

5万分の1地質図幅
説 明 書

沼 川

(旭川 - 第9号)

北海道立地下資源調査所

技術吏員 高 橋 功 二

同 石 山 昭 三

北海道開発庁

昭和43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 43 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 地質概説.....	4
. 2 地質各説.....	6
. 2. 1 白 堊 系.....	6
. 2. 1. 1 上部エゾ層群.....	6
) メナシベツ川層.....	7
) 九 線 沢 層.....	9
) 尾 蘭 内 層.....	10
. 2. 1. 2 函 洩 層 群.....	10
) イチャンナイ層.....	10
. 2. 1. 3 白堊系の地質時代と他図幅地域との対比.....	11
. 2. 2 新 第 三 系.....	13
. 2. 2. 1 曲 洩 層.....	13
. 2. 2. 2 宗谷夾炭層.....	15
. 2. 2. 3 鬼 志 別 層.....	17
. 2. 2. 4 増 幌 層.....	18
. 2. 2. 5 稚 内 層.....	21
. 2. 2. 6 声 問 層.....	22
. 2. 2. 7 勇 知 層.....	23
. 2. 2. 8 更 別 層.....	24
. 2. 3 第 四 系.....	25
. 2. 3. 1 恵 北 層.....	25
. 2. 3. 2 湖成堆積物.....	29
. 2. 3. 3 低位段丘堆積物.....	30
. 2. 3. 4 沖 積 層.....	30

. 3	地質構造	31
. 3.1	幌延断層より東側の地質構造	32
. 3.2	幌延断層より西側の地質構造	33
	鉱産資源	34
. 1	石 炭	34
. 2	石油および構造性天然ガス	36
	引用文献	37
	Résumé (in English)	41

北海道立地下資源調査所
技術吏員 高 橋 功 二
同 石 山 昭 三

はしがき

沼川図幅および説明書は、昭和39年から同41年にいたる延約180日の野外調査の結果を取りまとめたものである。

調査は、白堊系分布地域は主として高橋が、第三系・第四系の分布地域は石山・高橋が協力して行なった。

野外調査および取りまとめに当たっては、北海道立地下資源調査所長尾捨一博士、小山内熙地質科長をはじめ、多くの方々の御指導、御協力を賜わった。特に、新第三系については、当所三谷勝利燃料科長の調査資料に、第四系についてはサロベツグループの方々との協同作業におうところが多い。また新第三系の油田構造について、石油開発公団事業本部札幌出張所の吾妻穰所長から有益な助言を賜わり、一部資料の呈供を受けた。

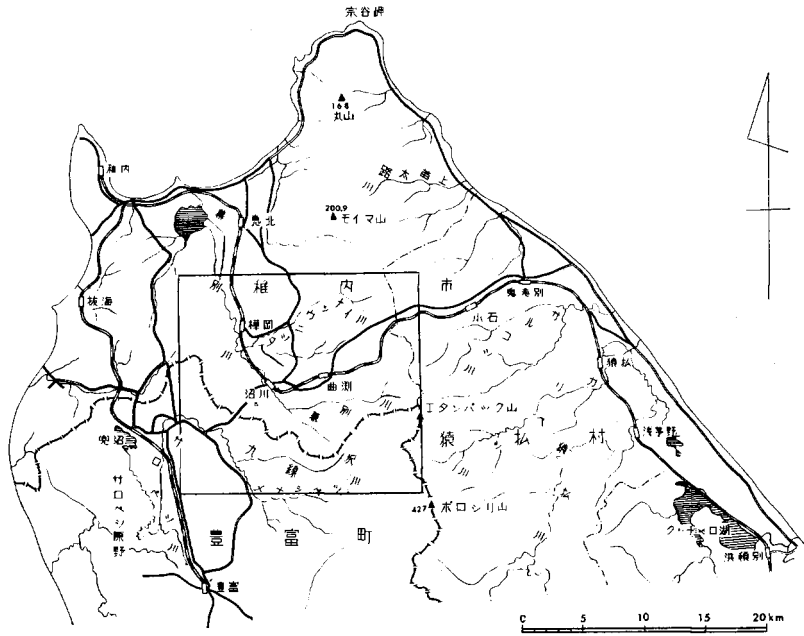
ここに心から感謝の意を表する。

位置および交通

この図幅は、北緯 $45^{\circ} 10'$ ~ $45^{\circ} 20'$ 、東経 $141^{\circ} 45'$ ~ $142^{\circ} 0'$ の範囲をしめている。

行政区画では、宗谷支庁管内にあり、大部分は稚内市に属しているが、南部のメナシベツ川流域は天塩郡豊富町に、東部の小部分は宗谷郡猿払村にそれぞれ属している。

この地域の交通網は、比較的よく発達している。すなわち、鉄道は、国鉄天北線が稚内方面より幕別川にそって南下し、図幅中央部の沼川付近から東進して脊稜山脈を越えて鬼志別・浜頓別へ通じている。道路網は、道々が沼川市街を中心として、稚内・鬼志別・豊富の3方面へそれぞれ発達しているほか、低地、丘陵地域に農道が、山地



第1図 位置図

域には林道が発達している。

地 形

図幅地域の地形は、地質および地質構造を反映して、大きくみると、(1) 東部地域の山地帯、(2) 西部地域の丘陵および平坦地帯に大別することができる。なお、東西両地帯は図幅の中央地域を南北に縦断する幌延断層で境される。

(1) 東部の山地帯

東部の山地帯は、脊稜山脈を含み、標高は低いが、100～300mの一般に起伏に富んだ山地形を呈する地帯である。

山地帯は、図幅の東端にある脊稜山脈と、山地帯の西部を占め、幌延断層にそう山稜とで特徴づけられている。

脊稜山脈は、標高が200m以上の山稜が南北に連なり、250mを越える山頂が点在している。最高峰は295mである。この山地は、図幅地域の基盤岩層の白堊系からな

りたっており、高い山稜はおもに砂岩層（イチヤンナイ層）で構成されている。なお脊稜山脈は、北方延長へは低く、南方延長へは高くなる傾向がある。

幌延断層にそう山稜は、脊稜山脈と同様に標高が200mを越え、南北に連なっている。最高峰は259mである。この山稜は増幌層の堅い砂岩・礫岩で構成され、地層の走向とほぼ一致している。

上記の2つの山稜の間には、標高200m以下の比較的低い地域がみられる。地形復元図によると、標高150～170m以下の凹地が南北にらんで認められる。この地域は、白垩系および第三系の比較の軟かい地層（泥岩など）からなりたっている。

(2) 西部の丘陵および平坦地帯

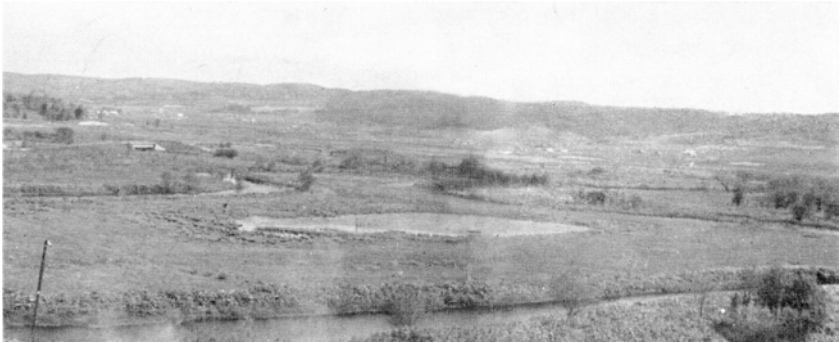
この地帯は、一般にゆるやかな丘陵性の地形を呈しているが、地形的特ちょうから、さらに3つの地域に区分することができる。すなわち、丘陵性の山地、平坦な丘陵性の台地、主要河川の流路にそう低地の3地域である。

丘陵性山地：この山地は、基盤の地質構造を反映し、油田背斜を形成している、標高が200m内外の丘陵性山地である。増幌山地（最高223.8m）サラキトマナイ山地（最高175m）目梨山地（最高194.1m）などがあり、いずれも山稜の方向が、北々西 - 南々東を示し、背斜軸の方向と一致している。このほか、西南隅には、山稜の方向が上にのべた各山地とほぼ同じであるが、標高が100m内外のやや低い丘陵性の山地がみられる。この山地は、油田背斜を反映するものではなく、新第三系の硬い砂岩・礫岩層（更別層）で構成されている。

丘陵性台地： 東部の山地帯の西側や、前にのべた丘陵性山地のまわりには、標高が、30m～80mの比較の平坦な丘陵性の台地が発達している。これらの台地は、一



第2図 目 梨 山 地



第3図 開源西方からサラキトマナイ山地を望む

見、平坦面を形成しているように見えるが、よく観察すると、かなり開析されており、沖積面にむかってゆるやかに傾斜している、洪積世の恵北層で構成されている。

河川の流路に沿う低地： 主要河川の流域には、比高10m～15mのよく保存された低位段丘面が発達しており、段丘砂礫層をともなっている。幕別川やサロベツ川の流域には、沖積地が幅広く発達している。粘土・泥炭からなるもので、標高が5m～15mの平坦な面を形成している。まえにのべた、丘陵性台地との境は、ところにより急崖を形成している場合がある。

図幅地域のほとんどの河川は、脊稜山脈に源を発し、西方に流路をとって東部地域の山地を横断し、西部地域で幕別川、サロベツ川の両河川に統合されている。

それぞれの河川は、山地では一般に東西性の流路を取って、南北に連なる山地を横断しているが、源流地域の小沢には、基盤の地質構造とほぼ等しい南北性の流路を取るものが多い。

地 質

1 地質概説

図幅地域の地質系統は第4図に要約される。すなわち、下位から白堊系・新第三系・第四系である。

白堊系は、図幅の東部地域に複背斜構造をつくって分布し、上部エゾ層群と函淵層群とに大別される。

上部エゾ層群は、岩相および産出化石から、下位より泥岩を主とするメナシベツ川

時代	層序	層厚	模式柱状	岩相	その他
第四紀	沖積層			砂岩・粘土	不整合 不整合
	低位段丘堆積物	5 ±		砂礫層	
第四紀	惠北層	湖成堆積物 40 ± 25 ± 50 ±		砂礫・粘土の互層 泥炭をはさむ	不整合 不整合
	増幌層	150 ±		礫質砂岩～礫岩	
新世	勇知層	200 ± 250 ±		細粒砂岩	海棲化石石 海棲化石石
	声問層	500		泥質～砂質泥岩	海棲化石石 珪藻類化石
第三紀	稚内層	400 ± 600 ±		硬質頁岩	海棲化石石
	増幌層	1500 ±		泥岩（礫別相） 砂岩・泥岩・礫岩の不規則な互層 （乱堆積の層相を示す）	不整合 有孔虫化石
第三紀	鬼志別層	80 ± 100 ±		砂岩	海棲化石石（礫別化） 不整合（石群）
	宗谷夾炭層	140 ± 300 ±		砂岩・泥岩・石炭層 凝灰岩の薄層 （基底礫岩）	石炭 植物化石（阿仁合型） 不整合（植物化石）
第三紀	曲淵層	90 ± 140 ±		砂岩・シルト岩の互層 （基底礫岩）	海棲化石石 不整合
	イチャンナイ層	400 ± 560 ±		凝灰質砂岩・凝灰岩の薄層をはさむ	不整合 不整合構造運動
白亜紀	尾蘭内層	450 ± 600 ±		シルト岩質砂岩・シルト岩（いわゆる泥クイ砂岩） 凝灰岩の薄層をはさむ	海棲化石石
	九線沢層	80 ± 200 ±		凝灰質砂岩・シルト岩の互層	
白亜紀	メナシベツ川層	700 ±		シルト岩・凝灰岩	海棲化石石
	上部層	50 ±		砂質凝灰岩と砂質シルト岩との互層	
白亜紀	下部層	450 ±		泥岩	

第4図 模式柱状図

層，砂岩を主とする九線沢層，シルト岩～細粒砂岩を主とする尾蘭内層に3区分され

る。メナシベツ川層は、さらに上中下の三部層に細分される。産出化石は浦河世からヘトナイ世古期をしめしている。

函淵層群は、細分することができなかつたのでイチャンナイ層として一括した。主として粗粒砂岩で構成され、産出化石はヘトナイ世新期をしめしている。

新第三系は、白堊系を不整合におおって脊稜背斜の両翼に分布している。東翼のものは図幅の東北隅にわずかに分布しているだけである。西翼のものは、ほぼ図幅の全域にわたって広い分布をしめしている。この地域の新第三系は、幌延断層を境として、東側のものは、下位の白堊系とともに複雑な褶曲構造を形成している。西側のものは、NNW - SSE方向の雁行した3つの油田背斜・増幌背斜・サラキトマナイ背斜・目梨背斜・で特ちょうづけられる。

新第三系は、岩相および産出化石から、8層に区分される。下位より、砂岩・泥岩で構成され海棲介化石を産する曲淵層、天北炭田の石炭層を介する陸成層の宗谷夾炭層、細粒砂岩を主とし海棲介化石を多産する鬼志別層、天北油田地域の主要な含油層で砂岩・礫岩・泥岩からなり乱堆積の層相を示す増幌層、いわゆる硬質頁岩で特ちょうづけられる稚内層、シルト岩からなる声問層、細粒砂岩を主とする勇知層、礫質の粗粒砂岩からなる更別層の8層である。このうち幌延断層より東に分布する地層は、曲淵層から増幌層までの地層である。また幌延断層以西の地域は、増幌層より上位の地層が分布している。なお、地質時代は、曲淵層から声問層までは中新世をしめし、勇知層・更別層は鮮新世をしめしている。

第四系は、洪積層と沖積層とに分けられる。洪積層は、標高30m～80mの丘陵性台地を構成し、砂・礫・粘土を主として、亜炭をはさむ恵北層、および河川の流域に比高10m～15mの平坦面を作って発達している低位段丘礫層とがある。沖積層は、現在の沖積面を作っている

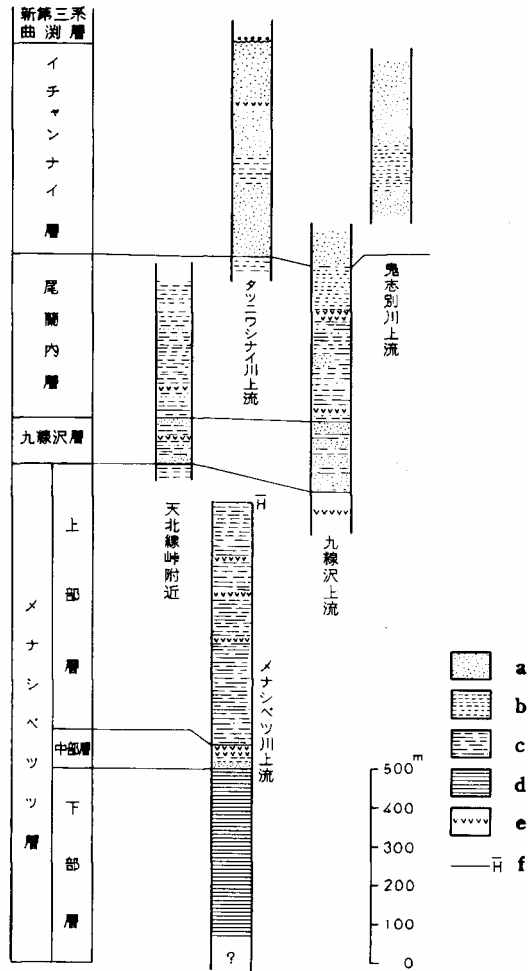
. 2 地 質 各 説

. 2. 1 白 堊 系

白堊系は、図幅の東部地域に、複背斜構造を形成して分布している。上部エゾ層群・函淵層群に大きく2分される。上部エゾ層群は3層に細分されるが、函淵層群については細分できなかった。

. 2. 1. 1 上部エゾ層群

上部エゾ層群は、岩相および産出化石で下位からメナシベツ川層・九線沢層・尾蘭



- a: 砂岩 b: 砂質シルト岩 c: シルト岩
d: 泥岩 e: 凝灰岩 f: 断層

第5図 白垩系柱状図

内層の3層に区分される。

) メナシベツ川層 (新称)

模式地: メナシベツ川上流

この地層は、図幅地域の最下部層で、脊稜山脈の西側にそって、南北につらなる脊稜背斜の軸部を構成し、北はタツニウシナイ川上流から南はメナシベツ川上流地域に分布し、南接する豊富図幅地域につらなっている。岩相および産出化石から下部層、中部層、上部層に3区分できる。

).1 下部層

この部層は、図幅の東南隅のメナシベツ川上流地域に、北に沈む背斜の軸部を構成して分布している。背斜軸は断層により複雑に転移しているが、ほぼN-Sの方向を有している。下限は不明である。

この部層は、ほとんど暗灰色、無層理の泥岩からなっている。石灰質団球は比較的少ない。層厚は450m+である。

化石は、図幅内から採集できなかったが、この部層の南方延長にあたる豊富図幅のCu-a層から、*Inoceramus uwajimensis* YEHARAの産出が報告されている。

).2 中部層

この部層は、図幅東南隅の地域にだけ下部層をとりまいて、分布している。砂質シルト岩と灰白色の砂質凝灰岩との互層からなり、砂質凝灰岩は、ときに厚さが20mにも達することがある。この部層全体の厚さは50m内外である。この部層を南方の豊富図幅地域に追跡すると砂岩・シルト岩からなるCu-b層につらなっている。化石は産出しなかった。

).3 上部層

この部層は、東南隅のメナシベツ川上流地域では、下部層および中部層をとりまいて分布し、また、それより北方の地域では脊稜背斜の軸部を構成して細長く分布している。タツニウシナイ川上流地域では背斜軸が北に沈降しているため、これより以北の地域では、この地層が発達していない。なお、中部層とは、灰白色凝灰質砂岩の上限で境した。

この部層は、全体的に、暗灰色・無層理のシルト岩で構成され、白色凝灰岩の薄層をひんぱんにはさんでいる。時に緑色凝灰岩の薄層もはさむことがある。石灰質団球は比較的多く、化石を含むことが多い。層厚は700m内外である。

化石は、石灰質団球中のほか、地層中にも含まれている場合が多い。特に*Inoce-*

* このほか*Gaudryceras* cfr. *tenuiliratum* YABE, *Damesites* sp., *Polyptychoceras* sp. などの報告がある。

ramus naumanni YOKOYAMAを多産する。

産出化石は次のとおりである。

Gaudryceras tenuiliratum YABE

Damesites sugata (FORBES)

Tetragonites sp.

Eupachydiscus haradai JIMBO

Inoceramus naumanni YOKOYAMA

I. ezoensis YOKOYAMA

I. cfr. amakusensis NAGAO & MATSUMOTO

）九線沢層（新称）

模式地：九線沢上流

この地層は、模式地のほか幕別川上流地域や宇流谷川^{うるや}上流地域に分布しており、メナシベツ川層を軸部とする背斜の両翼にみられる。下位のメナシベツ川層との関係は整合で、急激に砂岩が多くなるところから、この地層にふくめた。

この地層は、緑色の凝灰質砂岩・泥岩・シルト岩および凝灰岩からなりたっているが、地域により、その層相が異なっており、水平方向への変化がいちぢるしい。

模式地の九線沢上流では、この地層は、上・下の2つの層相に分けることができる。すなわち、下部は、細礫質の部分をレンズ状にはさむ中～粗粒の板状砂岩と泥岩・シルト岩のリズミカルな互層である。上部は、凝灰質の細粒砂岩とシルト岩からなりたっており、薄い灰白色の凝灰岩をはさんでいるが、下部のように、はっきりした互層をしめしてはいない。

このような層相を、北方へ追跡すると、この地層は次のように変化している。天北線の峠付近では、模式地でみられるような上下の層相に区別することができず、泥岩・シルト岩の部分が多い板状砂岩との大まかな互層で構成されている。タツニウシナイ川上流では、板状砂岩はみとめられず、特ちょう的な互層部分が失われ、シルト岩中に砂質の部分が多くなっているだけである。

なお、この地層は、上にのべた岩相的な特ちょうのほか、一定層準に*Inoceramus schmidti* MIC.を産出する特ちょうをもっている。

層厚は、模式地では200m内外であるが、天北線の峠付近では80mである。

産出化石は次のとおりである。

Canadoceras cfr. *kossmati* (YABE)

Gaudryceras cfr. *tenuiliratum* YABE

Inoceramus schmidti MIC.

Petera gigantea (SCHMIDT)

) 尾 蘭 内 層

1951: 衛藤俊治 尾蘭内累層

1957: 小山内熙ほか 尾蘭内層

1959: 小山内熙ほか 尾蘭内層

模式地: タツニウシナイ川上流

この地層は模式地のほかに、天北線沿線、幕別川上流、九線沢上流などに、下位層を軸部とする背斜構造の両翼に分布している。模式地のタツニウシナイ川上流では、いくつもの背斜・向斜をくり返し、ゆるやかな褶曲構造を呈している。

下位の九線沢層との関係は整合で、九線沢層の砂岩部がシルト質砂岩または砂質シルト岩(いわゆる“泥クイ砂岩”)に変わるところで境した。

この地層はシルト岩質砂岩を主体とし、シルト岩をはさむ場合がある。九線沢上流のこの地層は、一般に泥質である。シルト質砂岩は、風化した場合、黄褐色を呈し、玉ネギ状にはげる性質を持つが、新鮮なものは灰緑色～青灰色をしめしている。一般に軟質細粒で、凝灰質である。

石灰質団球は全層準を通じて多くはないが、時に人頭大以下のものが密集している場合がある。

化石は乏しく、また保存が不良である。わずかに*Metaplacenticeras subtristriatum* (JIMBO)らしい保存不良のアンモナイトと二枚介・巻介の破片を見出しただけである。

層厚は、450～600m内外である。

. 2 . 1 . 2 函 淵 層 群

) イ チ ャ ン ナ イ 層

1959: 小山内熙ほか イチャンナイ層

* 宗谷図幅内の尾蘭内を模式地として命名されたものであるが、ここにあげた地域は図幅内での模式地である。

** 宗谷図幅内のイチャンナイを模式地として命名されたものであるが、ここにあげたのは図幅内での模式地である。

模式地： タツニウシナイ川中流

分布は、大きくみると、下位の上部エゾ層群を軸部とする背斜構造 - 脊稜背斜 - の両翼に分布している。西翼のものは、増幌川から幕別川中流付近まで分布している。模式地のタツニウシナイ川地域では、西に傾斜する単斜構造をしめしているが、宇流谷川の中流地域では、上位の新第三系とともに向斜構造 - マクンベツ向斜^{*} - を形成し、東西2列の分布が認められる。東翼のものは、知来別川上流地域および鬼志別川上流地域に発達している。知来別川上流のものは、下位の尾蘭内層を軸部とする背斜構造を形成しているのに対し、鬼志別川上流のものは向斜構造を形成している。

この地層は、全層を通じ、灰緑色の凝灰質砂岩であるが、その岩相から上・中・下部の3つに区別することができる。下部は板状の灰緑色の中粒砂岩と、やや泥質な中粒～細粒砂岩の互層である。中部は青灰色の細粒砂岩を主とし、ときにシルト質砂岩（泥クイ砂岩）になる場合がある。上部は塊状の中粒～粗粒砂岩で、ところにより細礫質になっている。また灰白色凝灰岩をはさむことがある。



第6図 イチャンナイ層の露頭（天北線沿

化石は、下部の互層部と中部の細粒砂岩から *Inoceramus shikotanensis* NAGAO & MATSUMOTO を産出するほか、保存の悪い二枚介・巻介などを産出する。

層厚はタツニウシナイ川では560m、鬼志別川上流では400m+と算定される。

2.1.3 白堊系の地質時代と他図幅地域との対比

* 根本・山屋の命名による。

図幅内の白堊系の各地層から、上部白堊系の時代決定・対比に有効なアンモナイト・イノセラムスの化石を採集することができた。特にイノセラムスは重要な準化石になり、従来白堊系として一括されてきた、この地域の白堊系の細分、地質時代の決定および周辺地域との対比が可能になった。

白堊系の標準層序では *Inoceramus uwajimensis* は浦河統下部階に、*Inoceramus naumanni* は浦河統上部階に、*Inoceramus schmidti* はヘトナイ統下部階に、*Inoceramus shikotanensis* はヘトナイ統上部階の下部に多産する。このことから、図幅内の白堊系の地質時代は、メナシベツ川層下部層は浦河世古期に、同上部層は浦河世新期に、九線沢層および尾蘭内層はヘトナイ世古期に、イチャンナイ層はヘトナイ世新期にそれぞれ相当する。

周辺の図幅地域の白堊系との対比は、岩相および化石の産出状況から第1表のように考えた。

第1表 周辺図幅地域の白堊系対比表

北海道 標準層序	イノセラムスの 産出順序	上樺弘図幅 田中啓策 1960	豊富図幅 長尾捨一 1960	沼川図幅	寒谷・知来別図幅 小山内照ほか 1956・1959	鬼志別図幅 松下勝秀ほか 1964
ヘトナイ統 上部階	<i>Inoceramus shikotanensis</i>	H ₅				
		H ₄		イチャンナイ層	イチャンナイ層	エタンパツク層
ヘトナイ統 下部階	<i>Inoceramus schmidti</i>	H ₃		オランナイ層	オランナイ層	カリベツ層
		H ₂				
		H ₁				
		U ₇		九線沢層	大岬層	エコベ川層
浦河統 上部階	<i>Inoceramus naumanni</i>	U ₆		メナシベツ川層 上部層	苗太路層	南の沢層 ?
		U ₅	Cuc			
		U ₄	Cus	中部層	泊内層	
		U ₃				
浦河統 下部階	<i>Inoceramus uwajimensis</i>	U ₃		メナシベツ川層 下部層	時前層	
		U ₂	Cua			
		U ₁				

東接する鬼志別図幅との対比は、同図幅内で化石の産出が乏しく、まだ問題が残されるが、鬼志別図幅の南ノ沢層を、その産出化石 *Eupachydiscus haradai* (JIMBO), *Inoceramus ezoensis* (YOK) からメナシベツ川層上部層に対比し、またエタンパツク

層はイチャンナイ層と連続していることにより、表のように対比した。

. 2 . 2 新第三系

新第三系は、白堊系を不整合におおって、図幅地域に広大な分布をしめし、下位より曲淵層・宗谷夾炭層・鬼志別層・増幌層・稚内層・声問層・勇知層・更別層の8層に区分される。

. 2 . 2 . 1 曲 淵 層^{*}

1948： 佐々保雄 曲淵層

1966： 根本隆文・山屋政美 曲淵層

模式地： 宇流谷川中流流域

この地層の分布は、脊稜背斜の東翼では、知来別川・鬼志別川の各上流に狭長な分布がみとめられる。西翼では、増幌川からタツノウシナイ川・宇流谷川の流域にかけて細長く帯状に分布している。増幌川・タツノウシナイ川では、ほぼ北北西の走向で西に傾く単斜構造で一列であるが、ニタトロマナイ川・宇流谷川の地域では、上位層・下位層とともに背斜構造・向斜構造を形成し、3列の帯状分布がみとめられる。宇流谷川から南方の地域では、下位の白堊系と上位の宗谷夾炭層が断層で接しているため分布がみとめられない。

曲淵層と白堊系との関係は、傾斜不整合で、白堊系最上部層のイチャンナイ層の上



第7図 曲淵層の露頭(ニタトロマナイ川上流)

* この地層名は、最初、大村一蔵(1928)によって増幌層以下の地層に対し与えられたが、佐々(1948)により再定義されたものである。

に基底礫岩をともなって接しているが、ニタトロマナイ川上流の向斜構造の東翼では、イチャンナイ層を欠除し、尾蘭内層と接している。曲淵層とイチャンナイ層とが接している場合には、両者とも帯緑色の砂岩であるため、一見区別しがたいといわれているが、基底礫岩の発達する地域では、基底礫岩の下底に波状面がみられ、両者が比較的容易に識別できる。特にタツニウシナイ川流域や宇流谷川流域の国鉄天北線の露頭で明瞭に観察される。

この地層は基底礫岩・粗～中粒砂岩・砂質シルト岩・シルト岩・凝灰岩からなっている。

基底礫岩は、層相の変化がはげしい。タツニウシナイ川流域およびニタトロマナイ川の中流付近では、帯緑色の厚さ30～50cmでいどの細礫質砂岩であるが、南方延長の宇流谷川の鉄橋付近では、厚さが2mになり、礫もやや大きくなっている。ニタトロマナイ川上流の、まえにのべた尾蘭内層と接するところでは、厚さも10mに達し、拳大の垂円礫を持つ顕著な礫岩になっている。この礫岩は、脊稜背斜東翼の鬼志別川流域にもみられる。礫質は珪岩・砂岩・粘板岩などが多い。

砂岩は、この地層の下部と上部にみとめられる。下部の砂岩は、塊状の粗粒～中粒砂岩で、海緑石をふくみ暗緑色を呈している。一般に、凝灰質で浮石片をふくむことが特ちょうである。ところにより植物の破片をふくんでいる。上部の砂岩は、青灰色の中～細粒砂岩で、層理の発達が比較的良好である。ニタトロマナイ川の南方では、この砂岩はみとめられない。

砂質シルト岩およびシルト岩は、この地層の中部をしめている。暗灰色または灰色で、一般に凝灰質である。

凝灰岩は、厚さ5m前後の灰白色・細粒・浮石質の凝灰岩で、まえにのべた砂質シルト岩およびシルト岩中にはさまれている。

層厚は、西翼の北部地域タツニウシナイ川で、最も厚く350mであるが、南方へ漸次厚さを減じ、ニタトロマナイ川で140m、宇流谷川では90mと薄くなっている。東翼の知来別川では80mである。

化石は、タツニウシナイ川流域の基底礫岩および宇流谷川流域の砂質シルト岩中から保存の悪い二枚介・巻介類を採集したが種属を決定することはできなかった。しかし、根本・山屋は図幅内の砂質シルト岩中から次のものを報告している。

Portlandia sp.

Venericardia sp.

Orectospia wadana (YOKOYAMA)

Dentalium sp.

Macoma sp.

Yoldia sp.

Periploma sp.

なお、有孔虫化石については土田定次郎（1957）の研究があり、図幅内から次のものを報告している。

Haplophragmoidea sp.

Cyclammina incis (OTACHE)

C. japonica ASANO

しかし、曲淵層の地質時代・対比について、決め手となる化石の産出がとぼしく、^{*}まだ問題が残されている。

. 2 . 2 . 2 宗谷夾炭層^{**}

1948： 佐々保雄 宗谷夾炭層

1966： 根本・山屋 宗谷夾炭層

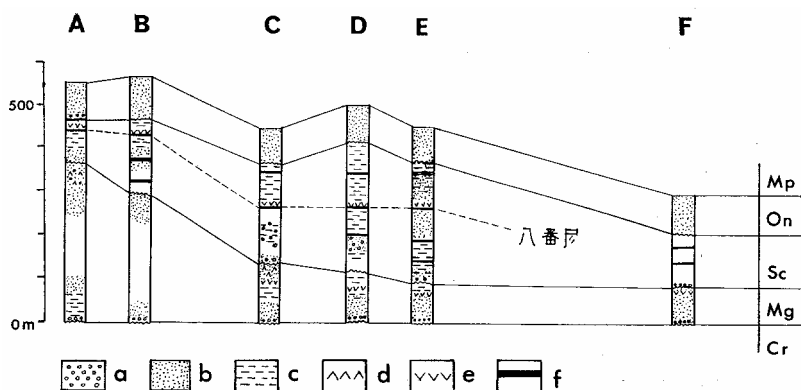
模式地： 曲淵市街東方の宇流谷川流域

宗谷夾炭層は 図幅の東部地域に、南北性の褶曲構造によってくりかえし出現し、帯状に分布している。

下位の曲淵層との関係は、基底礫岩をともなって、不整合関係で接している。この関係は、天北線ぞいに通ずる宇流谷川林道の切割りやニタトロマナイ川の中流で観察されるが、両者の間に構造差はほとんどみとめられない。しかし、前にのべたように、タツニウシナイ川でみとめられた曲淵層の上部の砂岩を、南方へ追跡すると、その発達をみなくなること、曲淵層全体の層厚が南方へ薄くなること、基底礫岩には、曲淵

* 知来別図幅の曲淵層から産出した介化石群が羽幌炭田地域の三毛別層の介化石群と類似することから、両者が対比されている（服部（1967））。最近の石油開発公団の資料によると、図幅内から産出した介化石のうちに、石狩炭田地域の古第三系紅葉山層の化石を含むといわれ、対比・地質時代について問題が提出されている。

** 岡村要蔵（1912）宗谷炭田夾炭層・渡辺久吉（1918）宗谷層・飯塚保五郎（1936）宗谷夾炭層にほぼ相当するが、三者とも曲淵層をもふくめている。



A : タツニウシナイ川北支流 B : タツニウシナイ川南支流
 C : ニタトロマナイ川 (旧宗谷炭鉱附近) D : 宇流谷川北支流
 E : 宇流谷川 F : 知来別川上流
 a : 礫岩 b : 砂岩 c : 泥岩 d : 浮石片 e : 凝灰岩 f : 石炭
 Cr : 白堊紀層 Mg : 曲淵層 Sc : 宗谷夾炭層 On : 鬼志別層
 Mr : 増幌層

第 8 図 曲淵層・宗谷夾炭層・鬼志別層柱状対比図

層から由来した砂岩やシルト岩などの礫をふくんでいること、などから不整合による曲淵層の削剝を考えることができる。

宗谷夾炭層は、主として泥岩および中～細粒砂岩からなりたっており、礫岩・凝灰岩および石炭をはさんでいる。

泥岩は、灰色～暗灰色で凝灰岩質である。風化すると赤褐色の角板状の細片に破碎しやすい。しばしば菱鉄鉱の団塊をふくみ、植物化石を多産する。

砂岩は、一般に青灰色の細粒～中粒の凝灰質砂岩で、下部には細礫質の部分をふくんでいる。浮石にとんだ軟弱なものである。しばしば斜層理が発達している。中部に発達する粗粒中粒砂岩のなかには、かなり堅硬なものもある。

礫岩は、基底部と下半部に多い。小豆大から拳大以下の、大きさの不揃いな砂岩や泥岩の垂円礫からなっている。一般にもろく、風化すると赤褐色の軟質の砂礫層になる。

凝灰岩は、炭層の上・下盤や泥岩中に発達している。白色緻密で、風化するとペントナイト状になる。

石炭層は、脊稜背斜西翼では、ニタトロマナイ川の旧宗谷炭鉱より南の地域で6層～10層の炭層を有するが、北部では発達が悪い。東翼の知来別川上流では、3層みとめられる。炭層の厚さは、厚いもので数mにおよぶものもあるが、普通1m内外のものが多い。石炭は、暗褐色・黒色の褐炭で、風化すると角板状に剝離しやすい。

宗谷夾炭層の層厚は、脊稜背斜西翼では、南部に厚く北部に薄い。すなわち、エメナシオコナイ川では300mであるが、宇流谷川で250m、タツニウシナイ川・増幌川では140m内外、さらに北方の宗谷図幅内のケナシボロ川では70mになり、それより北の地域には、宗谷夾炭層は発達しない。また東翼の知来別川上流では、120m内外である。宗谷夾炭層の層厚変化から考察すると、この地層堆積時の堆積の中心部が、南の方向にあったことがうかがわれる。

化石は、全層を通じて植物化石を多産する。これらの植物化石については、大石・藤岡（1941）の研究があるが、棚井敏雄（1961）は旧宗谷炭鉱の坑内から阿仁合型化石植物群の特徴種である次の種を報告している^{*}。

Glyptostrobus europaeus (BRONG)

Alnus kefersteini (GOEP)

Aesulus majus (NAIHORST)

. 2 . 2 . 3 鬼志別層

1918： 渡辺久吉 鬼志別層

1936： 飯塚保五郎 鬼志別

1948： 佐々保雄 鬼志別層

1966： 根本・山屋 鬼志別層

模式地： 九線沢中流地域^{**}

この地層は、宗谷夾炭層と同様に図幅の東部地域に分布している。

宗谷夾炭層とは不整合関係をしめしている。不整合面は不規則な波状面を持つこと

^{*} 棚井（1961）は阿仁合型（寒冷な気候条件）化石植物群をふくむこの地層を、台島型（温暖な気候条件）化石植物群をふくむ羽幌炭田地域の羽幌夾炭層より下位の層準としている。佐藤誠司（1962）は、花粉化石の研究から羽幌夾炭層よりもむしろ上位の層準である築別層の下部含炭層の花粉（寒冷な気候条件をしめす）と類似しており、服部による曲淵層・三毛別層の対比から両者の対比が妥当であるとされている。

^{**} ここにあげた模式地は、図幅内に模式的に発達する地域である。

が多く、基底礫岩が発達している。しかし構造差はみとめられない。

基底礫岩は、厚さ数cm～50cmでいどで、北部で厚く、南部で薄くなる傾向がある。礫は珪岩・粘板岩などの古期岩類のほか、下位の夾炭層から由来した砂岩・泥岩の礫や炭礫などである。指頭大から拳大以下の亜円礫である。

基底礫岩の上部は、全体として、青灰色の細粒砂岩からなりたっているが、暗緑色の中～粗粒砂岩や泥岩をはさむこともある。下半部の砂岩層には、海緑石を多量にふくんでいる。

層厚は80m～100mである。

化石は、全層にわたって、二枚介・巻介のほか、腕足類・単体珊瑚・ウニ・鮫の歯などの化石を比較的豊富にふくんでいる。産出する主要な介化石は次のとおりである。

Periploma besshoensis (YOKO.)

Portlandia scapha (YOK.)

P. japonica (ADAMS & REEVE)

Macoma optiva (YOK.)

M. tokyoensis (YOK.)

Venercardia sp.

Nuculana sp.

Seripes sp.

Malletia sp.

Turritella sp.

なお、有孔虫化石について土田定次郎の研究がある。

. 2. 2. 4 増 幌 層

1928： 大村一蔵 増幌層 + 幕別層

1936： 飯塚保五郎 増幌層 + 幕別頁岩層

1948： 佐々保雄 増幌層

1962・1963： 三谷勝利ほか 増幌層

1966： 根本・山屋 増幌層

模式地： 曲淵市街東方の宇流谷川流域

* 羽幌炭田地域の築別層の化石群に類似している。

増幌層の分布は、大きくみて、次の3地域がある。a, 脊稜背斜の東翼で、図幅東北隅の知来別川上流地域, b, 脊稜背斜西翼で、幌延断層以東の北は増幌川から南はメナシベツ川にいたる地域, c, 幌延断層の西側の増幌山地地域の3地域である。

aの地域は、下位層とともに半舟底型の知来別向斜を形成し、その軸部に分布している。

bの地域は、図幅内で最も広い分布を占めているが、構造的にさらに次のように3区分できる。すなわち、宇流谷川より北の地域で、下位層とともに西に傾斜する単斜構造を呈しているもの、幕別川から南の地域で、全体的に向斜構造を呈しているもの、前二者の東側に位置し、マクンベツ向斜の軸部を形成しているものなどである。

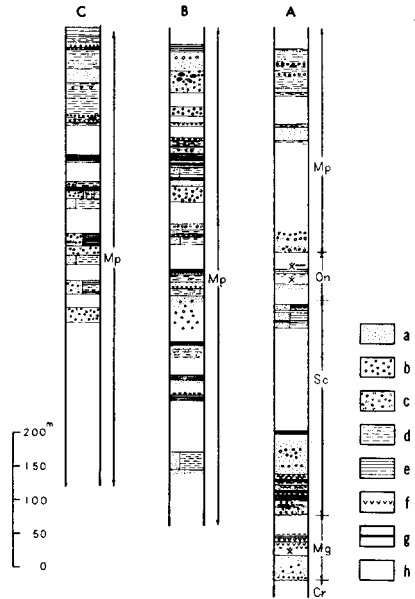
cの地域は、南に沈む増幌背斜の軸部を構成している。

なお、bの宇流谷川より北の地域およびcの地域については、三谷勝利ら（1962および1963）の詳細な研究がある。

下位の鬼志別層とは整合関係をしめしている。

増幌層は、泥岩・砂岩・礫岩の互層で構成されており、間には、しばしば偽層や層間褶曲などの異常堆積物をはさんでいる。また、bの地域の宇流谷川より北の地域、および増幌山地に分布する増幌層は、上部に暗灰色の泥岩が卓越している。これは幕別相と呼ばれている。

増幌層は、水平・垂直方向の岩相の変化がはげしく、岩相による層序の細分は困るのである。大まかに、)礫質粗粒砂岩～礫岩の卓越した岩相、)砂岩・礫岩の互層、)砂質泥岩・泥岩を主とした岩相、)泥岩や砂岩の同時礫を持つ乱堆積の岩相



a: 砂岩 b: 礫岩 c: 乱堆積相
d: シルト岩 e: 泥岩 f: 凝灰岩
g: 石炭 h: 露頭なし

第9図 宇流谷川流域の曲淵層～増幌層の柱状図（下位よりA・B・C連続柱状）

この岩相はbの地域に特に顕著である の4つの岩相に区分することができる。しかし、それぞれの岩相は、規則的に累重してはいない。

礫岩は、一般に指頭大の円礫～亜円礫が多いが、時に拳大以上の礫もみとめられる。礫種は、珪岩・粘板岩・輝緑凝灰岩などの古期岩類が多いが、白堊系や下位の新第三系からもたらされた泥岩・砂岩・凝灰岩の礫もある。

砂岩は、粗粒・中粒・細粒と、種々の粒度から構成され、一般に硬いが、風化面では比較的軟弱になる。粗粒砂岩は、淡灰色を呈し塊状であるが、なかに、いわゆるアルコーズ砂岩状のものや、浮石をふくむ凝灰岩質のものもある。中～細粒砂岩は、灰



第10図 増幌層の砂岩泥岩互層



第11図 増幌層の乱堆積の層相

青色～暗灰色を呈し、板状層理が発達する。細粒砂岩のなかには、偽層状葉理の発達するものもある。また、礫岩・砂岩のなかには、しばしば炭塊や炭片をふくんでいる。

泥岩は、暗灰色を呈する塊状の砂質泥岩で、玉葱状構造をしめしていることが多い。

層厚は、背斜構造・向斜構造および断層により、全層厚を計測することができない。しかし、上部の幕別相の一部をふくめ、ほぼ全層が露出する宇流谷川では、1,500mに達している。

化石は、介化石はほとんど産出しないが、有孔虫は、土田によると全層準にわたって産出するといわれている。

. 2 . 2 . 5 稚 内 層

1918： 渡辺久吉 稚内層

1936： 飯塚保五郎 稚内頁岩層

1948： 佐々保雄 稚内層

1962・1963： 三谷勝利ほか稚内層

模式地： 九線沢下流，目梨背斜地域^{*}

この地層は、幌延断層の以西に背斜構造を形成して分布している。すなわち、a増幌山地の増幌層がつくる増幌背斜の両翼、bサラキトマナイ山地のサラキトマナイ背斜、c目梨山地の目梨背斜、d目梨背斜と幌延断層の中間に位置する奥目梨背斜である。

下位の増幌層との関係は、図幅内では増幌層を背斜の軸部とする増幌背斜地域にだ



第12図 稚内層の露頭（奥目梨背斜）

^{*} ここにあげた模式地は図幅内で模式的に発達する地域である。

けみとめられる。この地域では、増幌層の泥岩相 - 幕別相 - との境は明瞭に区別されるが、構造差はなく、整合的である。しかし、両者の関係を、南方の豊富図幅地域に追跡すると、いちじるしい傾斜不整合がみとめられている。

稚内層は、全層を通じ、いわゆる硬質頁岩と呼ばれるものであるが、そのなかに、灰白色の堅硬な凝灰岩や暗緑色の凝灰質細粒砂岩をはさむ場合がある。

硬質頁岩は、その岩相的特ちょうから、堅硬な珪質泥岩で、割ると小さいやじり状の細片になるもの、暗灰色のやや砂質または凝灰岩質の硬質頁岩で厚い板状層理をしめすもの、風化すると淡黄色の年輪状縞模様のできる暗灰色のやや硬い泥岩で、珪藻類や有孔虫化石をふくみ、泥灰質団球をともなうもの、などがみとめられる。稚内層は、これらの岩相が互層したり、単独で塊状を呈したりするが、岩相の水平方向への変化がはげしく、その累重関係に規則性がない。

層厚は、増幌背斜地域で、西翼420m～600m、東翼では380m～400mであるが、そのほかの地域では下限が不明のため計測できない。

化石は、二枚介・巻介などの介化石や有孔虫化石を産出するといわれるが、今回の調査では採集できなかった。三谷らは、増幌山地のこの地層から次のものを報告している。

Lucinoma acutilineata (CONRAD)

Conchocela bisecta (CONRAD)

Linthia sp.

Cyclammina japonica ASANO

なお、有孔虫化石については土田の研究がある。

. 2 . 2 . 6 声 問 層

1936： 飯塚保五郎 声問頁岩層

1948： 佐々保雄 声問層

1962・1963： 三谷勝利ほか 声問層

1966： 根本・山屋 声問層

模式地： 沼川市街地周辺

この地層は、幌延断層の西側に広く分布している。

* 石田義雄（1930）が主として幌延東方（松尾沢付近）で、この不整合を指摘している。

下位の稚内層とは、増幌背斜地域では、硬質頁岩の上限を地層の境とするが、サラキトマナイ背斜地域では、声問層の基底に白色凝灰岩や細礫をともなっている。また奥目梨背斜地域では、薄い緑色砂岩からこの地層とした。いずれの地域でも両者の関係は整合である。

声問層は、全層を通じて灰色・塊状の砂質泥岩からなっている。まれに、凝灰質砂岩や浮石質凝灰岩の薄層をはさむことがある。また、珩岩や粘板岩などの古期岩類の礫をふくむこともある。

一般に、声問層の下部は、やや硬質の泥岩で構成されているが、上部になると、凝灰質で珩藻類化石をふくみ、塊状で軟質な砂質泥岩にかわっている。砂質泥岩は、風化すると淡灰色になり、水酸化鉄の浸潤によって黄褐色の年輪状模様ができています。

層厚は500m内外である。

化石は、珩藻類のほか、海棲介化石を産出する。介化石のリストは佐々により報告されているが、根本・山屋は奥目梨背斜東翼で次のものを報告している。

Turritella sp.

Acila Kurodai KANEHARA

A. sp.

Thyasira bisecta (CONR)

Macoma tokyoensis MAK

M. sp.

なお、有孔虫化石の産出は比較的少ないといわれている。

. 2 . 2 . 7 勇 知 層

1918： 渡辺久吉 勇知層

1936： 飯塚保五郎 勇知砂岩層

1948： 佐々保雄 勇知層

1965： 三谷勝利・魚住悟・藤江力 勇知層

模式地： 抜海図幅内の勇知付近

この地層は、幌延断層の西側にそって、上声問から上豊別までの地域に、ゆるい舟底型の向斜構造を形成して分布している。また、図幅の西南隅には、北北西の走向で西へ傾斜した帯状の分布がみとめられる。

下位層の声問層とは、整合漸移している。声問層の上部で砂岩の卓越するようにな

るところから勇知層にふくめた。

この地層は、青灰色～暗青色・塊状の泥質砂岩および細粒砂岩からなりたっており、漸次上位へ粗粒化する傾向がある。まれに礫質砂岩をレンズ状にはさむ場合がある。

層厚は、200m～250mである。

化石は、図幅内では採集できなかった。

2.2.8 更別層

1965： 三谷勝利ほか 更別層

模式地： 抜海図幅内，稚内市抜海海岸

この地層は、図幅の西南隅に、南西に傾斜した単斜構造で分布している。

下位の勇知層とは、整合漸移であり、含礫砂岩の卓越したところから更別層にふくめた。

更別層は、茶褐色の礫岩～含礫砂岩と中～粗粒砂岩との互層で、細粒砂岩の卓越したところもみとめられる。礫岩～含礫砂岩の礫は、指頭大の円礫～垂円礫で、ときに拳大のものもある。礫は、珩岩や硬砂岩・粘板岩などの古期岩類や白堊系・新第三系から由来した堆積岩類もある。砂岩は、偽層層理の発達した軟質のもので、時に泥岩の薄層を介在することがある。

層厚は150m内外である。

三谷らは、抜海図幅で、この地層を上下の2部層に区分しているが、この図幅内では区分できなかった。図幅内の更別層は、抜海図幅の下部層に相当するものと思われる。

* 抜海図幅の模式地付近で、三谷らは次の種を報告している。

Acila sp., *Venericardia* sp., *Maetra* sp., *Mercenaria stimpsoni* (GOULD),
Macoma optiva YOK., *Turritella fortilirata* SOW.

** 「更別層」の地層名は、渡辺久吉（1918）がサラベツ（砂礫）層としたものに対し、佐々（1948）が模式地を豊富町芦川東方に指定して新第三系の最上部層として命名したものである。しかし、この地層の記載を読むと、むしろあとからのべる恵北層に相当するものである。三谷らの抜海図幅（1965）で使用した更別層は模式地を抜海海岸に指定し、佐々が勇知層とした地層の礫質砂岩の顕著な部分に対しあてたもので、模式地の抜海海岸からは、滝川化石動物群に属する海棲介化石を産出し、佐々の更別層とは明らかにことになっている。この図幅で更別層とした地層は、分布が抜海図幅地域から連続しているので、三谷らにしたがった。

化石は図幅内から、やや西へはずれた、開源西方の国道のカッティングから保存の悪い二枚介を採集したが、種属を決定することはできなかった。なお、三谷らは、模式地で多くの化石を採集し、この地層の地質時代について下位の勇知層とともに鮮新世をしめすものとしている。

. 2.3 第四系

図幅内の第四系は、洪積世の恵北層・湖成堆積物および低位段丘堆積物、沖積世の沖積層などである。また、地質図にはしめさなかったが、利尻火山の噴出物と考えられる火山灰層も分布している。

. 2.3.1 恵北層

1936： 飯塚保五郎 沼川層^{**}

1948： 佐々保雄 更別層 + 沼川層^{***}

1965： 三谷勝利ほか 兜沼層^{****}

1965： サロベツグループ恵北層^{*****}

模式地： 国鉄天北線恵北駅前の崖（宗谷図幅内）

この地層は、図幅の中央部地域から西部地域に、標高20m～80mの位置に、やや平坦なゆるやかな丘陵地形をつくりながら、分布している。

* 三谷らは模式地の抜海海岸から *Mytilus* sp., *Patinopecten* cf. *nakatonbetsuensis* AKIYAMA, *P.* spp., *Serripes groenlandica* (BRUG) *Dosinia tatsunokutiensis* NOMURA, *Dosinia* sp., *Soletellina* (*Nuttallia*) *commonda* (YOK.) *Panope japonica* ADAMS, *Spisula voyii* (GABB), *Mactra* sp. *Mya cunaiformis* BÖHM などを報告し、北海道主部地域の代表的な鮮新世の化石動物群ある“滝川 本別化石動物群”に類似するとのべている。

** 飯塚の沼川層は、新第三系の最上部層とし、従来サロベツ層（渡辺久吉 1918）とされた地層に対比している。地質時代は別にして、分布や層相は、この図幅の恵北層とほぼ一致している。

*** 佐々は、更別層と沼川層との間に不整合をおき、前者を鮮新世、後者を更新世としたが、両者の直接の関係を記載していない。なお、沼川層の模式地とした沼川駅付近の崖には、声問層が分布し、更別層の模式地とした豊富町芦川東方地域は、サロベツグループによると恵北層の準模式地として指定されている。

**** サロベツグループの恵北層は、図幅地域周辺の、従来の沼川層を再定義したものであり、この図幅中央部の沼川付近を中心に広く分布する地層については、あまり言及していない。



Sb：更別層　　Kh：恵北層
第13図 更別層と恵北層との不整合の露頭（関源西方）

一般に層理の発達が悪いが、ほぼ水平か、それに近い傾斜をもって、下位のいろいろな地層の構造とは全く無関係にかさなっている。

この地層は、その層相および分布から、大きくA相・B相に2分することができる。

1) A 相

A相は、地形の項でのべた東部地域山地帯や、増幌山地・目梨山地などのやや急峻な山腹が、やや平坦な台地域に移りかわるところに、標高がほぼ50m～80mの平坦な緩斜面を構成して発達している。

A相は、ほとんど礫層からなりたっている。とくに、西部山地のタツニウシナイ川からニタトロマナイ川までの山麓部にいちじるしく、この地域では、人頭大以上の巨礫の発達が見られる。これらの礫は、低地にむかって漸次小さくなる傾向がある。それと同時に砂層や粘土層をはさむようになり、次にのべるB相に連続している。また偽層層理の発達した砂礫層もみられる。

礫は、基盤の地質を反映して、増幌層で構成される東部の山地帯の山麓部では、ほとんど増幌層の礫岩から由来した礫で構成されている。サラキトマナイ山地や目梨山地の山麓部では、稚内層や声問層などから由来した硬質頁岩や泥岩の偏平な礫が多い。

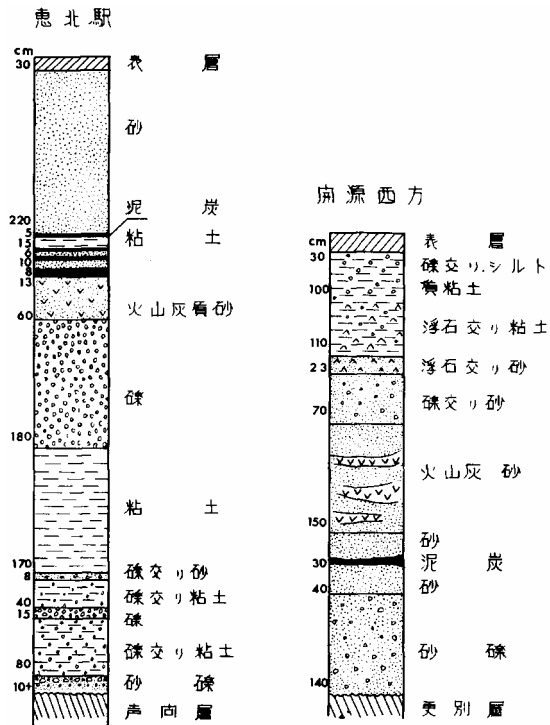
厚さは40m内外である。

化石は見出されなかった。

* 飯塚・佐々の沼川層に相当するものであろう。



第14図 惠北層B相の露頭（関源西方）



第15図 惠北層柱状図

2) B 相

B相は、標高がほぼ40m以下の地域にみられる。この相が、良好に発達する地域は、図幅地域よりもむしろ西隣の抜海図幅地域や北隣の宗谷図幅地域であるが、この図幅地域でも、樺岡周辺や開源の西方地域によく発達している。

B相は、未凝固の砂礫の部分为主体とし、粘土層・泥炭などをはさんでいる。

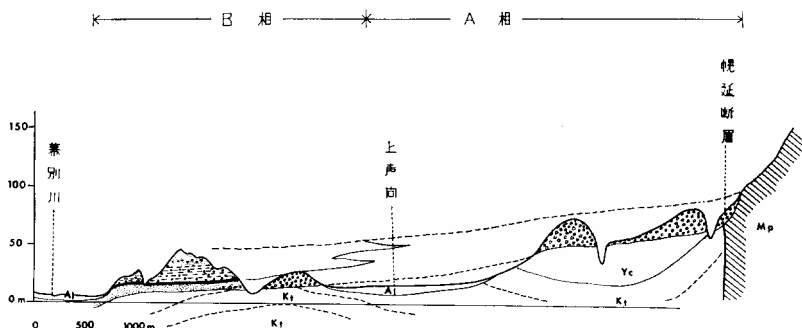
砂礫の部分は、礫層と砂層の互層するもの、単に砂礫層からなるもの偽層をしめすものなどがみられ、地域により層相は、ことなっている。礫層は、一般に指頭大の礫を主体としているが、拳大以上の礫をふくむ場合もある。礫種は、A相と同じく、増幌層に由来するもの、稚内層、声問層に由来するものなどである。

粘土層は、一般に、青灰色の粘土からなりたっているが、指頭大から拳大までの礫をふくみ、礫交り粘土が比較的多い。

泥炭層は、多くの場合、粘土の部分に介在している。大部分が、ヨシの茎や葉からなり、まれにヤナギ・シラカバの樹枝をふくむ場合もある。なお、泥炭層のなかには *Meniantes* (ミツガシワの種子) や昆虫類 (タマムシ、ハサミムシ) の化石をふくんでいる。

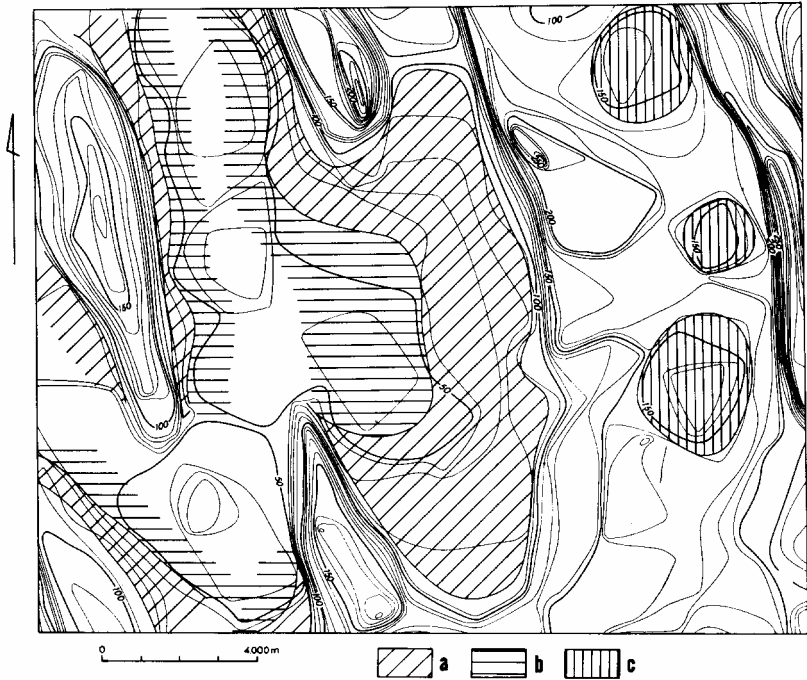
層厚は40m～50mである。

恵北層のA・B両相の相互関係は、第16図にしめしたように側方変化であり、それぞれ次のべるような堆積環境を表現していると考えられる。すなわち、A相は、



Mp: 増幌層 Kt: 声問層 Yc: 勇知層 Al: 沖積層
第16図 恵北層の層相変化図

* サロベツグループの恵北層は主としてこの層相を対象としている。



a : 惠北層A相 b : 惠北層B相 c : 湖成堆積物
 第17図 地形復元図と惠北層・湖成堆積物の分布との関係図

扇状地堆積物など河成堆積物であり、またB相は、湖沼の周辺や湿原の堆積物と考えられる。

地質時代については、サロベツグループが、泥炭からの化石以外に、泥炭の花粉分析を行なっている。この結果、明確な地質時代を決めていないが、中位段丘形成期よりも古い古期洪積世の地層であろうと推定している。

2.3.2 湖成堆積物

地形の頂でのべた山地帯に、すなわち、宇流谷川や九線沢の上流地域で、白堊系や第三系の曲淵層などの地層をおおって、ほぼ水平な軟弱な地層が分布している。この地層の分布を、確実に追跡して、地質図上に表現することはできなかったが、一応標高150m～170mの凹地を埋積した形で発達しているものと考えられる。

この地層は、未凝固の暗灰色～青灰色のシルト質粘土と、指頭大の礫をふくむ砂礫

層およびレンズ状の礫層とからなりたっており、リズムカルな互層を形成している。化石はまだ見出されていないが、その層相から湖成堆積物と考えられる。

恵北層との関係は、今のところ不明であるが、一応同時期の堆積物と考えられる。

層厚は25m内外である。

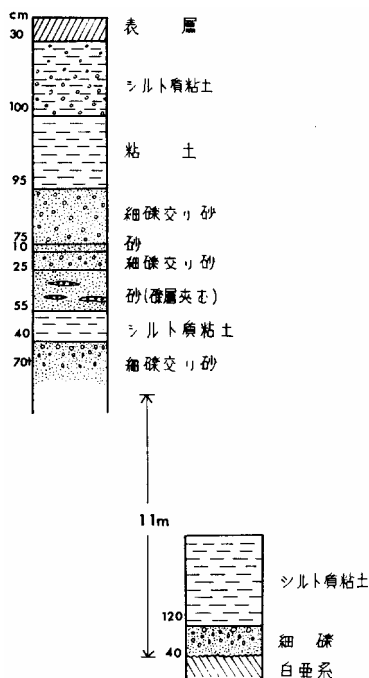
2.3.3 低位段丘堆積物

幕別川の本流および支流（タツノウシナイ川・ニタトロマナイ川・宇流谷川）メナシベツ川の本流・支流（九線沢）などの川岸に段丘を形成して、段丘礫層が分布している。

段丘礫層は、増幌層・稚内層・声問層などから由来した礫で構成されている。礫層の厚さは5m内外である。

2.3.4 沖積層

図幅の西部地域の主要河川、幕別川やサロベツ川の流域には、比較的幅広く沖積面



第18図 湖成堆積物柱状図（宇流谷川上流）

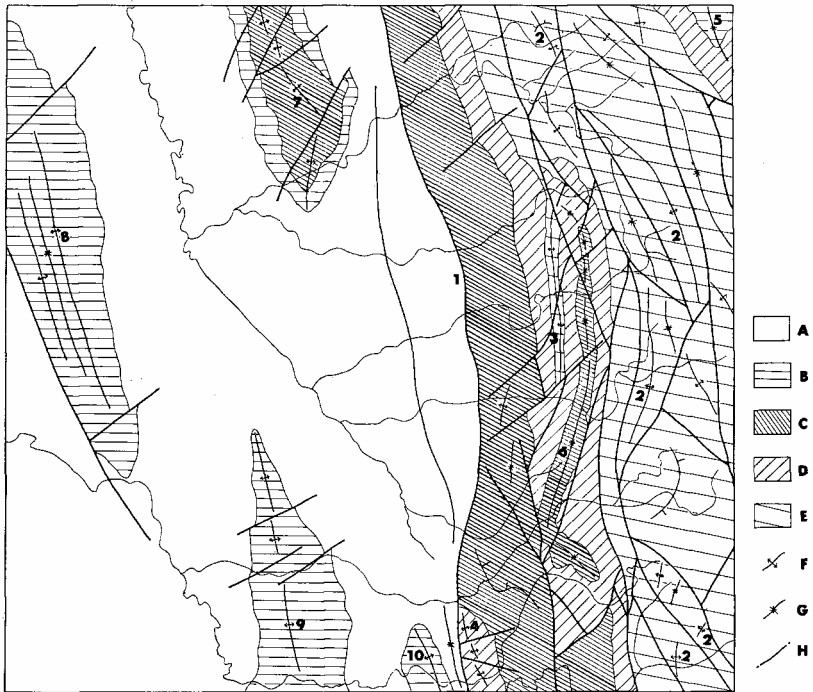


第19図 瀑別川流域の泥炭地

を発達させて沖積層が分布している。沖積層は湿地帯を形成している場合が多く、主として粘土・泥炭からなりたっている。

3 地質構造

図幅地域の地質構造は、幌延断層を境いにして、その東側と西側に、大きな差異がみられる。東側のものは、白堊系および新第三系が、褶曲および断層によって複雑な地質構造を呈しているのに対し、西側のものは、新第三系の雁行状に配列しているドーム状の3つの油田背斜によって特ちょうづけられている。



A: 声問層より上位の地層 B: 稚内層 C: 増幌層
 D: 曲淵層・宗谷夾炭層・鬼志別層 E: 白堊系
 F: 背斜軸 G: 向斜軸 H: 断層

1 幌延断層 2 脊稜背斜 3 ウベタン背斜 4 有明背斜 5 知来別向斜
 6 マクンベツ向斜 7 増幌背斜 8 サラキトマナイ背斜 9 目梨背斜

第20図 地質構造図

3.1 幌延断層より東側の地質構造

褶曲構造

褶曲構造は、大局的にみると、軸部に白堊系が分布している脊稜背斜を中心として、東側および西側へ、背斜・向斜をくり返しながらか、より上位の地層を発達させている。

脊稜背斜は、脊稜山脈にそって認められる。一般に北へ沈降する形態をとるため、南には下位の地層が、北には上位の地層が順次軸部を構成している。背斜軸は、南部ではNNE - SSW、中部から北部ではN - S ~ NNW - SSEの方向で、断層に切られながらも一応追跡できる。

脊稜背斜の東側の背斜としては、知来別川最上流部地域と幕別川最上流部地域にみられる背斜が顕著である。いずれも白堊系が軸部を構成するもので、背斜軸は脊稜背斜とほぼ平行であるが、逆に南へ沈降している。

脊稜背斜の西側の背斜構造としては、ウベタン背斜と有明背斜が顕著である。ウベタン背斜は、白堊系の最上部層（イチャンナイ層）が軸部を構成し、その両翼に新第三系を分布させている。明瞭に背斜構造が認められるのは宇流谷川の流域で、ニタトロマナイ川より北方では、西へ傾斜する単斜構造にかわり、幕別川より南の地域では、断層によりはっきりと追跡できない。

有明背斜は、図幅の南部地域にあり、宗谷夾炭層が、背斜の軸部に分布している。背斜軸の方向は、ほぼN - Sで、北へ沈む半ドーム状の形態がみとめられる。なお、この背斜の西翼部は、背斜軸とほぼ平行な幌延断層により切られている。

向斜構造として顕著なものには、知来別向斜・マクンベツ向斜などがある。

知来別向斜は、脊稜背斜の東側に位置し、図幅北東隅に認められる。軸部には新第三系の増幌層までの地層が分布し、ゆるやかな北に開く盆状構造を形成している。

クマンベツ向斜は、脊稜背斜とウベタン背斜にはさまれた地域にみとめられ、軸部には新第三系の曲淵層から増幌層までの地層が分布している。この向斜は、ニタトロマナイ川流域からエメナシオコイ川流域までの地域に、比較的ゆるやかな、南北に細長い舟底型の形態をしめしている。

上記の知来別・マクンベツ両向斜のほか比較的顕著な向斜構造として、天北線沿線の脊稜背斜の両翼に認められるものがある。これらの向斜は、東翼のものはイチャンナイ層、西翼のものは尾蘭内層と、いずれも白堊系の分布する地域である。また幕別川以南の地域で、幌延断層の東側に分布する増幌層は、断層によりかなり乱されて

はいるが、全体として一つの向斜構造を形成している。

(2) 断層構造

この地域の断層は非常に複雑である。しかし、全体的にみると

- a) 地層の走向と斜交するもの
- b) 地層の走向とほぼ平行なもの
- c) 地層の走向とほぼ直交するもの

以上の3つの断層群に、大きく区分することができる。

a)の地層の走向に斜交する断層は、さらにNW - SE方向、NE - SW方向の2つの断層群に区別することができる。

前者のNW - SE方向の断層は、脊稜背斜地域で白堊系の各地層を切り、後者のNE - SW方向の断層により切られている場合が多い。このような断層系統は、新第三系の曲淵層堆積前に、すでに形成されていたと考えられる。

後者のNE - SW方向の断層は、新第三系を切る場合が多い。特に幕別川 - 宇流谷川流域でウパタン背斜 - マクンベツ向斜などを切るものが顕著であり、北部地域と南部地域の新第三系の構造に大きな差異を与えている。この系統の断層は、白堊系の分布地域では、脊稜背斜などの褶曲構造を切り、この地域の地質構造をより複雑なものにしている。

b)の地層の走向とほぼ平行な断層は、ところにより、前記a)の断層系統と区別しにくい場合もあるが、a)の2つの断層系統を切っている。全体的に、ほぼN - S ~ NW - SSEの方向である。なお、幌延断層はこの系統の断層で、洪積世の恵北層におおわれている。

c)の地層とほぼ直交する断層は、小規模な胴切り断層で、落差も小さい。この系統の断層は、北部の幌延断層の東側に沿う増幌層や、南部の有明背斜地域などに顕著にみられる。

3.2 幌延断層より西側の地質構造

この地域の地質構造は、複雑な褶曲や断層により表現されている東側の地域に比べ、比較的簡単な地質構造を示している。すなわち、この地域はNNW - SSEの方向に雁行状に配列している増幌背斜・サラキトマナイ背斜・目梨背斜などのドーム状の背斜構造で持ちようづけられている。

これらの背斜構造は、天北地域の油田構造を形成するもので、その詳細は別項の石

油の項で述べるが、その概要は次のとおりである。

図幅の中央北部地域を占める増幌背斜は、軸部に増幌層が、その両翼に稚内層が分布している。両翼の傾斜は 50° 内外で、ほぼ対称な背斜である。増幌背斜の西側にあるサラキトマナイ背斜は、軸部が稚内層からなりたっているもので、両翼の傾斜が 15° 内外のゆるやかな2つの背斜がみとめられる。図幅の中央部から南部地域に広がる目梨背斜も軸部が稚内層からなりたっている。両翼の傾斜は東翼が $30^{\circ} \sim 35^{\circ}$ 、西翼 $10^{\circ} \sim 15^{\circ}$ の非対称の背斜である。また、メナシベツ川流域には、目梨背斜と幌延断層の間に奥目梨背斜がある。この背斜も軸部が稚内層からなりたっているもので、背斜の主体は南の豊富図幅内に分布しているが、この図幅内では、稚内層が北に沈降する背斜の北端がみとめられるにすぎない。

向斜構造は、上記の各背斜にはさまれた低地域に推定される。しかし、この低地域は第四系の恵北層や、沖積層におおわれ、向斜構造の確実な形態をとらえることはできない。特に顕著なものとして、増幌背斜と幌延断層との間に、ゆるい舟底型の盆状構造が認められ声問層・勇知層が分布している。この向斜構造は南部地域の奥目梨背斜の東翼まで追跡できる。

西部地域の断層としては、上にのべた背斜の地域に、背斜軸にほぼ直交するNE - SW方向E - W方向の小規模な胴切り断層が顕著である。この断層は、東側の地域のc)の系統と同様な断層と考えられる。このほか顕著な断層としては、サラキトマナイ背斜の西翼に、背斜軸とほぼ平行な断層が存在する。この断層の南方延長は沖積層下に埋没され追跡できないが、東側のb)の断層系統、すなわち幌延断層と同じ性格を持つものと考えられる。

鉱産資源

1 石 炭

図幅地域は、古くから天北炭田または宗谷炭田とよばれた産炭地域の一部である。

かつて宗谷炭鉱（ニタトロマナイ川流域）・稚内炭鉱（曲淵）などが盛業していたが、業界の不振によって閉山、調査時には、赤松炭鉱（幕別川流域）・有明炭鉱（有明）などが小規模ながら採掘を続けていただけである。

炭層を挟有する宗谷夾炭層は、幌延断層の東側で、脊稜背斜の東翼地域（知来別川上流）、西翼地域、および有明背斜地域に分布している。なかでも、主要な分布は西翼

および有明背斜地域である。なお、この地域については、根本・山屋の詳細な研究報告がある。

西翼地域

北は増幌川から南はメナシベツ川まで図幅地域を南北に縦断して分布している。

炭層は、上位から1番層～10番層までの10層が知られているが、稼行炭層は5～6層である。

炭層の発達が最も厚く発達する地域は、南部の九線沢からエメナシオコナイ川の地域である。とくに、7番層（山丈505cm，炭丈363cm）・8番層（山丈520cm，炭丈465cm）が最も厚い。しかし、このような炭層条件にもかかわらず、立地条件が劣悪なため、まだ開発にはいたっていない。

ニタトロマナイ川から幕別川にいたる地域では、7番層より上位の炭層が良好な発達をみせ、1番層～7番層が、宗谷炭鉞・稚内炭鉞・赤松炭鉞などで稼行の対象となっている。稼行炭層は、一般に山丈100cm～300cm，炭丈100cm～150cmである。

炭質は、日本工業規格（JIS M1002）による炭質区分で褐炭に属し、発熱量は、4,000～5,700 cal.，水分12%～18%灰分9%～20（時に40%に達するものもある）ていどである。

有明背斜地域

この地域では、背斜構造を形成しているため、夾炭層の下限が不明である。根本・山屋の、西翼地域との炭層対比によると、7番層より上位の炭層が発達している。現在、有明炭鉞で小規模な採掘を行なっているが、稼行炭層は、4番層（山丈314cm，炭丈225



鉞 炭 松 赤
第21図

cm)・5番層(山丈305cm,炭丈170cm)・6番層(山丈338cm,炭丈148cm)の3層といわれている。

知来別川上流地域

知来別川上流地域では、炭層が3層みとめられる。西翼地域との炭層対比はまだ確立されていない。炭層の厚さは、山丈108cm~352cm,炭丈80cm~250cmで比較的厚いが、まだ開発にはいたっていない。

2 石油および構造的天然ガス

図幅地域は宗谷油田とよばれ、増幌背斜・目梨背斜・サラキトマナイ背斜の3つの油田背斜が、それぞれNNE-SSW方向の延長性をもって雁行状に配列している。

増幌背斜

増幌層を軸核とする背斜で、延長は約9km,幅約4kmで、傾斜は東翼が40~50°,西翼が50~60°である。図幅地域には、その南半部が分布し、背斜軸は、南方に沈降している。

この背斜は、大正12年、村井鉷業(株)により試掘され、成功をおさめている。31の坑井があり、現在までの総産油量が約8,000k/lに達する。現在は廃坑になっている。

産油層は、深度200m~400mの増幌層のもので、深部については、日本石油(株)が1,340mの試掘を行なったが、650m以下には油層がみとみられなかった。

目梨背斜

この背斜は、延長約10km,幅約2kmで、傾斜は、東翼が30~35°,西翼が10~15°の非対称の背斜である。図幅地域は、その北半分が分布している。

増幌背斜と同様、大正4年、村井鉷業(株)により試掘され成功した。19の坑井があつて、現在までの総産油量は3,000k/lである。現在では廃坑となっている。

坑井資料によると、稚内層は深度200m~300mまでで、その下部は増幌層の砂岩・泥岩の互層となっている。深度450m~550mの間に含油層がある。昭和10年、日本石油(株)により1,419mの試掘を行ない、増幌層の深部の探査を行なったが成功していない。

サラキトマナイ背斜

この背斜は、延長約12km,幅約8kmの2つの背斜軸を持つ二重背斜で、両翼の傾斜は20°前後である。なお、西翼には、走向方向とほぼ同じ方向の断層によって切られている。

この背斜に対する試掘は、昭和26年・27年、帝国石油㈱によって、R1号(1,200.15m)、R2号(1,208.50m)の2本が掘さくされたが、いずれもガス徴をみただけで、産油にはいたらなかった。

試掘により確められた稚内層は、深度880mまでで、それより以深は増幌層となっている。

なお、増幌・目梨両背斜の油田水・原油の性状は第2表および第3表に示した。

第2表 油田水分析表

		P. H	SiO ₂ (g/l)	Fe ₂ O ₃ Al ₂ O ₃ (g/l)	Ca (g/l)	Na (g/l)	K	HNO ₃ (g/l)
増 目	幌	8.27	0.024	0.001	0.043	4.7837	—	0.020
	梨	7.79	0.044	0.006	0.064	5.5100	—	0.029
		Cl (g/l)	I (g/l)	Br (g/l)	SO ₂ (g/l)	CO ₃ (g/l)	Mg (g/l)	固 形 総 量 (g/l)
増 目	幌	6.7574	0.013	0.043	0.012	1.096	0.016	12.892
	梨	6.8325	0.033	0.021	0.006	2.536	0.104	14.568

(「北海道石油鉱業の現状と将来」より)

第3表 原油性状表

	比重	粘 度		凝固点 (°C)	硫黄分 (%)	パラフ イン分 (%)	残留 炭素 (%)	ター ル分 (%)	泥水分 (%)	色 相
		30°C	50°C							
増 幌	0.881	56.0	42.4	+5	0.11	4.18	0.118	5.0	0.5	暗青色
増 梨	0.895	32.0	30.4	-30以下	0.179	0.31	0.44	18.8	0.2	濃緑色

(「北海道石油鉱業の現状と将来」より)

引用文献

- 1) 吾妻 穰・正谷 清(1953): 最近の探鉱成果 - 北海道地区 -, 石油技術協会誌, Vol.18, No.4.
- 2) 吾妻 穰(1961): 油田構造における節理 - 特にサラキトマナイ背斜を例にとつて -, 北海道鉱山学会誌, Vol.17, No.3.
- 3) 道立地下資源調査所編(1958): 20万分の1北海道地質図及び説明書, 道立地下資源調査所.
- 4) 衛藤俊治(1951): 北海道宗谷岬付近の地質, 地学, No.4.

- 5) 服部幸雄 (1967) : 苫前炭田における層序についての2・3問題, 佐々保雄教授還暦記念論文集.
- 6) 広岡悦郎 (1962) : 北海道天北地区の石油地質学的研究, 石油技術協会誌 石油地質特輯号, vol.27, No.6.
- 7) 北海道開発局農水部 (1965) : 昭和39年度重粘土構造分類調査報告, 北海道開発局農水部.
- 8) 北海道鉱業振興委員会編 (1955) : 北海道石油鉱業の現況と将来, 北海道鉱業振興委員会.
- 9) 北海道商工部資源課編 (1958) : 道北地区鉱業開発振興計画調査報告, 北海道商工部資源課.
- 10) 北海道石炭協会 (1950) : 北海道炭田誌, 第1号, 「天北炭田」.
- 11) 飯塚保五郎 (1936) : 第30区「北海道宗谷油田」地質及地形図並説明書, 地質調査所.
- 12) 伊木常誠 (1912) : 北見国宗谷炭田, 鉱物調査報告, No.7.
- 13) 石田義雄 (1930) : 北海道北見天塩油田の地質について, 地質雑誌, Vol.37, No.447.
- 14) 小林儀一郎 (1913) : 北見国宗谷郡天塩郡産油地調査報文, 鉱物調査報告, No.14.
- 15) T. Matumoto (1953) : The Cretaceous System in the Japanese Islands, Japan Soc, Promot, Sci. Tokyo.
- 16) T. Matsumoto (1959) : Zonation of the Upper Cretaceous in Japan, Mem. Fac. Sci, Kyushu. Univ, Ser. D. Geology, Vol. , No.2.
- 17) 松野久也・木野義人 (1960) : 5万分の1地質図幅「築別炭鉱」及び同説明書, 地質調査所.
- 18) 松下勝秀・他 (1964) : 5万分の1地質図幅説明書「鬼志別」(旭川 - 第10号), 北海道開発庁.
- 19) 三谷勝利・斎藤尚志・小山内 熙 (1962) : 増幌背斜 - 天北油田北部 - 地域の石油及び天然ガス, 北海道地下資源調査資料, No.79, 北海道開発庁.
- 20) 三谷勝利・他 (1963) : 増幌川源流及び南部 - 天北油田北部 - 地域の石油及び天然ガス, 北海道地下資源調査資料, No.88, 北海道開発庁.
- 21) 三谷勝利・魚住 悟・藤江 力 (1965) : 5万分の1地質図幅説明書「抜海」, 北海道立地下資源調査所.
- 22) 長尾捨一 (1960) : 5万分の1地質図幅「豊富」北海道立地下資源調査所.
- 23) 長尾捨一 (1965) : 未詳中生界を主題として, 北海道ジュラ 白堊系について, 地下資源調査所報告. 33号
- 24) 根本隆文・山屋政美 (1966) : 天北炭田西部地区曲淵地域地質調査報告, 地質

調査所月報, Vol.17, No.6.

- 25) 岡村要蔵 (1912): 北見国宗谷炭田予察調査報文, 鉱物調査報告 (北海道の部), No.9.
- 26) 岡村要蔵 (1912): 北海道北部中央地区地質調査報文, 鉱物調査報告, No.11.
- 27) 大石三郎・藤岡一男 (1941): 北海道樺太新世代植物の研究, 地質学雑誌, Vol.48, No.574.
- 28) 大石三郎・藤岡一男 (1944): 樺太及び北海道北部の新第三紀夾炭層並びにその化石植物群, 地質学雑誌, Vol.51, No.605.
- 29) 大村一蔵 (1928): 北海道における産油区域の地質及び鉱床, 地質学雑誌, Vol.35, No.418.
- 30) 大村一蔵 (1930): 北海道油田の地質及び鉱床, 地質学雑誌, vol.37, No.447.
- 31) 小山内 熙・他 (1956): 5万分の1地質図幅説明書「知来別」, 北海道開発庁.
- 32) 小山内 熙・三谷勝利・北川芳男 (1959): 5万分の1地質図幅「宗谷及び宗谷岬」, 北海道立地下資源調査所.
- 33) 更別グループ・藤 規雄・朝比奈正二郎 (1966): 稚内・サロベツ地域の第四系, 第四紀研究, Vol.5, No.1.
- 34) 佐々保雄 (1948): 天北炭田地質概観, 炭鉱技術, Vol.3, No.11.
- 35) 佐々保雄 (1950): 北海道の炭田, 北海道地質要報, Vol.15.
- 36) 佐藤誠司 (1962): 北海道中新世夾炭層の花粉分析の研究, 化石, No.3.
- 37) 柴田松太郎・藤江 力: 知来別炭坑調査資料 (未発表), 1953年調査.
- 38) 田上政敏 (1950): 天北含炭層は新第三紀ならん, 地質学雑誌, Vol.47, No.560.
- 39) T. Tanai (1961): Neogene. Floral Change in Japan Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ, (), Vol. XI, No.2, P119~398.
- 40) 田中啓策 (1960): 5万分の1地質図幅説明書「上猿払」, 地質調査所.
- 41) 地質調査所編 (1957): 日本鉱産誌, Bb - v主として燃料となる鉱石, 地質調査所.
- 42) 地質調査所編 (1960): 日本鉱産誌, Bv-a, 地質調査所.
- 43) 土田定次郎 (1957・1958): 北海道宗谷日高堆積盆地の微小古生物学的研究 (その1~その6), 石油技術協会誌, Vol.22, No.5~6, Vol.23, No.1. 2.3.5.
- 44) 植村癸己男 (1930): 天塩国北部における含油第三紀層, 地質学雑誌, Vol.37, No.447.
- 45) 渡辺久吉 (1914): 宗谷炭田調査報文, 鉱物調査報告, No.19.
- 46) 渡辺久吉 (1918): 中部及び東部北海道第三紀層, 地質要報, Vol.25, No.3.

47) 渡辺久吉 (1936) : 第31区「北海道幌延油田」地質及地形図並説明書, 地質調査所.

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

NUMAKAWA
(Asahigawa - 9)

By
Kōji Takahashi and Shōzō Ishiyama
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The area of Numakawa sheet map is situated in latitude $45^{\circ} 10' - 45^{\circ} 20' N$, and longitude $141^{\circ} 45' - 142^{\circ} 0' E$, and is located in the central part of the so-called "Tempoku district" in the northern Hokkaidō.

Topography

The topography of the area is divided into the mountaineous zone in the east, and the hilly and lowland zone in the west. The former includes the backbone range of the Tempoku district, showing relatively low mountains, about 100 ~ 300m above the sea level. The hilly and lowland zone includes low mountains about 200m in altitude, forming the anticline in the oil fields, and relatively flat hilly plateaus and lowlands about 20 ~ 80m above sea level.

Geology

The geologic succession of this area consists of the Cretaceous, Neogene, and Quaternary formations as shown in Table 1.

1. Cretaceous

Table 1

Quaternary	Alluvium Alluvial Deposits ¹		
	Diluvium	Lower Terrace Deposits	
		Keihoku Formation / Lake Deposits	
Neogene Tertiary	Pliocene	Sarabetsu Formation	
		Yūchi Formation	
	Miocene	Koetoi Formation	
		Wakkanai Formation	
		Masuporo Formation	
		Onishibetsu Formation	
		Sōya coal bearing Formation	
Magaribuchi Formation			
Cretaceous	Hakobuchi Group Ichannai Formation		
	Upper Yezo Group	Orannai Formation	
		Kyūsen-Zawa Formation	
		Menashibetsu-gawa Formation	Upper member
			Middle member
Lower member			

The Cretaceous formations form an anticlinal structure in the eastern part, and is divided into the Upper Yezo Group and Hakobuchi Group.

Upper Yezoo Group

Menashibetsu gawa Formation: This is the lowermost formation in this area, and consists of the lower member chiefly composed of mudstone, the middle member composed of alternation of sandy tuff and sandy siltstone, and the upper member composed mainly of siltstone. *Inoceramus uwajimensis* found in the lower member indicates the early Urakawan, whereas the upper

member has *Inoceramus naumanni*, and *I. ezoensis*, showing the late Urakawan.

Kyusen-zawa Formation: This is composed of the alternation of sandstone and siltstone with marked facies changes. *Inoceramus schmidti* is found.

Orannai Formation: This is composed of sandy siltstone and siltstone. Ill-preserved fossils, probably *Metaplacenticerias subtristriatum?* were found. The age is early Hetonaian, same as the Kyusen-zawa Formation.

Hakobuchi Group

Since the Hakobuchi Group in this area cannot be divided into the smaller units, it is called Ichannai Formation as a whole. This formation is mainly composed of medium-coarse-grained sandstone, sometimes intercalating conglomeratic parts. From the presence of *Inoceramus sikotanensis* the formation is determined as the late Hetonaian.

2. Neogene Tertiary

The Neogene formations are distributed on the both sides of the backbone range, covering unconformably the Cretaceous formations. Those in the eastern side are limited in distribution, whereas those in the western side are well developed in wider area.

Magaribuchi Formation: This is the lowermost Neogene formation in this area, and is composed of the basal conglomerate, medium to coarse-grained sandstone, and siltstone in ascending order, and many marine mollusca fossils are found in them.

Soya Coal-bearing Formation: This is the only coalbearing formation in the Tempoku coal-field and covers unconformably the Magaribuchi Formation with intervening basal conglomerate. The formation is composed mainly of the mudstone and the medium- to coarse-grained sandstone, intercalating tuff beds and coal-seams. Plant fossils are abundant.

Onishibetsu Formation: This lies unconformably on the Soya coal-bearing formation and is composed of fine-grained sandstone, with abundant mollusca fossils.

Masuporo Formation: This is the most extensive formation among the Neogene formations, lying conformably on the Onishibetsu Formation, and is composed of mudstone, sandstone and conglomerate. The formation is characterized by the abnormal sedimentary facies such as false bedding or intraformational folding.

Wakkanai Formation: The formation is composed of the so-called "hard shale." Though this formation has generally a conformable relation to the underlying Masuporo Formation throughout this area, a distinct clinounconformity is noticed in the southern part of the area. The formation is composed of hard, slightly tuffaceous, siliceous mudstone, and sandy mudstone, with abundant marine mollusca fossils.

Koetoi Formation: This lies conformably on the Wakkanai Formation, and is composed of soft, massive, diatomaceous sandy mudstone. Marine mollusca fossils as well as diatom fossils are found in this formation.

Yūchi Formation: This lies conformably on the Koetoi Formation and consists mainly of fine-grained sandstone.

Sarabetsu Formation: This is the uppermost Neogene formation, and has only narrow distribution in this area. This lies on the Yuchi Formation with conformity, and consists mainly of conglomeratic sandstone.

The geologic age of the Neogene formations are determined from the fossils in the formations as follows: all formations from the Magaribuchi Formation up to the Koetoi formation are Miocene, and the Yūchi and Sarabetsu Formations are Pliocene in age.

3. Quaternary

Keihoku Formation: This formation is distributed in the relatively flat, hilly lands, about 20 ~ 80m above the sea level in the western half of the area mapped, and is divided to A and B facies. The A facies, distributed in the area about 40 ~ 80m, in height, is composed of gravel beds with large boulders, whereas the B facies, distributed in the area less than 40m in height, consists of alternation of sand, gravel and clay beds, sometimes intercalating peat layers. From the Meniantes and insect fossils enclosed in the peats the formation is regarded as older Dilivium in age.

Lake Deposits: They are distributed in the mountaineous land, about 150 ~ 170m above the sea level, in the eastern part of the area. They are composed of rhythimcal alternation of unconsolidated silty clay and fine gravel-bearing sand layers, and are interpreted as the sediments of the same age as the Keihoku Formation mentioned above.

Lower Terrace Deposits: Rivers terraces, about 10m in elevation are developed along the Makubetsu and Menashibetsu rivers and their tributaries. They are composed of gravel beds and belong to the lower terraces.

Alluvial Deposits: It is distributed along the main streams in the area mapped, sometimes forming swampy land. It consists of clay, peat and recent fluvial deposits.

Geologic structure

The geologic structure of the area mapped is divided into two parts by the Horonobe fault running from north to south in the central part of this area. The eastern part shows a folded structure composed of the Cretaceous and Neogene formations around the backbone anticline. The folded structure is much complicated by many faults, running obliquely, or parallel to, or at right angle with the strikes of the strata. The Horonobe fault, the largest one in this area, runs nearly parallel to the strike, and is covered

by the Keihoku Formation of the Diluvium. The western part is characterized by the three oil field anticlines, i.e., Masuporo, Sarakitomanai and Menashi anticlines, arranged in echelon in NNW-SSE direction.

Mineral resources

1. Coal

The area comprises a part of the so-called Tempoku coal field, in which the Soya and Wakkanai coal mines were once operated on large scale. At present only Akamatsu and Ariake coal mines are worked on small scale.

Though the Soya Coal-bearing Formation is distributed on both sides of the Backbone Anticline to the east of the Horonobe fault, the major coal seams are found on its western side.

These are five or six workable seams, about 1~2m in average thickness, attaining 5m in maximum. The quality of coal is 5,000 Calories, water content 10~20% and ash content 5~40%.

2. Petroleum and Natural Gas

The area mapped belongs to the so-called Soya oil field, and comprises Masuhoro, Menaspi and Sarakitomanai Oil field anticlines. Of these the first two anticlines produced oil at one time; i.e. about 8,000k/ since 1923 at Masuporo anticline, and about 3,000k/ since 1915 at Menashi anticline, but both anticlines produce none at present. Exploration wells were made at Sarakitomanai anticline in 1951~1952, but no oil was obtained.

昭和 43 年 3 月 25 日 印 刷

昭和 43 年 3 月 30 日 発 行

著作権所有 北 海 道 開 発 庁

印刷者 加 藤 博

札幌市北大通西 8 丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北大通西 8 丁目