

5 萬分の 1 地質圖幅
説 明 書

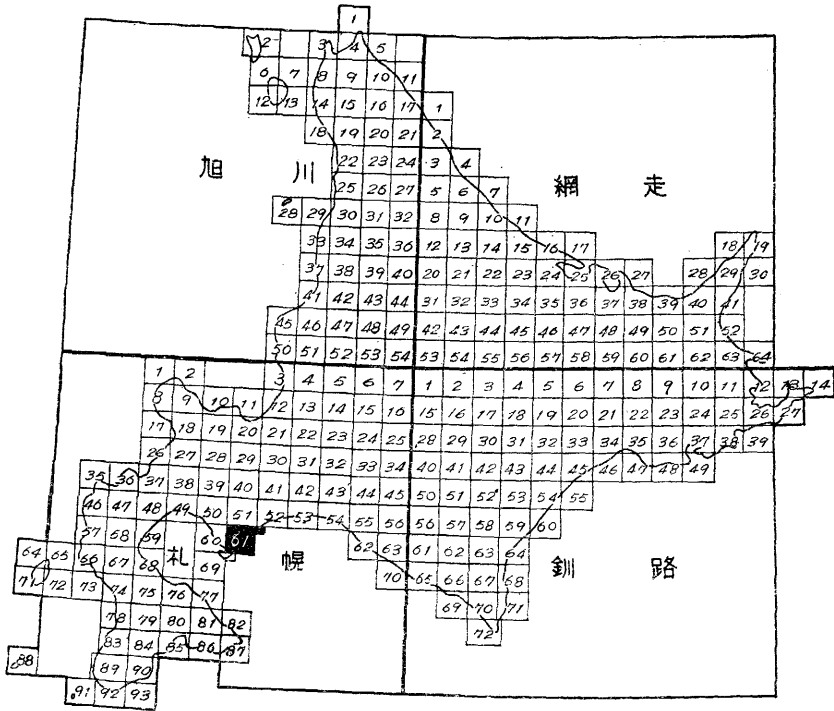
登 別 温 泉

(札幌一第 61 号)

北海道地下資源調査所

昭 和 28 年

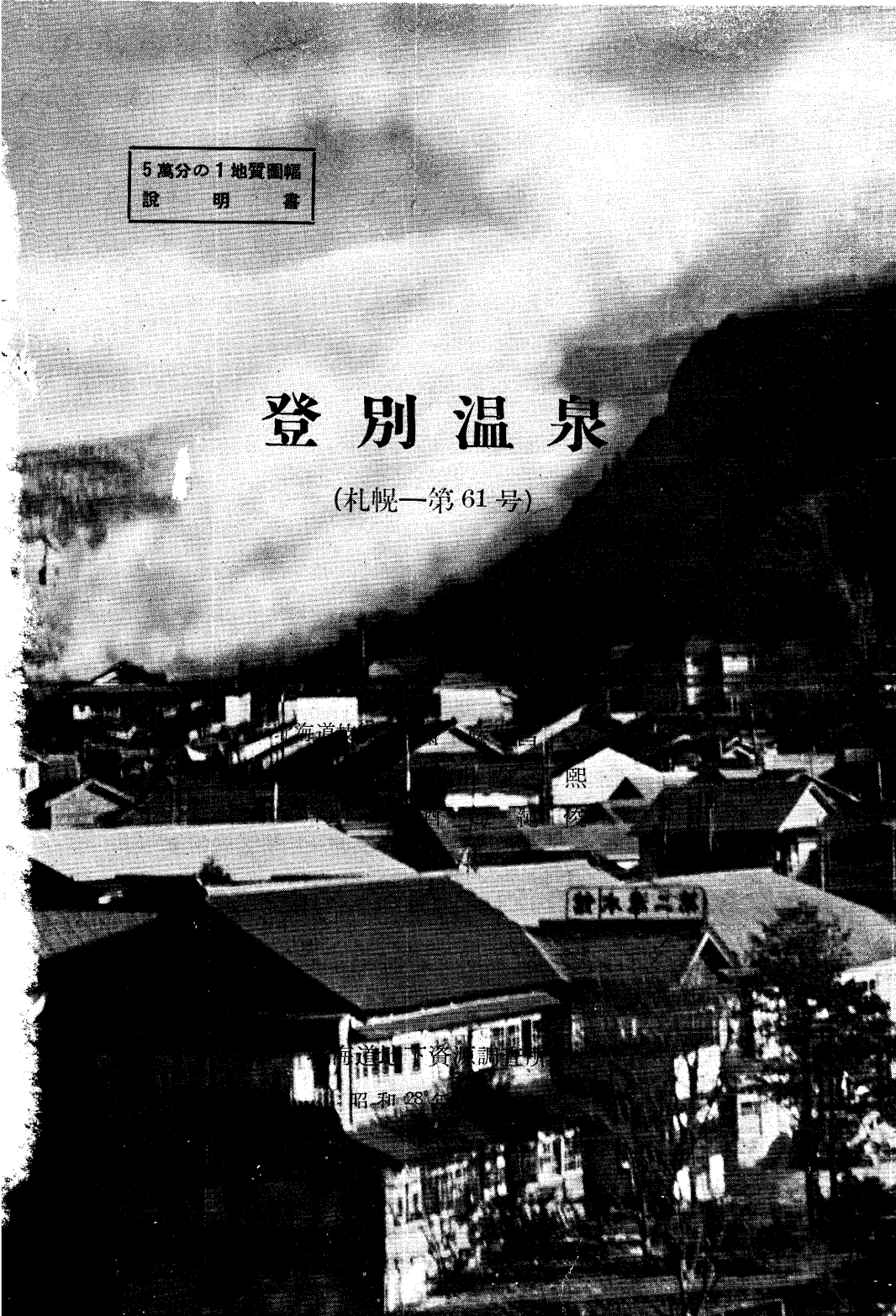
調査図位置図



5 萬分の 1 地質圖幅
說 明 書

登別温泉

(札幌一第 61 号)



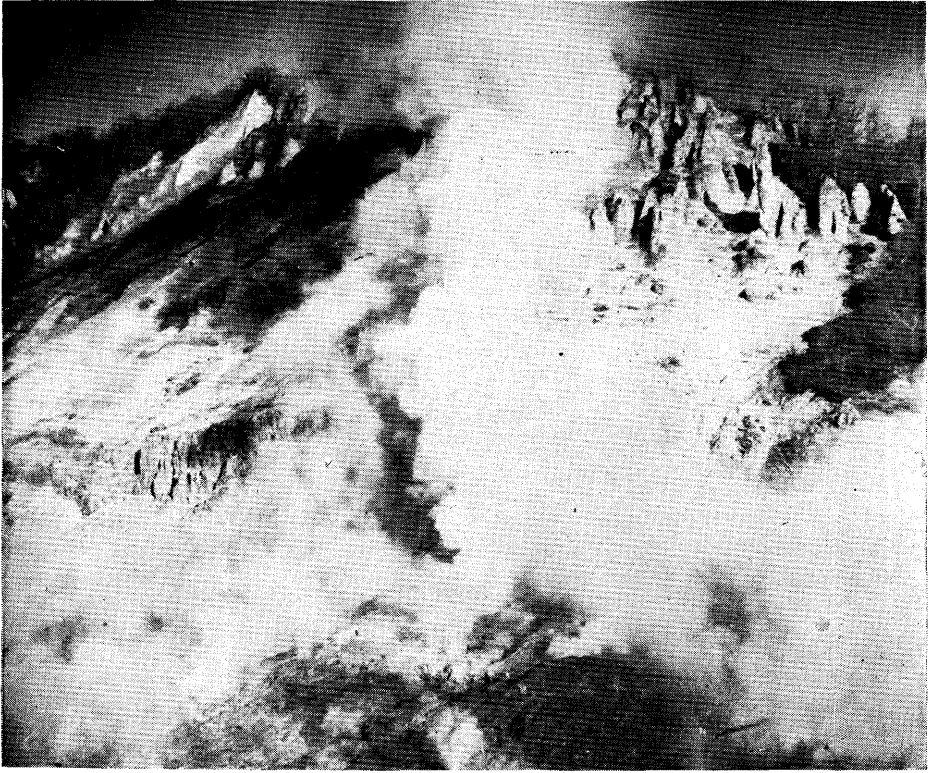
北海道

昭

和

北海道下資源調査所

昭和 28 年



登別温泉地獄谷

はじめに

——地質圖幅の活用のために——

地下資源の開発は是非行わねばならない、地質調査は早急に進めねばならない。という言葉をずいぶん耳にするが、そういつている人の口から、地質図はどんな役に立つものなのかとか、地質図幅とはどんなものなのか、とかきかれる。筆者らは、このような場面にはしばしば出逢つているので、説明書の記載に先だつて、少しく説明を試みたい。

わが国では、地学はながい間博物科にふくめられて、岩石や鉱物が、化石や地層の状態が、あるいは地球のできかたが、一つの断片的な知識として機械的につめこまれてきた。このように、私達は地球とともに生きておりながら、地球のうえに起つていろいろなかぎごとが、お互にどのように関連しあい、どのように生長し、そしてどのような形で人生と関係をもっているのだから、などというようなことは、考えてもみられなかつたのであるから、前にのべたような、問がでてくるのも、もつともなことであらう。

くる年もくる年も、繰返し繰返し、風水害はおとずれ、地亡りは貴いけにえをのんでいる。国土は荒れるにまかせて、たださいせまい日本は、いよいよひあがつていくのである。だが、東洋の諦観を身につけたわが国では、原因を究明してそれに打ちかつ道を積極的に考えず、天災として絶対視しされている。

地質図が利用される最も大きな方向が、いろいろな有用鉱物資源を探查開発する道しるべになることにあるのは、論をまたない。しかしそれにもまして、いま一つの大きな方向は、じつに、このような天災に打ちかつたための施策を進めていくために、地味ではあるが、もつとも重要な資料を提供することであらう。

電源開発とは、いまはやりの言葉である。北海道でも方々で、発電所の建設が進められ、すでにできあがつたものもあるが、その一つに、北海道管の鷹泊発電所がある。この発電所の堰堤の基盤は、蛇紋岩であるが、蛇紋岩といえは、いままでは、土木工事の鬼門で堰堤には絶対さげなければならぬものとされてきた。だが、洪水調整を行い、しかもその下流に控える広い未開発泥炭地を、豊かな水田地帯にするためには、どうしても、この地方に堰堤を造つて、雨龍川の水を調整する必要があつた。その際、筆者の一人斎藤は、クローム鉄鉱とか、温石綿とか、蛇紋岩に関係のある鉱床の研究を行つていたので、意見を求められた。斎藤は、その頃までに、地亡りをしたり山崩行をしたり、あるいは漏水がはげしいなど、土木工事の鬼門とされている蛇紋岩の状態は、節理系といつて、蛇紋岩がはじめにもつていた構造の失われたものである。そして、このような蛇紋岩は、蛇紋岩のはじの部分とか、小さな蛇紋岩とかで、地質学的に特ちょうをもつていことを明らかにしていた。それで、すでに北海道大学で発

表していた地質図から判断して、工事の可能なことを推測し、計画はどんどん具体化していった。——その後の詳細な調査で、そのことの正しかつたことが実証された——

日高の静内地方の山地に、管林局で開き出したトラック山道があるが、この道路は、融雪期や豪雨のたびに、はげしく亡つて、毎年なおさねばならぬ状態である。さいの河原というところであろう。だがこれも、地質調査をよく行つて、地層の走る方向と傾斜の角度とを調べて路線を選定すれば、充分ふせぐことができたのに、それを無視したために、このような結果になつたのである。

また室蘭市で、市役所を建てるために裏山の斜面を切取つた際に、山がずるずると亡つてきたことがある。これは、この地帯に発達している断層を無視して切取つたために、断層面を滑面として、その上盤側の地層が亡つたのである。もし、このような地亡りが、急にしかも大規模に起つたならば、どうであろう。現在方々で、貴い人命をうばつている地亡りに思いをはせたい。

えぞ富士といわれている有名な羊蹄山をとりかこむ地帯は、標高200 mから300 mの平坦な広い高地が発達していて、農耕地となつている。そして、所によつては飲料水がなくて、入植のうえにひどい大きな問題となつている。この地帯に対して、本年(1953年)から「倶知安」および「留寿都」の両町幅をつくるために地質調査を行つている。その結果、この地方には、留寿都層といつて滞水層となる地層が発達しており、この地層が分布しているところでは、高地でも、少し凹地にはいれば飲料水にことかかないことが明らかにされた。したがつてこの地帯で、無水地帯として深部の滞水層を探す必要があるのは、羊蹄山の新しい噴出物でおおわれた地域であることがわかるのである。

そして最後に、地質図が積極的に利用された例をあげてみよう。胆振国鷓川の上流をしめる山深い山村は、スクールバスや公民館で知られている。そして村長は、筆者の1人斎藤から、北海道工業試験場で昔調査した“10万分の1地質図幅登川”を手に入れて、つぎのような意味のことを語つた。地質図はぜひぶん参考になります。満足な道路の少ないこの村では、地質図をよく調べていると、どの地帯は砂利をうんといれねばならない、この地帯には砂利はないからどこからもつてきたらよいか、というようなことが、あらかじめわかるので、計画的にすすめてゆくことができる。……

いままでに例をあげてのべたことは、ほんの一例にしかすぎないが、少しでも地質というものを理解され、地質図が有効に利用されるうえに参考になれば幸である。

目 次

はしがき	1
第1章 位置および交通	4
第2章 気 候	5
第3章 地 形	5
第4章 地 質 概 説	6
第5章 先白堊紀層(大曲沢層)	9
A 大曲沢粘板岩層〔O ₁ 〕	9
B 大峠の沢輝緑凝灰岩層〔O ₂ 〕	10
第6章 新第三紀層	10
I 幌 別 層	10
A 下 部 層	11
a ₁ フシベツライバ緑色凝灰岩層〔H ₁ 〕	12
a ₁ ' 下部緑色凝灰角礫岩層	12
a ₁ '' 閃 緑 岩〔D ₀ 〕	12
a ₁ ''' 上部緑色凝灰角礫岩層	13
a ₂ プロピライト(玻璃質安山岩)〔H ₂ 〕	14
B 上 部 層	14
b ₁ カマウンベツ砂岩・頁岩・凝灰岩層〔H ₃ 〕	15
b ₁ ' 石英粗面岩熔岩〔H ₄ 〕	15
b ₂ 輝石安山岩熔岩(プロピライト)〔H ₅ 〕	16
b ₃ 石英粗面岩岩脈〔Lp〕・プロピライト岩脈〔Py〕	17
II 室 蘭 層	18
A 鶯別凝灰岩層〔M ₁ 〕	19
a ₁ 砂 岩 層	19
a ₂ 凝 灰 岩 層	20
B 本輪西砂岩・頁岩互層〔M ₂ 〕	20

b ₁ 集塊岩層	21
b ₁ ' 安山岩脈 (M ₃)	21
b ₂ 砂岩・頁岩層	22
第7章 第四紀層	23
I 来馬山熔岩〔RI〕・ポントコ山熔岩〔PI〕・橋池熔岩〔TI〕	24
II 鷺別砂礫層〔Ws〕	26
III 室蘭岳火山噴出物	28
A 室蘭岳集塊岩層〔Mv ₁ 〕	28
B 462 m 山熔岩〔Mv ₂ 〕・鷺別岳熔岩〔Mv ₃ 〕・室蘭岳熔岩〔Mv ₄ 〕	31
IV 倶多楽火山噴出物	32
A ランボーゲ浮石層〔K ₁ 〕	33
B 登別泥熔岩〔K ₂ 〕	35
C ポンアヨロ浮石層〔K ₃ 〕	37
D 虎杖浜火山岩屑堆積物〔K ₄ 〕	38
V 登別層〔NO〕	39
VI 段丘堆積物および岩屑堆積物	40
A 高位段丘堆積物〔T ₁ 〕	40
B 岩屑堆積物〔Dt〕	41
C 中位段丘堆積物〔T ₂ 〕	41
D 低位段丘堆積物〔T ₃ 〕	42
E 河成段丘堆積物〔Tr〕	43
VII 沖積層	43
第8章 地 史	44
第9章 応用地質	46
I 銅鉱および金鉱	47
A 幌別鉱山岩ヶ崎坑および旭坑	48
B 蔭之沢鉱山	50
II 漂砂鉄（磁鉄鉱）	51
A 蘭東鉱山	55
B 北東鉱業北東鷺別鉱山	55

C	松田鉱業富岸鉱山	55
D	佐藤組幌別鉱山	55
III	石 材	56
A	登別駅前附近のもの	58
B	裏山附近のもの	58
C	蘭法華附近のもの	58
D	中登別附近のもの	58
E	そのほかの地帯のもの	59
IV	硫黄および硫化鉄鉱	59
A	地獄谷および大湯沼の硫黄鉱床	59
B	幌別川上流(幌別・有珠郡境附近)の硫黄鉱床	60
C	中登別の硫黄および硫化鉄鉱	61
V	褐 鉄 鉱	61
VI	温 泉	62
A	登別温泉	62
a	地 獄 谷	63
b	大 湯 沼	64
c	俱多楽湖	64
B	川股鉱泉	65
あ と が き		66
	地形に関連して	68
	幌別層に関連して	69
	鶯別砂礫層に関連して	69
	室蘭岳火山噴出物に関連して	70
	登別泥熔岩に関連して	72
参 考 文 献		76
	Résumé (in English)	
図 版		

5万分の1地質図幅
説明書

登別温泉

札幌—第61号

北海道地下資源調査所

北海道技師 齋藤昌之

同 小山内 熙

同 酒匂純俊

は し が き

この図幅と説明書とは、昭和26年から28年にわたつて、のべ約75日で行つた野外調査の結果を整理したものである。

野外調査にあつては地域を分担し、幌別川から東の地区を主に齋藤が、西の地区を酒匂の協力をえて主に小山内が担当した。この分担のもとに、昭和26年5月から6月にかけて、齋藤・小山内・酒匂の3名が、それぞれ約15日間で概略を調査し、それをもとにして、27年5月に小山内が15日、28年5月に齋藤が10日、小山内が5日の補足調査を行い、取あえず報告することにしたものである。

この地域は、西南北海道の東縁部にあたり、いわゆる那須火山帯の北部に相当する後志火山郡の一部にふくまれる。登別温泉・倶多楽火山・倶多楽湖・室蘭岳火山などの、温泉・火山・カルデラ湖などが、荒ばくとして開けた段丘地形とあいまつて美しく、支笏洞爺国立公園内に包含されている。また学術的には、温泉や火山について貴重な資料を提供しており、古くから多くの

調査研究が発表されている。^{*}あるいは金属鉱床地帯としても、幌別川上流の
一帯は、明治の末から大正の初にかけて金・銀・銅などが盛んに採掘された
記録が残されていて、^{**}有名な所であつた。

しかし、この地域の全般にわたる地質調査は、未発表のままになつた故深
谷龍太の調査の^{***}ほかのみあたらす、地質と地下資源の実態とは、一般には明
らかにされておらない。

この図幅の作成にあつては、特に北海道大学助教授湊正雄氏から第四系
の層序の樹立(とくに段丘堆積物)について指導をたまわつたことを明記し、
厚く感謝の意をあらわす。また、北海道大学大学院特別研究生魚住悟氏には
化石の鑑定をお願いし、同教授石川俊夫・同助手勝井義男の両氏からは登別泥

* 石川貞治： 登別温泉及び間歇泉，地学雑誌 1. (1889, 明治 22 年) PP 450~452
石川成章： 北海道登別温泉に就いて，地質学雑誌 9. (1902, 明治 35 年) PP 369
~372

納富重雄： 登別温泉，地学雑誌 29. (1917, 大正 6 年) PP 564~565

大井上義近： 北海道登別温泉大湯沼産硫黄に就いて，地質学雑誌 28. (1921, 大正
10 年) PP 473~479

田中館秀三： 北海道登別温泉，地学雑誌 36. (1924, 大正 13 年) PP 660~667

田中館秀三： 北海道火山湖研究概報，北海道庁 (1925, 大正 14 年) PP 75~98

坪井忠二： 登別の間歇温泉，科学 2. (1932, 昭和 7 年) P 318

田中館秀三： 日本のカルデラ，岩波講座 (1933, 昭和 8 年) PP 22~23

奥野久輝・碓山 昇・太秦康光： 温泉の化学的研究 (第 1 報) 北海道登別温泉
(その一)，日本化学会誌 59. (1938, 昭和 13 年) PP 853~859

奥野久輝； 同上 (その二)，日本化学会誌 60. (1939, 昭和 14 年) PP 685~691

福富忠男： 登別温泉間歇泉の観測，北海道地質調査会報告 10. (1939, 昭和 14 年)
PP 1~6

鈴木 醇・石川俊夫・石橋正夫： 登別温泉及び俱多楽湖，北海道地質見学案内書
第 2 輯 (1943, 昭和 18 年)

渋谷五郎： 室蘭稀布附近の地質及び岩石，北海道大学理地鉱修論 (手記) (1949,
昭和 24 年)

佐藤文男・沢田義男： 胆振国幌別岳附近の火成活動について (その一) 火山岩の
岩石学的研究，北海道地質要報 19. (1952, 昭和 27 年) PP 27~36

佐藤文男・沢田義男： 同上 (その二) 地形及び地質，新生代の研究 13. (1952, 昭
和 27 年) PP 9~15

斎藤昌之・小山内 照： 西南北海道東部地域の地質 第 1 報 登別泥流について
の 2, 3 の問題，北海道地質要報 20. (1952, 昭和 27 年) PP 1~6

** 大日方順三： 胆振国幌別鉱山及び白老鉱山調査報文，鉱物調査報告 22. (1915,
大正 4 年) PP 37~66

*** 深谷龍太： 10 万分の 1 登別図幅，北海道工業試験場 (1939, 昭和 14 年) 未刊

熔岩について、室蘭工業大学教授佐藤文男・同講師沢田義男の両氏からは室蘭岳を中心とする地域の地質と火成活動について、それぞれ参考になる意見をよせられた。さらに、隣接図幅「白老」を担当された北海道地下資源調査所技師土居繁雄氏は、登別泥熔岩と支笏泥熔岩との層位学的関係について、同杉本良也氏は蔭之沢鉱山について、それぞれ資料を提供された。説明書にのせた図版は、笹谷雄二氏ならびに北海道地下資源調査所大島美智子氏が担当された。なお、この図幅を調査地として取上げるに際しては、工業技術院地質調査所北海道支所長根本忠寛・北海道地下資源調査所次長斎藤仁の両氏から、いろいろお骨折りをいただいた。これらの方々にお礼の言葉を申上げる。

しかし、筆者らが忘れることができないのは、故深谷龍太氏である。野帳や地質図など、氏が昭和14年に調査された際の遺稿は、思うままに利用させていただいた。しかも、氏の調査された地域は、この「登別温泉」図幅のほか、すでに刊行された「白老」^{シラオイ*}・「室蘭」^{**}両図幅の地域にもわたっていて、ともにひ益されることが少くなかった。これらのことを明らかにし、謹んで氏の霊に深い謝意を捧げる。

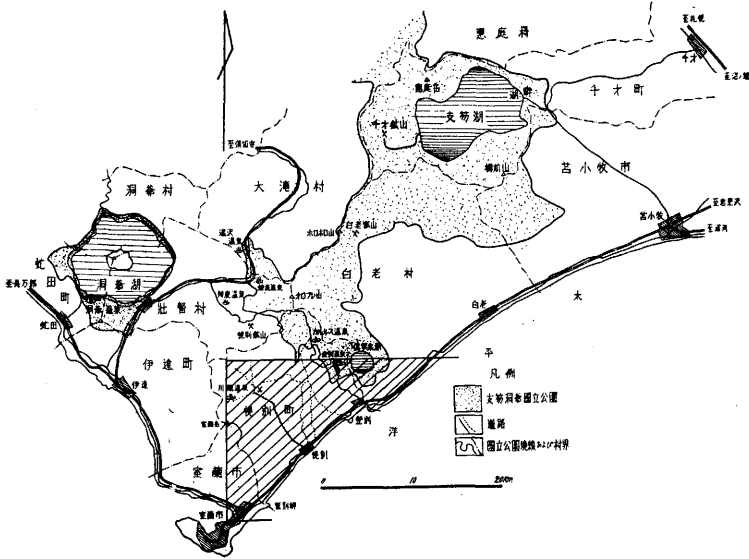
深谷龍太氏は、札幌第一中学校・北海道帝国大学予科をへて、昭和14年3月北海道帝国大学理学部地質学鉱物学科を卒業し、北海道工業試験場地質調査部に奉職された。その年、北海道工業試験場事業として、10万分の1地質図幅「登別」作成のため、登別温泉・徳舜管^{トクシュンパイプ}***・白老*・室蘭**・西紋管^{ニシモンパイプ}***（それぞれ5万分の1地形図）などの地域の地質調査に着手されたのである。だが内業の途中で応召され、敗戦を間近に控えた昭和20年の春に戦死された。また、北海道工業試験場の地質調査部も敗戦後間もなく、工業技術院地質調査所に併合されてしまった。

このような事情で、氏の遺稿もついに刊行の機会に恵まれずにおわつたのである。

- * 土居繁雄：5万分の1地質図幅説明書「白老」北海道地下資源調査所(1953, 昭和28年)
- ** 小山内照・酒匂純俊：5万分の1地質図幅説明書「室蘭」北海道地下資源調査所(1953, 昭和28年)
- *** 「徳舜管」(工業技術院地質調査所太田良平氏担当)・「西紋管」(工業技術院地質調査所村山正郎氏担当)も、近く刊行される予定である。

第1章 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 $42^{\circ}20' \sim 42^{\circ}30'$ ・東経 $141^{\circ}0' \sim 141^{\circ}15'$ の範囲で、札幌市の南西約 80 km に位置し、南は太平洋にあらわれている。



第1圖 位置図

行政的には胆振支庁の管轄で、大半部は胆振国幌別郡幌別町に属しているが、西部地区のごく一部は室蘭市に、東部地区の一部は白老郡白老村に編入されている。図幅地域内の主な村落は、幌別町役場の所在地である幌別市街と登別温泉市街とで、ともに札幌市からは汽車で約3時間で到達する。登別温泉市街は、国鉄室蘭本線登別駅の北方約7kmにあり、列車ごとバスが連絡している。^{*}(積雪が少いので年中無休である) また、幌別市街から蔭之

* このバス路線は、さらに、登別温泉の西北方約6km(隣接図幅「徳舜管」内)にあるカルルス温泉までのびている。この間は、積雪が多いため冬季間(大体1月~4月)はバスが不通となり、馬橇がかよう。なおこの道路は、近い将来には、オロフレ山(お花畑が美しい)・幌別硫黄鉱山・^{ソウベツ}壮麓をへて洞爺湖にいたる支笏・洞爺国立公園横断観光道路として改修されるという。

沢鉱山をへて幌別鉱山岩ヶ崎坑^{*}までは、鉱石運搬の専用軌道が通じている。だが、この軌道は近く撤収されて、新たにトラック道路が開さくされるといふ。

第2章 気 候

この図幅地域は、南を太平洋にあらわれているので、夏季（5月から8月にかけて）は、沿岸をあらう親潮の影響で海霧が発生し、これが、この地方の土壤が火山灰で痩せていることとあいまつて、農耕に不適な条件をますます大きくしている。その反面、冬季は積雪が少く比較的温暖で、北海道では気候条件のよい地域の一つとなつてゐる。（室蘭測候所が測定した最近 5カ年間の平均積雪量は 19 cm といふので、月平均の最低気温は 2°C 以内である）

したがつて、このような条件が、室蘭・苫小牧の両工業・港湾都市を近く控えていることとあいまつてむしろ幸し、この地域の工業立地性を高くしている。昭和 26 年に北海道ソーダ工業株式会社幌別工場が幌別町岡志別に誘置されたのも、その一例であろう。

第3章 地 形^{**}

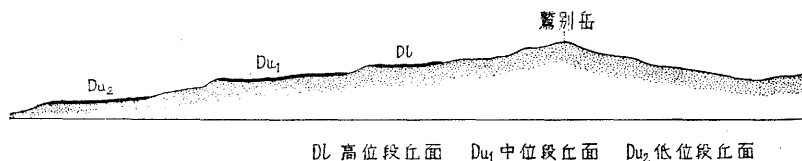
北東部に倶多楽火山、西縁に室蘭岳火山^{***}があつて、わずかにこの地域の地形の単調さを破つてはいるが、北から南にかけて次第に低くなつて海にせまる高原台地が、荒ばくとして広く展開されている。

* 大正初期には、大日方順三の報告にあるとおり、銅鉱山として盛大に稼行されたが、現在では廢坑となつてゐる。幌別鉱山が黄溪の硫黄鉱床を発見、稼行しはじめたからは、硫黄鉱石は索導でここまで送られ、ここで、専用軌道に積みかえられて幌別駅に出されている。

** 第1～第5図版（写真）参照。

*** 室蘭岳・鶯別岳・462 m 山からなりたつてゐる。

この台地は、隆起性の海成段丘面で、海岸から山側に向つて3段の面が発達しているのが、特ちよう的である。ほぼ、(1) 50~100 m・(2) 200 m 前後・(3) 300~350 m の三つの面が識別され^{*}、土居繁雄が、隣接図幅「白老」^{**}でのべているのとよく一致している。——この状況は、登別温泉とカルルス温泉の間の山道から、西方来馬山の陵線を追つてポントコ山にいたる間をながめれば、また、幌別からカルルスに行く途中の札内附近から、西方鷺別岳の陵線を追つて富岸海岸にいたる間をながめれば、とくに明瞭に観察される^{***}。——



第2圖 鷺別岳南麓のスカイライン

河川は、隆起作用が急激であつたと考えられるこの隆起性台地——隆起作用が急激であつたと思われる証左は、登別温泉の紅葉谷附近で、平な段丘面上に深さ約100 mに達する峡谷が刻まれていることでもうかがわれる——を、深く解析して峡谷を形成し、いずれも北西から南東に向つて流れ(この地域の構造線の方角とよく一致している)、太平洋に注いでいるが、利用価値の大きなものはない。

第4章 地質概説

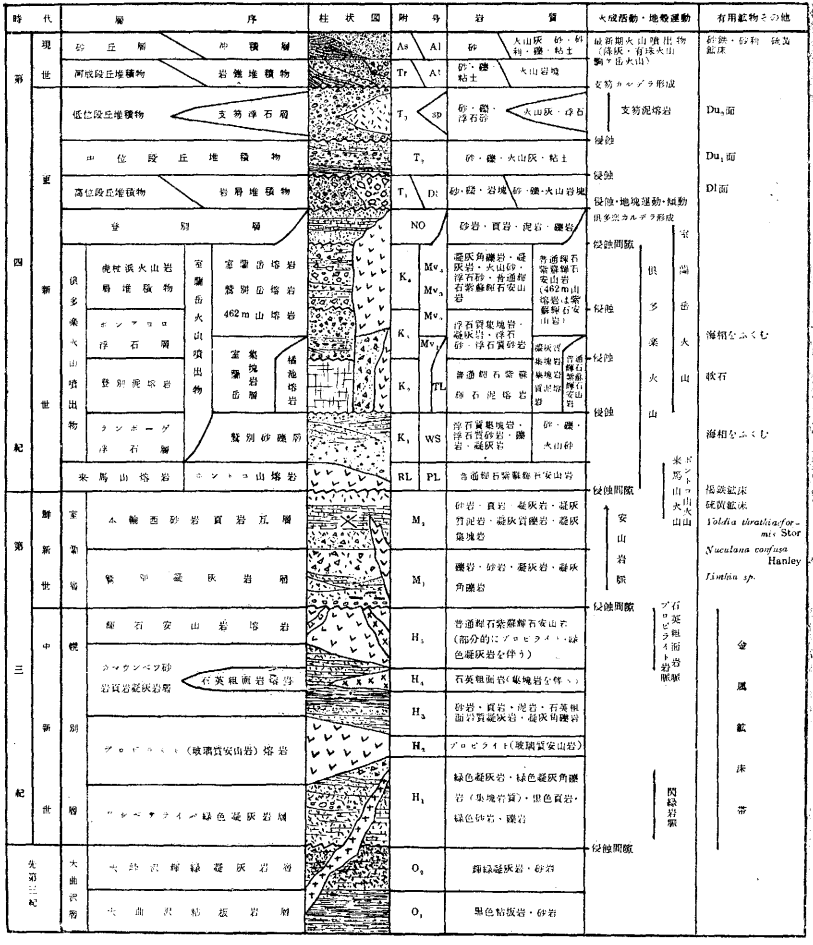
地質系統は、模式柱状図にしめすようなものである。

この図幅地域は、洪積世になつて火成活動がはげしく行われたところで、

* かりに関東地方のそれに対比すれば、(3)面は大塚彌之助のD1に、(2)面はDu1に、(1)面はDu2にあたるものであろう。

** 土居繁雄：5万分の1地質図幅説明書「白老」 北海道地下資源調査所(1953, 昭和28年)

*** 第1図版(写真)参照。



第3圖 地質柱状図

ほとんど全地域にわたって新しい火山噴出物(泥熔岩および碎屑岩)が厚くおおい、先白堊紀層・新第三紀層などの分布は、わずかに西半部の地域に限られている。とくに先白堊紀層は、北西隅に当る幌別川の上流河岸にだけ、多くの場合、新第三紀層と断層で境して、ごく小さな窓状の露出としてみとめられるにすぎない。

新第三紀層は、不整合関係の上下2層（下から幌別層・室蘭層）からなっている。下部の幌別層は、火山砕屑岩を主体とする緑色凝灰岩層で、いわゆる訓縫統に対比される。この地層には、かなりの厚さの砂岩・頁岩の互層を是さんでいるが、この互層は、いわゆる八雲統のものと混同されるかもしれないような顔つきをしている。上部の室蘭層は、黒松内統に対比される地層で、幌別層とは岩質も岩相も、ひじようにちがっている。凝灰質の集塊岩・砂岩・頁岩からなるが、上部になると凝灰質の砂岩と頁岩が優勢になり、化石をふくんできて、この時期の初期にかなりはげしかつた火成活動は次第に衰えて、ついに正常に近い堆積環境に移つたことを物語っている。

この時代の火成岩としては、プロピライトと閃緑岩とがある。前者は幌別層の堆積期に熔岩流として溢流したものであり、後者は幌別層を岩脈として貫いていて、この地域に胚胎する金属鉱床と関係がある、と考えられているものである。

いままでのべたものを不整合におおつて、第四紀層がのつている。第四紀の時代は、この図幅地域の地質構成からみて、きわめて特ちようのある時期で、倶多楽火山や室蘭岳火山などの噴出物が広く厚く分布し、さらに遠く支笏火山に由来する支笏浮石層も飛来するなど、火山活動がしれつをきわめると同時に、上昇運動も急速に進んで広い隆起性台地が形成され、前にのべたように、3段の段丘面が美しく発達している。火山噴出物は、いずれも普通輝石・紫蘇輝石安山岩質であるが、これらの噴出時期は、段丘面との関係からほぼ決定することができる。倶多楽火山噴出物層——登別泥熔岩が特ちよう的である——は、この地域の高位段丘堆積物層に不整合におおわれ、大塚彌之助のDI面、青木廉二郎・田山利三郎のT面（多摩面）形成以前の所産であることが明らかである。このことは、今までに知られてきたわが国の泥熔岩活動の時期について、一つの新しい資料をくわえたことになり、今後に興味ある問題を提起したものと考える。

第5章 先白堊紀層 (大曲沢層) オーマガリザワ

この地層は、幌別川支流の大曲沢上流附近（この図幅の北西隅）を模式地とし、西南北海道で、一般に古生層といわれているものに相当する。

河岸に沿つて、きわめて小さな窓状の露出として数箇所に見られるが、多くの場合、新第三紀層と断層で境している。

一般に断層による変位がいちじるしく、走向・傾斜は不定であつて、この地層の構造を明らかにすることは困難である。

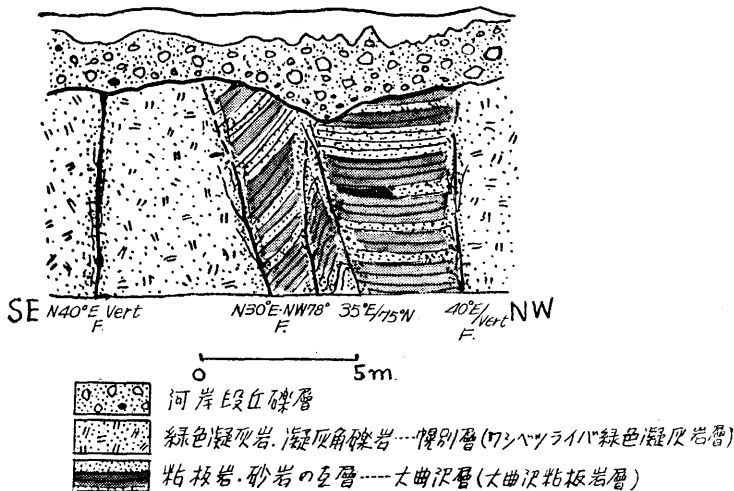
岩相から、粘板岩を主体とする下部層と、輝緑凝灰岩を主体とする上部層とにわけられる。すなわち、

- ┌ B 大峠の沢輝緑凝灰岩層 ……O₂
- └ A 大曲沢粘板岩層 ……………O₁

である。

A オーマガリザワ 大曲沢粘板岩層 [O₁]

大曲沢に模式的に発達しているほか、熊の沢・大峠の沢・岩ヶ崎坑附近の幌別川河岸に露出し、粘板岩を主体として、砂岩の薄層をはさむ地層である。



第4圖 大曲沢層の露出(熊の沢中流)

粘板岩は、黒色ないし黝灰色を呈し、一般に層理が明瞭であるが、ことに熊の沢の露出では、剝理性が強く、やや千板岩質となつてゐる。

砂岩は、濃緑色ないし緑色をしめし、粗粒～細粒のもので、5 cm ないし 50 cm の厚さで粘板岩中に介在する。

熊の沢・大峠の沢では、粘板岩と砂岩の薄互層であるが、大曲沢では、ほとんど黒色粘板岩からなつていて、かなり単調な堆積岩相をしめしている。

露出が断続的であるため、各露出でみられる地層間の層位関係は不明である。また下限がわからないので明らかではないが、層厚は、100 m をこえることは確実であろう。

B ^{オードーグ}大峠の澤輝緑凝灰岩層〔O₂〕

この地層は、大峠の沢の中・上流に模式的に発達している。輝緑凝灰岩を主体とし、砂岩をはさむ地層で、下位の大曲沢粘板岩層とは、断層で接しているが、おそらく整合的に漸移するものと考えられる。

輝緑凝灰岩は、濃緑色ないし、緑色を呈し、一般に細粒であるが、ときには粗粒になつて、やや集塊岩にちかひ外観をしめすものがある。

砂岩は、暗灰色・緑色などを呈し、中粒ないし粗粒であるが、まれに礫質となつてゐることがあり、一般にかなり堅硬で、1 m 前後の厚さで輝緑凝灰岩中に介在している。

模式地では、閃緑岩につらぬかれて、変質をうけているほか、局部的に、いちじるしく黄鉄鉱粒が鉄染している。また、しばしば石英脈・方解石脈でつらぬかれている。この地層の厚さは、おおよそ 50 m 以上である。

第 6 章 新第三紀層

この地域の新第三紀層は、前にのべたように幌別層と室蘭層とにわけられる。

I ^{ホロ}^{ベツ}幌別層

この地層は、幌別^{イワ}山^{サキ}岩ヶ崎坑を中心とする地域（幌別川上流地域）に発達するもので、ワシベツライバ川流域と幌別川本流の上流域とに模式的な露出がみられる。

先白堊紀層（大曲沢層）とは、みとめられたかぎりでは、断層で接し、室蘭層に不整合におおわれる。滝の沢北方の山稜を境にして、南と北では走向・傾斜が、それぞれじょうようにちがっていて、南側では、一般走向は N 20° ~ 30°W で傾斜は 20° ~ 40°SW であるが、北側では、N 30° ~ 40° E · 40° ~ 80°SE である。

この地層中には、東西方向と南北方向の断層が多数発達していて、地層はじょうようにじょう乱しているが、前にのべた走向・傾斜の変化は、この造構運動がはげしく行われたことを物語るあらわれである。岩質は、下部と上部とではかなり相違っていて、下部は、火山砕屑岩を主体とし、プロピライト（玻璃質安山岩）を介在しているが、上部は、主に砂岩・頁岩・凝灰岩からなり、石英粗面岩を介在し、その上部は輝石安山岩熔岩でおおわれている。

このような岩質の相違から、さらにつぎのようにわけられる。なお厚さは、あわせて 800 m を越える。

B	上部層	{	b ₃	石英粗面岩岩脈・プロピライト岩脈
			b ₂	輝石安山岩熔岩
			b ₁ '	石英粗面岩熔岩
			b ₁	カマウンベツ砂岩・頁岩・凝灰岩層（厚さおよそ 300 m）
<hr/>				
A	下部層	{	a ₂	プロピライト（玻璃質安山岩熔岩）
			a ₁	ワシベツライバ緑色凝灰岩層
			a ₁ ''	閃緑岩
			a ₁ '	下部緑色凝灰角礫岩層（厚さ 300 m を越える）

A 下部層

大曲沢・熊の沢・カマウンベツ川などの入口附近およびワシベツライバ川の中流部・蔭之沢鉱山などに模式的に発達している。

この岩層は、緑色凝灰角礫岩・緑色凝灰岩・緑色凝灰集塊岩などを主要な構成員とし、ワシベツライバ緑色凝灰岩層として、一括して地質図上に塗色した地層と、閃緑岩および玻璃質安山岩の原岩構造をのこしているプロピライトとからなっている。

ワシベツライバ緑色凝灰岩層は、局部的に発達する礫岩層を境として、下部と上部に

わけられるが、さらにこの間には、閃緑岩が貫入してきている。——これらの関係は、蔭之沢鉱山で観察できる。——またプロピライトは、この下部層の最上部をしめて溢流したものであろうと考えられる。

岩相の水平的な変化は、一般に、かなりはげしい。また、プロピライト化・緑泥石化・珪化など、熱水溶液の滲浸交代作用による影響をうけているところが、ほうぼうにあり、幌別鉱山岩ヶ崎坑・同旭坑・蔭之沢鉱山など、この地域の金属鉱床は、いずれもこの岩層を母岩としている。

a₁ ワシベツライバ緑色凝灰岩層 (H₁) (中に閃緑岩 [Do] をふくむ)

この地層の構成員は、前にのべたとおりであるが、つぎにそれらについて説明をくわえる。

ワシベツライバ緑色凝灰岩層中には、閃緑岩が貫入していることは、前にのべたが、この閃緑岩は、下部緑色凝灰角礫岩層 (a₁') をつらぬき上部緑色凝灰角礫岩層 (a₁'') におおわれている。だが、下部と上部の各緑色凝灰角礫岩層は、岩質が全く類似しているために、分帯することができなかつた。したがって、地質図には一括して塗色し、閃緑岩だけを別箇にあらわした。

a₁' 下部緑色凝灰角礫岩層

指頭大～拳大前後の輝石安山岩（多くは絹雲母化やプロピライト化している）および黒色粘板岩、まれに玄武岩をふくむ緑色凝灰角礫岩（ときには礫が多くなつて、凝灰集塊岩となつている）と、青緑色～濃緑色の凝灰岩とからなる。

がいして無層理の場合が多いが、まれには、厚さ 10 cm 前後の薄い黒色頁岩をはさんで層理を示している。岩相の水平変化は、かなりはげしい。たとえば、カマウンベツ川では、人頭大前後の輝石安山岩・黒色粘板岩などの角礫を多量にふくんで、凝灰質の集塊岩状を呈しているが、大曲沢・蔭之沢・ワシベツライバ川をはじめそのほかの地域では、角礫は小さく、量も少なくなつて、凝灰質角礫岩あるいは凝灰岩となつている。

この地層は、下部の先白堊系大曲沢層とは断層で接しているので、下限をみきわめることはできないが、厚さは 300 m をこえることは確実である。

a₁'' 閃緑岩 (Do)

蔭之沢鉱山に露出して鉱床の母岩になつているものと、大峠の沢中流部に

露出しているものがある。

いずれも岩脈で、蔭之沢鉱山のもは、(a₁') 下部緑色凝灰角礫岩層をつらぬいて、(a₁'') 上部緑色凝灰角礫岩層におおわれていることが明らかにみとめられる。大峠の沢のもは、前にのべた〔O₂〕大峠の沢輝緑凝灰岩層中に侵入しているが、ほかとの関係はあきらかでない。しかし、蔭之沢鉱山のもと同じような岩質をしめし、また鈳化作用をうけているので、この二つは、ほぼ同時期に侵入したものと考えて、一応一括してとりあつかつた。

なお、顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

蔭之沢鉱山のもをみると、ほとんどが鈳化作用をうけていて、新鮮なものを観察できない。

斜長石は、曹長石化のほか緑泥石化と絹雲母化とがいちじるしく、双晶はみとめられない。斜長石と緑泥石とでミルメカイト構造をしめすものが多いが、これは、正長石があつたためかもしれないが、確実なものはいられない。おそらく、2 次的な変質のために生成されたものと思われる。

角閃石は、ほとんど緑泥石にかわつて仮像を呈しているが、結晶内部の変質をまぬかれた部分を見ると、緑色角閃石であることがうかがわれる。

緑泥石は、無色鈳物からかわつた淡緑色のものと、有色鈳物からかわつた濃緑色のものがある。後者は、繊維状を呈している。

石英は、ほかの鈳物の間をうめているが、量は少ない。

a₁''' 上部緑色凝灰角礫岩層

礫岩・緑色凝灰角礫岩・緑色～青緑色凝灰岩からなる。

礫岩の礫は、閃緑岩・黒色粘板岩・プロピライト・緑色凝灰角礫岩などで、指頭大～拳大前後の円礫ないし壘円礫で、基質は青緑色ないし凝灰質砂岩である。

緑色凝灰角礫岩は、a₁ とほぼ同質のもので、大部分が絹雲母化や陶土化しているが、指頭大前後のものが多い。この緑色凝灰角礫岩は、a₁ 下部のもとは区別することが困難なことが多いが、滝の沢下流に露出するものの中には、後にのべる閃緑岩と同質の角礫が入つていて、閃緑岩進入後の堆積物——a₁''' の岩相——であることを物語つている。また、緑色凝灰岩の均質なものが珪化した場合は、プロピライトと区別することが困難である。この地層の

厚さは、おおよそ 250 m である。

a₂ プロピライト (玻璃質安山岩) (H₂)

幌別鉱山発電所附近の幌別川河岸に模式的な露出がみられる。そのほか、滝の沢の下流部・カマウンベツの中・下流部などにも露出し、その分布は地層の構造とほぼ一致した NNW—SSE の方向性をもっている。層位的には a₁''' の上部に溢流したものである。

模式地 (幌別鉱山発電所附近) では、かなり新鮮な玻璃質安山岩であるが、滝の沢・カマウンベツ川では、いちじるしくプロピライト化している。しかし原岩は、模式地のものとまったく同じ玻璃質安山岩である。また一般に、集塊岩状を呈することが多く、しばしば黒色粘板岩・緑色凝灰岩などの小さな角礫をふくんでいる。

この岩石は、あとからのべる室蘭層の基底部に礫としてはいつている。したがって、あとでのべるカマウンベツ砂岩・頁岩五層 (b₁) との直接の関係は、確認できなかつたけれども、幌別層の堆積同時に溢流したものと考えて、おそらく間違いないであろう。

なお、顕微鏡下の観察についてのべれば、つぎのようである。

この熔岩は、玻璃質普通輝石紫蘇輝石安山岩である。新鮮で、まったくプロピライト化していないものもみられる。

一般に斑晶は少く、石基は玻璃質である。短冊状あるいは針状の斜長石とわずかの輝石とからなる玻璃質の石基中に、少量の斜長石と紫蘇輝石とが斑晶として、まばらにみとめられる。斜長石は、長さ 1 mm くらいの長柱状をし、An 50 附近のやや酸性のものであり、紫蘇輝石は、0.5 mm 位の大ききで、XY = 帯褐緑色、Z = 緑色の多色性をしめしている。ときには、融蝕された石英もみとめられる。

プロピライト化したものも、上にのべたような性質を多分にもっているが、とくに、緑泥石化がいちじるしい。

B 上 部 層

カマウンベツ川の中流から上流にかけて、模式的な露出がみられる。そのほか、幌別川上流の旭坑附近・ワシベツライバ川の入口附近・白川入口附近などにもところどころに露出している。

前にのべた下部層とは漸移しているが、この関係は、カマウンベツ川上流

でみとめられた。

上部層は、砂岩・頁岩・凝灰岩の互層を主体とし、石英粗面岩質の火山噴出物をはさむカマウンベツ砂岩・頁岩・凝灰岩層と、この層の上部に発達する輝石安山岩熔岩、および石英粗面岩岩脈・プロピライト岩脈からなっている。

この地層の下部は、下部層——とくにワシベツライバ緑色凝灰岩層——にくらべて、層理が明らかである。また珪化作用をうけて、堅硬な岩石となっていることが多い。ことに旭坑附近では、珪化作用がいちじるしく、黄鉄鉱が鉱染していて、砂岩や頁岩とは思われないような外観をしめしている。

b₁ カマウンベツ砂岩・頁岩・凝灰岩層 (H₃)

砂岩・頁岩を主体とし、凝灰岩をはさむ地層である。

頁岩は、灰色または暗灰色で、かなり凝灰質である。一般に層理が不明瞭で、剝理性が少いが、砂岩や凝灰岩と薄い互層をする部分のものは、暗灰色の泥質頁岩で層理がはつきりしている。この頁岩からは、しばしば *Sagalites* sp. がでる。

砂岩は、灰色～淡緑青色の、粗粒から細粒にわたる凝灰質砂岩である。まれに、炭質物の薄層や植物破片をふくんでいる。

凝灰岩は、淡緑灰色・灰白色・淡褐色などをしていて、粗しようでぜい弱なものから、均質でち密なものまである。まれに、輝石安山岩・黒色粘板岩・石英粗面岩などの、小さな破片状の角礫をふくむ凝灰角礫岩や、浮石を多くふくむ浮石質凝灰岩がみられる。だが総体からみれば、石英粒をかなりふくんだ、いわゆる石英粗面岩質凝灰岩が多い。

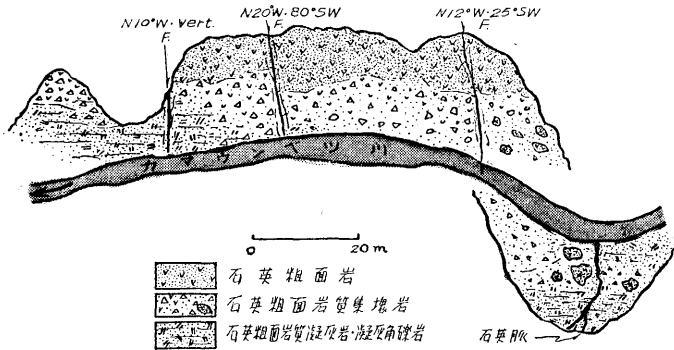
この地層の厚さは、おおよそ 300 m 以上である。

b₁' 石英粗面岩熔岩 (H₄)

カマウンベツ川の申流から上流にかけて、模式的にみられるが、模式地を中心として、ほぼ南北の方向に帯状に分布しているようで、滝の沢中流にも露出している。

この石英粗面岩は、層位的には、(b₁) の中部に位置している。すなわち、

上下に集塊岩をともない、(b₁)の石英粗面岩質の凝灰角礫岩または凝灰岩に漸移していて、(b₁)との間に明らかな境をひくことができない。したがって、(b₁)の堆積中に、熔岩流として溢流したものと考えられる。



第5圖 カマウンベツ川中流のカマウンベツ砂岩・頁岩・凝灰岩層 (H₃)と石英粗面岩熔岩 (H₄)との関係

多くの場合、集塊岩状になつているが、均質のものでは、灰白色ないし淡褐色を呈し、石英斑晶をかなりふくむ斑状岩である。

b₂ 輝石安山岩熔岩 (プロピライト) (H₅)

川股鉾泉の右股沢の上流に模式的な露出がみられるもので、ワシベツライバ川の上流部とカマウンベツ川の上流部とに、熔岩流として広く分布している。模式地 (川股鉾泉右股の沢) では、かなり変質したプロピライトから、次第に、わりあい新鮮な輝石安山岩に漸移しているのが、みられる。したがって、この附近のプロピライトの原岩は、輝石安山岩とみなして、プロピライト熔岩も、この安山岩に一括した。プロピライト化の程度は一様でなく、場所によつて、かなり相違している。また、層的にみると、一般に上部になるほど、プロピライト化が弱くなつている。

この熔岩は、川股鉾泉附近では、(a₁')ないし(a₁'')の上位にのつているが、その中には、しばしば、(a₁')ないし(a₁'')の緑色凝灰岩・緑色凝灰角礫岩とまったく同じものが、介在しており、その上部は、ついに均質な輝石安山岩となつている。また、カマウンベツ川上流では、ほぼ同じ輝石安山岩

熔岩が明らかに、(b₁) の上位に発達しているのが、みとめられる。したがって、この熔岩は、(a₁') ないし (a₁''') の堆積中から、(b₁) の堆積後までひきつづいた、火山活動の産物として溢流したものと考えられる。しかし、カマウンベツ川上流の露出状態から、この火山活動の主体は、(b₁) 堆積後にあつたことが推察されるので、一応、上部層にふくめてとりあつた。

プロピライト化のいちじるしいものは、濃緑色ないし緑灰色を呈し、しばしば、黄鉄鉱を多量にふくんでいて、凝灰岩とみまちがうことがある。わりあい新鮮なものは、緑色ないし暗灰色の緻密堅硬な岩石である。カマウンベツ川左股支流の上流には、基底岩相と考えられる暗灰色の粗しような安山岩が、(b₁) の上部に露出しているが、これは、一見泥熔岩状の産状をしめしている。

なお、顕微鏡下の観察についてのべれば、つぎのようである。

この熔岩は、プロピライト化のていどが一様でないことは前にのべたが、ほとんど新鮮なもののみとつぎのようである。一般に斑晶の少ない玻璃質の安山岩で、有色鉱物も少ない。ときには、わずかに流理構造をしめすものがある。有色鉱物の変質（緑泥石化）をまぬかれたものを見ると、紫蘇輝石が多く、それにくらべて普通輝石は少ない。緑泥石化しているものは、普通、有色鉱物だけで、斜長石は新鮮な状態で観察される。

また、肉眼でプロピライトとみとめられるのみを見ると、わずかに原岩の構造一斑晶の残晶一仮像一を残すものから、全く残さない完全にプロピライト化をうけたものまであり、場所によつて、変質の種類が異なつてゐることを物語つている。

変質の主なものは、緑泥石化・珪化・炭酸塩化ならびに黄鉄鉱化である。最も普遍的で、量的・質的にも多いものは緑泥石化で、この緑泥石化だけは、熔岩の全域にわたつて多少なりともみとめられる。そのほかの変質は、熔岩全体からみれば部分的なもので、この地域の鉄床の形成にあづかつた鉄化作用と密接な関係をもつてゐることの明らかなものである。

珪化をうけたものは、2 次的に生成されたモザイク状の石英が多く生長し、炭酸塩化したものでは、不規則な形で方解石が交代生成されている。鉄化作用による黄鉄鉱は、通常、径 0.2 mm くらいの自形性をもつて散在し、鉄化作用がさらに進むと、不規則な大きなかたまりになつてゐる。

これらの変質のうち、炭酸塩化が、もつとも遅れた時期のもののようにである。

b₃ 石英粗面岩岩脈 [Lp]・プロピライト岩脈 [Py]

石英粗面岩岩脈は、幌別川本流の上流部（旭坑下流から熊の沢下流二股附

近にかけて)に、 $N30^{\circ}\sim 40^{\circ}E$ の方向性をもつて分布するものと、熊の沢の中・上流部およびカマウンベツ川左股支流の入口附近に小さな露出をするものがある。いずれも、 (a_1') ないし (a_1''') を岩脈状につらぬいているもので、その附近の、下部層に属する緑色凝灰岩または緑色凝灰角礫岩に菱質をあたえ、また鉍化作用をうけて黄鉄鉍が多量に鉍染している。また、どれもにかよつた岩質のもので、青灰色～暗灰青色をし、石英斑晶をふくむ堅硬緻密な斑状岩である。

プロピライト岩脈は、ポンワシベツ川の中・下流部と大曲沢の入口附近とに露出しているもので、 (a_1') ないし (a_1''') を岩脈状につらぬいている。とともに、濃緑青色～緑色の緻密な岩石である。ポンワシベツ川のもの、部分的に角礫状をしているが、均質で新鮮な部分は、やや原岩の斑晶構造がみとめられるものである。

石英粗面岩脈とプロピライト岩脈とは、上にのべたように、ともに、 (a_1') ないし (a_1''') を貫いていることは明らかであるが、 (b_1) カマウンベツ砂岩・頁岩・凝灰岩層ないし (b_2) 輝石安山岩熔岩との関係は、わからない。しかし、これらはいちじるしく鉍染されており、また、あとにのべる室蘭層のなかには、これらといた岩石が礫としてみとめられる。したがつて、幌別層堆積時の火成活動に関係があるもの、と考へて、いちおう上部層にふくめた。

II 室 蘭 層^{*}

この地層は、幌別川の下流域に模式的に発達するもので、室蘭岳と鶯別岳の南麓に広く分布している。幌別層を不整合におおひ、第四紀層(段丘堆積物)あるいは室蘭岳火山噴出物に不整合におおわれている。

この地層の走向と傾斜は、チリベツを境にして、東側と西側とではかなり

* 佐藤文男・沢田義男によつて、鶯別層として取扱われた地層(佐藤文男・沢田義男: 鶯別岳附近の火成活動について、その二地形及び地質、新生代の研究 No. 13. 1952年)とほぼ同じであるが、小山内・酒匂の室蘭図幅説明書(北海道地下資源調査所 1953年)のなかで取扱つた室蘭層と、共通の性質をもっている。しかもこの地層は、室蘭半島が模式地であるから、室蘭層の名称を使つた。

ちがつている。チリベツから東側は、幌別川の下流地帯では走向は $N 10^{\circ} \sim 15^{\circ}E$ で、傾斜は $10^{\circ} \sim 40^{\circ}SE$ から $10^{\circ} \sim 15^{\circ}NE$ であるが、ノボリトシナイ沢では $N 20^{\circ} \sim 30^{\circ}W \cdot 20^{\circ} \sim 25^{\circ}SW$ 、トンケシ川では $N 15^{\circ} \sim 10^{\circ}W \cdot 20^{\circ}NE$ 、チリベツ附近では $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ}E \cdot 10^{\circ} \sim 15^{\circ}SE$ の走向・傾斜をしめし、上鷲別と富岸附近を通る向斜軸と脊斜軸とが、それぞれ想定される。このように、かなり変化にとんだゆるい波状褶曲がみられるのに反して、チリベツから西側は、地層はほとんど水平である。

室蘭層は、岩質と岩相とから、つぎのようにわけられるが、その厚さは、あわせて 480 m を越える。

B	^{モトワニシ} 本輪西砂岩・頁岩互層	}	b_2 砂岩・頁岩層 (厚さ 80 m 以上) b_1' 安山岩脈 b_1 集塊岩層 (厚さ 150 m 以上)
A	^{ウシベツ} 鷲別凝灰岩層	}	a_2 凝灰岩層 (厚さおよそ 170 m) a_1 砂岩層 (厚さおよそ 80 m)

A ^{ウシベツ} 鷲別凝灰岩層 (M_1)

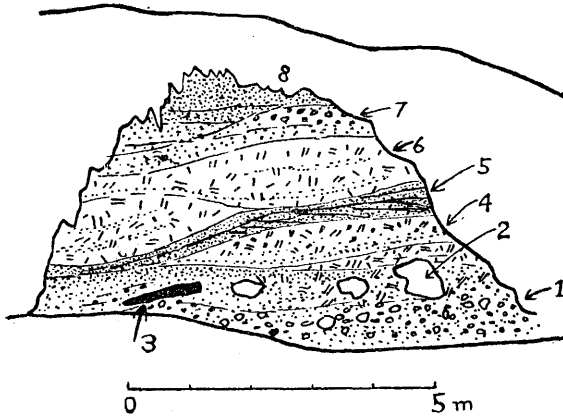
鷲別岳の麓から幌別川の下流部にそそぐ各小沢に、模式的な露出がみられる。下部は、(a_1) 凝灰質砂岩を主体としているが、上部は、(a_2) 凝灰岩・凝灰角礫岩などの火山碎屑物である。

a_1 砂岩層

凝灰質砂岩・凝灰岩などから構成されている地層である。下部では、礫質の砂岩、まれには礫岩を、レンズ状にはさみ、炭質物・木片 (径 30 cm・長さ 1 m 以上におよぶものがある)・植物破片などを多量にふくんでいる。偽層がはげしく、地層が急に薄くなつたりして、水平方向に岩相の変化がはげしいのが持ちようである。だが上部になると、かなり整然とした層理をしめす凝灰岩と砂岩が発達している。この層の厚さは、おおよそ 80 m である。

岩質：砂岩——淡黄灰色・灰白色・灰青色などの、粗粒から細粒にわたる凝灰質砂岩である。まれに、拳大から人頭大前後の円礫や角礫* が散点した粗粒の礫質砂

* 粘板岩・閃緑岩・チャート・プロピライト・鉍化作用をうけたプロピライト・黄鉄鉱・黄銅鉱などをふくむ鉍石・石英粗面岩・玻璃質安山岩など、ほとんどが、室蘭層が堆積する前の地質構成員から供給されたと考えられる。



- 1: 礫岩 2: 礫岩層中の礫—アモライト玻璃質安山岩等
 3: 砂岩(中—粗粒)中の炭化木 4: 凝灰質砂岩および凝灰岩
 5: 中—粗粒砂岩(礫層の發達しているといふ)
 6: 凝灰岩および凝灰質砂岩 7: 砂岩および礫質砂岩
 8: 細—中粒砂岩

第6圖 室蘭層(鶯別凝灰岩層・ a_1 砂岩層)の露出

などの小さな角礫が多い。

a_2 凝灰岩層

凝灰岩・凝灰角礫岩を主体とする石英粗面岩質の凝灰岩層で凝灰質砂岩の薄層をはさんでいる。 (a_1) 砂岩層とは漸移している。模式的な露出は、トンケシ川下流・ノボリトシナイ沢などでみられる。厚さは、およそ170mである。

岩質：凝灰岩——灰白色～淡褐色の、石英粒を多量にふくむ粗しようでぜい弱な凝灰岩である。まれに、珪化した頁岩や、石英粗面岩・閃緑岩・緑色凝灰岩・黒色粘板岩などの、小さな角礫をふくんでいることがある。

凝灰角礫岩—— (a_1) 中の凝灰角礫岩とほとんど同じ性質のものである。

B ^{モトウニシ}本輪西砂岩・頁岩互層 (M_2)

前にのべた鶯別凝灰岩層の上部には、安山岩の礫を多量にふくむ部分が漸

岩や、これと全く同種の礫から構成されている礫岩が、不規則な形でレンズ状にはさまっている。上部に発達する凝灰質の砂岩中には、漂砂黄鉄鉱粒をかなり多くふくんでいることがある。*

凝灰岩・凝灰角礫岩——ともに青灰色・灰白色の粗しようでぜい弱なものである。前にのべた砂岩中に、2～3mの厚さで介在することが多い。上部になるほど、石英粒をふくんでくるのが特ちょうである。凝灰角礫岩の礫には、粘板岩・珪化された頁岩・輝石安山岩

* 通称白金の沢に露出する。金粒もふくまれている可能性があり、白金を産するといつて探鉱されたが、その場所はわからなかつた。

移関係で発達しているが、この部分を鷺別凝灰岩層からきりはなして別個のものとし、本輪西砂岩・頁岩互層として取扱う。

全般的にみると、火山砕屑物にとんだ地層である。下部は、ほとんどが集塊岩・凝灰角礫岩・凝灰岩などで、輝石安山岩が岩脈としてつらぬいている。これに反して、上部になると、凝灰質の砂岩・泥岩・頁岩・凝灰岩などの堆積層が発達している。

b₁ 集塊岩層

鷺別岬に模式的な露出がみられる。安山岩質集塊岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などが主体で、凝灰質砂岩の薄層をはさんでいる。一般に、層理が不明瞭で、厚さや岩相の変化がはげしい。

この地層が、水平的に岩相がどう変化しているかを大まかにみると、南西海岸では、一般に集塊岩などの粗粒な火山砕屑物を主体としているが、北部では、集塊岩はみられず、南部にくらべて細粒の火山砕屑物が発達している。——このような岩相の変化の一断面は、一つの露出でもあきらかにみられる——a₂ が石英粗面岩質であるに反して、この地層は、輝石安山岩質なので、a₂ と区別できる。厚さは 150 m 以上である。

岩質：凝灰岩・凝灰角礫岩——凝灰岩は淡緑灰色・暗灰色・淡褐色などの、粗しうで軟弱なものから、細粒で均質のものまでみられる。凝灰角礫岩は、このような凝灰岩を基質として、暗灰色や青灰色のかなり新鮮な輝石安山岩の小さな角礫や浮石片をふくんでいる。

集塊岩——角礫は、大体人頭大より小さなものであるが、まれには、50 cm 前後のものもふくまれていることがある。礫の大部分は普通輝石紫蘇輝石安山岩で、基質は粗しうな凝灰岩である。

b₁' 安山岩脈 [M₃]

イタンキ岬の基部と図幅西南端の丘陵地とに露出する安山岩を一括する。

ともに岩脈と考えられるもので、岩体の周縁部は集塊岩状をしている。b₁ との境界は明らかでない。だが、b₁ の集塊岩中にみられる安山岩礫には、この安山岩とまったく同じ岩質のものが多量にふくまれていることから考え

て、この安山岩は、 b_1 が堆積している当時に噴出したものと推察される。

暗灰色～淡青灰色の堅硬な岩石で、斜長石および輝石の斑晶が肉眼でよくみとめられる。

顕微鏡下では、つぎのようである。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石・普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鉱・緑泥石

斜長石にくらべて、わずかに有色鉱物の多い玻璃質安山岩である。

斜長石は、An 60 附近の成分をもつ曹灰長石で、一般に破碎された形のものが多い。累帯構造や双晶は普通にみられる。

輝石類は、時に多くの普通輝石が存在して、普通輝石安山岩質のものもあるが、多くの場合、長柱状の紫蘇輝石が優勢である。普通輝石は、淡帯褐緑色で、時には融蝕された形をしめしている。

石基は、玻璃質が多く、針状斜長石がみられる隠微晶質構造をし、部分的には緑泥石化している。

b₂ 砂岩・頁岩層

模式地は幌別川下流の軌道第一鉄橋附近で、中島町からチリベツ町にかけても分布している。砂岩・頁岩・泥岩・凝灰岩などの互層を主体とし、凝灰角礫岩をはさむ地層である。砂岩・頁岩・泥岩は、ともに凝灰質で、下部の a_1 や b_1 にくらべて、層理がきわめてはつきりしており、しばしば、植物化石の破片や動物化石をふくむのが、特ちょうである。厚さは、80 m 以上である。

岩 質： 砂岩——淡褐色～灰白色の凝灰質砂岩で、一般に 0.5 m～2 m の厚さで、互層中に介在している。

幌別川下流の第一軌道鉄橋附近では、互層のなかの砂岩から、つぎの化石が採集された。

Yoldia thrathiaeformis Stor *

Nuculana confusa Hanley *

Nuculana sp. *

Linthia sp. *

Cardium sp. *

Carpinus sp. *

* 室蘭工大沢田義雄の採取による。

Macoma sp.

Fish bone (Gn. sp. indet.)

頁岩・泥岩——淡褐色または暗灰色をし、ともに凝灰質である。頁岩には、やや砂質のものもみられ、植物化石の破片が密集してふくまれていることがある。が、いして、剥理性をしめすことが少ない。

凝灰岩・凝灰角礫岩——凝灰岩は、青灰色～淡緑灰色の粗しようにて軟弱なものが多い。凝灰角礫岩は、この凝灰岩を基質として、安山岩・玄武岩・緑色凝灰岩などの小さな角礫をふくむもので、 b_1 でみられる凝灰角礫岩にくらべて、新鮮な礫の少ないのが特ちょうである。

第7章 第四紀層*

すでにのべたように、東部地域の隆起台地および西部地域の丘陵地を構成する地質系統は、いろいろの層準の洪積層である。この洪積層は、段丘面との関係から、新・旧の2つの洪積層にわけられる。また室蘭岳・来馬山の裾野（図幅の北西部）などには、段丘面・洪積層との関係、および地形などから、旧期洪積世に噴出したと考えられる火山岩類が分布している。

旧期の洪積層とよばれるものは、もつとも高い段丘面によつても切られる地層で、東部地域では、下から倶多楽火山噴出物・登別層に、西部地域では、鷺別砂礫層・室蘭岳火山噴出物に、それぞれ細分される。

新期の洪積層とよばれるものは、主体はいわゆる段丘堆積物（上・中・下の3段の段丘堆積物にわけられる）で、そのほかに支笏浮石層がふくまれる。

旧期に噴出した火山岩類は、岩質と分布とから、来馬山熔岩・室蘭岳熔岩・鷺別岳熔岩・462 m 山熔岩・橘池熔岩・ポイントコ山熔岩などにわけられる。このうち、室蘭岳・鷺別岳および462 m 山の各熔岩は、前にのべた室蘭岳火

* この説明書の刊行に先だつて、“西南北海道東部地域の地質・第1報 登別泥流についての2, 3の問題”と題して、北海道地質要報第20号に、登別温泉を中心とする地域で観察したことがらを論じたが、その後、考え方に若干の訂正を必要とするところもできたので、この説明書のようにあらためる。

山噴出物にふくめられるものであり^{*}、橘池熔岩は、岩質の点から倶多楽火山噴出物の一員でないか、とも考えられる^{**}。だが、来馬山熔岩とポイントコ山熔岩は、倶多楽火山・室蘭岳火山の活動とは別個のもので、それらより古い時代に溢流したと考えられ、洪積世最下部あるいは鮮新世最上部の頃のもの^{***}と推察される。

なお、丘陵地を解析する河川、とくに幌別川の河岸には、2~3段の河成段丘が発達しているが、このうちの一部——高位のもの——は、洪積世末葉に形成されたものであり、したがって、その上にのる礫層は明らかに、最新期の洪積層にふくめられる。

このほか、高位段丘堆積物堆積の頃のものと考えられる、岩屑堆積物と、あとからのべる沖積世の下部をしめていると考えられる、崖錐堆積物とがある。

沖積層は、現在の河川流域および海岸平地にみられる。後者には、海岸の砂丘を構成する砂層や砂鉄層もみとめられるが、新期の火山灰が、ひろく発達している。

I 来馬山熔岩〔RI〕^{****}・ポイントコ山熔岩〔PI〕・橘池熔岩〔TI〕

これらは、いずれも普通輝石紫蘇輝石安山岩である。これらが、層位的にどの辺のものなのかは、倶多楽火山噴出物との直接の関係が、ともにわからないので、はつきりしたことはいえないが、洪積世の前半に溢流したものと考えて間違いはない。すなわち、

来馬川熔岩と考えられる安山岩が、倶多楽火山噴出物の最下部をしめるランポーゲ浮石層中に、来馬川の上流で礫としてみとめられた^{*****}。また、ポイント

* あとでのべるように、基底部の噴出物層と一連のものなので、室蘭岳火山噴出物として一括した。

** しかし、明らかではないので、いちおう、別個のものとして取扱つておく。

*** いちおう、洪積世のものと考えておく。

**** 第8図版(写真)参照。

***** 第11図参照。

コ山熔岩は、地形から判断して倶多楽火山噴出物におおわれている。したがって、この2つは倶多楽火山活動以前の所産、とみてよいであろう。だが橘池熔岩は、岩質は多孔質で、来馬山熔岩とはちがいで別泥熔岩にひじょうによくにている。そして顕微鏡下でも、構成鉱物は登別泥熔岩とほとんどかわらない。また地形的には、残丘ではなからうかともみられる。このようなことから、前の2者とは性格がちがいで、倶多楽火山に関連をもつものでなからうかと考えている。

いずれにしても、これらは洪積世前半のものとみれるものであろう。

顕微鏡下の観察についてのべれば、つぎのようである。

来馬山熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

斑 晶： 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

石 基： 斜長石・輝石・磁鉄鉱・玻璃

斜長石の多い（約50%）安山岩である。

斜長石は、約1.0mm大で破砕片様のものが多い。やや基性で、石基との間はひじょうに不鮮明になっている。

紫蘇輝石は、長さ0.5mmくらいの長柱状結晶で、大型のものはないが、量はわりに多い。X=赤褐色、Y=帯褐緑色、Z=緑色の多色性をもっている。

普通輝石には、2.0mmくらいの大型結晶のものと、0.1mmくらいの不定形のものがあり、多分に融蝕された形跡をしめしている。紫蘇輝石とはほぼ同じ量比である。

石基は、ほとんどじんあい状の物質を多量にもつ玻璃からできていて、その中に破片状の斜長石が多量に散在し、わずかに隠微晶質構造をしている。

橘池熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）（第31図版第2図参照）

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石 基： 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鉱

斑晶が多く、有色鉱物も多くみられる玻璃質の岩石で、ハイアロピリティック構造をもっている。

斜長石は、長さ0.5~1.0mm・幅0.3~0.8mmでいどの曹灰長石である。大型のものには累帯構造がいちじるしく、輝石や磁鉄鉱を包裹している。

紫蘇輝石は、長さ0.5mm以下の長柱状で、X=淡褐色・Y=淡黄緑色・Z=緑色の多色性をしめす。

普通輝石は、斑晶としては少く、石基に多い。紫蘇輝石にくらべて小型である。

磁鉄鉱には、径0.5mmくらいの大型のものがある。

石基は、短冊状の斜長石と、粒状の普通輝石および玻璃からなる。

II 鷺別砂礫層〔Ws*〕

図幅の西南部および室蘭岳北麓のポンワシベツライバ沢上流に分布し、鷺別岬の南岸に模式的な発達が見られる。

西南部では、直接に室蘭層を、また、ポンワシベツライバ沢上流では、プロピライトを不整合に、それぞれおおい、室蘭岳火山噴出物におおわれている。

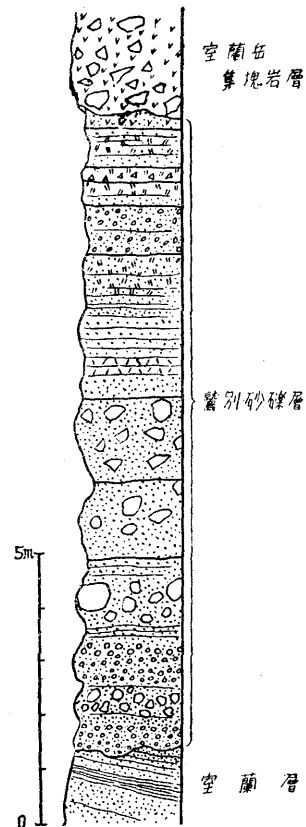
この地層の構成物は、砂・礫・浮石質砂などで、きわめて粗しうである。

礫層： 一般に拳大以下——まれに径 50 cm 前後の礫をふくむ——の、第三紀を構成する岩層から供給された礫からなり、大部分が円磨されている。基質は粗粒の砂で、凝結状態は、礫を容易にとり出すことができるていどの、きわめて不十分なものである。

砂層・浮石質砂層： 砂層は淡褐色から黄褐色・黄白色などを呈し、一般に粗粒で凝結は不十分である。輝石安山岩・プロピライト・石英粗面岩・まれに閃緑岩・粘板岩などの小さな角礫破片をふくみ、礫質砂層となつていことがある。

浮石質砂層は、ポンワシベツライバ沢上流で見られるもので、淡黄白色で、指頭大前後の浮石を多量にふくむ火山灰質粗粒砂層である。

鷺別岬では、第 7 図のような堆積を示して、割合に分級作用を受け、層理もみられるが、ポ

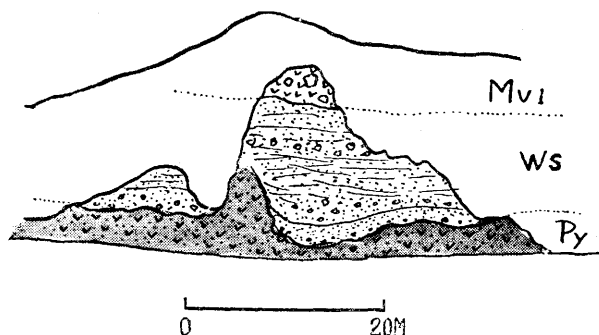


第 7 圖 鷺別砂礫層〔Ws〕柱状断面図

* 第 6～第 7 図版 (写真) 参照。

** 西南部のもの、ポンワシベツライバ沢のもの、同一層として、とりあつかつてよいかどうか、という疑問があるが、あとでのべるように、この地方では、第四紀に相当の地塊運動のあつたこと、すなわち、その運動は、北方で隆起がいちじるしいことが実証された。たとえば、倶多楽火山噴出物・登別層などの、北と南との分布高度差は、同一層準であるにもかかわらず、約 300 m である。このようなことを考慮にいれ、さらに層位関係や岩質も、ほぼ似ていることを加えて、いちはう同一層としてまとめた。

ンワシベツライバ
 沢上流では、第 8
 図のようであつ
 て、厚い礫層の発
 達はなく、偽層の
 みとめられる浮石
 質砂層——プロピ
 ライト・閃緑岩・緑
 色凝灰岩などの小
 岩片をふくむ——



MvI: 室蘭岳集塊岩層 Ws: 鶯別砂礫層 Py: フロイト

第 8 圖 ポンワシベツライバ川上流の鶯別砂礫層〔Ws〕の露出
 が主体となつている。またチリベツ附近では、室蘭層の上にわずか 1 m 前後
 の厚さの礫層——基質は粗粒の砂からなつている——がのり、ただちに、室蘭
 岳噴出物の集塊岩でおおわれている。このように岩相の水平変化が、かなり
 いちじるしく、層厚も一定ではない。しかし層厚は 15 m をこえることは、
 ないようである。

この地層は、あとにのべる室蘭岳火山噴出物の基底部の一員とも考えられるが*、室蘭
 岳火山噴出物の下にあつて、礫・砂などを堆積させた、一つの特徴ある岩相**であり、
 しかも、蘭室岳火山噴出物とは、明らかに岩質と岩相がちがうので、地質図上に色分け
 した。

また、この地層の凝結状態は、ひじょうにぜい弱である点、第三紀の岩層の岩片を円
 礫としてとりこんでいる点、などから判断して、第三紀のものとは考えられない。で、
 一応下部洪積世の堆積層とみなし、俱多楽火山噴出物と、ほぼ同時期の堆積物と考え
 た***。

* 室蘭工大佐藤文男・沢田義男（佐藤文男・沢田義男：鶯別岳附近の火成活動につ
 いて、新生代の研究 13 号 1952）は、基底部の一員として、とりあつた。（沢田
 の談話による）

** たとえば、鶯別岬では、分級作用、ポンワシベツライバ沢では、偽層が、明らかに
 認められる。したがつて、この岩層は、水成堆積相をしめすものと考えられる。

*** 俱多楽火山噴出物の最下部層であるランボーゲ浮石層に対比されるのではないかと
 考えている。

Ⅲ 室蘭岳火山噴出物^{*}

図幅の西端にある室蘭岳・鷲別岳を中心とした地域に分布している。

一般に層理の発達はまだで、構造は明らかでない。しかし、鷲別川の中流では、 $N 70^{\circ} \sim 80^{\circ} E \cdot SE 10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ の走向・傾斜をしめす、流理構造の発達する部分がある。

第三紀層・第三紀火山岩類および鷲別砂礫層をおおい、南裾野では、明らかに高位・中位・低位の3段の段丘面で解析されている。

この噴出物は、さらに室蘭岳火山の基盤をつくる集塊岩層と、その後に溢流した3つの熔岩とにわけられるが、集塊岩層と熔岩類との間には、ほとんど間隙がみとめられず、また岩質も近縁のものである。したがって、集塊岩の噴出からはじまつて熔岩の溢流で終る、一つの火山の、活動の経緯を物語るものであろう^{**}。

A 室蘭岳集塊岩層〔Mv₁〕

室蘭岳・鷲別岳の陵線を境として、南裾野の台地に広く、北麓ではややせまい分布をしめしている。鷲別岬と鷲別川の中・上流で、模式的な露出がみられる。

この噴出物は、凝灰質集塊岩・集塊岩質泥熔岩を主体とし、紫蘇輝石安山岩・凝灰角礫岩・浮石質凝灰岩などを伴うもので、まれには、浮石質砂岩・泥岩などもはさまっている。

この地層は、いままでは、集塊岩一相と考えられていたが、その内には、各種の岩相が、あるていどの拡がりとし、かさなりとをもつて、分布していることがわかった。ただ、露出が不十分なので、各岩相の層位関係・分布・厚さなどについては、詳細を知ることができない。したがって、これらを一括

* 第6図版(写真)参照。

あとからのべる倶多楽火山噴出物との直接の関係はわからないが、この火山噴出物の基底である室蘭岳集塊岩層中には、泥熔岩もみとめられることや、段丘との関係などから、大体同じ頃の火山と考えている。

** あとがきの項を参照。

して、いちおう、室蘭岳集塊岩層とした。
 だが、おおよそ、第9図のような上下関係
 をもっているようである。(この関係は、鷺
 別川の中流および上流の踏査によつても、
 ほぼ推定できる。第10図は、その踏査の
 一部をしめしたものである)

凝灰質集塊岩

層位的に、おおよそ、(1) 基底部のもと、
 (2) 比較的上部のもとにわけられる。

(1) は、外観黝色をていし、輝石安山岩・砂
 岩・粘板岩・緑色凝灰岩などの角礫を、多孔質
 ——部分的には均質になつていることもある
 ——の安山岩熔岩でうずめられたものである。この
 集塊岩は、鷺別岬に模式的に発達している。

(2) は、外観赤褐色ないし暗赤灰色をし、普
 通輝石紫蘇輝石安山岩の人頭大ないし拳大の角
 礫を多量にふくむもので、赤褐色の泥熔岩状熔岩でうずめられている。この集塊岩は、
 鷺別川の上流に、かなり厚く発達している。

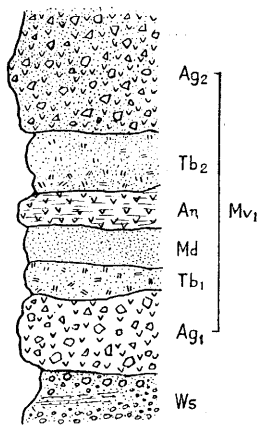
このものを顕微鏡下で観察すれば、つぎのようである。

一般に、斜長石斑晶は大型をしめし、有色鉱物の斑晶は少い。一部には橄欖石をふく
 むものがあり、また灰長石の巨晶が普通にみとめられるのが、特ちようである。

斑 晶： 斜長石 ≧ 紫蘇輝石 > 普通輝石 > (橄欖石)

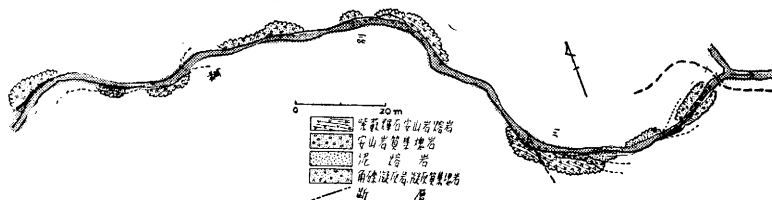
石 基： 斜長石・輝石・磁鉄鈣

斜長石は、An60 から An80 までのものがあり、累帯構造が目立つものと、ほとん
 どみとめられないものとの2つがある。輝石や磁鉄鈣の包裹物を、普通にもっている。
 灰長石の巨晶には、累帯構造はほとんどみとめられず、わずかに被膜でいどのものが
 みられる。



Ag ₁ : 下部集塊岩	An: 紫蘇輝石安山岩熔岩
Tb ₁ : 下部凝灰質角礫岩・粘板岩	Tb ₂ : 上部凝灰質角礫岩
Md: 泥岩	Ag ₂ : 上部集塊岩
Ws: 層別砂礫層	Mv ₁ : 室蘭岳集塊岩層

第9圖 室蘭岳集塊岩層の
層序概念



第10圖 鷺別川中流踏査図の1部、室蘭岳集塊岩層の露出

紫蘇輝石は 0.5~1.0 mm くらいの長柱状をし、多色性がいちじるしく、 $X \cdot Y$ = 帯褐緑色、 Z = 緑色をしめす。融蝕されたものもあり、普通輝石の縁をもつものもある。

普通輝石は、紫蘇輝石にくらべて小型で量も少い。多くの場合、数個が集合した形をとり、磁鉄鉱を包裹している。

橄欖石は、灰長石の巨晶のなかに多くみられるが、融蝕されたものが多く、輝石の縁をもっているものもある。時に 1 mm 以上の磁鉄鉱のみられることもある。

石基は、一般に結晶度が高く、玻璃が多い。短冊状の斜長石と輝石の微粒とが主体であるが、玻璃とほぼ等量である。

紫蘇輝石安山岩熔岩・泥熔岩

ともに、鷺別川中流の二股附近に露出している。

安山岩は、暗灰色の、ややち密で、肉眼で斜長石の小さな斑晶と石英の微粒がみとめられるものである。この安山岩は、薄い板状の剝理性をもち、明瞭な流理構造の発達していることが、特ちょうである。

泥熔岩は、灰白色ないし灰色の、粗しよう塊状のものである。肉眼で、輝石の小粒がみとめられる。一般に凝灰岩のような外観をしている。この泥熔岩を顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。(第 31 図版第 1 図参照)

含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩質のもので、2 mm くらいのやや自形に近い石英の結晶をもっており、斑瀾岩様の完晶質のものと、砂岩の顕微鏡的捕獲岩とをふくんでいる。基質は、アミグダロイダル構造をもつた玻璃からできている。この泥熔岩は、登別泥熔岩とむすびつけるには、岩質があまりにも、ちがいきすぎる。

凝灰角礫岩*・浮石質凝灰岩

ともに、鷺別川の中流部に模式的に露出しているもので、黄白色ないし灰白色をしめしている。

凝灰角礫岩の礫は、前にのべた泥熔岩や、輝石安山岩の角礫で、基質は一般に粗しようである。

浮石質凝灰岩は、石英の粒が、特ちょう的にみとめられる、灰色の浮石を多量にふくむものである。

砂岩・泥岩

ともに、薄層あるいは不規則なレンズ状ではさまっている。

砂岩は、灰白色から黝色をしめすものまであり、一般に指頭大の浮石が破片状にふくまれる粗粒のものである。まれに、安山岩や鉱物の破片を多量にふくむ、黝色の粗粒な火山砂と考えられる砂が、みとめられる。

泥岩は、暗褐色の緻密でやや堅硬なのである。鉱物の破片を多量にふくんでいるのが、特ちょうである。

* 図幅外ではあるが、川股鉱泉上流の硫黄鉱床(西紋髓図幅内)は、この凝灰角礫岩を鉱染交代したものである。

B 462 m 山熔岩〔Mv₂〕・鷲別岳熔岩〔Mv₃〕・室蘭岳熔岩〔Mv₄〕

この3つの熔岩は、それぞれ、室蘭岳・鷲別岳・462 m 山の各山峰を構成するもので、いずれも室蘭岳集塊岩層の上ののつている。

3者は、肉眼的には、色や硬さがややことなつてはいるが、顕微鏡的には、構成鉱物の量比に多少のちがひがあるだけで、それぞれ共通点をもち、近縁関係にあるものである。したがつて、3者は、噴出源はちがうが、ほぼ同時期の所産と考えられる*。

462 m 山熔岩： 黝灰色ないし暗灰色の緻密堅硬な岩石で、みかけは、室蘭岳熔岩に似ているが、斑晶が比較的少い。

鷲別岳熔岩： 黝色をし、室蘭岳熔岩にくらべて、粗粒の多孔質な岩石で、多量の斜長石がみとめられる斑状岩石である。

室蘭岳熔岩： 灰色の緻密堅硬な岩石で、斜長石・輝石、まれに橄欖石がみとめられる斑状岩である。しばしば、安山岩・砂岩などを捕獲岩としてもつているのが特ちょうである。

なお、顕微鏡下の観察についてのべれば、つぎのようである。

462 m 山熔岩（紫蘇輝石安山岩）

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石

石 基： 斜長石・輝石・磁鉄鈣・玻璃

玻璃質のやや酸性の安山岩で、流理構造をしめしている。

斜長石は、大体1 mm 大のもので、とくに曹長石化が目立つている。累帯構造や双晶は普通にみられ、輝石の包裹物が多い。

紫蘇輝石は、長さ1 mm 以下の長柱状のもので、多色性は弱く、ほとんどみとめられないでいどである。一般に淡褐緑色のものである。なお、普通輝石も、まれにはみられる。

石基は、短冊状斜長石がひじょうに多いものである。

鷲別岳熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石≧普通輝石

石 基： 斜長石・輝石・磁鉄鈣

この熔岩は、室蘭岳熔岩とほとんど同一であるが、顕微鏡的にはやや有色鉱物の量が多くなつている。

斜長石は、An₆₀ 附近の成分をもつ曹灰長石で1.0~2.5 mm の大きさのものである。双晶は、室蘭岳・462 m 山などほかの熔岩にくらべると、余り目立たない方であるが、

* あとがきを参照。

累帯構造はいちじるしい。とくに大きな斑晶には、0.05 mm くらいの被膜様のものが数枚みられる。輝石や磁鉄鈹の包裹物も普通にあり、劈開や割目を玻璃が埋めている。

紫蘇輝石は、やや小型の長柱状をし、 $X \cdot Y =$ 淡褐色、 $Z =$ 淡緑色の弱い多色性をもっている。

普通輝石は、淡黄緑色のもので割に多い。

石基は、やや結晶度が高く、短冊状の斜長石と輝石および磁鉄鈹とで、微晶質構造をしている。

室蘭岳熔岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩）

斑 晶： 斜長石 > 紫蘇輝石 > 普通輝石

石 基： 斜長石・輝石・磁鉄鈹・玻璃

斜長石斑晶のひじょうに多いもので、石基はやや結晶度が高い。

斜長石は、An 65~70 附近の成分をもち、アルバイト双晶をするものが多い。累帯構造はあまり目立たず、輝石や磁鉄鈹の包裹物が多く、玻璃が劈開や割目をうずめている。

紫蘇輝石は、1 mm 前後の長柱状のもので、まわりに普通輝石の縁をもつものがある。

普通輝石は、紫蘇輝石にくらべて小さく量も少い。一般に 0.5~0.3 mm くらいの短柱状で、数個の結晶が集まっていることが多く、また磁鉄鈹の包裹物も多い。磁鉄鈹はまれに 0.5 mm くらいのももあるが、大部分は石基中にある。

石基は、短冊状の斜長石が発達する微晶質構造をしている。

IV 倶多楽火山噴出物^{*}

この図幅地域で、もつとも広く発達している地層である。幌別川から東の全域に分布しているが、模式的な露出は、ランボーグイサキ蘭法華岬附近からポンアヨロにわたる海岸で見られる。

室蘭層を不整合におおい、登別層に不整合におおわれ、所によつては、高位から低位にわたる3つの段丘堆積物がのつている。室蘭岳火山噴出物との関係は明らかでないが、前にのべたように室蘭岳火山噴出物の時期は第四紀であるので、いちおう、ほとんど同じ頃のものと考えている。

下部からランボーグ浮石層・登別泥熔岩・ポンアヨロ浮石層・コジヨリハマ虎杖浜火山

* 第9~第18図版（写真）参照。

第24~第25図版・第30図版（写真）参照。

岩屑堆積物にわかれるが、これらは、灰長石の結晶が特ちよう的にみとめられる普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものである。また、その間にはほとんど間隙がみとめられない。したがって、同じ火山の、活動の一つの経緯をしめすものであろう。

この火山の噴出は、海水の影響がかなり強い環境のもとに行われたもので、堆積相は分級作用を受け、偽層にとみ、岩相の変化が水平・垂直方向ともにはげしい。

岩相の変化の状態をながめれば、つぎのような環境にあつたことがうかがわれる。

ある場所は汀線またはひん海であり、ある場所はすでに陸地化した所であり、またある場所はやや深い所であつた。そして、当時の海岸線の状況は、いまとはすいぶんちがつていて、幌別川や来馬川の流れている地帯が、入江となつて深く湾入していたように思われる。しかも火山活動は、いく度かはげしくなり静かになりして繰返され、それと同時に、地盤の隆起と沈降も行われていた。

倶多楽火山噴出物は、つぎのように細分される。

虎杖浜火山岩屑堆積物 [K₄]

ボンアヨロ浮石層 [K₃]

登別泥熔岩 [K₂]

ランボーゲ浮石層 [K₁]

A ランボーゲ浮石層 [K₁]

登別から^{ランボーゲ}蘭法華岬にわたる海岸と、^{ライバ}来馬川から幌別川上流にかけての地帯に分布する地層で、模式地は蘭法華附近である。

* たとえば、登別駅附近の露出をみれば、つぎのようである。
ランボーゲ浮石層は、上部になると、偽層が発達する粗しよな浮石砂層・浮石層の互層にかわつて、登別泥熔岩に移つている。そしてこの移化部では、浮石粒の分級作用が行われたことが明らかにみとめられ、砂層の間には数 cm の砂鉄層が数枚はさまれていて、瀬海または汀線附近の堆積相がしめされている。

さらに登別泥熔岩は、上にのべたと大体同じような状態でボンアヨロ浮石層にかわつているが、この移化部では、波浪で碎かれたと思われる 50 cm 大の泥熔岩の岩塊がふくまれていることがあるので、当時は汀線附近にあつたろうと推察できる。

** 第 9～第 10 図版 (写真) 参照。

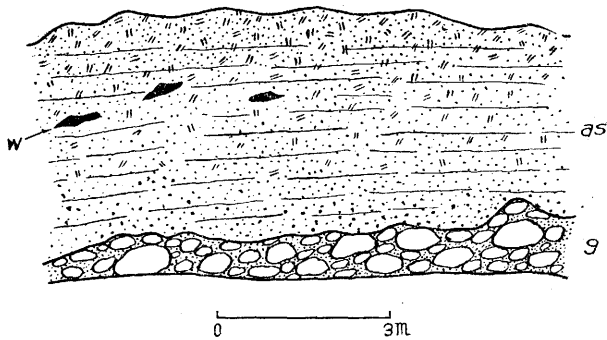
この地層は、岩相の変化が水平的にも垂直的にもはげしいが、模式地附近で

は、桃紅色を帯びた浮石質集塊岩というようなものである。浮石礫と火山岩礫とを火山灰で埋めたもので、岩質や礫の大きさは、所によつてかなりかわる。蘭法華岬では、浮石礫の大きさは掌大か

ら人頭大のものが多く、基質の火山灰の部分が少くて比較的堅硬であるが、約4km南の岡志部^{オカシベ}附近では、火山灰が多くなつて粗しようになり、礫の大きさも2cm~掌大のものである。

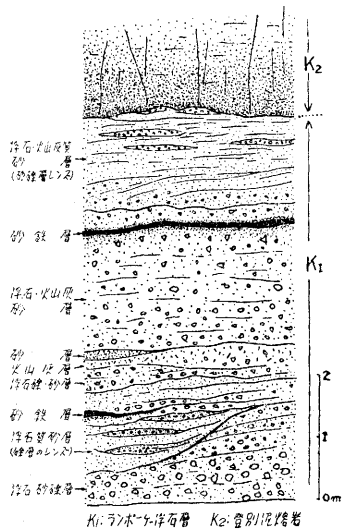
これが来馬川や幌別川上流の地帯になると様子が全くかわつて、浮石の粒は細かになつて、粗しような浮石質砂層にかわつて^{*}いる。たとえば、来馬川の上流では、細粒の浮石砂層と2cm~3cm大の浮石からなる浮石層の互層で、青色の砂層をはさみ偽層がみられる。

なお、模式地では上部の登別泥熔岩にうつる附近の状態は、第12図にしめすよう^{**}



9: 砂礫層 as: 火山灰質砂・浮石質粗粒砂 W: 埋込

第11図 ^{ライバ}来馬川中・上流のランボーゲ浮石層〔K₁〕の下部礫層の露出



第12図 ランボーゲ浮石層〔K₁〕の上部(登別泥熔岩〔K₂〕に移りかわる附近) 第10図版(写真)参照

* 第9図版(写真)参照。 ** 第10図版(写真)参照。

なもので、前にものべたように当時は汀線であつたことがうかがわれる。すなわち、ずつと粒度が細かになり、分級作用をうけた粗しような、細粒の浮石質砂層・浮石層・砂層などが、しばしば褐鉄欽化した漂砂磁鉄欽の薄層をはさんで堆積しており、部分的には偽層もみられる。

この地層の厚さは 50 m をこえる。

B 登別泥熔岩〔K₂〕*

幌別川から東に広く分布し、アヨロ附近で海にしすんでいる。模式地は登別駅附近・登別温泉紅葉谷附近などである。^{**}

この泥熔岩は、ランポーゲ浮石層の上に砂層をはさんでのつてくるが、岩質と厚さがひじようにはげしくかわる。^{***}

岩質は、普通輝石紫蘇輝石安山岩質で、暗青色・暗灰色または紫桃色をしており、熔岩流として溢流したと思われる、流理構造がよく発達したのから、浮石や安山岩の礫をふくんだ角礫凝灰岩状のものまでかわる。また厚さは、数 m の所から 200 m を越える所まであつてひじようにちがつており、厚い所では、下部の方が火山灰の多い粗しような角礫凝灰岩となつている。

岩質および厚さの變化の狀態

この泥熔岩の岩質と厚さがかわる様子を、簡単にのべればつぎのようである。

登別海岸では、かなり細粒緻密であるが（海岸の石切場で採石しているものは、暗青色または紫紅色の、色彩の美しい安山岩質のものと凝灰岩質のものがある）、登別温泉の紅葉谷附近になると、安山岩と浮石の礫が多くなり、石英粒がみとめられる、暗灰色で粗しような感じのする角礫凝灰岩状にかわつている。さらにこれが 549 m 山や倶多楽湖畔になると、肉眼で流理構造がよくみとめられる熔岩流の性状をしめしている。^{****}

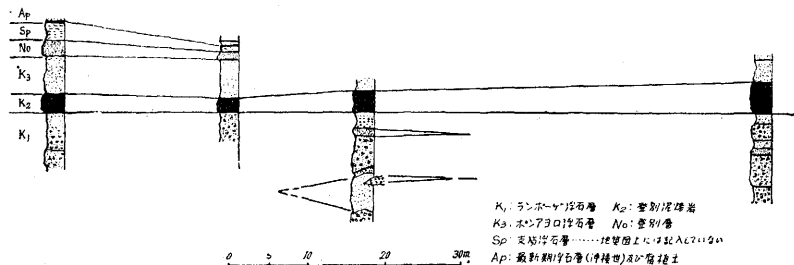
* 第 11~12, 第 14, 第 24~25, 第 30 図版 (写真) 参照。

** 苫小牧から室蘭に向う上り列車が、隨道をぬけて登別にでると、左手の海岸には、大きな石切場があらわれて熔岩流のように見受けられる、暗色の崖が海にのぞんでいる。さらに右手の前方をみると、幌別にかけて崖がつづき、そのやや上段に、ちようど鉢巻をしたような形で同じような露出が連なつているのが、見事にながめられる。

*** 模式地の 1 つ登別駅前の崖のほか、幌別から札内に行く道路の切割でもみとめられる。（そのほかの所では、直接の関係をみれる露出はない）

**** この関係は、次第にかわつてゆくもので、その間にはつきりした境をひくことができない。549 m 山の崖（地質図にあらわしてある）は、黒色の玻璃が流理状に配列した、肉眼では安山岩熔岩とみえるものであるが、これを鏡下でみると、斜長石や輝石は自形をとるものが少く、ほとんどが破片状または他形で、あきらかに泥熔岩といえるものである。

また厚さは、^{トミカワ}富浦海岸では2m~3mであるが、登別温泉紅葉谷附近では100mを越え、さらに549m山の崖が泥熔岩でできているような状態になつて200mをこえ、倶多楽湖畔に近づくほど厚くなつてゐる。



第13圖 登別泥熔岩〔K₂〕の厚さの消長の一例（ランボー岬附近）

いままでのべた2つのことから、登別泥熔岩は倶多楽湖から噴出したものであろう、と考へている*。

なお、幌別から札内に行く道路の切取りで観察されたところでは、登別泥熔岩中には多くの断層が発達し、かなりの範囲にわたつて破碎された所がある**。この断層と破碎の方向には、N 60°E とそれにほぼ直交する N 50°W の二つがみとめられ、幌別川上流に分布する鮮新世訓逢期の緑色凝灰岩中の断層の方向とひじようによく一致している***。

また溢流の時期は、地形の項でものべたように、洪積世の初期（大塚称之助の D1 面，青木簾二郎・田山利三郎の T 面（多摩面）形成以前）であろうと考へている。それは、この泥熔岩の上部にくるポニアヨロ浮石層はもちろ

* 登別泥熔岩の噴出源については、充分な調査を行う機会に恵まれず深谷龍太の説に従つて、噴出源は明らかにされぬまま、東方につらなる支笏泥熔岩の一部かもしれないとされてきた。その後1951年、石川俊夫は、倶多楽湖の陥没前にその中心部から噴出したもので、倶多楽湖の陥没はこの多量の泥熔岩の噴出の結果である、として、いちおう支笏泥熔岩とは別のものと考えたが、それを具体的に説明する資料は提出されておらない。

** 第15図版第1図（写真）参照。

*** これは、この地域の北西隅（幌別川の上流域）に分布する新第三紀の地層のなかでみられるような地質構造が、第四紀にまで影響を与えている、と考へさせるであろう。そして、この断層は、倶多楽カルデラの形成と関連をもつてゐるようであるから、現在みられる火山やカルデラは、偶然にその位置をしめたのではなく、より古い第三紀の造構造史の余煙として、その位置をしめたのであろう。

ん、さらにそれを不整合におおう登別層が、高位段丘堆積物 (D1) におおわれているからである。——この関係は、隣接図幅「徳舜瞥」内の、登別温泉から倶多楽湖に通ずる道路の湖畔近くの切取り (標高 300 m~400 m) と、カルルス温泉からオロフレ山に通ずる道路の切取りでひじようによくみとめられる。——

いままでにのべたようなことから、筆者らは、登別泥熔岩は倶多楽火山の重要なメンバーであつて、洪積世の初期、ほぼギュンツ〜ミンデル間氷期に、倶多楽湖から溢流したものであろうとみている。そして北海道では、いままでに知られているかぎりでは、唯一の例外とみられる古い泥熔岩であることが明らかになつた。同時に、わが国の泥熔岩活動の時代についても、一つの新しい問題を提起したものである、と信じている。

なお、顕微鏡下の観察について簡単にのべれば、つぎのようである。

この岩石は、玻璃質の普通輝石紫蘇輝石安山岩質のもので、斜長石と少量の紫蘇輝石さらに少量の普通輝石と、半深成岩様の捕獲岩片などを、褐色~灰色の玻璃で埋めている。自形のものもあるが、多くは破片状あるいは融蝕形をしめしている。斜長石は、曹灰長石の成分をしめすもので、破状消光をする。0.8×0.2 mm ていどの長柱状ないし 0.6×0.3 mm ていどの卓状をした大型のものと、0.2 mm 内外の小型の短冊状をしたものがみとめられる。前者には、自形結晶に近いものがあり、累帯構造がみられる。後者は、大半が破片状のものであるが、アルバイト式双晶をするものがみられる。

紫蘇輝石は、大型のものは 1.8×0.6 mm に達するものもあるが、大半はずつと小型で、斜長石の小型のものでいどである。一般に多色性はいちじるしくないが、まれに、はげしいものもあつて、X・Y=赤褐色、Z=黄緑色をしめす。

C ポンアヨロ浮石層 (K₃)^{*}

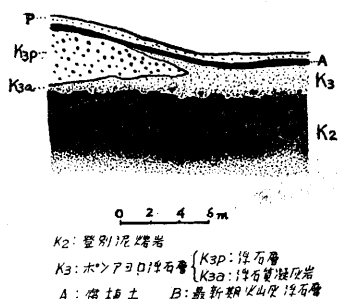
来馬川から東の地域一帯に広く分布している地層で、模式地は、登別附近からポンアヨロにかけた海岸地帯である。

岩質は、模式地附近のランボーゲ浮石層にひじようによく似ている。浮石礫および火山灰からなり、灰長石の大きな結晶をもつた安山岩礫をふくむ、粗しような桃紅色を帯びた地層である。一般には、掌大~0.3 cm ていどの浮石礫を火山灰で埋めた浮石質集塊岩とでもいうようなもので、層理は明らか

* 第 14~第 16, 第 24 図版 (写真) 参照。

でない。だが、偽層がしばしば発達し、場所によっては、局所的な層理をもつた砂層や粗しような凝灰岩というような所もある。厚さは、おおよそ 20 m ~ 100 m である。

登別泥熔岩との間には、登別駅附近では粗しような砂層をはさんでいて、ランボーゲ浮石層と登別泥熔岩との場合と同じような状況がしめされている。しかも、波浪で碎かれたような泥熔岩の岩塊をふくんでいるので、当時は汀線附近にあつたことがうかがわれる。



第 14 圖 登別泥熔岩上面凹凸
(登別駅裏の採石場)

D 虎杖濱火山岩屑堆積物 [K₄*]

虎杖浜から東に分布する地層で、模式的な露出は、虎杖浜から幌内^{オロナイ}にわたる台地にみられる。模式地附近では、局所的に角礫をはさんでポンアヨロ浮石層をおおい、登別層および支笏浮石層に不整合におおわれる。

普通輝石紫蘇輝石安山岩の碎片抛出物と火山砂とからなる地層で、集塊岩質凝灰岩または集塊岩といえるものである。だが、ある場所ではそれが砂岩にうつりかわっており、またある場所では礫層をはさみ、あるいは火山砂と火山礫の互層になつているように、岩相の変化がはげしい。厚さは、おおよそ 5 m ないし 20 m までである。

俱多楽湖の外壁部では、火山砂と碎片抛出物とが美しく成層し、数枚の熔岩をはさんでいるが、海岸^{**}にのぞむ地帯では、浮石礫層・浮石層・火山砂層・青色砂層^{***}などが互層し、分級作用をうけて明らかに水の影響のもとに堆積したことがうかがわれる。

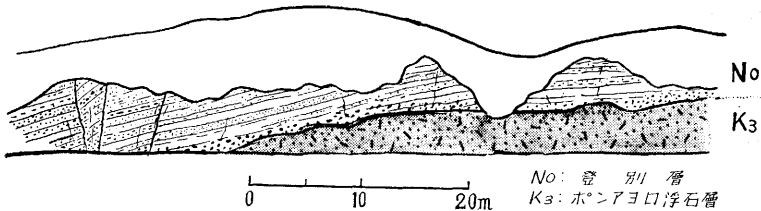
* 第 13, 第 18 図版 (写真) 参照。

** この碎片抛出物と熔岩とは岩質が同じで、とくに大きな灰長石の結晶 (2 cm 程度の大きなものがある) がみられるのが、特ちようである。

*** この互層のうち、上部のほうの浮石礫層中には、上にのべたのと同じと思われる灰長石斑晶の粒が多数はいつている。

V 登別層 [No]*

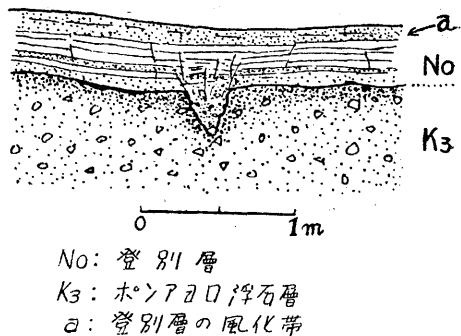
来馬川から東の地域に広く発達している。模式的な露頭は、アヨロ附近・紅葉谷附近および隣接図幅の「徳舜瞥」になるが、大湯沼東側の、登別温泉から倶多楽湖に通ずる道路の切り取りでみられる。



第15圖 ポニアヨロ浮石層〔K₃〕と登別層〔No〕との関係、および登別層を切る断層

倶多楽火山噴出物を不整合におおう層理の明瞭な地層で、細粒～粗粒の板状（厚さ5cm内外）の砂岩を主体とし、上部になると頁岩と互層する。ときに炭化木をふくみ、基底部には、倶多楽火山噴出物を重円礫または円礫としてもつ砂礫層、あるいは浮石礫層が局部的に発達している。

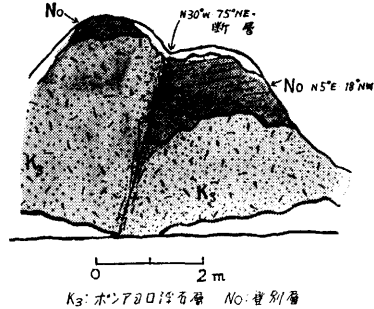
この地層は、走向が一定しないひじょうに傾斜のゆるい地層（急な所でも25°ていどで、ほとんど水平に近い所が多い）であるにもかかわらず、分布は、ほぼ標高350mから40mていどの範囲にわたり、高低差は300mもある。倶多楽火山噴出物のうち、虎杖浜火山岩屑堆積物・ポニアヨロ浮石層・登別泥熔岩までも不整合におおい、しかも虎杖浜駅前の露出では、虎杖浜火山岩屑堆積物が解析された凹所を



第16圖 登別層〔No〕下面の凹凸（札内南方の露出）

* 第14～第20図版（写真）参照。

埋めて堆積したようすが観察される。
 したがって、倶多楽火山噴出物との間
 には、かなりの間隙があつたことがう
 かがわれる。またこの地層中には、俱
 多楽火山噴出物中にみられると同じ性
 質の断層や砂岩脈が多数発達してい
 る*。さらにこの地層の厚さをみると、
 もつとも厚い大湯沼東側でも 30 m て
 いどで、きわめて薄い。



第 17 圖 ポンアヨロ浮石層〔K₃〕と
 登別層〔No〕とを切る断層

これらのことをあわせて考えると、前にのべたように分布地域の高低差が
 300 m もあることは、おそらく、登別層が堆積した後に大きな地塊運動が行
 われた結果による、と考えることができるであろう。

VI 段丘堆積物および岩屑堆積物

この地域は、前にのべたように隆起性の台地地形をしていて、高度のちが
 う 3 つの段丘面 (D₁・D_{u1}・D_{u2}) がみとめられ、それぞれには、礫層・砂
 礫層・砂層などの段丘堆積物がのつている。この段丘堆積物のほか、幌別川
 の上流地帯には、洪積世のものと考えられる、岩屑堆積物がのつている。

A 高位段丘堆積物〔T₁〕

高度 300 m ~ 400 m ていどの平坦面にのる礫層で、登別層あるいはポンア
 ヨロ浮石層を不整合におおつている。広く分布しているらしいが、模式的な
 露出がみられるのは、いずれも、隣接の「徳舜營」図幅内で、大湯沼の東側
 地帯 (登別温泉から倶多楽湖に通ずる道路) とカルルス温泉附近 (オロフレ
 道路) である。厚さは、大湯沼東側地帯では 5 m ~ 10 m, カルルス温泉附近
 では 40 m をこえている。

* 大湯沼東側の、登別温泉から倶多楽湖に通ずる道路、およびアヨロ附近の道路でよく
 観察できる。

第 17 図版 (写真) 参照。

礫層が主体であるが、大湯沼東側地帯では基底部に砂層をもっており、カルルス温泉附近では、砂層や粘土層と互層している。礫は掌大から人頭大で、登別層の砂岩・ポンアヨロ浮石層中の安山岩・登別泥熔岩のほか、大湯沼東側地帯では日和山熔岩^{*}(石英安山岩)、カルルス温泉附近では新第三紀層中に発達する石英脈などもみられる。これらの礫を、細かて粗しような浮石質の砂でうすめている。

B 岩屑堆積物〔Dt〕

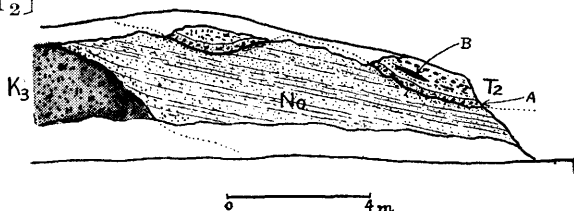
幌別鉦山(幌別川上流)をとりかこむ、300 m~350 m 前後の山体の頂上部は、ほとんどが、やや平坦な地形面をあらわしている。このような平坦面上には、径 50 cm, まれには 1 m にもおよぶ、不規則な形をした火山岩礫が、ごろごろと散在しているのが、みとめられる。しかも、これらの火山岩礫は、山体を構成する岩石とは、ほとんどが無関係なもので、ほかの地域、たとえば来馬山などのような高山を構成する岩石であることに、重要な意味がある。露出が不十分なので、厚さや層序などは明らかでない。だが、幌別鉦山発電所対岸の小沢の上流などで、観察した結果によれば、固結の不十分な、一種の岩屑式堆積物である礫層で、これが、平坦な山頂を構成しているようである。

このような、特ちようのある堆積物の堆積した時代は、平坦面の高度が、高位段丘面の高さに相当していることから判断して、ほぼ、高位段丘堆積物と同じ頃のものであろう。

C 中位段丘堆積物〔T₂〕

高度 200 m でのところに分布する砂層で、模式地は、紅葉谷附近である。

紅葉谷附近の道路の切り取り面では、この段丘堆積物は、厚さ 2 m

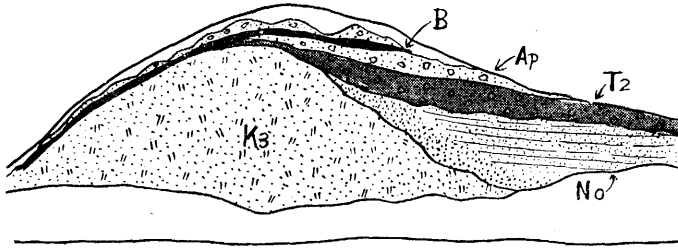


K₃ ホンアヨロ浮石層 No. 登別層 T₂: 中位段丘堆積物
A: 中位段丘堆積物中の基底礫層 B: 中位段丘堆積物中の木片

第 18 圖 ポンアヨロ浮石層〔K₃〕・登別層〔No〕および中位段丘堆積物〔T₂〕の關係

* 隣接「徳舜啓」図幅内、大湯沼の北側で現在活動中の火山。

～5 m までいどの浮石質砂層（浮石の径は 1 m より小さなものばかりである）で、基底近くには、炭質物と炭化物とをふくみ、登別層を不整合におおっている。



K₃: ポンアヨロ浮石層 No: 登別層 T₂: 中位段丘礫層(軽質砂岩)
 Ap: 最新期浮石層(沖積層) B: Ap中にはさまれた腐植土

第 19 圖 ポンアヨロ浮石層〔K₃〕・登別層〔No〕および
 中位段丘礫層〔T₂〕との関係

D 低位段丘堆積物〔T₃〕

高度 50 m～100 m までいどの段丘面にのる砂礫層で、支笏浮石層^{*}・登別層^{**}・
 虎杖浜火山岩屑堆積物^{***}・ポンアヨロ浮石層^x・登別泥熔岩^{xx}などを不整合におお
 づつて、海岸にのぞむ地帯に広く分布している。富浦附近・幌内附近などの段
 丘面に、模式的な露出がみられる。厚さは 2 m～4 m までいどである。

場所によつて、岩相など多少ちがう点があるけれども、大体において、比
 較的近くから構成物質の供給をうけて堆積した砂層あるいは砂礫層で、主に、
 すぐ下部に分布している地層が礫あるいは砂となつたものからできている。

幌内北方では、支笏浮石層を不整合におおつて、基底部近くは若干偽層をする砂層と
 砂礫層（礫は 4 cm より小さいものばかりである）とが互層してのつている。この互層
 部には、登別層の砂岩が礫としてふくまれている。厚さは 2 m までいどである。また別の

* 幌内北方。

** 登別から富浦にこえる山道の切取り。

*** 虎杖浜^{ヨシヨリハマ}駅と竹浦駅の間の、海岸に面する山地帯の沢。

x 富浦西方のゴージ。

xx 岡志別から札内に通ずる山道の切取り。

露出では、基底に15 cmほどの砂層をもち、浮石・安山岩などの礫を粘土質物でうずめた、厚さ2 mでいどのものとなつて虎杖浜火山岩屑堆積物を不整合におおつている。

登別から富浦にこえる山道では、登別層を不整合におおつて、厚さ1 mでいどのやわい浮石質砂層がのつている。

富浦西方のゴージでは、ポナアヨロ浮石層を不整合におおつて、厚さ3 m~4 mの砂層がのつているが、この砂層は、層理をもち、偽層がはげしいもので、掌大より小さな浮石礫をまじえている。所によつては、浮石礫だけが堆積している。

岡志別から札内にゆく山道では、登別泥熔岩を不整合におおつて、厚さ1 m~1 m 50の砂礫層がのつている。この地層は、掌大~1 cm くらいの礫（ほとんどが下部にある登別泥熔岩で、それに少量の安山岩をまじえている）を、登別泥熔岩が風化してできたと思われる砂でうずめたものである。

D 河成段丘堆積物 [Tr]

幌別川にそう地帯、とくに幌別鉾山岩ヶ崎附近に発達している。この附近では数段にわけられるが、ここでは、すべてを一括してとりあつかつておく。

幌別鉾山附近では、河面からの高さで分けると、おおよそ4段の段丘がみられる。すなわち(1) 25 m, (2) 15 m, (3) 10 m, (4) 5 m 以下である。

これらの段丘面上には、いずれも火山岩礫を主体する礫層(ときに1 mにたつする火山岩礫をふくみ、泥土・砂層をはさむ)をのせているが、とくに(1)は、厚さ3 m以上にたつし、粗粒砂層と礫層の互層からなつている。

VII 沖積層

沖積層は、(1) 沖積原野をうずめる砂礫ならびに粘土層 [Al], (2) 海岸に発達する砂丘 [As], (3) 山麓にみられる崖錐 [At], (4) 丘陵地の河川にのぞむところに、新たに発達する扇状地堆積物, (5) 新期火山灰, などにわけられる。このうち、(4) と (5) は、地質図に色わけするのをりやくした。

(1) は、海岸と各河川(とくに、幌別川と来馬川)にそつて、発達がいちじるしい。(2) は、鶯別附近に発達し、稼行の対象となるほどの砂鉄層をはさんでいる。^{*}(3) は、倶多楽カルデラ外壁の南麓に広くみとめられる。カルデラ外壁をつくつている、倶多楽火山噴出物の岩塊で、50 cm ないし1 m 大

* 鉾床の項を参照。

ていどの大きさのことが多い。(5)の火山灰層は、50 cm~2 m ていどの厚さで、この地域の全域をおおつて発達している*。北海道の火山灰については、浦上啓太郎らによつて、くわしく土壌学的に研究されているが、それによれば、この火山灰は、史前時代から歴史時代にわたつて、駒ヶ岳および有珠火山から、もたらされたものらしい。

第8章 地 史

いままでのべてきたところから、この地域の地質構成が、現在みられるようになった経緯を簡単にのべる。

西南北海道の各地と同じように、この地域の基盤をつくつているものは、古生層といわれている先第三紀の地層である。その後、ながい間の削剝の時代をへた後、新第三紀初葉になつて、はじめてこの地域は海水下に没した。

そして、その堆積盆またはその周辺では、造構運動に伴つて火成活動がはげしく行われて、火山碎屑岩類が堆積し、プロピライト熔岩が溢流し、石英粗面岩・閃緑岩などの岩脈類が貫入し、多くの黒鉍式鉍床が形成された。——この地域の岩脈や鉍床ののびの方向が、断層の方向とひじようによく一致しているのは、このためである。——

この火成活動の所産が幌別層で、いわゆる訓達統に対比されるものであるが、砂岩・頁岩の互層をはさみ、浅海で、しかも、ある時期にははげしく、またある時期にはほとんど休止するという具合にして、繰返し火成活動が行

* この種の火山灰は、最近になつて簡易耐火建築材としてもはやされている、アッシュブロックの骨材として、盛んに利用されている。隣接の「白老」図幅の地域では、萩野から社台にかけて、数社が、ブロックを製造していることを、土居繁雄はのべている。(5万分の1地質図幅説明書「白老」 北海道地下資源調査所 1953, 昭和28年)だが、この地域では製造されていない。

** 浦上啓太郎・長沼祐二郎・富樫利八： 北海道における火山灰に関する調査 第2報 火山 Vol. 1, No. 4 (1933, 昭和8年)

山田 忍： 北海道における火山噴出物の分布について 北海道地質要報 No. 21 (1953, 昭和28年)

われたことが、物語られている。

幌別層の堆積後、この地域は、ふたたび陸化して削剝の時期に移つた。(西
北海道の渡島半島部で普通にみられる、八雲期の堆積層を欠いているのは、
このためである)が、ふたたび海進をうけて礫層や砂層を堆積するとともに、
この浅海性の環境のもとで火山活動も開始され、火山砕屑岩層をもたらし、
安山岩脈の貫入をみた。しかし、その規模は、前の時期にくらべて、はるかに
小さく間歇的に行われ、しばしば、砂質ないし泥質の地層の堆積作用で中
断されている。これが、黒松内統に対比される室蘭層堆積の時期である。

その後、この地域はまた陸化に転じ、第三紀の末まで削剝がつづけられ、
瀬層に相当する地層の堆積は、ついにみられずに終つた。そしてこの時期
までに、この地域の大きな地質構造を決定した造構造運動は、終末をつげた。
新第三紀層が褶曲し、傾動しているのに反して、第四紀層が、ほとんどかた
むくことなく、たとえかたむいたとしても、ひじょうに小さな角度であるこ
とは、明らかに、このことを物語る証さである。

第四紀になると、洪積世初葉には、来馬山・ポントコ山などの火山、およ
び室蘭岳火山・倶多楽火山などの火山活動が、ほとんどいつせいに息ぶきを
はじめて、厚く、この地域をそれらの噴出物でおおつた。これらの火山活動
の時期は、ほぼ、ギュンツ〜ミンデル間氷期(第1間氷期)の頃と推察され、
当時この地域は、ある場所は陸地であり、ある場所は汀線である、というよ
うな状態であつたようである。やがて、洪積世の後半に移ろうとする、ミン
デル〜リス間氷期(第2間氷期)の頃になると、この地域は、ふたたび、海
浸をうけて、広く、砂岩と頁岩とからなる正常な堆積相をしめす登別層の堆
積をみた。登別層の堆積後、さきの火山活動で、巨大な物量を噴出した反作
用として、カルデラが形成され、これと相伴うような形で、かなりの大きさ
で断層運動が行われ、砂岩脈なども形成された。洪積世後半になると、この
地域は次第に海退に移り、数段の段丘面(高位・中位・低位の3段)とそれ
に対応する段丘堆積物層をのこしながら、隆起運動をつづけ、沖積世に移つ
た。ただ、この隆起をつづける洪積世後半の時期にも、支笏浮石層が、低位

段丘形成時期に堆積をみた。

なお、前にのべた洪積世初葉の火山活動に伴つては、硫黄鉱床が形成されており、さらにその余煙は、いまも、日和山の噴煙となつてあらわれ、あるいは登別温泉の熱源となり、あるいは昇華硫黄や沈澱硫黄を生成するものとなつている。

第9章 応用地質

この図幅地域の大半は、洪積世の火山噴出物で厚くおおわれ、いろいろの有用鉱物を胚胎すると考えられる新第三系訓練期の地層は、北西隅の幌別川上流の地帯にだけ露出している。

この幌別川上流の新第三紀層が発達する地帯は、地域としては、かぎられずわすかの範囲ではあるが、明治から大正にかけての時代、金鉱あるいは銅鉱地帯として盛んに稼行された*。このように、北海道の金属鉱業史の上にかがやかしい足跡をのこした地帯であるが、今ではすっかり衰微し、わずかに松本鉱業蔭之沢鉱山がほそぼそと稼行しているだけで、当時の面影をしのぶことはできない。だが、この地域の鉱床が地質構造とどのような関係を持ち、しかもどのように性質が変わるか、というような鉱床を探索してゆく上の根本的な問題は、ながく考えてもみられずきたのである。とにかく、脈を追つて坑道を切り、鉱石を出していたのである**。したがつて、この地域の地質鉱床調査がより系統的に進められて、前にのべたようなことが明らかにされてゆけば、経営の規模については、検討を要することが多いと思われるが、立地条件がきわめてすぐれている所だけに、稼行価値のある鉱床の発見も夢ではない、と確信する。

* 大日方順三：幌別鉱山調査報文 鉱物調査報告 No. 22 (1915, 大正4年)

** この図幅調査とともに蔭之沢鉱床調査を行い、鉱床がこの地域の断層と密接な関係をもつて胚胎しているのをみたので、それにもとづいて探鉱坑道を切らせて新たな鉱体に着鉱している。(ただし、鉱床の規模は小さい) この鉱山については、その後本所技師杉本良也が詳細な調査を行い、それを確認している。

このように、いまのところ、新第三紀の火成活動に関連する鉄床には余り多くを期待できないけれども、第四紀の火成活動に関係する地下資源はきわめて豊かである。医療資源としての登別温泉、鶯別から幌別にわたる海岸の漂砂鉄（磁鉄鉄）、登別を中心とする軟石（登別軟石といわれて有名）などがあつて、温泉・砂鉄・石材の賦存地として注目されている地域であり、また今後にも、多くの期待がかけられている地域である。

I 銅鉄および金鉄

幌別川上流地域の新第三系訓達統に対比される幌別層（緑色凝灰岩・プロピライトなど）が発達する地帯には、西南部北海道の各地と同じように、黒鉄鉄床が胚胎していて、明治 30 年代から着目された古い歴史をもっている。大正の初めには、幌別鉄山が岩ヶ崎坑や旭坑を中心にして銅や金を採掘していた。岩ヶ崎坑は銅鉄床として、旭坑は金鉄床として、それぞれ有名であつたといわれる。その後これらの鉄床は、ながく休止の状態にあつて掘りつくされたものであろうということになつている。だが詳細はわからない。いまは、昭和 25 年からはじめた松本鉄業蔭之沢鉄山が、小さな規模で銅鉄を採掘している。

このように、現在のこの地域は鉄床地帯としては悲感する状態にあるが、幌別鉄山では最近になつて電気探査を行つており、また蔭之沢鉄山の調査を進めてゆくにつれて、鉄床の賦存位置や形態が周囲の地質構造、とくに断層系と密接な関連をもっていることがわかつてきていることから考えて、この地帯についての興味は、今後にまだ残されている。

* このほか、室蘭岳の北東山腹の地帯には、褐鉄鉄の露頭がそこここに見られるが、稼行できるようなものはまだみつかつておらない。また、登別温泉の地獄谷では、現在昇華および沈澱硫黄が生成されているが、国立公園内であり、景観をそこなうものとして採掘は許されていない。

なお、「徳舞賢」図幅にはいる登別温泉の大湯沼では、硫黄が採取されており、「西紋鼈」図幅にはいる幌別川上流（ワシベツライバ川の上流）地帯には、硫黄の露頭がある。

いずれも、この図幅との境界附近にあるので、参考までに、あとから概要をのべる。

この地帯には、東西性と南北性の断層がひじように多いが、この2つの方向の断層がどのような関係にあるものかは、いまは明らかでない。しかし、これらの構造線が鉄床の形成と関係があることは、まず疑う余地がない。

鉄床は、緑色凝灰岩とプロピライト中に胚胎する黒鉄式鉄床であるが、黄銅鉄と黄鉄鉄を主とし、閃亜鉛鉄と方鉛鉄に乏しい。プロピライト中では細い脈状になつて稼行できるものは少いが、緑色凝灰岩中では交代作用と鉄染作用が進んで、しばしば1mほどの幅に拡がり、富鉄体が形成されている。鉄床のふちの部分には、黄鉄鉄の微晶を伴つて含金珪化帯の発達していることがある。このような珪化帯のうち、地表近くで天水の影響を受けたところでは、硫化物が酸化溶解して二次的富化帯となり、含金品位が5gていどに向上するところがある。むかし、金鉄として稼行された旭坑は、このような部分に相当していたものと思われる。現在銅鉄床として稼行されている蔭之沢鉄山の鉄床にも、このように含金品位の高い部分があつて、売鉄されている。

また、幌別川の右支流になるワシベツライバ川（温泉沢ともいう）の上流にある川股鉄泉を中心とする地帯（ボンワシベツライバ川・白川・川股鉄泉右沢）には、黄鉄鉄がかなり鉄染していて、酸化鉄のしみだしているところが方々にあるが、稼行できるようなものはまだみつかつておらない。ただ、N 10°W~50°W 方向の小さな断層や裂罅が多数発達していて、この断層や裂罅にそつて粘土化した幅 10 cm~30 cm ていどの黄鉄鉄を伴う部分があり、ときには黄銅鉄のみとめられることもある。だから、この地帯にも今後詳細な調査が必要である。また滝の沢にも、粘土化してひじように黄鉄鉄が鉄染し、黄銅鉄の伴われているところがある。

A 幌別鑛山岩ヶ崎坑および旭坑

これらについては、大正4年大日方順三がくわしくのべている*。いまではすつかり荒れはてて、入坑して調査することはできない。

岩ヶ崎坑は、幌別町市街の北西方約 12 km のところにある。幌別市街との

*大日方順三： 幌別鉄山調査報文 鉄物調査報告 No. 22 (1915, 大正4年)

間には、鉾山の硫黄と硫化鉍石を搬出するための専用軌道がついている。^{*} 旭坑は、幌別川の本流にそつて、さらに約 5 km さかのぼつたところにあり、その間の道はひじように荒れている。

この地域に対する探鉍は、明治 31 年頃早川某が岩ヶ崎で行つた試掘が最初であつたという。その後明治 39 年に小田良治の所有になり、翌 40 年には、旭坑で含金量の高い鉍石を発見したので、金・銀・銅を目的として稼行し、北海道の重要な金属鉍山の一つとなつた。さらに明治 45 年からは、岩ヶ崎坑の採掘に着手し、大正元年 9 月には従業員が 205 名になり、1 日の採掘鉍石約 50 ton, 1 日の製錬合金銀型銅 0.3~0.4 ton であつたという。第一次世界大戦ののち、ながく休んでいたが、今次大戦の前に岩ヶ崎を中心にしてふたび稼行された。だが、鉍況はかんばしくなくて中止し、いまは廢坑のような状態になつている。

岩ヶ崎坑： この鉍床は訓縫統に対比される幌別層中に胚胎している。いまでは荒れはてて入坑ができないので、どのような鉍床かよくわからない。

ひじように古いものであるが、大正初めの大日方順三の報告によれば、大体つぎのようなものであつた。

N 55°W~N 80°W の走向で、ほぼ直立あるいは南方に 80° 内外の急傾斜で落ちる鉍脈型鉍床で、構成鉍物は黄銅鉍・黄鉄鉍および石英を主とし、まれに重晶石と斑銅鉍とを伴っている。脈幅は数 cm~1.5 m ていどのもので、走向延長に約 70 m, 傾斜延長に約 25 m あり、うち採掘できる部分は、走向延長に約 20 m である。したがつて、下部探鉍が必要であるが、坑内湧水が 1 時間に約 14 kl に達するので、探鉍には排水設備が必要である。

その後いままでの約 40 年間の資料は明らかでないので、鉍況はどのように変化したか、また今後どのていどまで稼行できるか、というようなことはわからない。ただ前にもべたように、幌別鉍山では、この地域に対して電気探査を行う計画を進めていることをつげくわえておく。

旭坑： この鉍床は金鉍床として稼行されていたが、いまではすっかり荒廢してしまつて、入坑することもできない。鉍床は幌別層中に胚胎しており、大日方順三の報告

^{*} 硫黄は、岩ヶ崎の北方約 7 km (徳舜營図幅内一壯營村地内)にある黄溪硫黄鉍床で採掘している。現在幌別鉍山といへば、黄溪の硫黄鉍山のことである。硫黄および硫化鉍は索道で岩ヶ崎までもつてきて、軌道に積込む。だが、近くこの索道を廢して、国鉄胆振線の久保内駅に、トラックで出す計画という。

によれば、つぎのようなものであつた。

角礫質凝灰岩中の鉛染鉛床である。鉛体は東西にのびた不規則塊状のもので、幅約 20 m の範囲に鉛染し、傾斜延長は約 50 m に達したが、大部分は当時採掘してしまつてゐた。黄鉄鉛・黄銅鉛・方鉛鉛・閃亜鉛鉛が相交雑して細密に母岩中に浸染したもので、金分を含有しており、鉛床のはじめの部分は微細な網状脈となつてゐる。合金品位は 2/100,000~4/100,000 ていどであつた。

B 蔭之澤鑛山

鉛 区： 胆振国採掘権登録第 64 号

鉛 種： 金・銀・銅

所在地： 胆振国幌別郡幌別町

鉛業権者： 東京都渋谷区穂田町 1 の 4 松本勝太郎

この鉛山は、この図幅地内で稼行している金属鉛山としては、いまのところただ 1 つのものである。国鉄室蘭本線の幌別駅で下車し幌別川にそつて約 7 km さかのぼれば到達する。この間には、近くトラック道路が開さくされることになつてゐるが、いまは、幌別鉛山の専用軌道を利用している。

明治の末から大正の初めにかけて、幌別鉛山の岩ヶ崎坑や旭坑などが盛んに稼行されてゐたところは、この鉛山の附近でも探鉛が行われていたようであるが、はつきりしたことはわからない。昭和 12 年になつて飯野某が鉛業権を設定し、翌 13 年に現鉛業権者が譲りうけた。昭和 17 年頃には従業員約 50 名で採掘したという。敗戦とともに休山したが、昭和 25 年 1 月から再開し、

蔭之沢鉛山精鉛品位

Au(g)	Ag(g)	Cu(%)	Pb(%)	Zn(%)	S(%)	
3.5	34	8.50	tr.	1.70	12.58	幌別駅土場貯鉛
3.3	20	3.31	0.12	1.33	5.99	〃
8.3	31	3.59	0.03	2.21	7.47	貯鉛 (場所不明)
7.0	31	5.62	tr.	0.64	11.13	蔭之沢土場貯鉛
33.3	47	7.91	0.03	1.62	12.48	禾広坑口貯鉛
5.3	13	1.59	tr.	0.96	2.67	〃
5.7	15	3.05	tr.	1.76	4.61	禾広坑切羽
1.7	50	7.02	tr.	0.96	2.67	日吉坑切羽
26.2	72	16.94	tr.	1.57	23.93	日吉坑 (場所不明)

国富製錬所から鉛山に送附された分析表による。

5月から井華鋳業（現住友金属鋳業）国富製錬所に売鋳をはじめた。昭和25年は従業員5名～10名で月15 tonていどを売鋳した。26年の調査当時は、従業員約20名で1日約6 tonの粗鋳を採掘し、月約30 tonの精鋳を出して売鋳していた。だが最近では、従業員4、5名に減少したようである。

参考までに、昭和25年から26年にかけて国富製錬所に売鋳したものの品位を示せば、前表のようである。

この鋳床については、筆者らの概査に引続いて杉本良也が詳細な調査を担当した*。杉本良也の調査結果によつて知ることのできた概要を紹介すればつぎのようである。

鋳床は、緑色凝灰岩中に胚胎するもの、緑色凝灰岩と閃緑岩との境（ここでは断層で接している）に胚胎するもの、および閃緑岩中に胚胎するものがある。鋳床の周辺では、緑色凝灰岩は、黄鉄鋳の鋳染がはげしく行われて暗黒色ないし暗灰色をしているが、さらに鋳体に近くなると、脂肪光沢をもつた粘土にかわつている。また閃緑岩の方は、比較的軟弱な緑色岩にかわつているが、鋳体に近づくと珪化作用をうけて緻密な硬い岩石となつている。

緑色凝灰岩と閃緑岩との境の断層帯に胚胎する鋳床は、閃緑岩を下盤にし緑色凝灰岩を上盤とする粘土脈である。閃緑岩中に胚胎するものは裂罅充填型をとる黄銅鋳・黄鉄鋳・緑泥石・石英脈で、大体一定の鋳幅をもつているが、母岩の粘土化がはげしい所では分岐してくるようである。

II 漂砂鉄（磁鉄鋳）^{×***}

わが国の砂鉄の生産は、大体、いままでは年間100,000 tonていどであつた

* 北海道地下資源調査報告として明年（昭和29年）内に報告される予定であるが、概報は、すでに、産業タイムスに発表してある。（産業タイムス Vol. 8, No. 7, 1953年, 昭和28年）

× 第21～第23 図版（写真）参照。

** 舟橋三男： 西南部北海道砂鉄鋳床概観
北海道地下資源資料 No. 1, 北海道地下資源調査所（1950, 昭和25年）
北海道地質要報 No. 13（1950, 昭和25年）

*** 斎藤正雄・大越寿市・中村光夫・高田精一： 噴火湾を中心とする海浜砂鉄鋳床調査報告 北海道工業試験場時報 Vol. 12, No. 5（1946, 昭和21年）

が、つぎに示すように、この2, 3年の間におどろくほど増加した。とくに北海道の生産は異常に増加し、昭和27年には、ついに全国産額の80%をしめるようになった。

年次	全国生産額 (ton)	北海道生産額 (ton)	全国に対する北海道比率 (%)
昭和24年 (1949)	33,120	21,844	61
〳 25年 (1950)	101,040	56,708	56
〳 26年 (1951)	255,980	181,799	71
〳 27年 (1952)	322,006	258,878	80

このように、昭和26年を境として急激に砂鉄の生産があがったのは、もちろん特需によるためではあるが、それとともに、砂鉄選鉱法、砂鉄焼結法の改善など、選鉱および製鉄技術が進んで利用度が大きくなつたことと、鉱石価額が立地条件からやすくてすむということが幸したのである。

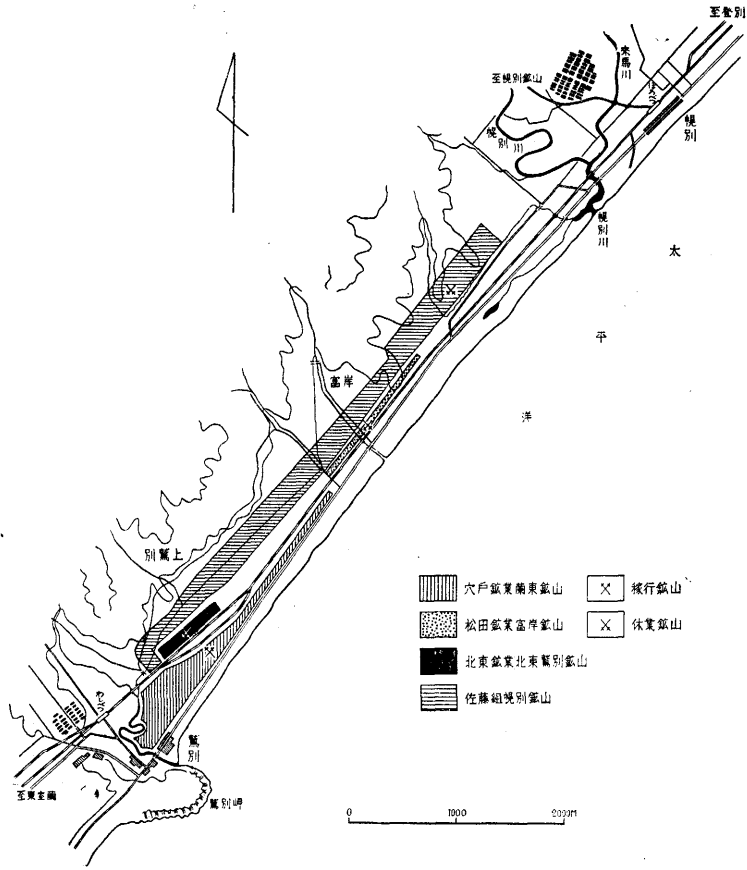
北海道の砂鉄鉱床は、噴火湾岸とオホーツク海岸とに賦存している。噴火湾地帯のものはチタン鉄鉱をふくむことが少い(10%内外)が、オホーツク海岸のものはチタン鉄鉱を30%ていどふくんでいる。したがって、磁鉄鉱として利用されているものは、噴火湾地帯の砂鉄である。

噴火湾地帯の砂鉄については、舟橋三男^{*}、斎藤正雄・大越寿市^{**}らが、戦争中に行つた調査報告があるので、くわしくはそれらの報告書をみられるとよい。舟橋三男によれば、噴火湾地帯の砂鉄埋蔵量は、あわせて2,000,000 tonていどと考え、訓縫地区がもつとも有望、ついで蘭東地区、以下駒ヶ岳山麓、亀田半島、八雲地区であるとみている。

この地域は、いわゆる噴火湾砂鉄鉱床地帯の東縁部にあたつていて、舟橋三男のいう蘭東地区である。噴火湾西部地区の訓縫を中心とする地域に比べれば、砂鉄鉱の堆積は一般に貧弱であるが、鷲別岬から幌別川の河口にわたる海岸は、訓縫から東ではめずらしく有望地帯として、古くから注目されてきた。太平洋戦争中の昭和18年には、穴戸組蘭東鉱業所が、鷲別を中心と

* 舟橋三男： 西南部北海道砂鉄鉱床概観
北海道地下資源資料 No. 1, 北海道地下資源調査所 (1950, 昭和25年)
北海道地質要報 No. 13 (1950, 昭和25年)

** 斎藤正雄・大越寿市・中村光夫・高田精一： 噴火湾を中心とする海浜砂鉄鉱床調査報告 北海道工業試験場時報 Vol. 12, No. 5 (1946, 昭和21年)



第20圖 鶯別附近の砂鉄鉱山位置図

する海浜で採掘をはじめ、翌19年までに14,000 tonを日鉄（現富士鉄）輪西製鉄所に送った。当時は従業員約30名で、無選鉄の部分だけを採掘するというような、きわめて原始的な生産を行っていたが、それでも、1人平均の採掘量は、冬期0.5 ton、夏期0.7~0.8 tonであつたという*。敗戦後採掘は一時中止されていたが、朝鮮動乱にともなう砂鉄ブームはこの地域にもおとずれ、穴戸組蘭東鉄業所が穴戸鉄業蘭東鉄山として再発足するとともに、北東鉄業

* 斎藤正雄・大越寿市・中村光夫・高田精一：噴火湾を中心とする海浜砂鉄鉄床調査報告 北海道工業試験場時報 Vol. 12, No. 5 (1946, 昭和21年)

北東鷺別鉄山・松田鉄業富岸鉄山・佐藤組幌別鉄山などが稼動、あるいは稼行準備をはじめている。

まえにのべたように、この地域の砂鉄鉄床の調査は、戦争中に、舟橋三男と斎藤正雄らとが行っている。鉄床は、汀線から 200 m~300 m の範囲に、海浜にそつて鷺別から幌別川の河口にわたる間、約 6 km の地域に発達する砂丘中に濃集している。砂丘は、北東部になるほど衰えるから、鷺別から富岸までの約 4 km の間が、良好な鉄床賦存域である。

舟橋三男によれば、砂鉄は砂丘表層部には乏しいが、地表から 2~3 m の間では砂鉄層と砂層とが交互し、さらにその下位には、ほとんど磁鉄鉄だけの砂鉄層が発達している。この部分が鉄床としてとくに有望で、無選鉄で磁鉄鉄含有量 97.5 % の高品位のものがあつたという。

なお、まえまえから発表されているこの地域の砂鉄埋蔵量および品位は、つきにしめすようなものである。だがこれは、鷺別を中心とした海浜地帯のものだけであるから、幌別附近まで確認されている現在では、埋蔵量をもつとふえるのであるが、参考までにかかげた。

鷺別海岸砂鉄埋蔵量

調査者	調査年次	磁鉄鉄品位(%)	延長(m)	幅(m)	層厚(m)	比重	賦存鉄量(t)	可採率(%)	可採鉄量(t)
舟橋	1945 (昭20)	90	4,000	20	0.5	3.5	140,000		
		50	4,000	20	0.5	2.0	80,000		
斎藤 大越ら	1946 (昭21)	60	1,200	20	0.6	2.6	38,000	50	19,000
		20	1,400	25	1.6	2.0	110,000	60	66,000

鷺別海岸砂鉄品位

調査者	調査年次	分析者	分析年次	チニウム	鉄	満侖	珪酸	硫黄	燐	水分	石灰	酸化鉄	化合物
舟橋	1945 (昭20)	日鉄	1944	9.76	46.11	0.369	13.25	0.013	0.21	2.84	0.90	27.82	0.45
			1944 7月	11.02	53.33	0.429	8.60	0.072	0.211				
斎藤 大越ら	1946 (昭21)	日鉄	1944 10月	10.94	51.76	0.389	8.90	0.007	0.259				
			1945 1月	9.94	55.24	0.378	7.15	0.017	0.286				

つぎに、その地域で稼行中および稼行準備中の鉱山について、ごく概要をのべる。

A 蘭東 鑛山

鉱 区 胆振国砂鉱権登録第 37, 374, 375, 431 号
所在地 胆振国幌別郡幌別町
鉱業権者 神奈川県藤沢市南中通り 3 丁目 岡田 力

事務所は室蘭市鶯別にあり、採掘現場はそれから約 3 km の幌別町内にある。その間にはトラックを通ずる。

大正 10 年に東京都の大石某が鉱業権を設定し、その後、昭和 18 年には室蘭市の藤沢某、19 年には函館市の穴戸秀巖と、転々と移り、昭和 25 年に現鉱業権者の所有になつた。昭和 14 年頃から注目され、18 年から 20 年までは盛大に採掘して日本製鉄（現富士鉄）に売鉱された。戦後は休山していたが、25 年 6 月から現鉱業権者の手で再開された。現在は従業員約 120 名で露天採掘を行い、湿式磁力選鉱機 2 台で選鉱し、トラックで富士製鉄に送つている。月に 4,000 ton~5,000 ton (Fe 55 %ていど) を生産している。

B 北東鑛業北東鶯別鑛山

事務所と採掘現場は、ともに鶯別にある。昭和 20 年 8 月登録、調査当時（昭和 27 年 5 月）は従業員約 20 名で露天採掘を行い、品位 90 %以上のものを無選鉱で出し、それ以下のものは、天然乾燥または人工乾燥したものを乾式磁力選鉱機で処理する計画である。

C 松田鑛業富岸鑛山

事務所と採掘現場は幌別町富岸にあるが、鶯別駅で下車するのが便利である。昭和 26 年 8 月から高品位の場所を無選鉱で採掘していたが、27 年 3 月から機械選鉱をはじめた。調査当時（昭和 27 年 5 月）は、従業員約 100 名で表土から約 3 m の下部のものを露天で手掘し、湿式選鉱機で処理していた。1 日の処理原鉱約 100 ton、生産精鉱約 40 ton で、富士製鉄に送つている。その後鉱況は衰えて、昭和 28 年末には廃山となつている。

D 佐藤組幌別鑛山

事務所は幌別市街に、採掘現場は幌別と富岸の中間にある。昭和 26 年 5 月に着業し、9 月に選鉱施設をした。調査当時（昭和 27 年 5 月）は、従業員約 40 名で表土から約 1.5 m の間を露天で手掘し、湿式磁力選鉱機で処理している。1 日の処理原鉱 300 ton~350 ton、生産精鉱 60 ton~70 ton で、室蘭港から道外に送っている。この鉱床も、その後の鉱況は悪く、昭和 28 年末には廃山となつている。

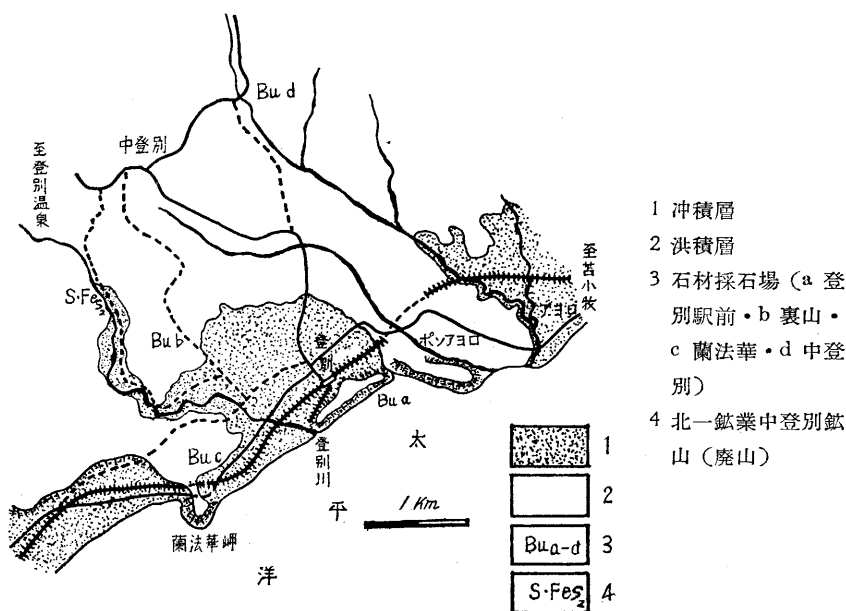
いままでのべてきた、鶯別から幌別にかけての海岸地帯のほか、幌別から北の海岸でも、そこそこに砂鉄の濃集しているところがみられる。だが、一般に貧鉄で稼行価値は少いようである。たとえば、登別や虎杖浜の海岸に、倶多楽火山噴出物のポンアヨロ浮石層の基底附近に、砂鉄があるが、厚さは 10 cm ほどの薄いもので、稼行の対象に全くできないものである。ただ、幌別から北方 2 km~3 km までの間の海岸は、地形から推察して若干の期待もたれる。最近聞くとところによると、報国砂鉄鉱業が、月産 1,500 ton を目標にして、岡志別附近で操業にかかるという。

Ⅲ 石 材^{*}

この図幅地域の幌別川から東に広く分布している登別泥熔岩は、石材として方々で採石されており、“登別軟石”といつて有名である。この泥熔岩は、前にのべたように、岩質も厚さも一様でないので、採石場の位置は、採石条件と搬出条件と、さらに、岩質と厚さが加味されて決定されることになる。採石場のほとんどが、登別を中心にして、ポンアヨロから蘭法華岬にかけての海岸にあつまっているのは、このためである。

紫紅色または暗青色をしていて、石山・島松・美瑛・美幌など、ほかの地域の軟石にくらべて、岩質が硬く、しかも色が美しい。しかも、採石と搬出の条件がよく、消費地にも比較的近い。このように、よい条件がそろつているので、北海道の石材資源としては、現在は勿論、今後にも、最も期待され

* 第 24~第 25 図版（写真）参照。



第21圖 石材(登別軟石)採石場位置図
(附・北一鉱業中登別硫化鉄鉱採掘場位置図)

るところの1つである。

この地域の採石がはじまつたのは、ひじように古くて、明治年代である。その後は、中止されるようなことも一時あるなど、消長をへて、現在にいたっている。調査当時(昭和27年5月)は、札幌工業株式会社のほか、道南石材株式会社・北海道石材株式会社・北海道石材組合などのほか、数人の個人業者が、登別を中心とする地帯で採石し、建築石材・間知石・墓石などを切りだしていた。だが最近では、採石を中止した業者も2,3あるようである。

いずれにしても、これらの採石場の多くは、ひじようにせまい範囲のところ、ごちゃごちゃとあつまっており、採石方法も、機械を使用しているところは、1カ所もない状態である。この地域の石材を、ほんとうに資源として活用し、地方産業の発展をはかりたいと考えるのであれば、これらの採石場を総合し、採石施設を機械化して、経営の合理化と大量生産とによつて、コストの引下げをはかることが必要であろう。

つぎに、稼行中の採石場について、ごく概要をのべれば、つぎのようである。

A 登別驛前附近のもの

この地帯で採石しているのは、札幌工業株式会社をはじめ、北海道石材組合など個人業者をふくめて、6業者である。

(1) 札幌工業

登別驛前の海岸に面した崖で採石しており、この地方の採石業者のうちで、もつとも大きい。採石をはじめたのは、昭和18年で、現在は、従業員約45名で、火薬を使って手掘している。主に間知石を採石しているが、月産約20,000個で、道内の各地に送っている。

(2) 北海道石材組合

登別驛前の、ポンアヨロ側の海岸の崖を採石している。従業員約10名で、主に間知石を採石し、月約3,000個を産している。

そのほか、つぎのような個人業者が採石している。

業者名	使用従業員 (名)	月産 (個)
田村	15	4,500
河川	8	2,300
高見	8	2,500
阿久津	15	4,500

B 裏山附近のもの

この地帯で、現在採石しているのは、野間だけで、阿久津・赤掘などの業者は、いまは中止している。

(3) 野間石材

昭和6年頃から、自己所有地で採石をはじめて現在にいたっている。従業員17名(うち臨時夫14名)で、火薬を使用して手掘りし、月約10,000個の建築石材・間知石などを採石して、炭礦方面に送っていたが、その後縮小し、昭和28年の末頃は、従業員は5、6名でいどに少くなっている。

C 蘭法華附近のもの

この地帯では、道南石材株式会社・北海道石材株式会社などが採石を行い、あるいは、採石準備をしていたが、現在ではいずれも中止し、高杉という個人業者が、5~6名の従業員を使って、わずかに採石している。

この地帯は、前にのべた2つの地帯にくらべて、登別泥熔岩が薄くなる傾向があるので、採石条件は劣る。

D 中登別附近のもの

この地帯では、宮本組が、倶多楽カルデラの外壁の岩石を採石している。現在のところ、岩錐を採石できるので、比較的条件はよい。宮本組が、発注に応じて採石して

いたが、苫小牧および登別築港工事用として使われているという。前の3者にくらべて、岩質は一段と硬く、凝灰岩質でなくて安山岩である。

E そのほかの地帯のもの

これらのほか、登別温泉からカルルス温泉に行く途中でも、桶池熔岩が道路の敷石として利用されている。この安山岩などは、この地域が国立公園として十分な道路網を完成されるためには、ぜひ着目されねばならぬものである。

IV 硫黄および硫化鉄鉱

登別温泉の地獄谷と大湯沼（隣接「徳舜瞥」図幅内）には、現在盛んに昇華硫黄と沈澱硫黄が生成されているが、国立公園内のため、景勝を損傷するものとして地獄谷の硫黄は採掘を禁止されている。

このほか、川股鉱泉の奥で幌別郡と有珠郡との境に近い室蘭岳北側地帯（隣接「西紋鼈」図幅内）には硫黄の鉱染鉄床がみられる。また、中登別附近の登別川河岸には、河段丘堆積物中に礫として、硫黄鉱石と硫化鉄鉱石とが多く集まつたところがあつて、採掘が試みられたが失敗した。

A 地獄谷および大湯沼の硫黄^{*}鑛床

地獄谷および大湯沼に硫黄があることは、昔から知られている。硫黄の採取は、松前藩の時代にすでにはじまつたが、その後寛政年間には徳川幕府の所領となり、幕府の直轄経営で盛んに硫黄が採取されたという歴史をもっている。明治32年から押野常松がしだいに各鉱区を買受けてついに全鉱区を所有し、大正12年8月から登別硫黄鉱山といつて押野一族による合資会社常盤鉱業所の経営となつた。大井上義近は、大正10年頃の状況をつぎのようにのべて、一定の計画で採取することのできなかつた様子を明らかにしている。

* 第27図版（写真）参照。

北海道石炭鉱業会：北海道鉱業誌（1934年、昭和9年）

鈴木 醇・石川俊夫・石橋正夫：登別温泉及び俱多楽湖 北海道地質見学案内書 第2輯（1943年、昭和18年）

大井上義近：北海道登別大湯沼産硫黄に就いて 地質学雑誌 Vol. 28, No. 338, (1921年、大正10年)

「夏季 1 日 15 噸の溶融硫黄を採取した日ありしが活動に消長あるため絶えず所要の鉱量を得る能はず、一朝活気衰ふれば硫黄の表面は固結して皮を生じ大鉄棒を以ても穿孔する能はざるに至る。然れどもまた時期到達し噴勢恢復する時は再び溶融硫黄の湖底に出現するを見る。蓋し長期の間歇性を有するものと思ふを得んか。黝色硫黄の一片を分析せし結果を挙げて参考に供せんとす。硫黄 82.39 %・硅酸 3.07 %・鉄 10.33 %・水分 0.80 %」

また北海道石炭鉱業会編：北海道鉱業誌（昭和 9 年）によれば、昭和 6 年頃の産額は右表のとおりである。

年 次	産 額
昭和 6 年	原鉱 130 ton
〳 7 年	〳 178 ton
〳 8 年	〳 289 ton

現在では、前にのべたように、地獄谷の方は採掘が禁止されているので、大湯沼の方だけで硫黄が採取されている。だがたいしたものではない。

大井上義近によれば、大湯沼の硫黄は黄色のものが少く、灰色～黝色のものが多し。形は球状・半球状・乳状・棒状・芋状などいろいろあるが、がいして球状に近い中空のものが普通である*。

B 幌別川上流（幌別・有珠郡境附近）の硫黄鉱床

隣接「西紋竜」図幅内になるが、この図幅との境に近いので、参考までにごく概要をのべる。露頭は、川股鉱泉右沢を約 1,500 m のぼつた右小沢の、標高 700 m の附近にある。

この附近には、10 年程前から硫黄鉱石が転石として発見されていたが、調査もほとんど行われないうちに、硫黄鉱床があるといわれてきた。昭和 26 年 6 月から島根県人新宮一郎が所有し、新幌別硫黄鉱山と称して、調査当時（昭和 27 年 5 月）にはわずかばかり探鉱を行つていた。

附近の地質は、ワシベツライバ緑色凝灰岩層（とくに、そのなかのプロピライト）と、それを不整合におおう室蘭岳火山噴出物とからなる。

* このような中空硫黄は、北海道ではチセト湯沼（ニセコ道立公園チセヌプリの南麓温本温泉、5 万分の 1 地形図には馬場温泉とかかかっている）にある。国後島のポイントウがこの代表的なものとされており、宝沼型鉱床といつて、早瀬喜太郎は硫黄鉱床のタイプを分類する基準に使っている。このタイプの鉱床で現在稼働されているものには、このほか、秋田県の御生掛温泉がある。

鉍床は、室蘭岳火山噴出物中に胚胎するものであるが、とくに、最下部の集塊熔岩と凝灰岩に優勢に鉍染している。この鉍床は、室蘭岳の火山活動に伴つて形成されたものである。川股鉍泉右沢の上流側では鉍染作用がいちじるしく、鉍石も散在しているが、白川の上流側では、鉍石の転石もみられない。したがつて、鉍化帯はかなり限定され、およそ 250 m² 範囲内と考えられる。

川股鉍泉右沢の上流で溝掘りしたところをみると、上盤は黄鉄鉍をふくむ灰青色の粘土層で、下盤は 1 cm～2 cm ぐらいの小さな純硫黄をふくみ、硫化鉄鉍が鉍染している。原岩の構造はまだよく残つていて、集塊岩ないし角礫凝灰岩に鉍染したものであることがよくわかる。

参考までに、分析の結果を示せば右表のようである。

採取個所	S (%)
溝掘の中	28.55
溝掘附近の転石	27.81

(北海道大学理学部地質学鉍物学教室松田俊男学士分析、ご好意に対して厚く感謝の意をあらわす)

C 中登別の硫黄および硫化鉄鑛

登別川を河口から約 2.5 km さかのぼつたところにある。登別川の河成段丘堆積物中の硫黄と硫化鉄鉍塊を掘つたものである。昭和 26 年 11 月発見し、翌 27 年 3 月から採掘をはじめたが、あとからのべるように、どだい鉍床として掘れるようなものではないので、半年ほどでやめた。

鉍床だといつていたものは、前にのべたように、河成段丘堆積物中の硫黄と硫化鉄鉍との鉍塊である。その様子を見ると、地表から約 2 m 下部に、厚さ 3 m ていどの粘土層があつて、その中にふくまれている。鉍塊の大きさは 1 m より小さなものばかりである。

調査当時(昭和 27 年 5 月)は、北一鉍業中登別鉍山といつて、かなり活潑に企業化を考えていたらしいので、とても、鉍床などといつて採掘できるものではないことを指示した。その後ほどなくやめてしまつた。(第 21 図参照)

V 褐鉄鉍

ワシベツライバ川の支流になる白川や川股鉍泉右沢の中流および上流の地

帯には、しばしば褐鉄鉱で膠結された厚さ 1.5 m 前後の現河床砂礫堆積物がみられる。どれも範囲がせまく、貧鉄で、分布も散らばっており、稼行できるようなものではない。だが、方々から含鉄泉が湧出しているから、調査を徹底して行えば、稼行できるようなものもあるいはみつかるかもしれない。

VI 温 泉

温泉は、この地域の地下資源としてもつとも重要なもので、登別温泉と川股鉄泉がある。

登別温泉を中心とする地帯は、倶多楽湖をようして支笏・洞爺国立公園の 1 部にふくめられ、景勝の地としてけん伝されるとともに、とくに規模の大きい活火山爆裂火口の温泉として全国に名高い。

A 登別温泉*

国鉄登別駅から約 6 km 北北西にあり、バスで約 20 分で到着する。このほか、室蘭市と苫小牧市からも、それぞれ直通バスが運行している。

登別温泉は、倶多楽火山の西麓にできた爆裂火口の地獄谷と大湯沼とを中心とする地域の硫気孔・噴気孔・湧出孔などから噴出するガスと高温の温泉とを泉源とするものである。湯の量が豊かなことと泉種が多いことは東洋一といわれており、北海道の最も貴重な医療資源となつている。また、最近では熱エネルギー源としても希望がかけられている。

温泉の湧出口は、地獄谷と大湯沼とのほか、温泉市街の附近にも 2, 3 の個

* 明治 13 年頃までは、数 10 尺に達する間歇噴気孔があつて、熱海・鬼首温泉とともに間歇噴温泉として有名であつた（石川成章：北海道登別温泉に就いて 地質学雑誌 9. 明治 35 年, 1902 年）が、明治 34, 5 年頃には、わずかに 30 cm~60 cm の高さに減じ、大正 10 年頃にはほとんど水平上に昇騰しないようになつた。（大井上義近：北海道登別温泉大湯沼産硫黄に就いて 地質学雑誌 28. 大正 10 年, 1922 年）

その後、第一滝本館の中庭（当時は新館増築前のため後庭であつた）で、鑿井したところ、間歇的に噴泉した。その時期は昭和 7 年~8 年の間約 1 年で、高さは約 7 m に達した。（福富忠男：登別温泉間歇泉の観測 北海道地質調査会報告 10. 昭和 14 年, 1934 年）

また、最近地獄谷の異変が起るまでは、地獄谷の入口附近に間歇泉がみられたが、今ではこれもみられない。

所があるが、利用されているのは地獄谷のものと温泉市街附近のものであり、利用されている全湯量は、昭和14年11月10日の測定によればほぼ42 l/secで、その約75%は地獄谷から供給されていたという*。この豊富な地獄谷の湯量については、倶多楽湖の伏流水によるものではないかと考えられていたけれども、昭和14、15年の調査で関係のないことが明らかにされた**。

a 地獄谷***

地獄谷は、長径が約450mの西に開いた爆裂火口で、小さな爆裂火口・噴気孔・湧出孔が多数あつまつてできている。附近の岩石は、倶多楽火山噴出物の登別泥熔岩・ポンアヨロ浮石層からなっているが、温泉およびガスの影響で分解し、粗しような褐色または黄色の岩石にかわり、くわげが困難である。地獄谷は、昭和26年の秋頃から様子が一変し、地獄谷の入口（最も温泉市街に近いところ）附近に噴気孔が移動して、前には最も活動がはげしかつた奥地獄附近は、ほとんど活動を休止した。この活動の変化の状態については、同年秋、北海道大学の福富幸治・石川俊夫の両教授が調査を行つている。それによつても、1つの爆裂火口内での泉源の活動であるから、いまのところ心配はないとされている****。

なお、登別温泉については、石川貞治・石川成章・納富重雄・大井上義近・田中館秀三・坪井忠二・福富忠男・石川俊夫・奥野久輝・太秦康光・碓山昇・鈴木醇・石橋正夫など多くの地質および化学関係の人達が、古くから

* 鈴木醇・石川俊夫・石橋正夫：登別温泉及び倶多楽湖 北海道地質見学案内書 No. 2.

** 昭和14年日本製鉄（現富士製鉄）が倶多楽湖の水を使用する計画があつた際、倶多楽湖の水位と地獄谷の湧出量との間に関係があるとして問題がおき、北海道庁土木部河川課では調査を北海道大学理学部地質学鉱物学教室に委嘱したという。その結果、湯の量が多いと自然湯の温度も高くなければならぬはずである。にもかかわらず、登別の場合は逆に湯の量が多くなると温度が下がることが明らかになり、この場合はたいてい、雨季または融雪時で沢の水が影響していた。したがつて、地獄谷の湯の量は、奥地獄に流れこんでくる2すじの沢水によるもので、この沢水が地獄谷を通つて流れ下る間に、噴出ガスに暖められて温泉になつていることがわかつた。

*** とびらおおよび第26図版（写真）参照。

**** 石川俊夫の談話による。

調査研究を行つているので、詳細はこれらの人達の文献を参照されることを希望する。

b 大湯沼^{*}

大湯沼は、地獄谷の北方にあつて噴煙をはいている日和山（隣接「徳舜瞥」図幅内）の南麓にできた爆裂火口で、黄白ににごつた湯をたたえている。この湯沼の1部は「徳舜瞥」図幅にふくまれるが、湯沼の長径は300 mで短径は200 mである。湯の温度は、大井上義近^{**}によれば、水面は40°C~50°Cであるが、深所は75°C~90°Cであつたという。大湯沼からは溶融硫黄を採取しているが、それについては前にのべた。

c 倶多楽湖^{***}

倶多楽湖は、美しい陥没火口湖（カルデラ）で、火山学的にも観光上からも、登別温泉とは切りはなして考えることのできないものである。

登別温泉の東方約3 km、国鉄登別駅の北方約5 kmに位置している。いまは、登別温泉から南の湖畔の中尾別荘跡まではバスが通つている。^{****}

倶多楽湖については、大正14年に田中館秀三がくわしい調査報告を発表している。^{*****}興味をもたれる方は、原書を参照されることを希望するが、つぎにその内容の概要を紹介する。

倶多楽湖は、倶多楽火山の陥没火口湖で、標式的に円形で摺鉢状を呈し、わが国の湖のうちで最も規則正しい円形のものでされている。また、陥没火口に普通な補足噴火を欠く一例としても有名である。半径1.2 kmの小さな湖で、湖面は279 m、湖の深さは最も深い所が146.5 mであるから、湖底面の海拔標高は132 mである。しかも、湖の環壁の最高部は532 mであるから、陥没の最大は400 m以上になる。水温は、湖の表面では変化がはげしい

* 第27図版（写真）参照。

** 大井上義近：北海道登別温泉大湯沼産硫黄に就いて 地質学雑誌 28（1921年、大正10年）

*** 第28~第29図版（写真）参照。

**** この道路は、近いうちに中登別まで完成するはずで開き中である。完成すれば観光用循環道路としてしたしまれることであろう。

***** 田中館秀三：北海道火山湖研究概報 北海道庁。（1925年、大正14年）

が、100 m 以上の深部では常に 4°C で変化がなかつた。結氷は概して毎年 1 月 20 日頃で、解氷は 4 月下旬である。

この湖でも、古くから養殖事業が計画され、明治 42 年十和田湖からヒメマス の卵 100 万粒を取寄せて孵化し放流したのにはじまる。翌 43 年から毎年、十和田湖と支笏湖とから 100 万粒ずつもつてきて孵化放流し、大正 4 年から天然孵化にまかせたという。しかし、いまでは当時湖の南岸にあつて養殖事業を経営された中尾氏の別荘も、養鱒所もなく、昔をしのぶよすがもない。なお、氏の測量による倶多楽湖の形態を示せばつぎのようである。

火口の大きさ			湖の大きさ			湖岸の 凸 湖岸線 の長さ (m)	湖の深さ			湖の 水量 (km ³)	湖面 海拔の 高さ (m)
最大径 (km)	最小径 (km)	面積 (km ²)	最大径 (km)	最小径 (km)	面積 (km ²)		測深 点数	最深 (m)	平均 深度 (m)		
3.50	3.10	8.53	2.44	2.28		7.90	181	146.5	105.0	0.456	279
北北西	北北東		北西	東西							

B 川股鑛泉

この鉱泉は、幌別川の支流ワシベツライバ川の上流に位置し、幌別市街から約 12 km、幌別鉱山岩ヶ崎坑から約 4 km である。泉温は 20°C 前後で、無色透明な微弱アルカリ性である。昭和 14 年厚生省東京衛生試験所の分析結果によれば、石膏性苦味泉に属し、消化器障害・神経疾患・皮膚病などに効用があり、鉱泉 1 kg 中の塩類は右表のようであるという。

クロールカリウム	0.00582g
クロールナトリウム	0.009695
硫酸ナトリウム	0.2187
硫酸カルシウム	1.339
重炭酸マグネシウム	0.01706
重炭酸カルシウム	0.02962
重炭酸亜酸化鉄	0.001426
硫酸アルミニウム	0.007208
硼酸 (メタ)	0.004795
珪酸 (メタ)	0.03657
合計	1.668

あ と が き

1 この「登別温泉」図幅にふくまれる地域は、地質学的には西南北海道にふくめられ、その東縁部に当っている。

したがってこの地域は、新しい時代の火山活動が活潑に行われて、その所産である泥熔岩や碎屑岩類によつて広くかつ厚くおおわれているにもかかわらず、削剝の進んだ地帯（幌別川上流）には、中新世訓縫期の地層があらわれて、西南北海道のタイプを象徴する金属鉱床（銅・鉛・亜鉛など）が胚胎し、明治の末から大正の初めにかけて盛大に稼行された歴史をもっている。そして今後に対しても、より系統的に調査を進めて行けば、まだ期待がもたれそうである。

2 しかし、この地域を特ちようづけているものは、やはり登別温泉であろう。湯量が多く、泉種が豊富なことにかけて、東洋一といわれるこの温泉は、地獄谷の景観とともに、たしかに圧倒的であり、医療資源として大したものである。そして最近では、このありあまる湯のほかにも、熱エネルギーの利用も真面目に考えられているということもつけ加えておこう。

3 登別温泉を中心とした地帯の、温泉・火山・カルデラ湖そして見事な段丘地形の組合せは、つぎのようなことを私達に物語っているのであろう。

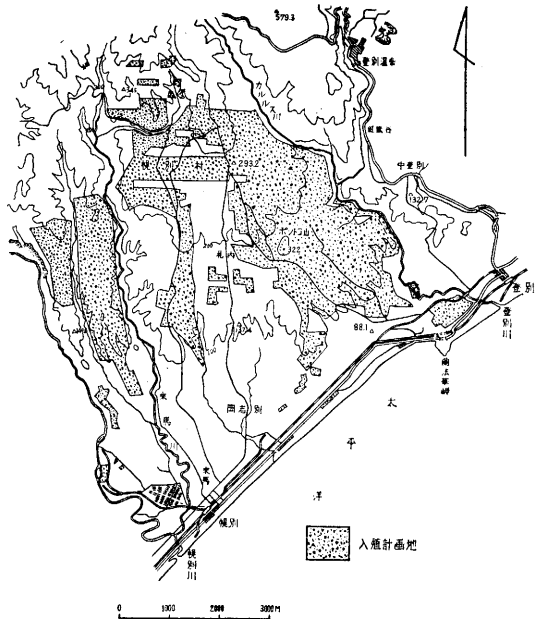
この地域は、それは浅い海ではあつたが、いく度かその下に没して、削剝と堆積とが行われ、火山は勢よく火をふいて熔岩を流し火山灰を降らせ、そしてその反作用として陥没してできたカルデラには、いつか水がたまつて湖水となつた。というようなことが、地質学的な物差でいう昔に、長い時間をへて行われ、このような火山活動の、現在への贈物として、日和山からはいぜんとして噴煙があがり、豊かな登別温泉の湯はつきることがないのである。

4 また、鶯別を中心とする海浜地帯の漂砂磁鉄鉱と、登別を中心とする

* いまから、大体 50 万年ないし 100 万年ほど前の、洪積世といわれた頃。

石材も、この地域として、ほこることのできる資源である。前者は、噴火湾地帯では、訓縫以東にめずらしく鉱量の見込まれる所として有名であり、後者は、登別泥熔岩を採石しているのであるが、登別軟石といつて、紅紫色の美しい色調は、ほかの地域の、この種石材の遠くおよばないところである。

5 上にのべたように、登別温泉を筆頭にして、西北海道に普遍的な銅・鉛・亜鉛などの金属鉱床、および砂鉄・石材など、この地域の地下資源は、比較的豊かであろう*、と考えられるに反して、農耕地帯として考えた場合には、全く恵まれておらない。道は、札内を中心とする地帯約 1,400 町歩を、入殖開拓地として計画しているようであるが、もし、それを完全に実行しようとするならば、つぎのような営農上の不利を克服しなければならないので、充分な施策と覚悟とが必要である。



第 22 圖 札内附近の入殖計画地

(a) 気候がきわめて悪い。

夏季には太平洋を洗う親潮と黒潮との影響をうけて、

海霧がはげしいことは、農耕地帯として、決定的に不利な条件である。

(b) この地域を構成する土壤は、有珠岳や駒ヶ岳などに由来する火山灰で腐植土はひじょうに少い。このような火山灰地の営農がいかに困難なものであるかは、よく知られている。

* これを具体的に開発にまで進めてゆくためには、今後、詳細な地質構造と鉱床の調査を行い、電気探査さらにはボーリングをも併用して、鉱床の性格と規模をつかむことが、まずかんじんである。そうすれば、経済的な価値は、おのずから明らかになる。

(e) 段丘砂礫層がかなり広く分布しているが、良好な滞水層になることのできるようなものではない。しかもその下部には、泥熔岩が発達しているから、水利の便はひどいように悪い。*

6 そしてこの調査によつて得られた最も大きな成果の1つは、北海道の第四系の層序樹立に、いささか貢献できたことであろう。

この調査によつて、この地域には、洪積世前半の水成堆積相をしめす地層(登別層)と、高位・中位・低位の各段丘堆積物が、広く発達していることが、はじめて明らかにされた。そしてそれらとの関係から、いままでは、1つのものであるかもしれないと考えられていた登別・支笏の両泥熔岩は別物で、しかも不整合関係にあることがわかつた。しかも、登別泥熔岩が溢流したのは、洪積世前半のほぼギュンツ～ミンデル間氷期であり、支笏泥熔岩が溢流したのは、洪積世後半のほぼウルム氷期の頃であつたと考えられる。このように、その間には、ひどいように大きな間隙があつたのである。

このようなことがらが究明されたことは、北海道の洪積世の研究を進めてゆくうえに、1つの手がかりを与えたのである。

つぎに、この地域で地質学的に問題にされるであろうと考えられる、若干のことがらについて、少しく説明と見解とをのべて論じたい。

地形に関連して

室蘭岳・鷲別岳の稜線を境にして、南北でみられるいちじるしい地形的差異についての疑問を、しばしば耳にした。

これについては、つぎのように考えている。

1) 削剝・侵蝕度の差によるものである。すなわち、

- a) 室蘭岳火山噴出物、ことに基底部の室蘭岳集塊岩層の分布・厚さの差による比較的堅い集塊岩が、南に、広く厚く分布しているのに反して、北には、薄く少い。
- b) 第四紀の登別層の項でものべたように、この地域では、登別層堆積後の地塊隆起運動量が、北で大である。このことも、北側でその後の侵蝕の速度をうながしてい

* だが、来馬川上流では泥熔岩の下部にくるランボーゲ浮石層は、砂層にかわつているので、この地層にはいれば地下水はあるものと思われる。したがって、現在は飲料水だけを来馬川の上流からひいているが、これだけでは、今後入殖がつづけられれば当然不足してくるものと思われるので、詳しく調査することが必要であろう。

るのではないかと考えている。

2) 南側が、なだらかな丘陵台地をつくっているのは、段丘の発達によるものであるが、これに反して北側には、この段丘の発達はみられない。これが地形差をめでたせているようである。

また、幌別川から東の地域には、美しい段丘面が形成されており、地形の項でのべたように、海岸から奥地にかけて、大体標高 50~100 m・200 m・300~350 m の3つの面がみとめられる。そしてそのおのおのには、段丘堆積物をのせており、その段丘面は、大塚彌之助の D₁ 面・Du₁ 面・Du₂ 面に、それぞれ対応するものであるとした。このことは、今後もおお、吟味を必要とすると思うけれども、現在のところ、無難な結論であろうと考えている。

幌別層に関連して

1) 幌別層中の礫岩層について

ワシベツライバ緑色凝灰岩層は、閃緑岩あるいは緑色凝灰岩の上に発達する礫岩層で、上部と下部にわけた。だが露出が不十分で、礫岩は2箇所（蔭の沢鉱山・ボンワシベツライバ沢入口附近）で、わずかに発見したにすぎないし、厚さも 1.5 m 前後であつた。したがつて、この礫岩層は局部的な堆積物であると考えて、一応、ワシベツライバ緑色凝灰岩層に一括した。

しかし、この礫岩層が、この図幅の緑色凝灰岩層の地域全般にわたつて分布しているかどうか、ということは興味のある問題であり、しかも、もしそのことが明らかにされてくれば、層位的ならびに地史的にも、影響をおよぼすのではないかと、考えている。

ちなみに、いわゆる訓縫統に対比される緑色凝灰岩中に、礫岩がみとめられている例は、この図幅のほか、定山溪図幅内でも土居繁雄によつて指摘されている*。

鶯別砂礫層に関連して

鶯別砂礫層は、凝結状態と、第三紀の岩層の岩片を円礫としてとりこんでいることから、第四紀の堆積物と考えて、おそらくあやまりはないであろう。しかし、東部地域に発達する倶多楽火噴山出物・登別層との関係は、まつたく

* 土居繁雄：5万分の1地質図幅説明書「定山溪」北海道開発庁（1953、昭和28年）

不明である。この点の究明を、将来の調査に期待したい。

われわれが、鶯別砂礫層を、いちおう、倶多楽火山噴出物の基底部に對比した理由は、つぎのとおりである。

1) 鶯別砂礫層の上にいる室蘭岳火山噴出物が、倶多楽火山噴出物あるいは登別層と同様に、高位段丘面で、削剝侵蝕されている点から、鶯別砂礫層は高位段丘以前の堆積物であることは、明らかである。

2) 鶯別砂礫層から推定できる堆積環境は、東部では、倶多楽火山噴出物の各岩相、および登別層にもとめることができる。

3) 鶯別砂礫層を登別層に對比した場合には、鶯別砂礫層の上にいる室蘭岳火山の碎片抛出物が、登別層中か、登別層以上の地層中にみられるはずであるが、図幅内では、まったくみることができなかつた。

4) 鶯別砂礫層の上にいる室蘭岳集塊岩層中には、登別泥熔岩とまぎらわしい泥熔岩岩相がみとめられた。これが、登別泥熔岩の一部であるかどうか明らかでないにしても、登別泥熔岩の活動時期と、ほぼ同じ時期の産物と推定できるので、鶯別砂礫層を、一応登別泥熔岩の下位に對比した。

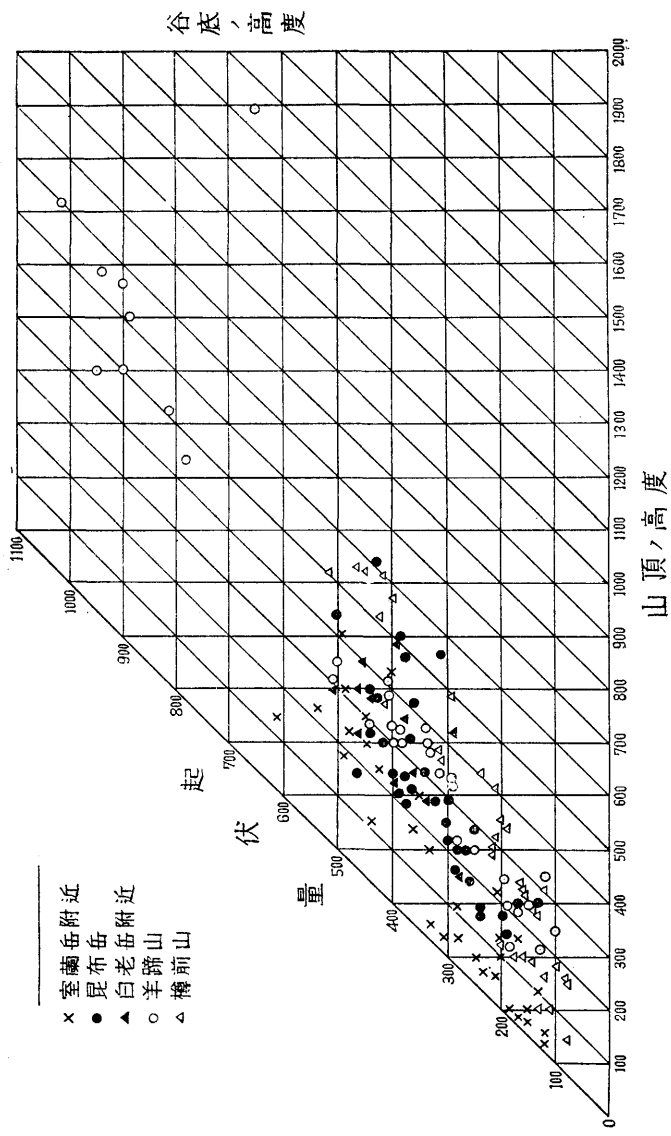
5) 地形的にも、室蘭岳火山群は、比較的開析が進んでいて、(第23図参照)古期洪積世と考えられる。したがって、この火山群噴出物の下にある鶯別砂礫層は、さらに、古いものと考えた。

室蘭岳火山噴出物に関連して

1) 室蘭岳火山群の火山活動を明らかにするためには、基底部をつくる室蘭岳集塊岩層の詳細な調査研究を、欠くことができないようである。

この集塊岩層は、前にものべたように、少くとも5種の岩相にわけられ、概念的には第7図のような、かさなりをもっているようであるが、おのおのの分布は、つまびらかにすることができなかつた。この分布が明らかになれば、あるていど、噴出活動源を推定することができ、この集塊岩層後に噴出した熔岩類の噴出源が、どのような位置をしめるものかが推定され、火山学的に興味のあることと考えられる。また、下部の集塊岩から上部の熔岩にわたって、岩石学的な究明を行うこともなおざりにはできないであろう。これによつて、室蘭岳火山群の岩石学的変遷を推定できるのではないだろうか。

2) 室蘭岳・鶯別岳・462 m 山など、三つの火山活動は、厳密には、時期



第23圖 山地開析度比較圖

的には多少のずれがあるようである。

たとえば、地形的に、462 m 山には、旧火口とみられるスリバチ型の凹地がのこっているが、室蘭岳や鷲別岳には、火口らしいものは残っていない。したがって、462 m 山の活動は、他の2つの山より、やや遅れたものであつて、佐藤・沢田ののべているような寄生火山* であるかもしれない。

登別泥熔岩に関連して

登別泥熔岩の噴出源は、最近になつて、石川俊夫によつて倶多楽湖であろうと考えられはした。^{**}だが、それを説明する具体的な事象や層位学的関係・噴出時期をはじめ、従来から同じものかもしれないとされていた支笏泥熔岩との関係など、すべては未解決のまま残されてきた。筆者らが、この説明書の発表に先だつて、とりあえずこの問題にかぎつて報告したのも、そのためであつた。つぎに、若干の説明を加えたい。

1) 登別泥熔岩に対する従来の認識について

登別地方の地質は、昭和14年深谷龍太の調査をもとにし、鈴木醇・石川俊夫・石橋正夫によつて、上部から大略つぎのようにわけられてきた。すなわち、氏らは、登別泥流は、後倶多楽火山の噴出と考え、その噴出源については不明とされていた。だが、この泥流の分布が、倶多楽火山の東・西・北側の周縁を囲み、東西両側においては広い高原地を構成して海岸におよんでいて、樽前山南方の台地とも続いているようにみえるので、支笏泥流の一部かもしれない。また、厚さや岩質も、かならずしも一様ではなく、とくに厚さの点においては、登別温泉紅葉谷付近では100 m を越えるが、登別から幌別よりの蘭法華岬附近になると数 m になるというように変化がはげしいため、当時の地形に支配されて低所を埋めた、と考えて、登別地方で最も新しいものとされた。

その後、石川俊夫は、この泥流は倶多楽湖の陥没前にその中心部から噴出したもので、倶多楽湖の陥没は、この多量の泥流が噴出した結果であるとし、一応、支笏泥流とは別

- 1 沖積層および火山灰
- 2 登別泥流
- 3 日和山熔岩
- 4 倶多楽北山熔岩
- 5 倶多楽中央火山岩屑堆積物
- 6 倶多楽中央火山噴出物
- 7 倶多楽西山噴出物
- 8 橋池・ポントコ熔岩
- 9 丸山熔岩

* 佐藤文男・沢田義男：鷲別岳附近の火成活動について 新生代の研究 No. 13 (1952、昭和27年)

** 石川俊夫：北海道の火山 室工大地学研究 Vol. 2, No. 2 (1951年、昭和26年)

個のものと考えた。だが、これを説明する具体的な事象・両泥流の層位学的関係・登別泥流の倶多楽火山において占める位置などについては、前にのべたように、いぜん明らかにされずに現在におよんでいる。

2) 登別泥熔岩の層位学的位置について

登別泥熔岩は、いままでは、登別地方で最も新しいもので、支笏泥熔岩の1部でなかろうか(別のものとする人もあつたが、噴出の時期は、ほぼ同じ頃であるとして、誰も疑わなかつた)と、考えられていた。

だが筆者らは、水成堆積相である登別層(砂岩・頁岩からなる)がこの地域に広く発達すること、および3段の段丘堆積物が存在し、これらがともに、登別泥熔岩を不整合におおっていることを指摘し、* 大塚称之助の D1 面・青木篁二郎・田山利三郎の T 面(多摩面)形成以前、ほぼギュントゥ〜ミンデル間氷期に溢流した下部洪積世の所産と考え、いままでの考え方を全面的に否定した。

3) 登別泥熔岩の倶多楽火山においてしめる位置について

倶多楽火山は、いままでは、西山・中央・北山の各火山から構成されており、登別泥熔岩は、これらの火山とは関係はないとされていた。** だが筆者らの調査によれば、いままで倶多楽西山熔岩でできているとされてきた 549 m 山は、登別泥熔岩から構成されている。また、倶多楽中央火山といわれたものも、そのほとんど頂部まで、砕片抛田物と火山砂とが美しく成層してその間に、数枚の熔岩を介在しているものであり、その山麓を形成して発達しているとされた、倶多楽中央火山岩屑堆積物は、ごく新しい岩錐堆積物と考えられた。*** したがって、前者を登別泥熔岩にふくめ、後者をそれぞれ、虎杖浜火山岩屑堆積物・岩錐堆積物といい、岩錐堆積物をのぞいて、この地域に広く発達する倶多楽火山に関係すると思われる他の碎屑岩層**** とともに、倶多楽火山噴出物として一括し、つぎのように区分した。

そして、登別泥熔岩を、倶多楽火山の主要な構成員と考えたのである。

* 段丘堆積物については、まったく、北海道大学湊正雄博士のご指摘によるものであつたことを明記し、厚く感謝の意をあらわす。

** 石川俊夫は、登別泥熔岩の噴出源を倶多楽湖と考えているので、当然倶多楽火山と関係させているのであろうが、その関係を明らかにしてはいない。

*** 倶多楽北火山といわれているものは、図幅外であるため、今回は調査しなかつたので、明らかにできなかつた。しかし、この地域には、標高 400 m 附近にまで、段丘堆積物が広く発達していること、および、西山・中央・北山といつて倶多楽湖の壁をなす火山の頂部が、不思議なほど標高がほとんど同じで、遠くからながめると一線につらなつていること。また、倶多楽中央火山といわれた山麓部に発達するものは、新しい岩錐堆積物であること。などを併せて考えれば、残丘でないかとみられる点が少くない。

**** ポンアヨロ浮石層およびランボーゲ浮石層。

区	分	岩	質	摘	要
俱 多 楽 火 山 噴 出 物	虎杖浜火山岩層堆積物	礫・凝灰角礫岩・凝灰岩・ 火山砂・浮石砂・普通輝石 紫蘇輝石安山岩		鈴木らの俱多楽中央 火山噴出物に当る	
	ボンアヨロ浮石層	浮石質集塊岩・凝灰岩・凝 灰質砂岩・浮石砂		鈴木らの登別泥熔岩 といわれたものの上 部の部分	
	登別泥熔岩	普通輝石紫蘇輝石安山岩		鈴木らの、俱多楽西 山噴出物もふくまれ る	
	ランボーゲ浮石層	浮石質集塊岩・浮石質砂岩・ 礫岩・凝灰岩		鈴木らの、登別泥熔 岩といわれたものの 下部の部分	

4) 登別泥熔岩の噴出源について

登別泥熔岩は、俱多楽湖畔になると熔岩流のような性状にかわり、厚さも増すもので、俱多楽湖を中心としてほぼ円形に拡がっている。大体このようなことから、俱多楽湖が噴出源であろうと考えている。これについては異論もあつて、太田良平はカルルス盆地であろうとしている。^{*} その主な論拠として、カルルス附近の標高400~500mの所まで泥熔岩が分布していること、久保内附近の胆振線沿線にも泥熔岩の分布していること、などをあげているようであるが、これに対し、つぎのように反論したい。

カルルス附近の高い所まで分布するといわれるが、俱多楽湖畔の549m山は登別泥熔岩である。すなわち俱多楽湖近くで標高500mを越える所まで分布しているが、太田のカルルス附近の高い所というのが、大体500mでいどのようであるから、カルルス附近の方が低くなるわけである。

胆振線沿線にも泥熔岩が分布しているといわれるが、はたして登別泥熔岩と同じものかどうか。こういうものを決定するには、十分に追跡して層位関係を明らかにしたのちでなければ、危険である。筆者らは、壮瞥から洞爺湖にぬける山道で、小山内熙^{**}によつて滝の上熔岩といわれたものの下部にくる石英粗面岩を、泥熔岩とみている。また、藤原哲男^{***}は大滝村本郷附近で、支笏泥熔岩の下部に不整合に、さらに1つの泥熔岩のあることを明らかにしたが、これが、上にのべた壮瞥のものと同じようによくにているのである。——しかし、これも充分追跡して、層位的に明らかにしなければ、同じかどう

* 太田良平： 5万分の1地質図幅説明書「徳舜瞥」地質調査所（昭和29年刊行の予定）

** 小山内熙： 洞爺湖西部および西南部の地質 北大理学部地質鉱物学科修論1949.

*** 藤原哲男： 5万分の1地質図幅説明書「壮溪珠」北海道開発庁（昭和29年刊行の予定）

かわからないが、少くも岩質的には同じである。――

5) 登別泥熔岩と支笏泥熔岩との関係について

登別泥熔岩と支笏泥熔岩との関係が不整合であることは、すでに、土居繁雄が「白老」図幅のなかでのべている。だが、登別泥熔岩の模式地は、この図幅内の地域であるから、具体的な例を示して、その関係をのべておく。

この地域には、登別泥熔岩をふくめて、その上位には「登別層」と名づけた水成堆積相を示す地層が、広く発達している。そして、さらにこの登別層を不整合におおつて支笏泥熔岩（この地域では浮石層となつている）がのつている。前者の関係がひじょうによくわかるのは、登別温泉から倶多楽湖に通ずる道路であり、後者の関係が明らかに観察できるのは、アヨロ部落から登別に向う道路である。

しかも、登別泥熔岩は高位段丘堆積物（礫層）におおわれていることから、洪積世前半）ほぼグェンツ～ミन्दル間氷期）と考えられる。これに対して支笏泥熔岩は、土居繁雄がのべているように、下位段丘礫層堆積中のある時期に溢流したと推察される現象が、この地域でもアヨロ附近でみとめられた。土居繁雄は、その溢流の時期を武蔵野形成期（ほぼウルム氷期）と考えて、洪積世後半としている*が、筆者の資料からも、全く同感である。

すなわち、登別泥熔岩は、いままでは、支笏泥熔岩の続きであるとか、あるいは別個のものにしてもほぼ同時期に溢流したもの、と考えられてきたが、その間には、ひじょうに大きな間隙がある。

6) 登別泥熔岩噴出期の環境について

これについては、前にくわしくのべたように、登別泥熔岩をはきんで、その下部と上部にくる倶多楽火山の構成員が、ともに分級作用をうけたり、偽層がみられたり、岩層の変化が水平にも垂直にもはげしかつたりしているので、海水の影響をかなり強くうけながら、きわめて浅い汀線といどの所に溢流したものであることがうかがわれる。

* 土居繁雄：5万分の1地質図幅「白老」北海道地下資源調査所（1953年、昭和28年）

参 考 文 献

- 1 石川成章：北海道登別温泉について 地質学雑誌 9 (1902年・明治35年)
- 2 大日方順三：幌別鉱山調査報文 鉱物調査報告 No. 22 (1915年・大正4年)
- 3 大井上義近：北海道登別温泉大湯沼産硫黄について 地質学雑誌 28 (1921年・大正10年)
- 4 田中館秀三：北海道火山湖研究概報 北海道庁 (1925年・大正14年)
- 5 長尾 巧・佐々保雄：北海道西南部の新生代層と最近の地史 地質学雑誌 Vol. 40, No. 480・483 (1933年・昭和8年) Vol. 41, No. 485・488 (1934年・昭和9年)
- 6 浦上啓太郎・長沼祐二郎・富樫利八：北海道における火山灰に関する調査報告 火山 Vol. 1, No. 4 (1933年・昭和8年)
- 7 福富忠男：登別温泉間歇泉の観測 北海道地質調査会報告 No. 10 (1939年・昭和14年)
- 8 深谷龍太：10万分の1登別図幅 未発表 (1939年・昭和14年)
- 9 鈴木 醇・石川俊夫：樽前山及び支笏湖 北海道地質見学案内書第1輯 (1943年・昭和18年)
- 10 鈴木 醇・石川俊夫・石橋正夫：登別温泉及び俱多楽湖 北海道地質見学案内書第2輯 (1943年・昭和18年)
- 11 斎藤正雄・大越寿市・中村光夫・高田精一：噴火湾を中心とする海浜砂浜鉄床調査報告 北海道工業試験場時報 Vol. 12, No. 5 (1946年・昭和21年)
- 12 波谷五郎：室蘭稀布附近の地質及び岩石 北大理地鉱修論(手記) (1949年・昭和24年)
- 13 鈴木 醇・犬飼哲夫・館脇 操：支笏洞爺国立公園の自然科学 国立公園 No. 5 (1949年・昭和24年)
- 14 舟橋三男：西南部北海道砂鉄床概観 北海道地下資源資料 No. 1 北海道地下資源調査所 北海道地質要報 No. 13 (1950年・昭和25年)
- 15 佐藤文男：室蘭附近の火山岩 室蘭工業大学研究報告 Vol. 1, No. 1 (1950年・昭和25年)
- 16 太田良平：北海道幌別硫黄鉱山報告 地質調査所月報 vol. 1, No. 1 (1950年, 昭和25年)
- 17 石川俊夫：北海道の火山 室蘭工業大学地学研究 Vol. 2, No. 2 (1951年・昭和26年)
- 18 佐藤文男・沢田義雄：胆振国鷲別岳附近の火成活動について その一 火山岩の岩石学的研究 北海道地質要報 No. 19 (1952年・昭和27年)
- 19 佐藤文男・沢田義雄：鷲別岳附近の火成活動について その二 地形及び地質新生代の研究 No. 13 (1952年・昭和27年)

- 20 斎藤昌之・小山内熙： 西北海道東南部地域の地質第1報・登別泥流についての
2, 3の問題 北海道地質要報 No. 20 (1952年・昭和27年)
- 21 鹿間時夫： 第四紀 民科地団研・地学叢書3 (1952年, 昭和27年)
- 22 土居繁雄： 5万分の1地質図幅説明書「白老」北海道地下資源調査所 (1953年・
昭和28年)
- 23 小山内熙・酒匂純俊： 5万分の1地質図幅説明書「室蘭」北海道地下資源調査所
(1953年・昭和28年)
- 24 山田 忍： 北海道における火山噴出物の分布について 北海道地質要報 No. 21
(1953年・昭和28年)
- 25 藤原哲男： 5万分の1地質図幅説明書「壮溪珠」北海道開発庁 (1954年, 昭和
29年度刊行の予定)
- 26 太田良平： 5万分の1地質図幅説明書「徳舜磐」工業技術院地質調査所 (1954年
昭和29年度刊行の予定)

関係文献で、直接参照しなかつたもの

- 石川貞治： 登別温泉及び間歇泉 地学雑誌 1 (1889年・明治22年)
- 納富重雄： 登別温泉 地学雑誌 29 (1917年・大正6年)
- 田中館秀三： 北海道登別温泉 地学雑誌 36 (1924年・大正13年)
- 坪井忠二： 登別の間歇温泉 科学 2 (1932年・昭和7年)
- 田中館秀三： 日本のカルデラ 岩波講座 (1933年・昭和8年)
- 奥野久輝・碓山 昇・太秦康光： 温泉の化学的研究 (第1報) 北海道登別温泉 (そ
の一) 日本化学会誌 59 (1938年・昭和13年)
- 奥野久輝： 同上 (その二) 日本化学会誌 60 (1939年・昭和14年)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

NOBORIBETSUONSEN

(Sapporo-61)

By

MASAYUKI SAITÔ, HIROSHI OSANAI

and SUMITOSHI SAKÔ

(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The small town Noboribetsu lies midway on the railway-line from City Tomakomai to Muroran, facing Pacific. The hot-bath-resort, "Noboribetsu-onsen" is situating at about 6 km. NNW from this town, along Noboribetsu river, where is quite famous not only in Hokkaido but also in Japan, owing its vast supply of hot-water from the explosion crater near by. This geological map, entitled as Noboribetsu-onsen and its Japanese explanatory text deals with the topography, general geology, and mineral resources in the area, between the west-east line through Noboribetsuonsen, and coast line, and at the same time in the area eastward from the line, longitude 141° E.

Geologically this district had been investigated not in detail until the time when we began to survey. There were only a few contributions concerning the geology at quite narrow area, surrounding the hot-spring of Noboribetsuonsen; however it became to be necessary to revise the former reports in many respect, judging from our results newly obtained.

The field work in this district was started by us in summer of three years ago, since then we have been occasionally there; the total sum reaches about 75 days for each geologist. This geological map and the explanatory

text is the outcome of those field works.

1 Topography

This district treated in this text may be topographically divisible into the following three distinct regions; aluvial plain, elevated plateau and mountainous region respectively. The alluvial plain develops typically along the coast line and along the relatively large rivers, such as Horobetsu and Raiba-river. The deposits filled up the aluvial plains comprise sand and gravel, besides the peaty accumulations in the coastal plain and sand of sand-dunes along the sea-coast; there are also occasionally developing placer irons along the sea-coast, which are worked at present in a few localities, especially near Washibetsu and Higashi-muroran.

The second region representing by elevated plateaus is occupying the main part of this sheet and where is geologically composed mainly of various kinds of formations, Pleistocene in age. It must be noted that the plateaus mentioned above are also divisible into the main three types being different in altitude, the lower, middle and higher, respectively. The lower elevated plateaus (or the lower terrace in the legend of the geological map) are traceable along the contour lines between 50 to 100 m. the middle ones occupy an area about 200 m. high, while the higher ones keep 300 to 350 m.; on each surface of those elevated plateaus we see always gravel beds, variable in thickness.

The mountainous region occupies the area of Northwestern corner of this sheet as well as the area of Mt. Washibetsudake where are more dissected by erosions than the other regions and show much complicate reliefs. Those regions are geologically consisting mainly in Tertiary rocks or much dissected volcanoes in early Pleistocen in age.

2 Geology

The basement complex of this area may be represented by the rocks exposed along the riverside of the Upper course of Horobetsu river which comprises various kinds of rocks, such as black slate, hard sandstone and schalstein; the aspect of those rocks as a whole remind us strongly the

ones of so-called Hidaka system; the latter of which is widely traceable under the Neogene Tertiary throughout Southwestern Hokkaido; the age is now believed to be Palaeozoic.

In the Japanese explanatory text we dealt with those rocks under the name of Omagarizawa formation and mentioned them to be only Pre-Tertiary in age. Besides of this, we presumably divided the formation into two sub-formations; the lower, Omagarizawa slate member, while the upper Otogenosawa schalstein member.

The Neogene Tertiary rocks covering unconformably the Omagarizawa formation is also divisible into two formations by slight unconformity; the Horobetsu formation and Muroran formation in ascending order, both of which are dominant in pyroclastic sediments. The lithologic facies of those formations are quite changeable either horizontally or vertically; nevertheless, the typical successions and their thickness of each member may be summerized as follows: (See Tab 1)

The Horobetsu formation

The Washibetsuraiba green tuff member: Consists of green tuff, green tuff breccia, which are occasionally intercalated less numerous beds of shale, sandstone and conglomerate. Whole thickness 580 m. covering this green tuff member, we see propylite or glassy andesite lava in considerable thickness, to be widely developed. On the propylite lava it comes to lie the member consisting chiefly in shale, sandstone and less numerous tuff and being about 300 m. in thickness, which is called by the writers under the name of Kamaunbetsu sandstone, shale member. This member is also covered by volcanic complexes such as pyroxene andesite or liparite lavas.

It must be noted that the green tuff member is, to be sure, intruded by a small stock of diorite, the fact of which is clearly recognizable near the Kagenosawa mine along the middle course of Horobetsu river.

It should be also memorable that the acidic volcanic rocks are more prevalent than the basaltic or andesitic rocks in the pyroclastic sediments as well as lavas intercalated occasionally with the former through out the Horobetsu formation; this fact shows the marked contrast to the volcanic rocks of the Muroran formation, in the latter of which the andesitic and

Quaternary	Recent	River and shore deposits		
		Sand-dune deposits		
		Talus deposits		
	Pleistocene	River terrace deposits		
		Lower terrace deposits	Shikotsu pumice bed	
		Middle terrace deposits		
		Higher terrace deposits	detritus deposits	
		Noboribetsu formation		
		Kuttara volcanics	Ponayoro pumice deposits	Kojohama volcanic detritus deposits
	Muroran-dake volcanics			
Noboribetsu mud lava	Muroran-dake lava Washibetsu-dake lava 42% m-yama lava Muroran-dake agglomerate			
Ranpoge pumice deposits	Washibetsu sand and gravel deposits Tachibanaike lava Pontoko-yama lava Raiba-yama lava			
Neogene tertiary	Pliocene	Muroran formation	Motowanishi sandstone, shale member	
			Washibetsu tuff member	
	Miocene	Horobetsu formation	Pyroxene andesite lava. Liparite lava	
			Kamauibetsu sandstone, shale, tuff member	
			Propylite (glassy andesite) lava	
		Washibetsuraiva green tuff member		
Pre-tertiary	Omagarizawa formation	Otogenosawa schalstein member		
		Omagarizawa slate member		

Table 1

more basic rocks are rather predominate either in pyroclastic sediments or lavas. Besides of this, the rocks of the Horobetsu formation are occasionally influenced strongly by the hydrothermal effect such as silicification, kaolinization or pyritization, while such a phenomenon is never recognized in the rocks of the Muroran formation.

As a whole, the Horobetsu formation is quite barren in fossils, except *Sagarites sp.* unexpectedly found in the shale bed belonging to the Kamaunbetsu member, however the geological age of this formation may be Miocene, judging from the lithologic nature and the stratigraphical position in the sequence of the Neogene Tertiary developed at the area surrounding this district.

The Muroran formation

This formation comprises two members; the lower part is called by the name of Washibetsu tuff member, which is consisting mainly in tuff, tuff-breccia, and sandstone, about 200 m. in thickness. While the upper part is representing by a member mainly made from alternations of sandstone, shale and conglomerate and less numerous pyroclastic sediments as well as volcanic rocks, which is named as Motowanishi sandstone shale member; whole thickness may reach more than 230 m. Although it is wholly lacking in the fossil evidences, the age of the Muroran formation may be regarded to be pliocene in rough estimation.

Pleistocene :

The pleistocene deposits as well as the volcanic rocks forming much dissected volcanoes, besides the mud lavas extending widely in this district may be regarded to be stratigraphically divisible into the main two groups.

One of which is the lower group (or the older group), consisting chiefly in lava, agglomerate, mud lava, pumice flow and so forth, forming the older ruined volcanoes such as Muroran-dake and Kuttara-yama mountain and small amount of pyroclastic sediments.

In regard to the sequence of activities of those volcanoes and the typical development of the rocks, brought from those volcanoes are enumerated in the table 1 and are clearly shown in the geological map. It is quite noteworthy that the eruption of mud-lava, which is now known as the

Noboribetsu mud-lava, accompanied by pumice flows both its upper and lower side, held also in the early Pleistocene in age. This was first recognized by us (Saitô and Osanai) at the occasion when we started this field work.

The upper group is composing mainly of the gravel beds, lying on the surfaces of elevated plateaus in variable altitude.

The Shikotsu pumice bed or Shikotsu mud-lava, which is different either in lithologic nature or in its stratigraphical position from the Noboribetsu mud-lava stated above, is also belonging to the upper group of the Pleistocene formation in this district. The eruption of which might be held in time, during the age when the gravel bed lying on the surface of the lowest elevated plateau was forming.

To the aluvial deposits, there is nothing to be remarked here, besides the accounts stated in the part of topography.

3 Mineral resources

As it has been already well known elsewhere in Southwestern Hokkaido, the mineral deposits such as gold, copper, lead, zinc, etc. have been chiefly found in the pyroclastic sediments as well as various kinds of volcanic rocks in Miocene age, similar case was also ascertained in this district. We found such mineral deposits exclusively in the rocks belonging to the Horobetsu formation all of which are represented by ores of vein type.

Of them, some veins have been already worded during the Meiji-Taisyô (about 1905-1920) area (Horobetsu mine, Iwagasaki pit, Asahi pit; gold-copper-lead-zinc vein) and it has been regarded to be mined 50 tons per day at that time, but this mine is now abandoned. The Kagenosawa mine, situating near by the former is now worked, which yields so-called ores of Kuroko and mines them in about 20 tons per day.

Besides those mineral deposits, we should mention here some placer irons, which show to have magnetite in high content. These placers are found mainly in the sea coast near Washibetsu and Higashi-muroran, as already stated, where those deposits are estimated to be amount more than

20,000,000 tons, and they are mined at present about 4,500 tons (Fe 55 %) per month.

Meanwhile we wish also to call attention for the existence of sublimated sulphur found at the explosion crater near Noboribetsu-onsen, although it may be not amount to much.

Lastly the rocks forming the so-called Noboribetsu mud-lava are locally quarried for the use of building stones, which are now supplied for various districts in Hokkaido. The rocks are very beautiful in appearance and dark-pinkish or purple in colour, and are soft enough to be suitable to quarry.

As mineral spring, we also wish to note the existence of spring found at the tributary of the upper course of Horobetsu river, besides the well known Noboribetsuonsen (hot spring), although the former is not so warm as the latter, and is only a small quantity.

雙列塔

DL面

Du1面

Du2面



札幌第 61 号登別温泉図幅説明書

第 1 図 版

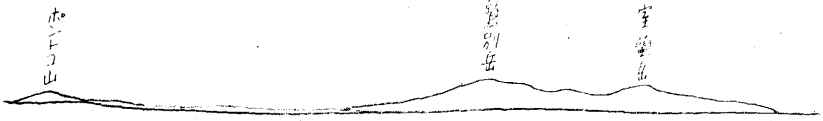


岡志別附近から室蘭岳方面を望む。
3段の段丘面が、はつきりとみとめられる。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 2 図 版



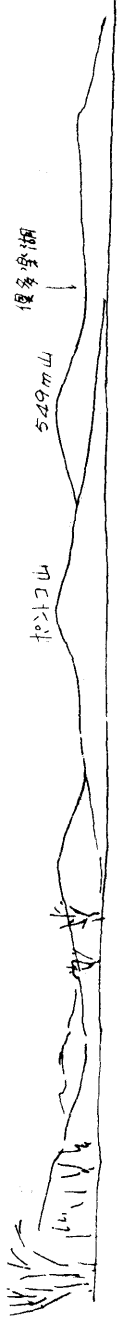
標高 549 m 山（登別温泉と倶多楽湖の間にある）から，南方段丘地形を望む。



札幌第61号登別温泉図幅説明書
第3図版



紅葉谷附近から室蘭岳火山（右）とポントコ山（左）を望む。
手前の平坦面は、中位段丘面（ Du_1 ）で、中位段丘堆積物（ T_2 ）が堆積し、
あるいはポニアヨロ浮石層（ K_3 ）や登別層（ No ）が削剥面としてあらわ
れている。



Du₂ 面

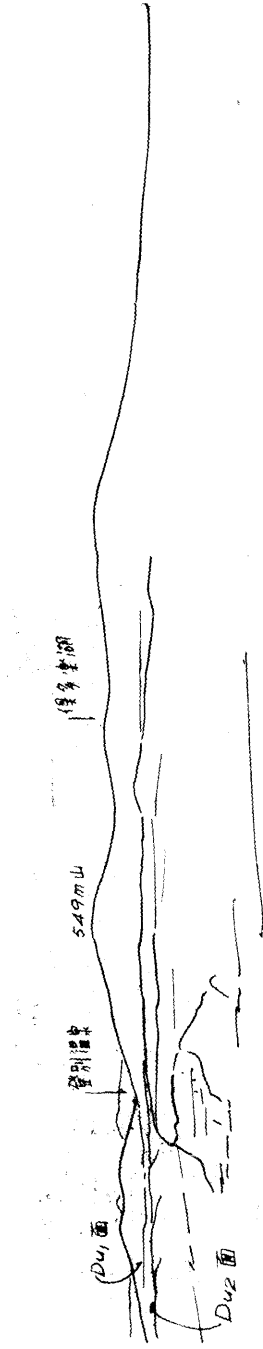
札幌第 61 号登別温泉図幅説明書

第 4 図 版



富浦附近の台地から、札内方向を望む。

手前の平坦面は低位段丘面 (Du_2) で、低位段丘堆積物 (T_3) がのつている。中央手前の山が、ポントコ山で標高 222 m であるが、その頂部は Du_1 面をあらわしているような気がする。



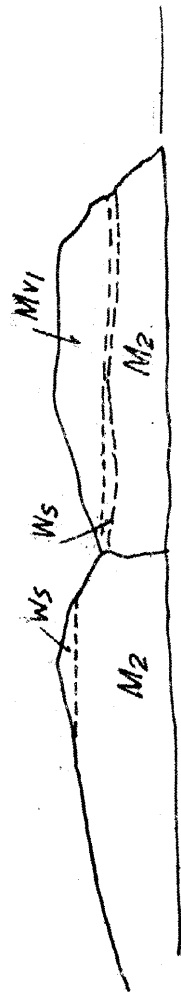
札幌第 61 号登別温泉図幅説明書

第 5 図 版



富浦附近の台地 (Du_2) から倶多楽火山を望む。

Du_2 面……低位段丘面 Du_1 面……中位段丘面 それぞれ段丘礫層をのせている。



札幌第61号登別温泉図幅説明書

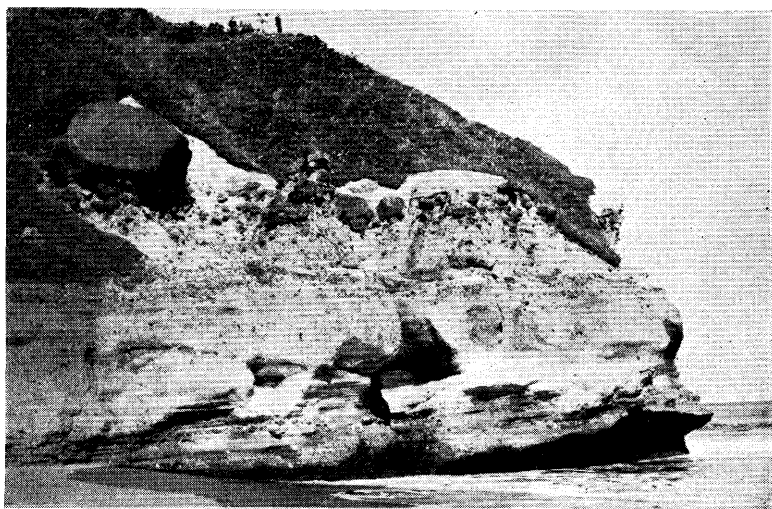
第6図版



鷺別岬の遠望

本輪西砂岩・頁岩互層〔 M_2 〕の上に、不整合に鷺別砂礫層〔 Ws 〕
および室蘭岳集塊岩層〔 Mv_1 〕がのつている。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 7 図 版



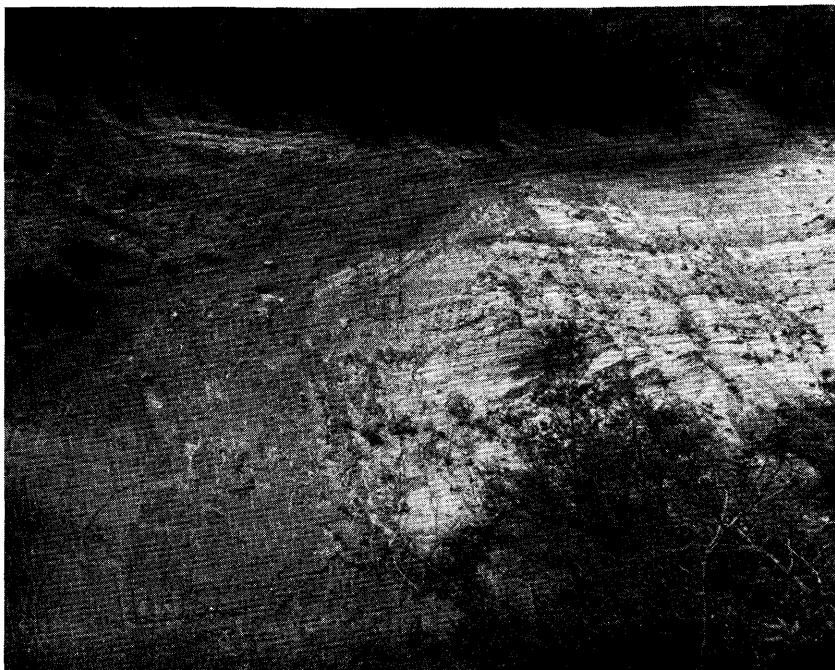
鷺別岬西南端室蘭層（本輪西砂岩。頁岩互層 M_2 の下部）の露出。
凝灰角礫岩。集塊岩。砂岩。凝灰岩などからなっている。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 8 図 版



来馬川左股沢上流の来馬山熔岩〔R1〕の露出。きれいな板状節理が発達している。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 9 図 版



来馬川中流部右岸のランボーゲ浮石層〔K₁〕の下部の露出。浮石質集塊岩、浮石・火山灰砂などからなり、かなりはつきりした層理がみられ、偽層が発達している。

札幌第61号登別温泉図幅説明書
第10図版



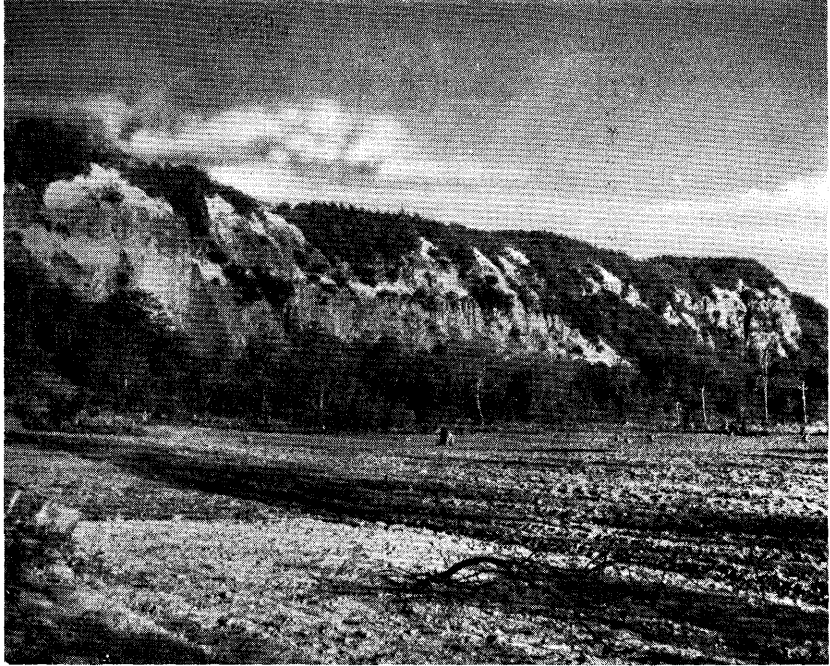
登別駅前採石場のランボーゲ浮石層〔K₁〕の露出。(登別泥熔岩〔K₂〕のすぐ下位の部分) 偽層しているのがよくみられる。





登別泥礫岩〔 K_2 〕とポニアヨロ浮石層〔 K_3 〕（ポニアヨロ海岸）
手前露出の平坦面は、低位段丘面（ Du_2 ）である。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 12 図 版

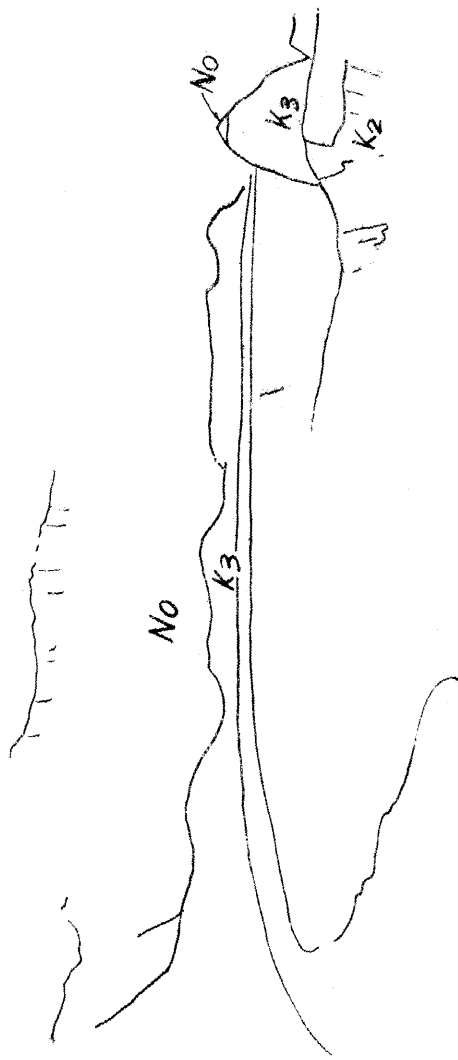


蔭之沢鉦山（幌別海岸から約 7 km 幌別川にそつて北上する）附近の、
登別泥熔岩〔 K_9 〕の露出。山頂部は中位段丘面（ Du_1 ）である。

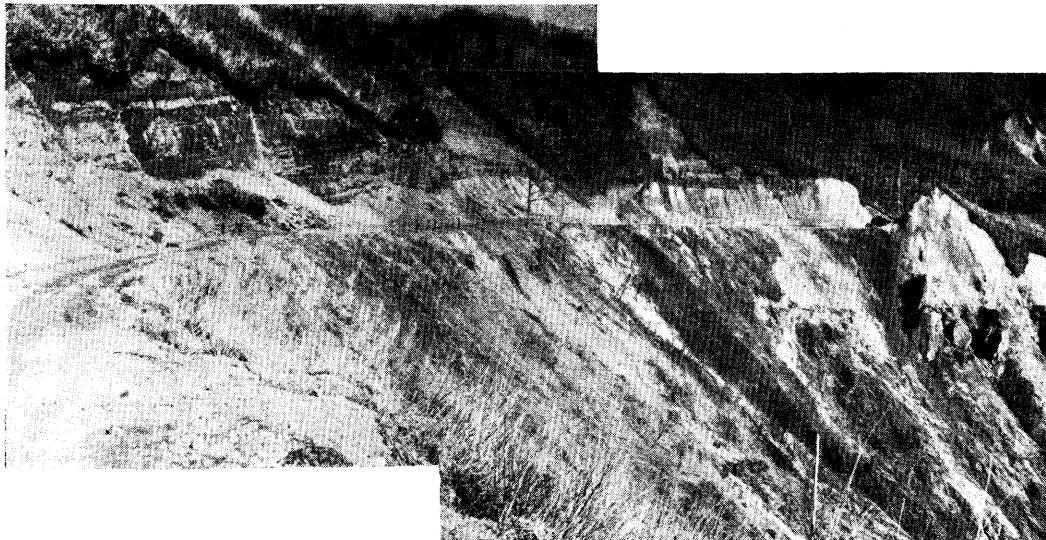
札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 13 図 版



倶多楽東外壁の虎杖浜火山岩屑堆積物〔K₄〕の露出



札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 14 図 版



大湯沼附近（登別温泉から倶多楽湖に通ずる道路）の道路切取り遠望。
登別層〔N₀〕がポンアヨロ浮石層〔K₃〕を不整合におおっている。右下
方の突出した岩石は、登別泥熔岩〔K₂〕である。

札幌第61号登別温泉図幅説明書
第15図版

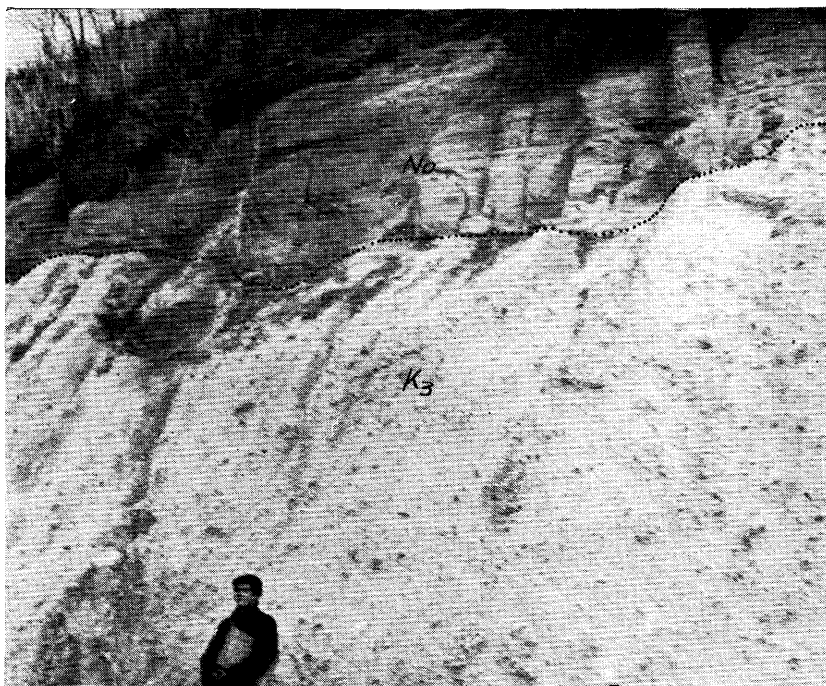


第1図 登別泥熔岩〔K₂〕中の断層（岡志別北方の道路切取り）



第2図 ポンアヨロ浮石層〔K₈〕と登別層〔N₀〕（大湯沼東側道路切取り）
ポンアヨロ浮石層を登別層が不整合におおっている。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 16 図 版

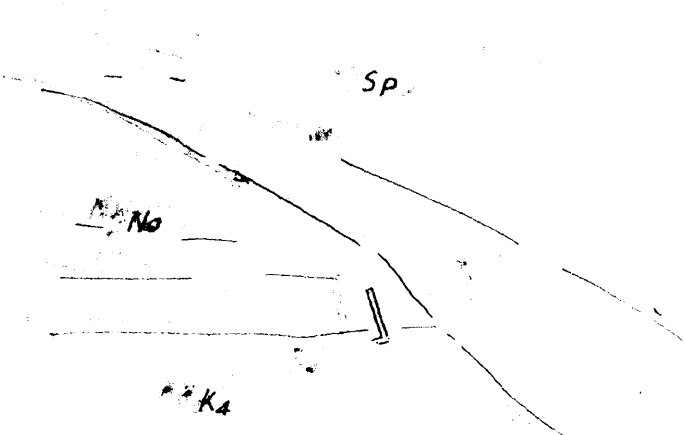


ポニアヨロ浮石層〔K₃〕と登別層〔No〕（大湯沼東側道路切り取り）
ポニアヨロ浮石層を登別層が不整合におおっている。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 17 図 版



登別層中の砂岩脈（大湯沼東側道路切取り）



SP

No

KA

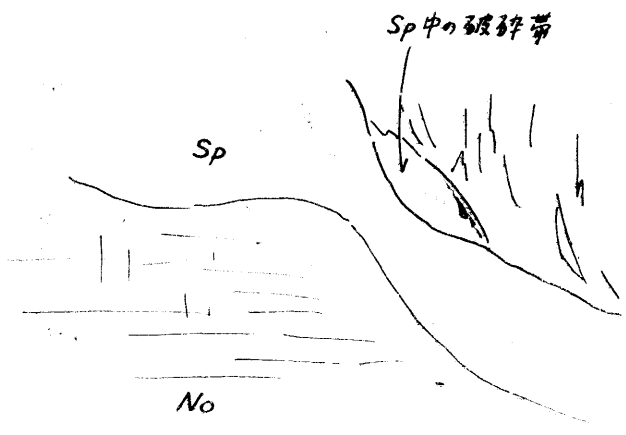
札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 18 図 版



虎杖浜火山岩屑堆積物〔K_f〕・登別層〔No〕

および支笏浮石層〔Sp〕（虎杖浜駅前附近）

登別層は、上部は、風化作用をうけた形跡があつて、粗鬆になり、割れている。支笏浮石層は、登別層ばかりでなく虎杖浜火山岩屑堆積物をもおおつて堆積しており、大きな間隙のあつたことが物語られている。平坦面は、低位段丘面（Du₂）で、段丘堆積物はなくて、支笏浮石層が段丘面できられている。



札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 19 図 版



登別層〔No〕と支笏浮石層〔Sp〕（アヨロ附近道路切割）
登別層を支笏浮石層が不整合におおい、支笏浮石層中にはかなり大きな
破碎帯がみられる。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書

第 20 図 版



登別層〔No〕と支笏浮石層〔Sp〕（アヨロ附近の道路切割）

登別層を支笏浮石層が不整合におおっている。平坦面は低位段丘面〔Du₂〕
で、段丘堆積物はのつておらず、支笏浮石層がけずられている。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 21 図 版



鶯別海岸の砂鉄採掘の風景（蘭東鉦山）

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 22 図 版

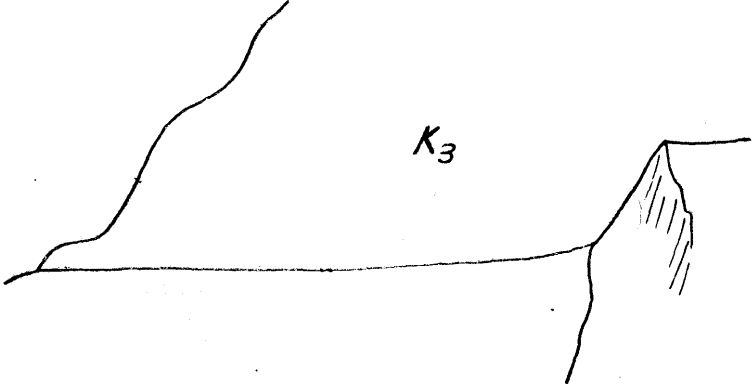


鶯別海岸の砂鉄採掘の風景（松田鋳業富岸鋳山）

札幌第61号登別温泉図幅説明書
第23図版

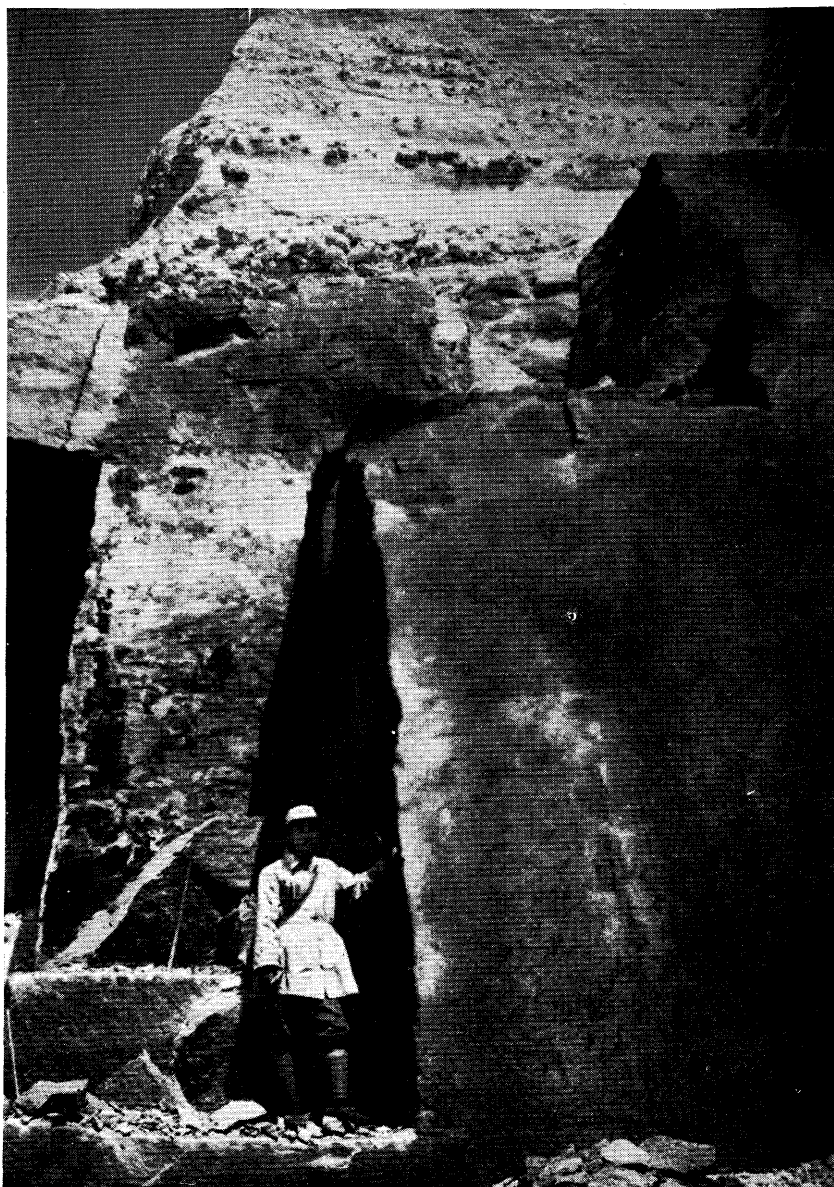


鷺別海岸の砂鉄採掘の一風景（松田鉛業富岸鉱山）



K₃

K₂



登別駅前採石場風景

切取られているのが登別泥熔岩 [K₂] で、その上部につている礫のよ
うなのがポンアヨロ浮石層 [K₃] である。



採石場の一風景

登別駅前（登別泥熔岩〔 K_2 〕を採石している）、遠景の平坦面は
低位段丘面（ Du_2 ）である。

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 26 図 版



登別温泉地獄谷

札幌第 61 号登別温泉図幅説明書
第 27 図 版



日和山附近から大湯沼を望む。
湯沼では、舟を浮べて硫黄を採取している。

札幌第61号登別温泉図幅説明書
第28図版

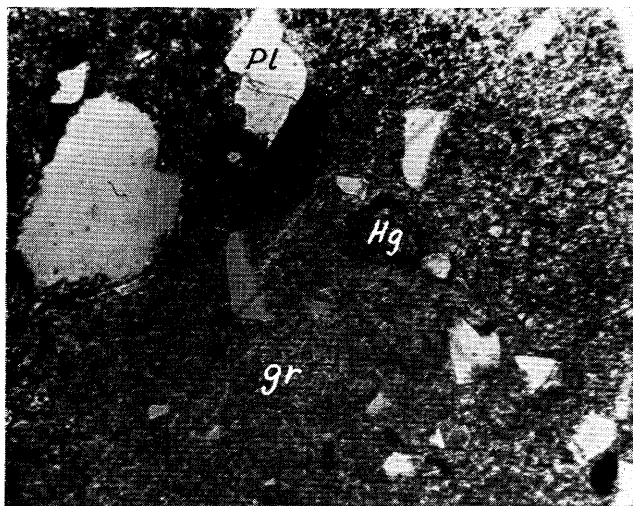


倶多楽湖の全景（中尾別邸跡裏の湖への下り口から望む）

札幌第61号登別温泉図幅説明書
第29図版



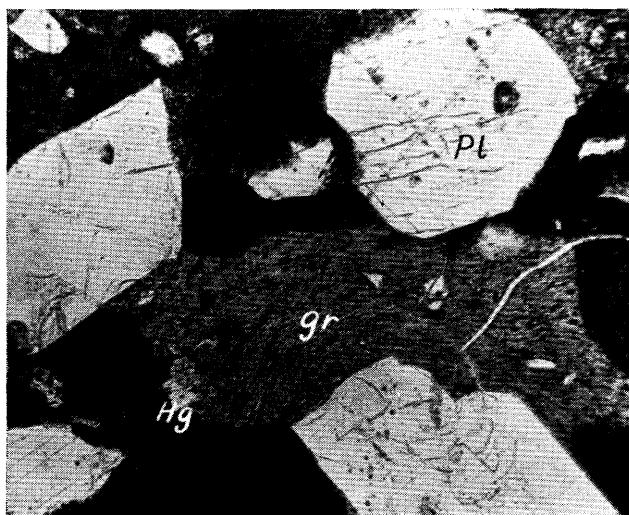
倶多楽湖のカルデラ壁が美しく遠望される。



第 1 図 登別泥熔岩 (駅前採石場)

× 88

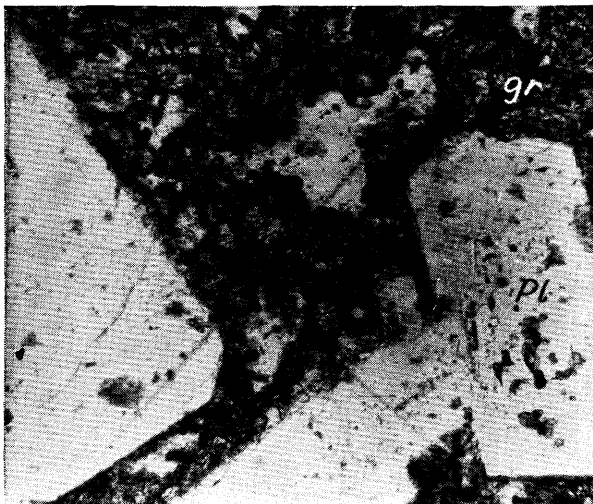
Pl 斜長石 Hy 紫蘇輝石 gr 玻璃



第 2 図 登別泥熔岩 (549 m 山クリフ)

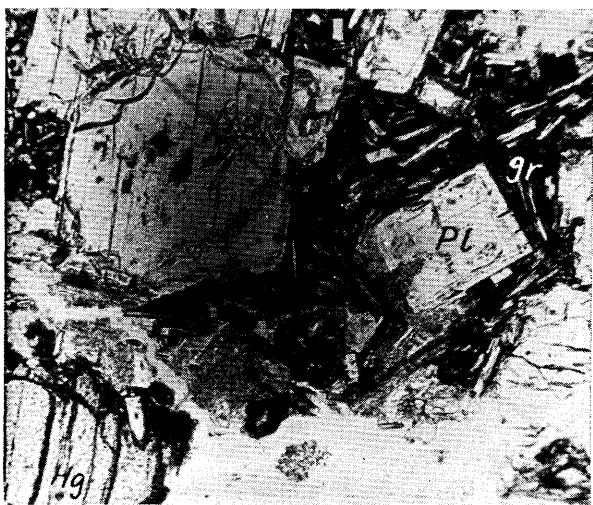
× 88

Pl 斜長石 Hy 紫蘇輝石 gr 玻璃



第 1 図 室蘭岳泥熔岩
×88

Pl 斜長石 gr 玻璃



第 2 図 橘池熔岩
×88

Pl 斜長石 Hy 紫蘇輝石 gr 玻璃

昭和 29 年 3 月 20 日 印刷

昭和 29 年 3 月 28 日 発行

著作権所有 北海道地下資源調査所

印刷者 三 田 德 光

札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三條西一丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

NOBORIBETSUONSEN

(SAPPORO—61)

BY
MASAYUKI SAITŌ, HIROSHI OSANAI

AND
SUMITOSHI SAKO

SAPPORO, HOKKAIDO

1953