利又は大峰礫と呼ばれることもある。小林・平林, 1955)。大峰面群は、その発達規模からみて、海成の浸食面であり、大峰礫層堆積当時の標高は、ほぼ海水準に近かったことを示す。現在では、山砂利と称される巨礫のみが面上に残存しているにすぎない。大峰面群は、現在は開析されて平頂峰や平坦な山稜をなすことが多いが、更新世における間欠的な隆起運動を反映して、幾つかの面に細分される。

大峰面群最上位の乗越面^{ののこし}は、本図幅地域南端部に位置する鷹狩山と南隣の「信濃池田」図幅北端に位置する南鷹狩山間の乗越(1,080 m)付近に模式的に発達する。南鷹狩山南西麓付近では標高1,000 mほどに達するが、平均して、標高950 m内外の高位小起伏面をなす。

中島面は、乗越面より、70-100 m程度低く、特に、開析の進んだ部分では、標高700 m程度まで高



第3図 松本盆地東方地域の高位地形面(仁科, 1973に加筆)

1. 大倉面, 2. 中島面, 3. 乗越面, 4. 残丘

度が低下する。

大峰面群上に散在する権現山(1,222.6m)、鷹狩山(1,166m)及び、飯縄山(1,200m)などの残丘状の孤立峰は、主に鮮新世の火山岩や火砕岩からなる。

本図幅地域南東部及び東方では、犀川がその支流である金熊川かなくまや土尻川どじりを集めて北流し、長野盆地で千曲川と合して信濃川となり、新潟県下で日本海に注ぐ。

また、主として、犀川沿いに3-6km幅で大倉面が発達する。大倉面は、中山山地の一部を切り、準平原性の大峰面群と河岸段丘との中間的な性格を持つ(仁科,1973)。こうした大倉面や幾段にも発達する河岸段丘は、糸魚川-静岡構造線東方の山地部における大峰面群形成後の間欠的隆起が、更新世後期-完新世に至っても継続していることを示す。

また、東西性の土尻川流域を始めとする本山地・丘陵部には、地形及び地質を反映した地すべり・崩積地形が発達する。

II. 地 質 概 説

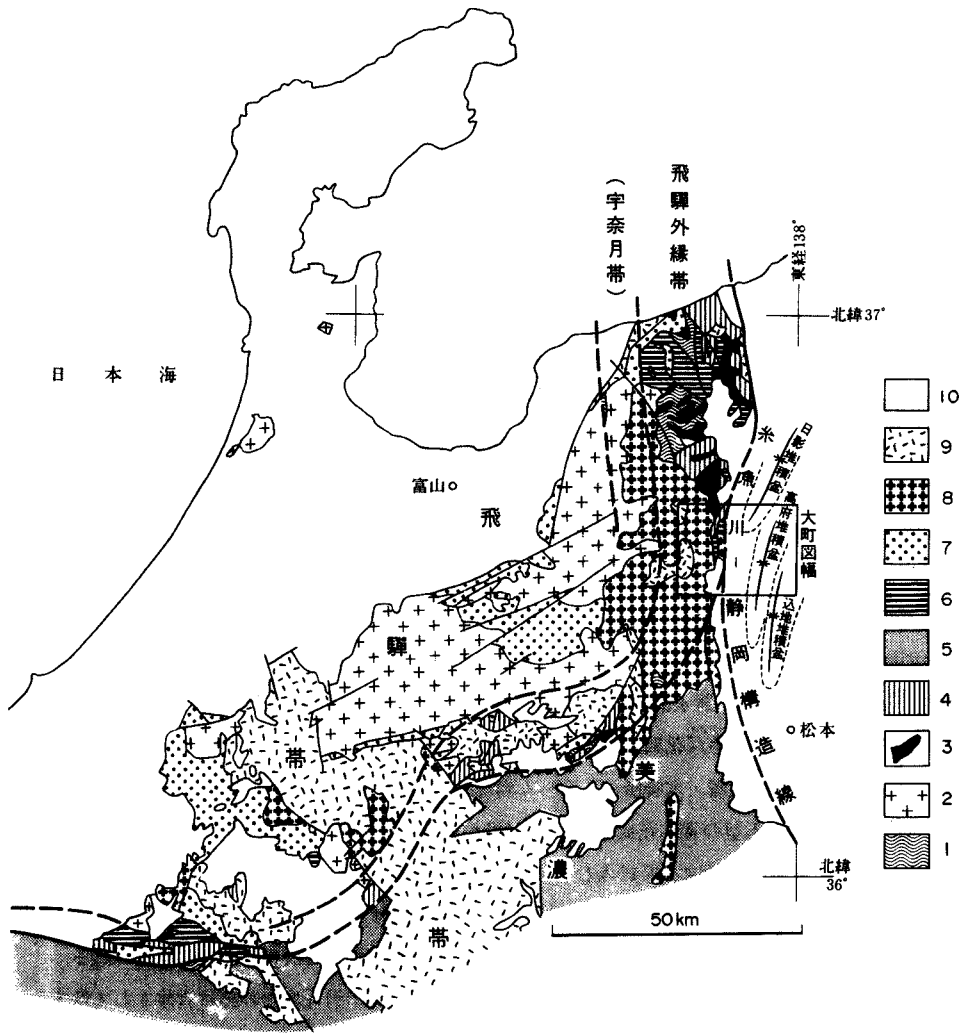
本図幅地域は、フォッサマグナの西縁部に位置し、地域中央部西寄りを糸魚川-静岡構造線が南北に縦走している。この構造線の両側で地質構造がまったく異なり、西側は先白亜紀-古第三紀火成岩類からなるのに対し、東側は新第三紀の地層が分布している(第4図,第1表)。

本図幅地域の糸魚川-静岡構造線以西の山岳部は、飛騨外縁帯に属し、その先白亜紀基盤岩類は、変成岩・古生層・超塩基性岩・変塩基性岩及びジュラ系からなる。

飛騨外縁帯は、古生代末期に蛇紋岩の進入を伴う構造運動によってその原形が形成された。その後、中生代中頃(ジュラ紀前期の来馬層群堆積後)における蛇紋岩体の再動を伴った褶曲と断裂作用によって、ほぼ現在の状態に近い複雑な構造状態を示すに至った(CHIHARA *et al.*, 1979)。小松・茅原(1982)は、この地帯を構造的な蛇紋岩メランジュと定義している。中・古生層の現在の分布は南北に延びているものの、中・古生界の初生的構造は、北東-南西又は東西方向であったが、後期の南北方向の断層によって寸断されたとみることができる。

本図幅地域における最古期の岩石は、犬川上流の時代未詳の変成岩である。この変成岩は、仁科山地北部に分布するかんらん岩に伴って極く小規模に露出するのみで、変成度(再結晶度)が低く、泥質千枚岩・緑色千枚岩及び絹雲母-石英片岩などからなる。飛騨外縁帯の片状変成岩類は、本図幅地域北方の青海-蓮華おしみ れんげ変成岩で代表されるように、ざくろ石角閃岩や藍閃石結晶片岩及び千枚岩などの変成度の異なる変成岩が混在する。本図幅地域の変成岩の分布は狭いが、超塩基性岩の存在とともに、仁科山地地域の白亜系が飛騨外縁帯に属し、青海-蓮華帯(CHIHARA *et al.*, 1979)の南方延長であることを示唆している。飛騨外縁帯の変成岩類の放射年代(K-Ar法など)として古生代石炭紀頃の年代が得られており(SHIBATA and NOZAWA, 1968; SHIBATA and ITO, 1978; 柴田ほか, 1979)、一部には先カンブリア時代の年代も報告されている(松本ほか, 1981)。したがって、変成作用の時代は、少なくとも石炭紀又はそれ以前であるが、原岩の年代は明らかでない。

本図幅地域の古生層かみしろ(神城層)は、仁科山地の北半部に分布し、塩基性火山岩類・チャート・泥質岩及



第4図 飛騨山地の地質概略図と地帯区分 (広川ほか編, 1978: 100万分の1日本地質図をもとに一部改変)
 1. 変成岩(飛騨変成岩類を除く), 2. 古期花崗岩類(船津及び下之本型)及び飛騨変成岩類, 3. 超塩基性岩, 4. 古生界, 5. 美濃帯中生層, 6. ジュラ系, 7. 下部白亜系(手取層群), 8. 白亜紀花崗岩類, 9. 白亜紀-古第三紀火山岩類, 10. 新生界
 四角の枠は, 大町地域を示す.

び石灰岩から構成される。二疊系からなり、一部石炭系の可能性がある。これらの古生代堆積岩類は、前述の変成岩類を基盤として形成されたと推定できるが、層序・構造などの詳細は不明である。

この古生層分布地域北西側の五竜遠見スキー場から地蔵ノ頭にかけて、本図幅地域北方の八方尾根から続く超塩基性岩体が分布する。主に、ダンかんらん岩からなり、一部蛇紋岩を含む。青海-蓮華帯の超塩基性岩類は、下部ジュラ系中に礫として含まれ、かつ一部下部ジュラ系によって不整合に覆われることから、その進入時期は、二疊紀末と推定されている(CHIHARA *et al.* 1979)。本図幅地域の超塩基性岩類の貫入時期も同様とみなしてよい。また、神城層を貫く変成岩の貫入時期も同様に二疊紀末と

推定できる。

これらの超塩基性岩類の大規模な進入を伴う地殻変動によって、飛騨外縁帯の初生的構造が形成された (CHIHARA *et al.*, 1979)。小松ほか(1985)によれば、この変動は、飛騨帯が飛騨外縁帯にのし上げる運動センスをもっていと推定されている。

飛騨外縁帯では、二疊紀末以降三疊紀に特に変動のあった証拠はなく、ジュラ紀初頭には、飛騨外縁帯が地塊化するような構造運動に伴って堆積盆が形成された。

木崎層(ジュラ系)は、古生層分布地域に発達した断裂に伴う構造性堆積盆に形成された内湾性の海成層である。本層は、頁岩を主とし、砂岩と礫岩を挟む。本層の走向は、大部分 NE-SW であるが、断層が顕著に発達し、堆積盆の原形や層序は不明である。また、詳しい年代も明らかでないが、手取層群下部か来馬層群のどちらかに対比されるのであろう。

木崎層堆積後のジュラ紀末期ないし白亜紀前期頃に、飛騨外縁帯は再び地殻変動を受けて、ジュラ系及び古生層などは、褶曲運動及び超塩基性岩体の再動を伴う断裂運動によって変形した。

本図幅地域には、飛騨外縁帯の南側に位置する美濃帯の中・古生層の存在は確認されていない。

本図幅地域西部では、白亜紀の終わり頃から古第三紀にかけて酸性火山活動が認められる。これらは、原山ほか(1985)による中部地方の火成活動変遷のステージ III (65-45Ma) 及びステージ IV (45-35 Ma) の活動に属するものであろう。ステージ III の時期には、主として木崎流紋岩・青木花崗岩、有明花崗岩、冷池溶結凝灰岩、爺ヶ岳安山岩、五竜流紋岩、北股溶結凝灰岩及び大川沢花崗岩が形成され、ステージ IV の時期には、金沢花崗岩が形成された。

まず、仁科山地の神城層・木崎層・かんらん岩などを覆って流紋岩質の火砕流(木崎流紋岩)が噴出した。引続き、浅所進入型の青木花崗岩(63-65Ma)が貫入し、神城層、木崎層及び木崎流紋岩に弱い熱変成を与えた。青木花崗岩は浅所進入を示すアプライト質花崗岩から、中粒-粗粒花崗斑岩を経て、深部相相当の中粒花崗閃緑岩や細粒黒雲母花崗岩まで岩相変化する。木崎流紋岩と青木花崗岩は、構成鉱物の種類・量比などが類似しており、同一のマグマ活動の噴出相と深成相である可能性がある。

次に、石英閃緑岩を形成する活動があり、有明花崗岩及び大川沢花崗岩の捕獲岩体として産する。

その後、わずかな時間間隙を置いて、この地域は、南隣の「信濃池田」図幅地域(加藤・佐藤, 1983)を含めて広範な花崗岩の活動の場となり、有明花崗岩バソリス(62Ma)が形成された。有明花崗岩は、桃色の斑状カリ長石で特徴付けられる粗粒の角閃石含有黒雲母花崗岩で、木崎流紋岩に強い熱変成を与えている。有明花崗岩は、バソリスの形成後、隆起・剝削を受けて地表に露出した後、流紋岩質の冷池溶結凝灰岩に覆われた。更に、その上位には葉理の発達した泥質砂岩からなる白沢コル砂岩層が堆積した。その厚さは最大でも 150 m 程度である。

次に、安山岩質の火山活動が起こった。爺ヶ岳安山岩は、自破砕構造を持つ溶岩で、本図幅地域の西端部を南北方向に分布する。大きさの不揃いな斜長石斑晶を持つ特徴的な岩相を呈する。岩相から、「上高地」図幅地域の穂高安山岩に対比される(石沢, 1982; 原山ほか, 1985)。ただ、原山ほか(1985)はステージ IV の活動としているが、ここでは、後述の大川沢花崗岩よりも古いのでステージ III の火成活動としておく。

シラタケ沢凝灰岩は、五竜岳北方で爺ヶ岳安山岩を覆い、岩片の多い流紋岩質凝灰岩である。溶結は

しておらず、厚さは約 350 m である。

五竜流紋岩は、五龍岳付近ではシラタケ沢凝灰岩を覆い、爺ヶ岳周辺では直接爺ヶ岳安山岩を覆う。五竜流紋岩は、少量の斜長石斑晶で特徴付けられる淡緑色-淡灰色の流紋岩溶岩を主体としているが、一部に球顆流紋岩及び溶結凝灰岩もある。五龍岳、白岳沢及び遠見沢付近では、岩片が著しく少なく、流理構造を持つ流紋岩溶岩である。白沢上流では球顆流紋岩、小冷沢上流では二次流動をした溶結凝灰岩である。

五竜流紋岩の上位には、爺ヶ岳安山岩や流紋岩及び有明花崗岩などの岩片を多く含む北股溶結凝灰岩が分布する。

大川沢花崗岩(56-57Ma)は、大ゴ沢の支流で有明花崗岩を貫くほか、大冷沢西俣出合で北股溶結凝灰岩に貫入し、熱変成を与えている。灰色粗粒-中粒の斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、弱い片麻状構造を示す。

珉長岩の岩脈が有明花崗岩・大川沢花崗岩を貫く。

これらの爺ヶ岳安山岩・五竜流紋岩などは、白亜紀-古第三紀酸性火成活動の最後に金沢花崗岩に貫かれ、熱変成を受けた。金沢花崗岩は、塊状の中粒黒雲母花崗岩-角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩である。その後、ひん岩及び安山岩の岩脈が形成された。

本図幅地域の西部は、金沢花崗岩の活動の後、新第三紀の終わりまで隆起・浸食の時期が続く。

鮮新世後期には、大規模な流紋岩質の溶結凝灰岩を形成する火砕流の噴出が起こる。この活動は、前駆的に、多くの岩塊を持つ白沢凝灰角礫岩の噴出に始まる。白沢凝灰角礫岩に含まれる岩塊は、主として有明花崗岩、五竜流紋岩及び爺ヶ岳安山岩である。基質は、緑色を帯びた淡褐色である。

続いて、白沢天狗流紋岩が噴出した。この岩石は、五竜流紋岩及び爺ヶ岳安山岩の岩片を多量に含み、斜長石の結晶片で特徴付けられる溶結凝灰岩であるが、溶結の程度や岩石の色は種々のものがある。白沢天狗流紋岩の形成は、これまで一応古第三紀と考えられていた(石沢, 1982)が、新第三紀鮮新世の美麻累層及び大峰累層中の火砕流堆積物に対比される可能性も指摘されている(石沢, 1982)。本報告では、ジルコンのフィッシュトラック年代測定の結果、 $2.2 \pm 0.3\text{Ma}$ の値が得られた。また、加藤ほか(1987)の全岩の K-Ar 法による $1.4 \pm 1.7\text{Ma}$ という年代値もある。

引き続き、角閃石を含む白色の文象斑岩の岩脈が形成されて、西部地域の火成活動は終わる。

一方、本図幅地域中部-東部には、その西部とは対照的に新第三系及び第四系が広く分布する(第2, 3, 4, 5, 6表)。

東部の山地・丘陵地域は、その西寄りを糸魚川-静岡構造線に並走する南北性の小谷-中山断層によって地質的に更に二つに大別される。

本図幅地域を含む、小谷-中山断層以東の北信地域の新第三系中には、軸長 20-30km に及ぶ南北ないし北東-南西方向の褶曲軸をもつ三つの向斜すなわち、込地向斜、^{こみじ}込地向斜、高府向斜及び日影向斜が南東から北西方向に雁行配列する。中新世後期の小川期以降においては、込地→高府→日影堆積盆と南から北へ向かう盆地の移動傾向が顕著であることが指摘されている(小林, 1957)。それぞれの向斜部は、現在断層でブロック化されているが、各向斜は、中新世中-後期の発生当初からそれぞれ独自の性格をもった小堆積盆地であり、盆地の分化や移動といった運動がそのまま後の褶曲運動に引き継がれたものと推定さ

第2表 糸魚川-静岡構造線以東地域の新生代の層序

地域 時代	糸魚川静岡構造線- 小谷-中山断層間(C)	小谷-中山断層・持京 断層間(D)	小谷-中山断層・持京断層・ 尾川断層間(E)	尾川断層以東 (F)	全 域	
第 四 紀	沖積層 (現河床堆積物)					大 町 た ら し 層
	湿地・湖成堆積物					
	扇状地堆積物 (段丘化した扇状地堆積物を含む)		扇状地堆積物 低位段丘堆積物			
	低位段丘堆積物		大岡土石流堆積物			
更 新 世	湖成段丘堆積物	大 峰 層				
	佐野坂岩屑堆積物 大峰岩屑堆積物	大 峰 層				
新 鮮 世	新行礫層	大 峰 層				
新 鮮 世	大峰累層(日野部層・大塚 火砕堆積物)	礫丸層	日影部層	城下砂岩礫岩部層		
	太郎山安山岩	田ノ頭部層	井戸入沢部層	橋田部層	高府部層	
	美麻累層(和知場部層・堀之内部層)	平床沢部層	野平部層	西京部層	荒倉山火砕岩部層	聖山火山岩
中 新 世		小川層	柳沢部層	論地部層上部	大姥山部層	
		青木層		論地部層下部	野平部層	
				野平部層	西京部層	
				達地部層	重部層	
				差切部層	最上部層	

C-Fは第1表の地域区分

第3表 糸魚川-静岡構造線・小谷-中山断層間(C地域)の新第三系対比表

地質 時代	北都フ クマフ ナ標準	姫川団研グループ* (1958)	小坂・新井 (1982)	本報告 加藤ほか(1989)	
更 新 世	豊野層	美麻累層	大峰累層	北城累層	美麻累層
					新行礫岩凝灰岩層
					峙砂岩泥岩層
鮮 新 世	礫丸層	新行タフ・礫岩部層	社タフ・礫岩部層	郷社窪火山礫岩凝灰岩層	幸田泥岩礫岩層
		峙砂質泥岩部層			大峰累層
		南谷地タフ・礫岩部層			大塚火砕流堆積物
					太郎山安山岩
					美麻累層
					和知場部層
					堀之内部層

*田中ほか(1971)も同様の区分を行っている。

れている。

小谷-中山断層以東の、本図幅地域の新第三系の最下位層は、込地堆積盆及び高府堆積盆に分布する中新世中期の青木層で、主に砂岩泥岩互層からなる。その上位に、整合で重なる中新世後期の小川層は、三つの堆積盆に分布し、砂岩・礫岩を主とし、砂岩礫岩互層や凝灰岩を挟む。小川層の発達は、込地堆積盆で最も著しい。更にその上位に整合で重なる鮮新世の^{しがらみ}柵層も、三つの堆積盆に分布するが、特に、高府堆積盆では向斜軸部で北部の泥岩(高府部層)と南部の砂岩・礫岩(権田部層)とが指交関係をなし最もよく発達する。柵層の堆積とほぼ同時代に、久米路火砕岩部層、聖山火山岩及び荒倉山火砕岩部層などを形成した安山岩火山活動が起こった。

第6表 犀川断層以東(F地域)の新第三系対比表

地質時代	北部分類標準	竹内・坂本 (1976)	加藤・赤羽 (1986)	本報告 加藤ほか (1989)
鮮新世	横層	(久米路火砕岩部層)	城下砂岩礫岩部層 聖山	城下砂岩礫岩部層 聖山
		長岩砂岩礫岩層	(久米路火砕岩部層) 火砕岩	(久米路火砕岩部層) 火山岩
		聖山安山岩層	大久保砂岩泥岩部層	長岩部層
中後新世	小川層	込地泥岩砂岩層	論地泥岩部層	込地部層
		中込凝灰岩層	稲花凝灰岩部層	欠層
		山清路礫岩砂岩互層	欠層	重部層 差切部層
中期	青木層	上部小立入砂岩泥岩互層	浅川部層	青木層最上部層

る。和知場部層下部には泥質岩の堆積によって示される火山活動の休止期が存在する。

上位の大峰累層は、厚い溶結凝灰岩から構成される大塩火砕堆積物とそれに整合にのる砂岩・礫質砂岩・シルト岩の日野部層からなる。本図幅地域に南隣する「信濃池田」図幅地域に分布する大峰累層上部の大穴山部層おおあなやま(加藤・佐藤, 1983)は、本図幅地域内には分布しない。

美麻累層と大峰累層の間には、太郎山安山岩が挟在する。この火山岩は、主に南北方向の複数の岩脈から噴出して、溶岩を主とする火山体を形成している。

従来、美麻・大峰両累層に挟まれる大量のデイサイト質火砕岩は、大峰型石英安山岩(平林, 1953)、大峰溶結凝灰岩(竹下, 1963)、大峰火砕流(岡本ほか, 1975)などと総称されている。

大峰帯の東縁は小谷-中山断層に切れ、分布する地層も緩い褶曲変形を受けている。

大峰帯では、小谷-中山断層以東の地域と反対に、南方ほど上位の地層が分布し、堆積中心は北から南へ移動している。糸魚川-静岡構造線以東の新第三系の構造運動は、鮮新世末-更新世初期の猿丸変動(仁科, 1973)を最後にその活動を終了した。それは、全体として、更新世前期の大峰面群形成時に新第三系の構造が浸食されていることから示される。

更新世前期には、大峰面群が形成され、同時に本図幅地域は隆起していく。更新世中期には、断層運動に伴う陥没によって松本盆地が形成され(小林・平林・1955)、それまで西方の北アルプス側から供給されてきた花崗岩を主とする大峰礫層の運搬・堆積は止まった。大峰礫層は、以後浸食を受け、基質は流出し、その巨礫のみが大峰面群上に残存する。この後、大峰面群上を流れる河川によって新第三系の地層から洗い出された先新第三系の礫及び新第三系の礫を含む新行礫層が堆積する。

こうした松本盆地、更に長野盆地などの山間盆地を形成した断層運動とそれによって画されたブロックの隆起運動は、大峰変動(仁科, 1973)と称されることもあり、一部は、現在の活構造運動に引き継がれている。

古期崩積堆積物は、隆起の激しかった西部山地や大峰変動による東部山地の間欠的な隆起を反映した、大規模な崩壊により生じている。

更新世中期始めには、いわゆるクリスタル・アッシュで特徴付けられる大町テフラ層の下部層が広範囲に堆積する。この後も何回かの降灰休止期を経て、大町テフラ層中・上部層が堆積した。中・上部層のテフラは、本図幅地域西方に位置する立山火山の噴出物である(小林, 1975)。

本図幅地域中央部の糸魚川-静岡構造線沿いの低地部では、湖成・河成堆積物が分布し、相対的に古いものは、段丘化している。神城盆地では、段丘化は、東上がりの神城活断層の活動によるものであ

る。松本盆地北西縁でも西縁中央部ほどではないが、大町テフラ層をのせた高位段丘面が発達する。北アルプス東麓の高瀬川沿いでは扇状地起源の低位段丘面の発達も著しく、第四紀における北アルプス側の隆起を示している。

このほか、更新世から完新世における扇状地堆積物、崩積堆積物、湿地堆積物及び沖積層が、現河床や湖の周辺及び山麓部に分布する。

Ⅲ. 飛驒外縁帯の中・古生界

本図幅地域西部の仁科山地には、変成岩・古生層・蛇紋岩・変塩基性岩・中生層からなる先白亜紀の古期岩層が分布する。これらは、本図幅地域より北方に広く分布する飛驒外縁帯を構成する古期諸岩類に対比される。特に、蛇紋岩及び変成岩に特徴付けられる青海-蓮華帯(CHIHARA *et al.* 1979)と呼ばれる構造帯の南方延長部とみなされ、断裂と褶曲により諸岩類の配置は細かくブロック化し、複雑である。

Ⅲ. 1 変成岩類(M)

分布 本図幅地域北部の姫川支流犬川の上流、標高1,100-1,200 m地点の左岸及び河床に小規模に分布する。本岩は西側を超塩基性岩と有明花崗岩、東側を神城層とそれぞれ断層で接し、最大幅約200 mの南北方向に伸長した楔状の岩体をなす。この変成岩体は従来知られていなかった。

岩相及び構造 黒色-灰色の泥質千枚岩、絹雲母-石英片岩及び緑色千枚岩などからなる(第5図)。岩



第5図 犬川上流の変成岩の露頭 泥質千枚岩、緑色千枚岩、絹雲母-石英千枚岩からなる
(犬川中流左岸の河床)

体は小さいが、岩相は多種類で変化に富み、数か所認められる露頭はすべて岩種が異なる。時には数cmないしmm単位で、鉱物組成と色彩の異なる葉層が交互して、縞状を呈することがある。微褶曲構造がしばしば認められる。全般的に風化して赤褐色を呈する。

主要な鉱物組合せ例を次に示す。

- i) 絹雲母-緑泥岩-石英-アルバイト-方解石-電気石(泥質千枚岩)
- ii) 石英-絹雲母-緑泥石-不透明鉱物-アルバイト(絹雲母-石英片岩)
- iii) 緑泥石-絹雲母-リュウコクシン-方解石-石英-アルバイト(緑色千枚岩)
- iv) 絹雲母-方解石-緑泥石-石英-赤鉄鉱(?) (凝灰質千枚岩)

以上の片状変成岩の原岩は、i)炭質物の少ない泥質岩、ii)チャート、iii)、iv)塩基性火山岩及び泥質岩である。このほか、原岩が赤色珪質頁岩又は赤色チャート質の桃色-薄紅色の千枚岩も一部に認められる。

変成岩の片理面は、ときに微褶曲しながらうねっており、走向ほぼN-S、東に60°-90°と急斜する。線構造は60°-70°北側に沈下する。本岩の南縁部に露出する泥質千枚岩は、西側の有明花崗岩と幅10m位の破砕帯をもつ顕著な断層で接し、片理面はN60°Eの走向で北へ60°傾斜している。

対比 本図幅地域北方には、青海変成岩や蓮華変成岩、更に朝日岳付近の結晶片岩や千枚岩など、飛驒外縁帯を構成する片状変成岩が広く露出している(伊藤, 1966など)。また、本図幅地域に北接する「白馬岳」図幅内の松川流域から八方尾根にかけても、最近、片状変成岩類が知られている(山崎, 1980; 茅原・中水, 1981)。犬川上流の変成岩類は、これらの変成岩類の内、少なくとも青海変成岩の西縁部や朝日岳北方に見られる千枚岩類によく似ており、飛驒外縁帯の青海-蓮華変成岩類(全般的知見についてはCHIHARA *et al.* 1979を参照)と一連のものである可能性が高い。

犬川上流の変成岩類に関する地質年代は直接的には明らかでない。しかし、これと関連の深いと推察できる青海-蓮華変成岩類の白雲母・角閃石などに関する多数の放射年代(SHIBATA *et al.* 1970; SHIBATA and Iro, 1978; 柴田, 1981)は、311-370Maの古生代石炭紀に相当する年代を示しており、石炭紀又はそれ以前に形成されたことは確実である。一方、飛驒帯の宇奈月^{うなづき}変成岩類からの石炭紀化石の発見を考慮した時(広井, 1978)、上記変成岩類の一部が、石炭系あるいは二疊系を含む古生界を原岩としている可能性が全くない訳ではない。飛驒外縁帯の基本的形成の行われた二疊紀末期の変動時にも、変成作用が起こった可能性はある。本報告では、以上の事情から、犬川上流の変成岩類の形成を二疊紀以前と考えておく。

III. 2 神城層(Psh, Pch, Pl, Pbs)

分布及び定義(新称) 白馬村神城地区から大町市北部の黒沢付近にかけての仁科山地の山稜部に分布し、飛驒外縁帯に所属する古生層である。神城地区の沢渡西方の滝沢川及び鳴沢の上流域によく露出する。その他、犬川右岸域、佐野坂スキー場から遠見尾根への尾根沿いの一部及び西海ノ口にも露出する。本層の分布域は、全般的に地形が急峻であり、従来、詳しく調査された形跡がなく、中生界の木崎層に一括されていた。

本層は多くの断層によって寸断され、かつ露出が断片的であるため、層序は未解明である。本層との関係が注目される犬川上流の変成岩類や木崎層とも断層で接するので、ほかの地層との層序関係は不明である。西海ノ口の2か所に小分布する神城層は、周囲の木崎層との関係が露出不良のため確実に把握できない。ここでは木崎層の中に取り込まれた異地性岩体である可能性も残されている。

岩相 神城層はチャート・塩基性火山岩・頁岩(一部粘板岩化)を主とし、砂岩と石灰岩を少量伴う。本層の層序はこれらの諸岩類が断層で寸断されていること、及び地層の上下位が判定しにくいことから明らかでない。主要な三つの岩相の接触関係から仮定すると、元来は下位から、塩基性火山岩、頁岩、チャート卓越層の順に重なっていたのかも知れない。ただし、チャート卓越層中には、薄い塩基性火山岩を挟んでおり、この両岩相が同時異相であった可能性もある。この場合、神城層の中央部を南北に縦走する断層を境に、大きく岩相が異なっていることになる。

塩基性火山岩は、いわゆる緑色岩と呼ばれている岩石で、大部分が塊状の暗緑色を呈し、時に黄緑色や赤紫色を呈することもある。熱変成作用を受けて、微細の黒雲母が多量に生成している場合は暗緑色ないし黒色を呈し、見掛け上、頁岩と間違えやすい。本層の塩基性火山岩類は玄武岩質の火山礫凝灰岩(第6図)と凝灰岩が圧倒的に多く、玄武岩(溶岩)は少なく、枕状溶岩は見いだされていない。凝灰角礫岩もときに見られる。凝灰質岩は、比較的粒径がそろっている場合が多く、岩片は多くの場合多種類の岩石・鉱物から構成される。それらは、無斑晶質玄武岩ないし安山岩、ガラス質-多孔質玄武岩、斑晶質玄武岩、角閃石、輝石、斜長石などを主とする。酸性火山岩の岩片も少量見いだされる。方解石化又は緑泥石化がかなり著しい場合もある。特に苦鉄質鉱物の緑泥石化が著しい。

玄武岩(溶岩又は貫入岩)は間粒状、一部填間状組織を示す。かんらん石・単斜輝石など苦鉄質鉱物の斑晶は、大部分緑泥石化、斜長石もしばしば方解石化している。

本層の火山岩類は、弱い熱変成作用を受けることが多く、針状角閃石、微細な黒雲母、方解石及び緑泥石を生じている。塩基性火山岩は、チャートの中に挟まれること(第7図)や、チャートをレンズ状に含むなど、チャートと整合的な重なりを示す場合がある。佐野坂スキー場から遠見尾根への稜線部に露出する塩基性火山岩は、少量の泥質岩を挟むのみで、ほとんど塩基性岩のみからなる。

チャートは岩相上2種類ある。一方は、比較的塊状で泥質岩の挟みや葉理に乏しく、淡緑青色を呈する岩石で、飯田の南西から月夜棚で見られる。他方は、層状又は葉理がよく発達して、暗色の泥質チャート又は珪質頁岩をしばしば挟み、乳灰色又は淡緑色を呈する(第8図)。後者は滝沢川上流と、沢渡北西でよく見られる。

神城層のチャートの特徴は、後者のタイプが多いことにある。斜交葉理や平行葉理がしばしば発達して、薄層理状を呈する。また、フッ酸処理すると、多量の高綿骨針や放射虫が見いだされることがある。葉理の発達したチャートは、黒色の泥質チャートないし珪質泥岩の薄層を頻りに挟む。本層のチャートでは、美濃-丹波帯や秩父帯に一般的に認められる数cm単位で成層した層状チャートはむしろ少ない。チャート中に塩基性火山岩や泥質岩、又は塩基性凝灰岩中にチャートや石灰岩を整合的に挟むことがある。

チャートは神城層の分布域を南北に縦走する断層の東側で厚く発達し、西側には、まれにしか存在しない。このことは、チャート層が本来レンズ状の岩体をしており、分布の西側に向かって尖滅していた



第6図 神城層の玄武岩質火山礫凝灰岩
(白馬村佐野西方鳴沢上流)



第7図 塩基性凝灰岩(暗色部)とチャートの互層(白馬村佐野西方鳴沢上流)



第8図 神城層の層状チャート(チャートと珪質頁岩の互層)(白場村沢渡西方の滝沢川)

か、あるいは、この断層を境に神城層の層準が全く異なるかのどちらかであろう。

泥質岩は、主要なチャート・塩基性火山岩体の北側に分布し、主に頁岩及び粘板岩からなる。ほかに、チャート・緑色岩中に従属的に挟まれる。一般に細粒、塊状で、葉理の発達に乏しいので、層理面の判別が難しい。犬川上流から月夜棚へ入り、入口から南方に分かれる沢では、変形が著しく、ときに粘板岩化した部分が散見される。頁岩中にはときに細粒一部分中粒の砂岩を挟有し、まれに頁岩と互層をなすことがある。砂岩の厚さは最大数m位で、通常1m以下の薄層である。

砂岩は淡緑色、風化して優白色を示し、ほとんどの場合、不規則にうねったり、レンズ状に千切れ、スランブ状を呈する。この砂岩の特徴は、構成岩片・鉱物が塩基性火山岩類(20-50%)及び斜長石(20-50%)を主とすることで、酸性火山岩片や石英はそれぞれ数%以内と少ない。後述する中生層の砂岩が酸性火山岩片や石英に富むのとは全く異なる。砂岩薄層では石質岩片が著しく集合する部分と、斜長石粒が密集して“斜長石砂岩”とも言うべき部分がある。

神城層の泥質岩の中には、局部的に、チャート・火山岩・砂岩などの小さなレンズ状岩塊を多量に含んだオリストストローム相の泥質岩が局部的に存在する。代表的なオリストストローム相は、西海ノロ西方の石灰岩体の周辺部の泥質岩である。犬川右岸で局部的に見られるオリストストローム相の泥質岩では、酸性火山岩や細粒砂岩をレンズ状又は角礫状に含む。

石灰岩は、西海ノロ西方、鳴沢及び滝沢川上流(2か所)の4か所で確認されたが、いずれも小規模で、おそらくレンズ状の岩体である。再結晶が著しく、明瞭な化石は見だし難い。しかし、西海ノロ西方の石灰岩体は、有孔虫やサンゴとみなせる化石の痕跡があり、元来、多量の化石を含有する石灰岩体であった可能性が高い。一般に乳白色一部暗灰色である。西海ノロの岩体は平林(1955)によれば厚さ約20m延長200m前後である。ほかの石灰岩体は、露出幅10-数mで、それらの近傍に更に小規模なレンズ

岩体を伴うことがある。

佐野西方の鳴沢上流の塩基性火山岩類では、見掛け上の下位に塩基性凝灰岩(緑色-赤紫色)、上位に板状チャートに挟まれて厚さ約7mの灰白色石灰岩が見られる。神城層の塩基性火山岩類中には、このほかに石灰岩の小レンズが幾つか挟在する可能性がある。

地質構造 神城層の地質構造は、断層によりブロック化しており、西部では東西方向、東半部では北東-南西方向の走向を示す。したがって、糸魚川-静岡構造線とは大きく斜交した構造を有している。地層の傾斜は、主分布域の仁科山地北西部では、北側に急傾斜を示し、北側上位の正順層とみなせる。北東部のチャート卓越部では、急傾斜であると推定されるものの地層の上下位は判然としない。

対比及び年代 本層からは、従来化石の産出は報告されていない。今回、犬川右岸から月夜棚の真南に入る沢に露出する泥質岩(3試料)から、*Follicucullus scholastics* などの放散虫化石を産出した(第I図版)。放散虫を含む岩石では、通常、非常に多量の高綿骨針を含んでいる。また、沢渡北西方などのチャートからも、*Follicucullus* 及び、*Pseudoalbaillella* 属の放散虫化石が得られた。以上の化石は、田沢ほか(1984)が本図幅地域北方の糸魚川市南部の小滝川及び虫川流域の古生層から、及びISHIGA(1986)の報告している二疊紀中期の放散虫化石群に非常に近い構成種である。したがって神城層の少なくとも一部は二疊紀中期である。塩基性火山岩の主岩体はこれよりも下位とみなされるので、二疊紀初期又はそれ以前であろう。

更に、西海ノ口の石灰岩体からは、次のような小型有孔虫が発見された(鑑定：広島大学沖村雄二教授)。

Globivalvulina sp., *Tetrataxis* sp., *Hemigordius* sp., *Pachyphloia* sp., *Agathammina* sp., *Climacamma* sp., *Endothyra?* sp.

以上の有孔虫化石の年代は、それぞれの形態的特徴と *Hemigordius* が多いことから、二疊紀前?-中期と判断する。

神城層のようにチャートや塩基性火山岩を多量に含む古生層は、飛騨外縁帯の青海-蓮華地域には見られず、福井県九頭竜川上流の上穴馬付近(野尻累層)及び岐阜県上宝村福地地区の古生層に知られている(河合ほか, 1957; KAMEI 1952)。神城層に近い白馬岳付近の古生層は、火山岩類やチャートの大小の異地性岩塊を多量に含んでいる(高野・小松, 1984)ので関連が注目される。

III. 3 超塩基性岩類(U)

仁科山地の北方五竜遠見スキー場付近には、北側の「白馬岳」図幅地域の八方尾根超塩基性岩体(松久, 1968)に続く超塩基性岩が分布している。松久(1968)によれば、八方尾根超塩基性岩体は、主としてダンかんらん岩からなり、劈開の発達したかんらん石(cleavable olivine)を含む部分がある。本岩石は、西遠見山付近、あるいは八峰キレット東方でも花崗岩又は溶結凝灰岩中の捕獲岩体として分布している。仁科山地北部では、南北性の断層に伴って分布する。

本岩石は、肉眼的には暗黒色で、破碎された細粒相による薄い葉理をもってやや片状を呈する。蛇紋岩に特徴的な滑石の晶出は非常に少なく、蛇紋岩化の進んでいないダンかんらん岩が主体をなす。南北

性の断層に伴うものは、片理が発達しており、蛇紋岩化している。

五竜遠見スキー場標高1,100 m付近のスキーリフト終点から採集された岩石(GSJ R43860/8772005)の顕微鏡下の観察では、粒状のかんらん石の間に葉状の透角閃石が晶出し、それらを蛇紋石が埋めて網目状構造をなしている。クロム鉄鉱ないし磁鉄鉱と推定される不透明鉱物が非常に多い。地蔵/頭付近で採集された岩石(GSJ R43861/8672305)では、斜方輝石と滑石が晶出している。これらの鉱物はいずれも、有明花崗岩の熱変成による再結晶によるものと推定される。かんらん石も比較的細粒で粒状なので再結晶鉱物かもしれない。

本岩石の貫入時期についての直接的証拠は、本図幅地域では見られない。しかし、飛騨外縁帯、特に本図幅地域より北側に広がる青海-蓮華帯(CHIHARA *et al.*, 1979)においては、超塩基性岩類が下部ジュラ系来馬層群によって不整合に覆われること(小林ほか, 1957)から、飛騨外縁帯の形成(二畳紀末期)に伴って貫入したとみなされている(CHIHARA *et al.*, 1979)。

III. 4 変塩基性岩(Bd)

神城の一夜山及び犬川沿いに玄武岩質-ドレライト質の火成岩が分布する。神城層の緑色岩に比較すると新鮮な塊状の岩石で、構造運動の影響も少ない。

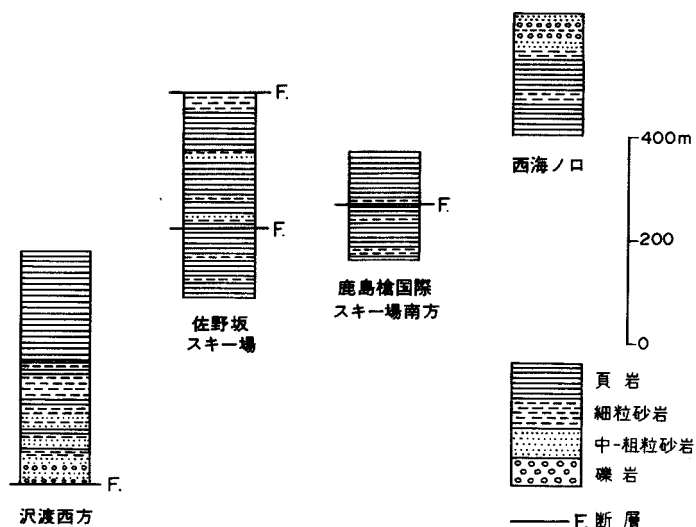
本岩石は、肉眼的には、緑色を帯びた灰色で斜長石の斑晶に富む。斑晶の大きさは最大4mmに達するが、普通は1-2mmである。顕微鏡下では(GSJ R43859/8700901)、斜長石斑晶のまわりを微細な斜長石(0.1mm)の結晶が埋める填間状組織をしている。有色鉱物(輝石?)の斑晶は、方解石に変質していて、もともとの鉱物は不明であるが、量は少ない。石基の斜長石のほかに磁鉄鉱があり、それらをガラスから変化したと推定される緑泥石が埋めている。また、空隙を埋めて方解石と少量の石英が晶出している。

変塩基性岩の一部は犬川右岸において神城層(二畳系)を貫いており、変質が著しいので、その貫入時期は、二畳紀中期以後白亜紀の間と推定する。しかしそれ以上に時期を限定できる具体的証拠を欠く。その貫入方向が神城層にかなり調和的であることを重視して、超塩基性岩と同じく二畳紀末期の貫入とみなしておく。

III. 5 木崎層(Ksh, Kss)

分布及び定義 大町市木崎湖西方から白馬村沢渡西方に至る仁科山地の東斜面に分布する中生層(ジュラ系)である。その分布範囲は南北に狭長で、南北約10km、東西1.5-2.5kmである。鹿島槍国際スキー場南方の林道及び沢筋、佐野坂スキー場西方尾根道沿い、滝沢川、沢渡北西の小沢などに露出する。木崎湖北西の仁科山地山麓部は、本層の転石は多量にあるが、露頭は非常に少ない。

本層を中生層と最初に指摘したのは、小林・田中(1953)で、この中生層を木崎層と命名した。田中(1955)は、植物化石と貝化石から、下部ジュラ系とした。KIMURA(1958)は、田中(1955)の採集した植物化石を研究し、手取層群産の植物化石群に近縁であることを明らかにした。このため本層は、上部ジ



第9図 木崎層の岩相層序概念図

ユラ系-下部白亜系とみなされてきた。しかし本報告では、後述の理由により、手取層群か来馬層群かは決め難く、従来の地層名を踏襲し、「仁科山地東麓に分布し、頁岩を主とする海成のジュラ系」と定義しておく。もちろん、従来木崎層に含まれていた本報告での神城層は除かれる。

岩相 頁岩が圧倒的に優勢で、ときに細-中粒砂岩、粗粒砂岩と礫岩を挟む(第9図)。黒沢から青木湖西方にかけて露出する神城層(塩基性火山岩)によって、本層の分布は、南部と北部に2分される。しかし、岩相は両者で差異がない。南部及び黒沢北方の木崎層はかなり熱変成作用を受けている。古生層の神城層とは、すべて断層で接するが、本来は不整合で被覆していたものと推定する。

層序 断層による地層の寸断が著しく、鍵層を欠くことから明らかでない。沢渡西方の砂岩礫岩互層は本層の基底部である可能性がある。一方、南部の西海ノ口西方の砂岩礫岩互層は、厚い頁岩の上位に重なっている。したがって、砂岩礫岩互層は複数存在すると推定できる。

頁岩は、多くの場合黒色塊状で、葉理及び層理に乏しいので、層理面の判別がしにくい。佐野坂スキー場西方では、砂岩層を数層挟み、薄層理砂岩頁岩互層部もある。一般に頁岩は砂質な場合も少ない。まれに、鳴沢などで凝灰質と見られる淡緑色-緑灰色の珩質層を挟むことがある。熱変成作用を受けた頁岩は、珩化作用が著しく、堅硬緻密で泥質チャートによく似る場合も散見される。変成作用により、黒雲母のほか緑泥石を生じ、青緑色を呈することが多い。

砂岩は、最も厚いもので200 m以上あり(沢渡西方)、細粒砂岩を主とし、中-粗粒な部分もある。一般に塊状暗灰色で、粒度の増大とともに明色になる。部分的によく成層したり、頁岩と互層をなす砂岩層では、級化構造や斜交葉理の見られることもある(佐野坂西方など)。

木崎層の砂岩は、石質ワッケないシアレナイトで、細粒なほど泥質基質が多い。酸性火山岩の岩片に富むことが特徴で、石英も火山岩起源と推察できる粒を多く含む。平均的組成は、酸性火山岩片と石英がほぼ同量で、20-40%(石英は最大50%)、長石は10-20%、その他中-塩基性火山岩、酸性-塩基性深

成岩などの岩片を少量含む。長石では斜長石が少なく、カリ長石の方が多い。溶結凝灰岩の礫も見いだされる。以上の砂岩組成は、塩基性火山岩片と斜長石に富む神城層の砂岩とは大きく異なる。

礫岩は、木崎層の分布範囲の随所で転石として認められるが、露頭として確認できることはまれである。礫岩の大部分は砂岩中に挟在するとみなされ、径1-3cmの小円礫で構成され、まれに5-6cm大の円礫もある。礫径の淘汰は良好で、礫の円磨度もよく、礫種によって亜角礫を少量含む。米粒大の細礫からなる礫岩も散見される。礫種は、酸性火山岩が圧倒的に多く、チャート、塩基性火山岩、酸性及び塩基性深成岩、泥質岩(頁岩)など多種類である。

地質構造 木崎層の走向は大部分がNE-SWであり、局部的にN-S又はE-Wに近いことがある。傾斜は30°-50°北側(正順層)で、西海ノ口では70°-80°北西側に急斜する。沢渡西方の砂岩卓越層は南傾斜で南上位を示し、その南側の北傾斜の地層とは、NE方向又はE-W方向の軸を持って東に沈下する向斜構造をなす可能性がある。整合一連とみなされる木崎層の連続露頭において、傾斜が12°から60°と徐々に変化する場合があるなど、緩やかな褶曲構造は存在するであろうが、沢渡西方を除けば、全般的に北西への同斜構造とみなせる。このNE-SW方向の構造は、初生的な構造と推定され、より後期のN-S方向の断層群によって、本層はブロック化したと推察できる。

対比と時代 本層は浅海相とみられるが、化石の産出に乏しい。小林・田中(1953)、田中(1955)、KIMURA(1958)によって次の化石が報告されている。

植物化石(西海ノ口西方のカラ沢産)

Nilssonia cf. *orientalis* HEER 及び *Nilssonia* sp.

Dictyozamites sp.

二枚貝(沢渡西方、転石)

Oxytoma sp.

以上の化石、特に植物化石によって本層は従来手取層群(ジュラ紀中期-白亜紀前期)に対比されてきた。

中生代を示す多節 *Nassellaria* の放散虫化石が得られた(第I図版)。再結晶が著しく、変形のため偏平になっている場合があり、属種の決定には至らなかったが、外形は、*Parvicingula* 属あるいは *Canoptum* 属に類似する。前者はジュラ紀後期-白亜紀 Valanginian 階(PESSAGNO, 1977)あるいはジュラ紀中期-白亜紀初期(PESSAGNO and WHALEN, 1982)から、また *Canoptum* 属は、三畳紀後期-ジュラ紀初期(PESSAGNO *et al.*, 1979)、あるいは三畳紀後期-ジュラ紀中期(BLOME, 1984)からの産出が報告されている。これらの頁岩には海綿骨針や球型放散虫が多数含まれている。鹿島檜国際スキー場南方の林道沿いの頁岩(2試料)からも、放散虫や海面骨針の化石を少量産するが、時代決定に有効ではない。また、西海ノ口西方の頁岩からは保存不良の同心円状リブをもつ二枚貝片を見い出したが、同定できない。

もし、本層が手取層群に対比されるなら、頁岩が圧倒的に多い海成層という岩相から、九頭竜層群に対比すべきであろう。他方、前述した木崎層の砂岩や礫岩における酸性火山岩片に富むという岩片組成は、来馬層群の組成(CHIHARA *et al.* 1979; 山田・滝沢, 1981)に酷似する。層相の類似性という点からも来馬層群に比較できる。筆者の知見では、上越帯の岩室層(下部ジュラ系)に層相が最も似ている。

このように、本層は植物化石からは手取層群に比較されるものの、層相・岩質から、また地層の変形度と分布上の構造的な位置からも、来馬層群(下部ジュラ系)に似るといふ二面性を持っている。本報告では、詳しい年代は未詳として、単に海成のジュラ系としておく。

IV. 白亜紀後期 - 古第三紀火成岩類

IV. 1 研究史及び概要

富田(1927)は、仁科山地にアルカリ角閃石のヘスティング閃石及び月長石を初めて報告して、アルカリ岩類の存在を認めた。富田(1927)及び富田(1928)は、木崎湖西南畔のアルカリ岩類を曹達花崗斑岩と呼び、ヘスティング閃石の産状を記載した。この岩石は、本報告の木崎流紋岩に相当する。

笹倉(1932a)は、仁科山地の地質を明らかにし、火成岩類を木崎岩(含月長石石英斑岩)・青木岩(石英モンゾニ岩)・鹿島岩(石英閃長岩)に区分・命名した。笹倉(1932b)は、鹿島岩・青木岩・木崎岩が同一の岩漿系統の岩石であること、木崎岩は青木岩の浅所固結相であることを述べている。また、化学組成は、本邦産花崗岩と著しい差異を発見することはできないが、鉱物組成からみれば花崗岩と「通称し得ざるもの・・」と述べている。

柴田(1933)は、木崎岩からアルカリ角閃石のパーケビ閃石を報告している。柴田・原(1955)は、仁科山地とその西方の麓川流域と爺ヶ岳を含む北アルプス地域の地質を明らかにし、パーケビ閃石が仁科山地だけでなく麓川流域にも存在していることなどから、この地域の火成岩類を仁科型亜アルカリ火成岩類と総称した。鹿島川以西では、これらを石英粗面岩質角礫岩及びアダメロ斑岩とした。加納(1956)は、木崎岩中の斜長石の光学性について研究した。

その後、これらのアルカリ岩類は研究対象となっていないが、1980年代に入って、石沢(1982)は、仁科山地、北アルプス地域の火成岩類が花崗岩類と火砕流堆積物の複合した白亜紀 - 古第三紀酸性火成活動の産物であることを明らかにした。また、これらの火成活動を、青木岩を中心とするステージⅠ、有明花崗岩を中心とするステージⅡ、爺ヶ岳火山岩類・金沢花崗岩を中心とするステージⅢ、針ノ木 - 白沢火山岩類を中心とするステージⅣ、白沢天狗流紋岩を中心とするステージⅤの五つに区分した。そして、爺ヶ岳火山岩類は、安山岩溶岩・安山岩質 - 流紋デイサイト質火砕岩に、針ノ木 - 白沢火山岩類は流紋岩溶岩・流紋岩質 - 流紋デイサイト質火山角礫岩 - 凝灰角礫岩・流紋岩質 - 流紋デイサイト質溶結凝灰岩からなるとした。白沢天狗流紋岩は流紋岩質の溶結凝灰岩からなり、その地質時代は新第三紀の可能性もあるが、いちおう古第三紀と考えた。

本地域の比較的小縮尺の地質図としては、杉山ほか(1976)及び平林(1984)などがある。

本報告では、大略は石沢(1982)の成果を踏襲するが、新たな知見により変更を加えた。その主なものは次のとおりである。石沢(1982)の黒沢流紋岩は、木崎流紋岩の有明花崗岩により強く熱変成作用を受けた部分であるので、木崎流紋岩に一括した。爺ヶ岳火山岩類は、鹿島槍ヶ岳北方の白岳に至る地域の知見を加えて、冷池溶結凝灰岩、白沢コル砂岩層、爺ヶ岳安山岩、シラタケ沢凝灰岩、五竜流紋岩、及び北股溶結凝灰岩に区分した。白沢 - 針ノ木火山岩類の一部の、白沢下流部の火山角礫岩 - 凝灰角礫岩を

白沢角礫凝灰岩として独立させ、白沢天狗流紋岩の直前の活動と位置付けた。白沢上流部及び小冷沢上流部の白沢-針ノ木火山岩類の溶結凝灰岩を白沢天狗流紋岩に含めた。

IV. 2 木崎流紋岩(Wk)

本岩の命名は、石沢(1982)による。本岩は、笹倉(1932a)により木崎岩の名称が与えられたが、富田(1928)・柴田(1933)は、曹達花崗斑岩と呼び、柴田・原(1955)はソーダ石英斑岩と呼んだ。加納(1956)・平林(1965)では石英斑岩として扱われた。石沢(1982)は、本岩が溶結構造を示す流紋岩質の火砕流堆積物であることを明らかにし、木崎流紋岩と呼んだ。

本岩は、木崎湖及び中綱湖西方の仁科山地に分布する。箆川支流の黒沢左股及び上手西方の沢では、有明花崗岩中の捕獲岩体あるいはルーフペンダントとして存在する。本捕獲岩体及びルーフペンダントについて、石沢(1982)は、黒沢流紋岩と呼んでいるが、鏡下の観察による構成鉱物、組織の類似から木崎流紋岩として扱うのが適当である。

本岩は、神城層及び木崎層を覆い、後期の有明花崗岩及び青木花崗岩による熱変成作用を受けている。神城層及び木崎層との直接の関係は観察されていない。

本岩は、一般に暗灰色緻密で、非常に硬い流紋岩溶結凝灰岩である。肉眼的には、ガラス質の基質に粒状の石英・長石・黒雲母の斑晶がある石英斑岩状の見掛けを呈する。肉眼的に本質岩片(本質レンズは、本質岩片のレンズ状に扁平な形のをいう。本報告では本質岩片に統一する)や外来岩片を認めることはごくまれである(第10図)。本岩のうち、特に仁科山地東縁における軽微な熱変成作用しか受けていない場合には、アルカリ長石に閃光を認める(月長石)ことがある。風化面では、灰褐色を示し、石英・長石の結晶が目立つ。小熊山南方の林道上では、花崗岩による熱変成のため、脱色されると同時に変成黒雲母が目立つようになる。黒沢左股及び上手西方の沢では、更に強い熱変成作用を受けているために、白色細粒粒状の岩石で、一見細粒花崗岩の見掛けを呈する。

鏡下では(第II図版A, GSJ R43862/8671002)、石英・斜長石・アルカリ長石の結晶片がほぼ等量である。基質に比較して結晶片量は多い。石英は、最大6mm大、一般には0.5-2mmが多い。大きい結晶では丸い融食形をしており自形性が強いが、小さい結晶では破片状のものが多く、斜長石は、0.3-2mm程度の結晶片で、アルバイト双晶をしており、累帯構造の一部が見えるものがある。アルカリ長石は新鮮でパーサイト構造は見られない。微斜長石に似ているが極めて細かい格子状構造が認められるのでアノソクレスである。カールスバッド双晶が認められる。結晶の大きさは、長径0.3-2mmの破片状である。

角閃石は黒褐色を呈し、ほとんどがそのまわりを黒雲母の小片で取り囲まれている。比較的自形性が強く、大きさは0.3-2mmである。また、完全に黒雲母に置き換えられている角閃石も多い。これは、柴田(1933)に報告されたパーケビ閃石に相当する。また、富田(1928)に報告された青緑色のヘスティング閃石も少量存在する。副成分鉱物としては、褐れん石・ジルコン・球状の不透明鉱物(磁鉄鉱)などがある。

基質は結晶質で、熱変成を受けている。本質岩片の部分は、粗粒な球顆を形成し、文象構造あるいは



第10図 木崎流紋岩中の本質岩片
風化した部分で12 cmほどの大きなレンズ(矢印)と小さな岩片が認められる(鹿島槍国際スキー場東方, 転石)

櫛の歯状のアキシオライト構造を示し、偏平に延びていて、強い溶結構造を示している。

強く熱変成を受けた岩石(GSJ R43864/8671605 及びGSJ R43865/8772702)では、アルカリ長石は多量のアルバイトラメラを析出している。アルバイトラメラはズングリした形で、ラメラの境界は不明瞭である。基質は一層粗粒となり、暗褐色の黒雲母と青緑色のヘスティング閃石質角閃石が晶出している。

本岩の構造については、肉眼的に本質岩片を認めることが容易でないために、明瞭になっていないが、森から小熊山に至る林道上でN40°E, 60°SE, 鹿島槍国際スキー場南方でN5°W, 70°E, 及びN20°W, 15°NE, 鹿島槍国際スキー場東方でN50°W, 25°NEの葉理構造が測定された。石沢(1982)は、2層準の非溶結部が識別されるとしている。

本岩の化学組成については、富田(1927)及び柴田・原(1955)の報告がある。富田(1927)の分析値は、 Al_2O_3 及びCaOが少なく、CIPWノルムの計算でもネフェリン(ne)が算出されないにもかかわらず、いきなりナトリウムメタ珪酸塩(ns)が算出される異常な値である。柴田・原(1955)のソーダ石英斑岩(木崎岩)とした分析値は普通の花崗岩類と特に異なるところはなく、柴田・原(1955)も「化学分析の結果は真のアルカリ岩ではない」と述べている。

IV. 3 青木花崗岩(Gao)

本岩については、次に述べるように種々の名称があるが、本報告では、これらを岩相の類似していることから青木花崗岩(新称)としてまとめて取り扱う。

本岩は、笹倉(1932 b)により、青木集落周辺では青木岩、大ゴ沢では鹿島岩と呼ばれた。柴田・原(1955)は青木集落北方で石英閃長岩(青木岩)、青木集落南方でソーダ花崗斑岩、大ゴ沢でアダメロ岩(鹿島岩)と呼んだ。石沢(1982)は、青木集落北方で秋葉崎斑状花崗岩、青木集落南方で青木岩、大ゴ沢で大合沢花崗岩と呼んでいる。

青木花崗岩は、青木湖・中綱湖西方の仁科山地及び鹿島川支流大ゴ沢に分布する。露出が悪いために神城層・木崎層との直接の関係は観察されていないが、分布範囲からこれらを貫くものと推定される。また、中綱湖北岸では、木崎流紋岩を捕獲し熱変成を与えている。

本岩は、上に述べたような命名上の変遷に示されるように、多様な岩相変化を示す。それらは、花崗斑岩・細粒-中粒花崗閃緑岩・アプライト質花崗岩・細粒花崗岩などである。

青木花崗岩は、花崗斑岩、細粒-中粒花崗閃緑岩、細粒花崗岩、アプライト質花崗岩と岩相の変化はあるが、いずれも粒状の石英と斑状の長石で特徴付けられる共通性を持っている。このうち大ゴ沢に分布する細粒花崗岩は、微斜長石を持つので比較的深部相に相当するが、一般には浅所迸入型の岩相を示している。また、石英が粒状を呈すること、カリ長石が多いことは、木崎流紋岩と共通している。このことは、笹倉(1932b)が「木崎岩は青木岩の浅所固結相である」と述べた根拠となっていると推定される。

青木花崗岩の最も一般的な岩相は、斑状カリ長石と粒状石英を持つ花崗斑岩である。鹿島槍国際スキー場南方の小熊山へ抜ける林道上では、粒状石英が0.5-4mmと粗粒になり、長石が1-5mmの斑状で、完晶質細粒の石基を持つ。青木集落南方の中綱湖北岸では、粒状石英が2-5mmと更に粗粒になり、斑状長石も2-10mmとなり、粗粒の花崗斑岩であるが、斑晶が多く石基部分は少ない。中綱湖南方では、カリ長石が桃色を呈する中粒花崗斑岩である。

顕微鏡下の観察では(第II図版B, GSJ R43866/8671610, 鹿島槍国際スキー場南方)、粗粒の斑晶と完晶質の石基を持つ。石基の量は少ない。斑晶は、斜長石・石英・カリ長石がほぼ等量である。斜長石は、一般に1-2mmの大きさで、微細な白雲母により交代されている。累帯構造はまれだがアルバイト双晶は普通に見られる。石英は粒状で、周縁部に石基の細粒結晶を取り込んで更に成長した構造を示すことがある。大きさは長径1-2mmが普通である。カリ長石は大きさ1-3mmで、パーサイト構造を示す。一般には、汚れが著しいが、しばしばアルバイトラメラが薄く長く延びた部分で新鮮である。しばしば一つの結晶の中で、内部が新鮮で周縁部が汚れの著しい累帯構造をする。有色鉱物は黒雲母で、角閃石は含まれていない。大きさは0.3mm程度と細粒で、半自形-粒間充填状であり、緑泥石に変質していることが多い。石基は0.1-0.3mmの斜長石・石英・カリ長石からなる。ミルメカイトがやや多い。副成分鉱物では、ジルコン・褐れん石・不透明鉱物などである。

角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、脂肪光沢を持ち、帯緑色粗粒の岩石で、斑状の長石が含まれている。青

木集落西方の神社の裏から砂防ダムの上に至る道路際で、新鮮な岩石が採集できる(GSJ R43867/8892903)。石英は粒状で0.5-1mmと細粒である。

顕微鏡下の観察では(第Ⅲ図版A, GSJ R43868/7383103), 石英・斜長石・カリ長石はほぼ等量である。粒間を埋める細粒鉱物が認められ、結晶粒度は大きく変化する。石英は、半自形-充填状で、大きさは0.5-1.5mmである。斜長石は、一般に累帯構造を持ち、長径1mm程度のものが多い。カリ長石は、半自形-充填状で、一般にパーサイト構造が発達し汚れているが、ときにアルバイトラメラが薄く長く延びている新鮮な結晶がある。大きさは0.5-3mmで、カールスパッド双晶は見当たらない。角閃石は、緑色-淡褐色だが周縁部でわずかではあるが鮮やかな青みを帯びた緑色を示し、ヘスティング閃石質となることがある。長さは0.5-1.5mmである。黒雲母は濃褐色-黄色で0.2-1.5mmである。

細粒のアプライト質花崗岩は、青木湖西岸の秋葉崎つけ根に露出している。新鮮な割れ口では鮮やかな緑色を呈するが、空気に触れると短期間で色あせて、褐色に変化する。黒雲母はクロット状で、長石は斑状を呈する。

顕微鏡下の観察では(GSJ R43870/8671302), 細粒の完晶質石基に比較的少量の斑晶を持っている花崗斑岩状の岩石である。斑晶は、斜長石が多く石英がそれに続くが、カリ長石は非常に少ない。斑晶の大きさは一般に1mm前後であるが、斜長石では2mmを超えるものもある。黒雲母は半自形で、最大1mm、赤褐色-淡褐色である。角閃石は最大1mm、緑色-褐色の多色性を示す。黒雲母に取り巻かれ、変質した鉱物がある。大きさは0.5-1mmである。石基は完晶質で、結晶の大きさは0.1-0.3mm、粒間充填状の組織を示す。鉱物はカリ長石が多く、石英がこれに続くが、斜長石は比較的少ない。副成分鉱物としては、不透明鉱物・褐れん石・ジルコン・燐灰石・緑泥石などがある。

細粒黒雲母花崗岩は、鹿島川支流の大ゴ沢周辺に分布し、斑状長石を含み、石英は粒状をしている。鹿島岩(笹倉, 1932a)として報告されている、石英が少なく、石英長石比が石英閃長岩の領域に入る岩石は認められなかった。斑状長石は、カールスパッド双晶をしており、カリ長石である。長径1cmほどの主に黒雲母からなる捕獲岩片を含むことがある。石沢(1982)は、彼の「大合沢花崗岩」が火砕岩(おそらく木崎流紋岩)の捕獲岩を含むことを述べている。

顕微鏡下の観察では(第Ⅲ図版B, GSJ R43871/8671409), 粒間を埋める細粒結晶がわずかに認められ、結晶の粒度は大きく変化して、半深成岩的な組織を示す。斜長石・石英・カリ長石はほぼ等量である。有色鉱物は黒雲母と少量の角閃石を含む。斜長石は大きさ1mm前後で、ときに3mmに達することがある。微細な白雲母が一面にできており変質が著しい。弱い累帯構造を持っている。石英は、長径1mmほどで粒間充填状をしているが、ときに粒状で3mmほどに達するものもある。カリ長石は新鮮で、大きさは1-3mmが一般的だが、粒間を埋めるもので0.2mm程度のものもある。一般に微斜長石構造が発達している。パーサイト構造も発達しているが、アルバイトラメラを持たないものもしばしばある。黒雲母は細粒で0.2-0.7mmである。半自形で、緑泥石に変質している。角閃石は最大0.5mmで、淡緑色-淡褐色の多色性を示す。

本岩の化学組成については、笹倉(1932a)及び柴田・原(1955)の報告がある。笹倉(1932a)の鹿島岩の分析値は、 Na_2O 及び K_2O が多いが、笹倉(1932a)の青木岩や柴田・原(1955)の分析値は、一般の花崗岩と特に変わるところはない。

本岩の黒雲母の K-Ar 年代は、 63.9 ± 1.5 - 64.9 ± 1.6 Ma が得られた。これについては別項で述べる。

IV. 4 石英閃緑岩 (Qd)

石英閃緑岩は、大川沢中流、シラタケ沢及び大谷原に、有明花崗岩・大川沢花崗岩中の捕獲岩体として小規模に産する。肉眼的には中粒の黒雲母・角閃石を主体とする塊状の岩石である。大谷原では、花崗岩マグマのしみこみが明瞭である。大川沢中流では、粗粒斑状の角閃石を持つ。

顕微鏡下の観察では (GSJ R43872/8672404, 大谷原), 斜長石・石英・黒雲母・角閃石からなる。斜長石は 0.5-1mm の大きさで、比較的薄い板状結晶である。石英は完全に他形で、ほかの鉱物の間を充填しているが、同時に消光する範囲は広い。カリ長石はほとんどない。黒雲母は半自形で、赤褐色-淡褐色の多色性を示し、大きさは 0.2-0.5mm である。キンクバンドを持つもの、及び緑泥石などに変質しているものがある。角閃石は小さく長径 0.2-0.7mm で、淡緑色-淡褐色の多色性を示す。副成分鉱物として燐灰石が多く、ほかに、ジルコン・緑泥石などがある。

IV. 5 有明花崗岩 (Ga)

有明花崗岩は、南隣の「信濃池田」図幅地域の有明山にちなんで命名された。加藤・佐藤(1983)では、A型・B型・C型に区分されているが、本図幅地域ではほとんどが B 型で、ほかの岩相はわずかであるので、型区分は示さなかった。鹿島川流域・遠見尾根など広い範囲に分布する。

本岩は一般に、桃色斑状粗粒の角閃石含有黒雲母花崗岩であるが、粒度の変化は大きい。斑状カリ長石は、1-2cm でカールスパッド双晶をしている。石英は、円形-楕円形のプールの作る。有色鉱物は、クロット状に集合して、弱い片状構造を示すことがある。

遠見尾根標高 2,250 m-2,350 m 付近では、蛇紋岩の小岩体を捕獲している。小熊山西方では木崎層及び木崎流紋岩を貫きこれらに熱変成を与えている。木崎層との接触部では、有明花崗岩は細粒のアブライト状になり、接触面から 30cm-1.5 m の幅で接触面にほぼ平行なレンズ状のペグマタイト晶洞を多数形成している。ペグマタイト晶洞の大きさは、最大 60 × 30cm であるが、一般には長径 30cm 程度である。上手西方の沢では、木崎流紋岩を捕獲し熱変成を与えている。黒沢左股標高 1,230 m では、幅数 m のアブライトを介して木崎流紋岩に接している。接触面の走向傾斜は N45° E, 30° NW である。この木崎流紋岩は非常に強い熱変成作用を受けている。

大ゴ沢では、青木花崗岩に北北東-南南西方向の断層で接しているが、青木花崗岩中に幅 4cm ほどの有明花崗岩から派生した桃色のペグマタイト脈が貫入している。大川沢中流では、石英閃緑岩を捕獲している。

仁科山地では粗粒で、ときにペグマタイト質となることがある。高瀬川支流の渋沢ではやや細粒である。箆川支流のヨセ沢や尾入沢では、有明 A 型に相当する細粒相が分布する。

本岩の黒雲母の K-Ar 年代は、 50.2 ± 1.2 - 52.6 ± 1.2 Ma が得られたが、これについては別項で述べる。

顕微鏡下の観察では(第IV図版A, GSJ R43873/8671011, 大谷原), 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母及び少量の角閃石からなる。石英・長石の大きな結晶の大きさは、cmのオーダーであるが、その粒間を0.5-2mm程度の細粒の石英・長石結晶が埋めている。

斜長石は、変質のため微細な白雲母が生じて汚れているが、カリ長石は汚れが少ない。カリ長石は、パーサイト構造をしており、アルバイトラメラの幅は広い。微斜長石構造がラメラに近接してわずかに認められる。石英は自形性がやや強い。黒雲母はキンクバンドが顕著で、緑褐色-淡褐色の多色性を示す。黒雲母の大きさは最大1.5mmである。副成分鉱物としては褐れん石が多く、大きさは0.5-1mmと大きい。緑泥石と白雲母が結晶粒の間の微細な間隙を放射状に埋めている。ほかに燐灰石・ジルコンなどがある。

IV. 6 冷池溶結凝灰岩(Wt)

爺ヶ岳北方の冷池にちなんで命名する。

爺ヶ岳南峰から鹿島槍ヶ岳南方の冷乗越^{つべたのつこし}・冷池山荘^{つべたいけ}付近に分布する。本岩は、淡灰色の強く溶結した流紋岩溶結凝灰岩である。

竈川支流の黒沢の本流標高1,100m付近では、有明花崗岩を覆っている。接触面はほとんど垂直で、花崗岩は幅約40cmが風化により軟らかい。接触面から40cmほどの間は白色の凝灰岩で、接触面に平行な本質岩片(レンズ)の配列による縞状構造を示す。結晶片は溶脱している。その上位は、扁平化のより少ない白色の本質岩片が斑状に目立つ硬質の凝灰岩に移化する。葉理の走向はN25°Eで、傾斜はほぼ垂直である。ここでは、石英・長石の結晶片が多く、一見結晶凝灰岩であるが、溶結凝灰岩基底の非溶結部と思われる。その上位は露頭を欠くが、約10m上位では強く溶結し、本質岩片が扁平なレンズ状となった淡灰色の溶結凝灰岩となる。

冷池付近では、後期の花崗岩による熱変成を強く受けている。冷乗越付近では、淡灰色ガラス質で、比較的小さな本質岩片(一般に1-3cm)が多数見られるが、外来岩片は少ない。本質岩片は薄くレンズ状をしており、結晶片は少なく、斜長石がほとんどである(第11図)。爺ヶ岳西方では、西側ほど岩片が多くなるとともに、本質岩片も大きくなる傾向が見られる。

顕微鏡下の観察では(第IV図版B, GSJ R43874/8672114, 冷乗越), 結晶片は比較的少なく、斜長石・石英・カリ長石が認められる。有色鉱物はほとんど無い。不透明鉱物が見られる。本質岩片は小さく、ほぼ完全に粒状の石英・長石に再結晶している。球顆が成長しているものもある。溶結構造は明瞭である。基質は微細な結晶質で、球顆の一部を示す放射状の構造が散点的に見られる。外来岩片はほとんど認められない。熱変成のために、本質岩片と基質に微細な黒雲母ができています。



第11図 冷池溶結凝灰岩

外来岩片は少ない。本質レンズは小さく、強く偏平化してレンズ状をしている。コインの直径は1.2cm。
(冷乗越転石)

IV. 7 白沢コル砂岩層(Ss)

命名 新称。爺ヶ岳三角点と爺ヶ岳南峰との鞍部すなわち白沢コルにちなむ。

模式地 白沢コル。

分布 主として白沢コル付近に分布し、このほか、赤岩尾根標高2,250 m付近、及び爺ヶ岳三角点の北方の尾根上では、2か所で小露出する。また、白沢1,950 m付近では、爺ヶ岳南尾根からの転石が見られる。

層序 冷池溶結凝灰岩を覆う。

層厚 最大約150 m。

岩相 主に、熱変成を受けた砂岩層である。白沢コル付近では、砂岩を主体とし、頁岩・礫岩を挟む。級化構造がよく発達し、最下位には細礫岩がある。層間褶曲構造も見られる(第12図)。走向はほぼN-S、傾斜は75° Eで東ほど上位である。赤岩尾根では、幅十数mの細かい葉理を持つ白色の砂岩からなる。本層は、いずれも熱変成を受けてホルンフェルス化しており、泥質部では紫色を呈する。



第12図 白沢コル砂岩層の岩石と層間褶曲
層理が明瞭な部分は泥岩で、その他の部分は砂岩である。コインの直径は1.2cm。(爺ヶ岳三角点西方の白沢コル)

IV. 8 爺ヶ岳安山岩(Aj)

爺ヶ岳にちなんで命名する。本岩は、斜長石斑晶の粒度変化の大きい角閃石安山岩の自破碎溶岩を主体とし、凝灰岩層をごく少量伴う。

本岩は、箆川白沢出合対岸付近、箆川支流黒沢、爺ヶ岳山頂から東斜面・白沢上流付近、白岳付近などに分布する。

爺ヶ岳安山岩は、箆川の黒沢との合流から450 mほど上流で有明花崗岩を覆う。また、黒沢の標高1,200 m付近では、有明花崗岩の優白質岩相を覆っており、花崗岩が窓状に顔を出している。白沢コルでは、白沢コル砂岩層を覆う。木崎流紋岩・冷池溶結凝灰岩との関係は観察されていない。

自破碎溶岩は黒灰色ないし緑色で、多量の斜長石と少量の角閃石の斑晶を含む。斜長石斑晶は粒度変化が大きく、大小の結晶が混在する。狭い範囲では破碎結晶片や破碎岩片のみが見え、溶結凝灰岩に見間違えることがある。捕獲岩やオートリスはほとんど見られない。

自破碎溶岩の顕微鏡観察によると(第V図版A, GSJ R43875/8790504, 白沢標高1,970 m), 斑晶は斜長石と角閃石である。少量の単斜輝石を含む場合もある。斜長石は、一般に1.5mm前後の大きさが多いが、ときには長径8mmにも達するものがある。破断されているものも認められる。組成は曹灰長石-中性長石である。角閃石は最大4mmになる。形から磁鉄鉱と判断される不透明鉱物が多い。斜長石



第13図 爺ヶ岳安山岩の自破碎構造

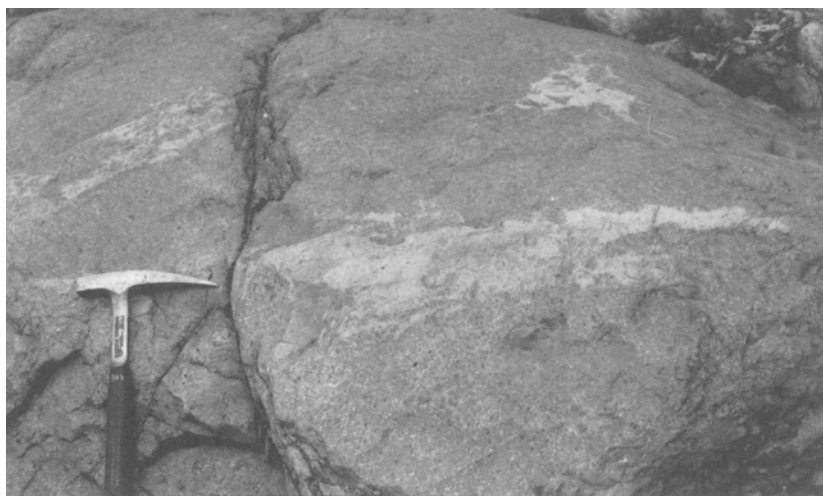
丸みを帯びたブロックとその間を埋める破砕片からなる。ブロックは、ジグソーパズル状に割れ目が入って、一部は割れ目が破砕片で埋まっている。一つのブロックは、一般に5-10cmが多いが、最大60cmに達する場合もある(爺川標高1,000 m, 白沢合流対岸)

と角閃石斑晶は、しばしば変質して緑れん石・緑泥石・緑色の黒雲母などに変わっている。石基は非常に細粒(0.05mm長)の斜長石が配列した充填状組織をしている。副成分鉱物としてジルコンがある。

爺川標高1,000 mの白沢合流対岸では、河床に好露出があり、自破碎溶岩の構造がよく観察できる(第13図)。ここでは、自破碎溶岩は5-10cmの丸みを帯びたブロックとその間を埋める碎屑物からなる。ブロックは、ここでは最大60cmに達する。ブロックには、ジグソーパズル状の割れ目が発達し、それらの割れ目を同質の破砕片が埋めている。ブロックの間を埋める破砕片も、ブロックを形成する安山岩と同質の破砕物で、泥質物が混じることもある。ブロックには、急冷縁は認められない。後生的なクラックが入り、レンガ色の酸化物を形成している。

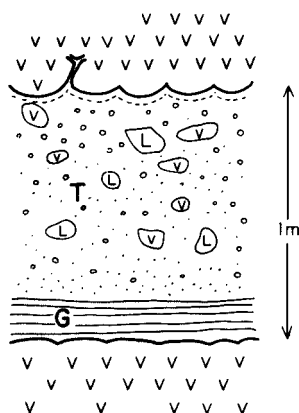
また、自破碎溶岩中にレンズ状に泥岩を挟むことがある。泥岩は、白色の緻密な塊状の岩石で、レンズ状をしている場合と、ポケット状にブロックの間を埋めている場合がある(第14図)。これは、溶岩が水底を流動する間に、下位にあった細粒の未固結堆積物を巻き込んだものであろう。

また、この露頭の10 mほど西側(爺川の上流側)及び更にその約20 m西では、厚さ2 m以上及び約1 mの凝灰岩層を挟む(第15図, 第16図)。この凝灰岩層は、自破碎溶岩と同質の安山岩片のほかに、有明花崗岩・流紋岩などの岩片を含んでいる。岩片の大きさは、安山岩が10-15cmで、ほかは3-5cmである。この凝灰岩層の下面は比較的平坦で、基底部には級化による縞状の堆積構造が認められる。これに対して凝灰岩層と上位の自破碎溶岩との境界部では、明瞭な面を持たず、安山岩と凝灰岩とが互いに



第14図 爺ヶ岳安山岩の自破砕溶岩中の泥岩

自破砕溶岩が水底を流れた時に巻き込んだ細粒の軟らかい堆積物。多くはレンズ状であるが、ポケット状のものもある。中央のレンズ状泥岩は、長さ90cm、厚さ15cm。



第15図 爺ヶ岳安山岩に挟まれる凝灰岩の模式図

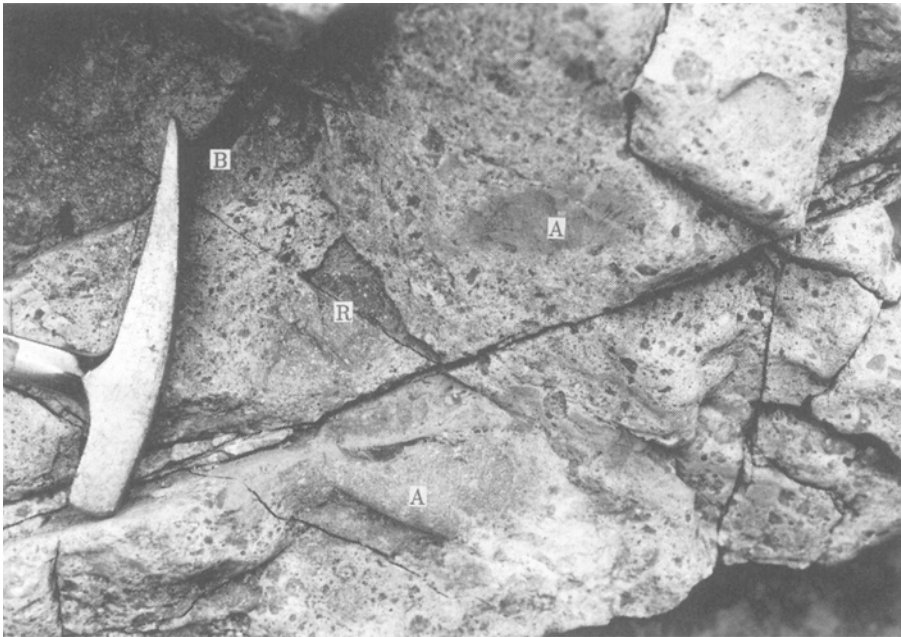
T：凝灰岩，V：安山岩自破砕溶岩及び安山岩片，L：外来岩片，G：級化堆積構造。凝灰岩の厚さは約1m。黄色の凝灰岩で、爺ヶ岳安山岩・有明花崗岩・流紋岩等の岩片を含む（麓川標高1,000m，白沢合流対岸）

入り組んだ形で接触し、移化している(第15図)。石沢(1982)は、本岩をより新期の針ノ木-白沢火山岩類の火山角礫岩としたが、堆積時期に大きな時間間隙を考えることには無理がある。

IV. 9 シラタケ沢凝灰岩(Ts)

大川沢の上流で白岳に源を発するシラタケ沢にちなんで命名する。

本岩は、五龍岳北斜面からシラタケ沢にかけて、及び遠見沢・白岳沢に分布する。爺ヶ岳安山岩を覆うことはシラタケ沢凝灰岩中の岩片として爺ヶ岳安山岩を含むことで示される。しかし直接の被覆関係は観察されていない。



第16図 爺ヶ岳安山岩に挟まれる凝灰岩中の岩片

多くは、爺ヶ岳安山岩(A)であるが、流紋岩(R)などもある。左上の暗色部(B)は、この凝灰岩を覆う自破砕溶岩の基底部である。長径1-2cmの緑色のパッチ状の本質物が多い。(笹川標高1,000 m, 白沢合流対岸)

本岩は白色ないし灰色の軟らかな凝灰岩で、外来岩片が非常に多い。外来岩片は黒色の頁岩、灰色の流紋岩が多く、爺ヶ岳安山岩も含む。これらの岩片は一般に小さく、1-5mm程度のものが多い。一部に淡灰色で岩片の少ない岩相もある。五龍岳北方の稜線上では熱変成を受けているが、東側のシラタケ沢では受けていない。熱変成を受けていないシラタケ沢では級化構造が観察できる。遠見沢及び白岳沢では硬く、緑色を呈し、岩片として白色の縞状構造をした流紋岩及び有明花崗岩を含む。

顕微鏡下の特徴を述べると(第V図版B, GSJ R43879/8681801, 五竜山荘南), 結晶片の比較的多い、淘汰の悪い非溶結の流紋岩質凝灰岩である。結晶片としては、石英・斜長石・カリ長石を含む。石英は、0.2-2mmでときに4mmに達し、融食形をしているものもある。斜長石は0.2-1mmで、変質が進んでおり識別しにくい。カリ長石は0.5-1mmで最大3mmのものもあり、パーサイト構造をしている。熱変成を受けて基質が弱く再結晶している。熱変成を受けていない別の薄片(GSJ R43880/8681704, シラタケ沢標高2,050 m)では、変質した軽石を大量に含む。また、安山岩の岩片も含む。

IV. 10 五竜流紋岩(Wg)

五龍岳にちなんで命名する。

本岩は、五龍岳山頂付近・白岳沢・遠見沢・小冷沢・上流部・白沢上流・仁科山地の小熊山西方などに分布する。

白岳沢及び遠見沢では、超塩基性岩や花崗岩の岩片を捕獲していることがある。北隣の「白馬岳」図幅との境界付近の白岳沢及び遠見沢では、シラタケ沢凝灰岩を捕獲する。

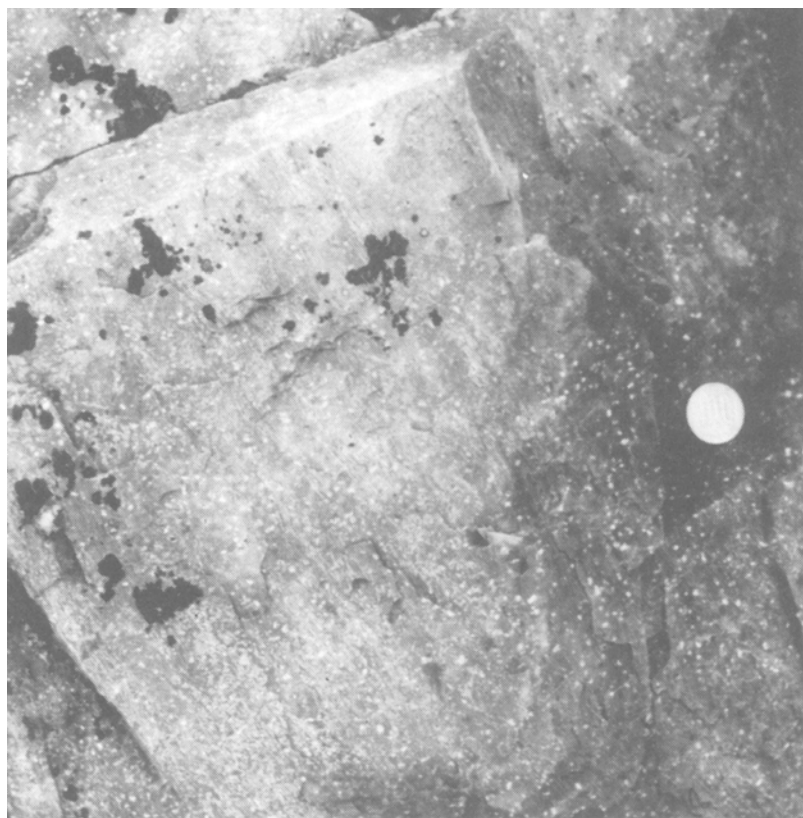
本岩は、少量の斜長石斑晶を含む溶岩及び溶結凝灰岩であり、淡緑色から淡灰色、場合によっては黒色を呈する。おおむね下に溶岩が、上位に溶結凝灰岩が分布し、溶岩よりも溶結凝灰岩の割合が高い。溶岩は、五龍岳山頂部とその北方、白岳沢と遠見沢、小冷沢の一部、及び白沢の一部に分布する。

本岩の構造は、五龍岳からその南の北アルプス稜線では、東西性の走向で南に 60° – 70° 傾斜している。厚さは1,700 m程度と推定される。小冷沢上流では南北性の走向で、傾斜はほぼ垂直である。厚さは300 m程度と推定される。

以下、分布地域ごとに記載する。

五龍岳稜線部 淡緑色を呈する緻密な流紋岩溶岩で、少量の斜長石斑晶を含む(第17図)。後期の花崗岩による熱変成を受けている。五龍岳南方の稜線上では、淡灰色で少量の岩片を含む。本質岩片もまれに認められ、溶結凝灰岩であるが、溶岩との境界は観察されていない。

稜線上のG 5 峰付近では、岩片の密集している部分がある。岩片は、主に円形-楕円形で5cm位であ



第17図 五龍流紋岩溶岩

斜長石の白色斑晶が目立つ。斑晶量は比較的少ない。左上から右下方向へ縞状構造が認められる。また、斜長石の斑晶量に注意。コインの直径は、1.2cm。(五龍岳三角点)

るが、最大長径20cmに達するものもある。岩石の種類は、有明花崗岩と思われる粗粒花崗岩と、超塩基性岩がほとんどである。この部分の葉理構造の走向傾斜はN80°W、65°Sで、岩片濃集部は、葉理構造にほぼ平行である。

五龍岳三角点付近の流紋岩溶岩(第VI図版A, GSJ R43882/8793011)の顕微鏡観察では、斑晶は少なく、斜長石のほか石英と黒雲母が含まれる。斑晶の大きさは、1mm前後が多く、0.2-4mmの範囲である。斜長石は、自形性が比較的強く累帯構造をしているものもある。集斑状構造も見られる。石英は融食形をしているものもある。黒雲母は、黒褐色-淡褐色の多色性を示す。石基は結晶質で、粒度の違いによる流理構造がある。副成分鉱物としては、形から磁鉄鉱と判断される不透明鉱物が多く、燐灰石・ジルコンがある。後期の金沢花崗岩による熱変成を受けているために、石基に微細な緑色の黒雲母が生じている。

白岳沢及び遠見沢 緑色を帯びた灰色の溶岩で、細粒緻密な岩石である。斜長石と黒雲母を含む。目立った流理構造は示さず、塊状である。

顕微鏡観察によれば(第VI図版B, GSJ R43885/8772406, 遠見沢枝沢標高1,360 m), 本岩は斜長石・黒雲母・石英・カリ長石を斑晶とする熱変成を受けた流紋岩である。斑晶の量は少なく、斜長石を主体とし、黒雲母も多いが、石英は少なく、カリ長石はごく微量である。斜長石は0.2-2mmで、緑れん石・緑泥石への変質が激しく、著しく汚れている。黒雲母は、0.5mm程度の大きさで、緑泥石に変質している。石英は、0.2-2mmで、丸い形をしており、大きな結晶では融食形をしている。副成分鉱物としては、磁鉄鉱と思われる不透明鉱物・燐灰石・ジルコンなどがある。石基は微細な等粒状の石英・長石からなり、流理構造はない。熱変成を受けているために微細な緑泥石が生じている。

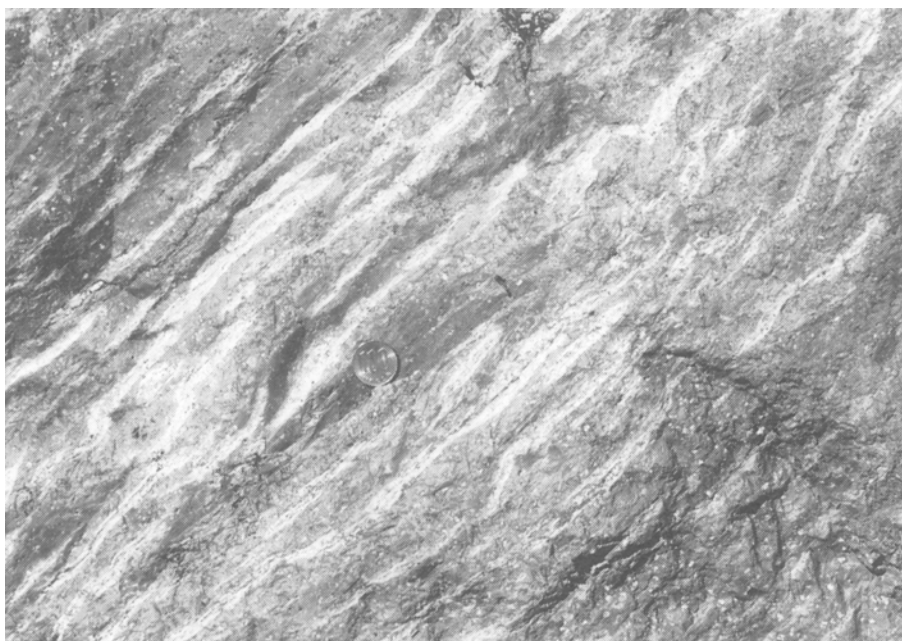
小冷沢上流 二次流動構造を示す溶結凝灰岩で、赤色を帯びた黒色で細い縞状を呈するが、縞は連続性に乏しい(第18図)。ここでは急崖を形成している。下部には、球顆構造の発達した部分がある。また、小冷沢流域では縞状構造の発達した黒色の流紋岩溶岩の転石が観察される。したがって露頭は確認されていないが、下位には溶岩も存在するらしい。

顕微鏡観察では(GSJ R43883/8780210)、結晶片の少ない強く溶結した流紋岩質溶結凝灰岩である。結晶片はほとんど斜長石のみで、大きさは0.5-2mmと粗粒である。基質は0.1-0.2mmの小さな球顆が一面に形成されている。本質岩片はレンズ状に長く延びて、細粒の石英・長石の集合体となっている。変質した有色鉱物がごくわずかに見られるが、柱状の形から角閃石と判断される。

白沢上流 黒色の流紋岩溶岩で、球顆構造が著しい(第19図)。

顕微鏡下では(GSJ R43884/8700501, 白沢標高1,880 m)、放射状の内部構造を持つ直径2-3mmの球顆が発達している。球顆のない結晶質の部分もある。斑晶はほとんど斜長石であるが少量の石英もある。球顆は斑晶を中心として成長している。岩片は見当たらず、斑晶の量も少ないのは、ほかの五竜流紋岩と共通した特徴である。

小熊山西方 淡灰色で細かい縞状構造をした流紋岩溶岩である。新鮮な岩石は見ることができない。少量の斜長石と有色鉱物を含む。この岩体の東北部の林道上では、有明花崗岩を破碎して砂粒状に多量に取り込む黒色ガラス質の周縁相が見られる。周縁相の幅は明瞭ではないが、転石から数mと推定される。



第18図 赤色を帯びた五竜流紋岩の溶結凝灰岩
本質岩片は、レンズ状に薄くなっている。斜長石の結晶片量は第17図と似ている。(小冷沢転石)



第19図 球顆の発達した五竜流紋岩溶岩 (白沢標高1,880 m)

IV. 11 北股溶結凝灰岩(Wm)

大冷沢北股本谷にちなんで命名する。

北股溶結凝灰岩は、大冷沢北股本谷・八峰キレット北方・麓川流域などに分布する。下位の岩石との関係は明瞭に観察されていないが、爺ヶ岳安山岩、流紋岩及び有明花崗岩などの岩片を含む。大川沢花崗岩・金沢花崗岩による熱変成を受けている。

本岩は、灰色ないし暗灰色の流紋岩溶結凝灰岩である。結晶片は斜長石が主体で、結晶片量はやや多い。肉眼的に大きな結晶片を含んでいることがある。外来岩片はやや多い。八峰キレット北方では結晶片は細粒になる。

顕微鏡下では(第VII図版A, GSJ R43886/8682205, 北股本谷標高1,630 m), 結晶片・岩片の多い熱変成を受けた溶結凝灰岩である。結晶片は、斜長石・石英・カリ長石・角閃石・単斜輝石・黒雲母である。結晶片の大きさは、1mm前後のものが多いが0.2-2mmと粒度分布の幅は広い。斜長石の大きな結晶では、破碎しているものがある。石英では著しい波動消光をするものがある。基質は、ガラス片の形がかろうじて残っている場合があるが、多くは再結晶している。本質岩片は、ミルメカイト状の長石・石英集合体ができて文象構造をしており、境界部分ではアキシオライト構造をしていることがある。副成分鉱物は、磁鉄鉱・燐灰石・ジルコン・褐れん石などである。岩片は爺ヶ岳安山岩と頁岩が識別された。

IV. 12 大川沢花崗岩(Gok)

大川沢花崗岩は、柴田・原(1955)では閃雲花崗閃緑岩と呼ばれたが、本報告では、石沢(1982)による命名に従う。石沢(1982)は、本花崗岩を有明花崗岩に先行する火成活動と位置付けているが、本研究によって後に述べる貫入関係から、石沢(1982)の爺ヶ岳火山岩類よりも後の火成活動であることが判明した。

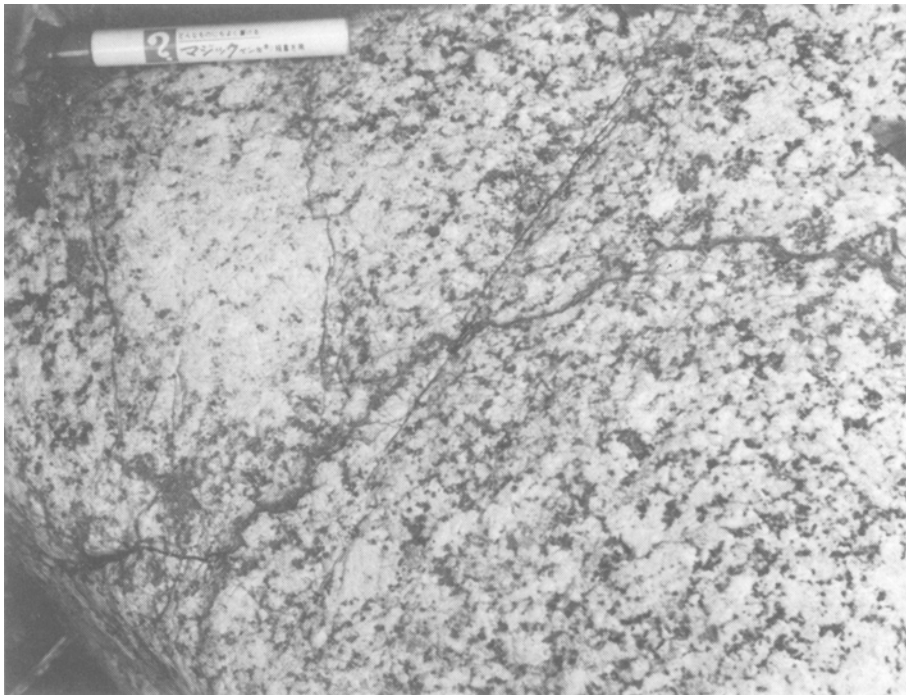
本岩は、鹿島川支流の大川沢、その支流のアラ沢とニゴリ沢、大冷沢及び小冷沢下流に分布する。

本岩は、大ゴ沢の枝沢では、幅の狭い優白質の部分を通じて有明花崗岩に接しており、有明花崗岩を貫いていると考えられる。アラ沢では、有明花崗岩と判断される粗粒の黒雲母花崗岩を捕獲している(第20図)。また、大冷沢の西俣出合及び赤岩尾根最下部付近で周縁相を持って北股溶結凝灰岩を貫き、強い熱変成を与えている。

本岩の黒雲母のK-Ar年代は、 57.3 ± 1.3 - 56.5 ± 1.3 Maが得られたがこのことについては別項で述べる。

大川沢花崗岩の主岩相は、一般には灰色粗粒-中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、わずかに斑状カリ長石を持ち、弱い片状構造を示す。

顕微鏡下の観察では(第VII図B, GSJ R43887/8682106, 大川沢歩道), 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石からなる。石英・長石の大きな結晶の粒間を0.5-1mm程度の斜長石を主体とした細粒



第20図 有明花崗岩(左上)を捕獲する大川沢花崗岩
 左上に優白質の花崗岩が捕獲されている(アラ沢標高1,220 m転石)

の結晶が埋めている。斜長石は、微細な白雲母が生じているものが多い。累帯構造はほとんど無い。石英は、自形性がやや強く、幾つかの結晶が集まって石英プールを形成する。カリ長石は、充填状で、汚れは少なく、カールスバッド双晶をしている。パーサイト構造をしており、アルバイトラメラの幅は広い。微斜長石構造は見られない。ミルメカイトが多い。黒雲母は、濃褐色-淡褐色の多色性を示し、大きさは最大2mmである。緑泥石に変質していることがある。角閃石は、緑色-淡褐色の多色性を示し、一般に1mm前後最長5mmと粗粒である。黒雲母とほぼ等量含まれる。副成分鉱物としては、褐れん石が多く、大きさは0.2-0.5mmと大きい。ジルコン・燐灰石も多い。不透明鉱物は有色鉱物に接して少量見られる。緑れん石も有色鉱物に接した粒間に見られる。

大川沢花崗岩の周縁相は、岩体の西部の西俣出合及びアラ沢上流の標高1,670 m付近に分布する。周縁相は、灰色をしており、細粒でやや変質している。周縁相の幅は不明であるが、西俣出合では、10 m程度と推定される。周縁相には緑泥石変質や緑れん石の細脈が見られる。接触部に近いところでは長さ30-60cm、幅1-2cmのレンズ状の石英細脈や晶洞が認められる。

顕微鏡下の観察では(GSJ R43889/8672407, 西俣出合)、石英・斜長石・カリ長石がほぼ等量の細粒の岩石で、粒度の幅は大きい一般的なには1-2mmが多い。石英は粒状鉱物の集合で、斜長石は半自形をし、カリ長石は充填状である。有色鉱物は、黒雲母・緑泥石・白雲母・緑れん石などからなる最大0.2mm程の小片の集合体として粒間にある。ほかに緑れん石の細脈も観察される。

IV. 13 岩脈(珪長岩) (fs)

本岩は、高瀬川流域、大川沢、カクネ里支流のロノ沢、遠見尾根などに分布する。本岩は、南隣の「信濃池田」図幅地域における斜長石流紋岩岩脈(加藤・佐藤, 1983)に相当する。本岩は、有明花崗岩・五竜流紋岩・大川沢花崗岩を貫いている。高瀬川流域では、金沢花崗岩による熱変成を受けている。岩脈の幅は1-5 mで、一般に岩脈の貫入方向の流理構造を持っている。

本岩は、白色ないし灰色で、斜長石と少量の石英及び黒雲母と思われる有色鉱物を含む。顕微鏡下(GSJ R43891/8681001, 大川沢標高1,270 m)では、斑晶量は少なく、斜長石がほとんどで、わずかに石英がある。斜長石は、1-2mmの大きさで、集斑状をなすことが多い。累帯構造は見られず、アルバイト双晶がある。石英は破片状をしている。有色鉱物は方解石に完全に置き換えられており、もとの鉱物は不明である。石基は、文象構造をしており、石英が縫合線で組み合った小さなレンズ状の構造がある。これは、流理に沿う空隙に石英が析出したものかも知れない。

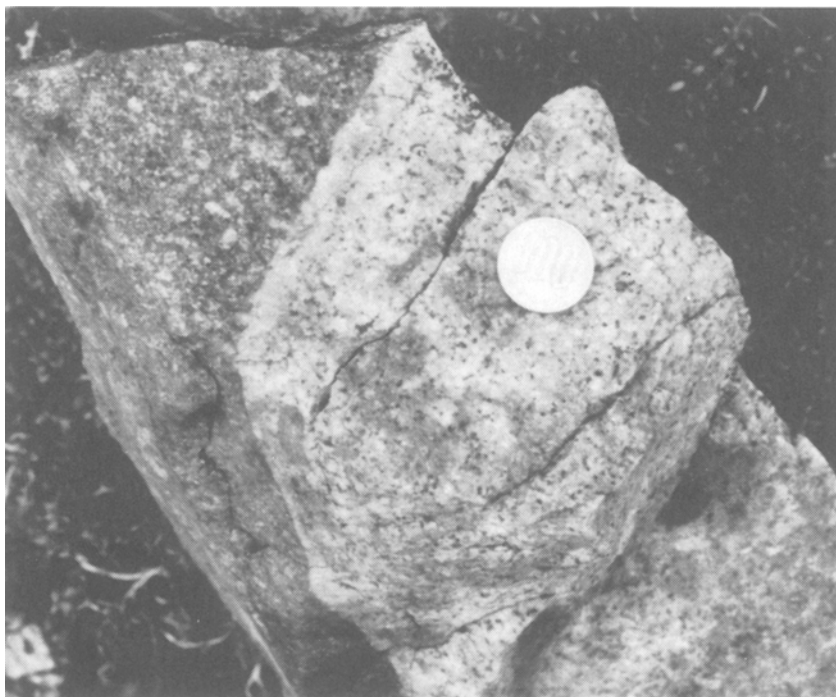
IV. 14 金沢花崗岩(Gk)

本岩は、平林(1965)により金沢型花崗岩と呼ばれ、石沢(1982)によって金沢花崗岩と再定義された、中粒黒雲母花崗岩-角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩である。南隣の「信濃池田」図幅地域の金沢花崗閃緑岩(加藤・佐藤, 1983)に相当する。また、西隣の「立山」図幅地域の黒部川流域では、黒部川花崗岩と呼ぶことが提唱されている(加納, 1984; 1986)

本岩は、鹿島槍ヶ岳を中心とした稜線部とその西方及び本図幅地域南西端の高瀬川流域に分布する。また、尾入沢や高瀬川流域では岩脈として有明花崗岩を貫いている。また、冷池溶結凝灰岩・爺ヶ岳安山岩・シラタケ沢凝灰岩・五竜流紋岩・北股溶結凝灰岩に熱変成作用を与えている。五龍岳西方では、幅の狭い優白質部をもってシラタケ沢凝灰岩を貫いている(第21図)。また、五龍岳南方では、五竜流紋岩を貫く花崗斑岩状の岩脈があり、花崗岩に移化する。

岩石は、塊状の中粒黒雲母花崗岩-角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩である。八峰キレット北方や鹿島槍ヶ岳では、多量の暗色包有物を含む(第22図)。ここでは、暗色包有物は定向配列(N10° W, 50° E)をしており、おそらく花崗岩の迸入方向を表していると考えられる。

顕微鏡下の観察では(第VII図版A, GSJ R43890/8700801, 鹿島槍ヶ岳山頂), 斜長石・石英・黒雲母・カリ長石の1-3mmほどの斑晶を持ち、石英・カリ長石・斜長石の0.1-0.3mmほどの結晶からなる完晶質石基を持つ花崗斑岩-細粒斑状花崗岩である。斑状鉱物はいずれも石基の細粒鉱物の間を埋めて更に成長している構造をしており、自形は示さない。黒雲母は暗褐色-淡褐色の多色性を示し、不透明鉱物を生じるなどの変質を受けている。石基は、半自形の石英・斜長石の粒間をカリ長石が埋めている。石英とカリ長石の組み合った粗粒の文象構造を示すことがある。副成分鉱物としては、磁鉄鉱・褐れん石・緑泥石・燐灰石・ジルコンなどが見られる。



第21図 シラタケ沢凝灰岩を貫く金沢花崗岩

金沢花崗岩は、幅1cmほどの優白質部を持って火山岩類に接し、火山岩類は、幅3cmが熱変成を受けて粗粒化している。コインの直径は、1.2cm。(五龍岳西方の尾根)

IV. 15 岩脈(ひん岩) (p)

西部山地の神城相・木崎層や花崗岩類を貫いてひん岩岩脈が露出している。これらは、淡青色で、1-3mmの斜長石斑晶と角閃石の柱状結晶を持つ岩石である。大川沢標高1,160mでは、幅80cmほどで、ほぼ東西方向の直立した岩脈として花崗岩を貫いている。顕微鏡下の観察では(GSJ R43893/8682105, アラ沢標高1,400m)、大きな斜長石と少量の石英を斑晶として持つ。石基は、細粒の斜長石をポイキリティックに包有した珪質鈹物が0.2mm程度の不定形鈹物として埋めている。斜長石は累帯構造をしており、ごくまれに集斑状をしていることがある。石英はなめらかな融食形をしており、0.2-1mmほどの大きさである。磁鉄鈹は0.1-0.4mm、有色鈹物はすべて緑泥石と方解石に変質している。

IV. 16 岩脈(安山岩) (An)

安山岩岩脈は、緑色で細粒の岩石であるが、しばしば斜長石斑晶の大きく目立つ岩脈も存在する。一般に、花崗岩類を貫いているが火砕岩の分布地域では目立たない。大冷沢林道沿いでは、幅10mほど



第22図 金沢花崗岩中の暗色包有物の配列 レンズキャップの直径は約5cm. (八峰キレット北方)

の斜長石斑晶の目立つ安山岩が貫入している。走向傾斜は一定しないが、ほぼN45BW, 40°NWである。アラ沢では、安山岩岩脈が非常に多い。細粒の岩石の顕微鏡下の観察では(GSJ R43894/8672402, 大ゴ沢枝沢標高1190m), 斜長石斑晶は比較的少ないが、石基は短冊状の斜長石と磁鉄鉱の間を、ガラスから変化した緑泥石が埋めている填間状組織をしている。大冷沢沿いの粗粒の岩石(GSJ R43895/8672406)では、斜長石斑晶は0.5-2mmで、有色鉱物は方解石と緑泥石に変わっているが、量は多くない。石基は、填間状組織である。

IV. 17 花崗岩類のK-Ar年代

青木花崗岩・有明花崗岩・大川沢花崗岩からそれぞれ黒雲母を分離してK-Ar年代を測定した。測定は岡山理科大学の板谷徹丸氏に依頼した。測定結果を第7表に示す。

青木花崗岩の年代は、秋葉崎つけ根のアブライト質の岩相(GSJ R43870/8671302)から得られた。青木花崗岩の63-65Maという年代は、信濃池田地域(加藤・佐藤, 1983)の西股花崗岩の年代 65.0 ± 3.3 Maに近く、白亜紀と古第三紀の境界付近の値を示す。青木花崗岩と西股花崗岩が、粒状石英とパーサイト構造をしたカリ長石が多いという共通した特徴を持つことから、両測定年代は整合性のあるデータとなっている。

有明花崗岩の試料(GSJ R43873/8671011)は河野・植田(1966)の大谷原の試料とおそらく同一地点か

第7表 花崗岩類のK-Ar年代

番号	岩体名	試料番号	K (wt. %)	⁴⁰ Ar rad. (10 ⁻⁸ ccSTP/g)	年代 (Ma)	Non Rad. Ar(%)
G1	青木花崗岩	8671302	4.46	1126±16	63.9±1.5	29.7
		GSJ R43870	±0.09	1143±16	64.9±1.6	29.1
G2	有明花崗岩	8671011	1.22	240.9±3.4	50.2±1.2	29.6
		GSJ R43873	±0.02	252.5±3.3	52.6±1.2	26.8
G3	大川沢花崗岩	8682106	2.49	559.8±5.9	57.0±1.3	11.9
		GSJ R43887	±0.05	554.3±5.8	56.5±1.3	11.4

$\lambda\beta=4.962 \times 10^{-10}/\text{yr}$ $\lambda\alpha=0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$ $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ atm

測定：岡山理科大，板谷徹九教授

G1, G2, G3 は地質図の地点番号を示す。分析試料は黒雲母。

ら採集されている。本図幅地域の有明花崗岩では最も新鮮な岩石であるが、顕微鏡下では黒雲母は多くのキンクバンドを持ち、わずかに緑泥石に変質している。したがって今回の測定値は50-52Maと、河野・植田(1966)の42Maよりは古い、信濃池田地域(加藤・佐藤, 1983)の乳川の有明B型花崗岩の62.3±3.1Maより約10Ma若い年代となった。これは、鹿島・満願寺断層や大ゴ沢を通る断層の活動によって若返っている可能性があり、正確な有明花崗岩の形成年代を示していないものと思われる。

大川沢花崗岩(GSJ R43887/8682106)の56-57Maという年代は、大谷原の有明花崗岩(50-52Ma)より古い年代となったが、前述のように大谷原の試料に難点があるとすれば、信濃池田地域の有明花崗岩(62.3±3.1Ma)よりも新しく、野外観察の結果と整合する。

V. 新 第 三 系

本図幅地域の新第三系は、小谷-中山断層以東に海成層を主とした中新世中期の青木層、中新世後期の小川層、鮮新世の柵層と猿丸層が分布し、小谷-中山断層と糸魚川-静岡構造線の間の幅5-7kmの南北性の帯状構造区である大峰帯(姫川団体研究グループ, 1958; 小坂, 1980)には、火砕流堆積物を主とした鮮新世の大峰累層や美麻累層が分布する。更に、糸魚川-静岡構造線の西側には、鮮新世の白沢天狗溶結凝灰岩などが孤立して分布する。

それらの地層や火砕岩類は、堆積盆の分化及び幾つかの断層によって分割されて分布しており、各ブロック間の地層の対比には議論が多い。例えば、持京断層と小谷-中山断層間に分布する新第三紀層を、小林(1955)は一括して鬼無里累層と称したが、時代的には中新世後期の小川階から鮮新世最上部の猿丸階までの地層を含む。したがって、ここでは、やや煩雑になるが、従来の地層区分名を生かして再定義するとともに、各ブロックごとに記載することとする。

V. 1 青 木 層

命名 本間(1931)による。

模式地 本来の模式地は、本図幅の南東に隣接する「坂城」図幅地域内の青木村木戸付近からしゅなら修那羅

峠に通ずる道路沿いである。

分布 本図幅地域の犀川断層以東では、込地向斜西翼にわずかにその最上部層が分布するのみで、しかも北へ尖滅し犀川断層で断たれる。犀川以西では、本図幅地域の南に隣接する「信濃池田」図幅地域から連続し、高府向斜南部に分布する野平部層と高府向斜西翼北東部に分布する西京部層は、ともに青木層最上部に位置するが、それらの分布は隔絶している。

層序 本図幅地域では下位の中新世中期の別所層は分布していないが、「信濃池田」図幅地域では、本層は別所層に整合で重なる。小川層に整合で覆われる。

「坂城」図幅地域では最下部層から最上部層まで5部層に区分された(加藤, 1980)。この区分は、「信濃池田」図幅地域の犀川断層以東でも有効であり(加藤・佐藤, 1983)、本図幅地域の犀川断層以東でもその区分を踏襲する。犀川断層以西の野平部層と西京部層は、犀川断層以東の最上部層とほぼ同層準に当たるが、分布が隔絶しており、対比には後述するように問題点が残っているので、本報告では区別して記載する。

岩相 全般的には、海成の灰色-暗灰色の砂質泥岩や砂岩砂質泥岩互層が優勢で、砂岩や礫岩の薄層を挟む。

化石 後述の各部層の項であげるような海生軟体動物化石や有孔虫化石を産する。

対比 本図幅地域の青木層相当層は、おおむねその最上部に対比される。しかし、犀川断層両側の地層は、分化した異なる堆積盆に堆積し、その岩相変化は著しく、時代を決定する根拠にも乏しく、犀川断層周辺の地質構造の複雑さもあいまって各部層間の厳密な対比は議論の分かれるところである。また、後述するように、「信濃池田」図幅(加藤・佐藤, 1983)の凡例で、青木層に含めた上籠部層は、その後、本図幅東隣の「長野」図幅(加藤・赤羽, 1986)の調査結果から小川層に含めることとした。ただし、これについても、青木層に含めるとする異論がある。詳細は、それぞれの項を参照されたい。

V.1.1 ^{にしきょう}西京部層(Nk)

命名 SAITO(1961)では青木層として記載されているが、特に命名していない。正谷・市村(1970)では神楽岡泥岩層又は、西京泥岩層として青木層最上部に対比しているが、分布図など詳細な記載はない。ここでは柴田ほか(1976)や矢野・村山(1976)の用いた西京泥岩層にちなんで西京部層とする。

模式地 上水内郡小川村持京東方林道沿い^{もちきょう}

分布 西端を持京断層に断たれ、それに緩く斜交する西京背斜に支配されて北東-南西方向に狭い帯状をなして分布し、主体は、更に北方に続く。

層序 下限は断層に断たれて不明。上位は論地層下部に整合に覆われる。本図幅南端部に小分布する野平部層とほぼ同じ層序位置にあるが、その分布が隔絶しており、後述するような従来の研究経緯から、ここではあえて両者を区分して記載する。

層厚 本図幅地域では不明。見掛け上では斉藤ほか(1976)によれば約250 m。更に北方の主要分布地域では、柴田ほか(1976)によれば450 m以上。

岩相 主に、泥岩砂岩互層、灰色-暗灰色泥岩ないし砂質泥岩からなり、部分的に砂岩層や砂岩が優勢な砂岩泥岩互層を挟む。砂岩は、灰色-黄灰色中粒でときに小礫を含む。砂岩層の下面には、各種の

ソールマークが発達することがあり、礫質部の級化層理とともに地層の上下判別に役立つ。泥岩ないし砂質泥岩の卓越する部分はやや層理面が乱れて、スランプ状を呈する部分もある。西京背斜軸部及び断層近傍では、急傾斜をなし、圧砕されている。

化石 正谷・市村(1970)によれば、本部層は、「長野」図幅地域の青木層浅川部層と同様、微化石区分では、*Dorothia* sp., *Haplophragmoides* sp., *Zonule* である。

対比 化石・岩相・層序的位置関係から青木層上部に対比される。

V. 1. 2 ^{のだい}野平部層 (No)

命名 田中・平林(1964)による。

模式地 北安曇郡^{やさか}八坂村林道鳥立線沿い。

分布 本図幅地域南端部の高府向斜東西両翼部に小分布する。それぞれ、東側を犀川断層、西側を小谷-中山断層に断たれる。

層序 断層に下限を断たれるため本図幅地域では下位層との関係は不明であるが、「信濃池田」図幅地域では、下位の青木層豊盛部層に整合で重なる。上位の上籠部層^{あげろう}(本図幅地域の論地部層下部)とは、整合ないし漸移の関係にある。

層厚 分布末端域であり、しかも断層に下限を絶たれるため本図幅地域では不明。「信濃池田」図幅地域では、700 m。

岩相 灰色-暗灰色砂質泥岩、細-中粒砂岩及びそれらの互層からなる。林道鳥立線沿いでは、小谷-中山断層近傍で小褶曲・小断層が発達する。

化石 化石に乏しいが、田中・平林(1964)は、八坂村舟場の砂質泥岩層から海生軟体動物の *Portlandia*(*Portlandella*) cf. *watasei*, また、「信濃池田」図幅地域の金熊川流域の石畳から *Cyclammina* cf. *pussilla*, *Haplophragmoides* cf. *reuzi*, また、同流域横瀬から *Cibicides lobatulus*, *Rotalia deccarii* 及び *Cyclammina* sp. などの有孔虫化石を報告しているが、いずれも保存が良好でなく、個体数も少ないので更に検討を必要としている。

対比 田中・平林(1964)の野平砂質泥岩層の一部に相当し、これでは小川層に対比している。一方、犀川中流域において、富沢(1964)が区分した弘崎泥岩層の下部の一部は、野平部層に相当し、青木層に対比されている。また、竹内・坂本(1976)は、上部小立野入砂岩泥岩互層の一部とみなし、青木層に対比している。また、水野(1976)も青木相当層である赤松泥岩砂岩互層(小林・磯見, 1950)に対比しているが、いずれも明瞭な時代を特定する根拠に乏しい。この下位の豊盛部層は、中新世中期を特徴付ける海生軟体動物化石を多産し(田中・平林, 1964), 犀川団体研究グループ(1966)によれば、豊盛部層と犀川断層以東に分布する青木層相当層の小立野入砂質泥岩層とは、含まれる貝化石に多くの共通種が見られることを指摘している。この上位の上籠部層は、「長野」図幅地域の小川層に属する論地泥岩部層に連続し、論地泥岩部層の下位には、小川層の主要な鍵層である裾花凝灰岩部層があり、また、更にその下は重部層と差切部層を欠落させて青木層に相当する浅川部層がきていることがボーリングの結果から明らかとなっている(加藤・赤羽, 1986)。裾花凝灰岩部層は、「信濃池田」図幅地域の込地向斜西翼部で北方に向かって薄化尖滅しており、犀川以西では直接連続した分布は知られていない。おそらく、欠

如しているものと推定される。以上のことから不確定要素があるものの、現段階では、上籠部層の下位、豊盛部層の上位にくる本部層は、青木層に属すると考えるが、上籠部層との境界や犀川断層以東の地層との対比及び化石による年代など今後なお検討を要する。

V. 1. 3 最上部層 (A_g)

命名 加藤(1980)。(本来、模式地名の入った部層名が好ましいが、「信濃池田」図幅地域でも踏襲しており、本図幅地域でも分布が狭いのであえて新称を設けない)

模式地 本図幅地域では、大岡村和平南鳴沢とする。

分布 犀川断層に沿って北北東-南南西に延び、聖川沢付近で尖滅する。断層近傍では、急傾斜をなし、しばしば逆転する。

層序 犀川断層に下限を断たれるため本図幅地域では下位層との関係は不明。小川層に整合に覆われる。

層厚 分布末端域のため不明(見掛け約 250 m)。

岩相 一般に灰色-暗灰色砂質泥岩や砂岩砂質泥岩互層が優勢でスランプ構造や小断層の発達が著しい。

わだいら
和平集落南の町田へ続く林道沿いでは、半波長 20 m 程度の小向斜が発達する。褶曲軸の方向は、N10° E で、北へプランジする。西翼の傾斜は 40°-50°、東翼の傾斜は 70°-80° である。褶曲軸がほぼ犀川断層と平行することやその規模、形態の非対称性からみてスランプ褶曲ではなく、犀川断層に伴うドラッグ褶曲と思われる。

化石 本図幅地域では発見されていない。

対比 加藤(1980)の青木層最上部層に相当する。

V. 2 小川層

命名 本間(1931)による。

模式地 本来の模式地は、「信濃池田」図幅地域の生坂村山清路から坂北村差切に至る麻積川沿いである。

分布 犀川断層以東では込地向斜の西翼をなしてほぼ南北に帯状に分布する。犀川断層以西と持京断層及び小谷-中山断層南半部との間では高府向斜に支配されて北に開いたU字型をなしてその翼部に分布する。持京断層及び小谷-中山断層北半部との間では日影向斜の西翼に南北ないし北東-南西方向に分布する。

層序 青木層に整合で重なり、柵層に整合で覆われる。断層によってその分布が隔絶しており、また、異なる小堆盆に堆積しているため、部層は、各ブロックごとに分けて記載する(第2表参照)。

岩相 全般的には、浅海性の塊状の砂岩・礫岩からなり、砂岩の優勢な砂質泥岩も細礫岩との互層や石炭・砂質泥岩の薄層を挟む。一部凝灰質となる。

化石 多くの海生軟体動物・植物化石を産し(TANAKA, 1962)、また、*Trochammina* を圧倒的に多産す

る有孔虫群集を示すことが指摘されている(正谷・市村, 1970).

V. 2.1 柳沢部層(Ys)

命名 井島・遠藤(1955a)による.

模式地 北安曇郡白馬村県道長野-白馬線熊ノ入トンネル付近.

分布 西を小谷-中山断層, 東を持京断層に絶たれ, 両断層間に発達する日影向斜に大きく支配されてJ字形に分布する.

層序 下位層との関係は断層のため不明. 上位の平床沢層に整合で覆われる.

層厚 約750 m.

岩相 主に, 砂岩泥岩互層からなり, 下部はやや泥岩が優勢な部分もあるが全体に砂岩が卓越した互層をなす. 砂岩は黄灰色-青灰色の中粒砂が多く, 黒筋状の平行葉理が発達することがあり, 一部礫質となる. 部分的に径2-3cmの先新第三系の堆積岩・火成岩の円礫からなる礫岩層や, 不規則な泥岩塊を含む数m厚の砂岩薄層を挟むが連続性に乏しい.

対比 姫川団地研究グループ(1958)の夫婦岩砂岩泥岩部層にほぼ相当し, 小川層に対比される. 井島・遠藤(1955a), 柴田ほか(1976)の柳沢砂岩泥岩層に当たり, やはり小川層に対比される. 一方, 本部層は小坂・新井(1982)の柳沢砂岩泥岩層上部層に相当し, そこでは鮮新世の柵層に対比している. 今回の調査結果も含めて, いずれも時代を特定する根拠に乏しいが, 岩相や相対的な層序関係からみて小川層に対比する.

V. 2.2 論地部層(Rou, Ob, Rol)

命名 鈴木(1938)は, 論地頁岩部層, 八木・八木(1958)以降は論地泥岩部層が用いられることが多いが, 前述の理由により, 本報告では, 論地部層とする.

模式地 北安曇郡美麻村桑の木沢付近から境ノ宮付近の県道沿いとすが, 上部に挟まれる塊状砂岩は, 上水内郡信州新町小島から祖室に至る道路沿いを模式地とする.

分布 高府向斜に支配されて北北東に開くU字形をなして広く分布する. 東側を犀川断層, 西側を持京断層に断たれる.

上部に挟まれる塊状砂岩は, その軸部の大姥山付近で最も厚く, 東西両翼に延びるに従って薄くなり, 東翼では上水内郡日原東付近, 西翼では北安曇郡美麻村保谷曲尾付近でそれぞれ尖滅する.

層序 高府向斜西翼北西部では西京部層を整合に覆い, 同東翼から軸部にかけて下位の野平部層とは整合一部漸移の関係にある. 本部層中部に比較的良く連続する砂岩層(富沢, 1964)の屏風岩砂岩層及びその延長に相当)が発達し, これを上部下部の境界とする. 権田部層や高府部層に整合に覆われる.

層厚 下部は, 1,500 m以上. 上部は1,500 m以上(このうち, 塊状砂岩は高府向斜軸部大姥山付近で最大となり, 約850 mに及ぶ).

岩相 下部は主に, 砂岩砂質泥岩互層, 砂岩, 砂質泥岩, 及び礫岩からなるが, 岩相変化が著しい. 高府向斜東翼部及び同西翼南部では, 砂岩泥岩互層が卓越し, 部分的には砂質泥岩が優勢となるが, 高府向斜西翼北部では, 砂岩及び砂岩の優勢な砂質泥岩との互層が卓越する.

犀川右岸地域に分布する本部層は、灰色-暗灰色砂質泥岩の優勢な砂岩との互層が卓越する。部分的に有律な細互層をなし、数cmの灰白色凝灰質泥岩を挟む場合もある。砂岩は、細-中粒で比較的厚い(20cm程度)部分では級化層理を示すこともある。本図幅地域南端部の舟場付近の犀川右岸を始めとしてスランプ構造が発達し、犀川断層及び犀川背斜近傍では地層の急傾斜-逆転が見られ(第23図)、小断層の発達、地層の圧砕なども著しく本図幅地域における地質構造の解釈を困難にしている。

犀川左岸から高府向斜軸部を回って、西翼にかけては、各単層の厚さが数10cm-数mオーダーの砂岩泥岩互層が卓越する。砂岩と泥岩がそれぞれ優勢な部分がある。砂岩は、明灰色-ゴマシオ状で中粒ないし礫質で級化層理を示すこともある。底面にソールマークが発達する部分もある。浸食されやすい泥岩塊を含み、虫食い状の風化を呈する部分もある。砂質泥岩は灰色-暗灰色で中山断層近傍では、圧砕されて細片化している。また、砂岩も小断層が発達する。一部に砂岩-砂岩優勢な泥岩との互層-礫岩が挟まれるが連続性は悪い。礫岩の礫は、チャート、石灰岩、花崗岩、頁岩などの小-大礫の円礫からなり、断層近傍では破断された礫もある。

高府向斜西翼の美麻村宮村から^{あまこ}尼子山北方にかけては、砂質泥岩がやや優勢で、砂岩砂質泥岩互層及び小礫岩を挟む。砂質泥岩は、灰色-暗灰色で破砕されていることが多い。砂岩や硬質泥岩からなるレンズ状団塊を含む部分もあり、そうした団塊も同様に破砕されている。砂岩は、細-中粒で部分的に凝灰質で灰白色-ゴマシオ状を呈し、黒筋の葉理が発達することもある。一部炭質物を挟む。

高府向斜西翼の模式地から北方では、小礫岩を含む砂岩や砂岩の優勢な砂質泥岩との互層が卓越し、部分的に砂質泥岩砂岩の有律細互層が挟まれる。砂岩には、リップルマーク、フルートキャストやソールマーク及びロードキャストなど各種の堆積構造がしばしば発達する。互層部では、不規則な異常堆積



第23図 論地部層下部の逆転した砂岩に発達するフルート・キャスト(小川村宮ノ入西方)

構造を呈する部分もある。最上部は、連続性の良い中-粗粒砂岩ないし砂岩の優勢な砂質泥岩との互層や礫岩からなる。砂岩には、各種のリップルマークやソールマークなどの堆積構造が発達し、サンドバンプや砂質泥岩の偽礫が密集する部分がある。また、八坂村林道矢田川線沿いの露頭では、南北性の走向をもち東ないし西に急傾斜する幅20-30cm程度の砂岩からなる碎屑岩脈が発達する。礫岩の礫は、小円礫が多くチャート、頁岩、花崗岩など先新第三系の礫種がほとんどである。

上部は、主に砂岩砂質泥岩互層からなり、部分的に砂岩や砂質泥岩が卓越し、一部礫岩を伴う。砂岩は、青灰色-淡褐色を呈し、中-粗粒で部分的に礫質となる。葉理やリップルマークが発達する部分もある。砂岩の優勢な砂質泥岩との互層部分では、異常堆積を示すこともあり、そうした部分の砂岩には、10-20cm大の不規則な泥岩塊を含む。砂質泥岩は単調な岩相を示し、平行葉理の発達する部分もある。礫岩は、径5cm以下のものが多く、チャート、頁岩、硬砂岩などの礫が卓越する。矢野・村山(1976)によれば木崎岩(本報告の木崎流紋岩)やアプライトも含まれる。

上部に挟まれる塊状砂岩部は、主に塊状砂岩と砂岩の優勢な砂質泥岩との互層からなり一部礫岩を含む。砂岩は、灰白色-明灰色を呈し中-粗粒である。平行-斜交葉理の発達する部分もある。浸食に弱い大小の泥岩塊を含むため、風化が進むと虫食い状を呈する。砂岩はときに、堆積異常をなし、数10cmの泥岩塊が不規則に堆積する部分もある。田中ほか(1961)によれば、中部に多い礫岩の中にクルミ大ないし拳大の大きさの凝灰岩礫を含む。この凝灰岩は、黒雲母や高温型の石英結晶をもち、犀川以東に分布する高桑凝灰岩(裾花凝灰岩)によく似ていることを指摘している。矢野(1983)は、琵琶滝如来南東の当信川岸で高温型石英を特徴的に含む厚さ6mの白色凝灰岩層を発見し、裾花凝灰岩に対比している。ここでは、細礫を含み平行葉理が発達する。この凝灰岩は当信川に沿う道路上でも砂岩中に挟まれるがその延長上では確認されていない。砂質泥岩は、部分的に炭質となる。

化石 下部からは、*Haplophragmoides* sp.(富沢, 1953)や*Mercenaria* sp., 上部からは、*Anadara amacula* (YOKOYAMA) *Patinopecten* cf. ほか、多くの海生軟体動物化石の産出が報告されている(矢野・村山, 1976)。また、上部からは、このほか田中ほか(1954)によって *Ostrea* sp. やウニ化石の産出が報告されており、更に、塊状砂岩からは「長野」図幅地域の論地泥岩部層や大久保砂岩泥岩部層から産する型と同じウニ化石(*Echinarachnius naganoensis*)が報告されている(田中ほか, 1961)。

対比 中新世後期の小川層に対比される。

下部は、高府向斜西翼部北方の矢萩砂岩層(富沢, 1953)、同南方の千見砂岩礫岩泥岩互層(千地, 1955)、「信濃池田」図幅地域の上籠部層(加藤・佐藤, 1983)、高府向斜東翼部の弘崎泥岩層(富沢, 1964)などに相当するが、「長野」図幅地域の論地泥岩部層に連続する(加藤・佐藤, 1983 では、本文中(p.44)では、小川層に対比しているのに、地質図凡例では、青木層に区分され不統一であった。ここで上記のように訂正しておく)。上部は、富沢(1953)の十二平砂岩泥岩互層、矢野・村山(1976)の境の宮砂岩泥岩層に相当する。上部に挟まれる塊状砂岩は、田中ほか(1961)のD層、犀川団体研究グループ(1966)の大姥山塊状砂岩層に相当する。

V.2.3 差切部層(O₁)

命名 小林・磯見(1950)による。

模式地 本図幅地域では、大岡村町田南方の林道沿いとする。

分布 込地向斜西翼の一部をなし、大岡村町田から和平東方へ楔状に分布し、大田和付近で尖滅する。

層序 青木層に整合で重なり、上位の重部層とは整合ないし漸移の関係にある。

層厚 約140 m。

岩相 明灰色粗粒砂岩-礫質砂岩からなり、一部で黒色塊状ないしパッチ状あるいは紐状の不規則な砂岩塊を含む。礫質部は級化層理を示すことがある。また、砂質泥岩や炭質物の薄層及び砂質泥岩砂岩の薄互層を挟む。

化石 本図幅地域では発見されていない。「信濃池田」図幅地域及び「坂城」図幅地域では海生軟体動物化石を多産する。

対比 本図幅に南隣する「信濃池田」図幅(加藤・佐藤, 1983)及び南東の「坂城」図幅(加藤, 1980)の小川層の差切部層に相当するが、本図幅地域はその分布末端域のため鍵層に乏しく上位の重部層と厳密に区分することは困難であるが、「信濃池田」図幅地域との連続性を考慮して暫定的に区別して示す。

V.2.4 ^{しげ}重部層(O₃)

命名 小林・磯見(1950)による。

模式地 本図幅地域では、大岡村町田南方の林道沿いとする。

分布 込地向斜西翼の一部をなし、大岡村町田から和平東方へ差切部層の東側を楔状に分布し、大田和付近で尖滅する。

層序 下位の差切部層、上位の込地部層とも整合ないし漸移の関係にある。

層厚 約300 m。

岩相 灰色-青灰色粗粒砂岩-礫質砂岩からなり、細礫を含む黒色粗粒砂岩層や砂質泥岩の薄層を挟む。

化石 本図幅地域では発見されていない。「信濃池田」図幅地域及び「坂城」図幅地域では海生軟体動物化石を多産する。

対比 本図幅に南隣する「信濃池田」図幅(加藤・佐藤, 1983)及び南東の「坂城」図幅(加藤, 1980)の小川層の重部層に連続するが、本図幅地域はその分布末端域のため鍵層に乏しく下位の差切部層と厳密に区分することは困難であるが、「信濃池田」図幅地域との連続性を考慮して暫定的に区別して示す。

V.2.5 込地部層(Km)

命名 小林・磯見(1950)による。

模式地 大岡村萱刈場北方道路沿い。

分布 込区向斜西翼を南北ないし北北東-南南東方向に延び、北端部を犀川断層に断たれる。急傾斜し、しばしば逆転する。

層序 下位の重部層、上位の長岩部層とも整合、一部漸移の関係にある。

層厚 約300 m。

岩相 淡青灰色-青灰色(風化すると黄灰色-黄褐色)粗粒砂岩-礫質砂岩及び砂岩の優勢な砂質泥岩との互層などからなる。砂岩は凝灰質の部分もある。細-小礫は円礫で、級化層理を示すことがある。また、ダイアステムが観察される。

化石 本図幅地域では発見されなかったが、隣接図幅地域では植物化石や淡水生の軟体動物化石の報告がある(森下ほか, 1957; 小林・磯見: 1950; 田中・関, 1966)。

対比 広義の小川層(本間, 1931)に含まれ、「長野」図幅地域の小川層中の論地泥岩部層の一部に対応し、明らかに裾花凝灰岩(飯島・斉藤, 1968)の上位にくる。

V. 3 聖山火山岩(聖山安山岩 H₂ 及び横原山安山岩 H₃)

命名 飯島・斉藤(1968)

模式地 本図幅域では、大岡村宮平から聖高原に至る道路沿いとする。

分布 本図幅地域南東端部の標高 800-1,000 m 付近の高原部に小分布し、東方及び南方に続く。

層序 柵層長岩部層との接触部は、露頭不良のため不明であるが、長岩部層の上位に整合で重なる城下部層の中位に挟在する久米路火砕岩部層が、岩相や分布から聖山火山岩の初期の噴出物と考えられることから、長岩部層と聖山火山岩は軽微な不整合関係にあると思われる。

相対的に下位をなす聖山安山岩(加藤, 1980)と上位の横原山安山岩(加藤, 1980)からなる。

層厚 約 200 m 以上

岩相 一般に風化が著しく露頭条件も悪い。模式地では聖山安山岩は柱状節理の発達した青黒色の輝石安山岩-玄武岩質安山岩溶岩で、風化すると斜長石斑晶が目立つ。鏡下では、斑晶は主に、斜長石と普通輝石からなり、紫蘇輝石も含まれる。斜長石は自形、短冊状をなし、普通輝石は双晶をなすことが多い。紫蘇輝石は、自形-半自形で粒状のものもある。石基は、斜長石、普通輝石及び紫蘇輝石が間粒状組織を呈する。横原山安山岩は、「信濃池田」図幅地域に主に分布し、本図幅地域ではほとんど露出に乏しいが、大きな(径 1cm 前後の)普通輝石斑晶を多量に含むことで特徴付けられる玄武岩質安山岩である。

対比 飯島ほか(1968)は、本図幅地域に分布する聖山火山岩、「坂城」図幅地域の聖山・三峯山、「長野」図幅地域の篠山・高雄山付近に分布する安山岩類を聖山火山岩類と総称した。このうち、篠山火山岩は、聖山火山岩に不整合で重なることが明らかにされた(加藤・赤羽, 1986)。「信濃池田」図幅地域の聖山火山岩下部の黒雲母による K-Ar 年代は、 $5.4 \pm 0.3 \text{ Ma}$ (加藤・佐藤, 1983)と報告されており、鮮新世初期である。本図幅北東端部から「長野」図幅地域にかけて分布する鮮新世の荒倉山火砕岩とほぼ同時期の噴出物とみなせる。

V. 4 柵層

命名 信濃中部の第三紀層最上部に対して、本間(1931)が命名。

模式地 本来の模式地は、東隣の「長野」図幅地域の長野市小鍋から戸隠村土合にかけての裾花川沿

い及び、長野市笹平から中条にかけての土尻川沿い(加藤・赤羽, 1986)であるが全層準が露出するルートはなく、本図幅地域でも同様である。後述するように各部層ごとに暫定的に模式地を定めておく。

分布 犀川断層以東では、込地向斜軸部に北に開いたU字型をなして分布し、持京断層及び小谷-中山断層南半部以東、犀川断層以西では高府向斜の軸部付近を北北東-南南西方向に延び、持京断層及び小谷-中山断層北半部間では日影向斜に支配されてその翼部を北に開いたU字ないしJ字型に分布する。

層序 小川層に整合で重なり、猿丸層に整合、一部不整合(「長野」図幅地域)に覆われる。

犀川断層以東では長岩部層(「長野」図幅地域の久保砂岩泥岩部層)・城下砂岩礫岩部層及びそれに挟在される久米路火砕岩部層からなる。

持京断層及び小谷-中山断層南半部以東、犀川断層以西では、権田部層・高府部層・荒倉山火砕岩部層からなり、前二者は指交関係にある。

持京断層及び小谷-中山断層北半部間では平床沢部層・井戸入沢部層・田ノ頭部層からなる。

岩相 全般に砂岩・泥岩・礫岩及びそれらの互層からなり、酸性凝灰岩の薄層や安山岩質の火砕岩類を挟む。

化石 各部層の項で後述するように海生軟体動物化石を多産する。

対比 鮮新世の柵層に相当するが、各ブロックごとの部層の対比は検討の余地がある。

V.4.1 平床沢部層(Hi)

命名 柴田ほか(1976)による。

模式地 北安曇郡白馬村県道長野-白馬線沿い。

分布 東を持京断層に断たれ、日影向斜に大きく支配されてJ字形に分布する。

層序 柳沢部層に整合で重なり、井戸入沢部層に整合で覆われる。

層厚 約350 m。

岩相 暗灰色砂質泥岩を主とし、砂岩泥岩互層、礫岩、砂岩及び酸性凝灰岩の薄層を挟む。砂岩は細-中粒で、礫岩や砂岩中には、10-30cm大の塊状-不規則形をなす泥岩偽礫を含むことがある。少量の貝化石や生痕化石を産するが保存は悪く鑑定は困難である。

対比 千地(1955a)の田ノ頭泥岩層の下部、井島・遠藤(1955)の田頭頁岩層の下部に当たり、柵層下部に対比される。

V.4.2 井戸入沢部層(Id)

命名 柴田ほか(1976)による。

模式地 北安曇郡白馬村県道長野-白馬線沿い。

分布 平床沢部層の内側をそれと同様に東を持京断層に断たれ、日影向斜に大きく支配されてJ字形に分布する。

層序 下位の平床沢部層を整合に覆い、上位の田ノ頭泥岩部層に整合に覆われる。本部層の上限は一之坂タフ(姫川団体研究グループ, 1958)の下限に当たる。

層厚 約 200 m.

岩相 砂岩泥岩互層，砂岩及び礫岩などからなる。砂岩は明灰色 - 灰色の中粒で，黒筋状の葉理が発達し，扁平な泥岩団塊を含むことがある。礫は，径 10cm 以下の円礫が多いが，ときに 20cm 大の大礫も含む。礫種は，チャート・砂岩・石英斑岩（溶結凝灰岩？）・花崗岩などが多く，泥岩の不規則塊を含む。砂岩中に挟まれる泥岩も部分的に乱堆積状に不規則な形状をなす部分がある。こうしたスランプ層は，本層中部付近に著しく，柴田ほか(1976)によれば，その厚さは，40-150 m で，複雑な褶曲・断層変形を受けた輝石安山岩質の碎屑物を含む砂岩及び泥岩からなる。

対比 千地(1955)の田ノ頭泥岩層の中部，及び井島・遠藤(1955a)の田頭頁岩層の中部に当たり，柵層中部に対比される。

V. 4. 3 田ノ頭部層 (Tg)

命名 千地(1955)による。

模式地 上水内郡小川村蕎麦粒山北東^{すもも}李平付近。

分布 井戸入沢部層の内側をそれと同様に東を持京断層に断たれ，日影向斜に大きく支配されて J 字形に分布する。

層序 下位の井戸入沢部層を整合に覆い，上位の日影部層に整合に覆われる。

層厚 約 650 m.

岩相 暗灰色泥岩 - 砂質泥岩が卓越し，凝灰岩層を挟む。南端部の向斜軸部付近では，砂岩や礫岩が優勢な部分もある。本部層最下部をなす 3 枚一組の凝灰岩層は，柴田ほか(1976)によって，姫川団体研究グループ(1958)の一之坂タフに対比されている。本図幅地域では，鬼無^{きなし}里村押切付近の天神川河床や県道白馬 - 長野線一之坂付近でよく観察される。厚さ数 m の白色酸性凝灰岩で，石英や黒雲母粒が目立つが，柴田ほか(1976)によれば，径 3mm 以下のざくろ石密集層を挟む。

化石 海生貝，有孔虫，ウニ，大型脊椎動物の椎骨の化石の産出が報告されているが種名の記載はない(柴田ほか，1976)。

対比 千地(1955)の田ノ頭泥岩層の上部，及び井島・遠藤(1955a)の田頭頁岩層の上部に当たり，柵層上部に対比される。

V. 4. 4 権田部層 (Go)

命名 田中(1955)による。

模式地 上水内郡信州新町太田川沿い。

分布 高府向斜中央南半部を北北東方向に鋸歯状に開いた分布をなす。

層序 下位の論地部層を整合に覆い，高府部層と指交関係にある。

層厚 上限が不明だが 2,000 m 以上の厚さをもつ。

岩相 灰色 - 青灰色を呈する細粒 - 粗粒砂岩（一部礫質）を主とし，黒色凝灰質砂岩，礫岩，砂岩の優勢な砂質泥岩との互層などからなり，数枚の白色 - 黄白色凝灰岩の薄層を挟む。砂岩は一般に塊状であるが，黒すじ状の平行葉理の発達する泥岩の薄層を挟む部分もある。また，泥岩塊を含み，浸食されて虫

食い状を呈する部分もある(第24図)。凝灰質砂岩は、本部層の中部、特に柳久保池南から東翼にかけてよく発達する。互層部分はときとして斜交層理を呈する。

化石 矢野・村山(1976)によって *Glycymeris minochiensis* YOKOYAMA, *Anadara amicula* (YOKOYAMA), *Ostrea gigas* THUNBERG, *Patinopectin yamasakii* YOKOYAMAほか多くの海生軟体動物化石が報告されている。

なお、上水内郡小川村山秋西方をはじめとして数か所で本部層中から竹内・坂本(1976)が小川層(山清路層)基底を特徴づけるとした“さつまいも形”生痕を発見した(第25図)。したがって、この生痕は必ずしも小川層基底に限定されて産出するものではない。このほか、地層面にほぼ垂直に紡錘状をなす生痕化石が数層準にわたって産する。

対比 SAITO(1961), Gonda Formation, 矢野・村山(1976)の権田礫岩砂岩層にほぼ相当し、柵層に対比される。

V. 4. 5 高府部層(Ta)

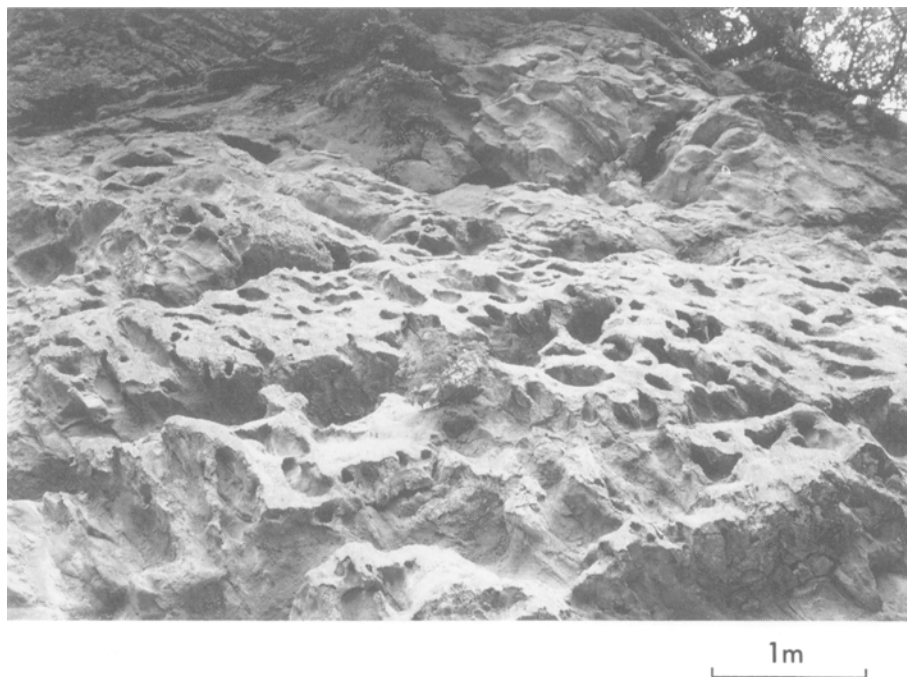
命名 田中(1955)による。

模式地 上水内郡小川村初引-落合間の土尻川沿い。

分布 高府向斜中央北半部を南南西方向に鋸歯状に開いた分布をなす。

層序 論地部層を整合に覆い、権田部層と指交関係にある。

層厚 高府向斜東翼部で1,500 m以上(上限不明)。高府向斜西翼部で700 m以上あるが上限不明(矢



第24図 権田部層中の風化により虫食い状を呈する砂岩(信州新町埋家北東猿倉川沿い)



50cm

第25図 権田部層中に産出する『サツマイモ型』生痕(美麻村竹ノ川西方)



1m

第26図 高府部層中の有律砂岩泥岩互層(小川村山秋北方)

野・村山, 1976).

岩相 主に灰色-暗灰色泥岩からなり, 有律砂岩泥岩互層(第26図)や砂岩の薄層を部分的に挟む. 泥岩は, 単調な岩相で, 節理が発達し, 風化して小片化しやすい. 砂岩泥岩互層は, スランプ状の部分もある. 矢野・村山(1976)によれば, 北東ほど枚数・層厚が増加し, また, 粗粒化する普通輝石角閃石安山岩質火砕岩層が挟まれ, 最上位の軽石質凝灰岩(最大層厚2 m)はデイサイト質であるという.

化石 有孔虫化石としては, *Cyclammina*, *Haplophragmoides*, *Uvigerina*, *Bulimina*, *Cassidulina*, *Epistomina* の産出が報告されている(千地, 1955). 矢野・村山(1976)によって *Glycymeris minochiensis* YOKOYAMA, *Anadara amicula* (YOKOYAMA), *Ostrea gigas* THUNBERG, *Patinopectin yamasakii* YOKOYAMA ほか多くの海生軟体動物化石が報告されている.

対比 「長野」図幅地域の荻久保層に連続し, 矢野・村山(1976)の高府泥岩層に相当するが, 柵層に対比される.

V. 4. 6 荒倉山火砕岩部層(Ai)

命名 竹下ほか(1960)による.

模式地 北安曇郡小川村飯縄山周辺.

分布 飯縄山周辺及び味大豆などに小分布をなす.

層序 本図幅地域では, 高府部層を軽微な不整合に覆う(矢野・村山, 1976)が, 東方の「長野」図幅地域では下位の大久保砂岩泥岩部層と整合関係をなす(加藤・赤羽, 1986).

層厚 見掛け200 m以上.

岩相 角閃石安山岩・普通輝石安山岩の自破砕溶岩及び凝灰角礫岩からなる(矢野・村山, 1976).

対比 「長野」図幅地域(加藤・赤羽, 1986)の荒倉山火砕岩部層に相当する.

V. 4. 7 長岩部層(Na)

命名 「信濃池田」図幅(加藤・佐藤, 1983)で使用した長岩層(竹内・坂本, 1976)は, 柵層に含まれるので, 長岩部層とする.

模式地 大岡村聖川沢上流.

分布 込地向斜に支配されてV字状に北東-南西ないし南北方向に分布する.

層序 下位の込地部層と整合, 一部漸移し, 上位の城下部層とは整合関係である.

層厚 600 m以上.

岩相 北部の南牧付近では, 灰色中-粗粒砂岩が卓越し, 泥岩(一部炭質)や礫岩層を挟み不規則な互層状を呈する部分もある. 小断層も発達する部分もある.

化石 本図幅地域では, 径2-3cm程度のサンドパイプが見られる程度である.

対比 「長野」図幅地域の大久保砂岩泥岩部層に連続し, 鮮新世柵層の最下位をなす. 竹内・坂本(1976)の長岩砂岩礫岩層の下半部に相当する.

V. 4. 8 城下部層(Jo)

命名 八木・八木(1958)による。「長野」図幅地域では城下砂岩礫岩部層としたが、本報告では前述した理由で城下部層とする。

模式地 本図幅地域では、大岡村聖川沢上流沿いとする。

分布 込地向斜軸部に沿って、北北東-南南西方向に細長く楔状を呈して分布する。

層序 長岩部層に整合に重なり、大岡土石流堆積物によって不整合に覆われる。火山起源の砂粒を多量に含む黒色粗粒堆積物が頻出する層準をもって本層の下限とした。久米路火砕岩部層を挟む。

層厚 500 m以上(久米路火砕岩部層を含む)。

岩相 主に、灰色(風化すると黄褐色)中-粗粒塊状砂岩と礫岩からなる。礫は、10cm以下の円礫が多く、チャート、硬砂岩や粘板岩などからなる。レンズ状の石炭や扁平な10-20cmの礫質砂岩団塊が挟まれる部分もある。特徴的に黒色細-中粒の凝灰質の塊状砂岩がよく発達する。また、径2-3mmの丸味を帯びた普通輝石・紫蘇輝石・角閃石やスコリア質黒色岩片を主体とし、石英・長石に乏しい安山岩結晶凝灰岩を挟む(加藤・赤羽, 1986)。

化石 「長野」図幅地域の本部層からは、*Anadara amacula* (YOKOYAMA) や *Glycymeris yamasakii* (YOKOYAMA) はじめ多くの海生軟体動物化石の産出が知られている(富沢, 1962)。また、ステゴロホドン象の新種の発見が報告されている(FOSSIL ELEPHANT RESEARCH GROUP, 1979)。本図幅地域ではカキ化石が産出する。

対比 八木・八木(1958)や富沢(1962)の五十里砂岩層と城下砂岩礫岩層を合わせたものに相当するが、富沢(1962)は城下砂岩礫岩層を猿丸層に対比している。また、本部層は、竹内・坂本(1976)の長岩砂岩礫岩層の上部に相当するが、彼等は長岩砂岩礫岩層を高府向斜中部における権田礫岩層(田中, 1955)に対比している。

V. 4. 9 久米路火砕岩部層(Ku)

命名 SAITO(1961)による。

模式地 大岡村下栗尾東方林道沿いの採石場。

分布 本図幅地域ではその分布末端域に当たり、込地向斜に支配されてその両翼の1ないし2層準に分布する。一部東北東-西南西の断層に切られて転位する。

層序 本部層は、城下部層の中位に挟在する。

層厚 本図幅地域では薄く、20 m以下である。

岩相 肉眼では青灰色緻密な安山岩溶岩及び黒色緻密な火山角礫岩や凝灰角礫岩からなる。風化すると玉葱状構造を呈する。鏡下では、自形を示す新鮮な斜長石斑晶が優勢で、普通輝石などほかの斑晶は少ない。石基は、短冊状-針状の斜長石からなる。TAKESHITA(1975)は、カリウムに富む高アルミナ玄武岩の化学組成値から、初源的なカリウムに富む高アルミナ玄武岩マグマの早期結晶分化の産物と推定した。

対比 「長野」図幅(加藤・赤羽, 1986)と同様、本部層を聖山火山の活動に伴う噴出物と考え、本図幅北東端部に分布する飯縄山などの荒倉火砕岩部層の初期活動も同じ頃(鮮新世初期)と考える。

V. 5 猿丸層

命名 鈴木(1938)による。

模式地 本来の模式地は、長野市と戸隠村の境界に当たる大沢及び荻久保から猿丸へかけての道路沿い(「戸隠」図幅地域)。

分布 本図幅地域では持京断層と小谷-中山断層北半部との間の日影向斜軸部に北北東-南南東方向に狭く分布する。

層序 下位の柵層田ノ頭部層を整合に覆う。上限は本図幅地域では不明。模式地では4枚のデイサイト凝灰岩層(下位から t_1 , t_2 , t_3 , 及び t_4)を挟み、 t_4 凝灰岩層の下限をもって上下に区分された(斉藤, 1957)。「長野」図幅地域では、 t_2 凝灰岩層をもって上下に区分した(加藤・赤羽, 1986)。

岩相 礫岩・砂岩からなり、凝灰岩や凝灰質泥岩の薄層を挟む。

対比 岩相上柵層に相当すると考えるが、主分布域は離れているため厳密な対比は今後の課題である。

V. 5.1 日影部層(Hk)

命名 千地(1955)による。

模式地 小川村袖地区白地沢上流部砂利採取場付近。

分布 日影向斜軸部に沿って、北北東-南南西方向に細長く分布する。

層序 下位の田ノ頭部層を整合に覆うが、上限は不明。

層厚 約250 m(上限不明)。

岩相 主に礫岩や砂岩からなり、凝灰岩や凝灰質泥岩の薄層を挟む。礫岩の礫は、淘汰が良く、径10数cm以下の亜円-円礫からなり、基質は中粒砂岩である。チャート・砂岩・花崗岩・石英斑岩・頁岩などの先新第三系の礫からなる。砂岩は、明灰色-青灰色の中粒砂岩が大部分だが、一部礫質になる。

模式地付近では、3枚の凝灰岩薄層が挟まれている。

最下位の白色-乳白色凝灰岩薄層は、厚さ約80cmで、少量の黒雲母と2mm大のデイサイトや流紋岩の岩片を含む。中位の白色-ピンク色凝灰岩薄層は、向斜両翼によく発達し、厚さ約25cmで肉眼では有色鉱物は観察されない。径2-5mmのデイサイト及び流紋岩の岩片や軽石を多量に含む。上位の礫岩との境界部には、厚さ2cm程度の白色-灰色粘土層を挟む。1987年の模式地付近の地すべりは、この凝灰岩薄層の上面を境として発生した。最上位の白色-淡緑灰色凝灰岩薄層は、厚さ約30cmで肉眼では、有色鉱物は観察されない。岩片はごく少量で、軽石を多量に含む。

片岡ダム南では、砂岩泥岩の有律互層が挟まれ、その下位の礫岩は、1-2 m大のブロック状に砂岩泥岩互層を含み堆積異常構造を呈している。

対比 猿丸層に対比される。挟在する凝灰岩層と模式地の凝灰岩層との厳密な対比は今後の問題だが、肉眼的な観察からは、本部層は、猿丸層下部に相当する。

V. 6 白沢凝灰角礫岩 (Tsr)

命名 新称. 箆川の支流白沢にちなんで命名する.

模式地 箆川支流白沢下流部.

分布 本岩は, 白沢の下流部付近に分布する.

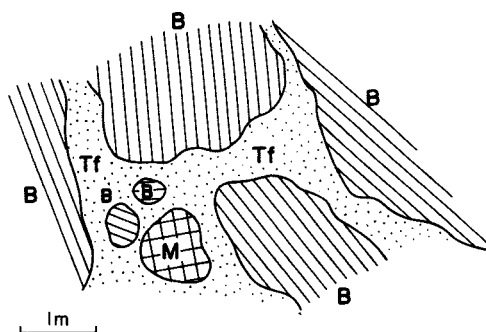
層序関係及び噴出時期 本岩は, 淡灰色あるいは縞状構造をもつ五竜流紋岩, 粗粒の花崗岩, 及び爺ヶ岳安山岩の巨大なブロックなどを捕獲している(第27図). また, 白沢出口の北股溶結凝灰岩が金沢花崗岩による熱変成を受けているにもかかわらず, 本岩は熱変成

を受けていない. 白沢標高2,500 m付近の砂防ダム下流の右岸では, 明瞭な境界をもたずに褐色を帯びた白沢天狗流紋岩の溶結凝灰岩(後述)に移化しており, 大きな形成時間の間隙は考えにくい. したがって本岩の噴出時期は, 白沢天狗流紋岩の直前と位置付ける.

層厚 不明.

岩相 本岩は, 淘汰の悪い凝灰角礫岩である. 基質は, 淡黄色-淡緑色で, 結晶片が多い. 層理や葉理構造をほとんど示さない. 緑色で5mm-1cmのレンズ状の軽石を含む. まれに球顆が形成されることがある. 岩片は, 淡灰色の縞状構造をもつ五竜流紋岩が多く, 有明花崗岩や爺ヶ岳安山岩も含まれる. 黒色の縞状流紋岩(五竜流紋岩)や爺ヶ岳安山岩の露頭ほどの大きさのブロックも観察される.

顕微鏡下の観察では(GSJ R43896/8771701, 白沢1,120 m), 基質中の結晶片は, 斜長石・石英・カリ長石がほぼ等量で, 一般に小さく0.5mm以下が普通である. カリ長石はパーサイト構造が著しい. 基質にガラス片の形が見えることがある. 岩片が非常に多く, 種類は爺ヶ岳安山岩・球顆流紋岩(五竜流紋岩)・花崗岩・熱変成を受けた砂岩などがある.



第27図 白沢凝灰角礫岩中の五竜流紋岩のブロック
B: 縞状構造のある五竜流紋岩, M: 塊状の爺ヶ岳安山岩. Tf: 淡緑色の凝灰岩基質. ブロックの葉理面は, 一定方向ではない. また, 他の種類の礫も含まれている. (白沢標高1,200 m)

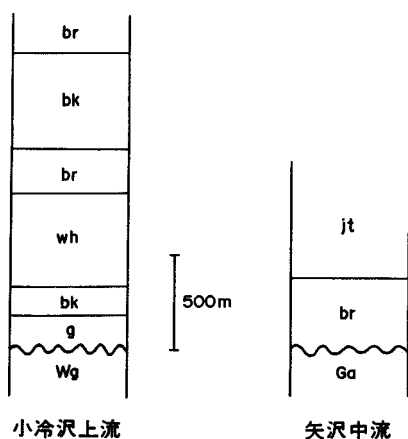
V. 7 白沢天狗流紋岩 (Wsr)

命名 白沢天狗山(標高2,036.0 m)にちなんで, 石沢(1982)が命名した. ここでは, 柴田・原(1955)の石英粗面岩質角礫岩の一部と, 石沢(1982)の白沢-針ノ木火山岩類の一部を含む.

模式地 白沢天狗山周辺.

分布 本岩は, 白沢天狗山周辺から, 矢沢, 小冷沢流域, 黒沢上流部にかけて分布する.

岩相 流紋岩質の溶結凝灰岩である. 比較的自形の斜長石結晶片を多量に含み, 有色鉱物は少ない. 小型の本質岩片を多く含み, 外来岩片も多い岩石である. 色は褐色から黒色, 淡灰色と変化し, 多様な岩相が見られる.



第28図 白沢天狗流紋岩の模式柱状図
 岩体西側の小冷沢上流と東側の矢沢中流を示す。
 Wg: 五竜流紋岩, Ga: 有明花崗岩, bk: 溶結の強い黒色の岩相, br: 溶結のあまり著しくない褐色の岩相, jt: 溶結して柱状節理の発達した灰色の岩相, wh: 白色の気相晶出相, g: 淡緑色の非溶結相。

溶結は、白沢上流、矢沢上流、小冷沢上流など岩体西部で強い傾向がある。葉理構造の走向は、白沢・小冷沢上流部の岩体西部では、 $N0^{\circ}-15^{\circ}W$ 、傾斜は $70^{\circ}E-74^{\circ}W$ とほぼ垂直である。ヨセ沢・矢沢及び小冷沢などの岩体東側では、走向は一定しないが、傾斜は比較的緩い $20^{\circ}-65^{\circ}$ で西落ちが多い。

本報告では分布の広い順に、黒色で強溶結の岩相、弱溶結の褐色岩相、溶結して柱状節理の発達する灰色の岩相、白色の気相晶出相、淡緑色の非溶結相の五つに分けて記載する。これらの岩相の上下関係は第28図に示す。

黒色で溶結の強い岩相は、白沢天狗流紋岩の中で最も一般的な岩相である。本岩は、白沢の標高1,300m以上の上流部、及び小冷沢標高1,400m以上の上流部に広く露出する。小冷沢では、後述の淡緑色岩相の東側に続いて分布している。黒色ガラス質の基質に、比較的自形性の強い斜長石が多量に含まれている。結晶の大きさは、3mm以下が一般的である。淡色の扁平な本質岩片がよく目立ち、量も多い(第29図)。レンズの大きさは、最大6cmほどで、1cm以下のものが多い。白沢の標高1,300m付近では、溶結が強くないためか、比較的厚いレンズが多い。小冷沢の標高1,460m付近では、最長1cmほどの小さな薄いレンズが多量に観察される。外来岩片は、多く含まれているが、肉眼的には目立たない。白沢標高1,400m付近には、本岩中に金沢花崗岩と推定される優白質細粒の花崗岩岩片が捕獲されている(第30図)。

顕微鏡下の観察では、(第VIII図版B, GSJ R43897/8780107, 小冷沢1,470m)、結晶片は斜長石が非常に多く、石英、単斜輝石、黒褐色の角閃石(パーケビ閃石質)、微量のカリ長石がある。結晶片の大きさは一般に0.5-2mmであるが、斜長石は比較的粗粒である。基質はピトロクラスティックで、溶結が強くと本質岩片は扁平である。本質岩片は結晶質で、アキシオライト組織が認められる。副成分鉱物としては形から磁鉄鉱と判断される不透明鉱物・褐れん石・ジルコンなどがある。外来岩片はわずかである。

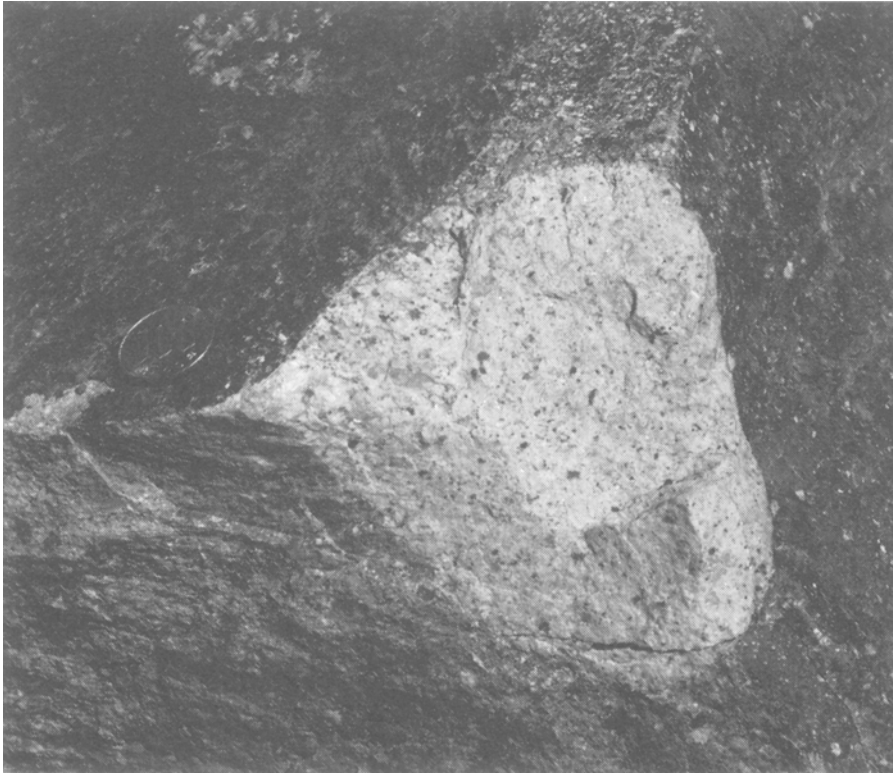
弱溶結の褐色岩相では、外来岩片がよく目立ち、本質岩片は淡緑色を示すことがある。白沢標高1,260mの二股付近、布引滝、小冷沢標高1,300-1,400m付近などに分布する。本質岩片は、長さ4mm-2cmが一般的で、扁平ではなく団塊状のものが多い。外来岩片は、一般に小さく岩石種の識別は困難であるが、灰色の五竜流紋岩、緑色を呈する爺ヶ岳安山岩などがほとんどである。



第29図 白沢天狗流紋岩の強溶結した黒色の岩相
レンズ状の本質岩片がよく目立つ。コインの直径は、1.2cm。(小冷沢転石)

溶結して柱状節理が発達する灰色の岩相は、岩体の比較的東側に分布する。溶結は、前述の黒色岩相よりは弱い、褐色の岩相よりは強い(第31図)。ヨセ沢、矢沢標高1,420 m及び布引滝東の標高1,230 m付近に分布する。この岩相の発達するところでは、葉理構造の傾斜は比較的緩やかで、走向は $25^{\circ} - 30^{\circ}$ 、傾斜は $20-25^{\circ}$ 西落ちのところが多い。岩石は、自形性の強い斜長石を多量に含むが、有色鉱物は目立たない。本質岩片は見えにくい、ずんぐりしたものが多い。研磨した面では小さなレンズが多量に観察される。外来岩片も比較的少ない。

顕微鏡下の観察では(第IX図版A, GSJ R43901/8772602, ヨセ沢1,360 m)、結晶片は斜長石・石英・カリ長石・変質した有色鉱物である。斜長石が多く、石英・カリ長石は少ない。結晶の大きさは0.2-3 mmで、大きな斜長石・石英では融食形をしていることがある。基質はビトロクラスティックで、ガラス片は明瞭に残っている。溶結は強くない。本質岩片の先端が火炎状をしていることがある。本質岩片は、偏平ではなく団塊状で、枝分かれしていることもある。外来岩片は多く、爺ヶ岳安山岩・球顆流紋岩(五竜流紋岩)・熱変成した頁岩などがある。



第30図 白沢天狗流紋岩に捕獲されている金沢花崗岩
コインの直径は、1.2cm. 花崗岩岩片の長径は約7cm. (白沢標高1,400m付近転石)

白色の気相晶出相は、上に述べた黒色の岩相に挟まれて見られる。小冷沢上流の標高1,800m付近に、幅250m-500mにわたって分布する。白色のため有色鉱物がよく目立つ。強く溶結しているために、本質岩片はレンズ状に薄く引き延ばされている。外来岩片は比較的少ない。

顕微鏡下の観察では(GSJ R43902/8780205, 小冷沢1,780m)、基質は脱ガラス化作用により結晶質となっている。ここでは、有色鉱物は細粒の黒雲母の集合となっており、輝石・角閃石は認められない。黒雲母の周辺は更に細粒の粒状黒雲母に取り巻かれている。

淡緑色の非溶結相は、小冷沢の標高1,890m付近に分布する。ここでは、五竜流紋岩に小さな断層で接し、五竜流紋岩の岩片を捕獲している。岩片は、緑色の爺ヶ岳安山岩、灰色の五竜流紋岩、細粒優白質の金沢花崗岩などが識別される。南北性の走向をもち、傾斜はほぼ垂直の構造をしているので、露出幅から推定した厚さは100mである。同様の堆積物は、白沢標高1,650m付近にも露出しているが、ここでは先に述べた黒色の溶結凝灰岩の間に挟まれた形となっている。

本岩は、淡緑色塊状で外来岩片の非常に多い岩相である。岩片は亜角礫で方向性をもたず、長径1mmから3cm程度が一般的である。この岩石は肉眼的に本質岩片を見つけにくく、あったとしてもごく少量でレンズ状を示さずに、角が取れている。また、本岩形成時に捕獲された時はまだ軟らかかった泥と考えられる不定形の包有物をもっている(第32図)。



第31図 白沢天狗流紋岩の柱状節理(矢沢標高1,420 m付近)

顕微鏡下の観察では(第IX図版B, GSJ R43903/8780207, 小冷沢1,890 m), 結晶片は斜長石・石英・カリ長石で, 大きさは0.5-2mmである. 緑泥石に変質した有色鉱物がある. 斜長石は変質が著しく, 石英はしばしば融食形をしている. カリ長石はパーサイト構造を示し, 量は比較的多い. 基質はピトロクラスティックで, ガラス片の方向は一定せずユータキシティック構造は示さない. 本質岩片はアキシオライト構造をほとんどもたず, 境界は不明瞭で, 本質岩片と基質の区別が付けにくい. 副成分鉱物では, 不透明鉱物・ジルコンなどを含む. 外来岩片は非常に多く, 爺ヶ岳安山岩・球顆流紋岩(五竜流紋岩)などがある.

小冷沢標高1,360 m付近では, 一部に岩屑なだれ堆積物が観察される(第33図). 厚さは10 m以上である. ブロックは爺ヶ岳安山岩及び泥岩である. 基質はそれらの破砕片で褐色を呈する. ブロックは破砕されているが, 破片は飛散しておらず, 隙間なく割れ目を接ぎ合わせることができるジグソーパズル状の構造を示す. 爺ヶ岳安山岩のほか岩片として中・古生層の頁岩や流紋岩などがある. 泥岩は不定形で, 淡赤色を呈し, 長さ15cmほどである.

地質時代 本岩はこれまで, 白亜紀-古第三紀酸性火成活動のメンバーと考えられてきたが, 鮮新世の美麻累層・大峰累層に挟在する火砕流堆積物に対比する可能性が示唆されていた(石沢, 1982). 本報告で新たに報告するジルコンのフィッシュトラック法による年代測定の結果では, ヨセ沢の柱状節理



第32図 白沢天狗流紋岩非溶結相中の岩片と泥岩

中央上に不規則なパッチ状をした泥質堆積物。大きさは、 $10 \times 5\text{cm}$ 。弱い縞状構造を示す。パッチの境界は不明瞭となり、他の岩片が明瞭な境界を持っているのと対照的である。岩片は、五竜流紋岩、爺ヶ岳安山岩、アブライトなどである。本質岩片はほとんどない。小冷沢における転石であるが、露頭は、標高1,930 m付近にある。コインの直径は1.2cm。

第8表 白沢天狗流紋岩のフィッシュントラック年代

番号	試料番号	自発核分裂		誘導核分裂		熱中性子線量 Φ_{th}	年代値 T (Ma)	誤差 Ma (%)	総計数面積 ΣS	ウラン濃度 (ppm)
		飛跡数 ΣN_s	密度 $\Sigma N_s / \Sigma S$	飛跡数 ΣN_i	密度 $\Sigma N_i / \Sigma S$					
W1	8780205	72	7.14×10^4	906	8.99×10^5	4.64×10^{14}	2.2	0.3 (12.6)	10.1×10^{-4}	97
W2	8772602	81	8.98×10^4	1031	11.43×10^5	4.64×10^{14}	2.2	0.3 (11.9)	9.02×10^{-4}	123

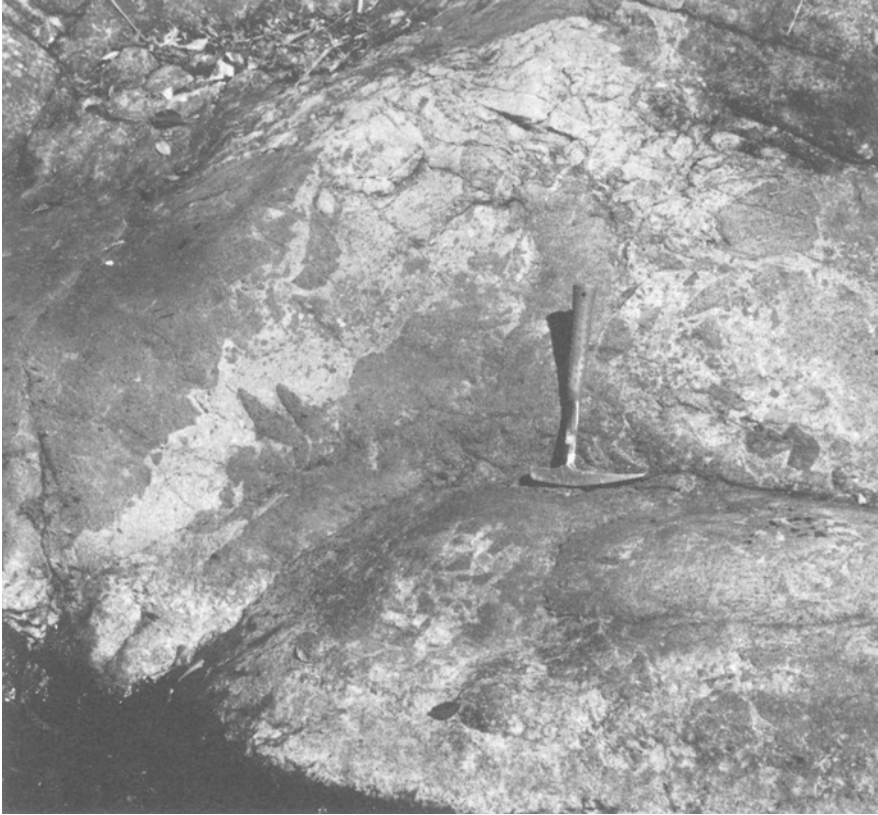
測定鉱物はジルコン、試料採集位置は地質図に W1, W2 として示す。W1: GSJ R43902, W2: GSJ R43901。

測定：京都フィッシュントラック

年代値 $T = 5.96 \times 10^{-8} \times \Phi_{th} \times \Sigma N_s / \Sigma N_i$

熱中性子線量測定用標準ガラス：NBS SRM612 自発核分裂壊変定数： $\lambda f = 7.03 \times 10^{-17}$

の発達した岩相及び小冷沢上流の白色の岩相の2試料について、 $2.2 \pm 0.3\text{Ma}$ の年代が得られた(第8表)。また、矢沢標高1,420 m付近から採集された柱状節理の発達した岩相の岩石について、K-Ar法により $1.4 \pm 1.7\text{Ma}$ の年代(加藤ほか, 1987)が報告されている。これらの年代値については、更に今後の検討が必要であろうが、本報告では、白沢天狗流紋岩の噴出を新第三紀末期の火成活動と位置付けておく。



第33図 白沢天狗流紋岩中の岩屑なだれ堆積物

ブロックは、爺ヶ岳安山岩で、基質は、ブロックの破砕片で褐色を呈する。ハンマーの長さは、約30cm。
(小冷沢標高1,360 m付近)

V. 8 岩脈(文象斑岩)(gy)

本岩は、白沢天狗流紋岩などを貫いている白色-灰色の岩脈である。石沢(1982)は、本岩を猿すべり文象斑岩と呼び、連続した岩脈として表した。北股本谷、赤岩尾根上部、小冷沢標高1,700 m付近、矢沢標高1,850 m付近などで観察される。岩脈の幅は、一般に数mから数十mである。肉眼的には、斜長石と有色鉱物の斑晶をもち、石基は細粒完晶質である。斜長石は、2-4mmで、自形性であるが輪郭は明瞭ではない。有色鉱物は、0.5-2mmで形が不明瞭なものが多い。大きき6mmほどのクロット状をなす場合がある。一般に不均質である。

顕微鏡下の観察では(GSJ R43904/8780204, 小冷沢1,710 m)、斑晶として斜長石と黒雲母をもち、等粒状完晶質の石基をもつ閃緑斑岩である。斜長石斑晶の大ききは、一般に2mm前後であるが1-4mmの範囲で変化する。斜長石は集斑状となることもある。黒雲母は0.5-1.5mmの大ききで、ほとんどが緑泥石と磁鉄鉱に変質している。角閃石も少量認められる。石基は、カリ長石・石英・斜長石からな

り、大きさ0.1-0.3mmで、石英・斜長石の間をカリ長石が埋める。副成分鉱物としては、磁鉄鉱・緑泥石・褐れん石・燐灰石・ジルコンなどである。別の薄片では、石基が文象状の組織を示すことがあるので、石沢(1982)に従って、文象斑岩としておく。

V. 9 美麻累層

命名 姫川団体研究グループ(1958)。

模式地 小谷-中山断層の西側沿いに谷地川から南へ峠を経て一字田にかけての県道沿い。

分布 姫川団体研究グループ(1958)はその分布を本図幅地域北半部に限って使用したが、同層は今回の調査で、南半部にも延長することが判明した。本図幅地域中央の大峰帯北半部を占め、更に大峰帯の東西両縁に沿って南半部にも細長く分布する。

層序 本累層の北端は、北接する「白馬岳」図幅地域内で幸田断層により小谷累層と断たれ、下位層との直接の関係は観察できない。本層は、岩相を異にする下部の堀之内内部層と上部の和知場部層とに分けられる。

層厚 3,000 m以上。

岩相 主に火砕流堆積物と砂質礫岩の互層からなり、砂質泥岩を挟む(大峰帯の礫岩については、平林, 1966; HIRABAYASHI, 1970; 小坂, 1980; 小坂・新井, 1982 及び KOSAKA, 1983 などの報告がある。第34図)。

対比 姫川団体研究グループ(1958)の美麻累層の大部分と大峰累層^{やしろ}社タフ・礫岩部層の一部に当たり、小坂・新井(1982)の北城累層^{ほくじょう}郷社^{ごうしゃくぼ}窪火山礫岩凝灰岩層を含む。

V. 9. 1 堀之内内部層(Hp, Hc)

命名 新称。

模式地 白馬村堀之内北東部の、平地に面した丘陵沿いに本部層の層序を追跡できる。

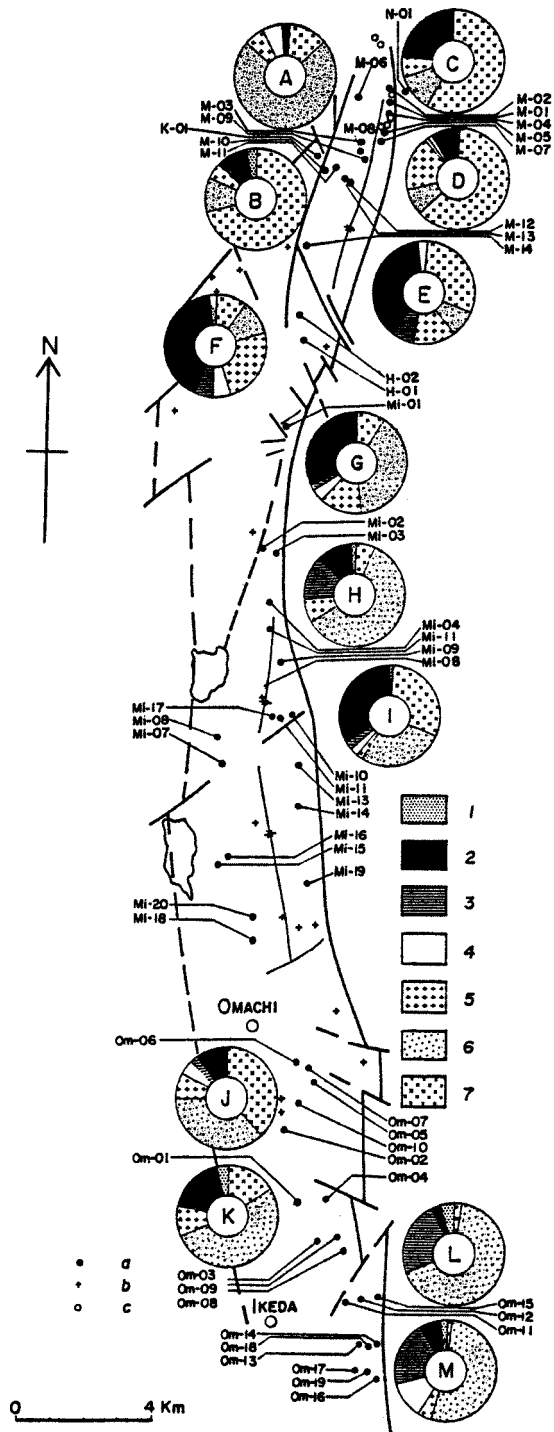
分布 大峰帯北端の白馬村堀之内の北方から谷地川を挟む丘陵地一帯。

層序 下位層は本図幅地域では見られない。本累層に北接する小谷累層(姫川団体研究グループ, 1958)とは、本図幅地域北側の「白馬岳」図幅地域内において断層で接する。

層厚 1,000 m以上。

岩相 おそらく扇状地状の地域に堆積した火砕流堆積物と砂質礫岩とからなる。礫岩はルーズで、径3cm前後の円-亜円礫が多い。最大礫径は約15cmである。礫種は砂岩・粘板岩・緑色岩・古期の火山岩類のほか石英斑岩・閃緑岩と少量の花崗岩などである。しばしば砂岩の薄層を挟む。

火砕流堆積物は、主として一部強溶結した黒雲母流紋岩の火山灰と軽石からなり、SMITH(1960)の火山灰流(Ash flow, 固形物質の50%以上が火山灰からなる高温の火砕流)から生じた堆積物である。谷地川沿いに北西から南東に向かって、堆積してから冷却に至るまでに生じた上下方向の岩相変化が著しい。すなわち、堀之内北方では、風化して砂状となった、最下部の暗灰色ガラス帯(vitric zone)が発達し、堀之内から三日市場にかけては強溶結した灰色ないし赤紫色の溶結凝灰岩となり、柱状節理の発達



第34図 大峰帯の層準別礫組成 (小坂, 1980)

M-(01-14): 南小谷累層, H-(01-02): 北城累層, K-01: 川内累層, Om-(01-19): 大峰累層.

1. 第三系綠色變質岩, 2. 第三系火山岩, 3. 第三系堆積岩類, 4. 變成岩・蛇紋岩, 5. 花崗岩類, 6. 古期堆積岩類, 7. 石英斑岩.

A: 雨中層下部, B: 雨中層上部, C: 細貝部層下部, D: 細貝部層中部, E: 細貝部層上部, F: 北城累層, G: 幸田部層, H: 峠部層, I: 新行部層, J: 新引沢部層下部, K: 新引沢部層上部, L: 大穴山部層下部, M: 大穴山部層上部

a: 礫組成調査地点, b: 溶結構造調査地点, c: 古流向測定地点

が著しい。更に三日市場南方でピンク色ないし明灰色でルーズな非溶結の火山灰流堆積物に変化する。三日市場周辺の溶結凝灰岩は、全体に特徴的な赤紫色を呈し、偏平化した軽石(本質レンズ)が顕著な葉理構造をなす。軽石中の斑晶として少量の斜長石と黒雲母を含む。石質岩片は径数mm-2cmほどで、砂岩・粘板岩・溶結凝灰岩・石英斑岩・花崗岩などである。

対比 姫川団体研究グループ(1958)の南谷地タフ・礫岩部層に当たる。

V.9.2 和知場部層(Wp, Wc, Wsm)

命名 新称。

模式地 大町市平の和知場から東方の美麻村青具の一字田にかけての車道沿い。

分布 堀之内部層分布域の南方、すなわち大峰帯北部から大峰帯中部の和知場までと、更に、その南延長は大峰帯の東西両翼沿いに、南側の「信濃池田」図幅地域内へ達する。

層序 下位の堀之内部層に整合に重なる。

層厚 2,000 m以上。

岩相 火砕流堆積物と砂質礫岩の互層を主とし、砂質泥岩を伴う。本部層の下部が分布する北東部の南谷地から川手にかけては、厚さ500 mにわたって成層した砂質泥岩を挟む。泥岩はこのほか南西部の二重付近にも分布するが、その分布はいずれも本部層分布域の東縁部に限られる。

火砕流堆積物は堀之内部層と同様、一部強溶結した黒雲母流紋岩質の火山灰流堆積物である。含まれる軽石は灰白色で、斑晶に乏しく、まれに暗灰色の縞模様が見られる。斑晶として、少量の斜長石と黒雲母のほか微量の石英・紫蘇輝石を含む。石質岩片は、頁岩・チャート・砂岩・溶結凝灰岩・石英斑岩・花崗斑岩などが含まれる。本部層分布域の西側では厚さ500 m以上の灰色ないし灰褐色の溶結凝灰岩層をなすが、東部ではすべて非溶結で灰白色となり、少なくとも7層に分かれて砂質礫層と指交する。溶結凝灰岩層の最下部は非溶結で、それより上部では軽石が偏平化した強溶結部までの上下方向の岩相変化が顕著に認められる。しかし、溶結凝灰岩の最上部には、溶結凝灰岩層に一般にあると期待される明瞭な非溶結部を欠く場合が少なくない。これは、多分上位の礫岩の堆積時に削剥されてしまったことによるのであろう。非溶結部の基質には、2次噴気孔(secondary fumarolic pipe)が見られることがある。分布域北東部の砂質泥岩中には、二重級化構造が顕著に発達した火山灰層(水中火砕流堆積物?)が2枚挟まっている。これらには、少量だが炭化した木片が含まれる。分布域の北部、南谷地左岸と分布域中西部の築場南方約1kmの沢底左岸には、成層した淘汰のよい軽石層(恐らく降下軽石)が見られる。軽石層は厚さ1 m以上あるが、いずれも粘土化が著しく、詳しくは観察できない。

砂質礫岩は、径3cm前後の円-亜円礫を主とし、成層構造が明瞭であるが固結度は低い。ときに炭化の進んだ木片が含まれる。礫種は分布域の南西部と北東部で明瞭に変化する。すなわち、南西部では本図幅地域南西部に分布する先第四系の火山岩や深成岩と下位の溶結凝灰岩の礫を主とするのに対し、北東部では本図幅地域北西部に分布する中・古生層の砂岩やチャート・粘板岩・緑色岩などの礫を主とし、更に大峰帯の東方の第三系に由来すると思われる固結度の低いシルト岩の礫を含んでいる。

対比 姫川団体研究グループ(1958)の峠砂質泥岩部層と新行タフ・砂岩部層を合わせ、社タフ・礫岩部層の一部に当たる。

V. 10 太郎山安山岩(T)

命名 新称.

模式地 本図幅地域中部の太郎山を中心に南北に延びる山稜.

分布 本図幅地域北縁の飯森から東方の北城に挟まれた1,034 mの山塊と、南へ太郎山を中心として南北に延びた比高100-150 mの台地状の山稜に分かれて主に分布する. このほか、岩脈として美麻村青具の塩ノ川・日向周辺と太郎山東南東1.3km付近、岩床として権現山南西1.5km付近、小丘として池ノ平南などに小分布が見られる.

層序 下位の和知場部層を貫き、又はこれを不整合に覆う.

層厚 150 m以上.

岩相 灰色ないし暗灰色の輝石安山岩及び玄武岩質安山岩で、塊状の溶岩を主とし、火砕岩は極めて少ない. 全体に風化が著しい. 権現山南東1.2kmの林道沿いや、堀之内の北東約1.5kmの林道沿いで岩滓集塊岩や凝灰角礫岩がわずかに認められるが、両地点とも風化が著しく詳細は不明である. 上述の岩床と1,034 mの山塊は輝石安山岩が、それ以外の地域は、玄武岩質安山岩が主に占めているが、両者の関係は明らかでない.

太郎山南方の和知場から一字田へ向かう沢底沿いには、太郎山の山稜を形成した玄武岩質安山岩溶岩の供給岩脈(feeder dike)が観察できる(第35図). この岩脈は幅10-20 mで、和知場部層をほぼ南北方向で垂直に貫き、北方に延長して太郎山の台地状の溶岩へと連続している. 三村・原山(未公表)によれば、この岩脈について、 $2.0 \pm 0.6\text{Ma}$ のK-Ar全岩年代測定値が得られている. このほか塩ノ川・日向周辺の岩脈もほぼ南北方向に和知場部層を貫いている.

普通輝石含有紫蘇輝石安山岩 < R44572 > 0051A

産地・産状：大町市平 J R 築場^{すなば}駅南東 2.2km. 林道. 岩床下部.

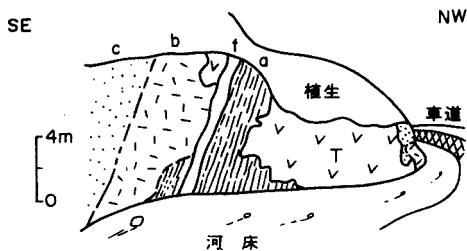
斑晶：長径1.5mmに達する斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱. 斜長石は少量の鉄鉱と共に径4mmに達する集斑状組織を示すことがある.

石基：斜長石・鉄鉱・斜方輝石・単斜輝石. ハイアロオフィティック組織.

かんらん石玄武岩質安山岩 < R44573 > 008

産地・産状：美麻村青具一字田西南西2.2km 車道. 岩脈.

斑晶：長径2mmに達する斜長石・かんらん石. 斜長石の径3mm前後の集斑状結晶を含む. かんらん石は周縁部がイディングサイト化し、内部は炭酸塩鉱物が置換している.



第35図 美麻累層和知場部層の火砕流堆積物
(a-c)を貫く太郎山安山岩岩脈(T)
a: 強溶結部(ガラス帯), b: 弱溶結部, c: 非溶結部, f: 破碎帯

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹．ピロタキシティック組織．

V. 11 大峰累層

大峰累層は、小林・平林(1952)が命名したもので、その分布が本図幅地域中央部の新行の南部から南接する「信濃池田」図幅地域内に限られていた。しかし、同累層は新行より北方へも若干分布すること、及び、本図幅地域の南部では大峰帯の東西両縁には分布しないことが分かった。本図幅地域では、大峰累層中部の日野部層と下部の社部層に相当する部分が分布する。しかし、後者は火砕流堆積物のみからなり堆積岩相を含まず、従来の層序区分とは異なる見解が得られたため、これを新たに大塩火砕流堆積物と命名する。

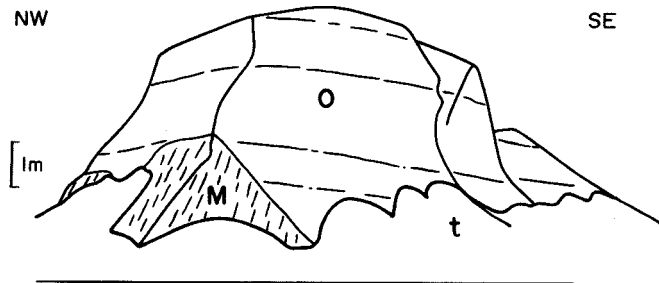
V. 11.1 大塩火砕流堆積物(O_p)

命名 新称。

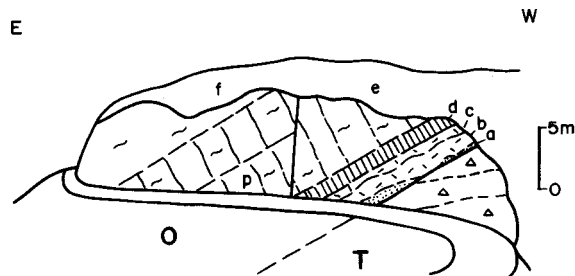
模式地 美麻村大塩一帯の南村西端の車道沿い・宮ノ脇の神社下・北村西方の採石場跡など。

分布 本図幅地域中部の権現山から中南部に分布し、更に南接する「信濃池田」図幅地域内へ延長している。

層序 下位的美麻累層と太郎山安山岩を不整合で覆う(第36図・第37図)。



第36図 美麻累層和知場部層の火砕流堆積物(M)を不整合に覆う大峰累層大塩火砕流堆積物(O) 新行平地の南西端車道沿いの採石場(スケールは約1m)。露頭面の短線模様は観察される層理または、葉理の方向を示す。tは崩壊部分。



第37図 太郎山安山岩(岩滓集塊岩)(T)を不整合に覆う大峰累層大塩火砕流堆積物(O) 権現山南東約1.3kmの林道沿いの露頭。Pは第38図の写真撮影箇所。
a：非溶結部，b，c：弱溶結部(下部は灰白色，上部は赤紫色)，d：暗灰強溶結部(細かな柱状節理が発達する)，
e：溶結部(柱状節理が見られる)，f：風化変質の著しい溶結部(塊状)。



第38図 変質風化した溶結凝灰岩(大塩火砕流堆積物)中の偏平化した軽石(本質レンズ)
軽石の中には、球顆が発達している。

層厚 200 m以上。

岩相 強く溶結した黒雲母流紋岩火山灰堆積物である。堆積物全体に柱状節理が発達し、帯紫灰色を呈することが多い。偏平化した軽石(本質レンズ, 第38図)を含む。軽石は明灰色で、しばしば暗灰色と明灰色の縞模様が見られ、斑晶として少量の斜長石・黒雲母と微量の紫蘇輝石・アルカリ長石を含む。また、少量の暗灰色の軽石を含む。堆積物の石質岩片は、頁岩・砂岩・溶結凝灰岩・安山岩溶岩などである。最下部には、しばしば厚さ2 mを越える暗灰色のガラス帯(vitric zone)を伴う。堆積物上部では、気相晶出相が顕著で、しばしば全体にピンク色もしくは灰褐色を呈し、本質レンズ中に櫛状構造(axiolite)や球顆構造(spherulite)が観察される。

対比 姫川団体研究グループ(1958)の社タフ・礫岩部層(山田ほか, 1985によって $2.4 \pm 0.2\text{Ma}$ 及び $2.0 \pm 0.2\text{Ma}$ のK-Ar年代が得られている)の一部に当たる。

V. 11. 2 日野部層(Ha)

命名 小林・平林(1955)による。

模式地 北安曇郡八坂村曾山南方。

分布 本図幅地域では、模式地周辺にその北端部が分布するのみである。

層序 下位の大塩火砕流堆積物を整合に覆う。大峰累層上部の大穴山部層は本図幅地域に分布していないため、本層と大穴山部層との関係は不明だが、「信濃池田」図幅地域では漸移関係にある(加藤・佐藤, 1983)。

層厚 東端を小谷-中山断層に断たれ不明。

岩相 明灰色-青灰色の中粒-粗粒砂岩及び礫質砂岩からなり一部凝灰岩-凝灰質砂岩やシルト岩を挟む。

対比 小林・平林(1955)の日野砂岩礫岩部層, 姫川団地研究グループ(1958)の日野礫岩砂岩部層, 田中・平林(1964)の日野礫岩砂岩層及び加藤・佐藤(1983)の日野部層に相当する。

VI. 第四系

更新世初期に糸魚川-静岡構造線付近以東は海水準付近まで浸食を受け, 大峰面群と呼ばれる小起伏面を形成した(小林・平林, 1955)。更新世の堆積物は, この大峰面上に堆積した河成・湖成・風成堆積物が主で, そのほか沖積世の堆積物を含めて糸魚川-静岡構造線の低地帯や現河川の周辺に小分布する。

VI. 1 大峰礫層

命名 小林・平林(1955)による。

模式地 大町市北東方居谷里池周辺。

分布 大峰面群上の平坦な尾根上に散在しており, 道路脇や沢で見られる礫はこれらが転落したものである。大峰面群上の旧河川沿いに分布する。地質図には表現していない。

層序 大峰累層上に不整合でのり, 大町テフラ層に不整合で覆われる。

層相 現在, 残存しているのはほとんど巨礫(山砂利)だけで, ごく一部で成層している部分では基質は中・粗粒の花崗岩質砂からなる。礫径は2m程度が多いが, まれに4-5m大のものがある。礫種としては花崗岩が圧倒的に多い。

模式地では厚さ4mで, 礫種は, “木崎岩”(本報告の木崎流紋岩)76%, “北葛型花崗岩”(本報告の有明花崗岩)10%, “大峰型石英安山岩”(本報告の大峰累層大塩火砕流堆積物などの流紋岩質溶結凝灰岩)12%, 及び“花崗斑岩”8.7%で現在の高瀬川出口から仁科山地南部に供給源が推定されている(平林, 1984)。

対比・年代 大峰礫層は大峰面群形成末期(更新世前期末)に大峰面群上を流れた旧河川の河川堆積物である。

VI. 2 新行礫層(Gs)

命名 新称。

模式地 美麻村新行の西500m林道沿い。

分布 模式地のほか新行の北西1km林道沿い, 新行の北西2km林道終点, 新行の南西3km林道沿い, 及び新行の北北西3km峠沿いに散在する

層序 大峰累層大塩火砕流堆積物を不整合に覆い, 大町テフラ層中部層又は上部層に不整合に覆われる。段丘堆積物よりは地形的に高位に位置し, 古い。

層厚 40 m以上.

岩相 淘汰の悪い砂質礫層が主である。基質はときに泥質(細粒)であり、一部は泥流状の堆積をしたらしい。主に細-小礫が卓越するが、最大径70cmの礫を含むこともある。礫種は主に溶結凝灰岩で角-亜円礫が優勢である。礫径は最大70cmに達する。このほか、亜円礫-円礫が優勢な“石英斑岩”が目立つが、ところによりその含まれる量には多少の差がある。たぶんこの“石英斑岩”は、先新第三紀の溶結凝灰岩が主であるが明瞭な構造を認めていないので、ここでは仮にこう呼んでおく。礫径は最大40cmに達する。厚さ10-20cmの灰色のシルト・砂の薄層(最大層厚1m)を挟む。ときに、石炭(炭質物)を含んでいる。20°前後の傾斜をもつ。

VI. 3 古期崩積堆積物

VI. 3. 1 大峰岩屑堆積物(Do)

命名 新称.

模式地 白馬村東佐野の北側丘陵西端の露頭.

分布 主な分布地域は青木湖北岸の白浜から北方の東佐野にかけての丘陵地と、木崎湖東岸の稲尾周辺及び大塩の青木平付近である。地質図には示していないが、大峰帯にはこのほかにも小規模に散在する。

層序 佐野坂丘陵東部では、佐野坂山崩壊堆積物に不整合に覆われている可能性があるが直接両者の関係を示す露頭はない。美麻・大峰両累層の構成物を岩屑として含み、これを覆う。また、成層した風化火山灰層のブロックを含む。

青木湖北東部では、岩相などから佐野坂山崩壊堆積物(後述)より下位と思われるが両者間にそれほどの時間間隙はない。他の地域に散在する本堆積物は若干新しい可能性があるがここでは一括しておく。

層厚 40 m以上.

岩相 大峰・美麻累層起源の溶結凝灰岩の角礫を主とする。不淘汰で最大礫径40cmほどである。一部くさり礫状を呈する。このほか、基盤の先新第三系(硬質)砂岩、チャートや黒色頁岩などの亜角礫-円礫の小-大礫からなる。基質は、これらの細粒物や火山灰で、灰色-茶褐色の粘土-砂である。この堆積物表面には、流れ山地形が残存している。

VI. 3. 2 佐野坂岩屑堆積物(Sc)

命名 新称。山下ほか(1985)は、佐野坂崩壊堆積物としたが、本研究では成因が確定できないため岩屑堆積物としておく。

模式地 青木湖北岸佐野坂丘陵.

分布 佐野坂丘陵中部から西方山麓佐野坂スキー場付近にかけて分布する。山下ほか(1985)によれば、本堆積物の体積は0.02km³である。

層序・年代 東部では、大峰累層に、西部では木崎層や木崎溶結凝灰岩に不整合で重なる。大町テフラ層に挟まれる示標テフラ層の一つであるDpm(後述)で覆われていることから10万年以上前に形成さ

れた堆積物とされている(町田, 1979; 山崎, 1979).

岩相 青木湖北西岸部では、ほとんどが極めて不淘汰な安山岩質の角礫からなる。最大径は1 m以上に達する。山下ほか(1985)によれば、長径2.4 mに達する変成安山岩質岩(西方の仁科山脈に広く分布する)の角礫があり、また、木崎層起源の砂岩・頁岩や花崗岩質岩も若干含まれるという。

小川(1931)は、佐野坂上の海頭丘陵(佐野坂丘陵)は、堆石丘であると主張した。尾原(1956)は、湖面低下時期の観察から佐野坂丘陵は、東と西とから大規模な地すべりが起こって姫川の古い溪谷を閉塞した際の遺物とみなした。町田(1979)及び山崎(1979)は、西側山地からの土石流堆積物と考えた。山下ほか(1985)も、巨角礫の大部分は西側山地斜面の大崩壊によって崩落したものがそのまま積み重なったもので、東側の大峰累層起源の溶結凝灰岩礫は、通常の風化・分解によって供給されたと解釈した。

VI. 3. 3 大岡土石流堆積物(Oka)

命名 加藤・赤羽(1986)による。

模式地 本図幅地域では、南東端の大岡村荻ノ久保付近とする。

分布 大岡村荻ノ久保、雨池、栗尾及び高市場付近の緩斜面上に小分布する。

層序・年代 込地部層・長岩部層・城下砂岩礫岩部層・久米路火砕岩部層及び聖山火山岩を不整合に覆う。主分布域である東隣の「長野」図幅地域で、更新世前期の灰原層を覆い、中期更新世以降の大町テフラ層に覆われるので(加藤・赤羽, 1986)、更新世前期末から、中期にかけて大峰面上に形成された堆積物と思われる。

岩相 本図幅地域では、露頭に乏しく、また、風化が著しいため詳細な岩相は明らかでないが、泥質基質に径数10cmの聖山火山岩の亜角礫の不淘汰礫を多量に含む。礫は、くさり礫化していることが多い。

VI. 4 高位段丘堆積物(th)

高瀬川・箆川出合部に典型的に発達している。本図幅地域では、大町テフラ層をのせている段丘を一括して高位段丘と称する。箆川扇状地付近の高位段丘は平林(1984)によって次のように2段に区分されている。標高850-900 m付近に発達する第1段丘面は中山面と称され、大町テフラ層を厚くのせ、その中にDpm(後述)が挟まれることから、更新世中期末-後期初頭にかけて形成されたものと推定されている。第2段丘面は、標高830-880 m付近に発達し、上原面と称される。現河床から、70-80 mの高さにある。ローム層の下にローム層を混じえた厚い崖錐層があり、やはり更新世の堆積とされている(平林, 1971; 1984)。

VI. 5 大町テフラ層

命名 小林ほか(1969)。

模式地 長野県大町市北東大町スキー場内の露頭。



第39図 大町テフラ層（大町スキー場）クリスタル・アッシュは欠如。

分布 大町付近を中心に、姫川流域・松本盆地周辺・犀川-千曲川流域とその周辺の高位小起伏面（大峰面）上に広く分布し、更に、上田-佐久・八ヶ岳山麓・秩父-飯能-八王子付近・長野盆地-妙高山山麓-信濃川流域十日町地域にかけて確認されている。仁科(1982)によれば、更に東方延長は鹿島灘-太平洋上に達すると推定されている。ほぼ、東西性の長軸をもつ楕円状に分布し東方に厚さを減少させる。本図幅地域では、松本盆地東方の中山山地の大峰面上、同盆地周縁の段丘面上に散在する。

層序 模式地においては、最上部鮮新統の大峰累層社部層に不整合にのる(第39図)。中谷(1972)に従えば、本層中に挟まれる軽石・スコリア層のうち示標テフラ層である BSc 層と DPm 層との直下を不整合境界として下・中・上部テフラ層に区分される(第40図)。

層厚 模式地で約 12 m。

層相 全般に灰褐色-褐色-暗褐色の細-中粒火山灰層で、下部ほど粘土化の傾向が強い。中部層はほとんど岩片を含まないが、下部層及び上部層は亜角礫-角礫を含む。いずれも岩片のほとんどは流紋岩である。

中谷(1972)によれば、上部層中には 0.7cm 大の角閃石の斑晶を含む普通輝石-紫蘇輝石-角閃石石英安山岩の中礫を含む。第40図に示すような示標テフラ層を含む。以下に大町テフラ層特有の示標テフラ層についてその層相を述べる。

A₁ Pm・A₂ Pm・A₃ Pm 層は、大町テフラ層下部層に挟まれ、構成粒子がほとんど結晶粒からなるためクリスタル・アッシュと称される鍵火山灰層で、黒雲母を多量に含む。模式地における定性的な鉱物

地質時代	地層名	示標テフラ層	年代 ($\times 10^3$ y B.P.)	南関東標準	
後 期 更 新 世	大町 テ フ ラ 層 上 部 層	HVs	25	立川 ロ ー ム	
		DKp	45~47	武蔵野 ロ ー ム	
		EPm	50~60		
		PmI	70~90		
		DPm	80~100	下 末 吉 ロ ー ム	
		大町 テ フ ラ 層 中 部 層	CSc	110±	
		BSc	110±		
	中 期 更 新 世	大町 テ フ ラ 層 下 部 層 (古 期 上 部 層 ロ ー ム)	(C ₄)		多 摩 ロ ー ム
			A ₃ Pm(C ₃)	300~520	
			A ₂ Pm(C ₂)	⁽³⁰⁰⁾ 450~630	
A ₁ Pm(C ₁)			⁽³⁰⁰⁾ 600~690		

第40図 大町テフラ層模式総括図(加藤・壇原, 1987)

A1Pm-A3Pm: A浮石(クリスタル・アッシュ), BSc: Bスコリア(k立山起源), CSc: Cスコリア(立山起源), DPm: D浮石(立山起源), PmI: 御岳第1軽石(御岳起源), EPm: E浮石(立山起源), DKp: 大山倉吉軽石(伯耆大山起源), HVs: 土倉火山砂(白馬乗鞍起源)

Dpm層は、最も顕著な軽石層で、層厚・軽石の粒径ともに大きい。径5cm前後の特に粗粒な軽石粒からなる下部層と径1-2cm程度の軽石粒からなる上部層に細分される(中谷, 1972)。

Epm層は、50cm程度の層厚をもち、発泡度が高い。径2cm程度だが淘汰は悪い。

対比・年代 各示標テフラ層の表示は下位より、A₁Pm、A₂Pm及びA₃Pm層とする。

従来報告されているクリスタル・アッシュ(A₁Pm・A₂Pm・A₃Pm)のフィッシュントラック年代は、

組成は次のとおりである(加藤・壇原, 1987; 分析者水野清秀)。

A₁Pm層の粒径1/4-1/8mmにおける鉱物組成は、長石、黒雲母>石英>角閃石で、このほかごく少量の不透明鉱物・斜方輝石・単斜輝石及びジルコンを含む。また、粒径1/4mm以上における鉱物組成は黒雲母、石英、長石>>角閃石である。

A₂Pm層の粒径1/4-1/8mmにおける鉱物組成は、長石>黒雲母>石英>角閃石で、このほかごく少量の不透明鉱物・斜方輝石及びジルコンを含む。また、粒径1/4mm以上における鉱物組成は黒雲母、石英、長石>>角閃石である。

A₃Pm層の粒径1/4-1/8mmにおける鉱物組成は、長石、石英、黒雲母>角閃石で、このほかごく少量の斜方輝石とジルコンを含む。また、粒径1/4mm以上における鉱物組成は黒雲母、石英>長石>>角閃石である。

このほか大町テフラ層下部層最上位にもう一枚のクリスタル・アッシュ層が存在するといわれるが(仁科, 1982; 花岡・豊野層団研究グループ, 1985), まだその詳細について確認されていないので本報告では省略する。

BSc層は、赤色ないし暗赤色の軽石層で、発泡度は低く、粘土化している。中谷(1972)によれば重鉱物組成は、紫蘇輝石>不透明鉱物>普通輝石で角閃石を含まない。

CSc層は、BSc層と類似したスコリア層であるがやや明るくオレンジ色を帯び、発泡度もやや高い。中谷(1972)によれば重鉱物組成は、不透明鉱物>紫蘇輝石>角閃石>普通輝石>赤鉄鉱で、BSc層と異なって一割程度の角閃石を含んでいる。

塩川団体研究グループ(1970)によるものでA₁ Pm(600,000y.B.P.), A₂ Pm(450,000-500,000y.B.P.)及びA₃ Pm(300,000y.B.P.)と報告されているが、測定方法や詳細なデータが未公表なため、今後議論の対象となり得ない。仁科(1982)は、層位学的な検討から、クリスタル・アッシュの噴出年代は50-60万年ぐらいで、中期更新世の初め頃と考えた。

一方、町田(1977)は、特に根拠は示していないものの、おそらく南関東地域のテフラとの広域的対比からクリスタル・アッシュを約30万年前と推定している。

加藤・壇原(1987)は、模式地におけるクリスタル・アッシュのフィッシュトラック年代を測定しA₁ Pm(0.86 ± 0.09Ma), A₂ Pm(0.63 ± 0.09Ma)及びA₃ Pm(0.52 ± 0.07Ma)を報告している。

小林(1975)は、岩質の類似性から下部テフラ層を槍ヶ岳西方の尾根に残存する軽石流堆積物に伴うものと考えた。また、上・中部テフラ層を立山起源と推定し、それらに含まれる鍵火山灰層と立山火山噴出物との対応を試みた。

原山(1987)は、クリスタル・アッシュの給源を北アルプス樺沢岳付近に発見したことを報告している。それによると給源火道は、岐阜県上宝村蒲田川上流左俣谷にあり、黒雲母花崗岩に貫入する岩頸で水鉛谷火道と命名された。岩頸は、(斜方輝石)-角閃石-黒雲母流紋岩を主とする。含有ジルコンのフィッシュトラック年代は、0.63 ± 0.12Maである。その火砕流堆積物は、奥飛騨火砕流堆積物と名付けられ、紫蘇輝石-角閃石-黒雲母流紋岩溶結凝灰岩で含有ジルコンのフィッシュトラック年代は、0.68 ± 0.10Ma, 含有黒雲母のK-Ar年代は、0.4 ± 0.2Maである。

VI. 6 湖成段丘堆積物

VI. 6.1 青木湖成段丘堆積物(AI)

青木湖から中綱湖にかけて旧湖底堆積物が分布していて湖岸段丘地形を形成していることが、堀江(1954)によって指摘され「古青木湖層」と称された。本堆積物は、大糸線築場駅北方では、粘土・砂及び2-3cm大の安山岩円礫を主とする礫層からなり、大町テフラ層を構成する火山灰には覆われていない。これらの堆積物中から

Diploneis ovalis, *Navicula pupula*, *Navicula* sp., *Pinnularia* sp., *Cymbella* sp., *Melosira italica*, *Melosira* sp.などの湖棲の珪藻化石が産出する。(堀江, 1954)

微地形を考慮して本堆積物の分布を復元すると、古青木湖当時、現青木湖・中綱湖は連結して一つの湖を形成していたと推定されている(堀江, 1955)。

VI. 6.2 神城湖成段丘堆積物(KIt)

神城盆地東縁部から飯森南東方の姫川東岸の山麓部に分布する。下位の大峰累層を不整合に覆い、完新世の神城湖成堆積物や扇状地堆積物に不整合に覆われる。

かつての神城湖の堆積物で、3万年よりやや新しい時期の堆積物からなり、約2万年前に離水した段丘面(神城2面; 柏木, 1988)を構成している。砂・シルト・腐植土・砂礫・PEATなどからなり、DKP(大山倉吉パミス), EPm(大町テフラ上部層に挟在する), 及びAT(始良火山灰, 21,000-22,000

年前)などの火山灰鍵層がボーリング・コア(一部露頭)から発見されている(下川・山崎, 1987).

VI. 7 神城湖成堆積物(KI)

神城盆地の主要部(神城I面; 柏木, 1988)に分布する神城湖の最も最後まで(約2,000年前)堆積したもので粘土を主とし、礫・砂礫・砂・シルト・PEAT及び腐植土層を挟む。

神城駅東方の水田工事に伴う露頭では、本層に属する約4,000年前の礫・シルト・PEAT層が東方に緩く傾動しつつも、下位の神城湖成段丘堆積物を不整合に覆っているのが観察された(山崎, 1979)。十分なボーリングデータがないが、その厚さは約20-30m程度とみなされる(山崎, 1979; 下川・山崎, 1987; 柏木, 1988)。

VI. 8 低位段丘堆積物(tI)

松本盆地北東縁部及び犀川流域に小分布をなす(後期更新世-)完新世の段丘面を一括し、それらを構成する地層を低位段丘堆積物と呼ぶ。時代的には次に述べる高瀬川-鹿島川系扇状地堆積物と同様である。松本盆地北東縁部では山岳博物館の南にわずかに分布し、館内面(「信濃池田」図幅地域)に相当する。犀川流域では、標高450-500m及び550-600m前後にかけて2-3段に細区分されるが、細かい対比は不明である。

VI. 9 扇状地堆積物

VI. 9. 1 古期扇状地堆積物(tf)

松本盆地北端部の西側では、高瀬川、鹿島川及び箆川による側方及び下方浸食のため、既述した高位段丘の周辺に完新世の扇状地性の段丘が広く発達する。ここでは、平林(1971, 1984)によれば、大町面(箆川扇状地面)と大出面に区分される。大町面は、標高820mぐらいで、現河床からの高さは20m弱である。大町テフラ層には覆われておらず、厚さ1m程度の黒土からなる表土の下に花崗岩礫を含む砂礫層やシルト層がある。高瀬川右岸では、常盤の広い面を作り、板取川西側の須沼付近(「信濃池田」図幅地域)で比高2-3mの段丘を作り、現河床面との境をなす。松本盆地北東縁部の館の内面に対比される。また、箆川出口右岸、鹿島川出口右岸の大出付近及び鹿島川の扇状地面では20-30cmの黒土からなる表土の下に不淘汰な砂礫堆積物が広がる。この面を大出面と称している。

VI. 9. 2 新期扇状地堆積物(f)

ここでは山麓部や河川流域に小規模に発達する完新世の扇状地を一括して、新期扇状地堆積物と呼ぶ。仁科三湖やその北方の神城盆地西縁、松本盆地北東縁部や犀川流域に小規模に分布する。新第三紀の砂岩、砂質泥岩、デイサイト、凝灰岩の円礫や先新第三紀の花崗岩、チャート、頁岩、(硬質)砂岩などの礫と粘土及び中-粗粒砂からなる。特に、仁科三湖やその北方の神城盆地西縁などにおいては、一

部崖錐 - 崩積堆積物が混在し両者を明確に区分できない。

VI. 10 新期崖錐 - 崩積堆積物(c)

西部山地の鹿島槍スキー場付近や佐野坂丘陵北方の西部山地山麓部及び小熊山北稜線沿いなどに分布する完新世の崖錐 - 崩積堆積物を一括しておく。後背地の岩質を反映した不淘汰な角礫からなる。なお、鹿島槍スキー場付近には厚さ5-6mくらいの青灰色粘土及びシルト層からなる沼沢地堆積物が部分的に発達するが露頭がごく限られており、詳細は不明である。その分布も本崖錐 - 崩積堆積物と重複するため地質図などには示していない。東部山地信州新町の柳久保池南の崩積堆積物は善光寺地震(1847. 5. 8)時に形成され川を堰き止め、柳久保池(震生湖)の原因となったものである。

このほか無数の小規模な地すべりや崩壊堆積物が特に土尻川沿いなどに分布するが、それらについては、地すべりの項を参照されたい。

VI. 11 湿地堆積物(m)

中綱湖・木崎湖周辺の低湿地に分布する湿地堆積物は、腐植土、腐植質シルト・砂礫・砂及びシルトを主とする。厚さは最大で約30 m程度である(平林, 1984)。

大峰面群の乗越面上にある居谷里周辺の湿原は、居谷里沢上流から稲尾沢への谷合いに滞水して形成されたもので、泥・砂・泥炭などからなる堆積物が分布する。

VI. 12 沖積層(a)

既述した湿地堆積物、完新世段丘堆積物や扇状地堆積物及び新期崩積堆積物などのほかの完新世堆積物として、犀川・鹿島川・竈川・高瀬川及びそれらの支流域に分布する粗粒の現河床堆積物や大峰面上に狭く分布する砂礫・粘土・岩屑・土がある。

VII. 地 質 構 造

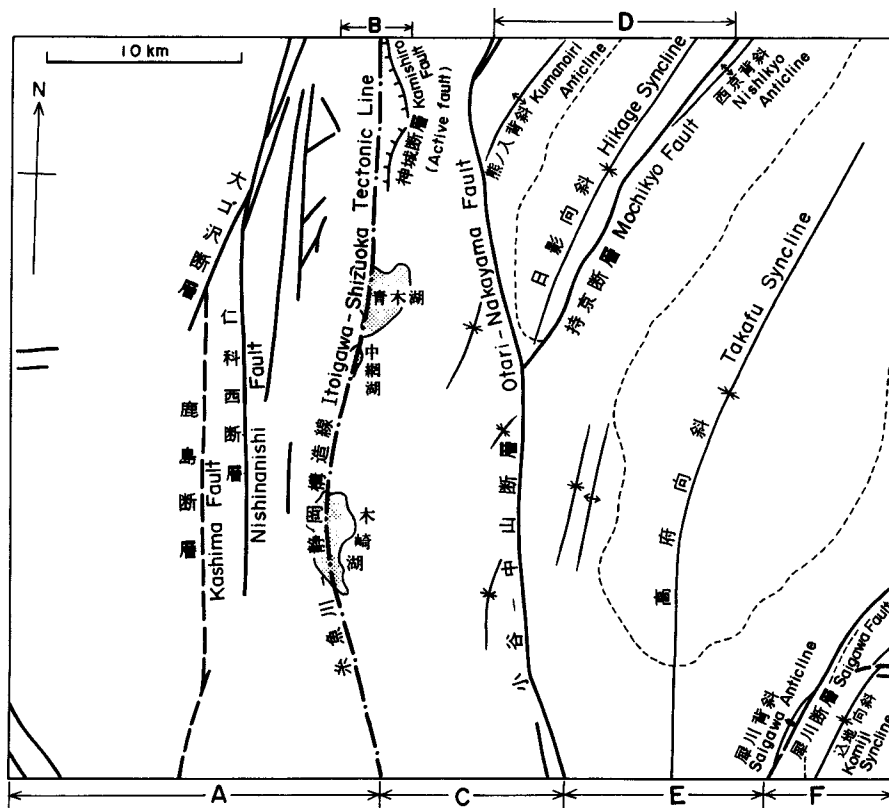
VII. 1 概 説

糸魚川 - 静岡構造線は、本図幅地域では姫川・青木湖・中綱湖・木崎湖・松本盆地をつないでほぼ南北方向に走り、フォッサマグナの西縁を画して、東北日本と西南日本の境界をなすわが国第一級の構造線である。しかし、本図幅地域においては、第四紀の扇状地堆積物などによって埋積されており、その実体は明らかになっていない(第41図)。

糸魚川 - 静岡構造線以西の北アルプス地域及び仁科山地の岩石類は、東ほど古期の岩石が露出している。すなわち、仁科山地には、飛騨外縁帯の岩石と青木花崗岩及び木崎流紋岩が、その西側に有明花崗

岩、更に西側に有明花崗岩より新期の火山岩類、最も西側には最新期の金沢花崗岩が分布している。しかし、新第三紀後期の白沢天狗流紋岩は、この傾向に従わずに、白亜紀-古第三紀火成活動の地域に起こっている。本区域の断層は、鹿島断層、仁科山地西断層及び大ゴ沢断層などである。鹿島断層は、平林(1971)の鹿島-満願寺断層の北端部に当たり、鹿島側に沿う南北性の低地を形成しているが、大部分は現河川堆積物及び扇状地堆積物に覆われているので詳細は不明である。その北端部は、大ゴ沢断層に切られると思われるが、南方へは、渋沢付近を通過して「信濃池田」図幅地域に続く。仁科山地西断層は、仁科山地西斜面を南北に縦断する断層で、地形図上でも追跡できる。神城層・木崎層と青木花崗岩の境界をなしており、幅の広い破砕帯が発達している。大ゴ沢断層は、犬川から大ゴ沢をつなぐ北北東-南南西の断層で、幅数mの破砕帯を伴うがその変位量などは明らかではない。

糸魚川-静岡構造線以东の北信地域の新第三系は、瑞穂-フォッサマグナ褶曲帯(OTSUKA, 1939)ないし羽越地向斜信越区(IKEBE, 1953; 池辺, 1957)信越堆積盆地(鈴木・三梨, 1974)の一部に当たり、厚い海成堆積物が南部では南北方向の長野方向、北部では、北東-南西の新潟方向をとっておおよそ北西側に張り出すような湾曲をなす褶曲・断層変形を受けている。



第41図 大町地域の地質構造図

従来より小林(1957), SAITO(1962), 平林(1968), 富沢(1968)などによって, 本図幅地域の地質構造の特徴が次のように指摘されている.

1) 犀川断層・中山断層・小谷断層・姫川断層及びそれらの間に発達する褶曲軸は, 大部分北西側に凸となるような弧状を呈し, 松本-明科付近に収斂する.

2) 断層の発達する部分は, 背斜状の構造軸をなし, 断層は, 軸とわずかに斜交する場合が多い. また, 背斜軸面は西または北西に傾くことが多い.

3) 背斜は, 一般に翼が急傾斜した閉じた形態をなし, 向斜は逆に緩傾斜で開いた形態を示すこと.

4) 褶曲軸での層厚変化が著しいこと.

植村(1976)は, 北信第三系の褶曲を1次及び2次の二つの階層に区分し, 軸長を基準にそれぞれ更に三つずつのクラスに分類した. そして, 2次の褶曲は, 層内座屈・引きずり・重力滑動などによっても, 急傾斜-逆転する翼部をもつ尖った背斜と緩斜する向斜の組合せからなる1次の褶曲は, 基盤地塊の円筒断層によるとするモデルで統一的に説明できると考えた.

また, 糸井川-静岡構造線周辺の低地帯を画して活断層(例えば, 神城盆地東縁の神城活断層)が発達する.

以下に新第三系及び第四系中の地質構造について記述する.

VII. 2 褶 曲

VII. 2. 1 ^{こみし} 込地向斜

小林・磯見(1950)によって命名された本向斜は, 軸長約23km以上に及び, 犀川断層の東側に位置する第2級の褶曲(植村, 1976)である. 本図幅地域にはその北半部が発達する. 軸の向きは, 北方に行くにつれて北北東-南南西から北東-南西方向に曲がる. 本図幅地域では, 特に非対称性が著しく, しかも軸面が東に傾斜している部分もある. 変形は, 青木層から柵層に及び久米路火砕岩部層も支配しているが, 聖山火山岩には特に変形を与えていないようなので, 鮮新世最初期の運動と思われる.

VII. 2. 2 犀川背斜

込地向斜の西側に位置し, 信越地域における第1級の褶曲(植村, 1976)に属し, 後述するように犀川断層と位置的にも構造的にも密接な関係がある. 軸長は, 約30kmに達するが, 本図幅地域ではその北半部が分布する. 犀川断層に並走したり, 低角度で切られつつ, 北方では, 犀川断層に移化する. 東翼部が一部逆転した傾倒背斜構造をなす. 込地向斜との軸間距離は1km前後である. 変形は, 中新世中期の別所層(「信濃池田」図幅地域)から中新世後期の小川層に及ぶ.

犀川背斜は, 犀川断層とともに, その東側の込地堆積盆と西側の高府堆積盆の境界をなし, その活動の萌芽は, 中新世中期頃に求められるが, 主形成期は中新世後期-末頃で, その後は犀川断層の活動が卓越していったと推定さる.

Ⅶ. 2. 3 高府向斜

犀川背斜の西側に位置し、信越地域における第1級の褶曲(植村, 1976)に属し、全体として緩い船底型の向斜構造を示す。軸長は20km以上に達する。軸の向きは、北方にいくにつれて南北から北東-南西に曲がる。西部は部分的に急傾斜を示すが、全体的には、 20° - 40° 程度の緩傾斜である。犀川背斜との軸間距離は2.5-4km程度で、西側の西京背斜との軸間距離は4.5km程度である。変形は、小川層から柵層におよび、柵層堆積時からの盆状構造が向斜構造に発展したものと思われる。

Ⅶ. 2. 4 ^{にしきょう}西京背斜

本図幅地域ではその南端部が発達するのみである。軸の向きは、北東-南西ないし北北東-南南西である。軸部付近では、 80° 前後の急傾斜を示し、東翼の一部は逆転する。すなわち、軸面が東に傾いた傾倒背斜となる部分がある。変形は青木層から小川層に及ぶがそれ以上は本図幅地域では不明である。西翼は、持京断層に断たれる。

Ⅶ. 2. 5 日影向斜

東の持京断層と西の小谷断層に境された楔状のブロック内の小川層・柵層及び猿丸層を変形させる。込地及び高府向斜と同様、小堆積盆化した盆状構造が向斜構造に発展したものと思われる。北北東-南南西方向の軸をもち、本図幅地域では軸の長さは約9kmであるが更に北方へ延び、全長は、30kmに達する。翼部は、 35° - 50° 程度の傾斜をなし軸面はほぼ垂直で比較的对称性が強い。北へブランチする。東翼を持京断層に断たれる。

Ⅶ. 2. 6 熊ノ入背斜

軸の長さは、本図幅地域では約3km程度であるが、更に北方に延びて全長5.5km(柴田ほか, 1976)に達する中規模の背斜である。南端は、柴田ほか(1976)によると袖断層に断たれるとするが、この断層の存在は疑わしい。日影大左右の沢沿いで両翼とも 70° 程度の傾斜をなす背斜があり、これに連続するとみなす。その先は、小谷断層に断たれる。

Ⅶ. 2. 7 その他の褶曲

高府向斜西翼部に中規模の一波長分の褶曲が発達する。南北ないし、 $N10^{\circ}E$ 方向に延び、軸間距離は、約0.5kmである。美麻村立野あたりから北へ長崎東方付近まで約5km程度の軸長をもつ。比較的急傾斜を示し、軸部付近は垂直に近い部分もある。北部フォッサマグナ研究グループ(1976)は、これらの褶曲は、本図幅でいう論地部層から権田部層まで変形させ、その軸の南端は中山断層に断たれるとしている。しかし、論地部層上下部の境界をなす連続性の良い砂岩礫岩鍵層及び上部に挟まれる塊状砂岩は、褶曲変形を受けておらず、これらの褶曲は、一種の大規模な層内褶曲(CURRIE *et al.*, 1962のいう a structural lithic unit内の褶曲)。

このほか、美麻累層中の小谷-中山断層沿いに三つほどの小規模な向斜構造が発達する。いずれも北北東-南南西ないし北東-南西の軸向を示す。一番北部の向斜は、姫川団体研究グループの丸切沢向斜に

相当する。一部、 60° 前後の急傾斜を示すが、全体としては他の二つの向斜と同様に翼の傾斜は緩く、開いた向斜構造を呈する。美麻累層の形成年代及び小谷-中山断層の活動年代を考えると更新世最初期に小谷-中山断層の最終的な活動に伴って形成された可能性が高い。

このほか、高府向斜南西部の中山断層近傍の林道鳥立線沿いで小規模な褶曲が一波長程度発達するのが観察される。軸間距離は150 m程度で、北北東-南南西方向に40-50 mほど延びる。その位置や規模から小谷-中山断層の活動に関係した褶曲の可能性がある。

VII. 3 断層

本図幅域東部の主な断層としては、東から犀川断層、持京断層、小谷-中山断層及び糸魚川-静岡構造線がある。このうち、南から北上してくるいわゆる中山断層(本図幅地域における中山-小谷断層の南半部)が見掛け上、持京断層といわゆる小谷断層(本図幅地域における中山-小谷断層の北半部)に分岐することについて以下のような議論がある。

千地(1955)は中山断層の延長を持京断層とみなしている。姫川団体研究グループ(1958)も、中山断層と持京断層をあわせて中山断層と呼んでいることから明らかなように、中山断層の延長を持京断層とみなしている。Saito(1962)では、両者が同格に分岐しているように記載されている。平林(1969)では、小谷-塩尻線という表現で小谷-中山断層が連続しているような表現となっている。

小坂・新井(1982)はこれらの議論を検討し、また、両断層の直接的な関係を示す露頭を観察できなかったものの、各断層の性格の比較から、中山断層の延長を小谷断層に求め、小谷-中山断層と命名し、持京断層を切ると判断した。

本図幅でも、中山断層と小谷断層は連続するものとみなし、小谷-中山断層とする。

VII. 3. 1 犀川断層

犀川断層は、「信濃池田」図幅地域から、本図幅地域を経て「長野」図幅地域に延びる南北ないし北東-南西性の断層である。すなわち、東筑摩郡明科町から、ほぼ犀川の流路に沿うように北上し、同郡生坂村前田付近から北東方向に向きを変え、北安曇郡八坂村野平付近で北西-南東方向の断層に断たれて北西方向へ見掛け約500 mほど転移するものの、更に北東方向へ延び本図幅地域を通り、「長野」図幅地域の上水内郡信州新町付近で北北西-南南東性の新町断層に断たれる。全長約25kmに及ぶ。本図幅地域では北安曇郡八坂村舟場付近から北東方向へ延び、犀川背斜軸を切り、信州新町宮付近へと続く。すなわち、犀川背斜軸と低角度で斜交し、一部背斜軸面に移化する。

犀川断層近傍は、堆積-造構性の構造が発達し、地層の急傾斜や逆転も著しく、また、東西の岩相も変化に富むためその対比にも種々の議論があるが、全体として背斜状を呈し、そこに断層が走ることに異論はない。田中ほか(1961)は、暫定的に 70° - 90° の急傾斜をもつ地帯を犀川擾乱帯と名付け、本地帯が単なる断層-褶曲構造ではなく、古い基盤方向を反映した堆積-造構性の地質構造であることを強調した。

犀川断層は幅数100 mに及ぶ破碎帯をもち、その断層面は、垂直ないし西へ急傾斜するため、その実

移動はもちろん、断層両側の地層対比も確定していない部分があるため隔離についても定量的に知ることとは困難である。定性的な層位学的落差をみると、南部(「信濃池田」図幅地域)では、犀川断層西側に中新世中期の青木層相当層が分布し、東側にそれに接して同じく中新世中期であるが、より下位の別所層が分布する部分があり、西落ちを示す。北部(「長野」図幅地域)では、犀川断層北西側に中新世後期の小川層相当層が分布し、同断層南東側には鮮新世の柵層相当層が接して分布することから東落ちであることが推定される。したがって、既にSAITO(1962)によって指摘されているように、全体としては、旋回断層(pivotal fault)に属する断層である。本図幅地域における本断層は、その層位学的落差のセンスの変換点に当たる。

Ⅶ. 3. 2 持京断層

千地(1955)の命名による。

美麻村小藤付近で中山断層と分岐し、北東-南西方向に延び小川村持京付近を通って更に本図幅地域北方に連続し、一夜山南方で消滅する。富沢(1962)の神楽岡断層、姫川団体研究グループ(1958)の中山断層の一部に相当する。

断層面はほぼ垂直に近いが、西側に鮮新世柵層相当層が分布し、東側に中新世後期の小川層相当層が分布するので西落ちと推定される。柴田ほか(1976)によれば、小川村神楽岡から持京に至る林道の峠付近の標高1,100 m地点において幅2 mの破碎帯があり、断層面は、N35° E, 60°-70° Eの走向傾斜を示し、1,400 m以上の落差をもつ。この走向傾斜が一般的だとすれば、本断層は、東上がりの逆断層ということになる。断層線沿いには断層地形が発達し、断層近傍では部分的に地層の急傾斜や逆転が見られる。

Ⅶ. 3. 3 小谷-中山断層

本図幅地域における小谷-中山断層の南半部に相当する。中山断層と北半部に相当する小谷断層について前述したような従来の経緯より以下に分けて記載する。

中山断層は、本間(1928)の命名による。

本断層は、「松本」図幅地域の豊科町田沢付近までその南方延長が確認されている(山下ほか, 1980)。その北の「信濃池田」図幅地域をほぼ南北に縦走し、本図幅地域においても、北安曇郡八坂村から美麻村にかけて地形的な凹所をほぼ南北に連続し、見掛け上美麻村小藤付近で東側の持京断層と西側の小谷断層に分岐する。全長約32 km(SAITO, 1962)である。断層面はほぼ垂直で、西側には鮮新世最末期の大峰累層が分布し、東側には、中新世の青木層及び小川層相当層が分布するから、西落ちである。層位学的落差は南ほど大きい。大峰累層の下位に分布する地層が知られていないため実際の垂直落差は不明である。

断層近傍には、破碎帯が発達する。美麻村宮ノ脇では幅20 m以上にわたって大峰累層中の凝灰岩が破碎されている。破碎帯中心部はガウジ状になり、そこから離れるに従って破碎の程度は弱まり、ブロック状に破碎した凝灰岩となる。

また、断層近傍の論地部層の凝灰質砂岩や礫岩中にも小断層が発達する(第42図)。

本断層は、大峰累層以下に変位を与え、大峰面群を変形してはいないから、少なくともその主要最終



第42図 小谷-中山断層近傍の論地下部層中の小断層 (美麻村宮村南方)

活動期は、更新世初期と推定される。

小谷断層は、笹倉(1932c)により命名され、東側落ちの逆断層と考えられたが、その後、平林(1955)や姫川団体研究グループ(1958)によって西落ちの断層とされるようになった。西側に鮮新世の美麻累層(姫川団体研究グループ, 1958)が分布し、東側に中新世の小川層相当層が分布するので西落ちと推定される。中山断層と同様、地表の断層の東西両側で対比可能な地層がないため、実際の変位量は不明であるがその規模や周辺の断層との比較から考えて、2,000 m近い落差をもつと思われる。全体に南北性の断層であるが、やや西に凸状に張り出し、本図幅地域北端部の北安曇郡白馬村における本断層の位置は従来の見解よりやや西に寄る。

Ⅶ. 3. 4 糸魚川-静岡構造線

矢部(1918)によって糸魚川-静岡地溝線と提唱された本構造線は、フォッサマグナ西縁部に位置し、東北日本と西南日本を画し、近年では北米プレートとユーラシアプレートの境界とみなす見解(中村, 1984)もある、わが国第一級の大断層である。

しかし、小縮尺の地形図や衛星写真では明瞭な本構造線も、本図幅地域を含めて北部フォッサマグナ地域では一般にその正確な通過位置は、必ずしも明確になってはいない。その理由の一つは、本構造線に沿う地形的凹所に堆積した新期の堆積物によって覆われるため、及び直接観察できる露頭がほとんどないためである。

本図幅地域においては、およその通過位置は、松本盆地北端部の大町付近から西側の北アルプスと東側の新第三系からなる山地部との間の相対的な低地帯を通り、すなわち仁科三湖と呼ばれる木崎湖・中

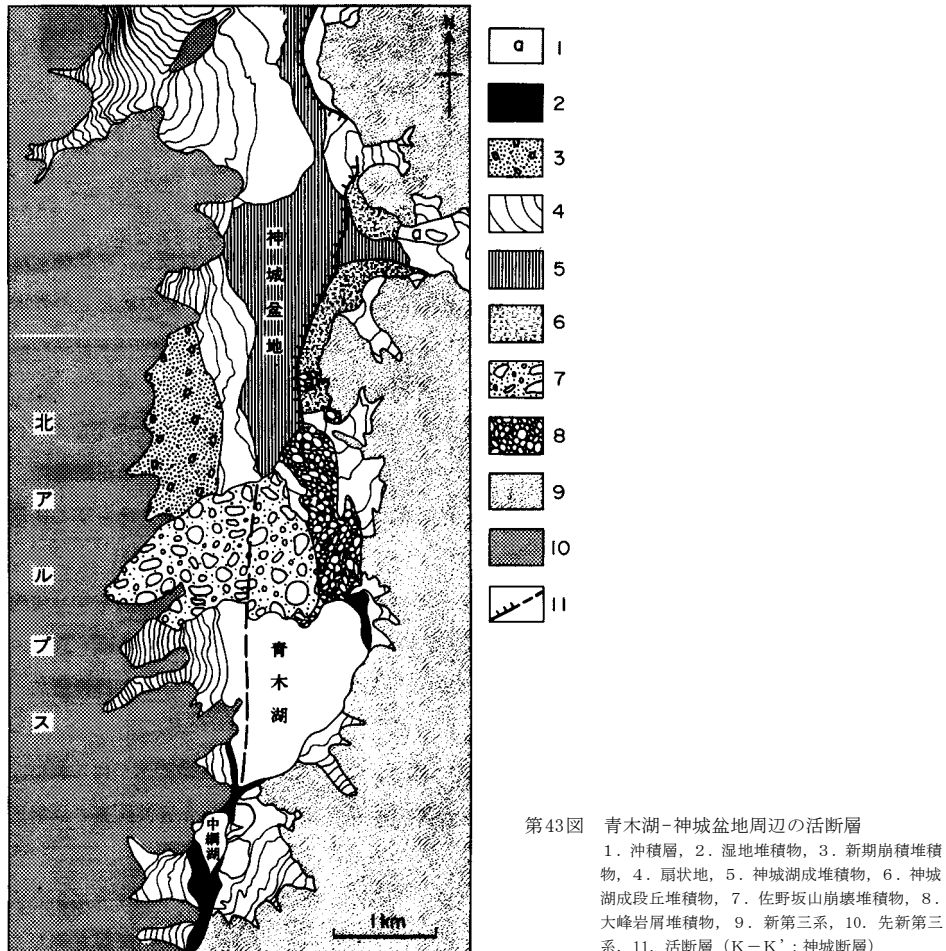
網湖・青木湖中を通過して北上し、分水嶺をなす佐野坂丘陵を抜けて、神城盆地をほぼ姫川に沿って更に北へ延びていくと推定される。

「松本」図幅地域における本構造線を横切る測線における人工地震探査結果(山田, 1968; 山田ほか, 1976)から、少なくともその地域における本構造線の活動は、大峰面形成前に終了したことが推定されている。

Ⅶ. 3. 5 活断層

本図幅地域で最も明瞭な活断層地形は、神城盆地東縁部における神城断層(活断層研究会, 1980)で(第43, 44図), 約4kmにわたってやや曲折しながら南北に延びる(加藤・山崎, 1979)。

山崎(1979)は、本図幅地域を含めて広義の北城盆地の東西両縁にいずれも盆地側低下のA級断層が存在すること、特に東縁南部の本図幅地域で活断層地形が明瞭で活動も活発なこと、青木湖のように古い湖が現在まで埋積されずに残っていることの理由の一つとしてこの活断層が、佐野坂丘陵を横切り青





第44図 神城活断層崖 手前の段丘面が神城I面、一段高い段丘面が神城II面で両者を境する崖が断層崖

木湖湖底まで達しているためと推定した。

更に、宇根(1985)は、飯森東方において、断層の東側(上盤側)に段丘状の地形を指摘し、年代測定結果から30,000y B.P.よりやや新しい時期に形成された湖成段丘と推定した。また、その延長上の青木湖南岸で段丘を形成する火山噴出物起源の湖成層が変位していること、及び、その西側にバルジ状の高まりがあることを報告し、神城断層が青木湖底を縦断し、中綱湖付近まで達すると推定した。

堀江(1956)は、中綱湖北西方の標高1,091.1mの三角点やや東方で“信州火山灰層”とその下位の“石英安山岩”を切る数本の小断層を報告している。これらはいずれも $N20^{\circ}-25^{\circ}E$ 、 $65^{\circ}-75^{\circ}E$ の正断層で、落差は15-30cm程度である。そしてこれらの断層の北方延長は、神城盆地西端部の扇状地を切る新期の断層地形に連続するとみなしている。

金子(1958)は、青木湖南端部付近で“洪積層”とみられる堆積物(青木湖成段丘堆積物?)を切る走向北微西、東落ち約3.5mの正断層を報告し、その延長が青木湖の水深50mの走る方向にほぼ一致し、更にその延長に当たる佐野坂丘陵にfault sagと思われる長辺が北微西を示す長さ60-70mのほぼ直角三角形の窪地があることを指摘した。

最近、青木湖湖底の地形地質調査が行われ(井内ほか, 1987)、従来と異なる湖底地形図が得られた。また、青木湖北東部水域の北西-南東方向の2本の調査測線で断層によると思われる音波探査の反射面のずれが確認された。

下川・山崎(1987)は、神城断層を挟んだ東西でボーリングを行い、断層東側のボーリングコアから大山倉吉軽石層及び大町テフラ層中のEPm層、断層西側のボーリングコアからAT火山灰層を発見し

た。また、断層東側の谷地川上流標高750-755 m付近の露頭からもAT火山灰層を発見した。これらの位置関係などから、AT火山灰層堆積以降の累積変位量は、約73 mで、平均変位速度は約3.4 m/10³年と推定した。

柏木(1988)は、地表調査と既存ボーリング試料の収集及び¹⁴C年代測定結果などから、神城断層の北方延長の通過位置を明らかにした。神城断層以東の隆起側を神城I面、西の沈降側を神城II面とし、¹⁴C年代から神城I面の離水期を約2万年前、神城II面の離水期を数千年前と推定した。

VIII. 応用地質

VIII. 1 温泉・鉱泉

本図幅地域東部の信州新町橋木及び美麻村小岩岳などに若干の鉱泉の湧出が知られ、利用されているにすぎない。大町市北西部の大町温泉郷等では、南隣の「信濃池田」図幅地域の葛温泉からの引き湯を利用している。

VIII. 2 地震

南隣の「信濃池田」図幅地域では、大町地震(1918年11月11日、M6.1)が発生し、本図幅域北の「白馬岳」図幅地域では、大町組地震(1714年4月28日、M6.4)が生じているが、本図幅地域では、あまり顕著ではなかった。しかし、1986年12月30日に美麻村北部を震央とするM5.9の地震が発生し、軽微な被害を生じた。この地震のモーメントは、 $3-5 \times 10^{24}$ dyne·cmで西北西-東南東主圧力の逆断層型の発震機構をもつ(三上ほか, 1987)。

本図幅地域を含む北部フォッサマグナ地域に発生する地震は、深さ40km未満のものと、太平洋プレートの沈み込みによる深さ120km以深のものとの二重構造を示す(卯田・茅原, 1985)。前者の比較的浅い地震は、地表の地質構造とよい対応関係をもつことが知られている。例えば、中村・松田(1968)は、北部フォッサマグナとその周辺地域の極浅発の大・中地震には、基盤地塊の傾動を伴う新潟地震式、活褶曲の進行などによる隆起を伴う長岡地震式、群発地震の松代地震式などを識別し、それらの1,100年間にわたる歴史地震と地質区との対応関係を論じている。それによれば、本図幅地域西部を含む北アルプス地区では、地震活動が低調であるのに対し、糸魚川-静岡構造線以東の信越褶曲帯では著しく活発で、新潟及び長岡地震式のような本震型が多いことが指摘されている。

VIII. 3 地すべり・山崩れ

長野県の地すべりの規模・分布は著しく、新潟、徳島両県について全国三位で危険箇所が多く、その数は、約450か所、1万haにも及ぶ。本図幅地域も例外ではなく、押切・曲尾・神出など地すべりにちなんだ地名も多い。

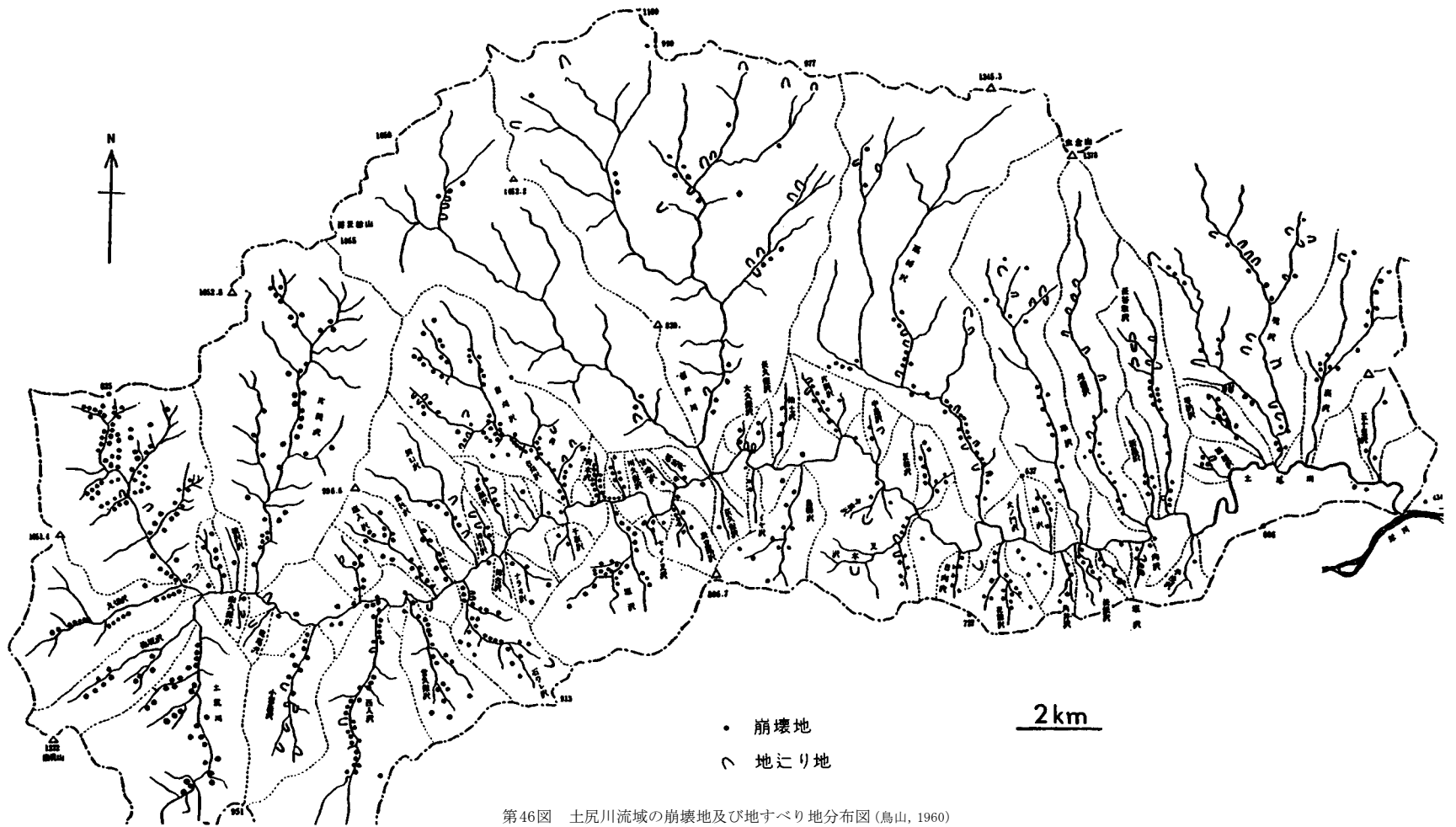
東部の新第三系からなる山地・丘陵部では、砂岩泥岩互層や凝灰岩分布地域によく見られ、特に、泥質岩が卓越する地域で著しい。褶曲地帯に多く、地層傾斜の方向に規制される流れ盤式及び基盤岩の走向方向にすべるものが多いこと、浅層型の地すべりが多いことなどが指摘されている(望月, 1971)。

最近では1987年夏に、小川村袖地区で日影向斜軸部で小規模な地すべりが発生した。これは日影部層中の凝灰岩薄層をすべり面として生じたものである(第45図)。本図幅地域の土尻川沿いは、最も顕著な地すべり・山崩れ多発地帯である。山崩れは土尻川沿岸部に多く、地すべりは沿岸部ともに山腹緩斜面でも著しい。また、地すべりは、標高600 m以上の高所に多く、山崩れは、それ以下で多いことも指摘されている(鳥山, 1960; 第46図)。

こうした第三紀層地すべりは、犀川・裾花川・土尻川流域では、標高600-900 m付近に集中し、このことは、大峰面群の縁辺部や大倉面上に集中的に発生することを意味する。また、地質的には、泥質岩優勢で造構歪みが集中する地帯に多い。更にこうした第三紀層地すべりの大半は旧史地すべりの再活動であることが指摘されている(斉藤, 1956, 1982)。



第45図 日影部層中の凝灰岩上面に地すべりによって生じたスリッケンサイド(小川村持京西方)



第46図 土尻川流域の崩壊地及び地すべり地分布図(鳥山, 1960)

文 献

- BLOME, C.D.(1984) Upper Triassic radiolaria and radiolarian zonation from western North America.
Bull. Amer. Paleont., vol.85, no.318, 88p.
- CHIHARA, K., KOMATSU, M., UEMURA, T., SHIRAISHI, S., YOSHIMURA, T., and NAKAMIZU, M.(1979)
Geology and tectonics of the Omi-Renge and Joetsu tectonic belts (5): Geology and tectonics of the
Omi-Renge tectonic belt. *Sci. Rep. Niigata Univ.*, ser.E, no.5, p.1-61.
- 茅原一也・中水 勝(1981) 青海-蓮華松川上流猿倉鑓ヶ岳地域の岩石と構造, 総合研究A, 「飛騨外縁
帯」, no. 2, p. 29-39.
- 千地万造(1955) 上水内郡土尻川上流地域の地質. 地質調査報告書(長野県資源調査研究会編), p. 59-
68.
- CURRIE, J.B., PANTNODE, H.W., and TRUMP, R.P.(1962) Development of folds in sedimentary strata.
Bull. Geol. Soc. Am., vol.73, p.655-674.
- FOSSIL ELEPHANT RESEARCH GROUP (1979) New species of *Stegolophodon* found from the Shigarami For-
mation, northern part of Nagano Prefecture, Central Japan. *Earth Sci.*, vol.33, p.11-25.
- 花岡邦明・豊野層団研究グループ(1985) 長野盆地北部における中部更新統. 日本第四紀学会講演要
旨集, no. 15, p. 104-105.
- 原山 智(1987) 更新世中期における, 広域テフラ-火砕流堆積物-給源火道対比の一例-いわゆる“ク
リスタル・アッシュ”の給源. 火山, vol. 32, p.370.
- ・小土井由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫(1985) 中部地方における白亜紀-古第三紀火
成活動の変遷. 地球科学, vol. 39, p.345-357.
- 姫川団研究グループ(1958) 糸魚川-静岡線北部にそう地帯の第三紀層. 地質雑, vol. 64, p. 431-444.
- 平林照雄(1953) 来馬統および大峰型石英安山岩の新分布地. 地質雑, vol. 59, p. 64.
- (1955) 白馬岳付近の地質. 長野県総合開発資源調査報告書, 信濃教育会, p. 249-262.
- (1965) 松本盆地西側の花崗岩の節理系と断層系. 地質雑, vol. 71, p. 18-31.
- (1966) 松本盆地周辺の第三系の礫岩についての地質学的研究. 地質雑, vol. 72, p. 191-203.
- (1968) 北部フォッサ・マグナ西縁部の地質構造上の特徴について・フォッサ・マグナ, 日本
地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, フォッサ・マグナ, p. 31-35.
- (1969) 北部フォッサ・マグナの松本-長野線と小谷隆起帯について. 日本地質学会第76年学
術大会総合討論会資料, グリーンタフに関する諸問題, p. 117-122.
- HIRABAYASHI, T.(1970) Neogene conglomerate and Cenozoic geohistory of the northern Fossa Magna in
central Japan. *Chikyū Kagaku (Earth Science)*, vol.24, p.115-128.
- 平林照雄(1971) 北安曇誌, 第1巻自然, 第1編地形地質. 北安曇誌編集委員会, p. 25-247.
- (1984) 大町市の地形地質. 大町市史, 第1巻第1編, p. 3-332.
- 広井美邦(1978) 飛騨変成帯宇奈月地域の地質. 地質雑, vol. 84, p. 521-530.

- 広川 治・吉田 尚・今井 功・山田直利・秦 光男・猪木幸男・石田正夫・磯見 博・野沢 保・小野晃司・大沢 穠・坂本 亨・田中啓策・寺岡易司・対馬坤六・山口昇一・小野千恵子・遠田朝子(1978) 100万分の1日本地質図, 第2版, 地質調査所.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976) 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆. 地質学論集, no. 13, p. 117-131.
- 本間不二男(1928) 信濃中部第三記層の分類(三). 地球, vol. 9, p. 423-432.
- (1931) 信濃中部地質誌. 古今書院, 331p.
- 堀江正治(1954) 青木湖沿岸の湖岸段丘地形. 科学, vol. 24, p. 92-94.
- (1955) 中綱湖, 木崎湖周辺の地形. 科学, vol. 25, p. 475.
- (1956) フォッサ・マグナ部の地殻変形(その1) - 青木湖岸段丘とその隆起汀線. *News Bulletin (Japanese Branch of INQUA)*, no.12, p.11-14.
- 飯島南海夫・斉藤 豊(1968) 更級埴科地方誌第一巻, 自然編. 更級埴科地方誌刊行会, 737p.
- 井島信五郎・遠藤昭二(1955a) 上水内郡鬼無里村, 北小川村及び北安曇郡北城村に亘る地域の地質. 地質調査報告書(長野県資源調査研究会編), p. 47-58.
- ・———(1955b) 裾花川上流地域の地質. 地質調査報告書(長野県資源調査研究会編), p. 77-94.
- IKEBE, N.(1953) Cenozoic geohistory of Japan. *Proc. 8th Pacific Sci. Congr.*, no.2, p.446-456.
- 池辺展生(1957) 日本の新生代の積成盆地 - 特に中新世の積成盆地. 新生代の研究, nos. 24-25, p. 1-10.
- 井内美郎・山崎晴雄・下川浩一(1987) 長野県青木湖の音波探査結果(予報). 日本第四紀学会講演要旨集, no. 17, p. 116-117.
- ISHIGA, H.(1986) Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka Univ.*, vol.29, p.89-100.
- 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. 215-230.
- 伊藤正祐(1966) 白馬岳北方朝日岳北西部の変成岩. 地質雑, vol. 72, p. 287-296.
- KAMEI, S.(1952) The stratigraphy of the Palaeozoic rocks of the Fukuji District, southern part of Hida Mountainland (Study on Palaeozoic rocks of Hida 1). *Jour. Fac. Liberal Arts, Shinshu Univ.*, no.2, p. 43-74.
- 金子史朗(1958) 青木湖周辺の新期断層. 地質雑, vol. 64, p. 94-95.
- 加納 博(1956) 石英斑岩(木崎岩)中の灰曹長石にみられる過渡的光学性に付いて. 地質雑, vol. 62, p. 327-331.
- 加納 隆(1984) 黒部川流域の地質. 研究連絡紙 内帯高压変成帯, no. 2, p. 67.
- (1986) 黒部川上流域の地質. 研究連絡紙 内帯高压変成帯, no. 3, p.14-15.
- 柏木修一(1988) 北部フォッサマグナ, 神城断層の活動と古神城湖の消滅. 日本地理学会予稿集, no. 33, p. 6-7.
- 加藤碩一(1980) 坂城地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 57p.

- 加藤碩一・赤羽貞幸(1986) 長野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 120p.
- ・檀原 徹(1987) 大町テフラ層下部層に挟まれるクリスタル・アッシュのフィッション・トラック年代. 地調月報, vol. 38, p. 265-280.
- ・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.
- ・竹内圭史・松井和典・佐川 昭・山口昇一・原山 智・山田直利(1987) 島弧会合域における新第三紀・第四紀層の広域的対比の研究. 地調月報, vol. 38, p.100-101.
- ・山崎晴雄(1979) 信越地域活構造図(1:200,000). 地質調査所.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 河合正虎・平山 健・山田直利(1957) 5万分の1地質図幅「荒島岳」及び同説明書. 地質調査所, 110p.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦火成岩のK-Ar dating(V) 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, vol.56, p. 191-211.
- 木村純一(1985) 中部地方における上部更新統—とくに火山灰層序について. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 15, p. 5-8.
- KIMURA, T.(1958) Mesozoic plants from the Kizaki district, Nagano Prefecture, Japan. Jubil. Publ. com-memo. prof. H. Fujimoto sixtieth birthday, p.135-138.
- 小林 勇・磯見 博(1950) 長野県長野炭田東筑摩郡更級地区調査報告. 地質調査所, 26p.
- 小林国夫(1955) 姫川流域の地質. 地質調査報告書, 長野県資源調査研究会編, p. 219-230.
- (1957) フォッサマグナ地域の構造発達史. 地学団体研究会松本支部出版委員会, 44p.
- ・平林照雄(1952) フォッサマグナ西部のいわゆる大峰火山と第四紀区分について. 地質雑, vol. 58, p.293.
- ・———(1955) 松本盆地周辺のいわゆる“山砂利”について. 地質雑, vol. 61, p. 30-47.
- ・清水英樹・北沢和夫(1969) 信州ロームと第四紀後期編年. 日本の第四系, p. 9-25.
- ・田中邦雄(1953) 長野県の中生代層. 長野県の地学 2, 長野県地学会, p. 159-169.
- 小林武彦(1975) 大町テフラ層と立山火山構造物との関係. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 4, p. 3.
- 小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明(1957) 来馬層群(ジュラ系下部). 地質雑, vol. 63, p. 182-194.
- 小松正幸・茅原一也(1982) 飛騨外縁帯北東部, 青梅—蓮華帯のメランジェとオリストストローム. 日本地質学会第89年学術大会討論会資料「メランジェ帯の構成とテクトニクス」, p. 32-37.
- ・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. 新潟大理学部地質学鉱物学教室研究報告, no.5, p. 133-148.
- 小坂共栄(1980) 大峰帯の礫岩. 信州大理学部紀要, vol. 15, p. 31-45.
- KOSAKA, T.(1983) A facies model for the sedimentation in the Marukizawa Syncline, central Omine Belt, Nagano Prefecture. *J. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, vol.18, p.75-102.

- 小坂共栄・鬼頭一博・新井健司(1979) 北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系-第四系(1)-長野県姫川
中流地域の第三系-第四系の層序と構造. 地質学論集, no. 16, p. 169-182.
- ・新井健司(1982) 北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系-第四系(2)-長野県姫川上流地域の
第三系-第四系の層序学的・堆積学的研究. 地団研専報, no. 24, p. 181-198.
- 町田 洋(1977) 示標テフラ層の層序・編年. 日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究, 東京大学出版会,
p.373.
- (1979) 松本砂防の歩み-信濃川上流直轄砂防百年史-, 第1編 信濃川上流と姫川の自然と
歴史. 建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所, p. 1-77.
- 正谷 清・市村隆三(1970) フォッサマグナ地域北部の石油地質. 石油技協誌, vol. 35, p.1-12.
- 松久幸敬(1968) 長野県八方尾根地域の超塩基性岩体. 岩鉱, vol. 59, p. 195-205.
- 松本盆地団体研究グループ(1972) 松本盆地の第四紀地質の概観-松本盆地の形成過程に関する研究
(1). 地質学論集, no. 7, p. 297-304.
- (1977) 松本盆地の第四紀地質-松本盆地の形成過程に関する研究(3). 地質学論集, no. 14,
p. 93-102.
- 松本謙一・植田良夫・中村栄三・丸山茂徳(1981) 飛騨外縁帯青海地域の黒雲母・アクチノ閃石岩とザ
クロ石角閃石の K-Ar 年代, 総合研究 A「飛騨外縁帯」研究報告, no. 2, p. 57-61.
- 三上直也・永井 章・西脇 誠(1987) 長野県北部の地震の発震機構とモーメント. 地震学会講演予稿
集, no. 1, p.26.
- 水野 学(1976) 長野県東筑摩郡地方北部の新第三系-特に込地向斜および野間背斜について. 地質学
論集, no.13, p.175-186.
- 望月巧一(1971) 長野県北部, 犀川, 姫川沿川山地の地すべり(1)-犀川沿川山地の地すべりの一般性.
地すべり, vol. 7, p.7-14.
- 森下 晶・小黒譲司・沢井 清・田中邦雄・田中茂門・宇治基宣(1957) 長野県聖山南麓の地質-いわ
ゆる東筑タイプの小川層の層序. 地質雑, vol. 63, p. 159-166.
- 中村一明(1984) 日本海・フォッサマグナプレート収束境界説考. 地球, vol.6, p. 25-28.
- 中村一明・松田時彦(1968) 北部フォッサ・マグナとその周辺地域の地質区と地震活動. 地質学論集,
no. 2, p. 63-69.
- 中谷 進(1972) 大町テフラ層とテフラクロノロジー. 第四紀研究, vol. 11, p. 305-317.
- 仁科良夫(1972) 大峯面の形成過程. 地質学論集, no. 7, p. 305-316.
- (1973) 大峯変動について. 信濃教育, no.1040, p. 51-64.
- (1982) クリスタルアッシュの分布と起源をもとめて. 信濃教育, no.1144, p.1-9.
- 尾原信彦(1956) 長野県青木湖岸地滑り崩壊調査報告. 地調月報, vol. 7, p. 49-56.
- 小川琢治(1931) 中部日本の洪積世氷河作用に就いて(一). 地球, vol. 16, p. 321-332.
- 岡本一男・三村弘二・小林国夫(1975) 長野県大町市付近の大峰火砕流. 火山, 第2集, vol. 19, p.
164-165.
- OTSUKA, Y.(1939) Tertiary crustal deformation in Japan with short remarks on Tertiary palaeogeography.

Jubilee pub. Comm. Prof. H. Yabe's 60th Birthday, p.481-519.

- PESSAGNO, E. A., Jr.(1977) Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Range. *Micropaleont.*, vol.23, p.56-113.
- , FINCH, W. and ABBOTT, P. L.(1979) Upper Triassic radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. *Micropaleont.*, vol.25, p.160-197.
- and WHALEN, P. A.(1982) Lower and middle Jurassic radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and Queen Charlotte Islands, B.C. *Micropaleont.*, vol.28, p.111-169.
- 犀川団体研究グループ(1966) 犀川流域の地質構造—犀川流域の地質(その4). 地団研専報, no. 12, p.95-102.
- 斉藤 豊(1956) 長野県土尻川流域の山崩れ. 信州大学教育学部研究論集, no. 7, p.225-238.
- (1957) 長野市付近の新第三系 信州大学教育学部研究論集, no. 8, p.181-193.
- (1982) 長野県北部の第三紀層地すべりの発生状況. 信州大学教育学部紀要, no. 47, p.237-247.
- ・望月巧一・赤羽貞幸(1976) 北部フォッサマグナ地域の第三系と主要地すべり. 日本地質学会地質見学案内書, 45p.
- SAITO, Y.(1961) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 1). *Jour. Fac. Shinshu Univ.*, no. 11, p.179-200.
- (1962) Geology of the Northern Fossa Magna (Part 3). *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no.13, p.23-54.
- 笹倉正夫(1932a) 信濃仁科山脈に産する石英閃長岩様アルカリ岩類(摘要). 地質雑, vol. 39, p.279-281.
- (1932b) 信濃仁科山脈産含月長石石英斑岩と同族深成岩との関係. 火山, 第1集, vol. 1, p.60-73.
- (1932c) 姫川上流沿岸の地質概報(1)-(2), 地球, vol. 17, no.1, p.33-44, no. 2, p.11-26.
- 柴田秀賢(1933) 信濃木崎湖畔曹達花崗斑岩中のパーケビイカイト. 地質雑, vol. 40, p.45-47.
- ・原喜久男(1955) 日本北アルプスの仁科型亜アルカリ火成岩類. 東京教育大学地誌研究報告, vol. 4, p.33-46.
- 柴田 賢(1981) 青海—蓮華帯の変成岩の K-Ar 年代(予報). 総合研究A「飛騨外縁帯」, no. 2, p.62-63.
- SHIBATA, K. and ITO, M.(1978) Isotopic ages of schist from the Asahidake-Shiroumadake area, Hida Mountains. *Jour. Japan. Assoc. Min, Petr. Econ. Geol.*, vol.73, p.1-4.
- and NOZAWA, T.(1968) K-Ar age of Omi Shist, Hida Mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.19, p.243-246.
- , ——— and WANLESS, R.K.(1970) Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 7, p.1383-1401.

- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫(1979) K-Ar年代測定結果－1. 地調月報, vol. 30, p.675-686.
- 柴田憲一・杉山 茂・柳沢 昇(1976) 北部フォッサ・マグナ日影向斜地域の地質. 地質学論集, no. 13, p. 133-143.
- 下川浩一・山崎晴雄(1987) 古神城湖堆積物からみた断層運動. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 17, p. 92-93.
- 塩川団体研究グループ(1970) 八ヶ岳東麓のローム層. 第24回地団研総会討論会資料集, p.51-56.
- SMITH, R.L.(1960) Ash flows. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol.71, p.795-842.
- 杉山隆二・山下 昇・黒田吉益・郷原保真・山田哲雄・渡辺晃二・武田裕幸・大野勝次・中山政一・今村遼平・中筋章人(1976) 梓川・高瀬川・姫川流域地質図. 建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所.
- 鈴木達夫(1938) 長野県長野野田地形及び地質図並びに同説明書. 地質調査所, 46p.
- 鈴木尉元・三梨 昂(1974) 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 新潟第三系堆積盆地の形成と発展. 構造地質・地球化学編. 地調報告, no. 250-2, p. 79-92.
- 高野道夫・小松正幸(1984) 白馬岳オリストストローム層, 総合研究A「上越帯・足尾帯」, no. 1, p. 89-92.
- TAKESHITA, H (1975) Petrological studies on the volcanic rocks of the Northern Fossa Magna region, Central Japan (Part 2). *Pacific Geology*, no.10, p.1-32.
- 竹下 寿(1976) 北部フォッサ・マグナの新第三紀－前期洪積世火山岩類－地殻構造に関連して. 海洋科学, vol. 8, p. 29-36.
- ・斉藤 豊・百瀬寛一(1960) 古地磁気学からみた柵累層の火山地質. 地球科学, no. 49, p.26-36.
- 竹内 章・坂本 満(1976) 長野県北部, 犀川中流域域に分布する新第三系の層序と構造地質学論集, no.13, p. 133-143.
- 田中邦雄(1955) 大町地方の地質. 地質調査報告書(長野県資源調査研究会編), 信濃教育会, p.237-240.
- TANAKA, K.(1962) Studies on the Molluscan fossils from Central Shinano, Nagano Prefecture, Japan (Part 7)-Stratigraphical and Palaeontological Studies. *Bull. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no.13, p.41-79.
- 田中邦雄・福島 宏・原田哲朗・岩崎祐章・上条 静・百瀬博美・森下 晶・野村 哲・小黒讓司・太田守夫・沢井 清・竹淵修二・田中茂門・宇治基宣(1961) 犀川流域の地質(その1). 榎山次郎教授記念論文集. p.97-106.
- ・平林照雄(1964) 犀川流域の地質(その2). 信州大学教育学部研究論集, no.15, p. 21-36.
- ・関 全寿(1966) 松本市北方の第三紀層. 信州大学教育学部研究論集, no.18, p. 139-158.
- ・寺平 宏・斉藤保人(1954) 長野県中部の第三紀層における化石遺痕についての二, 三の考察. 信州大学教育学部研究論集, no. 4, p. 43-75.

- 田沢純一・相田吉昭・結城智也・大槻憲一郎(1984) 青海の“非石灰岩古生層”よりのペルム紀放射虫化石の発見. 地球科学, vol. 38, p. 264-267.
- 富田 達(1927) 信濃木崎湖西南畔付近に産するアルカリ岩に付いて(摘要). 地質雑, vol. 34, p. 256-259.
- (1928) 信濃木崎湖畔森産曹達花崗斑岩中のヘイステイングサイトに付いて. 地質雑, vol. 35, p. 430-439.
- 富沢恒雄(1953) 長野県北部裾花川流域の層序と地質構造. 地質雑, vol.59, p.552-560.
- (1962) 長野県篠ノ井茶臼山付近の新第三系について. 地質雑. vol.68, p.53-64.
- (1964) 長野県犀川中流地域における第三系の地質構造. 地質雑, vol. 70, p. 586-595.
- (1968) フォッサ・マグナ北部地域の第三紀の諸問題 —とくに長野市周辺地域—. 日本地質学会第75年秋期学術大会総合討論会資料, フォッサ・マグナ, p. 25-30.
- 鳥山武雄(1960) 北信濃土尻川流域における山崩れ・地氾りの諸要素について. 信州大教育学部研究論集, no. 11, p. 159-172.
- 卯田 強・茅原一也(1985) 北部フォッサ・マグナ地域の地震の分布と地質構造. 新潟大理学部地質研究報告, no. 5, p. 105-122.
- 植村 武(1976) 北信第三系の褶曲モデル. 地質学論集, no. 13, p.203-209.
- 宇根 寛(1985) 長野県北西部の糸魚川・静岡構造線に沿う変動地形. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 15, p. 92-93.
- 矢部長克(1918) 糸魚川静岡地溝線. 現代の科学, no. 6, p. 147-150.
- 八木貞助・八木健三(1958) 上水内郡地質誌. 古今書院, 480p.
- 山田直利・滝沢文教(1981) 来馬層群の砂岩組成からみた飛驒外縁帯の三量紀(?)珪長質火山作用. 総合研究A「飛驒外縁帯」報告, no. 2, p. 64-69.
- ・加藤碩一・小野晃司・岩田 修(1985) 北アルプス周辺地域の鮮新世—更新世珪長質火山岩類のK-Ar年代. 地調月報, vol.36, p. 539-549.
- 山田哲雄(1968) 松本市北方の地震探査によって探られた糸魚川—静岡線. フォッサマグナ, 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, p. 41-44.
- ・藤田至則・武内俊昭(1976) 松本市北方安曇平における地震探査. 地質学論集, no. 13, p. 51-60.
- 山下 昇・小坂共栄・織田聡子(1980) 松本盆地東縁明科—田沢間の地質と地形. 文部省・島弧変動に関する総合研究研究報告, 島弧変動, no. 2, p.77-92.
- ・———・矢野賢治(1985) 長野県青木湖北岸の佐野坂山の崩壊堆積物. 信州大学理学部紀要, vol.20, p. 199-220.
- 山崎晴雄(1979) 長野県北城盆地の活断層. 日本地理学会予稿集, no. 17, p. 60-61.
- 山崎哲夫(1980) 八方尾根地域の変成岩と超塩基性岩の変成作用. 総合研究A「飛驒外縁帯」研究報告, no.1, p.31-37.
- 矢野孝雄・村山 進(1976) 長野県北部荒倉山周辺の層序および地質構造. 地質学論集, no. 13, p.

159-173.

矢野孝雄(1983) 長野県北部犀川中流域の新第三系. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 134.

八ヶ岳団体研究グループ(1977)八ヶ岳火山東麓の中部洪積統. 地質学論集, no.14, p. 103-125.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kanazawa(10) No.31



GEOLOGY

OF THE

ŌMACHI DISTRICT

By

Hirokazu KATO, Taisei SATO,
Kōji MIMURA and Fuminori TAKIZAWA

(Written in 1988)

(ABSTRACT)

Crossing the central part of the Ōmachi district from north to south, is one of the major faults in Japan, the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, which divides the main part of Japan into two major geologic terrains, Northeast Japan and Southwest Japan.

The western part of the Ōmachi district is situated in the eastern margin of the northern Japan Alps, which comprises mainly igneous, sedimentary and metamorphic rocks of pre-Neogene age, and the Shirasawatengu Welded Tuff probably of Pliocene age. The central part is a relatively low land covered with Quaternary beds, and is manifested by the N-S trending concealed Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line which terminate the west side of Fossa Magna. The eastern part is a hilly land composed mainly of Neogene sedimentary and pyroclastic rocks.

BASEMENT ROCKS OF THE HIDA MARGINAL BELT

Phyllites, serpentinite and other metamorphic rocks of the Nishina Mountains in the western part consist of a part of the Hida Marginal Belt, which is a structural suture zone between the

Hida Terrane and the Mino Terrane, probably formed in latest Permian to middle Jurassic age.

The metamorphic rocks are sparsely distributed along the Inugawa River and correlative with the Ōmi-Renge Metamorphic Rocks in the north of the district. The metamorphism likely occurred in pre-Permian age.

The Kamishiro Formation is composed of basaltic volcanic conglomerate and sandstone ("greenstones"), chert and shale with a small amount of limestone. The chert commonly shows current structures such as cross-lamination and parallel lamination. The formation yields *Follicucullus* sp. and other radiolarian fossils Permian to Carboniferous.

The Happo-One Ultrabasic Body crops out in the northern most part of the Nishina Mountains. The main body is dunite, which unusually includes (cleavable) olivine with deformation lamellae and xenoblocks of crystalline schists and Paleozoic sedimentary rocks, and later was partially metamorphosed by Cretaceous-Paleogene granite. Recrystallized minerals are tremolite, orthopyroxene, talc and fine-grained olivine.

Minor bodies of altered basalt and dolerite intrude the Kamishiro Formation around the Ichiyasan Mountain and along the mid-stream of the Inukawa River.

The Kizaki Formation which contacts with the Paleozoic Kamishiro Formation by faults, comprises shale, and subordinately neritic sandstone and conglomerate. The sandstone and conglomerate include a large amount of volcanic rock fragments, similarly to the sandstone of the Lower Jurassic Kuruma Group that crops out to the north of the Ōmachi district. The Kizaki Formation yields *Nassellaria* and other radiolarian fossils and plant fossils, indicating Jurassic in age.

LATE CRETACEOUS TO PALEOGENE IGNEOUS ROCKS

In the western part of the Ōmachi district, there are the Kizaki Rhyolite, the Aoki Granite, the Ariake Granite, the Tsubeta-Ike Welded Tuff, the Shirasawakoru Sandstone Bed, the Jiigatake Andesite, the Shiratakesawa Tuff the Goryu Rhyolite, the Kitamata Welded Tuff, the Okawazawa Granite, and the Kanazawa Granite. They are late Cretaceous to Paleogene in age.

The Kizaki Rhyolite is mostly made of rhyolite welded tuff that contains rounded quartz, plagioclase, anorthoclase, dark brownish amphibole and biotite embedded in glassy matrix, and essential lenses showing graphic texture under the microscope. The rock was once named the Kizakiite (moonstone- and alkali amphibole-bearing quartz porphyry) by SASAKURA (1932). The Kizaki Rhyolite is intruded by the Aoki Granite. Both the rocks are similar in their compositions; they include rounded quartz and predominantly potassium feldspar. The K-Ar age of biotite from the Aoki Granite is 64-65 Ma.

The Ariake Granite is a batholithic granite distributed in the Ōmachi district and Shinano-Ikeda district south of the Ōmachi district. The granite comprises coarse-grained hornblende-bearing biotite granite and aplite with porphyritic pinkish K-feldspar. The K-Ar age of the granite sample from the Shinano-Ikeda district is 62.3 ± 3.1 Ma.

The Tsubeta-Ike Welded Tuff is rhyolitic and contains plagioclase and a small amount of lithic fragments. It is thermally metamorphosed by the Kanazawa Granite. The Shirasawakoru Sandstone Bed consists of tuffaceous sandstone, mudstone and conglomerate. The bed reaches 150 m in thickness. The Jiigatake Andesite is an autobrecciated lava characterized by a wide

range of size of plagioclase phenocrysts. The Jiigatake Andesite contains hornblende and a small amount of clinopyroxene as phenocrysts in the groundmass showing intersertal texture. The Shiratakesawa Tuff overlying the Jiigatake Andesite is rhyolitic and includes a number of lithic fragments and pumice.

The Goryu Rhyolite consists of rhyolite lava, spherulitic rhyolite and rhyolite welded tuff. All the rhyolite rocks are light greenish gray color and sparse in plagioclase phenocrysts. The Kitamata Welded Tuff is rhyolite welded tuff that contains plagioclase, quartz and K-feldspar, and many lithic fragments. It is thermally metamorphosed by the Okawazawa Granite and the Kanazawa Granite.

The Okawazawa Granite consists mainly of medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite, whose K-Ar age of biotite is 56-57 Ma. The Kanazawa Granite, younger than the Okawazawa Granite, consists of fine-grained hornblende-biotite granite and granodiorite. These rocks show hypabyssal texture and contain many dark inclusions. Felsite, andesite and porphyry dikes are associated with the Cretaceous to Paleogene igneous rocks.

NEOGENE

The Neogene formations are exposed in the eastern part of the Ōmachi district. Their lithology is variable from place to place in the C, D, E and F areas bounded by large faults (See Figure 41).

MIOCENE

The Miocene marine formations, that is, the Aoki and the Ogawa Formations are distributed to the east of the Otari-Nakayama Fault. The Aoki Formation of middle Miocene is the lowest formation of the Tertiary strata in the eastern part of the Ōmachi district, and mainly composed of mudstone, and alternation of sandstone and mudstone, containing abundant fossils. This formation is broken and tilted by the faults and folds and divided into the Nishikyō and Nodaira Members in the E area and the Uppermost Member of the Aoki Formation in the F area (Fig. 41). The Aoki Formation conformably underlies the Ogawa Formation.

The Ogawa Formation of upper Miocene is distributed in the D, E, and F areas (Fig.41). The Yanagisawa Member in the D area consists of alternation of mudstone and sandstone, and conglomerate. In the E area, the Ronji Member is mainly composed of sandstone, mudstone, conglomerate, alternation of sandstone and mudstone, and intercalated tuff. In the F area, this formation consists of the Sashikiri Member, Shige Member and Komiji Member. Those members are mainly composed of sandstone, conglomeratic sandstone, sandy mudstone, and alternation of sandstone and sandy mudstone.

PLIOCENE

The Pliocene formations distributed on the east side of the Otari-Nakayama Fault are the Shigarami and Sarumaru Formations. Those on the west side of the fault are the Ōmine and Miasa Formations and Taroyama Andesite.

The Shigarami Formation conformably overlies the Ogawa Formation. The formation is

most widespread among the Tertiary formations on the east side of the Otari-Nakayama Fault, and is divided in the area D (Fig.41) into three members, the Hiratokosawa Member, Idoirisawa Member and Tanogashira Member in ascending order. These members are composed of sandy mudstone, sandstone, conglomerate, and alternation of sandstone and sandy mudstone. They are 1,200m thick in total.

In the southern part, of the area E, the Gonda Member mainly of sandstone and conglomerate is dominated and in the northern part the Takafu Member mainly of poorly stratified mudstone. These members interfinger each other. The Gonda Member and the Takafu Member are over 2,000 m and 1,500 m thick, respectively. The Arakurayama Pyroclastics, sparsely distributed in the northeastern part of the E area, consists of andesite lava and tuff breccia. This member is locally unconformable with the underlying the Takafu Member as best observed around Mt. Iizuna.

In the F area, the early Pliocene Hijiriyama Volcanics unconformably overlies the Ogawa Formation. It comprises two members, namely the Hijiriyama Andesite consisting of andesite to andesitic basalt lava, and the Tararayama Andesite of basaltic andesite containing large augite phenocrysts. The other members of the Pliocene formations in the F area are the Nagaiwa Member and the Joshita Member which intercalate the Kumeji Pyroclastics composed of andesite lava, volcanic breccias and tuff breccias.

In the D area, the late Pliocene Sarumaru Formation comprises only the Hikage Member composed of conglomerate, sandstone, and tuff.

The Miasa Formation, the Taroyama Andesite and the Ōmine Formation are distributed, between the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line and the Otari-Nakayama Fault.

The Miasa Formation is divided into the upper and lower members. The lower member, the Horinouchi Member, is composed of conglomerate its lower horizon and a pyroclastic flow deposit in the upper. The conglomerate contains pebbles of chert, sandstone, shale, andesite, granite and granodiorite. The pyroclastic flow deposit is made of welded ash flow tuff which contains crystal fragments of plagioclase, biotite, and hypersthene. The upper member, the Wachiba Member, which overlies the lower member conformably, is composed of sandy mudstone in the lower horizon and alternation of conglomerate and pyroclastic flow deposits in the upper. Size of pebbles of the conglomerate change from southwest to northeast in the mapped district. Those pebbles in the southwest part are mainly quartz porphyry, welded tuff and granite, whereas those in the northeast are mainly chert, sandstone and shale. The pyroclastic flow deposits consist of partially welded ash flows that contain crystals of plagioclase and rare biotite.

The Taroyama Andesite consisting of andesite lava and a small amount of pyroclastic rocks intrudes the Miasa Formation as N-S trending dikes and forms some volcanic cones of aphyric lava.

The Ōmine Formation overlies unconformably the Miasa Formation and the Taroyama Andesite. The formation comprises the Ōshio Pyroclastic Flow Deposit and the Hino Member. The former is a thick welded ash-flow deposit, that contains crystals of plagioclase, biotite subordinate quartz, hypersthene and augite, and banded pumice. The Hino Member is composed of sandstone intercalating tuff and silt.

To the west of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, namely within the A area, the Shirasawa Tuff Breccia and the Shirasawatengu Rhyolite are distributed.

The Shirasawa Tuff Breccia crops out along the downstream of the Shirasawa River. It is a pale green sandy tuff, and contains a large amount of blocks of rhyolite and andesite.

The Shirasawatengu Rhyolite consists largely of rhyolite pyroclastic rocks that contain dominantly lithic fragments and plagioclase, and sparsely quartz and potassium feldspar. It is classified, based on the color and the degree of welding, into black, densely welded glassy facies, brown throughly-welded facies, dark gray columnar joint-predominant facies, white vapor phase-crystallization facies, and the pale green subaqueous pyroclastic flow facies. The fission track age of zircon grains of the Shirasawatengu Rhyolite is 2.2 ± 0.3 Ma.

Granophyre dikes, measuring 2 to 50 m wide, intruded into the Shirasawatengu Rhyolite. The granophyre is a holocrystalline rock and the constituents crystals are quartz plagioclase, K-feldspar, biotite, and a small amount of hornblende.

QUATERNARY

PLEISTOCENE

The Ōmine Gravel is observed sporadically on the Ōmine Surface which is an eroded surface widely developed in the northern Fossa Magna region. It includes granitic boulders reaching a maximum diameter of a few meters. The Ōmine Gravels are thoroughly eroded out, and not shown on the geological map.

The Shingyo Gravel Deposits are loose conglomerate and unconformably overlies the Pliocene formations in the C area.

The Older Colluvial Deposits of early to middle Pleistocene age are subdivided into the Ōmine Debris Deposits, the Sanozakayama Collapse Deposits and the Ooka Debris Deposits. The Ōmine Debris Deposits is composed of angular fragments mainly derived from the Pliocene rhyolite rocks of eastern hilly land. The Sanozakayama Collapse Deposits, composed of angular fragments mainly derived from the basement rocks of western mountains, forms the watershed, namely the Sanozaka Hill to the north of Lake Aoki. The Ōoka Debris Deposits is composed of subangular fragment mainly derived from the Hijiriyama volcanics and mud in matrix.

Higher Terrace Deposits, which comprise gravel, sand, mud and the Ōmachi Tephra Formation, are mainly distributed on the foot of northern Japan Alps west of Ōmachi City. The Ōmachi Tephra Formation is one of the key tephra layers presumably of middle Pleistocene age, and is widely distributed not only in the northern Fossa Magna region but also in the Kanto-Ko-Shinetsu region, central Japan. This formation is made of volcanic ash with pumice and scoria, and intercalates crystal ash layers in the lower part.

The Aoki Lacustrine Terrace Deposits and the Kamishiro Lacustrine Terrace Deposits are distributed on the south coast of the Lake Aoki and in the east of the Kamishiro Basin. They are late Pleistocene in age and consist of sand, silt, gravel and humic soils.

From late Pleistocene age to Holocene age, the Kamishiro Lake Deposits, Lower Terrace Deposits and Older Fan Deposits were deposited along the present rivers.

HOLOCENE

Fan deposits, colluvial deposits, marsh deposits and alluvium have been deposits along and

around the recent rivers and slopes of mountains. They consist of gravel, sand, clay, and humic soil.

GEOLOGIC STRUCTURES

The Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, the large-scale fault is concealed, and the remarkable topographical feature exhibits the existence of the boundary between the western mountains, so-called northern Japan Alps and the eastern hilly land.

The eastern hilly land composed of Neogene to Quaternary formations is situated in the Mizuho-Fossa Magna Zone defined by OTUKA (1939). The thick marine sediments are intensely folded and faulted. Faults and folds trend dominantly N-S in the southern part of the Omachi district, whereas mostly NE-SW in the northern part. The main faults such as the Saigawa Fault, the Otari-Nakayama Fault, and the Mochikyo Fault, divide this hilly land into several blocks. Generally, such anticlines as the Saigawa Anticline and the Nishikyo Anticline are tight anticlines situated near the fault boundaries of blocks. On the other hand, such synclines as the Takafu Syncline, the Hikage Syncline and the Komiji Syncline are relatively broad synclines developed within the blocks.

The Saigawa Fault extends from the Shinano-Ikeda district to the Nagano district over a distance of about 25 km. In the Omachi district it strikes nearly N-S. This fault is probably a pivotal fault recognized as a crushed zone, whose width is a few hundred meters. The fault plane is nearly vertical or dips steeply to the west. The west side of the fault is generally down in the southern part of this district, whereas the east side is down in the northern part.

The Mochikyo Fault is a high angle reverse fault branched from the Otari-Nakayama Fault. The fault plane strikes N35°E and dips 60-70°E. The east side is up. The maximum slip appears to be 1,400 m.

The Nakayama Fault combines with the Otari Fault, and the combination is often called the Otari-Nakayama Fault. This fault strikes N-S and dips nearly vertically. The uppermost Pliocene formations such as the Omine and the Miasa Formation on the west side are moved down. The total slip is about 2,000 m. The fault has a crushed zone more than 20 m wide, being accompanied with gouge zone and minor faults.

The Komiji Syncline strikes nearly NNE-SSW with the axis longer than 23 km. The syncline is asymmetrical and tight, and dips steeply, plunging north at angles of 10-30°. The limb on the west side is often overturned.

The Saigawa Anticline has the axis about 30 km long, and shows a complicated form combined with the Saigawa fault; the east limb is partly overturned and the axis is sometimes cut by the fault. The distance between the axes of the Saigawa Anticline and the Komiji Syncline is about 1 km.

The Takafu Syncline is a broad syncline with the axis stretching over 20 km. The axis is 2.5 to 4 km distant from the axis of the Saigawa Anticline. Only the southernmost part of the Nishikyo Anticline is distributed in this mapped district. Near the axis, the limb dips very steeply and the limb on the east side is locally overturned. The limb on the west side is cut by the Mochikyo Fault.

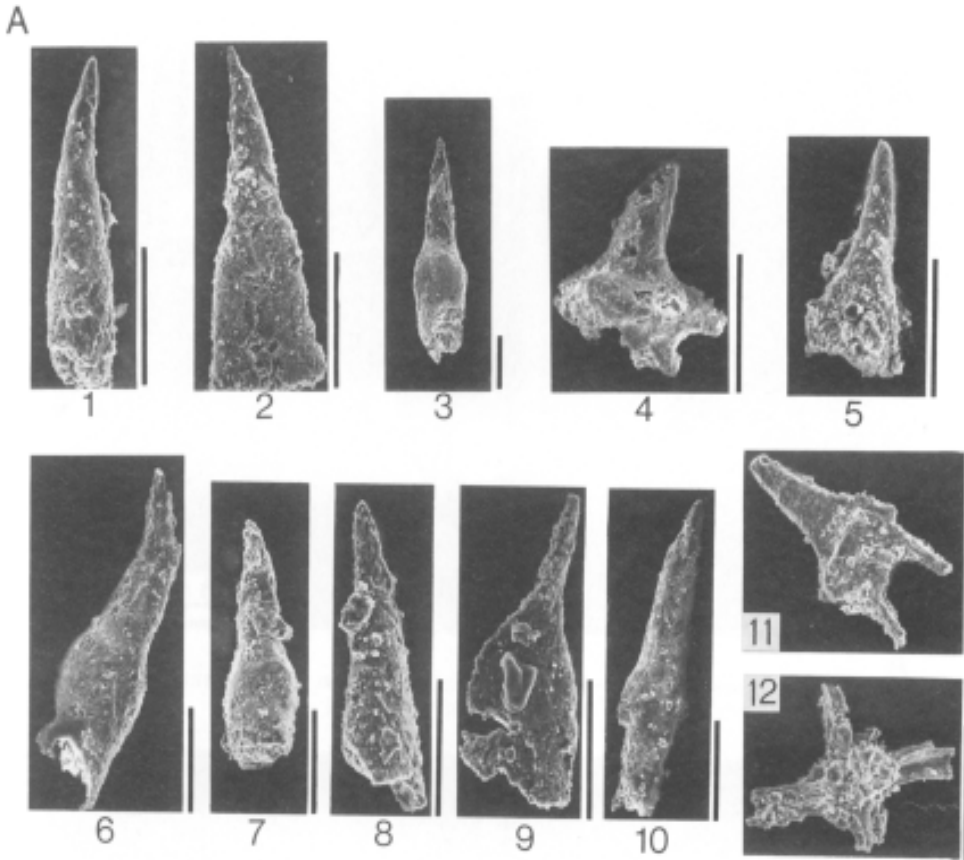
The Hikage Syncline deforms the Ogawa, the Shigarami and the Sarumaru Formations. It is likely one of the warped forms of the differentiated sedimentary basins as well as the Komiji and

the Takafu Synclines. The total length of the axis is about 30 km. The limb on the west side is cut by the Mochikyo Fault.

The Kumanoiri Anticline is rather a relatively small fold with the axis about 5.5 km long, and cut by the Otari-Nakayama Fault.

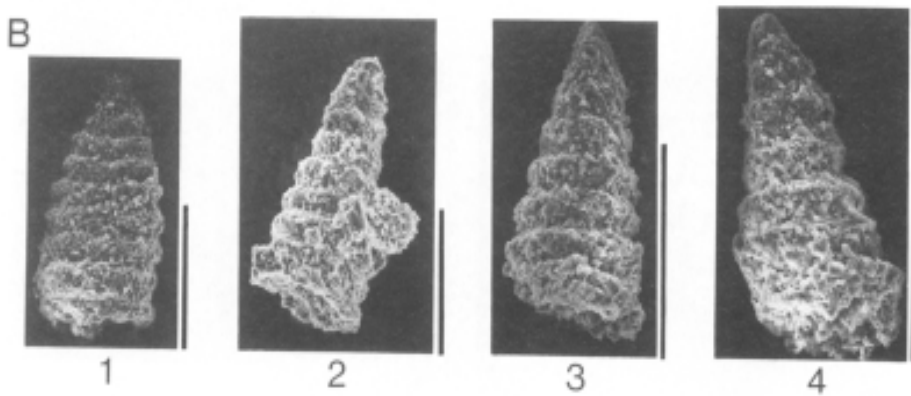
To the north of Lake Aoki, the Kamishiro Active Fault develops along the eastern margin of the Kamishiro Basin. The east side is up and the total slip is about 73 m. The average slip rate is estimated to be about 3.4 m /1,000 y.

On the west side of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, the Kashima Fault, the Nishinanishi Fault, the Daigozawa Fault and others are developed trending N-S. Minor faults trending NE-SW and NW-SE are also developed.

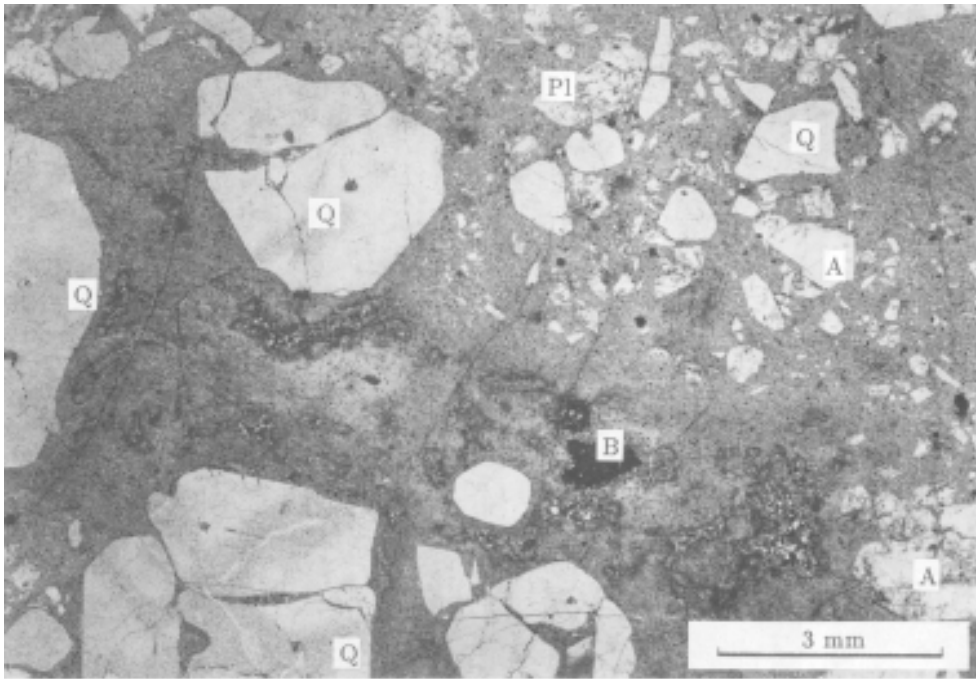


神城層産の放射虫化石

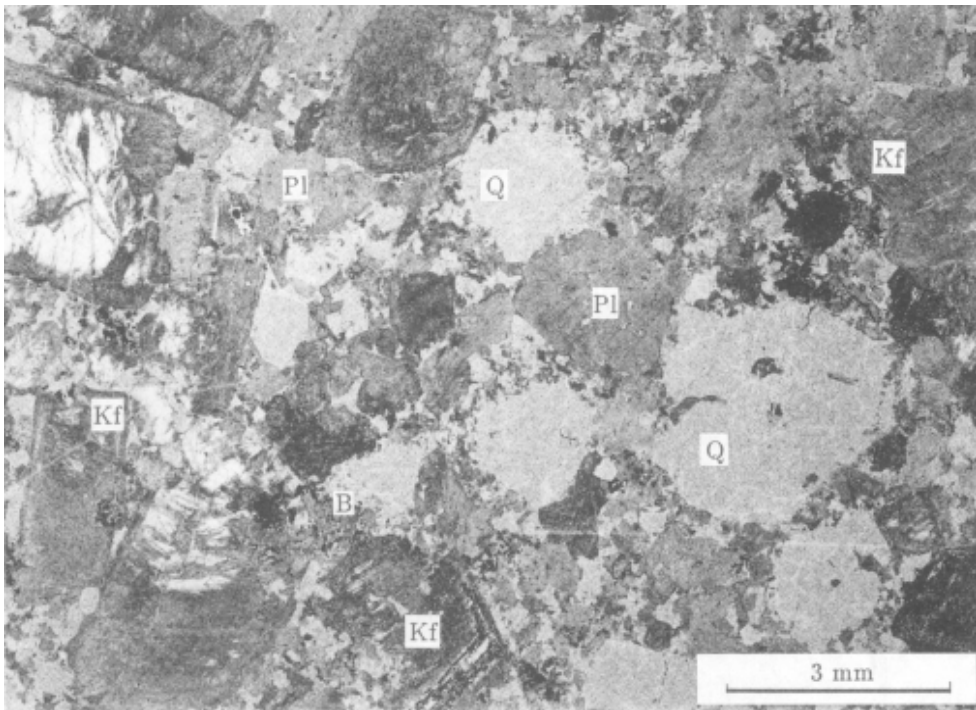
1-5は泥質岩, 6-12は, チャートから産出. 1-3, 7:Follicucullus scholasticus, 4, 5, 10:Pseudoalbaillella? sp., 6:Follicucullus cf. monacanthus, 9:Pseudoalbaillella sp., 11, 12:Unnamed radiolarians (スケールバーは, 0.1mmを示す)



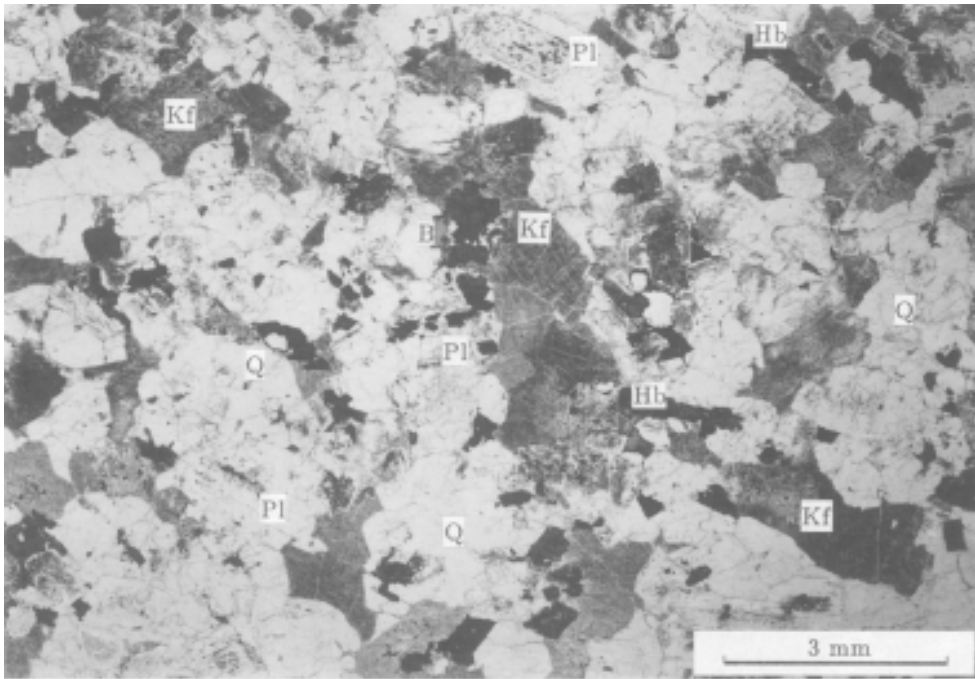
木崎層産放射虫化石(Nassellaria gen. and sp. indetermined)
(スケールバーは, 0.1mmを示す). 1-4: 西海ノロ西方産.



A 流紋岩溶結凝灰岩 (GSJ R43862/8671002) 木崎流紋岩. 大町市大字平中綱. 左下半部は本質岩片.
A: アンフォクレス, B: 黒雲母, Pl: 斜長石, Q: 石英. 単ニコル.

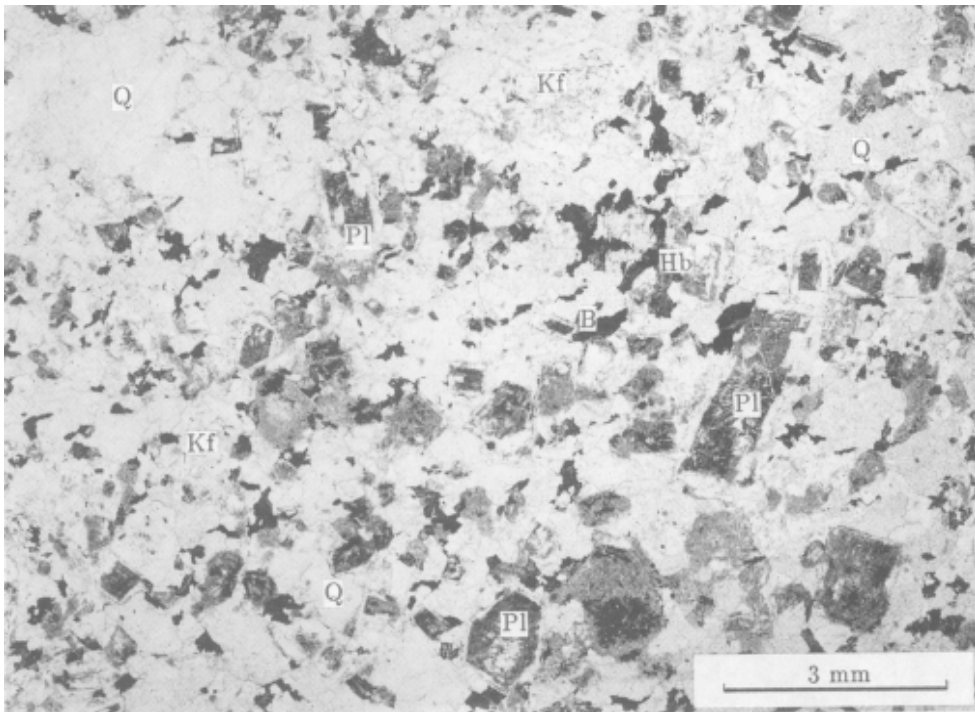


B 粗粒花崗斑岩 (GSJ R43866/8671610) 青木花崗岩の主岩相. 大町市大字平鹿島国際スキー場.
B: 黒雲母, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Q: 石英. 単ニコル.



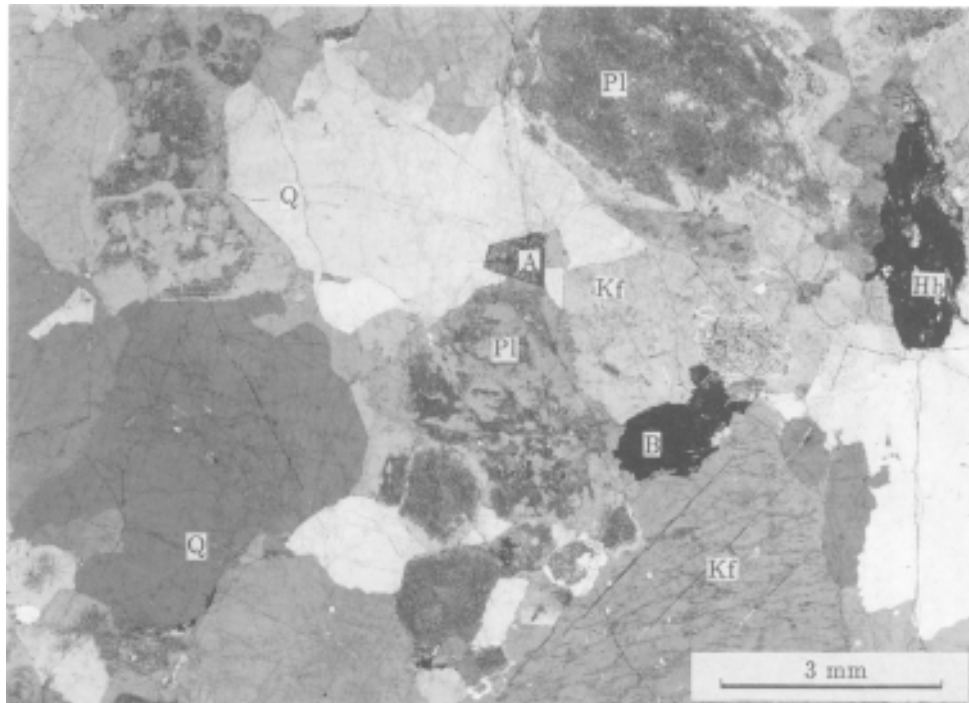
A

花崗閃緑岩 (GSJ R43868/7383103) 青木花崗岩. 大町市大字平青木, 青木神社裏.
B : 黒雲母, Hb : 角閃石, Kf : カリ長石, Pl : 斜長石, Q : 石英. 単ニコル.



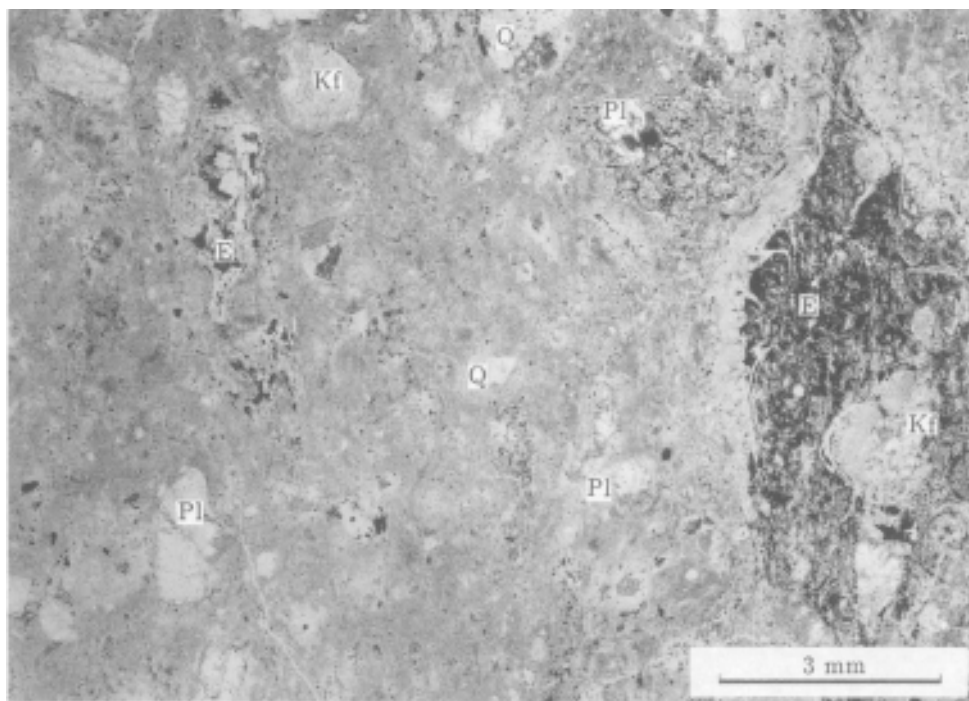
B

斑状細粒花崗岩 (GSJ R43871/8671409) 青木花崗岩, 大町市大字平, 鹿島川支流大ゴ沢.
B : 黒雲母, Hb : 角閃石, Kf : カリ長石, Pl : 斜長石, Q : 石英. 単ニコル.



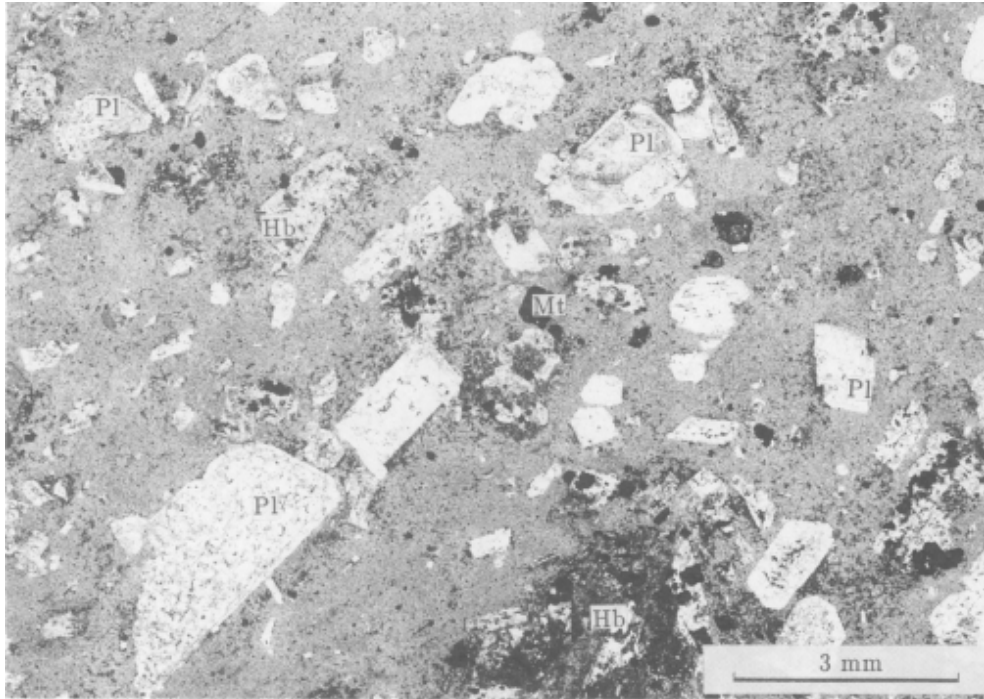
A

粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩(GSJ R43873/8671011) 有明花崗岩. 大町市大字平大谷原.
A: 褐れん石, B: 黒雲母, Hb: 角閃石, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Q: 石英. 直交ニコル.



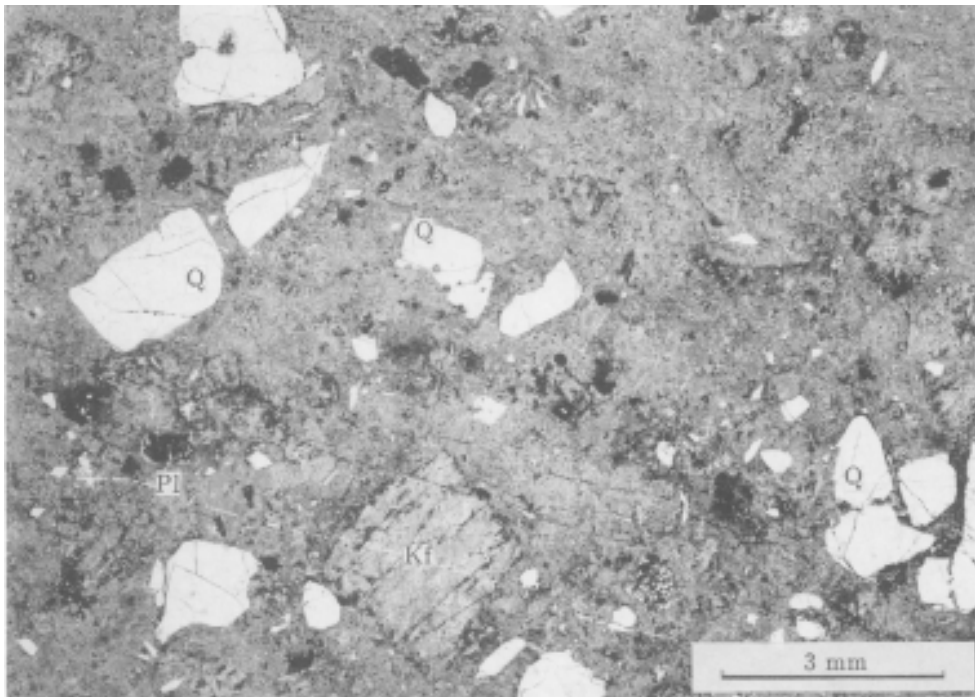
B

流紋岩溶結凝灰岩(GSJ R43874/8672114) 冷池溶結凝灰岩. 爺ヶ岳北方冷乗越.
E: 偏平な本質岩片, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Q: 石英. 単ニコル



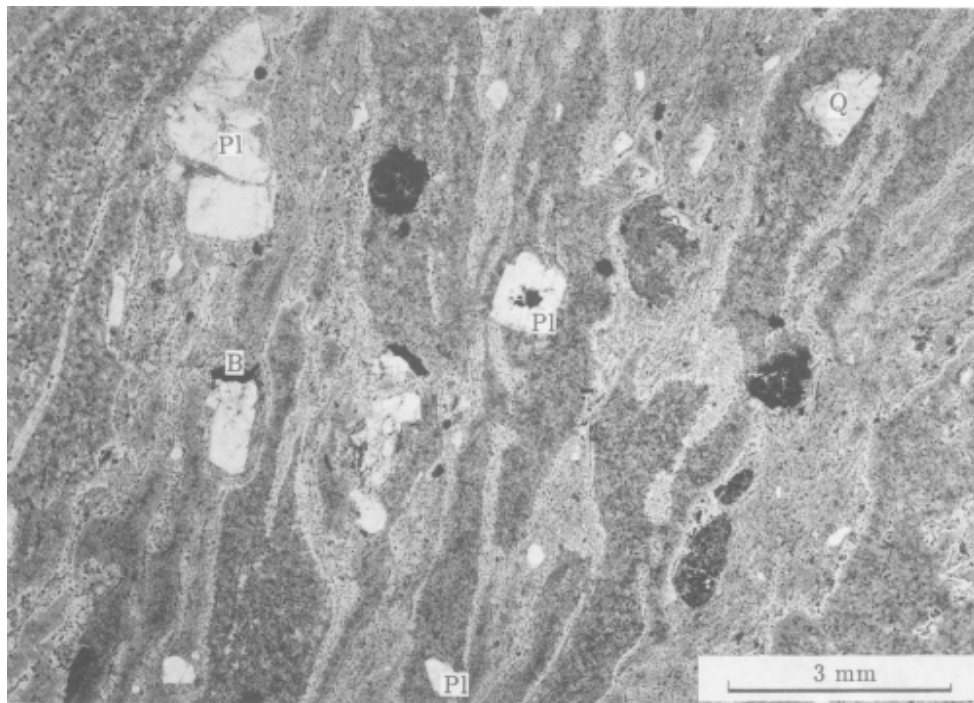
A

角閃石安山岩 (GSJ R43875/8790504) 爺ヶ岳安山岩. 麓川支流白沢標高 1,970 m 付近.
Hb : 角閃石, Mt : 磁鉄鉱, Pl : 斜長石, 単ニコル.



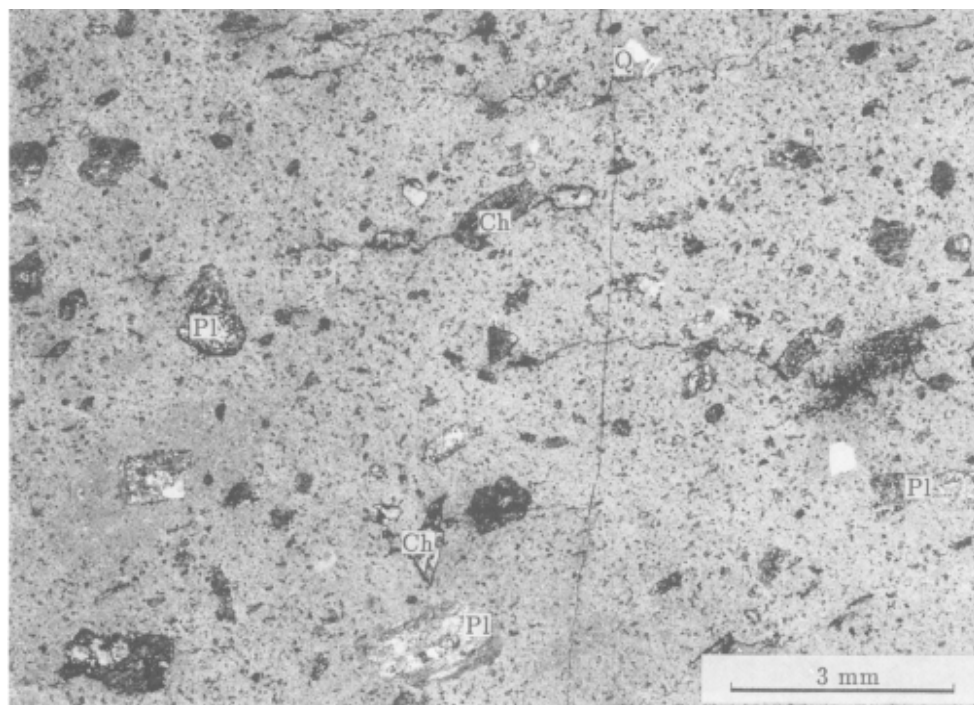
B

流紋岩凝灰岩 (GSJ R43879/8681801) シラタケ沢凝灰岩. 五竜山荘南. 斜長石は変質が進んでおり写真では見えにくい.
Kf : カリ長石, Pl : 斜長石, Q : 石英, 単ニコル.



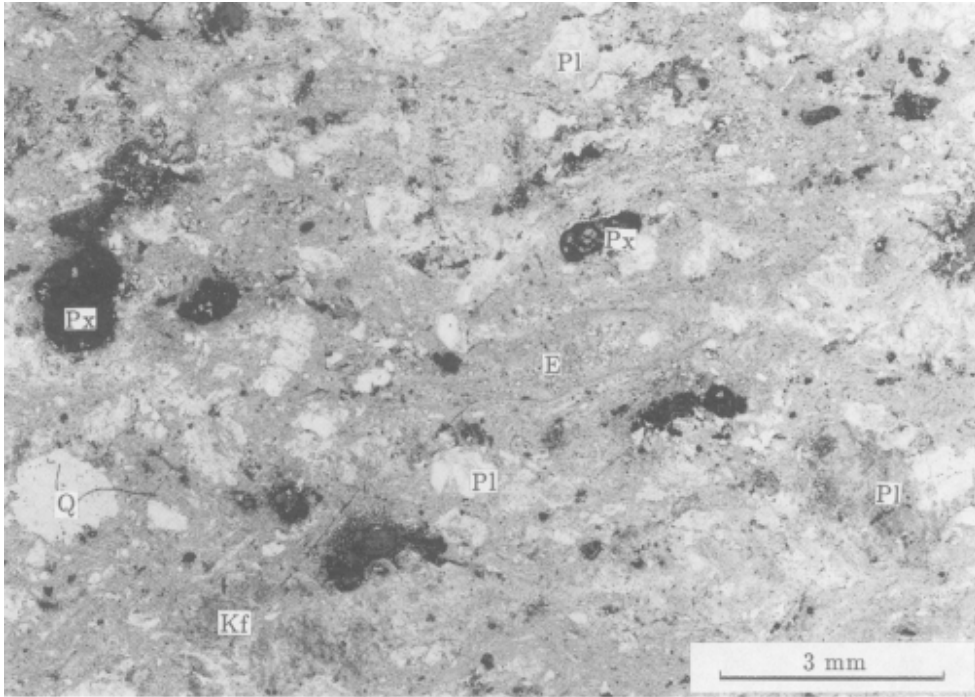
A

流紋岩溶岩 (GSJ R43882/8793011) 五竜流紋岩. 五竜三角点.
B : 黒雲母, Pl : 斜長石, Q : 石英. 単ニコル.



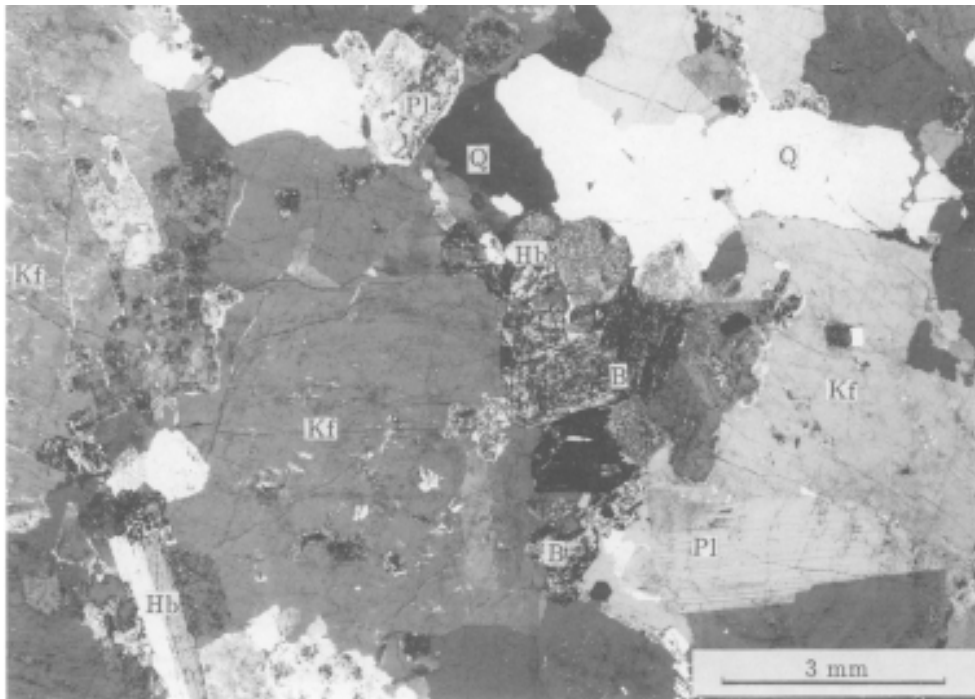
B

流紋岩 (GSJ R43885/8772406) 五竜流紋岩. 平川支流遠見沢標高1,360 m付近.
Ch : 緑泥石, Pl : 斜長石, Q : 石英. 単ニコル.



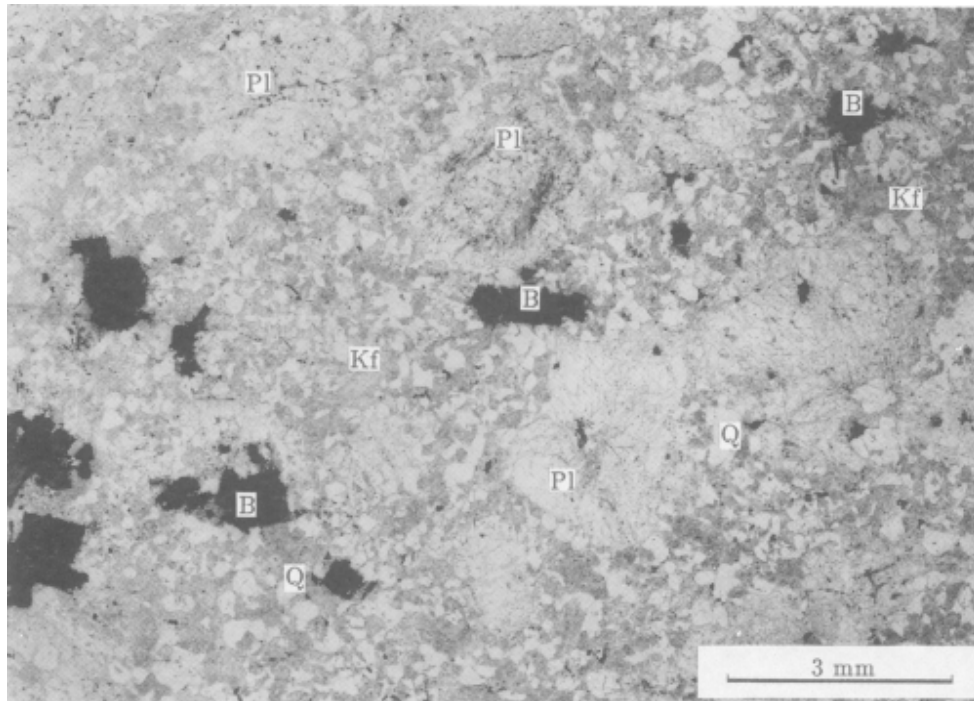
A

流紋岩溶結凝灰岩 (GSJ R43886/8682205) 北股溶結凝灰岩, 北股本谷標高 1,630 m 付近.
E: 強く偏平化した本質岩片, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Px: 単斜輝石, Q: 石英. 単ニコル.



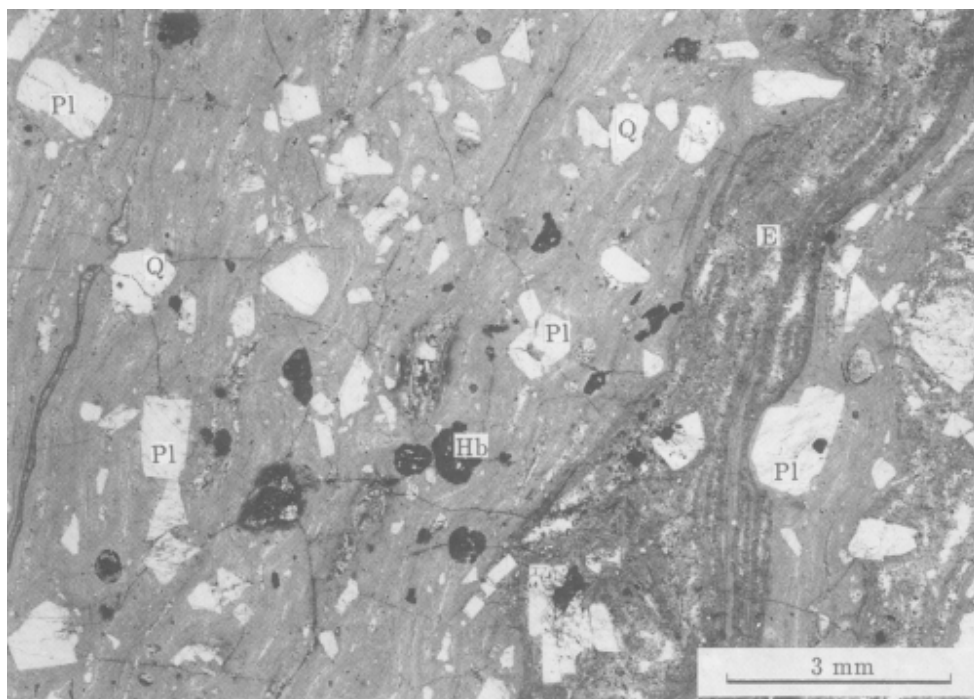
B

粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R43887/8682106) 大川沢花崗岩, 大川沢歩道標高 1,140 m.
B: 黒雲母, Hb: 角閃石, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Q: 石英. 直交ニコル.



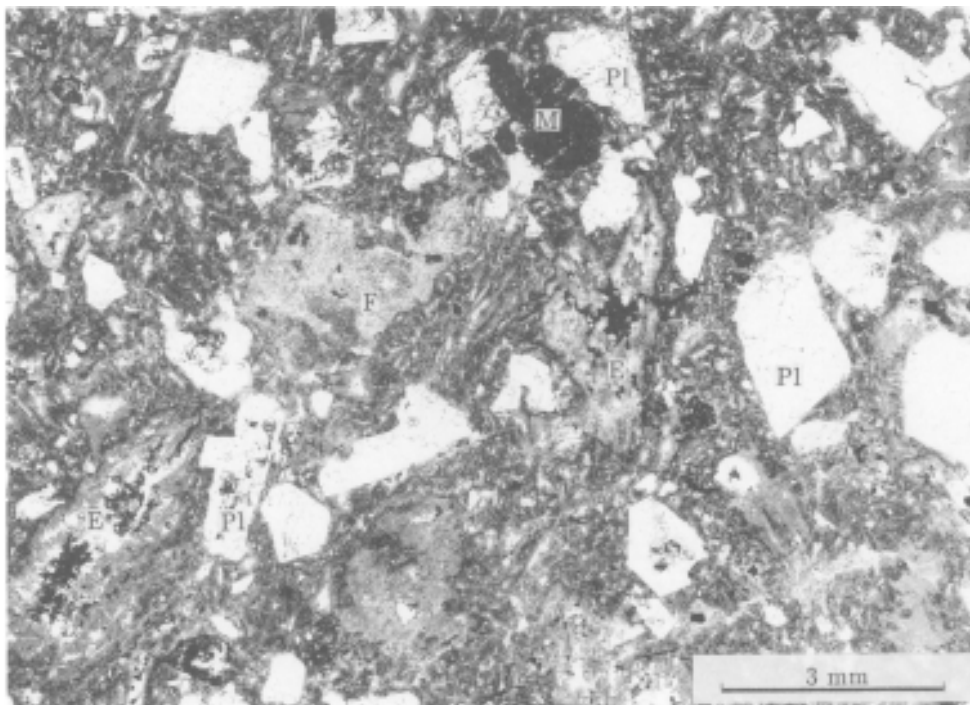
A

文象花崗岩 (GSJ R43890/8700801) 金沢花崗岩の周縁相. 鹿島槍ヶ岳山頂.
B : 黒雲母, Kf : カリ長石, Pl : 斜長石, Q : 石英. 単ニコル.



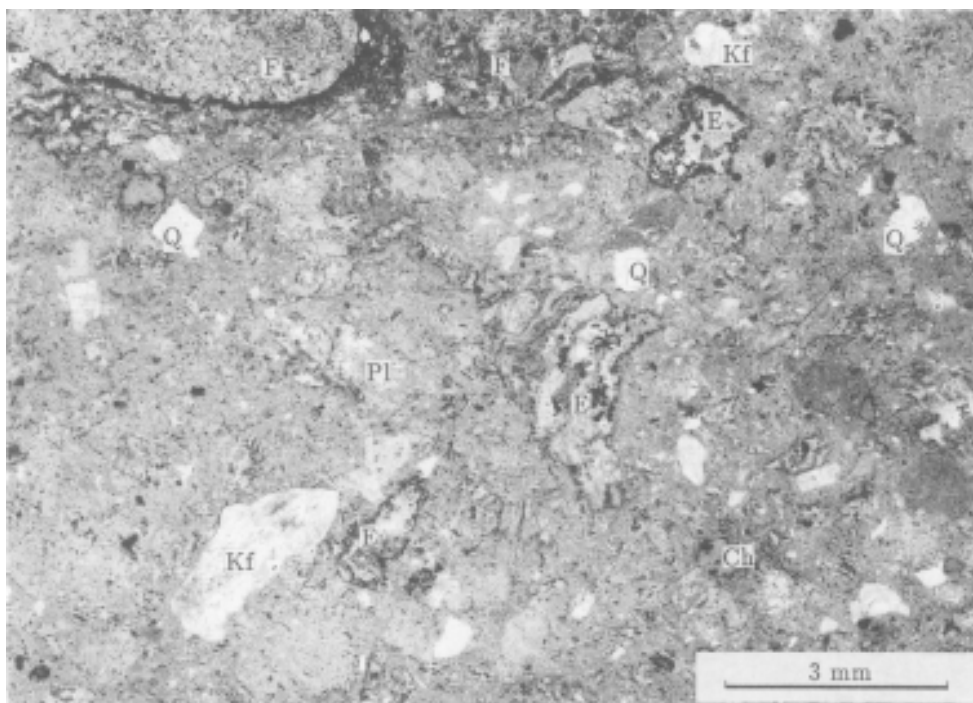
B

流紋岩溶結凝灰岩 (GSJ R43897/8780107) 白沢天狗流紋岩の強溶結した黒色の岩相. 小冷沢標高 1,470 m 付近.
E : 強く偏平化した本質岩片, Hb : 角閃石, Pl : 斜長石, Q : 石英. 単ニコル.



A

流紋岩溶結凝灰岩 (GSJ R43901/8772602) 白沢天狗流紋岩の柱状節理で特徴付けられる岩相. 麓川支流コセ沢標高 1,360 m 付近.
E: 本質岩片, M: 変質した有色鉱物 (かんらん石?), Pl: 斜長石. 単ニコル.



B

非溶結流紋岩凝灰岩 (GSJ R43903/8780207) 白沢天狗流紋岩の淡緑色の岩相. 小冷沢標高 1,890 m 付近.
Ch: 緑泥石, E: 本質岩片, F: 外来岩片, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Q: 石英. 単ニコル.

文献引用例

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，111 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KATO, H., SATO, T., MIMURA, K. and TAKIZAWA, F. (1989) *Geology of the Ōmachi district.* With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 111 p. (in Japanese with English abstract 7 p.).

平成元年3月24日印刷

平成元年3月27日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小宮山一雄

印刷所 小宮山印刷工業㈱

東京都新宿区天神町78

©1989 Geological Survey of Japan