

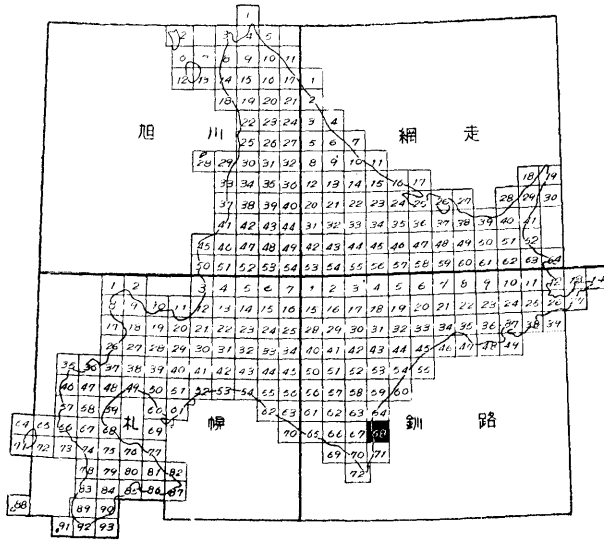
5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 広 尾

(釧路—第 68 号)

北 海 道 開 発 庁

昭和 35 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 広 尾

(釧路一第 68 号)

北海道立地下資源調査所

北海道嘱託 橋 本 誠 二  
同 武 田 裕 幸

北 海 道 開 発 庁

昭和 35 年 3 月

この調査は、北海道総合開発の一環である、  
地下資源開発のための基本調査として、北海  
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお  
いて、実施したものである。

昭和 35 年 3 月

北海道開発庁

# 目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地質概説	2
IV 堆積岩類	4
IV.1 日高層群	4
IV.2 豊似川層	5
IV.3 ビラオトリ層	7
IV.4 段丘堆積物および扇状地堆積物	7
V 変成岩類およびミグマタイト	7
V.1 ホルンフェルス類	7
V.2 黒雲母片岩および黒雲母片麻岩	9
V.3 角閃岩	11
V.4 ミグマタイト	11
VI 火成岩	12
VI.1 主侵入岩類(正規はんれい岩類)	13
VI.2 花こう岩	20
VI.3 かんらん石はんれい岩	23
VI.4 脈岩類	24
VII 地質構造	25
VIII 応用地質	27
VIII.1 含ニッケル磁硫鉄鉍黒鉛鉍床	28
VIII.2 ビラオトリ亜炭層	29
文 献	30
Résumé (in English)	33

# 5万分の1地質図幅 広尾 (釧路―第68号) 説明書

北海道立地下資源調査所  
北海道嘱託 橋本 誠二  
同 武田 裕幸

## はしがき

この図幅は昭和34年9月より10月にかけて約30日間の野外調査の結果をとりまとめたものである。この地域は北海道の中軸をつくる日高帯南端部の東側のはじにあたっている。険阻な地勢をしめす日高山脈のために、ここには山脈の東部十勝地方と西側の日高地方とを結ぶ唯一の交通路がふるくから開かれていた。したがって、日高山地内部の地質がまだ明るみにだされていなかった当時から、海岸にそう地帯はしばしば調べられ、重要な研究の行われた地域である。以前に行われたおおくの研究、調査は、この図幅の作製にあたって大きな助けとなった。また日高研究グループによる日高変成帯南端部の地質研究は図幅をつくるのをひじょうに容易なものとした。

これら先人諸氏ならびに日高研究グループの各位には深甚な謝意を申しのべたい。

また鉱床の項目に関しては、地質調査所北海道支所沢後明氏の多大な御援助をうけている。この項は氏の草稿によることを申しのべ、心から御礼申し上げる次第である。

野外踏査に当つては、北大理学部地鉱教室中村耕二氏に地域の一部を分担していただき、図幅のとりまとめに助力をいただいた。また住友金属鉱山音調津鉱業所からいろいろと便宜をとり計らつていただいた。厚くお礼申し上げます。

## I 位置および交通

この図幅のしめる位置は北海道襟裳岬の北方にあたり、その東海岸の地域をふくんでいる。この地域の大半は行政の上で広尾郡広尾町にふくまれている。

図幅内のおもな市街地は広尾町および音調津市街地で、いずれも海に面して発達する。広尾町へは帯広市より国鉄広尾線が通じている。図幅内の主なる交通路は海岸にそつて

走る国道で音調津、目黒、幌泉をへて日高国様似町に達する。これがいわゆる「黄金道路」である。国鉄バスが定期運行している。これを幹線路とし、西広尾川、東広尾川には川沿いに道路がある。音調津からはコイカクジュ音調津川および美幌川上流の磁硫鉄鉱、黒鉛鉱床（住友金属音調津鉱業所）に至る道路がある。いずれもトラックを通じうる。図上の旧国道は現在荒廃し車は通られない。

## II 地 形

この図幅地域は日高山脈の東斜面をふくむために、山地がその大部分をしめている。南部の山地は、日高山脈の脊梁にあたり、変成岩類や深成岩類よりなる 800 m 内外のものである。この山地は北に向つてしだいに低まり、図幅の北はじの 200~300 m の丘陵におわる。この丘陵地の北は広大な複合扇状地帯、すなわち十勝平野である。山地、丘陵地の東部は、南北方向に直線的に海によつて切られている。海岸は急崖が迫り、平坦地は河川の川口にのみ発達する。

図幅内の諸川は日高山脈より東に平行に流れるもので、北より楽古川、広尾川、美幌川、音調津川が主なるものである。それらの流路にそつて、河岸段丘が発達している。

平行する河川間の分水尾根には、北西~南東方向にならぶけんちよな鞍部がみとめられる。これらの配列は日高山脈主稜に平行し隣接図幅「楽古岳」地域内に連続する。いずれも地質構造上の意味をもつものである。

## III 地 質 概 説

この図幅地域の大半をしめるものは日高層群であり、南部に深成岩類、変成岩類およびミグマタイト類が分布している。この日高層群は日高変成帯の東翼をはしる不変成層の東南端にあたり、おおむね NNW の走向で、急傾斜あるいは逆転を示しつつ、東から西へ、新しい地層から古い地層へと帯状に分布している。

日高層群は下部（楽古層）と上部（広尾層）にわけられ、また地域の中央をはしる剪断破砕帯（オナオベツ層）にわけられる。楽古層は南部の深成岩地域付近ではホルンフェルス化しているが、砂岩、粘板岩が主で礫岩、石灰質団球などを含んでいる。広尾層は、主に砂岩、泥岩からなり、石灰岩、シャルスタインを夾在するもので、従来、時代未詳中生層とされていたものである。化石は全く産出せず楽古層と広尾層の時代は不明である

が、両者の関係はその岩相から同じ日高層群のものと解せられる。オナオベツ層は方解石および曹長石網脈の発達した構造帯であるが、楽古層あるいは広尾層のいずれにも属せしむることは困難なので便宜上独立した地層とした。

これらの地層の上に豊似川層（鮮新世）が楽古川河口附近に分布している。NNE の走

時代	地層	模式柱状図	記号	岩相	その他
第四紀	沖積世	現河床堆積物	A1	粘土, 砂, 礫	(日高変成帯の向上運動 花崗岩, 斑岩 ミグマタイト 片麻岩類の形成 輝緑岩の侵入)
	洪積世	段丘堆積物および扇状地堆積物	D	粘土, 砂, 礫	
		ピラオトリ層 20M±	DB	粘土, 砂, 礫, 亜炭	
新第三紀	鮮新世	豊似川層	To	礫岩含砂岩, 泥岩 砂岩 断層	
先白堊紀	日高層群	広尾層	Hb	凝灰質砂岩 砂岩 石灰岩 シャールスタイン 泥岩含団球 砂岩・泥岩互層 断層	
		オナオベツ層	Hon	含方解石網脈 粘板岩, 砂岩 断層	
	楽古層	Hr	砂岩 砂岩・粘板岩互層 含団球 礫岩 粘板岩		

第1図 一般地質層序表



向、 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{SE}$  の傾斜をもつた礫岩を主とする地層で淘汰はわるい。さらに亜炭をもつたピラオトリ層（洪積世）が楽古川河口附近に分布している。

段丘はよく発達しているが、日高帯中央部より流されてくる土砂が現河川の流域をうめて扇状地を形成しているため、海岸に発達する海成段丘、現河川の流域にみられる河岸段丘の区別すら困難な状態である。

## IV 堆積岩類

### IV.1 日高層群

#### IV.1.1 楽古層

楽古図幅（1959）の命名で下部日高層群をさしている。走向は NNE で急傾斜または逆転した地層であるが、岩相からみて下位から粘板岩層、互層部、砂岩層の3つにわけられる。

##### 粘板岩層

楽古層中の下部に位置するものと考えられるが、岩質は黒色ち密な粘板岩が主で厚層であるが、砂質部の部分があり層理はみえる。節理が発達しており、走向に約  $15^{\circ}$  程度斜交したものが多い。この地層は楽古図幅の C 層にあたるが、当地域では互層部の下部に位置することが明らかである。層厚は約 1,000 m。

##### 互層部

海岸に分布している地層はほとんどこの部分で主に砂岩および砂質粘板岩の数 mm の薄互層からなっており、上部に礫岩、下部に石灰質団球を含む層がみられる。上部にやや厚層の砂岩がみられるが、大部分は縞状の小沈積輪廻を示しており、地層の上下関係も判別することが出来る。海岸地域における逆転構造はこの葉理によつて判明することができた。石灰質団球は拳大～人頭大のやや扁平のものが多く、細粒の砂岩層に入っている。礫岩層はそのぼう縮がはげしく、おおむね 10 m 土であるが上下に粗粒砂岩の厚層がくるともある。礫の大きさは親指大のものが多く、まれに人頭大のものが入っている。扁平な円礫～亜円礫が多く輝緑岩、粘板岩、玢岩、チャート、花崗岩などの礫をもつてくる。この部分は楽古岳図幅の A 層に当るが、当地域では粘板岩層の上位にある。層厚は約 1,700 m。

##### 砂岩層

岩質は灰色、ちみつな中粒砂岩であり、この中に黒色粘板岩の破片を多く含んでおり、特徴的である。一般に厚層であるが硬質な粘板岩の薄層をはさむことが多い。この層は楽

古岳図幅の B 層に当り層厚は約 2,000 m+。

#### IV.1.2 広尾層

広尾層の層序は次の通りである。

(8) 凝灰質砂岩層	700 m+
(7) 泥岩層	200 m±
(6) 砂岩層	750 m±
(5) シャールスタインおよび石灰岩	5~15 m
(4) 砂岩層	250 m±
(3) 泥岩層	300 m±
(2) 砂岩層	150 m±
(1) 砂岩互層	1,400 m+

(1) は砂岩が卓越した砂岩および泥岩の互層である。(2), (4) および (6) は楽古層の砂岩層と非常によく類似した岩相を示し、粘板岩の破片を含んだ中粒の灰色砂岩である。(3) および (7) は細片状によくはげる、やや軟質の泥岩で、北海道における白堊紀層の泥岩相とよく似た岩質である。(3) の中には人頭大の球形の団球を多く含んでいる。(5) は不均質な灰白色石灰岩で部分的にシャールスタインと入り組んだ形のものもある。(8) は凝灰質の黒灰色砂岩で塊状のものが多い。

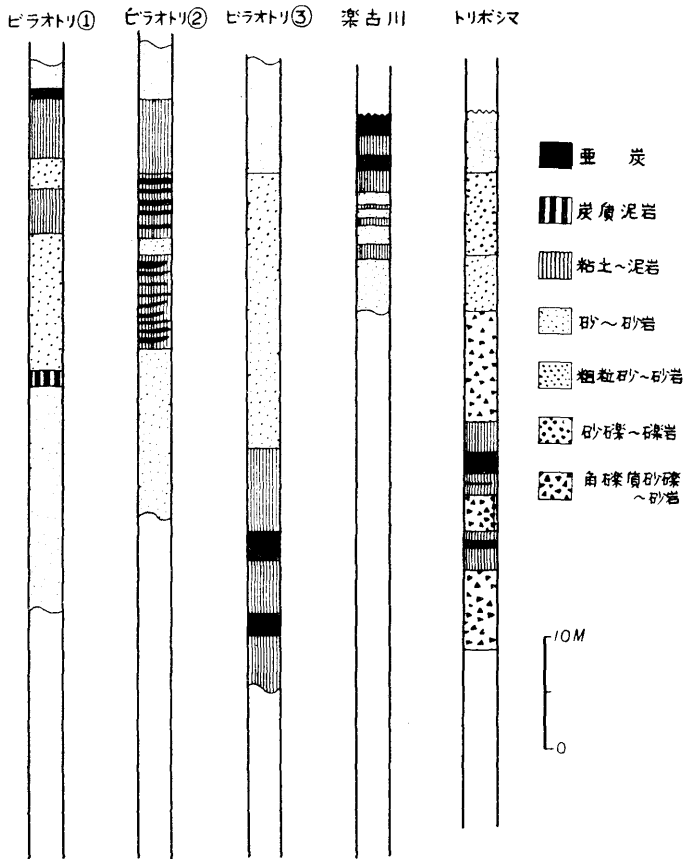
広尾層は大樹図幅 (10 万分の 1) の命名で時代未詳中生層としてしられていたものである。上述のように砂岩は楽古層のものと近似しており、泥岩は白堊紀層のものと近似しているが、シャールスタインおよび石灰岩の存在から将来、下部白堊系あるいは上部ジュラ系あたりに対比される可能性がある。広尾層と楽古層との関係は岩質および構造からみて大きな時代の差はないものと考えられる。

#### IV.1.3 オナオベツ層

地域の中央部を NNW の走向ではしる剪断帯は原岩が粘板岩および砂岩と考えられるが、その中を方解石および曹長石の網脈が非常に発達した地層である。この剪断帯は約 1,300 m もの幅をもっており、いわゆる鳥糞状岩として特異の岩貌を示している。原岩を考えるならば、広尾層あるいは楽古層のいずれかに属するものと考えられるが、原岩を判定することが困難なため、便宜上、一つの地層としてオナオベツ層とした。

### IV.2 豊似川層

楽古川下流附近に分布し、おおむね N10°~20°E, 50°~70°SWW で礫岩を主とした地



第2図 ピラオトリ層柱状図

層である。日高層群の北北西に対して北北東の走向を示し、日高層群ほど急傾斜ではないが地層はかなりたつており、広尾層とも断層をもつて接していることから考えると、鮮新世後の運動も大規模なものであつたことが考えられる。礫岩は陶汰が悪く、礫岩中にレンズ状に泥岩、砂岩の互層を含んでいる。なお、上部になると礫岩は粗粒な砂岩にかわつている。化石はこの地域ではみつけることが出来ず、礫の種類はホルンフェルス、花崗岩、黒色粘板岩、灰色粘板岩、シャルスタイン、輝緑岩などの日高層群のものがほとんどである。ふつう親指程度の垂円礫が多い。豊似川層の時代はその岩質から鮮新世に対比されるものと考えられる。層厚は約 120 m+。

### IV.3 ピラオトリ層

楽古川河口附近、ピラオトリ、トリボシマ下流および円山の南側に分布する。豊似川層を不整合にきつて殆ど水平に分布し、上は段丘礫層にさらされている。岩質は未凝固の粗粒～細粒の砂岩、黒色～緑色の粘土層の互層であるが、亜炭、岩質粘土、凝灰質砂岩などをはさんでいる。層相変化がはげしく、亜炭の層準も少なくとも 3 つある。この層はその堆積からみて、下部洪積世に属するものと考えられる。層厚は約 20 m±。

### IV.4 段丘堆積物および扇状地堆積物

段丘は海岸は海成段丘、各河川の河岸には河岸段丘が発達しているが、この上を日高山脈から流れてた土砂が厚く覆い、扇状地を形成している。従つて段丘が現河川の流域に残つておらず、歴大な扇状地堆積物に覆われ、現河川はこれをきつて流れているわけである。

## V 変成岩類およびミグマタイト

この地域で観察される変成岩類、ミグマタイトにはつぎのようなものがある。

- ホルンフェルス類
- 黒雲母片岩および黒雲母片麻岩
- 角閃岩
- 含堇青石黒雲母ミグマタイト

### V.1 ホルンフェルス類

ホルンフェルス類は、変成帯の外側におよそ 2 km 幅の帯状分布をしめしている。すな

わち音調津より約 2 km 南方，海岸ムイケレより北西西に走り美幌川中流を通る線がホルンフェルスと不変成岩との境界になる。

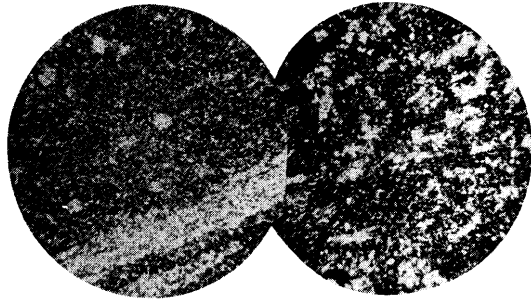
変成帯のもつとも外側のホルンフェルスは，むしろ変砂岩，粘板岩とよぶべき岩石である。変成度すなわち再結晶の度合は変砂岩，粘板岩の帯を通じてほぼ一定しているが，片麻岩，ミグマタイトに近接する位置で，片理のいちじるしい片状黒雲母ホルンフェルスが発達している。おおくの場所では，変砂岩，粘板岩の帯と片状ホルンフェルスの帯との間に剪断帯がみられ，ここを境にして，それぞれの帯での層理面あるいは片理面の走向・傾斜が変わる。

深成岩類の接触部では，わずか数メートル幅の完全再結晶質黒雲母ホルンフェルスが発達することがある。

#### V.1.a 変砂岩・粘板岩

これらの岩石は原岩の構造をそのままに残している熱変成岩である。層理面なども不変成岩帯にそのまま連続する。熱変成鉱物は，膠結物質のなかに生じた不定形の黒雲母である。ムイケシ，ルベシベツ近くでは砂岩層のなかに介在する石灰質団球の変成が，注意され報告されている。砂岩の変成に比べ石灰質部分の変成は透輝石，斜長石の組合せでしめされるように，一見ひじょうに進んだものようである。

粘板岩起源のホルンフェルスには，黒雲母とともに絹雲母が 0.02~0.04 mm 程度の斑点をつくり形成せられていることがある。



第3図 ホルンフェルス  
粘板岩起源部のなかの白い斑点は  
絹雲母の斑状変晶である。  
視野直径約 2 mm

#### V.1.b 片状黒雲母ホルンフェルス

まえにのべたように，この岩石は変砂岩，粘板岩類と剪断帯できりはなされ，むしろ片麻岩の単位の一つとして発達している。石英，斜長石よりなる細い脈が，片理に大体平行に形成されている。

粘板岩源と考えられる細粒部を検鏡すれば，

0.02~3 mm の粒状斜長石，石英の間に，同じ大きさのいくらか薄片状黒雲母が配列して

いる。黒雲母はいくらか層状に発達している。これは堆積のラミナをしめすものであろう。しかしそれぞれの黒雲母の片状結晶は、そのラミナと必ずしも平行に配列していない。ラミナあるいは片状黒雲母結晶の方向に平行して、0.1~0.2 mm 幅のおもに石英よりなりたつシュリーレン、レンズが発達する。

## V.2 黒雲母片岩および黒雲母片麻岩

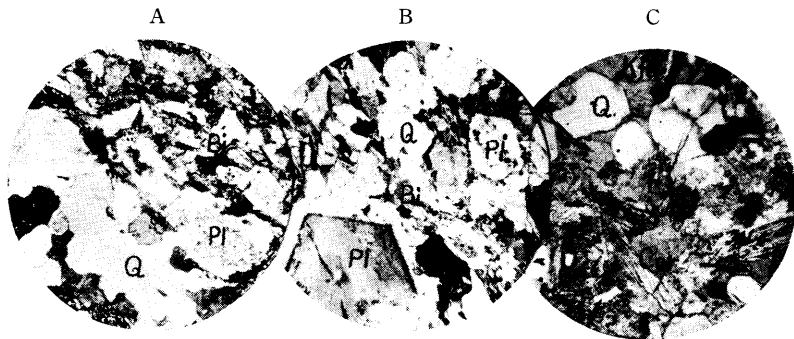
黒雲母片岩および黒雲母片麻岩は音調津川上流 778 m 峰を中心に分布するミグマタイトのまわりに整合的な帯状分布をしめし発達している。これらは、したがって、ミグマタイトとホルンフェルスとの中間帯に位置することになる。

しかし、片麻岩のあるものはミグマタイトの領域のなかにも、紡錘形、または不規則なブロック形のパレオソームとしてたくさんみることができ、778 m 峰東面ではこのような産状がとくにいちじるしい。

### V.2.a 黒雲母片岩

黒雲母片岩は細粒、比較的によわい片状構造をしめしている。音調津川上流部では白い細脈をとめない、細かく褶曲することがおおい。

鏡下では 0.05 mm ほどの等粒、モザイク状斜長石および石英の間に、1 方向に配列する淡黄褐色の黒雲母の葉片状結晶がみとめられる。斜長石はおもに単晶で、An 30 程度の成



第4図 片状ホルンフェルス—堇青石黒雲母ミグマタイト

視野直径 2 mm

- A: 片状黒雲母ホルンフェルス
- B: 斜長石斑状変晶をもつ黒雲母片麻岩
- C: 堇青石黒雲母ミグマタイト  
堇青石はピナイト化している。

Q: 石英, Pl: 斜長石, Kfel: カリ長石, Bi: 黒雲母, Cor: 堇青石

分である。白色の脈状部は 0.3~0.05 mm ほどの石英の粒状結晶より成りたつ。いくらかの斜長石、白雲母もともなわれている。

片麻岩域に近い位置では粒度は 0.1 mm 程度に大きくなる。ところどころに堇青石——絹雲母によつて置換されている——の斑点の形成されていることがある。

#### V.2.b 黒雲母片麻岩

ミグマタイトのなかのパレオソームをつくっているものを除くならば、この地域でみとめられる黒雲母片麻岩は一般に細粒である。

主要な岩型は縞状片麻岩である。

石英、長石にとむ脈状部は数 mm 程度の間かくで、細粒の黒雲母片麻岩ないしホルンフェルス質岩石のなかに発達している。脈状部の 60~70 %は石英からつくられている。石英は 1~2 mm ほどの粒状あるいは 4 mm に及ぶ不規則な形をとり、あとのものは斜長石を包有することがおおい。斜長石は 1~0.5 mm ほどの丸みのある変晶、あるいは 2 mm の斑状変晶を形成する。カリ長石はいくらか発達している。これは斜長石をいちじるしく交代し、粒間にひろがつている。

有色鉱物はすくない。黒雲母および白雲母はそのおもなものである。他に電気石のみられることがある。

優白質脈と交互に発達する細粒部は、粒度 0.2~0.3 mm ほどの黒雲母片麻岩質である。斜長石および少量の石英の等粒変晶の間に 0.3 mm の葉片状黒雲母が縞状部に平行に配列する。脈状部に接する部分にはしばしば白雲母がみとめられる。細粒部のなかにも、ところどころに前記の斑状変晶状斜長石が発達している。

778 m 峰東面に発達するはんれい岩岩体の東側に、せまい範囲ではあるが帯状に、斜長石斑状変晶をもつ黒雲母片麻岩が分布している。

この片麻岩は一部にミグマタイト質岩石をともなつており、自体もいちじるしく粗粒になつている。斜長石の変晶はおもに、なかば自形的な 1~1.5 mm ほどの結晶で、主軸を方向にそろえて配列している。よわい累帯構造がある。結晶の外縁部に近く粒状の黒雲母、石英をつつみこむものがおおい。変晶のあるものは 4~5 mm ほどの自形をしめす結晶に生長している。石英は 0.5 mm 以下のレンズ状、不規則な形態をしめし集中しているが、モザイク状に再結晶をするものがおおい。黒雲母は赤黄褐色をしめす。これらは 0.2~0.3 mm の葉片結晶であるが、斜長石のまわりに集中して発達する。ジルコンをふくむものがおおい。

### V.3 角閃岩

図幅の西南方 778 m の山地には、ミグマタイトのなかに層状の角閃岩が発達している。この角閃岩はまわりのミグマタイトあるいは片麻岩と整合的に山地をとりかこみ、母岩のドーム状構造を強調する。あとに記載するように、角閃岩は原岩の構造をまったく止めていない。したがって輝緑岩よう岩石、塩基性の堆積岩のどれに由来するか明らかでない。

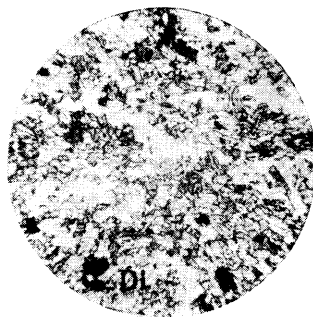
角閃岩は暗緑色、緻密であり、肉眼的には片理が強い。まわりのミグマタイトのなかにブロックとしてとりこまれることがおおい。片理にそつていくらか黄緑色をおびる透輝石の脈、シュリーレンを生ずることがある。

鏡下では、細粒の角閃石および斜長石が主成分をなしている。グラノプラスト～ネマトプラスト構造をしめている。

斜長石は径 0.1～0.3 mm 程度のモザイク粒状結晶をつくる。累帯構造はない。双晶はまれにアルバイ ト形式のものがある。

角閃石は 0.2～0.1 mm ほどの柱状ないしモザイク状結晶である。 $\hat{C}Z=20^\circ\sim 22^\circ$ , X: 淡褐緑色, Y=Z: 緑褐色～淡褐色。層状に集中し、細かく波うつことがおおい。

透輝石はいちじるしく汚れた灰長石とくみあい、シュリーレンを形成している。結晶の境界はひじょうに不規則、粒度も 0.5～0.1 mm までいどの変化がある。このシュリーレンのなかには透輝石にともなわれカミングトン閃石が少量みられる。



第5図 角閃岩

### V.4 ミグマタイト

この地域のミグマタイトは、778 m 峰を中心に、片麻岩や片岩類の中核に分布している。ミグマタイトは堇青石を含有する岩型で含堇青石黒雲母ミグマタイトとよばれている。この地域ではミグマタイトおよび変成岩類は構造的に、ドームを形成するにいたつた一連の作用を反映している。

岩石は中粒、ほとんど塊状をしめし、斜長石、石英、曹長石、黒雲母、白雲母、堇青石より構成されている。部分的には黒雲母などが配列し片麻岩組織がみとめられる。片麻岩のパレオソームをたくさんふくみ、またひろく石英の団塊が含有されている。



斜長石は1.5~0.5 mmの丸みのある短柱状結晶がおおい。累帯はない。An 30内外の成分である。石英はもつとも多量にふくまれている。これらは2~1 mmの粒状結晶である。なかには斜長石をつつみこみ、数 cmの範囲にひろがることがある。団塊状の石英は卵形、球形、ジュリーレンあるいは不定形といろいろな形をもつ径1~4 cmほどの結晶集合体である。これらは含葦青石黒雲母ミグマタイトのなかではいたるところにみられるが、とりわけて片麻岩のパレオソームを含む地域におおい。

曹長石は斜長石、石英などの間隙に、斑点状にひろがっている。斜長石は曹長石により交代されている。石英は曹長石に対し自形的で、包有される結晶には完全な自形結晶さえみられる。

黒雲母は1 mm内外の淡赤褐色の葉片状結晶をしめす。多少集中してクロットをつくり、配列性をもつことがおおい。葦青石は1 cmに及ぶ大きなボイキロプラストをなすことがある。粒状の石英をつつみこみ、ともなっている。おおくの場合絹雲母、緑泥石に変化している。黒雲母によつて交代されることも少くはない。

## VI 火 成 岩

この図幅にみられる火成岩は若干の脈岩の発達をのぞけば、すべて日高変成帯にともなわれる深成岩類である。

日高変成帯では、帯の西側に発達する火成岩類は、変成帯形成の比較的早期に生じた塩基性岩で、進入の後に変成したミグマタイト化作用をうけることもめずらしくない。これに対し、帯の東側の深成岩類は、変成帯成立の晩期の活動をしめすもので、塩基性岩とならび酸性岩もひろく分布している。

この地域の深成岩は塩基性岩および酸性岩の2つの型に属するが、塩基性岩はミグマタイトおよび片麻岩類よりなる変成帯の中軸帯と、その外側のホルンフェルス帯との境界の構造的不連続帯にそつて発達している。すなわち進入活動はその構造帯が形成された後に開始されたとみることができる。進入体の形態はなかば整合的であり、一方ではなかば不調和的でもある。このような性質の塩基性岩は日高変成帯での塩基性深成岩活動を時相上、構造上の見地より区分するとき、一括して正規はんれい岩とよばれている。

しかしながらこの地域の塩基性深成岩類は他の地域、たとえば幌尻岳の岩石とは異つた性質をおびている。

ここではいちおう正規はんれい岩に属するというにすることが、岩質の上からみるとき

ははんれい岩とはふつう呼べぬ岩石もふくむものであることをおことわりしておかねばならぬ。

この図幅に発達する火成岩は進入岩体の単位別にのべればつぎのように分けられる。

主進入岩類 (正規はんれい岩類)	}	かんらん石はんれい岩 はんれい岩類 角閃石はんれい岩 閃緑岩
花こう岩類	}	黒雲母花こう岩 含角閃石黒雲母花こう岩 花こう閃緑岩
かんらん石はんれい岩		
脈 岩 類	}	アプライト 変ひん岩

## VI.1 主進入岩類（正規はんれい岩類）

この岩体はかんらん石はんれい岩より閃緑岩、トーナライトにおよぶ多種多様の岩石を包含するのであるが、進入活動としては1つの単位に属すると考えられる。進入体はすでにのべたように片麻岩とホルンフェルス帯の間に発達している。すなわち変成帯のなかの1つの主要な構造帯、不連続帯が進入体の延びと一致している。しかし岩体はここよりのびてホルンフェルス帯をも切り、その東端は海岸タンネイツにみとめられる。

すなわち岩体はタンネイツより、2~4 km 幅で西方におよそ 15 km のび、隣接図幅楽古岳のなかに終つている。産状よりみれば1つの岩床をしめしている。

主進入岩体は多岐多様の岩質から複雑にくみだられているばかりでなく、花こう岩類によつて貫ぬかれ、部分的にはいちじるしく同化されてもいる。この岩体を構成している各岩質についてつぎにのべる。

### VI.1.a かんらん石はんれい岩

ここにのべるかんらん石はんれい岩は、あとで記述する同名の岩石とは岩体の単位が異なるばかりでなく、岩質も相違する。このかんらん石はんれい岩の発達は、岩体のなかで限定されていて、コイカクシュ音調津川中流、柴沢にみられるのみである。

岩石は細粒ないし中粒、均質である。磁硫鉄鉱をふくむことから、1941年頃には探鉱の対象となつていた。

鏡下では自形的斜長石とオフィティックな有色鉱物とが特徴ある組織をあらわしている。

斜長石は1 mm 内外，ほとんど自形的で，An 80～50の成分である。累帯構造はいくらか発達する。

かんらん石は0.3 mm 内外の粒状をしめし，淡緑色角閃石，しそ輝石により被覆されている。 $2Va=84^\circ$ 。

普通輝石は斜長石の間隙をうずめ2 mm 以上にひろがるポイキリティックな発達をする。これに対ししそ輝石は0.3～0.5 mm の短柱状結晶をつくることがおおい。 $2Va=57^\circ$ 。

磁硫鉄鉱は，しばしば斜長石の間をうずめている。

これらは角閃石あるいは輝石でつつみこまれることがおおい。

黒雲母はほとんどみとめられない。

#### VI.1.b 両輝石はんれい岩

はんれい岩は深成岩構造をしめす，輝石および基性斜長石を主成分とする岩石の名称である。しかし，この地域では標式的な岩型は岩体の小部分を構成しているのみで，はんれい岩質岩石の大半は角閃石，黒雲母，石英をともなっている。このような角閃石を有色成分の主なものとする岩型や酸性岩的要素をおびる岩石はひじょうに不規則に発達し，せま

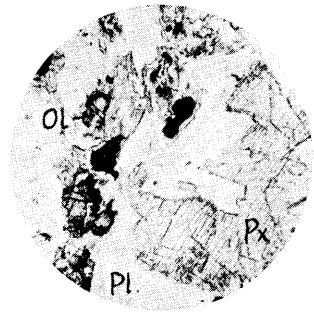


第7図 両輝石はんれい岩中粒相

Pl: 斜長石, Px: 普通輝石, Hyp: しそ輝石

鏡下でかんさつすると，典型的な半自形粒状のはんれい岩構造がある。

斜長石は粗粒なものでは3～4 mm，中粒岩では1～1.5 mm 粒度の半自形的である。累帯構造はわりあいに明らかで複雑双晶をするものがおおい。石英・黒雲母を伴わぬ岩型ではAn 75～70の成分をしめす。



第6図 かんらん石はんれい岩  
(栄沢)

Ol: かんらん石

Px: 普通輝石

Pl: 斜長石

い露頭でも標式的な岩石といりまじつてみられることがおおい。

もつとも標式的な両輝石はんれい岩は，音調津川中流域，コイカク音調津川，美幌川中流部などにみとめられる。

この岩石は中粒ないし粗粒の塊状岩である。

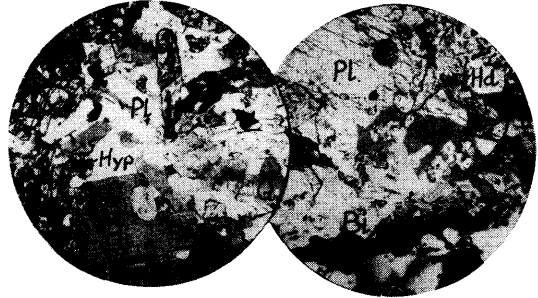
しそ輝石は 3 mm ほどの強固な柱状結晶をつくるか、0.5 mm ほどの粒状なものがある。粒状結晶は単斜輝石に包みこまれる。 $2V\alpha=70^\circ$ 。

普通輝石は 0.5~1 mm の粒状他形結晶集合として斜長石とくみあうか、あるいは 5 mm 以上におよぶ他形、ポイキリティックな産状をしめす。あとのものは斜長石の自形結晶、粒状しそ輝石を包み、大きな斜長石の間隙にひろがつている。斜方、単斜両輝石のわりあいは一定でないが、いずれの場合も単斜輝石の形成は斜方輝石におこれる。

角閃石は普通輝石のまわりに、これを交替的に生じ斜長石の粒間にいちじるしくひろがる淡黄緑色のものと、しそ輝石を置換するカミントン閃石がある。

黒雲母および石英は、はんれい岩のおおくの岩型では主要成分として加わっている。このような岩石は石英、黒雲母はんれい岩とよぶべき組成をもっている（第 8 図）。

黒雲母はたいいてい斜長石の間隙に 2~4 mm に達するポイキリティックな単結晶をつくっている。これらは赤褐色で、石英と共生している。石英は斜長石の粒間にひろく発達しており、斜長石やしそ輝石 ( $2V\alpha=65\sim 52^\circ$ ) をつつみこむことがおおい。ポイキリティック

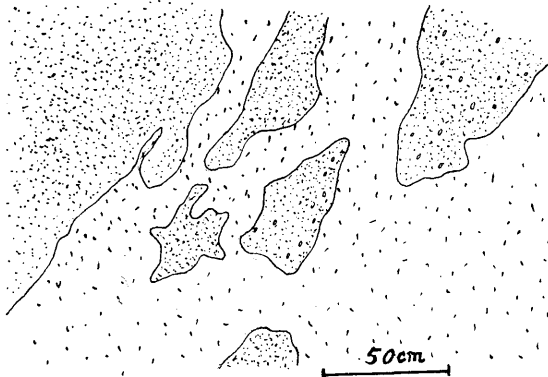


第 8 図 石英黒雲母はんれい岩

Pl: 斜長石, Q: 石英, Hyp: しそ輝石  
Hd: 角閃石, Bi: 黒雲母

な黒雲母のかわりに、淡黄緑の角閃石が発達することがある。

共生する斜長石は An 58~50、曹灰長石ないし中性長石にちかい。石英や黒雲母のいちじるしい部分では斜長石はひじょうに大形となり、5 mm にもおよぶものがある。これら大形斜長石はいず



第 9 図 はんれい岩にみられる細粒相の野外関係  
音調津川中流

れも An 40 ほどの成分である。

石英黒雲母はんれい岩では、普通輝石は一般にひじょうに減りノーライト質になつている点は注意に値する。

中粒の両輝石はんれい岩のなかには、細粒の岩塊が漸移的な境界をもつてつみこまれることがある。音調津川中流などでこの細粒岩はとくに注意される（第9図）。

細粒の岩石は標式的なはんれい岩構造をもっている。

斜長石は 1 mm ときには 4 mm におよぶ長柱状をなし、累帯構造はよわい。An 70 ないし An 50 程度の成分である。

しそ輝石は 0.5 mm 内外の半柱状をしめし斜長石にそつて発達する。  $2Va = 65^\circ \sim 52^\circ$ 。

普通輝石はしそ輝石よりおおい岩石もありいくらか少ないものもある。

0.3 mm の粒状、あるいは 1 mm ほどの他形結晶となり斜長石の間隙を埋めている。黒雲母はいつばんにおおくはないが、斑点状に石英とともに分布することがある。この部分には淡黄緑の角閃石の他形結晶もみられる。

#### VI. 1. c 角閃石はんれい岩

まえにのべたように粗粒ないし中粒の両輝石はんれい岩にともなわれ、それらと不可分の関係で、角閃石はんれい岩とよばれるべき岩型もみとめられる。この岩型はおおくの場合輝石をほとんど欠き、有色鉱物は淡黄緑色の角閃石が主体をなしている。

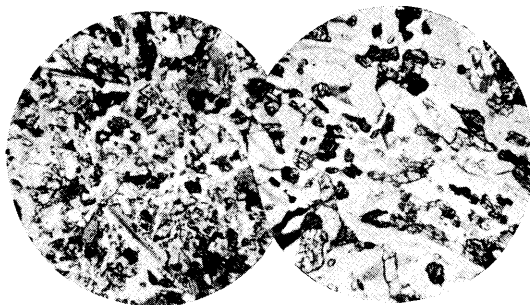
鏡下では半自形粒状、はんれい岩構造をしめす。

斜長石は長径 1~1.5 mm の短柱状、互にくみあつて半自形をなす。累帯はみられるが、いちじるしくはない。An 55 ほどの成分である。

角閃石は斜長石の間隙をうずめる他形結晶である。斜長石をふくんだポイキロブラストに類似の形がある。 $\hat{C}Z = 20^\circ$ 、淡黄緑色で多色性はよわい。

輝石はときに、しそ輝石の柱状結晶をふくむ。普通輝石はすべて角閃石におきかわつているものようである。

黒雲母および石英の形成はいちじるしくはない。この両者をたくさんふくむ岩型はあと



第 10 図 両輝石はんれい岩細粒相  
短冊状斜長石と輝石類よりなりたつ。

にのべる閃緑岩なのである。

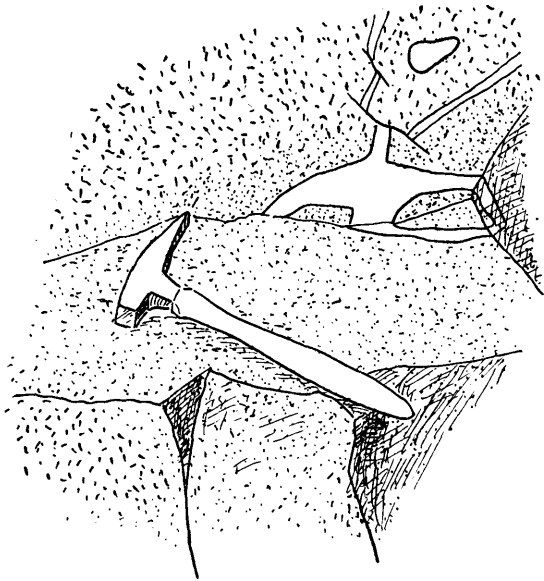
#### VI.1.d 石英カリ長石黒雲母はんれい岩

海岸タンネイソより背後の山地にかけて、ひじょうに特異な岩質のはんれい岩質岩石が分布している。この岩石は細粒から粗粒の岩相が複雑にくみあつている上、石英、カリ長石、黒雲母などがくわわり、部分的には石英の径5cmに達する球状の単晶が形成されているなど、岩質もめまぐるしく変化している(第11図)。

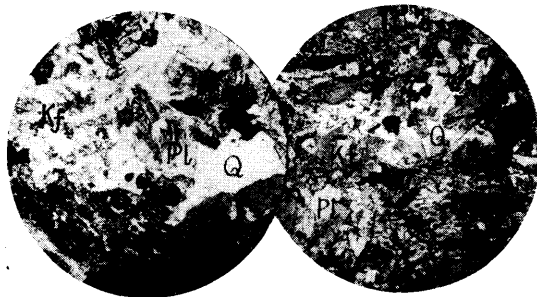
細粒の岩石は0.5~1mmの半白形柱状の斜長石、0.3mmほどの短柱状しそ輝石、粒状普通輝石の間隙に、ひろく石英、カリ長石、黒雲母が発達する岩型である。

石英、カリ長石は斜長石

あるいは輝石類を交代し変質を与え、輝石類はユラライトやカミングトン閃石におきかえ



第11図 石英カリ長石黒雲母はんれい岩の岩相の変化をしめす。細粒相と粗粒相とは不規則に混在している。石英の巨単晶はつねに粗粒相のなかに形成される。  
タンネイソ



第12図 石英カリ長石黒雲母はんれい岩

Kf: カリ長石, Q: 石英

黒雲母は輝石角閃石を交代している。

られている。これらの角閃石は黒雲母の片状結晶により交代されている。酸性岩物質がいちじるしく集中するような部分では、黒雲母の葉片状結晶が新たに生じた大型斜長石の間隙に晶出する(第12図)。

粗粒の岩型はその組織から2つのタイプにわけられ

る。その1はまえのはんれい岩の項にのべたような粗粒の岩型が基礎となり、それに石英、カリ長石、黒雲母がいちじるしく交替的に添加されたタイプである。斜長石は1~1.5 mmの半自形的で  $An\ 55\sim 30$  の成分をもっている。累帯構造は中核に不規則なものがある。輝石類は保存されている部分もあり、また角閃石化し、さらに黒雲母におきかわつている部分も少くはない。石英、カリ長石は結晶粒間に不規則にひろがり、いちじるしく交替的である。ときに斜長石の2~3 mmにおよぶ斑晶状結晶もふくまれる。

球状石英の巨晶のふくまれるのはこのタイプの岩石におおい。

他の1つの岩型は斜長石、しそ輝石、普通輝石、角閃石、黒雲母、石英、カリ長石からなりたつペグマタイト質岩石である。産状からみると脈状、ジュリーレン状、不規則なバッチ状と多様な形で前記の岩石のなかに発達している。

斜長石には5 mm~1 cmほどの自形的結晶が、とくに周縁部に発達している。内部の斜長石は2~3 mm 自形ないし半自形的で、石英に対しては自形性が明らかであるが、交代されている。周縁部の斜長石は第13図に示したように、まわりに細かな輝石、角閃石、斜長石をつつみこんでいる。そしてこの包有物のおおい部分ほど、細かな不規則な累帯がみとめられる。結晶の内部が均質であるのに、外縁の累帯部が不規則に消光することがある。これらの巨晶がまわりを交代して形成された斑状変晶的生長によることは明らかである。

このような交替的な岩相は有色鉱物として輝石類がいちじるしく発達している。そのあるものは角閃石化してはいるが、一方では石英、カリ長石や黒雲母と共生しながらも存在している。さらに交代された細粒岩の輝石類が角閃石化しているにも拘らず、ペグマタイト状の部分に輝石が安定に発達している点は、つぎのべる石英の単晶の発達と関連する輝石類の形成とともに興味ある現象である。

石英カリ長石黒雲母はんれい岩中の球状石英

タンネイソにおいては石英カリ長石黒雲母はんれい岩のなかに、石英の数センチメートルに達する単晶をふくむ岩相がしられている。

球状の石英はすでに第11図に示したように、タンネイソのあちらこちらでみることができる。おおくの石英は粗粒岩型のなかに分散しており、まわりには輝石や角閃石より



第13図 石英カリ長石黒雲母はんれい岩内の粗粒岩相

斜長石の巨晶は、細粒部を同化してひろがっている。同化不完全の部分にはおおくの不均質粒状部が発達している。

なる Rim が発達している。サマイクニブ岬の殉難碑の約 800 m 南方には、とくに石英の発達いちじるしい露頭がある。

石英はおおむね球状であるが、Rim が 2 重のもの、不規則なもの、石英のみならずペグマタイト質部分をもつものなどおおくの形態のものがあり、大きさは数 cm より 15 センチに達するものもある。

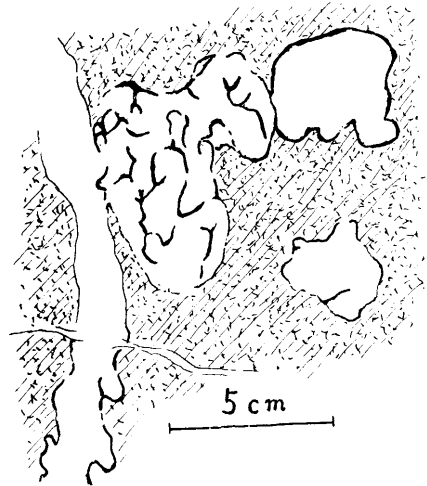
分布範囲は限られており約 20 m 程度のなかに集中する。そのいちじるしい地点では 1 m<sup>2</sup> 中に 10 コほども含まれる。石英の単晶は径 5 cm 程度のものがおおい。これらは周縁に径 1 cm 内外の石英集合体をもち、カリ長石、斜長石 (An 30 ~ 15) をともなつて、ペグマタイト質に移行するものもある。Rim は幅 2 mm ほどの普通輝石、角閃石よりなりたつ。Rim の不完全なものほどペグマタイト質部分がいちじるしく、母岩中の同質部分へと連続する。

このペグマタイト質部分は、ある部分ではシュリーレンあるいは脈状になり、それらのなかに不完全な球状石英の形成されていることもある。ペグマタイト質部分あるいは石英の球状結晶は、母岩の鉱物を明らかに交代しており、しばしばつみこみ、また石英単晶の 1 部が母岩中に延びている。すなわちこの石英は捕獲されたものではなく、交替的に形成された斑状変晶と考えるべきものである。

このような石英のいちじるしい発達は、コイカク音調津川中流の音調津鉱業所の坑道内あるいは美幌川中流部の同鉱業所大勝坑附近黒鉛大露頭にも認められる。これらの地点では石英は母岩のなかに分散し、おおくは完全な Rim によつて分離されている。そして母岩は石英黒雲母の発達のすくないはんれい岩あるいはユラライトはんれい岩である。

#### VI.1.e 閃緑岩

閃緑岩は主進入岩体の半ば以上の地域をしめ、とくにルベシベツ川上流にひろく発達している。岩石は中粒ないし粗粒塊状を呈している。部分的には細粒部もふくみ、ペグマタイト質のシュリーレンをもつこともあるが、いつぱんには均質な岩石である。



第 14 図 はんれい岩中に発達する石英の斑状変晶



組成鉱物の上では、角閃石はんれい岩質より石英黒雲母閃緑岩質岩石が区別される。また部分的にはトーナライト質岩石もふくめられる。はんれい岩と閃緑岩の角閃岩はんれい岩質部との相違は、輝石の発達に代る他形的角閃石の形成されている点にある。

鏡下でみると半自形ないし他形粒状構造がある。

斜長石は主軸にのびた半自形的で、細粒部では 0.5~1 mm、粗粒部では 1~1.5 mm の粒度である。累帯構造はややいちじるしい。成分の範囲は An 55~35 すなわち中性長石である。輝石に対しては他形的のこともあるが、いつぱんに角閃石には自形的である。

輝石は淡褐緑色角閃石のなかに不規則に残存するのみで、しそ輝石はカミングトン閃石にかわつている (第 15 図)。



第 15 図 閃 緑 岩

Pl: 斜長石, Q: 石英, Hd: 角閃石, Bi: 黒雲母

黒雲母には 2 つの型の結晶がある。1 つはカミングトン閃石や角閃石と平行連晶をつくる片状結晶集合として発達するものである。他の型の黒雲母は劇然とした結晶外形をもち、1~2 mm ほどのいくらかポイキリティックな発達をしめす濃褐色のものである。あとのものは斜長石などの間隙を交替的にひろがる石英と共生する。

第 1 の型の黒雲母は角閃石など、すでに生じていた有色鉱物を交代置換して形成された結晶と解されるが、第 2 の型の結晶は石英とともに岩石固結の後期に間隙を充填して生じた黒雲母であろう。

しばしば石英、黒雲母の発達するとともに、それらと組合つた自形ないし半自形の An 30 ほどの斜長石が生じている。この岩質部はトーナライトとよぶべき組成であつて、はんれい岩類のなかにも不規則に発達していることがある。

## VI.2 花こう岩

この地域の花こう岩ははんれい岩体の外方をとりかこんで発達している。すなわち変成

帯の東側では、はんれい岩体に近く北北西～南南東の方向に点々と配列する花こう岩質岩の小岩体があり、この東端の岩体が海岸ヨコマ岬にあらわれる。またビタタヌンケ近くの花こう岩は、はんれい岩体の南側を直接つみこみ貫いている。変成帯の東側の小岩体群は、ヨコマ岬の岩体をのぞき、すべてホルンフェルス帯のなかの剪断帯に形成されている。たいていの地点でこの剪断帯は再結晶完全なホルンフェルスの出現する位置となり、変堆積岩のそれと不連続的な走向・傾斜があらわれる。美幌川などでは、花こう岩質岩は片状ホルンフェルスに対するいちじるしい斑状変晶形成と関係をもっている。このような花こう岩質岩石は、岩質の上からは細粒～中粒の黒雲母花こう岩である。これに対し南側ビタタヌンケの花こう岩は中粒、比較的均質な含角閃石花こう岩および黒雲母花こう岩である。海岸オタオツチン帯では、花こう岩ははんれい岩をつらぬき、それらを取りこんで同化している。ここには多種多様の岩石がみられる。タンネイソ海岸では花こう岩はおなじようにはんれい岩を貫いて、はんれい岩のしそ輝石を多数捕獲している。

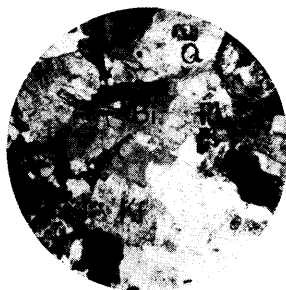
#### VI.2.a ヨコマ岬の黒雲母花こう岩

この黒雲母花こう岩は、すでにのべたように、変成帯東側の小岩体の延長部に位している。海岸ぞいでは堆積岩(変堆積岩類)との接触部には剪断帯はなく、2つの岩石がアブライト岩脈を境に接している。

岩質は細粒で塊状、黒雲母はいちじるしく多量含有されている。堆積岩源の捕獲岩片も少くはない。

鏡下では半自形、粒状構造がみとめられる。斜長石は0.3～0.1 mmの長い短冊状結晶である。累帯は明らかでAn 38～15の成分をもつ(第16図)。

石英、カリ長石は間隙充填的であるが、時には0.5 mmほどにひろがる。この2つのものはしばしばミルメカイトをつくっている。黒雲母は0.1～2 mmの針状結晶である。



第16図 黒雲母花こう岩

Pl: 斜長石, Q: 石英

Kf: カリ長石, Bi: 黒雲母

#### VI.2.b 含角閃石黒雲母花こう岩

これは海岸ビタタヌンケよりタンネイソにかけ、すなわちトモチクシ岬、オタオツチン岩礁を中心に発達する花こう岩である。この岩体は十勝～日高国境山地にひろく発達しホルンフェルスとはんれい岩体との境界に分布している。岩質は塊状、均質ではあるが、色のくろい細粒の閃緑岩質パッチおよび黒雲母のクロット状集合体がふつうにみとめられる。

斜長石は 1~0.1 mm の半自形状で、明瞭な累帯をもっている。An 35~15 の成分である。カリ長石によつていちじるしく交代されている。音調津川上流の岩石はやや塩基性で、An 45~25 の成分である。しかしカリ長石により侵される点にはかわりがない。

石英の間隙充填的である。カリ長石の発達も斜長石の粒間にみられるが、ひろく交代的に拡大し、斜長石、石英をつつみこむ例が少くない。

黒雲母は茶褐色で  $Nr=1.641$ 、しばしば片状結晶が集中し配列してクロットをつくる。

角閃石はほとんど無色~淡緑色、 $\hat{CZ}=21^\circ$ 、微細な結晶の集合体となることがある。

副成分のなかで、やや顕著なものは磷灰石である。

タンネイソにおけるはんれい岩との接触部には黒雲母を主とする斑点が、花こう岩にみとめられる。この斑点は 0.1 mm ほどの鱗片状黒雲母結晶の集合体であるが、屑石とともなつて、しそ輝石が中心につつみこみこまれている。しそ輝石は 0.3 mm あるいは 0.05 mm の柱状ないし粒状結晶で  $2V\alpha=55^\circ$ 、これらはへきかいに沿つて分離され、緑泥石、ウラル石に変化している。

これらしそ輝石をもつ黒雲母の斑点は、接触部より遠ざかるにつれ減少し、ついに消失する。

花こう岩にとりこまれているしそ輝石は不安定な状態をしめし、あきらかにはんれい岩よりとりこんだ捕獲結晶と考えられるものである。

### VI.2.c 花こう閃緑岩質岩石

ドモチクシ岬近くの山頂部には含角閃石黒雲母花こう岩の上部をしめて冠状に発達する灰白色、細粒の岩石がある。これが花こう閃緑岩である。花こう岩との接触部は判然としているが、この岩石は花こう岩のなかにとりこまれている。

花こう閃緑岩は鏡下ではつぎのようである。

斜長石は 0.5~0.1 mm の長柱状をしめす。なかには 1.5 mm の微晶もみられる。累帯は明瞭で、An 40~20 の成分をしめす。

石英、カリ長石はともに間隙充填物として発達する。他成分を包みこみポイキリティックな結晶をなすことがある。

黒雲母は緑褐色ないし明褐色の 0.2 mm ほどの片状結晶であり、振曲する。

角閃石は淡緑色類である。おおくは単晶をつくる。

この岩石は花こう岩の進入にいくらか先だつ形成をしめすのであるが、同一の進入単位にふくめられるものであろう。

### VI.3 かんらん石はんれい岩

かんらん石はんれい岩は海岸オタオッチシ、音調津川中流および図幅の西北端美幌川とコイカク音調津川との分水尾根附近に発達する。この岩石は主進入岩体にふくめられるかんらん石はんれい岩とは異つた進入單位に属し、岩質もまつたくちがうもので野外でも混同することはない。

かんらん石はんれい岩には優黒質および比較的優白質な2岩相がある。優黒質の岩相はドモチクシにおいて花こう岩を岩脈状に貫ぬいている。優白質な岩石は音調津川支流旧十勝ニッケル鉱山坑道において、主進入岩のはんれい岩をくさび形にきつている。

優黒質の岩石はオタオッチシ岩礁、美幌川に露頭があるほか、オタオッチシ岩礁よりN 80 W の方向に数カ所発達地があるらしい。しかしここは転石以外の智識はない。

この岩石は半オオフィティック構造をしめす。かんらん石、しそ輝石、異剥石、角閃石、黒雲母および斜長石よりなりたつ。成分の90%は有色鉱物である(第17図)。

かんらん石は1 mm ほどの粒状で、われめにそつて蛇紋石化している。

しそ輝石、異剥石は海岸の岩石ではもつとも多量に発達する。まわりに褐色角閃石、若干の黒雲母をとまなつている。しそ輝石は  $2Va=85^\circ$ ,  $En\ 18\ Fs\ 82$  の成分である。

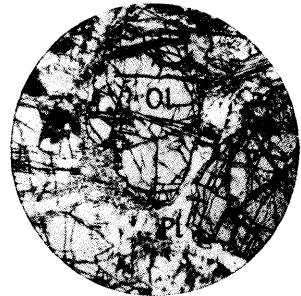
角閃石はこい褐色種である。 $\hat{C}\hat{Z}=26^\circ$ ,

斜長石は他形ないし半自形である。累帯はない。 $An\ 80, 75$  亜灰長石である。

優白質のかんらん石はんれい岩はトロクトル岩質部もふくんでいる。また境界の不明なペグマタイト質が発達することもある。

トロクトル岩は1~1.5 mm の半自形的斜長石  $An\ 80$  および径0.2~1 mm の粒状かんらん石からつくられている。ペグマタイト質部分をもつが、ここでは輝石、角閃石が従属的にくわつている。

かんらん石はんれい岩の優白部は斜長石、複色角閃岩、かんらん石、輝石、黒雲母の順に量を減ずる。斜長石は  $An\ 70$  の成分である。累帯をかく点などはまえにのべた特徴と異なる。その他の成分についても、すでにのべた優黒質部分と大差がない。この岩石で



第17図 かんらん石はんれい岩

Pl: 斜長石, Ol: かんらん石

異なることは褐色角閃石あるいは異剥石が自形的斜長石の間隙をうずめ、1 cm ほどのポイキリティックな斑点をつくることである。

## VI.4 脈 岩 類

この図幅地域の脈岩類は火成岩体のなか、あるいは変成帯の内部に観察され、2m~30cmの岩脈として発達している。

### VI.4.a アプライト

アプライトは深成岩体のなかに発達するが、とくに異つた岩石、岩相の接する部分、断層、剪断の位置におおい。鉱物成分上、これらには2つの型が存在するものようである。これらは花こう岩またははんれい岩、閃緑岩にそれぞれ伴われて異つた性質をしめすのである。

#### 花こう岩に伴われる岩型

ヨコマ岬のアプライトは花こう岩-堆積岩接合部に貫入しており、ホルンフェルス、花こう岩を捕獲含有している。

鏡下ではミルメカイト連晶がいちじるしい。組成鉱物はカリ長石、石英、斜長石、黒雲母の順に量を減ずる。カリ長石はパーサイト構造をあらわし、石英とミルメカイト連晶をつくる。斜長石は中核の成分  $An_{20}$  程度で、周縁にうすい新鮮な累帯をもっている。黒雲母がまれに発達をしめす。

#### はんれい岩体に伴われる岩型

海岸タンネイツでは石英・黒雲母はんれい岩を平行岩脈として貫ぬくアプライトがたくさん観察される。このアプライトは組成鉱物の量の順にのべると、斜長石、石英、カリ長石を主成分としている。斜長石は  $An_{15-10}$  であつて  $Ab$  分子がおおい。しかしカリ長石は少いものである。この脈岩には従属成分としてざくろ石を有している。ざくろ石はタンネイツ附近では稀であるが、オタオッチンでは1cm~2mmほどの集合体を形成している。ざくろ石は淡ピンク色、とくにその周縁部に0.2~0.3mmの斜長石、石英をもっている。

### VI.4.b 変ひん岩

この地域の他の脈岩はひじょうにすくない。

海岸ヨコマ岬の花こう岩の境界に近く、幅30cmほどのひん岩岩脈がある。この脈岩は熱変成作用をうけており、すくなくとも深成岩類進入に先だつた活動をしめすもののように考えられる。同質の脈岩はコイカク音調津川上流にも知られ、ここは片麻岩とホルンフ

ェルスとの境界にあたっている。したがってこの岩石の変成はいちじるしい。

鏡下で変成のよわいヨコマの岩石をみると、2~5 mm の自形的斜長石、1~2 mm の陽起石集合（輝石源）の斑晶とひじょうに細かな石基からなりたつている。

斑晶の斜長石は周縁より再結晶し、黒雲母が新生し、卵形になつている。輝石の斑晶はすべて微細な陽起石の集合になつている。集斑状構造をしめす部分もある。

石基はこまかな淡褐色黒雲母と斜長石からなりたつ。斜長石には 0.05~0.1 mm の微細な短冊状の形が残されている。

これら変ひん岩はホルンフェルス形成後、変成帯中軸の片麻岩、ミグマタイト形成に先だつて貫入した脈岩と考えられる。

## VII 地質構造

この地域の地質構造を大別すると、変成帯のそれと不変成帯の構造とがそれぞれ異つた特徴でしめされている。

変成帯はホルンフェルス発達帯以西をしめるのであるが、その一般走向は WNW—ESE をもっている。この図幅の地域では、口高変成帯の中央部の状態と異り、変成帯外縁は東西にはりだしている。

変成帯は構造的に外側のホルンフェルス帯とその内部の地帯とにわけることができる。

外側のホルンフェルス帯の岩石は、熱変成されてはいるが、源岩の構造（堆積構造）は不変成帯のそれに一致している。

内部変成帯は、これに対し剪断のいちじるしいせまい帯で分離されている。これを境界にし、内部では源堆積構造は失われ、代つて片理が出現する。片理の一般傾向は WNW—ESE, N に傾斜する。この方向は変成帯内部の走向および傾斜と一致するのである。

この剪断帯は剪断された再結晶完全ホルンフェルスか、片状ホルンフェルスで構成されている。

変成帯の中軸は片岩、片麻岩およびミグマタイトよりなるが、これらの岩石は、図幅の南西隅にあらわれており、1 つのドームをつくつている。これは音調津ドームとよばれ、堇青石黒雲母ミグマタイトの形成の際の運動にすべて関係づけられている。

このドームの外縁をとりかこむ形で、前記の剪断帯にそい各種火成岩が進入している。しかしすでにのべたように進入は不調和的であつて、ホルンフェルス帯にも及ぶ。進入の形成からみると、火成岩の形成は、ほとんどすべてミグマタイトドームの形成に遅れている。

火成岩に関しのとると、岩床状の主進入岩体の両側に花こう岩、さらにこれらを切るかんらん石はんれい岩体がある。

主進入岩の北および南側の花こう岩は岩質がいくらちがつている。南側の岩石が均質、深成的であるのに対し、北側の岩石は、形成する岩体が小さく、不均質であり、また一部には変晶状の鉱物形成が行われている。ことにこの変晶鉱物形成は地域の西北側ほどいちじるしい。この花こう岩小岩体はホルンフェルスの剪断帯上にすべてある。そしてこの延長配列はミグマタイトの中軸帯よりはずれてもつづいている。すなわちこの剪断は主進入岩体形成後の運動をしめすようである。音調津川ではこの剪断帯は南北に 1 km 内外くいちがつている。ここにはかんらん石はんれい岩が進入している。かんらん石はんれい岩体の延び (N—S 方向) は剪断を切る、より後期の運動をあらわすのであろう。

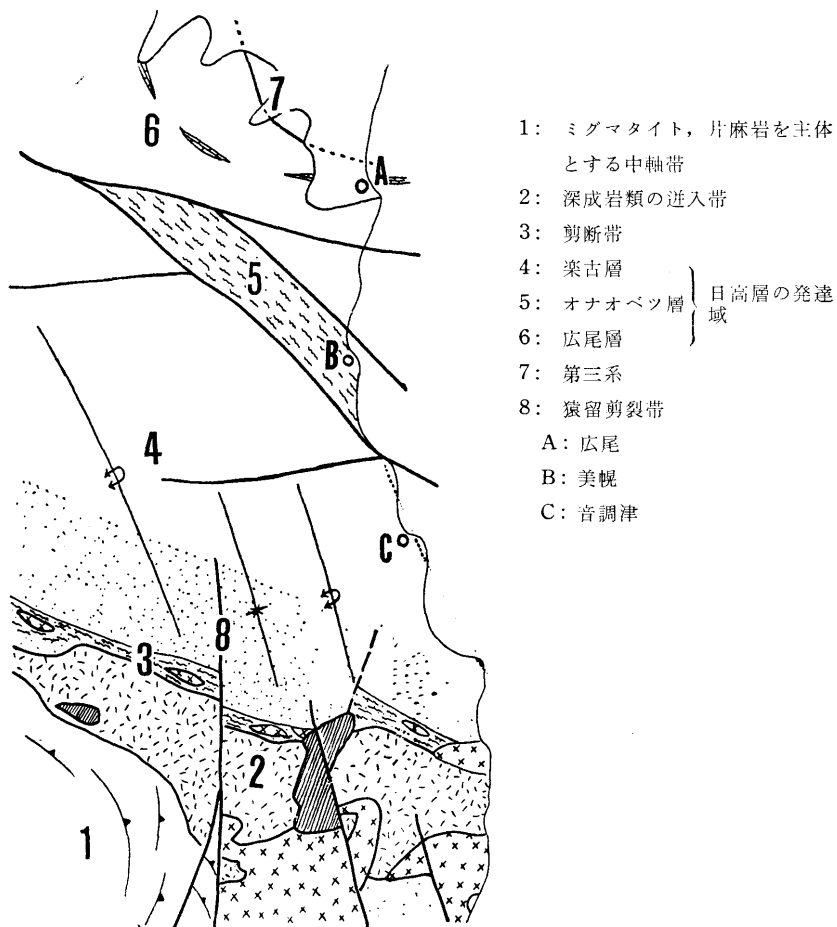
変成帯は、以上の走向性の構造線形成後に N—S 方向の、ひじょうにけん著な断層によつて切断されている。もつともいちじるしいものは、コイカク音調津川中流より音調津川上流を通り、猿留川にぬける断層である。

この断層は隣接する猿留幅につづき、庶野にいたるまで追跡されている猿留剪断帯の延長部である。これに平行する小規模の断層群はかんらん石はんれい岩、花こう岩体をきつて発達している。

不変成帯の構造は、きわめて錯雑している。大きくとらえるならば堆積岩類の走向は、日高層群楽古層においては N—S ないしわずかに W にふれるものである。この走向は変成帯の WNW—SES と斜交する。すなわち変成帯の現在の構造は、これら堆積岩類の構造がいちおう完成した後につくりあげられたことになる。つぎに堆積岩類のなかに、海岸オナオベツ、美幌附近より NW にのびるいちじるしい剪断破碎帯の発達があげられる。この剪断帯 (オナオベツ層) には方解石および曹長石の網脈が発達し、その幅は約 1,300 m にも達する。この剪断帯の東北部には日高層群の上部 (広尾層) が、西南部には下部 (楽古層) が、いずれも NNW の方向に発達し、これらの地層にも方解石および曹長石脈の入つた剪断部があり、全体として非常にもめている。すなわち楽古層では地層が逆転している場合が多く、音調津川、美幌川附近では褶曲構造がみられるほか、多くの断層により地層がきられている。しかし、全体としては、東部から西部へ、新しい地層から古い地層へと帯状に移り変つていく単斜構造といえよう。これは日高変成帯の浮き上りによる運動と解されるのである。

楽古川河口附近に分布する豊似川層 (鮮新世) も広尾層と断層をもつて接しており、地層の傾斜も  $50^{\circ}$ — $70^{\circ}$  くらいのもが多い。したがつて、鮮新世以後も造構造運動が行わ

れたことは明らかなことである。



第18図 構造概念図

## VIII 応用地質

この図幅内にふくまれるおもな鉱床は、はんれい岩に胚胎する含ニッケル磁硫鉄鉱鉛床、黒鉛鉄床およびピラオトリ層中に発達する垂炭層がある。含ニッケル磁硫鉄鉱、黒鉛鉄床は住友金属鉱山音調津鉱業所により探鉱されているが、現在は休山中である。



## VIII.1 含ニッケル磁硫鉄鈳，黒鉛鈳床

### 音調津鈳山

鈳床は広尾町音調津，コイカク音調津川中流および美幌川中流にある。そこまでは音調津市街よりそれぞれ 10, 14 km，トラック道路が開かれている。

この鈳床は黒鉛鈳床として明治末期に探鈳されていたようであるが，ニッケル鈳床としては昭和初年，東亜ニッケル株式会社により開坑された。この東亜ニッケル株式会社は昭和 13 年，十勝ニッケル株式会社と改称され，数カ所に探鈳坑道がもうけられた。一方美幌川の鈳床は成観鈳業株式会社の鈳区となり，昭和 15 年，大勝本坑（旧美幌一坑）が開坑された。これらから探鈳された鈳石は昭和 20 年までの間，住友金属鈳山園富鈳業所に送られていたが，大部分は融剤として利用せられ，銅，ニッケルは実取をみるに至らなかった。これら鈳床は昭和 22 年日本炭素株式会社の所有となり，日勝通洞坑（旧オシラベツ 2 坑），美幌黒鉛大露頭が開坑された。しかし黒鉛の選鈳に成功をみるに至らず，昭和 25 年休山した。

鈳区は昭和 26 年住友金属鈳山の所有となり，同社により黒鉛，銅，ニッケルを対象に大規模な探鈳が行われ基礎資料が集積された。その結果，昭和 33 年日勝 2, 3, 4 坑が探鈳のため開坑されたが，経済情勢の不況から同年 10 月休山となり現在にいたつている。現在事務所その他の諸施設は保存されている。

### 鈳 床

鈳床の母岩は主進入体を構成するはんれい岩であるが，閃緑岩に鈳床は胚胎しておらない。おおくの場合含ニッケル磁硫鉄鈳床は石墨鈳床をともなつている。

これらの鈳化地域は主進入岩体の延長方向に平行する  $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}W$  方向に  $1.5\times 6$  km の規模で，すなわちコイカク音調津川中流の各沢より美幌川中流にかけて带状に発達している。鈳化帯はこのなかに  $N70^{\circ}E$  ないし  $EW$  方向をしめし数条みとめられる。ピタタヌンケ沢上流，ルベシベツ沢源流などにも鈳化部は存在するが，はんれい岩質部の発達が小規模でかつ花こう岩によりたち切られているのであまり期待できぬ。

鈳化帯をつくるおもなる岩相は，はんれい岩類のうち，粗粒の黒雲母，角閃石を有するはんれい岩であるが，磁硫鉄鈳は鈳化帯構成岩石のなかでも，とくに優白質な細粒硬質の輝石はんれい岩にともなわれ鈳体自体となつている。この鈳体の周囲に発達する岩石は中粒黒雲母はんれい岩，中粒ないし粗粒の角閃石はんれい岩（輝石の角閃石化によるものもおおい）および石英黒雲母はんれい岩（角閃石化した岩質部をふくむ）などで，変化にと

んでいる。またしばしばアプライト岩脈、優白質シュリーレンなどが集中する傾向がある。

鉍床は塊状鉍体および散点鉍体のそれぞれが単位鉍体となり、それらの集合した形をもっている。各単位鉍体は鉍化帯のなかで  $N30^{\circ}\sim 40^{\circ}W$  方向にのびをしめし、雁行状に配列している。

形態の上よりみれば、きわめて扁平なレンズ状ないし板状をなし、それらの厚さはふつう2ないし5m程度、延長40ないし60m、傾斜延長10ないし20mと推定される。

上述のような地表部での鉍床賦存の傾向は、下部深部においてもおなじ形態をとるものと考えられる。

磁硫鉄鉍床の鉍石は、硫化鉍物の濃集度によつて塊状鉍、網状鉍、細粒散点鉍、粗粒散点鉍および脈状鉍などにわけられる。

塊状鉍は硫化鉍物が母岩をほとんど交代しつくし、塊状の産出状態をしめすものである。網状鉍は塊状鉍と母岩との境界に発達する剪断面に発達する半塊状鉍である。

細粒散点鉍は硫化鉍物の斑点が1mm程度のもので、0.1ないし0.5mmの磁硫鉄鉍が単晶あるいは2~3集合しているものである。粗粒散点鉍は、斑点が1cm内外で、磁硫鉄鉍の結晶がいくつか集結し、さらにそれらが交替的にひろがっているものである。これらの交代にともない母岩にはぶどう石、緑泥石などが形成されている。

脈状鉍は母岩をきるアプライトにきわめて粗粒(1~2cm)の磁硫鉄鉍がともなわれる形をもっている。この鉍石によつて大きな鉍体の生じている例はない。

鉍石鉍物は磁硫鉄鉍を主体とし、黄銅鉍、硫鉄ニッケル鉍、ポリディマイト、キューバナイト、紅ニッケル鉍、閃亜鉛鉍、方鉛鉍、チタン鉄鉍などをともなっている。このほか二次的鉍物として黄鉄鉍、白鉄鉍、ヴィオラル鉍、ブラボア鉍などがみとめられる。

石墨鉍床は  $N70^{\circ}\sim EW$  の構造線に支配されて発達しているようである。これらも扁平な鉍体を形成している。

石墨は鱗状のものであるが、つねにいちじるしい石英による交代作用を鉍化の前駆としてともなっている。石英は4~5mmないし3cmほどの球状の斑状変晶をつくり、微細な鱗片状石墨がそれらの変晶を再交代し濃集している。石墨が一見きわめて多量に賦存しているかの如くでも、品位が比較的低く、かつ選鉍に困難であるのはこのような生成にもとづくためである。

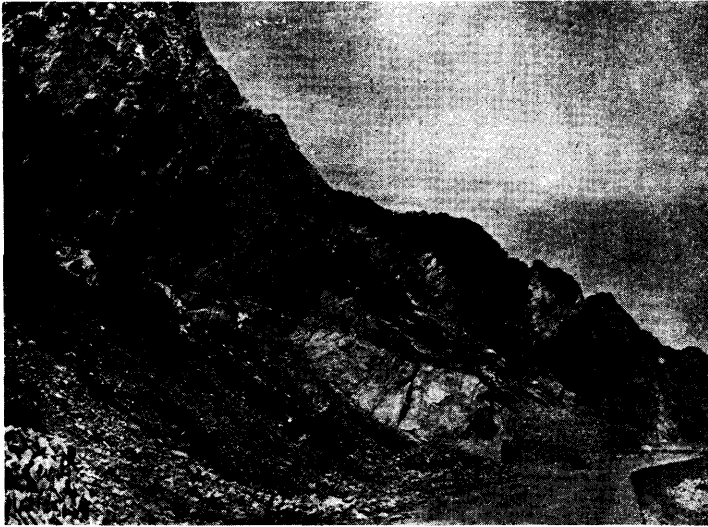
## VIII. 2 ピラオトリ亜炭層

広尾町市街地の約 3 km 北東方、楽古川右岸には、末凝結泥岩、砂岩層を主体とするピラオトリ層が、段丘礫層の下に発達する。この地層は層厚 1 m 内外の亜炭層を介しており、この亜炭はかつて数カ所で稼行されていた。しかし現在はいずれも廃坑となり、坑道も破壊されている。亜炭は炭化度のひくいものである。また河水面 10 m 内外の高距しかしめしておらぬ上、水平層であるために、あまり今後に期待はもてない。

## 文 献

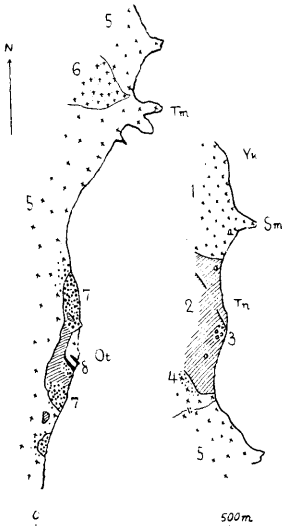
- 赤岡純一郎・杉本忠雄 (1941): 北海道の含ニッケル磁硫鉄鉱に床について (第一報), 北工試鉱調報, No. 1, P. 1~63.
- (1941): 北海道十勝国音調津のニッケル鉱 (要旨), 地質, Vol. 48, P. 118.
- 花井重次 (1934): 北海道襟裳岬附近の地形につきて, 地理評, Vol. 10, P. 720.
- 橋本誠二 (1944): 十勝国音調津附近二, 三の特殊深成岩について (要旨), 地質, Vol. 51, P. 34~35.
- (1948): 十勝国音調津の含ニッケル磁硫鉄鉱並びに石墨鉱床について, 北鉱会誌, Vol. 2, P. 120~134.
- (Hashimoto, Seiji) (1951): On the Nickel bearing Pyrrhotite and Graphite Deposits of Oshirabetsu, Tokachi Province, Hokkaido. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Vol. 7, P. 227~236.
- 舟橋三男 (1948): 日高帯と神居古潭帯の岩石について, 地団研会誌, Vol. 2, P. 18~26.
- (1949): 超塩基性火成岩に見られる二つの型について, 北地要, No. 12, P. 6~9.
- (1951): 北海道の日高帯と神居古潭帯の岩石, 地球科学, No. 4, P. 109~118.
- ・橋本誠二 (1951): 日高帯の地質, 地団研專報, No. 6, P. 1~38.
- ・橋本誠二・浅井 宏・猪木幸男・外崎 与之・木崎甲子郎・広田正一・春日井 昭 (1956): 日高帯南端部の変成岩類について, 第一部, 第二部, 第三部, 地質, Vol. 62, P. 401~408, P. 464~471, P. 541~549.
- ・橋本誠二・沢 俊明・斎藤正雄・斎藤義人 (1957): 日高国 様似郡 幌満鉱山の含ニッケル磁硫鉄鉱鉱床調査報告, 北地資, No. 31, P. 1~40.
- 舟橋三男 (1958): 北海道の変成岩および深成岩, 二十万分ノ一北海道地質図説明書, P. 37~40.
- ・橋本誠二 (1958): 襟裳めぐり地質案内, 北大理学部地質学鉱物学教室。
- 猪木幸男・舟橋三男 (1956): 五万分ノ一地質図幅及び説明書, 幌泉, 地質調査所。
- (1956): 五万分ノ一地質図幅及び説明書, 猿留, 地質調査所。
- ・垣見俊弘 (1956): 五万分ノ一地質図幅及び説明書, 襟裳岬, 地質調査所。
- 石橋正夫・舟橋三男 (1953): 音調津鉱山産キューバ鉱, 北地要, No. 22, P. 59.
- (1956): 音調津鉱山産のヴィオラル鉱, 北地要, No. 31, P. 24.

- 石橋正夫 (1956): 音調津鉱山産の紅ニッケル鉱, 北地要, Vol. 32, P. 23.
- 春日井 昭 (1957): 日高変成帯南端, 豊似岳周辺のミグマタイトの構造, 第一部 構造運動について, 地質, Vol. 63, P. 465~474.
- (1957): 日高変成帯南端, 豊似岳周辺のミグマタイトの構造, 第二部 構造運動と変成作用との関連について, 地質, Vol. 63, P. 527~540.
- 木崎甲子郎 (1956): 日高変成帯南部音調津山地のミグマタイトの構造について, 地質, Vol. 62, P. 415~430.
- (Kizaki, Koshiro) (1956): Petrofabrics of the Oshirabetsu Dome in the Southern Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. IV, Vol. 9, P. 289~317.
- 木崎甲子郎 (1957): 日高変成帯音調津地方にみられる交代性岩床, 地質, Vol. 63, P. 421.
- 根本忠寛・佐々保雄 (1933): 十萬分ノ一図幅及び説明書, 大樹, 北地調報, No. 3, P. 1~36.
- 岡村要蔵 (1910): 十勝国広尾郡及河西郡地方調査報告, 鉱調, No. 5, P. 107~145.
- 大平 安 (1926): 日高東南端海岸の火成岩, 地質, Vol. 33, P. 347~354.
- 志保井利夫・近藤皓二 (1956): 音調津鉱山の鉱床について, 鉱山地質, Vol. 6, P. 38.
- 外崎与之 (1951): 北海道日高国猿留川流域に発達する変成岩類並びに混成岩類の岩石学的研究, 北学芸, Vol. 3, P. 43~49.
- 鈴木 醇・根本忠寛 (1932): 本邦花崗岩の化学性に就いて, 岩叢, Vol. 8, P. 52~61.
- (Suzuki, Jun) (1934): Metamorphosed Calcareous Concretions in the Hornfels at the Southern Coast of the Tokachi Province, Hokkaido. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. 2, P. 323~338.
- 鈴木 醇 (1934): 北海道における花崗岩及びこれに附随せる接触変成岩について, 地質, Vol. 41, P. 394~397.
- (1934): 十勝国南部海岸のホルンフェルス中の変成石灰岩質団球について, 地質, Vol. 41, P. 666~680.
- (Suzuki, Jun) (1936): Geology and Mineral Resources of Hokkaido. Magazine Dai-Nippon Bummei Kyokwai, P. 1~7.
- (1936): 選択変成作用について, 科学, Vol. 6, P. 147~151. 科学, Vol. 5, P. 96~198.
- 鈴木淑夫・(Suzuki, Yoshio) (1957): On the Granitic Rocks in Hokkaido. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Vol. 9, P. 519~538.
- 山根新次 (1911): 日高国南部及十勝国広尾郡調査報文, 鉱調, No. 4, P. 71~105.



第 1 図 海岸における花こう岩の露頭

手前の左上ははんれい岩，下部で花こう岩が貫ぬいている。



- 1: 黒雲母花こう岩
  - 2: 石英カリ長石黒雲母はんれい岩
  - 3: 球状石英発達地
  - 4: 含しそ輝石花こう岩
  - 5: 含角閃石黒雲母花こう岩
  - 6: 花こう閃緑岩
  - 7: 花こう岩，はんれい岩同化帯，変成岩源捕獲岩もふくまれる。
  - 8: かんらん石はんれい岩
- Yk: ヨコマ岬    Sm: サマイタニ岬  
 Tn: タンネイツ    Tm: トモチクシ岬  
 Ot: オタオツチン岩礁
- Pl-1 第 1 図は Ot 位置，北望の写真である。

海岸ヨコマ岬～オタオツチン岩礁間の地層図



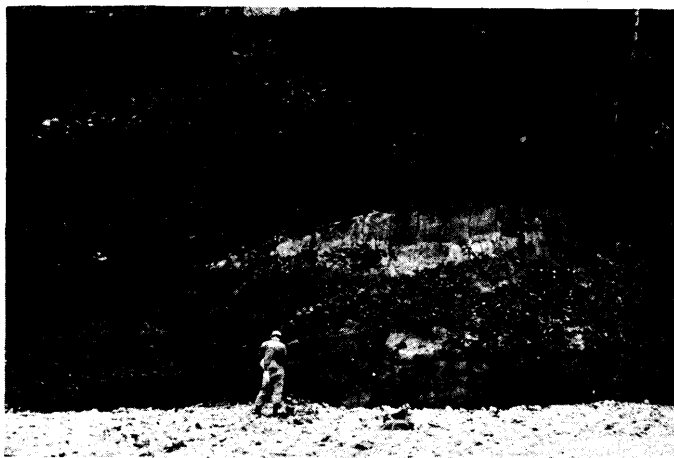
第1図 広尾港立岩

シャルスタインおよび石灰岩よりなりたつ。

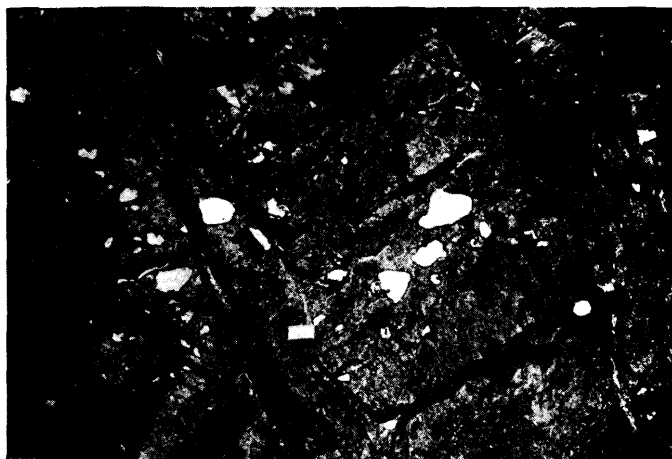


第2図 海岸における日高層の露頭

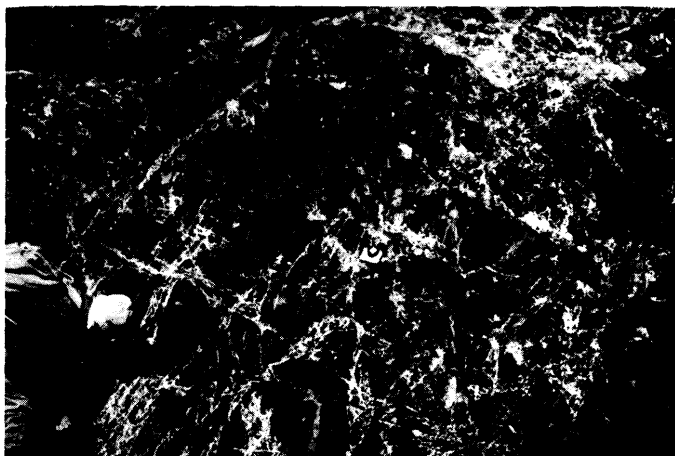
右手は剪断された砂岩層，左方は砂岩，けつ岩の五層部である。



第 1 図 ビオトリ層の露頭 (ラッコ川)  
粘土層の上部に亜炭層がのつている。



第 2 図 石英黒雲母角閃石はんれい岩に発達する球状石英  
音調津鉱山陰の沢田坑内



第 1 図 オナオベツ層

粗粒砂岩に網状曹長石，方解石脈が生じている。剪断帯である。



第 2 図 広尾北方海岸での段丘堆積物

下部はピラオトリ層よりなり，不整合的に礫層が発達する。



EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN  
Scale, 1:50,000

---

BIROO  
(Kushitro—68)

By  
Seiji Hashimoto  
Hiroyuki Takeda  
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The sheet map Biroo covers the eastern coast of Cape Erimo in the area between longitude 143°15' to 143°30' E and latitude 42°10' to 42°20' N.

Three different geological units are included in the sheet: a metamorphic zone, a non-metamorphic zone and the flood plain of Tokachi from south to north.

**Sedimentary rocks**

Rakko formation:

Laminated sandstone and slate running N 30 W to N 10 W, make up the Pre-Cretaceous Rakko formation. The lower member of the formation consists of black slate overlaid by thick beds of laminated sandstone, in some layers of which calcareous nodules are abundantly contained. The upper part of the Rakko formation comprises mainly coarse and medium sandstone. A thin bed of conglomerate is found along the coast near Oshirabetsu and Rubeshibetsu. The whole dips to the northwest and is isoclinally folded.

Onaobetsu formation:

Onaobetsu formation seems to be conformably laid upon the Rakko

formation in the central part of the area. It is composed of intensely sheared, coarse sandstone, being irregularly truncated by many sets of veinlets of calcite and albite. For the present, it is treated as a member of a formation, however, future investigation may reveal further evidence of a sheared zone of importance along the trend of this "formation."

Biroo formation :

The Biroo formation forms the upper member of the Hidaka group. It is formed by a series of thin alternations of sandstone and mudstone, complex beds of massive sandstone and mudstone intercalated with beds of calcareous nodules and ill sorted tuffaceous sandstone in order of deposition. A characteristic feature of this formation is an occurrence of schalstein and limestone beds in the middle portion.

Tertiary (Toyonigawa) formation :

A Tertiary formation occurs in the northern part of the sheet. It is composed chiefly of conglomerate and coarse sandstone, and is considered to be Pliocene in Age.

Quaternary deposits :

Quaternary deposits are the lignite bed of Biraotori and the terrace or fan deposits of the Tokachi Plain.

### **Metamorphic rocks and migmatite**

A zone of metamorphic and migmatitic rocks occurring as a mountain axis of the Hidaka Range, is found to be composed of hornfelses, biotite schist, biotite gneiss and cordierite bearing biotite migmatite. The general trend of these rocks shows WNW to ESE direction, which quite obliquely cuts across the structural trend of the sediments. A narrow but distinct sheared zone accompanied by crushed hornfels or schistose hornfels or both, develops along a junction between the metamorphic belt and the sedimentary mantle.

Hornfelses occurring out of the sheared zone, are characterized by an incomplete degree of recrystallization ; they retain their original sedimentary structure. Hornfelses in the sheared zone are entirely crystalline. However, having suffered strong shearing some are mylonitic in appearance. Schistose hornfels which crops out in the sheared zone, has a close connection with the formation of gneiss in the axial core of

the metamorphic zone. It contains a granoblastic, hornfelsic part, besides which, very thin layers usually made up from quartz are observed, showing parallel arrangement. The rocks in the inner part of the zone are characterized by biotite gneiss which is concordant with the migmatitic axis.

Cordierite bearing biotite migmatite is tonalitic in mineral composition being characterized by large plagioclase porphyroblasts. It contains abundant gneissic paleosomes and shows faint gneissic foliation which reveals an elongated and steeply dipping dome-like structure in the axial part of the metamorphic zone.

### **Igneous rocks**

A series of igneous rocks are exposed forming a sheet-like body along the boundary between the metamorphic and the sedimentary zones; among others the following rock units are detected in order of intrusion. The basic intrusive complex, granite and olivine gabbro.

The basic intrusive complex. The following rock types are found in the body of the basic intrusive complex. Olivine gabbro, hyperite, hornblende gabbro and diorite. They have gradational relationships with each other. Except olivine gabbro, all of the rocks are full of variety accompanied by quartz and biotite in various amount.

Near Tanneiso, unusual occurrence of large porphyroblastic quartz crystals are found in the quartz potash-feldspar biotite hyperite which have to be assumed to have resulted from incorporation with granitic or migmatitic materials below.

Granite includes rock types of biotite granite and hornblende bearing biotite granite. Most of the rock bodies have formed by discordant intrusion, however, the petroblastic formation of the mineral constituents is responsible for the development of the minor intrusive bodies seen to occur along the sheared zone between the metamorphic zone and the sedimentary zone.

Olivine gabbro exhibits an intrusion of the later stage in the igneous activity. Olivine gabbro is very coarse-grained, possessing a faint banded flowage structure; metamorphic alteration can hardly be observed.

### **Economic geology**

Nickeliferous pyrrhotite and graphite deposits, being found in some parts of the main basic intrusive, are of considerable value in this area. The most of the deposits show lenticular ore bodies, dipping gently to the north-west and are accompanied by the graphite deposits.

The ore consist of pyrrhotite, chalcopyrite, minor pentlandite etc. The replacive formation of the graphite characterize the last stage of the sulphide mineralization.

昭和 35 年 3 月 25 日 印刷

昭和 35 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎

札幌市北三条西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三条西一丁目

**EXPLANATORY TEXT**  
OF THE  
**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

SCALE 1 : 50,000

---

**BIROO**

(KUSHIRO—68)

BY  
SEIJI HASHIMOTO  
HIROYUKI TAKEDA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ  
JIN SAITŌ, DIRECTOR

---

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1 9 6 0