

5万分の1地質図幅説明書

富 川

(札幌一第55号)

工業技術院地質調査所

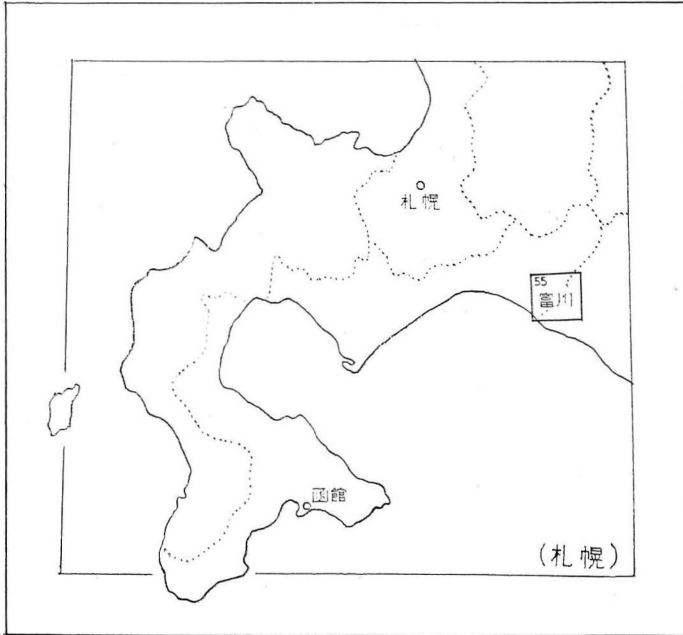
通商産業技官 今 井 功

通商産業技官 角 靖 夫

北海道開発庁

昭和32年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	5
II. 1 概 説	5
II. 2 白 堊 系	7
II. 3 第 三 系	12
II. 3. 1 栄 層	16
II. 3. 2 アベツ層	22
II. 3. 3 二風谷層	23
II. 3. 4 荷 菜 層	25
II. 4 破碎岩および蛇紋岩	29
II. 5 第 四 系	31
II. 5. 1 段丘およびその堆積物	31
II. 5. 2 火山灰層	36
II. 5. 3 冲 積 層	39
II. 6 地質構造	42
III. 応用地質	48
III. 1 石 油	48
III. 2 石 炭	49
文 献	51
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

富 川

(札幌—第 55 号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 今 井 功

通商産業技官 角 靖 夫

本図幅調査は北海道開発庁の委託によつて、昭和 29、30 年の兩年にわたつて行われた。調査にあつては帝国石油株式会社および石油資源開発株式会社から 1 万分の 1 実測地形図の借用、参考資料の閲覧などの便宜をうけた。

東北大学教授浅野清氏には有孔虫の鑑定を依頼し、多くの教示をうけた。また本所田中啓策技官には白堊系化石の鑑定を、徳永重元技官には花粉分析の労をわずらわし、第三系の貝化石の鑑定に當つては井上正昭・水野篤行両技官の協力をうけた。

I. 地 形

本図幅地域は北海道の中央南部に位置し、日高・胆振地方の海岸近い、低山地地域のなかにある。この山地は東方・北方に高度を増して日高山脈の西麓および夕張山脈と連なり、西方・南方に低下して苫小牧低地帯および太平洋に至つている。図幅地域内の山地は 300 m 前後の高度から順次南西方に向かつて低くなり日高の海岸に臨んでおり、この間を鷓川・沙流川・門別川・波恵川などの中小河川が数 km の間隔で平行して流下している。低地は河川に沿つて狭く分布しているにすぎない。山地は図幅地域の北部 $\frac{2}{3}$ を占めるよく開析された地域と、これより一段低い南部 $\frac{1}{3}$ の平坦な海岸段丘地域とに大別される。河川の側方には海岸段丘に対応して河岸段丘が発達している註1)。

註1) 海岸段丘・河岸段丘については第四系段丘の項で、低地については第四系沖積層の項で詳述する。

I. 1 北部地域の山地

満壮年期の開析を受けた低山地であつて、標高 200~300 m の山稜が連なり、その東半部には 320~330 m の山頂が散在している。

山地は南方に流下する数本の河川主流によつて帯状に分割され、主流の両岸に発達した支流によつて盛んに侵蝕されている。このため分割された山地毎に両側の河川主流に対して明瞭な分水界が発達し、これが主幹の山稜となつている。この主幹の分水界山稜は、西側の支谷が東側のものより長く伸びているため、山地の東側に偏している。ただし鶴川の西側の山地では芭呂沢が向斜谷として発達し、主幹の山稜はその両側に分岐している。主幹の山稜は比較的幅が狭く、山腹が急であり、その稜線は山頂と鞍部に 20~40 m 程度の高度差をもち、また幾分屈曲しながら南北方向に連なる。そして支谷に挟まれた鋭い枝尾根を数多く分岐している。

河川主流からは多数の支谷が主幹の山稜に直交するように数 100 m あるいは 1~1.5 km 程度の間隔で櫛歯状に発達し、さらに孫谷を生じていて、全体に谷の密度が大きい。これらの支谷は、NW および NS 方向に延びる地層の走向に斜交ないし直交する方向をとるものが多く、その孫谷は地層と並走するものが多い。主幹の山稜の東側の支谷は、西側のものより短かく、その長さの比は 1:1.5~3 である。したがつて一般に東側の支谷は勾配が急であり、西側のものは緩やかである。概して延長約 1.5 km 以上の支谷では下流部で側方侵蝕が行われているが、それ以下の長さの支谷および孫谷では下刻と頭部侵蝕が旺盛である。湯ノ沢・アベツ沢・看々沢・カイカニ沢および芭呂沢などの特に長い支谷では、中流以下で谷壁間の幅が広くなり、大抵堆積物があつて河床より数 m 高い平地を形作つている。平地の幅が 200~300 m に達するところもある。

北部地域では山形に地質の影響がよくあらわれていて、岩質毎にそれぞれ次のような特徴が認められる。すなわち、礫岩は他の岩質の地層より突出した山稜、尾根を作り、山腹・谷壁が急峻なことが多い。白堊系の頁岩は比高の割に穏やかな山形を呈し、谷幅が比較的広いという特徴をもち、第三系の頁岩、特に硬質頁岩のところではその走向に沿つて直線的な谷が発達し易い傾向がある。砂岩泥岩互層と珪藻質シルト岩地域では礫岩、頁岩の地域に較べ、山稜・谷壁の険しさが少ない。砂岩泥岩互層と珪

藻質シルト岩との地域を較べると、互層地域には枝谷が密に生じ易く、珪藻質シルト岩のところでは枝谷が少ない。また部分的に第三系の榮層の凝灰角礫岩、白堊系の砂岩、硬質頁岩などが堅固な切立つた尾根をつくっている。礫岩と珪藻質シルト岩のように侵蝕に強い地層と弱い地層とが断層で接するところでは、断層線の両側の山形は異なっている。

このように北部地域はかなり開析されているが、山頂・山稜の高度に幾分の定高性があり、標高 200 m 内外、220~240 m、320~350 m などに階段状をなす平坦な地形面があつたことが推定できる。これは海成段丘が開析されて生じた地形と解される。

I. 2 南部地域の山地

平坦な丘陵性地域であつて、北部地域に較べて起伏が少なく、平坦面に富み、高度も低い。海岸から約 10~10 数 km 内陸までの間を占め、内陸ほど高く、標高 130~170 m から海岸近くの 30 m まで徐々に低くなっている。この地形は幾段もの海岸段丘と河岸段丘とが複合した地形であつて、段丘面はそれぞれ新第三系を平坦に削つて発達し、厚さ数 m~20 m 程度の段丘砂礫層と火山灰層とを伴なっている。

北部地域と同じく河川主流によつて数個の帯状の地区に分けられている。どの地区でも西側の支谷が長く伸びていて、分水界線は東側に偏し、一般に河川の西側に数段の河岸段丘が発達している。河系の発達が若いので、この段丘面は平滑のままに保存されている。谷は一般に頭部侵蝕が強く、ことに短い支谷ほど激しく、これらの傾向はとくに東側の支谷で顕著である。普通、谷の尖端部は雨裂状あるいは浅い溝状を呈し、流水がなく、周囲に緩傾斜を作っている。この尖端部の終りに頭部侵蝕の旺盛な谷頭の崖が形成されていて、一般にこれから下方に流水がみられる。

I. 3 河 川

鶴川・沙流川はそれぞれ主流の伸長が約 70 km および 90 km の河川であつて、この図幅地域内ではその下流部がみられる。両川は図幅地域内ではいずれも河幅が 100~150 m 前後、平時の深度が淵部を除いて数 10 cm~1 m 程度で、 $1/1000 \sim 2/1000$ 位の河

川勾配をもち、砂礫に埋まつた幅数 100 m~1 km の河床内を所々に中洲をいだきながら小さく蛇行して流れ、洪水時にはしばしば流路を変更する。したがって河床には砂礫が縞状をなして不規則に堆積しており、また水のない旧流路が所々にみられて、洪水時に砂礫がかなり移動したことがうかがわれる。このために水量の多い割に水深が浅くなり、流路を制御するには護岸工事が必要がある。

門別川・波恵川は延長約 30 km および 20 km の小河川で、図幅地域内にはその中・下流部が入っている。門別川は幅数 m~10 数 m, 平時水深数 10 cm~1 m 弱、波恵川は幅数 m, 水深数 10 cm である。前者は山門別の 151 m 標高点附近から、後者は 126 m 標高点の少し下方から上流に岩盤が河底に露出している。河川の勾配はそれぞれ $3/1000 \sim 5/1000$, $5/1000 \sim 10/1000$ (5 万分の 1 地形図による) 程度である。門別川は小さく蛇行しているが、波恵川は僅かに屈曲しているだけで、大体東側に偏して流れている。

これらの 4 河川とも、図幅地域での上流部は NS, SSW, SSE などの方向に流れ、下流部は WSW の方向をとっている。この屈折部は大体前述の北部地域と南部地域の境よりやや北に寄つた位置であつて、よく検討すると北部地域の山地の原地形をなしていたと思われる標高 320~350 m の海岸段丘面とそれ以下の海岸段丘面の境附近に当り、220~240 m の海岸段丘面の旧汀線の位置と関連が深いことが判る。(第 7 表、第 9 図参照) おそらくこの屈折は 220~240 m 面および 200 m 面の形成時とそれ以下の面の形成時で、上位の段丘面に伸長する河川主流の必従方向が異なつていたことに由来するのであろう。この河川の屈折と大体平行して河川主流に挟まれる各山地の分水界線も屈折している。

いずれの河川も融氷雪時および数日間に 300 mm 前後の降雨があつた際には 2~3 m の増水が起る。増水に応じて流水が河床を満たし、河床の狭いところなどでは 2~3 m 高位の段丘面に冠水を見、その畑地、田地に被害を受けることがある。

II. 地 質

II. 1 概 説

この図幅地域は日高帯の西側にあつて、石狩炭田の南方、勇払油田の東縁に位置する。地域内には白堊系、第三系が N-S または NW-SE の方向性をもつて分布し、地域南部には海岸段丘および河岸段丘堆積物が発達している（第1表参照）。

第1表 地質総括表

時 代		層 序		地 殻 運 動 火 山 活 動
第 四 紀	現 世	沖 積 層		←石英安山岩質噴出物 } 断続的隆起 ←造構造運動の終末
	更 新 世	火 山 灰 層		
		河岸段丘堆積層 海岸段丘堆積層	河岸段丘堆積層	
		荷 葉 層		
第 三 紀	鮮 新 世 — 中 新 世 —	二 風 谷 層		←酸性凝灰岩
		↑		
		二 風 谷 層		←酸性凝灰岩
		ア ベ ッ 層		←流紋岩質凝灰岩 ←酸性凝灰岩
		栄 層		←安山岩質凝灰岩
		(断 層)		} 隆起剝刺・構造運動
白 堊 紀	ヘイ ト ナ 世	函 淵 層 群		←酸性凝灰岩
	浦 河 世	上 部 蝦 夷 層 群		←酸性凝灰岩
	ギ リ ク ヤ 世	中 部 蝦 夷 層 群		←酸性凝灰岩
地 域		平取断層南西域	平取断層北東域	

白堊系は石狩炭田夕張地域に広く分布するが、南下するに従って分布の幅を狭め、東隣比宇図幅の南西隅で遂に消滅する。本図幅地域内ではこの狭長な白堊系の西側の一部が分布するにすぎない。図幅地域内の白堊系を構成するものは、中部蝦夷層群、上部蝦夷層群、函淵層群で、その時代はギリヤーク世からヘトナイ世に及んでいる。

第三系の石狩層群および幌内層も南下するに従って漸次その分布を狭げ、北隣徳別図幅地域内では幌内層も消滅して、白堊系に幌内層以上の第三系が直接するに至る。本図幅地域内の第三系は全層厚 5,000 m に及ぶ整合一連の海成層で、時代的には中新世初期から鮮新世に及んでいる。白堊系とは断層で接する。

第三系は全般に岩相変化が著しいが、大局的にみると、海進がはじまり、徐々に積成盆地が形成され、次第に海退に移行するに至る一連の地史の変遷を辿っている。第三系の各層準にわたって礫岩などの粗粒岩が発達しており、このことから地史の変遷の間を通じて後背地の断続的な隆起があり、これに伴ない堆積地の著しい沈降と多量な堆積が行われたことがわかる。礫岩の礫種は下部のものは輝緑岩、チャート、粘板岩、古期砂岩などが多く、全般に黒色がちであるが、上部のものになる程花崗岩、片麻岩の礫を増している。

図幅地域の地質構造は大規模な褶曲構造を示している。これは石狩炭田地域の複雑な地質構造に連なるものである。白堊系と第三系とは必ずしも同じ構造形態をもたないが、両者の構造は大局的には平行的で、ともに現在みられるような地質構造を決定した最終的構造運動の影響をうけている。褶曲に伴なう断層の主なものはいずれも衝上性逆断層で、東方からの側圧をうけている。構造運動の時期は、当地域の第三系堆積以前にも考えられるが、決定的な運動の終末時期は鮮新世末である。

日高の海岸線に沿って、数段の非常に顕著な海岸段丘が発達している。すなわち更新世になつてから、地盤は上昇と沈降とを反覆しながらも、全体的には隆起を続けたものと思われる。

図幅地域の全域を火山灰が被覆している。その上部のものは樽前火山の噴出物といわれ、沖積世の堆積物である。

II. 2 白 聖 系


図幅地域内に分布する白聖系は中部蝦夷層群、上部蝦夷層群および函淵層群からなる。各層群の関係は整合である。

この地域の中部蝦夷層群と上部蝦夷層群との境界については、従来中部蝦夷層群の最上部とされている佐久層^{註2)}に相当するような、泥質岩に粗粒砂岩を混える地層の上限をもつて中部蝦夷層群の上限とする。

白聖系は大局的には背斜構造をなして、その軸部は断裂して当地域ではニオイ断層となつている。この断層の東側の部分は比較的構造が単純であるが、西側では上部蝦夷層群と函淵層群とが断層のために繰り返して分布し、また部分的に地塊化して

第2表 白聖系の層序総括表

時代区分	層群	層序	層厚 (m)	岩 相	固塊	化石	その他	
ヘトナイ世	函淵層群	C ₆	400+	シルト岩	少	少	→石炭層 →油徴 →薄炭層 →油徴 →石炭層	
				中～細粒砂岩 粗粒砂岩・礫岩	少	普通		
浦河世	上部蝦夷層群	C ₅	450～550	黒色泥岩	少	普通	→ベントナイト	
				暗灰色シルト岩	少	少		
				黒色泥岩	多	多		
ギリヤーク世	中部蝦夷層群	C ₁ ～C ₄	300+	断層により 欠除			図幅地域外に露出	
				C ₄	暗灰色シルト岩	普通		普通
				C ₃	黒色泥岩および 暗灰色塊状シルト岩	少		少
				C ₂	暗灰色シルト岩(砂岩互層) 礫岩・板状砂岩	少		普通
				C ₁	暗灰色泥岩	少		普通

 泥岩およびシルト岩	 砂岩
 頁岩	 凝灰岩

註2) 佐久層とはアベシナイ地区を模式地とし、主夕帳、富良野、芦別地区にもみられる中部蝦夷層群上部の岩相層序的小単位である。(松本達郎：1953)

いる。

本図幅地域の白堊系の層序を第2表に示す。

II. 2. 1 中部蝦夷層群

当地域には中部蝦夷層群の上部のみが分布する。これを岩相によつて下位から $C_1 \cdot C_2 \cdot C_3$ に層序区分する。 C_1-C_3 はギリヤーク統上部階に対比されるものであり、 C_2-C_3 はその層序的位置・岩相・化石内容からいわゆる佐久層に相当するものと思われる。

C_1 C_1 の下限はニオイ断層によつて断たれて不明である。認められる範囲の厚さは約 300 m である。主として暗灰色シルト質泥岩または黒色泥岩からなり、下部にはベントナイト質凝灰岩の薄層を挟有し、*Mesopuzosia* sp., *Inoceramus* cf. *teshioensis* NAGAO & MATSUMOTO, うなどを比較的多く産出する。中部および上部には化石は少なく、泥灰質団塊は下部および上部に多い。

C_2 C_1 から整合的に漸移する地層で、層厚約 70 m、主として礫岩、砂岩、砂岩・シルト岩互層からなる。礫は直径 10 cm 内外で、粘板岩、珪質岩、輝緑凝灰岩、石英斑岩質岩、緑色岩、砂岩などからなり、多くはほぼ円礫である。砂岩は青灰色を呈し、細粒または中粒で、板状の層理をなし、ところによつて細礫を散在する。凝灰質物および炭質物の微粒を含んでいる。互層は細粒砂岩と暗灰色シルト岩の細互層で、シルト岩にはしばしば葉理が発達する。泥灰質団塊および化石は少ない。

C_3 C_2 との関係は整合である。層厚約 250 m で、主として黒色泥岩および暗灰色シルト岩からなる。下部はむしろシルト岩が優勢で、砂岩と薄互層を呈することが多い。シルト岩は一見縞状をなし、葉理がよく発達する。下部は比較的化石が多く、*Neophylloceras* sp., *Desmoceratidae* gen. indet., *Scalarites* (?) sp., *Inoceramus* cf. *incertus* JIMBO, *Inoceramus* sp. などを産する。泥灰岩団塊も多い。上部は黒色泥岩を主とし、暗灰色縞状シルト岩の薄層をはさみ、化石、泥灰岩団塊ともに乏しい。

II. 2. 2 上部蝦夷層群

当地域の上部蝦夷層群はその上部のみが露出し、最下部は比宇図幅に分布し、中部

は断層によつて欠除している。かりに最下部を C_4 、上部を C_5 と名づける。 C_4 はニオイ断層の東側に C_5 は西側に分布する。

C_4 本層は図幅地域内では認められない。東隣比宇図幅内でみられる範囲の厚さは約 100 m である。全般に暗灰色シルト岩および黒色泥岩よりなる。泥灰岩団塊および化石に富む。チベシナイ沢本流の上流では C_4 中に、*Gaudryceras* sp., *Tragodesmoceroides* (?) sp., *Scalarites* sp., *Inoceramus* cf. *hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO などを産出する地帯があり、さらにその上位には *Inoceramus* cf. *uwajimensis* var. *yeharai* NAGAO & MATSUMOTO を産出する地帯がある。したがつて浦河、ギリヤーク両世の境は、 C_4 中にあるものと思われる。

C_5 ニオイ断層の西側にあつて、断層のために地塊化し、繰り返して分布している。本層の下限は不明である。層厚は 450~550 m である。標式的に層序がみられる地域はニオイ沢下流部の西側の地域で、こゝでは、主に黒色泥岩および暗灰色シルト岩からなり、随所に凝灰岩の薄層をはさみ、また泥岩中に凝灰質の砂がまざることがある。いずれも流紋岩質と思われる酸性の凝灰岩である。チベシナイの沢口に近い一支流では厚さ数 m に達する流紋岩質の火山礫凝灰岩・細粒凝灰岩からなる凝灰岩層があつて、そのベントナイト化した部分が採掘されたことがある。

本層の下部には泥灰岩団塊および化石が多い。チベシナイ沢本流およびニオイ沢本流に産する下部の化石は次の通りである。

- Neophylloceras compressum* MATSUMOTO
Phyllopachyceras ezoense (YOKOYAMA)
Epigoniceras glabrum (JIMBO)……………多
Anagaudryceras yokoyamai (YABE)
Gaudryceras denseplicatum (JIMBO)
Gaudryceras tenuiliratum YABE……………多
Gaudryceras tenuiliratum var. *ornata* YABE……………多
Damesites damesi (JIMBO)
Damesites sugata (FORBES)
Hauericeras (s.l.) sp.
Mesopuzosia densicostata MATSUMOTO
Neopuzosia cf. *japonica* (SPATH)
Yokoyamaceras cf. *jimboi* MATSUMOTO

- Eupachydiscus haradai* (JIMBO)
Menuites sp.
Poroniceras sp.
Hyphantoceras (?) sp.
Polyptychoceras obstrictum (JIMBO)
Polyptychoceras haradanum (YOKOYAMA)多
Polyptychoceras pseudogaultinum (YOKOYAMA)
Pseudoxybeloceras quadrinodosum (JIMBO)
Subpythoceras cf. *yubarensis* (YABE)
Baculites sp.
Inoceramus japonicus NAGAO & MATSUMOTO
Inoceramus cf. *amakusensis* NAGAO & MATSUMOTO
Inoceramus sp. (group of *I. ezcensis*)
Inoceramus naumanni YOKOYAMA多
Grammatodon sachalinensis (SCHMIDT)
Propeamussium cowperi WARING var. *yubarensis* YABE & NAGAO
Tessarolax japonicus YABE & MATSUMOTO
Piestochilus laevigatus NAGAO

本層中部の黒色泥岩中にはしばしば細粒砂岩の薄層をはさむ。泥灰岩団塊および化石はともに少い。

本層上部には泥灰岩団塊は少ないが次の化石を産する

- Inoceramus* cf. *naumanni* YOKOYAMA
Inoceramus orientalis SOKOLOW var. *ambiguus* NAGAO & MATSUMOTO
Inoceramus cf. *pseudosulsatus* NAGAO & MATSUMOTO
Periplomya cf. *elliptica* NAGAO & OTATUME
Acila hokkaidoensis NAGAO
Scurria sp.

チベシナイ沢中流西側の支流の、^{けのまい}慶能舞^{かぼり}一賀張断層に接する部分の地層は、第三系か白垩系か岩質のみからは区別し難いが、次の有孔虫を産する。

- Silicosigmoilina* (*Bramletteia*) sp. a
Bathysiphon sp. a
Haplophragmoides sp. a, b, c, d, g
Verneuilina sp. a

これらの特徴からこの部分は上部蝦夷層群のものと考えられ、しかも *Globotruncana*

を産しないことから、上部蝦夷層群中でも上部であろうことが推定される註3)。

本層の大部分は浦河統上部階に対比され、上部は同統最上部亜階に対比されるものと思われる。

II. 2. 3 函淵層群

当地域の函淵層群は断層によつて繰り返して分布したり、地塊化して複雑な分布を示す。本層の上限は不明であるが、層序的關係から当地域の本層群は松本達郎の富内地区における富内層とみうちに対比されるものと思われる²⁵⁾。認められる限りの層厚は約 400 m で、下部は礫質・砂質、上部は泥質である。

下部の礫岩は粘板岩、砂岩、珪質岩などの礫からなり、礫の直径は普通 2 cm 以下である。砂岩には中～粗粒のアルコーズなものと、泥がちで細粒のものがある。前者は陶汰不良で偽層に富む場合があり、また海緑石質や緑泥石質の粒を含み、炭質物の微片に富む。後者はシルト岩および泥岩と互層する場合にそれらの間にみられる。この砂岩中には膨縮の甚だしい粉状炭が各所でみうけられる。また微量な石油ガスの噴出も認められる。

上部は暗灰色のシルト岩、硬質の泥岩に暗色の細粒砂岩を伴つた地層で、時に不規則な互層となり、時に酸性の細粒凝灰岩を挟む。

本層群の下部からは

Damesites sp.

Inoceramus aff. *ezoensis* YOKOYAMA

Inoceramus orientalis SOKOLOW……………多

Acila hokkaidoensis NAGAO……………多

Margarites sachalinensis NAGAO

Fish scale

などを産し、上部からは

Nucula cf. *formosa* NAGAO

Glycymeris hokkaidoensis YABE & NAGAO var. *multicostata* NAGAO

Dentalium cooperi GABB var. *ezoense* NAGAO

Dentalium aff. *otatumei* NAGAO

などを産する。

註3) 有孔虫の鑑定および層序的考察は浅野清による

本層群下部はヘトナイ統下部階に対比される。

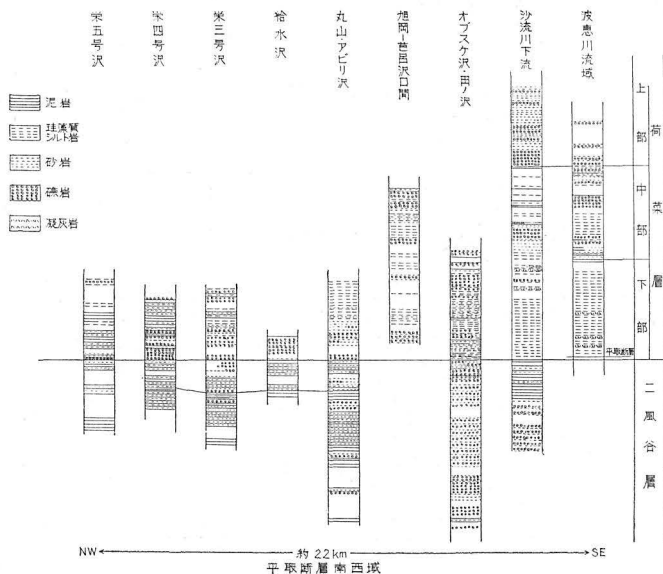
II. 3 第三系

本図幅地域の第三系の層序を総括すると第3表のようになる。榮層から荷菜層までの一連の堆積物はいずれも海成層で、この間に著しい不整合はない。

第3表 第三系層序表

時代	層厚 m	地層	主な岩質	石炭 石油	火山 活動	主な化石
鮮 新 世	1800	荷	粗粒砂岩 細粒礫岩	油徴	酸性凝灰岩	珪藻類 文多
		菜	細粒砂岩 礫岩			
中 新 世	1400	二 風	硬質頁岩 礫岩 砂岩泥岩互層	油徴	酸性凝灰岩	文少 <i>Segarites</i>
		砂 岩	砂岩泥岩互層 硬質頁岩 礫岩			
新 世	1000	ア ベ ツ	礫岩 砂岩泥岩互層 流紋岩質角礫岩	油徴	流紋岩	文少 { <i>Pallolum peckhami</i> <i>Periploma besshoensis</i>
		層	礫岩 シルト岩 砂岩泥岩互層			
600	+ 層	宋	凝灰質泥岩 粗粒砂岩・凝灰角礫岩	石炭	安山岩	文多 { <i>Yoldia laudabilis</i> , <i>Anadara amnicula</i> <i>Glycymeris Cuihuensis</i> , <i>Venericardis akagi</i> <i>Nemocardium imakiense</i> , <i>Cyclina japonica</i> <i>Venerupis cf. sratorenensis</i> , <i>Macoma sejugata</i> <i>Macoma opteva</i> , <i>Mya cuneiformis</i>
		層	細粒砂岩 砂岩泥岩互層			

(鮮新世と中新世の境界は荷菜層の中下部にある)



第2図 第三系柱状図(2) (縮尺は第1図と同じ)

幌内層の堆積期に削剥されていた当地域の白堊系は、中新世初期になつてはじめて水面下に没し、この海進によつて栄層の堆積が行われた。栄層の下部は炭層をはさむ砂岩泥岩互層からなり、中部は砂岩質で浅海棲貝化石を多産し、海進初期の浅海堆積相を示すが、上部はこれに較べ泥岩を主とするやや深い堆積環境を示している。栄層は北方に向つて急激に厚さを増す傾向にある。

アベツ層は礫岩、砂岩、シルト岩、泥岩がくり返して堆積した岩相変化の著しい地層で、この時期に至つて堆積地が著しく沈降をはじめ、後背地の隆起が起り、それに伴つて急速に次々と堆積が行われたことがわかる。アベツ層の中部および下部はともに南部に粗粒堆積物が多く、北部程細粒となり、層厚も北部程厚くなる傾向があつて、この点栄層からアベツ層の中部まで、堆積地が類似の形状を保ち、陸海両域の分布が同様な方向をとつていたものと思われる。これに反し、アベツ層上部では礫岩が著しく堆積し、層厚は西方に厚くなる。そしてこの礫岩中にはじめて片麻岩礫が認められ

る。したがってアベツ層の上部と中部との間に顕著な海域の変化や堆積地の形状の変化があつたものと思われる。

二風谷層は硬質頁岩を主とする地層であるが、なお礫岩、砂岩、シルト岩などの堆積も多く、必ずしも安定した堆積相ではない。しかしこれらの互層中には、とくに上部で斜交層理を呈するものが多く、海進から海退への過渡的な堆積の傾向を示している。すなわちこの時期に後背地は断続的に著しい上昇を行つて、多量の礫を供給したが、堆積地は漸次沈降の度合を弱めたようで、陸棚部は狭かつたものと思われる。

荷葉層は、下部は二風谷層の硬質頁岩から引続いて堆積した珪藻質シルト岩を主とするが、中部は次第に浅い浅海域の砂岩が優勢となる。層厚は各地でほとんど変化がない。おそらく堆積地、後背地の変動が以前より穏やかとなり、中部の砂岩は順次拡がってきた陸棚域に堆積したのであろう。

荷葉層の上部は炭質物の多い粗粒砂岩および細粒礫岩からなり、とくに斜交層理の発達が著しく、海退の後期における堆積相を呈している。

以上各層のうち、とくにアベツ層、二風谷層には互層が多く、しかも全般に粗粒であつて、しばしば粗粒の礫質岩から泥質岩に至る粒度変化をもち、それらが複雑なサイクルで互層している。個々の地層は級化成層 (graded bedding) をなすことが多く、また度々一単位の地層毎に斜交層理をもつて重なつている。

さらにこれら両層には急激な岩相の側方変化がみられる。これらの現象は沈降量の大きい積成盆地の斜面の堆積相と考えることができよう。

第三系中には各層準に凝灰岩がはさまれるが、北海道南部あるいは東北裏日本地域にみられるような著しい火山活動はない。栄層中部には安山岩質凝灰角礫岩、層灰岩があつて、よい鍵層となる。またアベツ層中部には流紋岩質角礫岩があるが、これは図幅地域の北東部にのみ存在する。その他アベツ層下部、二風谷層、荷葉層中にも凝灰質岩がみられる。これらはいずれも薄く、連続性に乏しいが、いずれも酸性凝灰岩で、大部分は石英安山岩質の火山活動によつて生じたものらしい。

地質図および第1図、第2図、第3図に示したように、本図幅地域における第三系の地層区分は比較的連続性のある特徴的な岩相をもとにして行つたもので、岩相変化の著しい当地域では、岩相のみから他地域の層序と対比することは困難なために、新

しい地層名を用いた。多くの場合各層の厳密な境界を求めることは困難である。本図幅地域に直接するか、あるいは重複する調査地域の既知層序と、本図幅地域の層序との接続関係を第4表に示す。

第4表 第三系層序関係表

20)		19)	8)		
辺富内地方 坂本花井水野 (1952)		平取北部 石井正谷 (1951)	1/20万 北海道地質図 (1954)	1/10万 沓川図幅 (1937)	本図幅 (1957)
		蕨別層	滝川層 追分層	蕨別層	荷菜層
		軽舞層		追分層	二風谷層
ホビボ工層					
オサチナイ層	オサチナイ亜層	振老層	川端層	川上 部	アベツ層
	マカウス沢亜層	滝ノ上層	滝ノ上層	川下 部	栄層
ニオイ亜層					
パンケオピラ功層					
穂別川層					

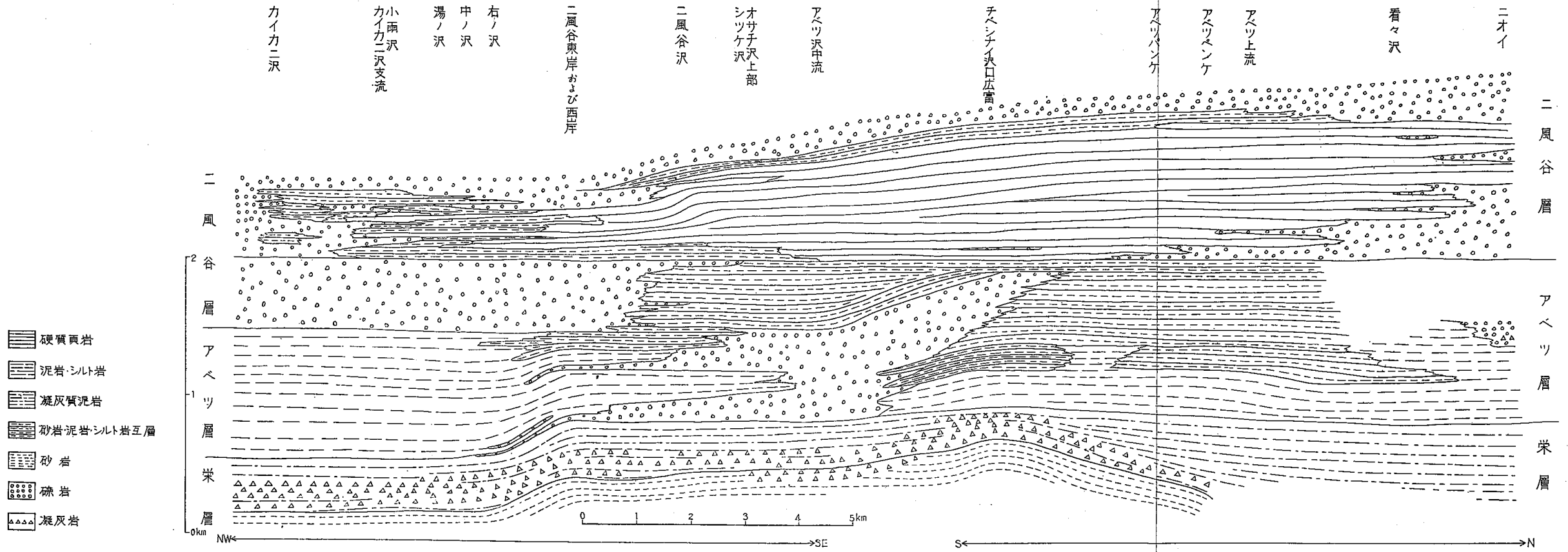
II. 3. 1 栄 層

栄層は慶能舞—賀張断層の西側および平取背斜の軸部に分布し、層厚はチベシナイ沢口附近で約500m、他の地域では500m以上と推定され、全般に北東方に向つて著しく厚さを増す傾向にある。

本層は当地域の第三系の最下部をなし、その下限は慶能舞—賀張断層で断たれて不明である。しかし東隣比字図幅地域内では本層と白堊系との間に不整合が認められている註4)。

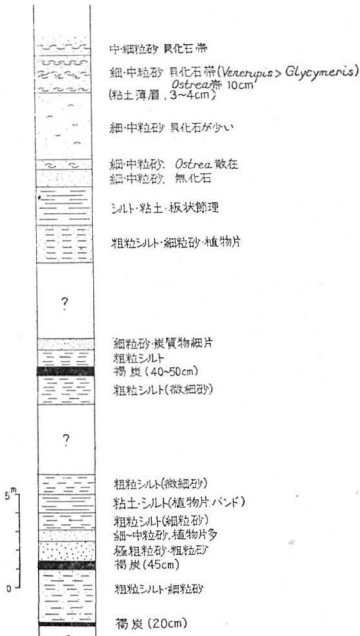
本層は岩相上、下から砂岩泥岩互層部、砂岩部、泥岩部に分けられる。砂岩部から泥岩部にかけて凝灰角礫岩が発達する。

註4) 5万分の1「比字」図幅：松野，山口，秦，吉田(未発表)



第3図 栄層, アベツ層, 二風谷層積成概念図

砂岩泥岩互層部は灰色細粒砂岩と暗灰色～灰色のシルト岩、泥岩との互層からなり、時に粘土をまじえ、厚さ数10cmの褐炭層数枚をはさむ。砂岩には炭質薄片、植物片を含むことが多い。図幅地域内では慶能舞一賀張断層に沿った、断層の西側の部分に僅かに分布するにすぎず、露出する地層は厚さ数10mと見積られるが、そのうち20～30mしか観察できない。門別川支流オタツコブシユベ沢(チベシナイ沢の向い側の南支沢)でみられる層序は第4図のようである。この砂岩泥岩互層部は慶能舞川、



第4図 築層下部互層部(夾炭層)柱状図
門別川南支流オタツコブシユベ沢

Monocotyledoneae type B

が得られた。いずれからも *Alnus* type のものはほとんどみられない。これらの産出は本層準が第三系に属することを裏付けるものと思われる。(鑑定：徳永重元)

砂岩部は層厚約150mで全般に暗灰色を呈し、風化すると灰青～灰白色となる細粒砂岩よりなるが、上部は砂質シルト岩に富み、最上部は緑色斑点を含む粗粒砂岩^{註5)}と

註5) 一般に海縁石砂岩とよばれるものに相当する

波恵川上流附近で慶能舞夾炭層とよばれている。この互層部は層序的に明らかに第三系に属するが互層部中の石炭が白堊系に近接して存在するため、従来函淵層群中の石炭と誤認されることが多かつた。そこで互層中に含まれる褐炭および炭質物に富む泥岩を花粉分析により検討した結果、褐炭中からは

- Polyodiaceae*-spor. type
- Tricolporo*-spor. type
- Tricolporo*-poll. type (cf. *Nyssaceae*)
- Zelkova* type
- Ilex* type
- Quercus* type
- Ulmus* type

泥岩中からは

- Inaperturo*-poll. type (cf. *Populus*)
- Quercus* type
- Ulmus* type
- Monocotyledoneae* type A

なり、所により礫岩が発達する。細粒砂岩は主にかなり円磨された石英粒に富む泥質の砂岩で、しばしば酸化鉄質物で膠結され、貝化石を多量に含むときには炭酸石灰質物で膠結されていることがある。時に粘板岩、珪質岩などの粗粒砂をまじえる。最上部の粗粒砂岩は凝灰質で、多くの場合風化して褐色を帯び脆弱になっているが、新鮮なものは緑色に変質したガラス質火山砂を多量含んでいる。時に著しく濃緑色を呈するものもある。緑色の物質は明らかでない。第5表に示すように、この砂岩部からは貝化石を多産する。貝化石は砂岩中に多数層をなし、また不規則に密集して産する。

砂岩部の最上部の粗粒砂岩あたりから上位へ全般に火山砕屑岩質となり、黒色を呈する両輝石安山岩質の凝灰角礫岩をはさみ、上位の泥岩部の基底附近でもつとも著しく、多数の層灰岩が泥岩と互層している。この火山砕屑岩の多い帯ではしばしば層間異常の現象が認められる。火山砕屑物は泥岩部の上部程次第に減少する。

こゝで凝灰角礫岩としたものの大部分は厚さ数mないし20m位で1~3層認められ、下位のものが一番顕著である。かなり淘汰をうけて堆積したものであるが、鷓川、沙流川間では火山角礫岩状を呈するものがあり、また火山礫岩状となることがある。角礫は主に類質の火山岩塊と火山礫で、亜角礫が多い。またしばしば硬化した泥岩塊を混入する。基質は火山砂、火山灰質で、斜長石、輝石類の結晶片を伴うが、非火山砕屑質の砂泥が混っていることもある。火山岩塊はほとんど両輝石安山岩に属するが、鉱物組成にかなりの差があり、次にのべる層灰岩の賦存状態もあわせて考えると、おそらく幾度か熔岩流を伴った火山噴出が繰返されたものであろう。

層灰岩は淡色のガラス質砂、斜長石・輝石類の結晶片、火山灰からなり、淡青灰色を呈する泥質層灰岩、暗色のガラス質砂に富み、暗灰色を呈する砂質層灰岩、類質、同質の火山礫を含んだ層灰岩などが多く、個々には数cmから数mの厚さをもつ。非火山砕屑質物とまじった層灰岩がみられ、また種々の凝灰質岩を伴っている。層灰岩中の結晶片は中性~亜灰長石と紫蘇輝石・普通輝石などである。

本図幅地域内ではこの凝灰角礫岩および層灰岩の多い帯は全域にわたって追跡することができ、よい鍵層となる。この火山砕屑岩帯は鷓川・沙流川間附近を中心として、これより東方および北方に向つて次第に細粒となり、比^び字、穂別^{ほつべ}両区幅地域内では凝灰質の泥岩として認められる。この火山砕屑岩が紅葉山附近のいわゆる紅葉山層中にみられる火山砕屑岩と岩質が類似していることは地層対比上興味深い問題であるが、

それが噴出源上一群をなすものであるか否かは明らかでない。

泥岩部は厚さ 200~400 m で暗灰色または黒色泥岩からなり、塊状のものと、板状硬質頁岩状のものがある。前者は風化すると角片状に細かく破碎する特徴があり、一見幌内層の泥岩に類似する。後者は二風谷層中のいわゆる硬質頁岩と岩質が同じである。一般に泥岩中には白色の浮石の砂粒や、斜長石、時に輝石類を含むのが特徴で、他の層準の泥岩と区別する目安にすることができる。たゞし、図幅地域の南東部では上位のアベツ層に、石英安山岩質であるがこれと外観の似た火山碎屑質の砂を含む泥岩があつて、まぎれ易い。泥岩部の下半部には前述の層灰岩や凝灰質砂岩を夾み、時には凝灰質砂岩と泥岩が互層をつくる。また下部にはしばしば直径 30 cm 未満の泥灰質団塊を含む。泥岩部の上部には僅かながら *Sagarites* が産出する。

前述のように栄層は砂岩部に多種の貝化石を多量に含んでおり、上部の泥岩部にも時に若干の貝化石が認められる。第 5 表に貝化石の種類とその層準および産地を示す。

砂岩部の下部には *Venerupis*, *Glycymeris* などの浅海棲種に、鹹度の高い汽水種である *Ostrea* をまじえた貝化石を産し、中部は浅い浅海棲種、上部はやゝ深い浅海棲種を主としている。泥岩部からはやゝ深い浅海棲種が見出されている。

これらの貝化石種を時代指示、地層対比の面からみると、栄層の産出種は上下に複雑な構成をもっている。すなわち砂岩部の下部・中部の産出種には本邦で中新世中期のものとされている北海道の滝ノ上動物群、東北日本の門ノ沢動物群と共通種が多く、鮮新世・漸新世の特徴種が含まれていない。ところが砂岩部の上部には漸新世の紅葉山動物群・幌内動物群また本州の浅貝動物群と共通な種があり、下部とは性格の異なつた組成をもっている。一方栄層全体について種名の明らかな種を幌内層、紅葉山層、滝ノ上層の模式地附近での既知種と対応させると、それぞれに数種の共通種がある。その上今まで幌内層、紅葉山層からは主に棲息域のやゝ深い種類が知られ、反対に滝ノ上層からは浅い種類を産して、やゝ深い種類がほとんど見出されていないという事情を考慮すると、栄層が幌内、紅葉山、滝ノ上の各層のいずれの古生物層準に該当するかは決め難い。しかし栄層の産出化石は浅い浅海棲種に *Anadara amicula*, *Ostrea gravitesta*, *Cyclina japonica* などの中新世の特徴種を含むこと、やゝ深い種に漸新世産と共通の種を含むがこれらは漸新世の典型的な化石動物群の構成をもたないこと、本邦諸地の漸新世ないし中新世下部によく産し、それ以上には未だ知られていない *Yoldia*

第5表 榮層産出貝化石

(産出層準)	砂 岩 部											泥岩部						
	下 部			中 部			上 部				最上部		平	ニ オ イ				
(産出地域略号)	平	門	波	平	門	波	榮	平	門	波	平	波						
<i>Nuculana cf. nidatotriensis</i> OTUKA				C													F	
<i>Acila</i> sp.																		
<i>Saccella cf. congiensis</i> (OTUKA)							F											
<i>Porilandia thraciaeformis</i> (STOR.)							C				F							
<i>Yoldia laudabilis</i> YOKOYAMA							C				C							
<i>Y. sobrina</i> TAKEDA							F				F							
<i>Y. (Cnesterium)</i> sp.							C											
<i>Anadara amicula</i> (YOKOYAMA)	F	C	F	C	C	F	F											
<i>A.</i> sp.					F	C	C											
<i>Glycymeris cisshuensis</i> YOKOYAMA					F	C	C											
<i>G.</i> sp.	F	C			C		C											
<i>Mytilus</i> sp. a					C		A											
<i>M.</i> sp. b																		
<i>Patinopecten kobryamai</i> KAMADA					C													
<i>Anomia cf. lischkei</i> DAUTZENBERG & FISCHER					F													
<i>Mcnia</i> sp.					R													
<i>Ostrea gravitesta</i> YOKOYAMA	F	A			F													
<i>Venericardia akagii</i> KANEHARA								C	F	C	F	C	F					C
<i>Joannisiella</i> sp.							R											
<i>Felaniella usta</i> GOULD					C													
<i>Lucinoma</i> sp.					F													
<i>Clinocardium</i> sp.					R													
<i>Nemocardium iwakiense</i> (MAKIYAMA)					C		F											
<i>Saxidomus</i> ? sp.							F											
<i>Meretrix</i> sp.					R		F											
<i>Dosinia</i> sp.					F		F											
<i>Cyclina japonica</i> KAMADA					F		F											F

<i>Venerupis</i> cf. <i>svatonensis</i> (OTUKA)	A	A	A	A	C	C														R
<i>Mactra</i> sp.			F																	
<i>Spisula nagakoensis</i> HATAI & NISHIYAMA				F	F	F	C	F	F	F										
<i>Lutraria</i> sp.	F				F	F														
<i>Macoma sejugata</i> (YOKOYAMA)					F	F	C	F	F	F										
<i>M. asagaiensis</i> MAKIYAMA					F	F	C	F	F	F										
<i>M. optiva</i> (YOKOYAMA)					F	F	C	F	F	F										
<i>M. tokyoensis</i> MAKIYAMA					F	F	C	F	F	F										
<i>Fabulina</i> sp.					F	F														
<i>Hiatella</i> sp.									C	C										
<i>Solen</i> sp.								F	C	C										
<i>Panomya simotomensis</i> OTUKA									F	F										
<i>Panope</i> sp.						R														
<i>Mya cuneiformis</i> (ÖEHM)	C	C	C	C	R	C	C	F	F											
<i>M.</i> cf. <i>kusircensis</i> NAGAO & INOUE					C	C	C	F	F											
<i>M. grewingki elcngata</i> NAGAO & INOUE					C	C	C	F	F											
<i>Dentalium</i> (<i>Fissidentalium</i>) sp.					C	F														
<i>D.</i> (<i>Laevidentalium</i>) sp.					R			F												
<i>Tectura</i> sp.					R															
<i>Turritella tokunagai</i> YOKOYAMA																				
<i>T.</i> sp. <i>a</i>																				
<i>T.</i> sp. <i>b</i>																				
<i>Cerithidea</i> cf. <i>kampokuensis</i> OTUKA						F	F													F
<i>Vicaryella</i> sp.						R														
<i>Epitonium</i> ? sp.									R											
<i>Crepidula</i> sp.						F	F													
<i>Polinices</i> sp.						R														
<i>Natica janthostoma</i> DESHAYES	C	C	C	F	F	C	C	C	F	F										F
<i>Searlesia</i> ? sp.						R														
<i>Fulgolaria</i> sp.																				
<i>Siphonaria</i> sp.								R												

産地

榮：穂別村榮附近
 平：平取町アベツ附近
 門：門別川山門別附近
 波：波恵川上流附近
 ニオイ：平取町ニオイ貫氣別川南岸

産出

A：多
 C：普通
 F：少
 R：稀

laudabilis, *Glycymeris cisshuensis*, *Venericardia akagū*, *Nemocardium iwakiense*, *Spisula nagakoensis*, *Macoma sejugata*, *Turritella tokunagai*などを産することから、その地質時代は中新世の初期と考えるのが適当と思われる。

II. 3. 2 アベツ層

本層は榮層から整合漸移する。岩相変化が著しいが、本層の下部および中部では南方に礫岩が発達し、北方程粒度を減じて、砂岩泥岩互層またはシルト岩が榮層に接する。層厚も南部から北部に向つて次第に厚くなる。しかし本層の上部では東方から西方に向つて粒度が粗くなり、地層も厚くなる。アベツ層の層厚は門別川沿で 1000 m、榮東方で 1500 m、アベツ沢上流で 1300 m である。

全般に礫岩、砂岩、泥岩、シルト岩およびそれらの互層からなり、相互に上下、側方に移化する。

礫岩は細礫から大礫にわたるいろいろな粒度の礫を含み、直径 20 cm を越える巨礫をまじえることもある。礫は粘板岩、古期砂岩、珪質岩、片岩などの緑色変成岩などからなり、亜角礫と亜円礫で、基質も大体同質の砂、泥からなる。礫と基質の割合は様々であるが、きわめて礫の多いものは少ない。全体に黒色がかつた色を呈している。本層最上部の礫岩には僅かながら片麻岩礫が認められる。

砂岩は礫岩およびシルト岩に較べ量的に少なく、多くの場合シルト岩または泥岩と互層し、しばしば級化成層 (graded bedding) を作っている。大部分は暗色を呈する泥質砂岩で、主に粘板岩、珪質岩の粒からなり、時に輝石粒を認める。たゞ本層中部には僅かながら石英粒を主とした塊状の砂岩が認められる。

泥岩およびシルト岩は暗灰色を呈し、薄い中～細粒砂岩をはさむ。塊状で緻密なものと、砂質で淘汰の悪いものがある。泥岩およびシルト岩中には随所に *Sagarites* を産する。本層上部のシルト岩には時に珪藻質なものがある。

砂岩泥岩互層は前記の砂岩とシルト岩および泥岩の互層で、互層をなす単層の厚さは数 10 cm から数 m に至るものまで多様である。量的には砂岩に較べシルト岩および泥岩が卓越している。互層には級化成層 (graded bedding) をなすものがある。

本層の中部には分布の小さい流紋岩質角礫岩があり、2, 3 の場所で見られる。貫気別川南岸、慶能舞一賀張断層の西方約 1.2 km の地点では礫岩中に介在し、その上下

の礫岩中には多量の流紋岩礫が含まれている註6)。同様の露頭はルイカナイ沢の中流にもみられ、ほぼ同層準のものと思われる。また本層の下部および上部はところによつて凝灰質で、数 cm ないし 20~30 cm の泥質や砂質の白色凝灰岩をはさむ場合もある。いずれも酸性凝灰岩である。

本層には貝化石が少なく、前述の石英粒を主とした塊状砂岩中に次のものを認めたにすぎない。

Nuculana sp.

Limopsis sp.

Cardium sp.

Panope sp.

Pectinidae 破片

また二風谷南方、沙流川東岸では、*Cyclammina japonica* ASANO, *Haplophragmoides* sp. などの有孔虫化石を産した。

本層は岩相上いわゆる川端層に類似し、勇払油田の振老層にほぼ相当するものと思われる。

II. 3. 3 二風谷層

本層は硬質頁岩を主とする地層で、アベツ層から漸移している。^{びつとり}平取断層の北東部と南西部に分れて分布し、北東部では層厚 1300 m 以上でその上限が不明であり、南西部では層厚 1100 m 以上でその下限が不明である。両域の二風谷層の層序がそれぞれ重複するものか否かは、明瞭な鍵層がないために明らかでない。

硬質頁岩は本層の全体に発達するものではなく、礫岩の発達が著しいために、上部と下部に限られる。しかもこの硬質頁岩は南部に厚いが、北部では次第に薄くなつて、砂岩、泥岩互層および礫岩に移化する。硬質頁岩は暗灰色を呈し堅硬で、風化すると灰白色となり、角片状または板状に剝離する。粒度は粘土分に富み、少量のシルト分をまじえるものから、かなりシルト分が多くなり、石英と少量の斜長石の微細砂、粗いシルト粒を含むものまでである。また特徴ある赤褐色ないし鉄銹色を呈し、細粒砂岩またはシルト岩の薄層をはさんで、顕著な板状互層をなすことがある。硬質頁岩中に

註6) この産出状態は紅葉山、滝ノ上附近の滝ノ上層の基底礫岩と似ているが、層準の異同は論じ難い

は時に炭質物が多く含まれていることがある。

本層中の礫岩はアベツ層中の礫岩とほとんど同じ構成物からなるが、僅かに片麻岩礫を含む。礫種は多い方から粘板岩、古期砂岩、片岩、珪質岩、片麻岩の順となり、細礫より大礫時に巨礫がある。礫の形は殆んど歪円礫・歪角礫で時に可成り円礫を混ざることがある。基質は礫と同質の砂泥で礫と基質の割合はいろいろであるが時に基質の量が少い淘汰のよい礫岩を認める。

礫岩はしばしば砂岩、シルト岩、硬質頁岩などと互層する。この互層は礫質岩から泥質岩までの粒度変化をもつ互層で、厚さ数 m ないし 10 m 余の単位で大きなサイクルを示し、その間で礫岩と砂岩、砂岩と泥岩などが小単位で互層している形をもっている註7) (第5図)。互層はしばしば著しい斜交層理を生じて、一見不整合状の異常な堆

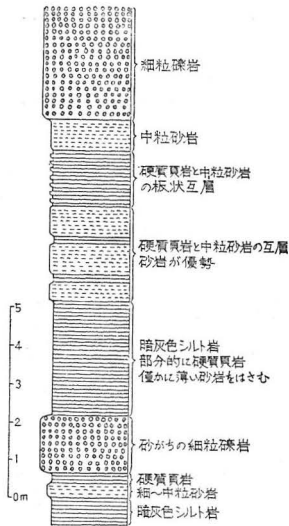
積現象が各所でみうけられる。また級化成層(graded bedding) をなす場合も多い。

珪藻質シルト岩は本層中の互層中および図幅地域の南東隅、波恵川の東岸に僅かにみられる。全般に暗灰色を呈し、シルト分に富み、風化すると軟弱となる。

平取断層の北東部、看々沢附近にみられる本層中の礫岩は、崩別礫岩あるいは鶴川礫岩層と同時期のものとし、滝川層に対比されて下位層と不整合関係にあると考えられていたが、全く整合である註8)。

本層中の貝化石は全般に少なく、下部の硬質頁岩中から

“*Pallium peckhami* (GABB)”
Pillucina cf. nisataiensis OTUKA
Periploma besshoensis (YOKOYAMA)



第5図 二風谷層上部の礫岩砂岩頁岩互層(榮南方鉄道線路沿露頭)

Nuculana sp.
Succella sp.
Portlandia (*Yoldiella*) sp.
Pinna sp.

註7) この互層の状態はいわゆる川端層の互層とよく似ている

註8) 石井基裕・正谷清もこの整合関係を認めている

Conchocele sp.

Fulgoraria sp.

Neptunea sp.

などを産する。

また二風谷附近から荷葉附近まで沙流川沿いの地域で、本層から次の有孔虫化石を得た。

Ammodiscus incertus d'ORBIGNY

Bathysiphon sp.

Bulimina sp.

Cassidulina sp.

Cyclammina japonica ASANO

Haplophragmoides spp.

Martinottiella communis (d'ORBIGNY)

Reophax sp.

Trochammina sp.

(鑑定：浅野清)

Sagarites は本層中にとくに多い。

以上の岩質の特徴および古生物学的資料から、二風谷層が稚内(加茂川)層に対比されることはほぼ間違いないものと思われる。また振老油田^{ふれおい}の軽舞層も本層に対比されよう。たゞ本層が1,300 m を超える厚層であること、岩相変化が激しく、かつ粗粒物質の多いことなどから、今後なお堆積状態を考慮しながら他地域との対比を詳細に検討する必要がある。

II. 3. 4 荷 葉 層

本層は珪藻質シルト岩および細粒砂岩を主とする地層で、平取断層の南西域に分布する。本層の下限は平取附近では二風谷層の硬質頁岩と明瞭に区別されるが、榮の南西方では硬質頁岩と珪藻質シルト岩の間に砂岩、シルト岩、礫岩互層が発達し、二風谷層と漸移的となる。本層の厚さは約1800 m が認められ、上限は見られない。

本層は一般に下部に珪藻質シルト岩が、中部に細粒砂岩が、上部に粗粒砂岩および細粒礫岩が多いが、これらの関係は必ずしも上下関係にあるのではなく、ところによつては相互に移化している。下部と中部とを含めた厚さは地域による変化が少なく、

約 1,300 m で、上部の厚さは約 500 m である。また下部の上半から中部の下方にかけて礫岩がレンズ状に著しく発達する。榮の東方では本層の下部に僅かではあるが硬質頁岩が発達している。

珪藻質シルト岩は暗灰色塊状で、シルト分に富み、粘土分が少なく、硬化の弱い岩石である。珪藻、放散虫類の遺骸に富み、時には著しく珪藻質である。石英、長石、雲母の微細砂片をまじえる。また全般に凝灰質で、浮石粒を含むことが多い。風化すると黄白色を呈し、軟弱となり、吸水性が強い。しばしば中～細粒砂岩をはさんで互層となる。互層を作る砂岩は粘板岩などの岩石粒と石英粒その他を含み、泥質である。全般に *Sagarites* を豊富に産する。

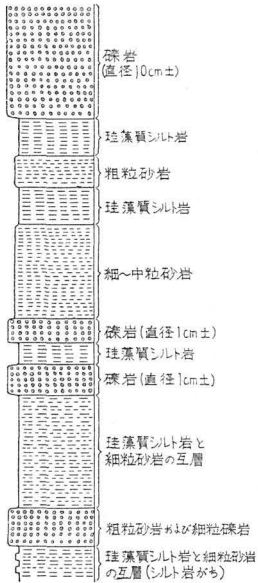
珪藻質シルト岩中にはしばしば淡褐色ないし淡灰色の硬質の泥質岩層や、同様な団塊の帯がある。この層は多くは厚さ 20～30 cm、時に 50 cm であり、必ずしも連続せず、数 m ないし 10 m 弱で尖滅することが多い。団塊は扁平球状で、直径 10～30 cm、層理に沿って配列している。これらは周辺のシルト岩より粒度が細かく、粘土質物に富んでいて、僅かに細砂～粗粒シルト大の石英、長石、黒雲母片や、珪藻、放散虫の破片などをまじえる。産状を考慮するとこれらの大半は火山灰起源の粘土質物によつて形成されたものと考えられる。

また珪藻質粗粒シルト岩中には時に小さい鉄質の団塊が含まれている。この団塊は泥質粒度の菱鉄鉱などからなるものと思われる。暗灰色の鉄質物を主体とした、直径 1～3 cm 位の不規則な球状ないし不規則な紡錘状の団塊で、厚さ数 m の帯の内で散点状ないし一列に配列して含まれている。この帯の中には具化石はないが、2～3 m 上位から *Palliolium peckhami* がみいだされる。団塊は新鮮な場合固く緻密で、その周囲も鉄質物を含み硬化している。風化すると酸化して褐色となり、周囲は硫化物を生じて黄色を呈する。

細粒砂岩は比較的塊状で暗青色を呈するが、風化すると黄褐色を呈し、軟弱となる。一般に石英に富み、長石、黒雲母などを含む。砂粒はやゝ円磨をうけ、酸化鉄質物および泥質物で膠結されている。固結の程度は低い。下、中部を占める礫岩は細礫岩から大、巨礫岩まであり、アベツ層、二風谷層の礫岩に較べて全般に粒度が粗く、直径が 20～30 cm 以上の礫を含む礫岩も多い、礫の形は亜円礫、垂角礫を主とするがしばしば円礫に富む。また礫種も粘板岩、古期砂岩、片岩、珪質岩を伴うか、片麻岩が多

量となり、花崗岩もかなり含んで、下位の地層の礫岩と組成が変つている。基質は砂泥からなるが、しばしば粗粒の石英砂に富む場合があり、酸化鉄質物が膠結物となることも多い。礫岩中には炭質物がよく含まれている。礫岩はしばしば斜交層理を呈する。斜交層理の規模の大きなものは、厚さ10 m におよぶ地層が上位層と斜交して、一見著しい不整合を思わせるが、時間的間隙はほとんどない。

榮の西方および春日の北方には砂岩、シルト岩、礫岩の互層が発達する（第6図）。



第6図 荷葉層中の砂岩礫岩シルト岩互層(春日北方)

砂岩は細~中粒で比較的軟弱である。シルト岩には珪藻質のものと、そうでないものがある。春日の北方ではこの互層中に油徴が多い。

荷葉層の上部は当地域の第三系の最上部を占めるもので、主として粗粒砂岩および細粒礫岩からなり、時に細粒砂岩をはさむ。上限は不明で、上部の認められる厚さは約500 m である。礫岩、粗粒砂岩では小~大礫は下、中部の礫種と大差ないが、細礫は大部分が粘板岩などの古期水成岩類からなつていて、全体に片麻岩、花崗岩の種類が減じている。基質は、泥砂質物と酸化鉄質物からなり、石英砂は少ない。礫の円磨度は亜円礫~円礫の程度である。礫岩、粗粒砂岩と互層する細粒砂岩はこれらと類質の泥質砂岩であるが、時に石英に富む砂岩層もある。この礫岩、砂岩層もしばしば厚さ数m程度で著しい斜交層理をなしている。

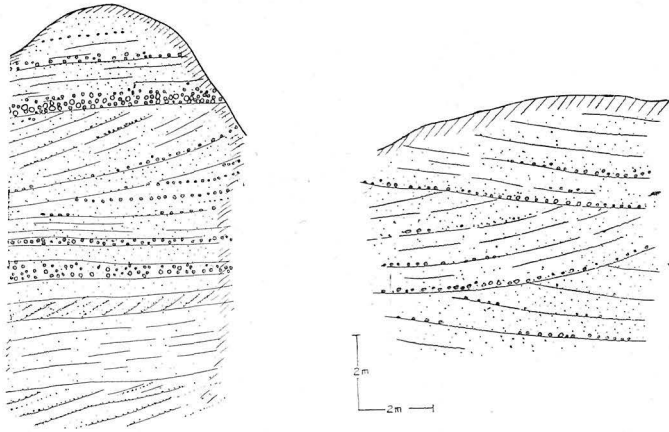
細粒礫岩中には炭質物が多く、しばしば化石樹皮を含む。全般に大型の斜交層理が著しい。

荷葉層中の具化石は下部の珪藻質シルト岩および中部の細粒砂岩中から見出される。珪藻質シルト岩中からは所々で散在した具化石を産し、諸地のものをあわせると次のものがある。

Solemya tokunagai YOKOYAMA

Acila (s.s.) sp.

Nuculana sp.



第7図 荷葉層上部の斜交層理の例、紫雲古津西方（地層は
大礫～細礫岩・細礫質粗粒砂岩・中～細粒砂岩よりなる）

Portlandia thraciaeformis (STOR.)

P. (*Yoldiella*) sp.

Yoldia (s.s) sp.

Yoldia (*Kalayoldia*) sp.

“*Palliolium peckhami* (GABB)”

Conchocele nipponicus (YABE & NOMURA)

C. sp.

Lucinoma sp.

Macoma sp.

Phaxus izumoensis (YOKOYAMA)

Periploma sp.

また細粒砂岩中には次のような貝化石が所によつて密集して多産する。

Acila divaricata (HINDS)

Portlandia thraciaeformis (STOR.)

Yoldia (*Kalayoldia*) sp.

Conchocele nipponicus (YABE & NOMURA)

Lucinoma sp.

Macoma calcarea (GMELIN)

本図幅地域内では見出されなかつたが、南隣門別図幅(註9)では、本層中下部の層準から *Fortipecten takahashi* の産出が知られている。本層上部からは具化石を見出していない。鵝川西岸地域では珪藻質シルト岩中には有孔虫化石はほとんどみられない。

荷葉層がいわゆる追分、滝川兩階にまたがることはその岩質および化石内容から明らかであるが、追分、滝川兩層の境界を厳密に当地域で求めることはできない。

第6表(註11)に示すように、従来勇払油田を中心とする新第三系上部の対比に若干見解

第 6 表

大村 (1928) 千谷 (1930)		大村一蔵 (1930)	渡辺久吉 (1932)	長尾 巧 (1936・1941)	竹原平一 (1939・ 1940)	根本・三本杉 ・水口 (1942)	札幌支部 (1949)
鵝川蛮岩	追分統	鵝川蛮岩	鵝川蛮岩(層)	萌別礫岩	追分統	鵝川蛮岩層	鵝川礫岩層 (萌別礫岩層)
		萌別層		(栗山礫岩)		萌別層	
萌別層	統	萌別層	萌別砂質頁岩	追分層	統	萌別層	萌別層
輕舞層		輕舞層	輕舞硬質頁岩	加茂川層		輕舞層	下部追分層

の相違があり、地層名の変遷も複雑である。当地域では鵝川礫岩層と萌別層の間に不整合はなく、第6表中、大村、渡辺、竹原らが示した層序のように下位層から上位層まで整合漸移の関係にある。しかし鵝川蛮岩(層)と萌別層との関係は上下関係ではなく、同時異相の関係にある。すなわち鵝川蛮岩(層)は本図幅地域中、芭呂沢附近に広く発達するが、これを南東方に追跡すると、荷葉層の細粒砂岩あるいは珪藻質シルト岩に移化する。したがって本図幅地域ではこれらの鵝川蛮岩(層)と萌別層を一括して荷葉層とした註10)。

II. 4 破碎岩および蛇紋岩

破碎岩は^{ぬかびら}額平川南岸に幅約 500 m、長さ約 2,500 m の大きさでアベツ層中に南北に

註9) 5万分の1地質図幅「門別」および同説明書、山口昇一(朱翁表)

註10) 筆者らはかつて荷葉層の上位に富川層をもうけた(地質学雑誌 Vol. 63, No. 742, p. 424, 1957)が、南隣門別図幅(山口昇一)の調査結果から、富川層と荷葉層も一部側方に移化することが明らかとなつたので、富川層の名称を抹消し、本文ではこれを荷葉層の上部に含め、荷葉層の定義を拡張した。

註11) 地層名辞典, p 625. 佐々保雄の原因による 1955.

伸びて分布している。これは主として珪化作用をうけた黒色堅硬な粘板岩からなり、一部チャートや輝緑岩を含んだ角礫岩状を呈する。粘板岩には石英脈が発達している。全般に著しく破碎されていて、粘土化し易く、地形的にも周囲の第三系より穏順で明瞭に区別される。この破碎岩は一見全く古期岩類の様相を呈するが、第三系との間にはつきりした断層関係は認められず、周囲の第三系の走向、傾斜がこのために特に乱された様子もない。またこの破碎岩の分布地域中にも変質したアベツ層の砂岩や礫岩が見られる。

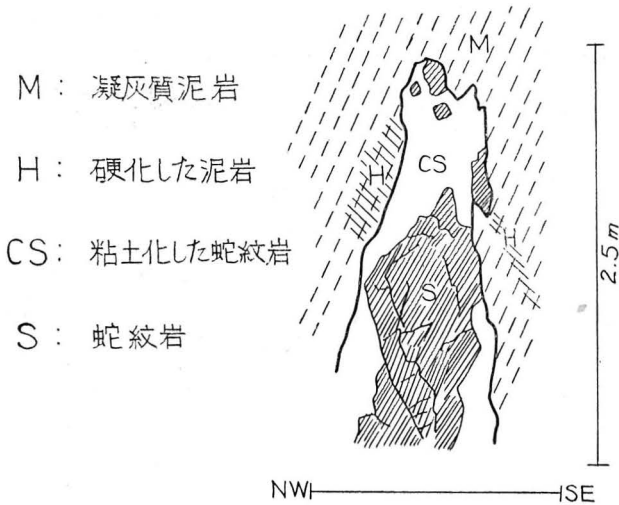
この破碎岩の分布方向は第三系の走向にほぼ一致し、これを南に追跡するとアベツ沢上流では既に消失するが、転石にその大塊があり、さらに南方の波恵川上流ペンケヤラ沢口にも転石が認められる。これらの地点を結ぶ線は、アベツ層の分布方向に僅かに斜交しているが、第三系の構造自体には影響を与えていない。

この破碎岩の生成機構については、第三系自体が破碎され変質したとする考え方、第三系の基盤をなす岩塊が何らかの機構で第三系中に二次的にとりこまれたとする考え方、また古くから考えられているように一種のクリッペとする考え方などがとり上げられる。本調査のみでははつきりしたことはわからないが、石狩炭田地域の地質構造の一般的性格を考慮し、さらに後に述べるような慶能舞一賀張断層の機構を考えあわせて、一応クリッペで残存したものとしておく。

本図幅地域の北東部、白堊系と第三系とを境する慶能舞一賀張断層を東限とし、これから西方へ約2.5 kmの幅をもつて南北にのびる地帯では、地層が直立したり逆転したりしており、南北性の小断層が多い。これは東方からの側圧によつて生じた慶能舞一賀張断層の生成に関連した擾乱帯と考えられる(地質構造の項で詳記)。前述の破碎岩はこの擾乱帯の西縁部に位置している。

擾乱帯中には蛇紋岩および橄欖岩の転石が非常に多い。いずれも直径1~2 mの堅硬な大塊である。

ニオイ部落の南西方、額平川南岸の栄層中の一露頭で、直立した凝灰質シルト岩中に幅数10 cmないし1 m、長さ2~数 mの蛇紋岩が2, 3あつて、その1つでは一見貫入しているような現象がみられる(第8図)。接触部では蛇紋岩がシルト岩中に脈状に入りこみ、周辺のシルト岩は僅かながら硬化している。蛇紋岩は暗緑色ないし黒色を呈し、粘土化した部分と堅硬な部分があり、ところによつて樹脂状光沢を呈する。



第8図 蛇紋岩の露頭

このような産状をなす蛇紋岩が、転石にみられる蛇紋岩と同じものであるか否かはわからない。前述の破碎岩がクリップによるものと考えるならば、転石にみられる多数の蛇紋岩は破碎岩に伴って存在していたものとみなすことができるが、貫入状の蛇紋岩の説明は困難である。いずれにしても前述の破碎岩および蛇紋岩の生成機構に関してはなお検討の余地があり、今後に残された問題である。

II. 5 第四系

II. 5. 1 段丘およびその堆積物

図幅地域の北部では山地が満壮年期の開析をうけているが、山頂、山稜の高度に幾分の定高性があるので、侵蝕に強い礫岩層の山稜などを手がかりにして侵蝕量を考慮し、あわせて谷系の発達を観察すると、海岸段丘らしい3つの原平坦面が求められ、おのおのの旧汀線を不確実ながら推定することができる。沙流川と門別川の間の山地で侵蝕に強い礫岩層の山稜を手がかりにすると、標高180~200 m, 220~260 m, 310~340 mを示す原平坦面が階段状に存在したことが想定される。このうち180~200 m

の面は平坦面がかなりよく保存されているのでその存在が確実であり、310~340 m の面は北方隣接地域を参照すると 330~350 m 位の面が相当広範囲に存在したとみてよい。220~260 m の面は明瞭でないが前2面の遷移状態から推して、この標高の面が形成されていたと考えられる。

第7表 段丘総括表

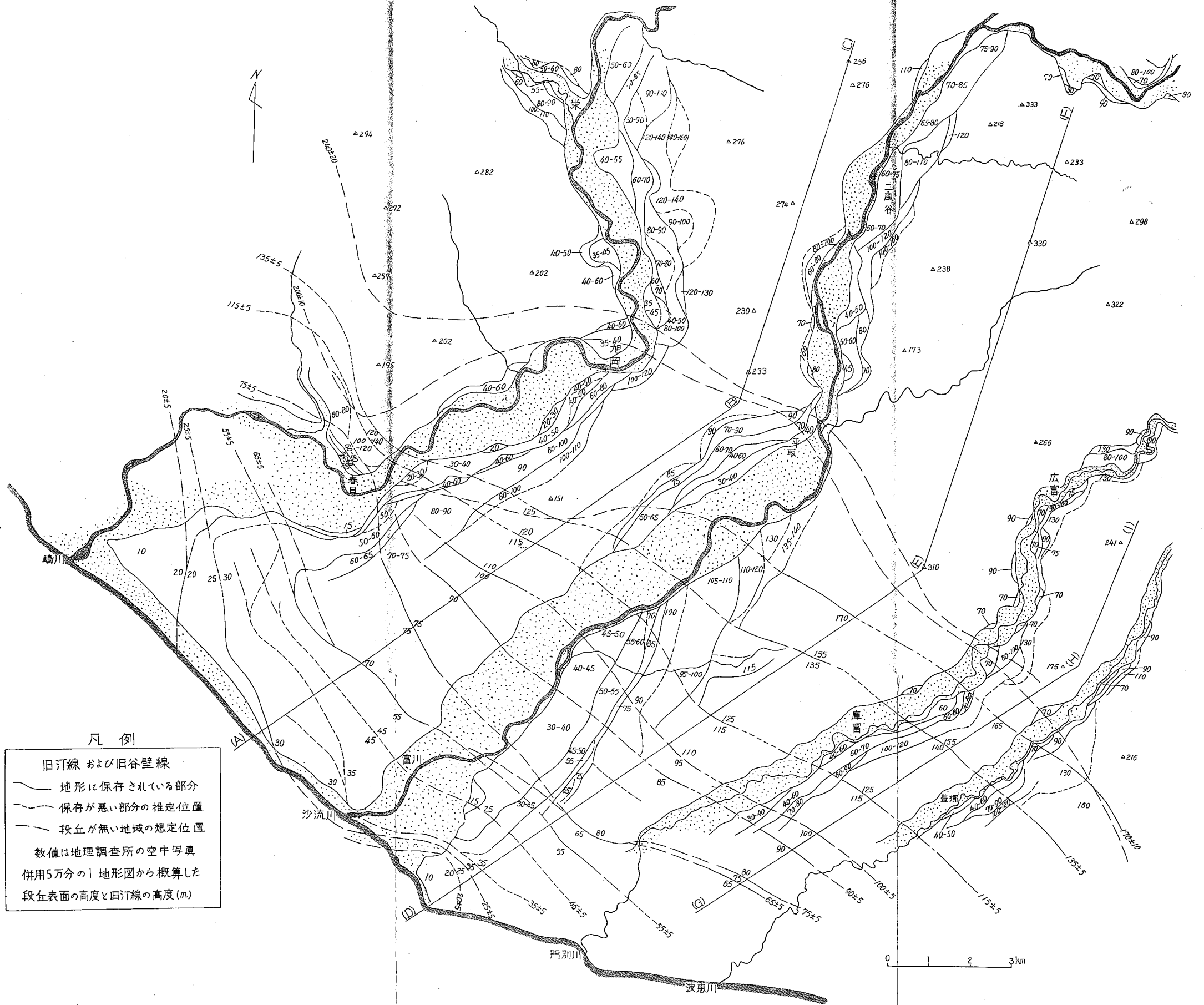
地質 図 凡 例	高 低 順 番 号	旧汀線 高 度 ±5 m *±10 **±20	海成標準 平坦面高度 m	海成堆積物 基底面高度 m	主要堆積物	河岸段 丘分布 広 中 狭	段丘面 開析 程度	備 考 脚 註
	1	350? ^{**}	320—350?		欠除	?	溝壯年	
	2	240? ^{**}	220—240?		〃	?	〃	
	3	200 [*]	190—200		〃	?	早壯年	
t ₁	4	170 [*]	155—170	130—150	砂、細~中礫、 大・巨礫、新期 火山噴出物	?	幼~早 壯年	
	5	135	125—135	105—120	砂、細~中礫、 新期火山噴出物	広	幼年	
t ₂	6	115	110—115	95—100	〃	中	〃	
	7	100	90—100	75—90	〃	広	〃	
	8	90	75—85	65—75	〃	広	〃	
	9	75	70—75	50—60	〃	狭	〃	
	10	65?	55—65?	?	?	狭	〃	(i)
t ₃	11	55	45—55	40—45	砂、細~中礫、 旧期・新期火山 噴出物	中	〃	
	12	45	35—45	30—40	〃	中	〃	
	13	{ 35 30 }	30—35	20—30	〃	中	〃	
t ₄	14	25	20—25	15—20	砂、小礫、旧 期・新期火山噴 出物	広	〃	(ii)
t ₅	15	20~10	15—20 ~10?	5—10?	砂泥、新期火山 噴出物	広	〃	(iii)
a	16	5	5	?	砂泥、細~中礫、 粘土、新期火山 噴出物	広	〃	(iv)

(i) この面は河岸段丘が主、これに幾分海進して割れ谷を形成した時があつたらしい。

(ii) 河岸段丘が主で2段を含む。

(iii) 河岸段丘が主で相当する旧汀線高度20~5 m の面を一括した、この頃旧期火山噴出物の噴火があつたのであろう。

(iv) 河岸段丘が主で2段を含む。



凡例

旧汀線 および旧谷壁線

—— 地形に保存されている部分

- - - 保存が悪い部分の推定位置

..... 段丘が無い地域の想定位置

数値は地理調査所の空中写真併用5万分の1地形図から概算した段丘表面の高度と旧汀線の高度(m)

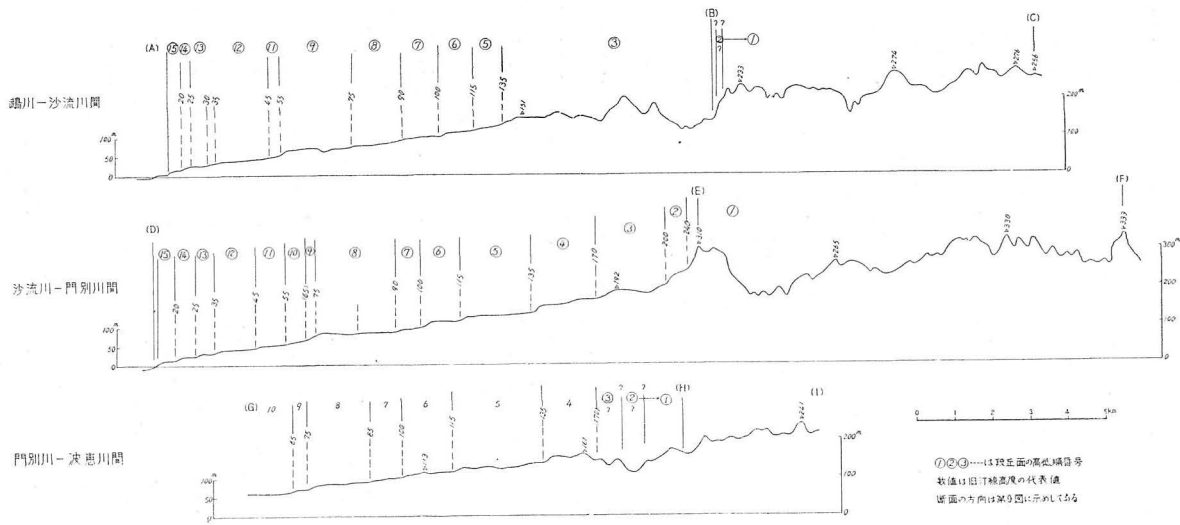
第9図 段丘旧汀線・旧谷壁線図

南部の地域では河谷の開析が若いので、おのおのの段丘に原面がほとんど完全に残っており、堆積物を伴っている。海岸段丘面は標高170 m から海岸近くの30 m までとくに高低差の大きい階段がなくて順次低下しており、その平均の勾配は $10/1,000$ 位である。しかし地形図、空中写真、現地調査を総合すると数 m~20 m の高低差をもつ旧汀線を多数認めることができる。各旧汀線間の面の原勾配は $3/1,000 \sim 5/1,000$ 程度であつて、全域に連続する明瞭な旧汀線で分つと9つの面に区分される。これらの海岸段丘面は、幾分海進をうけた時もあるらしいが、巨視的には一連の海退的変動に伴なつて順次形成されたものであろう。段丘の形成期は詳らかでなく、また各段丘面を他地方のものに充分対比することもできない。たゞ近縁地方の段丘面とその高度を対応させて一応の形成時期をうかがうと、これらの段丘面は更新世の前半から末葉までの間に形成されたようである。たゞし高度20 m 以下のものを一括した最下位の段丘は沖積世初期にわたるかもしれない。

河岸段丘は鶴川流域と沙流川流域に顕著に発達し、あわせて10段の面が認められ、幅が1 km 以上に達する面もある。門別川・波恵川流域にも幅が狭いが数段の面が連らなっている。いずれの河においても主にその東側に発達し、高位の面から順次階段をなして配列し、下流から上流へ連続している。150 m 以上の旧汀線高度に対応する河岸段丘は北部の山地の開析が進んでいるので明らかでないが、それ以下の各段丘面は旧谷壁線を描いて検討すると、海岸段丘との連続部から漸次上流に向つて同時期に形成された面を追跡することができ、異なる河川の段丘面を対応させることもできる。もつとも2面間に高低差が少ないときや、上流で他の面と斜交するときは識別が確実につかない。

旧汀線および旧谷壁線を描いたのが第9図である。

これら多数の海成および河成の段丘面を成因的に充分分類することは難しい。鶴川町、門別町方面の隣接地をあわせ、海岸段丘と河岸段丘を対応させながら認め易い旧汀線にもつとずいまとまとめると、北部、南部を通じて15の面になる。地質図には堆積物を伴うものを海成、河成の別なく、生成期によつてまとめ、段丘面の高さ、堆積物の種類などを考慮して、 t_1, t_2, t_3, t_4, t_5 の5つに区分して記入した。これらの関係を第7表に示す。堆積物を欠いた段丘面の痕跡や堆積物が削剝されて薄くなつたもの、分布の小さいものは地質図に記入してない。



第10図 带状山体の縦断面に沿う海岸段丘面の投影図

第10図は河川の主流で分離された帯状の山地を、それぞれ第9図に示した山稜線の主方向に平行な垂直面に投影した図である。空中写真併用の5万分の1地形図をもとにし、細部の形状は空中写真を参考にして補なつた。北部の開析地域と南部海岸段丘地域との地貌差が著しく注目される。海岸段丘地域はその上面が平均して約 $10/1,000$ の勾配で連なり、実地形を遠望したときはこの勾配が一平面のようにも見られるが、その間に幾段もの階段があることが明らかである。そして3投影図でおおのこの階段を相応することができ、その等高性がよく保存されていることが認められる。

堆積物

南部地域の海岸段丘と多くの河岸段丘には新第三紀層を基盤として大体20m未満の段丘堆積物がみられる。一般に堆積物は海成および河成の砂礫からなる。火山灰質土層が地表のほとんどを覆っているため、堆積物は断片的にしか観察できず、その実態が甚だ把握しがたい。特に海岸段丘の平坦面の中央部などは地表に何の手がかりもない。確実な資料を得るためには崖地の削剝、トレンチ、試錐などによらなければならない。砂礫層は砂、砂礫、砂泥、粘土の層からなり、場所毎に堆積物が異なるが、全般に比較的礫質の層が多く、泥、粘土質の層は少ない。厚さは数m内外の所が多くて、10m以上の所は少ないとみられる。高位の古い面では砂礫層が上位の火山砂、火山灰質層に覆われる以前に削剝されて、薄くなつたり、移動したりしている所が多いようである。

段丘の面は各段毎に平坦である。従つて全体には河川主流に沿う平地に次いで農耕・牧畜に利用され、所々に集落がある。しかし各段毎に表層の地質、高さ、交通の便などによつて利用度が異なり、概して河岸段丘の低位のもの程、農地・居住地となつている。こゝには表層の地質の面から利用上の利害を述べることにする。

段丘面は基盤になる第三紀の地層の上に、段丘砂礫層、旧期火山噴出物、新期火山噴出物の順に堆積物が重なつて出来ているのであるが、この堆積物は段丘面毎に厚さが違い、しばしば段丘砂礫層や旧期の火山噴出物が欠けている。そして地形の状況によつて上層がいろいろの程度に削剝され場所毎に表層が異なつているし、また基盤の第三紀層も礫岩、砂岩、泥岩などの差がある。表層の利用にはこれらの細かい地域差に注意を払わなければならない。

耕地としての利用は殆んどの地域が新期火山噴出物を耕土としているので、火山灰

の項に後述する。この内に多少の優劣がある。

林地としては極く表面の土質より表層数 m の土質と水理状況に關連が強い。従つて礫の多い段丘砂礫層が厚い所、基盤の第三紀層が礫質岩である所、また旧期の火山噴出物が風化してなくて厚い所は地味が劣り、これらを欠くかあるいはあつても薄く、基盤が泥質岩である所は恵まれた状況にある。

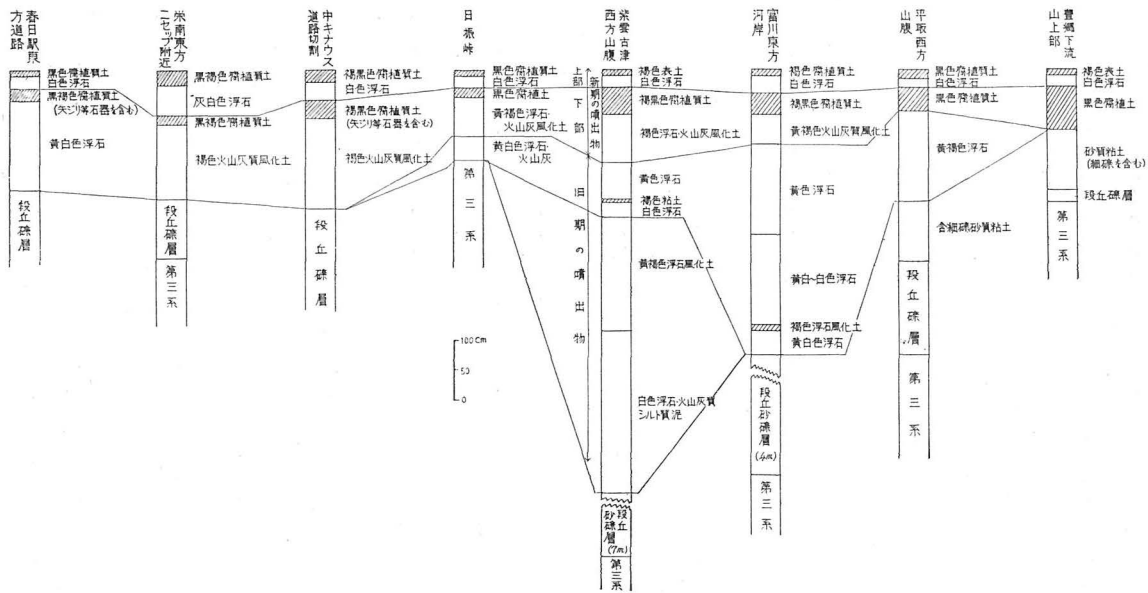
この地域では未だ多量の工業用水は使われていない。自家用水は過半地表水が利用されているが一部で地下水が使われている。沖積層に含めた最低河岸段丘では地下水が得易いが、一般に他の段丘面には地下水が豊富でなく乾期には不足する。用水井では普通段丘堆積物の基底や堆積物中の粘土質層の上位などから採水している。この場合は基盤が泥質岩である方が有利なようである。概して高位の段丘程採水し難いと思われる。

II. 5. 2 火 山 灰 層

地質図には省略したが、この区幅地域の平坦地、緩傾斜地の表面には火山灰、火山砂質の堆積物が分布している。この火山灰、火山砂層は、一部には2次的に河水などで移動して堆積したのもみられるが、大部分は火山噴出物が降下してそのまま堆積したものである。各地の観察を総合すると、その中にいくつかの噴出期が認められるが、大きくは新旧2群に区分される(第11区参照)。

旧期の噴出物

旧期の噴出物はしばしば一部が削剝され欠除しているので、地域によつて噴出物の層序を異にし、その実態を把握することは困難であるが、噴出の休止期をはさむ数次の噴出物からなり立つているようである。その主体をなすものは、帯黄白色、白色～黄褐色を呈する石英安山岩質の浮石質の火山礫、火山砂からなる層で、厚さは数 m 未満である。しばしば上方に細粒となる噴出物の層理がみられる。水を含んで風化の進んだ部分では火山礫、火山砂が著しく軟かくなつている。風化していないものは時に道路、宅地の敷土に利用されている。おもに旧汀線の標高 30～60 m の、平坦で広い海岸段丘・河岸段丘面上に分布し、これより高位の段丘面上や緩傾斜地にはあまりみられない。おそらく新期の火山噴出物が堆積するまでに削剝され欠除したものと思われる。



第11図 火山灰層柱状図

る。

旧期の噴出物のあるものが旧汀線の標高 20 m 未満の最低位の段丘を覆っている所がみられ、一方現在の河床より数 m 高位の平地には見られないから、こゝに旧期の噴出物と呼んだものの大部分は両平坦面の生成期の間で降灰したものと考えられる。この旧期の噴出物は浦上啓太郎⁷⁾の勇払千歳洪積統 C 火山灰層をはじめ、同 D, E 火山灰層の連続したものに相当するものと見られる。浦上⁷⁾はこれらの火山灰層を地形上の考察から更新世に降灰したものと推定している。噴出源はまだ明らかにされていない。

新期の噴出物

新期の噴出物は火山灰質風化土、腐植質土、浮石質火山砂、浮石質火山細礫からなるいわゆる火山灰質土層で、3~4回の噴出物が層状に累積しており、全体で1~2mの厚さをもつて広く分布している。この噴出物はその中上部にみられる顕著な腐植質土層によつてさらに上下に2分される。

その下位のものには火山灰を主とした土層で、黄褐色ないし茶褐色を呈する無層理のシルトないし粘土粒度の火山灰質風化土からなり、少量の風化した浮石質火山礫、火山砂を含み、西方が粗粒である。2回位の噴出期の火山灰の重なつたものであろう。一般に上部ほど風化が進んでおり、最上部は厚さ20~50cmにわたつて腐植質で黒色を呈している。この腐植質土からはしばしば偏平な石器破片や、黒曜石で作られた矢じり様の尖頭石器を産する。これら下位のものとは上位のものとの間に噴出の休止期をはさんでいるために、地層の保存が一樣でなく、また上位のものより分布が狭い。低い段丘面上では1~1.5m、高い段丘面上では20~数10cmの厚さをもっている。

上位のものは侵蝕の盛んな山地にはみられないが、平坦地や緩傾斜地では表層をなして広く分布し、また山地の傾斜面でも時に表面に沿つて分布しているのが認められる。上位のものは白色を呈する石英安山岩質浮石の粗粒火山砂・火山細礫からなる厚さ20~50cmの層で、図幅地域の北西方に厚く、南東方に薄くなる傾向をもっている。全般に下部は粗粒で上部ほど細粒となつている。この浮石は時に建築用ブロック材の原料として利用されている。浮石質火山砂層の上に厚さ10~20cmの黄褐色~茶褐色の火山灰質風化土層がある。その上部は腐植質で黒色を帯びている。

以上の新期の噴出物は現河床より数 m 高位の平地にも分布しているので、この平地

の形成以後のきわめて新しい時期に降灰したものと思われる。新期の噴出物のうちその下位のは浦上啓太郎⁷⁾の樽前統 D, C 火山灰に相当し、また恵庭統火山灰にも相当するのではないかと思われる。上位のものは下からそれぞれ 樽前統 B および A 火山灰に該当する。浦上啓太郎⁷⁾は樽前統 A 火山灰を今から約 200 年以前の噴出物であろうと推定している。

火山灰は平坦地や緩傾斜地を覆っているので土地の利用と関連が深い。耕地としての利用では新期噴出物のどの層が耕土になつているかによつて地味に多少の優劣がある。一般に傾斜地程削剝を受けて下層が表層になつているのであるが、上部の白色の浮石層また下部の黒色の腐植質土の特に腐植が多い部分を耕土とするときは不利であり、褐色の火山灰質風化土やそれに砂質物を混じた表層を耕土とするときは有利である。林地としては概して新期噴出物の下部の火山灰質風化土が厚い程有利であり、このときは表層が浮石層であつてもそれ程不利でない。旧期の火山礫・火山砂が厚く、しかも新鮮である地域は好ましくない。

II. 5. 3 沖 積 層

沖積層はほとんど低地に分布している。低地は海岸、河川の主流に沿う地域および支谷内にあつて、それぞれの地域で海浜堆積物、河川堆積物、支谷の堆積物が表層を作っている。また支谷や海岸などにはしばしば崖錐堆積物がみられる。

海浜堆積物

図幅地域内には沙流川河口附近に静内、門別から一連に続く海岸が僅かに含まれている。この一連の海岸には標高の低い丘陵地がせまつており、これをうがつて中小河川が海に注いでいるが、湾入、突出のない砂質海岸で、浜堤が発達しており、所々に小さい砂丘が形成されている。沿岸には平地が少ない。

沙流川河口の西側では幅 200~300 m の海浜が高さ約 30 m の海岸段丘の端の崖下から拡がっている。海岸線には幅数 10~100 m の浜堤と、所によつて浅く湛水した幅数 10 m の後背湿地が連なり、内陸側は半湿地状で、砂質の海浜堆積物が分布している。河口の東側では浜堤より内陸に高さ数 m、幅数 10 m の小さい砂丘がある。河口にも東側から嘴状に浜堤が連つている。

浜堤は大部分が中粒、時に粗粒の石英を主とし黒雲母などをまじえた砂からなり、

砂丘は中粒ないし細粒で粒度の揃ったほとんど石英だけの砂でできている。

河川堆積物

河川に沿った低地には各種の河川堆積物が分布している。現在の河床より10 m以上高位の河岸段丘については段丘の項でのべてある。それ以下のもので、河より数 m 高い平地と河床がある。この平地は鷓川、沙流川、門別川、波恵川、慶能舞川に沿って分布している。これは図幅地域内の最も広い平地であつて、耕地、牧地、居住地として利用され、とくに田地の主体となつている。この平地は単一の平坦地でなく、全域をみると河水面から高さが2 m と3~5 m 位の2群が区別される。この外、谷壁近くでは支谷からもたらされた堆積物が平地の上面を覆い、所によつては数 m の高さをもつ。また一方河流の近くでは氾濫時に表層が削剝、攪乱されて、平地の形状や高さが不揃いになつている。この平地を覆う主な堆積物は大体下が砂礫層、上部が火山灰質土層である。下部の砂礫層は一般に淘汰の悪い礫まじりの砂を主とする河川堆積物で、所により礫、砂の割合や粒度が異なる。また著しく礫に富むこと、砂泥を主とすることがあり、時に薄い粘土層を伴なつている。この砂礫層の厚さは基盤岩が河底に露出している門別川・波恵川の上、中流の地域では3~5 m 未満である。また鷓川、沙流川では大体10~20 m で下流ほど厚くなるものと想定されるが、河口近くなどは試錐などによらなければ把握し難い。支谷の出口には支谷から排出された堆積物が下部の砂礫層の上位に谷口を基点として薄く、時には扇状地状に堆積していることが多い。火山灰質土層を覆う新しい支谷の排出堆積物もある。この支谷からもたらされた堆積物の上は主に畑地として利用されている。泥質岩を主とする支谷からの堆積物は肥沃で耕地として利用し易いが、礫質岩を主とする支谷からの堆積物は脊地となり、利用し難い。

上部の火山灰質土層は河水によつて堆積したものでなく、この平地が河流の面以上に高まつてから一群の火山砂、火山灰が降下して堆積したものである。したがつて周辺の段丘の表面を覆うものと同質、同様であつて新期の火山噴出物の上部が表層となつているが、河流の近くでは表層が削剝あるいは攪乱されている。そのために火山灰質土と浮石砂が混合されることがあり、氾濫した土砂が火山灰質土層に混入している所では、砂質壤土が形成され、良好な耕土となつている。

河川の流路に沿つては、前述の平地より一段低いいわゆる河床がある。とくに鷓川

と沙流川では蛇行と流路の遷移によつてその幅が数 100 m~1 km となつて連続している。堆積物は河流によつてしばしば移動し、場所ごとに堆積の様相は様々である。多くは砂に細礫と少しの小、中礫をまじえた堆積物であるが、所によつては砂泥を主とし、またほとんど小、中礫からなり、あるいは大礫をまじえている場合もある。礫は上流から流下したものの外に、近くの支谷内や河岸の第三紀層および段丘の礫層中の礫が運ばれてきたものが多い。礫は粘板岩、古期砂岩、片岩、片麻岩、花崗岩、珪質岩などで、適当に河流の淘汰をうけて堆積した場所は砂利の採集に適する。砂泥を主とする堆積物の上は所によつて畑地として利用されることがあるが、河水が増加すると冠水の手を受けないので固定した耕地にならない。

支谷の堆積物

長く発達した支谷内には河川の主流と同様に河水面より 2~3 m ないし数 m 高位の平地があつて、下部に河川の堆積物、上部に火山灰質土層が布分している。上部の火山灰質土層は所によつて削剝され、あるいは新しい河の堆積物で覆われている。下部の河川堆積物はその支谷に分布する地層の岩質に応じて異り、礫質、砂質、泥質あるいはそれらの混合した堆積物からなる。この平地はかなり耕地として利用されている。泥岩、頁岩、砂岩泥岩互層からもたらされる堆積物は一般に肥沃で、耕地にし易く、このような支谷内には田地も多い。礫岩層内の支谷の場合は脊地で利用し難い。礫岩層の場合の典型的な例は芭呂沢にみられ、泥岩、硬質頁岩などの例としてはアベツ沢があげられる。

短い支谷では平地が少なく、堆積物は不規則にたまり、所によつて堆積の様相を異にするが、いずれも崖錐堆積物が少し移動したようなもので、周囲の地層の岩質をそのまま反映している。

崖錐堆積物

分布が小さいので地質図には記入してないが、支谷の侵蝕が旺盛なため、支谷の頭部、谷壁には崖錐堆積物が多く、また主な河川の側方侵蝕による崖下にもしばしば崖錐を伴つている。

崖錐堆積物の性質はその場所の地層の岩質に直結している。これらの堆積物は降雨、融雪によつて多量の水を含むと容易に流動する。とくに珪藻質シルト岩の崖錐は流動し易い。硬質の頁岩は岩石が風化すると小さい割目ができて崩壊し、崩壊し始め

ると次々と崩れて小岩片からなる崩土を絶えず供給する。したがって比較的崖錐堆積物の量が多く、時に支谷の流路を埋積する。

III. 6 地質構造

石狩炭田夕張地域の複雑な地質構造、例えば衝上断層、転倒褶曲、クリッペなどはいずれも東方からの側圧力によるものと思われる。

この地質構造は NS の方向性をもっているが、南下するにしたがつて次第に NNW-SSE 方向となり、本図幅地域附近から向きを転じて NW-SE 方向となる (第 12 図)。

本図幅地域の白堊系および第三系は大局的に同一の構造配列をもつて雄大な褶曲構造をなし、背斜および向斜構造が波状的に配列している。図幅地域内の主要な断層はこの褶曲軸に大体平行しており、いずれも衝上性逆断層で、褶曲運動と密接な関係をもつて生成されたものと思われる。

第 13 図は地質図上に重ねて地層の同層準を結ぶ線を大体地層の厚さ 200 m の間隔で描いた図である。地質構造の概要や層厚・岩相の変化などを見るのに便である。

褶曲構造

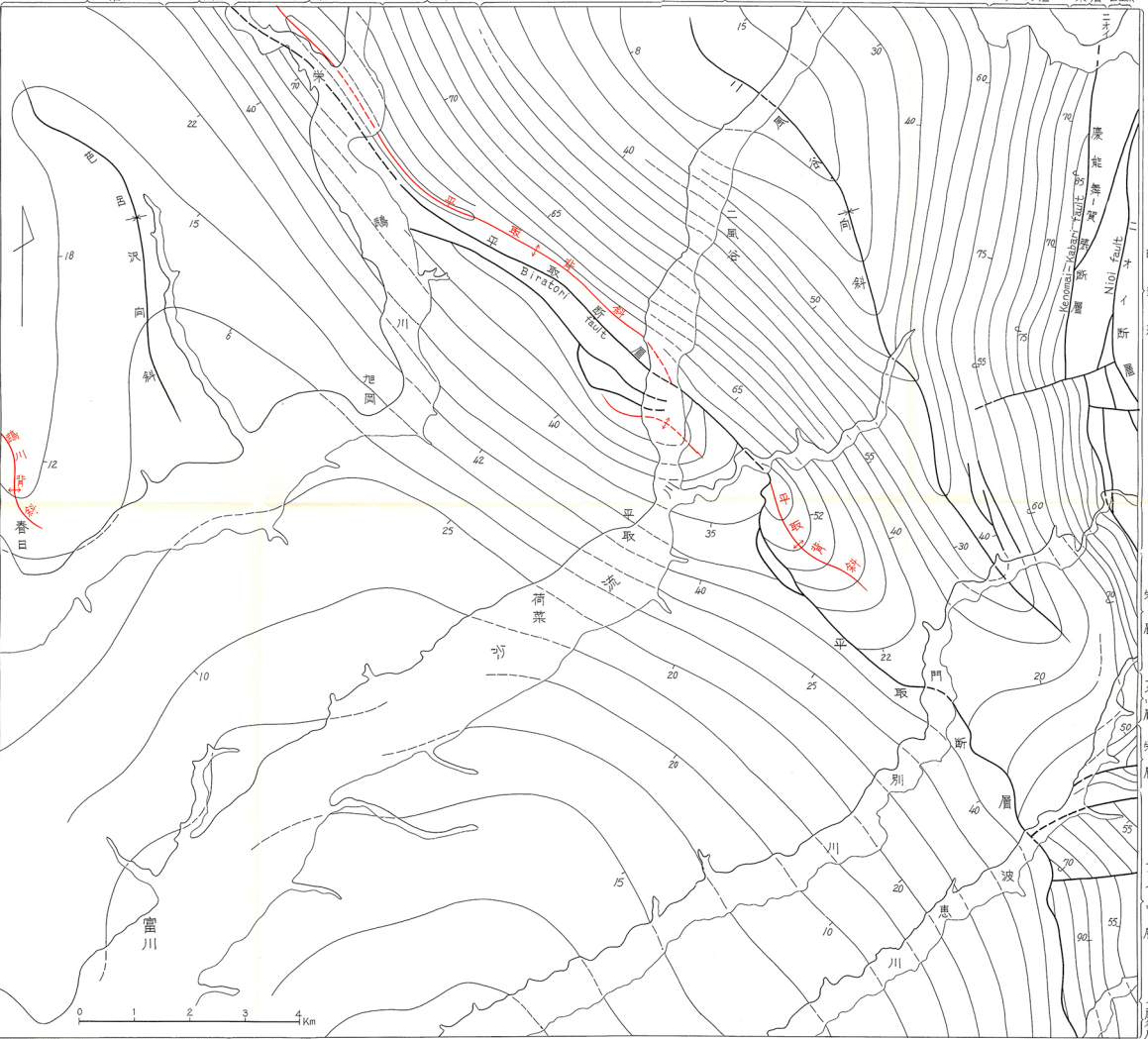
本図幅地域の褶曲構造の主要なものは、北東方から二風谷向斜、平取背斜、芭呂沢向斜、鶴川背斜であるが、白堊系中には断層によつて瓦解した背斜構造が認められ、平取北方には平取断層の南西側に褶曲および断層運動によつて生成された小背斜構造がみられる。褶曲軸はいずれも緩やかにカーブしており、その傾向は相互に平行的である。

二風谷向斜

二風谷向斜は図幅地域内では NNW-SSE 方向の軸をもち、NNW 方向に軸が沈下しているが、10 万分の 1、登川図幅によると、NNW 方向では軸は 2 つに分岐し、ハート状を呈した盆状構造をなしている。アベツ沢中流の軸に接した両翼部では、地層の傾斜は 40~60° であるが、門別川附近では緩傾斜となつている。また沙流川の右岸地域では軸が浮き上つて傾斜は 5° 内外となる。全体的に二風谷向斜は西翼に較べて東翼が急傾斜し、非対称をなしている。

地質構造図

初葉層 二馬谷層 栄層 アベツ層 二風谷層 アベツ層 栄層 白重系



白重系 断層 栄層 アベツ層 米層 アベツ層 二馬谷層

平取背斜

NW-SE 方向の軸をもつ細長いドーム状構造をなしている。背斜の軸部はほとんど榮層の安山岩質の凝灰質層からなり、アベツ沢下流、湯の沢および榮付近で、同層中部の貝化石を多産する砂岩が僅かに露出する。鶴川-沙流川間の一部およびアベツ沢下流部では背斜軸は南西方に傾立し、傾倒背斜となつている。地層の傾斜は概して北東翼に較べて南西翼が急である。背斜の南西翼部は平取断層によつて切られている。平取背斜に沿つて、榮附近および平取北方ではしばしば油徴がみられる。

芭呂沢向斜

NW-SE 方向の軸をもつ対称的向斜で、軸は南東方に沈下し、南東方では両翼は著しく開いて、緩傾斜の半向心状構造をなす。北西方では向斜軸は屈曲が多い。紫雲古津附近では沙流川に沿つた方向の局地的な向斜構造がみられる。これは緩傾斜となつた部分が局地的に波状褶曲をなしているものであり、沙流川流域の沖積地には、当然ゆるい背斜構造が存在するものと思われる。芭呂沢向斜は北西方早来図幅地域内では、並列するいくつかの背斜構造と向斜構造に変つている。

鶴川背斜

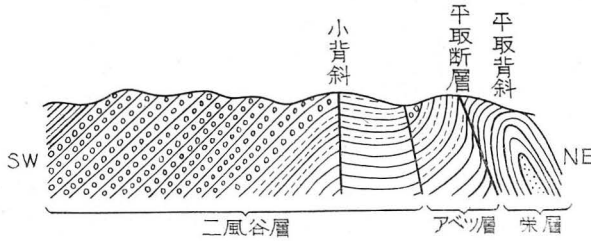
NW-SE 方向の軸をもつ背斜で、軸は南東方に沈下している。本図幅地域内ではその南東端が僅かにみられるにすぎない。しかしこの背斜に沿つて油徴が多く、石油開発の上には構造的に重要な意味をもっている。

白堊系の背斜構造 白堊系は大局的には一背斜構造をなしているが、ニオイ断層によつて断たれて崩壊している。これを復元して考えると、背斜の西翼は地層が急傾斜であるのにくらべ、東翼はやゝ緩傾斜を示し、背斜軸面は東側に傾いている。おそらく背斜の軸部と思われるニオイ断層に沿つて、しばしば油徴が認められる。

平取北方の背斜構造 平取の北方、平取断層の南西側に、局部的に背斜構造が認められる。これは平取断層が衝上した際、被衝上部は断層に沿つて逆転または直立し、そのためにその外縁に生じた小背斜構造と思われるが、なおその生成機構については、とくにこの背斜軸に沿つて油徴が多いので、今後の詳細な検討を必要とする。(第14図参照)

断層

本図幅地域の断層には、褶曲軸に大体平行な走向断層と、これに直交または斜交す



第14図 平取北方における地質構造の模式断面図
(平取断層に垂直方向の断面)

る断層とがある。走向断層は白垩系中の一部の断層をのぞいては、いずれも衝上性逆断層で、その規模も雄大である。これに対して走向に直交または斜交する断層はいずれも規模が小さく、成因的にも副次的である。前者に属するものに、ニオイ断層、慶能舞-賀張断層、平取断層があり、後者に属するものに波恵川中流部にみられる諸断層および白垩系中の諸断層がある。また二風谷向斜の東側、門別川の北岸に小さな走向断層がみられる。これは垂直転位よりも水平転位の著しいものである。

なおこの外に構造運動に伴なつて副次的に生じた小断層あるいはひびき割れが各所にみうけられる。

白垩系中の古期断層 ニオイ沢に沿つて NNE から SSW に走る断層およびチベシナイ沢の東側を沢に沿つて NS に走る断層は、本来一連の断層と考えられ、この断層のために函淵層群が重複露出している。この断層は慶能舞-賀張断層および東西性断層によつて断たれており、図幅地域内の断層系中最も古いものと思われる。

ニオイ断層およびそれに伴う東西性断層 本図幅の北東隅にその一部がみられるにすぎない。しかしこの断層は白垩系中の1背斜の軸部が過褶曲のために断裂して生じた衝上性逆断層で、この断層を境として両側の白垩系の傾斜方向が異つている。そしてこの断層の東側では中部蝦夷層群から東方に向つて順次上位の地層が重なつてのに対し、西側では上部蝦夷層群および函淵層群が慶能舞-賀張断層にはさまれて、東西性断層によつて断たれて地塊化している。このことは、東方からの側圧によつて白垩系中に背斜構造ができる際に軸部が断裂し、東翼部が西翼部に衝上してニオイ断層ができ、そのために西翼部は破壊され、東西性断層が生じたことを示しているものと思われる。東方からの側圧の強かつたと思われる所はチベシナイ沢の上流部で、ニ

ている。

慶能舞-賀張断層およびそれに伴う擾乱帯 ニオイ本流およびチベシナイ沢の西側を南北に走り、白堊系と第三系を境する断層で、前述の東西性断層によつて断たれている。その南の延長は比字図幅を通り下下方図幅に及んでいる^{註12)}。本断層の西側に分布する第三系は幅約2.5 km にわたつて地層の擾乱が激しく、走向が乱れ、いたる所で逆転構造や小断層、小褶曲がみられる(第15図参照)。しかしこれらの擾乱は著しい地層の転位をもたらさず、むしろひび割れのような観を呈する。この擾乱帯の西側では整然と地層が配列し、二風谷向斜となる。擾乱帯の東部、すなわち慶能舞賀張断層に近づくに従つて地層の傾斜が急斜し、走向の乱れが著しくなるが、断層の東側の白堊系は第三系ほど逆転構造を示さず、また地塊化しているけれども、このように擾乱していない。

以上のことから明らかなように、白堊系が第三系に向つて衝上して慶能舞-賀張断層が形成され、この運動に伴なつて断層の西側に擾乱帯ができたものと思われる。

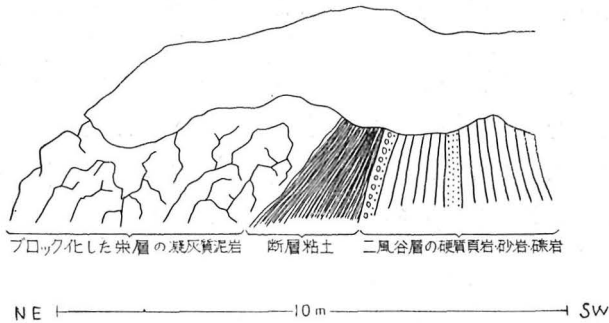
平取断層およびそれに附随する断層 平取断層は図幅地域をNWからSEに向つて斜めによこぎる大断層で、その延長はNWに向つては穂別図幅を経て早來図幅地域に達し、SEに向つては門別図幅を経て下下方図幅地域に及び^{註14)}、全長40 km を超えるものと思われる。

本断層も東方から衝上した逆断層で、見かけの落差は最大2,000 m に達するが、褶曲運動に伴なう断層であるために、落差だけから運動量を推定することはできない。図幅地域はこの断層によつて両断され、その北東域と南西域の層序は岩相変化の影響もあつて、直接には連絡しない。平取断層の露頭は栄附近でみられるが、こゝでは第16図にみられるように、断層面は45°内外の角度をもち、衝上した栄層の凝灰質泥岩はブロック化し、被衝上体である二風谷層は断層付近で圧砕されているが、圧砕の程度は著しいものではない。断層は幅約2 m の断層粘土を伴なっている。

鶴川・沙流川間の平取断層の南西側および平取の東方には、平取断層に附随した断層がみられる。平取の北方にはこの附随断層の外側にさらに小断層があつて一見複雑

註12) 5万分の1比字図幅：松野久也、山口昇一、秦光男、吉田尚(未発表)および5万分の1下下方図幅：松野久也、山口昇一(未発表)の資料による。

註14) 5万分の1早來図幅：松野久也、石田正夫(未発表)、5万分の1下下方図幅：松野久也、山口昇一(未発表)、5万分の1門別図幅：山口昇一(未発表)の資料による。



第16図 平取断層露頭(榮北東750m)

な構造を呈している。これらの断層は、東方からの側圧によって平取背斜が過褶曲し、その南西翼部が断裂して衝上性の平取断層を生じ、この圧力のために断層の南西側の地層が、地塊化したために生じたものと思われる。(第14図参照)

図幅地域南東部の東西性断層 図幅地域南東部には平取断層の東側に3本の東西性断層がみられる。これらの断層はいずれも隣接比宇図幅の西縁をNSに走る慶能舞-賀張断層と平取断層の間にはさまれた地域に生じたもので、その生成機構は図幅地域北東部にみられる東西性断層と類似している。すなわち慶能舞-賀張断層の衝上をうけたこの地域は著しく破壊され、慶能舞-賀張断層の西側にみられる擾乱帯のように、走向の乱れ、逆転構造などを生じ、とくにその側圧に抗しきれぬ地層はこの地帯で無理な褶曲構造をなし、その軸部が断裂して東西性の断層となつている。したがって、いずれも断層の規模が小さく、走向断層に対して副次的に生成されたものであるこれら3断層のうち、もつとも見かけの落差の著しいものは、その中央部にある断層である。

構造運動とその時期

以上の褶曲構造と断層の諸形態から示される当地域の地質構造の特性は、NSおよびNW-SE方向に緩く屈曲した褶曲軸と主断層が並列しており、主断層はいずれも衝上性逆断層で、これらの断層の西側に限つて地層の断裂転位が著しいことである。褶曲運動と断層運動とは密接に関連しており、個々に切離して考えることはできない。このような構造運動は石狩炭田夕張地域における程複雑な地質構造を示さないが、構

造形態に類似性が認められ、地域的にも連つているので、本質的には同様な構造運動と思われる。

北海道中央南部における大規模な造構造運動の時期は、従来追分-先滝川期と考えられている。当地域では第三系堆積以前の構造運動を考える材料に乏しいが、第三系の最上部を占める鮮新世の荷菜層最上部が下位層とともに褶曲していることから、最終的に地質構造を決定した時期は鮮新世末期またはそれ以降と思われる。

III. 応用地質

III. 1 石油

図幅地域は勇払油田の東縁にあたり、各地に油徴が認められるが、いずれも採油されるまでには至っていない。地質構造上注目されるものは、鵠川背斜、平取背斜、平取断層、ニオイ断層などで、背斜の軸部あるいは背斜に伴なう断層の周辺に油徴が多い。油徴を層序的にみると、白堊系では函淵層群、第三系では栄層の上部、アベツ層の中部および上部、二風谷層の中上部、荷菜層の下部に多い。

白堊系の C₂ (上部蝦夷層群の上部) の黒色泥岩、栄層上部の凝灰質泥岩、アベツ層中の泥岩、硬質頁岩などは油母岩として役立ち、函淵層群中の砂岩、アベツ層、二風谷層、荷菜層中の砂岩はいずれも貯溜岩として有望である。

鵠川背斜部

図幅地域の西隅、春日の北方附近一帯は 萌別産油地として古くから知られており、鵠川背斜の軸部に沿つて多数の油徴がみられる。背斜の両翼の地層の傾斜は 10° 内外である。二風谷層最上部の硬質頁岩および荷菜層下部の砂岩泥岩互層部の砂岩中に産する。パンケ沢 (石油の沢) の廃井からは茶褐色の粘性の強い原油が湧出している。

この地域は明治 28 年頃からしばしば鑿井が行われたが、今日に至るまでいずれも多量の出油がなく中止されている。

榮 附 近

この附近は古くから似瀉産油地として知られているが、顕著な油徴は見当たらない。平取背斜の北東翼、榮層上部の泥岩中に僅かに油徴が認められるにすぎない。この附近の地層の傾斜は30~50°である。泥岩はやゝ硬質で、しばしば凝灰岩層をはさんでいる。

平取市街北方

沙流川の西岸、平取市街の北約1.5 kmの附近には油徴が多い。いずれも二風谷層中の礫岩砂岩互層中の砂岩および硬質頁岩から産する。この附近の地質構造は平取断層の南西側にあつて、局部的背斜構造をなしている。油徴はこの背斜部に沿つて分布している。その北方には平取断層に附随する断層があつて、この断層で囲まれた地塊では地層は逆転または撓曲している。帝国石油株式会社（現在石油資源開発株式会社）では昭和30年以來、この背斜軸部附近に数本の試掘井をうち、探掘中である。

波恵川～慶能舞川間の地域

東隣比宇図幅地域のフラヌイ沢を中心としたフラヌイ産油地の周縁部にあたり、豊郷3号沢、同5号沢、パンケヤラ沢、ペンケヤラ沢の上流または中流部に油徴がみられる。本図幅地域内では3号沢上流のアベツ層上部の礫岩層中の砂岩に油臭が感ぜられたにすぎない。

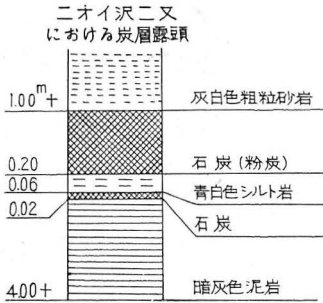
III. 2 石 炭

白堊系中および第三系の最下部に炭層がみられるが、いずれも薄くかつ膨縮があつて、稼行価値は少ない。

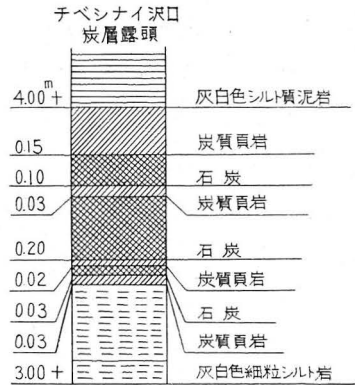
白堊系中の石炭

白堊系中の石炭はいずれも函淵層群の中にある。ニオイ沢本流に分布する函淵層群の砂岩中には炭質物が多く、随所に薄い炭層がみられるが、膨縮が甚しく連続しない

いずれも粉炭化している。ニオイ沢の二又付近でみられる炭層は第17図の通りである。炭層は直立している。



第17図 ニオイ沢二又における炭層露頭



第18図 チベシナイ沢口炭層露頭

チベシナイ沢の東岸、沢口附近に炭層が露出している。これは函淵層群の砂岩部から引続くシルト岩部にあり、山丈56cm、炭丈33cmで、上盤はシルト質泥岩、下盤はシルト岩である(第18図)。石炭は脆弱で膨縮が激しい。炭層はNSの走向をもち、西方へ85°急斜している。

またニオイ沢の西岸の函淵層群の基底部には炭層が連続して分布している。ニオイ沢中流の西岸の小沢中に旧坑があり、近時小規模に稼行されたものと思われる。炭層の状況は判明しないが、下盤は灰白色、中～粗粒砂岩、上盤は細粒砂岩である。走向はNSで、西に80°急斜している。

第三系中の石炭

第三系の最下部、すなわち栄層下部の砂岩泥岩互層部に炭層があり、この互層部は慶能舞夾層として知られている。炭層は本図幅地域内では慶能舞-賀張断層の西側に、断層に接して僅かに分布する。

アベツ沢上流の北側の小沢に炭層があるといわれているが確認していない。その層序的位置からおそらくこの砂岩泥岩互層部中の炭層と思われる。

チベシナイ沢の西岸、沢口附近に旧坑がある。昭和12~13年頃採掘したものとわかれてはいるが、現在は坑口が崩れていて、炭層の状況は判明しない。坑口位置から推定して炭層は栄層中部の貝化石に富む細粒砂岩より約15m下位にあるようである。附近の地層は西に80°急傾斜している。

これらの炭層は慶能舞-賀張断層に近接して存在し、かつその分布地域がこの断層に伴う擾乱帯中にあるので、小断層によつて断たれている可能性が多く、構造運動の影響を受けて粉炭化しているものと思われる。

文 献

- 1) 小林儀一郎：胆振国勇払油田調査報告，鉱物調査報告，1910.
- 2) 小林儀一郎：日高国沙流郡波恵川慶能舞川筋の石油産地，鉱物調査報告，1910.
- 3) 岡村要蔵：日高国沙流川流域調査報告，鉱物調査報告，No. 4，1910.
- 4) 小林儀一郎：胆振国勇払郡鶴川流域調査報告，鉱物調査報告，No. 5，1911.
- 5) 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.
- 6) 岡村要蔵：日高国北西部産油地調査報文，鉱物調査報告，No. 22，1915.
- 7) 浦上啓太郎・山田忍・長沼祐二郎：北海道に於ける火山灰に関する調査 第1報 東部胆振国に於ける火山灰の分布に就いて，火山，Vol. 1，No. 3，pp. 44—45，1933.
- 8) 根本忠寛・三本杉巳代治：10万分の1登川図幅ならびに同説明書，工業試験所，1937.
- 9) 竹内嘉助・三本杉巳代治：10万分の1浦河図幅ならびに同説明書，工業試験所，1938.
- 10) 竹原平一：北海道振老油田地質図ならびに同説明書，油田地質第41区，1940.
- 11) 小笠原義勝：北海道襟裳岬の海岸段丘，地質学雑誌，Vol. 48，No. 571，pp. 181—188，1941.
- 12) 藤岡一男：石狩炭田紅葉山附近の所謂中間層に就いて，矢部教授還歴記念論文集，pp. 959—972，1941.
- 13) 大立日謙一郎：夕張炭田辺富内地方の地質構造特にその推し被せ構造，地質学雑誌，Vol. 50，No. 598，pp. 185—195，1943.
- 14) 松井愈：紅葉山層について，新生代の研究，No. 4，pp. 6—11，1950.
- 15) 湊正雄・浦野竜一：日高国静内町近傍の第三紀層及び三石断層の意義について

- て、新生代の研究, No. 6, 1950.
- 16) 松井愨: 石狩炭田南部の川端統基底部 (演旨), 地質学雑誌, Vol. 56, No. 656, 1950.
 - 17) 松井愨・高橋進: 紅葉山階ならびに滝ノ上階の火山活動の特性, 新生代の研究, No. 9, 1951.
 - 18) 舟橋三男・橋本誠二: 日高帯の地質, 民科地団研専報, 1951.
 - 19) 石井基裕・正谷清: 平取北部 (A, B) 地質調査報告, 帝石資料, 1951.
 - 20) 花井哲郎・坂本峻雄・水野篤行: 北海道辺富内南方の地質について (演旨), 地質学雑誌, Vol. 58, No. 682, 1952.
 - 21) 土田定次郎: 北海道の第三系と有孔虫, 帝石地質報告, 北第 1033 号, 1952.
 - 22) 吾妻穰・正谷清: 最近の探鉱成果, 北海道地区, 石油技術協会誌, Vol. 18, No. 4, pp. 170—178, 1953.
 - 23) 山田忍: 北海道に於ける火山噴出物の分布について, 北海道地質要報, No. 21, pp. 29—37, 1953.
 - 24) 坂口豊: 日高山地周辺の地形に関する二, 三の資料—第四紀の編年を中心に—地理学評論, Vol. 26, pp. 563—570, 1953.
 - 25) T. Matsumoto: The Cretaceous System in the Japanese Island, Jap. Soc. prom. Sci., Tokyo, 1953.
 - 26) I. Hayasaka, S. Uozumi: Molluscan Fauna of the So-called Momijiyama Transitional Formation, Jour. Fac. Scie. Hokkaido Univ., VIII-4, pp. 391—406, 1954.
 - 27) 湊正雄: 北海道の第四紀に関する諸問題, 科学, Vol. 25, No. 3, pp. 108—116, 1955.
 - 28) 松野久也・山口昇一: 遠別層 (追分階) から Pecten (Fortipecten) takahashi Yokoyama の発見—更に追分階と滝川階との関係に関する 2~3 の考察, 北海道地質要報, No. 30, 1955.
 - 29) 舟橋三男他: 日高帯南端部の変成岩類について, 第 3 部, 構造運動について, 地質学雑誌, Vol. 62, No. 733, 1956.
 - 30) 佐々保雄: 北海道古第三系に関する諸問題, 有孔虫, No. 6, 1956.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



TOMIKAWA

(Sapporo-55)

By

ISAO IMAI & YASUO SUMI



(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area occupies the southern part of central Hokkaido, and is situated in the western part of the Hidaka mountain range.

The strata exposed in this area comprise the Cretaceous, the Tertiary sediments and the Quaternary terrace deposits.

The geological succession is summarized in Table 1.

1. Cretaceous

The Cretaceous sediments crop out to small extent in the northeastern corner of the area. They are divided into three groups, namely the Middle Yezo, Upper Yezo and Hakobuchi groups in ascending order.

Table 1

Age		Remarks
Quaternary	Holocene	Alluvium
		Volcanic ash
Pleistocene		Marine & River terrace deposits
Tertiary	Pliocene	Nina formation
		Nibutani formation
	Miocene	Abetsu formation
		Sakae formation
		fault
	Cretaceous	Hetonaian
Urakawan		Upper Yezo group
Gylyakian		Middle Yezo group

Dacitic ejecta

Upheavals

← Acidic tuff

← Oil seepages

← Oil seepages

← Acidic tuff

← Rhyolitic breccia

← Oil seepages

← Andesitic tuff breccia

← Coal seams

← Coal seams

← Oil seepages

← Coal seams

← Bentonitic tuff

← Bentonitic tuff

Middle Yeso group

The upper part of the Middle Yeso group occurs in this area, and it is subdivided into the lower, middle and upper parts.

The lower part consists almost of siltstone and mudstone intercalating thin layers of bentonitic tuff. These sediments contain marly nodules and fossils such as *Mesopuzosia* sp. and *Inoceramus* cf. *teshioensis* NAGAO & MATSUMOTO.

The middle part is composed of conglomerate, sandstone and alternation of sandstone and siltstone. These rocks include fine-grained tuffaceous matters and carbonaceous matters, and are poor in fossils.

The upper part exposed on the eastern margin in the sheet map area consists mainly of mudstone and siltstone. Siltstone intercalates thin-bedded sandstone, and shows varved feature. Mudstone is massive, and yields many fossils such as *Scalarites* (?) sp. and *Inoceramus* cf. *incertus* JIMBO. The total thickness of this group exposed is about 650 meters. This group is late Gyliakian (Turonian) in age, and its middle and upper parts are correlated to the "Saku formation" in their stratigraphical position, rock facies and fossil contents.

Upper Yeso group

The upper part of this group crops out in this area. It is composed of blackish mudstone and dark gray siltstone intercalating thin layers of acidic tuff. They contain many marly nodules and many fossils such as *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO, *Inoceramus naumanni* YOKOYAMA, *Epigoniceras glabrum* (JIMBO), *Gaudryceras tenuiliratum* YABE and *Polyptychoceras haradanum* (YOKOYAMA). This group is Urakawan (Santonian-Campanian) in age. The thickness of this group is over 550 meters.

Hakobuchi group

The lower part of the group is exposed in this area. The group is composed of conglomerate, sandstone and siltstone, and intercalates a few coal seams. These sediments have a few oil

seepages, and contain many fossils such as *Inoceramus* aff. *ezoensis* YOKOYAMA and *Inoceramus orientalis* SOKOLOW. This group is early Heteranian (Campanian — Maestrichtian) in age. The thickness is more than 400 meters.

2. Tertiary

The Tertiary strata are contacted with the Cretaceous one by the Nioi fault running in the eastern part of this area from north to south. The Tertiary system is divided into the Sakae, Abetsu, Nibutani and Nina formations in ascending order. It is difficult to fix their strict boundaries, because the rock facies change rapidly or transitionally.

Sakae formation

The formation is the transgressional deposits comprising alternation of sandstone and mudstone, fine-grained sandstone and tuffaceous mudstone. Alternation of sandstone and mudstone intercalates thin coal seams, and contains fragments of plant fossil. Fine-grained sandstone is bluish gray in color, and abundantly yields marine molluscan fossils. In these fossils two different faunas are distinguished. One is equivalent to the "Takinoue fauna", and the other resembles the "Momijiyama and Poronai fauna". The former is contained on the lower horizon than the latter. Tuffaceous mudstone partly shows the feature of "hard shale", and intercalates thin-bedded sandstone and conglomerate. Many layers of the andesitic tuff-breccia and tuff develop in the lower part of this mudstone. These layers are effective key beds in this sheet map area. The thickness of the formation is more than 500 meters. The formation is considered to be early Miocene in age from the fossil contents and stratigraphic position.

Abetsu formation

This is gradually conformable to the underlying Sakae formation. It comprises rhythmic alternation of conglomerate, sandstone, siltstone and mudstone. Mudstone is predominant in the

lower part and conglomerate in the upper. These sediments show lateral change of facies. The formation is poor in molluscan fossils. Rhyolitic breccia develops to small extent in the middle part of the formation. The total thickness of the formation attains to 1,000-1,500 meters. This formation corresponds to the "Kawabata formation" in the rock facies and stratigraphic position.

Nibutani formation

It is conformable to the underlying Abetsu formation. Though this formation mainly comprises so called "hard shale", it shows change of rock facies from hard shale to conglomerate and alternation of sandstone and mudstone. Cross-bedding develops in the upper part of the formation. These sediments are poor in molluscan fossils, but are rich in Sagarites. This formation is equivalent to the "Wakkanai (Kamogawa) formation" in the rock features and fossil contents. Its thickness exceeds 1,100 meters.

Nina formation

It is distributed to a large extent southwest of the Biratori fault. It is the regressional deposits consisting of diatomaceous siltstone, sandstone and conglomerate. Diatomaceous siltstone is chiefly predominant in the lower part, and fine-grained sandstone mainly in the middle. Conglomerate and coarse-grained sandstone develop in the middle and upper parts. This formation is considered to be upper Miocene to Pliocene in age and the lower part is correlated so the "Oiwake formation" and the middle and upper parts to the "Takikawa formation". The formation is more than 1,800 meters thick.

3. Sheared rocks and serpentinite

Sheared rocks are exposed in the northeastern part of this sheet map area. They are composed of silicified blackish clay-slate and sandstone, and are sheared remarkably. Trend of distribution of the sheared rocks almost coincides with that of the

Tertiary strata. The mechanism of its occurrence is unknown.

Serpentinite boulders are abundantly found on the westside of the Kenomai-Kabari fault. The source whence these boulders have been derived is uncertain.

4. Quaternary

Terrace deposits: The coastal terrace deposits develop in the southern part of the area, and the river terrace deposits develop along the banks of main rivers. The terrace is divided into 5 planes by its height and old strand line. These deposits consist of fine-grained sand and granule to boulder size gravels.

Volcanic ejecta: Volcanic ejecta cover widely the Cretaceous, Tertiary sediments and terrace deposits. This is composed of dacitic pumice sand and ashy clay. It is said that the uppermost bed is the ejecta of Tarumae Volcano.

Alluvium: The alluvial deposits consist of sand and gravel, and develop along rivers and coast.

5. Geologic structure

The Cretaceous and Tertiary strata in this area suffered striking tectonic movement in late Tertiary, and were deformed by the lateral pressure directing from the east. Two sets of anticline and syncline and a few main faults originated in this movement. Trends of the folding axes are generally N-S in the eastern part, and NW-SE in the southeastern part. All main strike faults derived from folding are reversed faults.

6. Economic geology

Petroleum: This sheet map area is situated at the eastern margin of the Yufutsu oil field, and oil-bearing beds develop widely. Oil seepages are found frequently along anticlinal axes. The strata which is rich in the oil seepage are the Hakobuchi group, the upper part of the Sakae formation, the middle and

upper parts of the Abetsu formation, the middle part of the Nibutani formation, and the lower part of the Nina formation.

Coal: Coal seams are found in the Hakobuchi group and the lowest part of the Sakae formation. They are thin in thickness, and have many parting of coaly shale and silstone. It is scarcely possible to work them in large scale.

昭和33年3月25日印刷

昭和33年3月31日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 向喜久雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社
