

55(521.41+521.24)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

新潟(7)第75号

## 越後湯沢地域の地質

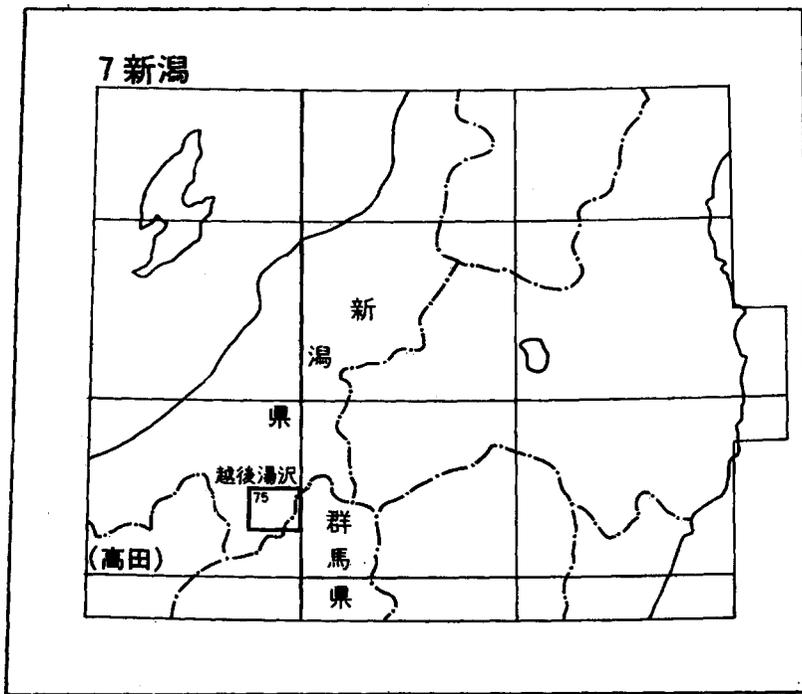
茅原一也・小松正幸

島津光夫・久保田喜裕・塩川 智

昭和56年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

# 目 次

I. 地形概説	2
I. 1 山系	2
I. 2 水系	3
I. 3 段丘地形	5
I. 4 扇状地	7
I. 5 火山地形	7
I. 5. 1 飯土火山	7
I. 5. 2 苗場火山	9
II. 地質概説	9
III. 中生界	14
III. 1 奥利根層群（上部三疊系）	15
III. 2 岩室層	15
IV. 超塩基性岩類	16
V. 白亜紀花崗岩類	17
V. 1 大源太花崗岩類	17
V. 1. 1 淡桃色粗粒斑状花崗岩	17
V. 1. 2 中粒等粒状黒雲母花崗岩	18
V. 1. 3 粗粒斑状角閃石花崗岩	18
V. 1. 4 石英閃緑岩類との接触部付近の花崗岩類	19
V. 1. 5 角閃石花崗岩	19
V. 1. 6 大源太花崗岩の節理系	20
V. 1. 7 マイロナイト様花崗岩	20
V. 2 須田貝花崗岩（奥利根花崗岩類）	20
V. 3 巻機山花崗閃緑岩	21
V. 4 大源太花崗岩中に分布する岩脈群	22
V. 4. 1 流紋岩質岩—文象斑岩	22
V. 4. 2 玄武岩質岩—輝緑岩	24
V. 4. 3 土樽塩基性岩ホルンフェルス	28
V. 4. 4 谷川連峰東面の輝緑岩	28
V. 5 須田貝花崗岩中の岩脈群	29
VI. 中新統	29
VI. 1 城内層群	29
VI. 2 石打—湯沢—松川地域の新第三系	33

VI. 2. 1	松川層（鹿瀬層相当層）	33
VI. 2. 2	白板層（津川層下部相当層）	34
VI. 2. 3	清津層（津川層相当層）	35
VI. 2. 4	上野層（七谷層相当層）	38
VI. 2. 5	大沢層（寺泊層相当層）	39
VI. 2. 6	葎沢層（椎谷層相当層）	40
VI. 2. 7	石打-湯沢地域中新統の地質構造	41
VI. 3	谷川連峰地域の新第三系	44
VI. 4	水上層群	45
VI. 5	新第三系の対比	45
VII.	中新世貫入岩類	47
VII. 1	石英閃緑岩類	47
VII. 1. 1	巻機岩体	47
VII. 1. 2	谷川岩体	48
VII. 2	半深成岩類	49
VIII.	鮮新統及び更新統	54
VIII. 1	西田尻層（西山層相当層）	54
VIII. 2	魚沼層	55
VIII. 3	時代未詳新期堆積物	55
IX.	第四紀火山	58
IX. 1	飯士火山	58
IX. 1. 1	古期飯士火山噴出物	60
IX. 1. 2	飯士火山噴出物	60
IX. 1. 3	岩脈	71
IX. 1. 4	化学組成	72
IX. 2	苗場火山	76
IX. 2. 1	古期苗場火山噴出物	76
IX. 2. 2	新期苗場火山噴出物	76
X.	第四系	79
X. 1	段丘礫層	79
X. 2	崖錐堆積物及び扇状地堆積物	80
X. 3	ローム層	80
X. 4	沖積層	81
X. 5	土石流堆積物及び地すべり崩壊堆積物	82
XI.	応用地質	82
XI. 1	金属鉱床	82

XI. 2	非金属鉱床	83
XI. 3	トンネル地質	83
XI. 3. 1	新清水トンネル	83
XI. 3. 2	上越新幹線大清水トンネル	87
XI. 3. 3	上越新幹線湯沢トンネル	89
XI. 3. 4	上越新幹線石打トンネル	91
XI. 4	温泉及び鉱泉	91
XI. 4. 1	湯沢温泉	91
XI. 4. 2	上野鉱泉	95
XI. 4. 3	清津峡温泉	97
XI. 4. 4	貝掛温泉	97
文 献		98
Abstract		101

## 図・表 目 次

第1図	清津川水系図	4
第2図	魚野川低地帯	6
第3図	方丈山より旭原面を望む	6
第4図	飯士火山北部の火砕流斜面	8
第5図	飯士火山山頂及び岩原スキー場の面	8
第6図	飯士火山中腹の平坦面	8
第7図	上越帯地質略図	10
第8図	越後湯沢地域地質略図	12
第9図	文象斑岩岩脈の脈厚	23
第10図	文象斑岩貫入面の極の下半球投影	23
第11図	文象斑岩・変輝緑岩岩脈の貫入角度	23
第12図	変輝緑岩岩脈の産状	26
a	文象斑岩中の変輝緑岩岩脈	26
b	花崗岩中の変輝緑岩岩脈	26
c	花崗岩中の変輝緑岩岩脈	26
d	花崗岩中の変輝緑岩岩脈	26
e	足拍子岳北斜面の岩脈群	27
f	文象斑岩中の変輝緑岩岩脈	27
第13図	蓬峠付近における変輝緑岩岩脈貫入面の極の下半球投影	27
第14図	大源太花崗岩体南半部全域における変輝緑岩岩脈貫入面の極の下半球投影	27

第15図	変輝緑岩岩脈の脈厚	28
第16図	城内層様の地質柱状図	30
第17図	塩沢南方の城内層群総合柱状図	31
第18図	石打－湯沢－松川地域新第三系地質総合柱状図	32
第19図	松川右岸の松川層露頭	33
第20図	松川右岸の松川層露頭	34
第21図	清津川上流地域地質図	37
第22図	上野層のグリーンタフと硬質頁岩のレンズ	38
第23図	上野層のグリーンタフと硬質頁岩の不規則レンズ	39
第24図	清津川沿岸の葎沢層（椎谷層）露頭	40
第25図	湯沢周辺地域第三系の走向線図	42
第26図	谷川連峰地域の新第三系地質柱状図	45
第27図	新第三系対比図	46
第28図	二居ダム地質図	50
第29図	二居ダム地質断面図	51
第30図	石英閃緑ひん岩類分布図	52
第31図	角礫岩様の石英ひん岩（二居ダム左岸）	54
第32図	魚野川右岸、堀切対岸における硬質頁岩礫を含む時代未詳新期堆積物の角礫岩	56
第33図	時代未詳新期堆積物の硬質頁岩礫	56
第34図	湯沢東方の時代未詳新期堆積物の露頭崖	56
第35図	飯士火山古期デイサイト凝灰岩	57
第36図	飯士火山地質図	59
第37図	飯士火山古期火砕流堆積物（Io）	62
第38図	飯士火山東方の尾根（前景）及び奥添地の火砕流斜面（遠景）	65
第39図	飯士火山奥添地火砕流斜面	65
第40図	飯士火山五十嵐火砕流堆積物	67
第41図	飯士火山中央溶岩円頂丘、立柄山溶岩円頂丘及び岩原の火砕流斜面	69
第42図	飯士火山立柄山溶岩円頂丘の構造	69
第43図	飯士火山中央溶岩円頂丘	70
第44図	飯士火山中央溶岩円頂丘中の岩栓	70
第45図	飯士火山溶岩の化学成分変化図（1）	74
第46図	成分変化図（2）	74
第47図	$(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO}$ 三角図	74
第48図	ノルムOr－Ab－An三角図	74
第49図	苗場火山地質図	75
第50図	カツサダム付近地質図	77

第51図	カツサダム地質断面図	77
第52図	カツサダム西方の湖成層	78
第53図	カツサダム北東方の湖成層中のピート	78
第54図	飯士火山五十嵐火砕流堆積物を覆うローム層と黒色バンド	80
第55図	飯士火山ローム層の重鉱物分析表	81
第56図	新清水トンネル地質図	84
第57図	新清水トンネル地質断面図	84
第58図	上越新幹線主要トンネル図	88
第59図	大清水-湯沢-石打トンネル地質縦断面図	90
第60図	湯沢温泉坑井配置図	91
第61図	坑井深度と増温率	94
第62図	$\text{Cl}^-$ と $\text{SO}_4^{--}$ 相関図	94
第63図	$\text{Cl}^- - \text{Ca}^{++} / \text{Cl}^-$ 相関図	94
第64図	泉温と $\text{Cl}^-$ 相関図	94
第65図	上野鉱泉泉源位置図	95
第1表	越後湯沢図幅地域の層序及び火成活動	9
第2表	飯士火山噴出物の層序	58
第3表	飯士火山火山岩類の鉱物組成	71
第4表	飯士火山溶岩の化学成分及びノルム値	72
第5表	苗場溶岩区分の変遷	77
第6表	湯沢温泉源泉の状況一覧	92
第7表	湯沢温泉の水質	93
第8表	上野鉱泉の状況	95
第9表	上野鉱泉の水質	96
第10表	清津峡温泉（小出温泉2号井）の水質	97
第11表	貝掛温泉の水質	97

## 越後湯沢地域の地質

茅原一也\*<sup>1)</sup>・小松正幸\*<sup>1)</sup>・島津光夫\*<sup>2)</sup>  
久保田喜裕\*<sup>3)</sup>・塩川 智\*<sup>3)</sup>

昭和53年度において、通商産業省工業技術院地質調査所の依頼により、5 万分の 1 「越後湯沢」図幅作製のための地質調査を実施した。

本図幅地域は地形が峻険のため、これまで一部の地域についてのみ詳しい地質調査が行われていただけで、広い地域が未調査のまま残されていた。今回は特にそれらの地域について重点的に調査を実施した。

本図幅の東方にある巻機連峰<sup>まきぐり</sup>については主に茅原・小松によって調査が行われた。この調査で得られた新知見は、巻機山一帯に分布する奥利根層群（上部三畳系）の発見であった。更にこの地層に貫入する白亜紅花崗岩・中新世石英閃緑岩の相互関係が明らかになった。

本図幅の中央部に広く分布する白亜紀花崗岩体の中には数百本に達する輝緑岩脈群の存在が明らかになったが、この岩脈群については、塩川（1980）が岩質、方向、脈幅などについて詳細に研究した。その成果の一部は本報告書に記載してある。

新第三系については、本図幅北東部に分布する城内層は茅原により初めて調査されたが、その後、深沢（1975）が野外調査を行った。

本図幅地域の西部において北方の石打から湯沢を経て松川―土樽に至る間の西方山地を構成する新第三系については、過去にいくつかの研究がなされているが、昭和53年度には茅原により再検討された。また、久保田（1979）は芝原以北のものについて詳細な研究を行った。これらの主要な成果を本報告で記載してある。特に石英閃緑ひん岩の貫入形態については、久保田により昭和54年度も引き続き研究が実施され、新しい知見が多く得られた。その一部も記載してある。

本図幅の南部にある谷川連峰地域の地質、特に新第三系については既に赤松ほか（1967）の研究がなされていたが、蓬峠付近の地質については今回の調査で小松によって再検討された。

図幅南西隅地域の新第三系、及び関連した地質については、茅原・西田（1973, 1975）の既存地質資料を用いて編図した。

本図幅地域の南部に広く分布する中新世石英閃緑岩類については、赤松ほか（1967）の研究のほか茅原・西田（1973）の研究があるが、今回土樽東方地域に分布するものについては塩川（1980）の研究によって岩相変化が明らかになった。

本図幅地域内には二つの第四紀火山があるが、飯士火山の地質・岩石については、大沢（1968）の卒業研究によってその詳細が報告されている。今度の図幅補充調査は主に茅原が行い、特に魚野川右岸の火山基盤との関係を重点的に調査した。

苗場火山の地質・岩石は、既に布施（1962）・土屋（1969）による卒業研究があるが、最近、本図幅地域南西部に分布する噴出物について茅原（1975）が調査研究を実施し、その成果を記載してある。

段丘堆積物・崖錐堆積物その他及び沖積層については今度の図幅調査で新たに野外調査を実施した。

応用地質に関しては、金属鉱床は現在稼行していないので、主に既存資料に基づいたが、土樽鉱山については鉱化帯の地表調査を茅原が実施した。

\* 1) 新潟大学理学部（昭和53年4月1日―昭和54年3月31日地質調査所併任）

\* 2) 新潟大学理学部 元鉱床部

\* 3) 新潟大学理学部

温泉関係についても主に既存資料に基づいて記述してある。

本図幅地域内は上越新幹線トンネルが通過しているので、主に日本鉄道建設公団によるトンネル地質資料が詳細に得られている。非常に貴重な資料であるので、特に許可を得て引用させていただいた。ここで関係各位に対し厚く謝意を表する次第である。

本図幅地域のこれまでの調査研究に対しては、新潟大学理学部地質鉱物学教室の植村武教授、同大積雪地域災害研究センターの藤田至則教授、同青木滋教授、新潟大学名誉教授西田彰一氏、及び東京大学地震研究所の中村一明助教授から御激励と御教示をいただいた。更に群馬大学新井房夫教授及び地質調査所須藤定久氏からは群馬県利根川上流地域の地質資料について多くの御教示を賜った。谷川連峰両面の地質については大阪市立大学の吉田勝氏から御教示を賜るとともに未公表の資料をいただいた。これらの方々には厚く謝意を表する次第である。

本報告の作製に際し、岩石薄片作製については新潟大学理学部地質鉱物学教室の斉藤清二氏、製図については同教室の沢田ヨミ氏に多大の協力をいただいたこれらの方々にも深く感謝を申し上げる。

## I. 地 形 概 説

本地域はその大部分が信濃川支流の魚野川流域に属し、西部の約4分の1は清津川中上流域に属している。東部の巻機連峰及び南部の谷川連峰はいずれも2,000m級の山嶺であって、その稜線は新潟・群馬県境となっている。

### I. 1 山 系

本地域東部の巻機山は大きくみると、群馬県利根川源流の入水上山(1,800m)から西方に延びる山稜の西端に位置している。

巻機山から南北方向に連なる巻機連峰は、主峰の巻機山(牛ヶ岳1,961m、割引岳1,930mを含む)から、米子頭山(1,796m)・柄沢山(1,900m)・檜倉山(1,744m)・大鳥帽子山(1,819m)を経て朝日岳(1,945m)に至り、更に南に延びて、笠ヶ岳(1,852m)・白毛門(1,700m)を経て水上に至っている。巻機山の北方では十日町図幅内の金城山に至って急に高度を下げて六日町盆地に接している。

南部のいわゆる谷川連峰は、谷川岳(1,963m)を主峰とし、七ツ小屋山(1,674m)・武能岳(1,759m)・茂倉岳(1,977m)・一ノ倉岳(1,974m)を含む南北稜線、谷川岳一万太郎岳—仙ノ倉岳—平標山と続く東西稜線、及び平標山—三国峠間の南北稜線からなっている。

巻機連峰と谷川連峰とは、朝日岳—七ツ小屋山を連ねる東西稜線で結ばれており、その間の鞍部が清水峠(1,440m)である。

七ツ小屋山からは、北方へ更に稜線が延び、大源太山(1,597m)・1,458mピーク・1,278mピーク・1,292mピーク・無黒山(1,049m)を経て登川扇状地に没している。この南北稜線から2本の東西稜線が分岐している。七ツ小屋山南から西方に尾根が延び、シシゴヤの頭(1,472m)・コマノカミノ頭・足拍子岳(1,280m)などが連なっている。ここからは一転して尾根は直交して北へ延び、荒沢山(1,302m)・柄沢山(934m)・方丈山(843m)が連なっている。一方、無黒山南からは西方へ尾根が延びている。この二つの東西稜線と二つの南北稜線に囲まれた地域が大源太川水系によって刻まれている。

谷川岳—平標山間の東西主稜からは、万太郎尾根・仙ノ倉尾根が北北西方向に延びており、平標山

(1,983.7m) から北方へは、日白山 (1,631m)・タカマタギ (1,529m)・白根山 (1,248m) が連なり、芝倉峠 (721m) に至っている。この南北の稜線は、清津川水系と魚野川水系との分水嶺をなしている。この分水嶺から尾根が西方に分岐し、それらの間に西方へ開く谷が発達している。すなわち、北から、水無川・センノ沢・河内沢・北ノリ沢などである。これらの谷の出口及び支溪には、例外なく扇状地地形が発達しているのが特徴である。また、これらの谷は延長に比べて谷幅が広く、谷の両側の緩斜面には厚い岸錐堆積物が発達している。

以上述べた山系について注目される著しいことは、南北方向の主稜線と、東西方向の主稜線とが交互に、ほぼ直交する形で屈曲しながら連なっていることである。しかも、そのスパンは5km-10kmのオーダーである。この特異な山系の連なりは、地質構造による規制とともに第三紀末以降の隆起運動、大構造線が存在などに基づくものであろう。

第二に注目されることは、県境主稜から分枝する支稜の方向性である。本図幅地域の北に隣接する十日町図幅地域では、五十沢川以北の主稜線からの支稜線はすべてほぼ東西方向をとるのに対し、五十沢川以南の本図幅内では、支稜線が北北西あるいは南北方向をとり著しく対照的である。

以上述べた一般的な山系のほかに、清津川流域には次に述べる特異な山列が注目される。

北方の三多古山と南方の筍山西側（図幅外）を結ぶ南北方向の線上には、清津川支流の諸溪、すなわち、北から足尾沢・庄八ノ沢・カツサ川上流・センノ沢・大栃沢などが配列し、上記の清津川一浅貝川の南北線との間に山列を区分している。この中央山列には、北から、高石山東方の1,320mピーク及び1,205mピーク・向山 (1,055.6m)・八木尾山 (1,469m)・1,184mピーク・筍山 (1,789.7m) などが配列している。この中央山列は、地質的にみると、半深成岩類及び古期苗場火山噴出物によって構成されている。

## I. 2 水 系

上記の山系の特異性を反映し、水系のパターンについても本地域は五十沢川以北のものとは顕著な違いを示している。

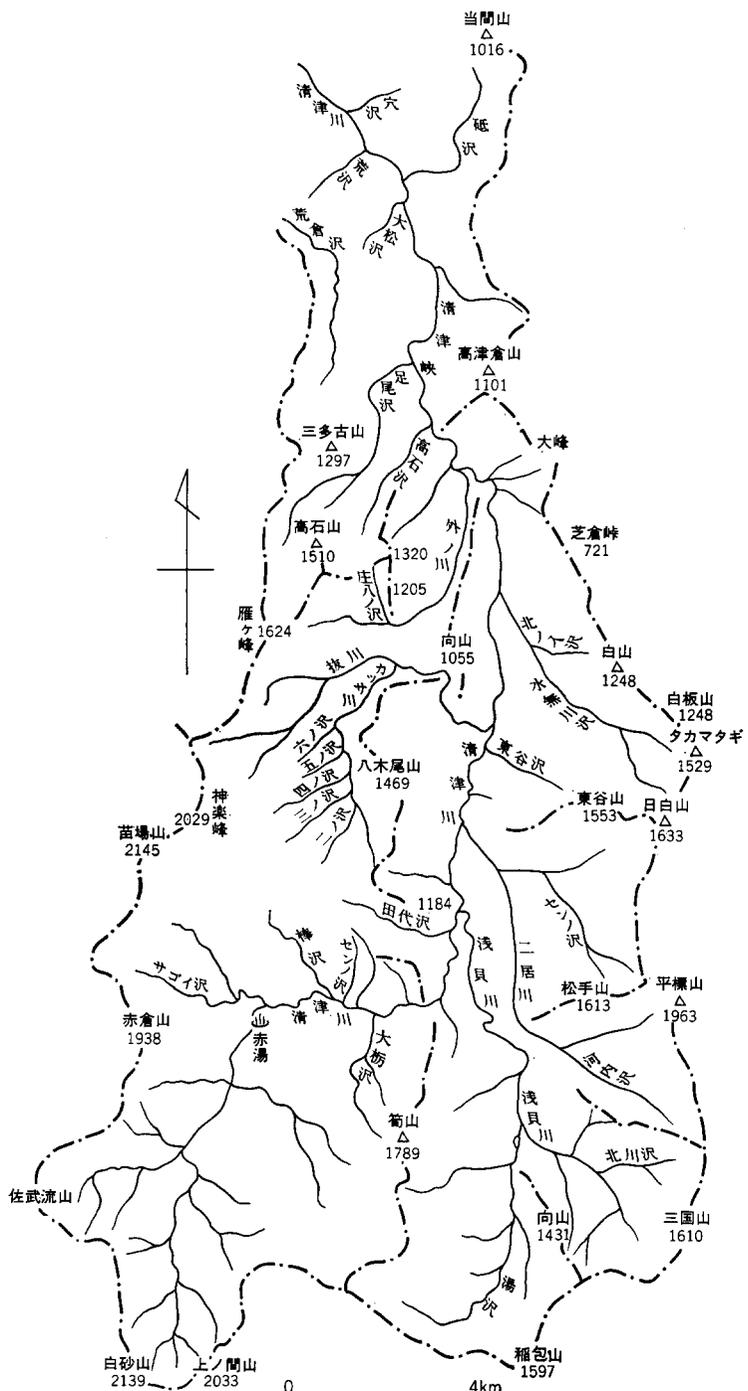
すなわち、本地域より北方の河川がいずれも東西方向の流路をとっているのに対し、登川・湯檜曾川・魚野川上流部及び清津川並びにそれらの主要支流は、いずれも南北あるいは北北西方向の流路をとり、北方地域と極めて異なるパターンを示している。これらのうち、登川は特に直線的な流路をもち、その方向は北北西である。

魚野川についてみると、六日町盆地内では北東方向をとるのに対し、本図幅北西部の石打付近で急に方向を変じ北北西-南南東方向になることは特に注目すべきであろう。

清津川水系は以下述べるように特徴ある水系である。

清津川上流地域の地形のうち特に注目すべき現象は、水系にしても山系にしても、それらに南北性という方向が認められることである（第1図）。

本地域の水系の主なるものは清津川・外ノ川・カツサ川・浅貝川・二居川などであるが、これらの河川の流路には明らかに南北性の方向が顕著にみとめられる。特に外ノ川・カツサ川・二居川などでは上



第1図 清津川水系図

流ではむしろ、東西あるいは北西方向を示すが下流になると急に南北方向に転じて流下する。このことはおそらく下流においては直接的に地質構造に規制されたものでない場合でも、究極的には基盤の構造によって制約されたものと考察される。また、浅貝川と二居川とは極めて隣接しているにもかかわらず、両河川の境は shuttered ridge<sup>1)</sup> で境され、南北方向に相隣りあって流下するのもこのような考察を許すものであろう。浅貝川下流と清津川本流との関係も同様である。

更に、前に述べたように、中央山列の西側において、清津川支流の小支溪がそれぞれ南北方向に流下し、全体として一つの南北線上に配列することも、上述の大規模な水系の特徴と合わせて上記の考察を裏づけるものであろう。

中央山列の南北性も何らか、基盤構造の反映ということが推定されるのである。

東側山地の南北稜線は高度を減じながらも北方へ続いている。しかし、北部では山系の分岐があって、北東方向へ転化している。

清津川は、八木沢北方で急に屈曲が著しくなり、更に清津峡と称せられる峡谷に入っている。

清津峡は、清津峡石英閃緑ひん岩を刻む壮年期の浸食谷と、急崖をなすひん岩の中に発達する見事な柱状節理によって特徴づけられる。

この溪谷は延長約6kmであり、典型的なV字谷である。兩岸の断崖の比高は一般に100-300mであり、一部では450mに及ぶところがある。

断崖の露出面には柱状節理が連続的に発達している。その長軸の方位は南東方向に40-60°の角度で傾いている。

### I. 3 段 丘 地 形

魚野川本流から約15km隔って平行な流路をとる信濃川沿岸には河岸段丘の発達極めて顕著であるのに対し、小出一石打間の魚野川両岸には洪積河岸段丘の発達がほとんどみられない。これは特に注目すべき現象である(第2図)。このことは魚野川低地帯が段丘時代に入ってから形成され、中期洪積世から沖積世を通じて沈降性の運動を継続したことを意味するものであろう(新潟平野団研グループ, 1972)。

しかし、石打以南の魚野川本流、その支流大源太川、登川など図幅地域内の南北-北北西方向の流路をとる河川には両岸に1-2段の河岸段丘が発達している。また、清津川沿いにも河岸段丘が一部に発達している。

登川では土石流扇状地(あるいは崖錐性扇状地)が支溪に広く発達し、その前縁が段丘地形に移化している。

魚野川本流沿いでは、石打付近の左岸地域、中里付近の両岸地域に分布している。

石打付近の段丘は扇状地性のものでかなり広く分布し、前縁の比高は2-3mである。左岸側のみに分布しているのは、東縁に推定される東落ちの逆断層の存在に関係している可能性がある。

中里付近の魚野川右岸地域に発達する低位段丘は最も広く、南北3.9km、最大幅1.1kmに達する。

---

1) 河川に沿う狭長な山稜をいう。



第2図 魚野川低地帯 (石打西方より北東方向を望む)

平坦面標高は428-468mで、前縁の比高は3-5mである。この段丘の東側の山地よりでは小溪からの扇状地が連続している。

左岸の松川付近にも河岸段丘面が発達し、同様に西側では崖錐性扇状地に連続している。

土樽部落のある平坦面は中位段丘面であって、平坦面標高540-560m、前縁の比高は約12-13mである。



第3図 方丈山より旭原面を望む

大源太川に沿っては2段の平坦面が顕著に発達している。

谷後・滝ノ又部落のある右岸下流の平坦面は低位段丘面であって、平坦面標高460m、比高約5mである。中流の旭原の面（第3図）は中位段丘面であって、標高560m、比高15mであり、緩斜面をなしている。更に上流や足拍子川及び小沢の上流にも上記の延長とみられる段丘が小規模に発達している。これらの平坦面に接して山側の小溪の出口には崖錐性扇状地が存在している。

清津川本流沿いでは、二居ダム付近、萱付及び貝掛温泉付近から清津峡入口までの両岸に河岸段丘が発達している。

二居ダム付近では2段の面が発達するがいずれも小規模である。

貝掛温泉付近では、2段の段丘面が区別される。上位段丘面は貝掛温泉付近で左岸地域に小規模な発達を示している。段丘面の比高は30m程度であり、段丘堆積物の存在は明らかでないこの対岸では段丘面は20m以下の比高を示すが厚い礫層の発達が局部的にみられる。これから下流の清津峡入口までは両岸に低位の段丘面が断続して発達している。このうち、大島部落の存する面が最も広い。八木沢から下流では主に右岸地域に低位段丘が存在し、次第に比高は低下して10m以下に減少する。これらの面には1m以下の段丘礫層が存在している。

## I. 4 扇状地

登川下流部には広い沖積扇状地が発達している。その扇頭は沢口部落付近である。

登川上流部では支溪からの岩屑流下による土石流扇状地あるいは崖錐性扇状地が各所に存在し、一部は本流沿いに下流まで連続している。それらの末端部は段丘状となっている。

上記のような扇状地が魚野川本・支流の源流地域に多く発達している。毛渡沢ではこのような崖錐性の小扇状地が西岸に連続して存在している。

清津川上流の水無川・地王堂川などの支流でも類似した小扇状地が各所に存在しているのが注目される。

## I. 5 火山地形

本地域には飯士火山と苗場火山があり、いずれも更新世肌期の火山と考えられる。

### I. 5. 1 飯士火山

飯士火山は、西側の新第三紀層からなる山地と東側の新第三紀層及び花崗岩からなる山地に挟まれた凹地帯に噴出した火山である。

飯士火山の地形は、溶岩円頂丘による鐘状地形と、火砕流堆積物とこれを覆うローム層の形造った緩斜面とによって特徴づけられている。鐘状の溶岩円頂丘は山頂部の急崖に囲まれた山体を形成しているほか、側火山としての立柄山を形成している。

飯士山の北方、北西方及び東・南斜面には緩斜面が広く発達している。それらは石打後楽園スキー場、



第4図 飯士火山北部の火砕流斜面（左側は大原火砕流，右側は五十嵐火砕流）前面は魚野川低地帯



第5図 飯士火山山頂及び岩原スキー場の面（奥添地火砕流面）（中里より北方を望む）



第6図 飯士火山中腹の平坦面

五十嵐斜面（第4図），奥添地牧場—岩原スキー場の面である（第5図）．これらの緩斜面はいずれも火砕流によって形成された原地形面であって，厚いローム層によって覆われている．

火山体を刻む谷は多くがV字形をなし，主として北及び西斜面に発達している．北方に流下している谷は東側の火砕流堆積物と西側の中央溶岩円頂丘及び新期溶岩流との間を刻んでいる．この東壁は小規模なカルデラ地形を思わせるものである．

火山体の北・西及び南は魚野川の河岸浸食により急岸が多い．

魚野川の対岸まで流下した火砕流堆積物の一部は山麓にやや平坦な面を残している．

### I. 5. 2 苗場火山

苗場火山の北東及び東斜面が図幅の西部にわずかに分布するが、地域が狭いので詳細は省略する。

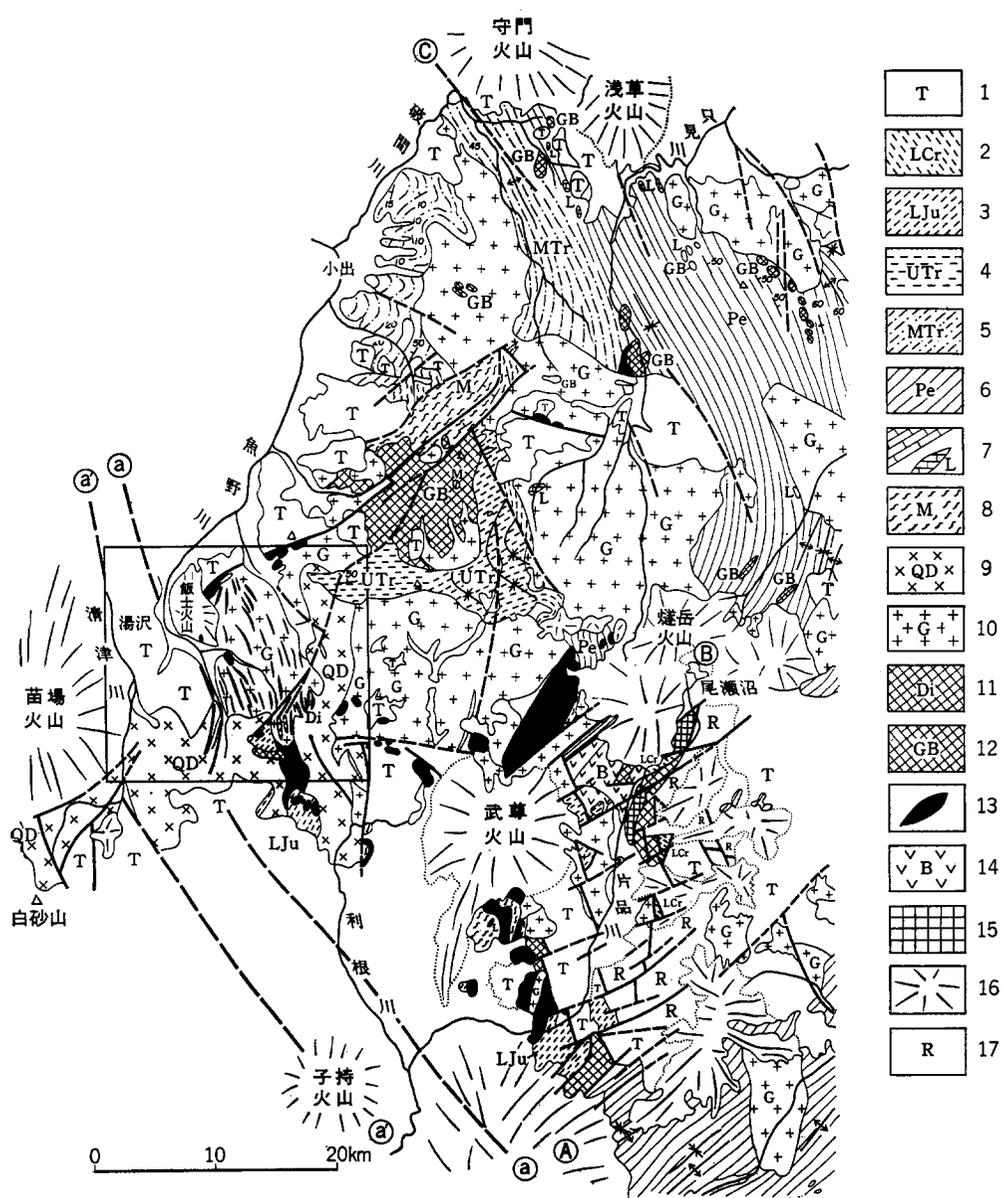
## II. 地 質 概 説

本地域は、東北日本弧の南西部を占める上越帯 (HAYAMA *et al.*, 1969 ; 山下, 1970 ; 茅原ほか, 1977 ; CHIHARA *et al.*, 1977) の西部にあたり、片状岩・超塩基性岩・中生層・白亜紀花崗岩、などの先第三系基盤岩の存在によって特徴づけられ、また、下部グリーンタフ層・中新世深成岩類及び半深成岩類が広く分布することで注目される地域である。更に、飯士火山・苗場火山が存在し複雑な地質構成を示している (第1表)。

上越帯は、その東縁の片品構造線 (HAYAMA *et al.*, 1969 ; 須藤, 1979) によって、東側の足尾帯から区別され、超塩基性岩・結晶片岩及びホルンフェルス化したその他の片状岩、上部三疊系 (奥利根層群)、下部ジュラ系 (岩室層)、及び下部白亜系 (戸倉沢層)、閃緑岩—変斑いれ岩複合体、などの存在によって特徴づけられる構造帯である (第7図)。

第1表 越後湯沢図幅地域の層序及び火成活動

絶 年 代	地質時代	地 層 名	岩 質	火 山 岩	深 成 岩		
(百万年)	第 四 紀	完新世	地入り崩壊堆積物 土石積層 扇状地堆積物	礫・砂・粘土 礫・砂・粘土			
		更新世	層状地堆積物 扇状地堆積物 ローム層	礫・砂・粘土 礫・砂 ローム・軽石			
			苗場火山噴出物 飯士火山噴出物 魚沼層群	安山岩溶岩・火砕岩 安山岩・火砕岩 礫・砂・シルト	安山岩 安山岩 安山岩		
			鮮新世	西田尻層	泥岩・シルト岩・礫岩 安山岩溶岩・火砕岩	石英安山岩 安山岩・玄武岩	
	第 三 紀	新 世	5 中新世後期	葦沢層	砂岩・泥岩・礫岩	デイサイト	石英閃緑ひん岩 石英斑岩 石英閃緑岩 (5.9 m.y.)
			大沢層	黒色泥岩・凝灰岩	流紋岩		
			中 新 世	(魚野川沿岸) (谷川地域)	硬質頁岩 凝灰岩	硬質頁岩	流紋岩
		清津層		飯ノ倉火砕岩層 万太郎山頁岩層	凝灰岩・頁岩 砂岩・礫岩 凝灰岩	凝灰岩・頁岩 頁岩・凝灰岩	デイサイト
	紀	中 期	白板層	玄武岩 泥岩	泥玄武岩	玄武岩	
			松川層	大陣子ノ頭 玄武岩層	泥岩 玄武岩溶岩	玄武岩	玄武岩
城内層群			茂倉岳礫岩層	礫岩 火山円礫岩 安山岩 玄武岩	頁岩 砂岩 礫岩	流紋岩 安山岩 玄武岩	
古第三紀							
生 代	中 生 代	白亜紀				花崗岩 斑いれ岩 超塩基性岩 (蛇紋岩)	
		ジュラ紀	岩室層	砂岩・頁岩			
		三疊紀	奥利根層群	頁岩・砂岩・石灰岩			
230							



第7図 上越帯地質略図

1 新第三紀層 2 下部白亜系 (戸倉沢層) 3 下部ジュラ系 (岩室層) 4 上部三畳系 (奥利根層) 5 中部三畳系及び二畳系 6 二畳系 7 石灰岩 8 水無川変成岩類 (片状ホルンフェルス) 及び他の片状ホルンフェルス 9 中新世石英閃綠岩類 10 白亜紀花崗岩類 11 輝綠岩 12 変はんれい岩 13 蛇紋岩 14 変玄武岩 15 閃綠岩及びはんれい岩 16 第四紀火山 17 流紋岩 ①-④, ⑥'-⑥''は推定される柏崎-鏡子線, ④, ⑥, ⑦は HAYAMA *et al.*, (1969) によって推定された片晶構造線 枠は越後湯沢図幅地域

しかし、上記の特徴的な構造要素は白亜紀花崗岩類によって複雑に貫入され更に中新世石英閃緑岩類によっても広く貫入されているため、それらの相互関係は分断されており、復元が困難である。HAYAMA *et al.*, (1969) によって提唱された上越変成帯は断片的な片状岩体や新第三紀層中の巨一大礫岩の存在から推定されるのみである。

大地質構造の観点から、本図幅地域の地質構造の基本を制するものとして、“新発田—小出構造線” (山下, 1970) と“柏崎—銚子構造線” (山下, 1970) が提唱されている。しかにこの二つの構造線は、いずれも推定構造線であって、両側での基盤構造の違い、断層線の位置、その性質、そのほか詳細なことは不明である。

“新発田—小出構造線” は本地域北方では“破間川—魚野川線” で代表される。これは、最近のボーリング資料によると、魚野川低地帯の魚沼丘陵寄りにその断層線が伏在する可能性がある (青木ほか, 1978)。また、その南西への延長は、本地域北西部の石打付近で清津峡石英閃緑ひん岩によって貫入されている可能性と、南にわん曲して湯沢の方向へ延びる可能性とがある。

一方、“柏崎—銚子線” (山下, 1970) は北北西方向に走る構造線であるが、西田・茅原 (1973) は、地形・古期苗場火山噴出物の分布状態・石英閃緑岩の分布などを基盤の構造線の方向を反映するものとして、本構造線が清津川沿いにほぼ南北 - 北北西方向に伏在する可能性を論じた (第7図)。

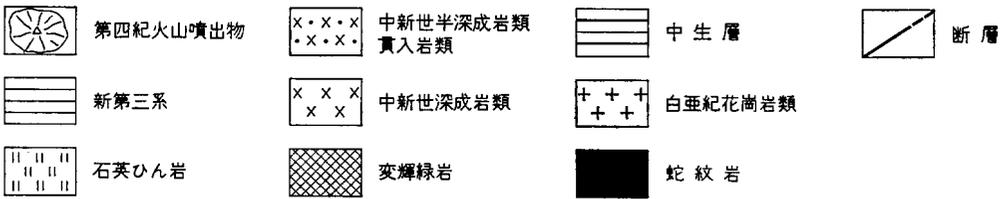
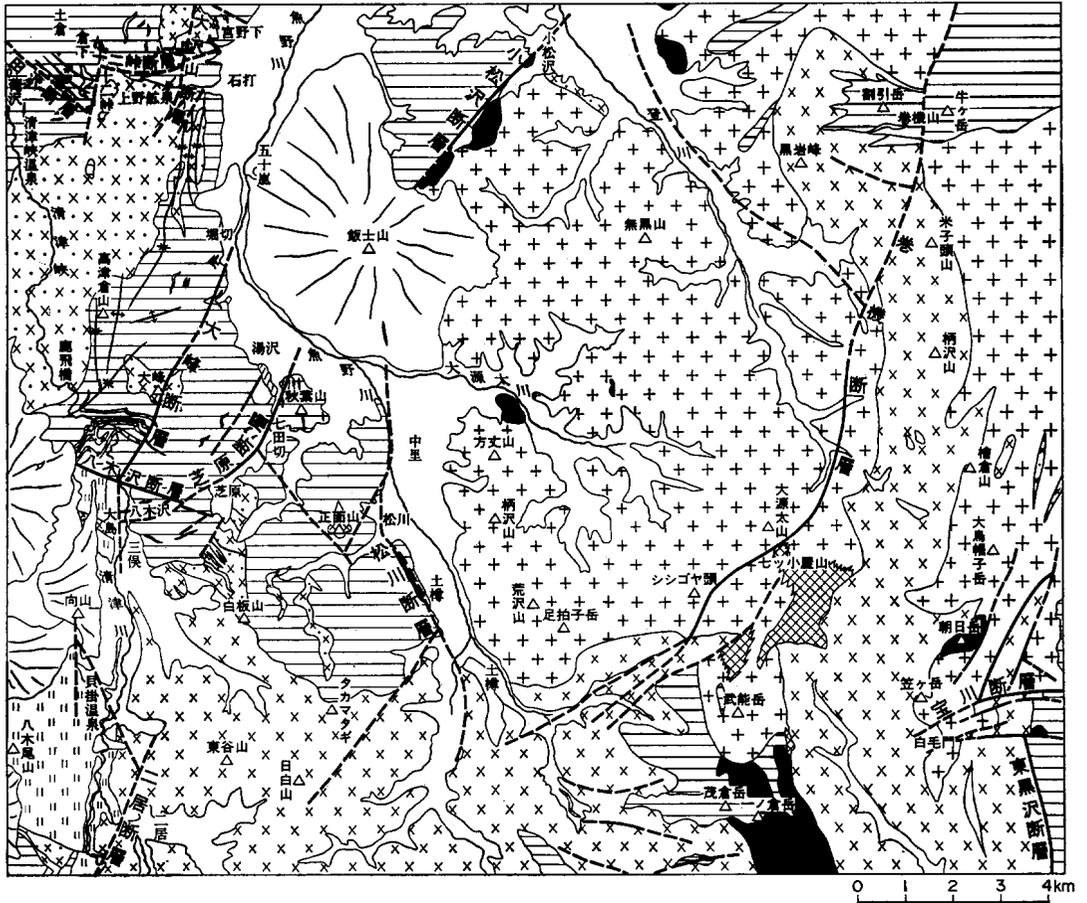
猪間 (1971) は、柏崎付近の探鉱井の基盤岩資料、油田地域の七谷層の層相の違い、谷川岳付近の蛇紋岩類の分布などから推論し、幅15kmの“米山—谷川岳構造帯” の存在を提唱した。従って、本構造線は、もし存在するとすれば、本地域では登川沿いから清津川沿いにつながる幅のある範囲で伏在する可能性がある。

上越帯は大局的には飛騨外縁帯の北への延長と考えられているが、その連続関係について、茅原・小松 (1980) は一つの考え方を示した。この考察を行うに際しては本図幅地域の地質が特に重要な基礎資料となっている。

本地域における結晶片岩 (あるいは片状岩) の分布は極めて小規模である。本図幅に隣接する谷川岳の蛇紋岩中の構造岩塊として小岩体が3ヵ所 (山頂ピークのオキの耳からトマの耳の間) に認められるほか、図幅地域内の北東部の登川下流右岸斜面において片状岩の転石が見出されるが産状その他は明らかでない。白亜紀花崗岩類内の捕獲岩体として産し、ホルンフェルス化を被っており、ざくろ石を含むものがある。

超塩基性岩は蛇紋岩が主であって、中央部の白亜紀花崗岩をあたかも取囲むように分布している (第8図)。これらはいずれも上越帯を特徴づける超塩基性岩の一員である。図幅の東半地域に分布するのは、いずれも白亜紀花崗岩類の中の捕獲岩体であり、更に石英閃緑岩類によって貫かれている。しかし、土樽付近では、第三系の玄武岩中の断層に沿って北北西方向に細く露出し、史に北方では飯土火山の南部にも点在している。おそらく、南北方向の一連の断層に沿って進入したものであろう。土樽西側を通る新幹線大清水トンネル内にもかなり広く出現した。

巻機山周辺に分布する中生層は上部三畳系の奥利根層群 (新井, 1964) の西端にあたるものであって、白亜紀花崗岩類及び中新世石英閃緑岩類に貫かれている。また、谷川岳周辺に分布する砂岩頁岩層は、岩相からみて下部ジュラ系の岩室層に対比されているが明らかでない。蛇紋岩及び白亜紀花崗岩類



第8図 越後湯沢地域地質略図

によって貫かれるが、更に全体として石英閃緑岩類によって貫入され、ルーフペンダント様になっている。

白亜紀花崗岩類は本図幅地域の約半分を占めて広く分布している。平面図では二つの岩体に区分されるが、おそらく一連のものであろう。巻機連峰より東方、利根川支流の谷本沢川・コツナギ沢・矢木沢川及び宝川上流に広く分布する花崗岩は奥利根花崗岩（あるいは須田貝花崗岩）（新井，1964）の西部を占めるものであって、桃色カリ長石を含む黒雲母花崗岩である。登川と魚野川本流とに挟まれる山地を

構成する花崗岩体（大源太花崗岩）は同様な黒雲母花崗岩である。この花崗岩体を特徴づけるものは、数百本以上を数えられる変輝緑岩・酸性岩の岩脈群である。脈幅は種々であるが、方向は南北 - 北北西で南部では北東方向をもっている。この岩脈群は巻機連峰より東方の花崗岩体では認められないもので構造地質学的に極めて大きな意義をもつものと考えられる。

本地域を含む南魚沼地域の地質を概観すると、破間川と魚野川を結ぶ北北東 - 南南西方向の構造線（“新発田—小出線”の一部である破間川—魚野川線）を境として、その東西の両域において地質系統及び地質構造について顕著な差異があることは既に述べたとおりである。新第三系についてみると、この線より西側には新潟油田第三系を構成する七谷層以上の地層が広く分布し、また、これを覆う魚沼層が分布している。一方、この線の東側には、城内層が連続的に分布し、その南西端が本図幅地域内の北部、塩沢南方に分布している。

本図幅地域西部の石打—湯沢間には城内層相当層から津川層に相当する地層までが連続して広く分布し、いくつかの断層で切られるが、全体として大きな複向斜構造を示している。

本図幅地域の北西部には、油田第三系と類似した岩相を示す上野層・大沢層・葎沢層・及び西田尻層が累重している。しかし、石打西方では、石英閃緑ひん岩の貫入と関連してドーム状の構造が発達し、中央のひん岩体を取り巻くようにして、同心円状に岩床あるいは岩脈としてひん岩の小岩体が多数分布している。葎沢層以上の地層は、一部断層による不連続構造があるが、概ね、新潟方向である北東方向の走向をもち連続的に重なっている。

本図幅地域の西南隅、すなわち清津川上流にも津川層に対比される地層が分布している。この地層は、下部は石英閃緑岩類によって貫入され、上部は苗場火山噴出物によって覆われているので上下限とも不明である。この新第三系は下部より、火山円礫岩層・硬質頁岩層・安山岩質凝灰岩層・硬質頁岩・デイサイト質凝灰岩層からなり、最上部からは *Clamys cf. kaneharai* を産することから、全体として津川層に対比されると考えられる（茅原・西田，1975）。しかし、位置的には湯沢西方のものから著しく隔たっていることが注目される。

本図幅地域南部の谷川連峰稜線地帯には、湯沢地域の第三系にほぼ対比される地層が分布し、北側に広く分布する石英閃緑岩によって貫入されている。この第三系は台島層—津川層に相当するものであって、下位から、玄武岩層を挟む砂礫岩層・玄武岩層・硬質頁岩層・デイサイト—流紋岩火砕岩層の順に東方から西方へ次第に上位になる形で累重している。この層序は水上地域に分布する第三系に概ね良く対比される。

以上のことから、城内層、湯沢地域の第三系、谷川地域—水上地域の第三系を全体としてみると、少なくとも中新世中期までは同一堆積区に属していたものと思われる。その後、石英閃緑岩の貫入、鮮新世以降の稜線地域の著しい隆起に伴って分断・浸食されたものであろう。

本地域の重要な特徴の一つは中新世深成—半深成岩である石英閃緑岩及び石英閃緑ひん岩類が広く分布することである。石英閃緑岩は谷川連峰北斜面及び巻機連峰を構成する2岩体に区分することができる。本図幅地域南部の石英閃緑岩は谷川岳岩体の北半部を占めるものであり、巻機連峰のものは同岩体の北部の大部分を占めるものである。

半深成岩体のうち最大のものは清津峡石英閃緑ひん岩である。このひん岩体は、下位の清津層と上位

の上野層との間に大きな岩床状岩体として貫入したものであって、縁辺部では母岩の中に薄い岩床の分枝を多く出していることが地表調査及びボーリング資料から窺われる。更に石打西部ではドーム構造の中心部にストックとして貫入している。

巻機岩体及び谷川岳岩体を構成する石英閃緑岩と清津峡石英閃緑ひん岩とが、全体として大源太花崗岩体を取囲むように分布していることは極めて興味深い。

本地域には二つの第四紀前期の火山、すなわち飯士火山と苗場火山とがある。

飯士火山は、本図幅地域の中央部に位置し、魚野川の凹地帯に噴出したものである。山頂標高1111.8mで小規模な火山（南北6.6km、東西4.1km）であるが、一応まとまりを持つ山体を形成している。基盤は、蛇紋岩・花崗岩・鮮新世—前期更新世の礫層及びデイサイト質の古期噴出物からなっている。角閃石紫蘇輝石（酸性）安山岩溶岩、多量の火砕流堆積物、及び末期の円頂丘溶岩の順に活動し、北西部、北部及び南東部に緩斜面を残している。ここには厚いローム層が堆積している。溶岩の性質は鳥海火山帯のものと共通している。岩石はすべてカルクアルカリ岩型に属する。

苗場火山は鳥海火山帯と富士火山帯との境界部に位置している。南北19km、東西9kmで、132km<sup>2</sup>の広がりをもつ大規模な成層火山であって、山頂部には西方へ開く浸食カルデラ地形をもつ。山頂南西方、北方及び東方に緩斜面が発達している。溶岩は普通輝石紫蘇輝石安山岩が主で、かんらん石や石英をもつものもある。緩斜面には厚いローム層が分布している。

苗場火山噴出物は古期のものと新潮のものに区別される。このうち、古期噴出物は本図幅地域の西部にやや広く分布しているが、新期噴出物はカツサ川（清津川支流）沿いにわずかに分布するのみである。

本図幅地域北方の魚野川沿岸（六日町盆地）には、河岸段丘の発達が見られないが、図幅地域内の石打以南では、低位及び中位の2段の面が発達し、段丘際層が分布している。支流の大源太川でも同様である。一方、登川沿いでは土石流扇状地の前縁が段丘に移化する場合がある。清津川沿いでは2段の段丘面が小規模に発達し、段丘礫層が分布している。

本地域の各河川上流部では崖錐の発達が著しいのが特徴である。多くの場合、扇状地を作って、段丘面に連続している。しかし、清津川左岸地帯では急斜面を覆い、40°程度の傾斜を示し、厚さ20mに達する崖錐堆積物が連続している。

沖積層は河川敷に沿って分布している。

### Ⅲ. 中生界

群馬県利根川源流地域を横式地とし、エントモノチスほかの化石の産出することから上部三畳系ときれ奥利根層群（木崎・新井，1955；新井，1964）と命名された地層の延長と考えられるものが、図幅北東隅の巻機山（割引岳—牛ヶ岳）から、東方稜線地帯—五十沢川源流地帯にわたり分布している。これは主として頁岩（粘板岩）・砂岩からなり、一部は著しく変質している。

そのほか、ジュラ紀の岩室層が谷川連峰稜線地域に分布し、蛇紋岩による構造的貫入、並びに白亜紀花崗岩及び中新世石英閃緑岩の貫入を受け、ルーフペンダント状に存在している。

### III. 1 奥利根層群（上部三疊系）(Tr)

奥利根層群（木崎・新井，1955；小林，1955；新井，1964）は頁岩・砂岩・礫岩からなり，群馬県利根川源流地域では *Entomonotis* 化石を産し（藤本・矢部，1955），上部三疊系とされている．最近の研究（飯島ほか，1979）によると，本層群は巻機山以東の稜線上に点々と露出する．主として頁岩及び砂岩からなり，礫岩を伴う．露出が断片的であるため，構造ははっきりしないが，分布域の西部では概ね東西の走荷で，北側に70°内外の傾斜を示している．しかしながら全体的には単純な同斜構造ではなく，花崗岩の貫入や断層によって地層が擾乱しているところも多い．従って全層厚を求めることは容易でないが，おそらく数100m内外が限度と推定される（飯島ほか，1979）．

巻機山山頂部一帯には本層群のうちの頁岩が分布する．山頂の狭い平坦面付近ではほとんど転石のみであるが，牛ヶ岳東面には小露頭がある．よく成層した頁岩で層理面に沿う剝離が発達する．北斜面にも同様な地層が続いている．一方，南では，巻機山東面の標高1,700m付近において，砂岩頁岩互層が花崗岩に貫かれ，接触部では黒色緻密のホルンフェルスになっている．この接触変成作用の影響はあまり遠くへは及ばず，牛ヶ岳山頂付近のものでは点紋粘板岩程度である．また，東面の比較的上部や山頂部（最高峰）の頁岩はやや珪化ないし粘土化しているものが多い（飯島ほか，1979）．

巻機山東方の1,896km三角点（トトンボの頭）からその東にかけて細粒の砂岩を挟む頁岩層が分布する．幅40cm内外の層理が発達し，北80°東で北側に60°内外傾斜する．南面の稜線直下に花崗岩脈が貫入し，その東方では稜線に花崗岩が露出している．これらの境界付近にひん岩の細脈が貫入する部分がある．接触変成作用は著しくなく，一般にやや緻密堅硬となっている程度である．接触部の細粒砂岩は鏡下においても典型的なモザイク組織を示さず原岩の構造を残している（飯島ほか，1979）．

巻機山一牛ヶ岳付近の本層群は北斜面から五十沢川上流にわたって分布しているが，更にその西方延長は割引岳付近まで分布し，西側は石英閃緑岩により，南側は優白質の花崗閃緑岩（巻機山花崗閃緑岩）によって貫かれている．また，ひん岩やアプライト質岩によって層層進入を受け，著しく交代作用を被っている．

巻機山周辺の地層は，岩相上，利根川源流地域の中生層と大差なく，分布状態からみても東方稜線のもの一連であり，すべて奥利根層の一部と考えて差支えない．しかし，本地域の中生層が奥利根層群の中のどの層準にあたるかは明らかでない．

### III. 2 岩室層 (Ss, Sn)

隣接図幅の谷川岳南方の保登野沢から天神尾根にかけて，西南方では谷川沿いまでの間に分布している．化石の資料はないが，岩相から下部ジュラ紀の岩室層に対比されたことがある（HAYAMA *et al.*，1969）．

本層は粘板岩を主とし，砂岩・輝緑凝灰岩，一部礫岩を伴う．礫岩は砂岩・粘板岩の礫を含む．接触変成をうけ，天神峠付近では泥岩中に堇青石・紅柱石を生じている．一般に塊状であるが，谷川岳南で

は北30°西45-65°南西、天神尾根では北35°東、50°北西、谷川沿いでは北50°西、60°東の走向・傾斜を示す。おそらく蛇紋岩によって構造的貫入をうけ、更に白亜紀花崗岩類及び中新世石英閃緑岩類によって貫かれている。図幅内では同様な岩層が武能岳西斜面、一ノ倉岳北東斜面に露出し、特異な地形を示している。これらは、一部、蛇紋岩の貫入をうけ、更に花崗岩並びに石英閃緑岩の貫入をうけ、ルーペンダント状に分布している。一部は武能岳付近及び七ツ小屋山西方で花崗岩中の捕獲岩体として存在する。これは細粒の砂岩である。また一ノ倉岳南方（万太郎谷上流）にもホルンフェルス化した砂岩、頁岩の小岩体が石英閃緑岩の捕獲岩として分布しているが、全体の岩相については詳細は不明である。

以上のほか、巻機山北西斜面に片状ホルンフェルス（Sn）が捕獲岩体として花崗岩中に分布している。

#### IV. 超塩基性岩類（Sp）

超塩基性岩（蛇紋岩）は白亜紀花崗岩類中の取り込み（ゼノブロック）として産するほか、大源太花崗岩体を取り囲む断層に沿って分布する。谷川岳と一ノ倉岳を結ぶ南北主綾部では、1km以上の幅をもち、約3kmにわたって分布する。このほかの岩体はいずれも1km以下の小岩体である。これらの蛇紋岩はいずれもわずかにかんらん石を残しているのみで新鮮なかんらん岩はほとんど存在しない。また直閃石や、トレモラ閃石の生じているものが多く、花崗岩の接触変成の影響を強く受けている。

谷川岳岩体：黒色の蛇紋岩で、岩脈状の角閃岩ないし角閃石岩を伴う。わずかにかんらん石を残しているのみであるが、塊状蛇紋岩の組織からみると、原岩はダナイト、及び大源太ハルツパーチャイトと考えられる。部分的に1-2cmの直閃石、トレモラ閃石の結晶がみられる。また全体的にこれらの角閃石類が生じておりモザイク状のかんらん石が生じている場合がある。これらは接触変成によって再結晶したものであるが、この再結晶作用は石英閃緑岩類に接する部分で著しいとは限らず、むしろ白亜紀花崗岩類の影響が強いと考えられる。

朝日岳及び宝川上流の蛇紋岩体：朝日岳の蛇紋岩は白亜紀花崗岩中の捕獲岩体であり、岩質も谷川岳のものに類似している。宝川上流域の岩体は、花崗岩に捕獲されているものと、新第三紀層（水上層群の一部）によって不整合に覆われているものがある。これらは黒色の外観を呈し、鏡下では、淡緑黄色のかんらん石残存結晶と、無色のせんい状角閃石が主である。このほか、蛇紋石・滑石・プールの石・鉄鉱物が存在する。

大源太川下流の蛇紋岩体；大源太花崗岩体に取り込まれた小岩体であるが、比較的新鮮なかんらん岩が存在することが特徴である。この岩体には花崗岩、文象斑岩、輝緑岩の岩脈が複雑に貫入している。大源太花崗岩との接触部は不明である。

ダナイトの顕微鏡的性質

かんらん石を主体とし、微小のクロム鉄鉱を伴う。著しく圧砕化され、もともとの大きなかんらん石粒は微小な結晶粒の集合をなす。この結晶粒間は蛇紋石によって埋められている。針状ないし長柱状のトレモラ閃石、直閃石が不規則にかんらん石粒を切って成長している。クロム鉄鉱は磁鉄鉱に完全に交代されている。

登川下流台上北東方及び一之沢上流の岩体：いずれも花崗岩の捕獲岩体として産する。一部に片状を呈する蛇紋岩が存在するほかに前記のものと変りはないが、角閃石系のアスベスト脈が発達する点に特徴がある。

松川一土樽断層に沿って分布する蛇紋岩：新幹線トンネルの堀さくにより、松川付近の魚野川左岸で新第三紀の玄武岩層と断層で接して蛇紋岩が存在することが明らかになった。それ以前の調査によって地表にも点々と蛇紋岩が露出することがわかっていたが、ほとんどかくずれているために正確な分布地を決めることがむずかしかった。この断層の北への延長と考えられる飯土火山立柄山東側にも、一部に蛇紋岩の露出がみられる。

## V. 白亜紀花崗岩類 (G, Gd)

本図幅地域内に広く分布する花崗岩類は岩質・貫入関係からみて白亜紀花崗岩と考えられる。この花崗岩類は巻機連峰を境にして、大きく二つに区分される。

その一つは、主に登川流域及び大源太川流域に広く分布し、南は蓬峠—武能岳更には一ノ倉岳東面まで延びている。従って、南北約14km、東西約9kmの範囲を占めている。これを大源太花崗岩類 (CHIHARA *et al.*, 1977) と呼ぶ。巻機山や茂倉岳北方付近では中生層を貫き、東縁及び南縁では不規則な境界をもった中新世石英閃緑岩によって貫かれている。北縁は断層で新第三紀の城内層と接している。他の一つは巻機連峰の東方に分布するもので須田貝花崗岩類 (木崎・新井, 1955) と呼ばれている。

### V. 1 大源太花崗岩類 (G)

本図幅の中央部において、魚野川と登川との中間山地及び巻機山北方山地に広く分布する。

この岩体の南縁は不規則な境界をもって石英閃緑岩によって貫入されている。また、西側には、魚野川を挟んで新第三紀の松川層が分布するが、直接の関係は不明である。方丈山北方では、超塩基性岩体を捕獲している。

岩相は、淡桃色のカリ長石を特徴的に含んだ粗粒一斑状の黒雲母花崗岩を主体とする。一般に石英閃緑岩及び岩脈類の熱的影響を受けて変質している。また、一部では、有色鉱物を比較的多く含んだ中粒等粒状黒雲母花崗岩や粗粒角閃石花崗岩が分布する。以下に個々の岩相の概要を記す。

#### V. 1. 1 淡桃色粗粒斑状花崗岩

大源太花崗岩体の全域に広く分布する。直接の年代測定値はないが、岩相等から新潟県側で小川型の花崗岩 (新潟県, 1977) に相当し、白亜紀後期のものであるとされている (赤松ほか, 1967; 茅原ほか, 1977)。

**岩質** 淡桃色、粗粒—やや中粒の斑状黒雲母花崗岩である。淡桃色・白濁した粗粒のカリ長石を斑状に含むもので、有色鉱物の量は少なく比較的優白質である。

**顕微鏡的性質** 半自形斑状—やや等粒状組織である。カリ長石を最も多く含み、斜長石は比較的少ない。石英は、カリ長石に次いで多量に含まれているもので、他形をなし波動消光を示す。カリ長石は、自形—半自形でカールスバド双晶をなすものが多い。またパーサイト構造が発達する。斜長石は、短柱状の半自形を呈し、アルバイト双晶、アルバイト—カールスバド複合双晶がみられる。カリ長石・斜長石の結晶間には、ミルメカイト組織をなしているものがある。一般に両者は、汚濁されている。有色鉱物として、黒雲母が少量含まれ、半自形である。一般に緑泥石化するものが多いその他、緑れん石が含まれることもある。副成分鉱物として、磁鉄鉱・ジルコン・スフェンを含む。

また、岩脈の側壁に近い部分では、二次的に生じたモザイク状集合をなす細粒石英・細粒黒雲母・針状アクチノ閃石を含んでいることがある。

### V. 1. 2 中粒等粒状黒雲母花崗岩

芝倉沢中流域に分布する。上流及び下流では、粗粒斑状黒雲母花崗岩となり、両者の関係は、岩脈等の存在のため直接の関係は不明であるが、漸移的であると思われる。

**岩質** 中粒、等粒—やや斑状の黒雲母花崗岩である。白濁したカリ長石と黒雲母が比較的多く含まれる。また、一部で片麻状構造を呈する。

**顕微鏡的性質** 半自形等粒状組織である。石英は、他形である、カリ長石は、半自形—自形でカールスバド双晶をなすものが多い。ミルメカイトもみられる。斜長石は、短柱状自形でアルバイト双晶、アルバイト—カールスバド複合双晶をなす。カリ長石、斜長石ともに汚濁されている。黒雲母は、比較的多く含まれる。自形—半自形で緑泥石化が進んでいる。また、まれに普通角閃石を含む。副成分鉱物として、磁鉄鉱・スフェンを含む。

片麻状構造をなすものは、半自形粒状組織である。石英は、やや粗粒である。二次的に生じたものは、モザイク状の集合をなしている。斜長石に接するカリ長石の縁には、ミルメカイトがみられる。緑泥石や緑れん石が、二次的に生じている。

### V. 1. 3 粗粒斑状角閃石花崗岩

北沢、大源太川中流・荒沢山西沢に小規模に分布する。

**岩質** 比較的優白質な粗粒斑状角閃石花崗岩である。細粒有色鉱物の集合からなるいわゆる dark inclusion が諸所で包有されている。

**顕微鏡的性質** 半自形粒状組織である。石英は他形で中粒なものが多い。カリ長石は比較的多く含まれる。半自形でカールスバド双晶をなすものが多く、パーサイト構造がみられるものもある。斜長石は比較的少量含まれ、半自形でアルバイト双晶をなしている。カリ長石・斜長石ともに汚濁をうけている三角閃石は緑色普通角閃石である。粗粒—中粒で他形である。緑泥石化が進んでおり、また細粒の鉄鉱物が交代しているものもある。

優黒質捕獲岩はカリ長石・斜長石・普通角閃石からなる。

副成分鉱物として、磁鉄鉱・チタン鉄鉱・スフェンが含まれている。

#### V. 1. 4 石英閃緑岩類との接触部付近の花崗岩類

石英閃緑岩との接触部付近の花崗岩は、一般に接触変成作用を被っている。この変成作用は一様なものではなく、その結果としていくつかの異なった岩相を呈している。以下、特徴的なものについて記す。

##### ① 石英閃緑岩との接触部付近における花崗岩（一般的）

**岩質** 淡紅色等粒一斑状粗粒花崗岩である。淡紅色粗粒のカリ長石を特徴的に含み、斜長石と有色鉱物は少ない。圧砕を著しく被っており、優白脈が多く入り込んでいる。

**顕微鏡的性質** 半自形粒状組織である。石英は、粗粒半自形でやや波動消光を示す。また、圧砕を著しく被って、被面には微細なズレがみられる。カリ長石は最も多く含まれるもので、粗粒半自形である。パーサイト構造をなすものがある。また、カールスバド双晶をなすものも多く、一部で微斜長石双晶もみられる。斜長石は短柱状の自形に近いものも多く、アルバイト双星をなす。初生的な有色鉱物はみられない。ホルンフェルス化しており、二次的に生じているものに、石英・黒雲母・アクチノ閃石がある。石英は細粒でモザイク状の集合をなす。また、破碎による裂罅間を充たしているものもある。黒雲母は細粒他形である。アクチノ閃石は、針状―針状集合体をなす。副成分鉱物として、スフェン・鉄鉱物が含まれる。なお、一部には淡褐色で自形の単斜輝石がごく少量含まれる。

##### ② 清水トンネル土樽口東沢付近の花崗岩

**岩質** 優白質一やや淡紅色細粒等粒状花崗岩である。

**顕微鏡的性質** 自形―半自形細粒等粒状組織である。石英とカリ長石を多く含む。有色鉱物は、量的に少ない。石英は自形―半自形である。カリ長石は半自形―他形である。多くはカールスバド双晶をなし、石英をとりこんだミルメカイトもみられる。一般に汚濁を受けている。斜長石は短柱状半自形である。アルバイト双晶をなす。有色鉱物として、緑色普通角閃石・褐色黒雲母が含まれる。ともにやや周縁部より緑泥石化している。副成分鉱物としてスフェン・鉄鉱物が含まれる。

##### ③ 足拍子岳南東沢の石英閃緑岩との接触部付近に分布する花崗岩

**岩質** 花崗岩構成鉱物と黒色異質岩片からなるマイロナイトである。更に、熱変成作用によって、ホルンフェルス化している。異質岩片は、大きなものでも1.5×1cm程度であり、一般に細粒である。また、形状は角礫―亜角礫で明瞭な接触面をもっている。

**顕微鏡的性質** 斑状組織を呈し、石英・カリ長石・異質岩片からなる。石英はやや粗粒で半自形である。カリ長石は粗粒で半自形をなしカールスバド双晶をなしている。有色鉱物は少なく、初生的なものは残っていない。二次的に生じたものとして、石英と黒雲母がある。この石英はモザイク状に集合し、異質岩片の周囲に配列するものもある。異質岩片は、二次的に生じたと思われる、石英・黒雲母・アクチノ閃石・鉄鉱物からなる。この原岩は不明である。

#### V. 1. 5 角閃石花崗岩

花崗岩中に捕獲された超塩基性岩体中に貫入岩様に分布するものである。直接の接触部は不明である。石英や単斜輝石が二次的に生じており、白亜紀花崗岩以前のものである可能性がある。しかし、こ

ここでは白亜紀花崗岩類に含めておく。

**岩質** 斑状で比較的優白質な角閃石花崗岩である。無色鉱物の量も比較的少ない。

**顕微鏡的性質** 斑状組織を呈し、石英・カリ長石・斜長石、角閃石からなる。石英は、多くが他形である。カリ長石は少ない。半自形のものが多く、石英をとりこんでミルメカイトをなすものや、パーサイト構造をなすものがある。斜長石は、半自形—他形で、アルバイト双晶をなす。角閃石は、緑色の普通角閃石である。粗粒で他形を示す。二次的に生じたものとして石英・斜長石・単斜輝石がある。石英はやや細粒のモザイク状集合をなす。また、単斜輝石は細粒小片状で普通角閃石内部に生じているものである。副成分鉱物として、スフェン・磁鉄鉱・緑れん石が含まれる。

#### V. 1. 6 大源太花崗岩の節理系

大源太花崗岩体には、全域にわたって平行性を保つと思われる系統的節理が発達する。以下にこの節理系の性質を列記する。

(1) 面の性質として、開離しているものは少なく、ほとんどが閉じている。開離していても2mm以下で層間物質等はほとんどない岩脈が頻繁に貫入している所では、面を全く出していないものが多い。岩脈の貫入の少ない所では、面をやや出しているものもある。

(2) 水平面に対して高角なものが多く、立方体を形成するような、3方向の均質な面の発達は見られない。

(3) 面の連続性は、比較的良いが、分枝するものが多く、粗粒な鉱物粒を切断し、交差する2系統が共存する。新旧関係等は不明なことが多い節理面の距離は、面に直角な方向50cmの間に入る節理の数として測定したが、連続性のよいものだけでも5—10本が一般的である。

#### V. 1. 7 マイロナイト様花崗岩

谷川連峰西斜面の万太郎谷上流に、白亜紀花崗岩類起源と推定される各種のマイロナイト様岩が存在している(吉田勝未公表資料)。これは鹿塩片麻岩によく似たものから、ざくろ石・白雲母を含む優白色細粒の不均質岩まで様々である。西側はアブライト・質花崗岩及び石英閃緑岩によって貫かれている。

### V. 2 須田貝花崗岩(奥利根花崗岩)(G)

巻機連峰より東方、本図幅地域の東縁部において、利根川支流の奈良沢川(本谷)、コツナギ沢、矢木沢川及び毛川上流、一部は湯檜曾川左岸山地に広く分布する花崗岩は、隣接図幅の須田貝ダム付近より上流の利根川流域に分布する花崗岩の北西部を占めるものである。この花崗岩は須田貝花崗岩(又は奥利根型花崗岩)と呼ばれている(木崎・新井, 1955; 新井, 1964)。

須田貝花崗岩はこの地域の中生層(奥利根層・岩室累層)を貫いているが、新第三系を貫く例はみられないので、その進入時代は中生代末期と考えられている(新井, 1964)。岩質は一般に粗粒であることが特徴であるが細粒相もしばしば出現する。

矢木沢本流沿いに分布するもの大半は淡紅色組粒の花崗岩である。稜線上では檜倉山から大鳥帽子

山にかけて点々と露出する。巻機山南の稜線上に分布するものも粗粒花崗岩である。細粒の岩相を呈する部分は、稜線上では檜倉山と柄沢山との間の鞍部付近にみられる。矢木沢では檜倉山東面にあたる源流部一帯などに分布がみられる。そのほかレンズ状の小岩体で各所に散在する。

矢木沢中一上流部では花崗岩中に多数の脈岩が貫入し、その規模並びに岩質が多様である。その方向は南北ないし北 $10^{\circ}$ 東、北 $70^{\circ}$ 西内外のものが多い（飯島ほか、1979）。宝川上流の越後烏帽子山南東斜面では多数の石英脈（幅2m以下）が分布しているのが注目される。

野外における須田貝花崗岩の産状は一般に塊状で、節理に乏しい。しかし比較的規模の大きい貫入岩との接触部やその周辺部で細かい節理が発達し、一部で破碎、あるいは圧砕されている部分もみられる。特に宝川中流でこの花崗岩は南側に分布する石英閃緑岩と断層で接するが、この接触部では著しく破碎されている。これらの破碎帯に沿ってしばしば各種の変質作用が認められる。矢木沢最上流部から檜倉山周辺にかけて分布する花崗岩は程度の差はあれ珪化ないし粘土化作用を受けており、肉眼的にみて新鮮な試料も、鏡下ではかなり汚濁している。これらの変質は“第三紀深成岩類”の進入に関係するかもしれない（飯島ほか、1979）。

巻機山南の稜線の粗粒花崗岩は熱変成作用を受けて黒雲母が細粒化している。そのほか長石や石英なども、鏡下で粒子の境界が細かい虫食い状を呈し、再結晶作用が生じていることを示す。本層のホルンフェルス化（？）は北部に分布する巻機山花崗閃緑岩の進入によるものと考えられている（飯島ほか、1979）。

須田貝花崗岩は優白色粗粒の黒雲母花崗岩で、鉱物の粒径は1cmないし2cmに達するものがある。淡紅色のパースイトは斜長石よりも粗粒で、岩石全体も淡紅色を呈する。地域によって岩相が変化し斑状構造が著しく発達することもある。このカリ長石のほか、石英・斜長石及び黒雲母（時に少量の角閃石を伴う）を含み、少量の不透明鉱物を伴う。鏡下では長石・黒雲母とも分解が進み、絹雲母や緑泥石などの粘土鉱物が生じている。細粒相に属するものは優白質中粒ないし細粒で、肉眼的には細粒花崗岩にみえるものとアプライト様にみえるものがあるが、鏡下では共に花崗岩組織を呈する。主成分鉱物などその他の性質は粗粒相のものとは変わらない。

### V. 3 巻機山花崗閃緑岩 (Gd)

図幅地域北東部の割引岳—巻機山間を構成する中生層（奥利根層群）の南方に、これを貫いて優白質花崗岩が分布している。西部では南北の幅が約0.5km程度であるが、東部の稜線近くでは広くなり約1kmとなっている。

一方、飯島ほか（1978、1979）により、須田貝花崗岩と異なる白色中粒の花崗閃緑岩が巻機山東面から更に東の稜線上にも広く分布することが明らかになり、巻機山花崗閃緑岩と呼ばれた。

この花崗閃緑岩の野外における産状は塊状であるが、幅約1mないし数mの節理が発達する。特に卓越する方向は北 $5-10^{\circ}$ 東と北 $70^{\circ}$ 東の2方向（ほぼ垂直）である。

本岩の岩相は中生層と接する部分において、局所的に細粒となるほかは、極めて均質な中粒等粒状である。一般に新鮮で、風化変質を除いて特に一般的な変質作用は認められない。

巻機山花崗閃緑岩は奥利根層群中に貫入する。その関係は牛ヶ岳東南の沢やトンボの頭（1, 896m）付近で観察される。更に隣接図幅では新第三系（中新統）により不整合に覆われるので、進入時期は三畳紀以降、中新世以前となる。すでに述べたように、巻機山南の須田貝花崗岩のホルンフェルス化は本岩の進入によるものと考えられるので、本層の進入時期は須田貝花崗岩のそれより更に後であり、白亜紀末ないし古第三紀に、須田貝花崗岩よりやや遅れて進入したのと考えられる（飯島ほか、1979）。

本岩は優白質で中粒等粒状の花崗閃緑岩—石英閃緑岩である。主成分鉱物は斜長石・石英・カリ長石・黒雲母及び角閃石である。斜長石と角閃石及び黒雲母は自形ないし半自形、カリ長石はパーサイトである。不透明鉱物は副成分鉱物としても少ない。まれにジルコンの微晶が含まれる。巻機山南方のものでは石英を除く各鉱物は多少汚濁しており、絹雲母や緑泥石などを生じている。斜長石は特に変質が著しい。

#### V. 4 大源太花崗岩中に分布する岩脈群 (Pi, Di, D)

本図幅地域の中央部及び登川右岸沿いに分布する花崗岩体（大源太花崗岩体）の中には数百本に達する変輝緑岩、流紋岩及び文象斑岩の岩脈群が存在する。これは本地域花崗岩の特徴の一つである。

このうち、セツ小屋山以南に分布するものは、北東方向を示すが、中—北部に分布するものは、南北—北北東方向を示す。

脈幅も数cmから20数mにわたっている。従って、岩脈のすべてを地質図上には表現できない。

産状も、単純な平面境界を示すもの、分枝するもの、わん曲するものなど多様である。

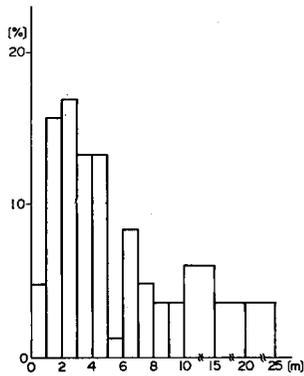
岩脈の貫入形態は、いわゆる単一岩脈（simple dike）が一般的であるが、酸性岩質岩脈を挟み込んで玄武岩質岩—輝緑岩が花崗岩に貫入する複合岩脈（composite dike）や、まれに重複岩脈（multiple dike）がある。

これらの岩脈が北方に分布する新第三系（城内層群）の中には存在しないこと、南方に広く分布する中新世石英閃緑岩中には全く分布せず、これによって貫かれていること、更に、この岩体の貫入によって接触変成作用を被っていることなどから、白亜紀後期の花崗岩進入後、中新世石英閃緑岩進入前にこれらの岩脈が貫入したのと考えられる。

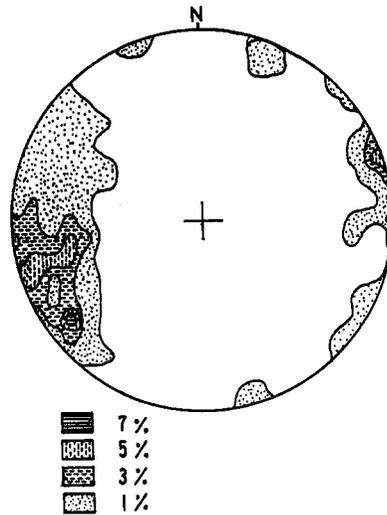
大源太花崗岩中に岩脈群を構成する岩石は、顕微鏡下での特徴から、流紋岩質岩—文象斑岩と玄武岩質岩—輝緑岩とに大別される。また、やや粗粒な輝緑岩と野外では明瞭な区別はしがたいが、安山岩質岩—細粒閃緑岩が含まれる。

##### V. 4. 1 流紋岩質岩—文象斑岩 (Pi, D)

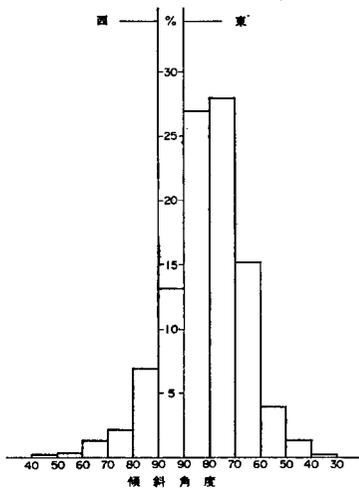
岩脈分布地域の西部、すなわち柄沢山—荒沢山周辺に集中して分布し、東部に向うにつれなくなる。芝倉沢、大源太川中流域で4—5本存在するだけで、蓬峠付近では存在しない総数約100本であり、脈厚の平均は3.5mである（第9図）。貫入方向は、北20°西±10°である（第10図）。また、貫入角度は、75—90°で大半が東傾斜である（第11図）。この岩脈は、花崗岩片を捕獲していることがある。流理構造は、ほぼ側壁に平行している。また、玄武岩質岩—輝緑石に切られたり貫入されていることがあ



第9図 文象斑岩岩脈の脈厚 (塩川, 1980)



第10図 文象斑岩貫入面の極の下半球投影 (塩川, 1980)



第11図 文象斑岩・変輝緑岩岩脈の貫入角度 (塩川, 1980)

る。南方に広く分布する中新世の石英閃緑岩中には、全く分布しない。

岩質及び鏡下での特徴から、④石英斜長石文象斑岩、⑤石英文象斑岩、⑥流紋岩に分けられる。④、⑤は、この種の岩脈の一般的なもので、⑥は岩脈の側壁に発達するものであるが、すべての岩脈にみられるものではない。また、南方の石英閃緑岩体に近い部分では、その貫入に伴う熱変成の影響がみられる。

#### ④ 石英斜長石文象斑岩

斑状組織を呈し、石基は文象組織を示す。斑晶鉱物として石英と斜長石が含まれる。石英は、粗粒で自形—半自形をなしており、溶食形をなすものがある。斜長石は、自形—半自形でカールスバド双晶をなすものが多い石英閃緑岩に近い部分に産するものは、外形がやや

不明瞭である。一般に汚濁されている。石基は、斜長石・カリ長石・石英・若干の有色鉱物からなる。斜長石は、長柱状の自形である。双晶は、あまり明瞭ではない。カリ長石は、他形で、不規則な花びら様をなすものが多い、斜長石や石英とともに文象組織をなす。石英は、半自形—他形として含まれる。有色鉱物として、黒雲母を交代したと思われる緑泥石が含まれる。副成分鉱物として、スフェン・鉄鉱物・ジルコンが含まれる。また、二次的に生じたモザイク状集合をなす石英、針状の緑色アクチノ閃石・緑れん石が含まれるものがある。

#### ⑤ 石英文象斑岩

斑状組織を呈し、石基は微文象組織を示す。斑晶として含まれる石英は、半自形であり、弱い波動消

光を示す。石基は、斜長石・カリ長石・石英、若干の有色鉱物からなる。斜長石は、長柱状自形でアルバイト双晶をなす。カリ長石は比較的多く含まれ他形である。石英は、他形で長石類と複雑に連晶して文象組織をなしている。有色鉱物は、二次的と思われる褐色黒雲母、針状―不規則形のアクチノ閃石があり、これらを交代して緑泥石が含まれる。副成分鉱物として、緑泥石―スフェン・鉄鉱物が含まれる。

#### ◎ 流紋岩

斑状組織を呈し、石基は半晶質―細粒の文象組織を示す。斑晶は、斜長石・石英を主とする。斜長石は、細粒長柱状の自形で、双晶しているものは一般に少ない石英は、他形で波動消光をなすものがあるカリ長石は、他形をなすのが普通で、まれに、粗粒な自形として含まれるものもある。有色鉱物は、二次的なものとして、アクチノ閃石・緑れん石が含まれる。石基は、微粒石英・斜長石・ガラスからなる。流理構造を呈する部分は、ガラス質な部分と結晶質でやや有色鉱物の目立つ部分からなる。副成分鉱物として鉄鉱物・スフェンが含まれる。

### V. 4. 2 玄武岩質岩―輝緑岩 (Di)

大源太花崗岩分布地域のほぼ全域にわたって分布するもので、南半部では約500本以上の岩脈がみられる。貫入頻度は、一様ではなく、ほとんど存在しない領域から、酸性岩質岩脈も含めると岩脈類の面積が、被貫入岩体である花崗岩の面積より多い領域まで存在し、偏っている(第12図)。

玄武岩質岩ないし輝緑岩の岩脈の貫入方向は、蓬峠地域では北25°東±10°であるが(第13図)、他地域では、北20°西±10°である(第14図)。すなわち、玄武岩質岩―輝緑岩は、前記の2系統の平行岩脈群を形成している。貫入角度は、75-90°で約70%が東傾斜である(第11図)。また、平均脈厚は、1.7mである(第15図)。

玄武岩質岩―輝緑岩岩脈は、まれに花崗岩片を捕獲している。また、急冷周縁相が存在することが一般的であり、花崗岩中に、脈状の分枝が入りこんでいることがある。この種の岩脈と酸性岩質岩脈との貫入関係は、前者の急冷周縁相が後者の側にも存在すること、後者の礫が前者にまれに含まれること、前者の分枝脈が後者に入りこんでいることなどから、酸性岩質岩脈形成後に玄武岩質岩―輝緑岩岩脈が形成されたものである。

玄武岩質岩―輝緑岩は、斜長石と単斜輝石によるオフィチック組織を残しているものが多いが、一般に石英閃緑岩による熱変成の影響や自変質による二次変化が認められる。本来、変輝緑岩と呼ぶべきものである。岩質は、㊸極細粒の玄武岩質岩、㊹輝緑岩、㊺変輝緑岩、㊻安山岩質岩、㊼細粒閃緑岩に分けられる。

#### ㊸ 玄武岩質岩

暗緑色極細粒玄武岩質岩で、岩脈の側壁に接して存在している。いわゆる急冷周縁相である。

顕微鏡下では、極細粒の間粒状組織を呈する。斜長石。単斜輝石。石英及びガラスからなるが、多くの場合、輝石は、変質もしくは、石英閃緑岩による接触変成作用により緑泥石・アクチノ閃石・黒雲母に変質している。斜長石は、0.2mm以下の針状―長柱状自形である。アルバイト双晶がみられる。まれに、粗粒(1mm±)な自形斑晶が含まれることがある。石英は、他形―半自形で初生鉱物として合

まれている。ガラスはすべて変質している。

#### ④ 輝緑岩

暗緑—灰緑色細粒—粗粒輝緑岩である。③とは、漸移的な関係にあり、急冷周縁相より内側にみられる岩相である。より粗粒なものは、比較的幅の広い岩脈にみられ、粒状の有色鉱物と無色鉱物が区別される。

顕微鏡下での特徴は、オフィチック組織である。斜長石・輝石を主として、石英を特徴的に含む。斜長石は、細粒なもので、長径1.0-0.5mm、短径0.2-0.1mm、粗粒なもので、長径0.7-0.3mm、短径0.4-0.2mmで、長柱状からやや短柱状のものまである。一般に自形でアルバイト双晶が発達する。また、汚濁が進んでいる。単斜輝石は、細粒なもので0.3-0.2mm、粗粒なもので0.5-0.3mmの半自形—他形結晶である。粗粒な岩石ほど多く含まれ、劈開があまりみられず、周縁から緑泥石化が進んでいる。石英は、量的には少なく、細粒なもので0.2mm、粗粒なもので0.4mm程度の他形結晶で斜長石結晶間をうめている。副成内鉱物として、チタン鉄鉱・磁鉄鉱・スフェンが含まれる。

#### ⑤ 変輝緑岩（ホルンフェルス）

ホルンフェルス化した暗緑色細粒変輝緑岩である。谷川岳石英閃緑岩の接触変成作用によるもので、部分的に鉱化作用が著しく、黄鉄鉱が非常に多く含まれる。

顕微鏡下では、一般にモザイク状組織をなすが、部分的にオフィチック組織を残すものもある。初生的には、斜長石・輝石・石英からなっていたものであるが、現在は、初生的な斜長石・石英と二次的な石英・黒雲母・アクチノ閃石を主とする。斜長石は、長柱状自形であるが、輪郭が不明瞭になっているものが多い。アルバイト双晶をなすものもみられる。また、累帯構造のみられるものもあり、汚濁が著しい石英は、比較的多く含まれ、半自形である。二次的に生じた石英は、他形でモザイク状をなし集合している。まれに、粗粒斑晶として含まれる石英は、半自形で波動消光をする。有色鉱物は、二次的に生じたものである。黒雲母は、褐色細粒、他形を呈し、少量含まれる。アクチノ閃石は、緑色でかなり多量に含まれ他形である。一般に汚濁している。副成分鉱物として、鉄鉱物・スフェン・緑れん石が含まれる。鉄鉱物は、黄鉄鉱で、モード5-10%を占め、多量に含んでいるものもある。

#### ⑥ 安山岩質岩

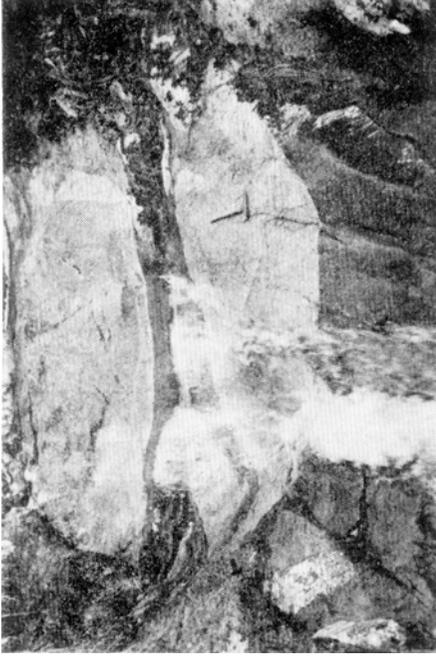
暗緑灰色中粒斑状安山岩質岩で、まれに分布する。顕微鏡下では、斜長石間をうめる石英が、長石類と微文象組織をなす。斜長石は、長柱状の自形である。アルバイト双晶をなすものが多い。石英は、他形で斜長石間をうめる。有色鉱物として、単斜輝石を含んでいる。自形—半自形で周辺部より緑泥石化が進んでいる。副成分鉱物として、鉄鉱物が比較的多く含まれる。

#### ⑦ 細粒閃緑岩

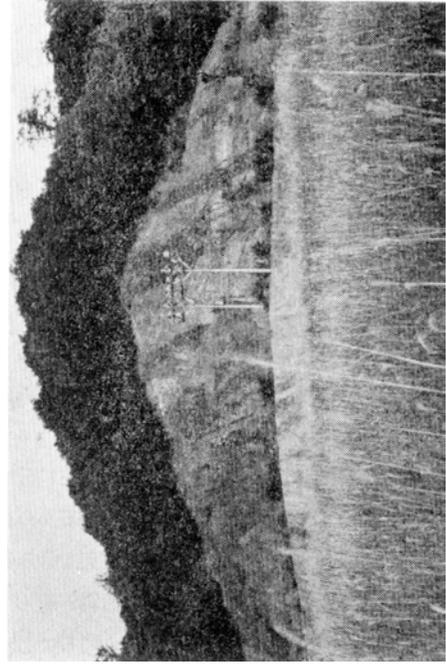
優黒質粒状細粒閃緑岩で、大源太山南西に主に分布する。顕微鏡下での特徴は、半自形粒状組織である。主に、斜長石・カリ長石・石英及び角閃石からなる。斜長石は、短柱状の半自形—他形を呈し、アルバイト双晶が発達する。また、他形の石英を含みこんだミルメカイトがみられる。カリ長石は、わずかに含まれ他形を示す。斜長石とともに汚濁が進んでいる。石英は、斜長石に比べて少なく、他形で波動消光を呈する。角閃石は、緑色アクチノ閃石であると思われるが、不規則な集合体をなしており、ウラル石化しているものもある。また、双晶しているものもある。一般に、中央部や周縁部から汚濁して、



a 文象斑岩中の変輝緑岩岩脈 (荒沢山西沢)



b 花崗岩中の変輝緑岩岩脈 (荒沢山西沢)



c 花崗岩中の変輝緑岩岩脈 (中原スキー場)



d 花崗岩中の変輝緑岩岩脈 (大派太山西方西沢)

第12図 変輝緑岩岩脈の産状

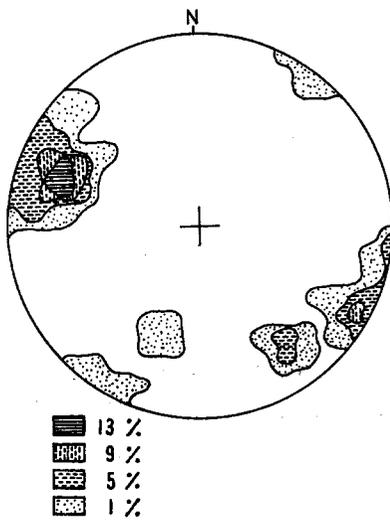


e 足拍子岳北斜面の岩脈群

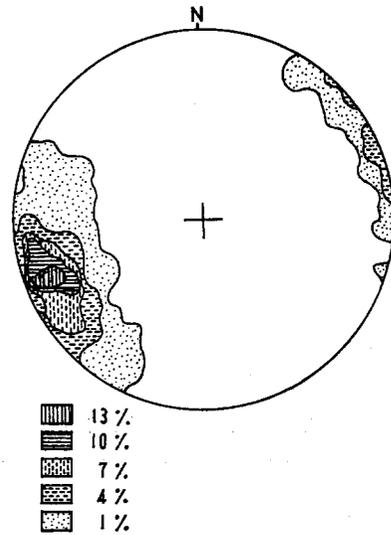


f 文象斑岩中の変輝緑岩岩脈 急冷線を示す (荒沢山北方)

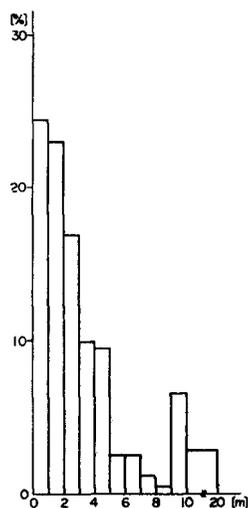
第12図 (つづき)



第13図 蓮峠付近における変輝緑岩岩脈貫入面の極の下半球投影 (塩川, 1980)



第14図 大源太花崗岩体南半部全域における変輝緑岩岩脈貫入面の極の下半球投影 (塩川, 1980)



第15図 変輝緑岩岩脈の脈厚 (塩川, 1980)

斑点状に鉄鉱物が含まれるものが多い。その他、黒雲母や緑れん石が二次的に生じている。

#### V. 4. 3 土樽塩基性岩ホルンフェルス (Di)

土樽駅西方の尾根を構成し、南北方向に不規則な形態で分布する。表面積は約0.49km<sup>2</sup>である。石英閃緑岩類との接触部ではホルンフェルス化しており、明らかに捕獲岩体である。一般的に鉱化作用を受けており、土樽駅西側では旧坑道がある。石英閃緑岩は不規則な形態で本層中に貫入している。白亜紀花崗岩類との関係は不明である。また、花崗岩中に貫入する変輝緑岩との関係も不明であるが、岩質での著しい差はない。しかし、産状特に大きさからは別個のものであり、後述するようにトンネル内の地質状況からみて、おそらく中生層に貫入している輝緑岩体の一部が石英閃緑岩によって捕獲岩様に貫入されているものである。

**岩質** 暗緑色—灰黒色塊状—斑状の変輝緑岩（ホルンフェルス）である。斑状をなすものは、有色鉱物が細粒斑晶として認められる。一般にホルンフェルス特有の光沢がみられ、重量感がある。

**顕微鏡的性質** 代表的な岩型についてみると、初生的な斜長石が残っており、サブオフィチック組織がみられる変輝緑岩である。初生的な斜長石・石英と二次的に生じた石英・角閃石等からなる。石英は、他形で二次的なものより少ない斜長石は、半自形で輪郭が不明瞭なものが多い。ほとんどが、アルバイト双晶をなす。また、鉱化作用によって無数の鉄鉱物が、斑点状—シンプレクタイト様集合となっておきかわっている。二次的に生じた石英は、モザイク状の集合をなす。角閃石は、緑色で針状集合をなすアクチノ閃石である。また、細粒の黒雲母が含まれることがある。副成分鉱物として斜長石、角閃石中に鉄鉱物が含まれる。ある種の岩石では、有色鉱物と同量程度含まれている。その他には、スフェンが含まれる。

他の岩型についてみると石英と角閃石がモザイク組織をなすホルンフェルスである。斜長石は、アルバイト双晶のみられる短性状のものが、少し含まれる。角閃石は、アクチノ閃石で脈状に集合している部分では、緑泥石化している部分もある。また黒雲母や緑れん石も少量含まれている。

#### V. 4. 4 谷川連峰東面の輝緑岩 (Di)

谷川連峰東面の蛇紋岩帯の東側には輝緑岩帯（幅約300m）があり、一ノ倉沢から芝倉沢上流にかけては、蛇紋岩との間に北方から延びている花崗岩が存在する。この両者とも石英閃緑岩にの地域では優黒質で石英はんれい岩と呼ばれた）によって貫入されており、ホルンフェルス化している（相馬・吉田, 1964）。

この輝緑岩は、蛇紋岩と密接に伴う一連の岩石か、あるいは上述の岩脈群の一員であるか明らかでない。なお、この輝緑岩はしばしば1-数m幅のアプライト質優白岩の平行岩脈を伴っている。

輝緑岩はオフィチック組織を示し、鉄苦土鉱物は透輝石・角閃石・黒雲母で、いずれも粒状である。優白岩は大部分が曹長石質斜長石と石英からなっている。

## V. 5 須田貝花崗岩中の岩脈群 (Pi)

須田貝花崗岩中には、大小さまざまな規模の脈岩が貫入している。流紋岩・文象斑岩・石英斑岩・ひん岩及び輝緑岩など岩質も多様である。ほかに中生層（奥利根層群）中や花崗閃緑岩中にも小規模な岩脈が貫入している（飯島ほか、1979）。矢木沢でみられるものは、前述したように、方向は南北ないし北10°東、北70°西内外のものが多い。

この種の脈岩は、これまでの調査では、ほとんど矢木沢流域、すなわち須田貝花崗中に集中しているが、おそらく更に北方へも延びる可能性がある。矢木沢では数10本以上の小岩体が貫入している。多くは幅5m以内の岩脈で、1mに満たないものも少なくない。貫入方向は北0-10°Eと北60-70°西が卓越している。岩石の種類は、流紋岩・石英斑岩・文象斑岩・ひん岩・輝緑岩などであって、単独岩脈、重複岩脈あるいは複合岩脈が区別される。矢木沢上流のひん岩は中新世石英閃緑岩の一異相である可能性がある。

宝川上流では、石英閃緑岩の大きな岩体（幅約500m）が北東方向に貫入しているほか、輝緑岩・玄武岩・安山岩などの小岩脈が北西方向あるいは東西方向に貫入している。いずれも幅は5m前後のものが多い。

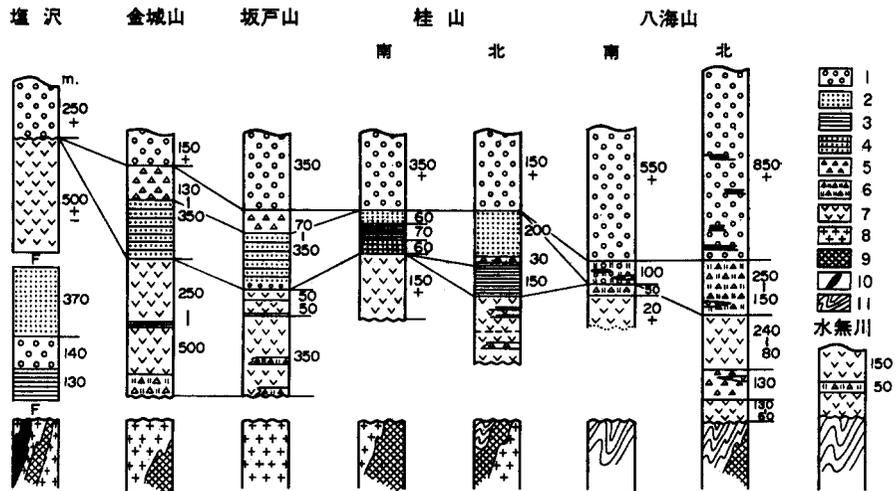
## VI. 中 新 統

本地域の新第三系は下部グリーンタフ層から西山層、時代的には中新世中期から鮮新世前期にわたっており、次の4地域、すなわち、1) 地域北部の塩沢南方地域、2) 湯沢一石打地域及び清津川下流地域、3) 清津川上流地域（図幅の南西隅地域）、4) 茂倉岳から南方の谷川連峰稜縁地域及び5) 宝川上流地域（図幅の南東幅地域）に分布している。

上記の地域のうち、1) 塩沢南方地域及び2) 湯沢一石打地域の新第三系は、登川一魚野川間の山地を構成する白亜紀花崗岩体（大源太花崗岩体）を取り囲むように半円月状の分布を示し、元来は一連のものであったと考えられる。更に、谷川連峰地域及び清津川上流地域の中中部中新統も、石英閃緑岩の貫入や隆起による浸食・削剝を考え、元来の位置に復元して古地理を推定すると、全体として一連の地積区に属したもので、大源太花崗岩体を取り囲んで堆積したものと考えられる。以下、各地域ごとに層序・岩相・構造を記述する。

### VI. 1 城内層群 (Jo<sub>1</sub>, Jo<sub>2</sub>, Jo<sub>3</sub>)

魚野川右岸沿いに分布する新第三系の最下部層は城内層群として一括され、台島階のものと考えられている。



第16図 城内層群の地質柱状図 (CHIHARA *et al.*, 1977) 1 礫岩 2 砂岩 3 頁岩及びシルト岩 4 頁岩砂岩互層 5 凝灰角礫岩 6 角礫岩 7 安山岩及び玄武岩 8 白亜紀花崗岩 9 斑れい岩 10 蛇紋岩 11 水無川変成岩

城内層群は、魚野川東側に分布し、主として安山岩・玄武岩及び礫岩からなる新第三系に対し命名されたものである(池辺, 1953)。その後この岩相について茅原(1966, 1974a・b)及び茅原・西田(1968)が簡単な報告をした。

城内層群は、北は破間川東側の松川付近(図幅外)から本図幅北部の塩沢南方にわたり広く分布している。上部の礫岩層は八海山の山頂部を構成するほか、かなり広く分布しており、図幅北方の桂山・大割山・金城山の山稜地帯などにも厚く発達している。図幅内では塩沢南方の山陵地帯に分布している。この礫岩層は東部では基盤岩類を直接覆っていることから、下位の安山岩・玄武岩とは不整合関係にある可能性がある(第16図)。

城内層群からは、上部の礫岩層中の泥岩から保存不良の植物化石を産するほか、時代を示す化石を産出していない岩質や地層の連続状態からみると、水上東方の粟沢層や、谷川連峰の茂倉岳を構成する砂礫岩・玄武岩を主とする新第三系とおそらく一連のものであるので、全体として台島層に対比されるものと考えられる。

以下、図幅北部に分布するものについて述べる。

この地域の城内層群分布域の南東部には、花崗岩類・蛇紋岩・輝緑岩が分布にこれらの基盤岩類とは大部分、断層で接するが、上部の礫岩層の一部はこれらを不整合で覆っている。北東部は登川扇状地のため分布が断たれるが、その対岸には城内層が広く分布しており、本地域のものの一連のものである。西側は飯士火山である。

本地域の城内層群は下位から、(1)礫岩砂岩頁岩層、(2)玄武岩層及び(3)火山円礫岩層からなる(深沢, 1975)(第17図)。

(1) 礫岩砂岩頁岩層 (Jo<sub>1</sub>)

本層は独立した小丘を構成しており、西側に分布する玄武岩層との直接の関係は不明である。いずれ

も走向は西北西 - 東北東で南に40-15°の傾斜を示す。このことから見掛け上、玄武岩の下位層となる。

本層は下部から、頁岩層、礫岩層及び砂岩層からなる。

**頁岩層** 小丘の北部に分布する。平行なラミナの発達した頁岩からなる。湿った場合は黒色で、乾くと褐色となる。積木状の小ブロックに割れる。層厚は130m+である。走向は北60°西で、南に40°傾斜している。

**礫岩層** 小丘の山頂部に分布する。珪質岩（チャート及び石英粗面岩）の多い中礫からなり、ほかに安山岩がある。礫の占める割合は60-70%であり、基質部は細礫—粗粒砂である。最大礫径は20-25cmであり、礫の淘汰度は中位である。固結度は低い。下位及び上位の地層とは整合的である。走向は西北西 - 東西で、南へ30°±傾斜している。層厚は140m

**砂岩層** 小丘の南側に分布する。下部は白色細粒凝灰岩、灰緑色の粗粒—火山礫凝灰岩、凝灰質粗粒砂岩からなる。粗粒部と細粒部が互層している。凝灰岩はデイサイト質—流紋岩質である。上部は褐色粗粒砂岩で1-2cmの礫を含む。淘汰度は悪い。礫の形状は亜角礫—亜円礫である。部分的に平行ラミナの発達した細粒砂岩を挟む。

(2) 玄武岩層 (Jo<sub>2</sub>)

舞子—小松沢間の山麓地帯にやや広く分布する。溶岩様の部分と貫入岩からなる。

玄武岩溶岩は一般に著しく風化しており砂岩様にみえる。気孔をもち、一部枕状構造を呈する。

玄武岩貫入岩は、溶岩に比べて新鮮で、鏡下ではオフィチック組織を示す。

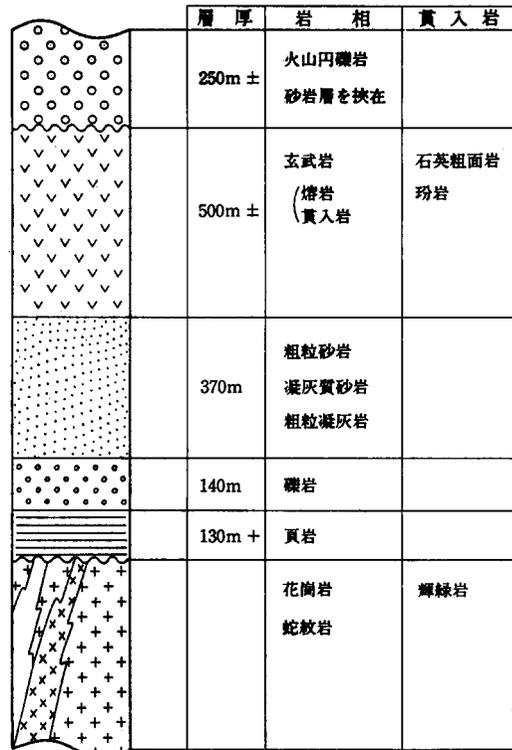
これらを貫く岩脈として石英粗面岩がある。その幅は数m - 数10mである。そのほか、ひん岩がある。

玄武岩層として一括したものの見掛け上の層厚は450m-500mである。

(3) 火山円礫岩層 (Jo<sub>3</sub>)

946.1m及び810.3mピークを含む尾根一帯に分布する、玄武岩層を被覆し、断層より南東側では基盤岩を直接覆っている。

最下部は石英粗面岩の角礫を多く含む火山角礫岩層である。上部は花崗岩・石英斑岩・石英粗面岩・輝緑岩あるいは玄武岩の礫を多く含む大礫—礫岩層である。その基質部は凝灰質であって、固結度は良い。礫は亜円礫を主とし淘汰度は悪い。砂岩層を挟むことがある。



第17図 塩沢南方の城内層群総合柱状図 (深沢, 1975)

大局的には走向南北 - 北北西で12-14°の角度で緩く西方あるいは南西方向に傾く。

本層のものに岩質が類似する角礫岩が飯士火山南部の立柄山東方においてわずかに露出し注目されるが、産状の詳細は小露出のため不明である。

地質時代	標準層序名	地層名	層厚	柱状図	岩質	火成活動	備考
更新世	?	飯士火山噴出物	?		石英安山岩 溶岩-大砕流		?
		苗場火山噴出物	?		火山泥流 堆積物		
鮮新世	西田尻層	西田尻層	30—790m+		凝灰岩 安山岩質凝灰岩 同溶岩		材化石
		葎沢層	360—610m+		流紋岩質火山礫岩凝灰岩 砂岩シルト質頁岩互層 石英安山岩質凝灰岩		
中新世	寺泊層	倉下砂岩頁岩部層	270—700m		砂岩頁岩互層		植物化石 Cfr. <i>Paliurus protonipponicus</i> SUZUKI
		大沢山真岩凝灰岩部層			頁岩凝灰岩互層		
新世	七谷層	十二峠緑色凝灰岩部層	960m+		石英安山岩質 軽石凝灰岩		?
		大峰野川硬質頁岩部層			硬質頁岩 石英 珪岩		
新世	清津川層	大峰砂岩・頁岩部層	950—1,360m+		石英閃緑 珪岩 凝灰質砂岩 砂岩頁岩互層		魚化石ニシシ科
		八木沢凝灰岩部層			安山岩質凝灰岩 流紋岩質凝灰岩		
新世	湯沢砂岩礫岩部層	湯沢砂岩礫岩部層	600m+		凝灰質 砂岩・砂岩礫岩互層 硬質頁岩		魚化石ニシシ科
		芝原凝灰岩部層			石英安山岩質凝灰岩 硬質頁岩		
鹿瀬層	松川層	松川層	450m+		酸性凝灰岩玄武岩互層 緑色玄武岩		
		白 板 層			緑色玄武岩 硬質頁岩		

B: 玄武岩 I: 中性岩 A: 酸性岩 B I A

第18図 石打一湯沢一松川地域新第三系地質総合柱状図 (久保田原図, 1980)

## VI. 2 石打—湯沢—松川地域の新第三系

本地域の地質に関しては、堀川 (1965), 西田ほか (1973), 茅原ほか (1977), 久保田 (1979) などの研究がある。

今度の図幅調査に基づいて、本地域の新第三系層序を第18図に示したような累層及び部層に区分した。本図幅の北方に広く分布している油田第三系に対し、本地域のものは南方に入りこんだ分布状態を示している。その下限は南部において石英閃緑岩によって貫入されているため不明である。

本報告では新しく地層区分をしたため、新しい地層名を採用した。

### VI. 2. 1 松川層 (鹿瀬層相当層) ( $Ma_1, Ma_2$ )<sup>2)</sup>

**模式地** 松川及び松川入川。

**分布** 湯沢南方から土樽西方にわたり広く分布。

**層厚** 約450m+。

**層序関係** 下限は、東側では蛇紋岩と断層で接すること、更にその東方では魚野川沖積地で断たれること、南は石英閃緑岩によって貫入されることにより、不明である。

**岩相** 下部は主に変質玄武岩からなり、上部では流紋岩凝灰岩と4-5mの層厚単位で互層する。

下部の変質玄武岩は厚さ3m以下の黒色硬質頁岩を挟み (第19図)、塊状の溶岩から主になっている。



第19図 松川右岸の松川層露頭 硬質頁岩の挟みを示す

2) 本層の層準については、著者ら間で異なる意見があるが、ここでは茅原・島津の考えに基づいている。



第20図 松川右岸の松川層露頭 玄武岩を示す

溶岩は、一部多孔質で、一般に変質が著しく、緑色化しているところが多い。その構造は緩く西方へ傾斜すると思われるが明らかでない(第20図)。

上部は玄武岩凝灰岩と流紋岩凝灰岩との互層であり、斜面の中腹に露出し、しばしば黒色硬質頁岩を挟んでいる。

土樽鉱山付近では、石英斑岩・流紋岩の小岩脈によって貫かれており、鉍化作用を広く被り、ところにより珪化作用を著しくうけている。

**貫入岩** 松川北方の魚野川本流沿いでは、玄武岩・ひん岩の小岩脈が北西方向に多数貫入している。そのほか、上述のように、土樽西方では流紋岩(R)の北西方向の小岩脈が数本存在する。また、上部層を貫いて石英斑岩(Qp)がある。

## VI. 2. 2 白板層(津川層下部相当層)(Si<sub>1</sub>, Si<sub>2</sub>)

**模式地** 下部の頁岩は、松川入川上流、上部の緑色変質玄武岩は、秋葉山の送電線道でみられる。

**分布** 松川西方に頁岩が広く分布し、秋葉山周辺に緑色変質玄武岩が分布する。

**層厚** 600m+。

**層序関係** 下位の松川層に整合に重なる。

**岩相** 下部は黒色の硬質頁岩からなる。この頁岩は数cmオーダーで層理面が良く発達している。また、清津層の頁岩より堅硬で重く感じられるのが特徴である。タカマタギ山北西では、石英閃緑岩の貫入によりホルンフェルス化している。上部は主に緑色の変質玄武岩溶岩からなっており、黒色頁岩の薄層を挟有する。また、径5mm程度の孔隙を充填して沸石結晶集合体が多く生成している。溶岩の一部には枕状構造が発達しているのが特徴である。

**化石** 発見されなかった。

**模入岩** 南方では石英閃緑岩によって貫かれる。硬質頁岩層中にはひん岩 (P) の岩床があり、更に上部では石英斑岩の岩脈がある。湯沢南方の秋葉山周辺の変質玄武岩中では、数本の珪長質流紋岩 (R) が南北方向の小岩脈として分布している。

### VI. 2. 3 清津層 (津川層相当層) (Ts, Ty, Tg, To)

**模式地** 芝原峠から大峰へ向かう道路脇、及び八木沢から鹿飛橋までの清津川本流沿いの露頭。

**分布** 七田切から八木沢に至る国道17号線付近から、その北方、石打西方にかけて広く分布する。

**層厚** 下限は断層関係、上限は断層関係及び石英閃緑ひん岩の進入により不明であるが、950-1360m + と推定される。

**層序関係** 下位の松川層とは断層関係により不明。

**化石** 上野鉾泉北方の大野川下流では、芝原凝灰岩部層中の頁岩からニシン科の魚化石を産する。また、堀川 (1964) は、湯沢西方において、芝原凝灰岩部層最上部の頁岩及び八木沢凝灰岩部層の頁岩からニシン科・カサゴ科に属する魚化石の産出を報告した。

**対比** 岩質及び含有化石から津川層に対比される。

**岩相** 清津層は下位より次の4部層に分けられる。

#### (i) 芝原凝灰岩部層 (Ts<sub>1</sub>, Ts<sub>2</sub>, Ts<sub>3</sub>)

下部は、層理面にそって剝離性の強い黒色頁岩 (Ts<sub>1</sub>) であり、上部は流紋岩質—デイサイト質の凝灰岩 (Ts<sub>2</sub>) を主とする。この凝灰岩は、下部では、淡緑色—灰緑色を呈し、石英及び長石粒に富む。また、層理面にそって偏平化した緑色の軽石や黒色頁岩、流紋岩の岩片 (6×3mm±) を多く含む。上部では、淡緑色—緑白色を呈し、下部に比べ、粒径の大きい石英や長石粒に富み、全体として砂質となる。流紋岩の岩片は含まれないが、黒色頁岩の岩片を含み、黒雲母が顕著にみられるようになる。また、場所によって、平行なラミナごとに色彩を異にし、白色・淡緑色・茶色のしま模様を呈す。

#### (ii) 湯沢砂岩礫岩部層 (Ty<sub>1</sub>, Ty<sub>2</sub>, Ty<sub>3</sub>)

本部層は、凝灰質砂岩礫岩互層 (Ty<sub>2</sub>) を主とし、側方 (八木沢北方及び湯之沢川北方) において側方変化をなし砂岩頁岩互層 (Ty<sub>1</sub>) と指交関係となる。主体をなす砂岩礫岩互層は、層理面の明瞭でない不規則な互層である。砂岩は、比較的、淘汰が良く、石英・長石・黒雲母の多い中粒砂岩である。また基質が凝灰質なため変質をうけ淡緑色を呈し、砂質凝灰岩と区別しがたいところが多い礫岩は、主に流紋岩・花崗岩、風化の著しい安山岩類などの礫からなり、2-5cm±の亜円礫—亜角礫を主体とする。また、黒色硬質頁岩をレンズ状 (1×5cm±, 最大10×20cm) に多くとりこんでいる。

この砂岩礫岩互層は、八木沢北方では、砂岩優勢、頁岩との互層で指交関係にある。これは、黒色硬質頁岩のレンズ状岩片を多く含み、石英粒に富むラミナの発達した中—粗粒硬質砂岩と層理面にそって剝離性が著しい黒色硬質頁岩との互層である。清津川本流では、流紋岩質凝灰岩を挾有する。また、湯之沢川北方では、剝離性の著しい黒色硬質頁岩 (Ty<sub>3</sub>) 優勢、砂岩の薄層との互層へ移行する。

#### (iii) 八木沢凝灰岩部層 (Tg<sub>1</sub>, Tg<sub>2</sub>)

本部層は、下部と上部に分けられ、下部は流紋岩凝灰岩 (Tg<sub>1</sub>) であり、上部はデイサイト火山礫凝灰

岩 (Tg<sub>2</sub>) を主とする。

下部の流紋岩凝灰石は、緑白色を呈し、1mm大の石英・長石粒に富む。また、黒色頁岩の岩片 (2×5mm±)、緑色の安山岩—玄武岩の岩片 (10×20mm±) を多く含む。また、黒色頁岩・流紋岩・花崗岩・閃緑岩・緑色変質玄武岩などの岩片を含む凝灰角礫岩や、頁岩の薄層を数枚挟む。

上部のデイサイト火山礫凝灰岩は、濃緑色を呈し、1mm±の石英粒を含み、濃緑色の変質玄武岩の岩片 (2-4mm±) に富む。一部、流紋岩の岩片が入るところもある。また、花崗岩の礫 (平均2-10cm、最大100cm) を主とする凝灰角礫岩や黒色頁岩の薄層及び火山性砂岩としばしば互層する。清津川本流では、凝灰角礫岩の挟みが頻繁である。

(iv) 大崎砂岩頁岩部層 (To<sub>1</sub>, To<sub>2</sub>)

本部層は、下部の砂岩頁岩互層 (To<sub>1</sub>) 及び上部の凝灰岩質砂岩 (To<sub>2</sub>) からなる。

下部の砂岩頁岩互層は、凝灰質中粒砂岩優勢で、5-20cm間隔で頁岩と互層する。砂岩は長石・石英に富み、細礫 (径1-2mm) まじりで、細—中礫岩やデイサイト火山礫凝灰岩を挟む。

上部の凝灰質砂岩は、淡—濃青色を呈する細—中粒の塊状凝灰質砂岩で、石英・長石粒に富み、淘汰は比較的良い。また、よく円磨された細礫岩の薄層を挟むことがある。

本図幅の南西隅、二居付<sup>かたい</sup>近から上流の清津川本流沿いに分布する新第三系は、北西側では苗場火山噴出物によって覆われているので上限は不明である。また、東部では半深成岩類によって貫入され一部は断層によって限られているので、下限は不明となっている。

苗場山東南部では、棒沢・熊の沢・サゴイ沢 (以上図幅外)・田代沢などに露出しており、南東側は石英斑岩・ひん石などによって貫入されている。

これらの地域に分布する新第三系は、硬質頁岩・安山岩溶岩・同質凝灰角礫岩—凝灰岩からなっている。苗場山南東斜面においては、南西方では頁岩が優勢であり、北東方では安山岩及び凝灰分類が優勢となっている。全体として北西方向に傾斜している (第21図)。

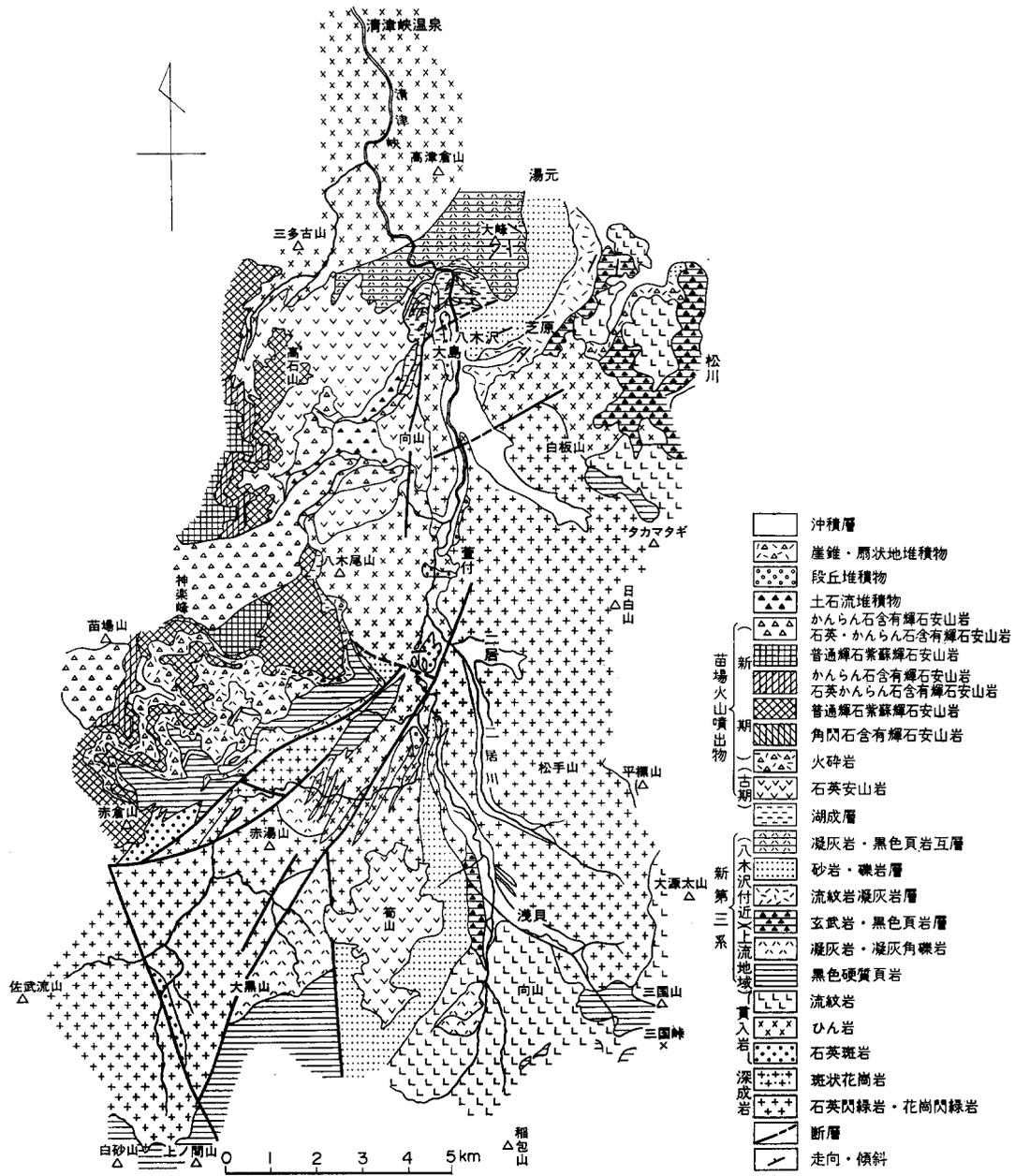
二居南西域において、下部層は主として火山円礫岩及び安山岩質凝灰岩からなり、上部層は黒色硬質頁岩及び凝灰岩からなる。上部層の頁岩層と凝灰岩層とは指交関係にあり、図幅内では両者が分布している。

火山円礫岩は棒沢下流から向サヤキ沢に至る地域に分布しており、安山岩及び花崗石類の円礫 (巨礫—大礫) を含み、基質部は凝灰質砂によって充填されている。硬質頁岩は黒色板状であって、一部のものはホルンフェルス化及び珪化作用を被っている。

本地域の新第三系と湯沢西方域に分布するものとの関係は不明であるが、清津層最下位の頁岩 (Ts<sub>1</sub>) あるいは白板層の頁岩 (Si<sub>1</sub>) が本地域のものに対比される可能性がある。

田代沢付近に分布する凝灰岩・頁岩層はカツサ川源流にものびているが、この中の凝灰質砂岩の中に保存不良の貝化石 (*Chlamys cf. kaneharai*) を産する (茅原・西田, 1975)。このことから、上述の地層の一部は湯沢付近の清津層 (津川層相当層) (Ts<sub>1</sub>) に対比してよいと考えられる。地層は上述の不規則な互層からなり、全体として急傾斜で60-70°の傾斜を示す。

**貫入岩** 清津層は北西部で清津峡石英閃緑ひん岩によって貫かれるほか、これと関連するひん岩の小規模な岩床によって各所で貫かれている。これらについては後述する。



第21図 清津川上流地域地質図(茅原・西田, 1973)

そのほか、八木沢南東方では湯沢砂岩礫岩部層 (Ty) と八木沢凝灰岩部層 (Tg<sub>1</sub>, Tg<sub>2</sub>) が石英斑岩によって貫入されている。また、湯元西方の頁岩層 (Ts<sub>1</sub>) の中には玄武岩の小規模岩床がある。上野鉱泉付近では一部に紫蘇輝石安山岩の小岩脈がある。

#### VI. 2. 4 上野層（七谷層相当層）(Nt)

**模式地** 清津峡温泉から小出部落に至る道路傍.

**分布** 図幅北西隅の清津川沿いに分布するほか、石打北西方で石英閃緑ひん岩を取り囲み、ドーム状の構造をなして分布している.

**層厚** 本層の下限は、二地域ともに石英閃緑ひん岩によって貫かれているため不明であるが、石打北西方で、410-550m+, 清津峡温泉周辺で、960m+である.

**層序** 関係下位の清津層とは、清津峡石英閃緑ひん岩及び断層によって境されているため不明であるが整合的と考えられる.

**化石** 大型化石は発見されない.

**対比** 岩質と層位関係から七谷層に対比される.

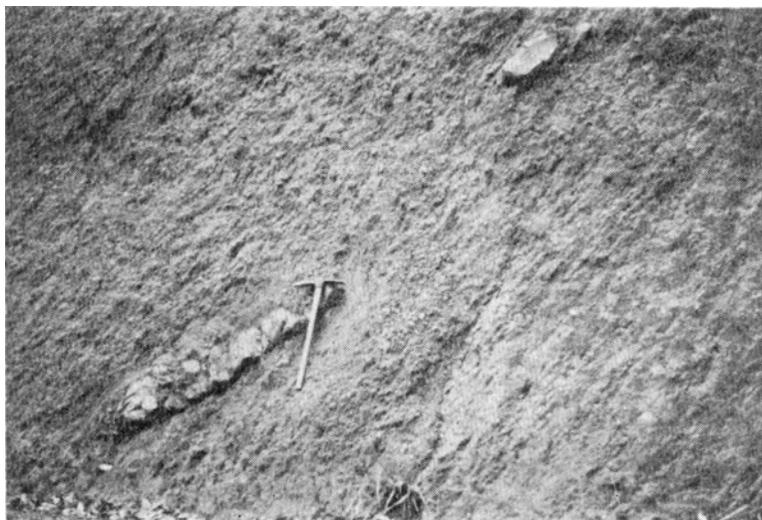
**岩相** 本層は岩質により次の2部層に区分することができる.

##### (i) 大野川硬質頁岩部層 (Nt<sub>1</sub>)

黒色—暗灰色の硬質頁岩を主とし、砂質凝灰岩の薄層を挟有する. この硬質頁岩は、凝灰岩の薄層をよく挟む部分では、層理面にそった剥離性が強いのに対し、挟まない部分では、比較的塊状で細かく破片状に砕ける. また、清津峡温泉付近では、20-40cm大の淡黄土色の石灰質ノジュールあるいはバンドが諸所に含まれている.

##### (ii) 十二峠緑色凝灰岩部層 (Nt<sub>2</sub>)

淡緑色—青緑色デイサイト軽石凝灰岩を主とし、頁岩・砂質凝灰岩を挟む. この凝灰岩には、淡—濃緑色の軽石(φ2cm±)が非常に多く層理面にそって偏平化している. 肉眼的には、鉱物粒は、ほとんど認められない. また、層理面にそってのびた黒色硬質頁岩のレンズが多く入る(第22, 23図). このレンズは、特に清津峡温泉北方の道路脇で顕著であり、最大100×20cmを示す. 全体に上部になるに



第22図 上野層のグリーンタフと硬質頁岩のレンズ



第23図 上野層のグリーンタフと硬質頁岩の不規則レンズ

つれて、黒雲母・長石・石英がめだつ軽石凝灰岩—凝灰質砂岩となる。

**貫入岩** 上野層中には石英閃緑ひん岩の岩床が多数貫入しており、特に宮野下ドームにおいて著しい。これらについては後述する。

そのほか、このドームを構成する上野層には各種の小規模岩床が貫入している。下部層には、普通輝石玄武岩・紫蘇輝石玄武岩があり、上部層には、輝石安山岩・紫蘇輝石普通輝石安山岩・ガラス質普通輝石安山岩などがある。なお、清津川沿いでは上部に玄武岩の小岩脈がある。

#### VI. 2. 5 大沢層（寺泊層相当層）(Tel, Teu)

**模式地** 十二峠北方の魚沼スカイラインの道路傍。または、大沢山（本図層の範囲外で石打の北方）南西の沢沿い。

**分布** 石打西方の十二峠付近から倉下北方にわたり分布する。本層の下部層は、倉下南方で層厚を急速に減じ、尖滅する結果、清津峡沿いでは分布しない。

**層厚** 全層厚270-700m。層厚変化が激しく、倉下付近で最大となり、北東方の大沢山や南西方の葎沢付近に向かって減じる。しかし、当間山（図幅外、土倉北方）東方で局所的にいったん急激に層厚を減じる現象がみられる。

**層序関係** 下位の上野層に整合に重なる。この整合関係は清津川本流の葎沢付近の道路脇で確認できる。

**化石** 大沢山南西方の岸から、植物化石 Cfr. *Paliurus Protonipponicus* SUZUKI を産した。

**対比** 岩質と連続状況から寺泊層に対比される。

**岩相** 本層は岩相により下部（Tel）及び上部（Teu）の2部層に区分される。

下部の大野川硬質岩部層（Tel）は、安山岩凝灰岩—火山性砂岩優勢の硬質頁岩との互層を主とする。

頁岩は暗灰色を呈し三層理面にそって数mmの厚さではがれる剝離性の著しい硬質頁岩であり、濃緑色の安山岩凝灰石-火山性砂岩と数cm-数10cmのオーダーで互層する。また、大沢山（本図幅外、石打北方）付近では、安山岩凝灰石礫岩を顕著に挟み、1-3m間隔で火山性砂岩・頁岩と互層する。また、細礫岩の薄層も挟在する。

上部の十二峠緑色凝灰岩部層（Teu）は砂岩と頁岩との数mm-数cm間隔の薄互層を主とし、一部、凝灰岩の薄層を挟有する。砂岩は中粒砂であり、頁岩はやや砂質となる。大沢山南西方では、細礫岩（一部中礫石）を数枚挟在するが、まれに巨礫（径30×50cm）が存在する。

**貫入岩** 石英閃緑ひん石のほか、下部層には普通輝石紫蘇輝石安山岩、上部層にも輝石安山岩の岩床がある。

## VI. 2. 6 葎沢層（椎谷層相当層）(Sy)

**模式地** 清津川本流の葎沢付近の道路傍。

**分布** 図幅北西隅に倉下北西方に分布する。模式地の葎沢は清津川下流で図幅外に位置している。

**層厚** 300～610m+。上位の西田尻層に不整合に携われるため、上限は不明。

**層序関係** 下位の大沢層に整合的に重なる。

**化石** 発見されなかった。

**対比** 主として上下層との層位関係から椎谷層に対比される。

**岩相** 全体として油田地域の椎谷層とは岩相が著しく異なっており、下部層・中部層・上部層の三つに分けられる。

下部層は、数m間隔の砂岩優勢・頁岩・凝灰石の互層を主とし、中礫岩を挟有する。砂岩は黒雲母、石英のめだつ凝灰質中粒-粗粒砂岩であり、平行ラミナの発達が良いものが多い。凝灰岩も、概してラ



第24図 清津川沿岸の葎沢層（椎谷層）露頭

ミナが発達し砂質である（第24図）。

中部層は、1-2mm大の黒雲母・石英を多く含むデイサイト凝灰岩を主とし、頁岩・礫岩を挟有する。この凝灰岩は、濃緑色―紫青色を呈し、風化すると黄土色・淡黄色を呈するのが特徴である。土倉北東方の魚沼スカイラインでは、非常に堅硬となり一見石英斑岩様を呈する。また、全体としては、頁岩の岩片、異質岩片、軽石などを含む層準や、砂質な層準が互層する。顕著な礫岩層は本層で初めて現れる。芝倉沢（本図幅外、清津峡温泉西方）では、20-25mの層厚をもつ、石英閃緑岩主体の中―大礫岩が3枚ほど認められる。しかし、北東方の葎沢付近の清津川で、1枚確認されただけであることから、北東方へ向かって層厚を減じ、ついには消滅するものと考えられる。

上部層は、砂岩・火山礫凝灰岩―凝灰岩・シルト岩の数10cm間隔の互層を主とする。砂岩は、淡灰色―灰青色の中粒砂岩である。シルト岩は層理が比較的良く発達し、硬質な部分は頁岩様である。火山礫凝灰岩は、葎沢付近で流紋岩の白色岩片が多く含むのがみられる。また凝灰岩は、ラミナが発達し、黒雲母を含む砂質凝灰岩である。

**貫入岩** 本層中の岩脈は玄武岩が主で、倉下西方で数本存在する。斜長石大型斑晶で特徴づけられる玄武岩で、石基の一部はオフィチック組織を示す。

## VI. 2. 7 石打―湯沢地域中新統の地質構造

本地域の主要な地質構造は、ドーム状・半ドーム状・半盆状構造で特徴づけられる。これらの構造の中心部には、新第三紀中新世の石英ひん岩の貫入体が位置する。また、断層・褶曲は、それぞれ調和的な方向性―北北東―南南西、北西―南東―をもつてかつ、近傍に密接に伴って生じている。本地域の走向線図を第25図に示してある。

### ドーム・盆状構造について

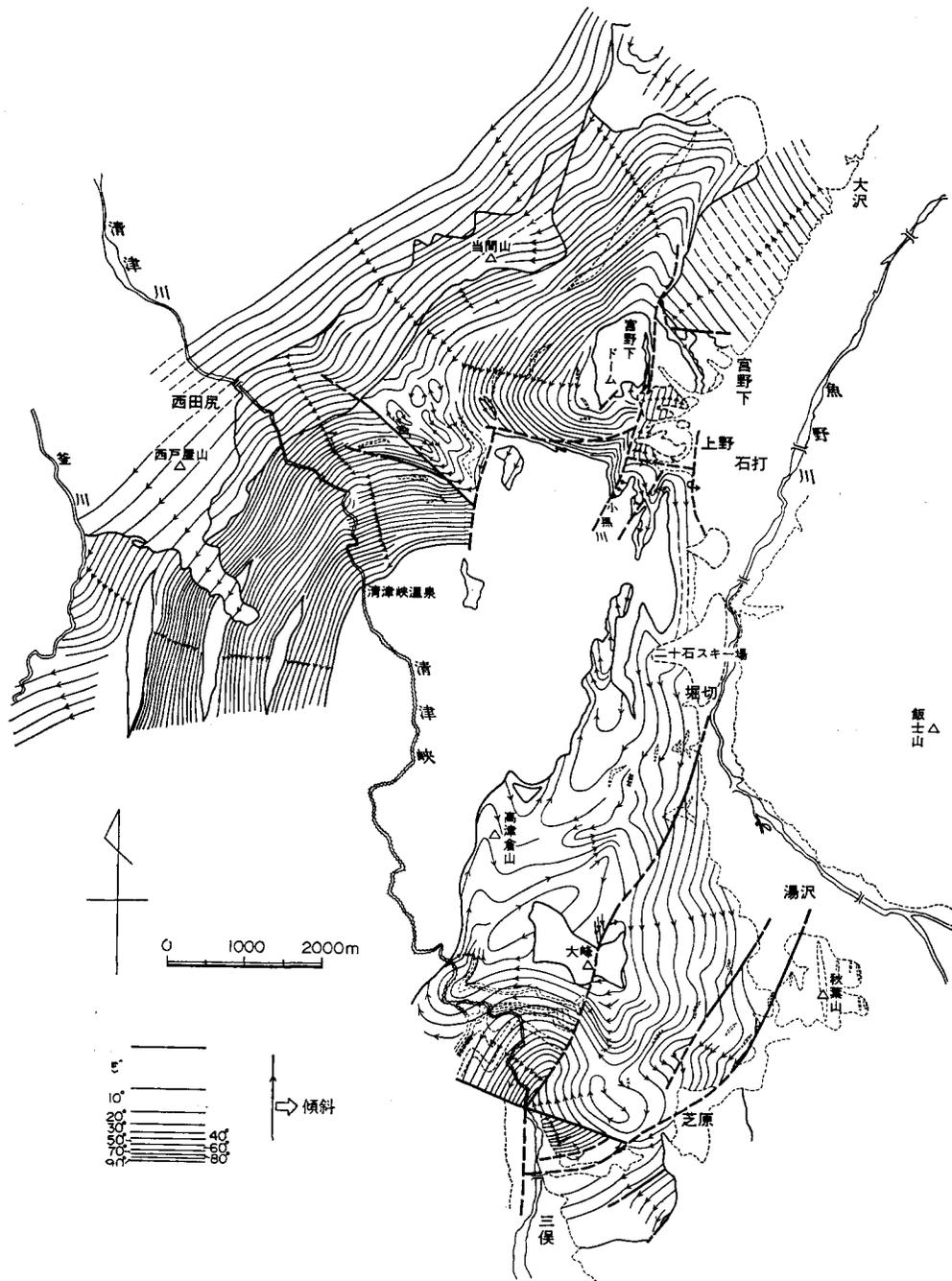
宮野下周辺のドーム状構造

宮野下西方における顕著なドーム状構造を宮野下ドーム（新称）と呼ぶ。これは、中心に宮野下石英閃緑ひん岩の楕円状の侵入岩体（1×0.5km）が位置し、その周囲に40-80°の急傾斜で北北東―南南西方向に長軸をもつドーム状構造である。特に、この宮野下石英閃緑ひん岩体と清津峡石英閃緑ひん岩に挟まれる上野鉦泉西方の各地層は70-85°の急傾斜を示し、一部、逆転構造を示している。これらの地層と清津峡石英閃緑ひん岩とは、ほぼ東―西方向の断層によって境されている。この急傾斜のドーム状構造は、中心の宮野下石英ひん岩の西縁から遠ざかるにつれて、傾斜が緩くなり40°前後から20°前後へ移りかわる。また東縁部では、10-20°前後と非常に緩傾斜となり、更に東方では、北北東―南南西方向の断層によって境される。

清津峡温泉付近から西方の外ノ沢（本図幅外）にかけては、50-80°の急傾斜を示す半ドーム状構造を示している。

これら二つのドーム状構造の会合部（倉下付近）は北西―南東方向の断層によって境されており、またこの方向に調和的な褶曲軸が、いくつか存在する。また、この付近で、地層は擾乱をうけており、北西―南東方向に長軸をもついくつかの小規模（0.5×0.2km以下）のドーム状―盆状構造が生じている。

湯沢周辺の盆状構造



第25図 湯沢周辺地域第三系の走向線図 (久保田, 1979)

湯沢西方に分布する清津層は北北東 - 南南西方向に長軸をもつ清津峡石英閃緑ひん岩（7×3km）の東方に盆状構造をなして分布している。地層の走向は、堀切—湯沢にかけて、ほぼ北北東 - 南南西ないしは、北北西 - 南南東であるが七田切から八木沢付近にかけて、東西から北西 - 南東方向へと変化している。傾斜は堀切付近で、ほぼ10-20°、湯沢付近で、20-30°、八木沢—清津川付近で30-80°と変化する。全体的には、堀切—湯沢周辺では走向も比較的安定し、傾斜も10-30°の緩傾斜を示すのに対し、芝原峠—清津川にかけては断層により走向も乱れ、傾斜も50-80°と急傾斜になる。大峰及び芝原峠付近でも、それぞれ小規模（0.4×0.3km前後）な盆状構造がみられる。

### 褶曲構造について

本地域の主要な褶曲構造の方向は北北東 - 南南西と北西 - 南東方向で特徴づけられる。

大沢山（本図幅外、石打北方）から宮野下石英ひん岩にかけて、北北東 - 南南西方向にのびる背斜構造（大沢山背斜）がある。この大沢山背斜は北北東方向へ25-30°の角度をもってブランチし、軸頂の形態は、大沢山付近では、やや鋭角的であるが、宮野下石英ひん岩体に近づくにつれて、宮野下ドームに移化し緩くなる。宮野下ドームと清津峡付近の半ドームの会合部にあたる倉下付近では北西 - 南東方向の軸をもつ背斜（1本）、向斜（2本）がほぼ平行に並んでいる。これらの軸頂は、50-70°でかなり鋭角的である。また、清津峡石英閃緑ひん岩体の東縁にそって、北北東 - 南南西方向の緩やかな向斜構造がみられる。その他、上野鉾泉付近では北北東 - 南南西方向の向斜構造、芝原峠付近では北西 - 南東方向の向斜、越後湯沢西方及び八木沢付近では東北東 - 西南西方向の背斜が存在する。

全体的には、断層運動と密接に伴っていると考えられるものが多く、それらは断層の方向と調和的なものが多い。また、倉下・上野鉾泉及び清津川では、ひん岩岩床の形態もそれぞれの構造に支配されている。

### 断層について

本地域には断層が数多く存在するが、ほぼ北北東 - 南南西及び北西 - 南東方向で特徴づけられ、褶曲軸の近傍においてそれと調和的な方向性をもって存在している。全体的には北北東 - 南南西方向の断層が卓越しており、魚野川低地帯西縁の山麓部に集中している。以下主な断層について記す。

大沢山断層は、大沢山（本図幅外、石打北方）から上野鉾泉南方まで走り、相対的に東落ちである。落差は、少なくとも350m+とみつめることができるが、大沢山断層の東側に分布する葎沢層は、上位の西田尻層に不整合に覆われることと、走向断層のため葎沢層のどの層準か判断することが難しいため正確な値は不明である。

大峰断層は、湯沢北方より大峰を経て清津川へと走る。北北東 - 南南西方向のちょうつがい断層である。この断層は、走向線図に明瞭に表われており、大峰北東方では、相対的に東落ち、大峰南西方では、西落ちになっている。また、この断層は、北東方より、上越新幹線のトンネル坑内、大峰付近、清津川の3カ所で確認できる。

芝原断層は、秋葉山北方より芝原を経て、八木沢の低地帯へはしる北北東 - 東北東—南南西 - 西南西方向の断層である。相対的に北側が落ちており、落差は400m+と考えられる。露頭では、秋葉山北麓の上越新幹線トンネル付近、七田切付近の道路脇と沢で確認できる。また地形的には、低地帯をつくっている。

田沢断層は、倉下西方に北西 - 南東の走向をもってはしっており、北東落ちである。落差は300-400mと推定される。この断層は、十二峠西方にはほぼ南北にはしる断層によって切られるが、清津峡石英閃緑ひん岩体中に延びる可能性がある。

十二峠断層は、十二峠から東方へ向かい、大沢山断層でいったん切られるが宮野下付近にまで続くと考えられる。西北西 - 東南東から東北東 - 西南西の走向をもち、北落ちの断層である。これは、十二峠へ向かう沢と宮野下付近の上越新幹線トンネル坑内で確認できる。

八木沢断層は、八木沢北方の層津川を西北西 - 東南東走向に切る断層で南落ちである。この断層については、清津川の露頭で幅50m程の破砕帯を確認できる。

### VI. 3 谷川連峰地域の新第三系

谷川連峰稜線地帯は大部分が新第三系で構成されており、石英閃緑岩体によって貫かれそのルーフペンダントの形をしている。

この地域の新第三系を岩相によって区分した層序（赤松ほか、1967）を第26図に示してある。このうち本図幅内に分布するのは茂倉岳礫岩層、及び大障子ノ頭玄武岩層の一部である。従って両層について主に述べることにする。

#### (1) 茂倉岳礫石層 (Sh)

**模式地** 茂倉岳。 **層厚** 250m±.

**分布** この累層はこの地域の新第三紀層の最下部層であって、茂倉岳から一ノ倉岳にかけての山頂部及び隣接図幅内のオジカ沢ノ頭<sup>まなび</sup>ら狙ぐら、川棚ノ頭にかけて広く分布している。茂倉岳付近では蛇紋岩及び未詳中生層を不整合に覆っている。オジカ沢ノ頭付近では、石英閃緑岩に貫かれて基盤との関係は明らかでなく、谷川岳との間でも蛇紋岩との間が斑状の石英閃緑岩に貫かれているが、おそらく蛇紋岩の上に重なっていたものと考えられる。図幅地域内では吾策新道尾根にわずかに分布する。

**岩相** 本累層は礫岩を主としているが、玄武岩・頁岩・砂岩・デイサイト火砕岩及び流紋岩溶岩を挟有している。礫岩の礫は下位のもの大きく、茂倉岳付近では数10cmに達するものもあるが、オジカ沢ノ頭付近では一般に小さく数cm-10数cm程度である。淘汰度は良く、蛇紋岩・砂岩・粘板石の礫が多い。結晶片岩の礫はみあたらない。玄武岩は、大部分が溶岩で、杏仁を含むもの、柱状節理の発達したものなどがあり、オジカ沢ノ頭の東では厚さ20mに近い。一部に玄武岩凝灰岩を伴っている。デイサイト火砕岩は灰緑色で、凝灰角礫岩—火山礫凝灰岩である。比較的上位のものはやや溶結している。流紋岩はガラス質で、流理構造がみとめられる。地層の傾斜はゆるく、走向南北で20°西の傾斜、あるいは北60-70°西で20°南の傾斜などが測定される。

#### (2) 大障子ノ頭玄武岩層 (Da)

**模式地** 大障子ノ頭。 **層厚** 100m+.

**分布** 図幅地域内では吾策新道尾根にわずかに分布する。

**岩相** 茂倉岳礫岩唐を整合に覆う玄武岩溶岩で、杏仁構造を有し、また、一部は枕状溶岩となっている。大障子ノ頭では黒色頁岩を挟んでいる。岩質的には茂倉岳礫岩層中のものと変わらない。黒色—暗緑

時代	累層名	層厚 (m)	柱状図	岩相	化石	
中新世	赤谷頁岩層	200 ±		硬質頁岩	有孔虫	
	仙之倉火砕岩層	上部層	300 ±		流紋岩火砕岩	
		下部層	400 ±		頁岩 デイサイト及び デイサイト火砕岩	
	万太郎山頁岩層	450 ±		頁岩・凝灰質頁岩 安山岩 安山岩凝灰角礫岩	植物化石	
				頁岩・凝灰質頁岩		
大陣子ノ頭玄武岩層	100 ±		頁岩 玄武岩溶岩(一部枕状)			
茂倉岳礫岩層	400 ±		玄武岩 デイサイト 礫岩・砂岩・頁岩 安山岩・玄武岩凝灰岩 礫岩 頁岩・玄武岩 礫岩・砂岩			
先新第三紀				花崗岩 蛇紋岩 中生層(頁岩・砂岩)		

第26図 谷川連峰地域の新第三系地質柱状図(赤松ほか, 1969)

色塊状、緻密で、元の組織は残しているが、ほとんど変質し緑泥石を生じている。

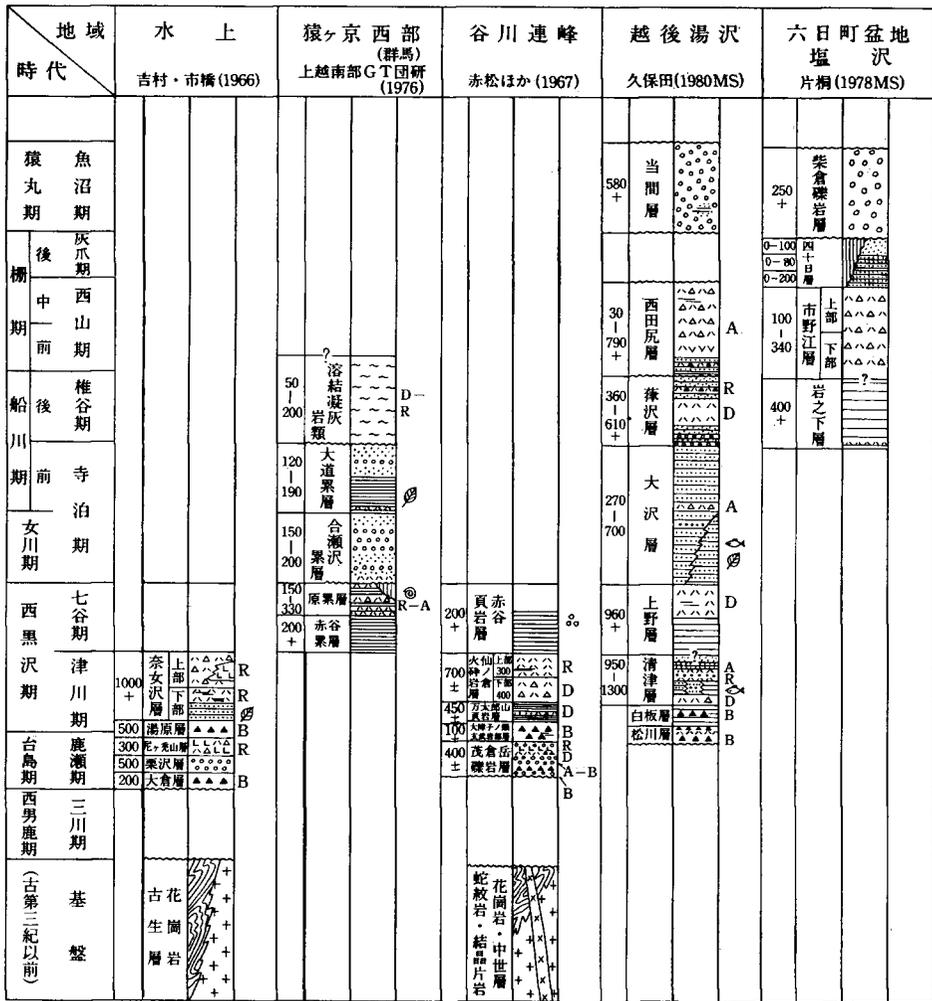
#### VI. 4 水上層群

本図幅地域の南東隅、東黒沢上流及び宝川上流域に流紋岩凝灰角礫岩層が分布し、北側は白亜紀花崗岩類と東西方向の断層(宝川断層)で接し、西側は石英閃緑岩と断層(東黒沢断層)で接する。

隣接図幅地域では基盤の蛇紋岩を不整合に覆っている。本層は淡黄—淡青色の外観を呈し、流紋岩凝灰岩及び同質凝灰角礫岩からなっており、花崗岩・流紋岩・蛇紋岩などの異質岩片を含んでいる。全体として北方へ緩く傾斜している。本層は水上層群(新井・木崎, 1958)の一部と考えられる。

#### VI. 5 新第三系の対比

北部に分布する城内層、西部の松川層・白板層、稜線地域の下部層及び南部の水上地域の新第三系に



第27図 新第三系対比図(久保田, 1979)

は相互に類似性が大きい。

稜線地域に分布するものは両域の中間に位置しているの、これと両側のものとを比較してみよう。

(i) 水上地域との対比

稜線地域と水上地域(新井・木崎, 1958)の新第三系を対比すると、ほぼ第27図のようになる。

このように水上地域の新第三系とは岩相の上でかなり良く対比されるが、次のようないくつかの問題がある。1) 本地域の最下部層は礫岩層で、大倉変質玄武岩層に相当するものがない。しかし、茂倉岳礫岩層には玄武岩が挟在している。また、栗沢礫岩層には藍閃石片岩・緑色片岩などの結晶片岩類、及び変斑れい岩の巨一大礫を多量に含むが、茂倉岳礫岩層には見出せない。2) 上部奈女沢酸性火砕岩層に相当するものがない。頁岩層の上位には安山岩ないしデイサイト火砕岩を主とする地層が重なっている。3) 仙ノ倉山火砕岩層は後閑各種火砕岩層(木崎・新井, 1955)と岩相は似ているが層序関係は異なっ

いる。水上地域では後閑各種火砕岩層と上部奈女沢酸性火砕岩層とは不整合関係とされている。谷川地域では仙ノ倉山火砕岩層は万太郎山頁岩層と整合関係と考えられる。

以上の点で問題が残るが、西地域はかつて同一の堆積盆地—堆積区に属していたと考えられることは重要である。

#### (ii) 湯沢地域新第三系との対比

谷川地域及び湯沢地域の第三系とは石英閃緑岩の貫入のため、分断され、直接の接統関係はないが、岩相の上ではかなりの対応が認められる。両域の対比は第27図（久保田，1979）に示した如くである。この対比柱状図から明らかなように、松川玄武岩層は大障子ノ頭玄武岩層に、上部の上野層は赤谷頁岩層にそれぞれ対比されるので、白板層は万太郎山頁岩層に、八木沢層—芝原層は仙ノ倉火砕岩層に対比されることになる。しかし、細部については問題が多い。このように上位の頁岩層と下位の玄武岩層により、湯沢地域、谷川岳地域（—水上地域）及び城内地域、ひいては新潟油田地域はある程度対比が可能である。すなわち、少なくとも中新世中期までは本図幅周辺地域では同一地質区に属していたと考えられるのである。

## Ⅶ. 中新世貫入岩類

### Ⅶ. 1 石英閃緑岩類 (Qd<sub>1</sub>, Qd<sub>2</sub>)

本地域東部の巻機山連峰、南部の谷川連峰から白砂山にわたる新潟・群馬県境地帯に広く分布する石英閃緑岩類は、いわゆる“第三紀深成岩類”に属するものである。石英閃緑岩類や花崗閃緑岩を主としているが、一部には粗粒閃緑岩・細粒閃緑岩及び斑れい岩質岩などの小岩体も含まれている。更に優白質花崗岩を伴うことがある。なお、成因的に石英閃緑岩と関係のある半深成岩類が主として清津川沿いに分布している。

北部フオッサマグナ地域には、長野県内村地域から東北東方向に延びる“石英閃緑岩帯”があるが、本地域のものはその北東端を占める岩体に相当する。

本地域の石英閃緑岩類は一連の深成岩であるが、分布からみると次の二つの地域の岩体に区分される。

#### Ⅶ. 1. 1 巻機岩体

巻機山から清水峠にわたり、巻機連峰を構成し登川東側斜面に広く分布し、更に南方へ延長し群馬県湯檜曾川上流地域にも広く分布している岩体である。その東縁は白毛門を含む南北方向の稜線東側で白亜紀型花崗岩とは屈曲した貫入境界を示している。登川沿いでは西縁部が屈曲した南北方向の境界をもって西側の花崗岩の中に貫入している。

岩質は中粒で帯淡紫色を呈する花崗閃緑岩が主である。捕獲岩として、角閃石斑れい岩及び輝緑岩がある。

この石英閃緑岩体は断層で切られるほかに、著しい剪断帯が存在し、地形的にはしばしば溪流の流路

を支配している。

図幅の南東幅地域では、石英閃緑岩類が上述のような南北境界から東方に花崗岩中に入り込む形を示している。すなわち、土合東方、東黒沢から宝川支流ウツボギ沢にわたって分布する。

北縁は東西方向の断層（宝川断層）によって白亜紀花崗岩類と接し、東縁は南北方向の断層（東黒沢断層）によって新第三紀層と接している。宝川断層以北でも花崗石を大きな岩枝が貫いている。東黒沢中流域でアプライト（Ap）の岩脈によって貫かれている。

東黒沢地域の石英閃緑岩は細粒でやや優黒質であり、一部は帯淡紫色を呈する。主成分鉱物は、石英・斜長石・カリ長石・単斜輝石・斜方輝石のほか、少量の普通角閃石—黒雲母・鉄鉱物からなる。斜長石は短柱状自形を呈するものと、石英・カリ長石と共に文象組織をなすものがある。一部のカリ長石は淡桃色を呈する。ウツボギ沢では黒雲母に富む優黒質な岩相を呈し、部分的に鉱化作用を受けている。本岩については地質図上で優黒質石英閃緑岩（Qd<sub>2</sub>）として区分した。

本層を貫くアプライト（Ap）は、東西幅約250mで、東側では北10°東、西側では北10°西の貫入方向を示し、分岐脈も存在する。

このアプライトは淡桃色を呈し、完晶質細粒で、石英・斜長石・カリ長石及び少量の黒雲母・鉄鉱物からなる。斜長石は、アルバイト双晶をなし、一部に累帯構造を示すものがある。部分的に石英・カリ長石・曹長石が文象構造をなしている。

## Ⅶ. 1. 2 谷川岩体

北縁は蓬峠—土樽—白坂山を結ぶほぼ東西方向の線で限られ、西縁は清津川本流及び浅貝川で、東縁は谷川連峰南北主稜で限られ、南縁は県境稜線北側に広く分布する岩体である。本岩体は東西ほぼ20km、南北ほぼ12-13kmの広がりを持ち、新第三紀侵入石としてはかなり大きな岩体である。

この岩体の南縁部と西縁部では新第三紀層を貫いているが、北東縁と東縁部では古期岩類を貫いている。特に興味あるのは谷川連峰の南北主稜の両側及びその東側主稜では、貫入方向がほぼ南北であることである。しかも、この南北主稜では古期岩類がルーフペンダント状に取り囲まれている。

谷川岩体内での岩相変化は極めて単純で、中央部（露山するのは地形的に低い部分で、岩体としては中核部とみなされる）の代表的岩相は中粒である。被侵入石と接する部分、すなわち県境主稜の新第三紀層と接する部分（地形的に高い、すなわち周縁部とみなされる）及び谷川南北主稜の新第三紀層と接する部分では細粒で優黒質である。部分によっては斑状を呈し、また優白質となっている。図幅外の平標山頂・三国山北方・金山沢等では岩枝状の岩体がみられ、直径300m程度の露出の岩枝では、内側は細粒、周辺部が斑状となっている。

岩体内部では、以上のように中粒—細粒の変化はあるが、構成鉱物の上ではあまり大きな差異がない。しかし、部分によっては、有色鉱物が単斜輝石と黒雲母からなるもの、角閃石と黒雲母からなるものなどがある。細粒状のものはほとんど変りがない。カリ長石の量にわずかに差異があり、石英閃緑岩質のものと花崗閃緑岩質のものが区別される。

本地域南部の土樽東方に広く分布する石英閃緑岩類は、土樽駅西方では、南北方向に延びる塩基性岩体を捕獲し、清水トンネル土樽口付近から、足拍子岳—シシゴヤノ頭南斜面を経て蓬峠に至る線で白亜

紀花崗岩と接している。

この地域の岩体は、岩相により、中粒均質石英閃緑岩と淡紫灰色中粒—細粒花崗閃緑岩とに分けられる。前者は、本層体に広く分布する一般的岩相である。後者は、足拍子岳—シシゴヤノ頭南斜面において、北側の花崗岩に貫入し、南側で石英閃緑岩に移化していくもので、全体としてレンズ状（東西3km、南北幅最大0.5km）に分布している岩相である。

a. 中粒均質石英閃緑岩 (Qd<sub>1</sub>)

中粒—やや細粒で等粒状組織を示す。有色鉱物と無色鉱物が、ほぼ等量含まれる。

**顕微鏡的性質** 半自形粒状組織である。斜長石・カリ長石・石英・黒雲母・角閃石からなる。斜長石は、自形—半自形でアルバイト式双晶の発達するものが多い。自形をなすもので累帯構造をなすものもある。部分的にソーシユライト化がみられる。カリ長石は、少量含まれ、他形で間隙をうめていることが多い石英は、半自形—他形である。黒雲母は、半自形のものが多く、褐色である。角閃石は、緑色普通角閃石で他形をなす。一般にやや汚濁をうけており、周縁から緑泥石化しているものもある。副成分鉱物として、磁鉄鉱・スフェンが含まれている。

b. 淡紫灰色中粒—細粒花崗閃緑岩 (Qd<sub>2</sub>)

中粒—細粒で淡紫灰色のカリ長石を比較的多く含んでいる。有色鉱物は無色鉱物よりやや少ない。

**顕微鏡的性質** 半自形粒状組織である。構成鉱物は、中粒均質石英閃緑岩とほとんどかわらないが、カリ長石が比較的多く含まれることを特徴とする。斜長石は、半自形でアルバイト式双晶が発達する。また、カールスバド双晶するものもあり、複合双晶をなしているものもある。累帯構造をなすものもある。カリ長石は、半自形—他形である。カールスバド双晶がみられる。斜長石・カリ長石ともにやや汚濁されている。石英は、他形である。黒雲母は、半自形で褐色を呈する。角閃石は普通角閃石で不規則な他形をなしている。黒雲母となっている部分や緑泥石化している部分がある。副成分鉱物として、磁鉄鉱が含まれる。

c. 中粒均質石英閃緑岩中に含まれるオートリス

5cm±大で円礫—歪円礫様でまれに人頭大のものもある。やや優黒質で、半自形褐色の黒雲母、無色—淡黄緑色の普通角閃石、自形—半自形の単斜輝石、並びに短柱状の斜長石からなっている。

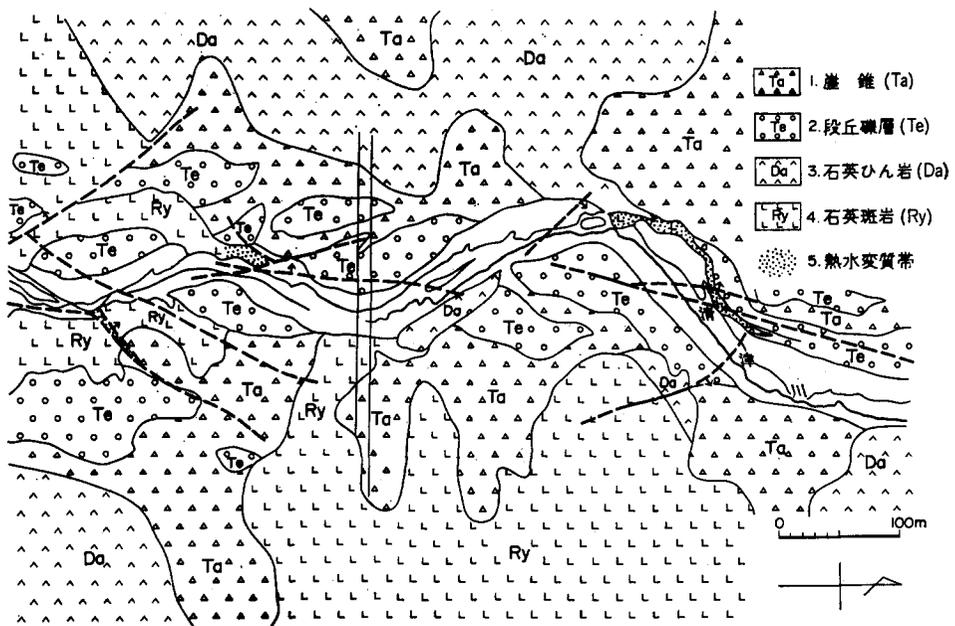
## VII. 2 半深成岩類 (Gp, Qdp, Qp, Pq, P)

石英閃緑岩類と成因的に関係のある半深成岩類は、花崗斑岩・石英閃緑ひん岩・石英斑石・石英ひん岩及びひん岩などである。

これらの脈岩類は主に石英閃緑岩体と西北部の新第三紀層との接触部にそって複雑に貫入しており、全体として一つの半深成岩帯を形成していることは注目すべきことであると考えられる。

**花崗斑岩 (Gp)** 本層は図幅北東部の登川中流左岸地域に分布し、全体としての産状からみて大源太花崗岩中に貫入したものである。一部は斑状花崗石様であり、北西部では石英斑岩に移化する。

**石英斑岩 (Qp)** 主として図幅地域南西隅の二居西方から更に図幅外の清津川上流地域に広く分布しているが、更に白板山北方にも新第三系の白板層及び清津層下部を貫いて小岩体がある。石英斑晶を有



第28図 二居ダム地質図（電源開発KKの資料に一部加筆）（茅原・西田，1975）

する白色の外観を示す。

二居ダム付近では、北北東方向の岩脈群として石英ひん岩 (Pq) を貫いている。これらの石英斑岩岩脈と関連して同方向の熱水変質帯が数本認められる（第28、29図）。

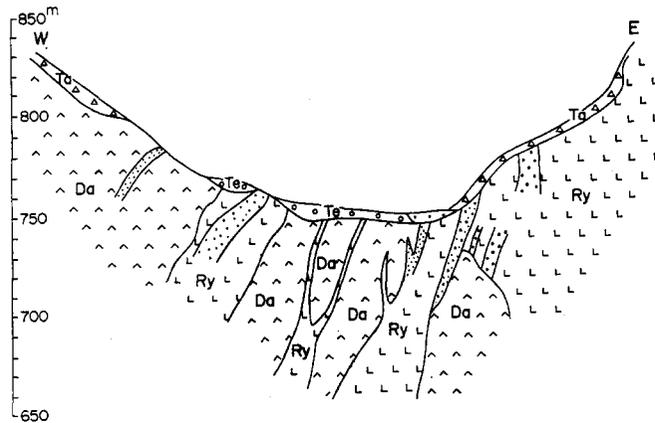
**石英閃緑ひん岩 (Qdp)** この岩石類は図幅地域の北西部に分布し、大きく二つの岩体に区分される。その一つは宮野下西方の岩体であって、これを宮野下石英閃緑ひん岩と呼ぶ。第2は清津峡を中心に広く分布するものであって、これを清津峡石英閃緑ひん岩と呼ぶ。

これらの岩体はそれぞれ北北東 - 南南西の長軸をもち、周囲には、密接な関係をもつと考えられる小規模な岩体が、主に岩床 (sheet, sill) 一部岩脈 (dike) の形態で多数分布している（第30図）。これらの小規模な岩体の岩相は様々で、石英ひん岩、石英閃緑ひん岩をはじめ、安山岩・玄武岩・粗粒玄武岩などがある。また、この2岩体は岩相変化をし、場所によって火山岩様—深成岩様な組織のものまで変化する。

(i) 宮野下石英閃緑ひん岩及び周囲の貫入岩

宮野下西方には、長軸を北北東 - 南南西方向にもつ楕円状の宮野下石英閃緑ひん岩 (1×0.5km) が分布する。この岩体は、宮野下ドームの中核に位置し、岩体の近傍には、密接な関係があると思われる石英ひん岩・安山岩が周囲の第三系の構造と調和的に、一環状岩床 (ringsheet, sill) の形態で一分布している。宮野下石英閃緑ひん石の進入形態は、岩体東縁で上野層下部層の頁岩を10-20°の傾斜で調和的に貫いてきていることや、周囲の環状岩床群とを考えると、ファコリス状の岩体の可能性が強い。

中心の岩体は上野層下部の硬質頁岩の中に貫入しているが、関連する小岩床・小岩脈は大沢層下部層まで貫いている。



第29図 二居ダム地質断面図 (茅原・西田, 1975) 凡例は第28図と同じ

中心の岩体の一部は、やや斑状を呈し、石基は完晶質で、モザイク組織をなし、斜長石・輝石・石英及び石英斜長石文象構造部からなる。石英は他形をなし、斜長石斑晶は自形 (<1.5mm) で中心部は絹雲母化している。輝石は緑泥石化している。

他の一部は典型的な斑状組織を示し、斑晶として斜長石 (自形, <2.0mm, 累帯構造著しく, 中心部は変質が強い)、普通輝石及び紫蘇輝石 (自形一半自形, <1.0mm, 緑泥石化)・角閃石 (自形, <1.0mm, 一部緑泥石化) 及び石英 (融食形, <2.0mm) を含み、石基は細粒, 完晶質で、0.1mm以下の柏子木状斜長石とこの間を埋める珪長鉱物集合体と緑泥石からなっている。

この岩体の更に一部には紫蘇輝石-普通輝石玄武岩がある。これは斑晶として斜長石 (自形, <1.0mmときに3.0mm)・普通輝石 (<1.0mm)・紫蘇輝石 (<1.0mm, 一部緑泥石化) を含み、石基は間粒組織をなし、拍子状斜長石 (<0.1mm)・普通輝石及び緑泥石からなる。

(ii) 清津峡石英閃緑ひん岩及び周囲の貫入岩

この岩体も宮野下石英閃緑ひん岩と同じく北北東-南南西方向に長軸をもち、周囲にはひん岩類が主に岩床 (sheet, sill) の形態をとって多数貫入している。

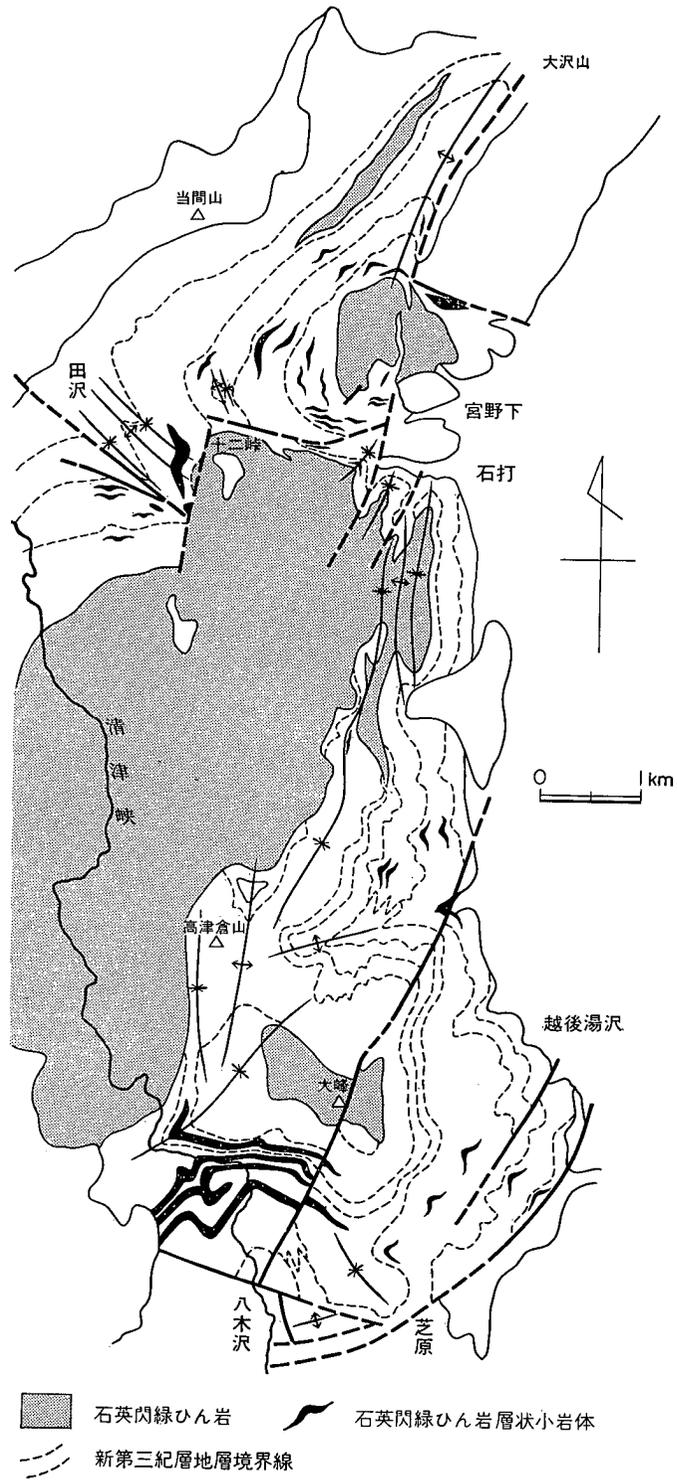
主岩体は7×3kmの範囲を占め、全体として清津層と上野層との間に北東方向で貫入した層状の貫入岩体である。中心部の峡谷沿いでは特異な柱状節理の発達していることで著名であるが、この長軸に直角な面がほぼ貫入面に対応しているわけである。清津峡岩体は清津川流域で最大の岩体である。既に述べたように、この岩体は上下盤の岩石に熱変成作用を与えている。

本岩体には岩相変化が認められ、中心部は粗粒であり、周縁部ではやや細粒である。

清津峡の中心部約200mの間は、粗粒の石英閃緑岩質で、柱状節理を欠き、不規則な方形節理が発達している。

鹿飛橋下流の粗粒のものは、肉眼的に黒灰色-灰緑色を呈し、斜長石斑晶が認められ、多斑晶質であるのが特徴である。粗粒の場合には深成岩様の外観を呈する。

鏡下では、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物・石英及び石英-斜長石の文象構造部からな



第30図 石英閃緑ひん岩類分布図 (久保田, 1979)

る。変質鉱物として緑泥石・方解石がかなり多量に存在する。完晶質で斑状組織を呈する。斜長石のうち大型斑晶は自形を呈し、最大2.5mmに達する。双晶が普通に発達し累帯構造が顕著に発達する。紫蘇輝石は自形一半自形、長柱状（最大で1.0mm）を呈し、ほとんど緑泥石に変わっている。普通輝石は自形一半自形で0.5mm以下が普通であるがまれに2.0mmに達する。双晶がしばしば存し一部は緑泥石化している。不透明鉱物は自形一半自形で0.4mm以下である。石英は部分的に集合体として存在する。これらの鉱物の間を充填して文象構造をなす石英—長石集合体、石英—緑泥石集合体がある。方解石はプールの集合体として存在する。

鹿飛橋付近では、斜長石の変質が著しくなり、緑れん石化・曹長石化が顕著となっている。また、ぶどう石の集合体が脈状あるいはプール状に存在している。

岩体の南縁部では斑状組織が顕著となる。斑晶として、斜長石（自形、<1.5mm）・普通輝石（<1.0mm、緑泥石化）・紫蘇輝石（<1.5mm、緑泥石化及び方解石化）・不透明鉱物（半自形、<0.4mm、微斑晶的）を含み、石基は填間組織を呈し、斜長石の拍子状結晶及びこれを埋める緑泥石・細粒不透明鉱物からなっている。

一方、北縁部では、粗粒のものは斜長石が斑晶（<1.5mm、中心部は絹雲母化・方解石化）をなし、他は輝石（緑泥石化）・石英・微文象構造の石英—長石集合体からなり、石英が多量に存在している。貫入接触面に近い部分は明らかな斑状組織を示し、斑晶として斜長石（自形、<1.5mm、まれに2.0mm、絹雲母化）・輝石（<1.5mm、緑泥石化）を含み、石基は拍子木状斜長石（<0.1mm）・緑泥石・不透明鉱物・石英からなっている。

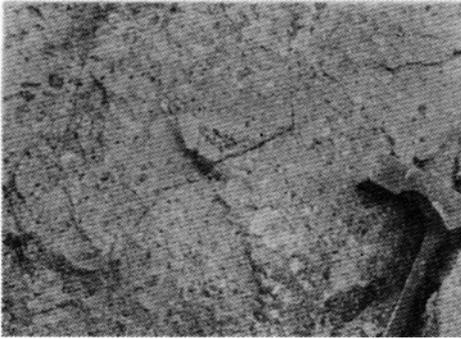
八木沢より下流の清津層のうち、特に砂岩礫岩層の中にはひん岩の進入岩床が少なくとも7枚存在している。これらは整合的に貫入しており、厚さは数mから10m前後のものが多いが、最大30m±に達する。貫入形態及び岩質からみて、清津峡石英閃緑ひん岩の分枝と考えられる。また本層体東縁には同じような形態の岩枝がいくつか認められる。これらは例外なく、剝離性の強い頁岩やラミナあるいは層理面の発達した地層にそって調和的に貫入し、いわゆる岩床の形態をなしている。全体としてみると、この清津峡石英閃緑ひん岩体の進入形態も、ファコリス状と考えられる。

清津峡石英閃緑岩及びその関連岩床群は、南東側では清津層の各層準に貫入しており、北西側では大沢層まで貫入している。

**ひん岩** (Pq, P) これは、岩質から、ひん岩 (P) と石英ひん岩 (Pq) とに区別される。また、分布からみると、主に次の地域に集中している。第1は図幅南西部、二居西方に広く分布する石英ひん岩、第2は白坂山—タカマガギ付近において主として白坂層中に貫入しているひん岩の岩床群、第3は図幅東部において須田貝花崗岩中に貫入するひん岩岩脈群である。第3のものについては既に述べたのでここでは省略する。貫入時代も異なる可能性がある。

八木沢西方及び二居西方の清津川左岸地帯に分布している石英ひん岩 (Pq) は、石英閃緑岩類と新第三系との間に貫入した南北方向をもつ岩体である。岩質は黒灰色・緻密で、多斑晶質である。本層は更に暗灰色のひん岩岩脈 (P) によって貫かれている。

貝掛温泉から二居西方にわたり、主として清津川西岸地域に分布する石英ひん岩は、カツサダム東側地域まで広く露出するものであって、清津峡のひん岩体に匹敵する大きな岩体である。このうち、カツ



第31図 角礫岩様の石英ひん岩（二居ダム左岸）

サダムから二居ダムにわたるものは、肉眼的に石英斑晶を有し、かつ部分的に角礫岩様あるいは溶結凝灰岩様の外観を有し更に検討を要すると考えている（第31図）。

典型的な石英ひん岩は顕微鏡下で完晶質・斑状組織を示す。斑晶として石英・斜長石・普通輝石・紫蘇輝石がある。石英は他より大形で融食形を示す。斜長石は部分的に緑れん石化している。紫蘇輝石はほとんど緑泥石化している。石基は完晶質・細粒で珩長質鉱物と緑泥石からなっている。

角礫岩様の外観を示すものは、顕微鏡下では、砕屑岩様の組織を呈し、石英・長石・緑泥石などからなり、全般的に緑れん石化作用を被っている。角礫様の捕獲岩片には石英ひん岩・ひん岩など細粒・緻密な岩石が多い。

第2の白坂山一タカマガギ付近に分布するひん岩は、主として白板層中に岩床状に貫入しており、厚さは最大で50m以上である。肉眼的には優黒色で、斜長石・輝石の斑晶が認められる。

北部フォッサ・マグナ地域には、前述したような“石英閃緑岩帯”の北西側に平行して同じく“ひん岩帯”を設定することができる（茅原・杉山，1954）が、上記のひん岩類はその北東端のものである。しかも、清津川に沿う南北線を境にしてそれらの分布が限られていることは注目すべきことである。

**石英閃緑岩の絶対年代** 水上地域でK-Ar法による絶対年代は5.9Ma（中新世後期）、20Ma（中新世前期）及び24Ma（漸新世後期）を示すが、古いものには問題が残されている。また、類似の産状・岩質を示す長野原内村地域のもの8.5及び8.6Maの値をもつ（NOZAWA，1975）。

## VIII. 鮮新統及び更新統

### VIII. 1 西田尻層（西山層相当層）(Ny)

**模式地** この図幅の範囲外である角間・西田尻までの清津川沿いの道路傍。

**分布** 本図幅北西隅の倉下西方と石打北方の宮野下付近とに分布する。

**層厚** 30～790m+。上位の魚沼層（分布は図幅外）に不整合に覆われるため、上限は不明。

**層序関係** 下位の葎沢層に不整合に重なる。

**化石** 発見されなかった。

**対比** 火山岩の岩質と挟有する泥岩の岩質及び上下の地層との関係から西山層に対比することができる。

**岩相** 本層の9割前後は、暗灰色―黒色安山岩凝灰角礫岩―同質火山角礫岩からなる。最下部は、泥岩及び火山性砂岩・安山岩凝灰角礫岩・頁岩の互層からなる。上部には、灰青色の含角閃石凝灰岩を挟

有する。また、西田尻（本図幅外、葦沢西方）付近の清津川沿いでは、本層の安山岩質凝灰角礫岩は非常に新鮮・堅硬で峡谷をつくっているが、宮野下北方では、風化が極端に激しく安山岩の礫は赤紫色—黄紫色などカラフルな色を呈し、スキー場の緩斜面をなしている。

**貫入岩** 図幅地域には存在しない。

## VIII. 2 魚沼層 (Uo)

**模式地** 石打西方、仁田口付近の仁田川河岸の露頭。

**分布** 地表では仁田口付近及び花岡スキー場付近に限られて狭小な分布をする。しかし、石打西方のボーリング（第65図、No. 8坑井）資料によると、魚野川低地帯の地下において魚沼層と考えられる礫層が分布している（青木・茅原ら、1978）。この坑井では、次のような地層が累重している。

地表—113.00m：全般的に破砕された一暗灰色—黒色頁岩（清津層）<sup>3)</sup>

113.00—395.00m：玉石混じり砂礫。礫種は、花崗閃緑岩が80%を占め、褐色—紫色の安山岩（飯士火山のものに類似）を含む。マトリックスは緩く、各所で掘削中逸水が著しい。礫径は30—40cmに達する（魚沼層）。

395.00—625.70m：礫岩が主で、マトリックスは固結している。礫種は花崗閃緑岩のほかには城内層起源の凝灰岩が存在する。上記の安山岩礫はない（西山層）。

625.70—640.40m：黒色ガラス質玄武岩（城内層群）。

**層位関係** 地表では清津層の凝灰岩（Ts<sub>2</sub>）及び上野層硬質頁岩（Nt<sub>1</sub>）を不整合に覆っている。

**岩相** 砂礫岩を主体とする。礫種はひん岩類が多く、安山岩・頁岩も含まれる。礫径は平均5—15cmで最大30—40cmに及ぶ。マトリックスは茶褐色の極細粒砂—シルトで固結度は低い。また、淡桃色の軽石粒、異質礫混じりの砂層及び泥を挟む。局部的に走向北16°東で東方に傾斜する。この礫層は魚沼層の周縁礫層と考えられる。

**対比** 固結度・層相などから魚沼層としたが問題もある。

## VIII. 3 時代未詳新期堆積物 (x)

飯士火山噴出物の下位には、膠結度の低い角礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩・シルト岩・砂礫層などが主として魚野川右岸沿いの地域に分布している。そのほか、山頂北方の谷低にも礫層の小露山がある。

a. 硬質頁岩礫を主とする角礫岩

**分布及び模式地** 飯士山麓五十嵐部落南方約500mの飯士沢の出口付近に、20×20mほどの露頭をもって分布するのみである（第32図）。

**岩相** 西方山地に分布する清津層から由来したと思われる硬質頁岩のみからなる非常に硬質で不淘汰な角礫岩である。基質は同質の頁岩の大小に砕かれた角礫及びその碎粉からなる。角礫は、2—3mmか

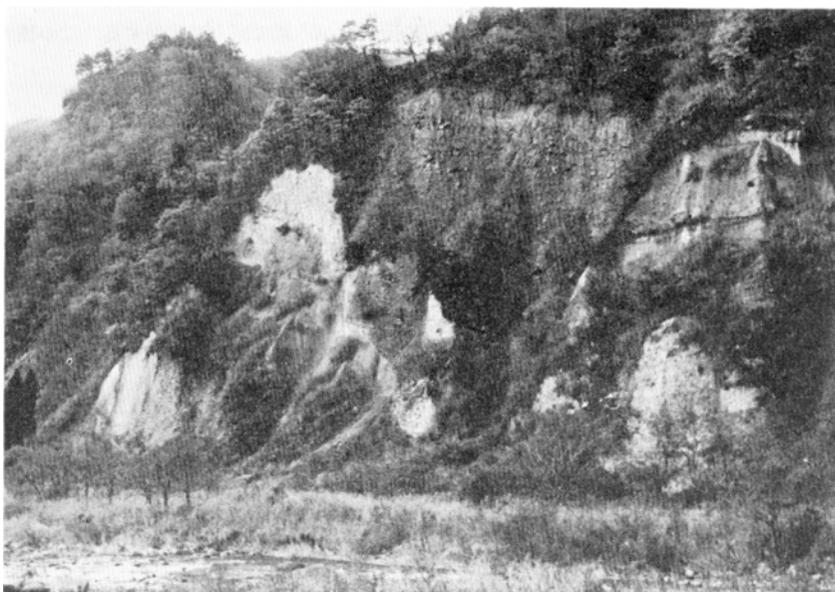
3) 本層は周囲の地質状況からみて、下位の地層（魚沼層及び西山層）に対し低角度で衝上しているものと考えられる。



第32図 魚野川右岸，堀切対岸における硬質頁岩礫を含む時代末詳新期堆積物の角礫岩



第33図 時代末詳新期堆積物の硬質頁岩礫



第34図 湯沢東方の時代末詳新期堆積物の露頭崖(下部の古期噴出物及び礫岩層と，その浸食谷を埋める上部の古期火砕流堆積物)



第35図 飯土火山古期デイサイト凝灰岩（湯沢東方）

ら30-40cmまでの大きさもち極めて不淘汰である。礫が緑色味を帯びているのは、変質によるものと考えられる（第33図）。

この上位には深成岩礫を主とする角礫岩が重なっている。これらの礫岩は塊状で層理は明らかでない角礫岩の一部は角閃石安山岩の岩脈によって貫入されている。

なお、この近くの関越自動車道トンネルの下位に、凝灰質頁岩層があり、花崗岩・黒色頁岩・安山岩などの礫を含む角礫岩が挟有されるが、上述の角礫岩との層位関係は不明である。

#### b. 砂岩礫岩層

湯沢地域では、最下位に礫層があり、中一大礫、ときに巨礫大の円礫を主とし、礫種は、花崗岩類が主でときにデイサイト礫が少量含まれている（第34図）。この上位には凝灰角礫岩・凝灰岩層が重なり、一部に小断層が認められる。更に上位には膠結度の高い凝灰角礫岩が重なっている（第35図）。これらの火砕岩はいずれもデイサイトであるが、旧期飯土火山噴出物であって西山階に属する可能性がある。これら下位の地層を切って形成された谷地形を埋める形で狭義の飯土火山噴出物である火砕流堆積物及び凝灰岩が重なっている。

南方の宮林地域では、最下部にシルト岩・砂岩・礫岩の互層が存在する。これは黒色―褐色のシルト岩・灰色凝灰質砂岩・礫岩が厚さ数10cmオーダーの互層をなしている。互層中には時に炭化木が含まれている。この互層は走向北40-50°西で南西に65-75°の傾斜をもっている。類似した互層が湯沢一堀切の中間に注ぐ小溪入口にも露出し、走向北70°西で北方へ60-65°の傾斜を示す。

立柄山東方の沢に分布する礫岩には塩基性岩・超塩基性岩の礫を含むものがあるが、主として転石であるため産状が明らかでない。

石打西方の山麓における坑井では、衝上断層の下位に厚い魚沼層類似の安山岩礫を含む礫層があり、更に下位には、やや膠結度の高い礫岩があって玄武岩（城内層？）を不整合に覆っている。この礫岩は西山層の可能性があり、飯土火山の下へ連続する。

このようなことから、以上述べた地層の時代は明らかでないが、西山階—魚沼階に属する可能性が大で、魚野川低地帯の沈降と西側山地の隆起に伴って生じた崖錐性の堆積物である可能性が強い。

## IX. 第四紀火山

### IX. 1 飯土火山

飯土火山（1111.8m）は更新世前期の火山である（第36図）。本火山の基盤岩として、東側では白亜紀花崗岩・蛇紋岩及び新第三紀の城内層群が分布し、西側では、同様に新第三紀の上野層及び清津層が分布している。更に火山体の直接下位には時代未詳の新期堆積物が分布している。

本火山は基盤岩からなる東西両側の山地に挟まれた幅約4kmで南北方向に延びる魚野川の低地に噴出したものである。

なお、基盤岩としての蛇紋岩は立柄山東側斜面にも小範囲に露出しているのが注目される。飯土火山の噴出物の層序を第2表に示してある。

第2表 飯土火山噴出物の層序

	宮林地域	湯沢地域	堀切地域	五十嵐地域	大原・奥添地域
現 世 堆 積 物	段丘堆積物		段丘堆積物	段丘堆積物	扇状地堆積物
飯 土 火 山 噴 出 物	第Ⅲ期噴出物 立柄山円頂丘溶岩 上部湯沢溶岩	円頂丘溶岩 Ⅴ Ⅳ	堀切溶岩	飯土中央円頂丘溶岩 (大原火砕流Ⅰ,Ⅱ) (五十嵐火砕流) 五十嵐円頂丘溶岩	大原溶岩 {Ⅱ Ⅰ} 関溶岩 五十嵐赤色溶岩
	第Ⅱ期火山活動噴出物 宮林溶岩 {Ⅲ Ⅱ Ⅰ}		(クラカウ型陥没カルデラ形成?) (進入岩)	上部五十嵐溶岩 {Ⅵ Ⅴ Ⅳ Ⅲ}	(奥添地火砕流) 凝灰角礫岩 奥添地溶岩
第Ⅰ期噴出物	岩原溶岩	下部湯沢溶岩 {Ⅲ Ⅱ Ⅰ}		下部五十嵐溶岩 {Ⅱ Ⅰ}	爆発角礫岩 大原黒色溶岩 凝灰角礫岩
時 代 未 詳 堆 積 物	凝灰角礫岩 シルト岩互層	凝灰角礫岩 凝灰岩 礫		凝灰角礫岩 硬質頁岩含有角礫岩	
古 期 岩	花崗岩類・蛇紋岩・第三紀礫岩層				



岩 黒		石英紫蘇輝石角閃石デイサイト
中央溶岩円頂丘		黒雲母含有オパサイト石英普通輝石酸性安山岩
立柄山溶岩円頂丘		普通輝石含有紫蘇輝石石英オパサイト安山岩
大原火砕流堆積物		凝灰岩・軽石凝灰岩及び凝灰角礫岩
大原溶岩		紫蘇輝石石英角閃石安山岩
開 溶 岩		石英含有普通輝石紫蘇輝石オパサイト安山岩
五十嵐火砕流堆積物		凝灰岩・軽石凝灰岩及び凝灰角礫岩
五十嵐赤色溶岩		酸化角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩
五十嵐溶岩円頂丘		黒雲母含有石英紫蘇輝石角閃石安山岩
湯沢溶岩円頂丘		黒雲母含有石英紫蘇輝石角閃石安山岩
堀 切 溶 岩		普通輝石紫蘇輝石角閃石オパサイト安山岩
上部湯沢溶岩		石英紫蘇輝石酸化角閃石安山岩
奥添地火砕流堆積物		凝灰岩・軽石凝灰岩及び凝灰角礫岩(塊溶結相 Opwを伴う)
奥添地溶岩		石英含有普通輝石角閃石(オパサイト)紫蘇輝石安山岩
宮 林 溶 岩		普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩及び紫蘇輝石角閃石安山岩
上部五十嵐溶岩		普通輝石角閃石紫蘇輝石安山岩
古期火砕流堆積物		角閃石安山岩凝灰岩及び凝灰角礫岩
軽石質凝灰角礫岩		安山岩-デイサイト角礫及び軽石
下部五十嵐溶岩		石英含有オパサイト安山岩
下部湯沢溶岩		紫蘇輝石角閃石安山岩
岩 原 溶 岩		普通輝石紫蘇輝石酸化角閃石安山岩
峰見角礫岩		角閃石安山岩・凝灰角礫岩
大原黒色溶岩		石英含有酸化角閃石安山岩
古期飯土火山噴出物		デイサイト凝灰岩及び凝灰角礫岩
古期デイサイト		デイサイト凝灰岩及び凝灰角礫岩
礫岩・砂岩・シルト岩		礫岩・砂岩及びシルト岩
基盤岩		花崗岩・第三紀層及び蛇紋岩

第36図 飯土火山地質図 (大沢, 1968に一部加筆)

## IX. 1. 1 古期飯士火山噴出物 (II)

飯士火山の基盤をなす新期堆積物の礫岩には安山岩—デイサイトの礫が含まれており、その岩質は飯士火山本体の溶岩に類似している。また、湯沢東方でみられるように、成層したデイサイト軽石凝灰岩・凝灰角礫岩が存在する。これらの地層は西山層に当る可能性があることから、飯士火山の活動は既にこの時期から始まっていることが考えられる。

これらの地層を明らかな不整合で狭義の飯士火山噴出物が覆うことから、古期飯士火山噴出物として区別することにする。

## IX. 1. 2 飯士火山噴出物

飯士火山噴出物は、第2表に示したよりに、第1期—第3期の噴出物に区分される(大沢, 1968)。

### (1) 第1期噴出物

第1期の噴出物は飯士火山の中核部を構成して分布している。現在では、第2期以降の溶岩流によって広く覆われているために、その露頭分布はごく小範囲に限られている。

第1期の噴出物として主要なものは、大原黒色溶岩 (ob) 及びそれに伴う火山砕屑物、岩原溶岩 (Iw)、下部湯沢溶岩 (Y<sub>1-3</sub>) 並びに下部五十嵐溶岩 I 及び II (Ik<sub>1,2</sub>) などである。

#### a) 大原黒色溶岩 (ob)

本溶岩は黒色の外観を呈するのが特徴である。第1期活動初期の溶岩であって、露頭分布は狭く、北部の後楽園スキー場リフト周辺に限られている。一般に酸化作用を強く受けており風化が著しい。

本溶岩の上下には同質の凝灰角礫岩が存在している。

#### 顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…多量に存し、斑晶の8割程度を占める。1.5mmに達する大型結晶と、0.1mm以下の微斑晶からなる。微細包有物に富み、割れ目に沿って変質している。石英…他形、1.5mm程度。

オパサイト…少量存在。磁鉄鉱…少量存在。

石基：ピロタキシチック組織を呈し、多量の斜長石と少量の石英・ガラスからなる。斜長石微晶が流状配列している。

#### b) 爆発角礫岩 (eb)

大原黒色溶岩の下部には凝灰角礫岩があり、溶岩の上部には爆発角礫岩が重なっている。この角礫岩は山頂東方の浸食崖内側に分布し、奥添地火砕流堆積物で覆われている。

#### c) 岩原溶岩 (Iw)

西南部の立柄山溶岩円頂丘の北方に広く分布している。解析が極めて進んでいることと層位関係から初期の活動産物と考えられる。東側は奥添地火砕流堆積物によって覆われている。

本溶岩は淡桃色の外観を呈し、多孔質な岩質を示す普通輝石紫蘇輝石酸化角閃石安山岩である。

#### 顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…An37-40。斑晶の50%を占め、半自形—他形を呈す。微細包有物が多く、累帯構造は一部の大型結晶のみに発達。カールスパド、カールスパド—アルバイト双晶が普通に発達する。

石英…少量、融食形を示し、大きさは径0.2mm程度。酸化角閃石…自形時に他形、0.5mm程

度。オパサイト縁を有するものあるいは全部がオパサイト化しているものがある。また、紫蘇輝石及び普通輝石の反応縁をもつものがある。多色性は、X=黄橙色、Y=黄赤色、Z=赤褐色で $c \wedge Z = 0-1^\circ$ 。紫蘇輝石…自形、短柱状で、大きさは0.2-0.5mm程度。普通輝石…自形、短柱状で、大きさは0.2-0.3mm程度。しばしば紫蘇輝石・不透明鉱物と共に集斑状をなす。

時に径2mm程度の紫蘇輝石・酸化角閃石・普通輝石・不透明鉱物からなる捕獲岩片がある。

石基：ピロタキynch組織をなし、主にガラス・斜長石・紫蘇輝石からなる。

#### d) 下部湯沢溶岩 (Y<sub>1-3</sub>)

湯沢町対岸の魚野川右岸で古期凝灰角礫岩を覆っており、3枚の薄い溶岩からなる。最下部の溶岩は黒色、塊状、緻密である。中部溶岩は帯青灰白色で表層は多少酸化作用を被っている。上部の溶岩は黒色で、5mm程度の大型斜長石斑晶を多数含んでいる。

岩質はいずれも紫蘇輝石角閃石安山岩であるが、上部溶岩は石英斑晶を少量含む。

顕微鏡的性質いずれもほぼ同様である。

斑晶：斜長石…斑晶の70%を占める。平均長さ1-2mmの柱状結晶、ときに4mmに達す。累帯構造が発達。アルバイトーカールスバド双晶が普通に発達。大型結晶では割れ目に沿って方解石・白雲母などによって交代される。角閃石…周縁部はオパサイトしているのが普通。多色性はX=Y=黄緑色、Z=緑色、双晶するものが多い紫蘇輝石…最大2.5mm、1mm以下の柱状結晶石英…他形、0.3mm以下。まれに自形結晶あり。玄武岩捕獲岩…最下部溶岩に少量含まれる。

石基：粒状組織をなし、主に石英・斜長石からなり、少量の紫蘇輝石、まれに角閃石を含む。

#### e) 下部五十嵐溶岩 (Ik<sub>1,2</sub>)

五十嵐地域において、礫岩層を直接に覆っている2枚の溶岩からなる。

五十嵐溶岩 I は暗灰色を呈し、板状節理が発達する。堀切地域では自砕碎状を示す。岩質は石英含有オパサイト安山岩である。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1mm内外の短冊状結晶。中核部が汚濁しているものがあり、周縁部には累帯構造が顕著に発達する。双晶はカールスバド式が顕著。An43-48。石英…融食形を示す紫蘇輝石…少量、0.1mm以下の微斑晶として存在。オパサイト…1mm程度の長柱状結晶。

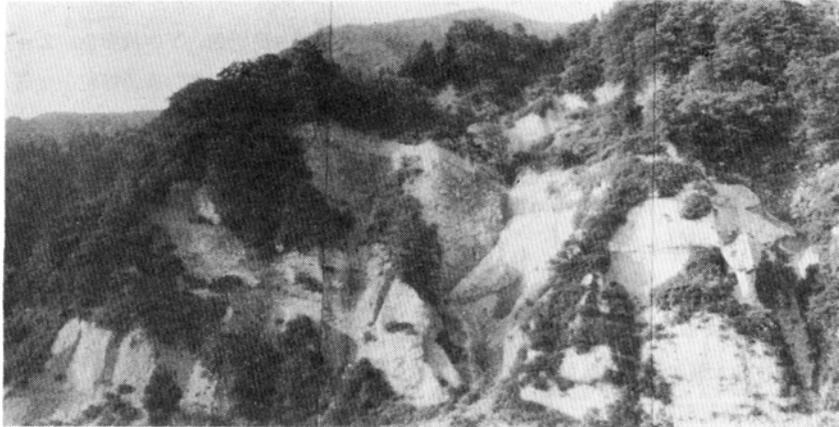
石基：粒状組織をなし、主に石英・斜長石からなる。

五十嵐溶岩 II は、五十嵐溶岩 I の上に重なり、岩質は類似している。

## (2) 第2期噴出物

第2期火山活動は、北西方の五十嵐一堀切地域に分布している軽石質凝灰角礫岩の出現をもってその始まりとして区分した。

第2期の噴出物の主要なものは、上部五十嵐溶岩、宮林溶岩、奥添地溶岩のほか、特に本期の活動を特徴づけるものとして古期火砕流堆積物及び奥添地火砕流堆積物がある。溶岩の岩質は全体として、紫蘇輝石角閃石安山岩によって特徴づけられる。いずれも斜長石斑晶を多量に有し、石英斑晶を含むものが多い。



第37図 飯士火山古期火砕流堆積物 (Io) (湯沢東方, 魚野川右岸の急崖露頭)

a) 軽石質凝灰角礫岩<sup>4)</sup>

下部五十嵐溶岩を覆い特徴ある岩質を示し連続性がある。安山岩—デイサイト礫と軽石からなる。基質は緑色の凝灰質砂岩で堅硬である。

b) 古期火砕流堆積物 (Io)

上部五十嵐溶岩に先立って生成したもので、火山体の西方では基盤岩の谷地形を埋めて流下し、魚野川左岸の山麓まで達している (第37図)。本質岩塊が中—大礫をなし、一般に赤紫色を呈するところが多い一部に成層構造が認められる。

湯沢市街の南ではこの堆積物が台地状の地形を示し、更に山麓に沿って分布している。また、神立付近まで分布していることが、新幹線のボーリング調査から明らかにされている (第59図)。

c) 上部五十嵐溶岩 (Ik<sub>3-6</sub>)

上述の凝灰角礫岩の上に4枚の溶岩が重なっており、開析された谷底に露出している。これらを一括して上部五十嵐溶岩とした。

最下部の五十嵐溶岩Ⅲは淡緑色、細粒、ガラス質で、岩質は紫蘇輝石角閃石安山岩で一部のものは石英斑晶を含む。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…0.5mmの長柱状結晶。双晶はカールスバド—アルバイト、一部ペリクリン式、An45—50。角閃石…0.5—1mmの柱状結晶。多色性はX=淡黄色、Y=淡黄緑色、Z=緑色。c∧Z=10—15°、ほとんどオパサイト縁を有す。紫蘇輝石…0.2—0.3mmの微斑晶。石英…最大で1.5mm融食形を示す。

石基：粒状組織をなし、主に石英・斜長石からなる。

五十嵐溶岩Ⅳは五十嵐溶岩Ⅲの上に重なり、斜長石の大型斑量を含むのが特徴であって、岩質は角閃

4) 地質図では省略した。第36図参照。

石（オパサイト）紫蘇輝石安山岩である。

この溶岩は上位の溶岩Vとともに強く混成作用の影響を被っている。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…3-4mmの汚濁した大型結晶が多い。双晶はカールスバド式が多く、次いでアルバイトーカールスバド式が多い。結晶内核部が汚濁、外縁部は清澄のものも多い。紫蘇輝石…0.5mm程度の自形柱状結晶。多色性は顕著で、X=淡褐色、Z=淡緑色。角閃石…大部分がオパサイト化。鈹石鈹物…少量。

石基：斜長石の針状結晶がガラス中に多量に存在。ガラス基流晶質組織を示す。

五十嵐溶岩Vは五十嵐一飯土山頂間の谷底に露出する。暗緑色環状を呈す。岩質は角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…0.5-0.7mm，最大4mmの柱状結晶。双晶はカールスバド，アルバイトーカールスバド式が多く，ペリクリン式も多い。中核部が著しく汚濁したもののほか，累帯構造が一般に発達する。紫蘇輝石…0.3-0.4mm，最大15mmの柱状結晶。普通輝石…少量。0.5mmの短柱状結晶。波動消光を示すものが多い。オパサイト…0.5mm，柱状，少量。石英…0.2mm以下，少量。

石基：石英・斜長石及び少量の紫蘇輝石からなる。

五十嵐溶岩VIは上部五十嵐溶岩の最上部のもので五十嵐南東方の沢の最上流部に露出する。淡緑色を呈し，岩質は普通輝石角閃石（オパサイト）紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…0.5mm，最大2mm。一般に汚濁している。紫蘇輝石…0.2mm以下の微斑晶，最大で2mmに達す。普通輝石と平行連晶するものが多い。普通輝石…0.3mm以下の短柱状結晶。角閃石…大部分がオパサイト化し一部に緑色角閃石が残存する。石英…融食形，1mm程度。鈹石鈹物…磁鉄鈹のほか赤鉄鈹。

石基：細粒，モザイク組織。石英・ガラス・斜長石・角閃石及び少量の普通輝石・紫蘇輝石からなる。

#### d) 宮林溶岩 (M<sub>1-3</sub>)

宮林の対岸に他の地域から独立した形で3枚の溶岩が重なっている。上部五十嵐溶岩に続いて噴出したと考えられるが明らかな証拠はない。

宮林溶岩Iは下部に薄い凝灰岩を伴う。暗灰色塊状，緻密な溶岩で，岩質は普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩である。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…2mm程度，ときに4mm。An46-55。角閃石…0.5-0.7mm，最大3mmの柱状結晶。多色性は顕著でX=淡黄緑色，Y=Z=濃黄緑色。c∧Z=10-25°，外縁部はオパサイト化している。紫蘇輝石…0.3-0.5mm，最大2mmの柱状結晶，しばしば普通輝石と平行連晶をなす。普通輝石…0.3mm程度。ときに紫蘇輝石・斜長石・磁鉄鈹などとともに同源捕獲岩を構成。石英…

0.2mm程度で融食形を示す。

石基：細粒モザイク組織をなし、斜長石・石英・紫蘇輝石からなる。

宮林溶岩Ⅱは灰色を呈する紫蘇輝石角閃石安山岩である。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1mm程度、最大4mmの自形結晶、累帯構造・双晶が発達。内核が汚濁されたものがある。角閃石0.2mm程度の自形結晶。周縁部はオパサイト化。多色性は、 $X=Y$ =淡緑色、 $Z$ =緑色。紫蘇輝石…最大で1mmの柱状結晶。石英…0.1mm融食形を示す。少量。

石基：石英・斜長石及び少量のガラス・紫蘇輝石からなる。

宮林溶岩Ⅲは風化し褐色を呈する。岩質は石英含有紫蘇輝石角閃石安山岩である。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…少量。0.5mm、最大2mm。角閃石…0.5mm、最大2mm。周縁部はオパサイト化。

紫蘇輝石…0.1mm、最大0.4mm。石英…0.5mm程度の融食形を示す。

石基：細粒モザイク組織で、石英・斜長石・紫蘇輝石からなる。

#### e) 奥添地溶岩 (Ok)

この溶岩は万条南方の沢の最上流部にわずかに分布する。第2期噴出物中の最末期溶岩と考えられ、凝灰角礫岩、更に奥添地火砕流堆積物によって覆われている。

この溶岩は白色で、角閃石斑晶が顕著に認められる。岩質は石英含有普通輝石角閃石（オパサイト）紫蘇輝石安山岩であり、混成作用の影響を強く受けている。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…0.5mm程度。双晶発達。全体が新鮮なものと、著しく汚濁しているものとの2種が区別される。An43-50。紫蘇輝石…0.2-0.3mmの柱状結晶。斜長石。普通輝石・磁鉄鉱とともに同源捕獲岩をなすことがある。普通輝石…0.2mm程度の柱状結晶。少量。紫蘇輝石と連晶をなすことが多い。角閃石…2mm程度。完全にオパサイト化。石英…2mm程度の融食形を示す。黒雲母…少量、周縁部はオパサイト化。 $X$ =淡褐色、 $Z$ =黒褐色の多色性を示す。

石基：石英・斜長石及び少量の紫蘇輝石・普通輝石からなる。

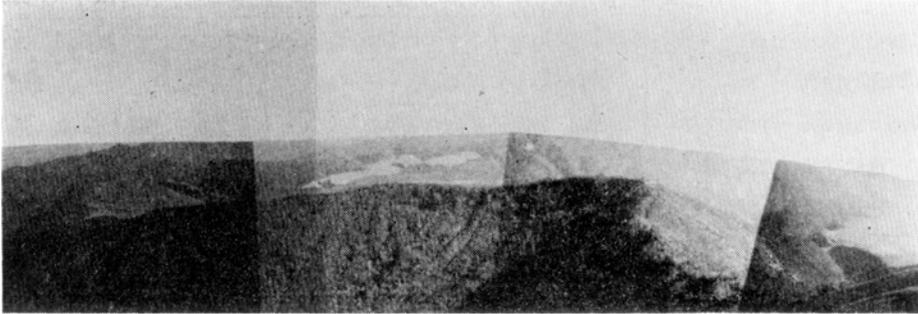
#### f) 奥添地火砕流堆積物 (Op)

この火砕流は第2期活動の末期に流出したものである。奥添地火砕流堆積物は、層序的には奥添地溶岩及び凝灰角礫岩の上は重なっているものと考えられる。分布は奥添地一帯から岩原までの広大な緩斜面を占めており、地形的には連続的なゆるやかなスロープをなしている。東方では花崗岩の作る尾根がバリアとなっている（第38、39図）。しかし、南東部ではかつて遠くまで流下したものであろう。現在では魚野川の浸食により、岩原の前縁では比高約60mの急崖が形成されている。

火砕流堆積物は、一般に灰白色、黄白色—淡褐色の火山灰、火山砂などからなる細粒の基質部の中に大小種々の岩塊を含んでいる。分級作用の悪いのが一般であるが部分的に分級を受けている。異質岩片はほとんどないが一部に30cm大の玄武岩岩塊があり基盤岩に由来するものである。

溶結作用は一般に微弱であるが、一部に強溶結部分があり溶岩状 (Opw) を呈する。

岩塊は緻密でガラス質のものが多く、10-30cmの大きさのものが普通でときに1mに達する。



第38図 飯士火山東方の尾根（前景）及び奥添地の火砕流斜面（遠景）（飯士山頂より東方を望む）



第39図 飯士火山奥添地火砕流斜面（奥添地越より南方を望む）

奥添地火砕流の噴出後、山体中央部にはカルデラの形成された可能性がある。地形的にも山頂の東側にかなり連続性のある北に開く尾根地形が存在している（第38図）。

### (3) 第3期噴出物

第3期噴出物は山頂を中心として広く分布し、特に北半部に厚く露出している。いくつかの溶岩円頂丘が出現することもこの時期の特徴である。第3期噴出物は魚野川沿いの高い尾根を構成する各種溶岩、五十嵐南東方の高い尾根を構成する円頂丘溶岩、そのほか立柄山円頂丘溶岩及び飯士中央円頂丘溶岩などからなっている。

#### a) 上部湯沢溶岩 (Y<sub>4.5</sub>)

上部湯沢溶岩はIV及びVの2枚の溶岩からなる。

上部湯沢溶岩IVは下部湯沢溶岩及び宮林溶岩を覆い、湯沢円頂丘溶岩によって覆われている。暗灰色を呈し塊状で、岩質は石英紫蘇輝石酸化角閃石安山岩である。

#### 顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1mm程度、最大5mmの自形結晶。内部は汚濁している。双晶が発達。An48-55。

紫蘇輝石…5mm以下の柱状結晶で微斑晶が多い。角閃石…オパサイト縁を有する酸化角閃石。

多色性はX=濃黄色、Y=褐色、Z=赤褐色、 $c \wedge Z \neq 0$ 。ほとんど針状の紫蘇輝石集合体になっているものがある。石英…融食形を示す。

石基：斜長石・石英及び少量の紫蘇輝石・ガラスからなる。

上部湯沢溶岩Vは湯沢円頂丘溶岩に覆われ、湯沢一堀切間の高い尾根を構成し、魚野川右岸沿いの急崖に露出する。斜長石・角閃石の5mmに及ぶ大晶を含む紫蘇輝石石英角閃石安山岩である。

#### 顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…2mm程度の自形結晶。集斑状をなすものが多い。一般に新鮮で双晶が発達。累帯構造は一部の大きにのみ発達。角閃石…オパサイト緑が発達。1-2mmの柱状結晶。多色性は淡黄色—濃緑色。紫蘇輝石…0.3mm以下の微斑晶のみ、石英…1-2mmの捕獲結晶として認められる。

石基：石英・斜長石・ガラス及び紫蘇輝石角閃石からなる。

#### b) 堀切溶岩 (Ho)

下部五十嵐溶岩及び上部五十嵐溶岩の一部を覆い、湯沢溶岩円頂丘によって覆われている。堀切対岸の高い尾根を構成している。粗粒、多孔質、灰色を呈する普通輝石紫蘇輝石角閃石（オパサイト）安山岩である。

#### 顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…最大8mmの大晶と0.1mm以下の微斑晶がある。双晶は一般に発達。新鮮なものと著しく汚濁したものとの2種が区別される。また融食形を示すものがある。紫蘇輝石…0.3-0.5mmの柱状結晶。多色性は顕著、斜長石・普通輝石・角閃石・磁鉄鉱とともに同源捕獲岩をなすことがある。普通輝石…0.2-0.5mmの柱状結晶。少量。角閃石…大部分がオパサイト化。石英…融食形を示す。少量。

石基：斜長石・石英・ガラス及び紫蘇輝石・普通輝石からなる。

#### c) 湯沢溶岩円頂丘 (Yd)

本溶岩は上・下部湯沢溶岩、上部五十嵐溶岩及び宮林溶岩を覆い、湯沢対岸の約850mのピークを構成している。灰色を呈し不規則な節理が発達する。黒雲母含有石英紫蘇輝石角閃石安山岩である。

#### 顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1-0.5mm, 最大4mmの自形結晶。1mm以上の大晶には累帯構造が発達。双晶は普通に発達。新鮮なもの (An40-50)、中核部の汚濁しているもの、及び全体が汚濁しているものなど3種が区別される。角閃石…2mm以下、平均0.5-0.7mmの柱状結晶。いずれもオパサイト緑を有す。多色性はX=黄色、Y=黄緑色、Z=深緑色。c∧Z=15-20°。紫蘇輝石…0.3mm以下の柱状結晶。多色性顕著。cognate inclusionの一部を構成。石英…2mm以下の融食形をなす。黒雲母…少量。1.5-3mm, オパサイト縁あり。

石基：粗粒のモザイク組織。石英・斜長石・紫蘇輝石・ガラスからなる。

#### d) 五十嵐溶岩円頂丘 (Id)

五十嵐南東方に位置する。黄色味をもち風化が著しい。石英含有紫蘇輝石オパサイト安山岩である。

#### 顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…0.5-1mm, 最大3mm。斑晶の6-7割を占める。累帯構造は一部の結晶のみに発達。双晶は普通に発達。一般に新鮮だが一部は汚濁している。紫蘇輝石…0.5-1mmの柱状結晶。斑晶の1-2割を占める。オパサイト…2mm程度。石英…最大1.5mm, 融食形を示す。一部に自形

結晶あり.

石基：石英・斜長石・ガラス及び紫蘇輝石からなる.

e) 五十嵐赤色溶岩 (Ik)

産状・分布から，上記の湯沢溶岩円頂丘の形成と同時あるいはそれ以後に噴出したものと思われる．  
閃溶岩に覆われている．特徴的な赤色を呈する．この色は主に酸化角閃石と赤鉄鉱の存在による．  
なお，全岩分析では， $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \approx 3$  で酸化の強いことを示す．この溶岩と前後して五十嵐火砕流の流出  
があったと推定される．岩石は酸化角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩である．

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1.5mm程度の自形結晶．斑晶全体の2－3割を占める．ほかは微斑晶．新鮮な結晶と  
外縁部に汚濁帯のあるものがある．後者には累帯構造が著しい．紫蘇輝石…多くは微斑晶，ま  
れに1.5mm．普通輝石…0.2mm以下の微斑晶．酸化角閃石…自形をなすものは少なく，融食さ  
れ，かつオパサイト化している．鉱石鉱物…赤鉄鉱化が著しい．石英…1mm以下の他形結晶．  
少量．

石基：斜長石の多いガラス基流晶質組織を示し，斜長石・ガラス及び石英・普通輝石・紫蘇輝石から  
なる．

f) 五十嵐火砕流堆積物 (Ikp)

五十嵐東方一南東方に広く分布し，緩斜面を構成している．流出口近くでは傾斜が急となっている．  
下半部は魚野川によって浸食され比高50mの急崖となっている．五十嵐からの道路わきに良好な露頭  
がある (第40図)．

岩片の顕微鏡的性質は五十嵐赤色溶岩に酷似している．

五十嵐付近では3枚のフローユニットが区別され，その間には二次的堆積物を挟んでいる．



第40図 飯上火山五十嵐火砕流堆積物

g) 関溶岩 (So)

本溶岩は飯士山より北方の尾根を構成し、五十嵐赤色溶岩を覆い、大原溶岩 I 及び中央溶岩円頂丘によって覆われている。暗灰色塊状の石英含有普通輝石紫蘇輝石オパサイト安山岩である。多数の捕獲岩を含む。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1mm程度，最大3mmの自形結晶。新鮮なものと汚濁したものと2種がある。双晶は普通に発達。累帯構造は一般に存在。紫蘇輝石…微斑晶が普通。普通輝石…微斑晶が普通。聚斑状結晶(0.5mm)もある。オパサイト…1mm程度，長柱状。石英…1mm程度，他形のもの多し。周縁には普通輝石粒の反応縁がある。かんらん石…ごく少量存在。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英・ガラスからなる。

h) 火原溶岩 (O<sub>1</sub>, O<sub>2</sub>)

大原溶岩は大原溶岩 I (O<sub>1</sub>) 及び同 II (O<sub>2</sub>) の2枚の溶岩からなる。

大原溶岩 I は関溶岩を覆い、飯士山北方尾根を構成している。灰色、粗粒な紫蘇輝石石英角閃石安山岩であり、石英捕獲結晶が多い。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1mm程度，最大2.5mmの自形結晶。新鮮なものはAn40-48。累帯構造の著しい大型結晶は中核部が汚濁する。角閃石…1-2mmの自形結晶，周縁部はオパサイト化。多色性はX=黄色，Y=淡黄緑色，Z=濃黄緑色。紫蘇輝石…0.2mm以下の微斑晶。石英…1mm程度の融食形を示す

石基：石英・斜長石及び紫蘇輝石からなる。

大原溶岩 II は大原溶岩 I 及び大原火砕流堆積物を覆っている。暗灰色粗粒の岩石で，普通輝石含有石英オパサイト紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…最大2mm。全般的に汚濁したものが多い。An35-45。斑晶全体の60%を占める。紫蘇輝石…0.3-0.5mmの短柱状結晶。斑晶全体の1-2割を占める。一部は聚斑状。酸化角閃石…大部分がオパサイト化。普通輝石一少量。同源捕獲岩を構成する。石英…0.5-1mmの他形結晶。

石基：主に長柱状斜長石・紫蘇輝石・ガラスからなるガラス基流晶質組織を示す。

i) 大原火砕流堆積物 I 及び II (Oh<sub>1</sub>, Oh<sub>2</sub>)

飯士火山北部において、大原南方の10°以下の連続性のある緩斜面を構成して広く分布している。I と II とは約10mの高度差があり、地形的にも区別される。この堆積物にはかなりの量の泥石流堆積物が伴われている。

j) 立柄山溶岩円頂丘 (Ta)

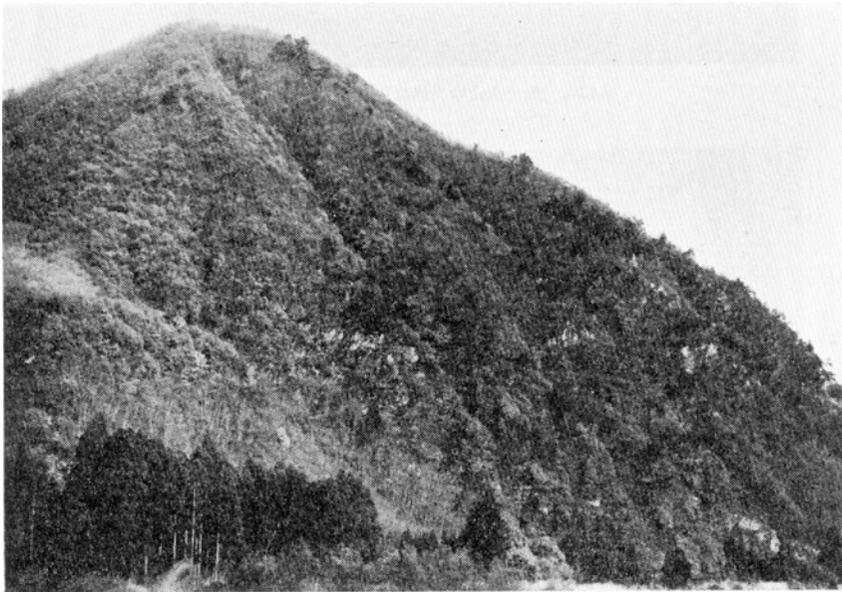
本火山南西部に位置し、明瞭なドーム状地形を呈する(第41, 42図)。淡灰色、細粒で流理構造は認められない。普通輝石含有紫蘇輝石石英オパサイト安山岩である。

顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1-2mm，最大5mmの自形結晶，全斑晶の70-80%を占める。一般に新鮮。双晶は普



第41図 飯士火山中大溶岩円頂丘（左側）、立柄山溶岩円頂丘（右側）及び岩原の火砕流斜面（後方）  
（大峰山より東方を望む）



第42図 飯士火山立柄山溶岩円頂丘の構造（湯沢東方）

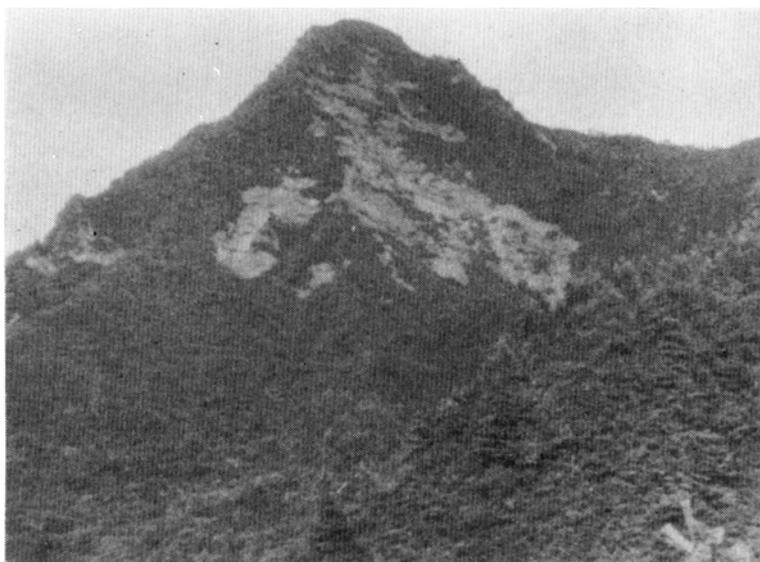
通に発達。累帯構造もよく発達し、特に大型結晶で著しい。紫蘇輝石…0.2-0.5mmの柱状結晶。多色性を示す。酸化角閃石…1mm程度の長柱状結晶大部分がオパサイト化。石英…1-2mmで融食形を示す。普通輝石…同源捕獲岩を構成。

石基：石英・斜長石及び紫蘇輝石からなる。

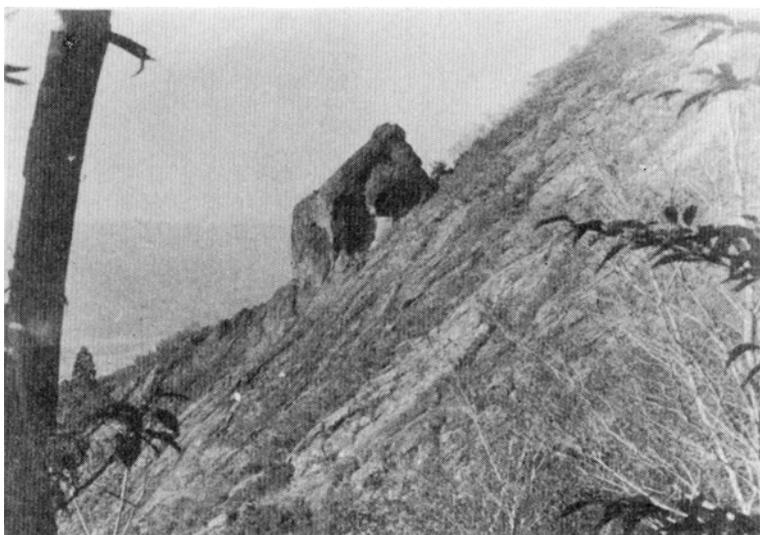
m) 飯士中央溶岩円頂丘 (lj)

本火山最末期の溶岩である。山頂ドームを構成している（第41、43、44図）。

中央円頂丘の西側斜面は高さ200mの急崖をなし全面露頭となっている。その中央部には高さ20-30mの岩栓がある。灰色、やや多孔質の岩石で、黒雲母含有オパサイト石英普通輝石紫蘇輝石酸性安山岩で



第43図 飯士火山中央溶岩円頂丘（西方より望む）



第44図 飯士火山中央溶岩円頂丘中の岩柱

ある。

#### 顕微鏡的性質

斑晶：斜長石…1-2mm，最大4mmの自形結晶。中核部が汚濁しているものが多い。紫蘇輝石…0.5mm程度，最大3mmの柱状結晶。多色性を示す。普通輝石と連晶，あるいは同源捕獲岩を構成する。普通輝石…0.3mm程度の他形あるいは短柱状結晶連晶。あるいは同源捕獲岩を構成。オバサイト…2-3mmの長柱状結晶。石英…1.5mm程度の他形結晶。普通輝石の微粒結晶集合体か

らなる縁を有する。黒雲母…0.5mm程度。オパサイト化。

石基：主に斜長石針状結晶・紫蘇輝石・ガラスからなり，ガラス基流晶質組織を示す。

### IX. 1. 3 岩脈 (Ah)

宮林西方にあり，北85°西，60°北の方向を示す酸性の岩石で，第3期活動の末期のものである。

五十嵐では，五十嵐火砕流堆積物を切るデイサイトの岩脈 (Ah) がある。石英紫蘇輝石角閃石安山岩

第3表 飯士火山火山岩類の鉱物組成

		斑 晶 鉱 物								石 基 鉱 物							
		ol*	au	hy	ho	op	ore m	bi	qz	pl	gl	qz	pl	au	hy	ho	
第 III 期 噴 出 物	飯士中央円頂丘溶岩		+	+	+	op	+		+	+	+	•	+				
	立柄山円頂丘溶岩		•		+	op			+	+	+	+					
	大原溶岩	II			+	+	op			+	+	+		+			
		I				+	gr			+	+	+	+				
	関溶岩	•	+	+	+	op				+	+	•	+	+			
	五十嵐赤色溶岩			+		op	+		•	+	+	+		+			
	湯沢円頂丘溶岩		•	+	+	gr				+	+	•	+				
	湯沢溶岩	V				+	gr			+	+		+				
		V'		•	+	+	gr	+			+	+	+				
	堀切溶岩	•		+		gr			•	+	+			+	•		
湯沢溶岩 IV				+	+	oxy				+	•	+	+				
五十嵐円頂丘溶岩				+	+	op				+		+					
第 II 期 噴 出 物	奥添地溶岩			+	+	op	+	•		+		+		•			
	宮林溶岩	III			+	+	gr			•	+		+				
		II				+	gr				+	•	+	+			
		I				+	gr			•	+			+			
	上部五十嵐溶岩	VI				+	op	+		•	+	+	+		•	•	
		V				+	op			•	+		+		•		
IV					+	op	•			+	•	+	+				
III					gr				+		+						
第 I 期 噴 出 物	下部五十嵐溶岩	II			•	+	op			+	+		+	+			
		I			•	+	op				+		+				
	下部湯沢溶岩	III			•	+	gr	•			+	+		•			
		II			+	+	gr	•		•	+	+					
	I			+	+	gr	•		•	+	+						
岩原溶岩			+	+	oxy	+		•	+	+	•	+					
大原黒色溶岩					op				+	+		+					

※ 略号： ol：かんらん石 au：普通輝石 hy：紫蘇輝石 ho：角閃石 op：オパサイト  
 gr：緑色角閃石 oxy：酸化角閃石 ore m：鉱石鉱物 bi：黒雲母 qz：石英  
 pl：斜長石 gl：ガラス  
 +++ 多量 ++ 中程度 | 少量 • 微量

第4表 飯士火山溶岩の

No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	61.39	54.41	60.27	60.24	58.87	59.20	62.14
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.26	0.27	0.37	0.31	0.39	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.46	22.18	18.47	19.27	19.69	20.83	18.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.00	5.21	3.45	2.85	2.90	3.15	3.03
FeO	0.89	1.19	3.16	3.86	3.33	3.03	2.84
MnO	0.11	0.17	0.12	0.20	0.14	0.15	0.12
MgO	1.76	2.91	2.46	2.80	2.48	2.27	1.98
CaO	4.76	4.15	6.14	6.06	6.56	6.45	5.50
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.12	4.01	3.68	4.01	4.05	4.03
K <sub>2</sub> O	1.19	0.90	1.19	1.21	1.26	1.16	1.33
H <sub>2</sub> O(+)	1.53	1.38	1.05	0.27	0.69	0.25	0.24
H <sub>2</sub> O(-)	2.60	3.69	0.16	0.50	0.53	0.61	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04
Total	99.39	99.60	100.78	101.35	100.82	101.57	100.26
Q	24.00	19.56	14.46	15.12	11.52	13.08	17.76
Or	7.23	5.56	7.23	7.23	7.23	6.67	7.78
Ab	28.82	26.20	34.06	30.92	34.06	34.06	34.06
An	23.63	20.57	28.63	30.02	31.97	31.97	27.24
Wo	—	—	0.70	—	0.23	—	—
En	4.40	7.20	0.40	6.90	0.10	5.60	4.90
Fs	—	—	0.26	4.49	0.13	2.51	2.51
En	—	—	5.70	—	6.10	—	—
Fs	—	—	2.51	—	3.30	—	—
Co	0.82	8.57	—	0.92	—	1.22	0.51
Mt	2.55	3.71	5.10	4.16	4.18	4.64	4.41
Hm	3.20	2.72	—	—	—	—	—
Il	0.46	0.46	0.46	0.76	0.61	0.76	0.61

分析試料の溶岩名・岩石名

- |           |  |
|-----------|--|
| 1 大原黒色溶岩  | 角閃石(オパサイト)安山岩<br>hornblende (opacite) andesite                               |
| 2 岩原溶岩    | 普通輝石紫蘇輝石酸化角閃石安山岩<br>augite-hypersthene-oxyhornblende andesite                |
| 3 五十嵐溶岩V  | 普通輝石紫蘇輝石安山岩<br>augite-hypersthene andesite                                   |
| 4 宮林溶岩II  | 紫蘇輝石角閃石安山岩<br>hypersthene-hornblende andesite                                |
| 5 堀切溶岩    | 普通輝石紫蘇輝石角閃石(オパサイト)安山岩<br>augite-hypersthene-hornblende (opacite) andesite    |
| 6 湯沢溶岩V   | 紫蘇輝石石英角閃石安山岩<br>hypersthene-quartz-hornblende andesite                       |
| 7 湯沢溶岩円頂丘 | 黒雲母・石英含有紫蘇輝石角閃石安山岩<br>biotite-quartz-bearing hypersthene-hornblende andesite |

—デイサイトである。

以上述べた火山岩類の鉱物組成を一括して第3表に示してある。

#### IX. 1. 4 化学組成

主要な溶岩15個についての化学組成及びこれから計算したノルム値を第4表に示してある。

化学成分及びノルム値

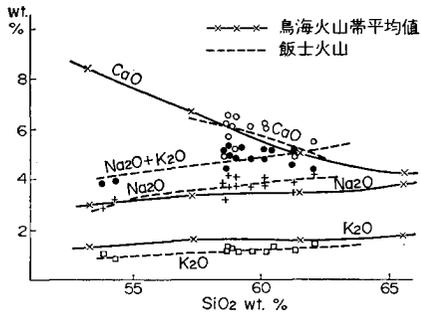
	8	9	10	11	12	13	14	15
	59.19	53.93	58.86	60.52	58.75	61.42	58.76	59.71
	0.27	0.22	0.29	0.26	0.29	0.28	0.36	0.31
	19.52	19.19	19.14	19.95	19.78	18.70	19.38	17.79
	5.70	6.38	3.30	2.62	2.73	2.62	3.42	3.71
	0.77	2.11	3.58	3.32	3.54	3.01	3.50	3.64
	0.13	0.17	0.17	0.14	0.15	0.14	0.18	0.18
	2.35	4.04	2.96	2.16	2.73	2.13	2.59	2.60
	5.21	5.06	5.64	5.26	4.97	5.89	6.22	6.10
	3.68	2.86	3.65	3.85	3.15	3.91	3.87	3.65
	1.11	1.00	1.28	1.29	1.28	1.24	1.21	1.19
	0.80	1.01	0.41	0.25	1.11	0.58	0.52	0.28
	1.51	2.98	0.97	1.01	1.15	1.10	0.63	0.59
	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04
	100.27	98.98	100.28	100.66	99.66	101.07	100.69	99.79
	18.90	16.56	14.40	16.80	17.52	16.74	12.96	15.54
	6.67	6.12	7.78	7.78	7.78	7.23	7.23	7.23
	30.92	24.10	30.92	32.48	26.72	33.01	32.49	30.92
	25.85	25.02	28.08	26.13	24.74	29.19	30.86	28.36
	—	—	—	—	—	—	—	0.81
	5.80	10.00	7.30	5.40	6.80	5.30	6.40	0.50
	—	—	3.56	3.82	3.96	3.17	3.43	0.26
	—	—	—	—	—	—	—	6.00
	—	—	—	—	—	—	—	3.17
	2.75	4.18	1.43	2.65	4.08	0.20	0.41	—
	2.32	6.50	4.87	3.71	3.94	3.71	4.87	5.34
	4.16	1.92	—	—	—	—	—	—
	0.46	0.46	0.61	0.46	0.61	0.61	0.76	0.61
8	五十嵐赤色溶岩	酸化角閃石 (オパサイト) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 oxyhornberde (opacite) -augite-hypersthene andesite						
9	五十嵐赤色溶岩	酸化角閃石 (オパサイト) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 oxyhornberde (opacite) -augite-hypersthene andesite						
10	関溶岩	石英含有普通輝石紫蘇輝石オパサイト安山岩 quartz-bearing augite-hypersthene-opacite andesite						
11	関溶岩	石英含有普通輝石紫蘇輝石オパサイト安山岩 quartz-bearing augite-hypersthene-opacite andesite						
12	大原溶岩Ⅱ	普通輝石含有石英オパサイト紫蘇輝石安山岩 augite-bearing quartz-opacite-hypersthene andesite						
13	立柄山溶岩円頂丘	紫蘇輝石石英オパサイト安山岩 hypersthene-quartz-opacite andesite						
14	飯土中央溶岩円頂丘 (湯沢町側・鋸岩)	黒雲母含有オパサイト石英普通輝石紫蘇輝石安山岩 biotite-bearing opacite-quartz-augite-hypersthene andesite						
15	飯土中央溶岩円頂丘 (湯沢町側・鋸岩)	黒雲母含有オパサイト石英普通輝石紫蘇輝石安山岩 biotite-bearing opacite-quartz-augite-hypersthene andesite						

この分析値からわかるように、SiO<sub>2</sub>は53.93%から62.14%にわたっており、59-61%のものが多い。

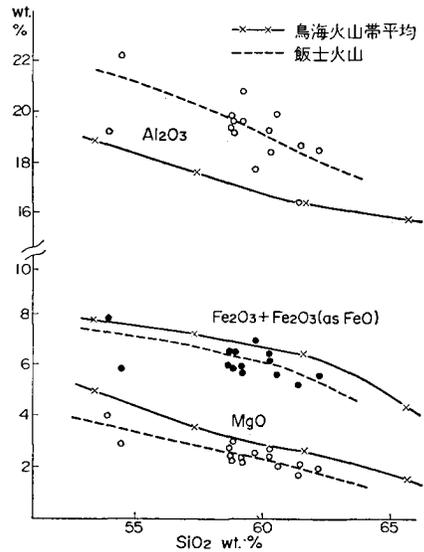
Na<sub>2</sub>Oは2.80%から4.05%にわたっており、K<sub>2</sub>Oは0.90%から1.28%の範囲内にある。

飯土火山の火山岩は、鉱物組成及び化学成分からみてカルクアルカリ岩系に属している。

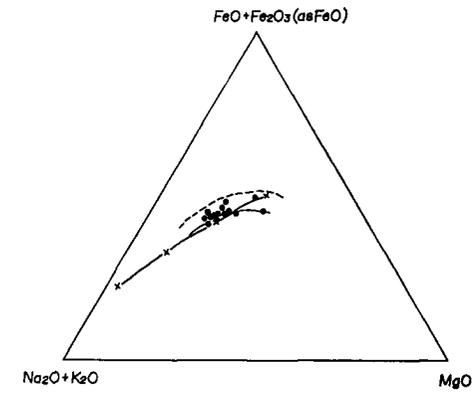
第45図及び第46図にSiO<sub>2</sub>-酸化物成分変化図を示してある。同図には、比較のために鳥海火山帯に属する火山(ニセコ・岩木山・寒風山・鳥海山・月山・沼沢沼火山)の溶岩55個による平均化学組成の変



第45図 飯士火山溶岩の化学成分変化図(i)  
(大沢, 1968)  
-x-x- 鳥海火山帯平均値

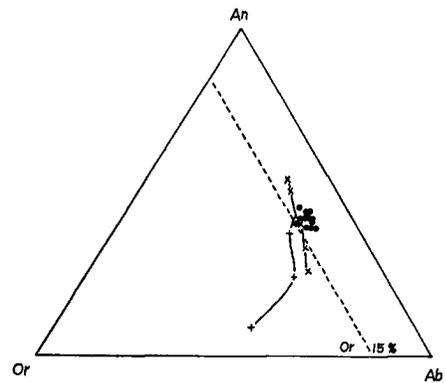


第46図 成分変化図(c) (大沢, 1968)



第47図 (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-MgO 三角図  
(大沢, 1968)

- 飯士火山
- 鳥海火山帯平均変化線
- x-x- Dalyの平均玄武岩—安山岩—デイサイト—流紋岩
- ..... 那須火山帯南帯のソレアイト岩系とカルクアルカリ岩系との境界線 (KAWANO *et al.*, 1961)



第48図 ノルム Or-Ab-An 三角図 (大沢, 1968)

- 飯士火山
- x-x- 鳥海火山帯火山岩の平均値
- +-+ Dalyの平均玄武岩—安山岩—デイサイト—流紋岩

化曲線を示してある。

両者を比較すると、飯士火山のものは $Al_2O_3$ 、 $Na_2O$ に富み、 $FeO+Fe_2O_3$ 、 $MgO$ 、 $K_2O$ に乏しい。 $CaO$ は類似している。 $Al_2O_3$ の多いことは、斜長石の多いことに関係していると考えられる。石灰アルカリ指数はおおよそ62±であって、鳥海火山帯の平均値63.8より小さい。

第47図に  $(FeO+Fe_2O_3)-(Na_2O+K_2O)-MgO$  三角図を示してある。比較のため、DALYの平均成分、鳥海火山帯火山岩平均値のトレンド(河野ほか, 1961より計算)及び那須火山帯ソレアイト岩系とカルクアルカリ岩系の境界線(KAWANO *et al.*, 1961)を示してある。飯士火山の岩石はこの境界線とDALYの平均線との間に点示され成分変化は顕著でない。



第48図にノルムOr—Ab—An三角図を示してある。飯士火山の岩石は近接した区域内に点示される。このようにノルム長石進化曲線の中期にあたり晩期に相当するものがなく、有色鉱物の進化に比べて進化の進んでいないことが注目される。

石英の捕獲結晶や汚濁した斜長石の存在から混成作用の影響が推定されるが、これは特に第3期噴出物に著しい。

## IX. 2 苗場火山

図幅の西部、清津川以西に苗場火山噴出物が広く分布している（第49図）。

苗場火山噴出物（広義）は、大きく分けると、古期苗場火山噴出物と新期苗場噴出物の二つに分類される。

### IX. 2. 1 古期苗場火山噴出物 (No)

古期苗場火山噴出物は、苗場火山東方の高石山、向山、八木尾山北部、筍山などを構成している酸性安山岩とこれに伴う凝灰岩からなっている。

これらは苗場火山体の北東部から東部にかけて広く分布すること、かなり高い地点まで分布し、西側の火山斜面と区別される地形を示すことなどから新期のものと区別されるものである。

高石山では角ばった安山岩などの捕獲岩が特徴的である。

凝灰角礫岩は、カツサ川支流、ハライ川支流、外ノ川上流及び高石山北東斜面などに露出している。

カツサ川のもは、黒色緻密な普通輝石紫蘇輝石安山岩や酸性安山岩の礫を含んでいる。

ハライ川では、一般に灰色で東へ傾斜しており、一部粘土化して淡青色を呈し、黄鉄鉱の鉱染が認められる。

外の川のもは、全体に暗灰色で東へ傾斜している。礫は普通輝石紫蘇輝石酸性安山岩が主である。

高石山北斜面では、南東方にゆるく傾斜しており、緑褐色の外観を呈しかなり堅硬である。この点だけに注目すれば、あたかも第三紀層のものにみえる。しかし、高石山北方の足尾沢上流の前足尾沢及び長峰沢では、石英閃緑ひん岩を不整合に覆って凝灰角礫岩が分布しており、基底には厚さ1m程度の円礫層が存在する。この円礫層は固結度が低く、時代的には第四紀のものとしかみえない若いものである。

### IX. 2. 2 新期苗場火山噴出物

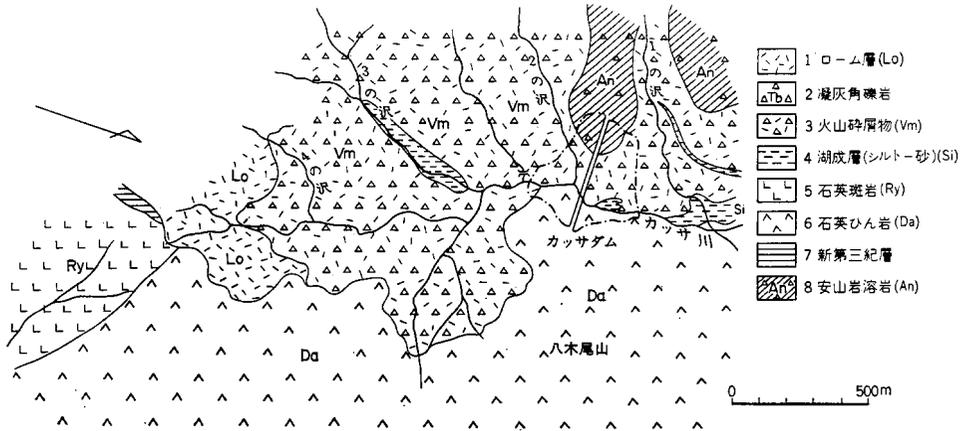
新期苗場火山噴出物は、いわゆる第四紀の苗場火山の本体を構成して広く分布し、典型的な成層火山を作っている。地形的に、北方、北東方、東方及び南西方に緩斜面を形成している。図幅西部には、以上のうちの東斜面を構成する噴出物、これに伴う胡成堆積物及び新期の土石流堆積物が分布している。

新期噴出物は第5表のように区分される。

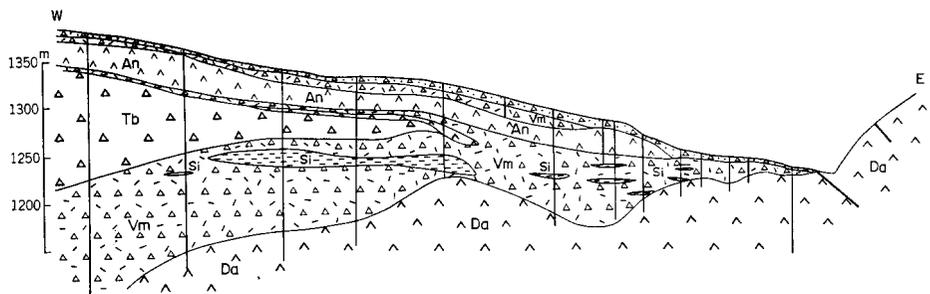
本図幅西部に分布するものは第3期噴出物であるが、これらは下位の湖成層及び泥流堆積物を覆って、カツサ川上流左岸の緩斜面を構成して分布している（第50図）。

第5表 苗場溶岩区分の変遷

八木・飯島 (1962)	布施・茅原 (1962)	茅原・土屋 (1977)	長谷中 (1976)
最上部溶岩	最上部溶岩……………第4期噴出物……………	後期噴出物	Ⅳ期 Ⅲ期 Ⅱ期 Ⅰ期
上部溶岩	上部溶岩……………第3期噴出物……………	中期噴出物	
中部溶岩	中部溶岩……………第2期噴出物……………	中期	栃川溶結凝灰岩 大岩山火山岩類
下部溶岩	下部溶岩……………第1期噴出物 栃川火砕流堆積物 古期安山岩	前期噴出物 古期苗場火山岩類	
(基盤) 新第三系・魚沼層・鳥甲火山			



第50図 カツサダム付近地質図 (電源開発の資料に一部加筆) (茅原・西田, 1975)

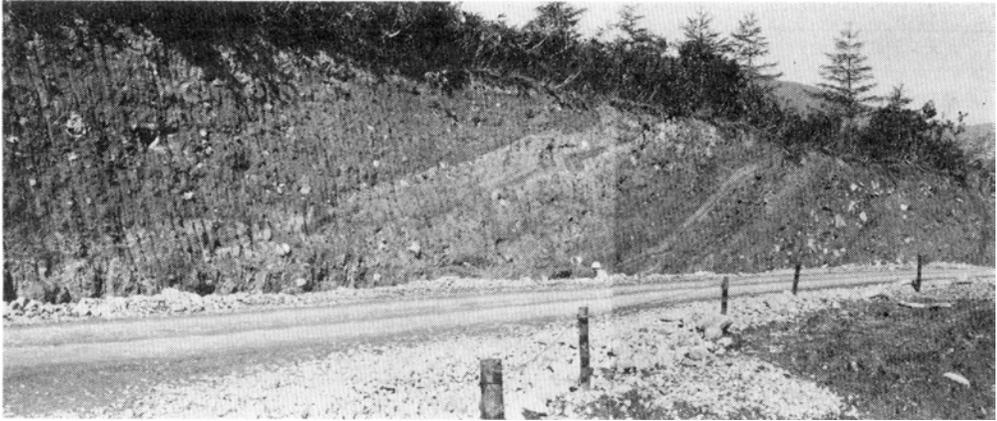


第51図 カツサダム地質断面図 (茅原・西田, 1975) 凡例は第50図に同じ

**湖成堆積物及び泥流堆積物 (Df<sub>1</sub>)**

カツサダム下流右岸, 1の沢下流北側及び3の沢下流の谷底などにおいて, シルト及び砂層が露出し泥炭層を挟んでいる。

これらのシルト—砂層は湖成堆積物であって, 全体としては地質断面図 (第51図) から分るように,



第52図 カツサダム西方の湖成層



第53図 カツサダム北東方の湖成層中のPEAT

泥流堆積物の中に介在し基盤の石英閃緑ひん石を不整合に覆っている。大局的にはほぼ水平層であるが、カツサ川右岸では石英ひん岩に対シアバットする関係になっている。

電源開発株の未公表ボーリング資料によると、これらの湖成層の個々の厚さは1-20mである。含有される炭化木片のC<sup>14</sup>年代は約3万5000年以前である（茅原・西田，1975）。

カツサダム下流右岸において、湖成層の厚さは全体として10m+であって、東側へ5°程度に緩く傾斜している。ここではシルト—砂層・礫混じりの凝灰岩・PEAT層の互層からなっている（第52図）。PEAT層は0.5-1mの厚さをもち全体の50%以上を占めている。このPEAT層には炭化木片が多数含まれている（第53図）。

1の沢下流北側の道路沿いにおいて湖成層の成層状況が詳細に観察される。ここではシルト—砂層が

主であるが、礫層を不規則に挟むほか、ビート層が介在し炭化木片を産する。本層は走向・傾斜が著しく乱れており、一種のスランピング構造であると解される。

カツサダム地域の湖成層は、カツサ川下流部における溶岩流下によるダムアップによって生じた自然のダム湖内において沈積したものであるが、このダムアップは何回も繰返し行われたようであって、いずれも苗場火山の噴出によるものである。湖成層が第3期の溶岩類によって覆われていることから、上記のダムアップは第2期—第3期初期の噴出によるものであろう。

### 第3期噴出物 (N<sub>3</sub>)

この地域の溶岩・火砕岩は第3期噴出物に相当するものであって、上記の湖成層及び泥流堆積物を覆って、カツサ川左岸の緩斜面を構成して広く分布している。

この噴出物は、凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩及び溶岩からなっており、全体として東方へ緩く傾斜している。凝灰岩は上位のものほど軟弱となっている。

溶岩は1の沢と2の沢の間の尾根を構成しており、その先端はダムサイトの左岸に露出している(第49・50図)。ボーリング調査によれば、下位の薄い溶岩と、上位の厚さ30mに達するものが確認されている(第51図)。上位溶岩の基底部の状況は1の沢右岸の道路脇露頭においてよく観察することができる。この溶岩の連続と思われるものが1の沢北西尾根にも分布している(第50図)。

溶岩類の下位には凝灰角礫岩が広く分布している。雑色のやや硬い岩石である。

溶岩は黒灰色・緻密なかんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩であって、板状節理の発達ที่著しい。

### 第4期噴出物 (N<sub>4</sub>)

カツサ川中流では、上記の溶岩類を覆って第4期の溶岩がよく露出している。板状節理が著しく発達している。岩質は石英含有かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

## X. 第四系

### X. 1 段丘礫層 (T)

地形の項で述べた河岸段丘ではいずれの場合でも段丘礫層が発達している。その厚さは一般的には2-5mであるが、特に大源太川沿岸の旭原段丘では異常に厚く15m以上となっている。

段丘礫層の礫は円礫—亜角礫を主としており、礫径は中—巨礫が大部分である。礫種は、登川及び魚野川沿いでは白亜紀花崗岩及び石英閃緑岩類が主であるが、清津川沿いではこれらに安山岩礫を多量に混じている。

本図幅地域内で注目されるのは、明瞭な段丘面を示さないが、異常に厚い礫層が局所的に発達することである。その厚さは50m以上に達する。このような礫層は、清津川右岸では貝掛温泉対岸のもの、大源太川上流左岸などに存在する。これらの礫層は単純に河岸段丘堆積物としては取扱うことができない異常なものである。生成時代も古くなる可能性がある。

## X. 2 崖錐堆積物及び扇状地堆積物 (t)

清津川の東側山地・土樽南方地域・大源太川流域及び登川流域など、石英閃緑岩あるいは花崗岩からなる山地の沢沿いには、各所に扇状地様の地形が発達しており、崖錐様堆積物の錐（コーン）が分布している。これらの堆積物は角礫—亜角礫を主とし、砂・粘土によって充填されている。その量は50%以下である。産状からみて流下堆積物であると考えられる。これらの扇状地堆積物の前縁は比高5m程度をもち河川できられているものが多い。また、比高が0mで河床に連続する新期のものもある。

この種の堆積物の成因やその形成時代には明らかでない点が多いが、この中には洪積世後期の火山灰で覆われるものがあり、沖積崖錐堆積物ではないものが多い。地形面からみると、扇頭から末端までの距離（扇長）は200-300m程度のものから1kmにも及ぶが、一般に短いのが一つの特徴で、また、斜面の傾斜が大きいことも特徴である。

清津川上流域では一般に新期崖錐堆積物（沖積崖錐）が異常に厚く分布している。

二居ダム付近から貝掛温泉をわたる清津川左岸地域では、山地斜面がかなり急であり、崖錐が厚く分布し厚さ28mに達する。これには泥土を混ざる古期のものと、岩片のみからなる新期のものとが区別される。

向山東斜面では安山岩礫を主とする沖積崖錐が厚く分布している。

## X. 3 ローム層<sup>5)</sup>

ローム層は飯士火山と苗場火山の緩傾斜面を覆って広く分布している。

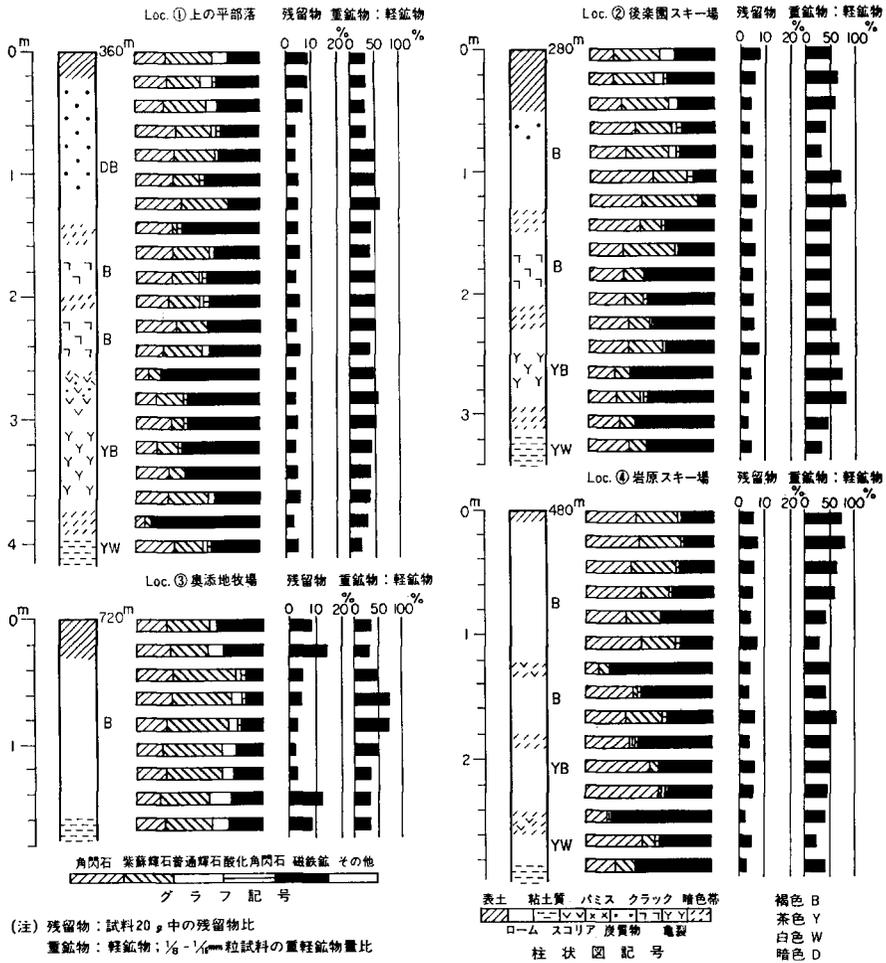
飯士山麓の南部から東部、北部及び北西部にかけて、主に火砕流の作る緩斜面あるいは平坦面では、これを覆うてかなりの厚さのローム層が堆積している。上の平・岩原・後楽園スキー場及び奥添地の斜面では、3-4mの厚さに達する。また、山頂に向って海拔850mの中央ドームの南斜面の溶岩の周縁部にも堆積しているのが見られる。

ロームは、全体に褐色から黄褐色で、上部に炭質物が含まれているものもあり、下部になるにしたがって粘土化されている。地表は黒色の腐植土壌となっている。また、上部には数枚の黒色帯が認められ（第54図）、何回かにわたっての火山灰の降下が考えられる。重鉱物としては、角閃石・紫蘇輝石・磁鉄



第54図 飯士火山五十嵐火砕流堆積物を覆うローム層と黒色バンド

5) 地質図上では省略した。



第55図 飯土火山ローム層の重鉱物分析表 (松村, 1977)

鉱が主で、そのほか普通輝石・酸化角閃石を含んでいる (第55図) (松村, 1977)。

このロームの起源は、現段階では、飯土火山のものであるか、他の火山起源のものであるか確かではないが、信濃川流域に分布するものと対比すれば、貝坂ローム、米原ローム層 (信濃川段丘グループ, 1972) にあたると一応考えられる。

苗場火山の緩斜面でも表層を広くローム層が覆っている。

図幅内ではハライ川上流の緩斜面を厚く (6m以上) 覆っており、また、カツサ川源流部でも分布している。

#### X. 4 沖積層 (a)

沖積層は各河川の河床及びその沿岸低地を構成して分布している。

登川下流（図幅北部）では低地が幅約1.7kmにわたり発達しているが、全体として扇状地堆積物であって礫・砂・粘土層からなっている。

魚野川沿岸では、土樽一松川付近で現河床堆積物が細長く分布している。

湯沢付近では、河床堆積物のほか、西側山地よりの緩斜面は沖積扇状地堆積物で構成されている。

五十嵐より下流部は魚野川低地帯の南部に属し、沖積平地が広く分布している。

## X. 5 土石流堆積物及び地すべり崩壊堆積物 (Df<sub>2</sub>, Is)

### 土石流堆積物 (Df<sub>2</sub>)

苗場山林道のハライ川（カツサ川の支流）付近の切通しに見られ、更に下流の平坦地を覆っており、先端は外ノ川まで連続する。上部は登山道の和田小屋付近まで追跡できることから、発生地点はこの付近と思われる。礫は主に第4期の安山岩であるが、第3期の安山岩礫を含むローム層で覆われていない。

### 地すべり崩壊堆積物 (Is)

図幅北西部の魚野川左岸に位置する堀切付近に、西万斜面の大規模な地すべり崩壊に由来する堆積物が分布している。

この崩壊についての記録（湯沢町誌編集委員会，1978）によると、最も古い崩壊は、1176年（安元2年）、10月10日湯沢、内山の東斜面が地すべりのため崩壊して魚野川を堰止めたため、神立付近まで冠水したとある。このような崩壊は明治に入ってから再び起ったようである。

## XI. 応用地質

### XI. 1 金属鉱床

本図幅地域内には10ヵ所近い鉱床が知られるが、規模は小さく、現在稼行されているものはない。大きくは二つのタイプに分けられる。一つは土樽付近の銅・砒素・鉛・亜鉛の鉱床（土樽、水無、湯沢）で、他は浅貝付近の鉄の鉱床（新三国、筍山など）である。その他、田沢村葎沢付近に銅の鉱床（葎沢、倉俣など）が知られる。

#### 土樽鉱山

本図幅の南部に近く、湯沢町土樽に位置し、土樽駅の西方3kmの南沢鉱床と、すぐ近傍の清水倉鉱床がある。明治初年発見され、明治30年頃探鉱され大正15年頃には砒素鉱が採掘、精製された。昭和14年に本格的に探鉱され、昭和18年に粗鉱300tを出したと記録されている。その後休止し、戦後一時再開された。

鉱床は石英閃緑ひん岩・蛇紋岩・ひん岩中に胚胎する熱水鉱脈鉱床で、ひん岩は谷川石英閃緑岩に伴うもので、蛇紋岩は石英閃緑岩の接触変成作用を受けたものである。南沢鍾は北35-40°西、80°北東の走向・傾斜をもち、幅0.1-1m、深さ100m、清水倉鍾は南北-北10°東、55°東で、幅0.5m、深さ50m

である。

鉱石は黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱で磁鉄鉱・硫砒鋼鉱を伴い、脈石として緑泥石・石英を伴う。Cu 1-6.5%、As 12-21%という品位が報告されている。硫砒鉄鉱・磁鉄鉱を伴うこと、鏡下で閃亜鉛鉱中に黄銅鉱の離溶粒を生じていることから、ゼノサーマル型の鉱床と考えられる。

#### **水無鉱山**

湯沢町三俣に位置し、国道17号線八木沢から南東へ6km、水無沢の上流標高1,300m付近にあたる。昭和28年頃三菱金属鉱業により稼行された。石英閃緑岩及びそれを貫く石英斑岩中の塊状鉱床で、一般走向北50-70°西、傾斜70-80°北である。他に鉱染状雲母鉄鉱床及び小塊状磁鉄鉱床がある。

鉱石は黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱で、雲母鉄鉱・磁鉄鉱を伴う。富鉱部の品位は、Cu 7%、Zn 30-40%、Ag 40-60g/tと報告されている。

### **XI. 2 非金属鉱床**

#### **アスベスト鉱床**

図幅北端の長崎北東方に分布する蛇紋岩の中にアスベストの細脈が発達している。第二次大戦前の一時期に採鉱されたことがある。

### **XI. 3 トンネル地質**

本図幅内には、清水トンネル・新清水トンネル・上越新幹線トンネルが既に掘削されており、昭和55年現在、更に関越高速自動車道のトンネルが掘削中である。

これらのトンネルの設計施行に先行して、ルート決定のため必要な地形、地質調査が実施されている。しかし、実際の掘削の過程において、地質変化に適応した掘削工法が考えられて掘削が完了、あるいは進行中である。以下、各トンネルについて実際の掘削の結果明らかになった地質及び構造、そのほか岩石力学的性質の概要を述べる。

旧清水トンネルの地質については、豊田（1931）の報告があるが、これは省略することにする。

#### **XI. 3. 1 新清水トンネル**

上越線の土合（群馬県側）—土樽（新潟県側）間には9,702mの清水隧道がある。新清水隧道はこの西側のやや離れた位置に掘削されたもので、新湯檜曾駅構内の大宮起点137.345kmに始まり、土樽駅の南、大宮起点150.835kmに至る全長13.450kmの長大トンネルである。工事は昭和38年9月起工以来、第1工区（湯檜曾工事区）、第2工区（土合工事区）及び第3工区（土樽工事区）の3工区にわけて進められ、昭和40年8月に新湯檜曾—土合間が貫通し、ついで1年後の昭和41年8月には土合—土樽間が貫通し、全通した。

このトンネルの地質については久保ほか（1966）の報告がある。以下、主にこの報告に基づいて述べる。彼らによる平面地質図を第56図に、地質断面図を第57図に示してある。



新清水トンネル内に分布する岩石類は、古い時代のものから順に挙げれば次の如くである。

- |                             |   |                  |
|-----------------------------|---|------------------|
| 先<br>新<br>第三<br>紀           | { | 白亜紀花崗類           |
|                             |   | アプライト (岩脈)       |
|                             |   | 塩基性岩 (岩脈)        |
|                             |   | 水上石英閃緑岩          |
| 新<br>第三<br>紀<br>深<br>成<br>岩 | { | ひん岩              |
|                             |   | 芝倉石英斑れい岩         |
|                             |   | 土樽石英閃緑岩          |
|                             |   | 西黒閃緑ひん岩          |
|                             |   | 土合石英閃緑岩          |
|                             |   | 塩基性岩 (岩脈)        |
|                             |   | 新第三系             |
|                             |   | 流紋岩 (岩脈として57本あり) |

これらのうち、白亜紀花崗岩は土合一土樽間のトンネルのほぼ中央部に分布し、水上石英閃緑岩はトンネルの南東端、すなわち湯檜曾口付近に分布する。第三紀深成岩類は、粗粒花崗岩を挟んで、その両側に分布する。土合側では奥より、芝倉石英斑れい岩、土合石英閃緑岩の順に、また、土樽側では奥より、芝倉石英斑れい岩、土樽石英閃緑岩の順に分布する。西黒閃緑岩は西黒沢とマチガ沢間の下部付近に分布する。

新第三系はわずかに分布するにすぎない。すなわち、138.725kmから138.755kmにかけて、礫岩と泥岩が小範囲に分布する。

**白亜紀花崗岩** 粗粒な花崗岩であって、土合一土樽間のトンネルのほぼ中央部に分布するほか、土合駅付近にも分布する。

茂倉岳の直下にあたる大宮起点145.264km (以下“大宮起点”を省略)—145.952kmでは、ピンク色のカリ長石の多い花崗岩とそれを貫く塩基性岩脈が分布する。これらの岩脈の厚さは1-50mで、北20°西ないし北40°東の間の種々の方向を示すいずれも黒色・緻密な岩石でホルンフェルス化している。また、土合駅付近の141.235km-141.390kmにかけて粗粒の花崗岩が小範囲に分布する。この花崗岩は茂倉岳直下のものに似ている。この中には数本のアプライト岩脈が貫入しており、厚いものは10mに達する。有色鉱物ほとんど緑泥石化している。岩質は白毛門や武能岳付近の地表のものに類似している。

このほか、土合斜坑 (図幅外) の入口から65m付近までの間に、ほぼ同質の粗粒花崗岩やアプライトがある。

**水上石英閃緑岩** 139.420kmからトンネルの湯檜曾口 (図幅外) にかけては、中粒優白色で均質の石英閃緑岩が分布し、その中には規模の大きい流紋岩岩脈が多数みられる。この石英閃緑岩を水上石英閃緑岩と呼ぶ。地表では湯檜曾口付近に広く分布するが、貫入時代が明らかでない。

水上石英閃緑岩は白色中粒、かつ均質の岩石で、肉眼的には黒雲母及び角閃石が多いが、それらは大部分変質している。

**芝倉石英斑れい岩** 第三紀深成岩瀨として一括したものは、芝倉石英斑れい岩・土樽石英閃緑岩・西黒閃緑ひん岩・土合石英閃緑岩の順に進入しているが、これらの活動期の間の時間的間隙ほぼとんだいものと考えられる。

芝倉石英斑れい岩は中粒ないし細粒の岩石である。この岩石の南東限は土合側の約143.2km付近に、北西限は土樽側の約148km付近にある。このほか、141.4km付近にも小規模に分布する。

芝倉石英斑れい岩の岩質は比較的均質で岩相変化に乏しい典型的なものは優黒色であるが、有色鉱物は変質して緑泥石となっている。土樽石英閃緑岩のうち優黒色・細粒のものは芝倉石英斑れい岩に移り変わる。

**土樽石英閃緑岩** 芝倉石英斑れい岩の両側には、中粒の典型的な石英閃緑岩が分布する。土樽側では148km付近から土樽口まで続く。また、土合側では143.2kmより南東へ約300mの間存在する。これらを土樽石英閃緑岩と呼ぶ。

南東側に分布する土樽石英閃緑岩は岩相変化がはげしく、比較的優黒色で細粒の部分から、優白色で中粒の部分までである。後者が最も典型的なものである。

148.580km付近より149.200kmにかけては、芝倉石英はんれい岩と土樽石英閃緑岩とが交互に現れ、後者が前者中にいろいろな規模で貫入し、また、前者のブロックが後者にとり込まれている。いずれの場合でも両者の境ははっきりせず、1-数cmの範囲で急激に移化する。149.200km付近から土樽口までは土樽石英閃緑岩が分布し、これは地表のものに連続する。両者ともアブライト脈を伴う。芝倉石英斑れい岩と伴う部分は周縁相で岩相の変化が著しいが、その他の部分では変化に乏しい。

**西黒閃緑ひん岩<sup>6)</sup>** マチガ沢直下から西黒沢(図幅外)直下にかけての141.390kmから142.905kmの間には、北西側の土樽石英閃緑岩と南東側の芝倉石英斑れい岩を貫いて西黒閃緑ひん石の岩脈がある。

西黒閃緑ひん岩は、特に土合寄りの部分では岩相の変化に富み、南東方の境界近くでは細粒ないし中粒の石英閃緑岩質である。この部分は石英・黒雲母・角閃石及び斜長石からなる。北西部では斑状となり、141.650km付近から典型的な閃緑ひん岩となる。この部分は0.5-1cmの斜長石と石英の斑晶、及びやや小型の角閃石・黒雲母の斑晶を含む。北西部の境界に近づくと斑晶が小型となる。

**土合石英閃緑岩** 土合駅(図幅境界)近くの粗粒花崗岩の湯檜曾寄りの南東側には、およそ141.235kmから139.420kmの間に閃緑岩が分布する。ここ閃緑岩は岩相の変化が著しく、部分的に石英閃緑岩・閃緑ひん岩及び文象斑岩などになる。これを土合石英閃緑岩と呼ぶこの岩体の南限近くでは多数の流紋岩岩脈が貫入している。

**新第三系** 南部の138.725km-138.755kmの間にわずかに分布する。礫岩を主とし、砂岩・泥岩及び安山岩質凝灰角礫岩を伴う。両側とも断層で切られている。岩質からみて水上層群栗沢礫岩層(新井・木崎, 1958)に似ている。

**岩脈類** このトンネル内に分布する岩脈類はアブライト・ひん岩・流紋岩・塩基性岩など多様である。これらのうち、重要な事項のみを以下に述べる。

アブライトには白亜紀花崗岩に伴うものと第三紀深成岩類に伴うものとが区別される。

---

6) 本岩は地表には存在しない。

ひん岩は水上花崗閃緑岩のみを貫くものがある。これは土合石英閃緑岩と密接な関係があるものと推定される。塩基性岩は2種が区別され、一つは白亜紀花崗岩のみを貫くものであって、他は第三紀深成岩類・流紋岩・ひん岩を貫くものであり、新期のものである。

流紋岩には2種のものが区別される。すなわち、水上石英閃緑岩中の流紋岩岩脈と土合石英閃緑岩中のそれとは、岩質並びに規模を異にし、前者は土合石英閃緑岩中にはみられない。従って、水上石英閃緑岩中の流紋岩は土合石英閃緑岩に先行して活動した可能性がある。トンネル内でみられる流紋岩岩脈57本の方向性は極めて顕著で、平均的に北20°東を示す。

**断層及び破砕帯** トンネル内でみられる断層及び破砕帯としては、北西側から順に挙げると次のようである。

土樽石英閃緑岩中の数帯の破砕帯；花崗岩と芝倉石英斑れい岩の接触面（北西側は北20°西，60°南，南東側は北10°西，60°N）；西黒閃緑ひん岩中の破砕帯（141.500km-141.560km間）；芝倉斑れい岩と花崗岩との断層（北60°西，30°北）；花崗岩と土合石英閃緑岩との断層（北60°東，40°南，141.240km）；土合石英閃緑岩中の破砕帯（数帯あり，140.350km-140.500km，及び140.850km-141.000km間のものが著しい，北60°西，90°の裂罅が集中，その他北50°東の垂直のものもある）；流紋岩と水上石英閃緑岩あるいは第三系との断層（137.830km東部，137.955km，138.070km及び138.725km）。

### XI. 3. 2 上越新幹線大清水トンネル<sup>7)</sup>

本トンネルは、新潟・群馬県境の谷川連峰の下を貫くもので、新清水トンネルの西側約2.5kmの所に掘削された。山岳トンネルとしては世界最長（L=22km228m）のものである。大宮起点より128.002km-150.230kmの間を占めている（第58図）。このトンネルの地質図及び断面図を第59図に示してある。

地質の概要は石英閃緑岩が56%，玄武岩が32%，花崗岩が12%と大別されるが、一部に蛇紋岩が分布するほか、ひん岩・輝緑岩・変輝緑岩・閃緑ひん岩・流紋岩などの岩脈が複雑に貫入している。これらの岩脈類は特に群馬側と新潟県側の松川付近に多い。

断層破砕帯は各所に見られる。このトンネルの特徴として山はね（rock burst）の発生した区間がある。この現象は上越線新清水トンネル及び旧清水トンネルでも発生した記録がある。本トンネルにおいては、135.280km-136.290km付近で土被り500-1,200m区域で発生している。主として石英閃緑岩地帯である。

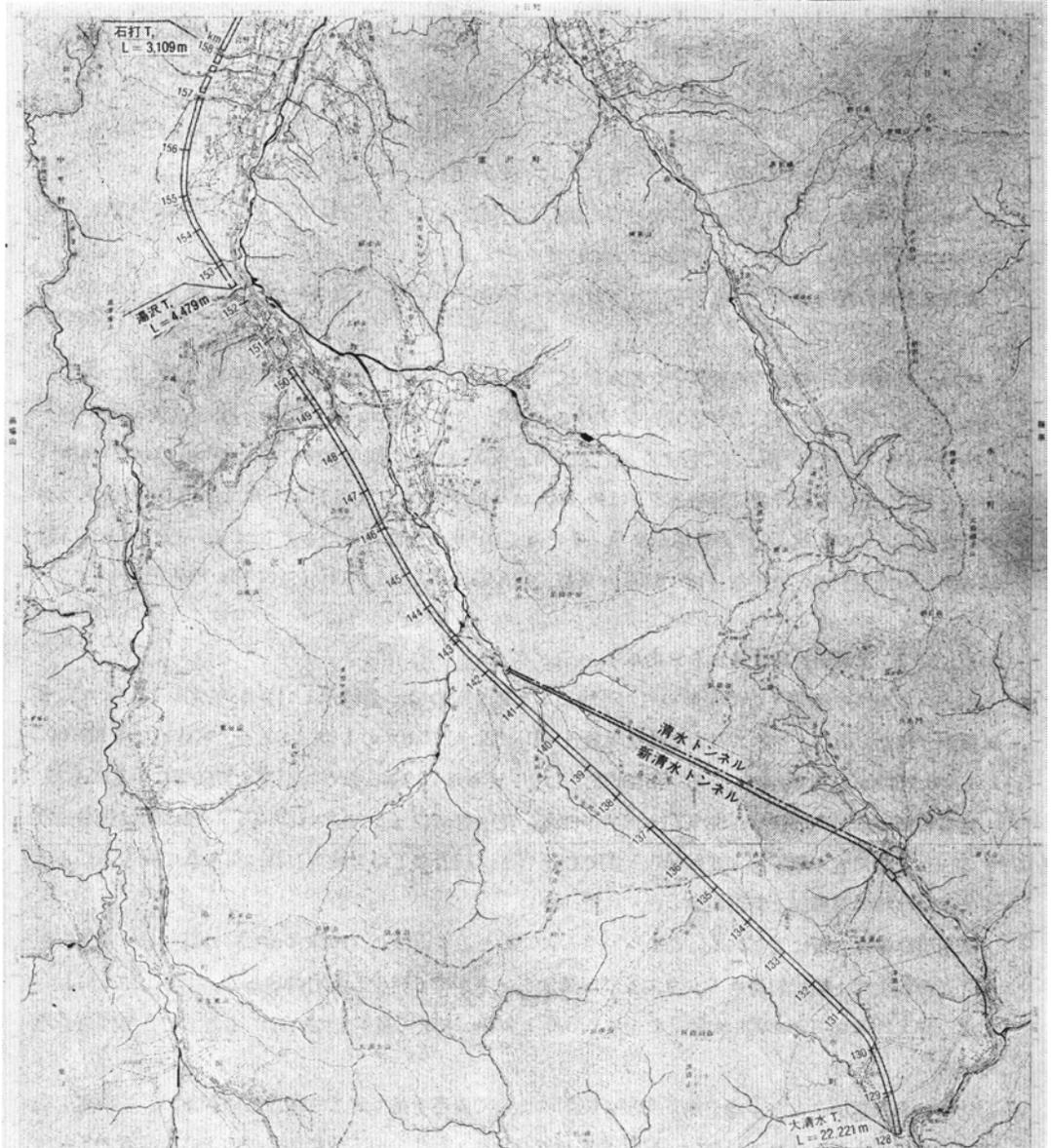
山はねの現象は、トンネルや地下空洞の開削によって周辺岩盤に起る急激な破壊現象で、この発生機構は十分に明らかにされていない。発生するための条件として、地下開削地点の地山応力状態、地質状態と岩質、岩盤強度、開削断面の形状、応力集中や変形状態、更に発破などによる破壊領域、亀裂分布などの要因が考えられている。場合により極めて急激に、あるいは緩やかに、開削面の岩石が薄片となって破壊する。その予知は困難である。

以下、各区域ごとに地質概要を述べることにする。

大清水トンネル入口—132.05km区間

132.005kmでは石英閃緑岩が貫入し、これより北西方に広く分布している。大清水トンネル入口（128.

7) 上越新幹線のトンネルのうち、本図幅内を通るものは、大清水トンネル・湯沢トンネル及び石打トンネルである。



第58図 上越新幹線主要トンネル図 (この地図は、国土地理院発行の5万分の1地形図「越後湯沢」「四万」と使用したものである)

001km)-132.05kmの間には超塩基性岩 (かんらん石及び蛇紋岩) が広く分布し、これらひよ小規模な花崗閃緑岩及び閃緑岩によって貫かれている。これらは更に閃緑ひん岩・石英斑岩などの小岩脈によって貫かれている。石英閃緑岩は129.800km以南に広く分布し上記の岩石類中に貫入している。これは更にひん岩・流紋岩の岩脈によって貫かれている。この石英閃緑岩は地表にも広く露出している。

断層は主なものが4本存在し、その方向は北20-30°東で、大部分が垂直である。

#### 132. 05km-143. 150km区間

この区間は県境稜線南方から仙之倉川合流点付近までの万太郎谷下部にある。地質は大部分が石英閃緑岩であるが、この中の岩相変化は明らかでない。

県境稜線から南東では顕著な断層が5本存在するが、いずれも東西方向、垂直である。

県境直下の約134. 850km-135. 350kmの間には、中生層起源と思われる頁岩ホルンフェルスが断片的に捕獲岩として含まれている。これは地表でも出現するものであって、ルーフペンダントの下限を示すものであろう。

県境直下から北西部では、顕著な断層が7本存在している。136km-137km間の断層は東西方向で垂直である。137. 8km-140km間の断層は北70°西方向で垂直である。137. 800km及び140km付近には顕著な破碎帯があり北70°西方向である。141km付近の断層及びそれに伴う破碎帯は北50°東の方向性を示している。

143. 150kmにおいて、石英閃緑岩は南北方向で西方に急斜する断層によって北西側の古期岩層（砂岩・粘板岩・輝緑凝灰岩からなる）と断層で接する。

#### 143. 150km-144. 000km区間

南東側は上述の断層、北西側は南北方向で西方に50°程度傾斜する断層によって北西側のブロックと接している。

この区間は、砂岩・粘板岩の互層から主になり、輝緑凝灰岩を挟んでいる。全体として東方に急斜している。おそらく中生層<sup>8)</sup>と思われる。

#### 144. 000km-146. 85km区間

この間には基盤の古期岩層（チャートが主）及び蛇紋岩が分布し、閃緑岩・玄武岩・ひん岩・石英斑岩・斑れい岩などの岩脈によって貫かれており、複雑な関係となっている。しかし、地表はほとんどが松川層の玄武岩であって、南北断層によって蛇紋岩が細長く露出していて、地下と著しく異なっている。

#### 146. 85km—大清水トンネル出口（150. 222km）区間

この区間の地表は松川層の玄武岩及び白板層の玄武岩からなっている。

トンネル内でもほとんどが変質玄武岩からなっている。

### XI. 3. 3 上越新幹線湯沢トンネル

湯沢トンネルは152. 370km-156. 850kmの間で延長4, 479mである。

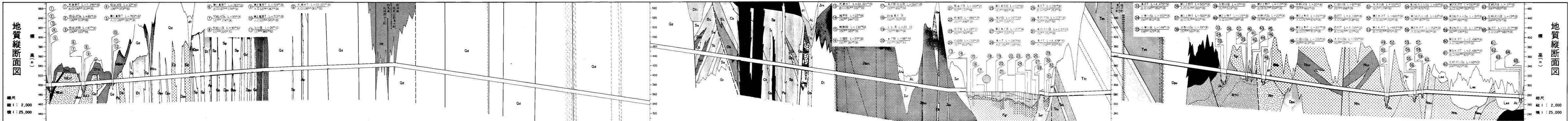
この区間の地表は南部が清津層の頁岩・凝灰岩で、北部は上野層及びこれを貫く石英閃緑ひん岩である。

トンネル内の地質は地表と調和的であって、トンネル入口（152. 370km）-155. 3kmの間は、下位から凝灰角礫岩・凝灰岩・凝灰岩頁岩からなる。155. 350kmでは北東方向の断層破碎帯によって北西側の石英閃緑ひん岩と接する。北の出口付近は上野層の硬質頁岩からなる。

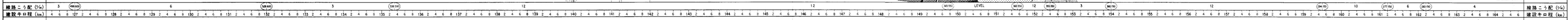
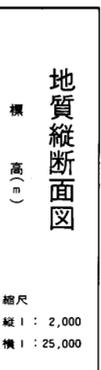
8) 上越新幹線地質図（1980）では古生層とされている。



地質縦断面図



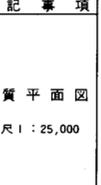
地質縦断面図



曲線 (m)	R=5,000										R=6,000										R=7,000										R=4,000										曲線 (m)
地質	[Geological symbols and codes]																																								地質
弾性波速度 (km/sec)	[Elastic wave velocity values]																																								弾性波速度 (km/sec)
工事中の最大湧水量 (l/min)	[Maximum groundwater flow rate values]																																								工事中の最大湧水量 (l/min)
ト支保工種類	[Support types: C, D, E, etc.]																																								ト支保工種類
ト支保工間隔 (m)	[Support spacing values]																																								ト支保工間隔 (m)
ト支保工上半巻厚 (cm)	[Support upper thickness values]																																								ト支保工上半巻厚 (cm)
特記事項	[Notes and special conditions]																																								特記事項



地質平面図



第59図 つづき (原寸2分の1)

### XI. 3. 4 上越新幹線石打トンネル

石打トンネル入口（158.018km）から北方では、地表は東田尻層（西山層相当層）の安山岩凝灰角礫岩であるが、トンネル内も図幅内では同様なものからなっている。

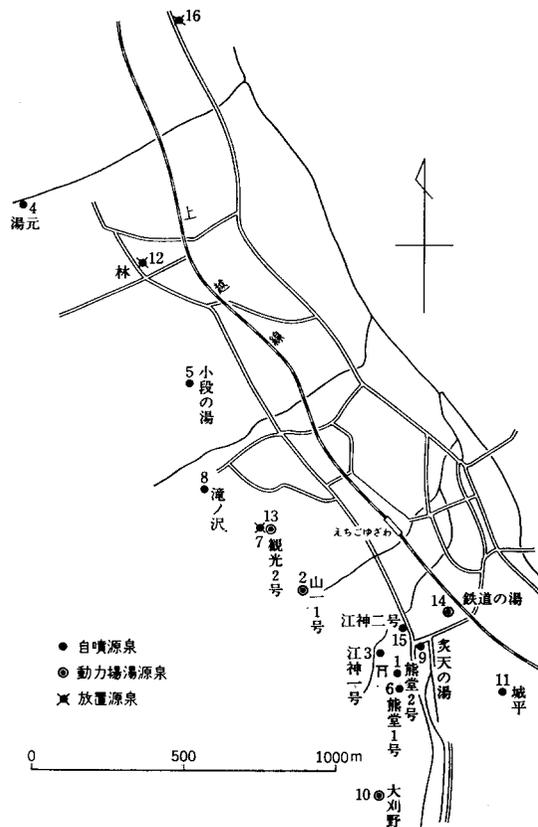
## XI. 4 温泉及び鉱泉

### XI. 4. 1 湯沢温泉

湯沢温泉は中魚沼郡湯沢町の上越線西側で山麓地帯に位置している。

古くは湯沢町西側山腹の横穴を源泉として利用していたが、現在は主に坑井により必要量をまかなっており、近年は水位低下現象から集中管理方式による合理的利用方法を採用している。

源泉は12本の坑井、一つの横坑（No. 4、湯元）及び一つの地表自然湧出泉（新道の湯）でありすべて上越線の西側に分布している。第60図に分布位置、第6表に標高・深度・湧出状況を示してある。これらから明らかなように、源泉の大部分は標高355m-399mの間に掘削されており、最深の坑井はNo. 13



第60図 湯沢温泉坑井配置図

第6表 湯沢温泉の源泉の状況一覧<sup>1</sup>

(昭和38年現在)

番号	通称	標高(m)	掘削深度(m)	湧出	温度**	湧出量** <sup>3</sup>	湧出熱量** <sup>4</sup>
1	熊野堂2号 (富士屋湯)	369	130	自噴	44.6	25.7	1146.2
2	山一1号	399.4	363	エアリフト	73.0	397	28981
3	江神1号	380	348	自噴	65.2	360	23470
4	湯元	383	257 (横穴)	"	42.5	292	12410
5	小段の湯	375	485	"	51.5	9.85	507.3
6	熊野堂1号 (広川ホテル)	380	60	"	45.5	180	8190
7	観光1号	387	394	休止	81 (昭和37年7月測定)	21.6	1749.6
8	滝之沢	373	535	自噴	64.5	16.8	1084
9	炙天の湯	362	150	"	40.5	10.8	437.4
10	大刈野	417	197	エアリフト	52.0	450	23400
11	城平温泉	359	452	自噴	46.0	183	8418
12	林幸蔵	?	?	休止	—	—	—
13	観光2号	388	599	エアリフト	82.5	288	23760
14	鉄道の湯	355	150	ポアホール	36.5	33.2	1211.8
15	江神2号	369	?	自噴	62.0		
16	新道の湯	308	0	"	24.0		
合計						2,966.4 l/m	187,655.7 Kcal/m
一井当り平均						228.2 l/m	14,435.1 Kcal/m

\*1 新潟県湯沢温泉調査報告(中央温泉研究所)昭和39年4月

\*2, 3, 4 昭和38年11月測定

観光2号の約600mである。他は100m-600mの深度を有する。

湯元(No. 4)は湯沢温泉の利用源泉中、最も古く、また、唯一の横穴式の源泉である。この横坑は坑口から南22°東に入ったあと屈曲し、全体で257mの延長をもつ。最も奥の部分で底及び上部から湧出している。

坑井の地質についてみると、湯元の横坑は清津層の下部層の中に掘削されたものであり、近くには石英閃緑ひん岩の小さい岩床がある。他のボーリングについては地質柱状図が存しないので詳細不明であるが、残存しているコアの一部から推定すると、硬質頁岩・変質玄武岩・石英閃緑ひん岩などが存在している。

各源泉の泉温・pH・化学成分を第7表に示してある。

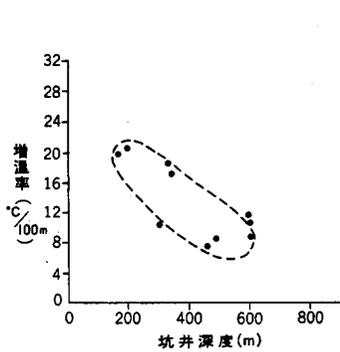
この資料の示すように、坑井深度と増温率との関係は、200m-300m程度の坑井に高く、深い坑井ほど増温率は低下する。泉温とCl<sup>-</sup>の関係では高温の源泉ほどCl<sup>-</sup>の含量は高く、また、Cl<sup>-</sup>とSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>はほぼ2次曲線的関係にある。このような各イオン濃度の相互関係を第61-64図に示してある。

泉質は山一1号、小段の湯、滝之沢、城平、観光2号、鉄道の湯が食塩泉で、熊野堂1号、同2号、江神1号、同2号、湯元、炙天の湯、大刈野が単純温泉である。

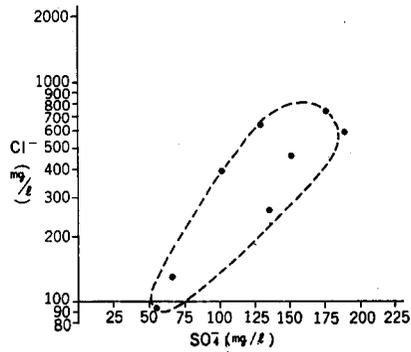
各成分相互の関係、泉温との関係を検討すると、次のような関係が特に挙げられよう。(1)蒸発残渣とCl<sup>-</sup>及びNa<sup>+</sup>の間には正の相関々係がある。(2)蒸発残渣と硫酸イオンの間にもほぼ正の相関々係

第7表 湯 沢 温 泉 の 水 質

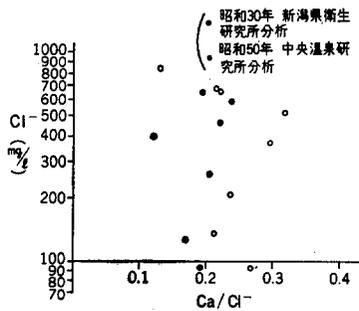
番号	名 称	泉 温 ℃	pH	蒸発残渣 mg/l	Na <sup>+</sup>		K <sup>+</sup>		Ca <sup>2+</sup>		Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>		HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> mg/l
					mg/l	mval%	mg/l	mval%	mg/l	mval%		mg/l	mval%	mg/l	mval%	mg/l	mval%	
1	熊野堂2号	44.6	7.2	330	96.0	77.0	微量		24.99	23.0	微量	134.7	68.25	24.16	7.12	65.84	24.63	41.6
2	山一1号	73.0	7.3	1502	270.0	62.75	5.5	0.74	136.9	36.51	"	526.1	79.02	24.16	2.09	170.4	18.89	23.4
3	江神1号	65.2	6.9	776	160.0	65.26	3.0	0.71	72.70	34.03	"	324.1	77.80	24.16	3.38	106.2	18.82	57.2
4	湯 元	42.5	9.3	298	95.0	92.94	微量		6.284	7.06	"	106.4	62.42	41.29	14.41	53.50	23.17	49.4
5	小段の湯	51.5	7.4	1678	360.0	69.25	4.5	0.52	136.9	20.23	"	640.0	86.45	24.16	1.89	116.9	11.69	94.6
6	熊野堂1号	45.5	7.7	424	100.0	74.02	1.0	0.44	30.07	25.54	"	159.88	72.57	42.29	11.16	48.55	16.27	62.4
8	滝之沢	64.5	7.2	1598	350.0	67.35	5.0	0.54	145.4	32.10	"	640.0	84.86	31.41	2.42	130.0	12.72	72.8
9	炙天の湯	40.5	7.2	412	74.0	77.13	微量		19.11	22.87	"	95.54	65.43	24.16	9.61	49.38	24.96	62.4
10	大刈野	52.0	7.7	326	75.0	74.33	2.0	1.17	21.54	24.50	"	122.0	67.84	48.33	15.61	40.32	16.55	44.2
11	城平温泉	46.0	7.6	1052	295.0	80.90	10.0	1.59	55.65	17.51	"	475.1	85.40	60.41	6.30	62.55	8.30	88.4
13	観光2号	82.5	7.8	1526	315.0	65.52	7.0	0.85	140.9	33.63	"	631.1	82.10	20.53	1.53	170.4	16.37	88.4
14	鉄道の湯	36.5	6.8	1236	330.0	81.35	7.0	1.01	62.35	17.64	"	566.2	87.89	24.16	2.21	86.42	9.90	88.4
15	江神2号	62.0	7.3	540	114.0	69.21	3.0	1.08	42.64	29.71	"	195.0	70.76	36.24	7.64	80.65	21.60	15.6
16	新道の湯	24.0	7.5	268	58.0	38.36	微量		81.23	61.64	"	159.88	77.88	36.24	10.15	33.0	11.87	65.0



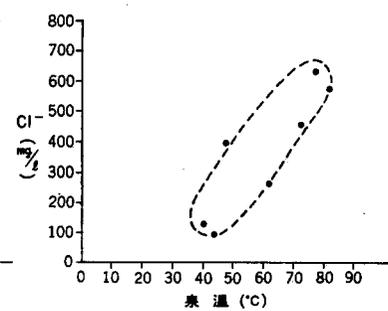
第61図 坑井深度と増温率



第62図 Cl⁻ と SO₄²⁻ 相関図



第63図 Cl⁻—Ca²⁺/Cl⁻ 相関図



第64図 泉温と Cl⁻ 相関図

がある。(3) 蒸発残渣とCa<sup>2+</sup>との間には、新道の湯、鉄道の湯を除くと、正の相関々係が認められる。(4) Na<sup>+</sup>とCa<sup>2+</sup>の関係については、新道の湯・鉄道の湯・城平温泉を除くと正の相関々係が認められる。

これらの化学的性質から源泉群をグループに区分することができる。

- Ⅰ 新道の湯 (Ca<sup>2+</sup>millival% > Na<sup>+</sup>millival%)
- Ⅱ 残りの13源泉 (Ca<sup>2+</sup>millival% > Na<sup>+</sup>millival%)
  - Ⅱa 鉄道の湯・城平温泉 (Na<sup>+</sup>とCa<sup>2+</sup>及び蒸発残渣とCa<sup>2+</sup>の相関から)
  - Ⅱb 残りの11源泉
    - Ⅱb-1 山一1号, 滝之沢, 観光2号, 小段の湯 (蒸発残渣とNa<sup>+</sup>及びCl<sup>-</sup>の相関の位置から)
    - Ⅱb-2 熊野堂1・2号, 江神1・2号, 炙天の湯, 湯元

これらの相互関係は源泉の分布とも密接に関係している。

また、湯元はpHが9.3と強アルカリ性である点で、他の源泉とも異なっている。鉄道の湯・城平温泉は温度、位置からみても他の源泉と区別される。

これらの源泉は全体として湧出量が減少の傾向を示すが1964年新潟地震により影響を受け、一時的に

増大したが、同年11月には以前の状態に戻ったとみられる。

いろいろな点から、湯沢温泉の地下貯留部分は、比較的浅く、地表水の影響を受けやすいところに存在すると考えられるが、600m程度の坑井に増温率も10℃/100m以上の値で異常値を示していることは注目すべきである。

#### XI. 4. 2 <sup>うわの</sup>上野鉱泉

本図幅地域の北西部に位置し、石打駅の西方に源泉が点在している。これらの源泉は主として清津層及びこれを貫く石英閃緑ひん岩の中から湧出するものである。

この鉱泉は、従来、地表流出水及び浅層の温泉井からの鉱泉を利用していたものであるが（第8表）、上越新幹線湯沢トンネル掘削に伴い、坑内で鉱泉の湧出（No. 10）があったため、その後、周辺で4本の坑井（No. 6, 7, 8, 9）が掘削された（第65図）。

これらのうち、2本はそれぞれ、塩沢町大字上野字花岡山（No. 6）、及び同字西山（No. 7）に位置し、丘陵地の東縁部で掘削され、地表では硬質頁岩であるが、下部では魚沼層及び西山層と推定される礫層であって、西方から東方への衝上断層が確認された。

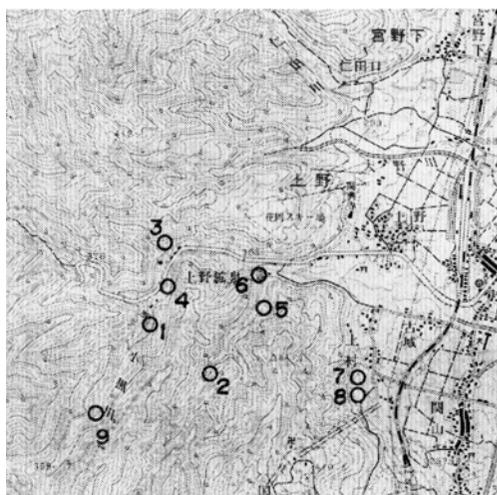
他の坑井は塩野町大字関山字中ノ沢（No. 8）、及び大字上野字山口（新泉1号）（No. 9）で掘削されたもので、石英閃緑ひん岩及び凝灰岩中より温泉が湧出している。

本鉱泉水の水質を第9表に示してある。

第8表 上野鉱泉の状況

52.8月現在

No.	温泉名	深さ	温度・泉質	湧出量	備考
1	石打鉱泉 奥の湯	—	10℃ 単純泉	3.3 l/min	自然湧出 約70年前開発
2	名月荘の湯	2.2m	14℃ 低張冷鉱泉	0.7	自然湧出(自噴) s.46年掘さく
3	中の湯	—	15℃ —	4.1	自然湧出 約120年前開発
4	上の湯 松寿館の湯	横掘 6m	14℃ 硫黄泉	15	自然湧出(自噴) 約70年前開発
5	古湯	—	15℃ 硫黄泉	3.4	自然湧出 約120年前開発



第65図 上野鉱泉源泉位置図（この地図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図「越後湯沢」を使用したものである）

第9表 上野鉍泉の水質

湧出地	(10)湯沢トンネル(北) 坑口から630m			(6)花岡山			(7)西山			(8)関山字中ノ沢			(9)上野字山口(新泉1号)			
外観	無色透明			無色透明			弱白濁			微黄色弱白濁			微白濁			
源泉温度	13.2℃			9.0℃			8.2℃			27.5℃			24.3℃			
水素イオン濃度指数	8.03			7.85			8.48			7.50mg/kg			9.1 (ガラス電極法)			
蒸発残留物	155.8			323.9			176.9			391.1			239.5mg/kg			
比重	0.9995			0.9987			0.9985			1.0013			0.9981			
陽イオン	mg/kg	millival	millival%	mg/kg	millival	millival%	mg/kg	millival	millival%	mg/kg	millival	millival%	mg/kg	millival	millival%	
K <sup>+</sup>	0.779	0.020	0.90	1.949	0.050	1.22	0.800	0.020	0.74	16.95	0.433	0.72	0.646	0.0165	0.36	
Na <sup>+</sup>	13.48	0.586	26.34	14.24	0.620	15.09	18.49	0.804	29.66	977.0	42.495	70.97	99.30	4.318	94.64	
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0.429	0.024	1.08	<0.1	—	—	<0.1	—	—	<0.1	—	—	—	—	—	
Ca <sup>++</sup>	27.96	1.395	62.70	44.98	2.245	54.64	25.99	1.297	47.84	279.5	13.947	23.29	3.847	0.1920	4.21	
Mg <sup>++</sup>	2.397	0.197	8.85	14.24	1.172	28.52	6.998	0.576	21.25	26.45	2.175	3.63	—	—	—	
Fe <sup>++</sup>	<	—	—	0.278	0.010	0.24	0.112	0.004	0.15	0.794	0.028	0.05	1.002	0.0359	0.79	
Mn <sup>++</sup>	0.050	0.002	0.09	0.160	0.006	0.15	0.063	0.002	0.07	0.482	0.018	0.03	—	—	—	
Cu <sup>++</sup>	<0.05	—	—	<0.01	—	—	<0.01	—	—	<0.1	—	—	—	—	—	
Zn <sup>++</sup>	0.008	0.000	0.00	0.047	0.001	0.02	<0.02	—	—	<0.2	—	—	—	—	—	
Li <sup>+</sup>	0.005	0.001	0.04	0.017	0.002	0.05	0.014	0.002	0.07	0.416	0.060	0.10	—	—	—	
Sr <sup>+</sup>	(—)	—	—	<0.5	—	—	<0.5	—	—	3.988	0.725	1.21	—	—	—	
Al <sup>3+</sup>	0.003	0.000	0.00	0.030	0.003	0.07	0.050	0.006	0.22	<0.1	—	—	—	—	—	
小計	45.11	2.225	100.00	75.94	4.109	100.00	52.52	2.711	100.00	1306.—	59.881	100.00	104.8	4.562	100.00	
陰イオン																
Cl <sup>-</sup>	0.712	0.020	0.90	3.599	0.101	2.45	6.698	0.189	6.97	1947.0	54.906	84.18	95.27	2.687	56.35	
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	58.76	1.223	54.97	139.9	2.915	70.94	37.99	0.791	29.18	333.0	6.932	10.62	12.37	0.2576	5.40	
F <sup>-</sup>	0.058	0.003	0.13	0.223	0.012	0.29	0.302	0.016	0.59	0.317	0.017	0.02	1.704	0.0897	1.88	
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	59.74	0.979	44.00	58.21	0.954	23.22	104.6	1.715	63.26	205.8	3.373	5.16	84.15	1.379	28.91	
										I <sup>-</sup>	1.661	0.013	0.01			
										HPO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	0.528	0.011	0.01			
小計	119.3	2.225	100.00				149.6	2.711	100.00	2488.	65.252	100.00				
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	19.44	millimol 0.249		68.74	millimol 0.880		22.71	0.291		35.92	0.460		19.77	0.0636	1.33	
HBO <sub>2</sub>	0.009	0.000		BO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0.077	0.05	0.043	0.001		52.11	1.189		3.256	0.0560	1.17	
CO <sub>2</sub>	19.14	0.435		CO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3.661	0.122	4.005	0.091		16.06	0.365		0.175	0.2236	4.69	
小計	38.59			OH <sup>-</sup>	0.051	0.003	26.76									
合計	203.0				350.4		228.9			3898						
													小計	207.7	4.769	100.00

第10表 清津峡温泉（小出温泉2号井）の水質

外観	無色透明		
源泉温度	30.0℃		
水素イオン濃度指数	9.20		
蒸発残留物	667.2		
比重（4℃）	0.9989		
陽イオン	mg/kg	millival	millival%
K <sup>+</sup>	1.699	0.043	0.45
Na <sup>+</sup>	190.0	8.262	85.59
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	1.817	0.101	1.05
Ca <sup>2+</sup>	23.95	1.195	12.38
Mg <sup>2+</sup>	0.065	0.005	0.05
Fe <sup>2+</sup>	<0.01	—	—
Mn <sup>2+</sup>	<0.01	—	—
Cu <sup>2+</sup>	<0.005	—	—
Zn <sup>2+</sup>	<0.05	—	—
Li <sup>+</sup>	0.198	0.029	0.30
Sr <sup>2+</sup>	0.150	0.003	0.03
Al <sup>3+</sup>	0.137	0.015	0.16
小計	218.0	9.653	100.00
陰イオン			
Cl <sup>-</sup>	251.6	7.095	73.51
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	33.48	0.697	7.22
F <sup>-</sup>	1.518	0.080	0.83
BO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	14.04	0.328	3.40
HS <sup>-</sup>	18.72	0.566	5.86
S <sub>2</sub> O <sub>8</sub> <sup>2-</sup>	0.091	0.002	0.02
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	2.130	0.071	0.74
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.549	0.009	0.09
HSiO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	8.632	0.112	1.16
OH <sup>-</sup>	11.77	0.692	7.17
小計	347.1	9.652	100.00
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	27.64	0.354	
合計	592.7		

XI. 4. 3 清津峡温泉（小出温泉）

本図幅地域の北西隅、清津川沿いに位置している。湧出地は中魚沼郡中里村字倉俣発にある。自然湧出源は上野層（七谷層）の硬質頁岩を貫く石英閃緑ひん岩中の割れ目であるが、このほかに2号井が利用されている。

第10表に2号井の水質その他を示してある。

XI. 4. 4 貝掛温泉

本図幅地域の南西隅、清津川支流のカツサ川下流右岸に位置している。ひん岩と石英閃緑岩との間の断層付近から湧出している。所在地は湯沢町大字三俣685の5である。本温泉は標高700mの深度60mの岩盤から自然湧出するもので源泉温度38℃（気温22度）、湧出量615 l/分（昭和35年12月）、含塩化土類食塩泉に属する。水質を第11表に示してある。

第11表 貝掛温泉の水質

イオン表		塩類表	
	mg/kg	ミリバル	mg/kg
カチオン			
K'		1.1725	KCl 87.3
Na'	16.8997		NaCl 988.4
Ca''	24.4559		CaCO <sub>3</sub> 967.7
Mg''	0.1891		CaSO <sub>4</sub> 373.3
Fe''	0.0002		Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 124.6
Mn''	0.0015		Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 13.8
Al'''	0.1023		Fe(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0.015
計	927.665	42.8212	Mn(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> 0.12
アニオン			
Cl'		35.4934	Al <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> 5.83
SO <sub>4</sub> ''		5.5806	HBO 13.3
HCO <sub>3</sub>		1.7472	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> 77.0
計	1,633.4	42.8212	計 2,651.365
小計	2,561.065		
HBO <sub>2</sub>			CO <sub>2</sub> 2.7
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>			
合計	2,651.365		
CO <sub>2</sub>	2.7		
総計	2,654.065		総計 2,654.065

## 文 献

- 赤松 陽・河内洋佑・村松敏雄・島津光夫・田村 貢 (1967) 谷川連峰周辺の地質 (概報). 地球科学, vol. 21, no. 2, p. 1-6.
- 青木 滋・茅原一也・寺川俊浩・藤田至則 (1978) 新潟県六日町盆地の地下地質. 新潟大地盤災害研年報, no. 4, p. 81-86.
- 新井房夫・木崎喜雄 (1958) 上越地方谷川岳南部のグリーンタフ第三系について (その1). 藤本治義教授還歴記念論文集, p. 213-219.
- 新井房夫編 (1964) 群馬県の地質と地下資源. 20万分の1群馬県地質図説明書.
- 茅原一也・杉山隆二 (1954) グリーンタフ地域における中酸性深成岩ないし半深成岩. 地質雑, vol. 60, p. 315.
- (1966) 魚沼地域の下部グリーンタフ. UMP 地質構造部門 B-Zone 連絡紙, no. 3.
- ・西田彰一 (1968) 越後三山・奥只見地域の地形および地質. 日本自然保護協会調査報告, no. 34, p. 19-55.
- ・——— (1973) 清津川流域の地質調査報告. 清津川ダム計画に関する学術調査報告 (日本自然保護協会調査報告, no. 43), p. 7-28.
- (1974a) 新潟地区の火山層序について. 地質調査所報告, no. 250-1, p. 183-234.
- (1974b) 新潟積成盆地の新第三系火山層序. 石油技誌, vol. 39, p. 201-215.
- ・西田彰一 (1975) 奥清津ダム周辺および清津川上流地域の地質日本自然保護協会報告書, no. 50, p. 9-21.
- (1976) 北部フォツサ・マグナ地域の先第三系基盤岩について. 地質学論集, no. 13, p. 83-95.
- ・西田彰一・島津光夫 (1977) 新潟県南魚沼地域の地形および地質. 新潟県文化財調査年報15, 「南魚沼」文化財総合調査, p. 84-137.
- CHI HARA, K., SHIMAZU, M., KOMATSU, M. and KUROKAWA, K. (1977) Geological structure and its development of the western part of the Joetsu Tectonic Belt, Central Japan, Part I. *Geology. Science, Report, Niigata University*, ser. E, no. 4, p. 1-48.
- 茅原一也・布施 弘・土屋彰義 (1977) 苗場火山の地質. 新潟県の自然, 第3集, p. 37-52.
- ・小松正幸 (1979) 上越帯及び青海一蓮華帯(6)上越帯における輝緑岩岩脈群. 日本地質学会86年学術大会講演要旨集, p. 307.
- ・——— (1980) 同上(7)青海一蓮華帯と上越帯との関係. 同上87年学術大会講演要旨集, p. 290.
- 深沢 光 (1975) 南魚沼郡塩沢町石打東方付近の地質について. 新潟大学理学部地質鉱物学科進級論文 (手記).
- 藤本治義・矢部之男 (1955) 利根川水源地域東俣沢層産 *Entomonotis* について. 地学雑誌, vol. 64,

p. 33-34.

- 布施 弘 (1962) 苗場火山とその近傍地域の地質と岩石. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文 (手記).
- 長谷中利昭 (1976) 苗場火山の地質と岩石 (講演要旨). 火山, ser. 2, vol. 21, p. 211.
- 端山好和 (1966) 矢われた変成帯——上越変成帯の構想——. 変成帯 (総合研究「日本の変成帯形成史の総合的研究」研究連絡誌), no. 3, p. 19-23.
- HAYAMA, Y., KIZAKI, Y., AOKI, I., KOBAYASHI, S., TOYA, K. and YAMASHITA, N. (1969) The Jōetsu Metamorphic Belt and its Bearing on the Geologic Structure of the Japanese Island. 地質学論集, no. 4, p. 61-82.
- 堀川秀夫 (1965) 湯沢町西方地域に産出する魚化石について. 新潟県地学教育研究会会誌, no. 3, p. 48-55.
- 池辺 穰 (1953) 最近の探鉱成果 (新潟・長野地方). 石技誌, vol. 18, p. 25-157.
- 飯島静男・小林二三雄・荻原 哲 (1979) 続奥利根地域学術調査報告書. 群馬県, p. 3-31.
- 猪間明俊 (1971) 柏崎付近における蛇紋岩の発見とその意義. 地質雑, vol. 77, p. 757-763.
- KAWANO, Y., YAGI, K. and AOKI, K. (1961) Petrography and Petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of Northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku. Univ.*, Ser. 3, vol. 7, p. 1-46.
- 木崎喜雄・新井房夫 (1955) 奥利根地域鉱床概査報告. 群馬県, 16 p.
- 小林二三雄 (1955) 利根川水源地域の地質. 地学雑誌, vol. 64, p. 26-32.
- 河野義礼・青木謙一郎・門脇 淳 (1961) 岩木火山の岩石学的研究. 岩鉱, vol. 51, p. 233-243.
- 久保誠二・木崎喜雄 (1966) 上越線新清水隧道内の地質 I. 群馬大学教育学部紀要, 自然科学編, vol. 15, p. 23-34.
- 久保田喜裕 (1979) 新潟県越後湯沢周辺の地質. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文 (手記).
- 黒田吉益 (1963) 東北日本の深成変成岩類の相互関係. 地球科学, no. 67, p. 21-29.
- 松村 連 (1977) 飯士火山の地質について. 新潟の自然, no. 3, p. 31-36.
- 新潟平野団研グループ (1972) 十日町盆地の河岸段丘. 地質学論集, no. 7, p. 267-283.
- 新潟県 (1977) 20万分の1新潟県地質図, 同説明書. p. 401-402, p. 168-173.
- 西田彰一・茅原一也・津田禾粒 (1962) 新潟県魚沼地域総合地質調査報告書, 新潟県.  
——— (1973) 柏崎—銚子線にまつわる諸問題. 地質学論集. no. 9, p. 9-24.
- NOZAWA, T. ed. (1975) Radiometric Age Map of Japan. *Granitic Rocks*. Geol. Surv. Japan.
- 大沢和美 (1968) 飯士火山の地質および岩石. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文 (手記).
- 信濃川段丘グループ (1972) 新潟県津南地域の第四系. 新潟の自然, 第2集, p. 209-238.
- 塩川 智 (1980) 大源太花崗岩体及び周辺の地質, 特に岩派系について. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文 (手記).
- 相馬恒雄・吉田 勝 (1964) 谷川岳付近の深成岩類. 岩鉱, vol. 51, p. 39-52.
- 須藤定久 (1979) 群馬県片品地域の地質. 地質学論集, no. 13, p. 229-240.
- 豊田英義 (1931) 上越線清水隧道付近の地学観察概報. 地学雑, vol. 43, p. 522-534.

- 土屋彰義 (1969) 苗場火山の地質学的岩石学的研究. 新潟大学理学部地質鉱物学科卒業論文 (手記).
- 八木健三・飯島南海夫 (1952) 苗場火山とその近傍の地質 (予報). 信州大学教育学部研究論集, no. 3, p. 119-136.
- 山下 昇・端山好和・林 信悟・神沢憲治・木崎喜雄・大竹 忍・高橋 洵・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎 (1965) 片品構造帯について. 地質雑, vol. 71, no. 838, p. 371-372.
- (1970) 柏崎一銚子線の提唱. 島弧と海洋, 東海大出版会, p. 179-191.
- 湯沢町誌編集委員会 (1978) 湯沢町誌.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Niigata (7) No. 75



## GEOLOGY

OF THE

## ECHIGO-YUZAWA DISTRICT

By

Kazuya CHIHARA, Masayuki KOMATSU, Mitsuo SHIMAZU,  
Yoshihiro KUBOTA and Satoshi SHIOKAWA

(Written in 1979)

---

(Abstract)

## GEOLOGY

The quadrangle area "Echigo-Yuzawa" is situated in longitude  $138^{\circ}45' - 139^{\circ}00'E$  and latitude  $36^{\circ}50' - 37^{\circ}0'N$ , and is geologically composed of the upper Triassic Okutone Group, the Iwamuro Formation, ultramafic rocks, Cretaceous to Paleogene granites, the middle to upper Miocene formations, the Miocene quartz diorite including related hypabyssal rocks and the Pliocene to Pleistocene deposits. There are also two Pleistocene volcanoes (Iiji and Naeba) in the area.

The area is situated in the west part of the Jōetsu Belt, which is tectonically bounded by the Shibata-Koide Tectonic Line (YAMASHITA, 1970) in the west, by the Kashiwazaki-Chōshi Tectonic Line (YAMASHITA, 1970) in the southwest and by the Katashina Tectonic Line (YAMASHITA *et al.*, 1965) in the east as shown in Fig. 7 in the text.

The stratigraphic succession and the igneous activities of the Echigo-Yuzawa district are summarized in Table 1.

Table 1 Stratigraphic succession and igneous activities in the Echigo-Yuzawa district

Geologic age	Formation		Lithofacies		Volcanic rock	Plutonic rock	
Quaternary	Holocene	Landslide deposit	gravel, sand, clay				
		Dedri-flow deposit	gravel, sand, clay				
	Pleistocene	Fan deposit	gravel, sand, clay				
		Terrace deposit	gravel, sand				
Neogene	Pliocene	Loam bed	loam, pumice				
		Naeba volcanics	andesite lava, pyroclastics		andesite		
		Iiji volcanics	andesite lava, pyroclastics		andesite - dacite		
Neogene	Miocene	Uonuma Group	gravel, sand, silt		andesite		
		Nishitajiri Formation		mudstone, siltstone, conglomerate, andesite lava and pyroclastics		dacite	
		Mugurazawa Formation		sandstone, mudstone, conglomerate		andesite, basalt	
		Osawa Formation		black mudstone, tuff		dacite	quartz diorite porphyrite quartz porphyry quartz diorite (5.9 m.y.)
		Uwano Formation	(Tanigawa-dake) Akaya Formation	(Uonogawa) hard shale, tuff	(Tanigawadake) hard shale	rhyolite	
Neogene	Middle	Kiyotsu Formation	tuff, shale sandstone, conglomerate tuff	tuff · shale shale · tuff	dacite - rhyolite dacite - rhyolite		
		Shiraita Formation	Daishōjino-kashira Basalt Formation	basalt hard shale mudstone basalt lava	mudstone basalt	basalt	
	Lower	Jōnai Group	Shigekuradake Conglomerate Formation	conglomerate volcanic conglo. andesite, basalt	shale, sandstone conglomerate	rhyolite andesite basalt	
Mesozoic	Jurassic					granophyre porphyrite diabase	
						granite	
Mesozoic	Triassic	Iwamuro Formation		sandstone, shale		gabbro serpentinite	
		Okutone Group		shale, sandstone, limestone		↓ ?	

### ULTRAMAFIC ROCKS

The ultramafic rocks, mostly serpentinite with scarce relics of olivine and orthopyroxene, are distributed as xenolithic mass in the Cretaceous granites.

They are contained as pebbles in the lower Jurassic Iwamuro Formation and its equivalent. Therefore, the age of their intrusion might be pre-early Jurassic. However, it seems that they have been remobilized during fault movement, which is inferred from the intrusive relation to the lower jurassic

sediments near Tanigawa-dake.

### **TRIASSIC OKUTONE GROUP**

The beds of sandstone and shale, lithologically correlative with the late Triassic Okutone Group, are distributed in the Makihata-yama area and its adjoining eastern ridge. The sediments strike in E-W direction and dip north steeply, and are intruded by the granodiorite and the Miocene quartz diorite.

### **IWAMURO FORMATION**

The thermally metamorphosed beds of sandstone and shale of presumed early Jurassic age are locally exposed to the northwest and northeast of Shigekura-dake, and are intruded by serpentinite, granite and quartz diorite. Small xenolithic masses with similar lithofacies are also found in the Cretaceous granite.

### **CRETACEOUS GRANITES**

The Cretaceous granites have an extensive distribution in the central and eastern part of the quadrangle area. The granites are intruded into the Triassic Okutone Group.

The granite mass occurring along the eastern part of the quadrangle belongs to the western extension of the Sudagai (Okutone) Granite mass, a biotite granite characterized by the presence of pinkish potash feldspar. The granite, directly in contact with the Triassic formation, is a leucocratic granodiorite.

The Daigenta Granite mass occurring in the central area is a composite one composed of pinkish coarse-grained porphyritic granite, medium-grained granular biotite granite, coarse-grained porphyritic hornblende granite and porphyritic leucocratic hornblende granite. Among them, the first type is most widely distributed.

### **DIKE SWARM OF DIABASE AND GRANOPHYRE IN THE DAIGENTA GRANITE MASS**

More than some hundreds dikes of diabasic and rhyolitic to granophyric compositions cut the Daigenta Granite mass to form parallel dike swarm. There are innumerable dikes which are too small to be represented on the geological map.

The rhyolite to granophyric dikes are limited in their distribution to the western part of the granite mass. The number of dikes exceeds one hundred. The width of these dikes is 3.5 m on average. The dikes strike N20° W in general and dip to the east by the angles 75 to 90°.

On the other hand the basaltic to diabasic rocks distribute everywhere over the granitic massif and their number exceeds five hundred in the southern part. There are three types of emplacement: i.e. single dike, composite dike and multiple dike. The width of diabasic dikes ranges from a few centimeters to 30 meters.

## MIOCENE FORMATIONS

The middle to late Miocene deposits characterized by the prevalence of pyroclastic facies are widespread in the quadrangle area. Their stratigraphic succession is as follows in the descending order:

Mugurazawa Formation (Sy)		(Shiia F.)*
Ōsawa Formation (Te)	{ Upper member (Teu) Lower member (Tel)	(Teradomari F.)*
Uwano Formation (Nt)	{ Jyūnitōge Green Tuff Member (Nt <sub>2</sub> ) Ōnogawa Hard Shale Member (Nt <sub>1</sub> )	(Nanatani F.)*
Kiyotsu Formation (Ts-To)	{ Ōmine Sandstone-shale Member (To <sub>1</sub> , To <sub>2</sub> ) Yagisawa Tuff Member (Tg <sub>1</sub> , Tg <sub>2</sub> ) Yuzawa Sandstone Conglomerate Member (Ty) Shibahara Tuff Member (Ts <sub>1</sub> , Ts <sub>2</sub> )	(Tsugawa F.)*
Shiraita Formation (Si)	{ Basalt member (Si <sub>2</sub> ) Hard shale member (Si <sub>1</sub> )	
Matsukawa Formation (Ma <sub>1</sub> , Ma <sub>2</sub> )		(Kanose F.)*
Jōnai Group (Jo <sub>1</sub> , Jo <sub>2</sub> , Jo <sub>3</sub> )		(Kanose F.)*

(\* Standard formation name in the Niigata Oil Field)

### Jōnai Group (Jo)

The Jōnai Group is composed of the lowermost shale-sandstone-conglomerate, lower basalt and the upper conglomerate.

The basalt and conglomerate formations are as a whole in fault contact with the basement rocks of granite, and are covered by the pyroclastics of Iiji Volcano in the west.

### Matsukawa Formation (Ma)

The Matsukawa Formation is the lowest one of Miocene Formation and distributed along the Matsukawairi-gawa. A part of the formation is in fault contact with serpentinite, and the southern boundary shows a complicated one owing to the intrusion of Miocene quartz diorite mass. The formation consists mainly of altered basalt lavas and intercalated hard black shale of small amount, the upper part grading into the alternation of basalt and acidic tuff. Thickness, 450m+.

### Shiraita Formation (Si)

The Shiraita Formation conformably overlies the Matsukawa Formation, and is composed of lower thick black hard shale and upper altered basalt in which pillow structure is sometimes seen. Thickness, 600m+.

### Kiyotsu Formation (Ts, Ty, Tg, To)

The Kiyotsu Formation is widely distributed in the mountain block between

the Uono and Kiyotsu-gawa, showing a synclinal structure as a whole. The stratigraphic relation with the underlying Shiraita Formation is probably conformable, although not clear because of fault contact. Thickness, 950-1360m+.

The Kiyotsu Formation is divided into the following four Members in ascending order: Shibahara Tuff Member ( $Ts_1, Ts_2$ ), Yuzawa Sandstone-conglomerate Member ( $Ty_{1-3}$ ), Yagisawa Tuff Member ( $Tg_1, Tg_2$ ), and Ōmine Sandstone-shale Member ( $To_1, To_2$ ).

#### Uwano Formation (Nt)

The Uwano Formation shows a typical Nanatani facies, and is composed of the lower hard shale Member intercalating dolomitic beds and the upper decitic pumice tuff Member.

#### Ōsawa Formation (Tel Teu)

The formation conformably overlies the Uwano Formation. The formation is correlative with the Teradomari Formation, however its lithofacies is different from the common facies, and consists of the lower alternation of shale-tuff member (Tel) and the upper alternation of sandstone-shale member (Teu).

#### Mugurazawa Formation (Sy)

The Formation conformably overlies the Ōsawa Formation.

The Mugurazawa Formation shows a characteristic slump structure, and consists of (i) the alternation of sandstone-conglomerate-silty shale-dacitic tuff, (ii) dacitic tuff and (iii) the alternation of rhyolitic lapilli tuff, sandstone and silty shale, in ascending order. Thickness, 360-610m+.

The formation is stratigraphically correlative with the Shiiya Formation.

#### Middle Miocene formations in the Tanigawa Mountains (Sh, Da)

The Shigekuradake Conglomerate Formation (Sh) directly overlies the serpentinite of the basement rock, and crops out at the summit area of Shigekura-dake and Ichinokura-dake, extending westwards and in turn is intruded by the quartz diorite.

The Formation is composed of conglomerate and subordinate basalt, shale, sandstone, dacitic pyroclastics and rhyolite lavas. The pebbles are not good in sorting and include serpentinite, sandstone and clayslate. Basalt lavas are amygdaloidal in part and associated with basaltic tuffs. Dacitic pyroclastics are gray-greenish tuff breccia to lapilli tuff showing a welded structure in part. The Formation as a whole dips west- or southwestwards by the angle of 20° degrees.

The Daishōjinokashira Basalt Formation (Da) conformably overlies the Shigekuradake Conglomerate Formation, being composed mainly of basalt associated with black shale. Basalt lavas are amygdaloidal and show partly

pillow structure. Thickness: 100m.

The rhyolitic tuff breccia (Mi) correlative with the Minakami Group is distributed in the southeastern corner of the quadrangle area. The bed unconformably overlies the serpentinite of basement rock and is in fault contact with The Cretaceous granites and the Miocene quartz diorite.

### **MIOCENE QUARTZ DIORITE (Qd)**

The Miocene quartz diorite is composed mainly of quartz diorite and granoalorite accompanied with fine-grained diorite and gabbroic rocks.

The Tanigawa-dake Mass is 20km wide in east-west direction and about 12-13km in north-south direction. The southern and western parts of the mass are intruded into the Neogene Tertiary formations, and the north-eastern and eastern parts are intruded into the Cretaceous granitic masses.

### **HYPABYSSAL ROCKS RELATED WITH MIOCENE QUARTZ DIORITE**

The hypabyssal rocks genetically related with quartz diorite are granite porphyry, quartz porphyry, quartz porphyrite and quartz diorite porphyrite, most of which are intruded along The contact between the quartz diorite and the Neogene Tertiary formations in the western part of the quadrangle area.

#### **Ganite porphyry (Gp)**

Ganite porphyry is exposed in the northeastern part of the quadrangle area and is intruded into the Cretaceous granites.

#### **Quartz porphyry (Qp)**

Quartz porphyry dikes cut the porphyrite in the west of Futai and the Kiyotsu Formation distributed in the south of Shibahara-tōge.

#### **Quartz diorite porphyrite (Qdp)**

The quartz diorite porphyrite is widely exposed along the gauge of the Kiyotsu-gawa and extends northeastward. The main part of the rock mass is intruded into the Kiyotsu and Uwano Formations as a large-scale sheet, and many small-scale off-shoots from it are concordantly intruded into the country rocks. Therefore, the quartz diorite porphyrite is considered to be a phacolithic mass as a whole.

#### **Quartz porphyrite (Pq)**

The quartz porphyrite is widely distributed mainly in the western side area of the Kiyotsu-gawa and is in fault contact with the Kiyotsu Formation and quartz diorite. Megascopically the rock shows a typical porphyritic texture in some places and a breccia or welded tuff-like structure in other places. Under the microscope the typical quartz porphyrite shows holocrystalline and porphyritic texture. Phenocrysts are of quartz, plagioclase, clinopyroxene and hypersthene. Quartz is large and has corroded form. Hypersthene is

nearly completely chloritized. Groundmass is composed of fine-grained salic mineral and chlorite. Breccia-like porphyrite shows a clastic texture, composed of quartz, feldspar and chlorite, and epidotization is remarkable. Abundant breccia-like fragment are xenolithic ones of quartz porphyrite and porphyrite.

The quartz porphyrite is cut by dikes of quartz porphyry and porphyrite.

Porphyrite (p)

The porphyrite occurs as small dike in the Shiraita and Kiyotsu Formations. The rock is melanocratic and fine-grained.

### **PLIOCENE TO PLEISTOCENE FORMATIONS**

Nishitajiri Formation (Ny)

The Pliocene Nishitajiri Formation is distributed in the northwestern corner of the quadrangle area and is characterized by predominance of pyroclastics and lavas. The Formation unconformably overlies the Mugurazawa Formation.

The Nishitajiri Formation exposed to the west of Ishiuchi constitutes the eastern wing of an anticline and is in fault contact with the Ōsawa Formation.

Uonuma Formation (Uo)

Exposures of the Pleistocene Uonuma Formation are confined to the small area to the north of Ishiuchi. The Formation is composed mainly of gravel and sand, dipping gently eastward.

### **QUATERNARY VOLCANOES**

There are two Pleistocene volcanoes, Naeba and Iiji, in the quadrangle area.

The Iiji Volcano is situated within the Uono-gawa Lowland, and is composed of lava flows of hornblende-hypersthene andesite and pyroclastic flow deposits. Its topography is characterized by lava domes and the gentle slope formed by pyroclastic flows.

The Naeba Volcano is a typical stratovolcano composed of many andesite lavas and their pyroclastics. The most remarkable topography is shown by the development of the gentle slopes formed by lava flows to the north and south of the summit.

A part of dacitic andesite of older stage, olivine-bearing augite-hypersthene andesite lavas and their pyroclastics of the third and fourth stage of activity are exposed in the west margin of the quadrangle area.

### **QUATERNARY DEPOSITS**

Terrace deposits

The terrace deposits composed mainly of gravel and sand are distributed

along the Noborikawa, Daigenta-gawa, Uono-gawa and Kiyotsu-gawa. The deposits are sometimes covered by the talus cone on the mountain sides.

#### Talus deposits

Wide and thick distribution of talus deposits is one of characteristics of the quadrangle area. They occur as talus cone, talus fan and talus, covering the foot of mountain. Among them, two kinds of talus cone, Pleistocene and Holocene in age, are distinguished.

#### Loam bed

Thick loam beds intercalating fossil humus bands widely cover the volcanic beds on the gentle slopes of Iiji and Naeba volcanoes.

#### Alluvium

The alluvial gravel and sand are mainly distributed along the present river floors, and conglomerates widely cover the mountain foot near Yuzawa Town.

## APPLIED GEOLOGY

There are more than ten metallic ore deposits in the area, but no one is worked at the present time.

Four hot springs are for use in the area, they are the Yuzawa, Uwano, Kiyotsu and Kaikake Spas. The thermal origin of them seems to be related with the quartz diorite porphyrite.

※文献引用例

茅原一也・小松正幸・島津光夫・久保田喜裕・塩川 智(1981) 越後湯沢地域の地質.  
地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 108p.

CHIHARA, K., KOMATSU, M., SHIMAZU, M., KUBOTA, Y. and SHIOKAWA, S.  
(1981) *Geology of the Echigo-Yuzawa District. Quadrangle Series,*  
scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 108p. (in Japanese with English  
Abstract 8p.)

---

昭和 56 年 9 月 28 日 印刷

昭和 56 年 10 月 2 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 和田 信一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都千代田区神田神保町3-2

---

© 1981 Geological Survey of Japan