

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

札内川上流

(釧路一第 57 号)

北海道立地下資源調査所

昭和 38 年 3 月

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

札内川上流

(釧路一第 57 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 酒 匂 純 俊

同 嘱託 木 崎 甲 子 郎

同 技師 松 下 勝 秀

同 嘱託 中 添 亮

北海道立地下資源調査所

昭和 38 年 3 月



札内川上流圏樞地域の日高山脈脊稜（札内岳より望む）

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	3
IV 堆積岩類	5
IV.1 日高累層群	5
IV.1.1 札内川層	5
IV.1.2 ヤオロマップ川層	6
IV.1.3 シビチャリ川層	8
IV.1.4 イドンナップ層	9
IV.2 第四系	9
V 変成岩類	10
V.1 千枚岩	10
V.2 角閃岩類	10
V.2.1 緑色片岩	10
V.2.2 緑色角閃石片状角閃岩	11
V.2.3 はんれい角閃岩	12
V.2.4 褐色角閃石角閃岩	13
V.2.5 角 閃 岩	13
V.3 ホルンヘルス類	14
V.3.1 黒雲母ホルンヘルス	14
V.3.2 片状黒雲母ホルンヘルス	15
V.3.3 セ ブ タ	17
V.4 片麻岩類	18
V.4.1 縞状黒雲母片麻岩	18
V.4.2 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩	19
V.4.3 粗粒黒雲母片麻岩	20
V.4.4 黒雲母角閃石片麻岩	21

V.5	ミグマタイト類	22
V.5.1	黒雲母ミグマタイト	22
V.5.2	花崗岩質ミグマタイト	25
VI	火成岩類	26
VI.1	はんれい岩類	27
VI.2	角閃石はんれい岩	31
VI.3	アブライト	31
VII	地質構造	32
VII.1	不変成帯の構造	32
VII.2	変成帯の構造	33
VIII	応用地質	35
文 献		36
Résumé		37

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

札内川上流 (釧路一第 57 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 酒 匂 純 俊

同 嘱託 木 崎 甲 子 郎

同 技師 松 下 勝 秀

同 嘱託 中 添 亮

は し が き

この図幅は、昭和 33 年から同 35 年にかけて行なった野外調査の結果をとりまとめたものである。図幅作成にあたっては、酒匂が主として日高側の地域の調査と全般的なとりまとめを行ない、木崎がおもに片麻岩類とミグマタイト類の調査ととりまとめを分担し、松下と中添が東側の不変成帯を分担した。

この図幅地域は、中部日高山脈の脊稜を含むところで、とくに奥深い峻阻な山岳地帯であり、資源的にも、これまでとくに注目されたものがなかったことから、野外調査は遅れがちであった。しかし、ここは、日高帯の中核となっている日高変成帯を含む地域で、とくにミグマタイト類がいちじるしく発達している地域で、日高変成帯におけるミグマタイトのひとつの中心となっているなど、地質学的に重要な多くの問題を含むところである。

この図幅の野外調査は、地理的な悪条件のために、かなり困難をともなったが、多くの方々の献身的な協力によって遂行された。また、図幅の作成には、日高研究グループの方々の指導と討論によるところが大きい。とくに、北海道大学理学部地質学鉱物学教室金山詰祐氏には、野外調査のほか室内研究においても、多くの援助をうけている。なお、中札内村役場と帯広営林局の方々から、いろいろの御配慮をいただいた。これらの方々に、厚く感謝の意を表する。

I 位置および交通

この図幅は、北緯 $42^{\circ}30' \sim 42^{\circ}40'$ 、東経 $142^{\circ}45' \sim 143^{\circ}0'$ の範囲を占める地域である。この地域は、中部日高山脈の十勝側と日高側にまたがるところで、行政的には、図幅北東隅

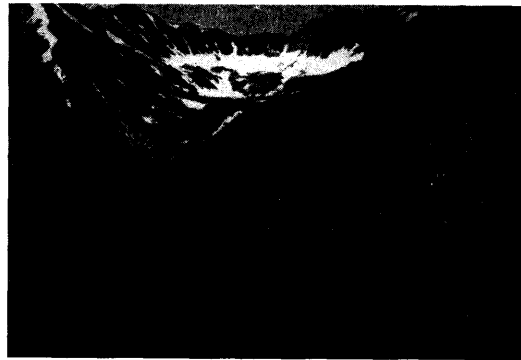
の岩内川流域が帯広市に、札内川流域が中札内村に、ヤオロマップ川流域が大樹町に、そして日高側の全部が静内町に、それぞれ含まれる。

この地域は、すべてが山岳地帯であるため、村落はまったくみられない。したがって、道路もほとんど発達しておらず、わずかに札内川とヤオロマップ川にそって造材道路が建設中であり、それぞれに、小規模の事業所があるにすぎない。

II 地 形

この図幅の山地は、図幅の西方に日高山脈の脊稜が NNW—SSE の方向にはしり、これから東西に支脈をはり出す形をとっている。脊稜は、北よりカムイエクウチカウシ山 (1,979 m)、1,823 m 峰、ユイカクシュサツナイ岳 (1,721 m)、ヤオロマップ岳 (1,795 m)、ルベツネ山 (1,727 m) などをつらねるもので、標高ほぼ 1,700 m の稜線を構成している。斜面は急峻で、険阻なやせ屋根をつくり、山脈はいわゆる壮年期の地形を呈している。東西に派生する支脈にも、ピラトコミ山 (1,587 m)、ポンヤオロマップ岳 (1,405 m) などがあり、標高 1,300 m 以上の山稜となっているものが多く、東西に次第に高度を下げ、図幅の東端部になって、標高 600 m までいどになっている。この支脈の山脊には、ゆるい傾斜をしめす部分があり、山麓階の残片と考えられている*。

脊稜ぞいには、いくつかの圏谷地形がみられる。とくに、カムイエクウチカウシ山より北方に多く、また、南端部のベテガリ岳近くに三つほど並んでみられる。これらのほとんどは、東斜面か北斜面に形成されているが、カムイエクウチカウシ山のロイボクシュンビチャリ川源流にみられるものだけは、南斜面にある。これらの圏谷の多くのものは、二重水蝕地形をしめしており、新旧二つの圏谷壁と、それぞれに対応する氷錐石が認められる。とくに、札内川 10 ノ沢源頭の圏谷にそ



第 1 図 10 の沢源頭の圏谷地形

* 根本忠寛・佐々保雄 (1928): 大樹図幅説明書, 北海道地質調査会報告 3 号

の典型的な形がみられる。このことから、日高山脈の水期は、旧期のポロシリ水期と新期のトッタベツ水期の2つにわけられている*。

この地域を流れる主要な河川は、札内川とヤオロマップ川である。両方とも国境稜線から東方に向かって流れるものであるが、札内川が、広い川幅をもち、多量の河床礫を押し出し、河岸段丘もあまり発達していないのに対して、ヤオロマップ川は、川幅がわりにせまく、両側に高い河岸段丘を発達させており、対照的な違いをしめしている。

脊稜の西側では、コイボクシュビチャリ川、無名沢、およびサツシビチャリ川が南西方に向かって流れており、下流で合して染退川となっている。これらの河川は、いずれも水量の豊富な急流で、渡徒の困難なところも多い。

III 地質概説

この地域は、不変成帯と変成帯とに大きく2分される。不変成帯は、さらに、変成帯の東側に発達するものと西側のものとに分けられるが、東側のものが図幅地域の東半部一帯を占めて広く発達しているのに対して、西側の不変成帯は、図幅の西南隅にわずかにみられるにすぎない。図幅地域の西半分のほとんどは、変成帯となっている。

この地域の不変成帯を構成する堆積岩層は、すべて日高層群に含まれる。これは、中の川層群の札内川層、ヤオロマップ川層、シビチャリ川層および神威層群のイドンナップ層に分けられる。このうち、札内川層とヤオロマップ川層は、東側の不変成帯に分布しているもので、全般的に砂質部にとんだ地層である。ヤオロマップ川層は、札内川層の上位に整合的に発達するもので、両者ともに、NE—SW方向の軸をもった大きな規模の褶曲構造をとっている。

シビチャリ川層とイドンナップ層は、西側の不変成帯を構成しているもので、シビチャリ川層が、東側のものに近い岩相をしめしているのに対して、イドンナップ層は、チャートや石灰岩などを含む変化にとんだ地層となっている。両者の間は、不整合の関係にあるものと推察されている。しかし、シビチャリ川層と東側の堆積岩層との関係は明らかでない。西側の不変成帯は、NNW—SSE方向の軸をもった褶曲構造をとっており、東側の不変成帯の構造と対照的な相違をしめしている。

この地域の変成帯は、日高変成帯のほかの地域と同じように、さまざまな岩石種がいちじるしい带状配列をしているのが特徴である。とくに、この図幅では、変成帯の東縁部か

* 橋本誠二・熊野純男 (1955): 北部日高山脈の水触地形, 地質雑, Vol. 61, No. 716.

地質総括表

時代	地層名		岩相	備考	
第四紀	沖積世	現河床堆積物	礫, 砂, 粘土		
		崖錐堆積物	礫, 砂		
	洪積世	氷期堆積物	氷堆石	圏谷地形の形成	
		河岸段丘岸積物	礫, 砂, 粘土		
先白堊系	日高累層群	神威層群	イドンナップ層	砂岩, 粘板岩 挟チャート	変成帯の形成 変成岩類 ミグマタイト類 火成岩類の進入
		中	シビチャリ川層	砂岩粘板岩互層	
			— ? —	粘板岩, 砂岩互層 挟厚砂岩層	
		の川	ヤオロマップ川層	板状砂岩 挟粘板岩	
				細一中粒砂岩 挟礫岩薄層	
				粘板岩 挟礫岩	
		風群	札内川層	砂岩, 粘板岩厚互層	
				粘板岩, 細粒砂岩 葉片状互層	

ら西縁部まで含まれており、日高変成帯における主要な変成岩類やミグマタイト類のほとんどがあらわれており、典型的な構造をしめしている。これは、NNW—SSE 方向の一般走向をもったもので、東側不変成帯の構造方向と斜交している。この不連続は、黒雲母ホルンヘルスと縞状黒雲母ホルンヘルスとの間にみられ、いちじるしい剪断帯が境となっている。

変成帯の主要部は、中軸部に優勢なミグマタイト類が発達し、両側に各種の片麻岩類が配列する形をとっている。東側の片麻岩は、片状黒雲母ホルンヘルスが粗粒になったペナイト型の黒雲母片麻岩であるのに対して、西側のものは、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩や

黒雲母角閃石片麻岩などを主体としており、かなりの相違がみられる。これらの片麻岩やミグマタイトは、図幅地域の北端部から南端地域にかけて、アーチ状の構造をとっており、図幅地域の変成帯がそのまま一つの構造単位となっている。

この片麻岩とミグマタイトからなる構造帯の西側には、幅広い角閃岩帯がつらなっている。ここには、いくつかの種類角閃岩がみられるが、いずれも塩基性火成岩が変成されたもので、西方は、西側の不変成帯と接している。その境界には、変成帯が東から西方に向って押し上げた形のいちじるしい衝上断層が形成されている。

変成帯の北端部には、はんれい岩の岩体が見られるが、これは、幌尻岳マシーフとよばれる、膨大な侵入岩体の南端部にあたる。

IV 堆積岩類

IV.1 日高累層群

この図幅地域内に分布する日高累層群は、次のように分けられる。

神威層群	イドンナップ層
中の川層群	<div style="border-bottom: 1px dashed black; padding-bottom: 2px;">シビチャリ川層</div> <div style="text-align: center; padding: 2px;">?</div> <div style="border-bottom: 1px dashed black; padding-bottom: 2px;">ヤオロマップ川層</div>
	札内川層

このうち、中の川層群の札内川層とヤオロマップ川層は変成帯の東側に、シビチャリ川層とイドンナップ層は西側に、それぞれ分布している。中の川層群は、概して砂質部の多い地層で、単調な岩相のものである。これに対して神威層群は、チャート、石灰岩、あるいは輝緑凝灰岩などを挟み、変化の多い岩相をしめしている。これらの地層には、鍵層になるようなものがなく、化石もまったく発見されていないが、岩相から、いくつかの部層にわけることができる。

IV.1.1 札内川層

この地層は、図幅地域内で最下底のものである。岩相によって、次の三つの部層に分けられる。下位から、粘板岩・細粒砂岩葉片状互層、砂岩・粘板岩厚互層、粘板岩挟砂岩層である。

粘板岩・細粒砂岩葉片状互層 [Sn₁]

この地層は、岩内川最上流部から札内川上流部にかけて広く分布しており、その延長は、ヤオロマップ川上流部にまで達している。また、図幅地域の北西方、1,628 m 峰附近にも、

かなりの広がり分布している。

主体となる岩相は、黒色粘板岩と細粒砂岩～砂質粘板岩との葉片状互層である。互層の単位は、2～5 cm 位で、砂質部から泥質部に移化する形をとっている。露頭面では、特徴のある縞状を呈している。まれに、細粒砂岩の単層をはさむことがある。

この部層は、札内川から北の地域では、走向 N 30°～40°E、傾斜 60°～80°E の層理面をしめし、岩内川最上流部から札内川にかけては、西に傾いて大きな背斜構造をとっている。これより南の部分では、走向が南北性にちかくなるが、やはり背斜構造の延長が推定される。この部層中には微褶曲構造が多く観察される。それらの褶曲軸も、大体 N 20°～30°E 方向をしめしている。1,628 m 峰附近のものや、ヤオロマップ川上流部のは、熱変質をうけ、黒雲母ホルンヘルスになっている。

層厚はほぼ 1,000 m 以上と推定される。

砂岩・粘板岩厚互層〔Sn₂〕

下位部層とは、砂岩が頻繁にはいってくるところでわけられる。この部層は、岩内川上流部と札内川 6 の沢とに、背斜構造の両翼として分布し、またヤオロマップ川上流部には、背斜構造の東翼として分布している。

岩相は、細粒～中粒砂岩と粘板岩との厚い互層である。砂岩には、泥質部が葉片状にはいっているものや、塊状のものなどがあり、いずれも暗灰色～黒色をしめすものが多い。岩内川左股沢では、塊状砂岩のなかに、径 2～5 mm の礫を含む粗粒部の薄層が観察されるが、全般的に均質な砂岩である。粘板岩は、砂質部と葉片状互層をして挟在しており、岩相的にも下位の部層とほとんど変らない。

この部層の構造も、下位部層と整合的で、ほとんど変りがなく走向 N 10°～30°E、傾斜 65°～80°E の走向・傾斜をしめすものが多い。

層厚はほぼ 700 m 前後と推定される。

粘板岩夾砂岩層〔Sn₃〕

この岩層は、札内川層の最上部の部層である。岩相は、黒色粘板岩を主とし、砂岩の単層を若干はさんでいる。砂岩は下位部層と岩質的には変らないが、粘板岩は塊状のものが多くなってくる。構造は下位部層とほとんど同じである。

層厚はほぼ 500 m 前後と推定される。

IV.1.2 ヤオロマップ川層

この地層は、岩内川中流部から札内川中流およびヤオロマップ川にかけて分布する砂質

相の卓越する地層である、泥質相の多い札内川層とは、岩質から明かに区分される。本層も次の3つの部層に分けられる。すなわち、下位から、細～中粒砂岩、板状砂岩、粘板岩・砂岩互層である。

細～中粒砂岩〔Ym₁〕

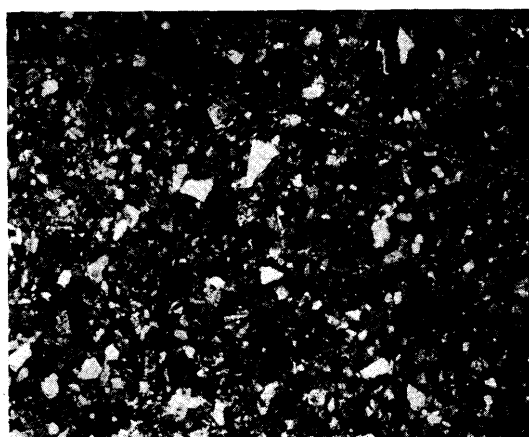
この部層は、岩内川中流部、札内川中流部、ヤオロマップ川、ボンヤオロマップ川にかけて広く分布している。

岩相は、岩内川では、塊状でまれに砂質粘板岩の薄層をはさむ帯暗緑黑色細粒砂岩が主体となっているが、札内川やユクルベシュベ沢では、やや多く粘板岩をはさむようになる。ヤオロマップ川では、粘板岩が葉片状にはいつているところが多い。



第2図 ヤオロマップ川層の砂岩(白い部分)と粘板岩(黒い部分)の互層 (ヤオロマップ川上流)

全体的に、粘板岩の微角礫を含んでいる部分や、石灰質の砂質小団球を多量に含んでいる部分があるが、層準として追跡できるかどうかは明らかでない。また、一般的に節理が多く、角ばった割れ方をするのが特徴的である。



岩内川右股川と札内川の枝沢で、礫岩の薄層が観察された。礫は径1～2cmのものも多く、

5cm までいどのものも、たまには含まれている。礫はよく円磨された珪質細粒砂岩、珪岩などが多い。この礫岩は1～2m

第3図 砂岩(ヤオロマップ層)の顕微鏡写真 ×27

の薄層で、連続性がない。

この部層の構造は、札内川より北では、走向 $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ 、 $50^{\circ} \sim 80^{\circ} E$ 傾斜の単斜構造であるが、南になるにしたがって、走向は南北性となり、 $70^{\circ} \sim 80^{\circ} E$ の急傾斜となる。ヤオロマップ川では、逆転構造をとっている部分も認められた。

層厚はほぼ 3,000 m 前後と推定される。

板状砂岩〔 Ym_2 〕

下位部層とは、粘板岩が多くなるところでわけられる。

分布は、主に図幅地域の東縁部にかぎられる。

岩相は、帯緑暗灰色細粒砂岩を主とし、1~2 m 毎に周期的に粘板岩の薄層をはさんでいる。このような板状砂岩のほかにも、塊状の砂岩も含まれている。この砂岩は札内川層に比較すると、やや粗しょうな感じがする。また、粘板岩のはいり方も、上位になるにしたがい、規則正しくなってくる。層厚 10 m 前後の砂岩・粘板岩の薄互層部も、たまにはみられる。

この部層の構造は、岩内川下流部では東に傾いた単斜構造をしめすが、札内川やヤオロマップ川では、 $N 30^{\circ} \sim 40^{\circ} E$ の褶曲軸を持った向斜構造を形成している。

層厚はほぼ 2,000 m と推定される。

粘板岩・砂岩互層〔 Ym_3 〕

この部層は、図幅地域のヤオロマップ川下流地域から隣接する上札内図幅地域にかけて、広く分布している。

岩相は、砂岩と粘板岩の 2~5 cm の特徴的な薄互層である。また、帯緑暗灰色細粒砂岩の厚層も一部にみられる。

構造は、この図幅地域では $N 30^{\circ} E$ 走向で $60^{\circ} W$ 傾斜の逆転構造をとっている。

層厚は 500 m 以上である。

IV.1.3 シビチャリ川層〔 Sb 〕

この地層は、南方の神威岳図幅地域に広い分布をしているが、この図幅地域では、西南隅にごくわずかみられるにすぎない。これは、西側不変成帯のほぼ中軸部に発達しており、まわりのほかの地層とは、すべて断層によって境されている。

この地層は、黒色粘板岩と黒色細粒砂岩との互層であり、比較的泥質の部分が多い。また、砂岩は、さまざまな大きさをした、レンズ状の形態で粘板岩中にはさまれているのが普通である。一般的に、圧砕作用や褶曲運動を強くうけており、剪断帯の発達もいちじる

しい。

シビチャリ川層は、日高山脈西側の不変成帯を構成する日高層群のなかで、もっとも下位にあるものと推定され、中の川層群に含められる唯一のものである。しかし、東側の札内川層やヤオロマップ川層との関係は、明らかでない。

IV.1.4 イドンナップ層〔Id〕

この地層は、変成帯の西側に直接して分布しているもので、西側も断層によってシビチャリ川層と接している。これは、神威岳図幅においてはショロカンベツ層とされ、神威層群の中位におかれているが、イドンナップ図幅におけるイドンナップ層の一部を、構成するものである。

この地域のイドンナップ層は、黒色の頁岩質粘板岩と暗灰色中粒砂岩を、主体としているが、チャート、石灰岩、輝緑凝灰岩などの挟みを多く含んでおり、シビチャリ川層とは、岩質で明らかに区別される。変成帯との間に発達する、いちじるしい衝上断層の影響をうけて、全般的にひどく圧砕されており、剪断帯も数多くみられる。

IV.2 第四系

この地域の第四系は、河岸段丘堆積物、氷期堆積物、崖錐堆積物、および現河床堆積物にわけられる。

河岸段丘堆積物は、岩内川、札内川、ヤオロマップ川の下流部に、それぞれ発達している。岩内川や札内川のもので、現河床より数mていど高いもので、あまりよく発達していないのに対して、ヤオロマップ川のもので、20m以上の高さをもち、平坦面も明瞭である。

氷期堆積物は、日高山脈の脊稜部にみられる圏谷地形に堆積している氷堆石で、地形の項でのべたように、新旧2段の堆積物がある。いずれも、さまざまな大きさの角礫、亜角礫、および土砂から構成されている。

崖錐堆積物は、圏谷壁の崩潰によるもので、氷堆石の上ののっている。

現河床堆積物は、札内川にとくに多量にみられる。融雪期や豪雨時には、いちじるしい砂礫を下流部に押し出し、かなりの被害を与えている。この砂礫の大半が、変成帯のミグマタイト類や片麻岩類であることからみると、これらの岩類が、片理や割目にとみ、風化しやすいために、多量の砂礫を供給していると思われる。このことから、これらの岩類の発達する地域に広い集水面積をもつ札内川だけが、多くの砂礫を押し出す原因となっている。

V 変成岩類

この図幅地域にみられる変成岩類は、西側不変成帯中に形成されている千枚岩をのぞけば、すべて変成帯の中に発達している。この変成岩類は、いちおう、角閃岩類、ホルンヘルス類、片麻岩類、およびミグマタイト類にわけられる。

V.1 千枚岩〔Ph〕

この図幅の南西隅には、千枚岩がみられる。この千枚岩は、南方の神威岳図幅地域において、幅広い帯状の発達をしているものである。

この岩石は、粘板岩、砂岩、緑色岩および珪岩などが、いちじるしい剪断をうけて形成されたもので、一般に珪質である。砂岩は、青灰色のミローナイトになっており、緑色岩源のものは、緑簾石や炭酸塩鉱物を多量に含む緑泥石片岩となっている。

千枚岩の剝理面は、日高累層群の堆積面と同じ走向傾斜をしめしており、ほぼ N 20°W, 80°NE である。

V.2 角閃岩類

変成帯の西縁部には、各種の角閃岩類が帯状に発達している。この角閃岩類は、これまで、はんれい角閃岩として一括され、変成帯の火成岩として扱われてきたものの一部である。この地域では、それぞれの岩石種が、異なった単位の岩体を構成している。また、火成岩の組織を残しているものは、ほとんどみられない。

この地域に分布している角閃岩類は、次のようにわけられる。

緑色片岩

緑色角閃石片状角閃岩

はんれい角閃岩

褐色角閃石角閃岩

角閃岩

V.2.1 緑色片岩〔Sh〕

この片岩は、変成帯の最外側に、約 500 m 平均の幅で発達しているが、場所によって、発達の状況がかなり違っている。主体となっているものは、淡緑色の細粒な片岩であるが、暗灰色のいちじるしい片理をもった黒色片岩も、相当に含まれている。とくに、不変成帯と接する衝上断層に近い部分では、緑色のものと暗灰色のものとが互層状にみられ、内部になると、暗灰色のものはほとんどみられなくなる。

鏡下で観察すると、淡緑色のものは、微細な緑泥石と緑簾石を主体とするもので、変成帯の内部側のものには、針状の陽起石質角閃石ができているものもある。暗灰色のものは、細粒の石英といちじるしい方向性をもって配列する絹雲母とからなる石英絹雲母片岩となっている。未変成の炭質物が含まれていることもあり、内部になるにしたがって、絹雲母の結晶度が高くなっている。

つまり緑色片岩は、塩基性の火成岩が圧砕されたもので、間にはさまれる石英絹雲母片岩は、粘板岩が変成されたものと考えられる。この片岩は、次にのべる緑色角閃石片状角閃岩と、漸移しているところも認められ、角閃岩の中にも、セプタとよばれる堆積岩源の変成岩が、各所にはさまれている。このことから、この緑色片岩は、片状角閃岩と同じ単位のもので、衝上断層に接しているため、とくにひどく圧砕されたものとみられる。

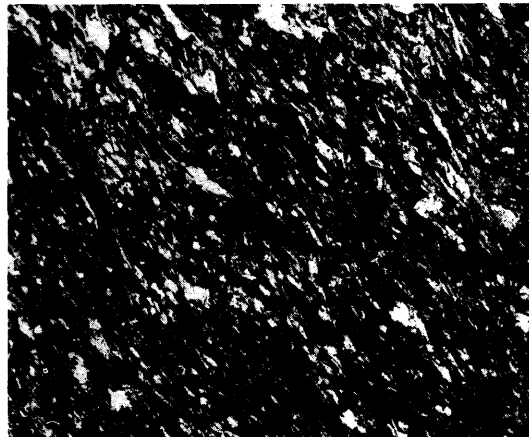
V2.2 緑色角閃石片状角閃岩〔Ah〕

緑色片岩の東側には、ほぼ500mの幅で片状角閃岩が帯状に発達している。緑色片岩との境には、まれに、斜長石斑状変晶をもったホルンヘルスないし変砂岩がはさまれている場合もある。しかし多くの場合、小さな剪断帯がみられるぐらいで、境界近くの緑色片岩と片状角閃岩とは、それほど違った岩質をしめさない。したがって、両者の間は、漸移の関係にあると考えられる。

この岩石の片理は、ほぼN20°W, 70°NWの走向・傾斜をしめすが、南方ほど傾斜がゆるく、走向は西にふれており、北方になるとほとんど直立となっていて、走向は南北方向をしめしている。また、この岩石は、いたるところで、いちじるしい微褶曲をみせている。

岩質は、ほぼ標式的な緑簾石陽起石片岩であり、濃緑色の細粒な片理のいちじるしいものである。

鏡下で観察すると、陽起石と緑簾石のほか



第4図 緑色角閃石片状角閃岩の顕微鏡写真 ×18

に、少量の石英、曹長石、チタン石、および不透明鉱物がともなわれている。ときに、源岩のレリックとみられる汚濁した鉱物がみとめられ、また、カミングトン閃石質角閃石が含まれて

いることもある。

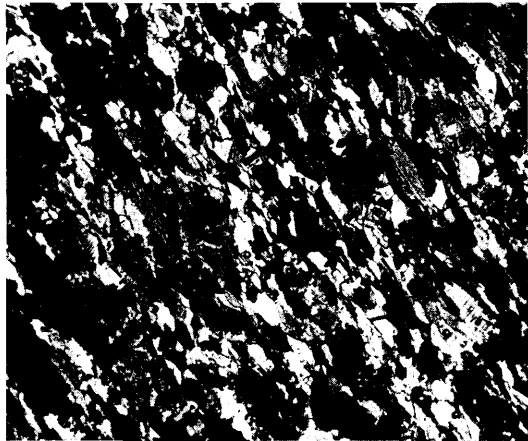
陽起石は、針状ないし柱状(0.1×1.2 mm)のもので、いちじるしい平行配列をしている。緑簾石は、径約0.05 mm ぐらいの粒状となり、かなり多量に散在している。また、汚濁した鉱物が多く含まれているところには、角閃石化した有色鉱物の仮像がみられる場合もある。

V.2.3 はんれい角閃岩 [Ag]

この岩石は、片状角閃岩帯の東側に平行して、約1 km の幅で発達している。片状角閃岩との境には、つねに斜長石斑状変晶ホルンヘルスおよび緑色角閃石角閃岩(セブタ)をはさんでいる。そのセブタと片状角閃岩との間には、いちじるしい剪断帯が発達している。つまり、片状角閃岩帯とはんれい角閃岩帯との間は、構造的に不連続の関係にある。

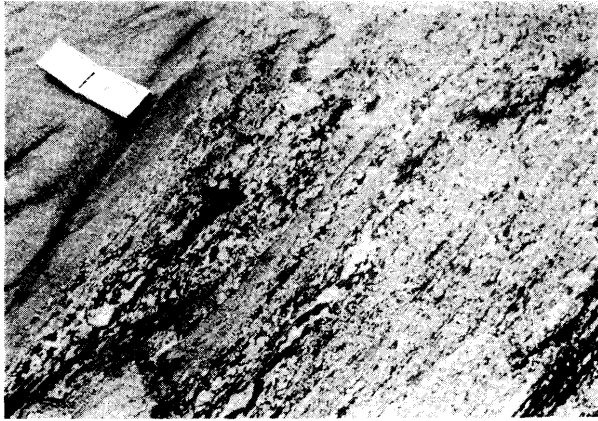
この角閃岩は、緑色角閃石と斜長石からなる中粒の角閃岩であるが、ソーシユル石化したはんれい岩のレリックが残されていることから、この名称でよばれている。細粒のものほど片状構造がいちじるしく、強い構造運動によって、はんれい岩が変成された形跡をみせている。また、はんれい岩ベグマタイトや含紫蘇輝石角閃岩なども含まれている。

この角閃岩の緑色角閃石は、長柱状の自形性の強いもので、劈開の発達が明瞭であり、複屈折率が高い。このような角閃石の性質は、細粒なものから中粒のものまで、ほとんど変りない。斜長石は、すべて再結晶したもので、0.1 mm 程度のモザイク状の形をしており、An₃₅内外の成分をもっている。ごくまれに、石英が認められる。また、はんれい岩のレリックとみられる、よごれたソーシユル石が多く散点している。



第5図 はんれい角閃岩の顕微鏡写真 ×18

はんれい岩ベグマタイトの斜長石は、径数 mm におよぶもので、部分的にソーシユル石化されている。角閃石は、1 mm 以下のものが多数集合した形をとっており、オフィティック輝石をおきかえて生長した形跡がみられる。源岩の構造とみられるオフィティックな組織の仮像が、認められることがある。



第6図 はんれい角閃岩中のはんれい岩ベグマタイト（無名沢）

V.2.4 褐色角閃石角閃岩〔Ab〕

この角閃岩は、はんれい角閃岩の東側に、ふたたびセプタをはさんで発達しているもので、ほぼ1.5 kmの幅で同じくN 20°W方向に帯状にのびる岩帯を構成している。この岩帯の東側では、黒雲母角閃石片麻岩に漸移している。

この岩石は、暗緑色ないし黒色のかかなり均質な角閃岩で、方向性は、ほかの角閃岩とくらべるとひじょうに弱くなっている。西側のセプタぞいには、いちじるしい剪断帯が形成されており、そこには、柘榴石を含む特殊な岩相や、優白質の不規則岩脈状の交代変質岩が形成されている。これは、神威岳幅地域におけるアグマタイト質角閃岩の優白質部と同一である。

この角閃岩は、0.5 mm以下の他形斜長石と0.8 mmぐらいの他形緑褐色角閃石を主体とし、鱗灰石や不透明鉱物を含んでいる。斜長石は一部ソーシュル石化したものである。角閃石は、多色性が弱く、ときにポイキロプラスチックに大型となっている場合がある。

V.2.5 角閃岩〔Am〕

片状黒雲母ホルンヘルスや縞状黒雲母片麻岩、あるいは黒雲母ミグマタイトの中には、小さなレンズ状をした角閃岩体のみられることがある。この角閃岩は、濃緑色ないし黒色をした細～中粒のもので、岩脈状の形をしめすものが多い。そして、その末端部は、ブロック状に切断され、変成岩中にパレオゾーム状に含まれている。この状態からみると、この岩石の源岩は、変成作用に先んじて侵入した、輝緑岩質岩の小岩脈と考えられる。西側

の角閃岩帯を構成する角閃岩類とは、別のものと思われる。

この岩石は、こまかい角閃石が平行配列をみせるもので、部分的に片麻岩化されており、優白質の縞をみせいるものがある。

V.3 ホルンヘルス類

この地域にみられるホルンヘルス類は、黒雲母ホルンヘルス、片状黒雲母ホルンヘルス、およびセプタであり、いずれもにかよった変成度をしめすものであるが、それぞれが、形成過程や構造帯を異にした異質のものである。

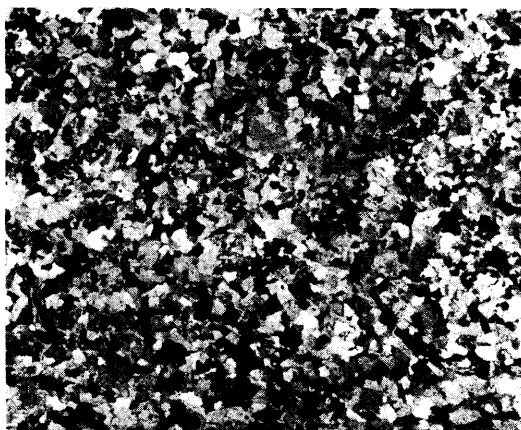
V.3.1 黒雲母ホルンヘルス (Hf)

この岩石は、この図幅内では、変成帯の東側に3~5 kmの幅で分布している。外側は中の川層群の砂岩・粘板岩の組織を残した、変砂岩・変粘板岩ていどのものである。それが変成帯に近づくにつれて、再結晶の度合いが進み、内側0.5~1 kmの間では、完全なホルンヘルス組織をもつ黒雲母ホルンヘルスとなっている。

典型的なものは、塊状、赤褐色の堅硬な岩石で、源岩の構造はほとんど認められない。

しかし、粘板岩との互層部では、砂質部が完全に再結晶しても、粘板岩質部では炭質物などが層理を残し、源岩の構造をしめしているものがある。

鏡下では、等粒(0.05~0.1 mm)のホルンヘルス組織をもつ。石英>黒雲母>斜長石の組合せが主で、ほかに白雲母、角閃石を含むものがある。微粒の鉄鉱は普遍的に分布する。石英には、0.1 mm以下の細粒のものが基質として再結晶し、さらに細粒化したものと、0.1 mmていどのやや円形の粒とがある。黒雲母は、0.05 mm位の不定形のものが多いが、葉片状の半自形変晶も少なくない。X: 淡褐色~淡褐色, Y: 褐色, Z:



×27

第7図 黒雲母ホルンヘルスの顕微鏡写真

$\gamma=1.640\pm$ 。斜長石は、他形ないし半自形(0.05~0.1 mm)で、単晶が多い。An₃₀。白雲母(絹雲母)はいっぱんに少量含まれてはいるが、剪裂帯付近や輝緑岩岩脈の付近に多い。これは、0.01 mm内外の葉片状のものである。

	Wt %
SiO ₂	70.34
TiO ₂	.69
Al ₂ O ₃	16.12
Fe ₂ O ₃	1.16
FeO	4.83
MgO	2.85
CaO	.58
Na ₂ O	1.89
K ₂ O	.81
H ₂ O ±	1.11
Total	100.38

ホルンヘルス〔砂岩源 (S-16)〕, 札内川 6 ノ 沢。

(分析者 木崎甲子郎)

	Wt %
SiO ₂	62.94
TiO ₂	.45
Al ₂ O ₃	15.76
Fe ₂ O ₃	2.12
FeO	4.81
MgO	3.60
CaO	1.79
Na ₂ O	4.44
K ₂ O	1.46
H ₂ O ±	2.61
Total	99.98

ホルンヘルス〔粘板岩源 (202)〕, 札内川本流。

(分析者 桜田 弘)

堇青石ホルンヘルス: 黒雲母ホルンヘルス帯の中で、局所的に堇青石を含むものがある。片状黒雲母ホルンヘルスとの境界付近で、剪裂帯にそって、黒雲母ホルンヘルスが千枚岩様に片理が強くなった帯にそって、堇青石が小眼球状に多量に認められる。堇青石は、0.5~1.0 mm, 最大 5 mm の斑状変晶で、多くは他形、まれに三連双晶をしめす。変質してピナイト化しているものが多い。

V.3.2 片状黒雲母ホルンヘルス [Hs]

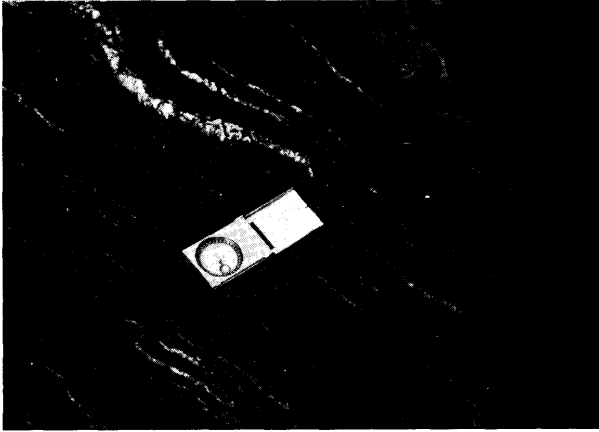
黒雲母ホルンヘルスが、中ノ川層群の堆積岩類を *in-situ* に熱変成したものであるのたいして、片状黒雲母ホルンヘルスは、片状構造をもつこと、さらに、その片理は変成帯の一般走向である、NW—SE 方向に一致し、中ノ川層群の構造方向とは斜交する。この点で、黒雲母ホルンヘルスと片状黒雲母ホルンヘルスの間に、基本的なちがいを認めることができる。多くの場合、この両者の境界は剪断帯で境され、構造的には、むしろ片麻岩帯に含まれるものである。

この岩石は、変成帯の東側にかぎって分布し、黒雲母ホルンヘルスと縞状黒雲母片麻岩との中間型として、南北に幅数 10 m から 1.5 km 位でつづいている。西に向って片理が強くなり、その片理にそって優白質縞が生じ、縞状片麻岩にうつり変っている。

また、札内川上流地域では、変成帯中核部のミグマタイト帯中に、この岩石種がかなり

広く分布している。この場合、その片理はさほど強くはならず、優白脈は網目状に縦横に走る。そして、片麻岩をへずに、直接ミグマタイト中にパレオゾームとしてとりこまれる。

岩質は、赤褐色で片状構造が強く、片理面上に黒雲母の点紋が並ぶものである。微褶曲や線構造がはっきりしている。



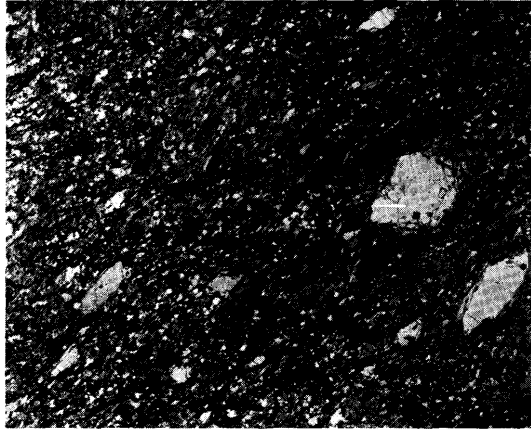
第8図 片状黒雲母ホルンヘルス

源岩のラミナと斜交して優白脈が発達する部分（ヤオロマップ川上流）



第9図 片状黒雲母ホルンヘルスにみられる微褶曲
（ヤオロマップ川上流）

鏡下では、均質な基質のなかに、一定方位に配列する扁平な黒雲母の点紋（1 mm，微細黒雲母の集合体）が認められる。基質は、完全に再結晶した、0.1 mm 位の等粒無方向性のホルンヘルスの場合もあるが、より片麻岩に近い地域では、その基質にも並行組織が認められる。石英は、等粒、モザイク組織をしめすが、なかには、斑状変晶状に 0.5～1 mm の大きさになるものがあり、かすかに波動消光をしめしている。斜長石には、他形または半自形の単晶が多く、アルバイト式双晶が多少認められる。An₃₀₋₃₅。黒雲母は、0.1 mm 葉片状で、処々に集合体として点紋を形成する。X：淡褐緑色，Y：褐色，Z：褐色。 $\gamma=1.635$ ±。その他，鉄鉱，燐灰石，正長石，白雲母を含む。

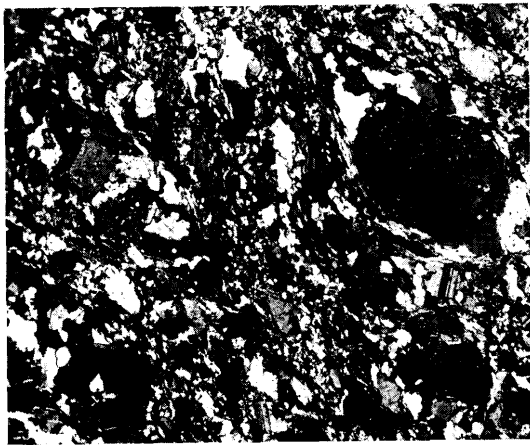


第10図 片状黒雲母ホルンヘルスの顕微鏡写真 ×27

V.3.3 セプタ (St)

緑色角閃石片状角閃岩とはんれい角閃岩との間，およびはんれい角閃岩と褐色角閃石角閃岩との境界部には，つねに，いわゆるセプタとよばれる岩石が発達している。また，緑色角閃岩の中にも，同じ岩質のものがみられる。しかしこれは，厳密な意味では，セプタといえない。

これは，100～400 m の幅をもったもので，岩質は，含斜長石斑状変晶黒雲母ホルンヘルスと含斜長石斑状変晶石英角閃岩を主体としている。両者は，つねに，こまかな互層状に組合って



第11図 セプタ中の斜長石斑状変晶ホルンヘルスの顕微鏡写真 ×18

分布しており、完全に漸移の関係にある。この岩石の源岩は、分布の状態からみて、粘板岩、砂岩および輝緑凝灰岩類とおもわれる。とくに、緑色角閃石片状角閃岩の中にみられるもので、緑色片岩帯に近い部分のものは、変砂岩状のものが多く、まれに、源岩の構造が残されている場合がある。

鏡下で観察すると、ホルンヘルスは、斜長石斑状変晶を散在した典型的なホルンヘルス構造をしめしている。斜長石斑状変晶は、よごれたものが多い。

石英角閃岩は、斜長石>石英>透角閃石質角閃石の組合せのもので、斜長石斑状変晶は1.0mmの卵型をしており、そのまわりを石英がうずめている。これをかこんで、淡緑色の角閃石がつらなり合っている。斜長石はよごれたものが多く、角閃石は緑泥石に変っているものが大半である。

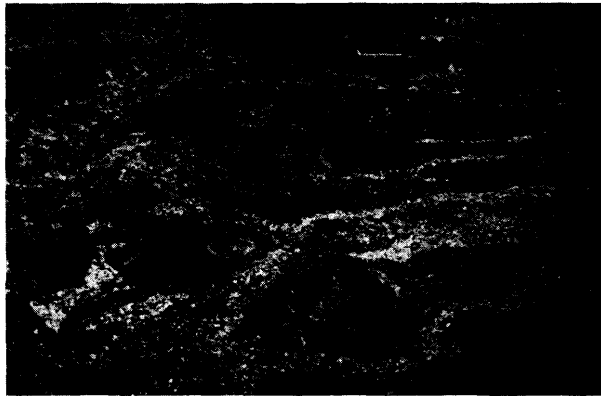
V.4 片麻岩類

この地域に発達する片麻岩類は、縞状黒雲母片麻岩、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩、粗粒黒雲母片麻岩、および黒雲母角閃石片麻岩にわけられる。縞状黒雲母片麻岩のほかは、すべて変成帯の西半部に発達している。

V.4.1 縞状黒雲母片麻岩 (Gn)

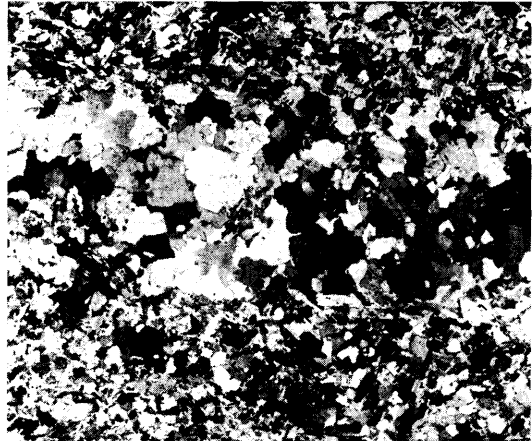
変成帯東側の片麻岩は、すべてこの縞状黒雲母片麻岩である。片状黒雲母ホルンヘルスとミグマタイト帯との間に分布することが多い。この地域では、札内川上流地域に、片理の強い片状黒雲母ホルンヘルスと網目状脈のはいった片理の弱い片状黒雲母ホルンヘルスとの間に、細長く分布しているほか、コイカクシュ札内岳付近から南東に、片状黒雲母ホルンヘルスと黒雲母ミグマタイトとの間に細長く分布している。

この片麻岩は、片状黒雲母ホルンヘルスの片理にそって細い優白質の縞が生じ、しだいにその量を増し、全体



第12図 縞状黒雲母片麻岩中に発達する斜長石斑状変晶
(花崗岩質 ミグマタイトとの 接触部、球状部は石
灰質団球) (札内川上流)

として粗粒になったものである。石英・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、2~10 mm 位の厚さで互層を繰返すものである。この縞は、膨縮したり、微褶曲やブチグマチック褶曲をしめすことが多い。線構造は片理面上に、黒雲母の配列や微褶曲によってよく発達している。



第 13 図 縞状黒雲母片麻岩の顕微鏡写真 ×27

優白質部は、主として石英と斜長石 (0.5~1.0 mm) がモザイク組織をしめし少量の黒雲母を伴っている。斜長石は、ときには 1 mm 位の斑状変晶様になっている。An₂₅₋₃₅。優黒質部は、黒雲母を主とし、斜長石・石英がこれに伴う。黒雲母の並行配列がいちじらしい。黒雲母 (0.5~1.0 mm) は、X: 淡褐色, X₂Z: 赤褐色。γ=1.634~1.642。斜長石の An 成分は優黒質部では 45% に達するものがある。そのほか正長石、白雲母、燐灰石、磁鉄鉱はふつうに認められる。正長石は、他形で、他鉱物の間を埋めて成長し、ミルメカイトをつくる。

	Wt %		Wt %
SiO ₂	58.71	SiO ₂	60.87
TiO ₂	.70	TiO ₂	.47
Al ₂ O ₃	20.92	Al ₂ O ₃	19.06
Fe ₂ O ₃	1.02	Fe ₂ O ₃	.67
FeO	4.84	FeO	4.03
MgO	2.42	MgO	2.76
CaO	2.96	CaO	3.92
Na ₂ O	2.97	Na ₂ O	3.46
K ₂ O	2.62	K ₂ O	3.40
H ₂ O ±	1.15	H ₂ O ±	1.06
Total	98.31	Total	99.70

縞状片麻岩 (2 個平均), 札内川上流。

(分析者 木崎甲子郎)

縞状片麻岩 (K-70), 札内川上流。

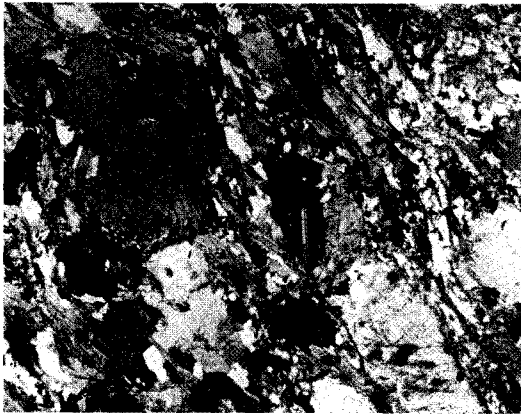
(分析者 千葉幹雄)

V. 4.2 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 [Gp]

この岩石は、変成帯西側の片麻岩を代表するものである。この地域では、北西部黒雲母ミグマタイト帯の西側にそって細長く分布している。

この岩石は、黒雲母を主とし、暗褐色で片状組織が強く、斜長石斑状変晶が多量に点紋様に並んでいるのが特徴である。ところにより、この斜長石斑状変晶(2~3mm)が片理にそって濃集し、縞状あるいは数米の厚さの帯をつくって粗粒な岩石になっている。(粗粒黒雲母片麻岩)

鏡下では、斜長石斑状変晶のあきらかな片麻状組織をしめし、とくに斜長石斑状変晶の間の石英・黒雲母には、破碎されて、一方向にひきのぼされた形態がみられるものもある。斜長石>黒雲母>石英を主とし、ざくろ石、燐灰石、ジルコン、鉄鉱などを含む。斜長石は1.5mm以下の楕円形斑晶で多少分解し、内部で絹雲母化していることが多い。An₃₀₋₄₀。黒雲母は葉片状で方向配列をし、多くは撓曲している。多色性が強く、X: 帯緑淡褐色、Y: 褐色、Z: 赤褐色。 $\gamma=1.641$ 。石英は0.1mm以下の不定形で基質を作っている。ざくろ石(0.2~0.5mm)は、この岩石種に特徴的な鉱物で、つねに含まれている。ときに、少量のカリ長石がミルカイトをつくっていることがある。



第14図 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 ×27
の顕微鏡写真

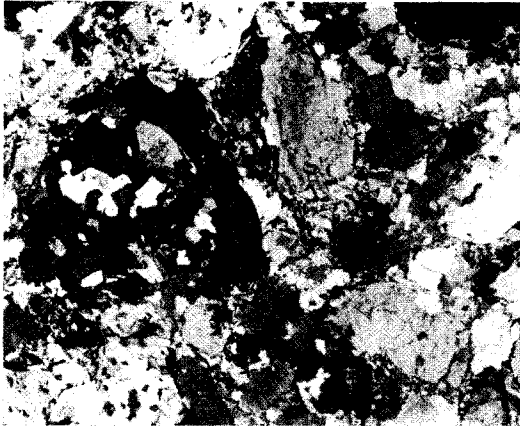
	Wt %
SiO ₂	60.80
TiO ₂	.65
Al ₂ O ₃	17.15
Fe ₂ O ₃	1.83
FeO	6.14
MgO	3.51
CaO	2.01
Na ₂ O	4.07
K ₂ O	.80
H ₂ O±	2.31
Total	99.27

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (K-138), 春別川上流。
(分析者 木崎甲子郎)

V.4.3 粗粒黒雲母片麻岩 [Gc]

この片麻岩は黒雲母ミグマタイト帯の西側にそって、札内川の10ノ沢源頭付近から、コイボクシ、シビチャリ川をへて無名沢付近まで、1km以内の幅で連続して分布している。北部では、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩帯の東側にそって発達している。この岩石種は、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩がミグマタイト化して、粗粒になったものである。

粗粒で、やや方向性があり、黒雲母の色が、ほかの片麻岩やミグマタイトにくらべて濃く、黒くみえるのが特徴である。



第15図 粗粒黒雲母片麻岩の顕微鏡写真 ×27

	Wt %
SiO ₂	60.60
TiO ₂	.83
Al ₂ O ₃	17.06
Fe ₂ O ₃	1.25
FeO	5.87
MgO	2.50
CaO	3.29
Na ₂ O	3.21
K ₂ O	2.01
H ₂ O ±	2.77
Total	99.39

鏡下では、斜長石斑状変晶を含んだ、ややグラノブラスチック組織をしめす。斜長石>石英>黒雲母を主とし、ざくろ石、白雲母、燐灰石、ジルコン、チタン石、鉄鉱を伴う。斜長石(1~1.5mm)は、おおむね楕円形の斑状変晶で、双晶は少ない。An₃₀₋₄₀。石英は、鉱物間の間隙を埋めて不定形に発達し、波動消光をしめす。黒雲母は、0.5mm位の葉片状で、斜長石をとりまくように配列している。X: 帯褐淡緑色、Y: 褐色、Z: 赤褐色。 $\gamma=1.640$ 。ざくろ石はふつうに産し、1.5mm位の斑状変晶として、0.1mm位の石英を包みこみ、ポイキリティックな成長をしめしている。

粗粒黒雲母片麻岩(K-144),
札内川10ノ沢カール。

(分析者 桜田 弘)

V.4.4 黒雲母角閃石片麻岩〔Gh〕

この岩石は、ミグマタイト質片麻岩帯の南方延長上にあたる部分の、黒雲母ミグマタイトの西側にそって、角閃岩帯との間に分布するものである。これまでの変成岩類が、堆積岩源であるのにたいして、この岩石は輝緑岩シートがミグマタイト化作用をこうむったものである。

この岩石は、きわめて不均質なもので、粗粒ミグマタイト質片麻岩と数mの幅で互層することや、黒雲母を主とする部分と角閃石を主とする部分が、5cmほどの幅で互層して縞状構造をしめすことがある。一般に、中粒~粗粒の片理および方向性の強い岩石である。

鏡下では、等粒のグラノブラスティック組織をもち、方向性をしめす。斜長石>角閃石・黒雲母を主とし、そのほか石英・燐灰石・ジルコン・チタン石・鉄鉱を伴う。斜長石は、1~1.5mmの他形~半自形で、卵形の斑状変晶の特徴を残しているものがある。An₃₅₋₄₅。角閃石(1mm)はCZ=15°~22°、X: 無色、Z: 淡褐色~帯褐淡緑色である。黒雲

母 (1 mm) は葉片状で X: 淡褐色, Y≒Z: 赤褐色。

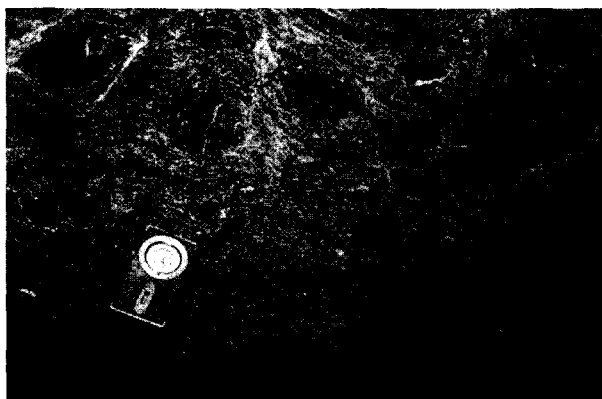
V.5 ミグマタイト類

この地域に発達しているミグマタイト類は、黒雲母ミグマタイトと花崗岩質ミグマタイトである。前者がこの地域におけるミグマタイトの主要なものである。

V.5.1 黒雲母ミグマタイト (Mb)

このミグマタイトは、変成帯の中核部に、幅最大 4 km で、南に向って細長く分布しているものである。カムイエクウチカウシ山を中心とするこの黒雲母ミグマタイトは、アーチ構造をしめしており、ひとつの構造単位を構成している。この単位は、ヤオロマップ岳付近で細くなって終り、その南側に神威岳幅につづくほかの単位が、雁行状に並んでいる*。

東側では、縞状片麻岩から漸移するものもあるが、多くは優白質脈が縦横にはしり、ブロック化して、アグマタイトをつくる。このアグマタイトのパレオゾームは、片状ホルンヘルス、片麻岩、粗粒黒雲母片麻岩などがある。このことは、黒雲母ミグマタイトが、かならずしも、まわりの変成岩類の带状構造に対して、整合的な関係にあるものではないことをしめしている。これは、黒雲母ミグマタイトが札内川上流付近を中心とした、南北に斜面をもつアーチ構造を形成していることと関係があると思われる。西側でも、粗粒黒雲母片麻岩とは一般に漸移している。



第 16 図 黒雲母ミグマタイト (片麻岩パレオゾームを含む)
(札内川上流)

*「神威岳」幅では、この岩石種をアグマタイト質混成岩と呼んでいる。

岩質は、中粒でやや方向性のある灰白色の岩石である。数 cm から数 10 cm の紡錘状のパレオゾームを含み、黒雲母のシュリーレンもふつうに認められる。さらに、角閃岩や塊れい岩のパレオゾームも一部にみられる。この岩石種は、このようにパレオゾームを多量にもつアグマタイト質のものである。

鏡下では、グラノプラスチック組織をしめし、斜長石>石英>黒雲母を主とし、ときに、角閃石、カリ長石を伴う。そのほか白雲母・燐灰石・チタン石・鉄鉱を副成分とする。斜長石は、1~2 mm の丸味をおびた他形、もしくは半自形で、一部はソーシユル石化している。一般には新鮮である。An_{35±}。石英は 1 mm 前後で不定形、填間組織をしめしている。黒雲母はやや方向性のあるものがふつうである。半自形。X: 帯褐淡緑色、Y: 褐色、Z: 赤褐色。γ = 1.638。角閃石 (1 mm) は、ポイキリティック組織をしめし、石英細粒を包みこむ。多色性が弱く淡緑

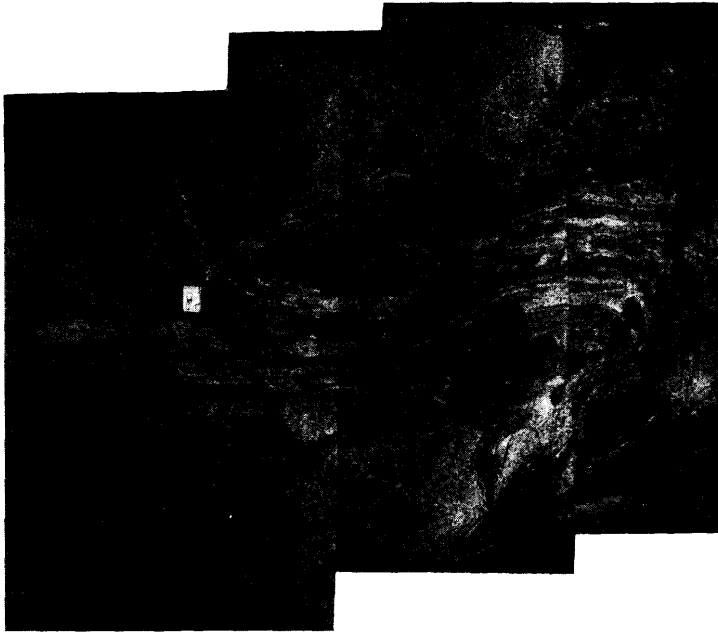
	Wt %		Wt %
SiO ₂	67.14	SiO ₂	55.18
TiO ₂	.42	TiO ₂	.73
Al ₂ O ₃	14.14	Al ₂ O ₃	15.28
Fe ₂ O ₃	1.33	Fe ₂ O ₃	1.84
FeO	4.13	FeO	8.59
MgO	1.88	MgO	5.25
CaO	4.07	CaO	4.56
Na ₂ O	3.64	Na ₂ O	1.67
K ₂ O	1.13	K ₂ O	2.69
H ₂ O ±	1.42	H ₂ O ±	3.31
Total	99.30	Total	99.10

黒雲母ミグマタイト (K-117), 札内川 9 ノ沢。
(分析者 木崎甲子郎)

黒雲母ミグマタイト中のホルンヘルスパレオゾーム, 札内川 9 ノ沢。
(分析者 木崎甲子郎)



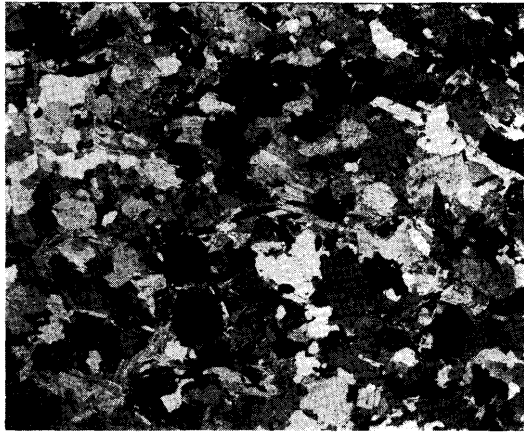
第 17 図 黒雲母ミグマタイト (Mb) のアグマタイト質部; シート状の形を残した角閃石はんれい岩 (Gb) にもなつて角閃岩 (Am) のブロックがみられる。 Gmm: 粗粒黒雲母片麻岩



第18図 黒雲母ミグマタイト中の縞状片麻岩（札内川上流）

色である。カリ長石は、他鉱物間を埋めて成長し、ミルメカイトをつくっている。

片麻岩パレオゾーム：一般に、片麻岩の組織や組成をしめしているが、パレオゾームとしてミグマタイト中にあるものは源岩とやや異なり、より塩基性になっている。斜長石は、ポイキリティックあるいはふるい組織 (Sieve Texture) をとり、やや基性の An_{35-45} をしめす。



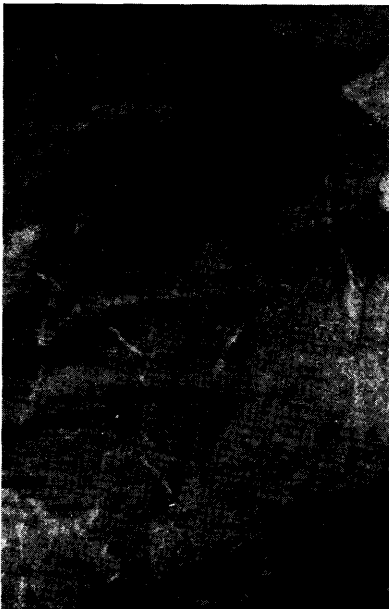
第19図 黒雲母ミグマタイトの顕微鏡写真 ×27

また、緑色角閃石もポイキリティックな生長の様子をしめしている。燐灰石・鉄鉱が比較的多い。

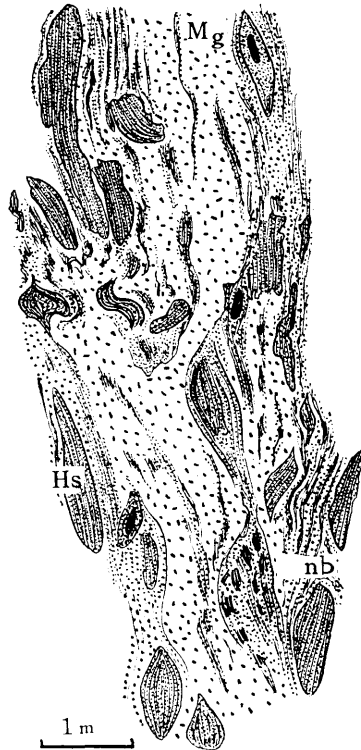
V.5.2 花崗岩質ミグマタイト (Mg)

この岩石は、変成帯の中核部に、小さな岩体を構成して分布するのがふつうである。この地域では、黒雲母ミグマタイトと縞状黒雲母片麻岩、縞状黒雲母片麻岩と片状黒雲母ホルンヘルスの境界付近にそって、整合的なシート状に、幅数 10 m から数 100 m の厚さで、8 km にわたって分布している。縞状黒雲母片麻岩の移りかわりでは、数 m の間に片麻岩中に花崗岩質部が生じ、ミグマタイト中に、片麻岩が周りのそれと並行して残存構造として細長くつづく。岩体内部は、おおむね均質であるが、しばしば、円形や楕円形の黒雲母集合体が認められる。また、境界付近の片麻岩中には、多量の斜長石斑状変晶が成長している。

この岩石は、粗粒で塊状またはやや方向性のある優白質岩で、規則正しい節理が発達している。

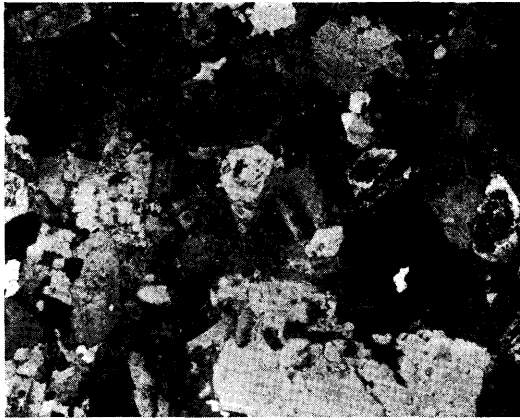


第 20 図 縞状片麻岩と花崗岩質ミグマタイトとの接触部に見られる球状岩 (札内川上流)



第 21 図 縞状黒雲母片麻岩 (Gnd) 中に発達する花崗岩質ミグマタイト (Mg)。片状黒雲母ホルンヘルス (Hs) のパレオゾームを持っている。

鏡下では、グラノブラステ
 イック組織をしめすが、とく
 に粗粒なものはペグマタイト
 様になる。岩体の周縁部で
 は、斜長石斑状変晶が顕著で、
 斑状組織をしめしていること
 がある。斜長石>石英>黒雲
 母>カリ長石を主成分とし、
 白雲母・磷灰石・ジルコン・
 鈳鉄を副成分とする。とき
 に、淡緑色角閃石を含むこと
 がある。斜長石は、半自形な
 いし他形で、0.5mm~5mm
 までであるが、ふつう2mm
 内外のものが多い。An₃₅ 黒雲
 母や石英を包みこみ斑状変晶
 の特徴をしめしている。黒
 雲母は、1~2mmの葉片状あ
 るいは板状に発達したも
 ので、X: 帯緑淡褐色、Y: 茶褐
 色、Z: 茶褐色。片麻岩の黒
 雲母の色にくらべて、やや淡
 くなっている。 $\gamma=1.649$ 。磷
 灰石は0.5mm以下の柱状自
 形結晶である。鉄鈳は0.5
 mm以下の粒状のものが多く
 散点している。その他ざくろ
 石の細粒が含まれていること
 がある。



第22図 花崗岩質ミグマタイトの顕微鏡写真 ×27



第23図 花崗岩質ミグマタイト中の斜長石斑状変晶の顕微鏡写真 ×27

VI 火成岩類

この図幅地域において、火成岩として扱われるものは、図幅北西隅のはんれい岩体を構成する塩基性岩類のほか、変成岩類やミグマタイト類の中に小さな岩脈状の岩体をつくっているはんれい岩やアブライトが、わずかにみられるにすぎない。変成帯の西縁部に発達している角閃岩類の源岩は、すべて塩基性の火成岩類であるが、いずれも完全に変成され

てしまっているのです、この図幅では変成岩類に一括して取扱ってある。

VI.1 はんれい岩類

この図幅の北西隅には、はんれい岩類がまとまって発達している。このはんれい岩類は、幌尻岳マシーフとよばれる膨大なはんれい岩体の南端部を構成するものである。この地域にみられるはんれい岩類は、きわめて多様な岩質のもので、ひじょうに不均質な岩体を構成している。これらは、大きくみて、かんらん石はんれい岩類と、閃緑岩質はんれい岩類とに分けられる。

かんらん石はんれい岩類	{	かんらん石はんれい岩
		ハイパライト
		ウラル石はんれい岩
閃緑岩質はんれい岩類	{	ノーライト質岩
		角閃石はんれい岩
		トーナライト質岩

a) かんらん石はんれい岩類

この岩類は、岩体の中央部に多くみられるもので、長柱状斜長石の平行配列や有色鉱物の縞状配列によって、流理構造様の方向性をしめしている。方向性は一般に弱く、N-S から N 40°E の走向と、ほとんど垂直に近い傾斜をしめしている。この岩類は、ときに閃緑岩質はんれい岩類のなかに、捕かく岩状に、あるいはレリック状にみられることがある。したがって、この地域のなかでは、早期の形成物であることがうかがわれる。

かんらん石はんれい岩

この岩石は、かんらん石はんれい岩類のなかで、もっとも広い分布をしめしている。一般に新鮮で、中粒ないし粗粒の堅硬なもので、灰黒色を呈している。ときに、ウラル石化されて、新鮮なかんらん石はんれい岩は、ウラル石はんれい岩の中に、球状あるいは楕円体状のレリックとして残されている場合が多い。

この岩石を鏡下で観察すると、構成鉱物は、斜長石、紫蘇輝石、単斜輝石、かんらん石が主体である。それに、淡褐色の角閃石と黒雲母、燐灰石、あるいはまれに、石英がともなわれている。全体として、オフィティックなはんれい岩構造をしめすが、肉眼でみとめられる中粒部と粗粒部とでは、組織に違いがあり、構成鉱物の性質も異なっている。

中粒部は、一般に自形性の強い長柱状斜長石が、かんらん石や輝石類とオフィティックに組合い、典型的なはんれい岩構造をもっている。大型の輝石は、斜長石とかんらん

石とを完全に包みこむものもみられる。斜長石は、ほぼ $1.0\text{ mm} \times 0.4\text{ mm}$ 程度のものが多く、アルバイト—カルルスバード双晶が一般にみられるが、細粒のものには単双晶も少なくない。累帯構造はほとんどみられず、粗粒なものにかぎり、周囲の消光がわずかに異なるものがある。An 成分は、78 から 64 の間である。



第 24 図 かんらん石はんれい岩の顕微鏡写真 $\times 18$

かんらん石は、他形で、わずかに淡褐色をしめし、長柱

状斜長石とオフィティックに組合っている。 $2V = (-)83^{\circ} \sim 75^{\circ}$ 単斜輝石は、透輝石あるいは普通輝石で、 $2V = (+)61^{\circ} \sim 46^{\circ}$ 、 $\hat{C}Z = 46^{\circ} \sim 34^{\circ}$ の光学性をしめし、紫蘇輝石は、 $2V = (-)76^{\circ} \sim 66^{\circ}$ をしめしている。ともに、周囲や割目にそって淡褐色角閃石にかわっている。角閃石は、やや褐色を呈し、聚片双晶のみられるもので、 $2V = (-)86^{\circ} \sim (+)87^{\circ}$ 、 $\hat{C}Z = 13^{\circ} \sim 17^{\circ}$ の光学性をしめずカミングトン角閃石質のものである。

粗粒部は、大型の斑状斜長石が、かんらん石や輝石の間をうめているか、ときには、かんらん石や輝石をつつみこんでいる。大型斜長石(最大 $6.0\text{ mm} \times 3.5\text{ mm}$)は、累帯構造が普通にみられ、双晶もかなり複雑になっている。An 成分は、内核部: $92 \sim 74$ 、周辺部: $72 \sim 56$ である。このような大型斜長石が少ない場合は、斑状組織をしめしており、斜長石が多くなって全体が粗粒になったところでは、細粒部がレリック状に残っている。

ハイパライト

この岩石は、かんらん石を含むと含まないとの違いのほかは、ほとんど、かんらん石はんれい岩と同じ岩質のものである。量的にもひじょうに少ないもので、かんらん石はんれい岩の一変種として取扱われる。かんらん石はんれい岩と同じ方向の流理構造状の方向性が、より顕著である。これは、より優白質となっているために、有色鉱物の配列が強調されるためと思われる。

岩質は、暗灰黒色の堅硬なもので、鏡下でみると、斜長石、紫蘇輝石および普通輝石が主要な構成鉱物である。有色鉱物は、2 次的にカミングトン閃石質の角閃石にかわってゆく過程がみとめられる。組織構造の特徴や、各鉱物の性質などは、かんらん石はんれい岩

と、ほとんど同じとみてさしつかえない。

ウラル石はんれい岩

この岩石は、まえにのべたかんらん石はんれい岩やハイパライトが2次的に変質し、有色鉱物のほとんどが角閃石にかわってしまったものである。

岩質は、灰緑色ないし灰黒色のやや粗粒なもので、堅硬なものもあるが、普通は破碎されて、ひじょうに脆弱になっている。

鏡下で観察すると、構成鉱物は、角閃石と斜長石が主体で、黒雲母、緑泥石、燐灰石、不透明鉱物をともなっている。角閃石は、明らかに輝石をおきかえて2次的に形成されたもので、いたるところに、輝石の仮像やレリックをのこしている。それは、繊維状の淡緑色ないし淡緑褐色のカミングトン閃石質のもので、よごれた長柱状斜長石とオフィティックに組合い、あるいは、長柱状斜長石をつつみこんでいる。

このウラル石はんれい岩が、いちじるしく発達しているようなところには、ときに、白色のはんれい岩ベグマタイトがみられる。このような状態から、ウラル石はんれい岩は、かんらん石はんれい岩類の進入に引続いて行なわれた後火成作用によって、形成されたものと考えられる。

b) 閃緑岩質はんれい岩類

このはんれい岩類は、主として岩体の周辺部に優勢に発達している。また、岩体の中には、セプタとよばれる変成岩類のはさが多くみられるが、その周辺部にも多く認められる。この岩類の大きな特徴は、いろいろな岩質のものが複雑に組合って、ひじょうに不均質な岩体を構成していることと、さまざまな鉱物組合せと全変品質にちかい組織をしめすことである。

ノーライト質岩

この岩石は、かんらん石はんれい岩について、岩体中に広い分布をしめしており、閃緑岩質はんれい岩類のなかでは、比較的岩体の内部に発達している。細粒から粗粒まで、いろいろな粒度のものがある。また、斜長石の斑晶が目立つ、斑状のものを含んでいる。この岩石には、ときに黒雲母の平行配列によってしめされる方向性がみとめられ、それは、N—S から N 30°W 方向をしめしている。

岩質は、灰黒色ないし灰白色を呈し、きわめて堅硬なものである。

顕微鏡下でみると、主要構成鉱物は、斜長石、紫蘇輝石、透輝石質輝石であり、角閃石、黒雲母、石英、燐灰石、不透明鉱物がともなわれている。細粒相におけるこれらの構成鉱物は、一般に他形粒状のもので、モザイク状の組織をしめし、中粒になると、斜

長石は長柱状に近くなり、輝石はオフィティックな形をとる。そのなかに、部分的に細粒相の組織がみられ、そこでは、粒状鉱物が、より粗粒な鉱物につつまこまれている。このつつまこまれた鉱物は、周辺から粗粒鉱物におきかえられてゆく過程をしめしている。さらに、これらの岩相の中に、より大型の斜長石が、斑状変晶として生長し、それが多くなると、より粗粒なグラノプラスチックな組織をとっている。



第 25 図 ノーライト質岩の顕微鏡写真 ×18

斜長石は、細粒粒状 ($0.15 \times 0.12 \text{ mm}$ 平均 An 58~27), 中粒長柱状 ($0.48 \times 0.16 \text{ mm}$ 平均 An 58~57), 斑状変晶状 ($2.12 \times 0.92 \text{ mm}$ 平均 An 69~35) のものがあり、斑状変晶は、多くの細粒鉱物を包有し、不規則な累帯構造をとっている。包有された輝石類は、角閃石あるいは黒雲母におきかえられ、斜長石との間にシンプレクタイトを生じていることがある。

輝石は、細粒部で紫蘇輝石は $2V = (-)67^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 、普通輝石は $2V = (+)53^{\circ}$, $\hat{CZ} = 37^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 、粗粒部で紫蘇輝石は $2V = (-)71^{\circ} \sim 51^{\circ}$ 、普通輝石は $2V = (+)50 \sim 52^{\circ}$, $\hat{CZ} = 42^{\circ} \sim 37^{\circ}$ の光学性をしめしている。角閃石は、緑褐色のものが多く、 $2V = (-)84^{\circ} \sim (+)86^{\circ}$, $\hat{CZ} = 10^{\circ} \sim 19^{\circ}$ の光学性をしめす。

角閃石はんれい岩

この岩体が変成岩類と接する部分には、ほとんど例外なく、角閃石はんれい岩が発達している。また、まわりのミグマタイト中にパレオゾームとなって含まれているはんれい岩は、すべて角閃石はんれい岩である。

この岩石は、細粒からやや粗粒なものまであり、一般に塊状で緑灰色を呈している。斜長石と角閃石を主要構成鉱物としているが、石英と黒雲母も多く含まれており、ときには、角閃石よりも黒雲母の方が多いたものがみられる。この岩石は、各鉱物が初生鉱物をおきかえて、グラノプラスチックに生長し、全変晶質の組織をしめすもので、初生的な岩質はノーライト質岩であったと思われる。これが、ミグマタイト化作用の影響をうけて、岩質が改変されたものである。

斜長石は、他形粒状 ($0.5 \sim 1.0 \text{ mm}$) のものがほとんどで、まれに長柱状ないし半自

形のものがみとめられる。とくに、初生鉱物のレリックを多く含んでいることが特徴である。不規則な異帯構造も多い。An 30~42。角閃石は、淡緑色のポイキリティックな形をしており、細粒の輝石をおきかえた形もみられる。黒雲母は、角閃石をおきかえて生長しており、ときにポイキロプラスト状に大型となっている。石英は、各鉱物の間を埋めて生長している。

トーナライト質岩

この地域のはんれい岩体中には、灰白色のやや花崗岩に似た感じの岩石が多くみられる。これは、ノーライト質岩中に、斜長石、石英、カリ長石からなる斑紋が形成され、それが発達して有色鉱物もほとんど黒雲母になってしまった形でひろがっているものである。この岩石には、黒雲母の平行配列によるよわい方向性が認められる。

構成鉱物は、斜長石、石英、黒雲母を主とし、輝石、角閃石、カリ長石、燐灰石、磁硫鉄鉱をともなっている。

鏡下では、グラノプラスティックな他形粒状組織をしめしており、各構成鉱物はいろいろな形をとっている。ときに、ノーライト質岩と同じ組織がみられるが、これは粒状鉱物のレリックやオフィティックな淡緑色角閃石などで構成されており、ノーライト質岩のくい残しとみられる。

斜長石は、半自形ないし他形で、いろいろの大きさをしめし、大型のものは、黒雲母や角閃石あるいは炭酸塩鉱物を包有している。細粒斜長石：0.4×0.25 mm 平均、An 37~45。大型斜長石：2.5×1.6 mm 平均、内核 An 43~46、外核 33~40。

VI.2 角閃石はんれい岩

この角閃石はんれい岩は、ミグマタイト中に、小さな岩脈の岩体として、まれにみられる。ミグマタイト中のパレオゾームになっているものもある。

これは、黒雲母ミグマタイト形成中に進入したのと考えられるもので、この図幅地域にかぎらず、日高変成帯のミグマタイト地域全般にみられるものである。そして、ミグマタイト化作用の各段階毎に、その先駆活動をしめすものとして考えられている。

岩質は、いずれもミグマタイト化作用の影響をうけていることから、図幅北西隅のはんれい岩体周辺部にみられる角閃石はんれい岩と、ほとんど同じである。しかし、はんれい岩の複合岩体を構成するものと、ミグマタイト中に小岩体をなすものとの関係は、明らかでない。

VI.3 アプライト

片状黒雲母ホルンヘルスの東縁部にそって、アプライトの岩脈があちこちに認められ

る。これは、岩脈中に片麻岩のパレオゾームを残している交代性岩脈状のものや、母岩をおしひろげて形成された形をしめしている。

鏡下では、細粒のものはモザイク組織をとり、中粒～粗粒のものは斜長石や石英の斑晶が顕著である。斜長石>石英>黒雲母>正長石を主成分とし、そのほか、白雲母、ジルコン、チタン石、ゆうれん石、緑泥石などを含んでいる。斜長石は、1~2mmの他形あるいは半自形で、ソーシユル石化しているものがある。双晶は、はっきりしないものが多く、ふるい状組織をしめすものがある。石英は、1mm前後の不定形で、波動消光をしめすものがある。黒雲母は、0.3mm ぐらいの細片となって散在し、X: 淡緑褐色、Y: 褐色、Z: 濃褐色をしめす。一部は緑泥石化している。カリ長石は、これらの鉱物の間を埋め、不定形で斜長石を交代する。ミルメカイトが発達することがある。

VII 地質構造

VII.1 不変成帯の構造

変成帯をはさんで、東西両側にある不変成帯の地質構造は、いろいろな点对照的な相異をしめしている。このことは、この図幅地域だけでなく、日高山脈地域全般にわたってみられることで、地向斜の位置的な差異や、造山運動の影響の差異などによるものである。

褶曲構造: 東側の不変帯を構成する日高累層群の褶曲構造は、N 20°~30°Eの軸をもった規模の大きい褶曲が顕著で、褶曲の波長も10数kmに及ぶものがある。これに対し、西側では、変成帯にほぼ平行な褶曲構造をしめし、その規模も比較的小さい。

ただ、東側のものも西に倒れた過褶曲の構造をとっていることから、日高変成帯の運動に先行する、より広い範囲の褶曲運動があったことが予想されている。

断層構造: 不変成帯の断層構造もまた、褶曲構造と同じように、東側と西側とで明瞭な違いをしめしている。

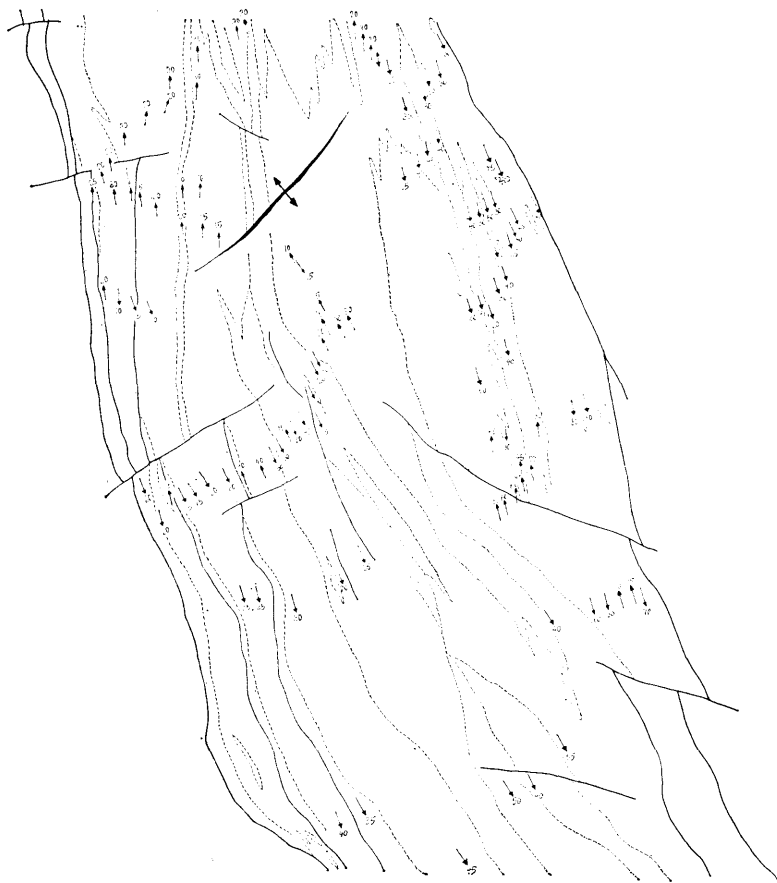
東側の不変成帯に発達している断層は、変成帯の一般走向に平行なNNW—SSE方向のものと、地層の褶曲軸にほぼ平行したNE—SW方向のものが、主なものである。このうち、変成帯の走向に平行なものは、断層の北東部が北西方に移動した傾向をみせるもので、水平ずりを主体とした断層であろうと推定される。また、NE—SW方向の断層の多くは、剪断性のものである。

西側の不変成帯にも、変成帯の走向に平行するものと、NE—SW方向のものがあるが、一般に、前者が剪断性の断層で、NE—SW方向のものは、水平ずりを主にした断層と

なっている。

VII.2 変成帯の構造

日高変成帯を通じてもっとも一般的な構造は、各変成岩岩石種の帯状配列である。つまり、東側から、片状黒雲母ホルンヘルス、縞状黒雲母片麻岩、黒雲母ミグマタイト、粗粒黒雲母片麻岩、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩、さらに角閃岩類をへて西側の衝上断層を境として不変成神威層群と接する。しかし、このような帯状配列も、少し詳しくみると、いくつかの活動中心にわけることができる。この図幅地域は、日高変成帯におけるミグマタイト活動のひとつの中心である。その理由は、黒雲母ミグマタイトが中核部にかなりのひ



第26図 変成帯にみられる線構造

ろがりをもって分布しており、しかも、このミグマタイトは、カムイエクウチカウシ山附近を中心に、南北に斜面をもつアーチ構造をつくっているからである。このことは、線構造分布をみれば明らかである。しかも、このアーチ構造は、黒雲母ミグマタイトだけでなく、西側の角閃岩帯や東側の片麻岩帯をも含めている。このことは、ミグマタイト化作用の後期に、上述の岩石が形成された後、黒雲母ミグマタイトの上昇によって、その運動が周辺に及んだものである。とくに、東側の片麻岩や片状ホルンヘルスには、その影響が強くあらわれている。ポリベナイト (polgvenite) と呼ばれるものがこれである。

片理面： 片理面はおもに黒雲母の片状配列によるものである。片状ホルンヘルスでは、黒雲母の点紋が定方位配列をするだけである。しかし、縞状片麻岩のように優白質の縞目が脈状に形成されると、優白縞と優黒縞の互層によって、いっそう片理が強調される。黒雲母ミグマタイトや花崗岩質ミグマタイトでは、縞状構造ではなく、黒雲母の並行配列によって片理面がきめられる。これらの片理の走向には、岩石種のちがいによる差はない。おおむね N 30°W, 東落し 60°~80° 位の急傾斜である。

ところが、この一般走向に一致する片理を切って斜交片理が発達するものがある。これに優白質部をともなったものが、ポリベナイト (polgvenite) である。その斜交片理の方向には、N 20°~40°E (S₂) と N 40°~60°W (S₃) の方向がある。どちらも、北落しの 60°~80° の急傾斜である。この 2 方向の斜交片理は、かならずしも同時にみられないし、また、方向にも変化がある。また、それぞれの方向に滑りをともなっている。これらの現象は、一般走向 (S₁) 形成後、黒雲母ミグマタイトの上昇による 2 群性変形をともなった S₂, S₃ の形成ということができる。黒雲母ミグマタイトのパレオゾームの変形様式にも、同様な変形が認められる。

線構造： 片理面に黒雲母が一定方向に配列する。または、片理が微褶曲を行なっていることも少なくない。この微褶曲軸の方向と黒雲母の配列方向は、一般に一致している。

線構造を広くまとめてみると、札内川 9 の沢より上流では北落し、下流で南落しである。この場合、片状ホルンヘルス、縞状片麻岩、ミグマタイト類の線構造は同じ意味をもっている。さらに、西側の塩基性変成岩類の線構造 (角閃石の配列) も 春別川上流では北落ち、コイボクシュンビチャリ川上流では南落ちが多く、サッシンビチャリ川では南落ちだけとなっている。これらは総合すると、その背斜軸は、カムイエクウチカウシ山を中心にして、NE—SW にわたり、変成帯主軸の方向と斜交する背斜軸をもったアーチ構造をつくっている。

小断層および節理： 片状ホルヘンルス，片麻岩，ミグマタイト類のなかには，一種の節理ともみられる小断層が，各所にみられる。これには，つねに数 cm から数 10cm のずれをとまなっている。これらは，N 40°～60°W 北落し急傾斜，N 30°～50°E 北あるいは南落しの急傾斜である。これらの小断層の形成は，斜交片理形成と同じ性格の 2 群性変形であり，アーチ構造形成史末期運動の，あらわれとみることができよう。

構造時相： ミグマタイト化作用の系列は，優白縞の形成ではじまる。その優白縞の発展をたどると，縞状→網目状→ブロック化という異質の変形をへてミグマタイトが形成されていることがわかる。それぞれの段階に対応する微視的変形は，黒雲母の (001) の配列にやや認められるが，石英光軸の変形分布には期待するほどの相異はあらわれない。このことは，変形をうけやすい石英の配列は，何段階かの運動が重複しているため，複雑なパターンをしめすからであろう。

片麻岩の縞状構造は，黒雲母の S—テクトナイト型式で，簡単にいえば片理形成の運動である。ところが，ポリペナイトは S₂，S₃ の斜交片理であらわされる圧平型式の 2 群性変形である。ミグマタイトも，これと同じ型式である。いいかえれば，ミグマタイトのアーチ構造形成の運動が，片麻岩帯域に重複したため，ポリペナイトの斜交片理が形成されたものである。

ミグマタイトアーチ背斜軸が NE—SW であることは，ミグマタイト自体の上昇のほかに，それに直角な方向の横圧を予想することができる。この NW—SE の方向は，変成帯全体の運動方向である。ミグマタイトにみられる東西方向の圧縮 (2 群性変形) 上昇と SE →NW 運動のからみ合わせの結果が，西側の衝上断層および，変成帯を切る大断層としてあらわれている。

VIII 応用地質

この図幅地域においては，地下資源としてとりあげられるものは，いまのところ知られていない。日高帯における鉱床の大半が，変成帯の西側に賦存しており，中核部や東側にはほとんどみられないことから，この地域は，鉱床の胚胎する可能性が少ないところといえる。ただわずかに，はんれい岩中に含ニッケル磁硫鉄床の弱い鉱徴が，また，はんれい角閃岩中のごく一部に，チタン鉄鉱床と含銅硫化鉄鉱床の鉱徴が認められる。

含ニッケル磁硫鉄鉱床の鉱徴は，図幅北西隅のはんれい岩体中にあるもので，札内川源流部の札内岳図幅地域に露頭が知られているものの一部である。これは，はんれい岩中に

少量の磁硫鉄鉱が鉱染状に形成されているもので、鉱石として取扱えるものはみられない。かんらん石はんれい岩類の活動後、強い交代作用をともなった閃緑質はんれい岩類の形成が行なわれているが、磁硫鉄鉱は、この時期の交代作用による岩質の改変と平行して形成されている。

チタン鉄鉱床の鉱徴は、はんれい角閃岩中にみられる、いちじるしく粗粒なはんない岩ベグマタイトに伴うものである。これは、角閃岩化以前のベグマタイト形成に関連して、チタン鉄鉱が濃集したものと考えられるが、鉱床として取扱えるほどのものは、知られていない。

また、このはんれい角閃岩中には、含銅硫化鉄鉱床の鉱化帯がみられる。これは、コイボクシュンピチャリ川の下流部にあり、主要部は、西方のイドンナップ図幅中に発達しているもので、高隆鉱床とよばれている。この図幅地域には、その南方延長がわずかに含まれているにすぎない。この鉱床は、はんれい角閃岩中の剪断帯にそって形成されており、黄鉄鉱、磁鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱を主体としている。主要部では高品位鉱も認められるが、鉱床の規模は明らかにされていない。

文 献

- 舟橋三男, 橋本誠二 (1951): 日高帯の地質, 地団研専報。
- 橋本誠二 (1953): 5万分の1地質図幅「札内岳」, 北海道立地下資源調査所。
- 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, 地質雑。Vol. 59, No. 692。
- 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, No. 716。
- 橋本誠二 (1955): 日高山脈幌尻岳附近のはんれい角閃岩類について, 北地要。No. 28。
- M. FUNAHASHI (1957): Alpine Orogenic Movement in Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ, Seri. IV, Vol. IX, No. 4。
- 長谷川潔, 酒匂純後 (1958): 5万分の1地質図幅「神威岳」, 北海道開発庁。
- 橋本誠二 (1958): 日高変成帯, 鈴木醇教授還暦記念論文集。
- 酒匂純後, 秋葉力, 金山詰祐 (1960): 札内岳附近の含ニッケル磁硫鉄鉱床, 北地資料第60号。
- 長谷川潔, 小山内照, 鈴木守, 松下勝秀 (1961): 北海道中軸地帯の先エソ層群, 北地報告第25号。
- 鈴木守, 小山内照, 松井公平, 渡辺順 (1961): 5万分の1地質図幅「イドンナップ岳」, 北海道開発庁。
- 酒匂純俊 (1961): コイボクシュンピチャリ川の含銅硫化鉄鉱床, 北地資料第66号。

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

(Scale, 1 : 50,000)

SATSUNAIGAWAJŌRYŪ

(Kushiro—57)

By

Sumitoshi Sakō, Kōshirō Kizaki

Katsuhide Matsushita

and

Ryō Nakazoe

(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The map area of this sheet constitutes part of the Hidaka orogenic zone which forms the nucleus of Hokkaidō. The area comprises the Hidaka metamorphic zone which is known to represent the deep facies of the orogenic zone. Distributed in the eastern half of the area are thick sediments consisting of unmetamorphosed sandstone and claystone, while the western half is a metamorphic zone where various kinds of metamorphic rocks and igneous rocks are zonally arranged. Development of migmatites is especially remarkable in the western half, suggesting that this part was the center of one of the migmatitic activities in the Hidaka metamorphic zone.

Non-metamorphic Zone

The sedimentary rocks constituting the non-metamorphic zone of the map area can be classified as follows :

	Kamui Group	Idonnappu Formation
Hidaka Super-Group		{ Shibicharigawa Formation
	Nakanogawa Group	{ Yaoromappugawa Formation
		{ Satsunaigawa Formation

The Satsunaigawa formation and the Yaoromappugawa formation are widely distributed on the east side of the metamorphic zone. The Shibicharigawa formation and the Idonnappu formation make a non-metamorphic zone on the west side in the southwestern corner of the map area.

On the whole, the Satsunaigawa formation is relatively clayey, and can be divided lithologically into the following three members in ascending order: 1) lamellar alternation of clayslate and sandstone, 2) alternation of sandstone and clayslate, and 3) sandstone-bearing black clayslate. The formation shows an anticlinal structure with N 20°-30°E axial trend, extending from the uppermost reaches of the Iwanai River to the Satsunai River, and dipping W. The east side of this anticline is monoclinical, striking N 30°-40°E and dipping 60°-80°SE. The thickness of the Satsunaigawa formation is assumed to be more than 2,200 m.

The Yaoromappu formation abounds in sandy beds, and is conformable with the underlying Satsunaigawa formation. Lithologically it is divided into the following three members in ascending order; 1) fine- to medium-grained sandstone, 2) platy sandstone, and 3) alternation of clayslate and sandstone. Members 1) and 2) are predominantly sandy, with thin lenses of conglomerate in the lower part of 2). The formation strikes generally N 10°-30°E and dips E, showing monoclinical structures in most cases, with local synclinal structures. Its thickness is supposedly 5,500 m.

The Shibicharigawa formation is relatively clayey, consisting of black clayslate alternating with black fine-grained sandstone. This formation is the lowermost member of the sedimentary beds constituting the nonmetamorphic zone on the west side. Like the sedimentary beds on the

east side, the formation is included in the Nakanogawa group, although the relationship between the two is unknown. The Idonnappu formation consists chiefly of irregularly alternating shaly clayslate and dark-gray medium-grained sandstone, accompanied by large quantities of schalstein, chert and limestone. In lithology, the formation differs markedly from the above-mentioned Nakanogawa group. The Idonnappu formation and the Shibicharigawa formation are bounded by faults, but their relationship may be unconformable.

The sedimentary beds constituting the non-metamorphic zone on the west side are folded and trend in the NNW-SSE direction parallel to the strike of the metamorphic zone, presenting a conspicuous contrast to the NE-SW structural trend of the non-metamorphic zone on the east side.

Metamorphic Zone

The metamorphic zone of the map area, like other areas of the Hidaka metamorphic zone, is characterized by the noticeable zonal arrangement of various kinds of rocks. Distributed from east to west are, biotite hornfels, banded biotite hornfels, banded biotite gneiss, biotite migmatite, coarse-grained biotite gneiss, plagioclase-porphyroblast biotite gneiss, and biotite-hornblende gneiss ; then, passing through the zone of amphibolites, this metamorphic zone grades into the non-metamorphic zone on the west side.

The biotite hornfels was formed by thermal metamorphism of sedimentary rocks adjacent to the east side of the banded biotite hornfels zone. The degree of metamorphism becomes lower eastward and the rocks grade into unmetamorphosed sedimentary rocks.

The schistose biotite hornfels shows marked schistosity parallel to the general strike of the metamorphic zone, i. e., NNW-SSE, obliquely intersecting the structural trend of the non-metamorphic zone. On the basis of this fact, the rock is substantially distinguished from the biotite hornfels, and structurally it should rather be included in the gneiss zone. The banded biotite gneiss was formed along the schistosity

plane of the schistose biotite hornfels where fine leucocratic bands developed, gradually increasing in quantity until the general texture became coarse-grained.

The plagioclase-porphyroblast biotite gneiss represents gneisses on the west side of the metamorphic zone. It shows a characteristic spotted texture due to the abundant porphyroblasts of plagioclase. The coarse-grained biotite gneiss occurs along the west side of the migmatite zone. This rock was derived from the plagioclase-porphyroblast biotite gneiss due to migmatitization.

The biotite-hornblende gneiss is found between the migmatite zone and the amphibolite zone. This rock differs from other gneisses in the high content of hornblende, which indicates that the rock originated from diabasic rocks that suffered migmatitization, whereas other gneisses are of sedimentary origin.

The biotite migmatite is zonally distributed in the central part of the metamorphic zone; its maximum width is 4 km and becomes slender southward. The rock shows an arch structure, centering on Mt. Kamuiekuuchikaushi and plunging to north and south. Migmatites of the map area make one structural unit of the Hidaka metamorphic zone. This biotite migmatite is agmatite for the most part, having been derived from gneiss which was separated into blocks by leucocratic veins running in all directions. The granitic migmatite occurs as sheets, several tens to several hundred meters in width; generally homogeneous granitic parts formed within several meters from the surrounding rocks. In the gneiss near the contact, a large quantity of plagioclase porphyroblasts have grown.

Amphibolite Zone

In the west marginal area of the metamorphic zone, schistose amphibolite, gabbro-amphibolite and brown hornblende amphibolite are zonally distributed, running parallel to the general strike of the metamorphic zone and forming a zone of amphibolites about 4 km wide.

The schistose amphibolite occurs in the outermost area of the meta-

morphic zone, contacting the non-metamorphic zone with a conspicuous thrust fault. This amphibolite, having been derived from metamorphosed sheet-like diabasic rock, is affined to epidote-actinolite schist. The portion along the thrust fault on the west side has turned to green schist which may be defined as epidote-chlorite schist.

The gabbro-amphibolite consists chiefly of plagioclase and green hornblende, occasionally containing relics of saussuritized olivine gabbro. Structurally this rock is discontinuous with the schistose amphibolite, as plagioclase-porphyroblast biotite hornfels and green hornblende amphibolite (septa) are always intercalated between the two.

The brown hornblende amphibolite contacts the gneisses on the west side of the metamorphic zone. It is somewhat coarse-grained, consisting chiefly of brown hornblende and plagioclase. This rock is also separated from the gabbro-amphibolite by septa, and differs from the latter in structural unit. It is supposed to have originated from diabasic rocks that were affected by formation of the gneisses.

Gabbroic Masses

The northern part of the metamorphic zone in the map area comprises masses of gabbroic rocks. These masses constitute the southern tip of the enormous gabbroic body named the Poroshiridake Massif; there are the following rocks varying in lithology:

The olivine gabbro is markedly characterized by the directional arrangement of minerals, just like a flow structure, due to parallel arrangement of long columnar plagioclase and banded layers of mafic minerals. Occasionally this rock occurs as xenoliths or relics in the dioritic gabbro, and is supposed to have been formed earlier than other gabbroic rocks of the Massif. The dioritic gabbro shows various mineral compositions and almost crystallo-blastic texture. Growth of minerals by metasomatism must have played an important role in formation of this rock.

附 録

日高変成帯のミグマタイトについて

日高変成帯のミグマタイトについて

木 崎 甲 子 郎*

目 次

- I ミグマタイトとは何か？
- II 日高変成帯におけるミグマタイトの発見
- III ミグマタイト化作用と変成作用
- IV ミグマタイトの構造
- V ミグマタイトから花崗岩へ

I ミグマタイトとは何か？

いったいミグマタイト (Migmatite) とは何であろうか？ 言葉の意味だけからいえば、“混り合った石” という意味である。1907年にJ. J. ゼーダーホルムが命名したときは、たしかに単純に“混りあった石”に対してだけであった。火成岩でもない変成岩でもない、従来の岩石の分類表に組み入れることのできないこの岩石は、いまでは、たんに分類学上の問題からはなれて、造山帯の下部構造の問題、そして花崗岩の進化の問題にまで、重要な関係をもつようになったのである。

ゼーダーホルム (1907) は、“花崗岩と片麻岩について” (Om Granit och Gneiss) のなかで、はじめてミグマタイトという言葉を提案している。「ここで問題にしている片麻岩は、その特徴に二つの成因的に異なった要素をもっている。ひとつは、片状堆積岩あるいは葉状火成岩で、他は、物質の熔解により、あるいは他からの進入によって形成されるものである。これに、私は**ミグマタイト (Migmatite)** という名称を提案する。この岩石は火成岩と結晶片岩との中間型である」(P.110)。ミグマタイトの火成的成分は各種の花崗岩であって、それが古い岩石を同化している。したがって、彼によればミグマタイトは、つねに花崗岩と関係しているのである。

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

1926年には、「南西フィンランドのミグマタイトとそれに関連するプレカンブリア岩類」(On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of Southwestern Finland)のなかで、「これらの現象と成因を特徴づけている混成岩 (Hybrid rock) に対して名前をつける必要がある。これらは、混り合った岩石のように見え、また古い岩石と新しい花崗岩質侵入岩との混合によって生成している。したがって、ミグマタイトという言葉はもっとも適当である」(P. 136)。

以上の引用からわかるように、ゼーダーホルムの提案したミグマタイトという概念は、記載的であると同時に、成因的な名称なのである。ミグマタイトは少なくとも“混り合った岩石のように見える”ものでなければならない。したがって、均質なミグマタイトというものは存在しない、ということになる。ミグマタイト化作用とは、“岩漿が古い岩石中にはいりこみ混り合うこと”なのである。

ところが、K. H. ショイマン (1937) は、ミグマタイトの岩漿様部分が火成源である必要はない。この岩漿様部分がそこで発生し、しかも花崗岩岩漿と無関係であるという事実こそが重要なことなのである。と考えた。これはゼーダーホルムの考えとはちがったものである。これより10年も前、スエーデンのP. J. ホルムキスト (1926) は、いわゆる縞状片麻岩の優白縞が、周囲の岩石から分泌されたものであることを主張して、フィンランドのゼーダーホルムと対立し、はげしい論争がかわされたことは有名である。

火成論者^{*}の大司教と仇名されたスイスのP. ニグリの定義はつぎのようなものである。

「ミグマタイトとは、ひじょうに変化のある岩漿的であるとともに、変成的な構造型をしめす岩石や岩石帯に限られるべきものである。それは岩漿と固態間の漸移帯に生成し、一種の変成作用をうける。その間、それほどの体積増加もなしに大部分が流動化し、あるいは熔融状態になる……」。この定義も、古い固結岩石と新しい熔融物質(岩漿)との不均質な混合物を意味するにすぎない。(1942, P. 36)

これに対し、みずから穏健な変成論者をもって任じているH. H. リードは、「ミグマタイト地域で研究している者は誰でも、物質の浸透によってできた岩石は、つねに中粒で均質であることを知っているであろう。……ミグマタイトは必ずしも、あらく混合した岩石ではない」(1944, 1957, P. 116)と述べている。彼はさらには、「ミグマタイトは、混合し

* 花崗岩の成因を、花崗岩マグマからその固結によって考える立場の人を火成(岩漿)論者と呼び、マグマの状態をへないで固体の状態で、花崗岩化作用によってできると考える人々を変成論者と呼ぶ。

た岩石で、古い岩石と導入された物質の混合に由来するものである。この導入された物質は、岩漿であるといわれているが、これは、それぞれの場合について証明されなければならない。じじつ、導入された物質の性質や量や機能は、ミグマタイトの主要な問題である。この物質は、岩漿から、交代作用をひきおこすひじょうに稀薄な溶液まで変化がある。だから、その産物であるミグマタイトは、浸透によってできる均質な岩石から、レリクトと花崗岩質部分とを容易に区別できる、あらく混合した岩石までである」(1951, 1957, P. 342)。

その後も、火成論者と変成論者との論争は続いたが、多くの研究者は、「ミグマタイト中の“岩漿”的な部分の起源は、ミグマタイトの定義にとって本質的なものではない。と信ずるようになった。“岩漿”的な部分はその場で生ずることができ、花崗岩質岩漿には何の関係もない。したがって、ミグマタイトは変成分化作用による特殊な産物であるということになってきた。」(T. F. パート, 岩石学概論, 有田訳, P. 400) こうして、ミグマタイトの定義はゼーダーホルムによる最初のものから多少変ってきているが、それは岩漿の発生にたいする思想の変化にしたがっていると考えるてもよいであろう。

ミグマタイトの分類については、C. E. ウェークマン (1935) がつぎのようにのべている。

「ミグマタイトの分類には多くの型式がある。たとえば、ペナイト、脈状片麻岩、進入片麻岩、長石斑状変晶片岩あるいは片麻岩、アグマタイトなどである。しかし、これらは現象を区別するためのほんの一部の特徴でしかない。鉱物組成による分類は役に立たない。したがって、分類は変化の多い構造や組織によらなければならない」。さらに、「ミグマタイトの研究は、標本や露頭に限らず、大地域の総括とその幾何学的要素の理解によってのみ完成される」。

いいかえれば、ミグマタイトの概念は、従来の鉱物組成による岩石分類学によって規定することはできない。その構造や組織、そしてその立体的な組立て、すなわちそのテクトニクスの理解なしには、ミグマタイト問題を解決に導くことはできないであろう。

II 日高変成帯におけるミグマタイトの発見

日高山脈の中核部に花崗岩質岩石がひろく分布していることは、古くから知られていた事実である。北海道の地質研究の先達であった B. S. ライマンの報告 (1877) のなかでも、中軸帯は神居古潭石層として総括されてはいるが、変成帯に花崗岩質岩石の存在を報告し

ている。つぎに、神保小虎（1891）によって、より具体的な報告がなされた。これによると、日高山脈の深成岩類は古生層を貫ぬく中世代の侵入で、その周りに接触変質を与えていると述べている。その後明治末年になって、岡村要蔵、山根新次による日高山脈周縁の探検的な踏査の報告は、北海道鉱物調査報告として公刊されている。そのなかには、今日ミグマタイトとしているものを、「花崗岩ハ日高山脈ノ脊縁ヲナシテ最モ広大ナル面積ヲ占ムル火成岩ニシテ……」と述べているが、その異常に不均質なことに注目し、「甚ダシキハ一個ノ小岩塊ニ於テモ尚或部分ハ他ニ比シテ黒雲母ヲ多量ニ含有スル等ノ事実アリ……花崗岩ハ屢々雲母片岩又ハ片麻岩様ノ破片ヲ包有ス（片状花崗岩ニ殊ニ多シ）……又サロルンウシ川筋ニ於テ見ルカ如ク花崗岩ハ所々雲母片岩中ニ挿入シテ片状ヲ呈シ屢々両岩ノ境界不分明トナリ……」との記述がある。このすぐれた観察は、ミグマタイトの産状をあざやかに描きだしている。大正末期から昭和初期にかけて、北海道大学工学部にあった大平安は「日高国幌泉地方の地質学的並びに岩石学的研究」（1928）を発表した。近代岩石学の方法を駆使したこの研究は、綿密な記載とともにすぐれたものではあったが、その議論はミグマタイト問題の本質から離れたところでなされていた。

鈴木醇（1934）は、南端部の石灰質団球の変質について詳しい記載と考察を行なった。これが、南端部地域の岩石学的研究の糸口になったのである。1939年、石橋正夫は、日高山脈東側のトッタベツ川、札内川、日方川上流の調査を行なった。その結果、従来日高山脈の花崗岩とされてきたものは、大部分が堆積岩源の侵入片麻岩質のものであることを明らかにした。そして、このときはじめて、混成岩（ミグマタイト）の存在を提唱したのである。これは卓見といわねばならない。舟橋三男と橋本誠二が、南端部幌満地域と音調津地域の調査研究をはじめたのは1940年であった。ここで、彼らは“ミグマタイト”を今日と同じ意味で用いるようになったのである。舟橋は、幌満地域のある閃緑岩は、「単なる再結晶により達せられたものではなく、それに伴って系外よりの物質の導入が考えられなければならない。かかる物質の導入をなした通路とも見られるものはまったくなく、分子状態の滲透（imbibition, Durchtränkung）によると解釈せられる」（1941, 卒論）と述べている。石橋が、花崗岩による混成作用と考えていたらしいのにくらべて、ここでミグマタイトの概念に一段の進歩が認められる。しかし、ここでは、ミグマタイトの名称は交代性花崗岩質岩石あるいはアグマタイト質岩石にだけ与えられている。この思想は、その後

* 現在変成帯南端部猿留川

も現在にいたるまで、たとえば黒雲母ミグマタイト、花崗岩質ミグマタイトという名前で残っている。

戦中戦後の空白の後、1949年、日高研究グループが発足して組織的研究がはじまった。多くの学生や研究者が参加したこのグループの研究と討論のなかから、日高変成帯の内容が次第に明らかになった。ミグマタイトの研究も、それにしたがって具体的となり、それぞれ分担研究者から、少なからずその成果が公表されている。

III 変成作用とミグマタイト化作用

日高帯や嶺家帯のような、中核部に花崗岩類を伴う変成作用は、広域熱変成作用と呼ばれている。いいかえれば、造山帯深部の変成作用と花崗岩（ミグマタイト）化作用を含めたものである。P. ミッシュ（1949）や H. H. リード（1957）は、造山帯の褶曲にともなう千枚岩や片岩の形成を「造山変成作用」、片麻岩・アグマタイト・花崗岩の形成を「花崗岩化変成作用」にわけ、それらが、造山帯では前期と後期にわけられる変成作用である、としている。

このように、この種の変成作用は、たんに広域熱変成作用として一括してしまうわけにはいかない。少なくとも、2種類の異なった型の変成作用の側面を、もっていると考えるなければならない。それは、具体的にいうと、ホルンヘルス→片状ホルンヘルス→縞状片麻岩という、いわゆる広域増進変成作用と、花崗岩質成分の形成（超変成作用）に注目すれば、ペナイト、→アグマタイト→ネビュライトといった花崗岩（ミグマタイト）化変成作用が、多少フェーズがずれてはいるが、広域変成作用のうえに重複して発展しているのを認めることができる。

これらのことについて、少しく説明しよう。

広域変成作用：

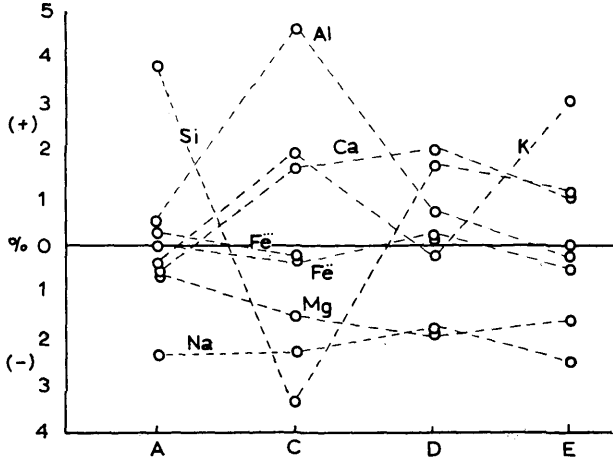
いっばんにいえば、変成作用は外側から中核部に向って進行している。その系列は東側では

- 1) ホルンヘルス→片状ホルンヘルス→縞状片麻岩→黒雲母（堇青石）ミグマタイト（→花崗質ミグマタイト）

西側では

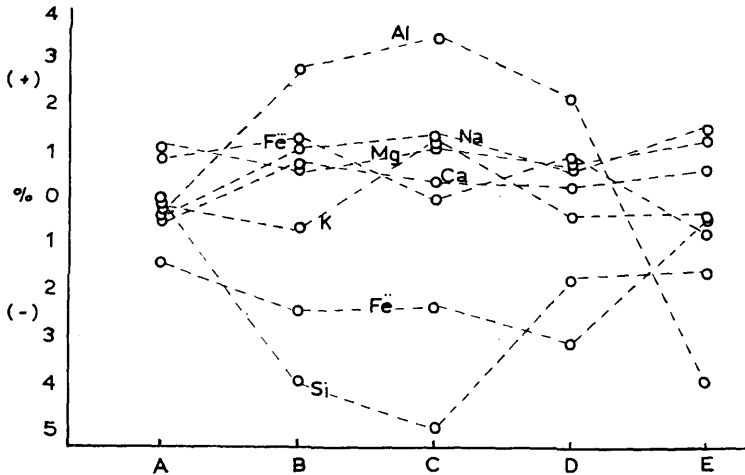
- 2) ホルンヘルス→片状ホルンヘルス→斜長石斑状変晶黒雲母片岩→斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩→ミグマタイト質片麻岩→黒雲母（堇青石）ミグマタイト（→花崗岩質ミグマタイト）

変成帯の中核部を構成するものは、北部では黒雲母ミグマタイトであり、南部では堇青石ミグマタイトである。花崗岩質ミグマタイトはミグマタイトから花崗岩へ進化の中間型として重要な意味をもっているが、小範囲に分布するにすぎない。



第1図A 各帯のカチオン増減による変化図（札内川上流地域）

- A ホルンヘルス
- B 片状ホルンヘルス
- C 縞状片麻岩
- D 黒雲母ミグマタイト
- E 花崗岩質ミグマタイト



第1図B 各帯のカチオン増減による変化図（南端部地域）

第1図A, Bは、この変成系列にしたがって、化学成分の変化をしめすために、ホルンヘルスのひとつを規準にして、それにたいする増減を正負で表わし、その変化を図示したものである。こうしてみると、各イオンの振舞がよくわかる。ここでいちばん特徴的なことは、片状ホルンヘルスと縞状片麻岩、とくに後者でAlとKにとみ、Siが減っている。さらに花崗岩質ミグマタイトで、Kが増加の傾向にあることである。

西側の系列(2)では、ホルンヘルスからミグマタイト質片麻岩までは、連続して酸性斜長石斑状変晶の成長と増加で特徴づけられる。したがって、化学成分の上からもAlの増加はあまりはっきりしないが、Naの増加が明らかである。

また、黒雲母ミグマタイト中のパレオゾームの化学成分を、源岩のホルンヘルスや片状ホルンヘルスの成分と比較すると、Siが少なく、Fe, Mgが増加し、アルカリが減っているのが特徴である。これは、片麻岩やホルンヘルスが、ミグマタイト化されたさい、未消化の部分(パレオゾーム)は塩基性化していることを意味している。このとき、このパレオゾームの周囲や内部に石英プールを伴うのがふつうである。これは塩基性化されたときの、余剰のSiが石英プールを作ったのである。黒雲母の化学成分で比較すれば、縞状片麻岩の黒雲母中のAlが多く、総化学成分のそれに比例していることが特徴である。

以上のように、ホルンヘルス→ミグマタイトの過程で、化学成分の変化をたどると、片麻岩帯で、Siの減少とAlとアルカリの増加をへてミグマタイトにうつりかわる。また、パレオゾームはSi, アルカリの減少とFe, Mgの増加をへてミグマタイトに移化する。これらのことから、ミグマタイト化作用にいたる系列のなかで、縞状片麻岩に地球化学的高潮が存在したといえることができる。

もう少し詳しく、変成作用という観点からこの系列を調べてみる。花崗岩質岩の変成相の分類は困難である。なぜなら、その鉱物は広いP-T条件の下で安定であるので、その鉱物の形成された一定のP-T条件をしめすことは、むつかしいからである。しかし、ある場合には、その鉱物の組成の変化を鍵にすれば、不可能ではない。

まず、鉱物の組合せから検討する。

ホルンヘルス；

黒雲母—堇青石—白雲母

黒雲母—柎榴石

黒雲母—紅柱石

縞状片麻岩、片状ホルンヘルス；

黒雲母—(白雲母)—柘榴石
 黒雲母—(白雲母)—柘榴石—珪線石(堇青石)
 黒雲母—白雲母—堇青石
 黒雲母—白雲母—(堇青石)—カリ長石
 黒雲母(堇青石) ミグマタイト；

黒雲母—白雲母—堇青石
 黒雲母—白雲母—堇青石—カリ長石
 黒雲母—白雲母—柘榴石—カリ長石

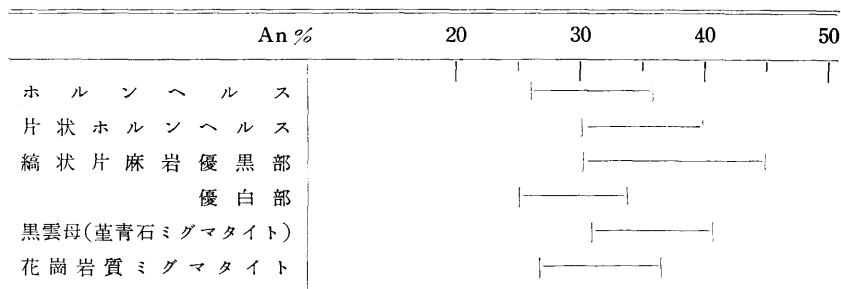
花崗岩質ミグマタイト：

黒雲母—カリ長石
 黒雲母—カリ長石—角閃石
 黒雲母—カリ長石—白雲母—柘榴石
 黒雲母—カリ長石—エピドート

以上のような組合せとなっているが、その基本となっているものは、斜長石—石英—黒雲母であり、この組合せのものがもっとも多い。これから判断すると、ホルンヘルスからミグマタイトまで、すべて角閃岩相に含まれることになる。

この角閃岩相の範囲のなかで、ホルンヘルスからミグマタイトまでの変成作用が、どんなものであったかということを知るためには、ある鉱物の組成の変化をたどることによって、可能であろう。ここでは、鉱物組合せの基本になっている、斜長石と黒母雲について検討する。

斜長石の An % の、各帯における範囲をしめした。



縞状片麻岩の優黒部で、もっとも高い An 45 という斜長石が出現し、ミグマタイトではふたたび酸性となっている。このことは、総化学成分で Al 値の高い事実の反映であろう。この点については縞状片麻岩で、変成度が最高に達したということができる。

黒雲母も、斜長石と同様に広い安定領域をもっている。したがって、この系列にしたがって、黒雲母の変異を追うことによって、変成条件の移りかわりを追跡することができる。

縞状片麻岩中の黒雲母の Al 値が、総化学成分のそれに比例して大きいことはすでに述べた。このことは、斜長石 An % の増加に対応すると同時に、理論値をしのぐ Al の量は、1 部 Fe と置換し、1 部は変成度の上昇にともなって、Aliv—Si の置換を意味するものである。さらに、変成度の規準として、Ti, Mg/Fe の量を比較すると

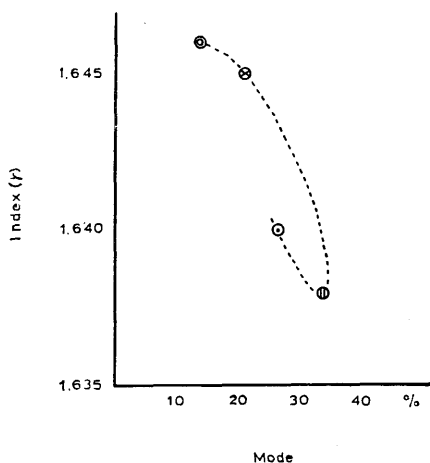
	縞状片麻岩	アグマタイト	花崗岩質ミグマタイト
Ti	0.31	0.18	0.13
Mg/Fe	1.23	1.32	1.38

Ti の減少と Mg/Fe の増加は、変成度の低下をしめすものである。ホルンヘルスや片状ホルンヘルスの資料はえられないが、屈折率は縞状片麻岩で最低となり、色はもっとも濃色となる（第2図）。斜長石 An % などの変化とあわせて考えると、縞状片麻岩で、変成度がもっとも高くなっていることは明らかである。

以上のように、変成作用という観点から、縞状片麻岩までは増進変成作用であるのに反して、ミグマタイト化作用は、むしろ低下変成作用とみなければならぬ事実が多い。片麻岩帯での地球化学的高潮と、変成度がある最高に達するということは、裏表の関係にある二つの現象なのである。

ミグマタイト化作用：

ホルンヘルス→片状ホルンヘルス→縞状片麻岩→黒雲母（堇青石）ミグマタイト、という系列で、中核部のミグマタイトの形成によって、片麻岩帯までは上昇してきた変成作用が、一転して低下の道をたどっている。つまりミグマタイト化作用・花崗岩化作用の方向



第2図 黒雲母の屈折率と容量比との関係

- ホルンヘルス
- ⊗ 黒雲母ミグマタイト
- 花崗岩質ミグマタイト
- Ⓜ 縞状片麻岩

に転化したのである。片麻岩形成をひとつの限界点として、それ以前を広域増進変成作用、それ以後をミグマタイト化・花崗岩化作用として、二つの異型の変成作用にわけることができる。しかし、問題はさらに複雑になる。なぜなら、ミグマタイト化作用は、すでに片状ホルンヘルス後期から縞状片麻岩形成期にはじまっているからである。

片状ホルンヘルスの片理が強くなり、片理にそって、幅5mm位の優白縞ができてくる。それが粗粒になり真の縞状片麻岩となる。ミグマタイトの分類によれば、これらは一括してベナイトと呼ばれるものである。優白質脈は、かならずしも片理に平行ではない。とくに縞状片麻岩帯の内側、ミグマタイト帯中に分布する片状ホルンヘルスは、それほど片理が強くない、優白質脈が網目状に拡がるものである。これもベナイトの一種である。これらを区別するため、前者を α -ベナイト、後者を γ -ベナイトとした。また、この α -ベナイトをさらにある角度をもつ並行縞が切って発達するものがある。これがポリベナイトである。 α -ベナイトは、変成作用が上昇して、ある極値に達したときに形成されるものであるのに対して、ポリベナイトは、ミグマタイト形成後、その上昇運動に共動してできたものである。

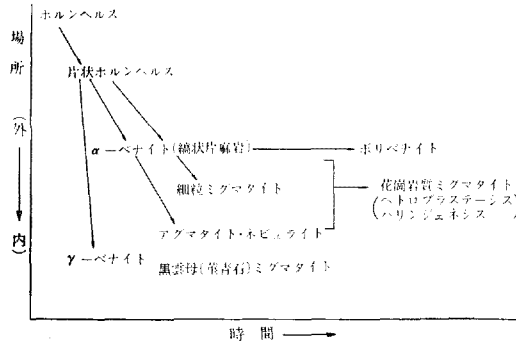
ミグマタイト化作用のなかで、優白質部の脈状発達とともに重要な要素となるのは、粒度の増大である。変成帯の外縁部では、片状ホルンヘルス \rightarrow α -ベナイトという片理形成とともに変成度が上昇していく、増進変成作用にともなって、粒度は急激に増大する。しかし、ミグマタイト帯内側に分布する片状ホルンヘルスは、強い片理をしめさないうまま、外縁部のそれにくらべて、やや粒度が大きくなっている。しかし、ここで注目しなければならないのは、片麻岩形成にともなう粒度増大は急激で、しかしホルンヘルス組織がまったく失われてしまうのに反して、後者は、やや粒度は大きくなっても、等粒モザイクのホルンヘルス組織はそのまま保存されていることである。しかもこのスタティックな粒度増大は、あるていど(0.5mm)以上にはなりえないということは、興味ある事実である。この中粒でいどになったホルンヘルスは、片状構造はうすれ、片状ホルンヘルスのパレオゾームをもっている。

縞状片麻岩や片状ホルンヘルスの一部では、斜長石斑状変晶が発達して、縞状構造はうすれるが、方向性の強い粗粒ミグマタイト質片麻岩になる。斜長石斑状変晶の形成は西側に特徴的な現象である。

黒雲母(堇青石)ミグマタイトは、おもにアグマタイト質ないしはネビュライト質のものである。そのなかに含まれているパレオゾームの種類は、片状ホルンヘルス、縞状片麻

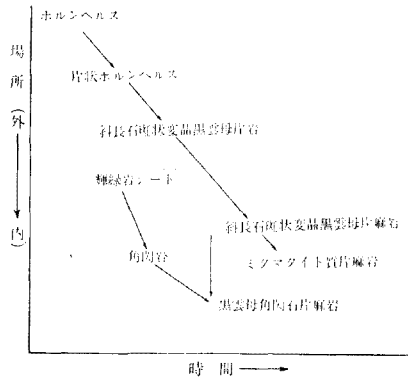
岩、ミグマタイト質片麻岩、その他角閃岩、斑れい岩がある。そして最後に花崗岩質ミグマタイトが形成される。

以上の系列は、変成帯東側の一般的な傾向であるが、それぞれの構造单元によって、多少の差異はある。この系列を表にすると次のようになる。



東側のミグマタイト化作用系列 (メタテクシス系列)

西側の系列は、斜長石斑状変晶の形成と塩基性岩のミグマタイト化作用という点で特徴的である。これはメタプラスターシス系列といえる。



西側のミグマタイト化作用系列 (メタプラスターシス系列)

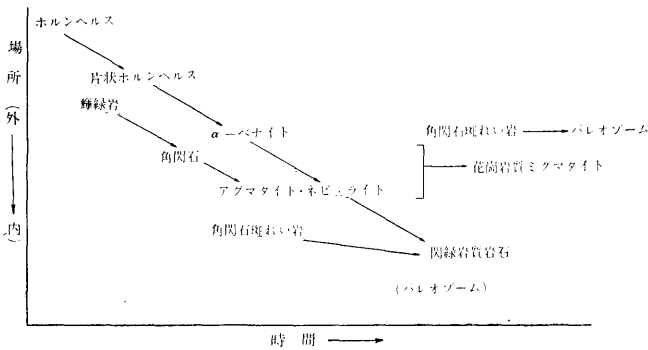
塩基性岩との関係

縞状片麻岩中には、幅数 10 cm から数 m にわたる角閃岩がところどころにみられる。この角閃岩は、片理に並行に、数 m から数 10 m の間点と続くものである。これはホルンヘルス中にはみられない。縞状片麻岩帯に、その形成前に侵入した輝緑岩質岩体である

と考えられる。黒雲母（堇青石）ミグマタイトのなかでは、これが片麻岩などとともにパレオゾームとしてとりこまれている。そこで黒雲母化作用をうけている。

北部札内川上流では、角閃石斑れい岩の岩体が岩床の形態を保ちながら、その末端や周縁部では、アグマタイト状にミグマタイト化している。これは、黒雲母ミグマタイト形成中の同時侵入岩である。

さらに、花崗岩質ミグマタイト中には、角閃岩のパレオゾームと同時に、角閃石斑れい岩も含まれている。花崗岩質ミグマタイトが帯状に長く分布する地域に限って、この斑れい岩質パレオゾームが、その延長方向にそって分布している。これは花崗岩質ミグマタイトの先駆活動をしめすものであろう。



斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩中に侵入した輝緑岩質角閃岩は、南半部では、たんに黒雲母化作用をうけたにとどまるが、その北方延長では、ともにミグマタイト化して黒雲母角閃石片麻岩として、ひとつの帯状岩体をつくっている。

以上のように、ミグマタイト化作用の各段階ごとに、塩基性岩の活動があったということが出来る。ミグマタイト化作用は、塩基性岩の活動ときりはなして考えることはできない。

輝緑岩や斑れい岩の小岩体とミグマタイト化作用との関係は、つねに相伴っている。しかもその侵入は調和的である。ところが、変成帯の北部や南部には、大きな不調和岩体がある。これととも、ミグマタイトの運動と無関係ではありえない。幌尻岳斑れい岩体は、いわゆる片麻状花崗岩と黒雲母ミグマタイトの構造的な谷間を埋めて形成され、幌尻斑れい岩体はドーム群の境界や不連続帯に侵入している。

このように、ミグマタイト化作用とミグマタイトの運動は、塩基性岩の活動と関係づけ

ることなしには、説明できないことは明らかである。

ホルンヘルスから片状ホルンヘルスをへて、縞状片麻岩（斜長石斑状変晶片麻岩）まで上昇をたどった変成度は、これを転機として低下しはじめ、狭義のミグマタイト（花崗岩）化がはじまるのである。しかし、真のミグマタイト化作用は、変成度が最高に達しつつあるとき、すでに優白質縞の形成あるいは変成分化作用という形で、すでに進行していたということは、注目しなければならない。いいかえれば、ミグマタイト化作用の初期段階で優白質縞の形成あるいは斜長石斑状変晶の成長によって、変成度がさらに高められるのである。ミグマタイト化作用なしには「片麻岩」はありえないし、「片麻岩」なしには造山帯中核部の変成作用はありえない。片麻岩という高いエネルギー状態をへて後、広域のミグマタイト化作用が行なわれ、花崗岩への進化という方向が定められるのである。

斜長石斑状変晶の問題：

ミグマタイト化作用は、優白質部（花崗岩質部）の形成という超変成作用である。これは、優白質脈の形成（ペナイト形成）と斜長石や石英の斑状変晶の形成と成長、すなわちメタテクシスとメタプラスチックという二つの系列にわけられる。

斜長石斑状変晶の形成にかんしては、舟橋三男によってはやくから指摘されている。1951年、彼は、斜長石斑状変晶の増加によって花崗岩質岩石ができることをのべ、さらに斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩のそれについては、「片麻岩的、黒雲母片麻岩的なものを維持保存しようとする要素と、それを改変しようとする結晶の自由成長が、片麻岩の維持的要素のために抑制的に実現せられたものとみなされるであろう。つまり、相対抗する二つの要素の統一として現象する。……」（1951, P. 11~12）とのべている。これは、片理形成のための偏圧あるいは剪断力が、斜長石の成長を妨げる働きをしていることを強調したものである。しかし、その後「……斜長石が多量に大型に発達しているまた、斑状変晶の多い縞などがあると、その部分にのみ、まわりよりいちぢるしい片理がみられ、その縞の延長部で斑状変晶が小さくなるにつれ、その片理も弱くなる」（1956, P. 548）という事実も認めている。このことは、剪断力が斜長石の成長を援ける働きをもっていることをのべたものである。このように、一見矛盾していると思われる現象は、どういうことなのであろうか。斜長石斑状変晶の生成にたいして、剪断応力は正負の相反する影響を与えていることになるのである。

まず、斜長石の結晶力から検討しよう。これには古くから知られているバツケの結晶力

系列がある。それによると、変成鉱物を8段階にわけ、曹長石は4番目、斜長石は7番目に位置している。曹長石が4番目におかれているのは実際より高すぎるといわれている。これはむしろ、結晶構造に支配されているとみななければならない。結晶力は、ネソ珪酸塩—イノ珪酸塩—フィロ珪酸塩—テクト珪酸塩の順に弱くなるとみべきである。格子の密度の大きいものほど、高いエネルギーに対応できるということである。したがって、網状構造のテクト珪酸塩は、もっとも弱い結晶力をもつということになる。では、何がこの結晶力の弱い斜長石の斑状変晶を成長させるのであろうか。結晶成長力は、たんに結晶力系列でしめされるようなものではなく、より複雑な条件に支配される。ランベルグ(1952)はつぎのようなものをあげている。

- 1 結晶力
- 2 過飽和度
- 3 斑状変晶成分の濃集および可動性
- 4 斑状変晶核の活性化エネルギー
- 5 周囲の鉱物と斑状変晶の大きさが逃散傾向におよぼす影響
- 6 まわりにある鉱物の粘性

つまり、結晶自体の成長力だけでなく、その環境の物理的・化学的性格に強く影響をうけるのである。結晶の成長は、温度と過飽和度だけでなく、孔隙溶液の性質による。加えて、まわりの媒体の機械的性質によるのである。「結晶成長において反応速度は表面エネルギー（イオンのパッキングに比例する）と同様に重要である」(Turner & Verhoogen 1951, P. 512) つまりこの場合、結晶構造のエネルギーの平衡よりも化学的環境と反応速度が重要な要因となるのである。これが、斜長石斑状変晶を形成する基本的な機構となるものであろう。このとき、剪断力は、孔隙溶液の運搬を促進させ、過飽和度を高め、さらに反応速度を早めるという役割をもっている。

偏圧の作用は、さらに、結晶核形成のときから重要な役割を占めている。再結晶作用には、変形を与えることによってそれを容易にさせることは、金属学ではよく知られている。ある金属に変形を与えると、機械的なすべり帯、あるいは双晶ができる、それと同時に結晶内部に超顕微鏡的な構造の変化が起る。つまり、転位による格子欠陥が生ずる。これに熱エネルギーを与えると、回復および再結晶が行なわれる。変形のエネルギーは格子の歪みの中に貯えられるから、変形が強ければ強いほど、与える熱は少なくて（再結晶温度が低くて）すむはずである。ふつう、この再結晶の絶対温度は絶対融点の $\frac{2}{3}$ から $\frac{3}{4}$ である。

再結晶核の形成にかんしては、つぎのことが実験でわかっている。

- 1) 核は変形度の高いところに形成される。
- 2) 単位時間に発生する核の数は歪の増加とともに急激に増加する。
- 3) いっばんに、変形された試料と新しく発生した再結晶粒との間には、特定の方位関係がある。

などである。こうして核が発生すると新しい結晶は安定だから、隣接結晶との歪エネルギー差のため粒界を移動して再結晶を完成させる。結晶粒の成長は、変形の歪エネルギーを大部分解放した後も、粒界エネルギーを減少させるために、さらに続くのである。このように歪を与えることによって再結晶温度を低下させ、再結晶を促進させることができ、さらにその表面張力によって、結晶成長をもたらすことになるのである。

この再結晶の速度は、歪の度合と同時に、不純物存在の割合にもよる。不純物の影響は複雑である。ごく少量でさえ強い影響をもち、再結晶や結晶成長を妨げるものと促進させるものとの、異なった効果がある。

以上のような観点から斜長石斑状変晶の生成の問題を眺めると、片理の強い場合に、これが特徴的にできているという事実とよく合致する。しかも、斜長石はその3次元の網状構造のため、格子の許容度が大きく不純物は成長の障害にはならない。容易にこれを組み入れて成長することができる。このことは、鏡下でよくみられる。したがって、斜長石は他の結晶より、大きく成長する可能性をもっている。

岩石は金属にくらべて、多孔質で溶液やガスが自由に通過することができる。したがって反応が生じやすい。また珪酸塩の結晶構造自体も、地質学的環境の下では、レオロジカルな変形をうけやすい。こういう点からも、岩石は再結晶や結晶成長が行なわれやすいことがいえる。

以上のように、偏圧(剪断力)は、再結晶核の形成、再結晶作用、結晶成長に主要な役割をはたし、さらに孔隙溶液の運搬、反応速度の促進という2重・3重もの役割をもっていることを強調しなければならない。

斜長石斑状変晶片麻岩が、おもに変成帯の西側に分布し、したがって変成帯が衝上する下盤的位置にある。このことと、斜長石斑状変晶形成とを直接結びつけるのは危険である。偏圧が再結晶をひきおこし、結晶成長を促進させることは上述の通りである。しかし、衝上運動自体は、結晶成長を妨げる後期の運動である。

IV ミグマタイトの構造

造山帯の構造は、いっばんに上部構造と深部構造にわけられる。ミグマタイトは、深部構造の中心部を構成するものである。このようなミグマタイトの空間的意義とともに、ミグマタイトの分類が、おもに構造的な特徴によってなされているという点は重要である。日高変成帯のミグマタイト類をパナイト、ポリパナイト、アグマタイトというような分類の規準を用いた。そして、そのそれぞれが特有の構造運動の下に、形成されていることが予想される。ここでは、ミグマタイト形成の変形史を編むことと同時に、現在もっとも特徴的にあらわれている中核部の、黒雲母（堇青石）ミグマタイトの運動様式を明らかにすることに重点を置きたい。

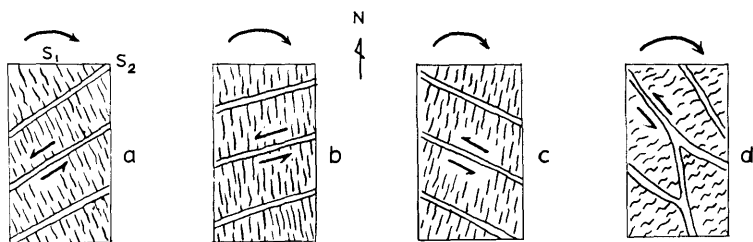
日高変成帯のミグマタイト類は、大きくみて、三つの構造相にわけられる。(1) 札内川上流地域、(2) 南端部地域 (3) 神威岳および美生川地域である。これらの構造相は、それぞれ特有の様式をもち、ミグマタイト発展の過程をしめすものとして、とらえることができる。

(1) 札内川上流地域

この地域は、幌尻岳侵入岩体の南側にあたる札内川上流からヤオロマップ岳付近で、黒雲母ミグマタイトが幅細く消えるあたりまでの地域を含む。西側に塩基性岩変成岩、東側に酸性変成岩、中軸部をミグマタイト類で占める。帯状配列のいちじるしい地帯である。この地域の特徴は、中軸部の黒雲母ミグマタイトが、カムイエクウチカウシ山を中心にした南北に傾斜をもつアーチ構造をしめすことである。それは、線構造だけで表わされている。片理面は、片状ホルンヘルス、片麻岩・ミグマタイトを含めて変成帯の一般走向に共通である。(N 30°W, 60°EN) その片理面上にみられる黒雲母の定方位配列や微褶曲の方向、すなわち線構造を広くまとめてみると、その背斜軸は、カムイエクウチカウシ山を中心にして NE—SW の線上にあり、それより北は北落ち、南は南落ちのアーチ構造となっている。この線構造は、西側は片状ホルンヘルスや片麻岩、東側は塩基性変成岩類の線構造(角閃石の配列)をも含んでいる。これは、中軸部の黒雲母ミグマタイトの上昇運動が、それら周囲の岩石にも影響を与えているためであると考えられる。

斜交片理： その影響は線構造としてあらわれるだけでなく、東側の縞状片麻岩体には、ポリパナイトの新しい片理形成をももたらしている。この縞状片麻岩の片理(S₁)を切る斜交片理(S₂)は、たんに優白縞によってつくられるもので、黒雲母の並行配列によるも

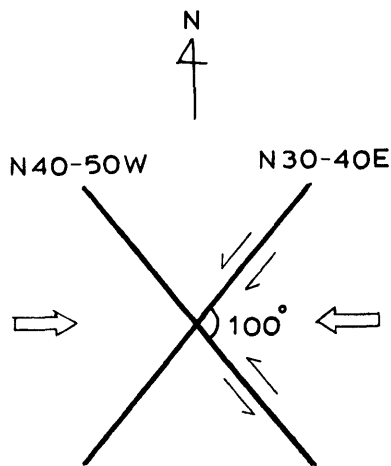
のではない。このことは、 S_2 をつくる応力が、黒雲母を並べ変えるほど強いものではなかったことをしめしている。この斜交片理は、いろいろな方向をしめし、それに伴って縞状片麻岩の片理も変ってくる。これをまとめると、第3図のようになる。これは、片理の回転をしめすものである。この片理回転から、黒雲母ミグマタイトのアーチの運動は南から北へ向いたものであることがわかる。同時に、黒雲母ミグマタイトアーチ内部には、圧平(Plättung)の様子がみられる。これは、側圧の強い状態であったことをしめすものである。



第3図 ホリペナイトの片理(S_2)の回転

小断層： ミグマタイト帯の内外に、数cmから10数cmの移動をしめす2方向1組の小断層が数多くみられる。このすべりの方向からみると、側圧による圧平応力のあらわれである。(第4図)この現象は、片状ホルンヘルス帯、ときには、ホルンヘルス帯にまでみることができる。

この地域全体を通じてみると、黒雲母ミグマタイトアーチは、東西方向の側圧を伴いながら、北上方に上昇している。中核部(早期)では塑性変形の要素が強く、外郭(後期)では剪断変形であり、斜交片理はその中間型の変形とみることができる。



第4図 小断層にみられる圧平現象

組織の特徴： 黒雲母の(001)の投影したものをみると、ふつう片状ホルンヘルスや縞状片麻岩は、Cに極大値をもつS-テクトナイトか、または、Cに極大値をもち(ac)帯円をつくるB-テクトナイトである。しかし、内側の片麻岩・黒雲母ミグマタイト・花崗岩

質ミグマタイトでは、 S_2 , S_3 の形成がみられ、巨視的な圧平現象の微視的なあらわれとみることができる。石英の変形様式は複雑である。全岩石種を通じてみると、いくつかの帯円の組合せである。 $(B \wedge B')$ テクトナイト) 交叉帯円は圧平変形 (二群性変形) の典型的な型式である。

札内川上流地域にみられるアーチ構造は、巨視的にも微視的にも圧平変形という構造特性をもち、アーチの運動による片理回転をしめしている。

(2) 南端部地域

日高変成帯南端部の楽占岳より南に拡がる地域である。ここには、二つのミグマタイトドームと一つの背斜構造を含み、塩基性岩類のプルトンがその間に存在する。ミグマタイトドームは、北東側に音調津ドーム、南西側に豊似岳ドーム、その北側に楽占岳を中心とする背斜構造である。そのドームの間に、片状ホルンフェルス、片麻岩類がはさまり、斑れい岩類が進入している。

音調津ドーム:

この地域の北東部に、南東に向かって火の玉様の形態をしたドームである。線構造はすべて南東落し $15^\circ \sim 60^\circ$ で、ドームの中央程ゆるくなっている。b-線構造である。したがって、音調津ドームの運動は、北西から南東上方に向っている。

このドームを構成する堇重石ミグマタイト中には、片麻岩質パレオゾームや石英ブールが多量にみられる。これらは、すべてS字状に変形している。これは塑性変形による外部回転をしめすものである。このS字形によって、相対的運動方向 (部分運動) をきめ、地図上にプロットすると、中央ほど南東方向に運動量が大きいことがわかる。いいかえれば、これらのS字状変形は、堇青石ミグマタイトの上昇とドーム壁の抵抗による1種の渦流現象とみなされるものである。このような、中央部と周縁部の運動量のちがいが、特殊な剪断節理としてあらわれている。このような現象と線構造を組み合わせると、このドームの運動は、南東方に向って、北西部では 30° 位上向きに、南東部のドームの中心では 60° から 75° 位上向きに動いている。このドームは中心部で、幅 2.5 km 北西に伸びて細くなり、約 10 km でなくなる火の玉状のドームである。このドームの底はどうなっているのだろうか? 黒雲母 (001) と斜長石 (010) の組織分析にみられる亜極大値を問題にしなければならない。主極大値は主片理 (S_1) をしめし、この亜極値は野外ではみることのできない亜片理 (S_1') の存在を意味するものである。(第5図) これは、ドームの延長軸を横断し $5^\circ \sim 50^\circ$ の傾斜で北西に傾く亜片理 (すべり面) である。すなわち、ドームの中心部が北西

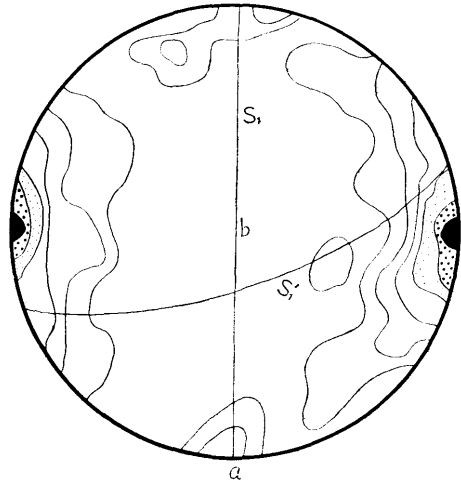
部より上向きに動いて上層が収縮し、下底がひきのばされた状態をしめす剪断面である。この現象は、線構造の落しが、北西部で 60° 、ドーム中心で 15° という事実とよく一致する。したがって、この音調津ドームには、それほど深くないところに底があると考えなければ、この剪断面の形成は考えられないのである。

豊似岳ドーム：

豊似岳ドームでは、線構造によって二つの異なった時相にわけることができる。一つは、ドーム南外側の構造である。その線構造の方向はNW—SE、あるいはNSのものが多い。他は、ドーム自体であって、その線構造はNWWないしEWとなっている。これらは衝上断層で境されている。この線構造のちがいは、ともに b—線構造であるため、運動の時相のずれによる運動方向の差とみることができる。この片状ホルンヘルス帯には、片状ホルンヘルス、縞状片麻岩、堇青石ミグマタイトの一連の形成がみられる。それがドーム地域の堇青石ミグマタイトの上昇によって、前者との不調和関係をつくりだしたのである。この地域では、音調津ドームにみられるようなドーム運動が、外側の片状ホルンヘルス地域にまで影響を与えるという、変形様式を見出すことができない。

組織の特徴：

黒雲母、白雲母は、すべてCに極大値をもつS—テクトナイトである。その集中度は、縞状片麻岩でもっとも強く、堇青石ミグマタイトでは、しだいに帯円をつくるB—テクトナイトに移りかわる。石英の軸分布は、すべて(ac)帯円をつくり、その極大値は、片状ホルンフェルスや縞状片麻岩では、片理面を対称面とする極大値の分布をしめすが、堇青石ミグマタイトでは、bを中心とする点対称をしめすにすぎない。これは、ドーム形成に伴い、構造軸bのまわりの外部回転をしめすものである。片麻岩などでは、片理面に規制されて石英粒内の内部回転にとどまるのみであるが、堇青石ミグマタイトではより塑性的



第5図 主片理 (S_1) と垂片理 (S_1')、黒雲母のフアブリックダイアグラム

な上昇運動に伴う外部回転によって対称が分化していくのである。

(3) 神威岳および美生川地域

神威岳地域： この地域は、札内川上流地域と南端部地域の接続地域にあたる。この地域の特徴はスピナイ花崗岩の線構造は南落して、まわりの縞状片麻岩やミグマタイトと一致する。したがってb—線構造である。もし、a—線構造、すなわち進入の流動方向であるとすれば、その線構造は新しく壁岩に印象されるはずである。この花崗岩体は中軸部から東にずれた片状ホルンヘルス帯に位置を占め、まわりの片状ホルンヘルスや片麻岩に対して調和的である。しかも岩体の西半は花崗岩質ミグマタイトであり東半の花崗岩に漸移している。しかも、花崗岩質ミグマタイト部分は、変成帯の一般傾向に均しい東落しの傾斜をもつのにたいして、花崗岩質部は西落しの傾斜をしめしている。漏斗状に上部に開いた岩体の、中軸部からはみだした部分が、花崗岩的性格を強くしめしている。もっとも外側では、片状ホルンヘルスにたいして、進入関係が明らかである。

組織配列は、石英では(ac)帯円ではなく、交叉帯円に傾向をしめしている。これは、変成帯全域にわたり花崗岩質ミグマタイトの特徴である。

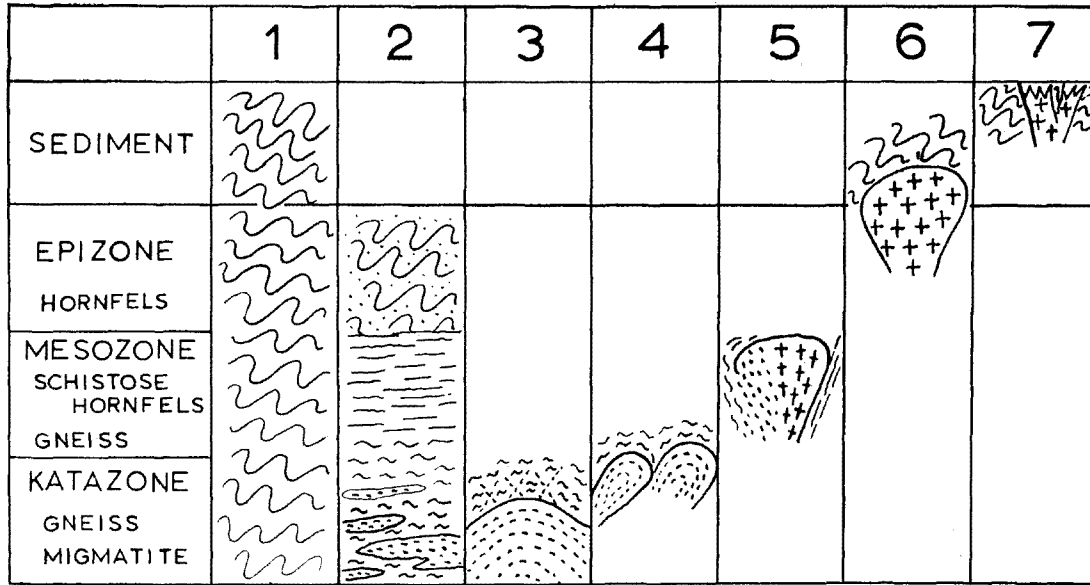
美生川地域： 美生川地域のいわゆる片麻状花崗岩も、スピナイ花崗岩とまったく同様な性格をしめしている。この岩体も、中軸からやや東にはずれた片状ホルンヘルス帯にかけて分布し、西半部は縞状片麻岩を伴ったミグマタイトであり、東半は花崗岩質である。線構造は南落しで、片理は西側では東落し、東側では西落しとなっている。

この二つの花崗岩は、中軸部で形成されたミグマタイトからやや浅い相、深部構造と上部構造の漸移帯に進入したいわゆるペリンゲン花崗岩(下部の物質が融けてできた花崗岩)の性格をその岩体のなかにしめしめいる。

V ミグマタイトから花崗岩へ

日高変成帯の運動は、まず母岩の日高累層群の褶曲にはじまる。この褶曲は NE—SW 方向の軸をもって北海道中部東部に広く認められる。この後、これとは不調和に南北性の日高変成帯の運動がひきつづく。この性格は、片状ホルンヘルスや片麻岩の変形様式にみられる剪断運動である。早期の塩基性岩シートの進入もこの時期のものである。この剪断運動の後期に、ペナイトの形成にひきつづいて黒雲母(堇青石)ミグマタイト(アグマタイト、ネピュライト)が形成される。

つぎに、横圧の強い部分では、札内川上流にみられるようなアーチ構造、その弱い南端



1. FOLDING 2. METAMORPHISM & MIGMATIZATION 3. ARCHING
 4. DOMING 5. DIAPIR (PALINGENESIS) 6. PLUTON
 7. SUBVOLCANICS

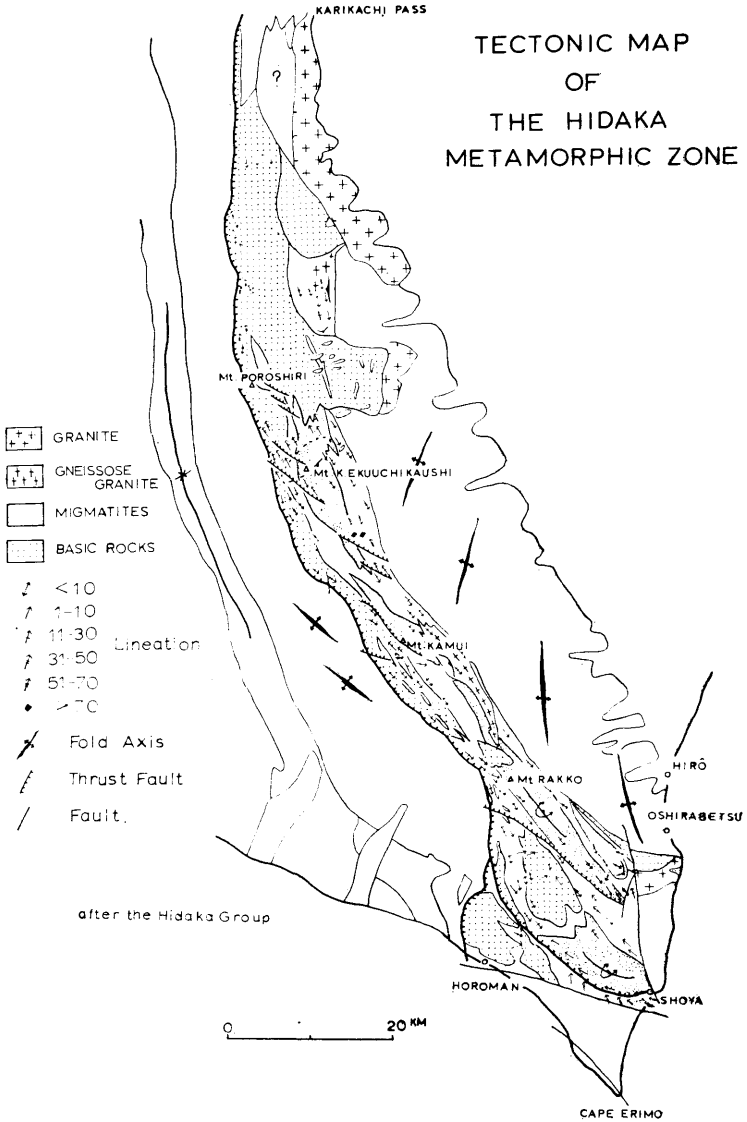
第6図 ミグマタイトから花崗岩へ

部ではドーム構造がつくられる。この時期には、変成帯全域にわたった剪断作用は弱まり、構造はいくつかに中心をもつ単元（相）に分化している。これと関連して、塩基性不調和岩体が侵入している。

花崗岩質ミグマタイトは、大きな岩体として分布することはないが、黒雲母（堇青石）ミグマタイトの交代相、あるいはアーチやドーム構造の周辺や境界に、塩基性岩を前駆活動としてミグマタイトや片麻岩を交代し侵入している。そして美生川花崗岩やスピナイ花崗岩の萌芽としての意味をもっている。変成帯の中軸部では交替的要素の強いミグマタイト質であるものが、漸移帯、そして上部構造へとその占める位置が上昇するにつれて花崗岩的性格を強くしている。

このように、日高変成帯のミグマタイトは、その時間的経過とともに運動の性格を変え、空間的な配置を変えて花崗岩プルトンへと発展している。（第6図）

TECTONIC MAP OF THE HIDAKA METAMORPHIC ZONE



文 献

- 1) BARTH, T. W. (1936): Structural and Petrologic Studies in Dutches County, New York. Part II. Bull. Geol. Soc. Amer. 47.
- 2) FYFE, W. S., TURNER, F. J., VERHOOGEN, J., (1958): Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies. Geol. Soc. Amer. Mem. 73.
- 3) GOLDSCHMIDT, V. M. (1921): Die Injektionsmetamorphose im Kristiania-gebiet. Vidensk. Skrift. 1, Mat. -Nat. Klasse 10.
- 4) HALLER, J. (1956): Probleme der Tiefentektonik etw. Geol. Rundsch. 45.
- 5) 長谷川潔 (1958): 神威岳, 5万分の1地質図幅および説明書
- 6) 橋本誠二 (1953): 札内岳, 5万分の1地質図幅および説明書
- 7) 橋本誠二 (1954): 御影, 5万分の1地質図幅および説明書
- 8) 橋本誠二 (1958): 日高変成帯, 鈴木醇教授還暦記念論文集
- 9) 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, 地質, 58.
- 10) HOEPPENER, R. (1959): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. Geol. Rundsch. 45.
- 11) 舟橋三男, 橋本誠二 (1951): 日高帯の地質, 地団研専報, 6.
- 12) 舟橋三男ほか (1956): 日高帯南端部の変成岩類について, 第1部, 第2部, 第3部, 地質, 62.
- 13) HUNAHASHI, M. (1957): Alpine Orogenic Movement in Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV. 9.
- 14) 猪木幸男, 舟橋三男 (1956): 幌泉, 5万分の1地質図幅および説明書
- 15) 神保小虎 (1892): 北海道地質報文(上) 札幌
- 16) 春日井昭 (1957): 日高変成帯南端部豊似岳周辺のミグマタイトの構造, 第1部, 第2部, 地質, 63.
- 17) 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, 地質, 59.
- 18) 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, 地質, 62.
- 19) 木崎甲子郎 (1958): 日高帯におけるミグマタイトの変成作用—とくに化成分の総括的検討, 鈴木醇教授還暦記念論文集
- 20) 木崎甲子郎 (1959): 日高造山の意義, 新生代の研究, 30.
- 21) ライマン (1877): 北海道地質測量報文, 開拓使
- 22) MISCH, P. (1949): Metasomatic Granitization of Batholithic Dimensions. Amer. Jour. Sci. 247.
- 23) NIGGLI, P. (1942): Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22.

- 24) 太平 安 (1928): 日高国幌泉地方の地質学的並びに岩石学的研究, 地質, **35**.
- 25) 岡村要藏 (1911): 十勝国広尾郡及河西郡地方調査報告, 鉱調, **5**.
- 26) RAMBERG, H. (1949): The Facies Classification of Rocks. Jour. Geol. **57**.
- 27) RAMBERG, H. (1952): The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago.
- 28) READ, H. H. (1957): The Granite Controversy. Thomas Murby & Co.
- 29) REYNOLDS, D. L. (1946): The Sequence of Geochemical Changes Leading to Granitization. Q. J. S. London **102**.
- 30) REYNOLDS, D. L. (1958): Granite. Some Tectonic, Petrological and Physico-Chemical Aspects. Geol. Mag. **XCIV**.
- 31) SEDERHOLM, J. J. (1907): Om Granit och Gneiss. Bull. Comm. Geol. Finlande **23**.
- 32) SEDERHOLM, J. J. (1923): On Migmatite etc. Ibid. **58**.
- 33) 外崎与之 (1956): 日高帯猿留川流域における花崗岩質ミグマタイトについて, 地質, **62**.
- 34) 外崎与之 (1956): 日高帯猿留川流域のミグマタイトにともなう包有岩, I. II. 岩鉱, **40**.
- 35) 外崎与之 (1957): 南部日高帯猿留川地方の片麻岩類, 岩鉱, **41**.
- 36) 鈴木 醇 (1934): 十勝国南部海岸のホルンヘルス中の変成石灰質団塊に就いて地質, **41**.
- 37) WEGMANN, C. E. (1935): Zur Deutung der Migmatit. Geol. Rundsch. **26**.
- 38) WEGMANN, C. E. (1953): Über Gleichzeitige Bewegungsbilder Verschiedener Stockwerke. Geol. Rundsch. **41**.
- 39) WEGMANN, C. E. (1956): Stockwerktektonik und Modellen von Gesteins-differentiation. Geotektonisches Symposium.

昭和 38 年 3 月 25 日 印刷

昭和 38 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道立地下資源調査所

印刷者 加 藤 博

札幌市北 3 条西 1 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北 3 条西 1 丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

JIN SAITŌ, DIRECTOR

EXPLANATORY TEXT

OF THE

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

SATSUNAIGAWAJŌRYŪ

(KUSHIRO—57)

BY

SUMITOSHI SAKŌ, KŌSHIRŌ KIZAKI

KATSUHIDE MATSUSHITA

AND

RYŌ NAKAZOE

SAPPORO, HOKKAIDŌ

1963