

5万分の1地質圖幅説明書

上江丹別

(旭川一第43號)

工業技術院地質調査所囑託

北海道大學助教授 舟 橋 三 男

北海道開發廳

昭和28年

目 次

はしがき	1
第一章 位置および交通	3
第二章 地 形	4
第三章 地質概説	5
第四章 神居古潭變成岩類	7
I 神居古潭變成岩類の岩質	9
II ソーダ礦物類をふくむ變成岩類	18
第五章 中生層	25
A) 下部菊石層	25
B) 上部菊石層	26
第六章 第三紀層	27
A) 雨龍夾炭層	27
B) 幌新層	28
C) 瀧川層	29
第七章 第四紀層	29
第八章 火成岩類	31
A) 蛇紋岩	31
B) トロニエム岩(Trondhjemite)	37
C) 玄武岩	38
D) 安山岩	39
第九章 地質構造	39
第十章 應用地質	41
要 約	49
文 献	51
Résumé (in English)	

工業技術院地質調査所囑託

北海道大學助教授 舟 橋 三 男

は し が き

この圖幅は、北海道開發廳並に工業技術院地質調査所の委嘱によつて、本囑託がこの地域に關するこれまでの資料を編纂したものである。編纂にあたり、北海道大學理學部地質學鑛物學教室の助手木崎甲子郎、大學院特別研究生高安昌明、魚住悟、秋葉力および學生山田敬一、青山忠男の諸氏からよせられた協力は、とくに大きい。

この圖幅地域は、北海道の地質的な骨格地帯の一部である、古期岩層を主とし、ときに變成岩類をみる神居古潭帯と、その西側にそつて廣く分布する、石狩炭田や雨龍炭田などをふくんだ第三紀層地帯との二つの地帯にまたがつている。

神居古潭帯というのは、日高山脈一天鹽山地を中心に、南北にひろがる日高帯と一體になつて、北海道の中軸を形づくる主要な構造帯の一つである。この構造帯は、概観して、ジュラ紀層、白堊紀層を中心にした一つの衝上のな、背斜的な性質をもつものである。またここには、どこにもいちぢるしい蛇紋岩の迸入體があつて、本邦ではまれにみる大蛇紋岩帯を形づくつている。この構造帯には、比較的かぎられた範圍ではあるが、一括して神居古潭變成岩類とよばれている、弱い動力變成をうけた變成岩が見出されることが一つの特徴になつている。

日高帯は、神居古潭帯の東側にあつて、より古期岩層である日高層群を主とした、はるかに幅ひろい構造帯である。その地質構造は、まだ具體的に明らかにされていないが、中核部には、造山帯の深部でつくられるとみられる變成岩類や、いろいろな種類の深成岩類で構成された地帯がみられる。

この二つの構造帯が、相ならび、密接にともないあつて、南北に、宗谷岬から襟裳岬にわたる北海道の中軸地帯を構成している。これらは、白堊紀に活動した、われわれが「日高造山運動」とよんでいるものの産物であつて、日高帯はその造山の中核である深部構造をあらわすものであり、神居古潭帯は、この造山運動帯の縁が、西側に覆いかぶ

さるよりのり出した衝上帯をあらわすものであるとみなされている。

第三紀層は、このような造山の構造運動が終り、その構造が固まつて地背斜的地帯となつたその西側に、ひろく發達した地向斜的地帯に厚く堆積したものである。

この圖幅地域では、神居古潭帯は、東部地域を占めていて、そのほとんどが、神居古潭變成岩類で構成されている。この變成岩類は、圖幅地の北部に隣る幌加内地方にはじまり、南方にのびて、空知郡下富良野にいたる 70 軒のあいだに連続して分布するもので、とくに、途中石狩川に切られるあたりの神居古潭峡谷によく露出し、古くから注目されてきたものである。このような廣い範圍にわたつて變成岩類の露出することは、神居古潭帯のうちでもまれであつて、全體からみて、むしろ、特殊の場所とみられる。この幌加内一下富良野間の變成岩帯には、まわりのジュラ紀一白堊紀層との間につねに斷層または蛇紋岩迸入帯があつて、直接の關係を斷たれている。いろいろの點から、このことは、より深部で變成した岩體が、構造運動によつて上部構造の中につまみ込まれたものであつて、これらは神居古潭帯のうちでも一つの獨立した特別の構造的單元をなすものとみられている。

圖幅地の北部、沼平、幌加内のまわりの山地に見られる變成岩類にはいろいろの曹達鑛物類が知られている。このことが神居古潭變成岩類の多く興味をひく一つの理由となつている。このような岩石は各地に小規模には知られているが、この地域は一つの世界的な標式地であつて、その産出範圍の廣大なこと、そこに見いだされる組合せの多様さには、類をみないものがある。

ここに報告をのべるに先だち、本囑託のこの地域に關する岩石學的研究の最初期より今日まで引きつぎ御指導を賜わつている、北海道大學鈴木醇教授に厚く御禮を申しのべる次第である。また、今回、圖幅としてこの地域の資料を編纂するにあたり、前記諸氏は、地域のほとんど全範圍にわたり再調査の勞を取られた。その結果、これまでのこの地域に關する知識はまったく新たにせられたのであつた。以下にのべる報文はほとんど諸氏の調査の結果である。ここに厚く感謝の意を表するとともに、諸氏の調査擔當區域を記す。

木崎甲子郎、秋葉力：鷹泊附近の變成岩および中央部蛇紋岩體

高安昌明：沼平盆地洪積層

魚住 悟： 西部第三紀層地帯

山田敬一： 幌成附近⁽⁴⁹⁾

青山忠男： 上江丹別地域⁽⁵⁰⁾

第一章 位置および交通

この圖幅にふくまれる地域は、北緯 $43^{\circ} 50'$ より $44^{\circ} 00'$ 、東経 $142^{\circ} 0'$ より $142^{\circ} 15'$ にわたる範圍である。旭川市より西北に約 10 km 離れば、この圖幅地域に入る。また、これは雨龍川の下流部にあたる。雨龍川はこの圖幅地の中央部を北より南に向つて、蛇行しつつ流下し圖幅地をはなれるあたりで石狩川に合流する。この地域は、雨龍郡と上川郡にまたがり、北部は雨龍郡幌加内村に、西部は雨龍郡沼田町に、南部は雨龍郡多度志村に、東部の上江丹別地區は、上川郡江丹別村にそれぞれ管轄される。

域内の大部分は、山地に占められ、北部の沼牛・幌加内盆地、雨龍川にそう南部の鷹泊、幌成地域および東部の上江丹別盆地等の沖積・洪積平地が、わずかに、農耕地となつてにすぎない。人口のまばらな地域であつて、鷹泊・沼牛・上江丹別等に、それら農地の中心となる小さな市街地がみられるほか、人家の稠密地は見られない。

交通状態も、圖幅地のすぐ南方を北海道の幹線函館本線が通る地域でありながら、きわめて未發達の状態に止まつている。函館本線深川驛より雨龍川すじを通り、宗谷線名寄驛にいたる深名線が、沖積平地を縫つて、圖幅の中央部を南北に通じ、南から幌成、鷹泊、沼牛等の驛が設けられている。東部の上江丹別盆地では旭川市より鷹栖村を通り、江丹別峠をへて通ずるバス路線が唯一の出入路となつている。そのほか、道路は、農地を結ぶものが各河川ぞいに見られる程度で、かつて沼牛盆地より上川郡和寒村に通ずる和寒峠、沼牛—上江丹別を結ぶ上江丹別峠があつたが、現在では、ほとんど利用されていない。

この地方からより西部にかけては、冬期の降雪の多量なこと北海道有数の場所で、そのために、冬期の交通は困難をきわめる。

第二章 地 形

この地域は、大まかにみて、三つの地形區に分けることができる。それぞれの區域には、その地質構成がいちぢるしくちがつていることに關係して、おのおの特徴ある地形があらわれている。

圖幅の東部地域は、ひろく神居古潭變成岩類に占められる地域である。この變成岩類は、圖幅の北部幌加内地方から空知郡下富良野地方にいたる約70 kmの間、幅10 km内外で帶狀につづいている。この帶狀地帯には、高度5~600 mぐらゐの地壘狀の地形があらわれていて、ひろい洪積平地で埋められる旭川盆地の西側を堰きとめるように分布している。この變成岩地帯は、この圖幅地域に入つても、とくにいちぢるしく高低をしめさず、平均した高度の山地となつてゐる。この地壘は、開析されて、内部に、その延長方向にそつた、一つの從谷的な水系をつくつてゐる。その一つは、東部の上江丹別盆地を中心にして放射狀に河谷をつくり、この變成岩地壘内の水を集め、ひろい盆地をつくるが、これは、變成岩帶中の千枚岩帶の片理にそつて南方に流れる江丹別川となつて、石狩川にそそいでゐる。北部ではおなじように變成岩帶の内部をくりぬいたように沼牛-幌加内盆地が見られ、經4 kmにもわたる範圍が廣く洪積層、沖積層に埋められている。

圖幅の中央部は、大きな蛇紋岩に占められる地域である。變成岩地帯とおなじく、高度5~600 mの山地であるが、蛇紋岩地特有の平頂の山容がみられる。しかし、所々に急峻な谷壁がしめされ、また特有の崩壞地があちこちに見られる。雨龍川の流路は、この蛇紋岩體によつていちぢるしい影響をこうむつたものであるらしい。幌加内峠は、現在高度300 mであつて、沼牛盆地面より約100 m高い位置にある。この峠附近に河床礫層らしい礫層が見られる。また鷹泊北方から西方にわたつて、おなじく、300 m内外の段丘様の地形面がみられ、この位置あたりにひろく礫層が分布し、多くの場所から、白金の漂砂礫床が知られてゐる。そのほか、蛇紋岩體のうちでは、雨龍川の流路のまわりに、廣い範圍にわたり、300 m内外の平坦面をみることが出来る。このことは、かつては、この蛇紋岩體がより沈んだ位置にあつて、その時期に、雨龍川は現300 m面のみられる位置を流れてゐたのが、蛇紋岩體のみが、他より大きな上昇を行つたため、雨龍川はせきとめられ、ここに幌加内-沼牛盆地内の廣い洪積層を發達させ、また、蛇紋岩地域には、雨龍川の嵌入をみ、現在みられるような、本流の約6 kmの間に深い峡谷を形づく

るにいたつた、とみられるのである。

圖幅の西部地域は第三紀層の分布する區域である。ここでは、3~400mていどの高度をもつたゆるやかな山容が示され、谷はひろく開析されている。

雨龍川は、この地域から北部へ幌加内一沼牛盆地より政和一添牛内にわたつてみられるように、神居古潭帯の内部にその流路をとり、その集水區域も帯の外側におよぶことがほとんどない。この雨龍川は、この圖幅地域で、中央部の蛇紋岩體を峡谷で横切り、はじめて、神居古潭帯の外側にぬけて、やがて石狩川へ合流するのである。この地域にさしかかるあたりでは、川幅 50m 内外となり、水量の豊かな大河となつている。この川は、北部の添牛内あたりから、そのまわりに幅廣い洪積地、冲積地をひろげるが、この圖幅地にいたつては、ウエンナイ川、幌加内川によつて東部にひろく洪積地がひろげられ、幌加内・沼牛盆地がつくられる。その下流は、蛇紋岩體にふさがれるが、蛇紋岩體をはなれると、鷹泊附近から、石狩川のまわりにひろげられる瀧川低地帯の廣大な洪積地につづく廣い平地をつくり、その中を蛇行しつつ石狩川へむかつて流下する。

第三章 地 質 概 説

この地域の地質状態を概観すると、東部を占める神居古潭變成岩類と、中央部の大きな蛇紋岩體と、その西側をとりまく第三紀層と中生層の三つに大きく分たれる。

神居古潭變成岩類は、N~SからN 30°Wの走向をもつて分布する弱い動力變成をうけた片狀岩であつて、綠色片岩類と千枚岩類を主とする。これに小さなレンズ状になつた石英片岩、石灰岩等が挟在する。沼牛盆地周縁には、それらの變成岩類に、蛇紋岩の影響とみられる、いろいろな曹達鑛物が多量にふくまれ、他に類例の少い岩相となつている。

蛇紋岩は變成岩類を貫ぬくもので、小さな岩體はまわりの片狀岩の片理の方向にのびたレンズ状となるが、中央地域にみられるものは徑 8 km もある大きな圓形の輪廓をもつた岩體で、神居古潭帯にみられる蛇紋岩體のうちで最大のものである。その内部には微閃綠岩の小さな岩脈が數多く見られる。

白堊紀層は、北西隅の小範圍に見られるが、これは北に隣る幌加内圖幅地域にひろく南北にのびて分布する岩層につながるものである。下部菊石層と、それに斷層で接する上部菊石層とが區別される。これは、蛇紋岩の進入を受けているが、神居古潭變成岩類とは、蛇紋岩をへだてて相對し、それとの直接の關係をみることができない。

第 1 圖 上江丹別地域地質模式柱狀圖

時代	層 序	柱 狀 圖	岩 質	火 成 岩
第四紀	沖積層		砂、礫、泥炭、	
	洪積層		青色粘土 砂、粘土、泥炭、礫、	
新第三紀	瀧川層		含礫頁岩 白色凝灰岩	橄欖石玄武岩 安山岩 石英粗面岩
	多度志黒色泥岩層		黒色塊狀頁岩	
	幌新砂岩泥岩五層		泥砂岩	
	幌新泥岩層		頁砂礫岩	
古第三紀	雨龍夾炭層		頁岩 炭層 砂岩 礫岩	
白堊紀	上部菊石層		黒色泥岩	瑤岩
	三項全砂岩層		斷層	
	下部菊石層		泥砂岩 頁岩 砂岩 礫岩	
先白堊紀	神居古潭變成岩類		綠色片岩 千枚岩 石灰岩 石英片岩 藍閃石岩類	蛇紋岩 輝綠岩類

西部地域には、古第三系である雨龍夾炭層がかなりの廣さで分布している。これは、西に隣る惠比壽、寧樂圖幅地に廣く見られ、いわゆる雨龍炭層を構成するものの一部であるが、本圖幅地内には炭層をほとんど見ることがない。それは中生層、蛇紋岩とは斷

層をもつて接し、その直接の關係が知られない。

新第三紀層は、古第三紀層を不整合に覆い、圖幅西部にひろく分布する。これはまた、白堊紀層、蛇紋岩、變成岩の地域にも、それぞれを不整合に覆うものが小露出となつて散在している。これは、北海道中央地域の川端層に相當するものである。

新第三系最上部の瀧川層は、鷹泊附近に、雨龍川にそい、細長く低地部をうずめて分布している。

沼牛盆地をはじめ上江丹別地域、鷹泊附近には洪積層、沖積層がひろく發達する。

第四章 神居古潭變成岩類

この岩層は圖幅の東部地域をしめ、南北から $N30^{\circ}W$ ぐらゐの方向をもち、巾 15 km ほどにもなつて分布し、この地域の主要な構造的單位を形づくつている。

神居古潭變成岩類は、輝綠岩や輝綠凝灰岩が、動力變成をうけてできたとみられるいろいろな綠色片岩と、粘板岩の變成した千枚岩類とが主になつていて、そのほかはそれらに挟まれて石灰岩、石英片岩の小さなレンズ狀の岩體が點々とみられるにすぎない。

これらは、多く片狀の岩石になつている。その組成礦物が肉眼で區別できるようなものはほとんどなく、片理のあらわれ方も不明瞭、不均整なものが多い。しかし、ところによつては、ほとんど片理がなく塊狀で、變成をうけなかつたとみられるようなものもあるかと思へば、その近くに、強い片理があつて、その再結晶もいちぢるしく進んだものが見いだされたりする。全體として、この地域に分布する變成岩類は、たがいに密接にともないあつていて、構造的に一つの單元をなしているものである。その中で不變成岩とみられるもの、たとえば、ふつうの輝綠凝灰岩様のものでも、固くなつていたり、細い脈が多くできていたりして、不變成地域のそれとはちがつた感じをもつている。

これらの變成岩には、再結晶してできた變成礦物のほかに、もとの岩石の礦物や構造がいちぢるしく残つているものが多い。また、一部では壓碎岩にちかく、全體が粉々にくずされて、再結晶礦物はあまり多くないものもある。しかし、一方には、變成程度の高い粗粒の再結晶礦物の集りになつているものがある。藍閃石類をふくむ岩石は、多く、綠色片岩の綠泥石、陽起石類の位置が、藍閃石におきかわつているのであるが、

いちぢるしい特徴のあるものでは、石英を主とする岩石に曹達鑛物類のふくまれるものがみられる。

この地域で、このような變成岩類の分布のようすを見ると、ここでは綠色片岩を主とするもの、千枚岩を主とするもの等、いくつかの帯に分けられるようである。一つの千枚岩帯は、雨龍川下流部で、東側にある一支流、幌内川の上流域一帯に、幅5 km内外となり、南北の走向で分布している。これは北部に至つて、綠色片岩帯の盆狀構造をつくるものの下位にくぐり、より北部への擴りを斷たれている。いま一つの千枚岩帯に、東部の江丹別川にそい、隣接する比布、旭川圖幅にわたつて、なおじく走向を南北にとり、幅1.5 km内外で分布するものがある。これらの千枚岩帯は、そのほとんどが千枚岩であつて、綠色片岩は、まれに薄層になつて挟つているのみである。また、幌内川上流域には、石英片岩が少しくみられる。綠色片岩帯で、とくに、いちぢるしく連續性のあるものは、東部で、上江丹別の北東部から沼牛盆地東部にわたつて分布する綠色片岩帯である。これはN40°Wの走向で分布するが、南方に比布、旭川圖幅地域にのびるにしたがつて南北走向となる。東落しの單斜構造で、幅4 km内外になつて、石狩川を越えさらに南へもつづいている。この綠色片岩帯には、各所に、大小の赤色石英片岩をふくんでいることが、一つの目だつ點である。

いま一つの綠色片岩帯は、幌内川上流と、江丹別川そいの千枚岩帯の間にはさまれる幅2 km内外で南北にのびるものであつて、一つの向斜構造をもつているものようである。この向斜部は、江丹別北西部につづき、上江丹別峠のあたりを中心とする大きな盆狀構造にうつり變り、北西に開いた扇形にひろい分布をしめし、先にのべた二つの千枚岩帯の上位を覆うように擴つている。この綠色片岩帯には、千枚岩の挟みが多く、また、石英片岩のレンズも二三の地點に見出される。

この圖幅からより北部では、變成岩類は、幌加内盆地の兩側の蛇紋岩につつまれて幅狭く分布している。これは東部の赤色石英片岩をふくむ綠色片岩帯のつづきであるらしい。

おのおのの岩帯にみられる挟み、たとえば赤色石英片岩のようなものはかなり連續性があるので、そのようなものを鍵層にして岩層の層序をつくることもできそうであるが、これまでの資料では、全域にわたる層序を明らかにするまでにはいたつていない。

圖幅の東部から南部につながる區域全體の構造からみると、千枚岩帯の下位に位置す

るものとみてよいようである。

上には背斜、向斜をくりかえしてつながるように説明したが、これらの變成岩帯の中には、いたるところに數多くの斷層、破碎帯、もめ等が見られ、實際にはきわめて複雑に入りくみ合つた構造をもつものであるが、今のところ、それらを構造的にまとめて示すことができない。

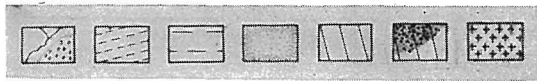
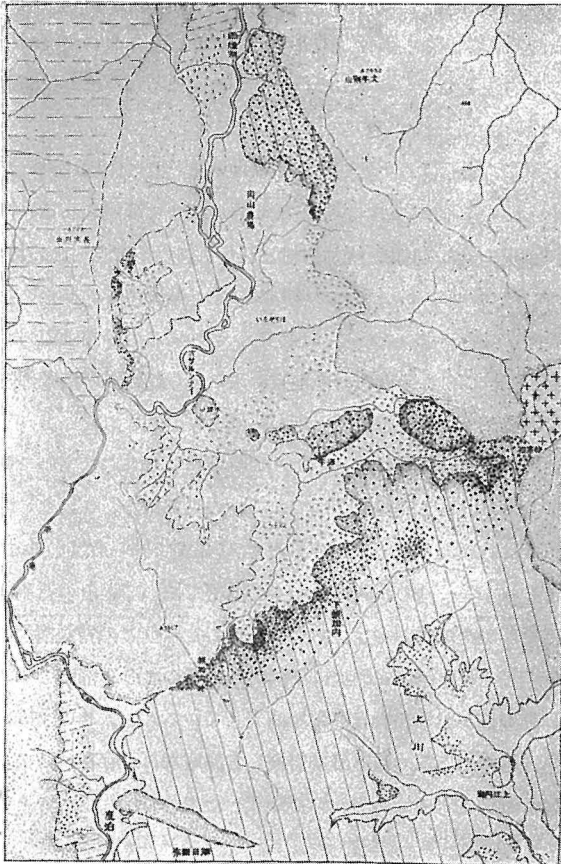
曹達礦物類をふくむ岩石は、主として沼牛盆地のまわりの山地に見いだされる。第2圖にみられるように、これは、大きくみて、蛇紋岩に接する範圍にある。幌加内峠から江丹別峠をへて和寒峠にいたる山稜(幌加内村と江丹別村、多度志村との村界線)の北西側一帯の幅2 km内外の範圍には、いずれの地點からも、紫青色をおびたいちぢるしい特徴のある、この岩類が見いだされている。しかし、この岩石の分布は限られていて、山稜を越えて南東部、江丹別村、多度志村の地域に入ると、蛇紋岩の接觸部附近で、わずかな藍閃石化をこうむつているものを見るほか、ほとんど知られない。

このような神居古潭變成岩類は、どのような時期につくられたものであろうかという問題は、これまでいろいろと問題になつてきている點である。これは、神居古潭全帯からみて考えられなければならないことであらう。現在まで知られていることは、i) 神居古潭帯は、大きくみて、一つの背斜構造をもつ地帯であつて、その背斜部には、鬼刺層、下部白堊紀層等が密接にともないあつていること、ii) この背斜構造の東側にある一つの向斜構造をへてその東側に、順次に下部白堊紀層のより下部層である、鬼刺層、輝綠凝灰岩層、日高層群があらわれ日高帯を構成していること。このような構造的關係からみれば、神居古潭帯の下部に輝綠凝灰岩層、日高層群等の存在するであろうことが期待される。神居古潭變成岩類は、それらが變化したものではないか、との疑いがもたれている。(27. 28)

I 神居古潭變成岩類の岩質

これは、本邦變成岩類のうちの一つの獨立した單位として注目されているものである。第一に、ここには、この變成岩類の變成の程度が、全般的にみて、どの程度のものであるかという問題がある。かつて、鈴木醇によつて、本邦各地の變成岩帯のそれとくらべて、この神居古潭變成岩類は、御荷銚系のものに類似するが、全體としてややそれよりも變成度のひくいものである、とのべられた。この地域では、あちこちに塊状の岩

第 2 圖 幌加内沿岸盆地のまわりのソーダ鉱物をふくむ變成岩類の分布圖



第四紀層
 第三紀層
 中生層
 蛇紋岩
 神居古潭變成岩類
 ソーダ礦物類をふくむ變成岩類
 新期安山岩

層もみられるのであるが大部分にわたつて多少の差はあつても、片理をもつた岩石が見いだされ全體として片狀岩で構成されるといつてよいようである。それらのうち、たとえば、綠色片岩でいちぢるしい片狀構造をしめすものでは、陽起石—綠簾石—曹長石の組合せが見られ、それには原岩の構造が残つていようなものではなく、粗粒な再結晶礦物の集りになつていよう。このよふなものだけを上げると、その變成度は、『綠簾石・角閃岩相』に達するものである。しかし、この地域全體としてみると、むしろ綠泥石を變成礦物の主體としていようものが普通であり、また、多かれ少かれ、原岩の殘存構造をもつていようので、むしろ、この地域の變成岩類は、『綠色片岩相』の變成度をもちものである、とのべてよいであらう。そのうへ、この變成岩類には、多く殘存構造をもつこと、また、むしろ壓碎岩とみてよふよふな岩石が多く知られていようことは、それらのうちにみられる變成礦物がたがい充分な平衡をたもつてできたものとみるよりは、變成條件が短時間のうちに消え去つたため、變成が中途でおわり、一部にだけ高變成状態が現われ、大部分は低變成状態に止まつていようものとみられていよう。* このことも神居古潭變成岩類の一つの特質とみてよふであらう。

これまで、この變成岩の性質については、鈴木醇による多くの記述が發表されていようが、全體にわたつて總括された記載は、いまだ、行われていようない。この圖幅地に見られる變成岩のうちには、神居古潭變成岩類の代表的なものをほとんど見いだすことができる。またとくに、藍閃石類をふくむ岩類の標式地の大部分は、この圖幅地のうちにあよう。つぎに、それらを簡単に記載し、今後の資料としたい。

この地域の變成岩類には、一般神居古潭變成岩類と、それに曹達礦物をふくむ變成岩類とに區別するのが適當と考えられる。それらをその性質にしたがつて大分けにすると珪質片岩類、珪礫質片岩類、石灰質片岩類、綠色片岩類およびソーダ礦物類をふくむ變成岩類というよふに區別され、それぞれの類別のうちに見られる礦物組合せの状態にはつぎのよふなものがある。

A) 珪質片岩類

- 1) 石英—(絹雲母)—(綠泥石)
- 2) 石英—赤鐵礦—(絹雲母)—(綠泥石)
- 3) 石英—スチルブノメレン—綠泥石

* これは、鈴木醇によつて早くからのべられていよう見解である。

B) 珪礫質片岩

4) 石英—綠泥石—絹雲母

C) 石灰質片岩類

5) 方解石

6) 方解石—曹長石—石英

7) 方解石—絹雲母—綠泥石

D) 綠色片岩類

a) 輝綠片岩

8) 曹長石—綠泥石—綠簾石

b) 綠色片岩

9) 綠泥石—絹雲母—綠簾石

10) 綠泥石—絹雲母—曹長石—ステルブノメレン

11) 綠泥石—曹長石—綠簾石

12) 陽起石—曹長石—綠簾石—(綠泥石)

13) 陽起石または綠色角閃石—灰曹長石—綠簾石

E) ソーダ鑛物類をふくむ變成岩類

a) 珪質岩類

14) 石英—藍閃石または曹閃石

15) 石英—藍閃石または曹閃石—柘榴石—(エジル輝石)

16) 石英—藍閃石—柘榴石—曹長石

17) 石英—曹閃石—綠簾石

18) 石英—綠色解閃石—綠簾石

b) 鹽基性岩類

19) 綠泥石—藍閃石(藍閃石化輝綠片岩)

20) 綠泥石—曹長石—綠簾石—藍閃石(藍閃石化綠色片岩)

21) 藍閃石または青閃石—綠簾石

22) 藍閃石または青閃石—綠簾石—白雲母

23) 藍閃石—(綠簾石)—(綠泥石)

24) 藍閃石または青閃石—綠簾石—曹長石

- 25) 藍閃石—綠簾石—曹長石—スチルプノメレン
- 26) 柘榴石斑狀變晶—藍閃石—曹長石—白雲母
- 27) 藍閃石—ローソン石
- 28) ローソン石斑狀變晶—藍閃石または青閃石—綠簾石
- 29) ローソン石斑狀變晶—藍閃石—綠簾石—綠泥石
- 30) ローソン石斑狀變晶—綠簾石—綠泥石
- 31) ローソン石斑狀變晶—エデル石—綠簾石—綠泥石
- 32) ローソン石—エデル石—藍閃石
- 33) ローソン石—エデル石
- 34) エデル輝石—綠簾石—綠泥石

礦物組合せの全般的特徴：珪質片岩と珪礬質片岩とでは、石英—綠泥石—絹雲母の組合せが特徴になっている。珪質片岩では石英がその大部分をしめていて、少量の綠泥石と絹雲母がそれにとまわっているのが普通である。赤鐵礦が多く見られるものではこの綠泥石、絹雲母がきわめてすくない。スチルプノメレンはほかの礦物と並んで全體に一樣にできているのではなくて、脈狀部分に放射狀になつたりして、一般變成礦物におくれてきたらしい形態が見られる。

珪礬質片岩では綠泥石と絹雲母が石英よりも多量になつている。これには炭質物が多くともなわっている。粘板岩と細粒砂岩から變成したものがあるようであるが、その兩者には礦物組合せの上に變りはない。

石灰質片岩は、ほとんど方解石だけの結晶質石灰岩のほか、方解石が主であるが、それに綠泥石と絹雲母をとまなつているものが多く見られる。

鹽基性岩類のうちで綠色片岩では綠泥石が主な變成礦物である。綠泥石と絹雲母を主とする組合せには綠簾石がすくなく、原岩の殘存構造をしめすものが多い。再結晶がすすんで變成礦物が大きくなり曹長石がはつきり現われているものでは綠簾石が多くしめされ、あまり原岩石の要素が残っていない。陽起石は綠泥石とともないあつているが、綠泥石を主とするものでは、殘存する輝石のまわりや局部的のみに見られる。一樣に再結晶のすすんだものでは陽起石にくらべ綠泥石ははるかにすくない。

曹達礦物類をふくむ變成岩の礦物組合せでは上のべた、一般神居古潭變成岩類の組合せの様子とひじょうにちがつている。鹽基性岩では、綠色片岩類の綠泥石、陽起石の

位置が藍閃石類に變つているものがいちぢるしく多い。ここでは藍閃石類と綠泥石の共存することがすくない。また、局部的に藍閃石のみが、あるいは、藍閃石・綠泥石のみがいちぢるしくなつたりして、曹長石のいちぢるしい部分と分離するようなことが多い。

藍閃石類では、それが藍閃石であつても青閃石であつても、その鑛物組合せにはほとんど影響はみられないようである。

珪質岩では、石英が大部分をしめていて、これに藍閃石類と柘榴石がともなわれている。ここに見られる藍閃石類に藍閃石のほか、鹽基性岩には見ることでできない、曹閃石がしめされる。

鹽基性岩にみられるいま一つの特徴は、ローソン石を見る點である。これには藍閃石類と密接にともないあうものと、藍閃石類をほとんどともなわず、エヂル石、エヂル輝石とともないあうものがある。エヂル石類が見られる岩石には、藍閃石類が主體になっているものにはすくない綠泥石がいちぢるしくともなわれている。

A) およびB) 珪質片岩および珪礫質片岩：ここに珪質片岩というのは石英を主とするもので、地質圖に石英片岩としたものである。この岩石は灰赤色で、多くは、明らか片状をしめし、剝理性がある。しかし、一部には塊状で、チャート様になつているものもある。いずれも、灰赤色の地に網目状に白色の石英脈が多くできています。あるものでは、それが片理に並行して、うすく赤白の縞目をつくるものもある。

珪礫質片岩というのは千枚岩類を主とするものである。黒色で、片状のいちぢるしい典型的な千枚岩で、千枚岩帯の主體となつている。その一部には綠色の千枚岩も見られる。それらの間にはさまれて、いくぶん片状の弱い灰黒色の硬い砂岩様の岩石も見られる。

これらの岩石は石英を主體とする。そのほかに綠泥石、絹雲母、赤鐵鑛があつて、まれにステルブノメレンが見られる。これらの間には、つぎのような組合せが見られる。

- 1) 石英—(綠泥石)—(絹雲母)
- 2) 石英—赤鐵鑛—(綠泥石)—(絹雲母)
- 3) 石英—ステルブノメレン
- 4) 石英—綠泥石—絹雲母

いづれにも炭質物がともなわれ、とくに、それは4)の組合せにいちぢるしい。

1), 2), および 3), の組合せのものは、ほとんどおなじで、石英片岩とよばれるものである。塊状のものは微粒の石英の集りで、雲状になった赤鐵礦をともなっている。これにはラヂオラリヤのぬけ跡が無数にあつて、そのあとだけが、やや粗粒の石英でうずめられている。

片状構造がはつきりしているものでは、石英はより粗粒になつて0.02mmぐらいのすこしのびた形で、一方向に並んでいる。絹雲母、綠泥石は一般に少量で、片状になつて石英のつくる片理にそつてならび、炭質物がそれらに伴われることが多い。ここでは赤鐵礦も片状結晶になつて均等に石英とともないあつている。3)に見られるステルブノメンは、局所的に集り、また、石英脈のまわりなどに見られる。これは少量で、やや綠色をおび、小さな放射状の集りになつている。

4)の組合せは、千枚岩であつて、絹雲母、綠泥石の量が上にのべた石英片岩よりはるかに多くなつていて、炭質物を多量にともない、並行配列性がいちぢるしい。石英は石英片岩に見られるとおなじで、綠泥石、絹雲母の多い部分と縞状になつて交互する。ときには原岩の石英粒、長石粒が残つている。

砂岩から變つたとみられる片状の弱いものには、原岩の砂粒が多量に残つていて、その周りから微粒の石英、綠泥石に再結晶している形が見られる。

C) 石灰質片岩類： この種の岩石は、厚い岩層になつて見られる場合があまりなく、主として、目立つた轉石となつて得られている。

灰白色または暗灰色、あるものは淡灰綠色で、緻密な硬い岩石である。塊状のものから、方向性をもち厚く剝理性のあるものまで、いろいろの形がある。これらにはつぎのような礦物組合せが知られる。

5) 方解石

6) 方解石—曹長石—石英

7) 方解石—絹雲母—綠泥石

塊状のものには、ほとんど變成のしるしか見られない。その多くは石灰質砂岩といつてよく、0.2mmでいどのよく撰別された等粒の砂粒が、泥質物を多くふくんだ石灰質の基質で膠結されているものである。砂粒は80%でいどのものから20%ぐらいより見られないものまで、その量はまちまちである。この砂粒は石英、斜長石が主で、そのほか、チャート、玢岩質岩、粘板岩、輝綠岩等のものが見られる。基質の石灰質の部分には

0.1mm 以下の結晶質になつた方解石粒が見られる。

6), 7)の組合せで、片状をしめしているものでは、大部分が再結晶し、並行組織がよく見られる。これは片状の絹雲母、綠泥石が一つの方向に並び、石英、斜長石粒の多くは細粒の集合體に變つているが、一部では、砂粒のままに残つている。方解石はすべて結晶質になつていて、0.2mm ぐらいの大粒のものに變つている。いづれにも炭質物が多くふくまれている。

D) 綠色片岩類 a) 輝綠片岩： 綠色片岩帯のうちで塊状またはわずかに片状をもつた部分にこの岩石が見いだされる。灰綠色または暗綠色で、光澤のないやや軟質の感じのする岩石で、一部では灰紫赤色になつている部分も見られる。

薄片で見ると、多くの場合、片状組織はみることができず、大部分は、輝綠岩または輝綠凝灰岩の構造が残つていて、變成があまり進んでいない。全體がくずされ、いちぢるしく汚れていて、新たにできた鑛物はあまり方向性をもたず、微片の密集體となつて残つている鑛物の間をうずめている。また、どこにでも曹長石や綠泥石が細い脈となつてできています。鈴木醇によつてこのような岩石が輝綠片岩 (diabase schist) と名づけられた。このような岩石にはつぎのような鑛物組合せが見られる。

8) 曹長石—綠泥石—綠簾石 原岩の輝綠岩は細粒のものから粗粒のものまでいろいろの粒度が見られるが、その輝石はオフイテイツク構造を特徴とする。細粒のものでは斜長石と文象状様に入りまちつている。一部には大型の斜長石と輝石の斑晶をもつものがある。また、杏仁状の空洞を示すものもある。凝灰岩は大型結晶の破片や細粒輝綠岩片をもち、汚れた物質を多量にふくんで、亂雑な組織となつている。輝石はすべて單斜輝石で、多く無色またはうすい褐色であるが、一部には濃紫色の明らかなタチン輝石の見られる場合がある。

變成にあたり、新たに生成されている鑛物には、綠泥石、曹長石、綠簾石、陽起石、絹石等がある。このうち綠泥石と曹長石が主體になり、他は局部的にとまなわれる。多くは、微片になつて組みあうので十分にそれぞれを區別できない場合が多い。(圖版、第 I 圖參照)

原岩の單斜輝石は他にくらべ變成をまぬかれて、いちぢるしく汚濁するが、殘存する傾向がつよい。その一部が綠泥石化すること、まわりに針状の陽起石をつくることなどが普通である。斜長石は殘存するものがほとんどない。全體がソシユール石に變つてし

まうもの、曹長石の微粒の集りになるもの、また、緑泥石化するものなど、いろいろに變つている。

b) 綠色片岩： 綠色片岩帯で、やや片狀が明らかになつたものや、はつきり整つた片理が現われているものでは、組成礦物の並行配列性が強まり、結晶片岩らしくなつて、残存礦物の量もよほど少なくなつている。岩石の外観は暗綠色で、片理面が光澤をおびている。一般に細粒緻密であるが、一部では、肉眼で組成礦物を識別できるものもある。

この岩石に見られる組成礦物は綠簾石、曹長石、絹雲母、陽起石、綠泥石等であつてその組合せには、つぎのようなものがある。

- 9) 綠泥石—絹雲母—綠簾石
- 10) 綠泥石—絹雲母—曹長石—ステルプノメレン
- 11) 綠泥石—曹長石—綠簾石
- 12) 陽起石—曹長石—綠簾石
- 13) 陽起石または綠色角閃石—灰曹長石—綠簾石

いづれも細かく雲狀になつた獨石をともない、あるものでは大型の金紅石が見られる。また、多くの薄片では、少量ではあるが、綠泥石片の周りや陽起石の先端が青色になつて藍閃石化するものをふくんでいるのが見られる。

9) の組合せでは、一般に綠簾石が少なく、微細な絹雲母と綠泥石が主體になつて、細かく入りくみあつて雲狀にうねつて片理の方向にのびている。この組合せではくざされた原岩の輝石が粒狀になつてすこしく残つていることが多い。しかし原岩の構造はほとんどかき消されている。

10) の組合せでは、上にのべた組合せから綠簾石を欠いて、ステルプノメレンと曹長石を加えるものである。これは全體に均等に分散されているのではなく、絹雲母、綠泥石の基地のなかに溜狀に、片理に沿つた小さなレンズ形になつて形成されている。曹長石は細粒の集りで、その部分には絹雲母、綠泥石を交えない。ステルプノメレンはこの曹長石の間に放射狀集合になつていて、とくに片理の方向にならぶようなことはない。その曹長石、ステルプノメレンの部分は、全體として、周りの片理を切る脈様にみえるところもある。

11) の組合せでは、綠簾石、曹長石、綠泥石がおのおのほぼ等量で、岩石の構造が均

等に整っている。細粒で塵埃状のものを多くともなうが、ここには原岩の構造を思わせるものはすこしも見られない。圓粒状の曹長石と自形に近い緑簾石粒の間を淡緑から緑色の緑泥石片が縫つて片理の方向をあらわしている。一部には方解石をとともなうものがあるが、それは全體に均等にふくまれているのではなく、曹長石と組み合つて、溜状、層状になり、やや局所的に集る傾きがある。

12) の組合せでは、11) の組合せに陽起石を加えるもので、その量が緑泥石にくらべいちぢるしく多いものも、すくないものもある。全體がより粗粒になつていて、いちぢるしい並行組織をもつている。この陽起石は淡色で、曹長石、緑簾石をはさんでやや並行にならんでいる。陽起石は $c \wedge Z = 10^\circ$ $n_1 = 1.646$ $n_2 = 1.654$ 曹長石は An_5 ぐらいのものである。

13) の組合せでは、上にのべた組合せにくらべ、陽起石の量が多く、緑簾石が少なくなつて、また、緑泥石を見ることがない。(圖版、第2圖参照) 0.2~0.3mm ぐらいの粗粒な鑛物の集りになつていて、いちぢるしい點は、組成鑛物の並行配列性が亂れ、角閃石などは任意方位をとるものが多い。轉石などで得られているものであるが、5mm ぐらいの領域が濃緑色の角閃石の束状集合體になり、その間が0.5mm ぐらいの緑簾石と灰曹長石にうずめられた、方向性のまつたくないものがある。これは上にのべた緑色片岩類とはちがつてその原岩が斑礫岩のようなものではなからうかと思われる。産状も蛇紋岩中に捕獲岩様になつているものらしい。これらの角閃石は淡色の陽起石質のものから濃青緑色の屈折率の高いものまでいろいろあつて、一部では藍閃石に近い色をしめすものもある。上にのべた塊状粗粒のものでは、その斜長石が An_{-0} ぐらいで、緑簾石は複屈折量大きく黄色に色づいている。

II ソーダ鑛物類をふくむ變成岩類

この變成岩類で、とくに、目立つ鑛物は、藍閃石をはじめとし、曹閃石、青閃石、エデル石、エデル輝石、ローソン石、柘榴石、曹長石、スチルプノメレン等である。これらが、石英、緑色角閃石、緑簾石、緑泥石、絹雲母等ともないあつて、多様な構造をもち、華やかな組合せをしめしている。それらを構成する主體鑛物の性質によつて、大きくみて、珪質岩類と、鹽基性岩類の二つに分けられる。この二つのものは、いたるところでつねにもないあつているが、量的には鹽基性岩がいちぢるしい。そして、珪質岩の

みが、広い範囲に露出するものがなく、鹽基性岩中に、小規模にレンズ状、層状になつてふくまれている程度で見出される。

ソーダ角閃石類をふくむ岩石は、紫青色を帯びている。とくに、水にぬらしたときに、よくこの紫がかつた色があらわれる。また、片理面にいわゆるチリメン褶とよばれている線構造がよくあらわれている。このような片状のものが多く、まったく方向性のない塊状のものもある。片状のものでも剝理性はあまりよく示されていない。

沼牛盆地の周りの山地では、岩石の露出状態が極めて悪く、以下にのべる岩類も、そのほとんどは轉石、落石から得られたもので、その広い範囲のうちでも、露出を直接に観察できたのは、わずかに、二三の地點であつたにすぎない。

a) 珪質岩類 一般に、これは細粒緻密なきわめて堅い岩石で、有色礦物の多い紫がかつた黒い部分と、石英を主とする白い部分とが、交互する縞状組織をもっている。構成礦物は、石英、藍閃石と曹閃石が主なもので、これに柘榴石、曹長石、綠簾石、綠泥石、絹雲母をともなっている。組合せは、藍閃石—石英、あるいは、曹閃石—石英が主體になつていて、これに少量他礦物を加えるものである。つぎのような組合せが見られる。

- 14) 石英—藍閃石または曹閃石
- 15) 藍閃石または曹閃石—石英—柘榴石—(エジル輝石)
- 16) 藍閃石—石英—柘榴石—曹長石
- 17) 曹閃石—石英—綠簾石
- 18) 綠色角閃石—綠簾石—石英

これらは、おなじ組合せのものでも、その構造には、いろいろあつて、一口にのべることができない。つぎにそれをいくつかに分けて説明したい。

a) ほとんど塊状で、方向性が示されず、したがつて均質で縞状構造など見られないものがある。薄片でみると、細かな0.03mmぐらいの等粒の石英の集合體で、方向性が全く見られないものを基地にして、針状または柱状の藍閃石類が、方位を亂して全體に均等に散亂している。この石英は、透明で汚れをまったくともわず、またいちぢるしい波状消光も見られない。

b) 方向性がいちぢるしく片状になつている。ところどころに有色礦物の縞があつて、そこから剝がれる。おなじく石英が基地になり、並行配列性はきわめて明らかで、いずれも一方向にひきのばされ、波状消光がいちぢるしい。石英粒の大きさは、大體均一

で、とくに大型になつてもくずれて、細粒の集りに變つている。藍閃石類は、その柱状結晶を片理に並べ、均等に分布する。石英の破砕様の形に應じ、藍閃石の折れ曲り、分離がいちぢるしく、絹雲母、緑泥石も波状にうねり曲つている。(圖版、第4圖)

c) 方向性がいちぢるしく、片理にそつて、黒白の縞をつくつているものがある。また、有色礦物の多い黒縞と、石英の多い白縞とでは、たとえば、白縞が、柘榴石—藍閃石—石英、黒縞は、綠簾石—藍閃石—(石英)というように、ほとんど組合せを異にしているものもある。

d) 有色礦物の量が少いものでは、いずれも石英がより大型になつて、一部には、石英脈のよになつている。一般に、このようなものでも、方向性がはつきり見られる。いちぢるしい點は、大型の石英があつて、その間を大型石英の周りからくづれた微細な石英の集りに埋められた、いわゆる、モルタル構造をあらわすものが多い。この大型石英も、細粒石英も同じ方向に規則正しく並んでいる。有色礦物はところどころに、とくに、集る傾向がある。また、藍閃石類で、大型になつて、少しく斑状變晶様になつているものがある。

e) おなじく有色礦物の少ないもので、全體が大型の 0.2 mm ぐらゐの石英の寄木状構造の集合體で、方向性がみられない。石英にほとんど波状消光もみられない。これを基地にして斑状變晶になり、はるかに大型の藍閃石、綠色角閃石ができてゐる。

a) と、e) をのぞいては、大部分に、壓碎をうけた形態がいちぢるしく現れていて、石英片岩に見られるように、一つの時期に岩石を切つてできた石英脈が、その後の壓碎をうけて周りと同じように、脈の中で規則配列をしているのが多く見られる。縞状になつているもので、縞に並行して、有色礦物がより少くなつた石英脈状の部分が、しばしば示されている。こうして石英に何段かの時期がみられるのである。

この珪質岩のうちでは、その組合せが異ると組成礦物の性質がいちぢるしく違ふことはあまりないようである。たとえば、藍閃石であつても曹閃石であつても、その礦物組合せにちがいは見られない。つぎにそれぞれの組成礦物の性質についてのべる。

i) 藍閃石： 肉眼では、わづかに青色を帯びた光澤ある黒色長柱状、または針状の結晶となり片理面に並んでいる。その大いさは、いろいろあつて、長さ數耗のものから 0.05 mm ぐらゐのものまでである。どのように小さな結晶でも整つた柱状の形をはつきりしめしている。色は、藍青色で強い多色性をもつている。X = 淡黄、Y = 淡紫、Z = 藍

青色。色の濃さには、ものによつて、可なりちがいがあつてあるようである。大型結晶では累帯構造を示すものがあつて、内部が淡色で、その周りを縁どつて濃色に色づき、その屈折率も高くなつてゐるものがある。結晶に折れ曲りなどあるとき、その割目にも、この濃色部が入りこんでゐる。

ii) 曹閃石： 藍閃石とあまりちがいはないが、一部には、針状結晶や、毛状結晶の束状に集つたものが見られる。色はより濃色のものが多いが、淡色のものもある。強い多色性があつて、たとえば、X=暗藍色、Y=帯紫青色、Z=淡黄褐色のようなものがあつて、一般に、藍閃石にくらべ、藍色で赤味にとぼしい。屈折率は、藍閃石にくらべて高い。

iii) 柘榴石： この礦物の多い部分は、肉眼で淡黄褐色に見える。細粒結晶で、自形をはつきりさせ、単體となつて、とくに、藍閃石類にともなつて散點する。光學異常のしめされるものはない。その形は、斜方十二面體である。

iv) 綠簾石： この礦物は、珪質岩ではあまりいちぢるしくない。圓粒状の小結晶になつて、主として、藍閃石類とともないあう。

v) エヂル輝石： これは、きわめてまれに、少量見られるにすぎない。鮮かな草綠色の小結晶となつてゐる。 $c \wedge Z = 32^\circ$ 、X=淡黄緑、Y=濃草緑、Z=淡黄褐。

鈴木醇により、エヂリン輝石をふくんだ藍閃石または曹閃石—石英片岩の化學組成が明らかにされている。つぎにそれを収録する。

	I	II
SiO ₂	84.19	87.96
TiO ₂	0.20	0.60
Al ₂ O ₃	4.11	2.43
Fe ₂ O ₃	2.77	0.69
FeO	3.59	1.68
MnO	0.85	—
MgO	1.85	3.33
CaO	0.47	0.47
Na ₂ O	1.12	1.59
K ₂ O	—	—
P ₂ O ₅	—	—
H ₂ O	0.97	1.21
	100.12	99.96

I. エヂリン輝石柘榴石曹閃石石英片岩（上江丹別）（金成明分析）

II. 藍閃石石英片岩（幌加内峠）（金成明分析）

b) 塩基性岩類：この種の岩石は、外観は、紫青色を帯びた部分をもつことが、すべてにみられ、もつとも判断の手がかりになる点である。しかし、いろいろの外観をもつていて、青黒色で片理はまつたくしめされず、塊状になつたものや、岩石全體が、一様に紫青色化するもの、片理にそつて薄く層狀に青色化しているもの、藍閃石類を主にする青色部と綠簾石類を主にする黄色部とが、縞狀に交互するもの、また、片理にそつて珪質部が層狀に見られるもの、特定の礦物のみ斑點狀に集まつているものなどが見られる。

この塩基性岩類を構成する礦物には、藍閃石、青閃石、ローソン石、エヂリン輝石、エヂル石、ステルブノメレン、曹長石、綠簾石、絹雲母、柘榴石、綠泥石などが見られる。これらは、いろいろな組合せで現われているが、たがいに組成礦物の量を増減して、ほかの組合せとうつり變つている。しかし、主要と思われる、比較的しばしば現われる組合せとして、つぎのようなものをあげることができる。

- 19) 綠泥石—藍閃石（藍閃石化輝綠片岩）
- 20) 綠泥石—曹長石—綠簾石—藍閃石（藍閃石化綠色片岩）
- 21) 藍閃石または青閃石—綠簾石
- 22) 藍閃石または青閃石—綠簾石—白雲母
- 23) 藍閃石—（綠簾石）—（綠泥石）
- 24) 藍閃石または青閃石—綠簾石—曹長石
- 25) 藍閃石—綠簾石—曹長石—ステルブノメレン
- 26) 柘榴石斑狀變晶—藍閃石—曹長石—白雲母
- 27) 藍閃石—ローソン石
- 28) ローソン斑狀變晶—藍閃石または青閃石—綠簾石
- 29) ローソン石斑狀變晶—藍閃石—綠簾石—綠泥石
- 30) ローソン石斑狀變晶—綠簾石—綠泥石
- 31) ローソン石斑狀變晶—エヂル石—綠簾石—綠泥石
- 32) ローソン石—エヂル石—藍閃石

33) ローソン石—エデル石

34) エデル輝石—緑簾石—緑泥石

このように多種類にわたる曹達礦物化は、主として、緑色片岩類をもとにして行われたものようである。この變成岩類の構造のうちからも、そのことはよくうかがうことができる。

a) 輝緑片岩で、残存する輝石のまわりや割目にできる陽起石の位置が藍閃石に代えられ、そこに19)の組合せ藍閃石—緑泥石があらわれている。また少量の輝石を残す絹雲母—緑泥石片岩は、構造をそのままにして、緑泥石の位置がやや繊維状になった青閃石に變つて、それが19)の組合せになつているものもみられる。とくに、一部に限られるようであるが、杏仁狀構造をもつガラス質輝綠岩が弱く變成されたもので、その杏仁狀空洞がそのまま残つていて、その中が、微細な藍閃石とローソン石で一ぱいに満たされているものがある。

b) 24)の藍閃石—緑簾石—曹長石の組合せのように、曹長石や、緑簾石が多量に大型にできているものでは、構造が緑色片岩と同じになつていて、その緑泥石や角閃石の位置が藍閃石に變つている。この藍閃石は片理の方向によくのびて波状に他礦物の間をぬい、緑色片岩の陽起石よりも多量にできている。波状消光がいちぢるしく、いづれも葉片狀結晶の束狀の集りとなつている。緑色片岩の一般にくらべ、緑簾石は、大型になり、やや自形をはつきりさせている傾向がある。

c) 一方、この藍閃石類が、方向を亂して、緑簾石の粒間をうずめ、片理がやや明らかでなくなつているものもある。多量にエデル石をもつものは、そのようになつている。

d) 縞狀組織が明らかに見られるものがある。緑簾石に富んだ縞と、藍閃石に富んだ縞と交互する。また、石英を主とする部分が縞狀にふくまれるものもある。

e) 方向性の全く見られないものは、粗粒であつて、緑簾石の密集する基質の中に、藍閃石の柱狀結晶の集りが5mm内外の斑狀になつて散點するものや、また、長さ1cmを越える長柱狀結晶が、細粒の曹長石、緑簾石の基質の中に斑狀變晶となつて示されているものもある。(圖版、第3圖參照)

f) ローソン石は、i) 緑色片岩様の片狀の明らかな岩石の中に片理にそつて層狀、脈形の部分に多量に見られること、ii) 片理を包んで大型の斑狀變晶になるもの、圖版、第7圖參照) iii) 細粒になつて、藍閃石と交りあうもの、iv) 片理を切る脈になるも

の等がある。

これらを構成する組成礦物の性質には、つぎのような性質がみられる。

i) 藍閃石：— 内部が陽起石で、外縁が藍閃石化しているものが、綠色片岩にはしばしば見られたが、藍閃石の多い岩石では、角閃石のすべてが藍閃石になつている。一般に輝綠岩の構造が残つているような岩石では、無数の針狀結晶の密集體になつている。このような状態のものは、19)—20) の組合せのものに見られる。

21) —22) の組合せになると、藍閃石は、やや大型になり、 $0.01 \times 0.1 \text{mm}$ 程度の長柱狀結晶となつている。これらの組合せでは、一部に綠泥石、絹雲母をともなうが、それぞれが一局部で特に多量に見られることもあるが、全くそれを見ない部分もあつて、一薄片の中でも組合せが局部的に變化する。これらの藍閃石は、 $X = \text{淡黄色}$ 、 $Y = \text{コバルト青}$ 、 $Z = \text{桃紫}$ 、の強い多色性をしめしている。

ii) 青閃石：— 藍閃石とほとんど變ることがない。色はやや濃色で、赤味がなく藍色の勝つたものになつている。藍閃石であるか青閃石であるかによつて、その礦物組合せに變化のあることは認められない。

iii) 曹長石：— 綠色片岩のそれと、とくに、ちがいはない。透明な粒狀結晶になつて、有色礦物のうちにうずまつて散點する。全體に均等に散在することはむしろまれで、局部的に集り、とくに多い部分が、縞狀、脈狀になつていることが多い。

iv) 綠簾石：— この礦物は、丸味ある自形結晶となつて、綠色片岩のものより少し大形になつている。淡黄色に色づき、複屈折量の大きいものである。

v) ローソン石：— 大きなものは、 2mm ぐらいの板狀になつた斑狀變晶になつている。斑狀變晶は、綠簾石類を多量に包裹している。 $a = 1.664$ 、 $\beta = 1.674$ 、 $\gamma = 1.687$ 、 $2V = (+)80^\circ$ の光學性を示し、無色透明であるが、ときには、汚濁して褐色になつている。細粒のものも板狀の自形性がよくあらわれている。28) より31) にわたる組合せでは、他組合せ礦物よりも遅れてできるものようである。

vi) エデル石：— この礦物はローソン石とともないあい、また、草綠色の綠泥石とも密接にともないあう。纖維狀結晶が束狀に集つた形のものが多く、波形にうねつた形をしめすものもある。淡褐色に色づき、弱い多色性が見られる。(第4圖、第8圖参照)

vii) エヂリン輝石：— エデル石のみられる組合せに局部的に、また、脈狀になつてこれがみられることが多いが、34) の組合せのように綠簾石と綠泥石と、全變晶質構造

で組合うものがある。草緑色から淡黄褐色の多色性が示される。

第五章 中 生 層

中生層は圖幅の西北隅の小區域にしめされる。それらはニセイパロマツ川流域から岡田の澤上流部にわたり、蛇紋岩體の北縁をとりまいて分布している。ニセイパロマツ川に見られるものは下部菊石層で、蛇紋岩に貫ぬかれ、新第三紀層に覆われる。岡田の澤上流部に見られるものは上部菊石層で、蛇紋岩、下部菊石層および新第三紀層のそれぞれに斷層で接し、それらの間にくさび形にはさまれている。いずれも北部に隣る幌加内圖幅に長くつづき南北に走る雨龍郡と留萌郡との郡界の山稜を構成するものである。

A) 下部菊石層

これは細粒砂岩と黑色泥岩の互層を主體としている。圖幅内の小範圍の調査では、その層序をはつきりさせることができないが、下部にはチャートをはさみ、また、その層準に玢岩質凝灰岩を厚くふくむ部分がある。この凝灰岩は一部ではやや粗粒な灰白色の砂岩となつている。その少し上の層準に炭質物、植物破片をふくむ薄い砂岩層が見られる。これより上位は單調な細粒の暗灰色の砂岩と灰黑色の泥岩が交互するものになつていようである。幌加内圖幅には輝綠凝灰岩層がこれにつらなつて見られるが、それらとの層位關係は不明である。

下位の層準に少しく不規則堆積の様子が見られる。たとえば、玢岩質凝灰岩の一部に層理が見られるが、それが大きく偽層をしめしている。

より北部で、幌加内村雨煙別川の一支流で、本層の砂岩泥岩互層につづくものの中にふくまれる石灰岩から、故大立目謙一郎により

Phyllocoenia sp.

Stromatoporoid ?

Bryoza

が識別された。このうち、*Phyllocoenia* sp. はジュラより白堊紀のもので、本層をこれによつて下部白堊紀のものとなしてよいであろう。

この下部菊石層はニセイパロマツ川の下流域で、蛇紋岩の間に北西から南東にくさび形にはさまつて分布しているが、急立して一つの背斜と二つの向斜をつくり、北西にむかい、扇形に開くゆるやかな構造になつてゆく。

この層準に玢岩質凝灰岩の存在することはあまり知られていないので、つぎに、その性質をのべたい。

玢岩質凝灰岩の性質：— ここにのべる岩石はニセイパロマツ川にそい、とくに、ニセイナイの大瀧の前後に大きく露出するものである。一部では砂岩様にみられる部分や、不明瞭であるが層理がみられる部分、また、角礫片をまばらにしめす部分などがある。

これは灰黒色の硬い岩石で、凝灰岩である。1 mm内外の40%ていどに達する斜長石の破片と、少量の石英破片、有色鉱物の緑泥石化したもの、細粒の玢岩質岩片などが小さな破碎結晶と緑泥石物質からできた基質にうずめられている。斜長石の組成は An_{60} ていどであつて、均質でいちぢるしい累帯構造は見られず一般に新鮮である。有色鉱物とみられるものの量は斜長石にくらべてはるかにすくない。玢岩質岩片は細粒で斜長石斑晶をもち、石英をともなう結晶質の石基をもつたものである。

B) 上部菊石層

岡田の澤を上つて蛇紋岩體を抜けてたあたりから、澤ぞいに約1000mばかりの間、黒色の單調な泥岩がつづいている。これは露出面で小さな破片にくずれる黒色の泥質岩で、一般に白堊紀の頁岩といわれているものとまつたくおなじ性質をもつている。まれに細粒砂岩の薄層をはさんでいる。この中から *Gaudryceras* sp. を得た。これは上部白堊紀をしめすもので、この黒色泥岩層は、ニセイパロマツ川ぞいの下部菊石層とは區別されるものであることをしめしている。構造はどのようになつているか不明である。まわりの岩層にたいする關係は直接觀察できないが、斷層にはさまれて、南北にくさび形にのびて分布するものと考えられる。

第六章 第三紀層

この地方の第三紀層地帯は雨龍炭田とよばれ、はやくから二三の場所で石炭の採掘が行われているにもかかわらず、また、多くの調査が行われているにもかかわらず、石狩炭田に比べ、はるかにその地質状態が明らかになつていない。これは、一つにはこの地帯の地質構造の複雑さによることであつて、北海道の第三紀層の問題のうちで、最後まで未解決のままに残される地域であろう、とさえ一般からみられている。

圖幅地域の第三紀層はこの雨龍炭田につながるものであるが、蛇紋岩體をめぐる地帯の岩層の露出状態がきわめて悪いため、その層位構造についての十分な資料が得られず、ここには大體の地層の分布状態と推定された構造をのべうるにすぎない。

この第三紀層は、古第三系である雨龍夾炭層と、新第三系である幌新層が主體になつていて、新第三紀最後期の瀧川層は小區域に見られるのみである。これらは雨龍炭田の一般的な構造方向である北西—南東の方向にしたがつて分布している。(12—14) (26) *

A) 雨龍夾炭層

この地層は古第三系に屬するもので、北海道中央部の石狩統の、主として、上部に對比されているものである。上、中、下部層の三つに分たれる。この圖幅には主として中部層と下部層が分布している。恵比壽圖幅地の昭和炭山附近に標式的に發達するものが、北西—南東の斷層系にはさまれて、この地域にまで擴がつてくる。中央部の蛇紋岩帯と接するのであるが、その關係は南北方向の衝上斷層で蛇紋岩におしかぶせられるものと推定されている。

下部層は砂岩と礫岩の互層を主としている。礫岩の礫は角稜のある珪岩礫がもつとも多く、一部には、神居古潭變成岩類の綠色片岩が見いだされている。中央部蛇紋岩體に近い位置にあるが、まだ、本層に礫として蛇紋岩のあることは確められてはいないようである。

中部層は砂岩と頁岩の互層であつて、炭層はこの層準にふくまれている。下部層、上部層にくらべもつとも廣い分布をもつている。この圖幅地域にも本層は多く見られるのであるが、その炭層の發達は悪く、炭質頁岩様の薄いものが見られる場合が多い。ポンニタシベツ川流域にはかつては小規模に採掘されたものがある。これらは西部にいたる

* この圖幅域の第三紀層は主として魚住悟によつて検討された。

にしたがつて、その炭層も厚くなり、昭和炭山附近では、時には3 mに達する。

上部層は砂岩と砂質頁岩の互層で、それに炭質頁岩、礫岩をふくんでいる。*Corbicula*, *Ostrea* 等をふくみ、石狩統の上部蜆介化石層に對比されている。

B) 幌新層

本層は新第三紀川端統に相當するものである。この圖幅地には、雨龍夾炭層の北部と南部とに分れて分布される。雨龍夾炭層をいちぢるしい不整合でおおい、また、神居古潭帯の岩層をも不整合におおっている。神居古潭帯はその後の隆起量の大きいいため大部分の幌新層は削剝されてしまっているが、各所に、残つた小露出が見られる。本層は下部の幌新泥岩層と中部の幌新砂岩頁岩互層および上部の多度志黒色泥岩層とに分たれる。幌新泥岩層は礫岩を多くふくむ岩層である。幌新砂岩頁岩互層は黒色泥岩のみの岩層である。この兩者はここでは、上下關係にあるものとしたが、同時期の堆積層の岩相のちがひによるものであるかの疑もある。

幌新泥岩層：一 北部では岡田の澤上流域一帯に、南部では雨龍川ぞいに、神居古潭變成岩類、蛇紋岩にそつてひろく分布している。北部ではいちぢるしい礫岩を主とし、これに砂岩泥岩をまぢえている。礫岩の礫には蛇紋岩、藍閃石岩が多量に見いだされる。とくに、坊主山のまわりには礫岩がいちぢるしく發達し、それを遠ざかるにしたがつてすくなくなつていく。礫岩層には含まれる綠色砂岩の一部から、化石が得られている。魚住悟によつてつぎのようなものが識別された。

Ostrea sp.

Spisula grayana (Schrenk)

Laevicardium shiobarensense (Yokoyama?)

Spisula ezodensata (Kubota)

Pitar okadana (Yokoyama)

Turritella sp. cfr. *fortilirata* Sowerby

Ptiar okadana (Yokoyama) var.

Polinices sp.

Macoma sp.

Crepidula jimboana Yokoyama

Solen sp.

南部に分布するものは、北部とは様子がちがつていて、細粒礫岩と粗粒砂岩および頁岩の規則正しい互層で、石狩炭田地域の川端層の標式的な堆積様式がしめされている。しかし、その一部にも、幌成附近で見られるように、泥岩のいちぢるしい部分もあるがそれも南にいたるにしたがつて礫岩、砂岩をはさんで、標式的なものにうつりかわつていく。

幌新砂岩頁岩互層：一本層はほとんど黒色の頁岩のみで、まれに薄い砂岩をはさむのが見られるのみである。この黒色頁岩には、いづれの場所でも、層理がはつきりしめされている。この圖幅内では岡田の澤上流域と、ポンニタシベツ川下流部に分布するが、ともに隣接地域に廣くつづくものである。

多度志黒泥岩層：一本層は無層理の塊状黒色泥岩からなつていて、まれに砂質頁岩または砂岩の薄層をはさむ部分が見られるものである。風化面は褐色に染り、一見幌内層の頁岩に類似する。

主として、ポンニタシベツ川下流部に、北西にのびる向斜部の中心にその分布を見る。

C) 瀧川層

本層は新第三系の最上部層である。上にのべた第三紀層とはちがつて分布範囲がいちぢるしく限られ、雨龍川ぞいの南部の低地帯をうずめて小區域に、ほとんど水平層となつて、分布している。下部に白色または黄色の凝灰岩があり、それをおおつて浮石や火山岩、チャート、千枚岩、蛇紋岩などの礫をふくんだ頁岩層が見られる。一部に、*Mya cuniformis* Bohn, *Acila* sp. などの密集するものが見られる。

第七章 第四紀層

巾ひろく開析された谷あいには、いづこも、洪積層、沖積層にうずめられている。そのうちでも、とくに、北部の幌加内、沼牛を中心とする盆地には徑4 kmほどの範圍にひろい洪積層の發達が見られる。この幌加内、沼牛盆地の洪積層では、その洪積礫層が厚く粘土層におおわれている點が、ほかにくらべていちぢるしくことなつた點である。以下に、主として、幌加内・沼牛盆地内の洪積層についてのべたい。

i) 堆積層について：— 高安昌明⁽⁵³⁾によつて盆地内に點在する農家の井戸掘りによる、多數の場所の洪積層の柱狀斷面の資料が集められている。この柱狀斷面では、場所場所によつて、いちぢるしいちがいがあつて、一つの層をひろい範圍にわたつてむすぶことができず、いたるところに連續性のないレンズ状になつた層をはさみ、きわめて規則性のない堆積状態がしめされている。しかし、大まかにみて、とくに山ぞいの地域、基盤岩のちかい場所などでは、下部に礫層、砂層や粘土層が不規則に交互し、泥炭層をは

さむ地層があつて、これが約3 mぐらいの厚さの粘土層に覆われているのがひろく見られる。このように二つの部分に分けることのできるのがこの盆地の洪積層の特徴である。

上部の粘土層はその地表側は酸化鐵に染つて赤褐色となつている。その下方は、酸化鐵に染らない、青色粘土となつている。これはどこでも一樣な粘土層となつていて、つぎにのべる下部層にくらべ、あまり不規則さが無い。

下部層は、おなじく、青色粘土をふくむが、礫層、砂層、泥炭層と交互するものである。たとえば、水銀山のまわりを見ても、東側では、2.5 mの厚さの上部粘土層の下位に後にのべる耐火粘土層を見るが、北側では、これに相當する部分は、おなじ上部粘土層におおわれた、いちぢるしい礫層になつている。これらの礫層の礫は大小種々の不揃いのものであるが、最大のものでも4~5 cmにすぎない。盆地の内部には泥炭層をはさむ場所が多い。

このひろい洪積地の中に、沼牛停車場と、沼牛市街地の中間と、^{シナリウ}新成生にある濕地帯は、現在も泥炭ができてつある。これは沖積層とされるものである。この地點をボーリングした記録によると、地表から12 mまでの間、ほとんど泥炭で、その間に粘土層や砂層の薄層がはさまれているにすぎない。ここには上部をおおう粘土層も見ることができず、上から下まで泥炭のみでできている。

ii) 盆地内の地形について：— この盆地内にはかなりの高低差がみられる。新成生の泥炭地の北西側に、水銀山につづく丘のあたりからN40°Eの方向に、巾せまく一つの堰堤様の地形で少しもり上つた地帯を見ることが出来る。鐵道の切割りで、この地帯の下部礫層の一部がN40°W、の走向で東南に約15°ほど傾斜しているのが觀察される。またこの地帯の北西側は急崖になつていて、幌加内の沖積地にのぞんでいる。このようなことは、この洪積層の堆積の後、この細長い地帯のみが、傾動して、堰堤狀に隆起したことを物語るものようである。新成生、沼牛川ぞいの濕地帯もこの堰堤狀地帯のせき止めによつて、下流部への擴りをとぢられた形となつている。

盆地内で、雨龍川のまわりに廣く發達する沖積地にも少しく高度差が見られる。上にのべた地帯に並行して約1 mぐらいの高さの段丘があり、その東南側には廣く濕地帯ができていて、泥炭をつくつている。これらも新成生の濕地帯に類似したものである。

後にのべるように、鷹泊地方の蛇紋岩體には、洪積期の間他にくらべいちぢるしい

隆起のあつたことがみられる。そのような大きな動きがある地帯に隣る地城に多少の變位運動のあることを考えても、あまり大きな矛盾はあらわれないであらう。*

洪積期の堆積物とみられるもので、いま一つ特異なものがこの圖幅地内で見だされる。それは蛇紋岩體の中に見られ、一般に「コンクリー盤」とよばれているもので、角稜のある蛇紋岩と微閃綠岩の岩礫が、泥質物に固く膠結された礫岩である。これは、主として澤ぞいに見られ、一種の段丘堆積物の形をもち、おのおの澤にすくなくも、3段は見ることが出来る。その分布する位置がかなり決つていて、高度200mあたりには大ていの澤にこれが見られる。その上位に、場所によつては3~4段見られるところがある。高度300mから350mのあたりで、地形の章でものべた、平坦面の廣くみとめられる位置であるが、この礫岩がいちぢるしくひろがつている。その上位450mあたりにもこの種の礫岩が見いだされる。

この礫岩の礫は蛇紋岩が主體でこのほかには微閃綠岩が見られるだけで、他種の岩礫はほとんど見ることができない。礫は1mから50cmぐらいの大礫が多いが、高所のものは礫が小さく、また、角稜がいちぢるしくないものが多い。おなじような状態で、蛇紋岩をおおう幌新層が點々と見られるので、その兩者を區別するのがむずかしい場合がある。

第八章 火 成 岩 類

A) 蛇紋岩

この地域には蛇紋岩がいちぢるしくひろい範圍にわたつて分布している。ここでは神居古潭變成岩類の間にはさまれて分布する蛇紋岩體は一般に小さく、まわりの片理の方向に長くのびたレンズ状の形になつているが、變成岩類とまわりの白堊紀層との間に見られるものでは、岩體が大きく廣い面積をしめ、その一部は圓形の輪廓にふくらんでいる。とくに、鷹泊北方の岩體は徑8kmもある大きなふくらみで、これは神居古潭帶の蛇紋岩のうちでもつとも大きな岩體になつている。

この蛇紋岩は、變成岩を貫くが、また一方、白堊紀層をも貫ぬいている。しかも、つねに

* 高安昌明による。

蛇紋岩が變成岩類と白堊紀層の間に侵入していて、兩者をわけへだてている。たとえば、北部に見られる下部菊石層はオサルンナイ附近では、巾1kmほどの蛇紋岩をはさんで變成岩類と對している。この關係は北部にそのままのびて、兩者が約100m内外に近づくが、つねにその間に蛇紋岩が見いだされる。東北部にも圖幅外の地域にわたつて大きくひろがる蛇紋岩體があるが、そのさらに東側にもこの地域の變成岩とへだてられている白堊紀層が分布している。變成岩類の中にはさまれている蛇紋岩體は、多く巾100m内外の小さな岩體である。このような蛇紋岩は南部に多いが、この圖幅地内ではあまり多く知られていない。

これらの蛇紋岩を見ると、多量の蛇紋岩の破砕片をふくみ、ほとんど粘土化して露出では廣く地崩れなどしめしやすいものと、粘土化がまつたく見られず、全體が固い塊狀の蛇紋岩で、節理系が規則正しく發達し、一般深成岩の特徴がよく現れているものがある。たとえば、鷹泊北方の大きな蛇紋岩では淺羽山を中心として、雨龍川から東部の山地はほとんどが塊狀の蛇紋岩で構成されている。それにたいして、岩體の北部の岡田の澤、ニセイパロマツ川それぞれの流域は角礫岩狀に粘土化するすんだ蛇紋岩がいちぢるしく、いたるところに地崩れが見られる。しかしその間にも塊狀の蛇紋岩は所々に見られる。岩體の西部、南部では、塊狀のものと角礫狀のものがいりまじり、とくに、その一方がいちぢるしい範圍は定められない。

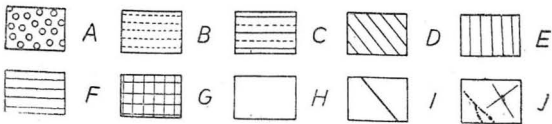
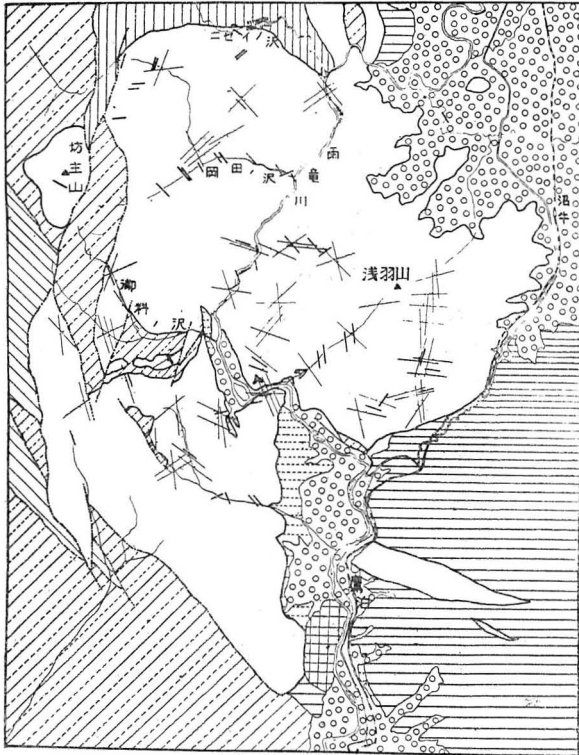
岩體の各所で觀察した節理系の方位をみると、第3圖にしめされるように、そこにはかなり規則性があるようである。それは、概観して、北西—南東方向のものと、北東—南西方向のものが、とくに主要な方向であることで、そのうちでも、淺羽山では北東—南西のものが東西方向に少しく近づく傾向が見られる。後にのべる脈岩は、多く、この節理に並行して侵入しているので、その方位がその場所の節理面のひとつをあらわすものとみてよい。蛇紋岩の崩れなどのために、露出不良の地域が多いので、この節理系を十分にまとめて記述することはできないが、大要以上のような特徴をみることができる。*

これらの蛇紋岩體の中には、新鮮な橄欖岩は見ることができないようである。ほとんどすべてにわたつて橄欖岩が完全に蛇紋岩化されたもので占められている。塊狀の蛇紋岩では、もとの橄欖岩の構造がくずされずに残つていて、その性質を推定することが

* 木崎甲子郎による。

できる。それによると、橄欖石のみでできているダン橄欖岩質のものと、輝石類（これ

第 3 圖



中央部蛇紋岩體の節理系

- | | |
|----------|-------------|
| A. 沖洪積層 | F. 神居古潭變成岩類 |
| B. 瀧川層 | G. 玄武岩 |
| C. 幌新層 | H. 蛇紋岩 |
| D. 雨龍夾炭層 | I. 微閃綠岩岩脈 |
| E. 中生層 | J. 節理と斷層 |

(木崎甲子郎による)

はすべて絹布石に變つている)を含む輝石橄欖岩質のものがある。鷹泊北方の蛇紋岩體を見て目だつことは、雨龍川の東部淺羽山を中心とする山地を構成するものがほとんど輝石橄欖岩の蛇紋岩化したものである點である。雨龍川の西部になると、ダン橄欖岩起源のものと同輝石橄欖岩起源のものが入りまぢつて、とくに、はつきりした傾向性を見いだすことができない。

先に角礫様になつた蛇紋岩とのべたものは、粘土化した軟い蛇紋岩の中に角礫状になつた塊状の固い蛇紋岩が多量にふくまれているものである。この角礫は塊状の蛇紋岩が破碎してできたものか、または、塊状の蛇紋岩の網目の糸の部分のみが粘土化し、網目の部分が粘土化をまぬかれて角礫様の形になつて粘土中に残るものか、明らかでない。岩體中にこれが分布する様子を見ると、特定の破碎帯というような位置に限られず、廣い範圍が一帶にはげしい粘土化をしている場合が多い。

他地域の蛇紋岩體に見られるように、この地域の蛇紋岩にも優白質の岩脈が數多く見いだされる。この優白質岩脈に地域性があつて、地域がちがうと、その岩脈の性質がちがうことが知られている。この地域の岩脈は微閃綠岩であつて、ほかの種類はまつたく知られていない。

この岩脈は、大きなものでは 10 m、小さなものは 1 m ぐらいのものまで見られる。板状となつて方向性がはつきりし、かなり延長方向につづいている。その方向は、さきに述べたように、まわりの蛇紋岩の節理のひとつに並行するのが普通である。この岩脈は鷹泊北方の岩體にとくに多く、それは岩體の中央部で N30°W の方向をしめすものが多い。それらはほとんどが蛇紋岩體の内部にのみ見られるが、鷹泊の小川團體附近に、蛇紋岩體を外れ、變成岩中にたゞひとつこの岩脈が示されている。東北部の大きな蛇紋岩體にも、おなじく微閃綠岩質岩脈が見られるが、それはきわめて稀である。

蛇紋岩の岩質：一 蛇紋岩には、肉眼で見ると、いろいろの外観をもつたものが區別される。その多くは、緑をおびたまつたく光澤のない黒色で、緻密な岩石であるが、青緑をおびて軟くなつたもの、脂感のいちぢるしくなつたもの、また、ほとんど粘土様になつたもの、などがある。風化面では數種の厚さに茶褐色になつている。蛇紋岩の原岩に輝石がふくまれていたものでは、その輝石の絹布石化したものが無光澤の黒色基地中に 5 mm 内外の大ききで光澤をはなつのが目だつ。そのほか、鑛物や組織を區別できないが、少量ともなわれるクローム鐵鑛が點々で見られる。

薄片で観察すると、外觀のいろいろながいはあまり大差のないもので、i) 橄欖石が蛇紋石化をまぬがれて小部分に残っているもの、ii) 全體が蛇紋石化しているがその蛇紋石の組織に原岩の橄欖石や輝石の形、構造が伺えるもの、iii) 温石綿脈や蛇紋石が大きく成長していて、i) ii) の組織や構造がまったく失われているもの、等が區別される。

i) 橄欖石の残っているもの：— 橄欖石は從横に走る網状の割目にそつて蛇紋石化され、0.1mm位の圓粒状になり網糸の間に新鮮のまま残っている。蛇紋石は微細な纖維状となつて割目の壁に垂直にならび、橄欖石を交代している。輝石は劈開にそつて同じく蛇紋石化されるが、その纖維は、輝石の主軸に並行し、輝石全體の方位を亂さず、いわゆる絹布石となつている。橄欖石も輝石も、一部が蛇紋石化されても、その方位を亂さないで、原岩の組織、構造を残存する部分からうかがうことが出来る。それによるとこの橄欖岩は、平均2mm程度の大きさの一般に橢圓形に近い形になつた橄欖石の密集體であつて、輝石はその間を埋めた形になつている。この輝石は斜方輝石であつて、檢鏡した資料では、すべて、橄欖石粒間を埋めた、まったく他形のものであるが、淺羽山山麓の、この岩體から洗い出されたとみられる、砂クローム鐵鑛床には、結晶形をしめす長柱状の斜方輝石が多量に見いだされている。

この他に見られるものは、クローム鐵鑛のみで、薄片では、濃赤褐色になつた0.1mm程度の自形のものや、粒状のものがあるが、その量はきわめて少い。

ii) 全體が蛇紋石化したもの：— 全體が蛇紋石の集りであるが、その組織は、橄欖石を残すものに類似する。つまり新鮮のまま残っている橄欖石の部分が、葉片状の温板石 (antigorite) の集りに變つている。こうなつても、i) で見られた、橄欖岩を網目状に切り纖維を壁に垂直に並べた細脈と残っている橄欖石の假像である葉片状温板石の集合部分との區別が極めてよく組織に保存されている。この蛇紋石化した部分には微細な粒状または針状の鐵鑛が多量にできている。

一部には、上にのべた i) または ii) の組織を切り、ひじようにはつきりした對照をしめして、はるかに粗い巾0.1~0.3mm程度の纖維を壁に垂直に密生させる温石綿質の脈ができ、さらに細脈を多く分岐させている。粒の大きい鐵鑛が、この脈の中央部に見られることが多い。大まかにみると、この脈の走りかたには二つの方向があつてそれが互に切りあい、薄片では、格子状になつている。

iii) i), ii) の組織がほとんど失われているもの：— ii) の下段に述べたような、粗く切る温石綿脈がいちぢるしくなるとともに、0.5mm 程度の葉片状集合をした温板石が多くでき、橄欖石を交代した組織をまつたく置き換えてしまう。温板石脈が、緑泥石脈であつたり、炭酸鹽礦物脈であつたりする。いちぢるしく粘土化して露出で崩れているようなものもこの iii) に類似するものとみられる。

このような三つの型がおたがいにどのように関連しているかについては、齋藤昌之⁽⁴⁴⁾によつて、鷹泊ダム建設地の岩盤調査の際に、観察されている。それによれば、その岩盤は蛇紋岩で、1m 内外の間隔で一つの方向に節理面がよく現れている。一つの節理面と次の節理面の中間の部分は、i) 岩質であつて、少しく橄欖石の残存するものもある。そのうちに微細な肉眼でも認められる、温石綿脈が節理面と並行に、またわ垂直にできている。節理面をはさんで厚さ 20cm ぐらいの範囲は前者よりは黒味が勝つた緻密なものとなつていて、そこでは、橄欖石はすべて蛇紋石化され、ii) の性質のものとなつている。また顕微鏡的な温石綿脈もいちぢるしい。節理面に沿うせまい範囲は、軟く、もろくなつている。この部分には iii) の性質が見られる。齋藤昌之によれば、橄欖岩の蛇紋岩化の過程が、この i) から iii) の順を追うて行われるもので、岩體にあまり見られる節理系は蛇紋岩化に對してある役割をもつものとみられている。

蛇紋岩にともなわれる微閃緑岩の性質：— この岩脈は、このような広い岩體の中に散らばるにもかかわらず、細粒、粗粒の別があるていどで、ほとんど、一様の性質をもつている。白味の勝つた中粒から細粒の、汚れた感じのする岩石で、不透明になつた斜長石と、少しく緑を帯びた黒色の角閃石が區別される。一部に見られるように細粒のものは、組成礦物が區別できない黒色緻密のものとなつている。これらは硬く、塊状になつて、蛇紋岩中に突出して露れている。蛇紋岩との接觸部では、せまい範囲で、蛇紋岩が粘土化して崩壊し、またこの微閃緑岩は緑泥石化、蛇紋岩化をこうむつている。

中粒のものを観察すると、長柱状になり、自形性のはつきりした斜長石が主體となつていて、その間を埋めて褐色角閃石が見られるものが普通である。しかし、一部では、有色礦物は輝石が主となり、また、まれには橄欖石が見られるものもある。全體が汚れ斜長石はソーシユル石化し、有色礦物は緑泥石化している。一部には少量の石英がともなわれている。斜長石の輪廓に薄く、または、結晶の間隙に、曹長石が見られ、それは新鮮で汚れていない。

輝石は多くそのまわりに褐色角閃石をともなっている。

褐色角閃石は、ときに自形をもつこともある。緑色を帯びた褐色から淡黄色にわたる多色性をもっている。大部分はまわりから繊維状の青緑色角閃石に変わり、絹石、チタン鐵鱗、緑泥石が廣くともなわれている。

細粒のものは黒色となり、ときに、岩脈の壁にそつて見られ、またそのあたりで粗粒岩に捕獲されている。斑状構造をもち、その斑晶はいづれも角閃石のみである。その石基は長さ0.1mmぐらいの柱状になつた斜長石と褐色または緑色の角閃石との集合體である。

B) トロニエム岩 (Trondhjemite)

蛇紋岩にともなわれる脈岩類にはいろいろな種類があるが、そのうちでもトロニエム岩は、各所に見られ、その代表的なものである。この地域では中央部の蛇紋岩體には、さきのにべたように、微閃綠岩のみが見だされているが、その蛇紋岩體をすこしはなれた南部の幌内川の下流部幌成附近に、巾2000mほどにもなり南北にのびたトロニエム岩の大きな岩體が知られている。これは神居古潭變成岩類の中に侵入し、そのまわりの千枚岩中に黒雲母を生じさせている。また、それは幌新層におおわれるものである。この岩石はかつては、建築石材として採掘されたこともある。

SiO ₂	70.45
TiO ₂	0.10
Al ₂ O ₃	16.43
Fe ₂ O ₃	0.37
FeO	0.71
MnO	0.03
MgO	1.53
CaO	3.1
Na ₂ O	4.43
K ₂ O	1.07
P ₂ O ₅	0.58
H ₂ O	1.54
Ig. loss	—

100.35

(産地・雨龍郡多度志村幌成，分析者・根本忠寛)

白色の粗粒な岩石で、斜長石の斑晶状になつた自形結晶が目立つ岩石である。短柱状の自形性の強い斜長石の間を不定形の石英がうずめる構造がこの岩石の特徴であつて、有色鑛物は少量の黒雲母がこれにともなわれるにすぎない。斜長石は An_{30} 内外のもので岩石の約半量をしめ、多く分解して汚れ、絹雲母、陶土等になつている。

幌成産のものについては、上のような根本忠寛による化学分析値が知られている。

(24.31)

C) 玄武岩

鷹泊市街地のあたり、雨龍川の西岸に、小さな玄武岩の丘陵がある。この玄武岩は蛇紋岩を覆い、また、瀧川層をも覆うものであるらしい。凝灰岩などは近くに見られず、熔岩のみが台地状に流れでたものである。

これは、雨龍、空知地方から留萌地方にわたつて、他種類の火山岩をまったく見ない第三紀層地帯に、この種の玄武岩のみが小さな岩脈または熔岩丘となつて、點々と分布するものの一部份なのである。その一部で、瀧川層を切る岩脈となつているものが見られるため、全域の玄武岩は瀧川世の末期、または後瀧川世に活動したものとみられている。⁽⁴³⁾

SiO ₂	47.52
TiO ₂	1.39
Al ₂ O ₃	18.57
Fe ₂ O ₃	4.58
FeO	5.15
CaO	10.82
MgO	7.25
Na ₂ O	3.03
K ₂ O	1.30
H ₂ O	59

100.22

(産地・雨龍郡多度志村タコツブ山, 分析者・勝井義雄)

これは典型的な橄欖石玄武岩で、その岩質は、第三紀層地帯の廣い範圍に點々とちらばつているのにもかかわらず、いずれの場所のものにもまったく同じものがしめされている。多量の橄欖石斑晶をもち、石英は斜長石と單斜輝石の填間構造をしめす、ガラス

のほとんどみられない岩石である。斑晶橄欖石は $2V = (-)85^\circ$ 斜長石は An_{75} 輝石は $c \wedge Z = 44^\circ$ $2V = (+)55^\circ$ の性質をもっている。石基の斜長石の間が、ときとして、 An_{20} ぐらいの灰長石分にとぼしい斜長石にうずめられている。石英が見られることがまったくないのであつて、玄武岩のうちでは、大陸に知られるものに似た、アルカリ岩に近い性質をもつものである。南に隣接する深川圖幅のタコツブ山はおなじ玄武岩であるが、勝井義雄によつて上のような化学分析値が得られている。

D) 安山岩

圖幅地の北東部上川郡一雨龍郡界の和寒峠附近に、神居古潭變成岩類、蛇紋岩を覆い、郡界の山稜にそつて薄く、安山岩の熔岩流が見られる。これは比布圖幅地に入つて廣い分布をしめすものの一部で、洪積世の古期の火山活動によるものとみられている。

斜長石の細粒斑晶を多量にもつた、多孔質の岩石で、角閃石安山岩と複輝石安山岩が區別されるがその相互の關係は明らかでない。

第九章 地質構造

これまで、各章で、それぞれの岩層の地質構造についてのべてきたが、それだけでは十分に問題を扱えないので、つきに、圖幅地域全體の構造的な問題をまとめたのべたい。

この地域の主要な構造上の特徴は、神居古潭帯と第三紀層地帯との二つが相對していることと、いま一つは、神居古潭帯のうちで、外側の少しも變成をうけていない白堊紀層といちぢるしい變成岩類とが蛇紋岩をはさんで、相對していることである。

變成岩類で構成される地帯は、すでにのべたように、それぞれの岩種を主とする綠色片岩帯と千枚岩帯とに分けられ、それらは下部層に千枚岩、上部層に綠色片岩をおいていくつかの背斜向斜をつくつたかのように配置されている。その一部は、幌内川上流部でみられるドーム構造が、上江丹別峠のまわりに盆狀構造をつくるものにうつりかわつている。このようにして幌加内から南北にむいて70 軒の間におなじような構造をしめす變成岩帯をつくつている。

白堊紀層は圖幅の北部に廣くつくつもの一部が圖幅地にあらわれている。これは神居古潭構造帯を形づくるもの一部である。神居古潭帯のほかの場所、とくにより北部では、白堊紀層鬼刺層がこの構造帯の主體をつくつている。この圖幅地のまわりを見わたすと、そのように神居古潭構造帯をつくる性質の白堊紀層の中に變成岩帯がくさび形にはまつた形とみることがができる。いちぢるしい蛇紋岩の進入はこのような白堊紀層と

變成岩帯の間の不連続面にそつて行われたものとみられる。白堊紀層は蛇紋岩に接するあたりで小褶曲をくりかえし、たたみこまれているが、それををはなれて西側にいたるとゆるやかな構造になつている。

このような構造的關係は、神居古潭構造帯をつくつた衝上の構造運動のために深部にあつた岩層が動力的變成をうけ、そこに變成岩が生れ、それがさらに構造運動に動かされて、この構造帯の上部をつくつていた白堊紀層の間をおし分けて上昇し、また同時に蛇紋岩がその境目にそつて侵入したことによつてもたせられたと考えられている。

第三紀層堆積の時期には、上にのべた三つの構成要素—白堊紀層、蛇紋岩、神居古潭變成岩類—は一體となり、第三紀層堆積區域に對して地背斜的地帯となり、隆起地帯を形づくつたものとみられる。

雨龍夾炭層が堆積し、梶内層の堆積も終つて新第三紀に入つた時期に、大きな構造運動のあつたことが考えられ、これまであまり地表にあらわれなかつた神居古潭變成岩類や蛇紋岩がいちぢるしく礫となり梶新層の礫岩中に流れこんでいる。梶新層は擾亂された夾炭層と上昇した神居古潭帯とを不整合にひろくおつたのであつた。

その後、瀧川層の堆積前に第三紀層地帯ははげしい擾亂をうけている。このために複雑きわまりない地質構造が生じたのであつた。

この地帯の特徴はとくに西北—東南方向のいちぢるしい斷層系の發達していることであつて、各層の分布もこの構造にしたがつている。

この運動は神居古潭帯の領域にもいちぢるしく行われたようで、新第三系梶新層がひろく古期岩類をおおうが、いたるところ斷層に切られ、基盤岩の間にはさまれている。

しかし、この構造運動でもつともいちぢるしい點は、神居古潭帯が第三紀層地帯に對して、南北に走り、南部では西北—東南に曲る衝上の斷層で接するにいたつたことで、とくに、中央部の蛇紋岩體の西側には、その斷層系に衝上のな形がいちぢるしくあらわれている。

この構造運動が終つたあとは、この地域は靜穩にすぎたが、洪積世には、中央部蛇紋岩體のみが他より大きな隆起を行つたもののように、雨龍川は回春して嵌入地形をつくり、また、それに堰きとめられて、沼牛盆地にはいちぢるしい湖沼堆積層をつくつた。この堆積層のうちにも、水銀山のあたりから東北方にのびる細長い地帯の傾動隆起がおこり、新成生、沼牛の冲積濕地帯をつくつたのであつた。

第十章 応用地質

- a) 概観
- b) 蛇紋岩区域の鑛床
 - i) 塊クローム鑛床
 - ii) 石棉鑛床
 - iii) 砂クローム鑛床
 - iv) 砂白金鑛床
 - v) 水銀鑛床
- c) 變成岩区域の鑛床
 - i) 含マンガン赤鐵鑛床
- d) 洪積層中の鑛床
 - i) 耐火粘土鑛床

a) 概観：— この圖幅地域は、ほかにあまり例を見ないほど、ひろい範圍にわたつて蛇紋岩が露出する地域であるため、ここに見いだされる有用鑛物鑛床にも、それに關係した、特有のものがある。ひろく知られているものは、鷹沓北方の大きな蛇紋岩體から洗い出されて漂砂鑛床となつている砂クローム鑛床と、砂白金鑛床であるが、そのほか蛇紋岩中には、塊クローム（山クローム）鑛床や、石棉鑛床も小規模のものが二三の地點から知られ、また古くから注目されている水銀鑛床もある。

變成岩中には輝綠岩に伴つてできたらしい含マンガン赤鐵鑛床が見られるほか、石灰岩などがあるが、いづれも小規模で、また搬送の便の悪いため開發されていない。

本地域の西部にひろく分布する第三紀層中には、雨龍夾炭層があつて、それらの岩層は、隣接惠比壽圖幅地に入れば、昭和炭礦、淺野炭礦等によつて開發されている。この圖幅地域では、この雨龍夾炭層中には、炭層のふくまれるものはあまりない。

沼牛盆地には、その洪積層の一員として、耐火粘土層が知られ、かつては採掘されていた。

b) 蛇紋岩区域の鑛床。

i) 塊クローム鑛床：— 神居古潭帯にそつて分布する蛇紋岩には、クローム鐵鑛が二三のちがつた型式でともなはれている。その一つは、蛇紋岩中に散點してクローム鐵

鑛があつて、それらが洗い出されて山麓に漂砂鑛床となつているもの、他はクローム鑛鑛が密集塊になつて蛇紋岩中に鑛體を形づくるものである。このクローム鑛鑛床の分布の上でいちぢるしい特徴のあるのは、神居古潭帯の南部では塊クローム鑛鑛床のみが見出され、北部では塊クローム鑛鑛床がほとんどなくて、漂砂鑛床のみが知られていることである。このようなちがつた2つの鑛床区の境界は、だいたいこの圖幅地域であるとみてよきようで、砂クローム鑛鑛床と塊クローム鑛鑛床の2つの種類が見いだされる。

塊クローム鑛鑛床は、鷹泊北方の蛇紋岩體の北邊にあつて、ニセイパロマツブ川中流部の瀧の上あたりで、下部菊石層との接觸部近くに知られている。鑛床の周りは一帯に粘土化がはなはだしく行われ泥狀になつている。この中に經10cm—20cmの球形になつた塊狀鑛石が含まれている。鑛石はすべて圓滑な球型をしている。これはクローム鑛鑛の密集塊であつて蛇紋石等はほとんど含まれず、南部地域の鑛石と變りないものである。昭和15年頃少しく採鑛され、附近の流鑛とともに採集されたが、その後放棄されているようである。この他、鷹泊市街地と上江丹別市街地の中間の山稜にある小さな蛇紋岩體にも塊クロームの存在することが知られ、昭和16年頃採鑛されたといわれるが、詳細は不明である。

ii) 石綿鑛床：— 蛇紋岩體の内には、どこにでも、1mm内外の溫石綿の細脈ができていゝのを見ることが出来る。しかし、より厚く溫石綿脈が比較的密集してできている箇所は、まったく知られていない。この區域の蛇紋岩にも、これまでに、2、3の箇所に採鑛が行われてきたが、いづれも隊行までにはいたらないでいる。それらは、沼牛驛南部の鐵道路線と國道の交叉點附近の山地で一ヶ所、幌加内市街地の東方山地、および、上江丹別市街地北方で、雨龍團體東側の澤等が主なものである。いづれの場所でもその周圍に溫石綿の細脈が多く見られそれらの小局部にむらがつてやや長纖狀の脈がある。雨龍團體奥では最長1.2cmのものが見られた。塊狀蛇紋岩中にあつて、節理系に並行した方位に溫石綿脈ができていゝ。⁽⁴⁵⁾

iii) 砂クローム鑛鑛床：^(36, 37)— 沼牛盆地のなかで、蛇紋岩の山麓のあちこちに洪積層中の砂層に混じつて、場所によつて量の多少はあるが、クローム鑛鑛が見いだされる。

このような地域は、背後の山地一帯が蛇紋岩で占められ、この山地のなかへ入江のようになつて廣い洪積地が入りこみ、この地内が葦原になつているような濕潤地があるとそこに多く砂クロームが見られるようである。

この代表的なものは、水銀山の南方向い側にある幌加内土谷クローム鉱山である。

この鉱山は水銀山の南西方358.2m三角點から、水銀山南方258m高地にわたる範圍を集水區域とし、巾700m奥行約2000mの廣く入りこむ洪積地を鑛區としている。幌加内川の最下流の支流がこの洪積地内を流れ、その下流部で、幌加内川への合流點に近い地域が、主として稼行されている。

この洪積層は粘土層と砂礫層の互層であるが、その堆積状態はきわめて不規則で、互に薄失し、レンズ状となり、膨縮する。ひとつの場所では10層内外の砂層、粘土層礫層の互層態が見られるが、これより7米はなれた場所では全層が粘土のみになつている。

これら粘土層砂層の互層のうち砂層を併せれば、この稼行地域全體として平均すると1.0m内外といわれている。表土は、洪積地の中央部では20cm内外であるが、山際に近づくといちぢるしく厚くなる。したがつて、稼行地域は現在の川の流路附近に限られている。

クローム鐵鑛は砂礫層の部に含まれている。そのうちでも、とくに地表より1m内外の位置の砂礫層に含有量が多く、その砂礫層中に黒縞となつて、ふくまれている。これらの砂礫層中のクローム鐵鑛含有量は平均して7%程度といわれている。

この洪積層中には、流木、葦、笹等の根の類が埋没されているものが多く、砂クロームの採取に困難する。

この附近では、蛇紋岩の山麓地域にある洪積層の砂クローム鐵鑛含有量が誤べられているようであるが、地域によつて、その量はかなり變化があるようである。

採取方法は、土谷クローム鉱山では、まず現場で粘土と砂礫を水洗いして分け、砂礫のみを採取する。これによつて原鑛品位15~20%となる。(粘土塊にも多量の砂クロームが附着するので、冬期の凍結により粘土塊を破碎し、ふたたび翌年、これから砂クロームを採取する。) これらをウキルプレー・テーブルにて撰別する。

iv) 砂白金鑛床⁽⁴⁶⁾：一 砂白金鑛床は本邦のうちでも北海道の神居古潭帯の蛇紋岩地帯にのみ限られ、ほかに見ることはできない。これらには、クローム鐵鑛床の分布にも似て、偏つた分布状態がみられる。つまり鑛床は神居古潭帯のうちで、主としてこの圖幅地域から北部に多く、より南部では、主要な鑛床はわずか夕張山地に一ヶ所知られているにすぎない。この圖幅地で、鷹泊北方の蛇紋岩體をめぐる白金の漂砂鑛床はもつともひろく、また規模の大きいことで知られている。

白金の知られる地域はやや限られていて、北部のニセイパロマツ川下流部から、南の岡田の澤下流部にわたる範囲、それから南に下つて雨龍川本流ぞいにつづき、さらに三耕地にいたつて巾1000m以上にもわたるひろい洪積地、沖積地の鷹泊市街地附近にまでわたる範囲がその主な地域である。そのほか、ヌブホロマツ西部の山地、浅羽山西南部等、雨龍川にそつた高位段丘礫層のあると思えるあたりに知られている。また、この蛇紋岩體から西南方沼田町に向つて洗れる、ポンポンの澤にも少ないながら見ることが出来る。

この砂白金は、おなじ蛇紋岩體でありながら、まったく見いだすことのできない地域もあつて、多くの砂金採取人の経験を通じてみても、どうも、砂白金の發源地は限られたせまい範囲であつて、そこから洗い出されて、下流部に流れ下るものでなかろうかとみられている。島田要一氏は長年の砂金採取人の指導かたわら多数の資料を集められている。^{*} それらの一つに、これまでに見出された砂白金粒のもつとも大きいものの重量と場所の記録がある。第4圖はそれを示す。これによると、北部ニセイパロマツ川、岡田の澤の下流部に、しばしば6grより7grにも達する最高重量のものが知られている。これが雨龍川本流に入ると遙かに小粒のものとなる。新設ダム附近では、0.2gのものとなり、鷹泊ペンケ附近では、0.1~0.2grであるが、鷹泊市街地に下ると0.03grになり、ぐつと小粒になる。幌成の驛をすぎ下流不知火あたりでは、ほとんど粉状のものより見られなくなつてゐる。鷹泊市街地西北方山地のいくつかの小澤にかなりの砂白金が見られ、それらにやや大粒のものが知られているが、これらは雨龍川本流が新設ダム附近から眞南に流れてゐた時期の河床礫層から、ふたたび洗い出されたものとみられている。

砂白金粒は、その比重がいちぢるしく高いため、母岩から洗い出されても、原地から遠く流しだされる機会はいちぢるとみられる。そのほかいろいろの點からみて、ニセイパロマツ川から岡田の澤にわたる、この大きな蛇紋岩體のうちの限られた小範囲のこの山地が、おそらくはこの地域の砂白金の發源地ではなかろうかと島田要一氏によつてのべられている。

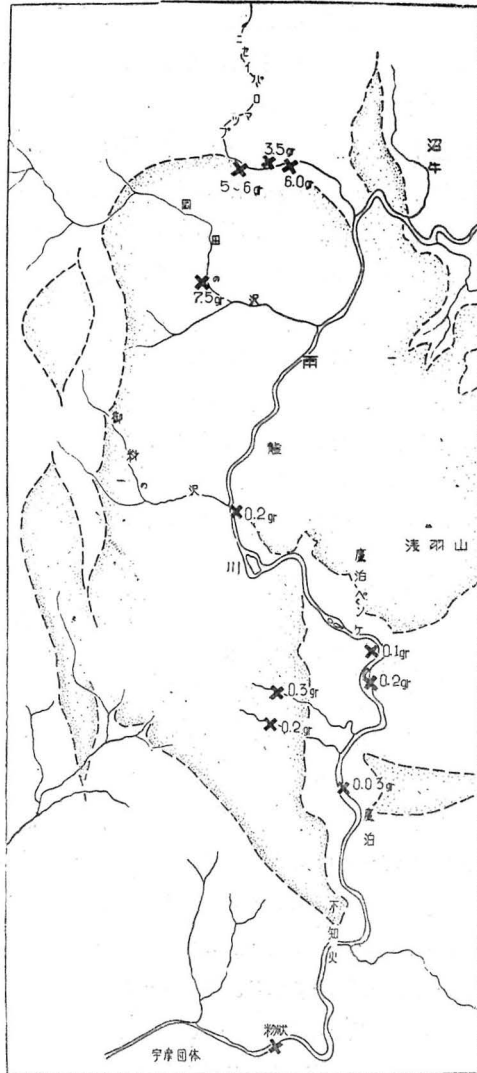
この砂白金は現河床礫層中にふくまれているが河岸段丘礫層中にも同様に見ることが出来る。また鷹泊附近のように河川のまわりに廣く洪積地、沖積地が廣るときも、その

^{*} 島田要一氏の談話による。

礫層中にひろく砂白金の含まれることが知られている。礫層の表層部にはほとんど白金粒は見る事ができず、主として、礫層の下底のあたりに沈んでいる。そして、基盤にそつて多く集つているが、さらに、“ひび金”と呼ばれる基盤岩の割目のすきまにいちぢるしく多量におち込んでいるものがある。採取現場の品位はおなじ地域でもきわめてむらがあつて、いちぢるしい高品位部分のすぐそばが急に品位が落ちてしまうことなどしばしばある。高品位部分が河床の限られた局部に條のよになつて分布することが多くあつて、“金みち”などよばれば、その形は彎曲した河道の形をとるのがふつうである。

ニセイパロマツ川、岡田の澤は、急峻な山地をぬつて流れるため、河川の兩岸は切り立つて、ほとんど沖積地を見ない。河床より約10m程度の段丘礫層があるが、その面積は少い。この地域では、現河床礫層を掘つて白金を採取する。この河床礫層は厚さ2mないし3mであつて

第 4 圖



雨龍川すじに見られる砂白金の分布。各地點の數字はそれぞれの場所得られた砂白金の最大粒の重量。(島田要一による)

50cm ぐらいまでの大礫がいちぢるしく含まれている。この地區は古くから著名のところで、これまでに河床はすでに、余すところなく、三度くりかえし稼行されつくしているにもかかわらず、まだ稼行に耐える場所もあるようで、地域全體として平均して坪當り0.4gr内外とみられている。

雨龍川本流では、ニセイパロマツ川口より新設ダムのあたりまで5軒の間は、おなじく山間を切りこむ狭い河谷で、河岸に沖積地を欠き、河床を稼行するほかはない、ここに砂白金の存在することは明らかにされてはいるが、水量がいちぢるしく、水流の切り替えや大礫が多いことのため、勞力を要し、これまでに、わずかに戦時中一部で稼行されたにすぎない。

三耕地より下流には沖積地が巾100mも廣り、河床の幅も大きく、稼行条件はきわめて良好となる。ただ表土の厚さ1~2mにおよび主として砂泥層となつている。この下に2m内外の礫層があつて岩盤に達する。礫層の下半部から砂白金が見出されはじめ、盤際の割目にいちぢるしい。

この地域も鷹泊市街地より1300mぐらい下流の地點から急に品位低下し稼行に耐えなくなる。

	坪當り gr	稼行可能面積 坪	埋藏量 kg
1) 鷹泊ベンケ不知火鑛床	1.0	300,000	300.00
2) // ヌブホロマツ小學校裏鑛床	0.4	13,500	5.50
3) // 本流	1.2	36,000	43.00
4) ニセイパロマツ	0.4	6,500	2.50
5) 岡田の澤	0.4	9,000	3.50

採取された砂白金のうち金粒が、場所によつて多少はあるが、5%ないし10%程度含まれる。また、白金粒のうちにも「バカ」といわれ、強い磁性をもつ、鋼灰色のもので、イリドスミンとして使用にたえないものが1~2%含まれている。このほか、辰砂、磁硫鐵鑛が一諸に得られる。砂クロームがかなりの量ともなわれ、この地域では、坪當り8~10kg程度とみられている。

このようにして産出される砂白金は、神居古澤帯を通じて大體一定の性質をもち、その大部分がイリヂウムとオスミウムを主體とするイリドスミンであつて、純粹な白金(プラチナ)の量はきわめて少い。

v) 水銀鑛床：一 水銀山は沼牛盆地内で、雨龍川の岸にあつて、洪積層の中に低く頭をだす蛇紋岩の丘である。この水銀山蛇紋岩の北側に接して神居古潭變成岩の一員である珪岩の露出が見られる。このあたりの蛇紋岩中にも、珪岩中にも網状に炭酸鹽鑛物を主とした巾數耗の辰砂の細脈が見られる。また、この附近で蛇紋岩を覆う洪積層の基底部に、砂鑛となつて、辰砂粒の見だされるものがある。このうちで、鑛量は、砂鑛になつているものもつとも多い。(水銀山の北側の洪積層部に500m平方の範圍に廣く存在することが坪堀りによつて確められている。)この礫層は約2.5mの盆地一帯に分布する粘土層におおわれている。

雨龍川沿いにこの辰砂を採ると、水銀山より上流では全く見られないこと、また下流になるにしたがつて細粒となること下部の蛇紋岩中に細脈のあること、洪積層中の辰砂の分布状態等からみてこの辰砂鑛床は一種の殘留鑛床であるとみられている。⁽³⁸⁾⁽⁵¹⁾

c) 變成岩區域の鑛床

i) 含マンガン赤鐵鑛床：一 神居古潭變成岩類の中にはあまりいちぢるしい鑛床を見ることはできないが、この附近では、これまで上江丹別市街地東方の芳野に、他は西方の多度志一鷹栖村界の山地に小規模な含マンガン赤鐵鑛床が知られている。

赤色珪岩中に、または輝綠岩と赤色珪岩との境目に見られ、母岩の片理にそい、不規則に膨縮するレンズ状の鑛體を示している。たとえば、芳野鑛山では鑛體は巾30~90cmで走向延長は30數米程度のものである。これは多數の小規模な斷層に切れ變位を受け、また鑛體の薄失することもあつて、20米ぐらゐの範圍のうちで見てもいろいろの位置に露出する。また、片理の方向に150mをへだてて、ふたたび、別の鑛體が見出されるなどのことがある。

鑛石は黒褐色で、肉眼で鑛物を識別できない、緻密な硬いものである。品位は鐵30%マンガン10~15%程度のものといわれている。

d) 洪積層中の鑛床

i) 耐火粘土鑛床⁽⁵³⁾：一 「沼牛粘土」といわれる耐火粘土が、かつて、沼牛盆地の洪積層の一部から採掘されていたことがある。第四紀層の章で、すでにのべたように、この盆地内の洪積層は段丘礫層の上部を厚く粘土層に覆われている。耐火粘土の見だされるのは、この表層粘土層の低位であつて、一般には礫層のいちぢるしい層準の一部に、

とくに、良好な粘土の堆積が行われたことによるものである。

場所は水銀山の東側にある。幌加内市街地から沼牛驛に至る道路が水銀山からつづく丘を越えるあたりにこの粘土層が分布する。この分布範囲のなかで得られる柱状断面はいろいろにちがいはあるが、主要な點は、づきのようなものである。表層部厚さ約2.5mの間は、盆地全體に廣く分布する上部層であつて、この下位に、平均して、厚さ約5mぐらいの粘土層がある。その下位は青砂といわれる青色の砂層になつている。この青色砂層は、この粘火粘土層の下位にいつも見だされ、また、ほかの場所には知られていないものである。

このようにこの粘土層は風化成生物ではなく、沼牛一幌加内盆地内に湖沼堆積としてできた洪積層の一部として、運搬淘汰された物質が粘土層として堆積されたものとみるのが適當であろう。

この粘土層は薄い炭質物層をはさんだり、部分的にあら目の砂質になつたり、酸化鐵に汚染されたりしている。これらの不純部分をのぞくと、他は灰白色の良質な粘土である。

このような粘土の分布する範圍は北東一西南方向にのびる巾100m延長600mぐらいの範圍の中に不規則な形になつて見られる。

ここから得られる粘土の性質はハイドレイテット・ハロイサイトであつて、耐火度は、最高S.K. 33, 平均30といわれている。

かつて採掘されたことがあるが、現在は、休止している。

要 約

この圖幅地域の地質は三つの構成部分に分たれる。それらは、東部地域を占める神居古潭變成岩類と、中央部の大きな蛇紋岩地帯と、その西側をとりまく第三紀層地帯とである。

神居古潭變成岩類とは弱い動力變成をうけてできた變成岩類であつて、その變成の程度は、全般的にみて、『綠色片岩相』の變成度をしめしている。これには一様な變成状態がしめされているのではなく、多くのものに原岩の殘存構造が見られ、また、不變或部分をも多くふくんでいるものである。この變成岩は綠色片岩類と千枚岩類とが主になつていて、それに赤色石英片岩や石灰岩などの小さなレンズ状の岩體をはさんでいる。

この變成岩の注目をひく點の一つは、交替的に形成された藍閃石などのソーダ礦物類が多量に含まれるものいちぢるしいことである。これは、とくに、沼牛盆地のまわりの山地にいちぢるしく見いだされ、この種變成岩の世界的な標式地といえるであろう。この種變成岩は、一般神居古潭變成岩類のうちの綠色片岩がもとになつて、その綠泥石や陽起石の類が藍閃石類に變るのが主なものであるが、その變りかたにもいろいろなものがある。そのような岩石のうちに石英を主とする分泌脈のような部分できていて、そこに藍閃石類、柘榴石などがふくまれるものがある。このようにしてできる變成岩類には、藍閃石、曹閃石、青閃石、ローソン石、エヂル石、エヂル輝石、柘榴石、綠簾石、綠泥石などが見られ、それらの礦物組合せの状態には 12 頁に表として掲げたような多様なものがある。

蛇紋岩は神居古潭變成岩類とはきりはなせない密接な關係をもつものである。これらの蛇紋岩は橄欖岩の蛇紋岩化したもので、ダニ橄欖岩からのものと、輝石橄欖岩から變つたものが區別される。ことに、鷹泊北方の岩體では、淺羽山を中心とする山地は輝石橄欖岩の蛇紋岩化したもので構成されている。

ここでも、蛇紋岩特有の粘土化した部分がいちぢるしいが、塊状の蛇紋岩には、規則正しい節理系を見ることができる。

圖幅の北西隅に中生層が知られ、それには下部白堊紀層と上部白堊紀層とが區別される。下部白堊紀層はチャートと玢岩質凝灰岩をその下部に見るが、そのより上位は黑色泥岩と細粒砂岩の互層をくりかえすものである。上部白堊紀層は黑色泥岩のみの單調な岩層で、下部白堊紀層の西側に斷層でかこまれたくさび形になつて分布する。ともに神居

古潭帯の背斜構造の一部を構成するものである。

第三紀層は、神居古潭變成岩類、蛇紋岩、白堊紀層などが一體になった神居古潭構造帯の地背斜的地帯にたいするその西側の地向斜的地域に堆積したものである。

雨龍夾炭層は、古第三系に屬するもので、大體、北海道中央部の石狩統の上部に對比されている。上申下の三部に分たれ、主として、隣接する恵比壽圖幅によく發達し、北西—南東方向の斷層系にはさまれて、くさび状にこの圖幅地につらなつてきている。この圖幅地域には中部層が分布する。隣接地にいちぢるしい炭層も、この地域に入ると、薄層になり、多くは炭質頁岩様のものになつている。

幌新泥岩層は新第三系の堆積層で、北海道中央部の川端統に對比されるものである。本層は、雨龍夾炭層の北西—南東のくさび形の分布に切られて北部と南部に分たれる。これらは礫質の部分が多く、とくに、北部に分布するもので、蛇紋岩にちかい部分ではいちぢるしい礫岩層となつている。南部では、砂岩と細粒礫岩の互層で、北海道中央部で知られる、川端層の標式的な堆積相をしめしている。

幌新砂岩頁岩互層は黑色の泥岩で、まれに薄い砂岩層をはさむほか、ほとんど、相變化がない。ここに幌新泥岩層と幌新砂岩頁岩互層とに層區分をしたが、それらがたがいに、上下關係にあるものなのか、兩者ならんで側方に變化しあうものであるかが充分に明らかにかすることができない。

多度志黑色泥岩層は幌新層の最上部を占め幌内層に類似する黑色塊状の泥岩層である

瀧川層は新第三系最上部層である。多くの凝灰岩をはさむ頁岩層で、ほとんど、水平層となつている。鷹泊附近の雨龍川ぞいの低地部に入りこんで分布する。

洪積層、冲積層は幌加内—沼平盆地をはじめ、河川の谷あいをうずめる。沼平盆地の洪積層は段丘礫層の上位を覆つて廣く粘土層を見る。これは中央部蛇紋岩體の隆起によつてせき止められた湖沼堆積物で、著しい礫層や粘土層、泥炭層で構成されている。

これらの岩層はつぎにのべるような構造發達史をもつている。

北海道の中軸地帯はジュラ紀末まではいちぢるしく規模の大きな地向斜堆積をつづけてきた地帯であつた。これが白堊紀に入るや、造山に轉化し、日高構造帯を中心とし大きな造山帯をつくりはじめた。この運動は白堊紀の全期間その活動をつづけたものとみられている。神居古潭構造帯はこの日高造山帯の西側ののはづれの地帯が衝上のの上上げてきた地帯とみることが適當のようである。このおし上げ運動によつて、下部構造に

位置していた岩層の動力變成をうけたものが神居古潭變成岩類であると考えられる。このおし上げ運動はいろいろにつづき、白堊紀の後期になつて、いちぢるしい蛇紋岩の侵入とともに下部でできた變成岩類は主として白堊紀層で構成される上部構造の中に衝上の⁽⁴⁸⁾におし込み、たたみこまれるような構造をもたらしした。

第三紀に入るところは、變成岩帯、蛇紋岩、白堊紀層は一體となり神居古潭帯をつくり、これは地背斜的地帯の性質をおび、その前面—西側—に新たに生れた地向斜的地帯といぢるしい對照をしめすこととなつた。

古第三紀に入り、雨龍夾炭層が堆積して後に、いちぢるしい構造運動が起き、新第三系幌新層は、それらを大きな不整合で覆いかくしている。

新第三紀後期にいたり、後追分期には再び第三紀層地帯はいちぢるしい擾亂をうけ、炭田地帯に見られるような錯雜した地質構造をもたらしした。

この地域の鑛床には、他地域のそれにくらべ特殊なものが知られている。それは蛇紋岩に關係する鑛床の多い點である。それには砂クローム、砂白金、塊クローム、石綿、水銀等がある。また、變成岩中には含マンガン赤鐵鑛床があり、洪積層中には耐火粘土が見いだされている。

文 献

- 1) 1877 Lyman, B. C. : — A General Report of Geology of Yesso. Kaitakushi
- 2) 1878 ライマン : — 北海道地質總論. 開拓使. 札幌
- 3) 1889 神保小虎 : — 北海道地質略説. 地學. vol. 1. p. 39.
- 4) 1889 神保小虎 : — 北海道の片岩. 地學. vol. 1. p. 584
- 5) 1890 神保小虎 : — 北海道の御荷鉢. 地學. vol. 2. p. 512
- 6) 1892 Jimbo, K. : — General geological Sketch of Hokkaido, with Special Reference to the Petrography, Hokkaidochō, Sapporo.
- 7) 1900 小藤文次郎 : — 藍閃岩の分析. 地質. vol. 7. p. 334
- 8) 1901 Washington, H. S. : — A Chemical Study of the Glaucofane schist. Amer. Jour. Sci. 4 ser. 11. p. 4.
- 9) 1918 小藤文次郎 : — 藍閃千枚岩の分析. 地質. vol. 25. p. 152
- 10) 1924 鈴木 醇 : — 本邦産藍閃片岩. 地質. vol. 31. p. 1
- 11) 1925 中尾清藏 : — 札幌附近土壤中の藍閃石. 地質. vol. 32 p. 117

- 12) 1928 小石源藏：— 北海道雨龍炭田地質調査豫報。日本鑛會誌。vol. 44. p. 362
- 13) 1929 小石源藏：— 雨龍炭田における幌新介殼化石層について。
日本鑛會誌。vol. 45. p. 18
- 14) 1932 Yokoyama, M. : — Tertiary Mollusca from the Coal Field of Uryu, Ishikari. Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo SerII. vol. 2. pt. 4. p. 221
- 15) 1932 鈴木 醇：— 日本結晶片岩。岩波講座
- 16) 1932 // : — 北海道に於ける藍閃片岩類の原産地。地質。vol. 39. p. 132
- 17) 1932 鈴木 醇：— 本邦藍閃片岩類に關する二三の新事實について。
岩礦。vol. 8. p. 237
- 18) 1933 山口四郎：— 雨龍及び上川地方の地質學的並に岩石學的研究。
北大卒論。No. 7.
- 19) 1933 鈴木 醇。山口四郎：— 旭川西部山地に於ける超鹽基性火成岩の接觸變成作用に就いて。地質。vol. 40, p. 387
- 20) 1933 Suzuki, J. : — Aegirine augite bea. riebeckite quartz schist from Kamukotan. Pro. Imp. Acad. vol. 9. p. 617
- 21) 1935 鈴木 醇：— 所謂神居古潭系の岩石に就いて。地質。vol. 41. p. 392
- 22) 1934 Suzuki, J. : — On Some Soda-pyroxene and amphibole bea. Quartz Schist from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. (IV) vol. 2. p. 339
- 23) 1934 鈴木 醇：— 北海道神居古潭その他より産する含エヂリン輝石リーベカイト石英片岩に就いて。岩礦。vol. 12. p. 45
- 24) 1935 鈴木 醇：— 北海道雨龍産トロニエム岩 (Trondhjemite) に就いて。
岩礦。vpl. 14. p. 155
- 25) 1936 千葉福壽：— 雨龍地方幌新太刀別川流域の地質。北大卒論。No. 43
- 26) 1937 上床國夫。千葉福壽：— 石狩國雨龍地方の第三紀層に就いて。
石油接報。vol. 5. No.3
- 27) 1938 鈴木 醇：— 北海道變成岩中の曹達角閃石類について。岩礦。vol. 20. p. 1
- 28) 1938 鈴木 醇：— 北海道神居古潭産 Lawsonite 及び Pumpellite に就て。
岩礦。vol. 20. p. 189
- 29) 1939 Suzuki, J. : — A Note on Soda-amphiboles and pyroxenes in Crystalline schists from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. (IV) vol. 4. p. 507
- 30) 1939 鈴木 醇：— 御荷鈴系及び神居古潭系の岩石學的研究。
學振研究抄。No. 1. p. 7
- 31) 1940 鈴木 醇：— 北海道産蛇紋岩に附隨する優白岩に就いて。

- 岩礦・vol. 23. p. 65. p. 124
- 32) 1941 宮崎道雄, 舟橋三男 : 一 石狩國幌加内地方の地質・北大修論・No. 68
- 33) 1941 重本長春, 末光俊夫, 齋藤昌之 : 一 石狩國神居山地北部の地質・北大修論・No. 69
- 34) 1941 鈴木 醇 : 一 北海道産石綿について・岩礦・vol. 20. p. 207, 269
- 35) 1941 大立目謙一郎 : 一 北海道中部に於ける下部菊石層と輝綠凝灰岩層の層位關係について・北地誌報・No. 11
- 36) 1942 鈴木 醇 : 一 北海道及び樺太に於ける砂クローム鑛床・岩礦・vol. 27. p. 259
- 37) 1942 鈴木 醇 : 一 北海道産クローム鑛石に就いて・岩礦・vol. 27. p.115, 183
- 38) 1943 原田準平 : 一 石狩國雨龍郡幌加内村幌加内鑛山の辰砂鑛床について・岩礦・vol. 29. No. 4
- 39) 1944 鈴木 醇 : 一 北海道地質概観・地質・vol. 51. p. 15
- 40) 1946 山本敏夫 : 一 石狩國雨龍郡深川町北部附近の地質・北大修論・No. 193
- 41) 1948 舟橋三男 : 一 日高帯及び神居古潭帯の岩石・地團研誌・No. 2
- 42) 1950 鈴木 醇 : 一 本邦超鹽基性岩類に附隨する諸鑛床の生成形式・科學・vol. 20. p. 16
- 43) 1950 舟橋三男 : 一 雨龍・空知地方の玄武岩・新生代の研究・No. 5
- 44) 1950 齋藤昌之 : 一 鷹泊ダム岩盤蛇紋岩の觀察・超鹽基性岩グループ研究集會
- 45) 1950 齋藤昌之 : 一 温石綿鑛床の形成機構に對する豫察の見解・北地要報・No.14
- 46) 1950 鈴木 醇 : 一 北海道の砂白金鑛床・北海道地要・No. 14
- 47) 1951 舟橋三男 : 一 北海道日高帯と神居古潭帯の岩石・地球科學・No.4. p. 109
- 48) 1951 舟橋三男, 橋本誠二 : 日高帯の地質 民科地團研究專報・No.6
- 49) 1952 山田敬一 : 一 神居古潭峡谷北方の地質・北大修論・No. 315
- 50) 1952 青山忠男 : 一 上川郡江丹別附近の地質・北大修論・No. 315
- 51) 1952 矢嶋澄策 : 一 北海道の水銀鑛床 北海道地要・No. 17
- 52) 1952 Suzuki, J. : 一 Ultrabasic Rocks and Associated Ore Deposits of Hokkaido, Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. (IV) vol. 8. p. 175
- 53) 1952 高安昌明 : 一 沼牛耐火粘土について・(地質札幌支部例會講演)
- 54) 1953 鈴木 醇 : 一 深川圖幅説明書・北海道開發廳

(完)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

KAMIETANBETSU

(Asahikawa-43)

By

Mituo Hunahasi

(Geological Survey of Japan)

Résumé

The geological backbone of Hokkaido is constructed of two main tectonic zones extending north-south, namely, the Hidaka zone and the Kamuikotan zone. The Hidaka zone is a broad orogenic belt composed of voluminous pre-Cretaceous sediments, and in its central part a long-continued metamorphic zone associated with various plutonics is prominently developed. The Kamuikotan zone corresponds with the western border of the Hidaka zone. Westward thrusting and anticlinal characters are the marked structural natures of the Kamuikotan zone, further, great quantities of accompanying serpentinite intrusives are also a prominent feature.

These tectonic zones are regarded as product of the Hidaka orogenic movement activated during the entire Cretaceous period.

When the Tertiary period commenced, these zone inverted to a geanticlinal zone, and its westerly neighbouring district a broad geosynclinal zone originated, in which thick tertiary sediments were deposited.

The quadrangle of the **Kamietanbetasu sheet** is situated in the central part of Hokkaido, covering the mountainous region to the north-west of Asahikawa. The main geological formations found in this quadrangle are parts of the Kamuikotan zone and its western tertiary zone.

The **Kamuikotan zone** as developed in this district is comprised of a large serpentinite intrusive and widely distributed crystalline schist which are known as the Kamuikotan metamorphics.

The metamorphism displayed in these metamorphics is a low grade one, so the general metamorphic nature is revealed as "green schist facies". It is not exhibited uniformly through the area, but the relict structures of the original rocks are found everywhere. The chief representatives of the metamorphics are green schists and phyllites. Small lenticular red quartz schist and limestone are asso-

ciated with them.

One of the noteworthy characteristics of the Kamuikotan metamorphics is that they contain various kinds of soda-mineral, such as glaucophane, riebeckite, aegirite, aegirine augite, garnet, albite, epidote and lowsonite. It is thought that this peculiar rock facies was induced by soda-metasomatism which attacked the green schists in connection with the intrusion of serpentinite. Around the Numaushi basin, in the northern part of the area, such rock facies is conspicuously present. (cfr. Fig. 2)

The serpentinite body situated at the central part of the quadrangle is the largest one in the serpentinite belt of the Kamuikotan zone. The original peridotitic characters have wholly vanished by the serpentinitisation, but from their relict texture the dunitic peridotite and the pyroxene peridotite can be distinguished as its original rock facies. In this intrusive body, a NW-SE and NE-SW trend joint system is regularly developed; many microdioritic dikes which is regarded as leucocratic derivatives of the serpentinite are concordantly intruded along it (cfr. Fig. 3)

In the north-western corner of the area, narrowly limited **Cretaceous deposits** are found, the formation shows correspondence to lower Ammonite bed. It contains chert and porphyrite tuff in its basal part and succeeded by alternating shale and sandstone. Associated with them, developed immediately to the west a monotonous black shale formation is found. Perhaps, it may be correlated to upper Ammonite bed, for *Gaudriceras* sp. is obtained from it.

Structurally, these Cretaceous formations together with the Kamuikotan metamorphics and the large serpentinite intrusives constitute the Kamuikotan tectonic zone as the foundation of Hokkaido.

The Tertiary formations developed in the western part of the quadrangle composed a part of the Uryu coal field. They are divided into the Uryu coal bearing formation of palaeogene tertiary and Ho-

roshin formation of neogene tertiary. The distribution of these formations is controlled by a NW-SE trend fault system which is a marked tectonic characteristic of the Uryu coal basin.

The **Uryu coal-bearing formation** is correlated to the upper part of the Ishikari-series of the Ishikari coal basin. It is divided into three parts according to their lithological character : the lower basal part is conglomeratic, the middle part contains some coal seams and many plant fossils. In this quadrangle the coal seams are not very prominent, but in a neighbouring quadrangle this north-western continuation has many workable coal seams. The upper part exhibits an alternation of sandstone and shale, and often contains *Ostrea*, *Corbicula* etc.

The **Horoshin formation** is correlated to the Kawabata series of the Ishikari coal basin. Regular alternation of conglomerate, sandstone and shale which is considered as the characteristic deposition of Kawabata typ is also observed in this quadrangle, particularly in its southern part. This formation covers the Uryu coal bearing formation and the Kamuikotan zone with a marked unconformity. It is divided into two parts. Conglomeratic deposition is the marked feature of the lower member. It develops typically in the northern part of the quadrangle. Muddy facies is the characteristic of the upper members. The precise stratigraphical relation of these members is not clearly known. It is worthy of consideration whether the both facies are in overlapping relation or they are a contemporaneous deposition.

The youngest neogene tertiary deposit in this quadrangle is known as the **Takigawa formation**. It develops nearly flat, lying in an inlet-like narrow area along the valley of the lower course of the Uryu River. Shaley deposit is the chief component of the formation, but in the lower part liparitic tuff is widely intercalated.

The bottom of the widely dissected valley is burried by diluvial and alluvial deposits. Particularly, in the Numaushi basin, thick

diluvial sediments which are regarded as lake deposits are widely developed. The lower part of the deposits is composed chiefly of pebbly sediments with intercalating clay and peat seams. The upper part is a uniformly developed bluish-clay bed. Some probable evidences on the tilting movement of this diluvial deposit can be observed.

The peculiar **mineral resources** are frequently found in this quadrangle compared with those of other regions. These are of specific types related to serpentinite such as platinum placers, chromite placer, and asbestos deposit. Platinum placer is found along the Uryu River, a place noted for the highest platinum production in Japan. Probably, the platinum originated from the limited area about the northern part of the serpentinite body. (cfr. Fig. 4) The nature of the platinum is iridosmin. Chromite placer developed in the diluvial deposit around the serpentinite. Other mineral resources such as asbestos, mercury, manganese-ferrous iron ore deposit are known, but they do not occur on a large scale.

第1圖 輝綠片岩

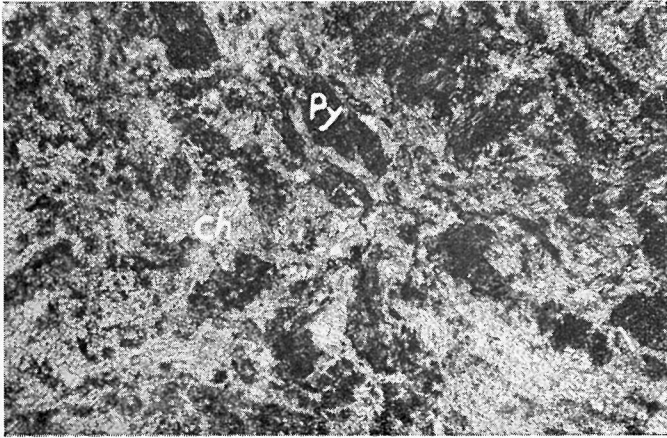
Py. 輝石殘晶 Ch. 綠泥石陽起石の集り

×32 (鷹泊小川團體)

第2圖 曹長石—綠簾石—陽起石片岩

Ep. 綠簾石 Ab. 曹長石 Ac. 陽起石

×32 (上江丹別)



第3圖 綠簾石-曹長石-藍閃石 岩

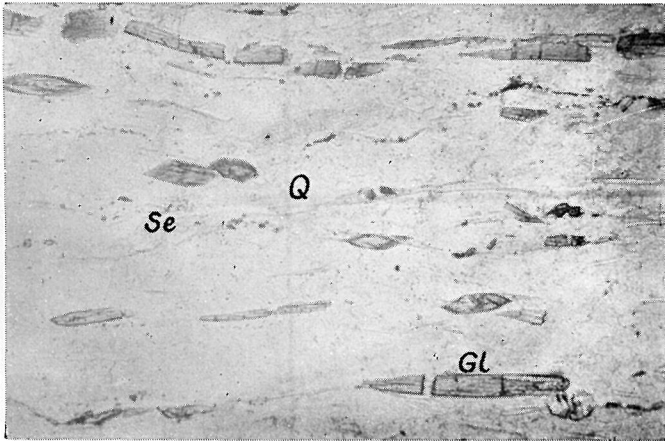
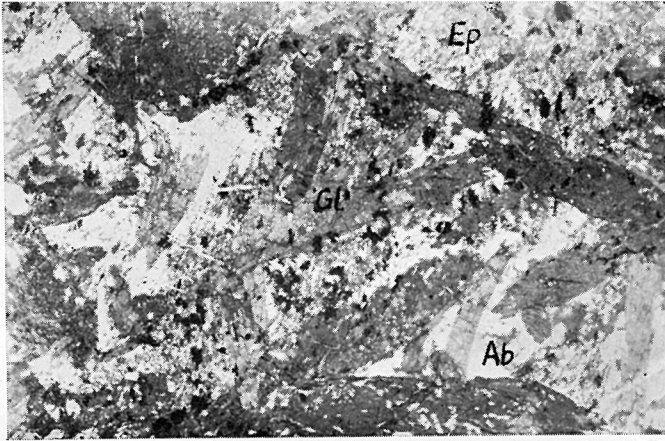
Ep. 綠簾石 Ab. 曹長石 Gl. 藍閃石

×10 (幌加内オサルンナイ)

第4圖 藍閃石-石英片岩

Q. 石英 Gl. 藍閃石 Se. 絹雲母

×32 (幌加内峠)



第5圖 綠簾石-藍閃石片岩

Gl. 藍閃石 Ep. 綠簾石

×32 (和 寒 峠)

第6圖 ローソン石-エヂル石-藍閃石 岩

L. ローソン石 Ae. エヂル石 Gl. 藍閃石

×32 (下幌加内の澤)



第7圖 ローソン石斑状變晶-綠簾石-藍閃石 岩

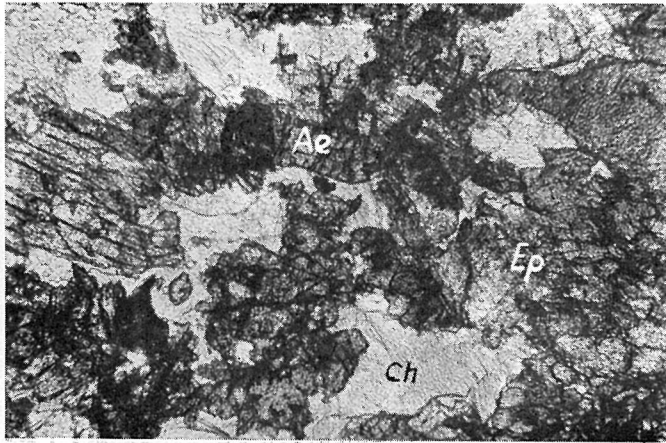
L. ローソン石

×32 (下幌加内の澤)

第8圖 綠泥石-綠簾石-エヂリン輝石 岩

Ch. 綠泥石 Ep. 綠簾石 Ae. エヂリン輝石

×32 (下幌加内の澤)



昭和28年3月2日印刷

昭和28年3月5日發行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 山藤國入

印刷所 山藤印刷合資會社
