

5万分の1地質図幅  
説明書

# 農 屋

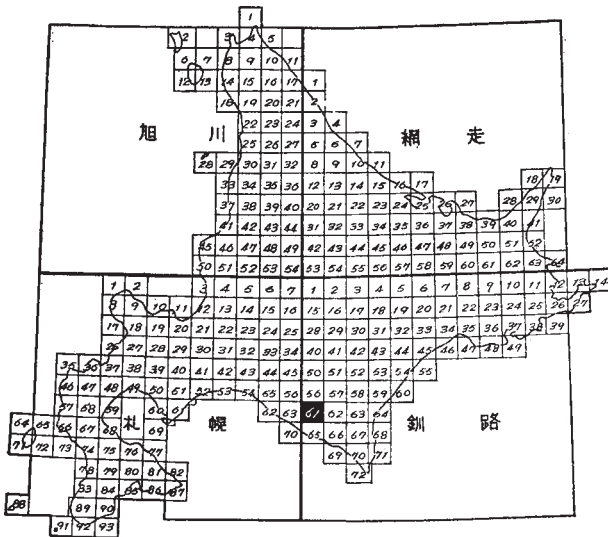
(釧路-第61号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 松 下 勝 秀  
同 鈴木 守

北海道開発庁

昭和37年3月



この調査は、北海道総合開発の一環である、  
地下資源開発のための基本調査として、北海  
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお  
いて、実施したものである。

昭和37年3月

北海道開発庁

## 目 次

まえがき .....	1
I 位置および交通 .....	2
II 地 形 .....	2
III 地質概説 .....	4
IV 堆積岩類 .....	7
IV.1 先白堊系(日高累層群) .....	7
IV.1.1 イドンナップ層 .....	7
IV.1.2 岩清水層 .....	8
IV.2 白 堊 系 .....	9
IV.2.1 下部エゾ層群 .....	10
IV.2.2 中部エゾ層群 .....	11
IV.2.3 上部エゾ層群 .....	14
IV.3 新第三系 .....	14
IV.3.1 野 屋 層 .....	14
IV.3.2 西 川 層 .....	15
IV.4 第 四 系 .....	16
IV.4.1 洪 積 層 .....	16
IV.4.2 冲 積 層 .....	17
V 変 成 岩 .....	17
VI 火 成 岩 .....	20
VII 地質構造 .....	25
VIII 地 史 .....	27
IX 応用地質 .....	28
参考文献 .....	31
Résumé (in English) .....	33

5 万分の 1 地質図幅  
説明書 農 屋 (釧路一第 61 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 松 下 勝 秀  
同 鈴 木 守

は し が き

この図幅説明書は、昭和32年から35年までの4カ年にわたる、延約350日間の野外調査の結果を取りまとめたものである。松下は、白堊系、新第三系および第四系の調査とそのまとめ、鈴木は、先白堊系と火成岩および変成岩の調査とそのまとめを、それぞれ行なった。総括は松下が担当した。

野外調査には、実に多くの人達から協力をうけた。次に、人名と地域を明記する。

北海道立地下資源調査所、小山内熙、石山昭三の両技師……三石川およびケリマイ川流域の白堊系

北海道立地下資源調査所、松井公平技師……シュンベツ川およびメナシベツ川中流地域の一部

北海道学芸大学札幌分校、浅井宏教授……メナシベツ川中・下流地域の一部

北海道学芸大学札幌分校、春日井昭助教授……三石川左股沢流域の一部

北海道大学理学部地質学鉱物学教室、渡辺順、相馬恒雄の両氏……ピラシケ川流域

北海道大学理学部地質学鉱物学教室、太田昌秀氏……ケリマイ川流域の先白堊系の一部

なお、この説明書の取りまとめに当っては、日高研究グループの各位から教示をうけた。また、白堊系の化石については、北海道立地下資源調査所小山内熙技師に、新第三系の化石については、同三谷勝利技師、および、北海道大学理学部地質学鉱物学教室魚住悟助教授に、それぞれ鑑定していただいた。

現地においては、北海道電力株式会社静内調査所、静内営林署、および、浦河林務

署の各位から、設営その他について、いろいろと便宜をはかっていただいた。これらの方々に厚く御礼申し上げる。

## I 位置および交通

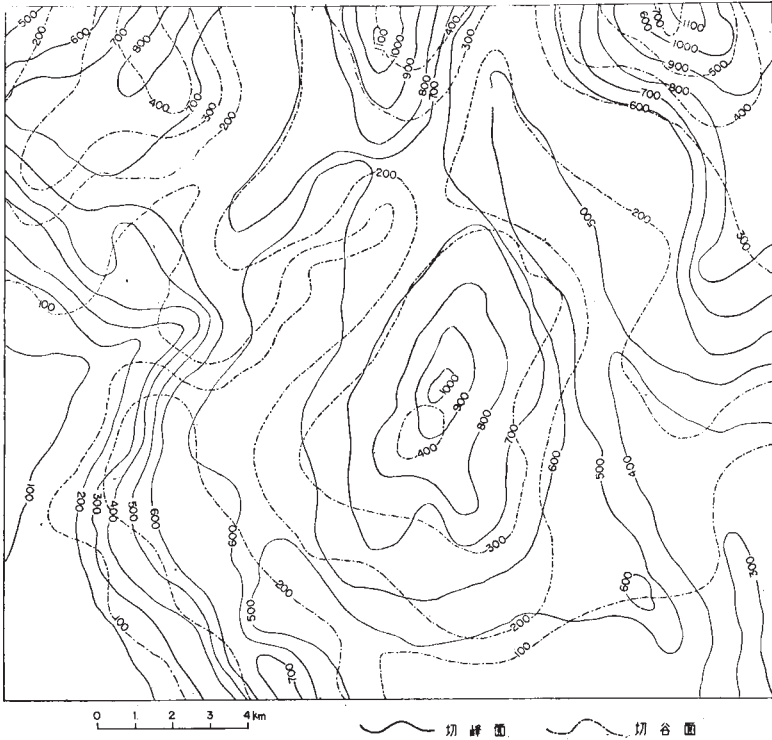
この図幅地域は、北緯 $42^{\circ}20'$ ～ $42^{\circ}30'$ 、東経 $142^{\circ}30'$ ～ $142^{\circ}45'$ の範囲で、中部日高山脈の西側をしめる地域である。行政区割は中央部の一番広い地域は、静内町、その南側は三石町、また北西部は、新冠村にそれぞれ属している。図幅地域内の大部分は、山岳地帯であるが、静内川下流の農屋、豊畑附近には、比較的広い平坦地が発達し、農耕地がみられる。また、河合、西川、高見にも、小さな村落が形成されている。そのほかは、ところどころに木材関係の事務所や宿泊所があるに過ぎない。道路は、静内川、メナシベツ川、シュンベツ川ぞいに林道が通っている。また、ケリマイ川、三石川を通して高見に達する林道も通じている。最近は、各支流に林道の延長工事が進められている。

## II 地 形

図幅地域の北から流れてくるシュンベツ川、東から西に向って流れているメナシベツ川は、双川で合流して静内川となっている。この両河川の流域は、図幅地域の約60%をしめている。残りの南の部分は、東からそれぞれケリマイ川、三石川、捫別川の各流域にわかれている。これらの各河川は、硬い岩相の地域では、深い峡谷を形成している。シュンベツ川、メナシベツ川の高見から下流はその良例である。このような峡谷地帯は、切谷面でも、谷幅が異常にせばめられている。

山地帯について考察すると、主要河川が、それぞれ異なった方向の流路をもっているために、山地は山脈状には発達していない。むしろ山塊状になっている。切峰面をつくってみると、ペラリ山を中心とした山塊、ピセナイ山を中心とした山塊、メナシベツ川とシュンベツ川にはさまれた山塊が、いちじるしくあらわれる。わずかに、図幅地域北西部の笹山から北東に続く山陵が新冠川との分水嶺として、山脈状に北方に連続している。

また、この地域の起伏量を検討すると、あきらかに先白堊系分布流域は、上位の地層分布地域よりも、起伏量が大きく、地形の成長過程に、地質が重要な関連をもっていることがわかる、日高山脈の上昇性地帯の存在が、大きく関連していると考えられ



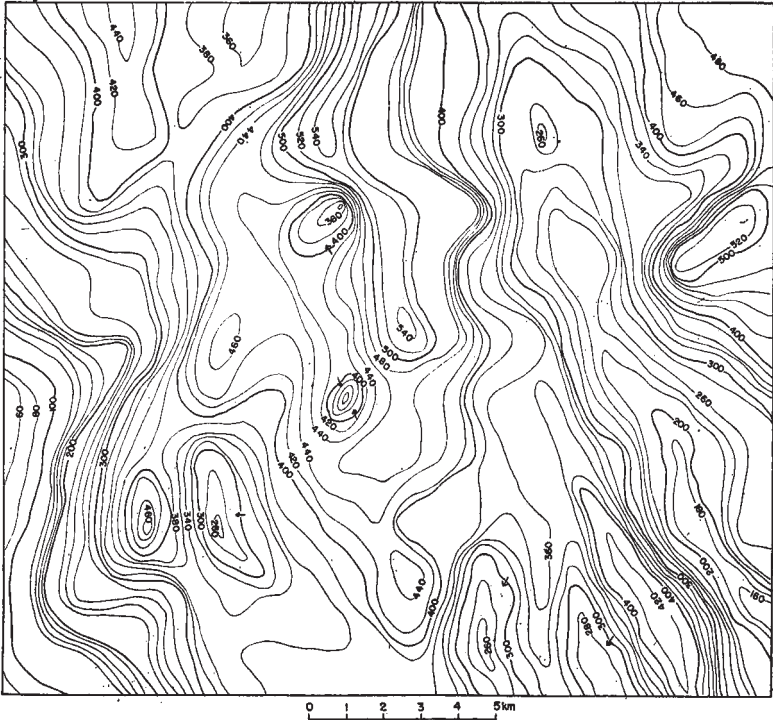
第1図 切峰面図および切谷面図

る。

新第三紀層の分布している南西部には、段丘の発達がみとめられる。この段丘は、隣接する静内図幅<sup>9)</sup>地域内で、静内川の両岸に広域にわたって発達する河岸段丘である。段丘は2つの面に分けられる。

第1段丘面は、ペラリ山塊の西方に、静内川にそって発達している。標高は100～200mで、現河床からの比高は80～180mである。この地域では、北西に緩く傾斜している。静内図幅地域の豊畑面に連続している。段丘堆積物は、後背地であるペラリ山塊を構成している堆積岩・火成岩の礫が多い。ほかに砂・粘土もまじっている。

第2段丘面のうち、もっとも広い分布をしめすのは、豊畑～農屋附近であって、前記第1段丘面を切って発達している。河床からの比高は、20～60mである。高見や



第2図 起伏量図

西川附近やメナシベツ川やシュンベツ川岸の小地域に発達する段丘も、この第2段丘に相当する。堆積物の構成は、砂・礫および粘土である。とくに小地域の段丘は、礫がひじょうに多い。この面は、<sup>9)</sup> 静内図幅でヌッカ面とされているものの延長である。

### III 地質概説<sup>36)</sup>

北海道中央南部の日高山脈の西縁部は、南から北まで、共通の地質的特徴をもっている。このような地域は、いわゆる日高造山運動の発生から終末までの舞台であった。造山運動終期の運動形態は、この地帯に、地質系統の帯状配列という、大規模な地質上の結果を残した。これらの帯状配列は、日高山脈中心部の変成岩帯とほぼ平行に配列して、南南東から北北西に伸びている。

図幅地域内を、そのような意味で、各地質系統にわけ東から列挙すると、



① 日高構造帯に属する先白堊系

② 白堊系

③ 神居古潭構造帯に属する先白堊系（ペラリ山進入岩帯をふくむ。）

④ 第三系

なお、3と4の間には、一般に白堊系が介在することが多い。

また、この図幅地域は上記のように、日高造山運動の影響を、かなりはげしくうけ

時代	層序	記号	模式柱状図	層厚	岩相及び岩質	その他	
第四紀	沖積層	Al			礫・砂・粘土		
	第2段丘堆積物	D2			礫・砂・粘土		
	第1段丘堆積物	D1			礫・砂・粘土		
新第三紀	中新世	西川層	Ns		4~500 泥岩 砂岩	優白岩 (Le) の進入 蛇紋岩 (Sp) の進入	
		農屋層	Ny		2~300 泥岩 砂質泥岩・ 礫岩 石灰		
白堊紀	エゾ群	上部	オブスケ沢層	Ob	200 暗灰色頁岩	中部エゾ群群の海浸	
		中部	新冠川層	Ni	200 暗灰色頁岩 砂岩		
			下部	額平川層	砂岩・頁岩互層相		Nk2
		砂岩・礫岩相			Nk1		100~250 板状砂岩 礫岩 砂岩
		双珠別川層		So	300 黒色頁岩 砂岩		
		三石川層	Mt	100 砂岩 礫岩			
		先白堊紀	日高累層群	岩清水層	lw		2,000 輝緑岩質凝灰岩 (Df) 石灰岩 (Ls) チャート (Ch) 黒色粘板岩 (S1)
イトンナップ層	ld			1,500 黒色粘板岩 輝緑岩質凝灰岩 石灰岩 チャート 砂岩			

第3図 地質系統図

ているために、地層が擾乱されており、いろいろに変形されている。これに加えて、分布する先白堊系と白堊系はともに、産出化石に乏しいために、層序の確立、構造の決定がひじょうに困難である。白堊系については、先に報告されているように、若干の鍵層と層相の追跡から、あるていど層序は明らかにされている。先白堊系のうち、とくに岩清水層については、噴出岩類がひじょうに多いこともあって、従来から、一括されていた場合が多い。

この地域に分布している地質系統は、時代的に、先白堊系、白堊系、新第三系に大別される。

図幅地域で最も広い分布をしめすのは、先白堊系である。下部は、泥質の堆積層で代表されるイドンナップ層で、上部は輝緑岩質凝灰岩を母体とする岩清水層である。この輝緑岩質凝灰岩の中には、いろいろの産出形態をしめす輝緑岩や、スピライト岩類を伴っている。これらは“green rock complex”とでもいうのが適当な層相で、特徴付けられている。これら各層には、チャート、石灰岩なども介在している。

白堊系は、先に帯状配列の②として取扱ってあるように、先白堊系を二分している。この地域に分布するのは、中・下部エゾ層群である。全体の分布からみると南ほど広い。図幅地域の北端のパンベツ川附近で、もっともせまくなっている。

下部エゾ層群は、さらに、下部の三石川層と上部の双珠別川層にわけられる。これらは、1つの堆積輪廻をしめしている。下部エゾ層群は、ケリマイ川から高見にかけて、かぎられた範囲に分布している。これに反して、中部エゾ層群は、全域にわたって広く分布している。

中部エゾ層群も、下部の額平川層と上部の新冠川層にわけられる。額平川層は、さらに、砂岩・礫岩相と、砂岩・頁岩互層相に細分される。

とくに中部エゾ層群は、現在の分布自体が1つの複同斜として発達している。そして時代決定は、北方地域からの層相の追跡によってなされた。上部エゾ層群は、農屋層の基盤として、オブスケ沢附近に、わずかの範囲であるが分布している。静内川河岸の露出から、上部エゾ層群をしめす*Inoceramus*、*Ammonites*が産出している。

新第三紀層は、図幅地域南西部分に分布している。農屋層は、下部は礫岩・砂岩が多く、若干の石炭層を介在している。その上部は泥岩が卓越している。下部に二枚貝、巻貝類を多く産出する。同層準は、三石川左股沢にも細長く分布している。

農屋層との関係は未詳であるが、化石上、上の層準とみられる西川層が、捫別川流

域に分布している。この地層は、下部に礫岩・砂岩部があり、上部は厚層の泥質部に移化している。捫別川では、下位に農屋層、および、上部エゾ層群を欠いて、直接岩清水層を不整合におおっている。礫岩・砂岩相には、多くの二枚貝、巻貝を産出する。そのほか、前項でのべたような、第四紀の段丘堆積物と沖積層が分布している。

## IV 堆積岩類

### IV.1 先白堊系(日高累層群)<sup>8)19)</sup>

この図幅地域で、最も広い分布をしめす地質系統であって、全域の約70%をしめている。まえにのべたように、先白堊系は、イドンナップ層と岩清水層にわけられる。両者の関係は、整合とされている。両層は、ともに産出化石に乏しく、地質時代の決定は困難である。北海道中央部のジュラ紀とされている地層との対比から、この層群の上半については、少なくとも、同層準であろうと考えられる。

#### IV.1.1 イドンナップ層 (Id)

この図幅地域に分布する堆積岩のもっとも下位のもので、北東部やメナシベツ川、シュンベツ川流域に背斜構造の核として分和する。上位の岩清水層との関係は、北東部では、蛇紋岩を伴う断層帯で境されていて、推移状態は明らかでない。しかし、隣接する神威岳図幅地域内のイベツ沢附近の観察では、岩清水層は東にゆくにしたがって、次第に介在する粘板岩と砂岩を増し、蛇紋岩侵入帯をすぎると、粘板岩が主体となり、中に破碎のいちじるしい輝緑岩質凝灰岩を夾むようになる。また、この周辺には、石灰岩やチャートも多く介在している。さらに、この北方延長のイドンナップ岳・幌尻岳図幅では、両者の整合関係が報告されている。いままでのところ、この間に、不整合の存在する可能性は考えられない。また、メナシベツ川、シュンベツ川流域でも、ほぼ同様の観察ができる。

層相は、北東部のものは黒色粘板岩を主体とし、分布地域の西半には10～20mの単位で輝緑岩質凝灰岩や、石灰岩がはさまれている。東にいくにしたがってそれらが減じ、粘板岩がほとんどとなり、まれにチャートの介在がみられる。このように、比較的単調な層相で代表されている。走向傾斜はN20°W/E70°～80°である。まえにのべたように、岩清水層との関係から、大きく逆転した構造であることが推定される。

そのほか、衝上性の断層が発達しているらしいが、層相が単調であるために明らかではない。層厚は、大体1,500m±と考えられる。

#### IV. 1.2 岩清水層<sup>18)19)</sup> (Iw)

この地層は、図幅地内でもっとも広い分布をしめている。地域の60%前後をしめている。

岩相はおもに、輝緑岩質凝灰岩とスピライト質岩類である。そして、これらの間に、少最のチャートおよび砂岩・粘板岩をはさんでいる。層全体がいちじるしく擾乱されているので、明確な層序を確立することは困難である。しかし、大体は地質系統図にしめたようになる。前項でものべたように、下部に粘板岩の介在が多い。また、チャートの多い層群もみとめられる。

イドンナップ岳図幅で報告されているように、この地層は、空知層群山部層に対比できるであろう。

岩清水層の主要な構成員である輝緑岩質凝灰岩は、主として集塊岩質凝灰岩からなり、そのほかに、層理の顕著な細粒の凝灰岩も各地でみとめられる。また、火山性礫岩もわずかではあるがみとめられる。

典型的な凝灰岩を顕微鏡下で観察すると、次の通りである。

緑泥石・曹長石・ガラスおよび不透明鉱物から構成されており、この他に多少の岩石片や、鉱石片をふくんでいる。これらは、一般に方向性をしめしている。ガラ



第4図 板状に発達している岩清水層中のチャート層



第5図 ラミナ状を呈する岩清水層の輝緑岩質凝灰岩

ス是不規則な形をしめし、熔結凝灰岩様の組織をしめしている。この間にみられる細粒の柱状曹長石は、撓曲がいちじるしい。鉱物片としては、新鮮な単斜輝石と汚れた斜長石がみとめられる。岩石片は、スピライト質岩が主で、いちじるしく緑泥石化している (PL.8)

集塊岩質凝灰岩の角礫の間をうめている部分も、ほぼ上記のものと同様である。

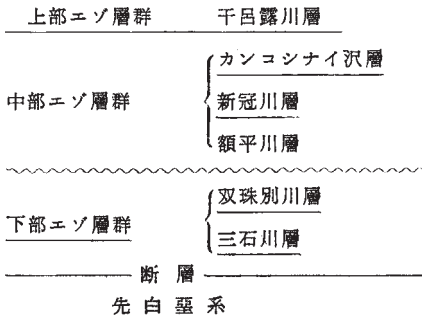
また、一部のチャートには、ラジオリヤンの遺がいとめられる。

層厚は、大体2,000m±と推定される。

## IV.2 白 堊<sup>17)</sup> 系

図幅地域に分布する白堊系のうち、ケリマイ川から三石川、高見を通りバンベツ沢にかけてのものは、北方のイドンナップ岳図幅の各地域にも帯状に追跡されている。

この白堊系は、大局的にみると複向斜構造をとっている\*。また層相の変化から、堆積時の基盤の運動が推定されている。この地帯の白堊系は、次のように分帯されている。



この構造帯に属する白堊系のうち、この図幅地域では、下部エゾ層群と、その上に不整合で発達している中部エゾ層群とが分布している。上記の分帯のうち、カンコシナイ沢層より上部は分布していない。

中・下部エゾ層群はともに、まだ化石が発見されていない。そのために、岩相による北海道中央部との対比によって、時代決定がなされている。

上部エゾ層群に属するオブスケ沢層は、まえにのべた白堊系とは、異なった構造帯に分布する。すなわち、神居古潭構造帯の西縁に分布するものであって、図幅地域では、せまい分布しかみられない。しかし、貫気別地域で、新第三紀層の基盤として分布している白堊系の延長と考えられる\*\*。

#### IV.2.1 下部エゾ層群<sup>12)14)17)</sup>

##### 三石川層 (Mt)

おもに、三石川本流から高見にかけて分布している。模式地としては、三石川支流大沢の下流部、およびその北方の枝沢があげられる。層相は、礫岩ないし礫質砂岩が主体である。上部に向って、漸次頁岩の介在が増加している。一般に塊状であるが、上部はしだいに層理をしめすようになる。

礫質部の岩相は、灰白色～淡青灰色の礫質粗粒砂岩が多く、部分的には、細粒礫岩

\* 構造の項でのべるように、帯状の構造単位を形成している。

\*\* 夕張川流域で、神居古潭帯の西縁に分布する白堊系の南方延長と考えられる。さらに南は、浦河地域の白堊系に連続する可能性がある。

となっていることもある。ふくまれている礫は、青、赤チャートの小豆大の円礫がひじょうに目立つことが特徴である。上部の砂岩もほぼ同じような、灰白色中～粗粒砂岩である。また下部の硬質部には、数cmの石炭層や、植物化石片をふくむこともある。

構造は、ほとんどの地域では、東傾斜となってあらわれているが、多くの場合、先白堊系の両側に分布することから、断層でみだれてはいるが、複向斜の背斜部に分布して、西に過褶曲した構造が推定される。

層厚は、そのように乱れているので、正確に計れないが、100m＋と推定される。

### 双珠別川層 (So)

この地層は、三石川層の上に整合的に分布するものである。したがって、分布も、まえにのべた三石川層と同様に、高見から南の部分にかざられる。

層相は、泥質相で代表されるが、かなり砂質相をはさむようである。下部エゾ層群は、中部エゾ層群以前の構造運動をうけているために、とくに、双珠別川層の擾乱はいちじるしい。したがって、明確な層序を確立することは困難である。おおよその層相は、下部は、板状砂岩と頁岩の厚互層部や、粗粒砂岩の単層をはさむシルト岩で構成されている。また上部は、頁岩が主体となり、細粒砂岩の薄層が介在している。構造は、大局的には三石川層と同様である。層厚は大体300m±と推定される。

### IV.2.2 中部エゾ層群

中部エゾ層群は、この構造帯の白堊系で、もっとも広い分布をめている。この図幅地域も例外ではない。額平川層基底の不整合とも考え合せると、中部エゾ層群は、この地帯の白堊系の堆積から変形までの、主役的役割を果しているものであろう。

### 額平川層

層相上、さらに、下部の砂岩、礫岩相と上部の砂岩、頁岩互層相に分帯される。

#### i) 砂岩・礫岩相 (Nki)

分布は、三石川、ケリマイ川流域に多く、パンベツ沢では、岩清水層との境界附近に分布している。

ケリマイ川下流地域では、人頭大～小豆大の円礫で構成される礫岩となっているが、一般に北部地域では、細粒礫岩～含礫粗粒砂岩となっている。分布も東側に多い。

額平川層の基底は、下部エゾ層群か、先白堊系を不整合におおっているが、これは、いわゆる中部エゾ層群基底の不整合として、北海道中央部から追跡されている。北に

隣接するイドンナップ岳図幅では、岩清水層との不整合関係が報告されている。しかし、この地域で観察される不整合は、他の地域とは、かなり異なっている。この地域では、パンベツ沢入口より、メナシベツ川を約500m下った河岸で、不整合関係がみられるが、ここでは、下部の砂岩・礫岩相の発達はみられず、頁岩～砂岩、頁岩薄互層が岩清水層と直接接している。基盤は正規型スピライトであって、やや角礫状を呈



第6図 額平川層基底と正規型スピライトとの不整合  
ここでは、礫岩、砂岩の発達はみられない。

している。また、これをおおう、頁岩～砂岩・頁岩薄互層には、基盤の凹凸をうめて堆積した様相が観察される\*。三石川、ケリマイ川では、不整合関係を直接観察することはできない。額平川層の基底部と思われる、砂岩、礫岩相は、各沢に追跡できるが、その下盤には、双珠別川層のいろいろな層準が分布している。すなわち、南部地域の西翼部では、上部相と考えられる頁岩相と接し、東翼部では、下部相と思われる、頁岩・砂岩互層相と接している。また、南北延長についても、いろいろな岩相と接している。これらのことから、いちおう不整合であろうと推定される。層厚は100～250mと推定される。

\* 地質図では、下部の砂岩・礫岩相を欠いて、その上位の砂岩・頁岩互層相とが、接するようにならわした。おそらく、砂岩・礫岩相のひじょうに薄化したところであって、不整合の特殊な場所と考えられる。



## ii) 砂岩・頁岩互層相 (Nk<sub>2</sub>)

この地域の白堊系で、もっとも広い分布をしめす層準である。

層相の水平変化がいちじるしい。しかし、全域にわたって追跡できるチャート質凝



第7図 額平川層砂岩・頁岩互層中のチャート質凝灰岩

灰岩を介在する層準があり、よい鍵層となっている。このチャート質凝灰岩層は、30 cm～3mの層厚で、灰白色～白色細粒ち密で、黒色頁岩や凝灰質細粒砂岩と互層している。このチャート質凝灰岩層の介在を境として、一般に下部は、板状砂岩・砂岩・頁岩互層が主体をなしている。このうち板状砂岩相は、300～50cmの層状をし、間に1～3mの砂岩・頁岩薄互層を挟んでいて東翼部に多い。また、構造的位置にも関係があると思われるが、微褶曲構造が、とくにこの層準にいちじるしい。西翼部は砂岩・頁岩互層相が多くなる傾向がある。

このチャート質凝灰岩層を介在する層準の上部は、頁岩の介在が多くなり、主として砂岩・頁岩の薄互層相が発達している。またこの中には、ペントナイト状凝灰岩や粗しょう凝灰岩の薄層も介在している。

全体的に層厚の変化がいちじるしいが、南部では450～250m、北方では、300m土と推定される。

## 新冠川層 (Ni)

額平川層の上部は、頁岩相がかなりおおくなるが、さらに上部は頁岩相を主体とする堆積相に移化する。これが、中部エゾ層群の上部をしめる新冠川層である。

この地域では、向斜構造の中心としてパンベツ沢、ケリマイ川の西翼に分布している。また、高見の西側では断層でおちこみ、岩清水層との境界附近に分布している。

層相は、暗灰色頁岩や黒色シルト質頁岩と頁岩の薄互層が主体で、粗しょうな凝灰岩、ベントナイト質凝灰岩や細粒砂岩をわずかにはさんでいる。

シルト岩は、風化してチリチリに砕けやすくなる。また、玉ねぎ状構造をとっているところもある。石灰質団球が、ふくまれていることもある。

層厚は、200m前後と推定される。

#### IV.2.3 上部エゾ層群

##### オブスケ沢層 (Ob)

この地層は、静内川のオブスケ沢にせまい範囲で分布している。下位の岩清水層とは断層で接し、上位の濃屋層におおわれている。分布がかぎられているうえに、いちじるしい剪断をうけていて、層序、構造は明らかでない。オブスケ沢では、暗灰色シルト岩が多く、灰白色凝灰質砂岩をわずかにはさんでいる。構造も走向傾斜がN15°E/W50°~80°の単斜構造をしめしているが、静内川河岸では、岩相、構造ともに、かなり異なっている。すなわち、東西性の方向で、南岸は、シルト岩を主体とする岩相で南に傾斜し、北岸は、凝灰質砂岩を主体とする岩相で北に傾斜している。

この両岸からは、次のような化石を産出した。

*Damesites* sp.

*Neocrioceras* sp.

*Inoceramus* sp. (小山内熙技師鑑定)

これから、上部エゾ層群に属するものと推定される。層厚は200m+と推定される。

### IV.3 新第三系

#### IV.3.1 農屋層<sup>13)</sup> (Ny)

この地層は、図幅地域の西端農屋附近から、北北西方向で小範囲に発達している。地形の項でものべたように、新第三紀層分布地域は、地形の解析がいちじるしく、とくに、濃尾層自体もかなり擾乱されているので、層序、構造は判然としない、おおよそ、その層相は、下部の礫岩・砂岩と、上部の泥岩とから構成されている。オブス

ケ沢入口付近で観察される礫岩層は、ほぼ南北の走向で西に30°～40°傾いている。下位の、上部エゾ層群オブスケ沢層との関係は、不整合と推定される。この上位は中粒および粗粒砂岩をはさむ砂質泥岩相に移化している。静内図幅との境界附近の石炭沢には、さらに泥岩相が発達している。

基底と推定される礫岩相の礫は、緑色岩類やチャートが多く、岩清水層から供給されたものであろう。また、農屋層の基底部の延長が、三石川左股沢に細長く分布している。ここでは、主に礫岩を主体とする層相が発達している。礫岩の礫種は、緑色岩がもっとも多く、赤色や白色のチャート、黒色粘板岩もふくまれている、一般に、米粒大～小豆大の細粒礫岩であるが、部分的には粗粒砂岩の介在もみられる。ここでは、基盤の岩清水層との不整合が、観察されている。構造は、西に傾いた単斜構造をしめしている。

この地層の下部に、若干の石炭層を介在している。また、砂質泥岩相や三石川左股沢に分布する礫岩の中には、次のような化石を産する。

*Arca* sp.

*Anadara* sp.

*Ostrea* sp.

*Pecten* sp.

*Clinocardium* sp.

*Dosinia kaneharai*

*Protothaca* sp.

*Natica janthostoma* DESH.

*Patella* sp.

(三谷勝利技師鑑定)

層厚は200～300 m前後と推定される。

#### IV. 3. 2 西川層 (Ns)

この地層は図幅地域南西隅の捫別川中下流域に分布している。層相は、基底部の礫岩・砂岩相と、その上位の厚層の泥岩相に分けられる。下部の礫岩・砂岩相は、捫別川本流の中流附近と、河合から北にはいる枝沢の最上流部で観察される。岩相は、後者では、小豆大の礫で構造されている細粒礫岩が多く、前者では、ひじょうに粗粒となり、多量の緑色岩類や優白岩の人頭大の亜角礫をふくんでいる。基盤の岩清水層との関係は、先に不整合であるとのべたが、実際の露出では、断層によりかなり乱れている。しかし礫の構成から考えて、この礫岩は基底に近い層準で、農屋層および、オ

ブスケ沢層を欠いて、岩清水層と直接接していたと推定される。

礫岩・砂岩相の層厚は、20～50mである。

この上位に発達する泥岩相は、暗灰色のシルト岩が主体である。部分的に、硬質頁岩状を呈するところもあるが、層準として追跡することはできない。これらの比較的下位には、4～6mの粗しょうな灰白色砂質凝灰岩が、介在している。

下部の、礫岩砂岩相には、次のような化石を産する。

*Ostrea* sp.

*Chlamys swiftii* (BERNARDI)

*Pecten kimurai* YOK. var. subsp. nov.

*Nemocardium yokoyamai* TAK.

*Trachycardium* sp.

*Serripes fusinensis* OTUKA

*Serripes* sp.

*Dosinia* sp.

*Venericardia* sp.

*Spisula* sp. (aff. *Spisula voyi* GABB)

*Macoma optiva* YOK.

*M. calcarea* (GMELIN)

*Natica janthostoma* DESH.

*Psephaea* sp.

*Neptunea modesta* KURODA.

*Vicaryella* sp. (三谷勝利技師鑑定)

全体的にみると、上位になるにしたがい、異質の夾在物も少なく、塊状になる傾向がみとめられる。

地質構造は、全体的にみると、N40°～50°の走向で、西に30°～50°傾いた単斜構造をとっている。なかに、2、3の小さな褶曲もみとめられる。

農屋層との直接の関係は、段丘堆積物が発達しているためにあきらかでない。

時代的には、峠下階に対比される可能性がある。

層厚は、400～500mと推定される。

## IV.4 第四系

### IV.4.1 洪積層<sup>9)</sup>(D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>)

洪積層は、地形の項でのべたように、2段の平坦面を構成する段丘堆積物からな

る。いずれも、現河川にそった河岸段丘である。それらを詳細に観察すれば、いくつかの面に分けられる可能性があるが、開析が進んでいるために、さきへのべたように、大きく2つの面に分けた。したがって、農屋や豊畑附近の第2段丘面と、辨別川流域や高見周辺の段丘面とは、厳密に同一の面とはいえないかもしれないが、現河床からの比高が、ほぼ同程度であるということで、同じ第2段丘堆積物として一括した。

#### IV.4.2 沖積層 (A1)

図幅地域内の各主要河川に、氾濫原堆積物として発達している。

地形の項でものべたごとく、古い地質系統、とくに先白堊系の地域には、沖積層は、あまり発達していない。白堊系や新第三系の地域を流れるときに、比較的ひろい沖積層を形成している。静内川河岸や、高見や、ケリマイ川流域などには、沖積段丘の分布もみられる。

### V 変成岩

この図幅地域の神居古潭構造帯には、小規模ではあるが、数カ所に緑色片岩や黒色片岩からなりたっている変成岩が分布している。これらは一般に、蛇紋岩侵入帯の周縁にかざられた分布傾向をしめしている。しかし、図幅地域南端部三石川の二股附近には、蛇紋岩体はみとめられないが、わりあい広く、片岩類 (St) が分布している。

これらは、あまり再結晶作用の進んでいない圧砕岩のようなものから、完全な再結晶組織をしめすものまで、いろいろな岩質のものから構成されている。野外で観察される特徴はつぎのようなものである。1) 顕著な片状構造あるいは縞状構造をしめしている。2) 片理面上に“小じわ”のような線構造が発達している。3) 微褶曲構造の発達がいちじるしい。ふつうの輝緑岩質凝灰岩やその破砕物にも、一般に、弱い片状構造はみとめられる。しかし、片岩の形成が、その再結晶度の大小はあるとしても、新たな鉱物の再結晶と再配列による、ということに基づくものであるという点で大きなちがいがある。

この地域に発達している片岩類は、原岩のちがいから、次のように二分できる。

A 輝緑岩質凝灰岩およびスピライト質岩類起源のもの

B 砂岩、粘板岩起源のもの

A 輝緑岩質凝灰岩およびスピライト質岩類起源の結晶片岩

この図幅地域には、この種の結晶片岩が、もっとも広く分布している。しかし、凝

灰岩源であるか、スピライト質岩源であるかは、区別することの困難な場合が多い。この岩石中には、いろいろの変成鉱物がみとめられる。その主な鉱物の組合わせには、つぎのようなものがある。

- 1) 石英－曹長石－緑泥石－(緑れん石)
- 2) 石英－曹長石－緑れん石－陽起石
- 3) 緑泥石－曹長石－曹閃石
- 4) 曹閃石－方解石－緑泥石－石英－曹長石
- 5) 曹閃石－絹雲母－緑泥石－緑れん石
- 6) 曹閃石－スチルプノメレン－ローソン石－緑泥石－絹雲母－曹長石
- 7) 曹閃石－緑れん石－褐れん石－曹長石
- 8) 藍閃石－絹雲母－緑泥石－緑れん石－石英
- 9) ローソン石－エジル輝石－絹雲母－緑れん石－緑泥石－陽起石
- 10) 石英－曹長石－絹雲母－スチルプノメレン

#### B 砂岩・粘板岩起源の結晶片岩

この種の結晶片岩は、この地域では、あまり多く分布していない、変成度の低いものでは、もとの砂粒をそのまま残して、そのまわりから変成している。ここでみられる鉱物組合わせは、次のようなものである。

- 1) 石英－曹長石－緑泥石－絹雲母
- 2) 石英－曹長石－綿雲母－緑れん石
- 3) 石英－曹長石－緑泥石－絹雲母－ぶどう石
- 4) 石英－曹泥石－曹閃石

うえにあげた鉱物の性質として、一般的にみとめられるものは、大体つぎのようなものである。

**石英：** 一般に、片理に平行なモザイク状集合体として発達している。そしてときには、曹長石とともに、あるいは単独に、縞状に配列している。一般に細粒であり、いちじるしい波動消光をしめすものが多い。ほかの鉱物を置換えしたり、包かしており、もっとも後期の産物とみられる。

塩基性岩源の片岩では、珪酸分が乏しいにもかかわらず、片岩化にともなって、多量の石英が形成されることがある。これは、系外からの注入による、と考えた方が妥当である。

**曹長石：** もっとも普遍的な発達をしめしている鉱物である。原岩と考えられる

輝緑岩質凝灰岩やスピライト質岩類にみられるものとはちがひ、新鮮な粒状あるいは短柱状結晶をつくっている。そして、一般に、モザイク状に組合っている。また、緑泥石の微粒を包かしていることが多い。

**緑泥石：** この鉱物は、再結晶度のよいものほど、減少する傾向がある。一般に、羽毛状の集合をつくっており、方向配列は顕著である。緑色のものから褐色のものまで、いろいろの種類のもがみとめられる。

**緑れん石：** 黄色の粒状結晶としてみられる。おもに、緑泥石やソーダ角閃石類とともに発達している。

**褐れん石：** この鉱物は、1資料だけでみとめられる。粒状あるいは柱状の形をしめし、X=淡黄色、Z=濃褐色の顕著な多色性がみとめられる。

**絹雲母：** かなり広くみとめられる鉱物で、針状あるいは葉片状で、細粒結晶の羽毛状集合体を形成している。この鉱物は、変成度が高くなるとともに、緑泥石を置換えして生成されたものと考えられる。

**ステルプノメレン：** 微細な束状集合をつくって、絹雲母と一諸に産出している。しかも石英・曹長石などの多い部分にかぎってみとめられる。X=淡黄色、Z=濃黄褐色の多色性が顕著である。(PL.1)

**ローソン石：** これは無色で自形性が強く、0.1~0.3mmでいどの細粒の柱状結晶~板状結晶である。(PL.2)

**曹閃石：** この地域の片岩類にみられる、ソーダ角閃石類の中で、もっとも多く産する。微細な針状あるいは長柱状の結晶で、束状集合をつくっていることが多い。緑泥石・単斜輝石を置換えし、あるいは、方解石を貫ぬくような形をしめすものがある。X=暗藍色~濃青色、Y=桃紫色~紫、Z=淡黄紫~淡帯紫黄色、の多色性をしめす。C'X=13° (PL.5)

**藍閃石：** 細かな針状あるいは長柱状の結晶としてみとめられる。X=淡黄色、Z=青藍色、の多色性をしめす。 $\hat{CZ}=8^\circ$

なお、ソーダ角閃石類の生成は、再結晶度の良し悪しとは関係がない。

**陽起石：** この地域では、あまり多くみとめられない。この鉱物を多量にふくむものは、石英や曹長石の再結晶度が良い。一般に、針状結晶の羽毛状集合をつくっているが、やや大型の板状や長柱状のものも、みとめられる。淡緑色を呈し、あまり多色性は顕著でない。

**ぶどう石：** 無色の短柱状鉱物で、わずかに、1つの資料でみとめられただけである。

なお、静内川の支沢、ポヨノ沢には、陽起石-曹閃石-曹長石-緑色角閃石の鉱物組合わせからなりたっている、陽起石質岩の転石が多数知られている。<sup>21)</sup>

## VI 火成岩類

この地域に分布している火成岩類は、地向斜期の噴出岩類と、後期の侵入岩類の2つのグループに大別できる。

### 噴出岩類

噴出岩類のうち、大半をしめているのは、枕状構造をつくる正規型スピライト類である。このほか、細粒輝緑岩として取り扱った岩石が、白堊系の東側に分布してい



第8図 枕状を呈するスピライト質熔岩，メナシベツ川中流

る。しかし、剪断運動の影響をうけていちじるしく破砕されているために、その初生的な産出形態は明らかでない。しかし、隣接神威岳図幅の資料からみれば、枕状構造をしめすもののがかなりあるものと推定される。これらのほかに、岩床状に侵入したものと考えられる、スピライト質の中粒輝緑岩が少量みとめられる。

#### 1) 正規型スピライト類 (Sn)

この岩盤にふくまれたものの中には、いろいろな岩質のものがみとめられる。しかし、主要な構成鉱物である斜長石が、曹長石質であり、したがって、ソーダの含量が高いという点では一致している。また、この岩類は、枕状構造がしめすものが大部分である。

岩質上では、杏仁状構造をしめすもの、あるいは、杏仁をふくまないものなどがあ



る。これらを顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

## 2) 杏仁構造をしめすスピライト

斜長石の斑晶をふくむものと、ふくまないものがある。斜長石斑晶は、最大0.7×4mmにも達し、ひじょうに汚れている。杏仁は、方解石や緑泥石によって充填されていることが多いが、ときには、パンペリー石の微細結晶の集合によって充填されていることがある(PL4)。これらの間を埋めている石基は、ハイアロオフィテック、インターサータル、あるいは、ハイアロピリテック組織をしめしている。ときには、スフェルリテックのものもみとめられる。これらの斜長石は汚れており、また撓曲形をしめすものが多い。そして、曹長石質のものである。これらの間は、緑泥石や白チタン石によってうずめられているが、ときには、赤鉄鉱によって充填されていることがある。

## 3) 杏仁状構造のないスピライト

この型のもは、前記のものより、一般にやや粗粒である。一二の岩石は、多数の単斜輝石や斜長石の斑晶をふくんでいるものが多い。斑晶斜長石は、聚斑晶をつくるものが多く、一般に、いちじるしく汚れている。単斜輝石は、緑色味をおびており、いくぶん緑泥石化している。石基は、長柱状の斜長石と単斜輝石がサブオフィテック組織をしめしている。しかし、単斜輝石の大半は緑泥石に変化している。

斜長石は撓曲形をしめし、おそらく曹長石質のものと思われる。これらのほかに、白チタン石や不透明鉱物が、全体に散点している。

このような岩質のものほかに、石基に、ほとんど斜長石がなく、大部分が、粒状および短柱状のチタン質ふつう輝石と緑泥石によってしめられているものがみとめられる。

## 4) 細粒輝緑岩 (Df)

この岩石は、緑色のやや粗粒な塊状岩である。前記の正規型スピライトにくらべると、ソーダの含量がかなり少ないようである。また、全般に破碎されてはいるが、岩石の変質のうけかたが弱い。

顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

おもに、単斜輝石と斜長石からなりたっており、これらは、サブオフィテックあるいはオフィテックに組合っている。単斜輝石は、0.3~0.5mmの大きさのもので、淡緑色味をおびており、波動消光が顕著である。斜長石は、長径0.2~0.3mmほどで、撓曲形を若干しめしている。これらの鉱物は、ともに緑泥化している。これらの間には、白チタン石や不透明鉱物が散点している。

## 5) 中粒輝緑岩 (Dm)

この岩石は、この地域では、シュンベツ川の中流附近にみとめられる。まわりの岩

石との直接の関係は、あまり明らかでないが、岩床状進入体と推定される。

緑色を呈する、割合いに粗粒の岩石である。

顕微鏡下で観察すれば、つぎの通りである。0.5～1.5mmの長柱状～板状斜長石がサブオフィテックに組合っており、この間を、緑泥岩や板状の斜長石がうずめている。この地域のものでは、単斜輝石は、緑泥石によって置換えされているために、ごくわずかしかみとめられない。このほかに、方解石や不透明鉱物がかなりみとめられる。

後期進入岩類として取扱ったものには、粗粒輝緑岩・優白岩・蛇紋岩などがある。このほかに、地質図上にはしめしていないが、はんれい岩が少量分布している。

#### 6) 粗粒輝緑岩 (Dc)

この岩石は、枕状熔岩や輝緑岩質凝灰岩を貫ぬく、岩脈あるいは岩床としてみられる。岩体の幅は、5m内外で、あまり大きなものはない。暗緑色を呈するひじょうに粗粒の岩石で、肉眼でもオフィテック組織のみとめられるものがある。

顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。長径0.5～1.0mm前後の単斜輝石と、長軸0.3～0.8mmほどの長柱状斜長石とでオフィテック、あるいはサブオフィテック組織をしめしている。単斜輝石は、淡紫色を呈するチタン質のものである。一般に、割れ目の発達が顕著であり、ブロック状の波動消光をしめすことが多い。また、斜長石は、ソーシユル石化がいちじるしく、そのために、ひじょうに汚れている。しかし、その中に残されているものには、かなり塩基性のものがある。一部の岩石では、これら貫ぬく曹長石脈があり、その脈にそう部分で、単斜輝石がエジル輝石に変化しているのがみとめられる。

#### 蛇 紋 岩 (Sp)

この図幅地域には、大まかにみて、三つの蛇紋岩進入帯がみられる。すなわち、岩清水層の西縁附近に分布するもの、ピラシケ川の中流附近から静内川本流にかけて点々と分布するもの、および、図幅地域の東部の岩清水層とイドンナップ層の境界部に分布するもの、などである。これらは、大小いろいろの大きさをしめし、ほぼNNW-SSEの分布方向をしめしている。とくに、西側のペラリ山を中心とする地域には、かなりの規模の岩体のみとめられる。

この地域の蛇紋岩体は、すべてが、西に倒れた構造をしめしている。ほかの岩石との接触部附近では、例外なく葉片状化している。しかも、接触部そのものは粘土化していることが多い。そして、とくに小岩体では、全体が葉片状蛇紋岩に変わっていることがある。しかし、葉片状化されずに残されている塊状部には、原岩の節理系が保

たれている。

これらを顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

塊状蛇紋岩では、いわゆるメッシュ組織が良く残されている。そして、これを置換えて、羽毛状の蛇紋石が発達している。

葉片状蛇紋岩では、ほとんどが、方向配列をしめす羽毛状の蛇紋石によってしめられている。そして、これらの間に、少量の板状蛇紋石が残されている。なお、これらの間には、少量のクロム鉄鉱が散点している。

ベラリ山附近の蛇紋岩体は、あとにのべる優白岩によって貫ぬかれている。この接触部では、優白岩によって接触変質をうけ、褐色化し、さらに、ひじょうに硬質になっている。そして、この接触変質部のうちの接触面に近いところに、直閃石の放射状集合からなりたっている球顆が、多数みとめられる (PL.6)。

### 優白岩 (Lc)

優白岩は、蛇紋岩進入帯にかぎられて分布している。一般に、蛇紋岩体を貫ぬく不規則な岩脈として進入している。これは、第9図にしめすように、いちじるしく切り



第9図 優白岩の柱状節理，双川附近

立った懸崖をつくって露出している。

この地域の優白岩は、大部分が玢岩であり、ほかに、少量のトロニウム岩質のものがめとめられる。この両者の関係は明らかでないが、ともに、優色鉱物に乏しい優白

質の岩石で、しかも、斜長石斑晶を多数ふくんでいる。

これらの岩石には、規則正しい節理が発達しており、また、ときには、流理構造がみとめられる。

これらを顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

### 玢岩

斜長石斑晶を多数ふくみ斑状構造をしめす。斑晶斜長石は、自形結晶であるが、やや円味をおびたものが多い。一般に、累帯構造が顕著であり、アルバイト・カルスバットの複合双晶をしめしている。石基は、大部分が、短冊状の斜長石によってしめられ、そのほかに、不規則な粒状斜長石および石英、それに少量の黒雲母およびこれから変化した緑泥石がみとめられる。また、ときには、褐色角閃石をふくんでいる。

短冊状の斜長石は、不規則に組み合っているが、弱い流理構造をしめしている。黒雲母は濃褐色を呈する針状あるいは柱状結晶である。そして、ほとんどのものが緑泥石に変わっている。石英は、不規則な粒状のもので、ほかの鉱物を置換えて発達している。同質質のあるものには、石基に多量の石英と緑色雲母をふくむものがある。(PL.7)

### トロニウム岩質岩

この岩石は、まえにのべたものとほとんど同質のものである。しかし、石基が細かな、そして不規則な形をした斜長石・石英・緑泥石から構成されている点で違いがある。しかし、少量ではあるが、短冊状の斜長石もみとめられる。

うえにのべてきたように、これら2つの岩石は、ともに蛇紋岩を貫ぬく優白岩であり、それほど大きな違いはないものと考えられる。北海道中央地域に分布している優白岩も、トロニウム玢岩であることから考えれば、これらは、進入時の条件の違いとみた方がよいのではなかろうか。

### はんれい岩

この岩石は、地質図にはしめしていないが、ペラリ山附近の蛇紋岩遊人帯中に分布しているようである。確かな産状は、明らかでない。

転石としてえられたものを顕微鏡下で観察すると、つぎのようである。

1cm内外の単斜輝石と長柱状の斜長石とから構成されており、サブオフィテック組織をしめしている。輝石は、褐色角閃石化しており、さらに緑泥石に変化してい

---

\* イドナナップ岳図幅で、トロニウム岩として取扱った岩石は、むしろ玢岩とよぶべきものである。

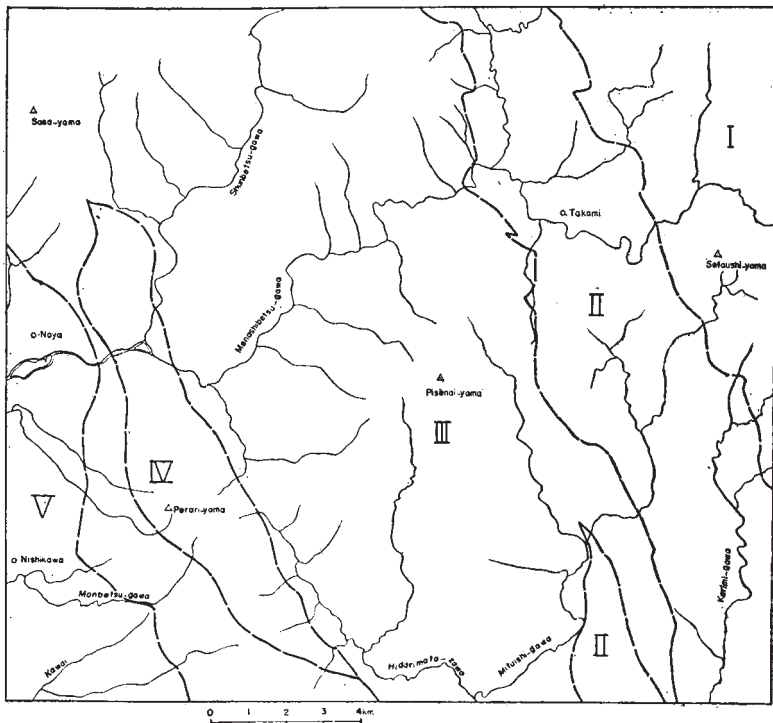
る。また、斜長石はソーシユル石化がいちじるしい。

## VII 地質構造

この図幅地域には、これまでのべてきたように、先白堊紀から新第三紀までの堆積岩や、いろいろな時代の火成岩類や構造運動に伴われたとおもわれる弱変成岩類が分布している。これは地質構造的にみると、いくつかのグループに分けられる。(第10図)

これは、地質概説の項で、この地域の地質系統を区分したものと同じである。すなわち、各地質系統がそれぞれ構造単位をなしていることを意味している。

(I)は、日高構造帯の先白堊系であつて、(III)の神居古潭構造帯の先白堊系とは、(II)の白堊系で分離されている。また、(IV)は、ペラリ山を中心に発達している進入



第10図 構造単位区分図

岩帯で、境界は、はっきりしないが、1つの構造単位と考えられる。(V)は、新第三系と白堊系のうちの上部エゾ層群がふくまれる。しかし、白堊系の分布がかぎられているので、いまのところ、これを2分することはできない。

以下それらを、構造解析の順にのべる。

(V)の構造単位は、全体的にみると、北西—北北西の走向で西に傾いた、単斜構造で代表されている。このような傾動は、東側に分布する基盤、すなわち先第三系の上昇運動によるものであろう。若干の場所で観察される衝上性の断層は、この上昇運動は、西に衝上性のものであったと考えられる。三石川左股沢に分布する農屋層の存在はあとでのべるように、地史的にも構造的にも、重要な意味をもっている。また、オプスケ沢層は、比宇図幅に、この延長部がみとめられるが、この図幅内と同じように、断片的な分布をしめし、新第三系との間に大きな構造差のあったことが推定される。

(II)の構造帯に分布する白堊系の構造解析は、すでに発表されている<sup>17)20)</sup>。とくに、この白堊系の基盤である日高累層群の、運動を推定するのに大いに役立っている。以下、その概要をのべる。

初生的な褶曲構造は、そのほとんどが、断層構造で分断されている。したがって、連続的な褶曲構造は少なく、多くの場合、背斜部が西側に衝上している。白堊系分布地域の日高累層群は、ほとんどが、このような背斜部に相当する。

構造を全体的にみると、西に過褶曲した複向斜をしめし、断裂(衝上性の断層)によりSandwich状の地質構造を呈しているところが多い。一般に、褶曲や断裂は、分布の東ほどはげしい。したがって、東側の岩清水層との境界附近は、直立あるいは東に急傾斜している。さらにこのようなところでは、走向は岩清水層との境界断層とほぼ平行である。しかし、西側の境界附近は、若干緩い褶曲構造を形成し、一部分であるが、不整合も観察される。また、走向も境界断層と斜交する方向のものが多い。

以上のことから推定される日高累層群の運動は、(I)については、東から西への衝上性の運動が主導的であり、(II)では、それもあるが、むしろ上昇性(白堊系に対して)の運動であったことが推定される。

(I)、(III)および(IV)主に日高累層群が分布する地域

(I)は、ほとんど東に急傾斜している。岩清水層とイドンナップ層との関係から、大きな逆転構造が考えられる。これらは、日高造山運動の中核である日高変成帯の前縁部として、もっともはげしい構造運動をうけた結果であろう。したがって、西への

衝上性の断裂もいちじるしい。

(III)および(IV)の地域は、従来から神居古潭構造帯と呼ばれている地域である。このうち(IV)は、蛇紋岩・優白岩などの進入帯であって、地質構造的にも、特殊な地帯であると考えられる。

(III)は、分布する地質系統は(I)とほとんど同じであるが、(I)や(II)の東翼にみられる顕著な北北西-南南東構造が弱まり、ドーム状構造が目立っている。とくに、イドンナップ層の分布するシュンベツ川、メナシュンベツ川流域では、ひじょうに緩傾斜の構造もみられる。これなどは、こわされてはいるが、ドーム状構造と考えられる。このようなことは、南北性で表現される日高造山運動の、以前の褶曲運動の名残りかもしれない。まえに、この地域が、上昇性の地帯であるとのべたが、そのことは、三石川左股沢に分布する農屋層が、あまり剪断作用をうけていないということ、神威岳図幅やイドンナップ岳図幅の変成帯の前縁に分布する、ひじょうに剪断をうけた新第三紀層と比較すると、ひじょうに意義がある。またこの農屋層の構造から考えると、IIIに対しては、(IV)の構造単位が、いちじるしく上昇したものと考えられる。このような運動は、おそらく、火成岩類の進入か、または進入するような地質構造的な位置に、関連があると考えられる。このような火成岩類(とくに超塩基性岩類)の進入帯は、神居古潭構造帯中に断続的に分布している。

(I)、(II)と(III)の関係を全体的にみると、(I)、および(III)は、(II)に対して比較的硬い岩質であり、(II)は比較的plasticな帯と考えられる。そのような岩質の相異と、(I)と(III)の緑色岩類の発生の位置的な差による運動の異なりなどが組合さって、このような構造を決定したと考えられる。

## VII 地 史

この図幅地域の堆積および変形の根源は、日本におけるアルプス造山運動として考えられている“日高造山運動”である。したがって、この地域の地史を構造発達史的に考えることができる。このことはすでに、イドンナップ岳図幅でものべられている。すなわち、日高累層群は地向斜期の堆積物であり、とくにイドンナップ層および

---

\* 農屋層と同じように滝の上層に対比されると考えられる。

この図幅では分布しないが、下位の中ノ川層が、その主役的な役割りを果たしたものでいえよう。この堆積物は比較的岩相変化に乏しく、日高山脈西縁においては、泥質の堆積相で代表されている。このことは、現在までのいちおうの考察では、地向斜の中心相をあらわすものであろう。これらの堆積に引続いて、岩清水層で代表される緑色岩類の噴出、進入があった。これらは道中央部の空知層群に対比されるものであって、中～上部ジュラ紀に属するものであろう。緑色岩類の噴出機構については、断裂に伴なわれたものと考えられている。この地域でも、神居古潭構造帯と日高構造帯にわけて考えられる。それらの関係やその後の運動については、すでにのべたとおりである。

この地域では、緑色岩類の上位に連続する地層は、ほとんどみられない。このことには、下部エゾ層群および中部エゾ層群基底の不整合が、重要な関連があると考えられる。

白堊系の堆積は、まえにのべたような不整合から出発しているが、この堆積盆の形成にはまえにのべた日高累層群の地質構造に支配されて規定されたものと考えられる。これらのうち、帯状分布の白堊系は、北方には中頓別方面にまで追跡されている。また、オブスケ沢に分布する白堊系は、夕張地域や留萌炭田基盤の白堊系と同一堆積盆中の堆積物と考えられる。

農屋層の堆積時までには、いわゆる先滝ノ上構造運動による大規模な褶曲、断裂運動があった。この地域に分布するものは、化石や石炭層の介在から、汽水域の堆積相が多いと考えられる。

西川層については、まだ、明確に時代を決定することができないが、峠下層に対比される公算がひじょうに多い。静内図幅との対比も、完全に行なわれていないので、いろいろな問題点が、今後に残されている。もし、峠下層に対比されるとすれば、農屋層堆積後に起こった構造運動は一三石川左股沢に分布する農屋層との関係から——かなり大規模な転位を伴う断裂性のものと考えられる。

## IX 応用地質

### 石 炭 (c)

農屋層の礫岩・砂岩相の、やや上位に若干の石炭層が介在されているが、現在では



露頭状態が悪く、詳しい賦存状況はわからない。過去に稼行されたこともあるが、現在は稼行されておらず、坑道はつぶれている。

### 石灰石 (Lm)

岩清水層中に、若干の石灰石が挟在されているが、ほとんどが、きわめて小さな鉱体である。三石川流域で2～3万ton、ケリマイ川流域で70～100万tonていどの鉱体が報告されている。<sup>16)</sup>

### アンチモニー<sup>\*</sup>鉱体 (Sb)

#### 静内鉱山

この鉱山は静内川本流ぞいの、図幅地域東端部附近に位置している。昭和23～26年頃に、若干稼行され、4本の坑道が掘さくされている。

**地質** 鉱床附近の地質は、地質図上では細粒輝緑岩として取扱ったものが大半をしめしている。このほかに、含ラジオラリヤ赤色チャートや石灰岩の薄層を挟在する、集塊質の輝緑岩質凝灰岩が分布している。これらは、全般に、いちじるしく剪断運動の影響をうけており、N30°W方向の剪断帯が発達している。しかし、鉱床を胚胎している剪断帯（鉱床剪断帯）は、一般的な剪断帯とはちがった性質の、変質帯を形成している。

**鉱床** 大きくみれば、鉱床はN30°W方向の一般剪断帯中に発達している、N65°W～EW性の鉱化剪断帯中に胚胎している。この鉱化剪断帯の内部は、緑泥石質岩・曹長石-緑泥石化輝緑岩・炭酸塩鉱物質岩の三つの変質帯に区分することができる。アンチモニー鉱脈は、この変質帯中の炭酸塩鉱物質岩中にだけ胚胎している。鉱脈は、N65°～75°Wの走向で、80°～85°Wの傾斜をしめしており、左右両岸に、2本ずつみとめられる。

鉱脈は、輝安鉱-石英脈で、脈幅は3～24cmほどで、膨縮がいちじるしい。

鉱石鉱物は、ほとんど輝安鉱だけであるが、ごく少量の黄銅鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱、および自然金がともなわれている。また、脈石鉱物は、石英および少量の炭酸塩鉱物、緑泥石である。

品位は、高品位鉱では、Sb=32%、低品位のものでは、Sb=2%である。

---

\* この鉱床については、沢俊明による詳細な報告があるので、ここではその概要を説明することにする。

この鉱床は、なお、下部に賦存するものと考えられるので、今後の探鉱が必要である。

### クロム鉄鉱床<sup>1)2)</sup> (Cr)

#### 静内クロム鉱山

この地域のクロム鉄鉱床はペラリ山周辺に発達している蛇紋岩体中に胚胎している。富本朝二によってかなり古くから探鉱され、若干の良鉱を採掘したといわれている。第11図に示めたように、6本ほどの坑道掘さくを行なったようである。現在では、ほとんど鉱床の状態を知ることができない。

鉱石は、少量の塊状鉱のほかは、大部分が低品位のメッチャ鉱から構成されていたといわれている。

### 石綿鉱床<sup>2)</sup> (Ab)

この鉱床も、ペラリ川周辺の蛇紋岩体中に胚胎している。かつて西川鉱山、農屋鉱山、御園鉱山の3つの鉱山が操業していた。西川鉱山は、静内クロム鉱山と同一鉱区内にあり、のちに合併されたという。これらはすべて、第2次大戦中に稼行されたものであり、現在では、わずかに、その跡をとどめているにすぎない。

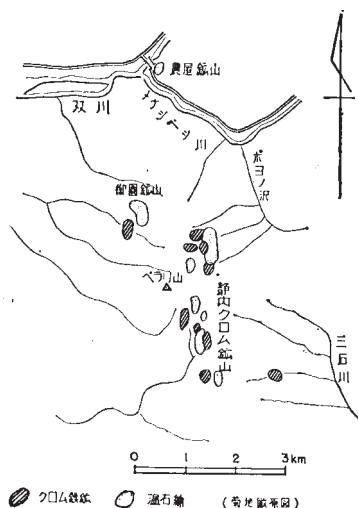
静内クロム鉱山地域のものは、繊維の長さが0.5cm平均のもので、最長1cmほどである。まだ、かなりの鉱石が賦存していると推定される。

農屋鉱山では、三つの採掘現場があり、品位は0.4~0.5%、鉱量1,500~1,600 tonでいどであったといわれている。

#### その他の鉱床

**自然銅：** (Cu)ペラリ山の東側の沢には、多数の自然銅の流鉱があったといわれている。これらは、いろいろな大きさの塊りで、最大200 ton以上のものが採取されている。

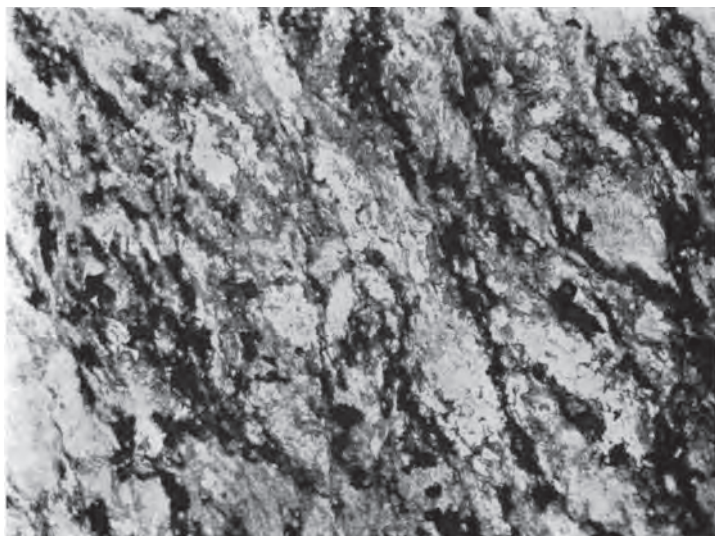
**滑石：** ペラリ山附近の蛇紋岩中には、かなりの滑石があるといわれるが、詳細は明らかでない。



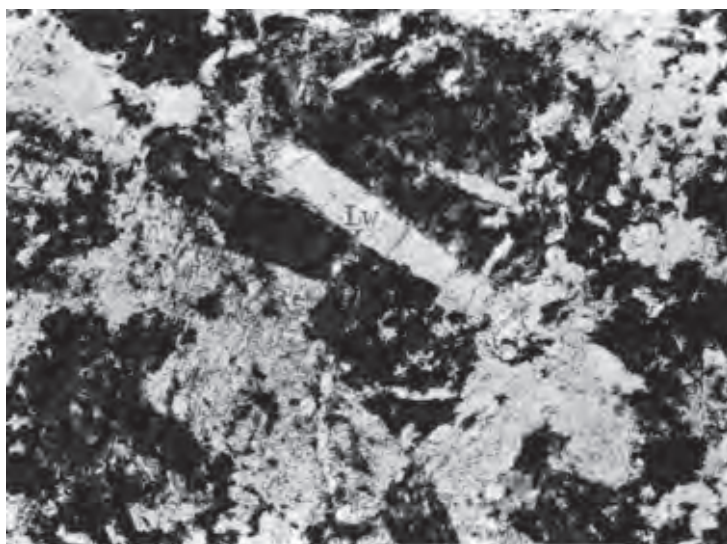
第11図 鉱床位置図

## 参考文献

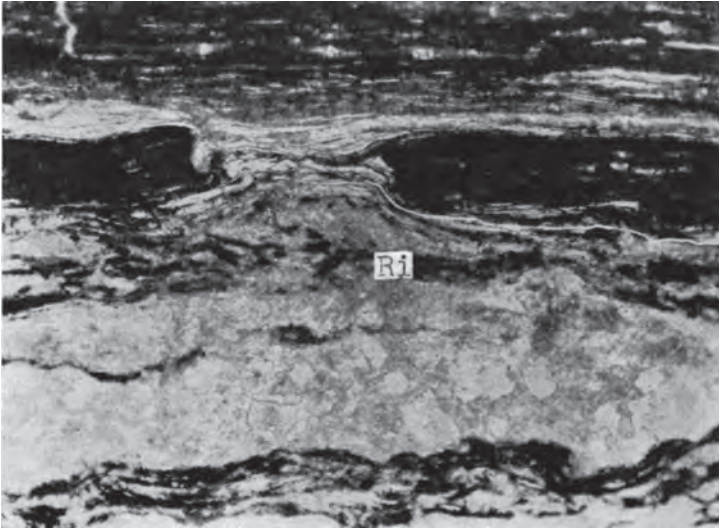
- 1) 増淵三郎 (1941) : 北海道新入鉱山外二三のクロム鉱床, 北大卒論 (MS)
- 2) 菊地 徹 (1946) : 日高国静内鉱山附近の地質, 岩石および鉱床について 北大卒論 (M.S)
- 4) 舟橋三男, 橋本誠二 (1951) : 日高帯の地質 地団研専報
- 4) 鈴木 醇 (1954) : 北海道産枕状熔岩 (Pillow lavas) に就いて, 北地要第20号
- 5) 鈴木 醇 (1955) : 輝線岩 (Diabase) に関する諸問題 北地要第30号
- 6) Mitsuo FUNAHASHI (1957) : Alpine Orogenic Movement in Hokkaidō Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaidō Univ. Ser. I v Vol. Ix, No. 4, 415-469
- 7) 沢 俊明 (1958) : 北海道日高国静内鉱山のアソチモニー鉱床, 鉱山地質, Vol. 8, No. 28, p. 67~74
- 8) 舟橋三男 (1958) : 神居古潭構造帯 鈴木醇還歴記念論文集
- 9) 長谷川潔, 酒匂純俊 (1958) : 5万分の1地質図幅「神威岳」
- 10) 松野久也, 山口昇一 (1958) : 5万分の1地質図幅「静内」
- 11) 吉田 尚, 松野久也, 佐藤博之, 山口昇一 (1959) : 5万分の1地質図幅「比字」
- 12) 鈴木 守, 橋本誠二, 松下勝秀 (1959) : 5万分の1地質図幅「楽古岳」
- 13) 小山内熙, 松下勝秀 (1959) : 日高山脈西縁の白堊系-I 北地報告第21号
- 14) 山口昇一, 佐藤博之, 松野久也 (1959) : 日高国貫気別-静内地域の地質構造および東静内近傍の地質概報, 新生代の研究第29号
- 15) 小山内熙, 松下勝秀 (1960) : 日高山脈西縁の白堊系-II 北地報告第24号
- 16) 木崎甲子郎 (1960) : 日高造山の意義-造山運動の新しい考え方の提案-新生代の研究第30号
- 17) 小山内熙 (1960) : 三石川および春別川石灰石 (大理石) 鉱床調査報告 (未公表)
- 18) 小山内熙, 松下勝秀 (1961) : 日高山脈西縁の白堊系-III 北地報告第25号
- 19) 長谷川潔, 小山内熙, 鈴木 守, 松下勝秀 (1961) : 北海道中軸地帯の先エゾ層群-地層区分の提案-北地報告第25号
- 20) 鈴木 守, 小山内熙, 松井公平, 渡辺 順 (1961) : 5万分の1地質図幅「イドンナップ岳」
- 21) 小山内熙 (1961) : 日高山脈西縁に発達する蝦夷層群の研究-特に堆積相地質構造に就いて (M.S)
- 22) 浦野竜一 (1950) : 日高国静内町近傍の地質 北大修論 (M.S)
- 23) 鈴木 守 (1961) : 北海道中軸地帯の輝緑凝灰岩類に就いての研究 (M.S)



×20 //ニコル  
PL.1 緑色片岩  
石英-曹長石-緑泥石-絹雲母-スチルブノメン

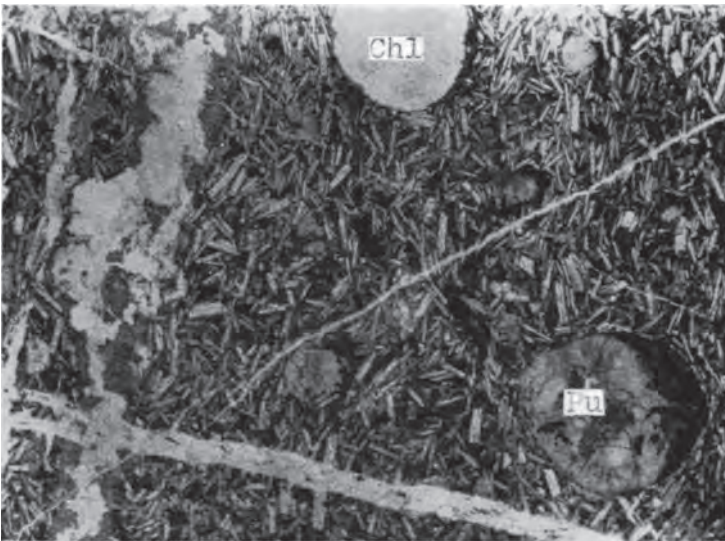


×100 //ニコル  
PL.2 片岩質岩 Lw-ローソン石



×20 //ニコル

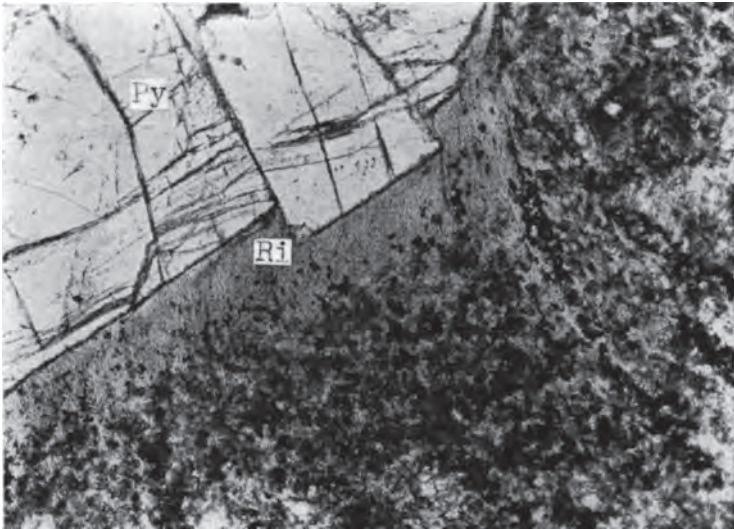
PL. 3 ミロナイト様の緑色片岩 Ri-曹閃石の微細結晶



×20 // ニコル

PL. 4 杏仁をもったスピライト

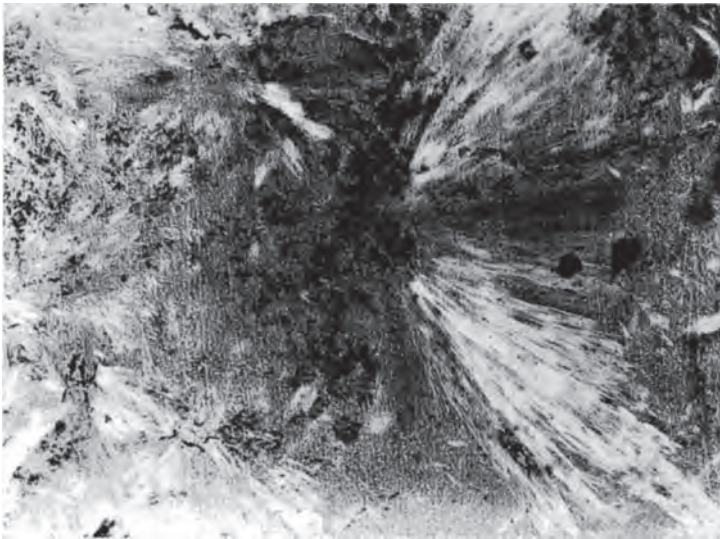
Pu-杏仁を埋めて生成しているパンペリー石  
chl-同 緑泥石



×50 //ニコル

PL. 5 変輝緑岩

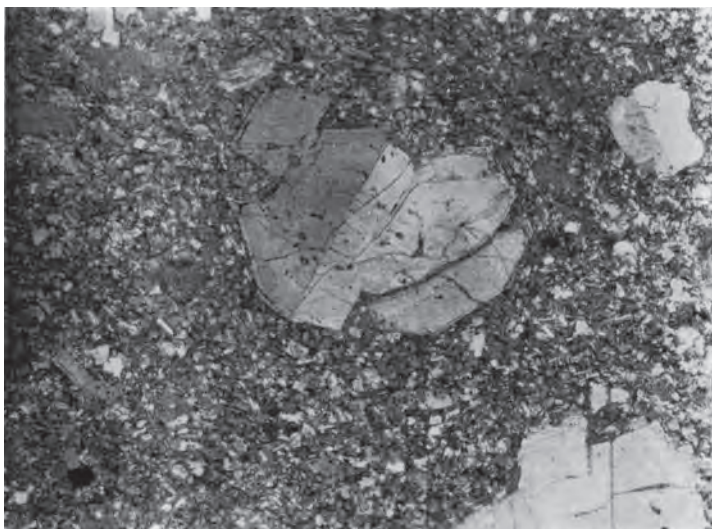
チタン質単斜輝石 (Py) のまわりに発達する針状曹閃石集合 (Ri)



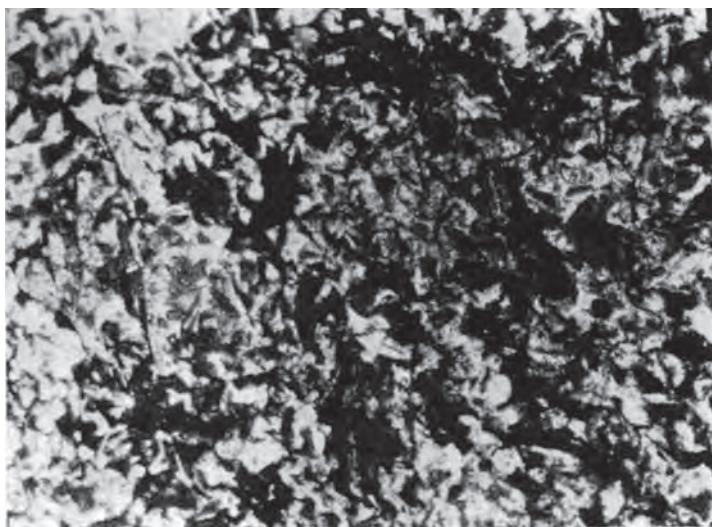
×100 +ニコル

PL. 6 変蛇紋岩中の直閃石

蛇紋岩の優白岩による接触変成部に生成している直閃石の放射状集合



×20    +ニコル  
PL. 7   玢   岩 (優白岩)



×20    //ニコル  
PL. 8 不規則にガラス質部 (黒色部) を残している熔結凝灰岩様の輝  
緑岩質凝灰岩

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

---

**N O Y A**  
(Kushiro-61)

By  
Katsuhide Matsushita  
Mamoru Suzuki  
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The sheet-map “Noya” covers the area on the western side of the Hidaka mountain range forming a quadrangle between longitude to 142° 30' to 142° 45' E and latitude 42° 20' to 42° 30' N.

The geologic system occupying the greater portion of this map area consists of the Pre-Cretaceous sedimentary rocks, igneous rocks and metamorphic rocks.

The Pre-Cretaceous system is separated into two parts, east and west, by the sedimentary rocks of the Cretaceous system that are zonally distributed from the southeastern corner of the map area toward the north-northwest. From the tectogenic viewpoint, the western part is called the “Kamuikotan tectonic zone” and the eastern part the “Hidaka tectonic zone”. The Pre-Cretaceous system is intruded by serpentin, leucocrate and other igneous rocks, the intrusive zones of which are distributed centering on Perari-yama.

The Neogene system is found in the southwestern corner of



the map area, and the Quaternary terrace deposits and alluvial deposits are extensively distributed in the lower reaches of the Shizunai River.

The geologic system can be divided as follows:

Geological age	stratigraphical sequence	
Quaternary .....	{ Alluvial deposits Terrace deposits { <sub>2</sub> { <sub>1</sub>	
Neogen Tertiary .....	{ Nishikawa formation Noya formation	
Cretaceous...	{ Upper Yezo ..... Obusukezawa formation group { Middle Yezo ... group           { Niikappu formation { Nukabiragawa formation { Lower Yezo ... Group           { Sōshubetsugawa formation { Mitsuishigawa formation	
		Pre-Cretaceous... Hidaka super-group ... { Iwashimizu formation Idonnappu formation

### Sedimentary rocks

The Hidaka super-group, supposedly belonging to Jurassic, is divided into the Idonnappu formation in the lower part and the Iwashimizu formation in the upper part.

The Idonnappu formation consists chiefly of black clay slate, and contains some diabasic tuff, chert and limestone in the upper horizons. This formation grades into the Iwashimizu formation with local interfingering.

The Iwashimizu formation is composed largely of diabasic tuff, although the lower part is intercalated with black clay slate and limestone. The diabasic tuff comprises spilitic rocks of varying characters. It also includes a horizon abundant in chert. The chert, in many cases, contains radiolarians. As far as our present knowledge goes, it is difficult to subdivide the respective formations

of the Hidaka super-group and to establish their stratigraphic succession.

The Hidaka super-group is overlain by the Cretaceous Yezo group which is distributed from the drainage basin of the Kerimai River to the Panbetsu-zawa creek, passing through the Mitsuishi River and Takami.

The basal member of the Yezo group is the Mitsuishi-gawa formation consisting chiefly of sandstone and conglomerate, intercalated with shale in the upper part. Within the map area this formation is in fault contact with the underlying beds, but relation was probably unconformable as in the area to the north;

Conformably resting on the Mitsuishi-gawa formation, the Sōshubetsu-gawa formation occurs consisting of sandstone and shale. These two formations belong to the Lower Yezo group and are distributed from the Kerimai River to the vicinity of Takami, via the Mitsuishi River.

Above these formations the Middle Yezo group is widely distributed. The Nukabira-gawa formation is the lowermost member. Beginning with the basal conglomerate and sandstone, the formation comprises the horizons of platy sandstone and cherty tuff, and an alternation of shale and sandstone in the upper part.

The Nukabira-gawa formation is overlain by the Niikappu-gawa formation with a conformable relation. The Niikappu-gawa formation consists of shale, intercalated with thin beds of sandstone and loose tuff.

The Upper Yezo group of the map area is represented by the Obusuke-gawa formation which is meagerly distributed in the Obusuke-zawa creek in the village of Noya as the basement of the Neogene system. The formation consists of ashy-white, medium to coarse grained sandstone and black shale. The base is in fault contact with the Iwashimizu formation.

The Neogene system is distributed in the southwestern corner

of the map area. It comprises two horizons. The lower horizon is the Noya formation corresponding to the "Takinoue formation" in central Hokkaido. It consists of basal conglomerate, dark-gray shale intercalated with sandstone, and thick mudstone.

The Nishikawa formation, constituting the upper horizon, is distributed in the drainage basin of the Monbetsu River in the southwestern corner of the map area. Its lithology is predominated by mudstone and siltstone, except for the basal conglomerate and sandstone. Its relation with the Iwashimizu formation in the basement is unconformable.

The terrace deposits and alluvial deposits are distributed in parallel with the principal rivers, being especially wide-spread in the area from Noya to Toyohata. There are two steps of terraces, the first terraces are 80 ~ 180 m and the second terraces are 20 ~ 80 m in relative height.

### **Igneous rocks**

The igneous rocks of the map area can be roughly classified into the effusive rocks of geosynclinal stage and the intrusive rocks of later stage.

The greater portion of the effusive rocks in the map area is occupied by typical spilite consisting chiefly of pillow lava. In addition to this spilite, fine-grained diabase is distributed on the east side of the Cretaceous system, but its primary mode of occurrence is not known as it was affected by shearing movement.

The typical spilite is composed of monoclinic augite and albite, and is generally fine-grained. However, it locally contains crystals of monoclinic augite and plagioclase as large as 5mm in longer diameter. The texture is generally hyaloophitic or subophitic. The rock shows marked chloritization and abundantly contains leucoxene. The fine-grained diabase shows a somewhat coarse subophitic texture.

The intrusive rocks of later stage comprise coarse-grained diabase, serpentinite and leucocrate.

The coarse-grained diabase occurs in places as dikes, about 10 m wide, intruding spilitic rocks and diabasic tuff.

The serpentinite occurs as intrusive bodies of various sizes. Having been affected by shearing movement, the rock generally shows a marked schistosity.

The leucocrate occurs as irregular dikes intruding serpentinite. Containing a large number of plagioclase phenocrysts, this rock may better be called a trondhjemite-porphyrite.

### **Metamorphic rocks**

The metamorphic rocks in the map area are green schist, black schist and schistic rock (semi-schist). Their distribution is limited to small areas near the zone of serpentinite intrusion. Many of these rocks are mylonitic, retaining their original texture, but some have been completely recrystallized. The combination of metamorphic minerals is also variable. Glaucofanite, lawsonite and stilpnomelane are recognized as characteristic metamorphic minerals.

### **Geologic structure**

As the map area corresponds to a frontal zone of the Hidaka orogenic movement, it was subjected to very severe disturbances. Accordingly, it is not an easy task to classify the details of its geologic structure. Hence, the writers first inferred a simplified structure, and then attempted zoning of each structural unit. As a result of the study, it has become known that the Pre-Cretaceous system on the whole played a role of anticlinal structure, and the Cretaceous system, flanked between the Pre-Cretaceous strata, shows a structure of synclinorium. The both systems are cut by faults various directions, thus forming intricate geologic structures.

The same thing can be said about the Neogene system which shows stronger deformation on the east side than on the west side, and this suggests that the Neogene system was affected during the ending period of the Hidaka orogenic movement which had formed the geologic structure of the abovementioned Pre-Cretaceous system.

### **Economic geology**

As mentioned already, the map area abounds in intrusive bodies of serpentinite, which cause landslides in places.

The lower part of the Noya formation is intercalated with poor seams of coal. As the outcrops have been already worked out, the mode of occurrence of the coal is not definitely known. Judging from the past records, the seams may not be continuous and the coal's economic value is somewhat questionable.

The Hidaka super-group is locally intercalated with very small bodies of limestone. The limestone in the drainage basin of the Mitsuishi River has been surveyed and reported, but it is not worthwhile exploitation on account of its small reserves.

Existence of antimony ore is known on the banks of the Menashibetsu River at the east end of the map area. The ore deposits, occurring as several veins, 3 to 24cm wide, are found in typical diabase, but no exploitation is being carried out at the present time.

Small quantities of chromite and asbestos deposits are found in serpentinite in the vicinity of Perari-yama.

Some sulphide minerals of impregnation type are noticed in the markedly schistose part of the Iwashimisu formation, although they have not reached a stage of ore deposit formation.

昭和 37 年 3 月 25 日 印刷

昭和 37 年 3 月 31 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

札幌市北 3 条西 1 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北 3 条西 1 丁目