

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

築 別 炭 砒

(旭川一第 30 号)

工業技術院地質調査所

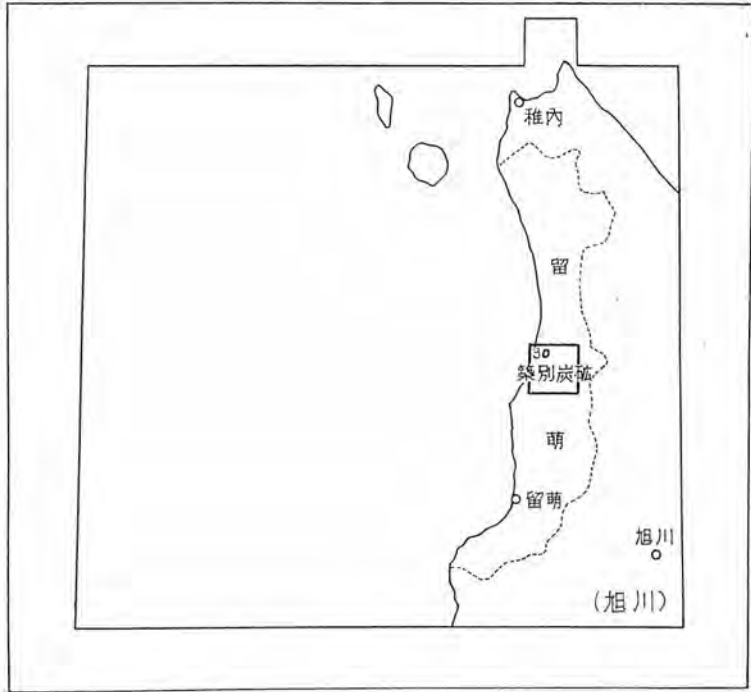
通商産業技官 松 野 久 也

通商産業技官 木 野 義 人

北 海 道 開 発 庁

昭 和 35 年

位 置 図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

I 地 形	1
II 地 質	3
II.1 概 説	3
II.2 白 堊 系	5
II.2.1 上部蝦夷層群	5
II.3 新 第 三 系	9
II.3.1 マンケ沢層 (時代未詳)	9
II.3.2 羽 幌 層	12
II.3.3 三 毛 別 層	13
II.3.4 築 別 層	17
II.3.5 古 丹 別 層	19
II.3.6 チェボツナイ層	22
II.3.7 遠 別 層	25
II.3.8 茂 築 別 層	26
II.3.9 対 比 お よ び 時 代	27
II.4 第 四 系	31
II.4.1 更 新 統	32
II.4.2 現 世 統	33
III 地 質 構 造	33
IV 応 用 地 質	38
IV.1 石 炭	38
IV.1.1 炭 層 状 況	38
IV.1.2 開 発 の 沿 革	38
IV.1.3 現 況	39
IV.2 そ の 他	39
文 献	41
Abstract	1

1:50,000 地質図幅
 説明書 築別炭砒 (旭川一第30号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 松野久也

同 木野義人

(昭和35年6月稿)

築別炭砒図幅地域は、経済上の理由から北海道の他地域に較べて、かなり詳細に調査されているところである。また、未公表ではあるが、羽幌炭砒鉄道株式会社地質課には最近の精細な資料が数多く集積されている。

本図幅は北海道開発庁の委託により作成されたものであり、野外調査は昭和32,33両年にわたって行なわれ、室内作業は地質調査所北海道支所において行なわれた。

調査に当って採集した有孔虫化石は、東北大学理学部の浅野清教授に、同じく植物化石は北海道大学理学部棚井敏雅助教授に鑑定を依頼した。三毛別層および築別層から産した軟体動物化石については、東京教育大学理学部の菅野三郎助教授と著者の1人松野が協力して、¹⁰⁾ 兩に接する三溪図幅地域内のものと共に取りまとめた。

白堊系地域については、北海道支所地質課の山口昇一技官の調査資料を利用し、田中啓策技官により古生物学上の検討を受けた。

また、現地調査に当っては羽幌炭砒鉄道株式会社から資料の提供を受け、かつ同社地質課長服部幸雄氏から種々教示をいただいた。

I 地 形

本図幅地域は北海道の北西部、日本海岸に位置し、羽幌・苫前炭田の主要部をその中に包括している。地域全体を通じて、白堊紀、新第三紀および第四紀の堆積岩のみによつて構成され、中程度の高距をもち、最高点も海拔500mを若干越えるにすぎない。

さらに細かく地形をみると、日本海のゆるやかな弧状の海岸線が図幅地域の北西隅を北々東一南々西に走り、この海岸に沿う幅4~5kmの地域は新第三系最上部の遠別層および茂築別層が分布するところに当り、みごとな段丘地形が発達している。段丘中顕著なものは2段あつて、高位のものは50~35m、低位のものは35~20mの標高を示し、兩者共に域外南方に広く追跡される。これらは極めてゆるやかに北方に傾斜している(第1図)。



第1図 築別駅の南より北方を望む

近景は羽幌町築別，中景は海岸段丘，遠景は古丹別層以下の地層によつて構成される山地，稜線を作るのは三毛別層上部の砂岩泥岩互層。

段丘の前面は海崖を形成して，海岸線に臨み，その下には僅かに砂浜が認められる。また海崖と，汀線との間に波蝕台が発達することもまれではない。

段丘地域の東側内陸部は海拔200~550 mの山地からなる。この地域はチエボツナイ層およびこれより古い地層が分布する地域であつて，地層の一般走向と直交する主要河川と，これらから分岐して，地層の一般走向と一致した方向をとつて櫛歯状に分岐配列する小沢とが特徴的である。この傾向は古丹別層の分布地域に著しい。

この地域では各地層を構成する岩石の硬軟が地形に反映して，主要な断層，褶曲構造，地層の境界等が地形図から或る程度判読される。特に空中写真を使用するときは，さらに細部までの判読が可能である。例えば，築別背斜の核部に分布する白堊系と羽幌層とはゆるやかな地形を呈し，両者の間を距てるパンケ沢層は顕著な稜線を形成している。

また，羽幌層を圍繞して背斜構造の両翼を形作る三毛別層およびこれより上位の地層は一段と高い山地を作り，とくに，三毛別層はこれらの地層中もつとも堅硬な岩石からなるため，褶曲構造を地形によくあらわしている。さらに築別背斜および羽幌ドームの軸を切る断層により羽幌層と築別層とが接するところでは地形図でほぼ正確にその位置を推定することが出来る。

このほか，古丹別層では，その分布地域の小沢の発達状況，下部に挟有される堅硬な凝灰岩，および各層準に挟有される顕著な礫岩層の分布などが地形にあらわれることから，その褶曲構造が空中写真からほぼ明瞭に判読される。

河川の主なものは，遠別川，初山別川，茂築別川，および築別川であり，その多くは，

前述の通り地層の一般走向方向に直交して、南西ないし西に流路をとつている。これらの主要河川の中流以下には河岸段丘と比較的広い沖積氾濫原とが発達している。

II 地 質

II.1 概 説

本図幅地域を構成する地層は、白堊紀後期の上部蝦夷層群、時代未詳（第三紀？）のパンケ沢層、中新世から鮮新世にわたる新第三系、および第四系からなる。これらの層序関係を表示すると次の通りである（第1表）。

第1表 層序総括表

時 代	層	序	備	考		
第四紀	現世	沖 積 層				
	更新世	段 丘 堆 積 物	t ₃	陸 (泥炭)	地盤の上昇, 北方へ傾動	
			t ₂			
t ₁						
新第三紀	鮮新世	茂 築 別 層	海退	寒冷な海	東西方向の圧迫による褶曲 北東方向からの衝上	
		遠 別 層	海進			
	中新世	チエボツナイ層	砂 岩 層	陸～浅海 (亜炭)	安山岩の活動	北東部の隆起— 北東～南西方向の圧迫による褶曲
			安山岩質集塊岩			
	古 丹 別 層	海進				
	新第三紀	築 別 層	泥 岩 層	海進	寒冷な海 (石炭)	
			砂 岩 層			
		三 毛 別 層	砂岩泥岩互層	海進	温暖な海	
			砂 岩 層			
	紀 世	羽 幌 層		陸	(石炭)	
時代未詳	パ ン ケ 沢 層		安山岩の活動 (基性→酸性)			
白堊紀	?				陸化削剝 (白堊紀末-古第三紀)	
	上 部 蝦 夷 層 群	{ U ₃ U ₁				

上部蝦夷層群は岩相から $U_1 \sim U_3$ の3部層に分けられる。これらは主として青灰色～暗灰色のシルト岩、砂岩からなり、アンモナイト、イノセラムスの化石を豊富に産する。これらの化石から $U_1 \sim U_3$ は上部蝦夷層群中でも上部に相当するものであつて、浦河統上部階に対比され、特に *Inoceramus naumanni* YOKOYAMA を多産することによつて特徴づけられる。

新第三系は、前述の白堊系を不整合に覆い、その全層厚数 1,000 m におよぶ。この地域は北は北海道の北端稚内附近から南は日高海岸浦河にいたる南北性の新第三系堆積盆中に位置し、とくに新第三系が下部から上部まで殆ど欠除なしに累重していることから、その北部における標式地の1つとして重要な所である。

新第三系は下部から上部へ、岩相、層序関係、古生物学上の資料に基いて、羽幌層、三毛別層、築別層、古丹別層、チエボツナイ層、遠別層および茂築別層に分けられる。

パンケ沢層は、従来新第三系最下部と考えられていたが、羽幌層の下位に不整合を距てて位置し、白堊系の上位に重なりその関係は明らかでない。本層から若干の海棲動物化石を産するといわれるがこれだけではその時代を決定するには到らない。

羽幌層は羽幌・苫前炭田における主要夾炭層であつて数枚の炭層を挟有し、その本層は大規模に採行されている。羽幌層はパンケ沢層を不整合に覆い、産出植物化石から中新世初期とされている。

三毛別層は、従来の“築別層”に含まれていたものであるが、整整合により後者から分離され、含有化石からも明らかに後述の築別層（狭義の）とは異なるものであることが明らかにされた。

築別層は、今回の調査で再定義されたもので、従来の“築別層”の上半部に限られるものである。この化石動物群は前述の三毛別層のそれがやや温暖な気候条件を示すのに対して、寒冷な要素をもつものである。

古丹別層は、堆積盆の急速な沈降と、これと相関的な後背地、すなわち堆積物の供給源の著しい上昇とを反映した地層である。すなわち、本層は著しい厚層をなし、ぼう大な量の礫岩を挟む砂岩と泥岩との互層からなり、岩相は地層の厚さが厚いにもかかわらず上下を通じて単調である。本層と下位の築別層との間には軽微な不整合がある。

チエボツナイ層の堆積は、安山岩の活動に始まる。この火山活動は域内では集塊岩と火山角礫岩とによつて示され、その活動の中心は東方にあつたものと考えられる。すなわち、本層は東方域外では厚い集塊岩のみからなるが、西方では集塊岩の分布は局地的であつて、

広く陸成ないし浅海成の砂岩層を主体とする地層となる。本層は西南部では古丹別層と整合的關係にあるが、北部および東部では傾斜不整合を示すようになる。

遠別層は均質の青灰色シルト岩からなり著しく凝灰質かつ硅藻土質である。本層の下部の一部およびチエボツナイ層は北に接する地域に入ると硬質頁岩に移化する。本層はチエボツナイ層の堆積に引続く海進に由来する堆積物である。

茂築別層は主として下部は砂岩、上部は礫岩からなり、鮮新世下部を示す海棲軟体動物化石を含んでいる。北に接する地域では、本層の上位に陸成の更別層が整合に重なり、遠別層で最盛に達した海進が海退に転じたときの堆積物と考えられる。

第四系は、褶曲および断層運動を受けて転位した上述の新第三系以下の地層を覆う段丘堆積層および沖積層からなる。これらのうち、海岸線に沿って発達する高低2段の海岸段丘面を構成する段丘堆積層中にはレンズ状の泥炭が挟み込まれている。

これらのつくる地質構造を概観すると、白堊系およびパンケ沢層から築別層にいたる地層は北西—南東方向の褶曲構造に支配されている。これらの地層中、パンケ沢層と白堊系との直接の關係は不明であるが、新第三系と白堊系との間には、南北方向にはそれ程大きな構造差は認められないが、東西にはかなり大きな構造差があり、東に行く程大きくなる。

上述新第三系の各層の間は不整合によつて距てられ、数次にわたる上昇沈降が繰返されたことをあらわしている。

古丹別層は著しい厚層をなすが、背斜部に向かつて層厚を減少する。この關係は本層中の鍵層の層間距離の増減によくあらわれている。すなわち、この事實は、古丹別層の堆積中に向斜部の沈隆、背斜部の血隆が行なわれていたことを示している。

古丹別層堆積後には上昇運動があり、この運動は南西部に比して東部ないし北東部に著しい。その後、チエボツナイ層から遠別層にかけての海進は前述の隆起地域までを覆い、その結果、この間に著しい不整合を生じた。遠別層の堆積の末期から茂築別層にかけて、地盤の上昇に伴つて海は退き始め、茂築別層堆積後現在認められるような褶曲構造、断層の形成が行なわれた。

第四紀に入つて、少くとも3回の地盤の上昇運動が行なわれたが、この運動には北東方向への微弱な傾動運動が伴なわれている。

II.2 白 堊 系

II.2.1 上部蝦夷層群

本図幅地域では北海道白堊系標準層序の中上部にあたる上部蝦夷層群のみが築別背斜の軸部の南部に分布し、これもその基底部は地表にあらわれていない。上部蝦夷層群はこの地域内に認められる部分だけを区分すれば、下部から $U_1 \sim U_3$ の3つの岩相単位によつて構成される。

U_1 は本地域の白堊系の大部分を占めている。下部は暗灰色シルト質泥岩と灰色ないし淡灰色の砂質シルト岩および細粒砂岩の各々の厚さ 1 cm 内外の縞状互層とからなり、層理が良く発達している。本互層中にはしばしば厚さ 0.2~2 m 前後の淡緑灰色中粒砂岩層が認められる。また、本部層中には比較的扁平な石灰質団塊が多く含まれ、その中には小型の *Inoceramus naumanni* YOKOYAMA が沢山包蔵されている。中部は灰色ないし暗灰色無層理塊状の砂質シルト岩ないしシルト岩からなり、この部分には団塊および化石は少ない。また、全般に炭質物片を含み、ところによつては白色の浮石粒に富み、しばしば砂岩の薄層を挟有している。さらに厚さ 3~5 m の凝灰岩が数枚認められる。凝灰岩は黒雲母片に富む粗粒かつ軟弱なもの、あるいは淡緑色の細粒のものであり、何れも酸性凝灰岩である。上部は U_2 の硬質砂岩の直下に位し、厚さ 20~50 m の砂質岩である。これは帯緑暗灰色ないし暗灰色の塊状細粒砂岩と砂質シルト岩とからなり、中部に較べて炭質物片が著しく、かつ海緑石粒を含んでいる。また、径 5~50 cm 前後の球状を呈し、炭質物をおびただしく含む砂岩団塊を多量に含有している。これらの団塊は *Polyptychoceratidae* に属するアンモナイトを豊富に包蔵している。

U_1 の全層厚は 350~400 m である。

U_2 は U_1 の上位に整合に重なり、特徴のある硬質砂岩であつて、ある程度鍵層として追跡が可能である。築別川の支流パンケ沢上流から三毛別川上流地域にかけて分布するものは、背斜の東翼部に当るものであり、三毛別川中流に分布するものは西翼部に当るものと考えられる。両者の間に厚さに著しい差異があり、前者では概ね 5 m 内外、後者では 30 m 内外におよぶ。両者の連続は確かでないが、上下の岩相の累重関係からみてほぼ同層準であると認めた。

本砂岩は帯緑灰色ないし帯緑淡灰色の中粒から極粗粒の砂岩であり、凝灰質緑色岩の細角片、粘板岩粒、斜長石、海緑石などからなり、凝灰質な泥質物で固結されている。一般に分級が悪くしばしば偽層を呈する。団塊や化石は全く含まれない。

U_2 の厚さは前述の通り 5~30 m にすぎない。

U_3 は U_2 から整合に漸移し、主としてパンケ沢上流、三毛別川下流および上流地域に分

布し、それぞれ岩相が多少異なっている。パンケ沢上流では U_2 の砂岩が漸次粒度を減じ本部層のシルト岩に移化している。漸移部は分級が悪く、粒度は均一でない。シルト岩は一般に無層理塊状で炭質物に富み砂質を帯び、上部は泥質となる。シルト岩中にはなお U_2 の砂岩から引続いて海緑石粒が認められ、不規則な形の団塊が含まれ、化石を伴っている。パンケ沢上流において、本部層の下部から浦河統上部階に特徴的な *Inoceramus japonicus* NAGAÓ & MATSUMOTO を産する。

三毛別川上流地域では分級の良い、玉状にくだける暗灰色泥質シルト岩からなり、黒雲母片を含む厚さ 30 cm 内外の凝灰岩を挟有している。ここでは団塊や化石は少ない。

三毛別川中流すなわち築別背斜の西翼部では、 U_3 は炭質物を含み、暗緑灰色ないし暗灰色を呈し、葉理の発達する砂質シルト岩からなる下部と、暗灰色砂質シルト岩を挟有し、偽層の発達する暗灰色粗粒砂岩を主とする上部とからなる。

U_3 の層厚は約 150 m を算する。

U_1 ~ U_3 から産出した化石は次の通りである。

Neophylloceras subramosum SHIMIZU

N. compressum MATSUMOTO

N. sp.

Phyllopachyceras ezoense (YOKOYAMA)

Tetragonites glabrus (JIMBO)

T. sp.

Gaudryceras denseplicatum (JIMBO)

G. cf. tenuiliratum YABE

G. tenuiliratum var. *substriata* MATSUMOTO

G. sp.

Zelandites kawanoi (JIMBO)

Damesites damesi (JIMBO)

D. sugata (FORBES)

D. sp.

Neopuzosia ishikawai (JIMBO)

N. japonica (SPATH)

Anapachydiscus fascicostus (YABE)

A. sp.

Menuites naibutiensis MATSUMOTO

Texanites amakusense (YABE)

Polyptychoceras cf. obstrictum (JIMBO)

P. haradamum (YOKOYAMA)

P. pseudogaulinum (YOKOYAMA)

P. sp.

Subptychoceras yubarensis (YABE)

Baculites sp.

Inoceramus cf. amakusensis NAGAO & MATSUMOTO

I. japonicus NAGAO & MATSUMOTO

I. naumanni YOKOYAMA

I. cf. orientalis ambiguus NAGAO & MATSUMOTO

Cf. *Nanonavis sp.*

Scurria cussidaria (YOKOYAMA)

Dentalium sp.

築別背斜の東翼，パンケ沢を中心とする地域で白垩系最上部に編入したシルト岩ないし砂質シルト岩（パンケ沢において約 100 m の厚さを算する）は，その所属について疑問がある。

この層準は築別川川岸で従来原の沢層の最下部とされていた部分であり，同地からパンケ沢上流を経て，三毛別川中流北方にかけて，後述するパンケ沢層の下部の粗い砂岩の直下に分布する。これと，下位のはつきり白垩系と断定できる部分との間に不整合は認められない。*Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO を産する部分との間には岩相上の差はなく一連と判定されるが，パンケ沢および築別川本流川岸ではその間に細礫が散点する所があり，従来この細礫を含む部分をもつて原の沢層の下限とされていたようである。上位のパンケ沢層の粗粒砂岩との間には岩相上の著しい差はあるが，野外で両者の直接する所を観察することは出来なかつた。

この層準には普遍的に海棲貝化石が点々と認められる。また，築別川本流から次のような有孔虫化石を産する。

Haplophragmoides spp.

Cyclammina asanoi TAKAYANAGI

Bramlettia ezoensis TAKAYANAGI

Rotaria cf. *papillosa* BRADY

これらのうち前3者は白堊系上部に知られているものであるが、最後のものは *Rotaria papillosa* BRADY に比較されるものであり、これは第三紀でもずっと後期の地層から産するものである。^{註1)} 後者から考えると、本層準は第三紀と考えられ、白堊紀種の存在は二次的なものと推察される。筆者等は、この層準の数地点から試料を採集して有孔虫の検出を試みたが、結果は不成功に終わっている。

一方、貝化石は、個体数が少なく保存も悪いが、この層準全体にわたって産する。これらを一括して掲げると次の通りである。

Acila sp.

Anadara sp.

Lucina ? sp.

Dosinia sp.

Dosinia ? sp.

Periploma ? sp.

Thracia sp. (n. sp.)

Dentalium sp.

これらは保存があまり良くないので、時代を決定するには不十分であるが、^{註2)} *Dosinia* sp. の存在は、この属の生存期間が第三紀 Aquitanian より後であることから、本層準が第三紀に属することを示すように考えられる。

しかし、前述の通り野外ではこの部分と白堊系と判定される部分との関係は整合然としているのである。この点の解決は今後の詳細な古生物学的研究によつて達成されるであろう。

II.3 新第三系

II.3.1 バンケ沢層^{註3)}

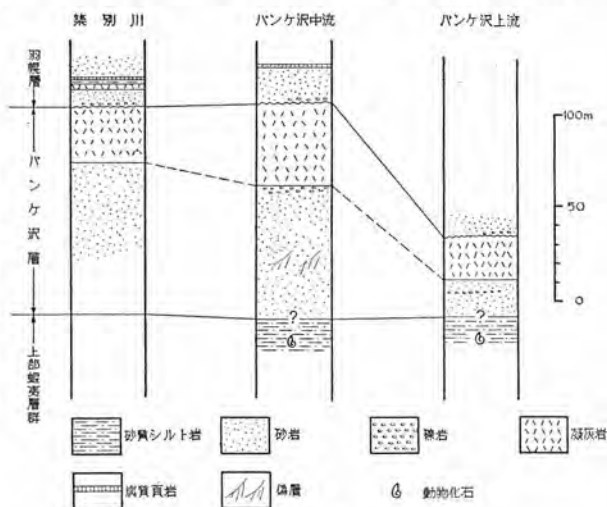
註1) この資料は岩本寿一の採集したものであり、化石種の検討は高柳洋吉によつてなされた。*Hoplophragmoides* および *Bramlettia* は多数あり、*Rotaria* は2個体である。

註2) この *Dosinia* は径1 cm 前後の小型のものである。

註3) 新称。本層は繁別炭鉱遼炭場下の崖で従来原の沢層とされていた地層にはほぼ相当する。標式地における原の沢層は本層より上位のものであつて、明鏡層の一部であることが明らかになつた(松野久也・山口昇一、三溪園編 M. S.)。本層は新第三紀に属するかどうか現在の所不明であるが記述の便宜上本章に入れた。

本層は築別背斜の軸部，白堊系が北に向かつて第三系下に沈降し，姿を没するあたりから以南，域外羽幌川の支流，アイヌ沢までの間に分布する。好露出は築別炭鉱選炭場下の崖にあるが，この附近では断層により重複するようである。標式的露出は築別川の支流パンケ沢中流の枝沢にある。

本層は岩相から上下に2分され(第2図)，下部は帯緑灰色の粗粒ないし中粒の塊状砂岩からなり，上部は帯緑灰白色の板状層理を示す凝灰岩からなる(第3図)。砂岩は時に細礫を混入し，偽層を呈し，また上限近くに一枚の礫岩の薄層を挟有する



第2図 パンケ沢層柱状図



第3図 築別炭鉱選炭場下のパンケ沢層上部の凝灰岩の露頭

ことがある。砂岩、凝灰岩共に岩質堅硬であつて顕著な稜線を形作り、谷筋では滝をなして露出している。本層の砂岩の最下部のものは暗緑灰色を呈し、風化すると黒色を呈する。この砂岩を鏡下で観察すると、粗粒および中粒のものを主とし、極粗粒砂と細粒を混える。基質は炭酸石灰質物で全体の30~40%を占める。砂粒の円磨は進んでおり、亜円粒ないし円粒のものを主とし、稀に高円磨粒のものをも含んでいる。

砂粒の種類は種々の火山岩の砕屑と、その斑晶鉱物とからなる。

多量に含まれるものは石英、半晶質安山岩(主にガラス基流晶質組織)および斜長石(中性長石~曹灰長石が主)であり、次いで輝石(普通輝石)、基性安山岩(毛氈状組織)、ガラス質酸性岩(脱玻璃している石英安山岩であろう。稀に流状組織を呈するものがある)などである。以上のほか少量の角閃石(帯緑灰色)、角閃石安山岩(斑状、半晶質)、角閃石・黒雲母・石英安山岩(半晶質)、輝石安山岩(毛氈状組織、ガラス基流晶質組織)など、さらに微量の角閃石安山岩(毛氈状組織)と黒雲母を含んでいる。

上部の凝灰岩(築別背斜西翼のもの)は検鏡の結果、黒雲母石英安山岩質ガラスからなる結晶質細粒凝灰岩である。すなわち火山ガラス(屈折率低い)、半晶質ガラス(酸性斜長石の微晶を含む)、石英、少量の斜長石(中性長石、灰曹長石)、および微量の黒雲母、褐鉄鉱粒を含んでいる。

殆どすべて初成の抛出物で粒の円磨度が低い。

本層と下位層との間には岩相の急激な変化が認められるがその直接の関係は明らかでない。すなわち、両者間の境は露出が悪く野外で確認するにいたらなかつた。更にこの下位層(従来原の沢層の最下部とされ、海成層とはつきり判定出来る部分)とその下位の白堊系と断定出来る部分の間には明確な岩相上の境界をひき得ないことは前述の通りである。上位の羽幌層との関係は不整合であつて、その堆積前にかかなり著しい割割があつたものと考えられる。パンケ沢中流標式地で45mを算する凝灰岩が、南方上流では不整合面下に全く欠除する所があり、そのさらに南方では再び10m内外の厚さで残存している。

本層からは化石の産出は全くなく、その時代については全く不明である。^{註1)}

層厚は標式地では115m、南方に厚さを減じ遂には0となる。

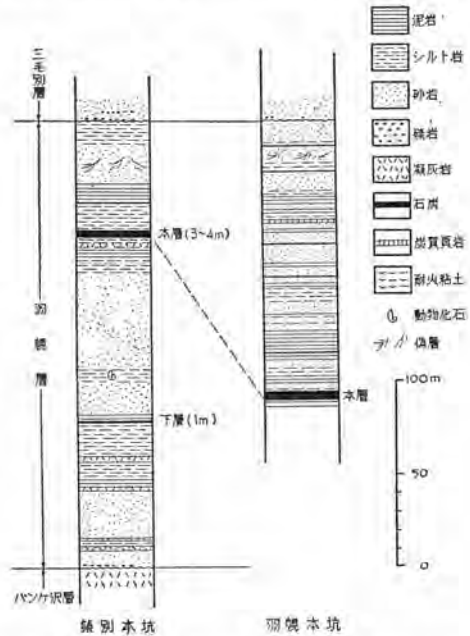
註1) 魚住・藤江(1957)の“原の沢化石動物群”の内容は未だ公表されていない。本層の下位に接し、従来原の沢下部とされ、ここでは疑問のまま白堊系最上部に含めたシルト岩から前述の通り若干の軟体動物化石を産する。この層厚以外に軟体動物を主とする“原の沢化石動物群”と称せられるような化石動物群の存在は、後述する羽幌層と、はつきり白堊系と断定できるものとの間には認められないようである。

II.3.2 羽幌層

本層は図幅域外南方，羽幌町上羽幌を標式地とし，築別背斜の軸部および羽幌ドームの中枢部に分布する。築別背斜南部の東翼部では欠除している。

本層は羽幌・苫前炭田の主要夾炭層であり，主として砂岩，泥岩およびシルト岩からなり，ベントナイト質凝灰岩，石炭および炭質頁岩，菱鉄鉱質団塊（球状，レンズ状，層状）および耐火粘土を挾有する。羽幌層は露出不良のため，地表調査によつては岩相柱状図は作成し難い（第4図）。

砂岩は淡青灰色ないし淡灰白色を呈し，細粒軟質なものを主とするが，しばしば中粒ないし粗粒となる。砂岩は通常シルト岩と互層するが，時に厚層をなして存在し，みごとな斜交葉理が発達することがある。最下部の砂岩は概ね塊状をなし，中粒から粗粒であり，その基底面にはパンケ沢層の凝灰岩の岩片，炭礫，あるいは古期岩類の円礫が散点している。



第4図 羽幌層柱状図（羽幌炭田KK資料による）

シルト岩および泥岩は青灰色ないし暗灰色を呈し，一般に柔軟であり，砂岩と互層し層理が明らかである。暗灰色を呈するものは炭質物に富む。

ベントナイト質凝灰岩は本層中下部に挾有され白色を呈し，指頭で圧碎される程軟弱で，しばしば粘土状となつて押出している。厚さは最大3mに達し，2~3枚認められる。

石炭は炭質頁岩程度のもまで加えると5~6枚ある。しかし本層（3~4m）を除いては厚いものはない。羽幌本坑附近では築別鉱業所附近に較べて若干石炭の発達状況が異なり，本層の上位により多く（4~5枚）の石炭が存在するようである。

菱鉄鉱質団塊は各層準に存在し，径10数cm以下の球状，あるいは厚さ20cm内外またはそれ以下のレンズ状あるいは層状を呈して砂岩中あるいは互層中に介在する。耐火粘土

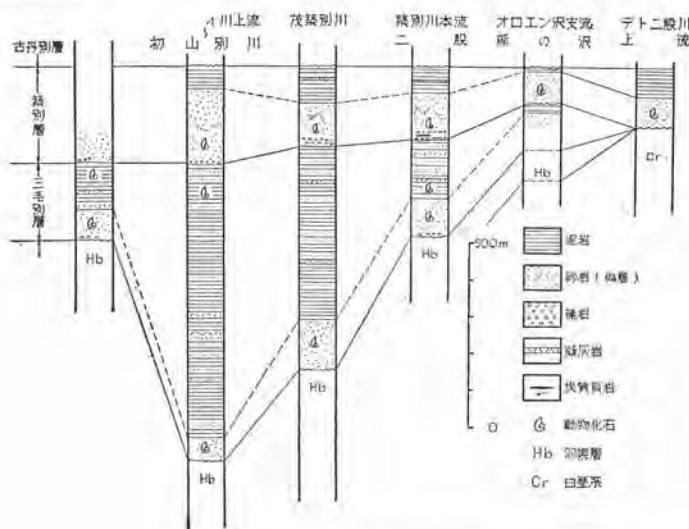
は本層炭の下盤に接して産し厚さ0.3~1.5 mを算する。

羽幌層は、築別背斜の西翼では、パンケ沢層を不整合関係で覆い、東翼の中南部では白堊系を直接覆う。上位の三毛別層に対しても不整合関係にある。羽幌層は西部に厚く東部に薄くなり、オロエン沢の交流熊の沢付近では殆ど認められなくなる。これは炭層の厚さ、発達状況などから推察すると、三毛別層堆積前の削削によるよりは、むしろこれより東には堆積しなかつたものと考えられる。

本層からは *Unio* sp., *Viviparus* sp. 等の淡水産の貝化石および植物化石を産する。植物化石は鑑定に耐えるものは殆ど得られない。棚井敏雅(1955)によれば、本層の化石植物群は現在までの資料から、中新世阿仁合型の組成をもつものであるといわれるが詳細は公表されていない。

II.3.3 三毛別層^{註1)}

本層は植村癸巳男(1925, 1928)の築別層の下部および中部、服部幸雄(1950)の築別層の下部砂岩層および中部互層に相当し、築別背斜の両翼および羽幌ドームの中核部に羽幌層を囲繞して分布する。その標式的露出は羽幌町三毛別附近、三毛別から上羽幌にいたる道路切割にある。



第5図 三毛別層および築別層柱状図

註1) 新称、本層の模式柱状図と層序関係は、既に KANNO & MATSUNO (1960) によって公表された。

本層は岩相から上下に2分され、下部の砂岩層および上部の砂岩・泥岩互層からなる(第5図)。

砂岩層は主として緑色～灰色の中粒ないし細粒の砂岩からなり、下部から上部へ粒度を減じ、最上部はシルト質細粒砂岩となり、遂には上部互層の泥岩に移化する。砂岩は塊状を呈し、上部の一部を除いて殆ど層理が認められない。本砂岩層の最下部には白色、灰色、淡緑色のよく円磨されたチャートの細礫を散点的に含み、あるいはこれらチャートからなる薄い礫岩層を挟有しており、本層と羽幌層の砂岩とが接する場合その境界判定の有効な鍵となる。またこの部分には炭礫が含まれることがある。

本砂岩層の最上部、シルト質細粒砂岩中には、径数 cm の石灰質団塊が含まれ、その中には多くの場合玄能石や海棲貝化石が包蔵されている。

砂岩・泥岩互層は上述の砂岩層に整合に重なり、凝灰質砂岩および凝灰質泥岩の互層からなり、凝灰岩を挟む。また、築別背斜北部では珪藻質泥岩を挟有する。これらは何れも堅硬であつて著しい山稜を形作り、かつ、沢筋には澗をつくつている。

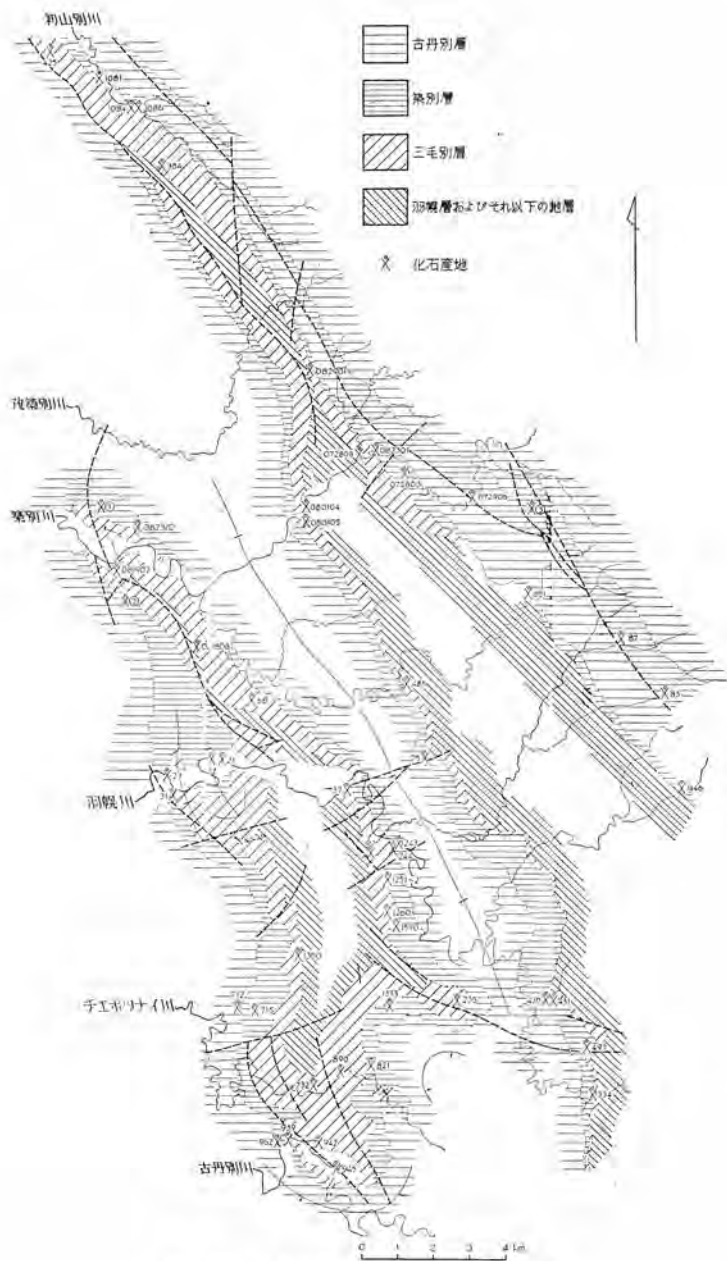
砂岩は細粒から粗粒まであつて、帯緑青灰色を呈し、著しく凝灰質であり、砂質凝灰岩といひ得るものまでである。泥岩は暗灰ないし黒灰色を呈し、“硬質頁岩”と呼ばれている。これもまた著しく凝灰質である。泥岩中には数多くはないが径数 cm から 30 cm 位までの泥灰岩団塊を含み、中に貝化石を蔵している場合がある。珪藻質泥岩は、第三楽の東方に認められ、淡黄色を呈している。凝灰岩は白色ないし灰白色であつて黒雲母片を含むことがある。

上述の各岩石は何れも数 10 cm から 1～2 m の互層をなすが、築別背斜の北部では泥岩が著しく厚層をなし 10 数 m に及ぶものがある。砂岩と泥岩とは板状を呈して互層するが、その境界面は平坦でなくかなりの凹凸があり、かつ両者の接着面に沿つて剝離し難い。本層の岩相および成層状態は達布地域の幌沖内層(西田彰一・対馬坤六 1951)、あるいは寧楽層下部(対馬坤六他 1958)に極めて類似している。

三毛別層は下位の羽幌層を平行不整合に覆い、上位の築別層によつて不整合に覆われる。

本層中、下部の砂岩層中には普遍的に多数の海棲軟体動物化石を産し、上部の互層中の泥岩および珪藻質泥岩中にも少ないながらも普遍的に海棲軟体動物化石を含んでいる。(第6図)(第2表)。

化石の産状は地域毎に、また層準毎に、構成属種にかなりの差が認められる。第2表は、



第6図 三毛別層および築別層化石産地

本図幅地域のみならず、南に接する三溪図幅地域のものを一括して表示したものである。

南方羽幌川流域では、下部の砂岩層の基底部に殆ど例外なく *Papyridea harrimami* (DALL) を密集して産し、築別炭鉱附近では同様な位置に *Yoldia biremis* UOZUMI の密集帯 (厚さ 15~20 cm) が追跡され、石油沢附近では同じく *Macoma* spp. を密集して産する。*Dosinia yamaguchie* KANNO & MATSUNO は羽幌ドームの中核部および羽幌川上流に多く産し、比較的砂岩の粗い所に多く見られる。

Conchocele disjuncta (GABB), *Nemocardium yokoyamai* TAKEDA および *Periploma besshoensis* (YOKOYAMA) は砂岩層の最上部、著しくシルト質を呈する所に例外なく認められる。

一方、上部の互層中の泥岩および珪藻質泥岩中には、下部砂岩層中の要素は全くなくなり、*Yoldia* 属、その亜属 *Portlandia*, *Nuculana* および *Malletia* 等を産する。

これら三毛別層に含まれる貝化石は漸新世後期から中新世にかけて出現するものからなり、かつ温暖な気候条件を示す *Lithophaga* spp. さらに *Vicarya* 動物群に伴う *Turritella s-hataii* NOMURA などを含んでいる。

また、築別炭鉱附近の地表試料および試錐の岩芯から検出された有孔虫 (第7図) (第3表) の中に、*Nonion pompilioides* (FICHTER & MOLL), *Elphidium takinouense* ASANO (M.S.) が見出される。



第7図 三毛別層および築別層有孔虫資料採取位置

以上の事実から、本層の含有化石の構成が的確に滝の上層や門の沢層のそれに等しいと

第3表 三毛別層および築別層産有孔虫化石

種名	三毛別層					築別層				三毛別層 深度 336 m No. 4 試錐		
	Sk ₁					Sk ₂		Ch ₁			Ch ₂	
	1	2	3	4	5	6	7	8	10		11	12
<i>Bathysiphon</i> sp.		⋮			⋮		⋮	⋮	⋮		F	
<i>Haplophragmoides</i> sp.	F				⋮		⋮			R	F	
<i>H.</i> (?) sp.			R		⋮		⋮					
<i>Cyclammina</i> sp.					⋮		⋮				R	
<i>C.</i> (?) sp.		な			な	R	な	な	な			
<i>Quinqueloculina</i> sp.				R								
<i>Sigmoidina</i> sp.		し		R	し		し	し	し			
<i>Nonion pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL)												A
<i>Nonion</i> sp.				R								
<i>N.</i> (?) sp.	R											
<i>Elphidium takinouense</i> ASANO (M. S.)			F									

はいい得ないが、気候条件から考えて三者はそれぞれ同時代の地層であると考えられる。

本層の層厚は0~800 mである。

II. 3.4 築別層^{註1)}

本層は植村癸巳男(1925, 1928)の築別層上部であり、服部幸雄(1950)の築別層の上部砂岩層と上部泥岩層とを併せたものである。

築別層は築別背斜の両翼および羽幌ドームの軸部に分布し、完全な一堆积輪廻を示しており、岩相から下部の砂岩層と上部の泥岩層とに2分される。下部の砂岩層の基底には一部に基底礫岩が発達し、極めて局地的に夾炭部がある(第5図)。

砂岩層は粗粒から細粒にわたる帯緑青灰色の凝灰質砂岩からなり、下半部に大規模な偽層が発達する。砂岩は風化すると淡黄色を呈する。この基底には、築別背斜の東翼、築別川とベンケ沢との合流点附近、同じく西翼北部および南部などで基底礫岩が発達する。この礫岩の礫は少々よく水磨された古期岩類の拳大から以下の円礫からなり、かなりの量の安山岩礫を混えている。基底礫岩の厚さは最大20 mに達する。

註1) 本層は新たに縮小再定義されたものである。

前述の築別川とベンケ沢との合流点附近では、この礫岩層の中位に厚さ 7~8 m の青灰色の砂岩およびシルト岩の互層があつて、中に厚さ数 cm の炭質頁岩を 2~3 枚挟有して^{註1)}いる。

泥岩層は下位の砂岩層から漸移し、主として暗灰色緻密な塊状泥岩からなる。本泥岩中には 1~2 枚の 5~8 cm の灰色浮石質凝灰岩を挟有し、また泥岩も一般に凝灰質である。泥岩中にはしばしば径数 cm から 10 数 cm におよぶ泥灰岩団塊を散点的に含んでいる。

築別層は下位の三毛別層を不整合関係で覆い、上位の古丹別層によつて同様の関係で覆われる。基底の不整合面上に基底礫岩を欠くときには、不整合面から垂直に、下位の地層中に穿孔貝 (*Phoradidea kotakae* KANNO & MATSUNO, *Platyodon nipponica* UOZUMI & FUJIE) が穿孔している (第 8 図)。築別層は下位の三毛別層以下の地層に較べてはるかに広く内陸部に侵入し、三毛別川の上流地域から南東、さらに域外東方にかけての地域では



第 8 図 築別層基底の不整合と穿孔貝の産状

第 6 図中 No. 27 の地点

----- は不整合面、その下位の円型ないし楕円型のは砂管 (sand pipe) であり、中に穿孔貝が包蔵されている。

註1) 苫前夾炭層 (青柳・一杉 1951). あらき沢夾炭層 (対馬他 1958) および小岩井沢夾炭層 (菅野也 1959) など
はこれと同層準のものであろう。

直接白堊系を覆い (第 11 図), かつ他地域と同様不整合面に穿孔貝の穿孔跡が認められる。上位の古丹別層と間の不整合は、個々の露頭では一見整合的で顕著なもの見えないうが、泥岩層を欠いて古丹別層の基底部が直接下位の砂岩層に接する所がある。

化石としては、海棲軟体動物化石が下部の砂岩層中に豊富に含まれ (第 6 図) (第 2 表), 上部の泥岩層中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が認められる。その他上下を通じて若干の有孔虫化石を産する (第 7 図) (第 3 表)。

軟体動物化石は、多くの場合砂岩中に掃き寄せ式に密集して産する。これらのうち、もつとも顕著なものは *Spisula onnechuria* (OTUKA) であり、各所に豊富に含まれ、この層の指標として注目される。また、この基底には特徴ある穿孔貝 *Phoradidea kotahae* KANNO & MATSUNO および *Platyodon nipponica* UOZUMI & FUJIE が基底礫岩を欠く所には普遍的に認められることは前述の通りであり、下位の三毛別層に全く認められない寒流系の北方種である *Serripes* spp. を産することにより、古生物学上三毛別層とはつきり区別される。しかし現在の所本化石動物群に対比される化石動物群は他に知られていない。

本層の層厚は 0~280 m である。うち、上部の泥岩層の厚さは最大 100 m である。但し築別背斜の北東側に初山別断層に沿って露出する本層は断層によつて擾乱されている疑もあるが、走向傾斜に上位の古丹別層と殆ど差がないとすると、その厚さははるかに大きく、デト二股川上流地域で厚さ最大 450 m に達するものとなる。若し以上の推定に誤りが無いとすると、築別層は——三毛別川上流地域で上述の断層の北東側にあらわれ泥岩層の下位を占める砂岩層をも含めて——深部 (傾斜方向) に向かつて厚さを増大するものと考えられる。

II.3.5 古丹別層

本層は本地域に接する天北油田において増幌層およびエベコロベツ頁岩層 (石田義雄, 1930), この地域を含めて南部では古丹別層 (渡辺久吉, 1918) と命名された地層であり、図幅地域内にもつとも広い分布を示している。

本層の主部は礫岩に始まり漸移的に砂岩を経て砂岩および泥岩互層、最後に泥岩という順序を繰返す輪廻層^{註1)}からなり、最上部は礫岩が少なくなり、主として砂岩泥岩の規則的互層からなる。

註1) 輪廻層が不完全な場合には最上部の泥岩を欠き、さらに不完全な場合には互層までを欠いている。

礫岩の礫は主として黒色の粘板岩からなり、花崗岩、チャート、石灰岩^{註1)}、ホルンフェルス等を混え、礫の大きさは細粒から数 10 cm に達するものまで種々あつて多くは円礫ないし垂円礫である。礫種の構成は地域あるいは層準で可なり異なるようである。三毛別川上流地域では著しく花崗岩礫に富むところがあり、ある層準では礫岩の礫は殆どそればかりからなる。石灰岩礫は一般に下部に著しいが上部では殆んど目につかなくなる。

本層の礫岩の著しい特徴は下部から上部へ礫の粒度を漸次減じ、遂には粗粒砂岩を経てその上位の砂岩へと移化して行き、膠結物質は著しく泥質かつ石灰質であつて、礫岩中の礫の長径が一定方向をとるとか、層理とか、あるいは偽層とかの内部構造を示さないことである。礫岩の基底すなわち、前の輪廻層との境界は極めて平な成層面を示している。

砂岩には礫岩の上位にあつて礫岩から漸移的に移化するものと、泥岩と互層するものがある。前者は塊状を呈し、粗粒なものは灰白色の膠結物中に黒色の粘板岩粒が胡椒塩状を呈して入つている。この砂岩は上方へ次第に細粒となり遂には上位の互層部の下部の泥岩に移り変つている。後者は一般に中粒以下細粒で板状を呈し、泥岩と級化互層 (graded alternation) する。

泥岩は砂岩と互層し、あるいは輪廻層の最上部に厚く発達するものがある。何れも黒色ないし黒灰色を呈する。

以上のほか、本層中には、泥岩中に古期岩類の礫が散点し、かつ本層自体の砂岩、頁岩あるいはその成層した岩塊を混える礫質泥岩 (conglomeratic mudstone あるいは tilloid) が発達し、また層間褶曲、slumping structure の発達する層準があつてかなり広範囲に追跡される。

上述の各輪廻層の厚さは通常 4~5 m から 10 数 m であり、地層の厚い所程各輪廻層の厚さが大きい。^{註2)} 主として上部に発達する互層の砂岩、泥岩の厚さは通常数 cm から 20~30 cm 位である。

本層中には、さらに鍵層として追跡される石英粗面岩質凝灰岩が 4~5 枚挟有されている。その最下位のものはもつとも厚く厚さ 90~100 m に達する。羽幌ドームの西翼にある 5 枚の凝灰岩は、南に接する三溪図幅地域内を経て更にその南の達布図幅地域内まで延々と確実に追跡することが出来る。最下位のものは前述の通り最大 100 m の厚さをもち、そ

註1) 築別川中流において、明らかに古丹別層から由来したと考えられる石灰岩礫中から、有孔虫 *Textulariidae* gen. et sp. indet., ストロマトポロイド *Milleporidium* sp., 珊瑚 *Stylinia (Convexostrea) motonobui* EGUCHI が見出された。これらからこの石灰岩礫は空知層群から由来したものと推察される。

註2) 地層の厚さと沈降量との関係は松野久也 (1958) によつて論じられている。

れより上位の4枚の厚さは順次約8 m, 5~6 m, 5 mあるいはそれ以上, 最上位のものもつとも薄く約2 mである。

これらの鍵層と前述の輪廻層との関係は全く平行であつて交錯することはない。しかし、各鍵層間あるいは古丹別層の下限あるいは上限とその上下の鍵層との層間距離は各所で著しい差があり、何れも背斜の頂部に向かつて層間距離を縮少する。また、古丹別層の堆積盆は少くともこの地域で、羽幌ドームおよび築別背斜によつて示される著しく沈降量の少ない部分をもつて隔離された3つの著しい沈降部に分けられるが、その各々で同じような沈降を行なつたのではなく、或る時期には一方が他方に較べて著しく沈降し、次の或る時期にはそれが逆になるというように、各沈降部で夫々时期的に異なつた運動を行なつたものと推定される。しかし、各鍵層は背斜の頂部に向かつて尖滅し、隣接する向斜部(沈降部)間における各々の連続が確認できない。殊に、築別背斜の南西翼と北東翼との間では特に困難である。すなわち羽幌ドーム南西翼の最下位の鍵層とその北東翼の最下位のそれとは、成層状態および見掛けの岩質から同一のものであることが肯定出来るのに、築別背斜北東翼の鍵層(厚さ70~80 m)は、前述のものと同様の見掛けの岩質が全く異なるのみならず、北に接する初浦図幅地域内に追跡すると、この鍵層から下位、築別層の上限までの間に更に少くとも2枚の鍵層(同じく凝灰岩である)が存在しており、同地域内の下部から3番目の鍵層に相当するのである。

古丹別層のこの特異な堆積は、後背地の著しい隆起とこれに平行して行なわれたその前面凹地の著しい沈降とを背景として続行したものと考えられ、その堆積作用として *density current* が考えられる。そして東方位粗粒堆積物が多くかつ地層の厚さも厚いことから、隆起部すなわち堆積物の供給源は東方にあつたものと考えられる。^{註1)}

古丹別層は下位の築別層を不整合関係で覆う。而してその不整合は概ね平行不整合であつて、築別層を全く欠いて更に下位の地層に直接するとか、あるいは追覆現象などによつて古丹別層のかなりの部分を欠くような事実は認められない。^{註2)} 上位のチエボツナイ層との関係は西方海岸地域においては整合と観察されるが、内陸部すなわち東方地域では著しい傾斜不整合関係にある(第10図)。

本層からは、大型の動物化石の産出は全くといつてよい位認められない。古丹別層中の

註1) 古丹別層の輪廻層による細分と鍵層との関係、輪廻層の東西あるいは南北方向の変化については、秦光男の精細な研究があり、近く「初浦」図幅に詳しく発表される。

註2) 遼東図幅(対馬他 1958)内、小平葉川北岸に著しい追覆が認められるが、ここを除いて、他の地域にはこのような例は全く見られない。

礫岩中にしばしば軟体動物化石を見るが、よく観察すると築別層の化石を含んだ砂岩の岩塊あるいは礫が礫岩の礫として含まれているのであつて注意を要する。微化石としては有孔虫が含まれていることが土田定次郎 (1957~58) によつて既に報告されている。野外では *Cyclammmina* spp. が肉眼で観察され、また *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が各所に認められるにすぎない。

本層の層厚は 600~2,400 m + である。

II.3.6 チエボツナイ層^{註1)}

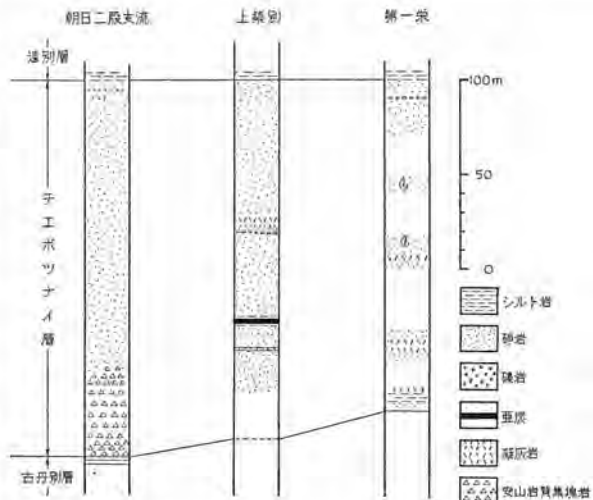
本層は対馬坤六他 (1954) の小川夾亜炭層の北方延長部に当る。標式地は域外苫前郡苫前町古丹別の北東チエボツナイ川の下流小川附近であり、小川夾亜炭層そのものに他ならない。しかし、小川夾亜炭層の連続延長部が明らかになるに従つて、海成層のみからなる部分があり、夾亜炭層という名称が不適當と考えられ、ここに改めて再定義した。

本層は図幅地域の西部、初山別村第一栄附近から南へ有明を経て上築別、朝日にかけて分布する。域外南方延長は前述の小川夾亜炭層と称せられたものである。一方、本層は図幅地域の東縁に僅かに基底の一部が分布する。

本層は基底に安山岩質集塊岩、火山角礫岩をもち、主部は粗粒ないし細粒の砂岩からなり、一部に白色の凝灰

岩、砂岩およびシルト岩互層を挟み、互層中に1枚の亜炭層を挟有している (第9図)。

安山岩質集塊岩は本層の基底部に部分的に発達し、側方に主部をなす砂岩に移化する。西南部では二股附近から大沢にかけて分布し、主として灰色の鉱滓状を呈する大小の安山岩礫よりなり、厚さ



第9図 チエボツナイ層柱状図

註1) 新称。

最大 50 m に達し、大沢から北方および二股から南方域外に間もなく薄化し消滅する。集塊岩中には数枚の褐色を呈する凝灰質砂岩が挟みこまれる。集塊岩の片鱗は北方有明附近にも認められるが、ここでは基底部に安山岩礫が点々とする程度である。

東部に分布するものは、南方域外に追跡するとピツシリ岳を構成する厚さ数 100 m に達する安山岩質集塊岩に連続する。しかし一方、北方延長の熊の沢下流に向つてはこの層準は砂岩におき換えられ、熊の沢下流の露出では基底面に沿つて安山岩礫が点々とするにすぎなくなる。安山岩礫は径数 10 cm 以下であるが、南西方二股から大沢にかけて分布するものに較べて大径のものが多し。また、灰色皴滓状のものを主とするが、黒灰色緻密堅硬なものも認められる。

これら東西兩地域に分布する集塊岩の礫は、顕著な角閃石の斑晶をもつ角閃石安山岩に属するものが大部分で、角閃石の斑晶は径 3~4 mm に達するものがある。このほかに少量の普通輝石安山岩も認められる。

角閃石安山岩

本岩は鏡下では、斑晶として角閃石および斜長石を有し、石基はガラス基流晶質を呈し、ガラス、斜長石および鉄鈷からなっている。

角閃石は 0.1~2.4 mm 大で、X=淡黄、Y=淡緑、Z=緑の多色性を示す。 $\hat{C}Z=16^\circ$ 、2.0 mm 以上の結晶には累帯構造があり、内部に無色の輝石が認められる。全体として薄い黒色のオバサイト縁をもっている。斜長石は、0.1~1.0 mm 大で中性長石である。

普通輝石安山岩

本岩は鏡下では、斑晶として斜長石および普通輝石を有し、石基はガラス基流晶質を呈し、斜長石、普通輝石、ガラス、鉄鈷、および磷灰石などからなる。斜長石は 0.2~1.0 mm 大で累帯構造が発達するが一般に清澄である。普通輝石は 0.2~2.0 mm 大で、比較的大きなものは累帯構造を有し、無色である。

チエボツナイ層の主部である砂岩層は、粗粒ないし中粒の砂岩からなり、凝灰岩を挟み、所によつて若干のシルト岩を挟みこむ。また上築別以南大沢にいたる地域では中部に 1 枚の亜炭層を挟みこむ。

砂岩層は一般に粗鬆であつて風化すると表面に鉄分を析出して褐色を呈し、凝灰岩には灰白色板状緻密なものや浮石質粗鬆なものがある。シルト岩は青灰色ないし灰白色を呈し、著しく凝灰質である。亜炭は数 cm から 10 数 cm の厚さのものがほぼ等量のシルト岩と互層し、上築別附近では山丈 3.5 m におよぶが南北に間もなく尖滅する。

大沢付近では本層下部に黄鉄鉱の鉄染が認められ、この鉄染は基底部の安山岩質集塊岩の安山岩礫にまで及んでいる。

西部では本層と下位の古丹別層との間には構造差は認め難い。朝日二股の沢の中流（南方域外）で両者の接触部が観察されるが、この露頭だけでは削剝の事実は認められない。しかしその間の移り変りは一線をもつて急激に移り変ること、および下位の古丹別層が、海成層であるのにひきかえて上位のチエボツナイ層はここでは陸成層であることから堆積の間隙があつたものと推察される。

上記地点から北方、初山別村第一栄にいたる間では、その直接する個所は観察出来なかつたが、両者の間に走向傾斜の差があるとは考えられない。

一方、東部地域で両者の関係は著しい傾斜不整合を示している。その状況は第10図に示す通りである。

上位の遠別層との関係は整合である。

本層は南部では陸成層で、亜炭を挟有することは前述の通りであり、この上下には保存状態が不完全であるが、かなり豊富に植物化石を産する。

チエボツナイ層産植物化石



第10図 図幅地域東部およびその東方における古丹別層とチエボツナイ層との関係

Betula cf. *miomaximowiczana* ENDO

Carpinus cf. *subcordata* NATHORST

Carpinus cf. *onbaraensis* OKUTSU

Ulmus spp.

Acer cf. *subpictum* SAPORTA

一方、初山別村有明以北および域内東部では海成層であつて海棲軟体動物化石を含んでいる。

すなわち、初山別村第一栄附近から

Anadara sp.

Felamiella usta (GOULD)

Mercenaria chitaniana (YOKOYAMA)

Macoma sp.

を産し、遠別川の流域(本図幅地域内)における本層の基底部からは、北隣の初浦図幅の調査に従事した秦光男によれば

Anadara amicula (YOKOYAMA)

Patinopecten yessoensis (JAY)

Pitar okadana (YOKOYAMA)

Mactra sulcataria REEVE

Macoma cf. *calcareea* (GMELIN)

Peronidia venulosa (SCHRENCK)

Panope japonica A. ADAMS

Sinum sp.

Natica (*Tectonatica*) cf. *severa* (GOULD)

Tritia (*Tritonella*) *japonica* (A. ADAMS)

を産する。

本層の層厚は50~200 mである。

II.3.7 遠別層^{註1)}

本層は植村癸巳男(1928)によつて命名され、本地域の北方、天塩郡遠別町南方海岸を標式地とする。本層は凝灰質かつ珪藻質の青灰色塊状シルト岩からなる。一般に下部は比

註1) 渡辺久吉(1948)の遠別層は古丹別層に同じである。

較的緻密であるが上部は砂質となる。下部にはしばしば斑状に細粒砂岩を含み、この砂岩は刷毛ではいたような斜交葉理を形成している。また本層の中部および下部には厚さ 20 cm 内外の白色の浮石質細粒凝灰岩を挟有している。

さらに本シルト岩中には径数 10 cm から 3 m に達する球形あるいは楕円形の泥灰質の団塊を含んでいる。

本層は下位のチエボツナイ層を整合関係で覆い、上位の茂築別層とは整合漸移の関係にあつて明確な境界は決定し難い。

化石の産出は比較的少ない。この地域では *Thyasira bisecta* CONRAD を採集し得たにすぎない。

本層の層厚は 160~500 m である。

II.3.8 茂築別層

本層名は、日本地質学会新生代対比委員会札幌支部 (1949) の対比表に掲げられているだけで、その定義は示されていない。茂築別層は茂築別川河口附近を標式地とし、その南北海岸線に沿つて分布し、下部は凝灰質細粒の砂岩からなり、上部は細粒礫岩と砂岩との互層 (礫岩の量は砂岩のそれに較べて多い) からなる。

砂岩は黄灰色を呈し軟弱粗鬆であり、1~2 枚の凝灰岩の薄層を挟有し、礫岩も同様固結度は極めて低い。礫岩は本層の比較的上部を占めるようであるが、砂岩と一部側方に移化し合う関係にある。

下位の遠別層との関係は、遠別層上部が砂質となり、徐々に本層の砂岩に移り変わり、両者の境界は明確でない。一部では遠別層の上部に属する砂質シルト岩と本層の砂岩とが 2~3 m の厚さで 2 度 3 度互層しつつ移り変つている。両層の区分の一応の基準として、後述するような化石動物群の出現する所が考慮されよう。

化石は本層の下部と上部の礫岩層中とに多産する。下部における顕著な化石の産出層準はしばしば炭化木片を含む厚さ 50 cm 内外の石灰質硬質砂岩のレンズをなす。なおその上位の砂岩中にも化石が散点的に産する。

砂岩中のものには次のような種がある。

Acila divaricata HINDS

Chlamys swifti (BERNARDI)

C. sp.

Fortipecten takahashii (YOKOYAMA)

Clinocardium californiense (DESHEYES)

C. sp. (*californiense* var. ?)

Cardium cf. yamasakii MAKIYAMA

Serripes groenlandica (BRUGUIÉRE)

Macoma incongrua (V. MARTENS)

Macoma calcarea (GMELIN)

M. optiva (YOKOYAMA)

Spisula voyi GABB

Mya cuneiformis BÖHM

M. truncata LINNE

Crepidula sp.

Trophon sp.

礫岩中のものは、種毎に個体数が著しく多く、また、これらが密集している。礫岩中に見出されたものは次の5種である。

Pecten poculum YOKOYAMA

Cardium cf. yamasakii MAKIYAMA

Dosinia tatunokutiensis NOMURA

Mya japonica JAY

Thracia kokuana (YOKOYAMA)

本層の層厚は300~350 mである。

II.3.9 対比および時代

本図幅地域は、天北炭田およびこれに隣接する宗谷稚内油田地域と並んで、北海道北部における新第三系の模式地の一つである。この図幅と南に接する三溪図幅との調査を行なった結果、これまでに調査を終了し、既に刊行された羽幌、鬼鹿、苫前および達布図幅地域の層序および対比について改訂を要する点が若干生じて来た。以下その要点について概略を附記しておく。

原の沢層とされていた地層には、2層準があり、標式地のは羽幌層の一部であることが明らかになり、これより下位にある築別鉱業所附近のものはバンケ沢層として再定義したがその時代は未詳である。而してその分布は上記区域から南方羽幌川北岸の間に限られる。

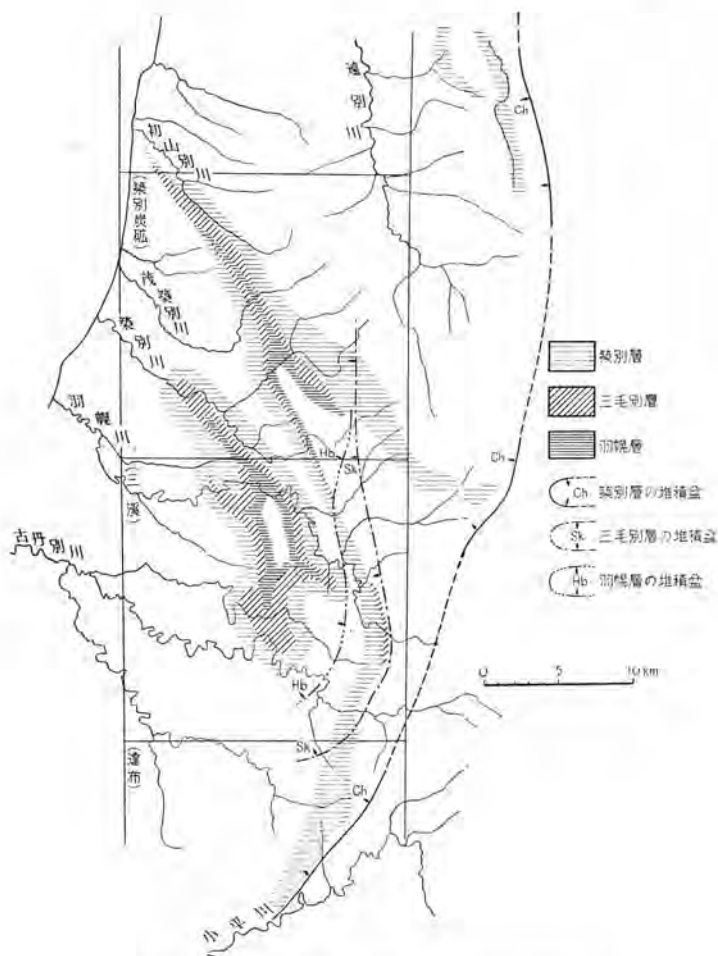
第4表 新第三系対比表

鬼鹿 対馬・松野・ 山口 (1956)	前 吉 刈馬・松野・ 山口 (1954)	羽 幌 松野・山口 (1955)	達 布 対馬他 (1958)	築別炭礫 松野・木野 (1960)	三 浜 山口・松野 (M.S.)
遠 別 層	遠 別 層	遠 別 層	上 部	茂 築 別 層	遠 別 層
		下 部			
鬼鹿介化石 (安山岩質 集塊岩)	小川夾亜炭層 (安山岩質 集塊岩)		古丹別層	チエボツナイ層 (安山岩質 集塊岩)	チエボツナイ層 (安山岩質 集塊岩)
古丹別層	古丹別層			古丹別層	古丹別層
			築 別 層	築 別 層	築 別 層
			あきら沢 夾 炭 層 十五纒沢層	(含炭部)	(吉前夾炭層)
			寧 楽 層	三毛別層	三毛別層
ユードロ層			羽 幌 層	羽 幌 層	羽 幌 層
			パンケ沢層		
			— ? —		
			古第三系		
			白 堊 系	白 堊 系	白 堊 系

羽幌層は、パンケ沢層を不整合関係で覆い、南方では白堊系を直接覆っている。そしてその分布は初山別村第一栄から古丹別川までの間である。その時代を決定するに充分な化石を産しないが、先に述べたように植物化石は現段階では中新世阿仁合型であると言われている。

その上位の“築別層”は2分され、下位のものは三毛別層、上位のものは築別層として再区分された。前者はその産出化石により、多少問題はあるが、滝の上層に対比される。後者は滝の上層や三毛別層に認められない北方系の種を特徴種としていて、より若い上位の地層であることが明らかになった。かつ三毛別層が羽幌層より南方と東方に若干広い分

布を示しているのに対し、築別層は、南北にも東方にもより広く拡がり、パンケ沢層から三毛別層にいたる地層を欠いて周辺地域では基盤である白堊系を直接覆っている（第11図）。



第11図 羽幌層・三毛別層・築別層古地理図

本図幅地域より南で従来これらの地層に対比されていたものは古丹別川以南、達布図幅小平薬川北岸地域における下部から十五線沢層、あらき沢夾炭層および築別層であり、それぞれ、原の沢層、羽幌層および“築別層”に対比されていた。

達布図幅で十五線沢層と呼ばれる地層には、築別層(標式地)に特徴的な *Phoradidea kotakae* KANNO & MATSUNO を多産し、そのほか *Mercenaria chitamana* (YOKOYAMA) を伴い、あらか沢夾炭層中には築別層の特徴種である *Spisula onmechuria* (OTUKA) を産することがはつきりして来た。一方、標式地の築別層の下部に含炭部があり、三溪図幅地域内では同じくその下部の異相である夾炭層があり苫前夾炭層(青柳信義・一杉武治 1950)と呼ばれている。さらに、岩本寿一・大倉保(1958)の羽幌夾炭層の有孔虫としたものは実はあらか沢夾炭層のものであり、それらと同様な有孔虫化石 *Haplophragmoides* sp., *Spirosigmolinella compressa* MATSUNAGA は *Cyclammina* spp., *Martinottiella communis* (d'ORBIGNY) などと共に遠別川流域の築別層に見出されている(秦光男 M.S.)。

達布図幅で3分された築別層は標式地の築別層に岩相もほぼ一致する。ただ前者の中部(CH₂)は下部の砂岩層と上部の泥岩層との漸移部^(註1)であり、従つてそれを区分することは多分に人為的なものであるが、この点だけが若干異なる点である。

以上から達布図幅とその周辺の十五線沢層から築別層にいたる間のものは全体として標式地の築別層に対比するのが妥当である。

古丹別層は、その連続が前述の各図幅地域を通じて確実に追跡され、これら各地域間の対比は疑う余地がない。

一方、天北炭田地域との対比については上半部については異論が少ないが下半部には大きな問題が残されている。すなわち、鬼志別層には、築別層の特徴種である *Phoradidea kotakae* KANNO & MATSUNO (= *P. kamakuraensis* (YOKOYAMA) of UOZUMI & FUJIE, 1956), *Platyodon nipponica* UOZUMI & FUJIE および *Spisula onmechuria* (OTUKA) を産し(小山内熙他, 1959)、藤田炭砒において実施した8号試錐の岩芯から *Rotaria tochiyensis* (UCHIO), *R. yubariensis* ASANO, *Elphidium takinouense* ASANO (M.S.) その他を産することが明らかになった^(註2)。これらのうち *R. yubariensis* ASANO は滝の上層の特徴種に近似するものであるが、形が小さくかつ房の数も若干少なく亜種とも考えられるものである。これらのうち、*R. yubariensis* (ASANO) と全く同様なものが遠別川流域の築別層および三溪図幅地域内羽幌川上流の同層に産する。

また、天北炭田の鬼志別層と増幌層、本地域の築別層と古丹別層との層位関係から両者の対比は間違いないであろう。

註1) ただし、この地域ではこの部分の一部挟炭するところがある。このような例は達布図幅地域だけであつて他にはその例をみない。

註2) 藤田精徳氏の好意による。

ところが、それより下位の宗谷夾炭層および曲淵層と三毛別層、羽幌層およびパンケ沢層との対比が問題となる。従来、羽幌層と宗谷夾炭層とは相互に対比されていたが、南部では築別層の下位、羽幌層の上位に海成の三毛別層があり、この間の対比がつかないし、従来原の沢層すなわちパンケ沢層の化石内容が詳らかでない今日、これと曲淵層との対比も決定しかねる。

曲淵層は、硬質凝灰質頁岩と凝灰質砂岩との板状互層であつて凝灰岩を挾有するという岩相上の特徴からは、むしろパンケ沢層よりは三毛別層に近似であるとも思われ、宗谷夾炭層と鬼志別層とが同時異相であるという主張もあることを考慮すれば、曲淵層と三毛別層の対比も可能なようである。

しかし、鬼志別層と宗谷夾炭層との関係は不整合であり、後者は曲淵層と整合関係にあるという見解もあり、前述の不整合の下に三毛別層が欠除するという見方もある。

チエボツナイ層は苫前地方の小川夾亜炭層であることは前述の通りであり、層位上の位置、岩質などから鬼鹿南方の鬼鹿含化石層に対比される。その上位の遠別層についても同様、各地域の対比に無理はない。羽幌附近の遠別層上部とした *Pecten takahashii* (YOKOYAMA) を始めとする鮮新世化石動物群を産する層準は、本図幅地域に連続し茂築別層の下部に相当するものであることが明らかとなつた。

以上、羽幌層からチエボツナイ層までは中新世であり、茂築別層は鮮新世を代表するものと考えられる。すなわち、チエボツナイ層は、層位上中新世後期の峠下層と同位であるが、遠別層については本地域の資料からは、中新、鮮新世何れに属するか不明である。しかし、遠別層の下半部はチエボツナイ層と共に北部の稚内層（中新世後期）と同層準であり、上半部は稚内層の上位のおお中新世後期に属すると考えられている声間層と側方に連続する。

茂築別層は、本邦北部の鮮新世の代表種である *Pecten takahashii* (YOKOYAMA), *Dosinia tatunokutiensis* NOMURA, *Lora yanamii* YOKOYAMA を産する層準であることが注目される。

II.4 第四系

第四系は海岸線に沿つて広く発達する2段の海岸段丘 (t_1 および t_2)、その低位の面とはほぼ同位の河岸段丘 (t_2)、さらに上述の段丘より低い極めて新期の河岸段丘 (t_3)、および沖

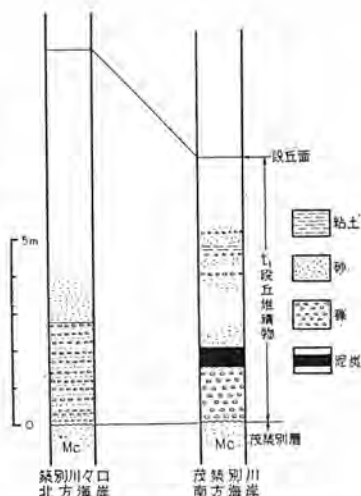
註1) 柳井敏雅は最近化石植物から両者は異なる層準のものであると述べている (談話)。

註2) 秦光男「初瀬図幅」(M.S.)

積層とからなる。

II.4.1 更新統

t₁ 段丘堆積物は茂築別川川口以南の海蝕崖において観察される(第12図)。堆積相は極めて不安定であつて側方に変化が著しい。基底部は1.5~3.0 mにおよぶ礫ないし砂と礫との互層からなり、上部は主として黄褐色の砂からなる。砂中にはしばしば青灰色粘土、礫、泥炭層を挟有している。これから海成層である証拠は全くなく、泥炭の存在から少なくとも一部は陸成のものであると考える。泥炭中には昆虫の羽および植物の種子(*Menyanthes* sp.)の化石が含まれている。本段丘堆積物は羽幌段丘堆積層(松野久也・山口昇一, 1954)と一連のものである。本堆積物の厚さは所々で異なるが数mから

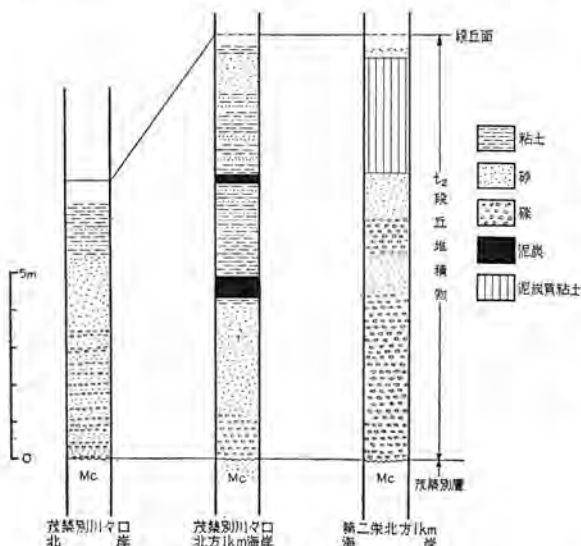


第12図 t₁ 段丘堆積物柱状図

15 m 程度である。

15 m 程度である。

t₂ 段丘堆積物は茂築別川川口以北の海蝕崖に露出している(第13図)。本段丘堆積物も層相の変化が著しい。基底部の礫層は1~7 mに達し、しばしば砂と互層する。上部は砂および粘土からなり、一般に粘土が卓越する。所によつてレンズ状の泥炭ないし泥炭質粘土を挟有し、泥炭中には *Menyanthes* sp. の種子を含んでいる。本堆積物は前



第13図 t₂ 段丘堆積物柱状図

述の t₁ 段丘を切る t₂ 段丘の平坦面を構成し、t₁ 段丘との高低差と平坦面の保存状態とか

ら南に接する羽幌幅地域²の古前段丘堆積層(松野久也・山口昇一, 1954)に対比される。本堆積物中にも海棲動物の化石は認められない。本堆積物の厚さは最大 15 m に達する。

河岸段丘中²段丘とされるものは、茂築別川および築別川下流南岸に局部的に発達している。

Ⅱ段丘は各河川に沿つて発達し、地質図には一括して図示してあるが、少なくとも 2~3 段がある。しかし、これらは分布が断片的であるため追跡は容易でない。これらは主として砂、礫からなり、若干の粘土を含んでいる。

II.4.2 現世統

沖積層は各河川の下流地域に広く発達する。何れも河川の氾濫原を構成している。これらは主として砂および礫からなる。その層厚は、各河川の殆ど川口近くまで川床に基盤の第三紀層が点々と認められることから判断すると数 m にすぎない。

III 地質構造

この地域の地質構造は、小平川北岸以北天北地方にかけて南北方向の構造が卓越する中であつて、これと斜交する北西—南東の構造を示し異例である(第 14 図)。

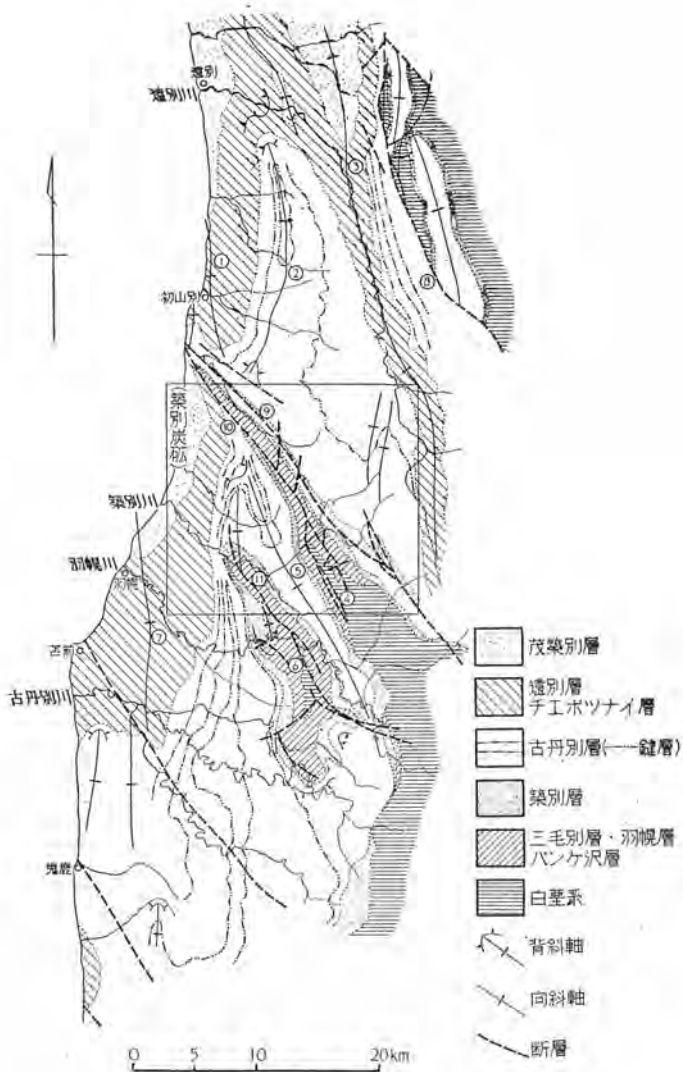
本地域の地質構造を大きく支配するものは、北西・南東方向をとる築別背斜とこれに附随する初山別断層および築別背斜断層であり、これらに次いで羽幌ドームおよびこれに附随する羽幌背斜断層である。両者の間には築別向斜がある。

築別背斜は、その軸部を切る築別背斜断層およびこれに附随する派生断層によつて完全な形は残していない。本背斜の軸部の白堊系と新第三系との間に若干の構造差があるが、大局としては、白堊系も第三系と共に一つの大きな背斜構造をとつている。

築別向斜は次に述べる羽幌ドームと築別背斜との間に位置し、概ね左右対称の向斜構造で、北西に向つて開いて、単斜構造に近いゆるやかな半盆状構造となつて消滅する。本向斜の北東翼すなわち築別背斜の南西翼の築別背斜断層に近接する所では地層の逆転が認められる。

羽幌ドームは北部では築別背斜に平行し、北西部は羽幌向斜の東翼の単斜構造に吸収され、南延長は次第に南北方向に転じつつ古丹別川流域南部でゆるやかなうねりを呈する程度となりやがて消滅する。

これら築別層以下の地層の形作る褶曲は、すでに古丹別層の堆積と同時に開始されたものである。すなわち、古丹別層中の鍵層は築別背斜および羽幌ドームの背斜部に向かつて



- ① 豊崎向斜 ② 歌越別背斜 ③ 遠別向斜 ④ 築別背斜
- ⑤ 築別向斜 ⑥ 羽幌背斜～ドーム ⑦ 羽幌向斜 ⑧ 東野断層
- ⑨ 初山別断層 ⑩ 築別背斜断層 ⑪ 羽幌背斜断層

第 14 図 築別炭鉱図幅周縁地域地質および地質構造概念図

その層間距離を減少し、向斜部に逆に増加する。この傾向は古丹別層の下部に著しく、上部に行くに従ってそれ程顕著でなくなる。

この古丹別層堆積間の褶曲運動は、チエボツナイ層および遠別層の堆積中にも幾分余映を残し、これらの地層は上述の背斜部に層厚を減少するような傾向がなお認められる。

初山別断層は築別背斜の東翼部に平行して北部では築別層の泥岩層を、南部では同じく砂岩層を古丹別層の上に衝上させている。その断層の傾斜角度は不明であるが、オロエン沢下流では地形にあらわれた泥岩層と古丹別層の互層との分布から推定すれば $45^{\circ}\sim 50^{\circ}$ と推量される。

築別背斜断層は、地域地域で両側に接する地層がそれぞれ異なる。南部では白堊系をパンケ沢層に、その北部ではパンケ沢層を羽幌層に、茂築別川以北セタキナイ川上流地域では羽幌層を三毛別層に衝上せしめている。これから推察するとその上下の転位量はあまり大きいとは考えられない。一方図幅地域北西部では三毛別層上部の砂岩・頁岩互層をチエボツナイ層に接触させているが、古丹別層が著しく厚さを減少することから、見掛けの割に転位量はさほど大きくないものと考えられる。この断層の断層面の傾斜は現在不明である。なおこれに附随する一年山衝上断層は築別炭鉱の坑内で 30° で北東に傾斜している。

羽幌背斜断層は羽幌背斜の軸を切り、もつとも衝上量の多い所では羽幌層を築別層上部に接触させている。本断層の羽幌ドーム南半部における性格は明瞭でないが、南北に転移量を減じ、北部では古丹別層中に入ると間もなく消滅するようである。本断層についても断層面の角度は不明である。

これらの断層の生成時期は遠別層堆積後、かつ茂築別層堆積後である。すなわち、築別背斜断層は遠別層を切つており、茂築別層と遠別層との間には堆積の間隙は認められない。このような衝上断層は両端に向かつて転移量を減じ、遂には消滅することが各地で知られている。

上述の構造を四近のそれらと関係して考察すると、築別背斜の北部には南北方向をとる歌越別背斜があり、その西側に豊岬向斜、更に西に一背斜があり同じく南北方向をとっている。これらの背斜向斜は、北部で可なり著しい褶曲度を示すが南方に向かつてそれを減じ、遂には築別背斜の北東翼の単斜構造に吸収されて終う。すなわち、築別背斜の方向に深く潜在する強直な基盤の抵抗力が推定される。

築別背斜の南方では、羽幌ドームが北半部において築別背斜と同様北西—南東方向をとるほか、すべての構造は南北性である。

本地域を含む北は稚内から南は浦河にいたる新第三系を厚く堆積させた天北・浦河帯と呼ばれる南北性の舟状海盆は、その東限を画する南北性の基盤岩のリッジと、西方樺戸山地およびこれを含む南北性の基盤岩のリッジ——南方延長は西南北海道の東縁に連なり、北方延長は礼文島にいたるものと推定される——との間に形成されたものである。しかしこの本来の方向は日高造山運動によつて決定されたものである。

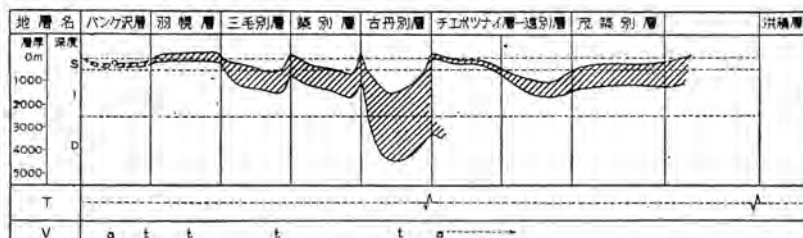
ところが、本来一連に連続する東側の基盤岩のリッジである神居古潭帯の現在における分布は大きく3つの地塊に分離している。すなわち、北から 1) 敏音知岳から鬼刺岳にいたる山塊、2) 幌加内盆地周縁から奈英山にわたる地塊、および 3) 夕張山脈から日高地方にわたる地塊である。

夕張山脈から日高地方にわたる地塊はさておいて、幌加内盆地周縁から奈英山にいたる地塊は、北部の敏音知岳から鬼刺岳にわたる地塊が南北方向をとるのに対して、これと斜交する北西・南東方向をとり、その北西端は後者の南端よりずつと西方にずれて移動している。しかしてその方向は築別背斜の軸と一致しかつ一直線上にある。このような事実からみると、強直な基盤稜の反影とみられる築別背斜は、前述の舟状海盆の東側を画する基盤稜が本来の方向からずれて、海盆の方向に斜交して入り込んで来た結果とみることができる。

天北浦河帯の新第三系は、全体として引続く日高造山帯の上昇による東方からの被圧により褶曲を蒙つた結果、総じて南北方向の褶曲構造を示していることは本章冒頭において述べた通りである。ところが、これに斜交する強直な基盤稜は、東方からの圧迫に対して抵抗体となり、その北に直接する部分を褶曲から免れさせると共に、この基盤稜の方向に斜に働いた圧力は2つの分力に分れ、その一方である北東から南西に向かう分力は北西・南東方向の褶曲構造とこれに附随する北東から南西方向に押上げた衝上断層とを形成したものと考えられる。他の分力は築別背斜断層に沿つて北東側を北西方向に横ずれさせたものと考えられる。

最後に、本図幅地域の地盤の垂直運動と造構運動の発達過程を図式化して示すと第15図および第16図の通りである。

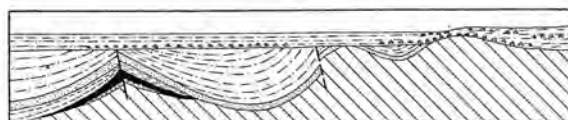
地盤の垂直運動（造陸の動揺）は時の推移と共に変る海の深度と累積する堆積岩の厚さによつて示される。第15図は両者の関係を模式的にあらわしたものである。すなわち、横軸に時間（この場合各地層の絶対年代が知られていないので任意にとつてある）を、縦軸に海の深度（この場合S—浅海、I—半深海、D—深海としたが詳細な研究が行なわれた



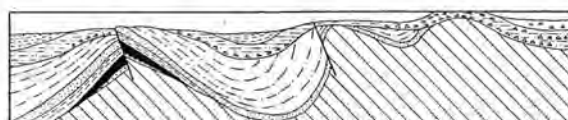
第15図 地史学的姿態曲線



NQ.1 築別層堆積後



NQ.2 遠別層堆積後



NQ.3 茂築別層堆積後



第16図 構造発達断面図

場合、さらに確実な深度が決定されるであろう)と堆積岩の厚さを示してある。

斜線を施した部分が堆積岩の厚さの変化を示すものであり、この上限を限る曲線が海の深度の変化をあらわし示相曲線と呼ばれる。斜線を施してある下限を画する曲線は(深度+堆積岩の厚さ)を示すもので、全体の沈降量をあらわしている。

示相曲線が海水位を示す点線の上にあるときはその時期に陸化し削剝の状態にあり、逆

に下にあるときには海面下にあつて堆積が行なわれていたことを示すものである。

縦軸の下段の T は造構運動, V は火山活動を示し, a は安山岩, t は顕著な凝灰岩を示すものである。

第 16 図は構造発達断面図であり, 時代の経過中, この地域に挿話的に生じた造構運動の順序と発達過程を示したものである。すなわち, この地域では後古丹別と後茂築別に著しい造構運動が行なわれたことがこの図から明らかである。

IV 応用地質

本図幅地域内に産する鉱産資源で最も重要なものは石炭である。このほか亜炭, 砂金, 石油および天然ガス, ベントナイト, 耐火粘土などが知られている。しかし, 石炭以外には現在採掘されているものはない。

IV.1 石 炭

石炭は羽幌層中に挟有され, 石炭鉱区の大半は羽幌炭砒鉄道株式会社の所有であつて, 同社以外に現在本地域で稼行しているものはない。同社の鉱業所は築別鉱業所と羽幌鉱業所との 2 箇所があり, 後者の本坑は本図幅とその南に接する三溪図幅にわたる地域を稼行し, その二坑は三溪図幅地域内上羽幌にある。

IV.1.1 炭層状況

石炭は羽幌層中に挟有されている。築別鉱業所区域では炭層の厚さ 30 cm 以上のものが通常 3 枚以上あるが, 稼行に耐えるものは本層のみである。本層の炭丈は 2.5~4.5 m ある。この本層は築別背斜の軸部に北方炭砒の沢まで追跡され, 北部では山丈 1.5~3.0 m である。西翼部は地下に没して北部では露出しない。

羽幌鉱業所本坑区域では上層 0.3~0.35 m, 本層 1.5~3.5 m, 下層 0.5~0.6 m の炭層があり, 一般に夾みは少ない。本地区でも稼行の対象となるのは本層のみである。

IV.1.2 開発の沿革

本炭田の最初の調査は北海道庁による 1888 年の調査である。1897 年, 谷七太郎が冬期採炭を始め, 以来数度の変遷を経て, 1917 年神戸市鈴木商店の所有となつた。この間に, 地質調査所によるこの地域の予察調査 (山根新次 1912) があり, 1913 年および 1925 年には調査所による本炭田を対象とした調査結果 (渡辺久吉 1913, 植村癸巳男 1925) が公表され, 炭層の賦存状況が明らかになつた。1931 年には神戸市太陽産業株式会社がこれを継承し, 続いて連年調査を行ない, 1940 年 7 月羽幌炭砒鉄道株式会社を設立, 翌年 7 月にはこれ

を羽幌炭砒鉄道株式会社と改め築別炭砒を開坑した。同年12月には省線築別駅より築別炭砒にいたる16.6kmの私設鉄道が完成した。1947年には現在の羽幌二坑, 1948年には羽幌本坑の開坑に着手し, 現在にいたっている(第17図)。



第17図 羽幌炭砒鉄道株式会社築別鉱業所(昭和33年)

IV.1.3 現 況

採炭は, 主要坑道を下盤岩石中に設け, これより堅入ポケット昇りで炭層に連絡し, 鉄柱, カップを使用, コールカッターによる透切に発破およびピックを併用している。

切羽は前進式長壁払いであつて面長80~200m, 払跡は自給帯状部分充填を行なつている。調査時の前年1956年の出炭, 人員, 人員当り能率は次の通りである。

	出炭(t)	人 員 (職員を含む)	能率(t/day)	
			坑内夫	全砒夫
築別鉱業所	330,000	983	1.799	1.266
羽幌鉱業所註	216,000	706	1.74	1.18

註 これには羽幌二坑の出炭が含まれている。

IV.2 そ の 他

亜炭はチエボツナイ層中に挟有され, 発達は極めて部分的である。すなわち, 羽幌炭砒鉄道上築別駅附近では山丈3.5m, 数cmから10数cmの亜炭とシルト岩との互層からな

るが、築別川北岸では尖滅し、南方は大沢にいたると痕跡程度にすぎなくなる。一時試掘探炭されたらしく坑口跡が認められる。稼行価値は極めて低い。

砂金は海岸の沖積層および段丘堆積物中に賦存し、諸所に試掘の跡が認められる。初山別村第二栄（旧セタキナイ）南方、南セタキナイ川の上流において、往時三浦金山が稼行していた。

渡辺久吉（1913）によれば産額および品位は次の通りである。1910年における産額は325匁（1,218.75 gr）であつて、これに24.75匁（92.8 gr）の砂白金を混じ、この砂白金中には74.37%のイリドスミンおよび12.44%の白金を含有していたといわれる。品位は当時の試掘結果では、100万分の8.5であつたと称されている。

石油および天然ガスの徴候は古くから知られている。1913年の渡辺久吉の報告にも築別川の支流であるチュブタウシユナイ（石油沢と考えられる）の落口附近、およびその少し上流、セタキナイ川上流、オロエン沢の落口等に石油および天然ガスの徴候があつて、そのうちあるものは試掘されたことが記録されている。

また、石油沢においては、その後久原鉱業株式会社によつて1916年547 mまで掘さくされたが不成功に終つている。掘止の最低位の地層は築別層（従来）とされている。

さらに、羽幌炭鉱鉄道株式会社によつて実施された築別川中流における探炭試錐孔（2号及び3号）から可燃性天然ガスの湧出があつた。これについては牧野登喜夫・佐川昭（1957）の調査がある。

これらはいずれも企業化するにいたっていない。

ベントナイトは羽幌層下部に賦存するが、量的に少なく、本地域では全く採掘されていない。

耐火粘土は本層（炭層）の下盤に密着して産し、厚さ0.3~1.50 mである。耐火度はゼーゲル32~35であるが、産状が稼行炭層と密着するために採掘が困難である。

文 献

- 1) 吾妻 謙・正谷 清, 1953: 最近の探鉱成果, 石油技術協会誌, Vol. 18, No. 4.
- 2) 青柳信義・一杉武治, 1951: 天塩国羽幌炭田苫前地区調査, 地質調査所月報, Vol. 2, No. 9.
- 3) ASANO, KIYOSHI, 1952: Foraminifera from the Miocene Takinoue Formation near Mnmijiyama, Hokkaido, Short Papers, IPGS, No. 4.
- 4) 千谷好之助, 1943: 北海道初山別油田(大日本帝国油田第45区)地質及地形図説明書, 地質調査所。
- 5) 半沢正四郎, 1954: 日本地方地質誌, 東北地方, 古今書院。
- 6) 橋本 亘, 1952: 天塩国中川郡美深町西方の地質予察, 石油技術協会誌, Vol. 17, No. 13.
- 7) —, 1958: 北海道主部に見られる稚内階基底の性質, 日本地質学会 1958年総会, 日本新第三系討論会資料。
- 8) —, 1960: 北海道の地質(7~8), 地下資源 Nos. 7~8.
- 9) HATAI, KOTORA & YOSHIDA, SHINJI, 1941: On the Occurrence of *Dosinia tatumokutiensis* NOMURA from Hokkaido, Bull. Biogeogr. Soc. Japan, Vol. 11, No. 7.
- 10) 服部幸雄, 1950: 羽幌炭田三毛別上羽幌地区の地質, 炭鉱技術, Vol. 5, No. 11.
- 11) 広岡悦郎, 1954: 北海道天塩町東方の稚内層の基底, 石油技術協会誌, Vol. 19, No. 1.
- 12) 北海道石炭鉱業会, 1950: 天北炭田(北海道炭田誌 1), 札幌。
- 13) 藤江 力・魚住 悟, 1957: 北海道新第三紀の動物化石群集(I), 新生代の研究 No. 23.
- 14) 藤江 力・棚井敏雅・松井 愆・松野久也・垣見俊弘・魚住 悟, 1957: 日本新生代の堆積区とその変遷——特に中新世を中心として(I)——北海道地区, 新生代の研究, Nos. 24~25.
- 15) —, 1958: 滝川・本別化石動物群と代表種, *Fortipecten tokahashii* の分布, 新生代の研究 No. 26.
- 16) 飯塚保五郎, 1936: 北海道宗谷油田(大日本帝国油田第30区)地質及地形図説明書, 地質調査所。
- 17) 石田義雄, 1930: 北海道北見天塩油田の地質に就きて, 地質学雑誌, Vol. 37, No. 447.
- 18) 菅野三郎他, 1959: 北海道雨竜郡朱鞠内川流域の地質(演旨), 地質学雑誌, Vol. 65, No. 766.
- 19) KANNO, SABURO & MATSUNO, KYUYA, 1960: Molluscan Fauna from the

- “Chikubetsu Formation”, Hokkaido, Japan, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 66, No. 972.
- 20) 小林儀一郎, 1913: 北見国宗谷, 天塩国天塩産油地調査報文, 鉱物調査報告, No. 14.
- 21) —, 1916: 天塩国築別遠別油田試掘, 地学雑誌, Vol. 28, No. 336.
- 22) 小林 勇・垣見俊弘・植村 武・秦 光男, 1957: 5万分の1地質図幅「滝川」(旭川—第32号)および説明書, 北海道開発庁。
- 23) —, 1959: 北海道深川—滝川盆地周縁の新第三紀層の研究——留萌層と滝川層の関係について——謄写。
- 24) 牧野登喜夫・佐川 昭, 1957: 北海道苫前炭田築別炭鉱天然ガス調査報告, 地質調査所月報, Vol. 8, No. 12.
- 25) 松野久也・山口昇一, 1955 a: 遠別層(追分階)から *Pecten (Fortipecten) takahashii* YOKOYAMA の発見——更に追分階と滝川階との関係について, 北海道地質要報, No. 30.
- 26) —・—, 1955 b: 5万分の1地質図幅「羽幌」(旭川—第29号)および説明書, 地質調査所。
- 27) —, 1958: 古丹別層の堆積盆の沈降運動, 石油技術協会誌, Vol. 23, No. 4.
- 28) 西田彰一・対馬坤六, 1951: 留萌炭田の所謂硬質頁岩, 砂岩層の意義について, 新生代の研究, No. 11.
- 29) 小山内熊・三谷勝利・石山昭三, 1957: 5万分の1地質図幅「知来別」(旭川—第5号)および説明書, 北海道開発庁。
- 30) —・—・北川芳男, 1958: 5万分の1地質図幅「宗谷および宗谷峠」(旭川—第1・4号)および説明書, 北海道地下資源調査所。
- 31) OTUKA, YANOSUKE, 1939: Tertiary Crustal Deformations in Japan with Short Remarks on Tertiary Palaeogeography, Jubil. Publ. Comm. Yabe's 60th Birthday, Vol. 1.
- 32) —, —, 1940: Miocene Mollusca from Teshio Province, Hokkaido, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 17, Nos. 1~2.
- 33) 佐藤誠司, 1958: 石炭の花粉分析的研究の一例——羽幌夾炭層(中新世を例として), 新生代の研究, No. 28.
- 34) 柴田松太郎他, 1954: 天北炭田知来別川上流における宗谷夾炭層と鬼志別層との関係についての一観察——炭田における海成層と非海成層との関係についての一観察——, 新生代の研究, No. 19.
- 35) 田上政敏, 1940: 天北含炭層は第三紀ならん, 地質学雑誌, Vol. 47, No. 560
- 36) 竹原平一, 1940: 北海道稚内油田(大日本帝国油田第39区)地質及地形図並説明書, 地質調査所。

- 37) 棚井敏雅, 1955: 本邦炭田の第三紀化石植物図説, I. 初期および中期中新世植物群, 地質調査所報告, No. 163.
- 38) 土田定次郎, 1949: 天北油田の有孔虫 (摘要), 地質学雑誌, Vol. 55, Nos. 648~649.
- 39) —, 1950: 北海道声聞層の有孔虫, 地質学雑誌, Vol. 56, No. 656.
- 40) —, 1957~58: 北海道日高宗谷堆積盆の微古生物学的研究, 石油技術協会誌, Vol. 22, Nos. 5~6, Vol. 23, Nos. 1~3, 5.
- 41) 対馬坤六・山口昇一, 1954: 5万分の1地質図幅「留萌」(旭川—第41号)および説明書, 地質調査所。
- 42) —・松野久也・山口昇一, 1954: 5万分の1地質図幅「苫前」(旭川—第33号)および説明書, 地質調査所。
- 43) —・—・—, 1956: 5万分の1地質図幅「鬼鹿」(旭川—第37号)および説明書, 地質調査所。
- 44) —・田中啓策・松野久也・山口昇一, 1958: 5万分の1地質図幅「達布」および説明書, 地質調査所。
- 45) 植村癸巳男, 1924: 羽幌炭田, 地質調査所報告, No. 92.
- 46) —, 1925: 天塩国羽幌炭田調査報告, 鉱物調査報告, No. 36.
- 47) —, 1930: 天塩国北部に於ける含油第三紀層, 地質学雑誌, Vol. 37, No. 447.
- 48) UOZUMI, SATORU・FUJIE, TSUTOMU, 1956: The Sand-Pipe, Created by the Pelecypods; *Platyodon nipponica* n. sp. and *Phoradidea (Penitella) kamakuraensis* (YOKOYAMA). Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4, Vol. 9, No. 3.
- 49) 魚住 悟・藤江 力, 1958: 日本新生代の堆積区とその変遷——特に中新世を中心として (II)——, 北海道の地層対比——新第三紀対比試案について, 新生代の研究, No. 26.
- 50) 渡辺久吉, 1913: 天塩国遠別及築別地方地質調査報告, 鉱物調査報告, No. 16.
- 51) —, 1918: 中部及東部北海道第三紀層, 地質要報, Vol. 25, No. 3.
- 52) —, : 北海道天塩油田 (大日本帝国油田第31区) 地形及地質図並に説明書, 地質調査所。
- 53) 山根新次, 1912: 兩竜留萌炭田地質調査報文, 鉱物調査報告, No. 10.
- 54) YOKOYAMA, MATAJIRO, 1927: Tertiary Shells from Coal Field of Haboro, Teshio, Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Vol. 2, No. 4.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

CHIKUBETSU-TANKO

(Asahikawa-36)

By

KYUYA MATSUNO

YOSHITO KINO

(Abstract)

The Chikubetsu-tanko sheet, covering the area lat. $44^{\circ}20'$ to $44^{\circ}30'$ N. and long. $141^{\circ}45'$ to $142^{\circ}00'$ E., is situated in the northwestern portion of the Hokkaido on the coastal area of the Japan Sea. It includes the northern half of the Haboro-Tomamae Coal Field which is one of the most productive ones in Hokkaido. Also, the area includes the southern portion of the Tempoku Oil Field. Therefore this area has been worked out in considerable detail compared with other regions in Hokkaido because of its economical importance.

GEOLOGY

The area is covered by the Upper Yesso Group of late Cretaceous, the Pankezawa formation whose age is unknown, the Neogene system from the early Miocene to the early Pliocene, and the Quaternary system. Among the above, the Neogene system covers almost the

whole of the area. The stratigraphical relations between the above-mentioned formations are shown in Table 1.

Table 1

Age	Formation	Thickness (m)	
Quaternary	Recent	Alluvial deposits	
	Pleistocene	Terrace deposits	
Neogene	Pliocene.....	Mochikubetsu formation	300~350
		Embetsu formation	160~500
	Miocene.....	Chepotsunai formation	50~200
		Kotambetsu formation.....	600~2,400+
		Chikubetsu formation	
		Mudstone bed	0~100
		Sandstone bed	0~200
		Sankebetsu formation	
		Sandstone-mudstone alternation	0~730
		Sandstone bed	0~140
Haboro formation	0~245		
Age unknown	Pankezawa formation	0~115	
	?		
Late Cretaceous	Upper Yesso group	500~580+	

Cretaceous

The Cretaceous system crops out in the axial portion of the Chikubetsu anticline; it includes three members differentiated by lithologic features, U_1 , U_2 and U_3 in ascending order.

U_1 comprises dark gray silty mudstone, gray to pale gray sandy siltstone, fine-grained sandstone and pale greenish gray medium-grained sandstone in the lower part; in the middle part are gray to dark gray siltstone or sandy siltstone intercalated with thin layers of sandstone and several layers of tuff with a thickness of 3 to 5 m; in the upper part are found greenish dark gray to dark gray massive fine-grained sandstone or silty sandstone with glauconite grains. The lower part of the U_1 member yields *Inoceramus naumanni* YOKOYAMA abundantly while the upper part contains ammonites of *Polyptychoceratidae*.

U₂ is composed of greenish gray to pale gray sandstone of medium to very coarse grain. This sandstone consists of grains of tuffaceous green rock, slate, plagioclase and glauconite.

U₃ is composed of massive siltstone, sandy siltstone and dark gray coarse sandstone. The coarse sandstone appears in the upper part of this member only in the western wing of the Chikubetsu anticline. *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO have been collected from the lower part of this member.

U₁ to U₃ are correlated to the Upper Yesso Group in the standard succession of the Cretaceous stratigraphy in Hokkaido based upon palaeontological evidences.

Pankezawa formation

The Pankezawa formation is divided into two parts. The lower one is composed of greenish gray medium to coarse grained sandstone which is hard and massive, sometimes cross bedded. It is made up of grains of various volcanic rocks, namely hypocrySTALLINE andesite, basic andesite, glassy acidic rock, and their phenocryst minerals, such as quartz, plagioclase, augite and others.

The upper part is composed of greenish or grayish white tuff. It is biotite-quartz-bearing andesitic glass and fine grained crystal tuff. The inter-relation between the Cretaceous system and this formation has not been determined.

The age of this formation also has not been determined because of its lack of fossils.

Neogene system

The Neogene system is subdivided into seven formations, from the lower upwards: Haboro, Sankebetsu, Chikubetsu, Kotambetsu, Chepotsunai, Embetsu and Mochikubetsu.

Haboro formation

The Haboro formation comprises sandstone, siltstone, bentonitic tuff, coal and coaly shale, sideritic marl and fire clay. From this formation, the occurrence of plant fossils and non-marine molluscs such as *Unio* sp. and *Vivipalus* sp. has been reported by some investigators.

This formation covers unconformably the underlying Pankezawa formation. It is said that the age of this formation is early Miocene on the basis of the above mentioned fossil flora.

Sankebetsu formation

The Sankebetsu formation is divided into two parts: lower sandstone and upper sandstone-mudstone alternation. The lower sandstone is composed of medium to fine grained sandstone, green to gray in colour. It sometimes includes pebbles of chert or thin layers of granular conglomerate in some places.

The upper sandstone-mudstone alternation is composed of alternation of tuffaceous sandstone and tuffaceous hard mudstone with intercalations of tuff and diatomaceous mudstone.

In this formation, many marine molluscan fossils are found as listed in Table 2 in the Japanese text.

The molluscan fauna, which is called the Sankebetsu fauna, and foraminiferal fossils such as *Nonion pompilioides* (FICHTER & MOLL.) and *Elphidium takinouense* ASANO (M. S.) show the age of this formation to be early to middle Miocene.

Chikubetsu formation

The Chikubetsu formation is divided into two parts. The lower part is composed of greenish to bluish gray sandstone. The grain size of the sandstone has a considerable range, coarse to very fine, and in some cases conglomerate appears at the basal part. Along the tributaries of the Chikubetsu-gawa and the Oroen-zawa, two or three seams of coaly shale are interbedded in the basal portion of this part.

The upper part transforms gradually from the former sandstone and is composed by dark gray massive mudstone which is intercalated with one or two pumiceous tuff layers 5 to 8 cm thick.

The lower sandstone bed yields a molluscan fauna which is called the Chikubetsu fauna listed in Table 2 in the Japanese text, is considered to represent the transitional horizon between middle and upper Miocene.

The Chikubetsu formation covers unconformably the Sankebetsu formation in usual case, but in the eastern portion it directly covers

the Upper Yesso group.

Kotambetsu formation

The main part of the Kotambetsu formation consists of conglomerate, sandstone and mudstone. It is a very characteristic feature that the occurrence of above mentioned rocks is in an orderly repetition of a sequence of cyclothemic arrangement. The typical sequence of that cyclothemic arrangement is, in ascending order, i) conglomerate, ii) sandstone, iii) alternation of sandstone and mudstone, iv) mudstone.

Additional remarkable features of this formation comprise sedimentary structures such as interformational foldings, erratic blocks and slumping sheet or balls in the conglomerate, and conglomeratic mudstone (tilloid). The formation also is characterized by the absence of benethonic mega-fossils and of shallow facies which are indicated by such characters as cross bedding, coal, plant fossils and others.

In this formation, four or five layers of tuff are interbedded. Among of them, the lowermost one attains 100 m and others usually several meters in thickness. They are traced in almost the whole area as good key beds to identify the structure of the formation.

The relation to the underlying Chikubetsu formation is paraunconformity. Precise palaeontological data of this formation are not available.

Chepotsunai formation

The Chepotsunai formation consists mainly of coarse to fine grained sandstone. Locally, at the base of this formation, andesitic agglomerate or volcanic conglomerate is developed. Also, a lignite seam is found in the western area of the Haboro dome.

In the northern area of the Chikubetsu-gawa, this formation yields some marine molluscan fossils.

The formation covers the Kotambetsu formation conformably in the western portion and clinounconformably in the eastern portion of the area.

The age of this formation is estimated to be upper Miocene from the molluscan fauna yielded.

Embetsu formation

The Embetsu formation consists of massive bluish gray tuffaceous siltstone which is sometimes diatomaceous. The siltstone becomes rather sandy toward the upper portion. Remains of marine organisms are yielded but they are scarce in number.

This formation overlies conformably the aforementioned Chepotsunai formation. The exact age of this formation is not clear, but may be late Miocene.

Mochikubetsu formation

The Mochikubetsu formation is comprised of loose fine grained sandstone in the lower part and loose conglomerate in the upper. These two rocks are in the relation of partial interfingering.

Abundant molluscan remains occurs in both the sandstone and the conglomerate. This fauna has a close similarity to the Takikawa fauna of the Pliocene. This formation is conformable with the underlying Embetsu formation.

Quaternary system

The Quaternary system in this area are coastal and river terrace deposits of Pleistocene and alluvial deposits of Recent. They consist of gravel, sand, silt and clay, and some of them comprise peat.

ECONOMIC GEOLOGY

In this area, the most important mineral resource is coal in the Haboro formation. Besides this, lignite, gold, petroleum and gas, bentonite and fire clay are found.

As mentioned already, several coal seams are included in the Haboro formation. However, the only workable seam is the "Honso" of which the maximum thickness attains 4.5 m. It has been exploited from 1940 by the Haboro Colliery Railway Company, whose output in 1956 was 546,000 t.

Lignite and others mentioned above are not worked nowadays.

昭和35年12月10日印刷

昭和35年12月15日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎

印刷所 興国印刷株式会社
