

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

田中 啓 策*

On the Sedimentation of the Cretaceous Deposits, Especially of the Upper Yezo Group in the Sorachi Anticlinal Area, Ishikari Coal Field

by

Keisaku Tanaka

Abstract

In the Sorachi anticlinal area, Ishikari coal field, central Hokkaidō, are extensively developed the Cretaceous deposits composed of the Middle Yezo, Upper Yezo and Hakobuchi groups in ascending order. They are overlain by the Paleogene coal-bearing Ishikari group with an unconformity, and show cyclic sedimentation. Judging from the lateral changes of the sedimentary facies, that is, the thickness of strata, lithofacies and biofacies in the Cretaceous rocks, the western wing should be just nearer the western margin of the so-called Yezo geosyncline. Notwithstanding, it is noteworthy that in the much subsided offshore, eastern wing, exclusively in its southern part, coarse-grained clastics such as sandstones, pebbly mudstones and muddy conglomerates are frequently met with in the lower half of the Upper Yezo group consisting of mudstone. Taking into consideration paleogeographical conditions and tectonic control of sedimentation, it seems plausible that these coarse-grained sediments were derived by the so-called turbidity current or subaqueous mudflow from the southwestern source area, an up-warping belt of transversal direction, to which a remarkable difference in the sedimentation of the Ishikari group between the northern and the southern halves of the coal field owes its origin.

要 旨

石狩炭田空知背斜地域の白堊系(中部蝦夷・上部蝦夷・函淵層群)の堆積相をみると、背斜の西翼は堆積盆地(蝦夷地向斜)の西縁に近く、東翼は沖合の、かつ深い堆積環境にあつた。東翼の地層中には、粗粒堆積物に富んで乱堆積を示す月見層西部相を始め、上部蝦夷層群下半部中の種々の層準に砂岩・泥質礫岩・礫質泥岩がみられる。これらの粗粒堆積物を構成する粗粒物質の大部分は、上部蝦夷層群の堆積相にみられる水平的変化、構造運動の反映から判断すると、南西方ないし西南西方から供給されたと考えられる。かつ、それが急速な沈降の行なわれた東翼、とくにその南部に堆積したと推察される。このことは、空知背斜地域だけでなく、周辺とくに南方の幾春別背斜地域の状況も考慮に入れると、両地域の境界あたりにほゞ東西方向の曲隆帯が存在したことを暗示

する。その曲隆帯は少なくともギリヤーク世古期後葉に出現し、その後も引続き存在し、古第三系石狩層群の石狩炭田の北部と南部とでの著しい堆積状況の差異をも導いた。

1. ま え が き

石狩炭田空知背斜地域の白堊系については、今井半次郎⁷⁾の古い研究があるだけで、その後ほとんど調査が行なわれなかつた。筆者はかつてこの地域の白堊系を調査し、白堊系、とくに上部蝦夷層群の堆積相が空知背斜の東西両翼において著しく異なることを指摘した²⁵⁾。その後田代修²⁶⁾、高尾彰平²¹⁾は石狩層群堆積当時石狩炭田中央部に東西方向の曲隆帯が存在したという見解を発表した。筆者はこの地域の白堊系の調査資料を再検討し、堆積相の解析から、白堊系の堆積を規制した構造運動と前記の曲隆帯との密接な地史的関連をみいだすことができた。

* 北海道支所

第1表 空知背斜東翼における白堊系の層序総括表

層序		層厚(m)	主要岩質	凝灰質岩	化石	主要(または多産)化石	対比		
函淵層群	上部	HE ₃	160—80	ss, fs (gs)	A	R	ヘトナイ統		
	下部	HE ₂	120—60	ss (c)	R				
上部蝦夷層群		HE ₁	30	fs		C	最上部亜階	浦河統	
		UE ₁₁	40—80	sm (gs)	R	A	上部階		
		UE ₁₀	90—120	md (s, gs)	F	R/A	中部階		
		UE ₉	100—80	md, sm	F	F	下部階		
		UE ₈	120—90	sm, md (s)	C	R/A	下部階		
	月見層	UE ₇	170	cg ss md	ss (gs)	A	F		下部階
		UE ₆							
		UE ₅	120—80	md, sm		F	F		下部階
		UE ₄	150	md, sm (s)	F	F/A	上部階		
		UE ₃	110	md		R	R		中部階
	UE ₂	110—70	sm		R	R	下部階		
	UE ₁	180—110	sm, al (s)	R	A	A	下部階		
中部蝦夷層群	三笠層	TE ₃	80—40	ss		C	下部階		
		TE ₂	80—50	sm		C	下部階		
		TE ₁	140—90	ss		A/R	A/R		
	主部	ME ₃	90—50	sm			最上部亜階		
	ME ₂	120	al	R	R	上部階(?)			
	ME ₁	300+	sm			上部階(?)			

cg: 礫岩
 ss: 砂岩
 fs: シルト質細砂岩～砂質シルト岩
 sm: 砂質泥岩・シルト岩
 md: 泥岩
 al: 砂岩泥岩交互層
 s: 砂岩薄層ひんばん

gs: 緑色砂岩
 c: 石炭～炭質頁岩
 VA: 極多
 A: 多
 C: 普通
 F: 少
 R: 稀

2. 地質のあらまし

北方に向かつて沈下する空知背斜を形成している白堊系は、平行不整合をもって石狩層群に覆われ、中部蝦夷

層群・上部蝦夷層群・函淵層群からなる。この地域(南方の隣接地域をも含める)の概略的な地質図を第1図に、白堊系の層序の概要を東西両翼にわけて第1・2表に示す。中部蝦夷層群は下限がみられないが、かなりの

第2表 空知背斜西翼における白堊系層序総括表

層		序	層厚(m)	主要岩質	凝灰質岩	化石	主要(または多産)化石	対 比		
函淵層群	上部	Hw ₃	30—40	ss, fs	C	R		ヘイトナ統		
	下部	Hw ₂	40—60	ss, cg	C					
上部蝦夷層群		Hw ₁	0—50	fs (gs)		C	<i>Polyptychoceras</i>	最上部亜階(?)		
		Uw ₇	80—90	sm, fs (s)	F	F A	<i>Inoceramus naumanni</i> <i>Inoc. japonicus</i>	上	浦	
		Uw ₆	20—40	fs↔sm (gs)		VA	<i>Polyptychoceras</i> <i>Inoc. naumanni</i>	部	河	
		Uw ₅	40—50	md, sm		F	<i>Anagaudryceras yokoyamai</i>	階		
		Uw ₄	30—40	sm (gs)	R	A	<i>Inoc. japonicus</i> <i>Inoc. urwajimensis</i>	下	統	
		Uw ₃	40—50	fs↔sm (gs)	R	VA	<i>Baculites</i> <i>Inoc. urwajimensis</i>			
		Uw ₂	50—60	fs↔sm (gs)		F	<i>Inoc. urwajimensis</i>	階		
		Uw ₁	上部	30	fs (gs)		A	<i>Reesidites minimum</i> <i>Inoc. teshioensis</i>	上	ギ
			下部	40—60	fs↔sm		C A	<i>Scaphites planus</i> <i>Inoc. teshioensis</i>	部	リ
	中部蝦夷層群	三笠層	TW ₃	110—140	ss, cg (c)		A	<i>Otoscaophites puerculus</i>	下	部
			TW ₂	40—50	sm	R	C	<i>Inoc. yabei</i>		
			TW ₁	60—80	ss, fs	F	A	<i>Desmoceras (Pseudouhligella) cf. japonicum</i>		
主部		MW ₅	70—80	sm	R			最	古	
			MW ₄	150	al	F		階		
			MW ₃	300	sm (s)	R		上		
	MW ₂	100—140	ss				部	統		
	MW ₁	650+	al				階			

部分が現出している。東翼の上部蝦夷層群では、中部に挟在する月見層が特異な存在であり、これは岩相変化が著しく、東部相と西部層とで顕著な差異を示している。

なお構造相が東翼と西翼とで著しく異なる。東翼には南半部に小褶曲構造・抑揚構造が発達し、さらにNS方向の断層群が卓越する。西翼では西側にNW—SE方向の軸をもついくつかの副次的な半ドーム状・半ベーズン状構造がNS方向に配列し、かつNW—SE方向の断層群が顕著に発達する。

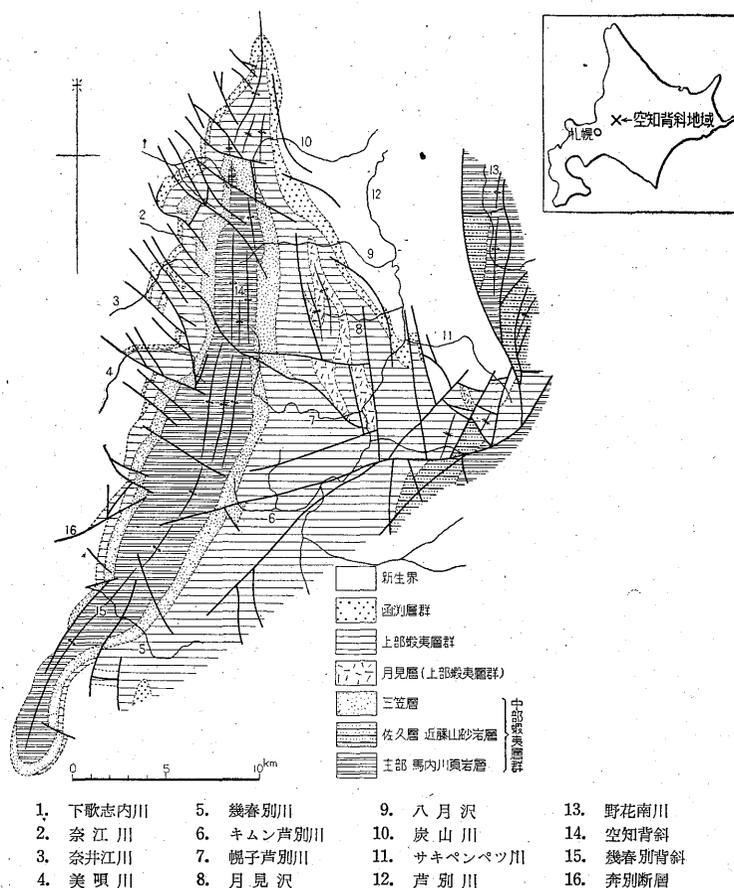
3. 上部蝦夷層群の堆積

3.1 堆積相の差異から決定される東西両翼の堆積盆地内で占める部位

まず上部蝦夷層群全般の堆積相(層厚・岩相・化石相)の東西両翼における差異を第3表に示す。このような差異のうち、いくつかのものは、西翼の方が東翼に較べ巨視的にみて堆積盆地(蝦夷地向斜)の西側の縁辺に近かつたことを示している。このことは、またギリヤーク統一浦河統における各階(または亜階)について、その厚さ、岩質組成(第2図)を較べても、西翼の地層の方が

第3表 空知背斜地域における上部夷蝦層群の堆積相の東西両翼における差異

	西翼	東翼
層厚	薄い	厚い(約3倍)
全体を通じての粒度	粗い	細かい
岩相の全体としての水平変化	大きい	小さい
堆積物の組織	淘汰良くない	淘汰良い
堆積物の構造	一般に無層理	層理(しばしば級化成層)・葉理発達
礫(泥質礫岩・礫質泥岩)	ほとんどない	種々の層準にあり
緑色砂岩	種々の層準に発達	特定の層準に限られ, 少ない
凝灰質岩	少ない	種々の層準に発達
石灰質団塊の分布密度	大きい	大きくない
動物化石の産出密度	大きい	大きくない
アンモナイト化石	正常型少なく, 異常型多い	正常型多く, 異常型少ない
植物化石・炭質物	多い	少ない



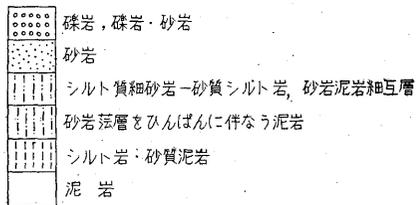
第1図 空知背斜地域周辺の地質概略図

第4表 空知背斜地域の白堊系におけるアンモナイトの産出状況

アンモナイトの形態			年代	浦河統						ギリヤーク統					
				最上部亜階		上部階		下部階		上部階		下部階			
装飾	巻き方	螺環横断面		W	E	W	E	W	E	W	E	W	E		
異常型	螺旋形~不規則形		VII d			×		×		×	×				
	鉤状屈曲		VII c					×	×	◎	○	×			
	鍵状~鎌状屈曲		VII b	○	×	◎	○		×				×		
	直線形		VII a			×	×	◎		×	○				
正常型	滑~細	緩~密巻	円盤形	VI			×	×					×		
	粗	緩巻	亜四角形, 幅狭	V b				×		◎					
	粗	緩巻	亜四角形, 幅広	V a			×		×	×	×		×		
	中		楕円~亜四角形	IV			×	×	×	○	○	○	×	×	
	異常型	滑	密巻	円~亜円形	III			○	○	×	×	×	○	×	◎
		細	緩巻		II			×	○	○	×		×	◎	
密巻			I		×										

E: 東翼 W: 西翼 ◎: 多 ○: 普通 ◦: 少 ×: 稀

西翼		東翼	
層厚 (m)	岩質組成	階層	層厚 (m)
60	砂岩	下部階(トウチ)	120
50	シルト質砂岩	浦河統最上部	40
200	砂岩	浦河統上部	250
100	シルト岩	浦河統下部	350
110	砂岩	ギリヤーク統上部	400
200	シルト岩	ギリヤーク統下部	300
230	泥岩	宮古統最上部	250



第2図 空知背斜地域の白堊系における階・亜階の厚さ, 岩質組成

東翼の地層よりも一般に厚さが小さく, 粗粒堆積物に富む点からも指摘される註1)。

さらにギリヤーク統-浦河統におけるアンモナイト化石の産出状況(第4表)についてみると, 各階(または亜階)ごとに東翼よりも西翼の方において相対的に浅い棲息環境を指示するようなものがより多く含まれている註2)。

例えば西翼には異常型のものが, 東翼には正常型のものが優勢であり, さらに正常型のものでも, 西翼に装飾が粗く螺環の膨らみの小さいものが, 東翼には装飾が細かく螺環の膨らみの大きいものが優勢である。またギリ

註1) 東翼の浦河統下部階では, 月見層のような粗粒堆積物の存在のために, 西翼の場合よりも粗粒堆積物が全体として多い。このことは東翼で月見層以外の種々の層準に礫岩や礫質泥岩が介在することとともに, 前述のような堆積環境の推定に矛盾するようである。しかしその意義については後述する。なお凝灰質岩の分布はこの場合とくに考慮する必要がない。

註2) アンモナイトの棲息深度範囲は, 多少の例外があるが, 巨視的にみて正常型→異常型, また I・II・III→IV・V a→V b=b・VI・VII a・VII b=b・VII c・VII d 群の順に主範囲が相対的に深→浅になると考えられる。詳しくは別の機会に述べる。

第5表 空知背斜地域の白堊系における化石相の垂直的变化

西翼		東翼		
VIII	A	浦河統 最上部亜階	I	VIII
VII	I A-M	浦河統 上部階	I I-M	VII
	I-M I			
VI	I I-M	浦河統 下部階	I I-M	VI
	A		I	
V	I A-M	ギリヤーク統 上部階	I M	β V
	I A-M		A	
IV	A-M	ギリヤーク統 下部階	I A-M	α IV
	I S		S-I S-A	

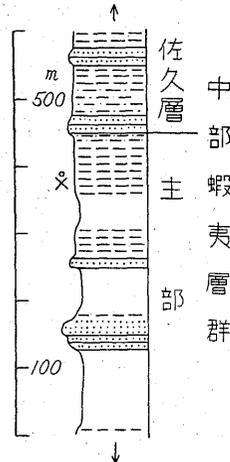
S: 貝 (おもに浅海棲) 相
 A: アンモナイト相
 M: 混合相
 I: イノセラムス相
 A-Mなど: 混合相的な様相を示すアンモナイト相
 |||: 化石の産出が少ないために化石相不明
 α, β: 堆積面輪廻層

ヤーク統 (下部階下部を除く) 一浦河統におけるアンモナイトとイノセラムスとの相対的優占度に着目すると、西翼では東翼の場合と逆にアンモナイトの方がむしろ優勢である (第5表)。このことも次項で述べることからわかるように、西翼が東翼よりも全体として浅い環境にあつたことを示す。

要するに堆積相からみると、西翼の堆積環境が東翼の場合に較べて、より浅く、したがって堆積盆地の縁辺により近かつたものと推察される。なおこのようなことは中部蝦夷層群・函淵層群 (ヘトナイ統) の場合についてもいえることである^{19)25)註3)}。

以上に述べた地域よりさらに東方の地域についてみると、ギリヤーク統下部階は野花南川流域においてより厚

註3) 石狩炭田の白堊系全般について、西側の方が堆積盆地の西縁に近かつたことはすでに指摘されている⁵⁾¹⁴⁾²²⁾。



第3図 野花南川中流のギリヤーク統下部階層序柱状図 (凡例第7図参照)

く、かつ細粒となる (第3図)。この現象に調和して、空知背斜東翼と野花南川流域との間に位置するサキペンベツ川上流流域では、月見層の厚さが約20 mに減少し、かつ上部蝦夷層群下半部にしばしば存在する礫岩・礫質泥岩がみられなくなる。したがって、富良野地方⁹⁾の状況をも考慮に入れると、空知背斜地域付近における白堊系堆積盆地の見掛上最も沖合の部分は、少なくともギリヤーク世古期以後にはほぼNS方向をとつて野花南川流域あたり、ないしサキペンベツ川上流流域あたりを通つていたと推定される^{註4)}。

3.2 堆積相の垂直的变化から推察される堆積環境の変遷

上部蝦夷層群だけでなく、中部蝦夷層群一函淵層群全体を通じて、岩相・化石相の垂直的变化には、ある単位の周期性が認められる。この周期性に基づいて、中部蝦夷層群一函淵層群を第6表のように12層の“堆積輪廻層”²⁸⁾に区分することができる^{註5)}。標式的な場合、このような堆積輪廻層の下半部を占める半輪廻層についてみると、(1) 堆積物が下位から上位に向かつて粗粒から細粒になる。(2) 葉理・層理が下部にしばしば発達するが、上位に向かつて次第に不明瞭となる。なお下部がとくに粗粒の場合はしばしば無層理であり、また交叉葉理・漣痕などがみられることもある。(3) 植物化石の破片または炭質物の含有量が下位から上位に向かつて

註4) ここでは、堆積盆地の見掛上最も沖合の部分では、地層は一般に最も細粒相に富み、かつ層厚が大きいと考えている。なお主夕張川流域¹³⁾¹⁴⁾、芦別川上流流域²⁹⁾の状況からも、このような見掛上最も沖合の部分の位置が想定される。

第6表 空知背斜地域の白堊系における堆積輪廻層

西翼		堆積輪廻層	東翼		
北	南		南	北	
		XII			
		XI		HE ₃	
		X			
		IX		HE ₂	
		VIII		HE ₁	
				UE ₁₀	
		VII		UE ₉	
				UE ₇	
		VI		UE ₆	
				UE ₄	
		V		UE ₃	
				TE ₃	
		IV		TE ₂	
				TE ₁ 上部	
		III		TE ₁ 下部	
				ME ₂	
		II		ME ₁	
		I			

減少する。(4) 大型動物化石は下半部に豊富である。

(5) 化石相の垂直的変化が認められる。すなわち下位から貝相(貝化石が優勢、以下同じ)・アンモナイト相・混合相(アンモナイトとイノセラムスとがほぼ同じ位)・イノセラムス相が順次出現する(第5表)註6, 貝相の貝化石は主として浅海棲種であり, またアンモナイトの

註5) 中部蝦夷層群一函淵層群を12層の堆積輪廻層に区分することは、北海道中軸帯全域(主としてその西側部)において一般に可能である。また12層のうち、若干のもの(たとえばIV-V, IX-XII層)はとくに中軸帯の北部と南部とで年代的位置を多少異にする。その意義については別の機会に述べる。またこゝにいう北部と南部との境界はほど旭川と留萌を結ぶ地帯にあたり、それを旭川-留萌線と名づける。なお東翼のV層はさらに小さい単位の2亜輪廻層から構成される。

殻の形態が下位から上位に向かつて異なつていき、その順序は巨視的にみて異常型→正常型、または Vb・VI…VII d→……→I・II・III群(註2 参照)である。(6) 石灰質団塊が下半部に豊富である。(7) 凝灰質岩が下半部に発達する。(8) 緑色砂岩(すべてではないが、海緑石質のものが認められる)層が下部にみられるというような岩相・化石相の垂直的変化を示す。なお堆積輪廻層の最上部には石炭ないし炭質頁岩層が挟まれていることがある。このような現象から判断すると、この場合の堆積輪廻層は堆積環境の相対的な浅→深→浅(または海進→海退)の変化を大局的に反映している。

次に第5表に示された個々の堆積輪廻層および階(または亜階)における化石相についてみると、東翼の場合に較べて西翼ではむしろアンモナイト相が卓越していることは、前述のような化石相の垂直的変化と堆積環境のそれとの関係から類推すると、西翼の方が絶えず相対的に浅い環境にあつたことを示す註7)。

要するに、全体としてみると東翼の方が西翼に較べて常に相対的に深かつたが、東西両翼とも浅→深→浅の環境変化を周期的に繰り返したと考えられる。

3.3 差別的沈降を生じた堆積環境と堆積運動との関係

こゝで東西両翼における個々の堆積輪廻層の厚さ・岩質組成を比較すると(第4図)、III~VIII層の場合では、

西翼		東翼	
層厚(m)	岩質組成	堆積輪廻層	層厚(m)
20		X	25
60		IX	120
170		VIII	200
130		VII	300
90		VI	300
120		V	400
160		IV	150
230		III	250

第4図 空知背斜地域の白堊系における堆積輪廻層の厚さ、岩質組成(凡例第2図参照)

註6) VII層では全体を通じてイノセラムスが優勢であることは中軸帯全般について認められる。しかし詳細にみるとVII層でも本質的にこのような傾向が認められる。

堆積輪廻層の厚さは100 m内外よりみられるが、400 m内外を超えることがなく^{註8)}、各堆積輪廻層の厚さは一般に東翼の方で厚い。すなわち東翼は西翼よりも沈降が著しかった。また両翼を通じて、IV・IX両層における粗粒岩の量比^{註9)}が大きいことは明らかであり、これに対応してギリヤーク統下部階・ヘトナイ統下部階(?)における粗粒岩の量比が、他の階のものに較べて大きい(第2図)ということがわかる^{註10)}。なお東翼のVII層または浦河統下部階における粗粒岩の量比が、西翼の場合よりも大きいことは注目され、この点については後で述べる。

ところで第2図からわかるように、東西両翼での厚さの差異はギリヤーク統上部階および浦河統下部階において顕著であり、かつ前者の場合においてより大きいが、

註7) 東翼におけるV層の上部亜輪廻層(β)下部、またはギリヤーク統上部階の下部が、アンモナイト相であることは、この結論に矛盾するようである。しかし東翼のアンモナイト相ではIII群の*Tragodesmocerooides*が優勢であり、これに反して西翼の同層準ではVIIc群の*Otoscaphtes*が優勢である。また東翼における若干の堆積輪廻層の上部は化石の産出が少ないために化石相が不明であるが、このこと自体は上部蝦夷層群の場合相対的に深い環境を反映していると考えられる。

註8) 北海道中軸帯全域のI—XII層を通じて、各層を粗粒堆積物の相対的に多いものと、少ないものとに2大別することができる。III—VIII層を通じて各層の厚さは、前者の場合では厚さの限界についてのこのような傾向が認められ、それに反して後者の場合では一般に400 m内外を超えるが、700 m内外を超えない。IX—XII層の場合では、各層の厚さは粗粒堆積物が相対的に多いときは300 m内外を超えないが、逆の場合には300 m内外を超える。

註9) 粗粒岩の量比とは1つの地層を構成する堆積物全体において、粗粒のもの(砂岩・礫岩)が占める比率をいう。粗粒岩の量比の算定については、シルト質細砂岩～細砂質シルト岩および砂岩泥岩互層ないし細互層の場合、便宜上それぞれの半分を砂岩として取扱う。砂岩薄層をひんばんに挟む泥岩(この場合厚さ1 mごとに厚さ0.1 mの砂岩を挟むものとする)については、これが問題とする地層全体の20%を超える場合に、便宜上その10%が砂岩に換算される。凝灰岩は量的にみて僅かであるので、それが含まれる堆積岩に置換えられる。

註10) この傾向は北海道中軸帯南部について一般的に認められる。しかし中軸帯北部では、逆にIV層またはギリヤーク統下部階における粗粒岩の量比が相対的に小さく(実際にはきわめて小さく、IX層の代りにX層の粗粒岩の量比が著しく大きい。

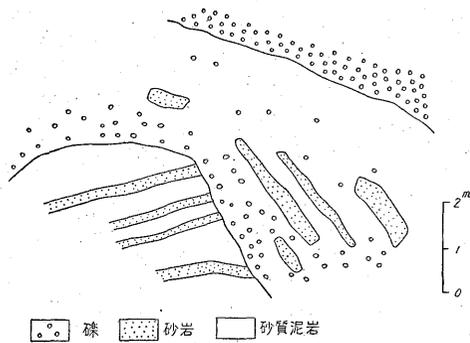
いずれも西翼における厚さは東翼におけるものの3割内外にすぎない。粗粒岩の量比の差異も、ギリヤーク統上部階において最大で、もちろん東翼よりも西翼の方で粗粒岩の量比がかなり大きい(三笠層の上部を含むためである)。浦河統下部階になると東翼の方が西翼の場合よりも粗粒比がかなり大きくなり、またかなりの礫岩・砂岩を含む。このような沈降量が多い場合、東翼の相対的により深い環境に堆積したと推定される上部蝦夷層群中の種々の層準に、粗粒堆積物の発達する例は下記の通りである。

砂岩を基質とする円礫岩が、 $UE_4 \cdot UE_5$ および月見層(UE_6 — UE_7) (東部相・西部相とも)にみられる。泥質岩を基質とする円礫岩が $UE_3 \cdot UE_5$ と月見層の西部相とに存在し、月見層の西部相ではこの礫岩が最も顕著に発達し、しかも砂岩を基質とする礫岩よりもはるかに優勢である。また円礫を散点する泥岩は $UE_2 \cdot UE_3 \cdot UE_5$ ・月見層西部相に認められ、 UE_2 には少ないが、後3者には多い。このように礫^{註11)}は UE_2 — UE_7 (ギリヤーク統上部階—浦河統下部階中部)の全体にわたって含まれ、しかも上位の地層に向かうほど多量になる。なお西翼では円礫が UW_1 上部(ギリヤーク統上部階)のみにきわめてまれに散点しているにすぎない。さらに細粒堆積物に注目すると、ギリヤーク統上部階—浦河統下部階を通じて東翼の方が西翼よりも全体としてより細粒であるが、礫の含有状況に似て中粒～粗粒砂岩はかえって東翼の方に多く含まれている。この傾向はとくに月見層において顕著である。しかし、これらの砂岩には層理(しばしば級化成層)が発達し、偽層ないし交叉葉理が認められない。したがって東翼の粗粒堆積物は堆積盆地の縁辺から離れた、むしろ相対的に深い環境に堆積したものであると考えなければならない^{註12)}。

月見層の西部相は主として“沖合型”^{註8)}の乱堆積(第5図)を示す地層からなり、級化成層を示す粗粒堆積物をも伴い、その東部相は砂岩を主体とし、しばしば級化成層を示す。このような粗粒物質の運搬はいわゆる乱泥流(turbidity current)の作用によつて説明されるであろう。そのうち月見層西部相の大部分やそれより下位の層準にみられる泥質礫岩・礫質泥岩は水中土石流(subaqueous mudflow)によつて運搬されたのであろう。

註11) 礫種には流紋岩・チャート・砂岩・安山岩などがあり、それらのうち流紋岩が最も多い。

註12) 月見層の東部相 UE_7 に*Ostrea*のような瀬海—浅海棲貝化石がまれに含まれていることは、このような推論に対して必ずしも反証とはならない。



第5図 幌子芦別川下流右岸の UE₆₋₇ 西部相にみられる異常堆積

なお月見層の東部相が厚い粗粒堆積物からなることの原因の1つは、凝灰質物に富んでいることにも関連している。

以上に述べたことを総括すると (第6図)、少なくとも、ギリヤーク世古期にはすでに東西両翼の間に差別的沈降および深度の差異が僅かながらもみられた。そして同世新期にはいつてからは、両翼の層厚が著しく違うことから推定される著しい差別的沈降と、粗粒岩の量比・化石相 (とくにアンモナイトの分布状況—第4表) の顕著な差異から推定される深度の著しい差異とが現われた。これは西から東へ向かう海底面 (堆積面) の傾斜の増大、すなわち海底斜面の形成を意味する。それに伴って供給物質、とくに粗粒物質が元来堆積すべき堆積盆地の縁辺近くの場合 (西翼) に堆積しないで、堆積盆地の沖合部の方に向かって (東翼の方に向かって) 水平移動して堆積し、東翼に異常な粗粒物質をもたらしたと考えられる。なお東翼では、この急激に著しくなった差別的沈降のほかにも、当然供給地域の隆起運動・供給物質の運搬力力の強弱などの諸要因に支配されて、粗粒物質が量 (厚さ・拡がり) を増減しながら堆積したであろうが、これらの諸要因の影響が最も顕著になった浦河世古期の

中頃に、異常に莫大な粗粒物質が堆積した。この堆積物が月見層である。

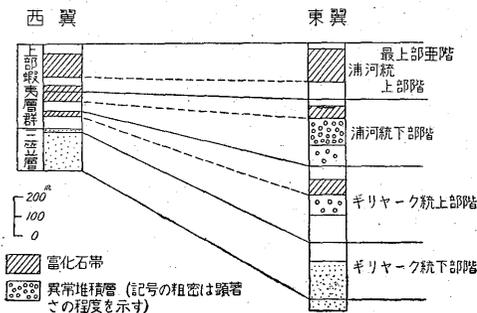
このような差別的沈降はその後弱くなつたが、しかし少なくとも浦河世古期の終りごろまで引続き行なわれた。同世新期になると、厚さが両翼であまり違わぬことから推察されるように、沈降はほぼ一様となり、かつ粗粒岩の量比・化石相、とくにアンモナイトの分布状況^{註13)}の類似から判断されるように、深度の差異も著しく減殺された。この浦河世新期、とくにその前葉 (UE₉・UW₅の堆積時期) は、上部蝦夷層群中最も細粒であり、化石にも乏しく、またみられる化石相から判断しても、両翼を通じて最も深くかつた時期である。その後、浦河世末期においても、この様な沈降状態が維持されたが、海域はむしろ次第に浅くなつて、ヘトナイ世の浅海状態に移行した。

以上のように、東翼と西翼とを較べて、東翼の上部蝦夷層群にひんぱんにみられる粗粒物質は、西翼の方向から供給されたものと考えたが、この点については次項で吟味しよう。

3.4 堆積相の水平的変化から推察される堆積環境の配置

空知背斜東西両翼の上部蝦夷層群における、堆積相の水平的 (南北方向) の変化についてみると (第7図)、まず東翼では粗粒堆積岩の発達が南ほど顕著である。すなわち UE₁ が南部で粗粒物質に富むと同時に厚くなる。

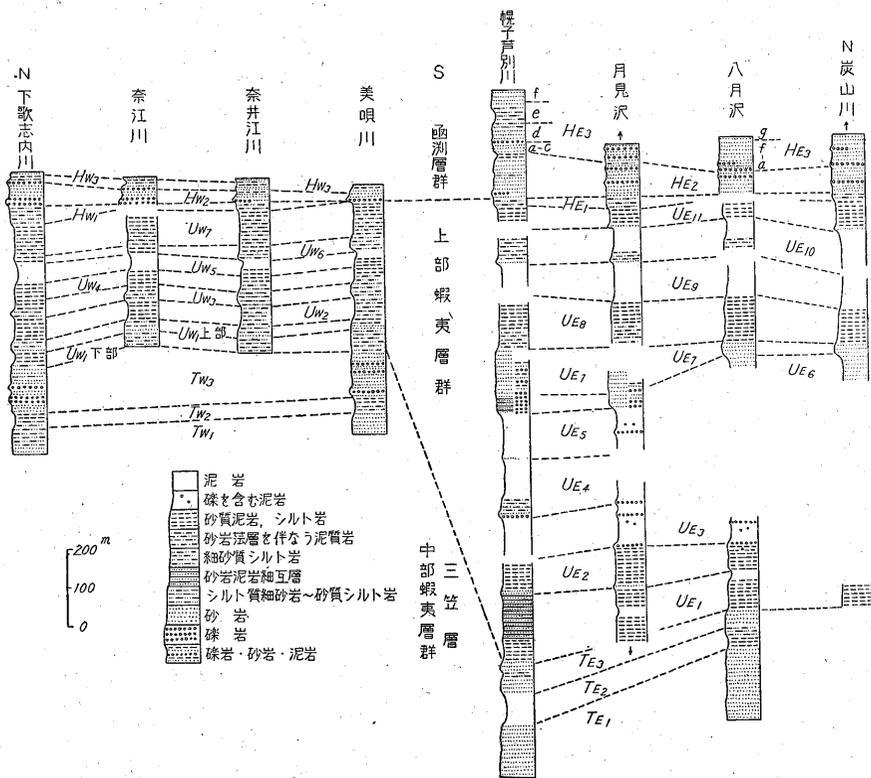
UE₁ より上位の種々の層準にみられる砂岩層および砂岩薄層を伴う泥質岩層は南部ほど発達する。このような現象に調和して、月見層 (UE₆—UE₇) では、東部相の UE₇ の厚さが南部より北部に向かって減少する^{註14)}。西翼では、本層群は全体として、またいくつかの細分層についても西側ほど、また南部ほどより粗粒となる。UW₁ 最上部に礫がまれに含まれるのも南部 (少なくとも美唄川) においてである。要するに、上部蝦夷層群は、両翼それぞれで北部よりも南部の方に、より粗粒の物質に富み、同時に大型動物化石・石灰質団塊が多量になる¹⁹⁾。したがって、両翼を通じて南部の方がより浅い環境を示し、したがって南方の供給源により近かつたことにな



第6図 空知背斜地域における上部蝦夷層群の堆積状況概念図

註13) 浦河世新期の VII b 群のうち最も優勢な Polyptychoceras の棲息深度主範囲は、この属の生存期間のうち、この時期では III 群の場合に似ていたと考えられる。

註14) 月見層の西部相が北部に存在するかどうかについては、地層の現出状態からは不明である。しかし後述するような上部蝦夷層群の堆積についての推論から、月見層西部相が元来北部に堆積しなかつたと考えられる。



第7図 空知背斜地域における上部蝦夷層群の層序柱状図
 (幌子別川・月見沢における UE 6-7 の右側の部分は西部相を示す。
 美唄川・奈井江川における UW 7 の右側の部分は西部の場合を示す。)

る。

しかし、前述のような上部蝦夷層群の堆積相の水平的変化の考察は、現在みられる地層の分布に基づいており、あくまで見掛上のものである。堆積当時における堆積相の水平的変化の状況を、具体的に把握するためには、当然地層の分布を变形以前のものに復元して考察すべきである。この場合、現在みられる構造要素（とくに褶曲構造）が全く後生変形に基づくものと仮定する（地層の堆積期間中に形成されつつあったかも知れないが¹⁵⁾、これについての考慮はこの地域では実際としてほとんど必要がない。）。空知背斜の北方に向かって沈下する主軸を水平に戻し、それを軸として東西両翼それぞれを展開すると、西翼の現在みられるNNE—SSW方向の地層分布は、ほぼN—S方向をとるようになる。したがって西翼における南部→北部の浅→深、または南方の供給地域に近い→遠いの堆積環境の変化は、むしろ南の方が北よりも浅く、かつ西側の供給地域に近いことを反映していると解釈される。すなわち上部蝦夷層群堆積当時における堆積盆地の西側の海岸線は、大局的にみて NNW

—SSE方向をとっていたと推定される。したがって、東翼についても堆積環境の配置は大局的にはこのような方向を示したであろう。すなわち東翼の上部蝦夷層群下半部中にみられる、前述のような粗粒物質は、西方よりやや南方にふれた方向から供給されたと考えらるべきである。

なお、このように巨視的にみて、当時の海岸線にほぼ平行に配置していたと考えられる堆積環境の延びの方向が、現在みられる地層の分布、または構造要素（とくに大規模な褶曲構造、すなわち空知背斜）の巨視的な方向と斜交していたという結論は、空知背斜の南方延長にあたる幾春別背斜地域⁵⁾¹³⁾¹⁴⁾²⁰⁾についてみても^{註15)}、なお明らかである。幾春別背斜東翼の三笠層・上部蝦夷層群は、堆積相に関して空知背斜西翼のそれらに類似し、幾春別背斜西翼の三笠層はその東翼のものよりも西側にくる粗粒相（偽層が発達する）である。

註15) 空知背斜と幾春別背斜との境界は、この場合はほぼ奔別断層の西方延長にあたりとみなす。

またこゝで次期の函淵層群堆積当時の海岸線の方向を考察しよう。西翼の本層群下部 (HW₂) についてみると、南から北に向かつて沈降水量を増し、粗粒となり、礫岩が厚く発達するようになり (第7図)、かつ礫は全体として大きく (しばしば人頭大)、淘汰不良となる。このような現象は本層群下部の堆積環境 (主として瀕海性) から、また後述するように、函淵層群堆積後南部ほど隆起性を示した (削剝量がより大きい) ことをも考慮に入れると、北方ほど地形が急峻であつたともいえるであろうが、本質的には北方ほど供給地に近かつたことを暗示するであろう。すなわち函淵層群下部の堆積当時、堆積盆地の西側の海岸線は、上部蝦夷層群堆積当時と異なつて、巨視的にはNNE—SSW方向をとつていたと推察される。このような海岸線の方向にみられる変化は、函淵層群堆積当時の海岸線が上部蝦夷層群堆積時期の場合よりも東方に向かつて後退し、しかも北方ほどより大きく後退したことを暗示する。

なお空知背斜地域の上部蝦夷層群における堆積相の水平的変化に関連して、同背斜東翼南方に位置するキムン芦別川流域、その北東方付近²⁹⁾の状況について述べる。この地域ではおゝむね上部蝦夷層群の下部層 (この場合下部層と上部層との間に月見層がおかれている。ほゞギリヤーク統上部階—浦河統下部階に対比される) が分布している。この地層は、岩相的層序の詳細がわからないが、空知背斜東翼の南部における地層に類似し、砂岩泥岩互層を少なからず挟み、礫岩を伴う。しかしこの地域では月見層西部相がすでに消滅している。また前述のような粗粒岩相も、さらに月見層東部相も、この地域付近より南方・東方 (芦別川上流流域) では消滅している。すなわちこの地域が沖合部における粗粒堆積物の顕著な分布範囲の南限である。したがつて、こゝではそのような粗粒物質は南方から供給されたものでないことを示している。

以上に述べたような空知背斜両翼それぞれにおける上部蝦夷層群の堆積相にみられる水平的変化、およびキムン芦別川流域付近における状況から判断される限りでは、結論として空知背斜東翼、とくにその南部における少なくともギリヤーク統下部階上部—浦河統下部階の粗粒物質の大部分は、乱泥流・水中土石流によつて南西ないし西南西方向から供給されたと推察される。

また粗粒物質の運搬能力 (乱泥流・水中土石流) は、第6, 7図からわかるように、大局的にみるとギリヤーク世古期後葉 (UE₁ 中部)・ギリヤーク世新时期 (UE₁ 上部—UE₄)・浦河世古期 (UE₅—UE₇) の年代順に次第に強くなり、粗粒堆積物は粒度を増すと同時に北方に向かつて

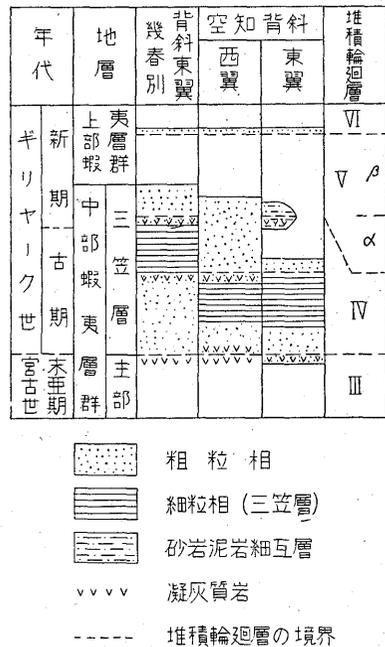
分布を拡げ、浦河世古期 (UE₅—UE₇) には絶頂に達している。これらの粗粒堆積物のうち、乱堆積を示すものは堆積輪廻の末期ないし初期に生成され、このことは多量の粗粒物質の供給をもたらした供給地域の隆起を暗示する。

3.5 堆積を規制した構造運動と古地形

こゝでは、空知背斜東翼の上部蝦夷層群下半部、月見層にみられる粗粒物質についての前述のような供給方向を、構造運動 (地盤運動)・古地形などの点から吟味してみる。

3.5.1 構造運動

空知背斜両翼および南方の幾春別背斜東翼における三笠層を中心とした地層の層相変化と堆積輪廻との関係を第8図に示す^{註16)}。三笠層の下限によつて示される堆積輪廻の開始時期は、3地域を通じてほゞ同時である。空知背斜両翼を通じて、ギリヤーク世古期の前—中葉の堆積相は基本的に類似し、同期の中—後葉の間に新しい堆積輪廻の開始が認められる。しかし幾春別背斜東翼では、



第8図 空知背斜地域周辺における三笠層を中心とする地層の層相変化と堆積輪廻層との関係

註16) 第8図では岩相の年代的分布範囲、年代的位相、年代区分の境界、堆積輪廻層の境界および凝灰質岩の年代的位相は、地層の堆積速度をある程度考慮したうえで概略的に示されている。なぜなら実際にはこれらを厳密に決定することは困難である。

堆積輪廻が明らかに空知背斜地域の場合よりも遅れてギリヤーク世新期の初葉に始まった。幾春別におけるこの輪廻を生成した構造運動は、堆積環境を異にした空知背斜東翼、とくにその南部にも反映され、そこでは局地的亜輪廻の発生を導いた。したがって、空知背斜東翼、とくにその南部は、宮古世末亜期(当然同世新期を含む)一ギリヤーク世古期前葉を通じては、西翼・幾春別背斜東翼(西翼をも含む)の両方と、同期中葉では空知背斜西翼と同一の構造運動に支配されたと考えられる。ギリヤーク世古期後葉になると、空知背斜東翼、とくにその南部は幾春別背斜東翼と同一の構造運動に支配され、このような状況が少なくとも浦河世古期中葉まで及んでいる。浦河世古期後葉以降になると、3地域における堆積は大局的には同一の構造運動に規定されたと考えられる。

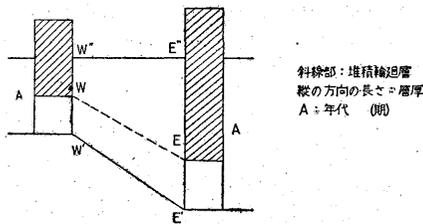
以上のようなことを指摘できるのは、1堆積盆地内の数地域で異なつた構造運動(地盤運動)が起こっている場合、同一の運動が行なわれた地域については、堆積環境、例えば海岸線からの距離・深度が異なつていても、供給地域における構造運動の同時性が、堆積物にも反映されていると解釈されるからである。したがって、空知背斜東翼、とくにその南部における少なくともギリヤーク世古期後葉一浦河世古期中葉の粗粒物質の大部分をもたらした供給地域は、この地域と幾春別地域とを結ぶ南西ないし西南西の方向に存在したと考えられる。

なお以上のような構造運動が、どの地域で同じであつたかという推論を、構造運動の詳細な時期、とくに堆積輪廻の開始時期の同時性の点から吟味してみる。V—VIII層に示される個々の堆積輪廻の開始時期が、空知背斜の東西両翼を通じて同一の年代(期)内にあつても、はたして同一時期を示しているかどうかを知るために、次の方法をとつてみる(第9図)。任意の地層が上下を通じて均一な岩相からなる場合、その堆積速度が巨視的にみて均一であつたと仮定することができよう。Aという任意の地質学的期間(この場合は期)内における1堆積輪廻の開始時期は、例えば東翼の場合(E)は E'/E'' の厚さ/ $E'-E''$ の厚さによつて示しうる(註17)。さて空知背

斜地域の場合、このような前提条件を満しうる堆積輪廻層はVI, VIII層である。堆積状況がより著しく異なつていたと推定される空知背斜両翼それぞれの南部について、これらの堆積輪廻層の堆積開始時期をみると、VI層の場合東翼では0.65、西翼では0.75となつて、時期に若干のずれを示すが、VIII層の場合東翼では0.43、西翼では

註17) ある地質学的期間の長さが、その期間内に堆積した地層の厚さに比例すると仮定することには吟味が必要である。任意の地質学的期間に堆積した地層の厚さは、おもに堆積速度、孔隙率の函数である。堆積速度は根本的に堆積環境・堆積過程に、孔隙率は根本的に続成過程における圧縮に規定される。また圧縮度は均一な岩相からなる地層においても、時代の新旧・構造的変形の程度によつて異なる。しかしここで取扱うような均一な岩相からなり階の単位を示す地層に関する限りでは、堆積速度、孔隙率は大局的にみて一定であつたとみなすことができるであろう。さらに堆積速度・圧縮度は泥質堆積物と砂質堆積物とで著しく異なる。したがつて $E'-E''$ ($W'-W''$) における粗粒岩の量比と $E'-E$ ($W'-W$) におけるそれとが同じであることが望ましく、西翼のギリヤーク統上部階は、たとえ最下部が粗粒堆積物からなるが、この条件を比較的満している。

註18) 厚さが両翼で著しく異なるVI層の堆積開始時期が、両翼で異なり、しかも厚い場合では開始時期が早くなり、他方厚さが両翼を通じてあまり異ならないVIII層のそれが両翼を通じてほとんど同じである。この場合開始時期の数値における差については当然階・堆積輪廻層それぞれの境界・地層の厚さの決定における誤差を考慮すべきである。しかし堆積輪廻層の堆積開始時期と厚さ(またはその輪廻層の堆積開始が行なわれている年代の地層一階の厚さ)との間にこのような相関関係があることは、中軸帯全域にわたつて少なくとも若干の堆積輪廻層についても指摘される。しかも実際に1堆積輪廻層の堆積開始時期を表わす数値の差は最大0.25~0.15内外で、一定の方向に増減する傾向を示すことが少なくない。このようなことは、中軸帯の白堊系の堆積を規定した地質的背景を考慮に入れ、数値の差の段階性に注目すると、あながち誤差に基づくものではないと考えられる。さらにもし堆積輪廻の開始時期が同一であると仮定すると、堆積輪廻層の下半部(沈降的または海進的性格をもつ)の堆積速度が、厚い輪廻層では薄い場合に較べてより大きかつたであろう。しかし中軸帯の白堊系の堆積に影響を与えた構造運動(たとえば個々の堆積輪廻を生成した運動)が、全域を通じて同時に行なわれたというよりは、むしろ個々の地域ごとに時期を多少異にして行なわれたと考える方が自然であろう。



第9図 堆積輪廻層・年代・層厚の相互関係

0.44となつてほとんど同一時期を示す。このことはVI層、したがつてギリヤーク統上部階が東翼と西翼とでは同一の構造運動の支配を受けず、VIII層、したがつて浦河統上部階の場合は両翼を通じて同一の構造運動に支配されたことを意味していると考えられ、前述の結論とよく符合する(註18)。

またこのような結論は、第8図に示される凝灰質岩の水平的分布状況、浦河世古期の凝灰質岩が西翼にほとんど存在しないで、東翼・幾春別地域において少なからず含まれ、しかも東翼では南部ほど発達すること、および浦河世新期になると凝灰質岩が3地域を通じて認められることともよく一致する。

3.5.2 古地形

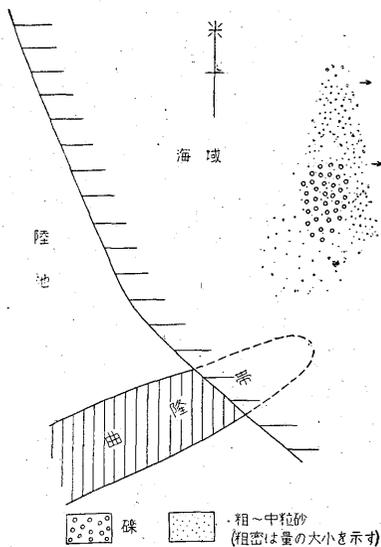
前述のように、空知背斜東翼、とくにその南部の粗粒物質は乱泥流・水中土石流により傾斜の急な海底上を移動して、沖合の深い場所に堆積したものと考えられるものであり、上部蝦夷層群堆積当時の堆積盆地の西側の海岸線は、大局的にはNNW—SSE方向をとつていたと推定した。また終局的には新第三紀の造構造運動に関連した東方からの側圧によつて生じた空知背斜—幾春別背斜が、白堊系堆積盆地の巨視的な延びの方向と斜交する方向をとり、かつ南方ほど、すなわち幾春別背斜の方向がより西方に偏倚している。このことを考慮したうえで、地層の変形以前の状態に還元すると、三笠層・上部蝦夷層群の空知背斜西翼・幾春別背斜東翼を通じて類似した堆積相に反映しているその当時の同じ条件の、堆積環境

の配置方向は、両背斜の境界あたりを横断するところでは、巨視的にみるとむしろNW—SE方向をとつていたと推定される(註19)。

以上に述べたような、空知背斜地域周辺の上部蝦夷層群堆積当時の海岸線の方向、本層群中における粗粒堆積物の水平的分布の状況から、第10図に示されるような、ほぼ東西方向の曲隆帯(当然同方向の陸上山脈も)の存在が推定される。この曲隆帯は現在の峰延山脈ないし奔別断層が通るあたりに位置し、かつその沖合へ向かう先端は、せいぜい現在のキムン芦別川上流あたりまでにあつたと考えられる。またこの曲隆帯の位置は、北部の空知炭田と南部の夕張炭田とで、石狩層群の堆積状況の著しい差異を生じたほぼ東西方向の曲隆帯(註20)の位置にほぼ相当する。

さらに上部蝦夷層群の堆積に関連して、函淵層群の石狩層群堆積前における削剝状態についてみると(第6表、第7図)、東翼ではXII層が存在するが、南部でより多く削剝されている。西翼ではXII層が削剝つくされ(註20)、しかも南部では削剝が著しくXI層さえもが分布せず、この傾向はさらに南方に向かうほど次第に顕著になり、ついに幾春別背斜西翼では削剝が三笠層の上部にも及ぶようになる。このことは白堊系堆積後空知背斜地域が大局的には南方ほど隆起したことを意味する。すなわち空知背斜西翼の南部が、少なくともギリヤーク世古期後葉以後石狩層群堆積前まで、絶えず隆起性を示したという構造環境にあつた。

これまでに述べたことから結論として次のようなことがいえる。空知背斜東翼、とくにその南部の上部蝦夷層群下部層および月見層にみられる粗粒物質の大部分は、この地域が幾春別地域と同一の構造運動(地盤運動)を受けた時期に、幾春別地域の方向から、すなわち南西ないし西南西方から乱泥流・水中土石流によつて供給された。乱泥流・水中土石流は海底に急斜面が生じたときに、また供給地域の急上昇にさいして起こつた。このような



第10図 空知背斜地域の月見層堆積時期における古地形および底質(主として月見層に関連する粗粒破屑物)分布概念図

註19) キムン芦別川上流の上部蝦夷層群下部層中に、緑色砂岩が少しみられることは(註20)、空知背斜西翼や幾春別背斜東翼における場合と多少似ている。このような現象はキムン芦別川上流が両背斜軸の境界あたりの位置に近接していることに基づく。

註20) 厳密にいうとXII層がこゝで堆積したか否かは不明である。しかしこの地域の南方の函淵・登川の函淵層群には、XII層までが現出しているので、西翼でも元来XII層が堆積したとみなしてもよい。

ことはこの地域の南西ないし西南西方には、東西方向の曲隆帯が存在したと関連がある。すなわちこの曲隆帯が少なくともギリヤーク世古期後葉に発生してから、乱泥流・水中土石流は漸次激しくなり、浦河世古期中葉には絶頂に達した。なおこれらの要因がその後白堊紀末にかけてきわめて弱くなつてもこの曲隆帯は存続し、白堊紀後、少なくとも古第三系石狩層群堆積期間を通じて上昇を続け、同層群の石狩炭田の北部と南部における著しい堆積状況の差異を導いた。

4. あとがき

空知背斜地域の白堊系の堆積を、堆積相の巨視的な解析に基づいて推論した。しかしこの推論がより妥当性を得るためには、粗粒堆積物の詳しい観察、堆積物に特殊な堆積構造が認められるならば、その方向性、さらに堆積物そのものの研究—粒度分析、岩石学的研究—などに基づく考察が必要とされる。

最後に小論を草するにあたって、松本達郎・斉藤林次両教授・田代修一博士・前田保夫氏に深く感謝する。

(昭和26年10月調査)

文 献

- 1) Crowell, J. C. : Origin of pebbly mudstones, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 68, No. 8, 1958
- 2) Elias, M. K. : Depth of deposition of the big blue (late Paleozoic) sediments in Kansas, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 48, 1937
- 3) 藤原健一 : 砂屑堆積層の層厚について, 地質調査所月報, Vol. 5, No. 4, 1954
- 4) 藤原健一・生越忠 : 月吉凝灰質砂岩層の堆積速度について, 石油技術協会誌, Vol. 20, No. 6, 1955
- 5) 深田淳夫他3名 : 幾春別川流域の白堊系, 北海道地質要報, No. 22, 1953
- 6) 橋本 互 : 5万分の1地質図幅および同説明書「下富良野」, 北海道開発庁, 1955
- 7) 今井半次郎 : 石狩炭田における白堊紀層と夾炭第三紀層(石狩統)との層位的関係(1)~(5), 地質学雑誌, Vol. 31, No. 364~370, 1924
- 8) 小池 清 : いわゆる層間異常の地史的意義について, 地質学雑誌, Vol. 61, No. 723, 1955
- 9) Kuenen, Ph. H. & Carozzi, A. : Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of Alps, Jour. Geol., Vol. 61, No. 4, 1953
- 10) Kuenen, Ph. H. & Menard, H. W. : Turbidity currents, graded and non-graded deposits, Jour. Sedim. Petrol., Vol. 22, No. 2, 1952
- 11) Kuenen, Ph. H. & Migliorini, C. I. : Turbidity currents as a cause of graded bedding, Jour. Geol., Vol. 58, No. 2, 1950
- 12) Kummel, B. & Lloyd, R. M. : Experiments on relative streamlining of coiled cephalopod shells, Jour. Paleont., Vol. 29, No. 1, 1955
- 13) Matsumoto, T. : Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan, Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Vol. 1, No. 3, Vol. 2, No. 1, 1942~1943
- 14) Matsumoto, T. : The Cretaceous system in Japanese Islands, Jap. Soc. Prom. Sci. Tokyo, 1953
- 15) 小笠原謙三 : 空知炭田北部における石狩層群基底の不整合に就て, 新生代の研究, No. 17, 1953
- 16) Pettijohn, F. J. : Turbidity current and graywacke : a discussion, Jour. Geol., Vol. 58, No. 2, 1950
- 17) 佐々保雄・橋本互他 : 20万分の1北海道地質図, 北海道地下資源調査所, 1953
- 18) Scott, G. : Palaeoecological factors controlling the distribution and mode of life of Cretaceous ammonoids in the Texas area, Jour. Paleont., Vol. 14, No. 4, 1940
- 19) 清水 勇・田中啓策・今井 功 : 5万分の1地質図幅および同説明書, 「上芦別」, 北海道開発庁, 1953
- 20) Soc. Ecol. Pal. Min. : Turbidity currents (a symposium), Spec. Publ., No. 2, 1951
- 21) 高尾彰平 : 石狩炭田(特に夕張炭田)に於ける

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（田中啓策）

- 幌内層の層序と地質構造に関する研究，石炭地質研究，第2集，北海道炭鉱技術協会，1952
- 22) 竹田秀蔵・橋本 互：北海道白堊系の時代区分および地史の新解釈，石油技術協会誌，Vol. 14, No. 4, 1949
- 23) 田中啓策：北海道中軸帯の中部—上部蝦夷層群（演旨），地質学雑誌，Vol. 62, No. 730, 1956
- 24) 田中啓策：5万分の1地質図幅および同説明書，上猿払（未刊），地質調査所
- 25) 田中啓策・今井 功：北海道空知郡芦別川流域の白堊系（演旨），地質学雑誌，Vol. 58, No. 656, 1952
- 26) 田代修一：石狩炭田の地質構造に関する一考察，石炭地質研究，第1集，北海道炭鉱技術協会，1951
- 27) Trueman, A. E. : The ammonite body-chamber, with special reference to the buoyancy and mode of life of the living ammonite, *Quart. Jour. Geol. Soc.*, Vol. 96, 1941
- 28) 対馬坤六他3名：5万分の1地質図幅および同説明書，達布，地質調査所，1958
- 29) 吉田 尙・神戸信和：5万分の1地質図幅および同説明書，幾春別岳，北海道開発庁，1955