

5 萬分の 1 地質圖幅  
説 明 書

# 錢 函

(札幌一第 20 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 28 年 3 月

5 万分の 1 地質図幅

説 明 書

# 錢 函

(札幌—第 20 号)

北海道地下資源調査所

北海道技師 杉本良也

北海道開発庁

昭和 28 年 3 月

# 目 次

はしがき .....	1
第1章 位置および交通 .....	2
第2章 地 形 .....	3
第3章 地質概説 .....	5
第4章 新第三系 .....	7
I 銭函層群 .....	9
1 手 稲 層 .....	9
A 右陵川変朽安山岩 .....	9
B 朝里川綠色凝灰岩層 .....	10
C 兪寒川変朽安山岩 .....	11
D 三樽別川綠色凝灰岩層 .....	13
2 小樽内川層 .....	14
A 小樽内川流域地区 .....	15
B 朝里川流域地区 .....	20
II 迷沢酸性貫入岩体 .....	21
III 張 碓 層 群 .....	23
1 豊平地区 .....	23
2 朝里地区 .....	25
3 手稲地区 .....	28
IV 安山岩質熔岩および岩脈 .....	29
1 安山岩質熔岩 .....	30
2 岩 脈 .....	32
第5章 第四系 .....	33
I 十万坪砂礫層 .....	33
II 新期火山噴出物 .....	34
III 現 世 層 .....	36
第6章 応用地質 .....	37
I 鉱床概説 .....	37
II 金・銀・銅・鉛・亜鉛鉱 .....	38
III 褐鉄鉱 .....	48

IV 明 礬 石 .....	50
V 温 泉 .....	51
文 献 .....	52
Résumé (in English) .....	53

5 万分の 1 地質図幅 説 明 書 函 件 (札幌一第 20 号)

北海道地下資源調査所  
北海道技師  
杉 本 良 也

は し が き

この図幅および説明書は、北海道開発庁の委嘱によつて作製されたもので、このための野外調査には、昭和 26 年 8 月中旬から 10 月中旬まで約 90 日、および昭和 27 年 6 月中に 15 日、合計 105 日を費した。その後北海道地下資源調査所において室内作業を行つていたが、このほどひとまず整理を終えたので、ここにその結果の概要を報告する。

この地方は地質学的には西南北海道に含まれ、いろいろな金属鉱床が賦存する区域として、古くから注目されてきた。しかしながら、小樽東部周辺<sup>1)</sup>および豊宏鉱山附近<sup>2)</sup>の鉱床をのぞいては、従来この地域全般にわたる地質調査は行われていながつた。ただ、手稲鉱山は比較的珍しい種々の鉱物を産すること<sup>3)</sup>で注目され、多くの人達によつて多数の研究報告があることは周知のことである。

記述に先だち御多忙中にもかかわらずいろいろ御指導を賜つた東北大学渡邊萬次郎教授に厚く感謝の意を表するとともに、現地において有益な助言

1) 岡胖, 佐々木早苗 (1934), 本多仁磨 (1946)

2) 小関幸治 (1951)

3) 渡邊萬次郎 (1932, 1933, 1934), 渡邊武男 (1936, 1943, 1943), 大橋鉄雄 (1935), 吉村豊文 (1936), 杉本良也 (1952)

と討論とをさせていただいた北海道大学湊正雄助教授, 本所斎藤仁, 斎藤昌之並びに隣接する定山溪図幅を担当された土居繁雄の各位に深くお礼申上げる。

なお, 調査に当つては, 1部の地域で札幌管林局2万分の1地形図(旧御料地域), および2万5千分の1地形図(石狩湾海岸沿いの地域)を利用することができた。

## 第1章 位置および交通

この図幅の占める地域は, 石狩湾の凹部に南面し, 石狩低地帯の西方に連なる山地帯である。行政的には, 図幅地域内の東北地区は手稲町, 東南地区は琴似町, 南部地区は豊平町, 西部地区は赤井川村, 北部地区は小樽市に, それぞれ稜線あるいは河川を境としてわかれている。村落は, ほとんどが石狩湾に面する地帯にだけ発達しており, その主なものは軽川・銭函・張碓の各市街地である。山地にはいつては, 発寒川と朝里川との流域に, 主として農業に従事する小さな部落が見られる程度である。

石狩湾に沿う平坦地帯には国鉄函館本線が走り, 国道を通じ, 交通はきわめて便利である。銭函から張碓・朝里にかけての海岸線は海水浴場として利用されているが, とくに銭函海岸は, 夏期には海浜学校が開設され, 札幌・小樽両市民でにぎわう。また図幅地域北東隅に, 海岸線から広く発達している泥炭地帯は, 現在では開拓が進められている。

しかし, 山地に入れば小樽と定山溪とを結ぶ観光用の自動車専用道路が通じているだけで, きわめて不便である。そして, 山地を縦走する唯一のこの道路も, 第2次世界大戦中にすっかり荒廃してしまつて, 現在では復旧の見透しすらたつておらず, とくに石狩, 後志の国境附近(朝里峠)は歩行にも困難をきわめる状態である。

だが最近になつて, 図幅地域の西端部に, 小樽と赤井川村の盤の沢とを結ぶ自動車道路の建設が進められているので, 交通不便な山地帯も逐次交通が開けているわけである。

したがって、中央山地帯のうつそうとした豊かな森林は伐採地として注目されはじめている。また冬期には春香山・奥手稲山・毛無山はスキー場としてにぎわう。

## 第 2 章 地 形

概観すると、この地域は、地質ならびに地質構造と密接な関係をもつ数箇の地形区にわかれる。すなわち、(1) 標高 700~1,200 m にわたるゆるやかな斜面を示す新第三紀末葉ないし第四紀初葉の火山岩からなる台状山地、(2) 解析が進んで突出した山峰にとむ高度 1,000 m 内外の山地、(3) 150 m 内外の丘陵地、(4) 珪化した岩石が突出する 600 m 内外の山地、(5) 各河川の河岸に発達する段丘および沖積地である。

### (1) 標高 700~1,200 m の火山岩からなる台状山地

これに属するものは、余市嶽(1,488.1 m)・朝里嶽(1,280.8 m)・毛無山(713.8 m)・屏風岳(763.9 m)・白井嶽(1,301.6 m)・奥手稲山(949.2 m)・手稲山(1,023.7 m)・迷沢山(1,005.7 m)などの地帯で、山頂は一般に平坦な熔岩台地となつているが、裾野では解析が進んで急峻となり、しかも諸所で熔岩流の末端が熔岩崖を形成している。なお、これらの火山には、ほとんど火口をみとめることができないが、手稲山および屏風岳にみられる急崖と、朝里嶽・余市嶽の裾野にみられる小沼附近の凹地は、あるいは火口の遺体とみるべきものであるかもしれぬ。

### (2) 解析がいちじるしく進んで急峻となつた 800~1,000 m 山地

これに属するものは、烏帽子嶽(1,109.7 m)・神威嶽(982 m)・天狗嶽(1,144 m)・四つ峰(789.5 m)などの山地である。いずれも集塊岩から構成され、山頂は絶壁をなして突出し、中腹では、沢には流が発達し、峡谷が形成される場合が多い。

これら、(1) (2) を連ねる稜線は、地質構造線と並走しているようである。すなわち小樽内川東方の烏帽子嶽から百松沢山・迷沢山・奥手稲山・春香山

を結ぶものと、小樽内川西方の天狗嶽から白井嶽・朝里嶽・毛無山を結ぶ北北西から南南東に走る二つの陵線が、それである。

(3) 張碓海岸線に沿って発達する 150 m 内外の平坦地

比較的緩慢な地勢で、山地帯と海岸との間には、100～200 m の台地が分布しており、段丘の発達の一部が見られる。主に 50～80 m の海崖でかこまれ、岩礁や暗礁が発達している。

これは、この地域が、主に集塊岩と熔岩とで構成されているのと、波浪によつて、いちじるしく侵蝕をうけたためであろう。

(4) 珪化岩が突出する 600 m 内外の山地

これは、岩石の侵蝕に対する強弱の相違によつて造られた地形で、屏風岳の西方にある天狗岳 (681 m) 周辺の急崖、それと連なる西南の山地、ならびに仏沢周辺の断崖山地などである。主に、珪化された石英粗面岩で構成されるため、突出してそびえ、山麓にはその岩屑が散在し、樹木の発達は不良で、荒廃した急斜面を形成している。

(5) 各河川に沿う河岸段丘 および海岸附近にみられる 低位段丘ならびに  
沖積地

これは朝里川・小樽内川・発寒川・銭函川・星置川などの各河川の沿岸にひろげられた低地・扇状地・および石狩平野に連なる高さ 40 m 内外の段丘面ならびに海岸平野である。なお、海岸線に平行した砂丘の背後には、ところどころ低湿地が発達している。

図幅山地内を流れる河川のうち、白井川・右股川・左股川・小樽内川・滝の沢は南流して豊平川に合し、朝里川・銭函川・星置川は北流して石狩湾に注ぎ、常次沢<sup>ツオジ</sup>・発寒川<sup>ハツサキ</sup>は東流して札幌扇状地にでる。

小樽内川と朝里川とが、水量が最も豊富である。

これらの河川は、朝里峠を分水嶺として、それぞれ北と南とに流下しているのであるが、その流路は地質構造線に支配されているようである。すなわち、小樽内川は朝里峠に源を発し、途中高原橋附近で断層線に支配されて、流れを直角にかえて東に向うが、地層の走向と断層とに沿つて東南、さらに



南南東と、屈曲して白井川に注いでいる。したがって、兩岸は比較的急崖をなしている。

その他の河川は必従谷であるが、比高が大であるため、流れは急で方々に懸崖飛瀑をつくり、さらに支流の合流点では絶壁をつくることが多い。

### 第 3 章 地 質 概 説

この地域を構成する地質系統は、新第三系およびそれ以降の地層と火成岩とであつて、いわゆる古期岩は露出してない。

西南北海道の他の地域と同様に、この地域もまた、新第三系は火山岩および火山碎屑岩がいちじるしい。したがって、この地域の地層は、水成岩を主とする地域とはいちじるしく趣を異にし、岩相の水平的変化がはげしいのである。しかも化石はほとんど産しない。

したがって、岩質だけで地層を区分することははなはだむずかしいのであるが、しかし全体を通覧すると、この地域においても、西南北海道に<sup>1)</sup>ひろくみとめられている訓縫統、八雲統、黒松内統というような大別は、岩相の垂直的な変遷を追跡することのみによつても充分に可能なことがみとめられた。

第 1 表は、このようにして樹立された層序である。

新第三系は下部より錢函層群と張碓層群ハソカスとに大別され、さらに、岩質および相互の関係から、後述のように細分される。

錢函層群は、この地域の下底に広く分布するもので、東北日本内帯のいわゆる綠色凝灰岩層に当り、西南北海道の訓縫統に対比される。その主体をなすものは、火山性の碎屑岩で、化学的に基性から酸性、さらにやや基性へと、輪廻のあつたことがみとめられる。

金属鉄床は主としてこの地層のうち、変朽安山岩化作用をこうむつた部分

1) 長尾巧、佐々保雄 (1943)

に胚胎されているが、そのほか石英粗面岩質斑岩中にも賦存する。

錢函層群を不整合におおつて、正常な堆積岩の薄層を介在する安山岩質集塊岩の張碓層群がかなりの拡がりをもつて発達している。これは黒松内統に對比されるものである。

第1表 地質總括表

時代		地質系統				備考
第四紀	現世	氾濫原堆積物 砂丘構成物				
	更新世	十萬坪砂礫層	手稻山火山噴出物	毛無山火山噴出物	屏風岳火山噴出物	
			朝里岳火山噴出物	糸市岳火山噴出物		
新第三紀	鮮棚世	?	奥手稻山熔岩	御殿山熔岩		
			王狗山熔岩	白井岳熔岩		
	黒松内世	張碓層群	石倉山安山岩	春香山安山岩	地殻變動	
			魚帽子岳安山岩噴集塊岩層	王狗岳安山岩		
			?	?		
中新世	訓函層群	山樽内川層	滝沢石英安山岩	逆川石英粗面岩	酸性火山活動 ↓ 基性火山活動	
			石股川酸性綠色凝灰岩層	余市川長石質砂岩頁岩層		
			三樽別綠色凝灰岩層	發達川安山岩		酸性火山活動 ↑ 基性火山活動
			左股川變折安山岩	朝里山紅色凝灰岩層		
			手稻層			
八雲世				金・銀・銅・鉛・銻・鋅・鉄・賦存世帯		

なお、新第三紀末葉から第四紀初葉にわたるもの（瀬棚統？）と考えられる奥手稲山・天狗山・白井嶽・御殿山・樺山の各熔岩が上記各層をおおつて発達する。

上にのべた新第三紀層および火山岩類を不整合におおつて第四系が発達している。これに属するものは、最新世の火山活動にもとづく基性の火山岩、たとえば、手稲山・朝里山・余市嶽・屏風岳・毛無山などを構成する火山岩、および石狩湾にのぞむ山地の周辺に発達する扇状堆積物・段丘堆積物を主とし、さらに、海岸および河川の沿岸を埋積する沖積層とがある。

## 第 4 章 新 第 三 系

この地域に分布する新第三系は水成岩に乏しく、火山岩・火山碎屑岩を主体とするものである。しかも、これらの岩類は、それぞれ同時異相の関係をもっているので、火成岩・水成岩という具合に、独立した単位として取扱わず、同一時期の海底火山の活動によつてもたらされた連続的な堆積物と考え、一括して取扱うことにした。

ここに注目を要することは、西北海道のタイプである渡島半島の地域とはやや趣を異にし、八雲統に対比される地層が欠除されていると思われることである。

新第三系下部の銭函層群堆積当時の火山活動は、基性の火山活動と酸性の火山活動と、二つの系統に区別することができる。その活動の経緯は、まず基性の火山活動で特徴づけられる手稲層の堆積に始まり、小樽内川層を特徴づける酸性火山活動に引続いたのであるが、基性の火山活動は、手稲層堆積時で終止符をうつことなく、一部は酸性火山活動の時期にまでおよんだために、この二つの火山活動によつてもたらされた火山岩と碎屑岩は互に交錯して、複雑な地質構成を生んだものらしい。

このように火山活動に起源する岩石に富み、正常な堆積層の介在がきわめてわずかであることは、この地域が海底火山の活動の中心から左程遠くなか

つたらしいことを示している。すなわち、火山岩および火山碎屑岩層の分布状態から判すると、火山活動の中心は、少なくとも、手稻鉦山・札幌鉦山および豊羽鉦山などの周辺地帯にあつたと考えられる。一方余市川上流の周辺では、割合に火山碎屑岩の発達があるく、火山活動の中心から比較的はなれていたものらしい。

このような、基性から酸性にわたる海底火山活動の後、この地域は陸化したが、(この地域は八雲層に相当する地層が欠除していることや、後にのべるように銭函層群と張碓層群とが不整合関係にあるらしいことは、この間の変遷を示している。) ふたたび海侵をこうむつて張碓層群の堆積がはじまつた。しかしこの時期にも、基性の火山活動が活潑に行われて、複輝石安山岩の噴出に伴つて同質の集塊岩や凝灰岩などを主とし、火山碎屑岩層中には、わずかではあるが正常の堆積岩を挟在しているので、この火山活動もまた、海底で行われたものと考えられる。

これらの地層は火山碎屑物に富むため、塊状で成層していないのが普通である。したがつて、走向と傾斜とを測定できるばあいは少ないが、大体において、銭函層群の一般走向はほぼ北北東で、 $10\sim 20^{\circ} E$  または  $NW$  という傾斜を示している。

これにくらべると、張碓層群はさらにゆるいかたむきを示すのが普通である。

ところで、銭函・張碓の両層群は、ともに緩漫な褶曲構造を示すのに反して、火山活動時、あるいはその後生じた断層による転位は比較的にいちじるしいものがある。

これらの構造線の中の主なものは、北北東方向の走向断層であつて、小樽内川に沿つて雁行状に配列している。この弱線に沿い、石英粗面岩質斑岩が岩脈状あるいは岩床状に進入している。しかしながら、この南北性の断層と交叉して、東西性の断層も存在している。

これらの断層運動の時期は、銭函層群堆積中から、先張碓層群間隙と張碓層群堆積後の長い削剝期の2時期があつたようだ。

## I 錢函層群

錢函層群は前にのべたように手稲層と小樽内川層とから構成されている。

### 1 手稲層

この地層は、札幌鉦山の周辺・手稲鉦山の周辺・右股川・左股川（豊羽鉦山北方）などに広く分布している。基性からやや酸性にわたる変朽安山岩・同質凝灰岩および集塊岩を主体とし、そのほかに、薄い正常な堆積岩を伴っている。これらの各構成員はいずれも水平的変化が著しいので追跡がむずかしく、地域毎にかなり異なる層序がみとめられるが、全体としては第1表のように細分される。

走向と傾斜とは、火山碎屑岩中にわずかに介在する砂岩または泥岩で、ときおり測定されるだけであるが、一般的に言えば南北の走向で東あるいは西へ $10\sim 20^\circ$ 内外の傾斜を示し、ゆるやかな波状褶曲を行つているようである。この地層の下限は不明であるが、上方は小樽内川層におおわれている場合と、不整合に張碓層群におおわれている場合とがある。

以下、この地層の一般的層序に従い、下方から順に説明することにする。

#### A 左股川變朽安山岩

これは、普通輝石安山岩および複輝石安山岩から変つた変朽安山岩で特徴づけられるもので、右股川・左股川・白井川・小樽内川右岸および逆川上流に発達する。左股川中流では $N 30^\circ W \cdot 20^\circ NE$ の走向・傾斜の珪質頁岩をはさんでいる。上部は小樽内川層に整合におおわれ、あるいはそれに含まれる大成岩で貫ぬかれている。

##### a) 變朽安山岩

この岩石は、岩質を異にする種々の安山岩から変つたものであるが、変質の程度には、場所によつて、ひどいような相違があり、原岩を識別することは、なかなか困難である。しかし、左股上流のものは普通輝石安山岩、その他の地域のものには複輝石安山岩（1部粗粒玄武岩質）から変つたものようであ

る。また、一般に緑泥石化作用をこうむつて緑色を呈し、斜長石斑晶および黄鉄鉱が鉄染状に散点している。さらに鉄化作用のはげしい所では、逆川上流のように、鉄染部がいちじるしく酸化して褐色を呈し、また左股川中流のように、5~10 cm 幅の多数の石英脈や方解石脈を伴つて、岩石は白色緻密化している。

この変朽安山岩は熔岩流として溢流したものであるが、左股中流では一部分が集塊岩状となつており、逆川中流では緑色凝灰岩質の碎屑岩を挟在している。

鏡下では、この岩石は変朽安山岩作用が進んで、斜長石は曹長石化・カオリン化あるいは絹雲母化し、有色鉄物は緑泥石・緑簾石・方解石などに変つてることが多い。石基も緑泥石に変つているのが普通で、時には、晶洞に二次的石英がみとめられる。

#### b) 珪質頁岩層

変朽安山岩中に挟在する、白色堅硬な珪岩様のものである。顕微鏡下で観察すれば、全く石英の微粒から構成されている。

### B 朝里川緑色凝灰岩層

この岩層は、前にのべた変朽安山岩の活動に伴なう火山碎屑岩層で、両者の関係は朝里川の支流および左股沢の上流で観察される。すなわち、沢をさかのぼると、緑色凝灰岩と変朽安山岩とが5~10 m の間隔をおいて交互にあらわれ、ついに変朽安山岩となり同時異相の関係にあることを示している。水治沢の中流には、NS・20°W の走向・傾斜をもつ黒色頁岩もみられる。

この地層は、小樽内川層あるいは張碓層群におおわれている。前者とは整合のようであり、後者とは、観察できた接触部では断層で接しているが、おそらく不整合関係にあるらしく、岩質も全く異なっている。

朝里川流域では、いちじるしく広い分布を示し、地質図には表現しておかなかつたが岩質から次のように二分される。上から、

朝里川緑色凝灰岩層  $\left\{ \begin{array}{l} a_2 \cdots \cdots \text{緑色角礫凝灰岩層} \\ a_1 \cdots \cdots \text{緑色凝灰岩層} \end{array} \right.$

#### a<sub>1</sub>) 緑色凝灰岩層

前記のように朝里川流域に露出するもので、岩相の変化がはげしい。例え

ば、小樽水源地の朝里川河床左岸の崖では、淡緑色を呈し、厚さ 10 cm 内外の薄い板状にはげる層理が発達し、N 20°W・5°NE の走向・傾斜を示しているが、左岸の道路に面する崖では、全く無層理に変わり、色も濃緑色を呈している。

一般に、変質作用による二次的生成の石英を除くと、初成鉱物としての石英は少なく、石英安山岩・石英粗面岩にみられるような融蝕形の石英斑晶は認められない。上位層の酸性緑色凝灰岩が、淡色でありかつ玻璃質、浮石質ないし灰質であることから、この岩層は容易に区別される。

鏡下では、大部分は斜長石の毛状微粒からなるが、少量の緑泥石化された有色鉱物の破片と黄鉄鉱とが散在している。

#### a<sub>2</sub>) 緑色角礫凝灰岩層

緑色凝灰岩層の上部にくるもので、局部的には岩脈として貫入し、あるいは熔岩として溢流した変朽安山岩もみとめられる。

朝里川支流の中流部より上流一帯に分布する緑色のやや緻密な岩石である。角礫は指頭大の安山岩質のものを主とするが、時には珪岩の礫片や頁岩片も含まれている。上部になると、角礫はやや大きくなつて、集塊岩状を呈するようになる。

鏡下では、基質は大部分が緑泥石化した微細な海綿状玻璃質からなり、さらにその間を埋めて繊維状の緑泥石が発達し、斑晶としてはアルバイト式双晶を示す 0.7 mm 程度の破片状の斜長石がみとめられる。

この基質の中に複輝石安山岩の角礫が散在している。これは柵木状斜長石の微晶を有する玻璃質石基中に、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石の斑晶がみとめられるものである。

### C 發寒川變朽安山岩

札幌鉦山周辺・手稲鉦山・星置川・常次沢などの地帯に広く分布するもので、やや酸性の含石英角閃石複輝石安山岩を原岩とする変朽安山岩を主体とし、同質の凝灰岩および砂岩・頁岩をわずかに伴なう。一般に N 10°~25°E の走向で、東あるいは西に 20° 内外のゆるい傾斜を示し、ゆるやかな波状褶曲を行つているようである。左股川変朽安山岩とは、断層で接し、あるいは新期熔岩流でおおわれているのでこれら両者の上下関係は判然としない。しか

し、知ることのできたわずかの走向・傾斜などを資料として考えると、この地層の方が上位にくるものようである。だが、この地域がおかれた当時の地質環境を考えると、むしろ激烈な火山地帯にみられる火山活動の地域的な相違を示すものか、あるいは次にくる酸性の火山活動（小樽内川層）のまえばれともみられるものようでもある。このような観点から、右股川変朽安山岩とはいちおう同時異相のものとして取扱つた。

#### a) 変朽安山岩

手稲鉾山および發寒川附近を模式地とする。上にのべたように、変質作用がいちじるしいので、原岩の推定にくるしむことが多い。原岩は一括すれば含石英角閃石複輝石安山岩であるが、含角閃石複輝石安山岩から、ある時は、含角閃石石英安山岩といつた方がよいようなものまでもある。しかし、このような原岩の関係は漸移していて、その間に境界を引くことはむずかしいので、地質図には一括して塗色した。強いていえば、手稲鉾山および星置川流域では含石英角閃石複輝石安山岩を原岩とするものが、また札幌鉾山・常次沢流域では含角閃石複輝石安山岩を原岩とするものが卓越しているとみられる。普通は淡緑色を呈し、緻密堅硬で黄鉄鉍の微晶を散在する。斜長石・有色鉍物（角閃石の長柱状結晶が目立っている）および少量の石英斑晶がみとめられる。一方、黄鉄鉍作用が進んで褐色となりあるいは珪化して灰白色となつているものでは、斑晶はみとめられず凝灰岩との識別が困難である。

鏡下では、一面に二次的生成物で汚染され、初成構造の不鮮明な場合が多い。斑晶石英は、多くは融蝕形状であるが、変質をうけていない。ほかに斜長石・角閃石・紫蘇輝石、普通輝石がみとめられる。斜長石は屈折率が低く、聚片双晶を示すことも少い。その周辺には方解石を伴ない、緑泥石の微晶片が包裹されている。なお、鉍脈の周辺のものでは、全く方解石と石英とに交代され原鉍物の輪郭はわからなくなつている。角閃石・紫蘇輝石・普通輝石などは原形を保つてはいるが、緑泥石に交代されていることが多い。鉍化作用のいちじるしい所では、斜長石と同様に石英で交代されている。黄鉄鉍は多く自形結晶をなして散在する。石基は大部分が緑泥石・絹雲母・粘土質物質に変化しており、しばしば鉄分で汚染され褐色を呈する。

#### b) 緑色凝灰岩層

これは、上にのべた変朽安山岩中のはさみで、阿部山の北西に当る發寒川



支流に露出する。露出部はいちじるしく粘土化し、河床などでは泥土状となつてあらわれている。淡緑色で、自形の黄鉄鉱微晶が一面に散在している。いちじるしく黄鉄鉱が濃集した部分は、探鉱の行われている形跡がみとめられた。

#### c) 砂岩, 頁岩層

麥朽安山岩中に、レンズ状になつて局部的に露出しているものであるが、この地域で、構造を開析する手掛りとなる唯一の地層である。すなわち5~10 cm のうすい板状の層理を示すのが一般である。例えば常次沢では N 30° E, 10~15°NW, 常次沢東方中の沢支流では N 15°E・20°SE の走向・傾斜を示す。

手稻鉱山三山鉱床周辺で観察したところによると、風化面では不規則な多角細片状にわれる性質をもっている。一般に灰黒色緻密で、黄鉄鉱の微粒が散在している。常次沢の中流では、前にのべた麥朽安山岩の上部に、麥朽安山岩、珪岩および粘板岩を礫とする礫岩、緑色砂岩および頁岩の破片を含む麥朽安山岩、灰黒色頁岩、淡緑色砂岩、灰色頁岩、麥朽安山岩の順序で堆積している。また、頁岩中に緑灰色~灰白色の粗鬆な凝灰質砂岩の介在することがあり、おなじく黄鉄鉱によつて鉱染されているのを見る。なお本層からは *Sagarites. sp* を産する。

#### D 三樽別川緑色凝灰岩層

手稻山の北斜面三樽別川に模式的な発達が見られるもので、発寒川麥朽安山岩層とは同時異相である。例えば、滝の沢上流の一支流の崖で、両層のジクザク状にからみあつた断面をみることができる。上部は、手稻山火山噴出物および張碓層群でおおわれているが、前者とは不整合、後者とは直接の関係はみられなかつたが岩質から判断して、やはり不整合関係にあると考えられる。

岩質から、さらに次のように分けられる。

三樽別川緑色凝灰岩層  $\left\{ \begin{array}{l} a_2 \cdots \cdots \text{緑色角礫凝灰岩層} \\ a_1 \cdots \cdots \text{緑色凝灰岩層} \end{array} \right.$

### a) 緑色凝灰岩層

普通淡緑色を呈するが、手稻嶽山附近のように、鉍化作用がいちじるしい所では白色となり、後からのべる酸性凝灰岩との区別が困難となる。また、三樽別川中流でみられるように、風化して灰白色の粘土状となつた場合には、原岩がどのようなものであつたか、判定に苦しむこともある。滝の沢上流では  $N 10^{\circ}W \cdot 20^{\circ}SW \sim 25^{\circ}NE$  の走向・傾斜を示し、この間に一つの小背斜構造が推定される。

この原岩は、斜長石を主とするもので、きわめて少量の有色鉍物のほか、炭質物・浮石・火山岩片・頁岩片などもしばしば含まれている。

鏡下では、破片状の斜長石・自形の黄鉄鉍・緑泥石および粘土質物質にかわつてることが多い碎屑状の紫蘇輝石・普通輝石・角閃石が斑晶としてみとめられる。

随伴鉍物は主に磁鉄鉍で、上記の斜長石および有色鉍物中に包裹物として含まれるほか、石基中にも自形を呈して存在する。石基は海骨針状玻璃からなり、しばしば纖維状緑泥石・粘土質物質に変つている部分もある。また、分解汚染されるうえに、あまり細くて鉍物鑑定不可能なものもある。

### a) 緑色角礫凝灰岩層

軽川沢・三樽別川中流などに分布する。下位の緑色凝灰岩とは漸移的である。角礫は指頭大の角ばつた含石英角閃石複輝石安山岩（ほとんど変朽安山岩となつている）が大部分であり、わずかに頁岩もみられる。基質部は淡緑褐色の火山灰および火山砂である。

## 2 小樽内川層

手稻層を整合におおう地層で、小樽内川の沿岸・朝里川上流などにかかなり広く分布している。この地層は酸性からやや基性にわたる石英粗面岩・同質凝灰岩・集塊岩・石英安山岩を主体とし、基底部に凝灰岩・集塊岩などの火山碎屑岩・頁岩をわずかにともなう。

このように、この地層は酸性火山活動で代表されるけれども、小樽内川左岸の露出でみとめられるように、基性変朽安山岩が熔岩流として介在しているばあいがあり、この時期にも、劣勢ながら基性の火山活動があつたことが

うかがわれる。したがって、前にのべた手稲層と小樽内川層とは、火山活動の時期に、基性岩あるいは酸性岩のいずれかが優勢であつたという相違があるだけで、一連の海底火山の噴出物と考えられるものである。

この地層の層理は手稲層よりは明瞭で、赤井川村盤の沢附近では、 $N 10^{\circ} \sim 30^{\circ}E \cdot 5^{\circ} \sim 10^{\circ}NW$ 、朝里川上流では、 $NS \sim N 10^{\circ}E \cdot 10^{\circ} \sim 15^{\circ}SE$ 、小樽内川流域では  $N 10^{\circ} \sim 30^{\circ}E \cdot 10^{\circ} \sim 20^{\circ}SE$  の走向・傾斜を示している。したがって、この二つの地域の間には、上位に新期熔岩流をいただいているが一つのゆるやかな脊斜構造が想定される。また、南北性断層線の発達もいちじるしい。上部は張碓層に不整合におおわれているが、その不整合関係は、隣接図幅「小樽東部」のカヤシマ島の対岸で確認された。この地層は岩質によつて、さらに第1表のように分けられる。

以下、この地層が発達する小樽内川流域・朝里川上流の二つの地区に分けて、説明を加える。

### A 小樽内川流域地区

白井川の支流左股川の左岸山地、小樽内川の左右両岸山地およびその上流山地をふくむ地域である。

この地域では、第1表に示された地層がさらに次のように区分される。

{	Od.....滝の沢石英安山岩（一部岩脈）	
	Oc.....逆川石英粗面岩（一部岩脈）	
	Ob.....左股川酸性緑色凝灰岩層 .....	{Ob <sub>2</sub> 集塊岩層
	Oa.....余市川長石質砂岩頁岩層	{Ob <sub>1</sub> 凝灰岩層（凝灰岩と石英粗面岩とが交互に累重し 変朽安山岩をはさむ）

#### Oa) 余市川長石質砂岩、頁岩層

これは、赤井川村の盤の沢が模式地であるが、この図幅地域では分布範囲がせまく、むしろ隣接「仁木図幅」の地域によく発達している。上部は朝里嶽熔岩に不整合におおわれ、下部との関係は直接つかめないが、走向・傾斜から左股川変朽安山岩の上位にくるものようである。

暗灰色の頁岩と淡緑色の長石質砂岩とを主体とし、緑色凝灰岩をわずかに

介在している。この地層には、盤の沢の崖で見られるように、厚さ 10 cm 内外の層理がよく発達し、 $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ} E \cdot 5^{\circ} \sim 15^{\circ} NW$  の走向・傾斜がしめされている。

諸所に落差 3 m 位の小さな断層がみられ、このような所には、石英の微脈が充填している。

また小樽内川の中流右岸、および右股川の上流に分布している。他の地層との間が断層の場合が多いので、下位層との直接の関係は不明であるが、上部層とは豊宏鉱山の周辺でみると、灰黒色砂質頁岩、薄い板状の層理をもつ灰黒色頁岩から、緑色凝灰岩、淡緑色砂岩、淡褐色凝灰質頁岩、酸性緑色凝灰岩へと漸次うつり変っているのがみとめられた。

また、右股川上流では砂岩、頁岩からなり、わずかの緑色凝灰岩を伴って左股川変朽安山岩を整合におおっている。頁岩は灰白色凝灰質で、まれにチャート質の団塊を含み、砂岩はやや緻密な淡緑色のもので、珪岩および安山岩の礫片を含んでいる。

#### **Ob) 右股川酸性緑色凝灰岩層**

右股川の左岸山地・小樽内川の左岸山地に発達する。

##### **Ob<sub>1</sub>) 凝灰岩層**

凝灰岩を主体とし、石英粗面岩および変朽安山岩熔岩を介在するもので、わずかの凝灰質砂岩と頁岩とを伴なう。

##### **a) 凝灰岩**

凝灰岩は、一般に淡緑色を呈する玻璃質ないし浮石質のものである。多孔質で粗鬆な基質中に、長石斑晶、火山岩および頁岩の礫片を含む。

例えば、右股川左岸に発達するものは、ベントナイト状を呈し、また多少蠟盤化して漂白された部分と未分解の淡青緑色の部分とが交雑し、縞模様状を呈している。また、滝の沢支流の貌の沢では、黄鉄鉱の微晶が散在して、白色やや軟弱となり、一部では、指頭大の角ばつた石英粗面岩塊と僅少の頁岩片とを含んで角礫凝灰岩となつている。

鏡下では、斑晶として石英・斜長石および少量の角閃石・普通輝石がみとめられる。

石英は普通、稜角を有する0.5~1 mm大の破片状あるいは融蝕形状のもので、自形を呈することは少いが、時には3 mm位の自形斑晶もみとめられる。斜長石は、自形を呈し多くは1~2 mm大の柱状形のもので、しばしば絹雲母および緑泥石に置換されている。角閃石、普通輝石とともに緑泥化していることが多いが、その輪郭は保存されている。火山岩の礫片は、暗褐色の玻璃中に斜長石および普通輝石の微晶が不規則に存在するハイアロピリテック構造を示す石基中に、斜長石・緑蘇輝石・普通輝石が斑晶としてふくまれるような複輝石安山岩片(変朽安山岩化している)も少くないが、そのほかに玄武岩・斜長石粗面岩などの岩片もみられる。

貌の沢に露出するもののように、鋳化作用をいちじるしく受けているものは、微粒石英の集合体となっている。

また、余市川上流に露出するものは淡灰色の粗鬆な浮石質岩石で、1~1.5 mm大の石英のほか、長石、有色鋳物および0.5 cm大の浮石片がみとめられるもので、風化面では褐色を呈し浮石片が脱離してやや多乳質となる。

鏡下では、比較的新鮮な斑晶状の斜長石、融蝕形あるいは稜角をもつた破片状の石英、および斑晶状の両輝石(一部分は緑色泥化されている。)が存在する。

#### b) 變朽安山岩

左股川酸性凝灰岩中に熔岩流として介在するもので、瀧の沢・迷沢・大漁沢などに露出する。

暗緑色ないし淡灰色の石基中に、長石および輝石の斑晶が散見され、下部のものには石英の斑晶もみとめられる。一般に黄鉄鋳化作用をわずかにうけている。

鏡下では、斑晶としては、長径1~1.5 mmの斜長石が多く、次いで1 mm内外の紫蘇輝石と普通輝石とがみとめられる。斜長石は周辺部から絹雲母に変化し、紫蘇輝石・普通輝石は緑泥石にかわつている場合が多い。石基はハイアロピリテック構造を呈しているが、下部の石英を含む部分は比較的結晶度が高く、填間構造に近い石理を示している。

#### c) 石英粗面岩

熔岩流として溢流したこの岩石は、上にのべた酸性凝灰層と互層をなして、右股川左岸に発達している。普通は、灰色あるいは淡緑色の緻密な石基中に斜長石および石英の小さな斑晶、時には長柱状の角閃石斑晶がみとみられる。また、右股川左岸の一支流(1,031 mの東面の沢)でみられるように、流理構造が発達し、規則正しい縞状構造がみとめられて、片岩状の外観を呈するものもある。

鏡下では、石英は、自形のもはまれで、多くは融蝕されている。斜長石は灰曹長石～中性長石で、絹雲母に変化していることもある。まれに直径3mm内外の多色性のいちじるしい角閃石が含まれている。X'=黄緑色、Z'=緑色。石基は玻璃質で、少量の斜長石・石英斑晶が散在し、粒状の磁鉄鉱が排列する。また、肉眼で縞状になっている石英粗面岩の石基は、玻璃の部分と隠微晶質の部分とから構成されている。

### Ob<sub>2</sub>) 集塊岩層

逆川上流、右股川支流の上流などに分布する。上部は、逆川石英粗面岩に移過している。灰白色の緻密な岩石で、掌大の石英粗面岩の岩塊が多いが、玄武岩質安山岩塊および頁岩片もごくわずかみとめられる。

基質物は粗鬆な火山灰を普通としているが、右股川の一支流（白井嶽南面の沢）に露出しているものは、基質物は風化して淡緑色の泥土状となり、岩塊もこれでおおわれている。

### Oc) 逆川石英粗面岩

#### a) 石英粗面岩

熔岩流として上記集塊岩層をおおうもので、白井嶽山麓・滝の沢上流およびその支流線の沢に発達している。上部は、白井嶽熔岩によつて不整合に、あるいは石英安山岩によつて整合におおわれている。

岩質は所によつてまちまちで、逆川上流・白井嶽東斜面などでは、青緑色緻密な石基中に2mm大の石英斑晶がみとめられるようなものであり、右股川上流では、石基は灰白色あるいは褐色を呈している。大豊嶽山では珪化作用をいちじるしくうけて、白色堅硬な石基中に1mm大の石英が少量みとめられるようなものとなつている。また滝の沢上流では、いちじるしく鉍化作用をうけて淡緑色を呈し、5mm大の石英斑晶がみとめられる。

石基の構造も外観に応じて変化し、流状構造を呈する玻璃質のもの、真珠岩状構造を示すものなどがある。

鏡下では、一般に次のようである。斑晶は石英および斜長石（灰曹長石）を主とし、角閃石・紫蘇輝石・普通輝石をわずかにともなう。

石基は大部分玻璃から構成され、その中に短析木状斜長石・石英微粒が散在している。

一方沢の沢に露出するものは、斑晶は斜長石および石英で、時に普通角閃石を含む。斜長石は1~1.5mm大のもので、多くは累帯構造を示しているが、多かれ少なかれ絹雲母や緑泥石に変化している。石英は1~4mm大のもので、自形状を呈するものと融蝕形

状を呈するものが半ばしている。その他 1~2 mm 大の一部緑泥石化した角閃石がみとめられる。石基は玻璃質なので石英斑岩と区別される。

#### b) 石英粗面岩岩脈

岩脈あるいは岩床として主に手稻層を貫ぬくもので、諸所に小規模な露出がみられる。しかも、上にのべた酸性火山活動と一連のつながりをもっているようなので、逆川石英粗面岩の項で一括して取扱うことにした。地質図には熔岩流のものと共に一括して塗色した。

岩質はやや区々であつて、(a) 白井川支流の右股川と左股川との合流点に露出するものは、緑灰色緻密な石基中に、1 mm 大のわずかの石英斑晶がみとめられるもの、(b) 百松沢上流に分布するものは濃緑色緻密な石基中に、5 mm 大の石英の斑晶が認められるネバタイト質のもの (c) 屏風岳の北北東にみられるように白色粗鬆な石基中に 2 mm 大の石英、斜長石の斑晶が散在するものや、(d) 水源地方の沢にみられるように淡青色粗鬆な石基中に、1~3 mm 内外の石英、斜長石斑晶を有し、かつ凝灰岩を伴うものなどがある。

#### Od) 滝の澤石英安山岩

滝の沢では、逆川石英粗面岩をおおい、逆川東方の沢および宮城沢が発寒川にそそぐ附近では、左股川酸性緑色凝灰岩層および発寒川変朽安山岩層を岩脈状に貫ぬいている（石英粗面岩質岩脈と同じくこの項目で一括した。）。上部は張稚層群におおわれる。一般に緑泥石化作用がいちじるしく、黄鉄鉱化作用と珪化作用とをわずかにうけている。

滝の沢に分布するものは、しばしば柱状節理が発達し、濃緑色緻密な石基中に 3 mm 内外の石英、斜長石が斑状に散点している。

鏡下では、1~4 mm 内外の石英・斜長石・緑泥石化した有色鉱物（輪郭を保っているが新鮮なものがなく不鮮明である）などである。斜長石は双晶および累帯構造をしめすことは少なく、曹長石化し、周辺ならびに劈開にそつては方解石・緑泥石に変つている。時には、その斑晶全部がそれらによつて交代されていることがある。石基は、絹雲母化・緑泥石化し、さらに鉱質物によつて褐色に汚染されている。岩脈状をなすものの石基は隠微晶質で斜長石・普通輝石・石英を斑晶とする。普通輝石は多くは緑泥石化している。

白井川支流右股川上流に露出するものは、緑泥石化作用はほとんどみとめられなく、融蝕形石英・中性長石および少量の普通輝石・角閃石を斑晶とし、石基は玻璃中に斜長石・普通輝石を散在している。

また常次沢入口のものは、石基は玻璃基流晶質で、析木状斜長石・有色鉱物は(輝石のようである)それぞれ輪郭を有するが、すべて緑泥石と絹雲母とに変化している。玻璃質物は褐色を呈する部分もあるが多くは緑泥石・絹雲母に変化して上記の微晶間を充填している。斑晶鉱物は、石英・斜長石・有色鉱物である。石英は1~2mmの融蝕形あるいは稜角形を呈し、斜長石は3mm大のもので聚片双晶が発達し、一部は絹雲母に変っている。有色鉱物は全く緑泥石に変っているが輝石であろう。

## B 朝里川流域地区

天狗嶽とその西南方の山地、および仏沢周辺を含む地域である。地層は第1表に示した通りであるが、さらに次のように分けられる。

逆川石英粗面岩  $\left\{ \begin{array}{l} \text{b} \cdots \cdots \text{珪質石英粗面岩} \\ \text{a} \cdots \cdots \text{石英粗面岩} \end{array} \right.$

### a) 石英粗面岩

これは、朝里川支流左股川中流、および文治沢上流に発達する。緑泥石化作用および黄鉄鉱化作用のいちじるしく、とくに黄鉄鉱が濃集した所では探鉱が行われたことがある。この岩石は、薄い板状の層理をもつ灰黒色頁岩と淡緑色砂岩との互層ならびにペントナイト状の石英粗面岩質凝灰岩を伴なう。頁岩の部分の走向・傾斜はN10W・10°NEである。

一般に岩質は黄鉄鉱の散在した淡緑色緻密な石基中に2~5mm大の石英と長石の斑晶がみられる。小樽内川流域の石英粗面岩の岩質とは趣を異にしているが、滝の沢支流貌の沢のものとは類似している。

鏡下では、石英・斜長石・普通輝石を主成分鉱物とし、ジルコン・磁鉄鉱を副成分とする。

石英の大きな斑晶は融蝕形を示すが、小さなものは稜角形である。斜長石は灰曹長石附近のもので一部は絹雲母に変化している。普通輝石は新鮮なものがまれで、多くは完全に緑泥石に交代されている。

石基は微晶質で玻璃・斜長石・石英から構成されている。

### b) 珪質石英粗面岩



うえにのべた石英粗面岩と漸移して、天狗嶽およびそれにつらなる西南山地、ならびに張碓川左岸に分布する。上部は毛無山火山噴出物、朝里嶽噴出物に不整合におおわれている。

この岩石は標高度の高い位置にあるものほど、堅硬緻密で、珪岩のような外観を呈する。すなわち、天狗嶽頂上 928.1 m の三角点の西南の崖は、このようなものである。しかし低い所のものは、帯褐色で珪質の石基中に 1 mm 時には 3 mm 大の初成石英がわずかにみとめられる。

珪岩状のものは、鏡下では全くモザイク状の石英の集合体となっている。

その他朝里峠の周辺にも、石英粗面岩が分布しているらしく転石を多くみとめるが、露出は確認するにいたらなかつた。ここは暗灰色緻密の石英粗面岩礫を有する石英粗面岩質集塊岩ないし角礫凝灰岩が露出しているので、あるいは前記の転石もこれに由来するものかもしれない。

## II 迷沢酸性貫入岩体 (石英粗面岩質斑岩)<sup>1)</sup>

小樽内川に沿い、小樽内川酸性緑色凝灰岩層の走向とほぼ平行な雁行状配列をとつて発達する。すなわち NNW 方向に伸び、図幅内では最大延長 6 km にもおよびその延長はさらに隣接「定山溪図幅」の地域に及んでいる。最大幅は 1.5 km であるが、きわめて膨縮のはげしい岩床状または岩脈状の貫入岩体である。かつて、この岩石はネバダイト<sup>2)</sup>として記載され、その進入の時期については、いくどか議論されてきたのであるが、筆者の調査により、錢函層群堆積後 (訓縫統に相当する)、張碓層堆積以前 (黒松内統に相当する) に貫入したものであることが明らかとなつた。

この地域では、八雲統に相当する地層を欠いているので、詳細は不明であるが、あるいはこの時期 (八雲世) の進入にもとづくものかもしれない。

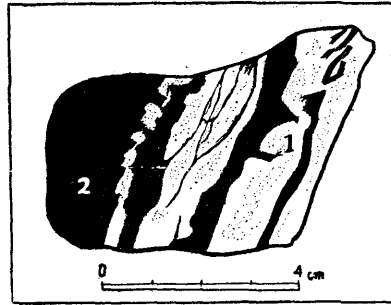
なお、次の箇所でも最も良く貫入状態を観察することが出来る。(a) 大漁沢では第 1 図に示すように、黒色頁岩中に岩脈状に貫入している。頁岩には変

1) 神津淑祐, 待場勇, 竹内常彦 (1939)

2) 佐藤伝蔵 (1937)

成鉱物はみとめられない。(b) 上平沢では、緑色凝灰岩中に貫入しているが、緑色凝灰岩自体がいちじるしい変質作用をうけているので、接触変質作用は肉眼的にも顕微鏡的にも、みとめることができなかつた。

岩質はかなり不均質である。例えば迷沢では緻密な石基中に 1 mm 大の石英斑晶が発達して、石英粗面岩状を呈し、岩体の周縁相を示している。また、豊宏鉱山の周辺では、緑泥石化作用・黄鉄鉱化作用・珪化作用がいちじるしく、石基はそれらの作用の強弱によつて淡白色ないし淡緑色を呈しており、その中に 5~7 mm の石英・斜長石および少量の角閃



第1圖 大漁沢における石英粗面岩質斑岩(1)の小樽内川層(2)を貫入する状態

石・黒雲母の斑晶がみられる。大漁沢では、風化して白色を呈して石英が突出し、あるいはその斑晶が分離して散在している。さらに禪山東方の沢に露出する岩体は、淡緑色を呈するもので、有色鉱物はほとんどみとめられず、長石もまた少量で、3 mm 大の石英斑晶が最も多い。石基も、岩体の外観に応じて微晶質、隠微晶質、玻璃等さまざまである。

鏡下では、

斑晶 鉱物……石英・斜長石(灰曹長石)・角閃石・黒雲母(稀)

副成分 鉱物……ジルコン・磷灰石・磁鉄鉱

石 基……硝子・石英・斜長石

二次 鉱物……方解石・緑泥石・絹雲母・石英

石英は径 7 mm 大から顕微鏡的のものまであり、多くは融蝕形あるいは稜角形状のものである。斜長石はアルバイト式聚片双晶を示し、まれに累帯構造が発達するが、曹長石・絹雲母・緑泥石に変化することが多い。角閃石はオパサイト緑を有し、多色性がいちじるしく  $X'$ =褐色、 $Z'$ =淡褐色をしめし、時には岩漿との反応進んで、鉄鉱の粒状集合物にかわつているが、なお角閃石特有の輪郭を有している。黒雲母はまれであるが褐色を呈し、柱状形でその周囲に磁鉄鉱の微粒を配列している。

石基は、微晶質で石英、斜長石の微粒、玻璃よりなるもの、玻璃質で、析木状の斜長石を混在するもの、全く玻璃からなるものなどがある。概して石基も緑泥石化されている。

### Ⅲ 張碓層群

この地層は基性火山岩および集塊岩を始め種々の碎屑岩を主要構成員とするもので、錢函層をおおい、烏帽子嶽・天狗嶽・手稲山南斜面・石狩湾海岸沿いにかんりの拡がりをもつて分布する。構成員のうち、特にいちじるしい発達を示すのは集塊岩で、これはいわゆる黒松内型のものである。

なお、この地層には次のようなことが特徴となつている。

- (1) 集塊岩中の多くの礫片は 黒色玻璃質の特徴ある外観をしめす 安山岩 であること。
- (2) 変質作用をうけることなく新鮮であること。

この地層の走向・傾斜は一般に不明瞭であるが、ところどころに露出する砂岩、頁岩をてがかりとして測定した所では NS~N 20°E・5°~10° NE の走向、傾斜をしめしている。

また、この地層の発達する所は、地形の項でのべたように、しばしば急崖を形成し露出は良好である。しかしこのために、交通の障碍となつている場合も少くない。

下部は錢函層と接しているがそれとの直接の関係をたしかめえればあいは割合に少い。ただ隣接図幅「小樽東部」のカシヤマ島対岸の露出では不整合のようである。上部は多くの場合、新第三紀末葉ないし第四紀初葉の火山に不整合におおわれている。以下本層の発達する地域を、豊平地区・手稲地区・朝里地区の3地区に分けて、説明をくわえる。

#### 1 豊平地区

天狗嶽・神威嶽・烏帽子嶽・四ツ峰をふくむ地域である。

この地域には、第1表に示された地層のうち、次のように細分された地層が発達する。

$\left\{ \begin{array}{l} T_2 \\ T_1 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{烏帽子嶽安山岩質集塊岩層} \\ \text{天狗嶽安山岩} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} T_2b \\ T_2a \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{集塊岩質擬灰岩層} \\ \text{安山岩質集塊岩層} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} T_2a_2 \\ T_2a_1 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{複輝石安山岩質集塊岩層} \\ \text{角閃石安山岩質集塊岩層} \end{array} \right.$
	$\dots\dots\dots$				

### **T<sub>1</sub>) 天狗嶽安山岩**

柱状節理の発達する暗黒色の堅硬緻密な岩石で、天狗嶽・烏帽子嶽の中腹以下の山地に熔岩流として発達している。銭函層堆積以後の火山活動の産物であることは次の点から明らかであつて、たとえ野外で直接の関係で見られなかつたにせよ銭函層を不整合におおうものであることはたしかのようである。

- (a) 天狗沢では、断続的に逆川石英粗面岩が窓状に露出し、時にはその掌大の角礫をふくむ。
- (b) 変質作用はみとめられない。
- (c) 上位の安山岩質集塊岩中にも挟在する。

以上の点からこの安山岩を天狗嶽集塊岩層の基底部とした。

鏡下では、新鮮で、多量の斜長石と比較的少量な紫蘇輝石および普通輝石を斑晶鉱物とする複輝石安山岩に属する。斜長石は包裹物が多く、中性長石～曹長石の成分をもつ。石基はハイアロピリチックで、暗褐色のガラスが多く、中に析木状の斜長石、柱状の輝石および磁鉄鉱がみとめられる。

### **T<sub>2</sub>) 烏帽子嶽安山岩質集塊岩層**

烏帽子嶽・天狗嶽および四ツ峰の山頂周辺に発達する。この地層は、天狗嶽複輝石安山岩を迸発した一連の火山活動による産物で、ほとんどが集塊岩であるが、下部には、複輝石安山岩と泥岩とをわずかに伴なう。

#### **T<sub>2a1</sub>) 含石英角閃石複輝石安山岩質集塊岩層**

烏帽子嶽中腹部および四ツ峰に分布するもので、下部は複輝石安山岩に、上部は、複輝石安山岩質集塊岩にそれぞれ漸移する。神威嶽南斜面の沢では黒色頁岩を介在するのがみられた。基質物は淡褐色ないし淡灰色の火山灰であり、岩塊は掌大の角ばつたもので、暗灰色ないし灰色の石基中に斜長石と有色鉱物とを散在する。その外閃緑岩および珪岩の角礫もわずかみられる。

鏡下： 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および少量の角閃石・石英を斑晶とする含石英角閃石複輝石安山岩である。石英は1mm大の融蝕形状のものであり、斜長石はやや聚片双晶が発達するもので、中性長石～曹灰長石に相当する。石基はハイアロピリチック構造を示し、斜長石微晶および淡灰色のガラスが多く、有色鉱物の微晶は少い。一方四ツ峰を構成するものは、斑晶として角閃石はみとめられず、石基は前のものにくらべて

やや結晶度が高い。

### T<sub>2</sub>a<sub>2</sub>) 複輝石安山岩質集塊岩層

天狗嶽山麓および烏帽子嶽頂上周辺に露出するものの角礫は、径 10 cm 内外の角ばつたもので暗灰色の石基中に斜長石と有色鉱物とを散在する。

また天狗嶽北方の山地を構成するものの角礫は、黒色玻璃質の石基の中に 1~2 mm の斜長石斑晶がまばらに散在し、多くは杏仁状空隙をも有している。下部層とは漸移的關係にある。

鏡下：前者はほぼ曹灰長石の成分をもつ斜長石と、紫蘇輝石および普通輝石を斑晶とする玻璃質複輝石安山岩である。後者は斜長石、および少量の紫蘇輝石・普通輝石を斑晶とする玻璃質複輝石安山岩である。石基はハイアロヒリテック構造で暗褐色の玻璃が多く、中に小さな析木状の斜長石、粒状の輝石、磁鉄鉱ならびに纖維状の結晶胚が配列する。

### T<sub>2</sub>b) 集塊岩質凝灰岩層

天狗嶽頂上周辺にほぼ水平な層埋を示して分布し、しばしば凝灰質砂岩をはさむ。下部集塊岩層とは漸移している。黄褐色を呈して、4 cm 大の角ばつた複輝石安山岩塊、頁岩片を含んでいる。膠結物は凝灰質物である。

## 2 朝里地区

春香山、張碓海岸地域、朝里川上流、石倉山地などを含む地区である。この地区では下部が集塊岩で特徴づけられ、上部は熔岩流で代表されている。なお、第 1 表に示した地層のうち次のようなものが発達する。

- |   |                               |
|---|-------------------------------|
| { | A <sub>3</sub> ……石倉山安山岩       |
|   | A <sub>2</sub> ……春香山複輝石安山岩    |
|   | A <sub>1</sub> ……烏帽子嶽安山岩質集塊岩層 |

### A<sub>1</sub>) 烏帽子嶽安山岩質集塊岩層

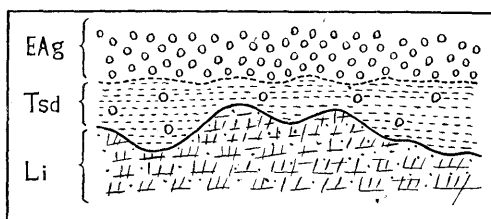
この岩層を構成する角礫には、成分鉱物は同じであるが、石基の異なる二つの種類があり、それぞれ異なる地域に分布する。すなわち、a) 小樽南方、朝里川上流、春香山周辺などに露出するものは、黒色緻密な一見玄武岩を思わせるような、掌大の複輝石安山岩塊を火山灰で膠結している。b) 張碓海

岸に分布するものは、有色鉱物と斜長石との斑晶がみとめられる径 30 cm 内外の灰白色多孔質な岩塊、および暗灰色玻璃質の岩塊が多く、少量の (a) の黒色輝石安山岩塊を含むものである。しかしながら張碓駅以西では次第に黒色複輝石安山岩塊が増加して (a) の集塊岩層に移過する。膠結物は淡灰色粗鬆の火山灰およびやや粗粒の火山砂質物である。

下位層の錢函層とは次のような関係にある。

(a) 小樽市周辺では、小樽内川酸性緑色凝灰岩層を不整合におおっているようである。すなわち隣接図幅「小樽東部」のカヤシマ島対岸で崖では、第 2 図に示したように、小樽内川酸性緑色凝灰岩層に相当する石英粗面岩の凹凸にとむ侵蝕面上に、ごく

薄いものであるが、下位から 10 cm 大の石英粗面岩の重円礫を含む凝灰岩質砂岩 (1 m)、集塊岩質凝灰岩・安山岩質集塊岩が堆積し、不整合的關係にあることを示している。



第 2 図 カヤシマ島対岸における流紋岩 (Li) (小樽内川層) と烏帽子嶽集塊岩層 (EAg) との不整合關係, Tsd は流紋岩礫を有する凝灰質砂岩。

(b) 下位層がかなり高い位置まで露出し、凹凸のある所をうづめたような形を示している箇所があり。たとえば毛無沢上流では窓状に石英粗面岩が露出している。この地域は、火山活動がきわめてはげしかつた所であるから、両層の間のみとめられるこのような關係が、はたして、層的な真の意味の不整合であるかどうか、なお問題があるものとする。しかしながら、現在までの西南北海道についての知識では、八雲期は静穏な堆積環境にあつた時期で、火山活動は局部的にわずかに行われた、と信ぜられている。したがって、今のところ、両層を不整合とみとめておく。

鏡下: (a) は、きわめて明瞭な安山岩構造をしめしている。斑晶斜長石は 1~2 mm 大の卓状結晶で重灰長石の成分を示す。有色鉱物としては、紫蘇輝石および普通輝石が比較的に小さな斑晶としてみとめられる。

紫蘇輝石は X' = 淡褐色, Z' = 淡褐色をしめし、普通輝石は淡緑色のもので、消光角 C $\wedge$ Z

=35°である。

このほか自形の磁鉄鉱を多少含有している。

(b) はほとんど玻璃質で繊維状の結晶胚からなり、杏仁状空隙をもつ石基中に、斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石がみとめられる。斑晶鉱物は、斜長石>普通輝石>紫蘇輝石である。斜長石は中性長石の成分をもつ1~1.5mmの短冊状のものが多く、輝石を包裹物として含んでいる。斑晶の大きいものでは累帯構造をしめすことがある。普通輝石は一般に1mm内外の粒状形のものが多い。紫蘇輝石は長粒状または細粒で、その量は少ない。

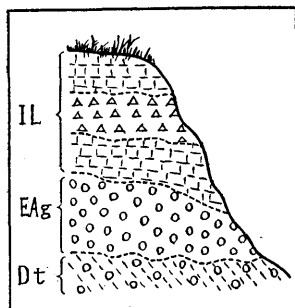
### A<sub>2</sub>) 春香山安山岩

下部集塊岩層をおおつて春香山の周辺に発達する。下部には、集塊岩層をはさんでいるが、全体としてみれば溶岩流で代表される。全体の岩相および岩質は烏帽子嶽集塊岩層の(a)の角礫と同じである。

### A<sub>3</sub>) 石倉山安山岩

石倉山を中心として分布し、その末端は張碓隧道附近にまでおよんでいる。

下位の集塊岩層との関係は、張碓隧道でみとめられたが、そこではあきらかな累重関係(第3図)が観察されるから、烏帽子嶽安山岩質集塊岩層の上部にくるものである。10cm大の円味をおびた捕獲岩を含んでいるのが特徴で、暗黒色を呈し、しばしば柱状節理が発達する緻密な岩石である。張碓隧道ではこの岩石を碎石して利用している。



第3図 張碓隧道における烏帽子嶽集塊岩層(EA<sub>g</sub>)と石倉山熔岩(IL)との漸移関係、Dtは岩錐。

鏡下： 斑晶 斜長石>紫蘇輝石≥普通輝石  
石基 斜長石・紫蘇輝石・玻璃

副成分 磁鉄鉱

斜長石は曹灰長石附近の成分で、自形のものも多く、普通輝石を包裹している。紫蘇輝石は、多色性を示す自形のもので、やや多量にみとめられる。普通輝石は少量で、亀裂が多く、双晶をしめしている。

石基はハイアロピリティックで、有色鉱物および鉄鉱の微晶は比軸の少ない。捕獲岩は輝石安山岩で灰色を呈しているが、その辺縁部は幅0.5cmくらいが淡褐色に変つている。これの詳細については別に発表する予定でいる。

### 3 手稲地区

軽川南西の丘陵地・手稲山南斜面・奥手稲山麓地域をふくむ地区で、第1表に示した地層のうち烏帽子嶽集塊岩層が発達している。烏帽子嶽集塊岩層はさらに次のように細分される。

烏帽子嶽安山岩質集塊岩層	{	T <sub>2</sub> …	含角閃石安山岩質集塊岩層	…	{	c…	複輝石安山岩
		T <sub>1</sub> …	含石英複輝石安山岩質集塊岩層			b…	石英安山岩質集塊岩層
						a…	含角閃石安山岩質集塊岩層

#### T<sub>1</sub>) 含石英複輝石安山岩質集塊岩層

大部分が発寒川左岸に発達するもので、その他三樽別川上流にもごくわずか露出する。

永峰沢では、含石英複輝石安山岩と同質集塊岩と同時累相の関係が観察され、永峰沢以東は熔岩流、以西は集塊岩で特徴づけられている。直接、下部と接している個所はみられないが、発寒川（左岸）支流などでは、この地層の発達地域中に、相当な高処まで錢函層が下盤側に分布しているのがみとめられ、本層の基底面が相当に不規則のものであることが推定されるので、不整合のように思われる。この地域の手稲層としたものは、黄鉄鉱によつて欽染され、探鉱坑道も設けられたものである。

角礫は、ほとんど大部分が玻璃で、その中に少量の析木状の斜長石と粒状の普通輝石とが散在する石基中に、斑晶鉱物として少量の融蝕形状の石英・斜長石（中性長石附近の成分）・紫蘇輝石・普通輝石がみとめられる。

石基および斑晶はともに新鮮である。膠結物は玻璃から構成されるが少量の斜長石・普通輝石の破片を含んでいる。永峰沢以東の熔岩流をなして分布する黑色緻密な岩石も鏡下では全く上にのべた角礫と同じである。

#### T<sub>2</sub>) 含角閃石安山岩質集塊岩層

含角閃石安山岩質集塊岩が主体で、複輝石安山岩質角礫岩・同質集塊岩・石英安山岩質集塊岩・複輝石安山岩熔岩をはさむ。

##### a) 含角閃石安山岩質集塊岩層

下位の手稲層の角礫をまれに含むことをのぞいては、錢函層群との直接の関係はわからないが、上部は手稲火山噴出物に不整合におおわれている。



軽川沢以東の国道沿い、およびキラー沢以西に発達するものは、暗灰色あるいは灰白色を呈し、斜長石および5mm大の角閃石斑晶がみとめられる。

鏡下：斜長石は、自形の2mm大以下のものが多く、その成分は中性長石附近である。角閃石は、2~5mm大の自形結晶が多く、多色性がいちじるしく、X'=淡褐色、Z'=淡緑褐色をしめし、粒状の普通輝石を含有する。石基は短冊状ないし粒状の斜長石および粒状の輝石が褐色の玻璃中に散在する。

基質物はこれと同源の鈹物碎片及び火山灰から構成されている。

#### b) 石英安山岩質集塊岩層

手稲鉱山小学校裏・手稲鉱山事務所周辺に発達するもので、層理は一般に不明瞭であるが、鉱山事務所の沢ではEW、20°Nの走向、傾斜をしめしている。角礫は指頭大から掌大位の角ばつたものが多く、おおむね淡赤褐色ないし小豆色を呈する。

風化したものでは灰白色の石基中に斑晶として斜長石と有色鈹物とがみとめられる。

鏡下：斜長石は自形で累帯構造が発達し、中性長石~灰長石附近の成分のものである。時には絹雲母状のものに変つている。

石英は自形のものが多いが、融蝕されたものもみられる。

#### c) 複輝石安山岩

軽川から星置川の間にかけて、札幌国道の南方にみられる丘陵地周辺に(a)の含角閃石安山岩質集塊岩層中にはさまれて発達する。暗黒色の堅硬緻密な岩石で、一見玄武岩を思わせるような外観のものである。

鏡下：斜長石は、平均2~3mm大の柱状結晶形をとり、灰曹長石附近のものである。紫蘇輝石と普通輝石とは、ともに主要な有色鈹物である。

石基は長柱状ないし針状の斜長石を主とし、暗灰色の玻璃がその間を埋めている。

## IV 安山岩質熔岩および岩脈

新第三系張碓層の堆積以後から第四系の初葉にわたる火山活動の所産であるが、現在のところ明瞭な時代的区別はできないので、一括して記載することにした。

## 1 安山岩質熔岩

発達する状態から第1表のように分類した。以下順次説明を行う。

### A) 白井嶽熔岩

白井嶽を構成し、張碓層群、錢函層群をおおつて東北方向に溢流した熔岩である。その末端は20 mにおよぶ熔岩崖を形成している。

暗灰色の堅硬緻密なもので、長石および、輝石斑晶がみとめられる紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

鏡下： 斑晶 斜長石>紫蘇輝石=普通輝石  
石基 玻璃・斜長石・輝石・磁鉄鈣

斜長石斑晶が多いハイアロピリティック構造を示し、流理構造は明らかでない。斜長石は大型の卓状のもので、累帯構造はあまりみられず、An 40%附近の中性長石で、包裹物として微粒の磁鉄鈣・普通輝石を含んでいる。紫蘇輝石はほとんど多色性を示さない。

石基は黒色塵埃状物質を多量にもつ玻璃質なもので、細かな斜長石と輝石とを少量ふくんでいる。

### B) 百松澤熔岩

発寒川変朽安山岩層をおおつて百松沢山を構成している。暗黒色の緻密な岩質の熔岩であるが、時には、末端部が集塊岩状を呈する場合がある。

鏡下： 斑晶 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石  
石基 玻璃・斜長石・普通輝石・磁鉄鈣

きわめて玻璃質でハイアロピリティック構造を呈する。一部には、石基が全く暗灰色の玻璃だけからなっているものもある。斜長石は自形のもが多く中性～曹灰長石の成分である。

石基は、玻璃からなり、その中に析木状斜長石・普通輝石・磁鉄鈣の微粒が、わずかに散在する。

### C) 奥手稻熔岩

奥手稻山から迷沢山にかけて広く分布している。下位の張碓層群に属する集塊岩の凹凸のはげしい侵蝕面を埋めたような露出面が星置川上流で観察されるので、張碓層堆積以後の噴出物である。

なお、奥手稻山のものは灰色の粗鬆な岩石であり、迷沢山に発達するもの

は暗灰色のやや緻密なもので、外観はちががつているが、鉱物組成はほとんど同じであり、(奥手稻のものは時に角閃石を含む複輝石安山岩で、迷沢のものは複輝石安山岩である)、野外観察でも、ほぼ同時期の火山活動の所産であるように見受けられるので、地質図には一括して塗色しておいた。

鏡下： 斜長石の斑晶が多く、有色鉱物は比較的少ない。斑晶斜長石は中性長石附近のもので自形をしめすが、破碎されたような形のものである。輝石は紫蘇輝石が多い。まれに多色性のいちじるしい角閃石を含んでいる。X'=褐色、Z'=淡緑褐色。

石基はハイアロピリティック構造で、斜長石・輝石の微晶が比較的多い。一方迷沢山に分布するものは、石基は前者よりやや結晶度の高い石理をしめし、角閃石はみとめられない。

#### D) 御殿山熔岩

図幅地域の東部にあたる三角点 585 m 山地を構成し、隣接図幅「札幌」の御殿山にわたつて分布する。発寒川変朽安山岩をおおうもので、主に熔岩から構成されている。この岩石は、発寒川をへだてて北部に露出する張碓層群の集塊岩とは岩質を異にしている。すなわち、張碓層の集塊岩は、すでに説明したように黒色の緻密な岩石であるに対して、この熔岩は灰黒色の粗鬆な石基中に有色鉱物の斑晶がみとめられるもので、柱状節理が良く発達している。したがって、その噴出時代は明らかでないが、張碓層堆積以後と考えられる。

鏡下： 斑晶：中性長石・紫蘇輝石・普通輝石

石基：玻璃・斜長石・普通輝石

副成分；二次鉱物：磁鉄鉱・緑泥石

#### E) 天狗山熔岩

鏡町町南方に突出する天狗山を構成し、柱状節理の発達のいちじるしい熔岩で、天狗山の北方には岩碎となつて分布している。暗灰色の石基中に斜長石と輝石の斑晶がみとめられる複輝石安山岩である。

鏡下の観察 斑晶；斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

石基：玻璃・斜長石・紫蘇輝石・磁鉄鉱

普通輝石 (0.5 mm 以下の短柱状あるいは粒状形) は紫蘇輝石 (0.8 mm 以下の長柱状) に較べて量が少く、かつ吸収性が弱くて苦土質物に富んでいるようである。斜長石は 2 mm 大の長柱状形のものが多く、累帯構造は顕著でない。石基はハイアロピリティック

構造を示すが、流理構造は明らかでない。

#### F) 禪山熔岩

小樽内川層を不整合に被覆して、禪山山頂部周辺に発達する。淡緑灰色を呈し、柱状節理の発達する普通輝石安山岩である。

鏡下： 斑晶：斜長石>普通輝石≫紫蘇輝石  
石基及び二次鉱物；硝子・斜長石・磁鉄鉱・緑泥石

## 2 岩 脈

#### A) 石英安山岩

左股川変朽安山岩中に貫入した小岩脈で、右股沢に露出している。暗灰色ないし灰色の石基中に斜長石および2 mm内外の輝石斑晶が散点するものである。

鏡下： 斑晶：斜長石・石英・普通輝石  
石基：斜長石・普通輝石・玻璃

普通輝石は短柱状のもので、やや多量に含まれている。石英は融蝕形を示し、比較的少量である。長石は累帯構造のいちじるしく発達するもので、中性長石ないし曹灰長石に相当する。

石基はハイアロピリティック構造で、比較的玻璃にとみ、少量の普通輝石と斜長石の微晶が散在する。

#### B) 含石英複輝石安山岩

張碓層の集塊岩中に貫入する岩脈で、軽川市街南方の丸山に露出する。暗黝色の石基中に1~2 mmの斜長石斑晶が散点するようなものである。

鏡下： 斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・石英（ごく少量）  
石基：玻璃・斜長石・普通輝石・磁鉄鉱

普通輝石は紫蘇輝石に比較して少量で、外縁部には、幅の狭い帯状をなして鉄質物がみとめられる。

斜長石は新鮮な曹灰長石附近のものが多く、累帯構造はいちじるしくない。

石基はハイアロピリティック構造を示し、小析木斜長石の微晶にとんでいる。

#### C) 複輝石安山岩

三樽別川緑色凝灰岩層を切る小さな岩脈で、滝ノ沢に露出する黒色の緻密な岩石である。

鏡下： 斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

石基：玻璃・斜長石・磁鉄鈷

紫蘇輝石は普通輝石に較べ少量で、一部は緑泥石に変つている。

斜長石は長柱状のものが多く、成分は中性長石附近である。

石基は、大部分が玻璃から構成されていて、その中に針状の斜長石と磁鉄鈷とが散点する。

#### D) 普通輝石安山岩

発寒川変朽安山岩、三樽別川緑色凝灰岩層中に貫入した岩脈で、星置川上流・銭函川および小樽内川支流夕日沢に露出する。

鏡下： 斑晶：普通輝石・斜長石

石基：斜長石・普通輝石・磁鉄鈷・玻璃

## 第 5 章 第 四 系

第四紀に属するものとして一括した地質系統は、石狩湾の海岸に沿うて発達する十万坪砂礫層、手稲山・屏風岳・毛無山・朝里嶽・余市嶽などの新期火山岩類、および、石狩低地帯を始めとする諸所の低地を埋積する沖積層とである。

### I 十万坪砂礫層

札幌国道沿いには、新第三系によつて構成された山地の前面に、標高 20～60 m にわたるゆるやかな傾斜地があり、洪積紀に形成された扇状地堆積物が発達している。特に、十万坪附近で広くこの地層が発達しているので、これを十万坪砂礫層と呼ぶことにしたい。

これと厳密に同時期のものか否か、目下のところ必ずしも明らかでないが、張碓附近で海岸に近い平坦面（平均高距 100 m 内外）にも、うすいながらも礫層が発達しているので、しばらく、これも地質図上では同格にとりあつた。なお、発寒川・小樽内川・朝里川などの流域にもせまいながら、河岸段丘がみられ、これは前記の平坦面よりは明らかに新期のものであるが、繁雑をさげ地質図上には、一括して塗色しておいた。

これらの三つの堆積物層の間では、構成物質の相異はほとんどみとめられない。むしろ同一堆積物層中でも発達する場所によつて多少の差異があるようである。例えば、十万坪の山体近くでは、人頭大の礫が多く、砂質物が少ないが、山体から離れた所では、掌大の礫となり砂質物が多くなる。地表近くには普通赤色土壌と腐植土とを累積している。

## II 新期火山噴出物

### A 手稲火山噴出物

含石英複輝石安山岩熔岩および、同質碎屑岩からなる。手稲山山頂から東南に向う平坦面は、熔岩で構成され、その末端は、現在発寒川北面にみられるような高さ 30 m にもおよぶ熔岩崖をつくつている。碎屑岩は北面のゆるやかな斜面に発達している。

この火山体は解析が進んで原形をとどめていないが、手稲山北縁部の絶壁は、旧火口の片鱗をしのばせるものであろう。

新鮮な岩石は、灰白色ないし暗灰色の堅硬緻密なものである。

鏡下： 斑晶鉱物は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および少量の石英である。

斜長石は最も多く、2~3 mm 大の中性長石附近のものである。紫蘇輝石は 1~3 mm の柱状結晶で、 $X'$ =淡褐色、 $Z'$ =淡黄褐色の多色性を示す。普通輝石は紫蘇輝石に較べてやや少く、粒状の淡緑色のものである。石英はわずかで円味をおびた融蝕形のものである。

石基はハイアロピリティック構造をしめし、暗灰色玻璃および小析状斜長石・粒状の普通輝石および紫蘇輝石・磁鉄鉱から構成されている。

### B 毛無山火山噴出物

毛無山、ならびにその南方のなだらかな傾斜面を構成して発達するもので、その延長は、さらに隣接図幅「仁木」・「小樽東部」にまでおよんでいる。毛無山は、いちじるしく解析をうけた新しい火山体である。この火山噴出物は熔岩を主とし、多少の碎屑岩を伴なう。一般に柱状節理が発達し、灰白色を呈する岩石で、石基中には、まれには 7 mm におよぶ斜長石・少量の輝石、

ときに捕獲岩塊をふくむ。鏡検によれば含石英複輝石安山岩とよばれるべきものである。風化したものでは、褐色になり“たまねぎ”状のわれ目が発達している。熔岩の一部は小樽市～赤井川村間の道路建設用の砂利として砕石されている。

鏡下： 斑晶：斜長石（2～3 mm、時に 5 mm の卓状形）

紫蘇輝石（長さ 1 cm 以下の長柱状）

普通輝石（1 cm 以下の長柱状あるいは短柱状）

石英（0.7 mm 以下の稜角形状ないし融蝕状であるがごく少数である）

石基：ハイアロピリティック構造を呈し暗灰色玻璃中に短析木状の斜長石・粒状の輝石および磁鉄鉱が散在する。

### C 朝里嶽噴出物

朝里嶽山頂を中心として、四方にひろがりをもつた平坦面をよく形成し、その延長は隣接図幅「仁木」にまでおよぶ新火山岩体のようなものである。しかし解析はいちじるしく進んで、頂上周辺には火口の面影はみとめられないが、朝里嶽の東南部（白井川支流の左股川上流の熔岩崖下）には直径 15 m 程度の小沼がある。

主に熔岩流から構成されているが、その末端部は赤褐色の集塊岩状に変っている。この熔岩は北部ではうすくなつて、沢には窓状に基盤の岩石が露出している。外観は黒色の緻密堅硬な岩石で、玄武岩<sup>1)</sup>と記載されていたものであるが、むしろ複輝石安山岩塊である。

鏡下： 斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

紫蘇輝石は 0.5 mm 以下の長柱状である。斜長石は中性長石～曹灰長石で、1 mm 以下の卓状形のものも多く、双晶や累帯構造を示すものは少い。

石基は、大部分が玻璃から構成され、微細な短冊状の斜長石と磁鉄鉱とが散在している。左股川上流の末端部のもものでは、石基はやや結晶度が高くなっている。

### D 余市嶽火山噴出物

余市嶽山頂を構成し、さらに隣接図幅「仁木」および「定山溪」にまで分

1) 佐々保雄，根本忠寛，橋本亘，松沢太郎（1951）

布するようである。頂上附近には、火口らしいものはみとめられないが、余市嶽の南東方向には小さな沼があり、あるいは旧火口底に相当するものかも知れない。主として熔岩から構成されているが、三角点 983.0 m 北面の崖では、集塊岩状ないし岩砕状を呈して、その末端部を示している。

頂上部の岩石は、灰白色の石基で、有色鉱物は、比較的少量であるが、中腹部のものは、暗灰色で有色鉱物の量がやや多くなるように、その外観および主成分鉱物の含有量には、多少の差異がみとめられる。しかし、有色鉱物の種類には変化がない。

鏡下： 斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

石基：大部分が玻璃からなり、針状の斜長石と磁鉄鉱とが散在する。

なお析状斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱の集合よりなる填間構造に近い石理を示し、時には顕微鏡的捕獲岩を含有することがある。

## E 屏風岳火山噴出物

屏風岳を構成するこの岩石は、平坦な熔岩台地を構成し、その状態は朝里嶽熔岩台地と極めてよく類似している。

熔岩流の末端は、屏風岳西側にみられるような、高さ 20 m の熔岩崖を形成している。灰白色のやや粗鬆な複輝石安山岩である。

鏡下： 斑晶：曹灰長石・普通輝石・紫蘇輝石

石基：玻璃・斜長石・普通輝石・磁鉄鉱。ハイアロピリテック構造を示し、

斜長石・普通輝石の微晶がやや多量にみとめられる。

## Ⅲ 現 世 層

この地層は、図幅北東部の石狩低地帯、および各河川の流域に発達する小河岸段丘——現在の河床より 2~4 m 高位の平坦面——ならびに各河川に沿って発達する氾濫原面などを埋積している。前の 2 者は砂・礫を主とし、粘土および土壌を従とするものであるが、特に石狩低地帯の、海岸線と洪積層の中間位は泥炭地となり草炭を賦存している。なお、海岸に沿う汀線近くには、砂丘が発達している。



## 第6章 応用地質

### I 鉱床概説

この図幅地域内は、古くから金・銀・銅鉱床地帯として注目されてきた。したがって、手稲鉱山・豊宏鉱山などの稼行鉱山はじめ、探鉱中のものや、休山・廃山あるいは古い坑道などが多数存在している。

これらの鉱床は、すべて新第三系下部層を母岩とするもので、東北日本内帯の、いわゆる緑色凝灰岩帯中に発達する鉱床とその型式を同じくする。しかしながら、この地域で、現在までに知られているものは、浅熱水性裂隙充填鉱床で、典型的な黒鉄々床といわれる型の見出されておらない。

金属鉱床のうち、最も普遍的なものは、含金銀石英方解石脈、閃亜鉛鉱・方鉛鉱石英脈、ルズン銅鉱・輝蒼鉛鉄石英脈、黄銅鉱・黄鉄鉱石英脈などで、手稲・札幌・豊宏・大豊の各鉱山は、それぞれこれらのうちのいずれかの型式をとっている。現在稼行中のものはわずかに手稲・豊宏の2鉱山だけで、前者は銅、後者は鉛・亜鉛を主な採掘対象としている。

また、硫化鉄鉱が鉱染したいわゆる“やけ”の部分には、諸所で坑道による探鉱が行われてはいるが、採掘できるようなものとして目立つたものはまだ発見されていない。

上にのべた各鉱床は、広地域にわたって分布する変朽安山岩・同質凝灰岩・石英粗面岩・同質凝灰岩などの境界近くに胚胎されていることが注目される。

このほか金属鉱床としては、別に褐鉄鉱床があり、張碓および銭函鉱山で採掘されている。なお銭函鉱山では、灰白色の変朽安山岩中に硫黄が斑点状に散在しているが、これは成因的には褐鉄鉱床と関係があると思われる。

さらに、朝里山鉱山の明礬石鉱床のような非金属鉱床もある。これは、小樽内川層にふくまれる珪化した石英粗面岩と変朽安山岩化作用をうけた石英粗面岩との間の多少粘土化した部分に胚胎するものである。

以上のほか、熔岩流が石材として各所で採石されている。

以下鉱種別に説明を加える。

## Ⅱ 金・銀・銅・鉛・亜鉛鉱

### 1 手稻鑛山

#### 位置・交通

手稻鉱山は札幌郡手稻町に位置し、鉱床は星置川の支流滝の沢に賦存している。

鉱山事務所は函館本線手稻駅で下車して、石狩湾の海岸線に沿う札幌国道を20分、さらにそれから左折して、緩慢な斜面を登ること20分で到達できる。

#### 現況

この鉱山は、かつて金・銀鉱として採掘されたのであるが、第二次世界大戦中には銅鉱を主として採掘した。そのために金山整備からはまぬがれた。

昭和23年に縮小され、現在は30名たらずの人員で稼行しているが選鉱設備その他は撤去された。

#### 地質

鉱山周辺は、手稻層に属する発寒川変朽安山岩・三樽別川緑色凝灰岩、張碓層群の角閃石安山岩質集塊岩から構成されている。鉱床は手稻層中に胚胎する。

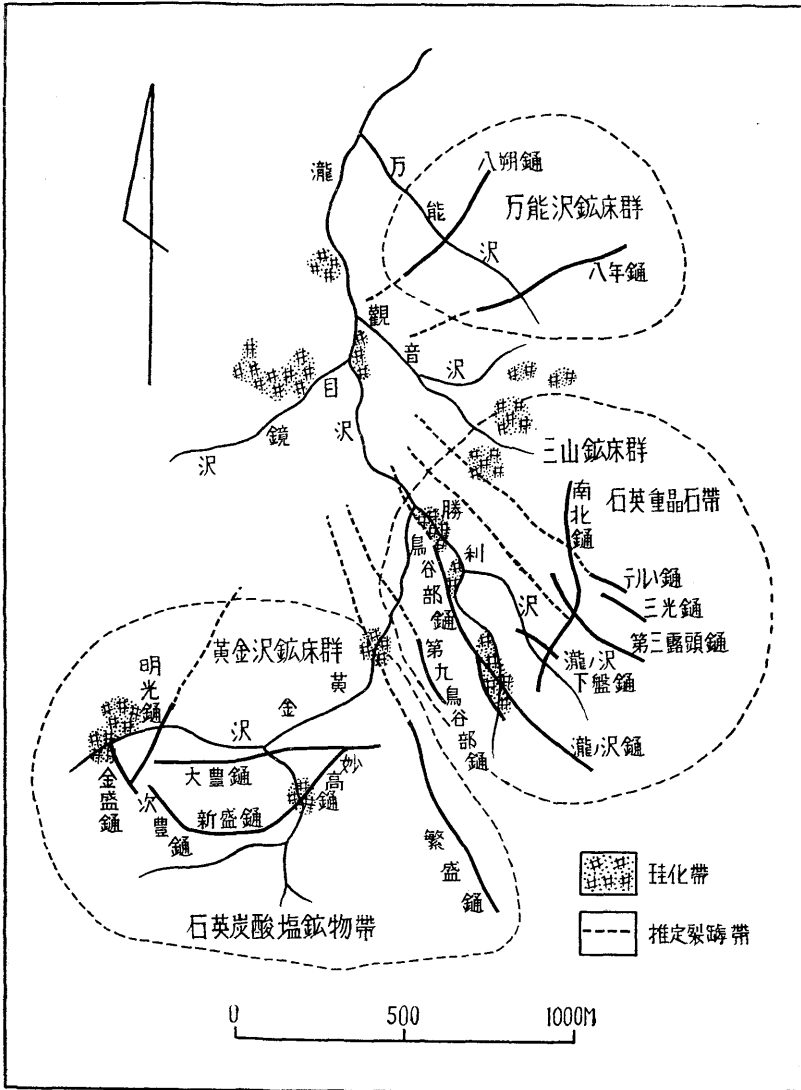
#### 鑛床

賦存状態 この鉱床は第三紀火成活動と密接な関係をもつ浅熱水性裂隙充填鉱床である。鉱床は、第4図に示すように、三山・黄金沢・万能沢の3群にわけられる。筆者が調査した時には、万能沢鉱床群はすでに休坑となつていて、入坑が不可能であつたので調査はできなかつたが、最近になつて再び探鉱が進められているとのことである。

### (1) 三山鉱床群

三山鉱床群は第4図に示すように、鳥谷部鍾・第3露頭鍾・滝の沢鍾・テ

ルル鍾・三光鍾からなる。その配列状態を見れば、それらの鍾の西北方を中心として、非対称的な放射線状をなしている。これは、この鉱床の母岩である変朽安山岩および同質凝灰岩の噴出をまねいた火成活動の中心が、この鉱



第4圖 手稲鉱山・山崎山・山崎脈分布と珪化帯

床の西北に存在したことを物語っている。ただし、これらに対して斜交する方向をとる第3露頭の一部と南北鍾は断層帯を充填した鉱脈である。

## (2) 黄金沢鉱床群

黄金沢鉱床群は、明盛・大豊・新盛・繁盛・妙光・次豊・金盛などの鍾かなる。

新盛・金盛・妙高・次豊の各鍾は、前記の噴出点を囲むような弓状形をとって分布している。

これは、恐らく変朽安山岩の岩体が上昇し、いまだ固結しないでいるときに、これと同質凝灰岩との移化部、すなわち熔岩流と火山碎屑物とが相交雑したことを物語るものであろう。

一方明盛・繁盛の各鍾は、三山西側の方向に中心を求めて分布している点から考えて、この両鍾をもたらした裂隙生成は三山鉱床群と因果関係があるものと推察する。

## (3) 鉱床の鉱物組成

この鉱床の各鍾の鉱物組成並びにその量的関係は、第5図に示す通りである。図の●印の大小は、相対的の量比をあらわしたものである。もちろん白鉄鉱・鶏冠石および雄黄のようなものは、石英・重晶石等に比較してきわめて小量であるが、各鍾の相対的な量関係を明らかにするために、上記の記号を用いて表現しておいた。

第5図から明らかなように、三山鉱床群と黄金沢鉱床群との各鍾について、その個々のものを検討する場合には、鉱物組成およびその量的関係に多少の相違があつても、一見して、これらの鍾が成因的に異なるものであるらしいというような鉱物共成の関係は示していない。

しかも、これら各鍾を二つの群——黄金沢鉱床群・三山鉱床群——として見る時に、はじめて差異がみとめられるのである。

ただこの図でもわかる通り、特異なのは第9鳥谷部鍾である。この鍾は、

鉬物	鉬物名	三山							黄金沢							
		南北	第三露頭	第一鳥谷部	第九鳥谷部	瀧ノ沢	三光	テルハ	大豊	次豊	第一繁盛	第二繁盛	妙高	新盛	金盛	明盛
初	石英	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	紫石英	●	●		●				●	●	●	●				
成	方解石				●				●	●	●	●	●	●	●	●
	重晶石	●	●	●		●	●	●							●	●
	菱滿俺鉬				●						●	●	●		●	●
	四面安銅鉬	●	●	●		●	●	●	●	●	●	●	●			●
鉬	硫酸銅鉬			●		●									●	
	ルソ銅鉬			●		●									●	
物	黄銅鉬			●		●		●		●	●					
	黄鉄鉬	●	●	●	●		●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	白鉄鉬															
	方鉛鉬								●		●	●				
	閃亜鉛鉬								●		●	●				
	輝安鉬			●					●	●						
	輝蒼鉛鉬	●	●			●										
	鶏冠石				●			●		●	●	●	●		●	●
	雄黄				●			●		●	●	●	●		●	●
	自然テルハ	●	●	●		●	●	●								
合金銀鉬物	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

第5圖 手稻鉬山各種の鉬物組成

地域的には三山鋳床群に属するものであるが、鋳物組成から眺めると黄金沢鋳床群に入るのが妥当である。すなわち、黄金沢鋳床群では、方解石・菱マンガン鋳等の炭酸塩鋳物並びに鶏冠石・雄黄等の硫化鋳物を伴ない、銅鋳物は比較的少量で、かつ合金・銀品位も劣っている。(このことは、金・銀品位の所でのべる)これに反して、三山鋳床群では、石英および重晶石を主要な脈石とし、金・銀および銅品位も優っている。

第2表 金・銀分析表

試料採石場所	鋳石	Au gr/t	Ag gr/t
鳥谷部7番坑西14号	黑色石英	tr.	tr.
〃	黑色石英 輝安鋳	tr.	tr.
テ ル ル 鍾	重晶石・白色石英	9.0	911.0
〃	白色石英	6.8	259.8
鳥谷部7番坑西12号	絹雲母	0.1	195.0
〃	四面安銅鋳・黝銅鋳・ルゾ ン銅鋳	9.0	559.5
〃	四面安銅鋳の鋳染した絹雲 母	3.0	129.8
第3鑛頭4番坑東6	重晶石(主)・四面安銅鋳	1.5	345.0
〃	四面安銅鋳・重晶石にとむ	1.5	948.0
第3鑛頭4番坑0号	玉髓質石英	0.2	146.0
〃	輝蒼鉛鋳・四面安銅鋳	1.0	394.0
大豊3番坑西2号	黄鉄鋳にとむ・玉髓質石英	1.5	49.5

このように、両鋳床群は、それぞれ、鋳物組成に特徴をもっているもので、黄金沢鋳床群と三山鋳床群とを比較すれば、前者は後者よりいつそう低温のもとで生成した鋳物組成並びに共生関係を示している。

#### (4) 合金・銀品位

いかなる鋳物が、いかなる時期に金・銀の含有率をますようになるものであるかを吟味するため、——特に下部坑のそれらの関係を明らかにするために——産出状態の明瞭な鋳石を試料として分析した表が第2表である。

3番坑より上部では、普通金・銀鉍脈の場合のように、石英・重晶石・方解石が主要な鉍石であるが、それ等の鉍石でも、いつそう後期の晶出鉍物が含金・銀品位において優るのである。それ以下の坑では、上記鉍物よりも、銅鉍と密接な関係を有している。

## 2 大豊鑛山

### 位置・交通

小樽内川の一支流夕日沢に露頭がみとめられる。そこに達するには、小樽市字朝里と定山溪とを結ぶ自動車専用道路のほぼ中間——ヘルベテコアヒュッテ——から銭函に通ずる林道を利用すると便利である。

この自動車道路は前に述べたように、現在ではヘルベテコアヒュッテを中心として、南北にそれぞれ2kmの間は歩行困難な状態であるが、この間が改修されれば、充分に利用価値のあるものとなる。

### 沿革・現況

この鉍山は、かつて金・銀鉍として探鉍されたことがあるが、実際は露頭面を少しばかり掘つた程度であつた。現在は札幌市の島田基石氏が所有しているが、本格的には探鉍も採掘も行われていない。

### 地質・鑛床

鉍床は銭函層群に属する小樽内川層の一構成員である石英粗面岩を母岩とし、脈状をなして胚胎している。やはり一種の浅熱水性裂罅充填鉍床である。周囲の岩石はいちじるしく珪化作用と黄鉄鉍化作用とをうけて、黒色緻密な岩石、あるいは白色堅硬な岩石に変つているが、初成的な石英斑晶がみとめられるので、上記のように、その原岩をうかがうことができるのである。

鏡下： 初成の石英斑晶がみとめられるだけで、他の斑晶は石基と同様に、微粒石英の集合体に変化し、原鉍物の輪郭は全く失われている。そのほか、黄鉄鉍が散在している。

鉍体の周辺では、特に珪化作用がいちじるしく行われて、母岩は白色を呈しているが、鉍体を離れた両側面では、黄鉄鉍の鉍染がいちじるしく、黒色を帯びている。

鉍脈は N 10°W, 80°NE および N 50°W, 80°NE の走向、傾斜を示す二つ

の鍾からなり、両鍾が交叉する附近が富鉄体となつている。

N 10°W の鍾は、珪化帯の幅が 3 m に達するが、銅鉄物はまばらに配列している程度で、その延長部は、河岸段丘の礫層並びに樹木でおおわれるため、前後 10 m ほどの間しか確認されなかつた。この鍾が後からのべる N 80°W 方向の鍾と交わる附近では、鉄体は、暗緑色石質の岩石中にルゾン銅鉄がごくまばらに斑点状に散在する部分 (30 cm)、ルゾン銅鉄がいちじるしく鉄染して紫赤色を呈する部分 (30 cm)、少量のルゾン銅鉄と針状の輝蒼鉛鉄とがみとめられる部分 (20 cm)、少量のルゾン銅鉄が散点する部分 (65 cm) などのように帯状に配列している。しかしその交点から離れると、石英を脈石とする部分に、銅鉄がごくわづかだけ散在するに過ぎないような状態に変つている。

また、N 80°W、80°NE の走向、傾斜を示す鉄脈を、詳細に観察すると、1.5 cm 幅で 1 m 程度の延長を有するルゾン銅鉄が、石英脈の方向を大体ななめに切るような形で、不規則網状に発達している。この部分は晶洞にとんでいる。それから数 cm 離れた両側には、不規則な団塊状になつて斑点状のルゾン銅鉄と、2 mm 大の針状結晶の輝蒼鉛鉄との集合体が見とめられる。

構成鉄物は、石英・ルゾン銅鉄・輝蒼鉛鉄の 3 種だけで、金銀鉄は鏡下でも見出されなかつた。

### ルゾン銅鉄

暗黒色の部分を、反射顕微鏡下クロスニコルで観察すると、淡い青藍色を呈する部分と暗紫色を呈する部分とが縞状をなして、明瞭な聚片双晶を示している。また、試薬に対する反応は次のようである。

HNO<sub>3</sub> (Conc.)→その周囲多少褐色を呈するが試えば清浄となる。

KOH (40%)→反応なし。

HCl (1:1)→HNO<sub>3</sub> (Conc.) に同じ。

KCN (20%)→容易に犯されて濃褐色を呈する部分と、犯されにくくて淡褐色を呈する部とが縞状をなす。



以上の性質は、これがルズン銅鉱であることを示すものである。なお包裹物は全くみとめられなかつた。

### 輝蒼鉛<sup>1)</sup>鉛

針状集合体をなす部分を反射顕微鏡下で観察すると、白色で、わずかに黄色味をおび、(010)に平行な劈開が発達し、かつ異方性が大きく、褐色から黒色に変化する。

試薬に対する反応は次のようである。

$\text{NH}_4\text{OH}$  (1:1)→発泡黒変する。

$\text{HCl}$  (1:1)→多少暗色を呈する。

$\text{KCN}$  (20%),  $\text{FeCl}_3$  (20%) 反応はみとめられない。

$\text{KOH}$  (40%)→反応はみとめられない。

#### 類似礦物との比較

このような型式の鉱床に産する類似の針状鉱物としては、テルル化鉱物、輝安鉱がある。

輝安鉱は  $\text{KOH}$  に容易に犯されて褐色に変わり、かつ閉管試験では赤褐色を呈するので、容易に区別される。テルル化鉱物は濃硫酸によつて、紫色を呈し、輝蒼鉛鉱とは容易に区別される。

以上の点から、この針状鉱物は今まで記載された輝蒼鉛鉱の性質とよく一致する。

なお、この鉱物はルズン銅鉱中またはその周辺には存在せず、石英中に針状となつて散在するにすぎないものである。このほかに不透明鉱物はみとめられなかつた。

なお品位は次のようである。

ルズン銅鉱の最も濃集している部分は  $\text{Cu}=10.5\% \cdot \text{Bi}=0.32\%$ <sup>2)</sup>、斑点状に散在する部分では  $\text{Cu}=2.83\% \cdot \text{Bi}=0.02\%$  である。

1) 渡邊武男 (1933), Short (1940)

2) 本所技師, 佐藤敏の分析による。

要約すると、本鉱床は、石英ルゾン銅鉱・輝蒼鉛鉱の単純な鉱物組合わせの鉱脈であつて鉱脈の交叉点周辺が富鉱体をなしている。

### 3 豊宏鑛山

この鉱山については、先年小関幸治<sup>1)</sup>が調査を行い、調査結果はすでに発表されている。したがつて、筆者はその後、明らかになつたもののうち、追記する必要があると考えられる点を附記して、概要をのべることにする。

鉱床は定山溪温泉の北北西 5 km, 小樽内川とその支流・滝の沢との合流点より北北西 200 m の地点に位置する。冬期間の積雪が多いので、稼行当時は冬期に採掘した鉱石は貯蔵しておき、夏季になつてからトラックで定山溪まで搬出していた。

この鉱山は昭和 21 年には休山したが、昭和 26 年中外鉱業株式会社によつて再開され、探鉱に力を注いでいた。だが、鉱況はかんばしくなくて再び昭和 27 年 7 月に休山した。筆者の調査当時は、探鉱中で、従業員 20 名、職員 3 名で手選によつて月額約 30 ton (探鉱が主であつたため一定はしていない。品位 Pb=4%・Zn=7%程度) の鉛・亜鉛鉱石を出鉱し、新潟県村上精錬所に送つていた。

この鉱山の周辺は、新第三系下部の小樽内川層と、これを貫ぬく石英斑岩とからなつている。

鉱床は、石英斑岩中に胚胎する含方鉛鉱閃亜鉛鉱石英脈で、現在までに知られている鉱脈は、いずれもほぼ南北の走向を示している。これは石英粗面岩質斑岩ののびの方向と良く一致しており、注目を要する。

主要鉱脈は次の 2 脈である。

- (イ) N5°W・80°E の走向傾斜をもち、走向延長 70 m, 最大鑛幅 1.3 m のもの。膨縮にとむ。
- (ロ) この鑛より 12 m 東に、ほぼ平行に胚胎する走向延長 35 m, 最大鑛幅 80 cm のもの。

1) 小関幸治 (1951)

その後、このレベルからさらに 20 m 下部まで堅坑を掘さくして、錘押しを行つたが錘幅はいつそう劣勢となつた。中外鋳業が採掘したのは、大部分がこの二つの鋳脈であつて、総計 800 ton を出鋳したという。

このほか、滝の沢を約 400 m 遡ると、右岸の小沢に N 20° E 方向の 2 条の鋳脈が露出している。この脈は珪化された石英粗面岩質斑岩を母岩として、その晶洞あるいは裂罅を黄鉄鋳・方鉛鋳・閃亜鉛鋳・黄銅鋳・少量の石英の集合体が充填するものである。なお、石英を主要な鋳石とする部分には、1 cm 大の閃亜鉛鋳・方鉛鋳・黄銅鋳が斑状に散在している。

#### 4 休止鋳山および探鋳箇所

##### A 札幌鑛山

札幌鋳山は、札幌郡手稲町字滝の沢に位置し、昭和 4 年頃には数体の坑道が掘進されていたが、いずれも、下部では細脈となつたため休山したといわれている。現在は坑道がすべて埋没してしまつていたので、鋳床の状態を明らかにすることはできない。ただ散在する“ズリ”から判断すれば、この鋳脈は変朽安山岩を母岩とする含金銀石英方解石脈である。時には、この方解石脈は黒色粘土状物質でおおわれているのを見るが、これは、恐らくマンガン方解石の酸化したものであろう。金・銀以外には不透明鋳物はみとめられず、鋳物組成は手稲鋳山黄沢鋳床群のものに類似している。

##### B 稲豊鑛山

小樽内川の中流に位置し、現在は廃山となつている。

鋳山周辺の地質は、小樽内川層に属する砂岩・頁岩互層およびこれを貫ぬく石英粗面岩質斑岩などである。坑道は埋没しているので、鋳床の状態は明らかにできないが、廃石をみると砂岩・頁岩・石英斑岩および黄鉄鋳の微晶を伴う石英などがあり、このことから石英斑岩中に胚胎した含金・銀石英脈を探鋳したものであろう。

この鋳床は、前記の豊宏鋳山と同じように石英斑岩を母岩とし、鋳床の生成も、両者ともに石英斑岩に深い関係があると思われるにもかかわらず、鋳

物組成に相違がみとめられることは、興味ある問題である。

### C 探鑛箇所および鑛染箇所

上記の鉄床以外に、わずかに露頭をはいだもの、奥ゆき 10 m 程度の坑道を掘進して探鉄した箇所、あるいは鉄化作用のややいちじるしい箇所など、この地域に見うけられる鉄床の徴候を示す箇所を、一括して表示すると第 3 表の通りである。これらの位置は、念のために地質図上にも示しておいた。

第 3 表

位 置	母 岩	鉄 物 組 成	現 況 そ の 他
右股川中流 △885.4 m の南 方 1 km の地点	変朽安山岩	石英・黄鉄鉄 (少量) 脈 幅員 5~10 cm 数本	
常次沢支流百松 山東方 2.3 km の 地点	変朽安山岩	黄鉄鉄・石英・輝安鉄 (少 量) 鉄脈幅員 10 cm	露出をはいだ程度 の探鉄
中の沢支流	変朽安山岩	石英脈 (角礫化) 周辺に 黄鉄鉄鉄染いちじるしい	坑道探鉄入坑不能
発寒川支流手稲 山南面	変朽安山岩	黄鉄鉄鉄濃集する 走向 N 60°W	坑道探鉄入坑不能
発寒川上流	変朽安山岩	80 cm にわたって黄鉄鉄 濃集する	坑道 80 m まで入 坑可能
星置川中流	変朽安山岩	黄鉄鉄・石英脈 (30 cm)	入坑不能
文治沢上流	石英粗面岩	黄鉄鉄鉄染	狸掘り
張礁川本流の上 流	基性緑色凝灰 岩	黄鉄鉄鉄染	坑道探鉄入坑不能
張礁川入口の支 流	基性緑色凝灰 岩	黄鉄鉄鉄染	坑道探鉄入坑不能
軽川南方三樽別 川東方の沢	変朽安山岩質 凝灰岩	“ざり” から考え黄鉄鉄 石英脈のようである	坑道探鉄入坑不能
張礁駅裏の沢上 流	基性緑色凝灰 岩	黄鉄鉄鉄染 Fe 18.35 % S 21.91 %	坑道 7 m で中止
張礁川支流仏の 沢	石英粗面岩を 鉄染交代する	褐鉄鉄 1 ? Fe 19.06 % S 21.91 %	道路をつけて採掘 したが品位不良の ため中止したとい う
朝里川支流	酸性緑色凝灰 岩	黄鉄鉄鉄染 Fe 6.76 % S 10.52 %	
春香山西方の沢	基性緑色凝灰 岩	黄鉄鉄鉄染 Fe 3.32 % S 5.46 %	

表中の分析値は本所技師佐藤蔵による。

## III 褐 鉄 鉄

### 1 錢 函 鑛 山

この鉱山は小樽市銭函町字十萬坪にあり、札幌国道から銭函川に沿つて約6 km さかのぼると到達する。この間にはトラック道路が通じている。冬季間は積雪が多いので、鉱石は馬糞で搬出している。

この褐鉄鉱鉱床は、昭和26年3月小樽市の橋谷源次郎が春香山スキー登山の帰途に発見したもので、谷底に雪の融けた部分があるので調べた所、温泉と褐鉄鉱の転石とをみつけたのが、端緒であるといわれている。

昭和27年7月から針田鉱業株式会社により稼行され、現在までに、累計3,214 ton を出鉱した。現在は従業員42名で、月約600 ton (Fe 51~53%) を出鉱している。

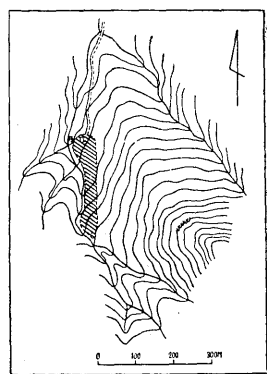
鉱床はいちじるしく黄鉄鉱化作用を受けた変朽安山岩を基盤とするもので、銭函川右岸の山腹斜面に沿つて賦存している。表土は0.5~0.8 m で薄い、鉱床は厚さ約1.3 m のものが一層あるだけで、その下部は角礫質となり、主に暗緑色の変朽安山岩と灰黒色の複輝石安山岩の角礫を褐鉄鉱で膠結した低品位の壳鉄の対象とはならないものに変つている。

稼行の対象となるのは、第6図に示す範囲内のものであるが、上流に行くにしたがつて厚さを減じ、さらに進めば、河床と平行して、前にのべたような角礫質の低品位鉄層の薄いものが、断続的に露出する程度に変つている。

この鉱床は、黄鉄鉱化作用を受けた変朽安山岩中から湧出する含鉄冷泉から2次的に生成されたもので、一般に緻密堅硬な塊鉄からなり(鉄層の厚さ約1 m)、しばしば樹の幹や、木の葉が仮象をなして含まれている。良鉄の品位は Fe 52.34%, S 0.23% 程度である。

鉱量は第6図を基礎として算定した結果は約42,000 ton となる。

なお、この鉱床の東面の凹地に通ずる沢にも、同様な型式の鉄床が存在し、これも一時銭函鉱業株式会社によつて稼行された。しかし、この



第6図 銭函鉱山の褐鉄  
鉄分布図

地域は角礫質を含むものが多く、鉄層の厚さも最大 40 cm 程度で、膨縮がいちじるしいので、鉄量は多くを期待することができない。

## 2 張碓鑛山

この鉄山は小樽市字張碓にあり、札幌国道張碓橋から張碓川を約 200 m 遡ると到達する。

この鉄床は古くから知られたもので、銭函川の右岸斜面に賦存し、2 層からなっている。第 2 次世界大戦中は上部の鉄層を採掘して、ほとんど掘り尽してしまい、現在は小樽市の田中栄蔵が所有して、昔掘つた鉄体の下部を採掘しているが、表土が厚く、しかも鉄層が薄いために（最も厚所で 30 cm）、採掘にはきわめて困難している。現在採掘している下部の鉄層は、上部鉄層との間に厚さ 1~1.3 m の粘土層をはさんで胚胎しているものである。

鉄石は粗鬆で、しかも比較的軟弱であるから粉鉄になり易いが、良鉄部の品位は、Fe 53.39 %、S 0.21% である。時々樹幹が化石木となつて含まれている。

要するに、この鉄床の今後の開発には、大きな期待はもてないであろう。

この地域の地質は、いちじるしく黄鉄鉄化作用を受けた基性緑色凝灰岩を主体とし、それに変朽安山岩がわずかに分布しているが、黄鉄鉄が濃集した所では、方々で探鉄坑道を掘進した跡が観察される。

鉄床は、このような変質作用を受けた岩石中から滲出する含鉄冷泉から二次的に生成されたもので、現在もなお、含鉄冷泉が湧出し、褐鉄鉄の沈澱が行われている。

このほか、さらに上流にもゆるやかな斜面があるので、鉄床の賦存が予想されるが、河床の断面でみられるものは、どれも角礫を褐鉄鉄で膠結した低品位のものばかりである。なお、さらに上流や支流などにも、含鉄冷泉が湧出して褐鉄鉄が沈澱しているが、基盤が露出している急斜面であるから、鉄床の賦存を望むことは困難であろう。

## IV 明 鑿 石

### 朝里山鑛山

この鉱床は小樽市から定山溪温泉へ通する自動車道路の左側に位置しているが、自動車道路から鉱床までは道路がないので、笹藪を歩かねばならない。

鉱床は、まだ本格的には探鉱も採掘も行われていない。石英粗面岩を交代して生じたもので、上部は珪化帯または珪石に移り変っているが、この珪化帯は可成りの拡がりをもっている。(地質図参照。) 下部は一般に鉱化作用をいちじるしく受けた緑色の石英粗面岩である。(このことから宇久須などのような累帯配列がみとめられるようである。)

鉱床の規模は、上部の珪化帯の分布から考えて、かなり水平に拡がること予想される。

この鉱床については、筆者に先だち、昭和20年地質調査所の小出博が調査を行つている。氏は筆者とはやや考えを異にし、安山岩を交代したものと推定している。

## V 温 泉

朝里川の上流に温泉があるということは、今でも“湯の沢”という名があるように、昔からいい伝えられてきた。そして、試錐も幾度か行われたのであるが、未だに成功をみない。現在、小樽市宇朝里から朝里川に沿つて約4 km 遡つた地点で、河床から鉱泉が湧出している所があるが、ここで、小樽市の渡辺俊男が試錐を行つている。この鉱泉の湧出口での水温は17.8°C(昭和26年11月24日測定気温2.8°C)で、次のような水質を示し一種の塩類泉に属している。

- 1) 水は無色透明である。
- 2) 硫化水素の臭気がある。
- 3) 2~3 mm の気泡が少量噴出する。
- 4) pH は 8.7 である。
- 5) 北大北野教官の分析結果は、つぎのようである。(渡辺俊男氏による)

蒸発残渣	4.76g/L
------	---------

---

1) 岩生周一(1949)

硫化水素	0.00036 g/L
塩 素	0.07 g/L
重炭酸根	0.0155 g/L
炭 酸 根	0.00809 g/L

## 文 献

- 1) 佐藤伝蔵： 岩石地質学。1937
- 2) 渡邊萬次郎： 北海道手稲鉾山産天然テル礦について。岩鉾，Vol. 8, 1932
- 3) 渡邊萬次郎： 北海道手稲鉾山産黝銅鉾について。岩鉾，Vol. 8, 1932
- 4) 渡邊萬次郎： 北海道手稲鉾山産白鉄鉾とその風化成生物 岩鉾，Vol. 10, 1933
- 5) 渡邊武男： 朝鮮遂安金山笏湖鉾床新鉾体の金銅蒼鉛鉾について。地質，Vol. 40, 1933
- 6) 渡邊萬次郎，長野長俊： 手稲鉾山産紫褐色礦物とリッカルド礦  $Cu_4Te_3$  との類似について。岩鉾，Vol. 11, 1934
- 7) 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，Vol. 40, 41, 1934
- 8) 岡 胖，佐々木早苗： 後志国小樽，塩谷附近地質調査報告。北大進論，1934
- 9) 大橋鉄雄： 北海道手稲鉾山附近の地質及び鉾床。北石鉾報 No. 250, 1935
- 10) 吉村豊文： 手稲鉾山産新鉾物手稲石(Teineite)について。岩鉾，Vol. 16, 1936
- 11) 渡邊武男： 北海道手稲鉾山滝ノ沢産テルル金銀鉾の反射顕微鏡的研究。地質，Vol. 43, 1936
- 12) 渡邊武男： 北海道手稲山滝ノ沢産自然テルルの結晶。岩鉾，Vol. 16, 1936
- 13) 神津淑祐，待場 勇，竹内常彦： 玻璃包裹物と液体包裹物を共有する斑状石英岩鉾，Vol. 21, 1939
- 14) 長尾 巧： 札幌，苫小牧低地帯。矢部教授還歴記念論文集 (Ⅱ)，1940
- 15) Short, M. N., Microscopic determination of Ore minerals. 1940
- 16) 渡邊武男： 手稲鉾山 北海道地質見学案内書。第3輯，1943
- 17) 渡邊武男： 北海道手稲鉾山における硫砒銅鉾族鉾物の産状。岩鉾，Vol. 30, 1943
- 18) 本多仁磨： 札幌市近郊寒川流域附近の地質。北大進論，1946
- 19) 岩生周一： 日本の明礬石鉾床調査報告。地調報告，第130号，1949
- 20) 小関幸治： 北海道豊宏鉾山銅・鉛・亜鉛鉾床調査報告。地調月報，Vol. 2, 1951
- 21) 佐々保雄，根本忠寛，橋本 互，松沢太郎： 北海道地質図 (1/60万)。1952
- 22) 杉本良也： 手稲鉾山の地質並びに三山・黄金沢両鉾床群の鉾物組成とその共生関係について。岩鉾，Vol. 36, 1952



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

ZENIBAKO

(Sapporo-20)

By

Ryōya Sugimoto

(Geological Survey of Hokkaidō)

**Résumé**

The area occupies a mountainous region on the south side of the Ishikari Bay, bordered by narrow coastal plane, where several villages such as Asari, Hariusu, Garugawa, and Zenibako, all known as sea-bathing places, are located. The survey was made for about 150 days during 1950~1951. Excepting this coast, the greater part of this area included in this sheet is covered with an energetic forest.

**Topography and Geology**

Generally viewing, this district is divided, closely connected with geology and geological structure, into several topographical areas which are arranged as follows.

(a) The plateau-like mountain land attaining to the height of about 700-1,200 m. above sea level, formed of volcanic rocks which are dated at from the late Neogene Tertiary to the early Quaternary epochs.

(b) The eroded rugged area, about 1,000 m. above sea level with higher sharp peaks, consisting of agglomerate.

(c) The rugged area, about 650 m. above sea level, due to the strong resistance of the silicified rock.

(d) The flat land with maximum height of about 150 m. above sea level, developing along the Hariusu coastal line, accompanied by an

irregular sea cliff which is formed of agglomerate.

(e) The river terrace and fan deposit, bordered the coastal and alluvial flat.

It is remarkable that the peak lines in (a) and (b) are parallel to the structural lines running to NNS, along which the Otarunaigawa runs.

The geological groups are chiefly characterized by volcanic products which are prominent in the Southwestern Hokkaido, and the normal sediments yielding few fossils, are scarce, but the classification into formations, such as the kunnui, the Yakumo and the Kuromatsunai, well known in the Southwestern Hokkaido, is possible by only rock facies.

Tab. 1 shows the geological groups of this area, established by the lithological features, and their stratigraphical successions.

### **Younger Tertiary**

It is divided into three groups of Zenibako, Hariusu and the overlying volcanic rocks. They are correlated respectively with the Kunnui, the Kuromatsunai and probably to the Setana groups, all well known in the geology of Southwestern Hokkaido. The succession is different from that in Oshima peninsula in the absence of the Yakumo series.

#### **Zenibako Group**

The powerful volcanism during the sedimentation of Zenibako Group shows a gradual progress from basic to acidic in lithological character. This relation is everywhere regularly observed in the volcanic actions of the whole area. The former characterizes the Teine formation, and the latter the Otarunaigawa one. These volcanic and pyroclastic rocks are widely developed, and the normal sediments are scarce. Generally viewing from the distribution of volcanic products, a few centers of volcanic actions may exist in this sheet, but is not obvious at present. The greater part of the whole succession has suffered silicification, pyritization and kaolinization and has altered to green rocks, in which the chief ore deposits such as Teine, Otoyō mine, etc. are developed. Owing to prevalence of volcanic materials, the rocks are commonly massive, but, judging from a few measured datas, they generally strike NNW and dip

Tab. I

Age		Geological Series		Remarks	
Quaternary	Recent	Flood-plane & Sand-dune Deposits			
	Pleistocene	Jūmansubō Sand & Gravel	Teineyama Volcanics Kenashiyama Volcanics Byōbudake Volcanics Asaridake Volcanics Yoichidake Volcanics		
Tertiary	Pliocene	Setana	Okutōineyama Lava Shiraidake Lava Tengudake Lava	Gotenyama Lava Tsugeyama Lava	
		Kurumatsunai Group	Ishikurayama Andesite		
			Harukayama Andesite		
			Eboshidake Andesic Agglomerate Formation		
			Tengudake Andesite		
	Miocene	Yakumo	?		
		Kunnuai	Oltanigawa Formation	Tekinosaka Dacite Member	Acidic Volcanism →
				Sakasagawa Liparite Member	
				Migimatagawa Acidic Green Tuff Member	
				Yoichigawa Arkosesandstone & Shale Member	
Zeribako Group	Teine Formation	Santanubetsugawa Green Tuff Member	← Basic Volcanism		
		Hassamugawa Propylite Member			
		Asarigawa Green Tuff Member			
		Hidarimatagawa Propylite Member			
		Mayoizawa Acidic Intrusive Rock		Metallic Mineral Zone	

10-20 SW or 10-20 NE, thus the whole succession showing a wavy folding.

**Teine Formation**

This formation develops all over the area, surrounding the Teine mine, Sapporo mine, and in the drainage areas of the Migimatagawa and the Hidarimatagawa. It forms the basal formation in this sheet, and is divided

into four members as tabulated above. These members consist chiefly of basic green tuff and propylite changing laterally from each other, and are accompanied by a few normal sediments such as stratified black shale and green sandstone with *Sagalites sp.* The formation is conformably covered by the Otarunaigawa formation, or unconformably by the Hariusu group.

The Migimatagawa propylite member, accompanied by hard rhythmically stratified siliceous shale and mineralized green tuff, is distributed in the valleys of the Migimatagawa, the Hidarimatagawa and on the right bank of the Otarunaigawa, and extends to the Toyoha mine. Propylite appears mostly in the form of lava. It originates in augite andesite at the Hidarimatagawa district, and in two pyroxene andesite (partly doleritic) at others. It is variable in color, heterogeneous in appearance according to the degree of propylitization; at the upper course of the Sakasamagawa it appears brown in color owing to the strong oxidation, while at the middle course of the Hidarimatagawa it has altered to a white compact rock due to the development of abundant quartz, calcite veins of about 10-5 cm. in width.

The Asarigawa Green Tuff member is found as contemporaneously with the basic volcanic rocks above mentioned. Tracing up the upper course of the Hidarimatagawa (branch of the Asarigawa), the basic green tuff and the propylite expose alternately at intervals of 5-10 m., the latter predominating. This member develops over the Asarigawa district. It is divided into the lower green tuff with stratified black shale, striking N 10 W and dipping 15 W, and the upper green tuff-breccia or agglomerate. However, these two units are mapped with the same color. The lower, having conspicuous change of rock facies, is of pyroclastic origin derived from andesitic rocks, and is frequently accompanied by lavas and dykes of propylite. Generally speaking, a few quartz is only found under microscope, excepting secondary one produced by the alternation. This is distinguished in appearance from the upper acidic one which is light green in color and glassy or pumiceous in character. The upper, occasionally intercalated by thin basic green tuff, includes brecciated fragments of two pyroxene andesite and green tuff. It is further divided into tuff-breccia

in the lower and agglomerate in the upper.

The Hassamugawa propylite member, remarkably altered, chiefly occupying the south eastern part of this sheet, consists of propylite originating from quartz hornblende bearing two pyroxene andesite. It is occasionally intercalated with black shale and green sandstone, striking N 30 E-20 W and dipping 15 E-20 W. The contact part between this propylite and the Hidarimatagawa one seems to be a fault. Furthermore, it is covered by the Okuteine lava. Therefore, the direct relation between the upper and the lower members in the stratigraphical position is obscure. From a few measured dips and strikes, this may belong to the upper horizon. However, judging from their modes of occurrence, this member seems to represent different products in the same volcanic zone or it may be a fore-runner of the Otarunaigawa acidic volcanism. At present the writer recognizes it as a local variety.

The Santarubetsugawa basic green tuff member, distributed in the front dikes of Teineyama, is contemporaneous with the Hassamugawa propylite. The interlocking exposure of the two rocks is found at the upper course of the Takinosawa. This member is divided into the lower green tuff and the upper green tuff-breccia or agglomeratic tuff, which shows considerable mineralization. The former, including pumice, volcanic and sedimentary fragments, is generally green in color, but the one whitened by weathering can not be discriminated from the acidic tuff. The latter, having transitional relation with the former, is formed chiefly of smaller angular fragments of quartz hornblende bearing two pyroxene andesite with some black shale, chert, etc., which are cemented by finer grains of the same materials.

### **Otarunaigawa Formation**

This formation, which gradually merges downwards into the Teine formation and is unconformably covered by the Hariusu group, has considerable wider distribution in this area. Its strike is N 10-20 W and dip is 5-10 E. Its volcanism represents a gradual transition from acidic to intermediate types, but some basic activity, as mentioned above, weakly continues until those days. Those members as tabulated above are

chiefly distributed along the Otarunaigawa and the upper course of the Asarigawa. In the former district, including the Tengudake (681 m.) and its southwestern part, the Sakasamagawa liparite member predominates. It is divided into the upper silicious hard liparite and the lower liparite, which is occasionally intercalated with some bentonitic tuff, stratified black shale and green sandstone. The silicious liparite appears like a quartzite in appearance, and alters to quartz aggregates on account of strong silicification. The lower liparite, having transitional relation with the former, clearly differs from the liparite which distributes in the Otarunaigawa, in appearance and lithological feature owing to strong pyritization. In the latter district this formation is divided into four members. The lowest Yoichigawa shale and arkose sandstone member, chiefly occupying the upper stream of Yoichigawa and the area drained by Otarunaigawa, represents a sedimentary facies deposited in the area far from the volcanic centers. The other members show volcanic facies accumulated near the volcanic centers. The Hidarimatagawa liparitic green tuff member consists of predominant liparitic green tuff and some liparite. The tuff is generally green in color, pumiceous or porous in appearance and shows bentonitic feature upon weathering. The liparite is variable in structure; it looks like a schistose rock owing to conspicuous flow structure at certain places and massive at others. It gradually merges into the Sakasamagawa liparite member, which appears chiefly as lava flows and sometimes as dykes or sheets. It is conformably covered by the Takinosawa dacite member of the uppermost of this formation.

#### **Mayoisawa Acidic Intrusive Rock**

It is liparite-porphry, occurring as dykes and sheets, running parallel to the direction of the general trend of the Otarunaigawa formation. It strikes NNW, reaching to 6 km. in length in maximum, and still extends to the adjoining Zyozankei sheet.

The exposures, intruding into the Otarunaigawa formation in the form of dyke or sheet, are found at the Tairyōsawa, Toyohiro mine, etc., but the contact-metamorphic effects around these intrusive bodies cannot be clearly recognized, because the rocks are strongly affected by sericitization,

chloritization and pyritization, and embrace the ore deposits such as Toyohiro and Inatoyo mine. The essential minerals of this rock are quartz of about 2-8 mm. in size, hornblende, plagioclase and biotite in small amount. The mineral assemblage and structure is heterogeneous; namely the basic facies which is rich in ferromagnesian minerals is found in some place, and the extrusive facies are observed at the marginal part. The time of the intrusion has been discussed. So far as observed from the geological standpoint in this sheet, it is clearly pre-Kuromatsunai series, because this body is covered by the Hariusu Group, which contains the blocks of this liparite-porphry. As seen in this geological map, this intrusive bodies are closely connected with the geological structure, elongation of this bodies being parallel to the structural lines.

### **Hariusu Group**

The distribution of this group is relatively wide. Eboshidake, Tengudake, southern slope of Teineyama and the coastal cliff of Ishikari Bay are formed of basic volcanic rocks and agglomerate, which are called the Kuromatsunai type. They are largely submarine in origine, as some sedimentary layers are occasionally intercalated in them. Moreover, this group has two characters as follows.

(1) Agglomerate consisting chiefly of sub-angular blocks of characteristic black glassy andesite is predominant.

(2) Rocks of this group show no signes of mineralization.

Accordingly, these characters are one of the principal means to discriminate this group from the Zenibako. Its strike and dip is commonly obscure, though it strikes NS-N 20 E and dips 5-10 NE or NW at some places where normal sediments intercalate. Though the lowest formation of this group is adjacent to the Zenibako group, the very point of contact can be hardly observed. However, in the adjoining Otarutobu sheet, the relation seems to be unconformable.

(a) The tufaceous sandstone, bearing sub-angular blocks of liparite which is about 10 cm. in size, covers the eroded surface of liparite, which corresponds to the Otarunaigawa formation, and is transitional to the Eboshidake agglomerate formation.

(b) From the geological standpoint of view, such as that the upper member of the Otarunaigawa formation is exposed at relatively higher place and the lower formation of this group seems to be deposit on the uneven surface of liparite; the window like exposures are found at the Kenashi Valley.

Inferring the violent volcanism of this area in those days, it is still doubtful whether these recognized relations represent a true stratigraphical unconformity or not. As far as the present knowledge of the geology of Southwestern Hokkaido is concerned, the volcanism in the Yakumo series is believed to have broken out locally. So, the author regards its relation as unconformity for the time being. It is divided into four formations as tabulated above according to rock facies. The Tengudake two pyroxene andesite, having a columnar joint, develops in the form of lava in the slope of Tengudake and Eboshidake. It gradually merges upward into the Eboshidake andestic agglomerate, consisting chiefly of agglomerate and intercalated with thin beds of two pyroxene andesite and black shale or mudstone. It has a wider distribution, occupying Eboshidake, Tengudake, coastal cliff of Hariusu and the southern slope of Teineyama. In each districts the lithological characters are different in some degrees. At Toyohira it is divided into three members. The lower is formed of andestic agglomerate, containing subangular fragment, predominantly of quartz hornblende bearing two pyroxene andesite and subordinately of chert and diorite. The middle is two pyroxene andesite, which often is amygdaloidal in structure. The upper is agglomeratic tuff. At Asari, although the mineral composition of fragment is similar, the appearance of groundmass is divided into two types; grading into each other, one is black compact, and other is porous. At Teine, the lower is quartz bearing two pyroxene andesite agglomerate, while the upper is quartz hornblende bearing augite andesite agglomerate, accompanied by dacite and andesite lavas. These rocks are mapped with the same color.

The Ishikurayama two pyroxene andesite, intercalated with Eboshidake agglomerate, extruded as a lava flow. It is characteristic in containing rounded xenolith of about 10 cm. in size. The Harukayama two pyroxene



andesite, accompanied by thin beds of agglomerate, seems to be basaltic in appearance. Such volcanics are the successive products due to powerful volcanism occurred during the deposition of the Hariusu series.

### **Andestic Lavas and Dykes**

These volcanic rocks, collectively speaking, may be the intrusive or the extrusive bodies during the age of Setana or early Quaternary. Lavas and dykes, as tabulated above, are basic andestic in lithological meaning.

## **Quaternary**

The quaternary series includes the Jumantsubo gravel and sand bed, relatively acidic andisite such as of Teine, Kenashi lava etc., basic andesite as of Yoichidake, Asaridake lava and the alluvial fan deposits which are observed in the Ishikari low land and other small areas.

### **Jumantsubo gravel sand**

It is found as the younger Pleiocene fan deposit which attains to the height of about 20-60 m. above sea level in front of the hill formed of Neogene Tertiary. The flat surface of about 100 m. above sea level, developing along the Hariusu sea-shore, consists of thin gravel bed. But it is not clear at present whether this bed can be correlated with the former. In this geological map this bed is treated as of the same age.

### **Pleiocene volcanics**

These volcanics are divided into two groups according to the lithological character; one is quartz bearing two pyroxene andesite lavas such as Teineyama and kenashiyama volcanics, and the other is two pyroxene andesite lavas accompanies small amounts of pyroclastics of similar lithological character. It is scarcely possible to trace the original shapes of these volcanos on account of having been dissected considerably. From the existence of the cliffs which are supposed to be the remains of crater at Teineyama and Byobudake, and the small bogs which are supposed to be related with volcanism at the eastern part of Asaridake and Yoichidake, this volcanism is considered to have also occurred in pleistocene age.

### **Recent Deposits**

They are distributed as flood-plaine deposits along rivers, sand-dune deposit along sea-shore and alluvial deposit on the flat surface in north eastern area of this sheet. These deposits consist of loose sand, clay and gravel derived from the older formations.

### Economic Geology

Many peoples have paid great attention to this area as a zone of metallic ore deposits. These mineral deposits are embraced in the Zenibako Group, which corresponds to the important ore-bearing Kunnui series of the Southwestern Hokkaido, and quartz-porphyry which is considered to be correlated to the Yakumo Series, which has been supposed to have hardly any economic value. The type of deposits is all fissure-filling veins as far as the present survey is concerned. The so-called "Kuromono", widely distributed in the green tuff region in the Northeastern Japan, has not been discovered.

**Gold-Silver-Copper Veins.** Among many metallic ore deposits this mineral assemblage has an important economic value. The Teine mine, the Inatoyo mine and the Ōtoyo mine belongs to this type. The Teine mine is famous for occurrence of the various rarer minerals such as Teineite, Rickardite, etc.. From the mineralogical point of view, it is characteristic that gold and silver commonly occurs as tellurides, while copper, containing Au-Ag in more or less amounts, as sulphosalts such as enargite, luzonite and tetrahedrite. On the other hand, their gangue minerals are quartz, representing colloform structure, calcite and barite which is common in epithermal veins. Furthermore, they often accompany the lower temperature minerals such as realger, marcasite, etc. Generally speaking, the veins of this type are in close connection with the fissures around the center of eruption of propylite or its margins and faults.

**Lead-Zinc veins.** Only one mine, the Toyohiro, belongs to this type. The important two veins, striking mostly NS, are parallel to the trend of liparite porphyry, and contains zincblende and galena as ore minerals, and quartz, calcite and chlorite as gangue minerals. This mine is now under prospecting by Chugai Mining Co. Ltd..

Besides these deposits, pyrite ores are found from place to place, but have hardly any economic value as far as the present survey is concerned.

**Iron deposits.** Limonite deposits are also a resources of some economic importance in this sheet. The Hariusu and the Zenibako mine, distributed on the propylite of the slopes of highland along rivers, are now working. Especially, the later, lately discovered, is hopeful, because the workable reserve is estimated at over 42,000 tons and Fe content is 52% on an average.

**Alunite.** It occurs in the silicified liparite, but it is a doubtful whether workable or not.

**Gravel.** Andesitic lavas are quarried from place to place for the purpose of mending roads.

昭和 28 年 3 月 25 日 印刷

昭和 28 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

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

**EXPLANATORY TEXT**  
**OF THE**  
**GEOLOGICAL MAP OF JAPAN**

SCALE 1:50,000

---

**ZENIBAKO**

(SAPPORO-20)

BY

**RYOYA SUGIMOTO**

**GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO**

**MASAO SANO, DIRECTOR**

---

**HOKKAIDO DEVELOPMENT AGENCY**

1953