

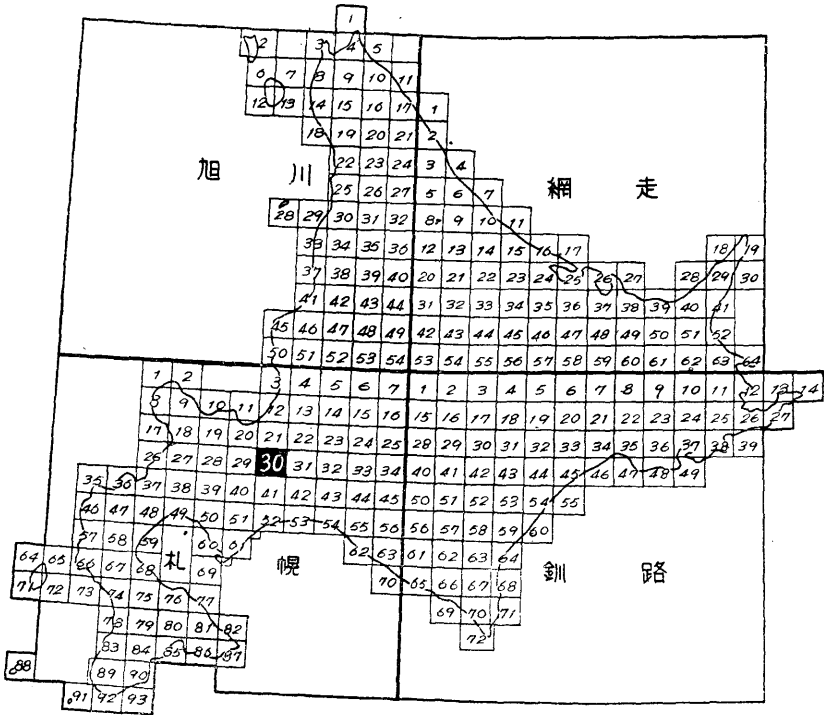
5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 石 山

(札幌一第 30 号)

北海道地下資源調査所

昭和 31 年



5 万分の 1 地質図幅  
説 明 書

# 石 山

(札幌一第 30 号)

北海道技師 土 居 繁 雄  
〃 小 山 内 熙

北海道地下資源調査所

昭和 31 年

# 目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
III 地質概説	3
IV 新第三紀層および同時期火山岩類	5
IV.1 漁川層	5
IV.1.1 漁川砂岩・頁岩部層〔M <sub>1</sub> 〕	5
IV.1.2 金山沢頁岩部層〔M <sub>2</sub> 〕	6
IV.1.3 万計沢玄武岩〔Ba〕	7
IV.1.4 ラルマナイ川凝灰岩部層〔M <sub>3</sub> 〕	7
IV.1.5 三股川変朽安山岩〔Mp <sub>1</sub> 〕	8
IV.1.6 湯の沢凝灰質砂岩部層〔M <sub>4</sub> 〕	8
IV.1.7 鞍馬越変朽安山岩〔Mp <sub>2</sub> 〕	9
IV.2 一の沢層	9
IV.2.1 藤の沢砂岩・頁岩部層〔Fsh〕	10
IV.2.2 籬舞頁岩部層〔Msh〕	10
IV.3 板割沢層	13
IV.3.1 八号沢砂岩・頁岩部層〔Ish <sub>1</sub> 〕	13
IV.3.2 板割沢硬質岩部層〔Ish <sub>2</sub> 〕	14
IV.4 籬舞熔岩〔MI <sub>1</sub> 〕	14
IV.5 硬石山石英安山岩〔Ka〕	15
IV.6 小滝の沢熔岩〔KI〕	17
IV.7 籬舞沢熔岩〔MI <sub>2</sub> 〕	17
IV.8 石山層	18
IV.8.1 清滝砂岩部層〔Ks〕	18
IV.8.2 八垂別集塊岩部層〔Hag〕	19
V 時代未詳火山岩類(新第三紀～第四紀?)	20

V. 1	漁岳熔岩〔Zl〕	20
V. 2	簾舞峠熔岩〔Ml <sub>3</sub> 〕	21
V. 3	三角山熔岩〔Sl〕	21
V. 4	野の沢熔岩〔Nl〕	22
V. 5	砥石山熔岩〔Tl〕	22
V. 6	島松山熔岩〔Shl〕	23
V. 7	厚別川熔岩〔Atl〕	23
V. 8	白旗山熔岩〔Sil〕	24
V. 9	焼山熔岩〔Ykl〕	24
VI	第四紀層および同時期火山岩類	25
VI. 1	空沼岳熔岩〔Sol〕	25
VI. 2	野幌層〔No〕	26
VI. 3	高位段丘礫層〔Tr <sub>1</sub> 〕	26
VI. 4	中位段丘礫層〔Tr <sub>2</sub> 〕	26
VI. 5	支笏火山噴出物	27
VI. 5. 1	島松浮石部層〔Sh <sub>1</sub> 〕	27
VI. 5. 2	支笏熔結凝灰岩〔Sh <sub>2</sub> 〕	28
VI. 5. 3	豊平浮石部層〔Sh <sub>3</sub> 〕	29
VI. 6	厚別砂礫層〔Tr <sub>3</sub> 〕	30
VI. 7	岩屑堆積物〔Ts〕	31
VI. 8	崖錐（堆積物）〔Tas〕	32
VI. 9	月寒火山灰層〔Tk〕	32
VI. 10	河岸段丘堆積物	33
VI. 10. 1	高位河岸段丘礫層〔Hg〕	33
VI. 10. 2	低位河岸段丘礫層〔Lg〕	34
VI. 11	新期火山灰層〔Ta〕	34
VI. 12	現河川堆積物〔Al〕	35
VII	地質構造および地史	35
VIII	応用地質	38

VIII. 1	金 銀 鋳	38
VIII. 1.1	光 龍 鋳 山	38
VIII. 2	褐 鉄 鋳	41
VIII. 2.1	真 駒 内 鋳 山	41
VIII. 2.2	常 盤 鋳 山	42
VIII. 3	石 材	45
VIII. 3.1	軟 石	45
VIII. 3.2	割 砂 利	45
VIII. 3.3	川 砂 利	46
	文 献	47
	Résumé	50

5万分の1地質図幅  
説明書 石 山 (札幌一第30号)

北海道技師 土 居 繁 雄

〃 小 山 内 照

は し が き

この図幅説明書は、昭和27年7月から同年11月にわたる約30日間、昭和28年7月から同年11月にわたる約40日間、および昭和29年7月から同年11月にわたる約30日間、あわせて約100日間におこなった野外調査の結果を整理して、その概要を報告したものである。

この地域は、北海道の中央部と西南部とを区分する、札幌から苫小牧にぬける、いわゆる石狩低地帯の西に位置して、地質学的には西南部北海道にふくまれている。

この地域のうち、北部地区、とくに豊平川流域は、北海道大学の地質巡検コースに、とりあげられているところで、はやくから、踏査されており、調査報告書も、多く発表され<sup>1)</sup>ている。

しかしながら、この地域全般の地質については、いまだ明らかにされておらない。

野外調査にあたっては、おもに新第三紀層と同時期の火山岩類からできている西部地域を土居が、第四紀層および同時期の火山噴出物からできている東部地域を小山内が、それぞれ担当した。

なお、調査の際は、北海道地下資源調査所技師石山昭三、同技術補松井公平の両氏にい

- 
- 1) 阿部 顕・西田彰一(1934年): 石狩国篠舞・定山溪附近地質調査報文、北大理地修論(手記)  
安田三郎・鈴木 要(1934年): 石狩国厚別・石山附近地質調査報文、北大理地、修論(手記)  
筒浦 明(1946年): 石狩国豊平川流域(錦橋一藤の沢)の地質、北大理地、修論(手記)  
青木正行(1946年): 石狩国藤の沢附近の地質、北大理地、修論(手記)

ろいろと協力をしていただいた。さらに、北海道大学理学部湊正雄博士には、現地ですらいろいろ御教示をたまわり、討論をおねがひした。ここに上記の方々、深く謝意を表す。

また、調査中いろいろ便宜をはかられた、恵庭市林署の各位、ならびに油谷鉱業光龍鉱山の職員各位に、厚くお礼を申しあげる。

## I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯  $42^{\circ}50'$ ~ $43^{\circ}0'$ 、東経  $141^{\circ}15'$ ~ $141^{\circ}30'$  の範囲にある。

行政区画のうえから、東部地域は広島村に、南部地域は恵庭町に、中央部および西部地域は豊平町に、豊平川より北部の地域は札幌市にそれぞれ属している。

交通は、札幌市内の東札幌駅から、豊平駅を通り、さらに豊平川に沿つて、この図幅の西部に連なる定山溪図幅のほぼ中央に位置する定山溪温泉まで、定山溪鉄道が通じている。そして、この鉄道とほぼ平行に、札幌から定山溪・喜茂別・留寿都を経て、洞爺湖に至る国道が開さくされている。また、南部地域では、図幅外にある恵庭町市街地から、漁川にそつて、恵庭市林署の林産物搬出用のトラック道路が、開さくされている。このほか、各河川にそつて、道路はあるが、林産物の運搬をのぞいては、一般に利用度も低く、路面の手入れも不十分である。ただ、真駒内川にそつて、石山から湯の沢に通ずる道路は、札幌から中央バスが運行されていて、図幅の西南隅にある空沼岳 (1251 m) に登る登山客の利用が多い。

なお、石切山から常盤・厚別川・三股川合流点および光龍鉱山を経て、漁川にぬけ、さらに、支笏湖に通ずる道路も計画されているが、これも、すでに漁川までは開さく済みである。

## II 地 形

この図幅地域を大まかにみると、3つの地形区にわけることができる。

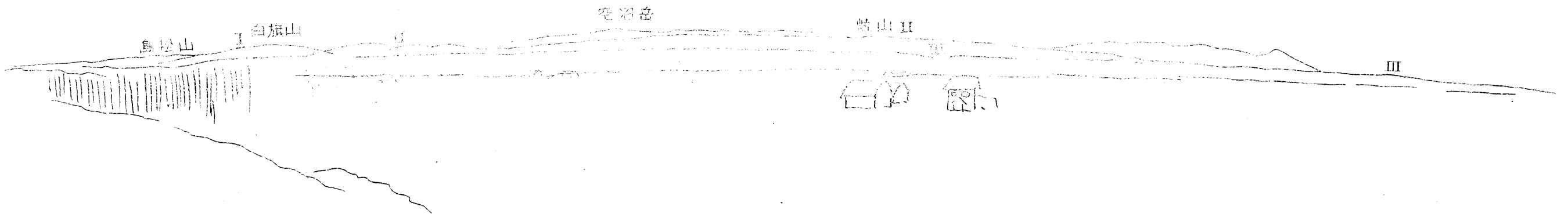
- (1) 図幅地域の西部をしめ、小さな起伏に富んだ山地帯。
- (2) 図幅地域の東半部以上をしめ、台地状の地形を呈し、段丘面がみられる山地帯。
- (3) 各河川に沿つて、ひろがつている河段丘および沖積地。

(1) は、標高 200 m から、しだいに高度をまして、最高 1251 m に達する起伏に富んだ地域で、おもに新第三紀層および同時期の火山岩からできており、さらに、これらをおお





第1図版(その1) 後方の起伏に富んだ山地は、おもに新第三期層および同時期の火山岩からできており、これらを第四紀の熔岩流がおおっている(平坦な地形面)。前方の台地状の地形をしめしているところは、基盤は、新第三紀層または、新期の火山岩類からできており、第四紀層と同時期の火山碎屑物によつておおわれている。そして、高位・中位・低位の3つの段丘面が発達している。



I : 高位段立面      II : 中位段立面      III : 低位段立面



第1図版(その2) 厚別市街(清田)から図幅地域の西南方を望む

つて、第四紀の熔岩流が発達している。そして、熔岩の発達している地域は、熔岩流の面がはつきりとみられ、平坦な面を示している。

(2) は、標高 40 m から、しだいに高さをまして、最高 500 m におよび、基盤は新第三紀層または、新期の火山岩類からできており、さらに、第四紀層と同時期の火山碎屑物によつて、おおわれている。この地域では、はつきりと 30 m~120 m 面、200 m~250 m 面および 350 m~400 m 面の 3 つの段丘面を、みわけることができる。

この段丘面は、あとからのべるように、どの面にも、砂礫層をのせているが、この地域のごとんど大部分は、支笏火山噴出物および最も新しい火山灰層におおわれているので、砂礫層は、多くの場合、河岸または台地から沖積地にうつりかわる急崖にだけみられる。

(3) は、まえにのべたように、各河川の沿岸に発達している河成段丘と低地をさしている。

豊平川の沿岸や漁川の沿岸には、低い河成段丘面が、数段発達しているが、これは、まえにのべた (2) の台地をつくつている、最も低い段丘面をつくつた時期より、新しい時代のものである。

水系は、この地域の北西部を西から東に流れ、石山附近で流路を南北にとる豊平川をのぞけば、ほとんどの河川は、西部山地に源を発し、それぞれ東西・北東―南西の流路をとつて、石狩平野に下つている。これらのうち、主な河川は、南から漁川・厚別川・真駒内川などである。

### III 地質概説

この地域をつくつている地質系統は、模式柱状図にしめたようなものである。

新第三紀層は、地域の西部山地に分布しているほか、中央部の第四紀層におおわれた台地の基盤にも、ところどころ露出している。下位から砂岩・頁岩・凝灰岩などの互層からできていて、変朽安山岩化作用を受けた輝石安山岩や玄武岩などの火山岩をともなつている漁川層、砂岩・泥岩からできている一の沢層、砂岩・泥岩・硬質頁岩からできている板割沢層、これらを買いて噴出した火山岩類、および、凝灰質砂岩・安山岩集塊岩からできている石山層に、大きくわけることができる。

第四紀層は、この地域の中央部より以東の地域に分布している。下位から砂礫と粘土の互層からできている野幌層、砂礫からできている高位段丘堆積物と中位段丘堆積物、浮石質凝灰岩と熔結凝灰岩からできている支笏火山噴出物、砂礫からできている厚別砂礫層



(低位段丘堆積物)、巨礫・礫・粘土などからできている岩屑堆積物、月寒火山灰層、河岸段丘礫層、新期火山灰層および、河川の沿岸に発達している現河川堆積物などにわけられる。

なお、河岸段丘礫層より下位の地層は、洪積期に堆積したものである。また、新期火山灰層とよんでいるものは、沖積期のはじめから歴史時代にかけての火山活動によつてもたらされた、樽前火山噴出物および火山灰層である。

なお、洪積層におおわれているほか、全く関係のわからない火山岩類が、方々に分布している。これらは岩質から、新第三紀の末期から第四紀の初期にかけて噴出したものではないかと考えられるので、一応、第三紀～第四紀?の火山岩としておいた。

## IV 新第三紀層および同時期火山岩類

この地域に発達している新第三紀層は、下位から、漁川層・一の沢層・板割沢層・火山岩類および石山層にわけられる。

### IV.1 漁川層

漁川層は、この地域の西南隅にある空沼岳をふくむ、ほぼ南北に連なる尾根の東側で、ラルマナイ川上流流域・金山沢上流流域・真駒内川上流流域・湯の沢上流流域および簾舞川上流流域にそれぞれ発達している。

この地域では、下位の地層の露出しているところがないので、下位層との関係は不明である。この地層の上位には、一の沢層が整合にのつている。

なお、この地層は次のような層序をしめしている。

IV.1.7 鞍馬越変朽安山岩〔Mp<sub>2</sub>〕

IV.1.6 湯の沢凝灰質砂岩部層〔M<sub>4</sub>〕

IV.1.5 三股川変朽安山岩〔Mp<sub>1</sub>〕

IV.1.4 ラルマナイ川凝灰岩部層〔M<sub>3</sub>〕

IV.1.3 万計沢玄武岩〔Ba〕

IV.1.2 金山沢頁岩部層〔M<sub>2</sub>〕

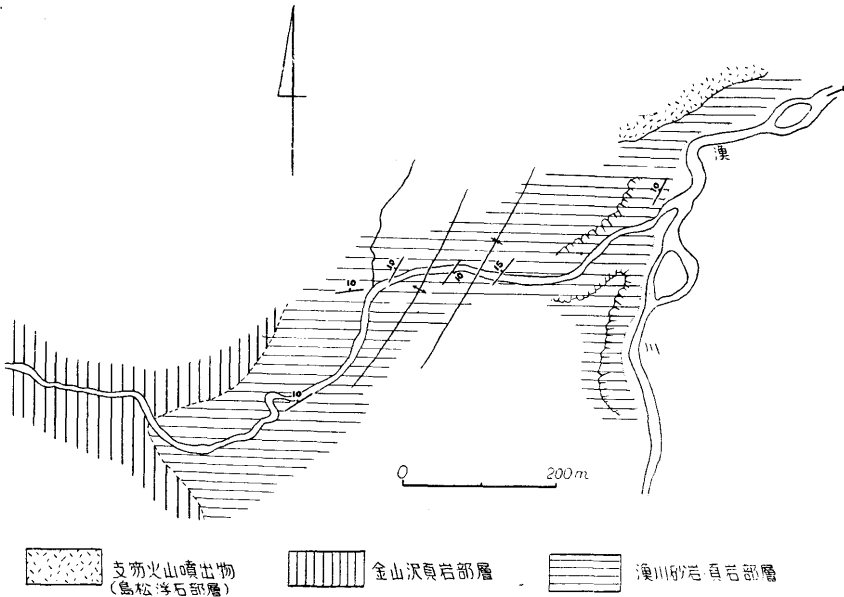
IV.1.1 漁川砂岩・頁岩部層〔M<sub>1</sub>〕

#### IV.1.1 漁川砂岩・頁岩部層〔M<sub>1</sub>〕

この地層は、光籠鉦山の南方を南西から北東に流れる、漁川の1支流の河岸や河床に、模式的な露出がみられる。ここでは、N 60° E、15° NNWの走向・傾斜をしめしている。

この地層の下位層はわからないが、上位についでいる金山沢頁岩部層とは、しだいにうつりかわる関係にある。厚さは150 m以上である。

**岩質：** 10 cm から 15 cm ていどの砂岩と泥質頁岩との互層である。砂岩は灰白色（湿ると暗灰色になる）の細粒から中粒の凝灰質砂岩である。また、泥質頁岩は灰白色（湿ると暗灰色になる）の凝灰質なもので、ときには砂質頁岩の薄い層を挟んでいる。この地層の上部になると、しだいに、灰黒色の泥岩と砂岩の互層にかわる。



第2図 漁川支流踏査図（漁川砂岩・頁岩部層露出地域）

#### IV. 1.2 金山沢頁岩部層〔M<sub>2</sub>〕

この地層は、光龍鉦山附近から常盤鉦山附近にかけての地域に分布しており、ラルマナイ川支流の金山沢の河岸や河床に、模式的な露出がみられる。常盤鉦山附近では  $N 45^{\circ} E \cdot 20^{\circ} \sim 30^{\circ} NW$ 、三股川南の沢では  $N 30^{\circ} E \cdot 20^{\circ} \sim 30^{\circ} NNW$ 、光龍鉦山附近では  $N 20^{\circ} E \sim N 80^{\circ} W \cdot 10^{\circ} NWW \sim 20^{\circ} NNE$ 、ラルマナイ川と金山沢との合流点附近では、 $N 40^{\circ} W \sim N 60^{\circ} W \cdot 10^{\circ} NE \sim 20^{\circ} NNE$  の走向・傾斜を、それぞれしめしている。この地層はまえにのべた漁川砂岩・頁岩部層からしだいにうつりかわり、そして上位についでくるラルマナイ川凝灰岩部層にうつりかわっていく。

この地層の下部は、ほとんど灰黒色または黒色の泥質頁岩からできているが、上部になるとしだい凝灰岩の薄い層と互層するようになる。厚さは400 m内外である。

**岩 質：** 下部層は、おもに灰黒色または黒色の緻密な泥質頁岩からできていて、ときには1mていどの中粒または粗粒の凝灰質砂岩と互層する。珪化作用および黄鉄鉱化作用をいちじるしくうけている。

上部層は、黒色の緻密な泥質頁岩と、灰緑色の緻密な凝灰岩との互層からできている。上下部層と同じように、珪化作用および黄鉄鉱化作用をいちじるしくうけている。

#### IV.1.3 万計沢玄武岩（紫蘇輝石玄武岩）〔Ba〕

この岩石は、真駒内川上流の、万計沢との合流点附近に露出している。まえにのべた金山沢頁岩部層との関係は、直接、野外で観察できるところがないので、不明である。また、ラルマナイ川凝灰岩部層は、見かけ上、この岩石の上位にのつている。しかし、両者の直接している露出がないので、本当の関係は不明である。したがって、ここでは、こんごの問題として提起しておく。なお、地質図では、いちおう、ラルマナイ川凝灰岩部層の下位にしておいた。

野外の観察では、ほとんど無斑晶状の暗緑色を呈する緻密な岩石で、玉ねぎ状の風化面をつくっているのが持ちようである。また、一般に、よわい炭酸塩化作用と緑泥石化作用をうけている。鏡下では

**斑 晶：** 斜長石>>普通輝石>>蘇紫輝石

斜長石は、自形または半自形の結晶で、アルバイト式双晶、葉片双晶、ペリクリン式双晶をしているほか、累帯構造がみられる。そして、一部は絹雲母にかわつている。成分は、An<sub>60</sub>附近で曹灰長石に属する。

普通輝石は、半自形または自形の結晶で、淡緑色を呈し、聚斑状をしていることがおおい。

紫蘇輝石は、半自形の結晶で、普通輝石にくらべて、一般に小さい。色は淡緑色を呈し、ほとんど多色性はみられない。結晶の周辺・劈開・割目にそつて、緑泥石にかわつているものがおおい。

**石 基：** 斜長石が不規則に配列し、そのあいだを緑泥石にかわつた輝石類がうめている。また、磁鉄鉱の散点もみられる。なお、ところどころに空隙があつて、そこに2次的に方解石・沸石などが生成されている。

#### IV.1.4 ラルマナイ川凝灰岩部層〔M<sub>3</sub>〕

この地層は、ラルマナイ川の上流域および、真駒内川と湯の沢との合流点附近に分布し、三股川南の沢上流の河岸に、模式的な露出がみられる。湯の沢と真駒内川との合流点附近では、N—S~N30°E・10°~25°W~NW、三股川南の沢上流の河岸では、N30°E・10°~30°NNWの走向・傾斜をそれぞれしめしている。

まえにのべた金山沢頁岩部層とは、しだいにうつりかわる関係でそのうえにのり、さら



にこの地層の上位には、三股川変朽安山岩の熔岩流が発達している。

この地層の下部は、おもに凝灰岩からできているが、上部は、凝灰質砂岩・砂質頁岩・泥岩がおおくなってくる。厚さは 250 m である。

**岩質：** 下部層は、おもに、灰緑色の凝灰質頁岩・凝灰岩からできていて、灰黒色の頁岩の薄層をはさんでいる。全体に黄鉄鉱化作用や珪化作用をうけているが、とくに真駒内川上流地域や二股川南の沢附近がいちじるしい。

上部層は、おもに、凝灰質頁岩・凝灰質頁岩・泥岩からできている。凝灰質砂岩・凝灰質頁岩は、灰白色または暗灰色を呈する。そして、この上部層の上部になるにしたがつて、泥岩や泥質頁岩がおおくなっている。

#### IV. 1.5 三股川変朽安山岩〔M<sub>p1</sub>〕

この岩石は、ラルマナイ川上流地域・同支流の三股川附近・真駒内川上流地域にそれぞれ分布している。ラルマナイ凝灰岩部層のうえに熔岩流としてのつており、あとからのべる湯の沢凝灰質砂岩部層におおわれている。

野外の観察では、灰緑色を呈し、多斑晶質の緻密な岩石である。一般に、珪化作用や緑泥石化作用がいちじるしい。

**斑晶：** 斜長石と輝石類がみられる。輝石類は、全く緑泥石にかわり、形状もはつきりしないものが多い。斜長石は、細粒の石英によつて置きかえられているものが多いが、一部のものはアルバイト式双晶・聚片双晶および累帯構造などの諸構造をのこしている。

**石基：** 全く、細粒の石英によつて置きかえられているものと構造は、ほとんどのこっていない。この間に黄鉄鉱が散在している。このほか、緑簾石や石英の細脈が網状に発達している。

#### IV. 1.6 湯の沢凝灰岩部層〔M<sub>4</sub>〕

この地層は、簾舞川上流地域・簾舞峠附近および真駒内川支流湯の沢中流域、真駒内川支流の金山沢の上流地域に発達している。このほか、本龍鉱山西部の山地にも分布している。簾舞川上流の河岸では、N 20° W ~ N 60° W・10° ~ 20° SW、湯の沢沿岸では N—S ~ N 10° E・10° ~ 25° W、本龍鉱山の西部山地では、N 10° W ~ N 40° W・20° ~ 60° SW の走向・傾斜を、それぞれしめしている。

まえにのべたラルマナイ川凝灰岩部層のうえに、しだいにうつりかわる関係で、のつているが、ラルマナイ川上流地域では、三股川変朽安山岩の上位にのつている。また、この地層の上位には、鞍馬越変朽安山岩が熔岩流としてのつている。おもに、凝灰岩・角礫凝灰岩および凝灰質集塊岩からできている。しかし、地域によつて、構成員はちがつている。すなわち、湯の沢では、下部は凝灰質砂岩、上部は角礫凝灰岩、簾舞川上流では下部は凝

灰質砂岩，上部は角礫凝灰岩・凝灰質集塊岩，光龍鉾山の西部山地では，下部は灰白色凝灰質砂岩・角礫凝灰岩といった層序を，それぞれしめしている。厚さは，簾舞川上流で 250 m，湯の沢で 200 m，光龍鉾山西部の山地で 450 m である。

**岩 質：** 凝灰質砂岩は，灰白色ないし灰色の凝灰質の中粒から粗粒の砂岩で，灰色の凝灰質頁岩の薄層をはさんでいる。角礫凝灰岩は，灰色ないし灰緑色のもので，凝灰岩や凝灰質頁岩の薄層をはさんでいる。また，集塊岩は，灰緑色をした安山岩質のもので，角礫凝灰岩と互層している。

#### IV. 1. 7 鞍馬越変朽安山岩〔Mp<sub>2</sub>〕

この岩石は，鞍馬越附近に発達しているほか，光龍鉾山西部の高度 750 m から 1000 m 程度の山地に分布している。

まえにのべた，湯の沢凝灰砂岩部層の上位に発達し，漁岳熔岩および空沼岳熔岩などの新期火山岩の熔岩流によつて，不整合におおわれている。

野外の観察では，鞍馬越附近に発達しているものは，暗緑色の緻密なもので，簾舞川上流や湯の沢附近に分布しているものは，灰緑色で，いちじるしく黄鉄鉱化作用をうけている。光龍鉾山の西方の山地では，ほとんど変質をうけておらない安山岩の構造をはつきりとしめしているところと，プロピライト化作用をうけて，全く原岩の構造をのこしていない部分とがみられる。そしてプロピライト化作用をうけている方向は，N 20° E～N 30° E の方向性をしめしている。顕微鏡下の観察によれば，この変朽安山岩の原岩は，玄武岩質の紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

**斑 晶：** 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は，0.5 mm×0.3 mm 程度の半自形結晶のものが多い。ときには，長径数 mm に達するものもある。アルバイト式双晶・聚片双晶・累帯構造などがみられる。成分は，An<sub>60</sub>～70 で曹灰長石に属する。

普通輝石は，淡緑色の半自形結晶がおおい。斜長石と聚斑状をしている。

紫蘇輝石は，0.3 mm×0.8 mm 程度の半自形結晶が多い。割目や結晶の周辺部から緑泥石化しているものが多い。Y=淡褐色，Z=淡緑色の多色性がみられる。

**石 基：** インターサータル組織をしめし，おもに短冊状の斜長石からできていて，その間に輝石類の微晶や緑泥石・方解石および少量の玻璃がうめっている。このほか，磁鉄鉱の散在しているのがみられる。

### IV. 2 一の沢層

この図幅地域の西部にある，湯の沢・小滝の沢上流流域・藤の沢・簾舞および八垂別に，それぞれ発達している。簾舞から八垂別にかけての地域では，N 30° W～N 10° E，藤の沢

および小滝の沢地域では、 $N 45^{\circ} E \sim N 80^{\circ} E$ の走向をしめしている。このように、豊平川を境にして、北部地域と南部地域とでは、その地質構造に、ちがいがはつきりとみとめられる。

この地層は、まえにのべた漁川層の上位にのつているが、直接の関係を観察できるところがないので、不明である。また、この地層は、板割沢でおおわれており、その関係は、整合である。

なお、この地層は岩相から次の2つの部分に分けることができる。

#### IV. 2. 1 藤の沢砂岩・頁岩部層      IV. 2. 2 簾舞頁岩部層

##### IV. 2. 1 藤の沢砂岩・頁岩部層 [Fsh]

この地層は、地域の西部にある藤の沢の中流地域の河岸に模式的な露出がみられる<sup>\*</sup>。このほか穴沢、湯の沢、中の沢、小滝の沢上流地域および厚別川上流地域にも分布している。模式地では  $N 10^{\circ} E \cdot 10^{\circ} W$ 、中の沢では  $N 30^{\circ} W \cdot 20^{\circ} NE$ 、厚別川上流の河岸では  $N 20^{\circ} W \cdot 20^{\circ} NE$ の走向・傾斜をそれぞれしめしている。

まえにのべた、湯の沢凝灰質砂岩部層との関係は、直接、観察できるところがないので、不明であるが、この地層が上位にあることは、たしかである。また、この地層の上位にのつている八号沢砂岩・頁岩部層との関係は、穴沢の南方地域で観察された事実から整合である。厚さは300 mである。なお、この地層の砂岩層から若干の化石を採集したが、保存が不良で鑑定にたえないものであつた。

**岩 質：** おもに暗灰色の泥質な頁岩と、中粒または粗粒の砂岩との互層である。砂岩の中には炭化した植物の破片がふくまれている。

##### IV. 2. 2 簾舞頁岩部層 [Msh]

この地域の北西部にある簾舞の、豊平川河岸（豊平川と簾舞沢との合流点附近）に、模式的な露出がみられる。そのほか、白水の沢の下流域・八重別附近にも分布している。模式地では  $N 70^{\circ} E \cdot 30^{\circ} NW$ 、白水の沢では  $N 80^{\circ} E \cdot 15^{\circ} N$ 、八重別附近では  $N 45^{\circ} E \sim N 60^{\circ} E \cdot 40^{\circ} \sim 30^{\circ} NW$ の走向・傾斜を、それぞれしめしている。

下位の地層との関係は、観察できるところがないので不明である。上位にのつている八号沢砂岩・頁岩部層とは整合関係にある。おもに泥岩からできている。また、この地層からつぎの介化石を産出する。

*Nuculana sp.*

\* 定山溪地域の東部に発達している一の沢層と同じ層準のものである。

土居繁雄 (1953)： 5万分の1定山溪地質図幅，同説明書，北海道開発庁を参照。

*Cardium* sp.

*Macoma* sp.

*Turritella* sp.

*Dentalium* sp.

*Linthia* sp.

Foraminiferas

fish scale.

カニのツメ

plant fragments.

玄能石

岩質： おもに暗灰色の塊状の泥岩からできていて、凝灰質砂岩の薄層をはさんでいる。なお、この泥岩のなかには石灰質団塊が多くふくまれており、径2mに達するものもある。

従来、この地層は簾舞層とよばれて、1934年（昭和9年）に阿部顕と西田彰一<sup>1)</sup>によつて命名されたものである。そして、この地層は、硬質頁岩と砂岩・硬質頁岩の互層からなり、西南北海道の八雲統に対比される板割沢層の上位とされ、岩質および産出した若干の化石とから、黒松内統に対比されてきた。



第2図版 豊平川の河床に露出している簾舞頁岩部層と、中にふくれている石灰質団塊（白川地区）

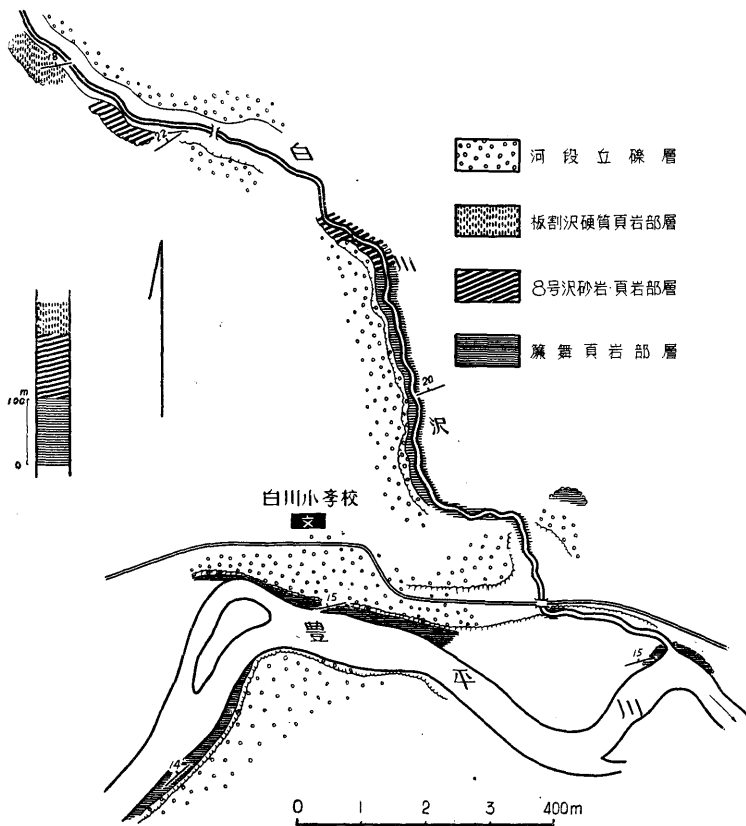
これに対し、筆者らは、簾舞附近と白水の沢とで、下から簾舞頁岩部層、板割沢層という累重関係をつかみ、いままでいわれていた、簾舞頁岩部層が板割沢層のうえにのつているという事実はまったくみとめられず、逆に、板割沢層の下位の層準をしめしていることをあきらかにした。

また、まえのべた藤の沢砂岩・頁岩部層との関係は、直接、野外で観察できるところがないが、穴沢や小滝の沢地域で、下から藤の沢砂岩・頁岩部層、八号沢砂岩・頁岩部層、

1) 阿部 顕・西田彰一（1934）： 前出

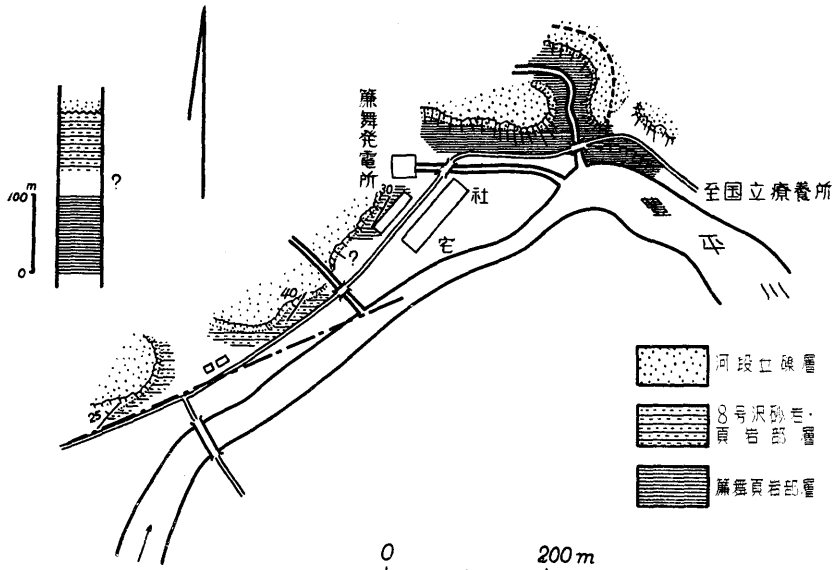
板割沢硬質頁岩部層という層序をしめし、簾舞や白水の沢では、簾舞頁岩部層、八号沢砂岩・頁岩部層、板割沢硬質頁岩という層序をそれぞれしめしている。したがって、層序において、簾舞頁岩部層と藤の沢砂岩・頁岩部層とは、ほぼ、同じ層準のもので、岩相の点から同時異相の関係にあるものと考えられる。

これまでのべたことから簾舞頁岩部層は、板割沢層の下位の層岩をしめしており、一の沢層の1つの部層として、とりあつかわなければならない。しかもその時代は、西南北海道の八雲統下部に対比されるものである\*。



第3図 白川沢踏査図

\* 土居繁雄 (1955年): 簾舞層は黒松内統に対比できるか, 北海道地質要報30号



第4図 簾舞発電所附近踏査図

### IV.3 板割沢層

この地域の北西部にある八垂別地域，簾舞川流域，藤の沢，上流地域，三角山南部の山地，小滝の沢，厚別川上流にそれぞれ分布している。模式地は，簾舞川下流の河岸である。この地層は，豊平川北部の八垂別地域では，E—W～N 40° Eの走向で，北西または北に傾斜している。これに対して，豊平川南方の地域では，N—S にちかい走向をもち，小さな褶曲をくりかえし，小滝の沢より東方地域では，東に傾斜して，等斜構造をしめしている。このように，この地層の地質構造は，豊平川をはさんでひじょうにちがった性質をしめしている。

まえにのべた一の沢層の上位に整合関係でのつており，黒松内期またはより新期と考えられる火山岩類や，第四紀に属する変笏火山噴山物によっておおわれている。

なお，この地層は，岩相によつて，つぎの2つの部層にわけられる。

#### IV.3.2 板割沢硬質頁岩部層

#### IV.3.1 八号沢砂岩・頁岩部層

#### IV.3.1 八号沢砂岩・頁岩部層 [Ish1]

この地層は，豊平川の北方にある八垂別の八号沢に模式的な露出がみられる。このほか，白水の沢，簾舞川中流，藤の沢上流，小滝の沢，厚別川上流河岸にも露出している。八号

沢では N 40° E・30°~40° NW, 簾舞川中流河岸では N 20°~30° W・10°~15° NE~SW, 藤の沢では, N 30° W・20°~25° SW, 小滝の沢および厚別川上流河岸では N 20° W・15°~20° NE の走向・傾斜を, それぞれしめしている。

おもに, 硬質砂岩と硬質頁岩の互層からできていて, 層理がひじょうによく発達しているのが持ちようである。厚さは 150 m である。なお, この地層の中から若干の化石を採集したが, 鑑定にたえないものばかりであった。

**岩 質:** 頁岩は, 暗灰色の緻密・堅硬な泥質のものである。20 cm~40 cm の厚さで, 砂岩と互層している。砂岩は, 暗灰青色または暗灰色の中粒から粗粒のひじょうに硬質なもので, 厚さは 5 cm~20 cm でいどである。層理面にはほぼ直角に亀裂が発達しており, 風化面は, 玉ねぎ状に崩壊している。

#### IV. 3.2 板割沢硬質頁岩部層 [Ish<sub>2</sub>]

この地層は, 簾舞川の下流の河岸に, 模式的な露出がみられる。このほか, 白水の沢流域, 三角山東方の山地, 小滝の沢および厚別川上流の河岸にも分布している。簾舞川河岸では N 30° E~N 45° E・10°~15° NW, 白水の沢では N 80° E・20° N, 小滝の沢では N 30° W・30° NE, 厚別川上流の河岸では N-S~N30°



第3図版 白川の沢上流地域に露出している板割沢硬質頁岩部層

W・15°~25° E~NE の走向・傾斜をそれぞれしめしている。

おもに, 硬質頁岩からできていて, 砂質頁岩の薄層を挟んでいる。厚さは 120 m 以上である。なお, この地層の中から, つぎのような化石を採集した。

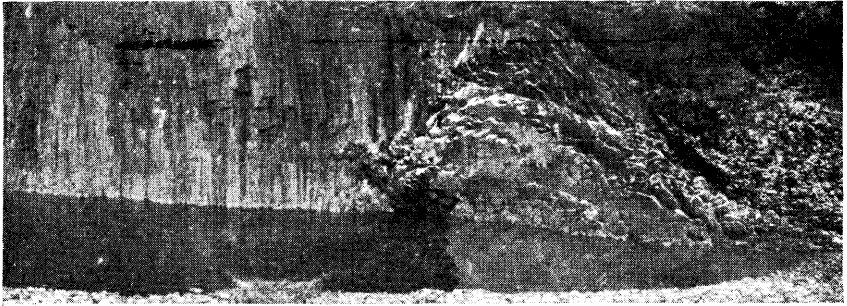
*Nuculana pernula* (Müller)

*Dentalium* sp.

**岩 質:** 暗灰色または灰色を呈する, ひじょうに硬い, 泥質なものである。層理がはつきりしており, 風化すると, 角礫状にくだけるのが持ちようである。

#### IV. 4 簾舞熔岩 [MI<sub>1</sub>]

この地域の北西にある簾舞地域に, 模式的な露出がみられる。このほか, 白川の沢上流



第4図版 豊平川河岸に露出している簾舞熔岩。柱状節理が発達している。

地域および八垂別の五号の沢上流地域にも発達している。五号の沢では、変朽安山岩やラルマナイ川凝灰岩部層と同じ時代にふくめている凝灰質頁岩層を貫き、簾舞沢熔岩によっておおわれている。白川の沢上流では、板割沢層の上位に、熔岩流として発達しており、簾舞沢熔岩および八垂別集塊岩部層に不整合におおわれている。また、簾舞地域では豊平川の河岸でみられるように、簾舞頁岩部層および板割沢層を貫いて発達し、第四紀の支笏火山噴出物や、より新期の河成段丘堆積物によっておおわれている。

暗灰青色の硬い緻密な岩石で、石英の産晶がみとめられる。そして、きれいな柱状節理が発達しているのが持ちようである。なお、簾舞地域では、黄鉄鉱化作用をいちじるしくうけているところもある。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>石英

斜長石は、自形ないし半自形を呈し、累帯構造が発達している。An<sub>30-45</sub>で中性長石に属する。なお、一部は緑泥石にかわつているものもある。

紫蘇輝石は、淡緑色の半自形結晶で、緑泥石化しているものが多い。

普通輝石は、淡緑色の半自形結晶が多く、紫蘇輝石の反応縁で取囲まれているものもみられる。双晶しているものが多い。

石英は、0.5 mm 程度の融蝕形を呈しているものが多い。結晶のまわりには、長石または緑泥石が附着していて、反応縁のような状態がみられる。

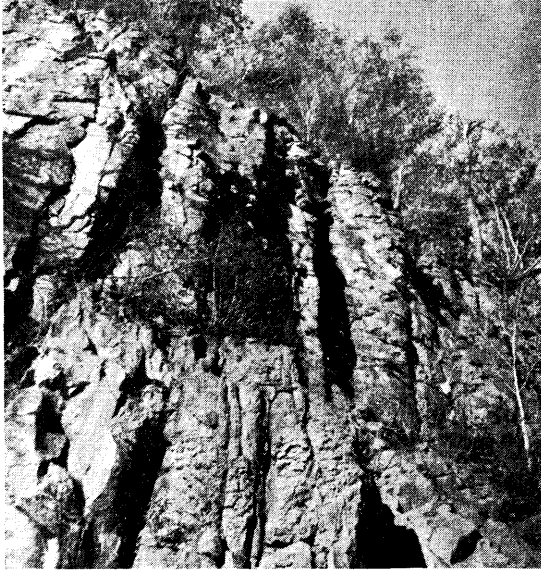
**石 基：** 微晶質で、細粒状の斜長石のあいだを、玻璃がうめている。このほか緑泥石・石英・磁鉄鉱・黄鉄鉱などが散在している。

#### IV.5 硬石山石英安山岩〔Ka〕

定鉄石切山駅の北西にある硬石山（標高397 m）をつくつている岩石で、石切山から藤の沢にいたる豊平川の河岸に、きれいな柱状節理をみせながら露出している。このほか、藤の沢駅の南方にある穴沢の標高317 mの山地にも露出している。まえにのべた簾舞頁岩



部層および藤の沢砂岩・頁岩部層を貫いている。板割沢層や、その上位に発達して黒松内統に対比されると考えている石山層との関係は、観察できるところがないので不明であるが、石山層の下部と考えている清滝砂岩部層の礫岩の中に、角閃石石英安山岩礫を含んでいるので、いちおう、その時代を、板割沢層の堆積以後、石山層堆積以前と考えた。



第5図版 硬石山石英安山岩の露出。  
柱状節理が発達している。

この岩石は、暗緑色の粗粒なもので、角閃石や石英の結晶がみとめられ、黄鉄鉱化作用や緑泥石化作用をうけている。

**斑 晶：** 斜長石 > 角閃石 > 石英 > 輝石

斜長石は、自形または半自形結晶で、双晶や累帯構造がいちじるしい。多少分解していて、結晶の内部は、玻璃などで汚濁されているものや方解石化しているものが多い。An<sub>35</sub>~<sub>55</sub>で中性長石に属する。

角閃石は、長径2mmにも達する結晶で、結晶のまわりはオパサイトにかわつているものが多い。このほか、方解石化作用や、緑泥石化作用をうけている。X=淡黄緑色・Y=黄緑色・Z=濃緑色の多色性がある。CZ≒15°である。

石英は、融蝕をうけて、丸味をおびたものが多い。中には、複六方錐の自形結晶をしているものもある。包裹物として、少量の玻璃がみられる。

輝石は、他形結晶で、全く緑泥石化あるいは方解石化しているので、普通輝石と紫蘇輝石の区別はつかない。

**石 基：** 微晶質で、0.02 mm 以下の細粒の石英がモザイク状にある。緑泥石・玻璃・玻璃もみられる。黄鉄鉱や磁鉄鉱が不規則に散在している。

#### IV.6 小滝の沢熔岩〔K1〕

真駒内川と小滝の沢との合流点附近に、模式的な露出がみられる。このほか、簾舞峠と三角山にはさまれた山地、鳥居沢と湯の沢とのあいだにある標高 533 m の突出した山地、および簾舞川中流流域にも分布している。この熔岩は、漁川層、一の沢層および板割沢層を貫き、熔岩流としてこれらの地層を不整合関係でおおっている。そして、新期の簾舞峠熔岩・三角山熔岩のほか、支笏火山噴出物や岩屑堆積物に不整合におおわれている。

この熔岩は、暗灰青色から暗緑色の堅硬緻密な、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

**斑 晶：** 斜長石、普通輝石、紫蘇輝石

斜長石は、自形または半自形の結晶で、累帯構造がよくみられる。An<sub>30</sub>-60 で中性長石から曹灰長石の成分をしめしている。

普通輝石は、淡緑色の半自形の大型の結晶で、周辺部から方解石にかわっているものもある。

紫蘇輝石は、普通輝石にくらべて変質がいちじるしく、ほとんどのものは、結晶の周辺部や劈開・割目にそつて、方解石に置換されている。このほか緑泥石にかわっているものもある。ほとんど多色性をしめさない。

**石 基：** ハイアロピリティック組織を呈し、微細な針状または短冊状斜長石のあいだを、無色の玻璃が埋めている。このほか、方解石にかわつた輝石・黄鉄鉱・磁鉄鉱が散在している。

#### IV.7 簾舞沢熔岩〔M1<sub>2</sub>〕

この熔岩は、この地域の北西の隅々にある砥石山（標高 820.7 m）の基底を構成しているもので、この地域の北西部に広く発達している。一の沢層・板割沢層・簾舞熔岩を不整合におおい、八垂別集塊岩部層および砥石山熔岩によつておおわれている。

外観は、暗灰色から暗緑色の均質な熔岩で、斑晶のあまりみとめられない、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

この熔岩については、筆者の一人土居が、すでに定山溪図幅および同説明書の中で、砥石山熔岩という名称を用いて記載し、時代は未詳としてある。<sup>\*</sup>しかしながら、この図幅地域の地質調査をすすめた結果、砥石山を構成している岩石は、定山溪地質図幅のなかで、

\* 土居繁雄（1953）： 5 万分の 1 定山溪図幅説明書。

砥石山熔岩とよんだものと、全く性質のちがった熔岩からできていることが明らかになった。

したがって、砥石山を構成している熔岩を砥石山熔岩とよび、この基盤を構成していて、いままで砥石山熔岩とよばれていたものは、簾舞沢熔岩という名称を用いた。なお、簾舞沢熔岩の時代については、板割沢層までも不整合関係でおおい、黒松内期と考えられる八垂別集塊岩部層におおわれていること、およびこの熔岩の岩質から、いちおう、噴出の時代は黒松内期と考えて問題はなからう。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、柱状ないし拍子木状を呈し、累帯構造がいちじるしい。成分は中性長石から曹灰長石である。

輝石類は、ほとんど緑泥石にかわつているほか、方解石に置換されているものもある。紫蘇輝石は、ほとんど多色性をしめさない。普通輝石は、しばしば双晶をしている。

**石 基：** ハイアロピリティック組織を呈する。斜長石の小さな柱状結晶のあいだを、ジンアイ状物質をふくむ玻璃が理めている。微細な磁鉄鉱が散在している。

## IV.8 石 山 層

この地層は、地域の西部にある八垂別・藻南公園および、地域のほぼ中央部にある清滝地域に発達している。下位の板割沢層・簾舞熔岩および簾舞沢熔岩を不整合におおい、新期の火山岩類および第四紀の支笏火山噴出物によつておおわれている。岩相により、つぎの2つの部層にわけることができる。

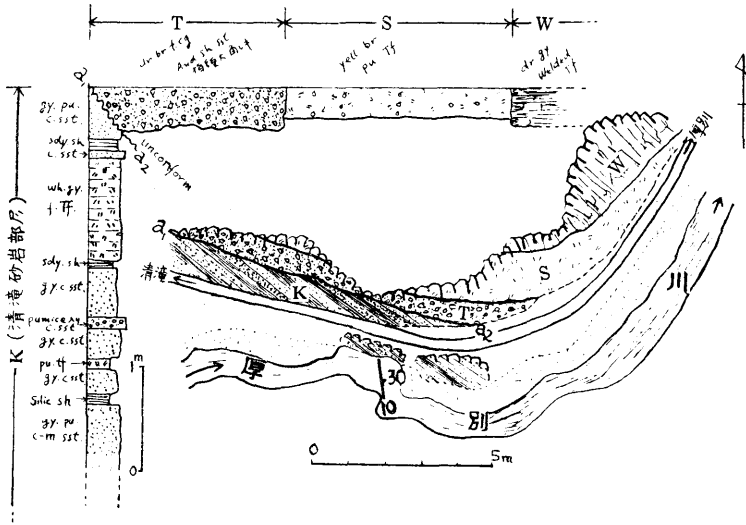
### IV.8.2 八垂別集塊岩部層

#### IV.8.1 清滝砂岩部層

##### IV.8.1 清滝砂岩部層〔Ks〕

この地層は、藻南公園附近・山部川上流・<sup>アソバツ</sup>厚別川の厚別の滝下流左岸・清滝南方の539.2 m 山麓部および漁川中流などに露出している。模式的には539.2 m 山附近および厚別川でみることができる。一般に露出が狭小であり、また散点的なので、ほかの第三系との関係はあきらかでない。しかし藻南公園附近の露出では、板割沢層以下の岩層および硬石山石英安山岩から由来した礫をふくんでおり、いちおう、板割沢層・硬石山石英安山岩より上位の地層であることはまちがいない。また藻南公園では八垂別集塊岩層に漸移し、模式地では厚別川熔岩に、ほかの露出地域では第四系の堆積物でおおわれている。一般的にN10°~25°Wの走向と20°~30°NEの傾斜をしめす。ただ模式地附近では、ほとんど水平に近

い構造をとつている。これらの構造から、模式地の岩相は下部をしめし、薬南公園・山部川上流・厚別川・漁川などに露出する岩相は、上部にあたるものと考える。したがって厚さは約500 m+である。



第5図 厚別の滝下流左岸の見取図

K: 清滝砂岩部層 T: 中段段丘礫層?  
 S: 島松浮石部層 W: 支笏塔結凝灰岩  
 a1—a2: 不整合線

岩質: 下部は、ほぼ無層理の淡緑灰色をしめす凝灰質細粒～中粒砂岩で構成され、上部は、浮石質砂岩・頁岩・黄褐色凝灰岩などの薄互層からなっている。上部の互層部には、しばしば拳大の砂質団球をふくんでいるが、化石は発見できなかった。

#### IV.8.2 八垂別集塊岩部層〔Hag〕

この集塊岩は、八垂別の西部の標高530 m附近を中心とした山地を構成している。このほか、薬南公園の豊平川河岸にも露出している。この地層は、八垂別では、まえにのべた板割沢層・簾舞沢熔岩および簾舞熔岩を、不整合におおっている。

この集塊岩層は、普通輝石紫蘇輝石安山岩質の暗灰色の粗粒な安山岩の礫のあいだを、凝灰岩でうめているものである。

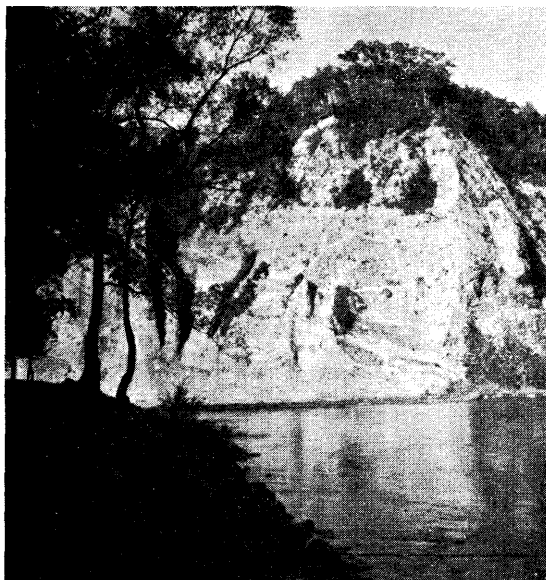
斑晶: 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形のものが多く、累帯構造がいちじるしい。

輝石は、普通輝石および紫蘇輝石ともに融蝕されていて、磁鉄鉱を包裹している。

紫蘇輝石は多色性をほとんどしめさない。

**石 基：** ハイアロピリティック組織を呈し、褐色ジンアイ状物質を多量にもつ玻璃を主とし、斜長石の小さな柱状結晶を少量ふくんでいる。ところによつては、その玻璃質の部分に流理構造を鮮明にあらわしているものもある。



第6図版 豊平川河岸に露出している八垂別集塊岩部層（藻南公園）

## V 時代未詳火山岩類（新第三紀～第四紀？）

この地域に発達している火山岩で、およその時代をきめることのできる資料が全くなく、しかも、岩質の点からみて、いちおう新第三紀の末期から第四紀にかけて活動したと考えられるものを一括して、時代未詳火山岩類とした。

### V.1 漁岳熔岩〔Z1〕

この地域の西南隅の空沼岳から連なる南部の尾根をつくっている。これは、図幅地域外にある漁岳をつくっている熔岩である。鞍馬越変朽安山岩をおおい、新期の空沼岳熔岩や岩屑堆積物におおわれている。

褐色をおびた暗灰黒色の緻密な熔岩で、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。部分的に集塊熔岩または角礫岩状のところもみられる。わずかに緑泥石化作用をうけ、硫化鉄の鉄染しているところもみられる。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、わずかに累帯構造をしめしている。An<sub>73-80</sub>で亜灰長石の成分をしめしている。

輝石類は、緑泥石に変つているものもある。紫蘇輝石はほとんど多色性をしめさない。

**石 基：** ハイアロピリティック組織をしめし、微細な斜長石・輝石類の結晶のあいだを、ジンアイ状の玻璃がうめている。

## V.2 簾舞峠熔岩〔MI<sub>2</sub>〕

この熔岩は、地域の西部にある簾舞峠の北部に発達している。漁川層・一の沢層・板割沢層および小滝の沢熔岩を不整合におおい、野の沢熔岩および岩屑堆積物によつて、おおわれている。

青灰色の緻密堅硬な岩石で、斜長石の斑晶が目立っている。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形を呈し新鮮なものが多い。双晶や累帯構造が発達している。成分はAn<sub>60-70</sub>で曹灰長石に属する。

紫蘇輝石は、長柱状の自形結晶がおおく、X=淡赤褐色・Y=淡褐色・Z=緑色の多色性をしめしている。

普通輝石は、短柱状の半自形結晶が多く、淡緑色を呈し、双晶をしているものが多い。

**石 基：** ハイアロピリティック組織を呈し、おもに短冊状の斜長石と、玻璃からできている。そして、その中に紫蘇輝石の微晶や磁鉄鉱が散在している。

## V.3 三角山熔岩〔SI〕

この熔岩は、地域の西部にある貞駒内川と、藤の沢とはさまれた地域のほぼまん中にある三角山（標高 654 m）を中心として発達している。一の沢層および小滝の沢熔岩を不整合におおい、新期の岩屑堆積物によつて、おおわれている。

青灰色の緻密堅硬な、斜長石の斑晶がはつきりしている、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形を呈し、累帯構造が発達し曹灰長石に属する。

紫蘇輝石は、長柱状の結晶で、X=淡黄褐色・Z=淡緑色の弱い多色性をしめしている。

普通輝石は、短柱状で淡緑色の結晶で、双晶をしているものが多い。

**石基：** 細い拍子木状斜長石のあいだを、玻璃がうめている。このほか、磁鉄鈹の微粒が散在している。

#### V.4 野の沢熔岩〔NI〕

この熔岩は、藤の沢と簾舞川にはさまれた地域の、標高 662 m および標高 564 m の突出した山地をつくっている。板割沢層および簾舞峠熔岩を不整合におおい、新期の岩屑堆積物によつて、おおわれている。

暗灰黒色の緻密堅硬な岩石で、わずかに斜長石の斑晶がみとめられる含角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

**斑晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>角閃石

斜長石は、自形を呈し、曹灰長石に属する。累帯構造はあまり発達していない。

紫蘇輝石は、長柱状の結晶で、周囲が融蝕されていることが多い。X=淡褐色・Z=淡緑色の弱い多色性をしめしている。

普通輝石は、0.1 mm 以下の小さな結晶で、淡緑色を呈している。

角閃石は、短柱状の結晶で、周囲に多色量がみられる。X=淡黄色・Y=黄褐色の強い多色性をしめしている。

**石基：** ハイアロピリティック組織を呈し、微細な針状あるいは短冊状の斜長石のあいだを、無色の玻璃がうめている。このほか、輝石類の微晶や磁鉄鈹の微粒が散在している。

#### V.5 砥石山熔岩〔TI〕

この地域の北西隅にある砥石山（標高 826.7 m）をつくっている熔岩である。簾舞沢熔岩をおおっていることは明らかであるが、ほかの地層との関係は全く不明である。

暗灰黒色の緻密な岩石で、斜長石の斑晶がはつきりとみとめられる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

**斑晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、曹灰長石附近の成分をしめし、累帯構造がいちじるしい。

輝石は、斜方および単斜の両輝石とも半自形ないし他形をしめしている。

紫蘇輝石は、多色性をほとんどしめさない。

**石基：** ひじょうに斑晶の多いハイアロピリティック組織を呈している。微細な柱状の斜長石のあいだを、淡褐色の玻璃がうめっていて、少量の輝石と磁鉄鈹をふくんでい

る。

## V.6 島松山熔岩〔Sh1〕

この地域の東部にある島松山（標高 512.2 m）をつくっている熔岩である。下位の地層との関係は、全く不明である。この熔岩を野幌層が不整合におおい、さらに支笏火山噴出物や月寒火山灰層におおわれている。

暗灰青色の緻密な岩石で、斜長石や輝石類の斑晶がはつきりみられる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形または半自形結晶で、双晶しているものも多く、内部から玻璃によって汚染されている。An<sub>50</sub> 附近の成分で、中性長石である。

紫蘇輝石は、自形または半自形結晶で、Y = 淡褐色・Z = 淡緑色の弱い多色性をしめす。

普通輝石は、半自形結晶が多く、淡緑色で双晶しているものが多い。

**石 基：** おもに玻璃と斜長石の微晶からなり、ハイアロピリティック組織を呈している。そのほか、普通輝石・紫蘇輝石の微晶がみられ、磁鉄鉱が散在している。

## V.7 厚別川熔岩〔At1〕

地域の中央部の、厚別川とラルマナイ川とにはさまれている山地の、ほぼ中間にある、標高 539.2 m の突出した山地をつくっている熔岩である。石山層にふくめられる清滝砂岩部層が不整合におおい、新期の支笏火山噴出物によつて、おおわれている。

暗灰黒色の緻密な岩石で、斜長石の斑晶がわずかにみられる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形ないし半自形の結晶で、玻璃によつて汚染されている。累帯構造が発達している。An<sub>60</sub> 附近の成分で、曹灰長石に属する。

紫蘇輝石は、自形ないし半自形結晶で、Y = 淡褐色・Z = 淡緑色の多色性をしめしている。

普通輝石は、淡緑色で、半自形結晶のものが多い。

**石 基：** おもに玻璃と、細い短冊状の斜長石とからできていて、ハイアロピリティック組織を呈している。そのほか、普通輝石・紫蘇輝石の微晶がみられ、磁鉄鉱も散在している。



## V.8 白旗山熔岩〔SiI〕

地域の北東部にある白旗山（標高 321.5 m）をつくっている熔岩である。野幌層・高位段丘堆積物・支笏火山噴出物および月寒火山灰層に、それぞれ不整合におおわれている。なお、下位層との関係は、観察されるところがないので不明である。

暗灰青色の緻密堅硬な岩石で、斜長石および輝石類の斑晶がみられる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形ないし半自形を呈する、新鮮な結晶である。An<sub>35</sub>~50の成分で、中性長石に属する。

紫蘇輝石は、半自形結晶で、Y=淡褐色・Z=淡緑色の弱い多色性をしめしている。

普通輝石は、淡緑色の半自形結晶で、双晶をしているものが多い。

**石 基：** おもに玻璃と短冊状の斜長石からできていて、ハイアロピリティック組織をしている。このほか、普通輝石・紫蘇輝石の微晶がみられ、磁鉄鉱が散在している。

## V.9 焼山熔岩〔YkI〕

地域の北東部にある焼山（標高 261.3 m）をつくっている熔岩である。野幌層・中位段丘堆積物・支笏火山噴出物および月寒火山灰層によつて、不整合におおわれている。このことは、まえにのべた、白旗山熔岩と全く同じである。なお、下位層との関係は、観察されるところがないので、全く不明である。

青灰色または褐色の粗粒な岩石で、斜長石の斑晶の多い、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

**斑 晶：** 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、中性長石～曹灰長石ぐらいの成分で、自形ないし拍子木状をしており、ときには破碎形を示すものもある。

輝石類は紫蘇輝石が多く、磁鉄鉱を包裹している。紫蘇輝石はほとんど多色性をしめさない。

**石 基：** ハイアロピリティック組織を呈する。短柱状の微細な斜長石のあいだを、黒褐色ジンアイ状の玻璃で埋れている。わずかに流理構造がみられる。少量の磁鉄鉱が散在している。

## VI 第四紀層および同時期火山岩類

地形のところであつたように、この地域の東半部の丘陵性の台地を構成している地質系統は、いろいろな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つの地層に分けることができる。

旧期の洪積層とよばれるものは、この地域の最も高い段丘面 (PI 面) によつても切られる地層で、野幌層がこれに属する。また、新期の洪積層とよばれるものは、いわゆる段丘堆積物を意味し、300 m~350 m 面 (DI 面) にのるもの、180 m~200 m (Du<sub>1</sub> 面)、および支笏火山噴出物を介在する 50 m~100 m 面 (Du<sub>2</sub> 面) をつくつているもの、岩屑堆積物、崖錐および火山灰層に分けられる。

さらに、この地域を解析して流れている河川の沿岸、とくに、豊平川や漁川の沿岸には河成段丘 (PI 面) が発達しているが、これらの一部はあらかじめ洪積世末葉に形成されたもので、その上についでいる砂礫層の一部は、洪積層に属している。

沖積層は、河川の沿岸にみられ、現河床堆積物と、河成段丘堆積物をもおつて発達している最新期の火山灰層もふくまれる。

つぎに、これらの地層について、古いものからのべてゆくことにする。

### VI.1 空沼岳熔岩〔Sol〕

地域の西南隅にある空沼岳 (標高 1,251 m) を構成している熔岩である。空沼岳の南部から図幅外にある真簾沼にかけて、平坦な熔岩流の面を残して発達しているものである。鞍馬越変朽安山岩や漁岳熔岩を不整合におおつている。

暗緑色から暗灰色の堅硬緻密な紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

斑 晶： 斜長石>紫蘇輝石=普通輝石

斜長石は、0.5 mm~1.5 mm 程度の自形または半自形を呈する。双晶をしているものがおおく、異帯構造が発達している。そして、輝石や磁鉄鉱の包裹物が多い。

紫蘇輝石は、X・Y=淡褐色・Z=淡緑色ないし無色の多色性がいちじるしい。

普通輝石は、淡緑色の 0.1 mm~0.2 mm 位の粒状の結晶で、融蝕されている。

石 基： やや斑晶の多いハイアロピリテック組織をしめしている。玻璃のなかに柱状の斜長石に輝石および磁鉄鉱の微粒が散在している。柱状の斜長石は、そのならびかたに、やや方向性がみとめられる。

## VI.2 野幌層〔No〕

この地域の東部にある焼山・白旗山・島松山を結ぶ線の北東部に発達し、厚別・輪厚などの台地の基盤を構成している\*。この地層の上位を、新期の地層がおおつているので、谷に沿った狭小なところに露出している。この地層の下位にある焼山・白旗山・島松山などの熔岩類との関係は、観察できる露出がないので、関係不明のことが多い。しかし、野幌層には下位岩層の礫をふくんでいる\*\*。したがって、上にあげた熔岩類を不整合におおつているものと考えて、さしつかえないであろう。この地層の上位を、支笏火山噴出物・厚別砂礫層・月寒火山灰層などが、不整合におおつている。

おもに、砂礫・粘土からできていて、およそ泥質相と、砂質相とに大別できるが、各相の分布および層序関係はあきらかでない。

泥質相は、おもに三里塚附近の沢・仁井別川下流域・島松沢などに発達している。砂質粘土を主体とし、含礫砂の薄層をはさんでいる。

岩層： 粘土層は、緑青色または灰青色で、風化すると灰緑色にかわり、やや凝灰岩のようになる。粘土層の中には、しばしば植物破片をふくんでいる。

砂質相は、おもに白旗山・焼山などの山麓に発達している。砂層を主とし、円礫層・火山灰質砂層をはさんでいる。

岩質： 砂層は、淡褐色または灰白色で、中粒～粗粒の砂でできている。一般に火山灰質のもので、固結は不十分である。また、偽層がいちじるしく発達している。焼山山麓部では、拳大から人頭大の円礫層の発達がいちじるしい。

## VI.3 高位段丘礫層〔Tr<sub>1</sub>〕

標高 300 m～350 m の平坦面の上につている礫層である。かなり広く分布しているらしいが、実際に、野外で観察できるのは、白旗山三角点附近である。

標式地では、拳大から人頭大の円礫および垂円礫の礫層からできている。ほとんどが下位の岩層の礫で、白旗山熔岩のほか、石英粗面岩・変朽安山岩などの円礫が多い。このような事実は、他の地点から運ばれた礫であることがうかがわれる。

## VI.4 中位段丘礫層〔Tr<sub>2</sub>〕

標高 200 m～250 m の平坦面の上につている礫層である。白旗山北部の山地・焼山の

\* 模式地は、野幌丘陵である。

\*\* 模式的には、白旗山山麓部・仁井別川上流などでみられる。

山陵部および厚別川上流が流路を北東から南に変わる標高 250 m 附近<sup>s</sup>に露出している。そして、あとからのべる支笏火山噴出物によつて不整合におおわれている。

おもに、拳火以下の円礫および垂円礫からできており、礫は頁岩・輝石安山岩および変朽安山岩などである。

## VI.5 支笏火山噴出物

この図幅地域の東半部に広く分布している。おもに浮石質凝灰岩および熔結凝灰岩から構成されている。新第三紀の地層はいうまでもなく、第四紀の野幌層・高位段丘礫層および中位段丘礫層を不整合におおい、厚別砂礫層や月寒火山灰層に不整合関係でおおわれている。

なお、この火山噴出物は、岩相からつぎの3つの部層に区分することができる。

### VI.5.3 豊平浮石部層

### VI.5.2 支笏熔結凝灰岩

### VI.5.1 島松浮石部層

この火山噴出物は、はやくから石山凝灰岩層という名称でよばれていたものであるが、1953年に、筆者の一人土居は、自老地方の調査をおこない、この火山噴出物を支笏泥熔岩という名称を用いて、一括して熔結凝灰岩としてとりあつかつた<sup>\*\*</sup>。そのご1954年から、石山図幅地域の調査をおこなつた結果、支笏泥熔岩としてとりあつかつたものは、浮石質凝灰岩または火山灰層と熔結凝灰岩とはつきりと区別され、3相ないし5相にわけられることが、あきらかにされた<sup>\*\*\*</sup>。しかしながら、全体を通じて、含角閃石石英普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものであつて、一連の火山活動の所産と考えられるので、従来の石山凝灰岩層または支笏泥熔岩は支笏火山噴出物としてとりあつかうのが適切であることを、あきらかにした<sup>\*\*\*\*</sup>。

### VI.5.1 島松浮石部層〔Shi〕

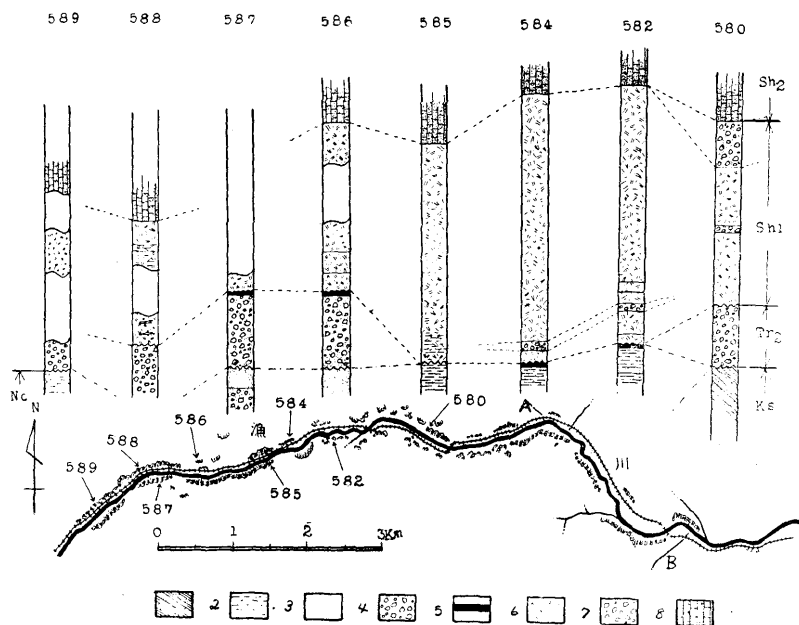
漁川上流・厚別川上流および山部川上流の河岸にだけ露出している。模式地は、漁川のラルマナイ沢との合流点より上流の河岸である。新第三紀層・同時期の火山岩類・野幌層・高位段丘堆積物および中位段丘堆積物を、不整合におおつており、この浮石層の上位に支笏熔結凝灰岩が発達している。

\* 露出が僅少なので、地質図中には塗色されていない。

\*\* 土居繁雄・小山内 照 (1955): 北海道の熔結凝灰岩 地球科学 23号

\*\*\* 土居繁雄・小山内 照 (1956): いわゆる支笏泥熔岩について 地質学雑誌Vol.62

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



第6図 漁川中流部の島松浮石部層の岩相および厚さの変化，下位層との関係

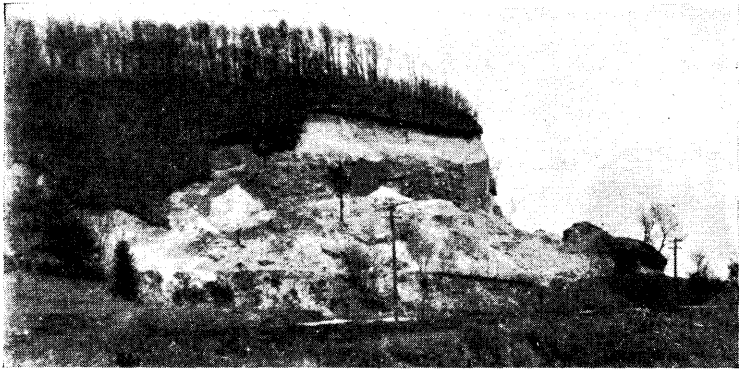
- 1 砂岩・頁岩互層 2 粘土層 3 砂層 4 砂礫層 5 埋木  
 6 浮石質凝灰岩 7 礫層（基質は火山灰） 8 熔結凝灰岩  
 Ks 清滝層 No 野幌層（露出狭小なので地質図には図示していない）  
 Tr<sub>2</sub> 中位段丘礫層（地質図には図示していない） Sh<sub>1</sub> 島松浮石部層  
 Sh<sub>2</sub> 支笏熔結凝灰岩 A ラルマナイ川 B イチャンコッペ川

灰白色ないし淡紅白色の凝灰岩で、拳大から人頭大の浮石礫および安山岩片をふくんでいる。一般に粗しようである。模式地では、この浮石部層の下部に、浮石礫や安山岩礫からできている砂礫層および凝灰質の粘土層をともなっている。

岩相の変化は、垂直的にも水平的にもあまりちがわない。しかしながら、支笏湖にちかい漁川流域では、より遠くはなれている北部の厚別川流域にくらべて、浮石礫をふくんでいる度合も多く、浮石礫の大きさも大きく、集塊岩状をしめしているが、後者は凝灰岩というものである。

#### VI.5.2 支笏熔結凝灰岩 (Sh<sub>2</sub>)

この地域の東半部のほとんど全地域に、広く発達している。模式地は漁川流域である。まえにのべた島松浮石部層の上位にかさなり、この熔結凝灰岩の上位には豊平浮石部層が発達している。



第7図版 支笏火山噴出物の露出（島松沢）

Sh<sub>2</sub>: 支笏熔結凝灰岩

Sh<sub>3</sub>: 豊平浮石部層

柱状節理が発達していて、熔岩流のような外観を呈する含石英角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものである。暗灰色を呈し、安山岩礫・黒色頁岩礫・浮石礫を多くふくみ、凝灰質角礫岩状あるいは凝灰質集塊岩状である。

岩相は、一様ではなく、水平的にも垂直的にもかなり変化している。

例えば、漁川下流では、流理構造の発達がいちじるしく、黒曜石のはさみをふくみ、熔岩流のようにみえる凝灰角礫岩状の部分が発達している。ところが、ラルマナイ川や漁川上流では、板状に剥げる性質をもつ角礫凝灰岩状となり、ラルマナイ川上流では、暗赤褐色のまつたく集塊岩状のものが発達している。

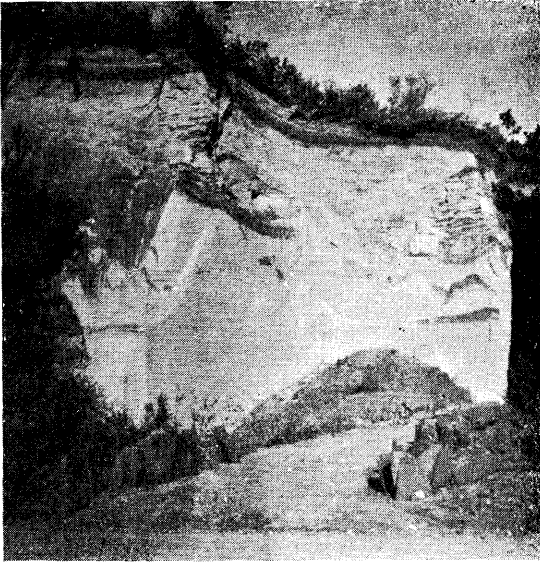
垂直的な岩相の変化をみると、熔岩流状の堅い相の、その上下にやや粗しような凝灰岩状の相をとまなっている。厚さは、かなり所によつてちがつているようである。すなわち、漁川流域では130 m以上、厚別川流域では25 m~30 mであつて、大きくみると、この地域の北部にゆくにしたがつて薄くなる傾向がみられる。

### VI.5.3 豊平浮石部層 (Sh<sub>3</sub>)

この地域の東半部以上の地域に広く分布しており、この図幅の北につらなる札幌図幅にも広く発達している。支笏熔結凝灰岩の上位にのり、厚別砂礫層・月寒火山灰層・河岸段丘礫層および新期火山灰層などに、不整合関係でおおわれている。しかし、西部地域または東部地域では、島松山浮石部層や支笏熔結凝灰岩を欠いて、直接、新第三紀層野幌層・第四火山岩類の上に、不整合にのつている。

淡桃色あるいは灰白色の粗しような凝灰岩で、多量の浮石礫や火山岩の小さな礫をふくんでいる。全般を通じて岩相の変化にとほしく、ほとんど層理をしめしていない。まれに

局部的に浮石礫や安山岩礫が分級されて、かすかに層理がみとめられるところもある。



第8図版 支笏火山噴出物の露出（石切山）

Sh<sub>2</sub>: 支笏熔結凝灰岩

Sh<sub>3</sub>: 豊平浮石部層

Tr<sub>3</sub>: 厚別砂礫層

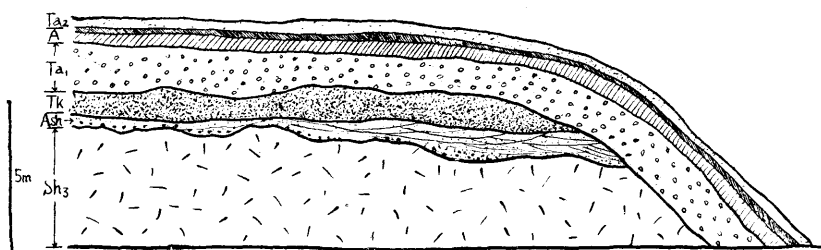
## VI.6 <sup>アシリベツ</sup> 厚別砂礫層〔Tr<sub>3</sub>〕

この地域の東部および北部には、標高100 m以下の平坦面が発達している。これを低位段丘面としたことは、すでにのべたとおりである。この段丘面をつくる、砂礫を主とした堆積物を厚別砂礫層とした。

模式地は、地域の北東部にある厚別<sup>アシリベツ</sup>（清田）の、札幌から千歳に通ずる道路の切割である。豊平浮石部層を不整合におおい、月寒火山灰層でおおわれている。

どこでも、まえにのべた豊平浮石部層の上に、直接のついでに、構成している物質は、支笏火山噴出物から由来したと考えられる火山灰質のものである。地層の厚さは、7 m以下である。

**岩質:** 火山灰質の砂・浮石粒などを基質とし、その中に支笏火山噴出物から洗い出されて、分級された、火山岩類や新第三紀層および同時期の火山岩類の小礫をふくんでいる。灰白色を呈し、分級作用をうけ、葉理の発達がいちじるしく、偽層がしばし



第7図 漁川下流川端附近の露出

Sh<sub>3</sub>: 豊平浮石部層 Ash: 厚別砂礫層 Tk: 月寒火山灰層  
 Ta<sub>1</sub>, Ta<sub>2</sub>: 新期火山灰層 A: 腐植土

ばみとめられる。

よくみると、基質の砂は、石英粒・輝石粒・浮石粒からできており、ひじょうに粗粒なものから細粒のものまでみられる。

なお、この地層は、この図幅地域だけでなく、北部につらなる札幌図幅の南部および、東部につらなる恵庭図幅の西部などにも発達しており、かなり広い範囲に分布している。分布している地域は、標高 100 m 以下で、しかもこの堆積物の面は、この地域は発達している低位段丘面と考えられる。したがって、この堆積物を、低位段丘堆積物として、とりあつかっても問題にならないであろう。



第9図版 厚別砂礫層の露出 (三里塚)

## VI.7 岩屑堆積物〔Ts〕

この地域の西南隅にある空沼岳の東側および藤の沢南部にある 三角山・564 m 三角点の



山麓には、かなり広い、緩い傾斜面が発達している。この傾斜面は、うえにあげた山地とは、地形的にあきらかに区別され、山体からくずれ落ちた安山岩塊・巨礫および粘土を主とする堆積物でできている。

空沼岳の東側に発達しているものは、この地域をつくっている岩石と全く同じもので、礫は、変朽安山岩・紫蘇輝石普通輝石安山岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩などである。

藤の沢南部地域に発達しているものや、662.7 m 山や564 m 山のまわりに分布しているものは、含角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩礫がおおく、三角山のまわりに発達しているものは、普通輝石紫蘇輝石安山岩礫が多い。

礫の大きさは、10 cm～30 cm 大のものが多く、それには、数 m 以上もある巨礫もふくまれている。

## VI.8 崖 錐（堆積物）〔Tas〕

地域の北西にある、硬石山（標高371 m）の北部山麓・八号沢附近および5号の沢附近には、沢にむかつてゆるく傾斜した地形面が発達している。この地形面をつくっているものは、ほとんど背後の山地から崩壊した岩塊や砂・粘土などである。このような堆積物を一括して崖錐堆積物としてとりあつかつた。

この堆積物は、沢に沿って発達している、比高1 m～2 m での河岸段丘面にきられ、しかも侵蝕をかなりうけている。したがって、あとからのべる高位河岸段丘堆積物あるいは、すでにのべた低位段丘堆積物（厚別砂礫層）堆積当時の、扇状地堆積物などではないかと考えられる。

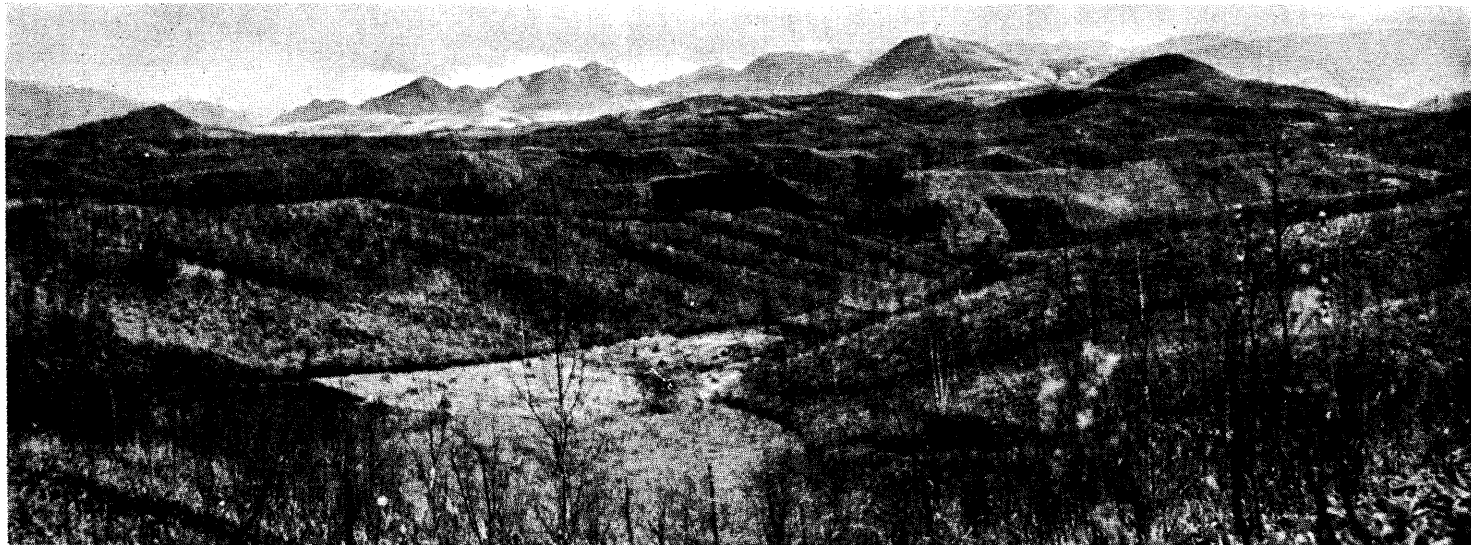
## VI.9 月寒火山灰層〔Tk〕

地域の東半部の、おもに第四系でできている台地のほとんど全域に、広く分布している。模式的な露出は、札幌から千歳を経て、室蘭に通ずる室蘭街道の切割に沿って、みることができる。野幌層・支笏火山噴出物および厚別砂礫層などを、不整合でおおい、地域の南東部では、最新期の火山灰層でおおわれている。

この地層は、赤土とよばれているもので、構成物は、粘土化した火山灰である。地域の北にゆくにしたがつて、粘土化がすすみ、北に連なる札幌図幅の南部では、ほとんど粘土になつている。ほとんど、層理をしめすことはない。

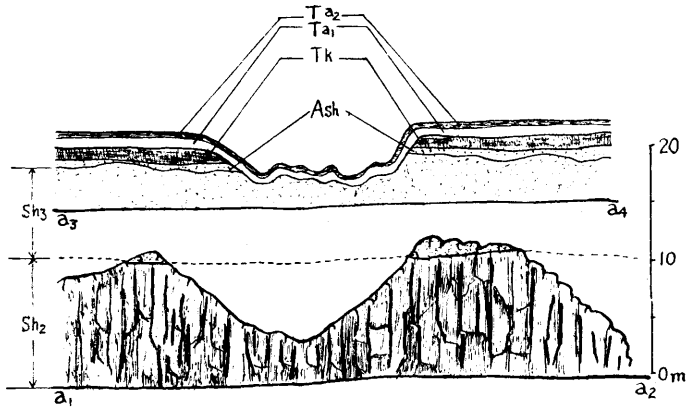
厚さは、一定していないが、2.5 m をこえることはない。

なお、この火山灰層は、ほぼ現在の地形面にそつて堆積している。しかし、現沖積面ではみとめることができない。しかも、南東部では、あとからのべる樽前火山の噴出物と考



第 10 図版 穴沢から 564 m 山を望む。突出した山は含角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩（野の沢熔岩）からできており、そのまわりの平坦面は岩屑堆積がのつている。

えられる火山灰層でおおわれていることなどから、いちおう上部洪積世末期あるいは、沖積世の初期の堆積物と考えられる。<sup>\*</sup>



第8図 漁川下流域の地層断面

Sh<sub>2</sub>: 支笏熔結凝灰岩 Sh<sub>3</sub>: 豊平浮石部層

Ash: 厚別砂礫層 Tk: 月寒火山灰層

Ta<sub>1</sub>, Ta<sub>2</sub>: 新期火山灰層 a<sub>1</sub>—a<sub>2</sub>: 漁川川面

a<sub>3</sub>—a<sub>4</sub>: 森林軌道面

## VI. 10 河岸段丘堆積物

この地域の中を流れている豊平川や漁川の流域に河岸段丘の発達が見られる。ほかの河川の流域には、ほとんどみとめられない。この理由は、水系のほとんどが、第四紀系の中を流れているので、礫の供給が充分でなく、しかも火山噴出物がおおく、堆積しても侵蝕され易いためと考えられる。

豊平川流および漁川下流域に発達している河段丘は、大まかに、高位河岸段丘と低位河岸段丘の2段に分けられる。

### IV. 10. 1 高位河岸段丘礫層〔Hg〕

地域の北西部を流れている豊平川の沿岸に、川床面からの比高が40m~50mにおよぶ段丘面が発達していて、砂礫層をのせている。模式地は、藤の沢と簾舞とのあいだの豊平川の南岸である。ここでは、豊平浮石部層をあきらかに不整合におおっているのがみられ

\* 小山内 熙・杉本良也・北川芳男 (1956): 5万分の1札幌図幅説明書 北海道地下資源調査所を参照。

るほかは、上位の地層との関係は、全く不明である。また、模式地では、段丘面は、豊平川に向つて、ゆるく傾斜しており、侵蝕をうけて、ややこわさされているが、その保存のていどは、地域の東部に発達している 100 m 以下の低位段丘面にくらべて、やや良好である。

したがって、下位層との関係や、段丘面の侵蝕・保存のようすからみると、低位段丘面の形成とはほぼ同じ時期につくられた河岸段丘と考えられる。

砂礫層の厚さは、10 m 以上である。

堆積物は、豊平川の河水ではこぼれた、砂礫で構成されている。礫の種類は、豊平川流域の地質構成によつて、麥朽安山岩・石英粗面岩・石英斑岩・石英安山岩・緑色凝灰岩・輝石安山岩などである。大きさは、拳大から人頭大の円礫である。

#### IV. 10. 2 低位河岸段丘礫層〔Lg〕

豊平川流域では、河床面からの比高 13 m 程度の段丘面が、広く発達している。このほか、漁川の下流流域および厚別川流域でも河床面から 5 m～10 m の比高をしめず段丘面が発達している。これは、よくみると、比高が 1 m 程度で、2 段～3 段に段化している。ここでは、これらを一括して、低位河岸段丘とし、その面をつくる堆積物を、低位河岸段丘堆積物とした。

この堆積物は、まえにのべた、高位河岸段丘堆積物をきつて、低い面をつくり、さらに、現河床堆積面によつてきられている。面の保存は、ひじょうに良い。厚さは、豊平川沿岸のものは、10 m 以上、厚別川や漁川下流沿岸のものは 5 m 前後である。

堆積物は、河川によつてはこぼれた円礫・砂・粘土からできている。礫の種類は、高位河岸段丘堆積物を構成している礫とほとんど同じであるが、漁川下流・厚別川のものは、このほかに支笏熔結凝灰岩の礫をふくんでいる。

#### VI. 11 新期火山灰層〔Ta〕

地域の東南隅に、まえにのべた月寒火山灰層をおおつて、発達している。模式的な露出は、漁川下流北岸に沿つて、恵庭からラルマナイに通ずる、森林軌道の切割の各所にみられる。黄白色または、灰白色の浮石質火山灰または浮石礫からできている。厚さは、2 m をこえない。

なお、この火山灰層は、この図幅の南につらなる樽前山図幅に、ひじょうに広い分布をしめすもので、追跡してみると、樽前火山に近づくにしたがつて、その厚さを増す傾向がみられる。また、浮石礫は、樽前火山灰層にふくまれているものと、全く同じである。このような事実から、樽前火山の新期火山灰と考えられる。

## VI.12 現河川堆積物〔AI〕

現河川の河床面および氾濫原を構成しているものである。各河川の流域に発達している各岩層の頭部以下の円礫および砂からできている、いわゆる河床礫である。礫は、安山岩・変朽安山岩・凝灰岩などで、それぞれの河川の流域を構成している地質によつて、多少のちがいがあ

る。なお、豊平川沿岸ではこの堆積物は、川砂利として採集されている。

## VII 地質構造および地史

### VII.1 地質構造

この図幅地域の地質構造を大きくみると、断層や褶曲をとめない、やや複雑な構造をしめしている西部と、ほとんど水平にちかい単調な構造をしめしている東部とに区分することができる。前者は、新第三紀層と同時期の火山岩層からできている地域であり、後者は、第四紀層と同時期の火山噴出物を主とする地域である。

西部の豊平川南方の地域では、南から北にむかつて、上位層をしないで露出する南北性の大きな背斜軸と、豊平川の流路に沿つて存在していると考えられる断層線に気がつく。すなわち、南部の漁川の交流の小沢に、この地域の第三紀層の最下位である漁川砂岩・頁岩部層が露出し、北にゆくにしたがつて、金山沢頁岩部層・ラルマナイ川凝灰岩部層と順次上位層が露出している。そして常盤鉾山附近で、北西～南東の断層できられ、わずかに転移しているが、さらに北にむかつて、湯の沢凝灰質砂岩部層・藤の沢砂岩・頁岩部層という順に露出している背斜構造がある。この背斜軸の西側では、ほとんどの地層は、N 20°～30° NE の走向で、NW 落しの傾斜をしめしているが、東側では N 20°～50° W の走向で、NE 落しの傾斜をとつている。この主要な背斜構造のほかに、簾舞川中流流域では、やはり南北性の小さな背・向斜構造がみられる。なお、662.7 m 三角点・651.8 m 三角点の地域では、小滝の沢熔岩および簾舞峠熔岩が発達しているの

で、直接、観察はできないが、漁川から湯の沢にぬける南北性の主要な背斜軸と、簾舞川に沿う小さな背斜軸とはさまれた地域であるので、まえにのべた熔岩類の下には、少なくとも1本の向斜軸が想定される。しかし、その南の延長部と考えられるところでは、まえにのべた主要背斜の西翼の構造をとつているので、軸延長の大きな向斜構造ではないであろう。

これまでのべたような地質構造は、豊平川を境にして、以北の地域ではみられない。この地域では、まえにのべたように藤の沢砂岩・頁岩部層と同時異相の關係にあると考えている、簾舞頁岩部層が発達し、北西方に向つて、八号沢砂岩・頁岩部層・板割沢硬質頁岩部層の順に上位層が分布しており、これらを簾舞沢熔岩または八垂別集塊岩部層が不整合におおっている。そして地質構造は、東西性～北東—南西の走向で、北～北西に傾斜している。

このように、豊平川をはきんで、南部と北部とでは、地質構造がはつきりとちがつている。したがつて、豊平川の流路とほぼ一致した断層線が想定される。

また、背向斜構造が関与している地層は、簾舞沢熔岩より下位にある、古い岩層であることはあきらかであるが、石山層までも構造運動の影響をうけているかどうかは、よくわからない。しかも、豊平川にそつた東西性の断層運動は、背向斜構造形成以後であることは、いうまでもなく、石山層までも切つているので、石山層堆積以後におこなわれたものである。

東部地域をみると、北から南に焼山・白旗山・島松山などの新第三紀末葉ないし第四紀の初期に噴出したと考えられる火山岩が、北北西～南南東にならんでいることが、特ちよう的である。さらに、この地域はすでにのべたように、第四紀層でおおわれているが、この火山岩のならんでいる線の東側には、全く新第三紀層が露出していない。また、野幌層の堆積の西端が、ほぼこの線にそつている。このように、ほぼ同じ時期の、しかも似かよつた性質の火山岩類の噴出が、ほぼ一線に配列していること、基盤岩層の露出のようすおよび野幌層の堆積の限界は一つの構造線の存在していることを、しめしているものと考えられる。この構造線は、札幌図幅で想定されている北北西—南南東の構造線（札幌断層）のちようど延長したところにあつている。

支笏火山噴出物は、北～北東にひじように緩い傾斜で、石狩低地帯に下つている。なお、この火山噴出物より上位の地層は、ほとんど水平にちか構造をとつている。

## VII.2 地 史

これまでの各項でのべたことから、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ある程度推定することができる。

### VII.2.1 新第三紀

この地域の基盤を構成している新第三紀層は、凝灰質砂岩や頁岩を主体として、いろいろの火山岩を伴うもので、この図幅の西に連なる定山溪地方と同じように、新第三紀には、

火山活動が、旺盛であつたことが推察される。

#### 漁川層堆積期

この地層の堆積期は、砂岩・頁岩を主とし、わずかに紫蘇輝石玄武岩の活動を伴っているもので、火山活動は、この地域を舞台としてあまりおこなわれていない。しかしこの地層の上部になると、凝灰質砂岩・凝灰質頁岩・凝灰岩がおおくなり、変朽安山岩の熔岩流に溢流し、比較的火山活動が盛になつてきた。

#### 一の沢層および板割沢層堆積期

まえにのべた漁川層の堆積期を終えると、ひきつづいて砂岩・頁岩・泥岩・硬質頁岩などを堆積した。岩相からみると、しだいに深海の形成によるものであることはあきらかである。また、含有されている化石から判断すると、この地層が、西南北海道に発達しているいわゆる八雲統に対比されるものである。この時期は、火山活動の休止の状態にあつて、静穏な時期であつたらしい。しかし、この地層の堆積した末期には、含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩や角閃石石英安山岩の活動がみられる。このような時期をへて、この地域には大きな造構運動があつて、陸化し、削剝期間に入つた。

#### 後板割・先石山間隙

板割沢層の堆積で、この地域は陸化して、かなり大きな削剝期があつたらしい。すなわち、一の沢層や板割沢層を、黒松内期の普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩流や、石山層が不整合におおっていることから、このような、削剝期が推察される。

#### 石山層堆積期

この時期には、西南北海道の他の地域と同じように、火山活動がはげしくおこなわれ、輝石安山岩が溢流したが、これにともなつて、同質の集塊岩や凝灰岩などの火山砕屑岩層がもたらされた。そのご、この地域には構造運動がおこなわれ、豊平川に沿つて想定される断層線などもこの時期に形成されたものであろう。

#### 後石山間隙

石山層の堆積で、この地域は陸化し、そのご削剝がつづけられた。しかし、この時期にも、火山岩の活動がおこなわれたが、まえにのべたような、はげしいものでなく、石山層の堆積期におこなわれた火山活動の余波的な活動であると考えている。一方、瀬棚層に相当する地層のみられないような、長い期間にわたる削剝期間には、大きな造構運動があつて、現在みられるような地質構造の大様が決定づけられたらしい。地質構造のところでのべた、札幌断層はこの時期のものであろう。

## VII.2 洪積世

この時期になると、新第三紀末に決定づけられたこの地域の地質構造と密接な関係をもつて、はげしい火山活動がおこなわれたものと推察される。地域の西南隅や、島松山・白旗山・焼山などを構造している火山岩類はこの時期のものであろう。これにひきつづいて海浸がおこなわれ、野幌層が堆積した。

野幌層堆積ごの傾動運動ののちに、この地域は、間欠的に隆起運動がおこなわれ、数段の段丘面をのこしながら、この地域一帯は隆起した。そして、段丘面のうち最も低い低位段丘面形成時期に支笏火山噴出物がもたらされた。

## VII.3 沖積世

洪積世の末葉から沖積世の初葉に、この地域のまわりで最新期の火山活動がおこなわれた。この活動はひじようにはげしく、浮石・火山灰などの噴出物層をもたらした。そのご活動は微弱となつたが、中止することなく現在におよんでいる。

また、現在の河川に沿つて発達している氾濫原面が形成され、現在におよんでいる。

# VIII 応用地質

この地域は、中新世訓縫期に火成活動がはげしくおこなわれた、定山溪地方の東側につらなつているが、地域の大部分は、支笏火山噴出物ををはじめとして、第四紀の火山岩類や堆積岩類で広くおおわれている。そのため、いろいろの有用鉱物をふくむとみられている新第三紀層は、深く埋積されている。

しかし、新第三紀層が露出している、西南部地域や西北部地域には、貧弱であるが金銀鉱床や硫化鉄鉱の鉱染している地帯がしられている。そして、硫化鉄鉱の鉱染地帯では、小規模ながら褐鉄鉱鉱床ができています。これらの金属鉱床をのぞく地下資源としては、建築石材用の軟石として採石されている支笏火山噴出物中の熔結凝灰岩、路床の敷石用砂利や建築骨材用砂利として採取されている、豊平川の河床礫や硬石山をつくつている石英安山岩などがある。このほか、豊平浮石部層に油の侵出している油徴地が知られている。つぎにこれらについて、簡単に説明を加える。

## VIII.1 金銀鉱

### VIII.1.1 光竜鉱山



**位置および交通** 鉱区は、胆振国千歳郡恵庭町にあつて、札幌市の南南西約 24 km、支笏湖の北北西約 6 km のところにある。鉱区は、ラルマナイ川の一支流である金山沢の中流流域に、設定されている。現地にゆくには、定山溪鉄道の石切山駅で下車し、空沼岳登山口まで通じている中央バスにのりかえ、常盤小学校前でおりる。そこからは、徒歩によらねばならぬが、約 12 km で達することができる。

**地形および地質概況** 鉱山のある地域は、東部と西部とで、ひじょうに地形がちがつている。これは、構成している地質によるものである。すなわち、この鉱山の西部は、黒色頁岩・凝灰質砂岩および変朽安山岩などからできている。河谷はこの地質を深く刻んで各所に急崖をつくり、壮年期の地貌を呈している。これに反して東部は、新第三紀層を不整合におおつて、支笏火山噴出物が広く発達し、平坦な地形を呈している。

鉱山附近を構成している地質系統は、新第三層である漁川層<sup>\*</sup>を基盤とし、これを不整合関係で、第四紀の支笏火山噴出物がおおつている。

この附近の地質構造として注目しなければならぬのは、ほぼ南北性の背斜構造があり、この背斜軸と直角にまじわる裂罅が発達していることである。そして、鉱脈はこの裂罅にそつて形成されたものである。

なお、この鉱床については、すでに齋藤正雄が 1950 年（昭和 25 年）に調査をおこなつている。その要旨はつぎのようなものである<sup>\*\*</sup>。

**鉱床** 黄金沢および富貴沢に数多くの石英脈の露頭がある。この石英脈は、多少の硫化物をふくみ、風化作用をうけて、赤褐色の焼けをつくつている。これらの露頭を追跡すれば、3 条の主要鉱脈が確認される。いずれも、暗灰黒色の頁岩層の中の鉱脈で、膨縮がはげしい。鉱脈の延長は、500 m～700 m は見込まれる。坑道は 6 つで、1 号坑・2 号坑・3 号坑・新 2 号坑・通洞坑および日進坑と名づけられている。

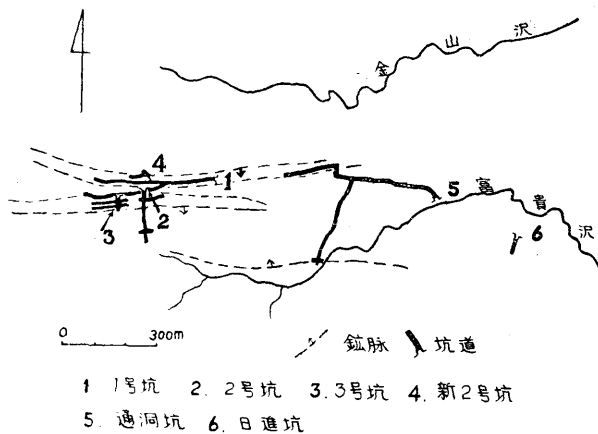
鉱脈の延長方向は、E-W 性の走向をしめし、北に傾斜しているものが多い。鉱脈の幅は 10 cm～40 cm までであるが、富鉱部では 1 m を越えていることがある。

鉱脈附近の母岩は、わずかに珪化作用・緑泥石化作用および絹雲母化作用をうけているにすぎない。

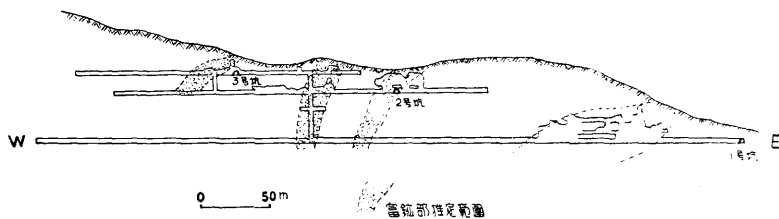
**鉱石** 鉱石は、縞状・角礫状・晶洞などの諸構造がみられる。富鉱体のところは、ひじょうに複雑で、不規則な構造をしめしているようである。

\* この地層については、VI 新第三紀層のところでも説明してあるのでここでは省略した。

\*\* 齋藤正雄：北海道千歳郡光龍鉱山金鉱床調査報告 地質調査所月報 Vol 3 No. 4 ~5 (1952 年、昭和 27 年)



第9図 光龍鉍山坑道図 (1952年 斎藤正雄資料による)



第10図 坑道断面図 (1952年 斎藤正雄資料による)

縞状構造をしめしている部分は、菱マンガン鉍が石英と平行縞状をなしている。また、これらの脈石と、閃亜鉛鉍または黄鉄鉍のような金属鉍物が、縞状を呈していることもある。

角礫構造は、脈幅の広い部分にみられる傾向があり、母岩の破碎角礫を石英が膠結したものである。この構造が発達しているところでは、角礫のまわりから、外方にむかつて石英が晶出していて、たがいに隣合っている。角礫のあいだに晶洞をつくっている。

鉍脈をつくっている鉍物は、石英を主とし、黄鉄鉍・黄銅鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍・方解石・明礬石・菱マンガン鉍などである。これらの鉍物の晶出関係は、閃亜鉛鉍を比較のおおくともなつた菱マンガン鉍の晶出にはじまり、ひきつづいて大量の石英を晶出した。黄鉄鉍は、早期より晶出をつづけ、ついで黄銅鉍・閃亜鉛鉍もこれにつづいて晶出し、方鉛鉍は、ややおくれ、最終期の方解石が晶して、まえにのべた各鉍石をつらぬき、また、石英といつしよに晶洞をうめている。

これらの鉍物の量的割合は、各脈および同一鉍脈でも部分によつてちがっている。金は

どの鉱脈にも多少の差はあるが、含有されている。また、黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱も普遍的にふくまれている。

**石英** 細粒のものは、噛み合うような形のものから、放射状集合をするものまである。結晶の大きなものは、粒状・羽毛状・櫛状の構造をしめしている。粒状構造をしている石英の周縁部は、汚染されていることが多い。

**黄鉄鉱** 他形を呈するものが多い。径数 mm 以下の小粒である。

**黄銅鉱** 微細な結晶で他形を呈する。量は少く、閃亜鉛鉱・方鉛鉱と密接にともなっている。

**閃亜鉛鉱・方鉛鉱** 他形結晶で、閃亜鉛鉱が、比較的多い。閃亜鉛鉱の中に縞状の黄銅鉱がふくまれている。

## VIII.2 褐鉄鉱

### VIII.2.1 真駒内鉱山\*

**位置および交通** 鉱区は、石狩国札幌郡豊平町字湯の沢の、札幌管林局定山溪管林署管轄国有林地(旧真駒内御料地)内にある。現地には、定山溪鉄道の石切山駅で下車して、駅前から空沼岳登山口ゆきの中央バスにのり、さらに終点から、真駒内川の一支流の湯の沢にそつてゆくこと、約 3 km で達する。この間は、トラックを通ずる。

**地質概説** 鉱山附近を構成している地質系統は、下から湯の沢凝灰質砂岩部層・鞍馬越変朽安山岩および、これらを不整合におおう、第四紀の岩屑堆積物である。

湯の沢凝灰質砂岩部層は、この附近の基盤岩層で、湯の沢と真駒内川との合流点から湯の沢にそつて、約 1.5 km 遡つた河岸に露出している。砂岩・頁岩・凝灰岩の互層で、下部は灰黒色の頁岩層を主とし、上部になるにしたがつて、灰緑色の凝灰質砂岩が多くなり、ついには、緑色の凝灰岩にうつりかわる。この地層の一般走向・傾斜は  $N 10^{\circ} E \cdot 12^{\circ} \sim 20^{\circ} NNW$  である。

鞍馬越変朽安山岩は、湯の沢凝灰質砂岩部層の上のついで、湯の沢の上流域域に発達している。暗緑色の緻密なもので、ところによつて、黄鉄鉱化作用をいちじるしくうけている。この鉱化作用の方向は、この附近における構造線の方向とほぼ一致して、E—W 性の走向である。

岩屑堆積物は、湯の沢の河岸およびその交流の沢などに分布している。おもに変朽安山岩の角礫からなり、そのあいだを褐鉄鉱化した粗粒な砂でうめている。なお、この堆積物

\* 土居繁雄 (1953): 真駒内鉱山調査報告 北海道地下資源調査報告 No. 11. 褐鉄鉱床調査報告第 1 報 北海道地下資源調査所

の中に、褐鉄鉱のうすい層をはさんでいることが多い。

**鉱床** 褐鉄鉱床は、鞍馬越変朽安山岩の上に生成した沈澱鉱床である。湯の沢やその支流の小沢の河岸または河床に露出がみられる。

調査の当時、採掘していた鉱床は、第11図に示してあるように、湯の沢の一支流の、U字形の小沢にそつて沈澱したものである。

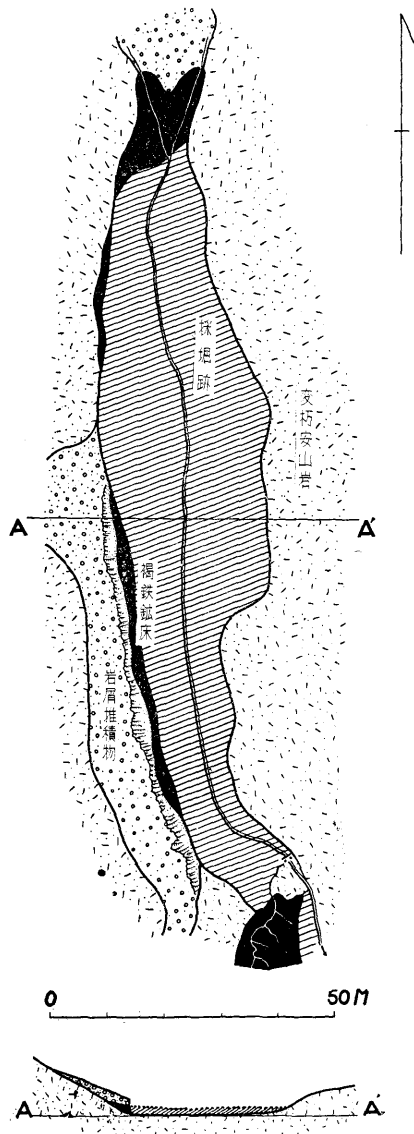
鉱床の規模は、すでに採掘ずみのところが多く、当時、残つていた鉱石の状態や、簡易測量をおこなつた結果からみて、厚さは2m内外、平均幅15m、延長約150mである。鉱床の両側は断面図にしめしてあるように、基盤の変朽安山岩が露出している。

鉱床の下部は、凝灰岩のように見える、ひじょうに鉱化作用をうけた変朽安山岩の角礫を多くふくみ、品位は低い。上部になると、褐鉄鉱化した木の葉・幹・枝などをふくむ高品位のものになつている。

なお、この附近にある褐鉄鉱床といわれていたものは、地質概況のところでのべた、岩層堆積物の褐鉄鉱化作用をうけたもので、ひじょうに品位が低く、採掘する価値のないものである。

### VIII. 2.2 常盤鉱山

**位置および交通** 鉱区は、石狩国札幌郡恵庭町のラルマナイ川上流右三股川中流域の恵庭営林署管轄国有林地内に位置している。現地にゆくには、定山溪鉄



第11図 鉱床図

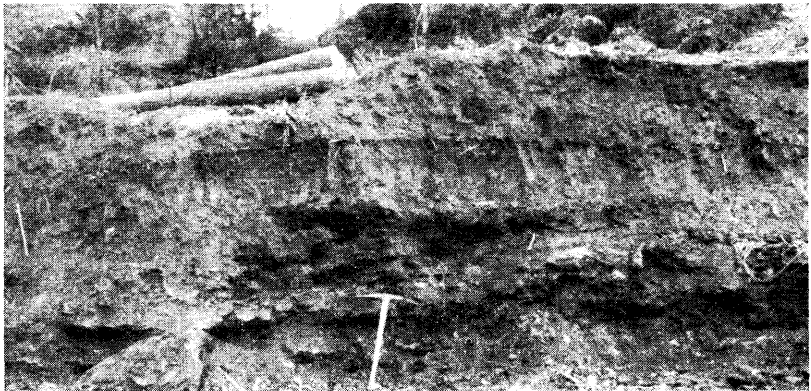
道の石切山駅で下車して、駅前から空沼岳登山口ゆきのバスに乗り、常盤小学校前でおりる。そして、ここから光龍鉱山に通じている道路にそつて三股川の合流点までゆき、さらに、ここから右三股川にそつて約 1.5 km 遡ると採鉱現場に達する。常盤小学校から採鉱現場までの距離は、約 10 km である。

**地質概況** この附近を構成している地質は、漁川層の構成員である金山沢頁岩部層および、このうえに不整合にのる支笏熔結凝灰岩である。そして、これらをきつて、河岸段丘堆積物が発達している。

金山沢頁岩部層は、黒色の緻密な泥質頁岩と、灰緑色の緻密な凝灰質頁岩との互層からできている。黄鉄鉱化作用や珪化作用をひじょうにうけている。

支笏熔結凝灰岩は、最下部は集塊岩状の浮石礫層と火山灰層で、その厚さは 1 m ほどである。この上に、しだいにうつりかわる関係で熔結凝灰岩がのつている。暗灰色の粗しような凝灰岩状を呈している。

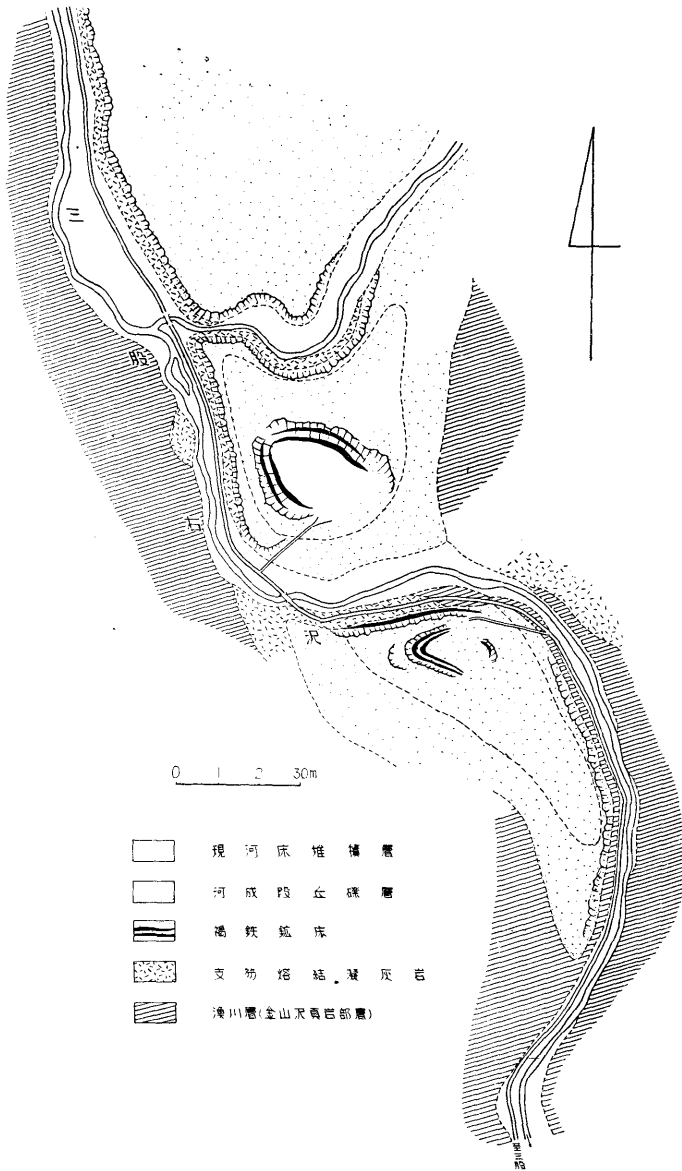
河岸段丘堆積物は、右三股川の沿岸にそつて発達している。おもに変朽安山岩や、普通輝石紫蘇輝石安山岩の円礫からできている。褐鉄鉱床は、この砂礫層のなかに薄い層状をして、賦存している。



第 11 図版 褐鉄鉱床は砂礫層のなかに層状をして、賦存している。

**鉱床** この鉱床は、河岸段丘礫層が、堆積しているあいだに、沈澱してできた鉱床で、砂礫層のなかに、薄い層状をして賦存している。

鉱体は、第 12 図に示してあるように、北部と南部の 2 鉱体がある。鉱層の厚さは、10 cm~50 cm ほどで、2 層ないし 3 層ある。その拡がりは、北部の鉱体で、25 m×60 m、南部の鉱体は 40 m×40 m である。このように、鉱床の規模は小さなものである。



第12図 常盤鉬山鉬床図

鉬石は、鉬体の厚いところのものほど品位が高く、薄くなると砂礫をふくむようになり、しだいに褐鉄鉬化した砂礫層にうつりかわってしまう。

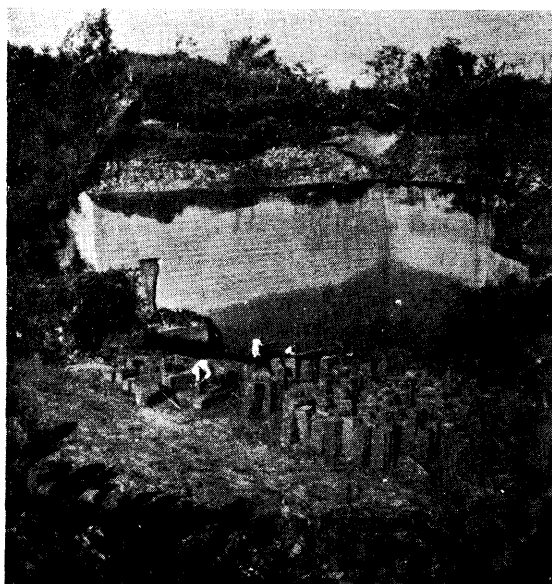
なお、この鉱床のほか、この附近の河岸段丘礫層の中には、褐鉄鉱化した砂礫層が、多くみられるが、どれも鉱床として採掘する価値はない。

### VIII. 3 石 材

#### VIII. 3.1 軟 石

この図幅の中部から東部にかけて、ひじょうに広い範囲に支笏火山噴出物が分布している。この火山噴出物は、豊平浮石部層・支笏熔結凝灰岩・島松浮石部層にわけられている。このうち、中部の熔結凝灰岩は、固結の度合から、細工もし易いので、建築用の石材として、切りだされている。

採石場は、定山溪鉄道の石切山附近がもつとも多い。このほか、真駒内の中流地域にある常盤小学校附近、厚別川下流地域にある厚別漕田地区でも採石されている。

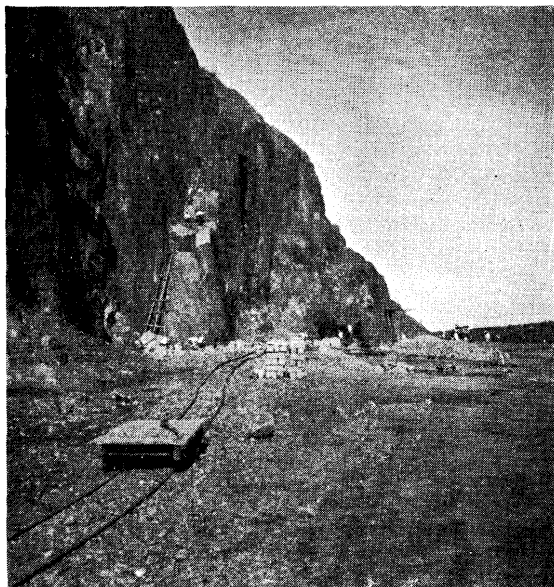


第 12 図版 軟石の採石現場（石切山）

#### VIII. 3.2 割 砂 利

定山溪鉄道の石切山駅の北西方に、豊平川を隔てて、角閃石石英安山岩からできている硬石山（標高 397 m）がある。割砂利は、豊平川に沿って、そびえ立つ角閃石石英安山岩の断崖を切崩して、採取している。切崩された岩塊は、適当の大きさに割られ、土台石や間知石がとられ、このほかは、クラッシュにかけられ、定められた規格に割られて、需要

先に送られている。



第13図版 割砂利の採取現場（石切山）

### VIII.3.3 川砂利

河川の川砂利のうち、利用されているのは、豊平川のものである。採取地は、藤の



第14図版 川砂利の採取（石切山）



沢と簾舞とのほぼ中間の豊平川の河床，石切山駅および藻南公園附近の豊平川の河床である。採取された砂礫は，おもに道路の路床敷石として供給している。砂礫は，豊平川上流地域の地質の影響をうけて，変朽安山岩・輝石安山岩・石英粗面岩・石英斑岩・玻璃質安山岩が多い。頁岩や泥岩の礫も交えているが，軟質であるため，骨材として不向きであるので，採取の際に除かれている。

#### VIII. 4 油 徴

古くから月寒油徴地として，知られているものである。油徴地は精進川交流の上西山附近に位置し，現在でもなお豊平浮石部層から，暗褐色の原油状の油が浸油・浸出しており，附近の農家では車軸油として利用しているという。昭和9年から10年にかけて，当時の日石の手によつて，深度570 mまで試掘されたが，採油できるほどの油量はみとめられなかつたらしい。試掘記録から判断すると，支笏火山噴出物・石山層を掘抜き，板割沢層～一ノ沢層で掘止めている。掘進の最下位層で油徴をみとめているが，詳細は不明である。

#### 参 考 文 献

(この図幅地域の文献)

- 1 阿部 顕・西田彰一： 石狩国簾舞・定山溪附近地質調査報文 北大理地 修論(手記)(1934年，昭和9年)。
- 2 安田三郎・鈴木 要： 石狩国厚別・石山附近地質調査報告 北大理地 修論(手記)(1934年，昭和9年)。
- 3 長尾 巧： 札幌一苦小牧低地帯附近の新生代地史 地質学雑誌 Vol. 43 (1936年，昭和11年)。
- 4 長尾 巧： 札幌一苦小牧低地帯(石狩低地帯) 矢部教授還暦記念論文集 (1940年，昭和15年)。
- 5 筒浦 明： 石狩国豊平川流域(錦橋一藤の沢)の地質 北大理地 修論(手記)(1946年，昭和21年)。
- 6 青木正行： 石狩国藤の沢附近の地質 北大理地 修論(手記)(1946年，昭和21年)。
- 7 舟橋三男： 札幌一定山溪地質案内 科学と科学教育 Vol. 1 (1947年，昭和22年)。
- 8 日本地質学会新生界対比委員会札幌支部： 北海道新生界対比試案(1949年，昭和24年)。
- 9 佐々保雄・根本忠寛・橋本 亘： 北海道地質図(60万分の1)説明書 北海道科学技術連盟(1952年，昭和28年)。
- 10 斎藤正雄： 北海道千歳郡光龍鉱山金鉱床調査報告 地質調査所月報 Vol. 3. No. 4~5 (1952年，昭和27年)。

- 11 土居繁雄： 5 万分の 1 定山溪図幅説明書 北海道開発庁 (1953 年, 昭和 28 年).
- 12 杉本良也： 5 万分の 1 銭函図幅説明書 北海道開発庁 (1953 年, 昭和 28 年).
- 13 土居繁雄： 真駒内鉱山調査報告 北海道地下資源調査報告 No. 11 (1954 年, 昭和 29 年).
- 14 渡辺八枝子： 豊平川 (石切山一定山溪) 流域の段丘について 北大理地 修論 (手記) (1954 年, 昭和 29 年).
- 15 土居繁雄： 簾舞層は黒松内統に対比できるか 北海道地質要報 No. 30 (1955 年, 昭和 30 年).
- 16 小山内 熙・杉本良也・北川芳男： 5 万分の 1 札幌図幅説明書 北海道地下資源調査所 (1956 年, 昭和 31 年).

#### そのほかの参考文献

- 1 渡辺万次郎： 北海道西部の地体構造と火山の分布 小川博士還暦記念地学論叢 (1930 年, 昭和 5 年).
- 2 長尾 巧： 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (摘要), 地質学雑誌 Vol. 39 (1932 年, 昭和 7 年).
- 3 Nagao, T. The Cenozoic History of Western Hokkaido, with Special Reference to the Periods of Volcanism. Proc. 5th Pac. Sci Congr. (Canada) (1933 年, 昭和 8 年).
- 4 鈴木 醇・石川俊夫： 樽前火山 火山 Vol. 1 (1933 年, 昭和 8 年).
- 5 鈴木 醇・石川俊夫： 樽前火山及び支笏湖 北海道地質見学案内書 No. 1.
- 6 棚井敏雄・新堀友行： 東北裏日本における第 3 紀の火成活動について 地球科学 No. 5.
- 7 土居繁雄： 石狩低地帯西南部における洪積紀の火山活動 (とくに支笏泥流の時期について) 地質学雑誌 Vol. 58 (1952 年, 昭和 27 年).
- 8 斎藤昌之・小山内 熙： 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 No. 20 (1952 年, 昭和 27 年).
- 9 湊 正雄： グリン・タフ地域の問題 新生代の研究 No. 14 (1952 年, 昭和 27 年).
- 10 北海道鉱業会： 北海道の金属鉱業 (1952 年, 昭和 27 年).
- 11 土居繁雄： 5 万分の 1 白老図幅説明書 北海道地下資源調査所 (1953 年, 昭和 28 年).
- 12 斎藤昌之・小山内 熙・酒匂純俊： 5 万分の 1 登別温泉図幅説明書 北海道地下資源調査所 (1953 年, 昭和 28 年).
- 13 石川俊夫・湊 正雄： 北日本の Welded tuff とその噴出時代 第四紀日本支部連絡紙 (INQUA) No. 4 (1953 年, 昭和 28 年).
- 14 ISHIKAWA TOSHIO and MINATO MASAO: Age of the Welded tuffs in Northern Japan. Tirage à part des Actes du IV Congrès de l'Association Internationale Pour l'Etude du Quaternaire (INQUA) (1953 年, 昭和 28 年).

- 15 猪木幸男・秦 光男： 北海道恵庭・千歳両鉱山附近地質調査報告 地質調査所月報  
Vol. 5. (1954 年, 昭和 29 年).
- 16 土居繁雄・小山内 熙： 北海道の熔結凝灰岩 地球科学 No. 23 (1955 年, 昭和  
30 年).
- 17 土居繁雄・小山内 熙： いわゆる支笏泥熔岩について 地質学雑誌 Vol. 62 (1956  
年, 昭和 31 年).

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

---

ISHIYAMA  
(Sapporo-30)

By

Shigeo Doi and Hiroshi Osanai  
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The Ishiyama sheet covers an area lying between 43° 00' and 42° 50' N. lat, and between 141° 15' and 141° 30' E. long., the City Sapporo lies northwest of this area.

Topographically speaking, the main part of this area is occupied by low elevated plateau with terraces in various height, while there is a high mountainous area in the west, where the Neogene Tertiary and its associated volcanic rocks crop out, and shows marked contrast to the geological constitution of the low elevated plateau, composed mainly of Pleistocene volcanics and its associated deposits.

**Neogene Tertiary**

The oldest formation of this area is **Izarigawa formation**, which comprises such members as Izarigawa sandstone shale (M<sub>1</sub>), Kanayamazawa shale (M<sub>2</sub>), Bankeizawa basalt (Ba), Rarumanaigawa tuff (M<sub>3</sub>), Mitsumatagawa propylite (Mp<sub>1</sub>), Yunosawa tuffaceous sandstone (M<sub>4</sub>), and Kuramagoe propylite (Mp<sub>2</sub>) in ascending order, of which, the **Izarigawa sandstone shale** is 150 m in thickness and consists of two part, the lower is characterized by tuffaceous sandstone and muddy shale,

while the upper is mainly consisting in muddy shale, black in colour ; the **Kanayamazawa shale** lies conformably on the preceding member and is also divisible into two part, the lower part of which is mainly consisting in muddy shale, intercalating with tufaceous sandstone, while the upper part chiefly in alternation of tufaceous sandstone and muddy shale, whole thickness is 400 m ; the **Bankeizawa basalt** (hypersthene basalt) is widely distributed in covering the preceding member along the Yunosawa-river in the western part of the mapped area, the **Rarumanai-gawa tuff** lies conformably on the Kanayamagawa shale and is characterized by tuff, tuff breccia and agglomerate, mostly greenish in colour, about 250 m in whole thickness ; the **Mitsumatagawa propylite** covers the preceding member as a lava flow, which might be originally belonging to augite hypersthene andesite ; the **Yunosawa tuff** gradually pass over the Rarumanai gawa tuff, and is composed of agglomerate and tuff breccia, whole thickness is about 450m ; the **Kuramagoe propylite** might be originally belonged to basaltic hypersthene augite andesite from the microscopical investigation, which is distributed in the area along the upper courses of Misumai-and Rarumanai-river.

Next, **Ichinosawa formation** is divisible into the main two members as Fujinosawa sandstone shale [Fsh] and Misumai shale [Msh] respectively, both of which is stratigraphically almost equivalent in position with each other, but shows different rock facies and different distribution, viz. the **Fujinosawa sandstone shale** here defined is mainly consisting in the alternation of sandstone and shale, about 300 m in whole thickness and is distributed in the southern part of the Toyohira river, while the **Misumai shale** is consisting in mud-stone and develops only in the northern area. In the Fujinosawa member fossils are rather rare, which are mostly bad in preservation, while in the Misumai member such fossils are known until present day which are :

*Nuculana sp.*

*Cardium sp.*

*Macoma sp.*

*Turritella sp.*

*Dentalium sp.*

*Linthia* sp.

Foraminiferas (gen. sp. indet.)

Fish scale.

Plant fragments.

The Ichinosawa formation gradually pass over the **Itawarizawa formation**, the latter of which comprises two members, the Hachigosawa sandstone shale [Ish<sub>1</sub>], and Itawarizawa hard shale [Ish<sub>2</sub>], the former of which consisting in the alternation of hard shale and sandstone, both greyish in colour, 150 m in thickness; while the latter is formed exclusively by the hard shale, which is occasionally nodulous and fossiliferous, about 120 m in the whole thickness.

Fossils :

*Nuculana pernula* (Müller)

*Dentalium* sp.

From the lithic character, fossil contents and the succession of the formations, the Izarigawa formation being characterized by the predominance of the green tuff is correlated to the Kunnui series, while the Ichinosawa and the Itawarizawa formation intercalated by hard shale in many horizons may be roughly estimated to be almost equivalent with the Yakumo series, both in Miocene in age.

The Pliocene deposits of this area is here designated as **Ishiyama formation**, which covers with slight unconformity the Itawarizawa formation and is also divisiable into two members, Kiyotaki sandstone [Ks] and Hattaribetsu agglomerate [Hag], the former is also composed of sandstone and tufaceous shale in alternation, dark grey in colour, about 500 m in thickness, while the latter is chiefly consisting in agglomerate, both the matrix and pebbles of the agglomerate are andesitic in lithologic nature, but such kinds of pebbles are not seldom among them to be constituted from rocks as green tuff, mudstone, porphyry, liparite, porphyllite, and dacite. It is far from doubtful that this formation is correlateable to the Kuromatsunai agglomeratic group developing widely in southwestern Hokkaido.

It should be mentioned in this place that there are various kinds of igneous rocks occuring as lavas and dykes, some of them are Later

Miocene in age, while the other in Pliocene, which are: Misumai Lava [MI<sub>1</sub>] (quartz hornblende bearing hypersthene andesite), Kataishiyama dacite dyke [Ka] (hornblende dacite), Kotakinosawa Lava [KI] (augite hypersthene andesite), and Misumaizawa Lava [MI<sub>2</sub>] (augite hypersthene andesite).

Besides this, there are other igneous mass of andesitic rocks, which decidedly intrudes into the Ishiyama formation: the precise geological age of them is at present unknown, but it may be probably later Pliocene or early Pleistocene in age.

### **Pleistocene**

The **Noppo formation** [No] buries the basin where Tertiary formation and its associated volcanic rocks are much dissected and forms a low elevated plateau.

This elevated plateau is also dissected by successive terracing in Later Pleistocene in age. The terraces left in this area are divisible into main three groups, the higher, middle and lower respectively, all with gravel deposits in variable thickness.

The **Shikotsu volcanics** [Sh<sub>1</sub>, Sh<sub>2</sub>, Sh<sub>3</sub>] here designated cover the higher and middle terraces but is covered by the gravel deposits of the lower terraces.

It must be noted that the Shikotsu volcanics show locally different rock facies according to its horizons; the lowermost part is characterized in general by unconsolidated tuff, pinkish in colour, the middle part is welded tuff, while the uppermost part is clay like ash, reddish brown in colour.

### **Applied geology**

A gold ore deposits of vein type found in the Kanayama shale of the Izarigawa formation at the upper course of Kanayamazawa, if now under prospecting; this mine is called under the name of **Koryu mine**.

Limonic ore deposits are also found in a few localities of this mapped area, some of which are found to cover the propylitic rocks and others are discovered in the terrace deposits. Of them, the ores at

**Makomanai mine** at Yunosawa was once mined, and the other one at **Tokiwa mine** is now worked.

Unless the above mentioned ores, none of remarkable mineral resources has been ever found from this district until present day.

However the Shikotsu welded tuff has been locally long quarried along the lower course of the Toyohira river.



昭和 31 年 3 月 20 日 印刷

昭和 31 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 徳 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

---

**ISHIYAMA**

(SAPPORO—30)

BY

SHIGEO DOI

HIROSHI OSANAI

---

SAPPORO, HOKKAIDO

1956