

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

5 萬分の 1 地質図幅説明書

上 里

(網走一第 59 号)

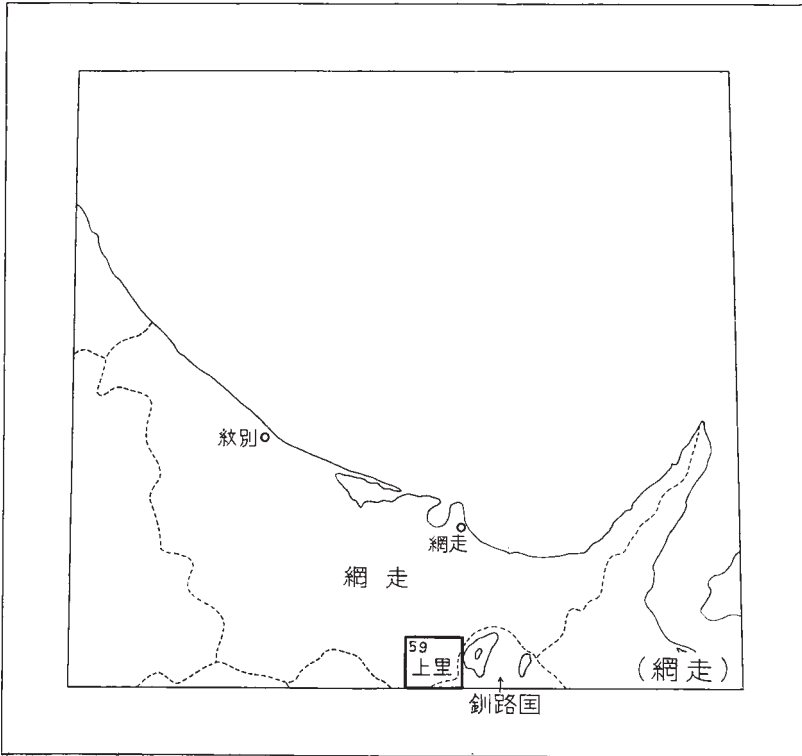
通商産業技官 山 口 昇 一

通商産業技官 佐 藤 博 之

地質調査所

昭和 41 年

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 新第三系	5
II. 2. 1 津別層群	6
II. 2. 2 上里層群	9
II. 2. 3 尾札部層	18
II. 2. 4 奥上里夾亜炭層	19
II. 2. 5 新第三系の対比	19
II. 2. 6 熔岩丘	24
II. 2. 7 岩 脈	24
II. 3 第四系	25
II. 3. 1 阿寒火山	25
II. 3. 2 屈斜路火山	28
II. 3. 3 河岸段丘堆積物	33
II. 3. 4 火山灰	34
II. 3. 5 崖錐堆積物および現河川堆積物	36
III. 応用地質	36
文 献	36
Abstract	1

上 里

(網走一第59号)

本図幅の野外調査は、昭和35年から36年にかけて延約150日にわたって行なわれた。調査に際しては、主として新第三系を山口が、また第四系を佐藤が担当した。さらに地質部沢村孝之助技官からは、野外における援助と珪藻化石の鑑定を、また、同大山桂技官・水野篤行技官からは貝化石、北海道大学棚井敏雅助教からは植物化石の鑑定をしていただき協力を受けた。

I. 地 形

本図幅地域は、北海道東部のやや北寄り、東径 $144^{\circ} 00'$ から $144^{\circ} 15'$ および北緯 $43^{\circ} 30'$ から $43^{\circ} 40'$ にかけて位置し、北見国と釧路国との境界が本図幅地域南東を通っている。

千島弧の阿寒知床火山列に属する屈斜路火山外輪山が本図幅地域東縁に、また阿寒火山外輪山が同じく南縁にかかり、残余の大部分は東北海道のオホーツク海側に属する。

本図幅地域の地形は、屈斜路・阿寒カルデラ外輪山の山地と、おもに新第三系からなる低地とに大別される。

山地では、屈斜路カルデラ外輪山のサマッカリヌブリ岳(974m)・コトニヌブリ岳(950m)・サマッケヌブリ岳(898m)・阿寒カルデラ外輪山の931m山・木禽岳(995m)・阿幌岳(978m)と900~1,000mの山稜が連なり、山稜の北西側は熔岩流動面をなす標高500~800mの比較的平坦な斜面が発達する。

低地は標高200~400mで、おもに新第三系のシルト岩および砂岩からなり、侵食をうけて、小さな河谷が多く発達する。しかし、相生から恩根にかけての山稜部や、

美都付近におけるように、比較的平坦な山稜が発達するところもある。これは新第三系の上に第四紀の火山砕屑流が堆積した場所である。

河川には、東縁および南縁の屈斜路・阿寒カルデラ内の河川と、北流してオホーツク海に注ぐ河川とがある。

カルデラ内の河川は、いずれも小さく、屈斜路湖と阿寒湖とに注いで太平洋側に向かうが、尾札部川・チクショベツ沢以外に大きな河川はみられない。

北流する河川は、いずれも網走川の支流であり、本図幅地域外で合流して、網走湖に流ぐ。網走川は本図幅地域北西隅をわずかにかすめている。一般に北流する河川は、上流の火山岩地域の山地では平行状～扇形で、下流の低地では樹枝状を示す。東側から、美幌川および支流・津別川および支流・オンネキキン川・ポンキキン川・相生川が配列する。

美幌川とその支流は火山砕屑岩台地の上を流れ、平行状～扇状を示す。津別川は本図幅地域最大の河川で、ソーウンツベツ川・ルークシュツベツ川などの支流を有する。オンネキキン川・ポンキキン川は平行する支流を多く有して北流する。相生川は、本図幅地域西部を西流し、隣接図幅地域内で網走川に注ぐ。

各河川の流域には、通常比高数 m の河岸段丘が発達し、耕地となっている。

II. 地 質

II. 1. 概 説

本図幅地域の地質は、堆積岩類を主とする新第三系と、火山噴出岩を主とする第四系とに大別される。すなわち、阿寒知床帯の、新第三紀から火成活動が激しく、第四紀に入ってからも火山の生成で知られた地域と、北見から豊頃に至る、新第三紀から堆積岩が厚く堆積した地域との双方にまたがっている。

新第三系は“豊頃―北見”帯に属する、堆積岩を主としそれぞれ不整合関係にある津別層群・上里層群・奥上里夾亜炭層と、阿寒知床帯に属して火山砕屑岩を主とする尾札部層とからなる。第四系は阿寒火山と屈斜路火山との双方の外輪山の一部が本図幅地域に現われ、それらの火山噴出物と、河岸段丘とからなる。

津別層群 津別層群は硬質頁岩を主とする達媚層と、その上位のシルト岩を主とする津別層とに分けられ、北の常呂層、南の川上層群の延長にあたるが、本図幅地域には達媚層は分布せず、津別層のみが分布する。津別層は、下位から砂岩層・硬質頁岩層およびシルト岩層に3分され、珪藻・有孔虫・貝化石を産する。層厚は約1,000～1,100mで、本図幅地域にはその上半部の厚さ約900mの部分が分布する。

上里層群 上里層群は津別層群を不整合で覆い、火山砕屑物に富むことを特徴とし、美都層と里美層とに分けられる。さらに美都層は中性—基性火山噴出物に富む下部層と、泥岩・砂岩・凝灰岩からなる上部層とに分けられ、海棲珪藻化石を多く産する。下部層は約500m、上部層は約200mの層厚を有する。里美層は美都層の上位にあって、火山砕屑岩の顕著な地層で、岩相変化が激しく詳細は不明であるが、大観すると、比較的下位の砂岩層と、上位で互いに指交すると考えられる凝灰角礫岩層・軽石凝灰岩層・安山岩および泥岩層とからなる。砂岩層は凝灰質砂岩を主とし、軽石片に富み、有色鉱物としては角閃石・黒雲母を特徴とする。凝灰角礫岩は普通輝石紫蘇輝石安山岩質であり、軽石凝灰岩は紫蘇輝石含有角閃石石英安山岩質である。安山岩は無斑晶安山岩と普通輝石紫蘇輝石安山岩とで、最上位を占める泥岩中からは淡水性珪藻化石を産する。

奥上里夾亜炭層は里美層の上に大きな構造差をもって覆い、津別川中流に狭小に分布する。本層は泥岩からなり、亜炭の薄層を数層挟有し、植物化石を多量に含むが、いずれも保存が悪く、その時代は判然としないが、下位の地層との地質構造の違いから、鮮新世後期と考えられる。

尾札部層 尾札部層は阿寒知床帯に属して火山砕屑岩を主とする新第三系であり、変朽安山岩・緑色凝灰岩を覆う。本図幅地域では屈斜路カルデラ内に、前述の地層からは独立して分布し、弟子屈地域まで広くみられる。普通輝石紫蘇輝石安山岩質凝灰角礫岩を主とし、凝灰質泥岩を挟むが、弟子屈地域では含角閃石岩や石英安山岩もみられる。本層の分布・火成活動からみて、本層は上里層群の大部分にはほぼ対比され、とくに里美層の凝灰角礫岩層は本層の火成活動と密接な関連を有する。

第四紀に入ってから、はじめに阿寒火山が、その後に屈斜路火山ができ、両者とも相次いで火山砕屑物を噴出してカルデラ陥没を起こした。

阿寒火山 阿寒火山は単一の円錐状火山というより、むしろいくつかの成層火山の

集まりであったと考えられ、その外輪山熔岩類は木禽岳熔岩と外輪山熔岩とからなる。熔岩は無斑晶安山岩・普通輝石橄欖石安山岩・紫蘇輝石橄欖石安山岩などである。その後、火山碎屑物を噴出させて、3層の火山碎屑流が堆積した。降下堆積物は本図幅地域に分布しない。火山碎屑流堆積物は下位から、下部阿寒軽石流堆積物・阿寒熔結凝灰岩・上部阿寒軽石流堆積物であり、これらの関係は相生開拓道路でよくみられる。阿寒火山はこのあと補償的陥没を引き起こし、長径24km、短径13kmで、ほぼ長方形のカルデラを形成した。

屈斜路火山 屈斜路火山は阿寒火山に引き続いて生成し、外輪山が本図幅地域東部を占めている。サマッケヌプリ岳・サマッカリヌプリ岳・コトニヌプリ岳などは、阿寒火山の場合と同じく、それぞれ成層火山を形成していたものと考えられる。その外輪山熔岩は普通輝石含有紫蘇輝石安山岩・灰長石巨晶を含む紫蘇輝石含有橄欖石普通輝石安山岩・無斑晶安山岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩などからなる。火山碎屑流堆積物は3層分布し、そのうちパンケ熔結凝灰岩は南の阿寒湖盆内にまで流れ込んでいる。カルデラの北方では、従来10層の火山碎屑流が知られていたが、本図幅地域にはその最下位の古梅熔結凝灰岩と、最上位の屈斜路軽石流堆積物 I とが分布する。10数次にわたる火山碎屑流の噴出の結果、屈斜路火山は補償的陥没を起こし、直径20数kmの世界最大の一つといわれるカルデラを形成した。

河岸段丘堆積物 各河川の流域に2段の河岸段丘が狭小に分布する。

火山灰 本図幅地域は傾斜地が多いため、新期火山灰層の保存はきわめて悪く、限られた場所で火山灰の観察ができるにすぎない。火山灰は摩周火山と雌阿寒火山起源とがあって、前者は摩周火山外輪山形成期の火山灰・Ma-j層・Ma-i層・Ma-f層・Ma-c層、後者はMe-b₆層・Me-a₂・Ma-a層である。これらのうち、Ma-f層は約7,000年B.P.の摩周カルデラ形成に伴った軽石流堆積物で、Ma-j層・Ma-i層は、その直前の前奏的噴火によるものである。Ma-c層はカムイヌプリの噴火による火山灰である。Me-b₆層は降下岩滓からなり、雌阿寒火山の阿寒富士起源と考えられる。Ma-a層は白色細粒火山灰で、従来カムイヌプリ岳起源とされたが、最近になって雌阿寒起源と考えられた。

崖錐堆積物および現河川堆積物 崖錐堆積物は山麓部に数カ所にわたってみられ、現河川堆積物は河川の河床に分布する。

以上を要約すれば第1表のとおりである。

第1表 地質総括表

地質時代		層序		主な岩相	摘要	
第 四 紀	現世	沖積層		砂・礫・泥土および火山灰	雌阿寒・摩周火山の活動降灰	
		河岸段丘堆積層		砂・礫		
	更新世	屈斜路火山	屈斜路軽石流堆積物Ⅰ		普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質	屈斜路カルデラ形成 ↑ 北進 ↓ 阿寒カルデラ形成
			パンケ熔結凝灰岩			
			古梅熔結凝灰岩			
			外輪山熔岩類			
	阿寒世	阿寒火山	上部阿寒軽石流堆積物		普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質	↑ 北進 ↓ 阿寒火山の活動開始
			阿寒熔結凝灰岩			
			下部阿寒軽石流堆積物			
			外輪山熔岩類			
新 第 三 紀	鮮新世	熔岩丘		石英安山岩および安山岩	褶曲・断層運動 隆起削削 海退	
		奥上里夾炭灰層		粘土質泥岩・亜炭		
	中新世	上里層群	尾札部層	凝灰質砂岩・凝灰角礫岩・軽石質凝灰岩・泥岩・安山岩熔岩	凝灰角礫岩	田代帯 ↓ 傾動運動
				泥岩・砂岩・凝灰岩		
				凝灰角礫岩・凝灰岩・火山角礫岩・凝灰質砂岩		
	新世	津別層群	シルト岩層		シルト岩・細粒砂岩・珪藻質シルト岩 凝灰岩	↑ 田代帯
			硬質頁岩層		硬質頁岩・凝灰岩	

II. 2 新第三系

本図幅地域の新第三系は、先にも述べたように屈斜路カルデラの内側と、それ以外の地域に分布するものと2分される。前者はほとんどが火山碎屑物により構成される尾札部層である。後者はいわゆる「豊頃—北見帯」に分布する新第三系の一部であって、大部分が海成層からなり、泥質岩を主とする津別層群、多くの火山碎屑岩を伴

う上里層群、および陸成層と考えられる奥上里夾亜炭層に3分され、相互の関係はすべて不整合である。これらの新第三系の基盤は、“豊頃―北見帯”の基盤をなす中生層および古第三系の陸別層であって、本図幅地域になく、西に接する本岐図幅地域や北見図幅地域に分布する。したがって、本図幅地域には新第三系の最下部層が分布せず、津別層群上部の津別層の硬質頁岩層から上位の地層が分布する。

II. 2. 1 津別層群

津別層

津別層は下位から砂岩層・硬質頁岩層およびシルト岩層に3分され、本図幅地域には硬質頁岩層から上位の地層が分布する。

先に、千地^{6) 8)}は本図幅における津別層のシルト岩層に対し津別層の名称を与え、それ以下の硬質頁岩層および砂岩層を達媚層の一部として取り扱ったが、本岐図幅²⁶⁾において津別層群全体の堆積相の変化から、砂岩層を堆積周期の初期堆積物と考え、これから上位を津別層とし、下位を達媚層として再定義した。

本層下部の砂岩層は、達媚層の硬質頁岩層を明瞭な境をもって整合に覆い、火山砕屑物および緑色の岩石片に富む粗粒の淘汰の悪い砂岩を主とし、凝灰岩・礫岩を伴い、その厚さは数10mから300m余りである。この砂岩層は本図幅地域に分布せず、西に接する本岐図幅地域に分布する。中部の硬質頁岩層は、いわゆる“板状硬質頁岩”を主体とするが、その上部は葉理の発達する硬質頁岩からなる。シルト岩層は硬質頁岩層から漸移し、下部はやや層理を示すが、上部は塊状を呈して粗粒となる。本層の厚さは約1,100mを算するが、本図幅地域では、砂岩層を除き最厚900mである。本層は美都層によって不整合に被覆される。

硬質頁岩層

本層は本図幅地域では図幅北西隅の網走川本流以西地域にわずかに分布する。下部はいわゆる“薄板状硬質頁岩”であるが、上部は漸次“薄板状硬質頁岩”の様相が薄れ、上位のシルト岩層に漸移している。薄板状硬質頁岩は、厚さ5～10cmの暗灰色～灰色、緻密、堅硬なシルト岩と、厚さ1cm以下の軟らかい葉片状のシルト岩との互層で、一見煉瓦を積み重ねたような外観を呈し、風化面は赤褐色を呈するのが普通である。達媚層の板状硬質頁岩に良く似ているが、達媚層のそれに較べ色が幾分明

るいことと、岩相の層序的位置によって区別される。上部は表面が赤褐色を呈する葉理の発達した硬質シルト岩で、新鮮面は帯緑暗灰色～帯緑灰色であり、薄板状のものに比較し幾分軟らかい。なお、本層から上位のシルト岩層に移化する付近には、厚さ数cmから数10cmに及ぶ黄白色の細粒凝灰岩層が頻繁に挟有されている。これらの凝灰岩層はそれぞれ単層ごとに追跡することができないが、凝灰岩層の多い zone としての追跡が可能であり、網走川本流に沿って良く追跡される。さらにこの凝灰岩の単層は北部から南部に厚くなる傾向が認められる。硬質頁岩層中には、しばしば径1.5mにも達する巨大な球状の団塊が含まれている。

本図幅地域における本層の厚さは30m以上である。

シルト岩層

本層は本図幅地域に分布する津別層の主体をなす岩相で、オンネキキン川流域およびボンキキン川流域に広く分布する。下位の硬質頁岩層から漸移し、その地層界を設けることが困難であり、したがってその境界は人為的である。下部は帯緑灰色～灰色でやや葉理のある泥岩からなる。風化すると赤褐色を呈し、走向・傾斜の測定が可能であるが、上位になるに従って次第に葉理が消え、かつ、色調もやや明るい塊状の泥岩となる。風化すると淡灰～灰色を呈し、細角片に碎け走向・傾斜の測定がほとんど不可能となる。

中部は下部に比較して全体に粒度が粗く、灰色の塊状シルト岩と帯青灰色～灰色塊状砂質シルト岩～細粒砂岩とが数m単位の互層をする。塊状シルト岩の部分が風化すると細角状に碎けるが、砂質シルト岩～細粒砂岩の部分は灰白色を呈し、あまり小さく碎けない。

上部は灰色塊状の砂質シルト岩～細粒砂岩からなり、軟らかく、層理を示さない。最上部には灰白色の軟弱な細粒砂岩が発達し、ところによってこの砂岩に雲母片を多量に含むことがある。また、美都層に覆われる直下では、風化すると黄色粉を盛んにだすと同時に、風化面に沿って葉片状に剝離し、かつ、軟らかく色調も淡灰色と灰色を呈するものが斑紋状を呈している。

シルト岩層中には、黄白色の厚さ数cmから数10cmの凝灰岩が挟有されるが、とくに下部に多い。また、全体を通じて小豆大位のチャート・粘板岩など古期岩の円礫を散点的に含み、ときに、美都発電所の沢にみるようにその量が多く礫質砂岩となっ

ている場合がある。また、全層を通じて団塊を含むが、硬質頁岩層中にみられるような巨大なものは認められず、長径20～30cm以下のさまざまな型の団塊が多い。さらにこのシルト岩層はポンキキン川上流や相生開拓付近では、帯黄灰色～淡灰色の珪藻土質泥岩となっている。これは硬質頁岩層や下位の達媚層が南部地域で珪藻土質となっていると同様である。

津別層は達媚層に較べ含有化石の量が多いが、硬質頁岩層中には少なく、シルト岩層に多い。貝化石は一般に粗粒部に多く、その種類は *Portlandia thraciaeformis* (STORER), *Portlandia tokunagai* (YOKOYAMA) var. *hayasakai* UOZUMI, *Nuculana pennula* (YOKOYAMA), *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Turritella* sp. など泥質相に多産するものが多い。また、美都発電所付近の津別層上部に発達する砂岩中には、*Mytilidea* や *Tectonatica* など下部に較べ浅海棲の化石を多く産する。なお、*Portlandia tokunagai* (YOKOYAMA) var. *hayasakai* UOZUMIは達媚層にはほとんど産しないが、津別層のシルト岩層に多く特徴的である。有孔虫化石は下部の砂岩層を除き全般的に含まれるが、珪質の硬質頁岩中には少なく、軟らかいシルト岩中に多産する。本層のシルト岩層下部の葉理を示す部分から、塊状へと移り変わる付近を境界として、2つの化石群集に分けられる¹⁹⁾。下部は達媚層の化石群集とほとんど変化がなく、*Haplophragmoides* spp. と *Cyclammina* spp. など砂質殻有孔虫化石で特徴づけられるが、上部は砂質殻有孔虫化石が減少し、かわって *Bulimina* spp., *Nonionella miocenica stella* CUSHMAN and MOYER, *Eponides* cf. *praecinctus* (KARRER) など石灰質殻有孔虫化石の産出が多くなっている。

また、図幅地域南西部で、本層が珪藻土質となっている部分からは、多くの珪藻化石を産する。珪藻化石については、すでに沢村・山口²⁴⁾によって報告された。それによると、津別層群の化石珪藻を3つの群集に分け、下位からA₁・A₂・A₃群とし、それぞれ別表に示すような化石群集からなっている。津別層から産するものは、A₃群に属し、その特徴は *Melosira granulata* が常に顕著に含まれ、*Cocconeis antiqua*, *Lithodesmium* sp., *Thalassiosira* spp. などの出現することであるとされている。また、これらの化石群集の示す堆積環境は、A₁群では遠洋性浮遊性種が多いが、A₂群からA₃群へと近海性浮遊性種や、*Melosira granulata* のような淡水棲のものが多くなる。これについては津別層群の堆積盆がその初期には外洋性の条件下にあったの

が、漸次中期から後期にかけて沿岸性へと移行し、狭められたものと推論している。このような珪藻化石の示す堆積盆の変遷過程を、有孔虫化石の場合と比較すると、有孔虫化石の群集境界は、必ずしも珪藻化石のそれとは一致はしないが、下部の群集が外洋性であるのに対し、上部の群集が沿岸性であり、大局的には同様の変遷過程を示している。また、貝化石については資料不足で推論の域をでないが、下部から産する化石種は一般に泥相に多くみられるもので、概して深いところに棲息する種であるが、上部からは浅海棲種の産出もあり、珪藻や有孔虫化石の示す環境と似ている。つぎに本層から産出した有孔虫化石および珪藻化石を第2表に示す。

第2表-1 津別層産有孔虫化石

<i>Cyclammina exoensis</i> ASANO	R
<i>C. japonica</i> ASANO	R
<i>C. sp.</i>	R
<i>Haplophragmoides trullissatum</i> (BRADY)	R
<i>H. sp.</i>	R
<i>Bulimina ovata</i> d' ORBIGNY	F
<i>B. pyrula</i> d' ORBIGNY	R
<i>B. pupoides</i> d' ORBIGNY	R
<i>B. sp.</i>	R

F:少 R:まれ 鑑定:石田正夫

II. 2. 2 上里層群

本層群は下位の津別層とは趣を異にし、火山碎屑物を主要構成員とした海成堆積層であって、津別層を不整合に覆ってその東側に分布する。上限は、阿寒・屈斜路両カルデラの噴出物および外輪山熔岩に被覆され、明らかでない。全層厚は、構造が明らかでないため、算定が困難であるが、おおよそ1,100m前後と推算される。

本層群は粗粒の火山性物質を主要構成員とするため、岩相の水平的変化が一般に著しいが、比較的安定した北西部地域では、おおむね下部は安山岩質の火山碎屑物からなり、中部は下部の粗い火山碎屑物から漸次細粒相に移化し、珪藻質～凝灰質の泥岩が発達する。上部はふたたび火山性物質が卓越するが、下部のものに較べ幾分酸性である。このような岩相層序から本層群を2分し、中部に発達する泥質相までを美都層、

第2表-2 津別層・上里層群産珪藻化石表

(地質調査所月報 vol.14, no.10から引用)

地層区分 珪藻化石群区分	津別層群	上里層群		
	津別層 上部	美都層 上部	里美層	
	A ₃	B ₁	B ₂	B ₃
<i>Kisseleviella carina</i>	△			
<i>Biddulphia</i> sp.	—			
<i>B. aurita</i>	—			△
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	—	△	●	△
<i>C. radiatus</i>	—	△	○	—
<i>C. stellaris</i>	△	—	—	—
<i>Stephanopyxis</i> cfr. <i>ferox</i>	△		△	△
<i>S. turris</i>	△	—	△	△
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i> & var.	—	—		—
<i>Archinodiscus ehrenbergii</i>	—	—		—
<i>Coscinodiscus argus</i>	—	—		—
<i>Fragilaria</i> sp.	△	△	△	△
<i>Melosira granulata</i>	○	—	—	—
<i>Xanthiopyxis</i> sp.	○			—
<i>Archinodiscus ornatus</i>	—			
<i>Cocconeis antiqua</i>	—	—		—
<i>Lithodesmium</i> sp.	—	—		—
" <i>Thalassiosira maryjamica</i> "	△			○
<i>Th.</i> sp.	—	—	—	△
<i>Th. elegans</i>	—		—	○
<i>Actinocyclus ingens</i>		○		—
<i>Chaetoceros cinctus</i>			△	△
<i>Coscinodiscus elegans</i>		—		—
<i>C. excentricus</i>		—		—
<i>C. lineatus</i>		—		—
<i>Denticula hustedtii</i> & <i>D. lauta</i>		●	—	—
<i>Rouxia pergallii</i>			—	—
<i>Stephanopyxis schenckii</i>		—	—	—

— まれ

△ 少

○ 普通

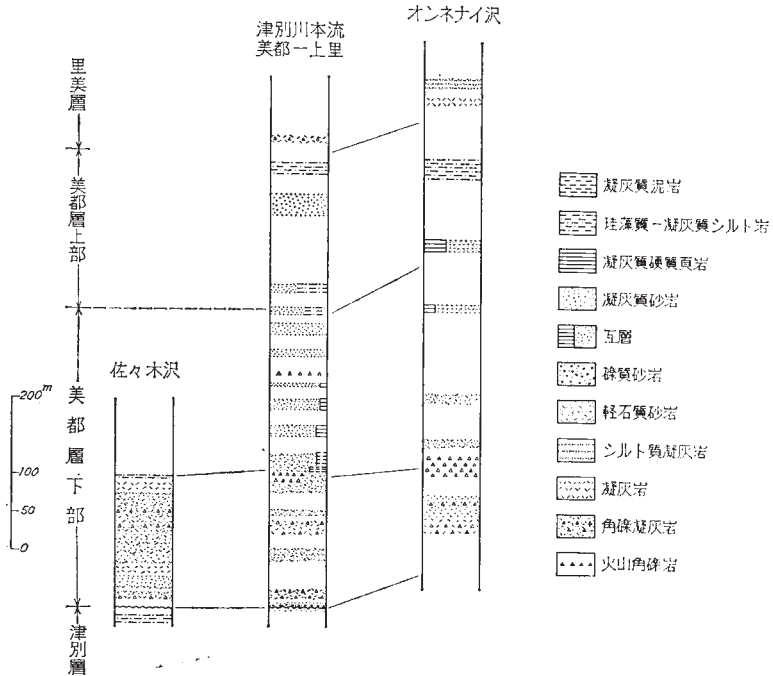
● 多

さらにそれから上位の火山碎屑物を主とする部分に里美層の名称を与えた。

美 都 層

本層は千地⁶⁾⁸⁾の美都累層と、上里累層の一部とを合わせたものに相当する。火山碎屑物を主とする下部層と、珪藻質～凝灰質泥岩を主とする上部層とに2分され、美都部落から上里部落に至る津別川本流筋に標式的な露出がある。ここでは、下部に火山碎屑物に富んだ粗粒堆積物が発達するが、漸次上部に細粒となり泥相が発達し、大きくみて堆積の一周期を示している。

しかし、分布地域の南部になると上部層と下部層との区別が困難となり、全体がきわめて火山碎屑物に富み、かつ、分級程度が悪く粗粒となり、さらに炭質頁岩などを挟有する瀕海成相の様相が強くなっている。本層と下位の津別層との累重関係は、津



第1図 美都層柱状図

別川本流美都橋上流1.7km付近（北隣美幌図幅地域内）およびオンネキキン川開拓の沢中流で観察され、いずれの場合もともに似たような累重関係を示している。直接面は一般に小さな凹凸を有し、両者の層理が多少斜交しているのが普通であり、不整合関係にある。本層の厚さは上下層合わせて約700mを算する。比較的露出の良かったルートの地質柱状図を第1図に示す。

下部層

本層は津別川本流美都付近を模式地とし、南北に細長く分布する。南部の栄上流地域から以南では、阿寒カルデラの外輪山熔岩に直接覆われている。

主として凝灰角礫岩・凝灰岩および凝灰質砂岩の幾分規則性ある級化互層からなり、ところによって火山角礫岩を伴っている。下位津別層に接する基底部は、基底礫岩に当たる厚さ数mの礫質砂岩が発達する。この砂岩は帯緑暗灰色～灰緑色を呈し、径2cm以下の水磨された古期岩礫、角礫状の安山岩やシルト岩礫、軽石粒および緑色砂粒（海緑石粒？）などを含む凝灰質の礫質砂岩で、しばしば黄鉄鉱粒を含んでいる。基底部を除いては角礫質凝灰岩（ところにより火山角礫岩を伴う）から軽石質粗粒凝灰岩・凝灰質粗～中粒砂岩を経て細粒凝灰岩にいたる粒度の垂直変化が認められる。この1輪廻層の厚さは数mから数10mに及ぶ場合があり、かつ、各相の厚さもまちまちで細粒相をほとんど欠くときがあり、全般的に軽石質粗粒凝灰岩と粗～中粒砂岩が優勢である。このような現象は、オンネキキン川右岸流域で良く観察される。

角礫質の凝灰岩は本層の比較的下部に多く、外観は帯緑黄褐色～暗緑褐色を呈し、径2cmから0.5cmほどの安山岩角礫・軽石などを多量に含み、凝灰質の砂粒により膠結されている。安山岩は、普通輝石を多量に含む紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

軽石質粗粒凝灰岩は、外観灰白色～淡黄白色を呈し、径1cmから0.2cmくらいの軽石と僅少の火山岩片とからなり、粗鬆である。鏡下でみると軽石のほか斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・海緑石などの鉱物粒と安山岩・古期岩の岩片が多い。

凝灰質粗～中粒砂岩は帯緑暗灰色を呈し、塊状で軟らかく砕けやすい。また、細粒の部分では、板状層理や斜層理の発達する場合がある。オンネキキン川流域の本層下部に発達する砂岩は海緑石粒を多量に含み、鏡下でみると海緑石・石英・斜長石と少

量の黄鉄鉱・角閃石・輝石などの鉱物粒と古期岩や安山岩の岩片が認められる。

細粒凝灰岩は黄白色～灰白色塊状でわずかに有色鉱物を含み、鏡下でみるとほとんどがガラスからなり、まれに斜長石・角閃石および安山岩岩片が認められる。

火山角礫岩は、オンネナイの沢入口、オンネキキン川中流付近と、ソーウンツベツ川から国分の沢にかけて分布するものと2大別される。オンネナイ沢入口およびオンネキキン川中流付近に分布するものは、角礫質凝灰岩の、とくに安山岩角礫が大きく、かつ多量に含むもので、礫は径2cmくらいから50cmくらいまで雑多であるが、10cm前後のものが多い。ほとんどが同質の安山岩礫で異質の礫は少ない。安山岩礫は灰黒色～帯緑灰色で、輝石の斑晶を多量に含む、その大きなものは長径3mmにも達するものがある。鏡下で観察すると

斑晶:斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱

斜長石は新鮮で中性～曹灰長石の性質を示す。普通輝石は新鮮で自形を示し、紫蘇輝石は普通輝石に較べてきわめてまれである。輝石は完全に炭酸塩鉱物に変わっていることがある。

石基:斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス・燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

模式地から離れて、ソーウンツベツ川から国分の沢にかけて分布する熔岩と火山角礫岩は、熔岩の量が多く、火山角礫岩の角礫も80%以上に達する。岩質は、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

斑晶:斜長石:紫蘇輝石:普通輝石

斜長石は0.3～1.5mmで内核部が汚濁して輝石を包有し、清澄な縁がとりまく。輝石は0.3～0.8mmで融食をうける。斜長石と輝石とで集斑晶を形成することがある。

石基:斜長石・ガラス・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・燐灰石

ガラス基流晶質を示し、ガラスが多く斜長石は軸を揃えて配列し、流理を作る。

上 部 層

上部層は下部層から漸移し、主として泥岩からなり砂岩・凝灰岩を伴う。模式地はオンネナイ沢中流および23号沢である。

分布地域の北部では、模式的な泥相が良く発達するが、南部では火山碎屑質の粗粒相が卓越し、美都層の分帯が困難となり、里美層との境界も不明瞭となる。

泥岩は帯緑暗灰色～灰緑色の塊状砂質泥岩～泥岩で、一般に凝灰質～珪藻土質で、

軽石および細粒の緑色岩石粒を含み、淘汰が悪く均質でない。

この泥岩は風化すると淡黄褐色～灰白色となり、一見すると図幅地域北方網走常呂地域の呼人層³⁾の泥岩に外観が似ている。また、オンネナイ沢地域では、下部層から本層に移化する層準に、しばしば硬質頁岩の薄層が発達する。この硬質頁岩は微細な凝灰質物からなり、帯褐灰色珪質の淘汰の悪い板状を呈する頁岩である。その厚さは数cmから数mに達し、頻繁に挟まれ、かつ単層の厚さが南に薄化するのに対し、北に厚くなる傾向がみられる。したがって、津別川本流においてはほとんど認められないが、北に接する美幌図幅地域内活汲沢の上流では、10mにも達するものが確認されている²⁸⁾。

砂岩は黄褐色～帯褐灰色、凝灰質細粒で軽石粒を含み、淘汰が悪い。

凝灰岩は灰白色、軽石質の細粒凝灰岩で、連続性がないがしばしば挟有し、その厚さは約200mである。

美都層は、すでに述べたように、火山碎屑物に富むため化石がきわめてまれで、わずかに上部層から保存の良くない貝化石・珪藻化石および植物化石の破片を産するにすぎず、有孔虫化石は発見されなかった。貝化石で属種の決定し得たものは *Portlandia thraciaciformis* (STORER), *Yoldia* sp., *Cardium* sp., *Macoma* sp. などである。その他 *Makiyama chitanii* MAKIYAMA や魚鱗などもみられる。珪藻化石は先に述べた津別層の化石群集とは明らかに異なり津別層にはみられない *Actinocyclus ingens*, *Coscinodiscus elegans*, *Denticula* spp., *Stephanopyxis schenckii*, *Rouxia Pergalli* などの出現で区別され、なかでも美都層には *Actinocyclus ingens*, *Coscinodiscus elegans*, *Denticula* spp. が顕著である。

里 美 層

本層は千地⁶⁾ ⁸⁾の上里累層のほぼ中部以上の層準に当たり、津別川支流センウンツベツ川下流を模式地とする。

本層の大部分は、上里部落以東の津別川本流およびセンウンツベツ川流域に分布するが、そのほか、一部阿寒カルデラ内側のチクショベツ沢流域に分布する火山碎屑物に富んだ堆積物で、阿寒湖図幅²⁸⁾地域において湖畔層としている地層も、標式地の里美層とは連続しないが、岩相および分布から本図幅では里美層と同位層準の地層とし

て取り扱った。下位美都層との境界は明らかでないが、美都層の上部層が泥質岩を主としているのに対し、本層のほとんどが火山砕屑物からなるので、この火山砕屑物の顕著となることから里美層とした。

本層の分布地域は露出がきわめて悪く、十分な観察ができないため、その詳細を知ることが困難であるが、大観すると凝灰質砂岩（軽石に富む）を主とする砂岩層、その上位の凝灰角礫岩と軽石凝灰岩、最上位の泥岩層からなり、安山岩熔岩が挟まれる。本層と下位の美都層との累重関係は直接観察することができなかったが、両層の構造や本層上部層の分布状況から整合関係にあるものと思われる。

砂 岩 層

本層は凝灰質砂岩を主とし、一部に軽石凝灰岩・凝灰質泥岩が挟まれる。

凝灰質砂岩は本層の下部によく発達し、センウンツベツ川でよく観察できる。本岩は帯褐灰緑色で、風化すると黄褐色～淡黄灰色を呈する細粒～粗粒の粗鬆な塊状砂岩で、固結度が低く、指頭で容易にくだける。きわめて凝灰質で、白色～黄白色の軽石粒を多量に含んでいる。この砂岩を鏡下で観察すると、構成砂粒として斜長石がもつとも多く、そのほか、輝石・角閃石、少量の黒雲母・海緑石などの鉱物粒と安山岩および堆積岩の岩石片が認められ、さらに珪藻化石が多量に含まれる。鉱物粒は海緑石を除いて角張っており、火山活動によって直接もたらされたと考えられる。

また、砂岩中にはところによって淡黄灰色の凝灰質シルト岩が介在し、互層することがある。このような部分では層理が発達して砂岩は板状を呈し、しばしば層理面に沿って植物化石が含まれ、ルークシュツベツ川中流では炭質頁岩～亜炭の薄層が介在する。なお、後述する奥上里夾亜炭層との関係は、分布地域が離れているため不明であるが、含炭部上下の岩相が奥上里夾亜炭層の岩相と異なっていること、および、地質構造的にも別の含炭部とみるべきであり、かつ周囲の岩相が里美層の砂岩層に似ているので、この含炭部も里美層の一部として取り扱った。阿寒湖盆内のチクショベツ川上流では、青灰色細～中粒であるが、風化すると黄色になり軟質で、植物破片を多く含み、ときには縞状となる。

軽石凝灰岩はオンネナイ沢上流から24号沢にかけて、およびルークシュツベツ川下流にもみられる。これには、淘汰がよくて水中堆積相とみられるものと、淘汰が悪いものとの2種類がある。前者はオンネナイ沢上流に顕著なものがあり、径0.2～1.5cm

の白色軽石粒からなる縞状層理が発達した凝灰岩で、苦鉄質鉱物と安山岩とを含み、軟弱である。鏡下で観察すると、ガラス破片のほか、斜長石・角閃石・輝石類・鉄鉱、まれに石英などの鉱物粒と安山岩や古期堆積岩の岩片とが認められる。後者は24号沢付近とルークシュツベツ川下流にみられる。24号沢付近では、灰色～灰白色の発泡度のよい繊維状軽石からなり、その大きさは種々雑多である。軽石はほとんどガラスからなり、少量の斜長石・輝石類・鉄鉱などの鉱物粒を含むが角閃石はみられない。ルークシュツベツ川下流の軽石凝灰岩は層厚2m+で、下底はみられず、上位は礫質砂岩・シルト岩・礫岩により覆われる。岩質は黒雲母を多く含み、流紋岩質である。構成鉱物は、斜長石・角閃石・黒雲母・紫蘇輝石・普通輝石・石英および鉄鉱である。角閃石の多色性はX' = 淡緑色、Z = 濃緑色、 $c^{\wedge}Z = 23^{\circ}$ 、黒雲母はX' = 褐色、Z' = 濃褐色である。

軽石凝灰岩の2つの種類の野外での関係は、露出の悪条件のために明らかでない。

凝灰質泥岩はオンネナイ沢林道峠付近・オンネナイ沢上流地域および歩道沢林道に認められ、前述した軽石凝灰岩の上位に発達する。本岩は淡灰色～淡黄白色でガラスに富み、細粒均質で軟らかく指頭で容易に圧砕することができる。まったく層理を示さず塊状であり、しばしば風化して褐色の年輪状の縞模様を示したり、炭質物を多く含んでいる。27号沢上流および29号沢上流にも、これと似た岩相が発達するが、層序的に同一のものか否かは不明である。27号沢上流のものは、淡黄白色でほとんどガラス破片からなり、ミガキ粉状のものである。また、29号沢上流のものは、淡青灰色の粘土質泥岩で、炭質物や植物化石の破片を含む。オンネナイ沢上流に分布する泥岩には、しばしば海棲珪藻化石が含まれる。

凝灰角礫岩層

本層は津別川上流、6の沢・7の沢に分布し、前述の砂岩層や後述の軽石凝灰岩層とも指交する。一般に塊状で風化すると黄褐色となり、風化面に沿って剝離する。軽石・岩滓を多く含み、石質岩片は径1～2cmの安山岩・泥岩である。鏡下では多孔隙ガラス破片・安山岩・泥岩・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱が認められ、角閃石はきわめてまれにしか存在しない。また一部に緑泥石・緑簾石が生成する。

6の沢では、本層中に花崗閃緑岩の岩塊が多く含まれる。

軽石凝灰岩層

本層は津別川3の沢・4の沢・5の沢・7の沢に分布する。3の沢から7の沢にかけての本層は、ほとんど白色～黄白色で軽石流堆積物からなる。軽石は通常径1～2 cmであり、石質岩片は安山岩・泥岩で、全体が塊状、圧縮されて緻密となる。まれに泥岩の薄層のみられることがある。5の沢中流に分布する本層は、珪化・粘土化などの変質を蒙りモンモリロン石が生成する。阿寒湖盆内チクショベツ沢上流の本層は、石質岩片の量が多く、凝灰角礫岩に近い。

本層の軽石は紫蘇輝石含有角閃石英安山岩質で、鏡下では、斜長石・角閃石・紫蘇輝石・鉄鉱・石英などの鉱物がみられる。斜長石は一般に清澄で、角閃石は、 $X =$ 淡黄色、 $Z' =$ 淡緑色の多色性を示し、 $cZ = 19^\circ$ である。

安山岩

戸間牛山から南の山稜にかけてと、ヤムワッカナイ沢には安山岩熔岩がみられる。戸間牛山付近の安山岩はさらに美幌川支流において、軽石流堆積物の下位にみられ、また、タッタベチベツ川における熔岩の節理などによって、これらは里美層の構造に調和するので、これらの安山岩は里美層に属するものであろう。南北2地域の安山岩の岩質は多少異なる。

戸間牛山を中心とする安山岩は、1～2 mmの斜長石斑晶がめだつ普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.2～1.0 mmで自形を呈し、清澄である。紫蘇輝石は0.1～0.4 mmの微斑晶で周辺には単斜輝石の反応縁がみられる。普通輝石は0.1～0.2 mmでまれにみられる。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス・燐灰石・鱗珪石
ガラス基流晶質を示す。

タッタベチベツ川の安山岩は、板状節理のよく発達する無斑晶安山岩である。

微斑晶: 斜長石

斜長石は清澄で0.3 mm前後を示してまれであり、きわめてまれに1.0 mmに達することがある。

石基: 斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス・紫蘇輝石・燐灰石・鱗珪石
ガラス基流晶質を示す。

泥岩層

本層は凝灰角礫岩層を整合に覆って、津別川本流上流・4の沢・7の沢・9の沢・

10の沢上流に分布し、第四紀火山噴出岩類に覆われる。9の沢と10の沢では、炭質物の薄層のほかに凝灰質砂岩を挟む緻密な泥岩である。4の沢と7の沢では塊状の軟質な珪藻土質～凝灰質泥岩であり、風化して黄褐色を示す。津別川本流では、珪質であり、新鮮な面では青緑色を示し、風化すると褐色になる。金属音を発して割れ、貝殻状断口を示す。

4の沢および10の沢からは *Melosira granulata* を主とする淡水棲珪藻化石を産し、明らかに陸成層であることを示す。

里美層は美都層同様、火山性物質に富み、かつ、瀬海性の要素が強いため含有化石が美都層よりも一層少なく、珪藻化石とわずかに保存の悪い植物化石を産するのみで、貝化石および有孔虫化石はまったく発見されなかった。珪藻化石は凝灰質砂岩や凝灰質泥岩に含まれ、その内容は下位の美都層のものに似ているが、全般に *Thalassiosira* spp. が多く、最上部の泥岩では淡水種のみを産する。

II. 2. 3 尾札部層

本層は屈斜路湖盆内に分布し、尾札部川・ウランコシ川林道において認められる。

尾札部層は勝井¹⁸⁾によって認められた地層で、阿寒知床帯の中軸部の屈斜路・弟子屈地方に広く分布し、緑色凝灰岩・変朽安山岩からなるイクルシベ層を覆う、凝灰角礫岩・凝灰質砂岩・凝灰岩からなる地層である。岩質は大部分苦鉄質ないし中性の安山岩で、一部に含角閃石岩・石英安山岩があるとされた。

本図幅地域の尾札部層は、尾札部川上流によくみられ軽石質な凝灰角礫岩で、軽石は緑色を呈する。そのなかに凝灰質泥岩が5～20cmの厚さで挟まれ、ときにはレンズ状となる。泥岩は風化して褐色となり、ときに炭質物の破片を含む。

ウランコシ川林道でみられる凝灰角礫岩は暗緑色を呈し、粗鬆である。鏡下では、径1mm前後の安山岩と軽石とからなり、軽石は普通輝石・紫蘇輝石安山岩質で、緑泥石化を蒙っている。

本層と上里層群はきわめて近接して分布し、一般的に火山活動の経過をみても類似した点が多い。とくに本層の凝灰角礫岩と里美層の凝灰角礫岩層とは、同じ岩相を示すことがしばしば認められる。また、弟子屈地域に分布する尾札部層の凝灰角礫岩中に、花崗閃緑岩の角礫が発見された³²⁾。以上のことから本層は、時代的にほぼ上里層

群の主部に相当するものであり、対比されるが、構造的に上里層群のいずれの層準に当たるか、その詳細が明らかでないので、上里層群から切り離し尾札部層として取り扱った。

本層は全体が火山砕層岩に富み、化石類を産出しないので、その地質時代は明らかでない。

阿寒知床帯においては、中新統の中下部とされる緑色凝灰岩・変朽安山岩を覆い、*Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) 外の鮮新世指示の化石を含む地層に覆われることが判明しているが、硬質頁岩層(越川層)との直接の関係は明らかでない。しかし、以上述べたような層位学的位置および岩相から、阿寒湖図幅の飽別層に対比され、中新統上部と考えられる。

II. 2. 4 奥上里夾亜炭層

本層は津別川本流上里部落の東方1.5 km 付近から、本流沿いに上流に向かって約2 km の間に断続して露出する。その分布がきわめて局地的で他の地域に認められず、したがって下位層との層序関係が明らかでない。しかし、分布が局限されることや、堆積相が陸成層であること、さらに構造的にも下位の地層群と異なる点などから、不整合関係にあるものと推察される。本層は青灰色～帯緑青灰色の、幾分凝灰質な粘土質泥岩で湖沼堆積物を思わせる外観を示し、風化すると淡黄褐色となる。炭質物を普通に含み、ところによっては炭質頁岩や亜炭を挟む。

亜炭層は厚さ数cm から10数cm の薄いもので数枚認められ、それにはしばしば炭化の不十分な埋木様の樹幹や、保存の悪い葉の化石が多量に含まれている。なお、*Trapa* などの植物化石を多量に含むところから、本層は内陸の沼沢地に形成されたものであろう。

II. 2. 5 新第三系の対比

新第三系は、既述したように、貝・有孔虫および珪藻などの化石を産するが、これらによって、他地域との対比を行なうことはやや不充分である。ここでは現在までに得られた岩相、および層序関係に古生物学的資料を加え、対比を試みた。

次に本図幅地域の新第三系と、“豊頃一北見帯”および釧路炭田地域新第三系との

第3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)	津別地区 (本岐・上里図幅)	足寄太一本別地区 (足寄太・本別図幅)	釧路炭田新第三系の標準層序(氷野舟山1965) 西部——東部				
鮮新世		奥上里夾垂炭層						
	美岬層		十勝層群	十勝層群	阿寒層群			
中新世	呼人層	上里層群	里美層	白糠累層				
	能取層		美都層	厚内累層	厚内相	知茶希相		
	網走層				直別相	殿来相		
	?							
新世	常呂層	津別層群	津別層	川上層群	貴老路層	常室累層	上部砂岩層 泥岩相 中部砂岩相	上部砂岩層 下部硬質頁岩相 下部砂岩相
			達耀層		仁生層			
			二又安山岩類		本別沢層			

対比を第3表に示す。

常呂—網走地域との対比

常呂—網走地域の第三系は、下位から常呂層・網走層・能取層・呼人層および美岬層に5分されている¹⁵⁾。これら地層の累重関係は、研究者によってその見解が異なっているが、最近女満別・常呂図幅の調査研究を行なった角²⁹⁾・三梨³¹⁾によれば、常呂層と網走層・呼人層と美岬層^{注1)}との関係が不整合であるほかは、整合関係にあるとしている。

常呂層はシルト岩を、網走層は火山砕屑質岩を、能取層は硬質頁岩を、呼人層は珪藻土質泥岩を、また、美岬層は軽石質の砂岩をそれぞれ主要構成員としている。

津別層の北方延長は、漸次硬質頁岩の量を減じ、かつ粗くなり、美幌市街北西方で常呂層と呼ばれているものに連続している。また含有化石の内容においても *Portlandia tokunagai* (YOKOYAMA) var. *hcyasakai* UOZUMI, *Nuculana pennula* YOKOYAMA, *Cyclamina* spp., *Haplophragmoides* spp. などが両層に共通して含

注1) 美岬層については従来知られていなかったが、能取岬において呼人層を不整合に被覆する新第三系の存在することが、三梨昂によって発見され美岬層と命名された。

上部に含まれる化石群は *Actinocyclus ingens*, *Coscinodiscus elegans*, *Denticula* spp. の顕著な群で、これは、網走地域で、網走層の同時異相と考えられている鱒浦層に含まれる群に近似している。また、岩相的に美都層上部の珪藻土質泥岩に似ている呼人層から産する群は、美都層よりは、むしろ里美層に含まれる化石群に近いものである。

このような珪藻化石と岩相とによる、上里層群と、網走層から呼人層までとの関係を図示する。

以上述べたように、岩相と珪藻化石の細区分による比較が両地域間で異なっているが、上里層群と網走層とが、いずれも同位層準と考えられる津別層群および常呂層を不整合に覆い、かつ珪藻化石群も津別層群産のものとは明瞭に区別され、大きくみて上里層群と網走層—呼人層産のものとは類似した群集であるところから、本図幅では細部にわたる対比をさけ、大きく上里層群と網走層から呼人層までを対比しておく。

奥上里夾亜炭層は、分布が局地的であるのと、その堆積相が陸成層であるところから、比較することがむずかしく、したがって美岬層との関係が明らかでないが、下位層との構造差（両者ともに不整合に下位層を被覆するが、奥上里夾亜炭層と下位層との関係がより著しい）および奥上里夾亜炭層の亜炭層に含まれる樹幹の炭化度などから、奥上里夾亜炭層は美岬層より新しい時期の地層と推定される。

足寄—本別地域との対比

すでに公表された資料によると¹⁰⁾¹²⁾²⁵⁾、足寄—本別地域の新第三系は、硬質頁岩を伴う泥質岩を主とする川上層群と、鮮新世の示準化石群を産する十勝層群とからなり、両者の関係は不整合関係にあるとされている。川上層群は硬質頁岩を伴い、かつ、また稚内層群に多産するといわれる *Portlandia kakimii* UOZUMI を産することから稚内層群に対比されていた。

しかし、津別層群の南方延長は川上層群に連続し、また、貝化石の *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Portlandia tokunagai* (YOKOYAMA) var. *hayasakai* UOZUMI, *Nuculana pennula* (YOKOYAMA) などは川上層群にも共通して産し、さらに川上層群から得た珪藻化石は津別層群産のものに類似し、稚内層群から得た化石群とは明らかに異なっている²⁰⁾²¹⁾。このような事実から、津別層群と川上層群とは同一時期に形成された地層とみるべきである。

十勝層群はその下半部から *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) をはじめとする鮮新世指示の滝川一本別化石動物群を産し、上半部は亜炭を伴う陸成堆積層が発達している。このような十勝層群の岩相や化石内容は、既述した上里層群とはかなり異なっている。とくに、化石では貝化石と珪藻化石という差はあるが、十勝層群が鮮新世指示の化石群を含むのに対し、上里層群は中新統上部に多産する珪藻化石を多量に含んでいる。このことは、十勝層群と上里層群との間に上下関係のあることを示すものであろう。したがって上里層群に対比される層準が、足寄地域には欠如しており、むしろ奥上里來亜炭層が十勝層群の上部に発達するいずれかの夾亜炭層に対比される可能性が高い。

釧路炭田地域との対比

釧路炭田地域の新第三系は、最近水野²⁸⁾らによって統括され層序が確立された。それによると新第三系は下部から常室累層・厚内累層・白糠累層および阿寒層群（十勝層群）に分けられた。常室累層は従来布伏内累層¹³⁾・上茶路累層¹⁶⁾と呼ばれていたものと、さらに常室一音別地域の直別累層の下半部を加えたものに命名されたもので、古第三系の音別層群を不整合に被覆し、厚内累層に不整合（一部整合のところがある）に覆われ、暗灰色塊状のシルト岩や、硬質頁岩からなる。シルト岩は“Soft shale”の名で呼ばれ、*Portlandia tokunagai* (YOKOYAMA) var. *hayasakai* UOZUMI, *Venericardia abeshinaiensis* OTUKA, *Nuculana pennula* (YOKOYAMA) を含み津別層のシルト岩に似ている。また、浦幌・常室付近に分布する硬質頁岩は、北方へのび川上層群の一部に連続することもほぼ確認されており、常室累層と津別層とは、同位層準とみることができる。厚内累層および白糠累層は、上里層群に較べ火山性物質が少ないため、岩相上の類似点が少ないが、美都層の上部層が珪藻土質泥岩を主とする点では似ており、また、珪藻化石の内容が上里層群産のものと同様、中新統上部に多産する種類が多く、化石のうえからも両層間の共通点がみいだされる。

さらに、白糠累層が鮮新世指示の化石動物群を含む阿寒層群によって、不整合に覆われるという層序の位置など、上里層群と厚内累層—白糠累層の対比は可能であろう。しかし、細区分についての対比は、岩相がかなり異なっていることや、化石による分布がされていない現在ではむずかしい。

阿寒知床帯との対比については、尾札部層の項において既述したとおりである。

II. 2. 6 熔 岩 丘

本図幅地域南西隅の相生川南に2コの熔岩丘がある。同様のものには図幅地域外南西方のイユダニヌブリ・736峰があつて、いずれも新第三紀の噴出と推定される。

711m峰は、新第三系の堆積岩の上にあつて、比高約300mの熔岩丘であり、橄欖石輝石安山岩からなる。

斑晶:斜長石・輝石・橄欖石

斜長石は0.2～2.0mmで0.5mm以上の斜長石の中核部は汚濁変質する。輝石・橄欖石は量少なく、変質して仮像のみを残す。

石基:斜長石・単斜輝石・鉄鈹・紫蘇輝石・ガラス・燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

506m峰は石英安山岩からなる。

斑晶:斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英

斜長石は0.3～2.0mmで清澄である。輝石は0.5mm前後を示す。

石基:ガラス
流理組織を示す。

II. 2. 7 岩 脈

ルークシュツベツ川上流 里美層を貫く紫蘇輝石角閃石安山岩である。

斑晶:斜長石・角閃石・紫蘇輝石

斜長石は0.2～2.5mmで、一般に清澄である。角閃石は0.2～1.5mmで、輝石オパサイト縁を有し、X=淡黄色、Y=淡緑色、Z=黄緑色の多色性を示し、 $\alpha_2 = 19^\circ$ である。紫蘇輝石は0.5～1.5mmで少なく、単斜輝石縁は有しない。

石基:斜長石・鱗珪石・紫蘇輝石・燐灰石
微珪長質組織を示す。

津別川7の沢 幅約20mの岩脈で、母岩の凝灰質泥岩に、幅約20cmの変質を与える。普通輝石紫蘇輝石安山岩からなる。

斑晶:斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.3～3.0mmに及び、量多く、一般に清澄であるが、一部には汚濁縁を有し、虫喰状を示す。紫蘇輝石は0.3～1.0mmに及び、大部分は単斜輝石の反応縁を有する。

石基:斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・ガラス
填間組織を示す。

津別川6の沢上流 安山岩からなる。

斑晶:斜長石

斜長石は0.3～2.0mmで虫喰状を示し、輝石を包有する。

石基:斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス・燐灰石
 填間組織を示す。

津別川中流1の沢と3の沢間 紫蘇輝石安山岩からなる。

斑晶:斜長石・紫蘇輝石・鉄鈹

斜長石の1mm前後のものは内部が汚濁し0.3～1.0mmのものは清澄である。紫蘇輝石は0.5mmできわめてまれであって、単斜輝石の反応縁を有する。

石基:斜長石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス・燐灰石
 填間組織を示す。

II. 3 第四系

II. 3. 1 阿寒火山

阿寒火山は、阿寒から屈斜路を経て、知床半島に至るまでの阿寒知床火山列の南西端にあたる。第四紀の初～中期に外輪山をつくった。この外輪山は地形的には単一の円錐状火山のようであるが、むしろ、いくつかの成層火山の集まりで、カルデラの北にある、木禽岳・阿幌岳などもそれらのひとつと考えられる⁹⁾。外輪山熔岩活動の末期には、大量の火山碎屑物が噴出して、その結果補償的陥没が起り、カルデラを形成した。カルデラ陥没の時代は屈斜路火山との関係から、洪積世中期と考えられる。火山碎屑物は、降下軽石と火山碎屑流堆積物とに分かれるが、前者はカルデラ東壁のみに分布し、本図幅地域にはみられない。

火山碎屑流は、下部阿寒軽石流堆積物・阿寒熔結凝灰岩・上部阿寒軽石流堆積物の3つに分けられる。これらの関係は相生付近で観察される。

外輪山熔岩類

木禽岳熔岩 木禽岳熔岩は基底部・主部・頂部からなる。

基底部は新第三系の堆積岩類を覆い、オンネキキン川・相生川・ルークシュツベツ川の上流に分布する。一般に斜長石斑晶が肉眼でも顕著である。熔岩累層の厚さは最

大250mであるが、おもに木禽岳北側の891m峰や、760m峰などの山体を構成したもののようである。

斑晶:斜長石・橄欖石・普通輝石

斜長石は0.5～2.0mm, 清澄で多量である。橄欖石は0.2mm前後で輝石の反応縁を有する。普通輝石は2.0～2.5mmを示すが, 1薄片内1～2コに限られる。

石基:斜長石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス・燐灰石

ガラス基流品質を示す。

主部は木禽岳から931m峰にかけて広く分布する。一般に山頂部は平坦で, 熔岩流動面が比較的良好に保存されている。岩質も大部分は無斑晶安山岩からなる。

無斑晶安山岩 木禽岳を中心として広く分布し, 隣接する本岐・阿寒湖函幅地域まで延びる。木禽岳から北方へ, 阿幌岳から東西に延びる平坦な尾根はいずれも本岩からなる。

斑晶:斜長石(まれ)

石基:斜長石・単斜輝石・鉄鈹・燐灰石・ガラス・鱗珪石

ガラス基流品質～ピロタキシチック組織を示す。

頂部は阿幌岳を構成し, 小規模であり, 岩質は普通輝石橄欖石安山岩である。

斑晶:斜長石・橄欖石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は0.5～2.0mmで, 汚濁したり, 輝石の包有物を有する。橄欖石は0.2～1.0mmで, 周辺がイデイングス石化することも多く, 輝石の反応縁を有する。普通輝石は微斑晶で鉄鈹を包有する。

石基:斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鈹・燐灰石・鱗珪石

填間組織を示す。

外輪山熔岩 函幅地域南西部には△931.2m峰を中心として外輪山熔岩が分布する。北方へは比較的緩傾斜で高度が低くなり, 南側の内壁では急傾斜を示すが, 露出不良である。

カルデラ内のパッケ2の沢林道で, 崖錐となってみられるのは, 紫蘇輝石橄欖石安山岩である。孔隙には珪酸鈹物が多く生成する。

斑晶:斜長石・橄欖石・紫蘇輝石

斜長石は0.5～2.0mm, とくに1cmに及び清澄である。橄欖石は0.2～1.0mmで輝石の反応縁を有する。紫蘇輝石はきわめてまれであるが, 0.5mmで単斜輝石の反応縁を有する。

石基:斜長石・単斜輝石・鉄鈹・燐灰石・鱗珪石・ガラス

填間組織を示す。

津別川上流6の沢と、8の沢間にある尾根には橄欖石安山岩がみられる。

斑晶:斜長石・橄欖石

斜長石は0.2～0.8mmで清澄である。橄欖石は0.1～0.2mmですべて緑泥石に変質し、鉄鉱によりとり囲まれる。

石基:斜長石・単斜輝石・鉄鉱・燐灰石・鱗珪石・ガラス

填間組織を示す。

下部阿寒軽石流 堆積物

阿寒火山は外輪山熔岩の噴出後、3回にわたって火山砕屑流を噴出した結果、補償的陥没を起こし、阿寒カルデラが形成された。火山砕屑流堆積物は阿寒カルデラの周辺、とくにその北西側と南東側とに広く分布し、北西側がくわしく調べられている¹⁷⁾。阿寒火山砕屑流堆積物は、下位から下部阿寒軽石流堆積物・阿寒熔結凝灰岩および上部阿寒軽石流堆積物に区分される。本図幅地域においては、木倉岳が一つの障壁となり、大部分は相生川から西の本岐図幅地域へ流下し、一部は津別川沿いに流下した模様であり、各堆積物が地域を異にして独立分布することが多い。これら3者の関係がよく示されるのは相生開拓道路においてである。

下部阿寒軽石流堆積物は、相生開拓道路に認められる。本堆積物は、このほかに西隣本岐図幅地域の二又付近、北隣美幌図幅地域内の津別市街対岸に分布するのみで、その詳細は不明である。相生開拓道路における本堆積物は、阿寒熔結凝灰岩に覆われる。軽石・火山灰および外来岩片からなり、軽石は5～10cm、外来岩片は2～5cmで、基質は淡黄褐色である。部分的に岩滓も多く、炭化木片もある。認められる層厚は5m以内である。

阿寒熔結凝灰岩

阿寒熔結凝灰岩は、前記の相生開拓道路から、本図幅地域東縁沿いのほぼ平坦な山稜と、760m峰の山腹とに分布するほか、津別川沿いでは数ヶ所小規模に点在し、美幌川上流から上里にかけて古梅熔結凝灰岩により覆われる。

本岩は相生開拓道路では熔結は強いが、その他の地域では中程度である。一般に外来岩片が多く、かつ大で、ときには径20cmにも及ぶ。強く熔結すると、黒曜石パツ

チが目立ち、堅硬となるが、露頭の上部で角礫質となり、一部に軽石質や岩滓質となる。津別川沿いでは一般に熔結程度は低く、岩滓角礫質で、孔隙と外来岩片の多い堆積物となる。本岩の層厚が直接測られる所はないが、20m内外と推定される。

本岩は普通輝石紫蘇輝石安山岩質（ SiO_2 65.87%）である¹¹⁾。

斑晶:斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

基質:ガラス裂片・珪酸鋁物・アルカリ長石・燐灰石

ガラス裂片は熔結して、その間に微細な珪酸鋁物・アルカリ長石が生成している。外来岩片は安山岩が大部分で、一部には泥岩も認められる。

上部阿寒軽石流堆積物

上部阿寒軽石流堆積物は、相生開拓道路からオンネキキン川下流の山稜に分布する。相生開拓道路の切割においては、下部はおもに白色細粒のガラス片で外来岩片も少なく、径0.1～0.5cmの軽石がまれに含まれる。それに反して上部は、軽石は3～10cm、まれに20cm大の岩滓もある。外来岩片は1～2cmで安山岩や泥岩が多い。

軽石は白色で斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鋁の斑晶を有し、普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質と推定されるが、石英斑晶は存在しない。

II. 3. 2 屈斜路火山

屈斜路火山は阿寒火山の北東に接し、同じ阿寒知床帯の上に並んで一つの火山列をつくる。阿寒火山と同じく、径26kmにも及ぶカルデラを有する。この火山は洪積世初め、阿寒火山にやや遅れて活動を開始した。外輪山は藻琴山（海拔999m）をはじめとした成層火山をつくり、本図幅地域内のサマツカリヌプリ岳（海拔974m）・947m峰・コトニヌプリ岳（海拔950m）・サマツケヌプリ岳（海拔898m）なども、成層火山の一部であったろうと推察される。

外輪山形成後、屈斜路火山は火山砕屑流の噴出期に移行した。この時にはすでに阿寒火山はカルデラを形成していたので、火山砕屑流の一部は阿寒カルデラ内へも流入した。屈斜路火山の火山砕屑流は、藻琴山北方の火山砕屑岩台地においてとくにくわしく調べられた²³⁾。それによると、熔結凝灰岩を含む10層の火山砕屑流からなり、挟有する段丘堆積物から、その期間も洪積世中期から末期に至ることが判明した²³⁾。

図幅地域には、前記10層の火山砕屑流のなかで、最下位の古梅熔結凝灰岩と最上位

の屈斜路軽石流堆積物Ⅰが分布し、このほかに、独立分布して阿寒カルデラ内に流入するもう1層の火山砕屑流の存在が判明した。本層は阿寒カルデラ内のパンケトー湖岸によく露出し、強く熔結するためにパンケ熔結凝灰岩と称する²⁷⁾。パンケ熔結凝灰岩の噴出が、前述10層のうち、どの層の時代に当たるかは、累重状態がみれないために明らかでない。しかし、化学成分の検討のうえから、屈斜路軽石流堆積物Ⅳと屈斜路岩滓流確積物との間であろうと推定される。

外輪山熔岩類

本図幅地域内において、屈斜路火山外輪山熔岩類は一般に熔岩流に富み、これと互層する砕屑物は少なく、①美幌峠から△649mにかけての山稜、②30号の沢上流における山麓緩斜面、③サマッカリヌブリ岳とコトニヌブリ岳、④サマッケヌブリ岳とに分布する。

美幌峠から△649mにかけての山稜に分布するのは、約200mの厚さを示し、普通輝石含有紫蘇輝石安山岩である。

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・鉄鈹・普通輝石

斜長石は1.0mm前後で、内部が汚濁することがある。紫蘇輝石は0.5～1.0mmで単斜輝石の反応縁はない。

石基: 斜長石・クリストパル石・アルカリ長石・紫蘇輝石・鉄鈹・燐灰石
毛氈状組織を示す。

30号の沢上流における山麓緩斜面には径2cmに及ぶ灰長石巨晶を含む紫蘇輝石含有橄欖石普通輝石安山岩塊が多く存在する。

斑晶: 斜長石・普通輝石・橄欖石・紫蘇輝石・鉄鈹

斜長石は1.0mm以下は清澄であるが、2.0mm前後のは汚濁する。普通輝石は0.2～1.0mmで橄欖石は輝石の反応縁を有する。紫蘇輝石は0.5mm以下で、単斜輝石の反応縁を有する。

石基: 斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鈹・燐灰石
ガラス基流晶質組織を示す。

サマッカリヌブリ岳東側の斜面約250mには、下位から安山岩・無斑晶安山岩・普通輝石・紫蘇輝石安山岩の順で累重する。

安山岩

斑晶: 斜長石

0.5mm前後で清澄である。

石基:斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱・燐灰石

ガラス基流晶質組織を示す。

無斑晶安山岩

斑晶:斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

いずれもまれであり、0.2～0.5mm前後の微斑晶である。紫蘇輝石は単斜輝石の反応縁を有する。

石基:斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱・燐灰石

ガラス基流晶質組織を示す。

普通輝石・紫蘇輝石安山岩

斑晶:斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.2～2.0mmで内核部が汚濁することがある。輝石は0.1～1.0mmである。

石基:斜長石・ガラス・単斜輝石・紫蘇輝石・燐灰石・鉄鉱

ガラス基流晶質組織を示す。

サマッケヌプリ岳は約200mの厚さの普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔岩からなる。

斑晶:斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は0.3～2.5mm、一般に清澄であるが一部は汚濁する。輝石は0.1～0.8mmである。

石基:斜長石・ガラス・燐灰石・鱗珪石・単斜輝石

ピロタキシチック組織を示す。

古梅熔結凝灰岩

本岩は屈斜路火山の北～北東～西方にかけて広く分布し、この方面の屈斜路火山砕屑流の最下位をなす。北に接する美幌図幅地域内古梅部落付近において、採石が行なわれ、標式地となる。カルデラ北東壁の小清水峠や東壁の摩周観光道路では、本岩はカルデラ内壁にみられるが、北西壁の美幌峠から西にかけては内壁にはみられず、外壁中途から分布する。北西外壁上では、はじめからごく薄くしか堆積せず、その後侵食されたと推察される。本図幅地域では、おもに美幌川流域と上里部落付近に存在する。本岩は美幌川の各支流川底、美幌川本流筋の林道に良好な露出があり、厚く発達するが、厚さの測られた所はない。一般に強く熔結していて、非熔結相は大部分削剥されたようである。古梅部落の採石場では本岩の間に弱熔結部がみられ、また、ヤ

ムワッカナイ沢林道においても、淡紅色を示す弱熔結部がみられることなどから、本岩は2層以上の **cooling unit** からなるものであろう。

本岩は、灰白色～淡褐色を示し、ときには淡紅色を呈する。ほとんどの露頭で強く熔結しており、一般に3～4m間隔の柱状節理が発達する。斑晶鉱物として斜長石と石英とが肉眼でも顕著に認められるが、軽石片や外来岩片に乏しい。本岩は普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質 (SiO_2 71.25%) である¹¹⁾。

斑晶: 斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鋳

斜長石は清澄・自形で、石英は融食をうけまたは破片状を呈する。

基質: ガラス裂片・珪酸鋳物

無色のガラス裂片が熔結して斑晶鉱物を取り囲み、空隙には鱗珪石またはクリストバル石が晶出する。

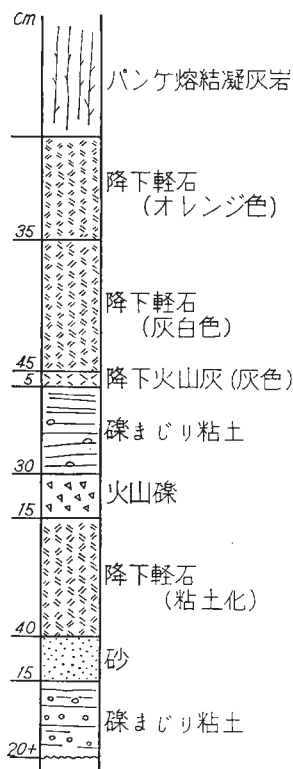
パンケ熔結凝灰岩

本岩は阿寒カルデラ内のパンクトー湖岸に模式的に発達し、雄阿寒岳熔岩により覆われる。サマッカリヌプリ岳付近が噴出口で、おもに南西方に流下した模様である。サマッカリヌプリ岳から南の山腹、5の沢左岸の平坦地、サマッケヌプリ岳付近と断続的に分布して、阿寒湖盆内には広くみられる。本岩の上部の非熔結部はことごとく削割された模様で、大部分は強い熔結を示すが、阿寒湖盆内の観察によれば、本岩は3層以上の **cooling unit** からなる。

本岩の下底がみられるところは、津別峠林道株高600m地点と、津別川5の沢とである。前者では、本岩の下底は熔結を示さず、外来岩片・軽石塊とともに少なく、大部分がガラス片からなる。その下位には降下軽石・火山灰・火山礫等がある。軽石は普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質である。

後者では新第三系を直接覆い、降下軽石はみられなく、本岩の下部約3mは安山岩塊を多く含み、脆弱で角礫化し、一部に黒曜石縞がある。本岩の厚さが測られたところはなく、地形図上のみで判断すると、津別川5の沢では60m前後、パンクトー湖岸で100m以上を算する。

本岩は淡灰色～茶灰色を示し、黒色パッチは一般に少なく結晶が多い。軽石片の認められることもあり、岩質は普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質 ($\text{SiO}_2=69.19\%$) である²⁷⁾。



第3図 津別峠林道におけるパンケ熔結凝灰岩の下盤

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

基質: ガラス裂片・鱗珪石・アルカリ長石・燐灰石

ガラス裂片が熔結して斑晶鉱物を取り巻いている。一般に脱ガラス化が著しく、鱗珪石・アルカリ長石が生成している。外来岩片はほとんど安山岩であるが、量は少なく、通常1cm以下である。

屈斜路軽石流堆積物I

本層は屈斜路火山砕屑流堆積物のうち最上位のもので、本図幅地域からさらに北方にのびて小清水町の砥草原西方台地から美幌・女満別・網走湖西岸・津別にまで及んでいる。本図幅地域では新第三系・古梅熔結凝灰岩などを直接覆うが、前記の北方諸

地域では通常美幌層と名付けられる海成砂礫層を覆う。本層は13号の沢農道と美都発電所北西の沢農道とにみられ、いずれも層厚1～3mで、径5～10cmの軽石・火山灰および石質岩片とからなる。一般に白色～淡紅色を示す。岩質は普通輝石含有紫蘇輝石石英安山岩質である。

なお、美都発電所北西の沢農道では本岩の下位に厚い砂礫層がみられ、とくに地質図に表現した。この砂礫層は、軽石と安山岩礫とをおもな要素としており、粗粒部は径5～10cm軽石塊と安山岩が多い礫岩であるが、細粒部は砂岩泥岩の互層である。砂は軽石破片や結晶をおもにしている。この砂礫層は標高180mから240mにわたり、平坦面とは別段関係なく、陸性砂礫層であると考えられる。

II. 3. 3 河岸段丘堆積物

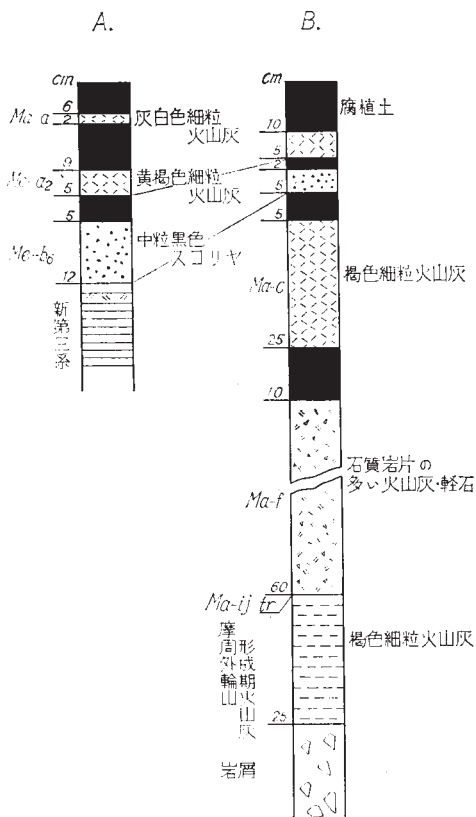
網走川をはじめ支流の津別川、およびオンネキキン川には2段の河岸段丘が発達し、それぞれ堆積物が認められる。低位のものは平坦で広く、良く追跡されるが、高位のものは局地的に狭く発達し、幾分開析されており、各河川ごとに対比することが困難である。したがって地質図上は、高低一括して河岸段丘堆積物として取り扱った。

高位段丘は美都発電所から上里に至る津別川の右岸、およびオンネキキン川下流左岸地域に局地的に平坦面が残っている。この段丘面は、網走川本流沿い（本岐図幅地域）に発達する高低2段の段丘のうち、高位の段丘に比較されるものと考えられる。恩根小学校および美都小学校対岸付近の道路切割において、堆積物が認められる。いずれの場合も軽石質のものにきわめて富んでおり、また、古梅熔結凝灰岩・阿寒熔結凝灰岩が礫として含まれている。一般に粗い礫が少なく細粒相に富み、斜層理が著しく発達している。堆積層の厚さは10m前後である。

低位段丘は木岐図幅地域において低位段丘としたものの連続で、比高は沖積面から5～10mである。この平坦面は網走川に沿って、津別市街地の面から美幌市街へと続き、オンネキキン川入口付近では阿寒軽石流堆積物を切っている⁸⁾。この段丘堆積物は、厚さ5m以下できわめて淘汰の悪い砂礫層からなり、高位段丘に較べて一般に粗い。

II. 3. 4 火 山 灰

本図幅地域は平坦面に乏しく、起伏に富むため、新期火山灰の保存がきわめて不良であり、東部北海道で通常みられる火山灰層序が地表に少ない^{注2)}。これは新期火山灰が堆積しなかったのではなく、堆積しても地表が起伏に富むため保存されなかったのである。みられた2例の柱状は第4図のとおりである。



第4図 火山灰柱状図
 A 上里部落北方500mの軌道跡
 B 津別峠林道標高910mの峠

注2) 表現が難しいので地質図には省略した。

摩周外輪山形成期の火山灰 褐色細粒の火山灰である。東方では、本火山灰は数層に分帯されて¹⁴⁾、降下軽石が挟まれることもあるが津別峠林道では分帯ができなく、層厚25cmを示す。

Ma-i・j層 Ma-i層は灰色、細粒、火山灰、Ma-i層はオレンジ色、発泡のよい降下軽石で、ともに痕跡でみられる。この1組の火山灰は、Ma-f層の下位にあって良好な鍵層である。

Ma-f層 東北海道一帯にもっとも広く分布する火山灰で、摩周カルデラ形成時の軽石流堆積物であるが、ところにより降下軽石の堆積様式を示す。石質岩片の量が多く、軽石は帯褐色を示し、発泡不良で硬い。一般に厚さも規則性を示さず、津別峠林道で60cmであり、津別川上流でときに1m以上堆積することもある。

Ma-c層 褐色細粒火山灰で津別峠林道では層厚15cmから25cmと変化に富む。これは基盤の起伏のためと解される。Ma-c層は東方ではc₁、c₂、c₃、の3層が認められるが、本層がこれらのいずれに相当するかは明らかでない。

Me-b₆層 黒色中粒の岩滓である。雌阿寒火山の阿寒富士の活動に関連するものであろう。Me-b層は6層知られており⁷²⁾、本層はその下位層でもっとも広く北東方に向かって分布する。残余の5層は小規模に東方に向かって分布する。山田⁴⁾は昭和30年を基準として、本層の噴出時代を700~800年前と推定した。

Me-a₂層 本層は黄褐色、細粒、火山灰である。Me-a₃層も本層と同じ岩質を示すが、Me-b層との間に通常腐植土を有さない。これに反して、本層はMe-b層との間に2~5cmの腐植土を有するため、Me-a₂層とした。本層の噴出時代は山田により約220年前とされた。

Ma-a層 本層は灰白色、細粒、火山灰である。山田は本層を摩周火山起源であるとしたが、その後の調査研究¹⁴⁾²²⁾によつて、本層は摩周火山起源でなく、雌阿寒火山起源とされるようになった。ここではとりあえず原記載⁴⁾のとおり Ma-a層としておく。道東地方の表層にはMe-a_{1~3}層と、Ma-a層とが腐植土中にみられるが、完全な柱状がみられる箇所は少なく、通常は1あるいは2層のみみられ、他は腐植化されているために厳密な分布が確かめられていない。

本層の噴出時代は山田⁹⁾によつて200年前と推定された。

II. 3. 5 崖錐堆積物および現河川堆積物

崖錐堆積物は屈斜路カルデラ内壁に数ヵ所、阿寒カルデラ内壁のチクシヨベツ川上流、相生の506m山と711m山との山麓、木禽岳北方の平坦面に分布する。構成物はいずれも直接付近から由来した岩塊・砂・粘土からなる。

現河川堆積物は各河川の河床に狭く分布し、礫・砂・粘土からなる。

III. 応用地質

本図幅地域の応用地質には金属・非金属資源はなく、石材が現在利用されているにすぎない。

石 材

27号の沢における古梅熔結凝灰岩は、道路敷石として利用されている。

参 考 文 献

- 1) 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
- 2) 岡村要蔵 (1915) : 阿寒屈斜路両火山群生成の時代, 地学雑誌, vol. 27
- 3) 佐々保雄・井上 武 (1939) : 北見国網走町付近第三系層序, 石油技術協会誌, vol. 7, no. 4
- 4) 山田 忍 (1951) : 火山性土性調査法と北海道における火山性土壌, 北海道農業試験場報告, no. 44
- 5) 勝井義雄 (1951) : 雌阿寒火山の地質, 北海道地質要報, no. 16
- 6) 千地万造 (1952) : 北海道網走～阿寒湖間の第3系層序, 地質学雑誌, Vol. 58
- 7) 山田 忍 (1952) : 北海道における火山の噴出物の分布について, 北海道地質要

報, no.21

- 8) 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
- 9) 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火山の火山活動に関する研究, 地団研専報, no. 8
- 10) 三谷勝利・他2名 (1958) : 5萬分の1地質図幅「足寄太」, および同説明書, 北海道開発庁
- 11) 勝井義雄 (1958) : 阿寒屈斜路火山群, 地球科学, no. 39
- 12) 三谷勝利・他3名 (1958) : 5萬分の1地質図幅「本別」, および同説明書, 北海道開発庁
- 13) 水野篤行・百石 浩 (1960) : 5萬分の1地質図幅「雄別」, および同説明書, 北海道開発庁
- 14) 勝井義雄 (1961) : 火山砕屑物からみた摩周火山活動史, 地球科学, no. 55
- 15) 山口昇一・他6名 (1961) : 美幌地方の第三系について, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 13
- 16) 佐藤 茂・長浜春夫 (1961) : 5萬分の1地質図幅「上茶路」, および同説明書, 北海道開発庁
- 17) 佐藤博之 (1962) : 阿寒屈斜路カルデラ北方の火山砕屑流, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 14,
- 18) 勝井義雄 (1962) : 5萬分の1地質図幅「屈斜路湖」, および同説明書, 北海道開発庁
- 19) 石田正夫 (1962) : 北見美幌地域新第三系有孔虫について(予報), 特に中新世の達媚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
- 20) 沢村孝之助 (1962) : 三毛別層および古丹別層上部に含まれる化石珪藻, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 14
- 21) 沢村孝之助 (1962) : 網走～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, VO1.12, no.11
- 22) 瀬尾春雄・他5名 (1963) : 北海道土壤調査報告, 第13編, 北海道農業試験場
- 23) 勝井義雄・佐藤博之 (1963) : 5萬分の1地質図幅「藻琴山」, および同説明書,

北海道開発庁

- 24) 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
- 25) 三谷勝利・他2名（1964）：5萬分の1地質図幅「上足寄」，および同説明書，北
海道開発庁
- 26) 山口昇一・沢村孝之助（1965）：5萬分の1地質図幅「本岐」，および同説明書，
地質調査所
- 27) 佐藤博之（1965）：5萬分の1地質図幅「阿寒湖」，および同説明書，地質調査所
- 28) 水野篤行・他2名（未刊）：釧路炭田新第三系の層序について，地質調査所
- 29) 石田正夫・佐藤博之（未刊）：5萬分の1地質図幅「美幌」，および同説明書，地
質調査所
- 30) 角 靖夫（未刊）：5萬分の1地質図幅「女満別」，および同説明書，地質調査所
- 31) 三梨 昂（未刊）：5萬分の1地質図幅「常呂」，および同説明書，地質調査所
- 32) 佐藤博之・垣見俊弘（未刊）：5萬分の1地質図幅「弟子屈」，および同説明書，
北海道開発庁

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



KAMISATO

Abashiri, No. 59

By

Shoichi YAMAGUCHI & Hiroyuki SATOH

(Written in 1965)



(Abstract)

The area of this sheet-map, located between latitudes $43^{\circ} 30' \sim 43^{\circ} 40'N$ and longitudes $144^{\circ} 00' \sim 144^{\circ} 15'E$, is situated on the northwestern side of the Akan-Shiretoko volcanic chain, an échelon belonging to the Kurile volcanic zone. The foots of Akan and Kutcharo volcanoes which are famous for their gigantic calderas occupy south and east sides of this area. The basement of the volcanoes is

composed of the Neogene-Tertiary formations consisting of thick normal sediments accumulated in the Toyokoro-Kitami zone.

Drainage system is rather simple and most of streams flow from south to north.

GEOLOGY

The geology of this area, as shown in Table 1, can be divided into two units; basement Neogene-Tertiary and Quaternary volcanoes and sediments.

Table 1

Quaternary	Recent	{ Talus and recent fluvial deposits		
		{ Volcanic ashes		
	Pleistocene	Kutcharo volcano	{ River terrace deposits	
			{ Kutcharo pumice flow deposit 1	
Neogene	Pliocene	Okukamisato lignite bearing formation	Osappe formation	
				Miocene
	{ Mito formation			
	Miocene	Tsubetsu group	{ Tsubetsu formation	
{ Upper Akan pumice flow deposit				
		{ Akan welded tuff		
		{ Lower Akan pumice flow deposit		
		{ Somma lavas		

NEOGENE-TERTIARY SYSTEM

Tsubetsu group

This group is divided into Tatsukobu and Tsubetsu formations and only later Tsubetsu formation is distributed on the western side of this area.

The Tsubetsu formation is composed of hard shales and siltstones, and produces numerous shell, diatom and foraminifera fossils and it is presumed middle Miocene in age.

Kamisato group

The Mito formation, resting unconformably on the Tsubetsu formation, is composed of tuff-breccias, tuff, andesitic lavas, sandstones and mudstones. This formation produces numerous marine diatom fossils (cfr. Plate in Japanese Text).

The Satomi formation, resting conformably on the Mito formation, is characteristic of pyroclastic sediments and facies change. This formation is composed of tuffaceous sandstones in its lower part and tuff-breccias, andesitic lavas and pumice-tuffs in lateral interfingering relation one another, and mudstones in its upper part. Tuffaceous sandstones and pumice-tuffs are characteristic of biotite and hornblende. Tuff-breccias and lavas are pyroxene andesitic. Mudstones include nonmarine diatom fossils.

Osappe formation

This formation, isolated from other strata, is situated in the Akan-Shiretoko zone and is composed of tuff-breccias and thin intercalations of mudstone. Owing to the rock facies, stratigraphic relation and inclusion of granodioritic breccias, this formation is correlated to the Kamisato group and presumed late Miocene in age.

Okukamisato lignite bearing formation

This formation overlies the Kamisato group with different structure and is composed of mudstones intercalating thin lignite layers. Numer-

ous plant fossils occur but their preservation is not good. This formation is presumed late Pliocene in age.

Lava domes and dikes

Andesitic and dacitic lava domes are situated in the southwestern corner of this area. Dikes are hypersthene-hornblende andesitic, augite-hypersthene andesitic and hypersthene andesitic.

QUATERNARY

Akan volcano

Somma lavas of the Akan volcano; Kikin-dake lavas consist of augite-olivine andesite, aphyric andesite and augite-olivine andesite in ascending order. Later somma lava is composed of hypersthene-olivine andesite.

Akan pyroclastic flow deposits; After piling of somma lavas of the Akan volcano, in middle Pleistocene, pyroclastic flows were ejected resulting in the subsidence of the Akan caldera. Pyroclastic flows are divided into three: lower Akan pumice flow deposit, Akan welded tuff and upper Akan pumice flow deposit in ascending order. Akan welded tuff is augite-hypersthene andesitic ($\text{SiO}_2=65.87\%$). Other two are augite-bearing hypersthene dacitic.

Kutcharo volcano

Somma lavas of the Kutcharo volcano; Those composed of aphyric andesite, augite-hypersthene andesite and hypersthene-bearing olivine-augite andesite make a chain of peaks Samakkarinupuri-dake, Kotoni-nupuri-dake and Samakkenupuri-dake etc. in the eastern margin of this area.

Kutcharo pyroclastic flow deposits; In middle to late Pleistocene, some half score of pumice and scoria flows accompanied by pumice and ash falls were ejected successively, resulting in the subsidence of the Kutcharo caldera of Krakatau type. These pyroclastic flow deposits are extensively developed around the caldera, forming a vast pyroclastic plateau. Among them, there are three pyroclastic flow

deposits: Furume welded tuff, Panke welded tuff and Kutcharo pumice flow deposit I in this area. Furume welded tuff, augite-bearing hypersthene dacitic ($\text{SiO}_2=71.25\%$), is extensively distributed in the northeastern part of this area. Panke welded tuff, augite-hypersthene dacitic ($\text{SiO}_2=69.12\%$), was erupted from southwestern side of somma inflowed to the bottom of the Akan caldera. Kutcharo pumice flow deposit I, the uppermost augite-bearing hypersthene dacitic deposit of the Kutcharo pyroclastic flow deposits, rests on the Furume welded tuff in this area.

River terrace deposits

Those are narrowly distributed along each river and composed of higher and lower terraces. The higher terrace is limited and the lower one makes a flat plain about 5m higher from a recent fluvial plain. Both are composed of gravel, sand and clay.

Volcanic ashes

In this area, alluvial volcanic ashes (cfr. Fig. 4 in Japanese text) ejected from the Mashū and Meakan volcanoes are distributed but their preservation is not good. Among them, Ma-f is pumice flow deposit resulting in the formation of the Mashū caldera (7.5×5.5 km in diameter) about 7,000 years ago. Others are ash falls.

Talus and recent fluvial deposits

They are distributed in some limited areas and composed of block, gravel, sand and clay.

ECONOMIC GEOLOGY

No important economic materials have been discovered in this area and only the Furume welded tuff is used as road stones.

昭和41年7月15日 印刷

昭和41年7月22日 発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

© 1966, Geological Survey of Japan