

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

旭 川

(旭川—第 49 号)

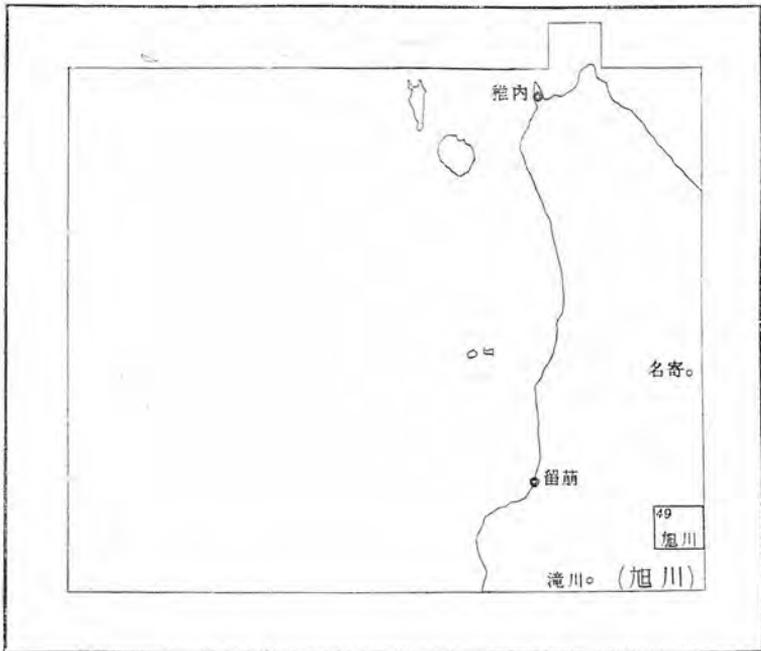
工業技術院地質調査所併任

北海道大学教授 鈴木 醇

北 海 道 開 発 庁

昭 和 30 年

位 置 図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

結 言	1
I 地形および交通	1
II 地質概説	4
III 神居古潭岩層	7
1 概 説	7
2 岩石各論	12
A 珪質・珪礫質および石灰質岩石類	12
B 塩基性岩石類	13
C 火成岩侵入によつて生じた特殊変成岩類	14
岩石中の特殊鉱物類	14
(a) 珪質・珪礫質岩類	16
(b) 塩基性岩類	17
IV 日高層群	18
1 概 説	18
2 岩 石	19
V 逆 入 岩	20
1 輝 緑 岩	20
2 蛇 紋 岩	21
3 優 白 岩	22
VI 新第三系	23
VII 火 山 岩	24
1 複輝石安山岩	24
2 安山岩脈	24
3 橄欖石玄武岩	24
VIII 第 四 系	25
1 洪 積 層	25
A 下部礫層	25
B 熔結凝灰岩	25
C 低位河成段丘堆積層	26
2 沖 積 層	26

IX 応用地質.....	27
1 クロム鉄鉱.....	28
2 温石綿.....	28
3 鉄 鉱.....	29
4 石 材.....	29
文 献.....	31
Abstract (in English).....	1

5万分の1地質図幅 旭川 (旭川一第49号)
 説明 書

工業技術院地質調査所併任

北海道大学教授 鈴木 醇

緒 言

本図幅は北海道開発庁並びに工業技術院地質調査所の委託により作製されたもので、野外調査には昭和28年8月中旬より約1ヵ月を費し、その後の室内作業は北海道大学理学部において行われた。図幅中神居古潭岩層の地域に対しては昭和8年山口四郎^{註1)}昭和16年斎藤昌之^{註2)}、重本長春^{註3)}、末光俊雄^{註4)}、昭和27年藤原哲夫^{註5)}、青山忠男^{註6)}の諸氏により、また図幅東辺の日高層群地域の一部に対しては昭和15年斎藤正雄^{註7)}の調査があり、これらの手記調査報告及び採集資料は北海道大学理学部地質学鉱物学教室に保存されているのでこれらも参考とした。

本図幅内の調査を行うに当つては、前記諸調査の結果に負う処が多くまた直接北大鈴木淑夫、北川芳男両氏の協力を得たことが少くない。ここに銘記して深く感謝の意を表するものである。

I 地形及び交通

本図幅は北緯 $43^{\circ}40'$ ～ $43^{\circ}50'$ 、東経 $142^{\circ}15'$ ～ $142^{\circ}30'$ 間の地域を占め、中央北海道の中央部やや西部に位している。図幅中西部には中央北海道を略々南北に走るいわゆる神居古潭変成帯の一部及びこれを貫く火成岩類が露出しており、その東部には熔結凝灰岩及び第四系よりなる地域が広く分布している。第四系よりなる平地の東辺には所謂日高層群及びこれを貫く火成岩よりなる当麻山地の西縁の一部が僅かに認められる。

註1 山口四郎： 函館及び上川地方の地質學的並びに岩石學的研究 北大手記(卒論) No. 7 昭和8年

註2 重本長春・末光俊雄・斎藤昌之： 石狩國神居山地北部の地質 北大手記(修論) No. 69 昭和16年

註3 藤原哲夫： 神居古潭破谷南方地域の地質 北大手記(修論) No. 313 昭和27年

青山忠男： 石狩國上川郡江丹別村附近の地質及び岩石について 北大手記(修論) No. 314 昭和27年

註5 斎藤正雄： 石狩國比布・常盤・愛別附近の地質 北大手記(卒論) No. 65 昭和15年

従つて図幅内における地形はこれ等主要地質の分布に応じて地域的に各々異つた特性を示している。神居古潭岩層の地域は一般に堅固な変成岩類及び火成岩類より構成されているので、地形は比較的峻しく標高 300—500 m の山地が略々南北の方向に延長しており、図幅中西南隅においては 700 m に達する所もある。本岩層は略々南北の方向に延長しているが、これを構成する主要な結晶片岩類は複雑な地質構造を示し褶曲多く、かつ諸所にドームまたはベースン構造を示しているので岩層または片理の走向及び傾斜は変化が多く山稜の方向と地質構造とは局所的に必ずしも一致していない。

神居古潭岩層中黒色珪質片岩層及び赤色チャートまたは赤色珪岩を伴う緑色岩類層は概して高い山稜を示しているが、これ等兩層の略々中間に位する圧砕変成岩層よりなる地帯は粗雑かつ軟弱な部分が多く一般に低い山麓地をなしその内には河川による平地をも含んでいる。

本図幅内の神居古潭岩層中にはすでに知られたもののみでも 30 個に近い蛇紋岩の浸入体が見られるが、これ等の内には、北海道他地区に見られるような巨大な岩体を示すものはなく、いずれも略々南北に延びた小型のレンズ状または狭い層状を示すのみである。これ等は表面が両側の結晶片岩類に比して風化が著しくまた崩壊性に富むため表土厚く、稍ゆるやかな地形を示す部分が多いが、図幅中特に南部のものは、比較的緻密堅固で時には片状を示すものがあり、結晶片岩類に比して著しい地形上の差を示す所が少い。

神居古潭岩帯の南部東側に接する熔結凝灰岩層は一時神居古潭岩層よりなる高地の山麓部より東部平地一帯を相当の厚さを以て蔽つていたと見られるが現在は多数の河川により削剝され、図幅内においてはその一部が標高 240 m 以下の丘陵をなし、また一部は神楽、近文兩台地の低位河成段丘堆積物の下底をなして存在している。

十勝岳山麓より北西に延びている熔結凝灰岩からなる台地は、中央北海道に南北に延びる所謂中央低地帯を上川盆地と富良野盆地との二つにわけている。この台地の表面は諸所ゆるやかな侵蝕を受け一見丘陵地の連続と見られるが、全体としては十勝岳山麓(標高 700 m)より北西へ東神楽附近(標高 250 m)までやや傾斜した平坦面で連続しているものと見られる。本図幅内に露出する熔結凝灰岩はこの広大な台地の北西端部に相当するものである。但し図幅内の神楽台地の平坦面は明かに上記の台地の平坦面とは異り、東神楽附近より旭川市に至る平坦面は熔結凝灰岩の流走面より一段低くかつ一層平坦化された形跡を示し、その上部に河床堆積物と思われる砂礫層を敷いている。旭川市

北方の近文台地は現在孤立しているが、かつては神楽台地と連続していたもので、これ等両台地は地形的にも地質的にも殆ど同様である。

上川平地内の二つの台地中旭川市北方の近文台は石狩川とオサラッペ川との中間にあつて東北延長 8.6 km、西北の幅最大 2.2 km を示すもので、台上的最高部は三角台附近の 168 m である。周囲の平地に対し台の比高は 20~40 m でまた台上の標高は延長方向においては概して東北に向う程高く、幅においては東南側の方が高い。他の一つである神楽台は旭川南方において忠別川と美瑛川との中間に位し、北北西延長 10 km 余、幅は 1.5~2.5 km で、台中の最高部は南々東端神楽寺附近にて 200 m である。平地に対する台の比高は 30~45 m で台上の高度は北北西に向つて漸次減じている。

近文台も神楽台も下底に熔結凝灰岩層があり上部が洪積世の低位段丘堆積物たる砂礫層により蔽われている点を共通としている。近文、神楽両台地に類似の地質・地形を示すものはやや小規模ではあるが伊納駅の東北台場附近においても見られる。同地の比高は約 30 m である。

神居古潭岩層及び熔結凝灰岩流の東部に広く分布する平地内においては大雪山地より流下する石狩川本流と共に、本地域内を北方より流下するオサラッペ川、東方乃至南方より流下する牛栄別川、忠別川及び美瑛川が扇状に分布し、旭川市附近においてこれ等各河川が石狩川本流に合して一筋となつて神居古潭の峡谷をけずりつつ西方に向つて流下している。これらの河川及びその支流の流路の多くが、各河川自身が造つた沖積地の一方に偏しており、多くの場合それ等の左岸が丘陵地または段丘に接している事は注意すべきである。これは少くとも図幅内地域の所謂上川平野において東より西に向つて少しずつ傾斜している事を示すものようである。これ等各河川は河道断面積が狭小なので雨期には流水の疏通を阻害し、各河川が氾濫する事が屢々ある。

上川平野中を流下する河川中最も重要な石狩川はその源を石狩岳に發し十勝、北見の國境に連る諸山脈より發する溪流を集め、層雲峡附近一帯の峻峻なる峡谷を縫うこと 103 km、上川平野に出で、永山村市街地の北 4 km の地点より本図幅内に入り南西方に向つて流下し、旭川附近において主要なる諸支流を合して神居古潭の峡谷に入り本図幅外に流れ去るものである。

神居古潭峡谷の大部分は深川図幅内に存しているので、石狩川と峡谷の地質構造との關係については同図幅説明書中に説べられているが、本地域中にも神居古潭峡谷の東端の一部が含まれており、ここにも流路と地質構造との關係が示されている。すなわち同

峡谷において石狩川は全体としてすべての岩層または岩層中の片理を横切つて流下しているように見えるが、峡谷に沿う岩層は複雑なドームまたはベースン構造を示す部分があり、河川の流路が局所的には岩層または片理の走向に略平行している部分が多い事は注目すべきである。

本図幅地域中西端部は南北に走る山岳地帯により交通やや不便であるが、東半部は平坦なるため多数の通路が発達している。今旭川市を中心としてこれを見れば、その西方には同市を終点とする函館本線あり、図幅内には神居古潭駅に至る間に近文、伊納の両駅あり、また旭川市より東北方には同市を起点とし、石狩川本流の東南側を走る宗谷本線及び石北線とがあり、前者には新旭川、永山両駅、後者には東旭川、桜岡の両駅が含まれている。同市より南方に向つては富良野線を通じ神楽駅がありまたこれ等国鉄路線の外に旭川公園に向つて東旭川線及び東川に向つて旭川電軌東川線がありこれ等中には多数の停留場が存在している。各河川流路に平行しては旭川市に向う半放射状を示す規則正しい道路発達し、この内にはバスを通ずる部分も多く、平坦地内の交通は極めて至便である。

II 地質概説

本図幅地域を構成する地質はその性質より見て次の六つに大別する事が出来る。

- 1) 神居古潭岩層及びこれに伴う火成岩類
- 2) 日高層群及びこれに伴う火成岩類
- 3) 第三系
- 4) 安山岩
- 5) 熔結凝灰岩
- 6) 第四系

これら六つの系統の関係を表示すれば次表の如くなる。

これ等六つの系統はこれ等を構成する岩石、産状、地質構造及び生成時期において各々全く異り図幅内においても各々劇然とした分布を示している。但し本図幅に隣接する深川、上江丹別、比布等の図幅中には第三系または白堊系の地層がやや著しく分布する地域が見られるが、本地域内においては熔結凝灰岩の基底をなして極めて僅かに川端層の露出が認められる外殆ど第三系の分布は見られず、また白堊系の地層の存在は未だ全

旭川図幅地質関係表

時 代		地 層	火 成 岩
新 世 代	第 四 紀	現 河 川 沖 積 層 (氾濫、扇状、崖錐堆積物を含む)	
		前 期 沖 積 層 (砂壤土、粘土層、砂礫層)	
	洪 積 世	低 位 段 丘 堆 積 層 下 部 砂 礫 層	熔結凝灰岩 安山岩 玄武岩
	新第三紀	後期中新世 川 端 層 (泥質砂岩)	優白岩 蛇紋岩
先 白 堊 紀		日 高 層 群 (輝緑凝灰岩、チャートの互層) (断層) 神 居 古 潭 岩 層 (綠色片岩層、珪質片岩層、圧砕岩層、千枚岩層、輝緑凝灰岩層、石灰岩層の互層)	輝 緑 岩 輝 緑 岩

く知られていない。

神居古潭岩層は中央北海道において北見、天塩国境より日高にかけて略々南北に延びた岩層で、本図幅中にはその中央部の東側の一部が含まれているに過ぎないが、本地域の西部に接する深川図幅に連続する神居古潭峡谷にはその代表的露出があり古くより多くの人々の注目を引いていたので「神居古潭岩層」(あるいは一系、一帯、一変成岩類等)の名称は同峡谷に因んで附せられたものである。

本岩層を構成する主要な岩石の層序及び生成時期については審かではなく、他地域における産状より推していわゆる日高層群と共に単に先白堊紀に属するものと見做されている。岩層は全体として比較的軽い変成作用を受けて生じた変成岩類を主体とし、褶曲と断層とにより複雑な地質構造を示している。またこれ等の岩層中には諸所に蛇紋岩、輝緑岩、優白岩等の火成岩が貫入している。特に蛇紋岩に接する岩層は著しい接触変成作用を蒙り、局所的に特殊の変成岩を生じている。

いわゆる日高層群は北見地方より日高、十勝国境にかけて、神居古潭岩層の東部に略々これに平行して広くかつ長く分布するもので、特に上記国境に沿う日高山脈に著しい発達を示すのでこの名がある。本層群は主として硬砂岩、粘板岩、チャート、石灰岩等の堆積岩とこれを貫く花崗閃緑岩、斑輝岩、橄欖岩等の深成岩体並びにこれに附随する種々のホルンフェルス、ミグマタイト等よりなるものであるが、本図幅内においてはその東辺旭山附近においてその岩層の一小部分が露出しているに過ぎない。本岩層は輝緑凝灰岩、粘板岩、チャートを主とし、その内に輝緑岩の小脈が貫いておるもので、露出面積狭くかつ上部を第三紀に属する安山岩にて蔽われている部分があるので、その層序や構造は不明であるが、大きく見ればその北部の比布附近の突峭山附近に露出するものと関係があるようである。

神居古潭岩層と日高層群とは略々平行に走っているが北海道各地においてこれ等が接する処はなく多くの場合それ等の間に白堊系その他の岩層を狭んでいるので直接の関係は未だ不明である。本地域内においても旭山附近の日高層群と神居古潭岩層との間には広い第四系の平地が展開しておりそれ等直接の関係は勿論判明していない。

第三系に属する岩層は本図幅内伊納川中流富沢附近において熔結凝灰岩流の基底をなして極めて僅少な露出を示しているに過ぎない。本岩層は粗雑な泥質砂岩よりなり少しくもめた形跡を示しているが走向傾斜は決定出来ず、また一部に炭質の植物化石の破片を含んでいるがそれ等の種属は明かでない。本層は産状並びに岩質より新第三系のものと推定されるが、一般に滝川層は神居古潭岩層以東には知られていない故川端層の一部と考える事が最も適当と思われる。

安山岩は本地域東辺の日高層群の輝緑凝灰岩層を蔽つて僅かに産出するもので、これと同様のものは東接する当麻図幅及び北接する比布図幅内には極めて広い分布を示している。本岩は主として輝石安山岩であり恐らく第三紀末期において噴出したものと考えられる。

本図幅東部に広く分布する熔結凝灰岩は十勝火山地帯より流出したものでその山麓を廻つて分布する外更にその一部が遠く東北に向つて流れ広大な面積を占めるものである。旭川周辺の平地内各所に見られる同凝灰岩の痕跡分布より推定すれば一時は上川平野を広くかつ厚く埋めつくしていた事も想像される。同岩流の噴出時期は他地区の地質関係から推して、新第三紀以後、大雪、十勝火山彙生成以前で恐らく洪積世初期のものと考えられる。

第四紀に入り石狩川及びその支流の侵蝕は益々盛んとなり十勝熔結凝灰岩流の北端部が著しく削磨されると同時に各河川流域には広い洪積層の堆積が行われつつ今日に至つた。この間近文、神楽両台地或は旭川市西方台場附近に見られる如く熔結凝灰岩流上には上部洪積世に属する低位段丘堆積物を残している部分もある。上雨紛及び江丹別川河口附近にこれと類似の堆積物が見られるが、これ等は一次的のものではなく低位段丘堆積物が崩壊し崖錐または扇状地として再堆積したものと思われる。下部の熔結凝灰岩とその上部を蔽う河床堆積砂礫層との関係は諸所に於て認められるが、特に神楽丘台地の西神楽8号の沢、神楽神社の沢また近文台地の春光台登り口等においてよく観察出来る。

上川平野には各河川に沿つて広大な沖積層が発達している。この沖積層は前期沖積層と現在の沖積層とに大別する事が出来これ等兩者の間には2~3 mの段を以て境されている事が多い。前期沖積層と称するものは各河川間に広く分布するもので、各河川のやや古い堆積物よりなり一般に下部は砂礫層、上部は砂及びロームの層よりなり表面は砂壤土を示している。これ等の厚さは地域により不定である。これ等前期沖積層は地域的に見て北より永山一、東旭川一及び雨紛沖積層の三つに大別する事が出来る。

旭川西部を中心とし半放射状に流路を示す石狩川本流及びその支流オサラッペ川、半朱別川、忠別川、美瑛川等に沿う狭い地域には現在の沖積層が発達している。これ等は主として砂礫よりなり前期沖積層より一段低い面を構成しているが流路の変化に伴い漸次その面積をひろげつつある。河川が前期沖積層を深く刻つた部分には河底または河岸に熔結凝灰岩を露出している部分も認められる。

III 神居古潭岩層

1 概 説

神居古潭岩層は北海道脊梁山脈の西側に略々南北に延長して不規則な帯状をなして分布するもので脊梁山脈を構成するいわゆる日高層群との間には常に白堊系その他の岩層を夾み、あるいは断層あり、これら両岩帯間の層位的関係は不明である。本岩層は北は天塩北見国境より南は日高に至る間膨縮を示しつつ諸所に露出している。その内には近年空知統と呼ばれる主として侏羅紀に属する岩層の一部が混在している部分もあるよう

である。

古く B. C. Lyman (1877) は全北海道の地質図及び地質報文を草するに当り「神居古潭石層 (Kamuikotan group)」なる名称を用いたが、これには脊梁山脈に沿つて産出する花崗岩質岩石その他各種の岩石をもその内に含有せしめており、現今考えられているものとは著しくその内容を異にするものである。その後神保小虎 (1890) は北海道の地質を綜合した際本層を三波川系、御荷鉢系及び秩父系等に比して論じている。筆者 (1934) は変成岩類を主体とする本岩層に対し、層位学的位置の確定されるまで暫定的に「神居古潭系」と命名したが、更に諸所の調査が進むに従ひこの内に種々の時代の地層と一緒に変成された疑が存在するので、判然たる時代的意義を捨て、その後 (1944) これに対し「神居古潭変成岩類」なる名称を用いる事がより適當である事を述べた。近年 (1951) 舟橋三男及び橋本誠二は脊梁山脈に沿う地帯の詳細なる調査を行つた結果本岩層をいわゆる日高造山運動に対し前縁の衝上の一特殊相をなすものと見做し、日高帯に密接な関係をもつ構造帯として「神居古潭帯」なる名称を用いている。本報文においては岩石の分布、排列等を記述する必要があるので「神居古潭岩層」なる名称を用いたが、北海道全体に対しては分布上記の構造上の一単位たる神居古潭帯と一致するものである。道内に広く分布する本岩層を通覧するのにその内に含まれる特殊岩石の層位的な位置とその一部から産する腕足類 (Brachiopods)、珊瑚虫類 (Corals) 等の化石より、恐らくその一部はジュラ紀に属するものと考えられるが、上下の地層との正しい関係は未詳で、現今は全体として先白堊系として取扱われている。

本岩層は軽い動力変成作用を受けて生じた結晶片岩類及び片状岩類を主体とする厚層で、同変成作用継続中あるいはその直後に進入したと思われる超塩基性あるいは塩基性火成岩が諸所に介在している。これらの火成岩のために接触作用を受け、局所的に交代作用を受けた部分には極めて複雑な成分を有する特殊の変成岩が発達している。

本岩層は綠色片岩及び黑色珪質片岩を主とし、部分的に珪岩、千枚岩、圧碎変成岩、結晶質石灰岩等を挟み、かつ綠色片岩中には変成程度の低い輝綠岩及び輝綠凝灰岩を含んでいる。

本岩層の標式的露出を示す神居古潭峡谷に沿う岩石の分布状態を見るのに、それらは大体略々南北に走る三帯即ち東部綠色片岩帯、中部黑色珪質片岩帯及び西部綠色片岩帯に大別する事が出来る。本図幅中においてはこれら三帯中東部綠色片岩帯及び中部黑色珪質片岩帯の東半部が発達している。

東部綠色片岩帯は伊納^{いの}駅の東方より伊納川の西方に分布する幅2~4 kmの岩帯で、綠色片岩または輝綠凝灰岩質岩石を主とし、その内に幅数 m より最大幅 500 m に及ぶ多数の珪岩または珪質片岩を介在し、また多数の蛇紋岩及び輝綠岩が進入している。本岩帯は石狩川の北部は旭川市西の鷹栖山地、南部は美瑛山地に連るものである。

中部黑色珪質片岩帯は前記の東部綠色片岩帯の西側に幅4~6 kmの岩帯として綠色片岩と略平行して南北に延びるものであるが本図幅中にはその東半が見られるに過ぎない。本岩帯は黑色珪質片岩を主とし、その内に黑色千枚岩、綠色片岩、赤色珪岩の夾みまた東縁にやや厚い圧砕岩層を含んでいる。圧砕岩層は伊納駅の南部の石狩川の南岸より北方に向つて幅1.5 km、長さ8 kmの不規則なレンズ状をなして発達している。西部綠色片岩帯は深川図幅中には著しく発達しているが本図幅中には見られない。

以上述べた3岩帯は大体南北乃至北々西の方向を示し、その内の岩層及びそれらの片理の走向は略岩帯の延長方向と一致しているが、褶曲が著しいため傾斜の方向は一定ではない。なお所々に略々南北に延びた大規模なドームまたはベースン構造が発達しているのでその部分においては走向が南北より東西方向にまで変じている。それら岩層中には多数の断層も存在する事が認められる。このように岩層全体が非常に複雑な構造を示しているので岩層内の層序、上下関係、対比等は困難で、各層の厚さもまだ明かでない。従つて西部及び東部の綠色片岩帯相互の関係も不明である。中央の黑色珪質片岩と綠色片岩との接触部は漸移的で見かけ上前者は後者の下位を占めるようであるが、正確な層序は不明である。

これら各岩層中には後次の進入にかかる多数の蛇紋岩体が存在している事が特徴である。本図幅中には西北に接する上江丹別図幅中に見られるような幅10 km以上に及ぶ大なる岩体の存在は見られないが、神居古潭峡谷附近及びその南部一帯の山地には幅数 m乃至数100 m、長さ数10 m乃至数 km以上のレンズ状を示した無数の岩体が結晶片岩類の延長方向と略々平行して南北延長に進入している事が認められる。ここに注目すべき事は蛇紋岩が綠色片岩または珪質片岩に接触した部分においては、往々にして種々の交代作用が行われ曹長石、藍閃石、青閃石、曹閃石、エデル輝石その他の鉱物を含む特殊の岩相が発達している事である。

本図幅中に露出する神居古潭岩層の岩石を岩質並びに産状より大別すれば次の如くである。(A)珪質、珪礫質及び石灰質岩石類、(B)塩基性岩石類、(C)蛇紋岩進入の影響によつて生じた特殊変成岩類。なおこれら各岩石類を構成鉱物及び構造より更に細別

すれば次のように分類する事が出来る。

本図幅内神居古潭岩層中の岩石の種類。

(A) 珪質、珪礫質及び石灰質岩石類

- (1) 黒色石英片岩 (Black quartz schist)
- (2) 絹雲母・石英片岩 (Sericitic quartz schist)
- (3) 緑泥石・絹雲母・曹長石・石英片岩 (Chlorite sericite albite quartz schist)
- (4) 角閃石・石英片岩 (Hornblende quartz schist)
- (5) 珪岩 (Quartzite)
- (6) 含放射虫チャート (Radiolarian chert)
- (7) 黒色千枚岩 (Black phyllite)
- (8) 圧砕変成岩 (Mylonite) 及び圧砕砂岩 (Mylonitic sandstone)
- (9) 石灰質石英片岩 (Calcareous quartz schist)
- (10) 結晶質石灰岩 (Crystalline limestone)

(B) 塩基性岩石類

- (1) 輝緑片岩 (Diabase schist)
- (2) 片状輝緑糜灰岩 (Schistose schalstein)
- (3) 緑簾石・緑泥片岩 (Epidote chlorite schist)

(C) 火成岩進入の影響によつて生じた特殊変成岩類

(a) 珪質片岩類 (Siliceous schists)

- (1) 藍閃石*・曹長石・石英片岩 (Glaucophane albite quartz schist)
- (2) 含エチル輝石・藍閃石・曹長石・石英片岩 (Aegirine-augite-bearing glaucophane albite quartz schist)
- (3) 曹閃石**・曹長石・石英片岩 (Riebeckite albite quartz schist)
- (4) 含石榴石・曹閃石・曹長石・石英片岩 (Garnet-bearing riebeckite albite quartz schist)
- (5) 含エチリン輝石・曹閃石・曹長石・石英片岩 (Aegirine-augite-bearing riebeckite albite quartz schist)

(b) 輝緑岩質変成岩類 (Diabasic metamorphics)

* 藍閃石 (Glaucophane) は一部曹閃石 (Crossite) により代表されている。

** 曹閃石 (Riebeckite) は一部曹鈦閃石 (Crocidolite) により代表されている。

- (1) 含藍閃石輝緑片岩 (Glaucophane-bearing diabase schist) 及び含藍閃石片状輝緑岩 (Glaucophane-bearing schistose diabase)
 - (2) 含藍閃石片状輝緑凝灰岩 (Glaucophane-bearing schistose schalstein)
 - (3) 含エチル輝石輝緑片岩 (Aegirine-augite-bearing diabase schist)
 - (4) 含エチル輝石及び藍閃石輝緑片岩 (Aegirine-augite-and glaucophane-bearing diabase schist)
 - (5) 含ステルブノメレーン及び藍閃石輝緑片岩 (Stilpnomelane-and glaucophane-bearing diabase schist)
- (c) 緑泥片岩類 (Chlorite schists)
- (1) 角閃石・緑泥片岩 (Hornblende chlorite schist)
 - (2) 含ステルブノメレーン・緑泥片岩 (Stilpnomelane-bearing chlorite schist)
 - (3) 含ステルブノメレーン・曹長石・緑簾石・緑泥片岩 (Stilpnomelane-bearing albite epidote chlorite schist)
- (d) 角閃片岩及び角閃岩 (Amphibole schist and amphibolite)
- (1) 曹長石・角閃片岩 (Albite amphibole schist)
 - (2) 緑泥石・角閃片岩 (Chlorite amphibole schist)
 - (3) 緑泥石・陽起石片岩 (Chlorite actinolite schist)
 - (4) 角閃岩 (Amphibolite)
 - (5) 含藍閃石・角閃岩 (Glaucophane-bearing amphibolite)
 - (6) 含礬石及びエチリン輝石・角閃岩 (Sphene-and aegirine-augite-bearing amphibolite)
- (e) 藍閃片岩類 (Glaucophane schists)
- (1) 緑簾石・曹長石・藍閃片岩 (Epidote albite glaucophane schist)
 - (2) 含エチリン輝石・曹長石・藍閃片岩 (Aegirine-augite-bearing albite glaucophane schist)

以上は本図幅内に露出する神居古潭岩層の基本をなす岩石及びそれらが蛇紋岩進入の影響を受けて更に多元的変成作用を蒙つた岩石を表記したものであるが、これら相互の間が比較的確然と区別されるものと、徐々に漸移するものとある。これらを通覧すると例えば藍閃石(あるいは青閃石)は珪質、塩基性両岩石中に生じているのに対し、曹閃石は常に珪質岩中にのみ生成されている事は注目すべきである。曹閃石と藍閃石とが同

一岩石中に共存する事はまだ知られていない。なお他地域の神居古潭岩層よりは紅簾石 (Piedmontite), またはローソン石 (Lawsonite) を含む岩石が知られているが、本地域よりはまだ知られていない。

また神居古潭岩層の岩石特に蛇紋岩に接する附近の岩石は種々の鉱物の細脈に貫かれているのが常である。鉱物脈として産出する主なるものは石英、曹長石、緑簾石、緑泥石、方解石、霏石、苦灰石、沸石等である。深川図幅中にはパンペリー石 (Pumpellyite) や曹灰針石 (Pectolite) 等の脈も認められるが本地域にはまだこれらは発見されていない。

2 岩石各論

A 珪質・珪礫質及び石灰質岩石類

黒色石英片岩—本図幅中に分布する神居古潭岩層中最も広い面積を占めるもので、その内には諸所に綠色片岩、綠色石英片岩、珪岩、千枚岩、圧碎岩等の岩層を介在している。片理に富み著しい褶曲を示す部分がある。外見灰黒色又は暗灰色を示す岩石であるが顕微鏡下では無色鉱物の細粒間に微点状または微片状の不透明の炭質物が散在して含まれている。

成分：石英>炭質物>絹雲母>斜長石。この外に少量の緑泥石、方解石等を含んでいる。主成分をなす石英は 0.05 mm 内外の微粒の集合をなし、波状消光を示すものも少ない。斜長石は曹長石の性質を帯びた微粒で石英と組合つて産する。

絹雲母石英片岩—黒色石英片岩または綠色片岩中に層状をなしその性質は黒色石英片岩とほとんど同じであるが炭質物を欠き灰白色を示す事を特徴とする。本岩の一部にはやや多量の緑泥石及び緑簾石または淡綠色の細い角閃石を含む帯綠色のものも見られる。

珪岩—灰白色乃至赤褐色を示すもので、幅数 m 乃至 20 m の岩層として主として黒色石英片岩中に介在している。幽かな剝理面を示し、幅 1 mm 以下の石英脈により貫通されている事が多い。成分は石英を主とし、少量の黒褐色不透明物及び赤鉄鉱、外に微量の緑簾石、緑泥石等を含んでいる。石英は 0.05 mm 以下の細粒よりなり多くは波状消光を示している。

含放散虫チャート—各地の赤色珪岩の一部を占めて産出する。変質程度少く鷹栖村、雨紛村附近のものには *Cenosphaea* sp., *Tricolocapsa* sp., *Dictyomitra* sp. 等の放散虫

を多量に含有しているものがある。

千枚岩, 圧砕変成岩および圧砕砂岩—これらの岩石は相接して産することが多く, 特に黒色珪質片岩帯の東辺伊納附近より以北に幅 1.5 km, 長さ 8 km のレンズ状に発達している。千枚岩の部分は石英と絹雲母の微晶の集合よりなる片状岩で, 圧砕変成岩は周縁が圧砕され波状消光を示す石英片岩質の石基で充填している。圧砕変成岩の一部特に台場以南に産するものはほとんど全部圧砕された粗雑な石英, 斜長石粒よりなる圧砕砂岩とも称すべきものである。

結晶質石灰岩—本岩は神居古潭峡谷の西端の神居橋下の緑色片岩中または緑色片岩と珪質片岩との間に薄層ながらやや著しく発達しているが, 本図幅中においては雨紛附近の緑色片岩中に極めて少量の露出を示しているに過ぎない。本岩は灰白色細粒で多少片理を示している。成分は微小な方解石に不純物を混じているのみで他に特殊の鉱物は含まれていない。

以上に挙げた各種の岩石はそれらの性質及び産状より見て何れも水成岩類が低度の動力変成作用により変じたものと見るのが適当であろう。

B 塩基性岩石類

輝緑片岩—塩基性岩石類中には一般に緑色岩類と称せられるものの大部分が含まれて居るもので, これらは神居古潭岩層中において黒色珪岩とともに重要な一員をなしている。特に輝緑片岩はその内に大きな位置を占めるものである。輝緑片岩とは輝緑岩及び輝緑凝灰岩がやや低い動力変成作用を受けて生じた片状を示す岩石の総称であつて再結晶鉱物の集合したものの内に部分により原岩中の輝石時には更に斜長石の残晶を含み, また稀に原岩中の輝緑岩的構造を示したものも認められる。本地域内にはまだ知られていないが, 他地区のこの種の岩石中には輝緑岩質岩石の小塊を含んだ角礫質または集塊質の岩相を示すものもある。東部緑色片岩帯中に広く分布する本岩石は暗緑乃至淡緑色緻密で幽かに片理を示し, 成分は緑泥石, 曹長石, 角閃石, 緑簾石等に混じて輝石の残留結晶をしばしば多量に含むものである。再結晶による鉱物はいずれも 0.5 mm 以下の細粒で角閃石は淡緑色の陽起石に類するものが多く, また曹長石は点紋を示すような大きなものは見られない。輝石の残晶は 0.05~1.0 mm の形状不定の細粒で淡黄~淡緑で $c: Z = 53^\circ \pm$, 時に淡紫色を示し微量のチタンを含有する事を示すものもある。本岩中には所により方解石その他により充填された杏仁状構造を示す所もある。本地域の輝緑片岩については分析されたものがないが神居古潭峡谷の西部緑色片岩帯中のものも全くこれ

と同質のものであるから参考のため神居古潭駅—春志内間の代表的岩石の化学成分を示せば次の如くである。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ig.loss	Total
50.88	0.75	13.29	1.67	8.60	0.28	8.78	8.99	3.62	0.38	tr	3.04	100.28

(輝緑片岩, 石狩国上川郡神居古潭—春志内間産, 金成 明分析)

片状輝緑凝灰岩—緑色片岩帯中の東縁部に相当広く分布している。外見稍々輝緑片岩に似ているが、片理に乏しく暗緑色のものの外に暗赤紫色を示す部分もある。鏡下では再結晶鉱物少く或は全くこれを欠き、輝石の残晶多く、時に汚染した斜長石を含み、また一部には火山岩質岩粒を混じり全体として火成碎屑状の構造を示す事を特徴としている。本岩石中には方解石の細脈が発達する事が多い。

緑簾石緑泥片岩—緑色片岩帯の一部または黒色石英片岩中に薄層として産する岩石で、輝緑片岩に見る如き輝石の残晶を含まず、全部再結晶作用によつて生じた緑泥石、緑簾石を主体として少量の曹長石、陽起石質角閃石を含有するものである。一般に片理がしばしば著しく輝緑片岩より変成度の進んだものと見る事が出来る。本岩は部分により輝緑片岩に漸移し野外においてこれらを区別する事が困難の事がある。

以上各種の緑色片岩類はその成分、産状より見て輝緑岩質または輝緑凝灰岩質岩が軽い動力変成をこうむつた結果によるものと推定される。

C 火成岩進入の影響によつて生じた特殊変成岩類

岩石中の特殊鉱物

神居古潭岩層が蛇紋岩の進入を受けた場合その接触部に生じた特殊変成岩中には種々興味ある鉱物が含まれている。これら鉱物の内曹長石、藍閃石、エチリン輝石の如く曹達を含む鉱物が多く含まれている事は蛇紋岩進入に際して曹達に富む上昇溶液によつて交代作用が行われた事を物語っている。これら特殊鉱物の種々の組合わせによつて生じた特殊岩石を記載する前に共通に含まれる鉱物の性質について述べる事とする。

曹長石 (Albite)—曹長石は単なる動力変成作用によつて生じた神居古潭岩層中の正規の結晶片岩中にも小粒として含まれているが、蛇紋岩に接触する部分にはしばしば大粒のものが多量に含まれる事がある。一般に新鮮無色で特にアルバイト双晶を示すが累帯構造はほとんど認められない。成分は Ab 96 内外のものが最も多い。

緑色角閃石 (Green hornblende)—緑泥石とともに一般の緑色片岩中に含まれるものもあるが、蛇紋岩体附近のものには濃緑乃至青緑色のものが多量に集合して角閃片岩

または角閃岩を構成する事がある。青色を帯びるものは藍閃石分子を含むものと思われる。幅及び長さ不定の柱状を示す。光軸面 // (010), $c: Z=3\sim 4^\circ$, 多色性: $X=$ 淡黄色, $Y=$ 暗黄緑色, $Z=$ 暗緑青色, $Y \geq Z < X$, $n_1=1.651\sim 1.677$, $n_2=1.658\sim 1.687$.

藍閃石 (Glaucophane)—珪質片岩中にも、緑色片岩中にも生じているのでその分布は広く、性質もまた多種である。一般に柱状: 幅 $0.1\sim 0.3$ mm, 長さ $0.5\sim 1.0$ mm. $b=Y$, 光軸面 // (010), $c: Z=5\sim 14^\circ$, $(\leftarrow) 2V=10\sim 40^\circ$, 多色性: $X=$ 淡黄藍色, $Y=$ 淡青藍色 \sim 淡藍色, $Z=$ 青 \sim 濃青色, $X < Y < Z$. $n_1=1.651\sim 1.666$, $n_2=1.659\sim 1.669$, $n_2-n_1=0.018$, $\rho > v$.

青閃石 (Crossite)—藍閃石とほとんど同様の産状を示し外観のみでは区別するを得ない。 $b=Z$, 光軸面 \perp (010), $c: Y=18\sim 20^\circ$, $(\leftarrow) 2V=45\sim 50^\circ$, $X=$ 黄藍色, $Y=$ 濃青色, $Z=$ 藍色, $X < Y > Z$, $n_1=1.658\sim 1.666$, $n_2=1.662\sim 1.672$, $n_2-n_1=0.018$, $\rho < v$.

曹閃石 (Riebeckite)—藍閃石と異り珪質片岩中のみに産出する事は注目すべきである。長柱状: 幅 $0.1\sim 0.2$ mm, 長さ $0.5\sim 3$ mm. $b=Y$, 光軸面 // (010), $c: X=0\sim 8^\circ$, $(\leftarrow) 2V=50\sim 75^\circ$, $X=$ 濃青色 \sim 暗青色, $Y=$ 灰藍青色, $Z=$ 淡黄褐色, $X > Y > Z$. $n_1=1.678\sim 1.699$, $n_2=1.683\sim 1.705$, $n_2-n_1=0.023\sim 0.025$, $\rho \gg v$.

曹閃斜石 (Crocidolite)—曹閃石とほとんど同様の産状を示している。繊維状: 0.01×1 mm. $b=Y$, 光軸面 // (010), $c: X=0\sim 20^\circ$. 多色性曹閃石とほとんど同じ。 $n_1=1.700\sim 1.706$, $n_2=1.712\sim 1.719$, $n_2-n_1=0.023$.

エチリン輝石 (Aegirine-augite)—常に微量であるが藍閃石、曹閃石等と共存している。丸味を帯びた短柱状: $0.3\sim 1$ mm, 光軸面 // (010), $c: X=38^\circ$, $(\leftarrow) 2V=70^\circ \pm$. 多色性: $X=$ 草緑色 \sim 淡青緑色, $Y=$ 淡黄褐色, 累帯構造あり。部分により波状消光を示す。 $n=1.7$ 以上で複屈折は曹閃石より高い。

梛石 (Titanite)—分布広く特に蛇紋岩体に近い部分に多い。長径 $0.3\sim 1.0$ m の正しい結晶または丸味ある粒状を示し、時に局所的に集合する事がある。

柘榴石 (Garnet)—分布は比較的限られ藍閃片岩中にエチリン輝石と共存するものがある。淡桃色の 0.7 mm 以下の不規則な粒状をなし立方体で光学異常は示さない。

スチルプノメレーン (Stilpnomelane)—本図幅中産出は比較的稀である。肉眼的に赤錆の如く見える。鏡下では一見黒雲母に似るが劈開不完全で細い繊維状を示す。幅 $0.02\sim 0.06$ mm, 長さ $0.2\sim 0.7$ mm, 時に長径 0.1 mm 以下の鱗片をなす。繊維は平行に集合し時に束状または放射状をなす。直消光, 光学性 (+), 屈折率高し。多色性 $X=$ 黄色,

$Y=Z$ =暗褐色, $X<Y=Z$.

ローソン石 (Lawsonite) —本鉱物は未だ本図幅内の地域中には発見されていないが隣接する春志内川及び神居古潭岩層中の諸所に産出している故略々同じ条件にある本地域内にも発見される事は速くはないと思考されるので、参考のため記述して置く事とする。本鉱物は神居古潭春志内において1938年本邦において初めて発見されその後各所よりも知られるに至つたが常に藍閃石と共生して産出する。卓状結晶: 0.2×0.5 mm, 劈開(010), (100) 完全, (001) 不完全, 光軸面 // (010), (+) $2V=84^\circ$, 無色, 双晶あり。 $\alpha_D=1.665$, $\beta_D=1.671$, $\gamma_D=1.684$, 春志内のローソン石を含む岩石にはパンペリー石(Pumpellyite)の脈が貫いている事が注目される。

(a) 珪質・珪礫質岩類

藍閃石(時には青閃石)あるいは曹閃石を含む珪質片岩はいずれも灰藍色または暗藍色を呈し、極めて片理の発達した岩質を示すもので片理面に縮緬の如き微皺を示す事が多い。

藍閃石・曹長石・石英片岩—藍閃石を含む珪質片岩は石英>曹長石>藍閃石>緑泥石の成分を示し蛇紋岩に接する各所に見られるもので本図幅内にて稍々手近かなものとしては伊納駅の南方西オンネナイ沢の入口より約500m附近の左岸の黒色珪質片岩中に見られる。緻密堅固で0.02~0.1mmの石英を主とする片状岩で、上述の主成分の外に緑泥石、金紅石、磁鉄鉱、赤鉄鉱等を含んでいる。西に隣接する深川図幅内の春志内沢のものには、この種のものに更に少量のエチリン輝石を含んでいるが、本地域にはまだ同様のものは知られていない。

曹閃石・曹長石・石英片岩—本岩は西オンネナイ沢右股附近の黒色珪質片岩中の珪岩に沿つて産出するもので、割理の発達著しい濃い暗藍色を示す岩石である。造岩鉱物の個々は肉眼では識別出来ないが、岩石の表面を摩擦すると暗藍色の粉末を生じ、岩石が極めて繊細な針状結晶に富む事を示している。主成分は石英>曹閃石>曹長石>磁鉄鉱で外に副成分として緑泥石、金紅石、赤鉄鉱を含んでいる、本岩中にはエチリン輝石を含んでいないが、神居古潭駅東部に産するこれとほとんど同様のものには少量のエチリン輝石を含有している。参考のため已に知られた同岩の分析結果を示せば次の如くである。

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O(+)	Total
76.77	0.59	9.40	7.19	1.50	2.78	0.08	0.26	1.14	99.71

(含エチリン輝石曹長石曹閃石石英片岩, 石狩国神居古潭駅東部産, 金成 明分析)

(b) 塩基性岩類

藍閃石その他の特殊鉱物を含む輝緑岩質岩石は前述の珪質岩と同様に主として蛇紋岩体との接触部に産する。

含藍閃石・輝緑片岩—本岩は全神居古潭岩層を通じ分布が相当に広いものであるが本図幅内においては国道台場の西南2 kmの西オンネナイ沢上流その他において黒色珪質片岩中に薄層をなす緑色片岩中に認める事が出来る。一般の輝緑片岩に比してやや暗藍緑色である事を特徴としている。主成分は緑泥石>曹長石>緑簾石>藍閃石でこの外に輝石の残晶、角閃石、石英等を含んでいる。この種の藍閃石は一般に色が淡く時に輝石の残晶の周辺に発達するものも見られる。片状輝緑岩及び片状輝緑凝灰岩中に藍閃石を含むものは上記の輝緑片岩に近い部分に認められる。

含スチルプノメレーン・藍閃石輝緑片岩—伊納駅の西方1.5 kmの国道南側の崖の黒色珪質片岩中に薄層をなして産出する。この場合もその南部に蛇紋岩が進入している。岩質はやや青色を帯びた暗緑色の片状岩で所々に暗褐色の細いはさみを含んでいる。成分は緑泥石>輝石(残晶)>緑簾石>藍閃石>絹雲母>角閃石>スチルプノメレーン、外に磁鉄鉱、石英、曹長石、方解石等を含んでいる。緑泥石と緑簾石の層と、白色鉱物の層とが縞状に排列する部分においてスチルプノメレーンは前者の層中に後次的に薄片として介入している。

含エデル輝石・輝緑岩—神居古潭岩層中にはエデル輝石を含む岩石が諸所に知られているが、本地域内にはその産出があまり認められていない。唯台場より南に入る富沢の一小支流東海沢上流の輝緑岩中にその例を見る事が出来る。本岩は緑色片岩中に小岩体として存在するもので、比較的塊状で暗緑色を呈し顕微鏡下では幽かにオフィテック構造が認められるが主成分は輝石>斜長石>緑簾石>エデル輝石>方解石>石英である。輝石は時には淡紅褐色を示しチタン分を含んでいる事を示している。斜長石は一部曹長石化しているが六体 Ab_{60} 土の性質を示すものが多い。本岩石はその成分及び構造より見て本来輝緑岩であつた事は明かであるが蛇紋岩に伴う曹達に富む溶液により一部交代され、長石が曹長石化作用をこうむり又輝石の一部がエデル輝石に変じたものと推定される。

緑泥石・陽起石片岩—神居古潭岩層中には諸所にいわゆる角閃片岩または角閃岩と称すべきものが認められるが本図幅内においてはまだその著しいものが知られていない。唯富沢の一支流東海沢中流の緑色片岩と蛇紋岩との接触面に緑泥石陽起石片岩と称すべ

きものがある。本岩は濃緑色で1~5 mmの長針状の陽起石を主とし外に緑泥石及び少量の輝石を含み、ところどころ緑簾石の細脈で貫かれている。その産状より見れば蛇紋岩の一部より生じたものようである。

緑泥石・曹長石・緑簾石・藍閃片岩—暗藍色乃至灰藍色の岩石で剝理に富み剝理面に縮緬状の微皺を示している事の特徴とする。成分上藍閃石を主とし外に種々の鉱物を伴なっている。藍閃石>緑簾石>曹長石>緑泥石>磁鉄鉱。本地域においてはその代表的のものが西オンネナイ沢の中流に露出している。正確な産地は不明であるが唯神居古潭産緑簾石藍閃片岩と称されてかつて小藤文次郎により報ぜられ、その後標本は米国に送られ H. S. Washington により分析され、更にドイツの L. Milch によつても紹介された岩石はおそらくこの種の岩石であつたと想像される。参考のためその化学成分を示せば次の如くである。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
48.88	3.90	13.44	5.32	8.96	tr	4.21	5.80	3.72	1.71	3.73	99.73

(緑簾石・藍閃片岩, 石狩国神居古潭産 H. S. Washington 分析)

IV 日高層群

1 概 説

北海道脊梁山脈に沿つて広大な面積を占めて発達するいわゆる日高層群は本地域に東接する当麻図幅中にもその一部が基底をなして相当な分布を示しているが、本図幅内においては東辺の桜岡及び旭山附近において僅かな露出を示しているに過ぎない。ことにその上部は第三紀に属する安山岩質岩石や崖錐により蔽われているので、その露出は断片的で小区域を占めるものである。更に表土厚く現地転石の分布により僅かにその分布を推知し得るに過ぎない所もある。

本地域内において日高層群に属すると思われる岩層については層序や構造は不明であるが、その東部の当麻黒岩山地区のものに連続することは明かであり、また岩質その他より推定して北方は比布附近の突哨山と関係するものと見られる。

本図幅内に見られるものは主として輝緑凝灰岩及び粘板岩であつて、それらのうちに

極めて薄いチャートの層を夾在し、また所々輝緑岩の岩脈により、また桜岡東方では蛇紋岩により貫かれているのが認められる。

2 岩 石

本図福内の旭山及び桜岡附近に見られる日高層群の一部をなす岩石はその分布状態が不規則で且露出が悪いため層序または相互関係は審かでないが、各所より採集したものを総合すれば次の種類に分つことができる。

輝緑凝灰岩 (Schalstein)

ガラス質輝緑凝灰岩 (Vitreous schalstein)

砂質輝緑凝灰岩 (Sandy schalstein)

粘板岩 (Slate)

含放射虫チャート (Radiolarian chert)

輝緑凝灰岩は一般に見られるものと同様で細粒綠色乃至暗綠色で汚染した部分は褐綠色を呈している。不規則な斜長石、輝石の破片の間を緑泥石でうめ所々に方解石を含んでいる。

ガラス質輝緑凝灰岩は無色乃至黄褐色のガラスを主とするもので時に杏仁状構造を示し空隙中に緑泥石を充填したものもある。ガラス質の部分は脱ハリ作用を受けて幽かな複屈折を示しているものが多い。

砂質輝緑凝灰岩は一般の輝緑凝灰岩よりやや黄褐色を示し且粗雑な外見を示すが時には細粒堅固な部分もある。成分としては一般のものに比して石英、斜長石の細粒をやや多量に含み砂岩に似た構造を示している。桜岡東方の蛇紋岩に近い部分に産するものは石英に富む細粒緻密な岩質を示し、顕微鏡下に検するにその内に長径 0.1 mm 以下の藍閃石及び 0.05 mm 内外のエチリン輝石を含むものが認められた。藍閃石またはエチリン輝石を含む変成岩は神居古潭岩層中にしばしば見られることは已に述べたが、この種の岩石は稀ではあるが日高層群中の輝緑凝灰岩中にも見られるもので、桜岡のものも注目すべき例の一つである。本岩は神居古潭岩層中のものと同様に蛇紋岩侵入に伴う接触作用によつた結果と想像される。

粘板岩は旭山の東南部及び西部に分布し、暗灰色、緻密でやや層理に富み一部千枚岩に類似する部分もある。

含放射虫チャートは極めて薄い層をなして輝緑凝灰岩中に夾在するが桜岡附近におい

てはや厚層をなして水平に分布している。

岩質は一般に暗褐色堅固であるが時には暗灰粗雑な淤泥岩質を示している所もある。東旭川附近の岩石中には *Cenosphaera* sp. *Cenosphaera* cf. *pachyderma*, *Cenosphaera gregoria*, *Tricolocapsa* sp. *Cenellipsis* sp. 等を含んでいる。

V 進 入 岩

本図幅内に発達する進入岩は輝緑岩、蛇紋岩及びこれに伴う岩漿分化脈岩質岩石の二つよりなる。輝緑岩及びこれと同質の凝灰岩は神居古潭岩層中の緑色片岩の母体をなし、珪質または珪礫質堆積岩類とともにやや低度の動力変成作用を蒙っているものと図幅東部の旭山公園附近の日高層群に進入するものとで本地域中最古の火成岩である。

蛇紋岩は上記の変成作用の末期に神居古潭岩層中に進入したもので、ロチン岩、微閃緑岩等の岩漿分化作用による特殊岩石を伴っている。

1 輝 緑 岩 (Diabase)

輝緑岩は緑色片岩帯中諸所に岩床または岩脈状を呈して産出するものであるが、その多くは地殻変動の行われた以前あるいはその間に進入したものと見られるので、変成作用を受け一部片状輝緑岩となりまた緑色片岩帯の主体をなす輝緑片岩または変成程度の低い輝緑凝灰岩と区別困難なるものがある。雨筋地方のものは比較的塊状で母岩たる神居古潭岩層とともに熔結凝灰岩により蔽われている所もある。

塊状のものは暗緑色細粒堅固で、鏡下では斜長石>輝石>緑簾石>緑泥石、外に少量の磁鉄鉱を含む。斜長石は細い短冊形をなし大部分はソー石に化し、また輝石とともにオフィテック構造を示すことが多い。輝石は $1.0 \times 0.7 \text{mm}$ 内外で半自形、多色性弱く、淡緑色～淡褐色で時に淡い紫色を呈し、チタンの含有を示すものがある。c: Z = $45^\circ \sim 52^\circ$ で周辺または劈開に沿い緑泥石化が行われている。緑簾石は 0.2mm 内外の黄緑色の細粒で緑泥石の多い部分に発達し、また磁鉄鉱は微晶として散点している。蛇紋岩に接するものには往々にして藍閃石を含み、また斜長石の一部が曹長石化しているものも認められる。

本図幅中の輝緑岩について分析の行われたものを見ないが性質において殆ど本図幅中のものと同様である隣接する神居村神居山附近の輝緑岩の化学成分を挙げて参考とする

こととした。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ig.loss	Total
49.12	1.00	16.44	6.80	6.01	0.28	5.75	9.00	3.12	0.47	tr	2.66	100.65

輝緑岩 (石狩国上川郡神居村神居山附近産, 金成 明分析)

図幅東端の旭山公園地区に見られる日高層群の輝緑凝灰岩中にも輝緑岩の岩床の小露出がある。岩質は新鮮でなく輝石が時にユース石化しているが一般の性質は前述神居古潭岩層中のものとはほぼ同様である。

2 蛇紋岩 (Serpentinite)

神居古潭岩帯に沿つては多数の超塩基性火成岩体特に現今蛇紋岩によつて代表される岩体が広い地域に亘つて進入している。これら蛇紋岩体は大小様々の形を示しつつ神居古潭岩層中あるいはこれに接して南北方向を以て北は北見天塩国境より南は日高に至る間ほぼ連続的に分布している。蛇紋岩体は白堊系または第三系に接して産することがあり、これら相互間は断層によつて境されている場合が少くない。蛇紋岩体のある物はこれに接する神居古潭岩層または上部白堊系の岩石に接触変成作用を与えている一方蛇紋岩は礫として新第三系または古第三系に含まれている。これらの事実は北海道中央帯の蛇紋岩は大体において第三紀初期の地殻変動に伴つて特殊の変成帯に沿つて進入したことを示している。蛇紋岩の大きな岩体は諸所に露出しその各々の長さは 15~43 km, 幅は 4~10 km に及ぶものもあるが、本図幅中には西接する深川図幅の場合と同様に大きな岩体はなく、長さ数 km 以下、幅 1 km 以下のレンズ状のものが多数に分布しているに過ぎない。

本地域内に発達する蛇紋岩類はその岩質より塊状蛇紋岩、片状蛇紋岩及び滑石質蛇紋岩の 3 種に大別することができる。塊状蛇紋岩は暗緑色乃至暗黒色で比較的均沢に乏しい緻密堅固な岩石で神居古潭峡谷沿岸その他に発達し、ことに岩体中の中心部を占める部分にこの種のものが多い。片状蛇紋岩は暗緑色乃至黝緑色でやや均沢を有する片状岩で比較的脆弱である。片理の方向は岩体をはさむ母岩たる結晶片岩の片理とほぼ平行である。片状蛇紋岩は図幅中神居村南部より隣接する神居山南部地域に発達するものうちに多く見られる。なお片状を示す蛇紋岩は塊状蛇紋岩よりなる岩体の周縁部に発達することもある。滑石質蛇紋岩は白色乃至淡緑色で脂感の著しい軟弱な岩石である。この種の岩石は他地域においては相当大きな岩体となつて産するが、本地域においては塊状

または片状蛇紋岩体の一部をなしていることが多く、この場合滑石に富む部分とこれを欠く部分とは漸移するものである。

以上各種の蛇紋岩類を鏡下に検すれば、いずれも無色乃至淡緑色で葉片状のアンチグライトが不規則に集合しその間に比較的多量の磁鉄鉱が散点するものである。片状を示すものも鏡下では特別な構造を示しているとは認められない。なお本地域より産する蛇紋岩中には他地域に産するもののうちに往々見られるような輝石、橄欖石等の残晶の存在は知られていない。塊状蛇紋岩体中にはやや明瞭な節理が存在し、また極めて細い温石綿、閃蛇紋石等の網脈によつて貫かれている部分も諸所に見られる。鷹栖村近文山及び神居村ヨクシナイ沢奥の蛇紋岩体中にはクロム鉄鉱がやや濃集した部分が知られているが、量少く未だ採行されていない。

図幅東部の桜岡地域の一部には日高層群に属する輝緑凝灰岩を貫く蛇紋岩の小露出があるが岩質は神居古潭岩帯中の塊状のものと殆ど同様である。このうちにも極めて小さいクロム鉄鉱々床の存在が見られるが未だ採掘されるに至っていない。

3 優白岩

閃緑岩質アプライト (Diorite aplite)

神居村ヨクシナイ沢奥のやや大きなレンズ状の蛇紋岩体のほぼ中央部に閃緑岩質アプライトの小露出がある。本岩は長径10 m以下の小岩脈で蛇紋岩に関係ある一種の優白質の岩漿分化脈岩である。本岩と類似のものは雨龍地方の大きな蛇紋岩体中には多数に存在するが本地域においては上述の産地以外には未だ知られていない。岩質は他所に出ているものと殆ど同様に灰緑乃至暗灰緑色緻密堅硬で、鏡下では完晶質で小粒が集合して閃緑岩的構造を示している。斜長石を主として角閃石を含み更に副成分として、普通輝石、黒雲母、石英、緑泥石、磁鉄鉱等が伴われている。斜長石は殆どソー石化しているが一部に双晶を示す部分も認められる。角閃石は一部緑泥石化しているが新鮮な部分は $c: Z=15^\circ$, $X=$ 淡黄色, $Y=$ 淡黄褐色, $Z=$ 褐色, $Z>Y>X$ である。本岩は多くの場合細い石英脈によつて貫かれている。

ロヂン岩 (Rodingite)

上述の岩体を初めその他諸所の蛇紋岩中には頭大より長径数 m に及ぶロヂン岩体が存在しているのが見られる。本岩は白色、灰白色、灰緑白色あるいは灰黄白色の不規則な球状体を示し、周囲の蛇紋岩とはやや判然とした境界を以て接している。石灰質珪酸

塩鉱物を主体とすることを特徴とし、特に透輝石、灰礬石榴石を主成分とすることが多く外にヴェスヴ石を含むものもしばしば認められる。更に微量な成分として含まれているのは緑泥石、蛇紋石、磁鉄鉱、方解石等で、これらは概して岩体の周縁部に多い。透輝石は殆ど無色で $0.2 \times 0.3 \text{ mm}$ 程度の細粒で劈開完全、 $c: Z = 45^\circ$ 、時に双晶を示している。灰礬石榴石は無色に近い不規則微細な粒状をなして集合して透輝石粒間を充填するもので、十字ニコル下において幽かな複屈折を示すことが常である。ヴェスヴ石は無色または淡褐色の細粒の集合体として前者の集合体中に帯状または脈状をなして配列している。他地域の例によれば $\text{SiO}_2 = 38 \sim 41 \%$ 、 $\text{CaO} = 27 \sim 29 \%$ である。本岩石は鉱物成分より見る時は石灰岩が接触変成作用を受けた場合に生ずるいわゆるスカルン体と極めて類似しているが、各地の産状から推して、恐らく蛇紋岩中に残漿より生じたと思われる塩基性優白岩に更に石灰に富む水溶液が作用した結果によると見るのが適當のようである。

VI 新第三系

本図幅内において新第三系に属すると思われる岩層は伊納川と美瑛川の間を占める熔結凝灰岩よりなる丘陵地の西側にその基底をなして富沢附近に小範囲に露出しているに過ぎない。本層は灰黄色の泥質砂岩を主としややもめた層理を示している。その一部に炭化した植物化石の破片を含んでいるが著しく崩壊してその種属は判明しない。本岩層は熔結凝灰岩及び沖積層により蔽われており、その分布が極めて狭いため層自身について詳細な性質を確め得ないが、岩質、産状より見て新第三系に属するものと思われる。新第三系とすれば岩質は滝川層及び川端層のいずれにも類似している。しかし滝川層は鮮新世上部に属する地層と同層及びその相当層は標式地たる滝川町東方の空知川沿岸を初めとし北海道中央南部及び中央北郭に広く分布するものであるが、神居古潭岩帯の直接東側には従来その発達が知られていない。これに対し中新世に堆積した浅海性または瀬海性の岩層たる川端層は北海道内における新第三系中最も広範な分布を示すもので神居古潭岩帯の両側にも存在することが知られており、現に本図幅の南方に当る上富良野の西方においては熔結凝灰岩の基底をなして露出するものもある故、本図幅内のものも川端層と同定することが最も適當であると思われる。

VII 火山岩

火山岩類は新第三紀末期に噴出したもので図幅の東部に小区域に発達する日高層群を蔽つて露出している。

1 複輝石安山岩 (Augite-hypersthene andesite)

本図幅内において火山岩は東旭川村旭山及び桜岡附近に小地域に分布しているに過ぎない。これらの地域の岩石は日高層群に属する輝緑凝灰岩層の上部を蔽つて産出し主として複輝石安山岩よりなっている。これらは東部に接する当麻図幅内に広く分布するものの一部で、他地区における産状より推せば第三紀末期に流出したものと察せられる。露出悪く岩体の産状は審かでなく転石によりその分布状態を知るに過ぎない。本岩は黝灰色緻密堅固で時に斜長石の斑晶を見ることが出来る。鏡下にては斑状構造を示し、斑晶は斜長石>普通輝石>紫蘇輝石で、これらを充填する石基は斜長石、輝石、磁鉄鉱の細粒及びガラスより成りヒアロピリテック構造を示す部分が多い。斑晶をなす斜長石は1~3 mmの長径を有する自形または半自形をなし累帯構造の著しいものあり、成分はAn 65~50の曹灰長石である。普通輝石は淡黄緑色で多色性に乏しく、 $c:Z=30^\circ \pm$ 、紫蘇輝石は幽かな多色性を示す。X=淡紅色、Y=淡綠色、Z=淡黄色。

2 安山岩脈 (Andesite dike)

東旭川村旭山の南側中腹に小岩脈として産する岩石は風化が著しく進んでいるが、主として斜長石、輝石及び少量のガラスよりなるもので斑状構造を示す安山岩の性質を示している。他の火山岩類との直接関係は不明で、岩質において斑晶中に輝石を欠く点が上述の複輝石安山岩とやや異なっている。

3 橄欖石玄武岩 (Olivine basalt)

本岩は旭山南側に転石として見られるもので、その産状は不明であるが恐らく複輝石安山岩体中の一部に小岩体として存在するものと見られる。しかしこれら兩者の噴出時期の前後関係については明かでない。岩質は暗灰色緻密で鏡下にては0.1~0.2 mmの細い短冊型の斜長石と0.3 mm内外の金色乃至淡青色の輝石粒よりなる石基中に1.0~1.5

mmの橄欖石の斑晶を含んでいる。石基中には微細な磁鉄鉱を含んでいる。石基は完晶質でガラスを含まず、斜長石はほぼ平行し著しい流状構造を示す部分がある。また一部に輝石粒が集合して散点シグロメロボーフリチック構造を示す部分も認められる。

VIII 第四系

1 洪積層

本図幅内の洪積層は下部礫層、熔結凝灰岩および低位河成段丘堆積層との三つに大別することができる。

A 下部礫層

下部礫層は雨紛台地の熔結凝灰岩層の下部一面に20~30mの厚さを以て分布している。種々の河川により削られ且それらの沖積層により埋れているため、下部礫層は雨紛台地の東側の崖に小露出を示しているに過ぎない。

下部礫層を構成する礫は卵大より拳大のもので、それらの岩質は主として神居古潭岩層に属する綠色片岩、圧碎變成岩、千枚岩等で、安山岩または第三系の岩石は比較的小量である。

B 熔結凝灰岩

本図幅中特に東南部に分布する熔結凝灰岩は上川・富良野両平野を結ぶ北海道中央低地帯に沿って広大な面積を占めて分布するものの西北端の一部である。本岩は従来流紋岩または流紋岩質凝灰岩として知られていたものであるが、本旭川図幅作製に当つて協力者鈴木淑夫・北川芳男がその産状、岩質等を詳細に検討した結果これを熔結凝灰岩(Welded tuff)と定められたものである。

本岩は神居古潭岩層及び新第三系を蔽う厚い層状をなすもので、その一部は低位河成段丘堆積層により蔽われている。岩質は一般にやや硬く、所により流走面に直交する幅1~数mの柱状節理を示し一見粗雑な熔岩流と思わしめる部分も見られる。これらの柱状節理は必ずしも上部までは続かず上部に向うに従つて節理に直交する水平の薄い板状節理に移り、また時には漸次節理が消滅して粗雑な火山灰様岩質に移化することがある。これらの現象は図幅外の各所に普遍的に見られることで、火山灰様岩質の存在は単

なる風化によるものではなく冷却当時の条件によるものと思われる。

本熔結凝灰岩は淡褐色乃至淡黄色を示し非常に粗粒且多孔質のもので、肉眼でも石英、黒雲母等の斑晶を容易に認め得ることを特質としている。なお岩石中には一般に絹糸状光沢を有する長く延ばされた浮石片を多量に含んでいる。その形状は不規則で大きさも不定であるが長径5~10 cmのものが多い。硬く且均質の部分を顕微鏡下に検するのに著しくガラスに富み斑晶として石英>斜長石>黒雲母が認められ、外に少量の緑色角閃石を含有している。所によりやや多量の紫蘇輝石を含むこともある。

石英は一般に長径0.5 mm内外で時に3~5 mmに及ぶものがあり、不規則な破砕片で一部融蝕されたものが多い。波動消光は認められない。斜長石は0.5~1 mmの新鮮な破砕片を示し成分はAn 24~43%，累帯構造は著しくないが、カルルスバット及びアルバイト双晶は多く認められる。黒雲母片は0.01×0.1 mm程度の大きさのもの多くガラス質の石基中に散点しているが稀に1 mmに及ぶものもある。色は黒褐色乃至淡黄色で時に赤褐色を示すものもある。

鉱物組成より見て本熔結凝灰岩は石英安山岩質乃至流紋岩質のもので、複輝石安山岩質のいわゆる大雪熔結凝灰岩とやや性質を異にしていることは注目すべきである。本岩は岩質、産状、分布状態より新たに十勝熔結凝灰岩と命名されることとなつた。

C 低位河成段丘堆積層

低位河成段丘堆積層は神楽岡及び近文兩台地の熔結凝灰岩層の上部を広く蔽つて発達している。神楽岡台地は海拔145~200 m、近文台地は海拔120~170 mの標高を示すやや傾いた平地をなし、沖積平地との比高は前者においては20~40 m、後者においては30~40 mである。これらの下部は熔結凝灰岩で上部の河成段丘の堆積層は5~10 mの厚さを示している。近文台地の上部は諸所に柏を生じている草原であるが、神楽岡台地の表面は東南部の高地より導かれた灌漑用水により殆ど全部が水田となつている。台地においては約2 m程の井戸より水を得るも汚濁しており、その量も少ない。

これらの低位河成段丘堆積層は粘土層及び砂礫層よりなり、礫は主として安山岩、流紋岩、熔結凝灰岩等よりなるものである。

2 沖積層

沖積層は図幅の東半に広く分布し特に石狩川、牛朱別川、忠別川の両側に著しい発達を示している。この沖積地は図幅中東南際は海拔200 m余で中央西部では100 m内外

でゆるやかな傾きを示しているがその差は 100 m にも及んでいる。

沖積平地の堆積物は各河川及びその支流により運ばれて来たもので、これらはその性質より現河床堆積物と旧河床堆積物とに大別することができる。現河床堆積物は屈曲する現在の諸河川の流路に沿い或る幅を以て構成されているもので主として砂礫よりなっている。その著しいものは石狩川、牛宗別川、患別川、美瑛川等に沿つて発達している。礫は火山岩質のことが多い。

旧河床堆積物は、現河床堆積物のさらに外側に一段高く極めて広大な面積を占めて分布するもので、これを構成する物質は地域的にやや異なるが、大体下部は砂礫層上部は砂またはロームよりなり最上部はいわゆる砂壤土となり大部分の場所が良好な水田となつている。これらの旧河床堆積物よりなる平野はその生成に関与した河川現地形及び砂壤土の分布状態等より見て永山沖積層、東旭川沖積層、及び雨紛沖積層の三つの地区に大別することができる。これらの地区は概して平坦で時に 2~3 m の低い段を示す所もある。堆積物は一般に相当に厚いものようであるが、雨紛方面ではやや薄く下部の砂礫層の下に熔結凝灰岩が露出している所も見られる。旧河床堆積物地区内の井戸は 6~8 m の深さにて水層に達しているが、水質は一樣でなく時に著しく鉄分に富む場合もある。砂礫層中の礫は安山岩質岩石よりなるものが多い。

神居古潭岩帯中に発達する蛇紋岩体を通過する河川の堆積物中には砂クローム、砂金、砂白金の存在が知られているが、本図幅内にはかかる河川が極めて少ないため、未だこれら砂金の産出は知られていない。

IX 応用地質

本図幅地域中において有望な地下資源として知られるものは極めて少なく、過去においても蛇紋岩に関係あるクローム鉄鉱及び温石棉につき探鉱が行われ、また一部の岩石が石材として採取せられた以外特に見るべきものがなく、現今稼行中のものは殆どない。この後本地域に探鉱が進められるとしても、地質上より見て上述のもの以外には大きな期待はかけられないものと思われる。蛇紋岩地帯を通過して流下する河川に沿う沖積層中には砂白金、砂金、砂クロームあるいは砂鉄が含有されており、本地域の西北方または北方の雨龍川及び天塩川にはその好例が見られるが、本地域内の蛇紋岩体は一般に小さく、またこれを貫く河川は殆ど見られず、これらの砂金の産出も望み得ない。なお西

接する深川図幅内には上川鉱山の如く蛇紋岩が風化作用により分解した土壤中にニッケルがやや濃集し一時採掘せられた所も知られているが、本図幅内には未だこの種の蛇紋岩体も知られていない。

1 クローム鉄鉱

北海道内に発達する蛇紋岩体中には諸所に良質のクローム鉄鉱床が胚胎していることは人の知る所であるが、これらの分布は地域的に限定されている。日高国沙流川沿岸、胆振国鶴川沿岸地方には本邦の高品位クローム鉄鉱の大部分が存在するのに対し、これと同様のものは、石狩国神居村神楽岳の北々西部に位する神邦鉱山を北限として、それ以北の地域では、非常に龐大な蛇紋岩体が分布しているにかかわらずその内に従来採行せられた鉄床の存在は未だ知られていない。本図幅内の蛇紋岩体中には2箇所にクローム鉄鉱の産出が知られ戦時中及び戦後に探鉱が行われたが未だ採掘は行われていない。

その一つは旭川市の西方近文駅の西約2kmの近文山より半面山に向う蛇紋岩体中のもので、細粒または豆大のクローム鉄鉱が不規則な細脈状または小塊状をなして諸所に散点している。北海道各地の優良なクローム鉄鉱床は一般に緻密塊状鉱よりなるものが多いのに対し、近文山に見るような低品位の斑状鉄をなすものは比較的稀である。本地区は戦時中やや詳しく探鉱されたが、鉱石が低品位でありまたその分布範囲も狭いので遂に採掘には至らなかつた。また石狩川の南側ヨクシナイ沢奥のやや大なる蛇紋岩体地区中に拳大乃至頭大の數個の良質のクローム鉄鉱の転石が発見されたので、戦後附近の探鉱が行われたが、それらに関係あると思われる露頭は知られなかつた。なお図幅東北部桜岡東部の蛇紋岩体中にもクローム鉄鉱の小露頭が発見され採掘されたが少量にて根絶しその後産出を見ない。

2 温石綿

温石綿は常に蛇紋岩中に脈状をなして産出する鉱物で、その細脈は北海道各地において知られており、また脈幅0.5~2cmのものは現在本地域の南方約50kmの石狩国山部地方において採行せられている。本図幅内においてもかつて雨紛西5線の西部蛇紋岩地域に最大脈幅1.5cmの温石綿脈を含む蛇紋岩の転石が発見されたので一時附近の探鉱が行われたが、その根源は知られるに至らなかつた。

3 鉄 鉱

本図幅内において鉄鉱床と見られるものに2種ある。一つは珪岩中に胚胎する赤鉄鉱で、他の一つは沖積平地に賦存する褐鉄鉱である。これらがかつて試掘されたことがあつたがいずれも品位低く且つ量少なく遂に稼行せられることなく今日に至つている。試掘当時（大正7年）調査を行つた納富重雄の報告に従えば、赤鉄鉱は鷹栖村半面山の南約1kmの地点に露出するもので、鉱床は珪岩中に層状あるいはレンズ状をなして賦存し略南北に走り、東方に50~60°傾斜し幅2m内外走向に沿ひ40m程連続するものである。しかし鉱石は一般に甚しく硅質で且母岩の砕片をやや多量に含有し角蜜岩状を呈しており品位は極めて貧劣なる上に下底は著しく狭まり全鉱量も甚だ少ないものようである。本鉱石について当時地質調査所にて分析した結果は次の如くである。（百分中）

SiO ₂	Cu	Fe	Mn	Ti	P	S
22.10	0.10	36.33	8.14	0.25	0.21	0.06

なお半面山の北側に源を発し東流してオサラッペ川に合する一溪流の上流にやや良好の品位を示す赤鉄鉱々石の転石が散点していることが発見され、その源頭附近を探索されたが、露頭は発見されるに至らなかつた。

褐鉄鉱は半面山の西方約1kmの江丹別川の河床附近に分布する沖積平地中に拳犬乃至頭犬の褐鉄鉱礫としてまたは沖積層の礫層中膠結物として産出するものであるが、いずれも量少なく採掘に値しないものである。本図幅の南に接する美瑛市街地附近その他上川平野各所の水田下の砂質粘土中に褐鉄鉱が存在しており局部的に採掘されたものもあるが、いずれも鉄品位35%内外にて鉱量も僅少で未だ大規模に稼行された所は見ない。

4 石 材

本地域の雨紛台地及び神楽台地に広く分布する熔結凝灰岩はさらに南方十勝岳山麓まで連続して歴大な面積を占めるもので、その内比較均質の部分は石材として用いられている。本図幅中にはまだ大なる採石場は見られないが南接する美瑛市街地の北方及び南方には明治末乃至大正半に起業された数カ所のやや大きな石切場がある。本石材は比較的柔軟で加工が容易なるため倉庫、石垣、礎石あるいは炉石の使用に適している上、

運搬が便利でまたその量の豊富なことより建築石材として将来も広く利用されることと思われる。

なお伊納駅東方の台場曲水沢入口付近には、淡青色堅硬な石英片岩の採石場があり、堤防用材としての岩片が採取されている。近文駅西方の赤色珪岩は上江丹別地域のものとともに耐火煉瓦用として少量採取されたことがあるが、量または質において現在は問題とされていない。

神居古潭峡谷の河底に暗青緑色で光沢に富み極めて滑かな表面をもつた岩塊が諸所に転石として存在している。これらは「神居古潭石」または「油石」と称されるもので、1乃至数屯のものは貴重なる観賞用庭石として天然の形のまま搬出されている。本岩は外見蛇紋岩に似ているが非常に堅硬で、鏡下で検すると曹閃石石英片岩または含藍閃石輝緑岩で特に硬化された部分が風化分解をまぬがれ丸味を帯びたまま土壌中に存在し更に河川中に転落して表面が一層削磨されたものである。

文 献

- (1) 1877 Lyman, B. C.: A General Report of Geology of Yesso. Kaitaku-shi, Sapporo (明 10)
- (2) 1878 来 曼: 北海道地質総論, 開拓使, 札幌 (明 11)
- (3) 1886 Harada, T.: Versuch einer geotectonischen Gliederung der Japanischen Inseln. Tokyo (明 19)
- (4) 1888 原田豊吉: 日本地質構造論, 地要, 2号 (明 21)
- (5) 1889 神保小虎: 北海道地質略説, 地学, 第1卷 (明 22)
- (6) ————: 北海道の片岩, 地学, 第1卷 (明 22)
- (7) 1890 ————: 北海道の御荷鉢, 地学, 第2卷 (明 23)
- (8) ———— 浅井郁太郎: 石狩川上川地理小誌, 地学, 第2卷 (明 23)
- (9) 1892 Jimbo, K.: General Geological Sketch of Hokkaido with Special Reference to the Petrography. Hokkaido, Sapporo. (明 25)
- (10) 1900 小藤文次郎: 藍閃岩の分析, 地質, 第7卷 (明 33)
- (11) 1901 Washington, H. S.: A Chemical Study of the Glaucofan Schist. Am. Jour. Sci., 4 ser., 11 (明 34)
- (12) 1913 山崎直方・佐藤伝蔵: 北海道及び樺太大日本地誌, 第9卷 (大 2)
- (13) 1918 小藤文次郎: 藍閃千枚岩の分析, 地質, 第25卷 (大 7)
- (14) 1919 納富重雄: 石狩国上川郡美瑛鉄鉍調査報文, 鉍調, No. 28 (大 9)
- (15) ————: 石狩国上川郡鷹栖村鉄鉍調査報文, 鉍調, No. 28 (大 9)
- (16) ————: 北海道上川平野, 地学, 第31卷 (大 8)
- (17) 1924 鈴木 醇: 本邦産藍閃片岩, 地質, 第31卷 (大 13)
- (18) 1925 中尾清蔵: 札幌附近土壤中の藍閃石, 地質, 第32卷 (大 14)
- (19) 1932 鈴木 醇: 日本結晶片岩, 岩波講座 (岩石学) (昭 7)
- (20) ————: 北海道における藍閃片岩類の原産地, 地質, 第39卷 (昭 7)
- (21) ————: 本邦産藍閃片岩類に関する二三の新事実について, 岩磁, 第8卷 (昭 7)
- (22) ———— 原田準平: 北海道産ペクトライトについて, 岩磁, 第8卷 (昭 7)
- (23) 1933 鈴木醇・山口四郎: 旭川北西部山地における超塩基性火成岩の接触變成作用について, 地質, 第40卷
- (24) ———— 鈴木 醇: 北海道の地勢及び地質, 改造社地理講座, 第1卷 (昭 8)
- (25) ————: Aegirine Augite bearing Riebeckite Quartz Schist from Kamuikotan, etc. Proc. Im. Acad. Vol. 9. (昭 9)
- (26) 1934 鈴木 醇: 所謂神居古潭系の岩石について, 地質, 第41卷 (昭 9)
- (27) ————: On Some Soda-pyroxene and-amphibole bearing Quartz

- Schist from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.(1V)
Vol. 2. (昭9)
- (28) 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ベカイト石英片岩について, 岩鉱, 第12巻(昭9)
- (29) 1938 ———: 北海道変成岩中の曹達角閃石類について, 岩鉱, 第20巻(昭13)
- (30) ———: 北海道神居古潭産 Lawsonite 及び Pumpellyite に就いて, 岩鉱, 第20巻(昭13)
- (31) 1939 ———: A Note on Soda-amphibole and pyroxenes in Crystalline Schist from Hokkaido. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ.(1V). Vol. 4. (昭14)
- (32) ———: 御荷鈴系及び神居古潭系の岩石学的研究, 学振第6常置抄録, 第1号(昭14)
- (33) 1940 ———: 北海道産蛇紋岩に附随する優白岩類に就いて, 岩鉱, 第23巻(昭15)
- (34) ———: 北海道産石綿について, 岩鉱, 第20巻(昭15)
- (35) 1942 ———: 北海道産クローム鉄鉱々石について, 岩鉱, 第27巻(昭17)
- (36) 1944 ———: 北海道地質概観, 地質, 第51巻(昭19)
- (37) ———: 石狩国上川ニッケル鉱山, 学振58小委員会, 第72号(昭19)
- (38) 1948 舟橋三男: 日高帯及び神居古潭帯の岩石, 地団研誌, 第2巻(昭23)
- (39) 1950 鈴木 醇: 本邦超塩基性岩類に附随する諸鉱床の生成形式, 科学, 第20巻(昭25)
- (40) ——— 舟橋三男: 北海道の日高帯と神居古潭帯の岩石, 地球科学, 第4号(昭26)
- (41) 1951 佐々木保雄・根本忠寛・橋本亘・松沢太郎編: 北海道現勢図説地質図同説明書, 北海道総合開発委員会事務局(昭26)
- (42) 1953 鈴木 醇: 深川図幅及び同説明書, 北海道開発庁(昭28)
- (43) ——— 舟橋三男: 上江丹別図幅及び同説明書, 北海道開発庁(昭28)
- (44) 1955 鈴木淑夫・北川芳男: 十勝岳周辺の熔結凝灰岩について, 北海道地質要報, No. 32(昭30)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000



ASAHIKAWA

(Asahikawa-49)

By

JUN SUZUKI

(Geological Survey of Japan)

Abstract

GEOLOGY

General features

The Asahikawa sheet covers an area lying between $43^{\circ}40'$ and $43^{\circ}50'$ N. lat., and $142^{\circ}15'$ and $142^{\circ}30'$ E. long., which occupies the western part of central Hokkaido. The area is composed mainly of metamorphic rocks of the Kamuikotan and Hidaka complexes and associated igneous rocks, volcanic products and alluvial materials being now restricted to limited area. The crystalline schists of the Kamuikotan complex with their associated serpentinite masses form mountaineous region of the western part of the area, while the Hidaka complex covered by andesitic flows, constitute the eastern low-lands, the areas between these complexes

are covered by wide welded tuff flows and alluvial plains.

Topographically, the Kamuikotan complex forms the mountainous ridges trending in a longitudinal direction at an elevation of 300~600 m., while younger welded tuff flows constitute comparatively flat-topped low-land, none rising to a greater height than 300 m as these later rocks resist more feebly the agents of denudation. In the area, the Osarappe, Ishikari, Ushubetsu, Chyubetsu and Biei rivers flow across the plains, on the both sides of them alluvial and diluvial terraces are preserved.

The geological history of the region is summarized as follows:

- 1) Pre-Cretaceous sedimentation and diabase intrusions (Formation of the original rocks of the Kamuikotan and Hidaka complexes).
- 2) Metamorphism, Ultrabasic and accompanied leucocratic intrusions (Cretaceous~Early Tertiary). Folding and faulting.
- 3) Denudation.
- 4) Miocene sedimentation (Kawabata formation).
- 5) Folding and faulting, denudation.
- 6) Andesitic and basaltic extrusions.

Age		Formation	Igneous rocks
Cenozoic	Quaternary	Recent Alluvium (Alluvial, fan, talus deposits)	Welded tuff Andesitic and basaltic rocks
		Pleistocene Diluvium (Terrace deposits, Gravel deposits)	
	Neogene Tertiary	Miocene Kawabata formation (Mudstone, member)	
Pre-Cretaceous		Hidaka complex (Schalstein, slate, chert) (Fault)	Leucocrates, Serpentinite Diabase
		Kamuikotan complex (Greenschist, siliceous schist, calcareous schist, phyllites, mylonite)	Diabase

7) Pleistocene sedimentation, extrusions of the Tokachi welded tuff flows, terrace formation.

8) Alluvium deposition, denudation, talus and fan formation.

Kamuikotan complex

The Kamuikotan complex is extensively distributed in belts in the western part of the sheet, running roughly nnw-sse. The prominent members of the complex in this region are greenschists and black siliceous schists, interbedded with thin layers of reddish quartzite, limestone, phyllite, mylonite and schalstein. The fundamental type of the complex are of somewhat crystalline nature and generally schistose in structure. The normal metamorphic members in the area are classified as follows:

A) Siliceous, argillo-siliceous and calcareous metamorphics.

Black quartz schist, sericite quartz schist, chlorite sericite albite quartz schist, hornblende quartz schist, quartzite, radiolaria-bearing cherty rock, black phyllite, mylonite, calcareous quartz schist, crystalline limestone, etc.

B) Basic metamorphics.

Diabase schist, schistose schalstein, epidote chlorite schist, etc.

Of these crystalline schists, the siliceous and calcareous types are assumed to be derived from some siliceous, argillo-siliceous or calcareous sediments and the presence of residual grains of pyroxene or unaltered blocks of diabasic rocks in a member of the greenschists would appear to indicate that such rocks originated in most case from basic igneous rocks and their derivatives.

It is noticeable that various interesting rocks locally develop between normal schistose rocks in the Kamuikotan complex and the serpentinite masses, which have attracted special attention because of the presence of some special soda-bearing silicates, such as albite, glaucophane, crossite, riebeckite, crocidolite, aegirine-augite. In addition to these, some special minerals like lawsonite, garnet, zoisite, sphene, rutile, stilpnomelane, apatite, etc. are occasionally included in similar rocks. These special rocks have only a limited

development in the areas along or near a certain serpentinite mass or lense, though some geological and petrological differences are found locally in them.

This fact seems reasonably to indicate that they are a product brought by contact metamorphic action due to ultrabasic intrusion and the occurrence of the special minerals in them, originated from pyro-metasomatism, primarily owing to the action of some special soda-rich hydro-thermal solution derived from the ultrabasic intrusions.

Hidaka complex

The Hidaka complex occurs in small area in the east-most part of the sheet and is chiefly composed of schalstein, interbedded with thin layers of reddish radiolarian chert, and associated with small masses of diabase and serpentinite. As no organic remains except the presence of radiolarian casts in some cherty rocks have been found in the rocks of the Kamuikotan and Hidaka complex, the stratigraphical position and age of these complex and the mutual relation between them are not yet clearly defined and they are now only said to be pre-Cretaceous.

Kawabata formation

The Kawabata formation which belongs to the upper Miocene occurs as a narrow area at the middle course of the Ino river. It consists of muddy sandstone with carbonaceous plant fragments and is overlaid by the younger welded tuff flow.

Pleistocene

Pleistocene deposits are widely developed in the area extending along the several large rivers. Alluvial material is found both in present streams and on the steps of terraces above stream level which are accompanied by the talus and fan accumulations. They consists chiefly of soil, clay, sandy clay and gravel. Of gravels and pebbles of the deposits volcanic rocks are most abundant.

Igneous rocks

The **diabase** which occurs as dikes or sills in the Kamuikotan

and Hidaka complex zones, is genetically seemed to show intimate relation to the greenschists and schalstein in these complex.

In and along the crystalline schist zones of the Kamuikotan complex, there develop numerous small lenses or narrow belts of ultra-basic intrusives, which are now represented by **serpentinite**, showing their long axis roughly parallel to the regional strike of the county. It may probably be safely assumed that the intrusion of the serpentinites belongs to an early Tertiary orogenic period, from the available facts in the other districts. The rocks can be classified by their petrographical natures into three types; massive serpentinite showing mesh structure, schistose serpentinite and talcose serpentinite. The serpentinite masses in the area are in places accompanied with **leucocratic rocks** such as microdiorite-aplite, rodingite, which may be genetically related to the ultrabasic rocks and may belong to a single intrusive series.

The **volcanic rocks** in the area belong two periods; the earlier are the **hypersthene-augite andesite** and **olivine basalt** which are believed to be of late Pleiocene age and the later is the **welded tuff** flow with dacitic or rhyolitic natures which was poured out in Pleistocene time. The welded tuff occurs in the restricted area in the sheet though it corresponds to a northern terminal part of the large flow of the so-called Tokachi welded tuff. As many traces of the welded tuff can be recognized under the alluvial deposits in the Kamikawa plain. It is considered that the plain was wholly covered by the tuff flow at former times.

ECONOMIC GEOLOGY

In general the serpentinites in Hokkaido are not only of interest geologically but they are of special importance because of the associated deposits of various kinds of usefull minerals such as chromite, chrysotile asbestos, mercury, nickel, copper, platinum mineral group, etc. But except for some small outcrops of **chromite** and **chrysotile**, the useful deposit of them have not been

known in the area, in spite of the existence of numerous localities of serpentinite masses. With respect to these minerals, though their mode of association with the serpentinites present no unusual features, the forms and volumes of them are not yet ascertained at present. Some parts of the welded tuffs from the Kagura district are used as **building stone**.

昭和30年12月15日印刷
昭和30年12月20日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳光
印刷所 興国印刷株式会社
