

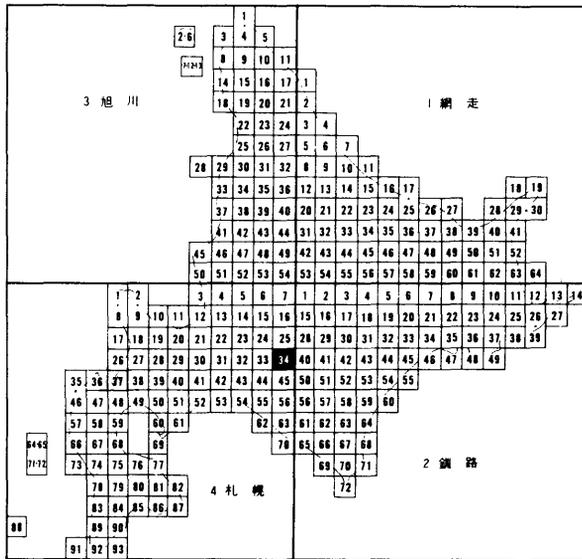
5万分の1地質図幅
説 明 書

日 高

(札幌一第34号)

北海道立地下資源調査所

昭和61年3月 (1986)



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを、北海道においてとりまとめたものである。

昭和61年3月

北 海 道

5万分の1地質図幅

説 明 書

日 高

(札幌一第34号)

北海道技術吏員 高 橋 功 二
元 " 鈴 木 守

北海道立地下資源調査所

昭和61年3月(1986)

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地形	2
III 地質概説	4
IV 日高累層群	6
IV.1 未分離日高累層群	7
IV.2 ハッタオマナイ層	7
IV.3 沙流川層	9
IV.4 ニセウ層	12
IV.5 日高累層群の対比	13
V 進入岩類	15
V.1 蛇紋岩	15
V.2 輝緑岩	16
VI 結晶片岩類	17
VII エゾ累層群	18
VII.1 下部エゾ層群	19
VII.2 中部エゾ層群	20
VII.3 上部エゾ層群	23
VII.4 函渕層群	24
VII.5 エゾ累層群の対比	25
VIII 新第三系—ニニウ層群—	26
VIII.1 下部層	26
VIII.2 上部層	29
VIII.3 ニニウ層群の対比	30
IX 第四系	31
IX.1 段丘堆積物	31
IX.2 現河床堆積物	31
X 地質構造	32
XI 鉱産資源	35
文 献	38
Abstract	40

北海道立地下資源調査所
技術吏員 高橋 功 二
元 " 鈴木 守*

はしがき

日高図幅および説明書は、北海道開発庁の委託により、昭和45年から昭和47年にわたる延約200日の野外調査の結果を取りまとめたものである。

野外調査は、先エゾ累層群の分布地域を主として鈴木が、エゾ累層群・新第三系の分布地域を高橋が、それぞれ分担して行なった。また、鶴川流域の野外調査の一部を、当所の松波武雄氏の御協力を頂いた。

取りまとめに当り、北海道大学理学部の加藤誠教授、渡辺順博士、新井田清信博士、北電興業(株)三谷勝利博士**、地質調査所の酒井彰氏、そして道立地下資源調査所の酒匂純俊所長、長谷川潔地質調査部長から種々御教示を賜った。上記の方々には心から感謝の意を表する。

I 位置および交通

この図幅は、北緯42°50'～43°00'、東経142°15'～142°30'の範囲をしめている。行政区画では、図幅の大部分を占める中央部から北西部は上川支庁管内占冠村に、南東部の沙流川流域は日高支庁管内日高町に、中央南部は同平取町に、そして西部の鶴川流域は胆振支庁管内穂別町に、また北西隅の小区域が夕張市に、それぞれ属している。

交通は、国鉄線を始め国道・道々など地方道・林道が発達し、山岳地域にもかかわらず比較的便利である。国鉄線は、沙流川を北上する富内線が日高町まで、また図幅北西部の地域には昭和56年10月開通した石勝線が通じている。国

* 現在、飛鳥建設株式会社技術本部技術研究所副所長

** 元当所鉱床部長

道は、日高海岸地域から北上する 237 号線が日高町から図幅地域を縦断し占冠中央を経て北方の富良野地域に通じている。国道 274 号線は日高町から東方の十勝地域に通じているが、西方の夕張・札幌へは図幅地域内で建設工事が行なわれている。このほかの道路として、鷓川沿いに富内、占冠中央を結ぶ道々を始め、主要河川沿いに地方道―林道などが敷設されている。

II 地 形

図幅地域は全体として山岳地域であるが、このなかで標高 500 m をこえる山地と、河川流域に発達する段丘および沖積地の平坦地に、大きく分けることができる。

II.1 山 地

山地は、さらに、1) 標高 500 m ~ 1,000 m の急峻な山地と、2) 標高 500 m ~ 700 m の低平な山地とに 2 分される。

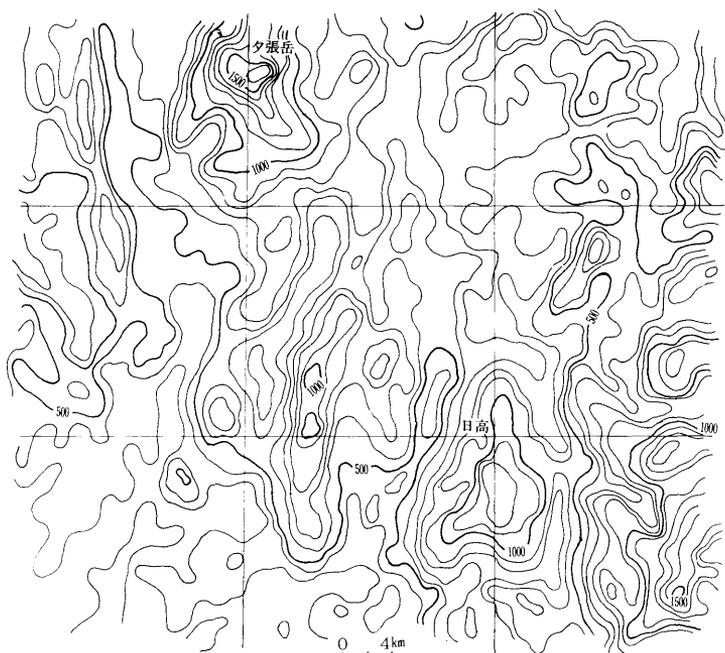
1) 急峻な山地

図幅中央―西部および南東部の山地であり、図幅の大部分を占める。

図幅中央―西部の山地は、南の岩知志図幅地域からほぼ南北に連なる山稜で、鷓川とニセウ川の分水界を構成している。この山稜は、鷓川をはさんで北西方に伸び、北の「石狩金山」図幅に入ると急激に標高を増大させ、夕張岳山塊に連なっている。図幅地域では、一般に頂部が標高は 700 m ~ 800 m の定高性をしめしているが、ハッタオマナイ岳 (1,021.4 m) を最高峰とし 900 m をこえる突出した頂部がみられる。

図幅東南部の山地は、隣接する千栄・幅尻岳・岩知志の各図幅にまたがるもので、幌尻岳図幅の糠平山 (1,350 m) を中心とする山地を形成している。この山地は東方へ漸次高度を増大させ日高山脈の西麓に連なっている。

以上の急峻な山地は、日高累層群―蛇紋岩など、神居古潭帯を構成する諸岩類からなっている。しかし鷓川西岸にみられるように、大規模な蛇紋岩の分布域では、凹凸はあるがなだらかな山容をしめしているのが特徴的である。



第1図 切峰面図

2) やや低平な山地域

ほぼ、日高町市街地から占冠中央を結ぶ地域より東方に、急峻な山地域に抱かれた形で、標高500m～700mの山地域が広がる。おもに白亜系—エゾ累層群の発達地域で、標高は低いが細かい樹枝状の沢型が発達し開析がかなり進んでいる。しかし、双珠別から日高峠を結ぶ地域以西では、沢の発達が悪くならかな丘陵状を呈する。この地域は、おもに泥岩を主体とする上部エゾ層群からなりたっている。

II.2 河川流域の平坦な地形

段丘や沖積面など平坦な地形は、図幅地域の主要河川である沙流川・鶴川・双珠別川流域に形成されている。とくに占冠中央や日高町市街地など、エゾ累層群や新第三系の分布地域に発達が著しい。段丘は標高250m～300mの高さに数段の発達がみられるが、沖積面の発達は悪い。

III 地質概説

図幅地域の大部分は、地質構造上、北の「石狩金山」図幅（小山内ほか，1978）南の「岩知志」図幅に連続して、北海道中軸部の西縁を占める構造帯—神居古潭構造帯に含まれる。また、北東端部が日高西縁輝緑岩帯の一部となっている。前にのべた、地形的に急峻な山地が、ほぼ神居古潭構造帯にあたり、ここには日高累層群や蛇紋岩など、神居古潭構造帯を構成する諸岩類が広く分布している。日高西縁輝緑岩帯も日高累層群によって構成されている。これら構造帯の周辺に白亜系—エゾ累層群が発達する。また、これら諸岩類に挟まれるように断片的に新第三系が分布している。さらに、河川沿いに第四系の分布もみられる。以上の図幅地域の地質構成は、第1表のように取りまとめることができる。

日高累層群は、岩相から、ハッタオマナイ層、沙流川層、ニセウ層に大きく分けられる。ハッタオマナイ層は「岩知志」図幅で未分離日高累層群Aとした地層から連なるもので、千枚岩質粘板岩（黒色片岩）、変砂岩からなり、珩岩質凝灰岩・チャート・石灰岩を伴う。沙流川層・ニセウ層は岩知志図幅から連続する地層である。前者は、スピライト質凝灰岩・同溶岩・粘板岩を主体とする地層で、鳥の巣型化石動物群を産出する。後者は、やや珩質な砂岩、泥岩からなりたっている。このほか、図幅南東隅に、未分離日高累層群とした粘板岩を主体とする地層がわずかにみられる。日高累層群に伴なわれる火成岩類としては、沙流川層のスピライト質溶岩のほか、大小さまざまな岩体で分布する蛇紋岩類、小岩脈の輝緑岩などがある。

以上の日高累層群は、沙流川層が上部ジュラ紀をしめす以外、時代を指示する資料は得られていない。

エゾ累層群*は、ハッタオマナイ層や沙流川層と断層で接し、図幅東部および西北部に発達している。図幅東部の地層は、北は石狩金山付近から南は浦河まで、南北に細長い地溝状の形態で分布する白亜系の一部である。図幅地域では比較的広い分布をしめし、下部エゾ層群・中部エゾ層群・上部エゾ層群そして函渚層群と、エゾ累層群のほぼ全層序がそろっている。下部および中部エゾ

* OKADA (1983) にしたがう。

近にまとまった分布をしめしている。このほか鶴川や沙流川流域などにも点在している。ニニウ付近のこの地層は、北の「石狩金山」図幅から連続しており、図幅地域ではハッタオマナイ層と断層または不整合関係で接し、同層に取り囲まれた地溝状の分布をしめしている。ニニウ層群は大きく下部層と上層層とに分けられる。下部層は礫岩から始まり泥岩に至る1サイクルの地層を形成するが、夾炭層の発達もみられる。上部層は、乱雑な礫岩や、礫岩・砂岩泥岩が組み合わさった互層で、タービダイト相をしめしている。鶴川や沙流川流域など、小分布であるが図幅の各地域に点在している地層は、いずれも下部層に対比されるものである。

第四系には、図幅地域の主要河川沿いに発達する段丘堆積物と、現河床堆積物がある。

図幅地域の地質構造は、北や南に隣接する「石狩金山」「岩知志」図幅と同じように、ひじょうに複雑で錯そうしている。しかし、基本的な構造形態は、地層の配列や蛇紋岩体の分布にみられる南北性の方向と、断層に代表される東西性の方向との組合せである。なお、南北の構造方向は、北海道中軸部の一般的な構造である。

IV 日高累層群

本層群は、占冠から日高町にかけてのエゾ累層群分布地域を境に、西側と東側に大きく分けることができる。両分布域ともに、神居古潭構造帯に位置している。北に隣接する「石狩金山」図幅では、空知層群として一括され、輝緑凝灰岩や珪質岩で代表される山部層と、砂岩・頁岩・チャートなどで構成される主夕張層とにわけられている。当図幅地域においては、いわゆる輝緑凝灰岩に富む山部層に相当する地層は、東側の本層群中には認められるものの、西側地域ではほとんどいわゆる輝緑凝灰岩なるものが発達していない。さらに、化石がきわめて少ないこともあって、層序上の正確な位置づけも困難である。

以上のような地質条件であるが、現段階では、日高累層群を、層相からハッタオマナイ層、沙流川層、ニセウ層に区分し、さらに南東隅の周辺図幅にまたがる未分離日高累層群を区別した。

IV.1 未分離日高累層群

図幅南東隅にわずかに分布しており、隣接図幅地域内に拡っている。分布域の周囲が全て蛇紋岩によって取り囲まれているうえに、弱変成を受けているために、日高累層群中の層序的位置が決定されないままになっている。

南東隅の岡春部沢ぞいに露出が見られ、大部分が黒色千枚岩からなり、緑灰色の千枚岩や硬砂岩を挟在する。黒色千枚岩には、片理面にはほぼ平行な石英の分泌脈が生成されているものがある。片理面の走向は、 $N-5 \sim 50^{\circ} E$ で、傾斜は一定しない。

IV.2 ハッタオマナイ層

図幅中央から西側へかけて、ほぼ南北に分布している。本層は、北へ隣接する「金山図幅」では山部層とされ、また南へ隣接する「岩知志図幅」では未分離日高累層群Bとして取扱った。当図幅でも、まだその地質時代や日高累層群中の層序上の位置が明らかでないが、かなり分布が広い事を考慮して本地層名を用いた。

全般に弱変成作用を受け、しかもいちじるしく擾乱されているために、内部の層序区分は困難である。このため、いちおう構成岩相の特徴に基づいて、A、B、Cの3つの岩相に分けた。

これら各相は、それぞれほぼ南北方向をとって分布している。このような分布形態は、蛇紋岩の進入方向によって強調されている面があるが、その内部構造はかなり複雑であると推定される。すなわち、南北性が主要な構造であるが、その間の諸所に $N60^{\circ} W \sim EW$ の走向（片理およびスレートへき開）をしめす部分があり、断層で切られながらブロック状に介在しているのである。これらの地質構造を詳細にあきらかにすることは、理段階ではなお困難である。したがって、本層の層厚も正確には解らない。おそらく、2,000m以上はあろうと算定される。

次に、各岩相の特徴についてのべる。

A 相

おもに千枚岩質粘板岩と黒色片岩からなり、薄い変砂岩をはさんでいる。その他に、レンズ状に石灰岩を伴っている。また福山北方の鷗川本流ぞいには、断片的な露出で赤色チャートや塩基性凝灰岩がみとめられるが、いちおう本岩

相に含めた。

千枚岩質粘板岩と言える岩相がもっとも多いが、この間に石英の分泌脈が縞状に発達している黒色片岩様の岩相もあちこちに分布している。後者の岩相は、南端のニセウ川西側にとくに広く認められる。この岩相中に介在する砂岩には、引き伸ばされたような構造がみとめられる。ともにけん著な片理が発達しており、片理に平行に緑泥石やフェンジャイトが形成されている。そのほかに、再結晶作用に強弱はあるが、石英、方解石、緑れん石が普遍的にみとめられる。

石英分泌脈をもつ岩相は、おもに緑泥石—フェンジャイトの組合せと緑泥石—石英の組合せの部分が、縞状構造をつくって配列している。

一部の千枚岩質の岩相には、微褶曲構造が発達しており、それを切ってフェンジャイトが形成され、この方向が片理になっているのがみとめられる。

B 相

本岩相は、福山東方と北端の鬼峠から南へ延びるものと、2帯に分かれて分布している。

変砂岩を主体とし、薄い千枚岩質粘板岩をはさんでいる。粘板岩は前述のものと同質なので、ここでは変砂岩について説明する。

西側のものは、暗灰色の細～中粒砂岩からなり中に細脈状に黒色の縞が発達し、一見ミロナイト様に見える。鏡下では、原岩の砂粒として、石英、斜長石、カリ長石、チャートなどがみとめられる。また、再結晶鉱物として、緑れん石・方解石・石英・緑泥石・フェンジャイトなどが形成されている。さらに、2試料であるが、これらの鉱物のほかにパンペリー石が見出される。

東側に分布するものは、肉眼では緑色を呈し、粘板岩の不規則なパッチを含むものがある。細～粗粒の砂岩で、砂粒として圧制的に石英が多く、ほかに斜長石やカリ長石を含む。再結晶鉱物としては、前述のものと同じで、緑れん石・石英・フェンジャイト・緑泥石などがみとめられる。ここでもパンペリー石がみとめられる。

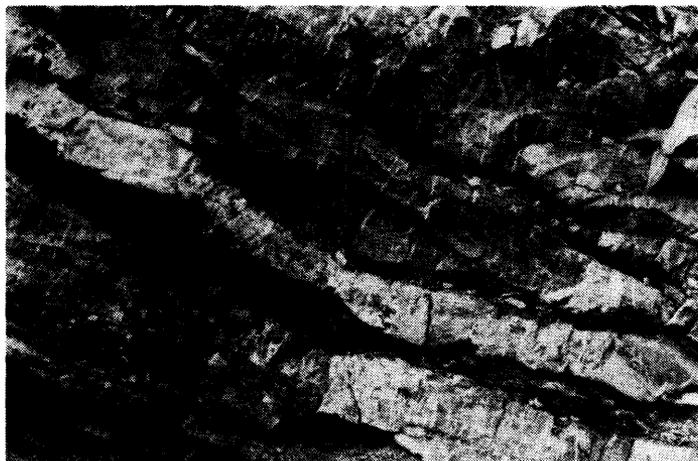
両地区ともB相を構成する変砂岩は、緑泥石とフェンジャイトが、共に顕著な平行配列をしめし、それによって片理が形成されている。

C 相

鬼峠の東側に、図幅北端部からオマナイ沢最上流にかけて、ほぼ南北方向を

とり帯状に分布している。

本相は、黒色ときに緑灰色の千枚岩質粘板岩および緑灰色、ときに赤色を呈する板状のチャートを主体とする層相である。また厚さ2～3mのやや緑色を呈する珩岩質の凝灰岩を伴うのも特徴的である。この層相は鷓川流域の赤岩青巖峡付近に標式的にみられる。



第2図 赤岩周辺のハッタオマナイ層
—チャートと砂岩の互層—

凝灰岩を鏡下で観察すると、原岩のレリクトである不規則な形の板状あるいは短柱状の斜長石片が多数認められる。この周りにそのような形で、しかも弱い方向性をもって、フェンジャイトと緑泥石が発達している。それらの間を、緑れん石、アクチノ閃石、曹長石が不規則に埋めている。また、石英—曹長石脈がこれらを貫いている。この凝灰岩は、レリクト斜長石の形から、珩岩質のものと判断される。

IV.3 沙流川層

本層は、図幅地域の北東隅、南東隅、および日高市街の北西部から南端部の沙流川本流ぞいなどに分れて分布している。構成岩相の違いに基づいて、粘板

岩を主体とするA相とスピライト質溶岩、凝灰岩を主体とするB相の2つに区分したが、両者の層序関係は断層で境いされているために不明である。

A 相

この層相は、函幅東南部の日高町市街以南の沙流川流域や千栄南方の沙流川支流上流部に分布している。粘板岩を主体とする層相で、チャートおよび石灰岩を挟在する。

粘板岩は、一般に黒色を呈するが、緑灰色の千枚岩質になっている場合がある。また砂岩を挟在し、粘板岩と互層状を呈している場合もある。砂岩は暗灰色の硬砂岩で、ミロナイト化しているところもみられる。粘板岩の片理面の方向は、南北性～東西性とばらつくが、千栄南方では東西性が、沙流川流域では南北性の走向が顕著である。

チャートは、一般に赤褐色をしめし、板状を呈するものもあるが、塊状のものが多い。

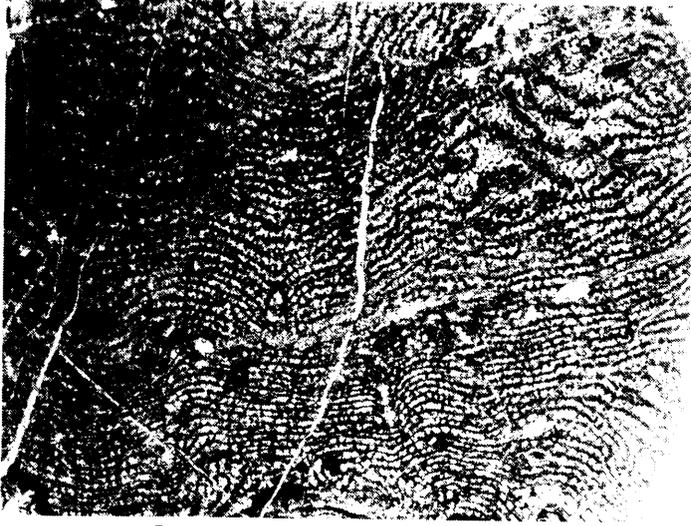
石灰岩は、千栄南方のルラケシオマナイ沢の上流部に、約30mの急崖を作る大きな岩体が見られる。岩体の延びの方向は、粘板岩の片理に平行な東西性をしめしている。淡灰～暗灰色を呈するミクライト質の石灰岩で、一部再結晶している。化石を含有し、層孔虫・石灰藻・巻貝などを産出するが、これらは現在北海道大学の加藤誠教授のもとで研究が進められている。加藤教授によると、層孔虫は *Milleporidium* sp. *Circoporella* sp. 巻貝は、*Diptyxis* sp. と考えられている。以上の化石は、上部ジュラ紀をしめす鳥の巣石灰岩の化石群集に類似する。

B 相

B相は、函幅の北東隅と南東隅に分布している。大部分がスピライト質溶岩、スピライト質凝灰岩などからなり、わずかに赤色チャートをはさんでいる。岩相上からは、空知層群の山部層に対比されると思われる。

南東隅の岡春部沢には、本相を構成するスピライト質枕状溶岩の見事な露出が見られる。暗赤紫色の不規則な管状体が積み重なった産状をしめし、ピローブレッチャーに漸移しているのが観察できる。ピローの断面は、短径約35cm、長径約85cmほどの扁平な楕円形状を呈している。

この枕状溶岩の鏡下での観察結果は、次のようである。



第3圖 沙流川層産，層孔虫 *Circoporella* sp.

普通輝石と斜長石の斑晶を若干含んでいる。石基は、自形の短柱状～長柱状の普通輝石が不規則に組み、間をバリオライト組織をしめす斜長石が埋めている。これらの間に球礫が見られ、方解石、緑泥石、濁沸石などによって充填されている。さらに、赤鉄鉱が不規則に散点している。

同じ南東隅の本相のうち、北部地域に分布するものは、構成岩相がかなり異なる。この地域の場合、おもに緑色を呈し、1部暗赤紫色の細粒輝緑岩からなりたっている。僅かに枕状構造を残しているものもあれば、緑色片岩様の片状のものもあり、さらに岩脈と思われる粗粒輝緑岩もある。また、赤色チャートの薄層もみとめられる。しかし、全体に破碎されているために、詳細な岩相区分は困難であるが、大部分溶岩であろうと推定される。

Ⅳ.4 ニセウ層

本層は、図幅中央南部のニセウ川流域からニセウ川と沙流川の稜線部を含む地域に分布し、南に隣接する「岩知志図幅」から連続している。鶴川との稜線部を構成するハッタオマナイ層および沙流川流域の沙流川層とは、いずれも断層で接し、本層との層位関係は不明である。

本層の構造は、南の「岩知志」図幅では、全体として北西—南東の走向で北東へ傾斜しており、大きくみて単斜構造を形成しているようにみえる。これに対し図幅地域では、地質構造がかなり複雑であり、ほぼ北西—南東方向の軸を持つ背斜・向斜をくり返している。

岩相は、図幅地域全体を通じて、泥岩を主体とした砂岩との互層と言うことができ、地域により凝灰岩を伴っている。この層相は、相対的に砂岩が卓越している「岩知志図幅」地域の層相とやや異なる。このことは、前にのべた地質構造から、図幅地域のニセウ層は「岩知志」図幅地域より相対的上位の地層と考えられる。

主体となる泥岩は、黒色～暗灰色を呈する塊状泥岩で、風化が著しく細かい不規則な割れ目がひじょうに多く発達し、細片状になっている場合が多い。また、一部に珪質の部分もあり、細かい方解石脈が網目状に発達している。

砂岩は一般に風化がいちじるしく露頭では茶褐色を呈しているが、新鮮な面では帯緑灰白色を呈する細粒～中粒砂岩である。普通1～3mの厚さで泥岩と

互層する場合が多いが、ニセウ川上流では砂岩だけで300 mもの厚さになっている。鏡下での一般的な性質は、鉱物片として石英・斜長石・カリ長石などがみられ、岩石片としてはスピライト質岩やチャートなどが多い。

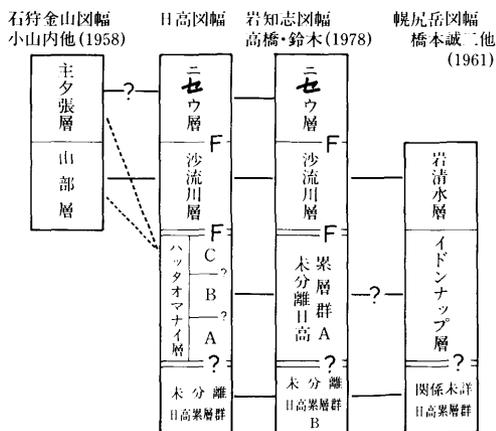
凝灰岩は、ペンケホロカアンブ川合流点付近のニセウ川流域からニセウ川上流にかけて、断層により繰り返えされて分布している。普通50cm~2 mの厚さで泥岩・砂岩と互層している。互層部の厚さは20m~50mになっている。しかし、この凝灰岩を伴う層準は、図幅内で広域的に追跡することができず、地質図には図示しなかった。凝灰岩は一般に緑灰色、新鮮なところでは青灰色を呈する細粒の凝灰岩である。鏡下では大部分が変質したガラスからなり、再結晶した珪酸塩鉱物が多い。

ニセウ層は、まえにのべたが、周辺の各地層とは断層関係にあり、また全層序がみられないため、層厚の算定は困難である。しかし図幅地域には、およそ2,000 mをこえる地層が発達しているものと考えられる。

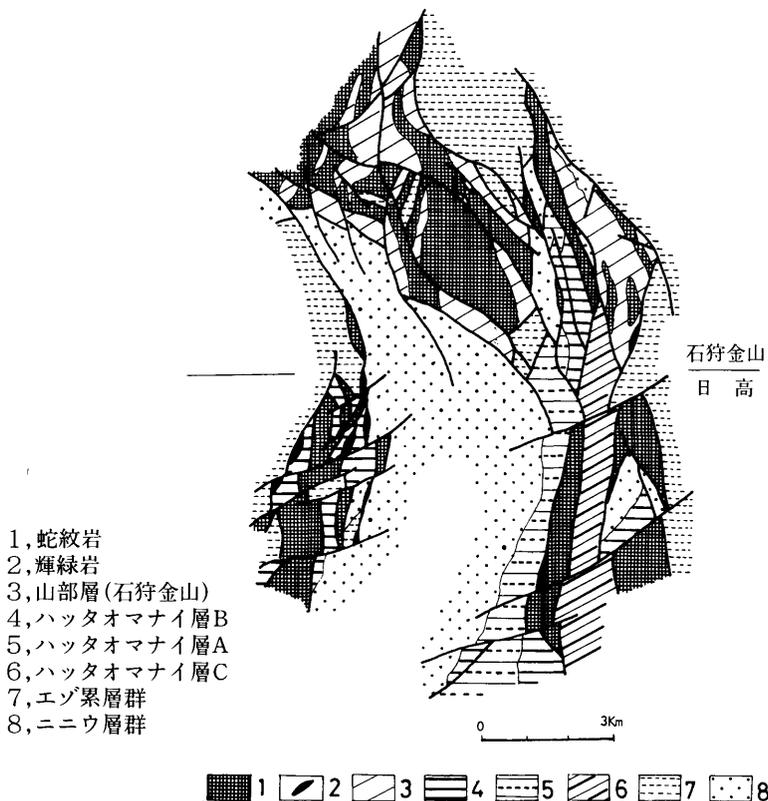
IV.5 日高累層群の対比

周辺図幅の日高累層群との対比は、第2表にしめたが、沙流川層をのぞき化石の産出がなく今後によくの問題が残された。とくに、ハッタオマナイ層について石狩金山図幅との対比に問題が多い。

第2表 日高累層群対比表



ハッタオマナイ層は、岩知志図幅の未分離日高累層群A層に相当する。これを北方の「石狩金山」図幅内に追跡すると、粘板岩や変砂岩のA相、B相は主夕張層とされた地層に、そして凝灰岩を伴うC相は山部層とされた地層にそれぞれ連なる。しかしC相は珩岩質の凝灰岩を伴う点で山部層のそれとは異なる。また石狩金山図幅のこれらの地層は、同図幅で山部層、主夕張層の標式地とした夕張岳周辺の地層とは、エゾ累層群や新第三系および蛇紋岩等にさえぎられ、直接連続していない(第4図)。したがってハッタオマナイ層を「石狩金山」図幅の標式地に広く分布する山部層、主夕張層に直接対比することは困難である。



第4図 図幅北西部および「石狩金山図幅」南西部の地質図
—日高累層群の分布—

沙流川層は輝緑岩質岩類で特徴づけられ、岩知志図幅でものべたように、橋本(1954~55)の空知川における空知層群下部の山部層に対比される。ニセウ層は、従来から漠然と空知層群上部を占める主夕張層に対比されてきた。しかし、岩相が標式地と異なること、層厚がかなり厚いこと、そして図幅地域内でも下位とされる沙流川層との関係が不明なことなど、その層位的位置にまだ問題が残される。このことは、ハッタオマナイ層の層位的位置づけとともに今後の課題となる。

V 進入岩類

図幅地域に分布する進入岩類としては、蛇紋岩と輝緑岩の2種類がしられる。

V.1 蛇紋岩

蛇紋岩は、ハッタオマナイ層の分布する図幅中央北部から西側にかけて、大小の岩体として分布している。また、図幅南東隅には隣接図幅から延びる岩体の一部が分布している。岩体の規模としては、北西部、南西隅、および南東隅に分布するものが大きい。

蛇紋岩の分布方向は、N-SからNE-SWのものが多く、しかもその周縁は全て断層になっている。見方を変えれば、蛇紋岩はマグマとして現位置に進入したのではなくて、構造運動に伴なって押し上げられたのであり、構造進入とも言えるであろう。そのために、小岩体の多くは、粘土化あるいは葉片状化している。大きな岩体では、中心部には塊状の蛇紋岩が発達しているが、周辺は葉片状蛇紋岩に変わっている。

塊状蛇紋岩は、暗緑色を呈する堅硬な岩石で、比較的規則正しい節理系が発達している。南西隅には、このような塊状蛇紋岩の大きな露出があり、そこでは流理構造も観察できる。

南西隅の塊状蛇紋岩を鏡下で観察すると、かんらん石や斜方輝石がかなり残されているほか、クロム鉄鉱もみとめられる。斜方輝石は、一部透角閃石に置換されている。これらをネットワーク状に、あるいは完全に蛇紋石(板温石+温石綿)が置き換えている。したがって、原岩としてはハルツパージャイトで

ある。

北西地域の塊状蛇紋岩では、完全に蛇紋岩化しているために、原岩の鉱物は残されていない。典型的なメッシュ構造がみられ、間に絹布石やクロム鉄鉱がみとめられる。この場合も、原岩はハルツバージャイトであるといえる。

今までのところ、「岩知志」図幅で観察されるような、ダンかんらん岩起源の蛇紋岩はみとめられていない。

前にのべたように、塊状蛇紋岩の多くは、葉片状蛇紋岩へ変っている。葉片状蛇紋岩は、鏡肌の樹脂状光沢を持つ蛇紋岩のレンズ状片の集合体からなりたっている。暗緑色から淡緑色までのさまざまな色調をしめしている。鏡下で観察すると、塊状蛇紋岩で見られるメッシュ構造は全く失われ、ほぼ定方向に配列する温石綿によって占められている。その間にチリ状の不透明鉱物（チタン鉄鉱・磁鉄鉱）が散点している。したがって、塊状蛇紋岩から葉片状蛇紋岩への変化は、一つの動力変成作用といえるし、それは構造進入と関係があると思われる。

V.2 輝緑岩

日高累層群分布域の諸所に、幅数mから10数mほどの岩体として進入している。かなり粗粒なものから細粒の岩相まで、さまざまなものがみとめられる。色々の程度に変質あるいは変成を受けている。次に、代表的なものの鏡下の観察結果についてのべる。

粗粒輝緑岩（福山南東）

柱状、板状、および長柱状の斜長石と単斜輝石が不規則に結び合っている。単斜輝石には、ポイキリチックに斜長石を包有しているものがある。斜長石は絹雲母や緑泥石に置換されて全般に汚れており、また輝石は緑泥石に置換されている。さらに、緑泥石を置き換えてアクチノ閃石が生成されている。また、これらを貫くぶどう石、曹長石脈がみとめられる。

この岩体の縁辺部は、輝石の大部分がアクチノ閃石に変化しているが、サブオフチック組織は十分残されている。また、細粒の緑れん石や白チタン石が散点している。これらを貫いて、ぶどう石—パンペリー石脈が形成されている。

中粒輝緑岩（岡春部沢）

長柱状斜長石と単斜輝石がサブオフチック組織をしめしている。斜長石は、斑点状に緑泥石化している。輝石の周縁には、羽毛状にアクチノ閃石が形成されている。また、粒状の緑れん石や白チタン石が散点している。そのほかに、方解石脈がみとめられる。

これらのほかに、図幅北西部の中～粗粒輝緑岩には、チタン質普通輝石を伴うものがある。

VI 結晶片岩類

日高累層群を構成するハッタオマナイ層も前に説明したように、全般に動力的な変成作用をこうむっている。ここで、とくに結晶片岩類として取扱うものは、変成分化作用によって形成された、細かな縞状構造が発達している岩石である。これらは、黒色片岩、緑色片岩、青色片岩などに分類される。

これらの結晶片岩類は、単一の岩体をつくっているものもあるが、多くはお互いが互層状になって産出する。比較的分布が広いのは、福山北方の小沢上流に見出されるもので、すべてのタイプが見出される。他はいずれも小規模で、地質図には実際の産出規模より大きく表現してある。

すべて蛇紋岩体の間や縁辺部に、蛇紋岩とは断層で接して産出している。これらの結晶片岩類は、おそらく蛇紋岩の構造進入と密接な関係の下に形成され、後の断層運動に伴って一緒に持ち上げられたものと考えられる。

福山北方に分布するものは、 $N70^{\circ}E \sim N60^{\circ}W$ の走向で、 $35 \sim 80^{\circ}N$ の傾斜をしめすが、一部に $70^{\circ}S$ 傾斜もみとめられる。黒色片岩と緑色片岩は互層状を呈し、諸所に葉片状蛇紋岩をはさんでいる。また、緑色片岩の一部が青色片岩になっている。明瞭な縞状構造がみとめられ、しかもいちじるしい微褶曲構造が発達している。

次に、それぞれの岩石タイプにみられる、おもな鉱物組合せをあげる。

黒色片岩

赤鉄鉱—スヘン—石英—曹長石—フェンジャイト

緑泥石—スチルプノメレン—石英—曹長石

緑れん石—緑泥石—石英—フェンジャイト

石英片岩

緑れん石—フェンジャイト—石英

緑れん石—緑泥石—フェンジャイト—曹長石—石英

緑色片岩

緑れん石—緑泥石

緑れん石—石英—フェンジャイト—緑泥石

石英—緑れん石—緑泥石—曹長石—スチルプノメレン

青色片岩

緑れん石—フェンジャイト—ランセン石—ローソン石—エジル輝石質普通輝石

石英—緑泥石—緑れん石—曹長石—石英—エジル輝石

これらの片岩中には、緑れん石—曹長石、緑泥石—曹長石(±石英)、方解石—石英、ぶどう石、などの細脈が形成されている。

これまでのべたもののほかに、蛇紋岩中に捕獲岩様の状態で産するものとして、ランセン片岩、ヒスイ輝石片岩などが諸所に見出される。ランセン片岩には、石英—曹長石—緑れん石—緑泥石—ランセン石の組合せがみとめられる。

これらとは別に、福山北東のハツタオマナイ層の間に、葉片状蛇紋岩と接して、きわめて小規模な露出で緑色片岩が見出されている。この岩石の鏡下の観察では、ひじょうに細粒であるが、有色鉱物と優白色鉱物の縞状構造がみとめられる。鉱物組合せは、スヘン—曹長石—緑泥石—アクチノ閃石である。この岩相から漸移的に、緑れん石—スヘン—緑泥石—パンペリー石の組合せに変化しているのがみとめられる。

VII エゾ累層群

エゾ累層群は、図幅東部の双珠別川や沙流川流域および支流域に広く分布する。また、図幅北西隅のペンケモユエパロ川の支流域および穂別川上流域にも隣接図幅地域からの延長部が分布している。

エゾ累層群は、層相および産出化石から、下位より、下部エゾ層群・中部エゾ層群・上部エゾ層群および函淵層群の4つの層群に区別される。図幅東部地

域では、エゾ累層群のほぼ全層序がみられるが、図幅北西隅には中部エゾ層群の一部が分布するに過ぎない。

Ⅶ.1 下部エゾ層群

分布は、1)シム川南支流上流からフンベツ川上流にかけての地域、2)ポンソウシュベツ川下流域から同西支流々域、3)沙流川流域の、大きく3つの地域に分けられる。1)、2)の地域では、エゾ累層群の一般的な構造方向である、ほぼNNW—SSE～NW—SE走向で、背斜構造の軸部を形成している。3)の地域では、エゾ累層群の一般的な構造方向にほぼ直交するE—W方向をとるのが特徴的である。下位の日高累層群のうち直接するのは沙流川層だけで、しかもどこでも断層関係のため、日高累層群との直接の関係は不明である。

下部エゾ層群は、図幅地域では基底部が断層のため欠失している。全体的にみると、下位から砂岩を主体とした地層、砂岩泥岩互層、泥岩を主体とした砂岩泥岩互層で石灰岩を挟在する地層、そして砂質泥岩、細砂岩の薄互層と、大きく4層に区別される。これら4層の関係は相対的であるため、地質図ではLylとして、一括と色した。

砂岩を主体とした地層は、フンベツ川上流沿いの背斜軸部を形成するほか、沙流川流域や沙流川北支流の滝の沢下流域にみられる。灰青色～淡褐色の塊状ときに板状の粗粒砂岩で、細礫まじりの部分もある。また上部へ細粒になる傾向があり、薄い泥岩もはさんでいる。砂岩は、鏡下の観察では一般に石質ワツケとすることができる。石英が多いものや斜長石が多いものなどがあり、少量ではあるが、微斜長石や黒雲母もみとめられる。岩片としては、チャートが多くその他砂岩・緑色岩などがみとめられる。

砂岩泥岩互層は、おもにポンソウシュベツ川や沙流川流域にみられる。細粒暗灰色砂岩と黒色泥岩の薄互層を主体とし、なかには数10cm～数mの灰白色粗粒～中粒砂岩をはさんでいる。この互層は、下位の砂岩を主体とした地層から漸移している。砂岩には級化層理が発達し、下底にはフルートキャストやグリーブキャストなど底痕がみられ、タービダイト相の特徴をしめしている。また、この層相には乱推積相と考えられる微褶曲が卓越している。

泥岩を主体とする地層は、図幅地域を東にややはずれるが、双珠別川流域に

標式的に発達する。図幅東北部の下部エゾ層群はこの層相からなり、双珠別川からの北北西への延長部に相当する。沙流川流域では、相対的下流部にもこの層相がみられる。岩相は暗灰色～黒色や砂質の塊状泥岩を主体とするが、板状泥岩の部分もあり、一部には細砂岩の薄層を伴っている。沙流川流域では *Douvilleiceras* sp. aff. *mammillatum* var. *paraecox* の産出が報告されている(小島ほか1973)。この層相には、ところどころにレンズ状の石灰岩を挟在している。この石灰岩は、厚さ5～6 m程度の小規模な岩体で、大型有孔虫 *Orbitolina discoidea-conoidea* が含まれていることからオリビトリナ石灰岩と呼ばれている。石灰岩には、上記のほか、腹足類 *Nerinea hidakaensis* や石灰藻・サンゴなど多くの化石が知られている(Fukada 1953, 小島ほか1973など)。

下部エゾ層群は、下限が不明なこと、地質構造が複雑なことなどから、層厚の算定は困難である。しかし、露出している厚さを総合すると、図幅東北部で約500 m、沙流川流域で約700～800 mが算定される。

Ⅶ.2 中部エゾ層群

図幅東部、および小分布であるが図幅北西部にも分布している。

図幅東部では、シム川中流域から沙流川流域にかけて、下部エゾ層群で構成される背斜部を取り巻くように分布している。下部エゾ層群とは不整合関係にある。

図幅北西部のものは、分布の主体が隣接する「石狩金山」「石狩鹿島」「紅葉山」の各図幅地域で、当図幅地域にはその一部しか分布していない。日高累層群のハッタオマナイ層とは断層関係にある。

中部エゾ層群は、岩相から次の3層に区別した。すなわち、下位から 1) 基底礫岩—砂岩を主体とした下部層、2) 泥岩を主体とし凝灰岩を挟在する主部層、3) 砂岩を主体とする上部層に区分し、地質図ではそれぞれ My 1, My 2, My 3 としてと色した。

1) 下部層

下部層は、中部エゾ層群の基底部を構成するもので、基底礫岩および砂岩からなる。図幅東部地域にのみ分布し、下部エゾ層群を不整合におおう。

基底礫岩は、沙流川北支流の滝の沢下流部および図幅地域を東にすこしはずれるが双珠別川二番滝付近に、好露出がみられる。両地点とも、下部エゾ層群の泥岩を切る凹凸面上に重なっている。ポンソウシュベツ川流域周辺の背斜部を取りまく地域では、下部エゾ層群との明瞭な接合部は観察されないが、基底部付近は含礫砂岩になっている。礫岩は、指頭大～拳程度の円礫～垂円礫が主体で、人頭大の礫も含み、粗粒砂岩によりこう結されている。礫種はチャート・硬砂岩・粘板岩などが多く、スピライト質岩もみとめられる。また泥岩のブロックもみられる。礫岩の厚さは、滝の沢で約4 mと厚く、双珠別川では約1 mである。

下部層の主体となる砂岩は、基底礫岩より漸移して、上部へ粗粒砂岩、中粒砂岩そして細粒砂岩へ移化している。帯緑色の塊状砂岩が主体で、板状節理の著しい部分もある。炭質物を含み、十四の沢では厚さ10cm程度の垂炭を挟んでいる。これらの砂岩を鏡下で観察すると、岩片として放散虫化石を含むチャートが多く砂岩・粘板岩およびスピライト質岩などである。鉱物片は石英・斜長石が多く、微斜長石・黒雲母などもみとめられる。また緑泥石が基質を置換している。

下部層の厚さは、沙流川流域で厚く200 m前後であるが、北部の地域では50 m～100 mと変化している。

2) 主 部 層

中部エゾ層群の主部を占める厚い地層で、図幅東部地域に広く分布するが、図幅北西部にもみられる。この地層は、おもに泥岩を主体とする地層であるが、下部には下部層の砂岩から漸移する砂岩泥岩互層が発達している。また、この地層の相対的下部の層準に、鍵層として追跡される凝灰岩を挟んでいる。

主部層の最下部を占める砂岩泥岩互層は、鍵層となる凝灰岩層を基準にとると、地域的な層相の変化がみられる。すなわち、南部の沙流川流域では、砂岩優勢の互層で、下部から上部へ泥岩の挟在がひんぱんになる傾向がある。この地域では、鍵層となる凝灰岩層は互層部の上部を占めており、互層部全体の厚さは約500 mになる。これに対し、北部の双珠別川の北方では、砂岩泥岩の等量互層で、上位へ泥岩が卓越するようになり、互層部の厚さは約100 m+である。そして、双珠別川南方では、砂岩の量、互層部の厚さが増大する傾向がある。凝灰岩層は、この地域では互層部よりさらに上位の泥岩相中に挟在してい

る。以上のべた砂岩泥岩互層には、級化層理・底痕・生痕などがみられ、ターピダイト相をしめしている。

主部層の主体となる泥岩層は、暗灰色～黒色の泥岩である。泥岩層の相対的下部は、砂質泥岩が優勢な細粒砂岩との薄互層（砂岩数cm）になったり、凝灰岩の薄層をはさんだりして、層理は明瞭である。上部は、全般的に細粒になり、暗灰色塊状泥岩を主体とし、層理の発達が悪い。石灰質ノジュールをとまなっている。

鍵層となる凝灰岩層は、中部エゾ層群分布地域のほぼ全域に追跡される。この地層は、厚さ1m～5mの数枚の凝灰岩が、泥岩や細粒～中粒砂岩と互層するもので、全体の厚さは約30m～50mになる。凝灰岩は、青灰色～灰白色の、ち密なチャート様の外観を呈している。鏡下では、ガラスが残存しているが、かなり珪化をうけている。

図幅北西部の中部エゾ層群は、大部分が暗灰色～黒色の塊状泥岩からなる。北に隣接する「石狩金山」図幅の層序から追跡して、この泥岩層は、鍵層となる凝灰岩の上位に位置している。

主部層からの化石の産出は少ない。わずかに泥岩層から、保存の悪いアンモナイト、*Anagaudryceras* sp. *Puzosia* sp. およびイノセラムスの破片を見出したにすぎない。後述するが、沙流川地域では、小島ほか（1973）により、アンモナイト、イノセラムスの産出が報告されている。

層厚は、図幅東部地域で約1,000mと算定される。

3) 上部層

上部層は、中部エゾ層群の最上部を占める砂岩を主体とした地層である。図幅東部では、シム川下流からアリサラップ川上流にかけてと、シム川中流からフンベツ川下流部の2列の分布がみられる。また、図幅北西部にも小分布がある。

この地層は、砂岩・泥岩互層の下部の層相と、砂岩からなる上部の層相に2分できるが、地質図ではMy3として一括した。

砂岩泥岩互層は、下位の主部層泥岩相から漸移する。青灰色～緑灰色の中粒～細粒砂岩と暗灰色泥岩との互層で、層相に地域的な相異がみられる。シム川流域では、砂岩優勢な互層であるが、双珠別川からアリサラップ川上流では逆に泥岩優勢な互層となる。級化層理が発達し、砂岩の下底にはフルートキャス

ト、グループキャストなどの底痕や生痕もみられ、タービダイト相をしめしている。

砂岩相は、この地層の上部を占めて、シム川下流からアリサラップ川上流地域に分布している。「石狩金山」図幅ではシムカワ砂岩層と呼ばれている。なお、シム川中流からフンベツ川下流の地域では、下部の砂岩泥岩互層が向斜軸部を形成するため発達していない。砂岩は青灰色～緑灰色の粗粒一部細礫質砂岩で、シム川地域では部分的に礫岩になっている。砂岩の鏡下の観察では、鉱物片として斜長石と石英が多く、緑泥石が斑晶や石基を置換している。砂岩の岩片や礫岩の礫種には、チャートが多く砂岩・粘板岩そして少量の酸性火山岩がみとめられる。

この地層は、図幅北西部にも断片的ながら小分布がみられる。砂岩泥岩互層が主体であるが、穂別川には塊状の礫岩が挟在している。礫岩には拳大程度の、よく円磨された酸性火山岩礫が特徴的である。

上部層の層厚は、全層序がみられるシム川下流で、約 400 m と算定される。

Ⅶ.3 上部エゾ層群

上部エゾ層群は、中部エゾ層群上部層と整合に、占冠中央・双珠別川下流域・アリサラップ上流域を中心として、広く分布している。いくつかの背斜向斜をくり返しているが、巨視的にみると、タンネナイ沢・ニニップナイ沢付近で、上位の函淵層群とともに南北方向の向斜部を形成している。そして、向斜西翼は、北部では蛇紋岩類と、南部では日高累層群と断層で接している。

層相は、暗灰色の塊状泥岩を主体としているが、この層群の下部および上部にシルト岩の卓越する部分がある。また、凝灰岩をはさみ鍵層として追跡される。以上から、上部エゾ層群はおよそ 3 層に区別されそうだが、地質図では Uy として一括と色した。

下部のシルト岩卓越部は、中部エゾ層群上部層から漸移して、塊状の灰色～暗灰色のシルト岩を主体としている。細砂岩やベントナイト質凝灰岩の薄層を挟んで互層状を呈する所があり、層理が識別できる。石灰質ノジュールを含有している。川口・蟹江 (1985) は、この層相と考えられる地層から *Inoceramus labiatus* を得ている。

泥岩を主体とする層相は、この層群の主部を構成する。単調な暗灰色～黒色の塊状泥岩で、層理の発達が悪い。ところどころに白色凝灰岩の薄層を挟んでいる。この層相のほぼ中部の層準に、厚さ2～3mの凝灰岩を3～4枚はさむ、泥岩との互層部がある。この互層は、20～30mの厚さで、双珠別川下流域からアリサラップ川流域にかけて追跡される。凝灰岩は、灰白色～黄灰色を呈し、珪化してかなり堅い部分もあるが、ベントナイト化し軟弱な部分もみられる。黒雲母が散見され、酸性凝灰岩と考えられる。化石は、この層相の下部から *Inoceramus hobetsensis* が、相対的上部に *Inoceramus uwajimensis* が産出する。このほか *Damesites* sp. *Gaudryceras* sp. などのアンモナイトも産出する。

上部エゾ層群上部は、再びシルト岩が卓越する層相になる。黒灰色の塊状シルト岩が主体となるが、泥岩相に比較すると層理の発達がよい。しかし、凝灰岩は挟在していない。球形～扁平な石灰質ノジュールを含んでいる。化石はタンネナイ沢で *Inoceramus japonicus* を産出する。

上部エゾ層群全体の厚さは、約2,000mに達する。

Ⅶ.4 函渚層群

函渚層群は、タンネナイ川・ニニップナイ川地域から、パンケウシャップ川にかけて分布している。前者の地域では、上部エゾ層群に抱かれた向斜構造を形成しており、後者の地域では背斜構造を形成している。上部エゾ層群上部のシルト岩卓越相から漸移しており、海緑石を含む砂岩から上位の地層を函渚層群とした。大きく下部の砂岩層・中部の砂質シルト岩層そして上部の砂岩層に区分できるが、地質図にはHKとして一括と色した。

下部の砂岩層は、緑灰色を呈する中粒砂岩からなり、石灰質ノジュールを含む玉葱状の風化が特徴的である。砂岩は、多量の海緑石を含んでおり、層理はかなり明瞭である。

中部のシルト岩層は、青灰色～暗灰色の砂質シルト岩で、石灰質団球を含んでいる。

上部の砂岩層は、緑灰色を呈する中粒～細粒砂岩からなる。下部の砂岩層同様に、海緑石を含み、基質はかなり泥質である。砂岩層の下部は、塊状の中粒砂岩で、

含礫質の粗粒砂岩になっている場合もある。石灰質ノジュールを含んでいる。

化石は、下部の砂岩層、中部のシルト岩層を通じ、*Inoceramus orientalis* を産出する。また、*Eupachydiscus haradai* の産出も知られている（川口・蟹江 1985）。上部の砂岩層からは、*Inoceramus schmidti* を普遍的に産出する。とくに、パンケウシャップ川上流部では、その密集帯がみられた。

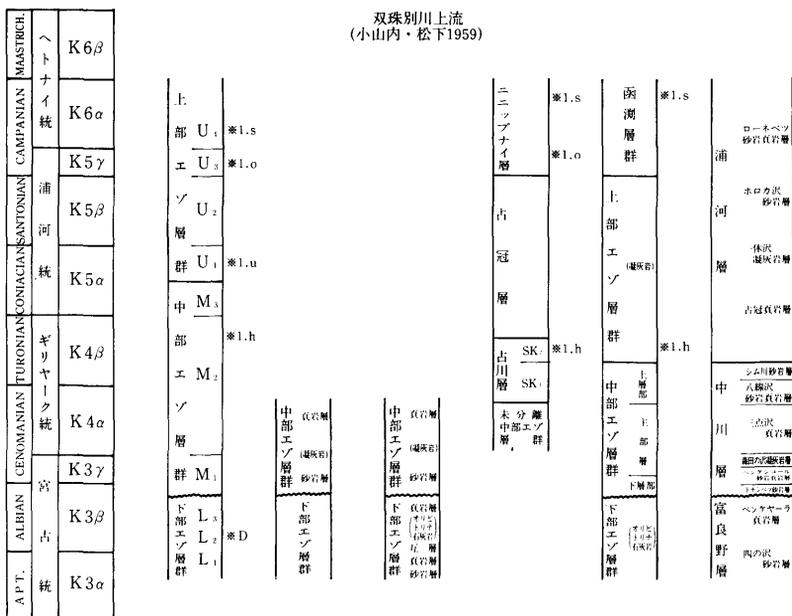
函淵層群全体の層厚は、約300~400mと算定される。

VII.5 エゾ累層群の対比

図幅地域では、エゾ累層群のほぼ全層序がみとめられる。第3表は、北に隣接する「石狩金山」図幅、図幅地域に関係するエゾ累層群についての諸研究成

第3表 白亜系対比表

標準層序 (MATSUMOTO 1959) 日高町周辺 日高町周辺 占冠周辺 本図幅 石狩金山図幅
(沙流川-千呂露 (小島他1973) 沙流川 (小山内・松下1960) (川口・蟹江1985)



D:*Duvilleiceras* Lh:*Lhobetsuensis* Lu:*Luwajimensis* Lo:*Lorientalis*
Ls:*Lschmidti*

果、および地質年代との対比をしめた。なお、地質年代については、化石層序を主体に研究を行なった小島ほか(1973) —おもに中、下部エゾ層群—、川口・蟹江(1985) —おもに上部エゾ層群—の成果によるところが大きい。

下部エゾ層群はオリビトリナ石灰岩の挟在や *Douvilleiceras* の産出から古古世(アプチアン～アルビアン)に、中部エゾ層群は小島ほかの化石リストからはギリヤーク世(セノマニアン・チューロニアン)に相当する。しかし、上部エゾ層群最下部(川口—蟹江の占川層上部)から *Inoceramus labiatus* が産出している。したがって、占冠地域の上部エゾ層群は、ギリヤーク世上部(チューロニアン)から始まっている可能性が強い。また、産出化石から、上部エゾ層群の主部は浦川世(コニアシアン・サントニアン)に、函渚層群は浦河世最上部から辺富内世下部(カンパニアン)に相当する。

VIII 新第三系—ニニウ層群—

新第三系は、ニニウ付近、すなわち図幅北西部のペンケニニウ川・パンケニニウ川流域を中心に、比較的まとまった分布をしめす。この新第三系は、北方の「石狩金山」図幅地域に連なり、同図幅ではニニウ層群と呼ばれている。図幅地域には、このほか、鷗川流域の福山—八幡付近、図幅中央部のニセイパオマナイ沢上流地域および日高町周辺にも、断片的ながら新第三系の分布がみられる。

ニニウ付近のニニウ層群は、周囲を日高累層群—ハツタオマナイ層—や蛇紋岩類などに取り囲まれ、断層により落ち込んだ地溝状の分布をしめている。また褶曲や断層によりかなり錯そうした地質構造をしめし、岩相変化も激しく、全域を通じての統一的な層序の組立ては、かなり困難である。しかし、層相から、基底礫岩に始まり砂岩・泥岩を主体とした下部層、および礫岩砂岩泥岩の乱雑な堆積相をしめす上部層とに二分できる。ニニウ付近以外の図幅各地域に断片的な分布をしめす新第三系は、ニニウ層群下部層に対比できる。

VIII.1 下部層

1) ニニウ付近

この地域は、前にのべたように、断層でかなりみだされているが巨視的にみ

ると、ほぼ南北方向の上部層を抱いた平行する2つの向斜部を形成している。パンケニウ川東部、すなわち東側向斜部の東翼は、構造が比較的安定しており、ハッタオマナイ層を不整合におおって、下部層の層序がかなり明瞭にみられる。しかし、分布の西縁はかなり錯そうしており、ハッタオマナイ層・蛇紋岩、そして中部エゾ層群をはさみこんだ断層により複雑に入り組んでいる。また分布の南限は、ほぼ東西性の断層でハッタオマナイ層と接している。

比較的安定している東側向斜部東翼で第5図に示したように、下位から基底礫岩砂岩層、泥岩層、砂岩泥岩互層の層序がみとめられる。一方、図幅北端の東西両向斜部の間にある背斜部では夾炭層の発達がみられる。

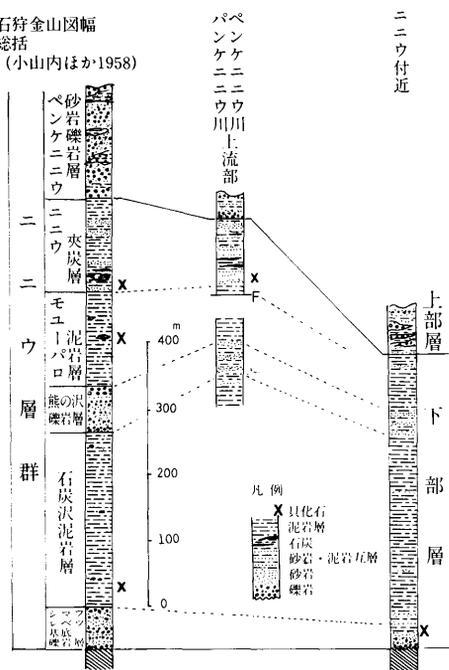
基底礫岩は、ニウ南方の小沢に、ハッタオマナイ層を不整合におおって発達する。礫岩は、巨大な基盤岩のブロックを伴うが、一般に指頭大から拳大の礫からなり、漸次上部へ緑灰色の礫質砂岩から粗粒砂岩に変わる。基底部はかなり淘汰が悪い。ここでは砂岩部を含めて40~50mの厚さを持つ。この礫岩は、北方のパンケニウ川東側支流へ追跡されるが、露頭条件が悪く、下位層との不整合は確認できない。礫種は、硬砂岩・粘板岩・チャートなどが多く、蛇紋岩も地域によりかなり多い。またスピライト質岩や片岩類などもみとめられる。また、基底部近くには貝化石の密集部がみられる。

泥岩層は、基底礫岩砂岩から漸移する。暗灰色塊状の泥岩からなり、細片状に割れ易く、層理はあまり明瞭でない。石灰質ノジュールを伴ない貝化石を含有している。泥岩層中には砂岩を挟在し、互層状を呈する所もある。

砂岩・泥岩互層は、泥岩層から漸移する。暗灰色泥岩と灰色~灰青色の細~中粒砂岩との互層で、下部は一般に泥岩が優勢であるが上部は砂岩の優勢な互層となる。上部の砂岩にはかなり粗粒の部分があり細礫を伴っている。また、互層中には、凝灰岩の薄層を挟むほか、炭質物を伴っている。

夾炭層は、図幅北端のパンケニウ川とペンケニウ川にはさまれた稜線部を中心に発達している。断層によりかなりみだされているが、背斜部を形成しているものと考えられ、下限は不明である。層相は、等量または砂岩優勢な砂岩泥岩互層で、数枚の石炭層を挟在する。石炭層の上位には、*Ostrea*、*Corbicula*などの貝化石の密集帯がみられる。この層相は、石炭層の挟在をのぞき、前にのべた砂岩泥岩互層の上部に類似している。石炭層は、数cmから最大2mの厚

石狩金山図幅
総括
(小山内ほか1958)



第5図 ニニウ層群下部層柱状図

さをもち、互層中に挟在する。しかし、膨縮が著しく、連続性に乏しい。この夾炭層の層位的位置は、ニニウ層群上部層の下位にあること、また層相の類似から、下部層上部の砂岩泥岩互層に相当する。

ニニウ地域の下部層の層厚は約500~600mと算定される。

2) 福山周辺の鷓川流域

図幅西南部、鷓川流域の下部層は、多くの場合ハッタオマナイ層や蛇紋岩類と断層関係で接するが、福山北方やペンケポロカアンベ沢では不整合関係がみられる。全体的にみると向斜部を形成するため上部は露出していない。したがって分布する地層の大部分は基底部に近い礫岩砂岩が主体で、その上部の塊状泥岩は八幡付近にわずかにみられるにすぎない。基底礫岩は淘汰の悪い蛇紋岩礫で特徴づけられる。

3) 図幅中央部および日高町周辺

図幅中央部ニセイパオマナイ沢上流に分布するこの地層は、断層により寸断

されブロック状の分布形態をとる。しかし分布東縁では、パンケウシャップ川沿いの函洩層群からなる背斜西翼で同層群を不整合におおう。層相は、礫岩や含礫砂岩など粗粒砂岩を主体とするが、漸次上方へ泥岩相となり、砂岩泥岩の互層部もみられる。また、貧弱な石炭層も挟在している。基庭礫岩は、指頭大～拳大の比較的細粒の礫からなり、礫種も硬砂岩、チャートなどを主体としているがスピライト質岩もみられる。層厚は、露出する限り最大200mである。

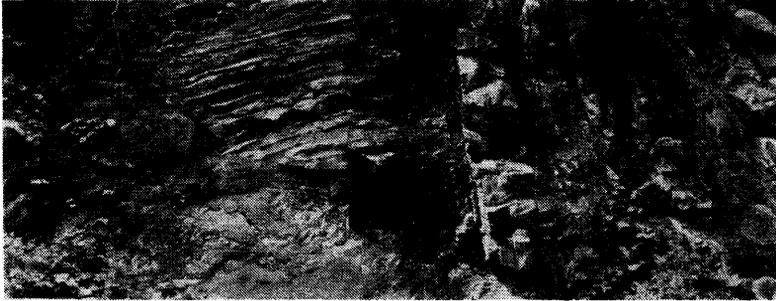
パンケウシャップ川に沿う背斜の東翼では、下部層が向斜部を形成して分布し、南方の日高町市街地周辺に連なる。向斜西翼では函洩層群および上部エゾ層群を、東翼では上部エゾ層群を、それぞれ不整合におおっている。おもに礫岩～帯緑色の含礫粗粒砂岩からなり、基底礫岩は指頭大の礫が多く細礫質である。この地層は、沙流川南方の3号の沢では中部エゾ層群を不整合におおい、沙流川右岸では沙流川層と断層または一部不整合で接して、南の岩知志図幅に連なる。図幅南部の岡春部川流域付近では、粗粒砂岩の上位に塊状泥岩が発達している。また、この地層の基底部近くでは、貝化石を産出する。層厚は、分布の南部で約250m+である。

VIII.2 上部層

上部層は、石狩金山図幅で、ニニウ層群最上部のペンケニニウ砂岩礫岩層と呼ばれた地層である。ペンケニニウ川・パンケニニウ川流域に発達するが、下部層の項でのべたように、下部層に抱かれた2つの向斜部の軸部を構成している。下部層の砂岩泥岩互層とは整合的である。

層相は、露頭で観察される限り、乱雑な礫岩砂岩の混層と、砂岩泥岩互層とが組み合わさったもので、全体的にみるとタービダイト相をしめす。

乱雑な礫岩砂岩は、塊状で厚いところで約30mにも達する。その下底は、低位にある砂岩泥岩互層をけずり込んだ型で不規則な境界をとる。礫岩は、一般に指頭大の礫が多く、かなり細礫質であるが、拳大以上の礫が密集する場合もある。礫種はチャート・硬砂岩・粘板岩などが主体である。特徴的なことは、ブロック状に、大小さまざな泥岩の同時礫を伴うことである。また、やや延長性のある砂岩泥岩互層が、レンズ状に取り込まれている場合もある。この層相は、礫質部から上部へ漸次細粒化する傾向があり、暗緑色を呈する中粒砂



第6図 ニニウ層群上部層の露出

岩へと移化している。

砂岩泥岩互層は、リズムカルな縞状互層で、一般に泥岩優勢の互層が多い。級化層理が発達しており、砂岩の底部には底痕がみられる場合がある。また、乱堆積状を呈している地域もみられる。

上部層の厚さは、上限が不明であるが、約500mと算定される。

VIII. 3 ニニウ層群の対比

ニニウ層群の周辺図幅および標準層序との対比を第4表にしめした。

第4表 新第三系対比表

		石狩金山 (小山内、長尾、三谷 長谷川、橋本 1958)		日 高 岩知志 (高橋、鈴木 1978)		60万分の1地質図 (道立地下資源 1980)	
鮮 新 世	中 新 世					滝川層	
						追分層	
						岩見沢層	
						川端層	
						滝の上層	
		ニニウ層群	ニニウ層群	ニニウ層群	川端層	滝の上層	
		ベンケニニウ 砂岩、礫岩層	ニニウ 上部層	?	川端層		
		ニニウ 夾炭層	ニニウ 下部層		滝の上層		
		モユールロ泥岩層					
		熊の沢礫岩層					
		石炭沢泥岩層					
		シマフレベツ 基底礫岩層					

ニニウ層群は、10万分の1地質図幅「登川」(1942) および「石狩金山」図幅では、広義の川端階（滝の上層+川端層）とされている。また、「60万分の1北海道地質図」(1980) では、ニニウ層群全体を、北海道中央部南部の標準層序の滝の上層に対比している。

下部層は、産出化石、岩相、および「岩知志」図幅との関係から、同図幅の滝の上層に対比される。上部層はタービダイト相で特徴づけられ、標式地（夕張川流域）や「岩知志」図幅の川端層と岩相的に類似しており、同層に対比される可能性が強い。

以上の事から、ニニウ層群は、北海道中央南部の標準層序である中新世の滝の上層・川端層に対比が可能であり、地質時代は中新世初期後期から中新世中期にまたがるものと考えられる。

IX 第四系

図幅地域の第四系は、段丘面を構成する段丘堆積物と、現河床の堆積物である沖積層に区分できる。このほか、地質図にはしめさなかったが、図幅地域のほぼ全域を通じ、表層部に火山灰の分布がみられる。この火山灰は、樽前山起源のものとされている（火山灰命名委員会、1979）。

IX.1 段丘堆積物

地形の項でのべたように、沙流川・鶴川・双珠別川など、図幅地域の主要河川の流域に、数段の河岸段丘が発達し、その平坦面を構成して段丘堆積物がみられる。堆積物は、拳大から人頭大の礫を含む砂礫層を主体としているが、粘土を伴う場合もある。鶴川流域の段丘堆積物には、構成礫・基質ともに蛇紋岩起源のものでなりたっている場合もある。厚さは、約5～10mである。

IX.2 現河床堆積物

図幅地域の沖積平坦地は、現河床堆積物からなるが、地形の項でのべたように発達が悪い。わずかに双珠別川下流域を含めた占冠中央を中心とした地域、および日高町周辺で図示できる程度である。堆積物は、砂礫・粘土などからな

る。現河床堆積物は、上記のほか、図示はしなかったが各河川にみられる。

X 地質構造

図幅地域は、まえにのべたように、神居古潭構造帯に位置している。したがって地質構造は、神居古潭帯を構成する諸岩類の構造要素に支配されて、「石狩金山」図幅や「岩知志」図幅同様かなり複雑である。

図幅地域の、日高累層群から新第三系にいたる地層の配列方向および断層や褶曲などの主要な構造方向は、ほぼ南北方向をしめしている。この方向は、北海道中軸部の一般的な構造方向と平行している。以上の構造方向に対し、図幅地域では、「岩知志」図幅でみられるような東西に近いNEE-SWW方向の断層も顕著で、この地域の地質構造をより複雑なものにしている。

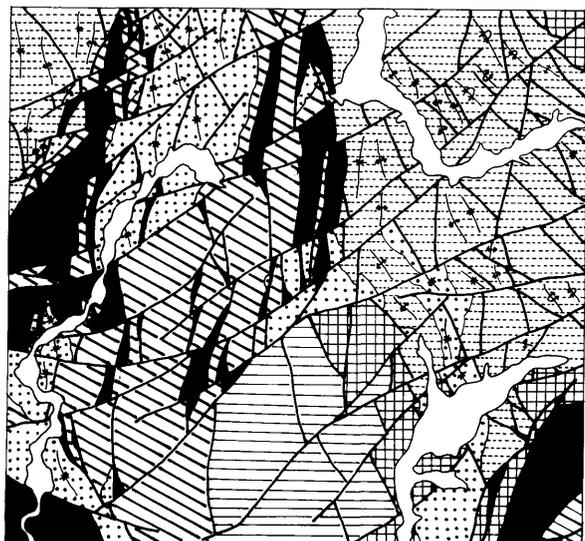
1) 日高累層群の地質構造

図幅地域の地質構造を支配する日高累層群は、大小さまざまな蛇紋岩体を伴って、大きくみて図幅西部地域と東南部地域に分布している。そして、これらの分布形態は、それぞれ南北方向に帯状の分布をしめしている。

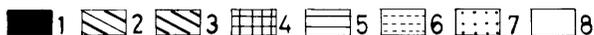
図幅西部地域は、おもにハッタオマナイ層が分布している。蛇紋岩は、東西性の断層により連続性を断たれブロック化しているが、主要な岩体はハッタオマナイ層分布の西縁および東縁に沿って帯状に分布している。これから、この地域は、蛇紋岩体の構造的進入に関連する隆起地塊と考えられる。また、福山北方でみられるように、蛇紋岩体と接する変成岩類の方向は、東西性をしめしている。このことは、東西性の断層系も、初生的には蛇紋岩体の隆起に関係する要素を持つものと考えられる。

図幅南東部の未分離日高累層群の周辺は、「岩知志」図幅でのべたように、蛇紋岩帯により取り囲まれている。これから、番場(1957)が“スカヒラ”ドームと呼んだように、蛇紋岩の構造的進入により持ち上げられたドーム状の隆起地塊と考えられる。

図幅中央南部の沙流川層・ニセウ層の分布地域は、西側のハッタオマナイ層からなる隆起地域と、東側のスカヒラドームの上昇地塊に対する相対的な落ち込み部と考えることができる。この場合、ハッタオマナイ層と未分離日高累層



- 1, 蛇紋岩
- 2, 未分離日高累層群
- 3, ハッタオマナイ層
- 4, 沙流川層
- 5, ニセウ層
- 6, エゾ累層群
- 7, 新第三系
- 8, 第四系



第7図 地質構造図

群は、沙流川層・ニセウ層より下位の地層である可能性が大きい。

図幅北東隅にわずかにみられる沙流川層は、以上のべた図幅地域の日高累層群の構造単位とは異なる。東に隣接する「千呂露」(現在の地形図名「千栄」)図幅から判断すると、東方の日高帯前縁の構造単位と考えられる。

2) エゾ累層群の地質構造

図幅東部に広く分布するエゾ累層群は、“日高帯西縁の白垂系”(小山内・松下, 1959, 1960, 1961), “白垂系向斜帯”(北海道立地下資源調査所, 1980) などと呼ばれたものの一部である。このエゾ累層群は、神居古潭構造帯と日高帯にはさまれた地溝状の分布形態をとって、南の浦河地域まで連続している。

図幅東部のエゾ累層群の構造は、NW-SE~NNW-SSE方向の軸を持つ褶曲と、それに伴われる同方向の断層が顕著である。しかし褶曲の形態は、下部・中部エゾ層群がおもに分布する東部と、上部エゾ層群・函渕層群が分布する西部とはやや異なる。

東部の褶曲は、シム川上流からフンベツ沢上流、ボンソウシュベツ川下流から同左岸域の下部エゾ層群を軸部とする背斜、および沙流川流域にみられる下部エゾ層群の北西方に張り出す半ドーム状構造など、3つの雁行する背斜構造が基幹となっている。そして褶曲の形態は、背斜・向斜ともに、東へ傾斜した褶曲軸面を持ち、西へ転倒している。また、これに伴われる断層の多くは、東上りの逆断層である。これから、図幅北東隅の沙流川層の岩体は、大きな衝上岩体であることを伺わせる。

以上のべた西へ転倒する褶曲は、西方へ漸次弱くなる傾向がみとめられる。そして、双珠別川下流からアリサラップ川を結ぶ地域以西では、上部エゾ層群一函淵層群からなる複向斜部を形成している。これから、西側に接する蛇紋岩体は、逆にエゾ累層群に対する逆断層の形態を取っているものと考えられる。

図幅北西隅にみられる中部エゾ層群の構造は、ほぼ南北方向の軸を持つ背斜、向斜をくり返している。しかし、図幅地域のみからその性格の全体を判断することはできない。おそらく、この構造は、図幅西部の日高累層群上昇地塊の影響下で形成されたものであろう。

3) 新第三系ニウ層群の構造

ニウ層群は、基本的には日高累層群の主要な南北方向の構造と調和して、構造的な弱線部に落ち込んだ地溝状の分布形態をとっている。しかし、個々の分布地域は、それぞれ独自の向斜部を形成しているのが特徴的である。また、一般に分布の南限が、東西性の断層に切られており、日高累層群のブロック状の運動を反映している。

以上のべた地質構造を、地史的に整理すると次のようにまとめられる。

1) 図幅地域の地質構造は、神居古潭帯を構成する日高累層群の何回かのブロック状の上昇運動と関連している。

2) 日高累層群の変形をもたらす構造運動は、初生的にはエゾ累層群堆積初期から同層群堆積時を通じて行なわれたものであろう。図幅地域であまり明瞭ではないが、中部エゾ層群基底の不整合が変動の一つのあらわれであろう。

3) 蛇紋岩の構造的侵入にともなう日高累層群の上昇地塊は、その原形がニウ層群堆積盆形成時にすでに存在していた。これは、同層群基底のおびた

だしい蛇紋岩礫で表現されている。

4) ニニウ層群堆積時の海域は、おそらく残存した隆起域を残しながらも、図幅地域を広くおった可能性が強い。

5) ニニウ層群の変形は、図幅地域の現在の地質構造を完成させた構造運動によるものであろうが、図幅地域からその時期を特定することはできない。おそらく、中新世後期から活発化し、鮮新世にピークをむかえる東方の日高帯の構造運動と関連するものであろう。

XI 鉱産資源

図幅地域の鉱産資源として、蛇紋岩中にもなわれるクローム鉄鉱、石綿、日高累層群および下部エゾ層群に挟在する石灰岩、そしてニニウ層群下部層の石炭などがある。

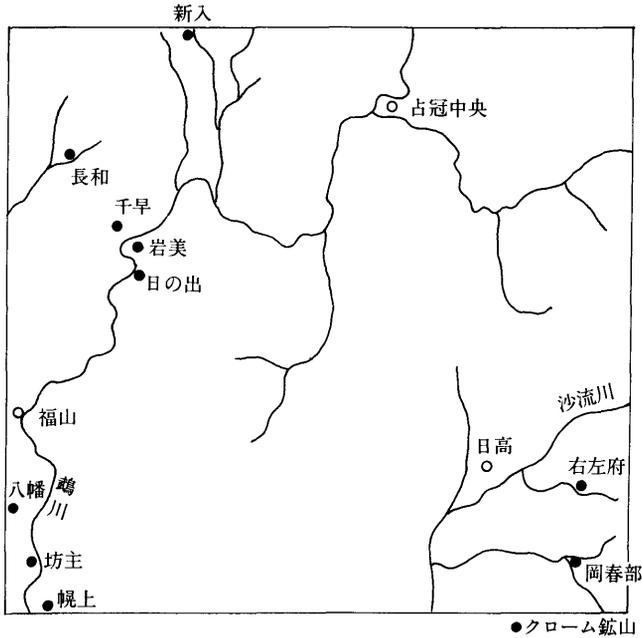
1) クローム鉄鉱

クローム鉄鉱は、南の「岩知志」図幅とともに、日本における主要なクローム鉱床胚胎地域である。生産の主体は「岩知志」図幅内にあったが、図幅地域にも多くの鉱山鉱徴地が知られている。しかし、現在ではすべて閉山しており、生産は行なわれていない。次に、おもに地質調査所(1967)を参考にして、おもな鉱山の概要をのべる。

八田右左府： 日高町東南、三号の沢上流に位置する。昭和12年に開抗、昭和29年に休山するまで約12,000 tを出鉱した。鉱床は蛇紋岩中の板状鉱体(延長50 m×巾20 m×厚さ3 m)である。鉱石は、緻密塊状鉱に属し、品位は Cr_2O_3 で50~54%である。

八田岡春部： 日高町東南、岡春部川の上流に位置する。昭和13年開抗、同29年休山まで約4,000 tを出鉱した。鉱床の母岩はおもに片状蛇紋岩で、片理の方向に沿いレンズ状の鉱体が連鎖状に並んでいる。鉱体の規模は延長36 m×巾10 m×厚さ2 mが最大である。鉱石は粉状または蛇紋岩をかむ鉱石が多く、品位は Cr_2O_3 で52%である。

八田八幡： 図幅西南端、鶴川右岸にある。昭和13年から同35年まで、32,000 tを出鉱した。塊状蛇紋岩中の南北に走る脈状鉱床で、傾斜は垂直に近い。鉱石



第8図 日高図幅内クローム鉱山分布図

は塊状鉱を主体とし斑状鉱を伴っている。品位は Cr_2O_3 で32~52%,平均48%である。

八田岩美： 穂別町・占冠村境界付近の鶴川右岸にあり、昭和17年~19年に14,000 t 出鉱の記録がある。粘土化の著しい蛇紋岩中の脈状鉱床である。鉱石は塊状鉱と斑状鉱とがあり、品位は Cr_2O_3 で平均49%である。

上記のほか、図幅西部の蛇紋岩中には、新入、長和、八田千早、日の出、防主、新高、八田幌上などの諸鉱山が、小規模に採掘、探鉱された記録がある。

2) 石綿

日高町西南、三号の沢中流部に、朝日右左府鉱山が知られている。昭和19年から昭和24年休山するまで、製品量として723 tの生産実績がある。鉱床は、蛇紋岩中に網状脈として発達している。温石綿の繊維は平均1 cm内外、品位は1~3%で、推定鉱量は 3.5×10^5 tと言われる。

3) 鉄

沙流川南方の片状蛇紋岩中に、塊状磁鉄鉱鉱床が胚胎している。鉱床の規模はきわめて小さい。

4) 砂金、砂白金

日高町西方のヌプリパオマナイ川の河床堆積物中に知られている。かつて、河床基盤中の割目の濃集部を採取した記録がある。

5) 石灰石

図幅地域で、石灰石鉱床として注目されたものに、福山東南方シュブキウシナイ沢最上流のハッタオマナイ層に含まれるものと、図幅東端下部エゾ層群中のオリビトリナ石灰岩とがある。

福山東南方のものは昭和38年に小山内、石山(1964)により調査された。第1鉱体、第2鉱体があるが、可採鉱量が13万tと少なく、品質もCaO 52%とあまりよくない。

オリビトリナ石灰岩は、埋蔵量が数万tと見積られ量的に少ない。(地質調査所1967)。

6) 石炭

北に隣接する「石狩金山」図幅地域から、図幅地域にかけて分布するニニウ層群には、石炭層を挟在し、ニニウ炭田と呼ばれている。

「石狩金山」図幅地域では、いくつか小規模に開発されたものもあるが、図幅地域ではほとんど未着手のままである。また、石炭調査もほとんど行なわれていない。

地質の項でのべたように、石炭層は図幅北端のパンケニニウ川・ペンケニニウ川の上流部にみられ、露頭では山丈200cm以上の炭層や、夾みのない60cm以上の炭層がみとめられる。

ニニウ炭田の炭質は、大部分が非粘結性の亜歴青炭に属する。

文 献

- 番場猛夫 (1957) : 北海道のクロム鉱床(I)日高・胆振. 地調報告, No, 176, p. 1~60.
- FUKADA, A. (1953) : A new species of *Nerinea* from central Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, Vol. VIII No. 3.* p. 211~216.
- 橋本誠二・鈴木 守・小山内 熙 (1961) : 5万分の1地質図幅および同説明書「幌尻岳」. 北海道立地下資源調査所, 46P.
- 橋本 互 (1953) : 5万分の1地質図幅および同説明書「山部」. 北海道開発庁, 82P.
- 橋本 互 (1955) : 5万分の1地質図幅および同説明書「下富良野」. 北海道開発庁, 71P.
- 北海道立地下資源調査所 (編) (1980) : 北海道の地質と資源 I, 北海道の地質, 60万分の1北海道地質図., 113P.
- 北海道火山灰命名委員会 (1979) : 北海道の火山灰分布図.
- 川口通世・蟹江康光 (1985) : 北海道中央部, 占冠地域の上部白亜系. 地質学雑誌, vol.91, No2, p. 73~86.
- MATSUMOTO, T., (1959) : Zonation of the Upper Cretaceous in Japan *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., (D), 9,* p.55~93.
- 根本忠寛・三本杉己代治・水口文作 (1942) : 10万分の1地質図幅および同説明書「登川」. 北海道工業試験場地質調査報告, No5, 31P.
- 小島郁生・前原俊春・津田博二 (1973) : 北海道, 日高町周辺の白亜系. 国立科学博物館専報, No. 6, p. 131-145.
- OKADA, H., (1983) : Collision progenesis sedimentation Hokkaido, Japan. *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions,* p.99-105.
- 小山内 熙・長尾捨一・三谷勝利・長谷川 潔・橋本 互 (1958) : 5万分の1地質図幅および同説明書「石狩金山」. 北海道開発庁, 80P.
- 小山内 熙・松下勝秀 (1959-61) : 日高山脈西縁の白亜系 I-III. 地下資源調査報告, No21, p. 19~37 [I] : No24, p. 19~37 [II] : No.

25, p. 79~107 [Ⅲ].

小山内 熙・石山昭三 (1964) : 穂別町福山の石灰石. 地下資源調査所報告, No32, p. 78.

齊藤正雄・番場猛夫・沢 俊明・成田英吉・五十嵐昭明・山田敬一・佐藤博之 (1969) : 北海道金属非金属鉱床総覧. 地質調査所, 575P.

酒匂純俊・小山内 熙 (1962) : 5万分の1地質図幅および同説明書「千呂露」. 北海道立地下資源調査所, 46P.

高橋功二・鈴木 守 (1978) : 5万分の1地質図幅および同説明書「岩知志」. 北海道立地下資源調査所, 46P.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
(Scale. 1 : 50,000)

HIDAKA

(SAPPORO-34)

BY

Kohji TAKAHASHI

and

Mamoru SUZUKI

(Abstract)

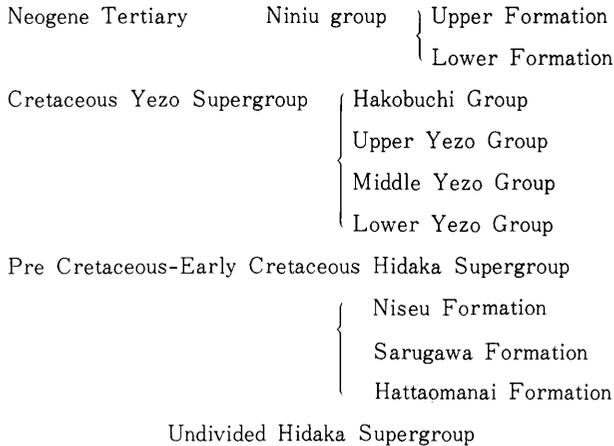
General Remarks

The area of the sheet map "Hidaka" is situated on the western side of the Hidaka mountain range between Lat. $42^{\circ} 50' - 43^{\circ} 00'$ N., and Long. $142^{\circ} 15' - 142^{\circ} 30'$ E.

This area is located along Kamuikotan belt, which runs parallel to the Hidaka metamorphic belt from north to south. This area is mainly occupied by Hidaka Supergroup of pre- to early Cretaceous age, and Serpentinite. Besides, there exist Yezo Supergroup of Upper Cretaceous age, and Niniu Group of Neogene age.

The stratigraphical succession of this area is shown in the following table.

Quaternary	{ Alluvial deposits
	{ Terrace deposits



Geology

Hidaka Supergroup

The Hidaka Supergroup is lithologically divided into Hattaomanai Formation, Sarugawa Formation, Niseu Formation and Undivided Hidaka Supergroup, but it is difficult to arrange these rock units due to disturbance by many faults.

Hattaomanai Formation is regarded as a part of the Undivided Hidaka Supergroup shown in the "Iwachishi" sheet in the south of mapped area. It consists mostly of slate (black schist) and meta-sandstone, but is intercalated with chert, porphyritic tuff and limestone. No fossil is found.

Sarugawa Formation is mainly composed of spilitic pillow lave and tuffs, intercalated with slate sandstone and lenses of limestone. Fossils found in the limestone are similar to those of the Torinosu fauna. Accordingly, the geological age of the formation is considered to be Upper Jurassic.

Niseu Formation is composed of alternation of siliceous shale and sandstone, but contains some intercalated acidic tuff. This formation is always in fault contact with the Hattaomanai and Sarugawa Formation in this

area. The stratigraphical situation is ambiguous. No fossils are found.

Undivided Hidaka Supergroup is distributed at the southeast corner of the area, and is always surrounded by serpentinites. It consists of black schist and phyllitic slate with meta-sandstone. The exact stratigraphical setting is ambiguous. **The Serpentinite** is divided into five large bodies parallel with each other running from north to south. They have intruded into the tectonic zone developing in the Hidaka Supergroup. The serpentinite occurs also as small masses intruding into faulted and sheared zones. The original rocks of most of the large serpentinite mass have not been known due to strong alteration, but some of them show relict texture of Hartzburgite. The small serpentinite masses have been entirely altered into clay. Within the serpentinite, dioritic rocks, crystalline-schist etc., occur as lenticular bodies and blocky xenolith. They might have been brought about from the basement of the serpentinite bodies. Furthermore these many small bodies of diabase are found as cross dykes through the serpentinite or the Hidaka Supergroup.

Yezo Supergroup

Yezo Supergroup is divided into four groups; Lower Yezo, Middle Yezo, Upper Yezo and Hakobuchi Group in ascending order.

Lower Yezo Group: This group has been thrust up by the underlying Sarugawa Formation, therefore its basal part is unexposed. This is composed mainly of alternation of sandstone and mudstone, showing turbidite facies; but mudstone dominates the upper portion. A lenticular limestone is intercalated in the middle part, called the "Orbitolina limestone". The Lower Yezo Groups are correlative with late Aptian to early Albian in age.

Middle Yezo Group: This group is divided into Lower, Middle and Upper Formation. **Lower Formation** is composed mostly of conglomerate and sandstone, overlying unconformity the Lower Yezo Group. **Middle Formation** consists mainly of massive black mudstones intercalated with

silicified acidic tuffs in the lower part. **Upper Formation** is composed of alternations sandstone and mudstone, showing turbidite facies. This formation yields *Inoceramus labiatus*. Geological age of the Middle Yezo Group seems to be Late Albian to Early Turonian.

Upper Yezo Group: This group is divided into Lower and Upper Formation based on lithofacies. It conformably overlies the Middle Yezo Group. **Lower Formations** consist mainly of massive blackish gray mudstones intercalated with acidic tuff. *Inoceramus hobetsuensis* found in the lower part of the Lower Formations, whereas *Inoceramus uwajimensis* has been found in the middle part. **Upper Formation** are composed mainly of siltstones showing gradually change from the mudstone in the Lower Formation. Fossil evidence suggests that Upper Yezo Group is regarded as Middle Turonian to Santonian in age.

Hakobuchi Group: This group conformably overlies the Upper Yezo Group, and divided into three lithofacies. The lower and upper formation consist of sandstones which contain in place glauconite, and the middle formation are made up mainly of siltstone. The Hakobuchi Group corresponds to the Campanian in age, evidence by existence *Inoceramus schimdti*.

Niniu Group

The Niniu Group rest unconformably on the Yezo and Hidaka Supergroup. Paleogene formation are not found in this area. It is lithologically divided into Lower and Upper Formation. The lithologic sequence of the Lower Formation from base to top is as follows; basal conglomerate, shell-bearing sandstone, massive mudstone, and coal-bearing sandstone. The coal-bearing bed develops to a limited extent in this area. Fossil fauna indicates Middle Miocene fauna. Upper Formation shows gradual transition from the Lower Formation. It consists of alternations of sandstone and mudstone showing turbidite facies, and is intercalated with thick conglomerate i. e., submarine debris flow deposits, which a similar to

those in the Kawabata Formation in type area in Central Hokkaido.

Quaternary

The terrace deposits well develop along Mukawa, Soshubetsu and Saru River. They consist of gravel, sand and clay. Alluvial Deposits are distributed along the main streams in this area.

Geologic Structure

The geologic structure of this area is very complicated. However, it is characterized by the fact that the main faults and folds are orientated in a N-S trend parallel to the axial range of Hokkaido. The trend is the same direction as that of the Hidaka Supergroup, serpentinite, Yezo Supergroup and Neogene strata. Furthermore, recognizable in the area of the "Iwachishi" sheet is a noticeable fault zone showing a E-W trend. It runs across the above mentioned structural elements showing a N-S trend.

Mineral Resources

In this area chromite and asbestos are recognized in serpentinite, and limestone in Hattaomanai, Sarugawa Formation and the Lower Yezo Group. Bituminous coal is intercalated in the Niniu Group. Chromite and asbestos ore mines were once worked, but all mines have been closed. The other minerals are not workable.

5万分の1地質図幅説明書

(日 高)

昭和61年3月27日(1986)発行

北海道立地下資源調査所

〒060 札幌市北区北19条西12丁目

TEL (011) 747-2211(代)

印刷所 株式会社 大 宣
札幌市中央区大通西13丁目
TEL (011) 231-4107

EXPLANATORY TEXT
of the
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

HIDAKA

(SAPPORO-34)

BY

Kohji TAKAHASHI

&

Mamoru SUZUKI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

SUMITOSHI SAKOH, DIRECTOR

Kita 19 Nishi 12 Kitaku, Sapporo, 060, JAPAN

1986