

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

厚 内

(釧路—第 55 号)

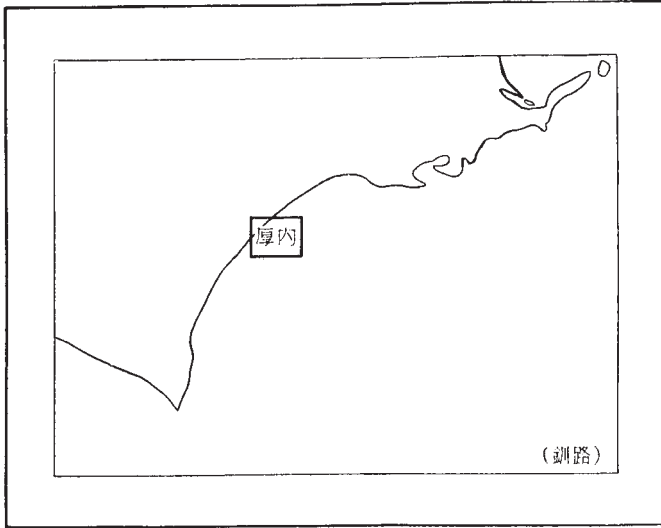
工業技術院地質調査所併任

北海道大学助教授 棚 井 敏 雅

北 海 道 開 発 庁

昭 和 3 6 年 3 月

位 置 図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

I 地形および交通	1
I.1 地 形	1
I.2 交 通	2
II 地 質	2
II.1 地質概説	2
II.2 古第三系	4
II.2.1 浦幌層群	4
II.2.1.1 舌辛累層	4
II.2.1.2 尺別累層	5
II.2.2 音別層群	6
II.2.2.1 茶路累層	6
II.2.2.1.1 大曲砂岩層	7
II.2.2.1.2 茶路シルト岩層	7
II.2.2.2 縫別累層	8
II.2.3 古第三系の化石	10
II.3 新第三系	12
II.3.1 厚内層群	13
II.3.1.1 直別累層	14
II.3.1.1.1 基底(砂岩)層	14
II.3.1.1.2 下部(シルト岩)層	16
II.3.1.1.3 中部(砂岩)層	19
II.3.1.1.4 上部(シルト岩・砂岩)層	21
II.3.1.2 厚内累層	22
II.3.1.3 白糠累層	26
II.3.2 厚内層群の化石と対比	27
II.4 第四系	32
II.4.1 段丘堆積層	32
II.4.2 沖積層	32
II.5 地質構造	32
II.5.1 褶 曲	32
II.5.2 断 層	34
III 石炭資源	35

参考文献	37
Abstract (in English)	1

1 : 50,000 地質図幅 厚 内 (釧路一第55号) 説明書

工業技術院地質調査所併任

北海道大学助教授 棚 井 敏 雅

本図幅は北海道開発庁の委託によって作成されたもので、野外調査は昭和33年8月および11月の2回にわたり、延べ約40日間にわたって行なわれた。

本調査に際しては野外作業において東京大学理学部飯島東氏の協力をうけ、また、動物化石の鑑定には北海道大学理学部魚住悟氏をわずらわした。

I 地形および交通

I.1 地 形

本図幅地域は東部北海道の太平洋にのぞんだ海岸地帯に位置し、十勝国の最東南端の地域にあたる。図幅地域内の山地はその構成岩石が軟弱なために低夷な地形を呈し、最高212mを示すにすぎない。図幅の陸域部の北半部の山地は通常100～170mの高さを有するが、南部に向かって次第に低くなり、南半部においては概して100m以下である。本地域の主な山形は一般に北西－南東、または北西西－南東東に走るものが多い。



図版 1 図幅東部地域における海岸段丘（厚内東部から東北方を望む）

図幅地域内を流れる河川は、陸域の北部を蛇行しつつ東西方向から南東方面に流れる厚内川を除いては、いずれも流量の少ない小河川にすぎない。これらの河川は海岸線にほぼ直交して、太平洋にそそいでいる。また、本地域内の河川はその流域の構成岩石が軟弱なため、いちじるしい蛇行を示す。河川に沿った河岸段丘の発達は厚内川を除いてはむしろ顕著でなく、オコッペ沢および炭山沢下流などにわずかに1～2段認められるにすぎない。厚内川下流に沿っては3～4段の顕著な河岸段丘を認めることができる。

海岸線は北東から南西にほぼ1直線に延び、海岸の低夷地帯に数段の海岸段丘が発達するが(図版1)、とくに、厚内市街地以東の海岸に顕著である。海岸線に沿ってわずかながら砂浜も発達し、厚内川河口附近からオコッペ沢河口附近まではとくに発達し、この附近における唯一の海水浴場となっている。

I.2 交 通

本地方は道東部としては便利な地域にありながら、資源にみるべきものがないために、交通機関の発達は遅れている。本図幅地域においては北西部を東西に走る根室本線が唯一の鉄道である。道路の主なもの、浦幌町から音別へ通ずる国道が海岸線に沿って通じているほかは、自動車の通行可能な道路はほとんど見られない。しかも、この海岸道路は昆布刈石一厚内市街地間においては、海岸線の波蝕および崖の崩落などによって、毎年その補修に悩まされる現状にある。したがって、現在根室本線にほぼ沿って新たに国道を作りつつある。

II 地 質

II.1 地質概説

本図幅地域内に分布する地層は新生代層のみであって、これは古第三紀の浦幌・音別層群・新第三紀の厚内層群および第四紀の段丘堆積層と沖積層とである(第1表)。

古第三系は本図幅の西北隅に小区域に分布する。ことに、浦幌層群は上厚内および炭山沢ドームの中核部を占めてごく小範囲に分布し、しかもその最上部の舌辛および尺別累層の一部しか地表には露出していない。音別層群は微弱な平行不整合をもって浦幌層群を蔽い、本図幅北西部における上記の2つのドームにおいて、浦幌層群の周囲を取巻いて分布している。この音別層は下位から茶路および縫別累層に分けられ、最下部に砂岩が発達するが、それから上部はほとんどシルト岩からなり、薄い砂岩層を挟有するにすぎない。全層を通じて海棲貝化石を多く含んでいるが、ことに本地域においては下部に豊富である。

第1表 層序表

時代		地層		層厚			
新 生 代	第四紀	現世	沖積層		不整合		
		洪積世	段丘堆積層				
		鮮新世					
	新第三紀	中新世	厚内層群	白糠累層		300 m+	軽微な侵蝕
				厚内累層		450~470 m	
		新世	直別累層	上部(砂岩・シルト岩)層		180~250 m	
				中部(砂岩)層		250~280 m	
				下部(シルト岩)層		200~240 m	
				基底(砂岩)層		180~200 m	
						不整合	
	古第三紀	漸新世	音別層群	縫別累層		100~250 m	
				茶路累層	茶路シルト岩層	150~250 m	
					大曲砂岩層	70~100 m	
新世		浦幌層群	尺別累層		30 m+	不整合	
						断層 断層	
			舌辛累層		60 m+		
		(露出せず)					

新第三紀の厚内層群は古第三系を取り巻いてその周囲に広く分布し、古第三系とは明瞭な侵蝕面をもって平行不整合の関係にある。下位から直別・厚内および白糠の3累層に分けられるが、本地域においては厚内累層と白糠累層との間には軽微な侵蝕面が認められる。厚内層群は全層を通じていちじるしく凝灰質堆積物に富み、多くの凝灰岩や凝灰角礫岩層を挾んでいる。本層群の下半部は砂岩に富み、また硬質頁岩やシルト岩も発達するが、上半部は凝灰質泥岩が優勢である。本層群はまた全層を通じて海棲貝化石を産出するが、ことに下部の砂岩部に多く含まれる。

第四系は海岸地域や主要河川に沿った地域に発達する段丘堆積層および沖積層とからなる。

本図幅地域においては、緩い波状褶曲の繰返しと雁行するドーム構造が発達し、また、これらのドームを切断する多方向の断層の発達もいちじるしい。本地域はいわゆる釧路炭田の最西南端に属し、これら各地層の走向や褶曲・断層などの性質は釧路炭田西部における一般的な構造的特徴と大体において傾向を同じくしている。

II.2 古第三系

本図幅地域内に分布する古第三系は下位から浦幌・音別2層群に分けられるが、これらは図幅の北西部に小地域に分布する。浦幌層群は本地域においてはその上部のみ露出し、淡水成～瀕海成の地層で一部に海成層を挟み、また、本地域内における唯一の含炭層を有している。音別層群は微弱なる不整合をもって浦幌層群に接し、すべて純然たる海成層からなっている。浦幌層群はその含有化石から石狩炭田の石狩層群上部に、音別層群は幌内層群にそれぞれ対比されている。

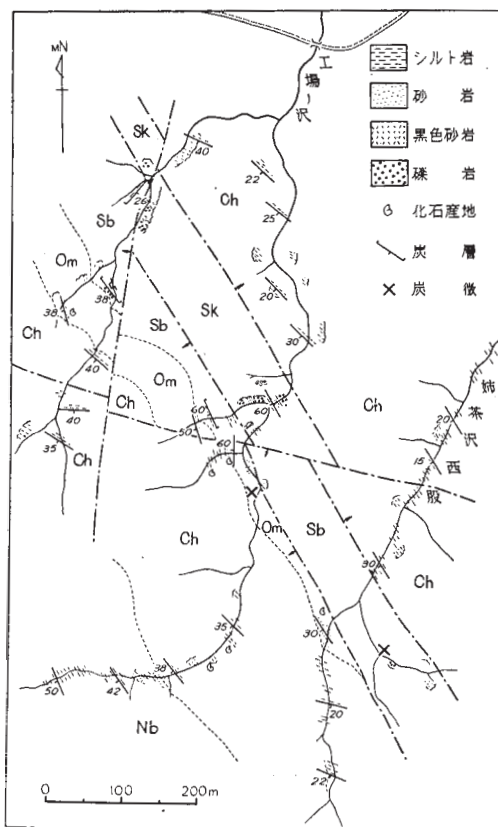
II.2.1 浦幌層群

浦幌層群はいわゆる釧路炭田における含炭古第三系であるが、音別図幅地域におけると同様に釧路炭田東部地域に比して、一般に粗粒堆積物に富み礫岩の発達が特徴的である。音別図幅地域においては、浦幌層群は下部から留真・雄別・舌辛および尺別の4累層に分けられるが、本図幅地域内においては舌辛累層および尺別累層のそれぞれ一部が露出するのみである。

II.2.1.1 舌辛累層

本累層は上厚内駅南方において、北北西－南南東方向の2本の走向断層によって挟まれた狭長な帯状をして、きわめて小区域に分布するのみである（第1図）。本累層は断層によって上下限とも切断されているため、その全層厚および層相は明らかでない。上厚内駅南方の沢において、約50～60mの厚さを有し、主としてシルト岩・砂岩・礫岩などからなる。概して砂岩と礫岩が優勢で、両者の互層に頻繁にシルト岩を挟有する。しかし、断層に近い部分は圧砕されて、3者の混然とした破碎帯となっている。本地域の本累層の大部分はその岩相から判断すると、音別地域における“舌辛累層中部～下部”にほぼ相当するようである。しかし、いわゆる“中部”に多産する海棲貝化石は発見できなかった。

シルト岩は暗灰色～帯緑暗灰色を呈し、概して砂質のことが多くまた泥質細粒砂岩となることもある。このシルト岩は釧路炭田西部における舌辛累層中部に特有なもので、その



第1図 上厚内南方における舌辛累層の分布

構成粒度はきわめて不均質で淘汰が悪く、しかも小円礫を点在していることなどがその特徴である。砂岩は中～粗粒で帯青暗灰色を呈するが、風化すると灰色～褐色を呈して一般に脆弱となっている。ことに、工場の沢東支流に分布する本層は礫岩と砂岩の互層からなり、その岩相の特徴は舌辛累層下部のものに酷似する。砂岩は鏡下では古期緑色岩・粘板岩の微粒、石英や斜長石が最も多く、珪岩・花崗質岩の微小片や緑泥石なども認められる。

礫岩は一般に細礫からなり、その構成岩石は赤色珪岩・黒色粘板岩・硬砂岩・輝緑凝灰岩および玢岩などが多く、音別図幅における留真累層のいわゆる“天寧式の礫岩”と礫の種類はほぼ同様である。

要するに、本地域の舌辛累層は

断層によっていちじるしく破碎されており、また、地質図幅中に表現できないような多くの小断層によって寸断されている。したがって、本図幅中に露出するものが古辛累層のどの層準に比しうるか明らかではないが、岩相から考えると音別図幅における舌辛累層の下部と中部の一部が断層によって破碎されて上位の地層の中に挟みこまれているようである。

II.2.1.2 尺別累層

本累層は浦幌層群の最上部の地層であり、多くの炭層を挟有する淡水～半鹹半淡水成の

註1) 西に隣接する浦幌図幅の東北端において、同じく断層に挟在されて小区域に分布する舌辛累層からは、*Ostrea praegraviesta* NAGAO・*Chlamys* sp. *Neptunea* sp.などの化石を産する。

堆積層である。本図幅地域においては上厚内および炭山沢ドームの中核として、その最上部がわずかに露出するにすぎない。本累層を構成する岩石は一般にやや軟質で風化にも脆弱であるために、本図幅地域内においては他の図幅地域におけると同様にきわめて露出に乏しい。

本地域に露出する尺別累層はその最上部の約30mの厚さの部分である。この部分は主として砂岩とシルト岩からなり、数枚の炭層や凝灰岩層を挟有する。本層の上部の砂岩は灰白色～淡青灰色を呈しアルコーズ質で、しかも黒雲母の小片を含み比較的軟質・粗しょうである。シルト岩は暗灰色～黒褐色を呈し緻密であるが、一般に軟質かつ脆弱で、風化すると茶褐色を呈して不規則な小片に破碎し易い。炭層はこのシルト岩の中に通常3～4層認められ、一部に白色凝灰岩層を伴っている。

地表に露出している部分から下位の本累層については、かつて上厚内東南方において行なわれた試錐の資料によって約50m以上の本累層が知られている。これらは砂岩とシルト岩の互層からなり、中位に細礫岩層を1～2層挟有し、また多くの薄い炭層～炭質頁岩層を伴っている。しかし、この細礫岩が音別図幅地域におけるいわゆる“鳩糞礫岩”に相当するものであるかは明らかでない。

II.2.2 音別層群

音別層群は前記の浦幌層群を軽微な不整合をもって蔽う純然たる海成層であって、全層を通じて海棲貝化石および有孔虫化石を多産し、また、基底部を除いては特有な泥質岩を主体としている。本層群に含まれる貝化石群および有孔虫化石群は石狩炭田における幌内層群のそれらに近似し、その岩質や層相においてもきわめて酷似している。

本層群はその岩質と層相によって、下位から茶路・縫別の2累層に分けられる。しかし、これら両累層は模式地におけるよりも層厚はそれぞれきわめて薄くなっており、また、シルト岩のそれぞれの特徴も薄れて、所によっては両累層を識別する場合が困難なこともある。

II.2.2.1 茶路累層

本累層は本図幅の西南部において、上厚内および炭山沢ドーム地域に分布する純然たる海成層で、下位の浦幌層群最上位の尺別累層とは平行不整合の関係にある。全層厚は約220～350mを有し、音別図幅地域に比して約2分の1の厚さしかない。この薄化の傾向はすでに音別図幅における直別川以西より現われているが、本図幅地域においても北部の上

註2) 大曲砂岩層と接する最上部の砂岩はいちじるしく雲母質であることは、他地域における特徴と一致する。

厚内地域に厚く、炭山沢ドームにおいてより薄い傾向を示している。本累層は下部は主として細粒砂岩からなり、中部および上部はシルト岩からなり、これら層相と岩質によって大曲砂岩層と茶路シルト岩層とに2分される。

II.2.2.1.1 大曲砂岩層

本層は茶路累層の基底砂岩部と考えられるもので、尺別累層と不整合に接するがその侵蝕の程度はいちじるしくはない。本層はかつて釧路炭田において独立した1累層として取扱われたものであるが、釧路炭田全域における本層の分布、発達から考えて“茶路累層”²¹⁾における基底部層として再定義されたものである。

本層は炭山沢ドームの中心部附近と上厚内附近に分布する。70～100mの厚さを有し、全層を通じてほとんど中～細粒砂岩からなる。基底部は中粒砂岩からなり、しばしば礫を点在し、または小礫岩層を伴うことがある。基底部以外は細粒砂岩からなるが、上部になるにしたがって次第に細粒化していちじるしく泥質となり、ついには上位の茶路シルト岩層に移化する。また、緻密・堅硬な石灰質砂岩層のレンズや団塊をしばしば含んでいる。

砂岩は概して細～中粒で淡青灰色～帯緑青灰色を呈し、軟質・粗しょうであって塊状を示すことが多いが、時に層理の明瞭な数cm～数10cmの厚さの板状を呈して堅硬なこともある。これらの本層の帯緑色砂岩を鏡下で検すると、石英・斜長石や粘板岩・珪岩の微小片などが最も多く認められ、このほか海緑石・緑泥石・電気石・黒雲母および古期緑色岩の微小片などもかなり散点している。

本層の基底部には礫質中～粗粒砂岩または小礫岩の薄層を有することが多いが、これらの礫は黒色粘板岩・珪岩・硬砂岩などからなっている。本層にはその全層を通じて海棲貝化石を産出するが、ことに下部および中部の砂岩や石灰質団塊の中に多く見出される。

II.2.2.1.2 茶路シルト岩層

本層は一般に下位の大曲砂岩層の砂岩がしだいに極細粒化してシルト質となって漸移するが、所によっては両層にそれぞれ特有なシルト岩と砂岩とが互層して本層に移化する場合もまれに見られる。本図幅の北西部の上厚内附近と床山沢ドーム地域に分布している。

本層は音別図幅地域の中央部において約400～450mの厚さを有するが、漸次南西方に薄化の傾向を示し、本図幅地域内においては150～250mの厚さを有するにすぎない。しかし、ほとんど無層理・塊状のシルト岩から主としてなっており、その層相や岩質は模式地のものと変りはない。本層には砂岩の薄層を多少挟むほか、多くの石灰質団塊・玄能石などを含んでいる。

本層の下半部は比較的軟質・黒灰色～暗灰色のシルト岩からなるが、^{註3)}このシルト岩は風化すると小角片に破砕する性質を有するので、露頭においては山の斜面に沿って大きく崩壊した崖を作ることが多い。また、下部には細～中粒砂岩の薄層をしばしば挟むことがあるが、これらは連続性に乏しいので鍵層としては追跡できない。^{註4)}本層の上半部も同様な無層理・塊状のシルト岩からなるが、下部のシルト岩に比較してやや明るい色を呈し、かつやや堅硬で風化すると大角片に破砕する性質を有する。したがって、本層の下部と上部とはその岩質によって一般に識別することができるが、新鮮な露頭面では区別の困難なことも多い。

本層のシルト岩は前述のように、一般に塊状・無層理のことが多く、風化露頭面においては大小の玉ねぎ状構造を示すことが特徴的である。この風化露頭における玉ねぎ状構造は径2cm位から最大で径100cmに及ぶものもあるが、概して下部のものはその径も小さいことが多い。しかし、最上部のシルト岩はこの玉ねぎ状風化をほとんど示さず、やや不規則な板状を呈することが多い。

本層中にはしばしば泥灰質団球を含むが、この団球は径3～100cmの大きさまざまあって多くは球形をなし、時には紡錘形やその他の不規則な形のものも認められる。一般に小形の団球は本層の下部に多く、大形のもの上部に多く、また、これらは層理にほぼ平行にしばしば配列するので層理を知る手掛りとなる。本層の砂岩はいずれも淡青灰色を呈し細～中粒で、肉眼的に大曲砂岩層の砂岩に似ているが、鏡下においてもその鉱物組成の特徴は全く似ていて、両者を区別することは困難である。

本層はその全層を通じて海棲化石を産出するが、ことに下部のシルト岩中には *Portlandia watasei* (KAN.)・*Venericardia expansa* TAKEDA・*Periploma besshoensis* (YOK.) *Turritella poronaica* TAKEDA などの貝化石や *Plectofrondicularia packardi* CUSH. & SCHENCK・*Cyclamina incisa* (STACHE) などの有孔虫化石が豊富に含まれている。また、石灰質団球の中にはきわめて保存のよい貝化石やカニの化石が多く含まれることは特徴的である。

II.2.2.2 縫別累層

本累層は下位の茶路累層から漸移し、本層特有の黒色凝灰質砂岩が挟在しはじまる所を

註3) ことに最下部のシルト岩は黒灰色を呈するが、風化して赤褐色～茶褐色を呈し、しばしば黄色の粉をふき出すことがある。

註4) 首尾図幅地域においては、鍵層として有効であった本層下部の海緑石砂岩層と白色凝灰岩層は、本図幅地域では露出の悪いために見出すことができなかった。

もって本累層の基底とする。この基底の砂岩は暗緑色～黝緑色を呈し粗～中粒であり、20～50cmの厚さを有する。本図幅地域におけるこの基底砂岩層はその北部の音別図幅地域に比して層厚が薄く、また北部のように集塊岩状を呈することもないために、本層の基底を^{註5)}確認することはしばしば困難なことがある。本層は図幅の北西部地域に、すなわち上厚内附近や炭山沢上流のドーム周辺部に比較的広く分布する。従来の資料・文献によると、本累層や茶路シルト岩層と上位の新第三紀の直別累層との混同が認められ、かつて音別図幅地域におけると同様に多くの層序的混乱が認められた。

本層の厚さは釧路炭田の他地域に比較していちじるしく薄く、わずか100～250mの厚さを有するにすぎない。しかも北方に厚く南部において薄化の傾向を有し、たとえば、鉄道北部においては200～250m、炭山沢ドーム周辺では100～150mの層厚を示している。本累層は主として暗灰色のシルト岩からなり、黝緑～黒色砂岩層を多く挟在している。また、本地域においてきわめて特徴的なことは本層の最上部に灰白色の石灰岩の薄層が挟在され、上部の新第三系によって侵蝕されない限りではよく追跡されて鍵層となる。

シルト岩は暗灰色～帯青暗灰色を呈し、凝灰質・緻密でやや堅硬であり、時には砂質をおびて一般に不均質なことが多い。風化せる露頭面では不規則な板状にわれ易い傾向を有し、また、青色をおびた灰色を呈する角片に破砕する性質を示す。茶路シルト岩層上部のシルト岩に酷似しているが、それに比較して一般により堅硬・不均質である。かつ、浮石



図版2 縫別累層のシルト岩・黒色砂岩互層（上厚内駅から東方へ約1.2kmにおける厚内川の崖）

註5) 縫別累層中の黒色砂岩は上茶路図幅内の縫別附近において長もよく発達しており、それより南西方には次第に発達が悪くなるとともに細粒化する。

の小粒を点在して凝灰質であることも特徴の1つであろう。また、前者に比して砂岩の挟在が多く互層を示すことが一般に多いので、層理は概して明瞭である（図版2）。ただ、いわゆる黒色砂岩層の挟有がほとんど見られない場合は、本累層と茶路累層上部との識別はきわめて困難なことが多く、これが従来両者を層序的にしばしば混同させた原因にもなっている。

砂岩は概して中～粗粒・不均質で暗緑灰色～帯緑黝灰色を示すが、風化すると暗褐色～淡緑灰色を呈する。この砂岩は概して膠結度が弱く風化面では粗しょう・塊状のことが多く、粗粒のものは肉眼でも角閃石・赤色珩岩や暗赤褐色の安山岩の微小粒が認められることが特徴的である。鏡下で検すると、斜長石と安山岩の微片が最も多く、角閃石・輝石や粘板岩の微小片も普通に認められ、またこのほか、珩岩や古期緑色岩の破片もわずかながら認められる。したがって、この砂岩は明らかに基性～中性凝灰質のものであり、むしろ凝灰岩と称すべき部分も所によっては認められ、その呈する黝灰色とも相まっていわゆる“黒色砂岩”と呼ばれて縫別累層を特徴づける1つになっている。^{註6)}

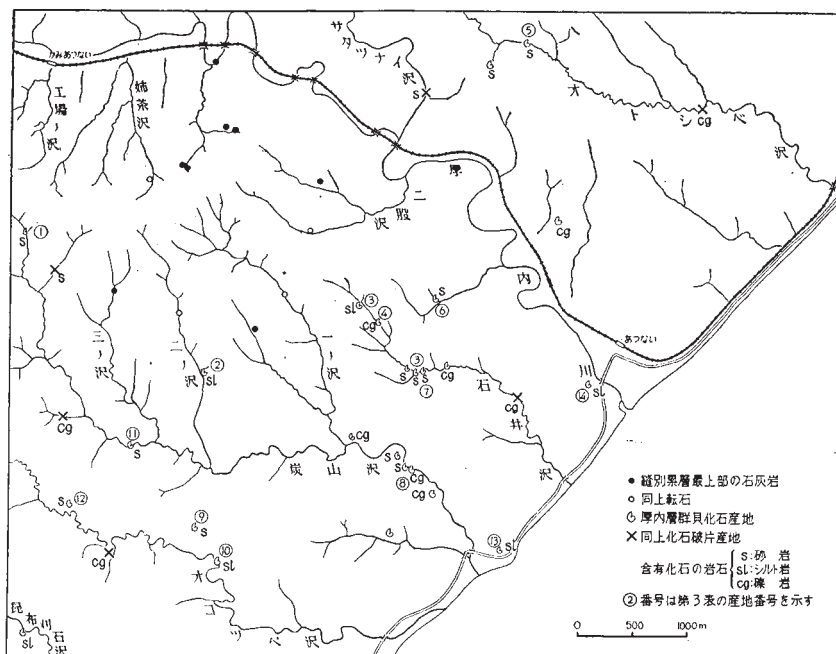
本層最上部に認められる石灰岩は白色～灰白色を呈し、いちじるしく不純質のものである。厚薄の変化はいちじるしいが、本図幅のほぼ全域にわたって追跡することができる（第2図）。この石灰岩中からは本図幅内においては貝化石は発見できなかったが、常室図幅内の厚内川上流において*Hubertschenkia sp. Conchocele bisecta*（CONRAD）が石灰岩中に密集しているのを認めることができた。

本累層のシルト岩の中には全層にわたって海棲貝化石や有孔虫化石を豊富に含んでいる。これらの化石は茶路シルト岩層のものとはほとんど共通で大差なく、*Plectofrondicularia packardi*などの有孔虫も全層を通じて認められる。また、茶路層と同様に多数の泥灰質団球を含むが、大きさは径3cm内外から径60cm位の大きいものまで大小さまざまなものがある。しかし、これら本累層中の団球は茶路累層のものと異なって、貝化石などを含むことはほとんどない。

II. 2. 3 古第三系の化石

古第三系を通じて、淡水成層からは植物化石を、海成層からは多数の貝や有孔虫の化石を産出する。

註6) しかし、釧路炭田全域を見ると上茶路・雄別図幅地域のように、この“黒色砂岩”が厚層をなして発達する所では、この砂岩の厚い部分のみをかつて縫別層とよんだこともある。また、音別・常室図幅および本図幅地域のように新第三系下部に“黒色砂岩”に一見して類似する暗緑色砂岩が発達する地域では、両者が混同されて新第三系基底部の砂岩層が縫別層とよばれたような層序的混乱がかなりあった。



第2図 厚内層群の貝化石産地と縫別累層の石灰岩層の分布

浦幌層群の舌辛累層の中部には海棲～汽水棲の貝化石が普通に含まれているが、本図幅地域は露出の少ないためか、発見できなかった。尺別累層中の植物化石は炭層に近いシルト岩に多数含まれている。しかし、このシルト岩は軟弱で風化に弱いので保存のよいものはほとんどない。このたび同定し得たものは、次に示す通りである。

Metasequoia occidentalis (NEWBERRY) CHANEY

Ulmus sp.

Zelkova ungeri (ETTINGS.) KOVATS

Planera ezoana OISHI & HUZIOKA

Alnus sp.

Certidiphyllum sp.

Platanus aceroides GOEPPERT

P. guillelmae GOEPPERT

音別層群は全層を通じて豊富に海棲の貝化石を含むが、本図幅地域においても至るとこ

るで多数発見される。ことに、大曲砂岩層や茶路シルト岩層下部などには密集して産することがある。このたび、採集することができたものは第2表に示す通りである。音別・厚内図幅を通じて、現在までの資料によると、音別層群のこれらの3層準から産する貝化石群の間には、その構成種にとくにいちじるしい差は認められないようである。また、*Plectofrondicularia packardi* CUSH. & SCHENCKなどの有孔虫化石も音別層群のシルト岩中には、その上下を通じて普遍的に見出される。

第2表 音別層群の動物化石

化石種	大曲砂岩層	茶路シルト岩層	縫別累層
<i>Malletia poronaica</i> (YOKOYAMA)			×
<i>Yoldia akanensis</i> UOZUMI		×	
<i>Y. sobrina</i> TAKEDA			×
<i>Portlandia watasei</i> (KANEHARA)		×	×
<i>P. ovata</i> (TAKEDA)		×	×
<i>Venericardia expansa</i> TAKEDA	×	×	× a
<i>V. elliptica</i> TAKEDA		×	
<i>Cyclocardia</i> sp.			×
<i>Periploma besshoensis</i> (YOKOYAMA)		×	× c
<i>Turritella poronaica</i> TAKEDA	×	× c	×
<i>Trochocerithium wadamum</i> (YOK.)	×	×	
<i>Cyclichna multistriata</i> TAKEDA		×	
<i>Tectonatica</i> sp.		×	c

a: 多 c: 普通

1), 3), 6), 14), 17), 22)

現在までの多くの人々による古生物学的の研究によると、浦幌層群は石狩炭田における石狩層群の中上部に対比され、地質時代は漸新世中後期と考えられている。また、音別層群は石狩層群上部および幌内層群に対比され、漸新世後期のものと一般に考えられている。

II.3 新第三系

本図幅地域における新第三系は、古第三系を取り巻いてその周囲に広く分布する厚内層群であり、図幅陸域部の大半を占めて発達し、かつ他地域に比してきわめてよい露出を有している。すなわち、本図幅地域は新第三系が最も標的に発達を有し、釧路炭田新第三系の模式地ともいべき地域であろう。釧路炭田における新第三系はかつて多くの人々によっていろいろの名称や区分が与えられてきたが、最近ようやく炭田全域に及ぶ層序関係

も明らかになりつつある。また、*Fortipecten takahashii* (YOK.) を含むいわゆる“本別層群”は本図幅地域には分布しない。

II.3.1 厚内層群

本層は古第三紀の音別層群を低角度の斜交不整合をもって蔽うが、野外露頭ではほぼ平行不整合のように見える。しかし、前に述べた縫別累層上部に認められる石灰岩層を基準として考えると、明らかに侵蝕不整合の状態を見ることができる(図版3)。すなわち、厚内層群の基底礫岩と石灰岩層との層間距離が所によってかなり変化し、両者が直接に接したり、また石灰岩層が全く侵蝕されてしまっている所もある。概観すると、炭山沢ドーム周辺地域は上厚内ドーム地域よりも縫別累層に対する侵蝕度は大きく、また炭山沢ドームにおいては東部よりも西部における方が大きい。



図版3 直別累層の基底(二股沢の北枝沢の崖)

- A: 縫別累層の石灰岩
- B: 基底の綠色礫岩
- C: 直別累層基底部の砂岩・硬質頁岩互層

本層群は主として硬質頁岩・凝灰質砂岩およびシルト岩・凝灰岩・礫岩などからなり、多くの海棲貝化石を含む純然たる海成堆積層である。本層群の下部は層相の側方変化がいちじるしく、したがって炭田地域内新第三系の層序的混乱を招く1原因になった。たとえ

ば、本地域については湊・松井・石井⁷⁾ (1957) の最近の調査があるが、その層序の中で音別層群の黒色砂岩層および硬質頁岩層としたものの大部分は、厚内層群下部に含まれるものである。

本地域においては本層群の上限が第四系に蔽われるが、露出する限りにおいても全層厚約1,600mを有する。すなわち、本図幅地域は西部の浦幌地域とともに、釧路炭田において厚内層群が最も厚く発達する地域である。本層群はその層相や岩質によって、下位から直別・厚内および白糠の3累層に分けられるが、厚内・白糠両累層の間には軽微な侵蝕面が認められる。

II. 3. 1. 1 直別累層

本累層は厚内川・サタツナイ沢・オトシベ沢・炭山沢・オコッペ沢などの流域に古第三系を取巻いて広く発達し、本図幅地域において最も広い分布を有する地層である。本地域における本累層の下半部はかつて音別層群の一部に含まれていたが、その岩質や含有化石¹¹⁾は北部の音別図幅地域の直別累層のそれらと全く区別できない。たとえば、佐々保雄¹¹⁾ (1953) の縫別層と幾品層とのそれぞれ一部、また、湊⁷⁾ (1957) の音別層群の黒色砂岩層・硬質頁岩層および厚内層群の大部分は、いずれもほぼ本累層に相当する。

本累層は凝灰質砂岩およびシルト岩・硬質頁岩を主とするこれらの互層からなり、また、凝灰岩や礫岩の薄層をしばしば挟在する。しかし、本累層の1つの特徴である硬質頁岩の発達には音別図幅地域に比して余りよくない。一方、本累層の層厚は音別地域に比していちぢるしく厚く、800~950mの厚さに及んでいるが東部よりも西部の方が厚い傾向を示す。本累層の層相の側方変化がはげしいので、図幅の全地域にわたっての細分がきわめて困難である。ことに、ほぼ厚内川に沿って北部と南部とでは急激に変化し、北部は音別図幅の層相にきわめて酷似する。しかし、層相および岩質によって下位から基底(砂岩)層・下部(シルト岩)層・中部(砂岩)層および上部(シルト岩・砂岩)層の4部層に一応分けられる。

本累層は多くの海棲貝化石や *Makiyama chitanii* (MAK.)などを産出するが、ことに中部砂岩層には保存のよい化石が豊富に含まれる。いわゆる“厚内動物群”とよばれるものは本地域を模式地とし、直別累層中部および下部から産出するものである。

II. 3. 1. 1. 1 基底(砂岩)層

本層は基底に緑色礫岩をもって古第三系の縫別累層を侵蝕不整合に蔽う新第三系の基底層であり、炭山沢ドームの周辺や上厚内ドームの南部に分布する。湊・松井らの音別層群

黒色砂岩層の大部分は、ほぼ本層に相当する。本層は主として凝灰質砂岩からなり、凝灰質シルト岩や硬質頁岩を挟有する。ところによっては凝灰質シルト岩が発達し、砂岩と互層を呈する地域もある。たとえば、炭山沢ドームの東翼部すなわち石井沢や炭山沢1の沢などにおいては、凝灰質シルト岩や硬質頁岩層が本層の中部と上部に多数挟有される。層厚は180～200mを有するが、炭山沢ドームの東翼よりも西翼部の方がやや厚い傾向を示している。

基底の礫岩は暗緑色～緑色を呈し小礫－細礫を主とし、所によっては礫質粗粒砂岩となっている。礫は黒色粘板岩・珪岩・硬砂岩などの古期岩石の円礫を主とし、この他安山岩を多少混じており、これらを膠結する砂の中には多くの緑色鉱物^{註7)}を含んでいる。

本層の主体をなす凝灰質砂岩は暗緑色～緑灰色を呈し、一般に粗粒であるが、シルト岩と互層するものは中粒のものが多い。一見すると縫別累層の“黒色砂岩”に酷似して識別が困難なことがあるが（図版4）、一般に緑色をおびることと白色浮石粒をしばしば含んで



図版4 直別累層の基底層の黝灰色凝灰質粗粒砂岩（堅硬な団塊を含む）（上厚内駅から約2.2km東方の鉄道に沿う崖）

註7) これらの緑色鉱物の大部分は海緑石であるが、この他火山砕屑物に由来したと考えられる2次的な緑色鉱物も含まれている。また、この基底礫岩が縫別累層の石灰岩を直接に蔽う場合は、礫岩に接する石灰岩の上層部に多くの緑色鉱物が生成されている。

いることなどによって識別される。鏡下では斜長石・角閃石・輝石などや安山岩の微小片が多く、これらを玻璃質のものが膠結している。

シルト岩は暗灰色を呈しやや堅硬であるが、概して砂質をおびまた浮石粒を散点することも多くて凝灰質である。ことに砂岩と互層をなすシルト岩は、いちじるしく砂質をおび淘汰の悪い不均質なものとなり、むしろ泥質砂岩とも称すべきものである。硬質頁岩は炭山沢ドームの北部地域において、主として本層の中位に挟在され、その他の地域ではきわめて稀に薄層が認められるにすぎない。この硬質頁岩はいわゆる直別累層特有のもので、暗灰色を呈し板状を示し堅硬である（図版5）。とくに珪質の部分は鉛色を呈してきわめて堅硬である。また、本層中には所によって緑色の安山岩質互角礫凝灰岩の薄層を挟在することがあるが、湊・松井らが厚内層群の基底礫岩と考えたものはこれをいうのであろう。



図版5 直別累層の基底層中の板状硬質頁岩（上厚内駅から約1.8 km東方の鉄道に沿う崖）

本層中には化石はほとんど認められないが、炭山沢二の沢におけるシルト岩の中から稀^{註8)}に *Lucinoma* sp.・*Macoma* sp. などの貝化石が見出されたにすぎない。

II. 3. 1. 1. 2 下部（シルト岩）層

本層は下位の基底砂岩層から漸移し、その外側にすなわち炭山沢や厚内川流域に分布し、層厚は200～240mを有し、北部に厚くなる傾向を示す。主として凝灰質シルト岩からな

註8) これらの貝化石は、直別累層上流や厚内累層のシルト岩中のものと同一種である。

り、砂岩・礫岩・凝灰岩・硬質頁岩層など挟有するが、ところによっては砂岩や硬質頁岩が非常に発達して厚層をなすなど、層相の側方変化は直別累層の中で最もいちぢるしい（第3図）。すなわち、炭山沢ドームの東翼部における石井沢では、本層は主として軟質の凝灰質シルト岩からなり多くの黄白色凝灰岩の薄層を挟有し、中に貝化石の密集する礫岩および砂岩層を有する。しかし、その南西延長の炭山沢一の沢では、上半部は黄白色凝灰岩を挟む軟質シルト岩からなるが、下半部は硬質板状頁岩が非常に発達しまた粗粒砂岩も多く挟まれるようになる。さらにこの硬質頁岩と砂岩の発達の傾向は西翼部になるにしたがってだいに顕著となり、第3図に示すように、西翼においては軟質シルト岩は全く認められず、硬質板状頁岩と中～粗粒砂岩のみが厚い発達を示し、また、浮石質凝灰岩や凝灰角礫岩なども挟み、西部の浦幌図幅地域に続いている。また、厚内川から北部においては炭山沢ドーム西翼部に似た層相を示し、砂岩・凝灰質硬質シルト岩が発達し、砂岩の優勢な頁岩との互層をなしており、層相・岩質ともに音別図幅南部の直別層下部に似ている。

このように層相が非常に側方変化を示すために、地層の構造を重視して層相を追跡して行かなければ層序的な混乱を招き易い。本層は佐々の直別層と縫別層の一部、湊・松井らの硬質頁岩層・黒色砂岩層の一部および厚内層群下部（凝灰質砂岩礫岩層・凝灰質泥岩砂岩



図版6 直別累層の下部（シルト岩）層の“軟質頁岩”（“Soft shale”）と小断層（炭山沢本流と一の沢との合流点附近における本流の崖）

硬質頁岩層の一部)に相当する。

本層の主体をつくる凝灰質シルト岩は塊状・層理不明瞭であり、新鮮な面では黒灰色～暗灰色を呈しやや堅い。しかし、風化面では灰色～黄褐色を呈して軟質となり、かつ細片にわれ易い性質を有する(図版6)^{註9)}。したがって、風化露頭では一見すると茶路累層下部のシルト岩に酷似しているが、一般にしばしば浮石粒などが散点して凝灰質であること・黄白色凝灰岩層を多く挟むこと・少ないけれども新第三紀を示す貝化石が含まれることなどによって容易に区別することができる。また、このシルト岩中には、まれに石灰質団球を含むことがある。

硬質頁岩は基底砂岩層に挟まれるものと全く同様で、灰色～帯青暗灰色、一般に2～5 cmの厚さの板状を呈して堅硬である。このほか、珪質の部分とはとくに硬く鉛色の樹脂状の光沢を有し、たたくと金属音を発して鋭い剣尖状にわれて介殻状断口を示すものが多い。



図版7 直別累層下部(シルト岩)層中の砂岩・硬質頁岩互層と砂岩脈
(二股沢と厚内川との合流点から西方約0.2 kmの厚内川の崖)
A: 凝灰質砂岩 B: 凝灰質硬質頁岩 C: 断層に伴う黝緑色砂岩脈

註9) このようなシルト岩は音別図幅説明書でも述べたように、直別累層下部にしばしば発達している。これが軟質であることから、硬質頁岩(hard shale)に対して”soft shale”というニックネームで筆者は呼んでいた。その後、このようなシルト岩は上茶路・雄別図幅内でも見出されることが分り、さらにこのたび本図幅においてもよく発達していることが明らかになった。

また、この硬質頁岩と上述の軟質のシルト岩との中間的な性質を示すようなものもしばしば認められるが、とくに、炭山沢東翼部における本層下半部に多い。要するに、本層中の硬質頁岩と軟質シルト岩は岩相の側方変化によるもので、岩質的にも漸変して、とくに層序的な意味をもたせることはできない。

砂岩は中～粗粒、ことに粗粒のものが多く、浮石の小粒を多く含みいちじるしく凝灰質である。^{註10)}新鮮な面では暗緑色～黝灰色を示すが、風化露頭では帯緑灰色～暗灰色を呈して比較的軟弱となる。中位のものには縞を有して層理の明瞭なこともあるが、粗粒のものは一般に塊状・無層理のことが多い。

石井沢においては本層中部に挟在する礫質粗粒砂岩や、オトシベ沢では本層上部の粗粒砂岩中には多くの海棲貝化石を含んでいる。これらの化石の中で、とくに *Glycymeris idensts* KANNO・*Macoma* sp.・*Venericardia* sp.・*Anadara ogawai* (OTUKA) などが多い。また、石井沢の軟質シルト岩からは *Portlandia tokunagai* (YOK.) var. *hayasakai* Uoz.・*Macoma* sp. などの貝化石がまれに見出される。

II. 3. 1. 1. 3 中部（砂岩）層

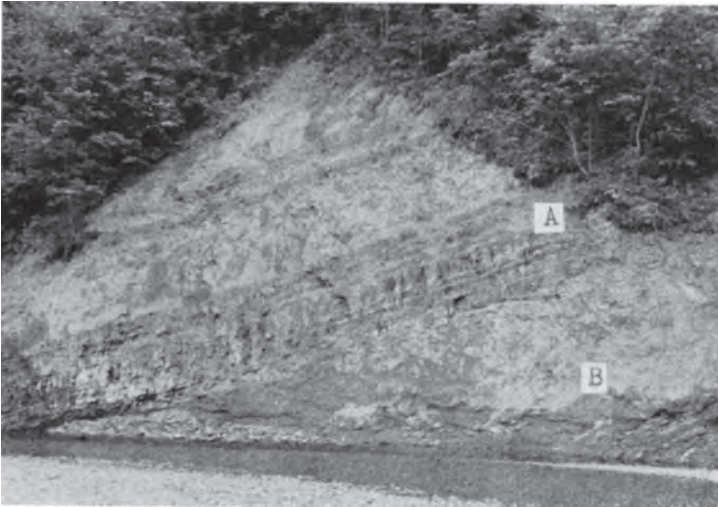
本層は下部シルト岩層から漸移し、その周囲にはほぼV字状をして帯状分布をする。主として細～中粒砂岩からなり、凝灰質シルト岩・粗粒砂岩や礫岩などを挟有し、保存のよい貝化石を多産することが一つの特徴となる。層厚は250～280mあり、東部に比し西部の方がやや厚い。本層もまた層相の側方変化を示すが、下部層が泥岩相の優勢であるのに対し本層は砂岩相を優勢とし、両層の層序的上下関係は本図幅のほぼ全域を通じて確実に追跡することができる。本層は湊・松井らの厚内層群のうちで、凝灰質泥岩砂岩硬質頁岩層の上部と含化石粗粒砂岩層の両者を合せたものにほぼ相当する。

本層の基底部には浮石質凝灰岩または緑色凝灰角礫岩層が1～2層発達し、よい鍵層になる。^{註11)}炭山沢東翼部における本層の下半部は主として細粒砂岩からなり、上半部は中粒砂岩からなり粗粒砂岩や礫岩層をしばしば挟有する。一方、西翼部においては下半部は主として浮石の小粒を含む凝灰質粗粒砂岩からなり、上半部は東翼部と同様な中粒砂岩を主とし、凝灰質シルト岩を多く挟有して両者が互層をなす部分も少なくない。ことに、炭山沢上流における本層は凝灰質シルト岩が発達し、粗相砂岩との互層をつくっている。また、厚内川から北部においては、凝灰質粗粒砂岩と硬質板状頁岩とが発達し両者の互層となる

註10) 鏡下における特徴は、基底砂岩層の砂岩に似ており、とくにいちぢるしい差は認められない。

註11) 一般に緑色～暗緑色を呈する凝灰岩であるが、しばしば海緑石をいちぢるしく含むことがある。

(図版8)。



図版8 直別累層の中部(砂岩)層に見られる砂岩と硬質頁岩の互層(厚内より約1.3km西方の厚内川の崖)

A: 硬質板状頁岩 B: 凝灰質中～粗粒砂岩

砂岩は細～中粒のものが最も多く、一般に均質で膠結度弱く、暗青灰色～緑灰色を呈するが、風化すると明るい色になる。中粒砂岩には炭質物の縞をしばしば有し、また石灰質砂岩の団球や小レンズを含むことがある。粗粒砂岩は浮石粒を散点して凝灰質であることが多く、小礫を含み硬質となることもある。本層の中部および上部の中～粗粒砂岩中には、しばしば *Glycymeris idensis* KANNO・*Anadara ogawai* (OTUKA) をはじめ多くの貝化石の密集帯(図版9)が3～5帯全地域にわたって認められる。また、石井沢の本層最上部の粗粒砂岩中には *Patinopecten yessoensis* (JAY.)・*Chlamys* sp. などの密集帯がある。

シルト岩は新鮮面では帯青暗灰色で硬くなく、風化すると黄灰色を呈する。いちじるしく凝灰質であるが、時に珪藻土質の部分もあって上部シルト岩・砂岩層のシルト岩と区別できない。これらのシルト岩中には *Portlandia* sp.・*Yoldia sagittaria* YOK.・*Yoldia* sp.・*Acila* sp. などの貝化石を含む。

要するに、本層は下部層に比してはるかに安定した層相を示す。すなわち、炭山沢ドームの中核に近い所では、粒度の差はあっても大体においてかなり広範囲にわたって砂岩相

註12) しばしば基底層の黝灰色砂岩に酷似しており、肉眼的には区別できないものがある。



図版 9 直別累層の中部(砂岩)層に見られる *Glycymeris* の密集部(化石産地⑥の沢において)密集せる良好石の大部分は *Glycymeris idensis* KANNO である。

も厚い。主として凝灰質シルト岩と砂岩からなり、両者が互層をなす部分も多いが、このほか礫岩・凝灰岩・板状頁岩層などを頻繁に挟む。本層の中部には層間褶曲などの層間異常や、シルト岩の巨礫が砂岩中に見られるような乱堆積の状態が、しばしば認められるのは一つの特徴である。また、本層から下位の部層と同様に、本層もまた厚内川を境としてその層相・岩質にいちじるしい相違が見られる。

厚内川以南においては、本層の下部は主として凝灰質シルト岩からなり、最下部に粗粒砂岩や板状頁岩を挟んで互層をつくる。中部は中～粗粒砂岩が優勢となり、シルト岩と互層をなすことが多い。上部は再びシルト岩が優勢となって、最上部は多くの中粒砂岩層を挟んでシルト岩がちの互層をつくる。本層中には全層を通じて頻繁に厚薄いろいろの凝灰岩層を挟んでいる。一般に下部のシルト岩は暗灰色を呈し塊状である。上部のものは非常に凝灰質で新鮮面では暗灰色、風化すると灰色を呈し、露出面に沿って不規則な板状にわれ易い性質を有する。シルト岩中には *Makiyama chitanii* (MAK.) が普通に見られるが、ことに上部のものが多い。砂岩は中～粗粒概して浮石粒を多く含み凝灰質であり、新鮮面では暗灰～黝灰色を示すが、風化すると明るい色になる。中粒砂岩は時に炭質物の縞を有することがある。凝灰岩は白色～黄白色を呈し、細粒のものから浮石粒を多数有するような粗粒のものもある。礫岩は1～2mの厚さの2～3層が本層の中部に認められ、黒色粘板

が優勢となっている。しかし、厚内川北部や炭山沢上流のように、ドームを遠ざかるにしたがって多くのシルト岩や硬質頁岩を挟有するようになる。

II. 3. 1. 1. 4 上部(シルト岩・砂岩)層

本層は下位の中部砂岩層から漸移し、その外側にU字状の分布をする。層厚は180～250mを有し、西部のオコッペ沢上流において最

註13) 上部のシルト岩のうちに、しばしば珪薄土質のものがあり、厚内累層のシルト岩と区別できないものがある。

岩・硬質砂岩などの古期岩石の細礫からなる。硬質頁岩は炭山沢ドームの東翼部のみに薄層をなしてまれに挟在するが、一般に連続性にとぼしくレンズ状をなすことが多い。

厚内川から北部においては、以南の地域と全く層相が異なり、硬質板状頁岩が非常な発達を示し、音別図幅地域南部における直別累層上部に似ている。すなわち、下部は硬質板状頁岩・凝灰質シルト岩・粗粒砂岩のそれぞれ5～20cm厚の互層からなり、中部はこれらの互層の中で粗粒砂岩が最も発達し、凝灰角礫岩層を伴なう。上部は再び硬質頁岩が発達し、浮石質の粗粒砂岩層を挟在する。これらの本層中の硬質頁岩は板状を呈しきわめて堅硬で、いわゆる直別累層の特徴の一つにされた“硬質頁岩”と全く同様である。凝灰質シルト岩は暗灰色～帯青暗灰色を呈し、塊状で層理に乏しいことが多い。砂岩は浮石粒を多く含み非常に凝灰質で、南部の砂岩と全く同様である。

本層中には一般に貝化石はきわめて稀であるが、炭山沢入口の海岸の崖のシルト岩からわずかであるが *Portlandia tokunagai* (Yok.) var. *hayasakai* Uoz. ・ *P. kakimii* Uoz. を発見した。また、オコッペ沢上流のシルト岩中に *Portlandia tokunagai* (Yok.) var. *hayasakai* Uoz. や *Macoma* sp. の密集する石灰質砂岩を認めた。このほか、本層中の礫岩～礫質砂岩中にはしばしば貝化石の破片が認められるが、鑑定にたえるようなものはない。

II. 3. 1. 2 厚内累層

本累層は厚内海岸の崖を模式地とするもので、本図幅地域において最も標式的に発達し、また、よく海岸の崖に露出するのでほとんどその全層相を知ることができる。本累層は基底に角礫質凝灰岩または浮石質凝灰岩層を有し（図版10）、直別累層に整合に重なって、厚内市街地附近とオトシベ下流や昆布列石の沢などに主として分布する。層厚は450～470mを有し、本図幅の全地域にわたって層厚も層相もほぼ安定している。本累層は凝灰質シルト岩と砂岩との互層から主としてなり（図版11）、礫岩や多くの凝灰岩層を挟み、全層を通じていちじるしく凝灰質である。

厚内川から以南の地域にあつては、下半部は凝灰質シルト岩を優勢とする中～細粒砂岩との薄互層からなるが、上半部になるにしたがって逆に砂岩がちのシルト岩との互層になる。一方、厚内川から北部の地域では、主として凝灰質中～粗粒砂岩からなり、多数の凝灰質シルト岩を挟んで両者の薄互層となる所もある。中部および上部は凝灰質シルト岩が発達し、これに中～細粒砂岩を伴なって互層をつくる。オトシベ沢とそれから北部においては、中部に硬質板状頁岩層が多少挟在されるが、オトシベ沢以南にはしだいに少なくなり、



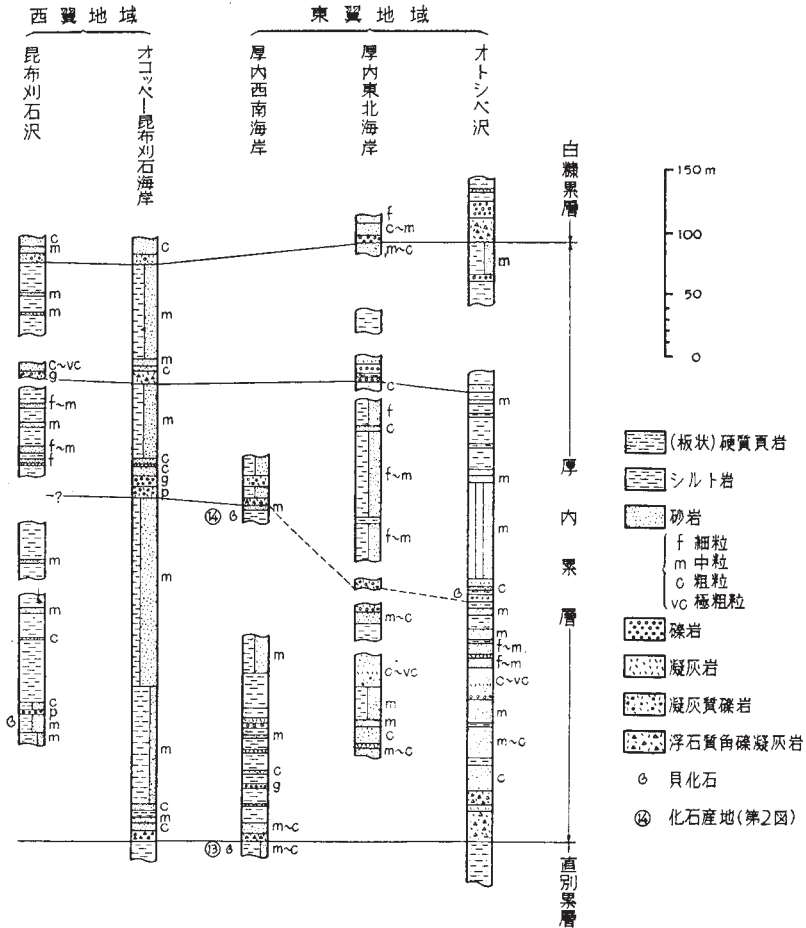
図版10 厚内累層の基底礫岩（炭山沢入口における海岸の崖）

A：厚内累層最下部の砂岩・シルト岩互層 B：基底の集塊岩質礫岩
C：直別累層最上部のシルト岩（砂岩を挟む）



図版11 厚内累層の砂岩・シルト岩互層（昆布刈石トンネル東側附近）黒い部分は凝灰質砂岩で、白い部分は大体シルト岩である。

厚内から直別に至る海岸の崖では全く認められない。



第4図 厚内累層地質柱状図

本累層にはその上下を通じて浮石質凝灰岩層が多数挟まれる。これらの凝灰岩は5cm～3mの厚さを有し、青灰色～灰白色を呈し、浮石粒を多数含んでいる。また、凝灰角礫岩～凝灰質礫岩層もしばしば挟まれるが、中部および上部の各1層は全地域にわたって追跡され、その特徴ある岩相によってよい鍵層になる。この礫岩は安山岩の細礫から主としてなり、凝灰質砂で膠結され、暗褐色を呈する。本累層の基底をなす凝灰岩は上述の鍵層のものと岩質的にきわめて似ており、安山岩の小礫を含み、集塊岩状を呈するところもある。

また、厚内川以北のこの基底凝灰岩は径2～5cmの浮石粒を主体とし、同質の砂で膠結され、概して軟質で塊状・無層理である。^{註14)}

本層の砂岩は細～中粒のものが多く、新鮮面で淡青灰色、風化面では灰色～黄灰色を呈し、浮石の小粒を多数含み凝灰質で、また概して軟弱・粗しょうである（図版12）。これら砂岩を鏡下で検すると、杏状構造をしたガラス質破片が最も多く、角閃石・普通輝石・紫蘇輝石などのような安山岩起源と考えられる有色鉱物や粘板岩・珩岩・安山岩の微片を含む。本層の中～粗粒砂岩にはしばしば斜交葉理が見られ、また、シルト岩との互層の中には層間褶曲などのような堆積異常が認められることもある。



図版 12 厚内累層下部における凝灰質粗粒砂岩層（厚内駅東方約0.7kmの鉄道沿線の崖）

シルト岩は一般に非常に凝灰質で、新鮮面では暗灰色を呈するが、風化すると灰白～黄灰色となる。概して軟弱で非常に軽く、珩藻土質のものがしばしばある。これらのシルト岩には貝化石がまれに含まれ、*Makiyama chitanii* (MAK.) は本層の上下を通じて普遍的に多く認められる。厚内市街地南方のシルト岩中から *Lucinoma* sp. ・ *Nuculana pernula* (MULL.) などを発見した。また、オトシベ沢の本層中部の礫岩中には貝化石の破片が見出されたが、鑑定にたえるものはなかった。

註14) この基底凝灰岩は岩質的に、音別図幅地域における厚内累層基底のものと全く似ている。

II.3.1.3 白糠累層

本累層は基底に浮石質凝灰岩層を有し、軽度の侵蝕面をもって、下位の厚内累層を蔽っている。図幅の東北および南西端の海岸に沿った低夷地域に狭く分布する。

本累層は300m以上の厚さを有し、主として凝灰質シルト岩からなり、砂岩・礫岩・凝灰岩層を挟むが、上限は第四系に蔽われるので不明である。基底の凝灰岩は5～15mの厚さを示し、大小さまざまな浮石粒を主とし、灰白色を呈し軟質・粗しょうである。浮石粒は普通は径1～3cmであるが、大きなものは径15cmに及ぶものもある。この凝灰岩は下位の厚内累層の凹凸のある明らかな侵蝕面の上にのり、たとえば昆布刈石海岸においてはしばしば厚内累層のシルト岩の小～中礫をかなり含んでいる^{註15)}(図版13, 14)。



図版 13 白糠累層基底の侵蝕面 (昆布刈石沢の入口附近)

A : 厚内累層のシルト岩 B : 白糠累層基底の浮石質凝灰岩

シルト岩は暗灰色～帯青暗灰色、風化面では灰白～黄灰色を呈し、いちじるしく凝灰質である。一般に砂質のことが多く、微細粒砂岩ともいべきものが多いことが特徴である。また、概して塊状で層理が明らかでなく、風化すると黄色の粉をふき、かつ露頭面に沿って剝りし易い性質をもっている。このシルト岩が本図幅における本累層の大部分を構成す

註15) しかし、この礫岩が浮石粒のほかは直下の地層の礫のみを含むことから、厚内・白糠両累層の時間的な間隙はそれほど大きなものとは考えられない。また、もちろん、本地域においても両層の構造的な相異は全然認められない。



図版 14 白糠累層基底の浮石質凝灰岩（昆布刈石沢の入口における海岸の崖）大礫は厚内累層のシルト岩，細礫はすべて浮石からなる。

る。下部に中～細粒砂岩を挟み，両者の互層をつくるほか，中部および上部のシルト岩中には砂岩の挟有は多くない。砂岩は細～中粒で青灰色～灰白色を呈し，概して軟質で粗しょうであり，かつ非常に凝灰質である。また，本累層のシルト岩には灰白色の浮石質凝灰岩を多く挟むが，ことに下部に多く認められる。

本累層のシルト岩には各所で貝化石を散点して含むが，しかし密集していることはない。また，種数は少なく，*Nuculana pernula* (MULL.)・*Macoma* sp. などが最も普通である。*Makiyama chitanii* (MAK.) も認められるが，厚内累層に比してはるかに少ない。

II. 3. 2 厚内層群の化石と対比

厚内層群の化石：厚内層群はその上下を通じて海棲動物化石を含み，本図幅の各地域から多数の貝・有孔虫・珪藻化石や*Makiyama*などを産出する。

直別累層の化石は一般に砂岩や礫岩の中には種類も個体数も豊富であるが，シルト岩中には非常にまれで，また種類にも乏しい。すなわち，砂・礫質部には*Anadara ogawai* (OTUKA)・*Glycymeris idensis* KANNO・*Patinopecten yessoensis* (JAY.)・*Dosinia* cfr. *japonica* (RVE.)・*Macoma calcarea* (GMEL.)・*Tectonatica janthostoma* (DESH.) などが最も普通である。一方，泥質部においては*Portlandia tokunagai* (YOK.) var. *hayasakai*

化石種	産地および産出地層														厚内 累層
	直 別 累 層														
	基底層		下部層			中 部 層						上部層			
①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	⑪	⑫	⑬	⑭		
<i>Acila (Truncacila) sp.</i>										x					
" <i>Malletia</i> " sp.										x					
<i>Nuculana pernula</i> (MULLER)														x	
<i>Portlandia</i> (P.) <i>tokunagai hayasakai</i> Uoz.												x	x		
P. <i>kakimii</i> UOZUMI													x		
<i>Portlandia</i> sp.										x					
<i>Yoldia</i> (O.) <i>sagittaria</i> YOK.										x					
<i>Yoldia</i> sp.										x					
<i>Anadara ogawai</i> OTUKA			x	x	x	x	x	x			x	c			
<i>Glycymeris idensis</i> KANNO			x	a	x	a	x	a	x	a		x	a		
<i>Volsella</i> sp.										x					
<i>Chlamys</i> sp.										x					
<i>Patinopecten yessoensis</i> (JAY)										x	c				
<i>Patinopecten</i> sp.										x					
<i>Felaniella</i> cfr. <i>usta</i> (GOULD)										x					
<i>Venericardia tamaii</i> UOZUMI (MS)			x												
<i>Venericardia</i> sp.	x			x	a										
<i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)											x				
<i>Lucinoma</i> sp.		x	x											x	
<i>Dosinia</i> cfr. <i>japonica</i> (RVE.)					x		x	x							
<i>Mercenaria chitami</i> (YOKOYAMA)								x							
<i>Spisula ezodensata</i> (KUB.)					x										
<i>Peromidia</i> cfr. <i>lutea</i> (WOOD)										x					
<i>Peronidea</i> sp.										x					
<i>Macoma calcarea</i> (GMEL.)										x	c		x	c	
<i>Macoma</i> sp.		x	x	x	a		x	x	x			x	x		
<i>Solen</i> sp.					x		x	x							
<i>Polytropa ishii</i> UOZUMI (MS)							x	x			x				
<i>Siliqua</i> cfr. <i>pulchella</i> (DUNK.)								x			x				
<i>Siliqua</i> sp.										x					
<i>Panope japonica</i> ADAM.					x			x	x						
<i>Pandora</i> sp.										x					
<i>Cuspidaria</i> sp.										x					
<i>Tectonatica janthostoma</i> (DESH.)					x					x					
" <i>Turritella</i> " sp. nov.			x	x											
<i>Turbo</i> sp.										x		x			
<i>Japelion</i> ? sp.										x					
<i>Dentalium</i> sp.				x			x		x		x				
<i>Echinarachnius</i> sp.								x							
<i>Linthia</i> sp.				x											

第3表 厚内層群の動物化石，産地番号は第2図中の番号と同じ。 a: 多 c: 普通

Uoz. ・ *P. kakimii* Uoz. ・ *Lucinoma* sp. ・ *Venericardia tanaii* Uoz. (MS) ・ *Macoma* sp. ・ *Conchocele bisecta* (CONR.) などが普通である。直別累層の下部の泥質岩には一般に *Venericardia* ・ *Lucinoma* ・ *Macoma* が多く、上部の泥質岩には *Portlandia* ・ *Lucinoma* ・ *Macoma* が多い。厚内累層の化石は砂質岩には少なく保存も悪いが、泥質岩の中に保存のよいものが多い。これらは *Lucinoma* sp. ・ *Nuculana pernula* (MULL.) などが多く、直別累層上部の泥質部の化石群に近縁のようである。これら直別・厚内両累層の貝化石とそれらの主要産地は第3表および第2図に示す通りである。白糠累層の化石はいずれも泥質部に産し、*Nuculana pernula* (MULL.) ・ *Acila* sp. ・ *Macoma* sp. など最も普通である。しかし、直別累層に多産するような化石は現在までのところ発見されないで、白糠累層と厚内・直別両累層の間には貝化石群のかなり判然とした差が認められるようである。

直別累層の貝化石は炭山沢ドームの周辺の砂質部に多く、ドームを離れるにしたがって砂岩相より泥岩相が優勢となり、貝化石の産出も少なくなる。また、このドーム周辺の直別累層下半部は層相の側方変化もいちじるしく、上部になるにつれて層相変化も少なくなり、さらに厚内・白糠両累になるにしたがって、層相は一層安定したものになる。これらの事実は、直別累層下半部の堆積当時にこのドームをつくる古第三系が基盤陸域として、または浅海底としてバンク状に存在していたことを物語るものかもしれない。そして、このバンクの周辺に貝化石を多産すると考えられる。

¹⁰⁾
釧路炭田内他地域との対比：釧路炭田中部の雄別・阿寒図幅地域内における新第三系は、最近になって、下位から布伏内累層・殿来累層・知茶布累層・阿寒層群に分けられた。前にも述べたように、布伏内累層を主として構成するシルト岩は、本地域における直別累層の下部シルト岩層のいわゆる“軟質シルト岩”と岩質的には全く区別できない。また、筆者の調査によると、布伏内累層中にもしばしば硬質頁岩が挟在される。殿来累層下部の横山硬質頁岩層はいわゆる“板状硬質頁岩”を主とし、ところによって暗緑色中～粗粒砂岩層を多く伴うが、これらの岩相はまた本地域の直別累層の中に頻繁に挟在するものである。すなわち、岩質や層相において雄別図幅南部・阿寒図幅北部における布伏内・殿来累層はいずれも、本地域における直別累層と区別できない。また・水野篤行ら (1960) によって不整合面とされた布伏内・殿来両累層の間の凹凸面は、¹⁰⁾厚内・浦幌・音別図幅を通じて、直別累層の中の暗緑色粗粒砂岩とシルト岩との境にはむしろしばしば認められるものである。

¹⁹⁾
 上茶路図幅内には新第三紀の上茶路累層があり、軟質またはやや硬シルト岩から主と

してなって、岩質・層相ともに布伏内累層や本地域の直別累層の下部層に対比される。

一方、古生物学的に考えると、水野が布伏内・上茶路累層に特有な化石とした *Portlandia tokunagai* (Yok.) var. *hayasakai* Uoz.・*Yoldia sagittaria* Yok.・*Venericardia abeshinaiensis* ^{註16)} OTUKA などは、直別・厚内累層の泥質部から産出する。ことに前2者の化石はむしろ本地域の直別累層上部や厚内累層に多いのである。したがって、本地域における直別累層と上茶路・布伏内累層とは、古生物学的にも何等区別されるべき根拠はない。

すでに述べたように、直別累層の層相はかなり側方変化をし、硬質頁岩と軟質頁岩とは側方に変化することも認められ、また、ところによっては層序的に軟質頁岩の下位に硬質頁岩のあることも知られている。したがって、岩質的にも古生物学的にも、雄別図幅内の布伏内・殿来両累層は独立した別々の累層としてでなく、一つの累層の中の部層として取扱われるべきものである。

要するに、本地域の直別累層は岩相・化石上からも・雄別図幅内の布伏内・殿来両累層を合せたものに、また、上茶路図幅内の上茶路累層に対比される。さらに、層序的にその上にのる雄別図幅の知茶布累層は、岩相・化石から考えても厚内累層に対比される。常室図幅の新第三系は、下位から直別・幾千世・十弗の3累層に分けられている。筆者が浦幌図幅から北部への地層の追跡によると、これらは層序的にも、岩相上からも本地域の直別・厚内・白糠累層にそれぞれ対比される。また、本図幅地域内においては、雄別図幅内の阿寒層群・常室図幅内の東台層群や本別図幅内の十勝層群のような、いわゆる *Fortipecten takashii* (Yok.) を有する“本別動物群”を含む地層に対比しうものは分布しない。これに対比すべき地層は、浦幌図幅西部において白糠累層の上に発達することが確認されている。したがって、このような地層は釧路炭田においては東北部や西部の外側地域に分布し、炭田の中央部には分布していない。

釧路炭田の西北部の本別⁸⁾・足寄太図幅地域には、本別町の周辺に新第三系が広く発達し、下位から本別沢累層・仁生累層・貴老路累層・十勝層群に分けられている。これらのうちで、十勝層群を除いた3累層が厚内層群にあたる。これら3累層は筆者の本別川における予察によると、層相の側方変化を層序関係にするという一部に混乱があるようである。し

註16) 水野は *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* は北海道では、滝の上層準に多いと述べているが、これは誤りであって、むしろ稚内層準に多い種類である。また、*Venericardia abeshinaiensis* に近似したものは、音別・厚内図幅を通じて、直別累層下部のシルト岩中にしばしば見出される。

註17) 常室図幅の幾千世・十弗両累層の基底には浮石質凝灰岩があるが、これらはそれぞれ浦幌図幅地域内を通じて本図幅内の厚内・白糠両累層の基底のものに追跡される。

いて対比すれば、本別沢・仁生累層と貴老路累層の一部は直別累層に、貴老路累層の大部分は厚内累層に対比される。そして、白糠累層に対比しうる地層は本別附近には分布していない。

釧路炭田外の地域との対比：道東北部の北見―網走地域には広く新第三系が分布し、¹⁸⁾ これらは下位から常呂層・網走層・能取層・呼人層・美岬層に細分される。この地域もまた化石の産出が少なく、釧路炭田との対比もかなり困難である。岩相から考えると、網走層と能取層とは直別層の大半に、呼人層は厚内・白糠層にほぼ対比されよう。美岬層は現在までのところ厚内地域に分布しない阿寒・十勝層群に^{註18)}一対比される。しかし、常呂層の層準が問題になるが、水野がこれを布伏内累層に対比しているように、岩相からは直別累層下部に対比されるであろう。ここに興味あることは橋本・菅野²⁾(1958)によって報告された北見国上佐呂間の“知来層”である。この知来層と直別累層下半部との化石群には、*Glycymeris idensis* しか共通しないがおそらく両者を対比することが最も妥当のようである。

道中央部地域においては近年層序的な研究が進み、新第三系の従来の層序にかなり新しい事実が発見されている。⁴⁾ 滝川図幅地域の⁴⁾新第三系は、下位から西徳富・新十津川・深川3層群に分けられる。このうち、深川層群はその下部に*Fortipecten takahashii* (Yok.) を含む地層である。新十津川層群は下位から6号線沢層・徳富層・増毛層に分けられるが、6号線沢層はいわゆる“峠下動物群”を有し、徳富層は硬質頁岩を主体とする。峠下動物群は厚内―音別地域における直別累層の砂相の化石群に最も近縁であり、徳富層の化石群はむしろ泥相の化石群に近縁である。したがって、直別累層の大半は6号線沢層・徳富層に対比され、厚内・白糠両累層は岩相・化石から増毛層にほぼ対比されるであろう。ただ、西徳富層群と直別累層下部との間には化石群に共通性はなく、現在までのところ共通種は認められない。

要するに、厚内図幅における厚内層群はいわゆる稚内階に対比され、地質時代は中新世後期と考えられよう。ここに問題となることは、道中央部に広くしかも厚く発達する狭義の“川端層”の層準が、道東部の新第三系に含まれるか否かということである。“川端層”の化石群は現在までには非常に貧弱な資料しか知られておらず、道東地区とは比較すべくもない。しかし、以上述べてきた各地域との対比や従来の知識から考えると、厚内層群の

註18) 北見―網走地域の⁴⁾新第三系の層序に関しては、現在地質調査所北海道支所によって図幅調査が進められておりこれら対比の考察する上に、山口昇一の資料や談話によるところが大であった。

下部には“川端層”層準が含まれるということは、それほど矛盾のないことであろう。

II.4 第四系

本図幅地域の第四系の主なるものは、海岸に沿った低夷地域と河川に沿った縁辺地域に分布する段丘堆積層と沖積層などである。なお、段丘堆積層については、とくにいちぢるしいもののみを地質図上に示したほかは省略した。

II.4.1 段丘堆積層

海岸に沿った地域では、20～50mの高さに2～3段の海岸段丘が認められ、これらの段丘堆積物は主として砂礫からなり、粘土層を挟み、斜交葉理に富んでいる。厚さは10m内外である。

厚内川・オコッペ沢・炭山沢・オトシベ沢などの主要河川に沿っては、10～40mの高さに数段の河岸段丘が認められるが、とくに厚内川に沿った地域にはいちぢるしい。これらの河岸段丘堆積物は砂礫と粘土からなり、斜交葉理が発達する。礫は炭田地域内の白堊系や第三系の岩石や、第三系の礫岩から由来した古期岩石などの円～亜円礫からなる。

II.4.2 沖積層

沖積層は諸河川の流路に沿って分布し、これらの現在の河川の氾濫原堆積物と、現河床から数m高い河岸段丘堆積物からなる。これらは砂・礫・粘土からなり、地質図では両者とも一括して示してある。

II.5 地質構造

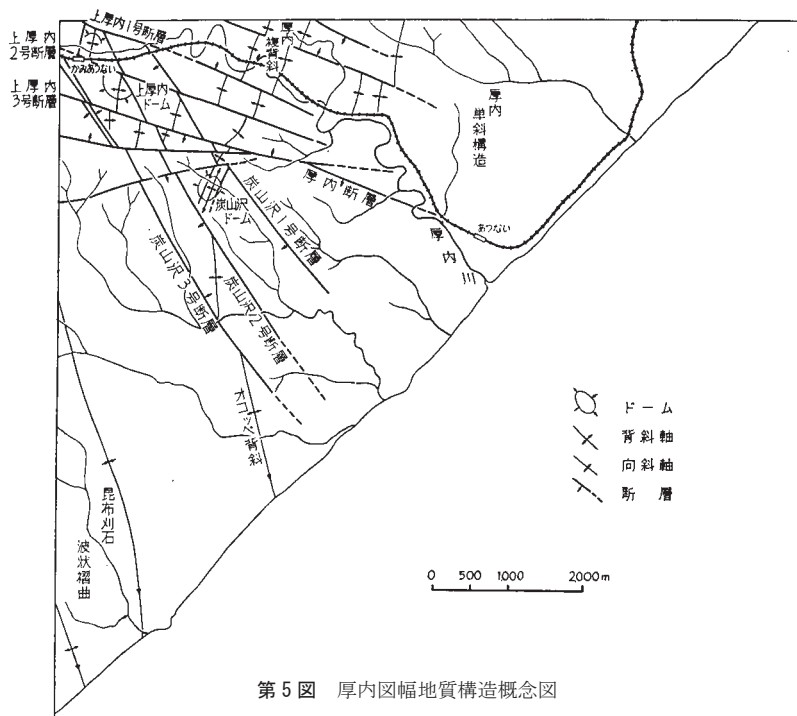
本図幅地域に分布する第三系の地質構造は、図幅陸域部のほぼ中央に位する炭山沢ドームおよび北西端にある上厚内ドームと、これらを多方向に切断する断層群によって大きく規定される。すなわち、ドームの核心となる古第三系と新第三系下部は、褶曲構造とこれに斜交して発達する多くの断層によって、やや複雑な構造を示している。しかし、各ドーム構造を離れるにしたがって、大部分の断層も落差を減じ、新第三系中部および上部は比較的単調な構造となる。そしてこれらの新第三系は大観すると、東北部は北北東－南南西または南北に近い走向を有し、西半部は北西－南東方向の走向を有して、ほぼUまたはV字状の分布を示す。

本地域におけるこれらの褶曲・断層の特徴は、釧路炭田における構造的な一般的特徴にほぼ傾向を同じくしている。

II.5.1 褶曲

本図幅地域には多くの褶曲構造が認められるが、それらの特徴によって次の四つに分け

られる。1) 上厚内ドーム地域、2) 炭山沢ドーム地域、3) 昆布刈石波状褶曲地域、4) 厚内単斜構造地域（第5図）。



第5図 厚内図幅地質構造概念図

上厚内ドーム地域：上厚内駅附近を中心とし、尺別累層最上部を中核とする小ドーム構造である。ほぼその中央を上厚内2号断層によって東西に切られ、また、多くの北西-南東方向の断層によっても寸断されて、ドームの構造をほとんど残し得ないようになっている。また、ドーム南翼部においては、炭山沢3号断層とそれに伴う同方向の断層により、本地域における最下位層の舌辛累層の一部が狭長な帯状をして地塁のように分布する。したがって、この地域は本図幅において最も複雑な構造を有する。

上厚内ドームは一見すると、音別図幅における尺別ドームのほぼ南方延長に当るように思われる。しかし、それらの背斜軸の方向を正確に追跡すると、尺別ドームそのものの延長ではなく、むしろ尺別ドームの南部において断層により切断された半ドーム構造の延長に相当するようである。

炭山沢ドーム地域：このドームは本図幅地域における第三系の構造を最も大きく支配する褶曲構造である。西翼部は東翼部に比して傾斜はやや急である。尺別累層最上部を核心として、音別層群と直別累層下半部がこの構造に参画する。わずかに南北に長いドームであるが、多くの斜交する断層によって寸断されて、かならずしも満足なドーム形をつくっていない。このドームの南方延長は、南東方向に軸が緩く沈むオコッペ沢背斜となって海中に没する。また、北方への延長は波状褶曲の厚内複背斜となって音別図幅地域に連なる。すなわち、構造的に正確に追跡すると尺別ドームに連なる。

昆布刈石波状褶曲地域：この地域は炭山沢ドームの西南翼部に当り、直別累層最上部・厚内および白糖累層がこの構造に参画する。両翼の傾斜の緩い向斜・背斜構造をくり返すが、軸の方向は北北西―南南東で、しかも南へ沈下する。この構造は浦幌図幅地域の構造と併せて考えると、浦幌図幅東北部に見られる一つの主要な背斜と本地域の炭山沢ドームとの間における複向斜構造の一部に属する。

厚内単斜地域：この地域は炭山沢ドームの東翼部にあたり、直別累層中部以上の新第三系が構造に参加している。地層の一般走向は北北東―南南西またはほ南北方向を示し、ドームの中核から離れるにしたがって傾斜は緩くなる。サツナイ沢東部からオトシベ沢上流地域において、緩い波状構造が認められるが、これはまた音別図幅地域に連なっている。上述のドームを切る東西方向の断層は、上厚内3号断層を除けば、大部分が本地域に入ると、落差をしだいに減じて消滅する傾向を示す。

II.5.2 断 層

本地域に発達する断層系統を大観すると、1)N70°W、2)ほぼEW、3)N40°W、4)N30°Eの4方向の断層群に大体分けられる。これらの断層の大部分は古第三系を核とする二つのドーム構造を中心として発達し、上位の地層に入るにしたがって漸次消滅する傾向を示す。

1) N70°W方向の断層群：この方向の断層は褶曲軸にほぼ直交する断層である。上厚内3号沢断層を除いては落差は小さいが、走向に斜交するので比較的目立ち易い。いずれも傾斜の急な正断層が多い。傾斜の方向には規則性は認められない。しかし、上厚内3号沢断層は他の断層に比して、新第三系分布地域に入っても落差を減ずることなく、大きくそれらを転位させている。

この方向の断層群は音別図幅南西端地域に発達する断層群と同性質・同傾向のものである。すなわち、これらは釧路炭田において南北方向に雁行して配列するドーム群の間の地域において、それらの軸に直交する断層であり、これら各ドームの形成や配列と密接な関

連を有するものと考えられる。このことは、これらの断層群にほぼ平行する厚内川を境にして、新第三系下部の層相や岩質が急激に側方変化を示すことによっても暗示されるであろう。

2) **東西方向の断層群**：上述の断層にやや斜交するものであるが、炭山沢ドームを中心にして発達し、落差はいずれも大きくない。この方向の断層は音別図幅地域と同様に、活動時期としては最も新しいものに属する。

3) **N40°W方向の断層群**：この断層群は炭山沢1号断層を除けば、地層の走向にほぼ平行する。すなわち、ドーム褶曲の翼部を地層の走向に沿って切るような断層である。ドームの核心部の古第三系の分布地域では落差は大きいですが、新第三系に入ってから走向と斜交するようになると、急激に落差が小さくなって消滅する。

4) **N30°E方向の断層群**：炭山沢および上厚内ドームの中核附近に認められるもので、地層の走向や褶曲軸にほぼ平行する。落差は小さくなく、傾斜の急な正断層が多い。この断層群は褶曲運動に関連し、活動時期としては本地域における最も古いものであろう。

これら4方向の断層群の活動時期としては、4) および3) 群が最も早く、本地域における褶曲運動の東西方向の横圧力に関連するものであろう。次いで、この褶曲がドーム形態をとって配列するに至る地域的な運動の差、すなわち、むしろ南北方向の上昇力の地域差が(1)群の断層活動に関連したと考えられる。したがって、(1)と(3)および(4)群との活動時期の間には、時期的にはそれほど長い差はないであろう。最後にこれらの断層に斜交して、(2)群の断層が活動している。

これらの断層発達の径路は釧路炭田における一般的傾向とほぼ一致するが、ただ本地域には音別地域と異なりN40°W方向の断層群のあることは、本地域における褶曲方向とその配列の状態が、音別地域とやや異なることに起因すると考えられる。

III 石炭資源

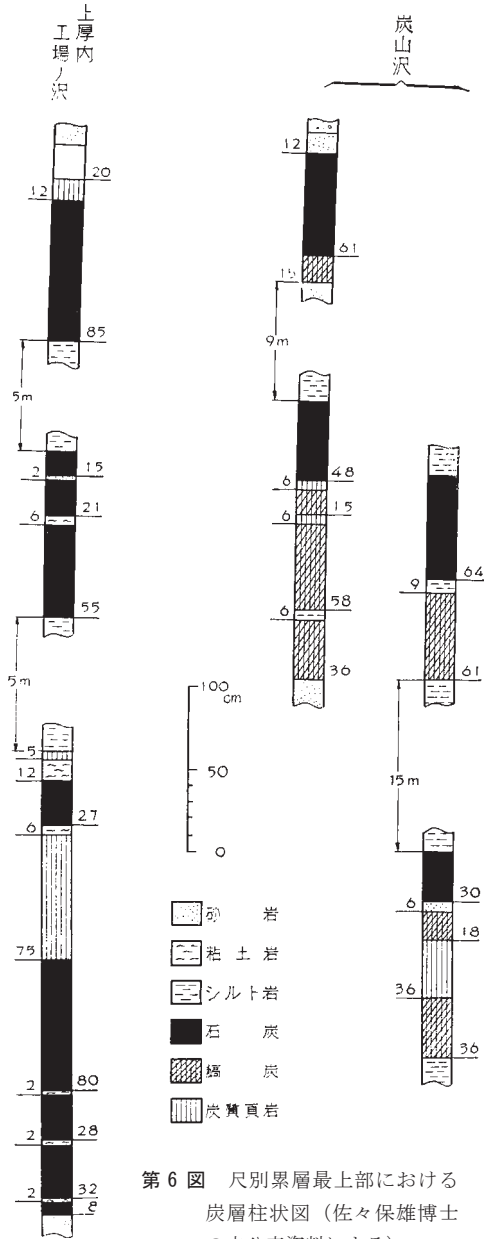
本図幅地域内においては、古第三紀浦幌層群の中に含まれる石炭が唯一の重要な地下資源であり、このほかにはみるべき資源はほとんどない。

本地域は釧路炭田の西南端部にあたるが、新第三系が大部分を占めて分布し、浦幌層群はわずかに一部の小地域に、しかもその最上部の一端を露出しているにすぎない。すなわち、本地域の石炭は浦幌層群最上部の尺別累層に含まれるが、しかも尺別累層はその最上部の約30m厚の部分の露出するのみである。地表においては2~4層の炭層が認められる

が、これらはいずれも炭質頁岩の挟み多く、縞炭となることが多い。したがって、現在のところ稼行の対象となりうるものは全くない。上厚内および炭山沢に露出する炭層の状態は第6図に示す通りである。

かつて本地域においては上厚内附近において、ごく小規模に尺別累層の石炭が採掘されたこともある。しかし、炭質悪く炭丈も薄く、かつ断層によって炭層が寸断されているために、わずか短期間の稼行の後に閉山し現在に至っている。また、その際に2・3の試錐や採炭調査などが行なわれたこともあるが、いずれも稼行しうるような炭層の発見に至らなかった。

本地域は尺別ドームの南方延長にあたるが、尺別ドーム東翼部においては雄別累層上部に挟在する炭層（オサップ層）が尺別炭鉱によって稼行されている。一方、本地域は鉄道が東西に横断して通じていて、交通は釧路炭田においては最も便利な地域の一つである。したがって、本地域に伏在すると考えられる雄別累層中の石炭層の状態や分布を、今後いずれかの機会に試錐によって確認しておくことは必要であろう。



第6図 尺別累層最上部における炭層柱状図 (佐々保雄博士の未公表資料による)

参 考 文 献

- 1) ASANO, K. : Paleogene Foraminifera from the Ishikari and Kushiro Coal-field, Hokkaido, IGPS, Short Papers, No. 4, 1952
- 2) HASHIMOTO, W. & KANNO, S. : Molluscan Fauna from the Tertiary Formation of Chirai, Kamisaroma, Kitaminokuni, Hokkaido, Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan. N. S. No. 32, 1959
- 3) 今井半次郎 : 石狩炭田と釧路炭田の対比. 北海道石炭鉱業会会報, No. 125, 126, 1925
- 4) 小林 勇・垣見俊弘・植村 武・秦 光男 : 5万分の1地質図幅「滝川」および同説明書, 北海道開発庁, 1957
- 5) 小林儀一郎 : 浦幌炭田調査報文, 鉱物調査報告, No. 18, 1914
- 6) MINATO, M. et al. : Wann erscheinen die Poronai Faunen zum erstenmal? Proc. Japan Acad. Vol. 28, No. 7, 1952
- 7) 湊 正雄・松井 愈・石井次郎 : 十勝産 *Desmostylus* の層準. 地質学雑誌 Vol. 63, No. 740, 1957
- 8) 三谷勝利・橋本 亘・吉田 尚・織田精徳 : 5万分の1地質図幅「本別」および同説明書, 北海道開発庁, 1959
- 9) 三谷勝利・小山内照・橋本 亘 : 5万分の1地質図幅「足寄太」および同説明書, 北海道開発庁, 1958
- 10) 水野篤行・百石 浩 : 5万分の1地質図幅「雄別」および同説明書, 北海道開発庁, 1960
- 11) 日本石炭協会北海道支部 : 釧路炭田, 北海道炭田誌 No. 2, 1953
- 12) 西田彰一 : 十勝国浦幌炭田地方の地質, 石油技術協会誌 Vol. 4, No. 1, 1936
- 13) 織田精徳・根本隆文・植村 武 : 5万分の1地質図幅「常室」および同説明書, 北海道開発庁, 1959
- 14) OYAMA, K., A. MIZUNO & T. SAKAMOTO : Illustrated Book of the Paleogene Molluscs in Japan and its neighbours, Geological Survey of Japan, 1960
- 15) 佐々保雄 : 釧路炭田における第三系の層序と之に関する従来の諸説, 北海道石炭鉱業会会報, Nos. 307, 308, 1940
- 16) 佐々保雄 : 釧路炭田における含炭層の分布 (予報), 北海道石炭鉱業会会報, Nos. 319~321, 1941
- 17) 佐々保雄 : 北海道古第三系に関する諸問題, 有孔虫, No. 6, 1956
- 18) 佐々保雄・井上 武 : 網走町附近の第三系層序, 石油技術協会誌, Vol. 7, Nos. 4, 5, 1939

- 19) 佐藤 茂・長浜春夫・水野篤行： 5万分の1地質図幅「上茶路」および同説明書，北海道開発庁
- 20) 鈴木泰輔： 5万分の1地質図幅「白糠」および同説明書，北海道開発庁，1958
- 21) 棚井敏雅： 5万分の1地質図幅「音別」および同説明書，北海道開発庁，1957
- 22) 竹田秀蔵： 北海道および南樺太における幌内層及びその化石，石炭地質研究，No. 3，1953
- 23) 魚住 悟・藤江 力： 北海道第三紀の地層対比—新第三紀対比試案について—，新生代研究，No. 26，1958

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

ATSUNAI

(Kushiro-55)

By

Toshimasa TANAI



(Abstract)

The Atsunai sheet map area is located in the coastal region west of the southeastern Hokkaido. The area occupies a part of southwestern district of the Kushiro coal field, which is one of the largest fields in Hokkaido.

GEOLOGY

All of the rocks developing in this area are of sedimentary origin: they are Tertiary and Quaternary in age. Tertiary sediments are divided into two groups of Paleogene and one group of Neogene. Quaternary sediments consist of Pleistocene terrace and Alluvial deposits. The general stratigraphic succession of these sediments is shown in Table 1.

Table 1 General Stratigraphic Succession

		Thickness in meter
Quater- nary {	Alluvial deposits	
	Terrace deposits	

Tertiary	Miocene	Atsunai group	Shiranuka formation	300+	
			Atsunai formation	450-470	
			Chokubetsu formation	Upper member	180-250
				Middle member	250-280
	Lower member	200-240			
	Basal member	180-200			
	Oligocene	Ombetsu group	Nuibetsu formation	100-250	
			Charo formation	Charo siltstone member	150-250
				Omagari sandstone member	70-100
		Urahoru group	Shakubetsu formation	30+	
fault					
Shitakara formation			50-60+		
		fault			

Urahoru group

The Urahoru group occupies only a small area in the northwestern part of this sheet map area: they form the cores of 2 small dome structures—the Tanzan-zawa and Kami-atsunai domes. Accordingly, in the center of these domes the uppermost part of the Shakubetsu formation and a part of the Shitakara formation are distributed. The **Shakubetsu formation** consists of sandstone, siltstone and conglomerate, and is accompanied with 3 or 4 coal seams or coaly shale beds. The **Shitakara formation** is cut its lower and upper stratigraphic limits by faulting, and composed of conglomerate, sandstone and siltstone. This formation contains several plant fossils such as *Metasequoia*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Platanus*, etc.

Ombetsu group

The Ombetsu group is marine deposits consisting mainly of siltstone, and overlies the Urahoru group with a slight unconformity. It contains many marine molluscan fossils such as *Venericardia expansa* TAKEDA ▪ *V. elliptica* TAKEDA ▪ *Turritella poronaica* TAKEDA ▪ *Portlandia watasei* (KANEHARA) and others. Considering the lithology and the fossil fauna, the Ombetsu group is probably correlated to the Poronai group in the central Hokkaido, and late Oligocene in age. The Ombetsu group is divided into two formations. The lower, the **Charo formation** is main-

ly composed of siltstone, excepting the basal sandy part. The basal part, the Omagari sandstone member, is composed of greenish fine- or medium-grained sandstone. The Charo siltstone member consists principally of massive and dark gray siltstone, which siltstone shows generally the onion-structure caused by weathering. The **Nuibetsu formation** is also mainly composed of dark gray siltstone, intercalating with many tuffaceous sandstone (the so-called "black sandstone") beds. The lithology and fossil faunas between the above-mentioned two formations are rather similar each other, however the Nuibetsu formation differs from the Charo in consisting of tuffaceous rocks and interbedding many andestic sandstone.

Atsunai group

The group overlies the Paleogene Nuibetsu formation with an angular unconformity. It is of marine origin, and divided into three formations. These formations contains many molluscan fossils, and nearly all of these formations is Late Miocene in age. The **Chokubetsu formation**, the lowest, consists mainly of hard shale, tuffaceous siltstone and sandstone, conglomerate and tuff or tuff-breccia. The formation shows a considerable lateral change in lithology, and it is frequently difficult to be subdivided. The basal member of this formation consists mainly of tuffaceous green sandstone, interbedding siltstone or hard shale strata. The lower member is mainly composed of tuffaceous siltstone or hard shale, and intercalated locally by many tuff and sandstone strata. The middle member consists mainly of fine- or medium-grained sandstone, locally interbedding tuffaceous siltstone or hard shale strata. The middle member contains several fossiliferous arenaceous strata in the whole area, which yield abundant molluscan fossils such as *Glycymeris idensis* KANNO ▪ *Anadara ogawai* (OTUKA) ▪ *Patinopecten yessoensis* (JAY.) ▪ *Dosinia* cfr. *japonica* (REV.) ▪ *Macoma calcarea* (GMEL.), etc. On the other hand, the argillaceous rocks of the middle and lower member yield several molluscs such as *Portlandia tokunagai* (YOK.) var. *hayasakai* Uoz. ▪ *P. kakimii* Uoz. ▪ *Venericardia* sp. *Conchocele bisecta* (CONR.) *Macoma* sp. and others. This molluscan fauna is closely

similar to the so-called “Togeshita fauna” in the central Hokkaido, and considered to be late Miocene in age. The upper member is mainly composed of tuffaceous siltstone and sandstone, and frequently intercalated by tuff, conglomerate and hard shale strata.

The **Atsunai formation** consists principally of alternation of tuffaceous sandstone and siltstone, interbedding tuff and conglomerate strata. All of the rocks of this formation is considerably tuffaceous. The siltstone is frequently diatomaceous, and contains abundant fossil diatom. The **Shiranuka formation** which is the uppermost part of the Neogene sediments in this area, is distributed in the coastal region. It is mainly composed of tuffaceous and sandy siltstone, interbedding sandstone and tuff strata. In the basal part of the Atsunai and Shiranuka formations pumiceous tuff or tuff-breccia strata thickly develop respectively.

Quaternary

Pleistocene sediments are distributed along the main rivers and the coast, and represented by terrace deposits of marine and fluvial origin. These sediments consist of sand, gravel and clay.

Geologic structure

The geologic structure of the Tertiary is mainly provided by the two domes and many faults variously cutting them. The Paleogene and lower part of the Neogene are somewhat complicated by folding and faulting. However, the Neogene is generally gentle and monotonous in structure according as the area is apart from these domes. In general, every formation in eastern area has a general trend of NNE-SSW or NS direction, while NW-SE direction in western area. From the general character of structure, this sheet map area is divided into the following 4 districts : 1) Kami-atsunai dome district, 2) Tanzanzawa dome district, 3) Kombugariishi undulated folding district, 4) Atsunai monoclinical structure district.

Many faults in this area are classified into the following 4 direction-groups: 1) $N70^{\circ} W$, 2) nearly EW, 3) $N40^{\circ} W$, 4) $N30^{\circ} E$. Among them, faults of 3) and 4) directions was accompanied with folding movement.

COAL RESOURCE

The coal is the most important and only one mineral resource in the sheet map area. This area occupies southwestern part of the Kushiro coal field, but the coal-bearing Urahoru group has only a small distribution. Several coal seams are observed in the upper part of the Shakubetsu formation exposed in the Tanzan and Kami-atsuai dome districts. However, these coal seams are generally 20 to 60cm in thickness, and not workable at present.

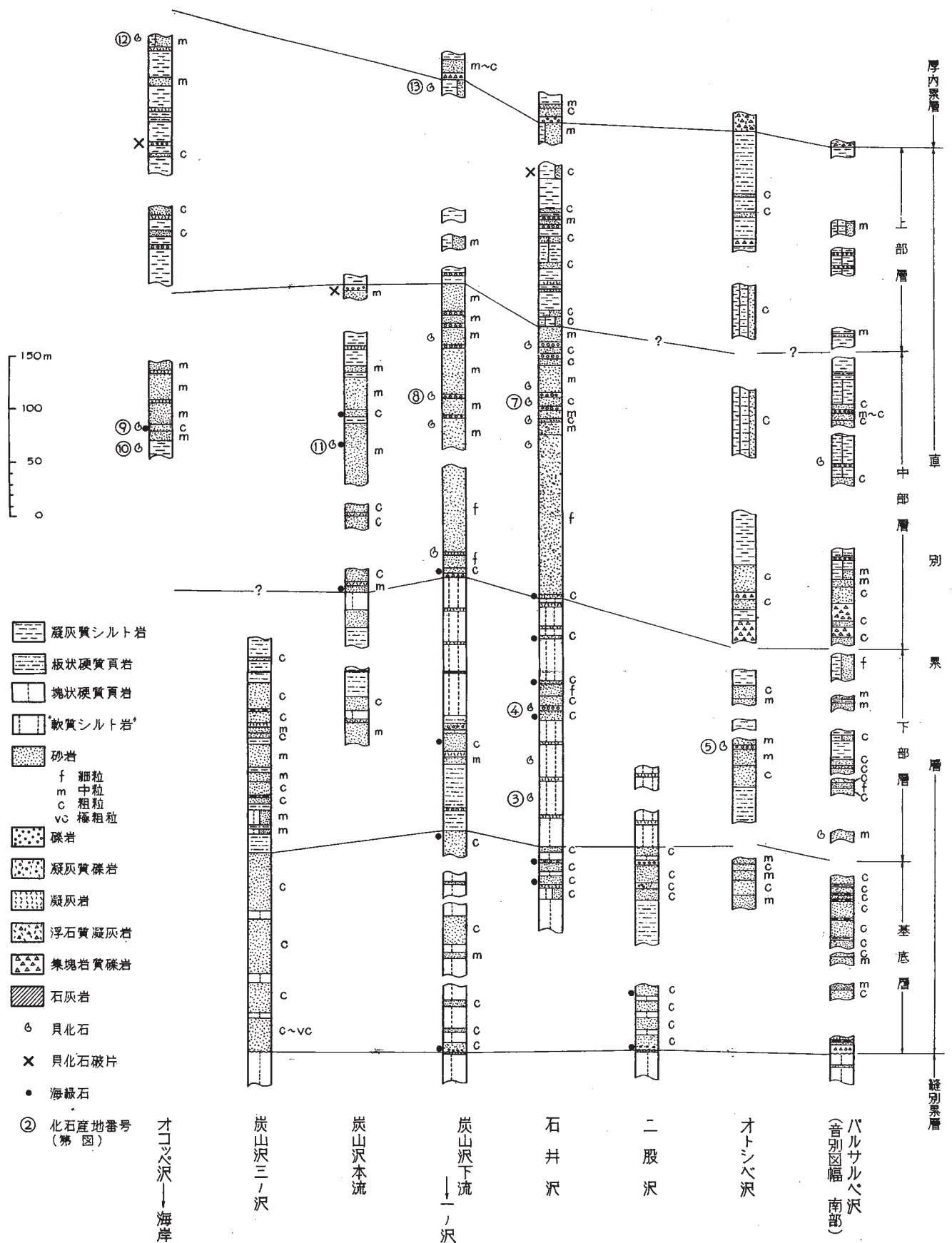
昭和36年2月25日印刷

昭和36年3月1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



第3図 直別層地質柱状図