

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

地域地質研究報告

5万分の1図幅

網走(1)第47号

北見地域の地質

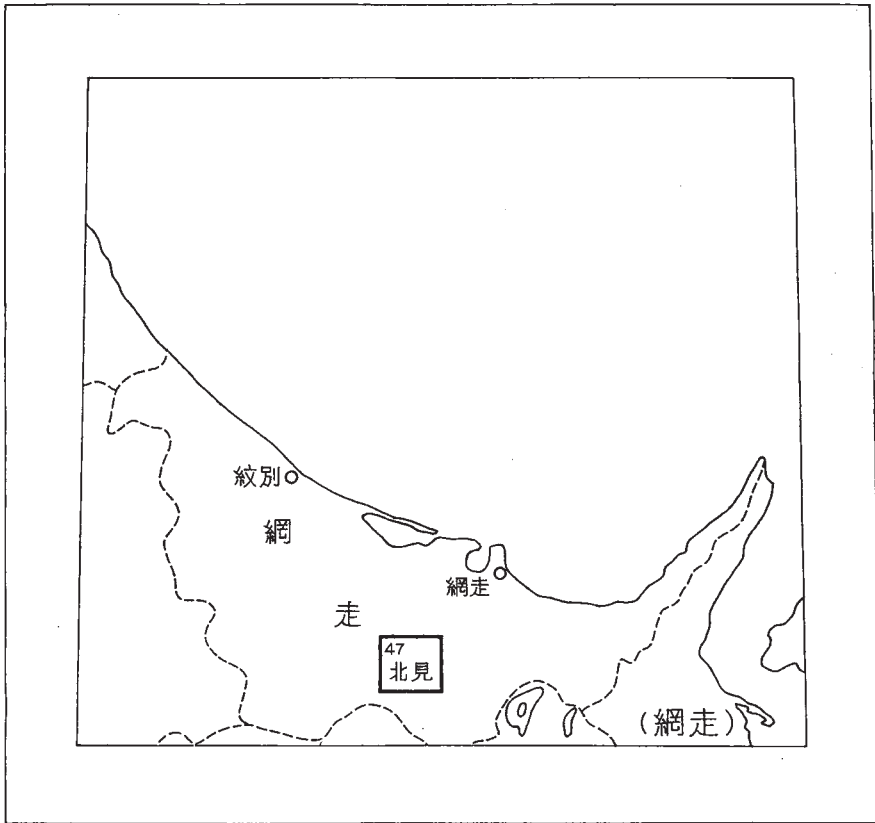
通商産業技官 石田正夫

通商産業技官 沢村孝之助

昭和43年

地質調査所

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 ジュラ系	6
仁 頃 層 群	6
II. 3 古第三系	7
栄 森 層	8
II. 4 新第三系	10
II. 4. 1 津別層群	10
二又安山岩類	10
達 媚 層	11
津 別 層	15
II. 4. 2 相 内 層	20
II. 4. 3 若 松 沢 層	22
II. 4. 4 協 和 層	24
II. 4. 5 新第三系の対比	25
II. 5 第 四 系	26
II. 5. 1 軽石流堆藏物および夾炭砂礫層	26
II. 5. 2 段丘堆積物	28
III. 応用地質	29
III. 1 マンガン鉱床	29
III. 2 石 灰 石	31
III. 3 ベントナイト	33
III. 4 ドロマイト	33
III. 3 冷 泉	34
文 献	35
Abstract	1

北見地域の地質

本図幅の野外調査は、昭和 33 年から 34 年の両年にわたって行なわれた。野外調査にあたっては、図幅地域西半部のジュラ系および第四系については沢村が、東半部の第三系については石田が主として担当し、内業は引続き地質調査所北海道支所および本所において行なった。なお、第三系の調査に角靖夫・佐藤博之両技官が協力した。

この図幅調査研究にあたり、採集した海棲貝化石は本所の大山桂・水野篤行両技官に、植物化石は北海道大学理学部地質学鉱物学教室の棚井敏雅助教授にそれぞれ鑑定を依頼した。応用地質については支所の番場猛夫技官から教示を受けた。

I. 地 形

本図幅地域は北海道北東部に位置し、行政区画上は、北見市・常呂郡および網走郡に属する。北方は端野図幅地域を越えてサロマ湖図幅地域内でオホーツク海に至り、東方は斜里岳をはじめとする知床半島の諸連峰、また南東方には雄阿寒岳や雌阿寒岳などを含む阿寒国立公園の山々が望見される。

地形は全般的に低平で、標高 500m を超えるものは図幅地域南部の一隅に存在するだけである。この地域の地形は 2 つの地形区に大別される。

1 つはほぼ北東隅から南西隅を結ぶ線から南で、主としてジュラ系および第三系の地層の発達する山地地域である。この地域の山地は壮年期から満壮年期の地ぼうを呈し、比較的顕著な山稜と、密度の大きい櫛歯状に発達した谷とからなっており起伏に富んでいる。標高は 200m から 500m に達しており、南部に高く、北部に向かうに従ってその高度が減少する。この地形区の中でジュラ系の輝線凝灰岩および赤色チャートや、新第三系の硬質頁岩—ときには砂岩—はかなり顕著な山稜を形成するが、古第三系東森層の主として膠結度の弱い礫岩からなる地域、および軽石流に覆われている地域では丘陵性の地ぼうを示し、山稜線が不明瞭となっている。

この山地の北西側は、高度 50～200m の低平な丘陵性の地ぼうを呈し、新第三系、第四系の軽石流堆積物、常呂川・無加川および訓子府川などの主要河川によって形成された段丘堆積層および沖積世の氾濫原からなる。ただジュラ系は堅硬な岩相のため、急峻な地形をなし、この全般的になだらかな地形の中で残丘状の顕著な地ぼうを呈する。

山地の周辺および丘陵地には 4 つの平坦面が認められる。すなわち

- 1) 古期面 (第 I 面) 250m 以上

2

- 2) 大谷面 (第Ⅱ面) 180～240m
- 3) 実郷面 (第Ⅱ面) 120～200m
- 4) 北見面 (第Ⅳ面) 50～120m

であり、常呂川・無加川沿いにはさらに数段低い面が、狭く発達している。

- 1) 第Ⅰ面は大谷面よりさらに一段と高く、標高250m以上の面であるが、この平坦面は著しく開析されており、堆積物は認められず、ただわずかに定高性をもつ山稜からその存在が察知される。
- 2) 大谷面—第Ⅱ面—は第Ⅰ面の前面に180～240mの標高をもち、シルコマナイ沢下流からオロムシ沢中流を横切り、別着沢中流にかけて北東—南西方向に分布する。この面は西隣留辺蘂図幅地域にも連続して認められる。この面もかなり開析が進んでいるが堆積物はわずかに残存し、遠望すればきわめて平坦な台地状を呈する。その面上にはゆるやかな起伏が連続している。
- 3) 実郷面—第Ⅲ面—は常呂川をはさんで南は訓子府町実郷から北見市常川にかけて、北側は訓子府川と常呂川との間で120～200mの標高をもち、なだらかな台地を形成している。常川地域では栄森層を大きく削っているのが観察される。
- 4) 北見面—第Ⅳ面—は常呂川および無加川の流域に広い地域を占めて分布している。西部では標高120mであるが、北見市北東部付近では50mまで低下する。現在この面を削って訓子府川が流れている。なお常呂川および無加川はこの面をさらに削って比高の小さい数段の段丘を形成している。沖積面としてはENE-WSWの流路をもつ常呂川およびEWの流路をもつ無加川に沿って氾濫原を形成しているのがおもなものである。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

本図幅地域は北海道東部の一構造单元である豊頃—北見帯の北部にあたっており、輝緑凝灰岩を主体とするジュラ系の仁頃層群、これを基盤とする古第三系の栄森層、中新世から鮮新世にわたる新第三系の津別層群・相内層・若松沢層・協和層および第四系の段丘堆積層・軽石流堆積物・沖積層などからなる。

なお、本図幅地域南縁には津別層群の基底部を構成する二又安山岩類がわずかに分布している。

これらの層序関係を一括すると第1表地質総括表のとおりである。

ジュラ系はこの地域の基盤をなしており、北海道中軸帯を構成する空知層群に対比されるもので、北海道におけるジュラ系の地表に露われるものの東限をなしている。

本図幅地域北方のサロマ湖付近で、ジュラ系は下位から湧別層群、仁頃層群、佐呂間層群に区分されており、本地域には、その中位の仁頃層群の延長が分布している。主として輝緑凝灰岩からなり、輝緑岩・凝灰質頁岩・チャートおよび石灰岩などを伴っており、激烈な海底火山活動に伴って生じた堆積物である。

1961年にサロマ湖図幅³⁴⁾の調査研究が行なわれた際に黒田・寺岡により仁頃層群の上位にある佐呂間層群中から貝化石が発見された。これは *Aucella* spp. で上部ジュラ系に産するもので、とくにLate Oxfordian～Kimmeridgianを指示する *Aucella concentrica* (SOWERBY) および *Aucella spitiensis*

第1表 北見地域の地質総括表

地質時代		層 序	主 要 岩 相	摘 要		
第 四 紀	現世	沖 積 層	礫・砂・粘土・火山灰	第4面(低位) 第3面(中位) 第2面(高位) 第1面 堆積物ほとんど欠除 屈斜路火山砕屑流		
	更 新 世	北見面河岸段丘堆積物	礫・砂・粘土			
		実郷面河岸段丘堆積物	礫・砂・火山灰			
		大谷面河岸段丘堆積物	礫・砂・粘土			
		古期河岸段丘堆積物	礫・砂			
		輝石安山岩質軽石流堆積物	普通輝石紫蘇輝石安山岩質軽石			
		角閃石石英安山岩質軽石流堆積物	角閃石輝石石英安山岩質軽石 炭化木片を含む			
		夾 泥 炭 砂 礫 層	礫・シルト・泥炭・軽石質砂			
		黒雲母石英安山岩質軽石流堆積物	紫蘇輝石角閃石含有黒雲母石英安山岩質軽石			
新 第 三 紀	中 新 世	積 和 層	砂岩・珪藻質泥岩 (礫岩を伴う)	← 削剝作用・断層運動 褶曲 海成相 陸成相・植物化石		
		岩松沢層	砂岩・泥岩(炭質物を含む)			
		相 内 層	凝灰質砂岩・凝灰岩			
		津 別 層	シルト岩層		シルト岩・シルト質泥岩・砂岩	海成相 有孔虫化石 貝化石 珪藻化石
			硬質頁岩層		硬質頁岩・シルト岩・凝灰岩	
			砂 岩 層		凝灰質砂岩(礫岩・凝灰岩を伴う)	
		達 媚 層 群	上部硬質頁岩層		硬質頁岩・シルト岩	
			シルト岩砂岩互層		シルト岩・砂岩(硬質頁岩を伴う)	
			中部硬質頁岩層		硬質頁岩・シルト岩	
			硬質シルト岩層		硬質シルト岩・砂岩(硬質頁岩を伴う)	
下部硬質頁岩層	硬質頁岩・シルト岩 基底部は礫岩および含礫砂岩					
二又安山岩類	黒雲母角閃石安山岩					
古 第 三 系	栄 森 層	上部礫岩層	礫岩(砂岩を伴う)	← 削剝作用・断層運動 陸成相		
		砂岩礫岩互層	砂岩・礫岩(凝灰角礫岩・泥岩を伴う)			
		中部礫岩層	礫岩・砂岩			
		砂岩泥岩互層	砂岩・泥岩(礫岩・凝灰角礫岩・凝灰岩を伴う)			
		下部礫岩層	礫岩(砂岩・シルト岩を伴う)			
ジュラ紀	仁 須 層 群	輝綠凝灰岩・輝綠岩・凝灰質砂岩・チャート・石灰岩・泥岩	塩基性火成活動			

HOLOHAUS に酷似するとのことである。また仁頃層群中の石灰岩には鳥の巢型の珊瑚化石を産し、その地質時代は、ジュラ紀後期と考えられている。

ジュラ系の上位には古第三系の栄森層が不整合に被覆する。北海道中央地域および釧路・根室地域において白堊紀層が大規模に堆積している時期には、この地域は陸化していたものと思われる。栄森層は主として先第三系から供給された礫からなる礫岩および砂岩を主要構成員とした完全な陸成の堆積層である。

釧路炭田地域に分布する古第三系の一部にはこれと酷似した岩相が認められるが、栄森層が古第三紀堆積層の縁辺の礫岩とも考えられ、堆積層中央の釧路地域のどの層準に相当するかは現在のところ判断としない。

新第三紀中新世に入ってから、大規模な海進がはじまり、大局的にみると2回の主要堆積輪廻がありこれに付随して幾多の沈降・隆起をくり返しながら、この地域は鮮新世まで堆積の場となり全層厚1500m以上に達する地層を形成した。

津別層群は栄森層を不整合に覆い、函館地域東半部に発達する。達姫層の堆積がはじまる前に先駆的な火山活動があり、二又安山岩類の噴出を見た。津別層群は達姫層と津別層とに2分される。下位を占める達姫層の中・下部は比較的細粒の分級程度の高い硬質頁岩およびシルト岩などの泥質岩で構成されていることおよび軟体動物化石・有孔虫化石などから、これはやや半深海性の冷水域の堆積区に沈積したものと推定される。また南隣本岐函館地域で達姫層下部においては、火成活動がやや顕著に行なわれて、本層を構成する砂岩および泥岩は凝灰質となり、また多くの凝灰岩薄層が挟まれている。上位を占める津別層はシルト質の泥質岩からなるが、下部に特徴のある砂岩があり上部になるにしたがって砂質となり、岩相上および化石上からも漸次堆積盆の浅くなったことが推定される。北西隣の女満別函館地域において、津別層群と同層準とされる常呂層の岩相をみると、これは全体的に小礫を散点する含礫のシルト質泥岩からなり、その北部では砂岩の厚層を数層挟んでいる。常呂層の堆積状況および化石内容は津別層群と同様であるが、岩相の点では、硬質頁岩を欠くことが大きく異なっている。津別層群の中・下部には硬質頁岩が卓越しており、北に向かうにしたがって厚さを減少し、シルト岩ないしシルト質泥岩に移化している。女満別函館地域の常呂層との関係は中新世上部の協和層および第四系の軽石流堆積物に厚く覆われていることから、直接の関係が観察できない。しかし、構造上からみて連続するものであり、硬質頁岩層が順次北方に向かいシルト岩相に移化するものと考えられる。津別層群全層を通じて、貝化石・有孔虫化石および珪藻化石を産するが、とくに津別層に多産する。

本函館地域を離れて、東隣美幌函館地域の津別市街から約1.5Km北方の網走川河岸で津別層群と上位の上里層群との関係が認められる。ここでは、上里層群の美都層が基底部の含礫砂岩をもって津別層を斜交不整合で覆っている。また、この不整合は美幌函館地域の津別川中流でも観察できる。美都層下部は常呂一女満別地域の網走層に対比され、安山岩質の火山砕屑物によって占められている。

相内層は留辺蘂函館地域の相内周辺を標式地として、本函館においては地域西部に発達する。本層の下部では礫岩中から *Chlamys kaneharai* (YOKOYAMA), *Patinopecten matumoriensis* (NAKAMURA), *Seripes Fujinensis* (YOKOYAMA), *Chlamys cf arakawai* (NOMURA), *Patinopecten cf. kimurai* (YOKOYAMA) などを産する。周辺地域では近年、これと似た化石群集が報告されている。その一つは

北隣端野図幅地域の吉野で硬質頁岩をもって代表される登以加層の基底礫岩から *Chlamys kaneharai* (YOKOYAMA) がみいだされている。またサロマ湖図幅地域の知来周辺では、橋本亘が報告している知来動物群がある。これら相内および日吉の岩相と酷似する礫岩から産出しており、ほぼ同時期のものと考えられ、これは網走地域の能取層の基底部に相当するものようである。相内層の中部から上部にかけては、黒雲母および角閃石を含む軽石質ないし凝灰質の砂岩が卓越する。

若松沢層は陸成の堆積層であり、砂岩および泥岩などからなるが、きわめて不安定な堆積状況下であり、垂直および水平ともに岩相変化が著しい。本層は陸成層である栄森層の発達する地域にあって直接接しており、岩質は同様にジュラ系からの供給物によって占められ、境をみいだすことが難しい。直接の関係は確認されなかったが、おそらく栄森層を不整合に被覆するものと推定される。若松沢層中には植物化石が含まれており、棚井敏雅によれば鴻の舞地域の社名淵層の化石内容と良く似ているとのことである。

協和層は本図幅地域北東部から端野図幅地域にかけて分布し、砂岩・泥岩を主としており、従来網走地域の呼入層に対比されていたものである。また、本層は海底相であり貝化石を産し、端野図幅地域における富里層に連続する。前述の若松沢層との関係は直接累重しないので不明であるが、同時期のものである可能性もある。

本層の大部分は段丘堆積物および屈斜路軽石流堆積物に覆われており、下位との関係は観察することが難しい。その構造からみて、この地域では古第三系の栄森層を不整合に覆っているものと推定される。

第四系は軽石流堆積物、夾泥炭砂礫層、河岸段丘堆積物および沖積層からなる。

黒雲母石英安山岩質軽石流は、西隣留辺蘂図幅地域では海拔260m前後の台地となり、また北見富士図幅地域では熔結部を含んでいる。本図幅地域では無加川流域でわずかに認められ、大雪山系からの末端にあたる。淘汰不良で軟弱であり、少量の軽石を含むがほとんどがガラスからなっている。軽石は黒雲母の含有量の多い紫蘇輝石角閃石含有黒雲母石英安山岩質である。

夾泥炭砂礫層は相内付近で無加川沿いに発達する。本層は主として安山岩の礫からなる礫層・樹幹などの入る泥炭層および軽石質砂層からなっている。本層中には淡水性の珪藻が含まれている。

角閃石石英安山岩質軽石流は図幅地域西部で海拔160mの台地を形成して発達している。南西方から流れ来たものの可能性が強いが現在では良く判からない。軟弱で淘汰は良くないが炭化木片を非常に多く含んでいる。軽石は角閃石輝石石英安山岩であるが、角閃石・石英ともに少量である。

輝石安山岩質軽石流は本図幅地域北半部に広く発達する。これは屈斜路カルデラに伴う屈斜路火山砕屑流堆積物に相当する。この軽石流は炭化物細片を散点し、普通輝石紫蘇輝石安山岩質の軽石を多く含んでいる。

河岸段丘堆積物は常呂川および無加川などの流域に発達しており、4段あるが第1面はほとんど堆積物を残していない。後3者はいずれも礫・砂および泥などの堆積物が認められる。

沖積層は各河川流域にそれぞれ氾濫原として分布する。

地質構造を概観すると、二又断層および栄森断層を境として本図幅地域の地質の発達状況が大きく変わっている。すなわち、大きくみてこの2条の断層から東側は新第三紀中新世の津別層が顕著に発達する。二又断層の北方延長は本図幅地域中央部を通り幾多の断層を派生し、常呂付近まで伸びている。南

の延長は本岐図幅地域中央部を通り本別地域まで連続する。さらに南方本別地域から釧路炭田にかけてはこの断層の西側はジュラ系、東側は白堊系と画然と限られるが、第三系は断層の両側に分布する。それで、本岐図幅ではこの形成時期は白堊紀堆積後第三系堆積前と考えている。本地域においては二又断層とともに栄森断層も大きな影響を与えており、西側はジュラ系および栄森層が発達するが、東側はこれらの地層の分布がみられず、東側には新第三系が顕著に発達し、二又断層と同様に東側が沈降している。さらに、新第三系堆積後褶曲運動が行なわれ現在の構造が形成されたものである。

本図幅地域においてジュラ系堆積後に陸化し、長い間隙をおいて古第三系とされる陸成層である栄森層が沈積した。その後豊頃一北見帯において新第三系の大きな海進があり、津別層群および上里層群などが厚く堆積した。本図幅地域はこれら新第三系の堆積盆の西縁部にあたる。若松沢層は栄森層と同様に陸成であり、植物化石を産し、その内容から中新世上部と考えられ、海成の呼人層と堆積時期が近似するものとも思われる。

II. 2 ジュラ系

本図幅地域の北方、オホーツク海沿岸のサロマ湖地域で、ジュラ系は、砂岩泥岩互層を主とする湧別層群、輝緑凝灰岩を主とする仁頃層群および泥岩を主とする佐呂間層群とに3分されている。本図幅地域には、その中位を占める仁頃層群のみが分布している。

仁頃層群

仁頃層群は本図幅地域南西部に低い山稜を構成するとともに、北西部の軽石流台地に残丘状を呈して散在している。

激烈な玄武岩質海底火山活動に伴って生じた堆積物からなり、輝緑凝灰岩を主として、輝緑岩・凝灰質頁岩・チャートおよび石灰岩をはさんでいる。

輝緑岩 北見市街の西方に、碎屑岩類をはさまぬ厚層をなして分布し、また凝灰岩類中にはさまる薄層として散在している。本岩は暗緑色を呈する緻密な岩石で、不規則な節理をもっている。そのほとんどは熔岩流として生じたものと思われ、中核部は均質粗粒であるが、表層部はガラス質で、細かな空隙に富んでおり、それを埋めて、または細脈となって炭酸塩鉱物が生じている。

鏡下でみると、間粒組織を呈する玄武岩質のものがほとんどで、まれにオフィチック組織をもち、粗粒玄武岩様を呈するものもある。

斑晶としては、斜長石・普通輝石・かんらん石がみられるが、そのほとんどは、曹長石化、緑泥石化などの変質を著しく受けている。斑晶の量は一般に少ないが、北見市西方では、斜長石および普通輝石の量が多く、石基も斜長石に富んで、やや安山岩質と考えられるものも存在する。

輝緑凝灰岩 本図幅地域では、その南西部に主として存在する。暗緑色から黄褐色まで色調に変化に富み、粒度もまた多様で凝灰角礫岩から凝灰質頁岩ないしチャートまでみられる。

凝灰角礫岩は新鮮な面、あるいは、それがわずかに風化したときには、角礫が肉眼でも明瞭に識別されるが、風化がすすむと、凝灰岩と区別することは困難である。しかし、節理は明確で、輝緑岩にみられるものに近い。角礫は、ときには長径16cmあるいはそれ以上におよぶことがあるが、これはガラス

質凝灰岩で、扁平なレンズないしシュリーレン状を呈するものである。一般には角礫の径は数cm以下で、基性安山岩・玄武岩・粘板岩・珪岩などがみられ、西隣留辺薬図幅地域では、結晶片岩も含まれている。

凝灰岩は塊状あるいは葉片状の節理ないし剝理を示し、一般に変質が進んでおり、炭酸塩鉱物などの細脈が多数生じている。

凝灰質頁岩 緻密な、均質塊状の岩石で、層理をまったく示さない。多くは赤褐色を呈しておりチャートあるいは凝灰岩を伴って厚い地層を作っている。ラジオラリアなどの小型化石を散含有している。

チャート 通常みられるものは、厚さ数cmないし20cmの薄板の累積状を呈しており、小褶曲構造が著しい。マンガン鉱を伴う場合には赤色を呈することが多く、凝灰岩に接しては淡緑色を、また石灰岩と互層するときには灰白色を呈している。

石灰岩 灰白色を呈し、塊状で層理を示すことはない。長径数m以下の小レンズ状を呈して散在するが、まれには、大谷オロムシ沢奥のように大規模な岩体として存在し、採石の対象となっている。周辺地域の石灰岩には鳥の巣型のさんご化石を産することが報告されているが、本地域ではみだし得なかった。

構造 多くの断層に切られ地塊化しているため、層序も明確ではなく、したがって、構造も複雑と考えられる。大局的にみると北方サロマ湖図幅地域に存在する向斜構造の延長、あるいはこれに平行する向斜構造が推定され、向斜軸はほぼ常呂川沿いに、北東—南西方向に延長しているものようである。

この向斜の水西翼部を占めて、北見市街の西方に分布する岩体は、留辺薬図幅地域とあわせ考えると南東翼部より上位を占めるものの可能性があり、向斜軸沿いに断層の存在も考えられよう。

II. 3 古第三系

図幅地域における古第三系は礫岩を主要構成員とする栄森層である。

従来からいわゆる豊頃—北見帯地域において古第三系は釧路炭田を中心とする地域に限られ、北部地域では堆積が行なわれなかったと考えられていた。その後同帯中央部に近い陸別地域で含炭陸成層の存在が知られ、1951年山田正行によって陸別夾炭層と命名されている。そして陸別層は釧路炭田地域古第三系音別層群の北西における周縁相として考えられていた。1951年に三谷勝利^{ほか}²²⁾は、足寄太図幅で陸別層が古生物学的資料がないことや岩相の相違などから釧路炭田古第三系と区別し、時代未詳の第三紀層として取扱っている。その後、本岐図幅地域の調査研究が進むにつれて、二又地域に分布する陸別層の泥岩部から保存の良い植物化石が発見された。棚井敏雅によって同定されたが、それによると10数種類が含まれており、主として広葉樹を多産することが判明した。とくに産出量の多いものは、*Platanus aceroides* GOEPPERT, *Platanus guillelmae* GOEPPERT, *Alangium bassiobligum* (OISHI et HUZ.) TANAI, *Acer arcticum* HEER などである。これらの化石群集によって陸別層は非常に古第三紀の可能性が強いとされている。

栄森層は陸別層とは直接的な連続性はなく、また、植物化石も保存の良いものが産出しないために本図幅では栄森層なる新称を与えた。しかし、本層は岩相および堆積状態が陸別層と酷似しており、おそらく同時期の堆積層であろうと考えられる。ここでは正確な時代を決定することは困難であるが、一応古第三系として取扱った。

栄 森 層

本層は図幅地域内では北東部の栄森川上流から若松に至る地域、中央部のタツコブ川支流17番沢の上流、西部の常川以南別着沢および貴田沢地域にかけて広く分布するが、すべて常呂川以南に限られている。

下位層との関係は基盤であるジュラ系を大局的には不整合に覆っていると思われるが、ほとんどの地域においては断層関係で接するか、あるいは露出が悪く直接の関係をみるのが困難である。

上位層との関係は直接観察できないが、17番沢上流地域において、津別層群達媚層の下部硬質頁岩層の下部の示す岩相および分布の状況からみて、本層上部の泥岩層が達媚層によって不整合に被覆されていると思われる。すなわち、17番沢上流地域において、下部硬質頁岩層の基底部近い部分に黒雲母を含み帯緑灰色を呈する細～中粒の特徴ある砂岩が発達している。その砂岩が基盤であるジュラ系の輝緑凝灰岩・粘板岩およびチャートの径0.3～1cmの小角礫を含み、あたかも下位層を不整合に覆う基底礫岩の様相を示している。なお、栄森川上流から若松に至る地域では津別層群と本層とがすべて断層によって接している。常川以南貴田沢地域では本層は相内層の軽石質砂岩層に不整合に被覆されている。

本層は主として基盤であるジュラ系から由来した、礫および砂粒からなる礫岩と砂岩との互層からなるが、礫岩が圧倒的に卓越している。また、本層は17番沢上流にみられるように泥岩ないしシルト岩が多くなる部分もあるし、ときには角礫質凝灰岩を伴っている。本層は余り分級作用を受けておらず、現地性堆積物の様相が強く、垂直的にも水平的にも岩相が著しく変わり不安定な堆積状態を示している。このような状況や植物の破片の混在などから、本層はおそらく内陸盆地あるいは内湾に形成された淡水ないし汽水性の堆積層と考えられる。本層の厚さは測ることが困難であるが、おおよそ600～1,000m程度と思われる。

本層は岩相によって下位から下部礫岩層・砂岩泥岩互層・中部礫岩層・砂岩礫岩互層および上部礫岩層に5分される。それぞれの岩相の境界は本層が岩相変化を著しく行なっているため、上下関係も加味して人為的に設けたものであり、おおよその岩相分布を示したものである。

下部礫岩層は栄森川上流地域から北北東にかけて断層に挟まれて分布し、南部は背斜軸部に認められる。栄森川地域では、赤褐色の礫岩と同色の中粒砂岩が細互層をなす部分が観察されるが、本層は一般的に淘汰が悪く礫岩がほとんどを占めており、砂岩およびシルト岩の薄層を伴っている。礫の大きさは種々雑多であるが、13号沢において径10～25cmに達するものもある。

砂岩泥岩互層は栄森川上流地域から若松沢にかけて広く分布する。本層は砂岩および泥岩の互層をおもな構成員とするが、礫岩および凝灰角礫岩を伴っている。砂岩は細粒から中粒までの粒度を示すものが多く、炭質物および植物破片を含んで縞状をなし、板状に剥離するものが多い。泥岩も同様に炭質物を含み、栄森川地域では砂岩と2～3cmの細互層をなす部分が認められる。礫岩は細礫から径5cm前後までの礫を含んでおり、連続性に乏しい。凝灰角礫岩は本層中では上部に多く、砂岩および泥岩と互層する。開成地域では本層中に石灰質の細脈が網状に入る部分が観察される。

中部礫岩層は下部礫岩層と同様にジュラ系から供給された輝緑岩・赤色チャートおよび粘板岩などの礫からなり、淘汰の悪い礫岩を主体としている。砂岩の薄層と互層する部分も認められるが、全体的に不規則不安定な堆積状態を示している。二又断層以西の開成沢上流では直接の関係は認められないが、ジュラ系の細粒輝緑凝灰岩を不整合に覆っているようである。

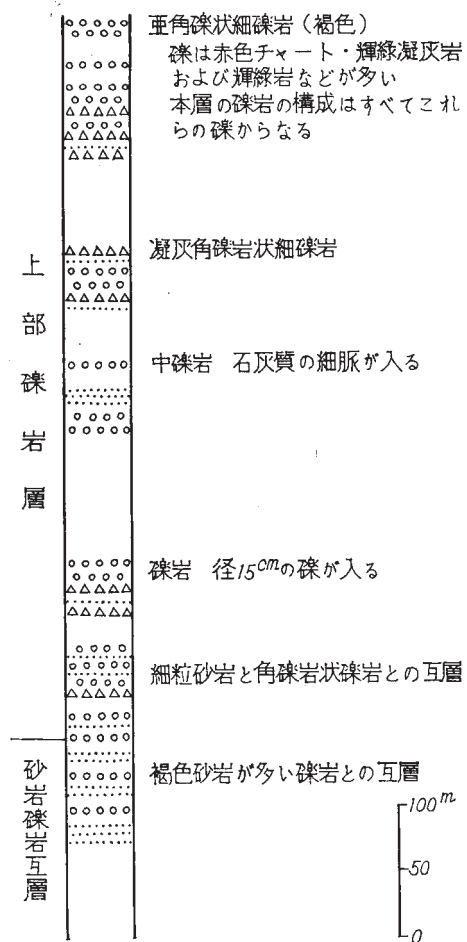
砂岩礫岩互層は若松沢口から開成沢下流にかけて分布し、N30~40° Eの走向を示し、傾斜は20~30° NWを示している。本層は砂岩が非常に多く発達し、礫岩および泥岩と互層をなしている。下位の砂岩泥岩互層と同様に炭質物に富み縞状模様を呈する部分が多い。

上部礫岩層は図幅地域中央部で常呂川以南に発達する。礫岩が圧倒的に卓越し、少量の砂岩と互層する(第1図)。礫岩は中部礫岩層以下の地層と比較して細粒となり、細礫岩を主体とする。一般に褐色を呈するが、川盤など新鮮な面では、赤色チャート礫の赤、輝緑岩および輝緑凝灰岩の緑が混ざった色を示し、比較的堅硬である。礫の円磨度が低く亜角礫が多いので角礫岩状を呈する。基盤は白・黄褐および赤褐色を呈する細粒砂および粘土である。本層中には赤色頁岩の薄層をしばしば挟み、またときには15~30cmの砂岩が挟在する。砂岩および頁岩中にはしばしば炭質物を含み、縞状をなす部分もわずかに認められる。本層は二又断層以西では別着沢中流・開成沢本流および貴田沢中流支沢に分布する。貴田沢では新第三系相内層の軽石質砂岩に覆われてわずかに一露頭がみられる。本層は一般に30~40°の急傾斜を示し、常川沢では緩く20°、その奥では80°から直立する部分もある。走向はほぼN50~60° Eであるが、常川沢では東西性を示しているところもある。

つぎに各層の一般的な岩質の性状を示す。

礫岩は外観上暗色一赤紫礫色を呈するが新鮮な面では緑灰~暗緑灰色を示している。一般に円礫ないし亜角礫であるが角礫も含まれており、分級程度は悪い。礫の大きさは概して径2cm程度のものが多いが小豆大から拳大まであり、ときには人頭大のものまで含まれている。礫種は輝緑凝灰岩・赤色チャート・輝緑岩などを主体とするが、硬砂岩・粘板岩・黒色頁岩および石灰岩などが認められる。これらの礫は同質の砂泥によって膠結されているが、固結度は一般に低く軟弱であり、容易に礫を取り出すことができる部分が多い。したがって非常に風化を受けやすく段丘礫層的な外観を呈する部分もあるが、本層は多くの場合に層理を有し、傾斜していることから識別され得る。

砂岩は赤紫褐~緑灰色を呈し、細粒から粗粒のものまでである。礫岩に較べて分級程度が良く層理を示し固結度も幾分高い。ときには礫を混じえて含礫砂岩となる。砂岩の砂粒は礫岩と同様に、基盤から供給された輝緑凝灰



第1図 南丘北部地域の上部礫岩層柱状図

岩・輝緑岩および赤色チャート粒である。

泥岩およびシルト岩は暗赤紫～緑灰色を呈しており、礫岩および砂岩と互層をなす部分もある。砂岩の細粒部と同様にしばしば炭質物および植物の破片が縞状に含まれている。ときには固い板状層理を示すものが見られる。

角礫質凝灰岩は褐色を呈し、礫の大きさも不定で淘汰も悪く、不安定な堆積状態を示している。礫は礫岩と同様に基盤から由来した岩石である。

II. 4 新 第 三 系

II. 4. 1 津 別 層 群

本層群は図幅地域において二又断層以東に標式的に発達し、本岐および上里図幅地域に連続して広く分布する。ほとんど海成の堆積岩からなり、達媚層と津別層とに分けられている。そのほか図幅地域中央南端では当地域新第三紀の先駆的な火山活動によってもたらされた安山岩類が分布する。

1952年に千地万造は網走川沿いの地域の新第三系について調査を行ない層序を立てており、達媚層および津別層の名称を与えている。千地は硬質頁岩の顕著に発達する上限をもって達媚層とし、その上位のシルト岩相を津別層として取扱っている。しかし、津別層群の発達する全域を通覧すると、その堆積層相の変化が認められ、とくに硬質頁岩に著しい。一般に千地のいう達媚層の上限としている硬質頁岩よりも下位に、連続性のある砂岩層が発達する。

これは火山砕屑物・海緑石およびジュラ系から由来する礫を含み識別が容易である。本岐図幅地域において、この砂岩層から上位を津別層とし、下位を達媚層として再定義を行なっている。本図幅地域においてもまったく同様の堆積相を示し、再定義した層名を使用する。

本層群の両層を通じて月化石、有孔虫化石および珪藻化石の産出がみられるが、産出量は津別層のほうがはるかに多い。

二又安山岩類

二又安山岩類は本岐図幅地域において、二又付近を中心として二又断層以西に散点する安山岩類を総称して命名されたものであり、その一部が本図幅地域南端中央に露出し、本岩類の最北部を占めている。一般的に本岩類は大半が熔岩流からなり、火山砕屑物を伴っていない。本岐図幅において、これらの安山岩類は飯場の沢地域および二又断層に沿って分布するものを除いて、ジュラ系および陸別層を貫いている。

本図幅地域における本岩類は黒雲母角閃石石英安山岩であり、ボンクツコブ川上流にわずかに分布しジュラ系を貫いている。

本岩類の噴出時期については陸別層堆積後で達媚層堆積以前と考えられている。すなわち、上位層である達媚層との関係は本図幅地域では判らないが、本岐図幅地域のホッタスオホナイ沢上流で達媚層の最下部層である硬質頁岩層の下部に、斜長石・輝石の鉱物粒を多く含む結晶質の凝灰岩があり、整合的に重なっていることなどから、本岩類は津別層群堆積前の先駆的な火成活動とみることができる。本岩類は全般的にみて、黒雲母角閃石石英安山岩の噴出からはじまり、ついで輝石角閃石安山岩、末期に角

閃石輝石安山岩と変化しているものようである。

黒雲母角閃石安山岩 前述のようにポンタツコブ川上流でジュラ系を貫いている。斑晶は斜長石・角閃石・黒雲母および石英からなっている。黒雲母は著しく緑泥石化しており、長石も汚濁している。また、石基も炭酸塩化および緑泥石化作用を蒙っている。

達 堀 層

本層は図幅地域の二又断層以東でタツコブ川およびその支流に標式的に発達する。

本層は下位から下部硬質頁岩層・硬質シルト岩層・中部硬質頁岩層・シルト岩砂岩互層および上部硬質頁岩層の5層に細分される。

本層は大部分が泥質相であり、鍵層となる地層がなく、岩相が単純であるために、各境界を明確に決めることが難しい。岩相の量比によって分帯を行なっていることから、その境界は人為的であり、同一時間面を示すものではない。また、本層の発達する地域全体に対して適用することは、岩相の変化があるため困難である。

下位層との関係はジュラ系および柴森層とほとんどの地域において断層で接している。タツコブ川支流17番沢上流において、本層最下部の下部硬質頁岩層が直接の関係は認められないけれども、周囲の状況から柴森層の上に不整合で累積すると思われることは前述のとおりである。つぎに津別層群の柱状図は第2図に示してある。

下部硬質頁岩層は17番沢地域で達堀背斜の中核部として分布する。

本層は下部に達堀層基底部の砂岩および礫岩が発達する。この砂岩は、達堀背斜の西翼で観察され、柴森層を不整合で覆うものと思われる。東翼では断層に切られて地表には露出しない。本層の下部から中部にかけては、硬質頁岩は珪質となり上部では泥質となるが、いずれもシルト質泥岩と互層する。本層の厚さは約150m程度である。

硬質頁岩は一般に暗灰～灰色を呈し堅硬緻密であり、風化すれば灰白色となり、断口が尖鋭な破片となって崩壊する。珪質の硬質頁岩はいわゆるアメ色を呈し、非常に堅硬である。一般に30～50cmの硬質頁岩と2～5cmの幾分軟弱なシルト岩と互層をする。単層ごとの間は幾分凹凸面を有するが、多少離れて見た場合にはみごとに成層状態を示している。本層の下部近くでは5～10cmの硬質頁岩と1～3cmのシルト質泥岩が薄板状互層をなしている。硬質頁岩中にしばしば5～10cm前後の泥灰質団球が含まれている。



第3図 達堀層の下部硬質頁岩層（タツコブ川）

砂岩および礫岩は本層の下部に限られて存在するが、両者の間では砂岩が圧倒的に多い。砂岩は暗緑灰～灰色で細粒から粗粒まであり、比較的軟弱である。風化すると褐色となり大きな塊となつてくずれ。しばしば2～5cm程度の細礫岩と互層するが、ときには古期岩の礫をもつ含礫砂岩となる。この砂岩の下部では黒雲母・長石および石英を含んでおり、緑色粒を有する薄いシルト岩と互層をなしている。

礫岩は暗灰～灰色を示し、ジュラ系から供給された輝緑凝灰岩・輝緑岩および赤色チャートなどからなり、風化すれば褐色となる。円礫ないし歪角礫からなり、同質の砂岩によって膠結されている。

シルト岩ないしシルト質泥岩は暗灰～灰色を示し、比較的堅硬なものから軟質のものまであり、前述の硬質頁岩と互層をなしている。風化すると灰白～褐灰白色の小さい細片となる。

硬質シルト岩層は最上部落・タツコブ川本流・13番沢上流および22番沢地域でタツコブ背斜の両翼に分布し、下位の下部硬質頁岩から漸移する。

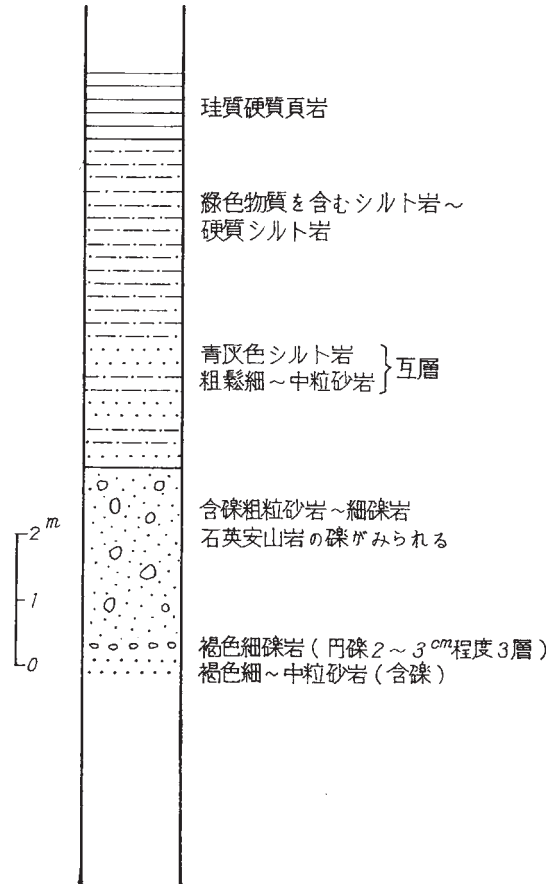
本層の下部は暗灰色の堅硬緻密な硬質頁岩と一般に暗灰～青灰色を呈する砂質の硬質シルト岩とが、それぞれ15cm、30cmの量比で互層をなしている。中部は漸次硬質シルト岩の量が増し、厚板状互層をしながら硬質頁岩が少なくなっている。タツコブ背斜西翼では暗灰色塊状の泥岩が挟在されている。この泥岩は風化すると赤褐色を呈し、灰白色の小細片

となつて崩壊する。しばしば石灰質団塊が含まれ、大きいものでは径2cmにも達する。上部は青灰色シルト岩15～20cmと、砂質の硬質シルト岩5～10cmの細互層をなして、上位の中部硬質頁岩層に移行する。22番沢では最上部に帯緑青灰色の凝灰質粗粒砂岩が認められる。

本層は全体的に砂質であり、風化すると灰白色のざらざらした粗粒な外観を呈する。本層はタツコブ背斜西翼で150m、東翼で160mの層厚を有する。泥岩中にはしばしば貝化石を多産する部分が認められる。

中部硬質頁岩層は最上部落南方・13番沢中流および22番沢上流に分布し、下位の硬質シルト岩層から漸移する。主として暗灰～暗青灰色の硬質頁岩からなるが、一般にシルト質～砂質なものが多い。ほかに細粒砂岩・硬質シルト岩および黄白色の凝灰岩の薄層を伴っている。

下部は硬質頁岩とシルト岩の細互層が発達しいわゆる薄板状互層を形成する。このなかにはしばし



第4図 達姫層下部硬質頁岩層基部付近の柱状図 (17番沢)

ば石灰質団塊が含まれている。

中部では硬質頁岩の量が少なくなり、シルト岩が多くなる傾向を有し、青灰色の細粒砂岩を混じえている。上部になると、また、硬質頁岩の量が多くなり、シルト岩と互層し、シルト岩砂岩互層に移向する。硬質頁岩とはほぼ薄板状の形態をとるが、部分的に塊状となり葉理の発達するところも認められる。

本層はタツコブ背斜西翼で約220m、東翼で約170mの厚さを有する。

シルト岩砂岩互層は前述の各岩相と同様にタツコブ背斜の両翼に分布し、南は本岐図幅地域に連続する。

本層は硬質頁岩とともに達媚層の代表的な岩相である。本層はシルト岩が卓越しており一般的に砂質を帯びている。このほか細粒砂岩・硬質頁岩・硬質シルト岩および泥岩を伴いながら互層している。この互層はあまり規則性がなく各岩相の側方への変化が著しい。

シルト岩は暗灰～灰色を呈し、泥質のものも認められるが一般に砂質をおびるものが多く、非常に凝灰質となる部分もある。分級程度は概して悪く各単層間是不規則となっている。風化すると灰白色を呈し、小細片となって破砕する。このシルト岩中にはしばしば、凝灰質物・軽石粒および炭質物などのきわめて薄いものが入り、細かい縞状模様を呈する部分が認められる。

砂岩は青灰～暗灰色を呈し、塊状でほとんどが細粒である。全層を通じて薄層として認められるが、タツコブ背斜東翼のタツコブ川本流で本層上部でとくに顕著に発達する。この砂岩は膨縮が激しく、連続性に乏しいものようで他の地域で厚いものは分布していない。この砂岩中にはしばしば径1～3cm位の赤色チャート・輝緑凝灰岩および安山岩の礫を含んでいる。また、数は少ないが石灰質団塊も介在し、大きいものは長径150cm、短径50cmに達する。

硬質頁岩および硬質シルト岩は前述の中部硬質頁岩層の各岩相と性状は変わらないが、本層中のものは前著に較べて概して粒度が粗くなっているようである。

泥岩はタツコブ背斜西翼で暗灰色塊状を呈し、下位の硬質シルト岩と同様の性状を示している。風化すると茶褐～灰白色となり小細片となって破砕する。上位の津別層に含まれる泥岩よりも泥質であり、暗い色を呈している。

凝灰岩はしばしば1～3cm位の薄層として挟在するが連続性には乏しい。ほとんどが灰白色軽石質の酸性凝灰岩である。

本層中にはしばしば径数cmから10cm前後の砂質団塊が含まれているが、とくに中・下部に多く認められる。本層は本岐図幅地域の砂質シルト岩シルト岩互層と連続する。厚さは約200m前後である。

また、貝化石および有孔虫化石が散点的であるが、全層を通じて産する。

上部硬質頁岩層は下位のシルト岩砂岩互層から漸移し、タツコブ川本流でタツコブ背斜の両翼に発達する。ことに東翼ではポンタツコブ川から栄森川にかけて広く分布する。

本層は達媚層の最上部層であり、主として硬質頁岩からなりシルト岩を伴っている。厚さ2～5cmの暗灰色の堅硬緻密な硬質頁岩と、1cm程度の厚さを有する葉片状のシルト岩とが互層している。いわゆる薄板状硬質頁岩の堆積形態を示し、あたかも煉瓦をつみ上げた外観を呈する。本層の硬質頁岩は達媚層下部の硬質頁岩が幾分ガラス質であるのに対して泥質であり、風化した際の破砕片も前者ほど尖鋭ではない。

タツコブ川本流付近では、このような細互層をなしているが、榮森川から北方にかむけては全体的に塊状の硬質シルト岩に岩相が変化し、この互層形態が認められなくなる。

本層は本岐図幅地域の板状硬質頁岩と連続し層厚は約120mである。

達媚層から貝化石・有孔虫化石および珪藻化石がみいだされる。

貝化石は一般的に泥質岩を主体とする中新世の地層に産する種が多いが、とくに時代を示唆する要素のものは認められない。本層中には*Lucinoma acutilineatum* (CONRAD) および*Periploma yokoyamai* (MAKIYAMA) などが多い。

有孔虫化石はほとんどが*Haplophragmoides* spp. および*Cyclammina* spp. など砂質殻を有するもので占められている。後述する津別層に産するものと比較して、比較的深い環境下にあったものと推定される。

珪藻化石については第4表でみられるように本層中では*Bidulphia* spp. や*Kissleviella carina*などを多く産する。この地域の珪藻についてはすでに報告²⁷⁾²⁹⁾がなされているが、本層はA₁およびA₂群集に属し、これらは遠洋性から近海性へと移行している。

第2表 達媚層産貝化石

<i>Lucinoma acutilineatum</i> (CONRAD)	A
<i>Periploma yokoyamai</i> (MAKIYAMA)	A
<i>Nuculana pennula</i> YOKOYAMA	F
<i>Macoma calcarea</i> (GMELIN)	C
<i>Portlandia thraciaeformis</i> (STORER)	F
<i>Dentalium</i> sp.	R
<i>Nucula</i> sp.	F

R:まれ F:少ない C:普通 A:多い

第3表 達媚層産有孔虫化石表

<i>Bathysiphon</i> sp.	R
<i>Haplophragmoides compressum</i> LEROY	F
<i>H.</i> cf. <i>emaciatum</i> (BRADY)	R
<i>H.</i> <i>subglobosum</i> (SARS)	R
<i>H.</i> cf. <i>trullisatum</i> (BRADY)	C
<i>H.</i> sp.	C
<i>Cyclammina cancellata</i> BRADY	F
<i>C.</i> <i>ezoensis</i> ASANO	C
<i>C.</i> <i>japonica</i> ASANO	A
<i>C.</i> <i>orbicularis</i> BRADY	R
<i>C.</i> sp.	R
<i>Goesella</i> sp.	R
<i>Martinottiella</i> sp. (cf. <i>communis</i> d'ORBIGNY)	R

第4表 達媚層産珪藻化石

	A _{1a} 群集	A _{1b} 群集	A ₀ 群集
<i>Kisseleviella carina</i> SHESH.	C	F	A
<i>Biddulphia aurita</i> (LYNGB) BREB.	F	A	—
<i>B.</i> sp.	F	C	—
<i>Coscinodiscus argus</i> EHR.	—	—	R
<i>C. marginatus</i> EHR.	C	R	R
<i>C. radiatus</i> EHR.	F	R	R
<i>C. stellaris</i> ROPER	R	R	F
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i> RALFS & var.	F	R	F
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>ferox</i> (GREVILLE) RALFS	C	R	—
<i>S. turris</i> (GREV. et ARNOTT) RALFS	F	R	R
<i>Arachinodiscus ehrenbergii</i> BAIL. et EHR.	R	R	R
<i>Fragilaria</i> sp.	—	—	R
<i>Melosira granulata</i> (EHR., RALFS)	—	—	R
<i>Xanthiopyxis</i> sp.	—	—	F

R:まれ F:少ない C:普通 A:多い
(地質調査所月報 vol. 14, no. 10から引用)

津別層

本層は主として図幅地域東部から美幌および上里図幅地域にかけて広域に発達する。

本層の下部には特徴のある砂岩層が連続して発達しており、上位に向かうにしたがって硬質頁岩、ついで比較的軟質のシルト岩が堆積している。これらの岩相によって本層は下位から砂岩層・硬質頁岩層およびシルト岩層とに3分される。本層の主体をなすシルト岩は東に隣接する美幌図幅地域で顕著に発達するが、本図幅地域においては上位のシルト岩層の下部のみで分布し、上部は分布しない。

下位の達媚層との累重関係は、タツコブ川本流、栄森川本流その他2, 3の地域でよく認められる。これらの地域ではいずれも漸移せずに境界が明瞭であり、達媚層の上部硬質頁岩層を整合に覆って累重している。

上位層との累重関係をみると図幅地域東部において津別層の下部のみが分布し、上限をみることはできない。しかし、美幌図幅地域で津別市街北方網走川流域の弁慶岩付近および津別川本流において、いずれの場合でも、同様の累重関係で上里層群が津別層を斜交不整合に覆う直接関係が観察される。津別市街北方網走川河岸では、美都層の基底部に厚さ数mの暗緑灰色～緑灰色を呈する中粒の礫質砂岩が発達する。不整合面では角礫状の輝緑凝灰岩・安山岩およびシルト岩などの礫が含まれている。

砂岩層は火山砕屑物に富む特徴のある砂岩を主体とし、古期岩の礫を多く含む礫岩および凝灰岩を伴っている。

本層はタツコブ川とポンタツコブ川の合流点付近から栄森川中流にかけてほぼNNEの走向を有し、標式的に分布する。北方は図幅地域北東隅の豊岡付近まで認められ、南方は本岐図幅地域の相生付近まで発達する。

本層は大きくみて図幅地域南部および本岐図幅地域北部において厚くなり、この地域を中心として北方および南方では薄化し、尖滅する傾向を有する。すなわち、タツコブ川から栄森川にかけて、本層は50～100mの層厚を有するが、北方の豊岡地域では順次層厚が減少し、10m前後となる。地表で確認さ



第5図 津別層の砂岩層（タツコブ川）

れるのはこの地域が北限であり、さらに北方は屈斜路軽石流堆積物によって厚く被覆されているため、北東に接する女満別図幅地域で、津別層群と同層準と考えられている常呂層の中位に当たるものと思われるが、その関係は明らかではない。南方延長は本岐図幅地域のケミチャップ川流域でもっとも厚く約300mにも達するが、これも北方延長と同様に漸次薄化しており、相生以南では認められない。

砂岩は緑灰～灰色を呈し、非常に堅硬であり、粒度は細粒から粗粒まで変化する。タツコブ川では礫岩および凝灰岩と互層をなし、約10～30mの厚さの板状層理が発達している。風化すると黄褐色の板状の大塊となって崩壊する。砂岩を構成する砂粒はジュラ系から供給された輝緑岩・輝緑凝灰岩・赤色チャート・粘板岩などの古期岩、安山岩・海緑石・火山碎屑物と思われる緑色の岩片および軽石などであり、これらの砂粒は凝灰質の泥などによって充てんされ、しばしば炭質物がしま状をなして含まれている。豊岡地区では中粒砂岩からなり、緑色を呈し粗鬆となっている。

礫岩はタツコブ川および榮森川に至る地域にみられ、膨縮がはげしく、連続性に乏しいものようであり、概して砂岩層が発達する地域において顕著に発達する。暗灰色を呈し、堅硬であり、礫の大きさは0.5～2cm程度の径をもつ円礫からなるものが多い。礫種としては、砂岩と同様に輝緑凝灰岩・粘板岩・チャートおよび安山岩などを主体にして、軽石および緑色の岩片なども含まれている。これらの礫は凝灰質の砂質物ないし泥質物によって膠結されている。

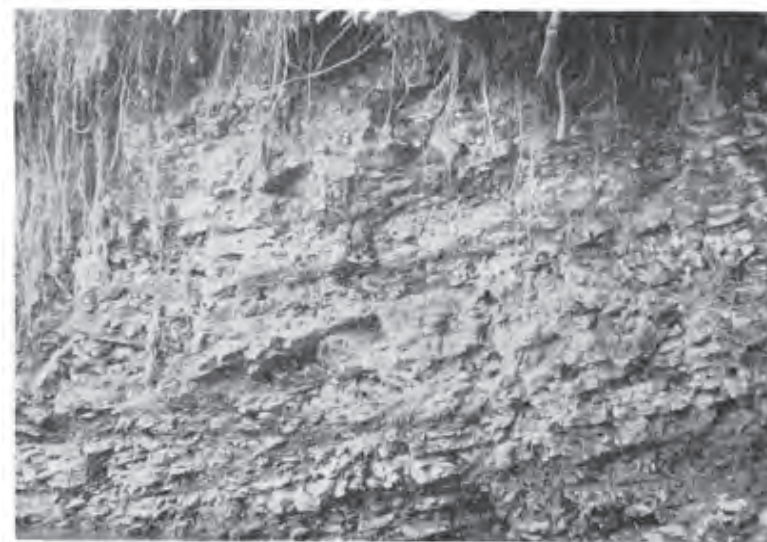
凝灰岩は砂岩と互層をなし、風化面では黄褐色となるが新鮮な面では淡青灰～乳白色を呈し、粒度は細粒緻密なものから極粗粒のものまでの変化を示すが全体的に非常に堅硬である。鏡下では斜長石・石英および少量の輝石および角閃石が認められる。

硬質頁岩層は砂岩層の上位にあり、本図幅地域から本岐図幅地域にかけて広く分布する。下位の砂岩層との関係はタツコブ川中流をはじめとして数カ所で観察されるが、いずれの場合でも比較的明瞭な境界をもって漸移することなく累重する。

本層は主として硬質頁岩からなるが、シルト岩ないしシルト質泥岩および凝灰岩の薄層を伴っている。



第6図 津別層の硬質頁岩層 (タツコブ川)



第7図 津別層の硬質頁岩層上部で葉理をもつ硬質頁岩 (タツコブ川)

本層の下部は暗灰～灰色の堅硬緻密な硬質頁岩からなり板状層理が顕著である。一般的に5～10cmの硬質頁岩と1～2cmの比較的軟らかい暗灰～灰色を呈し、葉片状のシルト質泥岩の細互層からなる。いわゆる薄板状硬質頁岩の形態をなし、あたかも煉瓦をつみ重ねたような外観を呈する。北部の豊岡地域では硬質頁岩の量が減じ、このような互層形態を示さず塊状となる傾向を有する。硬質頁岩は露頭では一般に表面が赤褐～鉄錆色を呈し、風化が進むと灰白色の角片となって崩壊する。シルト質泥岩は風化して灰白色の小細片となる。

中部になるに従い、硬質頁岩は下部のものより粗粒のシルト質となり、いわゆる薄板状互層が少なく

なり、むしろ塊状となる傾向を有している。中部の硬質頁岩は暗灰～帯緑灰色を呈し、葉理が非常に顕著となり堅硬である。風化面では赤褐色を呈し、灰白色の尖鋭な破片となって崩壊する。

上部では暗灰色で葉理を有する硬質シルト岩と塊状を呈するシルト岩とが大きく互層し、漸次シルト岩の量が多くなっている。最上部には数cmから10数cmの黄白色の凝灰岩が多数挟在する。この凝灰岩はタツコブ川以南の地域でよく発達するが、北部では少なくなり豊岡付近ではわずかに1～3cm前後のものが数層介在するにすぎない。

本層中にはしばしば5～10cmの団球が多く含まれているが、ときには1mに達する大きい団塊が認められる。

シルト岩層は図幅地域東部から美幌・上里図幅地域にかけて広く発達するが、本図幅地域においては本層の下部が分布するにすぎない。下位の硬質頁岩層とは漸移の関係にあり、境界は硬質頁岩が非常に少なくなり、大部分がシルト岩によって占められるところをもって人為的に設けたものである。上位層との関係については本図幅地域では認められないが、東隣美幌図幅地域の網走川河岸および津別川本流で上里層群の美都層が本層を不整合に覆っているのが観察される。

本層は帯緑青灰～灰色を呈する塊状のシルト岩が卓越するが、下部は暗灰～灰色のやや葉理を有する比較的堅硬なシルト岩ないしシルト質泥岩が発達する。上位になるにしたがって葉理が消えて塊状となり、色調も達媚層および津別層の硬質頁岩層中に存在するシルト岩よりも明かるくなる傾向を有する。

タツコブ川流域で本層の下部にしばしば黄白色を呈する厚さ2～5cm程度の凝灰岩がひんばんに介在する部分がある。この凝灰岩の各単層の連続性を確認することは困難であるが、凝灰岩の多いZoneとして取扱うことができる。栄森川北方豊岡地域から美幌図幅地域にかけて5～10mの黄灰色の酸性凝灰岩が数層連続して追跡される。

また、本層中にはしばしば10cm前後の団球が含まれているが、ときには40cmに達する石灰質団塊を含む部分がある。

津別層は達媚層と同様に貝化石・有孔虫化石および珪藻化石を産するが、後者に較べて量が多い。津別層の中でも下部の砂岩層および硬質頁岩層中に少なく、シルト岩層中にとくに多産する。

貝化石は一般にシルト岩層の比較的粗い岩相を呈する部分に多く、泥質相には少ないようである。化石内容は第5表に示したとおりであるが、*Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI および *Turritella* sp. などが多い。なかでも *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI は下位の達媚層からはほとんど産出しないが、本層中には特徴的に多産する。また、女満別図幅地域に発達する常呂層にもこの種が多産することが知られている。

有孔虫化石は津別層中には全般的に含まれているが、貝化石と同様にシルト岩層中に多く、砂岩層および硬質頁岩層に少ないようである。群集はシルト岩層の葉理を有する部分から下位と塊状をなすシルト岩との間で大きく変わっている。すなわち、下部は達媚層から産する *Cyclammina* spp. および *Haplophragmoides* spp. など砂質の群集とほとんど変化がない。しかし、この部分を境として上位は砂質の群集が少なくなり、かわって *Bulimina* spp. など石灰質殻を有する群集が優勢となっている。化石内容は第6表のとおりであるが、順次浅海相に移行していることが推測される。

珪藻化石については、本図幅地域で本層が珪藻土質となっているところから多産している。この地

第5表 津別層産貝化石

<i>Venericardia abeshinaiensis</i> OTUKA	A
<i>Portlandia tokunagai</i> var. <i>hayasakai</i> UOZUMI	A
<i>P. thraciaeformis</i> (STORER)	C
<i>Macoma</i> cf. <i>optiva</i> (YOKOYAMA)	R
<i>M. calcarea</i> (GMELIN)	C
<i>Nuculana pennula</i> YOKOYAMA	E
<i>Yoldia</i> sp.	C
<i>Turritella</i> sp.	A
<i>Naticidae</i>	F

R:まれ F:少ない C:普通 A:多い

第6表 津別層産有孔虫化石表

<i>Haplophragmoides trullissatum</i> (BRADY)	R
<i>H.</i> sp.	R
<i>Ammobaculites</i> sp.	R
<i>Cyclammina ezoensis</i> ASANO	R
<i>C. japonica</i> ASANO	F
<i>C.</i> sp.	F
<i>Nonionella miocenica stella</i> CUSHMAN & MOYER	R
<i>Bulimina ovata</i> d'ORBIGNY	C
<i>B. pyrula</i> d'ORBIGNY	R
<i>B. pupoides</i> d'ORBIGNY	F
<i>B.</i> sp.	F
<i>Eponides</i> cf. <i>praecinctus</i> (KARRER)	R

第7表 津別層産珪藻化石

	A ₃ 群集
<i>Kisselviella carina</i> SHESH.	F
<i>Biddulphia aurita</i> (LNGE). BREB.	R
<i>B.</i> sp.	R
<i>Coscinodiscus argus</i> EHR.	R
<i>C. marginatus</i> EHR.	R
<i>C. radiatus</i> EHR.	R
<i>C. stellaris</i> ROPER	F
<i>Stephanopyxis</i> cf. <i>ferox</i> (GREV.) RALFS.	F
<i>S. turris</i> (GREV. et ARNOTT) RALFS.	F
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i> RALFS & var.	R
<i>Arachinoidiscus ehrenbergii</i> BAILEY et EHR.	R
<i>A. ornatus</i> (BREB) GREV.	R
<i>Fragilaria</i> sp.	F
<i>Melosira granulata</i> (EHR.) RALFS	C
<i>Xanthiopyxis</i> sp.	C
<i>Coconeis antiqua</i> TEMPERE et BRUN.	R
<i>Lithodesmium</i> sp.	R
<i>Thalassiosira maryiamica</i> SHESH.	F
<i>T. elegans</i> (BRUN) JOUSE	R
<i>T.</i> sp.	R

(地質調査所月報 vol. 14, no. 10 による)

域の珪藻化石についてすでに報告²⁷⁾²⁹⁾されているが、本層中のものはA3群に属し、*Melosira granulata* を特徴的に産し、そのほかに*Xanthiopyxis* sp., *Kisseleviella carina*などが比較的多く産出する。

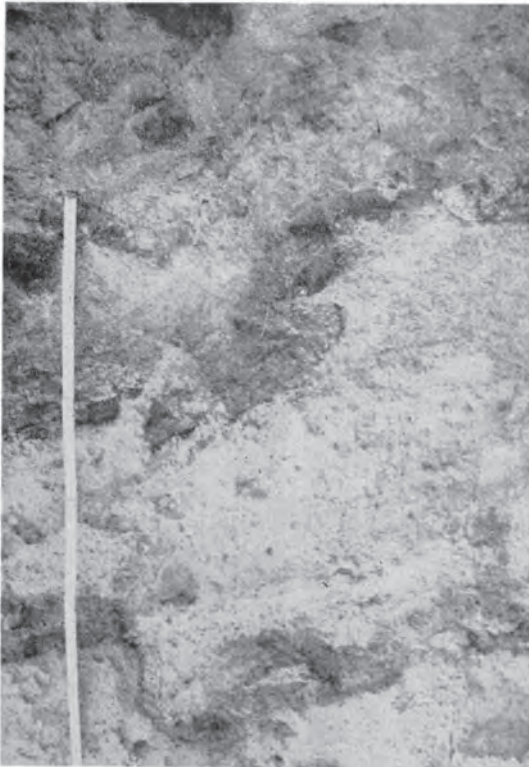
このように各種の化石内容から、津別層群の堆積環境は外洋性のものから沿岸性のものへと、浅海相に移行したものと考えられる。

II. 4. 2 相内層

図幅地域西半部で、北では無加川沿岸からその北の丘陵地にかけて、また南では常呂川右岸の丘陵地に著しく凝灰質の新第三系が分布する。これは図幅東半部のものと岩質が異なっているが、北隣端野図幅地域内でみると、東から西に凝灰質に岩相変化するもので両者は連続するものとしてよいであろうと考えられる。

北部では軽石流に覆われ、南部および中部では段丘砂礫層にかくされ、露出はまれにしかみられない。しかし西隣留辺蘂図幅地域内での状況、また訓子府町で行なった地下水を目的とした試錐の結果から、当地域では輝緑凝灰岩のつくる丘陵の間を埋めて広く伏在するものと思われる。

青灰色ないし黄灰色を呈し、わずかに固結した中粒ないし粗粒の凝灰質砂岩を主として、軽石質凝灰岩・軽石質砂岩・灰白色やや堅硬なシルト岩を伴っている。砂岩の砂粒は円磨度は不良であるが淘汰は良好であり、一般に偽層理がよく発達するものようで、走向傾斜はまちまちであるが、シルト岩の分布からみると、南北両地域で、それぞれゆるやかに北ないし北東方に緩傾斜する、ほとんど平坦に近い地層である。



第8図 相内層と仁頃層群との断層による境界

輝緑凝灰岩類との直接の関係はあまりみられないが、南西地域のオロムシ沢では輝緑凝灰岩中に断層により落ちこんだ形であらわれて、北西地域の藻岩山北西麓無加川沿いでは逆断層で接して輝緑凝灰岩により衝上されている。またその北方では三角点243.8m近くの高所に現われ、これも断層により押し上げられている可能性があるなど、緩傾斜にもかかわらず堆積後の変動が認められる。

陸別層を不整合と覆うところは南西地域の貴田の奥沢で、わずかに一露頭であるが認められる。風化して一見砂礫層状を呈するが、北東方に40°の急傾斜を示す赤褐色成層礫岩層を覆って北方に10°の緩傾斜を示す凝灰質砂岩層が見られる。砂岩層には角閃石斑晶を多量に含む軽石質凝灰岩(厚さ50m)が挟まれ、また砂岩層の基底部(15cm)は細礫岩



第9図 栄森層を不整合に覆う相内層



第10図 輝石安山岩質軽石流（豊地付近）

層となっている。

本層はその岩質から、基底部、下部、中部および上部にわけられるが、露頭が少なく、また岩相変化も著しいようなので、それぞれの境界は不明確である。

基底部の礫岩は北西地域の西隣留辺蘂図幅地域内で厚く発達しており、相内部落の無加川にかかる橋の下では *Patinopecten matsumoriensis*, *Chlamys kaneharai* など多くの貝化石を含んでいる。

下部を占める角閃石結晶の顕著な軽石質凝灰岩ないし凝灰質砂岩層は、南西地域では実郷部落の沢奥、貴田の沢支流奥などにもみられ、ほぼ北東-南西方向に分布している。北西地域の無加川沿岸にもよく発達しており、その上部は普通輝石安山岩質となっている。これは中部に相当する。ここではやや硬い灰白色シルト岩の薄層を数枚挟み、また *Macoma optiva* を含む（相内西21号道路に対する崖）細粒砂岩を挟んで

いる。藻岩山北西麓のシルト岩には海水棲珪藻がわずかではあるが含まれており、*Denticula hustedtii* に富んでいる。

南西地域では、大谷部落の沢頭での試錐（訓子府町9号）によれば、石英安山岩質凝灰岩質砂岩が少なくとも80m以上の厚さで発達しており、その中部に厚さ5m前後の青灰色安山岩質凝灰質砂岩を挟み、またこのやや上位に厚さ1m前後の白色シルト岩層がみられる。このシルト岩層は日の出駅南2.5kmのオロム沢川底、その南西3kmの実郷部落の沢にみられる石切場の上部、またその台地上の小沢の頭にもみられる。最後の地点では海水棲珪藻がやや多量に含まれており、*Actinocyclus ingens*、*Denticula hustedtii* が豊産し、*Cocconeis scutellum*、*Coscinodiscus marginatus*、*Thalassiosira elegns*などを伴っている。

上部は黒雲母結晶を含む軽石質ないし凝灰質砂岩で無加川北方地域に広く分布し、三角点243.8m付近にみられる径4cm以下の輝線凝灰岩、リソイダイト質流紋岩円礫等を含む粗粒凝灰岩を挟んでいる。南西地域では別着沢入口、シルコマナイ沢左岸などにわずかにみられるにすぎない。

III. 4. 3 若松沢層

本層は若松沢上流部・若松小学校付近および開成沢中流で狭い範囲で栄森層を覆って分布するものと考えられるが、その関係を確認するまでに至っていない。本層は砂岩・泥岩・凝灰角礫岩などが主体であり、ときには細礫岩を伴っている。陸成の堆積物によって占められ、全般に炭質物に富み、岩相の変化が顕著であるが数カ所から植物化石がみいだされた。

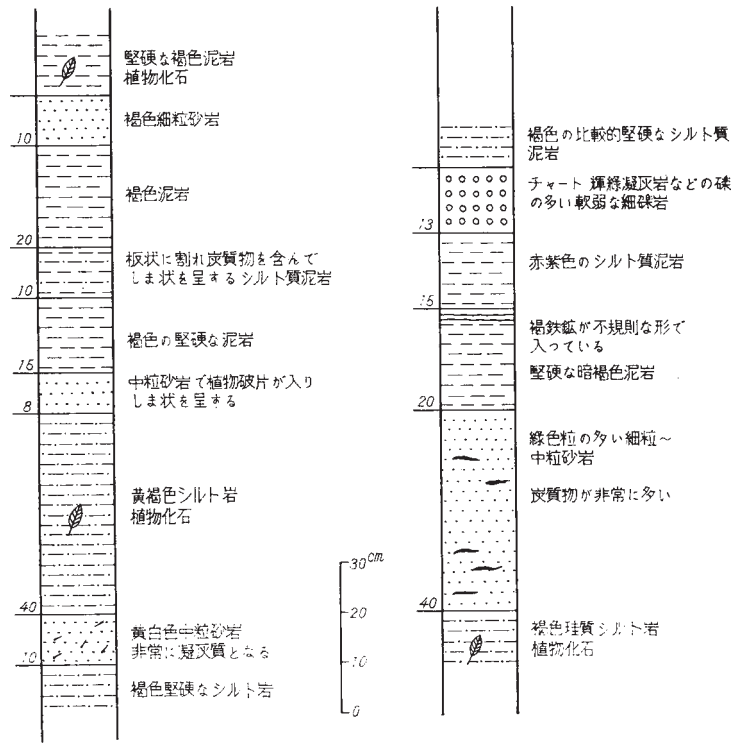
若松沢中流地域では、褐色～褐灰色で比較的堅硬な細粒～中粒砂岩を主体としており、厚さ5～10cm、板状に割れるものと塊状に割れるものがある。またやはり褐色を呈する砂質シルト岩が挟んでいる。風化するといずれも黄灰色を呈する。ここでは植物化石の比較的保存のよいものが産出する。

若松沢上流地域では褐色のシルト質泥岩～泥岩と細粒砂岩が10～20cmの互層をなしているが、ときには非常に細互層を行ない、炭質物をはさんでしま状を呈する部分も認められる。ここではチャートや輝線凝灰岩の礫からなる細礫岩をはさんでいる部分もあり、また約2cm程度の褐鉄鉱の不規則な薄層を挟んでいるのが観察される。露頭での柱状は次のとおりである（第11図）。

開成沢では褐灰色を呈する細～中粒の砂岩と、同色の凝灰角礫岩とが15～20cmの互層をなしており、この砂岩中に植物化石が含まれる。

若松沢層の岩相を構成する堆積岩は基盤をなす仁頃層群および栄森層からの供給物で占められ、津別層群から由来する岩石はほとんど認められない。そのために栄森層と同様の岩相を示し、一般に軟弱で岩相上からは区別することは困難である。走向傾斜もまた類似する点もあり、栄森層との確実な関係は今後の問題として残されている。

植物化石の内容は、陸別層を指示する種を欠いており、遠軽および鴻の舞地域に分布する紅名淵層産のものに共通する種が多いことから中新世上部と考えられる。北隣地域では、中新世上部の海成層である呼人層および富里層が分布し、次節に述べる協和層と連続し、一つの海域を占めたものと思われる。これと本層との直接の関係も分布が離れているためこ知ることにはできない。協和層の堆積時に北見市南方の内陸部で本層が堆積したのとも考えられよう。



第 11 図 榮森川上流における若松沢層の露頭柱状

第 8 表 若松沢層産植物化石表

Fossil flora from Wakamatsu and Kaisci, Kitami City

	Loc. 1	2	3	4
<i>Metasequoia occidentalis</i> (NEWB.) CHANEY.....	3	—	1	—
<i>Populus kobayashii</i> K. SUZUKI	2	1	—	—
<i>Juglans</i> sp.	—	—	1	—
<i>Pterocarya asymmetrosa</i> KONNO.....	1	—	—	—
<i>Alnus protomaximowiczii</i> TANAI	3	1	1	—
<i>Betula</i> cf. <i>onbaraensis</i> TANAI et ONOE.....	2	—	—	—
<i>Celtis miobungeana</i> HU et CHANEY	1	—	—	—
<i>Ulmus protojaponica</i> TANAI et ONOE	3	—	1	1
<i>Fagus protojaponica</i> K. SUZUKI.....	6	—	2	—
<i>Quercus</i> sp.	1	—	—	—
<i>Magnolia</i> cf. <i>elliptica</i> TANAI et ONOE	1	—	—	—
<i>Pueraria</i> sp.	5	—	—	—
<i>Meliosma</i> sp. cf. <i>myriantha</i> S. et Z.....	1	—	—	—
<i>Phellodendron micamurense</i> TANAI et N. SUZUKI.....	1	—	—	—
<i>Trapa</i> cf. <i>borealis</i> (HEER) MIKI.....	1	—	—	—

北海道大学理学部地質学鉱物学教室
助教授 棚井敏雅 鑑定

II. 4. 4 協 和 層

本層は図幅地域北東部北見市川東から端野村川向にかけて分布する。常呂川河岸および一部の地域で好露出が観察されるが、大部分は輝石安山岩質軽石流および段丘堆積物によって覆われている。下部に伏在することは予測されるが地表には露われていない。女満別地域では硬質頁岩の卓越する能取層を整合に覆って呼入層が累重している。本層との直接的な連続性は前述のように上位の被覆物によって確認できないが、構造上およびその岩相の酷似することなどから呼入層準のものともみることができる。

本層は一般に青灰～淡灰色を呈する細粒の砂岩をおもな構成員としており、灰白～帯淡緑灰色の珪藻土質泥岩・凝灰岩および礫岩を伴っている。

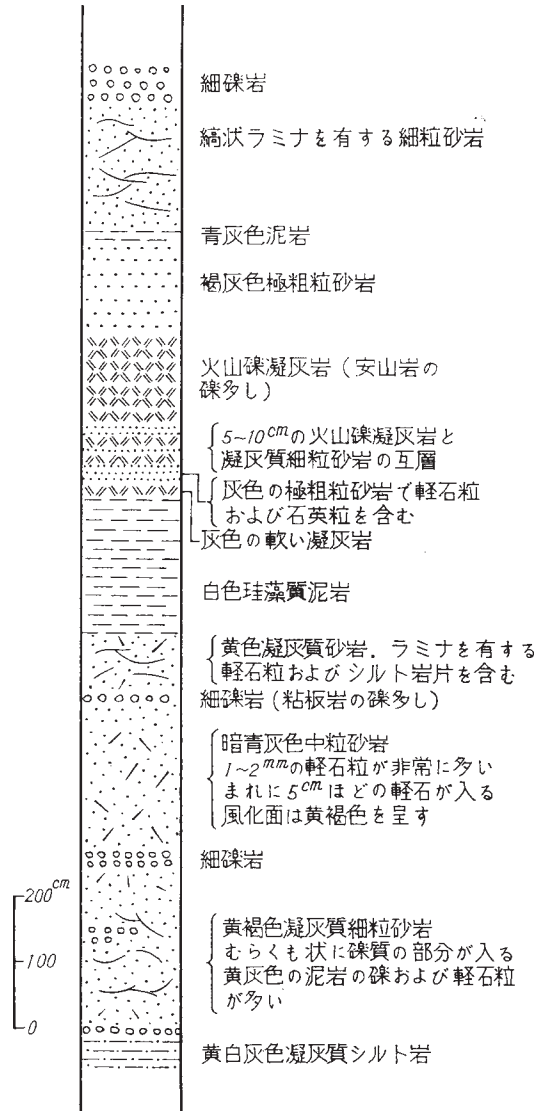
砂岩は青灰～灰色を呈し、細～中粒で非常に凝灰質となっている。一般に塊状で不規則な堆積状態を示し、しばしば偽層が発達する部分が認められる。砂岩中には平均径1～2mm程度の軽石粒が多く含まれるが、ときには径5cmに達するものもある。また、礫質の部分がプール状にあり、珪藻土質泥岩・粘板岩・輝緑岩などの小礫がとりこまれている。

珪藻土質泥岩は灰白～白色を呈し、塊状で細粒のものが多く非常に軽い。風化すると黄白色となり、小塊となって崩壊する。

礫岩は淡褐灰色を呈し、礫径1cm前後の円礫が多い。礫種は輝緑凝灰岩・輝緑岩・粘板岩およびチャートなど古期岩からの供給によるもののほかに、安山岩やシルト質泥岩などの礫が含まれ、凝灰質の砂によって膠結されている。

凝灰岩は黄白色を呈し、細～粗粒まで粒度の変化が著しい。常呂川河岸では輝石安山岩の小礫を多く有する火山礫凝灰岩が挟在される。また、みがき砂状となりほとんどガラスからなるものも認められる。

本層はわずかではあるが貝化石を産し、*Portlandia thraciaeformis* (STORER) などがみいだされた。



第12図 常呂川東9号付近の協和層柱状図

II. 4. 5 新第三系の対比

本図幅地域を含む周辺地域では、ジュラ系および古第三系を基盤として新第三系が発達することは、前に述べたとおりである。新第三系の各層から貝化石・有孔虫化石・珪藻化石および植物化石などを産出する。ここでは現在までの層序にこれらの古生物学的資料を加味して対比を行なった。

第9表 新第三系対比表

地質時代	常呂—女満別地域 (常呂・女満別図幅)	北見地域 (北見・本岐図幅)	津別地域 (上里・美幌図幅)	足寄太—本別地域 (足寄太・本別図幅)
鮮新世 — 中新世 — 新世			奥上里夾玉炭層	
	美岬層			十勝層群
	呼人層	協和層 考松沢層	上里層群 里美層	
	能取層	相内層	美都層	
	網走層			
	常呂層	津別層群 津別層 達媚層 二又安山岩類	津別層群	川上層群 貴老路層 仁生層 本別沢層

常呂—網走地域との対比

常呂—網走地域の新第三系については従来から層序に関するいくつかの報告がなされている。常呂および女満別図幅地域の調査研究を行なった三梨および角によれば、この地域の新第三系は、下位からシルト岩を主とする常呂層、火山砕屑物に富む網走層、硬質頁岩の卓越する能取層、珪藻土質の泥岩を主体とする呼人層およびこれを不整合に覆う軽石質砂岩を主とする美岬層とに5分されている。

津別層群は本図幅地域および本岐図幅地域において硬質頁岩が顕著に発達するが、北に向かうに従って少なくなりシルト岩が卓越する。美幌町市街西方で常呂層と連続し、美都層と連続する網走層に被覆されている。化石についても、*Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI をはじめとする貝化石および *Cyclamina* spp., *Haplophragmoides* spp., *Bulimina* spp. などの有孔虫化石が共通して産出する。このように岩相層序上からも、古生物学上からも津別層群と常呂層とが同一層準であることは明らかである。

本図幅地域には分布しないが、美幌および上里図幅地域において上里層群が津別層群を不整合に覆っている。上里層群の美都層の下部は基性の安山岩質の凝灰質砂岩からなり、網走層の岩相と酷似する。網走—常呂地域では硬質頁岩の卓越する能取層が発達するが、南に向かうにしたがって硬質頁岩が減少する傾向を有している。美都層の上部は灰色の凝灰質ないし珪藻質泥岩が発達し、呼人層の岩相と酷似する。また、美都層の下部層から上部層へ移行する部分において、ガラス質ないし凝灰質の硬質頁岩の

薄層が認められ、北方に厚くなる傾向を示している。この部分が能取層に相当するものと考えられるが、軽石流堆積物に厚く被覆されており、正確な対比は困難である。

相内層は留辺薬図幅地域および本図幅地域の西部に分布する。北隣端野図幅の日吉において硬質頁岩の卓越する登以加層の基底部の礫岩から *Chlamys kanearai* (YOKOYAMA) がみいだされている。また登以加層は南に向かうにしたがって硬質頁岩の量が急激に減少し、黒雲母および角閃石を含む軽石質ないし凝灰質砂岩が多くなり岩相が変化する。相内層の下部からは *Chlamys kanearai* (YOKOYAMA), *Patinopecten matsumoriensis* (NAKAMURA), *P. cf. kimurai* (YOKOYAMA) などを産し、上位にかけて凝灰質砂岩が卓越する。このように相内層は登以加層と連続し、能取層に相当する層準にあるものと考えられる。また、サロマ湖図幅地域の知来周辺において、橋本亘によって知来動物群とされている群集を産する知来層が分布するが、相内および日吉の岩相と酷似する礫岩から産出しており、ほぼ同層準のものと思われる。

若松沢層は栄森層を不整合に被覆すると思われる陸成層であり、他の地域では分布しない。比較的保存のよい植物化石を産し、棚井敏雅によれば遠軽一鴻の舞地域に分布する中新世上部の社名淵層に産する植物化石と近似すると考えられている。後述する協和層との関係は現状では良く判らないが、同時期の堆積層の可能性はある。

協和層は海成相を示し、女満別図幅地域の呼人層と同質の岩相を示し、構造的にも同層準であることは疑いない。

本別一足寄地域との対比

この地域の新第三系は硬質頁岩を伴う泥質岩からなる川上層群と、これを不整合に覆う十勝層群とからなっている。川上層群は従来から中新統上部の稚内階に属する地層であり、津別層群および常呂層とは層準が異なるものと考えられていた。しかし、津別層群と川上層群は岩相層序が酷似し、貝化石・有孔虫化石および珪藻化石など古生物学的資料からも共通するものが多い。とくに貝化石では *Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* UOZUMI, *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA などが多く、また、有孔虫化石では *Cyclamina* spp., *Haplophragmoides* spp. などの砂質殻を有するものが共通して多産する。珪藻化石をみても同様に両層群に共通する種の産出が顕著である。

III. 5 第四系

本図幅地域における第四系は、軽石流堆積物・段丘堆積物および各河川流域に発達する沖積層からなる。

II. 5. 1 軽石流堆積物および夾泥炭砂礫層

軽石流堆積物は下位から黒雲母石英安山岩質軽石流・角閃石石英安山岩質軽石流および輝石安山岩質軽石流である。

夾泥炭砂礫層は黒雲母石英安山岩質軽石流を覆い、角閃石石英安山岩質軽石流に覆われるが、分布が極少のため地質図上では表現していない。

黒雲母石英安山岩質軽石流

この軽石流は本図幅地域でもっとも古い軽石流である。西隣留辺薬図幅地域内では海拔260m前後の

台地をつくって広く発達し、さらに西の北見富士図幅地域内では大雪国道沿いにみごとな熔結部をみせているものであるが、本図幅地域内ではわずかにその北西端に、無加川沿いの崖に約5cmの高さの一露頭がみられるにすぎない。すなわち、本図幅地域のもはその分布末端にあたり、新第三系をえぐった当時の凹所に残存するものである。

軽石流は特有な淘汰不良の軟弱な堆積物で、やや風化しており、淡黄～紅色を呈している。径7cm程度の軽石を含むが、その量は少なく、ほとんどがガラス片のみからなる。軽石は黒雲母を多量に含む紫蘇輝石角閃石含有黒雲母石英安山岩である。

この軽石流の基底部はみられず、したがって基盤との直接の関係は不明である。

夾泥炭砂礫層

図幅地域西端の相内付近で無加川沿いの崖の下部によく発達し、最大約10mの厚さをもっている（第13図）。この西の留辺蘂図幅地域でみると、黒雲母石英安山岩質軽石流を削った谷を埋めて堆積しており、角閃石石英安山岩質軽石流に覆われているが、ここでは5m以下の厚さをもっている。相内では第三系を基盤として、径20cm以下の種々の安山岩円礫からなる礫層・青色シルト層、樹幹・樹皮からなる亜炭層、やや硬く固結した軽石質砂層の順に重なっており、その上には角閃石石英安山岩質軽石流の2次堆積物である偽層理の著しい未凝固砂層が厚く覆っている。亜炭層および青色シルト層の一部には *Epithemia* などの淡水性珪藻化石が含まれている。

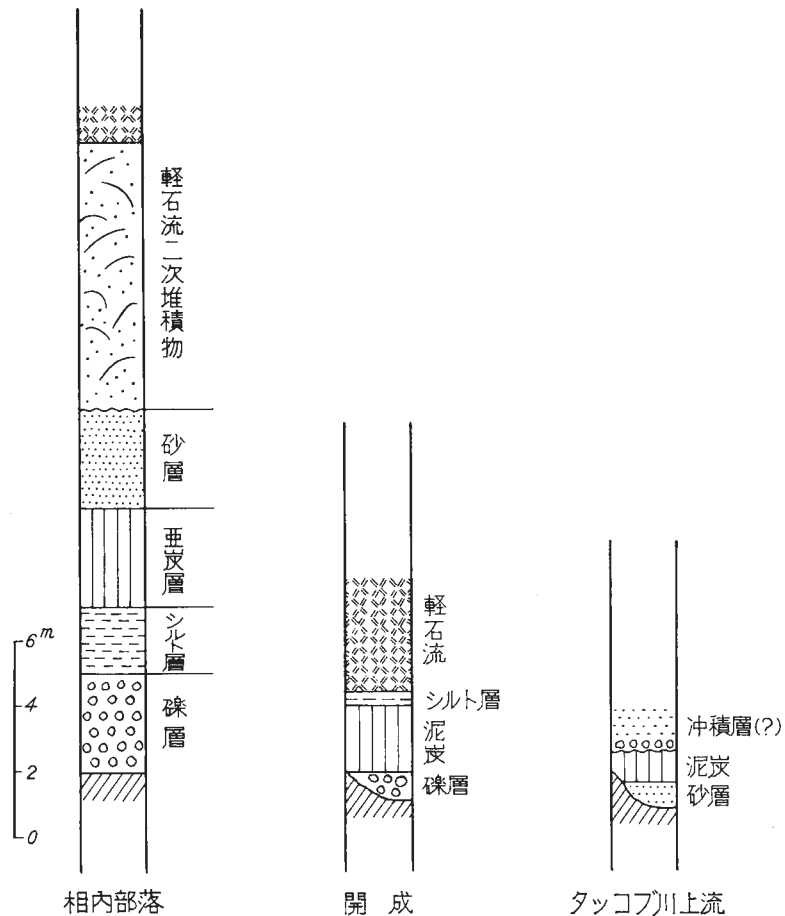
相内の南方7.5km池北線日の出駅北方の小沢の谷底にもこの砂礫層がよく露われている。樹幹入りの泥炭層・泥炭粘土層（厚さ1.5m）・細礫層（1.5m）があり、軽石流またはその2次堆積物である軽石砂におおわれる。この南東方開盛部落付近にもまた同様のものがみられる（第13図）。

角閃石石英安山岩質軽石流

この軽石流は図幅地域西部に海拔160mの台地をつくって広く発達し、北見市街東方にも伏在する。西隣留辺蘂図幅地域内にも発達しており、つねに下位に前節にのべたやや厚い含泥炭砂礫層を伴う特長をもっている。留辺蘂図幅地域の分布状況を見ると、南西方から流れてきた可能性が強いが、その起源は現在のところ不明である。

この軽石流は淘汰不良の軟弱な堆積物で炭化木片を顕著に含む。厚さ30mないしそれ以下であるが、熔結部はまったくみられない。新鮮であって白色を呈し、一般にガラスにも風化のあととはみられない。径5～17cmの軽石を含む。軽石は角閃石輝石石英安山岩であるが、斑晶に乏しく角閃石・石英の量はとくに少ない。

本図幅地域南東部に分布するものも、基底に夾泥炭砂礫層を伴う点でこれに一括したが、角閃石を欠くこともあり、南隣本岐図幅地域の熔結部を伴う軽石流に連続する疑いがある。さらに、北見市街南東約7.5kmの峠付近海拔200mに露われるものは角閃石を含有して岩質的には同一であるが、軽石は10～15cmとやや大型であり、長さ1mの炭化樹幹を含み、やや風化しており、小断層に切られるなど、古期のものの疑いもある（第14図）。



第13図 夾泥炭砂礫層柱状図

輝石安山岩質軽石流

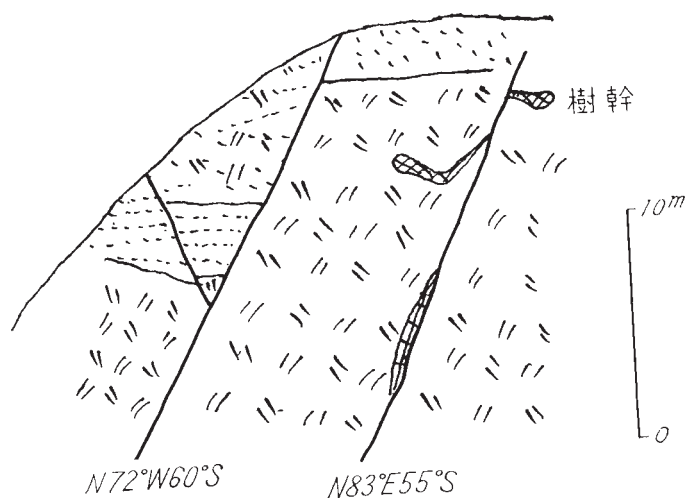
図幅北半地域に海拔100~200mの広い台地をつくり、南西地域では常呂川とそれに注ぐ支流に沿って低く狭い段丘状の地形をつくっている。東隣美幌図幅地域にも広く分布し、屈斜路カルデラに伴う軽石流である。本図幅地域で西に高く分布するのは、その流動性が高かったためと解される。

軽石流特有の淘汰不良の軟弱な堆積物で炭化物細片を散点し、厚さは40m前後である。北見市街西方豊地などでは基底部には1m前後の薄い砂礫層があり、角閃石安山岩質軽石流を覆っている。

普通輝石・紫蘇輝石（前者の量は少ない）安山岩質で石英斑晶を欠く軽石を含んでいる。その径は図幅地域西部では2~5cmである。

II. 5. 2 段丘堆積物

常呂川および無加川沿いに河岸段丘が良く発達している。常呂川流域では第1面から第4面まで認められるが、無加川流域では輝石安山岩質軽石流に厚く被覆されているために、なだらかな丘陵性山地となって不明瞭となり、区分することは難しい。



第14図 北見市街南東方若松-榮森道路の峠の南側

第Ⅰ面は250m以上の標高を有し、定高性のある山稜線を示すが、堆積物は侵食されてほとんど残されていない。

第Ⅱ面（大谷面）は180～240mの標高を有し、留辺蘂図幅地域にも連続して認められる。この面もかなり開析が進んでいるが堆積物を残存している。

第Ⅲ面（実郷面）は第Ⅱ面の前面にあり、120～180mの標高を有し、なだらかな台地をなし、榮森層を大きく削っている。

第Ⅳ面（北見面）は常呂川および無加川流域に広く分布し、厚い堆積物を伴っている。第Ⅱ面から第Ⅳ面までの堆積物は本図幅地域の地質を反映し、種々の岩石の礫・砂および粘土からなるが、とくにジュラ系から供給されたチャート・輝緑凝灰岩および粘板岩などの礫が多い。

Ⅲ. 応用地質

本図幅地域西半部に広く分布するジュラ系のなかには、しばしば石灰石・珪石・マンガンなどの鉱産資源が胚胎されており、かつて各地で稼行した跡がある。いずれも小規模の鉱体であり、現在は石灰石鉱床を除いては稼行されていない。また第三系中には、しばしばごく小規模のベントナイトおよびドロマイト鉱床が認められ、以前に採掘された記録があるが現在は休止している。

そのほか、北見市若松においては冷泉があり利用されている。

Ⅲ. 1 マンガン鉱床

日の出マンガン鉱山¹⁷⁾

位置および交通 北見国常呂郡訓子府町字大谷、国鉄池北線日の出駅から南方約5kmオロムシの沢支流マンガンの沢

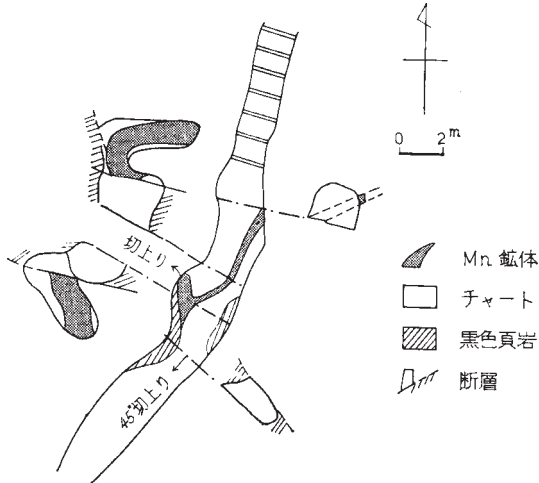
鉱区番号：北見試登第8263号

鉱種：マンガン

鉱業権者：寺本久太郎（小樽市色内町6丁目58番地）ほか1名

地質および鉱床 本鉱山付近はジュラ系によって占められ、主として輝緑凝灰岩と赤色チャートで構成され、一部に黒色頁岩と石灰岩を伴っている。赤色チャートは暗赤色堅硬緻密で5cm内外の層理が発達しており、白色石英網状細脈につらぬかれている。

輝緑凝灰岩は一般に緑～緑灰色を呈し、産状は層理の明瞭なものと塊状のものがある。輝緑岩質の



第 15 図 日の出鉱山 2 号 1 坑内図¹⁷⁾

ものが伴われているが産状は明らかでない。

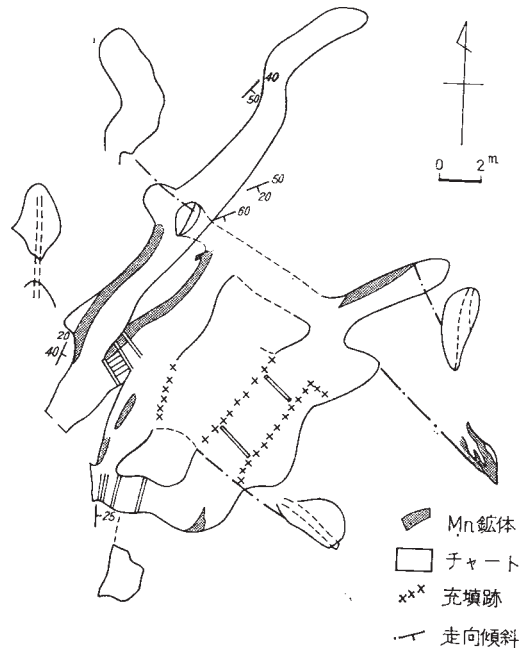
本鉱山の鉱床については浦島幸世によって報告がなされているが、それによると本鉱床は赤色チャートを母岩とする酸化マンガン鉱床で、赤色チャート中あるいは輝緑凝灰岩との境界に板状～レンズ状で賦存する。数カ所に鉱床が存在するが稼行されたのは2号鉱床と5号鉱床とである。

2号鉱床は5坑まで掘さくされており、当時もっとも開発されていた。マ

ンガン鉱体は赤色チャート中に胚胎し、多少の走向傾斜の変動はあっても、ほぼ同層準に連続する東傾斜の板状鉱体と考えられ、露頭延長は約150mあったとのことである。

5号鉱床はマンガンの沢上流にあり、4坑まで掘さくされている。本鉱床は赤色チャートと輝緑凝灰岩との互層境界付近に胚胎している。

鉱石 鉱石は珪酸に富み鉄が乏しいことが特長であり、おもに酸化マンガン鉱と石英とからなる。酸化マンガン鉱が緻密に密集する高品位鉱石と、鉱染状を示す低品位鉱石とがある。石英は粒状玉髄質結晶の集合として考え、放散虫を含むチャート中、酸化マンガン鉱物の填間物として含まれている。



第 16 図 日の出鉱山 5 号 1 坑内図¹⁷⁾

鉱石は次のような化学成分を示している。

第10表 日の出鉱山鉱石の化学成分

SiO ₂	Fe	Mn	H ₂ O
23.40	2.49	39.54	1.0
20.58	2.09	43.43	1.8
26.01	2.71	40.45	2.6

(分析者 邦電化株式会社様似工場)
(訓子府町日の出マンガン鉱山の鉱床調査報告から引用)

沿革および現況 本鉱山の鉱床は昭和18年に発見さ

れ、地元の高橋徳助ほか2名が試掘権を得たが、同年札幌の土屋芳雄所有となり2号鉱の採掘を開始した。昭和20年休山、同22年に訓子府鉱山として再開、同28年に休山、同30年から現権者が日の出マンガン鉱山と改称して稼行した。昭和20年までの出鉱量は約1,000t、昭和30年には55tの出鉱をみている。現在は休山中である。

開成地区

位置および交通 北見国北見市宇開成

国鉄池北線上常呂駅の東方約4kmで近くまでバスが通じている。

地質および鉱床 この付近はジュラ系の輝緑凝灰岩およびチャートから構成される。地層の走向はほぼN50°Eを示し、傾斜は60°NWであり、輝緑凝灰岩とチャートとの層間に酸化マンガンの鉱染する部分がある。

鉱石 鉱石は黒～黝黒色を呈しているが、皮膜をなすもので内部はチャートであり、品位が悪く稼行の対象とはならない。

II. 2 石 灰 石

本図幅地域南西部の北見市上常呂別着沢から訓子府町大谷のオロムシの沢にかけては、ジュラ系のなかに石灰石の賦存することが古くから知られている。この石灰石鉱体については現在までに幾多の調査が行なわれているが、ここでは土居繁雄および石山昭三²⁴⁾の調査結果をもとに記述する。

上常呂鉱床

位置および交通 北見市上常呂南方別着沢上流の三角点海拔366.3m付近、国鉄池北線上常呂駅で下車、常呂川の南岸沿いに12線まで行くと別着沢に至る。さらに4kmさかのぼると現地に到着するが、この間はトラック道路が通じている。

地質および鉱床 本鉱床付近はジュラ系が広く分布し、おもに淡緑ないし緑色の堅硬緻密な輝緑凝灰岩からなり、赤色ないし淡緑色の珪岩を伴っている。一般にN～NNEの方向を示し、東に傾斜しているが局部的にせん裂帯がみうけられる。

本石灰石鉱床は輝緑凝灰岩のなかに賦存する不規則層状のものである。鉱体の規模は三角点西方尾根および山腹では厚さ80m、露頭延長約300mであり、北部では厚さ40m、露頭延長約150mである。鉱床の下盤側は暗灰～暗灰黒色を呈する粗しょうな結晶質のもので、粘土鉱物に富み輝緑凝灰岩の薄層が介在し品質は良くない。また上盤側は緻密堅硬な珪質石灰石であり、微晶質で品質は良くない。この珪質石灰石は、ところにより赤色珪岩に移り変わっている。これに反して、鉱床中央部では灰白～灰色を呈する塊状の非晶質なもので品質が良い。

中央部では CaO 55.16～55.49%，SiO₂ 0.34～0.84%，粘土分1%以下で品質は良好である。分析結果は第11表のとおりである。

第 11 表 上常呂石灰石鉱床の分析値

試料	Ig. loss	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	MgO
1	43.04	54.84	0.56	0.50	0.42
2	43.53	55.47	0.44	0.34	0.34
3	41.62	53.03	3.56	1.04	0.47
4	43.47	55.49	0.10	0.84	0.21
5	43.48	55.40	0.41	0.56	0.25

(土居・石山の報告²⁴⁾より引用)

以上のように品質からみると、化学工業原料および農業用炭酸カルシウム原料としても良好であり、各種方面に利用され得る。

沿革および現況 本鉱床の鉱体の一部は以前に北見市の岩沢政雄によって、農業用炭酸カルシウム原料用として採掘された。その後昭和34年に北見石灰工業株式会社の所有となって現在に至っている。

訓子府石灰石鉱床

位置および交通 北見国常呂郡訓子府町字大谷、オロムシの沢と支流のボンオロムシの沢にはさまれた山地の西側斜面、国鉄池北線日の出駅に下車し、常呂川を渡りオロムシの沢にそって約6.5kmで現地に達する。この間トラックが通じている。

地質および鉱床 前述の上常呂石灰石鉱床と同じように、ジュラ系の輝緑凝灰岩中に胚胎する不規則な形態をとる層状鉱床である。輝緑凝灰岩は一般的にNE-SWの走向を示し東に傾斜している。鉱床の厚さは90mで露頭延長は約400mである。鉱床の周辺は石灰質輝緑凝灰岩であり、しだいに輝緑凝灰岩に移行している。

石灰石は灰白～暗灰色を呈し緻密塊状である。一般に非晶質であるがときにはやや微品質の部分もみとめられる。化学成分は次のとおりである。

第 12 表 訓子府石灰石鉱床の分析値

試料	Ig. loss	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	MgO
1	43.26	54.53	1.41	0.77	0.16
8	42.54	53.76	2.77	0.74	0.11
20	42.81	53.93	2.34	0.61	0.14

(同上)

鉱体の中央部は CaO 52.07～54.53%，SiO₂ 1%以上，粘土分2%以上であるが、周辺部ではSiO₂ および粘土分が多く、品質が悪くなっている。上常呂石灰石鉱床に比べ、品質は悪く、農業用炭酸カル

シウム原料程度のもと思われる。

沿革および現況 大正7年に鈴木某が消石灰製造を目的で試掘を行なった。昭和14年に北見石灰株式会社の所有となり開発を計画しなかった。しかし、この鉱体の南部が昭和27年に訓子府町の福岡与吉によって農業用炭酸カルシウム原料として稼行されたが、その後太平洋炭鉱株式会社の所有となっている。

Ⅲ. 3 ベントナイト

本図幅地域では、栄森川支流田村沢上流地域と開成地域において、小規模のベントナイト鉱床が存在する。これらの鉱床はいずれも古第三系栄森層の砂岩泥岩互層中に賦存し、背斜の両翼にあり、周囲の状況からほぼ同一層準に存在するものと思われる。

栄森地域

位置および交通 網走郡津別町の栄森川支流田村沢の上流で、北見駅南南東直距9kmのところにある。北見市から相生線の上美幌まで通ずる自動車道があり、田村沢の入口に至り、あとは徒歩による。

地質および鉱床 栄森層の砂岩泥岩互層中にあり、一般走向はN50°E, 20°Eの傾斜を示す。ベントナイト鉱床は本層中に挟在する凝灰岩や凝灰質泥岩などから変質して形成されたもので、規模は大きくない。約50cm程度の厚さを有するが連続性に乏しいものである。鉱石は白色粘土質で原岩の構造を残している。したがって品質は余り良くないものと思われる。

開成地区

位置および交通 北見国北見市開成にあり、北見駅南方約8kmのところ位置する。北見市から津別町に通ずる自動車道があり、バスが運行している。開成小学校東方の沢をさかのぼり鉱床に至る。

地質および鉱床 栄森川支流田村沢地域と同様に、栄森層の砂岩泥岩互層中に肝胎する。一般に走向はNSで40°~50°Wの傾斜を示す。鉱床は数カ所で観察され、栄森地域と同様に凝灰岩および凝灰質泥岩から変質したものである。厚さは全体で約4~5m程度有するが、その間には凝灰質泥岩などが挟まれ互層をなしている。鉱床は白色~灰白色粘土質である。本鉱床はかつて東亜ベントナイト株式会社によって開発されたことがある。

このほか、若松地域で東亜ベントナイト株式会社によって採掘されたところがあるが、周囲が崩れており詳細は不明である。記録によれば、その化学成分は、SiO₂ 67.16%, Al₂O₃ 17.66%, CaO 3.16%, MgO 1.08%, K₂O 0.42%, Na₂O 0.90%, H₂O 7.88%である。

Ⅲ. 4 ドロマイト

本図幅地域の若松でドロマイト鉱床が賦存する。

位置および交通 北見国北見市若松にあり、北見市街から上美幌に通ずる自動車道の近くにあり、北見駅から南南東7Kmである。途中若松温泉までバスが通じている。

鉱区番号：北見国試登第9309号

鉱業権者：林 利博ほか1名

地質および鉱床 本鉱床は古第三系榮森層の砂岩泥岩互層中に賦存する鉱脈型鉱床である。このドロマイト脈は、角礫岩ないし角礫凝灰岩中に胚胎し、伸びは母岩の走向とほぼ同様にN20~30°Eを示している。脈は縞状構造を呈し、縞の間に石英の薄層を挟んでいる。観察される鉱床は鍾幅20cm前後であるが、周囲にはかなり大きなドロマイトの転石があり、厚い部分が存在するものと思われる。

鉱石 鉱石は淡褐色を呈し、堅硬緻密であり、縞状構造が発達している。

鉱石の化学成分は次のとおりである。

第 13 表 北見若松ドロマイト鉱石の化学成分

試料	CaO	MgO	SiO ₂	R ₂ O ₃	Ig.loss	鉱石
1	9.88	6.05	55.70	7.20	19.99	粉状
2	30.17	14.56	6.53	4.70	42.46	塊状
3	32.64	16.62	2.10	2.87	44.66	〃
4	34.93	14.93	2.07	3.20	44.06	〃
5	31.58	18.19	0.87	3.07	45.64	〃
6	34.32	16.77	0.38	1.82	44.53	〃
7	51.66	0.64	3.96	2.83	36.48	粉状

試料 1~5 札幌通産局鉱山部資料、同局分析

6~7 分析者：北海道支所 狛 武

III. 5 冷 泉（若松冷泉）

北見市から約5kmのところであり、古くから、これを沸加熱利用し、若松温泉と称されている。

冷泉を掘り下げ枠組みを行なっており、枠内では約1mほど高い地表面より水位を示している。白色ないし湯花が沈殿しており、重碳酸塩類泉であるが硫化水素臭も著しい。この付近には成因に関係のある火成岩は認められない。おそらく基盤となる先第三系の断層破砕帯などからの湧出によるものである。冷泉の成分については斎藤仁の報告があり、それによればつぎのとおりである。

気温	泉温	pH	RpH	蒸発残留物	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺ +Fe ³⁺	Mr ²⁺
-4	19	7.1	7.4	1,420	64.3	23.4	tr	0.11
Cl	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₂					
376.3	47	878.4	66					

若松冷泉（1957.12）

（斎藤仁による）

文 献

- 1) 岡村要蔵 (1953) : 北海道北東郡地質調査報文, 鉱物調査報告
- 2) 岡村要蔵 (1914) : 北海道網走屈斜路地方地質調査報文, 鉱物調査報告, no. 20
- 3) 福富忠雄・他 2 名 (1936) : 北海道有用鉱産物調査 (第8報) 網走支庁管内紋別郡東部及び常呂郡西一部, 北海道工業試験場報告, no. 65
- 4) 今村善郷・他 3 名 (1937) : 北見国網走附近の地質, 北海道大学地質卒論, 手記
- 5) 佐々保雄・井上 武 (1939) : 北見国網走町付近の第三系層序, 石油技術協会誌 vol. 7, no. 4
- 6) 岩井田黎一郎 (1947) : 北見国相ノ内附近の地質調査, 北海道大学地質進論, 手記
- 7) 高坂晴男 (1947) : 北見国北見市附近の地質調査, 北海道大学地質進論, 手記
- 8) 横山次郎 (1951) : 網走—阿寒湖班地質調査報告書, P. E. A. C.
- 9) 熊野純男・他 2 名 (1952) : 北海道石灰石調査報告第7報——北見国相ノ内村の石灰石——, 北海道地下資源調査報告, no. 6
- 10) 土居繁雄 (1952) : 北海道石灰石調査報告第8報——北見国訓子府村大谷附近の石灰石——, 北海道地下資源調査報告, no. 6
- 11) 千地万造・他 3 名 (1952) : 北海道網走—阿寒湖間の第三系層序, 地質学雑誌, vol. 58, no. 682
- 12) 朝日 昇・他 9 名 (1953) : 常呂地域の含満俺赤鉄鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, no. 8
- 13) 千地万造 (1953) : 北海道網走川に沿う第三系層序の概略, 泉陽高校研究論集
- 14) 山口久之助・他 2 名 (1954) : 北海道地下水調査報告 (第3報) 訓子府市街地地下水調査報告, 北海道地下資源調査報告, no. 14
- 15) 山口久之助・小原常弘 (1954) : 北海道地下水調査報告 (第3報) 網走支庁管内北見市川東鉱泉調査報告, 北海道地下資源調査報告, no. 14
- 16) 島田忠夫・矢崎清真 (1956) : 北海道網走市附近地質調査報告, 石油技術協会誌, vol. 21, no. 25
- 17) 浦島幸世・堤 秀造 (1956) : 訓子府町日の出マンガン鉱山の鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, no. 29
- 18) 橋本 亘 (1957) : 北海道の地質構造に関する2, 3の問題, 日本の後期中生代の研究, 第5号
- 19) 勝井義雄 (1958) : 阿寒・屈斜路火山群, 地球科学, no. 39
- 20) 河田 英・他 2 名 (1958) : 訓子府町・置戸町高台の地下水, 地下資源調査所報告, no. 19
- 21) 山田 忍 (1958) : 火山噴出物の堆積状態からみた沖積世における北海道の火山活動に関する研究, 地団研専報, 第8集
- 22) 三谷勝利・橋本 亘 (1958) : 5万分の1地質図幅「足寄太」, および同説明書, 北海道開発庁
- 23) 魚住 悟・藤江 力 (1958) : 北海道第三紀の地層対比——新第三紀対比試案——新生代の研究, no. 26

- 24) 土居繁雄・石山昭三 (1960) : 北見国北見市上常呂および訓子府町大谷の石灰石鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 61
- 25) 山口昇一・他 6 名 (1961) : 美幌地方の新第三系について, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 13
- 26) 斎藤 仁 (1962) : 北海道の鉱泉資源, 地下資源調査所報告, no. 28
- 27) 沢村孝之助 (1962) : 網走一浦幌地域の硬質頁岩層の珪藻による対比, 地質調査所月報, vol. 12, no. 11
- 28) 石田正夫 (1962) : 北見美幌地域新第三系有孔虫について (予報), 特に中新世達娯層および津別層に産する有孔虫化石・地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 14
- 29) 沢村孝之助・山口昇一 (1963) : 道東津別地域新第三系の化石珪藻による分帯, 地質調査所月報, vol. 14, no. 10
- 30) 勝井義雄・佐藤博之 (1963) : 5万分の1地質図幅「藻琴山」, および同説明書, 北海道開発庁
- 31) 山田敬一・他 2 名 (1963) : 5万分の1地質図幅「生田原」, および同説明書, 北海道開発庁
- 32) 番場猛夫・他 2 名 (1964) : 北見国サロマ湖・チミケップ湖地域の珪石・マンガン・銅・硫化鉄・金銀鉱床・北海道地下資源調査資料, no. 90
- 33) 三谷勝利・他 2 名 (1964) : 5万分の1地質図幅「上足寄」, および同説明書, 北海道開発庁
- 34) 黒田和男・寺岡易司 (1964) : 5万分の1地質図幅「サロマ湖・三里番屋」, および同説明書, 北海道開発庁
- 35) 番場猛夫・他 2 名 (1964) : 北見国サロマ湖・チミケップ湖地域の珪石・マンガン・銅・硫化鉄・金銀鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 72, 北海道開発庁
- 36) 土居繁雄・他 2 名 (1965) : 訓子府町大谷附近のマンガン鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 101
- 37) 沢村孝之助・秦 光男 (1965) : 5万分の1地質図幅「留辺蘂」, および同説明書, 北海道開発庁
- 38) 山口昇一・沢村孝之助 (1965) : 5万分の1地質図幅「本岐」, および同説明書, 地質調査所
- 39) 杉本良也 (1966) : 北海道のドロマイト鉱床, 地下資源調査所報告, no. 35
- 40) 山口昇一・佐藤博之 (1966) : 5万分の1地質図幅「上里」, および同説明書, 地質調査所
- 41) 小山内 照・他 3 名 (1966) : 津別町の地質, 津別町
- 42) 石田正夫・佐藤博之 : 5万分の1地質図幅「美幌」, および同説明書, 地質調査所, 未刊
- 43) 角 靖夫 : 5万分の1地質図幅「女満別」, および同説明書, 地質調査所, 未刊

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Abashiri (1) No.47



GEOLOGY

OF THE

KITAMI DISTRICT

By

Masao ISHIDA & Konosuke SAWAMURA

(Written in 1967)

(Abstract)

The area of this sheet-map, located between latitudes $43^{\circ} 40' \sim 43^{\circ} 50'$ N and longitudes $144^{\circ} 00' \sim 144^{\circ} 15'$ E, is situated in the northern part of Hokkaido.

GEOLOGY

The basement of this sheet-map area is composed of the Jurassic Nikoro group, with Paleogene Sakaemori formation, and the covering strata are of Miocene and Quaternary. The general stratigraphy is shown in Table 1.

The Jurassic system is widely developed in Tanno and Saroma-ko sheet-map areas to the north of this area. Nikoro group is composed mostly of the products of submarine volcanism occurred at the middle stage of the system. They comprise basaltic flows, sheets and pyroclastics with the intercalation of shale, chert and limestone. The system is correlated to the

Table 1

Quaternary	Recent	Alluvial deposits		
		River terrace deposits		
	Pleistocene	Pumice flow deposits	Pyroxene andesitic pumice flow deposit	
Hornblende dacitic pumice flow deposit				
Biotite dacitic pumice flow deposit				
Neogene—Miocene	Kyowa formation	Wakamatsuzawa formation		
		Ainonai formation		
		Tsubetsu formation	Siltstone bed	
			Hard shale bed	
			Sandstone bed	
	Tatsukobu formation	Upper hard shale bed		
		Alternation of siltstone and sandstone		
Middle hard shale bed				
Hardy siltstone bed				
		Lower hard shale bed		
		Futamata andesites...Biotite hornblende andesite		
Paleogene...Oligocene...Sakaemori f.		Upper conglomerate bed		
		Alternation of sandstone and conglomerate		
		Middle conglomerate bed		
		Alternation of sandstone and mudstone		
		Lower conglomerate bed		
Jurassic...Nikoro group.....		(Schalstein, diabase, tuffaceous sandstone, mudstone, chert and limestone)		

Sorachi group of the Hidaka area in the central Hokkaido.

The Paleogene Sakaemori formation consists almost of conglomerate and sandstone with tuff-breccia and mudstone. This formation is divided into five beds by these rock facies. The conglomerate is generally consolidated by grayish green sand when fresh, but is easily weathered to brownish loose rocks. This formation is correlated to the Rikubetsu formation which developed in Honki sheet-map area. The plant fossils found in the Rikubetsu formation suggest that this formation is presumably Paleogene in age.

Neogene Tertiary is divided into Tsubetsu group, Ainonai formation, Wakamatsuzawa formation and Kyowa formation.

The Tsubetsu group is composed almost wholly of fine-grained sediments with the intercalated tuffaceous sandstone beds. This group is divided into the Tatsukobu formation and Tsubetsu formation, correlated to lower~middle

Miocene.

The Tatsukobu formation is composed mostly of hard shale and siltstone which contains fossils of mollusca, arenaceous foraminifera and diatom.

The Tsubetsu formation covers the Tatsukobu formation conformably. It consists mostly of hard shale and massive siltstone, with the tuffaceous sandstone and tuff in basal part. It contains many fossils of mollusca, foraminifera and diatom.

The Ainonai formation distributes well in the western half of this area, and it covers Jurassic system and Sakaemori formation unconformably. This formation consists of tuffaceous sandstone.

The Wakamatsuzawa formation is terrestrial sediments consisting of sandstone and mudstone with conglomerate. The plant fossils found in this formation are similar to those in the Shanabuchi formation which belongs to later Miocene in the northwestern Konomai area.

The Kyowa formation is composed of sandstone and diatomaceous mudstone with intercalation of conglomerate. This formation is correlated to the Yobito formation of the Abashiri-Memambetsu areas in the northeastern district.

The Quaternary strata are composed of the pumice flows, river terraces and alluvial deposits, and they are composed of gravel, sand and clay except the pumice flow deposits.

The older pumice flow deposit is the biotite dacitic one without welded part.

The second pumice flow deposit is the hornblende dacitic one, and it is covered by terrace deposits.

The last pumice flow deposit is the pyroxene andesitic one, and it is derived from Kutcharo caldera, Akan district.

The river terrace deposits distribute along each river, and consist of higher, middle and lower terraces.

The Alluvial deposits are composed of block, gravel, sand and clay.

ECONOMIC GEOLOGY

No noteworthy underground resources are known in this area, but deposits of such as manganese, limestone, bentonite and dolomite are observed.

The manganese deposits are found as bedded form in the complicated formation which consists of schalstein, diabese and chert of Nikoro group.

The ore of manganese oxide contains about 40% Mn and a little amount of Fe.

The limestone deposit exists in the Nikoro group, and it is worked in a mine at present. The ore contains about 53~55% CaO in the Kamitokoro and Kunneppu limestone deposits in the southern part of this area.

The bentonite and dolomite deposits are found in Sakaemori formation which consists of conglomerate and sandstone.

Cool spring is found in the Wakamatsu area.

昭和 43 年 8 月 19 日 印刷

昭和 43 年 8 月 26 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 小 林 銀 二

印刷所 泰成印刷株式会社

タッコブ背斜西翼

タッコブ背斜東翼

二十二番沢

達姫川








十三番沢

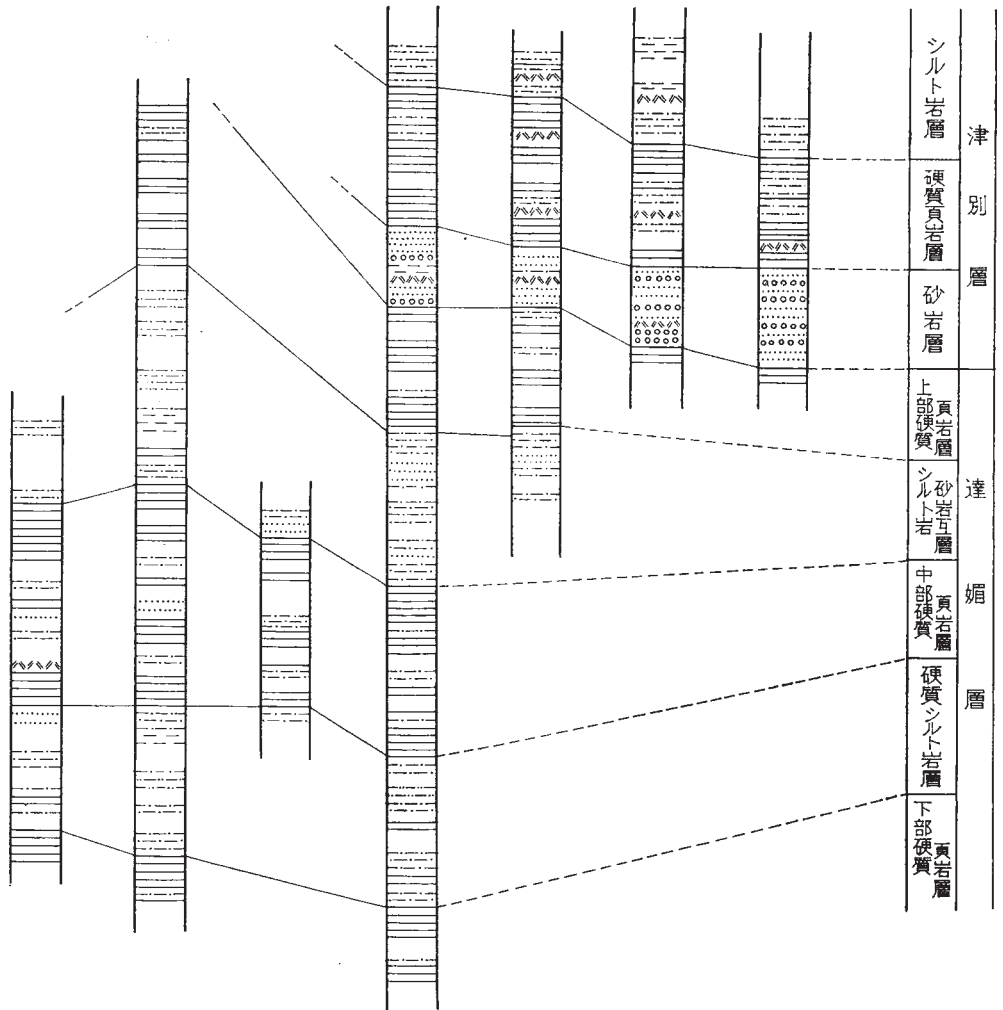
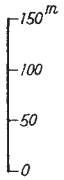
達姫川

四番沢

栄森南沢

栄森川本流

-  泥岩
-  シルト岩
-  砂質シルト岩
-  硬質頁岩
-  砂岩
-  礫岩
-  凝灰岩



第 2 図 津 別 層 群 岩 相 柱 状 図