

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

十勝川上流

(釧路一第2号)

北海道開発庁

昭和 32 年

5万分の1地質図幅
説明書

十勝川上流

(釧路一第2号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 酒 匂 純 俊

〃 嘱託 長 谷 川 潔

北海道開発庁

昭和32年3月

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
II.1 基盤山地	2
II.2 火山山地	2
III 地 質	3
III.1 概 説	3
III.2 日高層群およびその変質, 変成岩類	5
III.2.1 日高層群	6
III.2.1.1 ニペツツ層 (Hg ₁)	7
III.2.1.2 十勝パンケ層 (Hg ₂)	7
III.2.1.3 十勝ペンケ層 (Hg ₃)	8
III.2.1.4 チカブペツ層 (Hg ₄)	8
III.2.2 変質岩類	9
III.2.2.1 変質粘板岩類 (At)	10
III.2.2.2 破碎粘板岩類 (As)	10
III.2.2.3 珪質粘板岩類 (Ac)	11
III.2.3 変成岩類	11
III.2.3.1 千枚岩類 (Mp)	12
III.2.3.2 緑色片岩類 (Mg)	12
III.3 進入岩類	13
III.3.1 輝緑岩 (Db)	13
III.3.2 珩岩質岩 (Po)	14
III.4 美瑛層 (Gt) (新第3紀中新世)	14
III.5 熔結凝灰岩(第4紀初期あるいは第3紀末期)	15
III.5.1 下 部	16
III.5.1.1 二股熔結凝灰岩 (Wl ₁)	17
III.5.1.2 トムラウシ熔結凝灰岩 (Wl ₂)	17
III.5.1.3 トノカリ凝灰質泥岩層 (Ts)	18

III.5.2	上 部	19
III.5.2.1	下富良野熔結凝灰岩 (Wu)	19
III.6	第 4 系	20
III.6.1	美瑛火山噴出物	20
III.6.1.1	下部熔岩 (Ol ₁)	21
III.6.1.2	上部熔岩 (Ol ₂)	21
III.6.2	段丘堆積物 (Tr)	22
III.6.3	十勝火山噴出物	22
III.6.3.1	基底熔岩	22
i)	十勝岳基底熔岩 (Bl ₁)	22
ii)	美瑛岳基底熔岩 (Bl ₂)	23
iii)	オブタテシケ山基底熔岩 (Bl ₃)	24
III.6.3.2	上部熔岩	24
i)	オブタテシケ山熔岩 (Ul)	24
III.6.4	氾濫原堆積物, 河床礫 (Al)	24
III.7	地質構造および地史	25
III.7.1	基盤地域の構造	25
III.7.2	熔結凝灰岩の噴出時期	26
IV	応用地質	29
IV.1	含銅硫化鉄鉛床	29
IV.1.1	新得鉛山およびトムラウス鉛山	30
IV.1.2	三菱金属トムラウシ鉛山	31
IV.2	温 泉	33
IV.2.1	ヌプントムラウシ温泉	33
IV.2.2	ユートムラウシ温泉	33

文 献

Résumé (in English)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 酒 匂 純 俊

ノ 嘱託 長 谷 川 潔

は し が き

この図幅は、北海道開発庁から依頼されて作成したものである。

野外調査は、昭和 28 年から 30 年にかけて、酒匂が約 80 日、長谷川が約 70 日、計約 150 日で行った。この地域は、北海道脊梁山脈のほぼ中央部にあたるため、地理的条件がきわめて悪く、調査にあたって、大きな障害となった。

このような地域であるため、いままでは、地質調査の機会に、ほとんどめぐまれず、全く不明のまま、残されていたといつても、いいすぎではない。したがって、他の図幅地域にくらべて、地形の制約を受けることが大きく、精度の落ちている場合があるかもしれないが、とにかく、岩層の種類と分布を、大握みに知ることができた。この図幅地域の性格から考え、これだけでも意義があるものと考えられる。

野外調査にあたっては、本所地質鉱床課長齋藤昌之、技術補松井公平および北海道大学金山吉裕、加藤又二郎ら諸氏の援助をうけた。新得町役場と、新得営林署の方々からは、調査上に多くの便宜をいただいた。

調査結果の整理に当つては、北海道大学舟橋三男助教授ならびに日高研究グループの方々から、基盤の分帯や変質および変成作用について、北海道大学橋本誠二助教授ならびに東京教育大学橋本亘教授から、熔結凝灰岩の時代について、北海道大学高橋俊正氏から、十勝火山噴出物について、それぞれ、助言と討論をおねがひした。

報告にはいるにさきだち、うえにあげた方々に謝意を表する。

I 位置および交通

この図幅の範囲は、北緯 $43^{\circ}20' \sim 43^{\circ}30'$ 、東経 $142^{\circ}45' \sim 143^{\circ}0'$ の地域である。行政的に

は、ほとんどが、新得町の管轄であるが、北西隅の一部が美瑛町に、南西隅のごく一部が、南富良野村にふくまれる。

北海道中央高地の中心地帯にあたるため、交通は、ひじょうに不便である。根室本線新得駅で、拓殖鉄道に乗換え、^{ノツツ}屈足で降りる。そこから、十勝川をさかのぼること約 40 km で、この地域の中心地、二股に到達する。この間は、営林署の森林軌道が敷設されているだけで、国道は、昭和 30 年現在、ペンケベツ川の合流点まで工事が進められている。その他には、わずかに、林内歩道と登山道があるにすぎない。

II 地 形

この地域は、北海道中央高地の、裏大雪と十勝連峰およびニベソツ連山によつてかこまれたところで、全域が山岳地帯である。大別すると、基盤山地と火山山地の二つになる。両者はきわめて対象的な地形をとつていて、地形図上からも、きわめて明瞭に判断される。

II.1 基盤山地

図幅を、東北～南西の対角線で切つた南東半が、この地区である。起伏がかなりはげしく、稜線もやせている。また、河川も深く、幅の狭い急流となつているものが多い。このように、かなりけわしい山地である。稜線の標高は、1,000～1,300 m 内外で火山山地にくらべてやや高い。

構成岩類は、古期岩類だけであるが、粘板岩、砂岩類の各層や、緑色片岩、千枚岩といった変成岩の特徴は、地形には、あまりあらわれていない。むしろその中に発達する大きな破碎帯、なかでも、南北方向の構造線が、割合明瞭に、あらわされている。

II.2 火山山地

図幅の北西半をしめる地帯は、すべて火山岩類で構成され、地形も、それに特有なものとなつている。この山地は、さらに、熔結凝灰岩によつてしめられる地域と、それをおおつて発達する新しい火山とにわけられる。

前者は、標高 700～1,000 m の平坦面をもつた台地状の山地であるが、河川は、かなり深い峡谷で、水量の豊富な急流となつている。とくに、トムラウシ川、カムイサンクナイ川、ユートムラウシ川は、完全な函となつて、歩行の不可能なところが多い。この地域の熔結凝灰岩は、不整合関係にある下部と上部とにわけられるが、これが地形上にも、比較的侵

蝕の進んだところと、きわめて明瞭な平坦面の発達するところ、といった違いであらわれている。

火山は、なだらかな熔岩台地（標高 850 m～1,500 m）をもつ楯状火山と、さらに、その上にできた円錐形の成層火山（標高約 2,000 m）とにわかれる。図幅北西隅の美瑛川上流には、比較的形がよくのこされた爆裂火口が、いくつかみられる。それらは、美瑛川をはさむ両山腹に、ならんで発達している。

十勝川は、図幅のほぼ中央にある二股で、北東隅から南西流するトムラウシ川と南西隅から北東流するシー十勝川とを合して南下している。トムラウシ川およびシー十勝川は、ともに、大体において、基盤山地と火山山地との境を流れており、両山地の分離を、一層明瞭にしている。これらの十勝川水系は、きわめて水量が豊富であるが、その割合に、増水時と濁水時との差が大きい。

III 地 質

III.1 概 説

この図幅地域の地質構成は、第 1 表のようにあらわされる。大半部は、いわゆる日高層群と、第 4 紀初期ないし第 3 紀末期から現世にかけての火山噴出物の 2 つによつて占められ、明らかに新第 3 系と考えられるものは、北西隅のごく 1 部にみられる緑色凝灰岩だけである。

日高層群は、いちおう、先白堊紀層とされる時代不詳の古期層群で、粘板岩、頁岩、砂岩などの堆積岩を主体としている。ほかの、多くの地域の日高層群がそうであるように、無化石で擾乱がはげしく、構造は、きわめて複雑である。そのほか、それらが変質や変形をうけた岩層、および、その堆積中あるいはその後、進入した火成岩類が多く発達している。それらは、それぞれの特徴によつて、さらに、いくつかに分けられる。

熔結凝灰岩は、十勝岳周辺に広く分布するものの 1 部である。噴出時期は、洪積世初期あるいは第 3 紀末期といわれているが、そのいずれが正しいかを決定できる根拠を観察することは、できなかつた。ただ不整合の関係で 2 つの熔結凝灰岩の存在することが明らかになったので、今後の研究上、参考となるであろうと考えられる。

熔結凝灰岩の上に、洪積世の火山とおもわれる美瑛火山噴出物と、沖積世の活動とされている十勝火山噴出物が発達している。

第1表 地質総括表

時代	層	序	模式柱状図	記号	岩 質	そ の 他	
第四紀	沖積世	氾濫原堆積物河床礫		Al	礫、砂、粘土		
		十勝火山噴出物	上部岩	オブタテシク山熔岩	Ul		含橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩
			基底熔岩	オブタテシク山基底熔岩	Bu		普通輝石紫蘇輝石安山岩
		美瑛岳基底熔岩		Bl	含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩		
		十勝岳基底熔岩		Bh	含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩		
	洪積世	段丘堆積物		Tr	礫、砂、粘土		
		美瑛火山噴出物	上部熔岩	Ol	普通輝石紫蘇輝石安山岩		
			下部熔岩	Oli	普通輝石紫蘇輝石安山岩		
		熔結凝灰岩	上部	下富良野熔結凝灰岩	Wu		角閃石安山岩質熔結凝灰岩
			下部	トノカリ凝灰質泥岩層	Ts		凝灰質泥岩、垂炭
				トムラウシ熔結凝灰岩	Wl		石英粗面岩質熔結凝灰岩
				二股熔結凝灰岩	Wli		ネバタ岩質熔結凝灰岩
美瑛層	Gt	綠色凝灰岩					
先白垩紀群	チカブベツ層		Hg ₁	黑色頁岩 礫岩	輝岩 [Pb] 砂岩質岩 [Po]		
	十勝ベンケ層		Hg ₀	頁岩質粘板岩 綠色砂岩			
	十勝バンケ層		Hg ₂	黑色砂岩			
	ニベソツ層		Hg ₁	粘板岩 黑色砂岩			

これらの、各岩層についてはいろいろと問題が多いが、この地域だけで解決できることではない。

今後、周辺地域の調査と相俟つて、検討されなければならないものである。

Ⅲ.2 日高層群および、その変質、変成岩類

この図幅の基盤を構成しているものは、いわゆる日高層群とよばれる。時代不詳の古期岩層である。図幅の東南半分を占める広い範囲に分布し、さらに隣接する各図幅にまで、およぶものである。それらはすべて、新第3紀以降の堆積岩層や火山岩類に、直接おおわられている。

日高層群は、いちおう、先白堊紀層と考えられているが、最近、日高地方において、その一部から、下部白堊紀の化石が発見され、今まで日高層群として一括されていたものの中には、白堊紀層がふくまれていたことが、明らかになった。この地域にも、岩質などの点から、あるいは下部白堊紀層ではないか、とおもわれるものがある。けれども、化石が全然発見されていないので、白堊紀層という、積極的な根拠がない。したがって、ここでは、日高層群に一括して、とり扱った。

これらの地層は、N~SからN40°Eの走向をもち、傾斜はまちまちである。しかし、一般にNWに急斜するものが多い。全般からみると、いちじるしく擾乱をうけている。褶曲や断層が数多く存在し、大小無数の破砕帯が発達している。そのうえ、珪化、アチノール化、千枚岩化、片岩化などの、変質や変成をうけている。しかも、無化石の地層であるために、層序を明らかにすることは勿論のこと、地層を分帯することさえも、困難である。しかし、構造運動と変質および変成作用を考慮して、いちおう、次のように分帯した。

- | | | |
|--------|---|---------------------------|
| 1 日高層群 | { | チカブペツ層 (Hg ₄) |
| | | 十勝ペンケ層 (Hg ₃) |
| | | 十勝パンケ層 (Hg ₂) |
| | | ニペソツ層 (Hg ₁) |
| 2 変質岩類 | { | 変質粘板岩類 (At) |
| | | 破砕粘板岩類 (As) |
| | | 珪質粘板岩類 (Ac) |
| 3 変成岩類 | { | 千枚岩類 (Mp) |
| | | 緑色片岩類 (Mg) |

日高層群の分帯について：——

日高層群の領域を踏査する際に、われわれは岩質を詳しく検討して、その分布を追い時代的な考慮をせずに、いちおうの岩相図をつくることを心掛けた。地層の堆積面さえ

も満足に残つておらず、鏝層となるものもない、広い、一見単調な地層からなる擾乱地帯を分帯することは、ひじょうに困難である。したがつて、堆積岩を取扱つてゆく考え方だけでは、不十分であつて、構造運動や変質作用の影響をうけたものであることを十分に考慮し、物質の添加と除去というような、物質の移動の面も考えにいられてゆかなければならない。

まず、野外でみられるいろいろの特徴をそのまま分類して、それらが堆積岩としてのものでも、変成岩的なものでも区別なしに、層 (Formation) として、とりあつかわれる程度の範囲に、共通するいくつかの特徴を、一つの単位にまとめて、分帯の基準とした。純粋に変成岩としてとりあつかわれる緑色片岩や千枚岩は、構造単位も明瞭に1つにまとまつたものであり、問題はない。その他のものについては、踏査が行なわれているあいだ中、その基準については是非が検討された。

地質図は、こうして、全域の踏査を終えたとき、もつとも妥当とおもわれた分帯によつてつくられた。その基準によつて、地質図が大きな矛盾もなくでき上つたことは、とりもなおさず、その正当性をうらぐものであろう。さらに、その後、顕微鏡観察によつて、岩質を検討した結果による分類と、完全に一致した。したがつて、うえのようにして野外で行つてきた分帯は、誤りがないという自信をもつことができた。この結果は、前に示した通りである。

日高層群にふくめたものは、初生的な堆積の層準をしめすもの、つまり、普通の堆積岩層としてとりあつかつて、矛盾のないものである。あとの2つは、時代的な意味をもたず変成岩として取扱われるものである。

このようにして、大まかな分帯と、それらの大体の分布を、知ることができたが、分布や構造の詳細は、調査期間に限られているため、明らかにすることが、できなかつた。したがつて、地質図は、かなり模式化されたものとなつているが、やむをえない。しかし、ある意味では、あるていど模式化して表現しなければならないのは、十勝川上流図幅のもつ性格であつて、今の場合、むしろ適当なものであらうとさえ考えられる。

Ⅲ.2.1 日高層群

ここで、日高層群としたものは、いままで、いわゆる日高層群として一括されてきたもののなかで、あまり変質や変形をうけておらず、初生的な堆積の特徴を野外で、はつきりみわけられるものである。このなかには、次のように、いろいろな岩質のものがある。

- 4 チカプベツ層 (Hg₄) 頁岩
- 3 十勝ベンケ層 (Hg₃) 頁岩質粘板岩・黒色砂岩・緑色砂岩
- 2 十勝パンケ層 (Hg₂) 頁岩質粘板岩・黒色砂岩
- 1 ニベツ層 (Hg₁) 粘板岩

■ . 2. 1. 1 ニペソツ層 (Hg₁)

この地層は、ニペソツ川東方、図幅の東縁に、模式的に分布している。そのほか、シ一十勝川支流のオパナイ川西方に発達する、緑色片岩の周辺にも、みられる。

硬い黒色の粘板岩で、一般に粘土質粘板岩 (Clay-slate) と、いわれるものである。

一定方向の劈開 (Slate-cleavage) が明瞭に発達しており、顕微鏡下の観察では、粘板岩自体が、方向性のある構造をとっている。この劈開面は、かならずしも、堆積面に平行してないようである。ニペソツ川に分布するものは破碎が局部的にみられるだけで、変質をうけたり、はげしく圧砕された場所は少ない。シ一十勝川に分布するものは、曹長石と石英とからなる細脈が、劈開面にそつて、縞状に配列するていどの、弱い変質を受けている。

図幅の東縁に分布するものについて劈開面の走向および傾斜をみると、北部では、N60° E, 45 NW であるが、南にゆくにしたがつて、次第に方向を変え、ニペソツ上流 7 ノ沢附近では、N-S, 50°W, さらにニペソツ川下流の 2 ノ沢附近では、N60°W, 30°SW から、E-W, 35°S となつている。つまり、東に連なる「ニペソツ」図幅内のニペソツ山稜線の「丸山」を中心として、西にはりだす弧状 (あるいはドーム状) の構造をとっている。

ニペソツ層は、図幅内に分布する日高層群のうちでは、完全な粘板岩とみられ、顔付からみても、最下位層とおもわれる。

■ . 2. 1. 2 十勝パンケ層 (Hg₂)

この地層は、十勝川支流のパンケベツ川を模式地としている。ニペソツ川に沿い、約 2km の幅で、南北に細長く分布している。

ほとんどが、やや硬質な暗黒色の粘板岩と、黒色の細粒砂岩の互層である。ときに、脆弱な粘板岩や、灰色の中粒砂岩をはさんでいる。大体において、東側には粘板岩が多く、西側ほど砂岩が多くなつている。

粘板岩は、顕微鏡下の観察によれば、頁岩から粘板岩への変質過足に、あるもので、劈開の発達も十分でない。岩石の構造にも、方向性はみられない。

砂岩は、やや石灰質のもので、含有鉱物は、石英、斜長石、正長石が多く、緑泥石類は少ない。これらの鉱物は、ほぼ等粒で (径約 0.2 mm)、丸味をおびた形をしている。

この地層は、一般に、はげしく圧砕されており、1 部では、砂岩がミローナイト質にな

つている。また、アチノール化作用^{*}を受けた場所が多く、優白色部と粘板岩質部とが、こまかい互層状あるいは葉片状になつたり、あるいは青黒色の、ひじょうに硬いものになつたりしている場合がある。ごく1部には、黄鉄鉱粒も形成されている。

この地層は、一般に、粘板岩と砂岩の互層面によつて、層理面を測定することができる。微褶曲が発達しており、圧砕をはげしくうけているので、地層の走向と傾斜は、一定していない。しかし、大体の傾向として、北部や中部の走向は、N—SからN20°Eのあいだで、南方にゆくと、N40°Eにかわり、傾斜は垂直に近い。

Ⅲ.2.1.3 十勝パンケ層 (Hg₃)

この地層は、トムラウシ川の交流一ノ沢に、模式的に露出している。ポントムラウシ川下流から、十勝川支流のチカプペツ川合流点にかけて、分布している。

やや硬い暗灰色の粘板岩および黒色の細粒砂岩、あるいは、暗緑色のグレイワック質砂岩の互層である。グレイワック質砂岩の多いことが、この地層の特徴である。

粘板岩および黒色細粒砂岩の性質は、大体、十勝パンケ層のものと同様である。

グレイワック質砂岩は、堅硬緻密な中粒ないし粗粒の砂岩である。含有鉱物は、斜長石、緑泥石、石英が多く、正長石はみられない。このほか、ひじょうに細かいインターサータル構造をもつた安山岩ないし玄武岩質の岩片が、多くふくまれている。これらの構成物は、破片状あるいは角礫状で、含有比も不均質である。また、泥質部もみられる。この砂岩には、径0.2 mmほどの、放散虫の化石がみられるが、形が不鮮明なために、時代は決定できない。

この地層にも、数多くの破碎帯や、微褶曲が発達し、アチノール化作用もひろくみられる。地層の走向は、大体、N—SからN10°Eで、傾斜は垂直にちかい。

十勝パンケ層と十勝ペンケ層は、砂岩の特徴によつて区分されるもので、上下関係は不明である。ただ、粘板岩や黒色砂岩の性質、および、他の地域でみられる、両砂岩の関係からみると、お互いに近い時代の堆積岩で、多分、十勝ペンケ層の方がより上位層ではないかと推定される。

Ⅲ.2.1.4 チカプペツ層 (Hg₄)

この地層は、二股附近から、チカプペツ川流域一帯にかけて、十勝ペンケ層の西側に分

* 泥質岩のソーダによる交代作用である。泥質岩のなかに、点紋状や、縞状の優白色部ができる。

布するものである。

層理が不明瞭で、全く均質な黒色の頁岩であるが、十勝川とチカブベツ川の合流点に近い、十勝ペンケ層との断層線附近には、わずかに礫岩がみられる。この礫の配列には、方向性がない。巨礫から細礫のあいだを、頁岩がうずめたものである。チカブベツ川の上流にむかい、礫は少なくなっている。

頁岩は、軟質で、劈開の全くみられない、一見、泥岩のような岩石である。水をふくむと崩れ易くなり、乾燥すれば灰白色になる性質をもっている。

二股附近は、一帯にかなり圧砕された様相をしめしている。また、部分的に、ソーダの交代を受けて、縞目はないが、やや硬くなっているところがある。

この地層は、十勝ペンケ層とは断層で接しているが、礫岩のなかの礫は、十勝ペンケ層のものともみられる、グレイワッケ質砂岩である。したがって、十勝ペンケ層とチカブベツ層は、あるいは不整合の関係をもつものかもしれない。このことと、岩質があまりにも違いすぎることから、前の3つの地層とは、かなり時代の違つた、新しい堆積岩層でないかとも考えられる。先にのべたように、他の地域では、日高層群の中から、白堊紀の化石が発見されていることから考えて、この地層が白堊紀の地層である可能性も、でてくるわけである。今後、十分に検討して究明しなければならない問題である。

Ⅲ. 2. 2 変質岩類

この図幅の地域に分布する、日高層群の各岩層の中には、圧砕されたり、鉱物の一部が再結晶をしたりして、原岩が不明になつているものが多い。それらのなかで、かなり広い範囲にわたつて発達し、一つの構造単位を形成しているものがあり、今までのべたものとは、どうしても、別に取り扱わなければならないものがある。つまり、初生的な堆積の層準をしめす地層としてではなく、むしろ変成岩的な要素によつて分類され、取扱われるものである。

これらは、野外の観察でも、圧砕をはげしくうけて、砂岩はレンズ状に切れたり、剝理が層理を寸断したりしている。したがって、層理面の走向や傾斜も測定できない状態で、堆積岩としての特徴が、かなり消されているものである。変質岩の性質から、次の3つにわけられる。

- 1 変質粘板岩類 (At)
- 2 破碎粘板岩類 (As)
- 3 珪質粘板岩類 (Ac)

Ⅲ. 2. 2. 1 変質粘板岩類 (At)

この地層は、図幅のほぼ中央部に、十勝パンケ層と十勝ペンケ層とにはさまれて、北々東—南々西の方向をもつて、分布している。その南端部と北端部では、幅がせまくなり、さらに、断層に切られたり、この地層のもつ特徴が、はつきりしなくなつたりして、ついに消滅している。野外で、その境を知ることは、なかなか困難である。

大体において、やや青味をおびた黒色の硬い粘板岩と、一部がミローナイト化した、黒色砂岩をレンズ状にふくむものである。また、黄鉄鉱の鉱染をうけているのが特徴であるが、とくに、ペンケ沢一帯に強くみられる。一ノ沢から北方の西縁では、ひじょうに堅硬な岩石となつて、沢は、函や滝となつている。このように、圧砕や変質の度合はまちまちで、岩質も不均質である。

粘板岩のなかには、粘板岩の基質を交代して、多量の曹長石、方解石、緑泥石、石英、黄鉄鉱が形成されている。この地層の粘板岩が、青味を帯びているのは、曹長石が多量にできているからである。

この岩層の剝理面の走向は、一般に、N—SからN10°Eで、傾斜はほぼ垂直で、南方では、より東にふれた走向をとつている。原岩には、一部に、前にのべた十勝パンケ層や十勝ペンケ層が、ふくまれているようである。しかし、全体の岩質や分布の状態からみると、ほとんどのものが、それらとはちがう堆積層準のものであるうと考えられる。

Ⅲ. 2. 2. 2 破砕粘板岩類 (As)

この岩層は、ニベソツ層と十勝パンケ層の間、および、変質粘板岩層の南東縁と北西縁に接したところに、分布している。

岩質は一様でない。粉碎されて粘土質になつているものや、粘板岩のままで残つているもの、変質をうけてミローナイト質になつているものなど、さまざまである。この岩層は、いちじるしく、圧砕されていることが特徴である。変質は、広域的なものでなく、せまい範囲に、ミローナイトの形成や弱い曹長石化がみられるだけである。原岩としては、いろいろな地層が、切身状に切れて、入りこんでいるものとみられる。

剝理面の走向をみると、ニベソツ層に接するものは、北方ではN10°Eぐらいである。それが、南へゆくにしたがつてN—Sとなり、さらに南方では、N40°~60°E、といつた具合に、S字構造に近い形をとつている。変質粘板岩層の南東側のものは、N40°Eぐらいの走向をとり、同じく北面側のものはN20°Eぐらいの走向をとつている。傾斜は、すべて垂直

に近いが、東にたおれるものが、割合に多い。

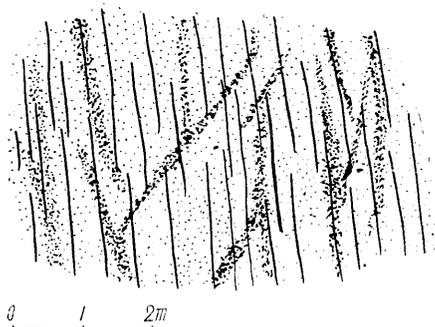
上にのべたような性質から、この岩層は、きわめて大きな構造運動による圧砕帯と考えられる。この岩層の分布や構造は、そういった構造運動を解明するうえに、重要な意味をもつものであろう。

■.2.2.3 珪質粘板岩類 (Ac)

この岩層は、シー十勝川のチカブベツ層とニベソツ層を区切る断層にそつて、約 100 m の幅で発達している。

岩質は、粘板岩であるが、ひじように珪質である。赤色部や、緑色部が互層している部分もあるので、一見、チャートのようにみえる。しかし、第 1 図のスケッチにみられるように、珪質な部分は、かならずしも互層状ではない。しかも、この地層に進入している輝緑岩も珪質になっている。上のことから、この岩層は初生的なチャート層とは考えられない。

つまり、この岩層は、ミローナイトの一種であり、剪断運動にともなつて、珪酸とソーダによつて、交代されたものであろう、とおもわれる。



第 1 図 珪質粘板岩層の露出状態

点：珪質部（点の濃集部はとくに珪質な部分）

実線：粘板岩劈開

■.2.3 変成岩類

図幅地域内にみられる変成岩類は、いずれも動力的要素の強い変成作用をうけて、形成されたものである。ただし変成度は低く、緑泥石の多い変成岩である。

これらは、日高層群の各層とは、断層で、劃然と違つた構造単位をもち、独立している。今のところ、形成機構については全くわかつていない。

変成岩類は、次の 2 つにわけられる。

- 1 千枚岩類 (Mp)
- 2 緑色片岩類 (Mg)

■.2.3.1 千枚岩類 (Mp)

千枚岩は、二股の北方、トムラウシ川とポントムラウシ川との合流点附近、および、ジ一十勝川上流のニペソツ層と緑色片岩との間に発達している。

やや硬質で、剝理面にそつて、うすくはげ易い性質をもっている。部分的には、粘板岩質のところもあるが、大部分は、原岩の構造をのこしていない。一般に、淡緑色のものが多く、淡赤褐色や灰色のものもある。顕微鏡下では、絹雲母と緑泥石の細粒結晶が、剝理面にそつて配列し、そのなかに、小さな、瘻状の石英が散在している。

■.2.3.2 緑色片岩類 (Mg)

ジ一十勝川の支流、オパナイ川の西側に、東西約4 km、南北約5 kmの拡がりをもつて分布している。この東縁は、ニペソツ層と断層によつて接している。しかし、そこ以外では、熔結凝灰岩層におおわれ、断片的に、小さな露出が沢沿いにみられるだけで、正確な分布をつかむことができない。

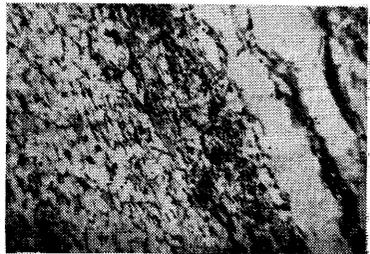
この地層の大部分は、輝緑岩質岩を原岩とした緑色片岩である。そのなかに、ところどころ千枚岩質になつた粘板岩がはさまれている。また、原岩が砂岩とおもわれるものには、低度のホルンフェルス（変砂岩）になつているものがある。一般に、片理がいちじるしく発達しているが、その程度は、部分々々によつて、まちまちである。片理の強いところでは、角閃石の配列による線構造が、明瞭に観察される。

緑色片岩は、細粒ないし中粒の、堅硬な濃緑色の岩石で、曹長石と陽起石を主体としている。片理の強い部分では、これらが、片理面にそつて平行配列し、ときには、曹長石の斑状変晶がみられる。片理の弱い部分では、結晶の配列に、方向性はなく、モザイク状の構造をとつている。変成度のとくに弱いものには、原岩の輝石の仮像と、オフイティックな構造が残されているものがある。

陽起石は、片理の強い部分では、繊維状で X, Y…帯黄緑色 Z…緑色の多色性が明瞭である。片理の弱い部分では、短柱状で、多色性は弱い。

ときに、多量の緑簾石がみられる。その他、少量の、緑泥石、楣石、石英、不透明鉱物がふくまれている。

黒色千枚岩は、いちじるしく圧砕をうけ、初生鉱物の石英や斜長石は破碎し、磨滅し



第2図 緑色片岩 // =コル×50

て、曹長石、緑泥石、炭酸塩鉱物が、粘板岩の基質を交代して生成されている。緑泥石は、濃緑色の多色性の強いものである。

変砂岩は、残留鉱物の石英や斜長石の間をうめて、色のうすい黒雲母が一面に生成されているものである。

■.3 進入岩類

この図幅地域には、進入岩類は割合に少なく、次の2つだけである。

- 1 輝緑岩 (Db)
- 2 玢岩質岩 (Po)

■.3.1 輝 緑 岩 (Db)

前にのべた、日高層群やその変質岩類および変成岩類の中には、あちらこちらに、輝緑岩の進入がみられる。これらは、大きな構造線にそうか、または、そのそばに、構造線と同じのびをとつてみられる。これらの輝緑岩は、大小さまざまな規模のもので、岩質や進入後の変質なども、かなり違っている。大きくみて、割合に小さな岩脈状あるいは岩床状にみられるものと、やや大きな岩体を構成しているものとにわけられる。

前者は、全帯に、あちらこちらに散在しているもので、ときには、輝緑凝灰岩と、区別のつかないものがある。ほとんどのものが、いちじるしく変質しているため、原岩の性質を、正確に知ることができない。

顕微鏡の観察では、斜長石は曹長石に変わり、有色鉱物はすべて緑泥石となり、多量の方解石と榊石ができています。ただ、オフイテイツな構造だけは明瞭にみとめられる。千枚岩内なものには、陽起石が多量に形成されている。露出で岩脈と断定できないものなかに、ひじょうに細粒(斜長石は 0.3×0.05 mm ぐらいの大きさである)なもので、とくに方解石の多量にみられるものがあり、輝緑凝灰岩の可能性の強いものがある。

やや大きな岩体を構成しているものは、十勝川本流の、パンケベツ川とペンケベツ川の中間附近、および、ヌブントムラウシ川中流にみられる。この2つは、いずれも、破碎粘板岩類の中にみられる。ともに、含銅硫化鉄鉱床を胚胎している。十勝川本流のものは、輝緑岩と粘板岩とが、いろいろな規模でくみ合い、さらに、それらが、無数のすべりで切られており、両者の複合岩体としてとりあつかわれる。斜長石の斑晶をもつたごく細粒のものや、相当に粗粒なものまで、さまざまであり、変質もいちじるしい。ヌブントムラウシ川のは、あまり破碎をうけておらず、変質もきわめて弱い。これらの中で、もつとも普通の岩質は次とおりである。

顕微鏡下の観察では、斜長石、輝石、緑泥石、チタン鉄鉱、チタン石、燐灰石がみとめられる。全体に、いちじるしいオフィティック構造をしめす。斜長石は、長さ約1.0~1.5 mm ぐらい、幅約0.15 mm ぐらいの細長い柏子木状のものが大部分で、An60 内外の成分である。カルスバードアルバイト複合双晶が多く累帯構造はほとんどみられない。



第3図 輝緑岩 // ニコル×50

輝石は、きわめてうすい緑色をしめし、いちじるしいオフィティック形をとっている。複屈折率が高く、 $\hat{c} = 48^\circ$ 、 $2V = 50^\circ$ の透輝石質のものである。

Ⅲ.3.2 玢岩質岩 (Po)

この岩石は、図幅の北東隅にあたる、ヌブントムラウシ川上流と、ポントムラウシ川上流に、幅約10 m ぐらいの、小さな岩脈としてみられる。灰白色の、堅硬緻密な岩石で、節理がみられる。かなり変質をうけており、原岩をうかがうことはできないが、やや大型の斜長石斑晶が散在する構造が、のこされている。

顕微鏡下の観察によれば、長柱状 (0.1×0.4 mm) の斜長石がすべて、曹長石化やソーシュル石化をおこない、斑晶は1×1.5 mm ぐらいのものである。有色鉱物は、0.1×0.3 mm ぐらいの大きさの、長柱状のものであるが、すべて緑泥石にかわっている。このほかに、わずかに方解石と絹雲母がともなわれる。

Ⅲ.4 美瑛層 (Gt) [新第三紀中新世]

この図幅の北西端部を流れる美瑛川の流域には、美瑛層とした緑色凝灰岩が分布している。標高約1,000 m のところまで露出し、美瑛火山噴出物で直接おおわれている。十勝岳図幅の美瑛川の下流では、十勝熔結凝灰岩でおおわれている。

この緑色凝灰岩の岩質と、この図幅の北に連なる旭岳図幅内に胚胎する鉱床の性質とから、判断して、その時代が、新第三紀中新世であることは、ほぼ確実である。

この図幅の範囲にみられるのは、緑色凝灰岩だけで、プロピライトはない。灰緑色で、石英粒をもち、石英安山岩質のものである。また、岩層が多くふくまれている。一般に、微弱ながら黄鉄鉱の鉱染がみとめられる。石英脈の発達しているところもある。

顕微鏡下の観察では、原構造としては、斜長石と石英の斑晶がみられるだけで、石基はほとんど2次鉱物に変つている。

斜長石も、他形で、劈開に沿つて緑泥石や炭酸塩鉱物に置きかえられている。有色鉱物は、すべて緑泥石化して原形を残しているものはない。石基を置きかえて生成されている鉱物は、曹長石、緑泥石、炭酸塩鉱物で、それに礫石が少量みられる。また、黄鉄鉱は、細粒で、ジンアイ状に集合している。

この緑色凝灰岩層は、図幅地域では、ほぼN-Sの走向と、大体20°Wの傾斜をしめしている。

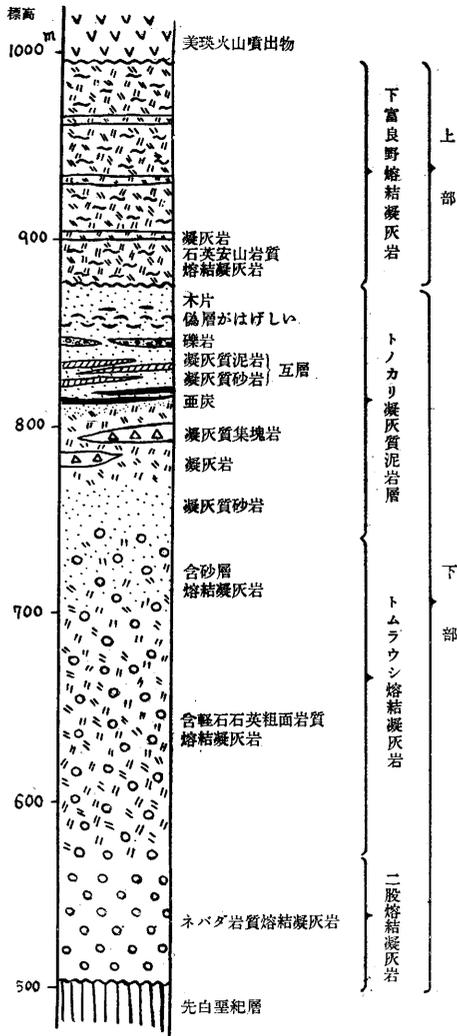
■.5 熔結凝灰岩〔第4紀初期あるいは第3紀末期〕

十勝連峰の周辺には、熔結凝灰岩が、かなり広く分布していることが、知られている。この図幅地域にも、その一部が、ヌプントムラウシ川からシー十勝川上流にかけて、北東—南西方向にやや細長く分布している。

この十勝熔結凝灰岩の噴出時期については、いろいろ推論されている。この地域内では、基盤岩層を直接おおい、美瑛火山噴出物におおわれていて、噴出時期を決定できる資料は、みつけれなかつた。しかし、判断資料として、参考になるであろうと考えられる、いくつかの事実を知ることができた。一つは十勝熔結凝灰岩として、従来一括されていたものが、間に堆積岩層をはさみ、不整合の関係で、上部と下部に、大別されることである。

第2表 熔結凝灰岩類各層の比較表

	上 部	下 部		
	下富良野 熔結凝灰岩 (Wu)	トノカリ凝灰 不整合 質泥岩層 (Ts)	トムラウシ 漸 移 熔結凝灰岩 (Wl ₂)	二股熔結 整 凝灰岩 合 (Wl ₁)
主要構成 鉱物	斜長石>角閃石 輝石>石英	亜炭層をふくむ	石英>斜長石 >黒雲母	石英>斜長石 >黒雲母
浮 石	割合に少ない		きわめて多い	少ない
粘板岩礫	少ない		多い	少ない
熔 結 性	強い		弱い	とくに強い
流 理 面	ほぼ水平	北西に傾斜	北西に傾斜	北西に傾斜
平 坦 面	明瞭 流走面		かなり解析 浸蝕面	かなり解析 浸蝕面



第4図 トノカリウシュベ川の熔結凝灰岩柱状図

この図幅調査の結果から、これらの熔結凝灰岩噴出の時代について、ある程度の考察が可能である。これについては、後に、地質構造および地史の項でのべる。

■.5.1 下部

前表にしめしたように、石英粗面岩質の熔結凝灰岩を、主体としたものである。いちじ

るしい熔結性をもつた、二股熔結凝灰岩にはじまり、やや熔結度のおちる、トムラウシ熔結凝灰岩につづいて、完全な水成岩相をしめすトノカリ凝灰質泥岩層の堆積に終る。単に、岩質だけからみれば、いままで、十勝熔結凝灰岩といわれてきたものにあたる。

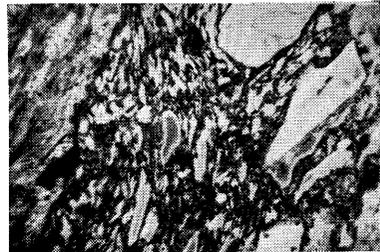
Ⅲ.5.1.1 二股熔結凝灰岩 (W₁)

トムラウシ川中流に模式的に発達し、そこから、シー十勝川にかけて分布する。分布範囲は、それほど広くない。起伏のはげしい基盤を埋めている。厚さは、トムラウシ川では、200 m をこえるが、シー十勝川にむかつて薄くなり、トノカリウシュエ川下流では、約 50 m となり、ついに、消滅している。

一般に、石英の斑晶が目立つ、硬い熔岩状のものである。石英の斑晶は、ときに、5 mm ほどにもなる。ほかに、斜長石と黒雲母をふくみ、一見、ネバダ岩にみえるものが多い。普通は、完全に熔結されているが、ときには、浮石を多くふくんだ、熔結性の弱いものもみられる。熔結性の強いところほど、流理構造が明瞭で、節理も規則正しく発達している。粘板岩の角礫が、多量にとりこまれている部分もみられるが、まったく、ふくまれない部分が多い。このように、岩質はさまざまである。が、いして、ポントムラウシ川下流附近から北方は、浮石や基盤岩礫をふくまない、堅硬で、一見熔岩状にみえるものであるが、西方には、さまざまな岩質をしめすものが多い。

顕微鏡下の観察では、破片状の斑晶や岩石片の間を、多量のガラスが埋めている構造がみられる。

斑晶は、石英>斜長石>黒雲母であり、石英 (0.5~2 mm) は融蝕された形をとるものが多く、周辺はクリストバル石質になつている。斜長石 (0.3~1 mm) は An₂₅~An₃₂ の成分のものである。黒雲母 (0.2~0.5 mm) は、X=帯緑褐色、Y、Z=濃緑褐色の多色性がいちじるしい。



岩石片は、たいてい粘板岩と砂岩であり、ときには輝緑岩もみられる。

第5図 二股熔結凝灰岩 // = コル×50

Ⅲ.5.1.2 トムラウシ熔結凝灰岩 (W₁₂)

これは、二股熔結凝灰岩を整合におおつて、図幅の北部から南西部にかけて、かなり広い地域にわたつて分布している。厚さは、ほぼ 300 m とおもわれるが、シー十勝川の上流

附近では、やや薄くなっている。

岩質は、二股熔結凝灰岩と同じく、石英の斑晶が目立つものであるが、熔結性は、ずつと弱くなっている。とくに、上部では熔結性が弱く、凝灰岩質になつているところがある。径約5cm ぐらいの浮石を多くふくみ、淡黄褐色の絹糸状光沢をしめす。基盤岩類の角礫を取込んでいることも、全域にわたつて多い。このトムラウシ熔結凝灰岩の大きな特徴は、全域にわたつて、岩石が、ほとんど均質であることである。

顕微鏡下の観察でも、二股熔結凝灰岩と、似かよつたものであることがわかる。わずかに円味をもつた、破片状の斑晶の間を、ガラスと浮石がうめっている。ただ、ガラスには、ほとんどのばされた形がみられない。斑晶は、石英>斜長石>黒雲母である。まれに小さな輝石がふくまれている。

この熔結凝灰岩は、流理構造をしめすところが、まつたかない。しかしときには、基盤岩類の角礫が一定方向に配列して、取込まれているのがみられる。節理も乱れて、不規則になつて



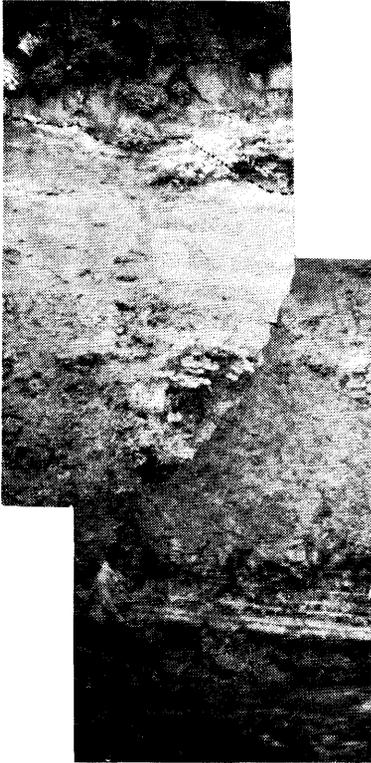
第6図 トムラウシ熔結凝灰岩
// = コル×50

いる。小さな断層が、時々みられるが、がいしてN45°E方向のものが多い。カムイサンケナイ沢では、この断層に境されて、いちじるしく多量(約70~80%)の粘板岩類の角礫をもつた部分が、かなり広く発達している。このようなものは、熔結凝灰岩の噴出にともなう陥没を想起させるが、観察できた範囲がせまいので、明らかではない。

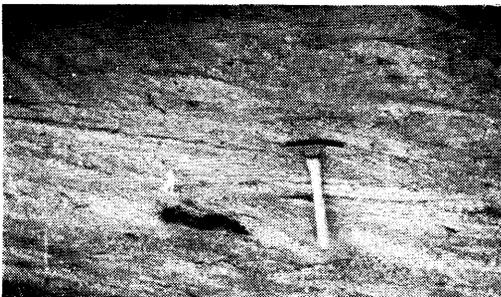
二股熔結凝灰岩との関係を見ると、二股から北方では、堅硬な熔岩質のものの上に、明瞭な境界をもつて、トムラウシ熔結凝灰岩が発達している。しかし、二股から西方では、二股熔結凝灰岩の岩質が不均質であるため、はつきりとした境界をみつけることは、困難である。

■ 5.1.3 トノカリ凝灰質泥岩層

トムラウシ熔結凝灰岩の上には、凝灰質の砂岩や泥岩を主体とした互層が発達している。シー十勝川上流のレーサクベツ川やトノカリウシュペ川の西方では、上部の下富良野熔結凝灰岩層が、直接、トムラウシ熔結凝灰岩をおおつているために、みられないが、その他



第7図 トノカリ凝灰質泥岩層の露出



第8図 トノカリ凝灰質泥岩層の偽層

このトノカリ凝灰質泥岩層は、下部の方に偽層をあまり示さない、浮石質の凝灰岩や、十分に炭化した亜炭の薄層がみられる。上部になるにしたがつて、美しく成層した泥岩と砂岩の互層となり、写真のように、こまかな偽層がみられる。また、炭化のすすんでいない木片や、礫岩がレンズ状にはさまれる。

この地層の走向および傾斜は、シー十勝川上流で、 $N20^{\circ}W, 15^{\circ}SW$ 、トノカリウシュエ川では、 $N-S, 15^{\circ}W$ 、カムイサンケナイ川では、 $N20^{\circ}E, 15^{\circ}NW$ である。

トムラウシ熔結凝灰岩との関係は漸移である。トムラウシ熔結凝灰岩が、上部になつて熔結性を失つて凝灰岩質となり、凝灰質砂岩や、粘板岩などの円礫がはいりこみ、次第に堆積岩のような様相をしめすようになつて、この地層に移行する。

III. 5.2 上 部

上部とされるものは、下富良野熔結凝灰岩としたものだけである。岩質は、角閃石安山岩ないし石英安山岩質であるが、このようなものは、いままでは知られておらない。

III. 5.2.1 下富良野熔結凝灰岩 (Wu)

下部の熔結凝灰岩や、トノカリ凝灰質泥岩層あるいは基盤の日高層群を不整合におおつて発達する、角閃石安山岩質ないし石英安山岩質の熔結凝灰岩である。この図幅内では、北部では割合に少なく、南方に、かなり広く分布している。南方の

佐幌嶽図幅の地域では、標高約900mの平坦面を形成し、南にむかつて、ゆるやかに高度をおとし、岩松発電所附近まで分布しているようである。また、この図幅の北東に当る石狩川の最上流にも、分布していることが知られている。そして大雪熔結凝灰岩より古いものであることが明らかにされている。^{*}

この熔結凝灰岩は、30m前後の厚さを持ち、岩質が少しずつちがう、数枚の熔結凝灰岩から構成されているようである。一般に、灰色硬質で、熔結性がかかなり強い。流理構造も明瞭で、節理が規則正しく発達している。

産晶は、斜長石がもつとも多く、ほかに角閃石と少量の輝石や石英がみられる。

顕微鏡下の観察では、破片状の、まちまちの大きさの斑晶の間を、流理構造をもつたガラスが埋めた構造がみられる。

部分的に、斑晶の種類や量比が異つていますが、たいてい、斜長石>有色鉱物>石英の量比をしめす。

有色鉱物は、普通輝石、紫蘇輝石、緑色角閃石である。ごくまれに黒雲母をふくんでいる。その他、燐灰石、緑泥石、不透明鉱物がみられる。粘板岩や砂岩の岩石片のほかに、玄武岩の岩屑がみられる。



第9図 下富良野熔結凝灰岩
// ニコル×50

Ⅲ.6 第 4 系

この地域で第4系とされるものは、次のとおりである。

- | | | |
|-----|---|--------------|
| 沖積世 | { | 4 氾濫原堆積物、河床礫 |
| | | 3 十勝火山噴出物 |
| 洪積世 | { | 2 段丘堆積物 |
| | | 1 美瑛火山噴出物 |

Ⅲ.6.1 美瑛火山噴出物^{*}

オプタテシケ山の北西方の、国境稜線附近から、カムイサンケナイ川上流地域にかけて、

^{*} 石狩岳図幅調査による。

^{*} 古十勝熔岩とよばれていたものであるが、美瑛川の上流地域を中心として分布していることと、地形的にも、この噴出物をもたらした火口が同地域にあつたらうと推察されることから、ここでは、美瑛火山噴出物という名称を用いた。

発達しているもので、なだらな台地を形成している。熔結凝灰岩の上位にのり、新期の十勝火山噴出物におおわれている。

この噴出物は熔岩からなり、ほとんど火山碎屑物を含んでいない。噴出の時期は、新期洪積世と考えられる。

なお、この火山噴出物は、岩質から、上部熔岩と下部熔岩の2つに分けられる。

Ⅲ.6.1.1 下部熔岩 (Ol₁)

この熔岩は、オプタテシケ山の北東にのびる尾根から、二股にむかつて舌状にのびる台地を構成している。美瑛川流域では下位の美瑛層を、十勝川流域では熔結凝灰岩をそれぞれおおっている。

黒色の斑晶の少ない、やや多孔質の熔岩と、同質の集塊熔岩が、互層状に重なり合ったものである。なお、この熔岩の下部は、無斑晶でガラス質の熔岩である。

顕微鏡下の観察によれば、斑晶は、斜長石>輝石である。斜長石は、0.5~2.0 mm の大ききで、An62~65の成分のものである。

劈開面にそつて、緑泥石と方解石にかわつている。普通輝石と紫蘇輝石がみられ紫蘇輝石は普通輝石の反応縁をもつものが多い。石基は、インターサータル構造をしめし、斜長石、クリストバル石、普通輝石、紫蘇輝石、および細粒の不透明鉱物からなる。また、緑泥石や方解石が多量に形成されているところがある。



第10図 下部熔岩 // = コル×50

Ⅲ.6.1.2 上部熔岩 (Ol)

この熔岩は、図幅の北西部であるカムイサンケナイ川の上流流域に、わずかにみられる。このほか、図幅外のユートムラウシ川の北方から、トムラウシ山の山裾にかけて、発達している。ここでは、下部熔岩を欠き、熔結凝灰岩を直接不整合におおっている。しかし、ユートムラウシ川上流域では、下部熔岩の上位にのつている。

黒色の、堅硬な熔岩で、板状節理がひじょうによく発達している、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡下の観察では、斑晶は、斜長石>紫蘇輝石>普通輝石で、やや紫蘇輝石が多い。斜長石は、0.2~2.0 mm の大ききで An=60 の成分である。紫蘇輝石は、斑晶の周辺や



第11図 上部熔岩 // ニコル×50

裂目にそつて、緑泥石や方解石にかわつてい
る。まれに、3.0 mm の大きさのものもある。

■.6.2 段丘堆積物 (Tr)

十勝川の下流、ニベソツ川およびチカプベツ
川の下流に、河床にそつて、明瞭な河岸段丘面
が発達している。

現河床面より、15~20 m の高さの平坦面で、
段丘堆積物によつて構成されている。なお二股とペンケベツ川合流点の間は、この段丘面
は、はつきりしない。

段丘面を形成する堆積物は、場所によつてちがうが、大体、礫は花崗岩、輝緑岩がもつ
とも多く、砂岩や粘板岩がそれにつぐ。そのほか砂、粘土などから構成されている。

また、平坦面には肥沃な土壤が厚くのかつている。なお、ニベソツ川にそつて発達してい
る段丘堆積物の中には、安山岩の礫がふくまれていない。したがつて、段丘面の形成は、
ニベソツ火山の形成以前と考えられる。

■.6.3 十勝火山噴出物

この図幅の西部地域は、十勝火山噴出物が広く分布している。この火山噴出物は、岩質
から次のようにわかることができる。

2 上部熔岩 オプタテシケ山熔岩 (U1)

- | | | |
|--------|---|--------------------------------|
| 1 基底熔岩 | } | オプタテシケ山基底熔岩 (B1 ₃) |
| | | 美瑛岳基底熔岩 (B1 ₂) |
| | | 十勝岳基底熔岩 (B1 ₁) |

■.6.3.1 基底熔岩

i) 十勝岳基底熔岩 (B1₁)

この熔岩は、レイサクベツ川の上流流域に分布し、上部熔結凝灰岩を不整合におおつて
いる。暗灰青色の、やや多孔質なもので、斜長石と輝石の斑晶が、はつきりみとめられる、
含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡下の観察では、斑晶は、斜長石>輝石>石英である。斜長石は、1.5~2.5 mm
の大きさで、An48~52 の成分である。輝石や磷灰石をポイキリテックに含んでいるほ

か、劈開にそつて、やや多色性のある緑泥石にかわつている。輝石は、0.5~1.5mmの大きさで、ともに多色性の弱い普通輝石、紫蘇輝石である。石基は、一般に、潜晶質であるが、一部にガラスの部分もある。斜長石、輝石、鉄鈹、緑泥石からなり、緑泥石は、多色性がある。

ii) 美瑛岳基底熔岩 (Bl₂)

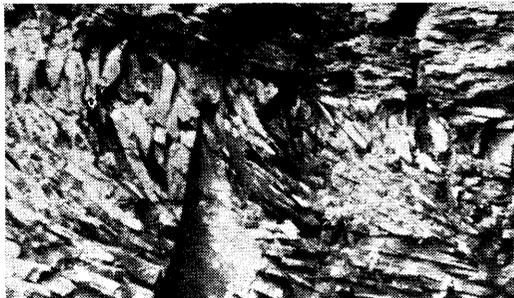
この熔岩は、美瑛岳および美瑛富士の基底を構成しているもので、トノカリウシュベ川の一支流、左股上流附近を構成している。

この熔岩は、厚さ15~20mの薄い熔岩が、10数枚も重なり合つているもので、各々の熔岩の間には、1mていどの厚さをもつ集塊岩質凝灰岩がみられる。なお、各々の熔岩ごとに、沢の中に滝をつくつているので、地形の上からも、熔岩の広がりや、はつきりと、みわけることができる。

灰青色の緻密、堅硬な岩石で、一部には、流理構造もみられる、普通輝石、紫蘇輝石安山岩である。ひじょうに不規則な節理が発達しており、第12図に示めたような形のものもみられる。

顕微鏡下の観察によると、各熔岩ごとに、少しずつ岩質がちがつているが、全般を通じて、やや多量の斜長石と普通輝石、紫蘇輝石の斑晶がみられる。し

かし、普通輝石が、ほとんどみられない部分もあり、両輝石の量比は一定しない。斜長



第12図 美瑛岳基底熔岩の露出状態

石は、0.3~2.0mmの大きさで、輝石をポイキリテックに含んでいるものが多い。輝石は、0.3~0.8mmの大きさのもので、周辺が、やや黒雲母質の帯緑褐色の多色性をしめす緑泥石にかわつているものがある。普通輝石は、紫蘇輝石の反応縁とみられるものが多い。その他に、捕獲岩状に、オフィテック構造をした輝石がとりこまれている。

石基は、ハイアロピリテック構造をとり、ごく細粒の輝石、斜長石、不透明鈹物からなる。

これら細粒結晶の間をうめて、多色性をしめす緑泥石がみられる。



第13図 美瑛岳基底熔岩

// = コル×50

iii) オプタテシケ山基底熔岩 (Bl₃)

オプタテシケ山から北東に続く尾根にそつた地域、および、オプタテシケ山熔岩のしたに、わずかにみられる。

暗灰青色の、緻密、堅硬な岩石で、斜長石の斑晶がめだつて大きい普通輝石、紫蘇輝石、安山岩である。斜長石の斑晶は、ときには、5 mm にもおよぶのがみられる。

顕微鏡下の観察では、斑晶は、斜長石>輝石である。斜長石は、0.5~3.0 mm の大きさで、劈開にそつて緑泥石化したものが多い。普通輝石、紫蘇輝石とも、0.3~0.7 mm の大きさである。石基は潜晶質で、細粒の斜長石、輝石、不透明鉱物と少量の緑泥石からなる。このほか、1.5 cm ぐらいの大きさで、オフィテック構造をもつた玄武岩の捕獲岩がみられる。

III.6.3.2 上部熔岩

i) オプタテシケ山熔岩 (U1)

この熔岩は、オプタテシケ山の頂上を構成する岩石である。

暗黒褐色を呈し、不均質で多孔質なものである。斜長石と輝石および少量のかんらん石を斑晶とする、舍かんらん石紫蘇輝石、普通輝石安山岩である。なお、頂上附近のものは、ほとんど有色鉱物を含まない緻密、堅硬なものである。

顕微鏡下の観察では、斜長石>輝石>かんらん石の斑晶がみられる。斜長石は、0.5~1.5 mm の大きさで、An45~55 の成分である。輝石は、0.3~0.7 mm の大きさで、しばしば、紫蘇輝石の反応縁として普通輝石がみられる。かんらん石は紫蘇輝石と鉄鈹の反応縁がとりまいている。石基は、潜晶質で、斜長石、輝石、鉄鈹がみられる。



第14図 オプタテシケ山熔岩
// = コル×50

III.6.4 氾濫原堆積物、河床礫 (A1)

十勝川にそつて発達している、氾濫原は、ひじょうに規模の小さなものである。おもに礫、砂、粘土より構成されている。礫は火山岩が多い。

また、図幅地域の南半分では、十勝岳からもたらされた、十勝岳火山灰 b 層および c 層

が広く分布している。地質図では省略しておいた。

Ⅲ.7 地質構造および地史

この図幅地域は、これまでのべたように、南東半と北西半とが、それぞれ基盤地域と火山岩地域といつた、対象的な地質構成をみせている。このような地質構成は、この図幅だけでなく、十勝、大雪火山を中心とした、いわゆる中央高地一帯にかけて共通したものである。したがって、この地域の各岩層についての多くの問題は、そのような広い地域全体に関するものであつて、各地域の資料と確実にてらし合せなければ、解決されないものが多い。ここでは、参考までに、この地域で、いちおうの考察可能な2,3の問題をあげるにとどめる。

Ⅲ.7.1 基盤地域の構造

基盤地域の分帯、および、それを構成する岩層についての特徴を、大まかながらのべた。そこで、このような分帯でつくられた地質図から、どのような事柄を知ることができるか。一般の地質図とは、おのずから、読み方が違ってくる筈である。

この地質図から、いちおう考えられることは、大体、次のような事である。

1) この地域は、大きく3つの構造単位にわけられる。それは、図幅の西縁に分布するニベソツ層の単位と、その西側一帯の単位、および、緑色片岩と千枚岩類である。ニベソツ層の単位は、劈開面を追うと、ニベソツ図幅地域内の丸山を中心として、西にはり出した弧状（あるいはドーム状）の構造をとることをのべた。これに反して、西側一帯は、むしろ東側にはり出す弧状に近い構造をとつており、さらに、大きくみれば、ドーム（あるいはベースン）に近い構造、つまり、帯状構造とは別の構造をうかがうことができる。この2つの構造単位は、間に幅約1kmの破碎粘板岩類をはさんでおり、明瞭に分離されている。

2) この西側一帯の単位は、かなりの変質作用をうけている地域である。基盤岩類が、アチノール化作用をはじめ、いろいろの変質をうけていることはのべたが、それは、この西側一帯の構造単位内に、みられることである。記載でのべたように、図幅西縁のニベソツ層の単位には、それらが、ほとんどみられないのに反して、一方、シー十勝川に分布するニベソツ層は、弱いながらも、そういつた変質をうけていることも、両単位の違いをしめすものである。

3) この西側一帯の単位の、ほぼ南北の中心線にそつて、破碎や変質が、とくにいちじるしい地帯がみとめられる。それは、図幅の南方、新得鉱山附近の破碎粘板岩類から、変質粘板岩類 (At) の、曹長石化や黄鉄鉱化の強い地帯を通り、トムラウシ鉱山附近の破碎粘板岩類にかけた地帯である。この変質帯内の破碎粘板岩類、輝緑岩 (これは、輝緑岩の項でのべたように、やや大きな岩体を構成しており、ほかの小さな岩脈とは区別されるものである)、および、鉱床の胚胎位置は、南北に、ほぼ対称的な配列をしている。また、十勝パンゲ層内には、地層の微褶曲の軸によつてあらわされる線構造が、みとめられる。この線構造は、北方では北落ちであり、南方では南落ちとなつてはいるが、これも、南北の対称性をうらぎける、消極的な要因になるであろう。

このいちじるしい変質帯は、前にのべた、ドーム構造の軸と、やや斜交している。したがつて、各岩類の配列は、変質粘板岩類 (At) の分布地域の中心を軸として、ほぼ、点対称の関係になつてはいる。

4) 現在の段階で、基盤についての地史をのみだすことは、とうてい不可能である。ただ1つ、チカプベツ層については、前にのべたように、ほかの地層にくらべて、かなり新しい (白堊紀) のものである可能性のつよい点がある、あげられる。

Ⅲ.7.2 熔結凝灰岩の噴出時期

この地域の、熔結凝灰岩の噴出時期を考察するに当つては、この地域外でみられる、いろいろな現象と正確に対比して、考えなければならない。従来発表されている論説は、いづれも、この地域から、相当にへだたつた、場所のものについてのべられてはいる。したがつて正確な対比は、今のところ困難であるが、地形や層位を考慮して、いちおう、噴出時期を考えてみることも、意味があらうと思われる。

その平坦面^{*}は、チカプベツ川上流で、1020 m の標高で、西にむかつてゆるく傾斜し、850 m 近くまで低くなつてはいる。このことは、東方に、噴出源を考えることのできない現在、常識的には、東方の基盤山地の上昇によるという、解釈が、いちおうなりたつてはいる。これは、下部の、熔結凝灰岩類の流理面や堆積面の大半が北西に傾斜してはいることから肯定される。

さらに、旭川周辺部において、大雪十勝火山帯のもり上りとして、東南方山地の上昇が

* 現在市販されてはいる、地理調査所発行の5万分の1地形図は、このような目的のためには、ほとんど、使用が不可能なほど誤りが多い。したがつて、この図幅の作製は、すべて空中写真にもとづいてはいる。

みとめられている*。また、名寄盆地の下川附近において、筆者の1人酒匂と小山内熙は、部分的に、垂炭層をふくむ泥岩、凝灰岩、熔結凝灰岩などから構成され、鮮新世の堆積物と考えられる下川層群が、つねに、東南方基盤の上昇にともなつて堆積されたことをみとめている**。こうしてみると、東南方基盤の上昇は、大雪十勝火山帯のみのもり上り以外に、各地域ごとに、ある程度一般化されてもよい事実であるとおもわれる。

次に、この850 m 附近まで降下した面は、シー十勝川附近で800 m になり、レーサクベツ川とトノカリウシュベツ川の間では、700 m から、最低600 m 近くまで、降下している。この理由は、今のところ、解釈がつかない。とゆうのは、この面が、何によつてつくられているか、明らかにすることができなかつたからである。ほとんど、沢らしい沢がみられず、トノカリウシュベツ川などでも、まったく露出がみられない。そして、この面は、上部熔結凝灰岩によつて構成されている面よりも若いとみられるのである。したがつて、この地域の局所的な沈降、あるいはカルデラ陥没によつて、熔結凝灰岩類の上に、ある種の堆積物が、または、十勝火山噴出物のある種の碎屑物がのつているのかも知れない。十勝岳や美瑛岳につづく、斜面の性質からみると、後者の可能性が強い。

次に、上部熔結凝灰岩が構成する面は、トノカリウシュベ川右股沢から、ユートムラウシ川、および、カムイサンケナイ川にかけて、再び900~1000 m の標高となつていて、前の800 m の面とは不連続である。この間の不連続は、前の600 m まで下る面の解釈がなされない限り、何とも考えることができない。ただ、最初にのべた、東南方山地の上昇がみられる地域では、N-S ないし N40°E 方向の断層が多いことや、十勝岳西方の白金温泉から、美瑛川にそい、さらに、大体この地点にいたる環状構造を、カルデラとする考えが想起される。

そこで、今度は、下部の熔結凝灰岩類によつて構成されている面をみると、この図幅地域では、トムラウシ川上流一帯にみられるが、これを、上部によつて構成されている面とくらべてみると、小沢がかなり複雑に発達していて、これが、単に岩質の相違だけとは、どうしても考えることができない程である。このような状態を、量的にあらわす作業は、おこなつていないのであるが、いちおう解析度の相違とみられるのである。

そうするならば、この2つの時代の違つた面は、どうゆう生因をもつものであろうか。

* 鈴木淑夫、北川芳男：十勝岳周縁に分布する熔結凝灰岩について 北海道地質要報第32号 (1956)

** 酒匂純俊、小山内熙：下川図幅 北海道開発庁 (1954)

上部が構成する面は、かなりの平坦性に対する堆積面の存在を考慮することができないことから、今のところ、流走面と考えられる。下部の熔結凝灰岩類の堆積面や流理面は、水平ないし、 15° から 20° ぐらいまで、北西に傾斜しており、断層も発達している。そして、トノカリ凝灰質泥岩のみられるところの標高も、かなり上下していることから、下部熔結凝灰岩類は、相当に傾動や曲隆をしていると考えられる。それにも拘らず、いちおうの平坦性をもつことから、下部によつて構成される平坦面は、浸蝕面である可能性が強い。この面の標高は、 $900\sim 1000$ m である。

一方、熔結凝灰岩にうめられている基盤をみると、かなり起伏の多いもので、熔結凝灰岩の乗っている最低は、約 500 m である。また、東方の基盤山地には、標高 1200 m 平均の一定した稜線が連続している。その間には、新しい大きな断層はみとめられないのであるが、ただ、ここで、先にのべた南東方基盤の上昇(断層をともなう)を考え合せてみて、単に、 1200 m の地形面が解析されたところを、熔結凝灰岩がうめたと解釈できるかどうか問題である。

かりにそうだと、大きく仮定するならば、今までのべた地形ができる過程は、次のようになるであろう。まず、基盤の 1200 m 平均の面の形式があり、それがかなり解析をうけた。この際の上昇は 700 m になる。次に、それをうめて、下部の熔結凝灰岩類の噴出があり、上部では、次第に熔結性を失い、垂炭をふくむ、成層した泥岩層の堆積に移行した。そして、これらは、東南方基盤の上昇にともなつて、かなり傾動曲隆し、さらに浸蝕され、平坦面が形成された。この際基盤は 500 m 以上降下したことになる。そして、これがある程度上昇して解析されたとき、上部の噴出があつた。この、上昇と沈降は、下富良野図幅で考察された結果とはほぼ同じである。^{*}

そこで、今度は、この降下をさらに強く可能なものとする、トノカリ凝灰質泥岩層が、はたして全般的な沈降によるものかどうかである。この地層は、図幅地域内だけで、 15 km 以上の分布上のひろがりをもつ、かなり広いものである。その中にはいる垂炭の、花粉分析の結果はまだ判明していないが、この地層が、池田層や下川層群のものと、根本的に異なっているとは考えられない。したがつて、この地層が単なる水たまりによるものとするのは、ひじょうに無理である。

佐幌岳図幅の岩松附近から、然別川附近にかけて、熔結凝灰岩が池田層の上部にはいり、^{**}

* 橋本 亘：下富良図幅 北海道開発庁 (1955)

** 橋本 亘：十勝国然別発電計画地域の地質 北地要報 (1952)

また、御影図幅では、流紋岩質凝灰岩と池田層が同一層のものであることが報告されている^{*}。これらの熔結凝灰岩が、この地域のものと対比されるかどうか、わからない。ただ、岩質の記載からみると、岩松附近のものは、上部に、御影図幅のものは、下部ににている。また、佐幌岳図幅内の平坦面のあるものは、この図幅内の下部が構成する平坦面と、空中写真の図化による等高線の状態が、ひじょうによくにている。さらに、足寄太図幅の調査では、池田層の下に、つまり本別層群の上部に熔結凝灰岩の発達していることが知られている^{**}。しかし、これらのことからだけでは、トノカリ凝灰質泥岩層は、池田層に対比されると断定することはできない。しかし、対比できる可能性は相当に強いということはいえる。したがって、結論としては、下部と上部の間には、かなり全般的な沈降があつた、つまり、池田層がこの図幅地域まで広がっている可能性が強いとゆうことがいえる。その結果、上部の熔結凝灰岩の噴出時期は洪積世のものとしても、下部は、池田層を、鮮新世末期が、あるいは更新世初期かに、断定することによつて、可能性として推論されることになる。

IV 応用地質

この図幅の基盤岩層中には、含銅硫化鉄鉱床がみられる。この鉱床は、相当以前から知られてはいたが、あまりにも交通の不便な奥地であるため、ほとんど放置の状態におかれてきた。しかし、近年、この地域の開拓や伐材が、いちじるしく進展している。それにとりなつて、交通もよくなり、地下資源開発のための立地性は、次第に向上してきた。あらためて、この地域の含銅硫化鉄鉱床が、注目されるようになったわけである。

このほか、温泉の湧出が、2, 3みられる。いまのところ、交通が不便で、全然利用する価値はないが、若し、十勝から上川にぬける道路でも開通するようになれば、野趣あふれた温泉として注目されるであろう。

IV.1 含銅硫化鉄鉱床

今まで知られているものは、十勝川本流の、新得鉱山およびトムラウソク鉱山と、ヌブントムラウシ川中流の、三菱金属トムラウソク鉱山である。これらは、いずれも、探鉱坑道をわずかに掘つてある程度の、探鉱鉱山である。ただし、三菱金属のトムラウソク鉱山では、

* 橋本誠二：御影図幅 北海道地下資源調査所（1954）

** 小山内熙，三谷勝利：足寄太図幅 未刊

ボーリングを相当に行っている。

IV.1.1 新得鉱山およびトムラウス鉱山

鉱区：十勝試登 1728 外 4

鉱種：金，銀，銅，鉛，亜鉛

この両鉱山は、まったく同一の鉱床を 2 分しているものである。ニペソツ川の合流点から約 5 km 上流にあたり、屈足からは、約 30 km である。営林局の森林軌道ではば 3 時間を要する。また、国道も最近完成された。鉱床は、西南方から十勝川にそそぐ小支流にそつて、細長くみられ、上流の方に新得鉱山、下流から十勝川本流の東岸にかけて、トムラウス鉱山が位置している。

地質 この附近は、破碎粘板岩類と輝緑岩によつて構成されている。破碎粘板岩の中には、穴小さまぎまの破碎帯が数多く発達している。その方向は、N-S から $N60^{\circ}E$ である。鉱床の附近には、あちらこちらに、赤色あるいは緑色の、いわゆるミローナイトが、数 m の幅で形成されている。

全般的な変質はほとんどなく、かすかな曹長石化作用が、みられる程度である。そのほか、ごく一部に、破碎帯にそつて、黄鉄鉱の鉱染しているのが観察される。

輝緑岩は、ポロナイ川とサンケナイ川にはさまれ、十勝川をまたいで、細長い不規則な形をとつて分布している。そののびの方向は、ほぼ $N30^{\circ}E$ であるが、進入形態は、きわめて複雑である。数多くの粘板岩のはさみがみられ、さらに無数のすべりや断層により、不規則に組合つている。輝緑岩の大半は、緑泥石化や曹長石化などの変質をうけており、わずかに原岩の構造が残されている程度である。その岩質は、地質各説でのべたとおりである。

鉱床 鉱床は、輝緑岩体の中に胚胎されている。数多くの小さな露頭があちこちに散在しており、その範囲は、平均 150 m の幅で、1000 m 以上の延長をもち、延長方向はほぼ $N30^{\circ}E$ である。そして、分布の状態と構造や変質などの違いから、2 つの露頭群にわけられる。

曹長石や方解石の多い鉱床は、一見、脈状に見えるところもある。しかし、貧鉱部を観察すると、母岩が、次第に交代されて、鉱石となる過程が観察される。鉱体の形は、レンズ状や芋状など全く不規則であり、今まで知られている大きな鉱体は、**鑛**幅約 1.5 m、延長約 12 m 程度の規模のものである。

露頭のまわりの母岩は、たいてい、曹長石化と緑泥石化をつよくうけ、さらに割目など

にそつて、方解石脈が多く発達している。鉛床も母岩の間は、普通、緑泥石をともなつた剪断面によつて堺されており、不連続である。

第1の露頭群は、この鉛床のなかで、もつとも露頭の分布密度の高いところで、幅約100 m、延長約400 mの範囲を占める。露頭は、たいてい幅1 m以下、延長10 mでいどのもので、鉛石としては、品位のごく低いものである。しかしながら、わりに規則的な配列をしており、母岩の変質が、相当につよく、電探の結果にも、明瞭な示徴があらわれている。下部の探鉛が、のぞまれるところである。

第2の露頭群は、第1露頭群の北東に、不明瞭な範囲に、露頭が散在するものである。その範囲は、まだ、明らかにされていないが、現在みとめられるものは、みな劣勢である。しかし、坑道探鉛の結果、その下に、銅品位の高い富鉛体をつかんでいる。

鉛石 この鉛床の鉛石は、おもに、黄鉄鉛と黄銅鉛からなり、一部に磁鉄鉛、閃亜鉛鉛、方鉛鉛をともなつている。ごくまれに赤鉄鉛がみられる。黄鉄鉛だけのところと、多量の黄銅鉛をともなうところがあるが、その関係は明瞭でない。

鉛石にともなつてみられるものは、曹長石、緑泥石、方解石である。曹長石がもつとも多量である。緑泥石は少なく、鉛床の周辺だけみられる。方解石は、最後に、すべての鉛物の破砕片や割目をうめて、多量に形成されている。

露頭の鉛石の品位は、一般に低く、Cu 0.5 %以下、S 5~10 %、Fe 10~15 %程度と推測される。しかしながら、一部には、Cu 10 %以上のものがある。また、新得鉛山の1号坑と2号坑で採掘した鉛石は、手選によつて、容易に、Cu 5 %ぐらゐになるものである。

IV.1.2 三菱金属トムラウシ鉛山

鉛区：十勝国試登第1714外5

鉛種：金、銀、銅、硫化鉄

この鉛山は、三菱金属鉛業株式会社が、昭和27年頃から、坑道あるいはボーリングによつて、探鉛を実施しているところである。前の新得鉛山より、坑道掘進なども進んでいる。現在、山小屋型の宿舎一棟が設備されている。

鉛山は、図幅中心の二股より、約8 km上流のヌプトムラウシ川中流に位置する。こゝまで行くには、森林軌道で二股までゆき、そこから、ポントムラウシ川沿いに溯り、ヌプトムラウシ川に越える。約8 kmの小径を歩かねばならない。この道は、どうやら馬搬が可能で、さらに奥は、沼の原に通ずる登山道路となつている。

地質 鉛山附近は、破砕粘板岩類と輝緑岩によつて構成されている。北西部には、それ

らをおおつて、二股熔結凝灰岩が広く分布している。破碎粘板岩類は、鉾床の東方に広く分布し、とくにひどく破碎され、変質もいちじるしい。曹長石と黄鉄鉍の生成がはげしくみられる。ほぼ N20°E の走向で、西に急傾するのが一般の傾向である。

輝緑岩は、ヌブントムラウシ川沿いに、やや広く発達し、さらにポントムラウシ川までのびている。岩質は、新得鉍山と、ほぼ同じようなものであるが、割合に均質で、粘板岩のはさみも、ほとんどみられない。鉾床附近をのぞいては、変質も弱く、新鮮なものが多い。また、鉍山より西側のものに、集塊岩状をしめすものがある。

鉍床 この鉍床は、輝緑岩の中に、不規則に膨縮した形で、形成されている。ほぼ N—S の走向をとつた露頭が、数カ所にみられる。坑道によつても、2, 3本の平行した鍾がたしかめられている。この鉍床の胚胎する地帯は、輝緑岩の中の破碎帯にそつた、帯状地域であり、鍾の構造も、破碎帯の構造に支配されたもの、となつているようである。鉍床は、この鉍山附近のほか、ポントムラウシ川にも知られている。

鉍床に接するあたりの母岩は、つねに、珪化や緑泥石化がみられ、とくに珪化は特徴的にいちじるしい。鉍石は、黄鉄鉍と黄銅鉍を主体とし、ごく少量の閃亜鉛鉍をともなつている。黄銅鉍は、場所によつて多量に濃集しており、露頭には、銅品位のかなり高いものも多くみられる。脈石として、石英、緑泥石、方解石曹長石がみられる。石英が多くとまなわれる場合と、緑泥石の多い場合とがあり、後の場合には、黄銅鉍の濃集が多い。

黄鉄鉍と、石英や曹長石は、部分的に、いちじるしく破碎されている。黄銅鉍や緑泥石は、これらの破碎片をかこむ形でみられる。方解石は、脈石として、少量あるだけである。つまり、珪化にともなう黄鉄鉍の形成におくれて、緑泥石と黄銅鉍の形成があつたと考えられる。

この鉍床は、新得鉍山やトムラウス鉍山の鉍床と、大体同じような鉍床である。しかし、細部にわたつてみれば、次のような相異がみられる。母岩の破碎や変質が弱く、曹長石化よりも、珪化を主体としている。また、閃亜鉛鉍や方鉛鉍がほとんどないし、鉍石鉍物の性質も、より低温型である。この2つの鉍床は、基盤の構造の項でのべたように、基盤のほぼ中軸とみられるところの破碎や変質がとくに強い、一つの大きな構造線にそつているもので、前にのべた構造的な対称性とあいまつて、鉍床にも、類似点や相違点がみられるものと考えられる。したがつて、この2つの鉍床は、十勝川上流地域の構造開析に、大きな意味をもつている。

IV.2 温 泉

ヌプントムラウシ川上流とユートムラウシ川中流に、温泉がある。山奥であるため、ほとんど利用されていないが、ヌプントムラウシ川のものには、現在、山小屋の設備がある。

IV.2.1 ヌプントムラウシ温泉

三菱金属トムラウシ鉱山から、約 3.5 km 上流にあり、二股からほぼ半日を要する。破碎粘板岩類の中の南北にのびる大きな構造線にそつて、小沢ごとに点々と湧出している。ヌプントムラウシ川沿いにも、わずかの湧出が続いているが、かなりの湧出量をみるのは、ヌプントムラウシ川沿いに来た、沼の原への登山道路が、北方の尾根に登るところだけである。温度は、95°Cで、pH 11.0 の強アルカリ泉である。また、硫黄の沈澱の多い硫黄泉でもある。

IV.2.2 ユートムラウシ温泉

二股から、トムラウシ山への登山道が、ユートムラウシ川を横切るところにみられる。

この温泉は、二股熔結凝灰岩の中に湧出している。下部熔結凝灰岩類中には、N40°E 方向の、小さな断層が多く、この温泉もその断層線にそつて湧出しているようである。この延長と思われるものが、カムイサンケナイ川にもみられる。

湧出量は大で、温度は最高 97°C である。pH が 7.5 ぐらいの弱アルカリ性のものと pH2.2 ~1.7 約 50°C の酸性の泥泉とが

ある。アルカリ泉は、沈澱物が多く、カルシュームや珪酸などからなる、写真のような噴泉塔もみられる。



第 15 図 ユートムラウシ温泉の噴泉塔

参 考 文 献

- 大石三郎, 渡辺武男; 然別図幅説明書 北地調会報, 1 (1932)
- 舟橋三男, 橋本誠二; 日高帯の地質 地団研専報 (1951)
- 橋本 亘; 十勝国然別発電計画地域の地質 北地要報, 20 (1952)
- 橋本誠二; 御影図幅 北海道立地下資源調査所 (1954)
- 酒匂純俊, 小山内熙; 下川図幅 北海道開発庁 (1954)
- 橋本 亘; 下富良野図幅 北海道開発庁 (1955)
- 橋本 亘; 十勝支庁管内の地質及び地下資源 十勝総合開発促進期成会 (1955)
- 酒匂純俊, 山口久之助, 小原常弘; 十勝川上流地域鉱床調査報告 北海道開発庁 (1956)
- 長谷川潔; 十勝川上流地域にみられる粘板岩帯の構造と変質 (要旨) 地質学雑誌, Vol. LXII (1956)
- 鈴木淑夫, 北川芳男; 十勝岳周縁に分布する熔結凝灰岩について 北地要報, 32 (1956)
- 斎藤昌之, 土居繁雄, 杉本良也, 長谷川潔, 松井公平; 石狩岳図幅 未刊
- 小山内熙, 三谷勝利; 足寄太図幅 未刊
- 高橋俊正; 十勝岳周辺の火山岩類 北大修士論文

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1:50,000

TOKACHIGAWAJŌRYŪ
(Kushiro-2)

by
Sumitoshi Sakō & Kiyoshi Hasegawa

RÉSUMÉ

The sheet map area include in a part of the central district of Hokkaido, so-called "Chūō Kōch," and extend between 43°20' and 43°30' N. lat., and between 142°45' and 143°0' E. long.

The main part of this area is composed of the basement complex, known as the pre-cretaceous system, and the volcanic rocks that have been erupted from early Quaternary or latest Neogene-Tertiary. The explicit Neogene Tertiary are only a green tuff, occur in the north-western corner of this sheet.

Basement complex

It is shown broadly on the south-eastern half of this area that that consist of sedimentary rocks, altered rocks, metamorphic rocks and intrusive rocks.

The sedimentary rocks which are arranged as the **Hidaka group**, are divisible into follows; the **Nipesotsu formation**: characterized by the typical black slate, the **Tokachi-panke formation**: alternation of shally slate and black fine sandstone, the **Tokachi-penke formation**: alternation as green medium sandstone to bear, and **Chikapupetsu formation**: muddy shale.

In this area as well as in another, they have not been make clear the intelligible stratigraphical relation and their structure, owing to the scarcity of fossil and broadly shearing and altering. However, it is supposed by the lithic natures that the Nipesotsu formation is the lowest, the Tokachi-panke and the Tokachi-penke formations are upper member of the Hidaka group, and the Chikapupetsu formation is possible to include in the Cretaceous system.

The **altered rocks** are divided to altered slates, sheared slates and silicified slates. They have been subjected to intense cataclasis and local metasomatism, and variable in lithic faces from place to place, partly retained the original sedimentary faces, but usually altered which have been produced by albitization, silicification, chloritization and pyritization associated with cataclasis.

The **metamorphic rocks** consist of phyllite and green shist, which attained low grade facies, the former are found here and there, the later occupied a large part on the upper stream of Shitokachi-Gawa.

The **intrusive rocks**, diabase and porphyritic rock are disposed according on the geotectonic circumstance, as usually small mass but occasionally large one.

Neogene Tertiary

It is only the **Biei formation** that explicit Neogene Tertiary sediment, of dacitic green tuff, that the distribution is appered over the north-western corner of this sheet and it is covered by the volcanic rocks directly.

Welded tuff: Early Quaternary or latest Tertiary

The welded tuffs are divisible into two groups. The lower parts are composed of the **Futamata welded tuff**, the **Tomuraushi welded tuff** and the **Tonokari tufaceous mudstone**, and which included in a part of the so-called "Tokachi welded Tuff" which have been spreaded surrounding Mt. Tokachi, the upper parts are composed of the **Shimofurano welded tuff**, hornblende andesitic one and lies above the lower unconformably.

Their welded tuffs character have exhibit on the following table ;

	Shimofurano welded tuff	Tonokari tufaceous mudstone	Tomuraushi welded tuff	Futamata welded tuff
	unconformity	gradual change	conformity	
mineral assenblage	plagioclase hornblende, augite quartz	lignite bearing	quartz plagioclase biotite	quartz plagioclase biotite
pumice	relatively few		very abundant	few
slate pebble	few		abundant	few
weld extent	high		low	especially high
flow plane surface	about flat clear flow surface	NW dip	NW dip	NW dip
		fairly dissected erosion surface		

The problem of the eruptive stage are now discussed, however, have not yet been determined, we have supposed that the series is probably early Quaternary or latest Neogene Tertiary.

Quaternary

The Quaternary group are divided into following ;

Allubium	{ Flood plain deposits, river bed gravel
	{ Tokachi volcanics
Dilubium	{ Terrace deposits
	{ Biei volcanics

The **Biei volcanics**, formed the flatten ridge in the northern part of this area, are augite hypersthene andesites, variable in lithic character, sometimes agglomerate but usually massive.

The **terrace deposits** are appeared along the river as Tokachi-Gawa, Nipesotsu-Gawa and Chikapupetsu-Gawa, and have rised 15-20m. upon the river beds.

The **Tokachi volcanics** have covered on the western part, most of them are basal lavas.

upper lava	Oputateshike-Yama lava	olivine bearing hypersthene augite andesite
basal lava	{ Oputateshike-Yama basal lava Biei-Dake basal lava Tokachi-Dake basal lava }	augite hypersthene andesite

The **flood plain deposits** contain the gravel, mainly volcanic rocks, sand and clay etc..

Economic Geology

In the basement complex, we can expect the mineral resources, especially in the diabase on the sheared slates zone. There are cupriforous pyrite deposits showing along the sheared zone in the diabase, known following two by present: the deposits of Shintoku Mine and Tomurausu Mine, and of Tomuraushi Mine, which either small scale, upon the whole, only taking a few prospective gallery.

Shintoku Mine & Tomurausu Mine; the ores of these Mines consist of mainly pyrite and chalcopyrite and few zinblend and galena, and gangminerals are chiefly albite with quartz, calcite and chlorite. The copper content of the ore on the outcrop is generally low, on the other hand, in the gallery we can expect the high copper content.

Tomuraushi Mine; the ores are much the same minerals with Shintoku Mine and Tomurausu Mine, however, zinblend and galena are very few, gangminerals mainly consist of quartz and chlorite with few albite. Recently, are prospected by boring.

Except for above mineral deposits, not a remarkable resources are known at present in this area. The **hot-spring** are locally found at two place, both high temperature, however, scarcely use them at this time. The one is found at the middle stream of Nupuntomuraushi-Gawa, characterized by high alkali content sulphuretted spring as the rare case, the other at Yutomuraushi-Gawa, the branch stream of Tomuraushi-Gawa, contained low alkali content brine spring and acid spring.

昭和 32 年 3 月 20 日 印刷

昭和 32 年 3 月 25 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

TOKACHIGAWAJORYŪ

(KUSHIRO—2)

BY

SUMITOSHI SAKŌ AND KIYOSHI HASEGAWA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1957