
5 萬分の 1 地質図幅説明書

上 猿 払

(旭川一第 16 号)

地 質 調 査 所

昭和 35 年

550.85(084.32)(524) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

上 猿 払

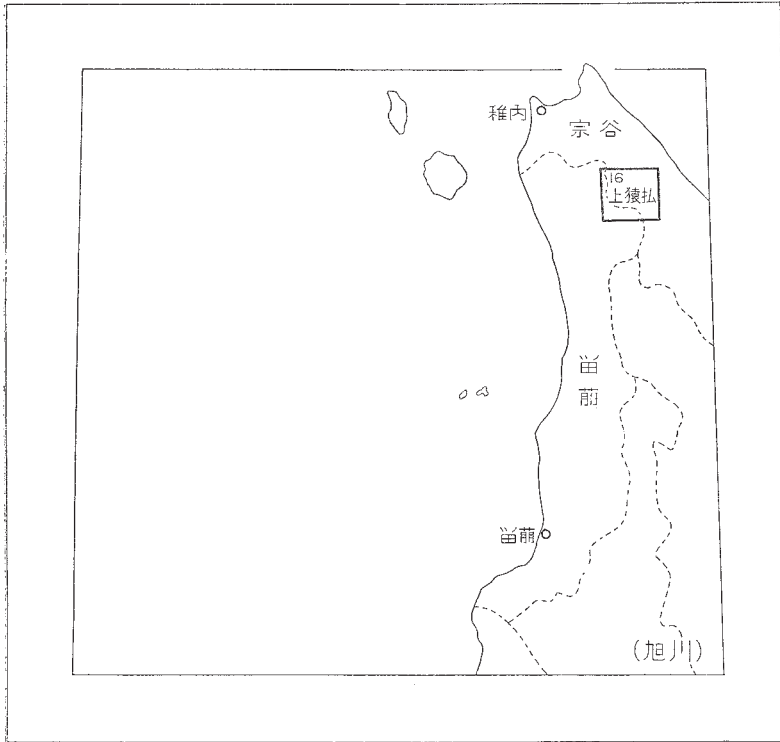
(旭川一第 16 号)

通商産業技官 田 中 啓 策

地 質 調 査 所

昭 和 35 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 後期中生界空知層群	5
II. 3 白堊系	6
II. 3. 1 下部蝦夷層群	8
II. 3. 2 中部蝦夷層群	8
II. 3. 3 上部蝦夷層群	16
II. 3. 4 函淵層群	22
II. 3. 5 対比および堆積相	29
II. 3. 6 蛇紋岩	41
II. 4 古第三系宇津内層群	42
II. 5 新第三系	46
II. 5. 1 宗谷(夾炭)層	46
II. 5. 2 鬼志別層	48
II. 5. 3 増幌層	50
II. 5. 4 稚内層	50
II. 5. 5 声間層	51
II. 5. 6 勇知層	52
II. 5. 7 更別層	52
II. 5. 8 脈岩	54
II. 6 第四系	54
II. 6. 1 更新統	54
II. 6. 2 現世統	55
II. 7 地質構造	55
II. 7. 1 白堊系の地質構造	57
II. 7. 2 第三系の地質構造	59
III. 応用地質	60
III. 1 砂白金および砂クロム	60
III. 2 石炭	61
文 献	64
Abstract	1

上 猿 払

(旭川一第 16 号)

本図幅の野外調査は昭和 30・31 年の両年にわたって行なわれた。白堊系動物化石の一部については九州大学の松本達郎教授の鑑定、助言を受け、堆積岩の検鏡については本所の角靖夫技官をわずらわした。古第三系の有孔虫化石は本所の福田理技官、貝化石は水野篤行技官、材化石は奈良大学島倉巳三郎教授の鑑定によった。また新第三系の動物化石の鑑定は北海道大学の魚住悟氏、植物化石の鑑定は同大学の棚井敏雅助教授によった。さらに火成岩類の検鏡については本所の猪木幸男技官の協力を得た。なお西隣りの豊富図幅との隣接区域の地質については、北海道地下資源調査所の調査資料を参考にすることができた。

I. 地 形

本図幅地域は北見山脈の北部に位置し、最南部のイソサンヌプリ山 (海拔 581.4m) を最高として、大局的にみると北に向かって高度を減じていく。この地域は東部の頓別川流域、北部の猿払川流域および南西部の間寒別川流域を含み、さらに狭いながらも北西隅の目梨別川流域をも含んでいる。全体として山地が卓越するが、山地の縁辺部や河川に沿って丘陵や段丘も発達している。

白堊系や空知層群によって構成されている山地はかなりの侵蝕を受け、細粒堆積物からなる白堊系の上部蝦夷層群は、粗粒堆積物に富む函淵層群や増幌層以下の新第三系に較べて、地形的にはむしろ高度の低いところに分布する。この山地を開析する河川は頓別川流域では必従谷が多く、猿払川流域では頓別川流域に較べて大局的にみると開析が進んでおらず、また地層が複雑な褶曲構造を呈しているので、河川の流路の方向が一定していない。間寒別川流域東部の白堊系からなる山地はかなり急峻で、必従谷に刻まれている。

増幌層以下の新第三系からなる図幅地域西部北半部の山地はかなり開析されているが、より若い第三系が分布する南半部は大局的にみると高度を減じ、100～200mの高度を有する丘陵性山地を形成し、北半部よりも開析度が劣っている。図幅地域の北東部では、白堊系からなる山地の外側（東側）に、新第三系稚内層の水平層によって占められる高度100m内外の平坦な丘陵が発達している。

蛇紋岩分布地域は比較的なだらかな山容を呈し、図幅地域中央南半部では白堊系の山地の前縁を占め、高度を減じており、その裾には不明瞭な扇状地がみられる。

猿払川流域・問寒別川流域および頓別川流域北部において広汎に分布する段丘には、少なくとも60～80m、40～60m、20～40mおよび10m内外の標高をもつ4段のものが区別される。これらのうち、猿払川流域および頓別川流域において広大な面積を占める段丘は、周辺の地形から推察すると、過去の入江のような地形の隆起に伴って形成されたものであると考えられる。この両流域にはもちろん河成段丘も存在する。同じく問寒別川流域において広く発達している段丘は、河成のものも存在するが、周辺の地形からみると大部分がむしろ湖成に近いものであろう。なお猿払川流域および頓別川流域北部の沖積地は大部分が湿地をなしていて、農耕地としてはほとんど未開拓のまゝである。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

本図幅地域は天北炭田の一部を占め、そのおもな地質系統は後期中生界空知層群・白堊系蝦夷層群—函淵層群・古第三系宇津内層群・新第三系の宗谷（夾炭）層・鬼志別層・増幌層・稚内層・声間層・勇知層および更別層、ならびに蛇紋岩類である。また北海道における大構造単元の配列からみると、この地域の東側は神居古潭帯¹⁴⁾に、西側は石狩帯^{註1)}にまたがっている。神居古潭帯は、図幅地域では、その主体をなす神居古潭変成岩類を現出せず、その帯に特徴的な蛇紋岩類の不連続な分布によって、本帯の

註1) こゝにいう石狩帯とは、北海道地体構造において神居古潭帯の西側に位置する橋本互¹⁴⁾の白堊—第三系褶曲帯、または松本達郎⁹⁾の中軸帯西亜帯にたいして与えた名称であって、内容的には両者とまったく同じである。

存在が示されているために、西側の石狩帯との境界は劃然としていないが、後述するように構造上からは境界部が認められる。神居古潭帯では、その主要構成員である蛇紋岩類・空知層群のほかに白堊系が広く分布している。石狩帯では白堊系のほかに、新第三系が2個のベーズン構造をなして発達している。なお新第三系のうち稚内層が神居古潭帯にも分布し、また古第三系が神居古潭帯のみにみられることは注目に値する。

後期中生界空知層群は蛇紋岩類と密接な関連をもって分布し、主として輝緑凝灰岩類・珪質岩から構成され、標式地における同層群上部の主支張層の上部に相当する岩相を呈する。

白堊系は大局的にみて北方に沈下する一大複背斜構造を形成し、下部蝦夷層群・中部蝦夷層群・上部蝦夷層群・函淵層群に区分される。これらの地層のうち、下部蝦夷層群の分布はきわめて狭く、函淵層群がもっとも広く発達している。下部蝦夷層群の全層は本地域には露出せず、砂岩・頁岩からなる地層として中央最南部だけにわずかにみられる。中部蝦夷層群は中央南部に発達し、下部蝦夷層群との直接の関係は不明である。本層群は全体として細粒堆積物に富むが、最上部にはほぼ佐久層の層準に相当するような粗粒の岩相が発達する。中部蝦夷層群の最下部はおそらく宮古統上部階に対比されると考えられる。上部蝦夷層群はおむね細粒堆積物から構成され、化石に富み、大部分が浦河統全般に対比され、最上部も細粒相であるが、これはヘトナイ統下部階に対比される。函淵層群は粗粒堆積物を主として、化石に富み、ヘトナイ統に対比される。

古第三系宇津内層群は海成層と、その上位にくる炭層を含む非海成層とからなり、漸新世幌内統に対比される。宇津内層群は函淵層群上部を不整合におよぶが、両者の構造は調和的である。しかし宇津内層群の堆積時期と函淵層群の堆積時期の間には、白堊紀直上地変といわれている構造運動が行なわれており、これに伴って蛇紋岩類が進入している。

新第三系については、天北炭田における曲淵層を除く全層序が認められ、最下部の宗谷夾炭層が非海成層であるが、他の地層はすべて海成層である。新第三系は砂岩・シルト岩・頁岩・礫岩などからなり、頁岩またはシルト岩は稚内層・声間層において卓越し、礫岩の発達は増幌層を特徴づける。また宗谷夾炭層中には数枚の稼行炭層が

第 1 表 地質總括表

年 代	石 狩 帯	神 居 古 澤 帯	備 考	
第 四 紀	沖 積 層	沖 積 層	← 構造運動 (褶曲・断裂)	
	段 丘 堆 積 層	段 丘 堆 積 層		
新 第 三 紀	鮮 新 世	更 別 層	← 構造運動	
		勇 知 層		
	中 新 世	声 岡 層		
		稚 内 層	稚 内 層	← 構造運動 (褶曲・断裂)
		増 幌 層		
		鬼 志 別 層		
		宗 谷 (夾 炭) 層		
古 第 三 紀	漸 新 世	宇 津 内 層 群	← 構造運動	
	始 新 世 暁 新 世		← 構造運動, 蛇 紋 岩	
白 堊 系	ヘトナイ世	函 淵 層 群		
	浦 河 世	上 部 蝦 夷 層 群		
	ギリヤーク世		上 部 蝦 夷 層 群	
			中 部 蝦 夷 層 群	
	富 古 世		下 部 蝦 夷 層 群	
有 田 - 高 知 世		空 知 層 群		
ユラ紀				

挟在している。

第四系は段丘堆積物と沖積層とに区別され、砂白金・砂クロムを賦存している。

火成岩類には、N-S 方向の構造的弱線に沿って進入し、帯状分布を示す蛇紋岩類のほかに、新第三系中に貫入した脈岩類も知られている。

白堊系と古第三系との構造的関係は前述の通りである。新第三系は白堊系、さらに古第三系との間に構造的間隙を示し、また増幌層堆積後、稚内層堆積前には顕著な構造的間隙が認められる。さらに構造的変形の程度が地層の新旧によって異なり、空知層群—白堊系、宇津内層群—増幌層、稚内層—勇知層、更別層の順に変形(褶曲・断裂)が段階的に弱くなる。

本図幅地域における神居古潭帯と石狩帯とは構造相を異にする。神居古潭帯における構造要素(褶曲・断層)は一般に N-S 方向を示すが、石狩帯に発達する構造要素は一般に NW-SE 方向をとる。さらに両帯の境界部附近では NE-SW 方向の構造要素が卓越している。E-W 系の断層は両帯にわたってみられる。

以上に述べた地質を総括すると第 1 表のように示される。

II. 2 後期中生界空知層群

空知層群はおもに図幅地域の北東部および南部において蛇紋岩と相伴って分布し、北東部のものは北海道における同層群の分布の北限を示す。輝緑凝灰岩類を主とする部分 (Sr_1) と、整合関係をもってその上位にくる珪質岩を主とする部分 (Sr_2 - Sr_3 および Sr_2') とに区分される。

Sr_1 においては輝緑凝灰岩類と珪質岩とが厚く互層する。輝緑凝灰岩類は輝緑岩および同質の火山砕屑岩からなる。輝緑岩は一般に熔岩状または岩床状に分布し、暗緑色を呈し、塊状、緻密かつ堅硬である。鏡下では完晶質で輝緑岩構造を示し、斜長石・普通輝石を主とし、緑簾石・緑泥石・チタン鉄鉱・曹長石・黝簾石などがみられる。輝緑凝灰岩類と互層する頁岩は黒色を呈し、一般に多少珪質、ときには明らかに珪質となる。この頁岩にはしばしば葉理が発達し、また砂岩の薄層と細かい互層をなす部分もみられる。なお砂岩は比較的厚い層をなして介在することもあって、このものは中～細粒、堅硬で、しばしば珪質となる。また厚さ 5m 以下の暗灰色チャートが若干挟まれている。なお南部の宇津内川上流域では、露出する限りでは 300m 内外

の厚さを示し、3枚の輝緑凝灰岩類と4枚の頁岩を主とする地層とが厚層をもって互層し、走向はN10～30°E内外、傾斜は東または西へ80°内外である。

Sr₂—Sr₃は珪質の砂岩や頁岩、チャートからなる。比較的広く分布する北部のサマキシリ山附近では一般に西へ50～80°内外傾斜し、砂岩を主とする部分(Sr₂)と、整合的にその上位にくる頁岩を主とする部分(Sr₃)とに区別される。砂岩は中粒～細粒、堅硬で、しばしば珪質を帯び、一般に灰白色・灰色・青灰色を呈し、ときには緑色を帯びることがある。珪質となっているものには放散虫化石が含まれている。砂岩は一般に無層理であるが、ときには厚さ0.3m以下の頁岩を処々に挟んで層理を示す。Sr₂の下部では砂岩は部分的に粗粒ないし礫質となり、また炭質物微片を含むことがある。なおSr₃に砂岩が介在するのは主としてその上部においてであって厚さは一般に3m以下である。頁岩にはSr₁の場合と同じものがあるが、明らかに珪質となっているものは緑色を帯びることがある。しかしSr₃の頁岩は下位の地層(Sr₁, Sr₂)の頁岩に較べて多少軟かくて、下部—中部蝦夷層群の頁岩に似るものが多く、さらに0.1m内外の酸性凝灰岩がまれに介在し、また石灰質団塊がまれに含まれる。なお帯青灰色のチャートがSr₂に挟在する。Sr₂の厚さは200m内外と推定され、Sr₃の厚さは上限が不明であり、かつ露出状況がよくないので詳細はわからないが、少なくとも400mに達するであろう。

Sr₂'としたものはチャートを主とし砂岩および頁岩(いずれも珪質を帯びることがある)を伴ない、図幅地域南縁部のみ分布する。

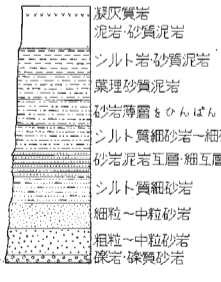
なおSrの記号をもって図示した層準不明の空知層群は、問寒別川上流において蛇紋岩体中に捕獲岩として露出し、帯緑色の珪質細粒砂岩からなる。

本図幅地域の空知層群のうち、Sr₁は標式的発達地における主々張層のうちの芦別川輝緑凝灰岩・チャート・硬砂岩の互層に、Sr₂およびSr₂'は奈江川チャート層に、Sr₃は奈江川珪質頁岩層にほゞ相当するであろう。

II. 3 白 堊 系

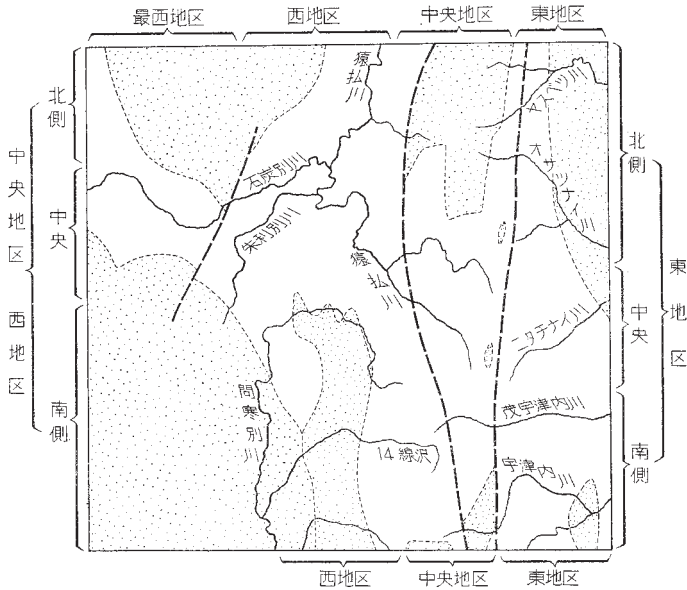
白堊系は図幅地域の東部・中央部に南北方向をもって広大な面積を占め、さらに中央部より北西方向にも帯状をなして分布する。下位から下部蝦夷層群・中部蝦夷層群・上部蝦夷層群・函淵層群に区分される。中部蝦夷・上部蝦夷両層群はそれぞれ主部と

層序区分	層序柱状図	層厚 (m)	主要岩質	* 砂岩薄層				石灰質団塊	大型動物化石	対比
				砂岩薄層	凝灰質岩	石灰質団塊	大型動物化石			
函 洲 層 群	H ₆	200+	シルト岩 シルト質細砂岩-凝灰シルト岩 シルト質細砂岩 粗粒-中粒砂岩		少	普通	稀	多	上 部 ハ ト ナ イ 統	
	H ₄	200	シルト岩 シルト質細砂岩-凝灰シルト岩 シルト質細砂岩 中粒-粗粒砂岩		多	多	極稀	普通		
	H ₃	100	泥岩-砂質泥岩 シルト岩-細砂質シルト岩	少	稀	少	少	稀		
	H ₂	150	シルト質細砂岩 中粒-細粒砂岩 粗粒-極粗粒砂岩(礫岩)		極稀	普通	普通	稀		
	H ₁	150	中粒砂岩 シルト質細砂岩 中粒-粗粒砂岩 シルト質細砂岩		極稀	極稀	多	稀		
上 部 蝦 夷 層 群	最上	200+300	(シルト岩-細砂質シルト岩) 砂質泥岩-泥岩	稀	稀	少	少	多	最上層階 上 部 河 統	
	U ₇			稀	普通	多	多			
	U ₆	150+100	シルト岩 凝灰シルト岩-シルト質細砂岩 砂質泥岩	稀	極稀	普通	普通	(多)		
	U ₅	300	砂質泥岩	少	稀	少	少			
			泥岩-砂質泥岩		普通	多	多			
	U ₄	100	礫理砂質泥岩 砂岩泥岩細互層	普通	多	普通	普通			
	U ₃	300	泥岩-砂質泥岩		極稀	稀	少			
			泥岩		少	少	稀			
	U ₂	100	礫理砂質泥岩 (シルト岩)	少	少	普通	多			
U ₁	200	砂質泥岩 泥岩	多	少	稀	稀				
中 部 蝦 夷 層 群	M ₉	150	砂岩泥岩互層-シルト岩 中粒砂岩 粗粒-中粒砂岩(礫岩)			稀	極稀			
	M ₈	150	砂質泥岩 礫理砂質泥岩 砂岩泥岩細互層	普通	稀	稀	少			
	M ₇	300	中粒砂岩 (砂岩泥岩細互層)		稀					
			粗粒-中粒砂岩(礫岩)							
	M ₆	450	泥岩 砂質泥岩-礫理砂質泥岩	稀	少					
			粗粒砂岩	少	多	稀				
	M ₅	250	泥岩-砂質泥岩 (礫理砂質泥岩)	稀	極稀					
	M ₄	100	細粒-中粒砂岩 (砂岩泥岩細互層)		少					
	M ₃	100	砂質泥岩-礫理砂質泥岩	少	普通	稀				
	M ₂	60-100	細粒砂岩 粗粒-中粒砂岩		少					
M ₁	300+	砂質泥岩-泥岩 (礫理砂質泥岩)	少		極稀	極稀				
		砂岩泥岩互層				稀				



層序柱状図においては、一般に左側の場合は西部のもの、右側の場合は東部のものを示す
 ←→: 一般に左側の場合は西部のものを、右側の場合は東部のものを示す
 (): 随時的または局地的の場合を示す
 ×: 化石を多く、または普通に産出する層準(中部蝦夷層群の化石産出層準はすべて示す)
 *: 砂岩および砂岩泥岩互層・細互層を主とする地層の場合を除いて記す

第1図 函州地域における白堊系の層序柱状図



第2図 白堊系分布地域(無地の部分)の区分

最上部とに2分される。上記の4層群のうち、中部蝦夷層群から函淵層群にいたる地層の層序の概略を第1図に示す。

なお中部蝦夷層群より函淵層群にいたる地層は、種々の層準において水平方向に岩相変化を示す。記載のために、地層の分布状態および岩相の水平的変化を考慮して、白堊系の分布地域を次のように区分する(第2図)。

- “東地区”：北側—オサツナイ川・ヤスベツ川の各上流流域
中央—ニタチナイ川上流流域
南側—茂宇津内川・宇津内川各流域の大部分
- “中央地区”：中央—猿払川中流～上流流域
南側—茂宇津内川・宇津内川・14線沢(問寒別川の支流)の各最上流流域
- “西地区”：北側—猿払川下流流域
中央—石炭別川下流・朱利別川流域

南側一問寒別川上流・14 線沢上流流域

“最西地区”：石炭別川上流流域

II. 3. 1 下部蝦夷層群

函幅地域中央最南部に点在し、空知層群との直接の関係は明らかでない。上限は不明であって、少なくとも 700～800m の厚さを有する。下部 (L₁) は主として暗灰色～灰色中粒砂岩からなる。上部 (L₂) はおもに葉理の発達した暗灰色の頁岩から構成され、少量の中粒砂岩を伴ない、また石灰質団塊・白色凝灰岩をまれに含む。地層は一般に NNW-SSE の走向をとり、中角度ないし高角度をもって東方へ傾斜する。

なおこゝに述べた地層が下部蝦夷層群に相当するというにたいしては、なんらの積極的な証拠はない。しかし岩相・見掛上の層序的位置、さらに南隣りの敏音知函幅地域¹⁹⁾における状況から判断して、この地層をこゝでは一応下部蝦夷層群に相当するものとしておく。

II. 3. 2 中部蝦夷層群

中部蝦夷層群は函幅地域の中央南部において蛇紋岩体の周辺に発達している。下部蝦夷層群との直接の関係は不明であるが、少なくとも 1,800m の厚さを有する整合一連の地層である。下位から、M₁、M₂、M₃、M₄、M₅、M₆、M₇、M₈ および M₉ の 9 層に区分され、各層間の岩質変化は一般に緩慢であるが、比較的急激な場合もある。

主部 (M₁—M₆) は少なくとも 1,200m の厚さを有し、泥質堆積物を主とするが、その下部の方には比較的厚い砂岩層を若干伴ない、また凝灰質岩が種々の層準に挟在する。石灰質団塊はきわめてまれに含まれているにすぎず、大型動物化石も若干の層準を除いては発見されていない。

最上部 (M₇—M₉) は粗粒堆積物に富む地層で、問寒別川の支流 14 線沢上流において標式的に露出している。この地層を豊神層^{註2)}となづける。全層厚は 600m 内外で、下部 (M₇)、中部 (M₈) および上部 (M₉) に 3 分される。下部・上部はいずれも主として灰青緑色・青灰色、中粒～粗粒砂岩から構成され、礫岩を伴ない、中部は砂質泥岩および砂岩泥岩細互層からなる。標式地における本層下部・上部の砂岩はおもに石質砂

註2) 豊神層群⁷⁾ という名称が、すでにこの地域の上部蝦夷層群より下位の地層のうち、下部のものに対して与えられている。しかしその定義はきわめて不十分であるので、こゝでは M₇—M₉ の地層名に用いる。

れであって、化石も団塊中からわずかにみいだされるにすぎない^{註3)}。

産出化石 (* 印は松本達郎教授鑑定)

下部：*Desmoceras* (s. l.) sp.

Stoliczkaia sp.*

Hamites (?) sp.

Inoceramus (?) sp.

Crinoid stem

上部：*Anagaudryceras*(?) *sacya* (FORBES) *

M₂ 砂岩を主体とする厚さ 60～100m 内外の地層である。砂岩は大局的にみると下位から上位に向かって粒度を減じ、かつ泥質岩薄層を挟むようになる。下部の砂岩は一般に暗青緑色～青灰色を呈し、無層理、粗粒～中粒である。上部を構成する砂岩は主として灰色細粒で、厚さ 0.3～1m ごとに層理を示す。最上部は一般に青灰色～灰色細粒砂岩と暗灰色泥岩との細互層からなる。

本層の砂岩には肉眼的に黒雲母が多量にみられるものがあり、またしばしば多量の炭質物微片が含まれている。砂岩は鏡下では石英(変成岩源のものが認められる)・斜長石を主とし、前者が優勢の場合と後者が優勢の場合(このものではカリ長石もみられる)とがあり、黒雲母・火山岩粒(安山岩質)は量的にはかなり少量である。要するに本層の砂岩には、石質砂岩～泥質石質砂岩(石質グレイワッケ)と長石質砂岩～泥質長石質砂岩(長石質グレイワッケ)との2つの型がある。

なお厚さ 5cm 内外の白色凝灰質岩が少量介在する。

M₃ 厚さ 100m 内外の暗灰色砂質泥岩からなり、下部には葉理がよく発達する。泥質岩は頁岩質になっている。青灰色～灰色砂岩の薄層がわずかに含有され、これらの砂岩はしばしば厚さ 2～3m 内外にわたって泥岩と細かく互層する場合がある。白色凝灰質岩がひんぱんに挟在し、厚さは一般に 5～30cm 内外であるが、ときには約 3m に及ぶこともある。石灰質団塊はまれに含まれているにすぎない。

M₄ 厚さ約 100m。おもに砂岩から構成される。砂岩は青灰色～暗灰色を呈し、細粒～中粒であって、厚さ 0.3～1m 内外ごとに層理を示し、ときには厚さ 0.1～0.3m

註3) 下部から産出した化石は転石の団塊中に含まれていたものである。この団塊は採取された場所附近の露頭から由来したとみなすことができる。これについては「対比および堆積層」の項目のところでも詳しく述べる。

内外の泥岩を挟むことがある。砂岩は鏡下において石英(変成岩源のものが認められる)・斜長石・堆積岩粒(チャート)から構成され、変質粘土質岩粒(火山岩に由来すると思われる)が少なくなく、泥質石質砂岩(石質グレイワック)にあたる。最下部・最上部では泥岩をひんばんに挟んで細互層をなしている。

凝灰質岩が少量挟在し、厚さは一般に5～10cm内外であるが、ときには2m内外に達することがある。凝灰質砂岩を検鏡すると、このものはほとんど火山結晶・凝灰質物からなり、斜長石(主として中性長石)のほかに石英・黒雲母・鉄鉱がみられ、石英安山岩質である^{註4)}。

M₅ 厚さ約250m。暗灰色泥岩・砂質泥岩から構成され、これは一般に頁岩質で、さらにしばしば頁岩になる部分もある。下部には砂岩の葉層がきわめてよく発達する。中部約50mは無層理の細砂質シルト岩(頁岩質)によって占められることもある。灰色細粒砂岩がまれに介在し、2m内外の厚さに達することがある。厚さ1～5cmの凝灰質岩がわずかに認められるが、むしろ下部に発達し、厚さ2m近くのものも存在する。

M₆ 厚さは約450mであって、泥岩を主とする。M₅と似た岩相を示すが、下限には厚さ約20mの砂岩が認められ、これによってM₅とは層位的に区別される。この砂岩は暗灰色、細粒であり、厚さ0.1m内外ごとに層理を示す。

主部は一般に黒灰色～暗灰色、きわめて均質、細粒の硬い頁岩質泥岩から構成される。しかし葉理を顕著に示す砂質泥岩となる部分も若干みられ、この泥岩はしばしば頁岩になっている。本層では図幅地域の白堊系のうち硬い頁岩がもっとも発達している。下部は主部に較べてむしろ粗く、とくに本層の下限を占める砂岩に近い部分では砂岩の葉層が顕著に発達する。最上部も主部に較べていくぶん粗く、砂質頁岩になる。

砂岩の薄層が下部に若干含有されるが、上部ではまれに介在し、最上部になるとふたたび少量挟まれてくる。これらの厚さは一般に0.1～0.3mであるが、下部では5mぐらいの厚さをもつものも挟在する。これらの砂岩は一般に青灰色・灰色・灰白色を示し、中粒～細粒である。下限を占め、または下部に挟在する砂岩は肉眼的には黒雲母の結晶が少なからず認められ、鏡下においては斜長石を主とし、少量の石英・黒雲母を含み、泥質長石質砂岩(長石質グレイワック)に属する。上部・最上部に含まれ

註4) 凝灰岩は、それに対応する熔岩流が分布していないので、火山岩に対応させることがむづかしい。後述の場合と同様に、こゝでは強いて火山岩に対応させることにする。

る砂岩は鏡下において主要構成成分の石英(変成岩源のものが認められる)・斜長石のほかに、堆積岩粒(チャートおよびスレートらしいもの)および火山岩粒(安山岩質)からなる。なお石英が斜長石よりも優勢な場合があり、また岩粒では堆積岩粒が多いこともあれば火山岩粒が多いこともある。これらの砂岩は泥質石質砂岩～泥質亜石質砂岩(石質グレイワッケ～アルコーズ)にあたる。このように本層の砂岩は下半部と上半部とで型を異にする。

凝灰質岩は下半部においてひんぱんに発達し、厚さ2～8mの凝灰岩が少なくとも3層挟在し、さらに厚さ10cm内外の凝灰岩・凝灰質砂岩が多数含まれている。凝灰質岩は上半部では少量しかみられない。これらは一般に白色、ときに淡緑色を呈する。結晶質凝灰岩は鏡下では多量の斜長石(中性長石のほかに灰曹長石)・石英のほかに、少量の鉄鉱・火山岩粒からなり、さらに黒雲母がみられ、基質は火山ガラスであって、石英安山岩質である。また安山岩質の凝灰質砂岩ないし結晶質凝灰岩も存在する。このものは鏡下では多量の斜長石(中性長石)のほかに少量の鉄鉱・火山岩粒(中性の安山岩質)も含まれている。

石灰質団塊は下部に含有されていて、大型になることもある。

M₇ 中部蝦夷層群のうち、粗粒相がもっとも厚く発達する地層で、砂岩を主体として礫岩を伴う。約300mの厚さを有し、大局的にみると下部は中部―上部よりも粗粒である。

下部は無層理の粗粒～中粒砂岩から構成され、礫岩を2,3の層準に伴う。砂岩は一般に灰青緑色を呈する。礫岩は3m内外の厚さで、主として径1.5～5cmの亜円礫～円礫からなり、淘汰が良好でなく、また径0.5～1cmの礫から構成される細礫礫岩の場合もあり、さらに礫が砂岩中に散在することもある。これらの礫の種類には流紋岩が多く、ほかに古期岩層から由来したチャート・砂岩・粘板岩もあり、さらに白堊系から由来したと考えられる(同時侵蝕に由来したと考えられる)石灰質団塊も少なくない。砂岩にはしばしば炭質物微片が多量に含まれている。

中部―上部は無層理の中粒砂岩から構成され、ときには厚さ0.1m内外の泥岩を挟んで厚さ0.3m内外ごとに成層する場合がある。砂岩は主として灰色・暗灰色を呈するが、しかし青灰色・灰青緑色を呈することもある。なお厚さ3m以下の砂岩泥岩細互層が少なくとも2,3の層準に挟有されている。中部には炭化木が含まれているこ

ともある。

本層の砂岩は鏡下では多量の石英（一般に変成岩源）・斜長石，少量の火山岩粒（安山岩質）・堆積岩粒（チャートおよびスレートらしいもの）から構成される。泥質珪石質砂岩～泥質石質砂岩（長石質グレイワッケ～石質グレイワッケ）にあたる。

凝灰質岩は厚さ約0.3mのものが，上記の砂岩泥岩細互層の部分に，少なくとも1層みいだされたにすぎない。

M₈ 厚さは150m内外であって，下部から上部に向かって細粒になる。下部～中部は葉理が顕著に発達した暗灰色の砂質泥岩を主とするが，下部には厚さ0.1m内外の砂岩薄層をひんぱんに挟んで細互層を呈する部分も少なくない。中部においても場所によって砂岩に富む砂岩泥岩互層（各単層は厚さ0.3～1m）が認められる。上部は頁岩質の砂質泥岩からなる。上部には砂岩の薄層が少なくなく，これらは中粒～細粒であり，厚さは一般に0.1m以下であるが，ときには約1mのこともある。砂岩は鏡下では主として石英（深成岩源）・斜長石・火山岩粒（安山岩質）から構成され，黒雲母がわずかにみられ，さらに堆積岩粒（チャートおよびスレートらしいもの）をかなり含んでいる場合もある。これらは泥質石質砂岩～石質砂岩（石質グレイワッケ）にあたる。

凝灰質岩は1～10cmのものがまれに介在するにすぎない。石灰質団塊もわずかであるが，むしろ下部の方により多い。団塊には植物化石の破片が少量含まれていることがある。

M₉ M₇と同じく砂岩を主とし礫岩を伴う地層である。下部から上部に向かって層理が次第に発達し，また泥岩の薄層を挟むようになる。砂岩は下部から上部に向かって粒度を減じ，また色が灰青緑色～青灰色から灰色に移る。

下限には厚さ3m内外の礫岩が普遍的に発達する。この礫岩は淘汰がよくなく，亜円礫～円礫が密集していることもあれば，また散在している場合もあり，基質は一般に青灰色～緑灰色の粗粒～極粗粒砂岩である。礫の大きさには一般に径3～5cmのものから，それ以下の小さいものまであり，また10cm内外のものもみられる。この礫岩は保存不良の二枚貝（それらのなかには *Ostrea* らしいものがある）の破片を含み，その量が場所によってはかなり多量のこともある。なお礫岩を構成する礫の種類については後で述べる。

下部(厚さ60m内外)は無層理,または厚さ0.3~1mおきに成層する中粒~粗粒砂岩からなり,部分的には極粗粒のこともある。さらに炭質物微片の葉層を多量に含む泥岩の薄層を挟み,または多量の泥岩の偽礫を含むこともある。砂岩は一般に灰青緑色または青灰色を呈し,しばしば多量の炭質物微片を含有することがある。

中部(厚さ50m内外)は主として無層理の,または厚さ0.3~1mおきに成層する中粒(部分的に粗粒)砂岩から構成される。またその上部では泥岩の薄層(厚さ0.1m内外)あるいは葉層を挟んで,厚さ0.1~0.3mおきに層理を示す場合もある。砂岩は一般に灰色を呈し,しばしば多量の炭質物微片を含んでいる。

上部(厚さ40m内外)は灰色の砂岩と泥岩との細互層(厚さ0.1~0.2mおきに層理を示す)であって,砂岩の単層は厚さ0.3mに達することがあり,泥岩には葉理が発達する。石灰質団塊をまれに含有する。宇津内川上流流域では,場所によって上部全体がシルト岩~細砂質シルト岩となっている。この地層は局部的に発達するもので,これには乱れた成層状態がみられ,若干の砂岩の大小のブロックが成層面に斜交して含まれ,また礫が散在し,あるいは礫が諸所に密集して礫岩の小レンズをつくる部分がある。しかし,礫の含有は大局的にみると下位の方に向かって密になり,この地層の下部では明らかに礫岩になっている部分もみられる。この礫岩は淘汰が不良であり,亜円礫~円礫から構成される。礫の大きさは一般に1.5~3cmであるが,10cm余りに及ぶこともある。礫の種類には流紋岩が優勢で,このものには大きいものが多く,安山岩も少なくなく,そのほかに砂岩・チャート・粘板岩・頁岩,さらに石英珩岩などがある。

岩相の水平的変化 本層の岩相は水平的変化を示している。“中央地区”南側のうち,背斜東翼では下部は露出しないが,中部—上部は無層理,または層理がわずかに認められ,かつ淘汰が不良である。なお中部の砂岩中には泥岩の偽礫が含まれ,上部はシルト質岩に礫岩を伴ない,かつ処々に異常堆積を示す。その西方,すなわち背斜西翼では,前記の区域の地層に較べて層理がかなり発達し,かつ淘汰がよりよくなる。中部では泥岩の量が増し,薄層としてひんぱんに挟まれ,上部は砂岩泥岩細互層からなる。これらの区域の砂岩は鏡下において一般に火山岩粒(安山岩質)が多量で,石英(変成岩源)も少なくないが,斜長石に乏しく,黒雲母をまれに含み,石質砂岩~泥質石質砂岩(石質グレイワッケ)にあたる。また下限および層間の礫岩の礫種には,

チャート・砂岩・頁岩のほか流紋岩・安山岩が少なくなく、さらに石英玢岩も若干みられる。

“西地区”南側のうち、東方、すなわち前記の背斜の西側に位置する向斜の西翼では、地層は前述の背斜西翼のものに似るが、中部の砂岩は前述の2区域のものに較べてより均質、かつ細粒になる。砂岩の性状は肉眼的にも、また鏡下においても前記の2地区の砂岩に類似している。さらに礫岩の礫種、それらの優勢度は前述の区域の場合と同じである。

“西地区”南側の西方では、砂岩・礫岩の性状は他の区域のものとかなり異なる。すなわち砂岩は淘汰が良好で、層理も発達しているが、炭質物微片がかなり含まれていることがある。また砂岩は肉眼的に黒雲母が多量に認められ、鏡下では石英(変成岩源)・斜長石に富み、少量の黒雲母(前述の2地区の場合に較べてはるかに多い)を含むが、火山岩粒はほとんど含まれていないようである。泥質亜石質砂岩(アルコーズ)および泥質長石質砂岩(長石質グレイワッケ)に相当する。さらに下限を占める礫岩の礫種には、古期岩層から由来したチャート・砂岩が多く、そのほかにホルンフェルス・珪岩・輝緑凝灰岩などがあり、また流紋岩のような火山岩がまれにみられ、なお石灰岩が少なからず認められることが特徴的である。さらに下位の白堊系から由来したと思われる砂岩・泥岩・石灰質団塊の礫も多量で、これらには大きいものが多い。礫の大きさは、この区域や“中央地区”では“西地区”南側の東方の場合に較べて、より大きいものが優勢である。

このように、堆積物の性質が“中央地区”、“西地区”東方と“西地区”西方とでかなり異なっている。砂岩の構成成分、礫岩の礫種が著しく異なるほかに、堆積物の淘汰、層理の発達程度、炭質物の含有状態も異なっている。すなわち砂岩は前者の2地区では石質であるが、後者の地区では亜石質～長石質であり、また砂岩の構成成分(たとえば火山岩粒・黒雲母)の量比が異なっている。礫種についてみると、東方では火山岩が、西方では堆積岩が優勢である^{註5)}。

註5) 以上に述べたことから、“中央地区”南側の堆積物と“西地区”南側西方のそれとは異なった方向にある供給源に、すなわち前者は東方のものに、後者は西方のものに由来すると考えられる。さらに“中央地区”・“西地区”東方については、堆積物の淘汰度・層理の発達程度が東から西に向かって増し、かつ細粒になる。したがって“西地区”の東方の地層がもっとも沖合部の岩相を示していると考えられる。

II. 3. 3 上部蝦夷層群

上部蝦夷層群は、比較的急激な岩相変化をもって整合的に中部蝦夷層群につゞく整合一連の地層であり、1,400m内外の厚さを有する。下位から U_1 , U_2 , U_3 , U_4 , U_5 , U_6 , U_7 (および U_7') の7層に区分され、各層間の岩質変化は一般に緩慢である。

主部 (U_1 — U_5) は厚さ 1,000m 内外の比較的単調均質な細粒堆積物からなり、凝灰質岩を種々の層準に挟む。石灰質団塊およびアンモナイト・イノセラムスの化石が豊富に含まれる。主部のうち、下部は函幅地域南部(宇津内川流域・茂宇津内川流域)に、上部は北西部(二股沢流域)に標式的に発達する。

最上部 (U_6 — U_7 および U_7') は主部と同様の地層であるが、いくぶん粗粒となり、石灰質団塊がしばしば大型になる。最上部の厚さは約 400m である。

本層群の泥質岩には、頁岩となっている部分のほとんど認められない点が、中部蝦夷層群の場合と異なる。砂岩は鏡下において石英(変成岩源のものが多い)がもっとも多量で、斜長石がこれに次ぎ、火山岩粒は少量である。一般に泥質石質砂岩～泥質亜石質砂岩(石質グレイワッケ～長石質グレイワッケ・アルコーズ)に属する。本層群各層の産出化石は第2表に示される。

U_1 厚さ約 200m の暗灰色泥岩からなる。下部—中部では泥岩がきわめて均質細粒、一般に頁岩質であって、イノセラムスの化石がきわめてまれに産出する。上部は下部—中部よりもいくぶん粗く、砂質泥岩となる。凝灰質岩は上部においてわずかに介在し、厚さは一般に 5cm 内外であるが、ときには 1m に及ぶこともある。石灰質団塊は本層全体にわたってまれに含まれているにすぎない。団塊には径 0.5m 以上の大型のものもある。

U_2 厚さ 100m 内外。砂岩の葉層が発達した暗灰色の泥岩を主とし、泥岩は一般に頁岩質となる。厚さ 0.1～0.3m の灰色・灰白色、細粒～中粒の砂岩薄層が少なくなく、このため下部には泥岩と細互層をなす部分も認められる。 U_1 の上位にくる厚さ 5m 内外の砂岩泥岩細互層をもって本層の下限とする。本層の砂岩は鏡下において石英(一般に変成岩源)に富み、少量の斜長石・堆積岩粒(主としてチャートのほかに少量のスレートらしいもの)からなり、泥質亜石質砂岩(長石質グレイワッケ)にあたる。

白色の凝灰岩および凝灰質砂岩が少量挟在し、厚さは 0.1～0.3m 内外である。石

灰質団塊は全体として少ないが、場所によっては球形に近いものが比較的少量に含まれていることもある。団塊には植物化石の破片がわずかにみられる。

化石は団塊よりもむしろ泥岩から産出し、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。とくに *Inoceramus uwajimensis* の化石が泥岩中に密集した化石層の認められることが特徴的であり、これが全域にわたってよく追跡される。

本層は“中央地区”南側だけに分布するが、図幅地域附近の状況をも考慮すると、水平方向に岩相変化を示す。“中央地区”南側の東方(背斜の西翼)では西方(前記の背斜の西側にくる向斜の西翼)に較べて、砂岩泥岩細互層がより発達し、また葉理砂質泥岩もより優勢である。“最西地区”(西隣の豊富図幅地域東縁部をも含む)では砂質泥岩・泥岩が卓越し、とくに上部においてこのような状況が認められる。要するに本層は西方ほど細粒になる。

U₃ 暗灰色の泥岩からなり、300m内外の厚さを有する。下部の泥岩はきわめて均質細粒で、むしろ黒灰色を呈するが、上部はいくぶん粗くなって、砂質泥岩の部分に伴うようになる。泥質岩は一般に頁岩質である。

凝灰質岩は全体としてわずかであるが、しかし下部ではいくぶん発達がよい。すなわち厚さは一般に3～20cmであるが、下部では厚さ3m内外のものが認められる。石灰質団塊に乏しく、化石も全体として少量産出するにすぎないが、最上部では局部的に少なからず含まれるところがある。化石ではイノセラムスの方がアンモナイトよりも優勢である。なお下部と上部とでは化石群の要素、とくにイノセラムスの内容が異なっている。

U₄ 厚さは100m内外で、おもに砂岩の葉層の発達した暗灰色泥岩からなる。灰色・灰白色、細粒～中粒砂岩の薄層がひんぱんに挟在し、この傾向はとくに下部に著しく、そのために下部は砂岩泥岩細互層となっている。細互層を構成する砂岩は鏡下において石英(変成岩源)に富み、斜長石・堆積岩粒(チャートおよびスレートらしいもの)・火山岩粒(安山岩質らしい)を少量含む。泥質石質砂岩(石質グレイワック)に属する。

白色凝灰岩がひんぱんに発達し、厚さは一般に5～30cmであるが、しばしば1～4mに及ぶ。それらのうちガラス質凝灰岩は鏡下において多量の石英・斜長石(中性長石ないし灰曹長石)のほかに、紫蘇輝石などの結晶をまれに含み、基質は火山ガラス

からなる。このものは石英安山岩質である。凝灰質砂岩および凝灰質泥岩も存在する。石灰質団塊の含有は少なくなく、形態はあまり扁平でない。化石の産出は少なくなく、団塊からも母岩からも同じくらいに産出し、アンモナイトとイノセラムスとは同じくらいに優勢である。アンモナイトでは *Anapachydiscus* が少なくない。

なお間寒別川流域では、本層の基底部に厚さ約 1m の斜交葉理の発達した石灰質粗粒～中粒砂岩がある。この砂岩は青灰色～白色、ときには灰色を帯び、部分的に極粗粒ないし細礫質となり、泥岩の偽礫を含み、*Ostrea* の化石を多量に含み、さらに碎屑性石灰岩ともいべき部分もみられる。

本層には岩相の水平的変化が認められる。“東地区”・“中央地区”には分布しないが、“西地区”南側では *Ostrea* を含む基底部の砂岩の上にくる厚さ 5～6m の中粒～粗粒砂岩を経て、砂岩泥岩細互層がくる。しかし“最西地区”ではこのような砂岩が欠除している。この地区の東方では砂岩泥岩細互層に始まり、化石ではアンモナイトがイノセラムスよりも優勢であるが、西方では砂岩泥岩細互層がほとんど消滅するとともに、アンモナイトよりもイノセラムスの方が優勢となる。要するに本層の堆積物は西方ほど、より細粒になる。

U₅ 厚さ 300m 内外。下部および上部は暗灰色の砂質泥岩を主とし、この泥質岩は一般に頁岩質である。これに反して中部はおもにきわめて均質、細粒の黒灰色泥岩（一般に頁岩質）からなり、帯緑白色中粒～細粒砂岩の薄層（厚さ 0.1～0.3m）が若干介在している。帯緑色～白色の凝灰岩が全体にわたって存在し、とくに上部近くにおいて 0.3～1m おきにひんぱんに発達している。凝灰岩の厚さは 0.1～0.3m 内外、ときに 1cm 内外のものもあり、さらにしばしば 1～2m に達する。凝灰質砂岩も若干挟在する。石灰質団塊は球状または扁平で、下半部に多いが、上部では乏しくなる。

化石は母岩からも団塊からも同じくらいに産出し、下半部に豊富であるが、上部では少量になる。本層全体にわたって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ある。アンモナイトでは *Eupachydiscus* が優勢である。イノセラムスでは *Inoceramus naumanni* がとくに優勢であって、中部に多産し、*I. japonicus* および *I. amakusensis* は下部に少なからず産出する。

U₆ 厚さおよび岩相が水平方向に変化する。“最西地区”以外の地域では厚さは約 100m で、主として砂岩泥岩細互層からなる。

少なくとも“西地区”においては下限に厚さ約 5m の砂岩がみられる。この砂岩は種々の厚さに成層する青灰色の粗粒～細粒砂岩であって、炭質物微片および泥岩の偽礫を含む。さらに詳細にみると、砂岩はこの地区の東方では主として中粒であるが、部分によって極粗粒となり、西方では一般に細粒で、ときには泥質を帯びる。互層をなす砂岩は一般に灰色を呈し、細粒～中粒であり、泥岩には砂岩の葉層が発達している。これらの砂岩・泥岩の単層はときに 1～2m の厚さに及ぶことがある。砂岩は鏡下において多量の石英(変成岩源)、少量の斜長石・火山岩粒(安山岩質)・堆積岩粒(チャートおよびスレートらしいもの)から構成され、基質は粘土質・炭酸塩質である。泥質石質砂岩～泥質亜石質砂岩(石質グレイワッケ～アルコーズ)に属する。

“最西地区”においては、厚さは 150m 内外で、下部より上部に向かって細粒になる。下限には厚さ 4～5m と推定される無層理のシルト質細砂岩(緑色を帯びる)が認められる。下部は暗灰色、一般に無層理のシルト岩を主とするが、しばしば細砂質となり、またシルト質細砂岩の部分をも伴う。砂岩の薄層(厚さ 0.3m 以下)がまれに介在し、葉理が発達する部分もあり、また泥岩の偽礫が含まれることもある。下部にはかなりの量の炭質物微片、少量の植物化石の破片が含まれる。さらに緑色の砂粒が泥質岩中に、または砂岩の不規則なパッチの構成成分として多量に含まれている。上部は暗灰色、一般に無層理のシルト岩から構成される。なお本層の堆積物には層理がしばしば発達している。

凝灰岩は白色を呈し、厚さ 1～5cm のものがきわめてまれに介在するにすぎない。石灰質団塊は比較的少量に含まれ、球形を呈し、大型のもの(径 0.5m 以上、しばしば 1m 内外)が多い。団塊中には植物化石の破片が少なくない。化石は下部～中部において団塊からも母岩からも比較的少量に産出し、下部ではアンモナイトが、上部ではイノセラムスが圧倒的に優勢である。アンモナイトでは殻の巻きが解けて直線型を呈する *Baculites* が、イノセラムスでは *Inoceramus orientalis* が優勢である。

本層の岩相が水平方向にかなり変化することは前述の通りであって、全体として西方ほどより細粒になる。

U₇ 厚さ 250～300m。主として暗灰色の砂質泥岩および泥岩からなるが、上部においては岩相が水平方向に変化する。本層の主体をなす砂質泥岩・泥岩はしばしば頁岩質になる。砂岩の薄層がまれに介在し、厚さは一般に 0.1～0.3m であるが、とき

には 1m に及ぶこともある。“東地区” および “中央地区” では、上部 (厚さ約 100 m) は他の地区の場合に較べていくぶん粗粒となって、暗灰色、無層理のシルト岩～細砂質シルト岩を主とするが、その下部にはシルト質細砂岩が優勢である。この部分は地質図において U_7' の記号をもって示す。

白色～淡緑色の凝灰岩が本層の下部に発達し、厚さは 0.1～0.3m であるが、1～5 m に達することもある。凝灰岩はさらに上部にも厚さ 5～10cm (ときに 1m 内外) のものがまれに介在する。さらに凝灰質粗粒～中粒砂岩も若干みられる。それらのうち、ガラス質凝灰岩は鏡下では多量の石英・斜長石 (中性長石が多く、曹灰長石・灰曹長石もみられる)、さらに少量の黒雲母などの結晶を含み、基質は火山ガラスからなる。ガラス質凝灰質砂岩は多量の石英・斜長石 (中性長石が多く、灰曹長石を伴う) および火山ガラス、少量の黒雲母、さらにまれに紫蘇輝石などの砂粒から構成される。これらの凝灰質岩はいずれも石英安山岩質である。

緑色の砂粒が下部において 2～3 層の緑色砂岩層 (厚さ 0.5～4m)、または緑色砂岩のパッチの構成成分として多量に含まれていることがある。これらの砂岩は肉眼的には白色の基底に緑色の微斑点を多量に混じえ、黒雲母も少なくない。鏡下では主として緑色の砂粒のほかには石英 (変成岩源)・斜長石からなり、少量の黒雲母、まれに火山岩粒 (安山岩質)・堆積岩粒を含み、基質は粘土質・炭酸塩質である。これらの砂岩は泥質石質砂岩～泥質亜石質砂岩 (石質グレイワッケ～長石質グレイワッケ) にあたる。石灰質団塊は扁豆状～球状を呈し、下部に多いが、上部では乏しくなる。上部には大型の団塊 (径 0.5m 以上、ときに 1m 内外) もみられる。団塊にはしばしば植物化石の破片が少なくない。

化石は一般に団塊よりも母岩から産出し、下部に豊富であるが、上部では乏しくなる。全体としてみるとイノセラムスの方がアンモナイトよりも優勢である。とくに下部ではイノセラムスが圧倒的に優勢であって、*Inoceramus schmidti* が *Patella gigantea* とともに多産することが本層の化石相の特徴である。

なお本層には砂岩岩脈がまれにみられる。

U_7' 本層上部の局地的粗粒相で、“東地区” 中央・南側および “中央地区” 中央のみに布することは前述の通りである。この粗粒相は分布地域において東方ほどおよび南方ほど、シルト岩よりも細砂質シルト岩を主とするようになる。

局地的粗粒相の U_7 が発達する地域における本層全体の厚さが、他の地域の場合よりも大きいことは、この粗粒相が発達するためである。細粒相だけの厚さについてみると、粗粒相の分布地域の場合よりも“西地区”の場合の方が厚い。要するに本層全体は地域全体についてみると西方ほどより細粒になり、“東地区”・“中央地区”では北方ほどより細粒になる。

第 2 表 上部蝦夷層群産化石

	U_1	U_2	U_3 下部	U_3 上部	U_4	U_5	U_6	U_7
<i>Neophylloceras</i> sp.				R		R		
<i>Tetragonites</i> sp.						R	R	R
<i>Anagaudryceras ryugasense</i> MATSUMOTO							R	R
<i>Gaudryceras denseplicatum</i> (JIMBO)						R		
<i>G. denseplicatum</i> var. <i>intermedia</i> YABE					R			
<i>G. tenuiliratum</i> YABE		R						
<i>Gaudryceras</i> sp.				?		R	R	
<i>Damesites</i> sp.		R			R	R		
<i>Desmophyllites</i> cf. <i>diphylloides</i> (FORBES)								R
Cf. <i>Neopuzosia</i> sp.						R	R	
<i>Anapachydiscus</i> sp.				R	C	R		
<i>Eupachydiscus haradai</i> (JIMBO)						F		
<i>Canadoceras</i> sp.								R
<i>Bostrychoceras</i> cf. <i>japonicum</i> (YABE)								R
<i>Bostrychoceras</i> sp.		R						
<i>Polyptychoceras</i> cf. <i>obstrictum</i> (JIMBO)		R				R		
<i>P.</i> cf. <i>haradanum</i> (YOKOYAMA)								R
<i>P. pseudogaultinum</i> (YOKOYAMA)						R		
<i>Polyptychoceras</i> sp.		R		?		R		R
<i>Subptychoceras</i> cf. <i>yubarensis</i> YABE						R		
<i>Pseudoxybeloceras quadrinodosum</i> (JIMBO)							R	R
<i>Baculites</i> sp.						R	C	
<i>Inoceramus uwajimensis</i> YEHARA		A	F					
<i>I. uwajimensis</i> var. <i>yeharai</i> NAGAO & MATSUMOTO	R	C						
<i>I. ezoensis</i> YOKOYAMA				C	F	F	R	
<i>I. japonicus</i> NAGAO & MATSUMOTO				R		C		
<i>I. amakusensis</i> NAG. & MAT.				?		C		

	U ₁	U ₂	U ₃ 下部	U ₃ 上部	U ₄	U ₅	U ₆	U ₇
<i>I. cf. balticus</i> BOEHM								R
<i>I. sp.</i> (Group of <i>ezoensis</i>)				R		F		F
<i>I. naumanni</i> YOKOYAMA				F	F	A	F	
<i>I. orientalis</i> SOKOLOV						R (上部)	C	F
<i>I. orientalis</i> var. <i>ambiguus</i> NAG. & MAT.								
<i>I. schmidtii</i> MICHAEL								A
<i>Nucula radiatocosta</i> NAGAO								R
<i>Acila (Truncacila) hokkaidoensis</i> (NAGAO)						R		R
<i>Portlandia hakobutsensis</i> (NAGAO & OTATUME)								R
<i>Nanonavis sachalinensis</i> (SCHMIDT)						R		R
<i>Ostrea</i> sp.					(A)			
<i>Propeamusium cowperi</i> WARING var. <i>yubarensis</i> YABE & NAGAO						R		R
<i>Anomia subovalis</i> NAGAO								(A)
<i>Lucina (Myrtea) ezoensis</i> NAGAO				R			?	
Cf. <i>Anatina (Ceromya)</i> sp.						R		
<i>Patella gigantea</i> (SCHMIDT)								A
<i>Scurria cassidaria</i> (YOKOYAMA)				?		R		
<i>Margarites sachalinensis</i> NAGAO								R
<i>Pseudogaleodea tricarinata</i> NAGAO						R		
<i>Semifusus (Trochofusus) tuberculatus</i> NAGAO								R
Simple coral				R				
Echinoid				R			R	
Crinoid stem								R
Fish scale						R	R	

A : abundant (多) R : rare (稀)
 C : common (普通) ? : 同定不确实, 稀
 F : few (少) () : 局地的産出

II. 3. 4 函淵層群

函淵層群は比較的急激な岩相変化をもって整合に上部蝦夷層群につゞく整合一連の地層で、種々の層準が不整合関係をもって第三系におゝわれる。厚さは800m内外である。宇津内川流域および茂宇津内川流域において標式的に露出する。

上部蝦夷層群の場合と異なって垂直方向に岩相変化が著しく、大局的にみると下部が上部よりも粗粒である。下位からH₁, H₂, H₃, H₄およびH₅の5層に区分される

が、地質図では H₁, H₂ を一緒にして塗色した。各層間の岩質変化は比較的急激なこともあれば緩慢な場合もある。おもに種々の粒度の砂岩、および無層理で暗灰色を呈し、または多少緑色を帯びることもあるシルト質細砂岩～細砂質シルト岩(砂粒は部分的に中粒砂のこともある)からなり、シルト岩・泥岩・礫岩などを伴なう。

砂岩は一般に緑灰色～青灰色を呈し、また灰色・灰白色・白色のこともある。しばしば泥質を帯びることがあって、このものは、とくにシルト質細砂岩は風化すると玉葱状構造に破碎することがある。砂岩は一般に石質砂岩～泥質石質砂岩(石質グレイワック～亜グレイワック)に属するものであって、火山岩粒(主として安山岩質)に富み、中部蝦夷層群の砂岩と異なって石英には明らかに變成岩源とされるものは認められないようである。基質は粘土質、またはそれに炭酸塩質を混じえ、さらに緑泥石質のこともある。一般に緑色を帯びる砂岩は火山岩粒に富み、基質が粘土質を主とし、ときに緑泥石質のこともある。灰白色・白色を帯びる砂岩では基質に炭酸塩質のものが多くなる。またしばしば緑色砂粒ないし細角礫が少なからず含まれることがあり、このものは一般に火山岩質ガラスの変質したものであろう。礫岩を構成する礫の種類にはチャート(赤色のものが少なくない)・砂岩・頁岩のほか安山岩が多く、石英玢岩も若干みられる。

凝灰岩は上部蝦夷層群の場合よりも全体として少なくなるが、しばしばいくつかの層準に発達していることがある。石灰質団塊は全体として少なく、しばしば大型(径0.5m以上、ときに1m内外)となっている点は上部蝦夷層群(最上部を除く)の場合と異なる。化石は全体にわたって含まれ、優勢な要素は貝(とくにイノセラムスを除く二枚貝)化石で、これはとくに下部に多い。本層群の産出化石は第3表に示される。

H₁ 厚さ150m内外。岩相が垂直方向に変化する。大局的にみると中粒～粗粒砂岩とシルト質細砂岩とが厚層をなして交互に累重する。

砂岩は一般に緑色緑灰色、ときには青灰色・灰色を呈し、泥質を帯びることがある。砂岩は下部においては無層理で、上部よりも全体として粒度が粗く、上部では厚さ0.3～1mおきに層理を示す。砂岩には多量の緑色砂粒が含まれていることがある。砂岩は鏡下では火山岩粒(安山岩質わずかに石英安山岩質のものもある)・石英・斜長石が多く、堆積岩粒(チャート・スレート・砂岩)も若干含む。これらの砂岩は石質砂岩～泥質石質砂岩(石質グレイワック)に相当する。下限および最下部には場所によ

って礫岩が存在する。礫岩は厚さ 2m 内外、径 2cm 以下の円礫～亜円礫から構成され、緑色の角礫を多量に含み淘汰が比較的良好であって、貝化石を多量に含む。シルト質細砂岩は部分的に細砂質シルト岩となり、上部のものは風化すると玉葱状構造に破碎する。

本層の堆積物には全体にわたって炭質物微片が多量に含まれ、炭化木や植物の葉片の化石が産出する。厚さ 0.1m の白色凝灰岩および大型の石灰質団塊がきわめてまれに含まれている。化石は前記の礫岩のほかに、砂岩中のきわめて粗粒となった部分から多量に、またシルト質細砂岩からも産出する。化石は大部分が二枚貝（イノセラムスを除く）であって、下部～中部に豊富、上部にまれである。

下限および最下部の礫岩は、“東地区”のうち南側では中礫礫岩、北側では細礫礫岩である。また“東地区”北側・中央では泥質を帯びる砂岩が優勢となる。“中央地区”では下限ないし最下部を占める礫岩はみられない。“西地区”中央では粗粒～中粒砂岩が優勢であり、泥質を帯びる砂岩はほとんど存在しない。このように本層は“西地区”・“東地区”・“中央地区”の順により細粒となり、“東地区”では北方に向かって細粒となる。

H₂ 厚さ 150m 内外。H₁ の場合と同様の堆積物から構成され、大局的にみると上方に向かって粒度を減ずる。

下限には厚さ 3～6m の礫岩があって、これは広範囲にわたって追跡される。この礫岩は一般に淘汰が良好であって、径 2～4cm 内外、ときには半拳大の円礫～亜円礫から構成される場合もあれば、細礫岩となる場合もある。

下部は粗粒～極粗粒砂岩と、その上位にくる中粒～細粒砂岩とからなる。これらの砂岩は一般に青灰色～緑灰色、ときには暗緑色・灰色を呈し、一部泥質で、無層理のこともあれば厚く成層することもあって、一般に炭質物微片を含んでいる。これらの砂岩は火山岩粒（安山岩質、わずかに石英安山岩質のものもある）に富み、石英・斜長石（一般に火山岩源）も少なくなく、基質が緑泥石質の場合もある。石質砂岩～泥質石質砂岩（石質グレイワッケ～亜グレイワッケ）にあたる。

中部～上部は主としてシルト質細砂岩からなる。このシルト質細砂岩には炭質物微片が含まれ、緑色砂粒～角礫の多い部分があり、また sand pipe がまれに認められる。さらに上部では厚さ 0.1～0.5m の泥岩をわずかに挟む。なおシルト質細砂岩は

風化すると玉葱状構造に破砕する。

凝灰岩および凝灰質砂岩はきわめてまれに挟在するにすぎず、厚さは0.5～1.5mである。ガラス質凝灰岩は少量の石英・斜長石(むしろ酸性)・黒雲母の結晶を含み、酸性(むしろ石英安山岩質)である。石灰質団塊は中部を占めるシルト質細砂岩に少量含まれ、球状を呈し、また大型になることもある。団塊にはしばしば植物化石の破片が含まれている。化石の産出は下部～中部に比較的多く、上部ではまれとなる。化石は砂岩にも団塊にも含まれている。貝(イノセラムスを除く)化石が圧倒的に多く、さらにイノセラムスはアンモナイトよりも優勢である。イノセラムスでは *Inoceramus orientalis* が少なくなく産出する。

本層、とくに下半部の岩相は水平的変化を示す。“東地区”のうち、南側および中央では地層は一般に無層理で、基底部、まれには層間に礫岩・礫質砂岩がみられる。これらの礫岩は一般に細礫からなるが、南側では礫がより大きく、中礫礫岩(厚さ約3m)となる。しかし“東地区”の中央・北側では泥質を帯びる砂岩が優勢となる。“中央地区”中央では地層は層理を示すこと少なくなく、礫岩は“東地区”に較べて局地的となり、厚さ約0.3mの細礫礫岩が認められる。“西地区”では地層は全体として無層理で、中粒～粗粒(部分的に極粗粒)砂岩が優勢になり、泥質を帯びる砂岩がほとんど存在しない。この地区の中央では下限、ときには層間に礫岩が発達し、これらは中礫～大礫から構成され、厚さは5～6mに及ぶ。また本層の主要構成岩相である泥質を帯びる砂岩とそうでない砂岩との量比は、“西地区”・“東地区”・“中央地区”の順により大きくなる。以上に述べたように本層は“中央地区”においてもっとも細粒となり、かつ“東地区”では“西地区”よりもより細粒であり、さらに“東地区”では南側ほどより粗粒となる。

このような岩相の水平的変化に対応して、化石相の水平的変化は次の通りとなる。“東地区”、とくにその南側には浅海性の二枚貝化石(イノセラムスを除く)がもっとも優勢であるが、“中央地区”中央では前述のような貝化石はほとんどなく、魚鱗化石が多量に含まれ、また螺環が膨らみ殻面装飾が細かいアンモナイトの化石が産出している。“西地区”中央には貝化石の破片を多量に含む層準がある。

H₃ 厚さ100m内外。粗粒堆積物を主とする両淵層群のうちでは、比較的細粒となっている部分であって、細砂質シルト岩ないしシルト岩・泥質砂岩・泥岩からな

る。岩相は水平方向に変化する。

“東地区”では、主としてシルト岩ないし細砂質シルト岩からなり、葉理がわずかに発達し、砂岩の薄層(厚さ 0.1m 内外)を少なからず挟む。この地区のうち、南側では細砂質シルト岩ないしシルト岩が優勢であるが、西方に向かってシルト岩が優勢となる。“東地区”の中央では南側と異なって砂質泥岩・泥岩が卓越する。“中央地区”中央ではシルト岩が優勢で、部分的に細砂質のものがみられ、砂岩薄層の含有は“東地区”の場合よりも少なくなる。“西地区”では主として泥岩・砂質泥岩からなり、砂岩の薄層はまれにしか含まない。この地区の泥質岩はしばしば頁岩質となっている。本層の砂岩は鏡下では火山岩粒(安山岩質)・石英・斜長石から構成され、亜石質砂岩～泥質石質砂岩(長石質グレイワッケ～亜グレイワッケ)に属する。以上に述べたように、本層の堆積物は西方に向かって細粒となり、また“東地区”では北方に向かって細粒となる。

白色の凝灰岩がまれに介在し、厚さは一般に 1～10cm であるが、ときには 0.5m に及ぶ。石灰質団塊はわずかに含まれ、しばしば大型である。化石の産出は少なく、 H_1 および H_2 に較べて貝(イノセラムスを除く)化石が著しく減少し、イノセラムスがアンモナイトよりも優勢である。また化石は“東地区”から“西地区”に向かって産出が少なくなる。

H_4 厚さ 200m 内外。全体としてみると H_3 よりも粗粒となるが、 H_1 および H_2 に較べていくぶん細粒である。岩相とくに粒度の垂直的変化が認められる。

最下部は厚さ 20～30m(場所によっては 50m あまり)の中粒～粗粒砂岩によって占められる。この砂岩は緑灰色～青灰色、ときに灰色・白色を呈し、部分的に泥質、無層理のこともあれば、炭質物微片を縞状に含む泥質岩の薄層(厚さ 0.1～0.3m)を処々に挟んで種々の厚さに成層することもある。砂岩はしばしば緑色の砂粒～角礫・泥岩の偽礫を含み、また部分的には、とくに下限では極粗粒ないし礫質となる。砂岩は鏡下では一般に火山岩粒(安山岩質)に富み、石英(火山岩源のものほかに深成岩源のものも多い)や斜長石も少なくなく、堆積岩粒(スレート・チャートなど)も若干含まれる。基質は粘土質や炭酸塩質のほかに、緑泥石質であることもある。これらの砂岩は石質砂岩～泥質石質砂岩(石質グレイワッケ～亜グレイワッケ)に相当する。

最下部につゞく地層についてみると、下位からシルト質細砂岩、シルト質細砂岩～細砂質シルト岩およびシルト岩の順に累重し、最上部はふたゞび粗くなってシルト質細砂岩～細砂質シルト岩となる。本層の下部を構成するシルト質細砂岩ないし細砂質シルト岩は炭質物微片を比較的多量に含み、風化すると玉葱状構造に破碎することがある。

白色～淡緑色の凝灰岩が中部～上部にひんぱんに発達するが、下部ではきわめてまれであり、厚さは一般に5～30cm、上部では3～5mのものが少なくとも3層認められる。それらのうち、ガラス質～ガラス質結晶凝灰岩は鏡下では火山ガラスを基質とし、多量の石英・斜長石(中性長石)、少量の黒雲母・火山岩粒、さらにまれに紫蘇輝石などの結晶を含む。これらの凝灰岩は石英安山岩質である。緑灰色の凝灰質砂岩や同質泥岩の挟在も少なくない。

石灰質団塊は下部～中部に多量に存在するが、上部では乏しくなる。団塊は一般に球状を呈し、大型である。化石の産出は下半部に豊富であるが、上半部では少量となる。化石は二枚貝(イノセラムスを除く)を主とし、団塊にはほとんど含まれていないようである。特徴的な化石としては、*Inoceramus shikotanensis* が最下部から産出している。かつて有孔虫の *Silicosigmoilina futabaensis* ASANO の産出が報告された地層⁷⁾は H₄ に相当する。なお緑色の砂粒が下部のシルト質細砂岩～細砂質シルト岩中に多量に含有されていることがある。

“東地区”の南側・中央では、200m内外の厚さを有し、中部のシルト質細砂岩～細砂質シルト岩が優勢である。そのうち南側においては下限に、ときには層間に中礫～細礫質礫岩がみられる。またこれらの地域では貝(イノセラムスを除く)化石が少なからず産出している。“中央地区”中央では露出があまりよくないので、正確な厚さはわからないが、前述の地域よりもかなり厚いようであり(おそらく300m内外)、かつ中部～上部はシルト岩に富む。“西地区”北側および中央では、最下部の粗粒～中粒(部分的に極粗粒)砂岩がより厚く発達し、さらに北側では少なからず細礫質となる。要するに本層は“東地区”および“西地区”よりも“中央地区”においてより細粒になり、かつ“西地区”は“東地区”よりも粗粒であり、さらに“東地区”では南側ほど粗粒相が発達する。

H₅ 上限は不明であるが、少なくとも200mの厚さを有し、H₄と類似した層序お

よび岩相を示す。下位から粗粒～中粒砂岩に始まって、シルト質細砂岩、シルト質細砂岩～細砂質シルト岩およびシルト岩の順に粒度を減じつゝ累重し、さらに上位に向かつては逆の順序をもって粒度を増して、シルト質細砂岩に終わり、それらのうちシルト岩がもっとも厚く占める。下限をなす厚さ約 20m の砂岩は灰白色～帯緑灰色を呈し、貝化石を多量に含む。下部の地層には緑色砂粒が少量含まれ、上限を占めるシルト質細砂岩には炭質物微片が含有されている。

凝灰質岩が下部においてわずかに介在し、厚さは一般に 3～10cm であるが、ときに 0.5m 内外となる。石灰質団塊は下半部において多量に含まれ、大型のものも少なくない。化石は団塊からも母岩からも産出し、下半部には豊富で、上半部では全体としてまれであるが、場所によっては少なくない。化石はおもに二枚貝で、特徴的なものとして *Inoceramus(?) awajiensis* が中部から多産している。

以上の記述は標式的に発達している“東地区”南側の西方(宇津内川流域)についてである。しかし本層は“中央地区”中央にも分布し、こゝでも向斜構造をなし、かつ露出がよくないので全体についての詳細な状況はわからない。しかし“東地区”南側の場合と同様な地層の累重状況を示すが、全体としてより粗粒となって、細砂質シルト岩～シルト質細砂岩を主とするようである。

第 3 表 函 淵 層 群 産 化 石

	H ₁	H ₂	H ₃	H ₄	H ₅
<i>Gaudryceras striatum</i> (JIMBO)		R			
<i>Desmophyllites diphylloides</i> (FORBES)			R		
<i>Pseudoxybeloceras quadrinodosum</i> (JIMBO)			R		
<i>Inoceramus shikotanensis</i> NAGAO & MATSUMOTO				R	
<i>I. orientalis</i> SOKOLOV		C	F		
<i>I. (?) awajiensis</i> MATSUMOTO					A
<i>Acila (Truncacila) hokkaidoensis</i> (NAGAO)	R	R	R	R	R
<i>Jupiteria (Ezonuculana) mactraeformis</i> (NAGAO)	F	A			
<i>Portlandia hakobutsensis</i> (NAGAO & OTATUME)		R			
<i>Glycimeris hokkaidoensis</i> YABE var. <i>multicostata</i> NAGAO	A	R			

Cf. <i>Anomia subovalis</i> NAGAO	R				
<i>Pinna</i> sp.		R			
Cf. <i>Modiolus ezoensis</i> YABE & NAGAO	R				
<i>Teredo</i> sp.		R			
<i>Scurria</i> cf. <i>cassissidaria</i> (YOKOYAMA)	R				
<i>Patella gigantea</i> (SCHMIDT)			R		
<i>Natica</i> (<i>Lunatia</i>) cf. <i>densilineata</i> NAGAO		R			
<i>Trochus</i> sp.		R			
<i>Acteon sachalinensis</i> NAGAO		R			
Gastropoda gen. & sp. indet.					R
<i>Dentalium cooperi</i> GABB var. <i>ezoensis</i> NAGAO		R			
Shell fragments	A	C		A	
Simple coral					R
“ <i>Rhynchonella</i> ” sp.		R			
<i>Kingena</i> sp.		C			
Echinoid		R			
Crab	R				
Fish scale		(A)			

II. 3. 5 対比および堆積相

対 比

上部蝦夷層群・函淵層群は全体を通じて化石を豊富に産出するので、それらの年代を決定することができる。すなわち上部蝦夷層群についてみると、 U_1-U_3 下部は浦河統下部階に、 U_3 上部— U_5 は同統上部階に、 U_6 は同統最上部亜階に、 U_7 はヘトナイ統下部階に対比される。函淵層群では H_1-H_3 はヘトナイ統下部階に、 H_4-H_5 は同統上部階に対比される。これらの年代を決定する主要化石、とくにイノセラムスの産出状況についてみると、*Inoceramus uwajimensis* は浦河統下部階の中部に、*I. japonicus* は同統上部階の中部に、*I. naumanni* は同統上部階の上部に、*I. schimidti* はヘトナイ統下部階の下部に多産する。さらに *I. shikotanensis* はヘトナイ統上部階の下部に産出し、*I. (?) awajiensis* は同階の上部に多産する。とくに *I. (?) awajiensis* の産出によって、 H_5 は北海道において古生物学的資料によって確認された唯一の白堊

系最上部である。

中部蝦夷層群は上部蝦夷層群・函淵層群と異なって対比に役立つ化石をほとんど産出していない。たゞ M_1 の上部から *Anagaudryceras*(?) cf. *sacya* を産出するにすぎない。*Anagaudryceras sacya* の層序的産出範囲は現在のところ宮古統最上部亜階—ギリヤーク統下部階とされ、さらに宮古統上部階にも伸びるとされている^{1) 8)}。したがって M_1 の年代さえも明確に決定できない。しかし、次項に述べるような中部蝦夷層群—函淵層群を通じて認められる堆積輪廻層、さらに種々の地質現象(これについては後述する)をも考慮に入れると、この地域の中部蝦夷層群の年代をある程度推定することができる。

まず本図幅地域(上部蝦夷層群・函淵層群だけを取り扱う)のほかに、空知背斜地域⁹⁾・小平藜川流域^{15) 16)}・富内地域^{1) 8)}(筆者はかつてこの地域を調査した)、さらに安平志内川流域^{1) 8)}・主夕張川流域^{1) 8)}・幾春別川流域^{1) 8)}の諸地域を通じて、中部蝦夷層群—函淵層群を12層の堆積輪廻層に区分することができる。これらの個々の堆積輪廻層の年代的位置は第4図に示される通りとなる^{註6)}。また凝灰岩帯(凝灰質岩が相対的に発達している層序的範囲)は13帯認められ、これらをも第4図に示す。図幅地域の上部蝦夷層群—函淵層群における堆積輪廻層・凝灰岩帯それぞれの年代的位置が第4図に示された一般的傾向と調和している。さらに両層群にみられる他の種々の地質現象、たとえば後述のような堆積輪廻層における岩相・化石相の垂直的变化、および前述のようなイノセラムス種の多産する層準が他地域の場合と同調的である。以上に述べたようなことなどから、この地域の中部蝦夷層群はいくつかの地質現象について他地域の場合と調和性を示すであろうということが期待される。もしそうであるならば、古生物学資料のきわめて不十分なこの地域の中部蝦夷層群の年代をある程度推定することができるであろう。

さて図幅地域の中部蝦夷層群における堆積輪廻層および凝灰岩帯を第5図に示す。中部蝦夷層群に認められる5層の堆積輪廻層はⅡ(下限が不明)・Ⅲ・Ⅳ・ⅤおよびⅥ層(この場合下部だけであって上部蝦夷層群の U_1 につゞく)に相当する。したがってⅡ層、すなわち M_1 は宮古統上部階の上部に対比されることになる。この場合

註6) 堆積輪廻層の年代的位置および他の種々の地質現象を考慮すると、北海道中軸帯、とくにその西側はほゞ旭川と留萌とを結ぶ線(旭川—留萌線)を境界として北部区と南部区とに分けることができる。本図幅地域は北部区に含まれる。

年代的層序区分		北部区	南部区	凝灰岩帯
ヘトナイ統	上部階	XII	XII	t ₁₃
		XI	XI X	
	下部階	X	IX	t ₁₂
		IX		t ₁₁
浦河統	最上部階			t ₁₀
	上部階	VIII	VIII	t ₉
	下部階	VII	VII	t ₈
		VI	VI	
ギリヤーク統	上部階	V	V	t ₇
	下部階	IV	IV	t ₆
		IV	IV	t ₅
	III	III	t ₄	
宮古統	最上部階			t ₃
	上部	II	II	t ₂
	階	I	I	t ₁

第 4 図 北海道中軸帯白堊系標準地域の中部蝦夷一函洲層群における堆積輪廻層および凝灰岩帯
 註) 凝灰岩帯における実線は点線よりも量、拡がりが大い
 訂正： 凝灰岩帯欄の t₁ 左の点線は実線に訂正

前述の *Anagaudryceras* (?) cf. *sacya* の産出はこのような対比にとって積極的な証拠とはなり得ない。

さらに M_1 の下部が露出する 1 地点 (14 線沢左股本流) の少し下流において、河原の河流に近い部分から石灰質団塊の転石が採取された。この団塊中に含まれている化石のうち、*Stoliczkaia* sp. の層序的産出範囲は上部アルビアン階—下部セノマン階 (本邦の宮古統上部階上部—同統最上部亜階がほぼこの年代にあたる) であるとされて

層序区分		推 積 輪 廻 層	疑 灰 岩 帯	対 比	
上部 蝦夷層群	U_1	VI	■ t_4	下部階	浦河統
	M_9			上部階	ギリヤーク統
中部 蝦夷層群	M_8	V		下部階	
	M_7			上部階	
	M_6			IV	下部階
	M_5	III		最上部亜階	宮古統
	M_4			■ t_3	
M_3	上部階				
	M_2	II		上部階	
	M_1				

第 5 図 図幅地域における中部蝦夷層群の対比

を宮古統上部階に対比することは、産出化石の状況から判断してもならぬ都合ではない。またこのことは、たいして *Anagaudryceras* (?) cf. *sacya* の産出は反証とはならない。以上に述べたことから、図幅地域の中部蝦夷層群の年代は第 5 図のように推定されるであろう。さらに M_7 — M_9 (豊神層) は年代的にも、粗粒堆積物に富む点からも佐久層とほぼ同じ層準であると考えられる。

いる。この転石の団塊がもし M_1 から由来されたものとみなすならば、 M_1 中のどの層準から由来されたかを考察しなければならない。 M_1 中には全体として団塊がきわめてまれであるが、少量の団塊が少なくとも 2 層準に含まれている。下位の層準における団塊は比較的球状、きわめて細粒、緻密、堅硬で、表面が特有の黒茶色を帯び、内部に割れ目が多い。それに反して上位の層準のものは前述のものと同様相を異にし、表面が灰白色を帯び比較的扁平な形をとり、*Anagaudryceras* (?) cf. *sacya* はこの層準の団塊から得られたものである。*Stoliczkaia* を含む団塊は下位の層準のものに酷似し、しかも M_1 より上位の地層中にはこのような団塊が認められないので、下位の層準から由来されたものとみなすことができる。したがって II 層、すなわち M_1

第4表 北海道中軸帯白堊系標準地域の中部蝦夷層群一函
淵層群における階、亜階、堆積輪廻層の概略的な層厚^{註)}

階・亜階の層厚(m)			堆積輪廻層の層厚(m)		
北部区一般	上猿払	階・亜階	堆積 輪廻層	上猿払	北部区一般
	400+	へ上 トナイ 統階	XII	200+	
			XI	200	
	650	へ下 トナイ 統階	X	250	
			IX	550	
100~150	150	浦河統最 上亜階			
650	550	浦上 河部 統階	VIII	400	450~500
			VII	400	(320)~550
250~450	450	浦下 河部 統階	VI	350	320~(700)
			V	450	(170-550)
(650~1,200*)	650	ギリ ヤーク 統	IV	450	600
450~1,000*	650	ギリ ヤーク 統	III	530	530~650
200~450	300	宮古統最 上亜階	II		400~470
1,100		宮古部 統階	I		650~700

註) 北部区域一般の粗粒堆積物の含有率としては、本図幅地域の場合に近いものだけを取り扱った。()は図幅地域における量比とかなり異なる場合、*は例外的な場合(著しい沈降部における厚さ)を示す。

凝灰岩帯についてみると、U₂、U₄、U₅ 上部、U₇ 下部および H₄ 上部に位置する凝灰岩帯は、それぞれ t₈、t₉、t₁₀、t₁₁ および t₁₃ に相当する。さらに第 5 図に示された堆積輪廻層の年代的 position および凝灰岩帯の堆積輪廻層における層序的位置から判断すると、M₃ および M₄ 下部における凝灰岩帯はそれぞれ t₃ および t₄ に相当するであろう。

最後に図幅地域の中部蝦夷層群についての前述のような対比を、地層の岩質組成、厚さの点からも検討する(第 4 表)。前述の諸地域(本図幅地域を除く)を通じて、IV 層における粗粒堆積物の含有率が、北部区では I~XII 層を通じてもっとも小さいが、南部区では逆に III 層や V 層の場合よりも相対的に大きく、地域によっては著しく大きくなる。またギリヤーク統下部階における粗粒堆積物の含有率が北部区では最小であるが、南部区では宮古統最上部亜階やギリヤーク統上部階の場合に較べて相対的に大きく、地域によっては著しく大きい。このような傾向は図幅地域の中部蝦夷層群を前述のように対比した場合にも指摘できる。しかし図幅地域のギリヤーク統上部階と推定される地層(“西地区”西側の場合を除く)における粗粒堆積物の含有率は、北部区中の他地域、とくにほぼ同じ厚さを有する地域(たとえば安平志内川流域)の場合よりも著しく大きい。したがって図幅地域の V 層も北部区中の他地域のものに較べて粗粒堆積物にきわめて富み、かつ厚さはかえって粗粒堆積物の含有率がきわめて低い小平薬川流域の V 層(Mi-Mk)の厚さにむしろ近い。これらの現象に関連して、図幅地域の IV 層の厚さが北部区中の他地域の場合よりもかなり薄くなっている。このような異常現象は、こゝで取り扱った北部区中の他地域が白垩系堆積盆地内の西側に位置し、それに反して図幅地域におけるこれらの地層が堆積盆地の東方に存在した後背地から供給された堆積物であることにもとづく。堆積物質の東方からの供給は M₉ の礫岩の礫種および砂岩の構成成分における E-W 方向の差異からも指摘できる。さらにこの地域の III・VI 層、宮古統最上部亜階・ギリヤーク統下部階にそれぞれ対比されるところ考えられる地層の厚さは、粗粒堆積物の含有率を考慮した場合、前述の諸地域にみられる一般的傾向としての厚さの範囲内にある。

なお本図幅地域と南隣の敏音知図幅地域との上部蝦夷層群・函淵層群の対比を第 5 表に示す^{註 7)}。

註 7) 敏音知図幅地域の H₃ において、ヘトナイ統上部階を指示する化石を産出するのはその上半部である。

第5表 上猿払・敏音知両
 函幅地域の上部蝦夷・函
 淵層群の対比

対比	上猿払	敏音知
上 部 階 統	H ₅	H ₄ ----- H ₃
	H ₄	
へ 下 部 階 統	H ₃	H ₂
	H ₂	
	H ₁	H ₁
	U ₇	U ₅
浦河統最 上部亜階	U ₆	U ₄
浦 上 部 階 統	U ₅	U ₃ -----
	U ₄	
	U ₃	U ₂ -----
浦 下 部 階 統	U ₂	
U ₁		
ギ リ ヤ ー ク 統 上 部 階	M ₉	U ₁ ----- ?-----
	M ₈	

H： 函淵層群
 U： 上部蝦夷層群
 M： 中部蝦夷層群

----- } 対比の確度を示す
 ----- } (上方ほど確度が大)
 ?----- }
 ~~~~~ 上限・下限不明

堆 積 相

岩相的層序単位の堆積相 中部蝦夷層群最上部を占

める豊神層 (M<sub>7</sub>—M<sub>9</sub>, ギリヤーク統上部階に対比されるであろう) はいわゆる佐久層 (一般にギリヤーク統上部階に対比され, 場所によって同統下部階の上部にも及ぶ)<sup>1)8)</sup> とほぼ同じ層準の地層であると考えられるが, 佐久層の場合よりもはるかに粗粒堆積物に富む。他方豊神層は岩相上むしろ石狩地方における同じく中部蝦夷層群最上部を占める三笠層 (大部分がギリヤーク統下部階に対比され, 場所によって同統上部階または宮古統最上部亜階上部にも及ぶ)<sup>1)8)</sup> に類似するが, 年代的には上位に向かって相当にくいちがっている。しかしこの地層が約 600m の厚さを有する点は佐久層の場合に似ている。なお豊神層は, 粗粒堆積物に富む点ではむしろ富良野地方の近藤山砂岩層 (大部分が少なくともギリヤーク統下部階に対比される)<sup>1)0)</sup> に類似しているが, 年代を異にする。このことは前述のようにギリヤーク統下部階の堆積相が北部区と南部区とで本質的に異なっているためである。

上部蝦夷層群の最上部を占める U<sub>7</sub> が, ヘトナイ統下部階の下部に対比され, しかも泥相を主とする点は, 小平藜川流域<sup>1)5)1)6)</sup> や安平志内川流域<sup>1)8)</sup> における状況と同じである。したがって, これらの地域の函淵層群の堆積は石狩地方<sup>1)8)</sup>・富内地域<sup>1)8)</sup> などの場合よりも遅れて始まった。

また層序の記述のところで述べたように, 函淵層群の H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub> および H<sub>4</sub> では, 中央地区の相対的細粒相を挟む東地区・西地区の相対的粗粒相のうち, 東地区の方がより細粒である。さらにこの地域, とくに中央

地区(場合によっては東地区をも含める)の函淵層群は厚く、中軸帯西側の函淵層群に較べて細粒相がより優勢になり、砂岩もシルト質のものが多く、したがってこの函淵層群はむしろ狭義の函淵層群と浦河地方の上部蝦夷層群乳呑川層<sup>11)</sup>(函淵層群と同年代の地層)との中間的な堆積相を示す。このことはとくに泥質相に富む H<sub>3</sub>—H<sub>5</sub> について指摘される。

**堆積岩の特徴** 礫岩は豊神層と函淵層群とでかなり異なる。豊神層では、礫は水成岩源のものと火成岩源のものがほぼ等量か、またはむしろ後者の方が優勢である。火成岩礫のうちでは流紋岩礫が多い。さらに同時侵蝕に由来したと考えられる石灰質団塊の礫も少なくないことが特徴的である<sup>註8)</sup>。それに反して、函淵層群では、水成岩礫がむしろ火成岩礫よりも多く、火成岩礫のうちでは安山岩礫が多い<sup>註9)</sup>。さらに赤色チャートの礫が少なからず含まれていることも特徴的である<sup>註10)</sup>。

砂岩も豊神層と函淵層群とで差異を示す。両者の砂岩はいずれも安山岩粒に富むが、豊神層の砂岩は一般に灰青緑色、函淵層群のものは一般に緑灰色を呈し、かつしばしば泥質を帯びることがある。さらに函淵層群の砂岩は豊神層の砂岩と異なってしばしば緑色の砂粒ないし細角礫(一般に火山岩質ガラスの変質したものと考えられる)を少なからず含み、また基質がしばしば緑泥石質のことがある。この地域における白堊系の砂岩のうち、厚層をなす砂岩(たとえば中部蝦夷層群主部の下部・豊神層下部および上部・函淵層群の大部分の場合)は一般に石質砂岩～泥質石質砂岩(一般に石質グレイワッケ、一部亜グレイワッケ)に属し、一部泥質亜石質砂岩(長石質グレイワッケ～アルコーズ)である。これに反して、泥岩中に薄層をなして挟在する砂岩(中部蝦夷層群主部の上部・上部蝦夷層群・函淵層群の中部の場合)は一般に泥質亜石質砂岩～泥質石質砂岩(アルコーズ・長石質グレイワッケ～石質グレイワッケ)である。これらの砂岩の主構成成分における層序的变化についてみると、石英は中部蝦夷層群・上部蝦夷層群を通じて一般に変成岩源のものである。変成岩源の石英は函淵層群上部(ヘトナイ統上部階)には含まれていないようである。それらしいものは函淵層群下部

註8) このことは豊神層と同年代の地層である小平薬川流域の中紀念別砂岩層(MI)<sup>10)</sup>や安平志内川流域の佐久層<sup>1)</sup>の礫岩についてもいえる。

註9) 安山岩礫が多い点は石狩地方の函淵層群の場合(流紋岩が多い)と異なり、同じような分布的位置・構造的な位置を占める南樺太内淵川流域の竜ヶ瀬層群(函淵層群相当層)<sup>11)</sup>の礫岩の場合にむしろ似る。この点は砂岩の場合についても指摘される。

註10) このような傾向は中軸帯諸地域の函淵層群相当層の礫岩においても認められる。

(ヘトナイ統下部階)には認められる。さらに深成岩源の石英は函淵層群上部に、また中部蝦夷層群上部の下部にもみいだされる。火山岩粒は函淵層群の砂岩に豊富であり、中部蝦夷層群最上部の砂岩にも少なくない。これらの火山岩粒は安山岩質のものであるが、一部石英安山岩質のものが函淵層群下部にみられる。

泥質岩は中部蝦夷層群主部ではしばしば頁岩となっていて、この点はそれより上位の地層には認められない。また泥質岩は大局的にみると下位の地層ほど硬さを増す。

凝灰質岩にはガラス質・ガラス結晶質・結晶質の凝灰岩から凝灰質砂岩・泥岩にいたるものまでである。凝灰質岩は浦河統上部階の中部・同階の上部・ヘトナイ統下部階の下部および同統上部階の下部に発達している。これらの凝灰質岩が発達する地層はそれぞれ  $t_9$ ,  $t_{10}$ ,  $t_{11}$  および  $t_{13}$  に相当する。また対比の項で述べたように  $t_3$  および  $t_4$  にあたると考えられるものが存在する。なお浦河統下部階の中部にも凝灰質岩の挟在がすぐ上下の地層に較べて優勢になっている。凝灰質岩は一般に石英安山岩質であるが、一部安山岩質のものが  $M_6$  にみられる。

**堆積相の垂直的变化** 中部蝦夷層群—函淵層群における堆積相の垂直的变化の状況を巨視的にみると、石灰質団塊・大型動物化石は、中部蝦夷層群においては、2, 3の層準に少量含まれている以外、全体を通じてきわめて乏しい。しかし、それらは上部蝦夷層群・函淵層群には豊富である。凝灰質岩も全体としてみると中部蝦夷層群よりも上部蝦夷層群・函淵層群の方に発達している。

中部蝦夷層群—函淵層群では、粗粒堆積物から細粒堆積物に向かう粒度変化を示す周期性または律動性を、他の種々の地質現象と関連せしめて考察すると、 $M_1$ ,  $M_2$ — $M_5$ ,  $M_6$ ,  $M_7$ — $M_8$ ,  $M_9$ — $U_1$ ,  $U_2$ — $U_3$ ,  $U_4$ — $U_5$ ,  $U_6$ — $H_1$ ,  $H_2$ — $H_3$ ,  $H_4$  および  $H_5$  の11層の“堆積輪廻層”<sup>16)</sup>に区分される。これらの堆積輪廻層が比較的標式的な状況を示す場合では、大局的にみて個々の堆積輪廻層の上部よりも下部の方に、凝灰質岩・石灰質団塊・大型動物化石、さらに植物質物の含有量が相対的に多く、かつ泥相の場合には砂岩薄層の挟在も相対的に多いという傾向が認められる。また化石相の垂直的变化の状況については、アンモナイトが下部から上部に向かって劣勢となるのにたいして、イノセラムスが優勢になっていく。なお中部蝦夷層群—上部蝦夷層群全般および函淵層群下部 ( $H_1$ ) を通じて認められる個々の堆積輪廻層 (Ⅲ—Ⅸ層)の厚さは一般に400～550m、函淵層群 ( $H_2$  以上) に認められる個々の堆積輪廻層 (X—Ⅻ層)の

| 年代           | 地層             | 最西部 <sup>註)</sup> | 西部 | 中央部 | 東部 |
|--------------|----------------|-------------------|----|-----|----|
| ヘトナイ世<br>新期  | H <sub>5</sub> |                   |    |     | ○> |
|              | H <sub>4</sub> |                   |    | ○   |    |
| ヘトナイ世<br>古期  | H <sub>3</sub> |                   | ←○ |     |    |
|              | H <sub>2</sub> |                   |    | ○   |    |
|              | H <sub>1</sub> |                   |    | ○   |    |
|              | U <sub>7</sub> |                   | ←○ |     |    |
| 浦河世<br>末亜期   | U <sub>6</sub> | ←○                |    |     |    |
| 浦河世<br>新期    | U <sub>5</sub> | ?                 |    |     |    |
|              | U <sub>4</sub> | ←○                |    |     |    |
|              | U <sub>3</sub> | ?                 |    |     |    |
| 浦河世<br>古期    | U <sub>2</sub> | ←○>               |    |     |    |
|              | U <sub>1</sub> | ?                 |    |     |    |
| ギリヤーク世<br>新期 | M <sub>9</sub> |                   | ○  |     |    |

○ 相対的沖合部

← この位置よりさらに矢印の方向に推定される可能性のある場合  
|||||地層が分布しない区域

註) 西隣りの豊富区幅地域東縁部をも含む

第6図 白堊系堆積盆地の相対的沖合部の位置

厚さは 200m 内外, またはそれ以上になるが, 400m 内外を超えないであろう。

**堆積相の水平的変化** 中部蝦夷層群—函淵層群を構成する諸層は, 大局的にみると地域全体にわたってかなり一様な層厚・岩相を示している。しかし詳細にみると, 層序の記述のところで指摘したように, いくつかの地層は堆積相, すなわち層厚・岩相(とくに粒度), さらに化石相・粗粒堆積物の構成成分などについて水平的に変化している。これらによって反映される堆積状況の水平的変化については, 北海道中軸帯の白堊系堆積盆地(蝦夷地向斜)の伸びの方向がほぼ N-S 方向をとるので, この場合便宜上 E-W 方向と N-S 方向とに区別して吟味する。

まず堆積相の E-W 方向における変化状況から, いくつかの地層の函幅地域に関する限りでの相対的沖合部<sup>註 11)</sup>を推定すると, 第 6 図に示される通りとなる。この図から次のようなことが指摘される。少なくとも M<sub>9</sub> の堆積時期以後後背地が函幅地域の東方にも存在したと推察される(西方に存在したことは他地域の状況から判断して間違いない)。このことはとくに M<sub>9</sub>, U<sub>7</sub> 上部・H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub> の場合について明瞭に認められる。また堆積盆地の相対的沖合部は, 細粒相を主とする地層(たとえば U<sub>2</sub>, U<sub>4</sub>, U<sub>6</sub>, U<sub>7</sub> など)の場合よりも粗粒相を主とする地層(M<sub>9</sub>, H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>4</sub> など)の場合ではより東側に位置した。しかも同じく粗粒相に富む地層については, H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>4</sub> それぞれにおける相対的沖合部は M<sub>9</sub> におけるものよりも東側に位置し, さらに H<sub>5</sub> の場合はさらに東側に移動したようである。要するに相対的沖合部は, 浦河世, さらにおそらくヘトナイ世古期の前期ではゴリヤーク世新时期(?) の場合よりも西方へ移動し, その後はふたたびほぼもとの位置に復帰し, しかもより東方へ移動し(しかしヘトナイ世古期の末期には例外的に多少西方へ移動した), ヘトナイ世新时期の後期になるとさらに東方へ移動したようである。このように相対的沖合部の位置は巨視的にみると時代の経過とともに東方へ移動したと推察される。ヘトナイ世を通じて相対的沖合部の東方への移動は, 函淵層群の岩相から判断すると, 堆積盆地の東方への拡張を反映するのではなくて, 堆積盆地全体としての縮小, 東方への移動を意味するのである

註 11) 沖合部ではより細粒の堆積物が優勢になると考えている。もちろん厚さ・堆積物の堆積構造・堆積岩の構成成分・化石相などの堆積相全般の水平的変化も考慮されるべきであるが, 粒度以外の諸要素についての資料が不足の場合は粒度の水平的変化によらざるを得ないので, こゝでは相対的沖合部という名称を用いる。若干の地層ではこゝにいう相対的沖合部において沈降がより著しかったことがいえる。後述のように函幅地域の西方だけでなく東方にも後背地の存在が推定される場合, 相対的沖合部が巨視的にみると堆積盆地内における第 1 義的な沖合部(もっとも沖合部)に相当するかどうか, また第 1 義的な沖合部と堆積盆地の軸部(最大沈降部)との配置関係を推定するためには, さらに広範囲の地域についての詳細な調査が必要である。

う。なおギリヤーク世古期における海域は、岩相から判断すると同世新期の場合よりも拡がっていたであろう。この地域にみられるような浦河世末亜期からヘトナイ世にかけての相対的沖合部の東方への移動は、本図幅地域の中央部・東部と同じ構造的位置を占める南部北海道浦河地方の場合についても推定される<sup>註12)</sup>。

堆積相のN-S方向における変化状況からは、E-W方向の相対的隆起部が、少なくともU<sub>7</sub>上部の堆積時期(ヘトナイ世古期の前期)に見掛上“東地区”南縁部の東方に出現し、その後終始(少なくともH<sub>4</sub>の堆積時期まで、すなわちヘトナイ世新期の前半まで)存在したと推察される。なお図幅地域の函淵層群には貝(イノセラムスを除く)化石の産出が多い。これに反して南隣の敏音知図幅地域<sup>19)</sup>では、とくにその西部・中央北部では貝化石にきわめて乏しく、これらの貝よりもより深い環境に棲息したと考えられる *Canadoceras* や *Pachydiscus* のようなアンモナイトの化石が少なからず産出する。また敏音知図幅地域東部の函淵層群は全体として南方から北方に向かってより粗粒となる。こゝに述べたような函淵層群の岩相・化石相の差異をも考慮すると、前述のようなE-W方向の相対的隆起部の存在を推定することが可能である。この隆起部は本図幅地域東部と敏音知図幅地域東部との境界あたり、またはむしろその少し南側の東方に位置したであろう。

**白堊系の削剝と第三系下部の堆積** 白堊系の堆積盆地における相対的沖合部が、ヘトナイ世古期以後、時代の経過とともに東方へ移動していった運動は、白堊系堆積後にもひきつゞき行なわれたようである。まず白堊系堆積後の堆積盆地の隆起状況についてみると、白堊紀末期において少なくとも“東地区”西側に相対的沖合部を有するような堆積盆地が巨視的にみるとそのまま隆起した。その後漸新世になると、白堊紀末期にみられたような堆積盆地と類似のものがほゞもとの場所に、また少し東方にずれて再現し、宇津内層群の堆積盆地に転化した。他方この現象に関連して、白堊系堆積後宇津内層群堆積期間を通じて、隆起をつゞけてきた西方の地域では削剝が行なわ

註12) 浦河地方<sup>1)</sup>では、U<sub>2</sub>(浦河統最上部亜階)は向斜北翼よりも南翼の方がより沖合部であり、U<sub>3</sub>α(ヘトナイ統下部階)でも南翼の方がより沖合部であるが、さらに上位のU<sub>4</sub>β(ヘトナイ統下部階)では北翼の方がより沖合部である。さて浦河地方における白堊系の一般的な伸びの方向はWNW-ESEであるが、これは後生変形にもつづくものであって、元来は北海道中軸帯白堊系の堆積盆地の一般的な伸びの方向と同一であったと考えられる。したがって浦河地方においても浦河世末亜期からヘトナイ世古期にかけて相対的沖合部は東方へ移動した。以上に述べたように、北部区の図幅地域と南部区の浦河地方とは少なくとも浦河世末亜期からヘトナイ世にかけて同じような堆積盆地の変遷を経過した。このことは両地域がともに神居古潭帯内に位置していることに密接な関連がある。それはまた両地域のヘトナイ統の堆積相にみられる若干の類似性にも反映されている。

れ、しかもそれは西方ほど著しかった<sup>註13)</sup>。白堊紀末(ヘトナイ世新期後半)から漸新世にかけての相対的沖合部の東進は白堊紀直上地変<sup>114)</sup>に伴う蛇紋岩の進入(およびおそらく神居古潭帯の上昇)と関連をもつと考えられる。この地域の新第三系最下部である宗谷夾炭層の堆積時期になると、宇津内層群の堆積盆地は侵蝕域に転化し、堆積盆地の主体はこれまで侵蝕域であった西方に生じた。

### II. 3. 6 蛇 紋 岩

蛇紋岩は図幅地域の中央南部と北東部とにおいて、南北方向の伸びをもって帯状に広く分布し、さらに小岩体をなして2, 3の地点に露出している。北東部のものは北海道における蛇紋岩の分布の北限を示す。これらの蛇紋岩体は空知層群・蝦夷層群および函淵層群を貫ぬいている。なお蛇紋岩と空知層群との接触部は宇津内川上流で観察される。

蛇紋岩には塊状のもの、および葉片状のものが優勢で、そのほかに滑石質のものもある。塊状のものは黝灰色～暗緑色を呈し、比較的光沢に乏しく、緻密、堅硬で節理がよく発達する。葉片状のものは暗緑色～黝緑色を呈し、多少光沢および脂感がある。滑石質のものは淡緑色～帯白色で、脂感が著しく軟弱である。葉片状および滑石質のものは粘土化して、露頭では広く地崩れしやすい。なお角礫状のものもあって、粘土化した軟かい蛇紋岩中に角礫状になった塊状の固い蛇紋岩塊が多量に含まれている。外観が種々であるにもかかわらず、鏡下ではあまり差異がなく、いずれも無色～淡緑色、葉片状の温板石の不規則な集合のほかにクロム鉄鉱および磁鉄鉱などが散在する。さらに蛇紋岩はきわめて細かい温石綿脈に貫ぬかれている。蛇紋岩の貫入時期は白堊紀末ないし第三紀初期といわれている。なお蛇紋岩体には、脈岩としての微閃緑岩および捕獲岩としてのロジン岩様岩が普遍的にみられ、さらに斑岩質岩および角閃岩が処々にみられる。

微閃緑岩は蛇紋岩体中に幅10m以下の岩脈として諸所にみられる。特有の色と、堅いために蛇紋岩体中に突出して露出することによって、その存在を認めやすい。岩脈の伸びの方向は一般にN-Sである。白色と黝灰色との白味がち霜ふり状の外観を呈し、粗粒・細粒にかかわらずほとんど一様の性質を示す。鏡下では完晶質で、斜

註13) 西隣の豊富図幅地域では、浦河統下部階(U<sub>2</sub>相当層)さえもが宗谷夾炭層によって不整合におこわれている。



長石を主とし普通輝石・透輝石・褐色～緑色角閃石および磁鉄鉱などからなり、さらに一部に少量の石英が認められ、有色鉱物が緑泥石化していることもある。微閃緑色の岩脈は蛇紋岩の原岩が蛇紋岩化した直後あたりに貫入したものではないかと考えられる。

ロジン岩様岩は函幅地域最北端部の成田沢に代表的な露出が認められ、幅 1m 前後のレンズ状をなし、淡緑灰色を呈し、緻密かつ堅硬である。鏡下では、多量の黝簾石・緑泥石、比較的多量の透輝石のほかに、ごくわずかの榭石、さらにヴェスヴ石や柘榴石らしいものがみられる。しかしこの岩石は鈴木醇によって報告されたような典型的なロジン岩ではない。

斑岩質岩は函幅地域北東部の有栗<sup>ゆうくり</sup>の沢における小さい蛇紋岩体中に小岩体をなし露出する。鏡下では新鮮な部分(残晶)は主として斜長石(ソーシユライト化する)および輝石(緑泥石化ないし蛇紋石化する)からなり、さらに鉄鉱・燐灰石などが認められる。

角閃岩は函幅地域南部の 14 線沢の右股において蛇紋岩体中に露出する。暗緑灰色を呈し、樹脂光沢を帯び、片理が発達する。鏡下では陽起石・緑簾石・緑泥石・榭石からなる。

## II. 4 古第三系宇津内層群

宇津内層群は函幅地域の南東隅に分布し、天北炭田の第三系のうちで特異な分布的位置を占め、かつ北海道においてもっとも北に分布する古第三系である。本層群は白堊系の函淵層群(H<sub>4</sub>)を不整合におよび、向斜構造を形成しているが、後者とは著しい構造的差異を示さない。約 350m の厚さを有し、下部の海成層に始まり、上部の陸成層に終わっている。整合関係をもって累重する下部層・中部層および上部層に区分される。層相の概略は第 7 図に示される通りである。

**下部層** 厚さ 150m 内外。主として暗灰色、風化すると淡灰色～青灰色を呈する無層理の泥質岩から構成される。基底部(厚さ 30m 内外)はいくぶん粗粒であって、シルト質細砂岩～細砂質シルト岩からなり、炭質物微片をかなり含み、緑色砂粒(海緑石と思われる)に富み、石灰質団塊も少なくない。基底部からは貝および有孔虫の化石が多量に産出する。主部は暗灰色、風化すると白色を呈する泥岩およびシルト岩

| 層序      |  | 層厚<br>(m) | 岩相                                                        |
|---------|--|-----------|-----------------------------------------------------------|
| 上部層     |  | 50        | 砂岩泥岩互層<br>← 炭層                                            |
| 中部層     |  | 150       | 砂岩<br>← 綠色砂岩<br>← 泥灰岩帯                                    |
| 下部層     |  | 150       | 泥岩・シルト岩<br>← 綠色砂岩<br>シルト質細砂岩～細砂質シルト岩<br>綠色粒に富む。貝化石有孔虫化石多産 |
| 白堊系函洞層群 |  |           |                                                           |

第7図 宇津内層群層相概念図

からなり、団塊に乏しい。暗緑色（海緑石質と思われる）中粒～粗粒砂岩がまれに介在し、その厚さは4～5m内外である。なお主部からブナの材化石（*Fagus* sp. または *Fagoxylon* sp., 島倉巳三郎教授鑑定）が採集された。上限には泥灰岩がよく発達している。この部分（地質図に記入されている）は厚さ10m内外であって、異常堆積を示し、径1m内外の大きさに及ぶ灰色～灰白色泥灰岩の団塊やブロックを不規則、かつ多量に含む泥質岩であって、さらに厚さ約2mの角礫状を呈する泥灰岩ないし泥灰質砂岩を伴うこともある。

有孔虫化石

*Haplophragmoides* sp.

*Dentalina* cf. *emaciata* REUSS

*Nodosaria* sp. α

*Nodosaria* sp. β

*Plectofrondicularia* cf. *packardi* CUSHMAN & SCHENCK

*Bulmina ezoensis* YOKOYAMA (多)

*B. ovata* d'ORBIGNY (多)

*B. pupoides* d'ORBIGNY (多)

*B. pyrula* d'ORBIGNY

*B. schwageri* YOKOYAMA

(鑑定：福田理技官)

#### 貝化石

*Acila picturata* (YOKOYAMA) (多)

*Portlandia ovata* (TAKEDA) (多)

*Venericardia ezoensis* TAKEDA (多)

*V. cf. akagii* KANEHARA





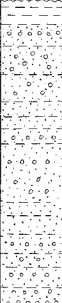

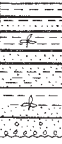
*Turritella* (?) sp.

(鑑定：水野篤行技官)

**中部層** 厚さ 150m 内外。おもに青灰色～暗灰色の細粒～中粒砂岩からなり、部分的にはシルト岩を伴う。この砂岩は風化すると白色または淡黄褐色を呈する。一般に無層理であるが、下部ではきわめてうすい泥岩を挟んでわずかに層理を示すことがある。下限には厚さ約 5m の暗緑色 (海緑石質と思われる) 中粒砂岩がみられる。化石としては上部から有孔虫の *Bathysiphon* sp. が報告されている<sup>7)</sup>。

**上部層** 上限は侵蝕のために不明であるが、少なくとも 50m の厚さを有する。砂岩と泥岩との互層で、各単層の厚さは 2～5m である。砂岩は淡灰色、風化すると黄褐色を呈し、粗粒～中粒である。下部には炭層があつて、その山丈は約 7m、炭丈は約 4m である。炭層近くの頁岩にはきわめて保存不良の植物化石が含まれている。

**対比** 宇津内層群と図幅地域内の他の第三系との層序的關係は、分布地域を異にするために直接には不明である。しかし本層群は、堆積物が細粒であり、かつ凝灰質でない点において、この地域の新第三系最下部にあたる宗谷夾炭層の最下部 (堆積物が粗粒、かつ凝灰質である) とは明らかに異なっている。本層群はかつて下部層から産出する有孔虫化石によって幌内統に対比されたが<sup>6)7)</sup>、貝化石による対比の根拠は不充分であった。しかし今回下部層から採集できた貝化石のうち、多産するものはすべて幌内層群産のものと同通である。このことは前記の有孔虫化石の場合についても指摘できる。したがって少なくとも下部層は漸新世幌内統に対比される。

| 年代          | 地層名           | 層相                                                                                  | 層厚<br>(m)       | 岩 相                                                     |
|-------------|---------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|---------------------------------------------------------|
| 鮮<br>新<br>世 | 更別層           |    | 300+            | 砂岩・礫岩・シルト岩<br>の不規則な互層<br>(亜炭層・凝灰岩)                      |
|             | 勇知層           |    | 250<br>}<br>300 | 細粒～中粒砂岩<br>海棲貝化石:多                                      |
| 中<br>期      | 後<br>声問層      |    | 350<br>}<br>500 | 凝灰質シルト岩<br>部分的に珪藻土質<br><br>海棲貝化石:稀                      |
|             | 稚内層           |    | 300±            | 硬質頁岩<br>(珪質頁岩・凝灰岩の)<br>薄層                               |
| 新<br>世      | 中<br>増幌層      |   | 900+            | 暗灰色～暗緑色<br>を示す礫岩・砂岩<br>シルト岩のひんぱんな互層<br><br>(層間異常・同時礫:多) |
|             | 期<br>鬼志別層     |  | 80<br>}<br>250  | 細粒～中粒砂岩<br>(海棲貝化石:多)                                    |
|             | 宗谷(夾炭)層       |  | 300<br>}<br>450 | シルト岩・砂岩<br>(炭層:多)<br>植物化石:多<br>基底:砂岩・礫岩                 |
| 白堊紀         | 函洲-上部<br>蝦夷層群 |                                                                                     |                 |                                                         |

第8図 函幅地域の新第三系層序概念図

## II. 5 新第三系

図幅地域の新第三系はいわゆる天北炭田の南部地域を構成するもので、白堊系を不整合におよって発達する。主として図幅地域の西半部に広く分布し、一部はまた北東部にも分布する。これらの新第三系は下位から、宗谷(夾炭)層・鬼志別層・増幌層・稚内層・声間層・勇知層および更別層の7層に分けられる。新第三系の層相の概略は第8図に示される通りである。最下位の宗谷夾炭層は天北炭田の含炭層をなし、多数の炭層を伴う淡水成堆積物である。それより上位の地層はいずれも海棲動物化石を含む海成堆積物であるが、最上位の更別層はそれより下位の地層を不整合におよい、炭層や海棲～汽水性の貝化石を伴う瀕海性堆積相を示している。

図幅地域西部に分布する新第三系は、背斜をなす白堊系によって南北2つの区域に分かれて発達し、それぞれベーズン構造を示し、かつ多数の断層によって切断されている。図幅地域北東部の新第三系は、その下半部を欠いて稚内層が傾斜不整合で直接白堊系をおよっている。

### II. 5. 1 宗谷(夾炭)層

宗谷夾炭層は、この地域における新第三系の最下位の地層で、白堊系を不整合におよって発達する。主として問寒別川上流および石炭別川上流流域に分布し、全層厚は300～450mである。おもにシルト岩・砂岩・細礫岩および凝灰岩などからなり、10数枚の炭層または炭質頁岩層を挟有する。これらの構成岩石は一般に凝灰質で、かつ軟質のことが多く、そのために普通には地形的に低い丘陵地を形成して分布する。

下半部は一般に砂岩を主としシルト岩を従とする両者の互層からなり、場所によっては細礫岩層を挟む。上半部はほとんどシルト岩から構成され砂岩層を含む。中部・上部の炭層中には白色凝灰岩または凝灰質粘土岩を挟み、炭層の追跡に有効な鍵層となることがある。なお白堊系に接する本層の基底部は、砂岩・礫岩の互層にシルト岩の薄層や数枚の薄い炭層を伴ない、場所によっては礫岩が優勢に発達することもある。たとえば、問寒別川上流の幌延炭砦東方や石炭別川上流の石炭別附近などにおいては、礫岩層が著しく発達している。この基底部はいわゆる曲淵層に相当する部分であ

るとも考えられるが、全地域にわたって十分に追跡できず、また対比に役立つ古生物学的資料<sup>註14)</sup>も得られなかったので、本図幅では一括して宗谷夾炭層に含めて取扱うことにした。

礫岩はおゝむね淘汰が良好で径 2cm 以下の円礫からなり、砂岩や泥岩の偽礫を散含する。礫種にはチャート・粘板岩や白堊系から由来したと思われる砂岩・泥岩・泥灰岩のほか、流紋岩などがある。砂岩は青灰色または灰白色を呈し、細粒～中粒のものが多いが、下半部には粗粒または礫質のものも認められる。層理は一般に比較的明らかであるが、しばしば斜交層理を示すことがある。細粒～中粒砂岩は鏡下において、斜長石・石英・普通輝石・緑泥石などがもっとも普通に認められ、その他古期岩石の岩粒なども少なくない。シルト岩は暗灰色または帯青暗灰色を示し、風化すると黄褐色～赤褐色となり、層理の明瞭なものが多い。しばしば炭質物微片を縞状に含み、また植物葉化石や炭化材片などを含み、小団塊を点在することもある。

凝灰岩または凝灰質粘土岩は白色～淡青灰色を呈し、しばしば緻密・堅硬のことがある。しかし風化して水分を吸収するとベントナイト質となり、炭礫の坑内保持の障りになっている。新鮮な凝灰岩を鏡下で検すると、ガラス質の基質中に石英・黒雲母・長石類を含み、酸性火山岩から由来したものと考えられる。

本層の各炭層の上盤をなすシルト岩中には植物葉化石を多数に含み、ことに中部の炭層に伴なって産出するものが保存良好である。幌延炭礫の坑内およびその附近・間寒別十六線沢上流などにおいて採集し得たものは次の通りである。

*Equisetum cf. arcticum* HEER

*Metasequoia occidentalis* (NEWBERRY) CHANEY

*Glyptostrobus europaeus* (BRONG.) HEER

*Juglans cf. shanwangensis* HU & CHANEY

*Carya miocathayensis* HU & CHANEY

*Populus balsamoides* GOEPPERT

*Carpinus subcordata* KONNO

*Betula* sp.

註 14) 天北炭田北部においては、新第三系の最下部に基底相として砂岩・礫岩・シルト岩などからなり、多量の貝化石を含有する曲淵層が発達している。しかし、本図幅地域を含む炭田南部における基底部には貝化石がまだ発見されていない。したがって、南部においては曲淵層が堆積しなかったのか、または南部に向かって漸次海成から陸成に変わったのか、現在のところいずれであるとも断定することはできない。

*Alnus* cf. *usyuensis* HUZIOKA

*Ulmus appendiculata* HEER

*Aesculus majus* (NATHORST) TANAI

*Acer ezoanum* OISHI & HUZIOKA

*A. subpictum* SAPORTA

*Cornus* cf. *magaphylla* HU & CHANEY

*Ilex* (?) sp.

(鑑定：柵井敏雅助教授)

## II. 5. 2 鬼志別層

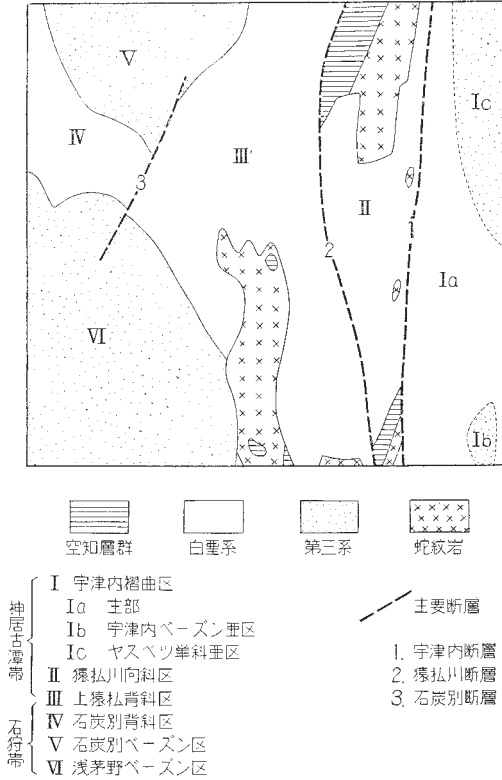
鬼志別層は下位の宗谷夾炭層を軽微な不整合でおおい、主として砂岩からなる海成層である。おもに浅茅野および石炭別べズン構造地域(第9図)において鉢巻状にその中心部を取り巻くように分布し、一部は断層に切断されて間寒別川支流の十六線沢上流に小区域をしめて分布する。80～250mの厚さを有するが、大局的にみると図幅地域の北部に厚く、南部に向かって次第に薄化する傾向を示している<sup>註15)</sup>。

基底部は一般に礫質粗粒砂岩からなり、場所によって小礫を点在し、またしばしば炭礫を含有していることがある。礫には古期岩類の円礫のほか、下位の宗谷夾炭層から由来した堆積岩の亜円～角礫を含む。下位層との接触面は明らかに波状を呈し、宗谷夾炭層の侵蝕面上に堆積したことを示しているが、本地域における侵蝕の程度はそれほど著しくないようである。

基底部以外は主として細粒～中粒砂岩からなり、場所によって礫質粗粒砂岩または細礫岩およびシルト岩の薄層を挟む。これらの砂岩は一般に青灰色または緑灰色を呈するが、また海緑石粒を含んで暗緑色を示すものも少なくない。また砂岩は一般に無層理であり、さらに泥質を帯びることがあり、このものは風化すると玉葱状構造を示すことがある。シルト岩は一般に無層理で灰色を呈し、しばしば砂質を帯び、風化すると黄褐色となる。本層の下部において、しばしば石灰質団塊が含まれることがある。

本層中には海棲貝化石が比較的多く含まれているが、ことに下部に豊富である。幌

註15) この傾向は、南方に向かってますます増大し、南隣の敏音知図幅地域においては、本層はまったく消失している。



第9図 図幅地域地質構造單元

延炭砒附近および十六線沢上流において採集されたものは次の通りである。

*Yoldia* sp.

*Cardium* sp.

*Macoma tokyoensis* MAKIYAMA

*Psephæa* sp.

*Lucina* sp.

*Acila* sp.

*Mya cuneiformis* (BOHM)

*Neptunea* sp.



*Turritella* sp.

*Dentalium* sp.

(鑑定：魚住 悟氏)

### Ⅱ. 5. 3 増 幌 層

増幌層は主として浅茅野および石炭別べズンの中核をなして分布し、さらに浅茅野べズンの南部に断層に断たれて小区域に分布する。図幅地域内では上限が不明であるが、露出する限りでは 600～900m の厚さを有する。

下位の鬼志別層とは整合関係にあるが、その基底部には暗緑色の凝灰質粗粒砂岩が発達している。層相変化が著しい地層で、礫岩・砂岩および泥岩層が種々の厚さをもってひんばんに交互累重する。一般に斜交層理の発達が顕著で、また層間異常や同時礫の存在など、乱堆積相を示すことが多い。

本層を構成する岩石は一般に暗色を呈し、暗緑灰色または帯青暗灰色を示すものが多い。礫岩はチャート・砂岩・粘板岩・輝緑凝灰岩などの古期岩石や花崗閃緑岩・蛇紋岩・安山岩などの多種類の細礫～中礫からなり、亜円～亜角礫が普通である。砂岩は暗青灰色～暗緑灰色を呈し、細粒～粗粒であるが、おゝむね淘汰が悪く、不均質であることが特徴的である。暗緑色を示す砂岩は下半部に多く、著しく凝灰質であり、緑泥石化作用を受けている。泥岩は暗灰色～帯緑暗灰色を呈し、一般に砂質を帯び不均質で、また軽石粒や炭質物などをしばしば含んでいる。

本層中からは貝化石がみいだされなかったが、問寒別川支流の十六線沢上流に分布する泥岩には *Cyclammina* sp. その他の有孔虫化石が散点しているのを認めた。本層はその特徴的な堆積相や層序的關係から考えても、留萌一苦前地方の古丹別層や石狩地方の川端層に明らかに対比されるものである。

### Ⅱ. 5. 4 稚 内 層

稚内層は図幅地域の南西隅地域、すなわち問寒別川支流の十六線沢上流流域と、北東隅地域、すなわちニタチナイ川・ヤスベツ川上流流域とに分布する。図幅地域内では本層の下限から上限まで連続して露出していないので、全層厚は不明であるが、少なくとも 300m の厚さを有する。

主として硬質頁岩からなり、堅硬な珪質頁岩・砂岩および凝灰岩層を挟む。

図幅地域南西隅に分布するものは下位の増幌層を不整合におよぶが、図幅地域内ではこの基底<sup>註16)</sup>は認められない。北東部に分布するものは直接に白堊系を傾斜不整合をもって覆蔽し、基底部には礫質岩および粗粒砂岩が発達する。

頁岩は一般に暗灰色を呈し、風化すると黄褐色・赤褐色、さらに白色となり、比較的堅硬であるが不規則な裂理が発達して、層理はやゝ不明瞭なことが多い。露頭では小角片に破碎し易く、破碎面には水酸化鉄の年輪状ないし渦巻状の縞模様が現われる。砂岩は量的に多くないが、むしろ下部ないし最下部に発達する。砂岩は暗灰色を呈し、細粒～中粒であるが、まれに粗粒のこともある。一般に堅硬で、しばしば石灰質のものがあり、連続性に乏しくレンズ状を示すものが多い。また、本層の中下部には石灰質団塊またはレンズを含有することがある。最上部の頁岩はやゝ凝灰質となり、暗灰色の凝灰質シルト岩と互層し、後者が優勢になるに従って上位の声問層に移化する。

貝化石の産出はきわめてまれであるが、魚鱗・有孔虫化石や *Sagarites* は比較的普通に認められる。

## II. 5. 5 声問層

声問層は図幅地域の南西部のみに分布するもので、問寒別川支流の十六線沢流域に発達する。下位の稚内層から漸移し、その最上部の頁岩が凝灰質となり、まったく塊状の凝灰質シルト岩になる部分をもって本層の基底とする。本地域ではきわめて厚く発達し、幌延炭砦南部においては約 500m の厚さを有するが、図幅地域南西隅においては 350m 内外に薄化して南方に続いている。

主として凝灰質シルト岩から構成され、全層を通じて塊状で層理をほとんど示さない。このシルト岩は暗灰色～帯青暗灰色を呈するが、風化すると灰白色を呈し不規則な塊状に破碎し、また露頭面に沿って剝理を示す傾向がある。また風化によって同心円状の茶褐色の縞模様を呈することが多いのも特徴的である。おゝむね珪藻土質のことが多く、軟質で侵蝕に弱いので、本層の分布地域はきわめて低夷な地形を呈している。最上部は次第に砂質となり、上位の勇知層に漸移する。

註 16) 南隣の敏音知図幅地域では、本層の基底部に厚さ数 m の礫質粗粒砂岩が認められ、増幌層最上部のシルト岩層の凹凸ある侵蝕面上に発達し、一部に海棲貝化石を含む。

貝化石は比較的少ないが、*Sagarites* は全体を通じて豊富に認められ、有孔虫化石も少なくない。十六線沢流域において採集し得た化石には次のようなものがある。

*Portlandia (Megayoldia) thraciaeformis* (STORER)

*Neptunea modesta* (KURODA)

*Callianassa* (?) sp.

*Hyas* cf. *tsuchidai* IMAIZUMI

(鑑定: 魚住 悟氏)

## II. 5. 6 勇 知 層

勇知層は図幅地域南西部の十六線沢流域に分布し、とくにその本流に沿って東西方向に帯状に広く発達し、250～300mの厚さを有する。下位の声間層から漸移し、主として暗青色の細粒～中粒砂岩からなり、下部に暗灰色シルト岩および白色凝灰岩の薄層を挟むことがある。

砂岩は無層理で、一般に細粒であるが、下部のものはやゝシルト質で微細粒の部分も認められ、上部のものは細粒～中粒である。これらの砂岩は一般に膠結度が弱く軟弱であり、声間層と同様に他の地層に較べて低夷な地形をつくっている。

下半部にはしばしば貝化石を多産するが、保存不良のものが多い。十六線沢本流およびその枝沢において採集したもののうち、次のようなものを鑑定することができた。

*Anadara trilineata* var. *calcareo* GRANT & GALE

*Lucinoma* sp.

*Clinocardium* sp.

*Serripes laperrousii* (DESHAYES)

*Neptunea* sp.

(鑑定: 魚住 悟氏)

## II. 5. 7 更 別 層

更別層は図幅地域南西部の十六線沢の本流から南部に主として広く分布し、一部は間寒別川に沿ってそれより東方の低夷な丘陵地や丘陵地内の谷に沿って、段丘堆積物におゝわれて断片的に露出している。十六線沢では下位の勇知層にたいして平行不整

合の関係を示し、間寒別川本流から東部においては声問層を覆蔽している。

上限は明らかでないが、300m内外の厚さを有する。主として礫岩・砂岩・シルト岩の不規則な互層から構成され、亜炭層および凝灰岩層を多数挟在する。基底には厚さ1m内外の礫岩層を有し、十六線沢流域では下位の勇知層の砂岩の凹凸ある侵蝕面上に発達している。下部は中粒～粗粒砂岩を主とし、シルト岩を従とする不規則な互層からなり、礫岩を挟む。中部はシルト岩がちの中粒砂岩との互層であるが、多数の亜炭層を挟有し、また白色凝灰岩および礫岩を数層伴っている。上部はふた>び砂岩がちのシルト岩との互層であるが、上部になるにしたがって砂岩が優勢になり、礫岩層や薄炭層を伴うようになる。

礫岩は円磨された細～中礫からなり、礫種としてはチャート・花崗閃緑岩・蛇紋岩やその他の古期岩石がもっとも多く、第三系の砂岩・頁岩なども多少認められる。砂岩層は一般に1～数mの厚さを有し、斜交層理を示すことが多い。砂岩は青灰色～暗青色を呈し、下部のものにはお>むね細粒～中粒のものが多く、上部では粗粒のものが多く、また上部の砂岩ほど未凝固で粗鬆である。シルト岩は一般に凝灰質で、場所によっては著しく砂質の部分もあり、新鮮面では暗灰色または帯青暗灰色を示すが、風化すると灰色～灰白色を呈する。本層中には数枚の亜炭層が挟在するが、いずれも0.2～0.5mの厚さを有するにすぎず、まれには1m近くの厚さに及ぶものもある。これらの亜炭は大部分が泥質亜炭であり、質が粗悪で、現在のところ稼行の対象にならない。

本層中部のシルト岩からは多数の海棲貝化石を産出し、また中上部のシルト岩からは *Corbicula* のような汽水性貝化石を産出する。さらに亜炭層を多数挟在する中部にはしばしば多くの炭化した材や樹根を含むことがある。

貝化石を十六線沢支流において採集することができたが、それらは保存がきわめて悪く、次のものを鑑定し得たにすぎない。

*Cardium* sp.

*Corbicula* sp.

*Macoma* cf. *tokyoensis* MAKIYAMA

*Mya japonica oonogai* MAKIYAMA

*Turritella nipponica* YOKOYAMA

(鑑定：魚住 悟氏)

そもそも更別層は宗谷本線徳満駅東方の街道の崖を模式地として佐々保雄(1950)によって設定されたもので、天北炭田西部地域において下位の勇知層を傾斜不整合におおって広く発達している。佐々によると、本層は未固結の砂・礫および粘土の不規則な互層からなり、亜炭層を含む純然たる陸成堆積物とされている。図幅地域および南隣の敏音知図幅地域内の本層は西部地域とや、岩質を異にし、かつ海棲貝化石をも産出するので、あるいは佐々の更別層とは異なるものであるとも考えられるが、こゝでは一応更別層として取り扱っておくことにする。

## II. 5. 8 脈 岩

安山岩および粗粒玄武岩が岩脈をなして宗谷夾炭層を貫ぬいている。

安山岩質岩の岩脈は17線沢上流西方の山稜に露出する。灰白色を呈し、肉眼では斑状構造が明らかに認められる。斑晶には斜長石・紫蘇輝石および普通輝石(部分的に緑泥石化)があり、微斑晶として黒雲母がみられる。石基は斜長石・有色鉱物(緑泥石化する)・ガラス(脱ガラス作用を受けている)および鉄鉱からなる。

粗粒玄武岩の岩脈は前者の南東に露出し、幅は2m内外である。この岩石は外観が暗灰色を呈し、肉眼的に斑状構造が明らかである。斑晶には斜長石・紫蘇輝石・普通輝石(周辺が緑泥石化する)がみられる。石基は填間組織を示し、斜長石・有色鉱物(ほとんど炭酸塩化ないし緑泥石化する)および鉄鉱からなる。

## II. 6 第 四 系

### II. 6. 1 更 新 統

猿払川・間寒別川・ヤスベツ川各流域には、少なくとも60～80m(場所によっては100m近く)、40～60m、20～40mおよび10m内外の標高をもつ4段の段丘面が発達している。これらの段丘のうち、60～80m(場所によって100m近く)の標高をもつ段丘がもっとも広く分布する。これは周辺の地形から推察すると、当時の入江の隆起によって形成されたと考えられる。それ以下の標高をもつ段丘には明らかに河成のものがあるが、さらに海成のものも存在するであろう。

これらの段丘面をおおって段丘堆積物が広汎に分布し、それらは砂・礫および粘土

から構成される。段丘堆積物は地質図において新旧の区別をしないで一括した。段丘堆積物の厚さは一般に5～6mで、10mを超えない。北部の猿払川流域の段丘堆積物はもっとも広く分布し、南方および西方に向かって分岐し、ヤスベツ川流域のものもまた広く分布する。また問寒別川流域のものは東西方向に狭く南北方向に長く伸びる。なお蛇紋岩地帯周辺の段丘堆積物中にはとくに砂クロムが含有されている。

## II. 6. 2 現 世 統

河川の沖積地を埋積している沖積層で、砂・礫・粘土および泥炭からなる。猿払川流域およびヤスベツ川流域の沖積地は大部分が湿地をなしていて、ほとんどが農耕地として未開拓のまゝである。問寒別川東側の白堊系分布地域の地形が急峻であり、また蛇紋岩分布地域が侵蝕されやすいので、これらを含む地域の西縁にはとくに崖錐堆積物や扇状地堆積物が発達し、さらに蛇紋岩体の西縁部には主として蛇紋岩の角礫からなり、著しく固結した崖錐堆積物が諸所にみられる。なお蛇紋岩地帯を流下している河川に沿う沖積層中には、砂クロムおよび砂白金などが含まれている。

## II. 7 地 質 構 造

後期中生界空知層群は、図幅地域では白堊系下部蝦夷層群に不整合におゝわれているらしいとされている<sup>19)</sup>。図幅地域では空知層群と白堊系(蝦夷層群・函淵層群)との直接の関係はわからないが、両者は構造的に調和している。空知層群の構造については層序のところであつたので、こゝでは省略し、主として白堊系および第三系の構造を述べる。

函淵層群上部と古第三系宇津内層群とは、侵蝕間隙のあまり大きくない見掛上平行不整合の関係にあつて、両者の間には構造形態について根本的に差異は認められない。また白堊系は、函淵層群上部・上部蝦夷層群最上部、さらに場所によっては上部蝦夷層群主部のような種々の層準をもって、新第三系最下部の宗谷夾炭層に不整合におゝわれている。白堊系と宗谷夾炭層との関係は、野外において見掛上平行不整合的であるが、侵蝕間隙のかなり大きい傾斜不整合である。しかし白堊系と宗谷夾炭層との間には顕著な構造的差異はみられない。このように白堊系・宇津内層群・宗谷夾炭

層はたがいに構造的調和性を示す。しかし白堊紀末期ないし第三紀初期に（函淵層群堆積後宇津内層群堆積前に）顕著な構造運動（いわゆる白堊紀直上地変といわれているもの。しかし著しい褶曲・断裂は行なわれなかった）が行なわれ、これに伴って蛇紋岩がN-S方向の構造的弱線に沿って進入した。なお稚内層以下の第三系は白堊系とともに稚内層との間に顕著な構造的間隙を示す。

宇津内層群堆積時期から宗谷夾炭層堆積時期にかけては、構造運動の西進に伴って堆積盆地の主体が西方へ移動した。すなわち大局的にみて東側の堆積域は侵蝕域に、西側の侵蝕域は堆積域に転化した。その後、宗谷夾炭層から増幌層にいたる新第三系の堆積期間中にも、侵蝕間隙の短い不整合関係や岩相の急激な変化（とくに増幌層の堆積）によって反映されているように、構造運動が漸進的に行なわれていったにしても、褶曲・断裂を伴うような顕著な構造運動はみられなかった。しかし増幌層堆積後稚内層堆積前には褶曲・断裂を伴う著しい構造運動を蒙った。この運動は新第三系の堆積盆地を変化させただけでなく、稚内層以前の第三系と白堊系とを變形せしめ、現在みられるような両者の調和的な構造形態の根幹をつくり、とくに函幅地域東部・中央部の白堊系の基本的構造を形成した。さらに勇知層堆積後更別層堆積前、および更別層堆積後段丘堆積層堆積前、すなわち第三紀末期ないし第四紀初期にも構造運動が行なわれ、とくに後の時期の構造運動は函幅地域西部の現在みられるような構造形態（NW-SE および NE-SW 方向の構造要素によって特徴づけられる）の形成に関与した。

以上に述べたように、函幅地域に関する限りでは、白堊紀末から第三紀を通じての構造発達史には第1表に示したような5階段が認められ、とくに地質構造の形成に根本的に関与した顕著な構造運動としては2階梯のものがある。

函幅地域は、大構造単元の配列からみると、東側の神居古潭帯と西側の石狩帯とにまたがっている。神居古潭帯は、函幅地域では蛇紋岩の不連続的な分布によってその配置が示されているので、石狩帯との境界は劃然としていない。神居古潭帯と石狩帯とでは構造相が異なる。前者における構造要素（褶曲構造・断層）は一般にN-S方向を示すが、石狩帯におけるものは一般にNW-SE方向をとる。さらに両帯の境界部附近ではNE-SW方向の構造要素が卓越している。なおE-W系の断層は両帯を通じてみられ、神居古潭帯におけるものは当然N-S系の断層と、石狩帯におけるものは

NW-SE, NE-SW 系の断層と関連がある。また構造形態が地層の新旧によって異なり、巨視的にみると空知層群—白堊系, 宇津内層群—増幌層, 稚内層—勇知層, 更別層の順に段階的に変形(褶曲・断裂)が弱くなる。この地域に発達する種々の方向の構造要素は必ずしも同一時期に生成されたものではない。白堊紀末期—古第三紀から新第三紀中期(増幌層堆積時期)にかけての巨視的にみた堆積盆地の西方への移動に伴って、構造要素も巨視的にみると西部の方においてより後生のものが出現していると考えられる。このことは前述したように、とくに西部における NW-SE 方向の構造要素およびそれに伴う NE-SW 系のものについて指摘されるであろう。

図幅地域は第 9 図に示されているようにいくつかの構造単元に区分される。東部の宇津内褶曲区・猿払川向斜区は神居古潭帯に、西部の石炭別背斜区・石炭別ベーズン区・浅茅野ベーズン区は石狩帯に含められる。さらに上猿払背斜区の西部はほゞ両帯の境界部にあたる。

## II. 7. 1 白堊系の地質構造

白堊系は巨視的にみるとほゞ南北方向に走り北方に向かって沈下する大きな複背斜構造をなす。複背斜構造にみられる構造要素(褶曲構造・断層)には、東部・中央部では N-S 方向のものが優勢であるが、北西部では NW-SE 方向の背斜構造を派生するので NW-SE 方向のものが卓越し、両単元の境界部では NE-SW 方向のものが発達する。地層の傾斜は一般に 40～60°内外であるが、しばしば 20°または 80°内外になることもある。

白堊系の複背斜構造の東翼を構成する東部の宇津内ベーズン亜区、その西側の猿払川向斜区の両構造単元は、前述のような白堊紀末期(ヘトナイ世新期)—古第三紀における相対的沖合部の位置と関連がある。またほゞ宇津内褶曲区(宇津内ベーズン亜区を含む)と猿払川向斜区との境界をなしている背斜部および上猿払背斜区の中央部、すなわち複背斜構造の主軸あたりに、蛇紋岩体が N-S 方向の伸びをもって分布していることは、このような背斜部の胚芽の形成が蛇紋岩の進入と密接な関連があることを暗示する。したがって上記のような N-S 方向をとる猿払川向斜・宇津内ベーズン構造の胚芽が少なくとも白堊系最上部の堆積・白堊紀直上地変(蛇紋岩の進入など)・古第三系の堆積に規定されて形成されたと考えられる。これにたいして、NW-SE 方



向の石炭別背斜の形成は前述のようにまったく後生変形にもとづく。

白堊系分布地域は構造的にみると東から宇津内褶曲区・猿払川向斜区・上猿払背斜区・石炭別背斜区の4単元に区分される。

**宇津内褶曲区** 西限はN-S系の大断層、すなわち宇津内断層であって、この断層は主として東落ちである。この区域には函淵層群が発達し、上部蝦夷層群最上部も伴なわれる。また南部の宇津内ベーズン亜区では宇津内層群が外座層 (outlier) として分布する。この区域では褶曲の波長が短かく、かつ褶曲軸が波状に起伏する。すなわち褶曲軸が1方向だけに沈下しない。したがって小規模なベーズン状構造が諸所に認められる。この区域の南部に発達するN-S系の断層群は西落ちで、北部のE-W系断層群は南落ちである。

**猿払川向斜区** 東側は宇津内断層に、西側はN-S系の大断層である猿払川断層によって限られる。後者の断層は東落ちである。この区域では主として函淵層群が発達し、蛇紋岩も分布し、さらに空知層群が北部と南部とで地塁をなして現出している。褶曲の波長は大きく、褶曲軸は北方に向かって沈下する。北部のE-W系断層群は前述の区域の場合と同様に南落ち、南部のE-W系断層群は北落ちである。

**上猿払背斜区** 西側の限界はもっとも西方に位置するNE-SW系の石炭別断層である。この断層は主として東落ちである。この区域は広大な面積を占め、複背斜構造の主体をなす。中部蝦夷層群・上部蝦夷層群・函淵層群が分布し、ほぼ軸部にあたるところに蛇紋岩体がN-S方向の伸びをもって分布する。この区域の中北部には波長の短い褶曲が発達している。褶曲軸はすべて北方に向かって沈下するが、西縁部では西側の石炭別背斜区への漸移部として褶曲はE-W方向をとり、軸が西方に向かって沈下する。E-W系・NNE-SSW方向の断層群が発達し、前者は一般に北落ちである。なお蛇紋岩体は、両側における地層の分布状態、層相、地質構造などから判断すると、構造的弱線(たとえば胚芽的背斜軸部における断裂)の存在が推定されるような位置を占めている。

**石炭別背斜区** ほぼNW-SE方向をとり、地層の分布状態が東側の上猿払背斜の場合とかなり異なる。この区域では上部蝦夷層群だけが分布し、背斜の南翼が北翼よりもより多く剝削されている。NNW-SSE方向の断層群が卓越する。背斜は、北西方(西隣りの豊富図幅東縁部)の状況をも考慮すると、南東方に向かって沈下する。ま

た東側の上猿弘背斜区の西縁部の状況をも考慮に入れると、石炭別背斜区の南東部がもっとも沈下している。これに関連して、石炭別背斜の両側において新第三系が北側の石炭別ベズン構造と南側の浅茅野ベズン構造とをつくって分布する。

## II. 7. 2 第三系の地質構造

第三系の分布地域は宇津内ベズン亜区・ヤスベツ単斜亜区・浅茅野ベズン区および石炭別ベズン区の構造単位を含む。

**宇津内ベズン亜区** 宇津内褶曲区(主として白堊系が分布する)内の1小単位である。ほぼN-S方向の長軸をもつベズン構造を呈し、宇津内層群によって占められる。この地層は直下の白堊系に較べて多少緩い傾斜を示し、傾斜角度は一般に30°内外ないしそれ以下である。

**ヤスベツ単斜亜区** 前者と同じく宇津内褶曲区内の1小単位であるが、東方地域の状況を考慮すると、むしろ図幅地域の東方に向斜軸を有する1向斜(稚内層が分布する)の西翼の一部を示しているにすぎない。こゝに分布する稚内層は一般に10°内外のきわめて緩い傾斜をもつ。

**浅茅野ベズン区** NNW-SSE方向の向斜軸を有する楕円状の1ベズン構造を示す。このベズン構造は東翼が西翼よりも急斜し(東翼は45~55°,西翼は30~50°),新第三系増幌層を中核としてその周囲に漸次下位の地層が露出する。しかし西翼では軸にほぼ平行する正断層によって新第三系が繰り返すために、白堊系が分布していない。

浅茅野ベズンの南方に隣接して、断層に切断された1ドーム構造の南端部が認められる。このドーム構造は断層による変形以前では前述のベズン構造と雁行して配列していたものと考えられる。さらに図幅地域西端部は南方地域から北西西に延びる1背斜構造の東翼部にあたり、前述のドームとの間の向斜部はその軸にほぼ沿ったNNW-SSE方向の正断層によって割られたものであろう。

要するに、この地域の新第三系はNNW-SSE方向に走る褶曲構造を示して雁行状に配列し、その後褶曲構造にほぼ平行する断層によって変形された。さらにその後にもこれらの構造方向にほぼ直交する、すなわちNNE-SSW方向の断層によって断裂され、一層複雑な構造を呈するようになった。

この区域の南部に認められる緩傾斜の微褶曲構造は、南隣の敏音知図幅地域内より北上してほぼ N-S 方向に延び、上記の構造方向のいずれとも斜交し、明らかに後期の運動にもとづくと考えられる<sup>註17)</sup>。

**石炭別べズン区** 浅茅野べズンの北方、石炭別背斜をへだてて、NNW-SSE 方向のべズン構造が浅茅野べズンに雁行して配列し、図幅地域内ではその南半部が認められる。浅茅野べズンと同様に増幌層を中核としてその周囲を鬼志別層・宗谷夾炭層が取り巻いて発達する。西翼の構造は比較的簡単であるが、東翼の構造は若干複雑のようである。

### Ⅲ. 応用地質

本図幅地域内の鉱産資源としては、砂白金・砂クロム・石炭がある。砂白金・砂クロムは漂砂鉱床として各河川に沿って発達する段丘堆積層中に賦存し、規模が小さいので、現在稼行されていない。石炭は宗谷夾炭層中に主要なものが挾有され、一部稼行されている。なおこの地域における土地の開発が進展するにつれて、今後は砂利や土木建築用石材の供給が問題となるであろう。

#### Ⅲ. 1 砂白金<sup>5)</sup> および砂クロム<sup>17)</sup>

砂白金および砂クロムは段丘堆積物または沖積層の砂礫層中に含まれ、とくに間寒別川上流流域に賦存している。

砂白金は砂クロムの副産物としてみいだされ、その産出は砂クロムほど普遍的ではない。鉱床は間寒別川本流の上流東岸およびその支流流域に発達し、砂白金は礫層の最下底に存在する。昭和 20 年まで北海道砂鉱開発株式会社によって採取された。

砂クロムは大正 10 年に発見され、その後北海道砂鉱開発株式会社によって昭和 13 年から 20 年まで採掘され、出鉱総量は 2,500t といわれている。砂クロム鉱床は段

註 17) このような構造形態は更別層堆積後の運動に規定されている。しかしその胚芽の出現は少なくとも更別層堆積前にさかのぼり、天北炭田西部における第三系の勇知・更別層間の構造的間隙を暗示するものかも知れない。

丘内小沢に生じた再生鉱床と、蛇紋岩に源を発する河川の流域の鉱床とに区別される。前者は新第三系を基盤とする地域（安齊の沢、富岡の沢）にみられ、推定鉱量は 4,000 t 内外、水洗精鉱品位は  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  50% 以上である。後者は問寒別川本流・八目沢にみられ、推定残存鉱量は 450t 内外、八目沢における水洗精鉱は磁鉄鉱を含有し、品位は 45% である。

### Ⅲ. 2 石 炭

本地域の石炭は古第三系宇津内層群・新第三系最下位の宗谷夾炭層、さらに最上位の更別層に挟在するが、稼行対象となるのは宗谷夾炭層中のもののみである。

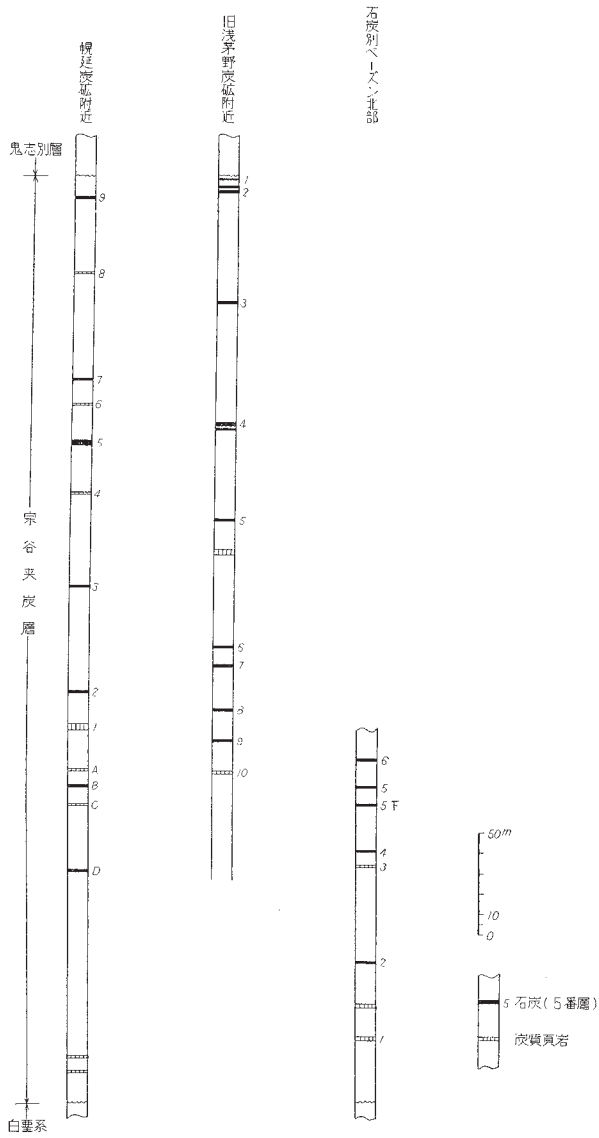
図幅地域は天北炭田の南東部地区を占め、宗谷夾炭層中の炭層の発達および炭質は同炭田の他地区に較べて比較的良好である。幌延炭砒附近では炭層数 13、旧浅茅野炭砒附近において 10、石炭別べズン地域では約 6 層がそれぞれ発達するが（第 10 図）、これらの大半は層厚の膨縮が著しく不安定のものが多い。したがって現在稼行の対象となるものは、それぞれの地区において 2～3 層にすぎない。石炭は黒色～黒褐色を呈し、暗炭部と輝炭部の薄い互層を示す縞状炭が大部分で、風化に弱く細片に破碎し易い性質がある。炭質は日本工業規格 (JIS) の E～F<sub>2</sub> に属する褐炭である。

本地域の石炭は埋蔵量としてはかなり恵まれているが、低品位なことと交通不便なために著しく開発が遅れ、現在のところ問寒別川上流において幌延炭業株式会社幌延炭砒および三福鉱業所豊神炭砒の 2 カ所で稼行されているにすぎない<sup>註 18)</sup>。

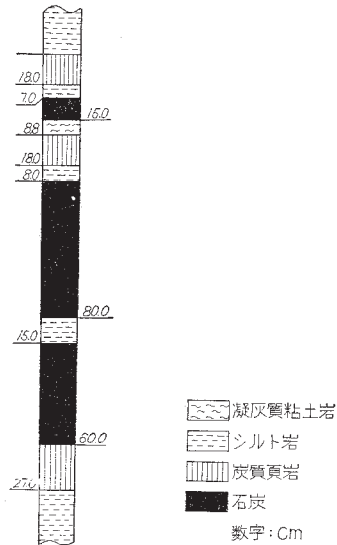
**幌延炭砒** 当地区の開発は大正 6 年頃にまでさかのぼる。しかし、本格的に稼行されるに至ったのは、昭和 5 年北海道庁によって問寒別市街から問寒別川に沿う約 20 km の簡易軌道が布設されて以来のことである。その後、鉱業権者の変更は数回に及び、現在は幌延炭業株式会社の経営によっている。

浅茅野べズン構造の東翼南部の炭層を稼行しているもので、現在は宗谷夾炭層に挟在する 13 層のうちで中位にある 5 番層を採掘している。現在稼行中の 5 番層（第 11 図）は山丈約 2.5m、炭丈約 1.5m であるが、上盤に凝灰質粘土岩層があつて、いわ

註 18) 調査当時、稼働中のこの 2 炭砒は、その後豊神炭砒は断層に達して昭和 32 年春に閉山し、また幌延炭業は炭況の悪化、坑内条件の悪化などのために昭和 33 年秋休山のやむなきに至っている。



第10図 函幅地域内における宗谷夾炭層中の炭層



第11図 幌延炭砒五層柱状図(一坑、右二片)

ゆる盤ぶくれが著しく、稼働中の沿層斜坑の第一坑は運搬坑道の維持にきわめて困難な状況にある。

炭質は天北炭田の他地区のものに較べて良好であり、黒褐色を呈する縞状炭であるが、場所によって光沢あるメナシ炭をレンズ状に挟有する。昭和32年度において48,000tの出炭量を示し、すべて村営の簡易軌道によって宗谷本線問寒別駅に搬出している。本炭砒の石炭は工業分析値が次の通りであり、一般燃料用に供せられている。

| 採取試料 | 水分<br>% | 灰分<br>% | 揮発分<br>% | 固定炭素<br>% | 硫黄<br>% | 発熱量<br>Kcal. | 純炭<br>発熱量<br>Kcal. |
|------|---------|---------|----------|-----------|---------|--------------|--------------------|
| 塊炭   | 11.71   | 9.09    | 39.44    | 39.76     | 0.55    | 5,789        | 7,481              |
| 中塊炭  | 11.72   | 9.44    | 39.06    | 39.78     | 0.52    | 5,773        | 7,502              |
| 切込炭  | 11.66   | 9.37    | 39.21    | 39.76     | 0.51    | 5,775        | 7,490              |

(分析：札幌通産局，1952)

**豊神炭砒** 問寒別川の東側で幌延炭砒の南東に位置し、同じく浅茅野ベースンの東

翼南部を占める。炭層は宗谷夾炭層中に挟在し、稼行可能のものは2層である。三福鉱業所豊神炭砦によって昭和29年開坑され、現在に及んでいる。稼行炭層は1番層で、山丈は2.08m、炭丈は1.87m、発熱量は3,000カロリー内外である。

旧浅茅野炭砦<sup>3)</sup>は石炭別川の南側で、浅茅野ベーズン構造の東翼北部を占める。この地区は昭和16年から北見鉱業株式会社浅茅野鉱業所によって採掘されたが、昭和30年に廃坑となった。宗谷夾炭層中に挟在する稼行価値の高い4番層、5番層がかつて採掘された。

また石炭別ベーズン構造の東翼中部(本函館地域の最北部)にも4枚の主要炭層がみられる。この区域はかつて九州鉱山株式会社によって小規模に採掘されたことがある。

なお古第三系宇津内層群上部層の下部にも炭層が挟在し、これはかつて頓別炭砦および宇津内炭砦によって小規模に稼行されたことがある。

## 文 献

- 1) Matsumoto, T.: Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan, Part I, II and III, Mem. Fac. Sci. Kyūshū Imp. Univ., Ser. D, Vol. 1, No. 3, Vol. 2, No. 1, 1942-1943
- 2) 青柳信義: 天北炭田オンネナイ地区調査速報, 地質調査所月報, Vol. 1, No. 1, 1950
- 3) 青柳信義: 天北炭田浅茅野地区調査速報, 地質調査所月報, Vol. 1, No. 1, 1950
- 4) 北海道石炭協会編: 天北炭田, 北海道炭田誌, No. 1, 1950
- 5) 鈴木 醇: 北海道の砂白金鉱床, 北海道地質要報, No. 14, 1950
- 6) Asano, K.: Oligocene Foraminifera from Utsunai, Tonbetsu-mura, North Hokkaido, Short Papers, Inst. Geol. Pal. Tōhoku Univ., No. 5, 1953
- 7) 今西 茂: 宇津内層群について, 北海道地質要報, No. 22, 1953
- 8) Matsumoto, T. (Edit.): The Cretaceous System in the Japanese Islands (Compiled by the Cretaceous Research Committee) The Japan Society for the Promotion of Science, 1954
- 9) 清水勇・田中啓策・今井功: 5万分の1地質図幅「上芦別」, および説明書, 北海道開発庁, 1953
- 10) 橋本 互: 5万分の1地質図幅「下富良野」, および説明書, 北海道開発庁,

1955

- 11) 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
- 12) 竹田秀蔵：北海道における±100mの昇降，北海道地質要報，No. 33，1956
- 13) Fujii, K.： Petrography of the Cretaceous Sandstone of Hokkaido, Mem. Fac. Sci. Kyūshū Univ., Ser. D, Vol. 6, No. 3, 1958
- 14) 橋本 互：蝦夷～樺太地向斜地域の地史に関する考察，藤本治義教授還暦記念論文集，1958
- 15) 猪木幸男・田中啓策・秦光男・佐藤博之：5万分の1地質図幅「幌加内」，および説明書，地質調査所，1958
- 16) 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」，および説明書，地質調査所，1958
- 17) 番場猛夫：北見国頓別川流域および天塩国問寒別川流域の砂クロム鉱床調査報告，北海道地下資源調査資料，No. 45，1959
- 18) 田中啓策：北海道北部上猿払図幅地域の白堊系（演旨），地質学雑誌，Vol. 65，No. 766，1959
- 19) 猪木幸男：5万分の1地質図幅「敏音知」，および説明書，地質調査所，1959





EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000



**KAMISARUFUTSU**

Asahikawa, No. 16

By

KEISAKU TANAKA

(Written in 1959)

---

(Abstract)

**GEOLOGY**

This sheet-map area situated in the so-called Tempoku coal field, northern Hokkaidō, consists mainly of late Mesozoic, Tertiary and Quaternary rocks which are mostly sedimentary, and of serpentinites, which intruded in late Cretaceous or early Tertiary. The stratigraphic sequence is shown in Table 1.

Table 1

| Geological age | Ishikari zone       | Kamuikotan zone             | Remarks                                      |                                              |
|----------------|---------------------|-----------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------------|
| Quaternary     | Alluvium            | Alluvium                    | Tectonic movements<br>(Folding and faulting) |                                              |
|                | Terrace deposits    | Terrace deposits            |                                              |                                              |
| Neogene        | Pliocene            | Sarabetsu formation         | ← Tectonic movements                         |                                              |
|                |                     |                             |                                              | Yuchi formation                              |
|                | Miocene             | Koitoi formation            | ↑                                            | Tectonic movements<br>(Folding and faulting) |
|                |                     | Wakkanai formation          |                                              |                                              |
|                |                     | Masuporo formation          |                                              |                                              |
|                |                     | Onishibetsu formation       |                                              |                                              |
|                |                     | Sōya coal-bearing formation |                                              |                                              |
|                |                     |                             |                                              |                                              |
|                | Paleogene           | Oligocene                   | Utsunai group                                | ← Tectonic movements                         |
|                |                     |                             |                                              |                                              |
| Cretaceous     | Paleocene-Eocene    | Hakobuchi group             | ← Tectonic movements<br>Serpentine           |                                              |
|                |                     |                             |                                              | Hakobuchi group                              |
|                | Cenomanian-Turonian | Urakawan                    | Upper Yezo group                             | ↓                                            |
|                |                     |                             |                                              |                                              |
|                | Albian              | Gyūhōkian                   | Middle Yezo group                            | ↓                                            |
|                |                     |                             |                                              |                                              |
|                | Aptian              | Miyakōan                    | Lower Yezo group                             | ↑                                            |
|                |                     |                             |                                              |                                              |
|                | Neocomian-Kochian   | Aritian                     | Sorachi group                                | ?                                            |
|                |                     |                             |                                              |                                              |
| Jurassic       |                     |                             |                                              |                                              |

The present area is divided into two tectonic units, that is, the eastern Kamuikotan and the western Ishikari (folded Cretaceous-Tertiary) zones.

The former zone is characterized not by the Kamuikotan metamorphics, as it is concealed in this area, but by the occurrence of serpentinite bodies and the Sorachi group, although the Cretaceous also extensively develop therein. The Cretaceous-Tertiary zone is occupied by the Cretaceous and the Neogene Tertiary forming two basin structures. Of the Neogene, only the Wakkanai formation occurs in the Kamuikotan zone as well as in the other zone. It is noteworthy that the Paleogene formation is found not in the Cretaceous-Tertiary zone but in the Kamuikotan zone.

### LATER MESOZOIC (JURASSIC-CRETACEOUS)

The Sorachi group, its lower and upper limits being unknown, is made up of schalstein and sandstone and shale, frequently siliceous, with a subordinate chert. Schalstein dominates in the lower part, while sandstone and shale in the upper. Radiolarian remains are contained in siliceous rocks. The thickness is estimated to be more than 800 m.

### CRETACEOUS

The Cretaceous formation is a thick series of marine sediments, and is lithologically divided into the Lower Yezo, Middle Yezo, Upper Yezo and Hakobuchi groups in ascending order.

The Lower Yezo group, lying on the Sorachi group with unconformity, crops out only in some dissected small areas, and consists mainly of sandstone and laminated shale. The upper limit of the group is not observable in the area.

The Middle Yezo group, although its lower limit being unknown, is no less than 1,800 m in thickness and subdivided into nine members. The main part ( $M_1 \sim M_6$ ), about 1,200m thick, is composed chiefly of fine-grained deposits accompanied by several comparatively thick beds

of sandstone in its lower part. The uppermost part named Hoshin formation ( $M_7 \sim M_9$ ), nearly 600 m thick, is rich in coarse-grained sediments. Calcareous concretions and fossil remains are very poor throughout the group. As the important fossils, an ammonite *Stoliczkaia* indicating the late Albian- early Cenomanian age, is found in the lowest. The group probably ranges from Neomiyakoan (Albian) to Neogyliakian (Turonian) in age.

The Upper Yezo group including seven members, shows a comparatively rapid change of rock-facies to the preceding group and is almost 1,400m in thickness. The main part ( $U_1 \sim U_5$ ) is, as a whole, calcareous concretion-bearing fine-grained clastics with frequent tuffaceous layers, and is much fossiliferous throughout. The thickness is 1,000m or so. In the uppermost part ( $U_6 \sim U_7$ ), about 400m in thickness, rock-facies is the same as in the main part, although it begins with rather coarser-grained deposits. The important fossils from the main part are *Inoceramus uwajimensis*, *I. japonicas* and *I. naumanni*. The uppermost part is characterized by the occurrence of *I. orientalis* in its lower and *I. schmidti* in the upper. Consequently, the group is assigned to Paleourakawan (Coniacian) -Paleohetonaian (Campanian) in age.

The Hakobuchi group, measuring up to 800m thick, contains five members. There is a rapid change of rock-facies between the group and underlying Upper Yezo group. The group is the deposits of largely neritic and partly littoral origin, and presents a remarkable vertical change of rock-facies. The sediments are coarser-grained in the lower part than in the upper. They are mainly sandstone of varying coarseness and siltstone, partly sandy, accompanied by a small amount of conglomerate. Tuffaceous layers are frequent rather in the upper part of the group. Molluscan remains are contained throughout. Of the enclosed fossils, *Inoceramus orientalis* is important in the lower, and *I. shikotanensis* and *I. (?) awajiensis* in the upper. Such characteristic fossils therefore correlate the present group to the Paleohetonaian-Neohetonaian (Campanian-Maestrichtian) stages.

The serpentinites intrude into the Sorachi group and Cretaceous formation in the forms of belt-like bodies, running from north to south. Throughout the serpentinite masses, rodingitic and gabbroic rocks and amphibolite are contained as xenoliths, while micro-diorite as a great amount of dikes. The serpentinite owes its intrusion for a great tectonic movement near the close of the Cretaceous or the beginning of the Tertiary.

## TERTIARY

### Paleogene Tertiary

The Utsunai group covers the Cretaceous Hakobuchi group with-unconformity by the basal facies of fossiliferous glauconitic rocks, and it is composed of mudstone which, in turn, is succeeded by sandstone of marine origin and ends with non-marine sediments consisting of alternation of sandstone and mudstone with a little coal seam. Some dominant fossils of foraminifera and bivalve such as *Bulmina ezoensis*, *Acila picturata* and so forth from the basal part refer the group to the Oligocene Poronai series.

### Neogene Tertiary

It includes the Miocene and Pliocene series throughout and is divided into seven formations as shown in Table 1, all of which are marine deposits, exclusive of the lowest non-marine Soya coal-bearing formation and the uppermost littoral Sarabetsu formation.

The **Soya coal-bearing formation** covering the Cretaceous rock with unconformity is nearly 300-450m in thickness. It is composed of sandstone and siltstone with subordinate conglomerate and tuff. Sandstone plays the role in the lower part, while siltstone in the middle and upper parts. The basal part is occupied by predominant conglomerate at several places. Coal seams containing plant remains are frequently intercalated in both the middle and upper parts.

The **Onishibetsu formation** lies disconformably on the preceding

formation and is about 100 to 250 m thick. It begins with conglomeratic sandstone, succeeded by sandstone, partly glauconitic, intercalating a subordinate amount of siltstone. Marine molluscan fossils are found in a rather great amount, especially in the lower part.

The **Masuporo formation**, superjacent conformably to the Onishibetsu formation is started with tuffaceous sandstone and composed of conglomerate, sandstone and mudstone in irregular cyclic alternations throughout. No fossils exclusive of few foraminifera are found. The thickness is estimated to be no less than 600 m to 900 m. From the rock-facies and stratigraphic position, this formation is equivalent to the Kawabata formation in the Ishikari coal field.

The **Wakkanai formation** is underlain by the preceding formation with unconformity in the west, on the other hand by the Cretaceous in the east. The present formation is more than 300 m in thickness, and characterized by concretionary hard shale, partly siliceous, with a small amount of sandstone which is rather frequent in the lowest part. Although molluscs are very scarce, fish scale and foraminifera are frequently found.

The **Koitoi formation**, its thickness ranging from 500m in the north to 350m in the south, covers the Wakkanai formation with conformity. It consists mainly of massive tuffaceous siltstone, sandy in the uppermost. Not few foraminiferan fossils are contained in the formation, though molluscs are rather scarce.

The **Yuchi formation** succeeding conformably to the Koitoi formation, is made up chiefly of less consolidated sandstone with a little siltstone and tuff in the lower part. The lower half of the formation is rich in molluscan remains. The thickness is 250m or so.

The **Sarabetsu formation**, more than 300m thick, covers the preceding formation with disconformity, while overlaps the Koitoi formation to the east. The deposits are less consolidated as is the case in those of the Yuchi formation and composed of cross-laminated sandstone and siltstone, of which the former are dominant in the lower and upper parts, while the latter in the middle. Both marine

and brackish molluscan remains together with lignite seams are contained in the formation.

Some dykes of andesitic rock and dolerite crop out in the Soya coal-bearing formation in the northwestern part of the area. Their age of intrusion is probably latest Tertiary.

## QUATERNARY

It includes terrace deposits and alluvium. The terrace deposits are generally divided into four ones covering terraces of 80-60, 60-40, 40-20, and 10 m high, respectively. The sediments are of marine, lacustrine or fluvial origin and composed of sand, gravel and clay. The alluvium consists of sand, gravel, clay and peat.

## GEOLOGICAL STRUCTURE

Although a tectonic movement accompanied by the intrusion of serpentinite took place near the close of Cretaceous age or the beginning of Tertiary age, the fundamentals of geological structure shown in the Cretaceous deposits and in the Tertiary deposits lower than the Wakkanai formation originated from a severe tectonic movement of late Miocene in age. And then, several repeated movements afforded some deformation on the above-mentioned formations and the younger Neogene.

To the eastern part of the present area included in the Kamuikotan zone, characteristic are tectonic elements, that is, foldings and faults with the trend of N-S. While the western part, included in the folded Cretaceous-Tertiary zone, contains two Neogene basin structures originating from the deformation accompanied by tectonic trend of NW-SE. It is noticeable that the central part presents the same structure as the eastern part mentioned above, on the other hand there is prominent tectonic trend of NE-SW, especially in the west half.

The Cretaceous deposits in the area show a tectonic gap remarkably to the Tertiary upper than the Masuporo formation, but none to the older Neogene. The strata, generally speaking, form a large-scale



anticlinorium structure with the general trend of N-S, protruding an anticlinal structure of NW-SE direction in the northwest.

The Utsunai group affords a basin structure in harmony with the structure of the Cretaceous deposits. Of the Neogene, the Soya coal-bearing formation together with the Onishibetsu and Masuporo formations forms two basin structures with the trend of NW-SE in the western part. Another basin structure, constructed by the younger Neogene succeeding to the Masuporo formation, is found in the southwestern part. In the northeastern part, the Wakkanai formation shows monoclinical structure in contrast with the contorted structure of the Cretaceous.

## ECONOMIC GEOLOGY

Placer deposits of chromite associated with platinum, which are derived from serpentinite bodies are mainly found through the Diluvium developed along the Toikambetsu river. They are however not under working now because of small scale.

Coal seams are met with frequently in the Neogene Soya coal-bearing formation and moreover in the Paleogene Utsunai formation in a small amount. The coals are of subbituminous to lignite rank and about 4,500 to 5,500 in calorific value. Of these coal seams, those of the Soya coal-bearing formation are now under working only at the northwest of the Toikambetsu valley.

---

---

昭和 35 年 12 月 7 日印刷

昭和 35 年 12 月 14 日発行

工業技術院  
地質調査所  
著作権所有

印刷者 向喜久雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社

---

---





---

# EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

---

## KAMISARUFUTSU

(Asahikawa-16)

By

KEISAKU TANAKA

---

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 0