

# 5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

## 静 内

(札幌一第 63 号)

工業技術院地質調査所

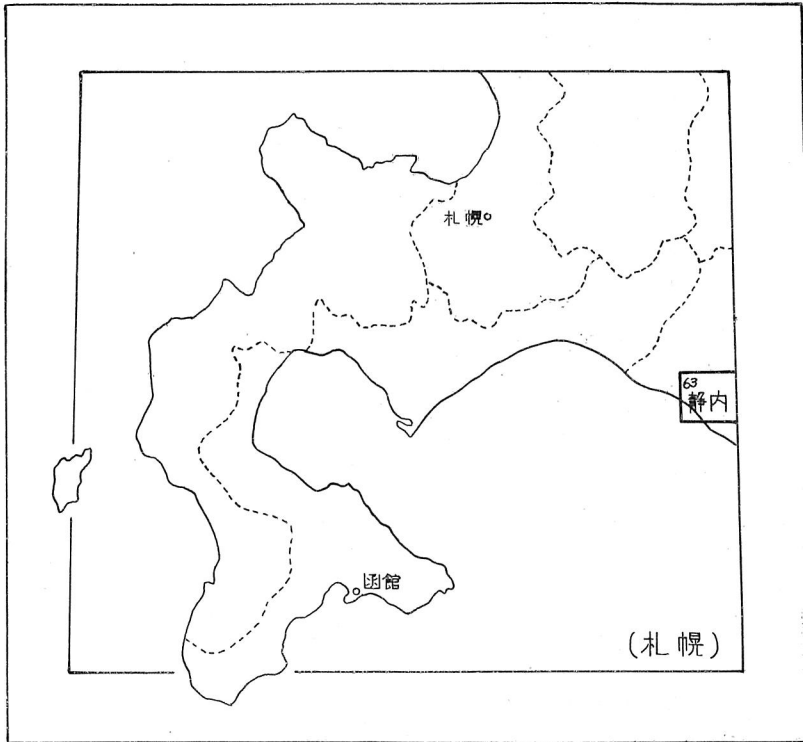
通商産業技官 松野久也

通商産業技官 山口昇一

北海道開発庁

昭和 33 年

位 置 図



( ) は 1:500,000 図幅名

## 目 次

I 地 形 .....	1
II 地 質 .....	3
II.1 概 説.....	3
II.2 先第三系.....	5
II.3 新第三系.....	6
II.3.1 フラヌイ層.....	6
II.3.2 受 乞 層.....	11
II.3.3 元 神 部 層.....	12
II.3.4 厚 賀 層.....	17
II.4 第 四 系.....	19
II.4.1 更 新 統.....	19
II.4.2 現 世 統.....	20
II.5 地 質 構 造.....	24
II.6 応 用 地 質.....	26
文 献.....	29
Abstract .....	1

1:50,000地質図幅 静 内 (札幌一第63号)  
説 明 書

工業技術院地質調査所

通商産業技官 松野久也

通商産業技官 山口昇一

(昭和32年月5稿)

本地質図幅の調査は北海道開発庁の依頼によつて実施された。野外調査は昭和29、30年の両年に亘つて行われ、節婦附近から厚別川の流域にかけての地域は松野、山口が共同で踏査し、新冠川流域およびこれから東の地域は松野が、比宇川流域および賀張川流域は主として山口が踏査した。内業は引続き地質調査所北海道支所において行われた。

本図幅調査に当つて採集した貝化石は東北大学教育学部の畑井小虎博士に、有孔虫化石は同じく東北大学理学部地質学古生物学教室の高柳洋吉学士に鑑定を依頼した。

なお、踏査には約4万分の1の縮尺の空中写真に基いて作成した河川図を使用した。

## I 地 形

本図幅地域は北海道の中央部を南北に走る日高山脈南部の西側に位置し太平洋に臨む。

地形は概して低平で図幅地域の北東隅、先第三系の分布する狭小な区域一標高700 mに達する一を除いて、一般の新第三系の分布する地域は通常320 m以下である。すなわち、最高位の段丘、新冠面のスカイライン上に山頂をあらわすのはほぼ図幅地域の中央部に位置する三角点390.3 mのある山頂および図幅地域の北西隅、元神部層の硬質頁岩によつて構成される標高400 mに達する地域のみである。

先第三系の分布する地域は急峻な壮年期の解析地形を呈し、新第三系の分布する地域には数段の平坦面が発達しいわゆる段丘地形を呈する。これらの平坦面は次の6段に分類される。

- |         |              |
|---------|--------------|
| 1) 新冠面  | 標高 320~300 m |
| 2) 馬歌山面 | 標高 280~ 80 m |
| 3) 豊畑面  | 標高 120~ 40 m |



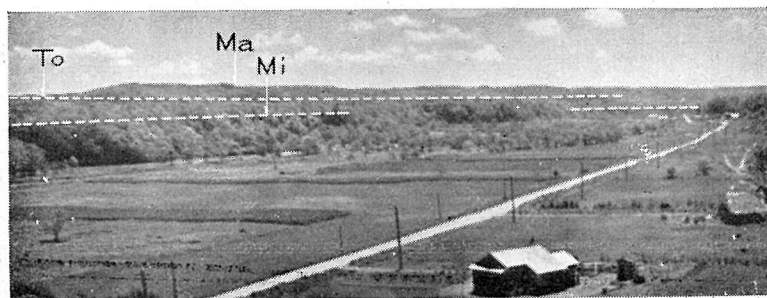
- 4) 御園面 標高 120～20 m  
 5) ヌツカ面 標高 80 m 以下  
 6) 沖積面

**新冠面**は新冠川の北西部に発達するがこの地域は対岸の馬歌山面以下の平坦面が発達する地域と著しい対照をなす。すなわち、この平坦面は著しく解析され殆どその原形を留めないが、遠望すれば海岸線の方に向つて僅かに傾斜した平坦なスカイラインを示し、平坦面の存在が察知される。また、この平坦面を構成したと考えられる砂礫層が泉からオシャマニ附近にかけて、厚別川と新冠川との分水嶺をなす 300～320 m の山稜上に部分的に残存し第三系を不整合に被覆している。

**馬歌山面**は静内町東方の馬歌山に標式的に発達し、独立標高点 207 m から海岸線に向つて徐々に高さを減じ末端では 80 m となる。これと同様な平坦面が染退川と新冠川との間に存在し万揃附近では標高 226 m、海岸線附近で約 80 m <sup>註1)</sup>である。この面の延長と考えられる平坦面がオシャマニの北東部に観察され更に海岸線沿いに新冠川と厚別川との間の地域にもかなりの広さに亘つて認められる。

馬歌山面は遠望すれば極めて平坦な台地状を呈するが、その面上にはゆるやかな起伏が連続している。この面は後述する馬歌山段丘堆積層によつて構成されている。

**豊畑面**は静内町豊畑の南西の丘陵性の台地の縁辺部に発達し本図幅地域内では 120 m 以下の高度にあるが、隣接の農家図幅内に良好な発達をみ御園の東方約 6 km 農家部落の対岸では 140 m に達し、染退川に沿つて下流に徐々に高さを減じ、前述の馬歌山面を切截している。これと同位の平坦面は新冠川の東岸に泉から新冠の南東にかけて良く発



第1図 新冠川東岸における馬歌山面 (Ma)、豊畑面 (To)、御園面 (Mi)

註1) 馬歌山面と豊畑面との間に不明瞭であるが、馬歌山面より一段低く、豊畑面より一段高い面が姉去附近および大狩部附近に存在する。しかし、この分布は極めて局部的と思われるので馬歌山面に一括した。

達し馬歌山面を切截し、後述の御園面に切截され、これらとの間に比較的明瞭な斜面が存在する(第1図)。さらに海岸線に沿って新冠川川口から厚別川川口にかけて、存在する平坦面も馬歌山面を切截し、新冠川川口附近で標高約 70 m、厚別川川口附近で約 40 m の高さを持ち、これも豊畑面と同位の面と判断される。

**御園面**は御園の旧新冠御料牧場事務所附近から静内にかけて染退川の北西岸に存在し殆ど解析されていない平坦面を形成し、ここをその標式地とする。標式地においては炭山沢入口附近で標高 100 m を示すが、静内附近では約 30 m にまで低下する。これと全く同様な、著しく平坦な面が新冠川の兩岸に沿って泉附近で標高 120~100 m、新冠附近で約 40 m 位の高度を示して発達している。厚別川流域にもその高さから同位と考えられる平坦面が部分的ではあるが存在している。

**ヌッカ面**は静内町ヌッカ附近、ベラリ附近、オサツナイ附近、朝日附近に局部的に発達する。何れも海岸線に向って傾斜し幾許もなく沖積面下に没する。

**沖積面**としては北々東—南南西の流路をもつ染退川、新冠川、厚別川に沿って幅の広い氾濫原を形成しているのがその主なものである。

以上地形の概観について述べたが、微地形として泥火山が特記される。すなわち、5 万分の 1 地形図においてもそれと判断される小高い丘の一群が山高江の南西 1.5 km、トキシユベツ沢の沖積氾濫原に北西—南東方向に一線をなして配列している。

## II 地 質

### II.1 概 説

本図幅地域内には上部ジュラ系らしい輝緑凝灰岩を主体とする地層、これを基盤とする中新世古期から鮮新世にわたる新第三系の地層、これらを不整合に被覆する第四系の段丘堆積層、沖積層、泥火山噴出物、砂丘砂、地表被覆物が発達する。これらの層序関係を一括表示すると第 1 表地質総括表の如くである。

基盤である先第三系は輝緑凝灰岩および輝緑凝灰岩質集塊岩を主体とする著しい火成活動に由来する地層であり、その時代は詳かでないが従来上部ジュラ系といわれている。

図幅地域では白堊系および古第三系を欠いて新第三系が上述の先第三系を不整合に被覆する。すなわち中新世に入ってから海進が始まり引続きこの地域は鮮新世に至るまで沈降の場となり、全層厚 5,000 m に達する新第三系の地層を堆積するに到った。

第1表 地質総括表

時 代	層 序	備 考		
第 四 紀	現 世	樽前火山噴出物 砂 丘 砂 泥火山噴出物 沖 積 層	→火山活動(降灰) →活動中(石油ガス性泥火山)	
	更 新 世	ヌッカ段丘堆積層	→地盤の上昇および撓曲運動	
		御園段丘堆積層		
		豊畑段丘堆積層		
		馬歌山段丘堆積層		
第 三 紀	新冠段丘堆積層	準平原化作用		
	鮮 新 世	厚 賀 層	→鮮新世貝化石	
		中 新 世	元 神 部 層	中新世有孔虫化石 → <i>Cyclammira</i> spp.
			受 乞 層	
		フ ラ ヌ イ 層	→火成活動 →中新世貝化石 →石炭 →造構造運動	
先第三紀	先 第 三 系	→火成活動		

含 油 層  
(石油, ガス)

新第三紀の海進の先駆としてフラヌイ層下部の含炭部, またこれと相前後してかき (*Ostrea* sp.), あさり (*Tapes* sp.) 等を産する半淡半鹹ないし浅海性の含貝化石砂岩が堆積した。フラヌイ層堆積の末期には外洋性の海の侵入を見, *Cyclammira* sp. その他を産するフラヌイ層上部の泥岩層が堆積した。この時期には火山活動があり泥岩中に広く凝灰岩が介在している。フラヌイ層は西部でせいぜい 280 m の厚さしかないのが北東部で 1,000 m 以上に達し, 図幅内でも地域により著しい沈降量の差が認められる。

フラヌイ層の堆積に引続いて以降は著しく沈降速度が増大したものとみられ, 礫岩に富む受乞層, 元神部層および厚賀層を堆積し, これらの全層厚は 3,500~5,000 m に達す

る。

フラヌイ層から厚賀層までの新第三系の地層は整合一連の関係にあつて、北西—南東方向の軸をもつ褶曲構造に支配され、かつ同様な方向性をもついくつかの断層によつて切られている。また、フラヌイ層からの貝化石は中新世中古期のものであり、同層上部の泥岩から受乞層、元神部層にかけては *Cyclammina* spp. を単調に産する層準としての特徴がある。厚賀層の貝化石は鮮新世初期のものである。この事実からこの地域における新第三系の褶曲構造完成の時期は厚賀層の堆積後すなわち少くとも鮮新世に入つてから後であることが結論される。

フラヌイ層から厚賀層までの一連の地層中には各層準を通じて礫岩がおびただしく挟在される。これらの礫岩を見るとフラヌイ層の基底礫岩ではフラヌイ層が直接する先第三系の輝緑凝灰岩の礫を主体とし、受乞層のそれは黒色の粘板岩礫を主要構成要素としている。これに対して上位の元神部層になると現在日高山脈に見られる各岩石の礫が主な構成員となり、これが厚賀層まで引続いてみられる。これから少くとも元神部層の堆積の時期には、礫の給源と考えられる日高帯の深部が浮上りすでに削割を受ける状態に達していたものと推察される。

上述の褶曲構造の完成後、第四紀更新世に入つて平坦化作用が進み 300~320 m の新冠面が形成され、以来数次の地盤の上昇および撓曲運動が繰返され、少くとも 5 段の海岸あるいは河岸の段丘面が形成せられた。

現世には各河川の氾濫原が形成された後に、新冠背斜を切る節婦断層の弱線に沿つて石油性ガスの噴出による 4 個以上の泥火山が形成され、海岸には砂丘の形成が行われている。また極めて最近、現在の地ぼうが完成し地表に腐植土が出来て後、樽前<sup>註1)</sup>(1874 年らしい)の降灰があつてこの地方全域を覆つた。この火山灰の上に重なる現在の腐植土は降灰後ここ 80 年間に生成したものである。

## II. 2 先第三系<sup>註2)</sup>

先第三系は図幅地域の北東隅に僅かに分布し、緑色または赤色の輝緑凝灰岩を主として集塊岩質輝緑凝灰岩、粘板岩、チャート、淡灰色細粒砂岩からなる。

粘板岩には局部的に片理の発達したものが僅かに認められるが、全般に不変成のもの

註1) 地學雜誌、第 23 輯、第 268 號、P. 283.

註2) 本系は北に接する比字圖幅地域内に廣く分布するものの延長である。詳細は比字圖幅参照。吉田、松野、佐藤、山口 (MS): 5 萬分の 1 地質圖幅「比字」(札幌—第 56 號)

である。これに類似した地層を四辺に求めると北方額平川上流およびその支流宿主別川上流に分布する沙流川統<sup>14)</sup>があり、最近比字図幅<sup>註1)</sup>の調査結果からその延長であることが確認された。沙流川統は矢部、杉山<sup>13)</sup>によつて *Cirocoporella semiclastrata* HAYASAKA の産出により上部ジュラ系の鳥の巢統<sup>註2)</sup>に対比されている。

## II.3 新第三系

### II.3.1 フラヌイ層

フラヌイ層は本図幅地域内に発達する第三系の最下位の地層で先第三系を不整合に覆う。本層は慶能舞賀張断層の北東側に幅数 100 m の間、新冠村泉附近から静内町幕別附近にかけての地域および静内町有良の北東部の断層に挟まれた小区域に露出する。

慶能舞賀張断層に沿つて分布するものは下限が不明であり、泉附近から幕別附近に分布するものは擾乱が甚しくかつ露出不良で良好な地質柱状図が得られないので北に接する比字図幅の南西隅に位置するフラヌイ沢を標式地としてフラヌイ層は第 2 図および第 3 図に示す通り岩相から三分され、層厚 270~290 m である。最下部の含炭部は青灰色の淤泥岩および細粒帯緑灰色砂岩からなり数枚の炭層および炭質頁岩を挟在し、標式地の北部で基底礫岩をもつて不整合に白堊系に接する。中部の含貝化石砂岩部は含炭部から漸移し、中粒ないし細粒の凝灰質緑灰色砂岩からなり、巨大な *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA の密集帯および二枚貝の密集帯が認められる。上部の泥岩層は暗灰色の泥岩ないし淤泥岩からなり、部分的に浮石粒をおびただしく含む部分或いは数枚の数 10 cm の凝灰角礫岩および浮石質凝灰岩を挟有している。

標式地のフラヌイ層の延長は慶能舞賀張断層に沿つて賀張川を経て元神部まで追跡される。内山の沢およびキシマツ沢で観察される本層の柱状図は第 3 図の通りである。九十丁の沢では含貝化石砂岩の下部に厚さにして約 20~25 m の含炭部が認められることからフラヌイ沢で見られる白堊系が極めて浅所に伏在すると予想される。

この附近のフラヌイ層から産する化石は次の通りである。

貝化石 (賀張慶能舞賀断層に沿つて分布する含貝化石砂岩中から採集)

#### *Nuculana kongiensis* OTUKA

註1) 前出

註2) 最近橋本耳は北海道のジュラ系らしい地層に對して總括的に空知統という名稱を興えている。

註3) 千谷好之助 (1930) による。未だ本層について詳しい記載は公表されていない。筆者等は千谷の地層名のもとに新たに定義する。

*Anadara abdita* MAKIYAMA

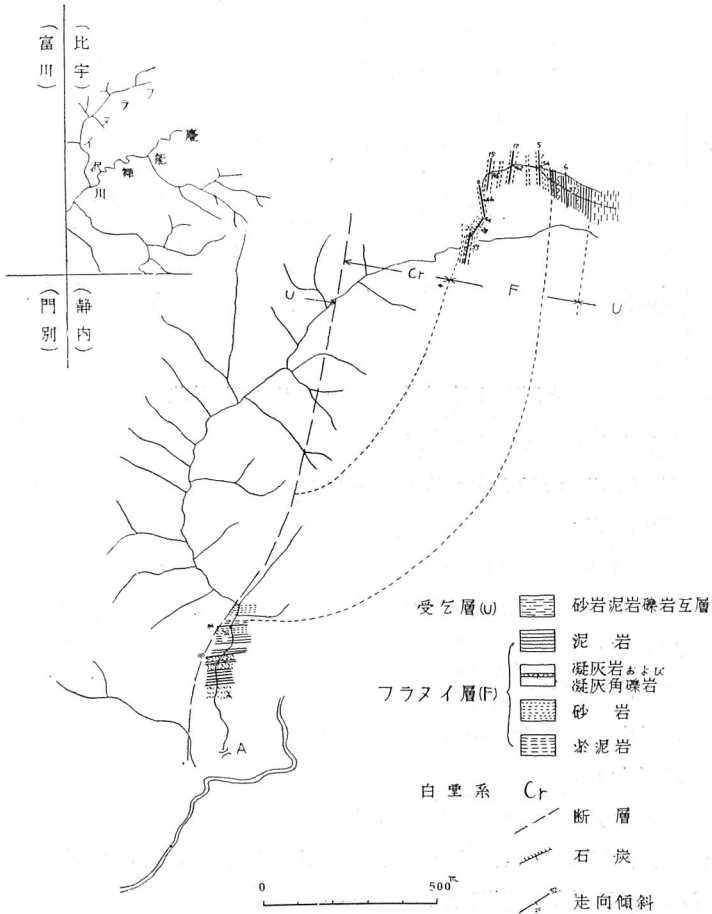
*Anadara ogawai* MAKIYAMA

*Anadara* sp.

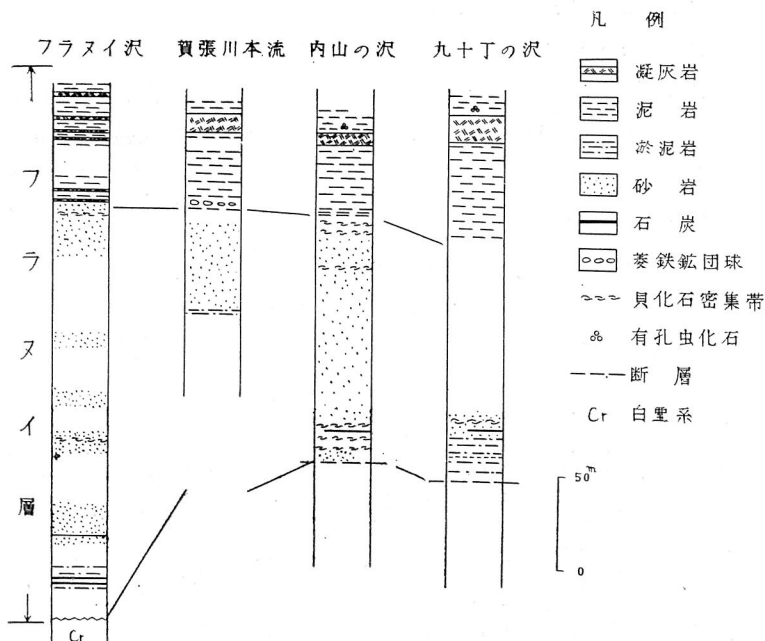
*Glycymeris vestoides* NOMURA

*Volsella* sp.

*Ostrea gravitesta* YOKOYAMA



第2図 フラヌイ沢ルートマップ



第3図 西部地域におけるフラヌイ層柱状図

*Felaniella* cfr. *usta* (GOULD)

*Clinocardium shinjiense* (YOKOYAMA)

*Clinocardium* sp.

*Pitar okadana* YOKOYAMA

*Callista chinesis takagii* MASUDA

*Meretrix* sp.

*Dosinia nagaii* OTUKA

*Dosinia nomurai* OTUKA

*Dosinia* sp.

*Cyclina japonica* KAMADA n. subsp.

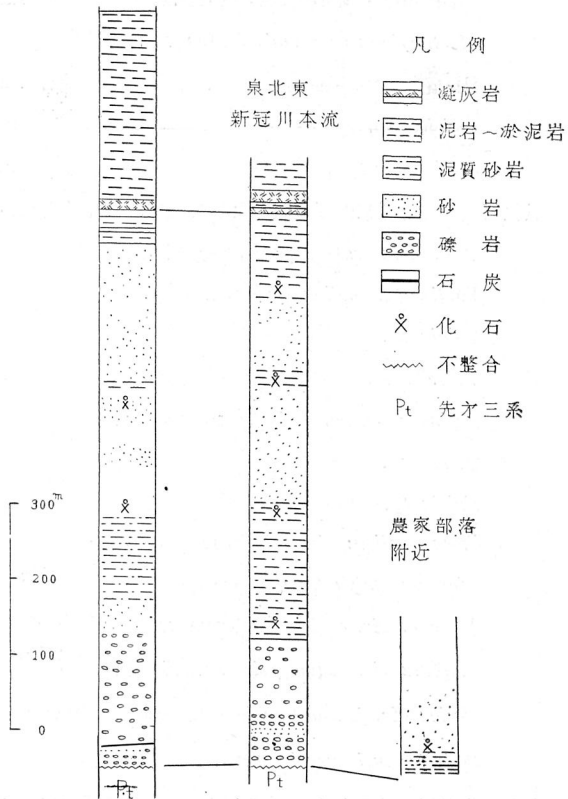
以上の貝化石のほか、含貝化石砂岩に直接する上位の泥岩から *Cyclamina* sp. および *Haplophragmoides* sp. を採集した。

15)  
図幅地域の北東部泉から幕別にかけて分布するフラヌイ層は従来農家層と呼ばれて来

たもので岩相の側方変化が著しい上、図幅地域内では露出不良でその全ぼうを明らかにし難い。図幅外であるが泉の北東部の新冠川に沿う崖、その北のポキヤツの沢および御園の北東の農家部落附近で観察した結果を図示すると第4図の如くである。

すなわちこの地域に発達するフラヌイ層は西側のものに比べて全般的に細粒で層厚も可なり厚くなる。第4図に示す通り厚い輝緑凝灰岩礫を主体とする基底礫岩をもつて先第三系を不整合に覆う。基底礫岩より上部は砂岩相が卓越し貝化石を含有し、更に上方に砂岩

ポキヤツ沢



第4図 東部地域におけるフラヌイ層柱状図

相は泥岩の卓越した岩相に移化しその漸移部に顕著な凝灰岩層が存在する。基底礫岩中にはしばしば薄い炭層を挟在し、珪化木片を含有する。

この地域のフラヌイ層の化石は次の通りである。

有孔虫化石 (トマチャリベツ沢入口附近の泥岩から採集)

<i>Cyclammina japonica</i> ASANO	Common
<i>Cyclammina orbicularis</i> BRADY	Common
<i>Nodosaria longiscata</i> d'ORBIGNY	Few
<i>Cyclammina cancellata</i> BRADY	Rare



<i>Globigerina</i> spp.	Rare
<i>Ammodiscus incertus</i> d'ORBIGNY	Rare
<i>Martinotiella communis</i> (d'ORBIGNY)	Rare
<i>Dentalina</i> sp.	Rare
<i>Bolivina</i> sp.	Rare
<i>Nonion</i> ? sp.	Rare

貝化石 (図幅外農家部落附近および泉附近の細粒砂岩ないし砂質泥岩層から採集)

- Portlandia scapha* (YOKOYAMA)  
*Yoldia* cfr. *soblina* TAKEDA  
*Yoldia* sp.  
*Volsella* sp.  
*Patinopecten kimurai* (YOKOYAMA)  
*Ostrea* sp.  
*Fulvia* sp.  
*Clinaocardium* cfr. *shinjiense* (YOKOYAMA)  
*Macoma optiva* (YOKOYAMA)  
*Macoma* cfr. *optiva* (YOKOYAMA)  
*Macoma* cfr. *asagaiensis* MAKIYAMA  
*Natica* cfr. *janthostomoides* KURODA & HABE  
*Polinices meisenensis* OTUKA

有良の北東部に露出するフラヌイ層は泉附近から南下する三石断層が二条に分岐したところ約 100 m の幅をもつて挟みこまれている。<sup>註1)</sup>すなわち暗灰色の泥岩および淤泥岩が断層の走向と一致した走向で直立しており、またこの部分には蛇紋岩も断層運動に伴い大塊となつてまき込まれている。なお淤泥岩中には貝化石を産する。

以上フラヌイ層はその産出貝化石から中新世中古期のもので夕張地方の滝の上層<sup>12)</sup>に対比されよう。而して本層上部の泥岩中からの有孔虫化石は中新世を示しているが、これ

註1) この二條の断層は湊正雄、浦野龍一<sup>15)</sup>(1959)の三石南断層および北断層であり、図幅の南限を外れて春立圖幅内ではこの兩断層の間は蛇紋岩によつて占められこれに附隨して結晶片岩類が見られる。これは湊、浦野によつて指摘されているように石橋正夫<sup>11)</sup>(1939)の蓬莱山變質岩帯と假稱した地帯の延長であることは疑いない。

厚  
賀  
層

受  
乞  
-  
オ  
サ  
ツ  
ナ  
イ  
間

凡  
例

ブ  
ケ  
マ  
橋  
東

元  
神  
部  
沢

- 礫岩
- 砂岩泥岩互層
- 凝灰質砂岩泥岩互層
- 硬質頁岩
- 砂岩泥岩細互層
- 砂岩泥岩礫岩互層
- フラヌイ層

元  
神  
部  
-  
ブ  
ケ  
マ  
間

賀  
張  
川  
本  
流  
キ  
ツ  
マ  
ツ  
沢

元

神

部

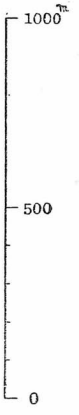
層

受

乞

層

フ  
ラ  
ヌ  
イ  
層



第5図 厚別川流域および隣接地域岩相柱状図

は上位の受乞層および元神部層のものと区別することが困難である。<sup>註1)</sup>

### II.3.2 受乞層

受乞層は新冠村受乞からブケマに到る間、厚別川の兩岸に標式的に発達する。また本層は海岸線に沿って北西—南東に延びる新冠背斜の核となり大節婦附近から染退川川口附近にかけても分布している。

本層は下位のフラヌイ層の上部の泥岩から整合漸移し、両者のはつきりした境界は決定し難い。よつて、砂岩ないし礫岩と泥岩とが互層し始め、凝灰質なものが入らなくなるころから上位を受乞層とする。本層は礫岩、砂岩、暗灰ないし黒色の泥岩からなる厚い累層で所々に薄いレンズ状の硬質頁岩層を介在する。全体を通じて礫岩が著しく、礫岩層は北西部に卓越し、南西方に行くにしたがつてその量を減ずる。本層の層厚は1,400~1,600 mである(第5図参照)。

礫岩は外観黒色を呈し主として黒色粘板岩の礫からなり、硬質砂岩、チャート等の礫を混える。礫の大きさは一般にクルミ大以下であるがしばしば拳大あるいは人頭大におよぶ。

砂岩は灰褐色ないし青灰色を呈し、粗粒から細粒まで雑多であり礫質となる部分もある。泥岩と互層するものは一般に細粒で板状を呈し、厚層をなすものあるいは礫岩層の上部を占め塊状をなすものは一般に粗粒でしばしば石灰質の団塊を含有する。また砂岩中にしばしば炭粉を含有しこれは縞状を呈して層理に平行に配列する。

泥岩は暗灰ないし黒色で砂岩と互層し、砂岩との接着部は漸移的である場合が多い。風化すると汚い黒色を呈し細かい不規則の小粒となつて崩壊する。泥岩中には *Sagarites* sp. や有孔虫化石を産する。

硬質頁岩は砂岩と互層し薄いレンズ状をなして介在し、新鮮な面では灰黒色を呈するが風化すると白つぼくなる。極めて堅硬で鋭い稜角をもつた破片となつて崩壊し、泥岩と同様 *Sagarites* sp. および有孔虫を産する。

本層は全体を通じて堆積状況は極めて単調で、大型化石を殆ど産せず、有孔虫化石もまた上下を通じて極めて単調で普遍的に *Cyclammina* spp. を産することが特徴的である。

註1) 筆者等が本圖幅地域内および比字圖幅地域内のフラヌイ層から得た有孔虫化石はその泥岩層からのものである。淺野清は石油資源開発株式会社の委託により本地域を調査した結果、本層の砂岩層の有孔虫化石は瀧の上層のものと同一群集であるが泥岩層からのものは受乞層および元神部層のものと区別し難いといつてゐる。

大型化石は全域を通じてブケマ橋の約 1 km 下流の礫岩層から数個体を得たにすぎない。これらは極めて保存状態が悪く、僅かに *Solemya* (?) sp. *Culutellus* sp. を識別し得たにすぎない。

有孔虫化石の産地および各産地毎の種および量的関係は第 7 図および第 2 表の通りである。

本層はその岩相、堆積状況および有孔虫化石から夕張地方の川端層<sup>12)註1)</sup>に対比されることは疑なく中新世中期のものである。

### II. 3. 3 元神部層

元神部層は幅幡地域でもつとも広く分布する地層で非常に岩相の変化が著しい。本層は後述のような特徴のある各々の岩相が地域を異にして分布するので標式地を限定することは不可能ではあるが、比較的の下部から上部に亘つて各岩相を観察することの出来る元神部沢を一応標式地として、元神部層と命名する (第 5 図参照)。

泥岩砂岩細互層は受乞層から整合に移化しオクリカッ背斜の両翼に分布する。北東翼のものはブケマ橋から上流 1 km の間に道路沿いの切割に連続して露出し、規則的な美しい互層を呈する (第 6 図)。

本互層は暗灰色泥岩と青灰ないし灰褐色細粒砂岩の数 cm からたかだか 10 cm の単層からなる。泥岩あるいは砂岩それ自体は受乞層のそれ等と全く区別出来ないが側方に後述の硬質頁岩層および凝灰質砂岩泥岩互層に移化する。

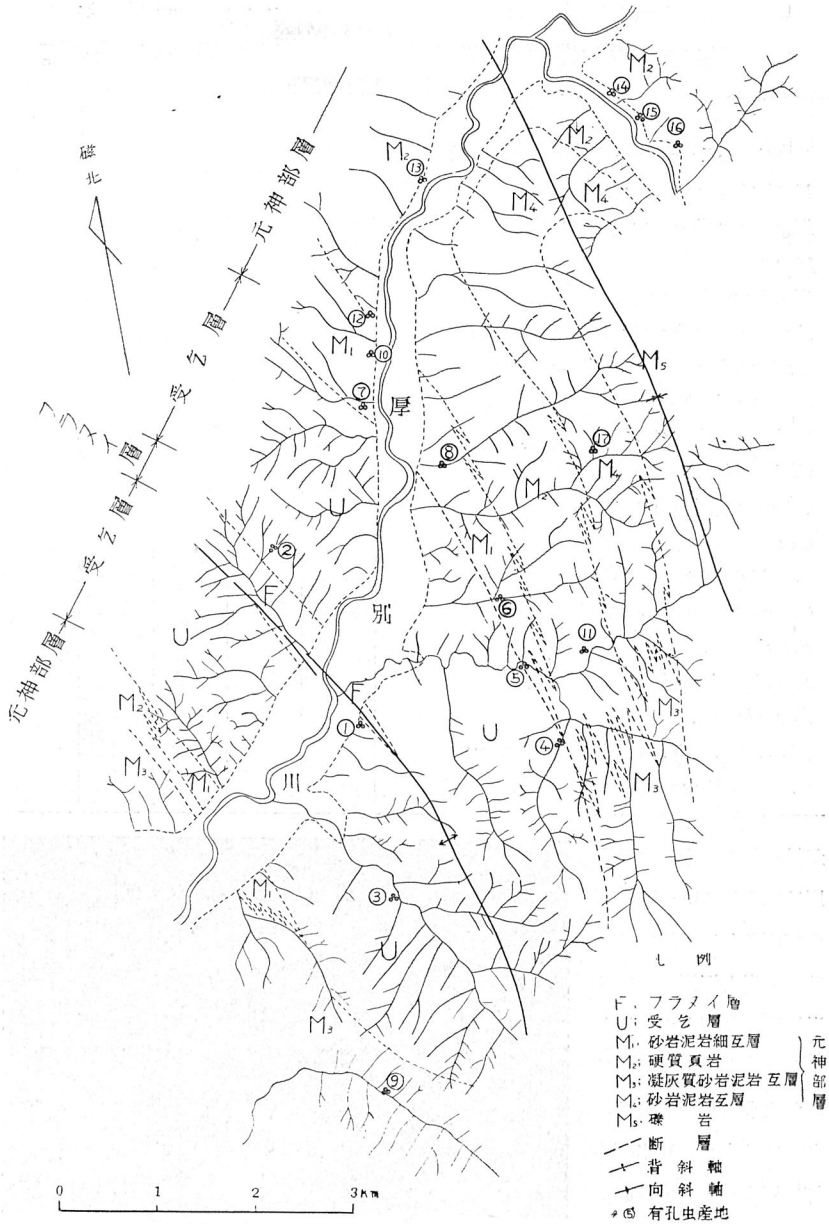
本互層中には有孔虫化石を多産する (第 7 図および第 2 表参照)。

硬質頁岩はオクリカッ背斜の両翼、比字川背斜等の中核に発達し、オクリカッ背斜の北東翼、厚別川に沿つて極めて良好な露出



第 6 図 ブケマ橋附近に露出する砂岩泥岩細互層

註1) 川端層の有孔虫は追つて報告する (松野久也・秦光男: 追分幅幡調査資料による)。



第7図 厚別川中流域地域地質図および有孔虫化石産地

第2表 有 孔

	1	2	3	4	5
<i>Sagarites</i> sp.					VA
<i>Martiniella communis</i> (d'ORBIGNY)	VA				
<i>Haplophragmoides renzi</i> ASANO					
<i>H.</i> cfr. <i>trullissatum</i> (BRADY)	C				
<i>H.</i> spp.	F				
<i>Trochammina</i> spp.	R				F
<i>Ammodiscus incertus</i> (d'ORBIGNY)					
<i>Cyclammina</i> cfr. <i>cancellata</i> BRADY		A	R		
<i>C. ezoensis</i> ASANO	VR				
<i>C. incisa</i> (STACHE)					
<i>C. japonica</i> ASANO	R			R	C
<i>C. orbicularis</i> BRADY					F
<i>C.</i> sp.					
<i>Cassidulina pacifica</i> CUSHMAN	VR				
<i>C. subglobosa</i> BRADY				VR	
<i>Robulus</i> sp.					
<i>Rectobolivina bifrons</i> (BRADY)					
<i>Eponides</i> sp.					
<i>Globigerina</i> cfr. <i>bulloides</i> d'ORBIGNY					
<i>G. dubia</i> EGGER					

が見られる。本硬質頁岩層は厚さ数 cm~10 cm の暗灰色ないし黒灰色の硅質頁岩と泥岩あるいは淤泥岩の薄層との互層からなり、あたかも畳を重ねたような断面を見せ、あるいは大きな露出面一杯に層面を露呈する。



本硬質頁岩は元神部沢

第8図 厚別川沿岸に露出する硬質頁岩

虫化石表

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
VA	C	A		A		VR		R	C	F	
F		R		F						R	
VR	F	R									
F	VR	R		VR				R			
C	F	F	VR					F		F	VR
A	C	C	F	F	VR	C		F	VR		VR
				VR			VR				VR
											VR
											VR
									VR		VR
											VR

本流においては前述の泥岩砂岩細互層にとって代つて受乞層を直接整合に被覆し、これより南部では側方に次に述べる凝灰質泥岩砂岩互層に移化する。オクリカッ背斜の南西翼では北東翼ほどではないが可なりよく硬質頁岩が認められる。新冠背斜では受乞層を被覆するのは殆ど凝灰質泥岩砂岩互層であつて、硬質頁岩はその境界附近に僅かに認められるにすぎない。

本硬質頁岩中には比較的豊富に有孔虫化石を産する（第7図，第2表参照）。

凝灰質泥岩砂岩互層は前述の硬質頁岩と側方に移化し合う場合が多く、主体は元神部層の下部を占めて受乞層の上位に位する。凝灰質泥岩と砂岩との互層からなり、しばしば礫岩を介在する。泥岩は新鮮な面で青灰色を呈し、乾燥すると白色の軽い片となつて崩壊し、砂岩は良く淘汰された帯緑灰色の細粒砂岩からなり、その各々の厚さは数 cm

から数 10 cm である。稀に砂岩中にも泥岩中にも石灰質団塊が含有される。礫岩はしばしば本層中に介在し、細粒ないし中粒の亜角礫ないし円礫からなる。礫の概観は受乞層のものとなかなりの差異があり、黒色粘板岩の礫を減じ各種の変成岩および火成岩の礫が顕著となる。礫については後述する。本互層は化石に乏しく僅かに有孔虫 2 個体を得たにすぎない (第 7 図, 第 2 表参照)。

砂岩泥岩互層は元神部向斜の軸部に硬質頁岩層の上位に発達する。元神部層中の各岩相中もつとも極限された小範囲に分布し、暗青灰色泥岩と細粒砂岩との互層からなる。本層の岩相のみかけは受乞層の砂岩および泥岩互層と前述の凝灰質泥岩砂岩互層との中間的な感じである。本層中にも有孔虫化石を産する (第 7 図, 第 2 表参照)。

礫岩は新冠背斜の南翼, オサツナイ向斜の北翼, 元神部向斜の軸部およびオシャマニ附近に著しく発達し, 元神部層の下部から上部にわたつてあらゆる層準に挟在される。礫の大きいさは細粒から人頭大までの範囲で種々雑多で淘汰の程度も亜角礫からよく水磨された円礫まであり一定しない。一般によく水磨された巨大な円礫は元神部背斜の軸部特に図幅中央部三角点 390.3 m の山地を形成する部分において著しい。

礫の種類は, 各種の変成岩および火成岩から構成され, 下位の受乞層のそれとは対照的である。すなわち, 斑糲岩 (優白岩相), 角閃石斑糲岩, 正常斑糲岩, 輝緑岩質斑糲岩, 片麻状斑糲岩, ホルンフェルス, 斑糲角閃岩, 片麻岩, 文象斑岩, ミグマタイト, ハイパライトおよびミロナイト等である。

凝灰質塊状泥岩はオサツナイ向斜の軸部, 比宇川背斜の半ドーム構造の周囲, 万揃から佐妻に亘る区域等に分布する。新鮮な面で青灰色を呈し, 風化乾燥すると白色ないし帯黄白色を呈する塊状の凝灰質泥岩からなる。

本層中にはしばしば断面の長径 2 mm 長さ 3 cm に達する *Sagarites* sp. の密集するところがあり, かつ全般に亘つて *Sagarites* sp. を多産するが, その他の化石は至つて少い。オサツナイ向斜の軸部その他で 2~3 の保存不良の巻貝の化石, *Yoldia* sp. 等を産したのみで, 有孔虫化石は数箇所<sup>註1)</sup>に亘つて検出を試みたが遂に見出し得なかつた。

以上本層は上述のような各岩相が側方に移化し合い全層厚 2,200 m~2,600 m に達する。

本層は各岩相の境界面が時間面と一致しないことおよび第 2 表に示す通り最上部の一

註1) 礫の鑑定は舟橋三男による



部についての資料が不足ではあるが上下を通じて化石の変化が見られないので一括して中新世中後期から中新世後期の堆積物と考えたい。<sup>註1)</sup>而して本層は夕張地方の加茂川層から追分層の一部に対比される可能性が強いが確実な証拠はない。

また、本層中の礫岩は日高山地の中核部に現在見られるような変成岩および各種の火成岩の礫からなり、少くとも本層堆積時には日高山地は浮上り、その深部を露呈するに到っていたものと判断される。<sup>16) 17)</sup>

#### II. 3. 4 厚 賀 層

厚賀層は千谷好之助<sup>5)</sup>によつて岡村要蔵の地層区分を基礎にして命名されたものである。原著によれば厚賀層は新冠層の上部壱岩層の上位に門別頁岩層を距てて重なり、ケノマイ層によつて覆われ砂質頁岩からなるとされている。しかし門別頁岩層と厚賀層とが直接するところはない。<sup>註2)</sup>

筆者等は千谷による厚賀層を図幅外の賀張川、慶能舞川の流域に亘つて追跡したところ上部壱岩層とされたものとケノマイ層とされたものとは海岸附近では一連に累重する関係にあるが、内陸部では両者の間に砂質頁岩ないし凝灰質塊状泥岩が介在する。しかうして新冠層の上部壱岩層とされたものと凝灰質塊状泥岩の主部とは互に側方に移化し合い、かつケノマイ層とされたものとも一部側方に変化することが明らかになり、ここに新に厚賀層を定義する。

厚賀層は日高国門別町厚賀附近から賀張川、慶能舞川の下流にわたつて分布し、下部は礫岩(=千谷の新冠層上部壱岩層)からなり元神部層の凝灰質塊状泥岩を整合——一部異相関係——に被覆する。礫岩は海岸線沿いの地域では上方に次第に砂岩に移化し、内陸部では凝灰質塊状泥岩を経て前述の砂岩に移化する。なお凝灰質塊状泥岩と礫岩の主部は互に側方に岩相変化をしめす関係にある。すなわち、新たに定義された厚賀層は千谷による新冠層の上部壱岩層、厚賀層およびケノマイ層を一括したものである。

本図幅地域内に分布する厚賀層は下部の礫岩と凝灰質塊状泥岩の一部のみである。本層の詳細は門別図幅(札幌一第 62 号)を参照されたい。

註1) 佐々保雄、森口耕三、丹波齊(1954)は日高国新冠油田調査報告(謄寫)にて、オサツナイ向斜の軸部の凝灰質塊状泥岩層を、浦野(1950)の額内層と同一のものとし、夕張地方の追分層に対比している。

註2) 最近今井功、角端夫(MS)によつて門別頁岩層は上部壱岩層の下位に位置するものであることが明らかにせられている。(五萬分の一地質圖幅「富川」(札幌一第 55 號))

註3) これが千谷による厚賀層に相當するものである。

註4) この関係は近き山口昇一によつて詳細に發表せられる。(5 萬分の 1 地質圖幅「門別」(札幌一第 62 號))

礫岩はよく円磨された人頭大以下の礫からなり砂岩を介在する。礫の種類は元神部層のそれとほぼ同様である。砂岩は暗灰色ないし青灰色を呈し、中粒ないし細粒で黒雲母片をおびたしく含みかつ亜炭片を含んでいる。

凝灰質塊状泥岩は前述の礫岩層から砂岩礫岩の互層を経て移化し極めて薄い砂岩層および凝灰岩を挟在する。新鮮な面では青灰色を呈し、風化乾燥すると軽い白色ないし帯黄白色の片となり元神部層の凝灰質塊状泥岩とよく似て殆ど区別出来ない。また本層中にはしばしば数 cm ないし 100 cm に達する浮石質凝灰岩があつて或るものは有効な鍵層となる。

厚質層には化石が極めて少いが、門別図幅内の賀張市街北方の小沢の入口附近から奥に数 100 m にわたり露出する本層基底から約 600 m 上位の砂岩礫岩層と海岸線に沿つて露出する更に上位の砂岩層にわたつて次の化石を採集した。

*Acila divaricata* (HINDS)

*Limopsis* sp.

*Patinopecten yessoensis* (JAY)

*Pecten (Fortipecten) takahashii* (YOKOYAMA)

*Anomia lischkei* DEUTZENBERG & FISCHER

*Lucinaoma acutilineata* (CONRAD)

*Lucinoma* sp.

*Clinocardium ciliatum* (FABRICIUS)

*Clinocardium* cfr. *ciliatum* (FABRICIUS)

*Callista* cfr. *brevisiphnata* (CARPENTER)

*Marcenaria stimpsoni* (GOULD)

*Panope japonica* (JAY)

*Panope* sp.

*Mya japonica* JAY

*Mya* cfr. *japonica* JAY

*Mya* sp.

*Turritella fortilirata* (SOWERBY)

*Turritella* sp.

*Propebela candita* (YOKOYAMA)

前述の礫岩と同様な礫岩が、染退川の兩岸静内町遠の仏、上下方の間に瓢たん形の盆状構造をなして分布し、この延長が三石断層を距てて有良北部の海拔200 m以上の位置に水平に分布する（第9図参照）。

この礫岩層は上方に凝灰質塊状泥岩に移化し礫の組成は厚賀附近のものと同様でかつ亜炭片を含有している。この地層は湊正雄、浦野龍一<sup>15)</sup>によつて辨別層とされたもので、竹田秀蔵<sup>註1)</sup>および竹内嘉助、三本杉巳代治<sup>10)</sup>によつて *Pecten (Fortipecten) takahashii* YOKOYAMA その他が報告されていることから、厚賀層の同一層準と考えられこれに一括した。本層の上限は不明であるが少なくとも1,000 m以上に及ぶものと思われる。

本層は岩相および層序上の位置から夕張地方の栗山礫岩層<sup>4)</sup>に対比される可能性があり、典型的な鮮新世化石動物群を含みその要素は滝川地方の幌倉層および幌加尾白利加層<sup>20)</sup>に近似する。

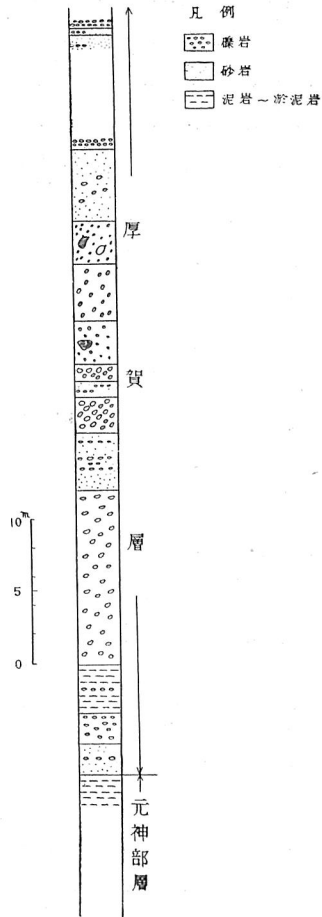
## II.4 第四系

### II.4.1 更新統

更新統は地形の項に述べた5段の平坦面の堆積面を構成する段丘堆積層からなる。

新冠段丘堆積層<sup>註2)</sup>は地形の項で述べたように殆ど削割されてしまつて原形をとどめぬ最高位の段丘

をつくるもので、僅かに新冠川と厚別川の分水嶺の標高300~320 mのところに残存するにすぎない。本層は観察し得た限りでは基底に顕著な礫をもつて第三系を不整合に覆い、砂および礫からなる。本層はその面の広がりから隆起海岸平野の平坦面を構成する堆積物と考えられる。



第9図 有良附近における厚賀層柱状図

註1) 竹田秀蔵, 北大卒論 (1935)

註2) 本層の分布は極めて限られているので地質図には記入していない。

馬歌山段丘堆積層は馬歌山面を構成し広く発達する。露出不良のため十分な観察は行い得ない。万揃附近、馬歌山附近の 2~3 の露出では基底にあまり顕著でない氾濫原の堆積物と考えられる礫層をもち、第三系を不整合に覆う。礫層の上位は厚い黄褐色の粘土からなり陸成の堆積物と考えられる。

豊畑段丘堆積層は豊畑面を構成して広く分布し、砂、礫および粘土からなり、第三系を不整合に被覆する。本層の堆積面である平坦面は各河川の流路に沿って発達し河成段丘堆積層と考えられるが、一部節婦附近に海岸線に沿って発達するものは海岸段丘のものと思われる。しかし、これらは同位の面と考え、その堆積物も同時代のものとしてこれに一括した。

御園段丘堆積層は各河川に沿って発達する御園面を構成する河成段丘堆積層で砂、礫および粘土からなり、泥炭層および顕著な火山灰層を介在する。第三系に対する関係は不整合である。

ヌッカ段丘堆積層は極めて極部的に発達するヌッカ面を形成する。堆積物は砂、礫および粘土からなる。

#### II.4.2 現世統

現河川の氾濫原の沖積層、泥火山噴出物、海岸の砂丘砂、地表の被覆物等がこれに属する。

沖積層は現河川の氾濫原を構成する砂、礫および粘土からなり、泥炭ないし草炭を挟有する。

泥火山噴出物は新冠の北西約 2.5km 附近に存在する泥火山の山体を形成し、青灰色の粘性の強い粘土からなる。本噴出物による山体は沖積平坦面上に位置し、後述するように段丘に切截されることなく極めて新しい現世の生成によるものと思われる。また各山体共表層の腐植土の下に前述の樽前火山の爆発に由来したものと考えられる火山灰が存在することから、それ以前に略々現在の山体を形成したことは明らかであるが、現在なお泥土を噴



第 10 図 泥火山位置見取図

出し堆積作用を続けているものもある。以下泥火山について記述する。

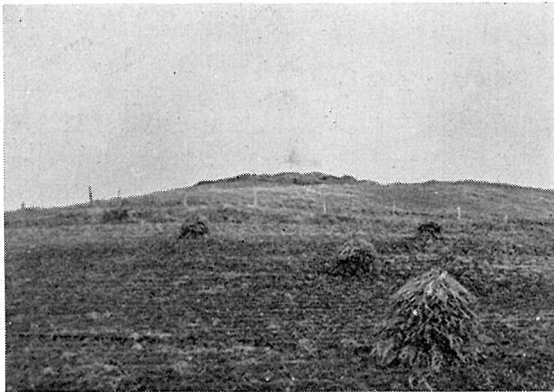
泥火山はかつての新冠川の流路であつたと思われる沖積層によつて埋められた広い谷に沿つて配列する。すなわち、新冠川が南西方向から北西方向に流路を変え再び南西方向に直角に方向を変えずが、泥火山の配列方向はこの北西南東の流路の延長方向に一致する。これらの泥火山は火山作用とは無関係の、油田地方に多く見られるものの一つであり、有名な台湾の高雄滾水溪のもの<sup>註1)</sup>と全く同一である。

この附近には少くとも 7~8 個の小丘状の山体があるが、顕著でかつ泥火山と確実に認め得るものは 4 個であり、これらはそれぞれ異つた成長段階を示している。最も新冠川に近い即ち南東端をしめるものは昭和 27 年 3 月 4 日の十勝沖地震の際に活動し、その形状が有珠昭和新山に似ていることから日高新山と呼ばれ、にわかに注目されるに至つた(第 11 図)。今かりにこれを A 山とし、順次北西に B, C, D 山と呼ぶ(第 10 図参照)。



第 11 図 所謂“日高新山(A山)附近”見取図(AからS42°Wの鳥居附近から見たもの) 福富孝治原図

A 山は前述のように十勝沖地震によつてその山頂部一 C……C より上部が隆起したのであるが、地震直後<sup>19) 21) 22) 24)</sup>の諸々の観察結果と著者等の観察を総合すると、その隆起量はたかだか 1 m にも及ばないものであつたと推定される。その際山頂部の地割れによつて畳 1~2 畳の広さで厚さ 0.7~1 m に



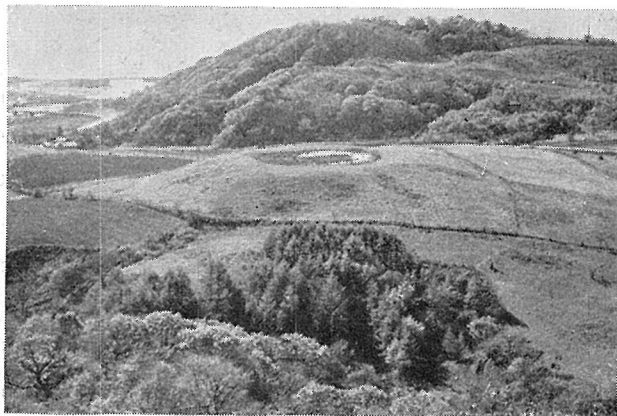
第 12 図 所謂“日高新山”(A山)

註1) C 山の噴出するガスの成分は本島公司、牧野登喜男によれば下記の如くである。<sup>24)</sup>  
CO<sub>2</sub> 0.6%, C<sub>2</sub> 1.5%, CH<sub>4</sub> 86.2%, N<sub>2</sub> 他 11.7

及ぶ土塊となり震動によつてずり落ちている。地割れは放射状および同心円状に生じ、なかでも N 20~40°W のものが優勢で、<sup>19)</sup> 泥火山群の配列方向のものが特に著しくこれは南東方向に約 1 km も追跡されたと報告されている。

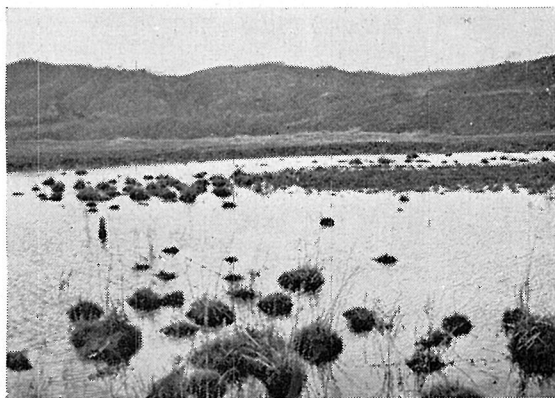
本山の十勝沖地震による活動は稠密な粘土を地下よりつき上げ、表面の土塊を押し上げ地割れを生じたに止り、ガス、地下水は噴出するに至らなかつた。

B山は4つのうち最も高く、A山と異つて整つた形をなし、平坦な頂上には径約 50 m の円形の沼地があり湿地性の植物が生育している。この円形の沼地は山体形成後の陥没によつて生じたもの



第13図 泥火山(B山)

であり、現在は全く活動を休止している。本沼地は第14図に見られる通り、ヤチボーズが生え、かつて生育していた樹幹が存在する。



第14図 泥火山(B山)頂上の沼地

C山は最も大規模で、平坦な台地状を呈している。形状も複雑で、現在なお5~7つの噴気孔を有し、水およびガスと共に

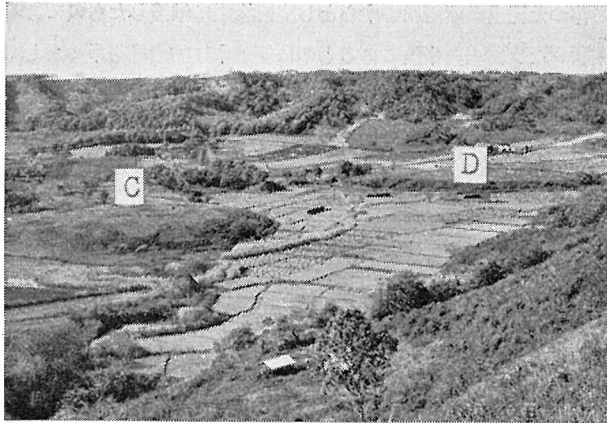
泥を噴出し、噴出孔の周囲は沼または沼地となつている。本山は噴出した泥を堆積す

註1) 泥火山は断層線の弱點に沿つて噴出したものであり新冠川もこの断層線に至り、流路の方向をZ状に變じている。

る一方また水が流れ口を求めて溢出し削剥も行われておりまた一部には広葉樹の粗林が存在する。

D山はC山と同様に低平な複雑な形の台地状を呈している。本山もいくつかの噴気孔をもちガスおよび水と共に泥土を噴出し

ている。以上のほかにポンセツブ沢の中流右岸の台地上に、ヨシ、スゲ等の生え



第15図 泥火山（C山およびD山）



第16図 泥火山（D山）の噴気孔の一つ

た沼地があつて、この沼地に水およびガスと共に泥が噴出している。

以上の観察および地質構造等の資料から、これらの泥火山の成因と成長の過程を考察すると次のとおりである。

すなわち、基盤は新第三系の含油層である受乞層からなり、本層は海岸線に沿つた背斜構造を形成している。この背斜—新冠背斜—はゆるい角度で背斜軸と交る断層によつて切られ、ポンセツブ沢からA山の間では背斜断層となつている。

泥火山はこの背斜断層に沿つて生じた亀裂を通じてガスおよび地下水が溢出し、これ

註1) 綱式1號井はC山の麓にあつて、160mでガスおよび油氣、203mでガス、357mで同じくガス、405mで油氣、414mでガス、460mでガスおよび油氣が記録されている。(應用地質の項参照)

に伴った泥土が噴出孔を中心として円錐型に堆積したものである。

ボンセツ沢の中流にあるものは沼地中に噴出孔を中心として径数10 cmの円錐丘を形成しつつあつて初期の段階にあるものと思われる。

次いで山体を形成した後空隙をみためため陥没が行われ、頂上に凹所が出来、沼地を生ずる。B山では陥没によつて沼地が形成され、現在活動を休止しており、CおよびD山では頂上部の陥没後に弱い活動が継続して行われ、そのためにいくつかの噴出孔あるいは沼地があつて稍々複雑な形を呈する。なおC山においては溢出した地下水により山腹は侵蝕されるにいたつている。

活動が回春して、第2の山体を形成し餅を2つ重ねたような形となることもある。A山がその例である。なおA山では十勝沖地震によつて内部から稠密な泥土が突出し表土を押し上げ二重の山体の頂部に1 m 足らずの盛り上りを生じたまま休止している。

砂丘砂は現在の海岸線に沿つて発達し、その顕著なものは新冠および静内の海岸に見られる。幅100 m 内外高さ10~20 m に達し、主として細粒の砂からなる。

樽前火山噴出物は15~20 cmの白色の細粒一径1~3 mm—の浮石粒からなり、地表の数10 cmの厚さの黒色腐植土の中位に位している。本火山噴出物の分布はこの地域全体にわたり現河床、極めて新しい崖錐、扇状地堆積物等以外の場所には例外なく分布している。この樽前火山噴出物は概説の項に述べた通り1874年(?)の降灰によるもので有史以来のものである。

## II.5 地質構造

先第三系は図幅地域の北東隅に僅かに分布するのみで、かつ可なり擾乱を受けておりその構造は明らかでない。

新第三系の地質構造は海岸線にはほぼ平行な北西—南東方向の構造線によつて支配され、前述の通り新第三系はフラヌイ層を基底として厚賀層まで整合一連で、同一の構造を示す。

しかし先第三系に接して泉から幕別附近にかけて分布するフラヌイ層は露出不良と岩相変化が著しいためその構造を把握出来ない。しかし基底部すなわち先第三系と接する所に顕著な基底礫岩層が北々西—南々東の走向をもつて分布することから北々西—南々東の方向性をもつことは略々推察出来、かつ比宇図幅の資料から1~2の褶曲軸をもつものと考えられる。

御園断層の南西側に分布する新第三系の地層は相連互する背斜向斜をくりかえし、こ



これらの軸は前述の通り略々海岸線に平行している。以下主要な構造線について記述する。

新冠背斜は海岸線に沿ってオサツナイ附近から染退川川口に亘って追跡され、受乞層を軸部に露出し北西および南東方向に行くに従って徐々に沈降する。本背斜の両翼は略々対称で節婦附近では翼の傾斜  $40\sim 50^\circ$  である。

オサツナイ向斜は新冠背斜の北西翼を一翼とする向斜構造で左右対称の翼を有する。本向斜はオサツナイより北西に沈降し、上下方附近で沈降しその軸部には厚賀層の礫岩が半盆状構造をなして分布する。

オクリカップ背斜は図幅の北西隅から朝日を経て目名附近を通る軸をもつ背斜構造で、オクリカップ沢上流で南東に沈降し、朝日附近で上昇しゆるいドーム構造を形作り、目名附近で再び沈降し、染退川南東岸で再び上昇する。概観すると、図幅の北西隅から元神部附近までは新第三系最下位のフラヌイ層が軸の中核に露出し、その上位の受乞層はオクリカップ上流から南東では地表下に没し、これから南東では更に上位の元神部層ないし最上部の厚賀層が軸の中核をなし、北西から南東に徐々に沈降する背斜構造である。

元神部向斜はオクリカップ背斜の北東側にそれに並走する大きな向斜構造で元神部沢から南東へ徐々に沈降し、万揃から遠ノ仏にかけて盆状構造を形成する。盆状構造の中核は厚賀層によつて占められている。

比宇川背斜は北に接する比宇図幅地域からの延長で南方方向に沈降し、元神部沢の南支流の上流で消失する。

オシヤマニ向斜は元神部向斜から枝分れしオシヤマニ附近を軸とする南北性の背斜構造であつて、メロの沢入口附近からペピリカップに走る断層によつて切断され北方延長は東へずれている。

節婦断層はポロセップ沢沢口から新冠川下流の屈曲部を通る断層で斜に新冠背斜軸と交叉する。本断層の南東延長は徐々に落差を減じ遂には消滅するものと推測される。すなわち新冠断層は後述の平取断層、慶能舞賀張断層と同じく北西に落差を増す南落ちの蝶番断層である。前述の通り、この断層の弱線に沿って新冠川が屈曲し、かつ泥火山が噴出している。

平取断層は<sup>註1)</sup>赤無附近から北西に急激に落差を増し図幅外平取町北部へ延びる断層であ

註1) 今井、角 (MS) : 5 萬分の 1 地質図幅「富川」(札幌—第 55 號)

る。本断層は赤無の南東厚別川の対岸では落差はなく、賀張川本流では 1,500 m 内外の落差を生ずる南西落ちの蝶番断層である。

慶能舞賀張断層<sup>註1)</sup>は元神部附近から図幅の北西隅に至つて北に方向を転じ富川、比宇の両図幅の境界を縫う断層である。前述の平取断層と同様南西側の落ちた蝶番断層で元神部附近で落差がないが図幅の北東隅では 1,400~1,600 m の厚さの受乞層を全く欠き元神部層の下部をフラヌイ層に直接せしめている。

御園断層は図幅の北東区域を北西—南東方向に走り、フラヌイ層と元神部層とを直接させている。本断層は後述の三石断層によつて切断される。

三石断層は他の断層および褶曲軸の方向とは多少趣を異にし略々南北性の方向で若園附近から豊畑の西方に到りこれから南々東に方向を変ずる。有良部落の北東部附近から二条に枝分れしその間に地畳状にフラヌイ層が挟まれて存在する。これら二条の断層の北東側のものは三石北断層、南西側のものは三石南断層と呼ばれ、<sup>15)</sup> 図幅外三石地方にまで延長が追跡される。図幅地域内ではこの両断層の間にフラヌイ層が分布するが図幅外では蛇紋岩によつて占められこれに附随して各種の変成岩<sup>7) 8) 9) 10) 11)</sup>が存在する。従つて本図幅地域内のフラヌイ層はこれらの蛇紋岩および変成岩が地畳状に突上げたときそれらと共に現在の位置まで押上げられたものと考えられる。

以上本地域の地質構造について述べたが、これらの造構造運動の顕著なものはフラヌイ層堆積前と厚賀層堆積後（後鮮新世）との二つの時期に見られる。また地域によつて地層の厚さに差異を生ぜしめ（例えばフラヌイ層の厚さが東部と西部とでは著しく異なる）、後背地の浮上りをもたらしたような運動があるがこれは何々層堆積前あるいは堆積後というような極限された時期におこなわれたものではなく、より連続した運動であり、かつ前述の造構造運動とは密接不可分のものであると考えられる。

## II.6 応用地質

**石油およびガス** 石油の表面徴候は、新冠背斜およびオクリカップ背斜の軸に沿つて著しく多く両背斜共にその殆どが南西翼に集中する。これらの油徴の殆ど全部が砂岩および礫岩中に見られるが、泥岩の亀裂に見られる場合も稀ではない。層準としては受乞層から元神部層にかけてであり、新冠背斜の南西翼ではこの層準の砂岩および礫岩はすべて油徴を有するといつても過言ではない。

註1) 今井、角 (MS) : 5 萬分の 1 地質図幅「富川」(札幌—第 55 號) 吉田、松野、佐藤、山口 (MS) 5 萬分の 1 地質図幅「比宇」(札幌—第 56 號)

油徴の甚だしい場合は、砂岩礫岩の空隙あるいは亀裂および泥岩の亀裂に油滴となつて存在し、油が自然に滲出して、流れにキラを流し、あるいは静かな水溜りに可なりの厚さに溜つている。一般には、これらの砂岩、礫岩は油で汚染して油臭を發し、水中で破碎するとキラを流す。

ガス徴として顕著なものは前述の泥火山がある。すなわち、新冠市街の北方約 2 km 山高江附近に 4 個以上の泥火山があつてそのいくつかは、現在なおガスを含む泥水を噴出している。これらと同様なものがポンセップ川中流北岸の山頂に存在し、これは山高江附近に見られるような山を作らないが、少量のガスおよび泥をはいている。

以上の泥火山は何れも新冠背斜の軸部を通る節理断層上に配列しているが、何れも油臭あるいは滲油の如き顕著な油徴を伴わないことは注目される。

さく井の記録両背斜のうち新冠背斜は古くから注目され大正 2 年村井吉兵衛によつて始めて採油を目的としたさく井が行われ、<sup>註1)</sup> 少くとも 8 本以上の試井が掘られている。今

第 3 表 試掘井一覽表 佐々、丹波、森口 (1954)

試掘名	位 置	年度	施行者	高度 (m)	油 層 深 度	推定掘さく 地 層	深度 (m)	備考
上総 1	ポンセップ川 中流北岸丘上	大 2	村井 石油	約36	30~37m 油気	新冠層上部 (受乞層)	約39	掘止深度不明
〃 2	〃	〃	〃	約54	約10m 土油気 15~20m 油気	新冠層上部 (受乞層)	約20	〃
綱式 1	ポロセップ川 中流南岸丘上	〃	〃	約60	約191m ガス油 約306m 油	新冠層上部 (受乞層)	約449	〃
〃 2	〃	〃	〃	約85	約95m 油気	新冠層上部 (受乞層)	約107	〃
ロータ リー 3	〃	大3?	〃	約65		新冠層上部 (受乞層)	?	〃
綱式 1	高江 5 号 泥火山西	昭 15~16	日曹 鋳業	約20	168m...ガス油気 203m...ガス 357m...ガス 405m...油気 414m...ガス 460m...ガス油気	新冠層下部 (受乞層)	475.6	〃
〃 2	オホマサラ川 南岸丘上	昭16	〃	約35	248m...ガス	新冠層上部 (受乞層)		〃
〃 3	〃	昭17	〃	約30		新冠層上部 (受乞層)		〃

註 上表中 ( ) 内は著者等による地層名

<sup>1)</sup>  
註1) 岡村要蔵 (1915) P. 1. 「明治 43 年夏期元本所技師伊木常誠此地の豫察調査を施行し、その有望なるを認めてより、此地に鑛區を卜するもの次第に多く、大正 2 年 12 月村井吉兵衛「ポロセップ」附近にさく井を開始するに到り、開發の機運漸く熟せんとす」 P. 34. 大正 2 年村井吉兵衛「ポロセップ附近に鑛區を卜し、綱掘機械井 2、上総井 2、を開掘し、且「ロータリー」非開掘の準備中であり、大正 3 年 11 月……機械掘 1 號井は深度 249 間 4 尺にして……」

これを表示すると第3表の通りである。<sup>註1)</sup>

これらのうち前四者の記録は、大正3年岡村要蔵の現地調査の折の記録であつて、これらは当時未だ掘さく中で、その後幾許まで掘下げたか詳らかでない。しかし何れにしても多量の産油はなかつたものと思われる。

以上簡単に表面徴候および試掘の状況について述べたが、本背斜においては最大の貯溜層である受乞層—厚真油田ではこの層準から採油している一が、侵蝕の結果地表に露呈しているのであまり期待出来ないものと考えられる。

一方、両背斜共に南西翼に殆ど大部分の油徴が集中していることから、南西翼に対して北東翼の部分がのし上げた結果に基く断層抑溜 (fault trap) が予想されるので断層の性状の解明が望ましい。

また、四近の状況から判断すると、白堊紀層中に油徴が見られ、またその泥岩層が油母層と考えることが出来、さらにフラマイ層の砂岩部が貯溜層となり得るものであることから試掘に当つてこの点をも注意する必要がある。

**石炭** フラマイ層の下部に介在するが稼行に堪え得るものは殆んどない。僅かに静内町幕別の石炭沢において調査当時試掘が行われていたにすぎない。

**鉱泉** 受乞層中所々に冷泉の湧出が見られる。何れも硫化水素臭を伴う無色透明なもので、湧出孔附近に黒色の硫化物および白色の湯華を沈澱している。その大部分のものは湧出量が極めて少く問題にならないがブケマ橋の北西の小沢にあるものは相当な量があつてかつては浴用として利用されたことがある。

註1) 佐々保雄、森口耕三、丹波齊(1954): 北海道新冠油田地質調査報告書、P. 16. (略寫)

## 文 献

- 1) 岡村要蔵： 日高国新冠，静内，三石三郡地方調査報告，鉱物調査報告，No. 4，1911.
- 2) 伊木常誠： 日高国門別川，波恵川，慶能舞川及厚別川流域調査報告，鉱物調査報告，No. 5，1911.
- 3) 岡村要蔵： 日高国西北部産油地調査報文，鉱物調査報告，No. 22，1915.
- 4) 村田 析： 栗山地方の地質，地質学雑誌，vol. 30，1923.
- 5) 千谷好之助： 本邦第三紀層の分類と其名称に就きて（摘要），地質学雑誌，vol. 37，No. 441，1930.
- 6) 長尾 巧： 北海道日高山脈西方の中生層及第三紀層概観，地学雑誌，vol. 43，No. 509，1931.
- 7) 長尾 巧，佐々保雄： 北海道西南部の新生代層と最近の地史，地質学雑誌，vol. 41，No. 485，No. 488，1934.
- 8) 長尾 巧： 北海道中部の地質構造統報（摘要，演旨），地質学雑誌，vol. 41，No. 489，1934.
- 9) 石橋正夫： 日高国三石附近の地質について，地質学雑誌，vol. 44，No. 525，1937.
- 10) 竹内嘉助，三本杉已代治： 浦河図幅説明書，北海道工業試験場地質調査報告，No. 1，1938.
- 11) 石橋正夫： 日高国三石蓬萊山附近の岩石について，北海道地質調査会報告，No. 10，1939.
- 12) 藤岡一男： 石狩炭田紅葉山附近の所謂中間層に就いて，矢部教授還暦記念論文集 II，1940～1941.
- 13) 矢部長克，杉山敏郎： 北海道における *Cirocoporella semiclastrata* HAYASAKA の発見，地質学雑誌，vol. 48，No. 584，1942.
- 14) 根本忠寛，三本杉已代治，水口文作： 登川図幅説明書，北海道工業試験場報告，No. 5，1942.
- 15) 湊 正雄，浦野龍一： 日高国静内町近傍の第三紀層及三石断層の意義について，新生代の研究，No. 6，1950.
- 16) 舟橋三男： 北海道の日高帯と神居古潭帯の岩石，地球科学，No. 4，1951.
- 17) 舟橋三男，橋本謙二： 日高帯の地質，民主々義科学者協会地学団体研究部会専報，No. 6，1951.
- 18) 筒浦 明： 十勝沖地震によつて変動した石油ガス性の“泥火山”日高新山の研究——地震による地表附近の変化，石油技術協会誌，vol. 17，No. 5，1952.
- 19) 北海道大学理学部地質学鉱物学教室： 十勝沖地震調査報告，北海道地質要報，

No. 20, 1952.

- 20) 橋本 亘: 北海道侏羅系の地質, 地質調査所報告特別号 (B), 1952.
- 21) 早川正巳, 猪木幸男: 北海道十勝沖地震調査概報, 地質調査所月報, vol. 4, No. 5, 1953.
- 22) 福富孝治, 田畑忠司, 藤木忠美, 金安公造: 墓石の転倒, 移動等から推定した昭和 27 年十勝沖大地震における北海道各地の最大加速度と, 特異な地割れの観察, 北海道大学理学部地球物理学研究報告, No. 3, 1953.
- 23) 日高団体研究グループ: 日高帯の断面図が出来るまで, 地球科学, No. 18, 1954.
- 24) 佐々保雄: 新冠泥火山とその十勝沖地震による変動, 十勝沖地震調査報告, 十勝沖地震調査委員会, 1954.
- 25) 松野久也, 秦 光男: 追分層から *Cyclammina japonica* ASANO の産出, 北海道地質要報第 30 号, 1956.
- 26) 舟橋三男: 5 万分の 1 地質図幅「幌泉」(釧路一第 70 号) および説明書, 地質調査所, 1956.
- 27) 小林 勇, 垣見俊弘, 植村 武, 秦 光男: 5 万分の 1 地質図幅「滝川」(旭川一第 52 号) および説明書, 北海道開発庁。

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

SHIZUNAI

(Sapporo-63)

By

Kyuya Matsuno & Shoichi Yamaguchi

(Written in 1957)

---

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped is situated in the Pacific coastal region of southern Hokkaido and on the western side of the Hidaka mountain range which is the backbone of the island. The northern corner of the mapped area is a dissected mountainous region which attains an altitude of about 700 m from the sea level; in it the pre-Tertiary system develops. The greater part of the area excepting the just-mentioned is less than 400 m in height above sea level; and it is covered by Neogene Tertiary and Quaternary sediments.

The rocks exposed in this area are divided into three systems: Pre-Tertiary, Neogene Tertiary and quaternary system. The subdivisions of the systems and the stratigraphic sequence are given in Table 1.

**1 Pre-Tertiary system**

The pre-Tertiary system occupies only a small area in the north-eastern corner of the mapped area. It consists chiefly of green or brown schalstein with intercalated agglomerates, slate, chert and pale gray fine-grained sandstone. It is identified the only pre-Miocene formation in field data of this area. It becomes clear that the pre-

Table 1

Age		Geologic sequence	Remarks
Quaternary	Recent	Tarumae Volcanic ejecta	←Volcanic ash fall
		Dune sand	
	pleistocene	Ejecta of mud volcano	←Severe activity of natural gas
		Alluvium	
		Nukka terrace deposits	} -Emergence and tilting
		Misono terrace deposits	
		Toyahata terrace deposits	
Mautayama terrace deposits	} -Peneplanation and tectonic movements		
Niikappu terrace deposits			
Neogene Tertiary	Pliocene	Atsuga formation	←Pliocene molluscan fauna
	Miocene	Motokambe formation	} -Miocene foraminiferal fauna ( <i>Cyclammina</i> spp.)
		Ukekoi formation	
		Furanui formation	←Igneous activity ←Miocene molluscan fauna ←Coal
			←Orogenic movements
		Pre-Tertiary system	←Igneous activity

Tertiary system in this area is a southern extension of the Sarugawa series developed in the upper reaches of the river Nukabira in the adjacent geological sheet map of "Biu", surveyed recently. The Sarugawa series, from the occurrence of *Cirocoporella semiclathrata* HAYASAKA, was correlated to the upper Jurassic Torinosu series by



H. Yabe and T. Sugiyama (1942).

## 2 Neogene Tertiary

The Neogene Tertiary system is subdivided into four formations from the lower upwards: the Furanui, Ukekoi, Motokambe and Atsuga.

### **Furanui formation**

The Furanui formation is the lowermost member. It unconformably covers the pre-Tertiary system in the eastern part of the area. In the western portion, the basal part can not be seen in the mapped area, but just outside, the Cretaceous system lies unconformably below the Furanui formation.

In the western part of this area, the Furanui formation has a thickness of about 270-290 m. It is subdivided into three parts from the lower: the coal-bearing part, molluscan fossil-bearing sandstone, and mudstone. The mudstone intercalates several thin layers of tuff or tuff-breccia. List of the molluscan fossils from the middle part of this formation are in the Japanese text, pages 6~8 and 10. In the eastern part of the area, the Furanui formation is more than 1,000 m in thickness and is richer in fine grained sediments than the western part. The same difference is also in the molluscan faunal characters.

This fauna together with the foraminiferal fauna (Japanese text, pages 9~10) indicate that this formation will correspond to the early middle Miocene Takinoue formation found in the Yubari province.

### **Ukekoi formation**

The Ukekoi formation transforms gradually from the mudstone of the Furanui formation without breaks between them. It consists of conglomerate, sandstone, and mudstone. The conglomerates are black in colour; the pebbles in them are composed of black slate chiefly. The conglomerates become striking towards the northwestern portion of the area from the southern coastal area. The mudstone is dark gray in colour and alternates with grayish-brown or bluish-gray sandstone. This formation intercalates dark gray hard shale lenses in

some horizons and has a total thickness of 1,400–1,600 m. From this formation, *Sagarites* sp. and foraminiferal fossils were collected. They and their localities are shown in Figure 7 and Table 2 (Japanese text, pages 13~15).

This formation is correlated to the middle Miocene Kawabata formation in the Yubari province, judging from the stratigraphical relation to the Furanui formation, and from the character of its sedimentation.

### **Motokambe formation**

The Motokambe formation is the predominant one in the mapped area. It has a thickness of about 2,200–2,600 m. It rests conformably on the Ukekoi formation and is subdivided into six characteristic rock facies viz., thin alternation of sandstone and mudstone, hard shale, alternation of tuffaceous mudstone and sandstone, alternation of sandstone and mudstone, conglomerate, and tuffaceous massive mudstone. The inter-relations between the rock facies are indicated in Figure 5 (See, Japanese text).

It is noteworthy that the conglomerate of this formation differs from that of the Ukekoi formation, in that it is composed of pebbles such as gabbro, gabbro amphibolite, normal gabbro, diabasic gabbro, gneissose gabbro, hornfels, gneiss, granophyre, migmatite, hyperite, mylonite, etc. These rocks are constituents of the axial part of the Hidaka mountain range. From this facts, the axial part of Hidaka mountain range is considered to have been exposed and to have been under the effect of denudation, at least during the time of deposition of the Motokambe formation.

The foraminiferal fauna and their localities of this formation shown in Figure 7 and Table 2 (See Japanese text, pages 13~15) is concluded to belong to the Miocene fauna. This formation would be correlated to the Kamogawa formation and the overlying Oiwake formation in the Yubari province, from the stratigraphical position.

### **Atsuga formation**

In this area, only the basal part of the Atsuga formation is exposed; the main part of it develops well in the west adjacent sheet map area along the coastal area of the Pacific ocean. In this mapped area, the Atsuga formation in general is composed of conglomerate in the lower part and tuffaceous massive mudstone in the upper part. But, from the field observations, both the conglomerate and the mudstone have the relation of interfingering and they both transform upward into thick sandstone. There are no breaks between the Atsuga and Motokambe formations; that is to say, in the neighbourhood Atsuga-machi, the conglomerate of the basal part of the former laterally changes into the topmost part of the latter formation.

From the sandstone and conglomerate at the horizon 600 m above the base, molluscan fauna of Pliocene in age (See Japanese text, page 18) have been collected. The thickness of this formation is estimated more than 1,000 m.

### 3 Quaternary system

The Pleistocene sediments are represented by terrace deposits of marine (questionable) and fluvial origin. These are classified into five according to the altitude of their flat surface planes, they are .

- |                               |                     |
|-------------------------------|---------------------|
| 1. Niikappu terrace deposits  | 320-300 m in height |
| 2. Mautayama terrace deposits | 280- 80 m in height |
| 3. Toyohata terrace deposits  | 120- 40 m in height |
| 4. Misono terrace deposits    | 120- 20 m in height |
| 5. Nukka terrace deposits     | 80 m in height      |

Recent depositons comprise alluvial deposits, sand dunes, mud volcanoes and volcanic ejecta. Alluvial deposits consists mainly of sand, gravel, clay and peat. The mud volcano ejecta forms conical or flat topped hills some of which are active at present. The Tarumae volcanic ejecta which cover the whole area are composed of white pumice to a thickness of about 15-20 cm, being intercalated with surface humus loam. These ejecta would be originated from the

volcano Tarumae in 1874.

### ECONOMIC GEOLOGY

Oil indications have been known from early times along the axis of the Niikappu and Okurikappu anticlines. They are remarkable, especially in the southern wing of the Niikappu anticline. During the period 1912 to 1942, at least 8 prospecting wells were drilled along the anticlinal axis. The deepest one was about 449 m. but none was profitable in production. This is doubtless due to the lack of the cap rock and so the fact the oil reservoir Ukekoi formation is exposed to the surface, in this area.

Coal seams in the basal part of the Furanui formation are not workable because of their thinness and poor quality.

---

---

昭和 32 年 12 月 25 日印刷

昭和 33 年 1 月 10 日発行

著作権所有 北海道開発庁

---

印刷者 三田徳光

印刷所 興国印刷株式会社

---

---