

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 上 豊 似

(釧路—第63号)

北海道立地下資源調査所

昭和 50 年



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを北海道においてとりまとめたものである。

昭和50年7月

北 海 道

5万分の1地質図幅  
説明書

# 上 豊 似

(釧路——第63号)

北海道立地下資源調査所

北海道嘱託	秋 葉	力
同	木 崎	甲子郎
同	宮 坂	省 吾
同	紺 谷	吉 弘

北海道立地下資源調査所

昭和50年7月

## 目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
II・1 地形一般	2
II・2 平坦面区分	3
II・2・1 光地園面	3
II・2・2 幕別面	4
II・2・3 上更別面 I	4
II・2・4 拓北面	4
II・2・5 忠類面	4
II・2・6 尾田面	5
II・2・7 石坂面	5
II・2・8 現河床氾らん原	5
III 地質概説	5
IV 堆積岩類	7
IV・1 日高累層群	7
IV・1・1 札内川層	7
最下部部層 (S <sub>1</sub> )	7
下部部層 (S <sub>2</sub> )	8
中部部層 (S <sub>3</sub> )	9
上部部層 (S <sub>4</sub> )	10
IV・1・2 ヤオロマップ川層	11
下部部層 (Y <sub>1</sub> )	11
中部部層 (Y <sub>2</sub> )	13
上部部層 (Y <sub>3</sub> )	14
IV・1・3 日高中軸帯東翼の日高累層群について	15
IV・2 新第三系	17
IV・2・1 スピナイ層群	17
スピナイ層 (Np)	17
IV・2・2 大樹層群	17
尾田村層 (Om)	17
豊似川層 (Tn)	18
大樹層 (Tk)	18
IV・3 第四系	20
IV・3・1 光地園礫層 (Ko)	20
IV・3・2 幕別面段丘堆積物 (Ma)	20
IV・3・3 上更別面 I 段丘堆積物 (Ka)	22

N・3・4	拓北面段丘堆積物 (Ta) .....	22
N・3・5	ピラオトリ層 (Bi) .....	22
N・3・6	忠類面段丘堆積物 (Ch) .....	23
N・3・7	尾田面段丘堆積物 (Od) .....	23
N・3・8	石坂面段丘堆積物 (Is) .....	23
N・3・9	汜らん原堆積物 (Al) .....	24
V	変成岩類 .....	24
V・1	ホルンフェルス .....	24
V・1・1	黒雲母ホルンフェルス (Ho) .....	24
V・1・2	片状黒雲母ホルンフェルス (Hs) .....	24
V・2	片岩および片麻岩類 .....	26
V・2・1	黒雲母片岩 (Sh) .....	26
V・2・2	縞状黒雲母片麻岩 (Sh) .....	27
V・2・3	斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩 (Gn) .....	28
V・3	角閃岩類 .....	29
V・3・1	角閃岩 (Am) .....	29
V・3・2	輝緑岩質角閃岩 (Da) .....	29
V・4	ミグマタイト類 .....	29
V・4・1	黒雲母ミグマタイト (堇青石ミグマタイト) (Mi) .....	29
V・4・2	花崗岩質ミグマタイト .....	30
VI	火成岩類 .....	32
VI・1	はんれい岩 .....	32
VI・2	花崗岩類 .....	32
VI・2・1	野塚花崗岩 (G <sub>1</sub> ) .....	32
VI・2・2	ヌビナイ花崗岩 (G <sub>2</sub> ) .....	33
VI・3	脈岩類 .....	34
VI・3・1	アプライト脈 (Ap) .....	34
VI・3・2	輝緑岩 (Di) .....	35
VI・3・3	輝緑玢岩 (Dp) .....	36
VII	地質構造 .....	36
VII・1	断層系 .....	37
広尾断層 .....	37	
ヌビナイ川断層 .....	37	
VII・2	変成帯の構造 .....	37
VII・3	日高果層群の構造 .....	37
南部地域 .....	37	
北部地域 .....	38	
VII・4	新第三系の構造 .....	38
VII・5	第四系の構造 .....	38
VIII	応用地質 .....	40
文 献 .....	40	
Résumé .....	43	

5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書 上 豊 似 (釧路一第63号)

北海道立地下資源調査所

北海道嘱託 秋 葉 力  
同 木 崎 甲子郎  
同 宮 坂 省 吾  
同 紺 谷 吉 弘

は し が き

この図幅は、昭和45年から昭和47年にかけて行った野外調査の結果を主体にして、とりまとめたものである。

この図幅地域は、南部日高山脈の脊稜をふくむところで、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注目されるものがなかったので、日高中軸帯のなかでは、未調査のまま残されていた地域である。しかし、この地域は、日高帯の変成深成帯の中部と南部との境界にあたり、とくに、日高変成帯にはめずらしく、中核部に花崗岩体の貫入がみられるところでもある。また、この地域は、東側に広がる日高累層群の地質構造が大きく変化する地域である。新第三系・第四系もまた見すごすことのできない、地質学的に重要な多くの問題をふくんでいる。

図幅作成にあたっては、秋葉が第四系を、宮坂が東側の新第三系を、紺谷が中央の大部分をしめる日高累層群を、木崎が西側の変成岩・深成岩類を分担した。各自は以前から行っていた調査の知識をも含めて、それぞれとりまとめ、秋葉がそれらを総括した。

この図幅地域の野外調査には、地理的悪条件のため、かなりの困難があったが、多くの方々協力によって完成することができた。とくに、中軸部の調査には佐藤介信、吉田克人両氏の協力によるところが多い。また、日高累層群・新第三系については、松井愈氏の助言をうけた。第四系のまとめには、十勝団体研究会の知見が駆使されており、十勝団体研究会の諸氏からは多くの討論がえられた。

以上の諸氏による援助と協力を、感謝の意を表する。

## I 位置および交通

この図幅は、北緯 $42^{\circ}20'$ ～ $42^{\circ}30'$ 、東経 $143^{\circ}0'$ ～ $143^{\circ}15'$ の範囲にある。日高山脈の脊稜は図幅の南西端に位置し、図幅の大部分は日高山脈の山麓部の地域である。行政区画のうえでは、日高山脈を境として、その東側の地域のうち、中ノ川、ヌピナイ川、紋別川流域が大樹町に、豊似川、野塚川流域が広尾町に、日高山脈の西側が浦河町に、それぞれ属している。

この図幅内の人家は、おもな川すじの平坦地に分布する農耕地に散点し、振別・館山・紋別などの村落がある。高台に存在した光地園部落は、現在（昭和47年）3戸にとどまるなど、各地に離農者が多く、現在では村落を形成していないところもある。なお、光地園部落は帯広営林局の直轄肉用牛生産育成実験牧場になっている。

これらの村落に達するには、この図幅からはずれて東に位置する国道236号線から、各主要河川にそって、トラック道路があるのみで、バスの便などはない。また、河川の中流の離農地では、橋の荒廃などで、車が通れない場合がある反面、造材のために新しい道路がつくられているところもある。

なお、豊似川本流ぞいに、日高側メナツユンベツ川に出る大樹―浦河線（国道）の建設がおこなわれている。

## II 地 形

### II・1 地形一般

この図幅には、変成岩類や火成岩類から構成される南部日高山脈の脊稜部が含まれており、トヨニ岳（1,520 m）などの標高1,200 mをこす峻険な山稜が形成されている。脊稜部から東西に派生する支脈は、日高累層群からなる山地地帯であって、標高800 m以上の急峻な山稜が多い。しかし、東にむかって次第に高度をさげ、図幅の東半分は、標高700 mでいどになる。東端部は標高300 m以下の、新第三系からなる丘陵地帯である。

河川の流域には、洪積世の河岸段丘が発達する。沖積面の発達が悪く、下刻のはげしい峡谷をなし、脊稜の隆起と河川の浸食のいちじるしさを物語っている。このほか標高400 mには光地園部落の存在した平坦面が広がっている。この光地園台地（根本

ほか、1933)については、次の項において詳述する。

トヨニ岳東面には、小さく、しかも崩れかかった圏谷(カール)がある。これは日高山脈最南端のカールとして、知られている。

## Ⅱ・2 平坦面区分

この図幅の東半分には、いわゆる十勝平野の平坦面が広く分布する。多くは洪積段丘面であって、沖積面はすくない。これらの地形面は、十勝団体研究会(1968)によって、10の地形面に区分されている。

この図幅では8つの平坦面が区分される。十勝平野南部の標準面区分に対比させると、それらの地形面は、光地園面・幕別扇状地に相当する段丘面・上更別面Ⅰ・拓北面・忠類面・尾田面・石坂面・沖積面と呼ぶことができる。このうち、光地園面・忠類面は扇状地面であって、他は河川の両岸に発達する河岸段丘である(第1図、附図)。

これらの面は、その面を形成する主要な堆積物である砂礫層、およびその表面を蔽う各種の火山灰層・ローム層などによって、区分し、対比されている。そのうち主要なものは、上位から、樽前降下軽石堆積物b(Ta-b)・ソフトローム・ボール状ローム・恵庭a降下軽石堆積物(E-a)・支笏降下軽石堆積物1、2(Spfa-1、-2)・オレンジ色降下軽石堆積物1、2、3(Op-1、-2、-3)などである。これらのテフラによる面区分は、すでに報告されており(松井ほか、1973、1974)、この図幅ではとくに、Spfa-1、Op-1、Op-2、Op-3が有力な鍵層である。

### Ⅱ・2・1 光地園面

以前、光地園部落であり、現在帯広営林局肉用牛育成実験牧場がある高台は、標高300～400mのかなり平坦な地形面である。しかし、谷は深く入りこみ、やせ尾根あるいはほそ長い平坦面を残すなど、浸食のいちじるしい平坦面である。

この面は、十勝平野南部にみられる明瞭な平坦面では最高位の地形面であって、緩く数度の傾斜で、東北方向に傾いている。この面は、光地園台地と呼ばれ(根本ほか1933)、航空写真または遠望することによって、さらに3つの面に区分できるが、この図幅では一括した。

この面を形成する堆積物は、光地園礫層と呼ばれ(十勝団体研究会、1968)、扇状地堆積物と考えられている。この上位に白粘土層がのり、また、高位の段丘特有の赤色土が存在する。

## Ⅱ・2・2 ㊦幕別㊦面

この面は、光地園面より20～30m低く、図幅内では、主にヌピナイ川中流に分布する河岸段丘面で、この図幅より北方に広く分布する。十勝団体研究会（1968）によって面区分された幕別扇状地面对比できる高さに、この面は位置している。かつて、幕別扇状地面は、幕別面と呼ばれたことがあり（十勝団体研究会、1964）、この河岸段丘面を仮に㊦幕別㊦面と呼んだ。幕別扇状地付近は、昔幕別村に属していたが、現在、幕別という地名は別の地域を示している。したがって、この面の標式地が確認された時、新しい名称がつけられるべきであろう。

この面の多くは、航空写真の判読によって、光地園面と次に述べる上更別面Ⅰとの中間にある面として、区分される。現河床との比高は150mぐらいである。

## Ⅱ・2・3 上更別面Ⅰ

この面は、㊦幕別㊦面よりも約30m低い河岸段丘であって、この面もまた、ヌピナイ川にそってのみ分布する。現河床との比高は130～140mである。

十勝団体研究会（1968）によって面区分された上更別面は、さらに三つにわけられ、上更別面Ⅰは、そのうちの最高位の地形面にあたる。なお、上更別面Ⅱは朝日面に、上更別面Ⅲは次に述べる拓北面にあたる。

## Ⅱ・2・4 拓北面

この面と上更別面Ⅰとの関係は直接みられないが、この面は、次に述べる忠類面よりも10～20m高い面として区分される。やや波状を呈するこの面は、分布範囲も限られ、大樹町市街地の南西に分布するほか、紋別川上流でわずかに見出される。

この面は、新第三系の浸食面か、または段丘礫層による地形面であって、Op-3がのっているのが、しばしば観察される。紋別川での現河床との比高は、30～35mである。

## Ⅱ・2・5 忠類面

この図幅の東北方ないし東方に広く発達するこの面は、Spfa-1をのせる最下位の平坦面として特徴づけられる。この面を形成する礫層は、忠類礫層と呼ばれる扇状地堆積物である（十勝団体研究会、1968）。

この図幅内での忠類面は、その西端の扇頂部であって、紋別付近に見られるほか、ヌピナイ川ぞいで、この図幅の北端にわずかに分布する。現河床との比高は20m内外である。このほか、この扇状地形成と同時期の河岸段丘が各河川に散点する。

## Ⅱ・2・6 尾田面

この面は Spfa-1 をのせない面のうちでは、最高位の平坦面であって、主要河川にそって発達している河岸段丘である。現河床との比高は、14~15 m であり、E-a・ボール状ローム・ソフトロームをのせていることで、他地域との対比が可能である。

## Ⅱ・2・7 石坂面

この面は、現河床氾らん原より一段高い河岸段丘であって、段丘面はほとんど開析をうけておらず、非常に平坦な地形面である。現河床との比高は5~10 m である。この面は E-a・ボール状ロームを欠き、ソフトロームをのせる最低位の洪積段丘である。なお、この面には、ソフトロームを欠き、粘土ないしシルトをのせることがある。

## Ⅱ・2・8 現河床氾らん原

ヌピナイ川下流では、沖積面を大樹面・現河床氾らん原に区分できる。この図幅内では、沖積面の発達がいちじるしく狭く、大樹面として区分できるものがない。ここでは一括して現河床氾らん原とした。どの河川においても、沖積面の発達は悪く、とくに豊似川上流では、洪積段丘を下刻し、沖積面をつくらない。

# Ⅲ 地質概説

この図幅地域の過半を占めるものは、日高累層群であって、南西部には日高変成帯が分布し、北東部には新第三系および第四系が分布する。

日高変成帯は、花崗岩類・変成岩類・ミグマタイトおよび各種岩脈類からなる。ミグマタイトを中心として、片麻岩・片岩・片状ホルンフェルスは周囲をとりまいている。花崗岩類は、これらの中に貫入し、とくにヌピナイ花崗岩体は、 $\searrow$ 火の玉構造を示している。

日高累層群は、日高変成帯の東翼にあたる不変成層で、下部の札内川層と上部のヤオロマップ川層とにわけられる。この図幅内で層厚は6,000 m 以上、東側では、広尾断層によって新第三系が接している。本累層群の地質構造は、おおむねNNWの走向で、急傾斜あるいは逆転し、概観すればNNWの方向に1組の複背斜と複向斜の構造を示している。ヌピナイ川断層をへだてて、北側では走向がNEにかわり、日高変成帯東翼の日高累層群が、走向を急激にかえる位置に、この図幅は位置している。

札内川層は、砂岩・粘板岩を主体として、層厚3,000 m 以上、深成岩地域でホルン

時代	地層名		柱状	記号	岩質	その他
第四紀	沖積世	氾らん原堆積物		Al	礫、砂、粘土	断層運動
		段丘堆積物		Is Od Ch	礫、砂、粘土	
	洪積世	ピラオトリ層		Bi	礫、砂、粘土、亜炭	
		段丘堆積物		Ta ka Ma	礫、砂、粘土	
		光地園礫層		Ko	礫、砂、シルト、粘土	
新第三紀	中新世	大樹層群	大樹層	Tk	珪藻質シルト岩	
			豊似川層	Tn	礫岩、砂岩	
		尾田村層	Om	硬質頁岩 砂岩、凝灰岩		
		ヌピナイ層	Np	砂質シルト岩		
先白亜紀	日高累層群	上部部層	Y <sub>3</sub>	灰綠色砂岩 黑色粘板岩 (石灰質團球)	日高変成帯の衝上運動 板岩類の貫入 花崗岩の貫入 ミグマタイト・ 変成岩類の形成 塩基性岩の噴出	
		中部部層	Y <sub>2</sub>	黑色粘板岩 (石灰岩、チャート) 塩基性凝灰岩		
		下部部層	Y <sub>1</sub>	砂岩 (細礫岩) 白色凝灰岩		
	札内川層	上部部層	S <sub>4</sub>	粘板岩質級化互層		
		中部部層	S <sub>3</sub>	縞状粘板岩 黑色砂岩		
		下部部層	S <sub>2</sub>	淡灰色塊状砂岩		
		最下部部層	S <sub>1</sub>	砂岩質級化互層 (斜交ラミナ) (石灰質團球)		

第1表 一般地質層序表

フェルス化している。本層は最下部の粘板岩砂岩互層、下部の粗粒砂岩層、中部の砂岩粘板岩互層、上部の粘板岩層にわけられる。ヤオロマップ川層は、砂岩・泥岩質粘板岩などからなり、礫岩・石灰岩・チャート・輝緑凝灰岩・ガラス質凝灰岩を夾在する。層厚はヌビナイ川断層の南側で3,300 m以上であり、北側で3,000～3,700 mである。本層は下部の灰緑色粗粒砂岩層、中部の黒色粘板岩層、上部の板状砂岩粘板岩層にわけられる。

新第三系は、この図幅地域の東側に広く分布しており、大別して下位からヌビナイ層群・大樹層群に区分される。これらの地層はほぼNW方向の走向で、波うちながらNEに傾斜累積し、全層厚は3,000 m以上である。この図幅内では、ヌビナイ層群の上位を占めるヌビナイ層のさらに上半部のみが分布し、シルト岩～砂岩からなる。大樹層群中、尾田村層は硬質頁岩、豊似川層は礫岩、大樹層はシルト岩で特徴づけられる。

第四系には、各種段丘面を形成する砂礫層のほかに、ピラオトリ層がある。

段丘堆積物層のうち、厚い堆積物は扇状地堆積物であって、光地園面を形成する光地園礫層と忠類面を形成する忠類礫層である。他は浸食面の形成にともなう段丘砂礫層にすぎない。なお、忠類礫層はこの図幅内で扇頂部のみわずかに分布している。

十勝平野全域の各種段丘の分布および形状から段丘の形成には、次の事柄が推定される。光地園面の形成は、南部日高山脈の隆起にともなう扇状地形成によるものと思われる。他の段丘面は、各河川の河岸段丘であって、南部の隆起以後、日高山脈の中部および北部の隆起にともなって河川の流路方向が変わり、したがって各種段丘の分布も変わったものと思われる。

ピラオトリ層は細礫・砂・シルト・泥炭からなる地層であって、かつて洪積世初期と推定されていたが、洪積世後期であることが明らかとなった。

## Ⅳ 堆積岩類

### Ⅳ・1 日高累層群

#### Ⅳ・1・1 札内川層

##### 最下部部層 (S<sub>1</sub>)

本層はこの図幅地域の最下部層であり、パンケアイアン沢・豊似川・カムロベツ川

上流にわたる NNW—SSE 方向の背斜軸と、パンケアイアン沢最上流とに分布する。

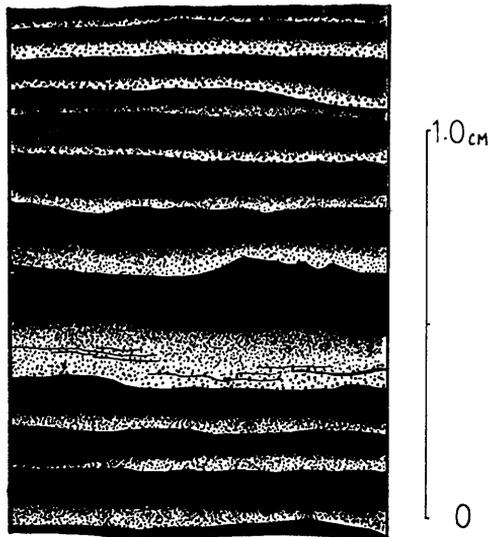
本層は粘板岩と砂岩との互層であって、細粒砂岩が卓越し、層厚は 500 m 以上である。ホルンフェルス化と微断層や節理の発達のため、一般には本層の堆積構造が明瞭でない。しかし、砂質部の発達する部分では級化互層・斜層理が観察される。石灰質団球が砂質部に発達し、直径 5～10 cm の球形のもの、またはそれが数個連らなったものが多い。

#### 下部部層 (S<sub>2</sub>)

本層は最下部部層 (S<sub>1</sub>) と漸移し、おもにヌピナイ川上流のパンケアイアン沢、豊似川中流の背斜軸部とその東翼とに分布する。各河川の上流部では、ホルンフェルス化をうけている。本層の好露頭は、ヌピナイ川ぞいの昭徳林道、パンケアイアン沢の六の沢、豊似川本流の中流部である。

本層は淡灰色塊状の粗粒砂岩を主体とし、厚さ約 50 cm～数 m の粘板岩のはさみをもつ。層厚は 1,300 m 以上である。下部はより粗粒で、細礫が点在し、上部にいくにしたがって、粘板岩のはさみが多くなり、砂岩も細粒化する。豊似川では、厚さ 40～50 cm の板状砂岩と、厚さ 40～50 cm の砂質の級化互層とが互層している。細礫は粘板岩・酸性火山岩・珪岩の順に多い。はさみの粘板岩は 1～2 cm 単位の級化互層からなる厚さ 40～50 cm のものが一般的である (第 2 図)。

本層には、石灰質団球が最も顕著に発達する。形はふつう径 5～10 cm ぐらいの球状で、まれに長さ数 m、厚さ 30～40 cm のレンズ状の形態を有するものもある。岩質が堅硬であるため、しばしば貝殻状の断口を呈する。なお、団球の部分は選択浸食をうけ、ポットホー



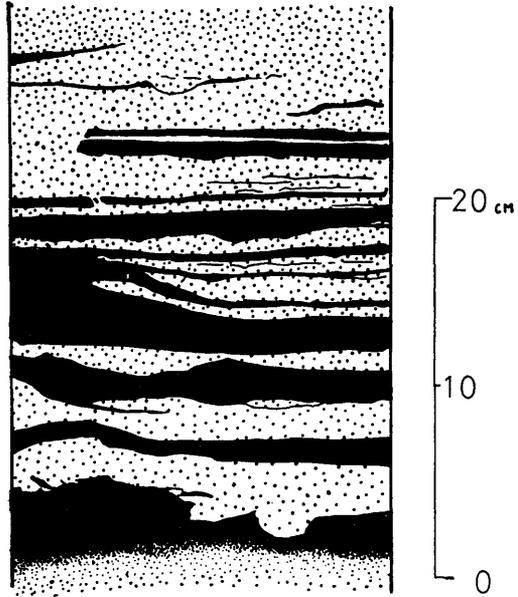
第 2 図 札内川層下部部層 (S<sub>2</sub>)、粗粒砂岩層中の粘板岩のはさみ

ル状のくぼみができている。

### 中部部層 (S<sub>3</sub>)

本層は下位の下部部層 (S<sub>2</sub>) と漸移し、ヌピナイ川・豊似川中流にかけての背斜の両翼に分布する。

本層は泥質基質の多い黒色砂岩・灰色板状砂岩・細粒砂岩～粘板岩の級化互層および黒色緻密な塊状粘板岩からなる。層厚は650 m である。一般的には厚さ40～50 cmの中～細粒の板状砂岩と、厚さ5～7 cm単位の細粒砂岩ないし粘板岩の級化互層が、数回繰り返した



第3図 札内川層中部部層 (S<sub>3</sub>) 中の板状砂岩中に見られる粘板岩のはさみ



第4図 札内川層中部部層 (S<sub>3</sub>) 中の板状砂岩と石灰質団球 (パンケアファンズ)

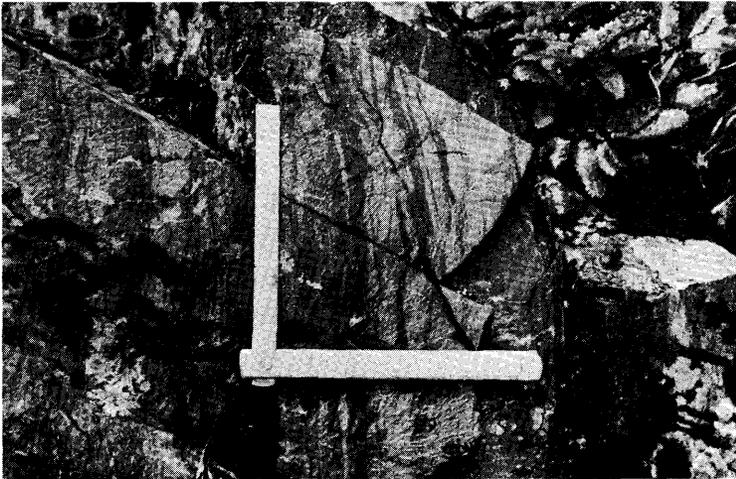
厚さ約40cmの粘板岩卓越部とが、互層をなす。板状砂岩で連続的な級化を示さないものには、粘板岩のパッチが多くみられる（第3図）。本層は上部にいくにつれて、板状砂岩層が細粒化し、同時に厚さを減じ15～20cmぐらいになるが、粘板岩卓越部の厚さはあまり変化しない。

砂岩中には石灰質団球が多く、とくに粗粒部に多い。直径5cm前後のものは球状であり、大きいものはレンズ状で、層理面にはほぼ平行に配列している（第4図）。

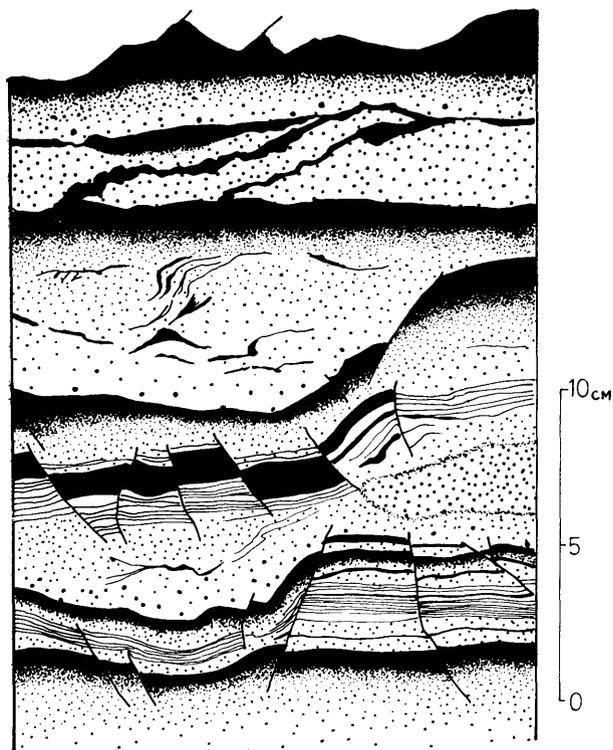
#### 上部部層 (S<sub>4</sub>)

本層は下位の中部部層 (S<sub>3</sub>) と漸移し、ヌピナイ川から野塚川にかけて、背斜の両翼を占める。おもにヌピナイ川・パンケアイアン沢・豊似川・野塚川の中流部に分布し、中ノ川支流の上流部にもわずか分布する。

本層は級化を呈する粘板岩の互層・縞状互層・黒色塊状の粘板岩からなり、級化互層が大部分をしめる。層厚は600mである。粘板岩の色は、光沢をもった暗灰～黒色であるが、上位のヤオロマップ川層との漸移部付近では、光沢が失われ、暗灰色となる。級化互層の部分では単層のうちで、下部のより粗粒の部分に、石灰質団球が多くみられる（第5、6図）。



第5図 札内川層上部部層 (S<sub>4</sub>)、粘板岩の級化互層



第6図 札内川層上部部層 (S<sub>4</sub>) の縞状級化互層

Ⅳ・Ⅰ・Ⅱ ヤオロマップ川層

下部部層 (Y<sub>1</sub>)

本層は下位の札内川層の上部部層 (S<sub>4</sub>) と漸移する。南部ではヌピナイ川中流から野塚川の中流にかけて、また、紋別川・豊似川・野塚川の下流にかけて、それぞれ複向斜の西翼と東翼をしめ、ほぼ NNW—SSE 方向に分布する。西翼の南への延長は、楽古岳幅域内の東広尾川の上流で変成帯と斜交する。北部では中ノ川上流・パンケポロナイ川・中ノ川中流・ヌピナイ川下流に、複褶曲の背斜部として分布する (第7図)。

本層は泥質の少ない淡灰色～灰緑色粗粒の砂岩を主体とし、平行ラミナの発達した



第7図 ヤオロマップ川層下部部層 (Y<sub>1</sub>) の粗粒砂岩層 (豊似川)



第8図 ヤオロマップ川層下部部層 (Y<sub>1</sub>) の細礫岩 (豊似川)

細粒砂岩・粘板岩の互層からなる。本層の層厚はヌピナイ川断層の南側で1,100 m、北側で2,000～2,700 mである。豊似川・カムロベツ川・花春内川<sup>カシュンナイ</sup>では、砂岩が粗粒化して、細粒礫質となり、径10cmぐらいの同時礫を含むようになる（第8図）。粗粒砂岩の剝離面には、パーティング線構造が観察されることもある。平行ラミナの発達した砂岩・泥岩の互層は厚さ20～50mで、しばしば乱堆積が観察される。

### 中部部層 (Y<sub>2</sub>)

本層は下位の下部部層 (Y<sub>1</sub>) と漸移する。南部では各河川の中・下流域に北部では中ノ川の上・中流域、ヌピナイ川の下流域に分布する。

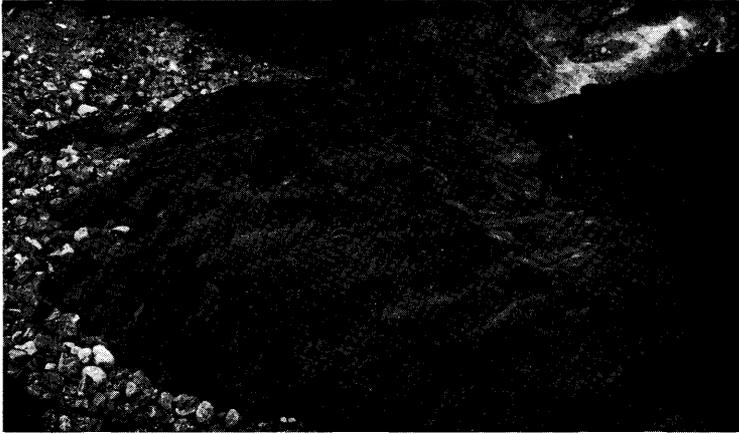
本層は主として黒色粘板岩からなる。新鮮な粘板岩は、非常に堅硬で、札内川層の粘板岩とは見分けがつきにくい。札内川層の粘板岩は光沢があってやや青みを帯び、しばしば貝殻状の断口を呈する（第9図）。本層の黒色粘板岩は光沢のない暗灰色で、断口面には常に不規則な凹凸が生じ、節理面は風化によって青紫色を呈する。やや砂質のものは、新鮮な部分で層状構造が認められるが、ラミナや級化組織は判別し難い。風化が進んだ本層の黒色粘板岩は、亀甲状のクラックを生じ、ハンマーでたたくと、大きな岩塊も容易に小片に砕ける（第10図）。さらに風化が進んだものは、頁岩状や泥岩状になり、白亜紀層の岩質に酷似する。



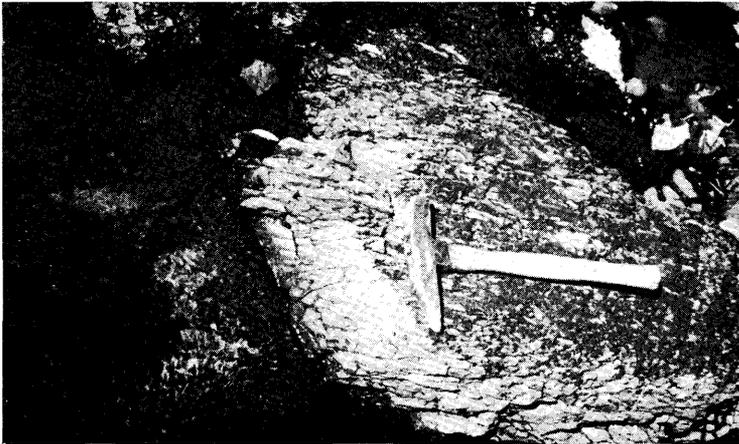
第9図 ヤオロマップ川層中部部層 (Y<sub>2</sub>) の黒色粘板岩 (中ノ川)

泥岩状のものは風化面に黄色い粉が付着する。本層の層厚は、ヌピナイ川断層の南側で2,200 m、北側で1,000 mである。

本層の下部には、チャート・石灰岩・塩基性凝灰岩がほぼ同一層準に出現し、南への延長として、広尾図幅内の広尾町大門山・ポーズ山・十勝港立岩まで追跡できる。チャートには白色と緑色のものがある。石灰岩は結晶化が進んでおり、今のところ化石は認められない。



ラミナの発達したもの（住吉沢）



亀甲状クラックの発達したもの

第10図 ヤオロマップ川層中部部層（ $Y_2$ ）の黒色粘板岩

上部部層（ $Y_3$ ）

この図幅地域内では、本層が日高累層群中の最上部層であり、下位の中部部層（ $Y_2$ ）と漸移する。本層は札内川・ヤオロマップ川流域に広く分布し、この図幅地域では、中ノ川の支流、双つ峰沢・コーヤオロマップ川付近にのみ分布する。

一般に本層は、中粒から粗粒の灰緑色板状砂岩と粘板岩とからなり、この図幅内では層厚が1,000 m以上である。板状砂岩は下部層群(Y<sub>1</sub>)の灰緑色粗粒砂岩に酷似するが、やや泥質基質にとみ、暗褐色を呈する。また石灰質団球は径3～5 cmの球状を呈する。粘板岩は風化が進むと、亀甲状のクラックが入り、細かく砕ける。

#### Ⅳ・1・3 日高中軸帯東翼の日高累層群について

この図幅内の日高累層群は、これまで日高累層群の最下部と考えられ、「中の川層群」と命名された地層と、中の川層群と断層で接し、西翼の神威層群に対比されている「広尾層」とを含んでいる。

広尾層のはじまりは、根本忠寛・佐々保雄による大樹10万分の1地質図幅(1933)であり、白亜系の所謂三角砂岩層以下の岩層に類似する地層に「広尾中生層」の名が採用された。その頃、中軸帯に分布する日高系は、秩父古生層に対比されると考えられていた。その後、楽古岳図幅(1959)、広尾図幅(1960)によって、中の川層群と広尾中生層の間には時代の差はなく、中軸帯の先白亜系は大部分、中生代に属するとし、広尾中生層は「広尾層」と改められた。この場合、両者の地層は断層で接していると考えられている。

長谷川潔ら(1961)はこれまでの調査をまとめ、中軸帯の先エゾ層群を日高累層群として、一括することを提案した。そのなかで、1)中軸帯が大局的にみれば変成帯を中心として背斜構造を形成していること、2)日高地向斜の深部で形成したと考えられるミグマタイトの中に、中の川層群に顕著に存在する石灰質団球が含まれていること、などを指摘し、中の川層群・神威層群・空知層群の層序を組み立てた。中の川層群の模式地を暫定的に東翼の中ノ川流域とし、神威層群のそれを西翼の元浦河地域とした。また、広尾層を神威層群に対比した。その理由として、西翼の神威層群に見られるチャート・石灰岩・輝緑凝灰岩は、広尾層にも含まれていることがあげられている。はたしてこのような対比ができるかどうか、現在のところ断定はできない。

今回の調査で、ヌピナイ川中流から楽古岳図幅内の広尾川にかけて、細粒礫岩ないし粗粒砂岩が連続して分布することが明らかになった。この地層は楽古岳図幅で、中の川層群楽古層B層(HR<sub>B</sub>)と名づけられている灰色中粒砂岩層である。この地層から上位の地層は「広尾中生層」「広尾層」の岩石記載に多くの点で一致する。そこで、紺谷吉弘(1972、MS.)は日高中軸帯東翼の日高累層群に対し、新たに楽古岳図幅の楽古層A層を含め、下部を「中の川層群」とし、それより上位を「上豊似層」と

名づけ、上豊似層が西翼の神威層群に対比される可能性があるとした。

その後の調査で、この上豊似層が中ノ川流域、札内川上流図幅（1963）・上札内図幅（未刊）地域に広く分布し、札内川上流図幅では中の川層の上部であるヤオロマップ川層に相当することがわかった。したがって、下部の札内川層は、紺谷吉弘（1972, MS.）のいう中の川層群に当ることになる。

以上のことをまとめれば、第2表のようになる。

本 図 幅 (1974)		札内川上流図幅 (1963)		ヌピナイ川～音調津 紺谷(1972, MS.)		楽古岳図幅 (1959)		広尾図幅 (1960)		
ヤオロマップ川層	上部層	板状砂岩、粘板岩(Y <sub>1</sub> )	ヤオロマップ川層 中の川層	粘板岩、砂岩互層 挟厚砂岩層	神威層群 上豊似層	上部日高層群 下部日高層群	広尾層 C層 B層 A層	砂岩 粘板岩 灰色中粒砂岩 縞状砂岩	下部日高層群 楽古層	
	中部層	黒色粘板岩(Y <sub>2</sub> )		板状砂岩 挟粘板岩						砂岩・粘板岩層 粗粒砂岩層
	下部層	緑灰色粗粒砂岩(Y <sub>3</sub> )		細一中粒砂岩 挟礫岩薄層						粗粒砂岩層
札内川層	上部層	粘板岩(S <sub>1</sub> )	札内川層 中の川層	粘板岩 挟礫岩	中の川層群	上部日高層群 下部日高層群	楽古層	縞状砂岩	下部日高層群	
	中部層	砂岩、粘板岩互層(S <sub>2</sub> )		砂岩、粘板岩厚互層						砂岩・粘板岩互層
	下部層	粗粒砂岩(S <sub>3</sub> )		粘板岩、細粒砂岩葉片状互層						粗粒砂岩層
	最下部層	粘板岩、砂岩互層(S <sub>4</sub> )		粘板岩、砂岩互層						砂岩・粘板岩互層

第2表 十勝における日高累層群層序区分の比較

日高累層群の最下部と考えられ、中ノ川流域を模式地として「中の川層群」と命名された地層が、上部の神威層群に対比されていた「広尾層」と一致するという矛盾をきたした現在、この図幅では、中の川層群と広尾層の使用をやめ、札内川上流図幅で用いられた「札内川層」「ヤオロマップ川層」を用いた。両者のうちどちらが西翼の神威層群に対比されるか、あるいはどの部分から対比されるかは、今のところ論ずることはできない。

なお、札内川層の模式地が、札内川上流図幅では札内川上流とされているが、そこではホルンフェルス化作用を受けている。最も良好に下部から上部まで観察できるのは、むしろヌピナイ川・パンケアイアン沢・豊似川である。

## Ⅳ・2 新第三系

### Ⅳ・2・1 ヌピナイ層群

#### ヌピナイ層 (Np)

本層は広尾断層によって、日高累層群のヤオロマップ川層と接し、上位は大樹層群尾田村層によって整合に被覆されている。

本層の模式的な発達は歴舟川で見られ、砂質泥岩～泥岩からなる単調な地層である。層厚は1,400 mにおよぶが、この図幅地域では、その上半部が見られるにすぎず、均質塊状の暗灰色泥岩が分布している。

貝化石は全般に稀少であるが、上札内図幅地域の歴舟川・中ノ川合流地点付近の凝灰質の礫まじり泥岩から、次の化石がえられている。

*Solemya tokunagai* YOKOYAMA

*Saccelella* sp.

*Portlandia kakimii* UOZUMI

*Propeamussium* cf. *tateiwai* MAKIYAMA

*Periploma* sp.

*Tectonatica* sp.

*Musashia* sp.

*Antiplanes* sp.

### Ⅳ・2・2 大樹層群

#### 尾田村層 (Om)

本層は≪硬質頁岩≫を主とし、砂岩・泥岩・凝灰岩などをはさみ、岩相変化が著しい。この図幅地域では、やや硬質の青灰色～暗灰色泥岩を主とし、レンズ状に分布する軟質の砂岩、薄い3層の凝灰岩がみられる。層厚は300 m程度である。珪質緻密な≪硬質頁岩≫はこの図幅地域外の歴舟川、尾田橋付近において、板状互層を呈して発達しており、尾田村層の模式地となっている。同地点で下位のヌピナイ層との関係が観察され、ヌピナイ層の軟質泥岩と硬質泥岩とが互層しながら本層に移行しており、漸移関係にあることが認められる。

貝化石は、軟質砂岩～泥岩中から産出し、多産する。一般に保存が悪く、殻の溶けているものが多い。また個体数が多いにもかかわらず種数は少ない。尾田村層の化

石は次のとおりである。

ペンケ川地域

*Yoldia* sp.

*Acila* sp.

*Venericardia* sp.

*Turritella* cf. *saishuensis* YOKOYAMA

*Tectonatica* sp.

尾田橋右岸の小沢

*Venericardia* sp.

*Macoma tokyoensis* MAKIYAMA

*Periploma* sp.

#### 豊似川層 (Tn)

本層はこの図幅地域の新第三系分布地域の大半を占め、礫岩・砂岩などの粗粒堆積物を主体としている。下位の尾田村層とは整合漸移し、層厚は歴舟川で 150 m、ペンケナイ川で 700 m、この図幅内であるパンケナイ川で 1,300 m と、南方へ向って層厚を増す。本層は全層にわたって、単層内における下部から上部に、礫岩→砂岩→泥岩と細粒化する級化現象が認められ、これが本層の特徴となっている。

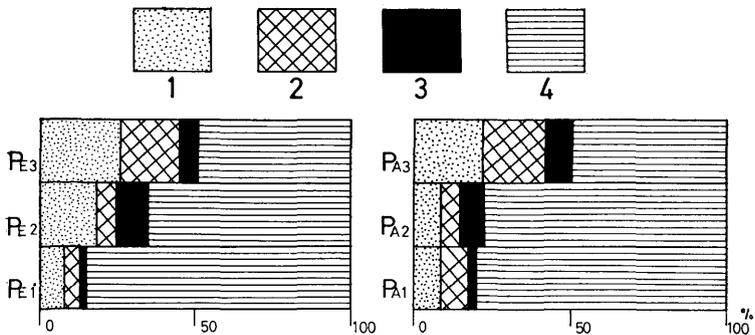
本層下部では、細礫岩→粗粒砂岩→泥岩という級化層が卓越し、硬質あるいは軟質泥岩を夾在する。また同時礫とみられる泥岩礫をしばしば含み、小規模の乱堆積現象が観察される。中・上部においては、漂礫 (Boulder gravel) をも含む巨礫岩→粗～中粒砂岩という級化層がみられる。このように下部から上部へ向って粗粒となり、最上部では急激に細粒化し砂岩→泥岩の級化層となり、上位の大樹層へと移行している。

本層の礫種は第 11 図に示した。なお、貝化石はこの図幅地域内では全くみられない。

#### 大樹層 (TK)

本層は歴舟川河岸において、ほぼ連続した露頭がみられ、大樹橋付近から尾田橋付近までが模式地となっている。層厚は 600 m である。

本層の岩相は、一般に珪藻質泥岩を主としている。最下部は細礫岩・粗粒砂岩と泥岩との板状互層で、下位の豊似川層との漸移部といえる。下部は風化部が板状に割れ



1 : 花崗岩類、2 : ミグマタイトおよびアプライト、3 : はんれい岩類、  
4 : その他の岩石

$P_{E1}$ 、 $P_{E2}$ 、 $P_{E3}$  : ペンケナイ川での下部、中部、上部

$P_{A1}$ 、 $P_{A2}$ 、 $P_{A3}$  : ペンケナイ川での下部、中部、上部

第11図 豊似川層の礫組成変化図 (宮坂、1969、MS.)

珪藻質泥岩と薄い砂岩との互層で、粗粒部には大型の *Makiyama chitani* が密集する。中部は白色の小さな浮石粒を時に含む凝灰質の泥岩である。上部は塊状均質の青灰色泥岩から構成されており、ほとんど無層理であり、わずかに凝灰質砂岩の薄層をとまなう。

全般に貝化石とくに小型の巻貝が散点的に含まれ、最上部においては多産する。ほとんどが両殻のそろった散在型のもので、現地性と考えられる。大樹橋付近で産する化石は、次のとおりである。

*Acila vigilia* SCHENCK

*A.* sp.

*Yoldia* sp.

*Portlandia scapha* YOKOYAMA

*P.* *hayasakai* UOZUMI

*Macoma* sp.

*Lucinoma acutilineata* CONRAD

*Neptunea* sp.

*Musashia* sp.

*Makiyama chitani* MAKIYAMA

#### Ⅳ・3 第四系

第四系を形成する平坦面は、地形の項で述べたように、8つの地形面に区分できる。その多くは、河岸段丘であって、段丘堆積物が存在する。しかし、光地園面・忠類面は扇状地面であり、扇状地堆積物が存在する。このほか、砂礫・泥炭からなるピラオトリ層が、谷間に小さな広がりて散点する。

以下、これらの堆積物について、生成順に記載する。

##### Ⅳ・3・1 光地園礫層 (Ko)

光地園面を形成する扇状地堆積物は、光地園礫層と呼ばれている（十勝団体研究会、1968）。光地園礫層は、日高累層群または新第三系上上の厚い礫層であって、厚さ90mにおよび、礫層中に褐色のシルトないし粘土の薄層（層厚10～15cm）を数枚および泥炭層をはさむ。

礫としては、ヤオロマップ川層の堆積岩類が70%をしめ、札内川層・花崗岩類・ホルンフェルスの礫は少ない。礫径は10～30cmが多い。礫にはいわゆるミクサレ礫と呼ばれる風化の進んだ礫が多く、光地園礫層は下部まで著しく風化が進んでいることをしめしており、とくに上部と下部とでいちじるしい。風化の度合は、花崗岩がいちじるしく、次いでホルンフェルス、粘板岩の順である。

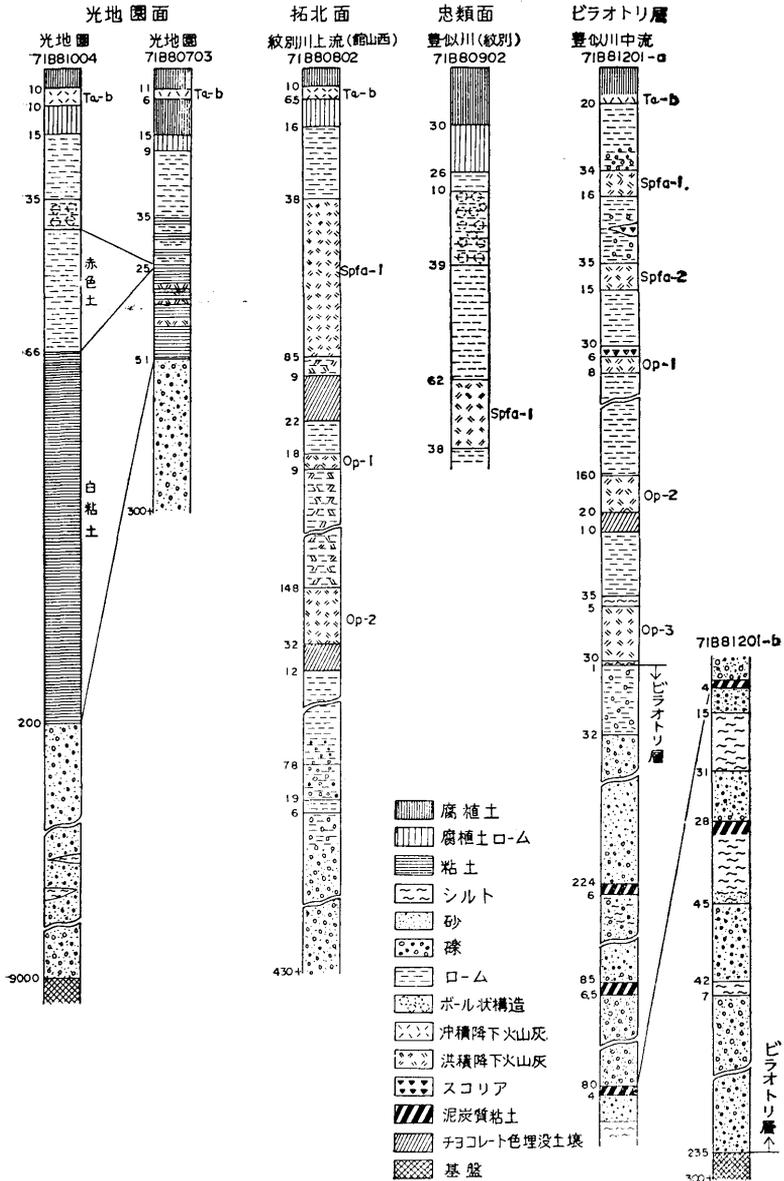
礫層中での礫の雑多な堆積のようす、層厚の異常な厚さ、シルトないし粘土の薄層などの礫層の堆積状態、光地園面がNE方向に緩く傾斜していることなどが、光地園礫層の特徴である。したがって光地園礫層は、長期間にわたって形成された扇状地砂礫層の複合体と考えることができよう。

この礫層の上位に「白粘土」と呼ばれる淡黄灰白色の粘土層があり、灰白色の火山灰（層厚3～5cm）を数枚はさむ。粘土層の厚さには変化があり、どのような分布をしているかは、今のところ不明である。粘土は加水ハロイサイト・カオリナイトからなり、恐らく火山灰起源の堆積物であろう。

白粘土の上位には、褐鉄鉱の薄層をはさんで、赤色土、Op-2、Op-1、Spfa-1がのっている（松井ほか、1974）。しかし、模式地の元光地園部落では、これらの風成層を見ることはできない（第12図）。

##### Ⅳ・3・2 幕別面段丘堆積物 (Ma)

幕別扇状地（十勝団体研究会、1968）は、この図幅地域より北方に分布するが、こ



第12図 段丘面における堆積物およびピラオトリ層の柱状図  
(柱状図の横の数字は厚さcm)

れと同時期の形成と考えられる河岸段丘面を、假に「幕別」面と呼んだ。この面は航空写真だけで面区分されたのであって、この面を形成する段丘堆積物を観察することはできなかった。したがって、「幕別」面の分布が広く確認された時、模式地によって面の名称がつけられるべきであろう。

幕別扇状地面には、これより下位の面にはのらない赤色土のほか、チョコレート色埋没土壤・Op-2・Op 1・Spfa-2・Spfa-1などのテフラをのせている（松井ほか、1974）。なお、この面の礫層にも「ミクサレ礫」を含むことから、光地園礫層との区別がまぎらわしい。とくに礫層の上部で基質が粘土質の場合、「幕別」面段丘礫層または幕別扇状地礫層である可能性がある。

#### N・3・3 上更別面 I 段丘堆積物 (Ka)

上更別面 I はヌピナイ川以北に分布する河岸段丘である。ヌピナイ川の左岸の段丘面に登る林道での観察では、札内川層を基盤とし、厚さ約 20 m の礫層であって、径 20～30 cm の礫からなり、「ミクサレ礫」は上部に少なく、下部に多い。礫種は花崗岩類・粘板岩・硬砂岩などの日高累層群で、基質は、上部でローム質、下部でシルト質となっている。

礫層の上には、褐色ロームが 80～100 cm の厚さであるが、河岸段丘の端のため、この面特有のテフラを観察することはできない。

上記の段丘堆積物は、他地域の幕別扇状地面を形成する堆積物と類似し、上更別面 I は、「幕別」面の堆積物を浸食して形成された浸食面と推定される。

#### N・3・4 拓北面段丘堆積物 (Ta)

この図幅地域内での拓北面は、若干の河川ぞいにある段丘面を除いて、平野部に面したところに分布し、他の地域とは形成の様相を異にする。ここでは新第三系を浸食し、堆積物がほとんどないこともあり、礫層が 20 m 以上あることもある。礫は径 1～3 cm の粘板岩が主体で、ミグマタイトを含み、基質は粘土質である。

第 12 図に拓北面上の風成堆積物の柱状図を示す。図幅外ではあるが、礫層上には Op-3 がのっていることが観察される。

#### N・3・5 ビラオトリ層 (Bi)

本層は橋本誠二・武田裕幸（1960）が広尾図幅で名付けた地層であって、下部洪積層と考えられていた。しかし、テフラや各種段丘堆積物から、本層は上部洪積世であることがわかってきた（松井ほか、1973）。この図幅地域内でも、河川の流路にそっ

て、本層の露出が5箇所発見されており、今後も見出される可能性がある。観察される範囲での本層は、削剝されて上位の尾田面堆積物がのっている場合もあるが、多くの堆積面は、やや平坦な地形面として残っている。

この図幅内における本層の堆積物は、亜円礫でやや細粒（径1～4cm）の中礫、細礫（径0.5mm）、細砂、火山灰質シルトまたは粘土からなり、泥炭質粘土を3～4枚夾在する。その1例として、野塚川中流の柱状図を第12図にあげる。楽古川河口付近の模式地との対比は、層相変化が著しいため困難である。しかし、下流域ではOp-3の降灰後も、ピラオトリ層の堆積が行われ、上流域のこの図幅地域では、堆積が終っていたことはいえる。

なお、光地園への登り口に露出する本層の泥炭から、アカエゾマツと推定される毬果が採集されている（更別村更生小学校古川昭氏による）。

#### N・3・6 忠類面段丘堆積物 (Ch)

この図幅の東、大樹図幅では忠類面が広く分布し、この面を形成する扇状地堆積物は、忠類礫層とよばれている（十勝団体研究会、1968）。この図幅内では、その扇頂にあたる部分がみられるほか、同時期の河岸段丘が存在する。

扇状地の扇頂の堆積物はみられないが（第12図）、河岸段丘の堆積物は観察できる。それは一般に厚さ10m前後の礫層で、礫種は径20～30cmの花崗岩・粘板岩・硬砂岩などである。

礫層の上には、ロームのほか、Spfa-1から上のテフラをのせているのみであるが、この面の延長部ではOp-2をのせている。

#### N・3・7 尾田面段丘堆積物

尾田面は主要河川にそって発達する河岸段丘であり、その堆積物は厚さ4m以内の薄い礫層である。礫径は最大1mに達し、平均30cm前後で、礫は新鮮、雑多に重なっている。礫種は花崗岩・片麻岩・粘板岩・硬砂岩・ホルンフェルスである。基質は粗粒砂で、暗色の岩片が入っている。

礫層の上には、Spfa-1をのせないこと、ボール状ローム・ソフトロームをのせることが特徴である。なお、E-aは下位の面との区別に必要なテフラであるが、この図幅の地域はE-aの分布範囲外である。

#### N・3・8 石坂面段丘堆積物 (Is)

各河岸に分布する石坂面は、最低位の洪積段丘である。段丘堆積物は、尾田面段丘

堆積物と類似の礫種である。礫は径20~30cm、円礫を特徴とする。

#### N・3・9 汜らん原堆積物 (A1)

この図幅地域内の各河川では、一般に河床汜らん原の発達がすくない。構成物は淘汰の悪い礫・砂・粘土である。

## V 変成岩類

### V・1 ホルンフェルス (Ho)

この図幅内に見られるホルンフェルス類は、黒雲母ホルンフェルスと片状黒雲母ホルンフェルスの2種である。

#### V・1・1 黒雲母ホルンフェルス

この岩石は幅3~4kmの帯状に、変成帯の一般走向 (NNW—SSE) と平行に分布している。その東側は札内川層の砂岩・粘板岩である。変成帯に近づくにしたがって砂岩中に黒雲母の小片が晶出し、しだいに再結晶作用がすすむ。

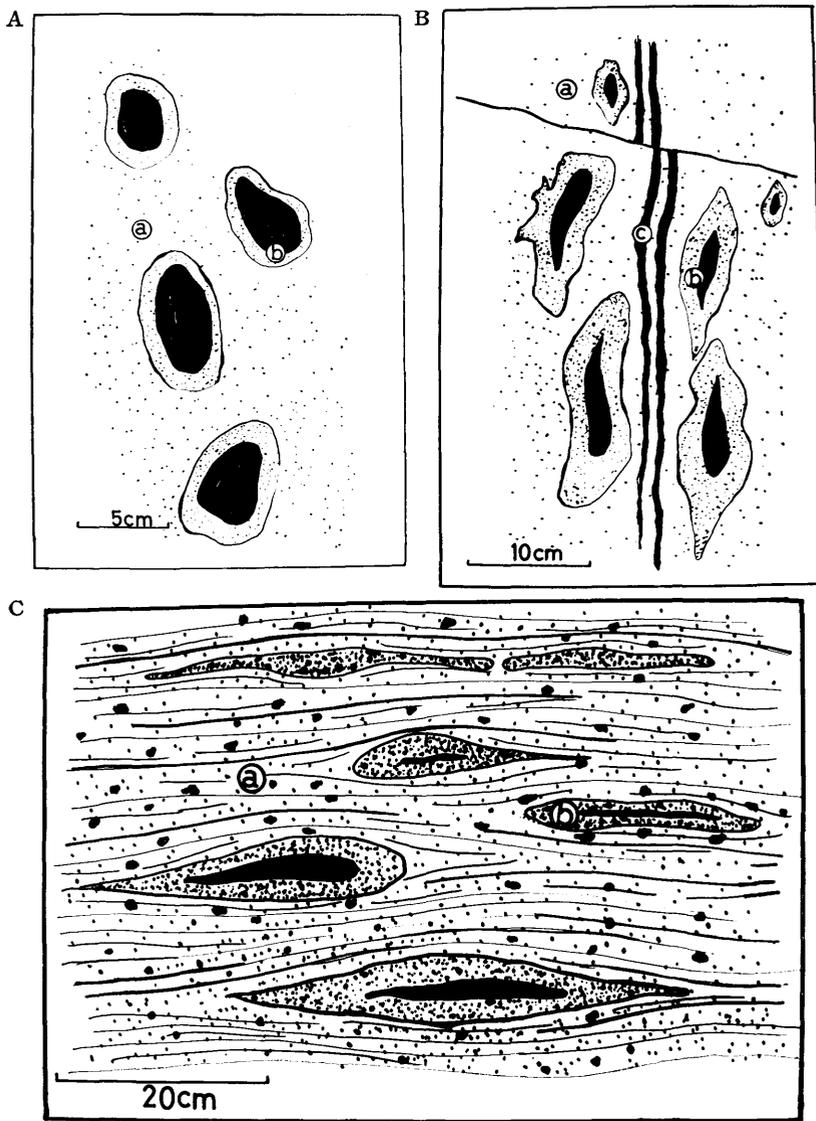
典型的な黒雲母ホルンフェルスは塊状赤褐色の堅硬な岩石で、原岩の構造はほとんど認められない。しかし、砂岩・粘板岩の互層のばあいには、再結晶度の差によって、原岩の層理が見られることがある。

この岩石には石灰質団球がおおく、とくに豊似川では、変成帯に接近するにしたがって、まるい団球が紡錘形に変形していく様相が見られる (第13図)。

鏡下では、径0.1mm以下の等粒のホルンフェルス組織であり、石英>黒雲母>斜長石の組合せが大部分で、白雲母をふくむものも見られる。鉄鉱はふつうに存在する。石英は径0.1mm以下の細粒で、波動消光はほとんど認められない。黒雲母は径0.05mmぐらいの不規則の細片状のものが多く、葉片状の半自形の黒雲母もある。斜長石は他形あるいは半自形 (径0.05~0.1mm) で、ほとんど単結晶である。

#### V・1・2 片状黒雲母ホルンフェルス (Hs)

前項の黒雲母ホルンフェルスとは、剪断帯で接している。黒雲母ホルンフェルス、つまり札内川層の褶曲軸と変成帯の一般走向 (NNW—SSE) とは斜交する関係があるのにたいして、本岩層の片理は変成帯の走向に平行になっている。剪断帯の幅は20~50mで、そこでは黒雲母ホルンフェルスが破碎されている。この帯にそってアプライトが不規則な貫入をしている。



第13図 石灰質団球の変形（豊似川）

- A、黒雲母ホルンフェルス(a)中の石灰質団球(b)
- B、黒雲母ホルンフェルス(a)の中の層理に沿ってややのびた団球(b)、  
cは粘板岩薄層
- C、片状黒雲母ホルンフェルス(a)中のひきのぼされた団球(b)

この岩石は黒雲母ホルンフェルスと黒雲母片岩との中間に分布し、幅 600 ~ 1,000 m である。剪断帯より西へ 100 ~ 150 m のあいだに片理が強くなり、幅 1 ~ 2 cm のアプライト細脈が平行配列をしめす。豊似川では、このアプライト細脈がひきちぎられ、いわゆるブーディネイジ構造になっているところがおおい（第 14 図）。また、トヨニ岳直登沢では、アプライトがミグマタイト中に多量の包有物となっている。

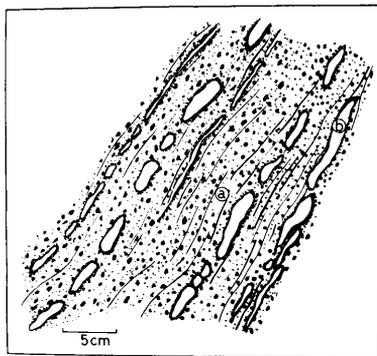
岩質は赤褐色で、片状構造をもち、また、片理に平行な砂岩・粘板岩の互層による層理面も認められる。片理面上に黒雲母の点紋がみられるのが特徴である。

鏡下では、均質細粒で黒雲母の点紋（径 1 mm 内外で、微細黒雲母の集合体）が一定方向に配列している。石英 > 黒雲母 > 斜長石。石英は等粒（径 0.1 mm ±）、モザイク組織をしめすが、ときに斑状変晶状に 0.5 ~ 1 mm の大きさになるものがあり、黒雲母の伸長方向に平行になっている。波動消光もみられる。黒雲母（径 1 mm ±）は葉片状で、集合体となって点紋を形成している。一部緑泥石になっているものがある。斜長石には他形あるいは半自形の単結晶がおおい。アルバイト双晶も少量みられる。そのほか少量の正長石・鉄鋳・磷灰石・白雲母・緑泥石をふくむ。

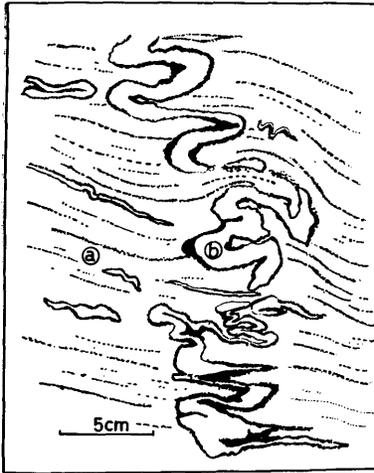
## V・2 片岩および片麻岩類

### V・2・1 黒雲母片岩 (Sh)

この岩石は片状黒雲母ホルンフェルスと縞状黒雲母片麻岩との中間に分布する。片状黒雲母ホルンフェルスとは、あきらかに漸移関係をもつ。さらに、この岩石は縞状黒雲母片麻岩とは互層になって、縞状黒雲母片麻岩にうつりかわる。黒雲母片岩の片理面にそって優白縞がしだいに多量に生じ、同時に粗粒化し、片理面上に縞状構造が明瞭になる。縞状黒雲母片岩の幅は 20 ~ 30 m までである。片状黒雲母ホルンフェルスに見られたアプライト細脈は、一般にはみられない。また、片理面に斜交したアプ



第14図 片状黒雲母ホルンフェルスのアプライト細脈がちぎられてブーディネイジ構造をしめす（豊似川）



第15図 黒雲母片岩(a)中のアプライト(b)のプチグマチック褶曲(豊似川左股)

ライトのプチグマチック褶曲が見られることがある(第15図)。

岩質は、暗褐色で、片状構造がきわめて顕著に発達し、剥離性が強い。鏡下では、構成鉱物や組織の点で、片状黒雲母ホルンフェルスとあまり変りないが、やや粗粒である。

#### V・2・2 縞状黒雲母片麻岩 (Sh)

産状によって、つぎの三つの型に分類できる。

- 1、黒雲母片岩と互層するもの。
- 2、黒雲母(堇青石)ミグマタイトの東縁に分布するもの。

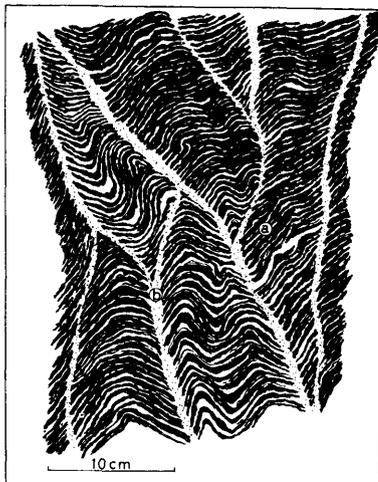
- 3、黒雲母(堇青石)ミグマタイトの岩体内に分布するもの。

黒雲母片岩の片理にそってできる優白縞は、一様に発達するのではない。とくに初期の段階(より東側)では、優白縞の密集する部分と、黒雲母片岩の部分とが幅10~20cmぐらいの互層をしている。しかし、それも中核部にいくにつれて、粗粒になった石英・斜長石を主とした優白縞と黒雲母を主とした優黒縞とが互層する縞状片麻岩となる。この縞は膨縮したり、微褶曲やプチグマチック褶曲をしめすことがおおい。この関係から、より中核部に進むと全体として粗粒な縞状黒雲母片麻岩となってミグマタイトに接する。なお、片岩と互層している片麻岩や、トヨニ岳直登沢のミグマタイト内の片麻岩には、二次的な構造運動の産物としてのディクチオナイト構造がみとめられる(第16図)。

黒雲母(堇青石)ミグマタイト帯の内部に分布する縞状黒雲母片麻岩は粗粒になり、縞状構造がぼやけ、一見、ミグマタイトとみまちがう様相をしめす。両者の関係は調和的で漸移的である。

鉱物構成は石英>斜長石>黒雲母がおもである。優白質部はおもに石英・斜長石(径0.5~1mm)がモザイク組織をもち、黒雲母も少量ふくまれる。石英は他形~半自形で、波動消光をしめすのがふつうである。黒雲母のならびに平行な伸長形態をも

っている。一部にカタクラスティック組織をしめすものがある。斜長石(径0.5~1mm)は他形~半自形で、アルバイト双晶がふつうだが、ときにペリクリン双晶も認められる。絹雲母やカオリンに変っているものもある。また、結晶内に黒雲母や石英などを包有している。優黒質部は黒雲母を主とし、斜長石・石英をともなり。黒雲母はX'=淡茶褐色、Z'=淡緑色。一部白雲母や緑泥石に変っている。そのほか、正長石・白雲母・燐灰石・鉄鉱がふつうにみられる。正長石は細粒の包有物で汚れた様相をしめし、他鉱物の間を埋めて成長している。



第16図 縞状黒雲母片麻岩(a)のディクチオナイト構造、bはアプライト質脈(豊似川右股)

### V・2・3 斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩(Gn)

この片麻岩は日高変成帯の西側に特徴的に発達する片麻岩である。しかし、この図幅では南西端にわずかに顔をだしているにすぎない。

斜長石斑状変晶黒雲母片麻岩は、斜長石の大きな斑状変晶をふくみ、片理のあきらかな片麻岩である。斑状変晶は特定の部分に多量にみられることもあり、縞状構造をしめすこともある。片理は部分的に強く、微褶曲もみられる。ざくろ石をふくむのがふつうである。

鏡下では、細粒の斜長石と石英がモザイク組織をつくり、そのなかに1~3mmの卵形をした斜長石斑状変晶がみられる。黒雲母はこれらの間に、方向性をもって配列している。斜長石の斑状変晶に接するものは撓曲しており、斑状変晶のあいだをぬうようになっている。この斑状変晶は、石英や黒雲母を包みこんでいるが、このなかの黒雲母は平行配列や撓曲をしていない。斑状変晶はアルバイト双晶をしめすもののおおい。石英はふつう粗粒で波動消光が強い。黒雲母はX'=淡緑色、Z'=褐色の多色性がある。このほか、部分的に正長石が濃集することがある。副成分鉱物は絹雲母・燐灰石・ジルコン・鉄鉱などがある。

### V・3 角閃岩類

#### V・3・1 角閃岩 (Am)

この岩石は豊似川上流、トヨニ岳山頂直下で発見された。幅 2 m ぐらいの岩脈状の産出状態をしめし、ミグマタイトを貫いたものであろう。黒色中粒の堅硬な岩石で、角閃石が平行配列していて、縞状構造をもっている。従来、日高変成帯のミグマタイト中にみられる縞状構造をもった角閃岩は、ミグマタイトの構造と調和的なものであった。したがって本岩体の産状は注目に値する。

そのほか、ミグマタイト中にパレオゾームとして含まれているものがある。

#### V・3・2 輝緑岩質角閃岩 (Da)

この図幅南西端にわずかにみられる角閃岩の岩床である。南部の楽古岳図幅では輝緑岩組織をのこすものがあり、こう名付けられている。しかし、この地域では角閃岩化作用がすすみ、原岩の組織は認められないものが多い。また、斜長石斑状変晶片麻岩のなかにレンズ状に残っているものもある。この片麻岩と交代変成して、角閃石黒雲母片麻岩になっている部分がこの地域の北方に広がっている。

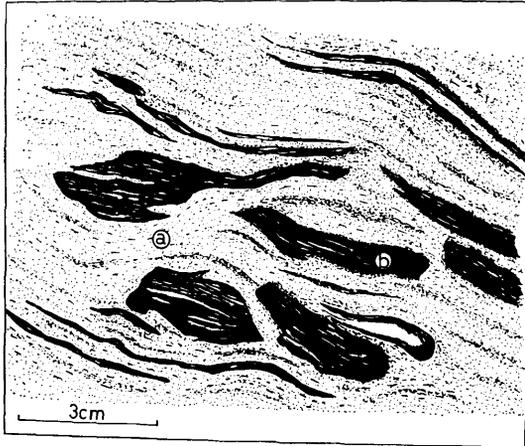
この岩石の変成作用のすすんでいないものは、粗粒玄武岩質組織をしめす。斜長石は 0.5～1.0 mm の短冊状で、一方向にならぶものもある。累帯構造ははっきりしており、中核は汚れている。角閃石は青緑色ないしは淡褐緑色の長柱状である。これらの角閃石は黒雲母によっておきかえられている。そのときの黒雲母は濃い茶褐色である。

### V・4 ミグマタイト類

#### V・4・1 黒雲母ミグマタイト (堇青石ミグマタイト) (Mi)

このミグマタイトは日高山脈脊稜に沿って分布し、日高変成帯の中央に位置している。

野塚川上流では、縞状黒雲母片麻岩から漸移している (第17図)。ところが、豊似川上流では、優白質細脈が縦横にはしり、片麻岩類をパレオゾーム様にとりこんでいる。一部には角閃岩のパレオゾームも見られる。ヌピナイ川上流では、縞状黒雲母片麻岩との明瞭な接断面がみられる。ここでは縞状片麻岩のなかに斜長石斑状変晶があるのが特徴である。



第17図 ミグマタイトの産状 (いかだ状構造)

aは黒雲母ミグマタイト、bは縞状黒雲母片麻岩 (トヨニ岳直登沢)

岩質は細粒～中粒で、表面は赤褐色を呈する。黒雲母による弱い片理面がある。数cmから数10cmの紡錘状パレオゾームをふくんでいる。それはおもに、片状黒雲母ホルンフェルス・黒雲母片岩・縞状黒雲母片麻岩・角閃岩などである。黒雲母のシュリーレンもふつうに認められる。また、石英ブル(径数cm～数10cm)も多数みられる。堇青石

を含むものがあるが、変成帯南部でみられるようなはっきりした大晶ではない。

鏡下では、グラノプラスチック組織をしめし、斜長石>石英>黒雲母がおもな構成鉱物である。斜長石(径1～2mm)は他形～半白形で、丸味をおびているのが特徴である。アルバイト双晶がふつうにみられるが、まれにカルルスバッド双晶もある。双晶面が折れまがって、キンクバンドをつくっているものがある。果帯構造はふつうにあり、絹雲母化、カオリン化作用をうけているものが多い。石英・黒雲母・鉄鉱の細晶を包有している。石英(径1mm±)は波動消光が顕著で、鉱物間を充填している。黒雲母には、やや平行配列性がある。X'=淡茶褐色、Z'=淡赤褐色である。ほかに、堇青石・正長石・角閃石・鉄鉱・磷灰石などがみられる。

#### V・4・2 花崗岩質ミグマタイト

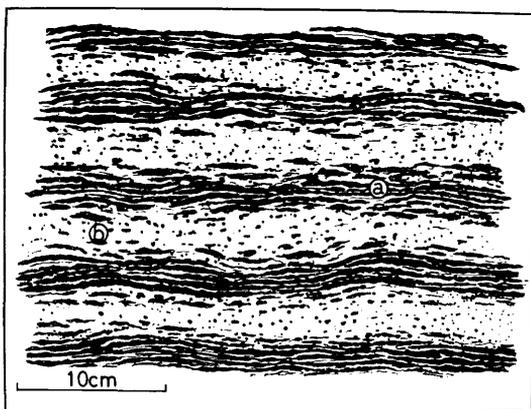
この岩石は豊似川上流、トヨニ岳直登沢で見られるミグマタイト帯中の小岩体である(第18図)。黒雲母ミグマタイトに調和的に進入し、幅1～数10mの岩床状になっている。片麻岩・片岩・ホルンフェルスのブロックを包有し、石英ブルもある。均質粗粒で塊状である。優白質で黒雲母ミグマタイトとも、一見して区別できる(第19図)。

鏡下ではグラノプラスチック組織で、斜長石>石英>黒雲母がおもな構成鉱物であ

る。そのほか、正長石・磷灰石・白雲母・鉄鈹がみられ、緑色角閃石もふつうにある。斜長石は1~5mm、ふつうは2~3mmの他形~半自形である。黒雲母や石英が包みこまれている。石英は他形で、鈹物間を充填している。黒雲母は葉片状のものが多し。へき開面にそって、一部白雲母に変わっている。



第18図 トヨニ岳直登沢  
花崗岩質ミグマタイトの崖



第19図 花崗岩質ミグマタイトの一産状  
aは縞状黒雲母片麻岩、bは花崗岩質ミグマタイト(札楽古川)

## VI 火成岩類

この図幅地域内で火成岩は、はんれい岩・花崗岩と脈岩類のアプライト・輝緑岩・輝緑玢岩である。

### VI・1 はんれい岩

この岩石はおもに花崗岩体の包有物としてみられるものだけである。楕円形やそのほか不規則な形態をしめす。花崗岩貫入の先駆作用として、はんれい岩の活動があったにちがいない。岩質は不均質で、細粒～中粒の角閃石はんれい岩である。ときに斜長石の斑状変晶が認められる。

### VI・2 花崗岩類

この図幅内には、2つの花崗岩体が分布する。豊似川上流から楽古岳図幅内にまたがり、変成帯の走向に亜調和的な野塚花崗岩体と、神威図幅内に北端をもち、この図幅の豊似川まで変成帯の走向方向にのびているヌピナイ花崗岩体とである。

#### VI・2・1 野塚花崗岩 ( $G_1$ )

この岩体は豊似川左股上流で、いくつかに分かれし、南方、楽古岳図幅の野塚川上流やニオベツ沢上流にのびている。この岩体は東側の斜長石斑状花崗岩と西側の細粒花崗岩に分けられる。両者は漸移的にうつりかわる。この岩体には、片状ホルンフェルス・片岩・片麻岩・ミグマタイト・はんれい岩などの捕獲岩をもつことが特徴である(第20、21図)。とくに、ミグマタイトはほそ長い小岩体としてとりこまれている。流理面はあきらかでなく、優白質で均質堅硬な岩石である。

鏡下では、斜長石>石英>カリ長石>黒雲母で、半自形粒状組織をもつ。斜長石(径3～5mm)は自形～半自形で、アルバイト双晶がふつうだが、一部にアルバイト-カルスパッド双晶をしめすものがある。ソーシュライト化作用をうけているものは多い。ゆうれん石や黒雲母がなかに包みこまれている。石英(径1～3mm)は他鉱物間を充填する。カリ長石も同じ産状をしめす。そのほとんどは微斜長石で、顕著な微斜長石双晶をしめし、ときにパーサイト構造もみとめられ、ミルメカイト構造もある。黒雲母は葉片状、板状結晶で、へき開にそって一部緑泥石にかわっている。そのほか白雲母・燐灰石・鉄鉱がある。

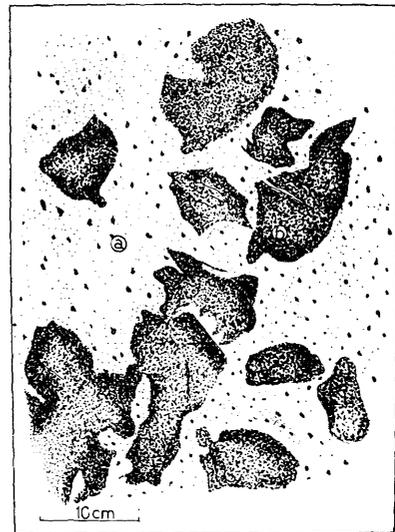


第20図 野塚花崗岩中のはんれい岩質捕獲岩（豊似川左股）

V・2・2 ヌピナイ花崗岩  
(G<sub>2</sub>)

この花崗岩体は黒雲母ホルンフェルス帯に貫入している。北部のヌピナイ川右股では岩体が幅せまくなって終っているが、南端では幅がひろがり、いわゆる「火の玉岩体」である。黒雲母の濃集帯やはんれい岩捕獲岩による構造もそれをうらづけている（第22図）。この岩体はホルンフェルスをあきらかに切って貫入している。東側の接触面にそってアプライトが形成されている。

岩質は細粒～中粒で、灰白色堅硬なものである。細粒相は岩体の東縁に特徴的である。



第21図 花崗岩体中のはんれい岩質捕獲岩（豊似川上流）

鏡下では、半自形粒状組織で、石英>斜長石>黒雲母≧正長石を主とする。石英（径2～5mm）は他形～半自形で鉱物間を充填し、波動消光をしめしている。斜長石（径2～3mm）はソーシユライト化したものが多く、累帯構造をしめすがふつうである。黒雲母はX'=Z'=淡茶褐色で、へき開にそって緑泥石化作用をうけている。正長石は鉱物間を充填している。微斜長石双晶をしめすものがわずかに見られる。ほかに角閃石・白雲母・燐灰石・鉄鉱がある。角閃石はポイキリチック組織をしめし、へき開は不明瞭で多色性顕著である。



第22図 ヌピナイ花崗岩の片理面

### V・3 脈 岩 類

#### V・3・1 アプライト脈 (Ap)

この岩石は黒雲母ホルンフェルス帯、片状黒雲母ホルンフェルス帯、黒雲母片岩帯にひろくみられる。幅10cm～100mまで変化があり、大小多数の脈岩として発達している。一部は母岩の層理面や片理面に調和的な交代性岩脈であり、また、これらと無関係に貫入したのものもある。後者のアプライト脈には、母岩をアグマタイト様にとりこんでいるものもある。

鏡下では、半自形粒状組織をしめし、斜長石>石英>黒雲母>カリ長石を主成分とし、白雲母・燐灰石・チタン石・ゆうれん石・緑泥石・鉄鉱などを副成分とする。斜長石（径1～2mm）は他形～半自形で、ソーシュライト化作用をうけていることが多い。アルバイト双晶はふつうだが、不明瞭ことが多い。石英（径1mm±）は他形、波動消光をする。黒雲母（径0.5mm）は方向性をもたず、緑泥石化作用をうけているものが多い。カリ長石は鉱物間を埋めて成長している。斜長石との接触面に、ミルメカイト構造がみられる。

#### Ⅵ・3・2 輝 緑 岩 (Di)

この岩体は幅50cm～3mの岩脈で、日高累層群をきる特定の断層にそうか、局所的に集中して貫入している。したがって、貫入は造構造運動の末期と考えられる。

この岩石は帯緑暗色、堅硬な塊状の岩石である。幅広い岩体では、暗灰色、斑状構造をしめす部分がある。

鏡下で、前者はオフイチック構造をしめし、斑晶はない。長柱状斜長石・柱状の輝石一角閃石と、これらの柱状結晶に透入されている有色鉱物とからなる。斜長石は長径0.1～0.3mmで、An%34～57と組成に幅があり、とくにAn%41および49が多い。柱状の輝石一角閃石には、長径0.3mmの短冊状結晶と長径0.1mmの短冊状結晶とがある。単斜輝石と、それを半分とり囲むような褐色角閃石とが共生して自形結晶をつくり、黒雲母に置換されている場合もある。角閃石は帯緑茶褐色から淡黄褐色にかわる多色性をもつ。繊維状の角閃石はなく、輝石を置換して角閃石が生じたとは考えにくく、輝石にやや遅れて晶出し、共生した角閃石と思われる。柱状結晶によって透入されている鉱物は、おそらく有色鉱物であったもので、緑泥石に置換されており、もとの鉱物を推定することは困難である。このほか方解石—石英が微脈として貫き、プールをつくっている。

斑状構造をしめす部分での斑晶は、普通輝石（径1～2mm）のみで集斑晶をなし、緑泥石化している部分もある。微斑晶（径0.2mm）には斜長石>普通輝石がある。石基は長柱状（長径0.2～0.3mm、短径0.02～0.05mm）の褐色角閃石>斜長石と、粒状の褐色角閃石（径0.02mm）とによって、玄武岩にみられる間粒構造をなす。角閃石は前記の輝緑岩と同様の多色性をもっている。石基には斜長石よりも角閃石が多く、輝石がみられないことが特徴であり、おそらく輝緑岩の細粒部であろう。

以上のように、この岩体は褐色角閃石を多く含み、特有の組織をもつ輝緑岩岩脈で



第23図 輝緑玢岩の岩脈（豊似川左股）

いる。これらの角閃石は、普通輝石から変ったものである。黒雲母のこまかな片状結晶がみられることもある。

あって、アルカリ質の輝緑岩であろう。

### Ⅵ・3・3

#### 輝緑玢岩 (Dp)

野塚花崗岩・ヌピナイ花崗岩・片状黒雲母ホルンフェルスなどを貫いている幅cm10～1mぐらいの岩脈である。野塚花崗岩体では、節理面(N30°W)にそって貫入している(第23図)。

斑晶は長径1～1.5mmの長柱状の斜長石、普通輝石および角閃石である。有色鉱物の斑晶は径0.5mmくらいの自形結晶である。石基は長径0.3mmの短冊状斜長石と、その間隙を埋める淡綠色粒状の角閃石とからなっ

## Ⅵ 地質構造

この図幅地域の西側では、日高変成帯の片状ホルンフェルスと日高累層群とが剪断帯で接し、東側では、日高累層群と新第三系とがNNW—SSE方向の広尾断層で接している。さらに、日高累層群はヌピナイ川中流を走るEW方向のヌピナイ川断層によって、南部地域と北部地域とにわかたれている。

## Ⅶ・1 断層系

この図幅地域の主要な断層は、広尾断層とヌピナイ川断層である。これらの断層はこの地域の地質構造単元を、大きく区切っている。

### 広尾断層

ヤオロマップ川中流部から広尾町北東部に達する延長約40kmの断層である。日高累層群は幅100m以上、新第三系は幅数10mにわたって破碎されている。この断層は、地形上からも追跡できる東落ちの正断層である。

### ヌピナイ川断層

ヌピナイ川中流を東西に走る幅数10mの破碎帯をともない、地形上からもよく追跡できる。この断層は著しい落差をもった北落ちの正断層で、左ずれの要素をもつ。この断層によって日高累層群は、南部地域と北部地域のブロックに分かれる。

この断層と広尾断層との関係は確認されていないが、ヌピナイ川断層の方が、より早期に形成されたものと推定する。

## Ⅶ・2 変成帯の構造

この図幅地域の変成帯は、日高変成帯一般の地質構造と同じく、NNW—SSE方向にのびた平行な構造であり、傾斜はほぼ東に急角度で落ちる。これらの構造のうち、片状ホルンフェルスとホルンフェルスとの間には、南北につづく大きな剪断帯がある。

この地域で特徴的なことは、楽古岳図幅内から続く輝緑珩岩の岩脈群が、変成帯の構造を南北に切って分布していることである。これは変成帯を切る南北性の一種の構造帯(剪断帯)と考えられる。その北方延長には、日高累層群およびヌピナイ花崗岩を切る断層がみられる。

ヌピナイ花崗岩は、日高変成帯では珍らしくホルンフェルス帯中に、単独の岩体をなす花崗岩で、わずかに流理構造が認められ、 $\text{M}$ 火の玉 $\text{M}$ 状の形態をしめしている。

## Ⅶ・3 日高累層群の構造

### 南部地域

この地域の褶曲構造は全体的にみれば、波長1～3kmの小褶曲をともなった波長約

10 kmの複褶曲構造で、西側に背斜部が位置し、東側に向斜部が位置する。背斜部はNNW—SSE方向の輝緑岩の貫入をともなう断層によって切られており、この断層の西側に、この地域の最下部の地層が分布する。スピナイ川上流部には、東に倒れた同傾斜背斜構造がみられる。紋別川以南、豊似川・野塚川流域では褶曲軸の方向はほぼN—Sの方向であり、北に向うほど褶曲軸の方向は東にふれる。

#### 北部地域

この地域の褶曲構造の規模は、南部地域とほぼ同じく、波長約10kmの複褶曲構造であるが、南部地域にみられるような小褶曲はあまり発達していない。褶曲軸の方向は全体的に西から東に向って、N—SからNE—NW、E—Wへと変化する。パンケポロナイ沢上流に見られる向斜構造は、南東に倒れた同傾斜構造であり、その東にみられる背斜構造は、逆にNWに倒れた同傾斜背斜構造となる。

#### Ⅶ・4 新第三系の構造

広尾断層の東側に分布する新第三系は、ほとんどNNW—SSEの走向で東に単傾斜し、より東側では走向をかえ、NNW—SSEの走向でゆるく向斜と背斜をくりかえす。つまり新第三系は全体として、波状の褶曲をしながら東に傾斜した構造であり、新第三系は、東側ほどより上位の地層が露出する。

#### Ⅶ・5 第四系の構造

光地園礫層は北に向って礫種を異にし、礫径が少さくなる(十勝団体研究会,1974)。また礫層の厚さは、元光地園部落から北に向って薄くなっている。光地園面は全体として、走向をNWにもち、NEにむかって数度傾斜し、他の段丘面とは異なった方向性をもっている。これらは日高山脈南部の隆起運動によってもたらされた扇状地の形成の結果と考えることができよう。光地園台地での礫層は90mの層厚であり、その中に数枚のシルト層を挟むところから、扇状地砂礫層の複合体とみなされている。

現在、この扇状地の扇頂からただちに背地が急峻になっているわけではない。また光地園面上に白粘土層が堆積していることは、光地園礫層の上面は扇状地の堆積面ではなく、浸食面である可能性がある。浸食面上に、火山灰起源と思われる白粘土が水成の条件下で堆積し、粘土化をすすめたものと考えられる。これらのことは、光地園礫層の形成から、次の「幕別」面形成までに、いくらかの時間間隙があったことを想

定することになる。

上札内図幅に広く分布する幕別扇状地面と、光地園の扇状地面とは、平坦面の傾きが異なっている。このことも、両者の地形面の形成にかなりの時間間隙があり、日高山脈の隆起の位置が変わったことをしめしている。光地園面の形成には、南部日高山脈の隆起が考えられ、幕別扇状地面の形成には、中部日高山脈の隆起が考えられる。日高変成帯も、この図幅地域までが南部とよばれ、中部との境はトヨニ岳の北西方におかれている。このような構造单元ごとの日高変成帯の浮き上りは、第四紀においても、日高山脈の隆起に反映していることをしめしている。

幕別扇状地面の形成によって、十勝平野は北と南とに河川の流路は分けられ、札内川は幕別扇状地の北側を流れて北上し、歴舟川は南にむかい、直接、太平洋に注ぐことになった。このような流路の変更ばかりでなく、中部日高山脈の隆起運動は、より低位の河岸段丘の分布にも影響をあたえている。すなわち、忠類面は忠類礫層によって形成されており、模式的な分布地は、忠類図幅および大樹図幅地域である。そこでの忠類礫層は、中部日高山脈の上昇運動の影響を受けた分布をしている。

十勝平野中部における上札内Ⅱa面、Ⅱb面の形成などは、日高山脈の北部の上昇運動と関連づけられる。これらと同時期の地形面に、十勝平野南部では尾田面・石坂面が対比される。各河川上流における尾田面の分布方向（NE—SW）と石坂面の分布方向（E—W）との違い、ミクミの字型に屈曲する河川の特徴などは、あるいは日高山脈の差動的隆起にともない、それぞれの時期に適従谷として流れた結果をあらわしているであろう。

このように、日高山脈は楽古岳—トヨニ岳を中心とした南部、ルベツネ山—コイカクシュサツナイ岳を中心とした中部、エサオマントツタベツ岳—戸蔭別岳<sup>トツタベツ</sup>を中心とした北部と、局所的な日高山脈の上昇運動、とくに南部→中部→北部と運動が移動していったことが、十勝平野の多様な段丘を形成することに、重要な役割をはたしたと考えられる。日高山脈のカルド底の高度が、北部・中部・南部で異なっていることも、あるいはこれらと関係があるのではなかろうか。すくなくも、十勝平野の各段丘のそれぞれの分布は、あきらかに日高山脈の差動的隆起に支配されていると考えざるをえない。したがって、札内川流域では、光地園面・幕別扇状地面、あるいはそれらの砂礫層が、より新しい面に蔽われている可能性がある。

第四紀の構造のうちで、いま一つの特徴はピラオトリ層の分布である。他の地域も

含めピラオトリ層の分布は、NNW—SSEの方向に配列している。ピラオトリ層はその堆積物から、海進期における、内陸の湿地化にともなって形成された地層と考えられる。特定の配列方向を、日高累層群の地質構造と関連づけることは無意味であり、ピラオトリ層堆積の内陸での限界をしめしているものにとらえない。内陸でのピラオトリ層の堆積がおわり、Op-3の火山灰が降下した後も、なお海岸近くではピラオトリ層の堆積が行われた。この一連の堆積のなかで、下部は粗粒の礫が多く、上部は細粒で、円磨度の悪い礫となり、泥炭を多くふくむ。河川系の変更後、広大な忠類礫層の堆積時、ピラオトリ層は浸食され、かつ新しい扇状地礫層に蔽われることになる。

温暖な気候から寒冷な気候への変化と、日高山脈の差動的隆起とが、十勝平野の第四系に大きく影響をあたえている好例を、ピラオトリ層にもみることができる。

## Ⅷ 応用地質

この図幅地域内には、応用地質としてとりあげられるようなことが、これまで知られていない。

十勝平野各所で行われている砂利の採取は、この地域では行われていない。今後、他の地域にくらべて、砂利採取の点で、この地域は劣っているといえよう。それはもっぱら厚い礫層である光地園礫層がミクサレミ礫まじりであること、現河床氾らん原の発達が悪いことによるだろう。

ミ砂金の沢ミの名が残っているように、かつて砂金採取の行われた地点が所々にあると思われるが、詳らかでない。

ミ豊似石ミと呼ばれる銘石が、豊似川支流、パンケアイアン沢の段丘堆積物中にふくまれている。これは石灰質団球を含むホルンフェルスの礫であって、珍重されている。

## 文 献

- 1) 長谷川潔(1958)：神威岳、5万分の1地質図幅および説明書。開発庁。
- 2) 長谷川潔ほか(1961)：北海道中軸地帯の先エゾ層群。北地資調報、No.25。
- 3) 橋本誠二ほか(1960)：広尾、5万分の1地質図幅および説明書。開発庁。
- 4) 舟橋三男ほか(1951)：日高帯の地質。地団研専報、No.6。

- 5) 舟橋三男ほか(1956) : 日高帯南部の変成岩類について(第3部). 地質雑、Vol.62、No.733.
- 6) 舟橋三男ほか(1957) : 北海道中軸帯の花崗岩質岩石について. 柴田秀賢教授退官記念論文集.
- 7) 貝殻爽平(1956) : 十勝平野の地形に関する若干の資料. 地理評、Vol.29、No. 4.
- 8) 木崎甲子郎(1956) : 日高変成帯南部音調津山地のミグマタイトの構造について. 地質雑、Vol.62、No.731.
- 9) 木崎甲子郎(1959) : 日高造山の意義. 新生代の研究、No.30.
- 10) KIZAKI, K. (1964) : On Migmatite of the Hidaka Metamorphic Belt. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VI, Vol.VII. No. 2.
- 11) 紺谷吉弘(1972、MS.) : 広尾大樹地域の日高累変群の地質学的研究. 北大理学部理学研究科修士論文、M.73.
- 12) 松井愈ほか(1973) : 大樹地域の地形および地質—南十勝の地形発達史およびピラオトリ層について. 地調北海道支所、調査研究報告会講演要旨録、No.24.
- 13) 松井愈ほか(1974) : 大樹地域の地質. 地域地質研究報告5万分の1図幅、地質調査所
- 14) 宮坂省吾(1969、MS.) : 十勝南部新第三系の堆積学的研究とその構造発達史. 北大理学部理学研究科修士論文、M.64.
- 15) 根本忠寛ほか(1933) : 大樹図幅. 北海道地質調査会報告、No. 2.
- 16) 酒匂純俊ほか(1963) : 札内川上流、5万分の1地質図幅および説明書. 北海道立地下資源調査所.
- 17) 鈴木守ほか(1959) : 楽古岳、5万分の1地質図幅および説明書. 開発庁.
- 18) 十勝団体研究会(1965) : 十勝平野の第四系(第1報). 郷土の科学、No.48.
- 19) 十勝団体研究会(1968) : 十勝平野の第四系(第2報). 第四紀研究、Vol.7、No. 1.
- 20) 十勝団体研究会(1972) : 十勝平野の後期洪積世の降下軽石堆積物について. 第四紀研究、Vol.11、No. 4.

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

---

KAMITOYONI  
(Kushiro-63)

By  
Chikara AKIBA, Koshiro KIZAKI,  
Seigo MIYASAKA  
and  
Yoshihiro KONTANI  
(Written in 1975)

Résumé

The sheet map area belongs to the southern Hidaka Mountains and includes the high mountain ranges which prevented so far to approach for geological mapping owing to their sheer alpine topography. The area is in the Hidaka axial belt, and has been generally considered poor in natural resources.

However, the area is situated tectonically at the boundary between the middle and southern parts of the metamorphic belt and further the intrusive bodies of granitic rocks occur within the metamorphic belt, a situation unusual to the belt. The stratigraphy of the Hidaka supergroup is now established in the area on the ground of the accumulation of knowledge in other areas.

The major portion of the sheet map area is occupied by the Hidaka supergroup of Pre-Cretaceous, which is in contact with the Hidaka metamorphic belt by a shear zone in between.

The Hidaka supergroup is separated by the Hiroo Fault from the formations of Neogene Tertiary. The Quaternary deposits are represented by the river terraces and fan deposits in the northeast portion of the area.

### **Sedimentary rocks**

The Hidaka supergroup is divided into the Satsunaigawa formation of the lower and the Yaoromappugawa formation of the upper. The Satsunaigawa formation is principally composed of sandstone and slate with the thickness of 3,000m and more, which are divided into the alternation of slate and sandstone, coarse sandstone, alternation of sandstone and slate, and slate members respectively from the lower to the upper. The Satsunaigawa formation includes abundant calcareous nodules which are sometimes arranged to be key beds and are further metamorphosed within the metamorphic belt.

The Yaoromappugawa formation is composed of sandstone and muddy slate intercalated with conglomerate, limestone, chert, diabasic tuff and glassy tuff. The thickness of the formation is revealed to be more than 3,300m in the south of the Nupinai Fault and 3,000 to 3,700m in the north. The formation which was formerly called separately as the Hiroo Mesozoic formation, should be now of the member of the Yaoromappugawa formation at the eastern marginal area of the Hidaka supergroup.

The trend of the Hidaka supergroup shows generally the direction of NNW with steep inclination to the east, overturned in parts, and a set of anticlinolium and synclinolium is observed as a whole. However, the strike of the Hidaka supergroup suddenly changes to NE which is an usual direction in the northern area of the eastern side of the metamorphic belt.

The Neogene formations distributed east of the Hiroo Fault is divided into the Nupinai group and Taiki group of Miocene from the lower to the upper. Total thickness is more than 3,000m. The Nupinai group is further divided into three formations, viz., Perupune, Hikata

and Nupinai formations in ascending order. However, the former two formations of them are not exposed in the sheet map area. Only the upper part of the Nupinai formation composed mainly of siltstone and sandstone is developed in the area.

The Taiki group is composed of the Odamura formation of hard shale, the Toyoni-gawa formation of conglomerate and the Taiki formation of silt respectively. The trend of the formations is in NNE-SSW direction and they are dipping monoclinically towards east but it changes the direction to NNW-SSE with gentle foldings which are observed in the eastern part.

### **Metamorphic rocks**

The Hidaka metamorphic belt of the area is constructed by granitic rocks, migmatitic rocks, metamorphic rocks and various dikes. The migmatites occupy the central core of the belt, are surrounded by banded biotite gneiss, biotite schist, schistose biotite hornfels and biotite hornfels toward the non-metamorphic Hidaka supergroup of the east gradually. Plagioclase porphyroblast biotite gneiss occurs on the western side of the belt, and is seen at the southwestern corner of the sheet map.

The migmatites are divided into the biotite migmatite, cordierite migmatite and granitic migmatite of minor amount. The biotite migmatite and cordierite migmatite construct the spinal ridges of the mountains which indicate the deepest level of the metamorphic belt. The banded gneiss is gradually converted to the migmatite in the upper stream of the River Nozuka, while the migmatite includes the blocks of the metamorphics revealing "schollen" or raft structure in the upper stream of the River Toyoni.

The granitic migmatite is indicated by some concordant small intrusive sheets in the migmatite body, although the boundary between the both rocks is sometimes gradual and so the intrusive relation is not clear.

Amphibolite within the migmatite represents generally as a har-

monic sheet-like bodies with the trend of the migmatite gneissosity but some of the amphibolites with banded structure cut the gneissosity of the migmatite obliquely. This phenomenon is particularly interesting. Other amphibolite blocks of agmatite are often observed within the migmatite. Diabasic amphibolite dikes are rarely seen.

### **Igneous rocks**

Igneous rocks within the area are such that of gabbro, granite and dike rocks of aplite, diabase and diabasic porphyrite. The gabbroic rocks which are fine to medium hornblende gabbro, are seen as the inclusions in the granites. The occurrence suggests the event of the gabbro intrusion before the granite emplacement.

Two granite bodies are observed in the area : the Notsuka and Nupinai granites. The Notsuka granite occupies within the metamorphic belt concordantly and it is characteristic that the granite have many inclusions of the metamorphic rocks surrounding the granite. Plagioclase porphyroblastic texture is seen in the eastern part, while fine granite is observed in the western part.

The Nupinai granite which is elongated parallel to the trend of the belt and shows the "Falling star" structure, is emplaced within the hornfels zone in the eastern side of the metamorphic belt.

Aplite dikes occur in the hornfels, schistose hornfels and biotite schist zones, some of which show the occurrence of replacement sheet parallel to the foliation of the country rocks.

Diabase dikes into the Hidaka supergroup and have the primary brown hornblende. They could be one of the alkalic diabases.

Diabasic porphyrite dikes intrude the granites, schistose biotite hornfels and are composed of porphyritic plagioclase, augite and hornblende.

### **Quaternary system**

The Quaternary deposits are of sand and gravel beds on the various terrace surfaces and the Biraotori formation. However, the definite depositional beds among the terrace deposits, are of the fan deposits

which are the Kōchien gravel bed and the Chūruī gravel bed ; and the other beds are seemed to be the terrace deposits associated with the formation of the erosional surfaces.

From the distribution and morphology, the successive formation of the terraces not only within the sheet map area but also over the Plains of Tokachi, may be inferred as follows.

The Kōchien gravel bed of the highest declines gently to NE and is thinning toward north. It is significant that the fan might have been formed by the upheaval of the southern part of the Hidaka Mountains. Then, the white clay bed which seems to have been originated from volcanic ash just above the gravel bed, suggests some time interval before the formation of the "Makubetsu" plane of the next higher terrace.

The "Makubetsu" plane represents the river terrace surface which is synchronous with the deposition of the Makubetsu fan. The deposition of the Makubetsu fan changed the direction of all rivers flowing towards north to the two divergent directions of north and south. The River Satsunai began to flow to north at the northern side of the Makubetsu fan, while the River Rekifune started to flow south directly into the Pacific Ocean. The formation of the Makubetsu fan should have been initiated by the upheaval of the middle part of the Hidaka Mountains, which is also indicated by the distribution of the surface of corresponding river terraces to the "Makubetsu" plane. The upheaval of the middle part of the Mountains even effected to the distribution of the lower river terraces.

The Kamisarabetsu plane is divided into three planes in the middle part of the Plains of Tokachi. The Takuhoku plane in the southern part is corresponding to the Kamisarabetsu plane III.

The Kamisatsunai I plane, IIa plane and IIb plane in the lower part of the Plains of Tokachi correspond to the Chūruī, Oda and Ishizaka planes respectively. The Kamisatsunai I and IIb planes are more likely to be the fan deposits which might have been associated

with the upheaval of the northern part of the Hidaka Mountains. However, the Chūruī plane of the southern part of the Plains of Tokachi is revealed to be the flood surface resulted from the change of flow directions of the River Rekifune. The direction of distribution of the Oda plane (NE-SW) is oblique to that of the Ishizaka plane (E-W) and the flow pattern of the present rivers expresses a sharp bent. These behaviours of the river system could have been resulted from the formation of the subsequent stream owing to the differential upheaval of the middle and northern part of the Hidaka Mountains.

The Hidaka Mountains are topographically divided into three parts; the southern part of the Rakko-dake to the Toyoni-dake ; the middle part of the Rubetsune-yama to the Koikakushu satsunai-dake ; and the northern part of the Esaoman-tottabetsu dake to Tottabetsu-dake. The various terrace surfaces in the Plains of Tokachi seem to have been formed by the differential upheaval of the Mountains, particularly by the successive upheaval from the southern part, then middle part and to the northern part of the Mountains.

The Biraotori formation composed of fine gravel, silt, clay and peat was formed before the formation of the Chūruī plane and after the formation of the Takuhoku plane. It is correlated by tephrochronology to the late Pleistocene and its sedimentary facies suggests that the swamp was formed by the transgression and then it was converted to peat bed by the cold climate and also representing the cessation of the upheaval of the Mountains.

昭和 50 年 7 月 25 日 印刷

昭和 50 年 7 月 31 日 発行

著作権所有 北海道立地下資源調査所

印刷者 石 川 清

札幌市白石区菊水3条2丁目

印刷所 札幌三光印刷株式会社

札幌市白石区菊水3条2丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

SHIGEO DOI, DIRECTOR

---

**EXPLANATORY TEXT**

OF THE

**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

SCALE 1 : 50,000

---

**KAMITROYONI**

(KUSHIRO—63)

BY

CHIKARA AKIBA

KOSHIRO KIZAKI

SEIGO MIYASAKA

YOSHIHIRO KONTANI

---

SAPPORO, HOKKAIDŌ

1975