

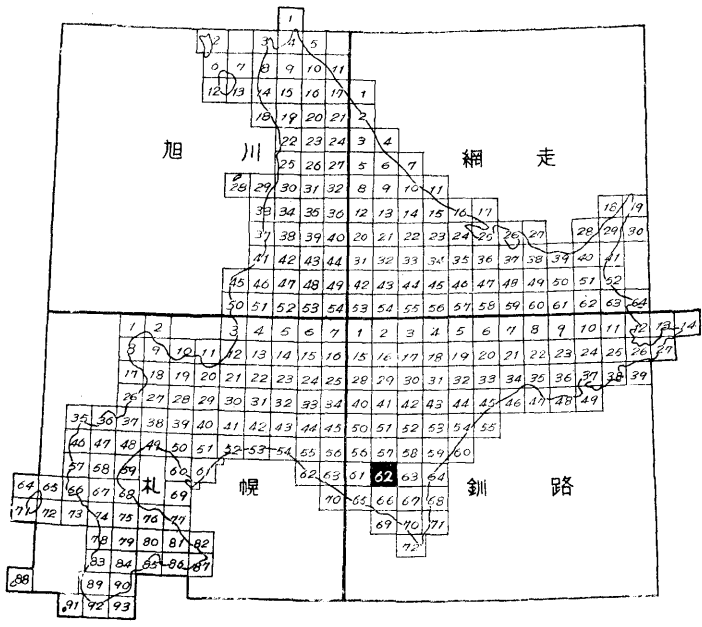
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

神 威 岳

(釧路一第 62 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 33 年 3 月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

神 威 岳

(釧路一第 62 号)

北海道立地下資源調査所

北海道嘱託 長谷川 潔

技師 酒 匂 純 俊

北 海 道 開 発 庁

昭 和 33 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 33 年 3 月

北海道開発庁



ピリカ岳頂上より北方をのぞむ

神威岳

ソエマツ岳

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	3
III 地 質	4
III.1 地質概説	4
III.2 堆積岩類	6
III.2.1 先白堊紀層	6
III.2.1.1 下部日高層群	7
III.2.1.2 上部日高層群	8
III.2.2 白堊紀層	11
III.2.3 新第三紀層	12
III.3 変成岩類	13
III.3.1 低変成岩類	14
III.3.2 珪礫質変成岩類および混成岩類	16
III.3.2.1 片状ホルンヘルス	17
III.3.2.2 片麻岩類	18
III.3.2.3 混成岩類	21
III.3.2.4 そ の 他	26
III.3.3 塩基性変成岩類	26
III.4 火成岩類	31
III.4.1 脈 岩 類	31
III.4.2 蛇紋岩類およびそれに伴う脈岩類	32
III.4.3 深成岩類	34
III.4.4 トーナル岩質岩	37
III.5 第四紀層	38
III.5.1 段丘堆積物	38
III.5.2 氷 堆 石	39
III.6 地質構造および地史	39
IV 応用地質	44
参考文献	48
Résumé (in English)	49

5 万分の 1 地質図幅 神威岳 (釧路一第 62 号)
説 明 書

北海道立地下資源調査所
北海道囑託 長谷川 潔
✧ 技師 酒 匂 純 俊

はしがき

この図幅は、北海道開発庁から委託されて、北海道立地下資源調査所で作製したものである。野外調査に要した日数は、延 250 日におよび、そのうち、元浦川・中ノ川・スピナイ川の流域を、主として長谷川が担当し、シビチャリ川流域の調査には酒匂があたつた。このほか、変成岩帯については、北海道大学理学部木崎甲子郎氏に、堆積岩帯については、北海道立地下資源調査所小山内熙氏に、それぞれ 15 日間ずつの調査の援助をえた。さらに、ルテンベツ川流域については、北海道大学理学部中島秀雄氏から調査資料の提供をうけた。

この地域は、襟裳岬から狩勝峠にかけて、南北につらなる日高山脈の、ほぼ中部地域にあたる。この図幅地域は、徳川時代より、すでに砂金採取者の入地をみ、日高山脈の他の地域よりも早くに人跡をみた地域である。

しかし、あまりにも険阻な地形のために、道路をつけることもできず、いまでも、全地域が全く自然のままの姿で、その美しさを誇っている。ために、ここをおとずれるものは、熟練した登山家にかぎられ、彼等によつてもなお、登行不可能として残されている場所が多い。調査員たちも、生命の危険をおかして、調査を進めなければならないことが数度におよび、一通りの調査を完了することすら、容易なことではなかつた。

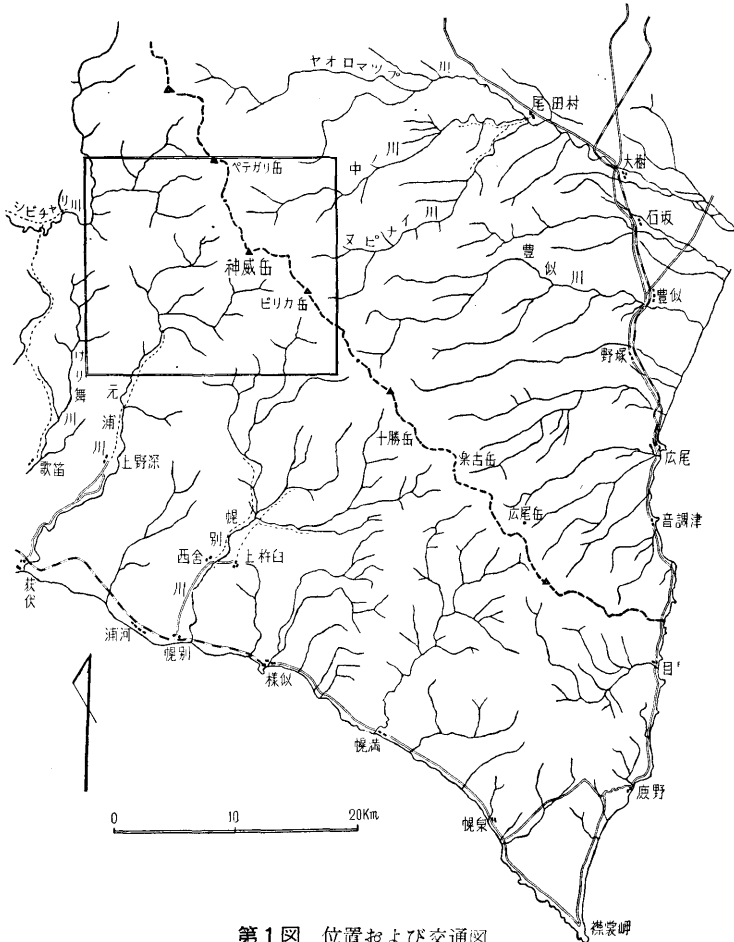
このような悪条件のなかで、ともかく、予期以上の成果をあげて地質図をつくりあげることができたのは、松下勝秀、加藤又二郎、金山詰祐、渡辺順、安藤久男、故・及川収、河内晋平、野村哲および北大山岳部の諸氏、ならびに地元の方々の、骨身を惜しまぬ協力があつたからである。とくに、今は亡き及川収氏の最も危険の多い脊梁附近の調査に対する助力は、忘れることのできないものである。

また、旧荻伏村役場と浦河宮林署には、調査にあたつて、いろいろと配慮をいただいた。この図幅は、日高研究グループの討論を多くうけたが、とくに、北海道大学理学部舟橋

三男助教授，橋本誠二教授，小林英夫助教授，および北海道立地下資源調査所齋藤昌之地質鉱床課長には，いろいろと，助言と教示をいただいた。また，化石の鑑定を，東京教育大学理学部橋本亘教授にお願いし，変成帯に関する資料を木崎甲子郎学士よりいただいた。これらの方々に，心から厚くお礼を申し上げる。

I 位置および交通

この図幅の範囲は，北緯 $42^{\circ}20' \sim 42^{\circ}30'$ ，東経 $142^{\circ}30' \sim 142^{\circ}45'$ で，中部日高山脈の脊梁



第1図 位置および交通図

部と、両翼の山地をふくむ。山脈の脊陵は、日高と十勝の国境にあたる。日高側は、北西部が静内町、西部の一郭地域が、三石町にふくまれるほかは、全て浦河町である。十勝側は、大樹村である。

図幅地域内には、人家はまったくみられない。道路網の発達も、きわめて悪い。コイカクジュンビチャリ川ぞいに黒田鉱山まで、元浦川からニシュオマナイ川中流まで、それぞれ、踏跡でいどの歩道がある。ルテンベツ沢には、最近造材用の林道がつけられているが、トラックの通ずる道路は、まだ、図幅内まで達していない。また、中ノ川やヌビナイ川にはいるのにも、途中尾田村までは、国鉄広尾線の大樹駅より、バスの便があり、それより約5 kmの間だけ、中ノ川やヌビナイ川ぞいに、歩道がみられるにすぎない。このように、この地域にはいるには、交通機関の終点より、全く道路のない間が、10~30 kmあり、その間は、沢をこぎ、あるいは沢ぞいに崖をのぼるなど、足に頼る以外にないのである。

II 地 形

この図幅は、先へのべたように、南北約140 kmにわたって続く日高山脈の中部地域にふくまれる。図幅範囲の、中央よりやや東よりに、NNW—SSE方向に、脊梁がはしり、北から、ペテガリ岳(1,735 m)、中ノ岳(1,531 m)、神威岳(1,600 m)、ソエマツ岳(1,618 m)、ピリカ岳(1,631 m)、と5つの山峰がならんでいる。これらの山々は、幌尻岳などの北部日高山脈より、200 mから300 mぐらい低くなつてはいるが、いずれも峻険な斜面をみせた独立峰で、それぞれの山峰の間は、標高1,200 m~1,400 mの、きり立つたやせ尾根でむすばれている。このように、山が独立峰になることや、高度のわりに、峻険な地形を呈することは、日高山脈のなかで、中部より南部にかけた地帯の特徴である。

脊梁附近が急峻であるばかりでなく、この地域にみられる陵線は、すべて峻しく、いわゆる壮年期の地形をしめしている。

脊梁より、東西に派生している出尾根の陵線は、標高1,000 m~1,200 mの広い平坦な切峰面を形成している。この面が、どのような性質の面であるかは明らかでないが、山麓階の残片であり、侵蝕面かと考えられるむきもある。さらに、図幅の西辺地域には、より低い、標高700 m~800 mの陵線がならんでいる。この陵線は、けり舞川上流では650 m~750 mとなり、そこには厚い礫層ががつているのが、1カ所で確かめられる。しかし、この礫層の分布範囲は、明らかでない。

この地域を流れる河川は、いずれも深い峡谷をきざみこんで、多くの“函”や滝をつく

り、日高山脈中でも、なおうでの難所になつている。脊梁より西に流れるものは、サッシビチャリ川やベテガリ川などを合して、西南方静内にむかうシビチャリ川、ニシオマナイ沢やソエマツ沢などを合して、荻伏で太平洋にそそぐ元浦川、幌別川上流のルテンベツ沢や春別川がある。東流するものは、中ノ川やヌビナイ川があり、十勝平野にむかつている。

この西流する河川と、東流するものとの状態を比較すると、次のような違いがみられる。西流するものは、脊梁より約2 kmほどの間で、無数の滝をつくつて、高度差約1,000 mの間を急激に落下し、附近は、ひらけた岩場になつている。その後は、長い函の連続であるが、その部分では、がいて平坦で滝も少ない。これに反して、東流するものは、脊梁直下より深い函をつくりながら、次第に高度を落し、下流にむかつている。このような、東西の違いは、先にのべた脊梁の特徴とともに、基盤の地質構造と岩質の影響をつよくうけているものとみられる。

なお、このような山岳地帯であるために、河岸段丘の発達はきわめて少ない。東流する河川には、ほとんどみられず、西流する河川に、ところどころ、河床より60 mぐらいの高度で不完全な段丘が発達している。ただ、シビチャリ川下流には、比較的平坦な段丘が、かなりの広がりをしめしている。

III 地 質

III.1 地質概説

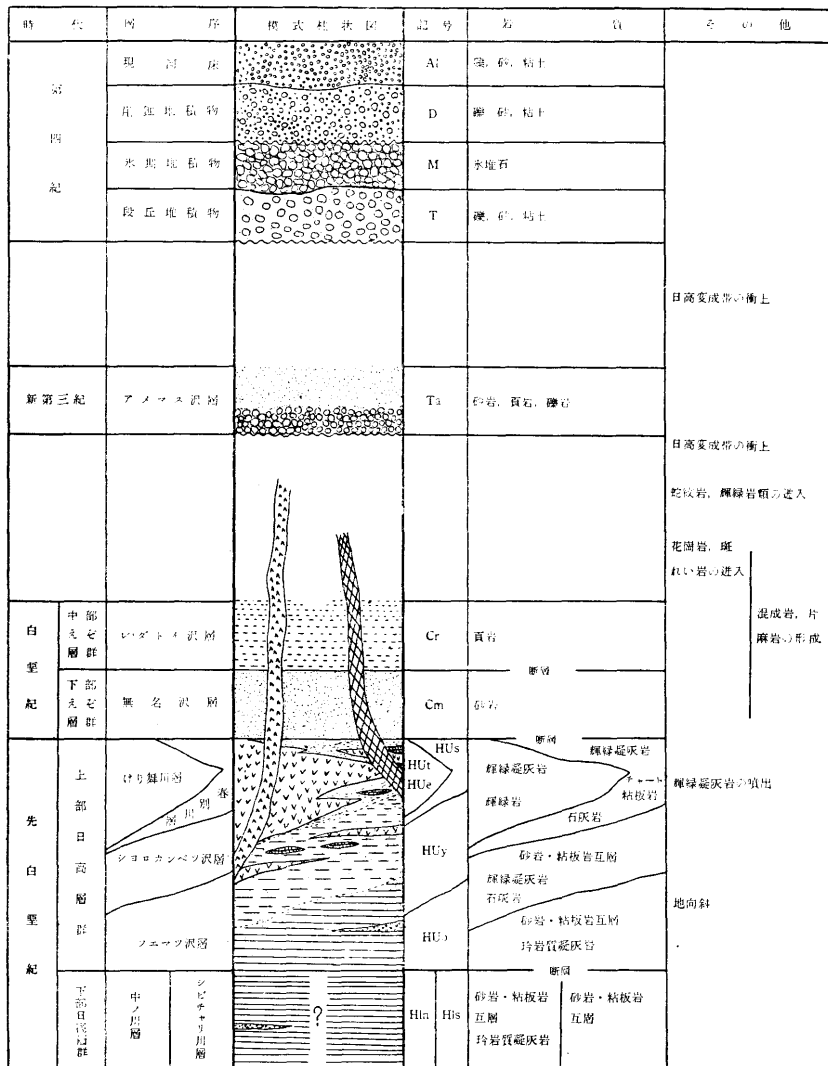
この図幅地域は、図幅の南東隅より、北西にのびる、日高山脈の脊梁にそつて発達する変成岩類と、それをはさんで、東西に分布する堆積岩類、および火成岩類によつて、構成されている。

堆積岩類は、この地域で、もつとも広い分布をしめしている。そのなかでも、先白堊紀の日高層群は、図幅地域の大部分をしめている。そのほかは、限られた小範囲に、白堊紀層や新第三紀層がみられるのみである。

日高層群は、他の分布地域とおなじように、ここでも、化石をほとんど産しない単調な堆積相をしめしている。その上、造構運動のために、はげしく擾乱されているので、その地質時代や層序を明らかにすることは、きわめて困難である。しかし、岩質や堆積の状態から、おおまかに、上部日高層群と下部日高層群の2つに分けることができる。白堊紀層としては、図幅の南西隅に分布する地層と、日高層群のなかに、断層で巻込まれている地層の、2つの地層がみられる。前者は下部えぞ層群に、後者は中部えぞ層群に対比され

る。新第三紀層は、局限された地域に、日高層群を不整合におおつて分布し、地質時代は、川端層上部に対比されるものである。

堆積岩帯の一般的な走向は、先白堊紀層、白堊紀層を通じて、脊梁の東側に発達するものでは、N-SよりN10°Eをしめし、西に70°~80°傾斜する。西側のものでは、N20°~40°Wの走向で、70°~80°東に傾斜している。



第2図 地質総括模式柱状図

変成岩類は、脊梁にそい、8 kmほどの幅で発達し、一つのまとまつた変成帯を構成している。この変成帯は、狩勝峠より、南端部の襟裳岬近くまで140 kmにわたって連続する日高変成帯の中部地域に相当する。この変成岩類は、岩相によつて、いくつかに分帯される。大まかにみると、片状ホルンヘルス帯、片麻岩帯、混成岩帯、角閃岩帯などが区別される。それぞれは、山陵の方向に並行にならんで分布する。

この変成帯の東側では、不変成岩から、ホルンヘルス帯をへて変成帯の主体に移行するが、西側では、それが断層で不変成の日高層群に衝上している。

火成岩類は、主に変成帯内に発達している。しかし、この図幅地域は、日高変成帯のなかでも、もつとも火成岩類のあらわれ方の少ない地域であり、花崗岩体のほかにはみるべきものがない。変成帯以外の地域では、図幅の西側に一つの剪断のいちじるしくしめされる地帯があり、それにそつて蛇紋岩や角閃石岩などが進入している。この剪断帯は、南北に40 km以上にわたつて続くことがたしかめられている。

第四紀層は、河川ぞいに、幅せまく発達する河岸段丘と、ペテガリ岳東北側にみられる圈谷があるにすぎない。

III.2 堆積岩類

II.2.1 先白堊紀層

日高層群は、この図幅地に最も広範囲に発達する地層である。これは、先白堊紀層に属する地層で、変成帯の両側に、ほぼ平行して分布し、上部日高層群と下部日高層群に、大別される。

上部日高層群は、主として、頁岩質粘板岩と砂岩の互層からできており、輝緑凝灰岩をはさんでいる。また、下部日高層群は、粘板岩と黒色細粒砂岩との互層からなる単調な地層である。これら上部層と下部層との相互関係は、明らかにできなかつたが、それは不整合関係にある可能性が大きい。

上部層は、そのうちに輝緑凝灰岩をはさんでいることから、その1部が、北海道中央部空知川流域にみられる、下部白堊紀層の下位につづく輝緑凝灰岩層の1部に対比される可能性がある。地質時代は、ジュラ紀と推定される。一方、下部日高層群の時代を明らかにすることはできず、上部・下部を先白堊紀に一括してのべるだけである。

なお、先白堊紀層のなかには、珪化、緑泥石化、アチノール化などの変質を受けたものが多くみられ、ときには、含ざくろ石ホルンヘルスのような、特殊な変質岩もみとめられ

註 1 この連続する剪断帯を、説明の都合上、イベツ-レダトイ構造線と仮称する。

る。これは、いずれも、日高層群中に発達するいろいろな剪断帯にそつて、全般的にみられるもので、これについては、変成岩の項で説明する。

上部日高層群と下部日高群は、次のように細分される。

上部日高層群	{	春別川層	(HUs)
		けり舞川層	(HUt, HUI)
		シヨロカンベツ沢層	(HUy)
		ソエマツ沢層	(HUo)
下部日高層群	{	シビチャリ川層	(HLs)
		中ノ川層	(HLn)

III. 2. 1. 1 下部日高層群

下部日高層群は、変成帯をはさんで、その東側と西側に分布している。これは、黒色粘板岩と黒色細粒砂岩の互層からなる。粘板岩は、剝理が明瞭に発達している。黒色細粒砂岩は、石英やチャートの碎片、および砂岩や粘板岩片を多くふくんでおり、ややアルゴズに近い岩質をしめす。これらの点が、下部日高層群の普遍的な特徴である。

変成帯の東側と西側とでは、岩質的に、あるていどの、違いがみられるので、東側に分布するものを中ノ川層、西側に分布するものをシビチャリ川層、として分帯した。この中ノ川層とシビチャリ川層との関係は、同じ地層なのか、または、全く異つた地層であるのかは、現在のところ、全く明らかでない。

中ノ川層 (HLn)

中ノ川流域に標式的に発達するもので、変成帯の東側の全域に、広く分布している。これは、主として、粘板岩と砂岩の互層から構成されている。このうち、粘板岩は砂質部と泥質部からなる不均質なもので、その両者が、葉片状に不規則な縞目をつくつている。なお、岩相の変化は、広範囲にわたつて、ほとんどみられない。中ノ川の下流では、この地層のなかに、厚さ1 m 近い珩岩質凝灰岩をはさんでいる。



第3図 中ノ川層の岩相

地層はN-Sより20°Eの走向をもつて分布し、変成帯に対して東より20°内外の角度で斜交している。傾斜は、垂直に近く一定していないが、西に傾くものが多い。また、走向に平行し、西に傾く過褶曲がいくつかあるようである。

なお、この地層は、変成帯に近づくにつれて、ホルンヘルス化を強く受けている。

シビチャリ川層 (HLs)

変成帯の西側に発達する、日高層群の分布地域の、ほぼ中軸となつて、4 km ほどの幅で南北に長く分布している。この地層の東側は正断層で、また、西側は逆断層で、上部日高層群と接している。

本層は、おもに、粘板岩と黒色細粒砂岩との互層であり、量的に粘板岩が多い。粘板岩は黒色の堅硬なもので、砂岩はいろいろな大きさのレンズ状に切れて、粘板岩中に含まれているのが普通である。

N-S、ないしN 40° Wの走向をしめし、傾斜は垂直に近い。全般的に、圧砕作用や褶曲運動をつよく受けていて、大小さまざまな破砕帯が、数多く発達している。剝理の強い粘板岩には、条線 (striation) がしめされ、その方向はほぼ一定し、全域にわたつて、NWで15°~30°北に落ちている。

III. 2. 1. 2 上部日高層群

上部日高層群は、変成帯の西側にのみ分布している。おもに、砂岩と粘板岩の互層からなるが、チャートや石灰岩をはさむ部分があり、また輝緑岩質熔岩や輝緑凝灰岩をふくんだ地層である。粘板岩が、やや頁岩質で、砂岩は、黒色細粒砂岩と硬砂岩からなることが、上部日高層群に共通する特徴である。

上部日高層群は、岩相上の特徴から、さらに、4つの地層に区分される。しかしながら、それぞれの特徴からみて、一連の堆積によるものであることは間違いない。しかし、各地層は、すべて断層で境されることと、相互間に鍵層になるものがみあたらないので、おのおの層位関係を明らかにすることは、困難である。今のところ、粘板岩と砂岩の互層の状態よりみて、いちおう、下部から、ソエマツ沢層、ショロカンベツ層、春別川層の順に重なるものとおもわれるにすぎない。^{註2}輝緑凝灰岩を主体とするけり舞川層は、輝緑岩質の凝灰岩よりも、熔岩の部分が多く、さらに、分布の上からも、堆積岩としての広がりをもつ地層ではなくて、局所的なものであり、春別川層と同時層のもののみられる。

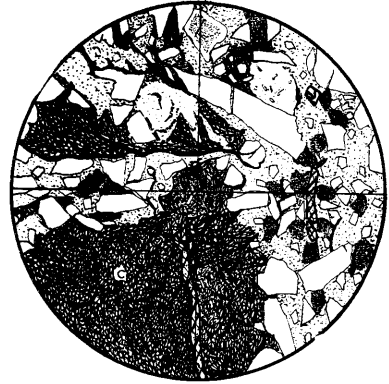
この層群を特徴づけている、硬砂岩は、次のようである。

註2 最近、小山内照が、北部の石狩金山とチロロ地域の調査の結果、この地域と同じような層序がみられ、輝緑凝灰岩が、その層序の下位であると結論している。

緑褐色より淡緑色で、中粒の硬質な砂岩であつて、粘土質部が2 mmほどのパッチとなつて、砂岩のなかにみられることが多い。

砂粒を構成するものは、粘板岩、砂岩、チャート、および石英などの普遍的なもの以外に、珩岩礫や、斜長石 ($An=45\sim 85$)、および、緑泥石化した有色鉱物が多い。粒度は不均等である。これらはほとんど圧砕を受けている、部分的に、周辺が緑泥石化した普通輝石がみられることから、緑泥石化した有色鉱物の大部分は、普通輝石とみられる。

基質は多くの場合、緑泥石固結 (chlorite cementing) をしており、それに炭酸塩鉱物が、加わる場合も多い。



第4図 硬砂岩註3

ソエマツ沢層 (HUo)

P: 珩岩片 C: 粘質部

シビチャリ川層が分布する地域の西側にそつて、南から北に続いて発達している。

この地層の下部は、わずかに粘板岩をふくむ黒色細粒砂岩と、硬砂岩の互層からなる。なお5 mほどの幅をもつ、珩岩質凝灰岩をはさんでいる。上部になるにしたがつて、次第に岩相がかわり、粘板岩の多い砂岩と粘板岩の互層になる。粘板岩には、粒度が不均質で、細粒部と粗粒部が葉片状に縞目をつくる部分が多い。なお、上部には径10 cm~30 cm大の石灰岩団球が、ふくまれている。

シヨロカンベツ沢層 (HUy)

ソエマツ沢層の西側に、帯状に分布しているほか、シビチャリ川層の東側にも発達し、変成帯に接して、南北に、細長く続いている。おもに、粘板岩・砂岩の岩層からなる。この地層の下部と、ソエマツ沢層の上部とは、岩相からみて、ひじょうに、よく似ている。ただ、この地層は、粘板岩の部分が多い。また、この地層の砂岩は、硬砂岩より、黒色細粒砂岩の方が多い。さらに、粘板岩と砂岩の境も不規則な場合が多く、岩相のうへでは、乱堆積時の堆積相であるようにみられる。また、この地層の上部には、厚さ10 m前後の、輝緑凝灰岩層や石灰岩がはさまれている。このほか、シヨロカンベツ沢では、薄いチャートもはさまれている。一方、変成帯に接して分布するものは、破碎がいちじるしく、原岩の特徴を知るのが困難な場合も多い。また、珪化された部分も少なくない。

註3 顕微鏡 スケッチは径2 mm } 以後この大きさである。
顕微鏡 写真は 径1 mm }

春別川層 (HUs)

シロコランベツ沢層の西側に、断層にはさまれて、せまい幅で分布しており、図幅地域の南方では、広く発達しているものである。また、けり舞川の上流では、けり舞川層のなかに、断層でまき込まれている。

主として、輝緑凝灰岩から構成され、厚いチャートや、石灰岩をはさんでいる。このなかに、粘板岩もみられる。チャートは、青色や白色を呈するものが多く、ラジオラリヤン・チャートは少ないようである。石灰岩は、少量の炭質物をふくみ、一部は再結晶して、大理石になつている。

けり舞川層 (HUt, HUE)

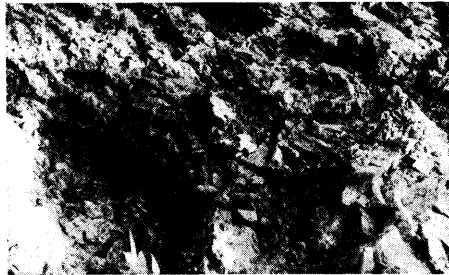
図幅地域の西部にあたる元浦川の中流より、けり舞川上流にかけて、分布している。その東部は、イベツ-レダトイ構造線で、日高層群の他の地層と境されており、西部は白堊紀層に衝上断層で接している。この地層は、幅 4 km~6 km で、南北にながくのびる。

おもに、輝緑凝灰岩から構成されている地層である。しかし岩質によつて、大まかに次のように、2つに分けることができる。

凝灰岩部 (HUt)： 輝緑凝灰岩，石灰岩，チャート

熔岩部 (HUI)： 輝緑岩質熔岩，枕状熔岩，集塊岩

その分布区域のほぼ中央の部分では、塊状の輝緑岩質熔岩を主とし、そのなかに、枕状熔岩や集塊岩をはさんでいる。熔岩部をはさんで、その東側と西側には、輝緑凝灰岩を主とし、チャートや石灰岩を、わずかにふくむ凝灰岩質部が分布する。なお、このチャートには、ラジオラリヤンが多くみられる。



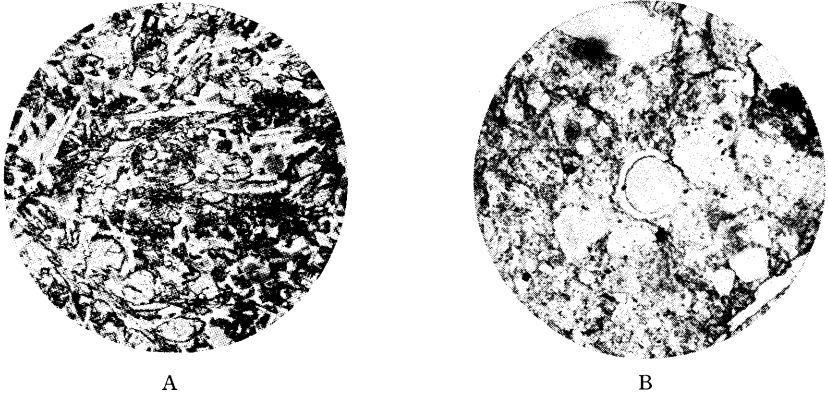
第5図 枕状熔岩

本層は、その、岩相が単調なため、内部の構造を明らかにすることはむずかしい。なお、剪断帯には、いちじるしく網状の方解石脈が生じている。

塊状の輝緑岩は、ほとんどがスピライト質で、曹長石・輝石・緑泥石などの細粒の結晶からなり、少量の石英・方解石・白チタン石をふくむ。枕状熔岩の一部には、オフィテック構造をとり、普通輝石 ($\hat{CZ}=36^{\circ}\sim 48^{\circ}$) と斜長石からなり、輝石が、わずかに緑泥石に変るていどで、完全に輝緑岩の構造を残している。このほか、スピライト状になつたもののなかに、普通輝石の斑晶が残されており、その周辺部が、スピライト状にかわつている中間型のものもある。

輝緑凝灰岩を、顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

石英や斜長石と、多量の緑泥石化した輝石・珩岩・粘板岩・砂岩・チャートの岩片をふくんでいる。またオフィテック構造を示す輝石をみられる。基質は、緑泥石・曹長石・方解石などからなり、一部にはラジオリリアもみられる。



第6図 A: 輝緑岩部 B: 輝緑凝灰岩部

III.2.2 白堊紀層

この図幅西方の地域には、白堊紀層が広く発達している、その一部は、この図幅地域内にもびて、西南隅に分布している。この地層は、北海道における、下部えぞ層群とみられている地層である。このほか、日高層群のなかに、断層で、はさみ込まれている白堊紀層があり、これは中部えぞ層群に対比される。

この白堊紀層は、つぎのような層序をしめしている。

白堊紀層	}	中部えぞ層群	レダトイ沢層 (Cr)
		下部えぞ層群	無名沢層 (Cm)

註⁴
無名沢層 (Cm)

本層はこの地域の西南隅にあつて、けり舞川の支流、無名沢に分布している。砂岩よりなる地層である。

白灰色中粒のアルコーズ砂岩で、まれに、チャートや砂岩などの細礫をふくむ。また、炭質物もふくまれている。なお、この地層は、その岩相からみて、浦野龍一は空知川流域に発達している下部えぞ層群中の、富間砂岩に対比している。

砂岩は、石英、正長石、斜長石、およびチャート、砂岩、粘板岩などの岩片からなる、

註 4 この無名沢層は浦野龍一学士の調査による、貫別層群第2層にあたる。(14)

典型的なアルコーズ砂岩である。そのほか、黒雲母、微斜長石、パーサイト、電気石、および花崗斑岩や石英片岩などの岩片をふくむ。

レダトレ沢層 (Cr)

この地層は、日高層群の中に、断層でまき込まれているものである。元浦川の本流で、レダトレ沢口より 100 m ほどの上流で、幅 20 m ほどの、両側が断層で日高層群に接する頁岩のなから、筆者の 1 人長谷川が、化石 (*Inoceramus* sp.)^{註 5} を見出した。この頁岩はやや硬く粘板岩状に見えるもので、日高層群の粘板岩が圧砕を受けたものとは、区別しにくい。ただ、割れ目のできかたや割れた面の感じは、日高層群の粘板岩とは違っている。この岩相をもつ頁岩は、化石の発見されたところのほかにも、多くの場所でみられる。それぞれの分布は、ひじょうに小規模である。なお、この頁岩は、イベツ-レダトレ構造線附近と、変成帯が衝上する断層附近に多くみられ、圧砕作用のはげしい地域にかぎられている。

この図幅をふくむ周辺地域でも、同じ日高層群のなかから、沢俊明、松下勝秀らが、*Inoceramus* sp. *Anagaudryceras sacya* (Forbes)? を発見している。それらの総合的な研究から、日高層群にまき込まれている頁岩は、中部えぞ層群に相当するものとみられる。

III. 2. 3 新第三紀層

アメマス沢層 (Ta)

ルテンベツ川の支流アメマス沢と、ニシュオマナイ沢上流とに分布している。そのようすは、せまい幅で、南北に細長く続いている。走向は、分布ののびに平行していて、傾斜は 30°~40° W である。なお、この地層の東側は不整合で日高層群に接しており、西側は断層でおなじ日高層群と境している。

アメマス沢では、礫岩と砂岩からなり、砂岩には、サン・クラック (Sun crack) が発達しており、多量の化石を産する。ニシュオマナイ沢上流では、礫岩と頁岩質の泥岩からなり、化石は産出しなない。これらの礫岩の礫は、日高層群のものらしい砂岩・粘板岩・チャート・輝緑凝灰岩などである。この地域には、変成岩や深成岩類の礫はみられない。

化石は、中島秀雄によれば、新第三紀川端統の上部をしめすものとされている。

なお、この図幅から南方には、新第三紀層が各所に分布しているが、それらの分布個所を結びと、いくつかの線の上に配置される。これは、基盤の日高層群の圧砕のはげしい地帯と一致する。

註 5 東京教育大学橋本亘教授の鑑定による。

III.3 変成岩類

日高山脈の主稜にそつて発達する 変成帯の西側は、1つのいちじるしい断層で日高層群に衝上している。変成帯の東側では、低変成のホルンヘルスから、剪断帯をへだて、片状ホルンヘルスに移りかわり、さらに片麻岩をへて混成岩にまで移過する。変成帯の中では、さきに述べたように、そののびの方向に平行して、いろいろの岩石が、帯状に配列されている。それを東側から西側にむかつて、大づかみにつきのように分帯することができる。

東側 粘板岩帯

ホルンヘルス帯

片状ホルンヘルス帯

縞状片麻岩帯

混成岩帯

黒雲母・角閃石片麻岩帯

褐色角閃石角閃岩帯 } (斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩)

緑色角閃石角閃岩帯 }

—衝上断層—

西側 粘板岩帯

変成帯をはきんで、両側に分布する日高層群についてのべれば、その大部分が、すくなくとも中生代の地層であるのに、かつては、その岩相のみにもとづいて、古生層とみなされたこともある。この粘板岩を、鏡下で観察すれば、圧砕構造とともに、緑泥石やイライトなどの粘土鉱物が、多量に形式されている。このことより、変成岩といえないまでも、造構運動ともなう偏圧が、頁岩を粘板岩化したものと考えられる。

また、日高層群の分布区域には、いたるところに、いちじるしい剪断帯が発達している。そこには、剪断帯にそつて、圧砕がみられるだけでなく、緑泥石化や珪化作用が、いちじるしくあらわれている。また、はげしい横圧を受けた部分は、千枚岩になっている。

上にのべた変成帯内部にみられる帯状の配列は、大きくみた分帯であつて、細かくみれば、局部的にかなり複雑である。たとえば、片状ホルンヘルスの一部が、縞状片麻岩化したり、または、縞状片麻岩の片理にそつて粗粒化し、黒雲母混成岩になっていることもある。これらの変成岩類は、長期にわたつて働いた造構運動と、それと密接に結びついて行なわれた変成作用の結果、現在みられる状態に達したものである。

変成岩類は、大まかに次のように分類される。

- 1 低変成岩類
- 2 珪礫質変成岩類および混成岩類
- 3 塩基性変成岩類

III. 3. 1 低変成岩類

低変成岩類は、変成帯の周辺にあたる地域や、日高層群の分布地域の一部に形成されている。また、説明の都合上、堆積岩帯に発達する剪断帯にともなつてみられる圧砕岩や、その他のものを含めてこの項で述べる。これらは、次のように分類される。

千枚岩 (Ph)

変質粘板岩 (Ms)

ホルンヘルス (Ho)

その他 (図示せず)

千 枚 岩 (Ph)

シビチャリ川より、ニシユオマナイ沢をへて、ソエマツ沢にいたる地域にみられ、シビチャリ川層の西縁にそつて発達している。もつとも幅広く分布しているのは、シビチャリ川とニシユオマナイ沢であつて、そこより南にも北にも、その幅はせばまつている。南方の春別川では、ほとんどこれがみられない。

岩質は、各地域でかなり違つているが、一般に、珪質で片理の発達したものである。そのなかにふくまれている砂岩は、青灰色のミローナイトになつている。また、赤色または青色となつたひじうに珪質な部分が、縞状に発達することもある。ときには、輝緑凝灰岩原の、緑泥石片岩もみられる。

千枚岩の原岩としては、下部日高層群と上部日高層群の両者があり、千枚岩化の弱い部分では、上部層と下部層の両方が、入り乱れて圧砕されているのがみられる。

変質粘板岩 (Ms)

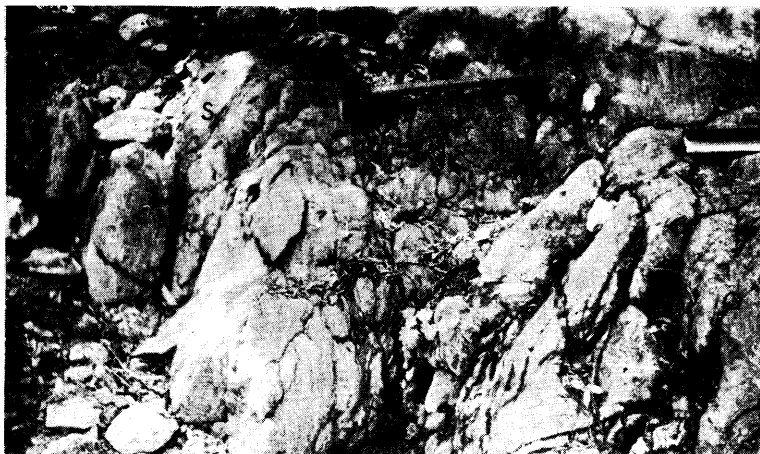
変成帯の衝上する断層の下盤側に接して、20 m より 100 m の幅で、かなりの変質をうけた粘板岩類がみられる。これは、ソエマツ沢をのぞく、ほとんどの地域でみることができ

る。変質粘板岩帯の東側は、衝上断層の上盤に相当するミローナイト化した角閃岩と接している。その西側には、ふたたび衝上断層がみられ、それによつて不変質の日高層群に接している。

この変質粘板岩中には、砂岩と粘板岩、および輝緑凝灰岩がみられる。砂岩は、ミローナイト化している。粘板岩は、圧砕されて粘土化し、層理面も不明瞭になり、と同時に緑

泥石化作用を受けている。いちじるしく緑泥石化した部分は、暗緑色を呈している。輝緑岩は、緑泥石と曹長石におきかえられ片岩状になっている。

変質粘板岩帯と、変成帯内の角閃岩との接触部では、第7図に示したように、両者の区



第7図 変質粘板岩と角閃岩との接触部

s: 変質粘板岩 a: 角閃岩

別がつかない。この様な部分では、変質粘板岩に強い片理が形成され、その片理面にそつて、石英と曹長石からなる細脈が発達し、粘板岩は、いちじるしく緑泥石化をうけている。一方、接触部の角閃岩も圧砕されて細粒化し、緑泥石化されている。また、石英のプールの所々にできています。こうして、接触部の20 cm内外の範囲は、両者の岩相がまったく同じになる。

ホルンヘルス (Ho)

これは、変成帯の東側に、3 km~4 kmの幅で発達しており、変成帯の最外辺部を形成している。

変成帯の東側に分布する日高層群にも、多くの剪断帯が発達している。この剪断帯は、変成帯に近いほど多くみられ、それには緑泥石化作用や珪化作用がしめされている。

変成帯に近づくにしたがつて、それを構成する緑泥石は、褐色を帯び多色性をあらわし、黒雲母質に変つてゆく。また、より変成帯に近くなると、剪断帯以外の部分にも、珪化や緑泥石化がみられるようになる。より内部地域では、さらに黒雲母が形成され、やや褐色をおびた硬質な岩石にかわる。

このように、ホルンヘルスは、変成帯にむかつて変成度が高まつてゆく。しかし、一般

に、再結晶は不完全で、粘板岩と砂岩の互層する縞目が保存されている。

ホルンヘルスを、顕微鏡で観察しても、堆積岩の構造が残されている。石英や斜長石などの残留鉱物の間を埋めて、微細な黒雲母が発達する。また、黒雲母にともなつて、石英と斜長石の微細結晶がみられる。

その他

日高層群のなかに、たびたびのべたように、大小さまざまな剪断帯が無数に発達している。それには、圧碎のほかに、物質の移動がともなわれ、そこにいろいろな岩質がつくられている。それらの中で、代表的な岩質について2,3のべる。

a) シビチャリ川層の一部に発達する、褐色を帯びたホルンヘルス様の岩石で、細粒の黒雲母・ざくろ石・石英が形成されている。

b) とくに大きな剪断帯、および、その附近にみられるもので、粘板岩のなかに青灰色の縞目ができたり、または粘板岩が部分的に、青灰色、珪質になるものがある。これは、おもに、曹長石と石英とが、多量に形成されている。なを、縞状のものは、アチノールと、呼ばれるものである。

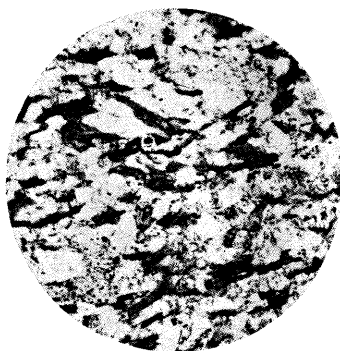
c) 多くの場合、断層附近の粘板岩は、いちじるしく黒色光沢をおび、炭質粘板岩のようになっている。これは、微細な黄鉄鉱と緑泥石が多量に形成されているものである。

以上のほかに、珪化作用や緑泥石化作用、および稀薄な黄鉄鉱化作用の影響は、いたるところにみられる。

これら剪断帯は、地下深部で行なわれた、変成作用と密接に結びついて形成された、と考えられている。そのほか、ヘルプリンター様の岩石もみられている。

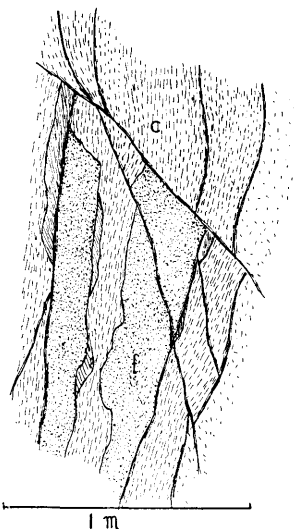
III. 3.2 珪質変成岩類および混成岩類

変成帯の大部分をしめて発達している。穴まか



第8図 ホルンヘルス

b: 黒雲母



第9図 ヘルプリンター様岩石の露出図

f: ヘルプリンター様岩石

c: いちじるしく緑泥石化した砂岩

に、次のように分けられる。

- 1 片状ホルンヘルス
- 2 片麻岩類
- 3 混成岩類
- 4 その他

混成岩は、片麻岩をも含むものであるが、ここでは、片麻岩類と区別して、粗粒で、分向性の弱い花崗岩ようの変成岩だけを混成岩として取扱う。

III. 3. 2. 1 片状ホルンヘルス (SHo)

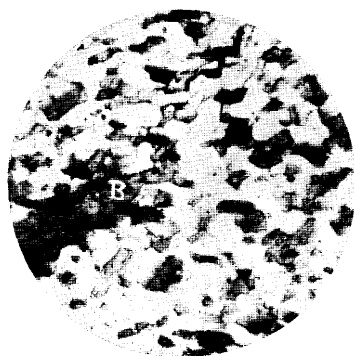
ホルンヘルス帯の西側に発達し、ホルンヘルス帯とは、中ノ川の三俣を通る剪断帯で境されている。

この剪断帯を境として、ホルンヘルスの岩質はいちじるしく変る。一般に、堆積岩の構造を全く残さず。均質・細粒で、片理がよく発達した片状ホルンヘルスに変る。また、1 mm~2 mm 程度の黒雲母の扁平な点紋がみられる。ただ、中ノ川流域の一部には、ホルンヘルスの岩質に近い部分もある。片理は、より西側にある片麻岩帯に近いほど明瞭になり、走向は分布ののびの方向と一致する。反対に、ホルンヘルス帯に近いところでは、片理の走向も乱れがちである。

まえにのべたように、片状ホルンヘルスは、1 km~1.5 km の幅で、帯状に分布する。しかし、中ノ川の上流では、片状ホルンヘルス帯と、剪断帯を境にして接する縞状片麻岩が、西側にむかつて、しだいに細粒になり、優白質部が少なくなつて、ついには片状ホルンヘルスに移りかわる。さらに、その西側では、ふたたび剪断帯を境として、縞状片麻岩があらわれている。そして、この分布のようすは、片状ホルンヘルスが弧状を画いて西側に張出し、岩体中心部が縞状片麻岩化しているようである。

岩体中心部の縞状片麻岩の部分は、混成岩類が上昇するときに来た、一種の背斜部であろうと推定される。

この岩石には、堆積岩の構造が全く残されていない。石英と斜長石^{註6}の、径 0.2 mm~0.3 mm のものが、モザイク構造をしめし、



第10図 片状ホルンヘルス
B: 黒雲母 P: 石英・斜長石

註6 説明の順序は、そのふくんでいる鉱物の量の順序にならべる。以下これに従う。

黒雲母が、それらの間を埋めて、ほぼ一定の方向にならんでいる。さらに、肉眼でみられる黒雲母の偏平な点紋は、0.3 mm~0.4 mm の、やや大型の黒雲母が多量に集合したものである。

石英は、ほとんど等粒であるが、なかには、斑状変晶となつて、0.5 mm 程度の不規則な形のものがあり、かすかに波動消光をしめしている。斜長石は、大部分が A-双晶をしめしている、 $An=30\pm$ 。黒雲母も、不規則な形をとり、劈開は明瞭でない。X=淡黄色 Z=赤褐色~茶褐色、の多色性を示す。そのほか、少量の燐灰石、および磁鉄鉱が点在している。

III.3.2.2 片麻岩類

片麻岩類は、この図幅地域に発達している変成岩類のなかで、もつとも広い分布をしめしている。主稜にそつて発達する混成岩帯をはきんで、その東西にみられる。この片麻岩類は、その産状と性質とから、次のようにわけることができる。

縞状片麻岩 (BGn)

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (PGn)

黒雲母角閃石片麻岩 (AGm)

縞状片麻岩 (BGn)

縞状片麻岩は、混成岩帯の東側で、混成岩帯と片状ホルンヘルス帯の間に帯状に分布している。しかし、ヌビナイ川流域では規模の大きな花崗岩体があつて、そこには、縞状片麻岩はあらわれていない。

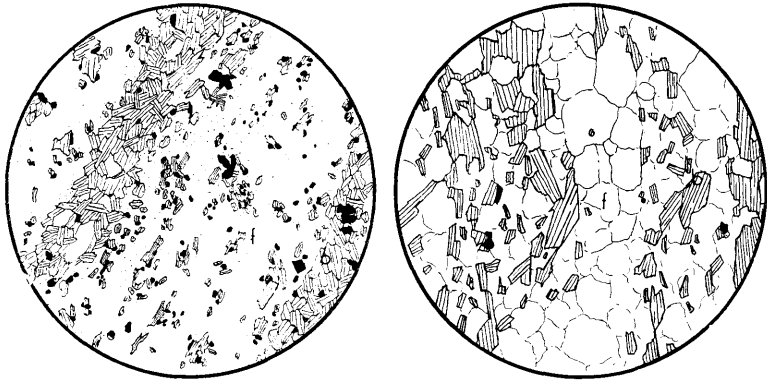
この図幅地域では、縞状片麻岩と片状ホルンヘルスとは、一般に剪断帯で境されている。ただ神威岳の北東側で、片状ホルンヘルスが弧状に西側に張りだしているところだけでは、両者の移り変りがみられる。一方片状ホルンヘルスから縞状片麻岩に移行する様子は、つぎのようである。まず、片状ホルンヘルスの片理にそつて、細かい優白質の縞が生じ、縞状片麻岩帯に近くなると、この優白質縞が量を増し、全体として粗粒になつて縞状片麻岩に移行する。

縞状片麻岩は、肉眼で個々の鉱物の判定がつくいてどの粒度であつて、石英と斜長石を主とする優白質部と、黒雲母を主とする優黒質部が縞状になつている。縞目は、幅 2 mm 程度であるが、全体がかなり粗粒になつて、その幅が 5 cm 程度に達する部分もある。この優白質部は、膨縮がいちじるしく、彎曲したりして、ひじょうに不規則な形態をとつている。

優白質の部分は、主として、石英と斜長石の粗粒結晶 (0.5 mm~1 mm) がモザイク状に組合わさり、それに少量の黒雲母が加わつている。また、優黒質の部分は、等粒の石英・斜長石と黒雲母が、グラノプラスチックに組合わさり、黒雲母はほぼ一定の方向に配列している。優白質部の斜長石は、ときに 1 cm 程度の斑状変晶をつくつている

こともある。

石英のほとんどは、波動消光がいちじるしい。斜長石は、黒雲母や石英の包か物が多く、 $An=25\sim35$ である。黒雲母は、 X =無色、 Z =茶褐色～赤褐色の多色性をしめす。鉄鉱物は、優黒質部に多くみられ、片理にそつて点在している。ときには、正長石や堇青石がみられ、少量の白雲母や鱗灰石がともなっている。



A 細粒部

B 粗粒部

第11図 縞状片麻岩

b: 黒雲母 f: 石英・斜長石

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (PGn)

変成帯の西側に発達する緑色角閃石角閃岩帯と、褐色角閃石角閃岩帯のなかに層状になつて、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩がみられる。

個々の岩体の幅は、せいぜい40mていどのもので、角閃岩の片理の方向にのびて、帯状の分布をしている。この片麻岩は、産状よりみて“セプタ”と呼ばれている。

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩は、黒雲母を主にした暗褐色の岩石で、片理がいちじるしく発達している。また斜長石の斑状変晶が、いちじるしくみられる。また、多くの場合、これにざくろ石をともなっている。

どちらかといえば、褐色角閃石角閃岩のなかに発達する斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩よりも、緑色角閃石角閃岩のなかに発達するもののほうが、片理がいちじるしい。しかし、顕微鏡下の観察では、両者を区別できない。そのほか、緑色角閃石片状角閃岩のなかに、これとよく似た黒雲母片麻岩がみられる。この黒雲母片麻岩は、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩よりも片理がつよく、また、ホルンヘルスに近い岩質のもので、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩質のものである。

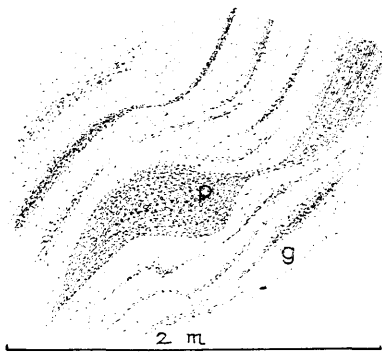
この岩石を顕微鏡で観察すると次のようである。

斜長石と石英がモザイク構造をとるなかに、2 mm~3 mmの斜長石が斑状変晶になつてみられる。また黒雲母は、斑状変晶をとりまくように発達し、そのうえ方向性をもっている。ときには、ホルンヘルスの構造をのこす部分がある。

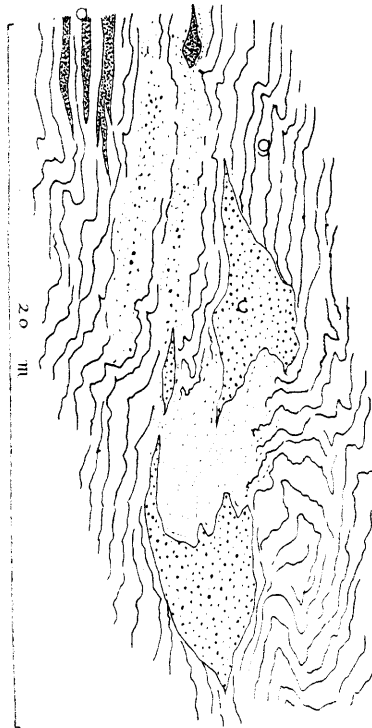
斑状変晶となつて斜長石は、石英や黒雲母を包かして、ポイキリテックに生長し、その成分は、An=32~40。その他の斜長石は、An=30~38。石英は波動消光する。黒雲母は、X=草褐色、Z=褐色の多色性をしめす。また、劈開面が撓曲していることが多い。0.2 mm~0.5 mm ていどのざくろ石が、一般にみられる。ときには、カリ長石がミルメカイトをつくつて、少量みられることがある。そのほか、燐灰石・磁鉄鉱・絹雲母・ジルコンなどが伴なわれている。

黒雲母角閃石片麻岩 (AGn)

この岩石は、神威岳から中ノ岳にいたる間をのぞいた範囲の、角閃岩帯と混成岩帯の間に発達している。後述の角閃岩帯とは、カミングトン石が形成されている幅の広い剪断帯で境されている。これと混成岩帯との関係は、不明である。また、南部の春別川流域で



A 角閃岩帯より、黒雲母角閃石片麻岩に移過する部分



B 黒雲母角閃石片麻岩

第12図

- p: 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩
- g: 黒雲母角閃石片麻岩
- c: 粗粒混成岩状岩
- a: 輝緑岩原の角閃岩

は角閃岩化した輝緑岩が、この片麻岩を貫いている。

一般に、黒雲母と角閃石を有色鉱物とした粗粒な片麻岩である。しかし、不均質な岩質のもので、黒雲母だけの部分、または、角閃石だけの部分があり、それに、両者が5 cmほどの幅で互層して、縞状片麻岩をつくっていることもある。黒雲母角閃石片麻岩の角閃岩帯に近いところでは、角閃岩や斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩が、とり残され、その周辺が、黒雲母・角閃石片麻岩になっているのがみられる。反対に、東側の混成岩帯に近いところでは、片理にそうか、あるいは、第12図Bにしめたように、しみ込んだかのような形態で粗粒化し、方向性をもたない混成岩質岩が形成されている。

この片麻岩は、前にのべた2種の片麻岩が堆積岩を原岩としているのに反し、角閃岩類が、さらに混成岩化されてできたものである。

黒雲母角閃石片麻岩を、顕微鏡で観察すると、次のようである。

1 mm~1.5 mmの、ほぼ等粒の結晶がグラノプラスチック構造をとり、やや弱い方向性をしめすものである。次の2つの型の鉱物組合せがみられる、a) 斜長石—黒雲母—角閃石—石英、b) 斜長石—黒雲母—石英。前者の場合は、角閃石を置換えて、黒雲母が晶出している。後者の場合は、2mmていどのざくろ石と、白雲母をともなうことが多い。前者は、角閃岩を、後者は、黒雲母片麻岩を原岩としたものとみられる。

斜長石は、 $An=36\sim48$ の成分である。黒雲母は、 $X=無色$ 、 $Y=淡褐色$ 、 $Z=茶褐色\sim赤褐色$ の多色性をしめす。角閃石は、 $\hat{CZ}=15^\circ\sim22^\circ$ 、 $X=無色$ 、 $Z=淡褐色$ の弱い多色性をしめす。石英は、波動消光する。そのほか、燐灰石、ゲルコンがみられる。

III. 3. 2. 3 混成岩類

日高山脈の主脊梁にそつて、500 mから最大2 kmにおよぶ幅で、帯状に発達している。この混成岩類が分布する位置は、変成帯内の中央部をしめている。

混成岩は、一般に、優白質で方向性もなく、花崗岩様の外観をもち、斜長石・石英・黒雲母を主とするトータル岩質のものである。

混成岩類は、岩質によつて次のように区別することができる。

黒雲母混成岩 (BMi)

アグマタイト質混成岩 (AMi)

含ざくろ石片麻状混成岩 (NMi)

花崗岩質混成岩 (GMi)

黒雲母混成岩 (BMi)

この地域にみられる黒雲母混成岩は、その岩質と産状から、さらに2つに区別することができる。その一つは、ピリカ岳附近からその南部の地域にかけて分布しているものであ

る。ほかの一つは、中ノ川上流の縞状片麻岩帯の一部にみられるものである。なお、前者は、日高変成帯の南端部から続いてくる。堇青石混成岩の、のびに相当している。

a) ピリカ岳附近にみられるもの;

径 1.5 mm~3 mm の斜長石・石英・黒雲母からなり、そのなかに、丸味をおびた石英塊がみられる。外観は、やや灰青色をおびた中粒の花崗岩質岩である。



第 13 図 黒雲母混成岩中のパレオゾームモザイク状構造をとり、その間を、黒雲母が埋めている。

斜長石は、 $An=28\sim34$ である。石英は、波動消光する。黒雲母は、 $X=$ 淡褐色、 $Z=$ 赤褐色の多色性をしめす。そのほか、カリ長石は、鉱物の間をうめ、ときにはミルメカイトをつくっている。白雲母は、黒雲母や斜長石を置き換えて、形成されている。また、ピナイト状の鉱物がわずかにみられる。副成分は、燐灰石、楣石、ゲルコン、磁鉄鉱などがある。

b) 中の川上流にみられるもの;

縞状片麻岩の片理にそつて、粗粒になつてゐるもので、幅は 300 m から 500m におよんでいる。

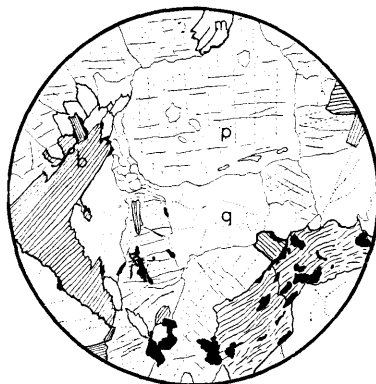
1 mm~2 mm ほどの斜長石・石英・黒雲母から構成され、優白質・塊状の混成岩である。その一部には、黒雲母が濃集したシュリーレンがみられる。

斜長石と石英が、グラノプラステック構造をとり、その間を埋めて、黒雲母がみられる。黒雲母の並び方に、弱い方向性がみられる。

斜長石は、双晶面が彎曲し一部がソーシュール石に突つているものと、双晶面が明瞭

この図幅範囲では、縞状片麻岩との関係は観察できなかつた。しかし、岩体のなかに、径 10 cm~30 cm の大きさの縞状片麻岩が、第 13 図にしめしたように、破砕片（パレオゾーム）となつて、とりこまれている。

斜長石と石英の楕円状の結晶が、グラノプラステック構造、ないしは



第 14 図 黒雲母混成岩

b: 黒雲母 m: 白雲母
p: 斜長石 q: 石英

で長柱状となつた新鮮なものがみられる。この2つの関係は、後者が、前者を置き換えるものである。石英は波動消光がいちじるしい。黒雲母は、X=淡黄色、Z=赤褐色の多色性をしめす。そのほか、白雲母・カリ長石・榴石などがある。

アグマタイト質混成岩 (AMi)

混成岩帯のなかで、ピリカ岳周辺から南方には、黒雲母混成岩が分布している。それに対して、ソエマツ岳附近から北方には、黒雲母混成岩がなく、アグマタイト質混成岩が発達している。この混成岩は、この地域より北方の札内川上流地域にまでも、連続するものである。

黒雲母混成岩と、アグマタイト質混成岩との関係は、明らかにできなかつた。縞状片麻岩からアグマタイト質混成岩に移りかわる様子は、まず縞状片麻岩のなかに、その片理に無関係に、縦横に優白質脈が発達する。さらに、これがいちじるしくなつて、縞状片麻岩をブロック化してとり残し、それを優白質部がとりこむような形態になる。このような経過をへて、アグマタイト質混成岩に移り変つている。

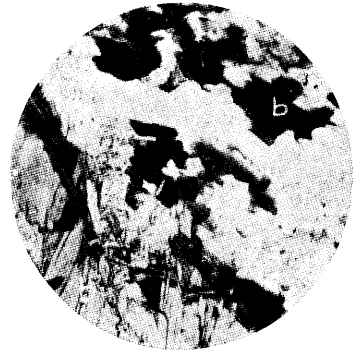
この岩石は、斜長石・石英・黒雲母からなる中粒の優白質なものである。この混成岩のなかには、多量の片状ホルンヘルスや、縞状片麻岩の破砕片(パレオゾーム)を含んでいる、ときには、褐色角閃石からなる角閃岩の破砕片もみられる。

1 mm~2 mm の斜長石・石英・黒雲母から構成され、グラノプラスティック構造をとつている。

斜長石は、An=36~38で、その一部はソーシュール石に変つている。石英は、波動消光をしめすものが多い。黒雲母は、X=淡褐色、Z=赤褐色の多色性をしめす。そのほか、角閃石がみられることも多く、角閃石はやや繊維状であり、Z=淡緑色のよわい多色性をしめす。カリ長石は少量みられ、鉱物間を埋めているほか、ミルメカイトをつくつている。そのほか、少量の白雲母・燐灰石・ゆうれん石・榴石・ジルコン・磁鉄鉱などがある。

含ざくろ石片麻状混成岩 (NMi)

ソエマツ沢上流の稜線近くに発達し、黒雲母混成岩と、黒雲母角閃石片麻岩との間に分布している。



第15図 アグマタイト質混成岩

b: 黒雲母 p: 斜長石・石英

この混成岩と、黒雲母混成岩の関係は不明である。黒雲母角閃石片麻岩との直接の関係もみられないが、前に述べたように、黒雲母角閃石片麻岩が粗粒になり、混成岩状になつ



第16図 含ざくろ石片麻状混成岩の岩相
G ざくろ石 b: 黒雲母

斜長石は、 $An=27\sim37$ 、やや長柱状をていしており、その一部はソーシュール石に変つてゐる。石英は不規則な形をとり、波動消光する。黒雲母は、 $X=$ 淡黄色、 $Z=$ 暗褐色の特徴ある強い多色性をしめす。ざくろ石は、片理に直交する劈開をしめし、斑状変晶になつてゐる。また、その周辺にモルタル構造をつくり、ざくろ石のなかには、石英や斜長石をポイキリテックに包かしている。このほか、わずかに、カリ長石・燐灰石・ゼルコン・斜ゆうれん石・磁鉄鉱などがある。

花崗岩質混成岩 (GMi)

花崗岩質混成岩は、独立小岩体として黒雲母混成岩帯、アグマタイト質混成岩帯、および縞状片麻岩帯の一部にわたつて発達している。この図幅地域では、神威岳周辺の、アグマタイト質混成岩の分布する幅が広がつた部分に、とくに多い。

た部分が、含ざくろ石混成岩のざくろ石を含まない部分に類似している。このことから、黒雲母角閃石片麻岩が、高度に混成岩化作用をうけて形成されたものと推察される。

この混成岩は、主に、斜長石・石英・黒雲母からなり、粗粒で、黒雲母の配列に方向性がみられる混成岩である。部分的に1 cmほどの大きさのざくろ石が含まれている。黒雲母は、黒色の光沢をもつものである。これは、他の混成岩にみられない特徴である。

2 mm~4 mmの大きさの斜長石・石英と黒雲母が、グラノプラスチック構造をとる。黒雲母の配列に、弱い方向性がみられる。部分的に、ざくろ石がみられる。

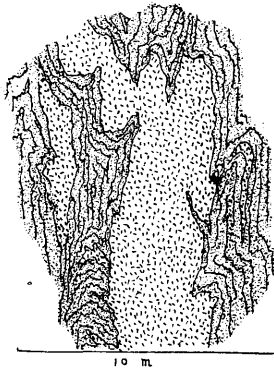


第17図 含ざくろ石片麻状混成岩
b: 黒雲母 g: ざくろ石
p: 斜長石 q: 石英

この混成岩は、他の混成岩よりも優白質で、粗粒な、より花崗岩に近い岩質をしめしている。これは、結晶の大きさが、5 mm におよぶようなこともあるが。一般には、2 mm～3 mm の斜長石・石英・黒雲母からなり、

花崗岩質混成岩の産状は、分布の幅は、3 m より 100 m にも およぶ脈岩状のものである。その進入方向は、片麻岩や、ほかの混成岩ののびの方向に斜交している。

みかけは脈岩状であるが、その接触部附近では、花崗岩質混成岩の周囲の岩石のなかに、斜長石の粗粒な斑状変晶ができ、この結晶が多くなつて、花崗岩質混成岩に移りかわる場合もある。また、その接触部が、1 平面で境されている場合でも、周辺の岩石のなか



A 花崗岩質混成岩の露出



B その接触部

第 18 図

に斜長石の斑状変晶ができ、それが集つて、第 18 図にみられるように、花崗岩質混成岩の脈が形成されている。これらのことより、花崗岩質混成岩は、ほかの混成岩よりもおそい時期に形成され、あるものは進入し、あるものは交代して、現在みられるようになったものと、みられる。

花崗岩質混成岩には、斜長石・石英・黒雲母のほか、少量のカリ長石があるほか、角閃石もみられることがある。各鉱物は、不規則な形で組合わさり、グラノプラステックに近い構造をとっている。

斜長石は、 $An=35\pm$ 。石英は、弱い波動消光をしめす。黒雲母は、 $X=$ 帯黄色、 $Z=$ 赤褐色の強い多色性をしめす。カリ長石は、ミルメカイ



第 19 図 花崗岩質混成岩

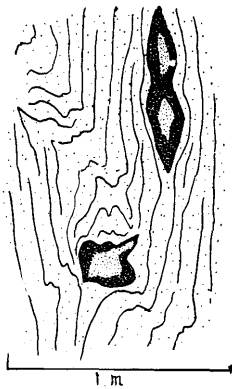
b: 黒雲母 p: 斜長石 q: 石英

トをつくり、その一部は、パーサイトである。角閃石は、淡緑色の繊維状である。また、白雲母が、斜長石や黒雲母を置き換えていることが多い。このほか、鱗灰石・ザルコン・榊石・ゆうれん石・磁鉄鉱などが少量みられる。

III. 3. 2. 4 その他

石灰質団球の変成

縞状片麻岩や、混成岩類のなかに、径 50 cm から 10 m におよぶ、不規則な形をした角閃岩の団球が、てんと含まれている。これは、すでに、鈴木醇をはじめ、多くの人々によって研究されてきたもので、ホルンヘルスのなかにみられる石灰質団球が変成したものである。



第 20 図 石灰岩団球

グラノプラステック構造をとる。ときには、少量の透輝石がみられる。角閃石は、X=帯黄色、Z=褐色の多色性をしめす。

マンガン^{註 7}団球

中ノ川上流の、アグマタイト質混成岩のなかに、径 15 cm 程度の、マンガン団球がみられる。

団球は、外側より内側にむかつて、緑色帯、淡緑青色帯、黒色帯の、累帯構造をとっている。緑色帯は、主として淡緑色の多色性の弱い角閃石からできている。また、赤褐色帯は、細粒粒状のマンガンざくろ石が濃集している。なお、中心部の黒色帯は、酸化マンガン鉱であるが、その鉱物名は不明である。

III. 3. 3 塩基性変成岩類

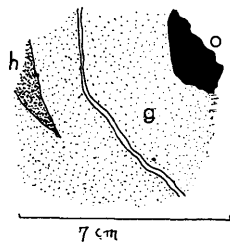
変成帯の西縁に、約 2 km ほどの幅で、いろいろな塩基性変

団球は、一般に、一定方向にのびており、そののびの方向は、それを含む岩石の片理の走向に一致する。また、はなはだしく伸ばされ層状とみられるほどのものもある。

団球は、中心部が青灰色で、そのまわりを、暗黒色の部分がとりまいている。しかし、青灰色の部分が、全くない場合も多い。

青灰色の部分は、0.1 mm~0.2 mm 程度の、粒状の斜長石、透輝石と石英が、モザイク状に組合わさっている。

暗黒色の部分は 0.2 mm 前後の角閃石、斜長石と石英が、



第 21 図 マンガン団球

o: 酸化マンガン帯
g: マンガンざくろ石帯
h: 角閃石帯

註 7 木崎甲子郎学士の資料による。

成岩類が带状に発達している。これらは、すべて角閃岩になっている。そのあるものは、角閃岩がさらに混成岩化作用をうけて、ことなつた岩石になっている。角閃岩体のなかには、多くの珪礬質変成岩がふくまれており、それらが複雑にくみ合わさっている。塩基性変成岩類は、つぎの種に4分類される。

緑色角閃石角閃岩 (GHa)

緑色角閃石片状角閃岩 (SHa)

褐色角閃石角閃岩 (BHa)

アグマタイト質角閃岩 (AHa)

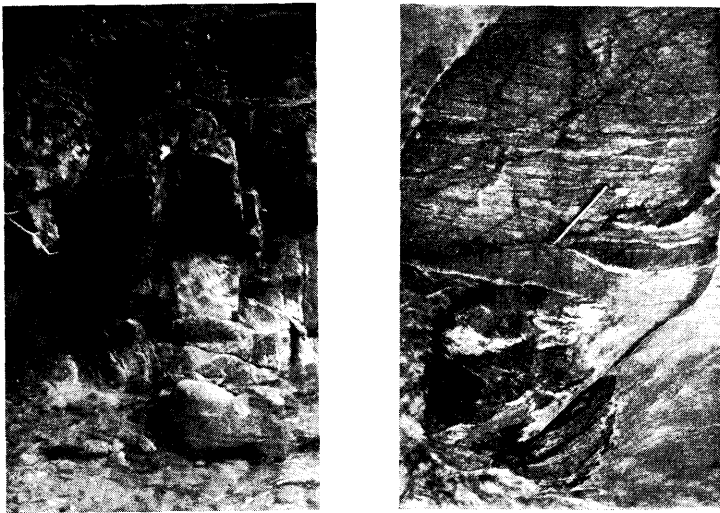
これらの塩基性変成岩類の原岩は、輝緑岩ではなからうかと考えられている。

緑色角閃石角閃岩 (GHa)

この岩石は、角閃岩帯のなかでも、もつとも西側に発達している。

北部地域では、約300 mの幅をもっているが、神威岳から南部の地域では、約1 kmにもひろがっている。

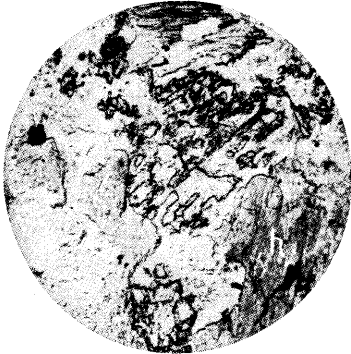
これは淡緑色を呈し、よく片理が発達した岩石である。有色鉱物は、30%程度のもの
で、角閃石および少量の黒雲母から構成されている。岩質は、部分によつてかなり複雑であつて、上記した岩質のほかに、黒雲母の多い部分と、角閃石の多い部分が、2 cm~5 cm
の中で縞状に交互する部分もある。また、北部地域には、有色鉱物がやや多く、片理がよく発達した片状岩もみられる。



第22図 緑色角閃石角閃岩体のなかにみられるパレオゾーム状角閃岩

この岩体の一部には、第 22 図に示したように、褐色角閃石角閃岩のボールが、パレオゾーム状にふくまれている。また、各所に石英のプールが形成されていることが多い。鏡下で観察しても、特徴的に圧碎構造がみられ、この性質は、衝上断層に近いほどはげしい。

構成鉱物は、斜長石・石英・緑色角閃石・緑れん石のほか、わずかの榴石・緑泥石・葡萄石などがある。



第 23 図 緑色角閃石角閃岩

h: 角閃石 p: 斜長石

径 1 mm でいどの、卵型をした斜長石は、斑状変晶のように発達し、そのまわりを石英がうずめている。さらに、それをかこんで、淡緑色の角閃石がみられモルタル構造をとっている。斜長石は、ソーシュール石にかわつていものが多く、 $An=40\pm$ である。角閃石は、透角閃石質なもので、 $X=$ 帯緑色、 $Z=$ 淡緑色のよわい多色性をしめす。

上にのべたいいくつかの点からみて、この緑色角閃石角閃岩は、はげしく剪断を受けて形成されたものであつて、ほかの角閃岩類とは、性格を異にするものである。そして、これの一部には、褐色

角閃石の角閃岩が原岩とみられるものがある。しかし、それが、次にのべる褐色角閃石角閃岩と同じものであるかについては、少し疑いがある。

緑色角閃石片状角閃岩 (GNa)

この岩石は、サッシピチャリ川の以北にだけ発達し、角閃岩帯の西縁にみられる。

この岩体は、北部日高に発達する幌尻岳斑れい岩体の西縁に、標式的にみられる斑れい角閃岩体につながるものである。この地域でみられる緑色角閃石片状角閃岩は、斑れい角閃岩の一部にあたる。しかし、北部の幌尻岳附近では、原岩がソーシュール石斑れい岩であるのに反して、この地域にみられるものは、その残存構造からみると、原岩はむしろ輝緑岩である。

一般に、優黒質・細粒で、片理が発達している。岩体の西縁には、細粒の有色鉱物だけから構成されている、緑れん石—陽起石—緑泥石片岩質のものが多い。そして、岩体の内部になるにしたがつて、粗粒となり、片麻岩状の緑れん石—緑色角閃岩になつている。また、この岩体のなかには、数枚の黒雲母片岩(または、黒雲母ホルンヘルス)や、この角閃岩と岩質の異つた角閃岩のはさまが、多くみられる。

この岩石は、斜長石が 30% ぐらいで比較的少く、有色鉱物は、緑色角閃石である。

これらが、モザイク状の構造をとる。斜長石は、完全にソーシユール石にvari, 細粒の斜長石 ($An=50\pm$) が再結晶している。角閃石は、長柱状、または纖維状のもので、 $X=$ 淡緑色、 $Y=$ 黄褐色、 $Z=$ 緑色の多色性をしめす。また、結晶が大きくなると、多色性が弱くなる傾向がある。多くの場合、このほかに、石英・絹雲母がみられる。また、榴石が一部に多量に濃集することもある。

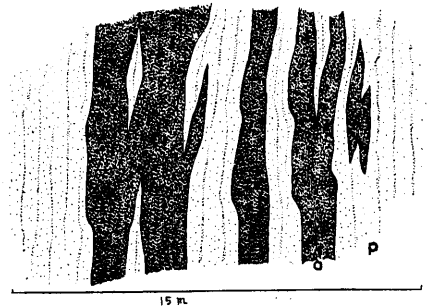
褐色角閃石角閃岩 (BHs)

これは緑色角閃石角閃岩帯と、黒雲母角閃石片麻岩帯の間に発達しており、この地域では、切れることなく、南から北まで連続し、どこでも、同じような岩質をしめしている。前者とは大きな剪断帯で境されており、後者とは、一般に漸移関係にある。

優白鉱物と、有色鉱物が、ほとんど同じ量の岩石で、一般に片理がみられる。しかし、北部地域では、片理も弱くなり塊状になつている。この角閃岩体のなかには、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩が挟まれている。この片麻岩は、北部地域ではほとんどみられないが、南部地域ほど多くなり、南の春別川では、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩と角閃岩が、ほとんど同じくらいの量になつている。また、この岩体には波長が幅1mていどの微褶曲が発達しているのが持ちようである。この性質は、とくに神威岳以南の地域にはげしい。この褶曲軸の方向は、一定した方向を示さない、それとともに、線構造も一定の方向をしめしていない。

0.7 mm~1 mm の大きさの、斜長石と褐色角閃石から構成され、整つたグラノプラスチック構造をとつている。この構造は、どこでもかわりなくみられる。ただ、剪断を受けている部分では、黒雲母化作用をうけている。

斜長石は、 $An=43\sim 55$ である。角閃石は、 $X=$ 淡緑褐色、 $Z=$ 褐色の多色性をしめす。また、部分的には、黒雲



第 24 図

- a: 褐色角閃石角閃岩
P: 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩



第 25 図 褐色角閃石角閃岩
p: 斜長石 h: 角閃石

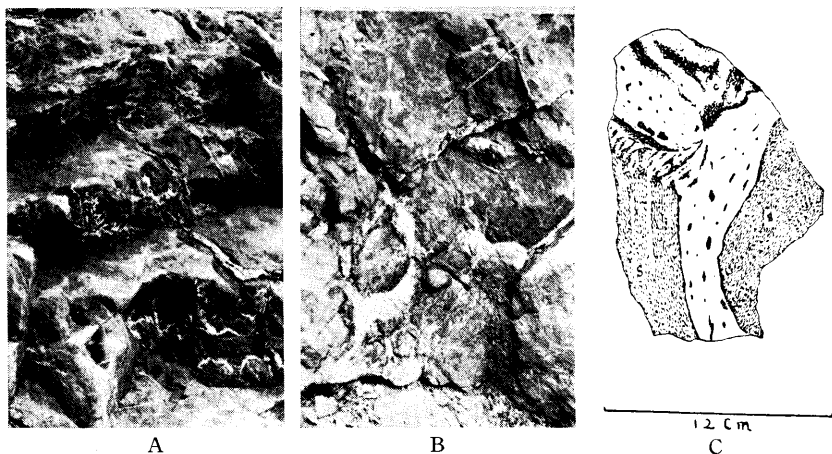
母に置き換えられている。そのほか、わずかに、燐灰石・榍石・ジルコン・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱などがある。

アグマタイト質角閃岩 (AHa)

上に述べた緑色角閃石角閃岩体と、褐色角閃石角閃岩体とは、剪断帯で境されている。北部地域のペテガリ川流域では、この両角閃岩体を境する剪断帯にあたる位置に、アグマタイト質角閃岩が、細長く発達している。このほか、神威岳と中ノ岳を結ぶところに、剪断帯がZ字状に発達しており、混成岩帯と角閃岩帯を境している。この剪断帯の一部で、剪断の方向が、ほぼ東西性をしめす位置にも、アグマタイト質角閃岩が発達している。

いずれも、大きな剪断帯にともなっているものであつて、剪断帯を選んでおこなわれた混成岩化作用によつて、角閃岩がアグマタイト質になつたものとみられる。

一般に、これの岩質は、優白質岩のなかに 20 cm~70 cm 大の角閃岩のブロックが、とりこまれている。この角閃岩のブロックは、新鮮な褐色角閃石角閃岩のことも多いが、黒雲母化作用と、斜長石・石英の添加をうけて、優白質になり、わずかに、レリックになつ



第 26 図 褐色角閃石角閃岩よりアグマタイト質角閃岩に移過する状態

A: ベナイト状に細脈の発達

B: 角閃岩がブロック化する

C: アグマタイト質角閃岩

ていることも多い。褐色角閃石角閃岩と、アグマタイト質角閃岩との境は、緑泥石化のはげしい剪断帯で境されている。しかし、この周辺部では、褐色角閃石角閃岩より、アグマタイト質角閃岩に移行する状態がみられる。それは、新鮮な角閃岩のなかに、優白質脈が網状に発達し、さらにアグマタイト質角閃岩体の内部にむかつて、優白質部が多くな

り、ついには角閃岩をブロック状にとりこみ、アグマタイト質に移行する。この関係は、縞状片麻岩から、アグマタイト質混成岩に移りかわる関係と、よくにている。マタイト質角閃岩と混成岩との関係は、漸移であつて、アグマタイト質角閃岩の混成岩体よりの部分で、優白質部と角閃岩のブロックが、ほとんど区別つかなくなり、混成岩に近い岩質になつている。

優白質部では、斜長石と石英の粗粒結晶からなり、まれに紫蘇輝石がみられる。

斜長石は、ソーシユール石に変わるものが多く、 $An=35\sim 42$ である。石英は波動消光がはげしい。そのほか、カリ長石がみられる。ボール状の角閃岩は、新鮮なものでは、グラノプラスチック構造をしめす褐色角閃石角閃岩である。しかし、大部分は角閃石の一部が黒雲母にかわり、斜長石・石英の0.5 mm~1 mmの結晶が、モザイク状に形成されている。また、紫蘇輝石が形成されていることもある。

III.4 火成岩類

この地域は、日高帯のうちでも、火成岩類がひじょうに少い地域で、変成帯のなかに大きく発達する花崗岩のほか、小規模の進入岩類をみるだけである。これらの火成岩類は、つぎの4つに大別することができる。それらの岩質と、進入位置との間には、密接な関係がある。

- (1) 脈岩類
- (2) 蛇紋岩質類、およびそれに伴う岩石
- (3) 深成岩類
- (4) トーナル岩質岩

これらの進入岩類は、いずれも変成帯の構造運動の後期に進入したものと考えられる。しかし、それぞれの進入の順序や時期は、まだ明らかでない。ただ、蛇紋岩類の進入時期は、ほぼ白堊紀の末期と考えられている。

III.4.1 脈岩類

脈岩類は、おもに堆積岩帯に発達し、次の種類がみられる。

輝緑岩 (Di)

玢岩 (Po)

輝緑岩 (Di)

おもに堆積岩地域に分布しており、一部は、変成帯のなかにもみられる。堆積岩帯では、

註 8 ベナイト (Venite) 状

中ノ川層のなかにシート状に進入するほか、シビチャリ川層分布地域にみられ、西側日高層群の背斜軸と考えられる附近に、とくに多いようである。

背斜軸附近に露出している輝緑岩は、鉍化作用の影響を受けて、いちじるしく緑泥岩化しており、原岩の構造は、ほとんど残されていない。この背斜軸から離れた地域に露出している輝緑岩や、中ノ川層に進入するものは、圧砕を受けていることなく、わりあい新鮮である。

この岩石を顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

鉍化作用の影響を受けているものは、圧砕作用を受けており、斜長石は曹長石に置き換えられ、有色鉍物は、ほとんど緑泥石に変化し、多量の方解石ができている。そのなかに、曹長石・石英・黄鉄鉱からなる細脈がみられる。まれに、オフィテック構造が残されている。新鮮なものは、弱い緑泥石化と、少量の方解石脈があるだけで、オフィテック構造が明らかにみられる。斜長石、 $An=65\sim75$ 、輝石は、 $\hat{C}Z=35\sim45$ （普通輝石）。変成帯のなかに分布する輝緑岩脈は、中ノ川の上流にみられ、片状ホルンヘルズ帯と縞状片麻岩帯を境する剪断帯にそつて貫入している。

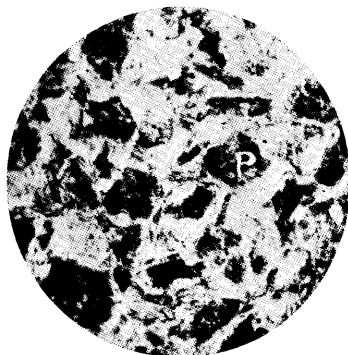
優緑黒色を呈し、斜長石の斑晶がみられる緻密な岩石である。

0.5 mm～1 mm の長柱状自形斜長石が、インターサータル構造をしめす。その間を埋めて、角閃石がみられる。角閃石は、一部黒雲母に変つている、また、 $X=$ 淡緑色、 $Z=$ 緑色の、弱い多色性をしめす。

玢 岩 (Po)

この岩石は、図幅地域では、ショロカンベツ沢上流とピリガイ山の2カ所に露出している。どちらも、下部日高層群が衝上する断層の西側に発達する千枚岩帯の西縁に位置する。白色のち密堅硬な岩石で、ごくわずかの有色鉍物がみられる。

斑晶は、2 mm 近い斜長石である。石基は、0.2 mm～0.5 mm の斜長石と少量の緑泥石からなる。一般に、はげしく珪化されていて、石英の粒状小結晶が、石基を置き換えていることが多い。斑晶になつている斜長石は、ほとんど全部、ソーシュール石に変わつている。



第 27 図 玢 岩

p: 斜長石

III. 4.2 蛇紋岩類およびそれに伴う岩石

蛇紋岩類とそれに伴う優白岩類の小さな岩体が、イベツレーダトイ構造線にそつて、南北に細長く分布している。

これらは次の4種類にわけられる。

蛇紋岩 (Sp)

角閃石岩 (Hn)

微閃緑岩 (図示せず)

トロニウム岩 (Tr)

蛇紋岩 (Sp)

イベツレダトイ構造線にそつて、ほとんど切れることなく、100~150 mの幅で進入している。

これは青緑色を呈する粘土状に変つているものが大部分である。しかし、圧碎作用をうけていないところは、暗青緑色の塊状岩で、そのなかに2 mm~3 mmの絹布石の偽斑状構造がはつきり残つている。イベツ沢やレダトイ沢では、蛇紋岩の岩体のなかを、微閃緑岩が貫いている。

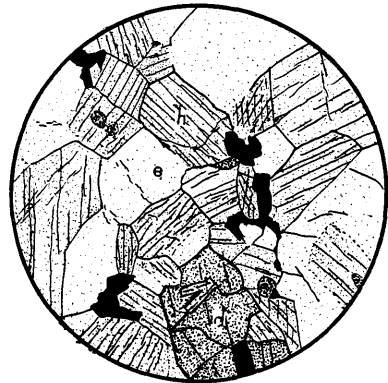
角閃石岩 (Hn)

イベツ沢上流の剪断のはげしい地域に、幅10 mほどで、日高層群中に進入する角閃石岩がみられる。

1 mm~1.5 mmのほぼ等粒な緑色角閃石と普通緑れん石、および少量の0.5~1 mmの輝石が、ち密に集合した優黒色で均質な岩石であり、少量のチタン鉄鉱を伴つている。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

顕晶質で、半自形の角閃石と緑れん石、および多形の輝石からなる。輝石は透輝石質で、 $\hat{CZ}=37^\circ\sim40^\circ$ である。緑色角閃石中には、結晶の中心部に、透輝石がみられることもあり、一部では、透輝石を置換して角閃石が形成されている。角閃石は、 X =黄緑色、 Z =深緑色の多色性があり、 $\hat{CZ}=18^\circ\sim22^\circ$ である。緑れん石は、角閃石から変つているのがみられ、 X =緑色、 Z =黄緑色、 Z =帯緑色の多色性をしめしている。その他、少量のチタン鉄鉱を含む。



第28図 角閃石岩

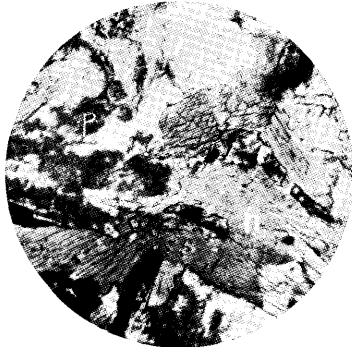
h: 角閃石 d: 輝石 e: 緑れん石

微閃緑岩

蛇紋岩体のなかに貫入しているものであるが、岩体は寸断されて、幅10 mでいどのレンズ状になつてみられる。

細粒の閃緑岩様の岩質で、有色鉱物は角閃石である。ときには、斜長石がやや斑状になる場合もある。一般に、圧砕を受けて細粒化した部分が脈状に発達している。

0.2 mm~0.3 mmの等粒結晶の顕晶質岩で、圧砕構造が、著しくみられる。斜長石は長柱状の自形で、大部分がソーシュール石に変つてい



第30図 微閃緑岩

p: 斜長石 h: 角閃石

灰白色を呈する、ち密、堅硬な岩石で、斜長石の斑晶が肉眼でみられ、有色鉱物はほとんどない。

0.5 mm~1 mmの卓子状結晶をなす斜長石のなかに、1.5 mm~2 mmの斜長石が斑状に発達する。斜長石は、ソーシュール石化作用がいちじるしく、わずかに双晶面がみとめられるていどである。有色鉱物は、まったくみられない。そのほか、少量の緑泥石・石英・磁鉄鉱・葡萄石・炭酸塩鉱物がある。

III.4.3 深成岩類

深成岩類は、変成岩帯のなかに発達している。この深成岩類は造構運動の末期に、構造がほぼできあがつてから進入したものである。しかし、そのなかでもやや早期に進入



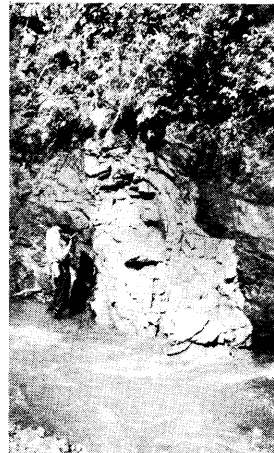
第29図 微閃緑岩の露出

Sp: 蛇紋岩 di: 微閃緑岩

る。緑色角閃石は半自形で、X=淡褐緑色、Z=緑色の多色性をしめす。圧砕を受けた部分では、曹長石~灰曹長石の細粒結晶と炭酸塩鉱物によつて置き換えられている。そのほか少量の白チタン石、緑泥石がある。また、緑色角閃石のなかには、褐色角閃石より変つた部分がみられる。

トロニエム岩 (Tr)

イベツ沢にみられる。幅2 m~5 mの小岩脈で日高層群に進入している。進入方向は一定していないが、分布の上からイベツ〜レダトイ構造線にそうものとみられる。



第31図 トロニエム岩の露出

した斑れい岩類は、混成岩化作用の影響を受けて、一部が片麻岩化している。この地域には、次の種類がみられる。

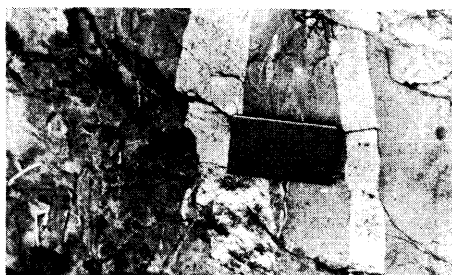
花崗岩 (Gr)

角閃石斑れい岩 (HGa)

アプライト (Ap)

花 崗 岩 (Gr)

花崗岩は、ヌピナイ川上流地域に発達している。混成岩帯と片状ホルンヘルズ帯との間に、それらと同じ方向にのび、約 4 km の幅をもつ大きな岩体となつて露出している。岩体の北限は、中ノ川上流附近であるが、南は山脈に平行して図幅外まで拡がっている。また花崗岩体の周辺には、幅数 cm から数 10 m におよぶ大小無数の花崗岩脈が、いろいろの方向をもつて進入している。



第 32 図 花 崗 岩 脈

これは中粒でいどの均質な優白質塊状岩で、有色鉱物としては、黒雲母と少量の角閃石がみられる。なお、カリ長石はほとんどなく、トータル岩質のものである。また、黒雲母が濃集する部分はジュリーレンや点紋を作っている。

大きな岩体の、ほぼ中央に、南北にのびる剪断帯が発達している。その西側では、黒雲母の配列に方向性がみられ、葉状構造をつくっている。この西縁の混成岩帯に近い附近では、粗粒になり、混成岩とみまちがうような外観をもつところが多くなる。

この岩石を、顕微鏡で観察すると、つぎのようである。



第 33 図 花 崗 岩

b: 黒雲母 h: 角閃石

q: 石英 p: 斜長石

斜長石は 0.5 mm~1.5 mm の大きさで、半自形を呈し、わずかに累帯構造が発達している。An=37~67 の成分をしめし、各種の成分をもつ斜長石がある。黒雲母は、X=無色、Z=茶褐色の多色性をしめしている。角閃石は、淡緑色を呈し、多色性が少ない、やや繊維状の結晶となつており、部

分的に黒雲母に変わっている。 $\hat{CZ}=12^{\circ}\sim 18^{\circ}$ である。石英は波動消光をなし、その量は不均等で、ほとんどそれが見られない部分もある。カリ長石は、ほとんど見られない。ただ、岩体に圧碎構造がみられるところでは、破碎結晶間を埋めているほか、結晶の割目にそつて形成されている。また、シルメカイトをつくっていることもある。

そのほか、楣石・隣灰石・褐れん石・ヂルコン・斜ゆうれん石・磁鉄鉱もある。

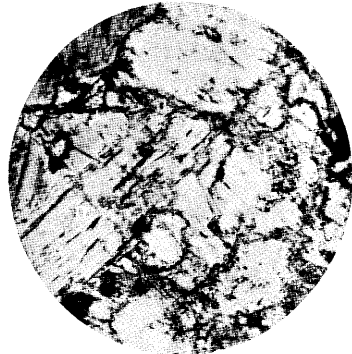
角閃石斑れい岩 (HGa)

中ノ川上流の、神威岳のすぐ下の沢のアグマタイト質混成岩と縞状麻岩の境目附近に、幅 300 ていどの角閃石斑れい岩がみられる。

塊状を呈し、中粒の優黒質岩であるが、岩体の周辺部では、混成岩のなかに、径 30 cm 位の球状でとり込まれている。また、岩体内部でも、部分的に片麻岩化していて、原岩のままの部分は少ない。これらの片麻岩化や、部分的なアグタイト化は、混成岩化作用の影響によるものである。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

2~3 mm の斜長石と角閃石で構成されている。斜長石は自形をとり、わずかにソーシユール石に変っていどであるが、角閃石は周辺から、やや繊維状の陽起石質にかわっている。角閃石は X=帯褐色、Z=褐色の多色性をしめし、 $\hat{CZ}=18^{\circ}\sim 20^{\circ}$ である。周辺は、陽起石質にかわり、さらに緑泥石になつている。混成岩化作用を受けている部分では、繊維状の黒雲母ができており、黒雲母は、ほぼ一定の方向に配列している。また、その部分では、石英が伴なわれている。



第 34 図 角閃石斑れい岩

h: 角閃石 p: 斜長石

アプライト (Ap)

中ノ川の三俣、およびスピナイ川のこの図幅地域と、隣接する上豊似図幅との境界附近を通り、ホルンヘルス帯と片状ホルンヘルス帯を境する、剪断帯にそつて分布している。

細粒の優白質岩で、有色鉱物は、ほとんどみられない。脈の幅は、せいぜい 5 m ていどのものである。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

0.3 mm~0.5 mm の他形を呈する斜長石と石英からなる。そして、これらがモザイク状構造をとる。斜長石は、ソーシユール石化が進んでいる。そのほか、カリ長石・白雲母・緑泥石・楣石がある。

ここにみられるアプライトは、花崗岩に直接関係するものではなく、剪断帯にともなつた、花崗岩とは別の火成活動によるものと考えられる。

III. 4. 5 トーナル質岩

トーナル質岩 (To)

トーナル質岩は、みかけはトーナル岩質の脈岩で、進入しているようにみられる。しかし、その岩体のなかに堆積岩の構造を残す部分があり、顕微鏡で観察すれば、細粒の変成岩構造をしめしている。したがつて交代性脈岩 (replacement-Dyke) とみられる。

この岩石は、中ノ川の三俣附近に露出している。ここでは、ホルンヘルス帯と片状ホルンヘルス帯を境する剪断帯にそつて、片状ホルンヘルス帯のなかにみられる。普通 10 m



第 35 図 トーナル岩質岩の露出

～20 m の幅であり、その幅や進入方向は、ひじょうに不規則である。これは片状ホルンヘルスの片理や、剪断の滑り面によく支配されているためである。一般に、岩脈と片状ホルンヘルスの接触面は、はつきりしているが、なかには境目が不明瞭で、20 cm ほどの間で漸移する場合もある。また、アプライト質細脈が片状ホルンヘルスの中に網状に発達し、その周辺を粗粒化して、トーナル岩質化しているところもある。岩体内部の一部には、第 35 図にみられるように、優白質なトーナル岩質のなかに、ホルンヘルスが球状でとりこまれている。その大部分は粗粒化して、優白質部と球状部との区別が困難になっている。

このように、野外の観察からだけでも、交代性の脈岩であることは明らかである。

岩質は、均質な部分では、細粒の花崗岩のような塊状岩で、有色鉱物は黒雲母である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

0.2 mm～0.3 mm の石英・斜長石・黒雲母がモザイク状に組合わさつており、再結

晶の完全なホルンヘルスに近い構造をなしている。そのなかに、0.5 mm~0.7 mm の斜長石の斑状変晶が発達する。斑状の斜長石は、 $An=35\pm$ で、その一部はソーシュール石に変わっている。黒雲母は X=淡黄色~無色、Z=帯赤褐色の多色性をしめす。

優白質の部分は、斜長石と石英との多形結晶からなり、アプライトに似た構造をしめしている。

なお、この岩体から分岐して、アプライト質優白岩の細脈があるほか、岩体周辺部にもおなじような岩石が発達している場合が多い。これらことから、トータル岩質岩とアプライトは密接な関係をもつものとみられる。



第36図 トータル岩質岩
p: 斜長石 b: 黒雲母

III.5 第四紀層

本図幅範囲内では、第四紀層の発達は、ごく一部に限られ、河川ぞいの段丘堆積物と、圏谷の氷堆石および崖錐があるだけにすぎない。

- 1 段丘堆積物 (T)
- 2 氷堆石 (M)

III.5.1 段丘堆積物 (T)

すでに、地形の項でのべたように、本図幅地域を流れる河川は、いずれも急流で、河川の両側は、尾根より河床面まで急斜した壁となつている場合が多く、河岸段丘が全く発達しないところが多い。

各河川の比較的下流では、現河床より、50 m~70 mほど高いところに、幅せまく、数段の段丘がみられる。これらの段丘の幅は一部をのぞいて、せいぜい20 m~50 mである。シビチャリ川の下流には、この種の河岸段丘がわりによく発達し、幅も100 m~200 mもあり、広い平坦面を形成している。

多くの場合、この高度の段丘から現河床面までは、絶壁になつており、それより低い段丘は発達していない。しかし、ソエマツ沢の一部や、中ノ川の下流では、さらに、一段低く、河床面より、5 m~7 m高い段丘が、10 m~20 mの幅で発達している。

一方、けり舞川と元浦川を境する高度500 m~600 mの尾根の上には、厚い礫層が乗つているのが、けり舞川上流でみられる。この堆積物は、白堊紀層の砂岩や頁岩の礫を多く

含んでおり、砂層を挟み、酸化鉄によつて固化されている。しかし、この礫層の分布は明確でない。

III.5.2 氷堆石(M)

ペテガリ岳(標高1,735 m)の東北方には、通称A・B・Cと名付けられている3つの圏谷(カール)が発達している。これは、日高山脈では、最南端の圏谷とされているものであり、3つのうち、AとBが本図幅範囲にふくまれ、C圏谷は本図幅北部の札内川上流図幅の範囲に入る。

このなかで、最も東側にあるのが、A圏谷で、なかでも明瞭な圏谷地形を残している。圏谷壁の直下は沖積崖錐でおおわれるが、圏谷床の末端近くには、氷堆石群がみられる。圏谷底は標高にして、1,400 m ぐらいの高度である。

III.6 地質構造

日高山脈は、中生代の初頭から、第三紀にいたる、アルプス造山期に、汎世界的な造山運動の一環として形成されたものである。この日高山脈の脊梁にそつてみられる変成帯は、北は、狩勝峠から、南は襟裳岬まで、延長140 kmにわたつて連なつている。

日高変成帯のなかで、この図幅地域は、この変成帯の、ほぼ中央地域にあたり、火成活動がさかんに行われた、北部の幌尻岳マッシーフと、南方の幌満マッシーフを結ぶ、中間の地帯にあたる。したがつて、この地域の変成帯内部の構造は、北部や南部のように、複雑なものではなく、各種変成岩類が、単調に帯状配列をしているだけである。しかし、神威岳の周辺では、やや複雑な構造をしめしている。

この変成帯をはさんで、東西両側に発達している日高層群を主体にした堆積岩帯は、変成帯の東側と西側では、全く性質の違う構造をしめしている。西部の堆積地域のなかでは、けり舞川層分布地域の東側にそつて、蛇紋岩が細長く進入している。イベツレーダトイ構造線も、この地域の構造を支配する、大きな要素になつている。

堆積岩帯の構造

この地域に分布する堆積岩類は、大部分が先白堊紀の日高層群である。そのほか、白堊紀層や新第三紀層が、かぎられた地域の小範囲に分布するにすぎない。

変成帯東側の構造： 単調な岩相の中ノ川層が、広く発達しているので、その地質構造を正確につかむことは、むずかしい。地層の走向は、N-S~N10°Eで、変成帯ののびに対して斜交する傾向をもち、その傾斜は、垂直にちがいが一定していない。しかし、その多くは、西に傾斜している。さらに、葉片状の砂岩粘板岩互層を、手がかりとして、地層

の上下関係を推定すると、走向に平行な、いくつかの褶曲軸があるらしい。また、この地域にみられる断層、地層の走向をわずかに切り、変成帯に平行な方向をもつものと、それに直交する方向のもの、2のつの組合せとみることができる。とくに、変成帯に平行な断層は、いちじるしい圧砕がみられ、珪化や緑泥石化がともなわれている。しかし、全体としては、単調な構造をとつて、西に傾いている。

地層の走向が、変成帯ののびに斜交する構造は、ホルンヘルス帯の内部にまでおうことができる。

現在みられる主な構造は、ホルンヘルス化作用が行われる以前に、ほぼでき上つていたものとみられる。

変成帯西側の構造； 東側の地質構造が単調なのに反して、西側では、ひじように複雑である。たとえば、日高層群各地層をはじめ、白堊紀層から新第三紀層まで、多くの地層がみられる。全般を通じて、堆積岩類には、圧砕の跡がいたるところにみられ、片状化した部分もある。このような状態は、偏圧がはげしく加わつて形成されたものとみられる。

地層の走向は、各地層とも、変成帯に平行しているようで、傾斜は垂直にちかいが、やや東に傾くものが多い。なかには、広い地域にわたつて片状化し、変成帯に平行する片理だけが、いちじるしく表われ、走向を測定できない地域もあり、各地層の走向全部が、変成帯に平行するか、どうかは、はつきりしない。

全域にわたつて、いろいろな方向をしめす断層が、大小無数に発達している。これらの断層を整理すると、変成帯に平行するものと、それに対して、 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ の角度をもつて、西側より斜交する断層群に類別される。これらが、横だおしあみだ構造をとつて組合され、東に傾く覆瓦構造をなしている。



第 37 図 横だおしあみだ構造
模式図

褶曲構造をつかむことは、困難なことであるが、大まかにつぎのような構造が推定される。地層は東に傾斜し、上下関係の区別がつく範囲内では、ほとんどが逆転をしめしている。このことから、過褶曲をして、西に被いかぶさるものと考えられる。その大きな過褶曲の、背斜軸にあたる部分に、下部日高層群の押し上げがみられる。その東西両側には、向斜構造があると推定される。しかし、この向斜の構造は、はつきりしない。

下部日高層群の発達状態は、変成帯に平行し、南北に、細長く続いて分布している。この分布地域のなかでも、 $N 40^{\circ}\sim 60^{\circ} W$ の走向をもつ褶曲が、いくつか繰返すようである。

そして、分布方向に対して雁行状に、背斜軸が並んでいると考えられる。このような構造は、下部日高層群のなかだけではなく、上部日高層群の分布地域でも、いえることができそうである。

日高層群のなかに、落込んでいる白堊紀のレダトイ沢層の分布は、変成帯が衝上する断層の前面や、イベツレダトイ構造線附近の、剪断のはげしい地域にだけみられている。

新第三紀の、アメマス沢層は、この岡幅地域だけではなく、基盤の圧砕がはげしい地域に限って、細長く分布している。このことは、アメマス沢層堆積物以前に、すでに圧砕帯が形成されていて、それにそつて低地ができたと考えられる。また、このような場所に海の彎入があつたものとみられる。

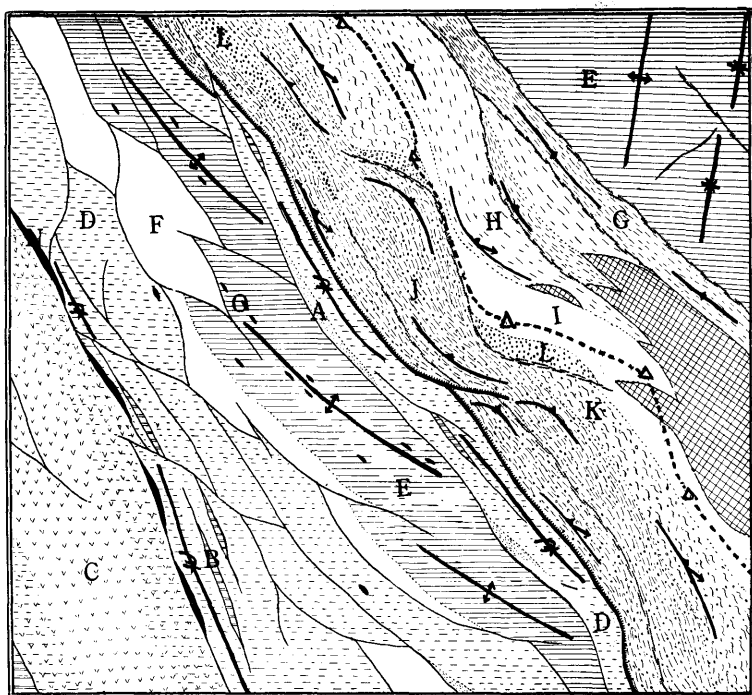
変成帯の構造

変成帯の中心には、混成岩類がみられ、その東西両側には、片麻岩類が発達して、変成帯のおもな部分を構成している。片麻岩の東側には、より変成度の低い、片理の発達した岩石があり、さらに東側には、低変成のホルンヘルズがある。西側では、落差の大きい断層で限られている。このように、各種の変成条件をしめす岩石が、変成帯ののびと平行して、带状配列をしている。混成岩体を境として、東側では、堆積岩を原岩としており、西側では、主に塩基性岩を原岩としている。このことは、混成岩の形成条件を暗示するものである。

これら変成岩類の片理の傾斜は、片状ホルンヘルズ帯では、ほぼ垂直である。それより西側に発達する片麻岩類・混成岩類および角閃岩類は、東に、 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の傾斜をしめしている。

この岡幅地域の変成岩類は、どこでも、ほぼ同じような幅で、带状に分布している。しかし、神威岳の周辺では、特別な構造が発達していて、かなり複雑である。まず、南方より続いてくる、黒雲母混成岩(堇青石混成岩)は、ピリカ岳の北まで連続し、そこで終る。ソエマツ岳より神威岳にかけて、南部で黒雲母混成岩が発達していた位置に、アグマタイト質混成岩が発達しており、そのまま北部日高にむかつてのびてゆく。このように混成岩帯の内部でも、神威岳周辺が、南日高と北日高の要素が、うつりかわる位置になつている。また、神威岳の周辺では、混成岩の片理・走向が、西にまがり、その分布する幅もふくれて、西側に張り出しており、黒雲母角閃石片麻岩を欠いて、剪断帯で、褐色角閃石角閃岩に、直接、接している。そこにみられる剪断帯は、神威岳と中ノ岳を結び、Z字状に発達しているものであつて、この剪断帯には紫蘇輝石の形成がみられ、一部にはアグマタイト質角閃岩をともなつている。

神威岳周辺の混成岩分布地域の東側では、まえにのべたように、片状ホルンヘルスの分布が二重になつて、その間に、縞状片麻岩が発達する地域がある。この構造は、混成岩類が上昇するとき、非対象であるが東と西に2本の背斜を作るような上昇をとり、その中間にあたる向斜部に、西側の片状ホルンヘルスが、とり残されたことによつて、形成されたものとみられる。このほか、角閃岩類にも、神威岳周辺の北部と南部では、岩質に、わずかながら、違いがみられる。



第38図 構造概念図

- | | |
|--------------|----------------------------|
| A: 新第三紀層分布帯 | I: 混成岩帯 |
| B: 白堊紀層分布帯 | J: 混塩基性変成岩帯 |
| C: 輝緑凝灰岩分布帯 | K: 黒雲母角閃石片麻岩帯 |
| D: 上部日高層群分布帯 | L: アグマタイト質角閃岩帯 |
| E: 下部日高層分布帯 | M: 深成岩類侵入帯 |
| F: 千枚岩帯 | N: 蛇紋岩類侵入帯・イベツレーダ
トイ構造線 |
| G: 片状ホルンヘルス帯 | O: 脈岩類 |
| H: 縞状片麻岩帯 | |

この図幅地域の変成帯の構造は、なかでも神威岳の周辺地域で、特ちようが生まれている。ここでは複雑な構造をみせているのと同時に、混成岩類だけではなく、ほかの変成岩類でも、日高変成帯の北部と南部の要素が、移りかわる位置になっている。

変成帯の西側を限り、変成帯が衝上した断層は、南から北まで、1線で続くものではない。図幅地域北部の、シビチャリ川では、北から続く断層と、南に続く断層の間に、完全な食い違いがみとめられる。さらに、神威岳の西南部では、シビチャリ川から続いてくる断層が、変成帯内部に入り込み、途中から、別の断層が南にむかつてのびている。すくなくとも、この図幅地域だけで、3つの弧に分けることができる。そのことは、剪断運動の本質的な特ちようを示しているものである。

地 史

この地域の地史については、この図幅地域内の、ことがらだけでは、推測が困難である。つまり、日高山脈全体から、みられなければならない。このような立場から、この図幅地域の地史についてのべる。

中生代の初期に、日高山脈を中心とする一帯が地向斜になり、日高層群を堆積した。ただ、下部日高層群が、地向斜堆積相かどうかは、いまのところ不明である。この地向斜のなかで、輝緑凝灰岩を多量に噴出した。白堊紀の初期に、日高山脈の地域は、地向斜から、地背斜に転化したとみられる。そのようななかで、白堊紀層の無名沢層を堆積したものであろう。白堊紀の中部ごろから、日高帯は、造山の形をととのえ、東から西に横圧が加えられはじめた、と推定される。こうして、白堊紀を通じて、日高帯は、上下振動しながら上昇を続けたものとみられる。この造構運動にともなつて、変成作用がおこなわれ、ホルンヘルスや片麻岩などが形成された。この変成作用がおこなわれた早期に進入した塩基性岩類を変成し、角閃岩化している。その角閃岩を、さらに混成岩化をおこない、そのうえ、かなりおそい時期に進入したと考えられる角閃石斑れい岩にも、混成岩化作用をあたえている。このようなことから、混成岩化作用は、かなり長期にわたつて、おこなわれたものと考えられる。

このような混成岩ができあがつて、造構運動を末期にちかくなつたころ、花崗岩が、混成岩と密接な関係をもつて、進入したものとみられる。

なお、変成帯が、現在みられるように、西側に衝上した時期は、少くとも2つの時期にわけられる。その時期の1つは、新第三紀川端統に属するアメマス沢層の堆積以前であり、あとの1つは、アメマス沢層堆積後である。先川端期の衝上は、ほぼ現在みられるのに近い構造を、とつたようである。川端期の末葉から、追分期の初葉に、つぎの衝上があ

り、先川端期にできた構造を、大きく強調して、変位がおこなわれ、現在みられるような変成帯や堆積岩帯の構造を完成した、と考えられる。

第四紀の洪積世末期に、この地域は、氷河に被れ、ペテガリ岳にみられる圈谷を形作した。この氷期は、日高山脈地域でいわれる幌尻氷期に属するものとみられる。

IV 応用地質

この図幅地域は、いわゆる日高鉱床区にふくめられる地域である。鉱床の徴候としては、含銅磁硫鉄鉱床と水銀鉱床のほかは、みるべきものがない。しかし、この地域は、ほとんど踏査されていない場所なので、今後の手がかりのために、鉱床として、とりあつかうことのできないものまで、とりあげる。

含銅磁硫鉄鉱床は、北海道の中軸部に、下川鉱山を代表とする、南から北まで、点々と発達しているものと同一のものである。これは、コイカクシュシビチャリ川の1支流にみられ、そこには黒田鉱山とよばれる探鉱鉱山がある。そのほか、数カ所に磁硫鉄鉱の鉱染するものがみられる。水銀鉱床は、けり舞川層中に胚胎し、一時は出鉱が行われたこともある。そのほか、上部日高層群中に多く含まれる石灰岩がある。今でも、各河川にごく少量の砂金がみられ、図幅地域内の数カ所には、かつて砂金採集をおこなった跡が残されている。

磁硫鉄鉱

(20,21)

黒田鉱山

この地域で、現在のところ、硫化鉄鉱床としてとりあつかわれるものは、かなり古くから知られている黒田鉱山の犬熊鍾とよばれるものだけである。この露頭は、コイカクシュシビチャリ川の1小沢にあり、幅約17mの鉱染帯と幅約1.8mの低品位含銅硫化鉄鉱がみられるにすぎないものである。現在、数年前に建てられた探鉱小屋2棟がある。

地質 露頭附近は、シビチャリ川層が、ほぼN-Sの走向と70Wから垂直の傾斜をもつて分布し、それを切つて輝緑岩脈が進入している。この輝緑岩脈は、ところどころ進入角礫岩様の産状をみせるほか、周縁部の一部に、流理構造のような方向性をしめしている。この岩脈は一見粘板岩の片理に整合的な細長い岩脈のようであるが、そののびの方向は明らかに片理に斜交している。

シビチャリ川層中には、ほぼN-Sの方向をもつた小さな破碎帯がまんべんなくみられるほか、鉱床附近には、ほぼN20°Wの走向をもつものが多い。輝緑岩脈の東縁は、とくに

緑色片岩様の部分（鏡下では圧砕された形跡をしめす）や進入角礫岩様の部分が多い。この岩脈の西側の粘板岩は、幅約 15 m の変質帯を構成している。そこには、方向性の強い、圧砕された形跡をもつ暗灰色千枚岩様のものがしめされる。その西縁に接して、輝緑岩と粘板岩がいちじるしく複雑に組合つた帯、いわゆる娘パズル構造をしており、鉱床はこの部分に形成されている。

鉱床 露頭附近一帯には、少量の磁硫鉄鉱が鉱染しており、とくに鉱染のつよいところは、ほぼ南北に細長く、数本にわかれてみられる。その一部に磁硫鉄鉱を主体とした塊状鉄の不規則なレンズが数箇所みられるのである。それらは主として輝緑岩の中に形成されている。この粘板岩と輝緑岩とは、鉱化に関連する珪化、絹雲母化、緑泥石化および炭酸塩化をいちじるしくうけているが、鉱染の強いところ以外では、原岩の構造を幾分残している程度である。この露頭の延長方向は、南北いずれも、延長をたしかめることができず、露頭や鉱染は勿論、母岩の変質もみられていない。

鉱体は、大きなものでも長径 5 m、短径 1 m ぐらいのレンズ状あるいは芋状の形をしている。のびの方向は、ほぼ N-S で落しは 30° E 内外である。鉱石は、ほとんど磁硫鉄鉱と閃亜鉛鉱からなり、これに少量の黄銅鉱をとめない、まれに方鉛鉱の微粒がみられる。鉱石品位の 2, 3 の例は次の通りである。

	Cu	Fe	S	Zn	Co	分析者
磁硫鉄鉱塊状鉄	0.37	48.38	32.80	0.59	—	二間瀬技師
磁硫鉄鉱閃亜鉛鉄塊状鉄	—	26.97	28.21	21.95	—	二間瀬技師
磁硫鉄鉱黄銅鉄塊状鉄	2.95	—	—	—	0.21	三菱手稲鉱山

なお、元浦川の支流ニジュオマナイ沢では、この鉱床の南ののびにあたる場所に、磁硫鉄鉱の鉱染がみられる。鉱染を受けている附近は、圧砕がはげしく、粘板岩は緑泥石化がすすんでいる。そのなかに、曹長石・石英・緑泥石の細脈が網目状に発達し、粘板岩のなかに、少量の黄鉄鉱、磁硫鉄鉱および黄銅鉱が鉱染している。

角閃岩帯中の鉱染帯

角閃岩帯中には磁硫鉄鉱の鉱染があちこちにみられる。そこには、石英・黒雲母・絹雲母・柘榴石・斜方角閃石・緑簾石・緑泥石などができており、多くの場合、そのそばにセブタや破砕帯がある。たいていは、鉱染の度合は弱いものであるが、ペテガリ川のものは、斜方角閃石と鉄簾柘榴石のみからなる変質岩に、少量の緑泥石をともなつて、かなり多量の磁硫鉄鉱が形成されている。

この図幅の北西にあたるイドンナップ図幅中には、この角閃岩帯中に高品位の含銅硫化

鉄鉱床が形成されているのである。上のような鉱染と変質も、1つの構造帯にそつて上昇した交代作用がもたらしたものと考えられ、それは鉱化の先駆的なものとみられるのである。

水 銀 ^(19,22)

けり舞川の1支流の、本図幅と西に隣接する農家図幅との境界近くに、水銀の鉱床が胚胎している。ここは、昭和14年に野村鉱業株式会社が、鉱区を設定し、ただちに探鉱を開始した。1号と2号の坑道を開坑し、昭和20年に、100t (Hg=2%)ほど出鉱したが、敗戦とともに休山した。その後、昭和27年に、三石歌笛の林武男によつて探鉱がおこなわれた。一時は、60kgほどの水銀を得たが、現在では、資金難のために、休山している。

地質 鉱床が胚胎する附近の地質は、けり舞川層に属する輝緑凝灰岩層のなかに、N20W方向の、幅ひろい剪断帯が発達し、砂岩・粘板岩・珪岩などが、輝緑凝灰岩との互層とみえるほど、剪断されて、まき込まれている。附近一帯の岩石は、粘土化がはげしく、部分的に珪化がおこなわれている。この巾ひろい剪断帯は、かなり長い距離にわたつて続くものである。

鉱床 水銀鉱床がみられるのは、この幅ひろい剪断帯の、東の端にあたる部分である。その附近は、剪断帯のなかでも、個々の働きが、逆断層の性質を、しめしている。

ここには、1号、2号、3号の坑道が開坑しているが、現在では崩壊し、2号坑だけが入坑できる。それも、通行可能な部分は、一部にすぎない。

2号坑では、圧砕された輝緑岩のなかに、幅10cm~50cmの含辰砂石英脈が、数本みられる。この石英脈の集合する部分が、2本みられ、平行脈を形成している。一般走向はN45°Wで、60°~75°東に傾斜している。そのほか、脈の周辺では母岩のなかに、含辰砂方解石脈が、網状に発達しており、少量でも辰砂を含む部分は、幅40mでいどである。なお、鉱石は、低品位のもので、Hg=0.2%~0.3%でいどである。

マンガン ^(19,22)

けり舞川の1支流、水銀鉱床がみられる沢の上流に、炭酸マンガンの露頭があり、それは輝緑凝灰岩のなかに胚胎している。この鉱床は、以前に、八田鉱山が採掘した。

地質 マンガン鉱床は、前に述べた、水銀鉱床附近にみられた剪断帯の、南ののびにあたる場所にある。この地域は、水銀鉱床附近ほど、はげしい剪断はみられないが、かなりの範囲を、珪化したり、または、鉱化作用の影響を受けている。この地域には、水銀は、まったくみられない。

鉱床 以上のような地質条件のなかに、3カ所の露頭がみつげられている。おのおのは、

幅1m、延長2mでいでのレンズ状小鉱床である。走向は、N 50°~70° Eで、60°~80°北に傾斜している。鉱床の附近には、赤鉄鉱の鉱染がみられる。

現在は、この鉱床のほとんどが、採掘済で、少量の残鉱をのこしているだけである。

⁽³⁾ クローム

元浦川の中流で、かつてクローム鉄鉱の転石がみつげられた。これは、北海道工業試験所での分析の結果、Cr=51.95%をしめす高品位のものである。この附近には、イベツレダトイ構造線にそつて、蛇紋岩が進入している。しかし、いまだにクローム鉄鉱の露頭は発見されていない。

この附近には、けり舞川と元浦川を境する尾根のうゑに、礫層が分布し、そのなかに、堆積岩類の礫とともに、少量の蛇紋岩の礫がみられる。発見されたクローム鉄鉱の転石は、この礫層のなかからきたものか、それとも、この地域の蛇紋岩にふくまれているのか、はつきりしない。

砂 金

中ノ川およびシビチャリ川や元浦川には、砂金を産することが知られている。この砂金は、たいてい、河床の礫をとりはらい、粘板岩類の裂罅や劈開中に存在するものを、“ねこながし”によつて採取されるものである。この地域の砂金採集の歴史は古く、明治末にはすでに、稼行価値のある部分はほとんど採集されつくされたといわれているが、昭和20年頃にも、まだ、シビチャリ川に採集小屋がみられていた。

当時の記録によれば、多い時には、せまい範囲で100g以上を採集し、平均3,4週間に10g内外の取得があつたらしい。金粒は、米粒大のものが多く、ときには小指大のものもみられ、多少の石英を含んでおり、ぞくに“石喰い”といわれているものである。なお、シビチャリ川のもは、やや粗粒で分布も一様でない。ニシュオマナイ沢では性質がやや不良であり、ショロカンベツ沢には比較良好な性質のものを産したといわれる。

この砂金は、粘板岩類や輝緑凝灰岩中の石英脈にまれに含まれているものが、河川の侵蝕によつて沈積したものと考えられている。河床の裂罅が多く、砂礫の堆積が薄く、流れのゆるやかな場所には、たいてい多少なりとも産するものである。しかし現在では、稼行価値はまつたくないものと思われる。

石 灰 石

上部日高層群のショロカンベツ沢層、およびけり舞川層のなかに、てんとんと石灰岩が分布している。これら石灰岩の一部は、再結晶して大理石になり、また、剪断を受けた地域では、いちじるしく珪質になつている。

岩体の幅は、せいぜい 20 m をこえるものではなく、断層できれぎれになることが多く、延長方向にも、長くわたらない。

いずれも、少岩体であつて、稼行の対象になるほどの鉱量があるものは、みあたらない。

参 考 文 献

- 1 伊木常誠 (1911): 日高国元浦川流域及び浦河附近調査報告 鉱調 No. 5
- 2 鈴木 醇 (1934): 十勝国南部海岸ホルンヘルス中の変質石灰質団球について 地質雑 Vol. 41
- 3 竹内嘉助・三本杉己代治 (1938): 浦河図幅説明書 北試報
- 4 沢 俊明 (1950): シビチャリ川流域の地質 北大卒論
- 5 舟橋三男・橋本誠二 (1951): 日高帯の地質 地研専報 No. 6
- 6 広田正一 (1952): 日高帯にみられる“花崗岩様混成岩”の生成機構に関する一考察 地質雑 Vol. 58
- 7 木崎甲子郎 (1953): 日高帯札内川上流の変成岩およびミグマタイト類について (第1報) 地質雑 Vol. 59
- 8 橋本誠二 (1953): 札内岳図幅 道地下資源
- 9 湊 正雄・沢 俊明・武田裕幸 (1954): 日高層群より発見されたイノセラムス 北地要 Vol. 27
- 10 橋本誠二・熊野純男 (1955): 北部日高山脈の水蝕地形 地質雑 Vol. 61
- 11 舟橋三男・他 7 名 (1956): 日高帯南端部の変成岩類について 第1, 第2, 第3 地質雑 Vol. 62
- 12 中島秀雄 (1956): 日高山脈西翼南部の地質 北大修士論
- 13 舟橋三男・猪本幸男 (1956): 幌泉図幅 地質調
- 14 浦野龍一 (1957): 北海道日高国浦河町北方の下部白堊系 地質雑 Vol. 63
- 15 酒匂純俊・長谷川 潔 (1957): 十勝川上流図幅 北開発庁
- 16 舟橋三男 (1958): Alpine Orogenic Movement in Hokkaidō Japan 北大紀要 Vol. 11
- 17 本崎甲子郎 (未発表): ミグマタイト内にみられるマンガン団球
- 18 橋本誠二・鈴木 守他 (未発表): 染古岳図幅
- 19 矢島澄策 (1951): 北海道の水銀鉱床 北地報 Vol. 17
- 20 酒匂純俊 (1954): コイカクシュシビチャリ川流域含銅硫化鉄鉱床調査報告 北地報 No. 12
- 21 山口久之助・小田切敏夫・小原常弘 (1954): 日高シビチャリ地区黒田鉱山における電気探鉱調査 北地資 Vol. 17
- 22 梅本 悟・五十嵐昭明 (1955): 日高国春別および三石水銀鉱床 調査報告 北地資 Vol. 21

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

KAMUIDAKE

(Kushiro-62)

By

Kiyoshi Hasegawa

Sumitoshi Sakō

(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

This area lies at the middle part of the Hidaka mountain range, the cordillera of Hokkaidō, extending between 42° 20' N. and 42° 30' N. lat., between 142° 30' E. and 142° 45' E. long..

The sheet map area is included in the sheer mountainous region. The higher summits of the area are Mt. Petegari-dake (1,732 m), Mt. Nakano-dake (1,531 m), Mt. Kamui-dake (1,600 m), Mt. Soematsu-dake (1,618 m) and Mt. Pirika-dake (1,631 m), consisting of the branch of the high relief.

Along the mountain range, there are developed the metamorphic rocks belt as gneisses and migmatites. Surrounding the metamorphic belt, there are occupied by the sedimentary rocks, composed of mainly Hidaka group as Pre-cretaceous.

The metamorphic belt are regarded as the results of Alpine Orogenic Movement in Hokkaidō, from Jura to early Tertiary.

Sedimentary Rocks

The sedimentary rocks occupy on the greater part of this area,

which are arranged as follows ;

Neogene Tertiary		Amemasu-zawa formation
Cretaceous	{ Middle Yezo group	Redatoi-zawa formation
	{ Lower Yezo group	Mumei-zawa formation
Pre-cretaceous	{ Upper Hidaka group	Shunbetsu-gawa formation
		Kerimai-gawa formation
	{ Lower Hidakagr nup	Shorokanbetsu-zawa formation
		Soematsu-zawa formation
		{ Shibityari-gawa formation
	{ Nakano-gawa formation	

Pre-cretaceous

Pre-cretaceous system, so-called Hidaka groups, are divisible into Upper Hidaka group and Lower Hidaka Group. This system is considered to be older formation within Hokkaidō.

In this area as well as another, they have not been made clearly the intelligible stratigraphical relation and their structure, because of non-fossiliferous and broadly had been sheared and altered.

Lower Hidaka Group

Two members are recognized as basal formation in this area. The geological age are unknown. They are typical black slate and sandstone.

Upper Hidaka Group

This group is supposed to be the Jurassic formation. Soematsu-zawa formation is green sandstone and shaly slate, intercalating a few porphyrite tuff. Shorokanbetsu-zawa formation is alternation of green sandstone, black fine sandstone and shaly slate, intercalating schalsteine and limestone. Kerimai-gawa formation is schalstein and diabasic massive lava and pillow lava. Shunbetsu-gawa formation is schalstein, chert and shaly slate, intercalating limestone. Those formations are characterized by the included schalstein and the green sandstone as the gray-wacke ones.

Cretaceous

Two formations belong to the Yezo-Group. Mumei-zawa formation, occurring at the south-western part of this area, is arkose sandstone. Redatoi-zawa formation have been found out among the faults, within the area occupied by the Hidaka Groups, it is shale.

Neogene Tertiary

Amemasu-zawa formation cover locally on the Hidaka Groups with uncomformity, it is hard mudstone, sandstone and conglomerate.

Metamorphic Rocks

Extensive development of the metamorphic rocks are observed along the Hidaka mountain range. The metamorphic rocks are composed of gneisses and migmatites, which constitute the metamorphic belt, from 8 km. to 6 km. in width. It is a portion of the so-called Hidaka metamorphic zone. In the belt, many metamorphic rocks arranged into parallel distribution with N-S trend. From east to west, they are put into order as follows ;

East	Slate belt	
	Hornfels belt	
	Schistose biotite hornfels belt	
	Banded biotite gneiss belt	
	Migmatites belt	
	Biotite amphibole gneiss belt	
	Plagioclase porphyroblastic biotite gneiss belt	} Brown amphibole amphibolite } Green amphibole amphibolite
	— Thrust —	
West	Slate belt	

The migmatites are settled at the central part of the metamorphic rocks belt as the core facies of that. The migmatites are divided into biotite migmatite, agmatic migmatite, granitic migmatite and garnet bearing gneissose migmatite, they are always surrounded by the gneisses. From the core facies to east side as the outer part, the gneisses convert into the schistose biotite hornfels and then to the non-foliated hornfels. The hornfels gradually changed into the non-metamorphosed slate and sandstone. But, at the west side, bounded by the thrust.

The metamorphic rocks had been produced by the regional migmatization. The hornfels, schistose biotite hornfels, banded gneiss, plagioclase porphyroblastic biotite gneiss and the migmatites were derived from the argillaceous sediments. The green hornblend schistose amphibolite,

the green hornblende amphibolite, brown hornblende amphibolite, biotite amphibole gneiss and the agmatic amphibolite were derived from the basic intrusive rocks.

Igneous Rocks

In this area, igneous rocks are poorer than other, over the Hidaka zone. They are divided into dyke rocks, ultra basic rocks, plutonic rocks and tonalitic rock. The dyke rocks as diabase and porphyrite are intruded into the sedimentary rocks along the sheared zone. The ultra basic rocks composed of serpentine and hornblende and their associated rocks as micro-diorite and trondjemite, which are defined in the tectonic line. The plutonic rocks are disposed in the metamorphic rocks belt, which are hornblende gabbro and tonalitic granite. The hornblende gabbro is shown with concordant form, the granite shows marked discordant intrusion. It is thought that they had intruded at the later stage on the migmatization. The tonalitic rock discovered along the sheared zone, extending between the hornfels belt and the schistose biotite hornfels belt, which is the replacement dyke.

Quaternary

In this area, there are a few quaternary deposits. Along the river terraces are narrowly developed with elevation of 50-70 m. At the Nakano-gawa, lower developed and have risen to 6-8 m. upon the river beds. sand, clay and gravel constitute terrace deposits.

At the north eastern side of Mt. Petegaridake, three cirques developed there, elevating 1,400 m. in high. It must be taken a form at the Poroshiri ice-age in Hokkaidō.

Economic Geology

In this area the known mineral resources are the cupriferous iron sulphide and mercury deposits. And, there are limestone and placer gold. On the whole, are very small, only two prospecting mines exploiting the cupriferous iron sulphide and mercury.

Cupriferous iron sulphide

Kuroda Mine: The deposits are shown in the diabase, which intruded into the Hidaka group, revealing exclusively along a special type of the sheared zone. The ores of the Mine consist of mainly cupriferous pyrrhotite and few chalcopyrite and zincblend. Fe percentage of the ore is 37.68 in average.

Mineralized zone of pyrrhotites are scattered in the brown hornblend amphibolite and developed along the tectonical sheared zone on the Hidaka Groups.

Mercury deposits

Mitsuishi Mine: A mercury deposits that had been worked is known in the schalstein formation. The ore developed along the sheared zone attending the alternation of silicification and carbonitization. The scale of the Mine is very small, and Hg percentage of the ore is 0.2 in average.

Mangan deposits

Mangan ore deposits that had ever been worked as Hatta Mine is known in the schalstein formation. The ore is in the marked silicified zone which altered the schalstein. Nowadays the ore already digged out.

Limestone

Limestones are intercalated in the Upper Hidaka Group. But it is only too small, so is not worth using.

Placer Gold

Placer gold is included in the flood plain deposits and terrace one. Before now, the area was a famous place for the placer gold, but scarcely prospect now.

昭和 33 年 3 月 25 日 印刷

昭和 33 年 3 月 30 日 發行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三 田 徳 光
札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社
札幌市北三條西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

KAMUIDAKE

(KUSHIRO—62)

BY

KIYOSHI HASEGAWA

SUMITOSHI SAKŌ

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1958