
5 萬分の 1 地質図幅説明書

猿 留

(釧路一第 71 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

猿 留

(釧路—第 71 号)

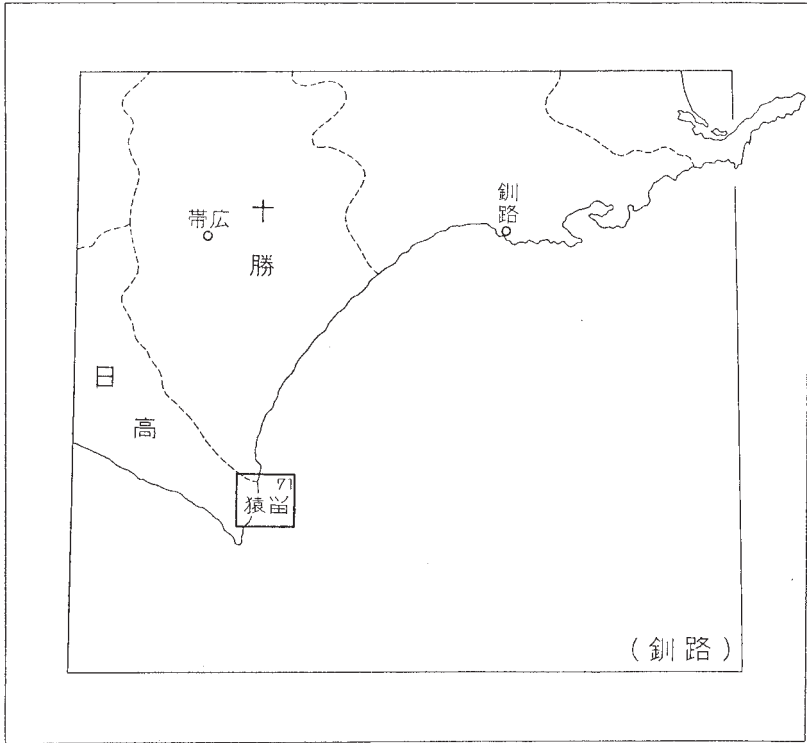
通商産業技官 猪 木 幸 男

通商産業技官 秦 光 男

地 質 調 査 所

昭和 31 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	2
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 日高層群 (先白堊系)	6
II. 3 変成岩類および混成岩類	6
II. 3. 1 珪礫質変成岩および混成岩類	7
II. 3. 2 塩基性変成岩 (角閃岩)	16
II. 3. 3 変成石灰質団塊	16
II. 3. 4 ミロナイト (圧砕岩) 類	17
II. 4 迸入岩類	18
II. 4. 1 斑禰角閃岩あるいは輝緑角閃岩	19
II. 4. 2 花崗岩	20
II. 4. 3 アプライト質脈岩	21
II. 4. 4 輝緑岩および玢岩質脈岩	22
II. 5 第四系	24
II. 5. 1 洪積層	24
II. 5. 2 冲積層	25
II. 6 地質構造	25
III. 応用地質	27
文 献	28
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和30年稿)

猿 留

(釧路一第71号)

本図幅に関する野外調査は幌泉図幅に引き続いて、昭和27年8月から9月にわたって行われた。

この地域は幌泉図幅地域と同じく、日高変成帯南端部の代表的露出地であって、その東縁部にあたる。日高研究グループは^{註1)}、特にこの地域を詳しく調査研究しており、筆者の1人猪木もこれに参加してきた。本図幅作成にあたっては、日高研究グループの人達から未発表資料の提供を受け、そのほか種々の協力を得た。次にそれらの人達の研究題目を掲げる。

舟橋三男^{註2)}：猿留地方の混成岩・変成岩類の総括的研究

外崎与之^{註3)}：猿留川流域のミグマタイトおよび片麻岩類の研究

木崎甲子郎^{註4)}：猿留川上流のミグマタイトの研究

春日井昭^{註5)}：豊似岳・観音岳南方のミグマタイトおよび片麻岩類の構造的な研究

また、南海岸のチピラ・ルーラン岩礁には、地質図に記入できないほどの細かい岩相の変化がみられるので、春日井昭^{註6)}による岩相図を特に第1図に示した。

また、5万分の1地形図の“猿留”という地名は現在目黒(幌泉郡幌泉村字目黒)となっている。

本図幅地域の岩石には幌泉図幅地内のもものとほとんど同質のものが多く、記載の重複を避けるため、このようなものはできるだけ簡単に述べるにとどめた。

註1) 主として北海道大学理学部における岩石を専攻する人達によってつくられている研究グループである。

註2) 北海道大学助教授

註3) 北海道学芸大学講師

註4) 北海道大学助手

註5) 北海道学芸大学助手

註6) 春日井昭：日高山脈南端庶野附近の地質，北大修論，1951

I. 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に近づき、その山稜を分岐しつゝ峻険さを弱める部分の東側斜面にあたり、地形的に2大別できる。すなわち、1つは日高山脈の主稜の延長部である観音岳と豊似岳（幌泉図幅内）とを中心とし、かつこれらから分岐した支稜を含む山岳地帯である。他の1つは海岸線に沿って300m前後の高度附近まで認められる海岸段丘面の発達によって生じた平坦な丘陵地帯である。

山岳地帯は主として日高変成帯のなかで中核的位置を占めるミグマタイトおよび片麻岩類から構成されている。この地帯は観音岳(946m)を最高とし、それを中心として海拔600m前後の山岳からなる。

丘陵地帯にはいくつかの段丘面が発達し、それらは次のように4大別できる。

第1段丘面 海拔 200～340 m

第2段丘面 " 100～200 m

第3段丘面 " 10～40 m

第4段丘面 " 5～10 m

これらの段丘面のうち^{註7)}、^{しよや}庶野の北方トセツプ以北では低位のものを欠き、第1段丘面のみが発達している。

第1段丘面は、南部ではほぼ東西方向に発達し、西隣の幌泉図幅地内に延びて広く分布しているが、北部では海岸線に沿って約200～500m入りこんだ地域に発達し、北方へ向かうにしたがって海岸線に近づく傾向を現わしている。また、その高度も南部に較べ250m前後になっている。一般に、この面は1,000～1,500m内外の幅をもち、海岸へ向かって緩い傾きを示し、かなり開析を受けているが、良く保存されている。面上の堆積物はほとんど残っておらず、基盤岩の角礫が薄く分布していることが多いが、時には円礫の残されていることがあり、その著しい例はウツロ沢の上流であ

註7) これらの段丘面は襟裳岬図幅地内の標準面で、それぞれ高位から豊似面・苦別面・ヤンケベツ面・小越面に相当するものである。また、それぞれの段丘面の旧汀線の分布についての概略は、襟裳岬図幅説明書²¹⁾第1図を参照されたい。

る。

第2段丘面は本図幅地域ではほとんどその発達をみない。僅かに在田牧場附近に、南西隣の襟裳岬図幅地域から苦別面が延びてきており、さらにその延長部には散点的に平坦面が残存しているが、開析を甚だしく受けていて明らかになし得ない。面上の堆積物はほとんどない。

第3段丘面は襟裳岬図幅地内のヤンケベツ面に続くものであるが、襟裳岬・幌泉両図幅地域のものに較べ非常に低い位置を占める。本地域の南部に著しく、トセツブ附近まで連続的に発達し、旧汀線も比較的明らかである。チピラ南方の第4段丘面との境界は明らかでなく、僅か階段的地形が認められるが、一見して、また航空写真でも海岸方向へ傾いた一連の段丘のようにも見受けられる。また、一般に海岸へ向かって緩い傾きを示すが、庶野附近からトセツブに至る間では、バス道路を挟んで山側は5°内列、海岸側では2°前後に傾き、その傾斜度を異にしている。面上の堆積物はほとんど完全に保存されている。

第4段丘面は在田牧場以南の海岸線に沿って細長く発達し、襟裳岬図幅地域の小越面につながる。本地域内では旧汀線は余り明瞭には追跡できない。面上の堆積物はよく保存されている。

トセツブから北方の海岸には、親不知地形などといわれている海蝕崖が発達しており、これはさらに北方の広尾附近まで続いている。この崖と現汀線との間の狭い地域に国道があり、海岸沿いの唯一の交通路となっているが、崖を構成するホルンフェルスには数多くの裂罅が発達し、このため冬期あるいは暴風雨、または地震などのときに崩壊を起し、交通杜絶することが少なくない。

河川では、幌泉図幅地域の北東部から本地域へ流れこみ、ほぼ東西に横断する猿留川が最大のものである。川幅は広く、沿岸には河岸段丘が発達し、面上にはかなりの堆積層をみる。川口の目黒部落附近では沖積面も著しく発達している。この川は本地域内外で多くの支沢を集め、水量が豊かで、ウグナイ沢の合流点附近には小規模な発電所が設けられている。その他、ガロー川・アーツ川などはいずれも丘陵地帯を流れるので、著しい峡谷をつくるものは少なく、川口附近のみならず、いたるところに洪瀨地をつくっている。

庶野以北では、上記のように断崖・絶壁と汀線との間の国道が唯一の交通路となっている。これは西隣の幌泉から追分峠を経て、在田牧場・庶野・目黒を通して広尾に至る。そのほか、南方へは海岸沿いに庶野から百人浜を経て襟裳岬に至る道路があり、これはもと国営バスを通していた。また、“駒止め”から牧場の沢を経て目黒に至る旧街道があるが、現在ではほとんど利用されていない。また、造材専用道路が猿留川・アーツ川・ピタタヌンケ沢などに沿って設けられ、それぞれ中流附近まで延びている。これらのなかで猿留川沿いのものが最もよく利用されている。

南部の丘陵地帯は放牧に適し、かなり奥地の高位段丘地帯まで利用されている。

Ⅱ. 地 質

Ⅱ. 1 概 説

日高山脈に沿って、15～25kmの幅で、南方の襟裳岬から中央部の狩勝峠に至る間に連続して、種々の変成岩・混成岩類が密接に伴なう地帯があつて、その内部には多様な火成岩類が進入しており、この地帯は日高変成帯と呼ばれている。この変成帯とこれを取り囲む日高層群の分布地域とを合せた地域を一括したものは、日高帯と呼ばれている。

本図幅地域では、この日高帯の岩石類の一部が広く分布している。そのなかでも、変成岩類あるいはミグマタイト類からなる日高変成帯の岩石類が広い地域を占め、しかも、ミグマタイトを主核とする中心部と、その東側に特徴的にみられる塊状ホルンフェルスに移り変わる部分との岩石類が多い。日高変成帯の西側において著しい火成岩類は、本地域ではきわめて僅かに露出するのみであり、また、日高層群も僅かに本地域の南端部にみいだされるにすぎない。このような日高帯の岩石類を覆って、第四紀の段丘堆積層その他が分布している。

日高層群は西隣の幌泉図幅地内のニカンベツ川川口附近からほゞ東西に延び、本地域の南端部に現われる衝上断層を境として、その北側に広く分布する変成帯の岩石類と接している。

本地域の東半には日高変成帯の東翼部を代表するホルンフェルスが分布し、西半は

ミグマタイトを中心とする混成岩類あるいは変成岩類によって占められている。このミグマタイトを中心とするものは、幌泉図幅地域に跨がって、膨らんだドーム状を示すものの一部である。このミグマタイトの東側には、片麻岩類が幅狭く分布し、片状黒雲母ホルンフェルスに移り変わり、続いて塊状ホルンフェルスが広く分布するのであるが、それらの間にはいくつかの著しい剪裂帯があって、各岩石種の分布はそれによって割られていることが多い。剪裂帯にはE-WとN-S方向の2つの系統がみられる。それらのうち特に著しいものは、猿留川支流のチャツナイ沢上流附近から庶野附近の牧場の沢まで続き、本図幅全域にわたって南北に走るもの(猿留剪裂帯)と、牧場の沢から真西に走りアーツ川の中流を横切って幌泉図幅地内に至るまで、約15kmの間連続するものと(豊負剪裂帯)である。前者はミグマタイトおよび片麻岩類と塊状ホルンフェルスとの間を割し、後者はミグマタイトの地帯と片状黒雲母ホルンフェルスを主とする地帯とを境している。この東西に走る剪裂帯とほぼ平行して、前述の日高層群の北限をなす衝上断層に伴われる剪裂帯(幌泉剪裂帯)がある。

火成岩としては、本地域の北縁部に露出する花崗岩を除き、大きな岩体をなすものはない。この花崗岩は北隣の広尾図幅地内に本体をもつもので、その約3分の1が本地域内に分布している。そのほか、角閃岩化した輝緑岩あるいは斑斑岩が、小岩体または岩脈状をなして点々と分布し、また、小さな岩脈状の玢岩および輝緑岩が数多く

第1表 地質総括表

時代	地層	柱状図	水成岩	変成岩	火成岩	備考
第四紀	現世統 沖積層		砂・礫・粘土			隆起
	更新統 河岸段丘堆積層 海岸段丘堆積層		砂・礫・粘土			隆起
				角閃岩 ホルンフェルス 片状ホルンフェルス	玢岩 輝緑岩 アグライト 花崗岩 斑斑岩 角閃岩	造構造運動 (白高山運動)
先白堊紀	日高層群		細粒砂岩 粘板岩質頁岩 粘板岩質泥岩	片麻岩 ミグマタイト		

みられる。

第四系は前述のように、4段に大別される海岸段丘面上の堆積層、河岸段丘堆積層および沖積層からなる。海岸段丘堆積層では、南部の庶野附近から南隣の襟裳岬図幅地域へかけて、標式的に発達する低位段丘の堆積層が著しい。

II. 2 日高層群 (先白堊系)

本層群は図幅地域南端部の在田牧場附近の僅かな地区に限られて分布している。主として塊状をなす硬質のシルト質細粒砂岩および粘板岩頁岩あるいは泥岩からなる。砂岩には同時礫を含んで礫岩様の外観を呈するものもある。

幌泉剪裂帯の影響を受けてほとんどの岩石は変砂岩・変頁岩の性質を示し、常に多少の珪化・緑泥石化あるいは炭酸塩鉱物化され、鉱物粒は分解して炭質物によって汚濁している。また特に部分的に擾乱され、脆弱になっているものが多く、その部分は後述の剪裂帯のなかのものと同様に鳩糞状の外観を呈し、肉眼的にも石英脈・方解石脈、時には葡萄石様の細脈が網目状に発達し、原岩の性質もわからないほどになっていることがある。

幌泉剪裂帯に沿って分布する本層群の圧砕岩化したものは、後述の圧砕岩類の項で述べるものとはやゝ趣を異にし、原岩の構造を留めているものが多い。外観は一定しないが多くの帯褐暗灰色を呈し、微細な亀裂が発達し、それが平行の場合は千枚岩様となっている。鏡下では、圧砕構造を示し部分的に細粒の石英が再結晶し、レンズ状の溜りをなして集まっている。圧砕された稜角のある細粒の斜長石・石英、その他有色鉱物が認められ、全体が暗色に汚染しているのが普通である。また、方解石・石英・葡萄石などの細脈が多く認められ、さらに細粒化したものでは、ほとんど原岩の構造を留めないまでになっているものも稀にみだされる。この圧砕岩化された部分には、ホルンフェルスが含まれていることもある。

II. 3 変成岩類および混成岩類

日高変成帯の中央部にあるミグマタイトは図幅の西縁部にみられ、その東側には

幌泉図幅地内におけると同様に、片麻岩類・片状黒雲母ホルンフェルス・塊状ホルンフェルスの順に重畳し、それぞれ南北に帯状に配列している。これらの相互の関係は、それぞれの境界附近に著しい剪裂帯がみられることがあるが、詳細にみれば、一応漸移の関係にある。

これらの変成岩および混成岩類を次のように大別する。

1) 珪礫質変成岩および混成岩類

ミグマタイト

黒雲母片麻岩

片状黒雲母ホルンフェルス

塊状ホルンフェルス

2) 塩基性変成岩(角閃岩)

3) 変成石灰質団球

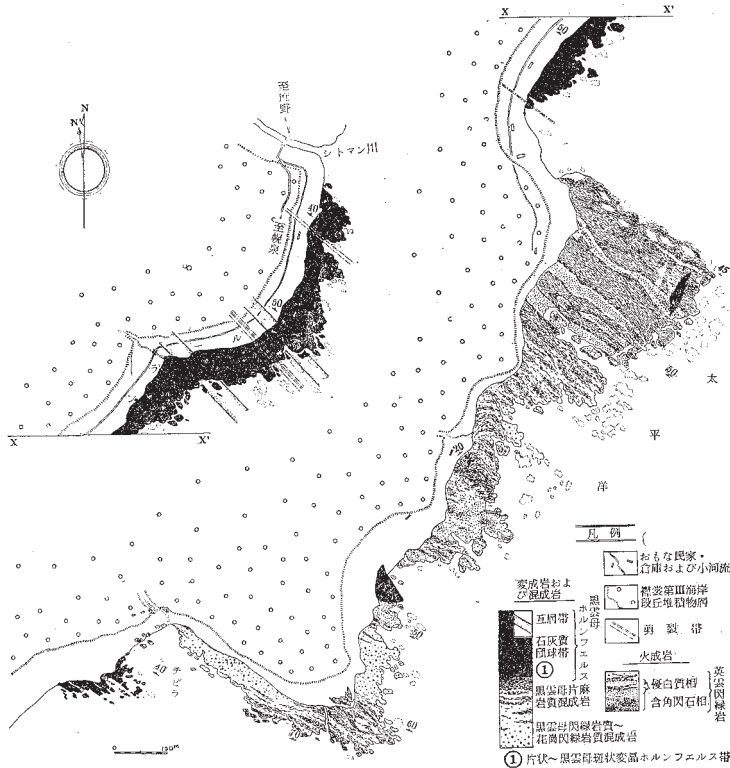
4) ミロナイト(圧砕岩)類

II. 3. 1 珪礫質変成岩および混成岩類

ミグマタイト

ミグマタイトは、変成帯の中核をなす粗粒な岩石で、ほとんど塊状の、一見花崗岩に類似する外観をもつ。本岩は幌泉図幅地域東部の猿留川流域から、本地域内の観音岳にかけての地域を中心として分布している。これを取り巻いて片麻岩類が発達するのであるが、本地域内の猿留川以南では、猿留剪裂帯を伴う断層のために、片麻岩を欠き、ミグマタイトは塊状ホルンフェルスに直接し、庶野の西方では豊似剪裂帯によって片状黒雲母ホルンフェルスに直接する。またミグマタイトの岩体のなかには、幅約 100m の帯状の片麻岩が処々に分布する^{註8)}。南部の片状ホルンフェルス帯のなかに、片麻岩が周囲の岩石の片理の走向と一致した東西方向に伸びて発達しているが、その内部の小範囲にミグマタイトが形成されていることもある。この種のものはチピラ・ルーラン間の岩礁に特に良好に露出している(第1図)。

註8) その方向はミグマタイトを取り巻く片麻岩類などの、片理の一般走向に一致しているのであるが、この図幅のみではそれは明らかには読み取り難い。



第1図 鹿野ルーランーチピラ岩礁の岩相図

これらのミグマタイトは、全般的に著しい外観の差異は認められないが、その粒度にはかなりの違いがみられる。また、鏡下あるいは野外の観察から、堇青石の含まれるもの、常に正長石が多く含まれる花崗岩質のもの、およびアプライト質のもの、に区別される。野外では後2者が比較的遅れて生成されたとみられる産状を示す場合が多く、花崗岩質のものは特に粗粒のものが多い。また、これらのうちには片麻岩類、時には片状黒雲母ホルンフェルスなどの破碎片様の岩塊が含まれ、その部分は角礫岩^{註9)}状を呈している。このような角礫岩状をなす部分は、花崗岩質およびアプライト

註9) replacement breccia あるいは rheomorphic breccia (Goodspeed, G. E.: Rheomorphic Breccia, Amer. Jour. Sci., Vol. 251, 1953, その他)とは多少意味を異にする。

ト質のミグマタイトのなかには少ない。

堇青石ミグマタイト 本地域のミグマタイトの大部分がこれに属する。普通、径1～5mm前後の斜長石・石英・黒雲母をおもな組成鉱物としているが、より細粒のものも少なくない。そして堇青石の含まれているのが特徴で、肉眼的にも淡灰青色の斑点として容易に認められる。岩石は灰青色を帯びた優白質で、塊状、堅硬であるが、黒雲母が緑泥石化し、あるいは堇青石を比較的多量に含んでいるものは、淡青灰白色を呈している。本岩は風化に弱く、ざくざくに崩れ、また露出面は赤褐色に汚れていることが多い。

このミグマタイトには、前述の片麻岩その他の片状岩が破砕片となって含まれ、またその附近に、同じような破砕片状あるいは丸味を帯びた一般に直径5cm以下の石英塊が含まれていることが多い。この片麻岩などの各破砕片中の片理の方向は互に任意の方向で、岩石は角礫状を呈する。この図幅地域では幌泉図幅地域に較べてこのような角礫岩様を呈するミグマタイトはいくらか少ないようである。

鏡下では、グラノプラスチックの寄木構造を示し、時にはモルタル構造を呈するものもある。組成鉱物として、斜長石・石英・黒雲母・堇青石のほか白雲母を伴ない、稀に角閃石を含み、そのほか柘榴石・ジルコン・燐灰石・鉄鉱を含む。

斜長石は径1mm前後のやゝ楕円形を呈する斑状変晶で、双晶をなすものは少ない。その成分はAn₃₀₋₃₅程度である。石英は径0.5mm以下の不定形で、斜長石の間を埋めるのが普通であるが、時にはやゝ大形になって1.0mm内外の斑状に発達する。この場合、やゝモルタル構造を示すようになる。黒雲母は大きさ0.5～1.0mm前後で、板状を呈し、斜長石、時には石英を取り巻き、それらの間を埋めて拮がっている。多色性は著しく、X＝帯緑堇淡褐色、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、全く含まれないこともある。猿留川流域の岩石には著しく多く含まれている。また、堇青石に伴なって珪線石などの大形斑状変晶が著しく発達している場合もあることが、最近明らかにされた^{註10)}。白雲母は処々にみられ、黒雲母と同じ形状を示しており、この場合、黒雲母はその量を減ずるか、時には全くみだされないこともある。柘榴石は径1.5mm以下の斑状変晶を示すものがあるが稀である。ジルコンは径約0.5mm以下の粒状で、黒雲母内に含まれるときには多色性量がみられることがある。燐灰石は長径0.5mm以下の柱状結晶で少量散在する。鉄鉱は径0.5mm以下の不定形のもの普通で、磁鉄鉱が多いが磁硫鉄鉱も少なくない。磁硫鉄鉱を多量に含む岩石はその表面が特に著しく褐色に汚染されている。

花崗岩質ミグマタイト これは幌泉図幅地内の猿留川に沿うミグマタイト帯のなかで、特にその中心部にみられる。本地域内に分布するものは、その延長部にあたり、地域の西縁部に僅かに露出しているにすぎない。

本岩はその外観が一段と優白質であること、あるいは粗粒なことによって、容易に

註10) 外崎与之による。

堇青石ミグマタイトと区別される。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堇青石ミグマタイトよりやゝ遅れて生成されたものとみられる。

この種のミグマタイトは、一般には中粒であるが、時に著しく粗粒で、鉱物粒が径1cmに及ぶこともある。外観はほとんど普通の花崗岩と区別できない。本岩には稀に不明瞭な片麻岩様の組織をもつ部分が認められ、また角礫岩様を示すほどではないが、稀に石英の溜り状の集合体、あるいは片状岩の破砕片などを含んでいるものがある。

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、時には斜長石がほかの鉱物より大きく成長して、やゝ斑状を呈することもある。本岩は斜長石・石英・黒雲母・正長石の組み合わせからなり、燐灰石・鉄鉱・ジルコンを含む。斜長石は大きさ径0.5～5.0mm、平均して径2.0mm内外の半自形ないし他形の結晶で、An₃₅前後の成分を示す。斜長石の一部は絹雲母化されている。石英は径0.5～1.0mmの粒状のものが普通で、波状消光を示すものが多い。黒雲母は1～2mmの葉片状ないし板状の半自形ないし他形の結晶で、X＝帯緑淡褐色、Y＝茶褐色、Z＝濃褐色の強い多色性を示す。正長石は径0.5mm内外の不定形で、斜長石の間を填めている。稀に無色の柘榴石・榍石の小粒状結晶が含まれることがある。

アブライト質ミグマタイト 本岩は上述のミグマタイト類・片麻岩類・ホルンフェルスなどの変成岩の一般走向を切って、1～2m前後あるいはそれ以上の幅を有する岩脈様の産状を示す。優白質、細粒の半花崗岩質岩石で、ミグマタイトの一種と考えられているものである。本岩は猿留川流域では、ワラビタイ附近および丹根内沢上流東方附近に分布し、そのほか牧場の沢・ガロー川流域に点々とみだされ、またルーランの岩礁中にも局部的に存在する。これらは海岸のドンドン岩から牧場の沢・ワラビタイを経て、図幅地域北西隅に至るほゞN20°W方向の線上に特に多い。これらは必ずしも塊状のミグマタイトあるいは片麻岩を母岩としているとは限らず、片状黒雲母ホルンフェルスあるいは塊状ホルンフェルスのなかにもみだされ、本岩と母岩とは漸移関係にあることもあるが、明瞭な境界をもっていることも少なくない。

鏡下で、本岩は細粒ないし中粒の寄木構造を示し、時として斜長石が斑状変晶様に発達していることのあるのが特徴である。なかには前述の花崗岩質ミグマタイトと同じ中粒の寄木構造を示すために、鏡下でもそれら両者の明瞭な区別ができない場合もある。本岩は斜長石・石英・黒雲母をおもな組成鉱物とし、正長石を多く伴ない、柘榴石・榍石・ジルコン・燐灰石・鉄鉱を含んでいる。ドンドン岩南方の海岸のものは、岩体の周囲が珪化し、圧碎構造が著しい。

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、時にはより大きな斑状変晶となり、その一部は絹雲母化している。石英は径0.5mm以上の不定形結晶で、波状消光を示すことがある。黒雲母は葉片状で、X＝淡青褐色、Y＝褐色、Z＝濃褐色～赤褐色の多色性を示し、部分的に緑泥石化している。正長石はこれらの間隙を埋め、不定形で、斜長石を置換することが著しく、時にミルメカイト構造を示す。また、稀に白雲母が含まれていることがある。

本岩の形成時期は一般のミグマタイトより大分遅いと思われるが、後述の花崗岩との関係については全く不明である。

黒雲母片麻岩

黒雲母片麻岩は図幅地域の西部に発達する。そのおもなものは、猿留川上流に沿って、幌泉図幅地域から連続するミグマタイトの外側に伴われるものである。しかし、本岩はミグマタイトそのもののなかにも帯状に含まれていることがあり、また観音岳南方では、片状黒雲母ホルンフェルス帯のなかに、小規模なレンズ状をなして分布する。それらは、いずれも周囲の岩石の一般構造方向に一致した方向に並んでいる。

黒雲母片麻岩はその産状・外観から、一般黒雲母片麻岩・斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩・縞状(層々進入)片麻岩に区別される。また、このほか特殊なものとして、北部の花崗岩体の周縁部に幅狭くみられる黒雲母片麻岩があり、これは塊状ホルンフェルスが、花崗岩の進入によって接触変成的な多変成作用を受けて生成されたものとみられる。

一般黒雲母片麻岩を除く他の片麻岩の性質は、それぞれに特徴的な性質のほかは、一般黒雲母片麻岩の性質と共通な点が多い。

一般黒雲母片麻岩は斜長石の斑状変晶の特に著しいものを生じていることは少なく、また縞状構造も余り著しくない片麻岩である。たゞしこの岩石でも、粗粒部と細粒部が混り混って、多少は縞状構造がみられ、構成鉱物は一定方向に配列されている。粗粒な縞状部では、斜長石が大きさ1～2mmの短柱状になり、自形を示す傾向がある。処々に4～5cmまたはそれ以上の幅で部分的に粗粒化し、方向性がなくなり、ミグマタイトに類した岩質になっているものがある。この部分では自形に近い斜長石が任意の方向を向き、その間を黒雲母・石英が填めている。また一部には、この粗粒化した部分(ArteriteあるいはVeniteに類する)が片理を切り、不規則な網目になって広がっているものがある。その網目の部分には細粒の部分を残し、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形を呈する。

本岩は鏡下で、方向性の明らかな片麻岩構造を示すが、方向性のなくなった部分はモザイクなグラノプラスチック構造を呈する。おもな組成鉱物は斜長石・黒雲母・石英であるが、これに堇青石・正長石が加わることがある。また、柘榴石・白雲母などを伴うものが、小区域であるが各処に認められ、白雲母が含まれる場合には、黒

雲母の量がきわめて少なくなっている。また、珪線石・紅柱石が存在することが最近明らかにされた^{註11)}。これらの随伴鉱物は、いくつかが別々に含まれることもあり、また同時に含まれることもある。ジルコン・燐灰石・鉄鉱などは微量であるが、普遍的に認められる。

斜長石はその大きさ 0.5mm 内外で、自形を示し、成分はほぼ一定で An30(27-32)程度である。黒雲母は径 0.5mm 内外の片状をなし、一定方向に並び、多くは波状に弯曲し、また、紐状のねじれた形などを示すものもある。その多色性は X = 帯黄淡褐色、Y = 褐色、Z = 赤褐色である。石英は径 0.1 ~ 0.5mm の不規則な粒状で、斜長石・黒雲母の間を埋める。堇青石は各処の片麻岩にみられるが、特に猿留川流域のものに多い。これは径 0.5mm 以下の卵形の斑状変晶様の結晶で、双晶を行わず、内部に細粒の石英を包むことがあり、多くはピナイト化している。正長石は稀で、猿留川流域の岩石にみいだされることがある。これは普通径 0.5mm 内外の他形結晶で、斜長石・石英等の間を埋め、その周囲の斜長石とミルメカイト構造をつくることもある。

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩は片理がよく発達して剝理性が著しく、黒雲母の光沢の強い岩石であり、観音岳南方の片状黒雲母ホルンフェルス帯のなか、およびミグマタイト帯中の黒雲母片麻岩の一部によくみられる。この岩石では斜長石の斑状変晶が特に著しく発達していて、その結晶は径 1.5mm 内外のものが多い。その成分は一般の黒雲母片麻岩中のものと同様に An30 前後である。

縞状片麻岩は黒白の縞を特に著しく現わす片麻岩であって、猿留川上流流域に多い。その黒色部は特に黒雲母の量が多い部分であるが、その他の点では黒色部と白色部とはほとんど同じ性質である。一般の黒雲母片麻岩に類似するが、斜長石の成分は An37 程度で、葉片状をなす黒雲母は X = 淡褐色、Y = 褐色、Z = 濃褐色の多色性を示し、緑泥石化することが多い。また、本岩には堇青石が特に多く含まれ、珪線石もみいだされている。

北部の花崗岩の周囲にみられる**片麻岩**は約 100m 前後の幅をもって分布している。外観は暗褐色で、脆弱なものが多く、著しい剝理性があって縞状構造の明らかな部分も多く、また、この片麻岩の分布する附近には剪裂帯が発達しており、圧碎構造を示す部分も少なくない。斜長石・石英・黒雲母等の主要組成鉱物は、粗粒のものと細粒

註 11) 外崎与之による。

のものとか交互に縞状をなす。細粒のものからおもに構成されて、かつ片状構造あるいは縞状構造の明らかなものは、むしろ黒雲母片岩と称すべきものである。

本岩は鏡下で、グラノプラスチックな片麻岩構造を示し、組成鉱物として斜長石・石英・黒雲母を主とし、正長石のみられることもある。その他ジルコン・柘榴石・榭石・鉄鉱を含む。本岩では黒雲母が著しく平行配列を示しているが、ほかの鉱物はそれほど方向性をもった配列を示さない。しかし細粒のものでは、斜長石・石英などの鉱物粒が平行に並んでいることがある。斜長石は径0.2～0.5mm程度で、半自形ないし他形を示し、成分はAn₂₀内外である。双晶をしないものも少なくなく、時に分解して汚れたものもあり、一部は絹雲母化している。石英は径0.1～0.3mm内外の不定形である。黒雲母には径0.5～1.0mmのもの、0.3～0.5mm位の細かいものなどあって、葉片状を呈し、時に紐状となって斜長石・石英の間を埋めるものがある。普通にはX＝淡褐色、Y＝褐色、Z＝濃褐色の多色性を示す。緑泥石化していることが少なくない。正長石は余り多くはみられないが、黒雲母が一定方向に接近して並んでいるとき、それらに取り囲まれたようなところに生成されている。一般に不定形である。ジルコンは径0.01～0.05mm前後の粒状を示し、きわめて少量である。柘榴石は無色で、径0.05mm内外の粒状を呈し光学性異常を示す。

また、ウグナイ沢の上流で、花崗岩に接する片麻岩のなかには、やゝ細粒の黒雲母片岩と角閃石を多量に含む片状岩とが約5mmの幅で交互し、縞状を呈する岩石がある。前者は黒雲母を主とし、斜長石・石英・鉄鉱からなり、後者は角閃石・斜長石・石英の組み合わせからなっている。

片状黒雲母ホルンフェルス

本岩は北西部のチャツナイ沢上流・登沢流域から猿留川本流にかけ、その東側は剪裂帯によって切られて、南へ細くなった三角形の地域にみられ、また、観音岳南方で、北はミグマタイトと境する豊似剪裂帯と、南は日高層群と境する幌泉剪裂帯との間に挟まれた幅約3kmの西方へ続く地帯に分布している。

本岩は一見ホルンフェルスに似るが、細かな淡い縞を示し、一般に脂感の強い暗褐色の片状岩である。その大部分は石英・斜長石・黒雲母の組み合わせからなり、随伴鉱物としてジルコン・燐灰石・鉄鉱を含む。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、小範囲であるが各処に認められる。これには多量の炭質物が伴

なわれるのが特徴である。そのほか局部的に、柘榴石・白雲母・正長石・角閃石類などをそれぞれ少量含んでいるのがみられる。

一般に石英・斜長石は等粒で、径0.1mm以下のものが多く、モザイク構造を示す。黒雲母はこれらの間を埋め、方向性をあまり示さないものと、片状になって明らかな方向性をもって配列するものがある。これらの鉱物の間には、稀に原岩の砂粒が残っている場合がある。斜長石はAn30内外の成分を示し、双晶をなすものは少ない。黒雲母は不定形で、時には雲状に不規則に拡がるものがある。その葉片状に延びたものは長さ0.3mm以下で、多色性はX=帯緑淡褐色、Y=茶褐色、Z=赤褐色である。堇青石はあまり認められないが、処々に現われ、斜長石・石英と同程度の大きさの卵形を示し、多くは絹雲母化またはピナイト化している。これは白雲母と伴ない合う。この組み合わせのときには少量の柘榴石をみることもある。

塊状ホルンフェルス

地域内の本岩は日高変成帯の東側に沿って幅広く分布するものの一部で、庶野附近から北方に分布し、図幅地域の過半の面積を占めている。猿留剪裂帯を境としてミグマタイトおよび片状黒雲母ホルンフェルスに接している。

本岩はほとんど塊状で、原岩の層理と思われる縞が発達した暗褐色の緻密な岩石である。猿留川とチャツナイ沢との合流点附近から上流の猿留川沿いに露出する本岩には、弱い片状構造が僅かに認められる。また、目黒北方のウツロ沢川口附近の海崖に露出する本岩には、剝理が著しく発達し、鏡下で他の一般のものに較べて、黒雲母・石英などの結晶粒がやや大きく(径0.3mm内外)になっているものがある。

これらのホルンフェルス中に認められる濃色、淡色の縞のうち、濃色の部分(黒色を帯びた褐色)には粘板岩ないし頁岩の残存構造がみられることがあり、淡色の部分(暗灰褐色)には砂粒が多く残存することがある。しかし、この両者の変成鉱物組成には著しい差はみられない。そして、この縞の方向に平行して、後述の変成石灰質団球が数多く含まれている。

著しい剪裂帯に近いものおよび輝緑岩岩脈の貫入している附近のものには、一般の鉱物組み合わせである黒雲母・石英・斜長石に加えて、柘榴石・白雲母などがみられ、さらに角閃石が多く含まれていることがある。この場合には、黒雲母は著しく少量となるか、あるいは全くみられない。また、その一部には著しく緑簾石が発達した部分がある。

一般に本岩は鏡下で、堆積岩の構造を留めていることがあり、再結晶鉱物類の配列にはほとんど方向性がみられない。普通ホルンフェルス構造が明らかで、 δ 等粒の細粒結晶（径 0.05mm 内外）からなり、葉片状をなす黒雲母は互に交りあって、デカシット構造を示すこともある。また、石英粒が集まってプール状をなし、その部分を細粒の黒雲母が取り巻いていることもあり、この場合には黒雲母などの有色鉱物のほかに、非晶質の暗色の汚染物質が多量に認められ、また、点紋岩質構造 (maculose structure) を示すことも少なくない。

組成鉱物は黒雲母・石英を主とし、斜長石はあまり多く含まず、時にはこれを欠くこともある。また黒雲母のかわりに白雲母を多く含むものもあり、そのほか堇青石・柘榴石・緑色角閃石がみられることがある。鉄鉱はきわめて細粒で、普遍的に散在する。量的には石英が最も多く含まれ、海岸の崖のものには珪質ホルンフェルスというべきものがある。黒雲母は不定形で、径 0.05mm 内外の粒状を呈するものが最も多いが、なかには長径 0.01mm 程度の葉片状の半自形の変晶も少なくない。X= 淡褐色、Y = 茶褐色、Z = やゝ濃い褐色の多色性を示すが、ほかの変成岩類に含まれるものに較べると淡色である。石英は細粒、不定形で、普通径 0.05mm 内外の結晶が集まり、プール状をなして黒雲母の間を填めている。この溜りが点在して、“maculose structure” 様を示すようになり、時には脈状をなして発達していることがある。また不定形の単結晶として、径 0.5mm 位のものも稀にみだされる。斜長石は半自形ないし他形で、径 0.05 ~ 0.1mm で、双晶をなすものが少なく、成分は An₃₅ 程度であり、絹雲母化している。また、残晶斜長石のみられることがあり、これには双晶をなすものが多い。角閃石は稀に現われ、普通、緑色の柱状結晶で、長径 0.1 ~ 0.5mm 位のことが多く、 $2V = (-)84^\circ$ 、 $c^{\wedge}Z = 15^\circ$ 前後、多色性は X = 淡緑色、Y = 帯褐淡緑色、Z = 緑色である。白雲母は一般に少量含まれているが、剪裂帯附近、特に輝緑角閃岩の進入している附近によくみられ、長径 0.01mm 内外の葉片状ないし柱状を示す。柘榴石は無色で、0.03mm 内外の粒状のものも多く、一般のホルンフェルス中にも僅かにみられるが、白雲母の豊富なものなかにはかなりの大きさ（径 0.5mm 以下）の斑状変晶様となったものが点々と認められる。また、緑簾石は粒状で、径 0.1mm 程度のものも多く、径 0.5mm 位の斑状変晶となっているものもあるが、このようなものはきわめて稀である。時に方解石が細脈状に発達しているのがみられることがある。

オニトップ海岸あるいはホルンフェルス帯の西側のやゝ片状を示すものは、前記の片状ホルンフェルスに類似するが、一般により細粒で、他の塊状ホルンフェルスよりは比較的斜長石の量が多くなっている。

II. 3. 2 塩基性変成岩 (角閃岩)

本岩はホルンフェルスおよび片麻岩のなかに、一般の片理の走向と一致した方向を示し、薄い層状を呈して分布する。全く角閃岩に変成されて原岩が明らかでないものが牧場の沢とガロー川との合流点附近にみられる。これは黒白の細い縞状をなす片理の明らかな、暗緑色～帯緑黝色を呈する緻密な岩石である。後述の斑斕角閃岩とは明らかに区別できる部分もあるが、一般に類似しており、その原岩も塩基性凝灰岩であるか塩基性火成岩であるか不明である。

本岩は主として緑色～淡褐色角閃石・斜長石・石英からなり、榭石、稀に柘榴石を含み、また黒雲母の発達することもあり、鉄鉱を少なからず散点状に含んでいる。葉片状に並ぶ柱状の角閃石の結晶が、ほぼ一定方向に平行配列してネマトプラスチック構造を示す。部分によっては、前述のホルンフェルスのなかの角閃石を著しく含んでいるものによく似ている。

角閃石は長径0.3～0.8mm程度の長柱状であることが多く、時に斑状変晶様をなす。やゝ褐色のものは、 $2V = (-)86^\circ$ 、 $c^{\wedge}Z = 20^\circ$ 前後であって、 $X =$ 淡褐色、 $Y =$ 褐色、 $Z =$ 帯緑褐色の多色性を示す。斜長石は径0.2mm以下、時には0.5mm内外の粒状で、他形をなすものが多く、双晶はよく発達していないこともある。成分はAn40内外である。石英はこれらの間を埋め、不定形の径0.1mm以下の細粒となっており、量はきわめて少なく、認められないことが多い。黒雲母は周縁部に点々と葉片状のものがみだされる。榭石は認められないことが多いが、部分的に岩石が破碎作用を蒙って撓曲したようなところに濃集していることがあり、この場合、普通0.1mm以下の粒状結晶をなす。鉄鉱には磁鉄鉱と磁硫鉄鉱とがいずれもみられる。

II. 3. 3 変成石灰質団球

長径0.1～1m、幅0.1m前後あるいはそれ以下のレンズ状の団球が、珪礫質変成岩あるいは混成岩のなかに点々と含まれている。特に本図幅地域では、この団球は塊

状ホルンフェルススのなかに著しく多く、庶野から広尾に至る海岸線に沿う崖には、そのホルンフェルススの濃色、淡色の縞の間に挟まれ、縞の方向とほぼ平行して数多くみられる。これは塊状ホルンフェルス同様に、熱変成作用を蒙っている。この海岸線の北方のものについては、すでに鈴木醇⁴⁾⁵⁾によって詳しく記載されている。そしてその原岩は、北隣広尾図幅地内に広く分布する不変成日高層群のなかに発達する石灰質団球と同種のものであろうとされている^{註12)}。

本団球の外観は帯青～帯緑の灰白色を呈し、比較的緻密、堅硬である。このレンズ状の塊の周囲には同様な同心球状の累帯構造がみられ、内部は石灰質珪酸塩鉱物を主とし、スカルン様の鉱物組み合わせが認められる。

この変成石灰質団球は塊状ホルンフェルススのみならず、他の片状岩中にもみられるが、次に述べる組成鉱物にはあまり変化はない。たゞし、一般に高度の変成岩中のもものではその結晶粒が大きく、石英および黒雲母の発達著しい。

次に、この団球の周縁部と中心部とに分けて略記する^{註13)}。

周縁部は緑色を帯び、中心部に比べ濃色で、おもに斜長石・透輝石・緑色角閃石・黝簾石・石英の組み合わせからなり、細粒(0.1mm内外)で、非晶質の汚濁物を多く含む。ミグマタイト中のものには、一定方向に並ぶ黒雲母がみられることがある。また、塊状ホルンフェルス、時には片状黒雲母ホルンフェルススのなかのものには、原岩にあった砂粒らしいものが残っていることがある。

中心部はやゝ白っぽく、帯青～帯緑の灰白色を示し、斜長石・透輝石・石英・黝簾石・緑色角閃石・鉄鉱からなり、特に斜長石の量が多く、時に黒雲母および柘榴石を含む。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りが無いが、一般に結晶形が大きく、0.3～0.5mm程度となっている。柘榴石は猿留川流域で、ミグマタイト中に含まれるものに著しく、径1.0mm以下のものがやゝポイキロプラスチックに現われ、帯黄褐色を示す。これはほかの地域のものと同様に灰礬柘榴石と思われる。

II. 3. 4 ミロナイト(圧碎岩)類

前述の3つのおもな剪裂帯およびそれに平行する数多くの剪裂帯の附近には、いろいろな程度の圧碎岩が認められる。これらの圧碎岩類は、その原岩(ミグマタイト・片麻岩類・ホルンフェルス類)の性質によっても種類を異にしている。しかし、す

註12) たゞし、南隣襟裳岬図幅地内に広く分布する日高層群には、この種の団球はほとんどみられない。

註13) 詳しくは文献4)、5)を参照されたい。

に述べた日高層群の圧砕岩化したものを除いて、一般にはそれらの外観はきわめて脆弱な、数多くの亀裂の発達した、暗色な、時には緑色を帯びた岩石である。幅約5～10m位の1つの露出が全部圧砕岩で占められていることもあり、さらに100m位の幅をもつものもあるが、そのようなものは剪裂帯のうちでも特に著しいものなかに多くみられる。

この岩石を薄片でみると、いずれも著しい破碎作用を蒙って粒状化し、圧砕状構造を示すが、往々残晶状に原岩の構造を留めていることがある。例えば、ミグマタイトあるいは片麻岩などの圧砕岩化したものには、石英・斜長石などの大晶の周囲が粒状化し、モルタル構造あるいはポーフィロクラスト構造を示す。多くの場合、原岩の諸鉱物は著しく分解し、非晶質物質あるいは炭質物様となって、岩石は甚だしく汚染されている。有色鉱物は緑泥石様物質に変化し、石英・長石類もともに破碎され、長石類のソーシュル石化も認められる。波状消光を示す細粒の石英粒が分結状に形成され、これらの破碎部を埋めていることが多い。そして、これらを方解石・葡萄石・石英などの網目状の細脈が貫ぬいているのが普通である。稀にその附近に黝簾石ができている。

Ⅱ. 4 進入岩類

本図幅地域では北部に花崗岩が分布するが、日高変成帯の西側に著しくみられる塩基性岩はほとんどなく、僅かに脈岩様の斑角閃岩あるいは輝緑角閃岩がみられる。そのほか小岩脈状の輝緑岩および玢岩が数多く散在し、またアプライト質脈岩がみられる。

これらの進入岩類の進入順序は、早期のものから後期のものへ、大体下記の通りである。

- 1) 斑角閃岩あるいは輝緑角閃岩
- 2) 花崗岩
- 3) アプライト質脈岩
- 4) 輝緑岩および玢岩質脈岩

II. 4. 1 斑斨角閃岩あるいは輝緑角閃岩

この種の岩石は変成帯の火成活動の比較的早期に進入した斑斨岩～輝緑岩が、同時に行われた造構造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とされている。この岩石自体は角閃岩 (ortho-amphibolite) というべきものであるが、原岩が斑斨岩あるいは類似の輝緑岩質岩であることは、その原岩の構造あるいは組織鉱物が残っていることから容易に知ることができる。

本岩は、幌泉図幅地域あるいはそれ以北の地域にみられる帯状に分布する斑斨角閃岩と同時期のものとみられるが、本図幅地域では、僅かに変成岩類中に挟まれたレンズ状の小岩体として、点在するに過ぎない。これらはいずれも幅 50m 以下、延長 500 m 前後のものが多く、その延長方向は周囲の変成岩類の片理の一般走向と一致している。牧場の沢・トセツ海岸・猿留川河口・目黒トンネル北方・オニトップ海岸などに点々と分布しており、それらの性質も幌泉図幅地内のものとは趣を異にしている場合が多く、組成鉱物も緑色の細粒角閃石を主としている。

本岩の外観および産状は後述の輝緑岩に似ているものが多いが、一般に片状構造を示している。牧場の沢の中流附近にみられるものは、岩体の周縁部には著しい片理が認められるが、中心部には片理はみられず、岩石は塊状となり、火成岩に特有の節理が明らかに発達している。

本岩は鏡下でレピドプラスチック構造をなす角閃石を主とし、斜長石を含む。斜長石は粒状の集まりとなっているものと、原岩の残晶様のものことからなり、僅かに再結晶した曹長石が認められる。また、岩石がデカシット構造を示す角閃石の細粒のみからなる場合もある。時には輝石類がソーシュル石化した斜長石とともに残っていることも少なくなく、原岩が斑斨岩ないし輝緑岩質岩石、あるいは同質の塩基性凝灰岩であることが推定される。

牧場の沢における斑斨角閃岩では、斜長石は径 0.1m 内外の粒状の集まりとなっているものが多く、その成分は An60 である。また、短冊状あるいは板状を示す径 0.5 ~ 1.0mm 程度の比較的大きな残晶もみられ、その成分は An65 内外である。角閃石は柱状を呈し、斜長石粒の間隙を埋め、一般にその配列には方向性は著しくない。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。緑色のものは長柱状、細粒、陽起石質であり、集まってデカシット構造をつくる。淡い褐色のものは長径 0.3～0.8mm の短柱状を呈し、 $2V = (-)54^\circ$, $c^\wedge Z = 25^\circ$ を示し、一般には緑色の角閃石を含むものが多く、この場合には、稀に石英粒が含まれていることがあり、それが脈状となっていることも少なくない。ソーシユル石化した斜長石の基質のなかに、斜黝簾石の粒状結晶（径 0.4mm 以下）がみられることがある。また、岩体の周縁部で片理の明らかな部分には、黒雲母が形成されている。

II. 4. 2 花 崗 岩

花崗岩は日高帯の進入岩類のなかでは末期に進入したものとみなされている。この図幅地域ではその北部にみられ、ホルンフェルス貫ぬく。その周辺の塊状ホルンフェルスは片麻岩化されている。

外観は優白質、塊状、中粒ないし粗粒の岩石で、一般に節理・裂罅がよく発達し、多少脆弱であることが多い。多くの石英の溜り、あるいはシュリーレン状に片麻岩様の捕獲岩を含む。しかし、この捕獲岩は前述の角礫岩状ミグマタイト中の破砕片とは大分趣を異にし、捕獲岩としての円味を帯びた輪郭を示している^{註14)}。

本岩は鏡下で、一般に中粒の寄木構造を示すが、著しく粗粒であることも少なくなく、また、グラブラスチック構造を示すこともある。本岩には比較的自形に近い結晶が多く含まれ、主として斜長石・石英・黒雲母・正長石からなり、時に角閃石を含み、ほかにジルコン・柘榴石・榍石・磷灰石を伴なう。斜長石は径 1.0～1.5mm 程度の半自形のものも多く、その成分は曹長石に近いものもあるが、普通 An35 内外を示す。部分的に汚濁し、絹雲母化していることもある。石英は不定形を示し、径 1.0mm 前後のものが普通で、斜長石・黒雲母・正長石の間隙を埋め、波状消光を示すことが多く、また部分的に非常に多量に含まれ、全量の 3分の1 近くを占めることがある。正長石は一般に不定形で、径 1.0mm 内外のやゝ自形に近いものもあり、パーサイト様の構造を示し、また、カルルスバド双晶をなすこともある。黒雲母は径 0.5～1.0mm 前後の葉片状を示すものが多く、時に弯曲し、X = 淡黄褐色、Y = 黄褐色、

註 14) 佐藤博之(十勝国音調津南方の地質及岩石, 北大卒論, No. 337, 1953)によれば、この地域の花崗岩体を 6つの型に区分しているが、本図幅地域ではそのように明らかに分別し難いので、一括して記述する。こゝに現われるものは佐藤の II, IIIに属する型のものが多い。

Z = 赤褐色～濃褐色の多色性を示し。佐藤^{註15)}の測定によれば、屈折率 $N_z = 1.639$ 内外である。角閃石は淡緑色で、径 0.3mm 前後の半自形ないし他形の柱状または針状結晶で、多色性は著しくない。ジルコンはきわめて稀にみいだされるが、黒雲母中に含まれるときは多色量を示すことがある。柘榴石は無色で、0.05mm 以下の不定形の小粒のものが多い。

ピタタヌケ沢上流で、花崗岩体の周縁部の剪裂帯附近に、著しく暗緑色を呈する花崗岩がみいだされる。これは上記の一般花崗岩と同じく、等粒の寄木構造を示すが、部分的に著しい圧砕構造を示す。この岩石では、斜長石は部分的に絹雲母化し、黒雲母あるいは角閃石から変質したと思われる緑泥石の発達が著しく、その部分に黝簾石が形成されていることがある。石英はきわめて稀にみいだされる。また、他の花崗岩に較べて、燐灰石の結晶が大きく、長径 0.5mm 位の柱状のものが認められる。

図幅地域北部のサカイハマ海岸の道路の崖に、肉眼的にも角閃石が認められるやゝ細粒、かつ暗色の花崗岩が露出する。これは北隣広尾図幅地内へ連続して分布する。本岩と他の角閃石をあまり含まない普通の花崗岩との境界は明らかでない。鏡下における性質は、普通の花崗岩とほとんど異ならないが、正長石はきわめて稀で、径 1.0mm 程度のやゝ半自形である。破碎された角閃石の結晶を少量含む。この角閃石は波状消光をするため、 $2V$ の値は測定できなかったが、 $c^{\wedge}Z = 12^{\circ}$ 内外、 $X =$ 淡黄緑色、 $Y =$ 淡緑色、 $Z =$ 淡緑色の多色性を示し、部分的に濃緑色の緑泥石に変質している。また、黒雲母の周縁部も著しく緑泥石化している。この岩石は佐藤によって記載された“autolith”の一部であろう。

II. 4. 3 アプライト質脈岩

これは特に花崗岩のなかにだけみられる厚さ 0.2m 前後の脈状、優白質の岩脈である。本図幅地域ではサカイハマ海岸の崖に露出する花崗岩のなかに比較的多くみいだされる。

鏡下で、比較的細粒の寄木状構造を示し、有色鉱物がきわめて少ないのが特徴である。主成分鉱物としては斜長石・正長石・石英があり、黒雲母・角閃石などはきわめ

註15) 佐藤博之：註14)に同じ。

て少ない。斜長石は径 0.5mm 内外の半自形のものが多く、その成分は An₁₀ 程度で、曹長石に近い性質を示す。正長石は不定形であるが、稀に自形に近いものもあり、不明瞭なパーサイト構造を示すものが多い。石英は不定形で、径 0.3mm 程度のことが多いが、ある場合には 0.1mm 以下の細粒のものが集まっていることもある。黒雲母は半自形で、径 0.3mm 以下の葉片状のものも多く、部分的に緑泥石化し、長石類・石英の間を填めている。その多色性は X = 淡褐色、Y = 褐色、Z = 濃褐色を示す。角閃石も稀に点在し、径 0.5mm 程度の柱状をなし、あるいはその破砕片がよくみられる。その多色性は X = 帯褐淡緑色、Y = 淡緑色、Z = エメラルド緑色で、 $c^{\wedge}Z = 5^{\circ}$ 内外でほとんど直消光に近い。2V の値はこの鉱物が常に微かな波状消光をするため、明らかに測定できない。そのほかジルコンの微晶が散点することがあり、無色で、黒雲母中で明らかな多色量を示す。また、光学的異常を示す柘榴石・磷灰石・鉄鉱などの微晶が稀にみいだされる。

II. 4. 4 輝緑岩および玢岩質脈岩

本図幅の全域にわたって、この種の脈岩がきわめて数多く分布する。岩脈はそのほとんどが幅 10m 以下であるが、極端に小さなものでは数 10cm ~ 数 cm 程度のものもある。変成岩類を初め花崗岩をも貫ぬいていて、日高変成帯のなかで最終期の火成活動の産物とみなされている。

この脈岩が特に著しくみいだされるのは、庶野からサカイハマに至る東海岸沿いの断崖で、10 数本の輝緑岩質の細岩脈が塊状ホルンフェルス貫ぬいている。岩脈が迸入している位置は、多くの場合最終期の造構造運動に関係したと思われる剪裂帯に沿っている。剪裂帯はこの岩石の貫入によって生じたものではなく、このことは、稀に全く剪裂帯を伴わない部分に、かなりの幅の岩脈が明瞭な境をもって貫ぬいている事実からわかる。

本岩類の外観は暗灰色～帯緑黝色の堅硬な塊状岩であるが、特に著しく風化分解したものは帯褐暗灰色のきわめて脆弱な岩石となっている(例えば、ピタタヌンケ沢河口附近のもの)。

岩石には輝緑岩質のものと同質のものがある。両者の間には著しい区別はないが、輝緑岩特有のオフィティック構造を示さないで、比較的斑状構造が明らかなもの

を玢岩と呼び、その他の塩基性のものをすべて輝緑岩として取扱う。

輝緑岩は鏡下でオフィティック構造、ないしは斜長石の長い短冊状結晶を特徴とする輝緑岩構造を示す。普通には少し斑状構造を示すが、サクバイ地方の崖にみられるものは全く斑状構造を示さず、等粒の鉱物からなる輝緑岩である。おもに斜長石および普通輝石からなり、榑石・鉄鉱を伴なう。輝石は常にウラル石化し、また、非常に特徴的な角閃石となっている。有色鉱物はさらに緑泥石化していることが多い。少しく斑状構造を示す輝緑岩の斑晶斜長石は、長径0.5mm内外の短冊状の自形ないし半自形であるが、等粒構造を示す輝緑岩のなかの斜長石は、長径0.8mm程度のものが普通である。いずれも成分はAn65前後であるが、ソーシユル石化あるいは絹雲母化していることが多い。斑晶をなすものは、石基をなすものに較べてその量は遙かに少ない。普通輝石には、角閃石化をまぬがれた残晶様のものが多く、時には全く角閃石化作用^{註16)}を蒙っていない新鮮のまゝのものもみいだされる。それはほとんど無色で半自形を示す。角閃石は石基の部分に比較的多く、斑晶様のものとともに輝石から変質したもので、半自形ないし他形を示す。一般に褐色であるが、周縁部が淡緑色に縁取られていることが多い。これらの鉱物はいずれもさらに変質し、方解石・絹雲母・緑泥石などを生じ、岩石は全体が非常に汚れている。特に石基の部分では変質が著しい。

玢岩としたもののなかにも、斑晶と石基との区別がはっきりしないほど、やゝ等粒となっているものも含まれている。そのやゝ等粒構造を示すものは、花崗岩中あるいはその附近に貫入しているものに多い。玢岩の組成鉱物は、その性質はほとんど上記の輝緑岩のものと同様であるが、比較的粗粒である。

岩脈には種々の捕獲岩が含まれている。目黒トンネル南方の海岸線に沿う崖の輝緑岩岩脈のなかに含まれる捕獲岩は、普通径5cm前後の球状あるいは角礫状を呈し、これには外観がやゝ閃緑岩様の白っぽい玢岩質岩石とホルンフェルスとの2種類がある。

玢岩質捕獲岩の斑晶は斜長石・単斜輝石からなり、単斜輝石は聚斑晶状をなす。他の有色鉱物は、この単斜輝石にもみられる以上に緑泥石化して、不明瞭なものとなっている。石基は間粒ないし填間構造をなす。その斜長石はほとんど不透明物質に分解しているが、もとの結晶形は明らかである。輝石などの有色鉱物はほとんど変質している。石英の分結物が溜り状をなして集まっていたり、方解石・緑泥石が形成されていた

註16) この角閃石の形成は岩漿分化によるものかも知れない。

り、透角閃石様の鉱物粒が集まっていたりする。またチタン鉄鉱などがみいだされる。

ホルンフェルス質の捕獲岩は、やゝ黒色の粘板岩質の外観を呈する。鏡下で、黒雲母ホルンフェルス・角閃石ホルンフェルスがみわけられる。角閃石ホルンフェルスは、角閃石・斜長石・黒雲母・石英の組み合わせからなり、特に淡緑色角閃石のレピドブラストチック構造が著しい。この角閃石は長径0.5mm以下の柱状を示すが、集まって放射状をなすものもあり、また針状結晶もみられる。斜長石は石英とともに基質をなすが、時に長い短冊状(長径1~2mm)を呈する残晶様の部分もあって、このホルンフェルスの捕獲岩はその原岩が輝緑岩質岩と思われ、むしろ輝緑片岩というべきものである。また部分的にやゝオフィティック構造を留めていることがあるが、その一部分は分解して不透明物質化している。そのなかの黒雲母は径0.1mm程度の小粒状をなし、石英もまた小粒状の集まりとなって、それらの鉱物類の間を填めている。また、葡萄石が処々に脈状をなしている。

II. 5 第四系

II. 5. 1 洪積層

本図幅地域の洪積層は海岸段丘堆積層と、それに続く河岸段丘堆積層とからなる。

海岸段丘堆積層 本層は4つの段丘面に応じて、それぞれ第1~第4段丘堆積層^{註17)}に分けられる。

第1段丘面・第2段丘面上にはほとんど堆積物を伴わないが、局部的に僅かに円礫が薄く残されていることがある。第1段丘堆積層が認められるのはウツロ沢上流で、こゝでは砂・礫・粘土からなり、厚さは1m以下である。

第3段丘堆積層はほとんど完全に保存されている。厚さ5~10mの砂礫層からなり、その礫は主として種々の変成岩ないしは混成岩類からなり、侵入岩類の礫はあまりみいだされない。

第4段丘堆積層は襟裳岬図幅地域から連続して、東海岸沿いに発達し、その幅100m内外、厚さ約5mである。有田牧場附近では、本層と第3段丘堆積層との境界は不明瞭である。堆積物は砂・礫・粘土からなり、上部に粘土層が多い。本層の南方延長であるヤンケベツ層からはマンモス象の臼歯が発見された¹⁸⁾²¹⁾。

河岸段丘堆積層 猿留川およびピタタヌンケ沢の流域に、河岸段丘が発達している。

註17) これらは、それぞれ襟裳岬図幅の豊似層・苦別層・ヤンケベツ層・小越層の延長部に相当する。

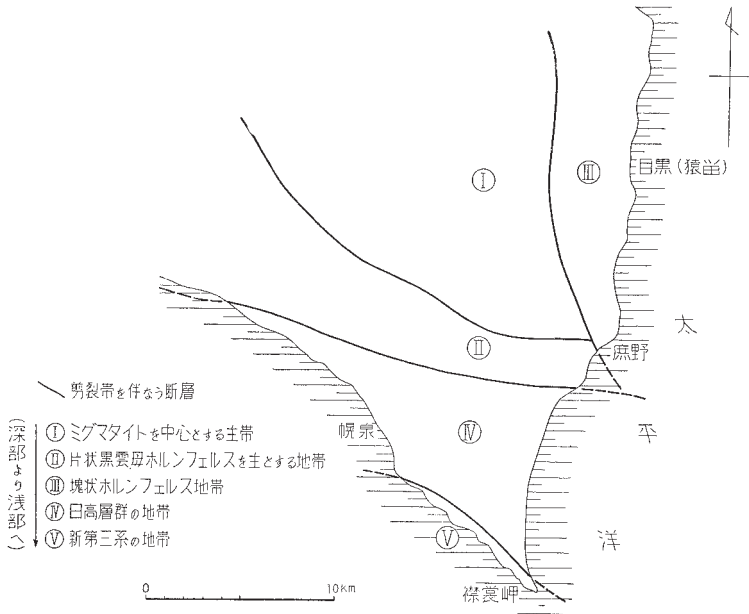
猿留川の中流では、現河床から10～20m内外の高所に1段、また5m内外のところに1段発達している。これらの河岸段丘面上には、砂・礫・粘土層が堆積している。その厚さは5～10m程度であるが、ピタタヌンケ川の河口のものは、10～15mの厚さをもっている。

II. 5. 2 沖 積 層

庶野・チピラ以南・目黒附近の海岸には砂浜が発達し、シトマン川・猿留川・ピタタヌンケ沢および牧場の沢等の川口あるいは流域に沖積層が分布している。沖積層は砂・礫・粘土からなっている。

II. 6 地 質 構 造

本図幅地域には、大きく分けて4つの地質構造上の単位が、地塊をなして配置され



ている(第2図)。

すなわち、

- 1) 図幅地域西縁部にあつて、ミグマタイト類を中心として、片麻岩および片状ホルンフェルスを伴ない、日高変成帯の主帯が北方から連続して延びてきたもの。
- 2) 前者の南側にあつて、片状黒雲母ホルンフェルスを主とする地帯で、内部に片麻岩・ミグマタイトをレンズ状に伴ない、東西性の傾向のあるもの。
- 3) 1)の東側を占め、ホルンフェルスを主とする地帯。
- 4) 図幅地域南端にあつて、日高層群のみからなる地帯。

これらの地帯は、それぞれ構造上の特性をもっている。1)の地帯では、幌泉図幅地内で認められたような規模の大きなはっきりした関係はみられないが、しかし(イ)花崗岩質ミグマタイトは変成帯の中央部に分布する。(ロ)堇青石ミグマタイトは前者の縁に配置され全体としてドーム構造をなしている。(ハ)片麻岩は堇青石ミグマタイトの周囲を取り巻いている。(ニ)片麻岩のさらに外側には、片状黒雲母ホルンフェルスが分布する。そして、(イ)より(ニ)へ向かうにしたがつて上位を示すような畳重関係が認められる。同様な関係は2)の地帯のなかにおいてもうかがわれる。また2)の地帯では、南北両側にある剪裂帯を伴なう断層の東西性とその衝上運動に支配された傾向の構造を示し、片理の傾斜は一般に垂直に近く、同方向の小さな剪裂帯が数多く発達している。

これら4つの地帯は、それぞれ著しい剪裂帯(豊似剪裂帯・猿留剪裂帯・幌泉剪裂帯)を伴なう断層によって劃されており(この剪裂帯は東西性と南北性の2方向を示し、それらに平行するいくつかの剪裂帯が各地帯の内部にも発達し、多くの地塊に分かれているが、その詳細を明らかにすることはできない)、1)から4)に至るにつれて、次第に変成帯中の深部に形成されたものから浅部に形成されたものへ向かう傾向がある。特に、1)、2)、4)の間の剪裂帯は、ほぼ東西に走っており、南から北へ向かって階段的衝上の関係がみいだされる。また、さらに南方の襟裳岬図幅地内の南西海岸線に沿っても、著しい剪裂帯を伴なう断層が認められ、日高層群と新第三系とを境して²¹⁾いることは、それらの衝上の断層運動の形成時期を暗示するものと思われる。

本地域の造構造運動の発展史については、広く日高帯全体の問題であり、その詳細については幌泉図幅説明書²⁰⁾およびその他の日高帯の地質構造に関する著述¹³⁾¹⁷⁾¹⁹⁾に述べられている。

Ⅲ. 応用地質

本地域には、特に著しい鉱床はなく、たゞ日高帯に特有な含銅磁硫鉄鉱鉱床の1つの型式に属するものとして猿留鉱山がある。しかし、それも現在は廃山となっている。舟橋三男の記述¹²⁾から、猿留鉱山の鉱床についての概略を紹介する。

旧猿留鉱山

位置は幌泉郡幌泉村字目黒にあつて、猿留川河口から約1km遡ったところの北岸にある。

沿革についてはほとんど記録がなく、かつて竹内嘉助⁶⁾によって報告されたことがあるに過ぎない。現在、鉱体はほとんど水没している^{註18)}。

この鉱床の露頭は猿留川現河床の礫層中に、高さ2～3m、拡がり8×20m程度の馬の背様に突出したものであったらしい。これを露天掘で排水しながら掘り下げたものである。

母岩の輝緑岩質岩脈は、日高帯の造山変成期に黒雲母ホルンフェルス中に侵入した初期の輝緑岩で、幅3m内外、N30°Wの走向をもち、東方へ40°内外の傾きをもっている。鉱床はやゝ塊状の交代鉱床で、鉱石は磁硫鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱などの硫化物を主とし、尖晶石およびその他の特殊な珪酸塩鉱物を伴っている。

この鉱床形成に関連する変成現象は、母岩の輝緑岩の部分に甚だしく行われているが、また、周囲の黒雲母ホルンフェルス中にもかなりの範囲で認められ、そこにも磁硫鉄鉱の注入がみられる。舟橋は鉱床の母岩の輝緑岩を中心とする交代現象による岩相の変成および配列を要約し、鉱床形成の特質は次のようなものであると記している。すなわち、「系列的な鉱床の生成発展は、磁硫鉄鉱が増加することに関連して、その岩相が著しい交代を示すという特徴に結びついている。上昇する鉱化作用は——磁硫鉄鉱の富化は——礬土・苦土交代作用を先駆とし、主として輝緑岩質岩脈に沿ってこれを交代して行われ、これに密接して後続する磁硫鉄鉱によって鉱床は形成された」と。

註18) 本鉱山の鉱石の品位・鉱量に関する記録も皆無である。

文 献

- 1) 山根新次：日高国南部及び十勝国広尾郡調査報告，鈹調，No. 4, p. 71～105, 1911
- 2) 大平 安：日高国東南端海岸の火成岩，地質学雑誌，Vol. 33, p. 347～354, 1926
- 3) 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について（摘要），地質学雑誌，Vol. 41, p. 394～396, 1934
- 4) 同：十勝国南部海岸ホルンフェルス中の変成石灰質団球について，地質学雑誌，Vol. 41, p. 666～680, 1934
- 5) J. Suzuki：Metamorphosed Calcareous Concretion in the Hornfels at the Southern Coast of Tokachi Province, Hokkaido, Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Series IV, Vol. 2, No. 4, 1934
- 6) 竹内嘉助：幌泉郡，様似郡有用鈹物調査報文，北工試報告，No. 67, 1937
- 7) 小笠原義勝：北海道襟裳岬の海岸段丘，地質学雑誌，Vol. 48, No. 571, 1941
- 8) 橋本誠二：十勝国音調津の含ニッケル磁硫鉄鈹並びに石墨鈹床について，北鈹会誌，Vol. 5, p. 120～134, 1948
- 9) 同：日高山脈幌尻岳深成岩体に関して，地球科学，No. 1, 1948
- 10) S. Hashimoto：On the Nickel bearing Pyrrhotite and Graphite Deposits of Oshirabetsu, Tokachi Province, Hokkaidō (Geological and Petrological Studies on the Basic Plutonic Rocks in the Hidaka Mountains, 1st Report), Vol. 7, No. 4, 1951
- 11) 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, 1951
- 12) 同：含銅磁硫鉄鈹床“猿留鈹山”，地球科学，No. 5, 1951
- 13) 舟橋三男・橋本誠二：日高帯の地質，地団研専報，No. 6, 1951
- 14) 春日井 昭：日高地方庶野ールーラン岩礁の岩石（要旨），地質学雑誌，Vol. 59, p. 350, 1953
- 15) 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），地質学雑誌，Vol. 59, No. 694, p. 349, 1953
- 16) 坂口 豊：日高山地周辺の地形に関する2, 3の資料，地理学論評，Vol. 26, No. 12, 1953
- 17) 日高研究グループ：日高帯の断面図ができるまで，地球科学，No. 18, 1954
- 18) 湊 正雄：北海道の第四紀に関する諸問題，科学，Vol. 25, No. 3, 1955
- 19) 舟橋三男：日本におけるアルプス造山運動，自然，Vol. 10, No. 4, 5, 1955
- 20) 舟橋三男・猪木幸男：5万分の1地質図幅「幌泉」，同説明書，地質調査所，1956
- 21) 猪木幸男・垣見俊弘：5万分の1地質図幅「襟裳岬」，同説明書，地質調査所，1956

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

SARURU
Kushiro, No. 71

By
SACHIO IGI & MITSUO HATA
(Written in 1955)

(Abstract)

The area is located in the eastern side of the southern end of the Hidaka mountain range, extending the central part of Hokkaidō.

Most of the area is mountaineous land, but the coastal terraces in the southern part show the flat-surfaced hilly land. These terraces are classified into 4 as follows :

1 st terrace plane, 200~340 m high

2 nd terrace plane, 100~200 m high

3 rd terrace plane, 10~ 40 m high

4 th terrace plane, 5~ 10 m high

GEOLOGY

The rocks of the Hidaka tectonic zone forming the Hidaka mountain range are exposed in the main part of the mapped area. These rocks comprise the Hidaka group and metamorphic derivatives. Migmatite, gneiss, schistose hornfels, and massive hornfels seem to be derived from argillaceous rocks, but amphibolite from basic pyroclastic ones; and other various plutonics are intruded into these metamorphics. Quaternary terrace or alluvial deposits cover all the above-mentioned rocks.

Geological succession is summarized in Table 1.

Table 1

Age	Sedimentary formation	Metamorphic	Intrusives	Remarks
Quaternary	Recent			Upheaval
	Alluvial deposits { Sand Gravel Clay			
Pleistocene	River terrace deposits { Sand Gravel Clay			Upheaval
	Coastal terrace deposits			
		Amphibolite Hornfels Schistose hornfels Gneiss Migmatite	Porphyrite Diabase Aplite Granite Gabbro-or diabase-amphibolite	Orogenic movement (Hidaka orogenesis)
Pre-Cretaceous	Hidaka group { Fine-grained sandstone Slaty shale Slaty mudstone			

Hidaka group (Pre-Cretaceous)

The Hidaka group is found in the southwestern corner of the area and in the southern side of a thrust zone between this group and "the metamorphic zone" .

The group is mainly composed of dark grey, hard, fine-grained sandstone and slaty shale or mudstone. Generally, the rocks are massive, so the stratigraphy in this group cannot be decisive in detail. And many of the rocks throughout the area have been altered to cataclastic rocks due to shearing action.

Metamorphics and migmatites

These rocks are chief members of the Hidaka metamorphic zone, and develop in the axial part of the metamorphic belt. In general, migmatite occupies the central core of this belt, and other metamorphic rocks, such as gneiss, schistose hornfels, and massive hornfels, are arranged around migmatite.

Migmatite looks granitic appearance but its constituents such as plagioclase, quartz, and biotite show characteristic behaviors of metamorphic origin. Of the migmatite there are three rock species : cordierite migmatite, granitic migmatite, and aplitic migmatite.

Cordierite migmatite develops most widely in the migmatite area. It is medium- or coarse-grained, granoblastic in texture, and mainly composed of plagioclase, quartz, and biotite, and accompanied always by cordierite and rarely muscovite or hornblende. In this rock mass, rheomorphic breccias containing fragments of gneiss or schist and assemblage of quartz-segregation are abundantly found ; this parts of migmatite mass may be called "agmatite".

Granitic migmatite occupies the central axes of migmatite zone, as if it has been intruded into cordierite migmatite.

It occurs only in small parts of the western margin in this area. This rock is as leucocratic as granite, and is very coarse-grained. Under the microscope, it shows granoblastic texture

and is mainly composed of plagioclase, quartz, biotite, and orthoclase.

Aplitic migmatite is like to granitic migmatite in appearance but occurs in every place in metamorphic zone as small dike-formed rock bodies.

Biotite gneiss is not only distributed along both side of migmatite belt, but also in migmatite mass and schistose hornfels zone in the southern part. Of this rock, there are three rock-species normal biotite gneiss, plagioclase-porphyroblast-biotite gneiss and banded biotite gneiss.

Schistose hornfels is generally distributed along outer zone of gneiss belts, but in this area occupies considerably wide area, mainly northwestern and southern parts. This rock is dark brown in colour, and schistose in texture, but under the microscope, nearly, non-schistose and fine-grained mozaic. It is composed of quartz, plagioclase, and biotite, containing cordierite, zircon, and rarely garnet, muscovite, orthoclase, and hornblende as accessory minerals.

Development of massive hornfels is characteristic in the eastern side of the Hidaka metamorphic zone. This rocks occuring in the eastern half of the area, is composed chiefly of fine-grained quartz, plagioclase (An₃₅₋₃₈) and minute flakes of brown biotite, very rarely bearing cordierite which has been transformed to pinite.

Amphibolite is found at the down stream of the Garo-gawa, and occurs in hornfels or gneiss as a small lenticular body extending to the general trend of the schistosity of the country rocks. The original rock of amphibolite is basic tuff or basic igneous rock. Megascopically, this rock is dark green or greenish-dark gray in colour and shows schistosity-like lamination, microscopically, it is fine-grained granular and schistose, and is composed of green or light greenish-brown hornblende, which is arranged in a nematoblastic texture, plagioclase, and rarely biotite.

Concerning metamorphic calcareous nodules in hornfels or other metamorphics, Dr. J. Suzuki has described in detail in his paper, 1934 (See, reference No. 6 in the text).

Intrusive Rocks

The intrusive rocks, predominantly developing in the western half of the metamorphic terrain of the Hidaka zone, are hardly found in this area. It is considered, however, that granite, aplite, and diabasic rock in this area are intruded in later stage of igneous activity related to the Hidaka orogeny, but intrusion of gabbro or diabase-amphibolite is in earlier stage.

Gabbro or diabase-amphibolite occurs as small sheet-like forms, being in concordant with the schistosity of hornfels, schistose hornfels, and gneiss. By severe metamorphism it has altered to amphibolite facies, but relict features of gabbroic or diabasic rock are found in some parts.

Granite in the area occurs 1/3 part of the large granite mass which develops in the area of neighbouring sheet-map "Hiro". In general it is fine- to medium-grained granite which is composed of plagioclase, quartz, biotite, and potash feldspar in some parts, hornblende are as a chief rock-forming mineral. Along the margin of granite mass, hornfels rock has been metamorphosed to biotite gneiss, forming narrow belt.

Aplite and diabasic rocks occur as dikes. Aplite is intruded into granite, and is generally 0.2 m (\pm) in width. It is fine-grained and composed of similar minerals as those in granite. The diabasic rocks are intruded into granite and metamorphic rocks, and are generally 10m (\pm) or rarely several centimeters in width. The rocks are very compact, showing sharp boundaries with country rocks. Some of the rocks are porphyritic (porphyrite) and the others are equi-granular (diabase-proper). Both of these two kinds are mainly composed of plagioclase and characteristic brown hornblende, with the replacement product of augite. But augite is sometimes found as relicts mass. These rock-forming minerals are found as phenocrysts and also in groundmass.

Quaternary

The Pleistocene sediments are represented by terrace deposits

of marine and fluviatile origin. Marine terrace deposits are divided into 4, according to the flat planes as already mentioned, respectively.

1 st terrace deposits

2 nd "

3 rd "

4 th "

On the 1st and the 2nd terrace, there are only few deposits but on 3rd and 4 th, deposits of sand, gravel, and clay are perfectly preserved. Alluvial deposits consist mainly of sand, gravel, and clay.

ECONOMIC GEOLOGY

There are few mineral resources in the area, except for the copper-bearing pyrrhotite deposits of the Saruru mine which was already closed. The economic value of this deposits has not been estimated, but the genetical consideration have been reported by M. Funahashi (See, reference No. 12 in the text).

昭和31年9月20日印刷

昭和31年9月25日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

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

SARURU

(Kushiro-71)

By

SACHIO IGI & MITSUO HATA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 6