

報 文

551.763(524) : 550.85

北海道中央南部富内地域の白堊系*

田 中 啓 策**

Cretaceous Deposits in the Tomiuchi District, Southern Central Hokkaido

by

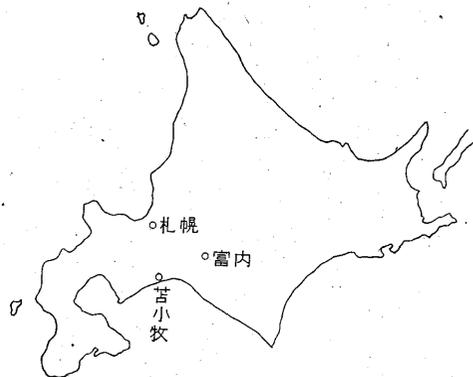
Keisaku Tanaka

Abstract

The Cretaceous deposits in the Tomiuchi district, southern central Hokkaido, which are a southern extension of the Cretaceous rocks extensively developed in the so-called Ishikari coal field, consist of the Upper Yezo and superjacent Hakobuchi groups, and show an intensive overturned folding. By the detailed stratigraphic classification of the Upper Yezo group, the Upper Urakawan stage in the present area is known to be very much thick and rich in very fine-grained sediments throughout from the lower to the upper, although a more or less thick tuffaceous bed is interbedded in the upper. This fact closely relates to the sedimentary facies of the Hakobuchi group, and therefore will bring a clue to suppose a much subsiding part in the sedimentary basin, that is, Yezo geosyncline. Moreover, to the cyclical sedimentation universally recognized in the Cretaceous strata in the meridional zone of Hokkaido including this area, some consideration is given from the standpoint of the sedimentary history of the Cretaceous formation.

要 旨

北海道中央南部の富内地域の白堊系は、石狩炭田の東側に広く発達する白堊系の南方延長にあたり、上部蝦夷層群と函淵層群とからなり、転倒褶曲を行なっている。従来層序が明らかにされていなかった上部蝦夷層群を検討した結果、浦河統上部階はかなり厚く、かつ細粒堆積物に著しく富むことがわかった。函淵層群の堆積相はこの事実と密接な関連があり、堆積盆地内における沈降部の位置を推察する手掛りを与えている。函淵層群については、従来の知識の改変をほとんど必要としないが、若干の新事実をみいだした。また地質構造に関しては、と

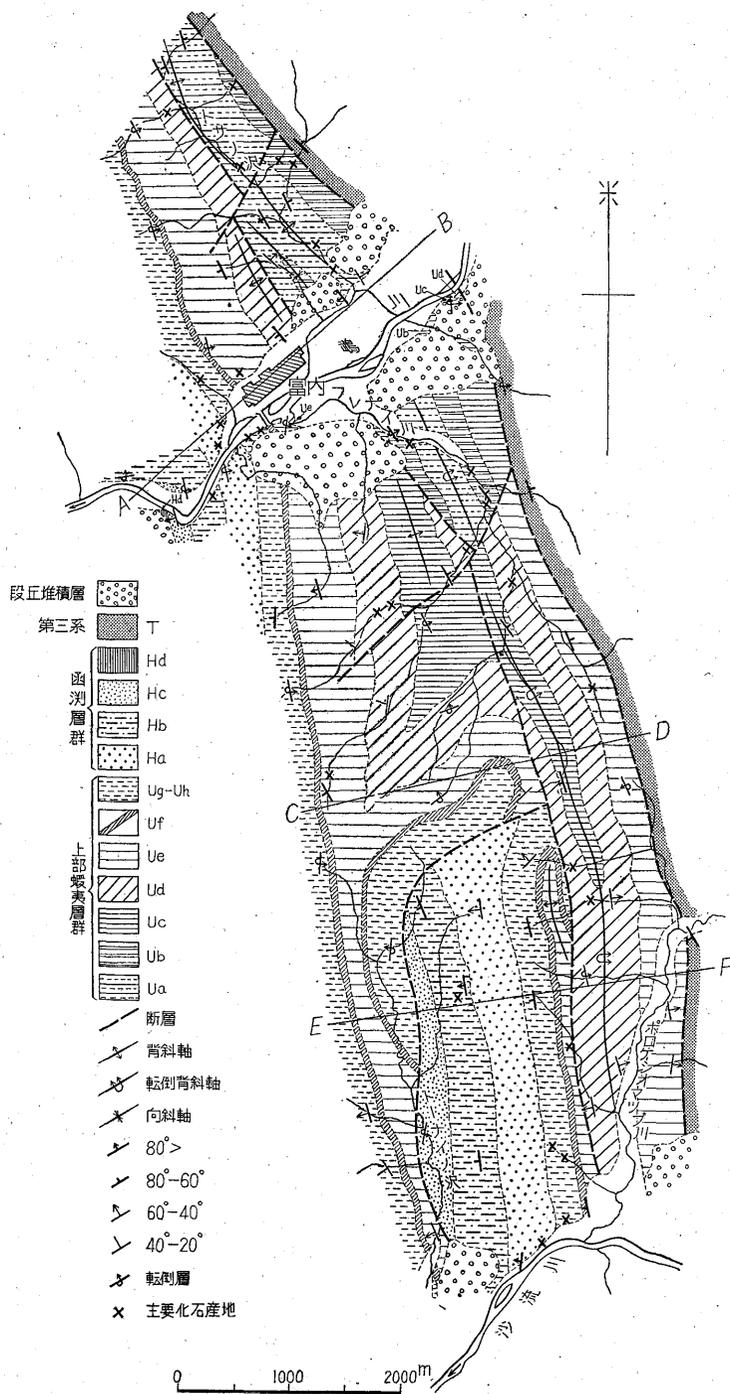


第1図 位置図

くに調査地域南半部の構造を解明することができた。最後に、本地域だけでなく、北海道中軸帯を通じて白堊系

* 石油資源開発株式会社受託調査、発表許可昭和34年12月

** 北海道支所



第2図 富内地域白堊系地質図

に認められる堆積輪廻層、およびそれと白堊系の堆積史との関連を考察した。

1. 緒言

北海道中央南部の勇払郡穂別村富内(旧称辺富内)地域(第1図)の白堊系は、石狩炭田南部の特異な地質構造に、あるいは石油資源に関連して、これまでに多くの人々によって調査、研究されてきた。なかでも故大立目謙一郎¹³⁾はこの地域周辺の地質構造を明らかにし、かつ函淵層群(地層名として辺富内統を使用)の層序の大綱を樹立した。また含油層に関連して堆積岩の岩石学的研究が上床国夫・大立目¹⁴⁾によって行なわれた。さらに松本達郎⁵⁾は生物層序学的研究を行ない、この地域をヘトナイ統の模式地とした。最近では橋本亘³⁾によるこの地域一帯の調査があり、地質構造についての見解が発表された。

筆者は、たまたま石油資源開発 K. K. の委嘱によって、1957年夏に富内付近およびその南方(沙流川以北)の白堊系を調査する機会を得た。調査の結果、上部蝦夷層群の層序を樹立するとともに、若干の新事実を付け加えることができたので、ここに報告する次第である。

2. 層序

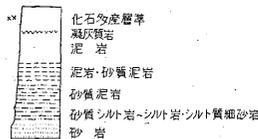
白堊系はほぼ NNW—SSE 方向の狭い帯状をなして分布し、上部蝦夷層群とその上位に整合で重なる函淵層群とからなり、大局的には北から南に向かつて上位の地層が分布するようになる。白堊系と東側の第三系とは、ポロケシオマップ川において不整合関係(滝ノ上層が白堊系を直接に覆う)が局地的に残存されている例を除いて、すべて断層関係にある。他方、地質図では省略したが、西側の第三系とも断層で接している。白堊系の両側に接するこれらの第三系は、幌内層群から滝ノ上層にいたる地層で、大局的にみると両側ともに南方ほど上位の地層が白堊系と接するようになる(第2図)。

2.1 上部蝦夷層群

下限はわからないが、少なくとも見られる限りにおいては1,300m余りの厚さを有する。本層群の上限から約200m下位に厚さ30m内外の特徴的な凝灰質岩層(富内橋凝灰岩層)が容易に識別できる以外は、ほとんど暗灰色無層理の泥質岩からなるので、本層群の岩相的層序細分は比較的困難である。しかし、若干の層準に緑色を帯びた粗粒の泥質堆積物が認められ、また岩質のほかにも凝灰質岩・石灰質団塊・大型動物化石・砂岩の薄層の含有される量、および化石相などについては垂直的变化が認められる。それらの観察の結果、上部蝦夷層群を下

位から Ua・Ub・Uc・Ud・Ue・Uf・Ug および Uh の8層に区分し、さらに各層を α ・ β および γ に3分した(第3図)。また本層群から産出する化石は第1,2表に示すとおりである。以下層序の記述については、第3図に示されている事項はなるべく省略するようにした。

層序区分	層序柱状図	層厚(m)	主要岩質	砂岩薄層	凝灰質岩	石灰質団塊	大型動物化石	対比
Uh	...	10	シルト岩・砂質シルト岩		多	多	多	上層
Ug	...	200	泥岩・砂質泥岩	普通	多	多	多	上層
				少	少	少		
Uf	...	30	凝灰岩・凝灰質砂岩 砂質泥岩	少	少	少	少	上層
				少	少	少		
Ue	...	200	泥岩	稀	稀	普通	普通	上層
				稀	稀	普通	普通	
Ud	...	200	泥岩	稀	普通	多	極多	上層
				稀	普通	多	極多	
Uc	...	200	泥岩	稀	稀	少	稀	上層
				稀	稀	少	稀	
Ub	...	150 200	泥岩 砂質泥岩・泥岩	稀	普通	普通	多	下部層
				稀	普通	普通	多	
Ua	...	300+	泥岩・砂質泥岩 泥岩	稀	稀	稀	稀	上部層
				稀	稀	稀	稀	



第3図 上部蝦夷層群層序総括図

Ua 下限は不明であるが、最下部(便宜的に次記の下部、すなわち α に含める)は粗粒堆積物によって占められている。この最下部は下位から緑灰色の軟かい凝灰質中粒砂岩・シルト質中粒~細粒砂岩および帯緑色の暗灰色砂質シルト岩に分けられ、全体にわたって緑色の砂粒・細角礫(いずれも火山岩質ガラスの変質したものである)、さらに黒雲母を多量に含んでいる。最下部全体の厚さは、下限が不明であるが、見られる限りでは10m内外である。下部(α 、前記の最下部を含めた厚さは150m内外)を構成する泥質岩はしばしば頁岩質となり、また砂質となるために多少青色~緑色を帯びることがある。帯緑色~白色の凝灰岩および凝灰質砂岩(厚さは一般に10cm以下で、ときどき30cm内外、これより上位の地層については色および厚いもの以外は厚さを省略する)はしばしば30cmおき位にひんばんに発達する。石灰質団塊には植物質片がきわめて少量含まれている。

下部からは多量の化石が産出する。イノセラムスがア

ンモナイトよりもはるかに優勢であり、大型の *Inoceramus hobetsensis* の多いことが特色である。中部 (β , 厚さ50m内外) からは *I. hobetsensis* がまれに産出する。上部 (γ , 厚さ100m内外) には下部—中部の化石群と異なつて *I. uwajimensis* などがみいだされる。

Ub 下限部 (α , 厚さ約7m) は帯緑色の砂質シルト岩～シルト岩であつて、シルト質細砂岩ないし細粒～中粒砂岩の部分に伴う。この下限をなす地層には、多量の緑色の砂粒および細角礫 (いずれも火山岩質ガラスの変質したものと思われる) のほかに、石灰質団塊が少なからず含有され、また場所によつては多少凝灰質となつている。本層は下位の Ua や上位の Uc に較べて全体

としてより粗粒であり、泥岩は砂質を帯びることが多く、しばしば葉理が発達する。凝灰岩・凝灰質砂岩が下半部においてしばしば50cmおき位にひんばんに発達する。石灰質団塊はしばしば大型 (径0.3~1m内外)、かつ扁平 (いくぶん厚い皿形) であつて、植物化石の破片や炭質物片を少なからず包含する。とくに下限近くにおいて、厚さ50cm内外の石灰質団塊帯ないし石灰質砂岩層ともいうべき部分が存在し、さらに約50m上位の層準にもこのようなものが認められる。このような部分から *Inoceramus uwajimensis* の化石が多量に産出する。本層の堆積物には緑色の砂粒および炭質物が少量ながらも全体を通じて含まれ、この傾向はとくに次に述べる Ub

第1表 上部蝦夷層群産化石表

	Uc		Ub			Ua		
	γ	β	γ	β 上部	β 下部	γ	β	α
<i>Neophylloceras subramosum</i> SHIMIZU					F			
<i>Tetragonites glabrus</i> (JIMBO)						R		R
<i>Anagaudryceras limatum</i> (YABE)					R			
<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (JIMBO)	R			?	R			R
<i>G. tenuiliratum</i> YABE	F		R					
<i>Damesites damesi</i> (JIMBO)				R				
<i>Damesites</i> sp.					R			
<i>Mesopuzosia yubarensis</i> (JIMBO)				?	R			F
<i>Pachydesmoceras</i> sp.								R
Pachydiscidae gen. & sp. indet	R							
<i>Scaphites pseudoaequalis</i> YABE					F			
<i>Scaphites</i> sp.								R
<i>Otoscaphtes puerculus</i> (JIMBO)					R			
<i>Scalarites</i> sp.						R		
<i>Pseudoxybeloceras quadrinodosum</i> (JIMBO)	R				F			
<i>Baculites</i> sp.								
<i>Inoceramus hobetsensis</i> NAGAO et MATSUMOTO							R	A
<i>I. uwajimensis</i> YEHARA				C	A	R		
<i>I. mihoensis</i> MATSUMOTO	R	R						
<i>I. cf. ezoensis</i> YOKOYAMA	R	R	R					
<i>I. naumanni</i> YOKOYAMA	F	R	R					
<i>Nanonavis sachalinensis</i> (SCHMIDT)		R						
<i>Propeamussium cowperi</i> WARING var. <i>yubarensis</i> YABE et NAGAO	R							
<i>Anomia</i> sp.				R				
<i>Dentalium</i> sp.					R			
<i>Rostellaria</i> (?) <i>japonica</i> NAGAO				R	R			
Simple coral			R	R				
Echinoidea							R	
Crab					R			

VA: 極多, A: 多, C: 普通, F: 少, R: 稀

の下部—中部 (β) の下部に顕著であつて、量的にも少なくない。また緑色の砂粒ないし細角礫がしばしば団塊中に含有されている。

下部—中部 (β , 厚さ 100~150m 内外) から多産する化石では、全体としてイノセラムスがアンモナイトよりも優勢であり、*I. uwajimensis* が多産することが特徴的である。アンモナイトは下部の方に優勢であり、しかも異常型¹²⁾ のものが正常型¹³⁾ のものよりもむしろ多く、前者では *Scaphites*, *Baculites* が優勢である。*I. uwajimensis* は団塊から多産するだけでなく、泥岩中にも密集帯をなして多産する。アンモナイトはおもむね団塊中からみだされている。上部 (γ , 厚さ 50m 内外) からは下部—中部の化石群と異なつて *Inoceramus naumanni* や *ezoensis* 群のイノセラムスが産出している。

Uc 下限部 (α) は少なくとも 2m の厚さをもつ帯緑色の砂質シルト岩または細粒砂岩 (部分的にシルト質) である。その直上の泥岩は多少砂質を帯びる。本層は前述の Ub に較べて全体としてより細粒となるとともに、凝灰質岩・石灰質団塊・化石の含有量も乏しくなってくる。しかし凝灰質岩・化石の含有量によつて下部 (β , 厚さ 100m 内外) と上部 (γ , 厚さ 100m 内外) とに区分される。石灰質団塊は一般に扁平な形を呈し、ときには大型 (径 1m 内外) になることがある。団塊中に包含されている植物質物の量はきわめて少量である。化石ではイノセラムスの方がアンモナイトよりもむしろ優勢である。イノセラムスでは *Inoceramus mihoensis* がまれにみだされ、また *I. naumanni* の産出も少量である。

Ud 下限部 (α) は帯緑色の砂質シルト岩によつて占められる。この地層は緑色の砂粒を含み、厚さは 2m 内外である。これより上位の部分は凝灰質岩・石灰質団塊の含有量によつて下位から β (厚さ 150m 内外) と γ (厚さ 50m 内外) とに区分できる。 β の最下部は場所によつて砂質になる。凝灰岩・凝灰質砂岩が全体として少なくなく、とくに下半部ではしばしば 1m おき位に発達している。石灰質団塊は一般に径 30~50cm 内外の球状ないし厚い皿形を呈し、ときには径 1m 内外の大型になることも少なくない。また亀甲石 (Septarian nodule) もしばしばみられる。団塊中に包蔵されている植物化石の破片や炭質物は、下位の地層の場合に較べてより多くなるが、量的には全体として多くはない。

本層は上部蝦夷層群中最も化石に富む地層である。化石は概して団塊中から産出する。化石のうちではアンモナイトの方がイノセラムスよりも優勢である。アンモナイトでは正常型のもものが異常型のものよりも優勢である。しかし異常型のもものは下部の方に優勢であるので、

下部ではむしろ正常型のもものと異常型のもものとは同じ位になる。正常型のもものでは *Gaudryceras* のほかに *Neophylloceras*, *Tetragonites*, *Damesites* が、異常型のもものでは *Polyptychoceras*, *Subptychoceras* が優勢である。さらに *non-bituberculate Pachydiscids* (おもに *Anapachydiscus*) の産出も目立っている。イノセラムスでは *Inoceramus naumanni* が少なからず産出しているが、*ezoensis* 群のもものはまれである。

Ue 下限部 (α) は少なくとも 1m の厚さを有する帯緑色の細砂質シルト岩または細粒砂岩 (部分的にシルト質) である。この地層は緑色の砂粒を多量に含むことがある。本層の主部 (β , 厚さ 150m 内外) を構成する泥岩はきわめて細粒、かつ均質で、砂質物をほとんど含まないようである。しかし最上部 (γ , 厚さ約 50m) はより粗粒となつて、砂質泥岩から構成され、この岩石はしばしば頁岩質となつている。またしばしば不明瞭な層理が認められ、細粒~中粒砂岩の薄層 (厚さ 2cm 以下) を少量伴う。さらに本層の上限から 20~25m 下位に灰色無層理の中粒砂岩が挟在する。この砂岩層は厚さ 2~3m 内外であつて、調査地域全体にわたつてよく追跡される。化石は全体として少なくないが、局部的には (とくに上部において) 比較的多量に産出することもある。化石は一般に泥岩中からみだされる。アンモナイトよりもイノセラムスの方がはるかに優勢である。イノセラムスでは、Ud の場合と異なつて *Inoceramus naumanni* のほかに、*ezoensis* 群のものも少なくない。*ezoensis* 群のうち、とくに *I. japonicus* は主部 (β) の最上部において泥岩中に多量に産出し、*I. amakusensis* は主部 (β) の下部に優勢である。

Uf (富内橋凝灰岩層) 本層はこの地域の上部蝦夷層群中最も粗粒堆積物に富み、かつ著しく凝灰質であることによつて特徴づけられ、鍵層として調査地域全体にわたつてよく追跡される。厚さは 30m 内外で、堆積物は下位から上位に向かつて粒度を減じ、下部の凝灰質砂岩ないし粗粒凝灰岩と上部の凝灰質泥岩ないし細粒凝灰岩とからなる。富内市街地南方の富内橋南端にある大露頭において模式的に露出し、厚さは約 33m である。こゝにおける詳細な層序は下記のとおりである。上位から

(5) 凝灰質泥岩ないし細粒凝灰岩: 粒度はシルト質極細砂~シルト質粘土。灰色、薄層理、粒度を異にするものが交互層をなし、全体としては上位ほどより細粒となる。より粗粒のものは軟かく、より細粒のものは硬い。黒雲母の葉層を含む部分がある。厚さ 10.5m (±)

(4) 凝灰質シルト質細粒砂岩ないし細粒凝灰岩: 灰色に黄緑色斑点を混じえ、硬い部分と軟かい部分とがあ

第2表 上部蝦夷層群産化石表

	Uh	Ug			Ue			Ud		
		γ	β	α	γ	β 上部	β 下部	γ	β 上部	β 下部
<i>Neophylloceras subramosum</i> SHIMIZU		R			R			F		F
<i>N. ramosum</i> (MEEK)			R						C	
<i>Phyllopachyceras ezoense</i> (YOKOYAMA)		?			R			R		R
<i>Tetragonites glabrus</i> (JIMBO)								R	R	C
<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (JIMBO)		R	?					R	?	F
<i>G. tenuiliratum</i> YABE		C	R		R	?		A	F	C
<i>G. tenuiliratum</i> var. <i>ornata</i> YABE										R
<i>G. striatum</i> var. <i>paucistriata</i> MATSUMOTO								R		R
<i>Zelandites kawanoi</i> (JIMBO)		R								
<i>Zelandites</i> sp.								R	F	
<i>Damesites damesi</i> (JIMBO)								F		C
<i>Hauericeras</i> (<i>Gardeniceras</i>) <i>angustum</i> YABE		R	R							
<i>Neopuzosia ishikawai</i> (JIMBO)		?				R		R	?	R
<i>N. japonica</i> (SPATH)								?		R
<i>Yokoyamoceras jimboi</i> (YABE)								R		
<i>Y. (?) mysticum</i> MATSUMOTO										R
<i>Anapachydiscus sutneri</i> (YOKOYAMA)										F
<i>A. cf. fascicostatus</i> (YABE)										R
<i>Anapachydiscus</i> (?) sp.			R							
<i>Eupachydiscus haradai</i> (JIMBO)	?	R								
Pachydiscidae gen. & sp. indet.					R					
<i>Menuites naibutiensis</i> MATSUMOTO										R
<i>M. pusillus</i> MATSUMOTO								R		
<i>Menuites</i> sp.					R			?	?	
Peroniceratidae gen. & sp. indet.								R		
<i>Hyphantoceras</i> sp.										R
<i>Bostrychoceras</i> sp.										R
<i>Polyptychoceras obstrictum</i> (JIMBO)								R	R	R
<i>P. haradanum</i> (YOKOYAMA)					R			R	F	A
<i>P. pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)					R			R		C
<i>Polyptychoceras</i> sp.		R			R				R	
<i>Subptychoceras yubarensis</i> (YABE)		?			R			R	R	C
<i>Pseudoxybeloceras quadrinodosum</i> (JIMBO)							R	R		R
<i>Baculites</i> sp.								R		R
<i>Aptychus</i>									R	F
<i>Inoceramus mukawaensis</i> NAGAO et MATSUMOTO									R	
<i>I. cf. mihoensis</i> MATSUMOTO										R
<i>I. ezoensis</i> YOKOYAMA		R			R	R	F	R	R	R
<i>I. japonicus</i> NAG. et MAT.		R	F	R	R	C	F	R	R	
<i>I. amakusensis</i> NAG. et MAT.								F	?	?
<i>I. naumanni</i> YOKOYAMA		VA	A	F	C	F	R	C	C	F
<i>I. orientalis</i> SOKOLOW	A									
<i>I. orientalis</i> var. <i>ambiguus</i> NAG. et MAT.	F	R								
<i>I. pseudosulcatus</i> NAG. et MAT.	R									

	Ug			Ue			Ud		
	γ	β	α	γ	β 上部	β 下部	γ	β 上部	β 下部
<i>Nucula cf. formosa</i> NAGAO	R	R					R		
<i>N. radiocostata</i> NAGAO							R		
<i>Acila (Truncacila) hokkaidoensis</i> NAGAO	R						R		R
<i>Nanonavis sachalinensis</i> (SCHMIDT)	R	R					R		R
<i>Propeamussium cowperi</i> WARING var. <i>yubarensis</i> YABE et NAGAO				R					
<i>Anomia</i> sp.						R			
<i>Lucina (Myrtea) ezoensis</i> NAGAO	R	R							
<i>Scurria cassidaria</i> (YOKOYAMA)	F				?	R			
<i>Scurria</i> sp.							F		R
<i>Margarites cf. sachalinensis</i> NAGAO						R			
<i>Tessarolax japonicus</i> YABE et NAGAO									R
Simple coral									R
Echinoidea									R
Crab							R		

る。おゝむね無層理であるが、下部には葉理、上部には葉理・薄層理が認められる。ガラス質であるが、上部では結晶片を含む。黄緑色の火山礫・暗灰色凝灰質粘土岩は下部に多いが上部では少ない。厚さ11m(±)

(3) 凝灰質シルト質中粒～粗粒砂岩ないし粗粒凝灰岩：灰色に緑色斑点を混じえ、硬い。全体としては無層理であるが、上部では多量の凝灰質泥岩片を含むことによつて葉理を示す。ガラスを主とし、結晶を混じえる。下部では石灰質団塊状のもの(径20～50cm)が少なからず含まれる。上部ではレンズ状(径10～20cm)の暗灰色凝灰質粘土岩が少なくない。厚さ7m(±)

(2) 凝灰質シルト質粗粒～中粒砂岩ないし粗粒凝灰岩：灰色に白色斑点を混じえ、硬い。無層理、部分的に不明瞭な層理がみられる。結晶とガラスからなる。厚さ2.5m(±)

(1) 凝灰質シルト質粗粒～極粗粒砂岩ないし粗粒凝灰岩：灰色に白色斑点を混じえ、硬い。無層理、部分的に厚層理。結晶は角張り、長石が多く有色鉱物を混じえる。扁平な断片状(径1～3cm)・球状の暗灰色凝灰質泥岩を含む。厚さ2m(±)

この場所における本層上部のガラス質凝灰岩は、鏡下では多量の斜長石(中性長石に灰青長石を混じえる)のほかに、まれに黒雲母・紫蘇輝石を含み、火山ガラスを基質とし、石英安山岩質である。

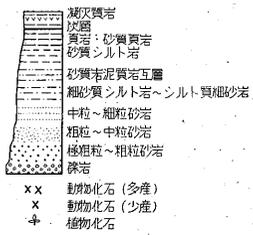
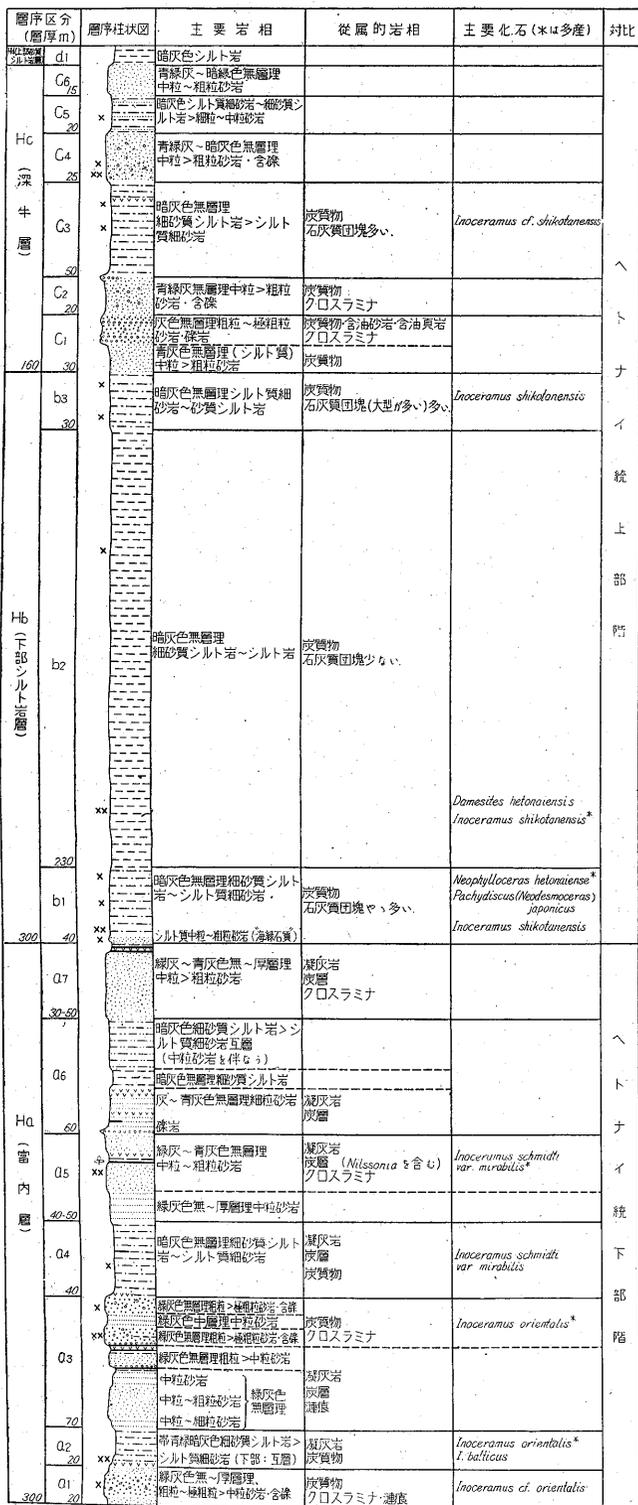
Ug 泥質岩はしばしば頁岩質となつている。またしばしば層理が認められる。Ugの下部(α、厚さ50m内外)―中部(β、厚さ100m内外)に挟有される砂岩薄層

(厚さ5cm以下)および葉層は灰色を呈し、シルト質、細粒であつて葉理を示す。凝灰質岩は中部(β)および上部(γ、厚さ50m内外)に多く、とくに上部では1～2mおき位にひんぱんに発達することがあり、厚さはしばしば1～2m内外となる。団塊は一般に扁平な形状を呈し、ときどき表面が黄褐色を帯びる。なお上部に含まれる団塊はしばしば少量の植物化石破片を含有する。

化石は団塊からも母岩からも同じ位に産出する。大局的にはアンモナイトよりもイノセラムスの方が優勢である。アンモナイトは下部―中部よりも上部の方に多く産出している。アンモナイトでは正常型の *Gaudryceras* が優勢である。イノセラムスでは、Ueの場合と異なつて *ezoensis* 群のものが減少し、*Inoceramus naumanni* が多量に、とくに上部においてきわめて多量に産出する。

Uh 本層は上部蝦夷層群の最上部を占める、より粗粒の堆積物からなる。この地層は松本達郎の函淵層群の基底部(III―IVa)⁵⁾に相当するものであるが、上部蝦夷層群への漸移部であり、また上位の函淵層群に向かうよりも下位の地層に向かう方が岩相変化が緩慢であるので、こゝでは上部蝦夷層群に含めた。堆積物は青灰色を呈し、いくぶん軟かい。石灰質団塊は一般に径30cm内外の球状ないし厚い皿形であつて、ときどき径1m内外の大型となる。また団塊は少量の植物化石の破片を含み、さらにしばしば葉理を示す。

化石では、イノセラムスの方がアンモナイトよりもはるかに優勢で、団塊からも母岩からも豊富に産出する。



第4図 函淵層群層序総括図

イノセラムスのうちで多産するものは *Inoceramus orientalis* である。

対比 上部蝦夷層群の対比は第3図に示されるとおりである。なお本地域の上部蝦夷層群と南方の富川図幅地域北東部に発達する上部蝦夷層群⁴⁾との対比を試みると、後者の C₃・C₄・C₅ 下部および C₅ 中部—上部はそれぞれ本地域の Ua・Ub・Ud および Ue—Uh には相当する。

2.2 函淵層群

上部蝦夷層群とは整合関係にあるが、急激な岩相変化を示す。岩相の垂直的变化が著しく、全体としては粗粒堆積物に富む。しかし全体の厚さが800m内外に及び、かつ中部に細粒堆積物が厚く発達することは、この地域の函淵層群の特徴である。

函淵層群の岩相的層序区分については、松本によるもの⁵⁾が調査地域全体にわたって適用され、ここでは松本のIVの代りにHの記号を使用したにすぎない。また特筆すべき新見も得られなかつた。したがって層序学的記述は第4図に示すように概述するにとどめた。しかし調査の結果、鶴川兩岸で得られた若干の新事実について述べたい。凝灰岩が従来知られていた層準以外にもみいだされた。

Ha₂ の下限部：厚さ1.7m, 1層

Ha₃ に挟在する2枚の炭層のうち上位の炭層中：厚さ0.3m, 1層

Ha₄ の下限部：厚さ2m, 1層

Ha₅ の炭層中：厚さ5cm, 2層

Ha₇ の上限近く：厚さ0.3m, 1層

Hc₃ の上部：厚さ0.5~1m, 1層

Ha₆ に挟在する凝灰岩は、鏡下では多量の石英・斜長石(中性長石)のほか少量の黒雲母、さらに紫蘇輝石をまれに含んでいて、石英安山岩質のものである。

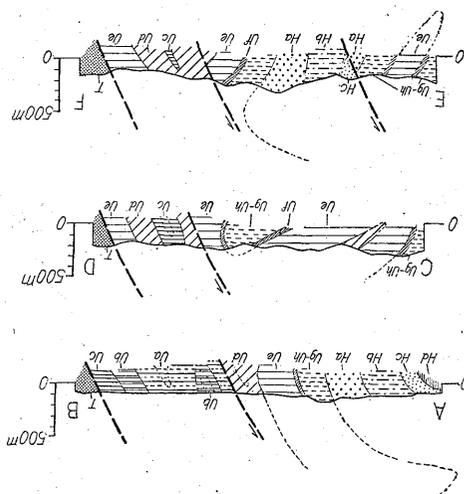
炭層も Ha₄ の中部 および Ha₆ の下部に厚さ1m内外のものが挟有されることがわかつた。さらに Ha₁ の砂岩および Ha₃ の夾炭部の砂岩に漣痕が観察された。

次に化石の産出について若干ふれたい。Ha₂ には *Inoceramus orientalis* が多産し、Ha₅ には厚さ約1.5mの *Ostrea* 層がみられる(後者は沙流川左岸の場合)。Hb は最下部 (b₁, 厚さ40m内外)・最上部 (b₃, 30m内外) が主部 (b₂) に比べてより粗粒で、化石が b₁ から b₂ の下部にかけて少なからず産出する。この化石に富む部分の下部では、アンモナイトとイノセラムスとは同じ位に産出し、前者では正常型の *Neophylloceras hetonaiense* MATSUMOTO, 後者では *Inoceramus shikotanensis* NAGAO et MATSUMOTO が優勢である。上部ではイ

ノセラムスの方がアンモナイトよりも優勢になつて、*I. shikotanensis* が少なからず産出する。また *I. shikotanensis* は b₃ でも少量みだされるが、Hc では疑わしいものがきわめてまれに含まれているにすぎない。

3. 地質構造

本地域の白堊系の構造は、根本的には石狩炭田南部における基本的構造に関連して、大局的にみると西方へ転倒する過褶曲によつて規定されている(第5図)註1)。このような構造形態が最終的に確定された時期は、周辺の地質構造から判断すると、鮮新世末期であろう。地層は一般にNNW—SSEの走向をとり、60~80°の傾斜を示し、転倒していることが少なくない。



第5図 地質断面図

白堊系分布地域の東側部では、軸面が東方に傾斜する転倒背斜構造をつくる。この背斜の西側にNNW—SSE方向の顕著な走向断層が通る。この断層より西側では前述の転倒背斜構造がさらに強く転倒し、あたかも横臥褶曲のようなことを行なっている。

第5図のA—B, C—D, E—F断面の順に、すなわち北から南に向かつて、横臥した背斜の頂部の前下方への突込みが著しくなつてゆく。しかしA—B断面に示された転倒背斜は、図示された部分の西方、すなわち富内西方ではC—D断面の左半部にみられるような状態を示

註1) 白堊系地域の東側部を通る顕著な走向断層より西側の構造については、調査地域内の地層の分布状態から直接に判断する限りでは、第5図に示したものと異なつた解釈が可能である。しかし富内西方の函淵層群にみられる過褶構造⁵⁾¹³⁾を考慮に入れると、第5図に示すような構造の解釈が合理的である。

す。したがって富内西方にみられる蹺転構造は南方では東へずれて現出することになる。このような蹺転構造は調査地域北方の中穂別およびサヌシベ方面にも知られている³⁾。この地域周辺に発達する4つの蹺転構造は雁行状に配列し、南方のものほど東方にずれて現われる^{註2)}。蹺転構造の南翼では、地層はむしろE—Wに近くなるような走向をとり、30°内外ないしそれ以下の緩傾斜をもつて北方へ転倒している。

断層にはNNW—SSE系のものとNE—SW系のものとがある。前者は東から西に向かう衝上性の断層である。白堊系分布地域の東側部を通るものはとくに顕著であつて、断層の東側は北方ほどより大きく衝き上げている。NE—SW系の断層は見掛上南落ちで、とくに蹺転構造の形成と関連があると考えられる。

4. 堆積相

4.1 上部蝦夷層群の堆積相

本層群は全層を通じて主として細粒均質な泥質岩からなるが、泥質岩の粒度、含有される砂岩薄層・凝灰質岩・石灰質団塊・大型動物化石・植物化石や炭質物の量、さらに化石のうちアンモナイトとイノセラムスとの優勢度、アンモナイトにおける正常型のものとの異常型のものとの優勢度などの点について垂直的变化を示す。したがって下位よりUa (下限不明)、Ub—Uc、Ud—Uhの3堆積輪廻¹¹⁾¹²⁾に区分される。これらの堆積輪廻における岩相・化石相の垂直的变化の一般的傾向は、層序の記述のところであげたことからわかるように、小平薬川流域の白堊系¹²⁾について指摘したものと調和的である。またこれらの堆積輪廻は細粒堆積物に富んでいて、400~600m内外の厚さを有する。

凝灰質岩はギリヤーク統上部階の上部・浦河統下部階の中部—上部・浦河統上部階の中部および上部に発達している。化石の産出状況についてみると、*Inoceramus hobetsensis* はギリヤーク統上部階の上部に、*I. uwajimensis* は浦河統下部階の中部—上部に、*I. naumanni* は浦河統上部階の上部に多産し、*I. japonicus* は浦河統上部階の中部—上部に優勢で、それらの多産する層準は*I. naumanni*の最も多産する層準よりも下位にくる。

浦河統上部階は北海道中軸帯における従来の知識とかなり異なつた状況を示す。すなわち本階は非常に厚く、900m内外の厚さに達し、かつ全層を通じてほとんど細粒堆積物からなり、砂質物がきわめて少ない。このよ

うな現象は次に述べる函淵層群の堆積と密接な関連をもつ。

4.2 函淵層群の堆積相

函淵層群に認められる堆積輪廻²⁾⁶⁾は、第7図の左側に示されているように、Ha・Hb・Hc—Hb (上限不明)の3層であり、さらにHaでは3亜輪廻層が識別される。これらの3亜輪廻層はそれぞれ砂岩礫岩部(動物化石をより多く含有する)に始まり含炭部に終わる。細粒相からなるHbが示す1堆積輪廻層における岩相・化石相の垂直的变化の状況は、上部蝦夷層群の場合と本質的に同じである。Ha・Hbで示される2堆積輪廻層の厚さはそれぞれ約300mである。またHa₁における亜輪廻層は90~120m内外の厚さを有する。

凝灰質岩はヘトナイ統下部階の種々の層準に挟在し、ヘトナイ統上部階では上部にみだされている。化石の産出状況については*Inoceramus schmidti* var. *mirabilis* はヘトナイ統下部階のむしろ下半部に産出しており*I. shikotanensis* は同統上部階の下部に優勢である。

この地域の函淵層群は、空知背斜地域¹⁰⁾、函淵⁹⁾、登川⁹⁾などの場合と異なつて、全体の厚さ(上限不明)が800m内外に及び、かつ中部に細粒堆積物が厚く発達している。このことは前述のように浦河統上部階の堆積相と密接な関連がある。すなわち富内地域では、北海道中軸帯西側の南部区¹⁰⁾¹¹⁾の他地域と異なつて、浦河統上部階がより厚く、細粒であることに調和して函淵層群もより厚く、かつ細粒相に富む。このような現象は南部区における堆積盆地の状態、とくに盆地内における沈降部の位置を推察する手掛りとなる^{註3)}。

4.3 堆積輪廻層

本地域の上部蝦夷層群・函淵層群だけでなく、筆者がかつて調査した他地域の中部蝦夷層群から函淵層群にいたる地層においても堆積輪廻が認められることを指摘してきた¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾。このような堆積輪廻層は、第1段階としては相対的に粗粒から細粒にいたる一連の地層として示

註3) 南部区では、ギリヤーク統下部階の最大層厚部は主夕張川流域⁹⁾に、浦河統上部階のそれはさらに南方の本地域に認められる。ヘトナイ統は富内地域よりも南方、しかも東側の、すなわち神居古潭帯内に位置する浦河地域⁹⁾においてより厚く、かつ細粒相が著しく卓越する。したがって、堆積盆地内の沈降部は時代の経過とともに大局的にみると南方へ移動した。かつヘトナイ世における沈降部は浦河世の場合よりも南方に移動しただけでなく、東方にずれた。このような浦河世からヘトナイ世にかけての沈降部の東方への移動は、北部区¹⁰⁾¹¹⁾の上猿払図幅地域¹¹⁾においても指摘される。なお上猿払図幅地域の白堊系の過半部は神居古潭帯内に分布している。

註2) この種の構造が、またその胚芽的なものであれ、微弱なものであれ、調査地域の南方にも認められるか否かを検討する必要がある。

されるが、たんに粒度の変化だけでなく、相対的に浅い環境から深い環境への垂直的变化ができるだけ反映されているように、岩相全般・化石相の垂直的变化を総合的に考慮したうえで認識されるべきである。

堆積輪廻層の境界を決定するにあたっては、相対的に浅い環境に堆積したと考えられる相対的に粗粒な堆積物の下限を便宜的に堆積輪廻層の下限とみなした。しかし、このことは厳密には自然的、かつ合理的でない。なぜなら、この場合の粗粒堆積物は、原則として1堆積輪廻層の頂上部をなす海退性または隆起性の堆積物と、その上位の堆積輪廻層の基底部をなす海進性または沈降性の堆積物とから構成されているからである。したがって、厳密にはそのような粗粒堆積物内のどこかに堆積輪廻層の境界を定めるべきである。その具体例として、本地域の函淵層群における H_{a_3} ・ H_{c_1} の場合を検討しよう (第6図)。 H_{a_3} においては、2枚の炭層それぞれの

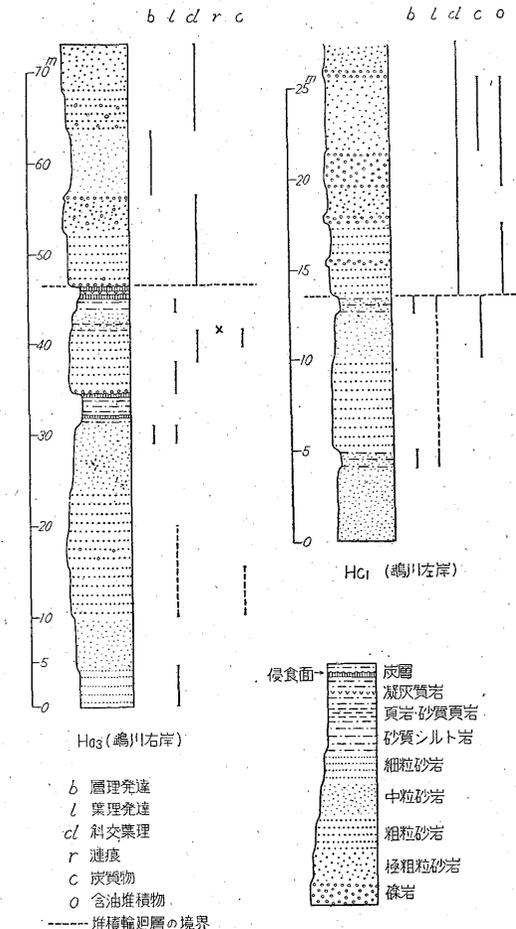
直上には侵食面が観察されるが、岩質・堆積構造 (層理・葉理・斜交葉理などの発達状況) および炭質物の含有状況などから、上位の炭層の上限を堆積輪廻層の境界とみなすことができる。 H_{c_1} では、侵食面が認められないが、岩質・堆積構造および含油砂岩・含油頁岩の含有状況などから、 H_{c_1} の層序断面のほぼ中央のところに堆積輪廻層の境界を設けることができる。このように厳密に境界がきめられる場合はよいが、実際には、堆積輪廻層が厚い粗粒堆積物、とくにそれが純海成堆積物からなる場合、岩相・化石相についての資料が不十分であると、堆積輪廻層の真の境界を決定することは容易ではない。したがって、前述のように相対的に粗粒な堆積物の

下限は便宜的に1堆積輪廻層の下限として認められることになる註4)。このように堆積輪廻層の真の、自然的な境界と便宜的、人為的な境界とは当然食い違ってくる。それを富内地域の函淵層群を例として吟味しよう (第7図)。第7図からわかるように、両者の境界の食い違いは決して大きくない。しかし、岩相・化石相の資料が不十分の場合、下限・上限が便宜的、人為的に定められた堆積輪廻層の厚さが薄く、かつ、その地層の始まりを示す粗粒堆積物が厚いほど、この堆積輪廻層と真の自然的な堆積輪廻層との層序的範囲は食い違いが大きくなる。

こゝに述べたような堆積輪廻層は、あまり小さい単位のものに捉われなくて認識されたもので、北海道中軸帯の白堊系に普遍的に認められる註5)。しかし

層序区分	堆積輪廻層	
	自然的	便宜的
Hd	d ₁	
Hc	c ₆	III
	c ₅	
	c ₄	
	c ₃	
Hb	c ₂	II
	c ₁	
	b ₃	
	b ₂	
	b ₁	
Ha	a ₇	I
	a ₆	
	a ₅	
	a ₄	
	a ₃	
	a ₂	
	a ₁	
Uh		
Ua		

第7図 函淵層群における堆積輪廻層



第6図 函淵層群における堆積輪廻層の境界 (縦実線は岩相上の諸要素の発達状況または含有量の顕著な場合。縦破線はそれらの顕著でない場合を示す。)

註4) 北海道中軸帯の白堊系では、ある1つの相対的に粗粒の地層は、その上限よりも下限の方において、それに続く地層への粒度変化が大局的にみてより急激、かつより顕著であることが多い。

註5) 極端な沖合相では堆積輪廻をみだすことが困難であり、また縁辺相ではこゝで述べたような亜輪廻や、さらに小単位の見掛上の輪廻が含まれることがあるので、普遍的な輪廻を認めることがむずかしくなり、さらに極端な縁辺相ではそのようなことが一層困難となる。なお中部蝦夷一函淵層群には12堆積輪廻層が認められ¹⁰⁾¹¹⁾、下部蝦夷層群は2堆積輪廻層からなるであろう。

個々の堆積輪廻層の年代的位¹¹⁾は全域を通じて必ずしも同じでなく、場合によつてはかなりずれ^{註6)}、またある時期では本地域の Ha のように、より小さい単位の局地的亜輪廻層も認められる¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾。このことは白堊系の堆積史と密接な関連がある。要するに、堆積輪廻層の認識にあつては、北海道中軸帯白堊系の堆積が地向斜的沈降と造陸運動的沈降とによつて大きく規定されていることを念頭におくべきである。こゝに述べた堆積輪廻層は岩相的層序区分の 1 型式であるが、岩相的層序区分単位としての累層 (formation) や部層 (member) とは内容を異にする。しかし地層の単元の大きさからみると、1 堆積輪廻層はほぼ累層に相当する。また層序の範囲に関しては、1 堆積輪廻層は一般にそれが関連している階 (北海道中軸帯の白堊系に認められる階) の層序の範囲を越えることがなく、ほぼ階ないし階の半分位の大きさの地層である。堆積輪廻層の層序の範囲の大小もまた白堊系の堆積史と密接な関連をもつ^{註7)}。なお堆積輪廻層の厚さおよび標式的な堆積輪廻層における岩相・化石相の垂直的変化は、すでに述べたことがあるので¹⁰⁾¹²⁾、ここでは省略する。

5. あとがき

本地域の白堊系の層序および構造については、さらに周辺の地域、とくに沙流川一額平川間の地域を調査する必要がある。また堆積輪廻層に関連して、将来函淵層群

註6) このことはとくに北部区と南部区とで比較した場合に指摘される。

註7) 宮古世新期一ヘトナイ世新期における堆積史は、堆積相の巨視的な特徴からみると、第1段階 (宮古世新期一同世末亜期)、第2段階 (ギリヤーク世古期一同世新期の前半)、第3段階 (ギリヤーク世新期の後半一浦河世末亜期) および第4段階 (ヘトナイ世全般) の4段階を経過したと考えられる。第1、第3段階では、ともに堆積相が中軸帯全域にわたつてむしろ均一的であり、そのうち第1段階の堆積相はむしろそれより以前の下部蝦夷層群の堆積相と第2段階以降の堆積相との中間のものである。第2、第4段階ではともに堆積相が分化的であるが、両段階は内容的にかなり異なり、第4段階が海退的であることはいうまでもない。堆積輪廻層の年代的位^置は、第1、第3両段階では全域を通じてほぼ同じであるが、第2、第4段階では地域ごとに異なり、亜輪廻層も生じた。堆積輪廻層の層序の範囲は第1段階では小さく、第3段階では大きく、第2、第4両段階では小さい場合も大きい場合もあるが、全体としてはむしろ小さい。なお堆積輪廻層の厚さは大局的にみると第1段階、第2—第3段階、第4段階ごとにうすくなる。

における堆積岩を岩石学的に検討したい。

本稿の公表にあつては石油資源開発株式会社の承諾を得た。またこの地域の地質一般について東京教育大学の橋本亘教授から、一部の化石の同定について九州大学の松本達郎教授から教示を受け、堆積岩については本所の角靖夫の協力を得た。以上の方々に深く謝意を表する。
(昭和34年11月稿)

文 献

- 1) 吾妻穰・正谷清：最近の石油技術の進歩、探鉱、北海道地区、石油技術協会誌, Vol. 18, No. 4, 1953
- 2) 花井哲郎・坂本峻雄・水野篤行：北海道辺富内南方の地質について (講演要旨), 地質学雑誌, Vol. 58, No. 682, 1952
- 3) 橋本 亘：日高・胆振班地質調査報告 (手記), 石油資源開発株式会社, 1957
- 4) 今井功・角靖夫：5万分の1地質図「富川」, および同説明書, 北海道開発庁, 1957
- 5) Matsumoto, T.: Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan, Pt. I, II & III, Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Vol. 1, No. 3; Vol. 2, No. 1, 1942~1943
- 6) Matsumoto, T. (Editor): The Cretaceous System in the Japanese Islands, Jap. Soc. Promotion, Science, 1954
- 7) 長尾捨一・橋本亘・小山内照：北海道中軸地帯の地質構造について (その1), (講演要旨), 地質学雑誌, Vol. 62, No. 730, 1956
- 8) 根本忠寛・三本杉巳代治・水口文作：10万分の1地質図幅「登川」, および同説明書, 北海道工業試験場地質調査報告, No. 5, 1942
- 9) 大立目謙一郎：石狩炭田南部の推被衝上構造の新事実に就て, 矢部教授還暦記念論文集, Vol. 2, 1941
- 10) 田中啓策：石狩炭田空知背斜地域の白堊系, とくに上部蝦夷層群の堆積について, 地質調査所月報, Vol. 10, No. 12, 1959
- 11) 田中啓策：5万分の1地質図幅「上猿払」, および同説明書, 地質調査所, 1960
- 12) 対馬坤六・田中啓策・松野久也・山口昇一：5万分の1地質図幅「達布」, および同説明書, 地質調査所, 1958
- 13) Uwatoko, K., Otatsume, K.: The Upper Cretaceous Oil-bearing Sedimentary Rocks of Hokkaido, Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, Vol. 2, No. 2, 1933
- 14) 吉田尙・松野久也・佐藤博之・山口昇一：5万分の1地質図幅「比宇」, および同説明書, 北海道開発庁, 1959