

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第11号

NJ-54-28-5

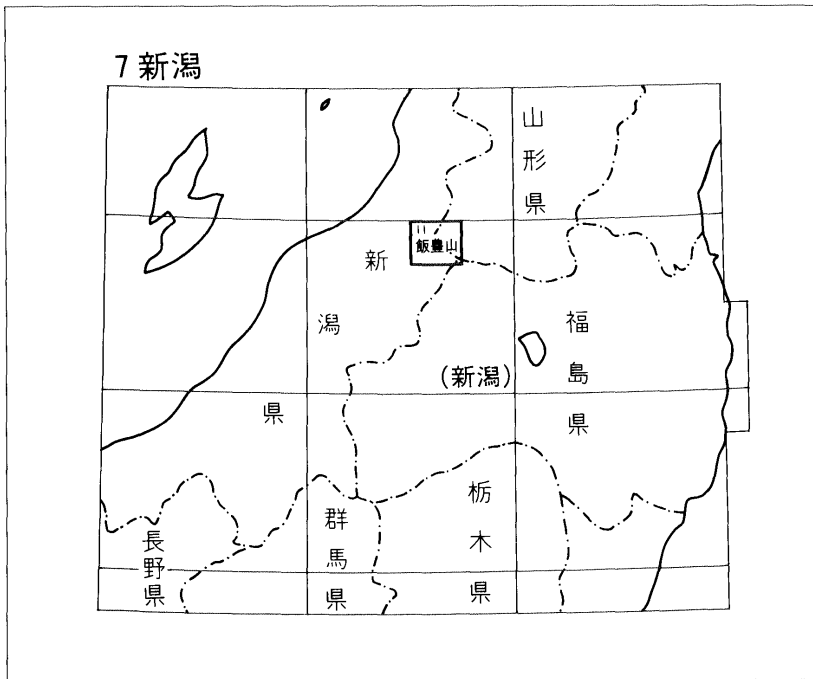
飯 豊 山 地 域 の 地 質

高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫

平成8年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

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

6-102 中条 Nakajō NJ-54-27-12 (未刊行, unpublished)	6-103 小国 Oguni NJ-54-27-8 (未刊行, unpublished)	6-104 手ノ子 Tenoko NJ-54-27-4 (未刊行, unpublished)
7-10 新発田 Shibata NJ-54-28-9 (未刊行, unpublished)	7-11 飯豊山 Iidesan NJ-54-28-5 (1996)	7-12 玉庭 Tamaniwa NJ-54-28-1 (未刊行, unpublished)
7-19 津川 Tsgawa NJ-54-28-10 (未刊行, unpublished)	7-20 大日岳 Dainichi Dake NJ-54-28-6 (未刊行, unpublished)	7-21 熱塩 Atsushio NJ-54-28-2 (未刊行, unpublished)

目 次

I. 地 形	(高橋 浩)	1
II. 地質概説	(高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫)	5
II. 1 足尾帯の堆積岩類		7
II. 2 白亜紀 - 古第三紀酸性火成岩類		8
II. 3 新第三系及び第四系		9
III. 足尾帯の堆積岩類	(高橋 浩)	9
III. 1 概要及び研究史		9
III. 2 胎内川上流地域		10
III. 3 飯豊山荘北東方地域		12
III. 4 接触変成岩類		12
IV. 白亜紀 - 古第三紀酸性火成岩類	(高橋 浩)	14
IV. 1 概要及び研究史		14
IV. 2 熱変成花崗閃緑斑岩		14
IV. 3 飯豊山花崗閃緑岩		15
IV. 4 杵差岳花崗閃緑岩		19
IV. 5 加治川花崗閃緑岩		22
IV. 6 二王子岳花崗岩		22
IV. 7 小川花崗岩		25
IV. 8 ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩		25
IV. 9 グラノファイアー		28
V. 新第三系	(山元孝広・柳沢幸夫)	29
V. 1 眼鏡橋層		31
V. 2 明沢橋層		33
V. 3 沼沢層		34
V. 4 貫入岩		38
V. 4. 1 流紋岩		38
V. 4. 2 安山岩		40
V. 4. 3 玄武岩		42
V. 4. 4 ドレライト		43
VI. 第四系	(山元孝広・柳沢幸夫)	43
VI. 1 段丘堆積物		43
VI. 1. 1 低位Ⅰ段丘堆積物		43
VI. 1. 2 低位Ⅱ段丘堆積物		44

VI. 1. 3 低位Ⅲ段丘堆積物	44
VI. 2 地すべり堆積物	44
VI. 3 崖錐及び崩積堆積物	44
VI. 4 沖積層	44
VII. 応用地質	(高橋 浩) 45
VII. 1 金属鉱床	45
VII. 2 非金属鉱床	45
VII. 3 温泉及び鉱泉	46
文献	46
Abstract	50

図・表・付図・図版目次

第1図 飯豊山地稜線・水系図	2
第2図 「飯豊山」地域及び周辺地域の接峰面図	3
第3図 飯豊山地主稜線の山容	4
第4図 飯豊川上流のV字谷の景観	4
第5図 石転び沢大雪溪の景観	5
第6図 飯豊山周辺の広域地質図	6
第7図 塊状砂岩を挟む砂岩頁岩互層の露頭写真	10
第8図 層状チャートの露頭写真	11
第9図 褶曲した層状チャートの露頭写真	11
第10図 ざくろ石黒雲母片麻岩〈R63421〉のスラブ写真	13
第11図 ざくろ石黒雲母片麻岩〈R63421〉の顕微鏡写真	13
第12図 熱変成花崗閃緑斑岩〈R63422〉の顕微鏡写真	15
第13図 「飯豊山」地域の花崗岩類のモードを示す三角図	16
第14図 飯豊山花崗閃緑岩〈R63423〉のスラブ写真	17
第15図 飯豊山花崗閃緑岩〈R63424〉の顕微鏡写真	17
第16図 片麻状飯豊山花崗閃緑岩〈R63425〉のスラブ写真	18
第17図 片麻状飯豊山花崗閃緑岩〈R63425〉の顕微鏡写真	18
第18図 杵差岳花崗閃緑岩〈R63426〉のスラブ写真	20
第19図 杵差岳花崗閃緑岩〈R63427〉の顕微鏡写真	20
第20図 片麻状杵差岳花崗閃緑岩〈R63429〉のスラブ写真	21
第21図 片麻状杵差岳花崗閃緑岩〈R63429〉の顕微鏡写真	21
第22図 加治川花崗閃緑岩〈R63430〉のスラブ写真	23
第23図 加治川花崗閃緑岩〈R63431〉の顕微鏡写真	23

第24図	二王子岳花崗岩〈R63432〉のスラブ写真	24
第25図	二王子岳花崗岩〈R63432〉の顕微鏡写真	24
第26図	小川花崗岩〈R63433〉のスラブ写真	26
第27図	小川花崗岩〈R63433〉の顕微鏡写真	26
第28図	ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩〈R63434〉のスラブ写真	27
第29図	ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩〈R63435〉の顕微鏡写真	27
第30図	グラノファイアー〈R63437〉のスラブ写真	28
第31図	グラノファイアー〈R63438〉の顕微鏡写真	29
第32図	「飯豊山」図幅地域の第三系及び第四系の層序	30
第33図	沼沢層の流紋岩自破碎溶岩とこれを覆う火砕岩	35
第34図	沼沢層の安山岩－玄武岩溶岩及び火砕岩	37
第35図	流紋岩岩脈の貫入面の極の下半球投影	38
第36図	玉川沿いに分布する流紋岩岩脈	39
第37図	安山岩岩脈の貫入面の極の下半球投影	40
第38図	沼沢層の流紋岩火砕岩を貫きかつ溶結させる安山岩岩脈	41
第39図	玄武岩岩脈の貫入面の極の下半球投影	41
第40図	飯豊山花崗閃緑岩を貫く玄武岩岩脈	42
第1表	「飯豊山」図幅地域の地質総括表	7
第2表	「飯豊山」図幅地域における花崗岩類のK-Ar年代	8
第3表	「飯豊山」図幅地域及びその周辺の第三系の対比	30
第4表	杵差鉾山の生産量	45
Table 1	Summary of the geology of the Iidesan district	51

飯豊山地域の地質

高橋 浩*・山元孝広*・柳沢幸夫*

「飯豊山」地域の現地調査は昭和62年度から平成5年度にかけての7年間行われた。

野外調査に当たっては、足尾帯の堆積岩類及び白亜紀-古第三紀酸性火成岩類を高橋が、新第三系及び第四系を山元及び柳沢がそれぞれ担当した。室内研究及び原稿の執筆は上記の分担に従って行い、全体の取りまとめは高橋が行った。

臨時職員として野外調査に協力された渡辺 豊氏は、昭和63年8月23日の飯豊川遡行調査の際、遭難し不帰の人となった。同氏の協力なくして本図幅が日の目を見ることは不可能であった。ここに謹んで同氏の御冥福をお祈りします。

花崗岩類の野外調査に際し、北海道支所の高橋裕平技官の協力を得た。本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館試料調整課の宮本昭正(故人)・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田朗及び北海道支所の佐藤卓見の各技官の製作によるものである。

I. 地 形

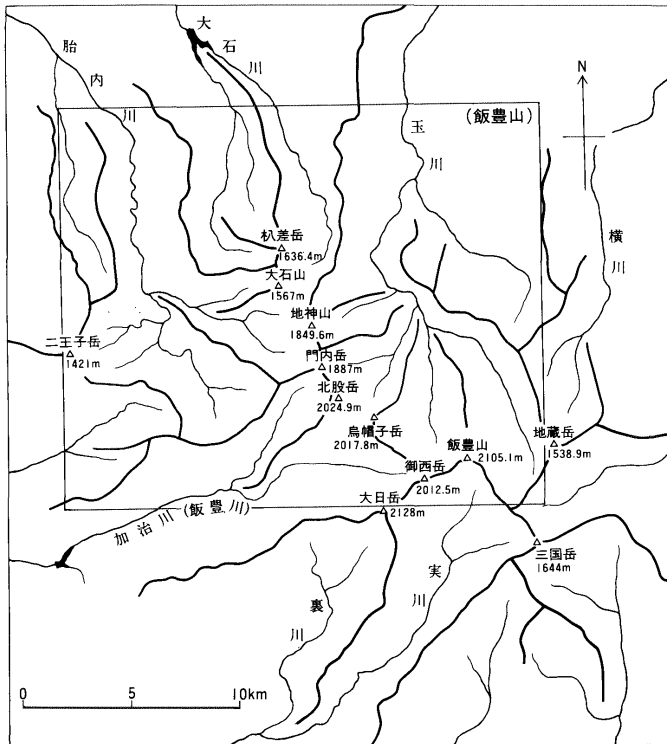
(高橋 浩)

「飯豊山」地域は、北緯 $37^{\circ}50'$ - $38^{\circ}0'$ 、東経 $139^{\circ}30'$ - $139^{\circ}45'$ の範囲にあり、飯豊山地の主要部を構成する山岳地帯である。行政的には、新潟県新発田市、岩船郡関川村、北蒲原郡黒川村、東蒲原郡鹿瀬町、福島県耶麻郡山都町、山形県西置賜郡小国町及び飯豊町の三県、7市町村にまたがっている。

飯豊山地には最高峰の大日岳(2,128 m)をはじめとして、飯豊山(2,105.1 m)、御西岳(2,012.5 m)、烏帽子岳(2,017.8 m)、北股岳(2,024.9 m)などの2,000 m級の山々が連座し、北に向かい高度を下げ、門内岳(1,887 m)、地神山(1,849.6 m)、大石山(1,567 m)、杵差岳(1,636.4 m)などの1,500 m以上の峰々が主稜線を形成し、朝日山地と共に“東北の屋根”と称されている(第1図)。飯豊山地の北西には、

*地質部

Keywords : areal geology, geologic map, 1 : 50,000, Iidesan, Niigata, Yamagata, Fukushima, Ashio Belt, granite, mylonite, Mesozoic, Cenozoic, Jurassic, Cretaceous, Tertiary, Quaternary, Paleogene, Neogene, Miocene, Pleistocene, Holocene, Meganebashi Formation, Myozawabashi Formation, Numazawa Formation, terrace deposit



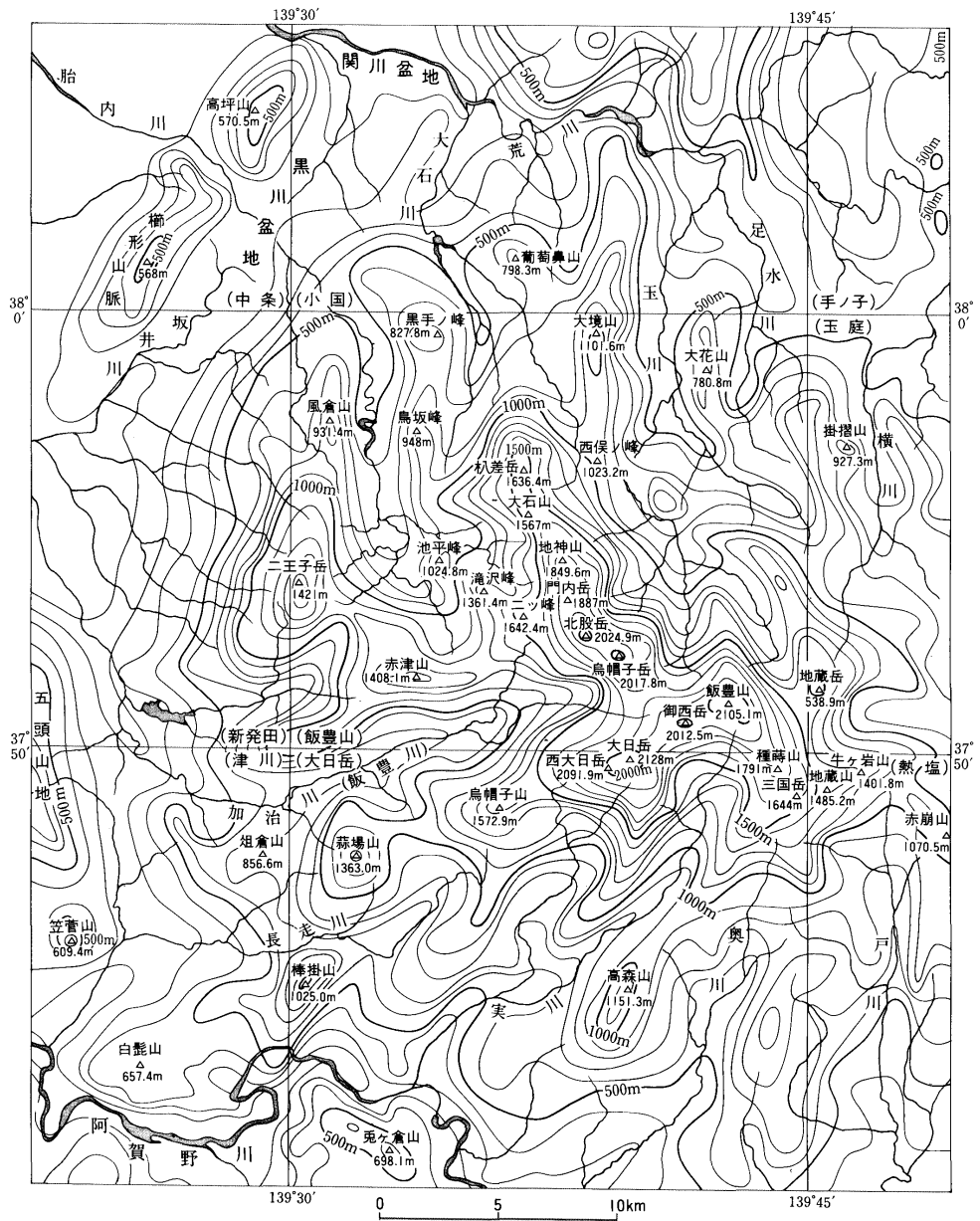
第1図 飯豊山地稜線・水系図 四角は「飯豊山」図幅の範囲。

花崗岩類からなる標高 500 m 前後の櫛形山脈が北東 - 南西方向に走っている(第2図)。飯豊山地と櫛形山脈の間には、新第三系の堆積岩を基盤とする関川盆地 - 黒川盆地 - 坂井川の低地帯が同様に北東 - 南西方向に連なっている。この低地帯は、二王寺岳西方で南に折れ、五頭山地と二王寺岳に挟まれた加治川中流の低地帯へと続いている(第2図)。

飯豊山地の主稜線沿いの山容は、なだらかな斜面状を呈し、諸処に池塘や湿原が発達している(第3図)。これに対して側稜線はいずれも急傾斜面をもった、いわゆる痩せ尾根となっており、主稜線に源を発する谷はV字谷となり、函や滝が連続している(第4図)。図幅地域北東部には新第三系が分布し、標高は低くなるが、多数の流紋岩溶岩ドームが存在し、その側壁は急崖を形成している。

飯豊山地の稜線には、各所に二重稜線、非対称山稜などの地形が形成されている(第3図)。二重稜線の成因としては、寒冷気候下での岩石の凍結破壊による岩屑生産が関係しているらしいが、その詳細は明らかではない(檜垣, 1977)。非対称山稜は、風上側では活発に生産された岩屑が、積雪の凍結・融解により面的に移動後安定化したが、風下側斜面では、現在も多量の積雪によって浸食が進んでいるために形成されたと考えられている(檜垣, 1977)。

飯豊山地の主稜線や側稜線に源を発する沢の源頭部 - 上流部には広く氷河地形が認められる(五百沢, 1986)。北股岳北東の石転び沢には、盛夏でも高度差 1,000 m 前後の大雪渓が存在し、その源頭部にはカール状の地形が認められる(第5図)。また、飯豊山北西部の桧山沢右岸には、アキタノソミノ平と



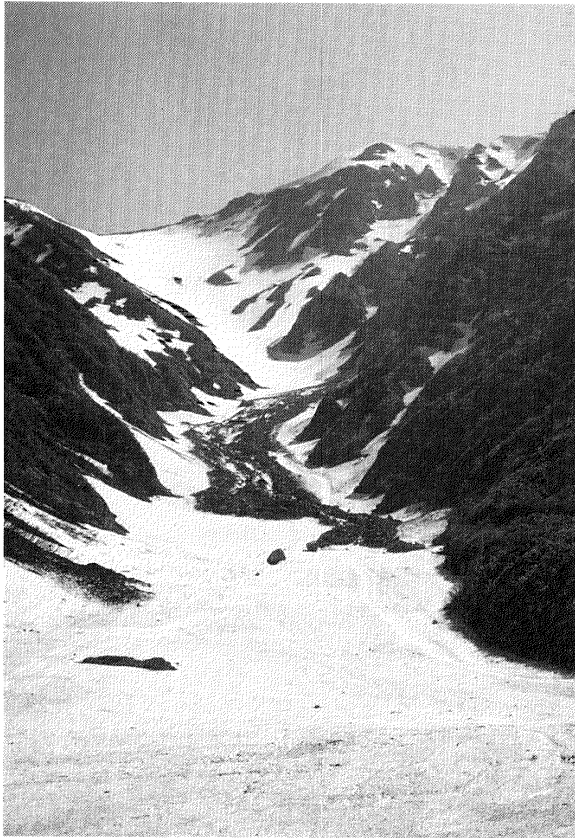
第2図 「飯豊山」地域及び周辺地域の接峰面図
 1km方眼による。等高線は100m間隔。()内は国土地理院発行の5万分の1地形図名。



第3図 飯豊山地主稜線の山容 鳥帽子岳山頂より南方を望む。
主稜線の西方(右側)はなだらかで、東方(左側)は急傾斜の険しい山容を呈し、非対称山稜を形成している。



第4図 飯豊川上流のV字谷の景観 湯の平温泉東方、飯豊川本流のゴルジュ帯。



第5図 石転び沢大雪溪の景観

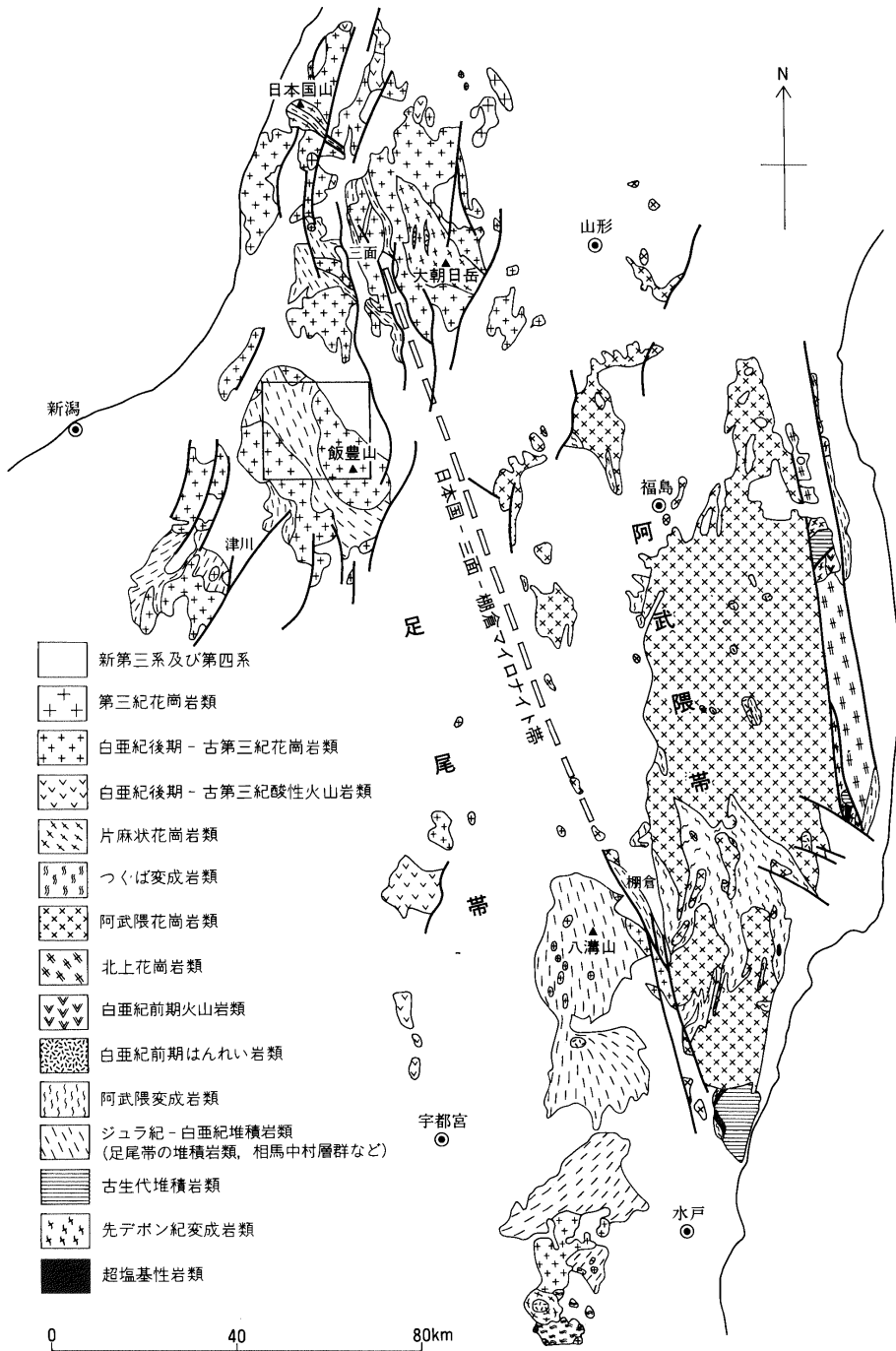
左岸支沢からの岩雪崩が雪溪を覆っている。石転び沢出合(標高850m)より撮影。

称される平坦面が認められ、これは北アルプスの横尾氷期(五百沢, 1962)の地形に相当する開析された古期の氷河地形に当たると考えられている(五百沢, 1986)。

II. 地質概説

(高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫)

「飯豊山」地域は、足尾帯北部の新潟・山形・福島の三県にまたがる山岳地帯に位置している。東方には日本国山から三面を経て柵倉に至るマイロナイト帯が走っており(第6図)、本地域には足尾帯の堆



第6図 飯豊山周辺の広域地質図
 地質調査所(1992)を基に作成。四角は「飯豊山」図幅の範囲。

第1表 「飯豊山」 図幅地域の地質総括表

地質時代			地質区分	主な地質事象
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層 低位Ⅲ段丘堆積物 低位Ⅰ,Ⅱ段丘堆積物	沖積層の堆積 段丘の形成
		更新世		
	新第三紀	鮮新世	沼沢層 明沢橋層 眼鏡橋層	新第三系の堆積・火山活動
		中新世		
	古第三紀	漸新世	グラノファイアー さくろ石黒雲母白雲母花崗岩	グラノファイアーの貫入 さくろ石黒雲母白雲母花崗岩の貫入
		始新世		
白亜紀	後期	小川花崗岩 二王子岳花崗岩 加治川花崗閃緑岩 杵差岳花崗閃緑岩 飯豊山花崗閃緑岩	主な花崗岩類の貫入	
中 生 代	白亜紀	前期	熱変成花崗閃緑斑岩	花崗閃緑斑岩の貫入
	ジュラ紀		足尾帯の堆積岩類	足尾帯の堆積岩類の堆積
	三疊紀			

積岩類，白亜紀－古第三紀酸性火成岩類，新第三系及び第四系が分布する．白亜紀－古第三紀酸性火成岩類は，主に白亜紀後期－古第三紀に貫入した花崗岩類及びグラノファイアーから成り，一部にこれらの火成活動に先行して貫入した花崗閃緑斑岩が存在する．足尾帯の堆積岩類は花崗岩類による貫入を受け，接触変成作用を被り，ホルンフェルス化している．さらに両者は，新第三系及び第四系に不整合に覆われている．

以上の地質を総括して第1表に示した．以下，足尾帯の堆積岩類，白亜紀－古第三紀酸性火成岩類，新第三系及び第四系の各々について構成岩石と地史の概要を述べる．

II. 1 足尾帯の堆積岩類

胎内川上流地域には，塊状砂岩，砂岩頁岩互層及び層状チャートからなる堆積岩類が広く分布しており，構成岩種，構造及び地理的分布から足尾帯の中・古生層に対比されている(茅原，1982)．また，玉川上流の飯豊山荘北東方にも小規模ながら砂岩頁岩互層が存在する．これらの堆積岩類は，すべて，熱変成を被りホルンフェルス化しているため，微化石による地質年代は得られていない．しかし，本地域の南西方にあたる津川地域の足尾帯の堆積岩類からジュラ紀の放射虫化石が報告されている(Mizutani

et al., 1984). また、足尾山地や八溝山地の堆積岩類からは、広い範囲でジュラ紀の放射虫化石が見つかり、指田ほか(1982)、構成岩種が類似し構造的に連続することから(第6図)、本地域の地質体は八溝山地を構成する地質体の延長とみなされ、堆積岩類の年代もジュラ紀と考える。

これらの熱変成した堆積岩類は、花崗岩体に近づくにつれ変成度は上昇し、花崗岩体周辺では、広く堇青石が認められ、一部に紅柱石、ザクロ石、稀に珪線石が認められる。また、一部の花崗岩体近傍では、黒雲母の定向配列による片状構造が発達し、黒雲母片岩-片麻岩の岩相を呈するものが存在する。この黒雲母片岩-片麻岩は、花崗岩体中にも多数捕獲されている。

II. 2 白亜紀-古第三紀酸性火成岩類

本地域に分布する白亜紀-古第三紀酸性火成岩類は、そのほとんどが白亜紀後期-古第三紀に活動した花崗岩類及びグラノファイアーであるが、これらの火成活動に先行して貫入した花崗閃緑斑岩が存在する。白亜紀後期-古第三紀花崗岩類は6岩体に区分できる。これらの岩体について、これまでまとまった研究はなく、岩体名も一部を除いてつけられていなかった。そこで、これらの岩体を今回新たに、飯豊山花崗閃緑岩、杵差岳花崗閃緑岩、加治川花崗閃緑岩、二王寺岳花崗岩、小川花崗岩、ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩と呼ぶ。

飯豊山地の主稜線を構成するのは、飯豊山花崗閃緑岩及び杵差岳花崗閃緑岩であり、両者は梅花皮小屋付近を通る北東-南西走向の断層で接し、断層沿いにはマイロナイトが発達している。飯豊山地の前衛峰である二王寺岳周辺には、二王寺岳花崗岩が広く分布し、飯豊川流域には加治川花崗閃緑岩、大石川上流の西俣川流域には小川花崗岩がそれぞれ小規模に分布する。杵差岳花崗閃緑岩西方の足尾帯の堆積岩類中には、ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩の小岩体が多数分布しており、堆積岩類の層理面と平行に貫入したシート状の形態を成すことが多い。飯豊山荘周辺では、グラノファイアーが、飯豊山花崗閃緑

第2表 「飯豊山」 図幅地域における花崗岩類のK-Ar年代

岩体名	産地	試料番号	試料	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ m/STP/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年代 (Ma)
ざくろ石黒雲母 白雲母花崗岩	胎内川支流足の松沢	R63435	黒雲母+白雲母	1.93	0.226	68.3	30.0±1.5
				1.91	0.230	60.3	30.6±1.5
							av.30.3±1.5
"	湯の平温泉北東方 約2kmの登山道	R63436	"	2.67	0.246	74.9	23.6±1.2
				2.65	0.251	80.7	24.1±1.2
							av.23.9±1.2
杵差岳花崗閃緑岩	西俣川支流大熊沢	R63428	黒雲母	5.76	1.28	64.6	56.1±2.8
				5.80	1.29	61.1	56.5±2.8
							av.56.3±2.8
飯豊山花崗閃緑岩	西大日岳山頂	R63424	"	4.46	0.893	88.1	51.0±2.6
				4.42	0.903	90.9	51.6±2.6
							av.51.3±2.6

壊変定数 $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-2}$ atom %

測定 = Teledyne Isotopes 社
av. = 平均値

岩及び杵差岳花崗閃緑岩中へ岩株状に貫入している。

花崗岩類の放射年代は、飯豊山花崗閃緑岩が 51.3 ± 2.6 Ma (黒雲母, K-Ar 年代), 杵差岳花崗閃緑岩が 56.3 ± 2.8 Ma (黒雲母, K-Ar 年代), ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩が 30.3 ± 1.5 Ma, 23.9 ± 1.2 Ma (黒雲母+白雲母, K-Ar 年代)である(第2表)。

II. 3 新第三系及び第四系

本図幅地域の新第三系は、下位より眼鏡橋層、明沢橋層及び沼沢層の3層から構成される。新第三系は、本図幅北東部の玉川流域に分布し、一般的な構造は、走向が北西-南東で、北東に傾いている。

眼鏡橋層は、礫岩及び玄武岩・安山岩・流紋岩火砕岩からなる陸成の下部中新統で、先新第三系基盤岩を不整合に覆う。明沢橋層は、眼鏡橋層に整合に重なる汽水-内湾成の下部中新統で砂岩及び黒色泥岩などからなる。沼沢層は、明沢橋層を整合に覆う泥岩を主とする海成の中部中新統で、本図幅地域内では、黒紫灰色泥岩を主とし流紋岩溶岩・火砕岩・玄武岩火砕岩を挟む下部と、安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩からなる上部に区分される。これらの新第三系中には、流紋岩・安山岩・玄武岩及びドレイトの貫入岩が分布する。

本図幅内に分布する第四系は、主に段丘堆積物及び沖積層からなる。段丘堆積物は、下位より低位I・低位II・低位III段丘堆積物に分けられる。主に礫層からなり、図幅北東部の玉川流域にまとまった分布があり、胎内川流域に散点的に分布するものの、他の河川沿いではほとんど発達しない。沖積層は、主に礫層からなり、玉川流域にのみ分布する。このほかに、中新統分布域に、地すべり堆積物及び崖錐及び崩積堆積物がわずかに分布する。

III. 足尾帯の堆積岩類 (As, Ac, Am)

(高橋 浩)

III. 1 概要及び研究史

本図幅地域では、胎内川上流地域を中心に、南は加治川(飯豊川)上流地域、北東は大石川上流の西俣川及び東俣川流域にかけて、塊状砂岩及び砂岩頁岩互層(As)、層状チャート(Ac)から成る地層が広く分布する。また、飯豊山北東方にも小規模ながら砂岩頁岩互層が分布している。これらの岩石は、花崗岩類による熱変成を被り、すべてホルンフェルスとなっているため、化石年代は得られておらず、今のところ時代は不明であるが、その分布位置と岩相から判断して、足尾帯の中・古生層に対比されている(茅原, 1982)。本地域の足尾帯の堆積岩類は、峻険な溪谷を形成しているため、まとまった研究は成

されていない。放散虫化石による時代決定も試みられたが、失敗に終わっている (Mizutani *et al.*, 1984)。しかし、本地域南西方の津川地域における足尾帯の堆積岩類からはジュラ紀前期-中期の放散虫化石が報告されている (Mizutani *et al.*, 1984)。また、足尾山地や八溝山地の堆積岩類からは広くジュラ紀を示す放散虫化石が見出されている (指田ほか, 1982)。本地域の足尾帯の堆積岩類には緑色岩や石灰岩がほとんど認められず砂岩が優勢であるなど、構成岩種が足尾山地 (林ほか, 1990) よりもむしろ八溝山地の堆積岩類 (滝沢・笠井, 1984) に類似し、構造的にも連続する。したがって、本地域の足尾帯の堆積岩類は八溝山地を構成する堆積岩類の延長とみなされ、その形成年代もほぼジュラ紀と考える。

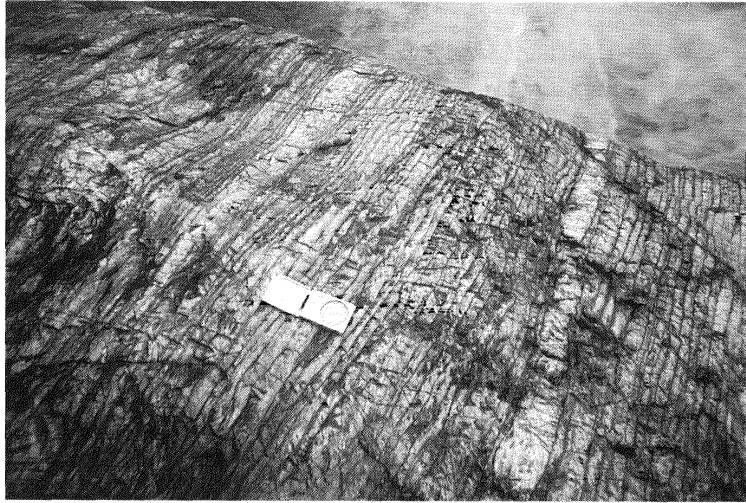
Ⅲ. 2 胎内川上流地域

本図幅地域西部の胎内川上流地域を中心に、南は飯豊川上流地域、北東は大石川上流の西俣川及び東俣川流域にかけての広い範囲に、足尾帯の堆積岩類 (As, Ac) が分布する。主に塊状砂岩、砂岩頁岩互層、層状チャートから成り、すべて熱変成を被りホルンフェルスとなっている。砂岩及び頁岩中にはすべて黒雲母が生じており、花崗岩体に近いものには、堇青石、紅柱石、ざくろ石、稀に珪線石が生じている。また、地神山付近の杵差岳花崗閃緑岩周辺では、黒雲母の定向配列による片状構造が発達し、黒雲母片岩-片麻岩の岩相を呈するものが認められ、この黒雲母片岩-片麻岩 (Am) は杵差岳花崗閃緑岩中にも多量に捕獲されている。

地層の走向・傾斜は、南北で西に急傾斜するものが多いが、大石川上流域では、北東-南西走向で北西に 35° - 65° 傾斜するものが卓越する。また、波長 1 km 程の小規模な同斜褶曲構造が、胎内川上流地



第7図 塊状砂岩を挟む砂岩頁岩互層の露頭写真
東俣川杵差岳登山道入口付近。



第8図 層状チャートの露頭写真 頼母木川本流.



第9図 褶曲した層状チャートの露頭写真 滝沢峰北西方の胎内尾根上の露頭.

域から大石川上流地域にかけて認められる。

塊状砂岩 (As) は、灰色を呈する中-粗粒の砂岩からなる。厚さは数 m 以上で、砂岩頁岩互層を伴う。砂岩頁岩互層は、灰色粗-中粒砂岩と暗灰色-黒色頁岩の互層からなり、しばしば級化成層や平行葉理などの堆積構造が観察される。砂岩頁岩級化互層部は、1 サイクルで 1 cm 程のものが多く、数 10 cm-100 cm 程の砂岩層を挟むことがある(第 7 図)。砂岩頁岩互層は、胎内川第一ダムより上流の胎内川、大石川の杵差岳花崗閃緑岩周辺及び飯豊川上流部に卓越する。

層状チャート (Ac) は、灰白色を呈し、珪質部の単層の厚さが 3-5 cm 程で、1-2 mm 程の泥質部を挟む(第 8 図)。層状チャート層の厚さは、数 10 m から数 100 m で、走行方向によく連続する。大石川上流の層状チャートでは、その見かけの最下部付近にチャートと石灰岩の互層が認められる。互層部の厚さは 30 cm 程であり、厚さ 10 cm ほどの石灰岩層が 2 枚、層状チャート中に存在する。また、層状チャートには、小褶曲構造が発達しているものがしばしば認められ、地元では“波石”と称されている(第 9 図)。

Ⅲ. 3 飯豊山荘北東方地域

玉川上流に位置する飯豊山荘の北東方約 1 km には、足尾帯の堆積岩類 (As) が小規模ながら分布している。主に砂岩頁岩互層より成り、飯豊山花崗閃緑岩に貫入されホルンフェルスとなっており、北側は、新第三系の眼鏡橋層により不整合に覆われている。

Ⅲ. 4 接触変成岩類

北股岳から杵差岳に至る主稜線上には、多数の黒雲母片岩-片麻岩 (Am) が杵差岳花崗閃緑岩中の捕獲岩として分布している。また、足尾帯の堆積岩類のうち地神山付近の杵差岳花崗閃緑岩周辺のものには、黒雲母の定向配列による片状構造が発達し、結晶片岩となっている。片状構造は堆積構造と平行であり、結晶片岩は杵差岳花崗閃緑岩の接触変成により形成されたものと考えられる。

岩石記載 ざくろ石黒雲母片麻岩<R63421>(第 10, 11 図)

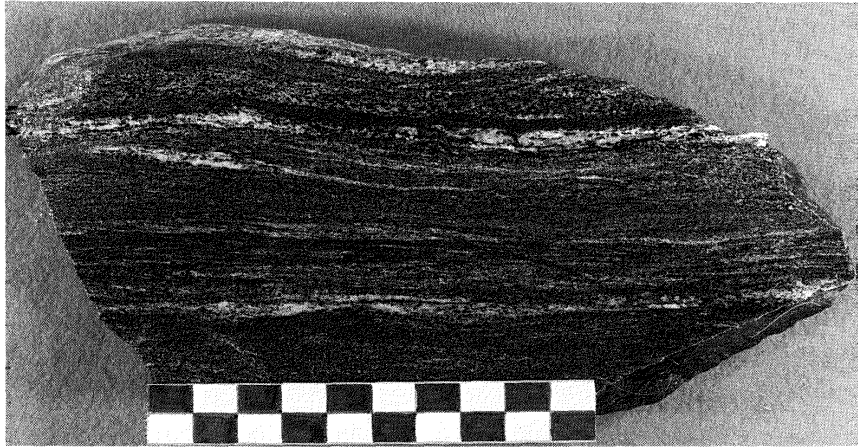
産地：北股岳南東方 500 m

主成分鉱物：石英、黒雲母、白雲母、斜長石、ざくろ石

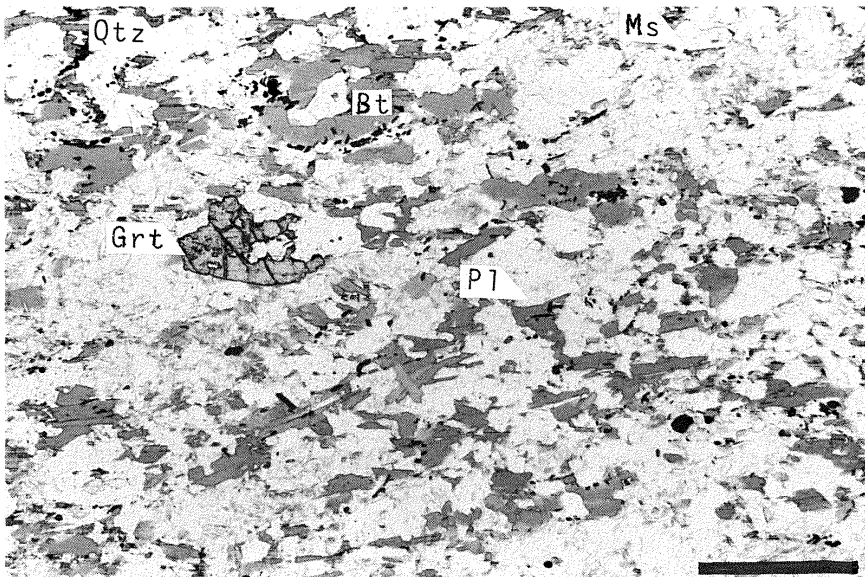
副成分鉱物：ジルコン、不透明鉱物

組織：黒雲母及び白雲母が定向配列し、レビドプラスティック組織を示す。

石英は半自形、粒状で、定向配列する黒雲母、白雲母の基質を構成する。黒雲母は自形-半自形で、褐色 (Y-Z 軸色、以下同様) を呈し、白雲母と共に定向配列し片理を形成している。白雲母は自形-半自形で、定向配列する。また、細粒結晶が集合し、多数のスポットを形成している。斜長石は半自形で、少量のものが石英と共に黒雲母及び白雲母の基質を構成している。ざくろ石は自形-半自形で、黒雲母及び白雲母の定向配列による片状組織を切って成長している。



第10図 ざくろ石黒雲母片麻岩<R63421>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1cm.



第11図 ざくろ石黒雲母片麻岩<R63421>の顕微鏡写真 下方ポラーラ. スケールは0.5mm.
Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Bt: 黒雲母, Ms: 白雲母, Grt: ざくろ石

IV. 白亜紀 - 古第三紀酸性火成岩類

(高橋 浩)

IV. 1 概要及び研究史

飯豊山地に分布する白亜紀 - 古第三紀酸性火成岩類は、大部分が白亜紀後期 - 古第三紀に活動した花崗岩類及びグラノファイアであり、これらの活動に先行する花崗閃緑斑岩が一部に存在する。飯豊山地の花崗岩類は、足尾帯北部の堆積岩類に侵入しており、日本国山から三面を経て柵倉に至るマイロナイト帯を挟んで、朝日山地の花崗岩類及び阿武隈帯の花崗岩類の西側に位置している(第6図)。本図幅地域に分布する花崗岩体は、飯豊山花崗閃緑岩、杵差岳花崗閃緑岩、加治川花崗閃緑岩、二王子岳花崗岩、小川花崗岩、ザクロ石黒雲母白雲母花崗岩の各岩体である。

Chihara (1959)は、新潟県北部に分布する花崗岩類を、主に中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる実川型花崗閃緑岩、主に中粒の黒雲母花崗岩からなる草水型花崗岩及び粗粒でペグマタイト - アプライト質の小川型花崗岩に区分した。このうち草水型花崗岩と小川型花崗岩は成因的に同一マグマ起源であり、草水型花崗岩は小川型花崗岩の深部相を示すと考え、両者を一括して草水・小川型花崗岩と呼んだ。また、島津(1964)は、小川型花崗岩の岩相及びその随伴する鉱床が西南日本の広島花崗岩に類似していることを指摘した。さらに、笹田(1984)は、飯豊山地の脊梁に分布する花崗岩類を、北股岳よりも北側の斑状花崗閃緑岩(本図幅の杵差岳花崗閃緑岩に相当)と、それより南側の中粒塊状花崗閃緑岩(本図幅の飯豊山花崗閃緑岩に相当)とに区分し、両者の境界部には雲母片岩を含むマイロナイトが存在することを明らかにした。花崗岩類のK-Ar年代(黒雲母)は、60 Ma及び28 - 16 Maの値が報告されている(河野・植田, 1966; 菅井, 1976)。

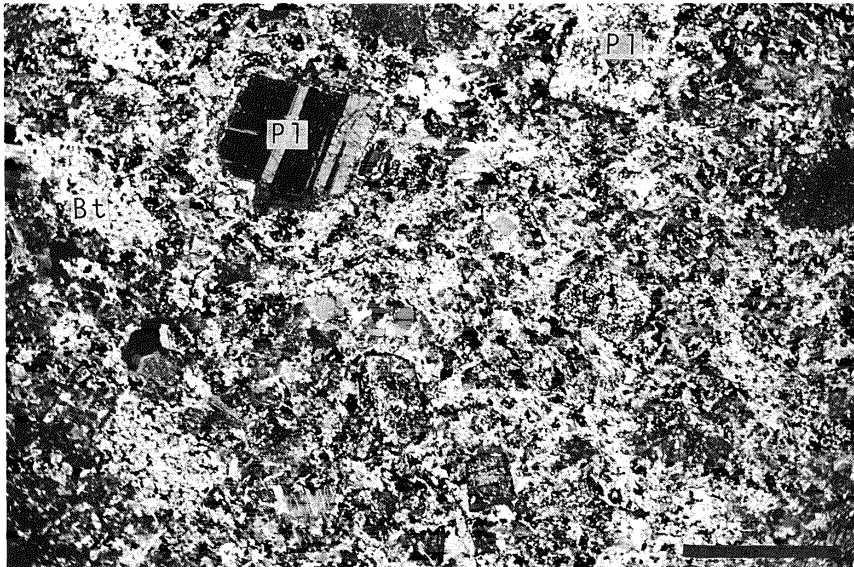
IV. 2 熱変成花崗閃緑斑岩 (Gdp)

分布及び対比 胎内川治水ダムの上流約3 km, 胎内川右岸の枝沢出合い付近に今回初めて見いだされた。

岩相及び産状 本岩は、斜長石斑状の熱変成花崗閃緑斑岩であり、砂岩頁岩互層中に貫入し、脈幅は約100 mにわたる。足尾帯の堆積岩類とともに熱変成を被っていることから、飯豊山地の主要な花崗岩類に先行して活動したものと判断できる。

岩石記載 熱変成花崗閃緑斑岩<R 63422>(第12図)

産地: 新潟県北蒲原郡黒川村胎内川治水ダム上流約3 kmの胎内川右岸沢出合い付近



第12図 熱変成花崗閃緑斑岩<R63422>の顕微鏡写真
直交ポーラー、スケールは2mm. Pl: 斜長石, Bt: 黒雲母

組織: 斑状の斜長石及び黒雲母の周囲を, 細粒の斜長石, 黒雲母, 石英及びカリ長石が埋めている. 斑状黒雲母は細粒黒雲母の集合体から成るデカッセイト組織を示す.

主成分鉱物: 斜長石, 黒雲母, 石英, カリ長石

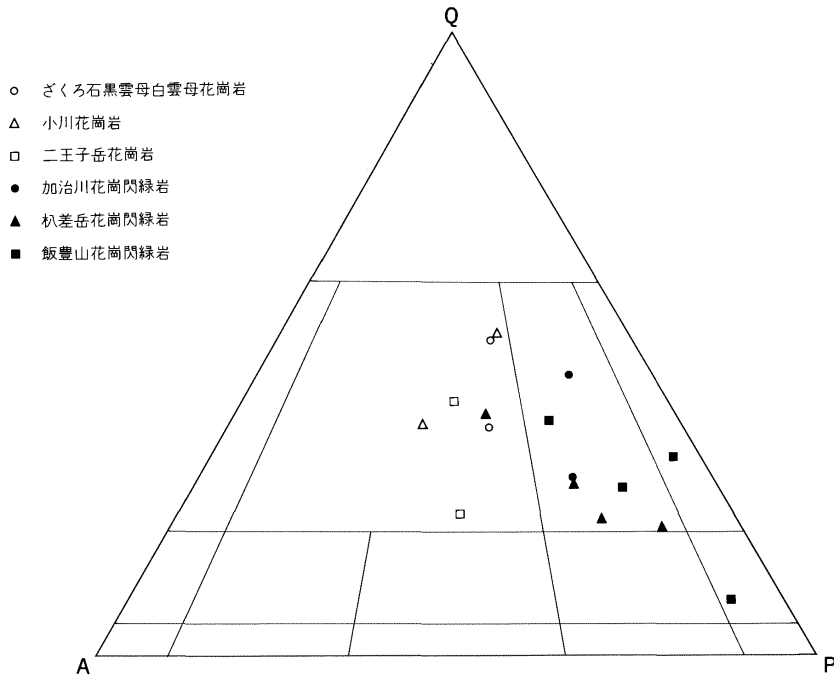
副成分及び二次鉱物: 不透明鉱物, りん灰石, 方解石

斜長石は自形, 斑状で, 正の波動累帯組織を示す. 縁部は変質し, 汚濁しているものが多い. 石基を構成するものは, 自形-半自形で, 変質しセリサイトを生じているものが多い. 黒雲母は褐色を呈し, 斑状であるが, 細粒黒雲母の集合体から成るデカッセイト組織を示す. 石基を構成するものは自形-半自形で, 褐色を呈する. 石英は半自形-他形で, 斜長石及び黒雲母の粒間を充填する. カリ長石は少量のものが石基の粒間を充填している.

IV. 3 飯豊山花崗閃緑岩 (IGd, 新称)

分布及び対比 飯豊山を中心に, 北西は烏帽子岳, 西は大日岳, 南東は三国岳に連なる飯豊山地の主稜線に広く分布し, 南は実川上流域に広がっている(第1図). Chihara (1959)の実川型花崗閃緑岩に相当し, 今田(1975)は本岩を飯豊型無片状花崗閃緑岩及び飯豊型片状花崗閃緑岩と呼んだ. また, 笹田(1984)は, 本岩を塊状花崗閃緑岩及び片状花崗閃緑岩と呼んだ.

岩相及び産状 本岩は, 中粒塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩-石英閃緑岩であり(第13, 14図), 暗色包有物をほとんど含んでいない. 梅花皮沢出合い-梅花皮小屋にかけての, 杵差岳花崗閃緑岩と本岩を境する断層付近では, 塑性変形しマイロナイトとなっている. マイロナイト化の程度は, 断層に近づく程強まり, 断層から1km程で塊状の花崗閃緑岩に漸移する. マイロナイトのフォリエーションは走向N55°E-80°Wで, 傾斜は35°-50°Nであるが, 境界断層に近い梅花皮小屋付近では, 走向N55°-



第13図 「飯豊山」地域の花崗岩類のモードを示す三角図
Q: 石英, A: カリ長石, P: 斜長石, IUGS(1973)による。

70° W, 傾斜 45° N となり線構造は 35° 北落としとなっている。飯豊山-御西岳及び御西岳-烏帽子岳にかけての稜線上の本岩の露頭で、一部に流理構造が認められることがある。

岩石記載 中粒角閃石黒雲母トータル岩<R63424>(第 15 図)

産地: 西大日岳山頂(南隣「大日岳」図幅内)

主成分鉱物: 斜長石(容量比 52.0%), 石英(25.2%), 黒雲母(14.6%), 角閃石(5.4%), カリ長石(2.6%)

副成分及び二次鉱物: 不透明鉱物, りん灰石, ジルコン, スフェン, 緑れん石

斜長石は自形-半自形で, 正累帯組織を示し, 核部は変質しセリサイトを生じているものが多い。石英は他形で, 斜長石, 角閃石, 黒雲母の粒間を埋める。黒雲母は半自形で, 緑褐色を呈する。一部のものにキンクバンドが認められる。角閃石は自形-半自形, 柱状で, 淡緑色(Z軸色, 以下同様)を呈する。カリ長石は少量のものが粒間充填状に産する。

<放射年代>

51.3 ± 2.6 Ma (黒雲母, K-Ar 法)

[測定は Teledyne Isotopes 社, 第 2 表を参照]

片麻状角閃石黒雲母花崗閃緑岩<R63425>(第 16, 17 図)

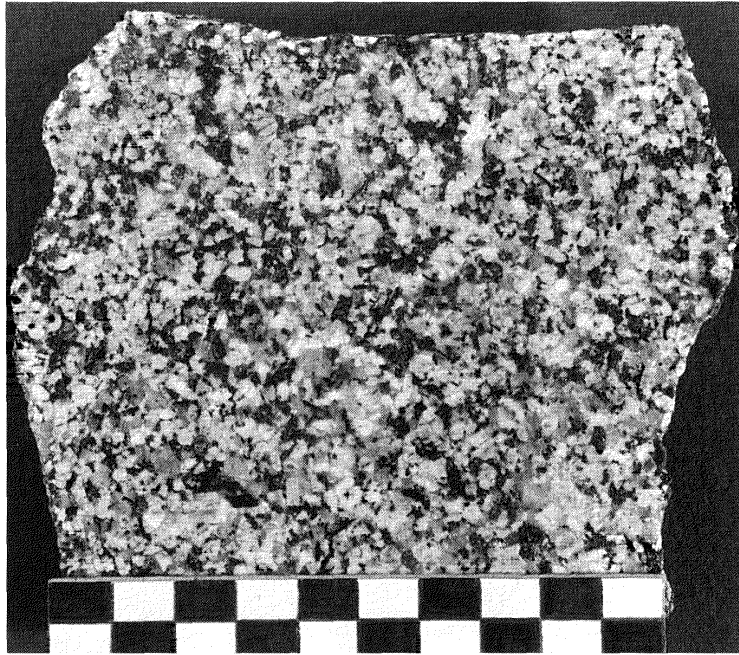
産地: 梅花皮小屋南東方 500 m

主成分鉱物: 斜長石(51.2%), 黒雲母(35.6%), 石英(5.4%), カリ長石(4.5%), 角閃石(3.3%)

副成分及び二次鉱物: ジルコン, 不透明鉱物, 緑れん石

組織: 黒雲母及び角閃石が定向配列し, フォリエイションを形成している。

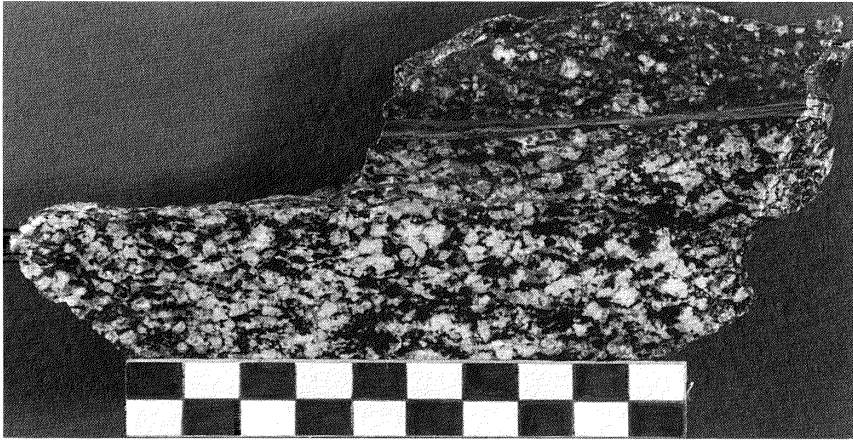
斜長石は自形-半自形で, キンクバンド, 割れによるクラックが認められるものがある。黒雲母



第14図 飯豊山花崗閃緑岩<R63423>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1cm.
 暗灰色：石英，淡灰色：カリ長石，白色：斜長石，黒色：黒雲母及び角閃石．カリ長石を黄色に染色した後に撮影．



第15図 飯豊山花崗閃緑岩<R63424>の顕微鏡写真 直交ポーラー，スケールは2mm.
 Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Hbl：ホルンブレンド，Bt：黒雲母



第16図 片麻状飯豊山花崗閃緑岩<R63425>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1cm.
 暗灰色：石英，淡灰色：カリ長石，白色：斜長石，黒色：黒雲母及び角閃石．カリ長石を黄色に染色した後に撮影．



第17図 片麻状飯豊山花崗閃緑岩<R63425>の顕微鏡写真 直交ポーラー，スケールは2mm.
 Qtz：石英，P1：斜長石，Kfs：カリ長石，Hbl：ホルンブレンド(緑れん石に交代)，Bt：黒雲母

は自形-半自形で、褐色を呈し、フィルム状に伸張し定向配列する。石英は半自形の細粒結晶が集合し、粒間充填状に分布する。カリ長石は少量のものが粒間充填状に産する。角閃石は自形-半自形、柱状で、ほとんどのものが緑れん石に交代されている。

Ⅳ. 4 杵差岳花崗閃緑岩 (EGd, 新称)

分布及び対比 北股岳から大石山を経て杵差岳に至る主稜線及び地神山北方より西俣の峰を経て枯松山に至る稜線周辺に広く分布する。Chihara (1959)は本岩を実川型花崗閃緑岩に含めたが、今田(1975)では小川型花崗閃緑岩とされた。また、笹田(1984)は、本岩を塊状斑状花崗閃緑岩及び片状斑状花崗閃緑岩と呼んだ。

岩相及び産状 本岩は、中粒塊状でカリ長石斑状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩である(第13, 18図)。自形斑状で、長径1cm程のカリ長石が特徴的に認められるが、貫入面から500m-1,000mの岩体周縁部には認められない。本岩には、暗色包有物はほとんど認められないが、北股岳-大石山にかけての主稜線上及び門内沢では、捕獲岩として黒雲母片岩を多数取り込んでいる。梅花皮沢-北股岳にかけての飯豊山花崗閃緑岩との境界断層付近では、本岩は塑性変形しマイロナイトとなっている。マイロナイトのフォリエーションの走向・傾斜は、NE-SW, 40°-60°NWのものが卓越する。また、線構造は30°北落しである。マイロナイト化の程度は、境界断層に近づくにつれ強くなる傾向が認められ、断層から1km程で塊状相に漸移する。

岩石記載 中粒カリ長石斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩<R63427>(第19図)

産地：鉾立峰山頂

主成分鉱物：斜長石(46.3%)、石英(24.4%)、カリ長石(17.6%)、黒雲母(10.8%)、角閃石(0.5%)

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物、褐れん石、ジルコン、りん灰石、スフェン、緑泥石

斜長石は自形で、正累帯組織を示し、核部の汚濁しているものが認められる。石英は他形で、粒間充填状に産するが、カリ長石に対しては自形である。カリ長石は、斑状のものと粒間充填状のものが存在するが、斑状のものでも外形は他形であり、自形で細粒の黒雲母及び斜長石を包有している。黒雲母は自形-半自形で褐色を呈する。角閃石は自形-半自形、短柱状で、淡褐色を呈する。

片麻状黒雲母花崗閃緑岩<R63429>(第20, 21図)

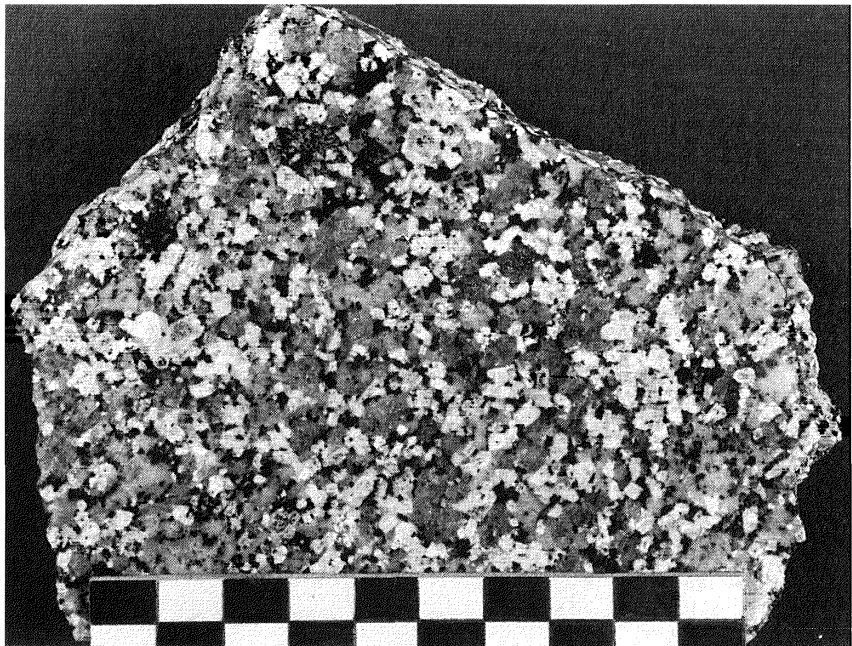
産地：北股岳山頂

主成分鉱物：斜長石(57.9%)、石英(17.7%)、黒雲母(14.5%)、カリ長石(9.3%)

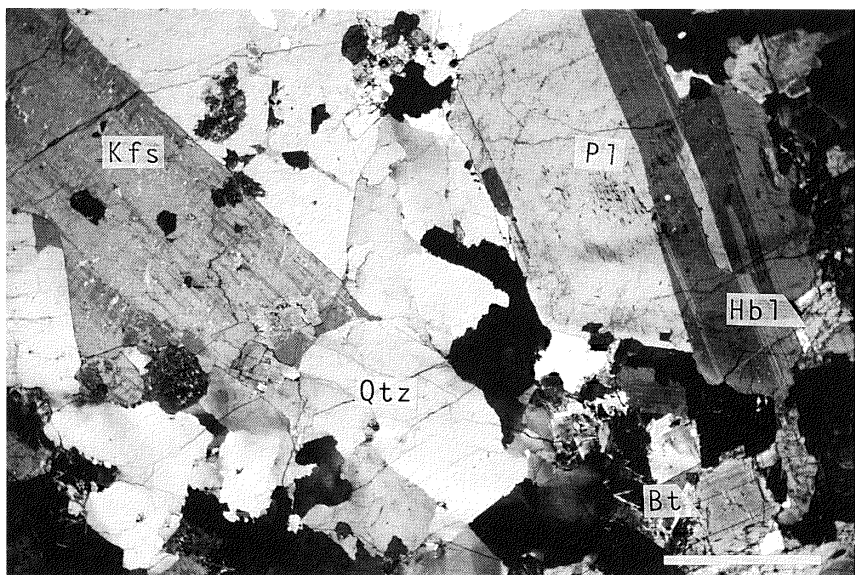
副成分及び二次鉱物：スフェン、褐れん石、緑れん石、緑泥石

組織：黒雲母は細粒結晶の集合体となり、全体としてフィルム状に伸長し、レンズ状の細粒石英集合体とともに定向配列し、フォリエーションを形成する。

斜長石は自形-半自形で、残斑晶となっている。石英は細粒の半自形粒状結晶の集合体となっており、全体としてレンズ状となり、定向配列する。黒雲母は自形-半自形の細粒結晶の集合体がフィルム状に伸長し、定向配列し、フォリエーションを形成している。カリ長石は半自形-他形で、残斑晶状となっている。



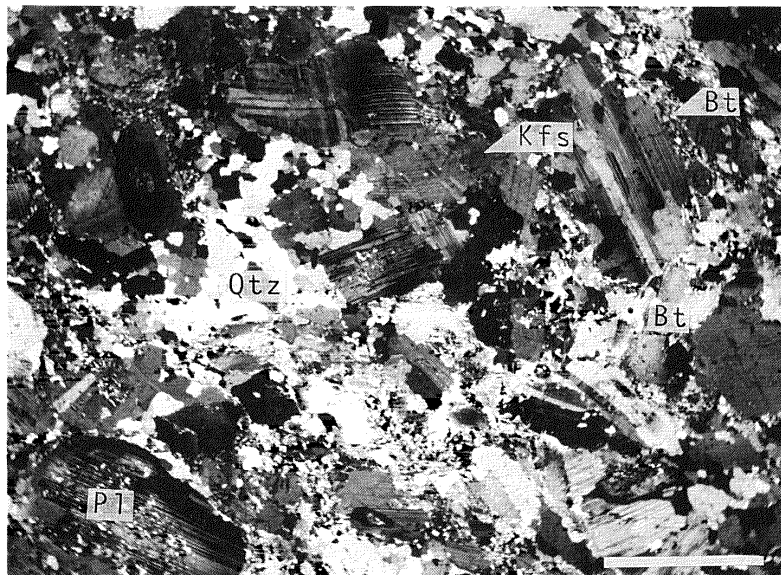
第18図 杵差岳花崗閃緑岩<R63426>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1cm.
 暗灰色：石英，淡灰色：カリ長石，白色：斜長石，黒色：黒雲母及び角閃石，カリ長石を黄色に染色した後に撮影.



第19図 杵差岳花崗閃緑岩<R63427>の顕微鏡写真 直交ポラーラ，スケールは2mm.
 Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Hbl：ホルンブレンド，Bt：黒雲母



第20図 片麻状帆差岳花崗閃緑岩<R63429>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1 cm.
 左右方向に発達するフォリエーションを切って、左上より右下にかけてシェアーバンドが形成されている。暗灰色：カリ長石、
 淡灰色：石英，白色：斜長石，黑色：黒雲母。カリ長石を黄色に染色した後に撮影。



第21図 片麻状帆差岳花崗閃緑岩<R63429>の顕微鏡写真 直交ポーラー，スケールは2 mm.
 Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母

IV. 5 加治川花崗閃緑岩 (KGd, 新称)

分布及び対比 本図幅地域南西端，湯の平温泉西方の加治川沿いに露出している。角ほか(1985)の地質図では，本岩は五頭花崗岩 (Sasada, 1975) に対比されている。また，1989 年発行の新潟県地質図では，本岩は，飯豊山地主稜線を構成する花崗閃緑岩に対比されている。本岩体は黒雲母花崗閃緑岩からなるが，飯豊山花崗閃緑岩及び杵差岳花崗閃緑岩とは岩相が異なり分布も離れているので，加治川花崗閃緑岩と呼ぶことにする。

岩相及び産状 本岩は，中～粗粒，塊状の黒雲母花崗閃緑岩である(第 13, 22 図)。二王寺岳花崗岩に周囲を取り囲まれて分布しているが，両者の関係は今のところ不明である。

岩石記載 中粒黒雲母花崗閃緑岩<R63431>(第 23 図)

産地：新潟県新発田市赤谷東方加治川ダム下流約 1 km 赤津沢出合い

主成分鉱物：斜長石(49.7%)，石英(27.2%)，カリ長石(18.9%)，黒雲母(4.2%)

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物，スフェン，褐れん石，りん灰石，緑泥石，緑れん石

斜長石は自形で，弱い累帯組織が認められ，変質しセリサイトの生じているものが多い。石英は他形で，斜長石及び黒雲母の粒間を埋めるが，カリ長石に対しては自形である。圧砕され，微小なクラックが入っているものも多く，波動消光する。カリ長石は他形で，粒間充填状に産し，パーサイト及び格子状組織が認められる。黒雲母は自形～半自形で，褐色を呈する。緑泥石及びスフェンに交代しているものが認められる。

IV. 6 二王子岳花崗岩 (NG, 新称)

分布及び対比 本地域南西部の二王子岳周辺に広く分布する。角ほか(1985)では，本岩は五頭花崗岩 (Sasada, 1975) 及び飯豊山地の主稜線を構成する花崗岩類に対比されている。また，1989 年発行の新潟県地質図では本岩は斑状花崗岩とされた。

岩相及び産状 本岩は，カリ長石斑状の粗粒塊状角閃石黒雲母花崗岩であり(第 13, 24 図)，斑状カリ長石は最大長径 5 cm に達する。本岩中には，暗色包有物はほとんど認められない。また，一部に斑状カリ長石の認められない岩相も存在する。

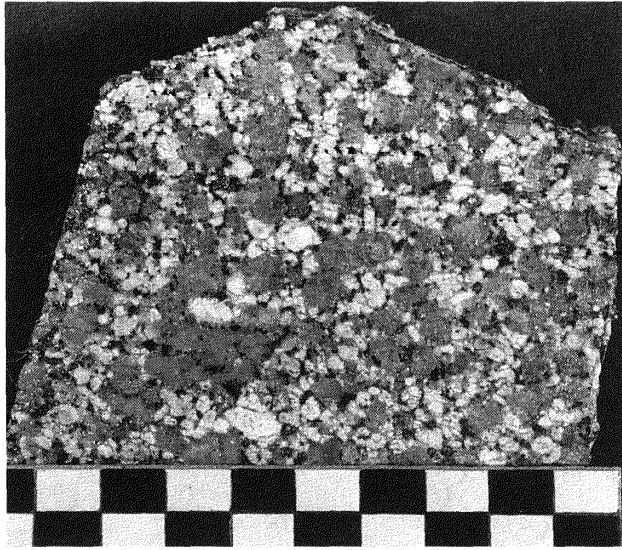
岩石記載 粗粒カリ長石斑状角閃石黒雲母花崗岩<R63432>(第 25 図)

産地：新潟県新発田市田貝東方約 3 km 姫田川林道(西隣「新発田」図幅内)

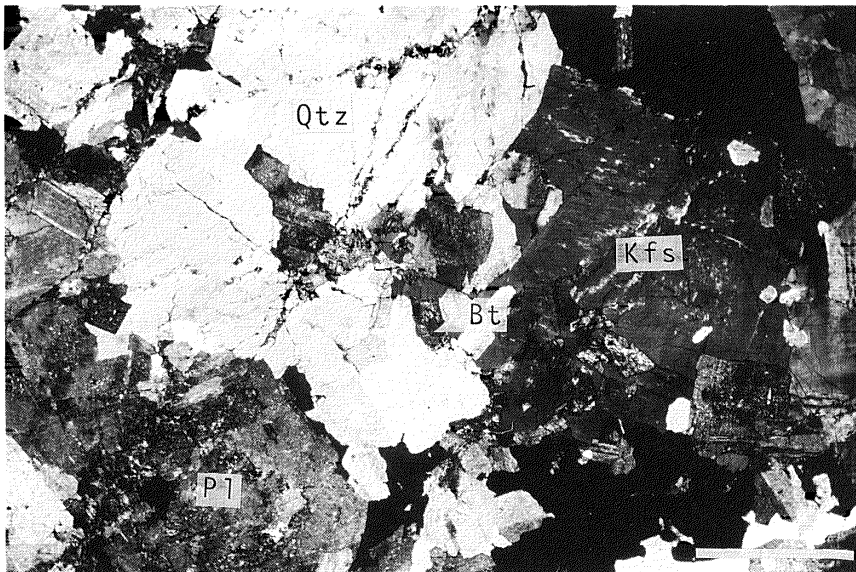
主成分鉱物：石英(36.0%)，カリ長石(26.5%)，斜長石(26.0%)，黒雲母(8.0%)，角閃石(3.5%)

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物，褐れん石，りん灰石，ジルコン，緑泥石

石英は他形で，斜長石，黒雲母及び角閃石の粒間を埋めるが，カリ長石に対しては自形である。カリ長石はパーサイト組織を示し，斑状のものと粒間充填状のものが存在する。斑状のものでも外形は他形であり，細粒自形の斜長石，黒雲母，角閃石及び石英を包有する。斜長石は自形で，正の波動累帯組織を示す。黒雲母は自形で，暗褐色を呈し，一部のものは緑泥石及びスフェンに交代している。角閃石は自形斑状で，褐緑色を呈し，黒雲母と共生するものが多い。



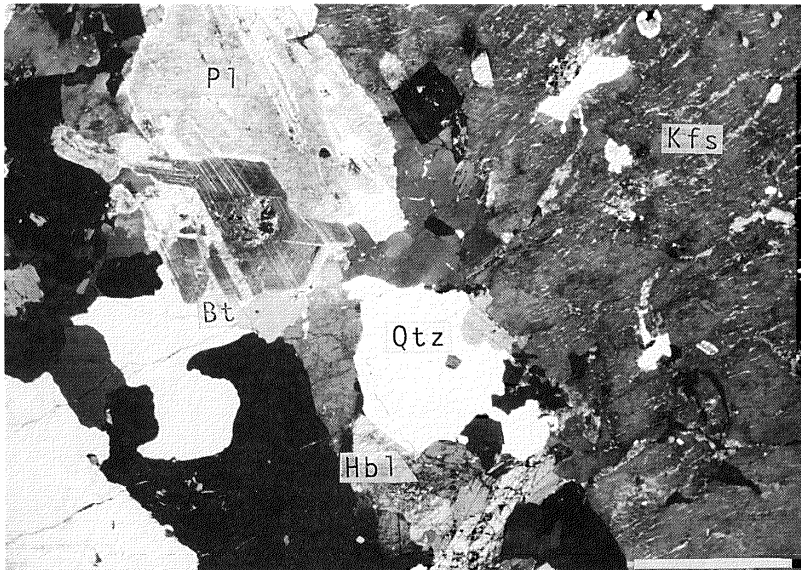
第 22 図 加治川花崗閃緑岩<R63430>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1 cm.
 暗灰色：カリ長石，淡灰色：石英，白色：斜長石，黒色：黒雲母，カリ長石を黄色に染色した後に撮影.



第 23 図 加治川花崗閃緑岩<R63431>の顕微鏡写真 直交ポーラー，スケールは2 mm.
 Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母



第 24 図 二王子岳花崗岩<R63432>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1 cm.
 暗灰色：石英，淡灰色：カリ長石，白色：斜長石，黒色：黒雲母及び角閃石，カリ長石を黄色に染色した後に撮影。



第 25 図 二王子岳花崗岩<R63432>の顕微鏡写真 直交ポラーラ，スケールは2 mm.
 Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Hbl：ホルンブレンド，Bt：黒雲母

IV. 7 小川花崗岩 (KG)

分布及び対比 本図幅地域北西部の黒手ノ峰から北隣の「小国」図幅内の大石ダムにかけて、約5×5 kmの範囲に分布する。本岩体は、Chihara (1959)の小川型花崗岩の模式岩体であり、新潟県北部に分布する粗粒、優白質花崗岩の典型とされた。

岩相及び産状 本岩は、粗粒塊状の黒雲母花崗岩であり(第13, 26図)、暗色包有物をほとんど含まない。北隣の「小国」図幅内の小川流域では、本岩が西に40°前後の傾斜で足尾帯の塊状砂岩層に貫入し、接触変成を与えている。

岩石記載 粗粒黒雲母花崗岩<R63433>(第27図)

産地：新潟県岩船郡関川村小川林道(北隣「小国」図幅内)

主成分鉱物：石英(35.0%)、カリ長石(33.8%)、斜長石(25.4%)、黒雲母(5.6%)

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物、白雲母、ジルコン、緑泥石

石英は他形-半自形で、斑状のものと粒間充填状のものとが認められる。カリ長石は他形で、プールの産し、パーサイト組織を示す。細粒で自形-半自形の黒雲母、斜長石、石英及び白雲母を包有する。斜長石は自形で、正稜帯組織を示し、核部の汚濁しているものが多い。黒雲母は自形-半自形で、褐色を呈する。

IV. 8 ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩 (MG)

分布及び対比 杵差岳花崗閃緑岩西方の頼母木川流域及び飯豊川上流域に分布する。笹田(1984)は、飯豊川上流の湯の平温泉東方で本岩を発見し、白雲母黒雲母花崗岩と呼んだ。

岩相及び産状 本岩は、優白質、中-細粒のざくろ石黒雲母白雲母花崗岩及び黒雲母白雲母花崗岩である(第13, 28図)。弱いフォリエーションが認められることがあり、ザクロ石は肉眼でも確認できるものが多い。本岩は、足尾帯の堆積岩類の層理面に平行に貫入するものが多く、シート状の岩体を成している。

岩石記載 中-細粒ザクロ石黒雲母白雲母花崗岩<R63435>(第29図)

産地：新潟県北蒲原郡黒川村胎内川支流足の松沢

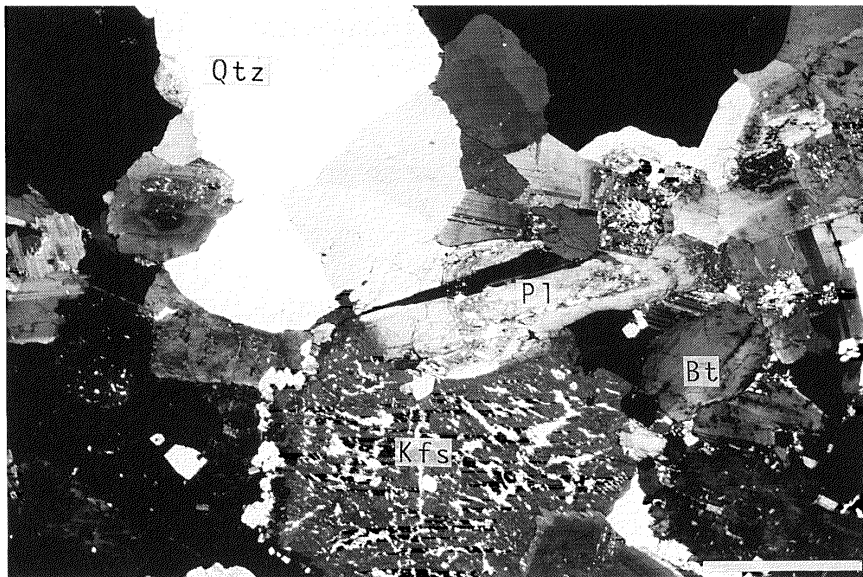
主成分鉱物：石英(45.8%)、斜長石(26.3%)、カリ長石(18.5%)、白雲母(6.3%)、黒雲母(3.0%)、ざくろ石(少量)

副成分及び二次鉱物：スフェン、緑泥石

石英は他形で、斜長石、白雲母、黒雲母及びザクロ石の粒間を埋めるが、カリ長石に対しては自形である。一部に斑状のものが存在し、細粒自形の斜長石、黒雲母及び白雲母を包有する。斜長石は自形-半自形で、正稜帯組織を示し、核部が変質しセリサイトの生じているものが認められる。カリ長石は他形で、プールの産するものが多く、細粒で自形-半自形の斜長石、黒雲母、白雲母及び石英を包有する。白雲母は半自形で、結晶の周囲が虫食い状のものが認められる。また、クロット状の細粒自形結晶集合体が存在する。黒雲母は自形-半自形で、褐色を呈するが、緑泥石に交代しているものが多い。ザクロ石は自形、細粒で、石英中に存在するものが多い。



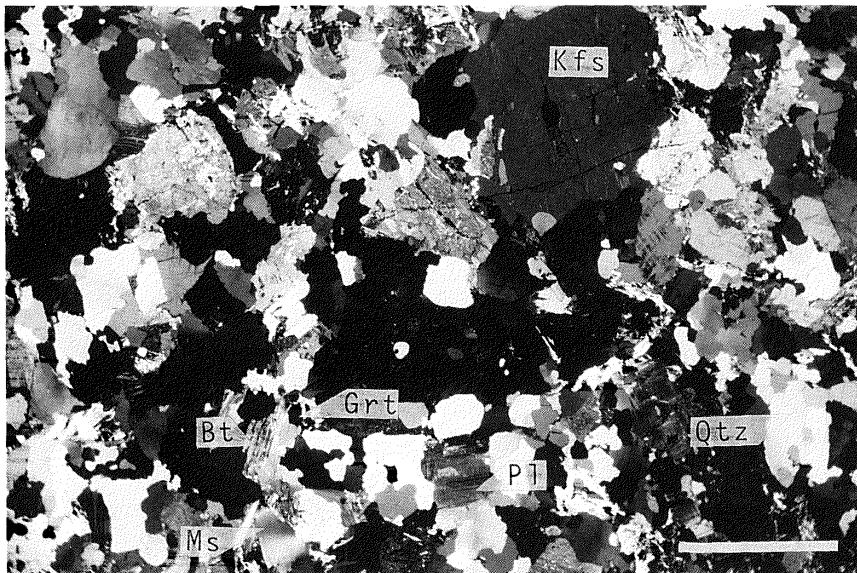
第 26 図 小川花崗岩<R63433>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1 cm.
 暗灰色：石英，淡灰色：カリ長石，白色：斜長石，黒色：黒雲母，カリ長石を黄色に染色した後に撮影.



第 27 図 小川花崗岩<R63433>の顕微鏡写真 直交ポーラー，スケールは2 mm.
 Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母



第 28 図 ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩<R63434>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1 cm.
 暗灰色：カリ長石，淡灰色：石英，白色：斜長石，黒色：黒雲母及びざくろ石，カリ長石を黄色に染色した後に撮影。



第 29 図 ざくろ石黒雲母白雲母花崗岩<R63435>の顕微鏡写真 直交ポーラー，スケールは2 mm.
 Qtz：石英，Pl：斜長石，Kfs：カリ長石，Bt：黒雲母，Ms：白雲母，Grt：ざくろ石

〈放射年代〉

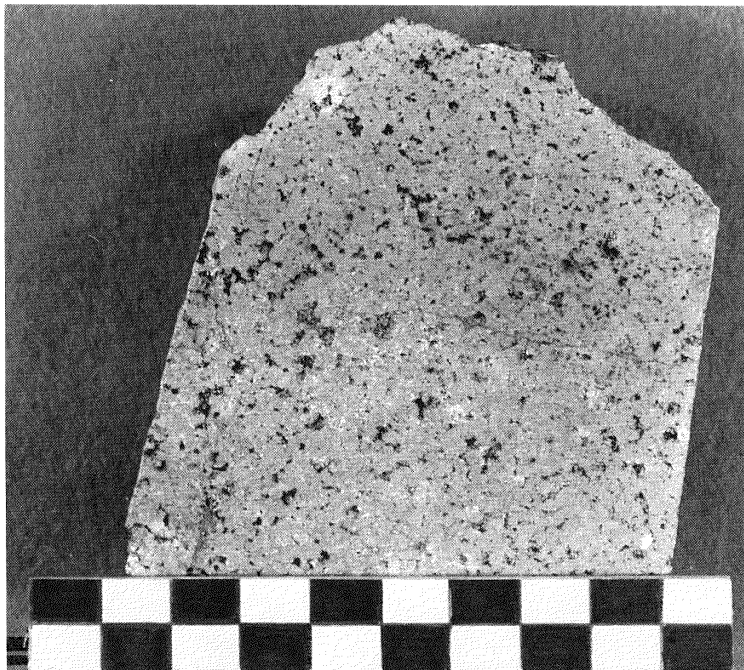
30.3 ± 1.5 Ma (黒雲母 + 白雲母, K-Ar 法)

[測定は Teledyne Isotopes 社, 第 2 表を参照]

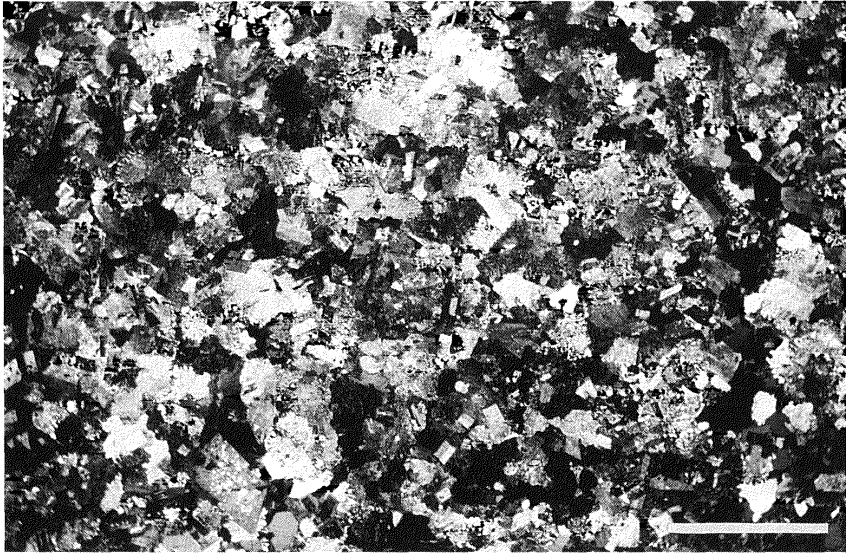
Ⅳ. 9 グラノファイアー (Gp)

分布及び対比 玉川上流の飯豊山荘周辺に、2.5 × 2 km 程の範囲で分布する。本岩は、これまで小川型花崗岩(本報告の杵差岳花崗閃緑岩)の一部として一括されていたが(今田, 1975), 杵差岳花崗閃緑岩とは岩相が異なり、貫入関係にあるので、新たに区分した。

岩相及び産状 本岩は細粒のグラノファイアーであり、肉眼では黒雲母の自形結晶が認められる程度で、目だった斑状組織は認められない(第 30 図)。本岩は、杵差岳花崗閃緑岩及び飯豊山花崗閃緑岩中に貫入しており、一部で飯豊山花崗閃緑岩を捕獲している。本岩中には、多数の流紋岩岩脈が貫入している。本岩は、塊状で塑性変形を被っておらず、梅花皮沢を走るマイロナイト帯を切って貫入しているものとする。



第 30 図 グラノファイアー<R63437>のスラブ写真 スケールは1目盛りが1cm.
暗灰色：カリ長石及び石英の連晶, 白色：斜長石, 黒色：黒雲母, カリ長石を黄色に染色した後に撮影。



第31図 グラノファイアー〈R63438〉の顕微鏡写真 直交ポーラー、スケールは2mm.

岩石記載 グラノファイアー〈R63438〉(第31図)

産地：山形県西置賜郡小国町玉川上流飯豊山荘東方の玉川河床

組織：自形、斑状の斜長石の周囲を、細粒の石英及びカリ長石の連晶が取り囲むマイクログラフィック組織を呈する。

主成分鉱物：斜長石、石英、カリ長石、黒雲母

副成分及び二次鉱物：不透明鉱物、緑泥石

斜長石は自形で、細粒の石英及びカリ長石からなる連晶に取り囲まれている。石英はカリ長石と共に連晶を成し、マイクログラフィック組織を形成している。黒雲母は他形で、褐色を呈し、細粒結晶の集合体に変化しているものが多く、緑泥石に交代されているものも多い。

V. 新 第 三 系

(山元孝広・柳沢幸夫)

本図幅地域の新第三系は、下位より眼鏡橋層、明沢橋層及び沼沢層の3層から構成される(第32図)。この他に、本図幅地域を含む山形県南西部の西置賜地域では、眼鏡橋層の下位に北小国層、沼沢層の上位に湯小屋層-中原層の各累層が発達しているが(第3表)、これらの地層は本図幅地域には分布していない。

地質時代		地層名	模式柱状図	層厚 (m)	岩 相	火山活動
第四紀	完新世	沖積層			礫・砂及びシルト	
	更新世	低位Ⅲ段丘堆積物				
		低位Ⅱ段丘堆積物				
新第三紀	後期	低位Ⅰ段丘堆積物			玄武岩 安山岩 流紋岩	
	中期					
	前期					
	鮮新世	後期				
		中期	沼沢層			800
新第三紀	前期	明沢橋層		300	砂岩及び泥岩	
	後期	眼鏡橋層		600	玄武岩・安山岩火砕岩 流紋岩火砕岩 礫岩	
先新第三紀		先新第三系				

第32図 「飯豊山」図幅地域の新第三系及び第四系の層序

第3表 「飯豊山」図幅地域及びその周辺の新第三系の対比

地質時代	置賜盆地 (半沢ほか, 1958)	西置賜郡 (菅川, 1959) 手ノ子図幅 (菅川, 1971)	小国図幅 (島津ほか, 1972)	飯豊山図幅 (今田, 1975)	飯豊山北東 (神保ほか, 1970)	飯豊山図幅 (本報告)	玉庭図幅 (吉田, 1980)	小国東部 (榑谷・大槻, 1991)	中条 - 小国 (榑村ほか, 1986)
更新世?	中原層	中原層					中原累層		
鮮新世	手ノ子層	手ノ子層					手ノ子累層		
	高峰層	高峯層					高峯累層		
後期中新世	小白川層	宇津峠層					宇津峠累層		
	湯小屋層	湯小屋層					白川累層		内須川層
中期中新世	沼沢層	沼沢層	舟渡層	大花山安山岩 樽口層	大花山安山岩類 六斗沢層	沼沢層	-----?	沼沢層	下関層
	明沢橋層	明沢橋層	小国層	内川層	小玉川層	明沢橋層	明沢橋累層	明沢橋層	
前期中新世	小国層	小国層	今市層	川入層	川入層	眼鏡橋層	小荒沢累層	弁当橋層 小国層 眼鏡橋 礫岩部層	大石川層
	眼鏡橋層	眼鏡橋層	今市層						
	北小国層	北小国層	北小国層					北小国層	

眼鏡橋層は、礫岩及び玄武岩・安山岩・流紋岩火砕岩からなる陸成層で、先新第三系基盤岩を不整合に覆う。明沢橋層は、眼鏡橋層に整合に重なる汽水-内湾成の海成層で砂岩及び黒色泥岩などからなる。沼沢層は、明沢橋層を整合に覆う泥岩を主とする海成層で、本図幅地域内では、黒紫灰色泥岩を主とし流紋岩溶岩・火砕岩・玄武岩火砕岩を挟む下部と、安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩からなる上部に区分される。

これらの新第三系中には、流紋岩・安山岩・玄武岩及びドレライトの貫入岩が分布する。流紋岩は流理構造を持つ溶岩ドーム群を構成し、その多くが眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層の堆積岩中に浅所迸入し、一部でこれらの堆積岩に整合で覆われている。また、この溶岩ドーム群の供給岩脈と思われる流紋岩平行岩脈が基盤の花崗岩類及び新第三系中に多数存在する。安山岩岩脈の多くは、沼沢層上部の安山岩溶岩・火砕岩の供給岩脈である。玄武岩は、岩脈として点在する。ドレライトは沼沢層中にシルとして貫入している。

新第三系は、本図幅の北東部の玉川流域に分布する。一般的な構造は、走向が北西-南東で、北東に傾いている。

V. 1 眼鏡橋層 (Mg₁, Mg₂, Ry)

地層名 森田(1930 MS)命名。Yabe and Hatai (1941)紹介。ただし、Yabe and Hatai (1941)では、「Kagamibasi beds」(=鏡橋層?)として紹介されているが、これは引用の間違いであると考えられる。正式な記載は、半沢ほか(1958)及び皆川(1959)によってなされた。なお、小川(1900)の「束末礫岩統」は、記載から判断して本層に等しいものと考えられる。

模式地 小国町箱ノ口と明沢橋の間の弁当沢トンネル付近の明沢川沿い(北東隣「手ノ子」図幅内)。地層名は、この付近にある眼鏡橋にちなむ。

定義 先新第三系または北小国層を不整合に覆い、上位の海成明沢橋層に覆われる非海成層を眼鏡橋層と定義する。

本報告の「眼鏡橋層」は、半沢ほか(1958)及び皆川(1959, 1971)の「眼鏡橋層」と「小国層」を合わせたものにほぼ相当する。また、「小国」図幅(島津ほか, 1972)の「今市層」・「片貝層」及び「小国層」の下部は本層に相当する可能性がある。神保ほか(1970)及び今田(1975)の「川入層」は、本層にほぼ一致する。幡谷・大槻(1991)の「小国層」と「弁当沢層」を合わせたものは、本層に一致する。

分布・構造 図幅北東部の小国町川入から内川上流部に分布する。北西-南東走向で北東に傾く構造を持つ。

層序関係 先新第三系を不整合に覆う。明沢橋層に整合で覆われる。

層厚 約 600 m.

岩相 本層は、花崗岩やジュラ系の基盤岩の亜角礫-亜円礫を主とする淘汰の悪い礫岩からなる下部(Mg₁)と玄武岩・安山岩及び流紋岩火砕岩からなる上部(Mg₂)で構成される。上部・下部とも陸成層である。下部(Mg₁)は大高地山の南東方に僅かに分布が推定されるだけで、本図幅内にはほとんど分布しない。

上部 (Mg₂) を構成する火砕岩は、玄武岩スコリアからなる火山礫凝灰岩及び火山豆石凝灰岩、玄武岩・安山岩の亜角礫-亜円礫に富む基質支持で淘汰の悪い塊状火山円礫岩、玄武岩・安山岩円礫に富む淘汰の良い塊状の火山円礫岩及び極粗粒-粗粒火山砂岩、流紋岩軽石に富む淘汰の悪い火山礫凝灰岩、平行層理を持ったやや淘汰の悪い流紋岩軽石に富む火山円礫岩・極粗-粗粒火山砂岩互層、玄武岩・安山岩・流紋岩のほか花崗岩やホルンフェルスの礫も含む雑多な淘汰の悪い火山円礫岩からなる。東隣の「玉庭」図幅では玄武岩・安山岩のヘア溶岩流やブロック溶岩流を挟在しているが、本図幅には分布しない。また、玄武岩スコリアを含む本質火砕岩は、大高地山東方の内川上流部に僅かに分布する。また、川入の南方の玉川右岸の支沢には溶結凝灰岩が分布する。

小国町の川入から大高地山にかけての地域では流紋岩溶岩ドーム群 (Ry) の隙間に本層の流紋岩火砕岩が分布し、両者は貫入関係で接している。溶岩ドームの縁辺部ではガラス質の自破砕溶岩に移化するものもあり、これらは未固結の本層流紋岩火砕岩に対して浅所貫入しているものと判断される。したがって、本層に属すべき流紋岩溶岩ドームの活動が当時あったことは確実ではあるが、個々の溶岩ドームの貫入関係や噴出層準がすべて特定できていないので、流紋岩溶岩は明沢橋層・沼沢層のものと一括して地質図に示している。

岩石記載 火砕岩の岩質として、かんらん石玄武岩・単斜輝石かんらん石玄武岩・斜方輝石単斜輝石安山岩・黒雲母流紋岩・無斑晶流紋岩等が認められる。本層の火砕岩はすべてなんらかの変質作用を受けており、緑泥石・緑れん石・セリサイト・方解石等が生じている。

化石 本図幅地域内では化石は発見されていない。しかし、本層に対比される北隣「小国」図幅地域内の今市層からは、現在よりも暖かな環境を示す植物群 (沖庭植物群; 徳永, 1960) が産出しており (Onoe, 1974), いわゆる台島型植物群とされている (藤岡・古賀, 1981)。

年代・対比 本層に対比される今市層から台島型植物群が産出することから、本層は前期中新世の後期に位置づけられる。

備考 西置賜地域の第三系標準的層序とされてきた皆川 (1959) の層序区分では、新第三系下部の陸域層の部分は眼鏡橋層と小国層の2層に分けられてきた。しかし、本報告では一括して、「眼鏡橋層」として扱っている。それは以下のような理由による。

(1) 眼鏡橋層と小国層の模式地は遠く離れており、岩相変化の激しい陸成層において、それぞれの模式地において定義された両層が、本当に層序学的に上下関係にあり、かつ重複していないかどうか確かではない。

(2) 小国層と上位の明沢橋層の模式地も離れており、この両層の層序学的関係についても、確定できない。たとえば、小国層の模式地を含む小国盆地の層序 (島津ほか, 1972) では、小国層の上位は、海成泥岩からなる沼沢層に確実に対比される舟渡層が整合に重なりとされており、見かけ上明沢橋層を欠く。しかし、岩相の記載を読むと、小国盆地の小国層は、明らかに貝化石を含む海成層の部分があり、模式地の明沢橋層に相当する層準を含んでいる可能性が高い。したがって、模式地で定義された小国層と明沢橋層は、上下関係にない可能性も考えられる。

以上のような問題が生じるのは、小国層の模式地のみが眼鏡橋層、明沢橋層及び沼沢層の模式地とかけ離れていて、層序を組み立てる際に不確かな対比を行わなければならないためである。こうした不確

かな対比を避けるため、本報告では、小国層の使用をやめて、その代わり眼鏡橋層の定義を拡大して、北小国層と海成層である明沢橋層の間にある陸成層の部分すべてを「眼鏡橋層」と呼ぶことにする。

V. 2 明沢橋層 (M, Ry)

地層名 森田(1930 MS)命名. Yabe and Hatai (1941)紹介. 本層は、小川(1900)によって「明沢凝灰岩統」、渡辺(1932)により「明沢凝灰岩および砂岩」とも呼ばれた. Yabe and Hatai (1941)は、本層を「Akizawa beds」としているが、これは「Myozawa beds」(=明沢層)の引用の間違いと思われる. その後、半沢ほか(1958)及び皆川(1959)によって正式な記載がされた際、本層は「明沢橋層」と呼ばれ、それ以来この名称が踏襲されている.

模式地 小国町明沢橋付近(北東隣「手ノ子」図幅内).

定義 眼鏡橋層を覆う砂岩を主とする汽水-内湾成の海成層である. 本報告の「明沢橋層」は、幡谷・大槻(1991)の定義に等しく、半沢ほか(1958)及び皆川(1959)の「明沢橋層」の下半分にほぼ相当する. また、本報告の「明沢橋層」は、神保ほか(1970)の「小玉川層」の下部、今田(1975)の「内川層」の下部に当たる. さらに島津ほか(1972)の「小国層」の上部は本層に相当する可能性がある.

分布・構造 図幅北東部の小国町川入から内川上流部に分布する. 北西-南東走向で北東に傾く構造を持つ.

層序関係 小国層を整合に覆う. 沼沢層に整合で覆われる.

層厚 約 300 m.

岩相 本層は、礫混じりで淘汰の悪い塊状極粗粒-中粒砂岩、平行層理や低角斜交層理を持つ淘汰の良い中粒-細粒砂岩、細かい平行ラミナを持つ黒色泥岩、生物擾乱を受けた淘汰の悪い砂混じりシルト岩の互層からなる海成層である. 砂岩はアルコース質のものが全体に多いが、局所的に流紋岩の石質岩片や軽石片に富むものも出現する. したがって、本層堆積時にも流紋岩の火山活動があったことは間違いない. また、小国町の川入周辺では流紋岩溶岩ドーム群 (Ry) の隙間に本層の砂岩が僅かに分布している. しかし、流紋岩は砂岩に対して貫入関係で接しており、本層の碎屑岩と流紋岩溶岩が整合関係で接する露頭は見いだしていない. 本層に属すべき流紋岩溶岩は存在するであろうが、個々の溶岩ドームの噴出層準が特定できていないので、流紋岩溶岩は全て眼鏡橋層・沼沢層のもの一括して地質図に示している.

化石 本図幅地域内では化石は未発見である. 模式地付近からは、Sato *et al.* (1989)によって、八尾-門の沢動物群の Arcid-Potamid fauna の産出が報告されている. そのほか、皆川(1959)は本層から貝化石を報告している.

年代・対比 八尾-門の沢動物群の Arcid-Potamid fauna が産出することから、本層は前期中新世末に位置づけられる.

V. 3 沼沢層 (Nm, Nr, Nb, Na, Ry)

地層名 森田(1930 MS)命名. Yabe and Hatai (1941)紹介. 正式な記載は, 半沢ほか(1958)及び皆川(1959)によってなされた. 本層は, 小川(1900)によって「沼沢頁岩統」, 渡辺(1932)によって「沼沢頁岩および凝灰岩」または「沼沢頁岩層」とも呼ばれた.

模式地 小国町沼沢の白子沢からその東方の遅ノ越間の川筋(北東隣「手ノ子」図幅内).

定義 明沢橋層を覆う海成泥岩を主とする地層である. 本報告の「沼沢層」は, 幡谷・大槻(1991)の定義に等しい. また, 半沢ほか(1958)及び皆川(1959)の沼沢層にはほぼ相当するが, 彼らの沼沢層の最下部は, 本報告では明沢橋層に含めている. 本報告の「沼沢層」は, 神保ほか(1970)の小玉川層の上部, 六斗沢層及び大花山安山岩類を合わせたものに, また今田(1975)の内川層の上部, 小玉川層, 樽口層及び大花山安山岩を合わせたものに相当する. さらに岩相から, 島津ほか(1972)の舟渡層は本層に対比される. また, 本層は植村ほか(1986)が玉川及び足水川流域で大石川層及び下関層とした部分に相当する.

分布・構造 図幅北東部の足水川流域・内川沿い・長者原より下流の玉川沿いに分布する. 大局的には北西-南東走向で, 北東に傾く構造を持つ. 足水川流域の樽口付近には南北方向の軸を持つ褶曲構造が認められる.

層序関係 明沢橋層を整合に覆う.

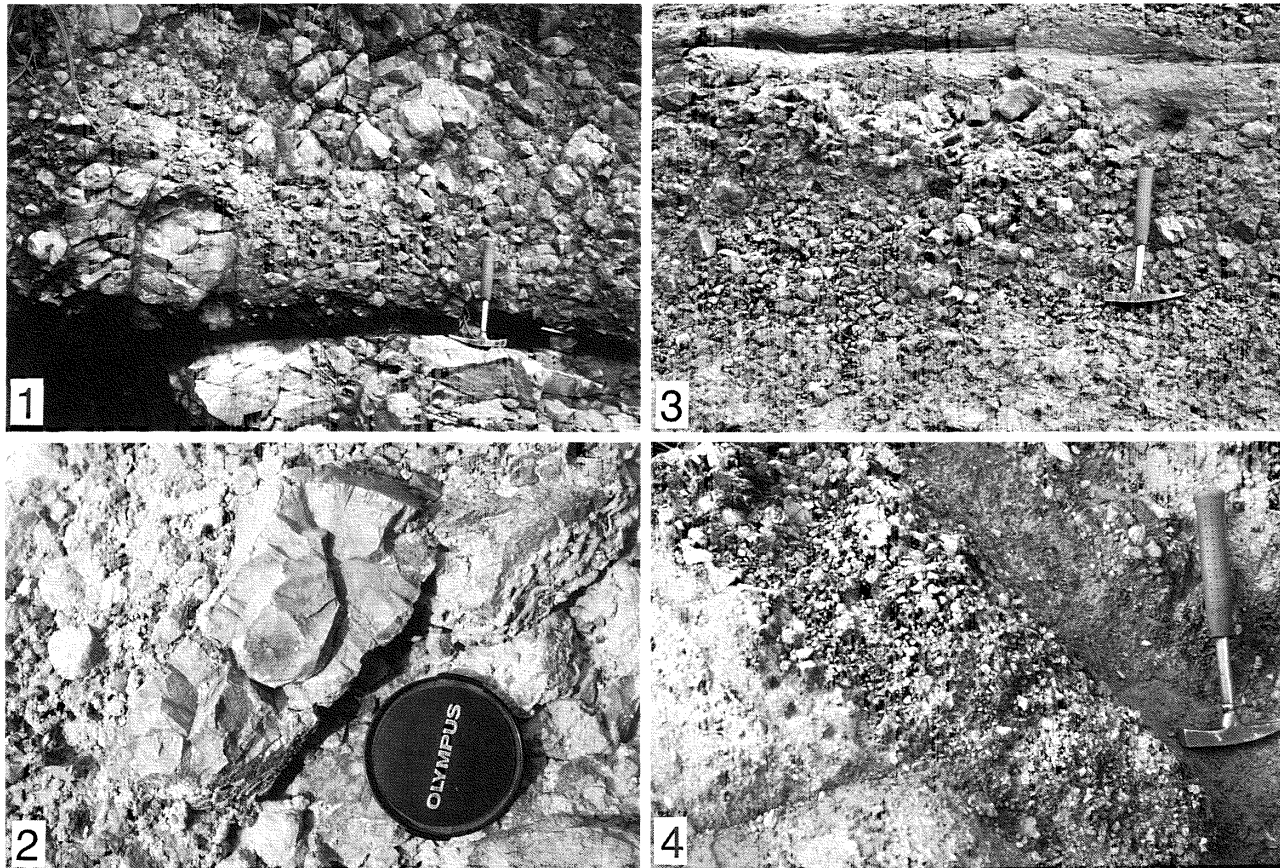
層厚 約 800 m.

岩相 本層は, 泥岩(Nm)・流紋岩溶岩(Ry)・流紋岩火砕岩(Nr)・玄武岩火砕岩(Nb)からなる下部と, 安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩(Na)からなる上部に区分される. 流紋岩溶岩が卓越し碎屑岩がほとんど分布しない地域では(例えば玉川沿い), 下位層準の流紋岩溶岩と本層のそれとの境界を特定することができず, 地質図では両者を区別していない. 本層を構成する泥岩・火山岩はすべて海成である.

本層の泥岩(Nm)は, 層理の不明瞭な塊状の黒紫灰色泥岩を主としている. 黒雲母の微細な結晶片が比較的多く含まれており, 肉眼では淘汰があまり良くない印象を受ける. 内川流域の泥岩は, 流紋岩軽石質火山砂岩や火山円礫岩などの火砕物を頻繁に挟み, 著しい鉱化作用を受けた部分が多い.

流紋岩溶岩(Ry)は, 流理構造を持ったマッシュ溶岩を主とする溶岩ドーム群を構成する. 溶岩ドーム群内部には岩質の異なる部分や貫入関係が普通に認められ, 個々の溶岩ドームの径は数 100 m-2 km 程度である. 溶岩ドームのほとんどは周囲の碎屑岩に非調和に貫入しているが, 岩体の縁辺部ではガラス質の自破砕溶岩に移化するものが多く, 未固結の母岩に対して浅所貫入しているものと判断される. また, 小国町泉岡の玉川沿いの溶岩ドームでは岩体上面の塊状自破砕溶岩が, 溶岩片に富む成層した粗粒火砕岩に整合に覆われる関係がよく観察できる(第 33 図).

流紋岩火砕岩(Nr)は, 変質した軽石や流紋岩岩片に富む岩片支持で中粒-粗粒砂の基質を持つ火山円礫岩, 平行層理や低角斜交層理を持ち円磨された軽石に富む比較的淘汰の良い火山円礫岩及び極粗粒火山砂岩, 正級化層理を持ち軽石や流紋岩岩片を含む極粗粒-中粒火山砂岩, 変質した軽石に富み塊状で基質支持の火山礫凝灰岩及び凝灰角礫岩, 石質流紋岩の角礫-亜角礫に富む淘汰の悪い岩片支持の火



第 33 図 沼沢層の流紋岩自破砕溶岩とこれを覆う火砕岩 小国町泉岡の玉川沿い。1) 単源のガラス質流紋岩角礫からなる自破砕溶岩。岩片はいずれも多面体型で、岩片相互の変位量は小さく、溶岩としての連続性を保持している。2) 放射状冷却節理を持つ自破砕溶岩中の岩片。3) 逆級化層理を持つガラス質流紋岩火山角礫岩。本岩は岩片支持で細粒基質を欠き、淘汰がよい。自破砕溶岩を直接に覆う。4) 無級化で粗粒砂の基質を持つ岩片支持の火山円礫岩と火山砂岩の互層。どちらもガラス質流紋岩の碎屑物からなる。

山角礫岩，ガラス質粗粒－細粒凝灰岩などの多様な岩相からなる。

玄武岩火砕岩 (Nb) は非常に淘汰の良い塊状のスコリア・ラピリスストーンからなる。本岩は径 3 cm 以下の発泡した多面体型のスコリアに富み，流紋岩の異質岩片を僅かに伴っている。小国町の泉岡周辺にまとまった分布があるほか，足水川の上流部にも小露头がある。

小国町の大花山周辺と足水川支流の矢種沢流域には，層厚 400 m 程度の安山岩－玄武岩溶岩及び火砕岩 (Na) がまとまって分布し，本層の上部を構成している。この岩相は，神保ほか(1970)の「大花山安山岩類」，今田(1975)の「大花山安山岩」にほぼ相当する。量的には安山岩がかなり卓越している。溶岩は自破砕構造の著しいブロック溶岩流からなり，基底部に逆級化構造を持つ塊状で基質支持の凝灰角礫岩，逆－正級化構造を持つ岩片支持の火山円礫岩，平行－低角斜交層理を持つ火山円礫岩及び火山砂岩などの再堆積した火砕岩と互層する(第 34 図)。また，同質のシルや岩脈も溶岩・火砕岩互層に付随しており，当時の海底復成火山体の残骸と見ることが出来る。一部の流紋岩は，小国町の樽口南方で本層上部の安山岩－玄武岩溶岩及び火砕岩にドーム状に浅所貫入しており，この岩体も火山体の一部を構成していた可能性がある。

岩石記載 本層の流紋岩溶岩は，斜方輝石単斜輝石流紋岩・黒雲母流紋岩・無斑晶流紋岩からなる。このうち無斑晶流紋岩は，流理の発達が特に良い。ほとんどの溶岩に緑泥石・緑れん石・セリサイト・方解石等の変質鉱物が認められる。

斜方輝石単斜輝石流紋岩 (R63439)

産地：山形県西置賜郡小国町泉岡の玉川沿い。

産状：自破砕溶岩中の溶岩片。

鏡下の特徴：斑晶はごく少量の斜長石 (<1.0 mm) ・石英 (<0.3 mm) ・単斜輝石 (<0.5 mm) ・斜方輝石 (<0.4 mm) ・鉄鉱 (<0.3 mm) からなる。斑晶鉱物は新鮮で，変質が認められない。石英は他形で，融食を受けている。石基はガラス質で，よく発泡している。気泡径は 1.2 mm 以下で，よく引き延ばされた扁平な気泡が多い。石基ガラスは粘土鉱物で置換されている。径 1 mm の玄武岩の捕獲粒子が含まれる。

本層下部に挟まれる玄武岩はかんらん石玄武岩と無斑晶玄武岩からなるが，変質が著しく，かんらん石や石基ガラスは完全に緑泥石で置換されている。

無斑晶玄武岩スコリアラピリスストーン (R63440)

産地：山形県西置賜郡小国町樽口の南 3 km の足水川沿い。

産状：降下堆積物。

鏡下の特徴：径 2 cm 以下の多面体型の玄武岩スコリア火山礫からなる。非常に淘汰が良く，基質に細粒物を欠き，粒間は方解石で充填されている。玄武岩スコリアはよく発泡した石基のみからなり，微量の石英の捕獲結晶 (<1.4 mm) を含んでいる。石基はハイアロピリティック組織を持ち，斜長石・鉄鉱・粘土鉱物からなる。気泡は径 1 mm 以下の球形で，緑泥石で充填されている。

本層上部を構成する安山岩－玄武岩は，斜方輝石単斜輝石安山岩を主とし，かんらん石単斜輝石玄武岩を伴っている。斑晶のかんらん石・輝石が緑泥石で置換しているものもあるが，下位層の火山岩と比較すると変質の程度はかなり低い。



第 34 図 沼沢層の安山岩-玄武岩溶岩及び火砕岩

- 1) 淘汰の良い火山円礫岩と火山砂岩の互層、多様な結晶度の安山岩や玄武岩の碎屑物で構成される(小国町の足水川支流矢種沢)。
- 2) 多面体型のガラス質安山岩岩片からなる自破砕溶岩(小国町の大花山南西)。

斜方輝石単斜輝石安山岩(R63441)

産地：山形県西置賜郡小国町樽口の東2kmの矢種沢沿い。

産状：自破砕溶岩中の溶岩片。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<1.8mm)・単斜輝石(<1.2mm)・斜方輝石(<1.0mm)・鉄鋳(<0.5mm)からなる。集斑状構造が著しい。斑晶は新鮮で、変質が認められない。石基はインターサータル構造を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・緑泥石からなる。石基は若干発泡しており、径1mm以下の偏平な気泡を含んでいる。

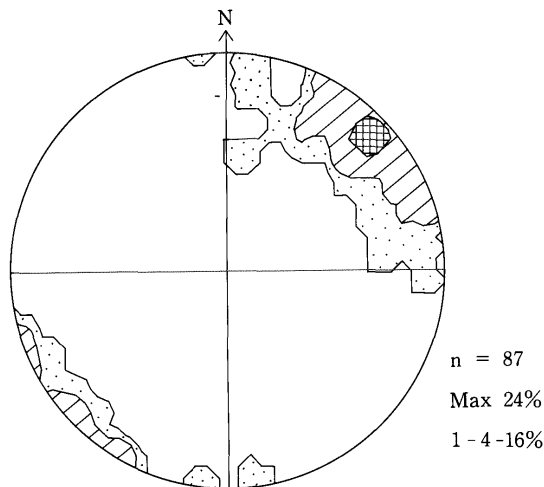
化石 本図幅地域内では化石は未発見である。模式地の沼沢付近の本層からは、Blow (1969)のN. 10帯の浮遊性有孔虫(村田, 1976)及びOkada and Bukry (1980)のCN 3-4の石灰質ナンノ化石(幡谷・大槻, 1991)が報告されている。

年代・対比 本層は、岩相及び化石群集から、新潟地域標準層序の七谷層に、秋田地域標準層序の西黒沢層にほぼ対比されるものとみられる。したがってその地質年代は、中期中新世の初期である。

V. 4 貫入岩

V. 4. 1 流紋岩 (Ry)

分布・構造 小国町川入よりも上流の玉川流域と内川の上流部に、顕著な流紋岩平行岩脈群が分布する。貫入面の卓越走向は、川入-豊山荘間の岩脈群でN45°W(第35図)、内川上流の岩脈群でN35°Wである。また、貫入面は85°-70°程度西に傾くものが多い。これらの岩脈群は、眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層中に浅所貫入した溶岩ドーム群に移化しており、地質図・凡例では流紋岩岩脈と浅所貫入岩-溶岩とを区別していない。



第35図 流紋岩岩脈の貫入面の極の下半球投影
小国町川入から大又沢・松山沢出合までの玉川沿いに分布する岩脈87個の投影。
最大値は24%で、コンターは1, 4, 16%。

層序関係 基盤の先新第三系・眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層下部に貫入する。

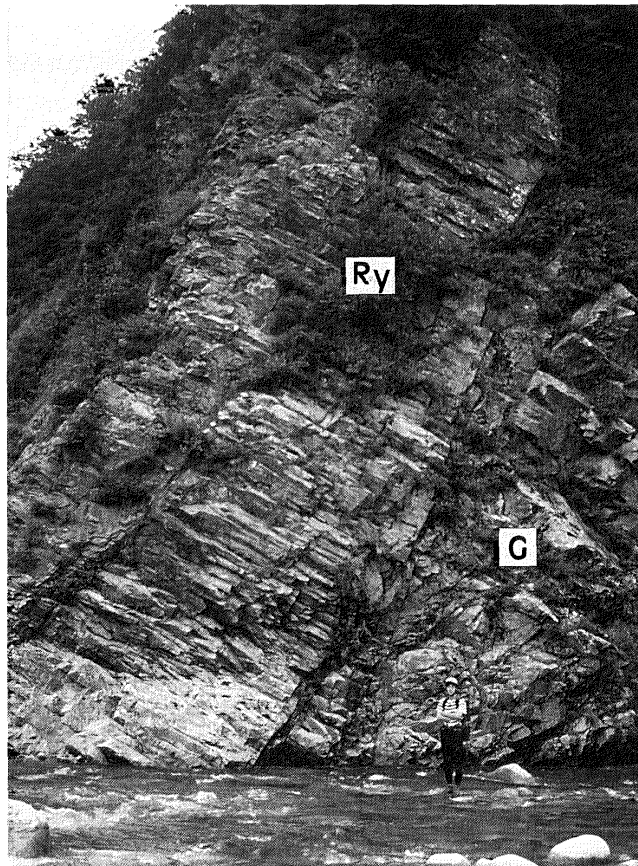
岩相・岩石記載 本流紋岩岩脈の幅は2m-100mのものが多く(第36図), その岩質は黒雲母流紋岩・輝石流紋岩・無斑晶流紋岩である。石基の結晶度は高く, ほとんどの岩脈で変質により緑泥石・セリサイトを生じている。

輝石流紋岩(R63442)

産地: 山形県西置賜郡小国町川入の南2.5kmの玉川沿い。

産状: 岩脈。

鏡下の特徴: 斑晶は斜長石($<3.0\text{ mm}$)・石英($<4.0\text{ mm}$)・緑泥石で置換された輝石($<1.0\text{ mm}$)・鉄鉱($<0.3\text{ mm}$)からなる。斜長石にはセリサイト化が認められる。石基は径 0.5 mm 以下のマイクロフェルライトの集合体とその粒間を埋める緑泥石・緑れん石で構成される。



第36図 玉川沿いに分布する流紋岩岩脈(Ry)
母岩は秋差岳花崗閃緑岩(G)で, 貫入面の走向・傾斜は $N27^{\circ}W, 70^{\circ}W$ (小国町川入の南南西1.5km)。

年代・対比 層序関係及び岩質から、本貫入岩は眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層下部の流紋岩岩体の供給岩脈群であると判断される。同時期の流紋岩平行岩脈群は東隣の「玉庭」図幅(山元・柳沢, 1989)や会津地域の「若松」図幅(山元・吉岡, 1992)・「只見」図幅(島田・伊沢, 1969)・「小林」図幅(島田ほか, 1974)にも分布し、当時の伸長応力場を反映した一連の珪長質火山活動域を形成していたと考えられている(山元, 1991)。

V. 4. 2 安山岩 (An)

分布・構造 図幅北東部の新第三系分布域に点在する。規模の大きな岩体が足水川沿いにあり、長径2 kmのドーム状の形態を持っている。また、シル状の岩体が矢種沢にあり、同質の安山岩火砕岩中に貫入している。小規模岩体のほとんどは幅が10 m以下の岩脈として貫入しており、貫入面の卓越走向はN50°Eである(第37図; 山元(1991)の岩脈群29)。

層序関係 眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層に貫入する。

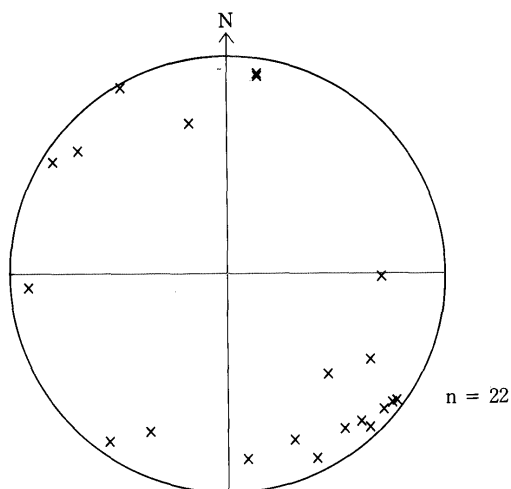
岩相・岩石記載 本貫入岩は全て、斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。一部の岩体は輝石が緑泥石で置換されているが、流紋岩や玄武岩貫入岩体と比較すると変質の程度は弱い。小国町泉岡の安山岩岩脈(幅8 m)は、母岩の沼沢層の流紋岩火砕岩を幅50 cm程度で強溶結させている(第38図)。

輝石安山岩(R63443)

産地：山形県西置賜郡小国町樽口の南南西1.7 kmの足水川沿い。

産状：ドーム状貫入岩体。

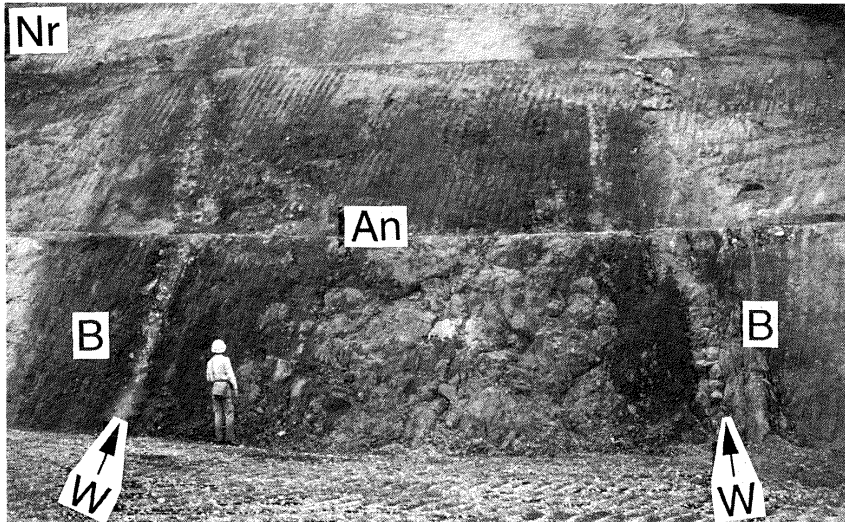
鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<2.2 mm)・緑泥石で置換された輝石(<0.6 mm)・鉄鉱(<0.3 mm)からなる。集斑状組織が著しい。斜長石斑晶の一部はセリサイト化している。石基は完晶質で、斜長石・緑泥石・鉄鉱・カリ長石・シリカ鉱物からなる。



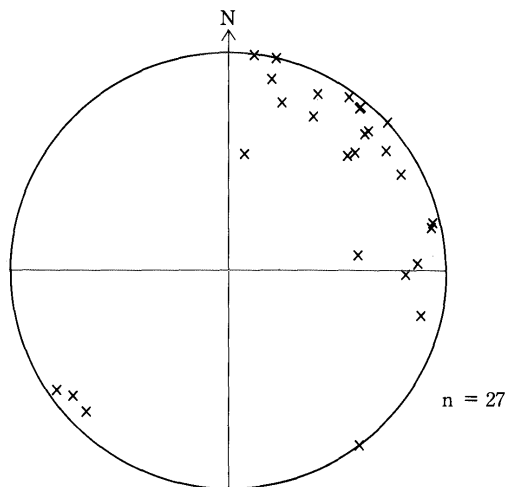
第37図 安山岩岩脈の貫入面の極の下半球投影

本図幅北東部及び北隣の「小国」南東部に分布する中新統を貫く安山岩岩脈22個の投影(山元, 1991のDS29)。

年代・対比 本貫入岩の多くは、これと岩質の共通する沼沢層上部の安山岩火砕岩及び溶岩の供給岩脈であったと考えられる。しかし、東隣の「玉庭」図幅では同質の安山岩岩体が沼沢層よりも上位の湯小屋層にまで貫入しており、同貫入岩の活動時期は中期中新世全般に及んでいる。本安山岩岩脈貫入面の卓越走向は、明らかに流紋岩・玄武岩岩脈のそれ(第35, 39図)と直交しており、日本列島で15 Ma前後に起きた造構応力場の変化(Tsunakawa, 1986; 山元, 1991)を反映している。



第38図 沼沢層の流紋岩火砕岩を貫きかつ溶結させる安山岩岩脈(An)貫入岩に接する幅50cmの母岩(よく発泡したガラス質流紋岩の火山角礫岩; Nr)は強溶結し(W), その外側2m程度の母岩は黒く変色(B)している(小国町泉岡)。



第39図 玄武岩岩脈の貫入面の極の下半球投影
本図幅に分布する27岩脈の投影。

V. 4. 3 玄武岩 (Ba)

分布・構造 先新第三系分布域に岩脈として点在する。貫入面の卓越走向はN40°Wで(第39図)、流紋岩岩脈のそれとほぼ一致する。

層序関係 先新第三系に貫入する。小国町の飯豊山荘周辺の本貫入岩には、流紋岩岩脈に貫かれるものと、流紋岩岩脈を貫くものがある。したがって、本貫入岩の活動時期は流紋岩岩脈のそれと重複している。

岩相・岩石記載 本玄武岩岩脈の幅は2m以下のものが多く(第40図)、その岩質はかんらん石玄武岩・単斜輝石かんらん石玄武岩・無斑晶玄武岩である。全ての岩脈が変質を被っており、かんらん石の全部と単斜輝石の多くが緑泥石で置換されている。斜長石もセリサイト化を受けたものが多い。また、緑れん石や方解石等の変質鉱物も鏡下で普通に確認できる。

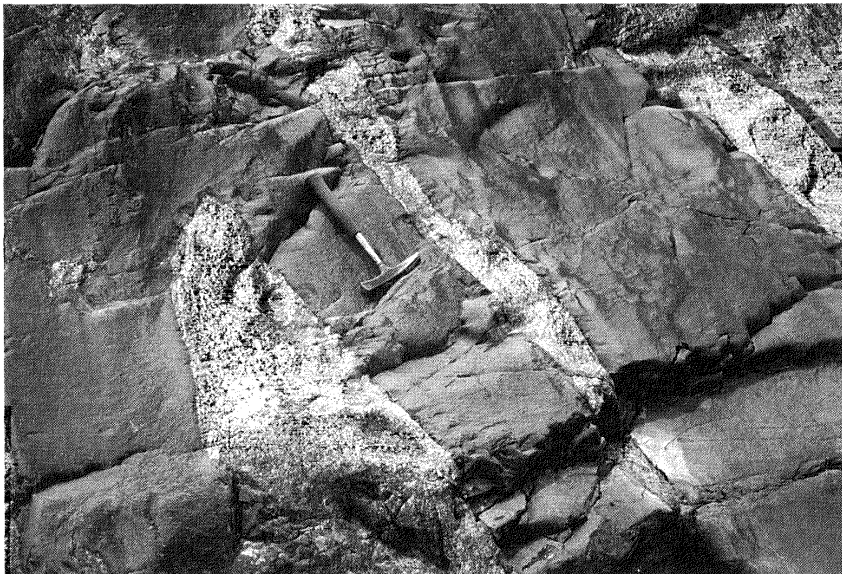
単斜輝石かんらん石玄武岩(R63444)

産地：山形県西置賜郡小国町の玉川上流部の大又沢入口付近。

産状：岩脈。

鏡下の特徴：斑晶は斜長石(<0.8mm)・かんらん石(<2.0mm)・単斜輝石(<0.6mm)からなる。かんらん石斑晶は完全に緑泥石や緑れん石で置換されている。単斜輝石と斜長石には変質が認められない。石基はインターサタル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱・緑泥石からなる。

年代・対比 貫入層準と貫入関係から、本貫入岩は眼鏡橋層・明沢橋層・沼沢層下部の玄武岩の供給岩脈であると判断できる。



第40図 飯豊山花崗閃緑岩(白色部)を貫く玄武岩岩脈 小国町石転び沢。

V. 4. 4 ドレライト (Do)

分布・構造 図幅北東縁部の足水川支流沿いにシル状の小岩体が分布する。

層序関係 沼沢層に貫入する。

岩相・岩石記載 斜長石・かんらん石・単斜輝石・鉄鉱からなる等粒状の完晶質岩で、オフィテック組織を持つ。ほとんど全てのかんらん石が緑泥石で置換されている。しかし、斜長石や輝石は新鮮で、前項の玄武岩岩脈に比べると変質の程度は低い。

年代・対比 貫入層準が沼沢層に集中すること(特に東隣の「玉庭」図幅)、沼沢層上部に同質の単斜輝石かんらん石玄武岩溶岩流があることから、本ドレライトはこの火山活動に関連した中期中新世の貫入岩体であると判断される。

VI. 第四系

(山元孝広・柳沢幸夫)

本図幅地域の第四系は、段丘堆積物、地すべり堆積物、崖錐及び崩積堆積物、沖積層からなる。いずれも主として本図幅北東部に分布し、規模が小さい。

VI. 1 段丘堆積物

飯豊・朝日山地周辺の三面川・荒川・玉川・胎内川・加治川流域の段丘堆積物は、山中・八木(1987)により詳細に記載されている。これをもとに本報告では本図幅内に分布する段丘を低位Ⅰ・低位Ⅱ・低位Ⅲに区分した。段丘堆積物は図幅北東部の玉川流域にまとまった分布があるものの、他の河川沿いでは胎内川を除いてほとんど発達しない。

VI. 1. 1 低位Ⅰ段丘堆積物 (t₁)

本段丘は玉川流域の小国町長者原と泉岡付近に分布し、現河床からの比高が20-30mの段丘面を形成する。本段丘と下位の低位Ⅱ段丘面とは比高約6mの段丘崖で区別される。また、本段丘は山中・八木(1987)の長者原面に相当する。堆積物は新鮮な花崗岩類円礫を主とする淘汰の良い巨礫層からなり、わずかに砂・泥を伴う。最大層厚は20m以上で、現河床下に谷底を持つ谷地形を埋積している。山中・八木(1987)の編年によれば、本段丘堆積物の形成年代は3万年B.P.以降1万2千年B.P.以前である。

Ⅵ. 1. 2 低位Ⅱ段丘堆積物 (tl₂)

本段丘は玉川の本支流に沿って分布し、現河床からの比高が15-20mの連続性の良い段丘面を形成する。この段丘は山中・八木(1987)の山崎面に相当する。また、胎内川本流沿いにも小規模ながら平坦面が散点的に分布しており、これは山中・八木(1987)の黒川Ⅲ面に相当すると考える。玉川本流の飯豊山荘よりも下流部では、層厚5m以下の新鮮な花崗岩類円礫を主とする淘汰の良い巨礫層からなる。一方、飯豊山荘の上流から梅花皮沢にかけての地域では、本段丘は基質に青灰色粘土を持った淘汰の悪い花崗岩巨角礫を含む土石流堆積物からなる。山中・八木(1987)の編年によれば、本段丘堆積物の形成年代は1万2千年B.P.以降1万年B.P.前後である。

Ⅵ. 1. 3 低位Ⅲ段丘堆積物 (tl₃)

低位Ⅱ段丘堆積物と現河床の間に位置する2-3段の狭い段丘面を一括した。層厚2m以下の薄い巨礫層で構成され、わずかに砂・泥を伴う。低位Ⅱ段丘面形成後の玉川の急速な下刻によって残された堆積物で、その形成時期は1万年B.P.以降の完新世である。

Ⅵ. 2 地すべり堆積物 (ls)

本図幅北東部の中新世の泥岩や安山岩の分布域には地すべりによって形成された緩斜面が僅かに分布する。構成物は、これら中新世泥岩・安山岩の角礫からなり、その固結度は低い。

Ⅵ. 3 崖錐及び崩積堆積物 (ta)

本図幅北東部の中新世の火山岩分布域には、山麓の下部にやや扇形をした緩斜面が僅かに分布する。表面には中新世火山岩の角礫が散乱しており、主として上部斜面からの崩落によって形成されたものと考えられる。

Ⅵ. 4 沖積層 (a)

本報告では現河床を構成する堆積物を沖積層とする。したがって、完新世の堆積物のうち、段丘を構成するものは沖積層に含めない。

地質図に分布が示せる沖積層は玉川流域にのみ分布し、これ以外の河川では沖積層がほとんど発達していない。玉川流域ではよく円磨された花崗岩類や中新世火山岩の巨礫が、現河床の大部分を構成している。

Ⅶ. 応用地質

(高橋 浩)

Ⅶ. 1 金属鉱床

本図幅地域内では、かつてマンガン及び金が採掘されていたことがあるが、現在稼行中の金属鉱山はない。

1) 金

本図幅地域の金鉱床は、大石川支流、西俣川上流の杵差鉱山において採掘されていたが(資源・素材学会, 1994; 地質調査所, 1955; 新潟県, 1962), 現在は稼行していない。資源・素材学会(1994)によれば、鉱床は足尾帯の中生層である黒色頁岩を母岩とし、破碎帯の割れ目を充填した走向E-Wの含金石英脈である。鉱石は石英質であり、局部的に粗い金粒が肉眼で多数認められる富鉱部が存在し、その部分の品位はAu 1500 g/t, Ag 300 g/tと高い。鉱化帯は東西方向へ約400mに及び露頭や旧坑が多くみられるという。第4表に杵差鉱山の生産量を示す。

2) マンガン

本図幅地域のマンガン鉱床は、胎内川左岸支流(撫平橋下流約500m)のシンノセ沢の竹豊胎内鉱山及び下川鉱山においてかつて採掘されていたが(新潟県, 1962; 地質調査所, 1954), 現在は稼行していない。いずれも足尾帯の中生層である層状チャートに伴うマンガン鉱床と思われるが詳細は不明である。

Ⅶ. 2 非金属鉱床

飯豊山地の北東方及び東方には羽前小国, 津川, 中津川, 黒岩, 手内畑, 加納などの石膏鉱床が分布している(鈴木, 1964)。これらのうち本図幅地域に存在するのは羽前小国鉱床のみである。

羽前小国鉱山(山形県西置賜郡小国町小玉川)の石膏鉱床については、鈴木(1964)及び江口ほか(1967)の報告がある。江口ほか(1967)によると、本鉱山の石膏鉱床は黒鉱タイプの石膏鉱床で、凝灰角礫岩及び黒色頁岩(本報告の沼沢層下部, 流紋岩火砕岩及び黒紫灰色泥岩)を母岩とするものである。石膏鉱床

第4表 杵差鉱山の生産量 資源・素材学会(1994)による。

年次	鉱量 t	金品位 g/t	含有量 g
昭和15(1940)年度	457	14.3	6,812
16(1941)	490	14.2	6,937
17(1942)	923	15.0	13,845
計	1,870	14.8	27,594

は母岩によって産状と組織を異にし、凝灰角礫岩中のものは主として球状石膏及び鉍染状石膏からなり、黒色頁岩中のものは主として薄互層状石膏からなり、鉍染状石膏を伴う。塊状雪花石膏体は両者に少量産出する。

Ⅶ. 3 温泉及び鉍泉

飯豊山地周辺には、荒川峡温泉郷(北麓)、飯豊温泉及び泡の湯温泉(北東部)、熱塩温泉(南東麓)、角神温泉及び麒麟山温泉(南麓)、湯の平温泉(南西部)などの温泉が知られている。また、鉍泉としては、川入鉍泉(北東部)、飯豊鉍泉(南東麓)、湯の島鉍泉(南麓)などが知られている。これらのうち、本図幅内に位置するのは、飯豊温泉、川入鉍泉、泡の湯温泉及び湯の平温泉である。

1) 飯豊温泉(山形県西置賜郡小国町小玉川)

玉川上流の支沢である湯の沢上流部に源泉があり、天狗平に立つ飯豊山荘や川入の国民宿舎に温泉が供給されている。源泉付近には10箇所余りの湧出箇所があり、杵差岳花崗閃緑岩に貫入する流紋岩岩脈中に発達する亀裂から湧出している(山形県温泉協会, 1973)。泉温は $40^{\circ}-55^{\circ}\text{C}$ (加藤ほか, 1985)で、湧出量は総計 $307\text{l}/\text{分}$ (山形県, 1966)である。本泉の主成分は、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 及び遊離 CO_2 であるが、Rnを比較的多く含有しているのが特徴である(山形県温泉協会, 1973)。

2) 川入鉍泉(山形県西置賜郡小国町小玉川川入)

新第三系眼鏡橋層を貫く流紋岩の発達する地域から湧出している(加藤ほか, 1985)。

3) 泡の湯温泉(山形県西置賜郡小国町小玉川)

玉川支流の内川右岸に位置する。新第三系沼沢層の流紋岩を掘削して得た温泉であり、多量の CO_2 を含んで湧出するので泡の湯と呼ばれている(加藤, 1967)。泉温は 39.5°C 、湧出量は $100\text{l}/\text{分}$ (金原, 1992)で、多量の CO_2 を含有するほか、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- を多く含有し、 H_2SiO_3 も比較的多い(山形県温泉協会, 1973)。

4) 湯の平温泉(新潟県新発田市滝谷)

加治川上流に立つ湯の平山荘の上流右岸より自然湧出している。ホルンフェルス化した塊状砂岩中に貫入する優白質花崗岩岩脈中より湧出している。また、さらに約250m程上流左岸では、ホルンフェルス化した砂岩・頁岩薄互層中に貫入する幅40cm程の玄武岩岩脈より温泉が湧出している。泉温は $16.5^{\circ}-54.8^{\circ}\text{C}$ で、 NaHCO_3 を主成分とする(加藤, 1967)。

文 献

- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In P. Bronniman and H. H. Renz eds., *Proc. 1st Intern. Conf. Planktonic Microfossils*, E. J. Brill, Leiden, vol. 1, p. 199-422.
- Chihara, K. (1959) Geology and petrology of granitic rocks and gneisses in the northern district of Niigata Prefecture. Part I. Granitic Rocks. *Jour. Fac. Sci., Niigata Univ.*, Ser. II, vol. 3, no. 3,

169 p.

- 茅原一也(1982) 新潟積成盆地及び周辺地域の基盤構造と新生代火成活動史. 地質雑, vol. 88, p. 983-999.
- 地質調査所(1954) 日本鉱産誌 B I - c, p. 96-97.
- (1955) 日本鉱産誌 B I - a, p. 62-63.
- (1992) 100 万分の 1 日本地質図, 第 3 版.
- 江口元起・早川典久・鈴木舜一(1967) 羽前小国鉱山の石膏鉱床. 東北鉱山, vol. 13, p. 41-50.
- 藤岡一男・古賀 孝(1981) 東北地方西南部の中新世中期台島型植物群. 地学雑, vol. 90, p. 235-246.
- 半沢正二郎・皆川信弥・清水貞雄・安達秀吉(1958) 置賜盆地天然ガス調査報告. 東北地方天然ガス開発調査報告書, 石油技協, p. 224-248.
- 幡谷竜太・大槻憲四郎(1991) 山形県小国町付近の地質—東北本州孤前期中新世ハーフ・グラベンの場合—. 地質雑, vol. 97, p. 835-848.
- 林 信悟・飯島静男・石井逸雄・中島照雄・沢口 宏・田中宏之・吉田 尚(1990) 足尾山地南西部の中・古生界. 群馬県立歴史博物館紀要, vol. 11, p. 1-34.
- 檜垣大助(1977) 飯豊山地山稜部の地形について. 東北地理, vol. 29, p. 212-220.
- 五百沢智也(1962) 檜・穂高連峰付近の最低位堆石堤について. 地理学評論, vol. 35, p. 652-653.
- (1986) 飯豊・朝日連峰の水河地形. 岳人, vol. 468, p. 42-45.
- IUGS (1973) Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations. *N. Jahrb. Min. Mon.*, p. 149-164.
- 神保 恵・本田康夫・田宮良一(1970) 飯豊山北東辺の新第三紀層. 飯豊連峰, 山形県総合学術調査会, p. 14-25.
- 加藤武雄(1967) 朝日・飯豊山系の温泉に関する地球化学的研究. 温泉工学会誌, vol. 5, p. 1-7.
- ・大宮由子・杉山智子(1985) 飯豊山地および周辺地域の温泉に関する二, 三の地球化学的知見. 温泉科学, vol. 35, p. 115-127.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-A dating (N) —東北日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 41-55.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧, 地質調査所, 394 p.
- 今田 正(1975) 5 万分の 1 地質図幅「飯豊山」及び同説明書. 山形県, 11 p.
- 皆川信弥(1959) 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学のおよび古生物学的研究(その 1). 地質雑, vol. 65, p. 364-373.
- (1971) 5 万分の 1 地質図幅「手の子」及び同説明書. 山形県, 21 p.
- Mizutani, S., Uemura, T. and Yamamoto, H. (1984) Jurassic Radiolarians from the Tsugawa Area, Niigata Prefecture, Japan. *Earth Sci.*, vol. 38, p. 352-358.
- 森田日子次(1930 MS) 山形県西置賜郡小国町付近第三紀層の地質と地形. 東北大地質学古生物学教室卒業論文.
- 村田勇治郎(1976) 山形県西置賜郡における沼沢層の層位学的研究. 石油資源技研報, vol. 19, p. 21-24.

- 新 潟 県(1962) 20 万分の 1 新潟県地質図及び同説明書. 29 p.
- (1989) 20 万分の 1 新潟県地質図(改訂版)及び同説明書. 128 p.
- 小川琢治(1900) 羽前国西南部地方の第三紀層附十露盤珠石の成因. 地質雑, vol. 7, p. 43 - 49.
- Okada, N. and Burkry, V. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude cocolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleont.*, vol. 5, p. 321 - 325.
- Onoe, T. (1974) A Middle Miocene flora from Oguni-machi, Yamagata Prefecture, Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 253, 64 p.
- Sasada, M. (1975) Petrological study of the Gozu Granitic Mass, Niigata Pref., central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 81, p. 407 - 422.
- 笹田政克(1984) 飯豊山の花崗岩類(概報). 地調月報, vol. 6, p. 273 - 277.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢 茂・久田健一郎・柴田知則・塚田邦治・西村はるみ(1982) 関東地方のジュラ系放射虫化石について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 51 - 66.
- Sato, Y., Yanagisawa, Y. and Yamamoto, T. (1989) Arcid-Potamid fauna of the Myozawabashi Formation, Yamagata Prefecture, Northeast Japan. 日本古生物学会 1989 年年会予稿集, 個人講演67, p. 83.
- 島田昱郎・伊沢寿昭(1969) 福島県地質調査報告書, 只見地域の地質. 福島県, 39 p.
- ・根田武二郎・黒江良太郎・伊沢寿昭(1974) 福島県地質調査報告書, 小林地域の地質. 福島県, 29 p.
- 資源・素材学会(1994) 日本金山誌, 第 4 編, 関東・中部. p. 82 - 84.
- 島津光夫(1964) 東北日本の白亜紀花崗岩(I). 地球科学, vol. 71, p. 18 - 27.
- ・西田彰一・田宮良一・皆川信弥・神保 恵・鈴木雅宏(1972) 5 万分の 1 地質図幅「小国」及び同説明書. 山形県, 28 p.
- 菅井敬一郎(1976) 山形県南端部の変成岩及び花崗岩質岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 71, p. 177 - 182.
- 角 靖夫・笹田政克・広島俊男・駒沢正夫(1985) 20 万分の 1 地質図幅「新潟」. 地質調査所.
- 鈴木喜義(1964) 飯豊山塊周辺の石膏鉱床について. 岩鉱, vol. 51, p. 173 - 199.
- 滝沢文教・笠井勝美(1984) 八溝山地の中・古生層における逆転層の分布—地質構造解明の問題として—. 総合研究「上越帯・足尾帯」(代表者 茅原一也)研究報告, no. 1, p. 62 - 67.
- 徳永重元(1960) 山形県小国植物化石層についての新知見. 地調月報, vol. 11, p. 35.
- Tsunakawa, H. (1986) Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, vol. 124, p. 1 - 22.
- 植村 武・鈴木敬治・柳沢幸夫・大槻憲四郎(1986) 島弧横断ルート No. 26. 北村 信編 新生代東北日本弧地質資料集, 宝文堂, vol. 3, no. 5.
- 渡辺久吉(1932) 新第三系. 日本地質産誌, 地質調査所編, p. 92 - 152.
- Yabe, H. and Hatai, K. (1941) The Cenozoic formations and fossils of northeast Honshu, Japan. *Sci. Repts. Tohoku Imp. Univ.*, Second Ser. (Geol.), vol. 22, p. 1 - 86.
- 山 形 県(1966) 山形県の温泉 各論編(第 6 集) 置賜地区温泉. 37 p.

山形県温泉協会(1973) 山形県温泉誌, 541 p.

山元孝広(1991) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, vol. 42, p. 131 - 148.

———・柳沢幸夫(1989) 会津 - 小国地域の中期中新世火山活動: 珩長質岩脈群とそのテクトニクス. 日本火山学会 1989 年度秋季大会予稿集, p. 97.

———・吉岡敏和(1992) 若松地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 73 p.

山中英二・八木浩司(1987) 最終氷期における飯豊山地および朝日山地周辺の堆積段丘の形成. 東北地理, vol. 39, p. 283 - 301.

吉田三郎(1980) 5 万分の 1 地質図幅「玉庭」及び同説明書. 山形県, 24 p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata (7) No.11

GEOLOGY

OF THE

IIDESAN DISTRICT

By

Yutaka TAKAHASHI, Takahiro YAMAMOTO and Yukio YANAGISAWA

(Written in 1995)

(ABSTRACT)

The Iidesan district is located along the border range of Niigata, Yamagata and Fukushima Prefectures, which is a steep, mountainous region.

In the Iidesan district, Mesozoic strata of the Ashio Belt and Late Cretaceous to Paleogene granitic rocks form the basement of overlying Neogene and Quaternary deposits (Table 1).

Mesozoic strata of the Ashio Belt

In the upper reaches of the Tainai River, massive sandstone, thin alternating layers of sandstone–shale and bedded chert are widely distributed. These sediments are correlated to those of the Ashio Belt on the basis of their lithological similarity and regional geological setting, although fossil ages are not yet determined as these sediments are completely metamorphosed by the Cretaceous to Paleogene granitic rocks. Metamorphic grade of these meta–sedimentary rocks progressively increases to the granitic bodies. Biotite and muscovite appear in all these meta–sediments. Andalusite, cordierite, garnet and, rarely, sillimanite appear around the granitic bodies. Schistosity of these meta–sediments develops parallel to lamina around the Eburisashidake Granodiorite, resembl-

Table 1 Summary of the geology of the Iidesan district.

Geologic Age			Geologic Units	Main Geologic Events
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium Lower III terrace deposits	Deposition of Alluvium Formation of terrace deposits
		Pleistocene	Lower I & II terrace deposits	
	Neogene	Pliocene		
		Miocene	Numazawa Formation Myozawabashi Formation Meganebashi Formation	Deposition of Miocene strata and volcanism
		Oligocene	Granophyre	Intrusion of granophyre
	Paleogene	Eocene	Garnet-biotite-muscovite granite	Intrusion of garnet-biotite-muscovite granite
		Paleocene	Kogawa Granite Ninojidake Granite Kajigawa Granodiorite Eburisashidake Granodiorite Iidesan Granodiorite	Intrusion of main granitic rocks
Mesozoic	Cretaceous	Late		Intrusion of granodiorite porphyry
		Early	Meta-granodiorite porphyry	
	Jurassic		?	Formation of sedimentary rocks of Ashio Belt
			Sedimentary rocks of Ashio Belt	
	Triassic		?	

ing crystalline schist and gneiss. And the Eburisashidake Granodiorite has many xenoliths of these crystalline schists and gneisses near the intrusive contact.

Late Cretaceous to Paleogene granitic rocks

Granitic rocks in the Iidesan district are composed mostly of granite and granodiorite, accompanying garnet-biotite-muscovite granite and granophyre. The granitic rocks in the Iidesan district can be divided into six bodies, judging from their lithology, areal extent and intrusive relations. These are Iidesan Granodiorite, Eburisashidake Granodiorite, Kajigawa Granodiorite, Ninojidake Granite, Kogawa Granite and garnet-biotite-muscovite granite. The Iidesan Granodiorite and the Eburisashidake Granodiorite constitute the main ridge of the Iide Mountains. These granodiorites are bounded by a NE-SW trending fault and accompanying mylonites on both sides. The Ninojidake Granite constitutes a frontier peak of the Iide Mountains. The garnet-biotite-muscovite granites form numerous lenticular bodies intruding into the sedimentary rocks of the Ashio Belt, subparallel to the bedding plane. The granophyre is a massive stock intruding into the Iidesan Granodiorite and the Eburisashidake Granodiorite.

Neogene and Quaternary

The Neogene sequence in this district is represented by thick terrestrial to marine sedimentary rocks with frequent intercalation of volcanoclastic rocks and lava. It is lithologically divided into the Meganebashi, Myozawabashi and Numazawa Formations in ascending order. The Lower Miocene Meganebashi Formation is composed mainly of volcanoclastic rocks, such as basalt, andesite and rhyolite, with conglomerate in its basal part. This formation rests unconformably on the pre-Neogene rocks and grades upward into the overlying Lower Miocene Myozawabashi Formation, that consists of sandstone and mudstone deposited in brackish to shallow marine environments. The Middle Miocene Numazawa Formation is a marine mudstone that overlies conformably on the Myozawabashi Formation. The lower part of this formation is composed largely of mudstone, intercalating rhyolite and basalt volcanoclastic rocks, and its upper part is made up of andesite to basalt volcanoclastic rocks and lava. The Neogene rocks in this district were intruded by a variety of intrusive rocks such as rhyolite, andesite, basalt and dolerite.

The Quaternary in this district consists of terrace deposits and alluvium, all of which are composed mainly of gravel and distributed along Tamagawa River in the northeastern part of the mapped district. The terrace deposits are divided into lower I, II and III terrace deposits; the first two are Late Pleistocene in age and the last is Holocene in age.

Engineering geology

Small scale manganese deposits, embedded in bedded chert of the Ashio Belt, were mined (Taketoyotainai mine and Shimokawa mine). A small scale gold deposit was also mined (Eburisashi mine).

Gypsum deposits, embedded in rhyolite volcanoclastic rock and mudstone of the Miocene Numazawa Formation, were mined (Uzenoguni mine).

A few thermal springs are distributed around the Iide Mountains (Iide, Kawairi, Awanoyu, Yunodaira).

文献引用例

高橋 浩・山元孝広・柳沢幸夫(1996) 飯豊山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 52p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Takahashi, Y., Yamamoto, T. and Yanagisawa, Y. (1996) *Geology of the Iidesan district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 52 p. (in Japanese with English abstract 3p.).

平成 8 年 2 月 23 日 印 刷

平成 8 年 2 月 29 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 溝 手 堅 治

印 刷 所 アサヒビジネス株式会社
茨城県つくば市竹園2-11-6

©1996 Geological Survey of Japan