

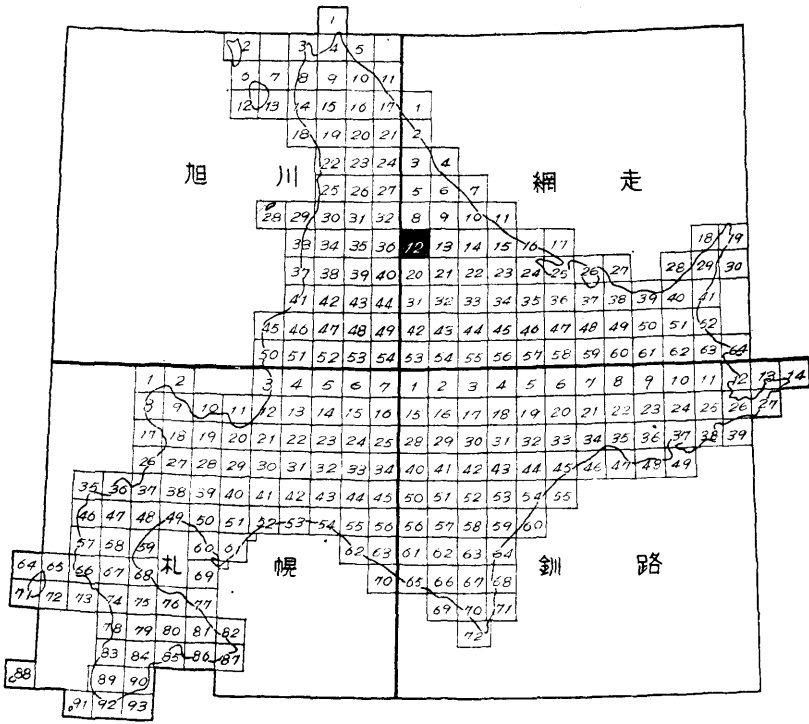
5 萬分の 1 地質圖幅
說 明 書

下 川

(網走一第 12 号)

北海道開発庁

昭和 30 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

下 川

(網走一第 12 号)

北海道地下資源調査所
北海道技師 酒 匂 純 俊
同 小 山 内 熙

北海道開発庁

昭和 30 年 3 月

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
III 地 質 概 説	3
IV 先白堊紀層	5
A 日高層群： 粘板岩砂岩層〔Ht〕, 輝緑凝灰岩〔Hs〕, チャート〔Hc〕, 石灰岩〔Hl〕	5
V 侵入岩類	6
A 輝緑岩粘板岩複合体〔Ds〕	6
B 輝緑岩〔Db〕, 蛇紋岩〔Sp〕, 斑禰岩〔Gb〕, 優白岩〔Le〕	9
VI 新第三系	12
A 奥土別層〔Mo〕	12
B 石英粗面岩〔Lp〕	12
C 下川層群	13
1 モサナル層	14
a 火山碎屑物〔Mp〕	15
b 砂 岩 層〔Ms〕	15
c 一ノ橋安山岩熔岩〔Mil〕, 雲根平安山岩熔岩〔Mul〕	16
2 二股火山噴出物	17
a 下部： 基底凝灰岩層〔Tbt〕, 安山岩熔岩〔Tl〕	18
b 中部： 凝灰質砂岩層〔Ts〕, 玄武岩熔岩〔Tbl〕, 安山岩熔岩〔Tml〕	19
c 上部： 珠円沢安山岩熔岩〔Tkl〕, 安山岩熔岩〔Tul〕	20
3 二ノ橋層	21
a ガラス質凝灰岩層〔Nv〕	22
b 礫 岩 層〔Ncg〕	22

c	角礫凝灰岩層 [Ne]	23
d	安山岩質集塊岩 [Nag]	23
e	二ノ橋安山岩熔岩 [NI]	24
4	フーレベツ火山噴出物	25
a	下部： 安山岩質集塊岩 [Flg], 挾在安山岩熔岩 [FiI], 安山岩熔岩 [FI]	26
b	中部： 凝灰質砂岩層 [Fs], 安山岩熔岩 [Fml]	27
c	上部： 安山岩質集塊岩 [Fug], 安山岩熔岩 [FuI]	27
5	サンル層	28
a	凝灰岩層 [St]	29
b	サンル安山岩熔岩 [SI]	29
c	上名寄安山岩熔岩 [SkI]	30
6	ペンケ層	30
a	下部安山岩質集塊岩 [PIg]	30
b	石英粗面岩質凝灰岩層 [Pt]	31
c	上部安山岩質集塊岩 [Pug]	32
7	パンケ層	32
a	砂岩層 [Ps]	32
b	凝灰質集塊岩 [Pag]	33
VII	第四系	33
A	チューレップ層	33
1	上名寄安山岩質集塊岩 [Dag]	34
2	チューレップ砂礫層 [Ds]	34
3	フーレベツ凝灰質礫岩層 [Dc]	34
B	段丘堆積物： 高位段丘堆積物 [Th], 中位段丘堆積物 [Tm], 低位段丘堆積物 [TI], 現河床段丘堆積物 [Tr]	35
C	崖錐 [Tu]	35
D	氾濫原堆積物, 河床礫 [Al]	36
VIII	地史および構造	36

Ⅹ 応用地質	42
A 古期岩層に胚胎する鉱床： 銅, 硫化鉄	42
B 新期岩層に胚胎する鉱床： 砂チタン, 亜炭	47

参考文献

Résumé (in English)

5 万分の 1 地質図幅 下 川 (網走一第 12 号)
説 明 書

北海道地下資源調査所
北海道技師 酒 匂 純 俊
同 小 山 内 熙

は し が き

この図幅は、北海道開発庁から依頼されて作製したものである。昭和 27 年に野外調査を行い、ひきつづき北海道地下資源調査所において室内作業をすすめて、整理を終えていたものである。この図幅に費した調査日数は、酒匂が約 40 日、小山内が約 10 日、あわせて約 50 日であつた。ただし、下川鉦山を中心とした鉦床地帯については、昭和 28 年度および昭和 29 年度に、北海道地下資源調査所事業として行つた調査の結果にもとづいた。

この地域は、わずかに明治 45 年、岡村要蔵¹⁾が、北海道北東部の広範な調査を行つた際に、名寄川およびベンケ川の概査を行つた以外には、昭和 6 年、矢島澄策²⁾が一ノ橋附近の調査を行つているだけで、下川鉦山の附近をのぞいては、ほとんど地質調査が行われなかつたところである。下川鉦山については、番場猛夫³⁾および牛沢信人⁴⁾の調査が報告されている。

なお、野外調査にあつて、一部の地域については、北海道大学理学部地

- 1) 岡村要蔵：北海道北東部の地質、鉦物調査報告 第 15 号 明治 45 年
- 2) 矢島澄策：天塩一の橋附近の地質及び岩石 北大修論 (1932)
- 3) 番場猛夫：天塩国上川郡三菱新下川鉦山地質調査報文 北大卒論 (昭和 21 年)
- 4) 牛沢信夫：下川鉦山の地質鉦床 北海道鉦山学会誌 第 8 巻 5 号 (昭和 27 年)

質学鉱物学教室の松井愈，魚住悟の両氏から援助をいただいた。ここに感謝の意をあらわす。

また，北海道地下資源調査所技師小田切敏夫氏には，パンケ川地域の地形測量をお願いし，同技術補石山昭三氏には，調査助手として，献身的な協力をいただいた。さらに，下川町産業課今貞二氏，三菱金属鉱業下川鉱業所地質課長白井六蔵氏ほか下川鉱業所地質課の方々からは，好意のあるご協力と資料の提供とをたまわつた。これらの方々にも，心からお礼を申しあげる。

I 位置および交通

この図幅は，北緯 $44^{\circ}10' \sim 44^{\circ}20'$ ，東経 $142^{\circ}30' \sim 142^{\circ}45'$ の地域をしめている。東半部および西半部のほとんど大部分の地域は，下川町と風連町とに，それぞれ属しいるが，北西隅の一部は名寄町に，南西隅は士別市に，南東隅は朝日村に，それぞれふくまれる。

この地域の北よりに，東西方向にはしる国鉄名寄本線があり，その中心に下川町市街がある。^{*}下川市街から下川鉱山までは，名寄から通ずるバスが定期に運行している。

II 地 形

この図幅地域は，北海道中央高地から北にのびる北見山脈と名寄盆地の間にあたり，大まかにみて，3つの地形区にわけられる。

図幅地域の中央から北西方にかけた一帯と，然別附近には，段丘堆積物がひろく発達して，なだらかな丘陵性の台地がみられる。この地域では，基盤が砂岩や泥岩などの堆積岩からなるところでは，平坦な段丘面がみられ，集

^{*} 下川附近は，木材の産地として古くから有名であるが，北海道での，米作北限地でもある。広い丘陵地には，畑作物が作られているが，さらに，戦後多数の開拓者が相当の山奥まで開墾をすすめている。

塊岩、角礫凝灰岩などの火山性堆積岩などを基盤とする地域は、やや高い平頂嶺をしめす地形をしている。

図幅地域の東北部から、南西部にかけて、弧状に、500~700 m 台の山地がみられる。ここでは、あちらこちらに平坦な台地がみられるが、これは、いろいろなことから、古い侵蝕面とおもわれる。この地域は、ほとんど熔岩類によつてしめられている。

図幅の南東部には、この地域の基盤岩層である、日高層群および侵入岩類が発達するが、いちじるしい起伏のある地形をみせている。一般に、粘板岩砂岩層地域は、軟らかい起伏のある地形を、輝緑岩粘板岩複合体はやや急峻な地形をしている。

名寄町市街附近で、天塩川からわかれた名寄川は、この図幅地域の北部を、下川市街地をとおつて、東から西へ流れており、その流域には、ほぼ 1 km ほどの幅をもつた沖積平地がつくられている。下川市街地にむかつて、南からパンケ川、北からサンル川が流れこんで名寄川に合している。図幅の西部ではチューレップ川とフーレベツ川が、西方から、ほぼ名寄川と平行して、中央部まで入りこんでいる。名寄川とサンル川をのぞけば、いずれも、水量は少ない方である。

III 地 質 概 説

この地域の岩層は、大きくみて、新期と古期の 2 つにわけられる。

新期岩層——第四紀層（沖積層、段丘堆積物層）

新第三紀層（砂岩泥岩層、火山碎屑物層、熔岩類）

古期岩層——先白堊紀層（砂岩粘板岩層）

輝緑岩およびその他の侵入岩類

古期岩層：——この地域の古期岩層は先白堊紀層とされているもので、北海道の中軸にそつて、南北に帯状に分布する、いわゆる、日高層群にふくめられるものである。一般に露出がわるく、層序や構造がどのようなもので

第 1 表

時代	層 序	柱 状 示	岩 質	火 成 活 動	
新 鮮 紀	沖積世 河 床 堆 積 物		砂、礫、粘土		
	洪 積 世 扇 丘 堆 積 物		礫、粘土、砂		
	トールレップ層		火山山礫岩 礫、砂、泥岩 凝灰質集塊岩		
新 鮮 紀 三 世	下 川 二ノ橋層	サレン層	凝灰質集塊岩 砂岩、泥岩	凝灰岩	普通輝石紫蘇 輝石安山岩 角閃石安山岩
		火山噴出物	凝灰質集塊岩 火山山礫岩		
	二股 火山物	凝灰質集塊岩 凝灰岩 角礫凝灰岩 礫岩	凝灰質砂岩 角礫凝灰岩	普通輝石紫蘇 輝石安山岩 紫蘇輝石安山 岩	
		二股火山物			
	モヤン層		砂岩、泥岩 火山噴出物		
中新世	奥 土 別 層		泥 岩		石英粗面岩
先 白 堊 紀	粘 板 岩 砂 岩 層		輝緑凝灰岩 モヤン		僅白岩 斑 礫 岩 蛇 紋 岩 輝緑岩類
			石灰岩 砂 岩 粘 板 岩		

あるかを、明らかにすることはできないが、ただ、断層や褶曲によつて、いちじるしく複雑な構造をしていることだけがうかがえる。そして、その構造線とみられるところには、輝緑岩や、小さな斑礫岩などの脈岩類が、それぞれ特徴あるかたちで進入している。

新期岩層： ——古期岩層の上には、直接、第三紀層が不整合に発達して

いる。これは、角礫凝灰岩、凝灰質集塊岩、火山円礫岩などの、火山碎屑岩類を主体とし、一部に、砂岩、泥岩、礫岩をふくんでいる。これらの岩相の関係をみると、露出でみられる限りでは、たいてい、水平方向に漸移している。つまり、これらの岩相の堆積は、わずかの時間的なずれをもちながら、同時異相の関係で行なわれたものと考えられる。なお、ペンケ川中流およびフーレベツ川南方には、輝石安山岩を主体として熔岩類が発達している。堆積後の変動は、弱いもので、普通、西方へ、 20° 以下の傾斜をみせているにすぎない。これらの時代について、決定的なことはいえないが、岩質や露出状態、附近の新第三系との比較などから、いちおう鮮新世末期と考えた。

段丘堆積物は、相当に高いところまで発達しているが、堆積物の量も少なく、地形も相当に侵蝕されているため、発達様式を、はつきり知ることはできない。

IV 先白堊紀層

A 日高層群

この層群は、図幅地域の基盤岩層である。東南地域と西南隅とに露出しており、この地域の南方奥土別地方で、広く分布しているものである。

一般に、褶曲や断層がはげしく、局部的な擾乱もいちじるしい。また、大小無数の破碎帯が方々に発達しているのにくわえて、露出がひじょうにわるいため、層序と構造とを明らかにすることはきわめてむずかしい。この地層は、変質作用をうけたところはみられないが、輝緑岩、蛇紋岩、優白岩などの小さな岩体に貫ぬかれている。

1 粘板岩砂岩層〔Ht〕

この地域の日高層群は、黒色粘板岩を主体とし、暗灰色硬質砂岩を、互層状あるいはレンズ状にはさんでいる。ところによつて、この砂岩が、いちじ

るしく優勢になるところもあるが、このようなところでは、岩質が硬砂岩に近くなっている。奥士別との対比ではこの地層は、東南地域で一般に $N 40^{\circ} E$ の走向で、急傾斜をしているが、北方にゆくにしたがって、 $N-S$ に近い走向とほとんど垂直の傾斜をしめすようになる。ペンケ川上流の一部では粘板岩や砂岩の層理の割目にそつて、微細な黄鉄鉱が附着しているのがみられる。

南西隅では、大体 $N-S$ から $N 20^{\circ} E$ ぐらいの走向をもち、傾斜は不定である。 $N 15^{\circ} W$ 方向の破砕帯が発達しているが、これは、南方上士別のホルンフェルス帯を通る破砕帯が延長してきているものであろう。

粘板岩： 黒色ないし暗灰色の、層理の明瞭な岩石であるが、破砕をこうむつたものでは、脆弱になり、層理の不明瞭な泥岩様のもとなる。ところにより、砂質のものがある。

砂岩： 暗灰色ないし灰白の堅硬な、中粒ないし細粒の砂岩で、層理をしめさない。灰緑色の石灰質な硬砂岩に近いものも多い。

輝緑凝灰岩 [Hs]： 南西隅の破砕帯の東側に、うすいレンズ状のはさみとして露出しているのがみられる。淡緑色でやや脆弱である。風化がひどく、顕微鏡で観察しても、輝緑岩との区別がつけにくいものである。

チャート [Hc]： 輝緑凝灰岩と同じようにうすいはさみとなつている。灰色ないし乳灰白で、珪質粘板岩に近いものもある。

石灰岩 [Hl]： ペンケ川上流および落合沢上流の、砂岩の多いところに、小さな石灰岩のレンズがみられる。ペンケ川のは暗灰色で品位のわるいものである。

V 進入岩類

A 輝緑岩粘板岩複合体 [Ds]

この岩体は、ペンケ川上流の日高層群中に、大体南北の方向をもつて細長くのびた形で発達している。奥士別図幅の輝緑岩質斑礫岩体に直接つながるものであり、この地域で、規模の大きなただ一つの進入岩である。ちよつとみると、粘板岩中に、多くの輝緑岩脈が進入したもののようにはみられるが、両者は、きわめて複雑な形で組合つており、あたかも互層しているように交互にはみられる。2 つをわけて地質図に表わすことはひじょうに困難である。

粘板岩は、径 50 cm ていどのものから、幅数 10 m くらいのものである。この粘板岩は、岩質と構造とから、まわりの粘板岩砂岩層のものとは、あきらかに区別される。輝緑岩との接触部は、きわめて不規則な、出入のはげしい境目や、小さなすべりになつており、その方向は、がいしてまちまちである。

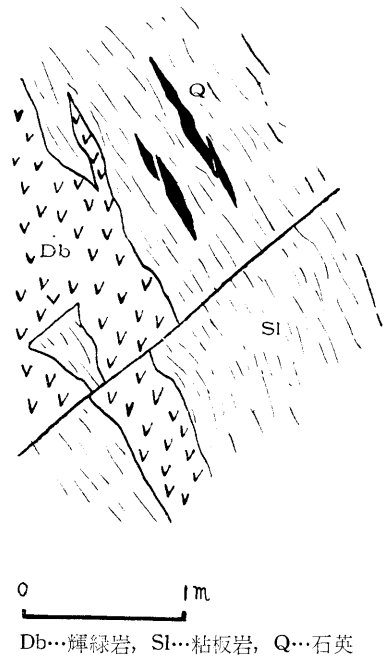
この複合岩体には、輝緑岩の優勢なところと、粘板岩の多いところがあるが、全体からみると輝緑岩の方が多い。

輝緑岩には、ごく細粒な基質に斜長石の大きな斑晶をもつ玢岩のようなものから、ほとんど斑礫岩とかかわらない粗粒のものまでであるが、さらに、進入後に変質をうけており、さまざまな岩質をしめしている。これらの大体の分布をみると、斑礫岩とかかわらない粗粒のものは、細長い岩体の中軸にあたる場所、および南方に発達し、玢岩様のもは東側に多い。全般的に、緑泥石化がみられ、方解石脈もいたる所に発達している。破碎されて、角礫岩状になつたところが方々にみられるが、こういう圧碎されたものや、変質のいちじるしいものは、とくに東縁にそつて多い。しかもこのようなところでは緑色片岩状をしているものがあり、一部には硫化鉄が鉱染状に附着しているものもみられる。

玢岩質輝緑岩

淡緑色ないし暗灰緑色の緻密、堅硬なもので、斜長石の斑晶が目立っている。ときには、径 1 mm くらいの緑泥石の斑紋が散点しているものがある。

斜長石 ≧ 輝石 ≧ 緑泥石 (チタン石, チタン輝石)



Db…輝緑岩, Sl…粘板岩, Q…石英
第 1 図 輝緑岩と粘板岩との接触部の 1 例

斜長石の斑晶は、長さ1mm~3mm、幅0.3~0.1mmぐらいのもので、An 50~60の曹灰長石である。カルスバード双晶が目立ち、アルバイト双晶は少ない。まれに、輝石粒を包有し、曹長石あるいはソーシユル石にかわるものがある。石基の斜長石は、細粒のものほど細長い針状ないしは短冊状をしている。輝石は、粒状ないしいちじるしいオフィティックの形をとつている。複屈折率の高い含チタン輝石であり、緑泥石に、繊維状あるいは仮像のまま置換されている。輝石から緑泥石にかわるさいに、多くのチタン石およびチタン鉄鉱が晶出している。

斑糲岩質輝緑岩

一般に灰緑色の堅硬な岩石である。肉眼で、完晶質な構造がはつきりとみとめられ、斑糲岩と区別が困難なほどである。

斜長石>輝石(緑泥石)

短冊状ないし長柱状の斜長石の間をうめて輝石が発達しているが、輝緑岩構造が弱くほとんど深成岩のような構造をもっているものもある。

斜長石は、1.0mm~2.0mmくらいのもので、曹長石、絹雲母に置換されているものが多い。An 60~70位の曹灰長石であるが、累帯構造をしないで、内部と外縁との成分の間に、いちじるしい差のあるものがある。輝石は0.5mm~1.5mmくらいのオフィティックな形をした含チタン輝石であ



Pl...斜長石, Au...普通輝石, Ch...緑泥石,
Il...チタン鉄鉱 ×70

第2図 斑糲岩質輝緑岩

り、複屈折率が高い。チタン鉱物が晶出していることは、玢岩質輝緑岩と同じである。

変輝緑岩

緑色ないし濃緑色の、やや堅硬な岩石であるが、複合体のもつとも東縁にあたるところにはいちじるしい方向性をもつた緑色片岩様のもものみられる。

斜長石≧角閃石, 輝石, 緑泥石

輝緑岩の斜長石が、曹長石化やソーシュル石化をうけ、輝石は繊維状角閃石へ変化したものである。

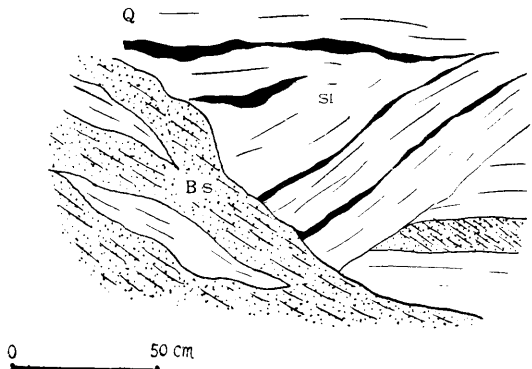
斜長石は、ほとんど曹長石やソーシュル石にかわり、あるいは緑泥石に置換され、わずかにのこるものでも $An_{30\sim40}$ くらいのもとなつている。片岩様のもは、多分に粒状化されるが、長軸を一方方向にそろえる傾向をしめしている。

輝石は、角閃石と緑泥石にかわつているが、繊維状の陽起石質角閃石だけにかわるものと、内部が、褐色角閃石（多色性 $X=$ 淡黄, $Y=$ 淡褐, $Z=$ 褐）で、まわりを繊維状の緑色角閃石（多色性 $X \cdot Y=$ 淡緑, $Z=$ 緑）がかこむ形のもがみられる。繊維状のもは、一般にその方向をそろえている。

これらのほか、黝簾石、絹雲母、チタン鉱物がみられる。

粘板岩

ほとんどのものが破碎された漆黒のものである。走向や傾斜はまちまちであるが、東西方向のものがとくに多い。黒色の泥質物の多いところと少いところとが、縞になつた砂質粘板岩がよくみられる。また、珪化や、緑泥石化をうけているものもある。石英が細脈となつて発達している。ところによつては、割目や層理に、微細な黄鉄鉱が附着している。



Sl…黒色粘板岩, Bs…縞状粘板岩, Q…石英

第 3 図 粘板岩の状態

この輝緑岩粘板岩複合体は、粘板岩砂岩層のなかに、南北の走向をもつた大きな破碎帯にそつて、複雑な形で輝緑岩が侵入しているもので、輝緑岩と粘板岩が合して、1つの構造単位を形成したものとみられる。この複合岩体の東縁には、その後形成された、相当に幅の広い破碎帯が発達し、それにそつて、下川欽山の含銅硫化鉄鉱床が胚胎している。

B 輝緑岩脈 [Db], 蛇紋岩 [Sp], 斑禰岩 [Gb], 優白岩 [Le]

輝緑岩粘板岩複合体以外には、規模の大きい侵入岩類はみられず、岩脈状の侵入岩類だけである。

輝緑岩脈〔Db〕

この図幅の南西隅、士別図幅と接するあたりに、輝緑岩の岩脈がある。小さな規模のもので、山の尾根をつくっているため、露出はほとんどみられない。濃緑色ないし灰緑色の、やや堅硬な岩石で比較的粗粒なものである。

斜長石>普通輝石>陽起石質角閃石、絹雲母

中粒の標式的な輝緑岩である。いちじるしいオフィティック構造をしているが、2 次的変質がはなはだしく、変輝緑岩に近いものである。

斜長石は長さ 0.5 mm 以下のもので、大半はソーシユル石に変つている。双晶を残しているのを見ると、カルスバート双晶が多く、かなり酸性である。輝石は、オフィティック形の場合チタン輝石であるが、部分的に繊維状の陽起石質角閃石、緑泥石にかわつている。

蛇紋岩〔Sp〕

輝緑岩粘板岩複合体の東縁に形成された、大きな破碎帯にそつて、ところどころに、小さな蛇紋岩体が見られる。落合沢の下川鉦山坑内、中の沢の含銅硫化鉄鉍露頭附近、および、その南方で観察される。どれも、破碎帯が形成されたさい、その影響をうけて、片岩状ないし葉片状をしているのが普通である。これらのうち、少なくともその一部は、輝緑岩あるいは斑糲岩からかわつたものである。岩質は、黒色、暗緑色あるいは緑色で、脂感をもち、一般に脆弱である。

板温石>緑泥石>方解石、絹雲母、クローム鉄鉍、チタン鉍物

ほとんどが、0.1 mm ぐらいの繊維状の板温石によつてしめられているが、緑泥石もわりに多く、いちじるしく方向性をもつた方解石脈が発達するものもある。1.0~2.0 mm ぐらいの輝石の仮像が、たまたまみられることがあり、さらに、輝緑岩や斑糲岩の構造がうかがえるものもある。チタン鉍物や、クローム鉄鉍も微量ながらみられる。

斑糲岩〔Gb〕

蛇紋岩と同じようなところに、粗粒の斑糲岩が見られる。その産地は、中の沢南方および下川鉦山坑内で、それらは、岩脈状の岩体として観察される。これらの侵入した時期は、形成された位置や、岩質から考えて、輝緑岩類におくれたものとみられる。岩質は、白濁した斜長石と、緑色の有色鉍物とが、はつきりと見わけられる粗粒岩で、ふつう、ひじようにもろい。ときには、方向性のいちじるしいものもみられる。

斜長石（ソーシュル石）＞輝石（異剝石）

中の沢にみられるものは、長さ1.0~3.0mmぐらいの長柱状の斜長石の間を、径4mm内外のオフィテックあるいはポイキリテックな輝石がうめるものである。斜長石は、An₇₅附近の亜灰長石で、輝緑岩類のものとは違うところは、双晶の形式で、アルバイト双晶が明瞭に発達していることである。また、ソーシュル石や曹長石にかわるものも多い。ときには、斜長石は小型のモザイクな形をとつたり、双晶がわん曲したり、屈折したりしており、輝石が長軸を一方にそろ



Pl…斜長石, Au…普通輝石 ×60 +ニコル

第4図 斑 糲 岩

えて配列していたりする。つまり、この岩石は、場所々々によつて、ことなつた偏圧をうけながら形成されたものとおもわれる。緑泥石や黝簾石のできているものもある。下川鉦山の坑内でみられるものでは、輝石がほとんど異剝石に変つている。

優 白 岩 [Le]

パンケ川上流珠円沢に、粘板岩砂岩層をつらぬいて、優白岩の小さな露出がみられる。この附近には、ほぼ南北と東西の方向性をもつ小規模の断層が多く、すぐそばに、奥士別層がせまい範囲に露出している。このような構造は、奥士別図幅の、糸魚岳南麓に大きく分布している花崗岩や、その南の斑糲岩の侵入をもたらしている構造帯の延長にあたることをしめすもので、この優白岩も、それらと同じ活動による産物とおもわれる。細粒の堅硬な灰白色をしたアプライト質岩石で、有色鉱物はほとんどみとめられない。

斜長石＞石英＞緑泥石、絹雲母

斜長石は、長さ1.0~2.0mm ぐらいのポーヒリテックな半自形をしたものと、0.1mm内外の再結晶質他形のものがある。大型のものはAn_{40~50}の中性長石で、累帯構造がいちじるしく、燐灰石の包有物をもっている。また絹雲母化がいちじるしく、

さらに、ソーシユル石にもかわつている。少量の緑泥石のほかには、有色鉱物はみられない。チタン鉱物が比較的多く、まれに、ジルコンが存在する。

VI 新 第 三 系

この図幅地域の、東南および西南隅の古期岩類の露出している地域をのぞけば、ほとんど新第三系である。これは、奥士別図幅で、川端統に対比された奥士別層と、鮮新世末期のものと考えられる下川層群の2つに区分される。奥士別層は、ごくかぎられた範囲に露出しており、ほとんどすべて下川層群にふくめられる。下川層群は、火山活動と堆積の交錯のもとに形成され、1つの特徴ある堆積盆をしめしているものである。

ここで、火山岩類と堆積岩類とを区別して説明することは、このましくないとと思われるので、火山岩類もふくめて同一に取扱うこととする。

C 下川層群

B 石英粗面岩〔Lp〕

A 奥士別層〔Mo〕

A 奥士別層

この地層は、パンケ川上流の珠円沢源流附近にきわめてせまい範囲に分布する。日高層群とは断層で接し、下川層群におおわれる。

すべて、暗灰色軟弱で、無層理無化石の泥岩の厚い累層であり、風化面は、暗褐色をしており、不規則にわれる。ところにより、大体の走向と傾斜とがわかるが、それから推測すれば、ほぼ南北の走向で垂直に近く傾斜している。このような岩質および露出の状態は、奥士別層の上部泥岩層とまったく同じであることから、同層とみなしたものである。

B 石英粗面岩

二ノ橋北方の山地に、石英粗面岩が広く分布している。一般に、露出がき

わめてわるく、風化がはなはだしいので、状態を、よく観察することができない。この石英粗面岩は、この図幅の北につながるサンル図幅地域に、広く発達するものの一部で、同地区では、サンル金銀鉱床の母岩となつているほか、方々で金銀鉱床をともなつている。この図幅では、そのような鉱床が胚胎していることは、まだ知られていないが、ときどき、緑灰色をした粘土にかわつた部分がみとめられ、硫化鉄の生成されていることがある。これは、鉱化作用の先駆的なものか、あるいは、余波的なものと思われる。このような場所の探鉱も大分おこなわれているようである。

この岩体には、ところによつて、流理構造がいちじるしく発達している。岩体の走向は NW—SE で NE 方向に 30° ぐらいの傾斜をしているが、これは、下川層群にふくまれる堆積岩や火山岩類とは、まったく逆である。これらのことから、この石英粗面岩の活動時期を、いちおう中新世とした。

この岩石は、さまざまな外観をしているが、新鮮なものは、一般に、緑灰色で堅硬であるが、風化すれば、乳白色ないし褐色のもろい岩石となる。肉眼では、ほとんど鉱物を識別できないが、ときに球顆をみとめることができる。

斑晶：石英，斜長石，球顆 石基：ガラス

斑晶は少なく、石英と斜長石とがほぼ等量にある。石英は自形にちかいが、融蝕形をとつているのが普通で、径 1.0 mm 平均の大きさである。斜長石は、長さ 1.5 mm ~ 0.5 mm ぐらいの長柱状で、累帯構造の発達した灰曹長石である。有色鉱物は、ほとんど緑泥石にかわつているが、黒雲母やジルコンの微晶がみられることもある。球顆は、帯褐色のもので、環状の濃淡もみられ、1 mm 以下の小さなものから 7・8 mm の大きなものまである。

石基は、ほとんどガラスで、不規則形、あるいは、流理構造をしめしている。

C 下川層群

下川市街を中心にして、東は図幅の東北隅、南は東内大部山附近からさらにフーレツ川流域にまたがり、西方には上名寄附近まで、火山岩類、火山性堆積物および堆積岩類が、さまざまな様相をしめして露出している。これらは、凹凸のはげしい日高層群の上に直接不整合に発達している。おのおの

の岩相が、互層や漸移あるいは異常堆積の関係で、お互に密接に組合つて形成されている一連のものであるが、これらをあわせて下川層群と命名した。

この層群は、ほとんど例外なく、上名寄附近にむかつて、 20° 以下の傾斜をしている。

断層は、火山岩地域に小規模なものがみられるだけで、堆積後の変動はひじょうに少ない。挟在する亜炭層、少数の植物化石、岩質などから、鮮新世末期のものとみられ、北見地区の社名淵層群と対比されるものである。

この層群は、地層の水平方向の変化がいちじるしく、各岩層の時間的な関係も明らかでないので、地層の細分にはひじょうに困難する。この図幅では便宜上、各岩層の標式的なものを部層としてとり上げ、さらに、各地域ごとに累層にまとめて区分した。これについては、今後、十分に研究をすすめて、もつとよい分類方法を行うことが必要であろう。

- 7 パンケ層
- 6 ペンケ層
- 5 サンプル層
- 4 フーレベツ火山噴出物
- 3 二ノ橋層
- 2 二股火山噴出物
- 1 モサンプル層

1 モサンプル層

然別東方の、ちょうど、瀬戸牛図幅と接するあたりで、日高層群を不整合におおう、さまざまな火山碎屑岩類からできた地層があるが、これが西方にむかつて、しだいに砂岩を主体とした正規の堆積層にうつりかわっている。この地層と、その南方で、直接日高層群の上につている火山岩類とを一括して、モサンプル層とした。

- c 一ノ橋安山岩熔岩〔Mil〕および雲根平安山岩熔岩〔Mul〕
- b 砂岩層〔Ms〕
- a 火山碎屑岩〔Mp〕

この累層は、名寄川流域では、N—Sの走向で、西方に10°以下のゆるい傾斜をしめし、その北方のモサナル川では、NW—SEの走向で南西に落ちている。一般に、各岩類は分布範囲がせまく、1つの露出で数種の岩類が異常堆積の様相をしめしてみられる。その中でも、火山碎屑岩は、雑多なものが不統一にかさなり合つて連続し、挟在する砂岩の粒度も上下、および側方ともに変化がはげしく、堆積途中の運動によつたと思われる、堆積の状況もみられる。また、モサナル層にかぎつて、小規模な向斜構造がみつめられた。

a 火山碎屑岩 [Mp]

最下部には、淡緑ないし、灰緑色の中粒凝灰砂岩がみられ、粘板岩やチャートの細礫を多くふくんでいる。ただちに角礫凝灰岩、火山円礫岩、各種集塊岩、凝灰岩などに移行する。暗緑色ないし暗黒色の砂岩と、植物化石をもつ灰白色の珪質頁岩がはさまつている。集塊岩や火山円礫岩は、いろいろな安山岩や石英粗面岩、粘板岩、砂岩などの礫をふくみ、西方にむかつて次第に礫岩に近くなるが、とくに目立つのは、径1mにもおよぶ巨大なものから微細なものまで、大きさの区々な皿円礫が、不規則に密集し、それが少量の、ひじょうに堅硬な砂岩で膠結されていることである。

b 砂岩層 [Ms]

火山碎屑岩中の砂岩のはさみが、次第に優勢となり、暗緑灰色砂岩が主体となつた岩層で、堆積の様相も比較のおだやかである。暗灰色の泥岩と不規則な互層をするのが普通である。うすい皿炭層をはさんでおり方々に炭化木をもつている。特徴的なものは、漆黒色の瑪瑙で、1.5mほどの厚さでわりあいに広く連続して分布している。これのすぐ下には、皿炭層が発達しているのが普通であり、また植物化石も多い。すべて現棲種である。矢島造策の報告によれば、つぎのようなものである。

Salix cardiophylla FRAUTR et MEY.

Salix sp.

Alnus incana var. *sibirica* WINKL.

Corylus sp.

Fagus Sieboldi EUDL.

Fagus sp.

Viburnum sp.

Carpolinus sp.

c 一ノ橋安山岩熔岩〔Mil〕, 雲根平安山岩熔岩〔Mul〕

モサナル層分布地域のそばに、噴出時期不詳の熔岩類がみられるので、一応モサナル層にふくめて説明する。

一ノ橋安山岩熔岩〔Mil〕

然別南方向約 3 km のところに NE—SW にのびた、細長い安山岩の熔岩がみられる。きわめて粗鬆の熔結凝灰岩質のガラス質普通輝石安山岩で、いちじるしい流理構造をしめしている。NW 方向に $20^{\circ}\sim 45^{\circ}$ の傾斜をしているが、ほかのものにくらべて急傾斜をしているのは、後からの断層によるものと思われる。

斑晶： 斜長石>普通輝石>(紫蘇輝石)

石基が、流理構造をもつたガラスばかりからできた輝石安山岩で、捕獲岩状に均質な部分をもっている。

斜長石は最大 2.0 mm くらいのもので、割目が発達し、累帯構造とアルバイト双晶とが目立っている。部分的にソーシュライトにかわり、輝石、緑泥石、燐灰石の包有物をもっている。輝石は、かすかに多色性がみとめられる普通輝石である。 $C^{\wedge}Z = 45^{\circ}$ ときに、紫蘇輝石の大きな斑晶がみられる。

2 次的に、いちじるしく緑泥石化しているもの、あるいは、割目にそつて石英の細脈ができていているものがある。

雲根平熔岩〔Mul〕

瀬戸牛図幅との境界にある雲根平をつくつている熔岩である。南方では、標高 700 m 附近で日高層群をおおつているが、北方は 500~400 m ぐらいまで下つている。この熔岩と一ノ橋熔岩との関係はわからないが、分布からみて上部にあたるとおもわれる。

赤褐色のわりにもろいガラス質普通輝石紫蘇輝石安山岩で、わずかに流理構造がみとめられる。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斑晶の多いハイアロピリティック構造である。石基はガラス質あるいは微晶質のもので、流理構造をしている。斜長石は An35 附近の中性長石で、2mm 以下のものである。普通、双晶が少なく、累帯構造もあまり発達していない。自形の強い新鮮なものと、他形性の汚濁したものとがある。紫蘇輝石は、自形性の強いもので、X=淡帯褐緑、Y=淡緑褐、Z=淡緑の多色性をしめす。普通輝石は、形のくずれたものが多い。C[∧]Z=45°

2 二股火山噴出物

下川鉦山から、パンケ川中流附近に、玄武岩と、紫蘇輝石安山岩とを主体とした火山岩類が、標式的に発達している。日高層群および奥土別層を、不整合におおつて発達するもので、基底にうすい凝灰岩類を堆積し、その上に大量の熔岩が溢流しているものである。なお熔岩のなかにも、凝灰岩類のはさみが、多くみられる。この火山活動に引続いて、フーレバツ火山噴出物の活動が、おこなわれているが、分布や、活動形式に、若干の違いがみられるので、いちおうこれらを二股火山噴出物として取扱つた。

上部	{	安山岩熔岩 [Tul]
	{	珠円沢安山岩熔岩 [Tkl]
中部	{	安山岩熔岩 [Tml]
	{	玄武岩熔岩 [Tbl]
	{	凝灰質砂岩層 [Ts]
下部	{	安山岩熔岩 [Tl]
	{	基底凝灰岩層 [Tbt]

うえにあげたように、いちおう、上部、中部、下部、の3つに区別されるが、それぞれの噴出物の厚さやひろがり、は、きわめて不規則なものである。また、岩質があらゆる方向にしだいに移りかわつたり、あるいは、岩質は同じでありながら、熔岩や集塊岩や火山円礫岩などの、岩相をとつたりしているので、それらの間のはつきりした関係をつかむことは困難である。つまり、各噴出物が、形態的あるいは岩質的に、水平方向にも、垂直方向にも、変化をしめすものらしい。このため、この火山活動の機構を解明するには、相当の精査が必要である。共通してみられることは、凝灰岩層や、熔岩の流理構

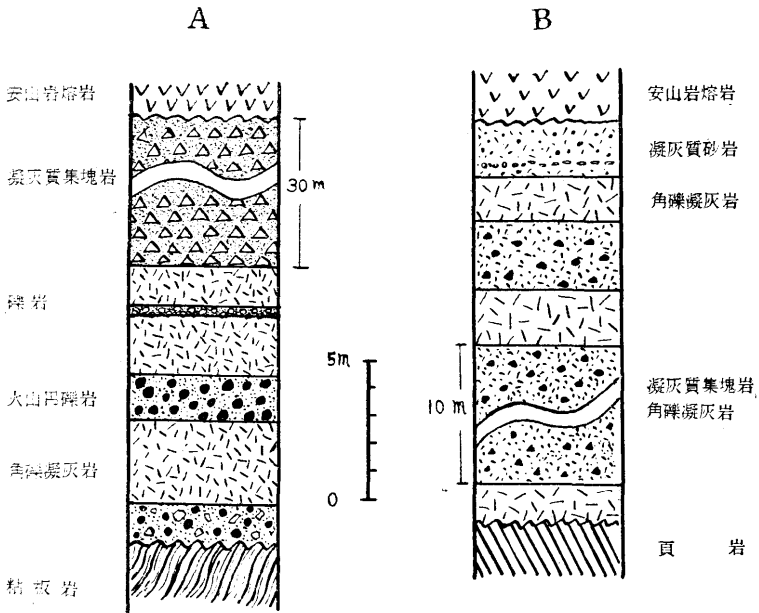
造の、走向が、たいてい、N 40°E 附近で、NW 方向に 20° くらいの傾斜をみせていることである。また、小さな断層やすべりが、ときどきみられ、一部には、後火成活動によるとおもわれる広い変質帯がある。

a 下 部

基底凝灰岩層〔Tbt〕

二股火山噴出物が、日高層群に接するところには、かならず、黄灰色の凝灰岩ないし、凝灰質砂岩が発達する。日高層群との不整合関係は、きわめて、明らかで相当に凹凸のひどい、解析された基盤の上に、のつている。

下部は、一般に、浮石の多い砂質ないし凝灰質泥岩で、ところにより、泥質の部分と、砂質の部分とが、明瞭な互層をしている。最下部には、こぶし大の粘板岩の角礫が多くみられるが、上部になるにしたがつて、その量が少なくなり、大きさも小さくなる。上部は、角礫凝灰岩質から、さらに、凝灰



A パンケ川上流二股 B 珠円沢源流

第 5 図 基底凝灰岩層〔Tbt〕の柱状図

質集塊岩へかわるのが普通である。その礫は、いろいろな種類の安山岩や、粘板岩、砂岩、侵入岩類などである。全部で、厚さ 20 m ないし 80 m ぐらいの厚さのものであるが、連続して広い分布をしている。

安山岩熔岩〔T1〕

基底凝灰岩層〔Tbt〕の上に、発達する、黒色、緻密の堅硬な熔岩で、ガラス質紫蘇輝石安山岩が主体であるが、上部に、ガラス質の普通輝石紫蘇輝石安山岩をもっている。たまたま、凝灰岩や凝灰質集塊岩の、うすいレンズをはさんでいる。

斑晶： 斜長石、紫蘇輝石>>（普通輝石）

石基： ガラス（針状斜長石、輝石粒）

斜長石は、長さ 1 mm ぐらいの破片状のものが多く、カルルスバード双晶が目立ち、累帯構造が発達する。An 70~60 の曹灰長石である。紫蘇輝石は、1 mm 以下の長柱状をし、ひじょうに弱い多色性をもっている。ときに融蝕形をとっている。石基はほとんどガラスで、流理構造をしめしているが、均質な所もある。

b 中 部

凝灰質砂岩層〔Ts〕

さきへのべた下部安山岩熔岩〔T1〕のうえには、ふつう凝灰質砂岩ないし角礫凝灰岩が発達している。黄色～灰色で、粗粒なものから頁岩のようなものまであり、それが互層状になつているところもある。わりあいすいもので、すぐに熔結凝灰岩状になり、さらに集塊岩状の熔岩に移りかわる。

玄武岩熔岩〔Tb1〕

この図幅中、ただ 1 つの玄武岩で広い範囲に分布している。岩質は決して一定でない。おもに橄欖石玄武岩であるが、上部には、紫蘇輝石玄武岩や玄武岩質安山岩のところがある。凝灰岩類をはさんでいることは、下部安山岩熔岩と同じである。一般には暗灰色の堅硬な多孔質の岩石であるが、安山岩質のものでは、黒灰色均質の板状節理をしめすものが多い。パンケ川では、やや広い範囲に、炭酸塩化や緑泥石化がみられ、黄鉄鉱が散点して生成されているところがある。この付近には、N 60°E 方向の、垂直に近い傾斜をも

つた断層が多くみられる。これは、鉍化作用というよりは、むしろ後火成活動的な変質作用と考えられる。

斑晶： 橄欖石（紫蘇輝石，普通輝石，斜長石）

石基： 斜長石，輝石，橄欖石

ややガラスの多い石基に、橄欖石の斑晶が散在する斑晶構造の岩石である。石基は、インターサタル構造が普通であるが、オフィティックなものもある。

橄欖石は、最も大きいものが 2.0 mm 程度である。大小さまざまな自形ないしは粒状をしているが、濃緑色の緑泥石にかわるものが多い。輝石の斑晶は、1~1.5 mm くらい、融蝕された形のものである。斜長石の斑晶は、ごくまれにみられる。石基の斜長石は、おおよそ 0.2 mm くらいの短冊状のもので、ときに方向配列をする。有色鉍物が、橄欖石だけの場合は、比較的ガラスが多く、安山岩質になると、まったくガラスをふくまないときもある。

安山岩熔岩〔Tml〕

パンケ川の一支流に、変質のいちじるしい安山岩が露出している。比較的新鮮なものは、ガラス質の紫蘇輝石安山岩で、下部安山岩熔岩〔Tl〕とにている。しかしながら、構造的にみれば、玄武岩熔岩〔Tbl〕と同様な位置にあるので、区別して記載する。

変質の状態は、玄武岩の変質部と、ほとんど同じであり、相当に黄鉄鉍が生成されている。N 60°E 方向の断層もあり、また、流理構造を観察しても、他とくらべて、変動の多い地帯であることがうかがわれる。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石（緑泥石）

石基： ガラス（斜長石，輝石）黄鉄鉍

ほとんどガラスからできた石基中に、少量の斑晶が散在するもので、有色鉍物がとくに少ない。斜長石は、変質して、絹雲母や緑泥石に置換されているものが多く、曹長石にもかかわっている。双晶や累帯構造は、一般に目立たない。有色鉍物は、ほとんど緑泥石にかかわっているが、新鮮なものでは、0.5 mm 以下の紫蘇輝石だけが観察できる。

c 上 部

珠円沢安山岩熔岩〔Tkl〕

パンケ川上流珠円沢の源流と、土風山の東南方にみられるもので、紫蘇輝石の数 mm におよぶ大きな斑晶が、特徴的に目立つ岩石である。比較的均質

であり、つねに、緑灰色の堅硬な岩石である。斜長石の斑晶も目立っている。

斑晶： 斜長石 \supseteq 紫蘇輝石

石基： 斜長石，輝石

均質な微晶質石基中に、斜長石と輝石の斑晶が、特徴的に散在する。斜長石は、0.5 mm 以下の柱状のものが、モザイクに数箇集つて一つの斑晶となり、累帯構造とアルバイト双晶がきわめて明瞭である。わりに、酸性の中性長石で、輝石を包有する。紫蘇輝石の斑晶も、2, 3箇の集合からなり、ポイキリティックな形をとることもある。

安山岩熔岩 [Tul]

パンケ川から、パンケ川にかけて中部の安山岩熔岩 [Tml] および玄武岩熔岩 [Tbl] の上部に位するところに、いろいろな岩相をした、紫蘇輝石安山岩や普通輝石紫蘇輝石安山岩が分布している。帯青灰色あるいは赤褐色をしめし、集塊岩状のところが多い。玄武岩質なものもみられる。

斑晶： 斜長石 \supset 紫蘇輝石，普通輝石

石基： 斜長石，輝石，ガラス

インターサタル構造をもつた石基中に、さまざまな割合で、斑晶が存在する。斜長石は、ポイキリティックな形をするものが多く、輝石、緑泥石、不透明鉱物の包有物が多い。一般に、アルバイト双晶が目立ち、累帯構造は少ない。紫蘇輝石は、最大 2.5 mm ぐらいの自形性のつよい形をしめす。普通輝石は、紫蘇輝石にくらべて形が小さく、自形性も弱い。C \wedge Z=45 $^\circ$ 有色鉱物は、緑泥石に置換されるものが多い。玄武岩質のものには、同源捕獲岩がみられる。

3 ニノ橋層

ニノ橋附近から、南へ、下川欽山附近まで、黄褐色ないし暗灰色の角礫凝灰岩を主体とした、火山性堆積岩類が分布している。北では、石英粗面岩 [Lp] をおおい、東方および南方では、モサナル砂岩層 [Ms]、二股火山噴出物を、それぞれおおうか、あるいは、それらと互層しながら次第にうつりかわつたり急激に同時異相の形でそれらから移行している。この累層は、パンケ川下流と平行して、南北に細長くつらなる特徴的な集塊岩状熔岩までをふくむものである。下部に当たるところには、凝灰岩層や礫岩層が発達し、中部では、優勢な浮石質角礫凝灰岩となり、上部になると、集塊岩状熔岩が優勢となるものである。凝灰岩層をのぞけば、走向傾斜の測定が困難であるため、

構造はあきらかでないが、ほとんど例外なく W ないし NW 方向に 10° 内外の傾斜をみせている。

特徴的な構成員をとり上げると、次の 5 つに分けられる。

- e ノ橋安山岩熔岩〔Nl〕
- d 安山岩質集塊岩〔Nag〕
- c 角礫凝灰岩層〔Nt〕
- b 礫岩層〔Ncg〕
- a ガラス質凝灰岩層〔Nv〕

a ガラス質凝灰岩層〔Nv〕

二ノ橋層が、モサナル層や二股火山噴出物を欠き、直接、日高層をおおうところに、ガラス質凝灰岩、ガラス質結晶凝灰岩などが分布する。日高層群との接触部は、観察できなかつたが、分布の状態などから、下川層群のなかでも、比較的初期の産物とおもわれる。

乳白色ないし、暗灰色をしめし、層理が一般に明らかである。砂質の部分もあるが、とくに熔結凝灰岩状のものが多く、はつきりとした節理がみられる。おもに、いろいろな形状のガラスの集合からなり、0.5 mm 以下の結晶細片をふくむものである。これらの結晶細片は、すべて、斜長石と輝石で、普通輝石紫蘇輝石安山岩質である。砂質の部分には、石英粒が多い。大小の、炭化木があちこちにはさまれている。

b 礫岩層〔Ncg〕

二ノ橋駅東方に幅約 1 km、走向の延長がほぼ 3 km の範囲に露出するもので、こぶし大ていどの安山岩円礫を主体とした礫岩である。この礫岩層は、大きくみて次に説明する角礫凝灰岩層のなかに、レンズ状にはさまれているものである。水平的な変化をみると南方は、成層したひじょうに粗粒な砂岩層に移化して、さらに角礫凝灰岩にうつりかわる。北方では、次第に、砂岩や砂質頁岩のはさみが多くなり、名寄川の露出では、砂岩が次第に凝灰岩質となつて、礫は小さく選別され、さらに角礫凝灰岩層に移化する形をしめしている。

この礫岩の主体は、径 10 cm ぐらゐの安山岩の円礫であるが、粘板岩、砂岩などの小さな礫もかなり多い。膠結物は、緑灰黒色の粗粒砂岩である。

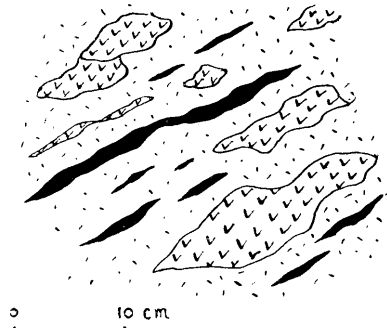
c 角礫凝灰岩層〔Nt〕

これは、二ノ橋層の主体となつて、二ノ橋附近一帯から下川鉦山附近まで、やや広い分布をしめすものである。モサナル砂岩層〔Ms〕をおおうところが見られるが、そのあたりには、瑪瑙の礫を多くもち、モサナル層とは、若干の時間的間隙があつたものと考えられる。とくに、下部は、下位凝灰岩、成層した砂質凝灰岩の大きな岩塊や、安山岩、粘板岩類の小さな角礫をもっており、はげしい火山活動によつてもたらされたものらしい。中部は、黄白色の浮石の多い角礫凝灰岩で、比較的均質であり、分布もひろい。一部には、熔結凝灰岩ないしはガラス質安山岩のよになつていところもある。上部になつて、角閃石や石英の結晶をふくむものがみられ、岩質は、石英安山岩質となる。全体に、炭化木や珪化木が多い。水の影響をうけて、成層する部分もあり、またよく、偽層しているところもみとめられる。

この地層は大体粘板岩類の小さな礫をもっているが、二ノ橋西方のものは、親指大以下の緑色片岩礫を多くふくみ、灰白色の石英安山岩質ないし石英粗面岩質の浮石質角礫凝灰岩になつている。このような緑色片岩をもつものの分布位置は、ちょうど、輝緑岩粘板岩複合体の延長方向にあたり、緑色片岩の岩質も、破碎作用によつてできた片岩状変輝緑岩とよくにている。

d 安山岩質集塊岩〔Nag〕

この集塊岩は、二ノ橋西方から下川鉦山西方にかけて、南北に細長く分布するもので、黒色～赤褐色の集塊岩質熔岩が主体である。しかし、ところによつては、純然たる熔岩となるところもあり、自破碎熔岩状をしめすところもある。



第 6 図 角礫凝灰岩層〔Nt〕から安山岩質集塊岩〔Nag〕への移化部にあたる熔結凝灰岩状の部分（岩片はガラス質安山岩と黒曜石）

二ノ橋西方では、角礫凝灰岩がしだいに西方にむかつて熔結凝灰岩状となり、それが、集塊岩に移りかわっているのがみられる。さらに、それを西方に追うと、ペンケ層に漸移している。

この集塊岩と二股火山噴出物やフーレベツ火山噴出物との関係は、わからない。

一般にきわめて堅硬で、ガラス光沢をもち、斜長石の斑晶が目立つものである。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石

石基： ガラス，斜長石，輝石，不透明鉱物

斜長石は、最大3 mm ふうつう 1.5 mm くらいのもので、破片状あるいはボーキリテックな形をしたものが多い。双晶や累帯構造は、あまりいちじるしくなく、輝石を包有していることが多い。An 50~65。紫蘇輝石は、1.0 mm くらいのもので、融蝕形をとるものもある。うすい褐色をし、ほとんど多色性がみとめられず、緑泥石に置換されている。

石基は、ガラスが多く、インターサータル構造である。また、緑泥石の生成がいちじるしく、ときには、黄鉄鉱の自形結晶が多量に生長しているものがある。

e 二ノ橋安山岩熔岩 [N1]

この熔岩は、二ノ橋からパンケ川上流にかけての地域にみられる、いくつかの小さな安山岩熔岩を総称してよんだものである。これらの安山岩を、全部一様にとりあつかうことには、問題もあるが、ほかの岩層との関係がわからないので、まとめて記載する。

この熔岩には、1) 角礫凝灰岩層と漸移関係が予想されたもの、2) 下川層群堆積末期に噴出したと思われるものの2つがある。1) は、ひじようにガラス質で、浮石はふくまれていないが、角礫凝灰岩と岩質のにている点が多い。黄灰色~暗褐灰色で、粗鬆なものと堅硬なものとがあり、流理構造の明瞭なものも多く、斜長石の斑晶が目立っている。2) は、モサナル層雲根平熔岩と同じく、山稜をつくっている熔岩流である。とくに露出状態が悪く、噴出状態はわからないが、岩質は、1) と大体同じである。ただ、どれもガラス質結晶凝灰岩のようなものである。なお 1) を顕微鏡でみれば、

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普輝通石

石基： ガラス，斜長石，輝石

斜長石は，累帯構造のいちじるしいもので，大きさは1 mm ぐらいである。An 45～55。紫蘇輝石は，最大2.5 mm の長柱状のもので，多色性が弱く，外縁は融蝕されている。石基は，ほとんどガラスで流理構造の発達するものと，ガラスの少ないインターサータル構造をしめすものがある。緑泥石の生成が多い。

4 フーレベツ火山噴出物

これは，図幅の西南部山地を構成して，かなり広く分布する熔岩流，集塊岩，凝灰岩などを主体とする一連の火山噴出物である。前にのべた二股火山噴出物の主要部は，この地域には，発達していない。したがって凝灰岩層^{*}からはじまる噴出物によつて，直接日高層群をおおっている。また，二股火山噴出物をもおおっている^{**}ので，フーレベツ火山噴出物は，二股火山噴出物より，後期の産物であることはあきらかである。フーレベツ火山噴出物の分布地域の北方は，フーレベツ川の沖積層や段丘堆積物によつて，厚くおおわれているので，後にのべるパンケ層やチューレップ層との直接の関係をみることはできない。

この火山噴出物は，野外の観察によるみかけ上の岩相によつて，上から次のように区分される。

上部	{ 安山岩熔岩 [Ful] 安山岩質集塊岩 [Fug]
中部	{ 安山岩熔岩 [Fml] 凝灰質砂岩層 [Fs]
下部	{ 安山岩熔岩 [F!] 安山岩質集塊岩 [F!g]・挟在安山岩熔岩 [F!il]

このような岩相区分をおこなうと，この火山噴出物は，わりあい規則的な上下関係をもつて発達している。しかし個々の岩相について岩質的にみた場合には，さらにいろいろの岩質をしめす部分が，一つの岩相の中にふくまれ

* この凝灰岩層は，岩質的には，二股火山噴出物の基底のものと同じものである。したがって，この図幅では，二股火山噴出物としてとりあつかつてある。

** この関係をもつともよく観察できるのは，パンケ川中流部の軌道切割りである。

ている。

この噴出物は、一般に、層理の発達がまれで、構造をあきらかにすることはむずかしい。しかし、部分的にみられる流理構造や、凝灰質砂岩層の走向傾斜をみると北にむかつて、最大 20° のゆるい傾斜をみせている。この傾向は、下部相ほど強くあらわれ、上部相はほとんど水平に近くなっている。全般的に、北に傾斜した簡単な単斜構造をしめしているが、南部周辺では、断層で切られ、やや複雑な構造をしめしている。

1 下 部

安山岩質集塊岩〔Flg〕

この集塊岩はフーレベツ火山噴出物の基底をつくつて、かなり広く発達している。模式的には、フーレベツ川本流域でみることができる。

二股火山噴出物との関係は、パンケ川中流および土風山東南の麓をきぎむ沢の中などであきらかにおおっている。

この集塊岩は、紫蘇輝石安山岩質熔岩を基質とし、暗灰色の緻密堅硬な岩石を礫としてもつている。基質部は一般に多孔質で、そのガス孔は、一方向にのびた形をもつている。

この集塊岩には、しばしば、あとでのべる熔岩流〔Fii〕をはさんでいる。

礫は、ガラス質であり、ハイアロピリティック構造をしめす、斑晶の多い紫蘇輝石安山岩である。斜長石は、1.0 mm ぐらいのもので、累帯構造のいちじるしいものがある。An 55~65。紫蘇輝石は、最大 1.5 mm の長柱状のもので、弱い多色性をしめす。まれに普通輝石がみられる。石基は、一般に、結晶度が高い。

挟在安山岩熔岩〔Fii〕

うえにのべた、下部の安山岩質集塊岩は、いたるところで熔岩流の形をしめすが、とくにその発達のいちじるしいところがある。岩質は、前にのべた集塊岩の基質部とまったく同じである。あるものでは、斜長石斑晶がいちじるしく多くなり、有色鉱物がほとんど認められない。

安山岩熔岩〔FI〕

フーレベツ川の上流、糸魚岳^{イトイケ}北麓にあたる場所に発達するもので、奥土

別図幅の糸魚岳熔岩にふくめられるものである。いろいろな岩相をしめす安山岩で、紫蘇輝石安山岩を主体としているが、普通輝石紫蘇輝石安山岩も多い。珠田沢上流では、灰褐色、粗鬆で、流理構造を明瞭にしめすものが露出している。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石基： ガラス，斜長石，輝石

石基はガラスの多いインターサータル構造をしているが、流理構造のいちじるしい部分もある。斜長石は、最大2.0 mm ぐらいで、輝石粒を包有し、ポイキリティックに生長しているものもある。紫蘇輝石は0.5 mm ぐらいで、割目が多く発達し、それにそつて緑泥石化されている。普通輝石は、0.5 mm ぐらいの他形をしめすが普通で、同じように緑泥石に置換されている。 $C^{\wedge}Z=40^{\circ}$ 。

2 中 部

凝灰質砂岩層〔Fs〕

下部層の上には、ときたま凝灰岩類がうすくのついていることがある。黄灰色ないし暗灰色の凝灰質砂岩を主体とするが、土風山北方のものでは、チョコレート色の珪質頁岩との互層となつており、東方のものでは、角礫凝灰岩が多くなつている。これらの厚さは、20 m ぐらいのうすいものである。

安山岩熔岩〔Fm1〕

この熔岩は、板状節理の特徴的に発達したもので、土風山、東^{トナイキイフ}内大部山、777.2 m 山の各中腹に露出している。おもに、暗灰色ないし黒色の堅硬な、一見玄武岩のようにみえる岩石であるが、斜長石や輝石の斑晶の目立つ玢岩質のものもみられる。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石

石基： 斜長石，輝石，ガラス，不透明鉱物

1.5 mm~0.8 mm ぐらいの斜長石斑晶をポーヒリティックにもち、石基は、わりにガラスの少ないハイアロピリティック構造をしている。斜長石は破片状のものが多く、An 60~70。紫蘇輝石は、1~2 mm ぐらいの長柱状で、まわりを柱状の普通輝石でかこまれる。淡緑色でほとんど多色性を認めることができない。

3 上 部

安山岩質集塊岩〔Fug〕

中部安山岩の上部に発達する淡灰色ないし灰褐色の集塊岩質熔岩である。一部は、凝灰質集塊岩に移化している。礫の岩質は、標式的な紫蘇輝石安山岩である。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石

石基： 斜長石，輝石，ガラス，不透明鉱物

石基は、ガラスの少ないハイアロピリティック構造をしている。斜長石は 1.0 mm ぐらいのものが多く、輝石の包有物を持ち、双晶が目立つ。An 60~70。ときに斑晶のほとんど認められない均質なものと、2, 3 箇の結晶の集りが、斑状に散在するものなどがある。

安山岩熔岩〔Ful〕

フーレバツ火山噴出物の最上部をなすものである。露出状態がわるく、詳しいことはわからないが、転石の状態からみると、雑多な熔岩や集塊岩からできているものようである。このなかで最も多くみられるものの岩質は、暗灰色、堅硬な中粒ないし粗粒の岩石であり、斜長石と輝石の斑晶のひじょうに多いものである。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石基： 斜長石，輝石，ガラス

石基は、やや結晶度の高い、ハイアロピリティック構造をなし、輝石粒が多い。斜長石は 1.5 mm 位でアルバイト双晶が目立っている。An 60~70。紫蘇輝石は長柱状でいろいろの大きさのものがあ、わずかに多色性が認められる。普通輝石と紫蘇輝石が数個集合して存在するのが普通である。

5 サンプル層

名寄川の北方に分布し、この図幅の北隣のサンプル図幅内に、広く分布するとおもわれる安山岩類や凝灰岩類をまとめて、サンプル層とした。これら岩類は、このような地域的差異とともに、岩質的、構造的にも特徴のみられるものである。すなわち、凝灰岩類は、他にあまりみられないような、角閃石の多い、石英安山岩ないし石英粗面岩質のもので、純粹の砂岩や泥岩を、とくに不規則な形ではさんでおり、いちじるしく異常堆積をなす岩層である。安山岩類は、一つは同じように、角閃石の多いものであり、一つは普通輝石紫

蘇輝石安山岩であるが、独立した岩体となつている。このように、サンル図幅に近接した地帯は、南方とやや異なつた性質をしめしている。しかしながら、共通した点もひじょうに多く、下川層群と別箇にとり扱うことはできない。

c 上名寄安山岩熔岩〔SKI〕

b サンル安山岩熔岩〔SI〕

a 凝灰岩層〔St〕

a 凝灰岩層〔St〕

この岩層は、石英粗面岩〔Lp〕に接して、サンル川ぞいに露出しているもので、この図幅地域にみられるものは、その南端部にあつている。

サンル図幅の地域では、石英と角閃石が多く、浮石をふくむ石英粗面岩質凝灰角礫岩であるが、この図幅地域に発達するものは、黄褐色の角閃石安山岩質凝灰岩ないし凝灰岩質集塊岩である。きわめて不規整形のレンズ状の、暗灰色砂岩や凝灰質頁岩をはさんでいるが、これらの砂岩や頁岩は、層理をしめしている。大体 N—S の走向で、傾斜は 15°W である。

b サンル安山岩熔岩〔SI〕

前にのべた凝灰岩層〔St〕の西に接して、安山岩熔岩がみられる。図幅地域内の安山岩類が、すべて、紫蘇輝石安山岩あるいは普通輝石紫蘇輝石安山岩であるのに反して、この安山岩だけは、角閃石安山岩となつている。一般に、流理構造がいちじるしく、それによると、西側では NE~SW の走向、NW 落ちで、中央にむかつて次第に水平となり、東側では逆に、NW~SE の走向、NE 落ちとなり、北方に向つて沈むベーズン構造をしている。岩体内には、熔岩から漸移する角礫凝灰岩のはさみがとところどころにみられる。ペンケ層上部集塊岩層〔Pug〕とも、漸移しているようである。

淡灰色の堅硬な岩石で、長柱状の角閃石が日立ち、ときに長さ 1 cm 近くのものが見られる。

斑晶： 斜長石>角閃石>紫蘇輝石（石英）

石英： ガラス，斜長石，輝石

石基は潜晶質でガラスにとんでいる。斜長石は 1~2 mm ぐらいのもので、中央部がよごれているものが多い。An 30。角閃石は、きわめて細長い長柱状で、X=黄緑、

Y=緑, Z=濃緑の多色性をしめす緑色角閃石である。0.3 mm ぐらいの紫蘇輝石がふつうにみられ, まれに石英がみられることもある。

c 上名寄安山岩熔岩〔Sk1〕

この安山岩は, 上名寄駅北方の標高 400 m の山地を構成するものである。ほかの安山岩体とくらべて比較的均質であり, まれに凝灰質集塊岩のはさまがみられるのみである。

暗灰色の板状節理の発達した堅硬な岩石が主体となり, 一部漆黒色の節理に乏しいものがふくまれる。

斑晶: 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石基: 斜長石, ガラス, 輝石, 不透明鉱物

斑晶(とくに斜長石)の多い標式的な普通輝石紫蘇輝石安山岩である。石基には短冊状斜長石の生長がいちじるしい。

斜長石は, 長さ 1~2 mm ぐらいのもので, アルバイト双晶が目立つ。普通輝石を包有し, ときに 0.05 mm ぐらいの輝石粒を多く包有して, ポイキリティックな形をとる。An 60 附近。

紫蘇輝石は, 長さ 0.3~1.0 mm ぐらいの長柱状をし, 多色性がいちじるしい。普通輝石は, 融蝕形をとるものが多い。

6 ペンケ層

これは, ニノ橋層の西方に発達する凝灰質集塊岩類の累層である。フーレバツ火山噴出物およびニノ橋層をおおい, サンプル安山岩熔岩と漸移する。場所と岩質から次の3つに分類される。

c 上部安山岩質集塊岩〔Pug〕

b 石英粗面岩質凝灰岩層〔Pt〕

a 下部安山岩質集塊岩〔Plg〕

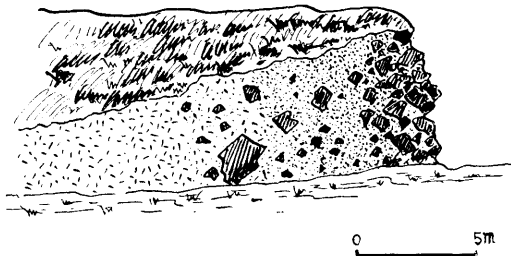
これらは, 層理をしめすところがたまにしかみられないが, 南部ではNW落ち, 中部はW落ち, 北部ではSWにゆるい傾斜をしめすのがふつうである。

a 下部安山岩質集塊岩〔Plg〕

これは, いろいろの安山岩類の礫をもつた凝灰質集塊岩である。基質は, 黄灰色の凝灰岩を主体とし, ときに凝灰質砂岩の場合もある。この集塊岩の

特徴は、巨大な礫をもつことで、以下小豆大のものまで各種の大きさの角礫を不規則にふくんでいる。一部に、絹糸状の浮石を多くもつ角礫凝灰岩がみられる。

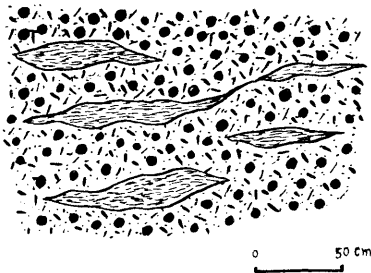
この集塊岩は、二ノ橋層の安山岩質集塊岩〔Nag〕をおおうか、あるいは漸移の形で移行する。石英粗面岩質凝灰岩層〔Pt〕との関係も同じであり、両者の礫の性質はほとんど変りなく、基質が安山岩質のものから石英粗面岩質のものに変化するという形でうつりかわっているのが普通である。



第 7 図 下部安山岩質集塊岩〔Pig〕から石英粗面岩質凝灰岩層〔Pt〕への移化部（ベンケ川下流）

b 石英粗面岩質凝灰岩層〔Pt〕

この凝灰岩は、パンケ中流から、下川市街北方まで、細長く分布する。南方では、フォーレバツ火山噴出物の下部安山岩質集塊岩〔Fig〕および二ノ橋層をおおい、北方では上部安山岩質集塊岩〔Pug〕に移化する。西方は、パンケ層におおわれる。



（火山円礫岩中に、泥岩のレンズが発達する）

第 8 図 ベンケ石英粗面岩質凝灰岩層〔Pt〕からパンケ砂岩層〔Ps〕への移化部（パンケ川中流）

下部は、一般に、前項にのべたように集塊岩の様相をしているが、絹糸状浮石を多くもつ凝灰岩を主体とする。また、南方、パンケ川に露出するあたりでは、安山岩類の重円礫が多い火山円礫岩となり、純然とした凝灰岩と互層し、やや層理がみとめられる。基質は石英安山岩質である。これが、北方にゆくにしたがって、基質は石英粗面岩質となり、より角礫状の石英粗面岩

礫が多くなつて、全く層理をしめさなくなる。下川市街東方では、石英と角閃石の多い浮石質角礫凝灰岩が主体となつている。

c 上部安山岩質集塊岩 [Pug]

この集塊岩は、下川市街北方に、サンル川をはさんで、分布する。凝灰質集塊岩、凝灰岩、角礫凝灰岩、頁岩、砂岩、礫岩など雑多な岩石が、複雑に組合つて構成されている。砂岩や頁岩などは、明瞭な層理をしめしているが、その走向傾斜は一定しておらず、構造はよくわからない。

7 パンケ層

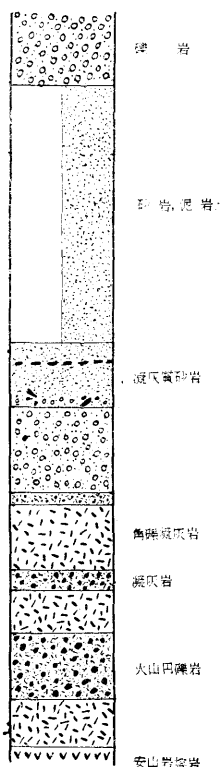
これは、下川市街の南方と北西方に分布する火山碎屑物層をふくまない正規の堆積岩層と、その西方に発達する集塊岩との累層である。南方ではフーレベツ火山噴出物をおおい、東方では、パンケ層をおおうかあるいは互層しながら移行している。砂岩層は一般に、NE~SWの走向でNWに15°ぐらいの傾斜をしているが、集塊岩はほとんど層理をしめさない。

b 凝灰質集塊岩 [Pag]

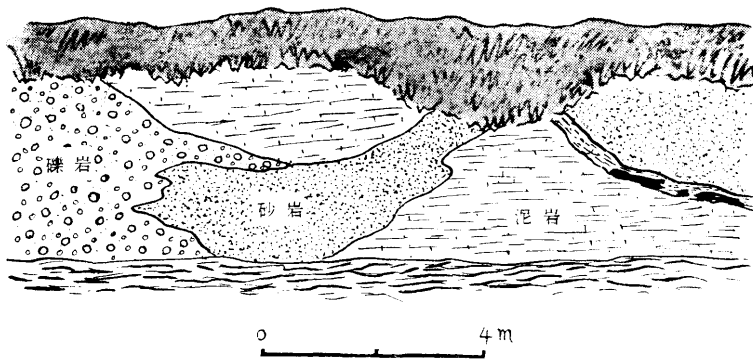
a 砂岩層 [Ps]

a 砂岩層 [Ps]

この岩層は、暗灰色の中粒砂岩と淡灰色の泥岩との互層が主体であるが、黒褐色の細粒礫岩が方々にみられる。一般に凝灰質であるが、まわりの集塊岩に移化する附近になると、角礫凝灰岩質になる。砂岩と泥岩が、はつきりした互層をする部分が多いが、場所によつては、はなはだしく異常堆積の状態をしめすところがある。植物化石は多いが、どれも、まえにのべたモサンル層中のものとほとんど同じようなもので、



第9図 砂岩層 [Ps] の柱状図 (パンケ川)



第 10 図 砂岩層〔Ps〕の異常堆積（パンケ川出合）

現棲種である。この岩層の下部と上部は礫岩が多くなっているが、下部礫岩中には、褐鉄鉱の胚胎していることがあり、またその上につて、亜炭層の発達していることがある。

b 凝灰質集塊岩〔Pag〕

これは、下川市南西方の丘陵性台地を構成しているもので、比較的広く分布している。砂岩層とは漸移している。すなわち、砂岩、泥岩がより凝灰質となり、さらに角礫凝灰質となつて、集塊岩へ移行する。

南方では、フーレベツ火山噴出物をおおつているが、そのあたりでは、砂岩や泥岩が多くなつており、集塊岩は火山円礫岩に近くなつている。

VII 第 四 系

この図幅の第四系は、チューレップ層、段丘堆積物および沖積層の3つに分けられる。このうち、チューレップ層は時代がよくわからないが、岩質などから判断して、一応第四系にふくめた。したがつて、下川層群と一連のものである可能性も強い。段丘堆積物層は、400 m 以下の丘陵性台地に広く分布しており、基盤地質とよく関連して発達している。

A チューレップ層

この地層は、図幅の北西隅に広く分布する。きわめて新しい様相の岩層を総称したものである。時代はよくわからないけれども第四系にふくめた。その理由は、下川層群に比較して、岩質がひじょうに脆弱であり、堆積した後の傾動もまつたくみられず、地層が水平であること、などである。

1 上名寄安山岩質集塊岩〔Dg〕

これは、上名寄駅の北西方に分布するもので、上名寄安山岩熔岩をおおっている。淡灰色あるいは淡褐色の凝灰質集塊岩で、図幅地域内のものに関するかぎりでは、均質である。風化がいちじるしく、きわめて脆弱になつているが、斜長石の斑晶が多く、しかも大きなのが目立っている。顕微鏡でみても、岩質ははつきりわからず、普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものである、ということがうかがえるにすぎない。

2 チューレツプ砂礫層〔Ds〕

これは、パンケ層中の安山岩質集塊岩の西に分布するものであるが、それとの関係はわからない。大体、こぶし大ぐらいの皿円礫を主体とし、砂のはさみが多い砂礫層で、礫はほとんど分級作用をうけていない。ふつう、暗褐色をしているが、暗灰色ないし淡灰色の凝灰質砂層の部分もみられる。まれに、うすい凝灰質泥岩のレンズ状のはさみがある。これらは、下川層群とおなじように、かなり不規則な堆積の状況をしめしている。

この砂礫層の厚さは、少なくとも 20 m 以上である。また、段丘堆積物と、よくにているため、ちよつと区別のできないところが多い。この附近は、とくに露出の状態がわるくて、段丘堆積物との関係をつかむことができなかつた。

3 フーベツ凝灰質礫岩層〔Dc〕

砂礫層のさらに西側に、発達する火山円礫岩を主体とした岩層である。この岩層は、名寄盆地の周辺にそつて、かなり広く分布しているようである。^{*}

いろいろ雑多な安山岩、石英粗面岩の円礫ないし皿円礫を安山岩質凝灰

* 土別図幅内に、名寄鈴石の産地としてしられる名寄台地があるが、この岩層によつて構成されている。

岩がうめたもので、古期岩層の小礫もふくまれている。かなり、礫の分級作用が進んでおり、成層している。どこでも、まったく水平である。火山円礫岩と凝灰岩ないし凝灰岩質砂岩とが1 m ぐらいの厚さで互層している部分も多い。

B 段丘堆積物

この図幅の、標高 300 m 以下には、明瞭な平坦面が発達しており、段丘堆積物がのつている。その平坦面は、ゆるく傾斜して、現河床段丘堆積物の面につづいているが、大体上・中・下の 3 つに分けられる。なお、それ以上の高いところにも、たまたま不明瞭な平坦面がみられ、古い段丘面かとも思われるが、堆積物がみられないので、明らかでない。

高位段丘堆積物〔Th〕

パンケ層中の凝灰質集塊岩の分布する丘陵性山地の、標高 300 m 以上のところにみられる。これは、粘土層で、粘板岩や砂岩などの古期岩層の細礫をもつている。

中位段丘堆積物〔Tm〕

図幅の西部では、大体標高 200 m ぐらい、東部では 250 m ぐらいの高さに発達するものである。高位段丘堆積物にくらべて、やや礫が大きく、量も多いようである。

低位段丘堆積物〔Tl〕

大体、標高 100 から 200 ぐらいまでのもので、明瞭な平坦面のうち、わりに高い部分に分布している。堆積物も前の 2 つにくらべて厚く、礫や粘土のほかにも砂もまじっている。

現河床段丘堆積物層〔Tr〕

現在の河川にそつて、広い平坦面をつくつて発達する。礫はこぶし大以上のものが多く、ほかの段丘堆積物とくらべて、格段の相違がある。厚さも、いちばん厚いが、それも、現河川に近くなるほど厚くなつている。

C 崖 錐〔Tu〕

上名寄駅北方に、上名寄安山岩熔岩の崖錐がいちじるしく発達している。小さな礫から径 50 cm ほどの礫までが、多量に散在している。このため、この地域の開墾は、まったく手がつけられない状態である。

D 氾濫原堆積物、河床礫〔A〕（沖積層）

名寄川、パンケ川、フーレベツ川流域に、やや広く発達している。すべて砂、礫、粘土からなり、ほとんどが水田になっている。

VIII 地史および地質構造

いままでのべてきた、各岩層の諸性質、分布および構造などを通覧し、奥士別図幅と関連させて考えてみると、この地域の地質構造の特徴と、それができるまでの経過を、大まかにつかむことができる。

A 古期岩層について

この図幅地域から、奥士別図幅地域にかけての基盤岩層は、いわゆる日高層群とよばれる先白堊系である。この地層は、奥士別地域では、大まかに、粘板岩砂岩層と硬砂岩層の 2 つに分帯されるが、この図幅地域では、粘板岩砂岩層だけで、硬砂岩層は発達していない。しかし、硬砂岩にいた岩相がまつたくみられないわけではなく、その岩相の分布は、幅もせまく、岩質も、粘板岩砂岩層とはつきりわかることのできないものが多いのである。この硬砂岩にいた岩相は、日高層群の走向と並行し、粘板岩の中に 3 回程くりかえしているようにみられるが、これが褶曲構造によつてできたものか、あるいは、堆積当時に硬砂岩にいたものが、粘板岩砂岩層と互層状に堆積してできたものか、断定することはできない。しかしながら、岩質が粘板岩砂岩層の砂岩にとむ部分とはつきり区別できないこと、あるいは、粘板岩砂岩層自身をみても、奥士別地域のものとは違つてきていることなどから考えると、おそらく、堆積当時に、すでに、このような岩相の堆積がくりかえされたものとおもわれる。つまり、このことは、当時、南と北の堆積条件がすでに違い、奥士別

地域と下川地域とで、それぞれの条件のもとで堆積がおこなわれたと考えられるわけである。

このようなことは、北部と南部の地域で、何らかの地質学的条件の差異を連想させるのであり、各地域の擾乱の様相にもいくつかの違いが感じられる。すなわち、奥土別地域では、局所的に集中して、強い破碎がうかがえるが、下川地域では、全般にわたって一様なめ方をしているのが目立っている。なお、日高層群の走向は、NS—SW の方向であるが、破碎帯を形成する構造線は、ほぼ N—S の方向である。つまり、岩層全体の走向と大きな破碎帯の方向が斜交している。このことは北海道の日高層群を通じて、みられることのようにである。

さらに、深成岩の活動も、奥土別地域が、1 つの火成活動の中心となつているのに反し、この地域では、輝緑岩粘板岩複合体（奥土別図幅の輝緑岩質斑禰岩）をのぞいては、小さな規模の脈岩だけである。このことは、細長く連続する輝緑岩の活動が、奥土別地域にみられるほかの斑禰岩類とは、違った性質のものであることをしめしている。

B 新期岩層について

基盤岩層の上には、白堊系と古第三系を欠いて、直接新第三系が発達する。奥土別図幅地域では、図幅の中央部に、川端統に対比される奥土別層が、ほぼ南北方向に軸をもつドーム構造を形づくって分布しているが、下川地域では、より新期の下川層群がベースン構造をとつて、広く分布している。このベースンは、軸を東西にとつて、西方、つまり名寄盆地の方向へ沈む形で形成されており、いちおう、鮮新世の堆積盆と考えられるものである。

中新世奥土別層の堆積後、はげしい造構造運動をへて陸化したこの地域は、下川層群堆積の直前に、ほぼこのベースンと同じ領域が沈下し、入江の侵入をうけた。この陸地の沈下とともに、まずモサナル層が堆積した。これは、碎屑物の噴出を主体とした火山活動にはじまり、静止期の砂岩の堆積に終るもので、下川層群堆積のきつかけとなるような、小規模なものである。

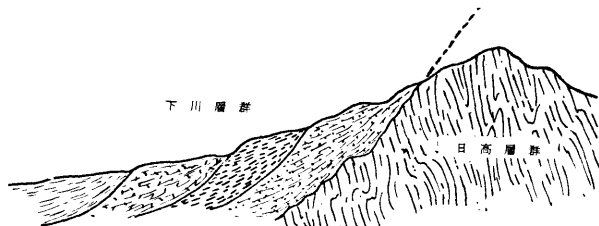
引きつづいて、本格的な火成活動が、ベーズンの周辺にそつておこなわれた。この火成活動の特徴は、同質の噴出物が、全域をおおうといつた大きな規模のものではなく、活動中心から、周辺に向つて、火山岩、火山砕屑岩、火山性堆積岩という具合に、わりに短い距離に、その変化があらわれている。これらの岩質を追跡してゆくと、最も大きな活動の中心は、パンケ中流二股附近と考えられる。ここでは、熔岩の噴出量が最も多く、大量の橄欖石玄武岩が噴出し、その後火成作用のいちじるしい箇所もみられる。

なお、この火成活動の優勢なものが、ベーズンの中央にのびているが、そこは丁度、基盤の輝緑岩粘板岩複合体によつてあらわされるところの、構造線の延長と一致しており、この線上の角礫凝灰岩は、輝緑岩が変成したものとおもわれる緑色片岩の細礫を多くもっている。また、この附近では、チタン鉄鉱がどのような岩層にもふくまれており、後になつて、砂チタン鉄床を形成するのであるが、このチタン鉄鉱は、まわりの山地から供給されたと考えられる一方、角閃石安山岩の噴出などを考え合わせるとき、地下の輝緑岩類が、火成活動に影響を与えた結果とも考えられる。

このような火成活動により、モサナル層の堆積範囲は、沼沢地化し、亜炭層が堆積する環境となり、さらに北方の石英粗面岩の風化物質により、泥質瑪瑙の堆積をみるようになる。

パンケ砂岩層の堆積も、末期に、パンケ安山岩質集塊岩の噴出により、沼沢地状の環境でおこなわれたとおもわれる。この安山岩質集塊岩の形成位置は、奥士別地域で、細長い斑禰岩体や、花崗岩の侵入がみられ、その延長方向に、奥士別層をおとしこんでいる、断層帯の延長と一致している。

下川層群堆積の特徴は、地層の水平方向の変化がいちじるしいことと、一つの単位岩層の基底が、わり



第 11 図 下川層群堆積状態の模式図

に急傾斜をしており、上部や末端ではほとんど水平になつてゐることである。その基底は、堆積岩では礫岩層をとめない、火山岩では、いろいろな種類の礫をもつ集塊岩ないし熔岩であることが多い。このことは、基盤の運動と火成活動および堆積の3つが、密接に関連していることを物語つてゐる。

このように、下川層群の堆積は、このベーズン地域一帯を占めた入江が、東方および南方の基盤のリズミカルな上昇によつて、次第に後退してゆく全過呈を通じて完成されたものである。したがつて、各岩層について、時間的な差異を明確にするとは困難であり、また意味をもたない。

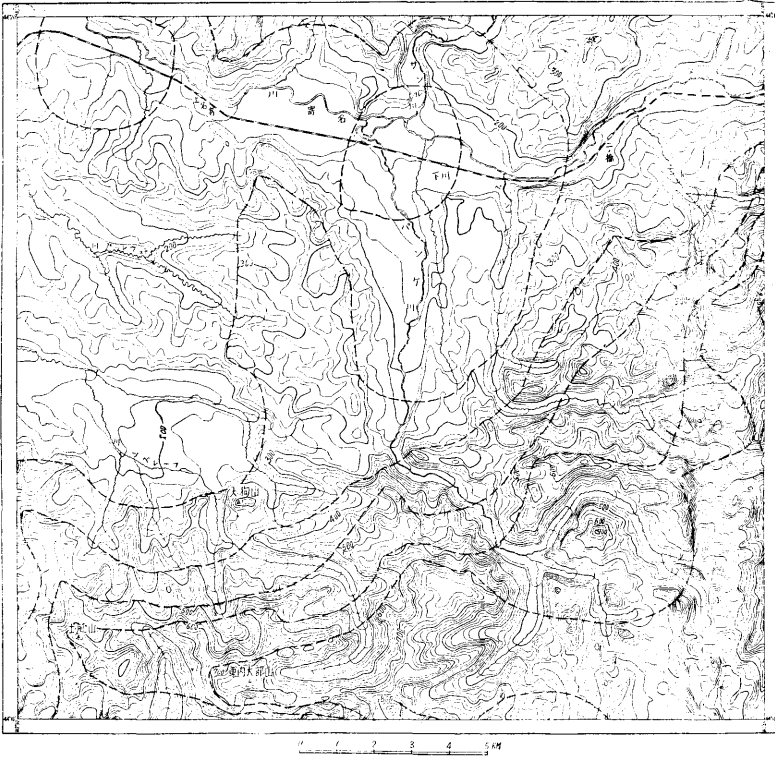
このベーズンを、もつとくわしく解明するためには、この地域の北にあたるサトル図幅の地域の状況を明らかにする必要がある。

一見、下川層群の堆積に引続いた形で、チューレップ層が堆積しているが、これが、鮮新世のものか、洪積世のものか不明であり、下川層群との間の関係もわからない。ただ、分級の不十分な砂礫層が厚く広く堆積し、その岩質は格段と脆弱になつており、その西方に分布する凝灰質礫岩層は、この地域だけでなく、広く名寄盆地の周辺にみられる段丘を構成しているようであることなどは、チューレップ層の堆積が、下川層群の堆積と、相当に性質が違つていたことを、あらわすものであろう。火山岩地域にみられる標高 700 m ぐらいのところに残存する平坦面は、高度や面の傾斜の状況から、この時代の解析面と考えられるものである。

C 段丘堆積物について

段丘堆積物が堆積した時代のことは、地形図の上での作業を参考にして、ある程度のことごらゐる、うかがいしることができる。

この地域のまわりの、5 万分の 1 地形図計 9 枚の範囲を、10 km の幅で谷を埋めてみると、高位段丘堆積物の分布範囲が、一つの面として、あらわされる。これが、当時の大まかな地形を復原したものと仮定すると、当時の川は、現在のチューレップ川からサトル川にかけての方向に流れており、この段丘に対応する解析面は、標高 500 m 台のところに発達したことになる。なお



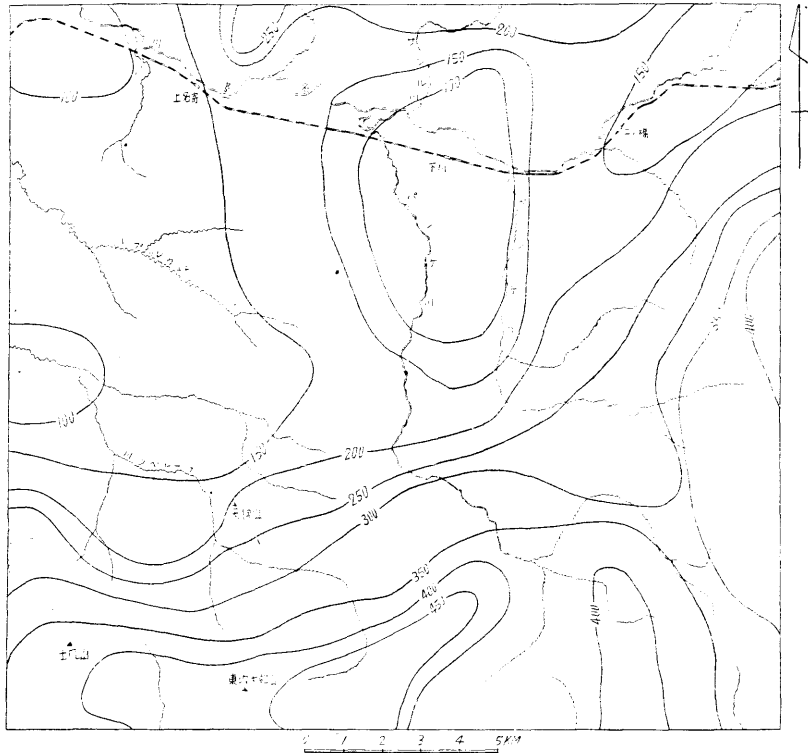
実線は 250 m の幅で、谷を埋めたもので、破線は 3km の幅でうめたものである。

各地形区で解析度のちがいがはつきりとみられ、段丘発達地域では、高位段丘と中位段丘以下のところとではかなり解析度が違っている。このことは、起伏量図をみても、高位段丘堆積時代と中位段丘堆積時代との間に、かなりの間隔か地盤の運動のあつたことをしめしており、このときに、入江は 3 つの地域にわかれたと考えられる。

第 12 図 5 万分の 1 地形図の谷を埋めた地形復元図

700 m から 1,000 m まで、広い平坦面があらわれるが、これは前にのべたように、チューレップ層堆積時代の解析面ともおもわれる。これらのことは、野外観察による面の追跡や、礫の供給地などと一致することがらである。

中位段丘が形成される時代になると、川は、ほぼ、現在の大きな川と一致しており、火山岩地帯は高くなり、モサナル層、パンケ砂岩層、チューレップ層などの堆積岩地域は低くなっている。火山岩地帯が、基盤の構造線と一致していることを考えると、解析度の差によるよりも、基盤運動によつて、火山岩地域が隆起したと考えられる。



第 13 図 下川岡幅地域の起伏量図

低位段丘堆積物から現河床段丘堆積物が堆積する時代にかけてパンケ川、パンケ川、フーレベツ川支流などが、上流の流れの方向を東西にかえており、

この時期に、東方基盤の隆起があつたことが知られる。

XI 応用地質

この図幅地域は、大きくみて、古期岩層と新期岩層の2つに分けられ、それぞれに特有な鉱床がみられる。古期岩層中には、北海道で規模の大きなただ一つの含銅硫化鉄鉱床としてひろく知られている、下川鉱山がある。この鉱山は、北海道で最も大きな銅山であるばかりでなく、いわゆるキースラー型鉱床の範ちゆうにふくめられるものである。そして最近では、日高鉱床区という見方から、造山帯の火成活動と関連させて研究が進められている。

この地域で開発された鉱床は、下川鉱山だけで、ほかには、有望なものは発見されていない。ただ、鉱床が胚胎するかもしれないということを暗示する露頭ないし鉱化作用の状態が、そこここにみられるから、今後の調査によつては、開発する可能性のあるものがでてくるかも知れない。

A 古期岩層に胚胎する鉱床

古期岩層に胚胎する鉱床としては、前にのべた下川鉱山がある。これは、細長く帯状に発達する輝緑岩粘板岩複合体を形づくつた輝緑岩活動と関係をもつものであり、北海道の中軸となつている日高帯のなかに、南から北まで点々とみられ含銅硫化鉄鉱床の1つである。この地域の近くには、奥士別地域のパンケ鉱山と上川鉱山がある。また、最近になつて、下川鉱山の東方約7 kmの地点にも発見されているが、どれも規模の小さなものである。

このほか、粘板岩砂岩層地域のなかには、ところどころに、バラ輝石の転石がみられる。これも、日高帯によくみられる鉱床で、母岩の性質と構造の如何によつては、炭酸マンガン鉱床が賦存する可能性も考えられる。また、石墨をふくんだ粘板岩の露出がみられることがあるが、これは鉱床として取扱うほどのものではない。

下川 鑛 山

鑛業権者	東京都千代田区大手町1丁目6 三菱金属鑛業株式会社
鑛 区	天塩国採掘権登録第 79, 80, 81, 82 号 天塩国試掘権登録第 5,500 号ほか7
主要鑛種	銅, 硫化鉄, コバルト
所在地	上川郡下川町字名寄 3426 の1

下川鑛山は、下川駅の東南方約 7 km の、パンケ川中流に事務所そのほかの諸設備をもち、パンケ川上流落合沢で採掘をおこなっている。事務所と下川駅との間にはバスが運行している。事務所と採掘現場との間は、約 2 km で、この間に通洞坑を設け、蓄電池機関車で鑛石や従業員を運搬している。

この鑛床は、昭和 8 年に、下川町の農民浅沼某が転石を発見し、札幌の今堀喜三郎が附近の鑛区を買収した。昭和 15 年から本格的な探坑を進め、同年 11 月に第 1 坑を開坑、有望視されるようになった。翌昭和 16 年三菱鑛業が買収し、今日におよんでいる。

昭和 20 年に、1 日処理能力 200 t の選鑛場を建設したが、翌年火災にあい、同 24 年に 1 日処理能力 100 t の選鑛場を再建した。この頃まで、新下川鑛山と呼ばれていたが、昭和 25 年大平鑛業の発足とともに下川鑛業所と改められた。同年には、選鑛場と下川駅間の索道工事を完成し、選鑛場も増設し、昭和 30 年現在は、1 日の処理能力が 250 t になっている。従業員は約 350 名である。

地 質

この附近は、丁度、輝緑岩粘板岩複合体が下川層群におおわれるところにあたる。これは、古期岩層の構造線と、下川層群の堆積ベースンの周辺とが交叉する地点といえることができる。

この輝緑岩粘板岩複合体は、約 2 km の幅で、南北に細長くつらなり、南へむかつて細まっている。この岩体の東縁にそつて、ところによつては数 100 m の幅をもつ、規模の大きな破碎帯が形成されている。これは、一般に東落ちの傾斜をしめしている。この破碎帯は、輝緑岩の進入後に形成されたもので、おもに、粘板岩が幅広く破碎されており、輝緑岩も緑色片岩あるいは角

礫岩状になつている。大体、輝緑岩と粘板岩との接触部が、もつともはげしく破砕されている。なお、この破砕帯にそつて、小さな規模の斑禰岩と蛇紋岩がみられるが、これも破砕をうけている。

これらをおおつて、発達する下川層群は、二股火山噴出物と二ノ橋層である。二股火山噴出物は、基底凝灰岩層、下部安山岩熔岩、玄武岩熔岩、上部安山岩熔岩である。事務所附近には、二ノ橋角礫凝灰岩層が厚く分布し、最上部には二ノ橋安山岩熔岩がみられる。このように、鉱床附近には、鉱床生成後の堆積物である新期岩層が広く分布して、地表探鉱の障害となつている。

鑛 床

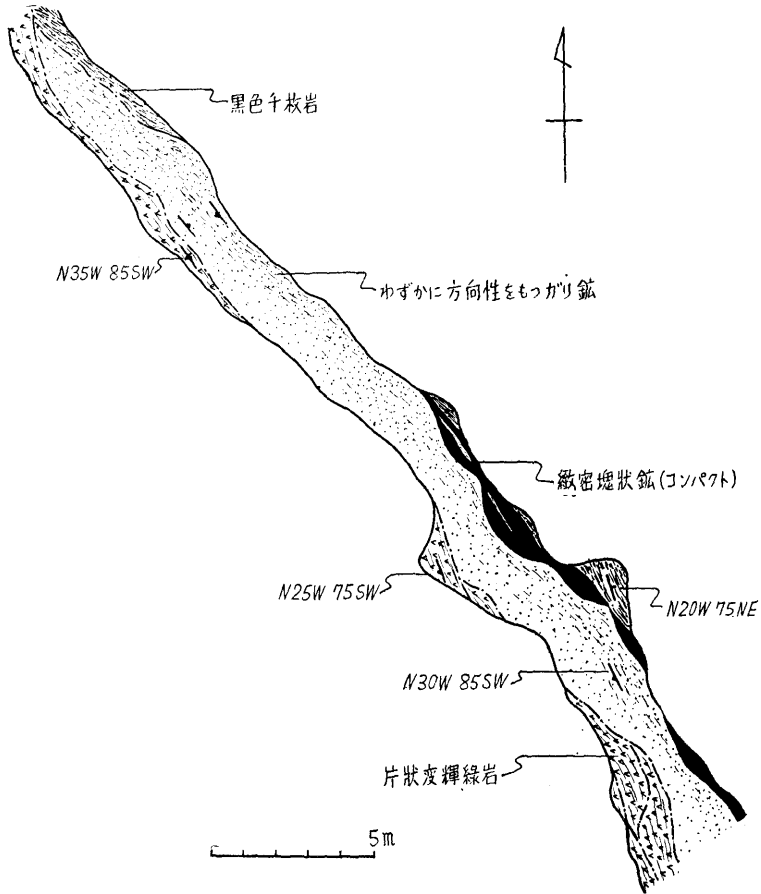
この鉱床は、すべて、前にのべた破砕帯に沿つており、その中でも、もつとも破砕作用のいちじるしい、輝緑岩と粘板岩との接触部に形成されている。現在、開発されているものは、落合沢のものであるが、中の沢にも露項がみられ、さらにその南方にも、小さいピリ鍾状のものがみられる。これらは、同じ破砕帯の、1つの連続する線上のものと考えられる。

粘板岩砂岩層領域から、鉱床に近づくと、次第に、割目や小さなすべりが多くなり、それらに境されて、脆弱な千枚岩状の部分が多くなつてくる。この千枚岩化とともに、石英脈がみられるようになり、次第に石英脈が優勢となる。そして、片麻岩のそれのように、黒と白の縞状に発達する。

鉱床から 50 m 以内ぐらいの近さになると、いちじるしく変質作用をうけたものがみられ、濃緑色ないし灰緑色の千枚岩となつている。これは緑泥石と石英の微粒からできているもので、絹雲母や黝簾石も生成されている。鉱床に接するところには、灰白色の千枚岩ないし粘土質岩がみられる。

下磐側の輝緑岩も、鉱床に接する部分は、完全に変質をうけており、ソーシユル石、斜長石、緑泥石、石英、方解石、黝簾石などが生成されている。

つまりこの鉱床の先駆作用である母岩の変質作用は、広い珪化や絹雲母化について、いちじるしい緑泥石化がおこなわれている形である。これら変質帯の特徴は、幅が不定で、必ずしも鉱床から漸移していないことである。そ



第 14 図 下川鉱床の状態の 1 例

の形は完全に破碎帯を形成した運動に支配され、全般を通じての、規則的な発達は見られない。したがって、母岩の変質だけからでは、今のところ、探鉱の指針をみつけ出すことはできない。後にのべる鉱床の状態から考えても探鉱は、構造帯の解析によるのが最も有効とおもわれる。

鉱床の形は、最も優勢な部分を頂点として、東方に突出する弧をえがき、さらに南方は、中ノ沢鉱床にむかつて延長している。一般に東へ傾斜しているが、北方では $30^{\circ}\sim 60^{\circ}$ のゆるい傾斜をしめし、南方は垂直ないし 60° の傾斜である。この形は鉱床生成前にほとんど完成されていたと考えられ、ある種のひねれをもつた、破碎作用の結果とおもわれる。

鉱体は均質に連続するものではなく、膨縮がはなはだしく、完全に切れるところもある。現在知られている走向の総延長は約 1,000 m で、傾斜延長は約 300 m である。鑛幅は最大 20 m、平均 5 m である。この鑛を形成しているのは、レンズ状ないし不規則形の小さな鉱体であり、ほとんどすべり面で境されてはいるが、断層運動によつて動いた結果ではなく、鉱体自身の動きによるものである。つまり、この鉱床は、無数のすべりによつて割かれている単位鉱体の連続配列である、ということができよう。

この配列のしかたは、場所によつて違ってくるが、すべて雁行構造の範ちゆうにふくめられる。大まかな傾向として、南方に、緻密塊状鉱を主体とした優勢な鉱体があり、北方にむかつて、縞状鉱、鉱染鉱の形をとり消滅している。この鉱化作用も、母岩の変質と同じく、破碎帯の形成機構に支配されておこなわれた、硫化物の交代作用であり、この破碎帯を構成している単位構造体が、一つの単位鉱体となつている。

不明瞭ではあるが、線構造を測定することができる。たいてい、南東落ちをしめし、大体、富鉱体の落としと一致している。

この鉱床の解明には、すべての構造要素を総合して、破碎帯の形成機構をあきらかにすることが、先決とおもわれる。

鑛 石

この鉱床の鉱石は、緻密塊状鉱（コンパクト）と、鉱染および縞状鉱（ガ

り鉄)の2つにわけられる。一般に、鉄物粒は、キースラーガーとくらべて細かく、選鉄に困難する原因となつている。

緻密塊状鉄は、ほとんどが黄鉄鉄で、銅品位は、ガリ鉄とほとんど変らない。一部は鉄床生成後の変動によつて、粉鉄化されている。鉄染および縞状鉄は、緑色の母岩中に(輝緑岩源のものも、粘板岩源のものもある)不規則な細脈状あるいは、方向性をもつた縞状に、黄鉄鉄黄銅鉄が交代生成しているものである。

鉄石鉄物は、黄鉄鉄、黄銅鉄を主体とし、磁硫鉄鉄、閃亜鉛鉄、玖瑪鉄、方鉛鉄などをともなつている。牛沢信人は、リンネエイトらしいコバルト鉄物について報告している。コバルトは、すべての鉄石に多少ともふくまれているもので、その量は0.1~0.3%ぐらいである。

坑内粗鉄完全分析結果(昭和25年3月~昭和27年10月平均)

Cu	Fe	Pb	Zn	S	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO
1.90	23.66	Tr	1.54	21.69	34.58	10.37	1.42	2.28

黄鉄鉄: もつとも普遍的に、多量に産する。自形性の強いものと、そうでないものがある。

黄銅鉄: 黄鉄鉄について多く産するが、場所によつて、量比の差が大きく、ときに大部分が黄銅鉄によつて占められる鉄石もある。

磁硫鉄鉄: 普遍的にみられるものではないが、わりに多く産する。黄鉄鉄と共生することはめずらしい。

閃亜鉛鉄: 肉眼的には、緻密塊状鉄に多く認められ、縞状をしていることもある。鉄分の多い、黒褐色の鉄閃亜鉛鉄である。

玖瑪鉄: ごくまれに、黄銅鉄と共生してみられるもので、肉眼では全く識別できない。

B 新期岩層に胚胎する鉄床

この地域の新期岩層中には、開発された鉄床はみられない。単に、鉄染ていどのものが、2,3知られているぐらいである。

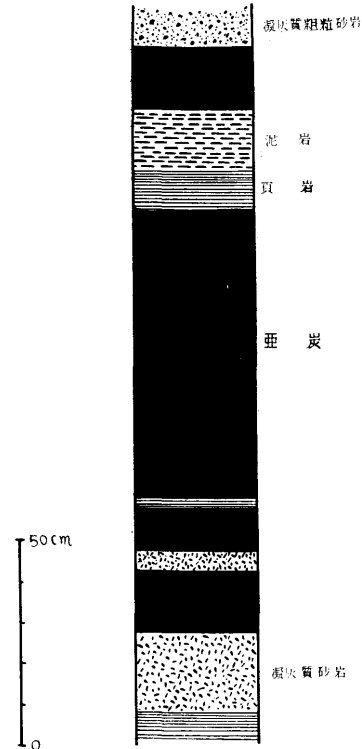
下川市街の北東に、広く発達している石英粗面岩は、サンル図幅内で、サンル金山の母岩となつているもので、図幅地域内でも、粘土化や黄鉄鉄の鉄染しているところがあり、探鉄もかなりおこなわれているようである。

下川層群の火成活動に関連するものとして、パンケ川中流の玄武岩熔岩および中部安山岩熔岩が、広い菱質帯と黄鉄鉱の鉱染をみせている。これは、いわゆる後火成作用によるものと考えられ、硫化鉄だけの鉱化作用である。今後の調査によつて、硫黄鉄床として取扱えるものがみつかるかも知れないがあまり期待できない。

現在の河川には、多くの砂鉄区がかけられているようであるが、その鉄種は、砂金、砂白金、砂クローム、砂チタン、砂鉄である。大正のはじめころ、パンケ川上流二股附近で砂金を採集したことが記録されているが、量はごく僅かなものであつたらしい。また下川市街地の西北方山地の小沢では、砂白金を採集した事実がある。現在もつとも注目されている砂鉄は、砂チタンである。

下川層群の砂岩層発達地域には、亜炭層がみられる。なお、下川市街の南方、桑の沢上流には、五味鉄鉱とよばれる冷鉄鉱が湧出している。

砂チタン： 下川市街附近の山地を流れる各小沢の沖積地には、いくらかのチタン鉄鉱粒がふくまれている。これは、北方サンル図幅内のサンル市街附近までのびた範囲にみられる。この附近の、砂岩、礫岩、凝灰岩などの熔岩類をのぞく各岩層には、少量のチタン鉄鉱がふくまれており、この岩層の風化解析によつて、沖積土中に濃集したものである。その量は、 TiO_2 10%内外のようである。チタン鉄鉱のほかには、ごくわずかの磁鉄鉱がみられる。クローム鉄鉱は、分析によつて痕跡でいど知られている。なお、砂岩などで、比較的 TiO_2 品位の高いものがあるが、これは、チタン鉄鉱のほか、チタン石をふくむためとおもわれる。手



第 15 図 下川駅東南方の亜炭層の柱状図

選したものの分析値は次のとおりである。

TiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Cu	Ni	Co	分 析 者
45.50	47.21	3.75	2.20	0.10	tr	tr	下 川 鉦 山
40.01	45.12	—	—	—	—	—	北海道地下資源調査所 二間瀬 烈

亜 炭： モサナル砂岩層、パンケ砂岩層およびパンケ安山岩質集塊岩中の砂岩にとむところにみられる。最も厚いところで、1.5 m ていどであるが、砂岩層は異常堆積のいちじるしいものであり、亜炭層の連続はほとんど期待できない。また亜炭層中に泥岩などのはさみも多い。熱量は4,000ないし4,500カロリーといわれる。下川駅の東南方2 kmの地点にあるものは、坑道採掘をおこなったが、すぐやめてしまつたらしい。

参 考 文 献

- (1) 岡村要蔵： 北海道北東部の地質，鉄物調査報告，第15号（明治45年）
- (2) 大平 安： 天塩国上川郡地方の地質および岩石，地質学雑誌，第36巻（昭和4年）
- (3) 矢島澄策： 天塩一の橋附近の地質及び岩石，北大理地修論 No.5 （昭和7年）
- (4) 番場猛夫： 天塩国上川郡三菱新下川鉦山地質調査報文，北大理地卒論 No. 167. （昭和17年）
- (5) 半沢信人： 下川鉦山の地質鉄床，北海道鉦山学会誌，第8巻，第5号（昭和27年）
- (6) 酒匂純俊： 奥土別図幅説明書，北海道開発庁（昭和27年）

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

SHIMOKAWA
(Abashiri-12)

By

Sumitoshi Sakō

and

Hiroshi Osanai

(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The area dealt here lies to the north of Asahikawa, extending between latitude $44^{\circ}10'N$ and $44^{\circ}20'N$ and between longitude $142^{\circ}30'E$ and $142^{\circ}45'E$.

This district lying between Kitami Mountain range and Nayoro Basin, is divided into the following three topographical areas : hilly land, ranging from 200 to 350 m. in height, mountainous area consisting of plateau of about 700 m. in height, and remarkably undulating mountainous area.

The hilly land is occupying the area of Northwestern part of this sheet, where is old elevated plateau, eroded considerably, on which lies terrace deposits. The second area typically develops about the area of Mt. Tonaidaibu, and this area is geologically composed mainly of various kinds of volcanic rocks, Pleiocene in age. The mountainous area occupies the area of Southeastern corner of this sheet where is more dissected by erosions than the other area and shows, much complicate reliefs. This area is geologically consisted mainly of Pre-tertiary rocks.

GEOLOGY

The geological formations which develop in this sheet are divided generously, according to their order of succession, into older rock formations and younger rock formations. The former which is the basal formation of this area consists of the Hidaka group and intrusive rock, developed in it. The younger rock formations are composed of the Neogene Tertiary group and Quaternary group.

THE HIDAKA GROUP, a basal formation in Hokkaido, distributes Southeastern part and Southwestern corner of this sheet, having the strike of NE-SW and N-S direction respectively. It shows severe foldings and faults and in some places shear zones by which disturbances are revealed. This group, non-fossiliferous property, consists mainly of slate and sandstone alternation, intercalated by layers of schalstein, chert, limestone.

THE INTRUSIVE ROCKS, having intruded in the Hidaka group, are concomitant intrusion of the folding of the basement, perhaps the intrusion in late Cretaceous to early Tertiary. The location of the intrusion is along tectonic lines that continue from Okushibetsu sheet.

The Diabase-Slate Complex Mass is exposed as belt-like mass of about 2 km. wide along the eastern side of Kumamaru Zawa, and continues to Diabasic Gabbro of Okushibetsu sheet. In this mass the cleaved and foliated thin slaty rocks interlock each with diabasic rocks, namely they form a large structural body together both. The diabasic rocks are various from fine-grained porphyritic diabase to coarse-grained gabbroic diabase.

The Serpentine and the Normal Gabbro in dyke form intruded along the eastern margine of the Diabase-Slate Complex Mass. Both must intruded more late than the Diabase-Slate Complex Mass.

The Diabase Dyke and the Leucocrate are found along shear zone and fault zone of Hidaka group respectively, and either have altered secondary on account of metasomatism.

THE NEOGENE TERTIARY GROUP, which unconformably covers the Hidaka group, divided into the Okushibetsu formation which may be

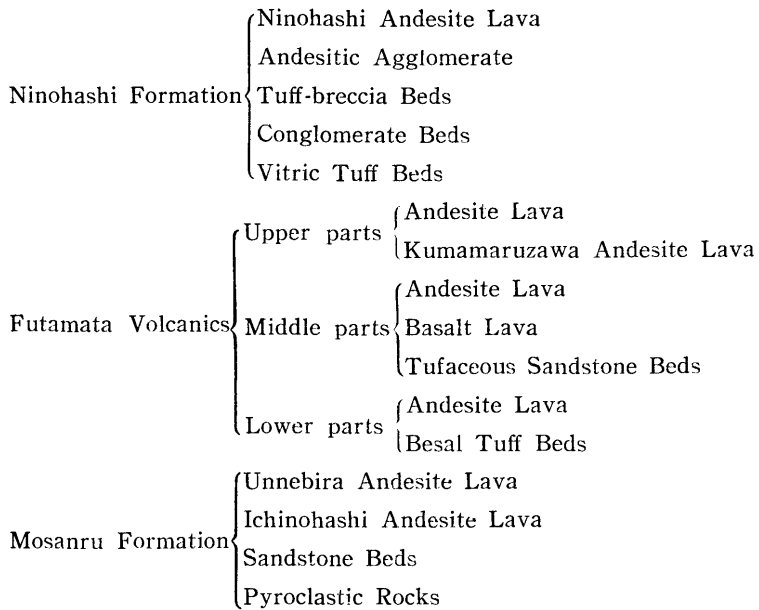
correlated to the Kawabata series of the Ishikari coal field in Hokkaido, and Shimokawa group that is considered the sediment in the later Pleiocene.

The Okushibetsu Formation occupying narrowly along the upper stream of Panke Gawa, consists of dark gray massive mudstone. No fossils have been detected in it.

The Liparite which is exposed in the Northeast of Shimokawa town, is extrusives of the age from late Miocene to early Pleiocene. It has many varieties of rock facies, but generally consists of plagioclase, quartz, many spherulite and much glass.

The Shimokawa Group, the main formation in this sheet, has the widest distribution as well in this sheet. It consists of various lavas, pyroclastic rocks, volcanic sedimentary rocks and normal sedimentary rocks, and each rocks are assorted closely with relation of alternation, gradual change or anormary sediment. This Group is forming basin structure, for it sloped about 20 degree toward the center of the area of this Group. Only it contains plant fossils and siliceous wood, product in recent, therefor no obvious in age. It's divided, according to its lithological featnres and the location, following as :

Panke Formation	{	Tufaceous Agglomerate
	{	Sandstone Beds
Penke Formation	{	Upper Andesitic Agglomerate
	{	Liparitic Tuff-beds
	{	Lower Andesitic Agglomerate
Sanru Formation	{	Kaminayoro Andesite Lava
	{	Sanru Andesite Lava
	{	Tuff Beds
Furebetsu Volcanics	{	Upper parts {
		Andesite Lava
		Andesitic Agglomerate
	{	Middle parts {
		Andesite Lava
		Tafaceous Sandstone Beds
	{	Lower parts {
		Andesite Lava
		Andesitic Agglomerate
		Intercalating Andesite Lava



THE QUARTERNARY GROUP divided into Chūrepp Formation, Terrace Deposits, Talus and Alluvial deposits. The Chūrepp Formation which occupies the area of Northwestern corner of this sheet is considered of the deposits in most early Dilvium, and consists of very thick Sand Gravel Beds, Tufaceous Conglomerate Beds and a part of Tufaceous Agglomerate. The Terrace Deposits which are composed of sand, gravel and clay lie on the hilly land under 400 m. in hight, covering all former formation. On account of terrace plain is eroded remarkably, they are divided, according to the hight and the extent of erosion mainly, into Upper, Middle, Lower and Terrace deposits, in recent river. The Alluvial deposits, flood plain deposits and river bed gravel, consists mainly of sand and gravel.

ECONOMIC GEOLOGY

In this sheet, Shimokawa Mine which is noted as only one large scale deposits of the cupriferous iron sulphide ore in Hokkaido, in about 7 km. SE of Shimokawa town. Besides no working mine, and the mineral

indication, the impregnation of ore etc., are very few too, nothing but ilmenite placer and lignite are seen on some places.

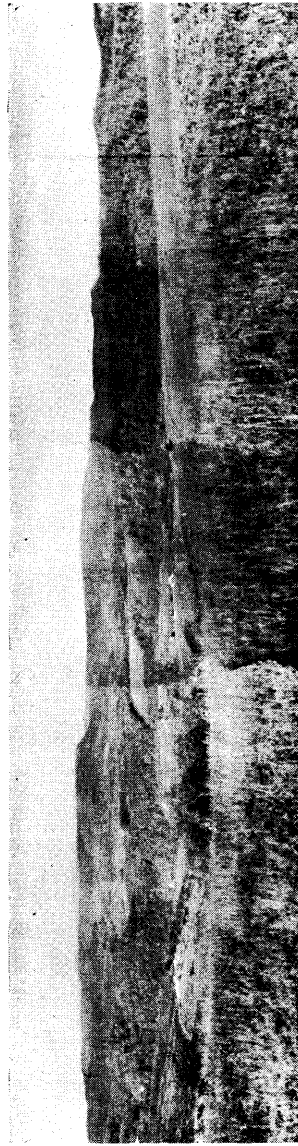
The ore deposits the Shimokawa Mine which have relatively new history, established in 1940, is formed in the shea zone along eastern margine of the diabase slate complex mass, and it is cupriferous pyrite deposits, replaced the diabase and slate both. It belong to the category of so-called Kies lager. However it stratified scarcely, and shows remarkably superiority and inferiority of ore body partialy, for continues arrangement of the ireduler formed ore body. The ore which is mainly composed of pyrite and chalcopyrite, with a small amount of pyrrhotite, mamatite, cubanite and galena, is divided into compact ore and impregnated or banded ore. It is contained cobalt in them always.

The Ilmenite placers which show to have low TiO_2 in content, are found along the small swamp of the vicinity of Shimokawa town, and it is contained a small amount of magnetite but ilmenite.

Although some Lignite are found in the Mosanru and Panke formation of Shimokawa group, they intercalated many band of the mudstone or the sandstone and continuous.

第 1 圖 版

二ノ橋南方より北方を望む。手前は中位段丘面。
遠方の台地は標高 700 m 以上の台地。



第 2 圖 版

- 第 1 図 上名寄北方の崖錐。開墾のときに、これだけ石を集めても、なお農具の消耗がはなはだしい。
- 第 2 図 バンケヌカナンより東方を望む。手前は現河床段丘面。低位段丘と中位段丘の面がのぞまれる。
- 第 3 図 二ノ橋層安山岩質集塊岩〔Nag〕。この道路は開拓道路であり、この奥に二ノ橋角礫凝灰岩層の地域があつて、ひらけた平坦地がある。



第 1 図



第 2 図



第 3 図

第 3 圖 版

第 1 圖 モサニル層の火山砕屑岩〔Mp〕、大きな礫をもつた火山田礫岩と、砂岩が入り交る。

第 2 圖 ベンケ層の下部安山岩質集塊岩〔Plg〕と石英粗面岩質凝灰岩層〔Pt〕との移化部。
石英粗面岩質の凝灰岩中に安山岩の礫が入っている。

第 3 圖 サニル層の凝灰岩層〔S〕とサニル安山岩熔岩〔SI〕との移化部。左手前が凝灰岩層。



第 1 図



第 2 図



第 3 図

第 4 圖 版

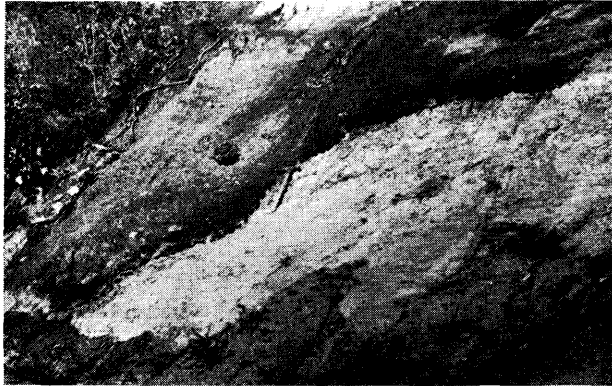
第 1 図 バンケ砂岩層〔Ps〕の砂岩泥岩互層。

第 2 図 バンケ砂岩層〔Ps〕の礫岩と泥岩。

第 3 図 バンケ層の上部安山岩質集塊岩〔Pug〕中の砂岩泥岩互層。



第 1 図



第 2 図



第 3 図

第 5 圖 版

下川鋳山事務所および選鋳場全景



昭和 30 年 3 月 15 日 印刷

昭和 30 年 3 月 20 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳光

札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三條西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

SHIMOKAWA

(ABASHIRI—12)

BY

SUMITOSHI SAKŌ AND HIROSHI OSANAI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1 9 5 5