

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

端 野

( 網 走 第 36 号 )

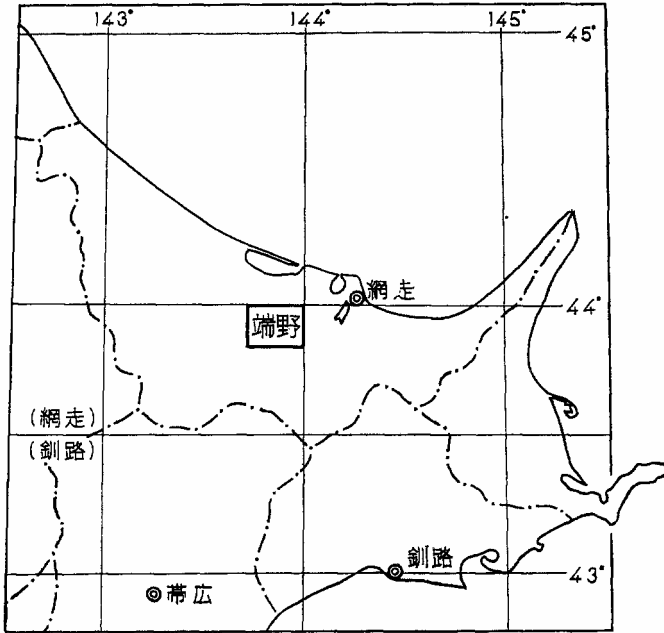
工業技術院地質調査所

通商産業技官	石 田 正 夫
同	平 山 健
同	黒 田 和 男
同	番 場 猛 夫

北 海 道 開 発 庁

昭 和 43 年 3 月

# 位置図



( ) は 1 : 500,000 図幅名

## 目 次

地形および交通.....	1
地 質.....	3
. 1 地質概説.....	3
. 2 ジュラ系.....	6
. 2.1 仁頃層群.....	6
. 3 新第三系.....	8
. 3.1 常呂層.....	10
. 3.2 登以加層.....	13
. 3.3 富里層.....	18
. 3.4 上仁頃層.....	23
. 3.5 新第三系の対比.....	23
. 4 第四系.....	26
. 4.1 軽石流堆積物.....	26
. 4.2 河岸段丘堆積物.....	27
. 4.3 崖錐堆積物.....	27
. 4.4 沖積層.....	27
. 5 地質構造.....	29
応用地質.....	30
. 1 含マンガ赤鉄鉱床.....	31
. 2 沼鉄鉱床.....	38
. 3 含銅硫化鉄鉱床.....	38
. 4 珪石鉱床.....	41
文 献.....	43
Abstract.....	45

1:50,000 地質図幅 <sup>たん</sup>端 <sup>の</sup>野 (網走 第36号)  
説 明 書

工業技術院地質調査所

通商産業技官	石 田 正 夫
通商産業技官	平 山 健
通商産業技官	黒 田 和 男
通商産業技官	番 場 猛 夫

(昭和42年12月稿)

本地質図幅は北海道開発庁の委託によって作成されたものであり、野外調査は昭和35年および36年の両年にわたって実施された。

本図幅調査研究に際して、ジュラ系については平山が、新第三系および第四系については石田がそれぞれ担当した。また、北隣サロマ湖図幅との接合部は黒田が、域内に賦存する各種の鉱床については番場が調査を行なった。内業は引き続き、地質調査所北海道支所および本所において行なった。東隣女満別図幅との関連については、本所の角 靖夫技官から資料の提供を受けた。

野外調査の際に採集した海棲貝化石については、本所の水野篤行、角 靖夫両技官によって鑑定が行なわれた。

## 地形および交通

本図幅地域は北海道北東部北見市の北方に位置し、行政区画上は北見国常呂郡常呂町・佐呂間町・相内村・端野村および北見市に属する。

本図幅地域は北方サロマ湖図幅地域内でオホーツク海に臨み、東方女満別図幅地域内では、能取湖および網走湖を包括する低地帯が広がり、さらに東方には知床連峰が遠望される。

図幅地域の地形は構成する岩石に支配されて、地貌に著しい差異が認められる。すなわち、北西部にみられるように、ジュラ系の堅硬な岩石によって構成される地域は比較的急峻な山地を形成し、谷の密度も高くなっている。これに反して、中央部および南東部でみられるように、比較的軟質の岩石からなる新第三系の堆積岩および第四系の軽石流堆積物に覆われている地域では、丘陵性のなだらかな山地となっている。

域内北西部および北部のジュラ系の分布する地域では、一般にNE SWの方向性をもつ顕著な山稜が形成され、幾多の河川の分水界となっている。主な山岳としては、西隣生田原図幅地域の仁頃山(海拔829.2m)から連続する海拔632mの三角点をはじめとして、佐呂間山(515.4m)などがあり、海拔500~600m前後の山嶺が連続している。南東部では北西部と同様にジュラ系の岩石によって構成されている山地があり、周囲の新第三紀以降の堆積物に覆われている地域に比して明らかに地形の差異が認められるが、全体の高度は低くなり、ほぼ250~300m程度の標高を示している。

中央部は大局的にみて低平でなだらかな起伏をもった盆地状を呈する。これは山地の浸食が進み、一般にほぼ100~200m前後の高度となり、新第三系の堆積岩および第四系の軽石流堆積物によって埋積され、比高が小さくなったためであろう。

南東隅の常呂川の流域は中央部と同様な岩石で占められているが、高度は低く100m前後となり、河岸段丘が発達している。

主な河川としては、常呂川とその支流の隈川・仁頃川および佐呂間別川支流の仁倉川などがある。

常呂川は遠く北海道中央部の大雪山系に近い三国山(1,541m)にその源を發し、100km以上の流路を経て本図幅地域の東部を北流し、オホーツク海に注いでいる。仁頃川は西隣生田原図幅地域の仁頃山から發し、上述の分水界から派生したほぼNEE SWW方向の流路をもって、ほぼ平行に流れるサマツケニコロ沢・毛当別沢・クトンニコロ沢・ルクシニコロ沢およびボンニコロ沢などを集めて日吉南方で常呂川に注いでいる。佐呂間山を源とする隈川も同様に日吉地域で常呂川と合流する。仁倉川は図幅地域北部を東流し、サロマ湖図幅地域内で佐呂間別川と合流する。

常呂川をはじめとする各河川の流域には比高数mの河岸段丘が発達し、農耕地となっている。

本図幅地域の交通状況は南東隅を国鉄石北本線およびこれとほぼ平行して国道39号線が通じている。また北見市から仁頃・日吉を経て常呂町に至る道路があり、国道39号線とともにバスの便がある。中央部から南部にかけては、比較的開拓が進んでおり、農道が発達している。

# 地 質

## 1 地質概説

本図幅地域は北海道の地質構造区分上、橋本 亘のいう東部北海道のいわゆる豊頃北見帯の北部に位置する。豊頃 北見帯は中生層を基盤として、北はオホーツク海沿岸の網走・常呂地域から、南は太平洋側の豊頃丘陵地域に至るほぼ南北の伸びを示す構造区であり、新第三系の地層が厚く堆積している。

本図幅地域ではジュラ系の仁頃層群を基盤として、これを不整合に被覆する海成の堆積物からなる新第三系および軽石流堆積物や段丘堆積物からなる第四系が分布する。

本図幅地域の地質層序は第1表地質総括表のとおりである。

第1表 地質総括表

時代	層 序	主 要 岩 相	摘 要	
第 四 紀	沖 積 層	礫・砂・粘土	地盤の上昇および撓曲運動 屈斜路カルデラ形成 断層および褶曲運動	
	崖 錐 堆 積 物	礫・角礫・砂		
	河 岸 段 丘 堆 積 物	低 位		礫・砂・粘土・火山灰
		高 位		礫および砂
	軽石流堆積物	普通輝石含有紫蘇輝石石英 安山岩質		
新 第 三 紀	上 仁 頃 層	灰色砂岩・灰色泥岩・礫岩	海棲貝化石  海棲貝化石 海棲貝化石 有孔虫化石	
	富里層	凝灰質砂岩層		凝灰質砂岩(軽石質)・礫岩・凝灰質 シルト岩・凝灰岩
		シルト岩層		青緑灰～緑灰色シルト岩・軽石質 砂岩
	登	凝灰質砂岩層		緑灰～青緑灰色凝灰質砂岩・シル ト岩・凝灰岩
	以	泥 岩 層		青灰色泥岩・シルト岩・砂岩
		硬質頁岩層		青灰色硬質頁岩
	加	砂 岩 層		暗灰～暗緑色砂岩・礫岩・凝灰質 砂岩
		常呂層		暗灰色シルト岩・含礫シルト質泥 岩・砂岩
		礫 岩 層		礫岩・砂岩・シルト質泥岩、一部 地域で褐炭層挟在
	ジュラ紀	仁 頃 層 群		輝緑凝灰岩・輝緑岩・チャート・ 凝灰質砂岩・頁岩・泥岩・礫岩・ 石灰岩

ジュラ系は本図幅地域を含めて周辺地域に広く発達する。ジュラ系の層序および時代については、従来幾つかの見解が発表されているが、西隣生田原図幅および北隣サロマ湖図幅<sup>3) 11) 16) 21) 32)</sup>の調査の結果、層序は下位から湧別層群・仁頃層群および佐呂間層群とに3分されることが明らかになった。すなわち、両地域では湧別層群および佐呂間層群は砂岩および頁岩を主体とし、仁頃層群は輝緑凝灰岩類を主な構成員として、各層群は順次整合的な累重関係を示すと考えられている。また、時代については従来古生物学的資料が少なく、時代未詳中生層として取り扱われていた。しかし、黒田・寺岡によってサロマ湖図幅調査の際に、東部の浜佐呂間地域で佐呂間層群上部の黒灰色頁岩中から *Aucella* spp. が発見された。これらの化石は東部シベリヤ、北米およびヨーロッパなどで上部ジュラ系産のもの、とくに Late Oxfordian ~ Kimmeridgian を指示する *Aucella conceptrica* (Sowerby) および *Aucella spitiensis* Holdhaus に酷似するものとされている。したがって佐呂間層群を上部ジュラ紀と考え、整合で下方に連続する仁頃層群も上部のジュラ系のやや下部と考えるのが妥当であろう。本図幅地域では、湧別層群および佐呂間層群は分布せず、したがって仁頃層群に対する関係は見られない。

**仁頃層群** 本層群は輝緑凝灰岩を主体とし、輝緑岩・頁岩・チャート・砂岩および石灰岩などを伴っている。周辺地域の本層中に分布する石灰岩（生田原図幅地域内など）には石灰藻・有孔虫・ヒドロ虫およびサンゴなどいわゆる鳥の巣型の化石を産することが知られており、本層群は岩相・化石およびその層序関係から、北海道中央部地域に発達する空知層群の山部層に対比されている。

**新第三系は豊頃** 北見帯に属する堆積岩を主体として、ジュラ系の仁頃層群を直接不整合に被覆する。本図幅地域においては、下位から常呂層・登以加層・富里層および上仁頃層とに分けられる。

**常呂層** 本層はシルト岩を主体としており、下部の礫岩層をもって仁頃層群を不整合に覆い、図幅地域東部に分布する。本層は域外北東方の常呂・網走地域に広く発達し、女満別図幅地域にかけても広域的な拡がりをもっている。図幅地域は本層分布の西縁部にあたり、標式地に比して著しく層厚を減じている。仁頃層群を不整合に覆う礫岩層中には、端野一区北方および豊実地域で観察できるように粗悪な褐炭層が介在される。この夾炭部は女満別図幅のキナチャウシナイ沢支流、福山の沢などでも存在し、いずれも同様な堆積状態を示している。シルト岩層からは有孔虫化石および貝化石を産する。本層の厚さは日吉地域では上限が欠除するために不明であるが、端野一区北方では約250mである。本層は常呂

地域の常呂層・網走図幅地域の車止内層および北見・美幌地域の津別層群に対比される。

**登以加層** 登以加層は図幅地域中央部と端野一区北方地域に発達する。中央部では、基底部の特徴のある砂岩層が仁頃層群を直接不整合に覆っている。仁頃向斜西翼の地域では常呂・網走地域に広く分布する常呂層および網走層に相当する地層は堆積していない。端野一区北方キナチャウシナイ沢で、本層は女満別図幅地域の西部部と同様に常呂層と平行不整合的な関係で累重する。本層は硬質頁岩の卓越する地層であるが、さらに、砂岩および泥岩を伴っており、下位から砂岩層・硬質頁岩層・泥岩層および凝灰質砂岩層とに4分される。しかし、図幅地域南西部では下位の岩相が急激に減少して、凝灰質砂岩層が厚くなる。登以加層は南隣北見および南西隣留辺蘂図幅における相内層に連続する。相内部落の西方に分布する相内層の基底礫岩からは貝化石を産し、また同様の化石がわずかではあるが、図幅地域北部に位置する日吉西方にみられる本層の基底部砂岩層からもみいだされた。本層は常呂・網走地域および女満別図幅地域の能取層と同層準のものである。

**富里層** 富里層は図幅地域中央部で広く発達し、端野一区地域にも分布する。いずれの地域においても、下位の登以加層とは整合漸移関係で累重する。中央部地域で、本層は下位からシルト岩層および凝灰質砂岩層とに2分される。凝灰質砂岩層中には非常に軽石質に富む部分が多く認められる。端野一区地域では珪藻質泥岩が発達するが、しばしば非常に凝灰質となる部分があり、女満別図幅地域の呼人層と連続する。本層の厚さは中央部地域で約300m程度である。端野一区地域の常呂川流域では、上限は不明であるが非常に厚く、800m以上になる。

**上仁頃層** 上仁頃層は上仁頃市街北西方にわずかに分布する。本層は砂岩を主体とし、下位の富里層との関係は本層下部に礫岩があり、多少の凹凸面をもって富里層に接すること、富里層よりも緩傾斜を示して累重することなどから傾斜不整合と思われる。本層の上限は削剝を受けているために不明である。本層はおそらく常呂・女満別図幅地域の美峠層に相当するものであろう。しかし、本層は露出が悪いため、あるいは富里層上部に相当する疑いもあって確定的なことは判らないが、周囲の状況からみてここでは富里層と分離して取り扱うことにした。

第四系としては、軽石流堆積物・段丘堆積物・崖錐堆積物および沖積層の堆積物がある。

軽石流堆積物は図幅地域南部から中央部にかけて広く分布する。本堆積物は、屈斜路カルデラ形成に伴って流出したものであり、普通輝石を含有する紫蘇輝石安山岩質である。

河岸段丘堆積物は、常呂川沿いに高低2段が認められるのをはじめ、各河川の流域で小



規模に発達する。

崖錐堆積物は、北西隅を流れる佐呂間別川南部で、サロマ湖図幅地域からひき続き認められるが、その分布はわずかである。

沖積層は各河川流域に分布し、主として砂・礫および粘土からなる。

## 2 ジュラ系

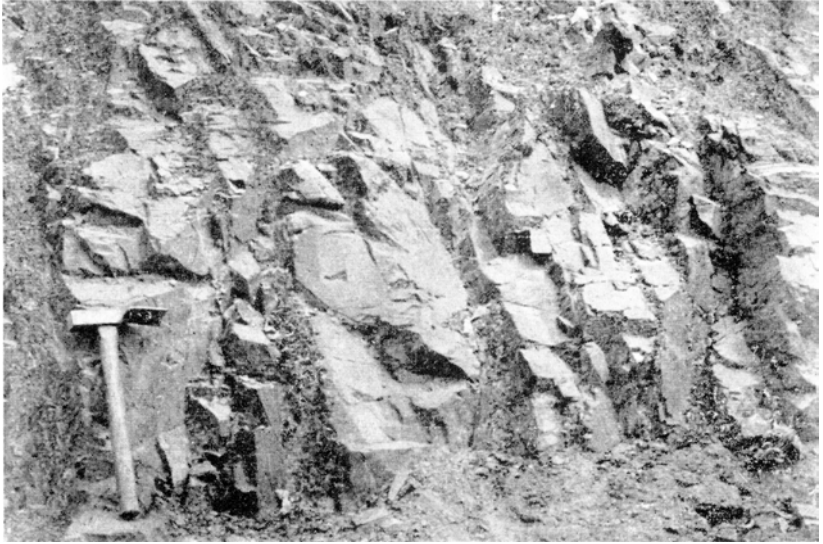
### 2.1 仁頃層群

仁頃層群は本図幅地域の基盤を構成する。中央部ならびに南東部は新第三紀以降の堆積物によって広く覆われているが、それらの堆積物の厚さは500～600mを超えず、堆積物の下盤は全体の地域にわたって本層群で構成されていると推定しうる。

本層群は図幅地域の北西端から東南東に伸びる断層(隈川断層と仮称)によって切られ、岩質的にも構造的にも異なる2部分で構成されている。断層の南西側は生田原図幅地域から連続する地層で、北西部を下部に順次南東方に向かってゆるい傾斜で累層し、全体が輝緑凝灰岩質頁岩を主体として各種岩石の薄層を介在している。介在する岩層としては下部には数枚のチャートが、中部には赫色頁岩のやや厚い層が、上部には礫岩・凝灰質砂岩・チャート・黒色泥岩および石灰岩のレンズ状のものなどがみられるが、場合によって各層は漸移しあって明瞭な境界をひくことが困難なことも多い。断層の北東側はサロマ湖図幅の南東部を構成する地塊のつづきで、東部はチャートを含む輝緑凝灰岩の厚層からなり、中央部から西部にかけては輝緑凝灰岩を主とし礫岩や凝灰質砂岩を介在している。

輝緑凝灰岩は本層群の分布地域の90%以上を構成し、ゆるい向斜構造を呈し、本層群の下部から上部にわたる主要な構成岩類である。暗緑色あるいは赤紫色を呈し、塊状または片状であるが前者が卓越している。火山碎屑岩起源のものと熔岩起源のものがあり、概括的には下部に火山碎屑岩起源のものが多く、上部に熔岩起源のものが多くと思われる。熔岩起源のものは、小岩体として存在する輝緑岩と外観が酷似し、多くの場合、野外において両者を区別することはきわめて困難である。

火山碎屑岩起源のものは熔岩起源のものと不規則な形態を示して混在し、層位的にも複雑なあらわれかたを示すため、この両者の区別も野外では難しい場合が多く、したがって分布状態を地質図に示すことができない。火山碎屑岩起源のものは緑色を呈する粒度の細かい凝灰岩起源のものから粒度の粗い火山礫凝灰岩、砂質および泥質の部分を混じえるものなどもあり、色彩も岩質も各様である。上部と思われる美里西方毛当別沢の上流には粗



図版 1 仁頃層群の輝緑凝灰岩（忠志西方）

粒の2層が顕著に露出している。鏡下では玄武岩～安山岩質熔岩の岩片を多量に含み、チャート・泥岩および砂岩などの岩片も含まれている。緑泥石・緑簾石・斜長石・輝石・石英および方解石などの鉱物片を散在させ、またときにはガラスでできた気泡・針状のガラス結晶なども含まれている。基質は脱ガラス化作用を受け微細な緑泥石・長石および炭酸塩鉱物の散在する火山灰である。

熔岩起源のものは塊状を呈し、草緑～暗緑色で普通の玄武岩ないし粗粒玄武岩質の岩石が多いが、北東部には従来枕状熔岩と記載されていたスピライト質の岩石も見出され、また粗粒の斑禰岩質のものも小部分ではあるが露出する。前記のように本岩と小岩体として露出する輝緑岩とは野外において区別することが難しく、2、3の箇所を除いてはその分布の状態も明確でないため、輝緑岩もこの項に含めて記述する。

熔岩起源のものは一般にチタン輝石および普通輝石を多量に含み、角閃石および斜長石などを残存鉱物としてもつこともある。そのほかには橄欖石・緑簾石・緑泥石・陽起石・蛇紋石・チタン石・リューコクシン・葡萄石および鉄鉱などを含み、石基はオフィテックないし填間組織を作っている。石基中には上記のような鉱物の微晶がみられる。

スピライトは野外で枕状ないし球状を呈していることがあって、それにより一般の輝緑凝灰岩と区別することができる。しかしながら全般的には類似していて分布を記述するこ

とができない。岩石は風化し鏡下においても新鮮な鉱物は少ない。輝石・緑泥石および斜長石などからなり汚染が著しい。

輝緑岩は塊状で輝石および斜長石の残晶を含み、緑簾石・緑泥石・陽起石および斜長石などで構成されている。斑糲岩質の部分は少ないが、輝石および斜長石を主とした粗粒の岩石として露出することがある。

チャートは赤紫色のものが多いが淡灰色のものもある。北西部すなわち層位的には本層群の比較的下部と北東部の含マンガン赤鉄鉱床を胚胎する地域に多い。塊状でときに5cm内外の厚さで成層し、縞状を呈しており、走向方向によく連続している。鏡下では微細な石英粒とそれをうめる赤鉄鉱からなっている。

赫色頁岩は北西部の等斜構造を示す部分の中位に約500mの厚さの1層として顕著に露出する。ときに黒～灰色で珩質となり、層内での層理はあまり明瞭でない。

凝灰質砂岩は北西地域の中位にみられる。暗灰色を呈し中～細粒で、ときに泥岩質のレンズを挟んでいるが、全体としては凝灰質で火山礫もみとめられる。

礫岩は径50cm以下のチャート・砂岩・粘板岩・輝緑岩および玄武岩の礫を多量に含み、礫はまれに径90cmにも達する。基質は黒色～灰色の凝灰質な砂岩である。

黒色泥岩は仁頃層群の上部に介在されている。黒色緻密で層理の発達が悪く、かどばった細片に割れやすく、ときに薄く伸びたレンズ状の細粒砂岩を挟んでいる。

石灰岩はレンズ状に散在して露出し、層位的な位置は一定していない。灰白～白色でときに淡紅色を呈し、成層の状態は不明瞭である。地質図に記入されている以外に、ルクシニコロ沢の中流、クトンニコロ沢および毛当別沢上流や図幅地域南部中央の大正部落北方の谷などにも転石としてみられるが、露頭は見出されていない。

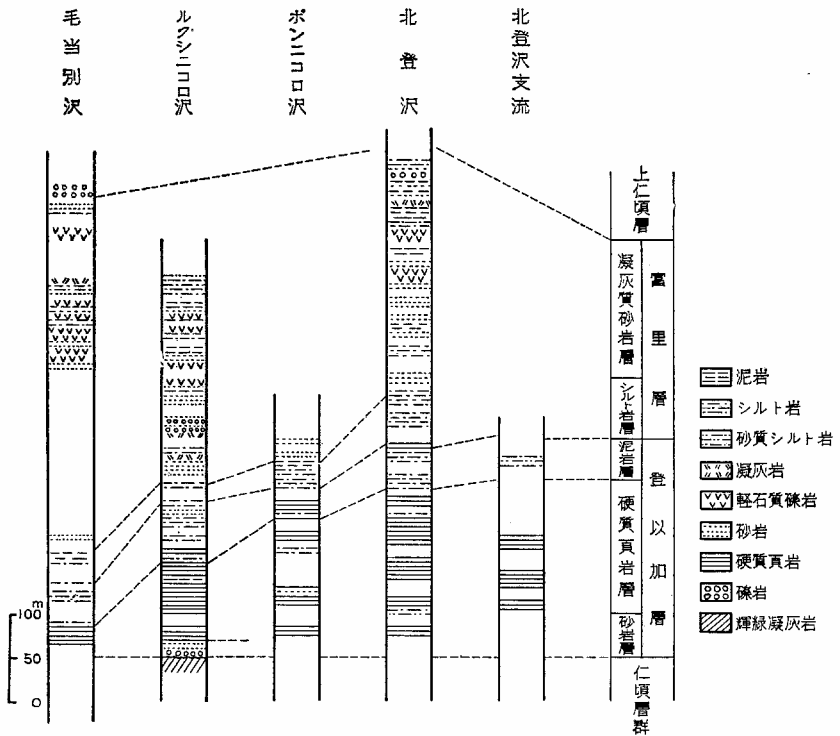
仁頃層群の層厚は地域内では6,000m以上と推定されるが、隣接地域と同様に本地域にも走向断層の存在が推定され、また岩床および岩株として貫入した輝緑岩も存在するので正確な層厚であるか否かは疑問がある。

### . 3 新 第 三 系

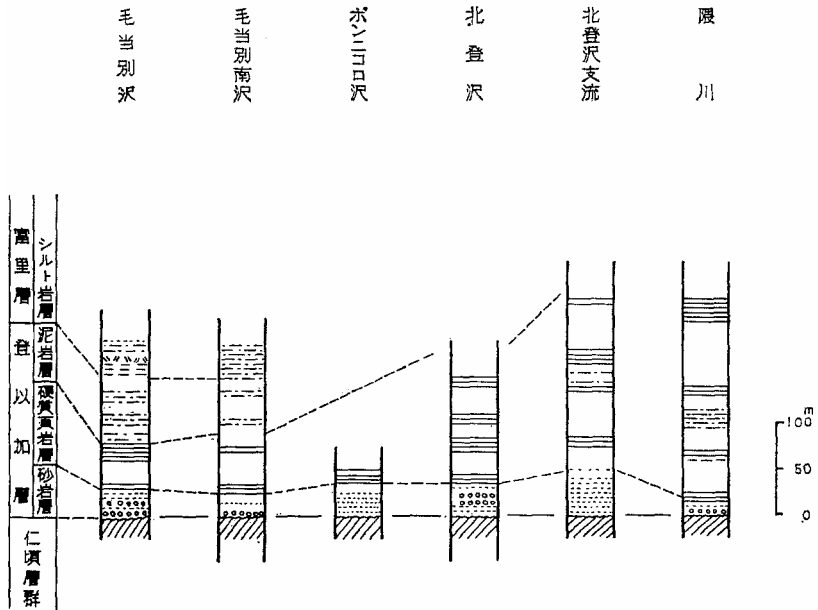
北海道北東部の常呂・網走地域に広く発達する海成の堆積層からなる新第三系は、古くから含油層準として知られ、現在までに幾つかの報告がなされている。1930年には千谷好<sup>1)</sup>之助によって網走付近の調査が行なわれ、また佐々保雄<sup>2)</sup>・井上武ほかによって常呂・網走・女満別の各図幅および本図幅の東部を含む常呂・網走地域の広域的な調査が行なわれ、層

序および地質構造の概略が明らかとなった。1930年に佐々保雄・井上 武はこの地域の新第三系を下位から、砂岩および泥岩を主体とする常呂層・火山砕屑物に富む網走層・硬質頁岩の卓越する能取層および含珪藻凝灰質泥岩を主体とする呼人層とに4分している。その後、千地万造ら<sup>5)</sup>や島田忠夫・矢崎清貴による天然ガスおよび地化学探査の報告がなされている。1958年以降、この地域の地質図幅調査研究が実施され、これらの結果、新第三系について詳細が判明してきた。常呂および女満別<sup>39)</sup>図幅の調査を行なった三梨 昂・角 靖夫らによって従来からの呼人層中に傾斜不整合が存在することが判明したため、彼らは不整合から上位を美岬層と設定している。

本図幅地域では新第三系は下位から常呂層・登以加層・富里層および上仁頃層とに4分される。これらは、それぞれ常呂・網走地域の常呂層・能取層・呼人層および美岬層に対比されるが、網走層に相当するものは存在しない。



第1図 新第三系柱状図（仁頃向斜西翼部）



第2図 新第三系柱状図(仁頃向斜西翼の断層以西)  
(凡例は第1図と同じ)

### 3.1 常呂層

常呂層は網走・常呂地域の常呂市街南東方の山地および丘陵地を標式地として1937年津中治によって命名されており、常呂・女満別両図幅地域に広く発達する。

本層は佐々保雄<sup>2)</sup>ほかによって模式地では、下位から砂岩ないし含礫砂岩を主とする下部層(層厚140~150m)・灰色凝灰質砂岩を主とする中部層(200m内外)および含礫凝灰質砂岩・凝灰質泥岩を主とする上部層(200m内外)とに3分されている。女満別<sup>38)</sup>図幅では緋牛内断層から北西側の地域において、卯原内川上流流域を模式地として、下位から最下部の夾炭層(10数m)、下部の礫岩層(30~10数m)・砂岩層(60~70m)・砂質泥岩層(100m内外)、中部の砂岩層(30m内外)・頁岩(80m内外)および上部のシルト泥岩(100数10m)と7層に分けている。また、網走図幅では卯原内川上流および網走市街車止内付近を模式地として、本層と同層準と考えられている全層厚1,000m以上の車止内層を、下部細粒砂岩部層(310m)・縞状緑色砂岩部層(210m)・塊状淤泥岩部層(310m)・上部細粒砂岩部層(180m)および縞状泥岩層(25m+)と5分している。このように本層は

それぞれの模式地で厚く堆積し、細分が行なわれているが、本図幅地域においては、本層の西縁部にあたり、全体の層厚が250m前後と薄くなっている。模式地との正確な対比は分布がとぎれているために困難であるが、おおよそ女満別地域の中部の砂岩層以下に相当するものと思われる。

図幅地域における本層は日吉東方および忠志地域に分布し、いずれも基底の礫岩をもって仁頃層群を不整合に覆っている。本層は下位から礫岩層およびシルト岩層とに2分される。

**礫岩層** 礫岩および砂岩を主体とし、泥岩を伴っている。また、端野一区北方および忠志西方に分布する本層には薄い褐炭層が挟在されている。このような事実や細部の岩相の観察からみると、本層は地域によって多少堆積相の差異をもつようである。すなわち、常呂川と仁頃川の合流点から500m下流の支沢の仁頃層群の輝緑凝灰岩と本層との接触部では角～亜角礫の礫岩が主体となり、その上に約15～20mの暗緑灰色を示す含礫の中～粗粒砂岩が認められる。また忠志部落北方の常呂川右岸では下部は暗緑灰色の中礫礫岩1～3mと黄緑灰色細～中粒砂岩30～50cmとの互層をなし礫岩が卓越するが、上位に向かうにしたがって砂岩の量が増加し、割合に層理の明瞭な細粒砂岩に移行する。また、忠志北東方の支流では円礫を主とする中礫礫岩が多く存在する。端野一区北方における本層は円～亜円礫からなる細礫岩を基底にして、その上位に細～中粒の砂岩があり、青灰色泥岩の薄層を数層介在し、その中に約20cmの褐炭層が認められる。仁頃川下流部の南方支流では、端野一区北方と同様に基底部は円～亜円礫の細粒が、上位には炭質物を含有する褐色の凝灰質細粒砂岩ないし凝灰質のシルト岩があり、その中に約30cmの褐炭層が1枚認められる。

礫岩は一般に暗緑灰色を呈するが、しばしば構成される岩石の種類によって赤色と緑色の混合した雑色および赤褐色を呈する部分も多い。一部の地域を除いて、一般に円～亜円の円磨度を示すものが多い。礫種としては、輝緑凝灰岩・赤色チャート・輝緑岩・黒色粘板岩および暗灰色硬砂岩などである。すべてジュラ系から供給された岩石によって占められているが、なかでも輝緑凝灰岩および赤色チャートが非常に多い。一般にこれらの礫は暗灰～緑灰色の砂およびシルト粒によって膠結されている。粒径はおおむね10cm以下であるが、ときには径30cm前後の礫も含まれている。

砂岩は一般に青灰～青緑灰色の外観を呈し、細～中粒であるが、しばしば粗粒部を伴っている。比較的分級程度が良好で層理が明瞭であり、粗粒部と細粒部とが縞状の細互層を

呈する部分もみられる。また、この砂岩層の下部で含礫し礫質砂岩となる場合もある。礫および砂粒は礫岩と同様に輝緑凝灰岩や赤色チャートなど、ジュラ系の岩石から供給されたものである。砂岩は構成鉱物の違いによって赤褐色または暗緑色を呈する。風化すると褐～褐灰色となり、塊状に崩壊する。

泥岩は一般に暗灰～暗青灰を呈し緻密であり、砂岩の中に数cmないし50cmの薄層として挟在する。風化すると茶褐～褐灰色の細片となって崩壊する。

褐炭の薄層はいずれの場合も礫岩から砂岩に移行する部分の砂岩と泥岩の細互層中に介在する。炭層ははさみが多く、炭質頁岩および凝灰質細粒砂岩などの薄層がひんばんに混在するために良質のものではなく、また風化すると容易に粉状となる。褐炭層は東隣女満別圏幅地域西部のキナチャウシナイ沢においても同様の堆積状況が認められる。

本層は模式地の常呂層下部に相当するものと思われる。

シルト岩層 シルト岩層は圏幅地域に発達する常呂層の大部を占めており、下位の礫岩層から漸移する。本岩層は青灰～灰色のシルト岩を主体とするが、圏幅地域北東部の常呂川以東で観察されるように、しばしば青灰色細粒砂岩および黄白色の凝灰岩を伴っている。一般に本岩層の下部は比較的層理を示すが、順次上位に向かうにしたがって層理が不明瞭となり色調もやや明るい塊状のシルト質泥岩となる。そのために上部では走向および傾斜の測定が困難となる。日吉東方において、本岩層の下部は灰色の堅硬な凝灰質シルト岩と比較的軟質のシルト質泥岩とが厚板状互層をなしている。

シルト岩は一般に暗灰～灰色を呈し塊状で層理にとぼしい。粒度は一様でなく泥質から砂質のものまであり、著しく凝灰質となりきわめて小さい軽石の白粒が散点する部分もみられる。また、本岩中にはしばしば大豆大から桜桃大の輝緑凝灰岩・赤色チャート・黒色粘板岩などの小円礫を散点する。新鮮面では暗灰色を呈するが、風化すると赤褐色をおび淡灰～灰白色の不規則な小細片となり破碎する。泥質の部分では介殻状断口を示すものが見られる。また、常呂川東部の本岩層中には長径20cm前後の扁平な石灰質団球が配列するが、他の地域においてもしばしば20～30cm前後の団球が含まれている。

砂岩は暗灰～青灰色を呈し細粒であり、前述のシルト岩中に薄層をなして介在するが、下部に比較的多く層理が明瞭である。新鮮面では帯褐色を示すが風化すれば黄灰色の小塊となって崩壊する。

凝灰岩は黄白色を呈し、概して細粒であり数cmから数10cmの厚さで上記シルト岩層中に数層含まれる。

本地域の常呂層中のシルト岩層からは海棲の貝化石および有孔虫化石を産する。その内容は第 2 , 3 表のとおりである。

第 2 表 常呂層産貝化石

---



---

<i>Lucinoma acutilineatum</i> (Conrad)
<i>Macoma calcarea</i> (Gmelin)
<i>Portlandia tokunagai</i> var. <i>hayasakai</i> Uozumi
<i>P. thraciaeformis</i> (Storer)
<i>P.</i> sp.
<i>Venericardia abeshinaiensis</i> Otuka
<i>Nuculana pennula</i> Yokoyama
<i>N.</i> sp.

---

第 3 表 常呂層産有孔虫化石

---



---

<i>Bathysiphon</i> sp. ....	R
<i>Haplophragmoides trullissatum</i> (Brady) .....	R
<i>H. compressum</i> LeRoy .....	R
<i>H.</i> sp. ....	C
<i>Cyclammina ezoensis</i> Asano .....	C
<i>C. japonica</i> Asano .....	C
<i>C. cancellata</i> Brady .....	F
<i>C.</i> sp. ....	C
<i>Bulimina ovata</i> d' Orbigny.....	R
<i>B. pyrula</i> d' Orbigny .....	R
<i>B.</i> sp. ....	R

---

本地域の常呂層は、岩質および含有化石の内容から北見および本岐地域の津別層群に対比される。

### 3.2 登以加層

本層は図幅地域中央部および端野一区地域に発達する。本層は、網走・常呂地域で能取半島西岸を模式地として広く発達する井上 武命名(1937)、佐々木保雄・井上 武<sup>2)</sup>による能取層と岩相の特徴が類似し、堆積時期がほぼ一致すると考えられる。しかし、図幅地域で中央部に発達する地層は、能取層と地域的にも離れ、直接ジュラ系を被覆し、岩相の差異も認められることなどから仁頃町北西方を模式地として登以加層の新称を与えた。

図幅地域中央部において、本層は基底部に特徴のある砂岩および礫岩をもってジュラ系



の仁頃層群を不整合に覆い、ほぼNNE - SSW方向の軸を有する仁頃向斜の両翼に盆状をなして発達している。

端野一区域では基底部に凝灰質砂岩層があり、常呂層を平行不整合的に被覆している。

本層は下位から砂岩層・硬質頁岩層・泥岩層および凝灰質砂岩層とに分けられる。

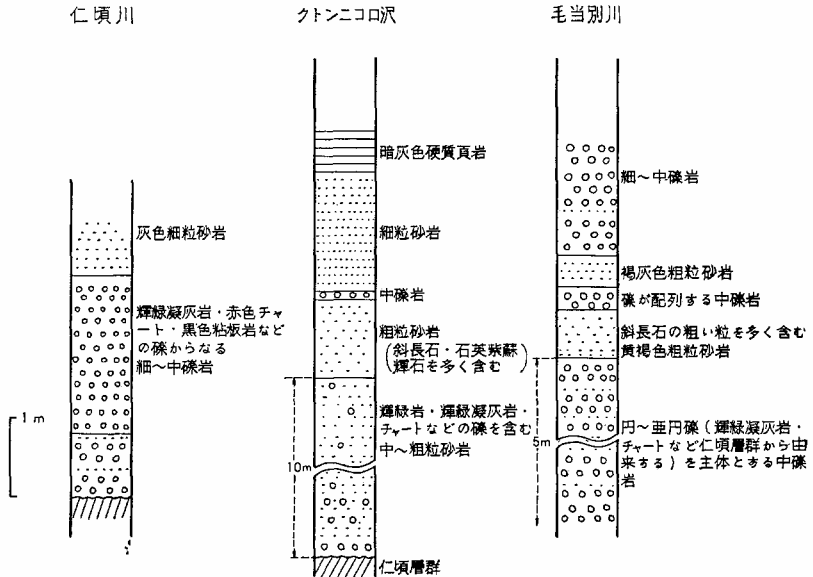
砂岩層 本岩層は図幅地域中央部に発達し、登以加層の基底部をなしてジュラ系の仁頃層群を不整合に被覆する。仁頃向斜の西翼で良く連続するが、これに反し東側は断層によって落ちているため日吉西方地域を除いて地表には露出しない。図幅地域北東部の日吉から吉野に至る道路の切割りで本岩層が露出し、ここでは下部に褐色の細砂岩があり、その上位に灰色の細粒砂岩が累積する。この礫岩中に産出が非常に少ないが *Chlamys kaneharai* (Yokoyama) が含まれている。これは概説の項で述べたように留辺蘂図幅北東部の無加川河岸に露出する相内層の基底礫岩と岩相および化石内容が類似し同層準のものと考えられる。

本岩層は一般に礫岩および含礫砂岩をもって仁頃層群と不整合で接する。隈川中流で基底部には輝緑凝灰岩および赤色チャートの約10cm程度の角礫が多く含まれる。毛当別川においては比較的淘汰の良い礫岩および砂岩が互層する。

礫岩は一般に帯緑灰色を呈し、仁頃層群から由来した輝緑凝灰岩および赤色チャートの礫を主体とし、黒色粘板岩・黒色泥岩・輝緑岩および石灰岩などの礫を伴い、同質の砂粒によって膠結されており、割合に固結度の高い細礫～中礫礫岩からなる。礫種の多少によって外観は赤と緑の混合した雑色を示す場合も多い。風化すると褐色をおび礫が容易に分離しやすくなる。礫は角礫から円礫まであり、とくに角礫は下部に多い。ルクシニコロ沢では長径20cm前後の赤色チャート礫を多量に含んだ中礫礫岩からなっている。一般に礫岩は砂岩に比して淘汰は余り良くないが、毛当別沢においてみられるように円～亜円礫が多くなり、礫の配列がよく観察される部分もある。

砂岩は一般に外観青緑灰～黄灰褐色を呈し、細～粗粒まで変化する。新鮮面ではかなり固結しているが風化すると黄灰～黄白色を示し、塊状に割れ崩れやすい。この砂岩には構成粒によって特徴が認められ、結晶粒が多く含まれるものと、軽石粒が多く含まれるものがある。すなわち、ひとつは隈川・北登の沢・ルクシニコロ・クトンニコロ沢および毛当別などにみられるように暗緑灰色を呈し斜長石・石英・紫蘇輝石および緑泥石粒などに富む中～粗粒砂岩が存在する。とくに斜長石の量が多く平均1mmの径を有し、ときには2mmのものまであり、曹長石および灰曹長石など酸性のものが多く認められる。ま

た、北登の沢ではまれに黒雲母粒を混じえている。他方は隈川・北登・ボンニコロ沢およびルクシニコロ沢で見られるように軽石の小粒を多く含む青灰～灰色、細～中粒凝灰質砂岩であり、前者と互層している。後者にも、前者と同様の鉱物粒がしばしば認められるが一般に青灰～黄色を呈し、前者に比して淘汰が良く、粒子の円磨度も高く均質となり、本岩層の上部で卓越する。

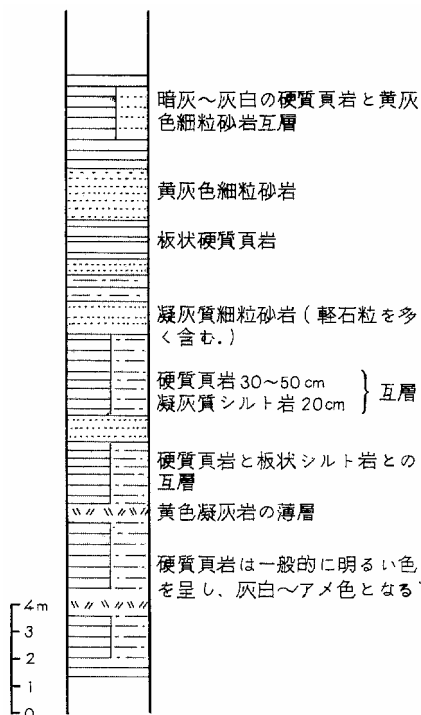


第3図 登以加層底部柱状図

登以加層の硬質頁岩層および泥岩層中にはまれに *Portlandia* sp., *Nuculana* sp. などの大型化石が認められ、また有孔虫化石も少ないが、*Cyclammina japonica* Asano, *Cyclammina* sp. などが見出された。このほか硬質頁岩中には、かなり多くの魚鱗が含まれている。

**硬質頁岩層** 硬質頁岩層は登以加層の大部を占める代表的な岩相であり砂岩層の上位に発達する。その境界は漸移することなく比較的明瞭な岩相の差異をもって累重している。本層は図幅地域中央部の仁頃向斜の両翼および端野一区北方地域に広く分布する。

本岩層は硬質頁岩が卓越しているが、シルト岩およびシルト質泥岩を伴い、ほかに凝灰質砂岩および凝灰岩の薄層を挟んでいる。仁頃向斜西翼の隈川中流吉野付近で本層の下部



第4図 登以加層の硬質頁岩露頭柱状図  
(豊実北方でとくに砂岩の量が多い部分)

は10～15cmの暗灰色硬質頁岩と数cmのやや軟質で黒色の泥岩とが互層するいわゆる薄板状硬質頁岩がみられる。順次中部にかけて暗灰～緑灰色のシルト岩～シルト質泥岩の量が増加し、中部ではシルト岩の多い厚板状互層となるが、上部ではまた硬質頁岩が発達し、硬質頁岩10～20cmと泥岩1～3cmとの細互層を形成する。また中部では40cm程度の軽石粒を多く含む中～粗粒砂岩が挟み込まれる。北登の沢およびポンニコロ沢などでも同様の堆積形態が認められる。仁頃向斜東翼の豊実付近では、灰色の硬質頁岩40cmとシルト質泥岩10cmの互層が顕著である。本層の層厚は約150～200mである。硬質頁岩は外観上一般に灰～灰白色を呈し、堅硬緻密である。新鮮面では暗灰～暗褐色を呈するが、風化すると褐色をおびた灰白色で扁平尖鋭な

破片となり黄褐色の年輪状の縞模様が良く認められる。登以加層の上下部では10～20cmの硬質頁岩と数cm～10cmの暗灰～緑灰色の泥岩ないしシルト質岩の薄層とを細互層し、いわゆる薄板状硬質頁岩の形態をとり、あたかも煉瓦を積み重ねたような外観を呈する。本岩層中にはしばしば50cm前後の泥灰質団塊を包含している。

シルト岩ないしシルト質泥岩は一般に暗灰～青緑灰色を呈し比較的軟質であり、硬質頁岩と互層する部分を除いて塊状である。風化すると黄白～灰白色を呈し、小細片となって崩壊するが、登以加層中部における本岩層は黄色粉がみられ、風化面にそって葉片状に剝離する部分も存在する。このシルト岩中には、しばしば白色を呈する軽石の小粒が散点する。また、隈川および北登の沢では約30cmの米粒～大豆大の軽石粒の入る凝灰質砂岩および灰白色の5cm程度の凝灰岩の薄層が介在する。



図版 2 登以加層上部の硬質頁岩（北登地域）

泥岩層 泥岩層は硬質頁岩層の上位に発達し，漸移関係で本層に移行する。本層はシルト質泥岩およびシルト岩を主体とする地層であり，このほか細粒砂岩を伴っている。本層



図版 3 登以加層の泥岩層（毛当別沢）

の下部は前述のように暗灰色の硬質頁岩10cm，シルト質泥岩20cmの互層をなしているが，シルト質泥岩の量が卓越する部分をもって境界とした。本層の層厚は約60mである。

シルト質泥岩およびシルト岩は一般に青灰～帯緑灰色を呈し，比較的軟質で塊状となる。風化すると褐色をおびる黄～淡灰白色の小塊となって崩れ，褐色の縞模様が入る。しばしば凝灰質となり径1mm以下の軽石の白粒が散点する。また，毛当別沢および仁頃町付近では炭質物および植物の炭化した破片が多く含まれる部分がある。

砂岩は青灰～灰色を呈し，細粒であり，やや凝灰質である。シルト泥岩中に薄層として存在するが，仁頃市街付近では砂岩およびシルト質泥岩が約10cmの互層をなしている。また，仁頃向斜西翼部ポンニコロ沢では本岩層中に10cmの軽石質砂岩の薄層が認められる。

凝灰質砂岩層 本層は泥岩層の上位に累積し，図幅地域南西部の仁頃向斜西翼に分布する。登以加層の硬質頁岩層および泥岩層がサマツケサロマ沢で消滅するのに対して，南部に向かうにしたがって厚くなり，南隣北見図幅地域における相内層に連続する。前述の各岩層が南部で凝灰質となり，かつ，その層厚が減ることなどから，これらの地層と本層が異関係にあるものと推定される。しかし，露出が悪く直接の関係は観察できない。

本層は凝灰質砂岩を主体としており，わずかにシルト岩および凝灰岩の薄層を伴っている。

凝灰質砂岩は帯緑青灰～黄灰色を呈し，軟質粗鬆であり塊状をなしている。粒度は細～中粒のものが多く，しばしは粗粒部も認められる。本岩中には白色軽石の小粒および黒雲母結晶片が含まれる。風化すると黄白～灰色の大塊に割れ，褐色の縞模様が入るが容易にくずれ易く，ついには砂粒に分離する。サマツケニコロ沢においては黒雲母を含む軽石質凝灰岩が挟まれている。また，富里から相内に通ずる道路の切割りでは，灰白色の泥岩および軽石粒の多く入る部分も認められる。

### 3.3 富里層

本層は図幅地域中央部で仁頃向斜の両翼に広く発達するが，そのほか南東部の端野一区域域にも分布しており，女満別図幅地域の呼人層，北見図幅地域の協和層に対比される。

本層は中央部地域で下位からシルト岩層および凝灰質砂岩層とに分けられる。しかし，端野一区域域では，女満別図幅の緋牛内地域の呼人層から連続して，おもにシルト質泥岩からなり，珪藻質泥岩・凝灰岩および凝灰質砂岩を挟んでいる。中央部地域とは岩相の差異があるが，層序および化石内容からみてほぼ同層準であると推定される。軽石粒の多い部分も観察されるが，第四系の段丘堆積物および軽石流に被覆され露出部分が少ない。本

---

注1) 地質図では分布が限られ，資料不十分のため細分を行わずにシルト層中に一括して塗色した。

層の層厚は中央部で約300mであるが端野一区地域では800m以上である。

前述のように、中央部の仁頃向斜両翼において、本層は岩相によって2分される。しかし、端野一区地域においては、上下を通じてシルト岩ないしシルト質泥岩が卓越し、中央部のように岩相によって細分することが難しい。端野一区地域において観察される本層の中部では、中央部にみられる凝灰質砂岩層中の軽石凝灰岩をはじめとする粗粒部と同様の性状を示すものが、シルト岩中に挟みとなって介在する。中央部と比較して層厚が著しく厚く、さらに量的には少ないが粗粒部がほぼ同じぐらいの層準に存在することなどから、中央部では本層の上位が欠除しているとも考えられる。しかし、ほとんどがシルト岩によって占められているために区分することが困難であり、ここでは細分せずに一括して記載を行なった。

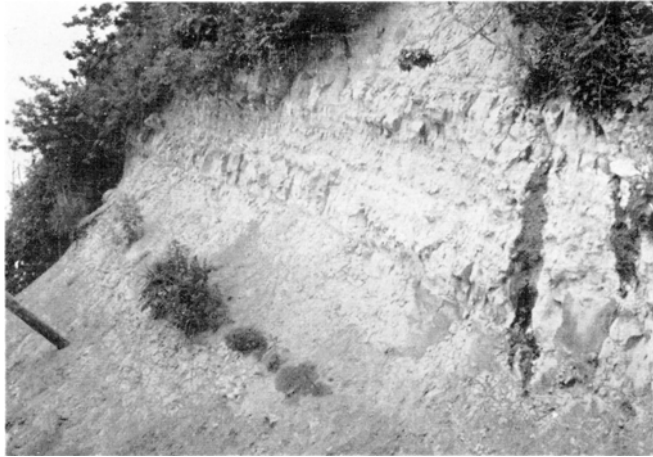
#### 中央部地域の富里層

シルト岩層 シルト岩層は富里層の下部を占めて、仁頃向斜の両翼に分布するが、西翼で良く連続する。

本岩層は灰～灰白色のシルト岩を主体とし、砂岩および泥岩を伴っているが、全般的に珪藻質ないし凝灰質となる。毛当別沢において登以加層の上部の泥岩層の上位に本層下部の軽石質砂岩層があり、その上位に灰白色の磨き砂状の凝灰質砂質シルト岩・凝灰質砂岩および白土状ないし珪藻土状の泥岩が40～100cmごとの互層をなしている。中部では塊状の珪藻質シルト岩が卓越するが上部では泥質シルト岩と軽石質砂質シルト岩～細粒砂岩とが互層する。一般に南部に向かって粒度が粗くなり、相内道路においては本岩層は黄褐～黄灰色の凝灰質細粒砂岩となり軽石粒を多く含み粗鬆となる。ポンニコロ沢においては、登以加層の泥岩層の上位に1～2mm程度の軽石粒を顕著に含む中～粗粒の砂岩があり、シルト岩と互層し順次塊状の泥質シルト岩となる。仁頃向斜の東翼の登地域では本岩層は凝灰質ないし珪藻質シルト岩となり軽石粒が豊富に含まれ、西翼に比して粒度が粗い。

シルト岩は一般に外観上灰～灰白色を呈し、泥質から砂質のものまで粒度変化が著しい。厚層をなすものは塊状であるが、砂岩と30～50cm互層をなす部分も顕著に認められる。風化すると帯褐灰白色の大塊となって割れ、固結度が低いために粉状となり易い。毛当別沢においては固結度が非常に低く磨き砂状となる部分がみられる。

砂岩は外観上灰～黄灰色を呈し、粗鬆であり、粒度は一般に細粒であるが、しばしばポンニコロ沢でみられるように中～粗粒相が存在する。一般に凝灰質ないし軽石質となりときには2～3cmの軽石を多く含む場合がある。風化すると淡褐色をおびた黄灰～灰白色を



図版4 富里層中のシルト岩（ボンニコロ沢）

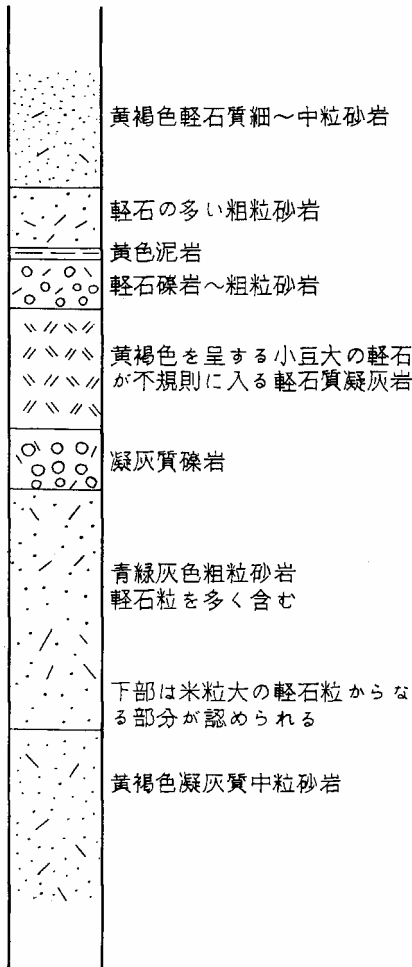
呈し、容易に破碎する。ルクシニコロ沢においては大豆大の軽石粒に富み泥岩の小礫を混じえている。

**凝灰質砂岩層** 本岩層は図幅地域中央部で仁傾向斜の両翼に富里層の大部を占めて盆状に発達する。西翼部においては、本岩層の一連の堆積関係が認められるが、これに反し、東翼部では日吉部落から上仁頃部落にかけて伸びるNNE SSW性の断層によって切られており、下部の岩相はよく観察できない。

本岩層は黄褐灰～黄灰色の凝灰質灰岩を主体とし、シルト岩・泥岩・凝灰岩および礫岩を伴っている。下位のシルト岩層との関係は整合漸移であり、凝灰質砂岩の量が急激に多くなって、軽石粒が多量に含有されはじめるところをもって人為的に境界を設定したものである。したがって垂直的の岩相変化なども考えられ、かならずしも同一時間面を指示するものではない。

本岩層の下部は、一般に黄灰～褐灰色を呈する細～中粒の凝灰質砂岩および砂質シルト岩が卓越する。最下部は50～100cmの凝灰質砂岩と5～10cmの灰色シルト岩とが互層して、下位のシルト岩層から漸移している。中部から上部にかけて砂岩は粒度が粗くなり、しはしば径0.5～1cm程度の円磨された軽石粒を多く混じえるようになるが、分級度は比較的良好的な場合が多い。さらに上部になるにしたがって、中部に比して粒度が細かくなり、凝灰質シルト岩が多くなる傾向を有し、ときには珪藻質泥岩も含まれている。

砂岩は一般に黄灰～褐灰色の外観を呈するが、新鮮面では青灰色であり、風化しては灰



(上仁頃市街北西方毛当別川本流でと  
く凝灰質となっている地域の一例)

第5図 富里層の凝灰質砂岩層露頭柱状図

岩片とからなり粗鬆である。鏡下では軽石のほか斜長石・普通輝石・紫蘇輝石などの鉱物粒と安山岩の岩片が多く観察される。

礫岩は外観暗灰色を呈し、ほとんどが大豆大までの細礫からなる。円磨度は円～垂円で

白色を呈する。粒度は細粒から粗粒まで著しく変化するが、比較的分级程度が良好で層理が明瞭である。しばしば細粒相と粗粒相が数cmごとの細互層を行なっている部分が見られる。全般的に軽石粒を多く含み、非常に凝灰質となっている。ルクシニコロ沢では上部で固結度が低く磨き砂状となり、軽石質粗粒砂岩と互層をなしている部分が認められる。また、ときには軽石が非常に多くなり、軽石の粒径が10cm以上に達するものもある。北登沢では、黒雲母粒を多く含む細粒砂岩および石英粒の非常に顕著な石英砂状となる部分もある。

シルト岩および泥岩は青灰色であるが、一般に外観は黄灰～灰色を呈する。泥質から砂質のものまで粒度変化が著しいが、砂質のものが大部分を占めている。本岩層下部では細～中粒砂岩と互層をなしている。風化すると褐灰～灰白色を呈し塊状に割れるが、固結度が弱いために粉状となりやすい。本岩も砂岩と同様に凝灰質であり、微細な軽石の白粒を混じえている。上部では珪藻質となり白色を呈する部分も認められる。

凝灰岩は軽石質のものが多く、外観は灰白～淡黄白色を呈する。一般に径0.5～1cm程度の粒径をもつ軽石とわずかの火山



あり、礫種としてはジュラ系から由来したと思われる古期岩および新第三系の安山岩などが多い。

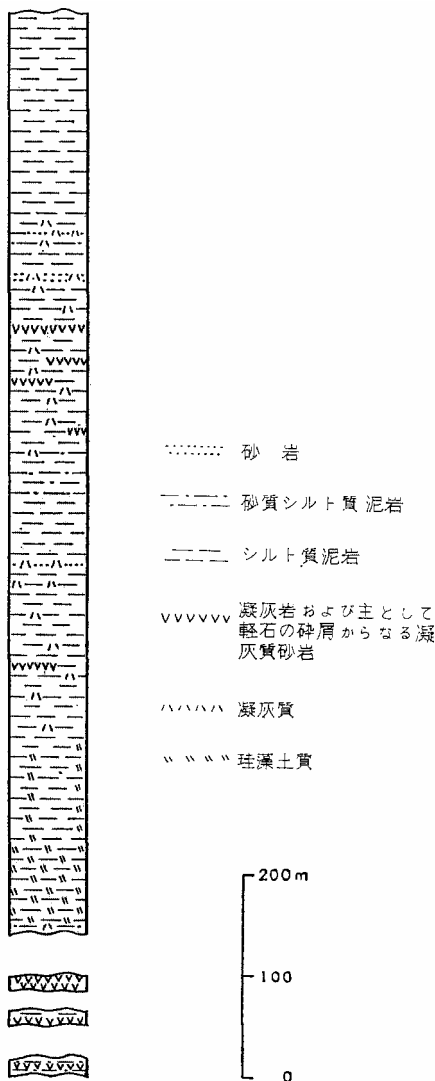
端野一区地域の富里層 端野町緋牛内・一区・協和および川向付近には、中央部地域の富里層と同時期とみなせる泥質堆積物が分布している。<sup>注1)</sup>この地域の本層は、常呂川右岸およびトッペンピラウシナイ川沿岸に露出し、その付近の河岸段丘堆積物および軽石流堆積物の下にも広がっている。

本層は主として塊状のシルト質泥岩からなる地層で、露出する範囲で約800mの層厚を有する。

本層は下部と中上部に、軽石質の粗粒・細粒凝灰岩層およびほとんど軽石の碎屑からなる凝灰質砂岩層（大部分は薄層で最厚3m未満）を挟み、凝灰質泥岩を伴い、中下部に層厚数10ないし100mの珪藻土質泥岩を含んでいる。（第6図参照）

大型化石はきわめて少なく、中部の泥岩中で、*Macoma cf. calcarea* Glemin を認めたにすぎない。

なお、東隣女満別図幅内の緋牛内東部においては、第6図の地質柱状より下位に凝灰岩層を挟む砂質シルト質泥岩、さらに下位にシルト質泥岩があり、これが能取層最上部の泥岩硬質頁岩互層に整合



(端野一区——川向間常呂川沿い)

第6図 富里層柱状図

注1) 佐々ほか(1939)が網走市呼人(網走湖北東岸)を模式地とする呼人層に含めている地層である。

関係で重なっている。

#### . 3 . 4 上 仁 頃 層

本層は図幅地域中央部に仁頃向斜軸部にわずかに分布する。下位層との関係については、本層の基底部に礫岩層があり、下位の富里層上部の凝灰質砂岩層を多少の凸凹面をもって覆い、下位層に比して緩傾斜を示す傾斜不整合の現象が認められる。

本層は黄灰色の凝灰質細～中粒砂岩と青灰～灰色の粘土質泥岩を主とする地層である。基底部には、ジュラ系から由来したと思われる古期岩・網走層準の安山岩および富里層以下の新第三系から供給されたと思われる泥岩礫をもつ厚さ数mの礫岩層が存在する。本層は全体的に固結度が低く軟弱であるが、比較的淘汰が良く層理を示し、砂岩および泥岩が互層をなしている。本層から化石の産出はみられず、その堆積状況は判然としない。本層の上限は欠陥し不明であるが、少なくとも10数m以上の層厚を有する。

本層は常呂図幅地域の能取半島北西の美岬付近を模式地として、同図幅地域および女満別図幅地域に散点的に分布する美岬層に相当するものと思われる。しかし、概説でも述べたように、分布が極限されていること、他地域の分布状況から内陸部に相当入っていること、露出が悪く1地点のみの観察であることなどから、あるいは富里層上部の岩相という可能性もある。このような状況で本層の層序関係は今後の問題として残されるが、本図幅ではこの傾斜不整合現象を重視して上位のものとして取り扱うことにした。

#### . 3 . 5 新第三系の対比

この地域の新第三系は、中新世中下部から鮮新世にかけての地層からなる。図幅地域東部では、女満別図幅から連続するが、中央部では他地域の新第三系と離れ、独立したような形態をなしている。この中央部地域の新第三系は、ジュラ系の仁頃層群の上に向斜構造をなして盆状に積成している。したがって、他地域と一部岩相の差異が認められるが、現在までに得られた岩相・層序および古生物学的資料から近隣地域との対比を行なった。

##### 常呂 網走 女満別地域との対比

常呂・網走から女満別図幅地域にかけて発達する新第三系については、今までに幾多の調査が行なわれ、報告がなされている。1930年に千谷好之助<sup>1)</sup>は、下位から黒色頁岩層・凝灰岩および砂岩石層・硬質頁岩層・珪藻頁岩および灰色頁岩と岩相上から4分している。さらに1939年佐々保雄・井上 武<sup>2)</sup>によって、下位から常呂層・網走層・能取層および呼人層と4分され、地層名が設定され概略の層序が立てられた。両者の4分した地層はそれぞれに一致するものとして対比されている。さらに1958年以降、この地域の図幅調査が行なわ

れ、1961年に島田忠夫は網走図幅地域の層序を立て、下位から車止内層・網走層および同時異相と考えている鱒浦層・能取層とに分けている。その後、常呂・女満別両図幅の調査研究が行なわれ、能取層以下の地層についてはほぼ一致する。しかし、三梨<sup>39)</sup> 昂・角<sup>38)</sup> 靖夫によって従来からの呼人層中に顕著な斜交不整合の存在が判明し、不整合から上位の地層に美岬層と新称を与え、下位を呼人層として再定義をしている。

大局的にはこのように対比されているが、これらの地層の累重関係について、いろいろの見解がなされ異なっている。各地域の対比表は次のとおりである。

第4表 新第三系対比表

地質時代	常呂・女満別地区 (常呂・女満別図幅)	網走地区 (網走図幅)	端野地区 (端野図幅)	津別・本岐地区 (津別・美幌・上里図幅)	北見地区 (北見図幅)	足寄太地区 (足寄太本別図幅)
鮮新世	美岬層		上仁頃層	奥上里天逆炭層		十勝層群
	呼人層		富里層	上里美層	協和層	
中世	能取層	能取層	登以加層	里美層		
	網走層	網走層 ← 鱒浦層		里美層	相内層	
新世	常呂層	車止内層	常呂層	津別層群	津別層群	川上層群
				津別層群	津別層群	川上層群
				達姫層	達姫層	貴老路層
				二又安山岩類	二又安山岩類	仁生層
						本別沢層

一般に常呂層はシルト岩を、網走層は火山砕屑岩を、能取層は硬質頁岩を、呼人層は珪藻質泥岩を、美岬層は軽石質砂岩を主体としている。

本図幅地域における常呂層は、女満別図幅地域の常呂層と連続する。端野一区北方地域で常呂層の上位には能取層に連続する硬質頁岩の卓越する登以加層が平行不整合的に累重しており、網走層に相当するものは欠除している。女満別図幅地域において網走層と常呂層との累重関係は、両層の地質構造にほとんど差が無いこと、網走層が常呂層のほぼ同一層準上に重なること、網走層の下部がごく浅海の堆積相を示さないことなどから、一部に不整合現象がみられても、大局的には整合の可能性が大きいと考えられている。網走図幅地域では、常呂層と同層準とされている車止内層があり、網走層との間は平行不整合と推定している。佐々・井上はこの関係を整合一部不整合と考えている。

本図幅地域における登以加層は、中央部において基底部に特徴ある砂岩層があり、直接ジュラ系の仁頃層群を不整合で覆っている。登以加層は前述のように端野一区域では常呂層を直接被覆し網走層相当層は存在しない。能取層と網走層との累重関係について、網走・常呂両図幅地域と女満別図幅東部では整合に累重するが、女満別図幅地域西部では不整合関係と考えられている。佐々・井上は全体的に整合であるが、網走付近では不整合の疑いもあるとしている。

富里層は図幅地域中央部と端野一区域に分布しており、下位の登以加層とはいずれの地域でも整合漸移関係で累重する。端野一区域では女満別図幅地域の呼人層と連続している。図幅地域中央部では、非常に凝灰質となり粗粒部が卓越する。しかし、周囲の地質状況からみて本層は、女満別図幅地域の呼人層の層準に相当すると考えられる。呼人層と能取層の累重関係について、佐々・井上は不整合としているが、常呂・女満別図幅地域では整合漸移関係にあるとしている。

上仁頃層は下位の富里層と不整合の関係にあるものと思われ、常呂・女満別両図幅地域の美岬層に対応するものと推定される。美岬層は従来呼人層の中に含まれていたが、斜交不整合現象がみだされ、能取半島北西端の網走市美岬付近地を模式地として設定された地層である。女満別図幅地域にも点在して分布する。

津別 <sup>注1)</sup> 本岐地域との対比

津別 本岐地域における新第三系は、下位から津別層群および上里層群が広く発達し、両者は不整合関係にある。<sup>31) 34) 37)</sup> 上里図幅では上位に奥上里夾亜炭層が、北見図幅地域では、相内層・若松沢層および協和層が堆積している。

津別層群は下位から下部に凝灰岩層を有し硬質頁岩の卓越する連媚層およびシルト岩を主体とする津別層とに分けられる。津別層の北方延長は美幌市街北西方で常呂累層と連続する。両層中には貝化石および有孔虫化石を比較的多く産する。*Portlandia tokunagai* var. *hayasakai* Uozumi, *Nuculana pennula* Yokoyama, *Cyclammina* spp. および *Haplophragmoides* spp. などの両層に共通する化石内容を示し、岩相の類似とともに両者は同層準のものであることは明らかである。

上里層群は美幌および上里図幅地域でみられるように津別層群を不整合に覆い、非常に火山碎屑物に富んでいる。本層群は下位から美都層と里美層とに分けられる。美都層の下

---

注1) 本岐図幅29頁新第三系対比表中で、端野・仁頃盆地層序のうち、登層とされているものは、その後の検討によって一括して富里層とした。このため登層の層名は削除された。

部は中性ないし塩基性の火山砕屑物に富み、上部は泥岩および砂岩が卓越し、海棲の珪藻化石を多産する。里美層は砂岩・凝灰角礫岩および軽石質凝灰岩などからなり、火山砕屑物に富んでいる。美都層の下部の火山砕屑物は網走層の岩相と酷似する。美都層の中部で火山砕屑物から泥岩相に移行する部分に硬質頁岩の薄層を介在する部分があり、北に向かって発達する傾向を有する。このことから、能取層および登以加層の硬質頁岩の堆積時に、南の地域では粗粒相が堆積したものと推定される。また、美都層の上部の珪藻質泥岩は、呼人層の岩相と酷似する。

奥上里夾亜炭層は上里図幅地域において、わずかに分布する陸成の堆積層である。下位の地層との構造差および亜炭層中の樹幹の炭化度などから、美岬層よりも新しい時期であろうとされている。

北見および留辺蘂図幅地域で仁頃層を不整合に覆い下部に礫岩を有し、主として凝灰質砂岩からなる相内層が発達する。留辺蘂図幅地域で基底部の礫岩から、*Chlamys kaneharai*, *C. cf. arakawai*, *Patinopecten matsumoriensis*, *P. cf. Kimurai*, *Cardium sp.*, *Serripes spp.* などの化石を産する。登以加層の礫岩からも *Chlamys kaneharai* が認められる。また、登以加層の硬質頁岩層および泥岩層は、富里地域で薄くなるのに反し、最上部の凝灰質砂岩層が卓越し相内層に連続する。このことから、図幅地域中央部で硬質頁岩の堆積時に北見図幅地域で粗粒相の相内層が堆積したものと考えられる。

若松沢層は完全に陸成層であり、古第三系とされ礫岩および砂岩が卓越する栄森層を不整合に覆っていると考えられている。本層中には植物化石が含まれ、中新世後期にみられるものと類似するとされているが、他の新第三系と離れ、局所的に存在するために正確な位置づけは難しい。

協和層は珪藻質泥岩および凝灰質砂岩などからなるが、本図幅地域の富里層および女満別図幅地域の呼人層とに対比される。

## . 4 第 四 系

本図幅地域に分布する第四系は、屈斜路カルデラ形成によると考えられる軽石流堆積物、常呂川を始めとする河川地域に認められる段丘堆積層、佐呂間別川南部の崖錐堆積物および各河川流域に発達する沖積層などからなる。

### . 4 . 1 軽石流堆積物

軽石流堆積物は屈斜路カルデラに伴って流出したものであり、南隣北見図幅および南東

隣美幌図幅地域などから引き続き本図幅地域にも分布する。また南東部端野市街付近および中央部地域に良く発達する。端野市街付近では、海拔100～160mの広い台地をつくり、常呂川を挟んで両側に段丘状の地形を形成している。中央部地域では、かなりの侵食を受けて断続的な分布を示しているが、なお台地状をなして堆積しているのが観察される。両者ともしばしば二次的な堆積を行ない、軽石粒の配列した単層と火山灰とが互層する形態をなす部分もみうけられる。

本堆積物は一般に淘汰が悪く、しばしば炭化物を含んでおり軟弱である。端野市街西方およびポンニコロ沢などでは、基底部に数10cmの砂礫層が認められる。この軽石流堆積物は南に厚く10m以上もあるが、北に向かうにしたがって層厚を減ずる傾向を有する。

本堆積物は普通輝石を含有する紫蘇輝石安山岩質である。

#### . 4. 2 河岸段丘堆積物

河岸段丘堆積物は網走川をはじめその支流の隈川・仁頃川・ルクシニコロ沢・毛当別沢および佐呂間別川などに発達し、それぞれ堆積物が認められる。

高位段丘は図幅地域南東隅の常呂川南岸地域に発達し、南隣北見図幅地域にも連続する。この段丘は南から北へ向かって順次その高度を減じており、この地域ではほぼ海拔60～100mを示し、低位に比して開析が進んでいる。鉄道沿いの切割りで堆積物が認められる。軽石質のものが多く入り、粗い礫も含まれるが一般に細～中粒の砂が多く粘土を伴っている。堆積層の厚さは約8～10m前後である。

低位段丘は、端野市街周辺の常呂川流域で広く発達するほか上記各河川の流域に分布している。各河川に発達する段丘は個々に対比することが困難であり、低位段丘に一括して取り扱った。比高は沖積面から5～20mであり、各所で軽石流積物を切っている。段丘を構成する堆積物としては厚さ10m以下できわめて淘汰の悪い砂礫からなり、粘土および火山灰砂を伴っている。高位段丘に比較して、粗い堆積相を示している。

#### . 4. 3 崖錐堆積物

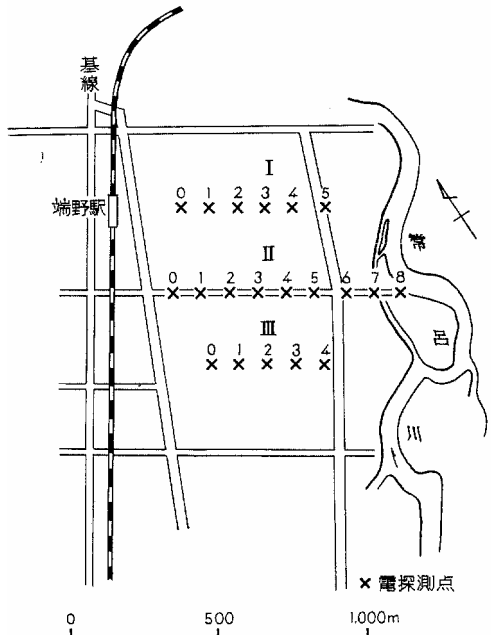
崖錐堆積物は図幅地域北西隅を流れる佐呂間別川流域で、北隣サロマ湖図幅地域から連続してわずかに分布する。崖錐を構成する堆積物は、いずれも付近に発達するジュラ系の仁頃層群から由来した輝緑凝灰岩・赤色チャートなどの角礫およびこれらの礫を膠結する砂および粘土からなる。

本堆積物はサロマ湖図幅地域で佐呂間市街西方の山腹に厚く分布するが、これらは過去の地すべり性崩壊によるものと考えられている。

#### . 4. 4 沖積層

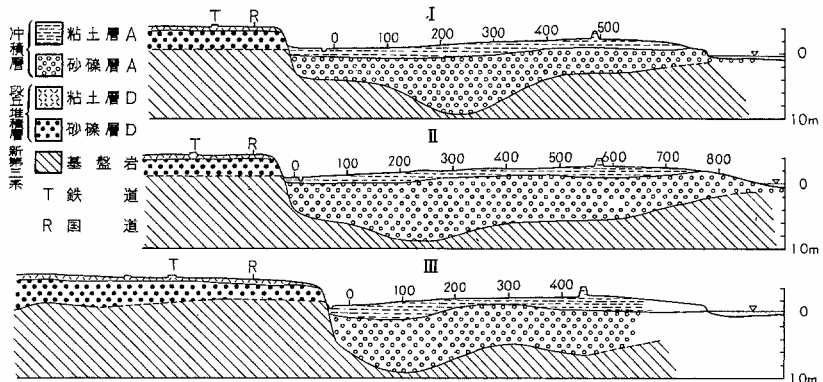
沖積層は常呂川をはじめとする各河川の流域に狭かな分布を示している。

堆積物は主として、礫・砂および粘土から構成される。これらの堆積物は各河川流域の地質を良く反映している。すなわち、常呂川はジュラ系からの供給による赤色チャート・輝緑凝灰岩などや安山岩の礫など種類も多く雑多である。これに反して、佐呂間山・生田原図幅地域東部の仁頃山などが存在する北東-南西方向に伸びる分水界から派生する仁頃川をはじめとする各河川では、上流部はすべてジュラ系の岩石によって占められている。下流部では、これらの礫とともに硬質頁岩および泥岩の礫を混え、火山灰を多く含んで



(山口久之助<sup>27)</sup>による原図より抜すい)

第7図 端野一区における電探測点位置図



(山口久之助<sup>27)</sup>の原図より抜すい)

第8図 端野一区の電気探査による沖積層の断面図

いる。

1963年に山口久之助<sup>27)</sup>ほかによって、端野一区地域の電気探査による地下水調査が行なわれている。それによると、一区市街地付近では、沖積層の砂礫層および粘土層が富里層を直接被覆している。これらの堆積物は現常呂川の堆積物と考えられ、測点での厚さは最厚部で11mを示している。

## 5 地質構造

本図幅地域は前述したように北海道における地質構造帯のひとつである豊頃 北見帯の北部地域にあたる。

中生界の仁頃層群の詳しい構造は不明な点が多いが、概括的に見ると本層群は本図幅地域の北西端から東南東に延びる隈川断層によって切られ、岩質的にも構造的にも異なる二部分で構成されている。この断層は隈川を横切って仁頃方面に続く可能性が強いが、仁頃北東部では後の時代の堆積物が本層群を覆っていることと、層群自体の岩質が一樣な輝緑凝灰岩で構成されていることなどの理由で確認できない。

隈川断層の南西側は生田原図幅から連続する地層で北西部を下位に順次南東に向かってゆるい傾斜で累層し、中央の仁頃川にそう地域では新第三系その他の堆積物で広く覆われており、この地域には仁頃川とほぼ同方向に走る向斜軸があってゆるい向斜構造を呈する。したがって中央南部の大正および昭和部落から北東に向かう山地や常呂川にそう忠志および仁頃付近の本層群は後期堆積物に覆われていて露出も少なく明確ではないが、おそらくは向斜の南東翼にあたり、本層群の中部ないしは下部に相当する地層と思われる。仁頃層群はここでもその主要構成岩類が輝緑凝灰岩質のほぼ一樣な岩石で、層位的な基準の不明瞭なことも構造の解明を困難にしている。

隈川断層の北東側は南西側と異なる地質状態を示し、むしろサロマ湖図幅地域南東部に似ているのでサロマ湖図幅地域から続く地塊と考えられる。この地域では主としてチャートによって示される走向もほぼ東 西に変化し、輝緑凝灰岩類は岩質的にもやや複雑な構造を示し、また南西側に存在する向斜構造も連続しない。したがってこの地域は、南西側と層位的に層準を異にする岩層が断層によって転位してきたものと考えのが妥当であろう。サロマ湖<sup>28)</sup>図幅およびその他の文献によればこの地域内の柴山鉱床付近には北側から続く背斜構造が延びてきており、またチャートなどが示す東西方向の走向は、二次褶曲に起因すると考えられている。またこの図幅地域の北西端部近くには、サロマ湖図幅中央南部



を北東 南西に走る仁頃川向斜（サロマ湖図幅説明書，P.22 第7図参照）が延びてくるが，南西側ではこの向斜構造はみられず隈川断層で切られていると思われる。

隈川断層を挟む両地域の地質の相互関係は明らかでない。仁頃川向斜が本地域では隈川断層によって東側にずれて，仁頃川にほぼ平行した向斜構造としてあらわれているとの疑いもたれるが，向斜構造は第三系にもあらわれている一方，隈川断層は第三系に覆われているので，この地域の仁頃層群の構造の解明には周辺地域と合わせさらに詳細な調査を要するものと思われる。

本図幅地域の新第三系は，常呂・網走および女満別図幅地域に厚く堆積する地層の西縁部にあたり，基盤の構造を反映し，そのために前記地域と比較して堆積量が著しく少ない傾向を有する。

中央部地域および日吉東方では一般にNNE SSW，忠志東方地域ではNE SWの走向を示している。中央部地域ではNNE SSW方向の向斜軸をもって登以加層以降の地層が同方向に伸長した盆状の向斜構造を形成し積成している。この仁頃向斜軸の両翼はほぼ同方向の断層により切られている。この向斜軸は南に沈む傾向を有し，南隣北見図幅地域にもおよんでいる。傾斜は一般に20°以下の緩傾斜を示すものが多い。この向斜構造の形成時期は，層序から考察して新第三系堆積後更新世前のものである。忠志東方地域の新第三系は女満別図幅地域から連続して堆積し，北側にあるジュラ系の仁頃層群を取りまくような形となっている。

つぎに断層系については，中生界の断層がNW SE方向を示すものが多いのに反し，新第三紀以降の断層は，一部を除いて一般的にNNE SSWおよびNE SWの方向性を有するものが多い。断層の形成時期については，新第三系堆積後から更新世初期にかけて大きな造構造運動が行なわれ，その結果として生じたものと推定される。

## 応用地質

本図幅地域は，北海道の鉱床区のうち常呂 豊頃帯の北部に含まれる。常呂 豊頃帯は日高地向斜の東縁にあたる地帯で，主として地向斜期の堆積相および噴出相から成り立っている。すなわち，ジュラ紀の粘板岩・石灰岩およびチャートなどからなる堆積相とスピライトで代表される噴出相とによって構成されている。一般に北東部では含マンガン赤鉄鉱鉱床を，南西部では酸化マンガン鉱床を，両者の中間では含銅硫化鉄鉱床・珪石および石灰岩などを賦存し，これらはサロマ鉱化帯と称されている。

含マンガン赤鉄鉱鉱床はサロマ湖図幅地域の北光鉱山（旧誉）を北端として数多くの鉱床が知られている。鉱床群の分布は、ほぼ南北にならび延長12kmにおよぶ<sup>注1)</sup>鉱床帯を形成している。この鉱床帯の南方延長は国力鉱山をへて柴山鉱床におよび本図幅地域東部に認められる。この地域の鉱床帯は、雁行状に配列し西側から北光・柴山鉱床帯、幌内鉱床帯および福山鉱床帯とに3大別されている。本図幅地域の鉱床はいずれも北光・柴山鉱床帯に含まれ、他は東隣女満別図幅地域に含まれる。

含銅硫化鉄鉱鉱床は同じく輝緑凝灰岩（仁頃層群）中に胚胎しており、剪断帯に雁行状に分布しているようである。前述の酸化マンガン鉱床は佐呂間市街からNNE SSW方向に伸び隣接生田原図幅地域で若佐鉱山などがあるが本図幅地域ではみられない。

そのほか、金属鉱床として沼鉄鉱が端野駅北方で、また非金属鉱床として珪石が端野西方で認められるが、現在はいずれも稼行されていない。

## 1 含マンガン赤鉄鉱鉱床

本図幅地域に賦存する含マンガン赤鉄鉱鉱床については古くから調査研究が行なわれ、<sup>6) 7) 23) 26) 28)</sup>現在まで幾つかの報告がなされている。

本図幅地域における含マンガン赤鉄鉱鉱床は輝緑岩系<sup>注2)</sup>岩石の分布する地域に限られており、前述の北光・柴山鉱床帯南端に位置する。一般にこの地域の仁頃層群はN30°Eの走向を示すが鉱床帯はNS性の背斜構造をなし南に沈む性格をもっている。北光・柴山鉱床帯では仁頃層群の走向はほとんど東西である。鉱床帯の両側は破碎を伴う断層で境され、中央の鉱床帯ブロックは二次褶曲を受けたものと考えられており、主要な含マンガン赤鉄鉱鉱床はこの二次褶曲をうけた地域に賦存している。

本地域でこの種鉱床の大規模なものとしては、サロマ湖図幅南端に位置する国力鉱床がある。

### 柴山鉱床

位置および交通：北見国常呂郡常呂町字日吉

国鉄湧網線常呂駅から南方20km、あるいは石北本線端野駅の北方直距離13.5kmで日吉に至り、常呂川を渡って2km下流に位置する。日吉までは北見駅および常呂駅から直通バスがあり、日吉はほぼその中間にあたる。

注1) 鉱化帯と呼ばれるものより、はるかに規模が大きいため鉱床帯と称した。

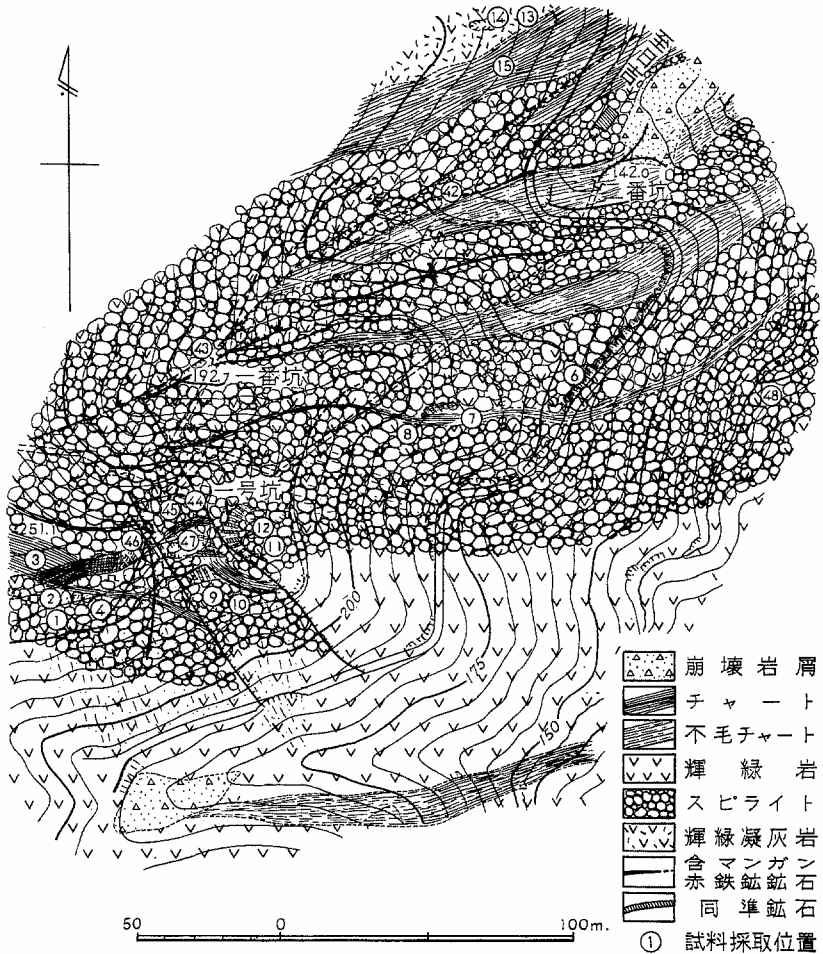
注2) スピライト・輝緑岩・輝緑凝灰岩などの総称である。

鉱区番号 北見探登 141, 142, 144号

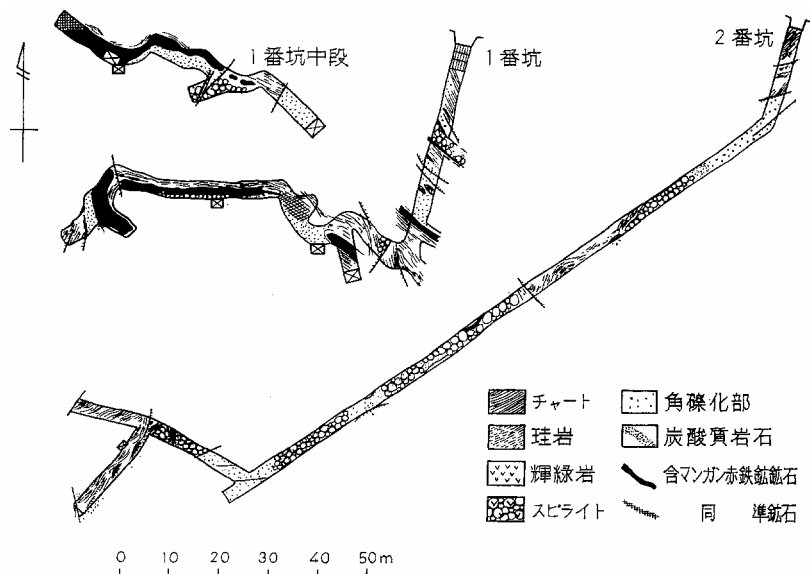
鉱業権者 針田喜市（東京都大田区田園調布4の37の6）

地質および鉱床

本鉱山地域は主として輝緑岩系岩石によって占められている。断層褶曲により地層は著しく擾乱を受けている。輝緑岩系岩石は輝緑岩・スピライトおよび輝緑凝灰岩の3者に分けられるが本地区では前2者が卓越している。



第9図 柴山鉱床の地形および地質図



第10図 柴山鉱床の坑内状況

本鉱床はスピライトを下盤、チャートを上盤とする層状ないし塊状のもので、付近には輝緑岩および輝緑凝灰岩が分布する。層厚10m前後のチャートが2層発達し、いずれも東西の走向を示し並行配列をなしている。鉱床は下側のチャートを上盤として発達している。

一番坑、二番坑と掘さくされ、露天から最下部坑道まで70mの高距がある。一番坑の富鉱部は延長10mで北方に傾斜し、各所に厚さ5m前後の肥厚部が存在するが平均して1.5m程度であり、落しは40°Eである。二番坑はほとんどスピライトで占められ、みるべき鉱床は把握されていない。

### 鉱石

鉱石は緻密塊状で、赤鉄鉱・ベンウイサイトおよび紅簾石などからなり、少量の黄鉄鉱および黄銅鉱を伴っている。採掘粗鉱品位は Fe 35%前後、Mn 10%前後である。

### 沿革・現況

北見地域の含マンガ赤鉄鉱鉱床のうちで早くから稼行された鉱床であるが、昭和38年鉱況が悪くなり休山した。第二次世界大戦時までの生産実績は少なく、昭和6~21年までは粗鉱量2,000tにとどまったが、戦後活況を呈し、出鉱量の総計は30,800tである。

### 小貫の沢鉱床

位置および交通： 北見国常呂郡常呂町字日吉，前述の柴山鉱床と同様に日吉部落に至り，西へ700mで小貫の沢の沢口に至る。

鉱区番号： 北見国採登 139，140号

鉱種名： 鉄，マンガ

鉱業権者： 針田喜市（東京都大田区田園調布4の37の6）

### 地質および鉱床

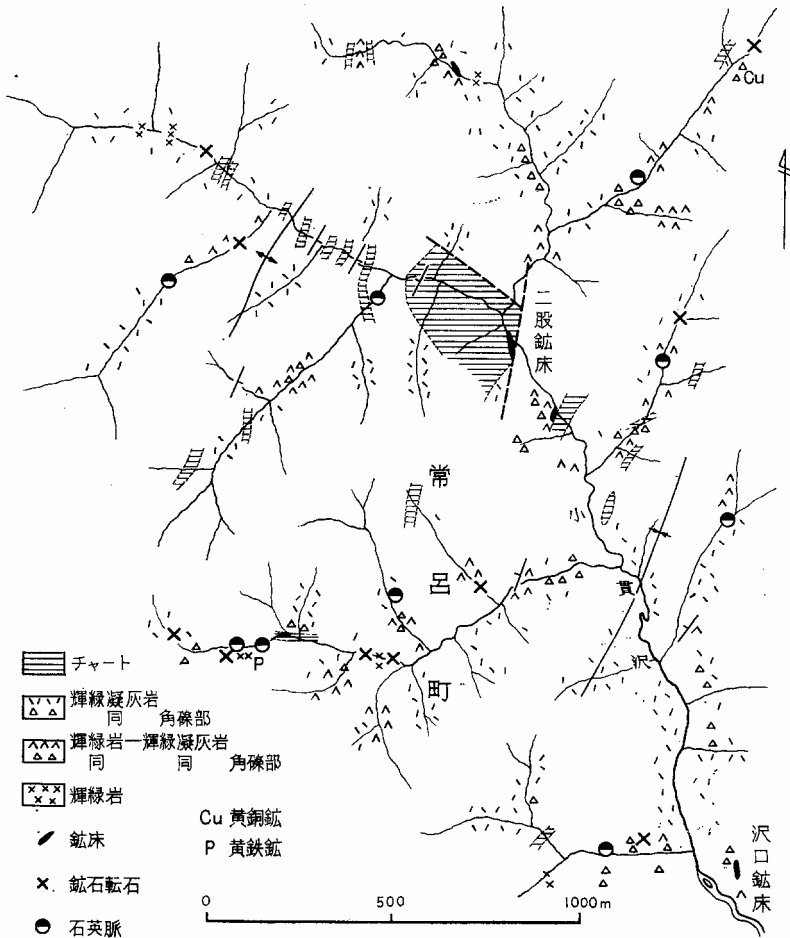
本鉱山地域はほとんどジュラ系によって占められるが小貫の沢南方では，新第三紀中新世の登以加層が不整合にこれを被覆している。ジュラ系はスピライト・輝緑凝灰岩を主としており，輝緑岩・チャートおよび珪岩などを伴い，一般にENE WSWの走向を有し，小規模の背斜および向斜をくり返し，全体として西方にゆるく傾斜している。小貫の沢には含マンガ赤鉄鉱の露頭が認められる。この鉱床については斎藤正雄<sup>7)</sup>ほかの報告がある。それによると一般に鉱床の上盤はチャートからなり，下盤は輝緑凝灰岩もしくは輝緑岩であるが，ときにはチャートのなかあるいは輝緑凝灰岩～輝緑岩中にも鉱床が賦存する。

鉱体は大きなものではなく，1 鉱体の延長5～10m程度，厚さ1～2mのものが多い。主要鉱床は二股鉱床・二股下鉱床および沢口鉱床の3つである。

二股鉱床は小貫の沢中流二股付近に位置し，チャートの下に不規則な層状ないし塊状をなして胚胎する。上盤のチャートは薄板状剝離構造を示している。確認された鉱体の走向延長はNNEにほぼ20m，傾斜延長は8mで層厚は2～6mである。鉱石中の亀裂にそってしばしば自然銅およびペンウイサイトが見られ，方解石または石英の細脈が走っている。鉱石品位は不定で Fe 25～40%，Mn 8～10%程度である。

二股下鉱床は二股鉱床の南方ほぼ200mにあり，上盤は輝緑岩～輝緑凝灰岩で鉱体は輝緑岩を交代している。鉱体はNNEに延長7m，1～1.5mの厚さで東方に緩斜するレンズ状をなしている。鉱石は暗鋼灰色で原岩である輝緑岩の組織を残す部分もあり，品位は一定しないが優良部では Fe 40%を越すものもある。

沢口鉱床は小貫の沢沢口付近にあって，上盤はチャートである。鉱体は輝緑凝灰岩を交代したと考えられる鉱床で，確認された走向延長はN5°Eに5m，厚さ1.5mでEへ30°の傾斜を示している。鉱行は暗灰褐色を呈し，堅硬緻密であるが，品位は Fe 30～40%，Mn 9～11%である。



7)  
(斎藤正雄原図から抜すい)

第11図 小貫の沢鉱床地域概略図

鉱 石

鉱石は堅硬緻密で暗灰褐色塊状のものが多い。鉱石の組成鉱物は赤鉄鉱・石英・ペンウイサイトを主とし緑泥石・緑簾石・方解石・自然銅・黄鉄鉱および黄銅鉱を伴う。

各鉱床の鉱石の分析結果は第5表のとおりである。

第5表 小貫の沢鉱床産鉱石分析値

試料採取所	Fe (%)	Mn (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	CaO (%)	Cu (%)	P (%)	S (%)	備考
二股鉱床	27.99	9.69	32.06	1.919	—	0.007	0.063	鋼褐色
同	38.06	8.30	22.06	—	—	—	—	暗鋼褐色
二股下鉱床	40.07	11.38	14.32	—	—	—	—	暗鋼灰色
沢口鉱床	36.35	10.50	18.00	—	tr	—	—	暗鋼褐色

7)  
斎藤正雄による

仁倉川上流鉱床

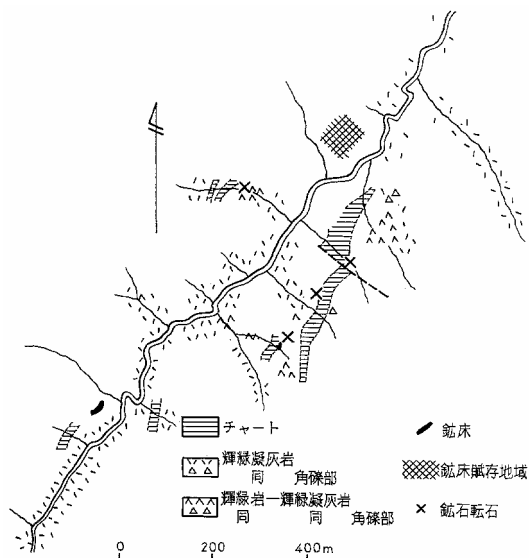
位置および交通： 北見国常呂郡佐呂間町字仁倉，仁倉川上流

佐呂間町の仁倉川をさかのぼること7kmで，国力鉱山の西方直距離5kmに位置する。

国鉄湧網線佐呂間駅から現地までの30kmはトラック道が通じている。

鉱区番号： 北見国試登第 8,022・8,253・8,254号

鉱種名： 鉄・マンガン



7)  
(斎藤正雄原図から抜すい)

第12図 仁倉川上流鉱床地域概略図

鉱業権者： 針田喜市（東京都大田区田園調布4の37の6）

地質および鉱床

本鉱床付近の地質はジュラ系によって占められ、主としてスピライト・輝緑凝灰岩および輝緑岩からなり、チャートの薄層を伴っている。輝緑凝灰岩は一般に暗緑～暗緑灰色を呈し片理構造を示している。輝緑岩は暗緑色を呈し堅硬緻密であり、鏡下では大部分が斜長石および緑泥石を主とし、緑簾石・石英および炭酸塩鉱物を伴う。

本鉱床については斎藤正雄<sup>7)</sup>ほかの報告があり、第1・第2および第3の鉱床が確認されている。鉱床は一般にチャートを上盤とし、スピライト・輝緑凝灰岩を下盤とするが、第1鉱床はチャートに近接したスピライトの中に胚胎している。

第1鉱床は仁倉川の南側山腹にあり、チャートを下盤としてレンズ～塊状の形態で胚胎する。走向延長不明であるが露頭では約1mの層厚を有している。鉱石は塊状で亀裂にそってペンウイサイトがみられる。品位のよいものは、Fe 48%、Mn 10%である。

第2鉱床は仁倉川の北側山腹にあり約60×60mの範囲に転鉱石があり、鉱体は確認されていない。付近には輝緑凝灰岩があるが、一般に赤色を呈している。鉱石品位はFe40%、Mn 10%程度である。

第3鉱床は仁倉川北側山麓にあり、チャートを上盤とし、レンズ状もしくは板状に胚胎する鉱床である。鉱体の規模はNE SWに約4m、厚さ1m程度で、品位が低く稼行の対象とはならない。

鉱石

鉱石は一般に帯褐色を呈し、堅硬緻密で、風化面では褐色である。鉱石の主組成鉱物は、赤鉄鉱・酸化マンガンであり、ペンウイサイトが多く黄鉄鉱および方解石などを伴う

第6表 仁倉川上流鉱床産鉱石分析値

	Fe (%)	Mn (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	CaO (%)	P (%)
第1鉱床	47.72	10.44	8.32	—	—
第2鉱床(山麓の転石)	44.50	10.89	13.39	0.252	0.011
第2鉱床(山麓の転石)	38.86	13.10	14.00	—	—
第2鉱床(山腹の転石)	32.12	14.12	21.12	—	—
第3鉱床	7.55	5.88	85.04	—	—

注 第3鉱床は低品位鉱の分析値

分析者 北海道支所 粕武<sup>7)</sup>  
(斎藤正雄による)



ている。

各鉱床の鉱石の分析結果は第6表のとおりである。

## . 2 沼鉄<sup>36)</sup>鉱床

位置 北見国常呂郡端野町 国鉄石北本線 端野駅北方約3km

地質および鉱床

常呂川古川にそってほぼ南北で雁行状に配列する沼鉄<sup>36)</sup>鉱床である。昭和19年に斎藤正雄により調査が行なわれている。それによれば1鉱体の延長100m、幅10m、層厚25cm程度のものが数箇所<sup>36)</sup>に胚胎する。鉱層の上部に粉鉱が多く、上盤に腐植土、下盤は緑色粘土であり、まれに白色粘土を伴い、北方で粘土中に粗粒砂の含有が高くなり礫を含むことがある。

鉱 石

鉱層の中心部は黒色を呈する良質部を形成し、下部は褐色塊状となっている。下盤の粘土中には、まれに3~5cmの厚さで鮮青色の藍鉄<sup>36)</sup>がみとめられる。

分析結果は下記のとおりである。

	Fe	SiO <sub>2</sub>	Mn
良 質 鉱	47.36%	1.96%	nd
普 通 鉱	43.29%	10.78%	3.82%

以上のとおりであるが開発されたことはない。

## . 3 含銅硫化鉄<sup>10) 12) 18)</sup>鉱床

さきに概説したように本図幅地域の北西部は佐呂間地区<sup>10) 12) 18)</sup>鉱化帯に属し、<sup>10) 12) 18)</sup>鉱化帯中央部の銅硫化鉄<sup>10) 12) 18)</sup>鉱化帯に含まれ、武士<sup>10) 12) 18)</sup>鉱山および梶の沢<sup>10) 12) 18)</sup>鉱床などがある。

武 士 鉱 山

位置および交通： 北見国常呂郡佐呂間町、国鉄湧網線佐呂間駅で下車し、南西方へ3kmで朝日に至り、プリクシュマナイ<sup>10) 12) 18)</sup>沢をさかのぼり約4kmで達する。佐呂間駅から朝日まではバスの便があり、その先はトラック道<sup>10) 12) 18)</sup>が通じている。

鉱区： 北見国探登第60号

鉱種： 金・銀・銅・硫化鉄

鉱業権者： 古河鉱業株式会社（東京都千代田区丸の内2丁目8）

地質および鉱床

本鉱山付近はジュラ系に属する輝緑凝灰岩が広く発達し、輝緑岩および珪岩を伴って、地向斜堆積区の縁辺部にそう特徴的な噴出相を示している。この地域ではNE-SWの著しい剪断帯が発達している。

鉱床は暗緑色の堅硬緻密な輝緑岩を母岩としており、母岩は曹長石化・炭酸塩化・緑泥石化作用を受けている。この鉱山では下流から3坑道が切られている。最上流のものは完全に崩壊しており、他は鉱体に当たっていないので鉱体の様子は不明であるが、規模は2×3～5×10m程度のレンズ状をなしていたといわれている。

鉱石

鉱石は塊状鉱であり、主として黄鉄鉱からなるが著しく破碎され、破碎部には黄銅鉱の細脈が認められる。そのほか、閃亜鉛鉱および磁硫鉄鉱を随伴する。脈石鉱物は緑泥石・炭酸塩鉱物および石英などである。

第7表 武士鉱山鉱石分析値

	Cu (%)	Fe (%)	Ni (%)	Co (%)	S (%)	分析者
武士鉱山転石	1.28	3.13	0.012	tr	1.76	地質調査所
武士鉱山貯鉱	0.42	34.29	0.013	tr	29.03	同
同	1.60	23.47	0.021	tr	25.00	同
同	5.41	37.22			43.54	佐藤巖技師
同	0.47	29.63			18.72	同

<sup>10)</sup>  
<sup>18)</sup>  
(沢俊明および酒匂純俊による)

沿革および現況

本鉱山の沿革の詳細は不明であるが昭和20年頃にもっとも開発され、銅品位8%程度の粗鉱を数10t出鉱したといわれている。

第8表 武士鉱山生産量

生産実績は第8表のとおりである。

現在は休山中である。

<sup>29)</sup>  
梶の沢鉱床（高田沢鉱床）

位置および交通： 北見国常呂郡佐呂間

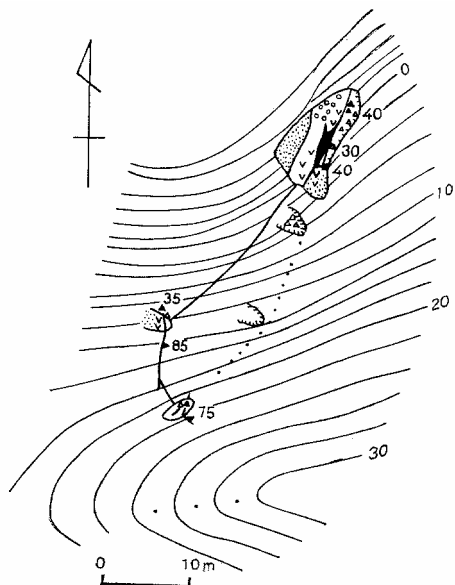
町梶の沢上流3km

国鉄湧網線佐呂間駅から約2kmまでバ

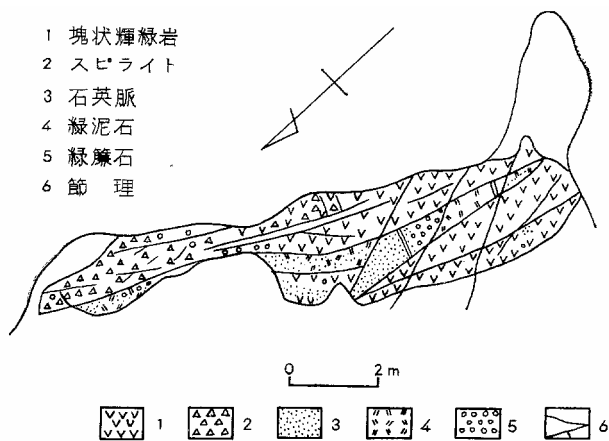
年次	粗鉱生産量 (t)	品位 Cu (%)
昭和19年以前	48	8
昭和19年	28	8
昭和20年	35	8
昭和21年	14	8

<sup>10)</sup>  
沢俊明による。

スの便があり、梶の沢にそって2kmまではトラック道が通じているが、その先は徒歩である。



第13図 梶の沢鉱床見取図（凡例は下と共通）



第14図 梶の沢鉱床北部露頭

鉱区番号： 北見国試登第9,203号

鉱種： 金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄

鉱業権者： 東邦鉱業株式会社（網走市南8東4の7）

地質および鉱床

本鉱床は前述の武士鉱山と同様にジュラ系の中に賦存する。主として輝緑凝灰岩からなり、輝緑岩の岩脈および岩床・珪岩・石灰石を伴っている。鉱床付近の地層はN65°W, 50°NEの走向傾斜を示している。

鉱床は輝緑岩中に胚胎する緑簾石 玉髄 銅鉱脈で、脈幅最大1.5m, N25°E~N30°Wの走向, 40~70°Eの傾斜を示す屈曲した裂カ充填型の鉱脈鉱床である。鉱床は約100mの延長が確認されているが鉱脈は走向方向, 傾斜方向に著しい変化を示し、鉱脈の南部および北部で脈幅は著しく減少する。

鉱石は少量の黄銅鉱を伴う玉髄質の石英で特徴的な緑簾石との共生が認められる。その他少量の黄鉄鉱および緑泥石を伴っている。

#### 4 珪石 鉱床

端野<sup>29)</sup> 鉱山

位置および交通： 端野一区北西方で常呂郡常呂町と北見市との境界付近, 国鉄石北本線端野駅から国道39号線を南西へ約2km進み, 右折しさらに農道を約4km北方へ進むと山頂付近に鉱床露頭がみられる。国道はバスの便があり, 農道は3kmが自動車道となっている。

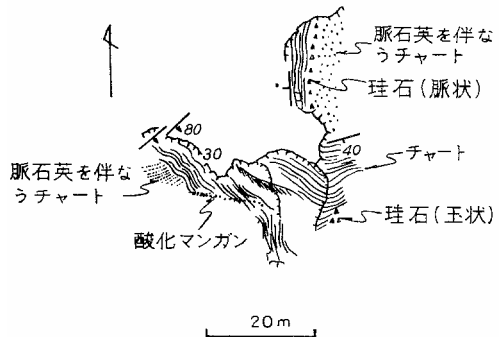
鉱区番号： 北見国試登第9,516号, 第9,540号

鉱種： 鉄・マンガ

鉱業権者： 明治鉱業株式会社  
(東京都中央区八重州6の1)

地質および鉱床

本鉱山地域の地質は仁頃層群の輝緑岩系岩石から構成されており, 多くのチャートを伴ってい



第15図 端野鉱山の珪石鉱床見取図<sup>29)</sup>

る。鉱床はこのチャート中に胚胎する赤白珪石であり、チャートの走向にそって発達している。本鉱山は古く調査を行なった斎藤仁博士によれば5箇所の切羽が存在したとのことであるが、現在は埋没し観察が困難である。当時の記録によると鉱床はほぼ母岩の層理に平行であり、扁桃状をなして胚胎するものが多いものようである。

#### 鉱 石

本地域のチャートは一部に鉄石英を伴い、また、珪化した部分は石英絹雲母の細結晶を生じ、さらに脈石英を伴うことがある。鉱石をなすものは脈石英がチャート中に網状に発達したもので、チャートは0.5cm内外の碎片状となって残存する。またまれにベンウイサイトや赤鉄鉱を伴うこともある。稼行当時にはその中でも第5切羽が比較的良好であり、厚さ27m、長さ20mにわたる扁桃状露出があり、鉱体の80%が赤白珪石によって占められていたとのことである。また各切羽の鉱石試料の耐火度はほぼSK32～33番の値を示している。残鉱の化学成分は、 $\text{SiO}_2$  97.64%、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.65%、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1.14%、 $\text{I.g.loss}$  0.42%、Total 99.85% (分析者 伊藤 聡)である。

#### 沿革および現況

昭和14年、室蘭の日鉄炉材株式会社室蘭工場によって、マンガン鉱区として設定されたが、マンガンはほとんどなく珪石に着目した。昭和15年から17年までに赤石珪石8,000tを出鉱、鷲別工場で選別し、平炉天井用煉瓦原料として使用したが、その後品質の低下で稼行を中止し、現在休山中である。

## 文 献

- 1) 千谷好之助 (1930) : 北海道北見国網走町付近における石油徴候と地質について, 地学雑誌, vol.42, no.491
- 2) 佐々木保雄・井上 武 (1939) : 北見国網走付近の第三系層序, 石油技術協会誌, vol.7, no.4~5
- 3) 橋本 亘 (1952) : 北海道珠羅系の地質, 地質調査所報告特別号 (B)
- 4) 武田裕幸・北川芳男 (1952) : 北海道石灰石調査報告, 第9報, 北見国佐呂間村知来付近の石灰石, 北海道地下資源調査報告, no.6
- 5) 千地万造 (1953) : 北海道網走川にそう第三系層序の概略, 泉陽高校研究論集
- 6) 朝日 昇ほか10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, 北海道開発庁
- 7) 斎藤正雄ほか3名 (1955) : 北見国2地域の含マンガン赤鉄鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, no.20, 北海道開発庁
- 8) 島田忠夫・矢崎清貴 (1956) : 網走市付近地質調査報告, 石油技術協会誌, vol.21, no.6
- 9) 島田忠夫・矢崎清貴 : 網走市付近地化学探査報告, 石油技術協会誌, vol.22, no.1
- 10) 通商産業省地下資源開発審議会鉱山部会編 (1957~1962) : 未利用鉄資源, 第4~9輯
- 11) 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, no.5
- 12) 大町北一郎・他1名 (1957) : 北見国武士銅山の鉱床と鉱石について, 北海道地質要報
- 13) 魚住 悟・藤江 力 (1958) : 北海道第三紀の地層対比 第三紀対比試案 新生代の研究, no.26
- 14) 橋本 亘・ほか4名 (1958) : 20万分の1北海道地質図(1~6)および説明書, 北海道立地下資源調査所
- 15) HASIMOTO, W. and KANNO, S. (1958) : Molluscan Fauna from the Tertiary Formation of Chirai, Kamisaroma, Kitamino-kuni, Hokkaido, *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan.* N. S, no.32
- 16) 橋本 亘 (1960) : 北海道の下部蝦夷層群以前の地層群に関する諸問題, 東北大学理科報告(地質学), 特別号, 第4号
- 17) 橋本 亘 (1960) : Stromatoporoides from the Aionai Limestone, Kitami Province, Hokkaido, 東京教育大学理科報告, no.65
- 18) 酒匂純俊 (1961) : 佐呂間地区の含銅硫化鉄鉱床およびマンガン鉱床, 北海道地下資源調査資料, no.66, 北海道開発庁
- 19) 島田忠夫 (1961) : 5万分の1地質図幅「網走」, および同説明書, 地質調査所

- 20) 石田正夫 (1962): 北見美幌地域新第三系有孔虫について (予報) 特に中新世の達姫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, 第14号
- 21) 長尾捨一 (1962): 北海道東部の未詳中生層湧別層群について, 有孔虫, no.11
- 22) 寺岡易司・黒田和男・平山 健 (1962): 北海道サロマ湖南方の時代未詳中生層について, (演旨), 地質学雑誌, vol.68, no.802
- 23) 番場猛夫・ほか5名 (1962): 北見国サロマ湖周辺および常呂川流域の含マンガン赤鉄鉱床調査報告, 北海道地下資源調査資料, no.72, 北海道開発庁
- 24) 山田敬一・寺岡易司・石田正夫 (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
- 25) 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
- 26) 番場猛夫・ほか4名 (1963): 北海道常呂地方の含マンガン鉄鉱床, 地質調査所月報, vol.14, no.3
- 27) 山口久之助ほか2名 (1963): 常呂群端野町の地下水, 地下資源調査所報告, no.31
- 28) 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
- 29) 番場猛夫・ほか2名 (1964): 北見国サロマ湖・チミケツ湖地域の珪石・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, 北海道開発庁
- 30) 秦 光男・沢村孝之助 (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
- 31) 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
- 32) 長尾捨一 (1965): 未詳中生界を主題とした北海道のジュラ 白亜系について, 地下資源調査所報告, no.33
- 33) 三谷勝利・松下勝秀 (1965): 美幌 女満別地域天然ガス鉱床について, その1, 豊岡地区石油系天然ガス鉱床, 地下資源調査所報告, no.34
- 34) 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.
- 35) BAMB A, T. and SAWA, T. (1967): Spilite and Associated Manganiferous Hematite Deposits of the Tokoro District, Hokkaido, Japan, *Geol. Surv. of Japan Report*, no.221
- 36) 斎藤正雄ほか6名 (1967): 北海道金属非金属鉱床総覧, 地質調査所
- 37) 石田正夫・沢村孝之助 (未刊): 5万分の1図幅北見地域の地質, 地質調査所
- 38) 角 靖夫 (未刊): 5万分の1図幅女満別地域の地質, 地質調査所
- 39) 三梨 昂 (未刊): 5万分の1図幅常呂地域の地質, 地質調査所

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

---

TANNO  
( Abashiri 36 )

By

MASAO ISHIDA\*

KEN HIRAYAMA

KAZUO KURODA

and

TAKEO BAMBA

( Abstract )

The Tanno geological sheet covers an area lying between lat. 43° 50' 44° 00' N, and long. 143° 45' 144° 00' E. To the north the area extends to the Saromako sheet and further east, beyond the eastern neighboring Memambetsu sheet, the area continues to the Shiretoko mountain range facing the Okhotsk Sea.

Geology

According to the tectonical division of the Hokkaido island, the area belongs to the zone of Toyokoro-Kitami in the eastern Hokkaido. Generally, the zone involves a vast region of longitudinal trend extending from Abashiri-Tokoro area on the Okhotsk coast to the Toyokoro hilly land on the Pacific coast. The region is usually composed



of basemental rocks of Mesozoic age and the overlying thick Neogene Tertiary. In this sheet, the basemental rocks are composed of the Nikoro group of Jurassic age, and are unconformably covered by the Neogene strata of marine facies and the Quaternary pumice flow deposits, terrace deposits, etc.

The stratigraphical sequences in the area are summarized in table 1.

**Table 1**

Quaternary	{	Recent.....Alluvium		
		Talus deposits		
	{	Pleistocene	{River terrace deposits	
			{Pumice flow deposits	
		Pliocene.....Kaminikoro formation		
Neogene Tertiary	{	Tomisato formation	{Tuffaceous sandstone bed	
			{Siltstone bed	
		Miocene	{Tuffaceous sandstone bed	
	{	Toika formation	{Mudstone bed	
			{Hard shale bed	
			{Sandstone bed	
{	Tokoro formation	{Siltstone bed		
		{Conglomerate bad		
Jurassic.....		Nikoro group (Schalstein, diabase, chert, shale, tuffaceous sandstone, mudstone, conglomerate, limestone)		

Jurassic strata are widely distributed in the northern neighboring Saromako sheet and the western Ikutawara sheet, in addition to the area of this sheet. The strata are divided into three groups, namely, Yuubetsu, Nikoro and Saroma in ascending order, although the Nikoro group is only the one distributed in this sheet. Before the discovery of some fossils to the *Aucella concentrica* (SOWERBY) and the *Aucella spitiensis* HOLDHAUS in the mudstone belonging to the Saroma group at a place in the Saromako sheet, all Jurassic strata were treated as a group of unknown Mesozoic or undifferentiated Mesozoic strata in Hokkaido. Those fossils indicate that the age of the mudstone corresponds to late Oxfordian to Kimmeridgian of upper Jurassic age,

therefore, the age of the Nikoro group, which lies in the lower horizon of the Saroma group, may be reasonably assigned to Jurassic.

The Nikoro group is the base of this area. The group is composed mainly of schalstein involving basic lava and pyroclastic rocks, and intercalates chert, shale, tuffaceous sandstone, conglomerate, limestone and some diabase. The total thickness of this group is about 6,000 m.

Neogene Tertiary unconformably covers the Nikoro group and is widely distributed in the central part making a gentle synclinal structure trending NNE. The strata are divided into four formations, namely, Tokoro, Toika, Tomisato and Kaminikoro in ascending order. The total thickness of the Neogene Tertiary is about 550 m.

Tokoro formation is typically distributed in the wide area of Abashiri-Tokoro and the formation in this area is located at the western periphery of that distribution. The formation unconformably covers the Nikoro group with a conglomerate layer at the base. The conglomerate occasionally intercalates lignite seams of low calorific value. Siltstone (partly conglomeratic) is the main component of the formation and involves some fossils of shells and foraminifera. The formation was correlated and identified with the Tokoro formation in the Tokoro area, Kurumatomanai formation in the Abashiri area and Tsubetsu formation in the Kitami-Bihoro area.

Toika formation is distributed in the central part and at the area called Tanno-Ikku. Main component is hard shale subordinating conglomerate, sandstone and mudstone. Lithologically, the formation begins with sandstone and succeeded up to hard shale, mudstone and tuffaceous sandstone. The formation continues to the Aionai formation in the southern Kitami sheet and southwestern Rubeshibe sheet. The formation was identified with the Notori formation in the areas of Abashiri-Tokoro and Memambetsu.

Tomisato formation conformably covers the Toika formation and remarkably extends at the both sides of the Nikoro synclinal axis. In the central area, the lower part is consisted of siltstone and goes

up to tuffaceous sandstone having some fragments of pumice. At the area of Tanno-Ikku, the rock facies of the upper part changes to silty. This formation was identified with the Yobito formation in the eastern neighboring Memambetsu sheet.

Kaminikoro formation is observable in the northwestern limited area of Kaminikoro village. The formation disconformably covers the Tomisato formation and is chiefly consisted of tuffaceous sandstone. Probably the formation corresponds to the Misaki formation in the Memambetsu area.

The Quaternary system is composed of pumice flow deposits, terrace deposits and alluvial deposits

The pumice flow deposits are rather widely distributed and are seemed to have been flown out in connection with the formation of Kuccharo caldera. Lithologically, the rock belongs to the common augite bearing hypersthene andesite. Small scaled terrace deposits are distributed in two steps along the rivers. Talus deposits are found in the northern part of the area along piedmont. Alluvial deposits consisting of gravel, sand and clay are found along the rivers.

### Economic Geology

Manganiferous hematite deposits, cupriferous iron sulphide ore deposits and some workable silica stone are found in the Nikoro group of Jurassic age. Bog-iron-ore in small scale is also found in the Quaternary rocks.

The area mapped is metallogenetically included in the Tokoro metallogenic province of eastern Hokkaido and was presumably mineralized in the age between late Paleozoic and early Tertiary. The province longitudinally extends in a length of 12 km, and includes many manganiferous hematite deposits, such as, Hokko mine, Kokuriki mine, Shibayama deposit, Onukinosawa deposit and Nikuragawa-Jyōryū deposit. Some of them are located in the Nikoro group of this area.

These deposits are in same type and the ore bodies are usually occurred in or along the layer of red chert. In average, Fe and Mn

contents are 30 percent and 10 percent respectively.

Cupriferous iron sulphide ore deposits run subparallel within the sheared zone in the schalstein of Jurassic age. Formerly, some of the deposits, namely, Bushi mine and Kajinosawa deposit, were worked in small scale, but the both were already exhausted.

Bog-iron-ore and silica stone were worked in small scale, but at present, they were stopped.

---

---

昭和43年3月25日印刷

昭和43年3月30日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

印刷所 興国印刷株式会社

---

---