

55(524) (084. 32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

札幌(4)第74号

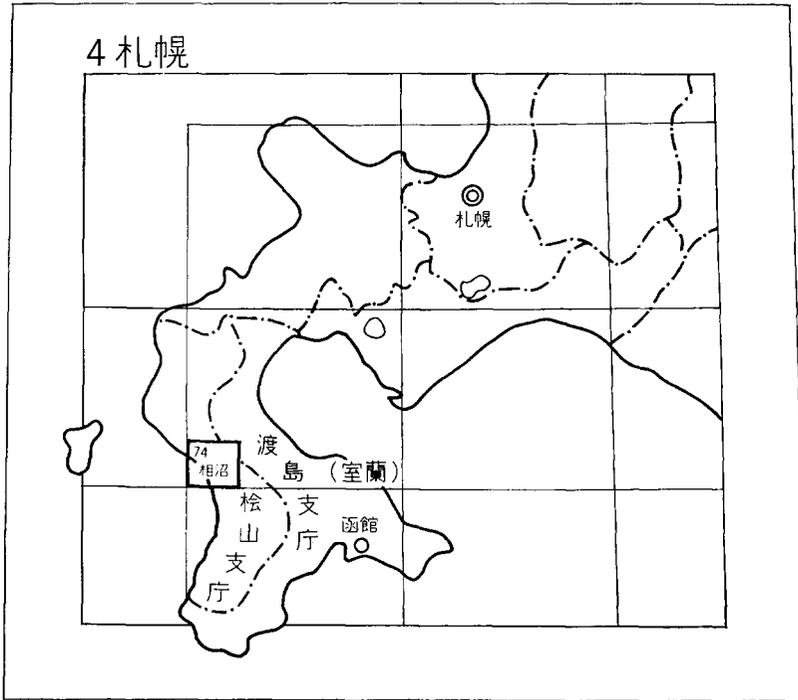
相 沼 地 域 の 地 質

沢村孝之助・秦 光男

昭 和 56 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 松前層群	7
IV. 花崗閃緑岩	8
V. 新第三系	9
V. 1 白別層	9
V. 2 関内層	12
V. 3 左俣川層	15
V. 4 大安在川層	21
V. 5 江差層	22
V. 6 突符火山岩類	23
V. 7 花崗斑岩	25
V. 8 館 層	25
V. 9 相沼火山岩類	29
V. 10 岩床及び岩脈	31
V. 11 長磯安山岩類	33
V. 12 瀬棚層	33
V. 13 砂蘭部岳安山岩	34
VI. 新第三系の地質構造	34
VII. 第四系	36
VII. 1 段丘堆積物	36
VII. 2 扇状地堆積物	36
VII. 3 砂丘砂	37
VII. 4 沖積層	37
VIII. 応用地質	37
文 献	40
Abstract	43

図・表・図版目次

第1図	相沼地域の切峯面図	2
第2図	突符岬地域に発達する海岸段丘（地形写真）	3
第3図	相沼地域の地質総括図	4
第4図	地質構造概念図	5
第5図	花崗閃緑岩（露头写真）	8
第6図	白別層の凝灰角礫岩及び凝灰岩（露头写真）	11
第7図	関内層地質柱状図	12
第8図	関内層の炭質頁岩を挟む泥岩砂岩の細互層（露头写真）	13
第9図	相沼一熊石地域にかけての化石産地位置図	14
第10図	左俣川層の基底礫岩（露头写真）	16
第11図	左俣川層の砂岩礫岩互層（露头写真）	17
第12図	左俣川層の泥岩層（露头写真）	17
第13図	大安在川層と江差層の露头見取図	21
第14図	凝灰岩薄層を多く挟む江差層上部の凝灰質泥岩層（露头写真）	23
第15図	館層中の軽石凝灰岩層（露头写真）	27
第16図	館層中の乱堆横層（露头写真）	27
第17図	館層の凝灰質砂岩層と相沼火山岩類の火山円礫岩（露头写真）	30
第18図	相沼火山岩類の火山角礫岩と館層の凝灰質砂岩層（露头写真）	30
第19図	相沼火山岩類の凝灰角礫岩（露头写真）	31
第20図	江差層中に岩床状に貫入している玄武岩（露头写真）	32
第21図	見市温泉の湧出状況	38
第22図	平田内温泉の湧出状況	39
第1表	新第三系の層序対比表	10
第2表	関内層産出植物化石表	14
第3表	関内層及び左俣川層産出花粉分析表	15
第4表	左俣川層産出貝化石表	18
第5表	左俣川層産出有孔虫化石表	19
第6表	館層産出珪藻化石表	28
第7表	見市温泉及び平田内温泉の化学分析値	38

- 第Ⅰ図版 1 堇青石(?)黒雲母ホルンフェルス
2 ざくろ石黒雲母ホルンフェルス
- 第Ⅱ図版 1 黒雲母角閃石花崗閃緑岩
2 (同上, 直交ニコル)
- 第Ⅲ図版 1 白別層中の安山岩
2 江差層中のデイサイト凝灰角礫岩
- 第Ⅳ図版 1 江差層上部に挟在するかんらん石輝石安山岩
2 (同上, 直交ニコル)
- 第Ⅴ図版 1 かんらん石輝石玄武岩
2 突符火山岩類中の凝灰質砂岩と安山岩岩片
- 第Ⅵ図版 1 突符火山岩類のデイサイト軽石凝灰岩
2 花崗斑岩(斑状岩相)
- 第Ⅶ図版 1 花崗斑岩(完晶質岩相)
2 (同上, 直交ニコル)
- 第Ⅷ図版 1 貫入角礫岩中の花崗斑岩
2 (同上, 直交ニコル)

相沼地域の地質

沢村孝之助*・秦 光男**

相沼地域の調査研究は、北海道開発庁の委託によって行われたものであり、野外調査は昭和38年から昭和41年にかけて実施された。この野外調査研究においては、当時北海道支所在勤の沢村が本所及び北海道支所の対馬坤六・石田正夫及び曾屋龍典各技官の協力をうけて、主部及び東部地域の調査を行い、秦は北西部の見市川流域以西の新第三系を主として担当した。なお、その際、本地域東縁部については、北海道地下資源調査資料に発表されている鉱床調査結果をもとにとりまとめられた。その昭53年に、沢村・秦は北海道支所久保和也技官の協力のもとに、主として火成岩類と堆積岩類との関係についての補備調査を行い、ここにとりまとめた。

室内研究に際しては、大型植物化石の同定には北海道大学棚井敏雅教授の、花粉分析には同大学佐藤誠司博士をわずらわした。また、ホルンフェルス及び花崗岩類の顕微鏡観察並びに図版作成には久保和也技官の協力を得た。この研究に用いた岩石薄片は、北海道支所谷津良太郎・渡辺真治及び木村享各技官が作成した。更に現地調査では、熊石町役場・乙部町役場及び乙部営林署から種々の便宜を受けた。ここに記して、厚く感謝の意を表する。

I. 地 形

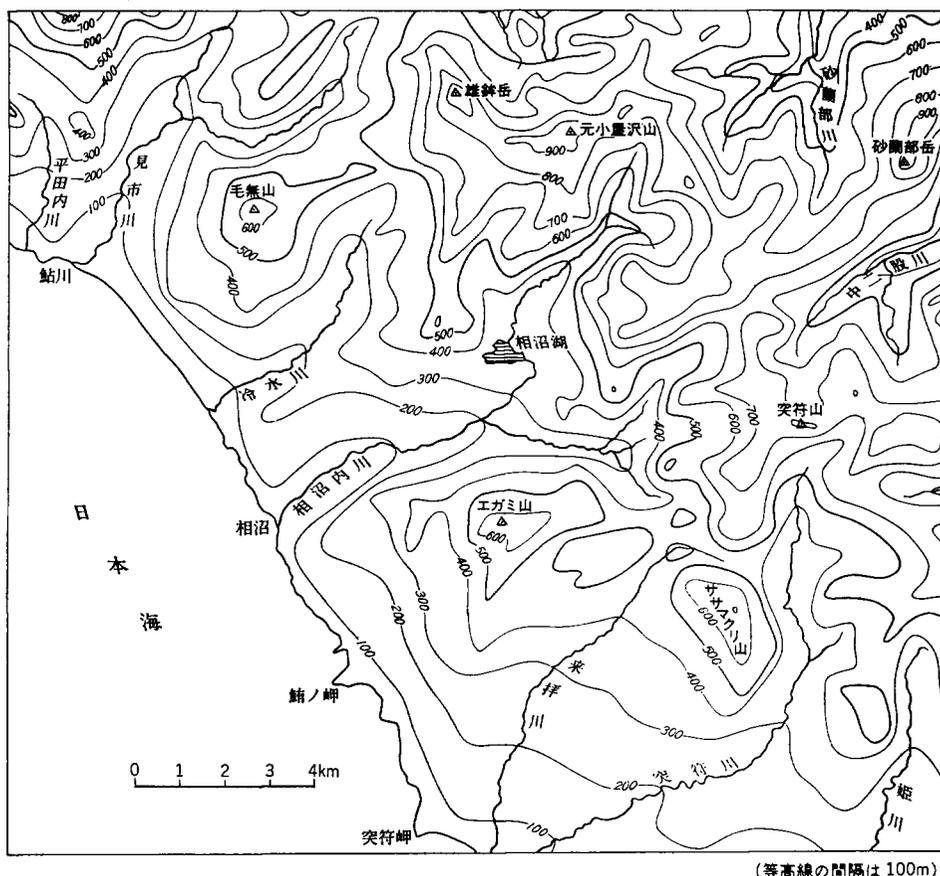
本地域は、北海道南西部を占める渡島半島のほぼ中央部で、そのくびれた部分の西半部にあたり、渡島半島の分水界から日本海に面する地域を占めている。標高999.3mの雄鉾岳を最高点とする低山性の地域であるが、地形はかなり急峻で、平地に乏しい。本地域の切峯面図を第1図に示した。

分水界は海岸から約6km離れ、海岸にほぼ平行して北西-南東方向に走っている。その北東側の地域は深い峡谷に刻まれた地域で、砂蘭部岳きらんべ(983.8m)に連らなる尾根などが分岐している。

分水界の南西側は日本海に向って、やや急な階段的に高度を低下する山地をなし、その間に毛無山・エガミ山及びササマクリ山などの標高700m内外の峰が、分水界と平行な北西-南東方向に点在している。この状況は第1図で明瞭であり、また、分水嶺の一部並びに分水界の西側に標高750m内外の定高性をおびる部分が認められる。これらより日本海に向っては、それぞれの尾根は鞍部を経て、毛無山・エガミ山・ササマクリ山などの山頂に連らなり、そこから南西へ次第に高度を減じている。

上述のうち、本地域の北西端部、すなわち毛無山とその西側の遊楽部岳南麓を含む地域は、他と異なる性質を備えているので、毛無山周辺地域と呼ぶこととして、本地域の主部と区別する。その両者の差

* 海外地質調査協力室 ** 地質部



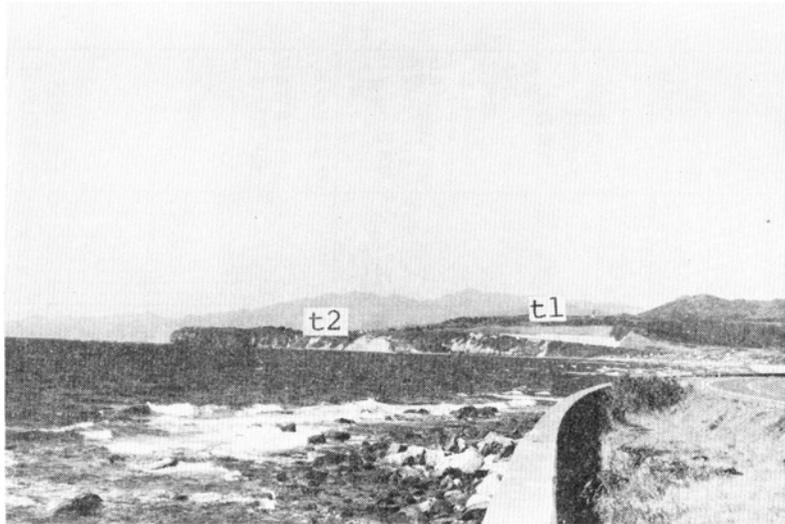
第1図 相沼地域の切断面図

は後に述べるように、地質構造の差と関連しているものと考えられる。

この両地域の境は、南側ではほぼ冷水川に沿い、東側では冷水川上流と二股川上流を連ねる線に相当する。毛無山周辺では、二股川下流部が深い峡谷となって、毛無山北腹を東西方向に横切り、先行谷の形態を示している。したがって、毛無山付近は比較的新しい時代に隆起傾向を示したものとみられるが、後に述べるように、古い地質時代においてもまた動揺の激しい、地質構造的に重要な地域にあっている。

毛無山以外の、分水界から離れた山々、すなわち焼山・スルカイ岳・エガミ山・ササマクリ山及び小鉾山は、雄鉾岳—沖沢山間の分水嶺と同じく中新世の火砕岩類から構成されており、侵蝕作用に強く抵抗した部分と思われる。また、本地域北東端の砂蘭部岳は緩斜面に富んだ若い地形を示すが、これは鮮新世末の安山岩溶岩からなるという地質条件によっている。

地域内の主な河川は、日本海に注ぐもので、北から平田内川・見市川・冷水川・相沼内川・来拝川・突符川及び鮎川で、分水界東側に、内浦湾に向う砂蘭部川・中二股川及び野田追川がある。これらの河川の多くは分水嶺の方向とほぼ直交して流れており、山地はよく発達した支谷によって、細かく開析さ



第2図 突符岬地域に発達する海岸段丘（高位段丘（ t_1 ）及び中位段丘（ t_2 ）面）

れ、山稜が幅狭くなっている。日本海側の河川の下流部には標高40m以下に沖積地をみせるが、その幅は500m内外と狭少である。また、扇状地は北西端の平田内川に認められるのみである。

海岸に沿って第2図に示されるような海岸段丘が分布するが、段丘面の発達も著しくはなく、標高40-60mの狭少な面（中位段丘面）が断続して認められるほかは、高位段丘面（標高120m内外）及び低位段丘面（標高20m内外）が地域南西端にわずかに見出されるにすぎない。このほか、河岸段丘が姫川地域で見られ、比高4m以下の砂丘が鮎川海岸で認められる。

なお、冷水川流域・相沼内川流域及び折戸海岸地域には大規模な地入り地形が数多く認められる。これらのうち、主なものについては地質図に示した。

II. 地質概説

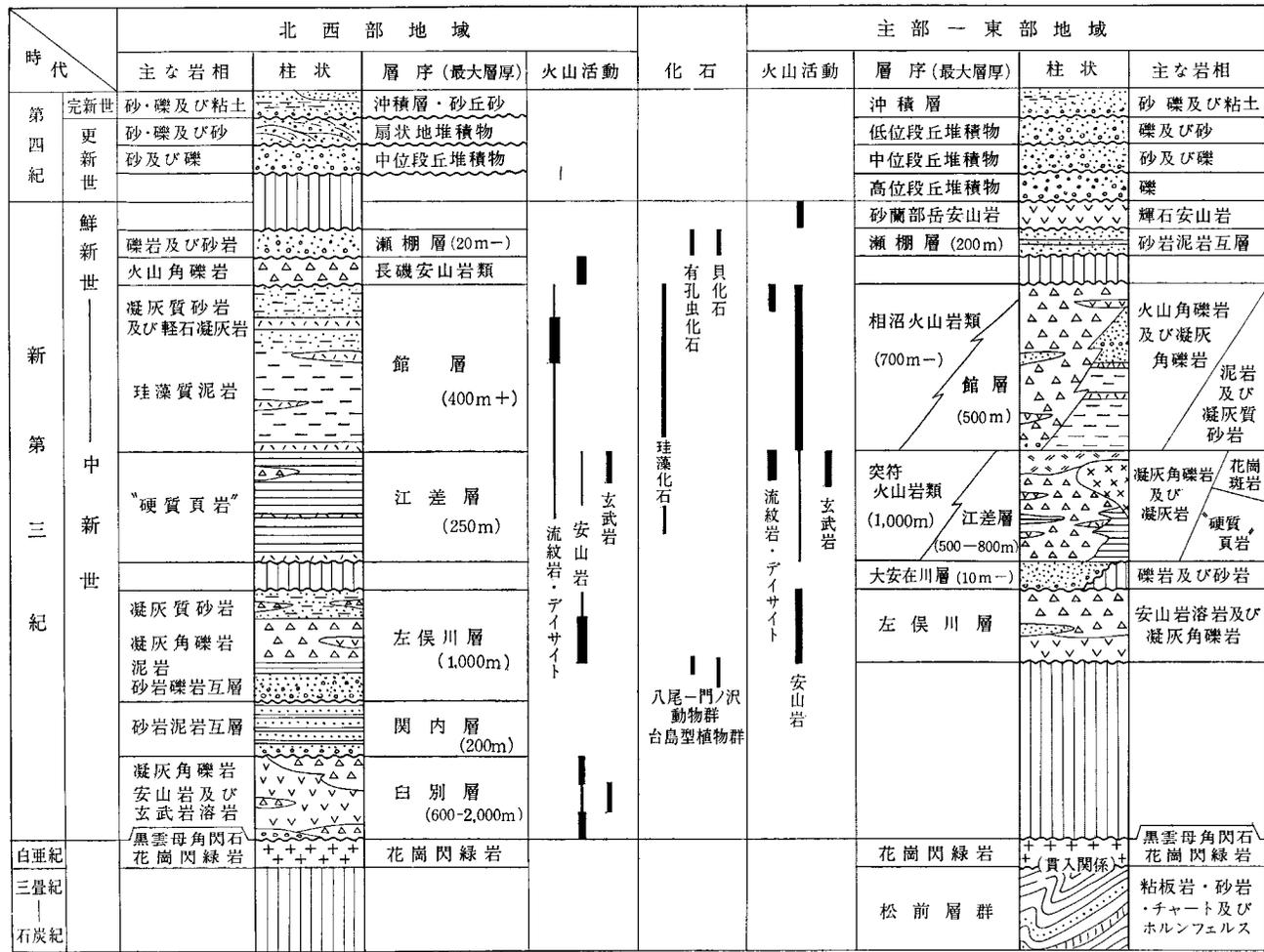
本地域は、東北日本のいわゆるグリーンタフ地域の北方延長部に相当する。

本地域での基盤岩としては、石炭紀から三疊紀にかけての松前層群に属する粘板岩類と、これに進入する白亜紀の花崗閃緑岩とがある。基盤岩類の分布は狭小で、大部分の地域はこれらの基盤岩類を覆って発達する新第三系によって占められている。

本地域の地質層序は第3図に示す通りであり、その分布と地質構造の概略は第4図に示す。

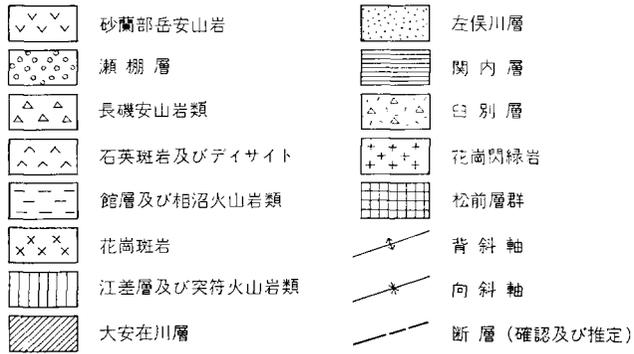
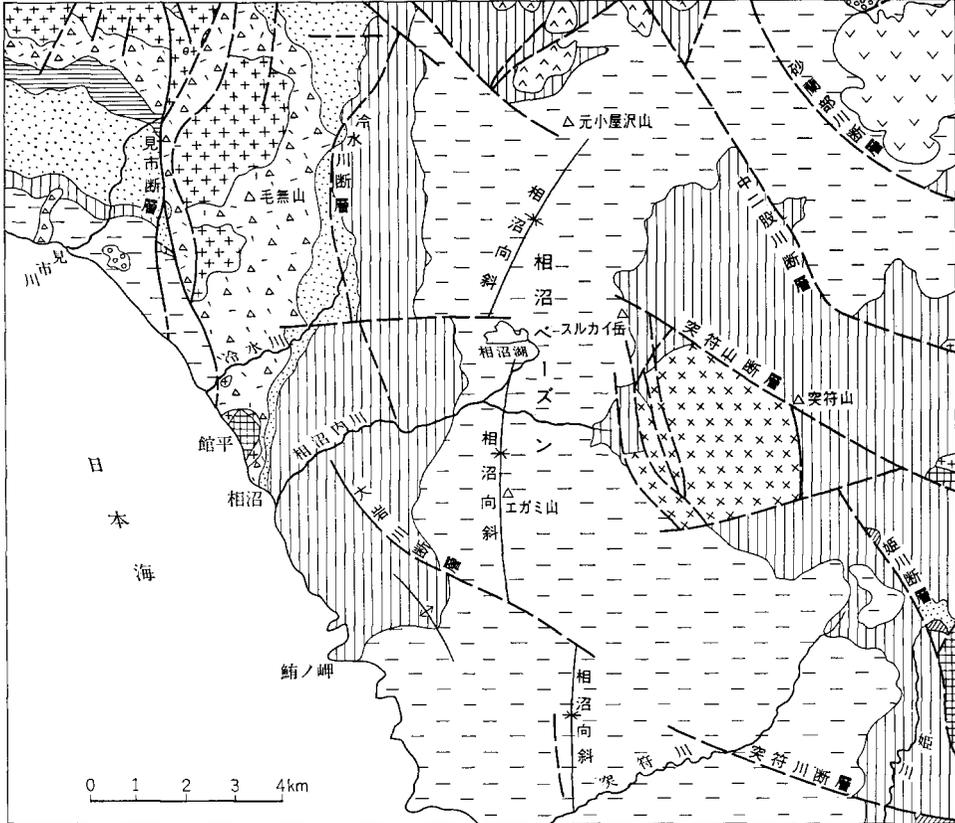
基盤岩類は、本地域の北西端、東縁及び西部の毛無山一館平間に、それぞれ狭少に露出する。西縁の岩体は遊楽部岳（遊楽部岳ドームの核を形成）の縁辺部、東縁の岩体は乙部岳の縁辺部に相当するものである。見市断層東側の毛無山一館平海岸の間に分布するものは隆起部をなして断片的に露出しているが、その分布は南北方向に延伸する傾向を示している。

基盤岩を覆って広く分布する新第三系には、渡島半島における標準層序のすべてに対応する地層群が



第3図 相沼地域の地質総括図

(遊楽部岳ドーム)



第4図 地質構造概念図

認められる。これらは、第3図に示したように下位から、白別層、関内層、左俣川層、大安在川層、江差層・突符火山岩類、館層・相沼火山岩類、長磯安山岩類、瀬棚層及び砂蘭部岳安山岩である。

遊楽部岳ドームの南部を占める平田内川―見市川地域の新第三系は西隣熊石地域に連続するもので、下位から上位の地層までそろっているが、本地域の主部にあたる、毛無山―館平隆起部以東の相沼ペーゼンを形成する新第三系では、下半部が欠如したり、上半部での火山活動が著しく優勢であるなど、前者とは異なった地史をもっている。すなわち、見市断層西側の北西部地域では、白別層から瀬棚層までの各層が不整合によって大きく欠如することなく、重っているのに対して、主部のうち西寄りの毛無山―館平地域では関内層が全く欠如し、また、左俣川層の中―上部も欠如している。更に東部地域では、姫川地域に限って左俣川層に対応する変質安山岩が薄く存在するが、その他の地域では大安在川層あるいは江差層が直接、基盤岩類を不整合に覆って発達している。

新第三系最下位の白別層は、主として輝石安山岩と玄武岩の溶岩及び凝灰角礫岩からなり、いずれも緑泥石化や炭酸塩化などの変質作用を強くうけている。分布は毛無山周辺地域から北西部にかけてみられ、基盤の花崗閃緑岩を不整合に覆っている。地域内では化石は見出されていないが、層序関係から道南の新第三系標準層序の最下位である福山層に対比される。

関内層は、見市断層以西に分布し、炭質頁岩を挟む砂岩泥岩互層からなる地層で、植物化石や花粉化石を多産する。平田内川本流では約230mの厚さがあるが、東方の毛無山に向って薄化する。化石はいずれも台島型植物群に属するもので、前―中期中新世を指示している。層序及び産出化石から標準層序の吉岡層に対比される。

左俣川層は、花崗閃緑岩巨礫を含有する特徴的な礫岩にはじまり、砂岩―泥岩と次第に細粒となり、中―上部では海底火山活動による火山砕屑岩類を主体としている。本層は主として毛無山周辺地域から以西の地域に発達しているが、毛無山東麓に沿っては北から南に向って薄化し、南部では中―上部層が欠如している。本層は八尾―門ノ沢型の貝化石や有孔虫化石を産出する明らかな中期中新世の海成層であって、標準層序の訓縫層に対比される。

大安在川層は、細礫を含む砂岩からなる地層で、後述する江差層のいわゆる硬質頁岩を堆積させた海進（秦・山口、1969による桧山海進）の初期に堆積した地層である。ただし、この地層は東部の姫川流域から突符川上流にかけての地域で認められるが、西部地域には存在しない。

江差層は、いわゆる硬質頁岩を主体とする地層で、本地域を広く覆って発達している。下位の大安在川層が存在する地域では整合関係にあるが、左俣川層と接する地域では一般的に平行不整合の関係にある。なお、毛無山東麓の冷水川流域では明瞭な傾斜不整合関係が認められる。また、江差層は本地域主部で著しく厚く、その堆積時には主部の地域が沈降域に転じたことが示されている。これとともに、本地域の東部に著しい海底火山活動がおり、突符火山岩類とした安山岩を主体とする火砕岩や溶岩が泥岩と互層あるいは指交関係をもって厚く発達している。江差層は北隣及び東隣地域の八雲層に連続する。

館層は、凝灰質ないし珪藻質の泥岩と砂岩を主とし、江差層から整合漸移し、本地域では両者の境界は不明瞭である。この堆積時にも北東部に激しい安山岩を主体とする火山活動があり、相沼火山岩類とした火砕岩が厚く発達している。この火山岩類と館層の泥岩や砂岩とは指交関係にあるが、南部では火

山円礫岩を多く挟むなどの特徴が認められ、火山体が著しい同時の侵蝕を蒙ったものと考えられる。

館層は、貝化石及び有孔虫化石に乏しい。しかし、*Makiyama chitanii* や珪藻化石は豊富に含まれている。館層及び相沼火山岩類の主部は、北隣の遊楽部岳地域や東隣濁川地域の黒松内層に連続するもので、時代は後期中新世—前期鮮新世にあたる。

長磯安山岩類は、西隣熊石地域に分布するものの一部にあたり、安山岩の溶岩及び火山角礫岩よりなり、下位の江差層と館層を不整合に覆って発達している。

瀬棚層は、本地域では局地的分布を示し、下位の館層を不整合に覆っている。地域北東隅に分布するものは、北隣遊楽部岳地域から連続するもので有孔虫化石に富む砂岩及びシルト岩が主体をなしている。地域西部の見市海岸地域では、*Placopecten* sp. などを含む軟弱な礫岩層からなっている。本地域から連続する北隣遊楽部岳地域では、瀬棚動物群に属する浅海棲の貝化石をはじめ有孔虫化石や珪藻化石を多産しており、それらは鮮新世を指示している。

砂蘭部岳安山岩は、本地域北東隅に孤立する砂蘭部岳を形成するもので、輝石安山岩溶岩のみからなっている。

第四系の主なものとしては、西部海岸地域に発達する更新世の高位・中位及び低位の3段の海岸段丘堆積物と、姫川流域の河岸段丘堆積物や平田内川下流域の扇状地堆積物などと、各河川流域と海岸地域に形成された完新世の沖積層及び小規模な海岸砂丘が認められる。

III. 松前層群 (M)

本地域の東縁に沿って断片的に、また西海岸の館平周辺のごく狭い範囲に分布している。これらの地層は主に粘板岩からなり、その岩質は、南隣江差図幅(角ほか, 1970)及び館地域(石田ほか, 1975)に分布する松前層群によく似ており、その一部と認められる。江差地域では6部層に区分され、それぞれの部層について詳細が述べられており、その一部からは石炭紀後期を示す化石も見出されていた。しかし、最近行われたコノドントの研究では三畳紀を指示するものも多く発見されている(豊原ほか, 1979; 1980)。ただしこの地域では、いままでのところ化石の産出はみられない。

本地域東縁では、姫川断層以東のものは乙部岳を構成する岩体の一部にあたり、またその北方延長に相当して、野田追川及び紋内岳北麓の中二股川支流に断片的に現われる。岩相は、黒色を呈する粘板岩を主体として砂岩薄層を挟むもので、更にチャートの薄層も紋内岳の北麓地区で認められる。これらは著しい褶曲や破碎を蒙っており、走向傾斜は一定でないが、紋内岳南麓地区では走向N70°W、傾斜NE20°で、南の姫川上流では走向N30°W、傾斜SW50°の値がえられた。しかし、岩体の分布方向は南北を示している。なお、紋内岳南麓地区では花崗閃緑岩の進入に伴い、ホルンフェルス化し、黒雲母を生じている。ただし、その変質程度は弱いものである。

館平周辺では、黒色を呈する粘板岩が主として分布し、これに板状のチャートがはさまれ、珪酸マンガン鉱が伴われている。粘板岩には片理が著しく、千枚岩状を呈する。その構造は乱れているが、走向はN20°-50°E、傾斜は20°-50°NWを示している。その分布は、南北方向に伸びる長径1kmの階円形を示しており、そのまわりは花崗閃緑岩に囲まれている。北西縁では花崗閃緑岩と急傾斜で接触して

おり、両者ともに著しく破碎されているが、南東縁では粘板岩は緩傾斜を示し、ここでは花崗閃緑岩並びに白別層との関係が判定しにくい。

館平周辺、とくに海岸沿いでは、粘板岩類に対する花崗閃緑岩の影響が激しく、全般的に、ざくろ石・黒雲母ホルンフェルス化が認められる（小林，1975；KOBAYASHI，1977；針谷，1977，1978）。

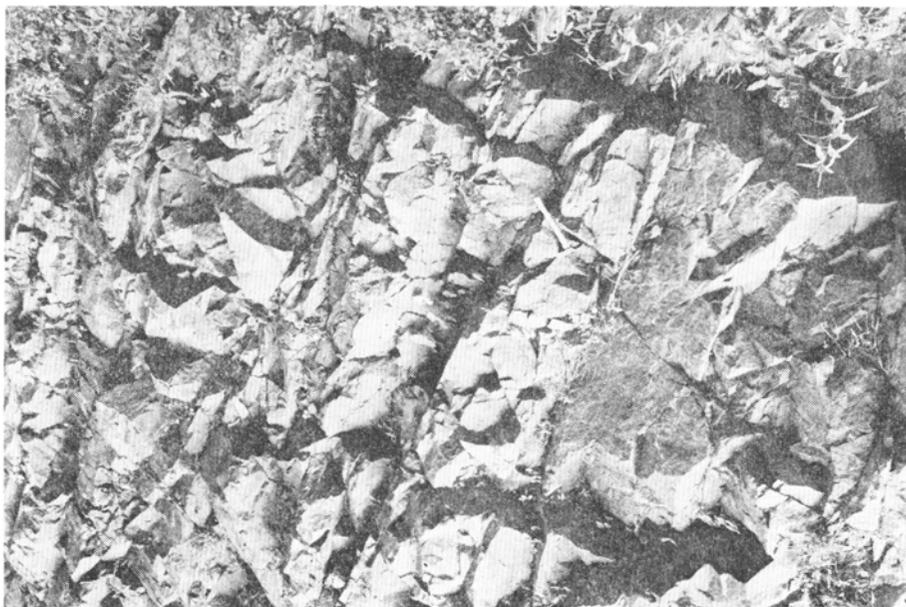
顕微鏡下におけるホルンフェルスの構成鉱物は、ざくろ石・黒雲母・白雲母・石英・アルカリ長石・斜長石及び鉄鉱からなり、等粒構造をなす基質中にざくろ石が斑状変晶状をなしている（第I図版-2参照）。なお、白雲母は集合体をなし、堇青石仮像と思われるものがある（第I図版-1参照）。

小林（1975，1977）及び針谷（1977，1978）によれば、この地域にはマンガン含有する特種な鉱物が産出し、これらは $\text{Kanoite (Mn} \cdot \text{Mg)}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ 及びMn-カミングトン閃石と同定されている。また、マンガン鉱床には電気石が産する。

IV. 花崗閃緑岩 (Gd)

花崗閃緑岩は、松前層群中に進入しており、松前層群とともに本地域の新第三系の基盤を構成している。域内北西部で、毛無山周辺及びその北西方の遊楽部岳南麓にやや広く露出するものが代表的なものであるが、このほか、同類の岩石が冷水川下流と館平付近の数ヶ所及び東縁の紋内岳南麓小範囲にも分布する。

本地域に連続する遊楽部岳花崗岩体（見市川上流）の試料によって行われたK-Ar法による年代測定では114Maの値（通商産業省資源エネルギー庁，1978）がえられているほか、北西方の久達地域太



第5図 花崗閃緑岩（二股川下流）

檜では河野・植田（1966）によって111Maの値が出されており、両地域の花崗閃緑岩はほぼ同時期の、すなわち白亜紀の侵入岩体と考えられる。

花崗閃緑岩は、一般に岩相の変化は少なく、中粒均質の黒雲母角閃石花崗閃緑岩で、佐藤・白幡（1965）による化学分析の結果でも示されているようにカリ長石には乏しい。ただし、極めて稀にやや粗粒で、大型の角閃石を含有し、カリ長石にやや富む岩相が認められる。

本岩は一般に熱水変質を蒙っており、有色鉱物はしばしば緑泥石に変化し、岩石中には炭酸塩鉱物細脈や緑泥石細脈がよく発達している。また節理あるいは小断層沿いに粘土鉱物が生じている。

顕微鏡下では、石英は強い波状消光を示しており、黒雲母もしばしばたわむなど、固結後に強く変形した特質をもっている。

主成分鉱物は、斜長石・石英・カリ長石・角閃石及び黒雲母からなり、副成分鉱物としては鉄鉱・燐灰石・ジルコン及び屑石などが存在し、更に二次鉱物として緑泥石・絹雲母及び炭酸塩鉱物が認められ、ときには緑れん石もみられる。組織は中粒完晶質で、ミルメカイト構造が散点的に発達する（第Ⅱ図版－1．2．参照）。斜長石は半自形を呈し、弱い正累帯構造を示す核心部（An40-45）と、強い正累帯を示す周辺部（An22-40）とからなっている。なお、周辺部の幅は狭い。石英は塊間状で、強い波状消光を示し、また消光位を異にする小部分に分割されていることが多い。カリ長石は、少量にすぎないが塊間状を呈して産する。しばしば微細なマイクロクリン構造を示す。角閃石は、半自形を呈し、一般的には緑色を呈するが、その中心部はやや褐色を帯びている。黒雲母も半自形を呈するが、たわんでいることが多い。

V. 新第三系

本地域の大部分を占める新第三系は、下位から白別層、関内層、左保川層、大安在川層、江差層・突符火山岩類、館層・相沼火山岩類、長磯安山岩瀬、瀬棚層及び砂蘭部岳安山岩とに区分される。また、このほかに花崗斑岩、玄武岩、安山岩、デイサイトなどの貫入岩類がある。本地域では、各時期ともに活発な火山活動があつて、多くの火山砕屑岩類が発達し、正常な陸源砕屑物堆積層と複雑な指交関係を示すことが多い。これらの層序関係は第3図に示した通りであり、また渡島半島における標準層序及び周辺地域との対比は第1表のように考えられる。

V. 1 白別層 (Ub)

白別層は、本地域の北西方、久遠郡大成町地内の白別川流域を模式地として、吉井ほか(1973)が命名したものである。

本層は、模式地から遊楽部岳ドームの南をめぐり、熊石地域を経て本地域に現われており、毛無山周辺から相沼海岸に至る地域に露出している。これより東方には全くみられない。

本層は、下位の花崗閃緑岩を不整合に覆って発達している。その基底部には薄い細粒の基底礫岩を伴っているところが多いが、基底面は著しい起伏を呈しており、基底部は侵蝕面を埋めて堆積したものと

第1表 新第三系の層序対比表

時代		北海道西南部 長尾・佐々 (1933-34)	熊石地域 秦 (1975)	遊楽部岳地域 石田 (1981)	相沼地域 沢村・秦 (1981)	江差地域 角ほか (1970)	濁川地域 松下ほか (1973)
新 第 三 紀	鮮 新 世	瀨棚統		瀨棚層 礫岩砂岩部層 砂岩部層	砂蘭部岳安山岩 瀨棚層	鶉層	横山溶岩 瀨棚層
		濁川噴出物	長磯安山岩類	黒松内層 シルト岩 砂岩部層	長磯安山岩類 館層		黒松内層 火山角礫岩部層 凝灰角礫岩部層 砂岩部層
	黒松内統	館層	火山角礫岩部層	相沼火山岩類	館層		
	中 新 世	八雲統	江差層	八雲層 泥岩砂岩部層 硬質頁岩部層	江差層 突符火山岩類	江差層 厚沢部層 木古内層	八雲層
		訓縫統	左俣川層	左俣川層 訓縫層	大安在川層 左俣川層	大安在川層	訓縫層
			関内層	関内層	関内層	湯の岱層	
		福山統	白別層	白別層	白別層	福山層	



第6図 白別層の凝灰角礫岩及び凝灰岩(二股川林道沿い)

考えられる。

本層の層厚は、西隣熊石地域から見市川の西にかけてでは約600mである。毛無山周辺では、地質構造の詳細が不明なため、1,500mないし2,000mに及ぶことも考えられるが、おそらく数100mないし1,000m余りの間であろう。相沼海岸付近では200m内外あるいは、更に薄い可能性もあり、上位の左俣川層堆積前に、本層が侵蝕をうけたものと考えられる。

本層の岩相は、模式地におけると同様に、全般的に著しく変質して緑色を呈する火山角礫岩・凝灰角礫岩及び溶岩からなり、火山円礫岩・凝灰岩及び凝灰質砂岩薄層を伴っている。

熊石地域から見市川にいたる地域では、下部では玄武岩が、上部では安山岩が優勢である(秦, 1975)。毛無山では、その中腹以上には玄武岩が発達し、その下位を占めて毛無山東麓で、斑晶に乏しい優白質安山岩が優勢にあらわれ、玄武岩岩床や岩脈に貫かれている。更にその下位にあって、毛無山南東麓では角閃石デイサイトが細粒凝灰岩及び凝灰質砂岩を伴って発達している。主な岩石の分布とその岩質は次の通りである。

角閃石デイサイトは、冷水川河口から約2km上流の西側枝沢に露出する。全般的に淡緑色を呈する緻密な岩石で、斑晶に乏しい。顕微鏡下では、少量の汚濁した斜長石、ほとんど変質した角閃石と微細の石英を斑晶として、その石基は微細な填間組織を呈する。なお、炭酸塩化及び緑泥石化が著しく進んでいる。

優白質安山岩は、毛無山東麓に広く分布する。本岩は流理構造が著しく発達するもので、一見溶結凝灰岩様を呈するものも二股川上流部で見られる。暗緑色を呈する緻密な岩石で、長径3mm以下の斜長石斑晶が少量散点している。顕微鏡下では、斑晶は汚濁した斜長石、自形を呈する普通輝石及びサポナイトに置き換えられた紫蘇輝石からなり、石基は細粒でそれに斑紋状にアルカリ長石が生長している

(第Ⅲ図版－1参照)。

玄武岩は、優白質安山岩を貫き、また毛無山中腹以上、あるいは遊楽部岳南麓地域に広く分布している。暗緑色を呈するやや粗粒の岩石で、ときにはドレライト組織を呈する。斑晶としては、炭酸塩化して汚濁した斜長石、蛇紋石化と炭酸塩化をうけたかんらん石及び自形を呈する普通輝石がみられる。石基は一般に塊間状で、ときにはドレライト組織を呈する。全般的に緑泥石化や炭酸塩化などの変質が著しい。

安山岩は、主として熊石地域から見市川にかけて玄武岩の上位に発達分布する。この岩石は斑状構造が明瞭で、斑晶としては斜長石及び普通輝石からなり、まれに微斑晶状の紫蘇輝石及びオパサイト化した角閃石を含有している。石基は細粒で変質が著しい。

本地域の白別層からは、化石を全く産出しないが、その岩相及び層序的位置から、松前地方の福山層に対比される。

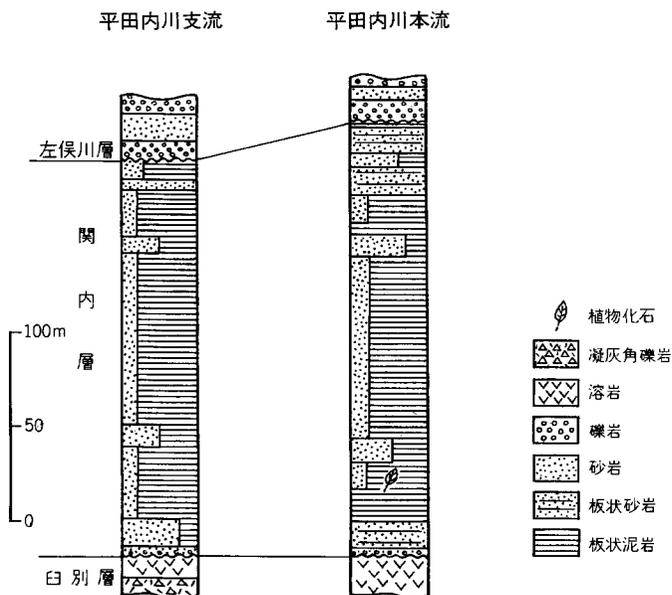
V. 2 関内層 (Sn)

関内層は、西隣の熊石町関内川右股沢を模式地として、秦 (1967) により命名された。

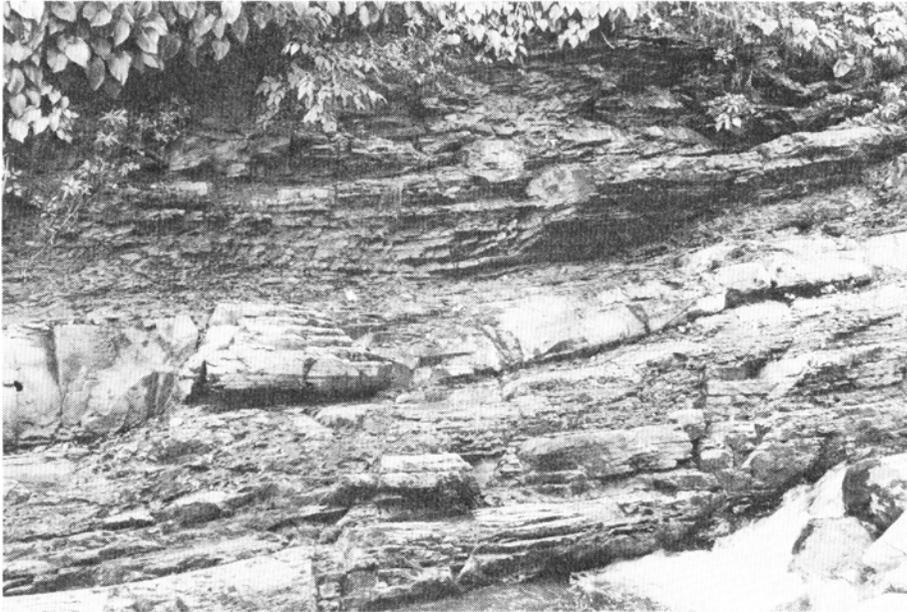
本層は、北西隣の久遠地域から模式地を経て見市川流域まで、遊楽部岳ドームを取りまく形で、幅の狭い帯状の分布を示している。なお、毛無山西麓で尖滅しており、それより東方には分布しない。

下位の白別層とは不整合関係で、基底部には第7図で示すような礫質砂岩層が発達している。層厚は平田内川本流で最大で約230mあるが、東方に次第に厚さを減じている。

本層は、主として泥岩砂岩互層及び砂岩泥岩互層からなり、炭質頁岩の薄層を挟んでいる。基底部の



第7図 関内層地質柱状図 (秦, 1975による)



第8図 関内層の炭質頁岩を挟む泥岩砂岩の細互層（平田内川本流）

砂岩層は、花崗閃緑岩や変質安山岩の細礫を散含する粗粒砂岩からなる。

主部をなす泥岩砂岩互層は、厚さ約1mの板状を呈する泥岩と厚さ数10cmの細粒ないし中粒の砂岩からなり、その一部には第8図のような炭質頁岩との細互層をなす部分も認められる。

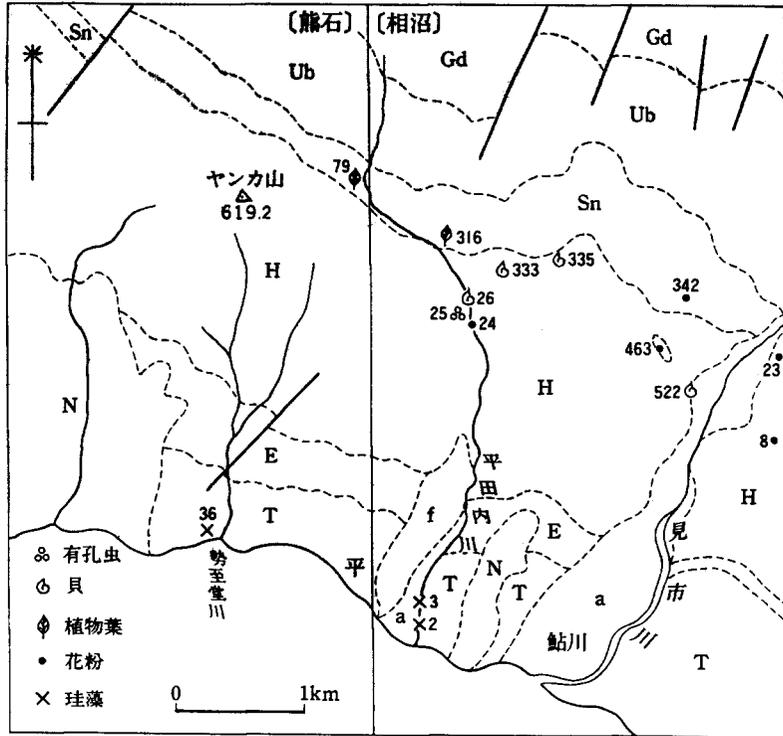
上部を構成する砂岩泥岩互層は、厚さ1-2mの板状を呈する中粒ないし粗粒の砂岩と、厚さ1m以下の泥岩からなっている。

これら互層を構成する砂岩は、一般に灰色ないし淡灰色を呈するアルコース砂岩であって、基盤をなす花崗閃緑岩に由来するものであり、しばしば黒雲母片が層理面に平行に濃集している。また、ときには炭化木片を含んでいる。

泥岩は、黒色ないし暗灰色を呈し、板状の層理面がよく発達しているもので、炭質物に富み、ときには炭質頁岩との細互層となる。これらの炭質頁岩や泥岩からは花粉化石が豊富に産出する。また、平田内川では大型植物化石を多産している。

平田内川沿いで産出する大型植物化石は、棚井（1963）により熊石フローラとして報告されているもので、花粉化石は熊石地域の地質（秦，1975）で報告されている。その群集組成と産出地点について、これを第9図・第2表及び第3表として再録した。なお、北西隣の久遠地域では、植物化石を伴って汽水ないし浅海棲の貝化石が産出している（吉井ほか，1973）が、本地域では熊石地域と同様に、貝化石は見出されていない。

本層から産出する大型植物化石（熊石フローラ）は、*Comptonia naumanii* を多産し、台島型植物群とされており、花粉化石もまた *Liquidambar* を伴う温暖な気候を指示している。これらの植物化石の産出と福山層準の地層を不整合に覆って堆積し、更に上位の訓縫層準の地層によって不整合に覆われることから、本層は松前地方の吉岡層に対比される。



点線は地層界を示す。記号Gdは花崗閃緑岩、Ubは白別層、Snは関内層、Hは左俣川層、Eは江差層、Tは館層、Nは長磯安山岩類、fは段丘及び扇状地堆積物、aは沖積層。数字は産地番号。[]は図幅名。

第9図 相沼一熊石地域にかけての化石産地位置図(兼, 1975による)

第2表 関内層産出植物化石表
Fossil plants from the Sekinai Formation
(TANI, T., 1963)

<i>Keteleeria ezoana</i> TANAI
<i>Pinus miocenica</i> TANAI
<i>Pseudolarix japonica</i> TANAI and ONOE
<i>Comptonia naumanni</i> (NATHORST) HUZIOKA
<i>Carya miocathayensis</i> HU and CHANEY
<i>Fagus antipofi</i> HEER
<i>Quercus elliptica</i> TANAI and N. SUZUKI
<i>Ulmus longifolia</i> UNGER
<i>Zelkova ungeri</i> KOVATS
<i>Parrotia fagifolia</i> (GOEPPERT) HEER

第3表 関内層及び左俣川層産出花粉分析表(秦, 1975による)
 Floral composition of pollens in Sekinai and Hidarimatagawa Formations

(同定: 佐藤誠司)

化石種	産地番号	関内層 Sekinai Formation		左俣川層 Hidarimatagawa Formation		
		342	463	8	23	24
Pinaceae		4	27	14	6	12
<i>Tsuga</i>		5	1	6	5	4
Taxodiaceae		20	10	22	28	49
<i>Salix</i>		1			1	
<i>Carya</i>		1	15	4		2
<i>Juglans</i>		3	7	15	1	1
<i>Pterocarya</i>		15	15	15	7	1
<i>Alnus</i>		33	4	18	43	3
<i>Betula</i>						1
<i>Carpinus</i>		2		1	1	5
<i>Corylus</i>		2	1	5	1	1
<i>Myrica</i>				(1)		1
<i>Fagus</i>		2	3			
<i>Quercus</i>		1	1		1	2
<i>Ulmus and Zelkova</i>		6		7	5	7
<i>Liquidambar</i>		2	1			
<i>Tilia</i>		3		4		
Triporate pollen gen. indet			1	2	1	2
Tricolpate pollen gen. indet						8

注: Pinaceae: *Tsuga*, *Larix* などを除く有翼花粉. 属までの識別不能なもの, 可能なものが試料により異なるので一括した. 数字は検出個体数.

本層の構造は, その分布に対応して, 西北西の走向をもち南に傾斜する構造を呈する. しかし, 走向が北西-南東方向から東西方向へと波曲しているのに応じて, 傾斜もまた 20° - 35° あるいは 40° - 50° という変化を示している.

V. 3 左俣川層

左俣川層は, 北西隣の久遠地域の北桧山町内左俣川上流を模式地として, 吉井ほか(1973)により命名された.

模式地から熊石地域を経て, 本地域まで遊楽部岳ドームをとりまいて連続して帯状に発達しており, 域内での分布は北西部と毛無山周辺に発達している. このほか, 地域南東隅の姫川上流部の小地域で, 本層に相当すると思われる著しく変質した輝石安山岩溶岩を主とした地層が見られる.

熊石地域から見市川流域では関内層を覆うが, 毛無山の東-南西麓では白別層を直接不整合に覆って分布している.

熊石地域から本地域北西部にかけては, 本層の層厚は安定しており, 約1,000mあるが, 毛無山の東側では変化が著しい. その北端の二股川上流では1,000m近い厚さがあるが, 南に向って急激に薄化し

南端の相沼付近では約50mとなっている。このような厚さの変化は、本層の上部が侵蝕によって失われたこともあるが、次に述べるような岩相変化があって、堆積時からすでに南部では薄かったものと考えられる。

本層は、熊石地域で秦(1975)は下部・中部及び上部と大きく3区分し、更に下部を基底部を構成する礫岩層と上位の泥岩層に2分し、中部層もまた砂岩層と凝灰角礫岩層に2分している。本地域では、この中部層の砂岩層の発達が悪く不明瞭となるので一括した。なお、中部を占める凝灰角礫岩層と上部の砂岩層は二股川上流地域で急激に薄化し、冷水川断層を境にして、その南の冷水川流域では存在しない。更に基底部を占める礫岩層も、冷水川中流の東西系の断層を境にした南部では薄化し、相沼付近では泥岩層の下位にわずか数10cmの厚さの細礫岩として認められる程度である。

礫岩層 (Hc)

左俣川層の基底部を占めて一般には厚く発達しており、二股川上流ではその厚さは250mに達する。礫岩と砂岩との律動的な互層で、その下半部は礫岩に富み上半に次第に砂岩の量を増している。

礫岩の単層の厚さは、通常数mであるがときには50mにも達するともある。礫種は基盤の花崗閃緑岩を主とし、変質安山岩類・チャート及び粘板岩などからなる。礫は比較的に円磨のよい細礫ないし中礫からなるが、とくに二股川上流地域には花崗閃緑岩の巨礫が多く、しばしば数mにも及ぶものが認められる(第10図参照)。その基質は、暗緑色又は暗灰色を呈する粗粒砂岩で、黒雲母片に富み、その大半は花崗閃緑岩に由来するものである。

砂岩の岩質は前述の礫岩の基質と同様で、一般には陶汰の悪い礫質砂岩を主とし、全般的に炭質物に富み、しばしば斜層理が発達している。



第10図 左俣川層の基底礫岩(Hc) (二股川中流、二股川林道沿い)



第11図 左俣川層の砂岩礫岩互層(Hc) (二股川林道沿い)



第12図 左俣川層の泥岩層(Hm) (見市川北側, 旧道沿い)

第4表 左俣川層産出貝化石表 (秦, 1975による)
Fossil shells from the Hidarimatagawa Formation

Hc-礫岩層 (産地番号26) (同定: 水野篤行)

Siphonaria cf. *s-nomurai* HATAI
Clinocardium cf. *shinjiense* (YOKOYAMA)
Dosinia tugaruana NOMURA
Tapes siratoriensis OTUKA
Macoma optiva (YOKOYAMA)
Mya sp.
Ostrea gravitesta YOKOYAMA

Hm-泥岩層 (産地番号522)

Natica sp.
Crepidula jimboana YOKOYAMA
Ancistrolepis sp.
Neptunea sp.
Dentalium sp.
Portlandia thraciaeformis (STORER)
Yoldia sp.
Acila (s.s.) sp. (*A. brevis* type)
Musculus ? sp.
Mytilus sp.
Chlamys sp. (*Ch. kaneharai* type)
Ch. sp. (*Ch. pilicaensis* type)
Gloripallium crassivenium (YOKOYAMA)
Macoma cf. *calcareae* GMELIN
Thracia sp.
Periploma sp.
Brachiopoda

平田内川流域の本層上部の砂岩層からは、第4表に示す貝化石が産出している。また、最上部で泥岩層に移り変わる付近には *Ostrea gravitesta* の密集する貝殻層がしばしば発達している (秦, 1975)。

泥岩層 (Hm)

泥岩層は、本地域の左俣川層のうちではその厚さの変化が少なく、最も広く分布している。その厚さは50m内外で、均質で、層理もやや不鮮明な塊状の泥岩層であり、ときには砂質泥岩あるいは細粒砂岩の薄層を挟んでいる。泥岩は黒色ないし暗灰色を呈する多少陶汰の悪いシルト質泥岩で、やや硬質であるが露頭の風化面では稜角のある小岩片となってくだけている。また、しばしば第12図に示すような玉葱状を呈する風化面をなしている。挟在する砂質泥岩及び細粒砂岩は、数cmないし数10cmの厚さのもので4-5層認められる。このほか、径10cm以下の泥灰質団塊がしばしば含まれている。

本層からは第4表に示される貝化石、第3表に示される花粉化石 (産地番号24) 及び第5表の有孔虫化石が産出する。このほか、サメの歯・魚鱗及び *Makiyama chitanii* なども含まれている。

第5表 左俣川層産出有孔虫化石表 (秦, 1975による)
Fossil foraminiferas from the Hidarimatagawa Formation

Hm-泥岩層 (産地番号25) (同定: 大倉 保)

-
- **Anomalinoides cf. globulosa** CUSHMAN and PARR
Burizarina aff. robusta BRADY
Praeglobobulimina pupoides D'ORBIGNY
***P. cf. ezoensis** YOKOYAMA
Cibicides cf. pseudoungerianus CUSHMAN
Stilostomella sp.
Fissulina etigoense ASANO and MURATA
Eponides umbonatus (RUESS)
***E. sp.**
Globigerina sp. ind.
Guttulina yabei CUSHMAN and OZAWA
****Gyroidina orbicularis** D'ORBIGNY
Hanzawaia sp.
Cribrostomoides renzi ASANO
Lagena sulcata spicata CUSHMAN and McCULLOCH
L. laevis (MONTAGU)
***Amphycorina fukushimaensis** ASANO
 "Marginulina" ? sp.
Martinottiella communis (D'ORBIGNY)
Nodosaria sp.
****Nonionella miocenica stella** (CUSHMAN and MOYEA)
Lenticulina cf. nicobarensis (SCHWAGER)
***Ammonia cf. japonica** HADA
A. sp.
***Sigmomorphina notoensis** ASANO
Sphaeroidina austriaca D'ORBIGNY
-

*common **abundant

凝灰角礫岩層 (Ht)

本層は、安山岩の凝灰角礫岩を主体とする地層で、輝石安山岩及び角閃石安山岩の溶岩や凝灰質砂岩を伴っている。左俣川層の中部を占めており、この時期に海底火山の活動が最もはげしかったといえる。本地域の北西部、毛無山北東部及び地域南東縁の姫川上流に分布する。

熊石地域から連続して発達している北西部の平田内川本流では、下位の泥岩層の上部に凝灰質砂岩層が約20mの厚さで重なり、その上に凝灰角礫岩が厚く発達している。凝灰質砂岩層中には、厚さ約5mの、石英及び黒雲母結晶片を含有する流紋岩質軽石凝灰岩が挟まれている。主体をなす凝灰角礫岩は約350mの厚さがあり、その下部には約30mの厚さで火山円礫岩が発達している。この火山円礫岩の礫は、輝石安山岩が主で、まれに流紋岩が含まれている。凝灰角礫岩は、淡緑灰色ないし帯緑暗灰色を呈する径2-10cmの安山岩角礫と、赤褐色、淡緑灰色などを示す岩片や火山灰によって固結されている。角礫の多くは輝石安山岩であるが、中部には角閃石輝石安山岩溶岩を伴う凝灰角礫岩がある。また、上部には粗粒凝灰岩及び凝灰質砂岩が不規則に挟まれており、ときに厚さが数mのものもある。

毛無山北東部の二股川上流では、下部に砂岩層は認められず、下位の泥岩層の上に直接凝灰角礫岩が重なっている。角閃石輝石安山岩溶岩を伴うが、一般的に緑泥石化などの変質が著しく、たんぱく石細脈に網状に貫ぬかれている。

姫川上流では、東隣濁川地域へぬける山道から川底にかけて露出している。上位の大安在川層あるいは江差層に覆われており、松前層群の地層とは断層関係と考えられる。ここでは、緑泥石化などの変質を著しく受けた輝石安山岩溶岩を主とし、粗粒の凝灰質砂岩や火山円礫岩を挟んでいる。火山円礫岩中には、ときによく円磨された径3cm以下の粘板岩が含まれている。

輝石安山岩は、黒色ないし暗緑色を呈する緻密な岩石で、曹長石化・炭酸塩化あるいは緑泥石化を著しく蒙っている。鏡下で、斑晶は汚濁した斜長石・普通輝石及び全く変質して不明確ではあるが紫蘇輝石と思われるものからなる。石基は斜長石・普通輝石・鉄鉱及びガラスからなり、流状組織を呈するものが多い。

角閃石輝石安山岩は、緑泥石化及び炭酸塩化を蒙っているが、鏡下で斑晶としては、斜長石・普通輝石及び少量の緑色角閃石が認められ、石基はガラスに富み、少量の斜長石と普通輝石が散在している。

凝灰質砂岩層 (Hs)

本層は、域内北西部と毛無山北東部の二股川上流地域に分布する。左俣川層の上部を構成するもので、下位の凝灰角礫岩層から漸移して重なっている。この砂岩層は、淡緑灰色を呈する中一粗粒の砂岩を主体とし、凝灰岩や凝灰角礫岩を数10mごとに挟み、全体として厚い互層状を呈している。凝灰質砂岩は、風化すると淡黄色や黄褐色に変色する特長をもち、細粒の軽石及び安山岩の小片並びに青色や赤色を呈する火山岩質砂粒を多く含有している。

左俣川層から産出する化石は、さきに述べたように下部の礫岩層からの貝化石、泥岩層から見出される貝化石・有孔虫化石及び花粉化石などがある(第3-5表参照)。貝化石は八尾一門ノ沢動物群に属するもので、有孔虫化石は東北地方の西黒沢層から産出する化石群集に酷似し、花粉化石は *Liquidambar* を伴っていないが、温暖な気候を指示しており、左俣川層の時代は中期中新世といえる。道南の標準層序については訓縫層に対比される。

左俣川層の構造は、大きくは遊楽部岳ドームと毛無山隆起部及び見市断層によって支配されている。見市断層以西の地域では、下位の関内層の示す構造に調和して、ほぼ東西の走向をもち、南に傾いている。これらの傾斜は下部で40°-45°と急であるが、上部では20°-30°に緩くなっている。見市断層以東の地域では、二股川から館平にかけて露出する基盤岩類と臼別層とを挟んで傾斜が異なる。その西側では下部の礫岩砂岩互層が西-南西へ傾斜し、それに併走する断層によってみだされており、東側では礫岩砂岩互層や泥岩などがほぼ南北の走向をもって連らなり、20°-40°で東へ傾いている。この地域の構造は、基盤岩の露出に沿う南北方向の軸をもつ背斜的構造から形成されたものと考えられる。なお、二股川上流部及び冷水川中流では東西方向の小規模な背斜や向斜構造があるなど波曲した構造が現われている。

V. 4 大安在川層 (O)

大安在川層は、本地域の南方の桧山郡上ノ国町の大安在川流域を模式地として、金谷・須鎗（1951）が命名したものである。模式地から伸びて南隣の江差地域まで追跡されてきている（角ほか、1970）地層で、本地域では小地域にしかも断片的に露出するにすぎないが、その北方延長部と考えられる。

本層は、域内南東隅の突符川断層以南と姫川の上流部及び北西方の突符川支流部の3ヶ所で見出されるにすぎない。

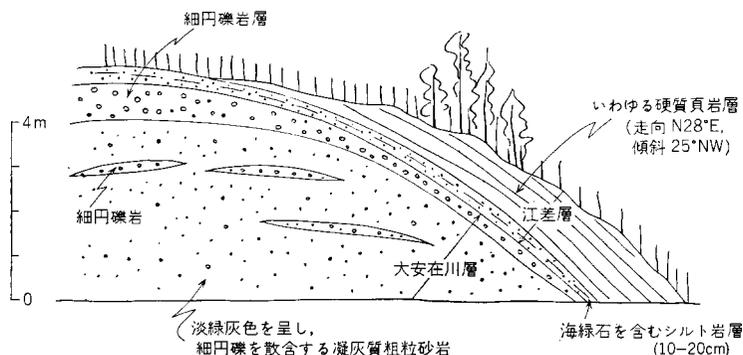
域内南東隅の突符断層以南に分布する本層は、南隣江差地域から連続するものである。岩相は、礫岩の優勢な礫岩砂岩互層からなり、礫岩のほとんどは中礫岩であるが一部には大礫を含むものもある。礫の種類は、チャート・粘板岩のほか変質安山岩や古期砂岩などが含まれている。

姫川上流部における本層は、東隣濁川地域に通じる山道の切割りで第13図に示す露出がある。姫川の川底には下位の左俣川層の変質した輝石安山岩溶岩があって、その上位に当る位置にこの露出がある。江差層のいわゆる硬質頁岩層の基底部には、他の地域と同様な海緑石を含むシルト岩層が10-20cmの厚さで存在する。その下位には20-70cmの厚さをもつ細円礫岩があってから、本層の主部をなす凝灰質な粗粒砂岩となっている。

なお、大安在川層と江差層の境は明瞭であるが、侵蝕面とはみなされず、両層の関係は整合と考える。ただし、本層の厚さは薄く、広がりもあまりないようで、この露頭の姫川対岸では本層に相当する砂岩層は存在せず、江差層が左俣川層の火山角礫岩を直接に覆って発達している。

主部をなす凝灰質砂岩は、肉眼的には変質をほとんどうけていないガラス質砂粒を多く含む粗粒砂岩からなり、よく円磨されたチャート及び黒色粘板岩の細礫を散含し、ところどころに細円礫岩の薄層を不規則に挟んでいる。

突符川支流のものは、その川沿いに砂岩層が露出するもので、ごく小地域(数10m)に限られている。この砂岩層は江差層の硬質頁岩層の下位にあって、灰白色を呈する粗粒なアルコース砂岩からなる。



第13図 大安在川層と江差層の露頭見取図 (姫川上流の道路切割り)

る。砂粒はほとんどが石英で、汚濁した斜長石を伴うものである。なお、この周辺の江差層の泥岩は粘土化ないし珪化作用を蒙っており、本砂岩もまたその影響をうけている。

本層は、化石も産出せず、厚さも薄く、かつ断片的な露出しかないので、標式地の大安在川層に対比される確証はないが、層序関係から南隣江差地域に分布する大安在川層の北方延長末端部とみなした。

V. 5 江差層 (E)

江差層は、本地域南隣の松山郡江差町の豊部内川以北の海岸沿いを模式地として、角ほか(1970)によって命名された。本地域では、江差地域から連続して姫川地域とその北方へ、また中央南側の豊浜地域から北方の二股川上流へと、大きくは相沼ペーズンの両翼をなして、それぞれ南北方向に連なって露出している。このほか、北西部では見市断層から西へ伸びて熊石地域へ連続するものが分布する。

なお、姫川地域の本層は南隣江差地域において、下部の木古内層と上部の厚沢部層に2区分されているが、域内南東隅の突符川断層を境にして明瞭な区分ができなかったので一括して取りあつかった。

本層の層厚は、変化に富んでいて北西部の見市川付近で約250m、中央北部の二股川上流で600m、中央南部の豊浜海岸沿いで800m、東部の姫川地域で約500mと算定される。

下位層との関係もまたところにより異なっており、北西部では左俣川層と軽微な平行不整合関係で接するが、中央部の冷水川流域では左俣川層と明瞭な傾斜不整合関係にある。なお、東縁部の突符川から姫川にかけて大安在川層を伴う地域では、前項でのべたように大安在川層とは整合関係にある。また、次項のべる突符火山岩類とは同時異相の関係にある。

本層は、珪質ないわゆる硬質頁岩と軟質な黒色泥岩との互層からなり、その下部では珪質な薄板状を呈する硬質頁岩層が卓越し、上部に向って次第に軟質な黒色泥岩の量を増し、かつ、厚い板状を呈する岩相へと変化している。このほか、本層中には凝灰岩及び凝灰質砂岩の薄層を多く挟在し、ところによっては凝灰角礫岩などを伴っている。また、ところどころに泥灰岩団塊も含まれている。

本層の基底部には、海緑石に富む凝灰質砂岩及び砂質シルト岩が、20-40cmの厚さで発達しているところが多いが、ときには下位層との接触面に沿って細礫を散点的に含む泥岩で占められている場合もある。なお、基底部からやや上位にかけて、径数cmの硫化鉄鉱の鉱塊が形成されて散在するところもある。

本層中に挟有する凝灰岩は、ガラス質の細粒凝灰岩及び軽石凝灰岩である。一般には数cmから数10cmの薄層であるが、西部地域では発達がよく、ときには数mに達するものもある。凝灰岩は全くガラスのみからなることもあるが、通常は少量の黒雲母・角閃石あるいは石英の結晶片をもっている。

このほか、中央南部の豊浜部落南の崖でデイサイト凝灰角礫岩が認められる。この凝灰角礫岩は、淡緑色を呈する粗粒凝灰岩を伴うもので、角礫の岩質は、わずかに石英を含有する黒雲母角閃石デイサイトで、凝灰岩中には外洋性寒流系の珪藻 *Coscinodiscus marginatus* を散含している(第III図版-2参照)。

本層からは *Makiyama chitanii* 及び魚鱗は普遍的に産出するほか、少量の有孔虫化石及び珪藻化石が見出されるが、貝化石は産出しなかった。

本層の構造は、中央部から東部にかけての地域では、相沼向斜を中心とする南北方向に走る大規模な



第14図 凝灰岩薄層を多く挟む江差層上部の凝灰質泥岩層（花磯海岸）

向斜構造をなしている。その西翼は、わずかにうねりながらもほぼ南北の走向をもち、東方に 15° – 20° 傾斜している。ただし、南部の大岩川断層以南には北西–南東方向の軸をもつゆるい背斜構造が認められる。相沼向斜の東翼では、大局的には南北の走向をもち、その南部で西方へ 10° – 30° 傾斜する構造をなしているが、花崗斑岩の進入がある小川から突符山周辺ではかなり乱れ、北–北東向きの傾斜も含まれている。北西部では、下位の左俣川層と調和的な構造を示し、北西–南東方向の走向で南へ 30° 内外傾斜する同斜的構造をなしている。

本層は、東隣濁川地域・北隣遊楽部岳地域及び北東隣八雲地域の八雲層に連続するもので、その時代は後中新世と考えられる。

V. 6 突符火山岩類 (Tv・Tt)

突符火山岩類は、突符山とその周辺に広く発達する火山岩類で、その一部は北縁の雄鉾岳北東側にも分布し、また厚くはないが、相沼向斜の西側にも泉袋付近から鮎ノ岬にかけて連続している。この火山岩類の模式地は突符川上流である。

本岩類と江差層とは、主として本岩類が域内の中央部を占め、上部に優勢であるが、両者は互に指交し、同時異相の関係にある。突符川上流では、本岩類の一構成物である緑色の粗粒凝灰岩が、江差層の板状層理をなす泥岩中に多く挟在するようになり、水平方向に追跡するとその厚さは北方に急激に増加して、突符山の北側あるいは東側では、凝灰角礫岩類中に泥岩は薄層として挟まれるようになる。なお、紋内岳南麓の野田追川上流部では、本岩類が基盤岩類を直接に覆っており、ここでは角閃石安山岩と黒色を呈する頁岩との互層からなる（酒匂ほか、1964）が、珪化作用に伴う変質が著しいために、基盤岩との詳細な関係は不明確である。また、小鉾山の南側でも本岩類が松前層群を直接覆っているとき

なされる。

本岩類の厚さは、紋内岳付近で約1,000mと算出される。

本岩類は、変質して暗緑色ないし灰緑色を呈する凝灰角礫岩及び凝灰岩を主とし、火山円礫岩や溶岩を挟み全体としては複雑な構成を示す火山岩累層である。岩質の詳細は全域にわたって把握できなかったが、模式地を含む突符山周辺では、下部に角閃石安山岩、上部に輝石安山岩が認められ、最上部には黒雲母デイサイト質の軽石凝灰岩 (Ti) が局地的に発達している。

角閃石安山岩は、本岩類の下部にみられ、変質が著しく暗緑—緑色を呈する緻密な岩石である。鏡下で斑晶は、炭酸塩化し汚濁した斜長石と緑泥石化した角閃石からなり、石基は細粒の斜長石・鉄鈹及び変質したガラスからなる。

輝石安山岩は、本岩類の上部に多くみられ、角閃石安山岩と同様に緑泥石化や炭酸塩化などの変質を著しく蒙っている。鏡下で斑晶は、汚濁した斜長石及び普通輝石からなり、石基は細粒の斜長石・緑泥石化した輝石・少量のガラス及び鉄鈹からなる。

黒雲母デイサイト質軽石凝灰岩 (Ti) は、通常は緑泥石化及び沸石化の変質を蒙り淡緑色を呈しているが、ササマクリ山北側ではほとんど変質を蒙っていない。本凝灰岩は一般に石英結晶片を多量に含み、黒雲母と斜長石を伴っている (第VI図版—1 参照)。突符川上流では厚さ数mの輝石安山岩火山角礫岩を挟む場合が認められた。なお、花崗斑岩岩体中に存在する黒雲母片に富む白色を呈する凝灰質砂岩は、この軽石質凝灰岩の二次堆積物と考えられる。

上記のほか、花磯の海岸では江差層上部の中に玄武岩質凝灰角礫岩が黒色を呈する凝灰質砂岩と互層して見出され、更に鮪ノ岬で江差層の最上部に重なる突符火山岩類として玄武岩質安山岩の溶岩が分布している。この玄武岩質溶岩は、鮪ノ岬を構成するもので美事な柱状節理をなしている。暗黒色を呈し、緻密ではあるが斑状を示す岩石である。鏡下で斑晶は、斜長石・普通輝石及び変質したかんらん石からなり、石基は暗褐色のガラスと斜長石の微晶からなる (第IV図版1-2 参照)。なお、相沼南側の豊浜地域にみられる玄武岩は、この安山岩と異なって岩床として貫入したものである。

本岩類の構造は、同時異相関係にある江差層の構造と大局的に同じであるが、中央部において後述の花崗斑岩の岩体とともに多方向の断層によって複雑な変位をうけ、とくに突符断層以北ではその西縁は相沼向斜へ向って傾斜するが、北東縁は北東へ傾く構造となっている。

本岩類は、江差層堆積時に突符山付近を中心として、主として爆発性の火山活動により生じた海底火山体を構成するものと考えられる。その初期には角閃石安山岩の、ついで輝石安山岩の活動となり、末期には黒雲母デイサイトの活動があった。江差層の泥岩との指交関係が急激なところからみて、本岩類は静穏な海底で生じたもので、波浪・底層流などによる侵蝕を強く蒙らなかつたものと考えられる。その緑色変質も、海底における生成を示唆するものであろう。なお、本岩類中には鉛・亜鉛の鈹化作用を軽微にうけた箇所があり、これに伴って、珪化及び白色粘土化が局地的に生じている。

本岩類は、遊楽部岳地域 (石田, 1981) の八雲層・火山角礫岩部層に連続する。

V. 7 花崗斑岩 (Gp)

花崗斑岩は、本地域のほぼ中央部に径約4kmの岩株状岩体として存在する。突符火山岩類あるいは相沼火山岩類などと接するが、その多くは断層関係で、突符川上流の東縁部では明瞭な破碎帯が本岩と突符火山岩類との間に認められる。また、岩体内部にも南北性の断層が多く発達していて、構造は複雑となっている。しかし、岩体南西縁あるいは北縁において、本岩体に接する黒色頁岩は著しく堅硬となっており、突符火山岩類中に貫入したものであることは明らかである。なお、突符火山岩類の項でのべたように、本岩体の南側にはほとんど変質を蒙っていない黒雲母デイサイト質軽石凝灰岩が接すること、また岩体内部にも黒雲母片を含有する凝灰質砂岩が接触変質を受けずに存在することから、本岩体は突符火山岩類の活動末期には固結し終っており、それが更に後の構造運動によってブロック化し、固体貫入を行ったという複雑な生成機構をもつ疑いが濃い。

本岩体の岩相は、著しく変化するがその岩相間は漸移している。大きな傾向としては、完晶質岩相は岩体の周辺部に現れ、しかも地形的に高所まで分布し、その東側では少なくとも標高700m付近まで認められる。斑晶と石基とが明瞭な斑状岩相は、むしろ岩体内部を占めており、小川南支流の川底にも広く分布している。また、この岩相に伴って貫入角礫岩と考えられる岩相が繰返して現われている。この南支流の上流川底あるいはその側壁には、上述した非変質の凝灰質砂岩層が散在している。

本岩体の内部を占める斑状岩相は、斑晶と石基が識別され、石基にはときに流理構造が認められるものである。鏡下で斑晶は、斜長石・石英・黒雲母及び鉄鈦からなり、ときに角閃石は黒雲母と緑泥石の集合体に変化した仮像として認められる。石基は細粒の斜長石・石英・鉄鈦・微量のジルコン及び燐灰石からなり、カリ長石の存在は明らかでない（第VI図版-2参照）。

完晶質岩相は、全体に微斑晶が多量に存在して、斑晶と石基との区別が明瞭でない。とくに完晶質のものには石英とカリ長石とが文象組織を呈して出現する。鏡下では、斑晶状を呈する斜長石・石英・黒雲母・角閃石及び鉄鈦の間を埋めて、斜長石・石英・鉄鈦・カリ長石・燐灰石及びジルコンの微晶が認められる。微斑晶の多くは斜長石である。なお、斑晶状の斜長石には長径1.5mmのものが多く、弱い累帯構造を示している。石英は溶食形を示すことが多く、黒雲母及び角閃石は自形—半自形を呈するがほとんどか緑泥石化している（第VII図版1-2参照）。

貫入角礫岩は、黒灰色を呈し、流理構造の明瞭な岩石で、花崗斑岩及び緑色火山岩類の角礫や亜角礫を多量に含んでいる。鏡下では破碎化した斜長石・黒雲母片及び石英片に富み、上述の角礫（岩片）を多く含む粗粒部と細粒部とが互層状をなして存在する。

V. 8 館層 (Tm・Ts・Tp)

館層は、南東隣館地域の桧山郡厚沢部町館市街周辺からその南東部を模式地として、秦・山口(1969)により命名された。本地域では江差地域から連続して広く分布するもののほか、西隣熊石地域から連続して露出しているものがある。本地域では、後述する相沼火山岩類として区別した激しい火山活動の影響

響があって、その岩相は地域によって著しく変化している。

本層は、下位の江差層とは整合漸移の関係にあって、その境界は明瞭でない。中央部では板状層理を呈する泥岩が乏しくなり、軟弱な塊状泥岩が顕著となる部分から本層とした。また、北西部地域では熊石地域（秦，1975）に準じ、両層の境界部付近に発達する黒雲母デイサイト質軽石凝灰岩をもって境界としている。

本層の層厚は、その上部が削割されているか、または相沼火山岩類に移化するために明確ではないが、北西部では約400m、南東部では約500mである。

本層は、通常下部の泥岩層と上部の凝灰質砂岩層とに2区分されるが、地域によっては泥岩の発達が悪く欠けている場合も少なくない。すなわち、中央北部から北東部にかけての地域では、塊状を呈する泥岩の発達がほとんど見られず、江差層の上に凝灰質砂岩が直接している。また、中央南部の穴澗岬南側では凝灰質砂岩の間に、やや砂質の泥岩が厚く発達しているが、この泥岩も北東方に急激に薄くなり、やがて尖滅している。このように、相沼火山岩類を堆積させた火山活動が著しかった中央部—北部の地域に近づくほど、より凝灰質で粗粒な堆積物に置き換えられているといえる。また、火山活動と関係したものとして、下部の泥岩層中には角閃石結晶片が、砂岩層中には輝石片が多く認められる。

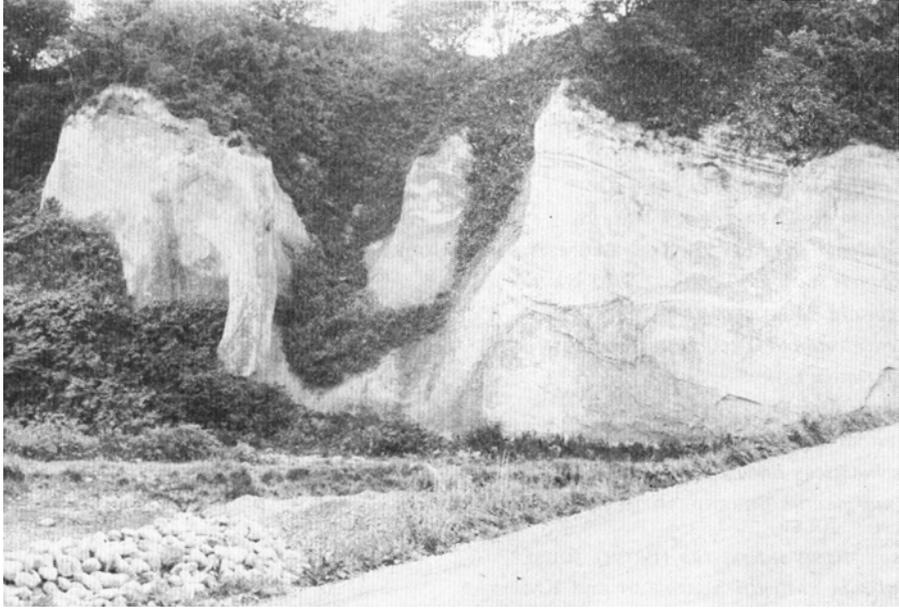
泥岩層（Tm）を構成する泥岩は、層理を全く示さず塊状を呈する。暗灰色ないし暗緑灰色を示すが、乾燥すると灰白色となる。風化して板状片となって剝落する特質があり、露頭は多くの場合急崖をなしている。泥岩は一見均質であるが、軽石粒や炭質物を含有しており淘汰が悪い。一般に化石珪藻を豊富に含んでいるが、鮪ノ岬付近では最下部には珪藻が認められず、細礫が散在する上部で *Denticula kamtschatica* ほかの群集が急に出現している。

泥岩層は、上部に向って全体的にやや粗くなり、やがて凝灰質砂岩の薄層を挟み、ときにはほぼ等量の互層となり、上部の凝灰質砂岩層へと移り変っている。この凝灰質砂岩層との境界付近には比較的厚く、かつ広く追跡できるガラス質ないし軽石質の凝灰岩が発達している。この凝灰岩は域内北西部と南西部地域で顕著であり、地質図で凝灰岩（Tp）として表示した。

北西部の凝灰岩は、熊石地域から連続するもので、平田内川河口付近に良好な露頭がある（第15図参照）。この付近では厚さは20m以上ある。また、南東部の突符川下流部から来拝川にかけて発達する凝灰岩は、南隣江差地域に連続するもので、角ほか（1970）によって軽石凝灰岩（Tp₂）とされたもので20m内外の厚さがある。

これらの凝灰岩は、いずれも、海底下に噴出された軽石質の火山砕屑流堆積物で、最下部にはデイサイトの岩片や下部の灰色泥岩の岩片などがとりこまれている。この凝灰岩はデイサイト質で、含まれる鉱物には、石英・黒雲母・角閃石及び少量の斜長石がある。

主として上部層を構成する凝灰質砂岩層（Ts）は、暗緑—青灰色を呈し、風化して黄褐色を示すものが多い。地域北西部では、細粒で比較的淘汰の良好な砂岩が発達しているが、他の地域では一般に粗粒で、火山岩の細礫や軽石粒などに富み、現在の海岸地域から内陸に向かって火山岩礫は粗大となり、やがて火山円礫岩あるいは凝灰角礫岩へと移化している。なお、この地域で火山角礫岩あるいは火山円礫岩が厚層をなして挟まれる場合には、その下位の泥岩あるいは凝灰質砂岩は著しく乱されており、しばしば第16図に示すような乱堆積層や複雑な褶曲構造をみせている。また、火山活動の中心があったと思わ



第15図 館層中の軽石凝灰岩層 (Tp) (平田内川河口)



第16図 館層 (Ts) 中の乱堆積層 (河笑内川南の海岸)

第6表 館層産出珪藻化石表 (素, 1975による)
Fossil diatoms from the Tate Formation

(同定: 長谷川康雄)

化 石 種	生 態			産 地 番 号		
				2	3	36
<i>Actinocyclus curvatus</i> JANISH	M	P	O		1	
<i>Arachnoidiscus ehrenbergi</i> BAILEY	M	B	S	1		
<i>Biddulphia aurita</i> (LYNGBYE) BRÉBISSON and GODEY	M	P	N	1		
<i>Cocconeis antiqua</i> TEMPÉRE and BRUN*	M	B				1
<i>C. costata</i> GREGORY	M	B	S	20	2	6
<i>C. curvirotonda</i> TEMPÉRE and BRUN	M	B	S	1	1	
<i>C. formosa</i> BURN*	M	B		1		1
<i>C. scutellum</i> EHRENBERG	M	B	S	10	3	5
<i>C. vitrea</i> BRUN	M	B	S	2		
<i>Coscinodiscus lineatus</i> EHRENBERG	M	P	O		3	
<i>C. marginatus</i> EHRENBERG (including form. <i>fossilis</i> JOUSÉ)	M	P	O	5	18	2
<i>Cosmiodiscus intersectus</i> (BRUN) JOUSÉ*	M	P		1	1	
<i>Denticula hustedtii</i> SIMONSEN and KANAYA*	M	P			2	
<i>D. kamtschatica</i> ZABELINAE*	M	P		108	97	72
<i>D. lauta</i> BAILEY*	M	P			2	
<i>Grammatophora angulosa</i> EHRENBERG var. <i>islandica</i> (EHRENBERG) GRUNOW	M	B	S	2		
<i>Melosira granulata</i> (EHRENBERG) RALFS			P		1	
<i>M. sol</i> (EHRENBERG) KÜTZING*	M	B		4	3	1
<i>M. sulcata</i> (EHRENBERG) KÜTZING	M	P	S	3	1	79
<i>Rhaphoneis angustata</i> PANTOCSEK	M	B	S		1	
<i>R. surirella</i> (EHRENBERG) GRUNOW	M	B	S		1	
<i>Rhabdomena japonicum</i> TEMPÉRE and BRUN*	M	B		1		
<i>Stephanopyxis nipponica</i> GRAN and YENDO	M	P	N	4	3	
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUNOW	M	P	N	23	13	24
<i>T. antiqua</i> A. CLEVE*	M	P			1	3
<i>T. nidulus</i> (TEMPÉRE and BRUN) JOUSÉ*	M	P		1	1	
<i>T. oestrupi</i> (OSTF.) PROSKINA-LAVRENKO	M	P	?	11	9	6
<i>T. zabelinae</i> JOUSÉ*	M	P			36	
Total				200	200	200

M: marine species, P: planktonic species, B: benthonic species, O: oceanic species, N: neritic species, S: sublittoral species, *: extinct species

れる中央東部から北部にかけては、砂岩層は不規則な分布で断片的にしか見出されない。

本層の泥岩からは、第6表に示すような珪藻化石が産出するほか、*Makiyama chitanii* が散在している。

本層の構造は、大局的には下位の江差層の構造と調和的であるが、小さな波曲構造が顕著となっている。地域北西部ではほぼ東西の方向をもち、南に20°-40°傾斜する構造を示し、その東端で見市断層に接して走向を北北西-南南東に転じ、傾斜も50°以上と急になり、一部では逆転している。中央部から

東部にかけては、大局的には相沼向斜で代表される南北性の相沼ベーズン構造に支配されている。その西翼は、中部以北ではほぼ南北の走向を示し、東に 20° – 40° 傾斜している。南部の大岩川断層の南ではゆるやかな波曲を呈する背斜構造があつて、海岸地域の地層は南へ向つて 10° – 20° 傾斜している。また、可笑内川下流部には北西–南東方向の軸をもつ小褶曲構造も認められる。東部地域では、館層の大部分が同時異相の相沼火山岩類に置きかわつており、両者が共に相沼向斜の東翼となつて西方へ緩く傾斜している。その走向は南部地域で北西–南東方向を、中央部で南北方向を、北部で北東–南西方向をとつている。中二股川断層の北側、すなわち域内の北東部では、地層は北東へ向つて傾いている。

本層は、東隣濁川地域及び北隣遊楽部岳地域の黒松内層にはほぼ連続する地層である。

V. 9 相沼火山岩類 (Av)

相沼火山岩類は、相沼ベーズンの中央部を占め、南北方向に広く分布している。その中央の相沼内川支流小川を模式地とする。小川中流の相沼向斜東翼では、淡褐色を呈する変質の微弱な本岩類が、強く変質して緑色を呈する突符火山岩類を覆い、西翼の小川入口付近では館層の凝灰質砂岩層と接している。なお、域内南東部の突符川–姫川上流部では江差層の頁岩を直接覆つており、分布の形態は不整合的である。中央南部及び北部では、館層の凝灰質砂岩層と複雑な指交関係を示し、本岩類は館層と同時異相の関係にある。

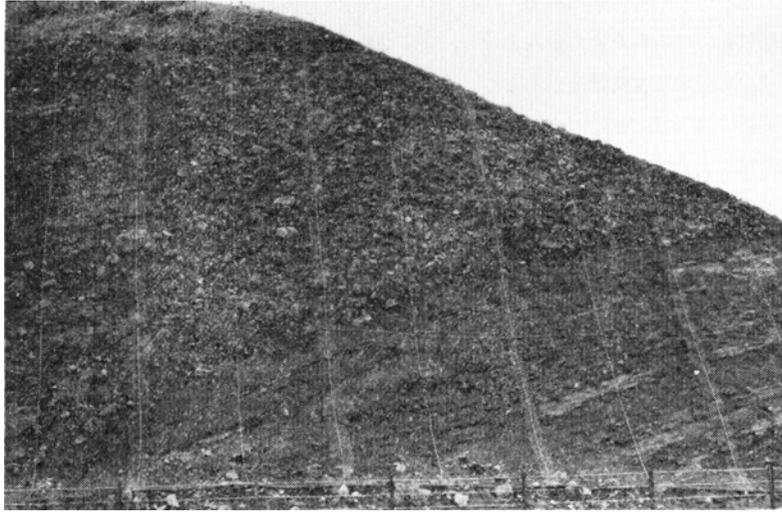
本岩類の厚さは、くわしく見積れないが700m内外と考えられる。

本岩類は、主として火山角礫岩からなり、凝灰角礫岩・安山岩溶岩・火山円礫岩及び薄い凝灰質砂岩を伴っている。館層下部の泥岩層にはときに角閃石結晶片が含まれ、上部の凝灰質砂岩層に輝石片が豊富なこととよく対応して、本岩類の下部には局地的ではあるが角閃石安山岩が存在し、その上に輝石安山岩が厚く発達している。

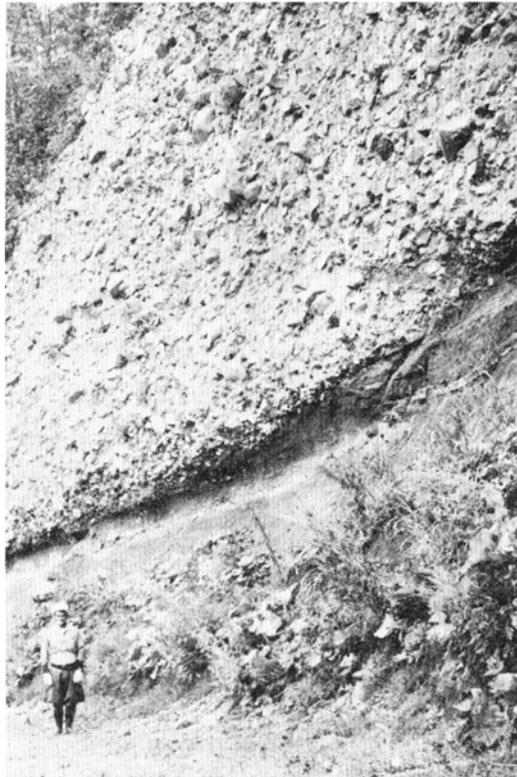
角閃石安山岩は、東翼部で顕著で突符川支流権平股沢地域及び相沼内ダム（相沼湖）東方地域に分布する。権平股沢地域では、江差層を覆つていて、その最下部に暗青色を呈し、泥質の基質に富む火山円礫岩層が少なくとも数mの厚さで発達している。この火山円礫岩の礫の多くは角閃石安山岩であるが、その中に、まれに斑れい岩の円礫が含まれている。この斑れい岩は、斜長石・普通輝石及び褐色角閃石からなり、オフィティック組織を呈するもので、著しく圧碎されている。角閃石安山岩の主部は火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなり、相沼内川東支流沿いではまれに数mの溶岩が挟まれている。一般に弱い変質を蒙り褐色を呈していることが多く、一部には著しい赤鉄鉱化をうけているものがある。

輝石安山岩は、本岩類の主部を構成するもので、角閃石安山岩の部分に整合的に重なっている。主として火山角礫岩からなり、凝灰角礫岩及び溶岩をしばしば挟み、これに火山円礫岩や凝灰質砂岩が不規則に伴われている。地域南部の突符川下流部から可笑内川流域にかけての地域では、本岩類の火砕岩と館層の凝灰質砂岩層が大規模な互層をなして発達していて、その構造が地質図に表現できた。他方、中央部から北部にかけては、火砕岩を主体とし凝灰質砂岩層を不規則に挟む岩相となつて、かつ、両者の間に判然とした境界を示さないところも多い。したがつて地質図には、その大勢を表わずに止つた。

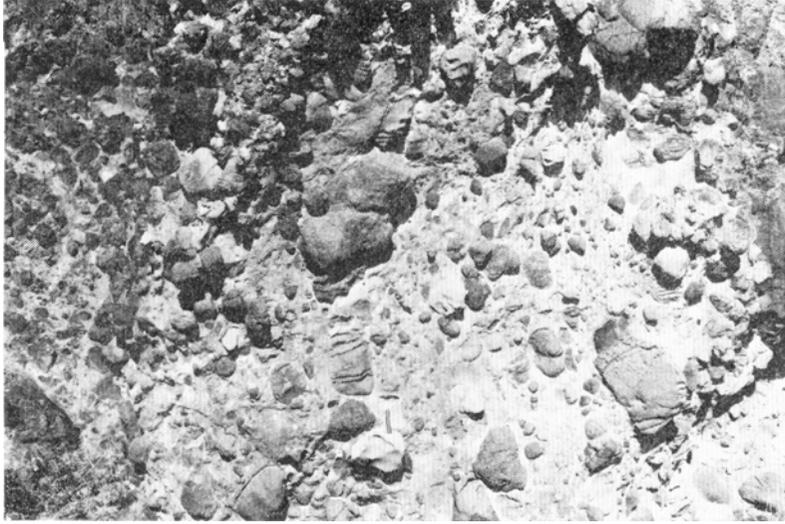
輝石安山岩は、黒色を呈するガラス質の岩石で、鏡下で斑晶は、斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石から



第17図 館層の凝灰質砂岩層 (Ts) と相沼火山岩類 (Av) の火山円礫岩 (琴平岬)



第18図 相沼火山岩類 (Av) の火山角礫岩と館層の凝灰質砂岩層 (Ts) (女男川上流)



第19図 相沼火山岩類 (Av) の凝灰角礫岩 (黒岩, 国道沿い)

なり、ときにはかんらん石を伴っている。石基は細かい斜長石・普通輝石・紫蘇輝石及び多量のガラスからなる。なお、斑晶にかんらん石の多い岩石では、微斑晶状のかんらん石もみられ、石基には普通輝石と紫蘇輝石の両者が認められる。

本岩類と館層の凝灰質砂岩層とが互層する南部地域では、火山円礫岩の発達優勢であると同時に凝灰角礫岩中にも異質岩片が多く含むなどの特徴があり、これらが火山活動の中心部から火砕流あるいは岩砕流として、泥岩や砂岩の堆積している海域に流入して堆積した様子がうかがわれる。

本岩類の構造は、同時異相の館層と互に伴って、館層について述べたと同様な構造を示している。なお、見市断層に沿っても分布が見られることから、本岩類が相沼向斜の西翼から毛無山―館平の隆起部の西翼まで連らなっていたことが推定される。

本岩類は、南隣江差地域(角ほか, 1969)で区分された館層のTc-Te₂岩相の火砕岩に連続し、北隣遊楽部岳地域(石田, 1981)で黒松内層・火山角礫岩部層とされたものに連続して発達している。

V. 10 岩床及び岩脈

本地域には小規模な貫入岩体が数多く存在する。地質図にはその主要なもののみを示した。その岩質は、玄武岩・輝石安山岩・角閃石安山岩・角閃石石英斑岩及びデイサイトにわたる。

玄武岩 (B) は、江差層中に岩床あるいは岩脈として貫入するものが多い。これらの主なものは、突符川上流地域・折戸海岸地域 (立待岬など)・雄鉾岳北西地域及び冷水川上流地域で見られる。このほか、館層を貫くものが砂蘭部川上流及び地域南端の小茂内川流域で認められる。

玄武岩は多少変質して暗緑灰色を呈する、やや粗粒の岩石で、折戸海岸で急に肥大する部分では、更に粒度が粗くなりオフィティック組織を呈するドレライトとなっている。



第20図 江差層中に岩床状に貫入している玄武岩（豊浜海岸）

鏡下では、斜長石・蛇紋石化したかんらん石及び普通輝石を斑晶とし、石基は種々の大きさの斜長石・単斜輝石・鉄鉱及び少量の褐色ガラスからなり、結晶度の高いものではアルカリ長石が結晶粒の間を埋めていることがある。

輝石安山岩（An）は、地質図に記入していない小岩脈も数多く分布し、白別層・左俣川層・江差層・突符火山岩類及び相沼火山岩類を貫いている。そのうち突符火山岩類中に最も多く認められる。しかし、見市断層より西には少ない。突符山の北側及び雄鉾岳北東側には突符火山岩類を貫く大きい岩脈があり、前者は径500m以上の岩株状のものである。また、相沼内ダムの西方や小鉾岳の南西には、江差層を貫く幅広い岩脈がみられ、その幅は250mにも達する。これら大きい岩脈の岩石は、いずれも完晶質に近い岩質を示している。

輝石安山岩の多くは、黒灰色ないし暗褐色を呈する緻密な岩石で、多少の変質を蒙っている。斑晶としては、普通輝石・斜長石及びしばしば緑泥石化したかんらん石が認められ、石基は細粒の斜長石及び単斜輝石からなり、填間組織を呈しており玄武岩に近い安山岩である。

角閃石安山岩（Ah）は、相沼火山岩類中に多く、そのうち突符川中流及び可笑内川中流の岩脈は大きいもので、前者は幅約100mである。このほか、来拝川上流や相沼内川支流の小川上流部には花崗斑岩を貫く岩脈、小鉾山南側には江差層を貫く岩脈が認められる。

鏡下で斑晶は、斜長石と、緑色ときには褐色を呈する角閃石からなり、石基は多量のガラス中に細かい斜長石及び鉄鉱が散在するものである。

角閃石石英斑岩（Po）は、地域中央北部の北隣図幅に接合する地域に4個の岩体として露出している。暗緑灰色・灰色・灰白色などを呈し、斑状構造を示す。鏡下では、一般に緑泥石化及び炭酸塩化などの変質が著しいが、斑晶としては斜長石・石英及び角閃石が認められ、石基中には斜長石のほか少量の単斜輝石がみられる。

デイサイト (Da) は、雄鉾岳の東部で突符火山岩類・江差層及び館層を貫く径1kmほどの貫入岩体として2個、ササマクリ山の北側で突符火山岩類の軽石凝灰岩を貫く小さいものなどが認められる。

鏡下で斑晶は、多量の石英・斜長石及び黒雲母からなり、石基はほとんどがガラスからなるものと、斜長石や石英を多く含むものがある。

これらの岩脈類の貫入時期は明確でないが、貫入されている地層と火山活動との関連で推定すると、玄武岩及び輝石安山岩は江差層及び突符火山岩類堆積時期に、角閃石安山岩は相沼火山岩類の活動時期に、角閃石石英斑岩及びデイサイトは館層の堆積末期と思われる。

V. 11 長磯安山岩類 (Na)

長磯安山岩類は、西隣熊石地域の大成町長磯海岸地域を模式地として、秦 (1967) が長磯層と命名し、そのご吉井ほか (1973) によって改称されたものである。

本地域では、平田内川河口の東側の海岸から稜線部にかけて認められる。北側では館層及び江差層を不整合に覆い、南端は海中に没している。なお、後述の瀬棚層とは接していないので相互の上下関係は不明である。

本地域では、新鮮な輝石安山岩溶岩及び火山角礫岩からなり、その厚さは50m内外にすぎない。黒色を呈する緻密なガラス質輝石安山岩で、火山角礫岩の角礫の大きさはさまざまで、ときには2mにも達するものもある。

鏡下で斑晶は、斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石からなり、石基はほとんどガラスで占められている。

V. 12 瀬棚層 (St)

瀬棚層は、本地域北方の瀬棚郡今金町メップ川流域を模式地として、長尾・佐々 (1933) によって命名された。

本地域においては、北東隅の砂蘭部川流域と北西部の見日付近に、それぞれごく狭い地域を占めて分布する。前者は北隣の遊楽部岳地域から連続して発達するものの末端部にあたるが、後者はまったく孤立した分布を示すものである。

砂蘭部川地域では館層の凝灰質砂岩や相沼火山岩類を覆い、主として砂岩と泥岩との互層からなりその厚さは200m以上と算定される。見日付近では館層の凝灰質砂岩を覆って、やや固結した砂岩礫岩層からなる。厚さは薄く20m以下である。両地域ともに下位層との間には構造差が認められて、不整合関係にあると考えられる。

砂蘭部川地域の砂岩泥岩互層を構成する砂岩は、黄色や黄褐色を呈する粗粒砂岩で、軽石粒や黒雲母結晶片を多く含む特徴があり、また、その一部には斜層理がよく発達している。泥岩は、青灰色・黄灰色などを呈し、分級が悪く、しばしば基盤岩や安山岩の細円礫を散含している。なお、本地域では化石を見出しえなかったが、遊楽部岳地域では主として砂岩中に瀬棚動物群の貝化石及び有孔虫化石が豊富に含まれており、泥岩からは珪藻化石が産出する (石田, 1981)。

見市付近の砂岩礫岩層は、灰褐色あるいは赤褐色を呈し、分級が良好でよく成層した礫岩を主体としている。礫はよく円磨された基盤岩類と安山岩類が主で、下位の館層の泥岩の亜角礫もとりこんでいる。この泥岩の亜角礫は他の円礫に較べて一般に大型である。礫岩に挟まれる砂岩層は砂鉄を多く含む細一中粒の砂岩で、風化して褐色を呈し、表面は褐鉄様となり著しく堅硬なものとなることが多い。この砂岩中に、まれではあるが *Placopecten* sp., *Serripes* sp., *Macoma* sp. など貝化石の印痕が残されている。

砂蘭部川地域では、ほぼ南北方向の軸をもつ向斜構造をなしており、その両翼は20°内外の傾斜を示している。見日付近では、小さな盆状をなしていると思われるが、測定した範囲では東北東-西南西の走向をもち、南に10°-15°傾斜している。

V. 13 砂蘭部岳安山岩 (Sa)

砂蘭部岳安山岩は、北東隅の砂蘭部岳を構成するもので、その北麓の沢沿いに良好な露頭がある。この安山岩は東隣濁川地域の横山溶岩（松下ほか、1973）の一部に連続するものである。

瀬棚層との直接の関係は認められないが、その分布からみて瀬棚層を不整合に覆うものと考えられる。

砂蘭部岳山麓には新鮮な輝石安山岩溶岩があつて、地形からみて山頂に至るまでの約300mは、同質の溶岩のみの累重と考えられる。

安山岩溶岩は、暗灰色を呈する緻密な岩石で、やや斑晶に富み斑状を呈するものである。鏡下で斑晶は、斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石からなり、石基はガラス基流晶質で、細かな斜長石・輝石・鉄鉱及びガラスからなる。

VI. 新第三系の地質構造

本地域北西部の遊楽部岳ドームの南縁にあたる北西部地域と、相沼ペーゼンを作る主部とは、かなり異なった地質構造をなしている。このことは地形にも現われている。地質構造の概要は第4図に示した通りである。

北西部と主部との境界には見市断層があり、東側に併走する断層とともに構造帯を作っている。見市断層は右逆ずれ断層と思われ、堆積岩はこれに近づくると、大きく走向傾斜を変える。白別層は見かけ上大きく変位しているが、左俣川層の基底、江差層の基底と、新しい地層ほど同地層間の見かけのずれが小さい。

基盤の花崗岩と白別層で構成されている毛無山地区の周辺では、これに向って地層の厚さがとくに変化する傾向が認められる。すなわち、西方から向う関内層はこの地区に近づいて急激に厚さを減じ、この地区の東側では全く見出されないまた、この地区の北東側では左俣川層の中・上部が急に薄化し、東側と南東側で欠けている。一方、左俣川層基底部の礫岩砂岩互層は、この隆起部の中核を廻って厚く発達している。このことは毛無山を中心とする地区が、関内層の堆積時と左俣川層中・上部の堆積時に隆起傾向をもっていたことを示すものと思われる。更に、その東側では左俣川層の岩相変化は著し

く、第10図に示されるような基底部における花崗閃緑岩巨礫の形成と、中・上部の欠如が認められ、南東側では基底部の礫岩砂岩互層が発達しないと共に白別層が薄いということから、この毛無山の隆起地区は南ほど早く隆起したと見るべきであろう。なお、江差層及び突符火山岩類の堆積時においては、この地区が相沼ペーゼンの厚い堆積と、北西部での薄い堆積との境に当たっていたとみられる。

北西部は遊楽部岳の花崗閃緑岩体を基盤に、新第三系はほぼ東西の走向をもち、南に傾斜する構造をなしている。これらの傾斜は新期の地層ほど緩やかであって、これも毛無山地区の場合と同様に遊楽部岳ドームの隆起を示している。

本地域の主部では、その東縁には白別層・関内層及び左俣川層(ただし変質安山岩類を除いて)が存在しない。白別層の火山活動は西部に限られていたかもしれないが、東端部に点々と基盤岩類が分布する地域は、白別層・関内層及び左俣川層の堆積期を通じて隆起部をなしていたものと解される。

江差層堆積の時期には、相沼向斜部を中心とする相沼ペーゼン地域が北西部地域に比べて急激に沈降している。毛無山の東側(冷水川流域)では、左俣川層と江差層とは傾斜不整合で、北西部での平行不整合関係と大きく異なる。主部における沈降水量は江差層の厚さにも現われている。すなわち、北西部では約250mなのに対して、相沼付近では800m内外、東部の姫川でも500mと厚くなっている。上位の館層も同様の傾向を示しているが明確ではない。

江差層及び館層の堆積時期には、主部において激しい海底火山活動が生じている。これらの産物である突符火山岩類及び相沼火山岩類は、ともに、おそらく中心噴火を主とした活動によって、大きな火山体を形成したものである。両火山の中心位置は明確でないが、突符火山岩類の方がより東部で厚く、その中央付近に南北性の背斜が推定されることと、相沼火山岩類は毛無山の西側まで分布がおよび、突符火山岩類の中心より西へ寄って更に広がったとみられることなどから、両火山岩類が別個の火山体をなしていたと推定する。

突符火山岩類の上部には軽石凝灰岩が局部的に厚く発達しており、カルデラ形成の可能性がある。この軽石凝灰岩を生じた火山活動に関連して花崗斑岩も生じたものであろう。ただし、これはおもに固結後の上昇によって突符火山岩類などに貫入したものである(貫入角礫岩がよく発達している)。

突符火山岩類は江差層とは急激な指交関係にあるが、江差層の岩相に大きな影響をあたえておらず、深い海底で形成されたとみられる。これに対して相沼火山岩類と館層とは、種々の中間的岩相を伴った複雑な指交関係を示し、館層の岩相が火山噴出物の影響を大きく受けている。当時火山体の一部は海上に姿を現わし、激しい侵蝕を蒙ったであろうことが、多くの火山円礫岩の形成や堆積構造から推定される。

主部では、さきに述べたようにその東側と西側とに基盤岩類があつて、大局的には相沼向斜を中心とする相沼ペーゼンを形成していて、南北性の構造が基本である。しかし、主部においても、左俣川層以前の地層には、東西方向あるいは北西-南東方向の小褶曲が一部に認められる。

断層は主な方向性として、南北方向と北西-南東方向のものがある。南北性のものは見市断層と東側に併走する断層が大きく、主部ではそれ程大きなものは認められないが、冷水川断層・花崗斑岩を切る南北性の小断層及び姫川断層がある。主部においては北西-南東方向の断層も顕著で、北から砂蘭部川断層・中二股川断層・突符山断層・大岩川断層及び突符川断層などがある。このほか、北西-南東方向の断

層と共役する形の北東東—南西西方向の断層もかなり発達している。

なお、北西—南東方向の構造は、突符火山岩類中の変質帯の配置にも現われており、更にこの方向は東隣濁川地域（松下ほか、1973）での銅・鉛・亜鉛鉱脈の方向や北隣八雲鉱山（土居・酒匂、1967）の鉱脈方向とも近似している。

Ⅶ. 第四系

本地域内にみられる第四系は、段丘堆積物・扇状地堆積物・沖積層及び砂丘砂である。段丘堆積物は、更新世の中期から後期にかけて形成されたとと思われる3段の海岸段丘（高位・中位及び低位）と姫川沿いに形成された河岸段丘がある。沖積層は、各河川の沿岸に沿って堆積して平地を形成しており、また海岸の一部には砂丘が形成されている。

Ⅶ. 1 段丘堆積物 (t_1 - t_3)

段丘堆積物は、前述のように、海岸地域に発達する高位・中位及び低位段丘の堆積物と、姫川沿いに形成された河岸段丘のものがある。

高位段丘堆積物 (t_1) は、海岸地域では元和付近にやや広く発達するのみである。標高130mから南西方に低下し、標高90m内外に至る緩斜面をなすもので、谷に深く刻まれている。厚く表土に覆われており、その堆積物は段丘崖の付近に散乱する円礫からその存在を推定されるにすぎない。

中位段丘堆積物 (t_2) は、本地域で最もよく発達する。海岸沿いにほぼ全域にわたって存在するが、その幅は通常200m以下である。段丘面は標高50m内外で、ほぼ平坦であり、海岸の崖の上部にその堆積物が認められる。崖で見られる堆積物の厚さは通常2m内外であるが、見日付近の最も厚いところでは約3mある。堆積物は主として径10cm以下の円礫からなり、ところどころに砂層を不規則に挟んでいる。なお、鮎川海岸の住内川から大沢に至る間の一部では、段丘面は他地域より高く60mを越える標高を示し、小谷により顕著に刻まれている。姫川沿いの河岸段丘堆積物は、これらの海岸段丘と同時期に形成されたものと考えられる。

低位段丘堆積物 (t_3) は、南端部の栄浜付近に、標高20-30mの狭小な段丘面を構成している。堆積物は安山岩類の拳大の礫を主とする礫層からなり、基質は砂からなるが泥質なところもある。その厚さは1-2mである。

Ⅶ. 2 扇状地堆積物 (f)

扇状地堆積物は、地域北西部の平田内川下流西岸沿いに認められる。標高100mから20mにまで低下する面を構成し、平部落の背後で急崖を作って終わっている。この形状からみて、おそらく低位段丘形成時に生じたものと考えられる。堆積物は、花崗閃緑岩及び安山岩類の亜円礫を主とする砂礫層からなり、一部に粘土を挟んでいる。

Ⅶ. 3 砂丘砂 (s)

鮎川海岸の人住内川河口付近には、比高約4mの小型砂丘が数個、海岸線に平行して存在する。これを構成する砂は、分級のよい細砂で、著しい斜層理を示している。

Ⅶ. 4 沖積層 (a)

各河川の下流沿岸地域及び人造湖である相沼内ダム上流部には、沖積層がやや広く発達している。堆積物は主として砂礫からなり、粘土層を挟んでいる。なお、鮎川海岸などには砂質堆積物がみられ、浜堤が発達しているところがある。

Ⅷ. 応用地質

本地域には、珪化及び粘土化を伴う変質帯が多く散在して認められ、これらの変質帯のうち主なものは地質図で示した。ただし、鉍化作用には乏しく、稼行の対象となるような金属鉍床は発見されていない。一部で小規模なウラン鉍床が認められており、利用されている温泉としては、見市温泉及び平田内温泉がある。このほか、変質帯とは無関係に、地すべりなどによる大規模な崩壊地地形が数多く認められる。

珪化を伴う変質帯としては、花崗斑岩岩体の北東側の小川支流・突符山北東部及び紋内岳南西部にその著しいものがみられる。これらの地域では岩石は珪化脱色されて白色岩化し、黄鉄鉍が多数生じている。これらはN60°W方向をもつ一つの帯をなし、東隣地域の野田追川上流での、鉛及び亜鉛を伴う黄鉄鉍-石英脈が発達する鉍化帯(酒匂ほか、1964)に続くようである。この変質帯の南側、突符川上流部にも全く同様な、強い珪化を伴う変質帯が散在し、上記の帯に平行に存在するようである。これらの変質帯は、いずれも突符火山岩類分布地域内に発達しているが、この南の突符川沿いの相沼火山岩類中と、中央北部の銀山沢での館層・凝灰質砂岩中にも変質帯が存在する。しかし、ここでは粘土化が局部的に著しいのみで、珪化までは至っていない。

北部の雄鉾岳北東側では、突符-相沼両火山岩類にわたって変質帯が存在する。ここでは、珪化及び粘土化がともに著しく、北隣地域でかつて稼行された八雲鉍山地区の鉍化作用(杉本ほか、1962)がおよんでいるものと考えられる。なお、見市川流域の変質帯は、粘土化を主とする変質である。

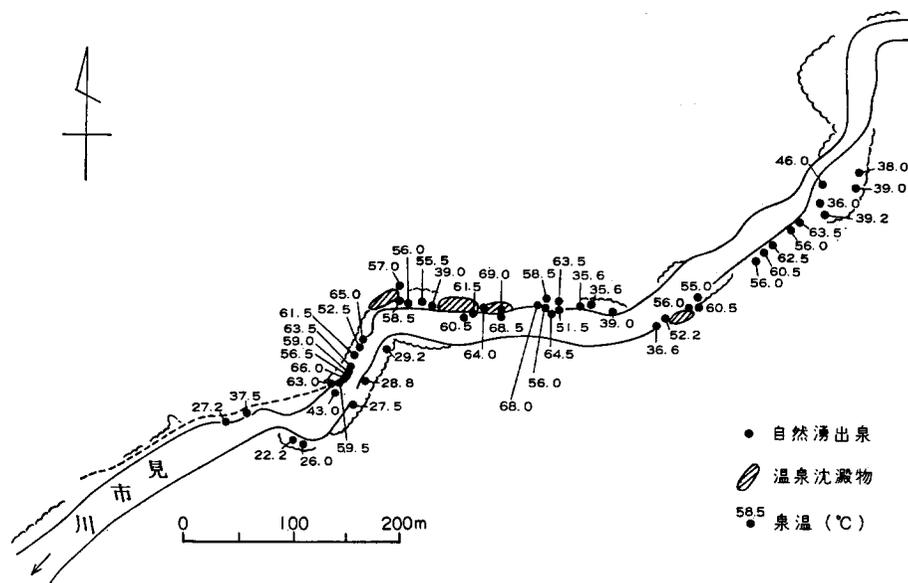
堆積性のウラン鉍床(放射能異常地)が小規模ではあるが、見市温泉北東の熊石から八雲へ通じる道路沿いで成田・五十嵐(1969)によって発見され、詳しく記載されている。この放射能異常を示すものは、炭質物を多く含むアルコース質粗粒砂岩層からで、炭質物部分に濃集して認められるものである。ただし、この砂岩層の層準について成田・五十嵐は本論文の関内層ないし左俣川層下部に相当するよう考えているようであるが、分布位置から白別層の基底部である可能性が大きい。

温泉は、利用されているものとして見市温泉及び平田内温泉がある。

見市温泉は、前述の見市川地域の変質帯の南端にあつて、見市断層に近接した位置にある。その湧出源は第21図に示されるように、見市川川底などでN65°E方向に延長700mにわたる間に、60数ヶ所認められている。泉温の最高は68.7℃で、微酸性の炭酸泉である（北海道地下資源調査所、1976）。

その分析値は第7表に示した通りである。

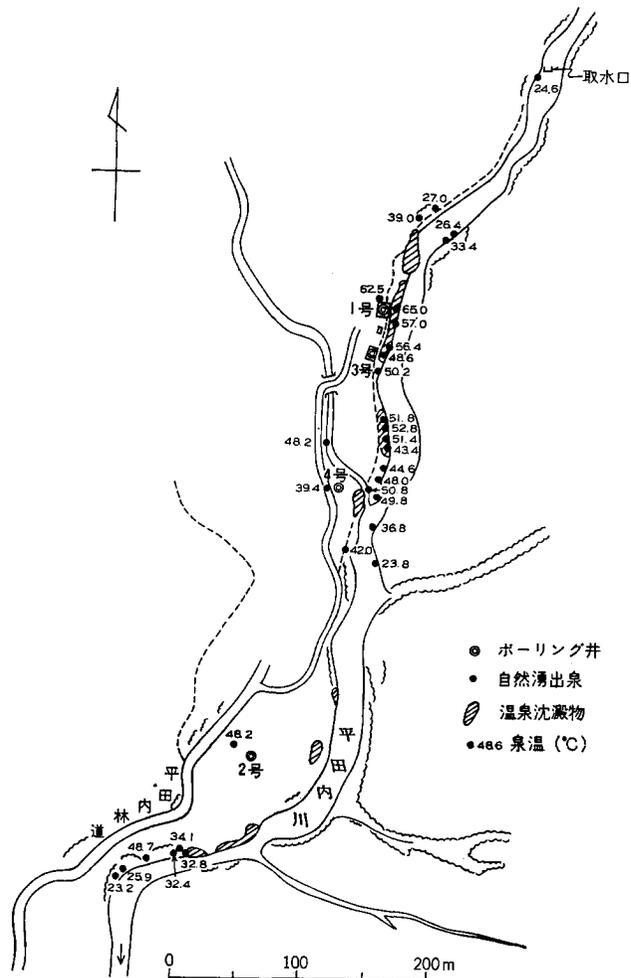
平田内温泉は、見市温泉の西約3.5km、平田内川の中流に位置する。この温泉については二間瀬（1968）及び北海道地下資源調査所（1976）によって詳しく報告されている。これによると、泉源は平田内川西岸にあつて第22図に示されるようにN20°E方向に約600m以上にわたって配列して30数ヶ所から自然湧出している。これらは珪化した福山層中から湧出しており、その最高温度は65℃ぐらいである。なお、泉質は見市温泉と同様である。



第21図 見市温泉の湧出状況（北海道地下資源調査所、1976による）

第7表 見市温泉及び平田

湧出地点	深度 (m)	湧水量 (l/M)	分析 年月	泉温 (°C)	pH	RpH	T.S.M (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Total Fe (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)
見市温泉A	自湧	2.6	50.9	68.1	6.7	7.8	6.056	198.0	33.6	1.933	188.0	2.85	2.85
見市温泉B	自湧	43.2	50.9	61.1	6.5	8.0	4.161	241.2	38.7	1.081	214.0	4.25	4.25
平田内温泉 1号井	60	自噴量 187-211	44.6	85.5	6.9	8.0	5.522	217.0	14.7	1.548	272.0	4.65	4.65
平田内温泉 3号井	50	自噴量 74.0	48.6	78.1	6.7	7.7	5.275	234.2	10.0	1.528	250.0	2.00	2.00



第22図 平田内温泉の湧出状況 (北海道地下資源調査所, 1976による)

内温泉の化学分析値

(北海道地下資源調査所, 1976による)

Fe ³⁺ (mg/l)	Al (mg/l)	Mn (mg/l)	Cu (mg/l)	Zn (mg/l)	As (mg/l)	Cl (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	F (mg/l)	HBO ₂ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	Free. CO ₂ (mg/l)	H ₂ S (mg/l)
0.00	0.21	1.93	0.004	0.017	0.144	2.959	896.7	173.0	0.49	79.2	111.1	156.6	0.03
0.00	0.45	1.30	0.003	0.010	0.043	1.923	750.3	107.2	0.35	48.0	116.4	198.4	—
0.00	—	—	—	—	—	2.590	726.0	113.0	—	—	184.6	50.2	—
0.00	—	5.35	—	—	—	2.526	773.0	116.0	—	—	178.8	83.7	—

地すべりなどによる崩壊地地形は、毛無山からその東側にかけて大規模なものが認められる。これらは江差層分布地域に多いが、白別層・左俣川層及び相沼火山岩類分布地域にもみられる。これらの主なものは地質図に示した。

大規模なものは、江差層のいわゆる硬質頁岩からなる地域で多く、とくに相沼北東方で見られる地すべり地は幅約2km、奥行1.5km比高200mにもおよぶ。これらは主として地層の傾斜側、すなわち流れ盤側に崩壊を起こしている。海岸地域の豊浜北方では昭和37年に、硬質頁岩層を貫く玄武岩をまきこむ崩壊が生じて、大きな被害が出た（石田，1963；松下ほか，1963）。また、地域東縁の小鉢岳南西側では江差層と突符火山岩類とにわたっても生じている。

白別層中のもものでは、冷水川下流地域で認められ、左俣川層中のもものでは毛無山の北東側にみられるものである。相沼火山岩類中のもものでは、江差層分布地域に次ぐ規模で、スルカイ岳西側及び雄鉢岳周辺に発生している。

文 献

- 秋葉 力・藤江 力・松井 愈・岡部賢次・酒匂純俊・魚住 悟（1966） 北海道西南部における火成活動と地質構造。地団研専報，no. 12，p. 16-24.
- 土居繁雄・酒匂純俊（1967） 山越郡八雲町八雲鉱山の銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱床。北海道地下資源調査資料，no. 111，北海道開発庁，p. 1-21.
- 二間瀬 洌（1968） 温泉の化学組成と引湯上の問題点——熊石町の温泉について——。北海道地下資源調査所報告，no. 38，p. 49-57.
- 針谷 宥（1977） 館平鉱山産 Tourmaline。北海道地下資源調査所報告，no. 49，p. 124-125.
- （1978） 北海道産鉱物雑記30，館平マンガン鉱床の Mn-Cumingtonite。北海道地下資源調査所報告，no. 50，p. 236-237.
- 長谷川 潔・酒匂純俊（1961） 遊楽部岳南東部地域鉱床調査報告。北海道地下資源調査資料，no. 63，北海道開発庁，p. 11-20.
- 秦 光男（1967） 西部北海道熊石町付近の新第三系。地質調査所北海道支所調査報告会講演要旨録，no. 18，p. 17-21.
- （1973） 松前半島の第三系と地質構造の特性。日本地質学会第80年学術大会講演要旨，p. 40.
- （1975） 熊石地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，34 p.
- ・山口昇一（1969） 北海道西南部における *Operculina* の層位学的位置。日本地質学会第76年学術大会総合討論会「グリンタフに関する諸問題」討論資料，p. 131-135.
- ・———（1974） 北海道松前半島の第三系の層序と地質構造。地質巡検案内書，日本地質学会北海道支部，45 p.
- HATA, M. and TSUSHIMA, K. (1969) Stratigraphical studies on the Kumaishi area, southwestern Hokkaido. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 20, p. 567-578.

- 北海道地下資源調査所 (1976) 北海道の地熱・温泉 (A) 西南北海道中南部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 3, p. 1-158.
- 石田正夫 (1963) 北海道渡島半島西海岸の乙部村豊浜に発生した地送り. 地質ニュース, no. 101, p. 26-28.
- (1981) 遊楽部岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 64 p.
- ・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男 (1975) 館地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 52 p.
- 小林英夫 (1975) 北海道松山都熊石村館平の変成岩. 島根大文理紀要理科編, vol. VIII, p. 105-113.
- KOBAYASHI, H. (1977) Kanoite (Mn^{2+} , Mg)₂(Si_2O_6), a new clinopyroxene in the metamorphic rock from Tatehira, Oshima Peninsula, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 83, p. 537-542.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (IV)——東北日本花崗岩類——. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 41-55.
- 松下勝秀・小山内 熙・鈴木 守 (1963) 北海道爾志郡乙部村字豊浜に発生した「地すべり」について——豊浜地すべりの地質的考察——. 地下資源調査所報告, no. 31, p. 31-39.
- ・鈴木 守・高橋功二 (1973) 5 万分の 1 地質図幅「濁川」及び同説明書. 北海道地下資源調査所, 28 p.
- 長尾 巧・佐々保雄 (1933) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1・2). 地質学雑誌, vol. 40, p. 555-577, p. 750-755.
- ・——— (1934) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (3・4). 地質学雑誌, vol. 41, p. 47-60, p. 211-260.
- 成田英吉・五十嵐俊雄 (1969) 北海道爾志郡熊石村見市川流域のウラン鉱床. 地質調査所報告, no. 232, p. 483-486.
- 酒匂純俊・秋葉 力・金山詰祐 (1964) 相沼内東方地域の鉱化帯. 北海道地下資源調査資料, no. 95, 北海道開発庁, p. 21-34.
- ・藤原哲夫・松井公平 (1961) 乙部岳周辺鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 63, 北海道開発庁, p. 21-33.
- 佐藤文男・白幡浩志 (1965) 西南北海道の花崗質岩の岩石化学的研究. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 54, p. 14-22.
- SATO, S. (1963) Palynological study on Miocene sediments of Hokkaido, Japan, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. and Miner.* XII, no. 1, p. 36-42.
- 杉本良也・秋葉 力・酒匂純俊 (1962) 渡島国八雲・落部地区鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 75, 北海道開発庁, p. 15-26.
- 角 靖夫・垣見俊弘・水野篤行 (1970) 5 万分の 1 地質図幅「江差」及び同説明書. 北海道開発庁, 53 p.
- TANAI, T. (1963) Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. Part I., Tertiary floras of

- Japan. *Collab. Assoc. to Commem. the 80th Anniv. of the Geol. Surv. of Japan*, p. 9-96.
- 豊原富士夫・木村敏雄・植杉一夫・伊藤谷生 (1979) 渡島半島—本州北端の古・中生代における地体構造上の位置. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 364.
- ・植杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉 (1980) 北部北上山地—渡島半島の地向斜. 日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討 (昭和54年度総研A成果報告書), p. 27-36.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1978) 昭和52年度広域調査報告書——久遠地域——. 70 p.
- 魚住 悟・藤江 力 (1958) 北海道新第三紀の地層対比——新第三紀対比試案について——. 新生代の研究, no. 26, p. 24-33.
- 吉井守正・秦 光男 (1967) 西南北海道久遠地域の第三系——とくに不整合関係について (演旨). 地質学雑誌, vol. 73, p. 105.
- ・———・村山正郎・沢村孝之助 (1973) 久遠地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1 図幅), 地質調査所, 57 p.
- 吉田 尚・青木ちえ (1972) 北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について. 地質調査所月報. vol. 23, p. 1-12.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Sapporo (4) No. 74



GEOLOGY

OF THE

AINUMA DISTRICT

By

Konosuke SAWAMURA and Mitsuo HATA

(Written in 1980)

(Abstract)

The area mapped is situated in the central part of the Oshima Peninsula, Southwestern Hokkaido, at the latitude $42^{\circ} 0'$ to $42^{\circ} 10' N$ and the longitude $140^{\circ} 0'$ to $140^{\circ} 15' E$. It is composed from Paleozoic to Mesozoic sedimentary rocks of Matsumae Group, Cretaceous granodiorite and Neogene and Quaternary sedimentary and volcanic rocks. The geological sequence here is shown in Table 1.

Pre-Neogene

Matsumae Group

It is exposed narrowly along the western and eastern margins of the mapped area. It is composed mainly of slate and some intercalations of sandstone and chert in this area, and it is an extension from the huge mass existed in the south and southeast of this area, where Carboniferous fusulinid and coral, and Carboniferous, Permian and Triassic conodonts were found. The geological age of the Matsumae Group is assumed to be of the Carboniferous to Triassic.

Table 1

Age		Stratigraphy		Main rock facies		Remarks		
Cenozoic	Quaternary	Pleistocene-Holocene	Alluvium and sand dune		Sand, gravel, and sand		Upheavel	
			Fan deposits		Sand and gravel			
			Terrace deposits		Gravel, sand and clay			
	Neogene	Pliocene	Sarambedake Andesite		Pyroxene andesite lava		← Folding	
			Setana Formation		Alternation of sandstone and mudstone, conglomerate			
			Nagaiso Andesites		Volcanic breccia			
			Tate Formation	Ainuma Volcanic Rocks	Mudstone and tuffaceous sandstone with tuff	Volcanic breccia and tuff breccia of andesite with conglomerate sandstone and tuff		
			Esashi Formation	Toppu Volcanic Rocks	"Hard shale" and mudstone	Tuff breccia, tuff and tuffaceous sandstone with andesite lava		
			Ōanzaigawa Formation		Pebbly sandstone			← Faulting and folding
			Hidarimatagawa Formation	Hs	Tuffaceous sandstone and tuff breccia			
				Ht	Tuff breccia and andesite lava			
				Hm	Mudstone			
			Sekinai Formation		Alternation of sandstone and mudstone			Transgression
Usubetsu Formation		Tuff breccia, lava of andesite and basalt						
Paleozoic Mesozoic	Cretaceous	(Granodiorite)		Biotite-hornblende granodiorite		← Denudation		
	Triassic - Carboniferous	Matsumae Group		Clayslate, sandstone, chert and hornfels				

Granodiorite

It is exposed both in western and eastern border areas of the district. It intruded into the Matsumae Group and affected clear but weak contact metamorphism on the group. It is a member of the Cretaceous granodioritic masses scattered in the southwestern Hokkaido and is made up of biotite-hornblende granodiorite rather poor in alkali-feldspar. One of them has the K-Ar age of 114Ma.

Neogene

Usubetsu Formation

It is the lowest member of the Neogene in this area and its distribution is

restricted in the northwestern part. It is composed almost wholly of volcanic rocks, altered strongly by albitization, chloritization and sericitization. There is a tendency that the lower part of the formation is predominated by dacite and leucocratic andesite, the middle part by basalt and basaltic andesite and the upper part by pyroxene andesite.

Sekinai Formation

It exposes in accompany with the Usubetsu Formation in the northwest part of the mapped area. It covers unconformably the lower volcanic formation and its basal part is composed of coarse grained arkose pebbly sandstone, while the main part is the alternation of sandstone and mudstone with intercalations of coaly shale. The thickness of the formation is 200–280m. The fossil floras of plant pollen included in mudstone have the composition of “Daishima type” which indicate Middle Miocene in age.

Hidarimatagawa Formation

It lies on the Sekinai Formation with para-unconformity, and its thickness is variable from 1,000m to some ten meters. It consists mainly of marine clastic rocks and associated some andesitic rocks in the middle to upper part of the formation. At the basal part develops well alternating bed of conglomerate and sandstone; the former contains boulders of granodiorite and accessory amount of well rounded pebbles of slate and chart, and the latter is the medium grained arkose sandstone rich in coaly materials and also marine shell fossils are found sporadically among it. A massive black mudstone covers the basal part. It is rich in flakes of biotite and marine fossils; Shell, foraminifera, fishscale and teeth of Sharks. Above the mudstone lies andesitic rock, composed mainly of tuff breccia, volcanic conglomerate and some lava flows of hornblende andesite or basaltic andesite. The rocks are suffered weak chloritization and locally crossed by network vein of opal. The andesitic rocks are covered by tuffaceous sandstone bed, composed from light green colored sandstone rich in flakes of plagioclase and biotite and some intercalations of conglomerate, mudstone and tuff breccia. The top of the bed comes to alternating bed of sandstone and dark grey mudstone.

Ōanzaigawa Formation

It exposes on the eastern margin of the mapped area only in three locations under the black shale bed of the Esashi Formation. It is composed of pebbly arkose sandstone and pebbly sandstone rich in fresh volcanic glass.

Esashi Formation

The formation covers rather broad area with the relation of para-unconformity with Hidarimatagawa Formation in the northwest area, clino-unconformity with it in the central area, and conformity with Ōanzaigawa Formation in the east area. It is composed of black shale; in the lower part it is hard and thin platy

and in the upper part it comes softer and thick platy. It intercalates some thin layers of glassy tuff and biotite dacite pumice tuff, which are rich and thick in the northwest area.

Toppu Volcanic Rocks

The rocks interfinger with the Esashi Formation and compose a thick accumulation in the east part of the mapped area. It is composed mostly of pyroclastic rocks, tuff, tuff breccia and volcanic conglomerate and accompanies lava flows of hornblende andesite and pyroxene andesite. At the top part, there exists locally biotite dacite pumice tuff. The rocks are wholly altered to green colored rocks by chloritization, albitization and sericitization except the top part where some pumice tuff are fresh, as in the southern part of the Granite Porphyry mass.

Granite Porphyry

It composes a mass of about 4 km in diameter in the southern part of the area covered by the Toppu Volcanic Rocks. The mass is crossed by many small faults of north-south in trend and intrusive relation with surrounding rocks is estimated by the fact that black shales are baked to very hard rock. The rock facies are variable, some are holocrystalline and others are porphyritic with phenocryst of quartz, plagioclase, orthoclase, hornblende and biotite. It accompanies intrusion breccia composed from breccia of granite porphyry and altered andesitic rocks. The structure is complicated, intrusion breccia and porphyritic facies are found inside of the mass along the steep valley while the holocrystalline facies exposes surrounding the former until the top of the mountain.

Tate Formation

The formation lies on the Esashi Formation conformably and it is composed from massive mudstone and tuffaceous sandstone; the former dominates in the lower part of the formation and the latter, in the upper part in general, but the complicated relation with the Ainuma Volcanic Rocks disturbs such tendency. The mudstone is a homogeneous and massive one and contains fossil diatoms *Denticula Kamtschatica* and others. In the central area, mudstone often intercalates black tuffaceous sandstone and show banded structure. The tuffaceous Sandstone is rich in volcanic materials and often intercalated volcanic conglomerate, volcanic breccia and lava flows of pyroxene andesite, especially in the central area and it obscures the boundary with the Ainuma Volcanic Rocks. A thick layer of biotite dacite pumice tuff rich in biotite flakes is intercalated in the upper part of the sandstone bed at the southeastern coast of the mapped area and it decreases clearly its thickness and disappears rapidly in the inland area.

Ainuma Volcanic Rocks

The rocks show complicated relations with mudstone and sandstone of Tate

Formation, while it overlies directly on the Toppu Volcanic Rocks in the central area, where the latter is strongly altered to show green in color while the former is rather fresh and shows brown in general. At the base of the Ainuma Volcanic Rocks in contact with black shale of Esashi Formation, at the south-eastern area, there exists muddy volcanic conglomerate with pebbles of andesites and crushed gabbro, and many hornblende flakes scattered in the matrix. Volcanic breccia and tuff breccia rich in hornblende flakes and in some case lava flow of hornblende andesite compose lower part of the Ainuma Volcanic Rocks but the main part is composed from thick alternating bed of volcanic breccia and subordinate amount of lava flow of pyroxene andesite.

Intrusive sheet and dike

In accompany with the intensive igneous activities occurred in this area, there are many minor intrusives; olivine augite basalt and dolerite occurs as sheet in the black shale of Esashi Formation, olivine augite andesite, some of which are dikes of the width 250m, intruded in many places. Some of pyroxene andesite compose a tiny stock in the area covered with Toppu Volcanic Rocks. Hornblende andesite intrude Granite Porphyry and other formations. Biotite hornblende dacite also compose a tiny stock in the Toppu Volcanic Rocks.

Nagaiso Andesite

The andesite exposes only in the northwestern part of the mapped area, covering the Esashi and Tate Formations. It is an extension of the mass existed in the west and only pyroxene andesite volcanic breccia is distributed in this area.

Setana Formation

The bed exposes in the northwest part and northeast margin of the mapped area. At the former location, it covers the Tate Formation unconformably and it consists of conglomerate intercalated thin layer of sandstone which contains *Placopecten* sp. The alternating bed of sandstone and mudstone, lie on the Tate Formation at the northeast corner, is rich in fossils of foraminifera.

Sarambedake Andesite

At the northeast corner, it compose a lava plateau of pyroxene andesite on the alternating bed of Setana Formation and Ainuma Volcanic Rocks.

Quaternary

In this area very narrow the coastal terraces develops : the higher one of 80 to 120m high above sea level, middle one of about 50m which is most distinct in this area extends along the coast, and the lower one of 20 to 30m. Each terrace is composed from gravel, sand and clay. A fan at the northwest corner of the mapped area, extends from the height of 100m to 20m high. It

ends with a steep cliff suggesting the construction at the same time of lower terrace construction. Sand dune of very minor one exists at the coast of northwest area. Alluvial plain in this area is also not so distinct.

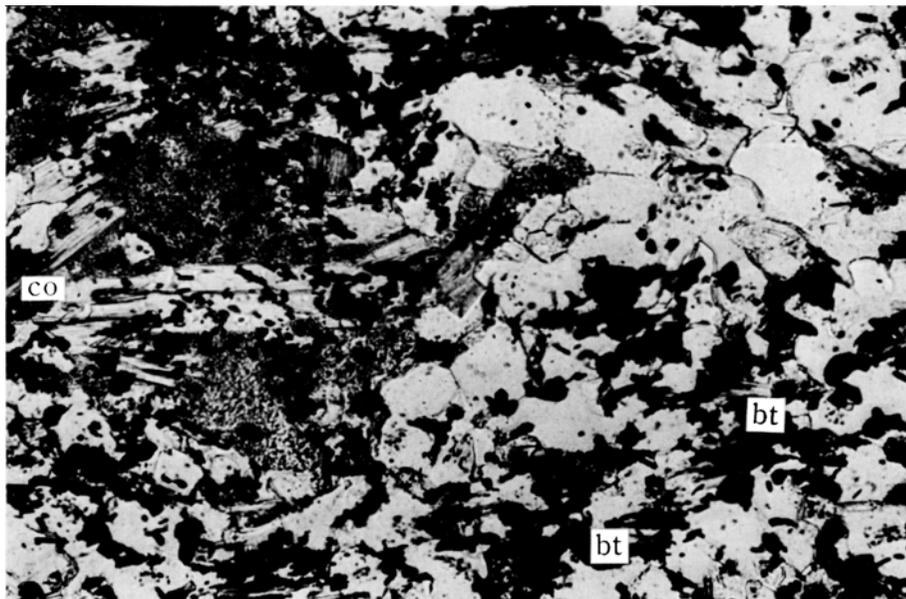
Geologic Structure

The area mapped is composed from two provinces having clearly different geologic structure and geologic development. The Ken-ichi fault trending north to south at the northwestern part of this area compose the boundary of the provinces. It is a large fault associating branches and parallel ones in its east-side. It dislocated right laterally the Hidarimatagawa Formation about 1,500m andless then 500m the Esashi Formation. The block east of the fault, which is composed granodiorite and the Usubetsu Formation mainly, had the tendency to lift up; there lacks the Sekinai Formation, and only in this block exists clinounconformity between the Hidarimatagawa and the Esashi Formation.

The west province defined by the Ken-ichi fault is the southern margin of a large dome consisted of granodiorite, and the Neogene accumulated there show monoclinial structure of east-west trend and southward dip, which is steeper in the lower formation, about 50m, and gentle in the upper formation, less than 20m.

The east province covers the main part of the mapped area and it is characterized by a large synclinal structure. At the east and west margine of the province exists basement rocks composed from Paleozoic slate and Cretaceous granodiorite extending north-south. Except the western margin of this province, Usubetsu and Sekinai and most part of Hidarimatagawa Formation seem to be lacking, and minor altered andesite covers directly the basement rock, which is believed to be the equivalent of the volcanic rocks of Hidarimatagawa Formation. The east province is characterized by thick accumulation of Esashi and Tate Formations and also violent volcanic activity of marine and submarine at that stage, which accompanied intrusion of granite porphyry and minor scale Pb-Zn mineralization in the Toppu Volcanic Rocks.

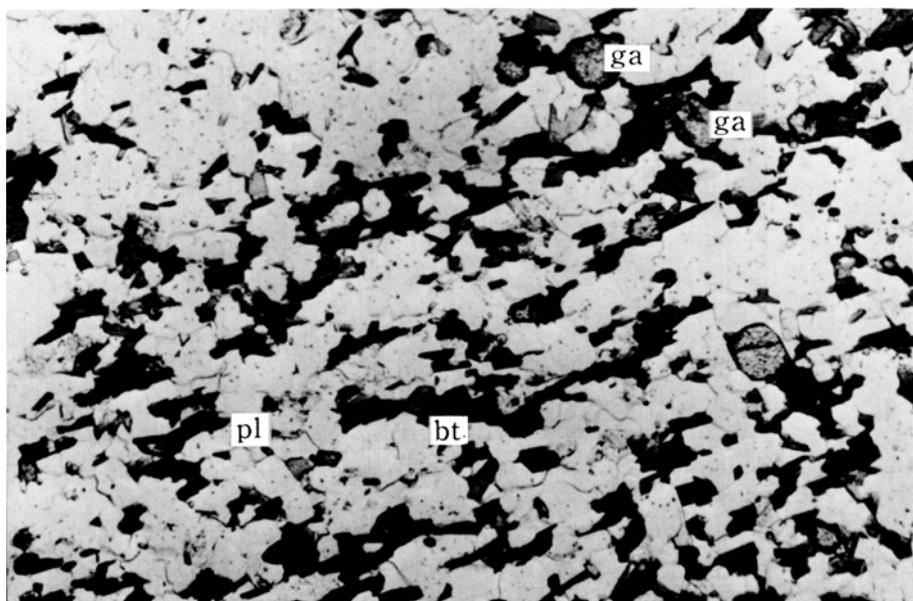
1.



1. 堇青石(?)黒雲母ホルンフェルス (松前層群, 熊石町館平, 下方ニコルのみ)

CO : 白雲母などに置き換えられた堇青石(?), bt : 黒雲母

2.

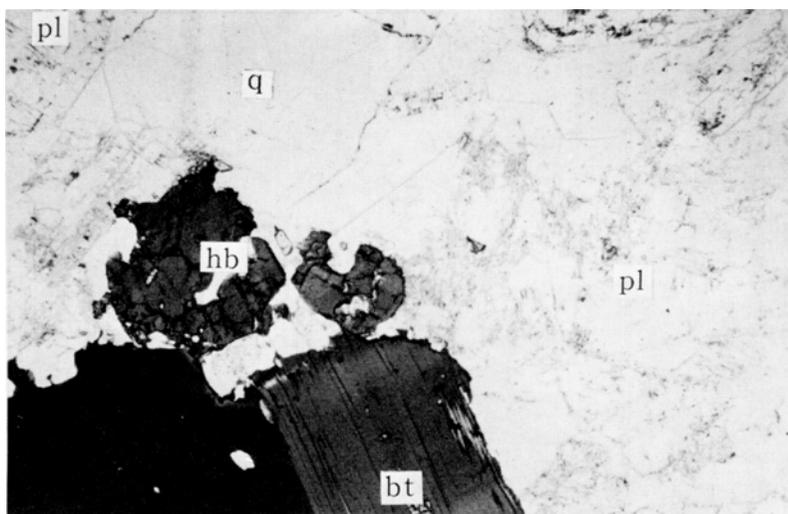


2. ざくろ石黒雲母ホルンフェルス (松前層群, 熊石町館平, 下方ニコルのみ)

ga : ざくろ石, pl : 斜長石, bt : 黒雲母

第II図版

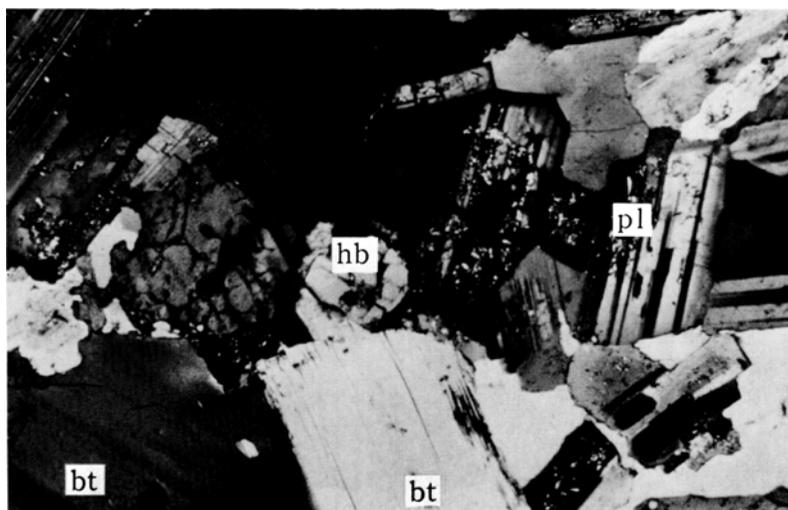
1.



1. 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (熊石町黒岩東方, 下方ニコルのみ)
q: 石英, pl: 斜長石, bt: 黒雲母, hb: 角閃石

0.2 mm

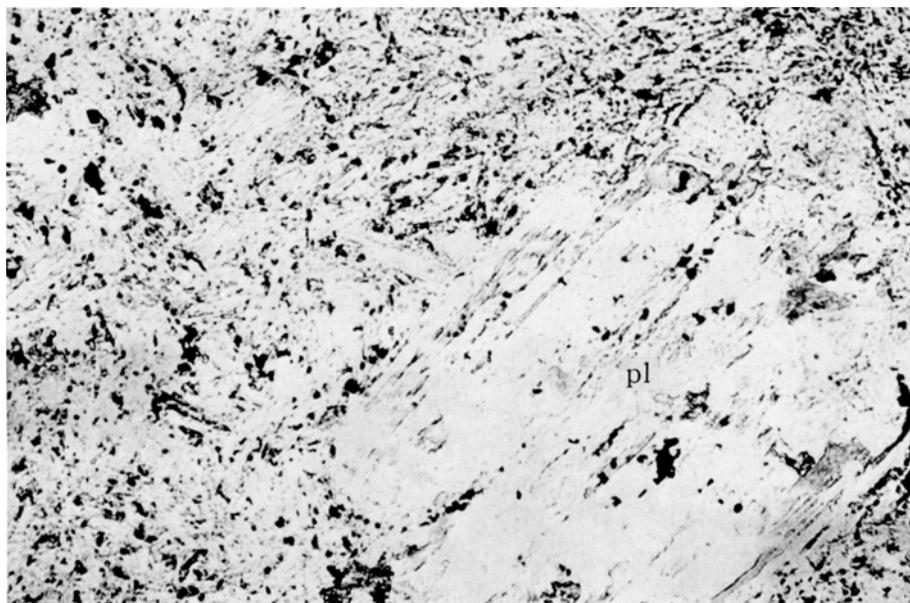
2.



2. 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (熊石町黒岩東方, 直交ニコル)

0.2 mm

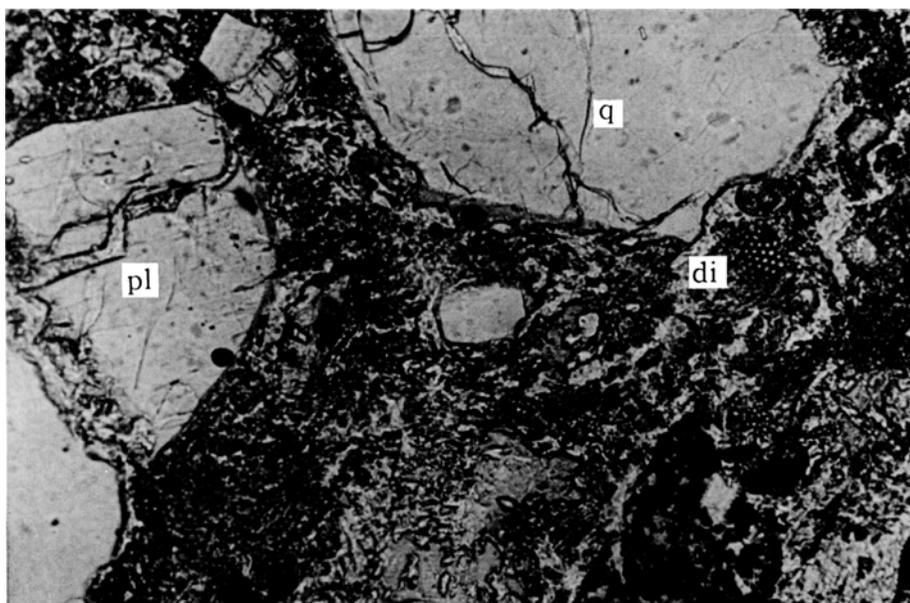
1.



1. 白別層中の安山岩 (熊石町黒岩東方約2 km, 下方ニコルのみ)
pl : 斜長石, 優白質である。

0.2mm

2.

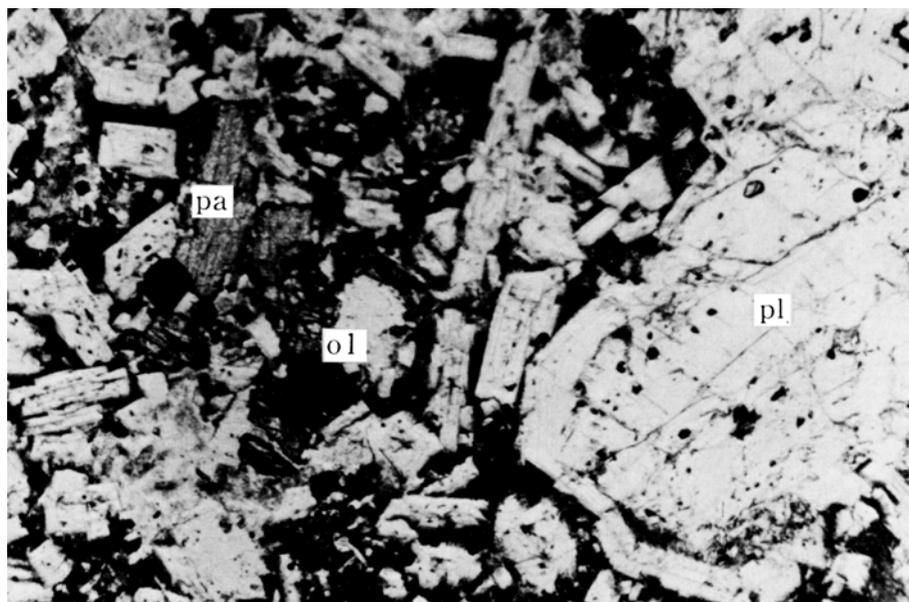


2. 江差層中のデイサイト凝灰角礫岩 (乙部町豊浜, 下方ニコルのみ)
pl : 斜長石, q : 石英, di : 珪藻化石の破片

0.2mm

第IV図版

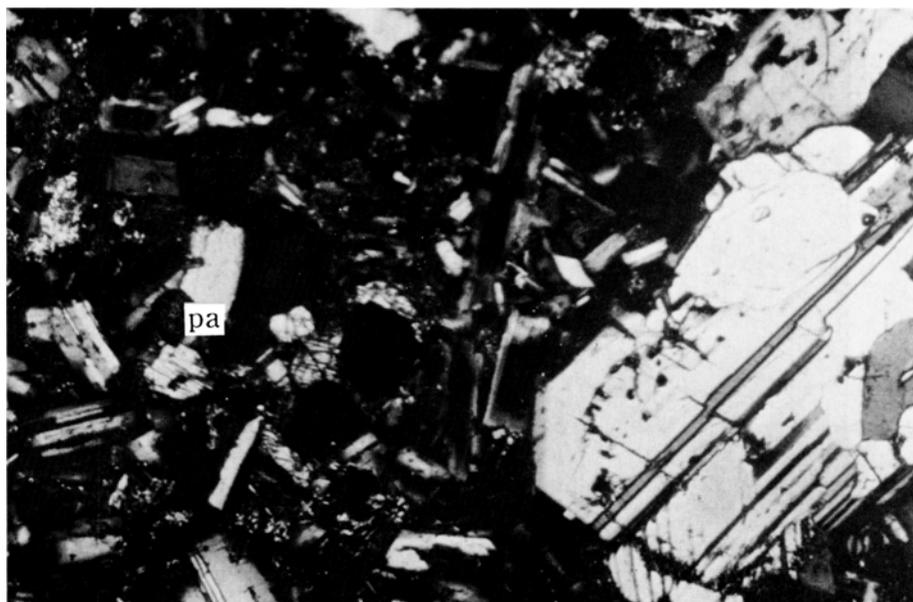
1.



1. 江差層上部に挟在するかんらん石輝石安山岩 (乙部町花磯, 下方ニコル)
pl: 斜長石, ol: かんらん石, pa: 普通輝石

0.2 mm

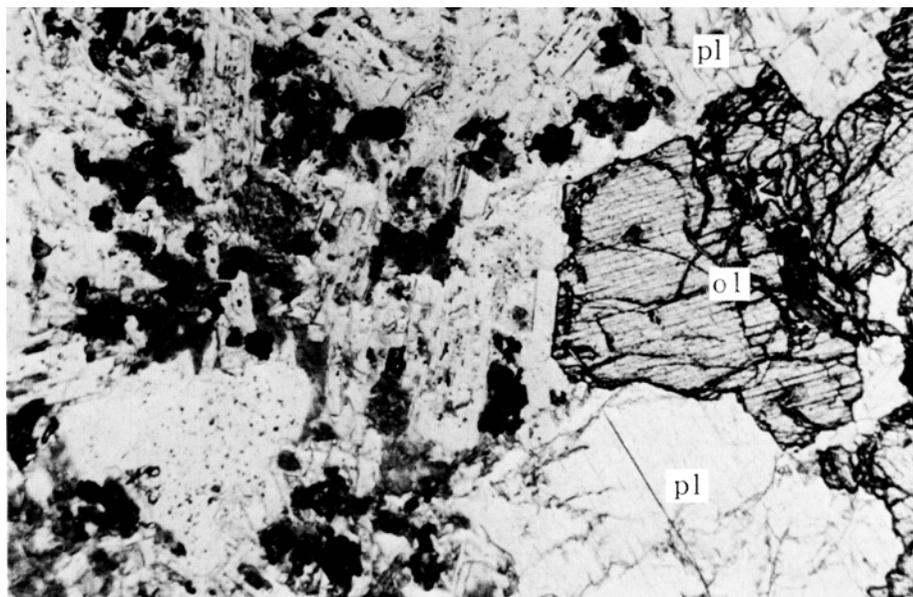
2.



2. 江差層上部に挟在するかんらん石輝石安山岩 (乙部町花磯, 直交ニコル)

0.2 mm

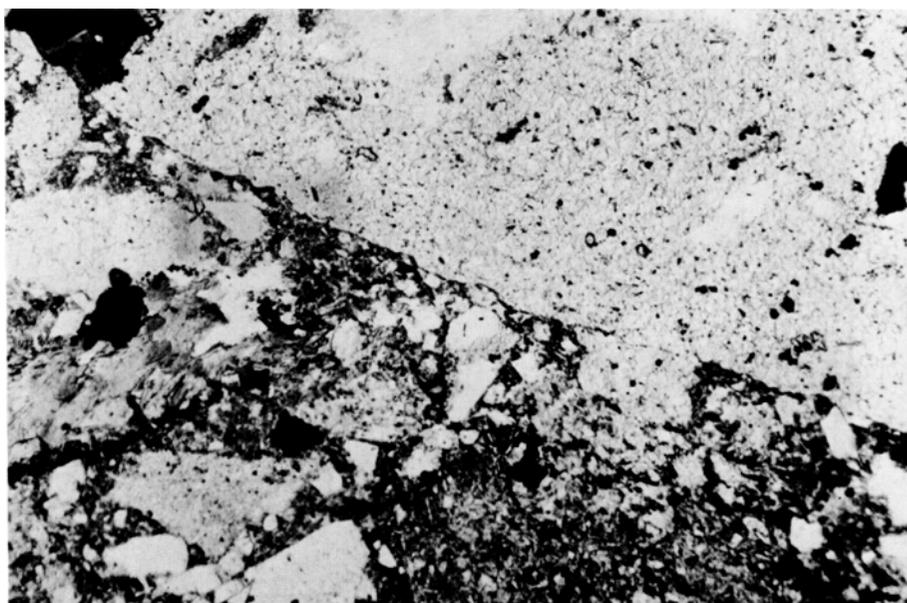
1.



1. かんらん石輝石玄武岩 (江差層中の岩脈, 熊石町冷水川東方支流, 下方ニコルのみ)
pl: 斜長石, ol: かんらん石

0.2mm

2.

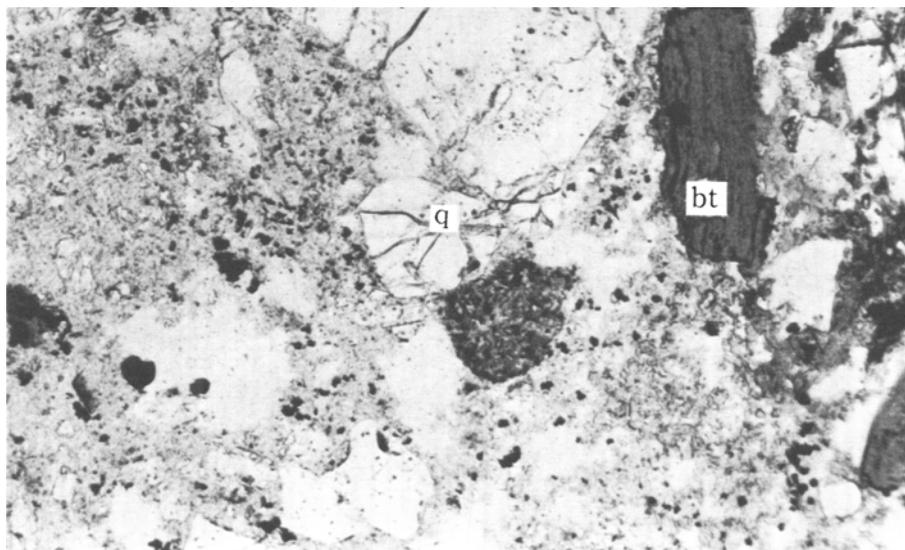


2. 突符火山岩類中の凝灰質砂岩と安山岩岩片 (乙部町小川南支流, 下方ニコルのみ) 安山岩岩片は右上方のもの

0.2mm

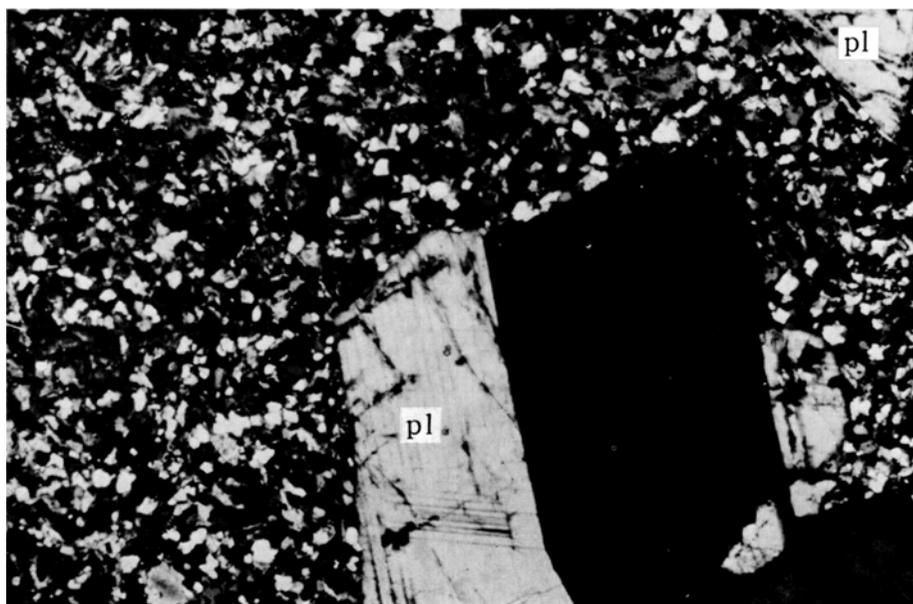
第VI図版

1.



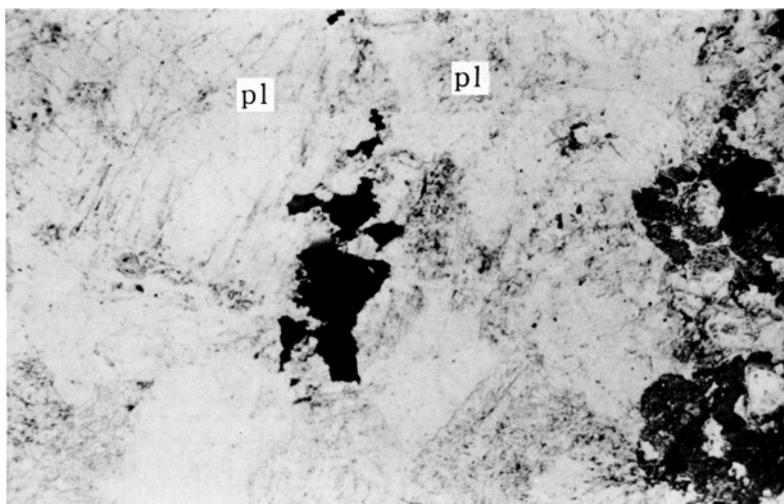
1. 突符火山岩類のデイサイト軽石凝灰岩 (熊石町小川モロミ沢, 下方ニコルのみ)
q: 石英, bt: 黒雲母

2.



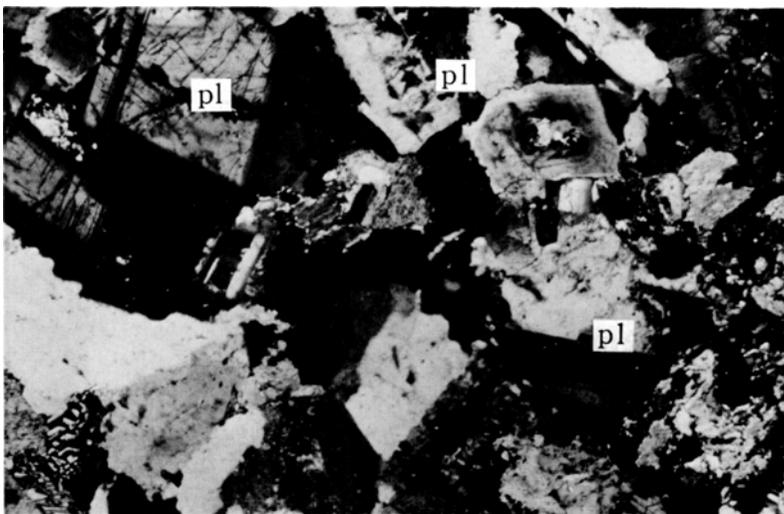
2. 花崗斑岩 (斑状岩相, 乙部町来拝川上流, 直交ニコル)
pl: 斜長石

1.



1. 花崗斑岩 (完晶質岩相) (熊石町小川南支流, 下方ニコルのみ)
pl: 斜長石

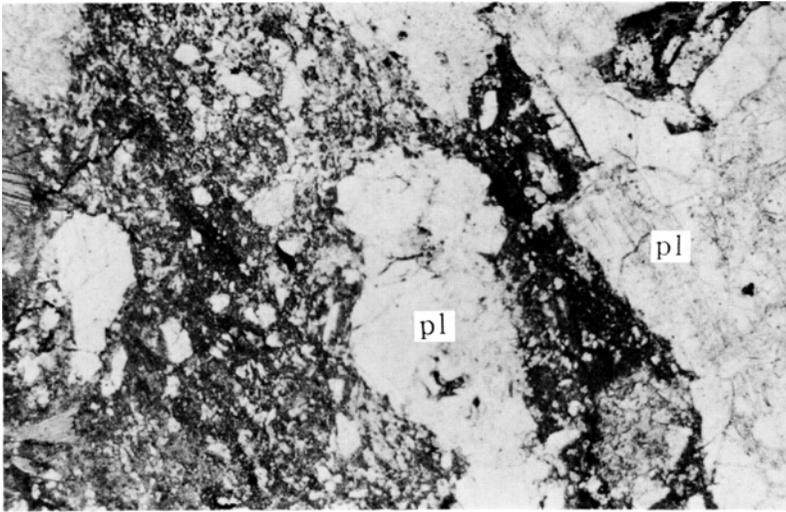
2.



2. 花崗斑岩 (完晶質岩相) (熊石町小川南支流, 直交ニコル)

第Ⅷ図版

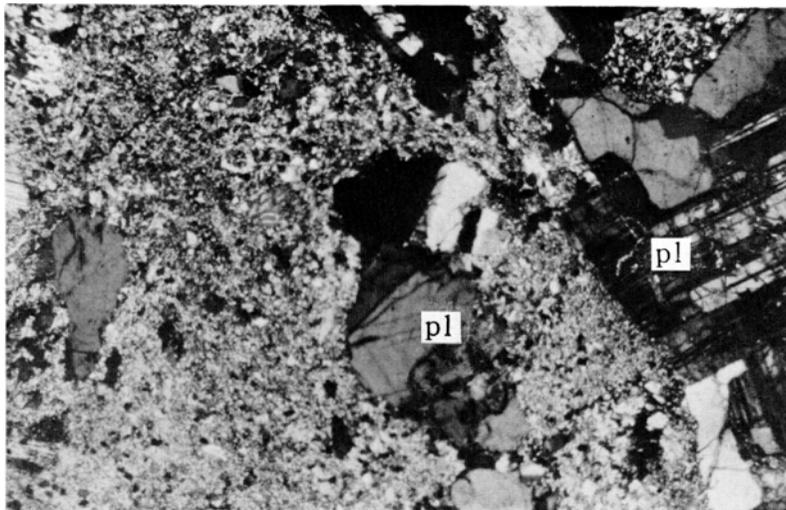
1.



1. 貫入角礫岩中の花崗斑岩 (熊石町小川南支流, 下方ニコルのみ)
pl: 斜長石

0.2mm

2.



2. 貫入角礫岩中の花崗斑岩 (熊石町小川南支流, 直交ニコル)

0.2mm

※文献引用例

沢村孝之助・秦 光男(1981) 相沼地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅),
地質調査所, 48 p.

SAWAMURA, K. and HATA, M. (1981) *Geology of the Ainuma District. Quad-*
rangle Series, Scale 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 48 p. (in Japanese
with English Abstract, 6 p.)

昭和56年3月16日印刷

昭和56年3月20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