

# 黄金道路— 襟裳岬をめぐる

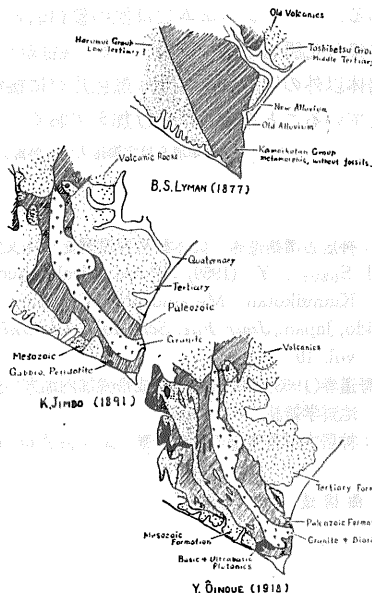
在田 一 則

日高山脈は地形の上でも また地質構造の上でも北海道の中軸をなしている。この地域の踏査は北海道開拓のために、米国から招かれた LYMAN に始まったといえる。彼は13名の日本人助手とともに全道にわたって探險的な調査を行なった。その結果 日高帯と神居古潭帯とを一括して“神居古潭石層”と命名し これらを北海道の基盤岩層と考えた。また 彼の主任助手をつとめた MUNROE は 襟裳岬付近に花崗岩が存在することを報告している。 ついで神保小虎は神居古潭石層をその岩質により二大別した。 すなわち それぞれを本州の三波川・御荷鉢系および秩父古生層に対応させ 日高山脈は後者が中生代に進入した深成岩類によっていちじるしい接触変成作用をこうむった地帯であることを示した。 1909年から1914年にかけて 山根新次・岡村要蔵らは日高山脈周縁を調査し 北海道鉱物調査報告としてまとめた。 これらは日高山脈内部に直接手を入れた最初のものであった。 1918年 大井上義近はそれまでの

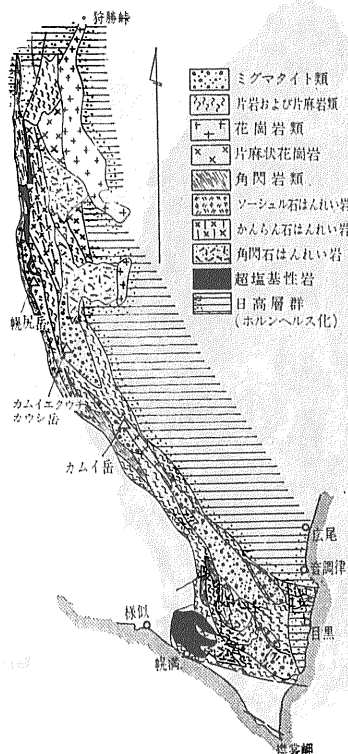
知識をまとめ 60万分の1地質図を編さんした。 LYMAN・神保・大井上に至る地質図のうつり変わりは第1図に示された通りである。 その後 大平安・竹内嘉助・鈴木醇らの研究成果が土台となって 1941年以来 日高山脈中核部は花崗岩ではなく 大部分が堆積岩起源のミグマタイトからなっているという考えが芽ばえてきた。戦後1947年には 日高研究グループが発足し 新たに組織的な研究が始まった。 多くの学生・研究者が参加したこの団研によって 日高変成帯の構造・地質学的意義および構造発達史はしだいに明らかになってきた。

## 日高山脈の地質構成

日高山脈は青年期の地形を示し 今なお年々著しい侵蝕を受けている。 また近年いくらか林道が整備されてきたとはいえ 本州などに比べると皆無に等しく 登山道などは2 3あるのみである。 したがって調査路は沢筋に限られ 一般向きではない。 このようなわけで 日高山脈の内部は 巡検コースとしては適当でないので ここでは簡単にみられる日高→エリモ岬→十勝の海岸沿いのコースについて説明したい。 このコースは MUNROE 以来 多くの研究者の調査対象となり また日高研究グループによって“日高帯南端部の変成岩類”(1965年)としてまとめられている。 案内に先立ち日



第1図 日高変成帯地質図の移り変わり (橋本 1958年による)



第2図 日高変成帯の地質概略図 (The Geologic Development of Japanese Islands による 一部省略)

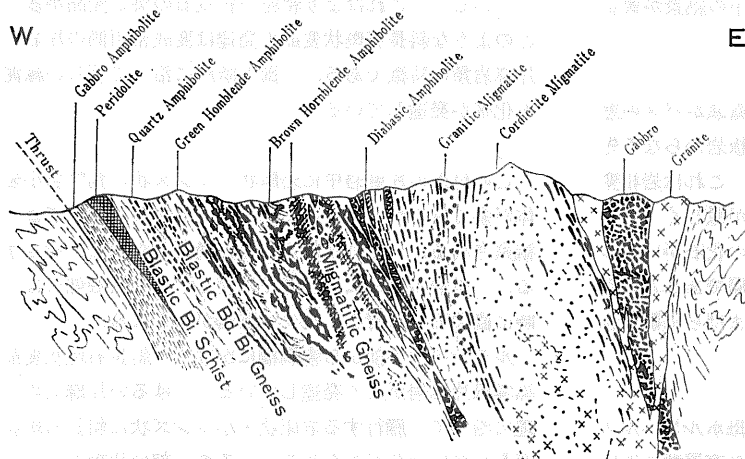
第1表 日高変成帯の火成岩類とそれらを伴う変成岩類との対応関係(橋本 1958年による)

	南 部	中 部	北 部
	(梶満・楽古岳・音調津)	(カムイ岳・ペテガリ岳)	(梶尻岳・チロロ岳)
衝上断層	ソーシユル石はんれい岩 かんらん岩		ソーシユル石はんれい岩 はんれい角閃岩 かんらん岩
変晶黒雲母片岩		?	
変晶黒雲母片麻岩	石英角閃岩 緑色角閃石角閃岩 褐色角閃石角閃岩 (直閃石角閃岩)	石英角閃岩 褐色角閃石角閃岩	褐色角閃石角閃岩
ミグマタイト質片麻岩	褐色角閃石角閃岩 (紫蘇輝石角閃岩)	?褐色角閃石角閃岩	褐色角閃石角閃岩 (紫蘇輝石角閃岩)
片麻状ミグマタイト	輝緑岩質角閃岩 はんれい岩類	角閃石黒雲母片麻岩	
ミグマタイト			片状はんれい岩 片麻状はんれい岩
縞状黒雲母片麻岩	はんれい岩		II 片麻状花崗岩 はんれい岩
片状ホルンヘルス ホルンヘルス	花崗岩	花崗岩	花崗岩
変成岩類	火成岩類		

高山脈全体の地質構造について簡単に述べる。

日高帯の変成岩類は大ざかみにおいて ミグマタイト類を中心にして 外側へ片麻岩帯・片岩帯・片状ホルンヘルスあるいはホルンヘルス帯 および不変成堆積岩帯とまわりを帯状にとりまいているといえる。このように変成岩類は中核帯をはなれるにしたがい 変成度が低くなり 不変成堆積岩類に移化していくのがみられる。しかしこのような帯状の分布は必ずしも東西対称ではない。つまり同じような組成の岩石でも その組織にはちがいがみられ また異なった組成の岩石が非対称的に分布している。一般に東側(十勝側)は片状構造が弱く あってもその幅は狭い。一方西側(日高側)は

強い片状構造と斜長石の斑状変晶の発達で特徴づけられる。このようなちがいは変成帯形成時の構造運動のちがいを反映していると考えられる。変成帯内部はさらに細かくいくつかの“帯”に分けられるが一つの“帯”の中では変成帯のほとんど全域にわたって共通の岩質をもつ岩石が分布している。これらの“帯”と“帯”の間には ほとんどの場合 破碎帯が存在するかあるいは岩石の組織に急激なちがいがみられる。このようにここで意味する“帯”とは一般に累進変成作用の記述につかわれる帯状配列とは異なり また変成鉱物相による分帯とも異なり 一つの構造単位をあらわすものである。このような意味で日高変成帯を分帯をすれば 東から西へ以下のように配列している。



- ① 不変成堆積岩類
- ② ホルンヘルス
- ③ 片状ホルンヘルス
- ④ 脈状黒雲母片岩
- ⑤ 縞状黒雲母片麻岩
- ⑥ ミグマタイト
  - a) 斜長石斑状変晶ミグマタイト
  - b) 黒雲母ミグマタイト
  - c) 堇青石ミグマタイト
  - d) 花崗岩質ミグマタイト
  - e) 片麻状ミグマタイト
  - f) 角閃石・黒雲母ミグマタイト
- ⑦ ミグマタイト質片麻岩
- ⑧ 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩
- ⑨ 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩
- ⑩ 片状ホルンヘルス

第3図 日高変成帯の模式断面図(橋本 1958年による)

火成岩類は日高変成帯のほぼ半分を占めているとくに塩基性岩が多いことは他地域の変成帯に比べて大きな特徴である。火成岩類の分布は上述の変成岩類の分布と密接な関係があり変成岩類の構造に対して調和的である。一般的に西側では整合的進入を示し東に行くほど不整合的進入を示す。また東側ほど酸性火成岩になる。火成岩類とそれらを伴う変成岩-ミグマタイト類の岩帯との関係を第1表に示す。

これらの火成岩類には進入の順序にしたがって次のものが区別されている(早期→後期)

① 角閃岩類

- a) 緑色角閃石角閃岩
- b) 褐色角閃石角閃岩

② 片状はんれい岩

③ 片麻状はんれい岩

④ 正規はんれい岩

⑤ 片麻状花崗岩および花崗岩

⑥ ソーシユル石はんれい岩

⑦ かんらん岩

⑧ 輝緑岩

黄金道路—襟裳岬をめぐる地質巡検コース

札幌から様似までの国鉄には急行が走り約4時間半でつく。明治の鉱物調査時代は馬にゆられ終戦直後でも汽車で一日がかりだったそうだ。様似からは国鉄バスが出る。いつの頃からか様似—広尾間の海岸沿い国道を“黄金道路”と呼ぶようになった。それは昭和10年頃に完成したのだが建設するのにお札を敷きつめるほど予算を喰ったからだとも春がくる度の改修に莫大な金額がかかるからだともいわれ途中の絶景が黄金に値するというわけではない。

様似から冬島に至る間の海岸に多くの露頭がバスの窓からみられる。これらは細粒砂岩粘板岩からなる先白亜紀といわれている日高層群である。これは岩相変化に乏しく無化石の地層で圧砕破砕が激しくその層序は未だ明らかではない。ジュラ紀の化石がいくつか発見されているがその下部層が古生層であるという可能性は残されている。冬島付近にはまばらに礫を含む礫岩がみられる。

冬島漁港にみられる岩礁は片状黒雲母ホルンヘルスからできている。この一帯は不変成の日高層群の地域

であるがこのホルンヘルスはそれに楔状に挟まれる一つの構造的衝上断片と考えられ狭い幅で北方へ約8km近くもつづきその両側はほとんど粘土化した破砕帯をともなっている。一般に変成帯西部では不変成堆積岩類は変成帯全域にわたって北から南に連続している衝上断層によって切られて直接片麻岩帯に接しホルンヘルス帯はみられない。しかし南端部では落差が少ないためかホルンヘルスがあらわれているところもある。

冬島漁港から東はふたたび日高層群となり東冬島を過ぎると圧砕は一層いちじるしくなってくる。トンネルの東口より100mの位置には圧砕した粘板岩に45°の低角度でソーシユル石はんれい岩が衝上しているのがみられる。これが北方へ約140kmつづく変成帯西縁の衝上断層の一端である。衝上面の下盤は錯乱しソーシユル石はんれい岩の塊が粘板岩といりまじっている。

ソーシユル石はんれい岩は緑泥石化しており粘板岩部の方も緑泥石化・珪化をうけている。

衝上断層が過ぎるとエハオイの浜が過ぎるまでソーシユル石はんれい岩がつづく。この岩帯は北部日高ではより高度に変成され一部は角閃岩化しているがここでは全体的にソーシユル石化されたに止まり不規則に圧砕されているのみである。一部には原岩のかんらん石はんれい岩の流理構造がみられる。

エハオイの浜を過ぎ山中停留所近くでソーシユル石はんれい岩は破砕帯をへて片状ホルンヘルスに変わる。これは著しい剝理性はないが斜長石の微細な斑状変晶がみられる。海岸に沿って低角度の衝上断層がありその下位には斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩が発達している。これはより粗粒で斜長石の斑状変晶が多い。このような斜長石斑状変晶の発達は変成帯西側の片岩・片麻岩類の特徴である。衝上断層に沿って著しい緑泥石化帯が発達している。

この付近の片麻岩中に岩脈状レンズ状の角閃岩小岩体が多くみられる。エハオイ東トンネルの西口でよく観察される。これは前述の褐色角閃石角閃岩に相当する。母岩の片理に小角度で斜交しその接触部には時に直閃石・堇青石・ザクロ石岩がみられる。

ルランベツ手前から幌満橋にかけて斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩が広く発達している。ゆるい片麻岩の片理に沿って雁行する岩床状・小レンズ状に斜長石斑状変晶の多い部分がみられる。その一部は片理を切って

ふくれ まわりに広がっている。このような産状は斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩に広く観察される。

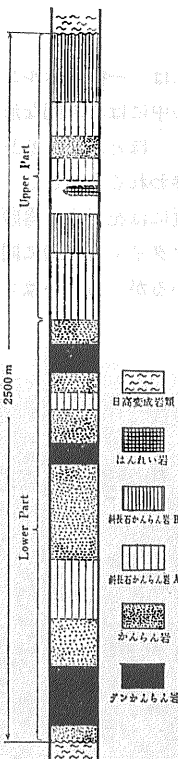
幌満川下流域にはアポイ岳を中心に径約 8 km にも達する日高変成帯最大のかんらん岩体がみられる。北部日高のかんらん岩体はまわりのソーシュル石はんれい岩と整合的で 長くのびたレンズ状岩体をなしている。これに対して幌満岩体は大きくふくらみ まわりの片理を切って 全体としてドーム状構造をとっている。岩相はダンかんらん岩・かんらん岩・斜長石かんらん岩 および少量のはんれい岩からなり これらが縞状に互層して流理構造をつくっている。岩石は新鮮で周縁部をのぞいてはほとんど蛇紋岩化していない。

幌満を通り抜けると ふたたび斜長石斑状変晶黒雲母片岩帯に入る。ニカシベツ近くでは緑泥石・石英片岩に変わる。

歌別からエリモ岬にかけては 海岸に沿って 幅狭く新第三紀層がみられる。背後の日高層群との間には幅 100 m におよぶ 著しい破砕帯があり その一部は片岩化している。この新第三紀層は礫岩を主体とするものであるが 片岩化によって礫自身が圧砕され細長く引き延ばされている。このような産状から この歌露の礫岩は古くから注目されている。

この圧砕運動は鮮新世初期と考えられているが

はっきりはしていない。礫種は砂岩・粘板岩を主体とするが 花崗岩礫も多い。ホルンヘルスも



第 4 図 幌満超塩基性岩体の模式柱状図 (小松 野地 1967 年による)

まれにみられる。一部に化石を多産し 中新世をしめす。 本道中央部の川端層の中上部に対比されている。

日高山脈山麓や日高・十勝の海岸には段丘・扇状地が広く発達しており エリモ岬付近にも 4 段の段丘がみごとに発達している。 最高位の段丘は豊似岳南麓に発達している標高 260~350m の面で豊似面と呼ばれている。 300 m 以上では海蝕台のようで まったく堆積物がなく 基盤の角礫が薄く表土となっている。 砂礫堆積物の作る面は 250~270m の高さに開析された形に残っている。この連続は様似方面では不明であるが 十勝方面では光地園面とよばれ 厚い砂礫層が知られている。 第 2 段丘は標高 100~180m のトマベツ面である。これは上歌別・追内岬にかけて広く発達している。 エリモ岬に近い地域では面上に堆積物が厚い。 幌満・冬島の海蝕崖上の段丘はこのトマベツ面に当る。 第 3 段丘は ヤンケベツ面と呼ばれ標高 70~80m である。 エリモ岬一帯の荒涼とした台地はこれである。 これには堆積物はあまり顕著ではないが 幌満地域には 厚い堆積物があり その基底から海棲介殻化石が多量に発見された。 第 4 段丘は標高 10m 程度の小越面である堆積層 (小越層) は厚く岬をふちどり 東西両側に連続する。 この小越層の砂礫層より *Mammonteus primigenius primigenius* BLUMENBACH の臼歯が発見され ウルム II 氷期の地層に対比されている。

襟裳岬の突端 日高山脈が遠く海に没する所は 砂岩礫岩の岩礁がつらなって 古来海難の場所として知られてきた。昔南部藩の御用船が難破し ようやく海岸に泳ぎついた 100 人の乗組員が 飢えと寒さで全員空しく



第 5 図 かんらん岩 (風化した部分) とはんれい岩の互層 (幌満)



第6図 エリモ岬付近から豊似岳方面を望む バス道はヤンケベツ面上を走る 速くに連続するのは第2段丘のトマベツ面

なつたと伝えられる百人浜もこの付近である。  
 襟裳岬から引き返して小越市街で、小高い所にある人家の裏手を注意すれば、層厚約100cmの支笏降下軽石堆積物をみる事が出来る。小越層はこの下にある。

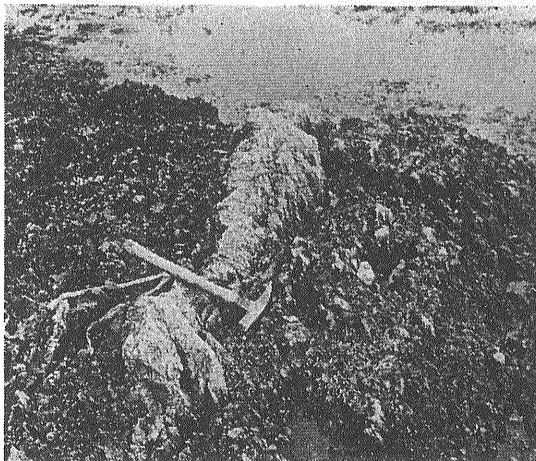
庶野につき、バス道路が走るヤンケベツ面をおりて海岸にでると、ふたたび変成岩類がみられる。ここはミグマタイト帯の先端に当り、庶野南方のルーラン岩礁はその周縁部である。豊似岳の山体は全体がドーム構造をつくる堇青石ミグマタイトであるが、その南側・西側は片状ホルンヘルスに縁どられている。このホルンヘルスは部分的に片理に沿ってミグマタイト化されており、その境界部には小規模ながら片麻岩相が観察される。これらは構造解析の結果、豊似岳本体のミグマタイトとは別物であり、本体のドーム形成に先立つ運動によるものと考えられている。

ルーラン岩礁に近づくとき、ホルンヘルスの中に一定方向に並んだ黒雲母の集合体が点々と生じ、岩石に方向性が出てくる。岩礁の突出部近くでは、片状が明瞭になり、石英脈もくわたり、ホルンヘルス自体も粗粒になってくる。これはやがて縞状の細粒片麻岩に移化する。

このあたりに粗粒な塊状岩が岩脈様に2、3本認められる。これはトータル岩質で火成岩構造を示しており、ミグマタイトへの移化帯にしばしばみられるものである。さらに南に下ると、縞状片麻岩、塊状ミグマタイトおよびこれらの中間的岩相が、数m幅で互層してあらわれ、日高山脈中核部のミグマタイト帯の縮少版の観を呈している。

庶野北方約1kmの岩礁で、ホルンヘルス中に幅数mの輝緑岩の岩脈がみられる。これはホルンヘルス化以前に貫いたものと考えられ、その構造はまだ保たれている。しかしウラル石化、ソーシユル石化が著しい。岩脈のまわりのホルンヘルスは白色化し、多量のザクロ石ができている。

庶野から約3km北方の白浜付近には、一様なホルンヘルスの露頭がつづいているが、その中には不規則な形をしたペグマタイト岩脈がみられる。ほとんどカリ長石からできている。日高花崗岩に伴われるものとしてはきわめて珍しいものであるが、付近には花崗岩の露頭はみられない。猿留川中流のミグマタイト帯の傍に同質のペグマタイトが一ヵ所知られているが、あるいはミ



第7図 砥露岩礁の引き延ばされた礫岩 花崗岩礫



第8図 エリモ岬突端 日高山脈は竜の尻尾のように太平洋に消える 第三紀の礫岩からなる



グマタイトに直接関係をもつものであるかもしれない。

咲梅から目黒にかけてホルンヘルスを貫く幅1~2 mの輝緑岩脈が10数本 N30°W の方向に点々とみられる。これらは日高火成活動の最後期のものとみられ、チタン輝石を含んでいる。一部には捕獲岩を多量にとりこみ、それらを半融状態にしている。

猿留川中流ではミグマタイトがよく観察される。中流部記念橋（川口から約6 km）下は堇青石・珪線石斑状変晶片麻状ミグマタイトの標式地である。一部に片状ホルンヘルスが残り、これに網状に優白脈が発達し、そのまわりが堇青石ミグマタイト化している。堇青石斑状変晶の大きさは最大7 cm に達するものもあったが、最近では乱獲でなくなった。幅約1 kmのこの岩帯を過ぎると、堇青石ミグマタイト帯に入る。石英のプール・綿状片麻岩・変石灰質固球などが“パレオゾーム”としてたくさん含まれている。

橋下には花崗岩質ミグマタイトもみられる。この特徴はパレオゾームが少なく、均質で粗粒な点である。また普通のミグマタイトは酸化鉄によって赤茶けているが、これは汚れていない。記念橋上流で堇青石ミグマタイトとの接触部が観察されるが、その進入関係ははっきりしない。しかし北部日高での観察では一般に花崗岩質ミグマタイトはまわりの片理にやや斜交している。

日高と十勝の国境であるピタタヌンケからタニソに

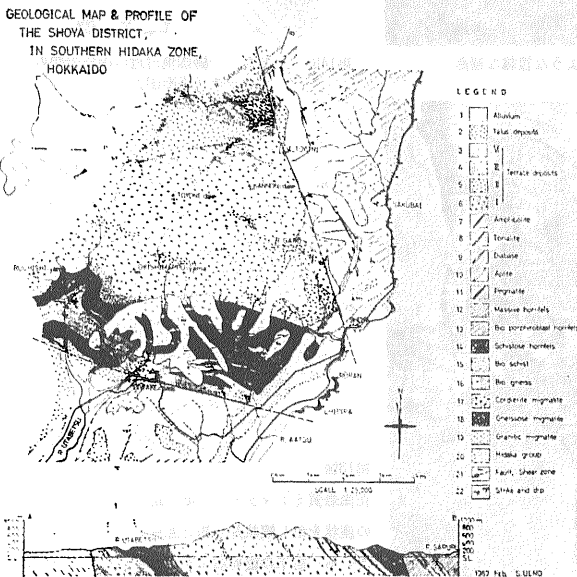
かけて花崗岩が発達している。花崗岩と日高層群との間には著しい破碎帯が発達している。花崗岩とタニソのはんれい岩との境界では、花崗岩が接触変成をおよぼしており、花崗岩は局部的にはんれい岩の輝石をとりこんでいる。この花崗岩はトーナル岩~花崗閃緑岩質のもので、日高山脈東側の一般の花崗岩の性質とは多少異なり、ミグマタイトの性質を残すものと考えられる。

ピタタヌンケ花崗岩を貫いて優黒色粗粒のはんれい岩質岩が発達している。これらはピクライト質はんれい岩である。これは東側の正規はんれい岩にともなわれ、それらを岩脈として貫いている岩石である。

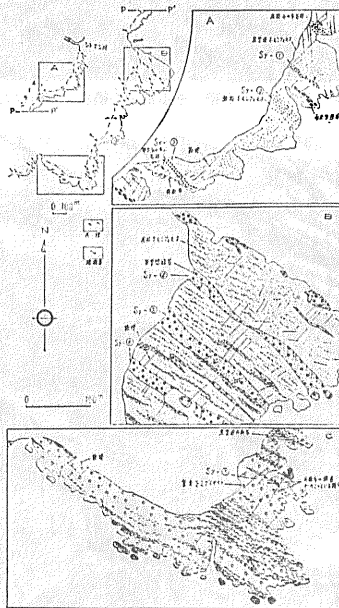
タニソの崖には正規はんれい岩の一つであるハイバライトがみられる。これは岩相変化が著しく、細粒な早期形成相や斜長石・輝石・角閃石の斑状変晶が発達する中粒相、あるいはこれらに伴われる石英・黒雲母が入った閃緑岩質岩などがみられる。

ピタタヌンケで花崗岩のなかに巨大なゼノリスとしてとりこまれているはんれい岩は、花崗岩質岩によって同化され、そこには多種多様の岩石が礫岩状に発達している。ここには磁硫鉄鉱の鉱染鉱がみられ、また石墨の発達もみられる。磁硫鉄鉱と石墨の共生は日高山脈の正規はんれい岩によく知られている。

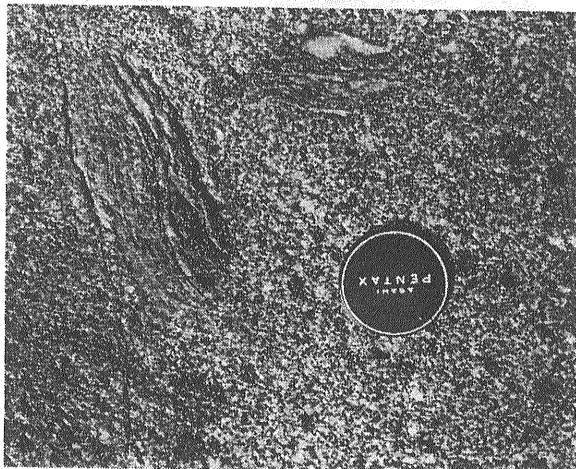
タニソの北には、はんれい岩を貫く花崗岩の小岩体があり、花崗岩と日高層群とが直接している。ホルンヘルスは幅3~4 km にわたって発達しているが、接触



第9図 鹿野付近の地質図および地質断面図（上野将司 1969年 北大卒論による）



第10図 鹿野海岸 ルーラン岩礁の変成岩類とミグマタイト  
 Sy-①輝緑岩の岩脈 ルーベでみると火成岩構造がわかる  
 Sy-②砂岩がホルンヘルス化した部分  
 Sy-③電気石は黒いホルンヘルス中のみにみられる  
 Sy-④⑤⑥英雲閃緑岩  
 Sy-⑦のミグマタイトと比較せよ  
 Sy-⑧黒雲母片麻岩からの移り変りに注意  
 （十勝団研グループ著「十勝の自然を探る」による春日井昭原図）

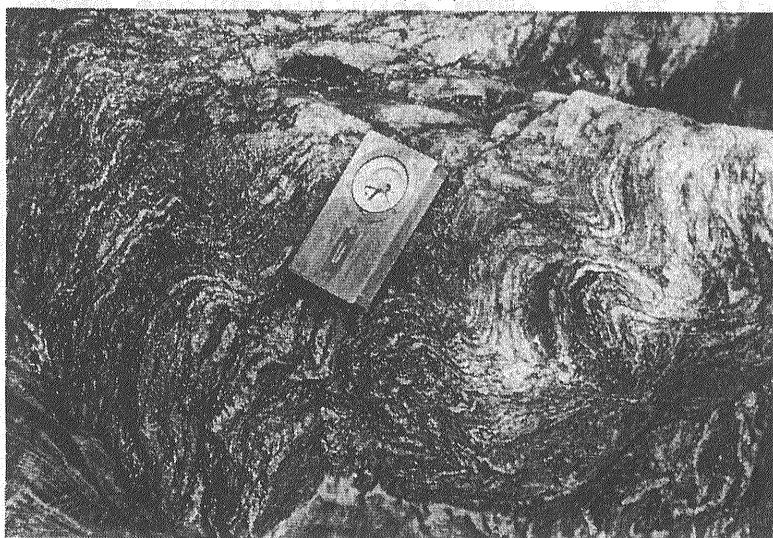


第11図 藍青石ミグマタイト ホルンヘルス・縞状黒雲母片麻岩・角閃岩のパレオゾームを含む(メナシュンベツ川上流)

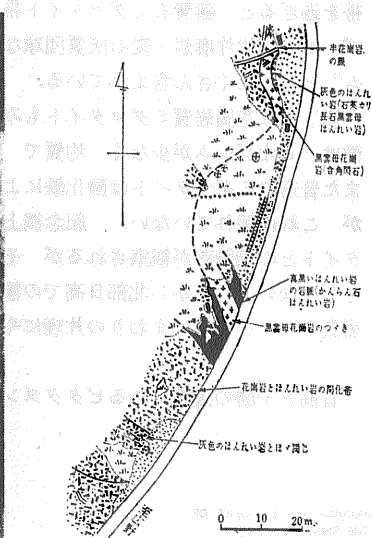
部をはなれるにつれて 変成度がきわめて徐々に低下していることから考えて、このホルンヘルスは接触部近くの一部をのぞいては、花崗岩あるいははんれい岩の接触変成によるものではなく、広域的なミグマタイト化作用に関連したものと考えられる。

ルベシベツ付近のホルンヘルス中にはみごとな石灰質球状団球がみられる。この石灰質団球は日高層群中にしばしばみられ、ミグマタイト中にも時に観察される。この球状団球の形成については、石灰質成分が内核から外部へ拡散することによると説明されている。

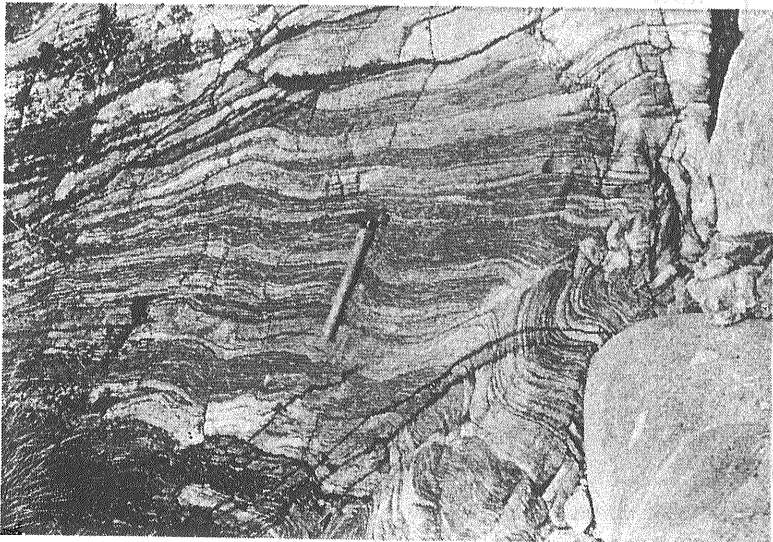
モイケシ付近からホルンヘルス化はみられなくなり



第12図 縞状黒雲母片麻岩 ミグマタイト帯へ移る部分の縞状片麻岩はこのような複雑な褶曲を示す



第14図 日高一十勝国境付近の深成岩類のスケッチ(平面図)

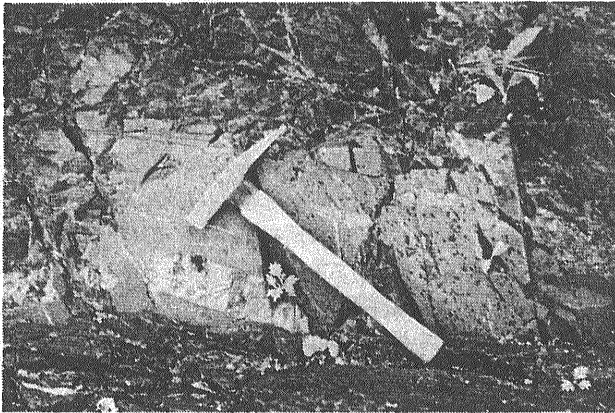


第13図 花崗岩質ミグマタイト 層々進入の産状を示し縞状片麻岩と互層している 右下の藍青石ミグマタイト中に石英プールのみえる

不変成の日高層群が発達する。これらはラミナの著しい砂岩 粘板岩の互層で 微斜長石をもつ花崗岩礫 チャート礫などを含む礫岩を夾んでいる。この礫岩はホルンヘルズ帯内のルバシベツから不変成堆積岩域の音調津入口までつづいている。

オナオベツ付近には日高層群の1メンバーであるオナオベツ層が発達する。全体が著しい剪断帯で 石は粘板岩および砂岩と考えられるが、その中を方解石や曹長石の網脈が非常に発達している。いわゆる鳥糞状岩として特異の岩貌を示している。

(筆者は北海道大学理学部)



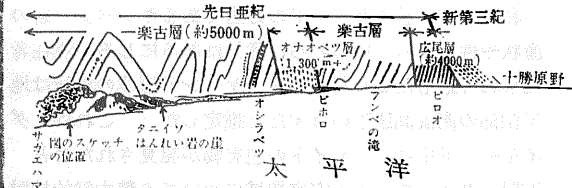
第15図 日高層群の砂岩中の石灰質団球



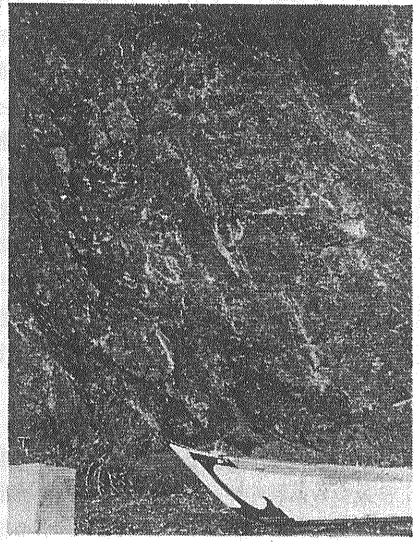
第17図 目黒付近よりピタタスンケータンネイソの崖を望む

文 献

舟橋三男・橋本誠二(1951):日高帯の地質 地団研専報 no.6  
 猪木幸男・秦 光男(1955):5万分の1地質図幅「猿留」および同説明書 地質調査所  
 舟橋三男・猪木幸男(1955):5万分の1地質図幅「幌泉」および同説明書 地質調査所  
 舟橋三男・橋本誠二・他6名(1956):日高帯南端部の変成岩類について 地質学雑誌 vol.62  
 猪木幸男・垣見俊弘(1956):5万分の1地質図幅「襟裳岬」および同説明書 地質調査所  
 HUNAHASHI, M. (1957) Alpine Orogenic Movement in Hokkaido, Japan, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* ser. IV, vol.9  
 橋本誠二(1958):日高変成帯 鈴木醇教授還歴記念論文集  
 木崎甲子郎(1959):日高造山の意義 新生代の研究 no.30



第16図 広尾→音調津の海岸の崖は日高層群(先白亜紀)からなっている いちじりしく傾斜し大褶曲を示す ( )内は地層の厚さを示す (十勝地研グループ著「十勝の自然を探る」による)



第18図 オナオベツ層の鳥糞状岩 白い脈は 方解石 曹長石の脈