

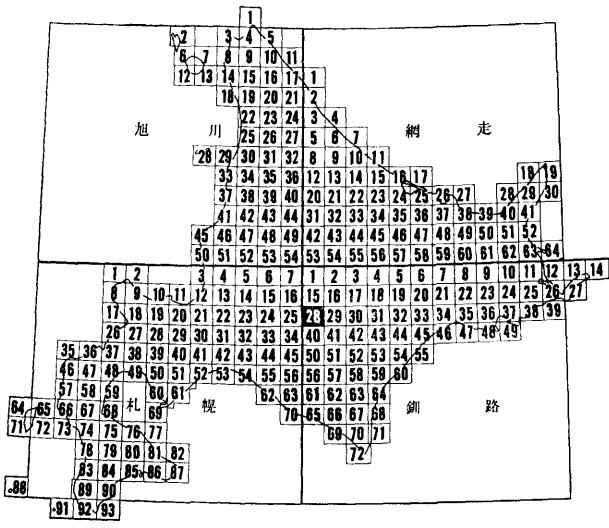
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

落 合

(釧路一第 28 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 42 年



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42年3月

北海道開発庁

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

落 合

(釧路一第 28 号)

北海道立地下資源調査所

技術吏員 酒 匂 純 俊

同 小 山 内 熙

同 松 下 勝 秀

嘱 託 金 山 喆 祐

北海道開発庁

昭和 42 年

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 先白垂系(日高層群)	4
IV.1 中の川層群～神威層群	5
IV.1.1 ユートランナイ沢層〔Hy〕	5
IV.1.2 落 合 層〔Hi〕	6
IV.1.3 ウエンザル川層	6
1 下部粘板岩層〔Hu ₁ 〕	7
2 中部砂岩層〔Hu ₂ 〕	7
3 上部粘板岩層〔Hu ₃ 〕	7
IV.1.4 ベンケスン川層〔Hp〕	7
IV.2 空知層群	8
IV.2.1 山 部 層	9
1 トムム輝緑岩質岩層〔Y ₁ 〕	9
2 富士川頁岩層〔Y ₂ 〕	10
IV.2.2 主夕張層	10
1 ニゴリ沢砂岩層〔S ₁ 〕	11
2 滝ノ沢頁岩層〔S ₂ 〕	11
3 無名沢輝緑岩質岩砂岩層〔S ₃ 〕	11
V 十勝熔結凝灰岩〔Wd〕	12
VI 第四系〔Gl, Tr, Tu, Al〕	12
VII 変成岩類	13
VII.1 ホルンヘルス〔Ho〕	13
VII.2 緑色岩類〔Ge〕	14
VII.3 角閃岩〔Am〕	15
VII.4 黒雲母片麻岩〔Gn〕	16
VII.5 片麻岩状ミグマタイト〔Mg〕	17
VII.6 花崗岩質ミグマタイト〔Mr〕	19
VIII 火成岩類	19
VIII.1 花崗岩〔Gr〕	20
VIII.2 優白岩〔Lu〕	20

VIII.3	はんれい岩類 [Gb]	20
VIII.4	輝緑岩 [Db]	21
VIII.5	蛇紋岩 [Sp]	22
IX	地質構造	22
X	応用地質	24
X.1	硫化鉄	24
X.2	マンガン	24
X.3	石灰石	25
文	献	27
Résumé	(in English)	28

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 落 合 (釧路一第 28 号)

北海道立地下資源調査所

技術吏員 酒 匂 純 俊

同 小山内 熙

同 松 下 勝 秀

嘱 託 金 山 喆 祐

は し が き

この図幅および説明書は、昭和 36 年から昭和 38 年にわたり、約 150 日間の野外調査の結果をとりまとめたものである。

調査に当っては、酒匂が図幅中央部を分担したほか全般的なとりまとめを行ない、小山内および松下が西部地域を、金山が東部地域をそれぞれ分担した。そのほか、東部地域の一部は、北海道教育大学札幌分校春日井昭助教授の援助をいただき、中央地域については、北海道大学理学部橋本誠二教授、同渡辺順助手、同野地正保研究員の御協力をいただいた。ここに、心から感謝の意を表する。

I 位置および交通

この図幅は、北緯 $43^{\circ}0' \sim 43^{\circ}10'$ 、東経 $142^{\circ}30' \sim 142^{\circ}45'$ の範囲をしめている。

行政的には、北部から東部にかけて空知川の流域が南富良野村に、西南半部のトマム川の流域が占冠村にそれぞれ属している。

この図幅地域内の村落は、幾寅と落合で、このほか上トマムと下トマムに小さな村落があるだけである。主要な交通路としては、空知川ぞいにはしる国鉄根室本線^{*}と、幾寅市街から落合を通り狩勝峠に向う国道 38 号線がある。そのほか、主要河川ぞいに林

* 根室本線は、この図幅調査の完了後に、落合からルオマンソラプチ川ぞいに南下し、ツケレペナイ川と長の沢の間を、東西方向の隧道によって、新得町にぬける新線が完成し、運行を開始した。この図幅は、昭和 36 年国土地理院発行の地形図によったので、旧路線のみしめしてある。

道が開さくされている。

II 地 形

この図幅地域は、全域が標高800~1000 mの山稜をつらねる山間部となっている。全般的に、斜面は比較的ゆるやかで、谷もあまり深くない。ただ、図幅西南隅の輝緑岩質岩分布地域だけが、わずかにけわしさを残した山貌をみせている。

この地域を流れる河川は、空知川とトマム川の2つである。空知川は図幅の北辺部を、トマム川は図幅の南部を、それぞれ東から西へ向って流れている。

落合市街と上トマムとを結ぶ南北の線上には、特徴的な低地帯がある。空知川は、落合市街から上流では、北から南流するシイソラプチ川と南から北流するルウオマンソラプチ川の2支流に分岐する。また、トマム川も上トマムから上流は、南から北へ流路をとっている。これらの南北方向に流れる河川は一線上にならび、低地帯をつくっており、この地帯にだけ、標高500~600 mのところに、砂礫層をのせる平坦面が発達している。この低地帯は、東側の変成帯と西側のホルンヘルス帯との間にあり、ひどく擾乱をうけた不変成の落合層から構成されているところで、地質構造につよく支配されて形成されたものである。

この地域の地形的特徴の1つとして、



第1図 落合市街より北方を望む

崖錐の優勢な発達あげられる。これは、この図幅の全域にわたってみられるもので、いたるところに、厚い崖錐堆積物によるなだらかな斜面が形成されている。

III 地質概説

落合図幅地域は、ほぼ全域が、北海道の中軸にそってのびる日高帯にふくめられる。図幅の東部地域には、日高帯の中核とされる日高変成帯の北端部が発達しており、中央部地域から西部地域にかけては、日高累層群が広く分布している。

日高累層群は、かなり古そうな外観のものから、上部の空知層群に対比されるものまで、さまざまなものがふくまれている。しかし、空知層群に対比されるものを除くと、構造が複雑で相互の関係が不明なことと。広い範囲にホルンヘルス化をうけている

落合図幅層序表

時代	地層		岩相		
第四紀	沖積世	氾濫原堆積物	砂, 礫, 粘土		
	洪積世	崖錐堆積物			
		河岸段丘堆積物			
第四紀初期	ルウオマンソラブリチ礫層				
先白亜紀	日高累層群	十勝熔結凝灰岩		石英粗面岩質熔結凝灰岩	
		空知層	無名沢輝緑岩質岩砂岩層	砂岩, 頁岩, チャート輝緑岩質凝灰岩	
			滝ノ沢頁岩層	頁岩, 砂岩, チャート	
			ニゴリ沢砂岩層	砂岩	
		山部層	富士川頁岩層	頁岩, チャート, 砂岩	
			トマム輝緑岩質岩層	輝緑岩, 輝緑岩質凝灰岩, チャート, 石灰岩	
		ベンケヌン川層		頁岩質粘板岩, 砂岩, チャート	
		神威層群(中の川層群)	ウル	上部粘板岩層	砂岩, 頁岩
			エン	中部砂岩層	砂岩
			ザ	下部粘板岩層	砂岩, 粘板岩, チャート
			落合層		粘板岩, 砂質粘板岩, 千枚岩質粘板岩
			ユートランナイ沢層		粘板岩, 砂岩

輝緑岩活動

ことから、全般的な層序は不明である。岩質と分布の状況からいちおう層序表にしめた層序がたてられるが、確定したものでない。全体的にみると、図幅の西縁部に空知層群に対比される地層が分布し、その東側には、岩質からみてもおらく神威層群に対比されると思われる地層が発達している。さらにその東側には、中の川層群に対比される可能性のある地層が、広く分布している。

東側の変成帯は、各種のホルンヘルス、片麻岩、ミグマタイトといった変成岩類と、花崗岩やはんれい岩などの深成岩類とから構成されている。変成岩類は、南部地域に優勢で、北部地域においてはホルンヘルスばかりの地帯に移行する形をみせている。

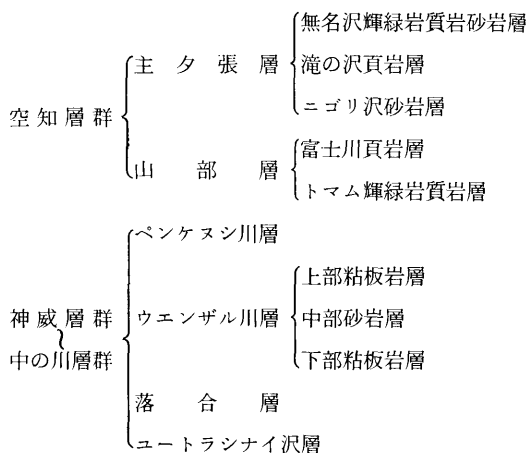
中央部地域の日高累層群は、広い範囲にホルンヘルス化をうけている。このホルンヘルス中には、輝緑岩質岩を源岩とする緑色岩類が多くみられる。また、ホルンヘルス地域の東縁部には、完全に角閃岩化した岩体が、南北に細長く連続している。

図幅の北辺部には、以上の基盤岩類をおおって、新第三紀末あるいは第四紀初期に噴出したとみられる熔結凝灰岩が分布している。

この地域の第四紀層としては、段丘堆積物、崖錐堆積物、および現河川の氾濫原堆積物がある。

IV 先白亜系（日高累層群）

この地域の基盤を構成する地層は、先白亜紀の日高累層群である。これまで明らかにされたことから、いちおう、次のように分類することができる。

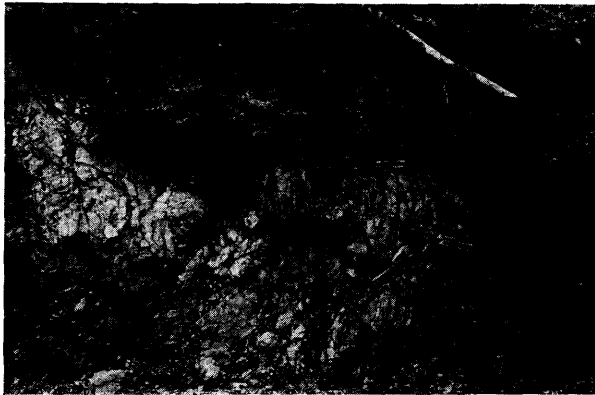


IV.1 中の川層群～神威層群

この説明書では、空知層群に対比されるもの以外の地層を一括してとりあつかった。この中には、中の川層群に対比される可能性のあるものや、神威層群に対比されるところと思われるものがあるが、相互の関係など不明な点が多いので、一括したわけである。

IV.1.1 ユートラシナイ沢層〔Hy〕

この地層は、図幅の中央部に約6 kmの幅で南北に走る地帯を占めて分布するものと、図幅北東隅のホルンヘルスの源岩となっているものをふくめたものである。図幅中央部のもは、南接する千呂露図幅のユートラシナイ沢層の延長部にあたるため、その地層名をもちいた。



第2図 ユートラシナイ沢層の粘板岩砂岩層

この地層のほとんどの部分が、ホルンヘルス化をうけているため、初生的な地層の性質はよくわからない。比較的新鮮なところから判断すると、黒色の硬い粘板岩を主体とする地層で、暗灰色の中粒～細粒の砂岩を挟在しており、ところによっては、両者が薄互層状態をしめしている。ホルンヘルス化をうけたところは、圧砕されて千枚岩状になっている場合が多く、片理も全般的に発達している。

片理面の方向を通覧すると、ほぼ南北の走向をしめし、この地層の西部から中央部にかけては東落ちの傾斜をしめしている。東部になるとほぼ垂直になり、東縁部では逆に西落ちの傾斜をしめしている。つまり、片理面だけからみると、南北に軸をもった向斜構造をとっていることになる。なお、図幅北東隅では、片理面は、NW—SEの

走向と 60°~70° SW の傾斜をもつ傾向をみせている。

この地層は、ホルンヘルス化をうけているせいもあるが、全般的に古そうな外観をもち、岩質からみても中の川層に対比される可能性がある。なお、トマム川の南部地域および幾寅市街西方では、ほとんどホルンヘルス化をうけていない。そこでは、上部のウエンザル川層中の粘板岩と区別しにくいものもある。

IV.1.2 落合層〔Hi〕

この地層は、落合市街をとって、約 2.5 km の幅で、南北に細長く分布している。この地層の東側は、片麻岩やミグマタイトを主体とする変成帯に断層で接し、西側は、南北に細長く連続する角閃岩帯と同じく断層で接している。

この地層は、黒色の粘板岩および砂質粘板岩からなる。地層全体がつよい擾乱をうけており、構造はきわめて複雑である。粘板岩は、全般的に片理がつよく、その多くは黒色千枚岩様になっている。とくに、東縁の変成帯との断層付近では、いちじるしく粘土化している。砂質粘板岩の一部は、黒褐色の変砂岩にかわっている。これは、原岩の構造をそのまま残しているもので、鏡下では、ごくわずかに黒雲母の生成がみとめられるていどのものである。

この地層中には、いたるところに石英細脈が発達している。一部には、片理面にそって無数の石英細脈が形成され、片麻岩状の外観を呈しているものもある。ルウオマンソラプチ川上流地域では、黄鉄鉱の鉱染しているところが多い。また、落合市街付近のこの地層中には、輝緑岩が岩床状に進入しているのがみられる。

この地層は、変成岩帯にはさまれて存在する不変成の地層で、他の日高層群の地層とどのような関係にあるのか、今のところ全く不明である。西方の角閃岩帯やホルンヘルス帯の構造が明らかにされてはじめて、相互の関係が推定されるようになるであろう。

IV.1.3 ウエンザル川層

この地層は、東鹿越東方の空知川河岸から、秋田団体、下トマム・ポントマム川中流と、この図幅を縦断し、さらに南接する千呂露図幅のペンケヌシ川まで、2~3 km の幅で分布している。分布上から、千呂露図幅地域と完全に連続している地層なので、千呂露図幅での地層名をもちいた。

下位のユートラシナイ沢層とは、例外なく断層で接している。ユートラシナイ沢層の大部分がホルンヘルス化しているのに対して、ウエンザル川層は、全くみなまの

岩相をしめしている。このことは、ユートラシナイ沢層との境界の断層が、構造的に大きな意味をもっていることをしめしているものといえる。

ウエンザル川層は、下トマムから南部の地域では、 $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ} W \cdot 50^{\circ} \sim 70^{\circ} NE$ の走向および傾斜をしめしているが、北部地域では、 $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ} E$ の走向となり、くの字に彎曲した構造となっている。この地層は、ほとんどが東傾斜をしめしているが、この傾斜が、正であるか逆転しているかは、この図幅地域内だけで判定することは困難である。しかし、南の千呂露図幅地域では、この地層の延長部で、同じように東傾斜をとり、それが逆転構造であることがみとめられており、東側に下部が、西側に上部が発達していることをしめしている^{*}。したがって、この図幅地域でも、東側が下部と考えられる。

この地層は、岩相上からは、砂岩層をはさんで上下に粘板岩を主体とする地層が発達していて、3つの部層に区分することができる。

1 下部粘板岩層〔Hu₁〕

暗灰色の粘板岩を主体とし、灰緑色の細粒～中粒砂岩をしばしば介在する地層である。南部では、乳白色のチャートと粘板岩・砂岩互層部を介在している。

2 中部砂岩層〔Hu₂〕

灰色の粗粒～細粒砂岩で構成される地層である。下部の砂岩は、一般に粗粒で、しばしば、粘板岩片を斑紋状にふくんでいるのが特徴である。この様子は、東鹿越の大沢の上流域で、とくに顕著である。上部になると、粘板岩のラミナが発達するようになり、一般に細粒となる。つまり、全般的に下部が粗粒で上部が細粒となり、下部から上部への堆積環境の変遷をうかがうことができる。

3 上部粘板岩層〔Hu₃〕

下部粘板岩層と、ほぼ同様の岩相および層相をしめす地層である。ただ、下部粘板岩層のようなチャートの介在はみられず、砂岩と粘板岩の互層が目立っている。

IV. 1. 4 ペンケヌシ川層〔Hp〕

この地層は、ホロカトマム川上流流域や下トマム付近からホントマム川下流域にかけて発達している。 $N 20^{\circ} \sim 40^{\circ} E$, $40^{\circ} \sim 60^{\circ} SE$ の走向・傾斜をしめしている。この

* 千呂露図幅説明書では、「西側が下部で、東側が上部である……」と記載してあるが(P.7)、東側が下部、西側が上部の誤りである。あらためて、この説明書で訂正する。

地層も、ウエンザル川層と同様に、千呂露図幅から連続しているの、千呂露図幅での地層名をもちいた。

下位のウエンザル川層との関係は、北部のホロカトマム川上流地域では、直接両者の関係のみとめることはできなかったが、構造上から判断して整合の関係にあるものと思われる。下トマムからポントマム川下流流域にかけた地域では、断層で接している。

この地層は、粘板岩質頁岩を主体としているが、チャートや砂岩などをしばしば介在し、また輝緑岩質岩も挟在している。下部に発達するチャートは、暗緑色あるいは灰白色のもので、かなり連続性をもって発達している。チャートのなかには、ち密な凝灰岩様の外観を呈するものもある。砂岩は、暗緑灰色あるいは灰青色の細粒～中粒の硬砂岩である。

頁岩は、全般的に千枚岩状になっていることが多く、とくにホロカトマム川上流地域や下トマム付近などの断層周辺部で、それがいちじるしくなっている。

輝緑岩質岩は、粗粒で斑晶の目立つ輝緑岩であるが、まれに、細粒で珩質なチャート様のものみとめられる。

IV.2 空知層群

図幅の西部地域には、図幅を南北に縦断する形で、輝緑岩質岩の優勢な複合体が発達している。この岩層から上位の地層は、これまで明らかにされている空知層群の層序に対比されることから、いちおう輝緑岩質岩層の下底から空知層群としてとりあつかった。

この図幅地域では、下位のベンケヌシ川層とは断層で接しているが、千呂露図幅地域内では、整合的に連続する関係のみとめられている。しかも、下位のベンケヌシ川層中には、多くの輝緑岩質岩が介在しており、輝緑岩複合体に漸移する形をとっていることから、ベンケヌシ川層は、空知層群の輝緑岩質岩の進出活動にきわめて近い時期の堆積物と考えられる。つまり、空知層群とその直接下位にくる神威層群の地層とは、ほぼ一連の地層とみられる。

空知層群の発達の主体は、この図幅の西方地域で、神居古潭帯を中心とした石狩金山、山部、下富良野、大夕張などの図幅地域である。このような地域では、詳細な岩相層序が確立していて、6～7層に岩層区分がおこなわれている。そして、その間には不整合関係のみとめられており、それを境として山部層と主夕張層の2層に大きく区

分されている。この地域の空知層群は、分布が限られているため、上にのべた層序に全般的に対比することはできないが、西に隣接する石狩金山図幅地域に発達しているものと合せて考察すると、この図幅地域においても、石狩金山図幅の岩相上の特徴がほぼみられる。この図幅地域内に分布する空知層群は、山部層の2部層と主夕張層の下部を構成する3部層であるが、前にのべたような山部層と主夕張層との間の不整合関係はみとめられず、整合的である。

この図幅地域に発達する空知層群からは、時代を決定できるような化石は発見されていない。しかし、石狩金山図幅の岩部の沢では、かつて上部三畳紀から下部ジュラ紀をしめす *Spiriferina* や *Rhynchonellids* を産している。この化石の産出層は、この図幅の山部層の下部を構成する地層に、岩相上からも構造上からも一致している。したがって、空知層群の下底およびそれに連なる下位のベンケヌシ川層の時代は、三畳紀よりはさかのぼらないであろう。

IV.2.1 山 部 層

この地層は、図幅の西端部に、空知川からトマム川南方にかけて、3.5~1.5 kmの幅で南北に細長く発達している。輝緑岩質岩の厚い複合体と、その上部に発達する頁岩層とから構成される。前者をトマム輝緑岩質岩層、後者を富士川頁岩層として区分した。

上部の富士川頁岩層の構造や、石狩金山図幅との関連などからみると、トマム川流域では、トマム輝緑岩質岩層を核として、南北方向の軸をもつ西へ倒れた背斜構造が推定される。

1 トマム輝緑岩質岩層〔Y₁〕

この岩層は、輝緑岩、スピライト、スピライト質岩、凝灰質岩など、いろいろの輝緑岩質岩類からなる複合体である。しかしその大部分は暗緑灰色を呈し、典型的なオフティック構造をもった細粒~中粒の輝緑岩から構成されている。トマム川流域では、一部に枕状の構造をしめす枕状熔岩がみとめられる。一般的に凝灰質岩は少ない。

上にのべた各輝緑岩質岩は、一般に塊状の産状をしめしているが、ところによって圧砕され、千枚岩状になっているところや、レンズ状にブロック化されている。

この岩層中には、レンズ状の石灰岩をしばしば介在していることが、転石の状況から推定される。賦存位置が確認されているのは、東鹿越およびホロカトマムの2箇所

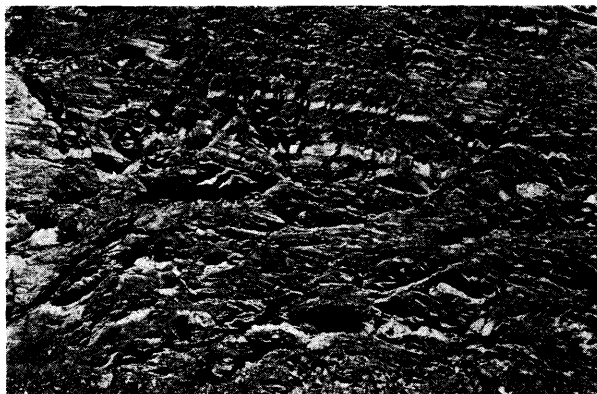
で、このうち東鹿越のものは、規模が大きく、以前から石灰石鉱床として採行されてきている。なお、この岩層中には、まれに灰色のチャートが挟在している。

2 富士川頁岩層〔Y₂〕

この地層は、暗灰色の板状層理の日立つ頁岩、青灰色の細粒～中粒砂岩および灰白色のチャートなどから構成されている。下部では、細粒砂岩を挟在することが多く、ところによっては頁岩との薄互層状態をしめている。また、チャートや輝緑岩質凝灰岩の薄層を介在しているところもある。

上部になると、砂岩の介在は少なくなり、わずかに砂粒によるラミナがみとめられるような頁岩が発達している。

この地層と下位のトマム輝緑岩質岩層との関係は、トマム川の河岸でくりかえし観察することができる。そこでは、境界面はかなり鮮明に平滑で、まったく整合的な状態をしめしている。



第3図 富士川頁岩層の露出

IV.2.2 主夕張層

主夕張層は、山部層の分布地域のさらに西側に、わずかながら発達している。この地層の主体は、石狩金山～幅地域に分布しており、この幅地域には、下部の一部の地層だけが発達している。岩相上から、砂岩を主体とするニゴリ沢砂岩層、頁岩にとむ頁岩と砂岩との互層からなる滝ノ沢頁岩層、および砂岩、輝緑岩質岩、頁岩、チャートなどから構成される無名沢輝緑岩質岩砂岩層の3部層に分けられる。

下位の山部層とは、富士川頁岩層の上に発達する砂岩に富む互層部を境にして、そこ

から上部を七夕張層としてあつかった。

七夕張層の各部層は、南北性の走向をとり東に $20^{\circ} \sim 70^{\circ}$ の傾斜をしめして分布し、まえにのべたトマム輝緑岩質岩層を核とする背斜構造の西翼部を構成している。そして、図幅の西南隅および西北隅地域では、石狩金山図幅地域につらなる向斜構造をとっている。

1 ニゴリ沢砂岩層〔S₁〕

この地層は、暗灰色ないし灰白色の細粒～中粒砂岩と、暗灰色の頁岩との互層であるが、全般的に砂岩に富んでいる。ときには、灰白色の粗粒砂岩も介在している。一般に明瞭な板状層理が発達している。



第4図 ニゴリ沢砂岩層の露出

2 滝の沢頁岩層〔S₂〕

この地層は、暗灰色の頁岩を主体とし、硬砂岩やチャートをはさむ地層である。頁岩は、一般に珪質であるが、シルト質や砂質の部分もまれにみとめられる。板状層理が明瞭に発達していることが多い。

トマム川地域のこの地層は、ほとんど頁岩だけからなり、ごく少量の砂岩をはさむていどで、北部のホロカトマム川上流地域では、チャートの薄層を介在している。

3 無名沢輝緑岩質岩砂岩層〔S₃〕

この地層は、輝緑岩質凝灰岩、砂岩、頁岩、チャートなどから構成されている。

図幅の北西隅地域では、暗緑色の輝緑岩質凝灰岩、暗灰色の頁岩、暗赤褐色や灰白色のチャートなどが、4～5mの単位で互層状態をしめしている。ここの頁岩には、かなり明瞭な層理が発達しており、輝緑岩質凝灰岩とは鮮明な境界面をもつのが普通である。チャートには、泥っぽい凝灰質のものもある。輝緑岩質凝灰岩の一部には、輝緑岩質岩の角礫をふくみ、角礫凝灰岩あるいは集塊岩状の岩相をしめすものがある。

南部の滝の沢上流地域では、頁岩中に輝緑岩の枕状熔岩を介在しているほか、チャートや砂岩をしばしば挟在するのが特徴である。

V 十勝熔結凝灰岩〔Wd〕

この熔結凝灰岩は、図幅の北辺部に、日高累層群を直接おおって分布している。これは、北に隣接する西達布図幅地域一帯にかけて広く発達しているもので、分布の状態から、基盤岩層の低いところを埋めて発達しているようである。

岩質は、石英の斑晶の目立つ灰色のもろいもので、熔結度はそれほどつよくなく、一般的に均質な岩質をしめしている。構成鉱物は、斑晶として、大型の融蝕形をとる石英と、多量の斜長石破片を主体とし、少量の黒雲母をともなっており、まれに小さな輝石片がみつめられる。

これらの鉱物片の間を流理構造をもったガラスが埋めており、部分的に球顆状をしめしている。

この熔結凝灰岩の噴出源は、今のところ明らかでなく、噴出時期も新第三紀末期から第四紀初期の間と考えられ、確実な時期は明らかでない。



第5図 十勝熔結凝灰岩の顕微鏡写真 ×50

VI 第四系〔Gl, Tr, Tu, Al〕

この図幅地域に発達する第四紀の地層は、図幅東部にみられるルウオマンソラプチ礫層と河岸段丘堆積物、崖錐堆積物、および氾濫原堆積物である。

ルウオマンソラプチ礫層は、地形の項で説明したように、落合市街に向って南から北に流れるルウオマンソラプチ川にそった低地帯に発達している、標高500~600mの平坦面を形成している砂礫層である。現河床との比高は60m以上あり、平坦面がかなり解析されていることからみて、やや古い時期の堆積物と思わかる。この地域以外には、このような礫層は、まったくみられない。

河岸段丘堆積物は、空知川およびトナム川下流沿岸に、現河床からの比高5m内外の段丘面を形成している。その他の河川ぞいにも段丘堆積物と思われるものがみつめ

られることがあるが、崖錐堆積物におおわれており、両者を区別することは困難である。崖錐堆積物は、図幅地域の全域に優勢に発達している。氾濫原堆積物は、わずかに、幾寅市街付近の空知川ぞいに広がっているにすぎない。

VII 変成岩類

この図幅地域には、低変成度のホルンヘルスから花崗岩質のミグマタイトまで、いろいろの変成岩類が発達している。これらの変成岩類は、図幅東部の日高変成帯の延長部にあたる地域と、図幅中央部のユートラシナイ沢層地域とにわかれて分布している。両地域の間には、不変成の落合層が発達しており、相互の関係は明らかでない。

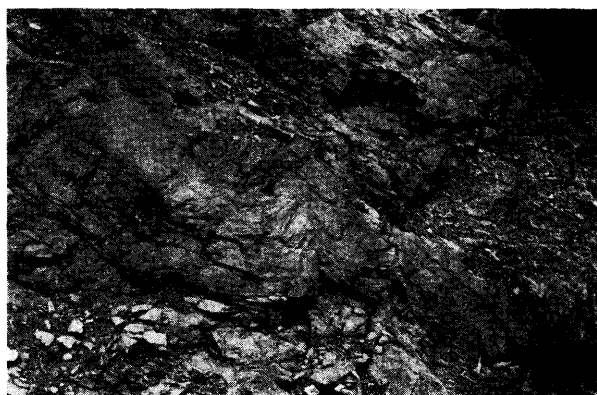
VII.1 ホルンヘルス〔Ho〕

この岩石は、図幅の中央部地域と北東部のユートラシナイ沢層の分布地域一帯に、広く発達している。両者のホルンヘルスはそれぞれ構造的にも区別して考えなければならぬものと思われるが、ここではとりあえず一括してとりあつかった。

図幅の中央部地域に発達するホルンヘルスは、一般に変成度のよわい細粒のもので、いちじるしく圧砕されて、千枚岩状を呈するものが多い。岩質的には、黒雲母ホルンヘルス、含堇青石ホルンヘルス、含柘榴石堇青石ホルンヘルスなどにわけられるが、それぞれがどのように分布しているかは不明である。概して、落合岳付近から空知川沿岸付近にかけて、変成度の高いものが多くみられ、柘榴石や堇青石が多量にふくまれている。トマム川の南部地域になると、ホルンヘルスというよりも変砂岩でいどのものが多く、変成度の高いものは、ごく一部にみられるだけである。なお、東側の角閃岩帯に接するところには、とくに変成度が高く粗粒になったものがみられる。

この岩石の黒雲母は、緑褐色のもので、いちじるしい平行配列をして生長している。柘榴石は、こまかい粒状のものであるが、ごく一部では、大型になっている。堇青石は、ほとんどすべてピニ石に変っている。ごく粗粒な部分に限って、斜長石の形成がみとめられる。

図幅の北東部地域に分布するホルンヘルスは、黒雲母片麻岩から移行しているものであるが、漸移するようなところはほとんどなく、破碎性の断層で片麻岩と接していることが多い。ここには、片状黒雲母ホルンヘルスが多く、優白質の部分と黒雲母の集合する部分との縞が目立っている。同じように、柘榴石や堇青石がふくまれているものがあり、最北端になると、変砂岩でいどのものもみとめられる。



第6図 ホルンヘルスの露出



第7図 含堇青石ホルンヘルスの顕微鏡写真 ×50

VII.2 緑色岩類〔Ge〕

緑色岩類は、図幅中央部のホルンヘルス発達地域一帯に数多くみとめられる。とくに、空知川沿岸の越中団体付近から落合岳やトママ山付近をとおるトママ川にいたる地帯に、集中して発達している。

岩質は、灰緑色ないし緑色を呈する細粒の堅硬なもので、陽起石と曹長石を主体とし、少量の石英と緑簾石をともなっている。陽起石は、いちじるしく繊維状を呈し、ごくまれに原岩の構造と思われるオフィテック構造の形を残しているものがみられる。ホルンヘルスには圧砕されたものが多く、千枚岩状になっているものが多いが、



第 8 図 緑色岩類の顕微鏡写真 ×50

緑色岩類は、ほとんど例外なく塊状を呈している。

この岩石の原岩は、岩脈状あるいは岩床状に侵入した輝緑岩と思われるが、原岩の構造をはっきり残したものが無いので、明らかでない。ただ、ほとんどホルンヘルズ化を受けていないユートランナイ沢層中に、中粒ないし粗粒の輝緑岩がみられることから、これと同じ岩質のものと推察される。

VIII.3 角閃岩〔Am〕

この岩石は、落合市街の北部からルオマンソラブチ川の西側にそって、約 1 km の幅をもち南北に細長く連続する岩体を構成している。

暗緑色の緻密堅硬な岩石で、ごく細粒の角閃片岩様のもから、かなり粗粒のものまで、いろいろの岩質のものがある。一般に肉眼で角閃石がみられるていどのものとなっている。緑色岩類が塊状のものであるのに対して、この岩石は、いちじるしく方向性の強いのが特徴である。

構成鉱物は、かなり結晶度の高い陽起石質角閃石とソーシユル石化した斜長石を主体とし、やや多量のチタン石をともなっている。陽起石は、いちじるしい平行配列をして生長しているが、針状あるいは繊維状になることはない。ときに、細粒のカミング角閃石が多量に形成されているものがあり、そこには再結晶した大型の斜長石が、斑状変晶状に生長している。

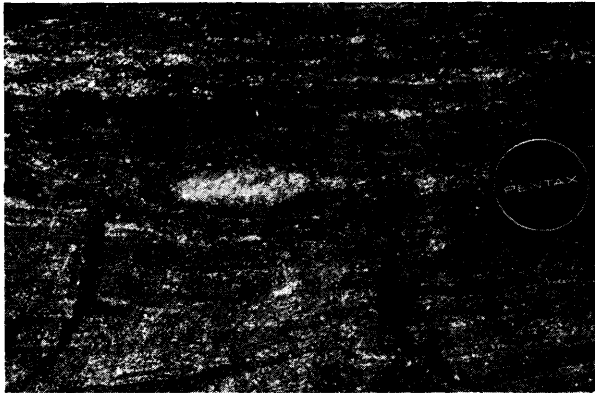
この角閃岩帯中には、しばしば剪断帯が発達しており、破碎や粘土化しているところが多くみられる。ときに、やや変成度の高い片状ホルンヘルズがはさまれている。

なお、金の沢の下流沿岸では、角閃岩化していない粗粒のはんれい岩様の岩石がみられる。これは、よごれた斜長石と普通輝石からなるものであるが、角閃岩の原岩なのかどうかは明らかでない。

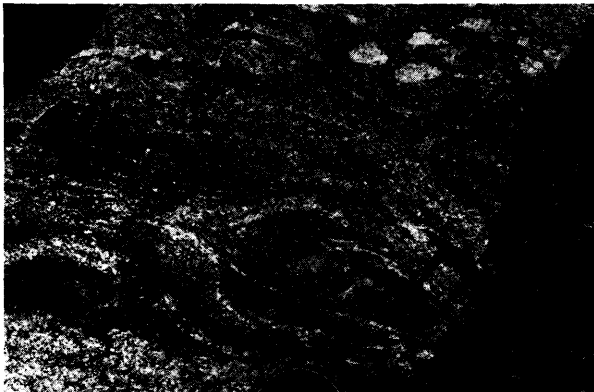
角閃岩の片理面は、岩体の形と平行してほぼ南北の走向をしめし、西に 40° から 60° ほど傾斜している。この構造は、東側の落合層のそれとはまったく違い、むしろ西側のホルンヘルス地域の地質構造と一致している。

VII.4 黒雲母片麻岩〔Gn〕

この岩石は、図幅の東南部地域一帯に優勢に発達しており、幅広い片麻岩帯を構成



第9図 縞状黒雲母片麻岩

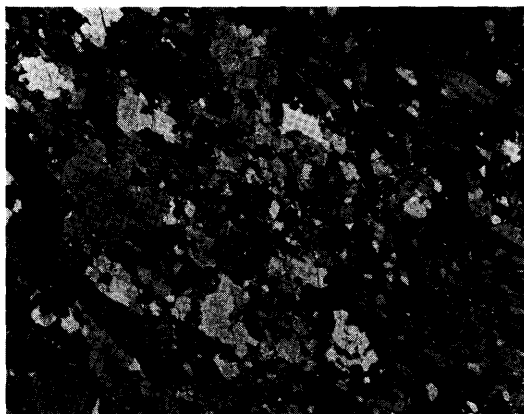


第10図 粗粒黒雲母片麻岩中のパレオゾーム（黒雲母片麻岩）

している。変成度の低い黒雲母片麻岩様のものから、粗粒なミグマタイト質のものまで、いろいろのものがあるが、主体をなすのは、縞状黒雲母片麻岩、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩、および黒雲母角閃石片麻岩である。なかでも、黒雲母が縞状に濃集し、優白質の目立つ標式的縞状片麻岩が、もっとも多い。これらの各片麻岩は、相互に明瞭な境界をもっているものではなく、たいていはお互いに漸移の関係にあり、それぞれの分布も明らかでないので、一括してあつかった。

これらの片麻岩は、一般に、石英、黒雲母、斜長石を主体とし、少量の柘榴石や正長石をともなっている。北部のものには、堇青石をふくんでいるものがあるが、そのほとんどはピニ石に変っている。また、淡緑色の塩基性岩源の片麻岩とみられるものが、数 m の幅で、斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩と互層して発達しているところがある。

片麻岩の片理面は、ほぼ南北の走向で西に傾斜するものが多いが、ときに東西性の走向をしめすところもある。

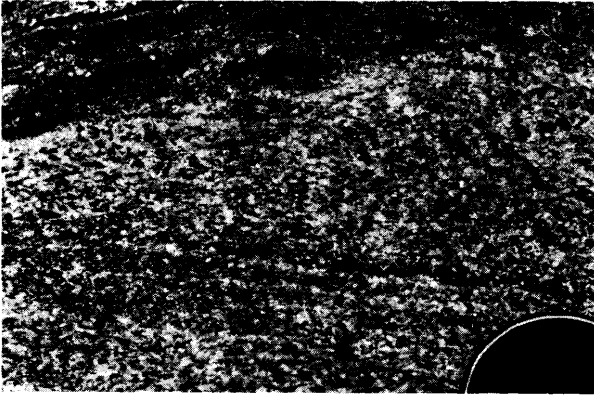


第 11 図 縞状黒雲母片麻岩の顕微鏡写真 ×50

VII.5 片麻岩状ミグマタイト〔Mg〕

この岩石は、黒雲母片麻岩中のいたるところにみられるが、しかし大きくみて片麻岩帯の南部に多い。とくに図幅東南隅の山稜を構成するところに、まとまって発達している。

周囲の片麻岩類との直接の関係は不明であるが、片麻岩中の粗粒部と類似する岩質

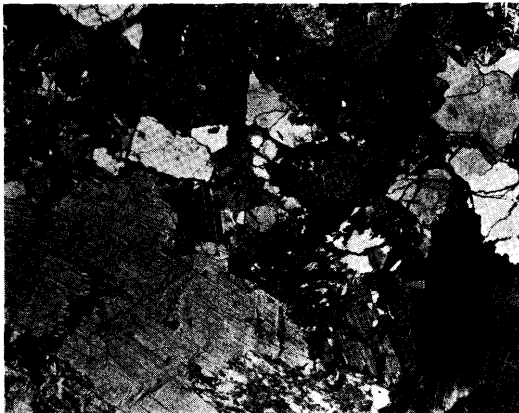


第12図 片麻岩状ミグマタイト

をしめすことから、片麻岩とは漸移の関係にあるものと思われる。

この岩石に、粗粒ないし中粒のもので、黒雲母の平行配列による方向性がつよくしめされる岩石である。しばしば片麻岩をとりこみ、またブロック化され、その間を優白質脈によりうめられているものもある。シュリーレン状に黒雲母や角閃石が集合する部分を多くふくんでいる。

この岩石は、グラノブラスチック組織をしめし、黒雲母、斜長石、石英を主体とし、少量のカリ長石と角閃石をともなっている。カリ長石は、他の鉱物の間をうめたり包みこんだりして生長しており、斜長石との間にミルメカイトを生じ、わずかに微斜



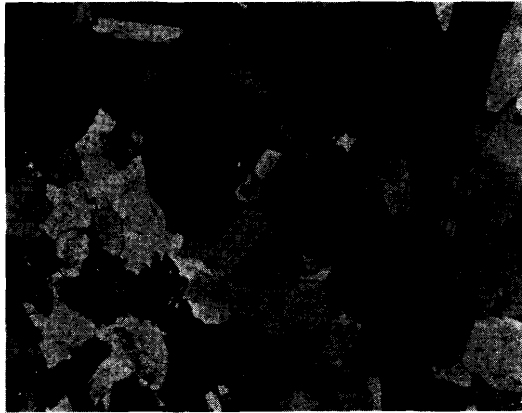
第13図 片麻岩状ミグマタイトの顕微鏡写真 ×50

長石構造をもつものもみられる。

このミグマタイトの方向性は、周囲の片麻岩の片麻状構造と完全に平行している。

VII.6 花崗岩質ミグマタイト〔Mr〕

この岩石は、片麻岩帯南部の中央付近に、幅数 m から数 100 m の小岩体を構成して発達している。このミグマタイトも、まわりの片麻岩類とは整合的で、境界部は漸移することが多い。



第 14 図 花崗岩質ミグマタイトの顕微鏡写真 ×50

中粒ないし粗粒の優白質のミグマタイトで、黒雲母の平行配列による方向性はよわい。この岩石中には、全体に規則的な節理が発達し、片麻岩類をとりこんでいるのがみとめられる。構成鉱物は、黒雲母、斜長石、石英、カリ長石が主なもので、そのほか少量の角閃石や石榴石がみられることがある。全体にグラノブラスチック組織をしめすが、斜長石は斑晶状を呈することが多い。カリ長石は、正長石が多いが、ときにパーサイト質のものもみられ、斜長石との間にミルメカイトを生じている。角閃石は、淡緑褐色柱状のもので、細粒粒状斜長石および石英と組合って集合する場合が多い。

VIII 火成岩類

この地域に発達する火成岩には、片麻岩帯中にみられる花崗岩とはんれい岩類のほかに、日高層群中に侵入している優白岩、輝緑岩、および蛇紋岩がある。このうち量的に多いものは、東縁部の花崗岩と空知層群中の輝緑岩である。

VIII.1 花崗岩〔Gr〕

花崗岩は、図幅の東辺部に大きな岩体を構成しており、東に隣接する新得図幅地域に広く発達しているものの一部である。この図幅地域での分布は、ほとんどが山稜部になっているうえ、地表部は風化作用がいちじるしく進んでいるため、露出が悪く、岩体の状態は、ほとんど転石から推定する以外に方法はない。

もっとも一般的にみられるものは、塊状で中粒の均質な花崗岩で、ときにやや斑状のものがみられる。また、岩体最北部では、岩脈状に小さな岩体に分岐するものがあるが、そこではアブライト質の花崗岩となっている。

これらの花崗岩は、斜長石、カリ長石、石英、黒雲母を主体とし、少量の磁鉄鉱をともなっている。斜長石は、大型の短冊状の形をしており、カリ長石により不規則に交代され、ミルメカイトが形成されている。カリ長石は、パーサイト質のものが多い。

VIII.2 優白岩〔Lu〕

この岩石は、ポントマム川の源流域にみられる。分水嶺に近いところに、岩脈状の小岩体をなしているものらしく、直接露出を確認することはできなかったが、付近の沢の中に、大量の転石となってみられるものである。

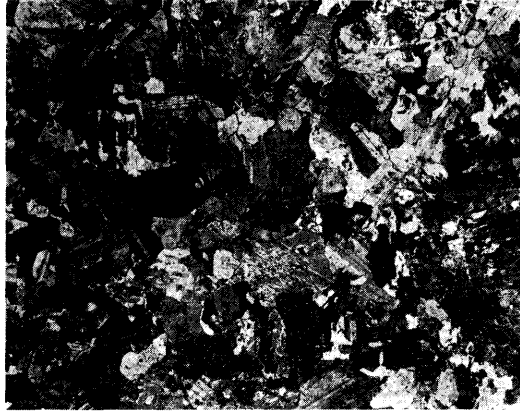
岩質は、やや粗粒の優白質の堅硬な完晶質岩で、石英、カリ長石、斜長石を主体とし、ごく少量の黒雲母をともなっている。とくに、パーサイト質のカリ長石に富んでいる。

このような岩石は、この図幅地域内にはほかにみられないが、幾寅市街の北方山地で、北に隣接する西達布図幅内には、同じような賦存形態で花崗質岩のあることが知られている。

VIII.3 はんれい岩類〔Gb〕

はんれい岩類は、上トマム南方のトマム川源流から双珠別川地域にかけて、ややまとまってみられるほか、片麻岩中に幅数 10 m の岩体を構成している。

上トマム南方のものは、南接する千呂露図幅地域から南方にかけて発達する老大なはんれい複合岩体の北端部にあたる。ここには、かんらん石はんれい岩、ノーライト、角閃石はんれい岩などがみられるが、一般に塊状堅硬な中粒のはんれい岩である。千呂露図幅地域にみられるような、片麻状はんれい岩はみとめられない。つまり、南のはんれい複合岩体の比較的東側を構成する岩質のものが、この図幅地域までのびてき



第 15 図 角閃石はんれい岩の顕微鏡写真 ×50

ているといえる。

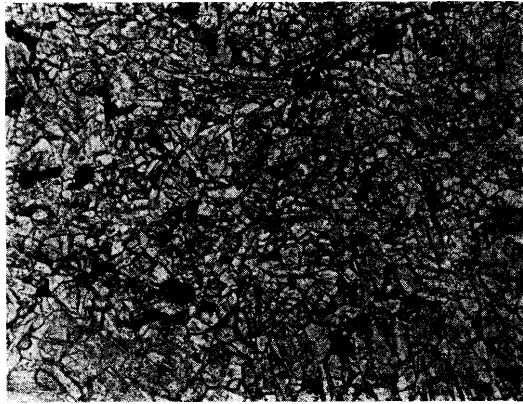
かんらん石はんれい岩は、斜長石と普通輝石を主体とし、ごく少量のかんらん石、しそ輝石、角閃石、黒雲母などをともなっているもので、とくに堅硬で新鮮な岩質をもっている。ノーライトや角閃石はんれい岩は、後火成作用による変質をうけているものが多い。

片麻岩中にみられるものは、かなり変質して角閃石はんれい岩で、パレオゾーム状にとりこまれているものらしく、はんれい岩体中に優白質の細脈が数多く発達しているのがみられる。構成鉱物も、斜長石と淡緑色ないし淡褐色角閃石を主体とするが、ときに黒雲母や石英が多量に形成されている。

VIII.4 輝 緑 岩〔Db〕

この図幅地域に発達している日高岩層群中には、各所に輝緑岩質岩が分布している。とくに、空知層群の田部層の下部を構成するトマム輝緑岩質岩層は、ほとんどがこの種の岩石からなるものである。これについては、同岩層の項において説明したので、ここでは省略する。

そのほかのものは、一般に岩脈状あるいは岩床状の形をとって発達しており、ユートラシナイ沢層、落合層、ベンケヌシ川層中にみられる。なお、ホルンヘルスの分布地域中に発達する緑色岩類も、このような輝緑岩質岩が変成したものと思われる。これらの輝緑岩の形成時期は明らかでないが、変成をうけていることから、かなり早い



第16図 中粒輝緑岩の顕微鏡写真 ×50

時期のものと判断される。とくに、ペンケヌシ川層中のものは、トマム輝緑岩質岩層の複合体を構成するものの活動と関連するものと思われ、ペンケヌシ川層の堆積時期とあまり時代的な間隙はないと考えられる。

ホルンヘルスの発達する地域以外にみられる輝緑岩は、ほとんどが源岩の構造を残しており、明瞭なオフィテック構造をしめす中粒からやや粗粒な輝緑岩である。ただし、多くのものは、曹長石緑泥石岩に変わっている。

VIII.5 蛇紋岩〔Sp〕

蛇紋岩は、東鹿越の大沢上流に発達するウエンザル川層とペンケヌシ川層との境界断層に接して、ただ1ヶ所にみとめられる。これは、延長約30m、幅20~30mにわたって露出する岩体で、地層との境界面は、およそN20°~30°Wの走向をとっている。岩体の中央部には、N—S・75°Eの走向・傾斜をしめす幅5m前後の断層破砕帯が発達しており、それから東側の蛇紋岩は角礫化している。また、破砕帯から西側の蛇紋岩には、断層面に平行な割れ目が発達している。

IX 地質構造

この図幅地域は、南から連続する日高帯にふくめられる。日高帯は、この図幅地域から南方襟裳岬まで、日高山脈の稜線にそって日高変成帯が連なり、その西側に不変成の粘板岩層が南北方向の走向で分布している。さらにその西側に輝緑岩質岩の複合体が平行してつらなるといった、いちじるしい南北方向の帯状構造をとるのが特徴で

ある。

この図幅地域は、南から続いてきた帯状構造地域が、新期の十勝大雪の火山噴出物でおおわれており、基盤構造における1つの単元の末端部ということが出来る。この地域にも、同じような帯状構造が発達しているが、このような末端部という位置を反映して、帯状構造の性質に、南方とはかなり違ったものがみられる。

この図幅の東部地域は、日高変成帯の延長部にあたる。南に隣接する千呂露図幅地域の同変成帯が、ほとんど深成岩類によって構成されているのに対して、この図幅地域では、片麻岩類やミグマタイト類を主体とした変成岩から構成されている。そして、各種の変成岩類は、南部において優勢であり、北部では急激に劣勢となり、ホルンヘルス帯に移行している。つまり、この変成帯は、北部において消滅する形をみせている。

ここで特徴的なことは、落合層で構成されている不変成帯の存在と、その西側の角閃岩帯が発達していることである。南方の日高変成帯においては、この角閃岩帯までが変成帯にふくめられ、角閃岩帯の西縁部に発達するいちじるしい衝上断層によって西側の不変成粘板岩層と接しているが、この図幅地域では、かなり違った形になっているわけである。しかし、角閃岩の、岩質や特徴が南方のものと完全に一致している。そうすると、落合層の不変成帯は、南方の変成帯において角閃岩帯と東方のはんれい複合岩体との間にみられるいわゆるセブタに対比されることになる。つまり、南方では1つの変成帯にまとまっているものが、この図幅地域では、それぞれの構造单元ごとに分離しているということが出来る。このことからすると、角閃岩帯と片麻岩帯とは全く別の構造单元であると考えられる。

角閃岩帯の西側は、広くホルンヘルスが発達する地域となっていて、南方の帯状構造の一般的な形態といちじるしく違う。ただし、日高累層群の構造は、南の千呂露図幅地域から完全に連続した形態をとり、間に構造的に大きな影響を与えるような断層などは存在していない。つまり地層そのものの構造は、そのまま、ただホルンヘルスの形成がかなりの地域をしめているだけである。

この地帯のなかにみられる優白岩や、北方の西達布図幅地域の、この地帯にみられる花崗岩の存在などから推察すると、この地域も、東方の変成帯と同じように、変成作用や火成活動と関連して1つの独立した構造单元を構成していると考えられる。このことは、西側のウエンザル川層との間の断層によって、ホルンヘルス地域と、完全

な不変成地域とが、明確に区別されていることから肯定される。

ウエンザル川層とベンケヌシ川層とは、いちおう神威層群に対比されるものと思われるが、実際には空知層群と一連の堆積とみられる点があり、この図幅の西部地域を構成する地帯として一括して考察した方がよい。この地域も、南方の千呂露図幅地域と比較すると、若干の相違がみとめられる。それは、トマム輝緑岩質岩層を構成する輝緑岩質岩複合体は、南方地域でより迸出岩体の特性をもっており、1つの带状地帯にまとまっていて、日高西縁構造帯とよばれる地帯を構成している。これに対し、この図幅地域および西方の石狩金山図幅地域にかけては、それが3つの带状地域にわかれ、堆積岩層の性格がよくなっている。とくに、南方地域にみられなかった空知層群の頁岩や砂岩などの正規の堆積岩層が発達していることは、大きな特徴である。

このように、図幅地域は、同じ日高帯にふくめられるが、南方地域の一般的な構造と比較したとき、多くの特徴的な違いをもっているといえる。

X 応用地質

この地域の鉱物資源には、硫化鉄、マンガン、および石灰石がある。石灰石は、東鹿越のものが以前から稼行されてきており、現在も操業中であるが、その他のものは放置されたままである。

X.1 硫化鉄

この鉱床は、ルウォマンソラブチ川の支流金の沢の角閃岩帯中に胚胎する含銅硫化鉄鉱床型のものである。角閃岩を母岩とし、珪化と若干の粘土化をともなって、石英と黄鉄鉱からなる鉱体が形成されている。錘幅は20cmでいどの小さなもので、N10°E、70°NWの方向にのびているが、延長は不明である。

この鉱体の下盤は、わずかに変質をうけた角閃岩で、上盤は、50cmの間が絹雲母とみられる粘土化をつよくうけており、さらに1mぐらいの間が、かなりの珪化と若干の緑泥石化をうけている。このような鉱床形成による変質は約3mにわたっている。

この鉱床は、かつて坑道掘さくによる若干の採鉱が行なわれたらしいが、規模が小さく品位も低いことから、現在は放置されている。

X.2 マンガン

マンガン鉱床は、幾寅市街の東南方約5kmの、越中団体の西方小沢から共栄の南

方小沢にかけてみられるものである。この鉱床は、石英とバラ輝石からなる鉱体が、規模の大きい珪質岩にそって発達している。この珪質岩は、露出で5 m以上の厚さをもっており、ほぼN60°E方向に500 m以上にわたって散在している。ほとんどがモザイク状の石英から構成されているもので、ごく少量の黒雲母、白雲母、柘榴石がふくまれている。

マンガン鉱石は、この珪質岩中にバラ輝石が濃集して形成されたものであるが、品位は一般に、Mn 20%以下である。共栄南方のものは、かなり優勢にバラ輝石が濃集しているが、その範囲は小さいようである。

このマンガン鉱床は、鉱徴のみられる範囲が約2 kmの延長をもっており、母岩となっている珪質岩の規模も大きい、鉱石の品位が低く、稼行の対象にならない。

X.3 石灰石

この図幅地域には、石灰岩の岩体が2・3ヶ所に知られている。しかし、現在石灰石鉱床として採掘されている東鹿越のもの以外は、小規模のものである。

1 東鹿越石灰岩

国鉄東鹿越駅の南方数100 m付近の山腹に、大きな採掘面をみせている鉱体で、図幅地域では、もっとも規模の大きなものである。

この石灰岩は、山部層のトマム輝緑岩質岩層中に胚胎する、層状に近いレンズ状鉱体である。長軸の延長は800~900 mで、N35°~45°Eの走向をしめしており、傾斜は45°~50°SEで、厚さは60~150 mである。石灰岩の境界線は、不規則で凹凸にとんでおり、下盤側には、石灰質の輝緑岩質凝灰岩、チャート、粘板岩などをともなっていることが多い。また、厚さの膨縮は、かなりいちじるしいようである。北部の鹿越鉱山の採掘現場では、ほぼ南北方向の背斜構造がみとめられている。

鉱体の南端は、東鹿越大沢で切られ、その南部には延長していない。また、北端も急速に収縮している。しかし、北端から約500~600 mの延長部に、この地域での最初の稼行鉱体といわれている小さな石灰岩体がある。南部の鉱体とは連絡していない。

南部の鉱体の鉱量は、400万ト前後と見積られている。鉱石は、一般に灰白色を呈し、ち密で品質は良好で、CaO 54%以上とされている。この鉱体の分析値は、次表のとおりである。

なお、この鉱体は、南部と北部とで2つの鉱山によって採掘されている。南部の鉱山は、日鉄鉱業東鹿越鉱山であり、北部のものは、鹿越鉱業鹿越鉱山である。

CaO %	MgO %	SiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %	Ig. loss
54.23	0.87	1.31	1.07	1.19	40.66

(日本鉱産誌 Ⅲによる)

日鉄鉱業東鹿越鉱山

この鉱山は、鉱体の南端部から開発され、調査当時は、北部の鉱床の開発に着手し、年産19万トンの前後の生産をあげていた。鉱石の大部分は、いろいろな大きさに粉碎されて、製鉄・製糖・パルプ・農業用炭酸カルシウムなどの原料、および炭鉱用岩粉として、道内各地に出荷されている。

鹿越鉱業鹿越鉱山

日鉄鉱業東鹿越鉱山の北部鉱床の北側に切羽をもつ鉱山である。製紙、製糖原料、および炭鉱用、道路用岩粉、農業用炭酸カルシウム原料として、年間6万～8万トンの生産をあげ、道内各地に出荷している。

2 内藤農場大理石

幾寅市街の南方約3kmのところの内藤農場南部山地に賦存する。ユートラシナイ沢層の砂岩粘板岩層中に胚胎する、長軸がN20°Eの走向をもつ規模の小さいレンズ状鉱体である。

この鉱体は、大正末期に一時採掘されたといわれているが、鉱体延長50m以下、幅10m前後で、鉱量1万トン未満の鉱体のため、その後は放置されている。

石灰岩は、灰白色を呈し、中粒～細粒の結晶粒の目立つ結晶質のものである。局部的に黒色の不純物が縞状にはいりこんで、片麻岩様の外観を呈する部分もみられる。したがって、装飾用石材としての価値は、多少あろうが、鉱量が少ないので、稼行対象としては考えられない。

文 献

- 1) 小山内熙・長尾捨一・三谷勝利・長谷川潔・橋本亘 (1958): 5万分の1地質図幅説明書「石狩金山」, 北海道開発庁
- 2) 酒匂純俊・小山内熙 (1962): 5万分の1地質図幅説明書「千呂露」, 北海道立地下資源調査所
- 3) 国府谷盛明・土屋篁・他 (未刊): 5万分の1地質図幅説明書「新得」, 北海道開発庁
- 4) 小山内熙・他 (未刊): 5万分の1地質図幅説明書「西達布」, 北海道開発庁
- 5) 橋本亘 (1960): 北海道の下部蝦夷層群以前の地層群に関する諸問題, 東北大学理科報告(地質学)特別号, 第4巻
- 6) 長尾捨一・小山内熙・酒匂純俊 (1952): 石狩国空知郡南富良野村金山, 鹿越および幾寅付近の石灰石鉱床, 北海道地下資源調査資料, 第4号
- 7) 酒匂純俊・金山喆祐 (1959): 沙流川上流・落合地域のマンガン鉱床および硫化鉄鉱床, 北海道地下資源調査資料, 第51号

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

OCHIAI
(Kushiro—28)

By
Sumitoshi Sakō, Hiroshi Osanai, Katsuhide Matsushita
and Tetsusuke Kanayama
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The area of Ochiai sheet-map extends from $43^{\circ} 0' N$ to $43^{\circ} 10' N$, and from $142^{\circ} 30' E$ to $142^{\circ} 45' E$, and is included in the Hidaka zone which forms the basement of the central axis of Hokkaidō. It consists of northern part of the Hidaka metamorphic belt, which extends north-south, parallel to the Hidaka Range, and the Hidaka Supergroup developed to the west of the former. All these formations are covered extensively on their northern marginal parts by the welded tuffs, erupted in the early Quaternary or in the later Neogene.

The area is divided into the eastern zone mainly composed of metamorphic rocks, the central part composed of hornfels, and the western part composed of the Hidaka Supergroup, of which the essential members are the diabasic rocks.

Eastern part

The eastern part of this area is further divided into the metamorphic belt composed of various kinds of metamorphic rocks such as hornfels, gneiss or migmatite, as well as plutonic rocks,

i.e., granite and gabbro, the slate zone composed of unmetamorphosed sandy slate, and the amphibolite zone.

The southern part of this metamorphic belt is mainly composed of medium to coarse-grained biotite gneiss, and migmatite, accompanied locally by gabbroic rocks such as olivine gabbro, norite, and hornblende gabbro, whereas its eastern margin is occupied by the granitic rocks, which are extensively developed towards the east. In the northern extension of this belt, however, migmatite is absent, and the gneiss gradually grades into schistosed hornfels, and finally to ordinary hornfels. Therefore, this metamorphic belt is confined only within this area, and grades gradually to non-metamorphosed rocks on all sides.

The slate zone forms a narrow belt about 2 km in width, extending from north to south, to the west of the above-mentioned metamorphic belt, and is composed of the sandy slate called the Ochiai Formation. This formation belongs to the Hidaka Supergroup, but its stratigraphic position and its geologic age have not yet been determined. This belt in general is severely disturbed, and shows very complex geologic structures. The slate is mostly phyllitized, and locally the sandstone grades into meta-sandstone. Dykes of diabase found in this belt are always metamorphosed to meta-diabase composed of albite and chlorite.

The amphibolite zone extends as a narrow belt, about 1 km in width, from north to south along the boundary between the eastern part and the central part. The zone is underlain by the fine- or medium-grained, highly schistosed amphibolite, composed of green hornblende and plagioclase. No distinct variation in the petrographic characters is observed within this zone.

Central part

The zone about 6 km in width running from north to south in the central part of the sheet-map is covered by the Yūtorashinai-zawa Formation, which consists mainly of black slate and fine-grained sandstone. Although the formation is regarded from litho-

logical viewpoint to belong to the Nakanokawa group of the lower Hidaka Supergroup, its stratigraphic position and its geologic age have not been definitely settled. Nearly all parts of this formation are metamorphosed to various kinds of hornfels, such as biotite hornfels, garnet-bearing biotite hornfels, and cordierite-bearing biotite hornfels. In addition, dykes or sheets of green rocks derived from diabase are well developed in this zone, but all of them are now represented by the albite-epidote-actinolite rocks.

The metamorphic grade of the hornfels is higher in the central to northern parts, whereas only meta-sandstone is common in the southern part. Therefore, their metamorphic grade is reverse to the trend of metamorphic grade in the eastern zone.

Western part

The western part of this area consists of the upper Hidaka Supergroup, all members of which are continuous from north to south with strikes parallel to this direction. The formations of the lower to the higher horizons are zonally distributed from the east to the west. Characteristic is the development of the diabasic complex, represented by the Tomamu diabasic rock, accompanied by the sedimentary rock facies, lying directly upon it.

In the southern extension of this sheet-map this diabase complex forms an independent tectonic belt, whereas it forms many folded structures along with the sedimentary facies of the Sorachi Group in this area.

Economic geology

The mineral resource in this area comprises iron sulphides, manganese and limestone. The iron sulphides form "Kieslager-type" ore deposits in the amphibolite along the Kinno-sawa river, a tributary of the Rūomansorapuchi river, and the ore bodies are composed of pyrite and quartz, accompanied by silicification and clay formation. These ore deposits have been worked out intermittently, but they are now abandoned, because of their small size

and poor grade of ores.

The manganese deposits in the hornfels to the east of Ikutora consist of disseminated rhodonite ores within the siliceous rocks, about several meters in width. Their surface manifestation can be traced over 2 km in length, but they are not yet worked out because of the low grade of ores.

The limestones are present at Higashi-Shikagoe and Ikutora in the northwestern corner of the area. Those at Higashi-Shikagoe form lenticular masses embedded within the Tomamn diabasic rocks, and have been quarried for many years. Those at Ikutora are found within the hornfels and are changed to marbles.

昭和 42 年 3 月 20 日 印刷

昭和 42 年 3 月 25 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

札幌市北大通西 8 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北大通西 8 丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

OCHI AI

(KUSHIRO—28)

By
SŪMITOSHI SAKŌ
HIROSHI ŌSANAI
KATSUhide MATSUSHITA
TETSUSUKE KANAYAMA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ
MASAYUKI SAITŌ, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY.
1967