

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

旭川(3)第42号

NK-54-13-1

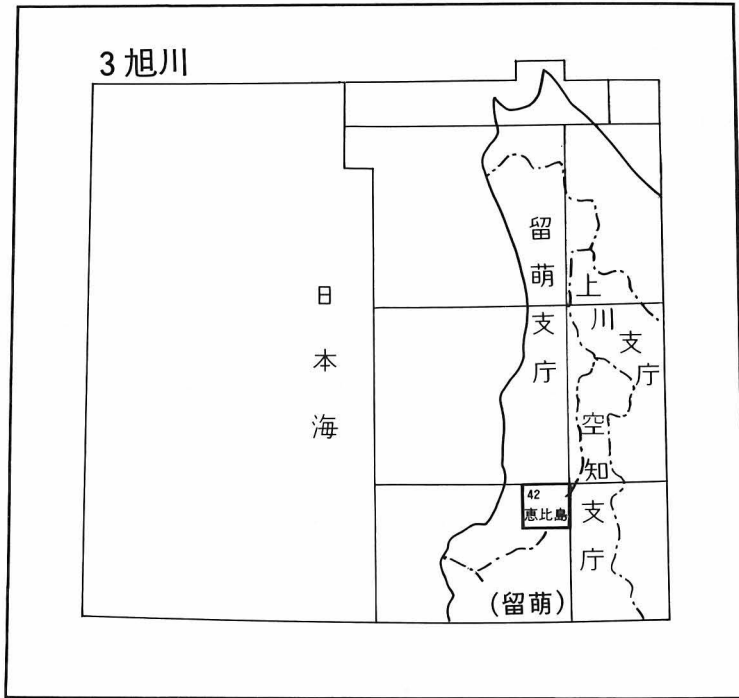
恵比島地域の地質

渡辺真人・吉田史郎

平成7年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

索引図

3-37 鬼鹿 (既刊,1956)	3-38 達布 (既刊,1958)	3-39 幌加内 (既刊,1958)
3-41 留萌 (既刊,1954)	3-42 恵比島	3-43 上江丹別 (既刊,1953)
3-46 国領 (既刊,1964)	3-47 妹背牛 (既刊,1969)	3-48 深川 (北海道開発庁,1953)

目 次

I. 地 形	(吉田史郎)	1
II. 地質概説	(渡辺真人・吉田史郎)	4
II. 1 研究史		6
II. 2 層序		6
II. 3 地質構造		8
III. 上部蝦夷層群(上部白亜系)	(渡辺真人)	9
IV. 雨竜層群(始新統)	(渡辺真人)	9
IV. 1 白木層		9
IV. 2 雨竜夾炭層		11
IV. 3 太刀別層		12
IV. 4 イトラカオマップ層		15
IV. 5 産出化石及び地質時代		20
V. 達布層群(始新統)	(渡辺真人)	21
V. 1 下記念層		21
V. 2 達布層		22
VI. 幌沖内層(中新統)	(渡辺真人)	24
VII. 西徳富層群(中新統)	(渡辺真人)	26
VII. 1 沖内夾炭層		27
VII. 2 ボン沖内層		28
VII. 3 豊別層		29
VII. 4 豊岡層		29
VII. 5 樽真布層		31
VII. 6 幌新層		32
VII. 7 浅野層		33
VII. 8 ボンルルモツペ層		35
VII. 9 支線の沢層		35
VII. 10 真布層		37
VII. 11 産出化石・フィッシュントラック年代及び対比		37
VIII. 新十津川層群(中新統)	(渡辺真人)	39
VIII. 1 峠下層		41
VIII. 2 増毛層		43
IX. 深川層群(中新-鮮新統)	(渡辺真人)	46
IX. 1 幌加尾白利加層		47
IX. 2 一の沢層		50

X.	奥美葉牛層及び玄武岩岩脈(鮮新統)	(渡辺真人)	50
XI.	第四系	(渡辺真人)	51
XI. 1	高位河岸段丘堆積物		52
XI. 2	低位河岸段丘堆積物		52
XI. 3	沖積層		52
XII.	応用地質	(渡辺真人)	52
XII. 1	石炭		52
XII. 2	砂鉄床		53
XII. 3	骨材資源		53
文 献		53
Abstract		57

図・表目次

第1図	「恵比島」図幅地域及び周辺地域の地形区分図	2
第2図	「恵比島」図幅地域の埋谷面図	3
第3図	「恵比島」図幅及び周辺地域の地質概略図	4
第4図	「恵比島」図幅地域の地質総括図	5
第5図	雨竜層群・達布層群と石狩炭田の石狩層群・幌内層との対比	10
第6図	「恵比島」図幅地域の古第三系と北海道の代表的な古第三系との対比	10
第7図	雨竜夾炭層の地質柱状図	12
第8図	太刀別層にみられる砂勝ち互層と堆積構造の露頭写真	13
第9図	太刀別層の地質柱状図	14
第10図	太刀別層の砂岩層層理面にみられるカレントリップルとソールマークの露頭写真	16
第11図	イタラカオマップ層に見られる泥勝ち互層の石炭層の露頭写真	17
第12図	イタラカオマップ層にみられる泥岩層と砂岩泥岩互層の露頭写真	18
第13図	イタラカオマップ層にみられる大形団塊	19
第14図	下紀層最上部にみられる“虎の皮層”の露頭写真	22
第15図	達布層を構成する泥岩層の露頭写真	23
第16図	幌沖内層にみられる硬質頁岩相の露頭写真	25
第17図	西徳富層群の層序概念図	26
第18図	西徳富層群の層序区分の変遷と対比	27
第19図	ボン沖内層にみられる礫岩の露頭写真	28
第20図	豊別層最下部にみられる板状型斜交層理の露頭写真	30
第21図	豊別層上部にみられる泥勝ち互層の露頭写真	30
第22図	樽真布層下部の地質柱状図	31

第23図	樽真布層上部にみられる砂岩と頻互層からなる複互層の露頭写真	32
第24図	浅野層の代表的な岩相を示す地質柱状図	34
第25図	ボンルルモツペ層の地質柱状図	36
第26図	ボンルルモツペ層下部にみられる砂岩層の露頭写真	36
第27図	新十津川層群と深川層群幌加尾白利加層の地質柱状図	40
第28図	新十津川層群と深川層群幌加尾白利加層の地質柱状図作成ルート及び珪藻化石産出地点	41
第29図	増毛層砂岩部層にみられる生痕化石	44
第30図	増毛層を構成する硬質頁岩部層の露頭写真	44
第31図	増毛層及び幌加尾白利加層の珪藻化石層序	46
第32図	幌加尾白利加層に挟在する0ps凝灰岩層の地質柱状図	48
第33図	幌加尾白利加層に挟在する0ps凝灰岩層の記載岩石学的性質	49
第1表	白木層産の貝化石一覧表	20
第2表	雨竜層群太刀別層より産出する貝化石	20
第3表	雨竜夾炭層産の植物化石一覧表	21
第4表	幌新層中の凝灰岩層のフィッシュントラック年代値	38
第5表	峠下層産の峠下動物群の代表的貝化石一覧表	42
第6表	増毛層・幌加尾白利加層産の珪藻化石一覧表	45
Fig. 1	A geologic succession of the Ebishima District	58

恵比島地域の地質

渡辺真人*・吉田史郎**

「恵比島」図幅の地質調査は昭和62年(1987年)から平成2年(1990年)にかけて行われた。地質調査は主に渡辺により行われ、吉田が一部を分担した。報告書の執筆に当たっては、吉田が地形の項を担当し、それ以外の項を渡辺が担当した。全体の取りまとめは、両者で行った。

調査に当たって、沼田町役場・深川営林署・留萌営林署及び達布営林署の関係各位には、種々の便宜を図っていただいた。札幌青少年科学館の前田寿嗣氏には、幌加尾白利加層中のOps凝灰岩層の未公表の分析結果の引用をご許可くださるとともに、幌加尾白利加層中の凝灰岩についてご教示いただいた。以上の方々には深く感謝の意を表す。

山口昇一博士(元所員：現㈱ユニオンコンサルタント)には野外調査ならびに室内作業に際してご指導いただいた。故佐川 昭氏(元所員)ならびに秦 光男博士(元所員：現㈱トーコー地質)には多くの有益なご助言を賜わった。地質部の土谷信之技官には玄武岩の岩石記載をしていただいた。鉱物資源部の渡辺 寧技官には、本図幅地域の地質構造に関してご教示いただいた。岩石薄片は北海道支所佐藤卓見技官、渡辺真次氏(元所員)及び木村 享氏(元所員)によって作成された。

本図幅の作成にあたっては、留萌-雨竜炭田地質図(須貝, 1968)及び、同地質図調査時の未公表のルートマップなどを一部参考にした。

I. 地 形

(吉田史郎)

「恵比島」図幅地域は北海道中央部に位置し、北緯 $43^{\circ}50' - 44^{\circ}0'$ 、東経 $141^{\circ}45' - 142^{\circ}0'$ の範囲を含む。本図幅地域は留萌市街の東方、また札幌市の北方約100kmにあり、図幅西部は留萌市、同東部は雨竜郡沼田町、同北部は留萌郡小平町、そして同南部の一部は雨竜郡北竜町に属する。ちなみに図幅名の由来となっ

* 燃料資源部 ** 近畿・中部地域地質センター

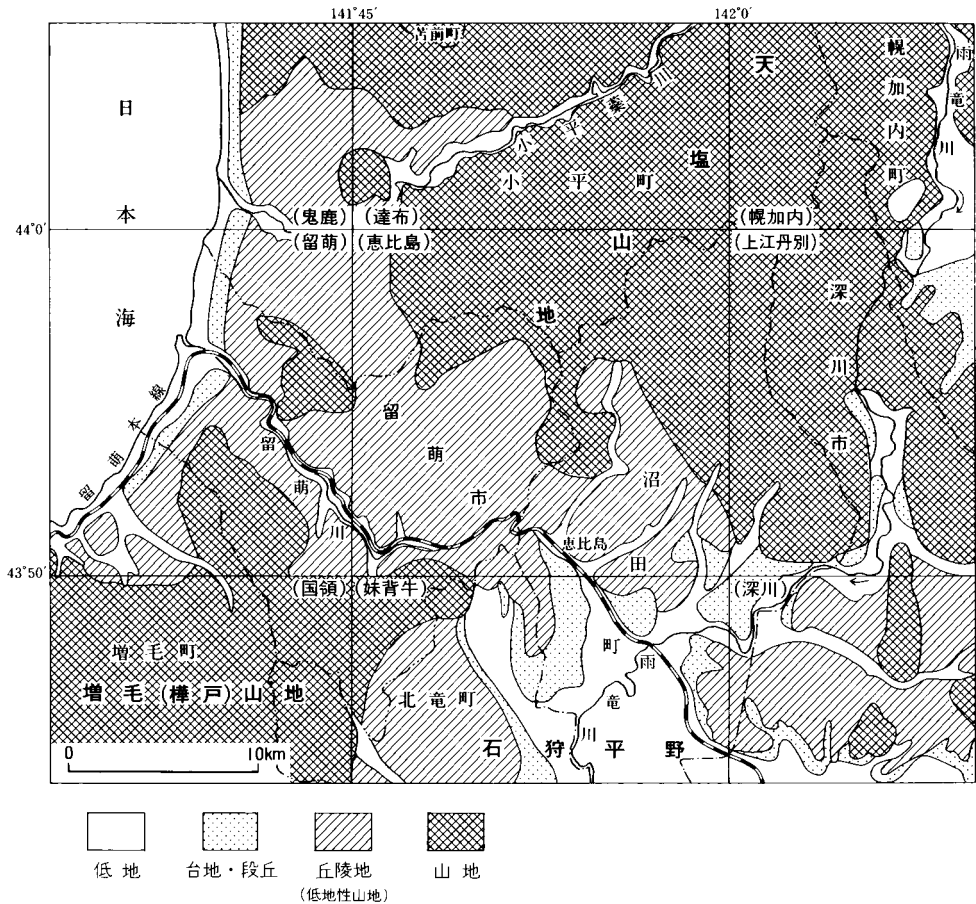
Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Ebishima, Rumoi, Hokkaido, Teshio Mountains, Cretaceous, Eocene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Yezo Group, Uryu Group, Tappu Group, Horookinai Formation, Nishitoppu Group, Shintotsugawa Group, Fukagawa Group, Okubibaushi Formation, basalt, coal, placer, crushed stone, Amynodon, Aniai-Type Flora, Daijima-Type Flora, Togeshita Fauna, fission track age

た「恵比島」は、JR留萌本線沿いにある沼田町内の字名である。

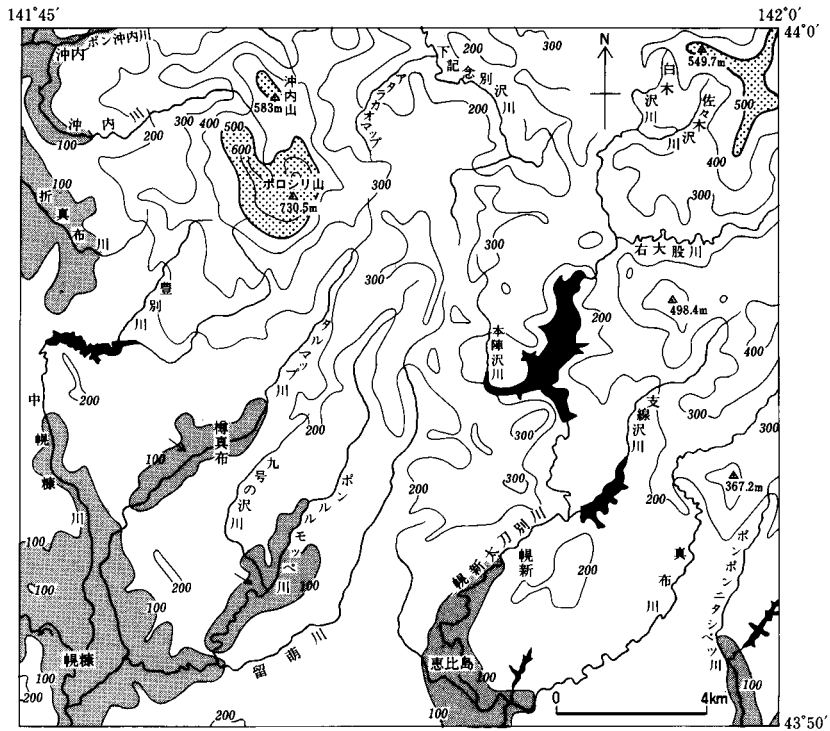
地理的には本図幅地域は広大な石狩平野の北方に位置し、北海道北部を南北に連なる天塩山地の南端部に当たっている。したがって、本図幅地域は山地と丘陵地(低山性山地)によって大部分が占められ、段丘や沖積低地の発達は極めて乏しい。

山地は本図幅地域の北東部を占めている(第1図)。最も高い山は、北西部に位置する海拔高度730.5mのポロシリ山である。ほかには海拔高度583mの沖内山や高度500m前後の独立標高点がいくつか存在する(第2図)。ポロシリ山が他に抜きんでて高いのは、中新統幌沖内層を構成する硬質頁岩と凝灰質砂岩(俗称カンカン石)から構成されているためである。他の山地は主に始新統雨竜層群の砂岩と泥岩からなる。

丘陵地は本図幅南西部に発達する(第1図)。ほぼ南西方向に流れる諸河川によって大きく開析されており、海拔高度150-300mの範囲を示す稜線がほぼ南西方向に伸びている。これらの丘陵地は、中新世から鮮新世にかけて堆積した西徳富層群・新十津川層群・深川層群などの砂岩・泥岩・礫岩から構成されている。



第1図 「恵比島」図幅地域及び周辺地域の地形区分図
国土庁土地局(1977, 1979)を基にして作成



第2図 「恵比島」図幅地域の埋谷面図
等高線の単位はm. 谷埋めの幅は500m.

段丘と沖積低地は、山地・丘陵地を下刻して形成された谷沿いに細長く発達している。河川水系は、南に流れる雨竜川系、南西に流れる留萌川系、北に流れる小平薬川系の3つに分けられる(第1, 2図)。雨竜川系には、図幅東部のポンポンニタシベツ川・真布川・幌新太刀別川などが属する。これらの河川は沼田町内を流れて石狩平野に達し、やがて雨竜川、更には石狩川に合流する。留萌川の支流は図幅西部のポソルルモッペ川・タルマップ川・中幌糠川などであり、留萌川と合流して留萌市街を横切り日本海に注ぎ込む。図幅北部の小平町内を流れる小平薬川系には、下記念別川・ポン沖内川・沖内川などが属している。

段丘は雨竜川系のポンポンニタシベツ川・真布川・幌新太刀別川沿いに小規模に発達しており、高位と低位の河岸段丘に区分できる。沖積低地は谷底平野及び氾濫原平野からなる。

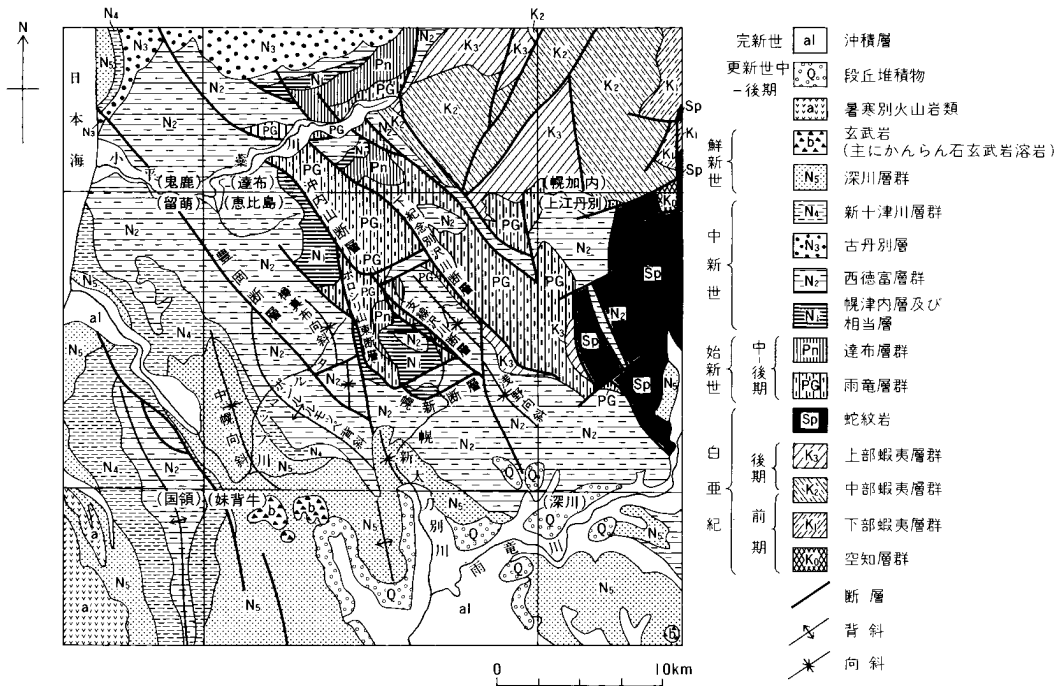
II. 地 質 概 説

(渡辺真人・吉田史郎)

「恵比島」図幅地域は北海道中央部の日本海寄り、すなわち石狩炭田の北方約50kmに位置している。本図幅地域は、幌加内の雨竜川沿い(第1図)に褶曲軸を持つ大規模な背斜構造の西翼(天塩山地)に当たっており、ここには積算層厚7,000m以上に達する白亜紀後期から新第三紀の堆積岩類が、ほぼ南西方向に向かってより新しい地層が幾つかの不整合を間に挟みながら露出している。それらは古いものから、白亜紀後期の上部蝦夷層群、始新世の雨竜層群・達布層群、中新世の幌沖内層・西徳富層群・新十津川層群、主に鮮新世の深川層群、鮮新世の奥美葉牛層からなる(第3図)。

このほか、第四紀の堆積物が河川沿いに分布している。

本図幅地域に分布する地質系統を第4図に総括した。



第4図 「恵比島」図幅及び周辺地域の地質概略図
秦・渡辺(1990)及び本報告を基に編纂した。

II. 1 研究史

本図幅地域には、雨竜-留萌炭田を構成する始新統雨竜層群が分布するため、早くも1910年代に、地質調査所による鉱物調査事業の一環として地質調査が行われ、山根(1912a, b)などの一連の報告がなされた。これ以後、戦前-戦後を通じ、多くの炭鉱会社が実施した詳細な野外調査や、北海道大学・東京大学による卒業論文・修士論文による研究があるが、それらの多くは公表されていない。その経緯は須貝(1968)に詳しく述べられているのでここでは省略する。

一方、本図幅を取り囲む5万分の1地質図幅(第3図)は、1950-1960年代に相次いで出版され、本図幅地域に露出する上述の地質系統と深い関連を有する地層の実態、特に層序関係の大綱が把握された。例えば本図幅地域の蝦夷層群は、北隣「達布」図幅(対馬ほか, 1958)や北東隣「幌加内」図幅(猪木ほか, 1958)との関連から、蝦夷層群全層序のうち、その上部に当たることがほぼ判明している。同じように、雨竜層群と達布層群については「達布」図幅による知識が、西徳富層群・新十津川層群・深川層群については、西隣「留萌」図幅(対馬・山口, 1954)、南西隣「国領」図幅(佐藤ほか, 1964)、南隣「妹背牛」図幅(小林ほか, 1969)、南東隣「深川」図幅(鈴木, 1953)による情報が、今回の調査研究の指針となった。

1960年代にはこのほか、地質調査所によるそれまでの雨竜-留萌炭田調査の結果がまとめられ、本図幅北西部に当たる部分の2万分の1の地質図が出版された(須貝, 1968)。また大原(1966)は、ほぼ同じ部分の地質図を示すとともに、大原(1966)、大原・菅野(1969)は達布層群-深川層群の貝化石を報告した。佐藤(1976)も、達布層群-ユードロ層(本報告の西徳富層群に当たる)の花粉化石を研究した。

このほか化石に関する研究には、雨竜層群の哺乳動物化石(高井, 1948)及び軟体動物化石(宮島1959)の研究、模式地のある「達布」図幅地域での達布層群の底生有孔虫化石に関する研究(Kaiho, 1984a, b)、西徳富層群の植物化石の研究(棚井, 1963)、新十津川層群の貝化石の研究(橋本, 1950; 森下ほか, 1952; Uozumi, 1962; Amano, 1983)などがある。なお、今回の調査の過程で、新十津川層群と深川層群から年代決定に有効な珪藻化石群集を得た。

放射年代測定は、深川層群中のOps凝灰岩層が測定されていたのみであった(和田ほか, 1986)が、今回、西徳富層群中の凝灰岩層のフィッシュトラック年代を測定し、 $18.8 \pm 1.9\text{Ma}$ の値を得た。

II. 2 層 序

本図幅地域で最も古い地層である白亜紀後期の上部蝦夷層群は、主に黒色泥岩からなり、砂岩層を伴うとともに凝灰岩薄層を多数挟在する海成層である。

雨竜層群は上部蝦夷層群を不整合に覆う厚さ1,000 m以上に達する古第三紀始新世中期-後期の地層で、主に淡水及び汽水成層よりなり、多くの炭層を挟在する。下位より白木層・雨竜夾炭層・太刀別層・イタラカオマップ層に区分される。最下部の白木層は海生貝化石を産する泥岩主体の地層であり、本図幅南方の石狩炭田地域の石狩層群若鍋層に対比される(宮島, 1959)。雨竜夾炭層は炭層を挟在する砂岩泥岩互層からなり、本図幅地域の最も重要な夾炭層として、多くの炭鉱の稼行の対象となった。太刀別層は砂岩が

優勢な砂岩泥岩互層から、イタラカオマップ層は泥岩が優勢な砂岩泥岩互層からなる。それぞれ炭層を挟在しており、稼行の対象となった炭層もある。イタラカオマップ層からはサイの一種である *Amyndon watanabei* が産出した(高井, 1948)。

達布層群(層厚約550m)は雨竜層群を不整合に覆う海成層で、下記念層と達布層から構成される。下記念層の最下部は含海緑石砂岩からなるが、主部は細粒砂岩からなり、海生の貝化石を産出する。最上部に虎の皮層と呼ばれる石炭質の平行葉理が発達する粗粒砂岩があり、鍵層として追跡できる。達布層は塊状の黒色泥岩からなり、産出する貝化石(大原, 1966)や底生有孔虫化石(Kaiho, 1984a, b)などから、石狩炭田の幌内層に対比され、始新世後期の地層とされる。

幌沖内層は達布層群を不整合に覆う層厚500-700mの海成層である。非常に硬い珪質頁岩と凝灰質砂岩からなるため、本図幅地域で最も標高の高いポロシリ山(標高730.5m)を形成する。本層は産出する花粉化石などの特徴から、中新世前期の地層と考えられている(佐藤, 1976)。

西徳富層群は、汽水-浅海相の地層を主体とする積算層厚3,000m以上の地層であり、泥岩・砂岩泥岩互層・礫岩からなり、幌沖内層に不整合に重なる。本層群は、沖内夾炭層、ポン沖内層、豊別層、豊岡層、樽真布層、幌新層、浅野層、ポンルルモツペ層、支線の沢層及び真布層からなる。沖内夾炭層から台島型植物化石群(棚井, 1963)や汽水生の貝化石群(大原・菅野, 1969)を産出し、幌新層、支線の沢層及びポンルルモツペ層から滝の上型貝化石群を産出する(大原・菅野, 1969)。

新十津川層群は西徳富層群に不整合に重なる層厚600mの中新世後期の浅海成層であり、下位から峠下層と増毛層に区分できる。峠下層は砂岩泥岩互層・砂質礫岩・砂岩からなり、峠下動物群(藤江・魚住, 1957)として知られる海生貝化石群を多産する。増毛層は泥岩・砂岩・珪質頁岩からなり、中新世後期後半の珪藻化石を産出する。

深川層群は層厚約1,000mに達する中新世末期から鮮新世の海成層である。本層群は、新十津川層群に整合に載り、下部の幌加尾白利加層と上部の一の沢層に二分される。幌加尾白利加層はシルト岩と砂岩からなり、Opsと呼ばれる厚さ10m以下の凝灰岩鍵層を挟み、中新世後期末-鮮新世初めの珪藻化石や滝川-本別動物群に属する鮮新世貝化石を産出する(大原, 1966)。一の沢層は主として凝灰質砂岩から構成される。

以上述べた新十津川層群と深川層群は、下位の地層に対してオンラップしており、上位の地層ほど堆積域を東方へ広げて堆積している(小林ほか, 1969; 和田ほか, 1985)。

奥美葉牛層は凝灰角礫岩と凝灰質砂岩からなり、深川層群を不整合に覆っている。南隣「妹背牛」図幅地域では、玄武岩溶岩も含んでいるので、「妹背牛」図幅や本図幅地域の玄武岩岩脈も、この奥美葉牛層堆積時の火山活動に関連するものと推定される(小林ほか, 1969)。

第四系は河岸段丘堆積物と沖積層に分けられる。河岸段丘堆積物は高位と低位に区分され、いずれも雨竜川水系(石狩川支流)に属する沼田町内の諸河川沿いに発達する。沖積層は主に沼田町内を流れる河川や留萌川沿いに堆積している。これらの第四系はいずれも礫・砂及び粘土から構成される。

II. 3 地質構造

本図幅地域の地層は、全体にわたって北西-南東から北北西-南南東方向の断層によって複雑に切られ、同じくほぼ北西-南東方向の背斜や向斜が数多く発達している。これらの北西-南東方向の断層のほとんどは逆断層で、その多くは東傾斜であると推定される。

下記念別沢川断層より東の、主に上部蝦夷層群と雨竜層群が分布する地域には特に多くの断層と褶曲が発達している。断層には北西-南東方向のものに加え、それに切られる東西に近い方向のものもある。褶曲には、両翼が急傾斜するかなり閉じた褶曲が多い。褶曲の波長は東部で短く、西部でより長い傾向がある。

ポロシリ山東断層と支線沢川断層に囲まれた地域、及びその南の幌新断層と支線沢川断層に囲まれた地域は、そのまわりの地域より古い地層が分布する。また、これらの地域では短波長の北北西-南南東方向の褶曲が発達し、内部の地質構造がまわりの地層とは不連続である。本図幅では、これらの地域を逆断層ないし衝上断層で囲まれたブロックとして表現したが、石狩炭田地域に見られるナツペのように、低角の衝上断層で境された異地性の地質体である疑いもある。また、沖内山断層と下記念別沢川断層で囲まれた地域も同じような地質体である可能性がある。ただし、これらのブロックを画する断層は露頭では全く確認されておらず、今後さらに検討が必要である。

上記の二地域を除く、下記念別沢川断層よりも西の地域には幌沖内層より上位の地層が主に分布する。これらの地域には、やはり北西-南東方向の断層や褶曲が発達するが、褶曲はより開いた形態を示す。図幅東部の西徳富層群は浅野向斜を形成しているが、西徳富層群の浅野層と幌新層は向斜軸をはさんで同時異相関係にあり向斜西翼の幌新層は浅野層よりもはるかに厚いこと、また向斜の東翼と西翼で支線の沢層の厚さが大きく異なることから、図幅東部の西徳富層群堆積時には褶曲の形成が始まっていたと考えられる。また、図幅西部の西徳富層群は大局的には東北東から西南西に向かって上位の地層が分布する。図幅西部の西徳富層群分布域には樽真布向斜、ポンルモツペ背斜、中幌向斜などが発達し、北西-南東方向の豊岡断層やポロシリ山西断層、東北東-西南西方向の断層が発達する。図幅西部の西徳富層群についても褶曲の両翼で地層の厚さが異なる場合があり、図幅東部の場合と同じく西徳富層群堆積時に構造運動が進行していたことを示す。新十津川層群と深川層群の分布域には断層は発達しないが、下位の地層と同方向の北西-南東方向の中幌向斜と沼田向斜が発達する。これらの褶曲軸はいずれも南東へ緩くブランチする。「妹背牛」図幅(小林ほか、1969)によれば、これらの褶曲には深川層群最上部の美葉牛層までの地層が参加している。

Ⅲ. 上部蝦夷層群(上部白亜系)(Y)

(渡辺真人)

本図幅地域の上部蝦夷層群(松本, 1951命名)は, 図幅東北縁と東部に小範囲に分布している. 図幅東北縁のものは「達布」図幅(対馬ほか, 1958)の上部蝦夷層群に連続する. 図幅東部の支線沢川上流部からボンボンニタシベツ川上流部にかけて露出するものは, 分布が孤立しているが, 岩相は図幅東北縁のものと同一で, 上部蝦夷層群に属する地層であることは確実である.

岩相は比較的軟質な塊状の黒色泥岩からなり, 厚さ数10-数cmの凝灰岩薄層をしばしば挟む. また, 厚さ20cm以下の細粒砂岩と泥岩が互層する層準もある. 全般に石灰質団塊を含み, ここからアンモナイトやイノセラムスの化石を産する. ボンボンニタシベツ川上流部では, 石灰質団塊が密集した厚さ30-50cmの地層が認められる.

Ⅳ. 雨竜層群(始新統)

(渡辺真人)

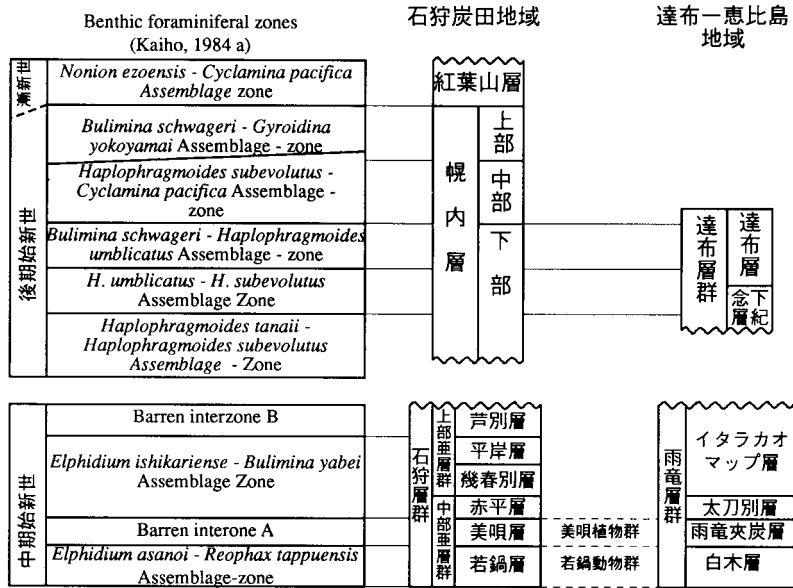
雨竜層群(西田, 1950a命名)は, 石炭層を多数挟在する汽水-淡水成の地層であり, 本図幅北東部の山地を構成している. 本報告では白木層・雨竜夾炭層・太刀別層・イタラカオマップ層に区分した. 本層群は従来より北海道中央部に分布する石狩層群の中部から上部に対比されている(第5図). 本図幅地域の古第三系と北海道の代表的な古第三系との対比を第6図に示した.

本層群の産出化石, ならびに地質時代に関しては最後にまとめて述べる.

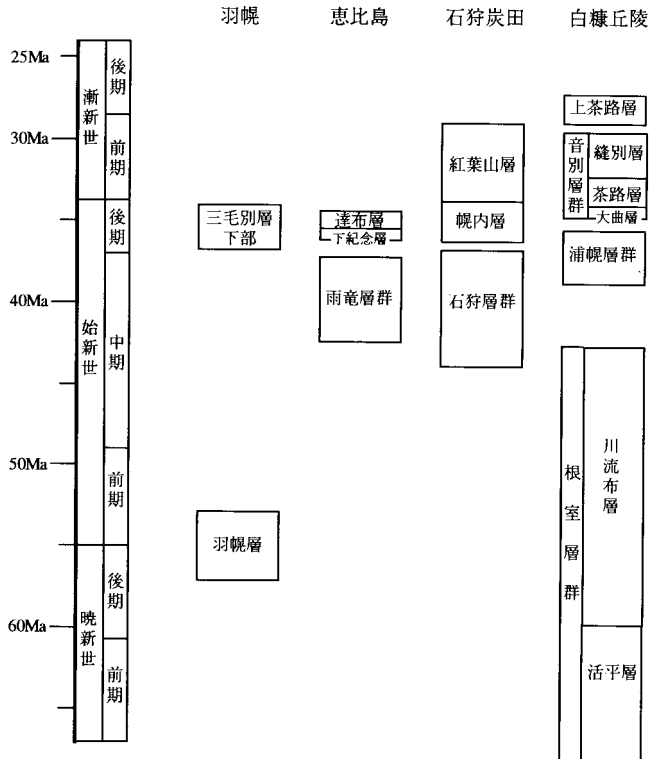
Ⅳ. 1 白木層(Us)

地層名 徳田ほか(1930)命名, Yokoyama(1932)紹介.

模式地 沼田町幌新太刀別川支流白木沢川.



第5図 雨竜層群・達布層群と石狩炭田の石狩層群・幌内層の対比 Kaiho(1984a)に基づく。



第6図 「恵比島」図幅地域の古第三系と北海道の代表的な古第三系との対比
羽幌地域は栗田ほか(1992)及び栗田・小布施(1994)に、石狩炭田地域は Kaiho(1984a), 棚井(1986)及び尾崎(1992)に、白糠丘陵は斉藤ほか(1984)に、それぞれに基づく。年代尺度は Cande & Kent(1992)による。

分布及び層厚 本図幅地域北東部及び東部に分布する。層厚約200mである。

層序関係 上部蝦夷層群を不整合に覆う。

岩相 模式地を含む北東部の沢の多くは、現在、炭坑の掘削あるいは露天堀りに伴う土砂によって埋まっている場合が多く、本層の良好な露出は認められない。模式地付近の岩相は、須貝(1968)によれば次の通りである。「上半部はほとんど塊状の暗灰色泥質岩からなり、下半部は細礫質及び粗粒-中粒砂岩をまじえる泥質岩優勢な地層である。下半部の基底部には厚さ1m内外の細礫岩を伴い、上部に厚さ1.2mの炭質頁岩、最上部に厚さ約3mの炭層を挟在する。」今回の調査では模式地の白木沢川においては、暗灰色泥岩の露頭が数箇所認められたのみであったので、真布川上流での本層について記載する。真布川上流域での本層は、模式地における下半部の岩相よりも更に粗粒な岩相で、礫岩と砂岩を主体とし、泥岩を挟在する。一般に数m程度の厚さの、礫岩から泥岩に至る上方細粒化サイクルを形成している。礫岩は基質支持の細礫岩から小礫岩で、厚さは数10cmから2m程度である。礫は亜円礫で、チャート・頁岩・ホルンフェルス・酸性火山岩などを主体とし、蛇紋岩を含む。砂岩は礫岩層から漸移して級化を示すことが多く、粒度は粗-極細粒、厚さは数10cm-数mである。粗-中粒砂岩にはしばしばトラフ型斜交層理が発達する。極細粒砂岩は泥岩へ移行する場合が多く、暗灰色で炭質物に富んでいる。泥岩は黒-暗灰色の塊状泥岩である。厚さは数10cmの場合が多いが、2mに達することもあり、炭質物に富んでいる。

本層の泥岩層は、*Crassatellites yabei*, *Geloina hokkaidoensis*, *Microcallista munroei* などの海生貝化石を産出し(宮島, 1959)海成層である。

IV. 2 雨竜夾炭層(Uc)

地層名 徳田ほか(1930)命名、Yokoyama(1932)紹介。

模式地 沼田町幌新太刀別川上流旧昭和炭坑付近。

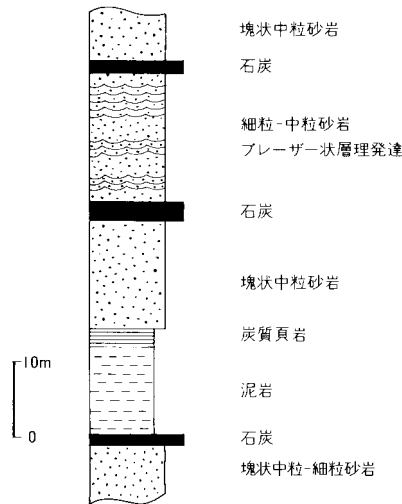
分布及び層厚 本図幅北東部から東部にかけて分布する。模式地では約300mで、南へ向かって薄くなる。

層序関係 白木層を整合に覆う。

岩相 本層も白木層と同じく、露出が良くない。ここでは、須貝(1968)による模式地と浅野地域(現在は沼田ダムのダム湖であるホロピリ湖に水没している)の岩相記載を引用し、次に今回の調査時に岩相の観察が可能であった、北部の石炭の露天坑跡での岩相を記載する。

須貝(1968)によれば模式地と浅野地域での岩相は次のとおりである。「模式地の昭和炭坑では、青灰色の細粒から中粒の砂岩を主体とし、灰色から暗灰色の泥岩を従とする約290mの地層で、6枚の炭層と4枚の炭質泥岩を挟んでいる。上部には砂岩中に厚さ1-数cmの泥岩層を頻繁に挟む縞状の砂岩泥岩互層が発達している。浅野地域では、厚さ約150mで、4枚の炭層を挟み、やはり上部に縞状の砂岩泥岩互層が発達している。」

白木沢川谷頭部の石炭層露天堀り跡で、本層中-上部の岩相が連続的に観察された。そこでの地質柱状図を第7図に示す。ここでは、中粒の砂岩が主体で、泥岩層が挟まれている。砂岩層はこの露頭の下部から中部では塊状であるが、上部の砂岩層は須貝(1968)に記載されているように泥岩薄層を頻繁に挟む砂岩層である。それらの泥層の下面は、砂層上面のカレントリップルを覆い、フレーザー層理あるいは波状層



第7図 雨竜夾炭層の地質柱状図
沼田町白木沢川谷頭部

理を形成している。

IV. 3 太刀別層(Um)

地層名 徳田(1930)命名, Yokoyama(1932)紹介. その後太刀別層は須貝(1968)によって, 徳田(1930)の太刀別層上部層と, 沼田層下部層及び中部層を合わせたものとして再定義された. 本報告の太刀別層もこの再定義された太刀別層にほぼ相当する. ただし, その分布に関しては須貝(1968)と一部異なる結果を得た.

模式地 沼田町佐々木沢川.

分布及び層厚 佐々木沢川から支線沢川上流にかけての地域と, 沖内山断層と下記念別沢断層に囲まれた地域の向斜軸部に主に分布する. 層厚は300-350mである.

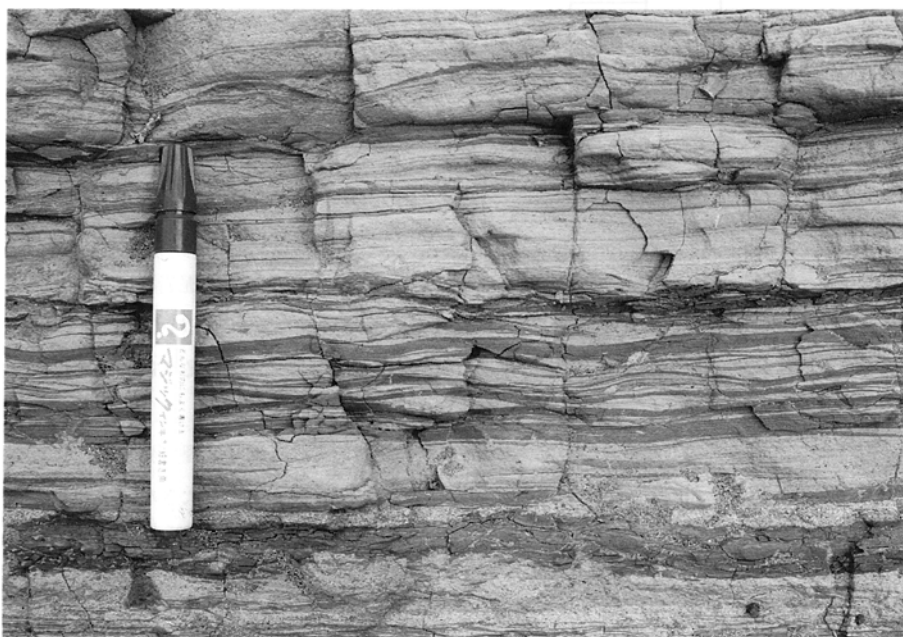
層序関係 雨竜夾炭層を整合に覆う.

岩相 分布域の東部と西部でやや岩相が異なるので, 東部の右大股川流域と西部のイタラカオマップ沢上流部の二カ所での岩相を記載する.

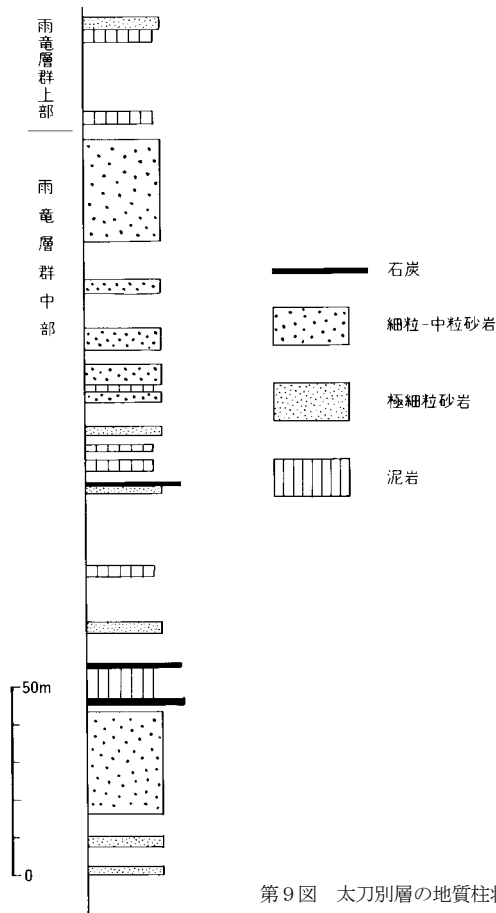
右大股川流域での岩相: 本図幅地域での雨竜層群中部は下位より, 細粒から中粒の砂岩層を主体とする下部, 石炭層や炭質頁岩層を頻繁に挟む黒色泥岩を主体とする中部, 細粒から中粒の砂岩を主体とする上部に三分される(第9図). 下限から上限まで連続して観察されるルートがないため, 正確な厚さは不明であるが, 300m以上の層厚がある.

下部は細粒及び中粒の砂岩層を主体とする. 砂岩層の多くは塊状で, しばしば級化層理が発達するが, 炭質層理を持つものもある. また, プレーザ-状層理の発達した細互層に泥岩薄層を挟む場合がある(第8図). 雨竜夾炭層との境界に近い最下部では, この砂岩層に数10cm程度の暗灰色泥岩層が挟在して, 砂勝ち砂岩泥岩互層となっている. 泥岩層は上位へ向かって少なくなる. この部分は須貝(1968)による太刀別層の最下位の部層である高橋沢砂岩泥岩互層にほぼ相当する.

上位
←



第8図 太刀別層にみられる砂勝ち互層と堆積構造の露頭写真
上) 砂勝ち互層。ハンマーの長さ30cm。沼田町幌新太刀別川上流。
下) 細かい平行葉理やフレージャー状層理が発達する。マジックの直下に泥岩薄層が挟んでいる。マジックの長さ14cm。沼田町右大股川。



第9図 太刀別層の地質柱状図 沼田町右大股川支流.

その上位には、中部の黒色泥岩層を主体とする地層が重なっている。この黒色泥岩層はしばしば炭質頁岩を伴う非常に特徴的な岩相で、よい鍵層となる。1-3m程度の厚さの極細粒から細粒の砂岩層を挟在する。また石炭層を数枚挟む。この部分は須貝(1968)による太刀別層の中部の部層である支線の沢含炭砂岩泥岩互層にほぼ相当する。

上部は再び砂岩主体の岩相となる。この部分は細-中粒の塊状あるいは斜交層理の発達した砂岩からなり、まとまった泥岩層をほとんど挟まない。中粒砂岩には直径数10cmを越える大きな団塊が発達することがある。細粒砂岩層はフレーザー状層理の細互層を挟在する場合がある。また、汽水性貝化石が砂岩中にしばしば見られる。この部分は須貝(1968)による太刀別層の最上位の部層である柳沢蜆貝砂岩層にほぼ相当する。

右大股川とその支流以外の地域では、佐々木沢川周辺、支線の沢上流部でもほぼ同様な岩相が観察される。

イタラカオマップ沢上流部とその周辺地域での岩相：イタラカオマップ沢上流を北北西-南南東に横切る背斜の軸部、エホルカブッコロナイ沢を横切る同方向の背斜の軸部で雨竜層群中部とした地層は、下部

は泥岩を上部は成層した細粒砂岩を主体とする。本地域では、雨竜層群中部と下位の雨竜夾炭層との境界が分布しないので全体の厚さは不明であるが、350m以上の厚さがある。

下部は、暗灰色から黒色の泥岩を主体とし、1-2m前後の厚さの成層した細粒砂岩層を挟む。細粒砂岩は後述する上部のものと同じ岩相である。泥岩層には薄い石炭層や炭質頁岩層が挟在する。

上部は数cm-10数cmの厚さで成層する細粒砂岩を主体とし、1-2m前後の泥岩層を挟む。砂岩層の上にはしばしばカレントリップルが見られる。また、幌新太刀別川では砂岩層の下面にソールマークが観察できる(第10図)。炭質葉理を持つ砂岩層もある。砂岩層中にはまれに貝化石が含まれる。

本地域の下部の泥岩主体の部分は、右大股川周辺での中部にある黒色泥岩主体の部分と同層準のものであると考えられる。ただし、本地域の泥岩層の色は右大股川周辺のもののように黒色を呈することはあまりなく、また炭質頁岩を右大股川周辺ほど挟在しないなど岩相が異なる。上部の細粒砂岩主体の部分は、右大股川周辺の上にある砂岩主体の部分に相当すると考えられるが、本地域のものは右大股川周辺のものより細粒で、また右大股川ではあまり見られない成層構造が特徴となっており、やはり岩相が異なっている。これらのことは、西方に向かって本層の岩相がより沖合相へと側方変化していることを示すと推定される。ただし、本層の東部と西部の分布域が断層により不連続となっていること、また良い鍵層がないことから、両分布域間の対比に問題が残っている。

IV. 4 イタラカオマップ層(Uu)

地層名 新称である。須貝(1968)の昭和層からオピラフネッフアンナイ層にほぼ相当する。また、須貝(1968)による折笠沢層の一部と豊平沢夾炭層も本層に相当する。

模式地 達布町イタラカオマップ沢を模式地とする。本層の層厚は、全層準を連続的に観察できる地域がないため明らかではないが、1,000mを越えるものと推定される。

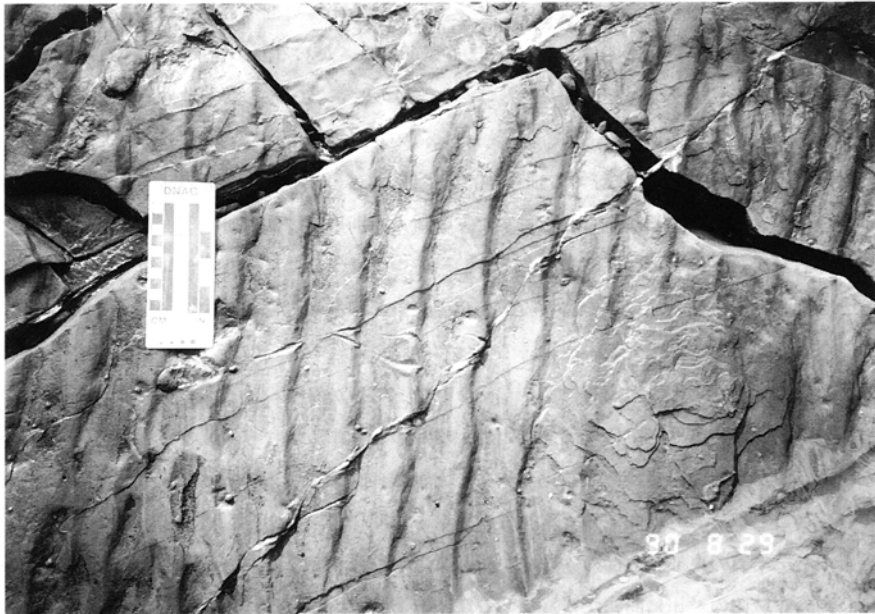
分布及び層厚 下記念別沢川断層の北東側、沖内山断層と下記念別沢川断層に囲まれた地域及びボロシ山東断層と支線沢断層に囲まれた地域に分布する。

層序関係 太刀別層に整合に重なる。

岩相 泥岩勝ちの砂岩泥岩互層を主体とし、数10m程度の厚さの砂岩卓越部を何層準も挟在する地層である。須貝(1968)では、砂岩卓越部を鍵層として層序区分を行っている。しかし、この鍵層の追跡が一部誤っており、層序が混乱している可能性があることが今回の調査で判明した。ただし今回の調査では、個々の砂岩卓越部を本図幅地域全域に渡って追跡して層序の再検討をすることができなかったので、全体を一括してイタラカオマップ層として取り扱った。

本層は、泥岩勝ちの砂岩泥岩互層と、砂岩卓越部が交互に重なっている。砂岩泥岩互層の方が一般に厚く、100-300m程度の厚さがあり、砂岩卓越部は数10m程度の厚さである。

泥勝ち砂岩泥岩互層は、泥岩ないし極細粒砂岩と細粒砂岩の互層で、石炭層や炭質頁岩層を挟在する(第11図)。泥岩及び極細粒砂岩層(以下では泥質部と呼ぶ)の厚さは数10cm-数m、細粒砂岩層の厚さは数10cmから1-2mである。泥質部は暗灰-灰色を呈し、鱗片状に割れる塊状泥岩、あるいは泥岩と泥質極細粒砂岩の境界のはっきりしない頻互層(第12図)、もしくは平行葉理やフレーザー層理や波状層理が発達し、



第10図 太刀別層の砂岩層層理面にみられるカレントリップルとソールマー クの露頭写真
上)カレントリップル。小平町エホルカブッコロナイ沢。
下)ソールマーク。シャープペンシルの長さ10cm。沼田町幌新太刀別川上流。

上位



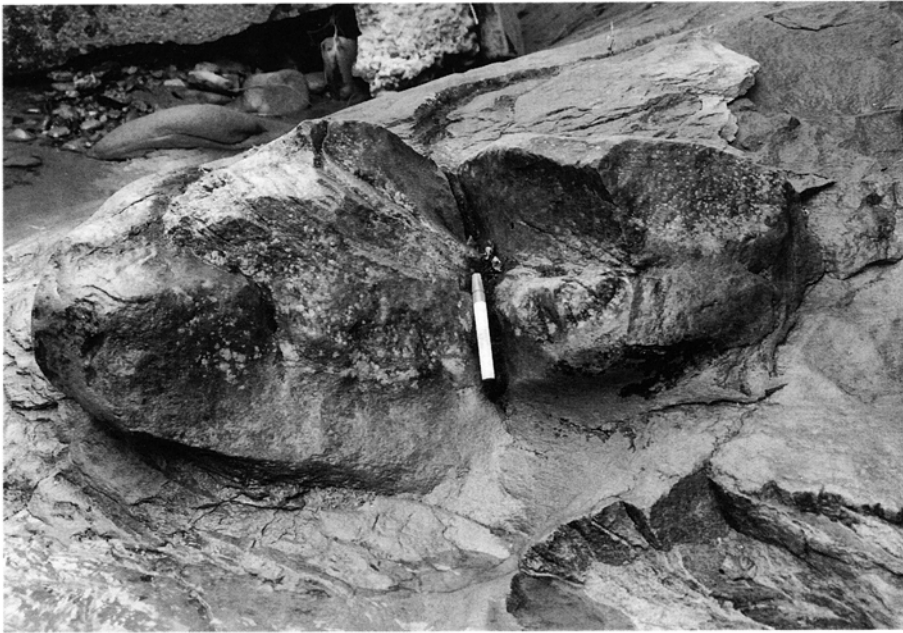
↑
石
炭
層



第 11 図 イタラカオマップ層に見られる泥勝ち互層と石炭層の露頭写真
上) 泥勝ち砂岩泥岩互層. 折尺の長さ20cm. 沼田町幌新太刀別川上流.
下) 厚さ 5 m の石炭層. 小平町吉住炭鉱の露天掘り現場.



第12図 イタラカオマップ層にみられる泥岩層と砂岩泥岩互層の露頭写真
上) 鱗片状に割れる泥岩. ナイフの長さ17cm. 沼田町幌新太刀別川上流.
下) 境界のはっきりしない泥岩と泥質極細粒砂岩の互層. 折尺の長さ20cm. 沼田町幌新太刀別川上流.



第13図 イタラカオマップ層にみられる大形団塊
上)砂岩層中に多数含まれる団塊。 下)砂岩層中に見られる巨礫サイズの団塊。板状型斜交層理が団塊中に発達していることに注意。マジックの長さ14cm。いずれも沼田町幌新太刀別川上流。

泥岩薄層を挟む極細粒砂岩からなっている。細粒砂岩は塊状、あるいは平行葉理が発達し、部分的に非常に堅硬な場合がある。泥質部と細粒砂岩層の比率は層準によりさまざまであるが、多くの場合は泥質部が優勢である。

砂岩卓越部はほとんど砂岩層のみからなっており、粒度は細粒から粗粒で、板状型あるいはトラフ型斜交層理がしばしば発達する。炭質物を多く含み、また粗粒部にはチャートの円礫が含まれる。塊状砂岩には直径数10cm以上の球形から紡錘状の団塊が顕著に含まれている(第13図)。

石炭層や炭質頁岩層はほとんどの場合、砂岩泥岩互層に挟在している。

なお本報告では、かつて須貝(1968)により新第三系折笠沢層及び豊平沢夾炭層であるとされた、ポロシリ山東断層と支線沢断層に囲まれた地域の西半分に分布する地層も本層に含めた。それは次のような理由による。一つは岩相が本図幅地域内の他の地域の層と同一であること、もう一つはこの地層が達布層群の下位に位置する地層であるということである。須貝(1968)と本報告でこの地層の取り扱いが大きく異なった原因は、次章で詳述するように、須貝(1968)がこの地層の上位に重なる達布層群を新第三系と考えたことである。

IV. 5 産出化石及び地質時代

模式地の白木層の泥岩層から産出した海生貝化石の一覧表を第1表に示した。宮島(1959)によればそれらの貝化石群集は石狩層群若鍋層に対比できる。その上位の雨竜夾炭層からは第3表に示す植物化石の産出が報告されており、石狩層群美唄層から産する美唄植物群に相当するものとされている(須貝, 1968)。その上位の太刀別層の上部から、須貝(1968)は第2表に示す貝化石の産出を報告し(彼の層序では柳沢蜆貝砂岩層にあたる)、汽水性の堆積環境を示すとした。また本報告のイタラカオマップ層に当たる層準からはサイ化石である *Amynodon watanabei* (Tokunaga) が産出しており、その年代は始新世後期である(高井, 1948; Takai, 1950)。

以上のことから、白木層が石狩層群中部の若鍋層に、雨竜夾炭層がその上位の美唄層に対比される。雨竜層群を不整合に覆う達布層が後述のように同じく石狩層群を不整合に覆う幌内層に対比されることから、雨竜層群は全体として石狩層群の中部から上部に対比される(第5図)。石狩層群の時代は始新世中期-期なので(Kaiho, 1984a, b; 棚井, 1986)、雨竜層群の時代も始新世中期-後期と考えられる。これは上述の *Amynodon* の産出とも一致する。

第1表 白木層産の貝化石一覧表 宮島(1959)による

Viviparus uryuensis Suzuki
Unio uryuensis Suzuki
Crassatellites yabei yessoensis Nagao & Otatume
Geloina hokkaidoensis Nagao & Otatume
Microcallista munroei Yokoyama

第2表 雨竜層群太刀別層より産出する貝化石 須貝(1968)による

Ostrea sp.
Callista sp.
Cipangopoldina uryuensis (Yokoyama)
Cipangopoldina sp.
Corbicula atrata tokudai (Yokoyama)
Solen sp.
Mytilus sp.

第3表 雨竜夾炭層産の植物化石一覧表 須貝(1968)による

Equisetum arcticum Heer
Osmunda japonica Thunb
Metasequoia occidentalis (Newb)
Populus richardsoni Heer
Betula ishikariensis Tanai
Corylus maquarrii Forbes
Ulmus longifolia Unger
Ulmus harutorriensis Oishi & Huzioka
Ulmus ezoana Tanai
Zelkova takahashii Oishi & Huzioka
Zelkova kushiroensis Oishi & Huzioka
Cercidiphyllum arcticum (Heer)
Magnolia kobayashii Huzioka
Platanus aceroides Goepfert
Acer arcticum Heer
Tilia harutoriensis Oishi & Huzioka
Tilia eojaponica Tanai
Symplocos ezoana Tanai

V. 達布層群(始新統)

(渡辺真人)

達布層群(下部, 1936命名)は本図幅中央部の本陣沢川周辺に露出する。雨竜層群を不整合に覆う海成層で、砂岩からなる下記念層と、黒色頁岩からなる達布層に区分される。

V. 1 下記念層(Sk)

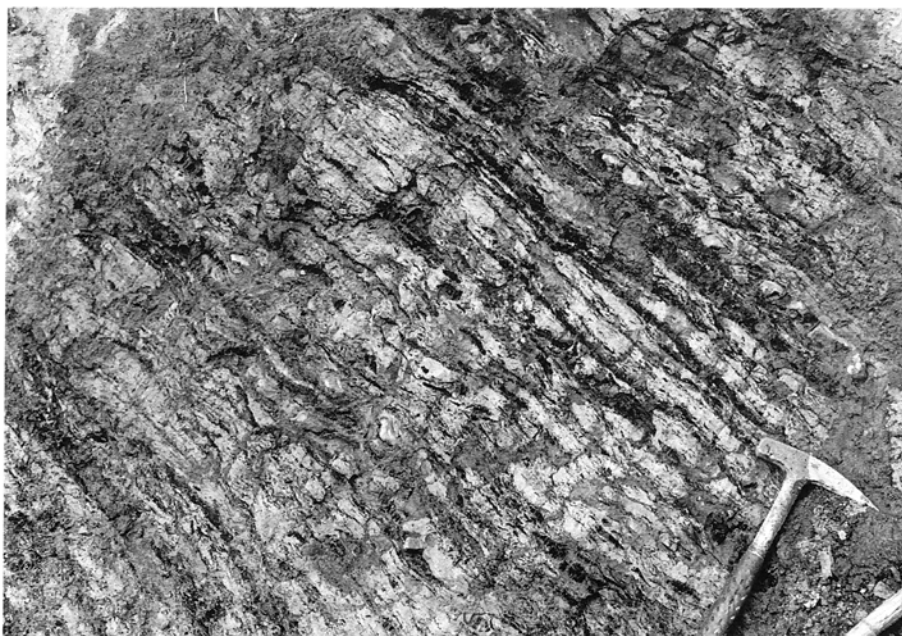
地層名 CCC 札幌支部(1949)命名。

模式地 小平町下記念別沢川下流(北隣「達布」図幅地域)。なお、下記念別沢川は従来下記念別沢とよばれており、地層名はそれに由来する。

分布及び層厚 本陣沢川周辺に分布する。厚さは約250mである。

層序関係 雨竜層群イタラカオマップ層を不整合に覆う。

岩相 主に灰色の細粒砂岩からなる地層で、最上部に炭層と凝灰質砂岩の特徴的な縞状互層である。通



第14図 下記念層最上部にみられる“虎の皮層”の露頭写真 ハンマーの長さ30cm. 留萌市留萌川上流.

称“虎の皮層”が載る.

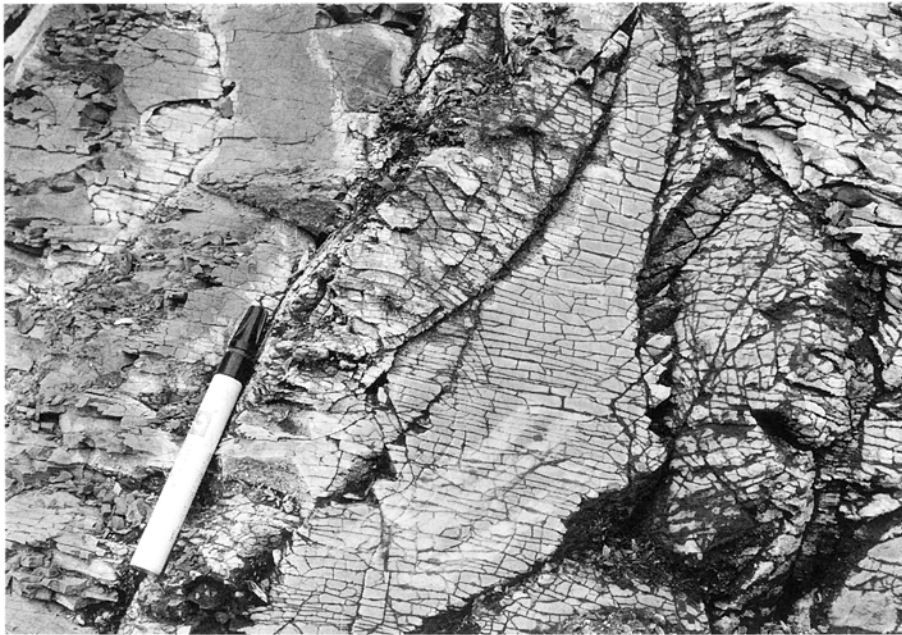
最下部数 m は、海緑石を含む淘汰の悪い粗粒砂岩である。主部は、暗灰色の細-極細粒の塊状砂岩で、軟体動物化石に富む層準がある。砂岩は下位の雨竜層群や、上位の幌沖内層や西徳富層群下部のものとは比べて軟質である。最上部には厚さ10m 前後の“虎の皮層”が発達する。これは、凝灰質中-粗粒砂岩とパッチ状の炭層がそれぞれ厚さ数 cm ずつ互層するもので、虎の皮の模様のような見かけを呈することからその名がある(第14図)。この“虎の皮層”は、模式地のある「達布」図幅地域同様に、本図幅地域でもよい鍵層となる。

化石 本図幅地域の下記念層から、大原(1966)は、*Yoldia laudabilis*, *Thyasira bisecta*, *Nemocardium yokoyamai*, *Papyridea harrimani*, *Macoma sejugata*, *Periploma besshoense*などの軟体動物化石を報告した。大原・菅野(1969)によれば、本層の軟体動物化石には、内湾の中浅海帯に生息するものが多い。

対比及び地質時代 大原・菅野(1969)は、本図幅地域と模式地の下記念層から産する軟体動物化石群は、九州の芦屋層群や、常磐炭田の浅貝層の軟体動物化石群と特徴種が共通するとした。模式地での底生有孔虫化石を研究した Kaiho(1984a, b)によれば、本層は石狩炭田地域の幌内層下部に対比され、始新世後期の地層であるとされる(第5図)。

V. 2 達布層(Tp)

地層名 ト部(1936)命名。ただし、ト部(1936)の達布層は本報告の達布層群に相当するものであり、本



第15図 達布層を構成する泥岩層の露頭写真
マジックの長さ14cm. 沼田町浅野の幌新太刀別川沿いの三十七橋付近(現在はダムに水没).

項の達布層は卜部(1936)の達布層上部に相当する。CCC 札幌支部(1949)はこの達布層上部を初めて独立した累層として取り扱い、達布層下部を下記念層、上部を達布頁岩層とそれぞれ命名した。佐々(1956)はこの達布頁岩層を、達布層群を定義した際に達布層と改名した。本報告の達布層はこの再定義された達布層である。

模式地 小平町ソウシュベツ沢下流(北隣「達布」図幅地域)。

分布及び層厚 本図幅中央部の本陣沢川周辺に分布する。厚さ約300mである。

層序関係 下記念層に整合に重なる。

岩相 塊状の黒-暗灰色泥岩からなる。細片状に割れ(第15図)、風化すると赤錆色を呈する。数-数10cm 径の石灰質団塊を多数含む。泥岩には貝・有孔虫化石が含まれ、石灰質団塊には貝や蟹の爪の化石を含むことがある。

化石 本図幅地域の達布層の貝化石に関しては、大原(1966)の研究があり、*Acila brevis*, *Acila picturata*, *Neilonella poronaica*, *Portlandia watasei*, *Venericardia tokudai*, *Venericardia yokoyamai*, *Thyasira bisecta*, *Hubertschenkia ezoensis*, *Orectospira wadana* など模式地の達布層と共通の貝化石の産出が報告されている。

対比及び地質時代 達布層群の層位と地質時代に関して、次のような議論があった。

矢部(1901)は軟体動物化石と岩質の類似性から、本層と石狩炭田の幌内層とを対比した。その後、浅野(1956, 1962)は、有孔虫化石の研究に基づき、本層と石狩炭田の紅葉山層及び常磐炭田の浅貝層とを対比し、その時代を漸新世と考えた。また、Mizuno(1964)及び大原(1966)は、軟体動物化石の研究に基づき、本層を石狩炭田地域の幌内層下部に対比した。それに対し、須貝(1968)は達布層群は新第三系であるとし

た。その理由は、従来より新第三系とされてきた地層(本報告の西徳富層群に相当)と達布層群の間に大きな構造差のないこと、及び達布周辺や幌新太刀別川周辺に分布する達布層群と、それに対して見かけの上で下位にある新第三系との間に、断層が存在する直接的な証拠がないことなどである。また *Desmostylus* cf. *Japonicus* が本層分布域の転石から発見されたことも(Yabe, 1959)、その根拠とされた。

しかし、その後の化石に基づく時代決定により、本層と幌内層との対比はより確実なものとなった。大原・菅野(1969)は軟体動物化石の研究に基づき、達布層と幌内層下部とを対比した。また、本図幅地域の達布層の花粉化石を検討した佐藤(1976)は、本層が幌内層最上部を除く部分に対比されるとした。さらに、模式地付近の達布層の底生有孔虫化石を研究した Kaiho(1984a, b)も、本層はやはり幌内層中下部に対比され、その時代は始新世後期であるとした(第5図)。

以上のように、軟体動物化石、花粉化石、底生有孔虫化石のデータから、本層が幌内層に対比されることは確実である。また、地質図に示したように、達布層群と西徳富層群の間には大きな構造差がある。したがって両層群は同時異相ではあり得ず、断層関係と判断される。

VI. 幌沖内層(中新統)(Ps)

(渡辺真人)

地層名 CCC 札幌支部(1949)命名。

模式地 小平町沖内川上流域。

分布及び層厚 沖内川上流域のポロシリ山と沖内山周辺、本図幅中央部の本陣沢川付近に分布する。厚さは沖内川上流域では700m以上(本層下限は断層で切られて露出しない)、本陣沢川では約500m前後である。

層序関係 達布層群及び雨竜層群を不整合に覆う。留萌川上流の東岸側では、達布層群が本層に削剥され、北から南に向かってより達布層群の下位の層準に本層が接し、本層が雨竜層群を覆う地域もある。大原(1966)は、達布層由来の基底礫を持つ本層の砂岩が、達布層の泥岩の上に侵食面をもって載っている露頭を記載している。また化石の証拠から、本層と達布層群達布層との間には大きな時間間隙がある。

岩相 主に珪質頁岩と凝灰質中粒砂岩からなる。最下部は、本図幅中央部のみに分布し、炭質物を多く含む塊状の中-粗粒砂岩からなる。その上位の本層下部から上部は、凝灰質中粒砂岩と珪質頁岩からなり凝灰岩層を挟む。凝灰質中粒砂岩は、新鮮な露頭では非常に堅く、淡青灰色あるいは淡緑灰色を呈する。珪質頁岩は暗灰色の緻密な珪質頁岩で、風化した表面は赤褐色を呈する(第16図)。本層下部は珪質頁岩層を主体とし、厚さ0.5-3mの凝灰質中粒砂岩や、厚さ数10cm以下の粘土化した白色凝灰岩層を挟む。砂岩の割合ははおおむね泥岩の10分の1以下である。砂岩層には級化層理、平行葉理がしばしば認められる。



第16図 幌沖内層にみられる硬質頁岩相の露頭写真 ハンマーの長さ50cm. 小平町沖内川上流.

本層上部は、凝灰質中粒砂岩を主体とし、珪質頁岩を10分の1程度の割合で挟む。砂岩は無層理塊状で厚層をなすものと、数10cm-数m単位で級化層理をなし、かつ平行葉理を持つものがある。後者は珪質頁岩を頻繁に挟んでいる。

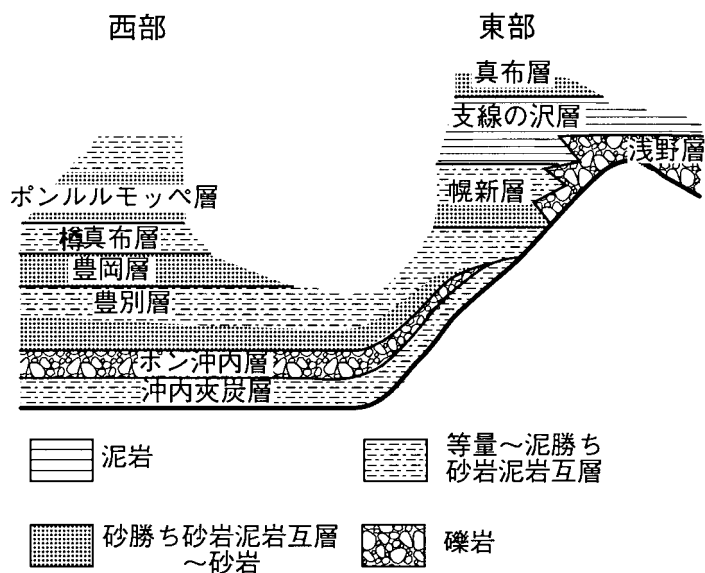
化石 大原(1966)及び大原・菅野(1969)は、本層より *Mya cuneiformis*, *Mytilus tichanovitchi*, *Mercenaria chitanii*, *Dosinia* sp., *Ostrea* sp., *Spisula onnechiuria*, *Peronidia t-matsumotoi*, *Siliqua elliptica*, *Thracia asahiensis*, *Natica* sp. などの軟体動物化石の産出を報告している。佐藤(1976)は花粉化石の産出を報告し、西田・対馬(1951)は本層の珪質頁岩中に珪藻化石を認めている。今回、本層中の石灰質団塊から珪藻化石の検出を試みたが、放散虫化石の破片と思われる保存の悪い化石片がわずかに産したのみであった。

対比及び地質年代 大原・菅野(1969)は、本層から産出する貝化石群は、石狩炭田地域の中新統下部に産する朝日貝化石群と構成が似ているとした。佐藤(1976)は、本層の花粉群集が、*Pinaceae*, *Tsuga* などの針葉樹が多く、特に *Tsuga* の多い冷温性の花粉群集で、*Microplankton* をほとんど含まないことを明らかにした。そして、本層が台島型植物群を含む沖内夾炭層(次述)の下位に当り冷温性の花粉化石を産出すること、及び *Microplankton* をほとんど産しないことから、本層は阿仁合型植物群で代表される中新統下部であるととした。以上のように軟体動物化石と花粉化石の結果は良く一致し、本層は中新統下部であると考えられる。

VII. 西徳富層群(中新統)

(渡辺真人)

西徳富層群(今西, 1953命名)は, 下位の様々な層準の地層に不整合に重なる. 主な分布は, 雨竜層群の西側, すなわち本図幅北西部から南東部の丘陵地である. 本層群は10累層に区分されるが, 上部の地層は東部と西部で区分が異なる(第17図). 西部では下位より, 沖内夾炭層, ポン沖内層, 豊別層, 豊岡層, 樽真布層及びポンルルモッペ層に区分される. 東部では, 豊別層の上位に重なる地層が, 下位より幌新層, 支線の沢層及び真布層に区分され, 北東部では浅野層と支線の沢層に区分される. 西部ではポンルルモッペ層基底, 東部では幌新層中部から, *Ostrea* や *Corbicula* などの汽水生の貝化石に代わって浅海生の貝化石が産出し始める. また, 東部の浅野層基底は幌新層中部と同層準であることが地質図上で推定され, この浅野層基底付近からも浅海生の貝化石が産出する. そこで, これらの層準(ポンルルモッペ層基底, 幌新層中部及び浅野層基底)を図幅地域ほぼ全域に広く海進が及んだ層準として, ほぼ同時であるとみなし, 第17図のように各層を対比した. ただし, 本層群の各累層の多くが単調な砂岩泥岩互層からなり, しかもよい鍵層がなく精度の高い対比が困難なため, 上述の対比には今後検討の余地が残されている. 本図幅の



第17図 西徳富層群の層序概念図

粗粒砂，礫は小礫から中礫サイズの亜角礫から亜円礫である。礫種はチャート・ホルンフェルス・火山岩，及び雨竜層群と達布層群起源の砂岩や泥岩を主体とし，直下の幌沖内層の珪質頁岩を含む。礫岩層の上位は砂岩と泥岩の互層となり，石炭層を挟んでいる。この互層は，数 m 単位の上方向細粒化サイクルからなっている。サイクル下部の中-粗粒砂岩には小礫が含まれることがあり，トラフ型斜交層理が発達している。サイクル中部の細-極細粒砂岩は炭質物を含むことが多く，平行葉理が発達する場合がある。サイクル上部の泥岩は塊状の暗灰-黒色泥岩で，石炭層や炭質頁岩が挟まれる。本陣沢川周辺では沖内川で見られる基底礫岩層は発達せず，砂岩泥岩互層のみからなる。本層からは，*Ostrea* などの汽水生貝化石をまれに産出することから，一部は汽水成層である。

VII. 2 ポン沖内層 (Po)

地層名 大原 (1966) によるポン沖内礫岩部層を，層の単位に変更してここで再定義する。

模式地 小平町ポン沖内川上流(北隣「達布」図幅地域)。



第19図 ポン沖内層にみられる礫岩の露頭写真 折尺の長さ20cm，小平町沖内川上流。

分布及び層厚 沖内山とポロシリ山の西側，ポンルルモッペ川上流及び留萌川上流に分布する．模式地付近での層厚は約200mである．

層序関係 沖内夾炭層に整合に重なる．

岩相 礫岩を主体とし，中-粗粒砂岩を伴う．礫岩は基質支持で，基質は中-粗粒砂岩，礫は細-小礫である．礫は円-亜円礫で，チャート・ホルンフェルスなどの古期岩類を主体とし，火山岩類と，雨竜層群の泥岩礫や砂岩礫を含む．礫岩層は無構造で，覆瓦構造などはほとんど観察されない(第19図)．

ポンルルモッペ川では最大30cm程度の中礫を含む淘汰の悪い礫岩層が発達する．礫種は上述したものとはほぼ同じであるが，中礫には達布層の黒色泥岩と幌沖内層の珪質頁岩が含まれる．

VII. 3 豊別層(Tb)

地層名 新称である．西田(1950b)による，幌新層群暗灰色砂質礫岩層及び暗灰色砂質頁岩砂岩互層とを合わせたものにほぼ相当する．彼による両層は模式地が指定されておらず，模式層序図に簡単な記載があるのみである．そこで両層を合わせて豊別層としてここで新たに定義する．

模式地 小平町沖内川中流付近．ただし模式地付近には適当地名がないため，本層の分布域を流れる豊別川から地層名をとった．

分布及び層厚 模式地の沖内川流域から，南東へ帯状に分布している．模式地付近での層厚は約1,000mである．

層序関係 ポン沖内層に整合に重なる．

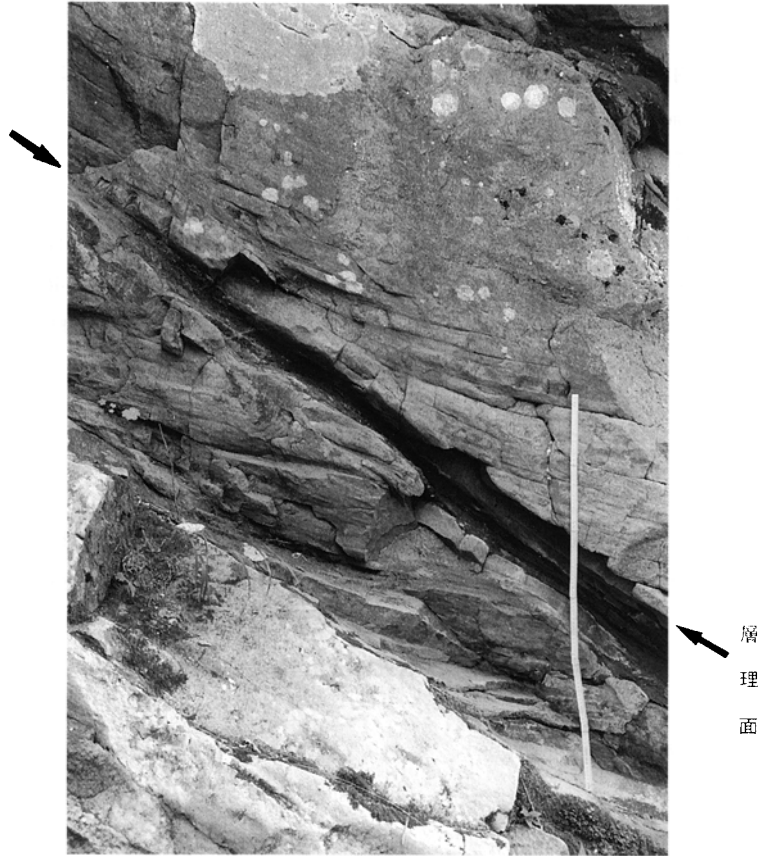
岩相 砂岩と泥岩の数 m 単位の互層からなる．この互層は，一般に下部の砂岩から上部の泥岩に向かう堆積サイクルを形成する．サイクル下部の中-粗粒砂岩には，トラフ型，あるいは板状型の斜交層理が発達する(第20図)．これらの砂岩はチャートの円礫を含むことがある．その上位に重なる細粒砂岩は平行葉理を持つことが多く，葉理に沿って炭質物が含まれる場合が多い．サイクル最上部の泥岩は，極細粒砂とシルトの境界の不明瞭な数 cm 単位の互層からなる場合と，細粒で均質な泥岩からなる場合とがある．泥岩は暗灰色から黒色で，炭質頁岩を挟む場合がある．本層上部に向かって砂岩層の厚さが薄くなって泥勝ちの砂岩泥岩互層となり(第21図)，また砂岩の粒度も細くなり粗粒砂岩は見られなくなる．豊岡層との境界に近い本層最上部では，厚さ30cm-1m程度の塊状あるいは平行葉理を持つ中-細粒砂岩層と，厚さ50cm-2m程度の泥岩層との互層となっている．

VII. 4 豊岡層(Tk)

地層名 新称である．西田(1950b)による，幌新層群青灰色砂岩層に相当する．西田(1950b)には模式地の指定がなく，模式層序図に簡単な岩相の記載があるのみなので，ここで豊岡層として改めて定義する．

模式地 小平町沖内川下流幌沖内付近．模式地付近の地名である幌沖内は，すでに地層名に使われているので，本層分布域の豊岡を地層名として用いた．

分布及び層厚 小平町豊岡付近からポン沖内川下流部にかけて南北に帯状に分布する．また，ポンルル



第20図 豊別層最下部にみられる板状型斜交層理の露頭写真 折尺の長さ1m. 小平町沖内川中流.



第21図 豊別層上部にみられる泥勝ち互層の露頭写真 白っぽい部分が砂岩層. 小平町沖内川中流付近の林道沿い.

モッペ川の中流付近にも分布している。模式地付近での厚さは約400mである。

層序関係 豊別層に整合に重なる。

岩相 砂岩を主体とし、泥岩を挟む。砂岩は細-中粒砂岩を主体とするが、含礫粗粒砂岩になる場合もある。本層下部はあまり泥岩層を挟まず、砂岩層は数10cmから3m程度の厚さで、級化層理がみられる。砂岩層下部の中-粗粒砂岩には、しばしばトラフ型あるいは板状型の斜交層理を伴う。また、数10cm程度の厚さの淘汰の悪い塊状の粗粒砂岩も挟在する。砂岩層上部の細粒砂岩には平行葉理が観察される場合が多く、葉理に沿って炭質物が含まれている場合が多い。

VII. 5 樽真布層(Ta)

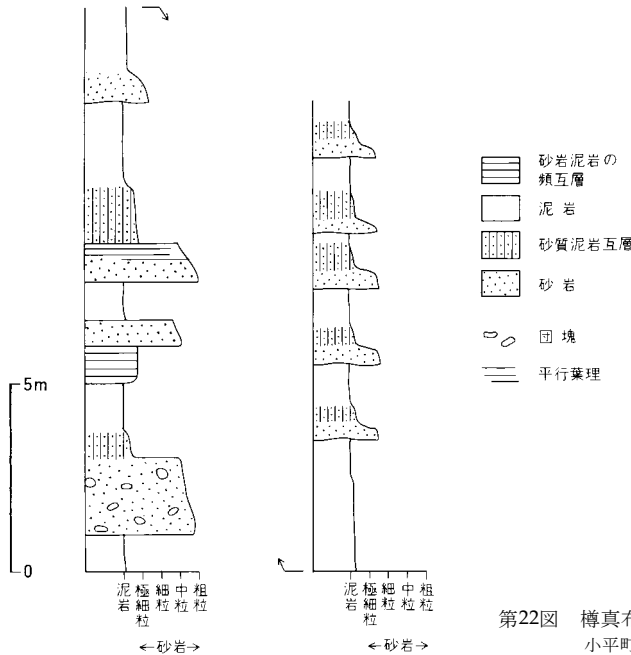
地層名 新称である。西田(1950b)による、幌新層群沖内暗灰色頁岩砂岩互層に相当する。西田(1950b)には模式地の指定がなく、模式層序図に簡単な岩相の記載があるのみなので、ここで樽真布層として改めて定義する。

模式地 留萌市樽真布付近のタルマップ川沿い。

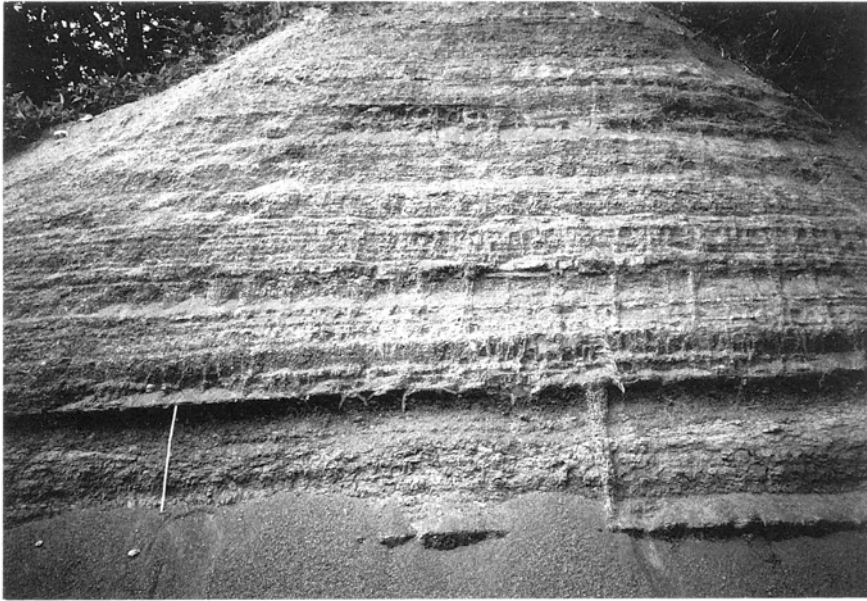
分布及び層厚 豊岡付近から九号の沢川付近にかけて北西南東方向に分布する。また、本図幅北西端付近に本層下部が分布している。本層の全層準を連続的に観察できる地域がないために、全層厚は明らかではないが、700mを越える厚さがあると推定される。

層序関係 豊岡層に整合に重なる。

岩相 本層は泥勝ちの砂岩泥岩互層で(第22図)、一部は砂岩と泥勝ち頻互層とが交互に重なる岩層を示す(第23図)。砂岩層は厚さ数10cm-数mで、塊状あるいは平行葉理を持つ。平行葉理に沿って炭質物が含



第22図 樽真布層下部の地質柱状図
小平町沖内のボン沖内川の河床



第23図 樽真布層上部にみられる砂岩と頻互層からなる複互層の露頭写真
細かく成層した部分が頻互層。折尺の長さ1m。留萌市九号の沢川沿い

まれることが多い。砂岩層は多くの場合級化を示し、泥岩層へと移化している。泥岩層は、1m-数mの灰色あるいは暗灰色の塊状泥岩である。炭質頁岩がしばしば挟在する。泥岩のかわりに泥勝ちの頻互層が砂岩と互層する場合がある。頻互層は、それぞれ数cmから30cm程度の厚さの細粒砂岩と暗灰色泥岩との泥勝ち互層で、この頻互層と上述の級化する砂岩層が、それぞれ1-4m程度の厚さで互層している(第22図)。

VII. 6 幌新層(Hs)

地層名 Yokoyama (1932)命名。本報告の幌新層は Yokoyama (1932)の幌新層下部に相当する。

模式地 沼田町幌新付近の幌新太刀別川沿い。

分布及び層厚 幌新付近からほぼ南北に帯状に分布する。また、ポンポンニタシベツ川中流部にも分布している。模式地付近での層厚は約1,000mである。

層序関係 豊別層に整合に重なる。本図幅北西部のボンルルモッペ層下部と本層上部は、ほぼ同様な群集の浅海生の貝化石を産出すること(後述)、砂岩ないし砂勝ち砂岩泥岩互層からなり岩相的に類似することから、同層準の地層であると推定される。浅野層は本層上部とは、いずれも支線の沢層の下位に位置する地層で、同じような群集の貝化石を産出する海成層であり(後述)、同時異相の堆積物と推定される(第17図)。

岩相 砂岩を主体とし、泥岩を挟む。砂岩が優勢で、泥岩の割合は10分の1以下である。砂岩層は細-中粒砂岩が中心で、粗粒砂岩を伴う。粗粒砂岩は淘汰が悪く、細-小礫を含む。含まれる礫は、チャートと石炭の礫が多く、円礫である。粗粒砂岩と中粒砂岩には、板状型及びトラフ型の斜交層理が発達する。

粗粒砂岩や中粒砂岩は多くの場合細粒砂岩へと上方細粒化する。細粒砂岩は塊状あるいは平行葉理が発達し、しばしば炭質物に富む。砂岩層の基底部には、貝化石が多量に含まれる場合がある。貝化石は異地性のもので、しばしば破片化している。泥岩は細粒砂岩から漸移して移行する場合と、中粒砂岩や細粒砂岩の上位に明瞭な境界で重なる場合との二つがある。泥岩は塊状で、色は黒色から暗灰色、厚さは数10cmである。風化すると1cm程度の大きさで角状に割れる。本層上部は、砂岩と砂岩泥岩互層が交互に重なっている。上位に向かって泥勝ちになる。砂岩は本層下部のものと同様な岩相で、中粒砂岩を主体とし、粗粒砂岩はまれである。砂岩は1-10m程度の厚さ(2-4m程度のものが多い)である。砂岩泥岩互層は細粒砂岩と泥岩との互層で、二つのタイプがある。すなわち、砂岩と泥岩がほぼ等量で両者の厚さが1-5cm程度の頻互層をなすものと、10-30cm程度の厚さの細粒砂岩が泥岩の中に厚さの割合で1/3-1/5程度挟まる泥勝ち互層とである。前者の頻互層は砂岩と泥岩が漸移的でもややした互層となるのに対し、後者の互層では砂岩層の上限は漸移的であるが下限は明瞭な境界で泥岩と接している。後者の互層の細粒砂岩は炭質物に富むことが多く、平行葉理に沿って炭質物が並んでいる場合が多い。いずれの互層でも泥岩は炭質物に富み、灰色から暗灰色を呈する。風化すると細片状から平板状に割れる。互層部の厚さは2-10m程度である。上位に向かって互層部が厚くなる傾向がある。

ポンポンシタニベツ川沿いに露出する本層下部には、厚さ15cmの細粒の酸性凝灰岩層が一層挟まれている。この凝灰岩層から得られたフィッシュントラック年代は、中新世前期末の値を示す(後述)。

VII. 7 浅野層(As)

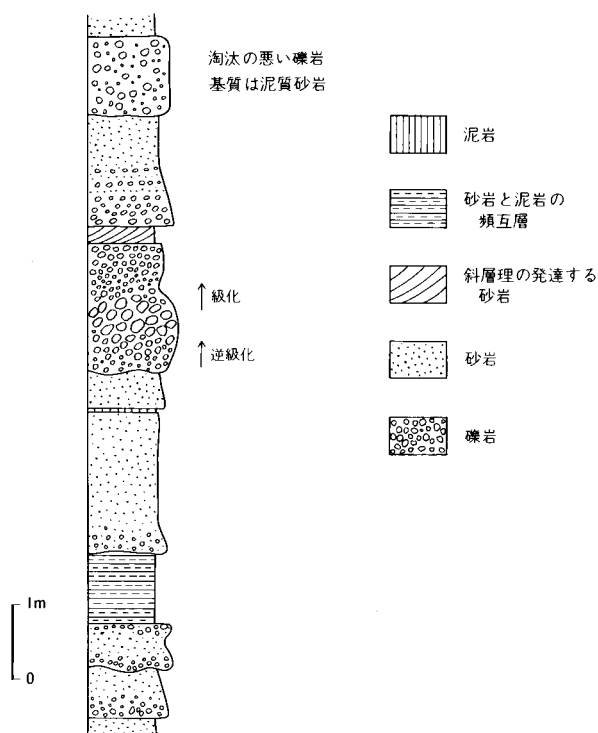
地層名 須貝(1968)命名。本報告では上床・千葉(1937)の佐々木沢礫岩層下部層、及び松井・志村(1949)の佐々木沢礫岩層下部礫岩層を本層に含めて再定義する。

模式地 沼田町浅野北方の幌新太刀別川沿い。地層名の由来となった浅野の集落は、沼田ダムの完成に伴いそのダム湖であるホロピリ湖に水没した。模式地の露頭は下部から中部にかけての部分が水没を免れ観察可能である。

分布及び層厚 ホロピリ湖周辺からからポンポンシタニベツ川上流にかけて、浅野向斜の両翼に帯状に分布する。またオピラフネップアンナイ沢川上流部、白木沢川、佐々木沢川、右大股川上流にも分布する。模式地付近での層厚は約400mである。

層序関係 本層は、場所により異なる層準の地層と接し、達布層群・雨竜層群及び上部蝦夷層群を顕著な不整合で覆う。支線沢川から真布川にかけて、本層の砂岩層や礫岩層が支線の沢層下部の泥岩層中に尖滅する現象が観察され、それに伴って浅野層の厚さが南に向かって薄くなっていることから、それらの地域では本層と支線の沢層下部とは同時異相関係にあると判断される。また、幌新層中部以上の層準と本層は、いずれも支線の沢層の下位に位置し、同じような群集の貝化石を産出する海成層であり(後述)、同時異相の関係にあるものと推定される(第17図)。

岩相 礫岩及び砂岩よりなる。礫岩の礫種と岩相に地域差があるので、模式地であるホロピリ湖北方の幌新太刀別川沿い、ホロピリ湖北西方、オピラフネップアンナイ沢川及び佐々木沢川付近の三ヵ所での岩相を記載する。



第24図 浅野層の代表的な岩相を示す地質柱状図 沼田町幌新太刀別川。

ホロピリ湖北方の幌新太刀別川：礫岩と砂岩を主体とする岩相からなる(第24図)。礫岩の岩相には二種類ある。ひとつは、細-小礫を主体とし、正級化構造の観察される礫岩である。この礫岩は基質支持で、礫はチャート・酸性火山岩などである。基質は中粒砂である。塊状の場合が多いが、礫が平行葉理状に配列する場合もある。もう一つは、細礫から中礫までさまざまなサイズの礫が淘汰の悪い泥質な基質に含まれる礫岩である。この礫岩には、チャートや酸性火山岩の細-小礫に加えて、雨竜層群に由来する砂岩、泥岩及び石炭の小-中礫が多数含まれる。基質は淘汰が悪く、多くは中-粗粒の泥質砂であるが、砂質泥からなる含礫泥岩も見られる。礫には逆級化構造がみられることがある。これらの礫岩の間に挟まれる砂岩層は、中-細粒で、多くは塊状であるが、斜交層理が発達する場合がある。砂岩層には、礫岩層から漸移的に移行する場合もある。暗灰色の泥岩層(厚さ 1-10cm 程度)をまれに挟む。このような泥岩層を挟む砂岩層は炭質物に富む場合が多い。以上のような岩相は、浅野向斜東翼の浅野層に広く見られる。

ホロピリ湖北西方：基質支持の、淘汰の悪い礫岩層を主体とする。この礫岩層は、雨竜層群と達布層群に由来する砂岩・泥岩の小-中礫を主体とし、チャート・ホルンフェルスなどの小礫を含む。雨竜層群や達布層群に由来する礫は、2-3cm から最大30cm 程度の大きさの亜円-亜角礫である。チャート・ホルンフェルスは3cm 以下の円-亜円礫である。基質は淘汰の悪い泥質な中-粗粒の砂岩であり、しばしばパッチ状の泥質部が含まれる。基質と礫の双方が、さまざまな粒径のものを含む淘汰の悪い礫岩である。この不淘汰礫岩層を主体とする岩相は、浅野向斜の西翼付近のみ特徴的に見られる岩相で、浅野向斜の軸部付近で砂岩層や正級化構造を示す礫岩層を挟むようになり、模式地の岩相へと漸移する。

オピラフネップアンナイ沢川及び佐々木沢川：下部はチャート・酸性火山岩及び蛇紋岩の小礫，雨竜層群由来の砂岩・泥岩及び石炭の小-中礫を含む，基質支持の礫岩からなる．基質の中粒砂には海緑石粒と蛇紋岩由来の黒い砂粒が含まれる．その上位には黒色から暗緑色の特徴的な色調を示す中粒砂岩が重なる．この特徴的な色は，海緑石と蛇紋岩由来の砂粒によるものである．この砂岩層には平行葉理や低角度の斜交層理が発達する．佐々木沢川での礫岩層の厚さは約100m(ただし下限は露出しない)，砂岩層の厚さは約30mである．

Ⅶ. 8 ポンルルモツペ層(Pr)

地層名 新称である．南隣「妹背牛」図幅(小林ほか，1969)のユードロ層は，本層と同一の地層である．しかし元来，ユードロ層の名称は，西隣「留萌」図幅(対馬・山口，1954)の西徳富層群相当層全体に対して命名された地層名であり，本層の名称としては適当ではないので，ここに新称する．

模式地 留萌市ポンルルモツペ川の下流沿い．

分布及び層厚 ポンルルモツペ背斜の両翼及び中幌向斜の北部に分布する．層厚は正確には不明であるが，ポンルルモツペ川周辺では700m以上ある．

層序関係 樽真布層に漸移整合に重なる．本層下部は幌新層中上部と同様の軟体化石動物化石を産出すること(後述)，及び砂岩ないし砂勝ちの砂岩泥岩互層からなり岩相的に類似することから，幌新層中上部と同時異相と考えられる．また，本層上部は泥勝ちの砂岩泥岩互層となり，岩相の類似性から支線の沢層と同時異相であると考えられる(第17図)．

岩相 灰色泥岩と細-中粒砂岩の互層からなる．下部は砂勝ちの砂岩泥岩互層で，上部に向かって泥勝ちとなる(第25図)．

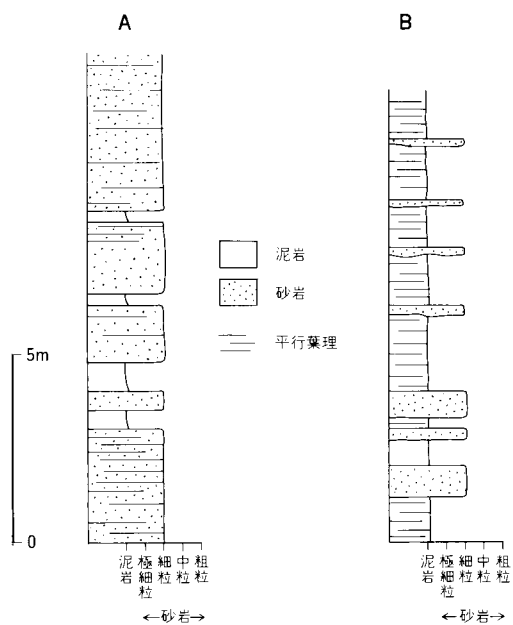
最下部約100mは淘汰の良い細-中粒砂岩からなる(第26図)．この砂岩には，平行葉理がしばしば発達し，また，1-2cmの泥の薄層を挟むことがある．また貝化石を多く含む層準がある．その上位は泥岩の挟みが徐々に増えて，砂岩泥岩互層となる．この砂岩泥岩互層は，泥勝ち互層，あるいは砂岩泥岩頻互層と砂岩の複互層である．砂岩は中-細粒砂岩で，塊状あるいは平行葉理を持つ．平行葉理に沿って炭質物が含まれることが多い．泥岩は，灰色の軟弱な塊状泥岩である．また頻互層は，それぞれ数cmから30cm程度の厚さの細粒砂岩と暗灰色泥岩との互層である．砂岩と，泥岩あるいは頻互層が，それぞれ1-3m程度の厚さで互層している．

Ⅶ. 9 支線の沢層(Ss)

地層名 佐川ほか(1958)による．上床・千葉(1937)による幌新黒色頁岩層は本層と同一の地層である．また，南隣「妹背牛」図幅(小林ほか，1969)の多度志層は本層の南方延長である．

模式地 沼田町支線沢川沿い(従来は支線の沢と呼ばれていた)．ただし，現在は幌新ダムにより下部の露出域は水没している．

分布及び層厚 沼田町ホロピリ湖周辺から南南東に向けて浅野向斜を形成して分布している．ここでは



第25図 ポンルルモッペ層の地質柱状図
 A：下部，B：上部，いずれもボンルルモッペ川沿い。



第26図 ポンルルモッペ層下部にみられる砂岩層の露頭写真
 黒っぽい部分は泥質砂岩層，折尺の長さ1m，留萌市九号の沢川とボンルルモッペ川の合流点近くの道路沿い。

浅野向斜の両翼で大きく厚さが変化し、東翼では100-200m、西翼では最大1,000m以上の厚さがある。また、断層で分布が離れるが、黒石山の西側及び白木沢川から佐々木沢川にかけて、いずれも向斜構造を形成して分布している。それらの地域での層厚は、300-500mである。

層序関係 分布北部では、浅野層に整合に重なる。分布南部では、幌新層に整合に重なる。上述のように浅野層最上部と本層下部は一部同時異層の関係にある。また、上述のようにボンルルモッペ層の上部と同時異相関係にあると考えられる(第17図)。

岩相 暗灰-黒色泥岩を主体とする。厚さ1-5cm(10cmに達する場合もある)の細-極細粒砂岩を頻繁に挟む場合が多い。砂岩は北部と南東部でより厚く多く挟まれる傾向があり、模式地の支線沢川周辺では砂岩層の挟みは薄く少ない。一般に炭質物を多く含む。風化すると細片状に割れる。本層は軟弱な地層であるため、分布域は地形がなだらかである。

保柳ほか(1986)が幌新層上部としたのは、岩相や分布などから本層にほぼ相当すると考えられる。保柳ほかは幌新層上部がタービダイトを主体とする地層からなり、古丹別層や川端層に対比される地層であるとした。本層は図幅南部では砂岩層を頻繁にはさんでおり、その砂岩層は平行葉理や級化が認められるなどタービダイトの特徴を持つ。ただし、本層から産出する軟体動物化石は、築別層に対比され(大原, 1966:後述)、古丹別層や川端層には対比されない。

VII. 10 真布層(Mp)

地層名 新称である。

模式地 沼田町真布川の中流沿い。

分布及び層厚 真布川の中流域にのみ分布する。そこでの厚さは150m以上である。

層序関係 支線の沢層に整合に重なる。

岩相 淘汰の良い中-粗粒砂岩よりなり、まれに泥岩層をはさむ。砂岩には、平行葉理、あるいは低角の斜交層理が発達している。塊状で級化の発達する砂岩層もあり、級化成層の一枚の厚さは、20cmから1.5m程度である。粗粒砂岩には石炭の小礫が含まれることがある。数cmから30cm程度の厚さの泥岩層を挟む。

VII. 11 産出化石・フィッシュントラック年代及び対比

まず、本図幅地域の西徳富層群から産出する大型化石について述べる。棚井(1963)によれば、沖内夾炭層からは台島型植物化石群の産出が報告されている。大原(1966)は本図幅地域の西徳富層群相当層からの軟体動物化石を報告している。大原(1966)の層序区分と今回の層序区分は異なるので、以下の記述は彼の地質図に示された化石の産出地点に基づき、彼の報告した軟体動物化石群集を本報告の各層に対応づけた結果である。なお、彼の報告した化石産出地点のうち、今回の調査でも軟体動物化石の多産が確認できた地点については地質図に位置を示してある。

本報告の沖内夾炭層に当たる地層からは *Ostrea gravitesta*, *Corbicula iburica* などの汽水生貝化石が産出

第4表 幌新層中の凝灰岩層のフィッシュントラック年代値

試料名	(1)				(2)	(3,4)	(5)	(6,7,8,9)		(10)
	測定 鉱物	結晶数 (個)	自発核分裂片飛跡 ρ_s (Ns) (cm^{-2})	誘発核分裂片飛跡 ρ_i (Ni) (cm^{-2})	χ^2 検定 P(χ^2) (%)	熱中性子線量 ρ_d (Nd) ($10^4 \times \text{cm}^{-2}$)	相関 係数 r	ウラン 濃度 (ppm)	年代値(Ma) Age $\pm 1\sigma$	測定方法 zeta 較正に よる EDM
D230	Zr	26	1.55×10^6 (181)	2.50×10^6 (293)	99	8.20 (1213)	0.867	250	18.8 ± 1.9	ED2

測定は(株)京都フィッシュントラックによる。

(1) 測定鉱物 Zr:ジルコン

(2) P(χ^2): χ^2 値の自由度 n-1 の χ^2 分布における上側確率

(3) 熱中性子線量測定陽標準ガラス: NBS-SRM 612

(4) 照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料棚

(5) r: ρ_s と ρ_i の相関係数

(6) 年代値: $T = \ln(1 + \lambda_D \cdot \xi \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda_D$ (ED1は $\rho_s * 1/2$)

(7) 誤差: $\sigma_T = T * [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_i + 1/\Sigma N_d + (\sigma_\xi / \xi)^2]^{1/2}$

(8) 238U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.480 \times 10^{-10}$ /yr

(9) zeta 値: ξ ED1 = 370 ± 4 ; ξ ED2 = 372 ± 5 (Danbara *et al.*, 1991)

(10) 測定方法: 外部ディテクター法 EDM (内部面: ED1, 外部面: ED2)

している。本報告の幌新層下部に当たる層準からは *Ostrea gravitesta*, *Corbicula iburica* が、幌新層中上部に当たる層準からは *Anadara ogawai*, *Trachycardium shiobaraense*, *Pitar itoi*, *Dosinia nomurai*, *Siratoria siratoriensis*, *Cultellus izumoensis*, *Euspira meisensis* が報告されている。またボンルルモッペ層に相当する層準から、*Dosinia nomurai*, *Siratoria siratoriensis* の産出が報告されている。大原・菅野(1969)によれば、これらの幌新層中上部とボンルルモッペ層の貝化石群集は、滝の上型貝化石群に属するものである。図幅北東部に分布する浅野層からは *Glycymeris matsumoriensis*, *Glycymeris vestitoides*, *Trachycardium shiobaraense*, *Pitar itoi*, *Dosinia nomurai*, *Mercenaria yūzukai*, *Siratoria siratoriensis*, *Spisula ezodensata*, *Mya cuneiformis*, *Turritella s-hatai* などの産出が報告され、大原・菅野(1969)はこれを滝の上型と築別型の混合群集であるとした。支線の沢層からは *Acila elongata*, *Hataiyoldia tokunagai*, *Venericardia spp.* などの産出が報告されている。以上のように本図幅地域の西徳富層群は最下部から台島型植物化石群を産出し、上部からは滝の上型貝化石群及び滝の上型貝化石群と築別型貝化石群の混合群集を産出する。なお、今回の調査では、豊別層、豊岡層及び樽真布層においても *Ostrea sp.* の産出が確認されたが、ボンルルモッペ層や幌新層に見られるような浅海生の貝化石はそれらの層準からは産出しなかった。

佐藤(1976)による花粉化石分析からも大型化石による結果を支持するデータが得られている。彼が花粉分析した地層は、本報告の地層名に対応づけると、沖内夾炭層・豊別層・豊岡層・幌新層及び支線の沢層に当たる。すべてのサンプルから暖温性の気候を指示する花粉化石群が産出し、台島型植物化石群や滝の上型貝化石群の産出と整合的である。

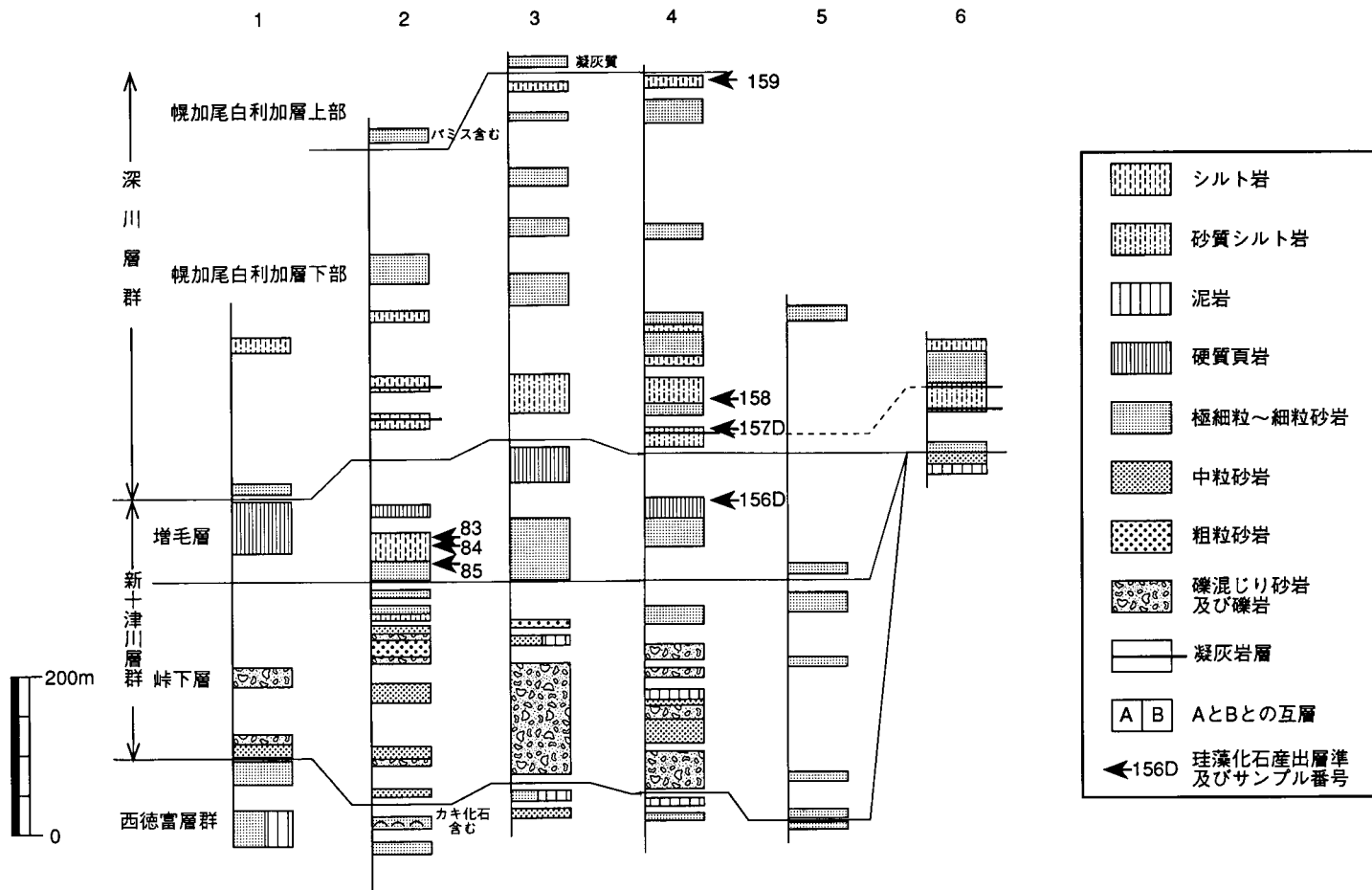
台島型植物化石群と滝の上型貝化石群の示す時代は中新世前期末から中新世中期初めであるので、本図幅地域の西徳富層群の時代は中新世前期末から中新世中期初めである。幌新層に挟在する砂質凝灰岩層のフィッシュントラック年代を測定した結果は、 $18.8 \pm 1.9\text{Ma}$ であり(第4表)、誤差を考慮すれば化石から推定される年代と矛盾しない。

VIII. 新十津川層群(中新統)

(渡辺真人)

新十津川層群(今西, 1953命名)は主に海成の中新世後期の地層からなり、西徳富層群を傾斜不整合で覆う。本図幅南西部の中幌向斜周辺にのみ分布し、東へ向かって薄化・尖滅する。この東への薄化は、新十津川層群と上位の深川層群が、東へ向かってオンラップしながら堆積して行ったことに伴うものである(小林ほか, 1969, 和田ほか, 1985)。新十津川層群は下位より峠下層と増毛層に区分される。

峠下層は下位から、垂炭を挟む砂岩泥岩互層、砂質礫岩層、砂岩層からなり、中上部の砂質礫岩層と砂岩層からは、峠下動物群(藤江・魚住, 1957)として知られる海生貝化石群を産出する。増毛層は下位から



第27図 新十津川層群と深川層群幌加尾白利加層の地質柱状図
 珪藻化石産出層準を矢印で示した。地質柱状図作成ルート及び珪藻化石産出地点は第28図に示した。

下部峠下動物群

Anadara (Anadara) hokkaidoensis Noda
Clinocardium (Clinocardium) decoratum (Grewingk)
Pitar (Neogenella) hokkaidoensis Nomura
Mercenaria yiizukai (Kanehara)
Macoma incogrua (v. Martens)
Panomya simotomiensis Otuka
Mya (Mya) cuneiformis (Böhm)
Turritella (Neohaustator) fortilirata Sowerby

上部峠下動物群

Anadara (Anadara) hokkaidoensis Noda
Mizuhopecten togeshitaensis (Akiyama)
Mercenaria yiizukai (Kanehara)
Clinocardium (Clinocardium) decoratum (Grewingk)
Serripes groenlandicus (Bruguère)
Peronidia protovenulosa (Nomura)
Mya (Mya) cuneiformis (Böhm)
Turritella (Neohaustator) fortilirata Sowerby

細粒砂岩と泥岩がそれぞれ30cm-2m程度の厚さで互層するもので、砂岩にも泥岩にも炭質物を多く含む。砂岩は凝灰質な部分もある。亜炭は泥岩中に挟まり、厚さは最大でも30cm程度で、数cmの厚さのものまで含めれば10枚以上ある。

上部約50mは細粒砂岩を主体とする。この細粒砂岩は塊状で比較的淘汰が良い。直径数10cm程度の石炭質団塊が含まれることがある。炭質化した植物片がまれに見られる以外には化石を産しない。

化石 本層の砂岩及び礫岩からは軟体動物化石を多産し、従来より多くの研究がなされ(橋本, 1950; 森下ほか, 1952; Uozumi, 1962; 大原, 1966), 本層の模式地である峠下周辺は北海道の中新世後期の軟体動物化石群の模式地の一つとされた(藤江・魚住, 1957; Iwasaki, 1970; Chinzei, 1978)。その後、Amano(1983)は峠下層の軟体動物化石群を詳細に研究し、峠下軟体動物化石群を上部峠下動物群と下部峠下動物群に区分した。彼による上部峠下動物群と下部峠下動物群の特徴種を第5表に示した。また、彼の報告した化石産出地点のうち、今回の調査でも軟体動物化石の多産が確認された地点についてはその位置を地質図に示してある。

対比及び地質時代 本層は中新世中期末から中新世後期前半の地層である。その根拠は以下の通りである。1)本図幅北方の羽幌地域に分布するチェボツナイ層は、本層から産出するのと同じ峠下動物群とされる化石を産する地層であり、本層に対比される(松野・木野, 1960; Amano, 1983)。2)チェボツナイ層は北方へ向かって金駒内層、稚内層に側方変化している(福沢, 1987)。3)金駒内層は *Thalassiosira yabei* 帯から *Denticulopsis dimorpha* 帯に当たる珪藻化石を産出し、その時代は中新世中期末から中新世後期前半である(Akiba, 1986)。

VIII. 2 増毛層(M)

地層名 CCC 札幌支部(1949)命名.

模式地 増毛町暑寒別川沿い(南西隣「国領」図幅地域).

分布及び層厚 中幌ダム付近から峠下付近にかけて帯状に分布し、また中幌向斜の西翼の本図幅南西端にも分布する。図幅南西端で最も層厚が厚く、そこでの層厚は約300mである。中幌向斜の東翼では層厚は約100-150mで、峠下付近から東へ向かって薄くなり尖滅する。

層序関係 峠下層に整合に重なる。

岩相 模式地周辺の増毛層は、「国領」図幅(佐藤ほか, 1964)によれば下位より泥岩部層・砂岩部層・珪質頁岩部層の三部層に区分されており、南隣「妹背牛」図幅(小林ほか, 1969)でも同じ区分がなされている。本図幅地域では、泥岩部層は本図幅南西端付近にしか分布せず、また砂岩部層もルートによっては10m前後と厚さが薄いため、地質図の上では細分せず一括して表現した。以下の記載では、模式地での三部層の区分に基づいて記載を行う。

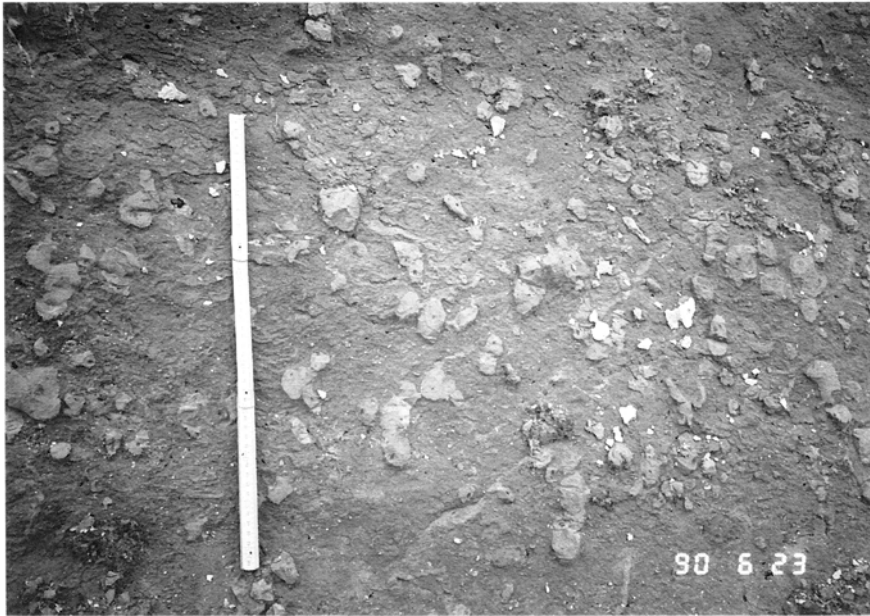
最下位の泥岩部層は、図幅南西部付近でしか見られない。露出不良のため正確な厚さは不明であるが、50m以上あると思われる。主に淘汰の悪い塊状砂質泥岩からなり、細礫を含む部分もある。図幅南西部以外の地域では、泥岩部層は認められず、峠下層に砂岩部層が直接重なっている。

砂岩部層は主に青灰色のシルト質極細-細粒砂岩層からなる。塊状砂岩で、風化した露頭では赤褐色を帯びた灰色を呈し、生痕化石が非常に多数観察される(第29図)。上位へ向かって徐々に細粒となり、上位の珪質頁岩部層へと漸移する。中幌向斜東翼の北部では(タルマップ川以北)では薄く、10m程度になる地域もある。それに対し、中幌向斜東翼南部での層厚は約100m、本図幅南西端での層厚は露出不良のため不明確であるが約100mである。峠下付近から東方へ急速に薄くなり、尖滅している。本層は、下位の峠下層最上部(細粒砂岩層を主体とする)と岩相が類似するが、本層の方がより細粒であること、淘汰が悪くシルト質であること、露頭面で生痕化石が多数観察されること、炭質物をあまり含まないことなどで区別できる。

珪質頁岩部層は、露頭では板状の割れ目の発達する、暗灰色の珪質で緻密な頁岩(いわゆる hard shale)を主体とする地層である(第30図)。硬質で緻密な部分と、やや軟質な部分とが、それぞれ数10cm-1m程度の厚さで互層していることが多い。風化すると表面は赤錆色を呈する。中幌向斜東翼のタルマップ川付近では、典型的な珪質頁岩の発達が悪く、他の地域よりも軟質で、シルト岩を挟む。本部層は下位の二部層に比べ層厚が安定しており、本図幅ほぼ全域で80-100mの厚さがあるが、峠下付近で急速に薄くなり、それより東には分布しない。

化石 Amano(1983)により、本図幅地域の増毛層珪質頁岩部層から、軟体動物化石として *Portlandia cf. japonica*, *Macoma optiva* の産出が報告されている。また、本研究では、タルマップ川の砂岩部層と珪質頁岩部層中のシルト岩、及び樽山林道の珪質頁岩部層中の石灰質団塊から珪藻化石を検出した。珪藻化石の産出層準は第27図に産出地点は第28図に、産出した珪藻化石は第6表に示した。

地質時代 珪藻化石の分析結果によれば、砂岩部層は *Thalassionema schraderi* の産出により *T. schraderi*



第29図 増毛層砂岩部層にみられる生痕化石
折尺の長さ50cm, 留萌市タルマップ川沿い.



第30図 増毛層を構成する硬質頁岩部層の露頭写真
ツルハシ長さ60cm, 留萌市中幌糠.

第6表 増毛層・幌加尾白利加層産の珪藻化石一覧表

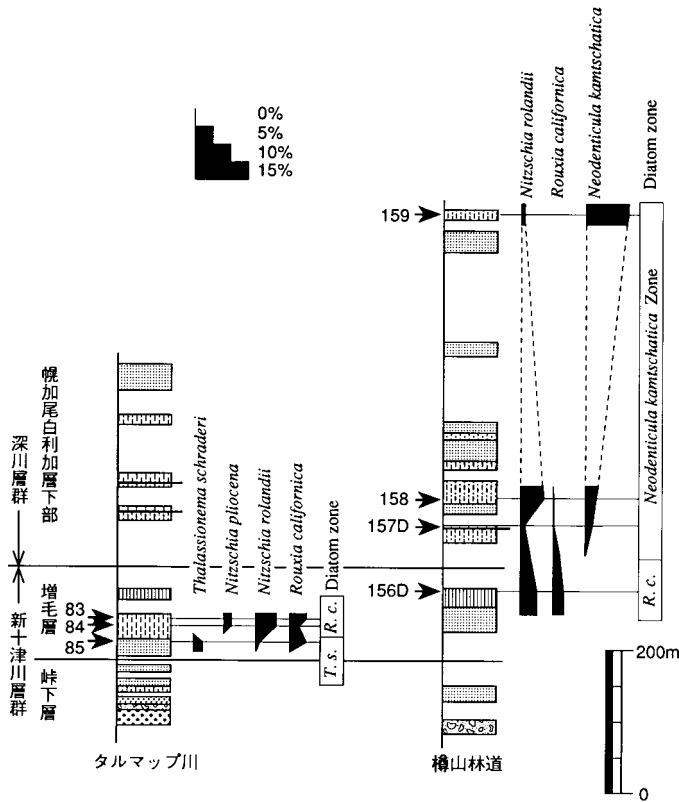
地層名 Diatom zones	増毛層				幌加尾白利加層		
	T. s.	R. californica			N. kamtschatica		
Sample number	85	84	83	156D	157D	158	159
<i>Actinocyclus ingens</i> f. <i>ingens</i> (Rattray) Whiting et Schrader	1			1			1
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	18	6	4	4	5	1	2
<i>Asterolampra</i> spp.	1						
<i>Cavitatus jouseanus</i> (Sheshukova) Williams	7	2	1	3			
<i>Cocconeis costata</i> Gregory	3		1	3	3		3
<i>C. scutellum</i> Ehrenberg				2			1
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	61	35	10	10	46	27	6
<i>Cosmodiscus insignis</i> Jousé					1		
<i>Delphineis</i> spp.						3	2
<i>Denticulopsis hyalina</i> (Schrader) Simonsen	1			1			3
<i>D. praedimorpha</i> var. <i>minor</i> Yanagisawa et Akiba	1						
<i>D. simonsenii</i> Yanagisawa et Akiba	3						1
<i>Diploneis smithii</i> (Brébisson) Cleve	2						
<i>Grammatophora</i> spp.	1	3	*	1	1		
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba		2					
<i>Navicula</i> spp.	3						1
<i>Neodenticula kamtschatica</i> (Zabelina) Akiba et Yanagisawa					3	6	26
<i>Nitzschia miocenica</i> Burckle						*	
<i>N. pliocena</i> (Brun) Merz		4	4				
<i>N. rolandii</i> Schrader emend. Koizumi	2	11	11	9	2	13	2
<i>N.</i> spp.			1				3
<i>Odontella aurita</i> (Lyngbye) Agardh	3		3	1	11		
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	10			2	3		3
<i>Pseudodimerogramma elegans</i> Schrader in Schrader et Fenner	2		1				
<i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran	1						
<i>Rouxia californica</i> Peragallo in Tempère et Peragallo	9	5	9	6	1	1	
<i>Simonseniella barboi</i> (Brun) Fenner	7	3					
<i>Stephanopyxis</i> spp.	4	1			3		
<i>Thalassionema hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader	5						
<i>T. nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	31	51	87	119	110	129	106
<i>T. robusta</i> Schrader	4						
<i>T. schraderi</i> Akiba	5						
<i>Thalassiosira antiqua</i> (Grunow) Cleve-Euler				6		10	14
<i>T. brunii</i> Akiba et Yanagisawa					1		
<i>T. decipiens</i> (Grunow) Joergensen		2	2				
<i>T. jacksonii</i> Koizumi et Barron in Koizumi				*			1
<i>T. lineata</i> Jousé				2			
<i>T. manifesta</i> Sheshukova-Poretzkaya	3		1	2	1		1
<i>T. marujamica</i> Sheshukova-Poretzkaya		17	14	8	2	2	
<i>T. nidulus</i> (Tempère et Brun) Jousé	8	1	6	2	2		4
<i>T. singularis</i> Sheshukova-Poretzkaya			1		1		
<i>T. temperei</i> (Brun) Akiba et Yanagisawa		2					
<i>T.</i> spp.	2	55	43	17	4	8	18
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	1		1	1			1
<i>Trachyneis</i> spp.	1						1
Total number of valves counted	200	200	200	200	200	200	200

*印は200個の化石珪藻殻を同定した後の、追加検鏡の際に見つかった種であることを示す。

T. s.: *Thalassionema schraderi* Zone

R. californica: *Rouxia californica* Zone

N. Kamtschatica: *Neodenticula kamtschatica* Zone



第31図 増毛層及び幌加尾白利加層の珪藻化石層序
 珪藻化石帯は Akiba (1986) による。T. s.: *Thalassionema schraderi* Zone, R. c.: *Rouxia californica* Zone
 タルマップ川は第28図の2に、樽山林道は第28図の4に当たる。地質柱状図の凡例は第27図と同じである。
 化石の産出地点は第28図に示した。

帯に、珪質頁岩部層は *T. schraderi* と *Neodenticula kamschatica* が産出せず、*Rouxia californica* が比較的多産するので、*R. californica* 帯に当たる(第31図)。両帯を合わせた時代は中新世後期後半である。

IX. 深川層群(中新-鮮新統)

(渡辺真人)

深川層群(小林ほか, 1957命名)は中新世後期末から鮮新世の海成層であり、本図幅南西部では新十津川

層群に整合に重なり、峠下より東では新十津川層群を欠いて西徳富層群を直接傾斜不整合で覆う。本図幅地域の深川層群は、下部の幌加尾白利加層と上部の一の沢層に区分される。

幌加尾白利加層は下部がシルト岩と細粒砂岩からなり、上部は中粒砂岩を主体とする。上部と下部の境界には厚さ10m以下のOps凝灰岩層を挟む。下部からは中新世後期末-鮮新世初めの珪藻化石を、上部からは *Fortipecten takahashii* などの滝川-本別動物群に属する鮮新世貝化石を産出する。一の沢層は分布の中心が南隣「妹背牛」図幅地域にあり、本図幅地域では南西部の非常に限られた地域にしか分布しない。本図幅地域では凝灰質な粗粒砂岩からなる。

IX. 1 幌加尾白利加層 (Hol, Hou)

地層名 小林ほか(1957)の「滝川」図幅によって初めて使われた地層名である。ただし、小林ほか(1957)には新称であるとは書かれておらず、模式地の指定もない。西隣「留萌」図幅(対馬・山口, 1954)の留萌層のうち、大和田付近よりも東に分布するものは本層と一連の地層である。同じように Amano(1983)による留萌層のうち大和田付近よりも東に分布するものは本層下部に、及びAmano(1983)による幌糠層は本層上部に相当する。対馬・山口(1954)や Amano(1983)による留萌層という地層名を本報告で採用しなかったのは以下の理由による。1)本報告の幌加尾白利加層は、最初に幌加尾白利加層が記載された「滝川」図幅地域から分布が連続しており、岩相もほぼ同一である。2)本報告で幌加尾白利加層とした地層と模式地の留萌層は、「留萌」図幅地域の大和田周辺の背斜構造と断層のため分布が連続しない。3)模式地の留萌層の上部は珪藻質泥岩からなるが、同じ岩相は本報告の幌加尾白利加層とした地層には存在しない。

模式地 上述のように指定されていない。地層名の由来となったと考えられる幌加尾白利加川は「滝川」図幅地域を流れる河川である。

分布及び層厚 中幌糠・幌糠周辺及び恵比島周辺に分布する。中幌糠川流域での層厚は約700mである。

層序関係 中幌糠川流域では、増毛層に整合漸移に重なる。峠下東方から恵比島周辺にかけては、峠下層と増毛層が尖滅して分布しないため、西徳富層群のさまざまな層準に不整合に重なる。

岩相 シルト岩と砂岩からなる下部層と、主に凝灰質中粒砂岩からなる上部層に区分される。上部層と下部層との岩相は漸移的に変化するが、その岩相の変化する付近にOpsと呼ばれる凝灰岩層があり、この凝灰岩層の下限を持って上部層の下限とした。

下部層(Hol)：塊状の暗灰色砂質シルト岩と塊状の青灰色細粒砂岩からなる。両者は、数10cm-数m単位で互層状に重なっている。バイオターベーションが発達し、シルト岩層と砂岩層の層理面は不明瞭である。中幌糠、幌糠周辺での厚さは約500mである。恵比島周辺では約200mの厚さがあり、西徳富層群のポルルモツベ層、豊別層及び幌新層を不整合に覆っている。

Ops凝灰岩層：Ops凝灰岩層は小林ほか(1957)による「滝川」図幅に浮石質砂岩として記載され、地質図の凡例にOpsと図示されてそれがそのまま凝灰岩層の名称として定着したものである。本図幅地域では、Ops凝灰岩は細粒ガラス質である。南隣「妹背牛」図幅地域北部では、ガラス質白色細粒凝灰岩の上に軽石凝灰岩が10m以上発達するが、本図幅地域では軽石質凝灰岩が発達せず、軽石質砂岩があるのみである。本凝灰岩層は中幌向斜周辺では西翼のみに見られ、東翼では軽石質砂岩のみとなる。恵比島周辺で

は真布川と幌新太刀別川の合流点のすぐ東に露出する。

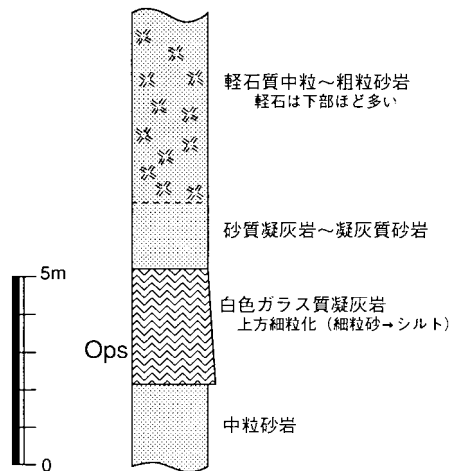
中幌向斜西翼の水車の沢付近での地質柱状図を第32図に示す。白色細粒凝灰岩はガラス質で、黒雲母をわずかに含むほかは重鉱物をあまり含まない。上方細粒化しており、コンポルト葉理が観察される。その上位の軽石質砂岩は、直径5mm-3cm程度の軽石を含む凝灰質な暗灰色砂岩である。軽石の量は上位へ向かって減少し、上位の凝灰質砂岩へと漸移する。部分的に斜交層理が発達する。前田寿嗣氏による水車の沢のOps凝灰岩層の火山ガラスの形態と屈折率、及び重鉱物組成の分析結果を、第33図に示した。鴨居沢(妹背牛図幅内)真布(真布川と幌新太刀別川の合流点のすぐ東)及び雨竜川のOpsの分析結果(前田, 1991)も併せて示してある。これらの分析結果はほぼ一致し、分析した各凝灰岩層が同一のものであることを示す。

上部層(Hou)：中幌向斜付近と恵比島南東に分布し、中-粗粒塊状砂岩層からなる。下部は凝灰質であり、しばしば軽石を含む。下部層より淘汰が悪く、炭質物を含むことがある。露頭では淡灰-黄灰色を呈する。

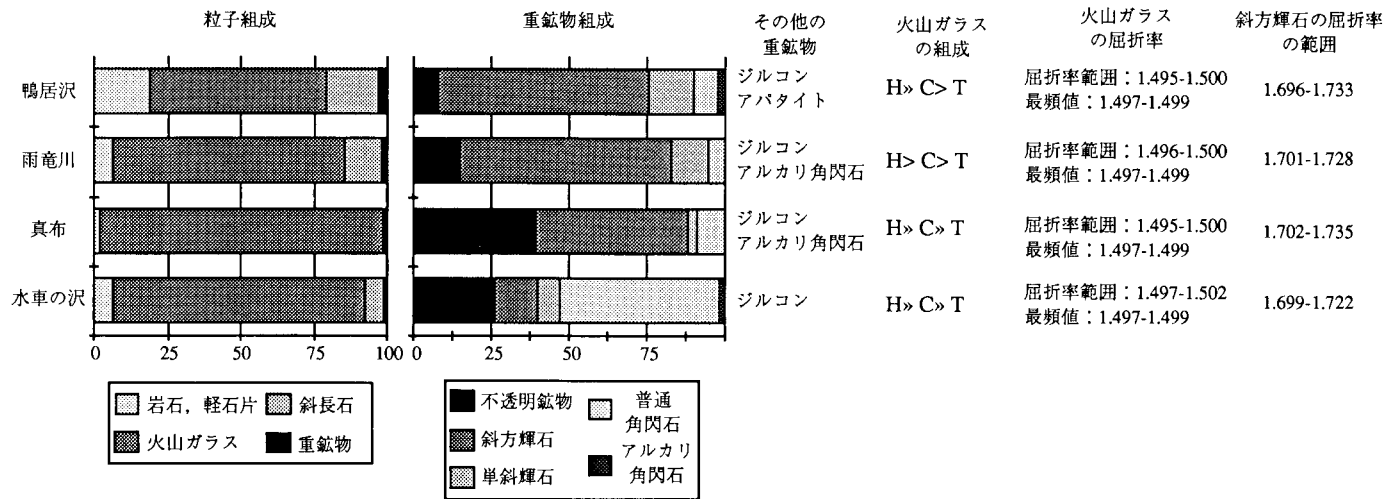
化石 大原(1966)は、真布付近の下部層の上部から、*Turritella saishuensis*, *Acila gotschei*, *Anadara trilineata*, *Fortipecten takahashii* の産出を報告し、これらが滝川貝化石群の構成種であるとしている。また、南隣「妹背牛」図幅地域の幌新太刀別川沿いの上部層には、*Fortipecten takahashii* を多量に産出する化石床が多く挟在し、滝川-本別動物群に対比される貝化石を産出する(小林ほか, 1969)。幌新太刀別川沿いの下部層の最下部では海牛化石が、その支流では鯨化石が産出している(古沢ほか, 1993)。また、「妹背牛」図幅地域の上部層からは、約20標本の海生哺乳類化石が産出している(古沢ほか, 1993)。

本研究において、樽山林道の本層下部層から時代決定に有効な珪藻化石が産出した。珪藻化石の産出層準は第27図、産出地点は第28図、産出した珪藻化石は第6表に示した。

対比及び地質時代 産出した珪藻化石によれば、下部層中に *Neodenticula kamtschatica* の連続産出の下限と、*Rouxia californica* の連続多産層準の上限が認められるので、下部層は Akiba(1986)による *Rouxia californica* 帯から *Neodenticula kamtschatica* 帯に当り(第31図)、その時代は中新世後期末から鮮新世初めて



第32図 幌加尾白利加層に挟在するOps凝灰岩層の地質柱状図 留萌市水車の沢付近.



第33図 幌加尾白利加層に挟在する Ops 凝灰岩層の記載岩石学的性質
 鴨居沢、雨竜川及び真布のデータは前田(1991)及び古沢ほか(1993)による。水車の沢のデータは前田寿嗣氏の未公表試料による。鴨居沢、雨竜川及び真布の ops 凝灰岩層については、複数層準での分析が行われているが、ここでは最下部での分析値を用いた。各凝灰岩は黒雲母を含むが、重鉱物の組成を求める際には黒雲母は除外されている。

ある。

和田ほか(1985)は、本層上部層と後述の一の沢層を、凝灰岩層と花粉化石組成により本図幅の東方にある多度志丘陵の秩父別累層に対比し、更に、秩父別累層を花粉化石群集により北海道東部の十勝層群の本別層上部に対比した。十勝層群は古地磁気層序、放射年代測定、軟体動物化石、花粉化石群集に基づいて詳細な層序学的研究が行われており(Yoshida et al, 1981)、これに対比することによって、本層上部層と後述の一の沢層の時代は、鮮新世前期であるとした。また、和田ほか(1986)は新十津川地域の Ops 凝灰岩層のフィッシュトラック年代を測定し、 $4.5 \pm 0.7\text{Ma}$ の結果を得ている。

以上のように、本層は中新世後期末から鮮新世前期にわたって堆積した地層である。

IX. 2 一の沢層(I)

地層名 「滝川」図幅(小林ほか, 1957)による。

模式地 北竜町一の沢(南隣「妹背牛」図幅地域)。

層序関係 幌加尾白利加層に整合に重なる。

分布及び層厚 本図幅地域には南部に小さな分布域があるのみである。「妹背牛」図幅地域では50-200mの厚さがある。

岩相 南隣の「妹背牛」図幅地域には広く分布し、凝灰質細-粗粒砂岩・軽石層・亜炭層などからなっている(小林ほか, 1969)。本図幅地域では、図幅南端部に軽石を含む凝灰質中粒砂岩が見られるのみである。また、「妹背牛」図幅地域で本層基底部に見られる凝灰岩層や軽石層は、本図幅地域では露出不良のため確認できなかったため、「妹背牛」図幅北部に分布する本層の地質構造から、本図幅南端部における本層基底の位置を推定した。

化石 本図幅地域では化石は発見されていない。「妹背牛」図幅地域では海生軟体動物化石が産出している(小林ほか, 1969)。

対比及び地質時代 幌加尾白利加層の項で述べたように、本層は鮮新世前期の地層である。

X. 奥美葉牛層及び玄武岩岩脈(鮮新統)

(渡辺真人)

奥美葉牛層(Ob)

地層名 小林ほか(1969)による。

模式地 北竜町奥美葉牛。

層序関係 本図幅地域では幌加尾白利加層を不整合に覆っている。南隣「妹背牛」図幅では幌加尾白利

加層，一の沢層及び美葉牛層(本図幅地域には分布しない深川層群最上部の地層)を不整合に覆っている。

分布及び層厚 本図幅地域では南部に小さな分布域があるのみである。ここでの層厚は50m以上である。

岩相 本図幅地域では玄武岩質の凝灰角礫岩が見られる。「妹背牛」図幅地域では下部が玄武岩溶岩及び玄武岩質凝灰角礫岩からなり，上部は凝灰質砂岩及びシルト岩よりなる(小林ほか，1969)。

化石 本層からは今まで化石は発見されていない。

玄武岩岩脈(B)

幌新の西方には玄武岩岩脈が露出し，地形的な高まりをなしている。ここでの岩脈は，西徳富層群のボン沖内層・沖内夾炭層及び豊別層を貫いている。同質のより小規模な玄武岩岩脈は沼田ダム北方にも見られる。

同様な玄武岩岩脈は南隣「妹背牛」図幅地域，その南の「滝川」図幅地域など樺戸山地の第三系分布地域に広く知られており(舟橋，1950)，奥美葉牛層との類似性から鮮新世後期から第四紀にかけて貫入したと推定されている(小林ほか，1969)。

幌新西方の玄武岩は暗緑灰色を呈する緻密な岩石で，かんらん石の斑晶が認められる。

岩石記載

かんらん石玄武岩 採取地：雨竜郡沼田町幌新西方

斑晶：かんらん石

かんらん石は径0.4-1.2mm，外縁部や割れ目などから変質し，緑泥石またはスメクタイトに置換されている。

石基：斜長石・普通輝石・鉄鉱・ガラス

斜長石は長径0.3mm以下，曹灰長石(ラブラドライト)であり，内部が一部変質している。普通輝石は径0.2mm以下，ほとんど変質していない。鉄鉱は径0.4mm以下，他形ないし骸晶状である。そのほか径0.2mm程度の変質したかんらん石仮像が少量含まれる。ガラスは沸石・スメクタイトなどに変質している。

インターサータル組織を示す。

XI. 第四系

(渡辺真人)

本図幅地域の第四系は，河岸段丘堆積物(高位・低位)及び河川沿いに分布する沖積層からなる。

XI. 1 高位河岸段丘堆積物(th)

高位河岸段丘堆積物は、沼田町更新第三周辺に100-130mの段丘面を形成して分布している。また沼田町恵比島南方にも小さな分布域がある。段丘面の沖積面からの比高は35m前後であり、段丘面は沖積面側に1-2度傾斜している。更新第三周辺では堆積物の厚さは4-5m前後で、下位から、円-亜円礫の巨礫を含みトラフ型斜交層理の発達する粗-中粒砂、シルト層、泥層の順に重なる。

XI. 2 低位河岸段丘堆積物(tl)

低位河岸段丘堆積物は、ポンポンシニタシベツ川、真布川、幌新太刀別川及び小平薬川に沿って小規模に分布する。段丘面の沖積面からの比高は約10m前後である。高位河岸段丘の発達する更新第三付近では高位河岸段丘面との比高は20-30mである。更新第三では堆積物の厚さは約2mで、下位から小礫を主体とする円礫層、褐色の砂層、シルト層の順に重なる。幌新太刀別川では堆積物の厚さは約3mで、小礫(最大径20cmの礫を含む)を主体とする砂礫層の上に粘土層が載っている。

XI. 3 沖積層(a)

沖積層は各河川の現河床に沿って小規模に発達する谷底平野及び氾濫原平野の堆積物で、河川に沿った低地を形成している。堆積物の厚さは多くの場合数m程度で、礫・砂・粘土より構成されている。

XII. 応用地質

(渡辺真人)

XII. 1 石炭

本図幅地域から北隣の「達布」図幅地域にかけて分布する雨竜層群には多くの炭層が挟在し、雨竜-留萌炭田、あるいは留萌炭田雨竜地区と呼ばれ、多くの炭鉱が採掘を行っていた。それらの炭鉱で稼行されていた主要な炭層は白木層及び雨竜夾炭層中のものである。それらの炭層の炭質は瀝青炭または亜瀝青炭で、非粘結または弱粘結性である(北海道開発庁、1964)。

本図幅地域の石炭の本格的な開発が始まったのは、昭和5年の昭和炭鉱(沼田町昭和)及び昭和6年の浅野

炭鉱(沼田町浅野：現在は沼田ダムにより水没)の開坑によってである。それ以前の開発史については北海道通産局(1993)に詳しい。昭和30年代後半から昭和40年代初頭に炭鉱数・出炭量ともピークを迎え、炭田内の炭鉱は吉住炭鉱・新沼田炭鉱・昭和炭鉱・雨竜炭鉱・太刀別炭鉱・豊平炭鉱など、多くを数えた。しかし、石炭から石油へのエネルギーの転換に伴って、昭和42年以降次々と閉山し、昭和40年代半ばに出炭量は激減した。通産省石炭局による埋蔵炭量は、昭和30年4月1日時点で理論埋蔵炭量494,135千トンであった。ちなみに、昭和炭鉱の出炭累計は5,104,962トン、雨竜炭鉱の出炭累計は3,970,322トンであった(北海道通産局, 1993)。

本報告の調査当時は、吉住炭鉱と嶋産業新沼田炭鉱が露天採掘を行っていた。

このほか、新十津川層群峠下層の褐炭も、かつて恵比島炭鉱によって恵比島-峠下付近で稼行されたことがあるが、1960年時点ですでに閉山していた(上島ほか, 1960)。

XII. 2 砂 鉱 床

雨竜川流域の沖積層及び段丘堆積層には、砂金、砂白金及び砂クロムが含有されており、かつて各地で稼行された(斉藤ほか, 1967)。これらの砂鉱床は、本図幅地域東方の雨竜川上流に分布する蛇紋岩を起源とするものである。本図幅地域ではポンボンニタシベツ川沿いの沖積層中の砂礫層が、砂クロム鉄鉱の稼行の対象となり、「妹背牛」図幅内にある石田の沢流域の砂鉱床とあわせて、昭和10年から昭和18年にかけて合計700tのクロム鉄鉱の粗鉱を産出した(斉藤ほか, 1967)。

XII. 3 骨 材 資 源

本図幅地域における骨材として適当な岩石は、玄武岩岩脈のみである。調査当時には、幌新西方の玄武岩岩脈が、「達布」図幅地域の小平蘂川上流のダム建設に使う骨材として採取されていた。

文 献

- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coul-bourn, W. T. *et al.*, *Init. Rep. DSDP.*, U. S. Government Printing Office, Washington, vol. 87, p. 393-481.
- Amano, K. (1983) Paleontological study of the Miocene Togeshita molluscan fauna in the Rumoi district, Hokkaido. *Sci. Rep., Inst Geosci., Univ. Tsukuba*, Sec. B. vol. 4, p. 1-72, pls. 1-8.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, p. 13917-13951.
- 浅野 清(1956) 北海道留萌郡小平村達布地域の古第三紀有孔虫(予報). 有孔虫, vol. 5, p. 35-38.

- 浅野 清(1962) 有孔虫化石群からみた日本の古第三系. 東北大地質古生物研邦文報, vol. 57, p. 1-32.
- CCC 札幌支部(1949) 北海道新生界対比試案. 日本地質学会新生界対比委員会札幌支部.
- Chinzei, K. (1978) Neogene molluscan faunas in the Japanese Islands: an ecologic and zoogeographic synthesis. *Veliger*, vol.21, p.154-170.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H., and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 97, p. 977-985.
- 藤江 力・魚住 悟(1957) 新生代化石解説(25) 北海道の新第三紀化石動物群の変遷(予報)―その1 化石群集の概観と地質分布―. 新生代の研究, no. 23, p. 29-37.
- 福沢仁之(1987) 北海道北部, 新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場. 地質雑, vol. 94, p. 669-688.
- 舟橋三男(1950) 雨龍・空知地方の玄武岩. 新生代の研究, no. 5, p. 67-72.
- 古沢 仁・前田寿嗣・山下 茂・嵯峨山 積・五十嵐八枝子・木村方一(1993) 海道沼田町産海生哺乳類化石群の年代と古環境. 地球科学, vol. 47, p. 133-145.
- 橋本 互(1950) 樺戸山地周縁の地質. 北海道地質要報, no. 13, p. 11-17.
- 秦 光男・渡辺 寧(1990) 50万分の1地質図「旭川」(第2版). 地質調査所.
- 北海道開発庁(1964) 北海道鉱工業開発計画調査 石炭化学工業開発基本調査報告書. 87p.
- 北海道通商産業局(1993) 北海道の石炭. 北海道通商産業局, 428p.
- 保柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈(1986) “衝突帯”のタービダイト相形成とテクトニクス―中新世中央北海道の例―. 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, no. 31, p. 265-284.
- 今西 茂(1953) 北海道樺戸郡新十津川地区の地質. 東北大地質古生物研邦文報, no. 43, p. 1-43.
- 猪木幸男・田中啓策・秦 光男・佐藤博之(1958) 5万分の1地質図幅「幌加内」及び同説明書. 地質調査所, 55p.
- Iwasaki, Y. (1970) The Shiobara-type molluscan fauna. An ecological analysis of fossil molluscs. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. 2, vol. 17, p. 351-444, pls. 1-7.
- Kaiho, K. (1984a) Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 1. lithostratigraphy including description of new species. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 2, vol. 54, p. 95-139.
- (1984b) Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 2. correlation of the Paleogene System in Hokkaido and systematic paleontology. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 2, vol. 55, p. 1-75.
- 上島 宏・佐藤 茂・春城清之助・青柳信義・曾我部正敏(1960) II 北海道, II.7 沼田炭田, 日本鉱産誌 V-a, 地質調査所, p. 102-108.
- 小林 勇・秦 光男・山口昇一・垣見俊弘(1969) 妹背牛地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅). 地質調査所, 34p.
- 小林 勇・垣見俊弘・植村 武・秦 光男(1957) 5万分の1地質図幅「滝川」及び同説明書. 北海道開発庁, 36p.
- 国土庁土地局(1977) 20万分の1地形分類図, 土地分類図(北海道Ⅲ, 空知支庁).
- (1979) 20万分の1地形分類図, 土地分類図(北海道Ⅶ, 空谷・留萌支庁).
- 栗田裕司・一の関鉄郎・平松 力(1992) 北海道羽幌地域の三毛別層と羽幌層の地質年代. 地質雑, vol.

- 98, p. 259-266.
- 栗田裕司・小布施明子(1994) 北海道北部, 羽幌層の古第三紀渦鞭毛層化石・花粉化石とその地質年代および堆積環境. 地質雑, vol. 100, p. 292-301.
- 前田寿嗣(1991) 北海道深川層群の幌加尾白利加層の凝灰岩層(Ops)について—岩石記載的特徴と分布域の延長—. 北海道東海大学紀要理工学部系, 第4号, p. 63-72.
- 松井 愈・志村哲良(1949) 雨竜炭田「佐々木沢礫岩層」について. 新生代の研究, vol. 1, p. 1-9.
- 松本達郎(1951) 蝦夷層群と関門層群. 地質雑, vol. 57, p. 95-98.
- 松野久也・木野義人(1960) 5万分の1地質図幅「築別炭砦」及び同説明書. 地質調査所, 43p.
- 宮島圭司(1959) 白木層産の貝化石二, 三について. 新生代の研究, no. 29, p. 30-34.
- Mizuno, A. (1964) Paleogene and early Miocene molluscan faunas in North Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 207, 28p.
- 森下 晶・市原 実・駒谷郁夫・隅田 実(1952) 北海道恵袋別近傍の地質. 新生代の研究, no. 12, p. 1-6.
- 西田彰一(1950a) 留萌炭田に於ける2-3の問題. 炭鉱技術, vol. 5, p. 26-27.
- (1950b) 留萌炭田住吉地区調査報告. 地調月報, vol. 1, p. 205-212.
- ・対馬坤六(1951) 留萌炭田の所謂硬質頁岩・砂岩層の意義について. 新生代の研究, vol. 11, p. 1-10.
- 大原 隆(1966) 雨龍炭田の層序と構造. 千葉大学理学部紀要, vol. 4, p. 617-630.
- 大原 隆・菅野三郎(1969) 雨龍炭田の中部第三系の貝化石群. 化石, vol. 17, p. 41-49.
- Otuka, Y. (1935) The stratigraphic relation of the Lower Kadonosawa and the Yotuyaku Series of Iwate to the Poronai Series in Hokkaido, and the marine transgression of the Early Miocene, in Japan. *Bull., Earthq. Res. Inst.*, vol. 13, p. 213-217.
- 尾崎正紀(1992) 日本における古第三紀植物群の変遷と古気候変化. 地調月報, vol. 43, p. 69-85.
- 斉藤正雄・番場猛夫・沢 俊明・成田英吉・五十嵐昭明・山田敬一・佐藤博之(1967) 北海道金属非金属鉱床総覧. 地質調査所, 575p.
- 斉藤常正・岡田尚武・海保邦夫(1984) 日本の古第三系対比試案. 斉藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 日本の古第三系の生層序と国際対比, 巻末付表, 山形大学理学部.
- 佐川 昭・根本隆文・春城清之助・上島 宏・河野迪也(1958) 留萌炭田雨竜地区支線の沢付近の地質. 地質調査所北海道支所研究報告会講演要旨録, no. 10, p. 11-13.
- 佐々保雄(1956) 北海道古第三系に関する諸問題. 有孔虫, vol. 6, p. 1-22.
- 佐藤博之・秦 光男・小林 勇・山口昇一・石田正夫(1964) 5万分の1地質図幅「国領」及び同説明書. 地質調査所, 55p.
- 佐藤誠司(1976) 北海道雨竜地域の第三系の層序の花粉分析の面からの検討. 地質雑, vol. 82, p. 517-529.
- 須貝貫二(1968) 雨竜-留萌炭田地質図及び同説明書. 地質調査所, 64p.
- 鈴木 醇(1953) 5万分の1地質図幅「深川」及び同説明書. 北海道開発庁, 44 p.

- 高井冬二(1948) 雨竜・宇部両炭田産の *Amynodon watanabei*. 地質雑, vol. 54, p. 131-132.
- Takai, F. (1950) *Amynodon watanabei* from the latest Eocene of Japan with a brief summary of the latest Eocene mammalian faunule in eastern Asia. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 131, 14p.
- 棚井敏雅(1963) 北海道における新第三紀植物群の変遷. 化石, vol. 5, p. 51-62.
- (1986) 日本の白亜紀後期-第三紀初期における植物相変遷史の研究. 代表棚井敏雅, 昭和60年度科学研究費補助金(B)研究成果報告書, p. 4-11.
- 徳田貞一・西脇親雄・角岡蘇一郎(1930) 雨竜炭田調査報告. 三井鉱山社内資料.
- 対馬坤六・田中啓策・松野久也・山口昇一(1958) 5万分の1地質図幅「達布」及び同説明書. 地質調査所, 74p.
- 対馬坤六・山口昇一(1954) 5万分の1地質図幅「留萌」及び同説明書. 地質調査所, 16p.
- Uozumi, S. (1962) Neogene Molluscan fauna in Hokkaido (Part I. sequence and distribution of Neogene Molluscan faunas). *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. 4, vol. 9, p. 507-544.
- 卜部奎一(1936) 天塩国小平薬川北岸地方の第三系. 石油技誌, vol. 4, p. 43-47.
- 上床国夫・千葉福寿(1937) 石狩国雨竜地方の新第三紀層に就いて. 石油技誌, vol. 5, p. 42-50.
- 矢部長克(1901) 天塩国ルモイ(ルルモツベ)郡にも上部第三紀下層(ポロナイ層)あり. 地質雑, vol. 8, p. 448-449.
- Yabe, H. (1959) A problem on the geological range and geological distribution of *Desmostylus*. *Trans. Proc., Paleont. Soc. Japan. N. S.*, no. 33., p. 44-51.
- 山根新次(1912a) 雨龍留萌炭田地質調査報文. 鉱物調査報告, 地質調査所, no. 10, p. 1-84.
- (1912b) 天塩国留萌及苫前地方地質調査報文. 鉱物調査報告, 地質調査所, no.10, p.85-122.
- Yokoyama, M. (1932) Tertiary mollusca from the Coalfield of Uryu, Ishikari. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec.2*, vol. 3, p. 222-247, pls. 1-4, 2tabs.
- Yoshida, M., Fujiwara, Y., Homma, M., Igarashi, Y. and Tonosaki, (1981) Magnetostratigraphy and chronostratigraphy of the Late Neogene to Quaternary deposits in the Tokachi district, Hokkaido, Japan. *Rock Mag. Paleogeophys.*, vol. 8, p. 106-109.
- 和田信彦・前田寿嗣・五十嵐八枝子・外崎徳二・大室道夫・吉田充夫・木村方一・赤松守雄・古沢仁・秋山雅彦(1985) 北海道深川市北部丘陵の鮮新統層序について. 地球科学, vol. 39, p. 243-257.
- ・雁沢好博・嵯峨山 積・高橋功二・午腸 誠・渡辺信男・秋山雅彦(1986) 留萌-深川地域の鮮新統層序と年代. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨集, p. 142.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Asahikawa (3) No.42



GEOLOGY OF THE EBISHIMA DISTRICT

By

Mahito W_{ATANABE} and Fumio Y_{AOSHIDA}

(Written in 1994)

(Abstract)

GENERAL REMARKS

The Ebishima district in central Hokkaido is located approximately 100km north of Sapporo, or about 50km north of the Ishikari Coalfield, one of the major Paleogene coalfields in Japan. The mapped district includes the southern end of the N-S trending Teshio Mountains where the Uryu-Rumoi Coalfield is situated. The district is largely underlain by a thick Late Cretaceous to Neogene sedimentary pile and is partly covered by river terrace deposits and alluvium along major streams in its southern part.

This sedimentary pile exhibits a partially discontinuous sequence that is roughly divided into the following units: the Cretaceous Upper Yezo Group, the Eocene Uryu and Tappu Groups, the Miocene Horookinai Formation, the Miocene Nishitoppu and Shintotsugawa Groups, the latest Miocene to Pliocene Fukagawa Group, and the Pliocene Okubibaushi Formation. These sedimentary units are complexly faulted and folded in a NNW-SSE to NW-SE direction.

The geologic succession of the mapped Ebishima district is summarized in Fig. 1.

Geologic Age		Stratigraphic Division		Thick-ness (m)	Major Lithofacies		
Quaternary	Holocene	Alluvium (flood plain deposits)		5 >		Sand, gravel and clay	
	Pleistocene	River terrace deposits { Higher Lower		5 >		Sand, gravel and clay	
Neogene	Pliocene	Okubibaushi Formation		50		Basaltic tuff breccia and tuffaceous sandstone	
		Fukagawa Group	Ichinosawa Formation		200		Pumiceous sandstone
			Horokaoshiraka Formation	Upper	200		Fine- and medium-grained sandstone
				Lower	500		Siltstone and fine-grained sandstone
		Shintotsugawa Group	Mashike Formation		300		Upper: hard shale Lower: sandstone Lowermost: mudstone
	Tôgeshita Formation		300		Upper: fine-grained sandstone Lower: sandstone and conglomerate Lowermost: interbedded sandstone and mudstone		
	Nishitoppu Group		Ponruru mophe Formation	Mappu Formation 100m	2,700		Upper: muddy facies ²⁾ Lower: sandy facies ¹⁾
				Shisennosawa Formation 100-1,000m			
			Toyooka Formation	Horoshin Formation 400m	3,100		muddy facies ²⁾ sandstone
		Tarumappu Formation 600m					
	Toyobetsu Formation		1,000m		Upper: muddy facies ²⁾ Lower: sandy facies ¹⁾		
	Pon'okinai Formation		200		Conglomerate and sandstone		
	Okinaï Coal-bearing Formation		200		Sandstone, conglomerate and mudstone with thin coal beds		
	Horookinaï Formation		500 700		Tuffaceous medium-grained sandstone and hard shale with thin tuff beds		
	Paleogene	Tappu Group	Tappu Formation		300		Black to dark gray, massive mudstone
Shimokine Formation			250		Uppermost: tuffaceous sandstone with thin coaly laminae Main: fine-grained sandstone Lowermost: glauconite-bearing coarse-grained sandstone		
Uryu Group		Itarakaomappu Formation		1,000		Muddy facies ²⁾ and sandstone	
		Tachibetsu Formation		300 350		Sandy facies ¹⁾ and mudstone	
		Uryû Coal-bearing Formation		300		Sandstone, mudstone and interbedded sandstone and mudstone with coal beds	
		Shiraki Formation		200		Upper: mudstone Lower: mudstone, sandstone and conglomerate	
Late Cretaceous	Upper Yezo Group		500		Black, massive mudstone with thin tuff and sandstone beds		

- 1) Sandstone predominant interbedded sandstone and mudstone
2) Mudstone predominant interbedded sandstone and mudstone

Fig. 1 A geologic succession of the Ebishima District.

CRETACEOUS

Upper Yezo Group

The Upper Yezo Group is exposed in two separate areas, one at the upper reaches of Shisenosawa Gawa (river) and Shirutorumappu Gawa, and the second in the northeastern corner of the district. This group consists largely of massive, black mudstone with sandstone and many thin tuff layers. Late Cretaceous ammonoid and inoceramid fossils have been found in this Group.

PALEOGENE

Uryu Group

The Uryu Group is a shallow marine to nonmarine succession of more than 1,000m in thickness, unconformably overlying the Yezo Group in the northeastern corner of the district. This succession covers a mountainous area and is divided into the Shiraki Formation, Uryu Coal-bearing Formation, Tachibetsu Formation, and Itarakaomappu Formation.

The Shiraki Formation is made up of mudstone, sandstone and conglomerate in the lower part, and mudstone in the upper part. A shallow marine molluscan fauna correlated to the Eocene subtropical Wakkanabe Fauna, found in the Middle Ishikari Group of the Ishikari Coalfield, can be found in the Shiraki Formation. The Uryu Coal-bearing Formation is composed of sandstone, mudstone and interbedded sandstone, mudstone and interbedded sandstone and mudstone with some thick coal beds. This formation has a plant flora assigned to the Eocene Bibai Flora found in the Middle Ishikari Group. The Tachibetsu and Itarakaomappu Formations consist of interbedded sandstone and mudstone with thin coal beds. The Itarakaomappu Formation yields the mammalian fossil *Amyndonwatanabei*, indicating Late Eocene age.

Tappu Group

The Tappu Group, a wholly marine sequence of about 550m in thickness, unconformably overlies the Uryu Group in the central part of the district. This Group is divided into the Shimokine and Tappu Formation in ascending order. The Shimokine Formation is subdivided into three units. The lowermost unit comprises glauconite-bearing sandstone. The main unit is composed of fine-grained sandstone that yields shallow marine molluscan fossils throughout the succession. The uppermost unit is characterized by tuffaceous, coarse-grained sandstone with coaly parallel laminae. The Tappu Formation consists of black to dark gray, massive mudstone which contains marine molluscan fossils, benthic foraminiferal fossils and pollen that have been all assigned to the Late Eocene Poronai Formation in the Ishikari Coalfield.

NEOGENE

Horookinai Formation

This formation, 500 to 700m in thickness, unconformably overlies the Tappu Group in the central part of the district and consists of siliceous hard shale and tuffaceous sandstone which yields a pollen flora indicative of an Early Miocene age.

Nishitoppu Group

This group, extends between the northwestern and southeastern areas of the mapped district and rests unconformably on the Horookinai Formation in the central and northwestern parts of the district. This Group consists of a marine to brackish deposit of more than 3,000m in thickness and contains the Daijima-type Flora in the lower part, and the Takinoue-type Molluscan Fauna in the middle and upper parts. These fossils indicate that the Nishitoppu Group is assigned to latest Early Miocene to early Middle Miocene in age.

The Nishitoppu Group is largely made up of mudstone, sandstone and conglomerate and is divisible into, in ascending order, the following ten formations on the basis of their lithologic character (Table. 1): the Okinai Coal-bearing Formation, the Pon'okinai Formation, the Toyobetsu Formation, the Toyooka Formation, the Tarumappu Formation, the Ponrurumoppe Formation, the Asano Formation, the Horoshin Formation, the Shisenosawa Formation, and the Mappu Formation.

Shintotsugawa Group

This group, of up to 600m in thickness, crops out in the southwestern part of the district and rests unconformably on the Nishitoppu Group. The succession is divided into the Togeshita and Mashike Formations in ascending order. The Togeshita Formation consists of interbedded sandstone and mudstone, sandstone, and sandy conglomerate intercalated with some thin lignites. The gravelly sandstone facies yields abundant molluscan fossils known as the Late Miocene Togeshita Fauna. The Mashike Formation is composed of a thick sequence of mudstone, fine-grained sandstone and siliceous shale, contains diatom fossils indicative of latest Miocene age.

Fukagawa Group

This group, of about 1,000m or less in thickness, is exposed along JR Rumoi Line in the southwestern parts of the district and conformably overlies the Shintotsugawa Group and unconformably overlies the Nishitoppu Group. This Group can be divided into the Horokaoshiraika and Ichinosawa Formations in ascending order.

The Horokaoshiraika Formation is made up of siltstone and finegrained sandstone in the lower part, and medium- to coarse-grained sandstone in the upper part. The lower part yields latest Miocene to earliest Pliocene diatom assemblages. A less than 10 m thick acidic tuff, named the Ops Tuff occurs near the boundary between the upper and lower parts of the Formation. Early Pliocene pollen flora and a marine molluscan fauna, including *Turritella saishuensis* and *Fortipecten takahashii* can be found in the upper part of the Formation and are assigned to the Pliocene Takigawa-Honbetsu Fauna.

The Ichinosawa Formation is only exposed at the southwestern end of the district and consists mainly of tuffaceous, medium-grained sandstone.

The Shintotsugawa and Fukagawa Groups were deposited during a marine transgression, overlapping toward the east.

Okubibaushi Formation

This Late Pliocene (?) formation is extensively distributed in the Moseushi district, just south of the Ebishima district. The mapped district underlies the northern part of the Okubibaushi sedimentary succession that consists of basaltic tuff breccia and tuffaceous sandstone with basaltic lava and dikes.

QUATERNARY

The Quaternary sediments are divided into river terrace deposits and alluvium. The terrace deposits are further subdivided into the Higher and Lower Terrace Deposits respectively. The Higher Terrace deposits occur along the Ponponnitashibetsu Gawa whereas the Lower Terrace deposits occur along the Horonitachibetsu Gawa, Shirutorumappu Gawa, and Ponponnitashibetsu Gawa. Both Higher and Lower terrace deposits are composed of sand, gravel and clay. Alluvium covers only narrow areas along these major rivers and occurs as a veneer bed consisting of sand, gravel and clay.

ECONOMIC GEOLOGY

Coal

Coal beds were emplaced in the Eocene Uryu Group, mainly concentrated in the Shiraki and Uryu Coal-bearing Formations. They were previously mined in the northeastern part of the district, in an area known as the Uryu-Rumoi Coalfield, where major coal mines were exploited in the early 1930's. These coal mines were most active during the early 1960's but were all closed by 1990.

Placer deposits

The alluvial deposits and the river terrace deposits along the Uryu Gawa and its tributaries contain a minor amount of placer gold, platinum and chromium, which were exploited at one time. These placer deposits were derived from serpentinites exposed in the upper reaches of the Uryu Gawa and its tributaries. In and around the mapped district, placer chromium in the alluvium along the Ponnitashibetsu Gawa, which is a tributary of the Uryu Gawa, was mined before World War II and produced more than 700 tons during the period 1935 to 1943.

Crushed stone

The basalt dike, just north of Horoshin, has been quarried for concrete aggregate.

文献引用例

渡辺真人・吉田史郎(1998) 恵比島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),
地質調査所, 61p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Watanabe, M. and Yoshida, F. (1995) *Geology of the Ebishima district*. With Geological
Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 113p. (in Japanese with English ab-
stract 5 p.).

平成 7 年 2 月 10 日 印 刷

平成 7 年 2 月 15 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 稲 葉 重 郎

印 刷 所 株式会社 イ セ ブ

茨城県つくば市天久保2-11-20

© 1995 Geological Survey of Japan