

5万分の1地質図幅
説明書

中 頓 別

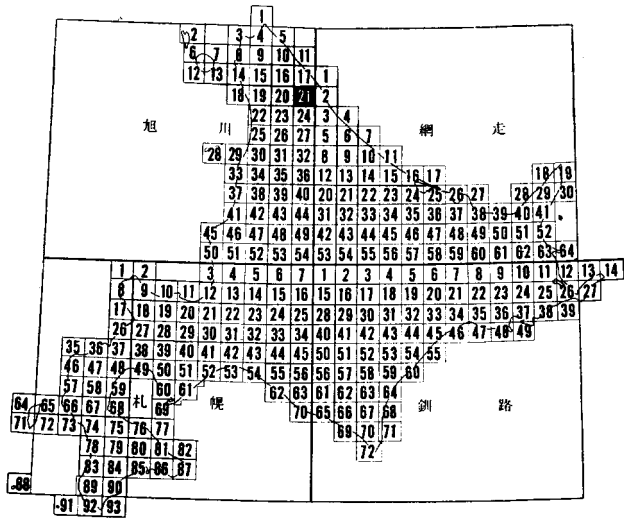
(旭川 - 第 21 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師	小山内	熙
同	三 谷	勝 利
同	石 山	昭 三
同	松 下	勝 秀

北 海 道 開 発 庁

昭和 38 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 38 年 3 月

北海道開発庁

目 次

はしがき.....	1
位置および交通.....	1
地 形.....	2
地 質.....	4
. 1 地質の概要.....	4
. 2 地 質 各 説.....	6
. 2. 1 ジュラ系～下部白堊系.....	7
. 2. 1. 1 日高累層群.....	7
ペーチャン層群.....	7
ウソタン層群.....	14
. 2. 2 白 堊 系.....	16
. 2. 2. 1 歌 登 層 群.....	16
. 2. 2. 2 蝦 夷 層 群.....	18
中部蝦夷層群.....	18
上部蝦夷層群.....	19
. 2. 2. 3 頓 別 層 群.....	22
. 2. 3 新 第 三 系.....	23
. 2. 3. 1 西翼部地域の新第三系.....	24
1 モペーチャン層.....	24
2 中頓別層.....	27
3 小頓別層.....	31
. 2. 3. 2 東翼部地域の新第三系.....	32
1 枝 幸 層.....	32
2 本幌別層.....	33
3 ペンケ層.....	33
. 2. 4 第 四 系.....	34
. 2. 4. 1 段丘堆積物.....	34
. 2. 4. 2 崖錐堆積物.....	34
. 2. 4. 3 沖 積 層.....	34

. 2. 5	火成岩類	35
. 2. 5. 1	古期火成岩類	35
1	輝緑岩	35
2	蛇紋岩	35
3	角閃岩	36
4	玢岩	36
. 2. 5. 2	新期火成岩類	36
1	玄武岩岩脈	36
2	安山岩岩脈	37
3	枝幸層底部の玄武岩質熔岩	37
4	金駒内熔岩	37
5	ウエンナイ熔岩	38
6	松音知岳火山噴出物	38
. 3	地質構造	39
. 3. 1	地質構造の要素	39
. 3. 2	地質構造の方向性	40
. 3. 3	構造運動の時期	41
. 3. 4	地史的考察	43
. 4	構造区分	44
	鉱産資源	45
. 1	金属鉱床	45
. 1. 1	歌登鉱山	45
. 1. 2	枝幸鉱山	46
. 1. 3	その他の金・銀鉱山	46
. 1. 4	磁硫鉄鉱鉱徴	46
. 2	非金属鉱床	47
. 2. 1	石灰石	47
. 2. 2	垂炭	49
. 2. 3	石材	49
	文献	49
	Résumé (in English)	51

5 万分の1地質図幅 中 頓 別 (旭川 - 第21号)
説 明 書

北海道立地下資源調査所

北海道技師 小山内 熙
同 三 谷 勝 利
同 石 山 昭 三
同 松 下 勝 秀

はしがき

中頓別図幅および説明書は、昭和34年から同36年まで、延約350日にわたって行なった野外調査の結果を、整理しとりまとめたものである。

調査に際しては、図幅のおもに東部および西部に発達する新第三紀層分布地域を、石山の協力のもとに三谷が分担し、そのほかの白堊紀層および先白堊紀層の分布地域を、松下の協力で小山内が担当した。先白堊紀層分布地域の調査にあたっては、北海道大学助手村耕二氏の、また西部新第三紀層の調査に際しては、北海道大学助教授魚住悟氏、同藤江力の両氏および地下資源調査所技師長谷川潔氏の調査援助をたまわった。さらに野外調査資料のとりまとめにあたって、岩石の顕微鏡鑑定は長谷川潔氏にお願いした。

報告にはいるに先だち、野外調査の援助および岩石の顕微鏡鑑定の労をとられた、魚住悟・藤江力・中村耕二・長谷川潔の各位に深謝する。また、現地でいろいろな便宜を計っていただいた、中頓別町・歌登町役場および中頓別管林署のかたがたに厚くお礼申し上げます。

交通および位置

中頓別図幅の占める地域は、北緯44° 50' ~ 45° 00'，東経142° 15' ~ 142° 30'の範囲である。

図幅地域は、行政上宗谷支庁の管轄に属し、西部の大半は中頓別町・東部は歌登町および枝幸町・北端の一部は浜頓別町にふくめられる。

図幅の西部を流れる頓別川にそって、国鉄天北線が通じ、上頓別・中頓別の両駅が、図幅の範囲内にある。図幅外の小頓別から歌登町市街までは軽便軌道の便がある。国道は、天北線ぞいに通じているほか、小頓別から枝幸までの道路が軽便軌道と平行して通じ、歌

登市街を通過しており、小頓別・枝幸間にバス連絡の便がある。これらのほかに、兵安川にそってトラック道路が、ガロー附近まであり、それから上流になお新道を開さくし、歌登まで連絡する計画がある。また兵安部落からモペーペチャン川を遡行し、神崎部落をへて上頓別にいたる道路、パンケナイ川林道、平太郎沢林道などは、いずれも車馬の通行が可能である。しかし、中央部の山岳地帯には、砂金採取当時につけられた古い歩道が、切れ切れにあるていどで、交通の便は、あまり良好とはいえない。

地 形

図幅地域の地形は、おおよそ四つの地形区に、区分することができる。すなわち、

- (1) 図幅の中央地域を占める山岳地帯
- (2) 西部および東南部に発達する丘陵性山地帯
- (3) 河川の沿岸に発達する段丘地形
- (4) 沖積地

の四つである。

(1)は、標高600m台の比較的平坦な陵線が連り、その上に円頂丘状に700～800mの山峰が突出して、起伏にとんだ山岳地形をつくっている。また河川の切りこみがいちじるしく、起伏量が大きい。この地形区は、地質的には、おもに日高累層群で構成され、いろいろな岩層と複雑な構造線が発達している。このような地質構成は、地形と密接な関係をしめし、この地形区の構成に重要な役割を演じている。たとえば、

1 この地形区の範囲は、図幅の中央部で北側にひろがるV字形をとっているが、これは、あきらかに日高累層群の分布範囲と一致する。

2 (2)の地形区との西側の境界は、南北方向でまったく直線的である。これは、両地域で起伏量がいちじるしくことなり、(1)の地域の山麓斜面も急傾斜になるためである。しかし、このような(1)地形区と(2)地形区の地形的な相違は、構成岩層の硬軟にもとづくこともあるが、ほとんど直線的であることから、あとからのべる南北性の地質構造線が反映していることがあきらかである。

3 この地形区の西側を流れて頓別川に注ぐ、それぞれの河川(兵安川・一ノ川・間ノ川・一ノ川・平賀内川など)は、2にのべた南北性地質構造線の東側で、南側に凸のU字形彎曲流路が発達している。とくに、南の兵安川でいちじるしく、北部になるほど不明瞭となっている。このような彎曲部は、地質的には一種の大きな破碎帯であり、北側で幅が減少している。また、南北性の走向をもった地層が発達しているためで、地質構成と、ま

ったく一致した地形構成となっている。

(2)は、(1)をのぞいた大半の地域で、標高がほぼ200m以下の平坦面を形成している。しかし、(1)ほどではないが、波状起伏が発達している。この平坦面には、堆積物はみられない。また、天北地域全般にひろがる地形面の一部である。おもに白堊系、新第三系で構成され、(1)ほど明瞭な地質の反映はみられない。しかし、火山岩の露出する地域では、突出した山峰が形成されている。ことに、西部では、この丘陵性地形を基盤として、^{ビンネシリ}敏音知岳および^{マツネシリ}松音知岳の火山地形がみられる。図幅内の松音知岳は、標高523mが最高峰であって、500m台の比較的広い平坦な山頂部が発達している。火口などの明瞭な火山地形は残されていないが、いちおう、コニーデ状の形をしている。このような形態と、地質関係からみて、この火山は、第三紀末から第四紀初頭に形成されたものと考えられる。

(3)は、頓別川・幌別川・兵安川およびバンケナイ川などの流域で、おもに白堊系や新第三系を基盤として発達している。もっとも標式的な中頓別市街北東地域では、高低2段の平坦な段丘地形面が識別される。第1の面は40～100m、第2は20～30mの標高をそれぞれしめしている。また、現河川からの比高は、それぞれ、20～50m、10～15mとなっている。低位の面ほど平坦で傾斜も少なく、破壊されていない。また、分布もそれぞれの河川の上流地域まで追跡される。しかし、高位面は、破壊され



Tr1：第1段丘面 Tr2：第2段丘面 Al：沖積面
P：標高200m前後の平坦面（堆積物はみられない）
第1図 中頓別市街北東部の段丘地形（平太郎沢口から東側を望む）

ていることが多く、分布の追跡は困難である。すなわち高位の面は、中頓別市街の北東地域で識別されるが、兵安川・頓別川の上流地域や、幌別川・パンケナイ川などでは不明瞭である。

比較的段丘の発達^が、良好な地域について、面を追跡してみると、それぞれの河川の上流域ほど、分布標高が高くなっている。

このような段丘地形面は、あきらかに堆積物で構成されている。

(4)は、河川の流域に発達する、氾濫原冲積地で、現河川で運搬された堆積物で構成されている。

地 質

1 地質の概要

中頓別図幅地域の地質構成は、模式柱状図にしめしたとおりである。

この地域の構成岩層は、(1)中央部の山岳地帯に発達する基盤岩層、(2)おもに西部地域に発達する上部白堊紀層、(3)これらを基盤として東部や西部に分布する新第三紀層および火山岩類、(4)第四紀の堆積物の四つに大別することができる。

基盤岩層は、構成岩層の岩質や層相および産出化石から日高累層群¹⁾にふくめられるものである。層相の特徴によって、パーチャン層群とウソタン層群に大別され、おのおのは、さらに細分することができる。これらの地層群は、かつては古生層に対比されたこともある²⁾が、産出化石からみると、日高累層群上部相の空知層群に相当するものである。

日高累層群の分布地域では、もともとは複雑な褶曲の反復があったらしい。現在みられる構造は、いくつかの衝上性断層でできた、衝上片の寄せあつめで、褶曲構造はこわされている。しかし大局的には、ポロヌプリ山の北面および南東側に、上位層が発達していて、背斜構造のなごりがみとめられる。

図幅の中央南部には、断層にかこまれた形で、歌登層群が発達している。この地層は、日高累層群より、新しそうな砂岩・頁岩・凝灰岩などで構成され、南北性の褶曲構造がみとめられる、この地層は、音威子府図幅地域³⁾に模式的に発達し、かつて北見層群・時代未詳中生層^{4), 5)}とされて、時代的にいくつかの疑問が残されていた。しかし、音威子府図幅によれば、北見層群と呼ばれたものは、日高累層群にふくめられるものや、白堊紀に属するものなど、いろいろな時代の地層を混在していることが、あきらかにされた。さらに蝦夷層群の一部も、ふくむ可能性のあることを指摘している。中頓別図幅では、地質時代を決定できる資料はえられなかった。しかし、あとのからのべるように、その構成岩層は、日高累層

時代	層序 (層厚m)		模式柱状	岩質	その他	
第四紀	沖積世	沖積層		砂, 礫, 粘土	松音知岳の形成 ←造構造運動	
	洪積世	段丘堆積物		礫, 砂		砂, 礫
		第1段丘堆積物		礫, 砂		
新第三紀	鮮新世	小嶺別層 350	ペンケ層 4~5	礫質砂岩, 砂岩	砂岩, 礫岩	*海川本別化石動物群 ←造構造運動 ←金鉱脈 *時下層内化石動物群 ←安山岩, 玄武岩 ←造構造運動 *蛇紋岩, 角閃岩 粉岩などの進入 *Inoceramus schmidti
	中新世	中嶺別層 280~340	本幌別層 90+	砂岩, 礫岩, 泥岩 貝殻石灰石・石炭をはさむ	礫岩, 砂岩, 礫岩, 砂岩,	
	中新世	モペーチャン層 11~530	枝幸層 220~280	砂岩, 礫岩, 硬質頁岩, 泥岩	礫岩, 砂岩	
白堊紀	ヘトナイ世・ギリヤーク世 宮古世	嶺別層群	平太郎沢層 1000	礫質砂岩・泥くい砂岩 シルト岩, 凝灰岩	*Inoceramus nasumami	
		上部エン層群	上駒層 500	礫質砂岩・泥くい砂岩 凝灰岩		
		中部エン層群	寿層 700+	頁岩, シルト岩		
			零号沢層 700+	頁岩, 砂岩 一部に礫岩		
			上嶺別層 500+	頁岩, シルト岩		
		歌登層群 1000+	一ノ川層 350+	砂岩, 頁岩		砂岩, 頁岩の互層 凝灰岩 (骨状) をはさむ
下部白堊紀 ジュラ紀	空知世	日高層群	ウンタン層群	珠文岳層 1500	灰白色, 暗赤色チャート 粘板岩をはさむ	←造構造運動
			ナイ川層 800+	粘板岩, 砂岩, チャート, 輝緑岩質凝灰岩		
			パンケナイ層 1900+	粘板岩, 砂岩をはさむ		
			ヒラガナイ層 500~600	灰白色, 暗赤色チャート, 粘板岩, 凝灰岩をはさむ		
			間ノ川層 1700+	粘板岩, 砂岩, チャート, 輝緑岩質凝灰岩, 石灰岩をはさむ	←金鉱脈	
			ポロヌプリ層 1500+	輝緑岩, スピライト 同質凝灰岩	*石灰石鉱床 *Pycnoporidium lobatum Spongiomorpha n. sp.	
					粘板岩, 砂岩, 礫岩, 石灰岩をはさむ	

第2図 模式柱状図

群とはまったく異質であり, また地質構造の解析によって, 下部蝦夷層群・中部蝦夷層群の一部に相当する可能性が強い。このようにいろいろな問題は残っているが, 一つの地層群としてまとめた。

図幅の西部には, *Inoceramus* や *Ammonite* の産出で特徴づけられる上部白堊紀の地層

が発達している。これらは蝦夷層群・函淵層群にふくめられ、下位の日高累層群や歌登層群とは断層で境されている。したがって、図幅地域では中部・下部蝦夷層群の大半は露出していない。図幅地域では、中部蝦夷層群の最上部と、上部蝦夷層群および函淵層群に対比される頓別層群に大別される。いずれも砂岩・頁岩・シルト岩で構成され、層相のちがいでさらに細分される。

これまでのべた地層の分布地域には、輝緑岩・玢岩・蛇紋岩・角閃岩などの古期火成岩のほかに、安山岩・玄武岩などの岩脈や岩床が進入している。

このようないろいろな岩層を完全に不整合におおって、新第三紀の地層が発達している。新第三紀層の特徴は、日高累層群や歌登層群の分布地域の東西西翼にわかれて発達し、それぞれ層相や岩相にちがいがみれることである。このことは、両翼地域の地層堆積当時の堆積盆の相違をあらわしているものと考えられ、古地理上、興味ある問題である。この図幅では、このような理由から、東西両地域で新第三紀層を区分し、さらに産出化石のしめず時代や、層相などによって細分した。しかし、東西両地域の地層相互の対比は、産出化石によって可能である。

新第三紀層の最下位の地層は、下位のいろいろな地層を不整合におおっていて、モペーチャン層および枝幸層と呼んだ。これらの地層の産出化石は、いずれも中新世・上部の峠下階を指示している。これらの地層は、鮮新世のいわゆる滝川階をしめず化石を産出する中頓別層および本幌別層で、不整合におおわれている。さらに、上位は小頓別層およびペンケ層と呼ばれ、音威子府図幅および乙忠部図幅地域に広く発達する地層が分布している。

図幅の東部地域には、中新世末期から鮮新世にかけて噴出した安山岩類が発達している。これらは、いずれも枝幸図幅地域に広く発達している火山岩類の一部か、または類似の火山岩類である。また、西部地域には、白堊紀層を基盤として、敏音知 - 松音知火山が形成されている。この火山の構成岩は、いろいろな安山岩質熔岩で、第三紀末か第四紀初頭に活動し噴出したものと考えられる。

第四紀層は、現在の河川流域に発達する3段の河岸段丘堆積物・松音知岳の山麓周辺および図幅東南隅に発達する崖錐堆積物および現在の河床や河岸の平地を構成する沖積層に区分される。

図幅地域の地質構造は、全域を通じてみると、南北性およびほぼ東西性の、二つの方向性がみとめられる。このうち、南北の方向性には、断層構造とともに褶曲構造が強く表現されている。それに反して、東西性のもは、おもに断層構造であらわされている。

2 地質各説

2.1 ジュラ系 - 下部白堊系

2.1.1 日高累層群

この図幅地域の日高累層群は、古生層と考えられ、秩父古生層に対比されたこともある²⁾。しかし、これらの内には、あきらかに上位の地層（筆者らの歌登層群や新第三紀層）をふくんでおり、地質時代について、問題とされる点があった。最近になって、橋本および今西によって、この地域では日高累層群の最下位と考えられる地層から、動物化石が発見され、空知層群に対比されることがあきらかにされた^{9), 10)}。しかし、下部で輝緑岩質岩やスピライト質岩が多いという点で、標地地の空知層群と、層相上の特徴が一致してはいるが、かならずしも、岩相層序は対比できない。ことに、上部にもなお輝緑岩質岩を豊富にふくんでいることは、この地域の空知層群の一つの特徴と考えられる。したがって、この図幅では、新たに下部を構成する地層群をペーチャン層群、上部をウソタン層群と呼んだ。両層群の区分を福地²⁾および鈴木¹¹⁾の層序区分と対比すれば、第1表のとおりである。また、ペーチャン層群は空知層群の下部相にあたる山部層に、ウソタン層群は上部の主夕張層に、それぞれ相当するものと考えられる。ペーチャン層群とウソタン層群との関係は、福地や鈴木も認めているように、断層で接していてあきらかでない。しかし、地質構造や岩相上から、ウソタン層群を上位層として、あやまりがないであろう。

第1表

福地信世 1902	鈴木要 1935	橋本 ¹²⁾ 空知層群標準区分 1956	中頓別図幅
オネンカラマップ統	ウソタン層	主夕張層	ウソタン層群
断層	ピラカナイ層		
パンケナイ統	ペーチャン層	山部層	ペーチャン層群
ペーチャン統	ポロヌブリ層		

ペーチャン層群

1902 福地信世： ペーチャン統・パンケナイ統

1935 鈴木要： ポロヌブリ層・ペーチャン層

ペーチャン層群は、この図幅地域の日高累層群の大半を占め、層相によって、下位からさらに、ポロヌブリ層・間ノ川層・ヒラガナイ層・パンケナイ層の4層に区分することができる。

ペーチャン層群は、一般に、下部は層相の変化が水平的にも垂直的にも、かなりいぢるしく、単層の連続性がきわめて乏しい。また、下部では輝緑岩やスピライトが多くなっているが、上部ではチャート・粘板岩が主体となり、緑色岩も凝灰岩が多く、単層の連続性が強くなる傾向がみられる。

. 1 ポロヌプリ層

1902 福地信世： ペイチャン統の一部

1935 鈴木 要： ポロヌプリ層の一部

模式地： 兵安川上流地域および下流部のガロー付近

分 布： ポロヌプリ山を中心にして、NNE - SSW方向に分布している。また、日高層群分布地域の西縁部に南北に発達している。そのほか、ウソタン川上流にも、一部がみられる。

構 造： ポロヌプリ山地域では、一般に、N60°EからEWの走向をしめし、傾斜方向は不定であるが45°以上傾斜している。この地域のポロヌプリ層は、上位層の発達状態からみると、背斜構造を推定できる。しかし、蛇紋岩をともなう剪断帯でこわされ、軸は残っていない。西部地域では、南北性の走向で、東または西に45°以上の傾斜をしめしている。

岩質・層相： この地層は、おもに輝緑岩・スピライトなどで構成され、そのほか輝緑岩質凝灰岩・粘板岩・砂岩・礫岩・チャートおよび石灰岩などを介在している。輝緑岩・スピライトと、輝緑岩質凝灰岩との境界は、不明瞭なことが多く、全域にわたって区分することは困難である。一般に凝灰岩は少ない。また、岩脈状や熔岩状、一部には集塊岩状の輝緑岩・スピライトもみとめられる。砂岩・礫岩およびチャートなどの介在層は、一般に連続せず、一定の層準をしめしていない。この地層の模式的な岩相分布は、兵安川下流地域でみられ、第3図のようになっている。

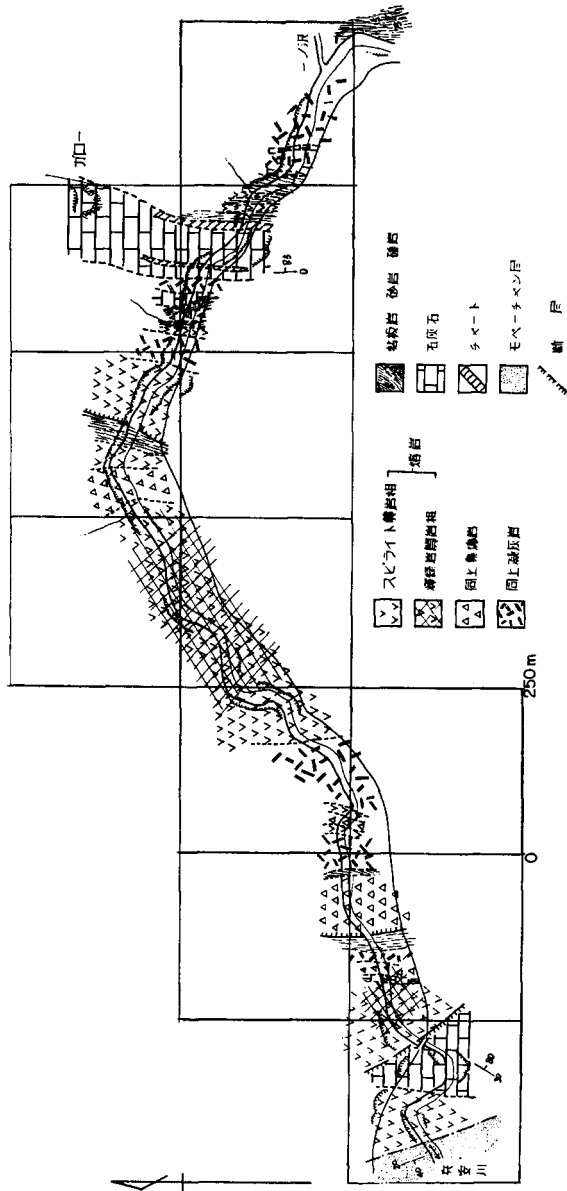
化 石： この地層からは、肉眼的な化石は発見されなかった。しかし、石灰岩中から、*Pycnoporidium lobatum* YABE & TOYAMAおよび*Spongiomorpha* n. sp.が、今西・橋本によって発見されている。これらの化石がしめす時代の上限は、ジュラ紀である。このことから、この地域の地層が空知層群下部の山部層に対比されている。^{9), 10)}

層厚： 一般に破砕帯によって転移しているため、真の層厚を測定することは困難である。比較的安定している兵安川下流でみると、おおよそ1,500m以上に達する。

. 2 間ノ川層

1902 福地信世： ペイチャン統の一部 + パンケナイ統の一部

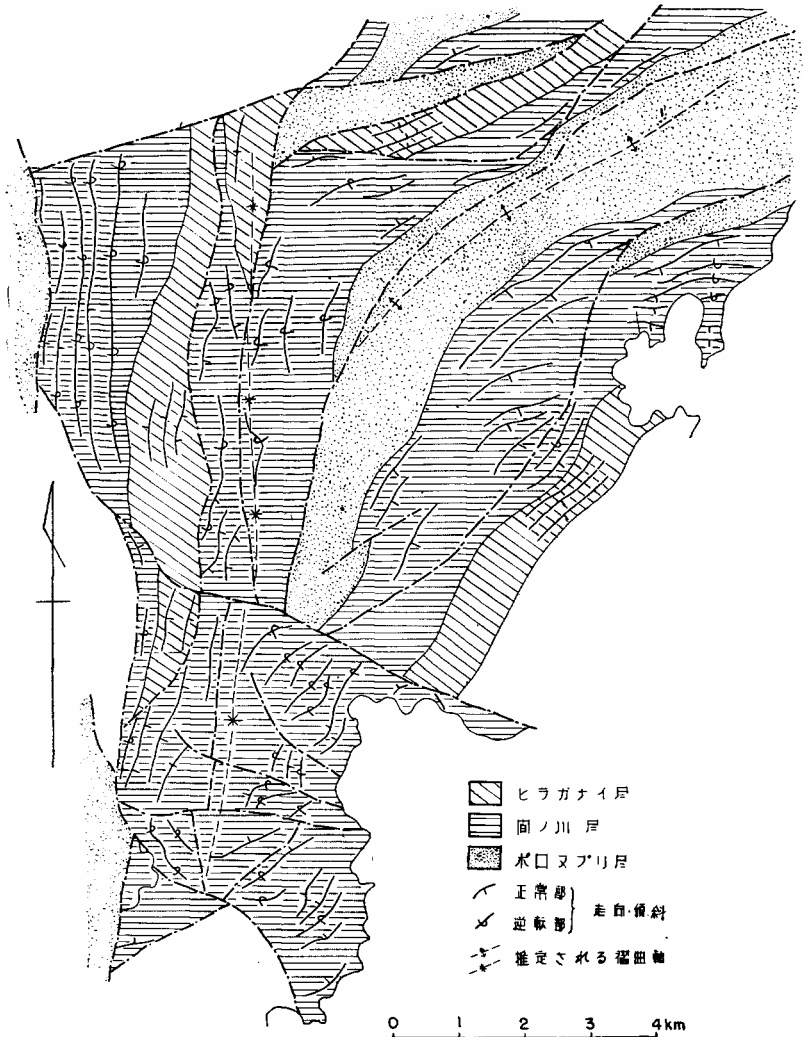
1935 鈴木 要： ポロヌプリ層の一部+ベイチャン層の一部+ピラカナ
イ層の一部



第3図 兵安川下流部のポロヌプリ層の岩相分布 (長谷川深原図)

模式地： パンケナイ川上流部。

分 布： パンケナイ川の上流および兵安川上流地域に、ポロヌプリ層をはさんで、その北西および東翼に発達している。そのほか、兵安川中流・間ノ川・平賀内川・中ノ川などにも、かなり広く分布している。

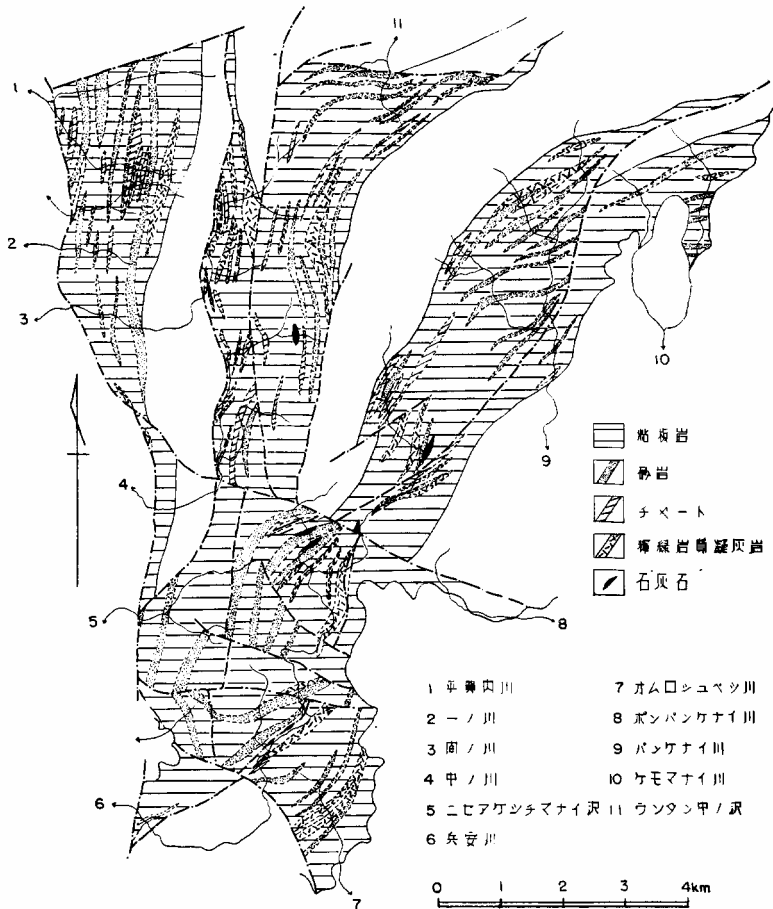


第4図 ポロヌプリ層・間ノ川層・ヒラガナイ層の構造

構造： 間ノ川層は、ポロヌプリ層にくらべ、層理の発達が良好で、構造の追跡が容易である。しかし、地層が逆転傾斜をしめている場合が多いが、全域にわたって、逆転構造を追跡することは困難である。

上位および下位の地層の分布状態から間ノ川層の構造を追跡してみると、第4図のようになる。

関係： 下位のポロヌプリ層とは漸移している。したがって、輝緑岩やスピライトが



第5図 間ノ川層の岩相分布

* 地質図には見かけの走向・傾斜を記入してある。

なくなり、粘板岩を主体とする部分から、この地層にふくめた。

岩質・層相： 間ノ川層は、粘板岩が主体で、砂岩・チャート・輝緑岩質凝灰岩および石灰岩を介在する地層である。

間ノ川層の構成岩の粘板岩・砂岩・チャートなどの岩質は、ポロヌプリ層のものとはほとんどかかわらない。ただ、次のような相違がみとめられる。(1)砂岩を顕微鏡下で観察すると、斜長石>石英>岩石片であって、ポロヌプリ層のものにくらべると、やや斜長石が多い。また、岩石片は、ポロヌプリ層のものには、輝緑岩片をふくんでいることが普通であるが、間ノ川層のものでは、ごくまれにしかみられないという特徴がある。(2)チャートの内には、凝灰岩様で、やわらかいものもみとめられる。また、粘板岩や輝緑岩質凝灰岩から漸移してチャートとなっている場合もある。(3)砂岩には、ひじょうに凝灰質のものもみとめられる。

間ノ川層は、下部では、輝緑岩質凝灰岩およびチャートの介在が多いが、上部では、次第に少なくなり、厚い砂岩が発達するようになる。また、石灰岩も特徴的に下部に介在している。これらの介在層は、一般に水平的な連続性が乏しいが、上部ほど連続性を増している。このように間ノ川層は、層相の変化がはげしいことが特徴であるが、この様子を、追跡できた範囲内でしめすと、第5図ようになる。

化石： この地層からは、化石は発見されていない。

層厚： パンケナイ川では、およそ1,700m以上である。

3 ヒラガナイ層

1902 福地信也： ペイチャン統・パンケナイ統およびオネンカラマップ統の一部

1935 鈴木 要： ポロヌプリ層・ペイチャン層およびヒラガナイ層の一部

模式地： パンケナイ川中流および間ノ川中流部。

分布： パンケナイ川・中ノ川・間ノ川・平賀内川の中流部およびウソタン川上流などに露出分布している。

構造： この地層は、まえにのべた間ノ川層と同様に、逆転傾斜や正規の傾斜がみられる。パンケナイ川およびウソタン上流部では、 $N45^{\circ} \sim 70^{\circ} E$ 、 $30^{\circ} \sim 90^{\circ} SE$ およびNWの走向・傾斜をしめし、それぞれ、正規の構造をとっている。一方、西部の中ノ川・間ノ川・平賀内川に分布するものは、南北性の走向と、 70° 以上東また西に傾斜している。そのうち第4図であきらかなように、もっとも西側のブロックは東傾斜の構造が本来の構造である。また平賀内川上流部に発達するブロックでは、西傾斜をしめしている。したがっ

て、両ブロックの間に向斜構造が発達していたと考えられ、それが、断層による転移でこわされたものと解釈される。

関係：下位層とは、層相上からはっきり区別されるが、整合的に接している。

岩質・層相： 淡緑色・灰白色のチャートが主要構成員であるが、粘板岩・珩岩質凝灰岩などを介在している。

ヒラガナイ層は、粘板岩・凝灰岩をわずかに介在しているだけで、全層ほとんど変化なく、チャートで構成されている。粘板岩や凝灰岩などの介在層は連続しないが、この地層そのものは、厚さは変化するがひじょうに連続性がある、ペーチャン層群中で良好な鍵層とすることができる。

化石： この地層からは、肉眼的な化石は発見されていない。

層厚： パンケナイ川では、おおよそ350m前後であるが、間ノ川では、500～600mとなっている。

4. パンケナイ層

1902 福地信世： パンケナイ統

模式地： パンケナイ川中流部。

分布： パンケナイ川中流部から、ケモナイ川にかけた地域にだけ分布している。

構造： パンケナイ川では、 $N20^{\circ} \sim 70^{\circ} E \cdot 50^{\circ} \sim 80^{\circ} SE$ の走向・傾斜をしめし、正規の構造をとっている。一方、ケモナイ川では、ほとんど東西性の走向となり、 50° 前後南に傾斜しているが、一部には、 $30^{\circ} \sim 60^{\circ}$ の北傾斜部も発達している。この部分は、やはり逆転部と考えられる。

関係： 下位層とは、整合的に接しているが、層相は急変し、境界が明確である。

岩質・層相： 全層を通じて、ほとんど板状の層理の発達した粘板岩で構成されているが、上部には、粗粒の硬砂岩が1枚介在している。このほか、暗灰色のチャートの薄層もみとめられる。粘板岩は、一般に堅く珩質の部分もみられる。また、一部では、千枚岩状の産状を呈している。

パンケナイ層は、垂直的にも水平的にも、層相はあまり変化しない。また、上部に介在する砂岩も連続する。このような特徴のほかに、この地層には、下位層に多かった輝緑岩質岩をまったく介在していないこと、砂岩やチャートが、下位層にくらべて少ないこと、などが特徴となっている。

化石： 化石は発見されていない。

層厚： パンケナイ川では、少なくとも1,900mに達している。

ウソタン層群

1902 福地信世： オネンカラマップ統

1935 鈴木 要： ヒラカナイ層+ウソタン層

まえにのべたように、ペーチャン層群とウソタン層群との、直接の累重関係のみられるところは、まったくない。少なくとも中頓別図幅や浜頓別図幅では、断層で両層群が接しているため、層位的な関係はあきらかでない。しかし、ペーチャン層群の地質構造から推定するならば、断層でこわされてはいるが、ポロヌプリ層を核とする背斜構造の北西翼部に、ウソタン層群が発達している。また、ペーチャン層群の層相は、上部に向って、次第に水平的に変化が乏しくなり、連続性をもつようになって、ウソタン層群の層相と近似性をもってくる。さらに、ウソタン層群中の特徴的な層相も、ペーチャン層群中には、まったくみられない。このような理由から、ウソタン層群は、ペーチャン層群の上位層と考えられる。したがって、ウソタン層群は、ペーチャン層群が、新第三紀層で広くおおわれている図幅の東南地域に発達するものであろう。

ペーチャン層群が、中頓別図幅地域の日高累層群の大半を占めているのに反し、ウソタン層群は、浜頓別図幅地域の日高累層群の主要構成員となっている。浜頓別図幅地域で、いままでにあきらかになった、ウソタン層群の層序区分は次のようである。

ウソタン層群 { フーレピラ層
鬼河原層
イチャンナイ層
珠文岳層
ナイ川層

中頓別図幅地域には、これらの地層のうち下位の、ナイ川層および珠文岳層の一部しか発達していない。

ウソタン層群は、水平的な層相の変化が乏しく、比較的連続することが特徴的である。

* 浜頓別図幅のウソタン川流域では、蛇紋岩をともなう衝上性断層で接している。しかし北東部の未踏査地域では直接の累重関係が発見される可能性がある。

** 浜頓別図幅の北東地域でペーチャン層群とウソタン層群の層序があきらかにされた場合には、両層群の境界をどこにとるかが問題となるであろう。この図幅ではいちおうベンケナイ層までをペーチャン層群としてある。

*** この層序区分は、ウソタン川から南部地域で行なったもので、地層名は仮りに命名されている。したがって、浜頓別図幅北東地域の調査結果によっては、変更される場合もある。

.1 ナイ川層

1902 福地信世： ペーチャン統の一部

1935 鈴木 要： ピラカナイ層の一部

模式地： 浜頓別図幅のウソタン川支流ナイ川上流地域。

分 布： 中頓別図幅地域では、北端のイチャンナイ川上流からナイ川上流にかけて分布しているだけである。主要な分布地は浜頓別図幅内にある。

構 造： イチャンナイ川上流では、 $N50^{\circ} \sim 70^{\circ} E \cdot 60^{\circ} \sim 80^{\circ} NW$ の走向・傾斜をしめしている。浜頓別図幅内でも、ほぼ同じような構造をしめしており、中頓別図幅地域の構造がそのまま連続している。

関 係： この地層の下限は、まえにのべたように、蛇紋岩をともなう衝上性断層で切断され、ポロヌプリ層と直接している。また、ナイ川層の下部の層相は、間ノ川層に類似した層相をしめしている。このような点から、ナイ川層は、ポロヌプリ層直上の地層でないかという疑も生ずる。しかし、上部に発達する特徴的なチャートの厚層（珠文岳層）との層位関係は、まったく整合的であって、このような上位層相を間ノ川層以上のペーチャン層群中に、もとめることはできない。したがって、ナイ川層は、ペーチャン層群以上の地層である。

岩質および層相： 粘板岩・チャートを主体とし、硬砂岩および輝緑岩質凝灰岩を介在する地層である。

ナイ川層の下部は、粘板岩にとみ、灰白色のチャートおよび輝緑岩質凝灰岩を、しばしばはさむ層相をしめしている。中部では、粘板岩の薄層をはさむ灰白色チャートおよび暗赤色チャートの厚層（厚さ約200m）が発達している。上部になると、ふたたび粘板岩を主体とし、まれにチャートを介在する層相となっている。

化 石： この地層からは肉眼的な化石は発見されていない。

層 厚： イチャンナイ川上流で、800m以上である。

.2 珠文岳層

1902 福地信世： オネンカラマツ統の一部

1935：鈴木 要： ピラカナイ層の一部

模式地： この図幅では、尻無川に模式的に発達している。しかし、この地層の本体は浜頓別図幅内にあって、イチャンナイ川・鬼河原川が模式的である。

分 布： 中頓別図幅では、尻無川上流域およびイチャンナイ川上流にだけ分布している。

構造： 尻無川では、NS～N10°Wの走向と、60°～70°SWの傾斜で、厚さ1,500m以上の厚層で発達しているにもかかわらず、尻無川のすぐ南の平賀内川には、まったく連続していない。平賀内川では、間ノ層が発達しており、珠文岳層と間ノ川層の間に、NEE方向の大きな断層帯が発達することをしめしている。この断層帯の延長は、まえにのべた、ナイ川層とポロヌブリ層との境界の断層帯である。一方、イチャンナイ川上流では、N40°～70°E・60°～80°NWとなっていて、尻無川でみられる南北性の構造から、東西性に近い構造に転移している。

関係： 層相は明確に変わるが、ナイ川層とは、完全に整合である。

岩質および層相： この地層の構成員は、灰白色・暗赤色および暗緑色などをしめし、板状層理の発達したチャートである。下部では、まれに粘板岩および細粒砂岩の薄層を介在している。一般に、灰白色の色調をしめすチャートが多くなっている。

この地層の特徴は、全層ほとんどチャートで構成され、厚さが尻無川で1,500m以上であること、浜頓別図幅地域の珠文岳をへて、ウソタン川本流域まで、厚さや層相がほとんど変化なしに、連続して追跡されること、などである。したがって、枝幸山地地域の日高累層群中で、もっとも良好な鍵層である。しかし断層による転移が多く、中頓別図幅地域では、ごく一部にしか発達していない。

なお、尻無川では、この地層中で、坑道掘さくによる金鉱脈の探鉱が行なわれた跡がある。この附近では、圧砕されて、粘土化した細脈はみられるが、鉱脈は残されていない。

化石： この地層からは、肉眼的な化石は発見されていない。

層厚： まえにのべたように、尻無川で1,500m以上である。

. 2. 2 白 堊 系

. 2. 2. 1 歌 登 層 群

1933 服部幸雄・山内敬信： 中生層

1942 島田忠夫： 北見層群

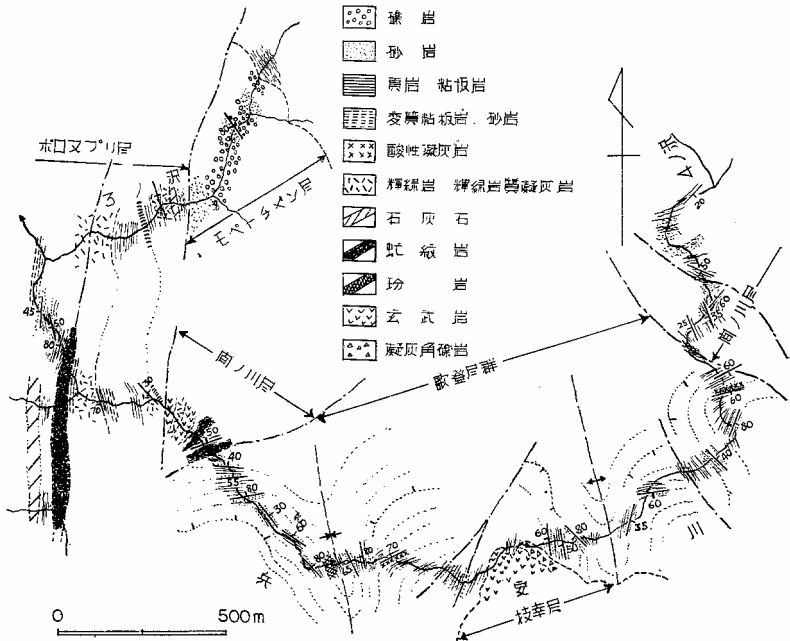
1956 今西 茂： 北見層群

1962 長谷川潔他： 歌登中生層

模式地： この図幅地域では、兵安川および中ノ川の中流部。標式的には、音威子府図幅北端の、小頓別・歌登間の道路に発達している。

分布： 図幅の中央南部の、兵安川中流域からオムロシュベツ川上流域にかけた地域と、中ノ川中流部を中心として、北の間ノ川から南のニセアケシチマナイ沢まで分布している。

構造： 兵安川から南の地域では、走向方向や傾斜方向は、まったく一定していないが、傾斜は $50^{\circ} \sim 90^{\circ}$ でかなり急傾斜である。このような状態は、ひじょうに複雑な褶曲をくりかえし、さらに断層によって寸断されているためと考えられる。兵安川の踏査図は、第6図のとおりで、実際にNW方向、NS方向、NE方向などの、幅50cm～150cmほどの破砕帯が数多くみられる。しかし、オムロシュベツ川や歩道ノ沢などの構造と連絡して考察すると、大局的には、それぞれ南北性の背斜と向斜構造がうかがえる。



第6図 兵安川中流部歌登層群分布地域踏査図

一方、中ノ川地域では、ほぼ南北性の走向をしめし、傾斜は $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$ で傾斜方向は安定していない。局部的に逆転した傾斜をしめしている場合もみとめられる。この地域では、葉理の発達状態や級化整層の状態から地層の上下を判定してみると、大まかには、南北性の向斜構造をとっているようである。

関係： 地質図であきらかなように、周辺の断層でかこまれており、日高累層群中に落ちこんだ形態をしめしている。したがって、下位層との関係はあきらかでない。音威子府図幅地域でも、下位の日高累層群との関係は不明とされている。

岩質・層相： 砂岩・頁岩の互層を主体とし、灰白色の凝灰岩をしばしばはさんでいる。

また、頁岩の中には、まれに泥灰質の扁平な団球をふくんでいる。

南部地域では、おもに頁岩にとんだ互層が発達しているが、まれに頁岩の厚層もみとめられる。中ノ川地域では、砂岩にとむ互層となっている。

音威子府図幅によれば、この地層はA層およびB層に区分されている。しかし、中頓別図幅では、全層ほとんど同じような層相で、細分することはできない。

この地層は、日高累層群とことなり、輝緑岩・スピライト・チャートなどを、まったく介在しないことが特徴である。また頁岩や砂岩には、葉理が発達し、しばしば級化整層がみとめられる。さらに凝灰質である。このような点で、いかにも若そうな外観を呈している。凝灰岩には、中部蝦夷層群中に普遍的にみられる骨石状凝灰岩もみとめられ、一つの特徴となっている。

化石： 中頓別図幅地域では、化石はまったく発見されなかった。しかし、南の延長部にあたる音威子府図幅地域では、今西によって、*Trigonia pociliformis* YOK.をふくむ動物化石群が¹⁴⁾発見されている。この化石は、中野によって*Scabrotrigonia imanishi* NAKANOと再鑑定された。¹⁵⁾その地質時代は、Apto-Albianをしめし、白堊紀の宮古階に相当することがあきらかにされた。

歌登層群は、音威子府図幅で指摘されているように岩質や層相の特徴が、下部蝦夷層群や中部蝦夷層群と類似している点からみると、中頓別図幅地域の歌登層群全部が、蝦夷層群に相当する可能性も生ずる。中頓別図幅では、このような問題点を解決するいとぐちは、つかむことができなかった。この図幅では、いちおう、歌登層群として一括し、その地質時代は宮古世以降のものとしてあつかった。

層厚： まえにのべたように、複雑な褶曲と断層が発達しているため、層厚の測定は容易でないが、兵安川では、おおまかには1,000m以上である。

2.2.2 蝦夷層群

中頓別図幅地域に発達する蝦夷層群は、中部蝦夷層群最上部の地層から、上部蝦夷層群上部までで、中部蝦夷層群の中部から下部の地層の露出はみられない。また、分布地域は、図幅の西半部にかぎられており、新第三系や松音知火山噴出物でおおわれている。

日高累層群や歌登層群には、断層によってこわされて、褶曲構造はほとんど残されていないが、蝦夷層群には、かなりいちじるしい褶曲構造が発達している。しかし、隣接する¹⁶⁾敏音知図幅もふくめて概観すると、中頓別図幅地域は、向斜の東翼部にあたっている。

中部蝦夷層群

¹⁷⁾この図幅地域の中部蝦夷層群は、佐久層に相当すると考えられる、一ノ川層だけである。

.1 一ノ川層

1955 今西¹⁸⁾ 茂： イソサンヌプリ層群Crv層

模式地： 間ノ川下流部

分 布： 間ノ川および一ノ川などの下流域と、平賀内川南支流などに分布している。

関 係： ポロヌプリ層と断層で直接している。

構 造： この地層は、間ノ川および一ノ川では、約1.5kmの幅で分布しているが、その間に、二つの背斜と一つの向斜構造がみとめられる。地層の走向は、ほぼ南北性で、傾斜は40°～70°である。一部では、80°前後の急傾斜を示している。したがって、褶曲構造もかなり急傾斜で、それぞれの軸の間隔はせまい。

岩質・層相： この地層は、砂岩およびシルト岩で構成されている。シルト岩中には、しばしば不規則な形状の団球をふくんでいる。

一ノ川層は、露出している範囲では、最下位に粗粒凝灰質砂岩が発達している。その上部には、細粒砂岩とシルト岩の薄互層部がみられ、上部になるほど次第にシルト岩が多くなっている。

化 石： この地層からは、鑑定できるような化石は採集されなかったが、しばしば *Inoceramus* 破片をふくんでいる。

この地層は、今西がイソサンヌプリ層群の一部に対比し、トリゴニア砂岩層準（中部蝦夷層群上部）とした地層である。この図幅調査では、*Inoceramus* 破片をえただけで、明確に中部蝦夷層群の佐久層準を指示する化石は、発見されていない。したがって、いちおう、今西にしたがって、中部蝦夷層群にふくめた。

層 厚： 計測できた範囲では、約350m+である。

上部蝦夷層群

上部蝦夷層群は、おもに兵安川の西側の地域に、新第三系や火山岩におおわれて、分布している。この図幅地域の上部蝦夷層群は、下部から上部まで、ほとんど頁岩またはシルト岩で代表される泥質相の多いのが特徴である。しかし、層相のちがいによって、下位から、上頓別層・^{レイゴ-}零号沢層・^{コトギ}寿層の3層に区分することができる。

.1 上頓別層

1955 今西 茂： 頓別層群下部Crlv層

模式地： 藤井ノ沢流域。

分 布： 上頓別附近および藤井ノ沢流域などに広く分布している。そのほか、一ノ川・間ノ川下流部や、中頓別市街地の東側にも発達している。

構造： この地層は、一般に南北性の走向で、傾斜は $30^{\circ} \sim 70^{\circ}$ の範囲である。局部的には直立していることもある。このような走向・傾斜で、南北方向の軸をもった褶曲のくりかえしが発達している。全般的にみると、兵安川から西側の分布地域では、比較的ゆるい大まかな波状褶曲であるが、兵安川の東側では、小さなげししい褶曲のくりかえしがみられる。

関係： 下位のノ川層との直接する関係はみられないが、構造は、まったく整合的である。

岩質・層相： 暗灰色のシルト岩および頁岩で構成されている。まれに、灰白色凝灰岩の薄層や、泥灰質団球がみとめられる。

この地層は新鮮な面では、一般に無層理なことが多い。風化すると、多角形の細片に破碎しやすい。全層はほとんど均一の層相をしめしており、垂直的・水平的に変化に乏しいのが特徴である。

化石： この地層中には、一般に化石が保存されていることは少ない。まれに *Inoceramus* の産出がある。藤井ノ沢下二股附近で、小型の *Inoceramus* sp. (*naumanni* type) が発見されたが、そのほかの地域では *Inoceramus* の破片が採集されただけである。今西によると、平賀内川およびその南支流地域で、*Inoceramus naumanni* YOKOYAMA の産出が報告されている。¹⁸⁾

層厚： 南部地域で計測すると、500m以上に達する。

2 零号沢層

1955 今西 茂： 頓別層群下部Cr 層 + Cr 層

模式地： 図幅南西部の零号沢。

分布： 図幅南西部の平野沢から零号沢流域までの地域および神崎附近、藤井ノ沢上流地域などに分布している。そのほか、平賀内川下流域や兵安川流域などにも発達している。

構造： 平野沢では、 $N20^{\circ} \sim 60^{\circ} E \cdot 30^{\circ} \sim 70^{\circ} NW$ の走向・傾斜をしめしている。一方零号沢では、ほぼ南北性の走向と、 $40^{\circ} \sim 75^{\circ} W$ の傾斜となっている。神崎附近では、南北性の向斜構造がみとめられる。その向斜の東翼部では、 $NS \cdot 30^{\circ} \sim 50^{\circ} W$ 、西翼部では、 $N10^{\circ} E \cdot 50^{\circ} SE$ の一般走向・傾斜をそれぞれしめしている。北部の藤井ノ沢・兵安川下流域・平賀内川下流部などの地域でも、それぞれ南北性の走向で発達しており、小さなうねりをもった南北性褶曲をくりかえしている。これらの地域の傾斜は、一般に $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$ である。

関係： 平野沢では、この地層の基底部に、礫岩層が発達しているが、構造的にはま

ったく整合的である。ほかの地域では、礫岩層はみられず、漸移しているようである。したがって、砂岩・凝灰岩をひんぱんに介在する部分から、この地層にふくめた。

岩質および層相： この地層は、砂岩・頁岩・凝灰岩および礫岩で構成されている。

層相は、平野沢地域では、礫岩層からはじまり、それから約150m上位に、厚さ2m前後の凝灰岩がみとめられる。この凝灰岩は、平野沢から零号沢まで鍵層として追跡される。凝灰岩から上部では、粗粒砂岩や凝灰岩をひんぱんに介在している。一部には砂岩・頁岩薄互層部が発達している。また上部では、しばしば石灰質団塊をふくんでいる。この地層の基底部礫岩および鍵層とした凝灰岩は、まえにのべたように、南西地域だけで追跡されるが、神崎地域や、北部地域ではみとめられない。しかし、砂岩や凝灰岩をひんぱんにはさむことや、互層部の発達している状態は、南部地域とほとんど同一の層相である。

化石： この地層中には、小型の団球や、大型の団塊をしばしばふくんでいるが、化石が保存されていることは少ない。まれに*Inoceramus*の破片がみとめられる。また、地層中には保存の悪い*Ammonite*がふくまれていることがある。平野沢で小形の*Puzosia*らしい破片を、兵安川下流では*Pachydiscus*らしい大型の*Ammonite*の破片がみとめられたが、属種は決定されていない。北部の平賀内川および天北線沿線で、今西は*Gnadyceras tenuiliratum* YABE, *Hauericeras gardeni* (BAILY). *Inoceramus* spp. などの産出を報告している。¹⁸⁾

層厚： 南部地域で計測すると約700mである。

3 寿 層

1955 今西 茂： 頓別層群下部Cr₁層

模式地： 平太郎沢下流部

分布： 中頓別市街西部地域と、神崎西方および零号沢上流地域などに分布している。

溝造： 分布地域全般を通じて、南北性の走向と、40°～70°Wの傾斜をしめしている。神崎地域では、向斜構造をとっている。

関係： 北部地域では、下位層との関係はあきらかでない。零号沢では、整合漸移している。

岩質・層相： 暗灰色のシルト岩で構成されている。まれに、灰白色粗しょうな凝灰岩薄層を介在している。シルト岩の産状は、板状層理の発達する部分や無層理の部分がみられる。この中には、大型や小型の石灰質団塊がしばしばみとめられる。

岩質は、局部的に砂質となる場合があるが、大きな変化はみられない。水平的にも垂直的にも、層相はあまり変化しない。

化石： 保存の悪い*Pachydiscus type*の大型*Ammonite*がみとめられたが、属種は鑑定されていない。

層厚： 北部地域で約700mである。

. 2 . 3 . 3 頓別層群¹⁹⁾

1950 今西 茂： 頓別層群

この地層群は、この地方の白堊紀の最上部を構成している。一般に、ひじょうに凝灰質であること、砂岩にとんでいることが特徴的である。産出化石も、上部浦河世からヘトナイ世にかけての*Inoceramus*や*Ammonite*である。また、凝灰岩の性質は、上部蝦夷層群から下の地層中のものは、紫蘇輝石安山岩質であるのに対し、頓別層群からは、角閃石安山岩質であることが、特徴として報告されている。頓別層群は、このような化石や岩相上の特徴から、函淵層群や安川層群に対比される。しかし、安川層群の分布地域では、上部蝦夷層群を不整合におおっていることが報告されているが、この図幅地域では、層相には明確な境界はあるが、まったく整合的である。

頓別層群の主要分布地域は、中頓別図幅周辺の地域である。今西は、この主要分布地のうち浜頓別図幅地域で、地層を9層に区分し頓別層群として一括してあつかっている。このうち下部は、まえにのべた上部蝦夷層群にふくめた地層である。上部の地層の延長は、中頓別地域にも分布している。したがって、この図幅では、今西にしたがって、頓別層群としてあつかった。

この図幅地域では、層相の特徴から上駒層および平太郎層の2層に区分した。

上駒層

模式地： 平太郎沢下流部。

分布： 図幅北西部の平太郎沢から上駒部落にかけて分布している。

構造： まえにのべた寿層とほとんど同様な、南北性の走向・30°~75°Wの傾斜で発達している。

関係： 下位の寿層とは整合的に接している。寿層の上に発達する凝灰質粗粒砂岩から、この地層にふくめた。

岩質・層相： 凝灰質粗粒砂岩・シルト岩および細粒砂岩で構成されている。細粒砂岩は、シルト岩または泥岩片を、パッチ状または斑紋状にふくむ、いわゆる“泥くい”砂岩で、一種の泥相と砂相の混合堆積物と考えられる。一般に凝灰質で塊状の産状を呈している。

基底部の凝灰質粗粒砂岩から上位は、ほとんどシルト岩で構成されているが、約50m

上位には、“泥くい”砂岩が、それから約100m上位には、やや礫質凝灰質粗粒砂岩がみとめられる。基底部の砂岩は、水平的な連続性がみとめられるが、上位の泥くい砂岩や粗粒砂岩は追跡できない。

化石： 大型の*Inoceramus*や*Ammonite*をふくんでいることが多いが、保存が不良で破片となっている。しかし、*Inoceramus*の大半は、*Inoceramus schmidti* typeのものである。なお、岡田は、平太郎沢のこの地層に相当するH₁、H₂層から、次の化石の産出を報告している。

Cavadoceras sp.

Gaudryceras striatum (JIMBO)

Helcion gigantea SCHMIDT

Inoceramus schmidti MICHAEL

Ino. balticus BÖHM

層厚： 約500mである。

平太郎沢

模式地： 平太郎沢

分布： 平太郎沢から上駒西部にかけて分布している。

構造： N10° ~ 50° W · 70° ~ 80° SWの一般走向・傾斜をしめしており、敏音知図幅にみとめられる向斜構造の東翼にあたっている。

関係： 下位の上駒層とは整合漸移している。やや粗粒の泥くい状砂岩から、この地層にふくめた。

岩質・層相： 平太郎沢層の構成員は、砂岩・シルト岩および凝灰岩である。砂岩には、“泥くい”砂岩のほかに、暗緑色の海緑石砂岩様のもや、いろいろな色調の粒子をふくむ“雑色”砂岩などがみとめられる。いずれも凝灰質で、*Inoceramus*の繊維片や炭質物・石炭片などを、しばしばふくんでいる。

この地層は、全般的に泥くい状砂岩が多いが、粗粒砂岩や雑色砂岩をしばしば介在し、局部的にはシルト岩と互層状態を呈する。まれに、泥灰質団球をふくんでいるが、化石を保存していることは少ない。

化石： この地層中には、しばしば大型*Inoceramus*の破片が保存されているが、属種が決定できるほどのものはみられない。

層厚： 1,000m以上である。

. 2. 3 新第三系

図幅地域の新第三系は、中新世後期に属する、モペーチャン層・枝幸層、鮮新世に属する中頓別層・本幌別層・小頓別層およびペンケ層に区分される。なお、東部地域では、枝幸層をおおって金駒内熔岩およびウエンナイ熔岩が発達している。

この地域の新第三系は、日高累層群や歌登層群などの分布地域を境として、その東西両翼で、構成岩相がいちじるしくことなっている。したがって、この図幅では、それぞれの地層を堆積させた堆積盆の広がりをもとにして地層名を使用した。

両地域の地層は、ともに海成層で、海棲化石をともなっている。モペーチャン層と枝幸層からは、厚内 峠下化石動物群集を産出し、両地層が、同時期の地層であることをしめしている。また、中頓別層と本幌別層からは、滝川 本別化石動物群集を産出している。

2.3.1 西翼部地域の新第三系

1 モペーチャン層

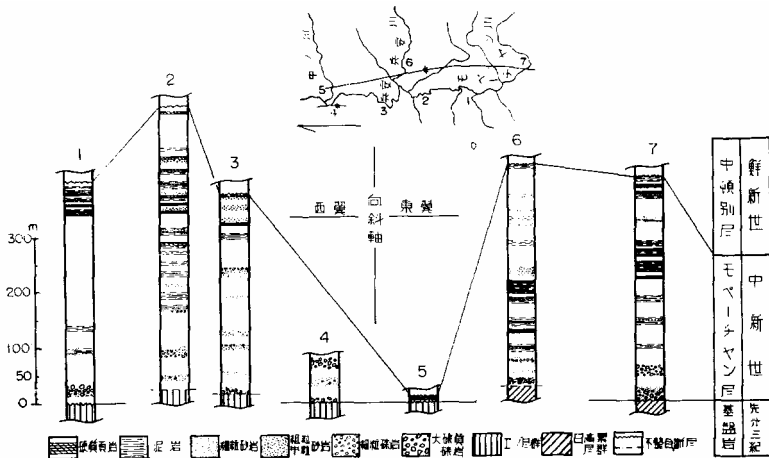
1935 鈴木 要： 茂ウツナイ層下部・茂ペイチャン層・中ペイチャン層

1953 今西 茂： 兵知安層群

模式地： 兵安部落附近の兵安川および茂兵知安川の本流流域。

分 布： 神埼および兵安部落を中心とした地域に分布している。そのほか上毛登別の石炭ノ沢上流、および兵安川3ノ沢などにも発達している。

構 造： N5° ~ 10° W方向に延びた大きな向斜構造がみとめられる。傾斜は、一般に



第7図 モペーチャン層，柱状対比図

20° ~ 40°である。そのほか、上位の中頓別層におおわれている背斜構造が、中ノ川川口附近にみとめられる。

関係： 先第三紀の地層を斜交不整合におおっているが、向斜の両翼で時代のちがった基盤岩層と接している。西翼では蝦夷層群、東翼では日高累層群上に累重している。

岩質・層相： 泥岩・硬質頁岩・砂岩および礫岩で構成され、ときに粗悪な石炭薄層をはさんでいる。

この地層は、一般には、下部が粗粒岩相、中・上部は泥岩相にとみ、層相変化がみられる。しかし、水平的にもかなりいちじらしい変化があり、地域的にそれぞれことなった層相で、発達している。その様子は、第7図にしめしたとおりである。また、下部に発達する礫岩には、地域的な粒度変化が顕著にみとめられる。向斜の東翼では、礫粒が5cm以下で、礫量が多く分級も良好であるが、西翼ではおもに5~10cmの礫で、まれに1mにおよぶ岩塊もふくむ、分級の悪い粗しょうな礫岩となっている。この事実は、モペーチャン層の堆積盆のひろがりを考察する一つの手がかりと考えられる。

なお、兵安川3ノ沢に分布するモペーチャン層は、主要分布地域の下部の層相に類似している。つまり、礫岩・礫質砂岩・砂岩などの不規則な互層からなっている。

化石： 南部地域では、中位の泥岩を主とした岩相、北部地域では、下部の粗粒岩相から、多くの化石が産出している。とくに、北部地域では、化石の密集帯を数層はさんでいる。産出化石は、つぎのものであるが、産出個体数にくらべて種類の変化が乏しいようである。

Nuculana sp.

Macoma sp.p

Peronidia sp

Dosinia kaneharai mirabilis (UOZUMI)

Pitar okadana (YOKOYAMA)

Spisula ezodensata (KUB.)

Mya sp.

巻介数種

これらの産出化石群は、隣接の音威子府³⁾図幅内のタチカラウシナイ層、枝幸²²⁾図幅内の枝幸層から産出する化石群と同じであって、厚内 峠下化石動物群に属するものである。

層厚： この地層は、中頓別層の不整合で大きく削られ、地域的に層厚が変化している。大きくみると、南から北にむかって削剝量は増大している。中ノ川附近から北方の地

域には、発達していない。

茂兵知安川中・上流地域で400～530m，茂兵知安川口附近で350m，中ノ川附近で90



第8図 上頓別層(Km) (上部蝦夷層群)・モペーチャン層(Mo)・中頓別層(Nr)の露出
それぞれの間に見られる不整合面。

mの厚さをしめしており、中ノ川川口の下流では11m前後の厚さに薄化している。

2 中頓別層

1935 鈴木 要： 茂ウツナイ層上部 + 中頓別層

1953 今西 茂： 中頓別層群

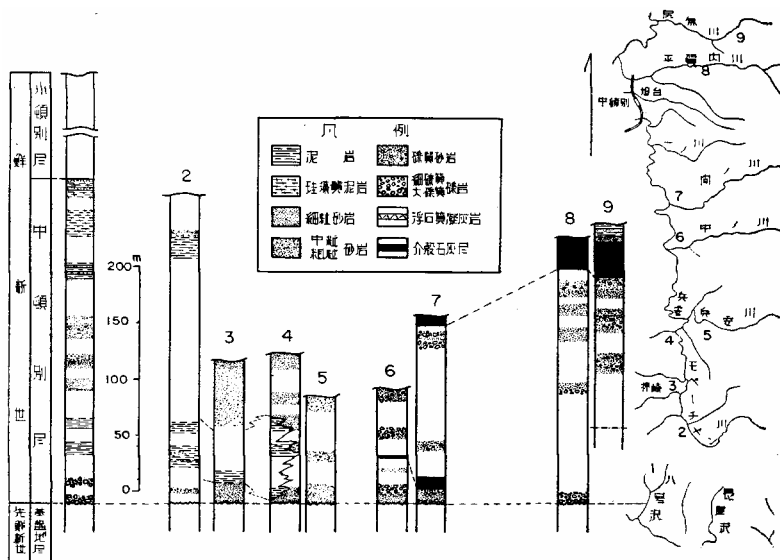
模式地： 茂兵知安川支流・平賀内川中流。

分 布： 尻無川・平賀内川などの下流部を中心とした北部地域、一ノ川から南部の地域などに分布している。茂兵知安川の中流から南部では、分布の幅が5kmほどにひろがっている。

構 造：大局的には、 $N30^{\circ}E \sim N30^{\circ}W$ の走向をしめす大きな向斜構造をつくっている。地層は、 $5^{\circ} \sim 25^{\circ}$ の緩傾斜をしめしている。また、この向斜構造は、一ノ川の北方で構造軸が東方に転移している。なお、この向斜構造の南方の延びに当る石炭ノ沢付近では走向が $N60^{\circ}E \sim N60^{\circ}W$ にかわっているが、これは、この構造軸にそって、地域的にできた盆地状構造の一つであろう。

関 係： この地層の基底部は、モペーチャン層・蝦夷層群および日高累層群など、地質時代のちがった地層の上に累重し、それぞれ基底礫岩が発達している。

モペーチャン層と中頓別層との境界は、(1)茂兵知安川と兵安川合流点から1.2km上流



第9図 中頓別層柱状対比図

茂兵知安川の右岸，(2)同じ合流点から7～800m上流の兵安川左岸，(3)兵安部落北方約500mの兵安川右岸，(4)中ノ川合流点の下流，などで観察できる。



a - b : 不整合面，Nts：砂岩層（北部岩相）とNtm：泥岩相（南部岩相）とが指交關係を示している。
第10図 毛ペーチャー層(Mo)と中嶺別(Nts・Ntm)の露出（茂兵知安川下流部）

(1)の地点では、第9図のように、中頓別層の基底部は、浮石礫をふくむ凝灰質粗粒砂岩相である。不整合面には、円礫が散点しており、その上には、塊状の凝灰質中粒砂岩相が厚く重なっている。

(2)の地点では不整合面がいちじるしく不規則な波状面をもっている。また穿孔孔による穿孔をいくつかみとめることができる。基底岩相の凝灰質粗粒～中粒砂岩の中に、不整合面の下位の地層を構成する泥岩の岩塊を多数取込んでいる。

(3)・(4)の地点においても、不整合面は明瞭である。しかも、(1)～(4)の間で、この地層の基底部と接するモペーチャン層の層準がまったくちがっている。

岩質・層相： 礫岩、礫質砂岩、砂岩、泥岩から構成されており、厚い介殻石灰層を1～2枚はさんでいる。なお、地域によって、角礫凝灰岩、珪藻質泥岩などはさんでいる。また、砂岩中には、介化石や泥灰質団球をふくんでいる。図幅の南部地域では、亜炭層を挟在しており、かつて採掘稼行されていたことがある。

この地層は、茂兵知安川下流右沢附近を境にして、その北部と南部とで、構成岩相および累積状態が、いちじるしくことなっている。

北部地域では、全層が礫岩と砂岩とで構成され、1～2枚の介殻石灰層をはさんでいる。一方、南部地域では、下部が泥岩、上部が砂岩にとみ、一部では亜炭層をはさんでいて、垂直的な層相変化がみとめられる。また南西部の八号沢附近では、珪藻質泥岩をはさむ礫岩・砂岩が発達している。このような層相変化の様子は、第9図にしめした。

この地層の下部は、砂岩および泥岩からなっているが、両者は地域的な発達状態をしめすもので、北部では砂岩、南部では泥岩である。両者の岩相が移りかわる茂兵知安川下右沢付近では、砂岩と泥岩が、第10図のように指交関係をしめしている。南部に発達する下部の泥岩は、モペーチャン層の泥岩と類似しているため、従来の調査では下位の地層群の1員にふくめられていたようである。しかし、あきらかに、北部の砂岩と指交しており、また、不整合面から上部である。さらに、泥岩中から産出する化石も、鮮新世の地層であることをしめしている。

中頓別層中にみとめられる介殻石灰層は、中ノ川から北部地域に発達している。基底から、20～50m、および160～200mの二つの層準のところにあつて、下部のものは、10m以下、上部は15～40mの厚さをしめしている。

これまでのにのべたような、北部地域と南部地域の岩相の極端な相違は、この地層堆積当時の基盤の形態を反映しているものであつて、当時の海底古地形および海域の広がりを観察する上に、注目しなければならぬ状態であろう。

中頓別層は、中新世・稚内階下部に属する地層であると報告されてきた。^{10), 23)} * その理由としては、中頓別層の見掛上の分布状態が、モペーチャン層の硬質頁岩の下位にあたり、また、介殻石灰層から産出する化石のうち、Pectinidaeの一部が中新世示準化石に類似している^{10), 24)}、などの点を指摘している。しかし、モペーチャン層と中頓別層とは、あきらかに斜交不整合関係をしめし、中頓別層から産出する化石は、滝川 - 本別化石動物群集である。したがって、中頓別層は鮮新世の地層であることはあきらかである。

化石： 中頓別層から産出する化石は、南部と北部で、その種属がややちがっている。南部地域の産出化石は、つぎのものである。

Yoldia sp.

Venericardia sp.

Lucinoma annulata (REEVE)

Patinopecten sp. A.

Clinocorbium californiense (DESHAYES)

Spisula voyi GABB.

Macoma optiva (YOKOYAMA) 多産

Macoma sp.

Mya cunaieformis (BÖHM) 多産

Turritella fortilirata (SOWERBY) 多産

珪藻類

双子葉植物

これらの化石群は、一般に、滝川 - 本別化石動物群と呼ばれる鮮新世示準化石群に、ほぼ相当している。なお、この南方延長部の、音威子府図幅内の本幌別層からは、

Elphidium oregonense CUSHIMAN & GRANT, *Angulogerina kokozuraensis* ASANO, *Buccella frigidus* (CUSHIMAN), *Epistominella pulchella* (HUSEZIMA & MARUHASHI) などで代表される鮮新世有孔虫化石群が産出している。²⁵⁾

北部地域からは、つぎの化石を産出している。

Yoldia sp.

Patinopecten (*Patinopecten*) *nakatombetsuensis* AKIYAMA 多産

* “今西 茂 (1953): 宇津内層群について、北地要報22号” の中では、中頓別層相当の地層を、鮮新世と考えているが、その後中新世稚内階の地層として取扱っているようである。(橋本亘による)

P.(P.) hashimotoi AKIYAMA 多産

P. sp. A 多産

Chlamys swifti (BERNARDI) 多産

C. sp.

Lucinoma annulata (REEVE)

Macoma sp.

M. optiva (YOKOYAMA)

Mya cunaiformis (BÖHM)

Neptunea arthritica (BERNARDI) 多産

Balanus gen. et. sp. indet. 多産

この化石群は、Pectinidaeで代表される特異な群集であって、北海道では、ほかに例がみられない。なお、貝殻石灰層中には、Pectinidae *Neptunea Balanus*がとくに豊富である。

層 厚： この地層は、南西部地域で上位に小頓別層が累重しているほかは、この地域の第三系最上部の地層なので、上限は、削られている。

南西部地域では、280～340mの層厚さをしめしているが、北部の平賀内川流域では、230mていどの厚さである。

3 小頓別層

1962 長谷川潔ほか： 小頓別層

模式地： 八号沢と長屋沢沢口とのほぼ中間地点の崖。

分布： この図幅の南西部地域にだけ分布し、長屋沢によく露出している。

構造： N20°W～N15°Eの走向をもった向斜構造がみとめられる。傾斜は、12°～20°の緩傾斜である。

関係： この地層は、偽層層理のいちじるしい粗粒岩相の下限を境として、中頓別層と区別したものであって、地層は漸移している。

層相： 細粒礫岩、礫質砂岩、砂岩などの不規則互層であって、ときに泥岩をはさんでいる。全層を通じて、偽層層理の発達がいちじるしく、また、乱堆積状の岩相もみられる。粗しょうで軟弱な岩相である。

浮石礫や火山岩片をかなりまじえて凝灰質である。それぞれの構成岩の岩質は、下位の中頓別層の同質岩とほぼ同じである。

露頭の風化面には、褐鉄の黄褐色の縞目や薄層が形成されている。

この地層は、構成岩相の状態からみて、極浅海成～沿岸成の堆積層である。

化石は、産出しなかった。

層 厚： 長屋沢附近で350m以上の厚さをしめしている。

. 2 . 3 . 2 東翼部地域の新第三系

1 枝 幸 層²²⁾

1962 小山内熙ほか： 枝幸層

模式地： 歌登の4線ノ沢流域。

分 布： ケモマナイ川上流地域、パンケナイ川中・下流流域、4線ノ沢およびオムロシュベツ川流域などの地域を広くおあって発達している。

構 造： 大局的には、NNE - SSW方向に延びた大きな向斜構造に支配されている。さらに、この向斜構造の内部で、曲隆構造や盆状構造および局地的な背斜・向斜構造を形成している。地層の傾斜は 10° ～ 25° で緩い。

関 係： 日高累層群および歌登層群を、巨礫をふくむ基底礫岩層をともなって、不整合におおっている。

岩質・層相： 礫岩・礫質砂岩・砂岩で構成され、泥岩および凝灰岩をともっている。また、一部では、基底部に玄武岩の熔岩が発達している。

礫岩の中には、局部的に基性安山岩の礫がひじょうに卓越した、火山性礫岩が発達している。泥岩中には、細礫・浮石片・炭質物・植物化石・レンズ状の亜炭層などをともなっている。

この地層は、全層を通じて、礫岩・礫質砂岩および粗粒～細粒砂岩などの、不規則な互層で構成されている。上部には、わずかに泥岩を介在している。また全域にわたって、ほぼ同じような層相をしている。兵安川中流では、歌登層群をおあって、角礫凝灰岩・集塊岩および火山性礫岩などをともなう、玄武岩熔岩が発達している。

枝幸層は、枝幸図幅地域では5つの岩相に細分されている。岩相上から、この図幅地域のものと対比してみると、枝幸図幅の基底相・下部相にほぼ相当する部分だけが、図幅内に分布しているようである。

なお、南東部の旧歌登鉱山附近に発達する枝幸層は、いちじるしく珪化され、ひじょうに堅硬な岩相に変わっている。

化 石： 上部の泥岩中から、双子葉植物で産出している。

層 厚： この地層は、向斜構造の西翼部の、オムロシュベツ川では220m + , 東翼部

* 岩石の顕微鏡観察については、あとでのべる。

のパンケナイ川で280m+の厚さをしめしている。

2 本幌別層³⁾

1962 長谷川潔ほか： 本幌別層

模式地： オムロシュベツ川下流

分布： 模式地附近から右支流地基にかけて分布している。

構造： NE - SW方向に延びた向斜構造を形成し、 $6^{\circ} \sim 10^{\circ}$ 緩い傾斜をしめしている。

関係： 歌登層群・枝幸層および金駒内熔岩などの上に、不整合に累重している。

岩質・層相： おもに礫岩・礫質砂岩・砂岩などからなり、わずかに泥岩をはさんでいる。向斜西翼の基底部には、集塊岩や火山性礫岩が発達している。

礫岩の礫には、日高累層群や歌登層群から供給されたと考えられるもののほかに、礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩などの枝幸層から由来したもの、および角閃石石英安山岩・玻璃質安山岩・複輝石安山岩などの火山岩類が多い。とくに石英安山岩・凝灰岩・玻璃質安山岩などを特徴的にふくんでいる。

集塊岩は、黒っぽい凝灰質集塊岩である。まれに熔岩状岩相部もみとめられる。角礫は、拳大以下のものが多いが、まれに人頭大以上のものを含んでいる。ところによっては、垂円礫が卓越して火山礫岩相となっている。熔岩や集塊岩の礫は、いずれも紫蘇輝石・普通輝石安山岩である。

この地層は、全層を通じて、礫岩・礫質砂岩・砂岩などの不規則互層で、偽層が発達している。まれに、泥岩をはさんでいる。地域的に層相の変化がいちじるしい。

集塊岩は、オムロシュベツ川下右沢で、40mでいどの厚さで発達しているが、ここから南北両方向にむかって、しだいに薄くなると同時に、岩相も火山礫岩相にかわっている。

中頓別図幅では、音威子府図幅地域の下部相に相当する部分だけが発達している。また、音威子府図幅地域にくらべて、礫質岩相が多くなっている。

化石： 砂岩や泥岩から、双子葉植物が産出している。なお、音威子府図幅では、滝川～本別化岩動物群が産出している。

層厚： オムロシュベツ川で、90m以上の厚さをしめしている。

3 ペンケ層

1961 酒匂純俊²⁶⁾ほか： ペンケ層

この地層は、南東隅のパンケナイ川川口および3線附近に小規模に分布している。なお、標式的には、隣接の乙忠部図幅内に発達している。

枝幸層の上に不整合関係で累重しており、地層は、ほぼ水平である。

地層は、礫岩と粗粒～中粒砂岩の偽層状不規則互層である。ひじょうに軟弱であって、礫質岩相は、段丘堆積層と区別することは困難である。

礫岩の礫は、径10cm以下の亜角礫が多い。礫種は、枝幸層の礫岩の構成礫とほとんど変わらない。

層厚は、4～5mである。

2.4 第四系

図幅地域の第四系は、現河川にそって発達し、洪積世に含められる段丘堆積物、松音知岳山麓に発達し、洪積世～沖積世と考えられる崖錐堆積物、沖積世に堆積し、氾濫原や河床を構成する沖積層の三つに区分される。

2.4.1 段丘堆積物

図幅地域の段丘面は、頓別川・兵安川・幌別川およびパンケナイ川などの河岸に発達している。この段丘面は、40～100m面および20～30m面の二つである。したがって、堆積物は高低二つの面で区分され、高いものを第1段丘堆積物、低いものを第2段丘堆積物とした。

第1段丘堆積物は、頓別川および兵安川下流地域で追跡されるが、幌別川やパンケナイ川流域、および頓別川・兵安川上流地域ではあきらかでない。一方、第2段丘堆積物は、比較的連続して発達しており、それぞれの河川沿岸で追跡される。

第1段丘堆積物および第2段丘堆積物は、ともに礫・砂・粘土からなり、両者の間で礫の構成や層相のちがいはほとんどない。礫の大部分は下位の地層から供給されたものである。局部的には、粘土層やや厚く堆積している場合もある。

2.4.2 崖錐堆積物

ここで崖錐堆積物としたのは、松音知岳・敏音知岳の山麓斜面、および図幅東南隅の安山岩熔岩で構成される山地斜面を、それぞれ構成している堆積物である。ともに、山体を構成する熔岩から由来した岩塊と、これを埋める砂・粘土からなっている。また、それらの中には、熔岩噴出にともなった火山抛物体もふくんでいるようである。一般に整層状態はみられず、雑然とした分級の悪い堆積相である。これらの堆積物の形成時期は、洪積世以後で、一部は、沖積世にもおよんでいると考えられる。

2.4.3 沖積層

現在の河床や氾濫原を構成する堆積物で、砂・礫・粘土からなっている。この図幅では、とくに幌別川および頓別川流域で、広い沖積地を構成している。

. 2 . 5 火 成 岩 類

図幅地域の火成岩類は、日高累層群・歌登層群および蝦夷層群などの先第三系分布地域に進入しているものと、新第三系の基底部を構成したり、あるいはおおっているものなどの二つに大別される。ここでは、前者を古期火成岩・後者を新期火成岩として区別した。しかし、先第三系分布地域に発達しているものの内にも、岩質からみて、新第三紀に進入したと考えられるものもある。これらはいちおう、新期火成岩にふくめた。

. 2 . 5 . 1 古期火成岩類

ここで古期火成岩類としたのは、先第三系分布地域に発達するもので、ポロヌプリ層の主要構成層の輝緑岩類、あとからのべる古い地質構造と関連があると考えられる蛇紋岩・角閃岩および小さな岩脈状の玢岩である。

1 輝 緑 岩

まえにのべたように、ポロヌプリ層はおもに輝緑岩やスピライトなどの緑色岩で構成されている。このうちには、集塊岩状の部分をもちあきらかに熔岩と考えられるものや、粗粒な岩相をしめし、岩脈状のものもある。しかし、両者の産状を厳密に区分して追跡することは困難である。ここでとりあげたのは、普遍的にみられる岩相で、凝灰岩質のものではない。このような輝緑岩は、ポロヌプリ層ばかりでなく、上位の地層中にも発達しているが、岩相・岩質ともにポロヌプリ層中のものと大差はない。

暗緑色を呈し、粗粒のものや細粒のものがみとめられる。一般に粗粒のものが多い。肉眼的には斜長石の斑晶だけがみとめられる。

顕微鏡下では、透輝石質普通輝石と斜長石がオフィテック構造をしめして組合っている。そのほか少量のチタン鉄鉱をふくんでいる。輝石は、一部が緑れん石や角閃石に変わっている。

2 蛇 紋 岩

この地域に発達する蛇紋岩は、日高累層群分布地域にだけみられる。いずれも、剪断帯に平行に進入した小岩体で、大きな岩体はみられない。

日高累層群の西側の部分に進入しているものは、いずれも南北の方向性をもち、東部地域では、南北から東西に彎曲した方向性をもっている。一般に、油脂状光沢をもち、いちじるしく葉片状化や粘土化している。塊状の岩体はみられない。このことは、剪断運動にともなって進入し、その後も構造帯として運動が行なわれたことをしめしている。

蛇紋岩の進入時期は、ほとんど同一の性格の構造線にそって進入していることから、ほ

* 地質図では、地層と一括して塗色し、別に区別はしていない。

ほぼ同一時期の進入と考えられる。その時代は、白堊系堆積後古第三系堆積前と考えられる。

3 輝線岩質角閃岩

この岩体は、図幅北端の尻無川から平賀内川にかけて、南北性の構造線に平行に、岩脈状の小岩体でポロヌプリ層中に進入している。暗緑色を呈し、斑紋状の斜長石斑晶がみとめられる岩石である。

顕微鏡で観察すると、輝線岩が原岩である。原岩が曹長石・緑れん石岩に置き換えられ、さらにこの中に長柱状の角閃石が形成されている。角閃石の配列は弱い方向性をしめしている。角閃石は、X=帯褐色、Z=淡緑色の多色性を示している。そのほか少量の石英・チタン鉄鉱・ぶどう石をふくんでいる。

4 玢岩

この岩石は、兵安川中流部およびオムロシュベツ川上流などにみられ、歌登層群およびペーチャン層群を貫いている。いずれも、幅1m~5mでいどの小岩体である。一般に地層の層理と平行に、進入している。灰白色を呈し、堅硬緻密な岩石で、肉眼的には、ほとんど斑晶がみられない。

顕微鏡下では、斜長石の斑晶のほかには、石英がわずかにみられるだけで、有色鉱物はみられない。また、石基も粒状の斜長石で占めている。岩石全体が、かなり炭酸塩化作用をうけている。

2.5.2 新期火成岩類

新期火成岩としたものは、熔岩状および岩脈状をしめし、いずれも火山岩類である。岩脈状のもの進入位置は、日高累層群・歌登層群および蝦夷層群の分布地域や断層帯である。しかし、あきらかに新第三紀に噴出した熔岩類と岩質的に近似性がある。したがって、これらの熔岩と類縁関係にあるもので、第三紀に進入したものと考えられる。また、熔岩状のものは、枝幸層の基盤を構成するもの、枝幸層をおおうもの、および松音知岳を構成する熔岩などで、新第三紀中新世以降の噴出物である。

1 玄武岩岩脈

兵安川中流やオムロシュベツ川上流には、歌登層群および日高累層群を貫ぬいて、幅5m以下の小岩脈が発達している。いずれも暗灰色を呈し、緻密堅硬な岩石で、肉眼的に斜長石の微斑晶および沸石のボールがみとめられる玄武岩である。

顕微鏡下では斑晶は、斜長石・かんらん石・普通輝石である。かんらん石は、大部分が緑泥石・炭酸塩鉱物に変っている。

石基は、斜長石が填間構造をしめしている。斜長石の間を、緑泥石が埋めている。その中の一部には、輝石のレリックがみられる。

この岩脈の進入時期は、あとからのべる枝幸層の基底部を構成する熔岩と、まったく同じ岩質・岩相であることから、熔岩と、ほぼ同時期に進入したものと考えられる。

2 安山岩岩脈

安山岩岩脈は、(A)藤井ノ沢流域、(B)茂兵知安川上流および(C)ケモナイ川上流などにみとめられる岩体である。

(A)の地域には、四つの岩体が見られるが、いずれも、蝦夷層群を貫ぬいている。そのうち、藤井ノ沢支流にみられる三つの岩体は、淡灰色を呈し、肉眼的に石英・斜長石の斑晶のみとめられる岩石で、含石英紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すると、斑晶は $1\text{mm}\pm$ の紫蘇輝石と普通輝石および石英である。紫蘇輝石の周辺には単斜輝石の反応が見られる。石基には、針状の斜長石と単斜輝石・緑泥石が見られる。玻璃基流晶質構造をしめしている。少量の石英をふくんでいる。

また、本流右岸側の246m山を構成するものは、黒色の緻密細粒岩石で、斜長石の微斑晶が、わずかにみとめられる。この岩石は角閃石安山岩である。

斑晶は、 $0.5\sim 1\text{mm}$ の角閃石と斜長石である。角閃石はX = 淡褐緑色、Z = 褐緑色の弱い多色性をしめしている。また、オフサイト縁が発達している。石基は填間構造をしめし、斜長石・緑泥石からなっている。

(B) 茂兵知安川上流で、モペーチャン層と日高累層群との境界の断層帯に進入している。肉眼的には、暗灰色の基質に斜長石斑晶がみとめられる、紫蘇輝石・普通紫蘇輝石安山岩である。顕微鏡下では、有色鉱物のまったくみられない岩相もあるが、いずれも同一岩体のもので、局部的に岩相が変化しているものと考えられる。

(C) 間ノ川層を貫ぬく小岩体で、黝色を呈し、粗粒な岩石で、斜長石の斑晶がみとめられる。また流理構造が発達している。基質はひじょうに玻璃質のもので、玻璃質安山岩に属する。

3 枝幸層基底部の玄武岩質熔岩

兵安川中流部では、歌登層群をおおって、枝幸層が発達している。その基底部には、玄武岩が見られる。これは、歌登層群を不規則な境界でおおっており、板状の節理が発達している。岩体の形態はあきらかでないが、集塊岩状の部分や、角礫凝灰岩などがみられることから、熔岩と考えられる。

岩質は、まえにのべた玄武岩岩脈とまったく同様である。

4 金駒内熔岩

この熔岩は、図幅南東部のパンケナイ川下流の東方山地および、オムロシュベツ川下流の北方山地に分布している。模式的には、オムロシュベツ川下流部に露出している。いず

れの地域でも、枝幸層をおおっている。

この熔岩は、枝幸図幅内に広く発達しており、東部山地のものは、枝幸図幅内の熔岩の一部である。また、オムロシユベツ川のもは、東部山地のものと同質である。

岩石は、角閃石石英安山岩が主体であるが、岩相の変化がはげしく、外觀が熔岩状のもの、角礫凝灰岩状のものなどがみられる。また、真珠岩や熔結凝灰岩（石英安山岩質）などが顕微鏡的に識別される。しばしば蛋白石や瑞瑠をボール状にふくんでいる。オムロシユベツ川北方の岩体では瑠瑠を採掘したようである。

5 ウエンナイ熔岩

この熔岩は、枝幸図幅地域に広く発達しているもので、中頓別図幅では、その一部が、ウエンナイ川上流地域にわずかに分布している。枝幸図幅では、あきらかに枝幸層や金駒内熔岩をおおって発達している。

一般に、暗灰色または漆黒色を呈し、斜長石の斑晶がみとめられる、普通輝石・紫蘇輝石・玻璃質安山岩である。局所的な岩相の変化がみられ、両輝石安山岩となっている。流理構造が発達していることが多い。

6 松音知岳火山噴出物

松音知岳は、3種類の熔岩で構成されており、一種の整層火山と考えられる。また、これらの熔岩を貫ぬく小岩脈がみとめられる。したがって、松音知岳形成の活動は、3～4期にわたって行なわれたようである。

第1期熔岩 松音知岳の北東山麓に発達する熔岩である。兵安部落西方の小沢中に露出しており、松音知岳の基底熔岩と考えられるものである。新鮮なものは、淡緑灰色を呈し、緻密堅硬であるが、風化すると黄褐色に変色しもろくなっている。肉眼的に、斜長石の微斑晶と長柱状の角閃石様の斑晶がみとめられる、角閃石安山岩である。この熔岩は、モペーチャン層をおおっており、また、鮮新世の中頓別層中にも礫粒として混在していない。したがって鮮新世以降の噴出物である。

第2期熔岩 この熔岩は、山体の西部および北部に発達している。藤井ノ沢上流で模式的にみられ、蝦夷層群をおおっている。暗灰色を呈し、粗粒で斜長石の大きな斑晶が目立つ岩石である。藤井ノ沢では、N50°W・35°NEの板状節理が発達している。この岩石は、やや変質した輝石安山岩である。

斑晶は、1～2mmの斜長石と緑泥石化した輝石様の鉱物からなっている。石基は、長柱状斜長石がインターサタル構造をしめしている。斜長石の間は緑泥石が埋めている。

第3期熔岩 山頂部を構成する熔岩である。淡青灰色を呈し、石英および斜長石の大

きな斑晶をみとめられる。一般に脆弱で、風化していることが多い。この岩石は石英安山岩である。山頂部を構成するもの内には、このほか、ネバダイト質流紋岩もあるようであるが、分布があきらかでない。

斑晶は、1~2mmの斜長石である。有色鉱物はみられない。また0.5mm±の石英が少量みとめられる。石基は、針状の斜長石と石英が珪長岩質構造をしめしている。燐灰石をふくみ、炭酸塩鉱物が形成されている。

松音知岳は、以上にのべた熔岩の噴出によって形成されているが、そのほかに、第2期熔岩を貫ぬく、玄武岩質安山岩の小岩脈が藤井ノ沢でみとめられる。したがって、岩脈進入の活動が第2期以降に、別にあったようである。

3 地質構造

3.1 地質構造の要素

この図幅地域の構造要素は、褶曲構造と断層構造で表現されている。

褶曲構造は、日高累層群から新第三系の地層まで、背斜や向斜構造としてあらわされている。しかし、新しい地層ほど褶曲が単純になっている。一方日高累層群や歌登層群には、地層の逆転構造が普通にみとめられ、過褶曲の状態をしめしているようである。これらの褶曲は、あとからのべるように、南北およびこれと斜交する二つの方向性がみとめられる。図幅の西部地域では、ほとんど南北の方向性をもっている。東部地域の枝幸層にみとめられるドーム状や盆状構造は、枝幸層堆積当時の基盤の形態を反映しているもので、西部地域や北東地域の褶曲構造とは質的にことなるものと考えられる。

断層構造は、規模の大きさによって、次のようにわけられる。

大きな剪断帯をつくっており、蛇紋岩や角閃岩などの進入をとまなっているもの。このうち大部分は、岩層の分布や地質構造から、衝上性断層と考えられるものである。

の断層部が、後期に再活動したもので、これはモペーチャン層堆積後および中頓別層堆積後の2期にわたって活動したと考えられる断層である。たとえば、ポロヌプリ層とモペーチャン層・中頓別層などとの境界の断層帯は、まえにのべたの断層と、まったく同じものや、の断層に収斂しているものなどがみられ、しかも、蛇紋岩がこの断層帯に分布していることから、再活動と考えられる。

地層の分布や構造の不連続線となっている断層で、地塊運動の結果生じたものと考えられる。たとえば図幅北端のペーチャン層群とウソタン層群の境界断層などは代表的なものである。

これらの三つの規模のものにも、それぞれ南北方向と、これに斜交する東西に近い方向

性のものがみとめられる。

3.2 地質構造の方向性

南北の方向性は、図幅の西部地域の褶曲および断層構造にそれぞれ表現されており、次のような例がある。

(1) 日高累層群のうち、西部の構造は、ほとんど南北性の走向をしめしている。断層でこわされてはいるが、推定される褶曲軸も南北方向である。さらに、蛇紋岩や角閃岩の進入方向、剪断帯や衝上断層なども、南北性である。

(2) 歌登層群中にも、南北性の走向や褶曲軸がみとめられる。

(3) 蝦夷層群・頓別層群・新第三系は、いずれも南北性の走向をもち、褶曲・断層なども、南北性が強調されている。

次に、南北の方向性と斜交する東西に近い方向性は、厳密には、(A)NS ~ N20°Eから、次第に彎曲しN70°E ~ EW方向に移りかわるもの、(B)直線的にN70° ~ 80°EおよびN30°W ~ 70°W方向をしめすものがある。

(A)は、褶曲構造と断層構造が密接な関連をもっているが、(B)は、ほとんど断層構造だけで表わされている。また(A)は、おもに日高累層群中にみとめられるが、(B)は、白堊系の地層中にも発達している。

(A)の代表的な例は、

(1) 東部地域の日高累層群の走向は、南部ではNS方向であるが、北東部になるほど、N50°E ~ EWにかわっている。

(2) 日高累層群の、それぞれの地層の分布状態から推定される褶曲構造も、(1)と同様な彎曲した構造をしめしている。

(3) 東部の日高累層群中には、蛇紋岩をともなう剪断帯が2帯発達しているが、これも、(1)と同様な方向性をもっている。
などである。

また(B)の例は、

(1) まえにのべたペーチャン層群と、ウソタン層群の境界断層は、N70° ~ 80°E方向である。

(2) 日高累層群の分布地域の南部では、N30° ~ 70°W方向の断層が多数発達しており、南北性の構造と斜交している。

(3) 西部地域の蝦夷層群中にも、N60°E ~ EW性の断層がみとめられる。
などである。

以上のべたことから、南北性と斜交する構造のうち、(A)にあげたNSからEWに彎曲するものは、褶曲構造と関係するもので、(B)とは、生成の性格や、時代がことなることが推定される。つまり、(A)は南北性の主要構造が発達する過程に、偏圧をうけながら、派生した断層群と考えられる。これに反し(B)は、地塊運動により生じたもので、(A)より後期に、形成されたものと考えられる。

3.3 構造運動の時期

褶曲構造についてみると、

(1) もっとも単純な褶曲構造は、中頓別層・本幌別層・小頓別層などにあらわされている。これは一つの向斜からなり立っていて、中頓別層などの鮮新世の地層堆積後に、形成されたことがあきらかである。

(2) 中新世の地層中には、兵安川の中ノ川川口付近のモペーチャン層にみられるように、(1)の構造とは無関係な、1背斜構造がみとめられる。したがって、モペーチャン層堆積後に、すでに褶曲をこうむったことになる。

(3) 蝦夷層群中には、(2)の褶曲よりさらに複雑となり、(1)や(2)とは無関係な褶曲構造が、多数発達している。このことは、白垩系堆積後に、大きな褶曲運動のあったことをしめしている。

(4) 日高累層群には、白垩系以後の地層にみられるような褶曲構造は、識別できなくなっている。わずかに、地層の分布から背斜や向斜が推定されるだけである。また、日高累層群はまえにのべたように、大部分が過褶曲状態をしめしている。このことは、(3)の褶曲以前に、すでに褶曲をこうむっていたことをしめすものである。

といった理由から、この地域には、少なくとも4回の褶曲運動があり、古い褶曲ほど相乗作用によってより複雑化したことがうかがえる。歌登層群にみられる褶曲構造は、背・向斜が残されていることから日高累層群中の褶曲とは異質であり、蝦夷層群のものと同近似性がうかがえる。したがって、(4)の褶曲の時期は、歌登層群堆積前と考えられる。

次に断層運動の時期についてみると、

(1) 鮮新世の地層は、南北性の断層で切られている。たとえば、図幅南部の石炭沢上流および北端の尻無川・平賀内川支流などでは、NNW～SSE方向の断層で下位の地層と接している。(2)中新世の地層は、兵安川でみられるように、NNW～SSE方向の断層でポロヌプリ層と接している。しかし、この断層は鮮新世の地層には影響がみられない。

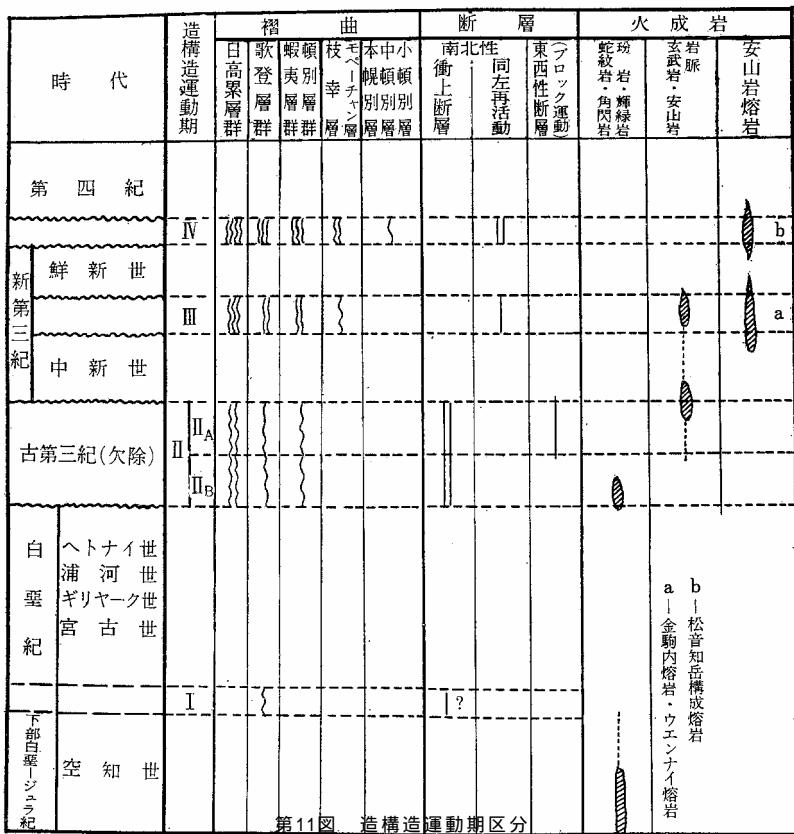
(3) 白垩系およびジュラ～下部白垩系の地層は、南北および東西性のいろいろな断層で転移しているが、中新世以降の地層には影響していない。

(4) 白堊系と日高累層群の断層構造には、大きな差異がみられる。このことは、白堊系堆積前にすでに断層運動があり、それが(1), (2), (3)などによって強調されたためと考えられる。また、褶曲運動にも、白堊系堆積前の運動があったことから、この時期の断層運動が推定される。

このような点から、まえにのべた褶曲運動と同様に、4回の断層運動が推定され、褶曲運動の時期と一致がみられる。このうち、(1)および(2)にあげた例は、まえにのべたように、(3)の再活動である。

以上を総括すると第11図のようになる。

なお、第11図の 期の構造運動は、次のような理由から、さらに、二つの時期にまたがるものである。



- (1) 中頓別図幅の北西地域には、宇津内層¹⁹⁾と呼ばれる古第三系の地層が分布している。
- (2) ところが、中頓別図幅地域には、まったく発達していない。
- (3) したがって、古第三系の堆積後に陸化・剝削が行なわれ、造構造運動のあったことがあきらかである。

このような点から、期構造運動は(A)白堊系堆積後 宇津内層堆積前、(B)宇津内層堆積後 新第三系堆積前。の2つの構造運動の総和と考えられる。

3.4 地史的考察

前にのべたことがらから、地史的に、この地域の構造を考察する。

期(日高累層群堆積後 歌登層群堆積前)

すでに褶曲が発達し、またのちに、地域的な構造差を発生させる要因となった、断層による転移が推定される。この時期の主要構造の方向性は、図幅地域が日高帯の西側にあたること、乙忠部図幅の古期火成岩の配列で日高累層群の構造が南北性であること、白堊系の堆積盆は南北の方向性と考えられること、などからすでに南北性であったと考えられる。また、この時期は、図幅南西の天塩中川図幅地域で、宮古世の下部蝦夷層群下底が、大きな不整合で空知層群をおおい、その間に造構造運動がみとめられている時期と一致している。

A期(白堊系堆積後 宇津内層堆積前)

期に発生していた南北性褶曲が強調される時期である。したがって、もっとも大きな変動が行なわれたらしい。つまり、日高累層群や歌登層群は過褶曲状態まで変形し、蛇紋岩・角閃岩の導入をともなう大きな剪断帯がつくれ、一部では、剪断帯にそって衝上性断層が形成された。この時期の主要構造は、白堊系にのこされている南北性である。しかし図幅の東部では、この主要構造から派生して彎曲した構造が発達し、衝上片の寄せあつめができあがった。このような構造の分岐点は、期につくられた構造(とくに断層構造)が反映しているものと考えられる。

B期(宇津内層堆積後 モペーチャン層堆積前)

この時期には、ブロック単位の変動が大きく、 $N70^{\circ} \sim 80^{\circ} E$ および $N30^{\circ} \sim N70^{\circ} W$ など南北性主要構造と斜交する断層が形成された。

期(モペーチャン層堆積後 中頓別層堆積前)

前に形成された衝上断層と、ほぼ同じ面でふたたび活動し、その面にそって、安山岩岩脈などの進入が行なわれた。また褶曲は、A期と同様に南北の方向性をしめしているが、規模は小さくなったようである。

期（中頓別層堆積後）

期と同じような運動の繰返しであるが、さらに規模が小さくなっている。

4 構造区分

これまでのべたことから、この地域の構造を区分すると、次のようになる。

(1) 西部褶曲帯： 蝦夷層群・頓別層群および第三系で構成され、南北性の褶曲構造が発達する地域である。

(2) 西縁衝上帯： おもにポロヌプリ層で構成され、南北の方向性をもった、衝上断層剪断帯 および蛇紋岩・角閃岩の進入で特徴づけられる。この構造帯は、まえのべた 期および 期の運動で、再活動している。

(3) 中央向斜帯： 歌登層群・モペーチャン層からなり、(2)および(4)の間に落ちこんだ形をしめしている。歌登層群堆積前から、もともと向斜 地溝的な性格をもっていたも



- 1: 背・向斜軸 2: 推定背・向斜軸 3: 断層 4: 衝上性断層
 5: 第 1 期 6: 第 2 期 7: 第 3 期 8: 第 4 期 9: 西部褶曲帯
 10: 西縁衝上帯 11: 中央向斜帯 12: 日高累層群北西翼部
 13: 衝上片集合帯 14: 東部褶曲帯

第12図 地質構造図

のと考えられる。これが、西部地域と東部地域の構造差をつくった要因となったのではなからうか。

(4) 衝上片集合帯： 日高累層群で構成され、NS～EWの方向性をもっている。(2)と同様に蛇紋岩をともなう剪断帯 衝上断層が発達し、3～4の衝上片が寄せあつまられている。この中には、 期の褶曲のなごりがみとめられる。

(5) 日高累層群北西翼部： (4)の中に推定される背斜の北西翼部にあたり、東西性の地塊的な断層で落ちこんだ部分と考えられる。

(6) 東部褶曲帯： おもに新第三系からなり、堆積当時の基盤の形態をしめすような、半ドーム状・盆状構造と、ほぼ南北性の単純な褶曲がみとめられる。

鉱産資源

図幅地域は、明治から昭和にかけて、枝幸産金地として有名であった地域で、金・銀鉱脈・砂金がさかんに採掘された。また、亜炭・石灰石・石材などの非金属鉱物資源の埋蔵もみられる。

1 金属鉱床

この地域の金属鉱床は、パンケナイ川下流および兵安川中流などにみられる金・銀鉱床、日高累層群分布地域から流れる河川に発達する砂金鉱床、および平賀内川下流の磁硫鉄鉱の鉱徴などである。

1.1 歌登²⁷⁾鉱山

この鉱山は、昭和4年に発見された金・銀鉱山である。昭和18年には企業整備によって休山し、昭和25年に廃山となっている。

初期の開発は、北海道金山によって行なわれ、昭和6年から10年まで稼行されたようである。その後昭和15年に住友鉱業に移り、鉱山名が歌登金山に変更された。

鉱山は、枝幸郡歌登町般家内のパンケナイ川川口から約3km上流の東方山地に位置している。

地質 鉱山附近は、枝幸層が広く分布しており、さらにこれをおおって金駒内熔岩が発達している。鉱床附近には、礫岩・凝灰質砂岩・泥岩などが発達している。この枝幸層を切って、ほぼ東西方向で直立した破碎帯がみられる。それにそって、かなり広い範囲が珪化され、堅硬な岩質にかわっている。

鉱床 破碎帯に進入した、含金銀石英脈である。現在は、露頭や坑道が荒され、鉱

* 一部は長尾捨一の談話を参考にした。

脈の状態は観察できない。発表された資料によると、脈幅20～30cmの石英脈が10数本発達していたようである。坑道は、露頭から60m下の7号坑まで四つの坑道がある。25mから40mまでの間に富鉛部がみとめられ、60m以下では、鉛脈が貧化していたようである。

鉛石は、自然金・輝鉛鉛を主体とし、わずかに濃紅鉛・方鉛鉛がみとめられる。鉛石品位は、平均でAu15g/ton、Ag75～100g/tonであるが、最高はAu70g/tonであった。採掘量は、北海道金山当時の数年間で、粗鉛として1万5,140tonでいどであった。

歌登鉛山は、鉛石の金品位は高かったが、鉛床の規模が小さいので、数年間稼行されたいどで、廃山となっている。なお、今後開発される可能性はないものと考えられる。

1.2 枝幸鉛山²⁷⁾

枝幸鉛山は、兵安川中流の笹ノ沢に位置し、現在は中頓別市街から兵安川にそって、約14kmほど車道がある。それから鉛山まで約5kmは、一ノ沢にそって歩道があるいどとなっている。

この鉛山は、住友金属鉛山によって太平洋戦争前に稼行されたらしいが、現在は休山し、まったく荒廃している。

地質 鉛床附近は、間ノ川層の上部相が発達している。粘板岩中に石灰岩・砂岩などをひんぱんに介在し、一般にN30°～60°E・40°～60°SEの走向・傾斜をしめしている。また、N40°～70°W方向の破砕帯が多数発達している。

鉛床 現在は、露頭や坑道が荒廃していて、鉛脈の状態は観察できない。資料によると、粘板岩中に網状の0.1～0.3mでいどの石英細脈がみられ、延長は10mでいとされている。鉛石は、自然金が主体である。品位は平均痕跡いどであるが、まれにAu20～30g/tonのものがあつたといわれている。

1.3 その他の金・鉛鉛山

日高層群分布地域から流れる河川の流域には、漂砂鉛床(砂金)が発達していたらしく、荒廃したかなり大規模な砂金掘り跡が各地にみられる。しかし、現在ではまったく稼行されていない。また、尻無川下流には、珠文岳層のチャート中で、坑道堀さくによる探鉛が行なわれたらしい跡が残されている。

これらの報告資料は、まったくないので、詳細はあきらかでない。

1.4 磁硫鉄鉛鉛徴

中頓別市街地から約1km北東の平賀内川橋附近に、磁硫鉄鉛床の鉛徴がみられたとい

* 長谷川潔の調査にもとづく。

われている。この付近は、河床に白堊系の零号沢層とした砂岩・頁岩層が露出し、沖積層でおおわれている。地層はNS・60°～70WまたはEの走向・傾斜で発達し、しばしば、南北性の破碎帯がみられる。調査当時は沖積層でおおわれて、鉱床は確認されなかった。鉱徴地の南や北にも同じ地層や破碎帯がみられるが、鉱徴はまったくみられない。したがって、規模の小さなものと考えられる。

2 非金属鉱床

2.1 石灰石

この地域の石灰石鉱床は、日高累層群中のもので、新第三系中頓別層中のものである。前者は、日高累層群のうち、下部のポロヌプリ層および間ノ川層に、層状やレンズ状鉱床で胚胎しているものである。そのうち、鉱量も大きく稼行の対象となるのは、兵安川下流に発達する鉱床である。後者は、貝殻化石が化石礁状に密集した、いわゆる貝殻石灰で、現在稼行されている。

1 兵安川²⁸⁾ 鉱床

この鉱床は、兵安川下流のガロ一附近に露出している。鉱床露出地まで、約14kmは中頓別市街から車馬道がある。

地質 ポロヌプリ層にふくめた輝緑岩・スピライト・粘板岩およびチャートが発達し、鉱床はその中に層状およびレンズ状鉱床で介在している。走向はほぼ南北である。

鉱床 兵安川から中ノ川にかけて五つの鉱床が散在しているが、稼行の対象となるのは、そのうち三つの鉱床である。石灰石の厚さは50m～30mでいどであり、走向方向に最大のもので約3km、最小で1km連続していることが確認されている。

品質 石灰石はいずれも灰白色～灰色を呈し、微晶質または顕晶質の良質のものである。鉱床の下盤側ではチャートと互層状態をしめし、珪質となっている部分がある。この部分は縞模様が発達しており、装飾用材として利用できる。分析結果によると、三つの鉱床ともCaO 54%以上、MgO 0.91以上、SiO₂ 0.48以下である。

鉱量 最大のもので585万ton、最小のもので175万tonであり、3鉱床合計955万tonと概算²⁸⁾されている。

この鉱床は、MgOがやや多いためセメント原料としては利用できないが、炭カル原料としては十分な鉱量である。したがって、今後の開発が望まれているが、その際にはなお精査が望ましい。

2 旭丘石灰^{29), 30)} 鉱山(貝殻石灰)

この鉱山は、中頓別市街の北東約4kmの地点に位置し、尻無川支流の採掘現場までト



第13図 旭丘鉱山の貝殻石灰積込場

ラック道路が通じている。

現在、旭丘石灰鉱山株式会社によって、土壌改良材・飼料原料として露天採掘が行なわれている。

地質 中頓別層の礫岩・砂岩が発達しており、鉱床はその中に層状に介在している。採掘現場付近では、南北性の走向と、 10° ~ 20° WまたはEのゆるい傾斜で発達している。鉱山の南部には鐘乳洞がみられる。

鉱床 中頓別層中の貝殻石灰層は、一般に2層準にみとめられる。基底部から20~50mおよび160~200m附近のものである。下部のものは10m以下、上部のものでは15~30mの厚さをしめしている。鉱山で現在採掘している鉱床は、約20~25mの厚さで発達しており、上部層準のものと考えられる。この二つの層準は、中ノ川下流地域まで追跡されるが、南部ほど薄くなっている。(第9図参照)

品質 一般に灰白~淡褐色を呈し、粗しょうである。局部的に堅硬な部分もみられる。貝殻化石が破碎され、細片状になって密集したほぼ均質な岩相をしめしている。ときには、破片とならない化石を混えていることがある。また、鉱層の下盤では礫粒や砂粒などの異質物を混在している。

この鉱床の鉱量は、尻無川と平賀内川にはさまれた地域で、1,070万tonとされている^{29), 30)}。しかし、そのうち約7ヘクタールの地域は、天然記念物に指定され、採掘はできない。

この鉱床は、露天掘り以外の採掘は採算上不可能である。したがって、現在の採掘地附

近以外の、上盤層が厚く発達する地域の開発は困難である。

2.2 亜³¹⁾炭

図幅の南端部に発達する中頓別層には、しばしば亜炭層を介在している。石炭沢では、炭層がやや厚くなり介在枚数も多くなっている。そのため戦前に、一時採掘されたことがある。石炭ノ沢附近では、中頓別層は、下位から8層に区分され、炭層は、そのうちの中部の2層準に発達している。しかし、下位層準のものは、5~10cmていどの厚さで砂岩中に介在しているもので、稼行の対象にはならない。上位層準のものは、頁岩中に介在するもので、最大1.3m、最小30cmていどの厚さをもち、8枚確認されている。しかし、この層準のものも連続性がなく、膨縮がはげしい。炭質は木目が残っているていで、低品位のものである。分析結果は、発熱量4,260カロリー、灰分27.1%である。

2.3 石 材

道北地域は、一般に良質の石材に恵まれていないが、この図幅地域には、石材の対象となる輝緑岩・スピライト・チャート・石灰岩などが発達している。ことに兵安川下流部の石灰岩鉱床には、装飾用石材として利用できるものもみとめられる。しかし、運搬径路を考慮するならば、現在道路のある兵安川および尻無川下流域に発達する日高累層群のものだけが稼行の対象となる。なお、兵安川下流や頓別川では、道路敷石用として、川砂利の採集が行なわれている。

文 献

- 1) 長谷川潔・小山内熙・鈴木守・松下勝秀(1961): 北海道中軸帯の先エゾ層群とくに地層区分の提案, 地下資源調査所報告 No.25
- 2) 福地信世(1902~3): 北海道枝幸砂金地に関する地質学的観察, 地質学雑誌9巻, 10巻
- 3) 長谷川潔・長尾捨一・藤江力・高橋俊正(1962): 5万分の1地質図幅説明書「音威子府」, 北海道開発庁
- 4) 服部幸雄・山内敬信(1933): 北海道北部宗谷郡小頓別近傍地質調査報文, 北大理地修論
- 5) 島田忠夫(1942): 北見国枝幸郡小頓別東部の地質, 北大理地卒論
- 6) 橋本亘(1952): 北海道珠羅系の地質, 地調査報告特別号(B)
- 7) 橋本亘(1958): 蝦夷-樺太地向斜地域の地質に関する考察, 藤本教授還暦記念論文集
- 8) 橋本亘(1960): 北海道の下部蝦夷層群以前の地層群に関する諸問題, 東北大理科報告(地質学)特別号第4巻

- 9) R ENDO (1960) : Discover of Pycnoporidium lobatum from the Jurassic Torinosu limestone Strata exposed in Kitaminokuni, Hokkaidō, Sci. Rep. of the SAITAMA Univ., Seris B, Vol.3. No.3
- 10) 橋本亘 (1961) : 北海道の地質, 北海道鉱業振興会
- 11) 鈴木要 (1935) : 北見国中頓別附近の地質 (MS), 北大理地卒論
- 12) 橋本亘 (1956) : 5万分の1地質図幅説明書「下富良野」, 北海道開発庁
- 13) 松下勝秀他 (未刊) : 5万分の1地質図幅説明書「浜頓別」, 北海道開発庁
- 14) S. IMANISHI (1956) : On the Occurrence of Trigonias bearing Sandstone at Hōronbetsu, Utanoborimura, Esashi-gun, North Hokkaidō, Fac. Sci Kumamoto, Jour. Sci., Ser. B., Sec. I. Geol., Vol 2, No.1
- 15) M. NAKANO (1958) : Scabrotrigonias in Japan., Jour. Sci.I GeoL., Vol.2 No.1
- 16) 猪木幸男 (1959) : 5万分の1地質図幅説明書「敬音知」, 地質調査所
- 17) 長尾捨一 (1962) : 5万分の1地質図幅説明書「天塩中川」, 地下資源調査所
- 18) 今西茂 (1955) : 北海道枝幸郡中頓別地区白堊系油田地質調査報告 (MS)
- 19) 今西茂 (1953) : 宇津内層について, 地質要報22号
- 20) 高橋功二 (1959) : 天塩安平志内川流域における安川層群 (いわゆる函淵層群) 下底の不整合について, 地質学雑誌65巻
- 21) 岡田博有 (1962) : 北海道天塩, 北見流域の白堊系砂岩, 地質学会69年総合講演
- 22) 小山内熙・三谷勝利・太田昌秀 (1962) : 5万分の1地質図説明書「枝幸」, 北海道開発庁
- 23) 今西茂 (1950) : 北海道枝幸郡頓別地方の地質, 昭和24年度PEAC第18班報告書
- 24) M. AKIYAMA (1962) : Studies on the Phylogeny of Patinopecten of Japan, Sci. Rep. of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Geol., Mine & Geogr. Sec. C. No.74
- 25) 三谷勝利 (1961) : 鮮新世化石動物群を含む2, 3の地層について, 地下資源調査所報告 No.25
- 26) 酒匂純俊・鈴木守・魚住悟・金山詰祐 (1961) : 5万分の1地質図幅説明書「乙忠部」, 北海道開発庁
- 27) 地質調査所編 (1955) : 日本鉱業誌 B1 - a, 地質調査所
- 28) 小山内熙・武田祐幸・石山昭三 (1959) : 北見国中頓別町の石灰, 石北地資料55号
- 29) 小関幸治 (1949) : 北見国中頓別町附近の介化石石灰岩調査報告, 地調速報
- 30) 北海道商工部資源課 (1959) : 道北地域鉱業開発振興計画調査報告書
- 31) 石山昭三 (1960) : 小頓別上毛登別地域の夾炭層について, 地下資源調査所報告 No.24

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

NAKATONBETSU
(Asahigawa - 21)

By
Hiroshi Osanai, Katsutoshi Mitani,
Shōzo Ishiyama and Katsuhide Matsushita
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The map area of the Nakatonbetsu sheet is located in the northern part of Hokkaidō, between Lat. $44^{\circ} 50' \sim 45^{\circ} 0' N$ and Long. $142^{\circ} 15' \sim 142^{\circ} 30' E$.

By the topographic features the area can be divided into the following four provinces:

(1) Central mountainous province: Ridge-lines, 600 to 800m above sea level, are well developed, showing large relief. Geologically this province is composed chiefly of the Hidaka supergroup.

(2) Hilly province: This province, composed of Cretaceous and Neogene-tertiary systems, is characterized by gently undulating hills lower than 200m.

(3) Terrace province: This province is represented by two stepped terraces of level topographic plane along rivers. The terraces are composed of Pleistocene sediments.

(4) Alluvial province: This province comprises flood plains developed in the drainage basins of the present rivers.

Geology

The geologic system of the map area can be divided as the following table shows:

Quaternary	{	Alluvium	Alluvial Deposits	Talus Deposits			
		Diluvium	2nd. Terrace Deposits				
Neogene Tertiary	{	Pliocene	Shōtonbetsu Formation	Penke Formation	{ Matsuneshiri Volcanic rocks		
			Nakatonbetsu Formation	Honhorobetsu Formation			
		Miocene	Mopēchan Formation	Esashi Formation	{ Wennai lava Kinkomanai lava		
							{ Basaltic and Andesitic dikes
Cretaceous	{	Hetonaian	Tonbetsu Group	{ Hetarozawa Formation Kamikoma Formation	{ Serpentine Amphibolites Porpyrlites		
			Upper Yezo Group	{ Kotobuki Formation Rēgōzawa Formation Kamitonbetsu Formation			
				Middle Yezo Group	Ichinosawa Formation		
				Miyakoan	Utanobori Group		
							Fault
Jurassic~ Lower Cretaceous	{	Hidaka Super-Group	Usotan Group	{ Jumondake Formation Naigawa Formation			
			Pēchan Group	{ Pankenai Formation Hiraganai Formation Manokawa Formation Poronupuri Formation			

The Hidaka supergroup constitutes the basement of the map area.

By the facies characteristics, it is divided into the Pēchan group and the Usotan group. These groups are in fault contact, but from the geologic structure and facies it is evident that the Pēchan group underlies the Usotan group. Since the Pēchan group yields fossils which indicate Jurassic age, it is correlated with the Sorachi group representing the upper facies of the Hidaka supergroup.

The lower part of the Pēchan group is markedly variable in facies, but the facies of the upper part is less variable and more continuous. The Pēchan group is subdivided in ascending order as follows:

Poronupuri formation: It consists chiefly of diabase and spilite, intercalated with diabasic tuff, clayslate, sandstone, conglomerate and limestone. The facies is generally variable. The limestone yields the following fossils.

Pycnoporidium lobatum YABE & TOYAMA

Spongiomolpha n sp.

Manokawa formation: It consists largely of clayslate, intercalated with sandstone, chert, diabasic tuff and limestone. The lower part abounds in intercalations of diabasic tuff and chert. The upper part is rich in sandstone. These intercalations are generally discontinuous.

Hiraganai formation: It consists essentially of chert, rarely intercalated with clayslate and tuff. Facies is relatively constant and continuous.

Pankenai formation: The formation consists almost entirely of clayslate, intercalated with a small amount of sandstone in the upper part. The facies varies little vertically or horizontally.

The Usotan group is distributed in the northern part of the map area. It is characterized by the nearly constant facies in the horizontal direction and by the relatively continuous distribution. The group can be subdivided into five members, but only the lower two members are found in the map area.

Naigawa formation: It consists chiefly of clayslate and chert, intercalated with sandstone and tuff.

Jumondake formation: Consisting almost entirely of chert, this formation serves as a good key bed.

The Utanobori group is distributed in the central-south area. It is in fault contact with the Hidaka supergroup and is partly overlain by the neogene-tertiary system. The group consists of alternating sandstone and shale, often intercalated with acidic tuff. Unlike the underlying Hidaka supergroup, this group is characteristically destitute of such intercalations as diabase, diabasic tuff and chert, and lithologically it looks younger than the Hidaka supergroup. In the area of the Otoineppu map sheet where the group's southern extension is located, the group yields the following fossils which suggest the age of Albian.

Scabrotrigonia imanishii NAKANO.

Trigonia cfr. *kotoi* YEHARA.

Tr. sp.

Pecten (*Neithea*) cfr. *morrisi* PICTET & RENE

Natica cfr. *importuna* MAGAO.

The Yezo group is widely distributed in the western part of the map area. It consists of sandstone and shale, and is characterized by occurrence of Ammonite and Inocerami. By the facies characteristics, the group is subdivided as follows:

Middle Yezo group: Within the map area, only the Ichinokawa formation, the uppermost member of the middle Yezo group is exposed. This formation consists largely of sandstone-shale alternation, with frequent nodules.

Upper Yezo group: The upper Yezo group in the map area is predominantly of argillaceous facies as represented by shale and siltstone, but is rarely intercalated with sandstone and other sandy materials. By the facies characteristics, it is subdivided into the following three members:

Kamitonbetsu formation: It consists of dark-gray siltstone and shale, rarely containing thin layers of andesitic tuff and nodules. The formation has almost homogeneous facies and yields *Inoceramus naumanni* YOKOYAMA.

Rēgōzawa formation: It consists of conglomerate, sandstone,

shale and tuff; shale is predominant. Distribution of the conglomerate is local and limited to the basal part. An alternation of tuff, sandstone and shale predominates in the middle part.

Kotobuki formation: It consists of dark-gray siltstone, rarely intercalated with thin layers of tuff. The facies is locally sandy but is generally homogeneous.

The Tonbetsu group constitutes the uppermost of the Cretaceous system of the map area. It is characterized by the occurrence of fossils ranging in age from Upper Urakawan to Hetsuian. Sandstone is predominant. This group is correlated with the Hakobuchi group of southern Hokkaidō. By the facies it is divided into two members.

Kamikoma formation: It consists of tuffaceous sandstone and siltstone, the latter being generally predominant. The formation yields the following fossils:

Canadoceras sp., SCHMIDT
Gaudryceras striatum JIMBO,
Helcion gigantea SCHMIDT
Inoceramus schmidti MICHAEL,
Ino. balticus BÖHM.

Hētārōzawa formation: It consists of sandstone, siltstone and tuff; sandstone is predominant.

The Neogene-tertiary system, unconformably resting on the above-mentioned formation is distributed in the east and west of the central area where the Hidaka supergroup and the Utanobori group are developed. Its facies and constituent rocks differ markedly between the eastern area and the western area, which indicate the state of sedimentational differentiation the Neogene-tertiary system in these two areas.

The lowermost members of the Neogene-tertiary system are the Mopēchan formation (in the western area) and the Esashi formation (in the eastern area). The Mopēchan formation consists of conglomerate, sandstone and mudstone, whereas the Esashi formation consists almost essentially of conglomerate. Both formations yield fossils of Middle to Upper Miocene age. The formation yields the following fossils:

Pitar okadana (YOKOYAMA)

Spisula ezodensata (KUBOTA)

The Miocene strata are unconformably overlain by the Nakatonbetsu formation (in the western area) and the Honhorobetsu formation (in the eastern area), both yielding Pliocene fossils. The Nakatonbetsu formation consists chiefly of sandstone and siltstone, is intercalated with coal seams in the southern area, and with shell limestone in the northern area. The Honhorobetsu formation, beginning with andesitic agglomerate (locally occurring as lava), consists chiefly of conglomerate and sandstone. The formation yields the following fossils:

Patinopecten hashimotoi AKIYAMA

P. nakatonbetsuensis AKIYAMA

Mya cunaieformis (BÖHM)

Turritella fortilirata (SOWERBY)

These formations are covered by the Shōtonbetsu formation (in the western area) and the Penke formation (in the eastern area). The Shōtonbetsu formation consists of conglomerate and sandstone, and is conformable with the underlying Nakatonbetsu formation. The Penke formation, consisting of sandstone, is unconformable with the Honhorobetsu formation.

The Quaternary system of the map area comprises terrace deposits, talus deposits and alluvial deposits.

The terrace deposits are composed of gravel, sand and clay, constituting terrace plane. By their height above sea level, the deposits are divided into the first terrace deposits and the second terrace deposits.

The talus deposits are developed around Mt. Matsuneshiri-dake in the western area and south-eastern corner of the map area. They were derived from the lavas which constitute these mountains.

The alluvial deposits are, as mentioned before, sand, gravel and clay forming the flood plains along the present rivers.

Igneous rocks distributed in the map are as follows: (1) diabase and spilite occurring as lavas and dikes intruding the Hidaka supergroup, (2) serpentine and amphibolite that probably intruded in associa-

tion with the zone of shearing and upthrust in the area of the Hidaka supergroup and the Utanobori group, (3) porphyrite exposed as dike-like small rock bodies intruding the Hidaka supergroup and the Utanobori group, (4) basaltic lavas and dikes supposedly intruded during the Tertiary period, (5) andesitic dikes that are contemporaneous with (4), (6) dacitic and andesitic lavas covering the Esashi formation in the eastern area, (7) andesitic lava constituting the basal part of the Honhorobetsu formation, and (8) andesitic and dacitic lavas constituting Mt. Matsuneshiri-dake. This Matsuneshiri-dake is supposed to have come into existence during the period between Late Tertiary to Early Quaternary, judging from the facts that the constituent lavas are covering the Mopēchan formation and the Mountain still retains its original conical shape though somewhat destroyed.

Economic geology

The map area is known to bear such metal resources as gold and silver and non-metal resources such as limestone, lignite and building stone. However, only the Neogene limestone and building stone are being worked at present.

Formerly, the map area was famous for the gold production at Esashi where placer gold was actively worked. Prospecting and excavation of gold- and silver-bearing veins were also carried out, but the mineral localities are now abandoned.

Placer gold was worked mainly in the drainage basins of the rivers rising from the area of the Hidaka supergroup, but little is known about the output of gold or other details.

Prospecting and excavation of gold- and silver-bearing veins are being performed in the mineralized zones of the Manokawa formation in the middle reaches of the Hēan River, the Jumondake formation in the drainage area of the Shirinashi River and the Esashi formation northeast of Utanobori. Information on the former two is not available. The mineralized zone in the vicinity of Utanobori was worked as the Utanobori mine up to about 1940, and the annual output of crude ore was approximately 15,140 tons. The grade of gold was 15g/ton on an average, 70g/ton in maximum. This mine is reported to have

been abandoned after several years of operation, on account of small scale of the deposit in spite of high ore grade.

Limestone occurs in the Hidaka supergroup and in the Nakatonbetsu formation. The one in the Hidaka supergroup is interbedded within the Poronupuri formation and the Manokawa formation. The bedded limestone exposed in the lower reaches of the Hēan River is of the largest scale, where the rock is grayish-white, hard and compact, containing about 52% CaO, and estimated reserves are 10,000,000 tons.

The limestone in the Nakatonbetsu formation occurs as a bedded fossil bank consisting of aggregates of shell fragments. It is being quarried as fertilizer feed.

Lignite occurs in the Nakatonbetsu formation in the southern area. It was prospected and excavated in about 1935, although details are unknown. Coal seams are not continuous and quality of coal is inferior.

River gravel of the Hēan River and the Tonbetsu River is used for construction purposes.

昭和 38 年 3 月 25 日 印 刷

昭和 38 年 3 月 31 日 発 行

著作權所有 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