
5 萬分の 1 地質図幅説明書

幌 泉

(釧路一第 70 号)

地 質 調 査 所

昭和 31 年

550.85(084.32)(524)[1 : 50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

幌 泉

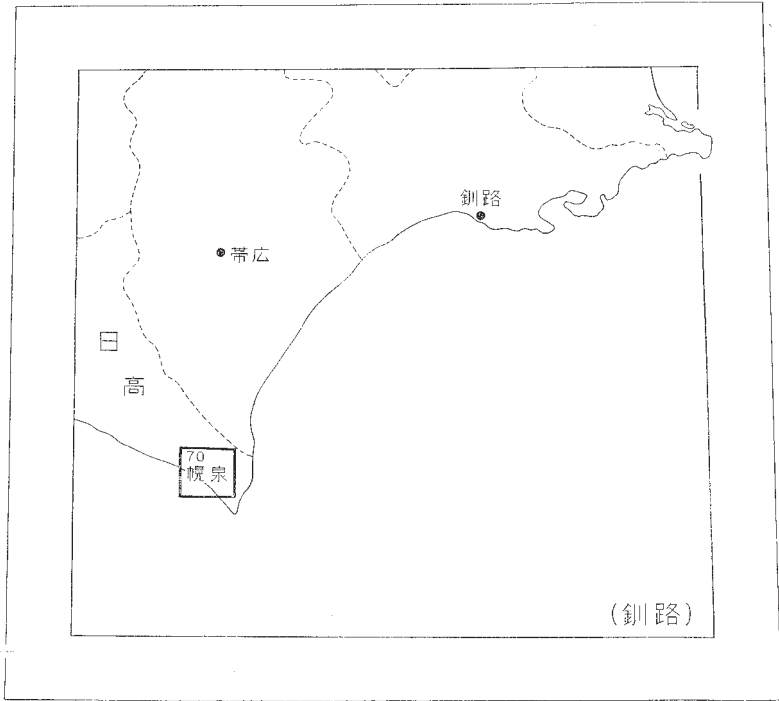
(釧路一第 70 号)

北海道大学助教授 舟 橋 三 男
通商産業技官 猪 木 幸 男

地 質 調 査 所

昭和 31 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 位置および地形 (交通)	2
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 先白堊系 (日高層群)	7
II. 3 変成岩類および混成岩類	9
II. 3. 1 珪礬質変成岩および混成岩	10
II. 3. 2 塩基性変成岩類	22
II. 3. 3 石灰質団球の変成	25
II. 3. 4 ミロナイト (圧砕岩) 類	26
II. 4 進入岩類	27
II. 4. 1 斑岩類	28
II. 4. 2 橄欖岩類	38
II. 4. 3 脈岩類	44
II. 5 第四系	46
II. 5. 1 洪積層	46
II. 5. 2 沖積層	48
II. 6 地質構造	48
III. 応用地質	51
III. 1 概 説	51
III. 2 含ニッケルおよび含銅磁硫鉄鈳鈳床	52
III. 3 マンガン鈳床	59
III. 4 苦土質耐火物原料	61
文 献	62
Abstract	1

1:50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 29 年稿)

幌 泉

(釧路一第 70 号)

本図幅に関する作業は昭和 24 年度に着手し、その野外調査は昭和 26 年度に終了した。調査日数は延べ 145 日間で、主として、猪木が全域にわたって行い、そのうち 40 日は本所員秦光男技官の協力を得た。調査結果の検討ならびに総括には昭和 16 年以来引きつゞきこの地域の地質学的、岩石学的の研究に従事してきた舟橋もともに協力して取り纏めた。室内作業は北海道支所および北海道大学理学部地質学鉱物学教室で行われた。

本図幅地域は北海道の中軸地帯を構成する日高変成帯の南端部にあたり、その変成帯の中心部から西側にわたる地域の代表的な露出地であって、特にこの地域は他に較べ交通に恵まれているため 1 つの標式地として知られ、かなり詳しく明らかにされた場所である。特に昭和 24 年以来、地学団体研究部会に属する日高研究グループが組織され、この変成帯の研究が多くの人々の団体研究によって行われ^{註 1)}、筆者らもこれに参加した。この図幅作製にあたっては、その研究グループによって調査され、討論された貴重な資料の寄与を得た。この研究は現在でも行われており、本図幅に関係のある地域を担当している研究者の氏名と、未発表の研究題目とを次に記する。

浅井 宏 (北海道学芸大学助教授) : 幌満川上流の斑礫岩類

広田正一 (東京教育大学研究生) : 幌満川上流のミグマタイト

木崎甲子郎 (北海道大学助手) : 猿留川上流のミグマタイト

春日井 昭 (北海道学芸大学助手) : 豊似岳南部のミグマタイト

外崎与之 (北海道学芸大学講師) : 猿留川中流のミグマタイト

また、橋本誠二 (北海道大学助教授) による北部日高の斑礫岩類に関する詳細な区分^{19), 37)} は、この地域の火成岩類の調査・類別にあたって、きわめて益するとこ

註 1) この研究には北海道地下資源調査所の寄与するところが大きい。

ろが多かった。

I. 位置および地形

この地域は北海道の脊梁をなす日高山脈が、南端の襟裳岬北方 30km 附近からその山稜を分岐しつつ峻嶮さを弱め、海岸にのぞむあたりに位置し、地域の大部分は山脈の西側斜面に相当する。この地域は地形的に 2 大別できる。1 つは中央部から北方にかけての変成岩類あるいは混成岩類、およびそれらに進入する火成岩類で構成される山岳地帯で（日高変成帯とよばれる地質単位で占められる）、他の 1 つは、南部の海岸線に沿う狭い地帯で、不変成日高層群を基盤とする海成段丘が著しく発達し、段丘面が広く分布する丘陵地域である。

山岳地帯では、日高山脈は隣接楽古岳図幅地内で、楽古岳・広尾岳と 1 線となって北西方向に続くが、この附近で支稜を分岐しつつその高度を低め、その主稜は南東方向に猿留・庶野に向かって走る。本図幅地域内に向かう 1 つの分岐した稜線は幌満川上流域をつつみ、図幅の西部地域を南方に向かい、橄欖岩で構成されるピンネシリ岳・アポイ岳に続いている。いま 1 つの分岐稜線は、幌満川と猿留川の間地域を占め、南北方向の稜線となり、袴腰山にいたり、高度 600～900m の細く分岐する山稜に終るものである。これらの山地では、山稜が海岸に迫っていること、構成する岩石が堅硬なことなどのため、急峻な地形をつくる。特にピンネシリ岳・アポイ岳および幌満川を挟んで対岸の坊主山などは、それを構成する橄欖岩が新鮮で堅硬なために、僅か 1,000m にたりない高度でありながら、高山地帯にみられるような峻嶮な地形を示している。一般に、斑礫岩類で占められる地域では、やゝゆるやかな地形を呈し、河川には広い洪積地を伴っているが、片麻岩地域では、袴腰山・ルチシ山・オキシマップ山にわたる地域のように、急峻な地形が現われている。

海岸に沿う丘陵地帯は、主として海成段丘による平坦な地形面が著しい。このような段丘地形は日高地方北帯にわたり海岸線に沿ってみられる。この地帯に発達する段丘は、次のように 4 大別できる^{註2)}。

註2) 小笠原義勝 (1941) によれば、エリモ岬附近の海岸段丘も 4 段に分けている。筆者らも大体これに準じて区別した。

第Ⅰ段丘	260～350m
第Ⅱ段丘	100～180m
第Ⅲ段丘	50m
第Ⅳ段丘	10～20m以下

これらは東部に高位のものが広く残っていて、西方に向かうにしたがって低位のものが発達する傾向がある。

第Ⅰ段丘はその高度は上限が350m、下限が260mであって、豊似岳・オキシマツ山南部に1,500m内外の幅をもって、著しく明瞭な平坦面を示している。この段丘面は豊似岳の東面をとり巻いて、東隣猿留図幅地内では南北に海岸と平行して続く。これは堅硬なミグマタイト地域に発達し、高位にあつて、かなりの開析をうけているが、平坦面の保存はきわめて良好である。この面上には、基盤の角礫が薄く発達しているが、まれに円礫が点在するのみで、大部分はほとんど堆積物を欠いている。

第Ⅱ段丘はその高度は上限180m、下限100mで第Ⅰ段丘の下位にある。追分峠のあたりから、西方のアベヤキ川・ニカンベツ川河口にわたる広範囲な地域を覆い、さらにアポイ岳南麓の面に続く。東部では幅5,000mに及び、西部にいたるにしたがって、幅狭くなっている。これと第Ⅰ段丘との間にいくつかの幅の狭い段丘面が認められる。この面は海側に向かつて著しく傾斜していることのある点が注目され、幌泉市街地背後の213.3m高地は、この面上に島状に突出している。この面は著しく開析をうけ、各沢は上流部まで広く、第Ⅲ段丘面に連続し、谷底は堆積物で埋められている。この段丘にはかなりの堆積層が認められる。

第Ⅲ段丘はその高度50m内外のもので、主として、海岸から500m内外の位置に、100～200mの幅で狭く発達する。図幅地域の西端冬島附近で、この段丘堆積層の砂層中から介化石がみいだされた^{註3)}。

第Ⅳ段丘は高度10～20mで、海岸に沿い幅500m内外で、その平坦面が明瞭に示されている。硬質の変成岩類・橄欖岩類が直接海にのぞむ旭から東冬島にわたる間には、この段丘をみるができない。

河川は、図幅地の西部を南北に縦断する幌満川が最も大きく、豊富な水量をもち

註3) 第Ⅲ段丘は第Ⅳ段丘の地域的なものとも考えられるところもあり、特に冬島附近ではその差はほとんどなくなって連続してみられる。

中流の古川附近とその川口附近とに発電所が設けられている。これは北方の日高山脈の主稜をなす楽古岳・十勝岳から、西方に流れる多くの沢水を集めて南流し、図幅地域内では北方でオピラルカオマップ川・パンケ川を合わせ、大泉附近ではオナルシベ川・フチミ沢を集め、周囲を広く開析し、洪積地を発達させている。その下流、海岸まで約6kmの間は、橄欖岩の間をぬい著しい峡谷を形成する。猿留川は幌満川に次ぐ大きな河で、楽古岳図幅地から猿留図幅地にわたり広い集水区域を示すが、この図幅地では僅かに東北隅をかすめて流下する。その他、ニカンベツ川は地域の中央部を広く集水して海に流入し、アベヤキ川・歌別川などは、いずれも図幅地域内の豊似岳およびその周縁の山嶺に源を発して南流する。また、西方のアポイ岳・ピンネシリ岳の西斜面には、相平行して西流するいくつかの河川がある。

本図幅地域の大半が山岳地帯で海崖が発達しているために、交通の便は悪く、海岸に沿う国道が唯一の交通路である。その国道には、西隣浦河図幅地内の国鉄日高線の終着駅様似から、十勝国広尾駅にいたる国営バスが運行されている。幌泉はバスの分岐点で、こゝからさらに南下して、襟裳岬図幅内の南端襟裳岬にいたるものもある。その他幌満川・ニカンベツ川・アベヤキ川・猿留川等の大河に沿って造材専用のトラック道路が、それぞれの中流附近まで達している。また、幌満川に沿っては大泉部落を経て、さらにその支流オピラルカオマップ最上流附近の幌満鉱山の山元にいたるまで、トラック道路が設けられている。

地域内の大部分は山岳地のため、民家のあるのはたゞ海岸に限られ、農耕地も僅かにその周りに限られている。たゞ幌満川中流部の大泉には、早くから農耕地が拓かれ、山間地唯一の部落を形成していたが、これも全域が数年後にはダム貯水池と化すため、現在はほとんど引上げてしまっている。また、海岸附近の丘陵地は主として牛馬の放牧地となっている。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

本図幅地内の地質は、主として北海道の脊梁をなしてその中央部を北から南へ延

びる、いわゆる“日高帯”²⁹⁾と呼ばれている地帯を構成する岩石類からなり、第四系の段丘堆積物その他がこれらを覆っている。

北海道の中央部で、その層序的位置をほぼ確かめられた下部白堊紀層から空知層を経て、その下位の輝緑凝灰岩層およびさらに下位に位置する粘板岩を主体とする厚層の岩層があり、これが日高帯の主体を構成している。この地層を日高層群と呼び、正確な時代的位置の未詳なため、単に先白堊系としてのみ取扱っていることが多い(この層群のなかから、北部で2, 3の化石が発見されているのみであるが、その1つは菊石で中部ジュラ紀と考えられ、他は腕足類で、中生代的特徴を備えるものとみられている²⁹⁾)。この日高層群によって囲まれたうちには、日高山脈の山稜に沿って15～25kmの幅で、南部襟裳岬から中央部狩勝峠にいたる間に連続してホルンフェルス・片麻岩・ミグマタイトなどの、種々の変成岩・混成岩類が密接に伴っている地帯があって、その内部に多様な火成岩類が進入している。これが日高変成帯とよばれているものである。

本図幅地内での日高層群は、変成帯とは南部と西部において衝上断層をもって接し、主として細粒砂岩・粘板岩質砂岩からなる。本層群には西方にのみ、僅かに輝緑凝灰岩・石灰岩およびチャートが含まれている。これらのうちには、全く化石をみない。

日高変成帯を構成する岩石類が、図幅地の大部分を占めており、その標式的なものはほとんどここに産出している。この変成帯の中心部には、帯状に南北にのびるミグマタイトがあり、その両側に沿って、片麻岩がみられ、さらにその外側にホルンフェルスが分布しているのが一般であるが、その西側では、種々の斑岩類が細長く続く地帯の西側に大きな衝上断層があって、ホルンフェルスを欠き、片麻岩が不変成帯と直接する非対称的な配置を示している。

北方から日高山脈の主稜に沿って南南東方向に、6km内外の幅で続くミグマタイト帯は、この図幅地域にはいって、猿留川本流に沿い南南東方向にさらに延びる。この主帯の南側に、豊似岳を中心とし西北西方向に延びて袴腰山にいたる1つのミグマタイトの膨らんだ分布が認められる。片麻岩類は幌満川中流部を切って、楽古岳図幅地より続き、北西から大泉附近に露われ、これよりニカンベツ川の支流ルベシュペ沢・キブチ沢上流地域に拡がり、袴腰山のミグマタイトの西側を取巻く。片

状ホルンフェルスは猿留図幅地内の庶野附近に始まり、西方に延びてルチシ山・天狗岳・キブチ沢上流に到って、上述の片麻岩類の南西側をつんで帯状に分布する。この北西方向への延長は、大泉附近からさらに北方に続くが、著しく片状となり、斜長石斑状変晶黒雲母片岩となる。これらの帯状に分布するもののほかに、その南西側を占めて、片麻岩と片状ホルンフェルスが伴ない、海岸地域または火成岩体の間に挟まって、いくつかの小区域に離れて分布するものがある。

この片麻岩のうちには、2、3の角閃岩が含まれ、片麻岩と整合し、北方からや連続した延びを示すが、南部のルベシュペ沢上流附近で消滅する。しかしこの角閃岩の延長地域では、幅の狭いレンズ状となって、点々と露われている。

日高山脈の北部地域では、いくつかの侵入岩体が相並んで、規則正しい配置を示すが、それらの延長である本図幅地内では、やその配置を乱し、広い範囲に散らばって分布する。また、そうした北部から延長する岩体とは別に、小岩体の点々と分散するものも認められる。日高変成帯のうちでも、この図幅地は最も火成岩類の密集した地域の1つで、火成活動の中心地の1つとみられている。これらはおもに図幅地の中央部以西のミグマタイト地帯の西側に相当する地域に多く集まっている。特に斑岩類では、北方で幌満川の東方支流であるオピラルカオマップ川・フチミ沢一帯にみられる径7kmにも及ぶ大きな岩体と、アベヤキ川からニカンベツ川下流域を通り、大泉に連なり、オナルシベ川にいたる南方の岩体とが、主要な岩体である。斑岩体の南西側には、橄欖岩の径8kmにも及ぶ大岩体があって、幌満川下流部を占める。これは日高帯にみられる橄欖岩のうち、最大の露出面積を示す。これらの火成岩類の侵入順序には、北部日高におけると同じ関係が認められる。すなわち斑岩角閃岩・片麻状紫蘇輝石斑岩・塊状閃緑岩質斑岩・橄欖石斑岩・橄欖岩の順序である。

これらの侵入岩の周囲には、多くの場合著しい剪裂帯が形成されている。その最も著しいものは、オピラルカオマップ川・フチミ沢一帯の北部斑岩体の東縁部とアベヤキ川からオナルシベ川にいたる南部斑岩体の北縁部とに沿って、延びているものである。

また、変成帯と不変成帯と接する衝上断層の附近では、著しい圧碎作用がみられかなりの幅にミロナイトが形成された部分もあって、塩基性岩はそこで緑色片岩化

されている。

第四系は4段に大別される海成段丘堆積物・河成段丘堆積物および沖積層からなる。海成段丘は南部海岸線に沿って著しく発達し、その段丘堆積物は広く先白堊系・変成岩・混成岩類および侵入岩類を蔽い、東冬島海岸附近では、その基底近くの層準に介殼化石の密集する部分があって、類例の少ないものとして注目される。

第1表 地質総括模式柱状図

時代	地層		柱状図	水成岩	変成岩(混成岩)	火成岩	備考
第四紀	沖積層	氾濫原堆積層		砂礫粘土			含化石
	洪積層	河成段丘堆積層		砂礫粘土			
		海成段丘堆積層		砂礫粘土			
白堊紀					角閃岩 (ホルンフェルス)	玢岩 微糜岩	日高層群
先白堊紀	日高層群		輝緑凝灰岩 石灰岩 細粒砂岩 粘板岩質砂岩 粘板岩	片状ホルンフェルス 片岩 片麻岩 ミグマタイト	橄欖石斑輝岩 閃綠岩質斑輝岩 輝綠岩状斑輝岩 片狀ノーライト 斑新角閃岩 輝綠岩		

II. 2 先白堊系(日高層群)

この図幅地域中に現われる不変成の先白堊系、すなわち日高層群の一部は、硬質の細粒砂岩および粘板岩質砂岩を主体とし、図幅地域の西部と南部に認められ、それぞれ東冬島海岸附近から南北方向、およびニカンベツ川河口附近から東西方向に走る2つの衝上断層で変成帯と境されている。西部地域に分布する日高層群のなかに主体をなす衝上断層に平行するいくつかの断層によって挟まれて、変成帯の西翼の意味をもっとみられる片状ホルンフェルスが、2km位の幅で北東—南西方向に分布している。

本層群は暗灰色の細粒砂岩・粘板岩質砂岩のほか、暗褐色の粘板岩および礫質砂岩を処々に挟み、時に輝緑凝灰岩・石灰岩およびチャートをレンズ状に伴なう。また、局部的に石灰質団球を点々と含んでいることがある。これらの堆積岩は、一般にほとんど無層理で、単調な堆積相を示す。しかし西部に発達するものには、層理

の明らかな部分があり、それは一般に走向 NNW-SSE、約 50° NE の傾斜を示し、衝上断層の方向とは斜行する。しかし、大部分は構造が著しく錯乱しているため、この層群の層序を明らかにすることは困難である。

細粒砂岩はきわめて細粒で、一見粘板岩に類似する。これは西部地域に多く、帯褐または帯青暗灰色で、堅硬な硬砂岩質を示す。砂粒は石英・斜長石で、その他粘板岩・砂岩粒を含み、黒雲母・絹雲母・緑泥石・鉄鉱の小片を含有し、その膠結物は泥質物および炭質物からなる。この砂岩のうちには礫岩様を呈する同源の含礫砂岩があり、砂粒の比較的大きなものは径 0.5cm 程度のものの集まりとなっているが、その含有鉱物粒は他の砂岩とほとんど異なるところがない。

粘板岩質砂岩と粘板岩とは緻密、堅硬で、黒色を帯びた暗灰色または暗灰褐色を呈し、角片状に割れ、時に板状を呈することもあるが、一般に塊状で、多少砂質を帯びている。また、これらのなかに、石灰質団球を含むことがある。これらの粘板岩質岩は炭質物を多く含み、石英・長石の小破片を主とし、黒雲母・絹雲母・ジルコンなどを含む。

これらの岩石はいずれも風化をうけ易く、また、種々の圧碎・擾乱等の影響を蒙った部分が多く、そこは細い葡萄石・石英・方解石の脈によって網状に貫ぬかれ、いわゆる鳥糞状を呈している。

石灰岩は僅かに本図幅地域の北西端に 1 カ所みられる。外観は灰白色を呈し、径 5m 程度の小レンズ状で、細粒砂岩中に存在する。これは結晶質の方解石のみからなる。

輝緑凝灰岩は東冬島附近、および北西端の石灰岩の露出する附近に僅かにみられる。これには暗褐色のものと、暗緑褐色のものがあって、いずれも方解石脈が著しく発達する。衝上断層附近のものでは、鏡下でやゝ片状構造を示し、変成のしるしを現わしている。緑泥石・緑簾石・斜長石・榭石・鉄鉱を含み、非晶質物によって汚染されている場合が多い。

図幅地域の西部で、変成帯と不変成帯との間の衝上断層に沿い、その西側、すなわち日高層群の一部が、幅 200m 位の細い帯状に圧碎岩化しているのがみられる。その露出は北方においてはピンネシリ岳北方の橄欖岩体の西側と、南部では、東冬島海岸附近のソーシュル石斑岩の西側とにみられる。これは衝上断層形成に伴な

って生じたもので、不変成層とは漸移する。この変成岩^{註4)}は圧砕岩あるいは緑色片岩からなる。

圧砕岩 前記の日高層群の砂質粘板岩あるいは細粒砂岩を原岩とするものである。その外観は一定しないが、帯褐暗灰色を呈し、微細な亀裂が発達し、それが平行に発達したものは千枚岩様の外観をもっている。鏡下において圧砕作用の跡をみせ、カタクラスチック構造を示し、圧砕された斜長石・石英などが認められ、部分的に細粒の石英が再結晶し、それらの間を埋めており、全体が著しく暗色に汚染されている。また、全体が著しく細粒化し、ほとんど原岩の構造をとめないまでになっているものがある。それは0.01mm以下の石英粒の集まりからなり、それらの間隙を微片の絹雲母あるいは緑泥石が埋め、不透明物質を伴って、石英片岩に類似するものとなっている。

緑色片岩 これは低変成岩類のなかでも断層に接近した位置にみられることが多い。外観は暗緑色ないし暗灰緑色の比較的堅硬な岩石で、一見輝緑凝灰岩と区別できないものもある。片理の発達是不明瞭なものが多い。原岩は細粒砂岩ないし砂質粘板岩の上位にくる輝緑凝灰岩とみられる^{註5)}。検鏡すると、これはきわめて細粒(径0.05mm前後)の鉱物からなり、その配列に方向性がある、明らかな片状構造を示す。組成鉱物は緑泥石・緑簾石を主とし、石英および曹長石などはレンズ状の溜りとなり、他の組成物の間に挟まる。その他、微小な鉄鉱、非晶質物等による汚染が著しい。また、著しく圧砕作用を蒙るのみで、再結晶作用が余りすゝまず、時には輝緑凝灰岩そのものの性質をとらめていることがある。

II. 3 変成岩類および混成岩類

この岩類の分布状態については、地質概説の項ですでに述べた。この地域ではミグマタイトの外側には必ず片麻岩の分布をみ、そのさらに外側(南側)には、片状ホルンフェルスがあって、これらの走向・傾斜およびその構造からみれば、最下部にミグマタイト、ついで片麻岩、上部に片状ホルンフェルスを重ね、いわゆるミグ

註4) これは後述の圧砕岩類の項に含めるべきであるが、特に日高層群の変質したことが明らかであるので、こゝに先白堊系の項に含ませて記載する。

註5) 北部日高では、衝上断層の位置にある緑色片岩は、斑岩の圧砕されたものであることが確かめられているので、この地域のものも、一部はそれである疑もある。

マタイト層序^{註6)}(Stratigraphy of migmatite)をきめて、それらの関係を明らかに読みとれる。

これらの変成岩あるいは混成岩類を大別して、次のように分ける。

1) 珪礫質変成岩および混成岩類

片状黒雲母ホルンフェルス

斜長石斑状変晶黒雲母片岩

片麻岩類

ミグマタイト類

2) 塩基性変成岩類

角閃岩

含直閃石堇青石柘榴石片状岩

このほかに、原石中に含まれる石灰質団球の変成したもの、および後期の造構造運動に関して形成されたミロナイトなどがある。

II. 3. 1 珪礫質変成岩および混成岩類

片状黒雲母ホルンフェルス

本図幅地には、方向性のない標式的ホルンフェルスはみあたらない。こゝに片状ホルンフェルスと名づけるものは、きわめて方向性の強いものから、僅かに方向性をもち、塊状に近いものまで、いろいろの外観をもつが、他の岩石に較べて、きわ極めて細粒なものである。鏡下では一様に、普通のホルンフェルス構造を示すので、その外観に片状とみえるものは、こうしたホルンフェルス構造が完成されてから、さらに偏圧をうけ、細かく一定方向に滑り面を生じ、また、その面に沿って石英を主とする淡い縞をつくったものである。そのうちにも構成鉱物の平行配列性がやゝはっきりし、片状構造の明らかなものもあって、それらはむしろ黒雲母片岩といってもよいものであるが、細粒にとゞまり、後述の斜長石斑状変晶黒雲母片岩とは格段の相違があって、ホルンフェルスとして分類される性質を多くもっている。

本図幅地域では、主としてその中央部に発達し、東西に走る衝上断層の北側(内

註 6) M. Roques (1941) : Les schistes cristallins de la partie sud-Ouest du massif central français. Mem. Serr. Carte géol. France.

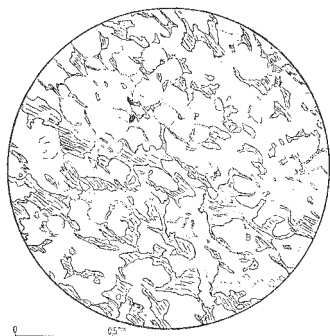
側)から、豊似岳の南斜面一帯に広く分布する。これは西方に延びて、アベヤキ川・ニカンベツ川上流域を通り、大泉方面に達する斑岩体の北東側に沿うごとく、2～4kmの幅で帯状に分布する。また、ミグマタイトを挟んで反対側の東部に位置し、図幅地の北東端の登の沢の三股附近から、隣接猿留図幅地内にかけても認められる。一般にミグマタイトを中心とすれば、それに沿う片麻岩帯の外側に平行して帯状に分布するが、北東部のものは、片麻岩類と斜交するように不規則な形で移り変わっている。図幅地の西隅にも、不変成の日高層群の間に、断層をもって挟まれてこの種に属する岩石がみられる。それはその両側を断層で割られ、帯状に分布し、明らかな片状を示すものが多い。

幌泉村北方のルチシ山附近では、片状雲母ホルンフェルスの分布区域内に、その片状方向に平行した大きなレンズ状となって、ミグマタイトと片麻岩等が交互に露われている特殊な区域もみられる。

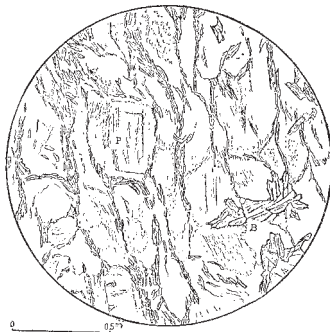
この岩石は一般に、脂感の強い暗褐色の片状岩である。大部分のものは石英-斜長石-黒雲母の組み合わせで^{註7)}、随伴鉱物として、鉄鉱・燐灰石・ジルコンを含むのが普通である。このほかに、石英-斜長石-黒雲母-堇青石の組み合わせのものが少範囲であるが各所に認められる。これは多量の炭質物を伴う点が特徴である。その他、局部的に柘榴石・白雲母・正長石・角閃石類などをそれぞれ含むものがみられる。

一般に石英・斜長石は等粒で、径0.1mm(一)程度のもが多く、モザイク構造を示す。黒雲母は、これらの間を埋め、方向性を全く示さないものと、片状になって、その配列に方向性が明らかであるものがある。これらのなかに、まれに原岩の砂粒が残っている場合がある。斜長石はAn30内外で、双晶を示すものがきわめて少ない。黒雲母は不定形、また、時には雲状に不規則に拡がるものが多い。その葉片状に延びたものは長径0.3mm以下である。多色性はX=帯緑淡褐色、Y=茶褐色、Z=赤褐色である。鉄鉱・燐灰石は普通0.01～0.05mm程度の不定形のものが散点する。鉄鉱には、磁鉄鉱と磁硫鉄鉱とがあり、後者は肉眼的に鉱染状を示すものを少なからずみることができる。第1図にその典型的な片状黒雲母ホルンフェルスを示す。

註7) 主成分鉱物・副成分鉱物・随伴鉱物の順序は大体量の順にならべてある。以下すべてこれに準ずる。



第1図 片状黒雲母ホルンフェルス(幌満海岸)
B: 黒雲母, P: 斜長石, Q: 石英, 平行ニコル



第2図 斜長石斑状変晶黒雲母片岩(オナルシベ川流域)
P: 斜長石, B: 黒雲母, 平行ニコル

堇青石は卵形になり、斜長石・石英と同程度の大きさとなっている。多くは絹雲母化またはピナイト化する。ニカンベツ川流域からアベヤキ川にかけ、処々にみられる。組み合わせのうで白雲母と伴ないあうことが多い。この組み合わせには、少量の柘榴石を伴うものもある。白雲母の形は黒雲母とほとんど同様である。柘榴石を伴うものは、主として幌満海岸附近およびキプチ沢附近にみられる。これは小粒で、径0.05mm(一)程度の粒状のものが多い。自形ないし半自形を示す。ほとんど無色で、光学的異常はみられない。この柘榴石は鉄礬柘榴石に近い。正長石を含むものは、幌満海岸附近に僅かに知られる。それは斜長石・石英粒の間を縫って不安定に発達し、やゝポイキロプラスト状を示す。大形のものには径0.02～0.05mm程度のものである。

角閃石類を含むものは、幌満海岸附近・ルベシュペ川流域およびキプチ沢の角閃岩あるいは斑状角閃岩の周縁部近くに主としてみられる。これは原岩の化学組成によるものか、附近からの塩基性成分の移動によるものか明らかでないが、斑状角閃岩附近のものは、斑状角閃岩の影響とみられる。この角閃石は淡緑色で、柱状の半自形を示し、長径0.2～0.5mm程度である。キプチ沢附近では、片状ホルンフェルスが片麻岩に移り変わるところで、直閃石・堇青石・柘榴石を多量に含む特殊な岩石があるが、これについては後述する。

この片状黒雲母ホルンフェルスのなかに、細かく交互する白黒の縞目を明らかに

するものが認められる。これは片麻岩へ移り変わる附近によくみいだされる。その縞は1～2mmあるいはそれ以下の厚さを示す。この縞の優黒部・優白部とも、普通のこの種のホルンフェルスと同じ鉱物の組み合わせであるが、優黒部では黒雲母が多量となっており、優白部では石英が多く、黒雲母は非常に少ない。組成鉱物の大きさと性質とは、一般のものと余り違いはない。

斜長石斑状変晶黒雲母片岩

本岩類は主として北西部の大泉附近のオナルシベ川に沿い、帯状につまぐ斑角閃岩と西側の衝上断層との間であって、帯状に分布する。この南東部の延長はキプチ沢附近で、上記の片状黒雲母ホルンフェルスに移化する。外観は片状黒雲母ホルンフェルスと異なり、多量の斜長石斑状変晶が点々とみいだされ、著しく片理が発達し、また明瞭な剝理性をもっている。

鏡下における一般構造は、第2図に示した通りである。これは方向性の明らかな片状構造を示し、卵形の斑状変晶となった斜長石を取巻く基質は、破碎状になった石英・黒雲母で埋められている。鉱物の組み合わせは斜長石-石英-黒雲母であってまれにこれに堇青石・柘榴石を伴うことがある。ジルコン・燐灰石・鉄鉱は随伴鉱物として普通にみられる。斜長石は径0.5mm内外あるいはそれ以下の卵形となった斑状変晶で、An₃₀前後の組成を示す。石英は0.1mm以下の粒状、不規則な形で、波状消光を示すことが多い。黒雲母は径0.05mm以下の葉片状、時には波状にうねり、ねじれを示す。その配列にはやゝ方向性がある。多色性はX=黄色、Y=赤褐色、Z=赤褐色である。部分的に緑泥石に変化する。堇青石は0.1mm内外の卵形の斑状変晶で、内部に細粒の石英が包まれることがある。一般に絹雲母またはピナイトとなっている。柘榴石も0.1mm程度の粒状で、まれに自形を示す。鉄鉱として磁硫鉄鉱がかなり多く含まれ、肉眼でもそれがよく認められる。普通径0.05mm(一)程度の結晶となって散点する。

片麻岩類

片麻岩は本図幅地の変成帯のなかでも、広く各所に分布し、特に北東部においては、隣接柴古岳図幅地より南下するミグマタイトの主帯を取巻いて発達する。また北方のオピラルカオマップ川・フチミ沢区域の大きな斑角閃岩体の周囲には、かなりの幅でそれを包むように分布し、その南側では、南部の片状ホルンフェルス帯と漸

移している。また幌満地方の橄欖岩体の縁辺部にも、処々に著しく発達する。豊似岳南方の片状ホルンフェルス帯のうちには、そのなかにミグマタイトを包み、細長く東西にのびたレンズ状に挟まれて露出する。

この片麻岩類も、図幅地内のそれぞれの区域に、異なった産状、性質のものが認められ、次のような岩石種が区別できる。

- 1) 黒雲母片麻岩
- 2) 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩
- 3) 縞状(層々進入型)片麻岩

黒雲母片麻岩 本地域の片麻岩類の大部分は、この種の性質をもっている。粗粒部と細粒部がいろいろ混り、多少の縞状組織をもち、構成鉱物はやゝ一方向にのび、平行に配列する。その縞状の粗粒な部分では、斜長石が大きさ1～2mmの短柱状になり、自形性を示す傾向がある。処々に4～5cmまたはそれ以上の幅で、部分的に一樣に粗粒化し、方向性のない塊状になり、より内部区域のミグマタイトに類した岩質になっているものがある。これは自形に近い斜長石が任意の方向をむき、その間を黒雲母・石英が填めるもので、それら鉱物の配列には方向性や伸長性が明らかでない。これが黒雲母の著しい平行配列した片麻岩質のものの中に挟まり、縞状にまたは脈状に、時にはレンズ状になって発達する。また一部には、この粗粒化部分^{註8)}が片理を切って、不規則な網目になって拡がるものがあり、その網の目の部分に細粒のまゝとまゝまる部分を残し、その結果、粗粒部のなかに細粒部が捕獲岩様となって残存するものがある。

この黒雲母片麻岩の標式的なものは、外観帯白暗褐色で、やゝ剥理性をもち、組成鉱物を肉眼的に識別できる程度に粗粒である。鏡下では、方向性の明らかな片麻岩構造を示すが、レンズ状に方向性のなくなったモザイクなグラノプラスチック構造の部分を含んでいる。図幅地の大部分の範囲にみられるものは、斜長石・黒雲母・石英の組み合わせをもつものであるが、これに堇青石・正長石・柘榴石・白雲母などを伴う組み合わせが、小区域に限られ各所に認められる。それらのいくつかは、別々に含まれることもあり、ともに含まれることもある。ジルコン・燐灰石・鉄鉱は普通に伴われている。

註8) ArteriteあるいはVeniteに類する。

斜長石は大きさ 0.5mm 内外で、自形性をもち、多くはやゝ斑状変晶状に発達する。その組成は、ほゞ一定で An30(27~32) 程度である。黒雲母は長さ 0.5mm 内外の葉片状をなし、一定方向にならぶ。多くは波状に彎曲し、また紐状のねじれた形などを示す。多色性は X = 黄淡褐色、Y = 褐色、Z = 赤褐色である。石英は径 0.1 ~ 0.5mm の不規則な他形を示し、斜長石・黒雲母の間を埋める。堇青石は各所の片麻岩にみられるが、特に猿留川流域のものに多く含まれている。その他、ニカンベツ川流域のものにも多い。これは径 0.5mm(一) の卵形の斑状変晶様の結晶で、双晶はみられず、内部に石英の細粒を包むことがあり、多くはピナイト化する。猿留川支流記念沢流域には、局部的に多量の堇青石が密集して、拳大となって産出するものが知られている^{註9)}。正長石の加わっているものは、猿留川流域にみられるが、その他の地域には、きわめてまれにみられるのみである。この正長石は径 0.5mm 内外の他形結晶で、斜長石・石英等の間を埋め、その周りの斜長石はミルメカイト構造を示すものもある。白雲母は幌満川流域・ニカンベツ川流域およびその支流のものに多くみられ、これがみられるときは、黒雲母の量がきわめて少なくなっているか、全く欠いていることもある。しかし、普通には白雲母と黒雲母とはほゞ等量に含まれている。これは葉片状となり、黒雲母と同様である。また、珪線石がまれに大形の斑状変晶となって含まれる例が、ルベシュペ沢および猿留川流域^{註10)}のものに知られている。

随伴鉱物としてのジルコンは径 0.1mm(一) 程度の粒状で、無色である。黒雲母内に包まれていうときは多色量を示すことがある。燐灰石は長径 0.1mm 以下の柱状、自形に近い結晶を示す。鉄鉱として、磁鉄鉱・磁硫鉄鉱がともにみられる。

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 幌満海岸および大泉部落の北方など、変成帯の西側にあたる位置に発達する片麻岩は、特に著しく斜長石の斑状変晶が発達している。ルベシュペ沢上流の片状黒雲母ホルンフェルスのなかにも、このような片麻岩がレンズ状に形成されていることがある。

これは片理の著しい暗褐色の岩石で、剝理性が強く、その剝理面には黒雲母の光沢が強い。しかし、この一部では塊状岩になって、組成鉱物の配列に方向性のない

註 9) 外崎与之談

註 10) 外崎与之談

部分もみられる。

鏡下では斜長石斑状変晶の明らかな片麻岩構造を示し、特に斑状変晶の間の石英・黒雲母は碎かれて、一方向に引き延ばされた形態が著しい。斜長石・黒雲母・石英の



第3図 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩(幌満川上流)
P: 斜長石, B: 黒雲母, Q: 石英, 平行ニコル

鉱物組み合わせで、時にはこれに柘榴石・燐灰石・磁鉄鉱まれにジルコンなどを伴っている。第3図にその鏡下の構造を示す。

斜長石は1.5mm以下の楕円形になった斑状変晶で、多少分解し、内部が絹雲母化していることが多い。その成分はAn30である。黒雲母は0.2mm前後の葉片状で、方向性があり、多く撓曲し、ねじれあるいはくずれを示す。多色性はX=帯緑淡褐色、Y=褐色、

Z=赤褐色である。石英は0.1mm以下の不定形で基質をなし、上記の鉱物の間を埋め著しい波状消光を示す。柘榴石は0.5mm程度の斑状変晶であるが、より小さな粒状のものもみられる。また、時として少量の淡緑色の角閃石をみることがある。

縞状(層々迸入型)片麻岩 こゝに特に縞状片麻岩として取扱うものは、他の片麻岩も普通多少の縞状組織を示すが、それに較べ、その縞状の組織がより均等に現われ、野外ではそれが特に広い範囲にわたって、連続して分布するものを指す。本図幅地では、猿留川本流に沿って、ミグマタイト類に挟まれ、著しく縞状を呈して発達する片麻岩がこれに属する。それは約0.1～1.0cmの厚さで白黒の縞を重ね、その分布は猿留川沿いに約300～700mの幅を保って、隣接猿留図幅地内に延びている。両側のミグマタイト類とは、局部的には互に入り込みあって漸移しているが、その間に明らかな境界のみいだされることもある。

これは北方から一般黒雲母片麻岩として、ミグマタイトの間に挟まれ、帯状に延びるものが、本図幅地内の猿留川中流に露われる附近^{註11)}から著しい縞状を呈し、

註11) この附近には剪裂帯が著しい。

南東に向かい、記念沢分岐点北方でやゝ幅を拡め、東隣猿留図幅地内に拡がる。幅広くなるあたりから東南部にわたって、片状黒雲母ホルンフェルスの縞状を呈する型に類似したものが多くなって、その白黒の縞の幅を狭げ、0.2cmあるいはそれ以下の幅のものとなっている。

この縞状片麻岩はいずれも片麻岩構造を示し、斜長石・黒雲母・石英の組み合わせで、これに堇青石・正長石、時に柘榴石を含むことがあり、その他、燐灰石・ジルコン・鉄鉱を伴っている。

白色の部分は、斜長石・黒雲母・石英ともにほぼ等量で、斜長石は斑状変晶様になって、径0.5～1.0mm位の楕円形を示し、その成分はAn₃₇内外である。黒雲母は斜長石の間隙を埋めて葉片状を呈し、整然と一方向に配置されている。大きさは長径0.5～1.0mm程度で、多色性はX＝淡褐色、Y＝褐色、Z＝濃褐色を示し、 $\beta = 1.635 \sim 1.640$ の屈折率を示し、緑泥石化する場合が多い。石英は0.5mm程度の不定形となって、粒間を埋める。堇青石は0.5～0.8mm程度のやゝ斑状変晶様を示し、卵形あるいは楕円形を示す。部分的にピナイト化する。柘榴石はまれで、径0.3mm程度の粒状をなす。

黒色部では、黒雲母の量が多くなり、斜長石・石英の量が少ない。斜長石・石英・黒雲母ともに白色部のものとほとんど同じ性質を示し、堇青石その他の随伴鉱物も量が少なく、大きさが小さくなっている。

ミグマタイト類

ミグマタイトという言葉の成因的な名づけたからすれば、前述の片麻岩類はもちろん、さらに片状ホルンフェルスにいたるまで広く含まれてしまうのであるが、こゝではそれらと区別して、粗粒になって、ほとんど塊状の、一見花崗岩に類似する外観をもち、組成鉱物の配列にほとんど方向性が認められないものを、ミグマタイトとして扱う。このミグマタイトは変成帯の中核となっている。本図幅地内ではすでに述べたように、楽古岳図幅地内から連続しその主帯は北東方の猿留川に沿い、約500～1,000mの幅で帯状になって露われ、南下するにしたがって、さらに南方に拡がり、豊似岳を中心とし西方へ向かい、袴腰岳を経て、ポンニカンベツ川にまで続いている。この両側には片麻岩類が発達し、猿留川附近のこの主帯の東側には、楽古岳図幅地内で分岐したミグマタイトが片麻岩を挟んで発達し、東隣猿留

図幅地内に続いている。

このようなミグマタイトの主帯のなかに、いくつかの片麻岩が 200m 前後の幅で帯状となって、処々に含まれているが、その方向は周縁部にみられる片麻岩類の一般方向と平行している。また、豊似岳南側の片状黒雲母ホルンフェルスのなかに雁行するレンズ状に形成された片麻岩の内部に、この塊状のミグマタイトとして取扱われる岩質のものが含まれている。このほか大泉北方にみられる片麻岩は、粗粒になってミグマタイトに近い性質をもっているが、そこには片麻岩構造が多く示され、むしろ片麻状ミグマタイトとして取扱うのが適当である。この種のもは局部的に処々に認められる。いずれも片状黒雲母ホルンフェルスから急激にミグマタイトに移り変わることはなく、必ずその間に片麻岩が、規模のうえで大小の差はあるにしても、形成されているのが常である。

このようなミグマタイトは花崗岩様の外観を示し、全体にわたって余り著しい差はないが、肉眼的に細粒のもの、粗粒のものなどがある。これらには片麻岩類、時には片状黒雲母ホルンフェルスなどの破砕片様岩塊が含まれている。これはどの地域にも、このような“Skialith”あるいは“Paleosome”ともいうべきものを含むアグマタイト的な産状で示されている。しかしながら、顕微鏡的観察と野外におけるその岩質のものの拡がり・配置などを考えあわせると、常に堇青石の含まれるものと、常に正長石が含まれて花崗岩質であるものとが区別され、野外でも特に後者が比較的遅れて生成されたような産状を示す場合が少なくない。この花崗岩質のものは、特に著しく粗粒となっていることが多く、ここでは片麻岩塊を破砕片様に含むアグマタイト的になっているものが少ない。これらの点から、ミグマタイトを次のように分類した。

- 1) 堇青石ミグマタイト
- 2) 花崗岩質ミグマタイト
- 3) アプライト質ミグマタイト

堇青石ミグマタイト 本図幅地のなかで、花崗岩質ミグマタイトを除けば、ほとんどすべての塊状ミグマタイトはこの種の岩質をもっている。

これは径 1～5mm 前後の斜長石・石英・黒雲母が組み合うもので、時にはより細粒の結晶の集まりとなっているものもある。外観は灰青色を帯びた優白質の塊状

堅硬な岩石であるが、黒雲母が緑泥石化し、または堇青石が比較的多量に含まれているものは、淡青灰色を呈し、風化に弱く、ざくざくに崩れ易いものが多い。

このミグマタイトのなかには、多かれ少なかれ径5～10cmの、ときには1mにも及ぶ片状岩あるいは片麻岩の破砕片、あるいは雲状の塊り^{註12)}がみられる。このような破砕片を含む附近に、同じ破砕片状、時には丸味を帯びた石英塊が含まれている。それは一般に径50cm以下のものが多い。こうして含まれている片状岩または片麻岩類の片理は一定しておらず、任意の方向に向いて散乱する形になっている。この産状については、すでに広田正一³⁰⁾・木崎甲子郎⁴¹⁾によって発表されている。

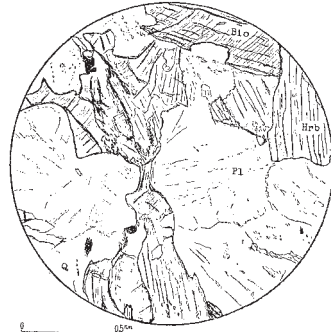
鏡下において、このミグマタイトは寄木構造あるいはモルタル構造に近い構造を示し、斜長石-黒雲母-石英の組み合わせからなり、これに堇青石・白雲母を随伴し、まれには角閃石を加えるものもある。その他、柘榴石・ジルコン・燐灰石・鉄鉱を伴っている。

斜長石は1mm前後のやゝ楕円形になった斑状変晶で、双晶をなすものは少ない。その組成はAn₃₀₋₃₅程度である。石英は0.5mm(－)の不定形で、斜長石の間を埋めるのが普通であるが、ときには斑状に発達するものがある(径1.0mm位)。黒雲母は0.5～1.0mm前後で、よく板状に発達し、斜長石、時には石英をも取巻き、その間を埋めて拡がる。多色性が著しく、X=帯緑淡褐色、Y=褐色、Z=赤褐色ないし濃褐色である。堇青石はその含まれる量が地域によって異なり、まれには全く含まないものも認められる。猿留川支流記念沢流域のものには著しくこれが濃集し、その緑泥石化した青緑色結晶によって肉眼的にも明らかに識別できる。これは一般に楕円形の斑状変晶を呈し、半自形ないし他形結晶で、ピナイト化する場合が多い。白雲母の含まれているものはニカンベツ川上流に多く銀白色を呈し、肉眼的にも識別できる。この場合、黒雲母の量はきわめて少なくなり、時には全くみだされないまでになっていることもある。これは半自形ないし他形で、黒雲母と同じ形をとっている。角閃石の特に著しく含まれているものは、猿留川流域の飯場の北方にわいてみられ、また、破砕片を多く含むようなところでは、僅かにみだされることがある。この角閃石は淡緑色の半自形あるいは他形の結晶で、短柱状のものが多く、大きさも普通径0.5mm内外である。多色性はきわめて弱い。

註12) Nephelinite よう



第4図 葦青石ミグマタイト (特に葦青石の
明らかなもの)
P1:斜長石, B:黒雲母, Q:石英,
Co:葦青石, 平行ニコル



第5図 角閃石を含むミグマタイト (猿留川
流域)
P1:斜長石, Q:石英, Bio:黒雲母,
Hrb:角閃石, 平行ニコル

第5図は猿留川流域にみられる角閃石を含むミグマタイトである。

石榴石は0.5mm以下の斑状変晶で、石英を含むことがある。ジルコンは径0.5mm内外の粒状で、黒雲母中に含まれるときは、多色量がみられる。燐灰石は長径0.5mm以下の柱状結晶である。鉄鉱は0.5mm以下のものが普通で、散在し、磁鉄鉱が多いが、磁硫鉄鉱も少なくなく、黒雲母が緑泥石化しているようなところに多く散在し、その周囲は褐色に汚染されている。

この葦青石ミグマタイトのアグマタイト様になった部分にみられる破碎片のうち片状ホルンフェルス状のものは有色鉱物を多く含み、やゝ塩基性のものとなっている。鏡下では片状組織をもったホルンフェルス構造を示し、黒雲母・石英・斜長石を主成分とし、緑色角閃石・鉄鉱・燐灰石が伴なわれる。黒雲母は0.5mm(一)の大きさで、周囲のミグマタイトのそれに比べ、褐色の勝ったものである。斜長石は0.1mm内外の半自形ないし他形の粒状をなし、その成分はAn40である。このようなものは地域外にもよくみだされる⁴¹⁾。

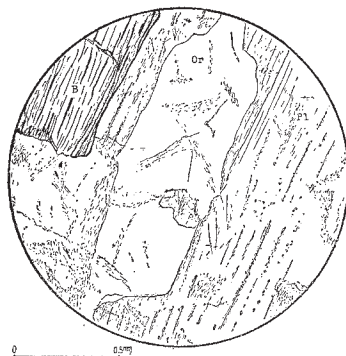
花崗岩質ミグマタイト 東部の猿留川流域のミグマタイト帯の中心的な位置に、この花崗岩質ミグマタイトがみだされる。これは葦青石ミグマタイトの間に挟まれており、その外観が一段と優白質なこと、あるいは著しく粗粒なことによって容易に他と区別される。これら両者の関係は明らかでないが、花崗岩質ミグマタイトは、やゝ葦青石ミグマタイトにおくられて形成されたものとみられる。

この種のミグマタイトには著しく粗粒(径1cmにも及ぶ)となったものもあるが、普通は中粒で、その外観では一般の花崗岩とほとんど区別できないものがある。まれに不明瞭な片麻岩構造を認めることもあり、堇青石ミグマタイトと同様に、石英の溜状の集合体あるいは片状岩の破砕片などを処々に含んでいる。

この岩石は鏡下で寄木状構造を示すが、粗粒なものはペグマタイト様である。また、時には斜長石がより大きく成長して、やゝ斑状を呈することもある。普通斜長石・石英・黒雲母・正長石の組み合わせを示し、燐灰石・鉄鉱・ジルコンを含む。斜長石は半自形ないし他形を示し、大きさは0.5～5.0mmであるが、一般には2.0mm内外の大晶のものが多く、An35前後の成分を示す。部分的に絹雲母化されていることがある。石英は径0.5～1.0mmの他形の粒状をなし、波動消光が多くみられる。黒雲母は1～2mmの葉片状あるいは板状に発達した半自形ないし他形の結晶である。その多色性は強く、X=帯緑淡褐色、Y=茶褐色、Z=濃褐色であり、 $\gamma = 1.649^{41)}$ である。燐灰石は長径0.5mm以下の柱状自形結晶である。鉄鉱は0.5mm以下の粒状のものが多く散点している。これには磁鉄鉱が多い。その他無色の柘榴石・榭石が含まれていることがある。いずれも0.5mm以下の半自形ないし他形の粒状結晶である。

アプライト質ミグマタイト 上述のミグマタイト類あるいは片麻岩類のなかに、それらの一般走向を切って、幅約1～2m、あるいはそれ以上の脈岩様の産状を示す優白質細粒の半花崗岩質岩石が認められる。これは猿留川およびその支流その他に、点々とみだされる。これがアプライト質ミグマタイトであって、ミグマタイトの一種と考えられる。

鏡下では細粒の寄木状構造で、時として斜長石が斑状変晶様に発達しているのが特徴である。斜長石・石英・黒雲母を主とし、多くの正長石を伴ない、榭石・ジルコン・鉄鉱を含んでいる。



第6図 粗粒花崗岩質ミグマタイト(猿留川流域)
P1:斜長石, B:黒雲母, Or:正長石,
平行ニコール

斜長石は径 0.5mm 内外の半自形ないし他形で、楕円形をなすものが多く、時として径 0.5mm 以上の斑状変晶となっている。石英は不定形で、径 0.5mm 以下、波状消光を示すことがある。黒雲母は葉片状で、多色性は X = 淡青褐色、Y = 褐色、Z = 濃褐色である。正長石はこれらの間隙を埋め、不定形で、斜長石を置換交代することが著しく、時としてミルメカイト構造を示す。

このような細粒のミグマタイトの遡入期は、一般ミグマタイト形成より大分おくれたものと思われる。

II. 3. 2 塩基性変成岩類

片状黒雲母ホルンフェルスからアプライト質ミグマタイトにいたる珪礬質変成岩類に対して、比較的塩基性と思われる変成岩類をこゝに一括する。それには種々の起源をもつ角閃岩類、直閃石・堇青石・柘榴石を含む特殊な片状岩などがある。

角 閃 岩

これは片状黒雲母ホルンフェルスあるいは片麻岩類のなかに、レンズ状あるいは幅の狭い層状分布をなして発達する黝黒色の岩石である。その著しいものは、大泉附近で、北隣栞古岳図幅地内から連続する角閃岩の帯で、その周囲には斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩の発達をみる。この角閃岩とは平行に、新富越えの沢附近から帯状に分布するものも、かなりの連続性をもっている。これらの帯の幅はそれぞれ約 100 ~ 200m であり、図幅地の中央部まで延びて、ルベシュベ沢上流あるいは中流部で消滅している。その他の地域にみられるもの、例えば、猿留川の支流・ニカンベツ川上流・オキシマップ山南部などの地域にみられるものは、レンズ状の小さな岩体となって発達している。またミグマタイト類・片麻岩類のなかに発達したものには例えば大泉北方あるいは猿留川流域では、ミグマタイト化されているものが認められ、これらのうち、部分的にミグマタイト化を免れたものが、点々と原形をとどめて認められる。

このような角閃岩の帯状に分布する方向は、いずれも周囲の片麻岩あるいは片状岩などの一般走向と一致し、またこの帯状分布と平行して、後述の斑角閃岩が同様に帯状に分布しており、この角閃岩の近傍に、あるいは直接しても、斑角閃岩の認められることがあって、両者の間に密接な関係があるように思われる。

この角閃岩は片理のよく発達した黝黒色の比較的硬質の岩石で、一見後述の斑斕角閃岩の細粒部とみまちがうことがある。

鏡下において、組成鉱物の平行配列性が著しく、ネマトプラスチック構造を呈している。それはほとんど角閃石・斜長石からなるが、これに石英も加わることがあり、榭石・鉄鉱を含んでいる。

角閃石は長径 0.5 ~ 1.0mm 程度の長柱状のものが多く、時に斑状変晶を呈する。ほとんど緑色ないし淡緑色のものが多く、褐色を帯びるものは少ない。斜長石は径 0.5mm 以下、普通 0.2mm 程度の粒状で、半自形あるいは他形を示す。双晶はよく発達している。その成分は An60 内外である。石英はこれらの間を埋めて、不定形の径 0.1mm 以下の細粒の集まりとなっており、その量はきわめて少なく、これをみないことが多い。榭石は 0.05mm 以下の粒状を呈し、部分的に破砕作用を蒙って、全体が撓曲したようなところに濃集していることがあり、この附近には鉄鉱が著しく少なくなっているか、あるいは全くみられない。鉄鉱には磁鉄鉱が多くみられるが、磁硫鉄鉱もまた少なくない。また、時として赤味のない褐色の黒雲母が発達していることがあるが、その量は少ない。



第7図 角閃岩 (新富越えの沢)
H:角閃石, P1:斜長石, S:榭石, 平行ニコル

この角閃岩のミグマタイト化を蒙った部分は、角閃石をおきかえて黒雲母が生成されていることがあり、また斜長石の斑状変晶が多くなり、径 0.8mm 以上に及ぶものがある。この場合、石英が新たに加わり、モルタル構造を示す。このような黒雲母・斜長石・石英が増加するのにつれて角閃石は減少し、普通の黒雲母片麻岩に似た岩石となる。この時の斜長石は An45 の成分を示す。第7図

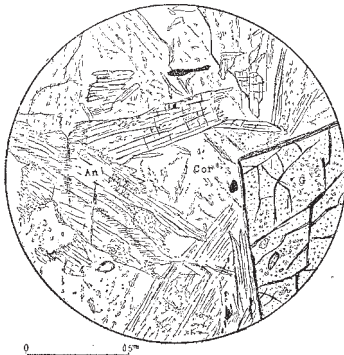
にやゝ撓曲した標式的角閃岩の鏡下のスケッチを示す。

直閃石堇青石柘榴石含有片状岩

この種の変成岩は、ニカンベツ川支流のキプチ沢およびボンニカンベツ川のそれぞれ上流部に発達している。それはオピラルカオマップ沢からフチミ沢にかけての北部斑斨岩体と、アベヤキ川からオナルシベ川にいたる斑斨岩体との間にあって、片状黒雲母ホルンフェルスから片麻岩に移る位置にみられ、また大泉附近で、北方から帯状に延びてくる斑斨角閃岩あるいは角閃岩などの延長部にあたり、特に斑斨角閃岩が多くの小岩体となって進入している位置にある。このような特殊な片状岩の形成には、以上のような構造的位置とともに、その斑斨角閃岩のなんらかの影響をも併せ考えねばならぬと思われる。

この片状岩は外観帯褐暗灰色を呈し、緻密、堅硬な岩石であるが、一般黒雲母片麻岩あるいは片状黒雲母ホルンフェルスの中に挟まって、肉眼的に識別でき難い場合が多い。キプチ沢上流では、平均0.5cmにも及ぶ自形性の著しい柘榴石が認められる場合がある。

鏡下では片麻岩様構造を示し、粗粒のものもあるが、普通には片状構造あるいはホルンフェルス構造の中粒岩である。直閃石が多量に含まれるものはネマトプラスチック、あるいはレピドプラスチック構造を示す。直閃石・堇青石・柘榴石の組み合わせで、これのみで構成されるものもみられるが、普通には斜長石・石英・黒雲母などが多く含まれ、榧石・鉄鉱が伴なわれる。



第8図 直閃石堇青石柘榴石含有片状岩
(キプチ沢上流)
An:直閃石, Cor:堇青石, G:柘榴石, 平行ニコル

直閃石・堇青石・柘榴石のみからなるものは片麻岩様の構造を示し、粗粒で、その結晶も2~5mm程度の大きからなる。その直閃石は長柱状になり、時には3.0mmにも及ぶ。堇青石は柘榴石と直閃石との間隙を填めた形で発達し、不定形であるが、や>柱状に伸長したのも認められる。径1~3mm程度で、双晶は認め難い。柘榴石は肉眼的に帯褐桃色で、径1mmから5mm以上に及ぶほとんど自形に近い結晶である。光学的異常は示さな

い。これは鉄礬柘榴石(?)である。磁硫鉄鉱は0.5mm以下の粒状の集まりとなつて、かなり伴なわれる。第8図にこの岩石の顕微鏡下のスケッチを示す。

その他、直閃石・柘榴石・堇青石を含む片状岩では、一般に組成鉱物は0.5mm前後あるいはそれ以下の粒状となつており、主成分はむしろ斜長石・石英となる。直閃石・堇青石・柘榴石ともに、ほゞ上記のものと同じ性質を示すが、その量はきわめて少ない。堇青石は丸味を帯びた卵形となり、ピナイト化する場合が多い。斜長石は0.2mm内外の半自形ないし他形の柱状を示し、成分はAn₂₅である。石英は0.1mm以下の不定形で、斜長石の間を埋め、波状消光を示す。黒雲母はまれであるが、その色は片麻岩のそれと異なり、淡赤色を示す。

また幌満地方にも、これらと類似の岩石がすでに舟橋によって発表されている²⁰⁾。

II. 3. 3 石灰質団球の変成

珪礬質変成岩および混成岩類中に、長径10cmから1m近く、幅10cm前後あるいはそれ以下のレンズ状の小さな団球が、点々と含まれている。これはすでに鈴木醇^{6), 7)}によって記載されたものと同様に、石灰質団球の変成されたもので、当図幅地でも不変成日高層群の砂質粘板岩、あるいは細粒砂岩中に点々と含まれる石灰質団球は、これの原岩とみてよいであろう。

外観は帯青ないし帯緑灰白色を呈し、比較的緻密、堅硬である。この団球の延びの方向は、一般片状岩の片理の方向に一致するのが普通である。このレンズ状の塊りの周囲には、同心円状の累帯構造があり、その内部は石灰質珪酸塩鉱物からなり、スカルン様の組み合わせが認められる。

この石灰質団球は片状黒雲母ホルンフェルス・片麻岩およびミグマタイトのなかに、それぞれ含まれているが、それらの組成鉱物には余り変化が認められない。

次に、この岩石の周縁部と中心部とに分けて記述する。

周縁部は緑色を帯び、中心部に較べ濃色である。斜長石-透輝石-緑色角閃石-黝簾石-石英の組み合わせであるが、細粒(0.1mm前後)であり、非晶質の汚濁物が多い。ミグマタイト中のものには、処々に一定方向に並ぶ黒雲母をみることがある。片状黒雲母ホルンフェルスのなかにあるものでは、原岩にあった砂粒らしいも

のが残っていることがある。斜長石は径 0.1mm 以下で粒状をなし、成分は An70 程度である。透輝石は 0.1mm 前後の短柱状の半自形結晶を呈し、 $2V = 58^\circ$ 、 $c^\wedge Z = 40^\circ$ 、ほとんど無色である。角閃石は青緑色の長柱状の半自形で長径 0.3mm 内外であり、黝簾石は径 0.1mm 程度で、不定形を示し無色である。黒雲母は葉片状の半自形ないし他形、長径 0.1 ~ 0.3mm 位であり、多色性は X = 黄褐色、Y = 褐色、Z = 濃褐色である。その他、磁鉄鉱の 0.5mm 内外の粒状のものが散点する。

中心部はやゝ白っぽく、帯青ないし帯緑灰白色を示す。斜長石・透輝石・石英・黝簾石・淡緑色角閃石・鉄鉱からなり、特に斜長石の量が多い。時に黒雲母がみられ、柘榴石の含まれていることがある。斜長石・透輝石・黝簾石などはほとんど周縁部のものと変わらないが、一般に結晶形が大きく、0.3 ~ 0.5mm 程度のものである。角閃石は淡緑色で、柱状の半自形を示す。柘榴石は猿留川流域で、ミグマタイトの中に含まれているものにみいだされ、径 1.0mm 以下のものがやゝポイキロプラスチックにあらわれる。帯黄褐色を示し、灰礬柘榴石とみられる。

II. 3. 4 ミロナイト(圧砕岩)類

この地域の主として後期の造構運動に関係して、変成帯のなかにも数多くの剪裂帯が形成されている。その剪裂帯の附近には、いろいろな程度の圧砕岩が知られている。西部および南部の衝上断層^{註13)}に伴なわれ、幅広く圧砕岩がみられ、北部のオピラルカオマップ川・フチミ沢にわたる斑岩体の東縁部、またアベヤキ川からオナルシベ川にいたる斑岩体の北縁部にも、著しい剪裂帯がみられる。種々の変成岩類・混成岩類、あるいは火成岩類の内部にも、ある方向性を持ち、前記の大きな剪裂帯に平行する傾向のある大小さまざまな剪裂帯がみられ、この部分に圧砕岩が生成されている。この圧砕岩には種々の型がみられるが、一般にきわめて脆弱で、数多くの割裂が発達した灰緑色～緑黒色の岩石となっていることが多い。その幅は所によって異なるが、大体 5 ~ 10m の 1 露頭が全部この岩石で占められることもあり、さらに広いものになると、100m 位の幅をもつものがみられる。変成岩あるいは混成岩類の内部にみられるものは、一般にこのようなものが多いが、斑岩

註13) 西部の断層に沿って、その西側にみられる低変成岩類として、日高層群の項のなかに記したのも、この圧砕岩に属する。

の内部あるいはその周縁部にみられるものは破碎されて、弱い片理を示していることがある。

変成岩類のなかにみられるこの種の岩石を薄片でみると、普通には原岩の構造をとどめていることもあるが、著しい破碎作用を蒙って粒状化され、圧碎状構造 (Cataclastic Structure) を示すが、時には残晶状に原岩の鉱物、例えば石英・斜長石などをとどめてモルタル構造となっている。多くの場合、原岩の諸鉱物は著しく分解され、不透明の非晶質物となって岩石の汚染が甚だしい。有色鉱物は緑泥石様物質に化し、石英・長石類は破碎され、長石類のソーシユル石化もみられる。粗粒の石英がこれらの破碎部を填めていることが多く、これは一般に波状消光を示す。これらを方解石脈・葡萄石脈・石英脈などが網目状に貫ぬいている。まれに黦簾石ができています。斑斨岩体の内部あるいはその周縁部に生成されたものは、例えばその著しいものとして、オピラルカオマップ川・フチミ沢にわたる斑斨岩体中のものでは、その外観は帯青あるいは帯緑の暗灰色片状岩となって、低変成岩と同じ外観を示す。鏡下でみると、これは片状構造を示す細粒岩で、一般に0.1mm以下の再結晶鉱物からなるが、これも非晶質物の汚染が著しい。構成鉱物は斜長石(曹長石)・石英・透輝石・透角閃石・緑泥石がみだされ、鉄鉱の細粒が散点している。時に方解石の細脈がこれらを貫ぬいていることがある。部分的にカタクラステック構造を示し、斑斨岩の残晶がみられる。

II. 4 进入岩類

日高変成帯に伴なわれる斑斨岩類は変成帯の西側に集まって、整然と帯状の分布を示し、南北に延びることが、橋本誠二¹⁹⁾によって明らかにされた。花崗岩類はそれと異なり、変成帯の東側に限られる。

図幅地の进入岩類の分布状態は、北方部とはやゝ趣が異なり、岩体が分岐し、またその同一の进入体も円形に膨らんだ輪廓をとる傾向があるが、その岩質についても、その进入順序についても、ほゞ北方地域における同じものとみられる。たゞ深成岩のうち花崗岩は、この図幅地内には認められず、より東側の猿留図幅地内に分布している。

この図幅地には、次のような进入岩類が区別される。

1) 斑斨岩類

斑斨角閃岩

片麻状紫蘇輝石斑斨岩

輝緑岩状閃緑岩質斑斨岩

普通閃緑岩質斑斨岩

橄欖石斑斨岩

ソーシユル石斑斨岩

2) 橄欖岩類

3) 脈岩類

微閃緑岩質玢岩

優白岩

これらの進入順序は、いまのところ明確には決められていないが、接触関係・構造運動による支配のうけ方などからみて、大体上記の上から下の順序に若い進入期に属するものと推定されている。

これらは、当図幅地においても、ミグマタイトの主帯の西側にのみ、偏って分布している。また、ミグマタイトのなかに直接進入しているものはほとんどなく、おもに片麻岩・片状ホルンフェルス等の片状岩の領域に進入している場合が多い。

このような進入岩のうちで、斑斨角閃岩・片麻状紫蘇輝石斑斨岩には、著しい方向性が認められる。それらは片麻岩の一般走向に平行する。その他のものは、方向性がほとんどない塊状となって、内部に種々のミグマタイトの影響によるとみられる交代相などが、形成されているものもある。

II. 4. 1 斑 斨 岩 類

本地域の斑斨岩類には、上述のように、進入時期を異にする種々の岩体がみられそれぞれの岩体の内部にも、また多様な岩相が区別される。斑斨角閃岩のように、比較的独立して帯状に分布するものを除けば、オピラルカオマップ川・フチミ沢にわたる大きな斑斨岩体の内部には、片麻状紫蘇輝石斑斨岩や塊状の斑斨岩類、すなわち輝緑岩状閃緑岩質斑斨岩・普通閃緑岩質斑斨岩などが、複雑に組み合っている。また、アベヤキ川からオナルシベ川にわたってつながる膨縮の著しい岩体にも、ほ

ば同様の岩相が含まれている。橄欖石斑斨岩は明らかにそれらを一貫している。また、橄欖石斑斨岩を除いて、岩体の内部には著しい交代作用を蒙った部分が広くみられ、その結果、著しく酸性岩相になったもの、およびそれらを含み原岩とみられる母岩とほぼ同質の粗粒岩が認められる。その交代相とその母岩とは明瞭な境界を示すものや、あるいは漸移するものがあるが、斑斨岩類の産状および岩相を非常に複雑なものとしている。

斑斨角閃岩

この岩石種は、変成帯の造構運動のうち、後期に活動した1つの造構運動とほとんど同時に進入した斑斨岩が、その運動の影響を受けて、著しい片状構造を示すにいたったものである。この岩石は角閃岩であるが、原岩が斑斨岩であることは、その原岩の構造あるいはその組成鉱物の残晶が存在することから、比較的容易に知りうる。

北部日高では、1～3kmの幅をもっているが、こゝでは最大100～500mたらずになっている。隣接楽古岳幅地から延び、幅地内の北西部オナルシベ川流域に露われ、四囲の変成岩類の一般走向に整合し、ルベシュペ川の上流附近で消滅している。その延長部には、レンズ状の小岩体が露われている。その他には、少数の小岩体が分散して、ミグマタイトに沿う片麻岩あるいは片状ホルンフェルス中に露われている。その岩体はいずれも幅100m以下、延長500m前後のものである。また、幌満海岸附近にも点々とみだされるが、これも小岩体で、一部には母岩の片理とゆるやかに斜交するものがみられる。それらは造構運動に伴なう剪裂帯の附近に露われている。幌満海岸附近には、これに伴なわれて優白質岩の変成されたとみられるポーヒロイド質のものが認められる。

外観は前述のように、一般の角閃岩と異なるところがない。片状を示し、帯褐黝黒色で、きわめて堅硬なものである。時には塊状を示し、火成岩様の節理が発達する部分がみられる。

鏡下において、ネマトプラスチック構造を示し、ほとんど斜長石・角閃石からなり、鉄鉱が加わる。斜長石は径0.1mm内外の粒状を示し、一定方向に配列する。その成分はAn60、また短冊状に長く伸びたもの、あるいは板状を示す径0.5～1.0mm程度の比較的大きな結晶がみられる。これは原岩の残晶で、その組成はAn65

内外のものが多い。角閃石は斜長石粒の間隙を埋めるように、柱状をなして一定方向に配列する。それには半自形のものが多く、褐色の強いものから、緑色の強いものまで、いろいろの色調が認められる。緑色のものは、褐色のものより長い柱状を示すものが多い。褐色のものは $2V = (-)54^\circ$, $c^{\wedge}Z = 25^\circ$ を示し, $N_1 = 1.662 \sim 1.664$ で、緑色のものは $N_1 = 1.660 \sim 1.667$ である。一般には、緑色の角閃石を含むものが多く、まれに石英粒を含むものがみられる。第9図に、やゝ褐色の角閃石を含み、方向性の余り明瞭でないものを示す。

フチミ沢入口附近で、褐色角閃石を含む斑角閃岩中に、時として粗粒となり、優白質になった部分がみられる。その斜長石は径0.5mm前後の半自形ないし他形を示し、その組成は

An20 前後である。これには角閃石はきわめて少量で、石英・黒雲母を伴ない、斜長石の間を埋める。石英は0.5mm以下の他形、粒状、黒雲母は葉片状の半自形ないし他形を呈し、X=淡褐色、Y=褐色、Z=茶褐色の多色性を示す。これはむしろ英雲閃緑岩である。

片麻状紫蘇輝石斑岩

これは幌満川上流で、パンケ沢とオピラルカオマップ川が合する附近にみられ、北部の大きな斑岩体の一部を構成し、主としてその西側の偏った位置に分布する。他の後期の進入である塊状斑岩類との間の直接の関係はみいだせないが、その片状をなすこと、また北隣築古岳図幅以北にまでも延び、帯状をなしていることなどから、1つの造構運動と同時に進入したものと考えられる。

外観は暗灰～黝色で、硬質、塊状を示すこともあるが、一般に斜長石に富んだ部分が縞状になっている。

これを鏡下に観察すると、斜長石を中心として、組成鉱物に平行配列をなすものが多い。主成分は斜長石・紫蘇輝石であり、単斜輝石・磁鉄鉱を伴なう。まれに石



第9図 斑角閃岩(キブチ沢上流の小岩体)
P1:斜長石, Hb:褐色角閃石, P:磁鉄
鉄鉱, 平行ニコル

英が存在し、これらの間を填めていることがある。磁硫鉄鉱の鉱染は随所にみられ特に石墨と伴ないあ^{註14)}。斜長石は径0.5～1.0mm程度の自形ないし半自形を示すが、時には粒状の結晶となっているものもある。その成分はAn50である。部分的に石英・角閃石・絹雲母に置換されていることがある。紫蘇輝石はほとんど自



第10図 片麻状紫蘇輝石斑岩(幌満川・オピラルカオマップ川合流点)
P1:斜長石, Hy:紫蘇輝石, Q:石英,
Bi:黒雲母, 平行ニコル

形、あるいは半自形を示し、 $2V = (-)60 \sim 70^\circ$ で、一般に多色性は弱く、ほとんど無色である。部分的に褐色角閃石あるいは黒雲母に置き換わっている。この鏡下のスケッチを第10図に示す。

この片麻状紫蘇輝石斑岩のなかに、著しく濃褐色の角閃石が発達し紫蘇輝石がほとんどなくなっている岩相が認められる。この部分は、紫蘇輝石斑岩と漸移的に移るもの

も、はっきりした境をみせるものもある。これは外観が本来のこの種の紫蘇輝石斑岩と差はないが、多少青味を帯びる。鏡下では、まれにや>ネマトプラスチックに近い構造を示すが、多くは本来の構造をとらめている。これは斜長石・褐色角閃石・石英からなり、鉄鉱が加わる。石墨・磁硫鉄鉱の鉱染も認められる。斜長石は半自形ないし他形で、径0.5mm内外程度、成分はAn45前後である。部分的にソーシユル石化、絹雲母化されている。褐色角閃石は半自形ないし他形で、径0.5～0.8mm程度である。その屈折率 $N_y = 1.664 \sim 1.671$ である。部分的に黒雲母化するが、上記の磁硫鉄鉱などの鉱染しているところでは、カミングトン石化、透角閃石化されている。石英は径0.1mm前後の不定形で主成分の間を填める。また葡萄石の細脈がみられ、黝簾石が形成されていることもある。

またこの斑岩中には、さらに優白質となった部分が処々にみられる。そこでは斜長石の量が著しく多くなり、石英がそれに次ぎ、角閃石・黒雲母などは僅かな量となって、斜長石の間を填めるようになる。グラノプラスチックな寄木構造をなし

註14) 幌満川上流で、隣接楽古岳図幅地内で本図幅と接するところに、石墨鉱床が形成されている。

その斜長石は An₃₀₋₄₀ 程度の成分となり、結晶形はやゝ大きく、径 0.5 ~ 1.0mm 位のものである。石英は径 0.5mm 以下の不規則な粒状を呈し、波状消光を示す。

輝緑岩状閃緑岩質斑岩

塊状の斑岩のうち、比較的早期のものとされているものは、この輝緑岩状閃緑岩質斑岩である。それは北部斑岩体のなかの東側にあたる北方のオピラルカオマップ川上流流域に広く分布する。アベヤキ川からオナルシベ川にかけての南部の岩体のなかにも、処々にみられるが、それらはほとんど後述の普通閃緑岩質斑岩と区別され難いほどのものである。この種斑岩で北部の岩体中のものは、その西側が南北に延びる酸性の交代相と、不規則にいり込み合って移りかわり、東側は剪裂帯をもった片麻岩類と接している。

外観は後述の普通閃緑岩質斑岩と大差はなく、暗灰褐色のきわめて堅硬な細粒の塊状岩である。たゞ肉眼的に斜長石の長い短冊状の結晶がみだされるのが特徴的である。

鏡下において輝緑岩構造を示し、斜長石および角閃石を主体としており、磁鉄鉱が加わる。その他磁硫鉄鉱・石墨などが含まれ、時に輝石類がみだされる。斜長石は長径 1mm 前後から短径 0.2 ~ 0.3mm の短冊状を示し、自形を呈するものが多い。その成分は An₅₀ 前後である。角閃石は普通は帯緑褐色を呈し、半自形ないし他形で、径 0.5mm 内外の短い柱状をなすものが多い。部分的に黒雲母化している場合があり、また周縁部がカミングトン石化し、さらに直閃石化していることもある。この岩石の鏡下のスケッチを第 11 図に示す。

酸性交代相がこの岩石のなかにも認められ、母岩と明らかな境界を示すこともあり、また漸移していることもある。それは優白質の岩石となって現われるが、鏡下で斜長石の長い短冊状結晶を示し、輝緑岩様構造がうかゞえ



第 11 図 輝緑岩状閃緑岩質斑岩 (オピラルカオマップ川北第 2 支沢上流)
P1: 斜長石, Hrb: 角閃石, Bio: 黒雲母, 平行ニコル

ることがある。斜長石は非常に多くなり、角閃石はきわめて少なく、石英の量を増している。正長石が新たにみられ、榧石・緑泥石・黒雲母などが点々とあられわれ、これに鉄鉱が加わる。斜長石は長径 1mm あるいはそれ以下の自形ないし半自形を呈し、その成分は An_{27-30} となる。角閃石は径 0.5mm 程度の半自形ないし他形で、斜長石の間を埋める。石英は径 0.5mm 以下の不定形の粒状の集まりとなり、それらの間を埋める。正長石は斜長石を置換したもので径 0.5mm 程度、時にその周囲にミルメカイトをつくっている。黒雲母は角閃石を置換して生じたものであるが、その他 0.1mm 前後の小結晶（半自形）が僅かに点在することがある。また径 1m 位の小岩脈様に産出する優白質岩がある。これはモルタル構造を示し、有色鉱物は分解し、非晶質物となって汚染し、僅かに黒雲母がみられるものであるが、これは岩体内の造構運動に関係して母岩となった輝緑岩状閃緑岩質斑斨岩が、本体に入りこんで酸性化した交代相の 1 つとみることができる。

普通閃緑岩質斑斨岩

この岩質のものは、北部斑斨岩体の南部地域に広く分布する。またアベヤキ川からオナルシベ川に延びる岩体の大部分も、この岩質のものによって占められている。その他、ポンニカンベツ川上流部にみられる斑斨岩も、これで構成されている。これらの岩相には、いたるところに、いわゆる同源捕獲岩様になった紫蘇輝石斑斨岩、あるいは両輝石斑斨岩質斑斨岩塊が含まれている。

同源捕獲岩様の紫蘇輝石斑斨岩あるいは両輝石斑斨岩質斑斨岩は、他の普通閃緑岩質斑斨岩に較べて、より黝色を帯びた黒っぽい細粒、硬質の塊状岩で、特に南部の斑斨岩体のなかに多くみいだされる。これは 1 露頭のみを形成する 경우가多く、周囲の岩石との関係が明らかでないが、まれに明らかな捕獲岩となっているものを見ることができる。肉眼的に斜長石が斑状にみられるが、角閃石はほとんどみられない。また南北に大きく露出する 2 岩体間の小岩体のなかにも、少なからず認められる。

鏡下で普通の斑斨岩と同じ構造を示すが、時に斑状構造を示すこともある。斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・磁鉄鉱からなる。斜長石は径 0.5 ~ 1.0mm 程度の自形ないし半自形を示し、その組成は An_{53} 内外である。時としてソーシュル石化する。紫蘇輝石は自形ないし半自形の径 0.5 ~ 0.8mm 程度で、多色性は余り著しくなく、

無色に近い。周縁部が褐色角閃石あるいは黒雲母化している。単斜輝石は径 0.5 mm 程度の半自形であるが、ほとんど褐色角閃石に置換されている。その角閃石は $2V = (-)76 \sim 88^\circ$ で変化に富み、 $c^{\wedge}Z \cong 10 \sim 14^\circ$ である。これはさらにカミングトン石化される。特に磁硫鉄鉱の鉱染が著しく、鉱床を形成するようなところでは、例えばポンニカンベツ川上流の含ニッケル磁硫鉄鉱鉱床の形成されている小岩体内では、その変質が著しく、この付近には特に径 1cm にも及ぶ黒雲母が多量に形成されている。

閃緑岩質斑岩は、その外観がやゝ白っぽい帯緑暗灰色の岩石である。鏡下においてやゝ粗粒で、半自形、粒状構造を示す。斜長石・角閃石を主成分とし、黒雲母を伴ない、榊石・磁鉄鉱あるいは磁硫鉄鉱を含む。また時に輝石類がみられる。斜長石は半自形で、径 0.5mm 程度のものが普通であるが、細かな粒状結晶の集まるものも少なくない。成分は An35-40 程度である。これは部分的にソーシュル石化し(あるいは絹雲母化し)、また角閃石に置換されていることがあり、斜長石の内部に石英粒が形成され、ミルメカイト様を呈することもある。角閃石は径 0.5mm 程度の半自形ないし他形の短柱状である。 $2V = (-)68^\circ$ 、 $c^{\wedge}Z = 16^\circ$ を示す。部分的にカミングトン石に化し、さらに直閃石に変わっていることもある。また黒雲母化が著しく、0.1mm 以下の粒状になったものが随所にみられる。黒雲母は角閃石からの移化過程のみられるもののほかに、半自形ないし他形の明らかな独立結晶となっているものもある。岩石の部分によっては、この黒雲母が斜長石に次いで多くなっていることがある。

これらの岩種のなかに、その野外の形からも、また鏡下の形態からも、明らかに上述の岩相を交代してできたとみられる交代相がある。その交代相には、明らかに次の 2 種がみられる。その 1 つは非常に粗粒化し、原岩とほとんど同じ鉱物の組み合わせを示すものであり、他の 1 つは、ほかの岩種にもみられた酸性化したものである。原岩とは露頭において、それぞれ漸移するか、またははっきりした境をもった脈岩状の産状を示す。

粗粒化交代相 この岩相は南北の 2 大斑岩体のなかに、同様に広く観察されるが、両岩体の間に分布する小岩体には、ほとんどみられない。これは外観やゝ優白質の塊状岩で、カスリ状を呈し、粗粒の有色鉱物がはっきり見分けられる。風化そ

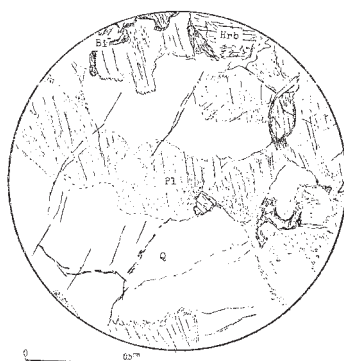
の他で、普通脆弱なものとなっているものが多い。斜長石がソーシユル石化したものは、特にその状態が著しい。

鏡下では粗粒であるが、普通の斑柘岩にみられる半粒状構造を示す。斜長石・褐色角閃石・単斜輝石がおもな成分で、いずれも径 1mm 以上の粗粒である。輝石類は現われないこともあり、特に斜方輝石はほとんどみだされない。その他黝簾石・榭石・磁鉄鉱の鉱染がみられ、葡萄石の細脈 (0.5mm 内外) がこれを貫ぬいている。斜長石は径 0.5 ~ 1.5mm 程度で、その成分は An₃₆₋₄₂ を示す。これは局部的にソーシユル石化あるいは絹雲母化する。また方解石化した部分もみられることがある。褐色角閃石は径 1.0mm 内外の半自形ないし他形の短柱状を示し、濃褐色のもの屈折率は $N_2 = 1.676$ 、淡緑色を帯びるものは $N_2 = 1.652$ である。緑色を帯びるものは、部分的に褐色角閃石を交代したものであり、それはさらに緑泥石化する。単斜輝石は径 0.5 ~ 1.0mm 程度の半自形ないし他形を示す場合が多く、部分的に褐色角閃石・黒雲母に置換されている。その他の鉱物は小粒でそれらの間隙を埋める。第 12 図にその鏡下のスケッチを示す。

酸性化交代相 これは南部の斑柘岩体には少なく、あっても小規模のものであるが、北部の岩体とそれら間の小岩体 (ポンニカンベツ川流域のもの) とには著しく発達している。産状および母岩との関係は、ほとんど前述の粗粒化交代相と同様



第 12 図 普通閃緑岩質斑柘岩の粗粒化交代相 (ニカンベツ川流域)
P1: 斜長石, Hrb: 褐色角閃石, gH: 緑色角閃石, Ca: 方解石, 平行ニコル



第 13 図 普通閃緑岩質斑柘岩の酸性化交代相 (オピラルカオマップ川上流部)
P1: 斜長石, Hrb: 角閃石, Q: 石英, Bi: 黒雲母, 平行ニコル

である。これは一般に中粒ないし細粒の優白質岩で、一見ミグマタイトと同じ外観を示し、また脈状となったものはアプライト様である。

鏡下において、普通の斑岩にみられる構造をもち、変成岩類・ミグマタイトと区別される。斜長石を主体とし、角閃石・黒雲母・石英および正長石が伴われ、鉄鉱が散点している。斜長石は径 0.5mm 前後の半自形ないし他形を示し、その成分は An40 である。部分的に正長石・石英に置換され、その周囲がミルメカイト構造を示すことがある。角閃石はやゝ淡褐色を示し、径 0.5mm 内外の半自形ないし他形を示す。部分的に緑色角閃石に変わっている。また黒雲母もこの角閃石を置換しているが、別に単結晶となるものもあって、径 0.2mm 内外程度の葉片状を示す。石英は 0.1～0.5mm 程度、あるいはそれ以下の不規則な粒状を示し、部分的にその量がきわめて多くなっていることがある。正長石は 0.5mm(－)の他形で、これらの鉱物を包むように現われ、ミルメカイト構造を示すことがある。鉄鉱には磁硫鉄鉱の鉱染したものが多く、それとともに石墨もみいだされる。第 13 図にこの岩相の鏡下のスケッチを示す。

橄欖石斑岩

本岩は前述の塊状の普通閃緑岩質斑岩を貫ぬいている。北部のオピラルカオマップ川からフチミ沢にわたる斑岩体の西寄りにあるものには、径 100m たらずのものから、大きくは 500m 位の幅で南北に長くのびるものまでである。南部のアベヤキ川からオナルシベ川にいたる岩体には、その幅 100m たらずの小岩脈となるものが 1 カ所知られる。

外観は前記の粗粒の交代性斑岩に酷似しており、粗粒で、きわめて堅硬な塊状岩である。これは大きな岩体のものも、小さな岩体のものも、ほぼ同じ性質を示しその組成鉱物は前述の斑岩に較べて、著しく新鮮であり、変質されることも少ない。

鏡下では、平均 1～2mm 程度の粗粒な鉱物からなっている半自形、粒状構造を示す斑岩で、斜長石・橄欖石・紫蘇輝石・透輝石を主成分としており、ほかに少量の角閃石が伴われていることもある。

普通、斜長石と橄欖石とがおもで、他は随伴的に伴われる型のものが多く、トロクトライト (Troctolite) 質を示す。稀に磁硫鉄鉱に鉱染されていることがある。

斜長石は径1～2mm程度の半自形を示し、周縁部が丸味を帯びたものが多い。その成分はAn80内外である。橄欖石は径1mm内外で、多くは著しく円味を帯びている。ほとんど無色で、 $2V = 90^\circ$ を示す。これは部分的に周縁部が緑泥石化する。斜方輝石は径1.0mm程度の粒状結晶であって、部分的に角閃石に変化し、さらにこれは絹雲母化している。他粒間に不規則に拡がり、ほとんど無色である。透輝石は径1.0～1.5mm程度の半自形を示す $2V = (+)54 \sim 60^\circ$, $c^\wedge Z = 36 \sim 42^\circ$ で、ときに薄い紫褐色を示すが、多くはほとんど無色である。これは局部的に、わずかに角閃石に変化し、また黒雲母が内部に生じ、ポイキリチック構造を示すことがある。角閃石はこれらの鉱物の間を埋めて、僅かにみられるが、他の有色鉱物を置換して生じたものが多い。これらの組成鉱物質中に認められる変化は、いずれも他の斑岩類に較べ、はるかに低度にとゞまるものである。第14図はこの鏡下のスケッチであるが、これには斜方輝石は含まれていない。



第14図 橄欖石斑岩(フチミ沢)
P1:斜長石, Ol:橄欖石, Px:透輝石,
Bi:黒雲母, 平行ニコル

ソーシユル石斑岩

この岩石は本図幅地の変成帯の西縁部にみられ、南北に走る衝上断層に沿い、100～200mの幅で帯状の分布を示す。これは橄欖岩体によって貫ぬかれ、この岩体と西側衝上断層とに挟まれた位置にある。

外観は帯緑暗灰色ないし黝色を呈する岩石であるが、その主成分である斜長石が著しくソーシユル石化し、著しい断裂運動を蒙り、きわめて脆弱な岩石となっている。部分的には片状構造を示し、緑色片岩様の外観を呈しているところもあるが、東冬島海岸附近では塊状となって、ソーシユル石化した斜長石を明らかに認めることができる。

鏡下では片状構造は明らかでなく、斑岩の構造をとゞめているが、破碎構造が処々にみいだされ、また組成鉱物はほとんど変質し、非晶質物による汚染が著しい。

組成鉱物は緑簾石・黝簾石・緑泥石・陽起石が著しく発達し、まれに斜長石の残晶のみられることがある。石英の量は余り著しくない。鉄鉱もまた他の不透明の非晶質物とともに散点する。

II. 4. 2 橄欖岩類

本図幅地にみられる橄欖岩は変成帯西側の偏った位置に、径8kmに及ぶ岩体としてみられ、またニカンベツ川およびアベヤキ川流域で、アベヤキ川からオナルシベ川にいたる構造線に沿った位置に小岩体となってみられる。

幌満地方の橄欖岩として知られている西側の岩体²³⁾ およびニカンベツ川流域の岩体は、いずれも蛇紋岩化をほとんど蒙らないごく新鮮な橄欖岩であるが、最も東方にあるアベヤキ川の小岩体のみが、著しく蛇紋岩化されている。これらはいずれも、部分的には変成岩類の一般走向と合致するが、大部分はそれらを斜めに切って不整合進入をなし、また閃緑岩質斑斕岩をも貫ぬくところもあって、この地帯の深成岩のうちで、最後期の進入岩とみることができる。これらの岩体は、いずれも縞状構造あるいはいわゆる流理構造が明らかで、岩石の構成鉱物の配列に方向性があり、また種々の岩質が層状に交互して縞状をなすのが、特徴となっている。

これは幌満川に跨がり南北に9km、東西6kmの岩体で、不規則な輪廓をもち、各所に突出部・凹入部を示している。この岩体の内部には、いわゆる流理構造の流理面とみられる縞目が明らかであるが、その流理面のうえに、稀に線状に組成鉱物が配列し、線構造がみられる。また節理系もよく発達している。これらによって、岩体の進入構造を知ることができる。それによれば、大体岩体の中心に大きなドーム様の構造が推定される。

これらの岩石の組成鉱物に著しい方向配列があるために、風化面に突出する橄欖石・尖晶石が一定方向に並び、その配列面を明らかに現わしている。また一定の鉱物組み合わせからなる種々の岩相が、この配列面に平行して層状に発達し、それぞれの岩相が重なり合って縞状をなす。

この岩体を構成する岩石は、その鉱物組み合わせによって大別して、次の岩相に分けられる。それらは、あるときは岩相相互の境界を明らかにし、またあるときには互に漸移している。

ダン橄欖岩相

輝石橄欖岩相

斜長石含有橄欖岩相

斑岩相

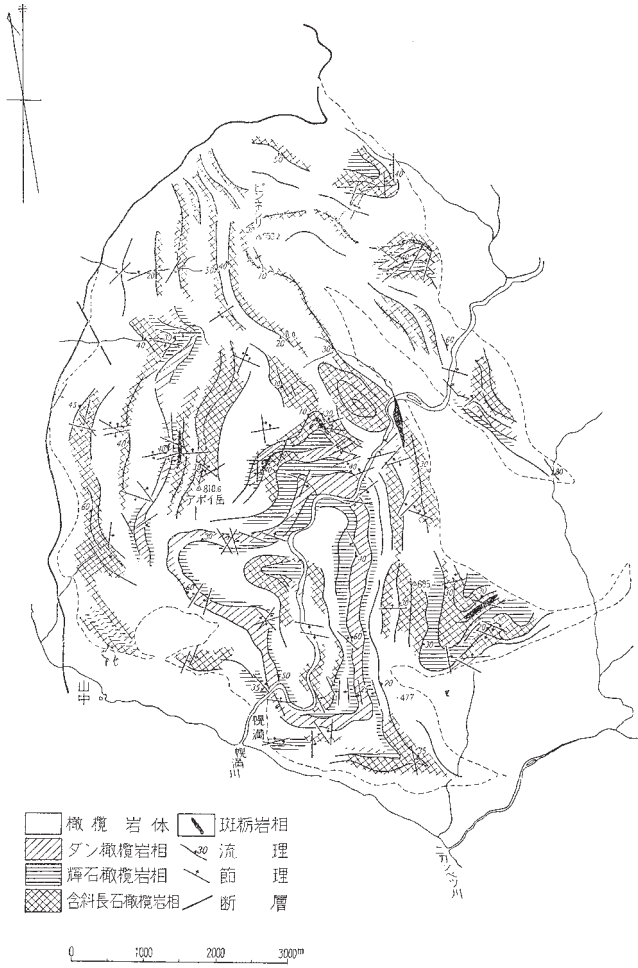
このうちダン橄欖岩相には、輝石橄欖岩相との中間相ともいべき輝石含有ダン橄欖岩相とも名づけられる亜相がある。これは産状においても、これら2相の間に中間的位置にあることが多い。これらの各岩相の分布を、おもな節理系とともに第15図に示す。(図中含斜長石橄欖岩相層とあるは斜長石含有橄欖岩相と訂正)

ダン橄欖岩相

これはにぶい光沢のある黄飴色の岩石で、風化面は赤褐色を呈する。

鏡下では、一般に中粒の粒状構造をなす。ほとんど橄欖石からなり、点々と尖晶石がその間隙を埋めるように伴なわれる。橄欖石は楕円形で、長径0.1mm位の細粒のものから0.5mm位のやゝ斑晶状を呈するものまでみられる。いずれも丸味を帯び自形を示すものがない。ほとんど無色である。2V = (+)86°内外。一般に劈開あるいは割目が著しく発達し、強い波状消光を示す。時にはその割目が鉱物の配列方向と僅かに斜交し、一定方向に並ぶことがある。これらには、その割目によって1つの大きな結晶が破碎され、細粒のものにわかれた形が多くみられる。尖晶石は径3mm近くのレンズ状集合体となっているものもあるが、散点する0.1mm以下の単結晶もみられる。いずれも自形を示さない。この尖晶石は赤褐色を呈し、クローム鉄鉱の性質を現わす。この尖晶石は不規則な形で橄欖石の間を埋めるが、全体としてみると、岩石の流理構造に沿って1方向に配列される場合が多い。

この岩相のなかには、すでに述べたように、点々と輝石類が散在することがある。特に単斜輝石の含まれるものは、やゝ緑色を帯びる。粒状組織のなかに3mm程度の橄欖石・両輝石の斑晶状になったものが肉眼的に認められる。これは輝石含有ダン橄欖岩相ともいい得るものである。この岩質のもの分布はきわめて狭いが、場所によって相当の幅をもっている。この特別の岩相の橄欖石・尖晶石の性質はほとんどダン橄欖岩と同じである。このなかの輝石類には斜方・単斜の両輝石があるが量的には少なく、両者併せて20%程度である。両者ともに0.1～1.0mm程度の半自形ないし他形を示す。斜方輝石は2V = (－)88°内外で、多色性はほとんどない。



第 15 図 幌満地方の橄欖岩体の岩相分布図ならびに節理系

単斜輝石は $2V = (+)52^\circ$, $c^{\wedge}Z = 40^\circ$ 内外, 肉眼的には緑色を呈するが, 薄片では無色となっている。またこの岩相には緑色の単斜輝石が一部に濃集し, そこには同質の橄欖石・尖晶石を伴っている。幌満川口第一発電所の東方の丘陵上の崖には

0.5～3cm 位の縞状をなしてそれが濃集している露出がみられる。

輝石橄欖岩相

この岩相は、ダン橄欖岩相に少量見られた輝石類が、多量に含まれるものである。この岩相は比較的粗粒結晶の集まりであるが、輝石類は岩石の平行配列の方向に延びて、点々とみられる厚さ 0.1cm あるいはそれ以下の幅で、溜り (clot) 状のなかに含まれている。

鏡下では比較的粗粒の等粒状組織を示し、前述の斜長石を主とする一定方向に延びたレンズ状の溜り (clot) が点々とみられる。構成鉱物は橄欖石・尖晶石・斜方輝石・単斜輝石・斜長石である。橄欖石は径 0.1～0.5mm 程度の粒状、半自形ないし他形を示す。2Ωは 80～97°にわたって変化するが、93°内外のものが多い。斜方輝石は橄欖石に次いで多量で、全体の 25%位を占める。径 0.5～1.0mm 程度の半自形のものが多い。2V = (－)88°内外である。単斜輝石もやゝ多量に現われる。2V = (+)62°内外、c^Z = 39°内外で、多色性をほとんど示さず、無色であるが、肉眼的には緑色のものが多い。斜長石はほとんど他形で、0.1mm 以下の粒が集まり、溜り状部分にのみ含まれ、その組成は An55 内外である。この溜りのなかには細粒の径 0.5mm 以下の単斜輝石・尖晶石、時には橄欖石も点々とみられる。尖晶石は黄褐色を示し、0.1mm 以下の他形の結晶粒で、斜長石を主体とする溜りのなかに、特に多量にみだされる。これはピコタイトの性質を示す。

斜長石含有橄欖岩相

これは灰紫色を帯びた黒っぽい岩石であるが、斜長石を主とする溜りが、帯状あるいは縞状をなして、前記の岩相よりはるかに多量に含まれ、この縞状の部分が白色を示すやゝ優白質な岩石となっている。その縞の幅も 5～10mm になって、これを余り含まぬ部分と互層状を呈する。この岩相のなかに長径 2～3cm にも及ぶ斜方輝石が含まれるのが特徴である。

鏡下でこの岩相は他のものに較べ、やゝ粗粒構造を示すが、輝石橄欖岩相のなかに含まれている溜り状の斜長石の集合部が、幅広くより粗粒に発達する形である。また斜長石の多い部分は、橄欖石斑斕岩様の構造を示すものも少なくない。組成鉱物は橄欖石・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・尖晶石・褐色角閃石 (量の順) である。時に磁硫鉄鉱の含まれていることがある。橄欖石はきわめて少量となり、斜長

石・輝石類とほぼ等量である。径0.1～0.5mmの粒状の他形結晶を示す。 $2\Omega = 102^\circ$ 内外である。斜長石は一般に大形で、径0.1～0.5mm位のもが普通で、ほとんど他形を示し、その組成はAn65内外である。輝石類も一般に大きな半自形ないし自形に近いものが多く、0.1～1.0mmの間で変化する。特に斜方輝石のなかには、自形性の強い径2～5cmにも及ぶものが含まれている。斜方輝石は薄片で、ほとんど無色であり、 2Ω は 104° 内外と 82° 内外の2種がみいだされる。この両者は鏡下で余り区別はできぬが、大体大晶のものが $2\Omega = 104^\circ$ の値に近い。またその(100)の裂開に沿って、一見聚片双晶様に現われる構造を示すブッシュフェルド型輝石であることもある。またこの結晶のなかに蟲状に尖晶石が入りこみ、ミルメカイト構造を示すことがある。単斜輝石はほとんど他の岩相のものとは差はなく、 $2V = (+)55^\circ$ 内外、 $c\wedge Z = 41^\circ$ 内外である。尖晶石は斜長石の溜り状の集まりのなかに含まれるものが多く、他形の集合体となっているものは、径0.1～0.5mm程度の大きさを示す。それは暗緑色ないし暗緑褐色で、ヘルシナイトあるいはプレオネイスト質のものである。また前記輝石橄欖岩にみられたピコタイト質のものも含まれているが、斜長石の溜りのなかには少なく、輝石中にみられるミルメカイト状の構造を示すものにこれが多い。褐色角閃石は輝石類の周縁部が局部的に変化したものである。

斑斨岩相

この岩相は岩体のなかで最も分布範囲が狭く、量も著しく少ない。それは黒灰色ないし黝色の一般斑斨岩に類似するが、他の斑斨岩のように、肉眼で斜長石の自形性が認め難い。この岩相は古川の沢附近で認められるように、比較的厚く分布することもあるが、一般には斜長石含有橄欖岩相のなかに、5～10m位の幅で層状に含まれている。

鏡下では比較的粗粒の粒状構造を示し、組成鉱物に自形性が全く現われていない。変成岩類似の構造をもっており、ほぼ等量の斜長石と単斜輝石を主とし、僅かに橄欖石・尖晶石が伴なわれる。斜長石と輝石はともに1.0mm程度の等粒で、橄欖石はそれより小さい。斜長石はその組成An70前後である。単斜輝石は $2V = (+)45^\circ$ 内外、 $c\wedge Z = 35^\circ$ 内外で、淡灰褐色に色づき、チタン輝石の性質を示す。X = 帯緑淡褐色、Y = 淡灰褐色、Z = 帯黄淡褐色である。橄欖石は $2\Omega = 90^\circ$ 内外であ

る。尖晶石は細粒結晶の集合体として認められ、ほとんど不透明である。

この幌満地方の橄欖岩体の各相における化学成分を第2表に示す。

第2表 幌満橄欖岩相の各岩相の化学成分

	1	2	3	4	5
SiO ₂	41.20	40.86	42.16	43.28	45.56
Al ₂ O ₃	1.31	1.89	3.69	5.60	15.68
Fe ₂ O ₃	0.86	2.59	2.72	1.72	4.89
FeO	4.13	5.54	5.13	4.77	7.95
TiO	Tr.	Tr.	Tr.	0.08	0.56
CaO	1.96	2.72	5.38	9.56	13.40
MgO	48.81	45.15	38.69	32.80	7.46
MnO	0.38	Tr.	0.43	0.46	0.32
Cr ₂ O ₃	0.43	0.17	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	Tr.	0.07	—
K ₂ O	—	—	0.16	0.14	0.96
Na ₂ O	—	—	0.58	0.50	2.11
S	0.21	0.20	0.22	0.27	0.23
H ₂ O(-)	0.18	0.27	0.21	0.25	0.06
H ₂ O(+)	0.26	0.34	0.54	0.41	0.70
Total	99.73	99.73	99.91	99.91	99.88

1 ダン橄欖岩相, 2 ダン橄欖岩相に少量の輝石類を伴うもの,

3 輝石橄欖岩相, 4 斜長石含有輝石橄欖岩相, 5 斑輝岩相

(分析者) 伊藤聰・山本利雄

またこの岩体の

各岩相中に含まれ

る尖晶石は、すで

に述べたように、

各岩相によってそ

の性質を異にして

おり、番場猛夫に

よって、北海道各

地の尖晶石の比

較・検討が行われ

ている。そのすで

に発表^{註15), 35)}さ

れたものから、本

図幅内に関係ある

尖晶石の分析値を

示す(第3表)。

ニカンベツ川流域には2つの小岩体と、1つのやゝ大きな橄欖岩体が見られる。小岩体はニカンベツ川およびボンニカンベツ川に露われ、径100m前後のもので、脈岩状を呈し、周縁部が著しく蛇紋岩化している。やゝ大きなものは岩床状に四囲の変成岩中に挟まって、ニカンベツ川に沿って露出する。それは東西2km、南北に1kmの拡がりを持ち、東側は断層をもって片麻岩類に接する。これらはいずれも幌満地方の橄欖岩中の斜長石含有橄欖岩相と同一の岩質を示す。

この岩床状を呈する橄欖岩は、四囲の変成岩類の一般走向に平行し、東西方向に延び、流理構造様の斜長石を主体とする縞目も、ニカンベツ川の方と同じくほとんど東西に延び、同一縞目を相当長く追跡することができる。この岩石にも特徴的な大型の斜方輝石の結晶がみいだされる。この岩体の周縁部は蛇紋岩化している。

註15) またこの幌満附近の橄欖岩地帯の一部の地質には、番場の調査に基づいたところもある。

第3表 幌満地方の橄欖岩中に含まれる尖晶石の化学成分*

岩 相	ダニ橄欖岩相	輝石橄欖岩相	斜長石含有輝石 橄欖岩相
尖晶石の大きさ	0.1~3mm	0.1mm	0.1~3mm
尖晶石の溜りの 大きさ	1×10mm	1×2mm	3×5mm
尖晶石の形	無定形	無定形	無定形
尖晶石の 溜りの形	線 状	線状 ミルメカイト 構造	米粒状
尖晶石の色	褐	黄 褐	灰 緑
分析値			
MgO	10.39		15.98
CaO	1.12		1.53
FeO	17.53		45.10
Al ₂ O ₃	44.95	nd.	16.53
Cr ₂ O ₃	25.47		19.92
Total	99.46		99.06
分析者	番 場	番 場	番 場

* 番場鑑夫：北海道の超塩基性岩に伴われる尖晶石について，地質，Vol. 59，No. 691，p. 123，1953

アベヤキ川上流の橄欖岩は四囲の変成岩の片理を斜に切って貫入するもので，脈岩様の産状を示し，長径 500m，幅 200m 前後の小岩体である。露出表面に流理構造に似た縞目があるが，これは縞状に青灰色の蛇紋岩化した部分のできているところで，その色調に濃色・淡色があつて，蛇紋岩化の程度を示す。濃色の部分は蛇紋岩化が著しく，原岩の流理構造を示す斜長石の溜りの変質したのも認められる。淡色の部分には橄欖石の残晶が明らかで，他の鉱物も蛇紋岩化をまねがれている。

II. 4. 3 脈岩類

こゝで脈岩類として取扱うものに，次の 2 種類がある。

微閃緑岩質玢岩

優白岩

これらは、いずれも幅 2m 以下で、20cm 位の脈状を呈するものもあり、橄欖岩中に多くみいだされる。しかし微閃緑岩質玢岩は猿留川の西支沢（記念沢北方）の最上流部にも、点々と片麻岩を貫ぬいてみいだされる。

微閃緑岩質玢岩

外観は暗灰靱色を呈し、きわめて堅硬である。幅は 1～2m 程度のものが多いがそれ以下のものもみられる。この岩体の母岩が橄欖岩であるときは、その周囲の橄欖岩は蛇紋岩化していることが多く、猿留川西支流の片麻岩を母岩とするものの附近には、剪裂帯が発達している。この剪裂帯のなかにやゝレンズ状を示して貫ぬいてきていることがある。肉眼的には余り斑状構造が明らかでない。

鏡下でみれば、やゝ輝緑岩構造を示し、斑晶をなす斜長石の長い短冊状結晶をみることがある^{註 16)}。斑晶は斜長石・褐色角閃石からなり、輝石類は余りみられない。斜長石は短冊状の自形ないし半自形の結晶で、長径 0.8mm 程度であるが、時に 1.5mm にも及ぶものがある。その成分は An40 程度で、大部分はほとんどソーシユライト化している。角閃石は長柱状を示し、長径 0.5mm 程度のもので、短径 0.1mm 以下の細長いものもある。ほとんど半自形ないし他形を示す。多色性は強く、X = 淡褐色、Y = 褐色、Z = 濃褐色を呈し、その周縁部が緑色となっている。 $c \wedge Z = 18^\circ$ で、これは時々緑泥石化する。石基は斜長石・角閃石および鉄鉱からなる完晶質で、やゝ間粒構造に近い構造を示す。斜長石は 0.1mm 程度の自形ないし半自形の短冊状を示す。角閃石は周縁部の緑色となった褐色角閃石で、小さな径 0.05mm(－)の柱状をなし、指針状を呈する。緑泥石化することもある。

優白岩

橄欖岩体のなかに限って、点々と白色の脈状岩がみられるが、その幅は 1m 内外の小さなものが多い。その分布は岩体の中心部には余りみられず、むしろ周縁部に近いところに多い。そのおもなものは、古川の沢入口附近の道路上の崖、坊主山東方のルサキの沢支流、またアポイ岳西方のボンサヌシベツ川支流にみられる。

古川の沢入口附近のものは、一見ペグマタイト状の優白質の岩脈で、その幅は 2

註 16) 猿留川西支沢のものはこの構造が著しい。

m ならずのものである。肉眼的に曹長石の大晶がみられる。鏡下ではやゝ斑状のペグマタイト構造を示す。曹長石が大部分を占め、リシウム電気石・緑泥石・リシウム輝石¹⁸⁾・石英・磁鉄鉱などが伴なわれ、曹長石の間隙を填めている。この曹長石は径 20mm 位の大晶から 1.0mm 以下のものも認められ、半自形ないし他形を呈し、An10 内外の組成を示す。緑泥石は曹長石・電気石などを一部交代し、あるいはこれらの間を填めている。リシウム輝石は肉眼的にもやゝ桃色に色づいてみえる。そのほかジルコン・プリズマテインが含まれ、ペルト長石・白雲母・絹雲母・正長石のほかに、黝簾石・榍石・燐灰石の存在が知られている。

その他の地域で見られるものは、一様に 0.5m 前後の脈状岩で、橄欖岩の流理様の縞の方向をやゝ斜に切った形を示す。優白質の堅硬なもので、斑晶様になった曹長石が平行配列をしているのを、肉眼的に観察できることがある。またむしろ曹長石脈といってよいようなものもみられる。この曹長石は斑状変晶様となっていることが多い。大きさは普通径 1.0mm 程度で、その成分は An10 を示す。石英は径 0.5～0.1mm 程度の不規則な粒状をなす。緑泥石は雲母類の変質したものとみられ、それらの間を填めている。鉄鉱は磁鉄鉱と思われるものが大部分他形を示し、径 0.1mm 以下の粒状となって僅かに散点する。

II. 5 第四系

II. 5. 1 洪積層

洪積層は海成段丘堆積層と、それにつゞく河成段丘堆積層とである。

海成段丘堆積層

海成段丘には、最高 300m を超える高位のものから、20m 以下の低位のものにいたるまで、その間に数段を数えられるが、これらを大別して次の 4 段に区別する。

第 I 段丘	260～350m
第 II 段丘	100～180m
第 III 段丘	50m 内外
第 IV 段丘	10～20m 以下

これらの段丘の堆積物は、いずれも砂・礫・粘土からなり、先白堊系の不変成日

高層群あるいは変成帯中の変成岩類・混成岩類・侵入岩類を基盤として堆積する。時には東部あるいは西部の第Ⅰ・第Ⅱの高位段丘におけるように、全く堆積物がみいだせないまでになり、基盤の角礫が薄く表土となっている区域も少なからずみられる。

これらの堆積層中に含まれる礫は、その地域によって特定の種類の岩礫が密集する。東部では変成岩類あるいは混成岩類が非常に多く、また西部では橄欖岩類が多い。

西方の東冬島附近で、第Ⅲ段丘堆積層のなかに、その基盤の不変成日高層群との境の基底部近くに、介殻化石を多量に含むものが発見された⁴⁶⁾。それは東冬島海岸北西方の隣接浦河図幅との境界附近の1露出である。この化石を含む地層は30m面を構成する段丘の基底にあたり、厚さ1mたらずの細粒の砂層で、その上部は拳大の礫に厚く覆われる。化石はこの細粒の砂層のなかに多くみられる。その化石種は次のようなものである(鑑定：魚住悟^{註17)}・垣見俊弘^{註18)})。

Pelecypoda

Ostrea sp.

Mercenaria stimpsoni (GOULD)

Spisula sachalinensis (SCHRENCK)

“*Tellina*” *lutea* WOOD

“*T.*” *venulosa* SCHRENCK

Gastropoda

Umbonium (Suchium) costatum (KIENER)

Polytropra cf. *freycineti* (DESHAYES)

Natica (Tectonatica) cf. *janthostoma* DESHAYES

Gen. & spp. indet. (two genera)

河成段丘堆積層

幌満川・ニカンベツ川・歌別川・猿留川などの大河の流域に、河成段丘が著しく発達している。それは河口近くだけでなく中流部にもみられ、支沢との合流点附近に著しい。この河成段丘の最もよく発達しているのは幌満川流域の大泉附近で、現

註 17) 北海道大学理学部助手

註 18) 北海道支所

河床より 20m 内外高いところに 1 段、5m 内外のところに 1 段の河岸段丘面をつくって、砂礫層が堆積している。またニカンベツ川・歌別川河口にも発達し、普通厚さ 5m 前後の砂礫層がある。ニカンベツ川河口附近の東岸には、高度 1m、5m、10m 位の段丘面が認められる。普通は直接基盤層あるいは基盤岩を覆っているが、海成段丘の発達しているところでは、これを川沿いに削って、河成段丘をつくっている。

この段丘堆積層は、砂・礫・粘土などから構成され、未だ炭化していない木片を挟有することがある。

II. 5. 2 沖 積 層

図幅地の南部の海岸線に沿っては砂礫層が発達し、それぞれの河川の河口近くあるいは流域には、氾濫原堆積層がみられる。幌満川・ニカンベツ川・歌別川・アベヤキ川その他の河川には、狭い扇状の洪涵地が発達する。

幌泉の北西部には厚さ約 5m 位の砂丘がみられるが、この分布は明らかでなく、段丘の砂層部の一部ともみられる。

幌満川あるいは大泉から新富越えの沢などの橄欖岩地帯には、その河川の流域に時として橄欖岩あるいはその他の岩塊・岩礫を礫岩状に蛇紋岩質の粘土で充填している角礫質崩壊堆積物(コンクリ盤という)が、処々にみられる。これは産状からは段丘堆積層と見誤りがちであるが、蛇紋岩地帯のどこでもみられ²⁴⁾、現世統のものと考えられている。これは蛇紋岩あるいは橄欖岩の崩壊によって、その岩礫を蛇紋岩質粘土で固く膠結した一種の表土である。

II. 6 地 質 構 造

図幅地の西部と南部とにみられる衝上断層は、変成岩類・混成岩類および火成岩類の分布する地帯と、不変成の日高層群とを接着させる最も著しい断層である。西部のものはこれより北方へ約 120km の間、同様の関係で北海道の中央部の落合附近にまで連続するもので、図幅地の新富越えの沢ではほとんど水平となっている。南部のものはニカンベツ川附近からは $\approx N80^{\circ} E, 70^{\circ} N$ の一般走向・傾斜を示し、

約 120km の間途切れることなくつゞき、変成帯をやゝ斜に切って、南の限界となる断層であり、最終期の構造を支配する。この 2 つの断層は、この図幅地の最も際立った地質構造上の特性を示すものではあるが、これらに包まれる変成帯の内部の地質構造にも、きわめて変化の多いものが示されている。

片麻岩類・ミグマタイト類の分布状態をみると、北隣築古岳図幅地から日高山脈の主稜に沿って続く日高変成帯の主帯は、猿留川流域を南東に向かって延びるが、主帯の内部は片麻岩・混成岩がいろいろ混じり、それらの詳しい構造を知ることができないが、粗粒の花崗岩質ミグマタイトは、この主帯の中心部を占めてやゝ雁行状に配置されて分布する。これはやゝ他より遅れて形成された粗粒の花崗岩質ミグマタイトの配置が、構造支配をうけたことの現われとみられる。

この岩類のいま 1 つの著しい構造単位は、この主帯の南側に沿って配置されている豊似岳を中心としたドーム構造をなして分布する堇青石ミグマタイトの分布状態である。春日井昭^{註 19), 40), 42)}による詳細な片麻岩・混成岩類の線構造の観察によると、東西に著しく延びた 1 つのドーム構造をなすものが南側に倒れ、両翼を北に傾斜させる等斜褶曲構造をもつものとみなすことができ、この構造はさらに西方に背斜様に延び、袴腰山にいたって片状黒雲母ホルンフェルスの下に沈む。これはまた北西部へも延長するようで、ルベシュペ沢・庄内沢・オナルシベ沢・大泉附近の幌満川西方の山稜に、点々とミグマタイトが小露出となって連なる。片麻岩・片状黒雲母ホルンフェルスは、順次ミグマタイトの外側に並んで配置され、一種のミグマタイト層序ともいわれる分布状態を示している。つまり、1) 花崗岩質ミグマタイトは変成帯の中央部に相当する猿留川流域に沿って分布する。2) 堇青石ミグマタイトはドーム構造をつくり、主帯の縁に配置される。3) 片麻岩は堇青石ミグマタイトの周囲に、それを取巻いている。4) 片麻岩の外側には片状黒雲母ホルンフェルスが分布する。以上の諸点は 1) から 4) にわたって順序を追い、上位に向かう層準を示すものとみた場合の疊重関係と同じ配置関係とみられるものである。

また大泉部落から北部に沿っては、片状黒雲母ホルンフェルス帯の岩石は、その片理を著しく現わし、斜長石斑状変晶黒雲母片岩となり、より北部はすべてこの岩質をもった帯となっている。

註 19) 春日井昭：日高山脈南端庶野附近の地質，北大修論，1951

火成岩類の進入する位置も、それぞれ構造的意味をもつようである。斑斨角閃岩は幌満から東冬島附近の海岸で、片麻岩・片状黒雲母ホルンフェルスの境附近に、小岩体となって入っているのが著しく目立つ点である。また大泉附近では、北方から連続する斑斨角閃岩は、その東側にミグマタイト化する片麻岩帯があり、西側には、斜長石斑状変晶黒雲母片岩が同じく帯状となって分布し、両者の構造的境界に沿って位置している。これはルベシュベ沢で尖滅し、その東方キブチ沢では、片状黒雲母ホルンフェルスと片麻岩との境の附近に小岩体となって点在し、アベヤキ川にもまた分布するが、その構造的位置は同じものと考えられる。オピラルカオマップ沢・フチミ沢附近の北部の斑斨岩体は、ミグマタイト帯の主帯と、豊似岳・袴腰山のドームをなしてオナルシベ川方向へ連続するミグマタイトの帯とに包まれた部分に進入している。このような位置をとるに至ったのも、なんらかの構造上の理由によるものと考えられる。

南部のアベヤキ川から北部オナルシベ沢にわたって分布する斑斨岩体は、先に述べたように、豊似岳・袴腰山・オナルシベ沢へのミグマタイト帯と平行して、片状黒雲母ホルンフェルスの南側に進入し、その西南側には、ふたたび片麻岩類の分布がみられる。このことも、この進入の位置が1つの構造帯を意味しているものとみられる。

橄欖岩類は、アベヤキ川からオナルシベ川にわたる斑斨岩体の南西側の片麻岩類の分布する三角地帯にみいだされる。この斑斨岩の北東側に長く連続する剪裂帯の上に、点々と3カ所に同じ橄欖岩の小岩体がみられる。これも同じような構造的意味をもつものとみられる。

変成帯中に数多くみられる剪裂帯にも、種々の構造的意義がみいだされる。豊似岳ドームをつくるミグマタイトの南側の片状黒雲母ホルンフェルスのなかに、片麻岩とミグマタイトがいくつか平行するレンズ状になって露われている。これらもミグマタイト化作用が、雁行裂開にそって行われたことと考えられる。そこには平行な剪裂帯も数多くみいだされる。

斑斨岩体の周囲にも、このような剪裂帯がはっきりみいだされ、特にオピラルカオマップ沢・フチミ沢にわたる斑斨岩体の東側には、それが著しく現われている。その他の場合にも、変成岩類と進入岩との境には、一般に剪裂帯を伴うところが

多い。また上記のオピラルカオマップ川からフチミ沢にわたる斑斨岩体の真中に、緑色片岩様のミロナイト化した部分を伴う剪裂帯があって、その周囲には酸性岩化、ミグマタイト化された交代相が著しくみられる。

このように、変成帯内部にも著しい造構運動のあとがあって、その構造線を境として異なった岩石種が接着しあっている。例えば幌満附近の海岸では、1 岩種が 1 構造単元に対応するというような構造的関係で、低角度の衝上断層で重なりあって、いくつかの岩石種が配置されている。このことは、さらに全域にわたっても吟味されなければならないが、内部地域では、露出不充分のため明らかでない。

次に造構運動の発展史について述べる。本図幅地において、造山運動開始に伴う地向斜堆積から、地背斜あるいは褶曲運動に転化する問題は、日高帯全体についての考察によらなければならないが、このような運動とともにミグマタイト化作用が行われたものとみられる。その原岩である珪礫質堆積岩は、ホルンフェルスから片麻岩へ、そしてミグマタイトとなった。先に述べたミグマタイト・片麻岩・片状黒雲母ホルンフェルスの配置を決定した造構運動は、このミグマタイト化作用と絡み合って進行したものと考えられる。

このような造構運動によって主要なものが大体できた後に、塩基性ないし超塩基性火成岩類の進入活動が開始された。斑斨角閃岩がまず進入し、同時に角閃岩に変成され、引続いて紫蘇輝石斑斨岩の進入があり、これは片麻岩状を呈するほどの造構運動の影響をうけている。そしてさらに、輝緑岩状斑斨岩・塊状の閃緑岩質斑斨岩・ソーシュル石斑斨岩、そして橄欖岩の順序で進入が行われた。

剪裂帯はその後に引き続き造構運動の余波的な現われとして生じたもので、火成岩の周囲に著しく現われ、さらにこれらの後に、南部の東西方向と西部の南北方向の衝上断層が起ったと考えられる。

Ⅲ. 応 用 地 質

Ⅲ. 1 概 説

日高変成帯のうちでも、混成岩類・片麻岩類の分布する最中核部には、ほとんど

鉱床はみあたらない。しかしすぐその外側や火成岩類、特に斑岩の発達するところ、またホルンフェルス類の分布する範囲には、点々と含ニッケル磁硫鉄鉱床および含銅磁硫鉄鉱床が認められる。前者には時に石墨鉱床が伴われる。また変成帯を離れた日高層群の分布区域には、珪岩その他を交代する炭酸マンガン鉱床が知られている。しかし、いずれも余り大きな鉱床を形成していない。

この図幅地域内には、それぞれの場所に、これらの代表的鉱床をみることができ。北東部の幌満川支流オピラルカオマップ川上流、およびニカンベツ川支流ポンニカンベツ川上流には、含銅あるいは含ニッケル磁硫鉄鉱床が知られ、かつて富本鉱業によって稼行され、現在も一部稼行されているが、未だ再開準備中である。

その他、図幅地の北西端の日高層群中の炭酸マンガン鉱床は、栗古岳図幅の南西端にある同種の鉱床とともに、東様似鉱山として稼行されている。

金属鉱床として一応問題になるのは以上の2種であるが、幌満地方の輝石橄欖岩体のなかに含まれるダン橄欖岩相は、特にその輝石類を含まない部分が窯業原料として利用される価値をもっている。

Ⅲ. 2 含ニッケルおよび含銅磁硫鉄鉱床

北部および南部の2大斑岩体と、その間に存在する斑岩体とのなかには、含銅あるいは含ニッケル磁硫鉄鉱床が、大小の規模で点々とみられる。磁硫鉄鉱が母岩の斑岩中に小範囲に鉱染し、それが一部にのみや濃集され、鉱床の母岩に目立つ交代作用を及ぼしているものもある。これらのうち鉱床として採掘できるのは、オピラルカオマップ川上流部と、ポンニカンベツ川上流部にみられる。これはかつて富本鉱業により、幌満(ニッケル)鉱山として経営された。現在までに確かめられた鉱床の概略の分布^{註20)}を第16図に示す。

この鉱床は地域的に異なった特徴があって、かつては幌満鉱山においても、オピラルカオマップ川上流附近の鉱床を中心とするものを幌満ニッケル鉱山と呼び、ポンニカンベツ川上流の鉱床を中心とするものをニカン銅鉱山と呼んだ。以下に上述の2つの地域に分けて、この鉱床を説明する。

註20) 石井清彦その他の調査によるものに、筆者らの今回の調査結果を追加したもの。

の地点からはポンニカンベツ川に沿って北上すること約5kmで、採鉱現場にいたる。この間には旧運搬道路が開かれているが、現在はかろうじて人が通れる程度で歩行にも困難である。

本鉱山の鉱床発見者は、昭和10年前後に当地方の地質調査にあたった竹内嘉助⁹⁾である¹²⁾。昭和11年富本鉱業によって鉱区が設定され、こんにちにいたっている。その後稼行と同時にこの鉱床の調査も進み、これまで石井清彦¹⁵⁾・赤岡純一郎¹²⁾・小林治夫¹¹⁾・¹⁶⁾・加藤武夫¹⁷⁾などの調査・研究が発表され、最近では高島彰・梅本

第4表 富本鉱山の現在までの出鉱量 (オピラルカオマップ地区)

粗 鉱	t	Ni%
昭和15年	1,700	0.4
昭和16年	1,182	0.4
昭和17年	397	0.4
昭和18年	300	0.4
昭和19~20年	不明	—
昭和26年4~7月	325	0.3
精 鉱		
昭和16年	442	0.8
昭和17~20年	不明	—
昭和26年4~7月	65	1.0

悟⁴⁴⁾の概報がある。

本鉱山が本格的開発に着手したのは昭和18年であり、若干の出鉱をみたが、敗戦とともに休山し、昭和26年にはオピラルカオマップ川上流の国宝坑を、一時採掘したこともあったが、ふたたび休山してこんにちに至っている。現在までの生産量は第4表の通りである。なお現在山元に「ムク鉱」数10tの貯鉱があるとのことである。

オピラルカオマップ地区

地質 鉱床はすでに述べた混成岩および片麻岩類のなかに進入する斑斨岩体 (オピラルカオマップ川からフチミ沢にかけての北部) を母岩とし、主として、その東縁部の1局部に散在する。この岩体には種々の岩種がみいだされることはすでに述べたところであり、そのなかで特に著しく鉱床のみいだされるのは、東縁部の輝緑岩状斑斨岩であるが、一部のものは普通閃緑岩質斑斨岩や、同岩の酸性交代相のなかにも形成されている。この岩体のうちで、西側にある片麻状斑斨岩には黒鉛鉱床があるが、これは北隣楽古岳図幅のなかに、特に濃集している箇所をみる。橄欖石斑斨岩中には、ほとんど鉱床らしいものはみいだされていない。

鉱床 この鉱床は露頭ではほとんど径5m以下の範囲のなかに、鉱石が緻密、塊状をなして不規則にみられるもの (ムク鉱) と、鉱石が斑点状あるいは一様に散点

する鉍染鉍といわれているものがある。これを薄片にしてみると、斑斨岩の造岩鉍物と互に組み合って、その構成鉍物の一部ともみられる形態を示しているものもある。

これらの鉍床附近は、いずれも著しく褐色の焼けを現わして、斑斨岩の角閃石はカミングトン石化し、黒雲母は緑泥石化し、石英・葡萄石などが生成されていることもある。

鉍床の形態は火焰状に不規則に拡がるもので、母岩とは漸移する部分などがあって、正確な形を把握することは困難である。赤岡純一郎によれば¹²⁾、これらの鉍床は、一般に西方に向かって25°内外の傾斜を示すことがあるとされているが、明らかでない。各鉍床の延長方向は不規則である。

鉍石 この鉍石のほとんど大部分は磁硫鉄鉍からなり、この内部に硫鉄ニッケル鉍が含まれ、そのほかに少量の黄銅鉍を伴っている。また黒鉛が金時鉍・雨降沢鉍の一部にみられる。

磁硫鉄鉍は母岩中に、時に1.5cm大のものがあつたことが知られているが¹¹⁾、普通0.2～1mmの粒状をなすものが相集まって、鉍石をつくっている。硫鉄ニッケル鉍は磁硫鉄鉍中に包有され、細粒結晶となって産する。小林治夫¹¹⁾によれば、熊の穴・ニカンベツ露頭^{註22)}の鉍石には、ニッケルがポリジマイトの形で存在する。黄銅鉍は磁硫鉄鉍の周縁を填めるように、点々と散在する。その量は磁硫鉄鉍

第5表 主要露頭についての一般試料採取法による
平均品位表(幌満鉍山, オピラルカオマップ地
区)

測定者	鉍染法 (Ni%)	ムク鉍 (Ni%)
北海道工業試験場	0.31	1.0(±)(?)
石井清彦	0.21	0.5(±)
小林治夫	0.30	0.8~1.6(?)

に較べ、はるかに少量である。ある鉍床では、このような鉍石が優白質岩脈状の酸性交代岩の破碎部を充填していることがあ

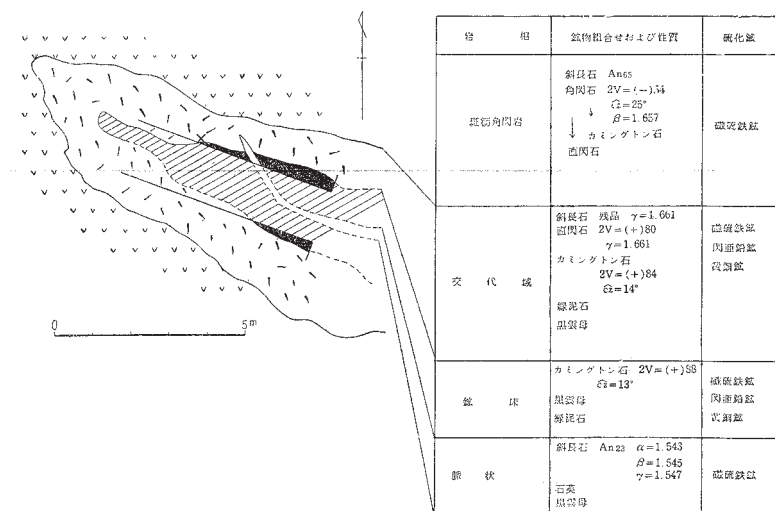
る。石墨は磁硫鉄鉍床と相伴ってみられることがあり、これは磁硫鉄鉍生成の際の熱水溶液の注入に伴って、母岩の一部の組成鉍物が、カミングトン石・石英・葡萄石などに交代されている時期の生成と思われる。

註22) これらの地域の名称について、筆者らは明らかな地点を知らない。

オナルシベ川にいたる斑斨岩体との間にある小さな斑斨岩体のうちに、いくつかの鉱床が知られている。これらは含銅磁硫鉄鉱床を主としており、オピラルカオマップ地区のものとは違った形式をもつ。

鉱床 今回の調査時において、やゝ詳しく観察できた鉱床は3カ所で、第16図中にI鉱・II鉱・III鉱とした位置である。そしてこれらの鉱床はそれぞれ鉱床の形式を異にしている。南から第I型・第II型・第III型鉱床として次に記す²⁸⁾。

第I型のものは、鉱床の周囲の母岩に、複雑な変質現象が認められる。これは母岩の塊状の角閃石・閃緑岩質斑斨岩中の斜長石をそのまま留め、まず角閃石および黒雲母が苦土質黒雲母に変化し、続いて交代域の外側の前縁部に、苦土質黒雲母がとくに多量に集積するような帯をつくり、斜長石はソーシユル石化する。この帯の内側には、斜方角閃石・黒雲母・尖晶石・緑泥石・カミングトン石等を形成している母岩の斑斨岩とは、ひどく異なった交代域ができています。この内部に、黄銅鉱を伴なう磁硫鉄鉱が不規則な鉱体をつくっている。この附近に斜長石および石英が文象構造を示し、僅かに電気石を伴なう細脈が網目状に切ってきている。この形は含ニッケル磁硫鉄鉱床とは著しく異なったもので、硫鉄ニッケル鉱は認めることが



第18図 第I型 鉱床

できず，“含銅磁硫鉄鈹鈹床”の形式で，猿留川下流（猿留図幅内）の猿留鈹山²⁶⁾に類する。このような過程および生成された鈹物の性質を，模式図および附表として第18図に示す（鈹物の屈折率の測定は浅井宏による）。

この鈹石の品位は次の通りである。

Ni None

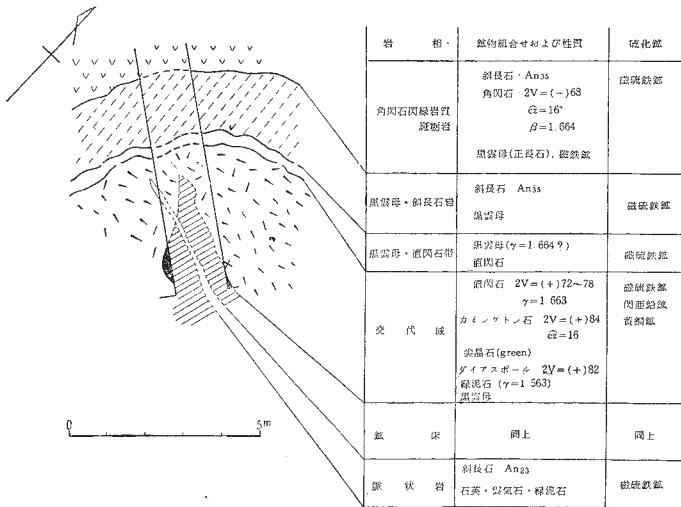
Fe 10.68%

Cu 2.88

S 5.77

（ニカン鈹床区第Ⅰ型
第18図の×印で示される部分の分析値）
分析者：北海道支所

第Ⅱ型のものも“含銅磁硫鉄鈹鈹床”型のもので，日高帯の各所にも認められる。母岩は片麻岩中に入射した斑角閃岩の小岩体である。その鈹床の周囲の母岩にみられる交代域は，斜方角閃石からカミングトン質角閃石の形成が著しく，局部的に原岩の斜長石の残晶を留めている。緑泥石・黒雲母もまた多量に形成されている。鈹石は磁硫鉄鈹・黄銅鈹のほかにも，僅かに閃亜鉛鈹などを含む。これが石英・斜長石を主とする細脈によって網目状に切られている。それはペグマタイト構造を示す。その模式図を第19図に示す（鈹物の屈折率は浅井宏による）。



第19図 第Ⅱ型鈹床模式図

鉍石の品位は次の通りである。

Ni None

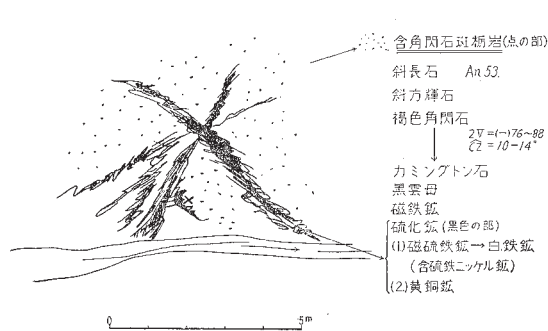
Fe 40.63%

Cu 0.80

S 22.60

(第Ⅱ型
第19図の×印で示される部分の分析値)
分析者：北海道支所

第Ⅲ型としたものは、オピラルカオマップ地区にみられる含ニッケル磁硫鉄鉍鉍床と同様なものである。これの母岩は塊状の閃緑岩質斑岩である。こゝでは後次的熱水作用の影響も、石墨の注入もほとんどみられない。また僅かに母岩のなかの褐色角閃石の周縁部がカミングトン石化し、また黒雲母が特に著しく大きく、1.0



第20図 第Ⅲ型鉍床

cm 位になっているのが認められる。こゝの磁硫鉄鉍のなかには、硫鉄ニッケル鉍が明らかに認められる。その露頭のスケッチ第20図に示す。

この鉍石の品位は次の通りである。

Ni 0.78%

Fe 47.20

Cu 0.60

S 29.95

(Ⅲ型
第20図の×印で示される部分の分析値)
分析者：北海道支所

Ⅲ. 3 マンガン鉍床

Ⅲ. 3. 1 東様似鉍山

位置・交通 日高国様似郡様似町字新富にある。鉍床は分散して、北隣楽古岳図

幅地内と本図幅地内とにあり、前者を第一鉱床、後者を第二鉱床と呼んでいる。いずれも国鉄日高線様似駅から様似川に沿ってさかのぼること約 12km で、新富の部落にいたる（そこは西隣の浦河図幅とその北隣の西舎図幅との境界附近にあたる）。第一鉱床はそこから北東方向へ約 2km で達するが、第二鉱床へは南東方へ進み、約 5km ほどで本図幅地内のピンネシリ岳北方約 2.5km の鉱床地域にいたる。いずれも様似駅から山元までトラック道路がつくられているが、第二鉱床へは山元の手前 1km 位から山路となって徒歩によるほかない。

沿革 本鉱山の鉱区 (2170) が設定されたのは昭和 24 年 3 月で、第一共栄鉱山・第二共栄鉱山として、それぞれ第一鉱床・第二鉱床が稼行の対象となった。正式に採鉱に着手したのは昭和 27 年 11 月である^{註 23)}。その後、昭和 28 年 6 月にいたって、鉱業権者は現在の一橋商事に移り、東様似鉱山と改名し、北隣築古岳図幅地内のものを第一鉱床、本図幅地内のものを第二鉱床とした。昭和 28 年 6 月から同年 9 月末日までの出鉱量は 69.8t で、Mn の品位は 66～42%、出荷先は東邦電化様似工場および日本電気冶金栗山工場である。たゞし、これらはほとんど第一鉱床からの鉱石である。

地質 第二鉱床の附近はほとんど不変成の日高層群の細粒砂岩からなり、その東方の変成帯と境する衝上断層をへだてて、橄欖岩と相対する地域である。西方は断層をもって、ほぼ南北にのびる片状黒雲母ホルンフェルス帯に接している。第一鉱床はその片状黒雲母ホルンフェルスの西側の日高層群を母岩としている。第二鉱床の胚胎するところでは、母岩の細粒砂岩が一部珪化し、褐色のチャート状になっている。また一部では緑泥石化し、暗緑色となっている部分もある。鉱床はこのなかに鉱染交代状に点々とみだされる。

鉱床 第二鉱床は上記のような地質状態のなかに、レンズ状あるいは塊状の鉱体が存在する。その大きさは明らかでないが、大体幅 1m で、走向延長 5m、傾斜延長 3.5m 程度のものが知られている。これはかつて採掘されたことがある。この鉱床の上盤は褐色のチャート様の珪質岩であり、下盤は暗緑色を呈する岩石であるがこれらは母岩である細粒砂岩の変質したものである。鉱石は黒色の二酸化マンガンとなっているが、ほとんど塊状を呈さず、やゝ層状に鉱染交代したもののようで、

註 23) 札幌通商産業局鉱山部記録

そのうちには変質した母岩の構造がみられる。第一鉱床の性質は明らかでないが、そこでは炭酸マンガンの残存、または後次的の脈状を呈しているものがみられることがあるが、こゝではそれらは全くみられず、このような炭酸マンガンが完全に二酸化マンガンに変質したものと考えられる。鉱石中特に良鉱と思われるものについて、3個分析^{註24)}したものを次に記すが、これらはMn：10%に満たず、SiO₂：60%以上で、稼行の対象とはならない、

	I	II	III
Mn	2.41%	8.09%	9.09%
SiO ₂	74.66	81.94	69.20

III. 4 苦土質耐火物原料

幌満地方の橄欖岩体のなかのダン橄欖岩相は、苦土質耐火物原料として利用される価値をもっている。そのうち全く輝石類を含まぬ部分があり、それは最も優秀なものと考えられるが、輝石を含む部分と密接に互に漸移しているので、その分離に困難な点がある。この岩相についてはすでに述べたところであるが、詳しくはその項と第15図の岩相分布図および分析値(第2表)とによるとして、次に昭和27年に日鉄鉱業で試験した耐火度を掲げる。

耐火度 (SK)

第一種：30～33 (26より低いものも少なくない)

第二種：同上 (26(－)のものが多い)

第三種：34以上のもの多く、30～33のものも少なくない。

第四種：34(+)

こゝに第一種および第二種としたものは、幌満地方の橄欖岩の項で述べた斜長石含有輝石橄欖岩相に相当するもので、第三種は輝石橄欖岩相であり、第四種がダン橄欖岩相に相当する。いずれも、これらは幌満川中流の第二堰堤附近(古川の沢から約1km南方)より南部に露出するものを試料としたものである。

註24) 札幌通商産業局分析課分析(鉱業課常世俊晴技官の資料による)

文 献

- 1) 神保小虎：北海道地質略論，1891
- 2) 山根新次：日高国南部及び十勝国広尾郡調査報告，鉱調., No. 4, pp. 71 ~ 105, 1911
- 3) 大平 安：日高国東南端海岸の火成岩，地質，Vol. 33, pp.347 ~ 354, 1926
- 4) ——：日高国幌泉北方の地質学的並びに岩石学的研究，地質，Vol. 35, pp.105 ~ 147, 293 ~ 326, 1928
- 5) 鈴木 醇：北海道における花崗岩及びこれに附随する接触変成岩 (摘要)，地質，Vol. 41, pp. 394 ~ 396, 1934a
- 6) ——：十勝国南部海岸ホルンフェルス中の変成石灰団球について，地質，Vol. 41, pp. 666 ~ 680, 1934b
- 7) ——：Metamorphosed Calcareous Concretions in the Hornfels at the Southern Coast of Tokachi Province, Hokkaidō. Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Imp. Univ. ser. IV, Vol. II, No. 4, 1934c
- 8) J. Suzuki, T. Nemoto：The Chemical Composition of the Granitic Rock of Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Imp. Univ. ser. IV, Vol. III, No. 1, 1935
- 9) 竹内嘉助：幌泉郡，様似郡有用鉱物調査報文，北工試報., No.67, 1937
- 10) 竹内嘉助・三本杉己代治：浦河図幅説明書，北工試地調報., No.1, 1938
- 11) 小林治夫：北海道日高国幌満鉱山の含ニッケル磁硫鉄鉱について，地質，Vol. 47, 1940
- 12) 赤岡純一郎：北海道の含ニッケル磁硫鉄鉱鉱床について，北工試鉱床報告，No. 1, 1941
- 13) 小笠原義勝：北海道襟裳岬の海岸段丘，地質，Vol. 48, No. 571, 1941
- 14) 大立目謙一郎：日高国南端部の所謂歌露礫岩層について，地質，Vol. 48, 1941
- 15) 石井清彦：北海道日高国様似郡ニッケル鉱床調査報文，地調報告., 別輯第1号, 1942
- 16) 小林治夫：北海道日高国幌満鉱山コバルト鉱物，地質，Vol. 50, No. 592, 1943
- 17) T. Katō, H. Kobayashi：On the Origin of the Nickel-ferous Pyrrhotite Deposits of Horoman Mine in Hokkaidō, Jap. Jour. Geol. Geogra., Vol. 19, 1944
- 18) 久綱正典：北海道日高国様似地方蛇紋岩中の紅電氣石ベグマタイト，岩磁，Vol. 32, No. 5, pp. 191 ~ 194, 1944

- 19) 橋本誠二：日高山脈，幌尻岳深成岩体に関して，地球科学，No. 1，pp. 1～6，1948
- 20) 舟橋三男：幌満地方輝石橄欖岩の周りに認められる変成現象，北大紀要，Vo1. 8，No. 1，1948
- 21) ——：日高帯の混成岩前縁帯について（要旨），地質，Vo1. 56，p. 152，1949
- 22) S. Hashimoto：On the Nickel-bearing Pyrrhotite and Graphite Deposits at Oshirabetsu, Tokachi Province, Hokkaidō, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō, Univ., Vol. 7, No. 3, 1950
- 23) 猪木幸男・番場猛夫：幌満輝石橄欖岩体（要旨），地質，Vo1. 56，1950
- 24) 鈴木 醇：本邦超塩基性岩類に附随する鉍床の型式，科学，Vo1. 20，pp. 16～24，1950
- 25) 舟橋三男：北海道の日高帯と神居古潭帯の岩石，地球科学，No. 4，pp. 109～118，1951a
- 26) ——：含銅磁硫鉄鉍床“猿留鉍山”，地球科学，No.5，1951b
- 27) ——：日高帯の火成岩類と混成岩類との関係について（要旨），地質，Vol. 57，p. 294，1951c
- 28) 猪木幸男・浅井宏・舟橋三男：幌満地方ニカンベツ川上流の含ニッケル磁硫鉄鉍床（要旨），地質，Vo1. 57，p. 336，1951
- 29) 舟橋三男・橋本誠二：日高帯の地質，地団研専報，No. 6，1951
- 30) 広田正一：日高帯にみられる“花崗岩様混成岩類”の生成機構に関する一考察，地質，Vo1. 58，pp. 155～164，1952a
- 31) ——：日高帯の黒雲母片麻岩，混成岩及び花崗岩中に存在するジルコンについて（要旨），地質，Vo1. 58，p. 273，1952b
- 32) 猪木幸男：幌満地方の斑岩類（要旨），地質，Vo1. 58，pp. 281～282，1952
- 33) J. Suzuki：Ultra-basic Rock and Associated Ore Deposits of Hokkaidō, Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ. (IV), Vol.8, p. 175, 1952
- 34) 浅井 宏：幌満川上流の塩基性火成岩の産状（要旨），地質，Vol. 59，No. 694，pp. 349～350，1953
- 35) 番場猛夫：北海道の超塩基性岩にともなわれる尖晶石について，地質，Vo1. 59，No. 691，pp. 122～128，1953
- 36) 橋本誠二：札内岳図幅説明書，北海道地下資源，1953a
- 37) ——：幌尻岳附近のはんれい角閃岩類の変成分化作用について（要旨），地質，Vo1. 59，No. 694，p. 349，1953b

- 38) 猪木幸男：幌満地方の輝石橄欖岩体，地質，Vol. 59, No. 691, pp. 111 ~ 121, 1953a
- 39) ——：幌満橄欖岩体（第2報）侵入機構に関する予察（要旨），地質，Vol. 59, No. 694, p. 350, 1953b
- 40) 春日井昭：日高地方庶野ールーラン岩礁の岩石（要旨），地質，Vol. 59, No. 694, p. 350, 1953
- 41) 木崎甲子郎：日高帯札内川上流の変成岩及びミグマタイト類について，地質，Vol. 59, pp. 203 ~ 215, 1953
- 42) 木崎甲子郎・外崎与之・春日井昭・猪木幸男；日高帯南部の片麻岩及びミグマタイト類について（要旨），地質，Vol. 59, No. 694, p. 349, 1953
- 43) 外崎与之：日高国猿留川流域の混成岩類とその斜長石双晶（要旨），地質，Vol. 59, No. 694, p. 349, 1953
- 44) 高畠彰・梅本悟：北海道幌満鉱山ニッケル鉱床調査報告，地調月，Vol. 1.4, No. 11, 1953
- 45) 坂口 豊：日高山地周辺の地形に関する2, 3の資料，地理学評論，Vol. 26, No. 12, 1953
- 46) 猪木幸男・垣見俊弘：日高南部第四系より介化石の発見，新生代，No. 19, 1954

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000



HOROIZUMI

Kushiro, No.70

By

MITSUO FUNAHASHI & SACHIO IGI

(Written in 1954)

(Abstract)

GEOLOGY

The area lies at the southern extremity of the Hidaka mountain range, the cordillera of Hokkaidō, and extends for the most part over the western slope of the main mountain ridge. A belt of metamorphic rocks intimately associated with basic and acidic intrusive rocks which are regarded as the results of Cretaceous orogenic movements in Hokkaidō is developed continuously for some 140 km along the north-south stretched Hidaka mountain range. In the axial part of the metamorphic belt, coarse migmatite is always found; it is enclosed by gneiss and hornfels at its outer margin. The hornfels grade into the non-metamorphic slate of the Hidaka group which spreads over central Hokkaidō as the basement complex. The metamorphic belt is bordered by narrow continued gabbroic intrusive

Table 1

Age	Formation, Bed	Sedimentary rock	Metamorphic rock	Igneous rock	Remarks
Quaternary Holocene Pleistocene	Flood-plane deposits	sand, gravel, clay			Fossil-fauna
	River terrace deposits	sand, gravel, clay			
	Coastal terrace deposits	sand, gravel, clay			
Cretaceous period			green schist amphibolite (hornfels) schistose hornfels schist gneiss migmatite	porphyrite peridotite olivine gabbro dioritic gabbro diabasic gabbro gneissose gabbro gabbro amphibolite	Hidaka - zone
Pre-Cretaceous period	Hidaka group	schalstein limestone fine sandstone slaty sandstone slate	(diabase)		

bodies at its western margin. Contrasted with the gabbroic intrusives, granitic intrusive bodies are always found at the eastern marginal zone of the belt. It is supposed that the metamorphisms and igneous activities of the belt may have taken place in the Cretaceous period. Pre-Cretaceous formations which are arranged as a part of the Hidaka group are probably the original materials of these metamorphic rocks. A part of them is represented in the non-metamorphic sedimentaries of the belt.

The above-described general features of the metamorphic rock-belt are all represented in this sheet area, which is known as one of the type-localities for such a belt. Non-metamorphic slate and sandstone formation which is presumably a member of the Hidaka group is developed in the western corner and in the southern coastal region. These sedimentary members are separated from the region of the metamorphics and the igneous intrusives by two prominent overthrusts which run with N-S trend in the western corner and with E-W trend in the coastal region.

In the metamorphic region two main gabbroic intrusive bodies associated with minor intrusives are developed in the central part. On the western overthrust is exposed a large peridotite body. In the eastern half of the area migmatites and gneisses are commonly developed. As for younger formation, only Quaternary terrace deposits are found along the coastal region.

The rock classifications and their geological relations are summarized in Table 1.

Pre-Cretaceous System (Hidaka Group)

Voluminous sediments of slate and fine sandstone intercalating schalstein, chert and limestone are developed surrounding the Hidaka metamorphic zone. Thick schalstein formation is found on the top of them, and it is overlain conformably by the lower Cretaceous shale containing *Orbitolina* fauna. These formations are the oldest

members known in Hokkaidō. The exact correlation has not yet been clarified on account of the scarcity of fossil; but from the stratigraphical relation and a few indeterminate fossils, it is supposed that the series probably is Jurassic and older in age. These formations are arranged as the Hidaka group.

Based on their lithological features the non-metamorphic sedimentary rocks of the area are correlated to apart of the Hidaka group. In the western part of the area this group is composed chiefly of fine sandstone and sandy slate. The schalstein layers and lenses of chert and limestone are contained in it. Their general distribution trend has NW-SE strike and northward dip. A "Schuppe" structure due to the minor thrust faults which run parallel to the overthrust that bordered the western margin of the metamorphic ground crosses these trends of the sedimentaries. A schistose hornfels zone is developed in them as one of the thrust sheets. In the coastal region only black sandy slate is developed; seldom, calcareous nodules are contained in it.

Metamorphic rocks and Migmatites

Extensive development of gneiss and migmatites which constitute the axial part of the metamorphic belt is observed in the eastern half of the area. Over the greater part of the metamorphic belt a single straight lined migmatite zone is coated by gneiss and hornfels, but in the southern part some divergent zones run parallel to the main zone. The extension of the main zone lies along the Saruru river in the eastern part, and a southward branch spreads over the central part of the area. These migmatite bodies are always surrounded by a gneiss zone, which grades into schistose hornfels zone at its outer margin.

So the stratigraphy of migmatite, that is the migmatite as the deeper facies (lower member) and schistose hornfels as the shallower facies (upper member), is deduced to be in the form of a stratified

bed. In spite of wide differences between migmatite, gneiss and hornfels, the only indicated main mineral constituent of these metamorphic rocks of argillaceous origin is the plagioclase-biotite-quartz association. The differences in the structural relation and grain size of their constituents are the criteria for the classification of rock species. Special rock types such as the gneisses containing porphyroblastic cordierite, sillimanite, garnet and andalusite are seldom found in some limited areas. However, the greater part of the metamorphic ground is constructed of rock of such a monotonous mineral association. In the area, the following rock species are identified which are determined according to their rock character as well as to their space development and geological relations in the field.

- Group I. 1. schistose hornfels
- 2. plagioclase porphyroblast biotite schist
- Group II. 3. plagioclase porphyroblast biotite gneiss
- 4. biotite gneiss
- 5. banded biotite gneiss
- 6. cordierite migmatite
- 7. granitic migmatite

The general development history of these rocks proceeded in the order of the formation of group I to that of group II. Local geological circumstances effected the creation of the rock species of each group.

Igneous Rocks

The northwestern half of the metamorphic region is occupied by many basic and ultra-basic igneous intrusive bodies which are arranged according to the geotectonic circumstances of the metamorphic zone, and have different intrusion periods. These intrusive bodies are separately disposed in the area, but their northern extension they are tightly gathered as a long-continued concordant intrusive

complex that borders the western margin of the metamorphic zone. The earlier members of intrusion take a well-concordant form, but the later members show marked discordant intrusion.

In the area their order of intrusion can not be clearly ascertained from the direct evidences of contact phenomena, but in comparison with the data of the northern well-investigated region, the following order is sure for a general view.

- | | |
|-------------------|--------------------------------|
| earlier intrusion | 1. gabbro amphibolite |
| ↓ | 2. gneissose norite (hyperite) |
| | 3. diabasic gabbro |
| | 4. dioritic gabbro |
| | 5. olivine gabbro |
| | 6. saussurite gabbro |
| later intrusion | 7. peridotite |

The gabbro amphibolite is developed as a long-continued belt-like form that lies concordantly between the plagioclase-porphyroblast biotite schist zone and biotite gneiss zone in the northwestern corner of the area. It has suffered serious metamorphism, but relict features of coarse-grained gabbroic rocks are constantly observed. In the large northern mass of gabbro many rock facies are associated with high complexity. Gneissose norite is developed along its western margin, diabasic gabbro on the eastern side and dioritic gabbro in the southern part of the mass. Between each rock type highly metasomatic facies, which is considered as the expression of some migmatitic effect, is widely developed.

Gneissose norite has a schistose appearance, but it has suffered no metamorphic effect and is always composed of pyroxene, igneous hornblende and basic plagioclase.

Diabasic gabbro is a fine-grained rock with diabasic intersertal structure, which has pyroxene and basic plagioclase as its main constituents.

Metasomatic effect has largely attacked norite and diabasic gabb-

ro and converted them into coarse dioritic rocks. In the central part of the mass coarse tonalitic rocks are extensively developed; that development is probably to be considered as the result of migmatization of gabbro.

A large southern gabbroic mass is composed chiefly of dioritic gabbro, which contains pyroxene, hornblende, basic plagioclase and some biotite.

Variable sub-facies interweave everywhere throughout the mass. Although such sub-facies has irregular shape, it is intruded along a major tectonic zone.

Peridotite body of the area is the largest single intrusion found in the Hidaka zone. It includes many rock facies which are generally classified as follows:

1. dunitic facies
2. pyroxene peridotite facies
3. plagioclase bearing pyroxene peridotite facies
4. gabbroic facies

Over almost the whole body the rock presents unaltered fresh state, only the marginal contact zone is serpentized. Banded appearance due to flow structure is evident taking the form of a dome-like structure.

Quaternary

Around the cape of Erimo well-established coastal terraces are extensively developed. On the western side of the cape the terraces are widely extended along the coastal region in the area. Among them four planes are generally classified. The highest plane lies at an elevation of almost 350 m in the eastern migmatite area; next lower developed along the sea coast has a very broad and a strikingly inclined plane with a elevation of 200 m to 50 m. The lowest one is 20 m in height and runs parallel to the coast. Sand clay and gravels constitute the terrace deposits, rarely, fossils, whose list is

given on page 47, the explanatory text in Japanese, are found in the sand of the 50m terrace.

ECONOMIC GEOLOGY

The known mineral deposits from the Hidaka zone are the cupriferous iron sulphide deposits, nickel-bearing pyrrhotite deposits, graphite deposits, manganese-carbonate deposits etc. The scale of their development, on the whole, is small, only one working mine exploiting the cupriferous iron sulphide deposits exists in the northern part of the zone.

In the area, nickel pyrrhotite and cupriferous pyrrhotite deposits are known in association with the gabbro and manganese carbonate deposits replacing the sandy slate of the western region.

Horoman mine (nickel pyrrhotite deposits)

A nickel pyrrhotite deposits that had ever been worked as the Horoman nickel mine is known around the upper course of the Opirarukaomappu-zawa, in the northern part of the area. The deposits, that consist of many small ones, are scattered in the diabasic gabbro and its metasomatic facies; the so-called Sudbury type of deposits is well demonstrated in them. The pyrrhotite is finely disseminated in the interstitial part of the rock forming minerals of the gabbro, often, it aggregates itself to form massive ore. Replacement by ore mineral and hydrothermal alteration of gabbro is always found in and around the deposits, and occasionally, graphite flakes are associated with them. The ore, in the mine, consists of pyrrhotite and contains small grains of pentlandite and chalcopyrite. Ni percentage of the ore is 0.7 in average; in addition, a trace of cobalt is always detected.

Nikambetsu mine (copper pyrrhotite deposits)

The deposits are shown in the dioritic gabbro of the uppermost

course of the Pon-nikambetsu-zawa. This type of deposits resembles the above described in many aspects, but it has the marked features, typical of cupriferous iron sulphide deposits. Although the pyrrhotite is the main ore mineral, it contains no nickel minerals and shows remarkable Mg-Al-metasomatism adjacent to the ore deposits. The amount of chalcopyrite is much larger in this type than in the nickel pyrrhotite type.

The scale of the deposits is small.

Higashisamani mine (manganese-carbonate deposits)

Some oxidized manganese ore is known from the northwestern corner of the area. The ore is in the marked silicified zone which alters the sandy slate of the Hidaka group. The original manganese ore mineral can not be clearly found, for it is wholly altered to manganese oxide. It would be the rhodochrosite judging from the data on the deposits in northern neighbour. On account of its high content of silica the ore is not valuable to work.

昭和 31 年 3 月 25 日印刷

昭和 31 年 3 月 31 日発行

著作権所有

工 業 技 術 院
地 質 調 査 所

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

HOROIZUMI

(Kushiro-70)

By

MITSUO FUNAHASHI & SACHIO IGI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 6