

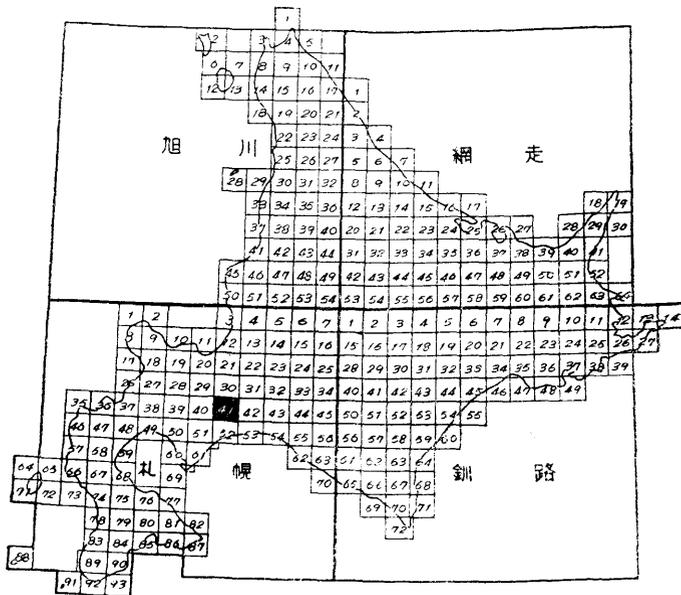
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

樽 前 山

(札幌一第 41 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 32 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

樽 前 山

(札幌一第 41 号)

北海道立地下資源調査所
北海道技師 土 居 繁 雄

北海道開発庁

昭和 32 年



モーターアップより樽前山を望む。

山体は、碎片的抛造物および熔結凝灰岩からできている。中央のつきでできているのは、明治42年にできた円頂丘である。

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地質概説	4
IV 新第三紀層および同時期火山岩類	4
IV.1 漁川層および同時期火山岩	4
IV.1.1 金山沢頁岩層	6
IV.1.2 ラルマナイ川凝灰岩層	6
IV.1.3 湯の沢凝灰質砂岩層	7
IV.1.4 鞍馬越変朽安山岩	7
IV.2 鳴尾層	8
IV.2.1 ニナルシュエおよび同時期火山岩トマナイ川集塊岩層	8
IV.2.2 オコタンベ湖熔岩	8
IV.3 烏柵舞層	9
IV.3.1 湖畔頁岩層	9
IV.3.2 水溜砂岩層	10
IV.4 イチャンコッペ山熔岩	11
IV.5 多峰古峰山熔岩	11
IV.6 モーラップ山熔岩	12
IV.7 紋別山熔岩	13
IV.8 千歳川集塊岩層	14
IV.9 樽前川熔岩	15
IV.10 漁岳基底熔岩	15
IV.11 漁岳熔岩	16
V 第四紀層および同時期火山岩類	16
V.1 735 m 山熔岩	17
V.2 森野火山噴出物	18
V.3 支笏火山噴出物	18

V.3.1	社台浮石層	19
V.3.2	第1期支笏熔結凝灰岩	19
V.3.3	島松浮石層	20
V.3.4	第2期支笏熔結凝灰岩	21
V.3.5	豊平浮石層	23
V.4	風不死火山噴出物	23
V.4.1	大崎集塊岩層	24
V.4.2	金次郎沢集塊岩層	24
V.4.3	第1期熔岩	25
V.4.4	第2期熔岩	25
V.4.5	路畑の沢熔結凝灰岩	25
V.4.6	第3期熔岩	26
V.5	恵庭火山噴出物	27
V.5.1	丸駒集塊岩層	28
V.5.2	恵庭浮石層	28
V.5.3	月寒火山灰層	29
V.5.4	第1期熔岩	29
V.5.5	第2期熔岩	30
V.5.6	第3期熔岩	30
V.5.7	第4期熔岩	30
V.5.8	第5期熔岩	31
V.5.9	第6期熔岩	31
V.5.10	ポロピナイ沢集塊岩層	32
V.5.11	恵庭岳熔岩	32
V.6	樽前火山噴出物	33
V.6.1	北山熔岩	34
V.6.2	碎片拋出物および熔結凝灰岩	35
V.6.3	浮石層	39
V.6.4	中央火口丘熔岩	39
V.6.5	円頂丘熔岩	40
V.7	崖錐堆積物	41

V.8	現河川堆積物	42
VI	地 史	42
VI.1	新第三紀	42
VI.2	洪積世	43
VI.3	沖積世	44
VII	応用地質	44
VII.1	金・銀・鋳	44
VII.2	温 泉	45
	参 考 文 献	45
	Résumé (in English)	48

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 樽 前 山 (札幌一第 41 号)

北海道立地下資源調査所
北海道技師 土 居 繁 雄

はしがき

この図幅説明書は、昭和 30 年 6 月から同年 12 月にわたる約 50 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。

北海道は、地質学の立場から、札幌から苫小牧にぬける、いわゆる石狩低地帯によつて、中央部と西南部とに区分されている。この地域は、石狩低地帯の西に位置して、西南部北海道にふくまれる。

この地域のうち、支笏湖の周辺は、はやくから踏査されているが、とくに、樽前火山については、多くの人達が、いろいろと研究している^{*}。それは、樽前火山が、古くから、いくたびか活動を繰返し行つていることと、明治 42 年の大破裂の際に、頂上火口の中に、円頂丘が生成され、類例の少ない火山となつたことによる。

しかしながら、この地域全般の地質は、まだ明らかにされていない。

調査を進めるに当つては、苫小牧市役所商工水産課の各位、および樽前荘管理人江谷千代吉氏の協力をえた。報告にはいるに先だち、謝意を表する。

I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 42°46′～42°50′、東経 141°15′～141°30′の範囲である。

行政的には、大部分の地域が、石狩支庁の管轄で、1 部が胆振支庁に属する。そして、漁川およびその支流流域の北部は恵庭町に、千歳川・紋別川の流域・風不死岳・恵庭岳および樽前火山西半部をふくむ支笏湖周辺の山地は千歳町に、東南部の樽前火山麓地域は苫小牧市に、西部の社台台地は白老村に、それぞれふくまれる。

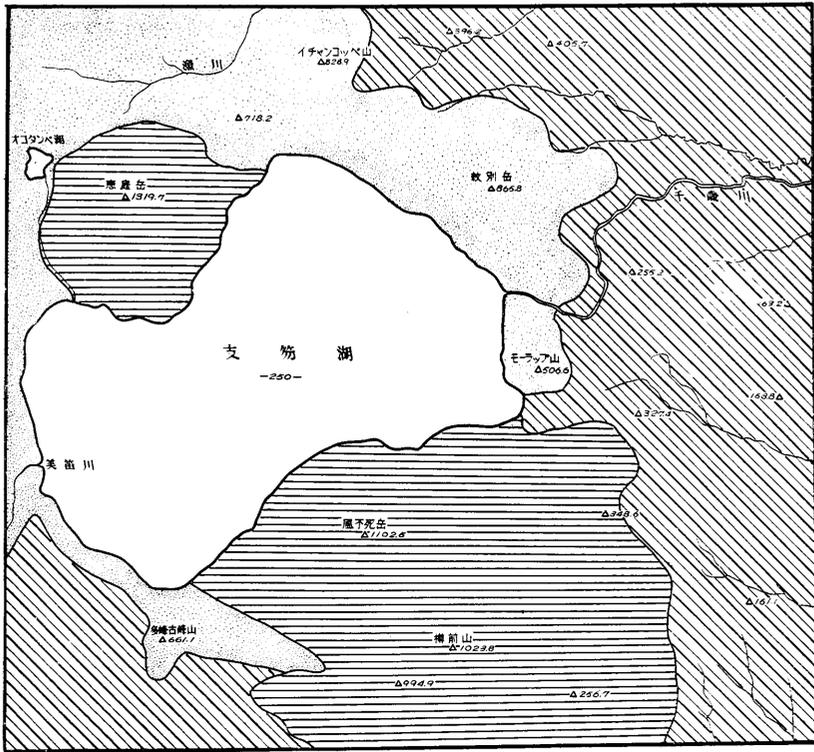
* 参考文献参照

支笏湖は、観光地として宣伝されているので、湖畔までの交通は便利であるが、奥地には、満足な道路が少ない。湖畔までは、千歳町から千歳川に沿って、苫小牧市から丸山を経て、それぞれバスが通じている。なお、湖畔から風不死岳北東麓のモラップまでも、最近道路が開さくされ、バスが延長して運行している。奥地の道路としては、千歳鉱山から美笛までの鉱山専用道路、樽前山の山麓地域の運材用道路がみられるにすぎない。また、支笏湖には、湖畔から美笛まで、および湖畔から丸駒温泉まで、それぞれ定期船が運行している。

II 地 形

この図幅地域を大まかにみると、つぎの4つの地形区にわけることができる。

第1図 地形区分図



火山地形

台地状地形

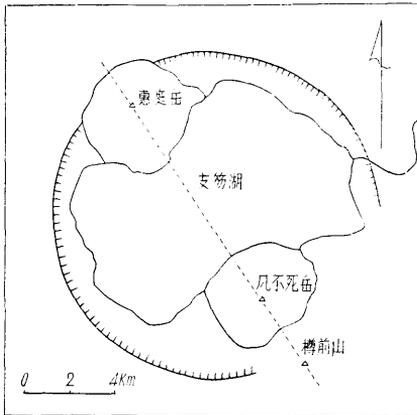
起伏に富んだ山地帯

- (1) 図幅地域の北部および西部をしめ、小さな起伏に富んだ山地帯。
- (2) 図幅地域の東部および西南部をしめ、台地状の地形を呈する山地帯。
- (3) 支笏湖の西北部および東南部にある円錐形の火山体。
- (4) 支笏湖

(1)は、標高 400 m から、しだいに高度をまして、最高 900 m に達する起伏に富んだ地域である。おもに、新第三紀層と同時期の火山岩類からできているが、さらに、第四紀の熔岩流が、それらをおおつて発達している。

(2)は、標高 120 m から、しだいに高さをまして、最高 550 m におよぶ。基盤は新第三紀層または同時期の火山岩類からできており、第四紀の火山砕屑物によつておおわれている。とくに東部地域では、新期の樽前火山噴出物がいちじるしく発達しているのが、特ちようである。

(3)は、支笏湖盆の中央部を N 30° W の方向をもつて走る線が、湖盆陥没壁と交又する地点に位置する、樽前・風不死・恵庭の 3 つ



第 2 図 支笏湖周辺の火山
(鈴木稔・下斗米俊夫原図)

の火山である。これらは、完全な火山形態を保ち、おもに火山噴出物から構成されている。

(4)の支笏湖は、支笏火山噴出物の抛出したあとに、陥没によつて形成されたものである。湖辺山地の、湖に面した急斜面は、その時の断崖に相当するものであろうと考えられている。これらの急斜面の屋根をつないでみると、支笏湖盆はほぼ円形をしていたようである。湖盆の形成のほと、(3)でのべた風不死・恵庭・樽前の 3 火山が形成され、その噴出物が湖盆の中に流下して、現在みられるような東々北より西々南に長い、不規則なまゆ形を示すようになったものであろう。この湖の周囲は 40 km である。

水系の主なものは、この地域の西に連なる壮溪環状圏内に源を發して、支笏湖にそそぐ美笹川と、支笏湖に源を發して流路を西から東にとり、石狩平野に下つてゆく千歳川とがある。このほか、オコタンベ湖に源を發して支笏湖に注ぐものに、オコタンベ川、北湖山地に源を發して石狩平野に降るものに、漁川・イチャンコッペ川・紋別川、樽前山東麓に源を發して太平洋に注ぐものに勇振川・苫小牧川・小糸魚川・錦多峰川などがある。

III 地質概説

この地域をつくる地質系統は、第3図模式柱状図にしめたようなものである。

新第三紀層は、地域の北西部山地に分布しているほか、支笏湖の湖岸や、第四紀の火山噴出物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。この新第三紀層は、下位から、漁川層・鳴尾層・烏柵舞層およびそれらを貫く火山岩類に大別される。漁川層は、砂岩・頁岩・凝灰岩などの互層から出来ていて、変朽安山岩化作用を受けた輝石安山岩の熔岩流をとまう。鳴尾層は、石英安山岩質の火山活動によつてもたらされたもので、おもに砕屑岩類と熔岩とからできている。烏柵舞層は、頁岩と砂岩の互層である。

第四紀層は、この地域の全域に分布し、おもに火山噴出物からできている。下位から、浮石質凝灰岩と熔結凝灰岩とから構成される森野火山噴出物と支笏火山噴出物、風不死・恵庭・樽前3火山の活動によつてもたらされた風不死火山噴出物・恵庭火山噴出物・樽前火山噴出物・および、河岸に発達する現河川堆積物などにわけられる。

森野火山噴出物と支笏火山噴出物は、洪積世に、風不死・恵庭・樽前の3つの火山噴出物と、現河川堆積物は沖積世に、それぞれ属する。

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^{いざり}漁川層・^{なるお}鳴尾層・^{こはん}湖畔層および石山層にわけられる。^{*}このほか、この時期に噴出した火山岩類があげられる。

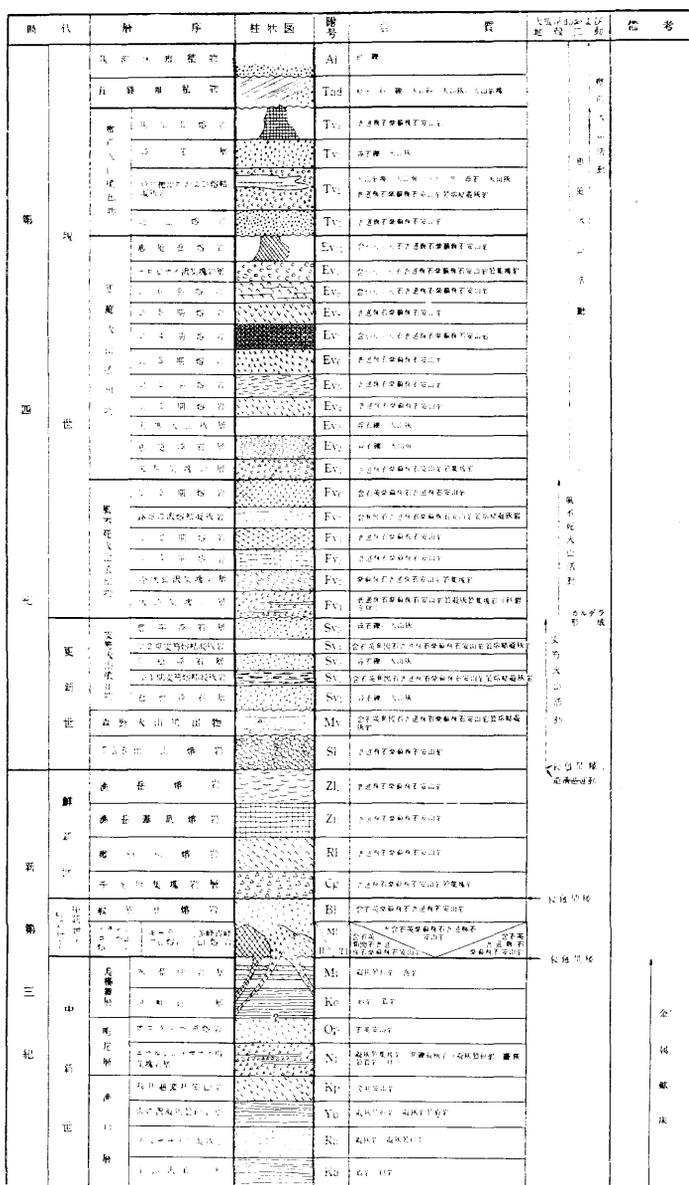
IV.1 漁川層および同時期火山岩

漁川層は、この地域の北西部の、漁川の上流域に模式的に発達している。このほか、支笏湖の北部湖盆壁や西南部湖盆壁の1部にも露出している。この地域内には、この地層より下位に当る地層は見当らない。したがって、下位層との関係は不明であるが、上位には、鳴尾層が整合にのつている。

漁川層は、つぎのような層序をしめす。

* この地層の模式地は、この地域の北につらなる、石山地方のラルマナイ川の支流金山沢である。

土居繁雄・小山内照(1956年): 5万分の1「石山」図幅説明書 北海道立地下資源調査所



第3图 樟前山地域模式柱状图

IV.1.4 鞍馬越変朽安山岩

IV.1.3 湯の沢凝灰質砂岩層

IV.1.2 ラルマナイ川凝灰岩層

IV.1.1 金山沢頁岩層

IV.1.1 金山沢頁岩層 (Ka)

この地層は、この地域の西北部を流れる漁川の河岸や河床に露出している。ここでは、 $N 10^{\circ} \sim 20^{\circ} W \cdot 10^{\circ} \sim 20^{\circ} WN$ の走向・傾斜をしめしている。この地層は、すでに刊行された石山岡幅の地域に発達している、漁川砂岩・頁岩層からしだいにかわり、上位ののつてくるラルマナイ川凝灰岩層にうつつてゆく。しかし、漁川本流の上流地域では、ラルマナイ川凝灰岩層は全く薄くなつてしまい、この地層の上位に、湯の沢凝灰質砂岩層が整合ののつている。

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、しだいに凝灰質砂岩の薄層と互層する。下部層はおもに灰黒色または黒色の、緻密な泥質頁岩である。ときには、灰緑色をした凝灰質砂岩の薄層と互層する。珪化作用や黄鉄鉱化作用をうけている。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の互層からできている。下部層と同じように、珪化作用および黄鉄鉱化作用をうけている。

このほか、1部には、いちじるしく粘土化作用をうけているところもみられる。

IV.1.2 ラルマナイ川凝灰岩層 (Ra)

この地層は、この地域の北西部、漁川の上流地域およびその支流流域に、分布している*。そこでは、 $N 20^{\circ} W \cdot 20 W$ の走向・傾斜をしめしている。

この地層は、まえにのべた金山沢頁岩層の上位にのる地層で、それから、しだいにうつりかわるものであるが、さらに、上位の湯の沢凝灰岩層にかわつてゆく。

模式地の石山地方にくらべて、層厚はひじょうにうすくなつてきているが、さらに南の漁川本流の河岸になると、この地層はなくなつてしまう。そして、まえにのべた金山沢頁岩層の上に、つぎにのべる湯の沢凝灰質砂岩層が直接ののつている。おもに、灰緑色の凝灰岩と凝灰質頁岩の互層からなり、灰黒色頁岩の薄層をはさんでいる。全体に黄鉄鉱化作用をうけている。

* 模式地は、この地域の北につらなる石山地方のラルマナイ川上流地域である。

土居繁雄・小山内照 (1956年) : 5万分の1「石山」図幅説明書 北海道立地下資源調査所

IV.1.3 湯の沢凝灰質砂岩層 (Yu)

この地層は、漁川の上流地域、支笏湖の西南湖岸および社台台地の西南部（この図幅の西南隅）地域に発達している。^{*} 漁川上流の河岸では、N 5° W・20° W、支笏湖の西南湖岸では、N 40° W・25° SWの走向・傾斜を、それぞれしめしている。

漁川の北部地域では、まえにのべたラルマナイ川凝灰岩層のうえに、しだいにうつりかわる関係でのつている。しかし、漁川流域では、ラルマナイ川凝灰岩層を欠き、金山沢頁岩層の上位に整合にのつている。また、この地層の上を、鞍馬越変朽安山岩が、熔岩流としておおつている。支笏湖の西南湖岸および社台台地の西南部では、下位層との関係は、観察できないが、上位には、洪積世の所産である森火山噴出物岩が不整合にのつている。おもに凝灰質砂岩からできているが、角礫凝灰岩の薄層をはさんでいる。

砂岩は、灰白色から灰緑色の中粒または粗粒の凝灰質砂岩で、淡灰緑色の凝灰質頁岩の薄層をはさんでいる。角礫凝灰岩は、灰緑色をした安山岩質のものである。黄鉄鉱化作用をうけている。

IV.1.4 鞍馬越変朽安山岩 (Kp)

漁川の上流流域からオコタンベ湖周辺地域に発達している。このほか、支笏湖の西湖盆地や、美笛川河岸にも露出している。まえにのべた、湯の沢凝灰質砂岩層のうえにのり、鳴尾層で整合におおわれている。

美笛川流域では、あとでのべる鳴尾層の下部をしめるニナルシュトマナイ川集塊岩層が、うえにのつている。しかし、オコタンベ湖以北の地域では、鳴尾層の下部を欠き、上部の石英安山岩の熔岩が、直接、この変朽安山岩をおおつている。

暗緑色または灰緑色の緻密なもので、変朽安山岩作用をいちじるしくうけている。このほか、珪化作用や黄鉄鉱化作用もみられる。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斜長石は、半自形または他形を呈し、絹雲母・曹長石・石英および緑泥石などに変つている。有色鉄物は、ほとんど緑泥石・緑簾石などに変つているほか、方解石も生成されている。

石基は、脱玻璃作用によつて、小さな粒状の石英に置き換えられている。このほか、緑泥石や絹雲母などもみられ、不規則な結晶形の黄鉄鉱が散在している。

^{*} 模式地は、この地域の北につらなる石山地方の真駒内川の支流の湯の沢流域である。土居繁雄・小山内熙（1956年）：5万分の1「石山」図幅説明書 北海道立地下資源調査所

IV.2 鳴尾層

この地層は、オコタンペ湖の北西部山地から、美笛川流域にかけて広く発達している。まえにのべた漁川層の堆積にひきつづいておこなわれた、石英安山岩質の火山活動によって、もたらされたものと考えられる^{*}。

なお、つぎのような層序をしめしている。

IV.2.2 オコタンペ湖熔岩

IV.2.1 ニナルシュトマナイ川集塊岩層

IV.2.1 ニナルシュトマナイ川集塊岩層 (Ni)

この集塊岩層は、オコタンペ川の西部山地および美笛川下流域に発達している^{**}。

美笛川下流の河岸では、N 70° W・30° SWの走向・傾斜をしめしている。まえにのべた漁川層のうえに整合にのり、この集塊岩層の上位には、オコタンペ湖熔岩がのつている。オコタンペ湖熔岩とは、しだいにうつりかわつている。

おもに、石英安山岩質の凝灰質集塊岩からできているが、角礫凝灰岩や凝灰質砂岩の薄層をはさんでいる。

淡緑色から濃緑色を呈し、角礫状構造をはつきりとしめしている粗しような岩石で、かなり強い珪化作用をうけているほか、黄鉄鉱が鉱染している。顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

珪化作用によつて生成した細粒の石英からなり、その中に破砕した石英・斜長石・輝石類が散在している。斜長石は、方解石化・曹長石化・絹雲母化しているものが多い。また、輝石類は、全く緑泥石にかかつている。不規則な結晶形を呈する黄鉄鉱が散在している。

IV.2.2 オコタンペ湖熔岩 (Op)

この熔岩は、オコタンペ湖の北部山地に、広く発達している。このほか、オコタンペ川の西部山地にも分布している。湖の北部では、まえにのべた鞍馬越変朽安山岩の上位にのつているが、直接の関係は、観察できるところがないので不明である。オコタンペ川西部の山地では、まえにのべたニナルシュトマナイ集塊岩層からしだいにうつりかわつてい

* 藤原哲夫 (1954年) : 5万分の1「壮溪珠」図幅説明書 北海道開発庁

** 模式地は、この地域の西につらなる壮溪珠地域の東部にある、鳴尾山およびニナルシュトマナイ川上流流域である。

る。

この熔岩の上を、漁岳基底熔岩および漁岳熔岩がおおっている。

緑色ないし暗緑色の緻密堅固な岩石で、石英の斑晶がいちじるしく目立っている。珪化作用を強くうけているところは灰白色を呈し、石英粗面岩のようにみえる。また、黄鉄鉱の鉱染もよくみられる。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石・石英・輝石類

斜長石は、半自形を呈し、曹長石・絹雲母などにかわつているものが多い。なお、1部は石英にかわつているものもある。

石英は、融蝕形を示しており、不規則な割目が発達している。

輝石類は、全く緑泥石化しており、わずかにその構造が残っているにすぎない。方解石にかわつているものもみられる。

石基：ハイアロピリテック構造または玻璃質構造を呈している。ガラス・斜長石・輝石類および磁鉄鉱などが散在している。二次的に緑泥石・方解石・石英などがたくさん生成されている。

IV.3 烏柵舞層

この地層は、イチャンコッペ川河岸・紋別川中流河岸・千歳川第1発電所附近の河床・支笏湖湖畔附近・樽前山西部および多峰古峰山北方の支笏湖湖岸に、それぞれ小規模に露出している。

この地域では、下位と考えられている美笹層や鳴尾層などの露出がないので、両者との関係は不明である。しかし、岩相と化石とから判断すると、いちおう上位の層順を示すものと考えられる。

なお、この地層はつぎのような層序をしめしている。

IV.3.2 水溜砂岩層

IV.3.1 湖畔頁岩層

IV.3.1 湖畔頁岩層 (Ko)

支笏湖東湖岸の湖畔からモーラップに通ずる歩道の切割に、模式的な露出がみられる。そのほか、樽前山西部のシシャモナイ沢の南方山地および多峰古峰山北方の支笏湖盆壁にも露出している。模式地では、N 30°~70° W・15°~30° NE, シシャモナイ沢の南方山地では N 60° E・20° SE の走向・傾斜を、それぞれしめしている。下位層との関係は、観察できるところがないので不明であるが、上位は多峰古峰山熔岩・モーラップ山熔岩および

第四紀の火山碎屑岩類で、不整合におおわれている。

おもに、硬質な泥岩からできているが、凝灰質砂岩の薄層をはさんでいる。この地層からつぎの化石を産出することが知られている*。

Vermes sp.

Sagarites sp.

うにの破片

暗灰色塊状の硬質泥岩で、細粒ないし中粒の、凝灰質砂岩の薄層をはさんでいる。石灰質団塊が多くふくまれている。

IV.3.2 水溜砂岩層 (Mi)

東部地域を流れる千歳川の河岸に、模式的に露出している。このほか、地域の北部を流れるイチャンコッペ川の河岸・紋別川中流河岸にも、露出している。模式地では $N 5^{\circ} \sim 10^{\circ} W \cdot 30^{\circ} E$ 、イチャンコッペ川河岸では $N 30^{\circ} W \sim N 30^{\circ} E \cdot 25^{\circ} NE \sim 30^{\circ} SE$ の走向・傾斜をしめしている。

まえにのべた、湖畔頁岩層との関係は、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。

おもに、帯緑暗灰色の細粒ないし中粒の、凝灰質砂岩からできているが、ひじょうに粗粒な凝灰岩の薄層をはさんでいる。なお、砂岩中には、石灰質団塊が多くふくまれている。なお、つぎのような化石を採集した。

Nuculana (N) pernula (Müller)

Nuculana (N) sp.

Portlandia (Portlandelia) lischkei (Smith)

Portlandia (Megayoldia) thraciaeformis (Storer)

Portlandia sp.

Macoma sp.

Lucina sp.

Clino cordium colefomceuse (Deshoges)

Olivella sp.

Siphonaria sp.

cfr. *Buccinum sp.*

Dentalium sp.

* 浦島幸世 (1950年) : 支笏湖畔に於ける有孔虫の発見 新生代の研究 6号

Fossil crab.

IV.4 イチャンコッペ熔岩 (II)

この岩石は、イチャンコッペ山 (標高 828.9 m) を構成しているほか、支笏湖の北東部湖盆壁にも露出している。

まえにのべた、金山沢頁岩層をおおい、735 m 山熔岩や紋別山熔岩に不整合におおわれている。

淡灰緑色の粗粒な岩石で、輝石類の斑晶が明瞭にみられる含角閃石石英普通輝石紫蘇輝石安山岩である。珪化作用を受けている。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>石英>角閃石

斜長石は、自形または半自形を呈し、 $Ab_{39} An_{61}$ の亜灰長石の成分のものである。普通輝石および紫蘇輝石とも、結晶の周縁部や割目にそって、緑簾石にかわつている。

石英・角閃石ともに少量含まれている。

石基：微晶質で、斜長石・輝石および少量の石英からなる。輝石は緑簾石にかわつているものが多い。

IV.5 多峰古峰山熔岩 (TI)

この地域の西南部にある、多峰古峰山 (標高 661 m) および 614.2 m 山をつくつているもので、支笏湖の西南湖盆壁に、模式的な露出がみられる。まえにのべた、湯の沢凝灰岩層や湖畔頁岩層を不整合におおい、第四紀の森野火山噴出物および支笏火山噴出物で、不整合におおわれている。

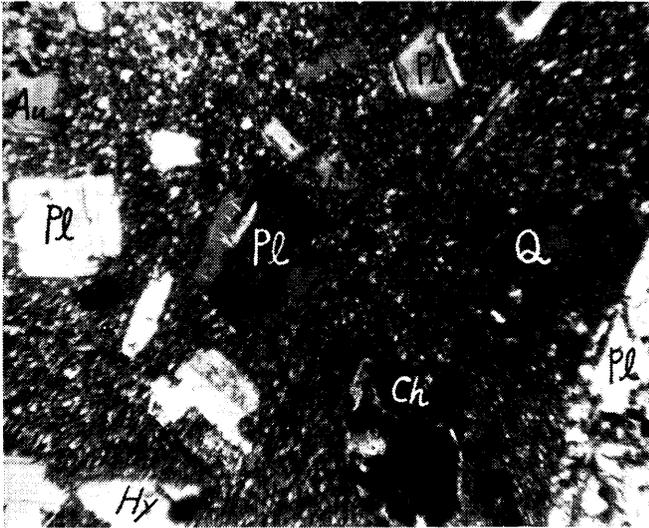
暗灰色から暗緑色の均質な熔岩で、斑晶のあまりみとめられない、含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>石英

斜長石は、半自形または他形を呈し、 $Ab_{36} An_{64}$ で、亜灰長石の成分のものである。紫蘇輝石・磁鉄鈣の微晶を包裹している。紫蘇輝石および普通輝石とも、半自形または他形を呈し、斜長石や磁鉄鈣の微晶をふくむ。褐色の緑泥石にかわつているものが多い。紫蘇輝石は、X=淡緑色・Y=淡黄色・Z=無色の多色性をもっている。石英は、不規則な融蝕形をとるものが多い。

石基：微晶質で、斜長石・輝石類および石英の微晶からなり、少量のガラスがみられたる。



(杉山清蔵撮影)

第4図 多峰古峰山熔岩 (含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩)

Pl: 斜長石 Hy: 紫蘇輝石 Au: 普通輝石

Ch: 緑泥石 Q: 石英

×85 +ニホル

IV.6 モーラップ山熔岩 (MI)

支笏湖の東にあるモーラップ山 (標高 506.6 m) をつくっているもので、支笏湖の東湖盆壁に、模式的な露出からみられる。このほか、モーラップ山の北にあるシュモンモーラップ山 (標高 477 m) や、湖畔の湖盆壁の1部にも露出している。まえにのべた烏棚舞層の下部層である、湖畔頁岩層を不整合におおい、紋別山熔岩におおわれている。

暗灰色から暗緑色の緻密な熔岩で、わずかに斑晶がみとめられる、含石英紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

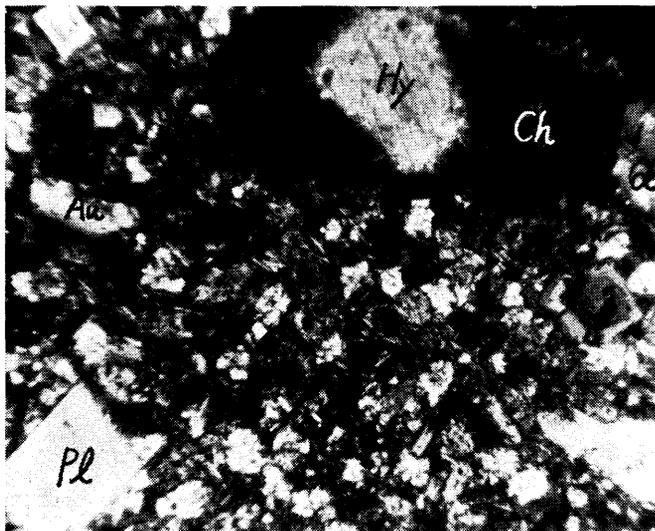
顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

斑晶: 斜長石 > 普通輝石 > 紫蘇輝石 > 石英

斜長石は、自形または半自形を呈するものが多く、 Ab_{40} 、 An_{60} で曹灰長石の成分をしめす。普通輝石および紫蘇輝石とも、緑褐色の緑泥石にかわつているものが多い。石英は、円味をおびた融蝕形をとつている。

石基: 微晶質で、斜長石・石英・輝石類からなり、輝石類は、ほとんど、緑泥石や緑

色角閃石にかわつている。このほか、ジンアイ状の磁鉄鉱が散在している。



(杉山清蔵撮影)

第5図 モーラップ山熔岩 (含石英紫蘇輝石普通輝石安山岩)

Pl : 斜長石 Au : 普通輝石 Hy : 紫蘇輝石

Ch : 緑泥石

×85 +ニコル

IV.7 紋別山熔岩 (BI)

支笏湖の北東約2kmのところにある、紋別岳(標高856.8m)をつくつている熔岩である。まえにのべた、イチャンコッペ山熔岩やモーラップ山熔岩をおおい、735m山熔岩に、不整合におおわれている。このほか、ごく新しい時代の火山碎屑物にもおおわれている。

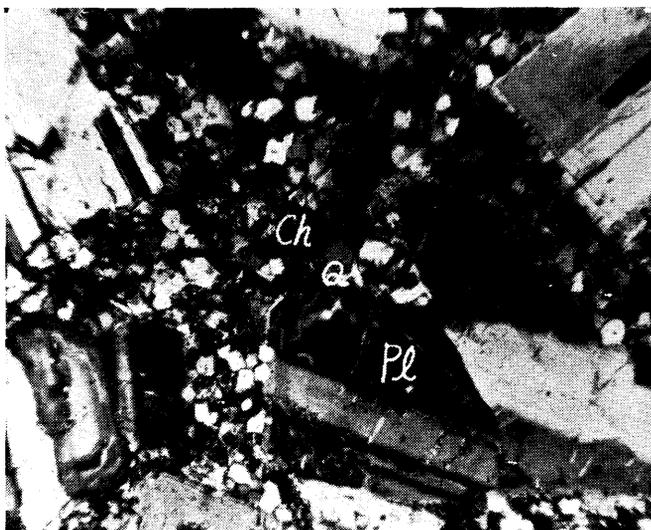
暗灰青色から暗緑色の緻密堅硬な熔岩で、含石英紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

斑晶 : 斜長石 普通輝石 紫蘇輝石 石英

斜長石は、自形または半自形を呈し、累帯構造がひじょうに発達している。部分的に緑泥石や緑簾石にかわつているものが多い。Ab₄₀ An₆₀附近の曹灰長石の成分のものである。普通輝石および紫蘇輝石は、ともに半自形または他形を呈し、緑泥石や方解石にかわつている。紫蘇輝石は、X=黄褐色・Y=淡黄色・Z=淡黄緑色の多色性をしめしている。

石基：微晶質で、細粒の石英がモザイク状にある。輝石類は、緑泥石にかわつてい
るものが多い。ガラスも少量みられる。



(杉山清蔵撮影)

第6図 紋別山熔岩（含石英紫蘇輝石普通輝石安山岩）

Pl：斜長石 Ch：緑泥石 Q：石英

×85 + = コル

Ⅳ・8 千歳川集塊岩層 (Cg)

支笏湖から東に流れる千歳川の下流，約6 kmの河岸および河床に，模式的な露出がみ
られる。このほか，樽前山の西方約4 kmのところの，支笏湖盆壁にも露出している。

まえにのべた，烏柵舞層と断層で接しているほか，下位層との関係は不明である。この
地層の上位には，樽前川熔岩が整合にのつている。

この集塊岩は，普通輝石紫蘇輝石安山岩礫を主体とし，少量の石英粗面岩・変朽安山岩
の礫の間を，同じ岩質の凝灰岩でうめた，凝灰質集塊岩である。しばしば，角礫凝灰岩の
薄層をはさんでいる。

この集塊岩の安山岩礫を，顕微鏡で観察すれば，つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は，自形または半自形を呈するものも多く，累帯構造がいちじるしい。普通輝
石および紫蘇輝石は，ともに他形を呈するものも多く，斜長石や磁鉄鉱の微晶を包裹し

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示している。微細な針状の斜長石をふくむ褐色のガラスを主体とし、少量の輝石類もみられる。そのほか、ジンアイ状の磁鉄鉱が散在している。

IV.9 樽前川熔岩 (R1)

樽前山の南方約2 km のところに源を発する、樽前川の本流および支流の河岸に露出している。このほか、樽前山の西方約1 km の附近にも露出している*。

層位的には、千歳川集塊岩層の上位を占めている。

暗灰色または青灰色の粗しような岩石で、ところによつては、多孔質である。柱状節理がよく発達している。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫ほ輝石>普通輝石

斜長石は、大形の卓状をしめし、曹灰長石～亜灰長石ぐらいの成分である。累帯構造はあまりみられない。輝石は、普通輝石および紫ほ輝石とも、緑泥石化して、新鮮なものとは少なく、磁鉄鉱を包裹している。

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ガラスが埋めている。このほか、微細な磁鉄鉱が散在している。

IV.10 漁岳基底熔岩 (Z1₁)

この熔岩は、西に隣接する壮溪珠図幅内にある漁岳の基底をなすものである。まえにのべた、オコタンベ湖熔岩をおおい、漁岳熔岩でおおわれている**。

暗緑色をした、緻密堅硬な岩石で、斑晶のあまりみられない、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。わずかに緑泥化作用や黄鉄鉱化作用をうけているほか、方解石や石英の細脈が発達している。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、半自形あるいは他形をしめし、曹長石化作用をうけて曹長石になっているものが多い。An₅₅ Ab₄₅ 附近で、曹灰長石の成分をしめす。

* 鈴木・醇・石川俊夫は、1933年に樽前火山および周辺の地質について発表し、西山下部熔岩という名称で、樽前火山噴出物としてとりあつかっている。しかし、筆者は、層序的にも、岩質の点からも、鮮新世の所産と考えている。

** 藤原哲夫(1954年)：5万分の1「壮溪珠」図幅説明書 北海道開発庁

普通輝石および紫蘇輝石は、ともに劈開や結晶の周辺部から緑泥石にかわつているものが多い。

石基：ハイアロピリティック組織をしめす。おもに、斜長石と輝石類の微晶からなり、少量のガラスがみられる。不規則な形をした、細粒の磁鉄鉱が散在している。わずかに流理構造をしめしている。

IV. 11 漁岳熔岩 (Zl₂)

この地域の北西隅に、わずかに発達している。この地域の西に連なる「杜溪珠」図幅内にある漁岳（標高 1,308 m）をつくつている熔岩である。鞍馬越変朽安山岩および漁岳基底熔岩をおおい、新期の空沼岳熔岩^{*}におおわれている。

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

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、わずかに累帯構造をしめしている。An₇₃₋₈₆ Ab₂₇₋₂₆で重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、ジンアイ状のガラスがうめている。

V 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、この地域の東半部および南部の丘陵性の台地を構成している地質系統は、新・旧の2つの洪積世火山噴出物からなつている。

旧期の洪積世火山噴出物とよばれるものは、この地域の最も高い段丘面 (pl 面) によつても切られるもので、森野火山噴出物が、これに属する。また、新期の洪積世火山噴出物とよばれるものは、段丘堆積物を堆積した時期^{**}の火山活動によつてもたらされた噴出物を意

* この図幅地域内では、発達していないが、北に連なる石山地方で西南部に連なる空沼岳をつくつている。

土居繁雄・小山内熙(1956年)：5万分の1「石山」図幅説明書 北海道立地下資源調査所

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

土居繁雄・小山内熙(1956年)：5万分の1「石山」図幅説明書 北海道立地下資源調査所

味し、熔結凝灰岩によつて持ちようづけられている支笏火山噴出物がこれに属する。

さらに、支笏湖盆が形成したあと、この湖盆の中心をとる N 30° W の線と湖盆壁と交叉する附近にできた風不死・恵庭・樽前の 3 つの火山は、きれいな円錐形をしめし、これをつくつている火山噴出物は、あきらかに、まえにのべた沖積世の火山噴出物を不整合におおつている。これら 3 つの火山体をつくつて噴出物は、沖積世に属するものと考えられる。

このほか、まえにのべた火山体の山麓に発達する崖錐堆積物や、各河川の沿岸に分布する堆積物も沖積世に属する。

つぎに、これまでのべたことについて、時代の古いものからのべる。

V. 1 735 m 山熔岩 (SI)

支笏湖の北方約 1.5 km にある標高 735 m 山をつくる熔岩である。金山頁岩層・イチャンゴッペ山熔岩および紋別山熔岩を不整合におおい、恵庭岳火山初期の噴出物である月寒火山灰層に、不整合でおおわれている。

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明瞭にみとめられる、普通



(杉山清蔵撮影)

第 7 図 735 m 山熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)

Pl : 斜長石 Hy : 紫蘇輝石 Au : 普通輝石

× 85 + = コル

輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、半自形または他形を呈し、輝石や磁鉄鉱の微晶をふくんでいる。紫蘇輝石および普通輝石の両輝石は、半自形または他形を呈するものがおおい。紫蘇輝石は、X・Y=淡褐色・Z=淡緑色の多色性がいちじるしい。

V.2 森野火山噴出物 (Mv)

支笏湖の西南湖盆壁に、模式的な露出がみられる。新第三紀層および同時期の火山岩類(漁川層・鞍馬越変朽安山岩・多峰古峰山熔岩)を不整合におおい、支笏火山噴出物に不整合におおわれている*。

淡紅色をおびた暗灰色の、含石英角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩質の熔結凝灰岩で、径1 cm から10 cm ていどの変朽安山岩・輝石安山岩・角閃石安山岩・頁岩・花崗岩などの岩片を多くふくんでいる。

顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

大部分がガラスで、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・角閃石・石英・黒雲母などの破碎された小さな結晶がみられる。

斜長石は、不規則な融蝕形または破碎された細片としてみられる。輝石は、紫蘇輝石および普通輝石とも、融蝕形または破碎された細片で、磁鉄鉱をふくんでいるものが多い。大部分をしめているガラスは、褐色の粒状をしめし、浮石を多くふくむ、このほか、角閃石・石英および黒雲母も、少量みられる。

V.3 支笏火山噴出物

社台台地、千歳川河岸、紋別川流域、漁川流域およびイチャンコッペ川流域に、広く分布している。すでにのべた新第三紀の地層や同時期の火山岩類はいうまでもなく、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、沖積世の所産である、恵

* 筆者は、「白老」図幅説明書の中で、高位段丘堆積物(標高300 m 附近)および中位段丘堆積物(標高180m~200 m)に、不整合におおわれていることを、明らかにしている。このような事実から、この火山噴出物は、この地方の最も高位の段丘面形成以前のものである。

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

** この地域の北および南につらなる石山地方や白老地方で、明らかにされている。

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

土居繁雄・小山内照(1956年):5万分の1「石山」図幅説明書 北海道立地下資源調査所

庭火山噴出物や樽前火山噴出物に、不整合におおわれている。

おもに、浮石質凝灰岩と熔結凝灰岩からできており、岩相からつぎの5つの部層に区分することができる。

V.3.5 豊平浮石層

V.3.4 第2期支笏熔結凝灰岩

V.3.3 島松浮石層

V.3.2 第1期支笏熔結凝灰岩

V.3.1 社台浮石層

この支笏火山噴出物は、すでに筆者と小山内照とによつて、白老地方では5相、石山地方では3相に区別され、うち熔結凝灰岩は前者では2相、後者では1相だけであることが、明らかにされている*。この地域では、2相の熔結凝灰岩がある。この2相のうち、下位のを第1期支笏熔結凝灰岩、上位のを第2期支笏熔結凝灰岩とよぶことにした。なお、石山地方に発達している熔結凝灰岩は、岩相からみると第2期支笏熔結凝灰岩に相当するものであることが、明らかになった。

V.3.1 社台浮石層 (Sv₁)

支笏湖の西南湖盆壁に模式的な露出がみられる。このほか、この地域の西南部にある社台台地から、丘陵性山地にうつりかわる附近の急崖にも露出している。まえにのべた森野火山噴出物・高位段丘礫層および中位段丘礫層を、不整合におおつており、この浮石層の上位には、第1期支笏熔結凝灰岩がのつている。

暗灰色または淡紅色を帯びた灰色の粗しような凝灰岩で、拳大から人頭大の浮石礫を、多くふくんでいる。このほか、少量の輝石安山岩・頁岩・花崗岩などの岩片をふくんでいる。

岩相の変化は、垂直的にも水平的にも、あまりはげしくない。しかしながら、支笏湖西南湖盆壁に露出するものは、支笏湖より遠くはなれた白老地方に発達するものにくらべて、浮石礫をふくむ割合も多く、礫も大きい。

V.3.2 第1期支笏熔結凝灰岩 (Sv₂)

支笏湖西南湖盆壁に模式的な露出がみられる。このほか、地域の西南隅の社台台地から丘陵性山地にうつりかわる境にある急崖、および千歳川河岸^{**}の1部にも露出している。まえにのべた社台浮石層のうえにのり、島松浮石層におおわれている。

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

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

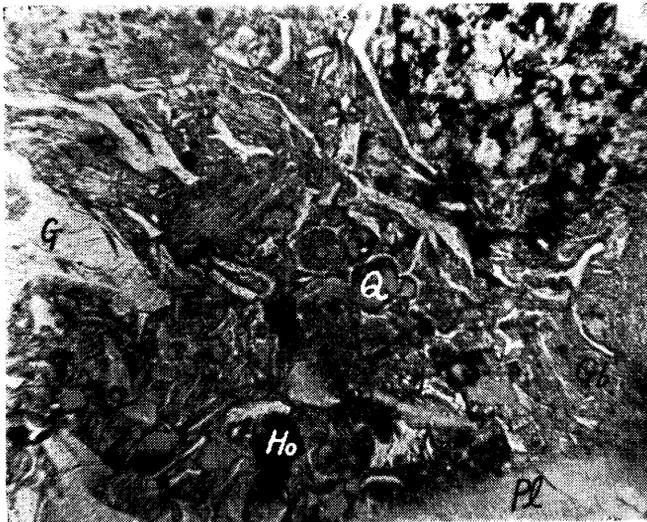
** 分布範囲がひじょうに小さいので、地質図では省略した。

暗灰色で、板状に剥げる持ちようをもつた、角礫凝灰岩状の、含石英角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものである。黒曜石のはさみをふくんでいるほか、輝石安山岩・黒色頁岩・砂岩・花崗岩などの捕獲岩片が多い。

顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

ガラスを主体としている。量は少ないが、斑晶状に斜長石・紫蘇輝石・普通輝石およびわずかの石英・角閃石などをふくんでいる。そのほか輝石安山岩・砂岩・頁岩・深成岩様の捕獲岩片がかならずみられる。斑晶鉱物は、自形結晶もあるが、多くは破砕片となつている。斜長石は、わずかに累帯構造を示す曹灰長石である。

ガラスの形態には特ちょうがあつて、それは全域にわたつてほとんど変化をしめさない。放散虫泥土のような形態を示す透明なガラスと、その間を埋める淡褐色のガラスとがある。これらの中に微細な不透明鉱物および微細なクリストバル石の結晶が散在している。このようなものが、岩石の主体となつている。



(杉山清蔵撮影)

第8図 第1期支笏熔結凝灰岩(含石英角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔結凝灰岩)

Pl: 斜長石 Q: 石英 Ho: 角閃石

G: 透明なガラス Gb: 褐色ガラス

×85 //ニコル

V.3.3 島松浮石層 (Sv₃)

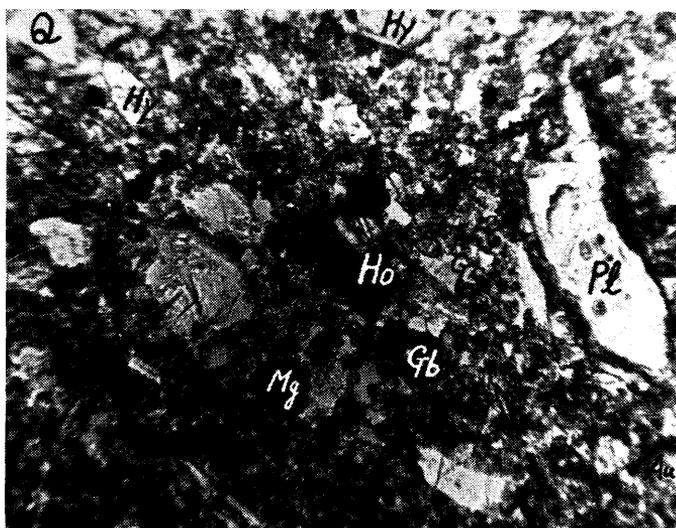
漁川・イチャンコッペ川・紋別川・千歳川の河岸・支笏湖の西南湖盆壁の急崖および地

域の西南にある社台台地から、丘陵性山地にうつりかわる急崖に、それぞれ露出している。支笏湖の北方地域では、まえにのべた社台浮石層および第1期支笏熔結凝灰岩を欠き、新第三紀層、同時期の火山岩類・高位段丘堆積物を、不整合におおっている。これに反して、社台台地では、第1期支笏熔結凝灰岩のうえに整合にのつている。このちがいは、社台浮石層や第1期支笏熔結凝灰岩をもたらした活動が、北方地域にまでおよんでいなかったことを、物語っているものであろう。この浮石層の上には、第2期支笏熔結凝灰岩がのつている。

灰白色または灰色の粗しような凝灰岩で、拳大から人頭大の浮石礫と火山岩片のあいだを火山灰でうめたものである。

岩相は、すでにのべた社台浮石層と同じように、垂直的に水平的にも、あまりちがわな。しかしながら支笏湖に近くなるにしたがつて、この凝灰岩にふくまれている浮石礫は大きく、量も多くなる傾向がみとめられ、浮石質集塊岩状を呈する。

Y.3.4 第2期支笏熔結凝灰岩 (Sv₄)



(杉山清蔵撮影)

第9図 第2期支笏熔結凝灰岩 (含石英角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩質炭結凝灰岩)

Pl: 斜長石 Hy: 紫蘇輝石 Ho: 角閃石 Q: 石英

Mg: 磁鉄鉱 G: 透明なガラス Gb: 褐色ガラス

×85 // = コル

第10図 支笏火山噴出物の分布



Ku	く	ち	あ	Ki	き	べ	Zy	じ	げ	Ma	ま	こ	い
	俱	知	安		喜	別		定	山		真	駒	内
Sa	札	幌		Ch	ち	歳	T	小	牧	Sh	白		老
No	の	登	べ	Mu	む	蘭	Da	伊	達				
	登	別			室			伊	達				
	の	別						達	紋				
	登	岳						別	別				

1. 貫別岳 (994 m), 2. 蓬萊山 (980 m), 3. 札幌岳 (1294 m)
4. 漁岳 (1318 m), 5. 小漁岳 (1275 m), 6. 恵庭岳 (1320 m)
7. 紋別岳 (856 m), 8. 樽前山 (1024 m), 9. 徳舜磐山 (1322 m)
10. オロフレ山 (1230 m), 11. 来馬山 (1040 m), 12. 鷲別岳 (911 m)

島松浮石層が発達するほとんど全地域にわたって、広く分布している。島松浮石層の上位にかさなり、豊平浮石層におおわれている。

柱状節理が発達し、熔岩流のような外観をした、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を呈する。

岩相は、一様でなく、水平的にも垂直的にもかなり変化している。

例えば、社台台地の支笏湖盆壁の露出には流理構造が発達し、黒曜石のはきみをふくみ、熔岩流のようにみえる凝灰角礫岩状のものが発達している。ところが、社台台地の南部になると、柱状節理はあまりはつきりしない、凝灰色集塊岩状のものにかわっている。

垂直的な岩相の変化をみると、柱状節理の発達する、熔岩流状の堅い相の上下に、やや粗しような、凝灰岩状の相をともなっている。顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

含石英角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものであつて、ガラスを主体としている。斑晶状に斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および少量の石英・角閃石などをふくんでいる。このほか、砂岩・頁岩・珪岩・深成岩様の捕獲岩片がみとめられる。

全玻璃質組織をしめし、ガラスの形態には持ちようがあつて、それは全域にわたって変化をしめさない。放散虫泥土をおもわせるような、透明なガラスと、その間を褐色のジンアイ状のガラスがうめている。これらの中に微細な不透明鉱物、および微細なクリストバル石の結晶が散在している。

V.3.5 豊平浮石層 (Sv₅)

漁川流域、イチャンコッペ川流域・紋別川流域・千歳川河岸・勇振川河岸に露出し、社台台地に広く発達している。第2期支笏熔結凝灰岩の上位にのり、低位段丘礫層・月寒火山灰層および樽前火山噴出物などに、不整合関係におおわれている。しかし、漁川上流地域では、まえにのべた島松浮石層や、第2期支笏熔結凝灰岩を欠いて、直接、新第三紀層の上に、不整合にのっている。

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ぼしく、ほとんど層理をしめしていない。

V.4 風不死^{ふうふし}火山噴出物

支笏湖盆壁の内側に、標高1,103.5 mの風不死岳がある。この山体は、おもに、火山砕屑物と熔岩とから構成されており、かなり浸蝕作用をうけてはいるが、円錐形火山の形をのこしている。この火山体を構成している風不死火山噴出物は、大崎集塊岩層・金次郎沢集塊岩層・第1期熔岩・路畑の沢熔結凝灰岩・第2期熔岩および第3期熔岩に、それぞれ

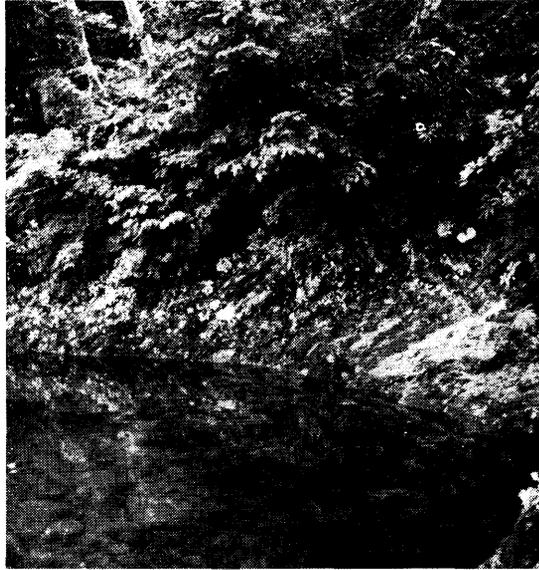
細分することができる。

V.4.1 大崎集塊岩層 (Fv₁)

この噴出物は、風不死岳北側の支笏湖岸に模式的な露出がみられ、この火山体の基底をなしている。このほか、路畑の沢上流およびシヤモナイ沢上流にも露出している。

おもに、普通輝石紫蘇輝石安山岩の礫をふくむ凝灰質集塊岩であるが、火山砂よりなる砂岩の薄層と互層する。

暗灰色の安山礫の間を、黄褐色の砂質凝灰岩がうめたもので、このなかに、珪化木の破片が多くふくまれている。



第11図 風不死火山噴出物の最下部を占めている大崎集塊岩層 (普通輝石紫蘇輝石安山岩質集塊岩)

この噴出物は、金次郎沢に模式的な露出がみられる。このほか、風不死岳東側の沢にも露出している。大崎噴出物の上位にのついている。おもに集塊熔岩から構成されているが、上部は凝灰質集塊岩になる。

外觀は、暗灰色の多孔質な、紫蘇輝石普通輝石安山岩をふくむ集塊岩である。上部の凝灰質集塊岩は、下部の集塊熔岩と全く同質のもので、安山岩の礫の間を、黄褐色の凝灰岩がうめている。

この紫蘇輝石普通輝石安山岩を、顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

斑晶：斜長石 > 普通輝石 > 紫蘇輝石

斜長石は、半自形あるいは他形を呈し、輝石類の小さな粒状結晶を包裹している。

紫蘇輝石および普通輝石とも他形を示すものが多い。紫蘇輝石は、ほとんど多色性を示さない。

石基：ハイアロピリテック組織をしめし、針状あるいは拍子木状の斜長石、および輝石類の微晶を、褐色のガラスがうめている。なおクリストバル石・磁鉄鉱をふくむ。

V.4.3 第1期熔岩 (Fv₃)

風不死火山体の東側および、西側に露出しており、あとからのべる、第2期熔岩によつておおわれている。外観は、暗灰色の緻密堅硬な熔岩で、部分的には集塊熔岩のところもある。斜長石の斑晶の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。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、部分的に緑泥石に変つている。普通輝石および紫蘇輝石とも半自形または他形を呈する。紫蘇輝石は、磁鉄鉱や斜長石の微晶をふくみ、多色性は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、拍子木状の斜長石および輝石類の微晶のあいだを、ジンアイ状のガラスがうめっている。わずかに流理構造がみられる。

V.4.4 第2期熔岩 (Fv₄)

風不死火山体の南側に分布しており、第3期熔岩におおわれているほか、新期の樽前火山噴出物で不整合でおおわれている。

外観は、暗灰色または暗褐色の粗しような熔岩で、部分的には、熔結凝灰岩のようにもみえる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は、半自形あるいは他形を呈し、輝石の微晶を包裹している。紫蘇輝石および普通輝石とも他形を示すものが多い、紫蘇輝石は普通輝石の反応緑がみられる。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する。拍子木状の微細な斜長石や、不規則粒状の輝石類のあいだを、淡褐色のガラスが埋めている。少量の磁鉄鉱およびクリストバル石がみられる。

V.4.5 路畑の沢熔結凝灰岩 (Fv₅)

風不死火山体の北西側にある、路畑の沢に模式的な露出がみられる。このほか、火山体の北側にも発達し、湖岸に断崖をつくつて露出している。大崎集塊岩層および金次郎沢集塊岩層の上位のにつていることは確実であるが、ほかの熔岩類との関係は、観察されるところがないので、不明である。

黒色の多孔質な含角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩の礫を多くふくむ、凝灰質集塊岩様の熔結凝灰岩である。部分的ではあるが柱状節理が発達している。礫および基質を、顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

1 礫、斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石

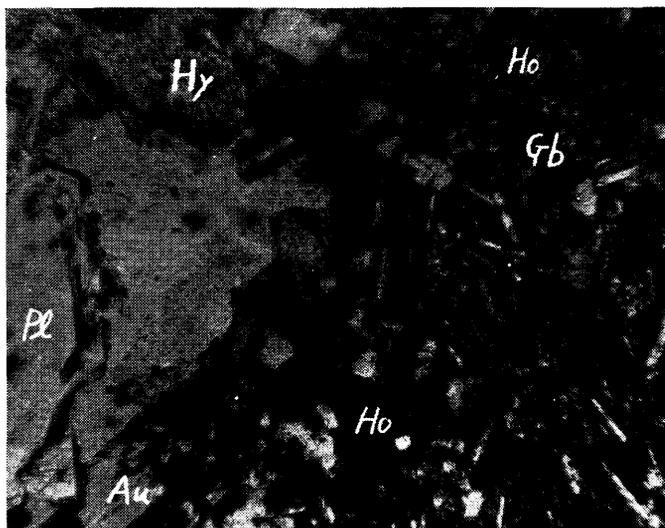
斜長石は、破砕形を呈するものが多く、磁鉄鉱の不規則な円形結晶を多くふくんでいる。紫蘇輝石および普通輝石とも、融蝕形を呈し、紫蘇輝石は、普通輝石の反応縁をもつものが多い。多色性はほとんどない。

角閃石は不規則な破砕片の形で、少量ふくまれている。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。拍子木状の斜長石および粒状の輝石類の微晶のあいだを、褐色のガラスが埋めている。

2 基質 含角閃石普通輝石紫蘇輝石安山質のもので、ガラスを主体とする。斑晶状に斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および少量の角閃石をふくんでいる。このほか、砂岩・頁岩・深成岩様の捕獲岩片をふくむ。

玻璃質組織をしめし、透明なまる味をおびたガラスの間を、褐色のジンアイ状のガラスが埋めている。



(杉山清蔵撮影)

第12図 露畑の沢熔結凝灰岩(含角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔結凝灰岩)

Pl: 斜長石 Hy: 紫蘇輝石 Au: 普通輝石

Ho: 角閃石 Gb: 褐色ガラス

×85 //ニコール

V.4.6 第3期熔岩 (Fv6)

風不死火山体の北東側、および頂上附近に発達している。まえにのべた、全ての噴出物をおおっている。

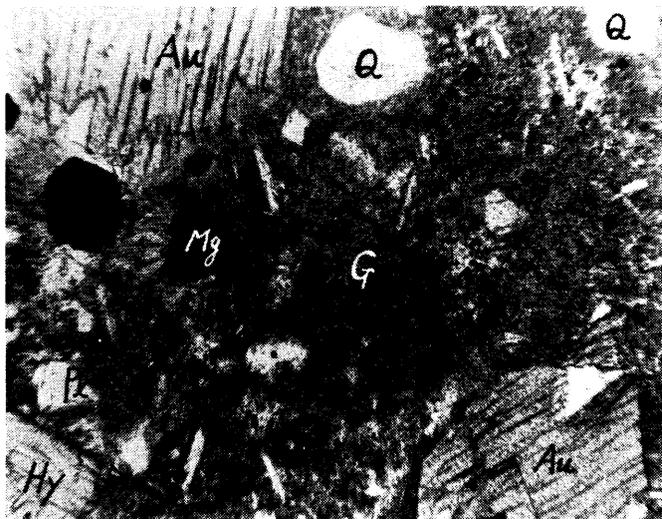
暗灰色の軟かい、含石英紫蘇輝石普通輝石安山岩である。顕微鏡で観察すれば、つぎの

ようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石>石英

斜長石は、半自形または拍子木状のもので、不透明鉱物の包裹物が多い。紫蘇輝石および普通輝石は半自形または自形を呈し、斜長石・磁鉄鉱の小結晶を多くふくんでいる。紫蘇輝石は X=Y 黄褐色・Z=淡緑色の多色性をしめしている。少量の融蝕形を示す石英をふくむ。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。ジンアイ状の褐色ガラスのなかに、針状あるいは拍子木状の斜長石、および粒状の輝石類の微晶をふくむ。このなかにクリストバル石、磁鉄鉱もみられる。



(杉山清蔵撮影)

第 13 図 第 3 期熔岩 (含石英紫蘇輝石普通輝石安山岩)

Pl：斜長石 Au：普通輝石 Hy：紫蘇輝石

Q：石英 Mg：磁鉄鉱 G：ガラス

×85 // = コル

V.5 恵庭火山噴出物

恵庭岳(標高 1,319.7 m)は、支笏湖を隔てて、すでにのべた風不死岳に相對する、急峻な円錐形の火山である。この火山体の構成物は、風不死火山にくらべて、熔岩を主とし、碎片的抛出物のひじょうに少ないことが特ちようである。頂上附近には東向の大火口と、それより東方に延長した深い割目がある。その割目は、ポロビナイ沢となつて湖辺に達して

いる。現在は、割目の中の数箇所^{*}の噴気孔から噴煙している。

この火山体を構成する恵庭火山噴出物は岩質から、つぎのように細分することができる。

- V. 5. 11 恵庭岳熔岩
- V. 5. 10 第6期熔岩
- V. 5. 9 第5期熔岩
- V. 5. 8 ボロピナ沢集塊岩層
- V. 5. 7 第4期熔岩
- V. 5. 6 第3期熔岩
- V. 5. 5 第2期熔岩
- V. 5. 4 第1期熔岩
- V. 5. 3 月寒火山灰層
- V. 5. 2 恵庭浮石層
- V. 5. 1 丸駒集塊岩層

V. 5. 1 丸駒集塊岩層 (Fv₁)

恵庭火山体の基底を構成しているもので、丸駒温泉西方の一部山麓およびオコタンベ川の川口の北東方の一部山麓に、それぞれ露出している。この集塊岩層は、あとから噴出した、いろいろな熔岩流によつて、おおわれている。

褐色・濃褐色あるいは紫色の角ばつた安山岩礫のあいだを、火山砂でうめた、普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものである。この集塊岩の安山岩礫を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、ほとんど他形を呈し、輝石類の微晶を多くふくんでいる。紫蘇輝石および普通輝石の両輝石ともみとめられ、ほとんど他形を呈する。紫蘇輝石は、 $X=Y$ 淡褐色、 Z =淡緑色の多色性がみられる。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。針状あるいは拍子木状の斜長石、および粒状の輝石類のあいだを、褐色のガラスが埋めている。不規則な形の磁鉄鉱が散在している。

V. 5. 2 恵庭浮石層 (Ev₂)

ボロピナイ沢の下流河岸に、模式的に露出している。このほか、ボロピナイ沢の川口よ

^{*} 田中館秀三によれば、この火山の活動型式は、先ず火口中心から放射状に割目ができて、それより熔岩が岩脈状に噴出したが、最後の噴出のときは、大きな割目が東北山麓にできただけで、熔岩の噴出はなく、割目はそのままのこつたものと考えられている。

り交笏湖湖岸にそって湖畔側に約 1.5 km の間にも露出している。ここでは、湖盆壁にそって、へばり付いたような形で分布している。この浮石流は、新第三紀層を不整合におおひ、恵庭岳噴出物の熔岩類および月寒火山灰層でおおわれている。

おもに径 5 cm~10 cm ていどの浮石礫から構成されており、まれに径 20 cm~30 cm の大きな浮石礫や、5 cm~10 cm ていどの火山礫をふくんでいる。外観は、風化作用をうけて、灰褐色をしめしている。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、融蝕形を呈するものがおおく、褐色のガラスを包裹している。紫蘇輝石および普通輝石の両輝石とも、他形を呈するものが多い。紫蘇輝石はほとんど多色性を示さない。

石基：玻璃質組織をしめしている。透明なガラスの間を、繊維状のガラスが埋めている。

V.5.3 月寒火山灰層 (Ev₃)

地域の北部および北東部に、広く分布している。新第三紀層および同時期の火山岩類はいうまでもなく、交笏火山噴出物をも、不整合におおひ、地域の北東部では、樽前火山噴出物で不整合におおわれている。

おもに、径 1 cm~3 cm ていどの浮石礫からできているが、火山灰もともなわれている。

外観は、黄色味をおびた褐色を呈し、下部は浮石礫から、上部は、ほとんど浮石質の砂から構成されている。なお、この上部の浮石質の砂からできている部分は、ロームにかわつている。

厚さは、恵庭に接近した地域が最も厚く、3 m をこえているが、遠ざかるにしたがつて、厚さを減じている。

V.5.4 第1期熔岩^{*} (Ev₄)

火山体の東麓に分布し、丸駒温泉からポロピナイに至る、交笏湖の湖岸に露出している。丸駒集塊岩層の上位にのり、第2期熔岩および第4期熔岩におおわれている。

黒色の粗しような岩石で、斜長石の斑晶が明瞭にみられる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、半自形を呈するものが多く、Ab₅₅ An₄₅ 附近の曹灰長石の成分をしめしている。紫蘇輝石および普通輝石とも、半自形または他形を呈している。紫蘇輝石は X =

* 高安昌明は、この熔岩を丸駒熔岩として記載している。

高安昌明 (1948年)：石狩国恵庭岳附近の地質 北大理修論 (手記)

Y 淡褐色・Z=淡緑色の多色性を示す。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。針状あるいは拍子木状の斜長石、粒状の輝石類の微晶のあいだを、ジンアイ状のガラスがうめており、不規則な形をした磁鉄鈦の微晶が散在している。

V.5.5 第2期熔岩 (Ev₅)

火山体の東南傾面の中腹部に露出している。丸駒集塊岩層および第1期熔岩の上位にのり、第3期熔岩および第4期熔岩におおわれている。

暗灰色の粗しような岩石で、斜長石および輝石類の斑晶が明瞭にみとめられる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形または半自形の結晶が多く、Ab₆₀ An₄₀ 附近の曹灰長石の成分を示している。紫蘇輝石および普通輝石の両輝石とも、半自形または他形を示し、結晶の周縁部は磁鉄鈦にとりかこまれている。紫蘇輝石はほとんど多色性を示さない。

石基：ガラス質で、わずかに拍子木状および粒状の斜長石の微晶をふくんでいる。このほか、磁鉄鈦の微晶が散在し、クリストバル石も少量みられる。

V.5.6 第3期熔岩 (Ev₆)

火山体の南側斜面に発達し、南麓の湖岸に断崖をつくって露出している。他の噴出物との関係は、不明である。しかし、地形から判断して、丸駒集塊岩層をおおい、第4期熔岩および第6期熔岩におおわれていると、考えている。これら相互の関係については、今後の問題としてとどめたい。

暗灰青色あるいは黒色のやや緻密な岩石で、斜長石の斑晶が明瞭にみとめられる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、Ab₃₅ An₄₅ の曹灰長石の成分である。磁鉄鈦を多く包裹している。紫蘇輝石および普通輝石の両輝石とも、自形または半自形を呈し、磁鉄鈦をふくむ。紫蘇輝石は、ほとんど多色性を示さない。

石基：ハイアロピリティック組織を示している。長柱状の斜長石および不規則な形の輝石類のあいだを、ジンアイ状のガラスが埋めている。わずかに流理構造を呈している。

V.5.7 第4期熔岩 (Ev₇)

火山体の西側斜面に発達し、オコタンベ川の河岸に、断崖をつくって露出している。他

の噴出物との関係は、不明である。いちおう地形から判断して、まえにのべた第3期熔岩の上位で、第5期熔岩および第6期熔岩の下位と考えておいた。この問題については、今後、再検討をする必要がある。

灰色または暗灰色の、やや緻密な岩石で、斜長石および輝石類の斑晶が明瞭にみとめられる、含かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すれば、つぎのとおりである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>かんらん石

斜長石は、自形または半自形を呈する、曹灰長石から亜灰長石の成分のものである。かんらん石は、ひじょうに少量で、紫蘇輝石の反応縁がみられる。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。細かな拍子木状の結晶の斜長石や粒状の輝石類のあいだを、ガラスでうめている。磁鉄鉱の不規則な結晶が散在している。

V.5.8 第5期熔岩 (E_{v8})

火山体の北側斜面に発達している。第4期熔岩および、あとからのべる第6期熔岩との関係は、不明である。

暗褐色の粗しような岩石で、斜長石や輝石類の斑晶がみとめられる、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、Ab₅₅ An₄₅ で、曹灰長石ぐらいの成分を示す。紫蘇輝石および普通輝石とも、自形ないし半自形を呈し、結晶の周縁部は、磁鉄鉱または、赤鉄鉱にかわつているものが多い。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。短冊状の斜長石および輝石類の微晶が褐色のジンアイ状ガラスのなかに散在している。

V.5.9 第6期熔岩 (E_{v9})

火山体の東斜面に発達し、ポロピナイ沢に大きな断崖をつくつて露出している。第1期熔岩および第2期熔岩の上位にのり、ポロピナイ集塊岩層におおわれている。

暗灰色または黒色を呈する緻密な岩石で、斑晶のあまりみられない、含かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>かんらん石

斜長石は、自形または半自形を呈する、曹灰長石から亜灰長石成分のものである。かんらん石はひじょうに少ない。

石基：ピロタキシティック組織を呈する。斜長石と輝石類の微晶からなり、不規則な

形の磁鉄鉱が散在している。

V.5.10 ポロピナイ集塊岩層 (Ev₁₀)

この集塊岩は、第6期熔岩と同じように、火山体の東側斜面に発達し、ポロピナイから恵庭岳に登る、登山道路によく露出している。第6期熔岩の上位にのっている。

第6期熔岩の不規則な礫のあいだを、褐色あるいは黄褐色の火山砂で膠結したものである。厚さは薄く、3m をこえることはないようである。岩質の記載は、まえにのべた第6期熔岩と同じであるので、省略する。

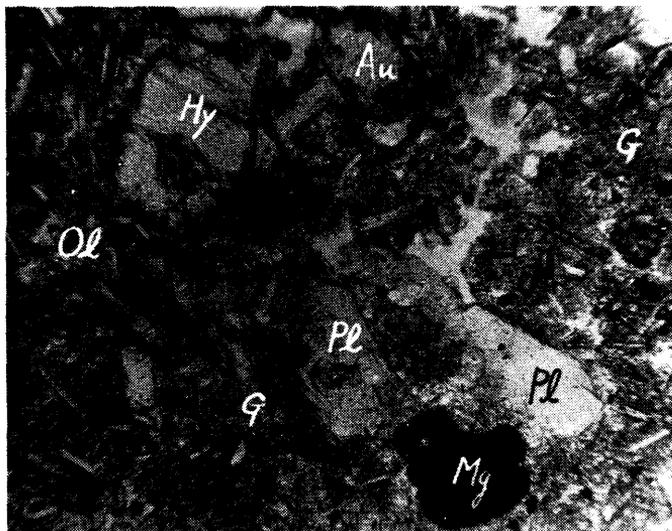
V.5.11 恵庭岳熔岩 (Ev₁₁)

恵庭岳（標高 1,319.7 m）の頂上部をつくっている、もつとも新しい熔岩で、火口壁によく露出している。

褐色を帯びた暗灰色または暗灰青色を呈し、斜長石および輝石類の斑晶が、はつきりとみられる、含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石>かんらん石



(杉山清蔵撮影)

第14図 恵庭岳熔岩（含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩）

Pl：斜長石 Au：普通輝石 Hy：紫蘇輝石

Ol：かんらん石 G：ガラス Mg：磁鉄鉱

×85 // = コル

斜長石は、曹灰長石から亜灰長石ぐらいの成分のものである。かんらん石は、残晶として残つた、ひじょうに少量なものである。

石基：ハアイアロピリテイック組織を示している。拍子木状の斜長石の微晶のあいだを、褐色のガラスがらめている。少量の輝石類および磁鉄鈹が散在している。

V.6 樽前火山噴出物

この地域の南部で、恵庭火山と風不死火山とを結んだ線、すなわち、N 30° W の線と、支笏湖盆壁との、ちょうど交叉点の位置に樽前火山がある。この火山は、全体として扁平円錐形を示しているが、北部および西部は、風不死火山と支笏湖盆壁によつて、その発達を妨げられている。これに対して、東南方の裾は、遠く隣接岡幅の「千歳」および「白老」地域にまで延び、東西で非対称的な形態をしめしている。東部および東南部に、ひじょうに広く火山灰および浮石層の発達がみられるが、これは、噴出物の東偏性にもとづくものである。

頂上部は、東部から南部にだけ保存されている半円形の外輪山にかこまれ、その中部より少し北西に偏して中央火口丘がある。さらにその火口内に、明治 42 年に生成された円頂丘が存在し、全体として三重式の火山が構成されている。

なお、この火山の構成員は、岩相からつぎの 5 つに細分することができる。

- V.6.5 円頂丘熔岩
- V.6.4 中央火口丘熔岩
- V.6.3 浮石層
- V.6.2 碎片抛物体および熔結凝灰岩
- V.6.1 北山熔岩

鈴木醇・下斗米（石川）俊夫は、1933 年に樽前火山噴出物をつぎの三つに大別している*。

- I 北山噴出熔岩
 - 1 北山熔岩
 - 2 クチャワッカナイ熔岩
- II 西山噴出物
 - 1 樽前川集塊岩
 - 2 西山下部熔岩
 - 3 覚生熔岩

* 鈴木 醇・下斗米（石川）俊夫（1933 年）：樽前火山 火山第 1 巻第 3 号

4 西山上部熔岩

- (a) 凝灰質熔岩, (b) 浮石質熔岩, (c) スコリア質熔岩

III 樽前山噴出物

1 樽前泥流

2 碎片的抛物体

- (a) 火山灰, (b) スコリア, (c) 浮石

3 シシャモナイ熔岩

4 中央火口丘熔岩

5 円頂丘熔岩

6 火山礫

これに対し筆者は、すでにのべたように、鈴木・下斗米(石川)の北山噴出熔岩は、筆者の北山熔岩で、クチャワッカナイ熔岩としているものは、北山噴出熔岩とする理由は全くない。噴出物の性質や賦存の様式から、明らかに筆者の碎片的抛物体の中に賦存する熔結凝灰岩に属するものである。また、鈴木・下斗米の西山噴出物として記載している樽前川集塊岩は、筆者の、千歳川集塊岩層に相当し、西山下部熔岩は、筆者の、樽前川熔岩であつて、岩質から新第三紀火山岩に属する。覚生熔岩および西山上部熔岩としているものは、あきらかに熔結凝灰岩で、層序的にも筆者の碎片的抛物体の中に賦存する熔結凝灰岩に属する。さらに、鈴木・下斗米の樽前山噴出物中の樽前泥流およびシシャモナイ熔岩は、筆者の熔結凝灰岩として取扱つたものである。

なお、北山熔岩については、地形や露出のようすからみて、樽前火山噴出物とするよりも、むしろ風不死火山の所産である可能性が強い。しかし、風不死火山に属する積極的な資料の乏しい現在、従来の資料によつて、いちおう樽前火山噴出物としておくことにした。この問題は、今後の調査研究によつて、明らかにされなければならない。

V.6.1 北山熔岩 (Tv1)

風不死岳(標高 1,102.5 m)と樽前山(標高 1,127.6 m)とのほぼ中間に突きでる北山(標高 931 m)を形造る熔岩である。下位にくる地層との関係は、不明であるが、上位は、碎片的抛物体でおおわれている。

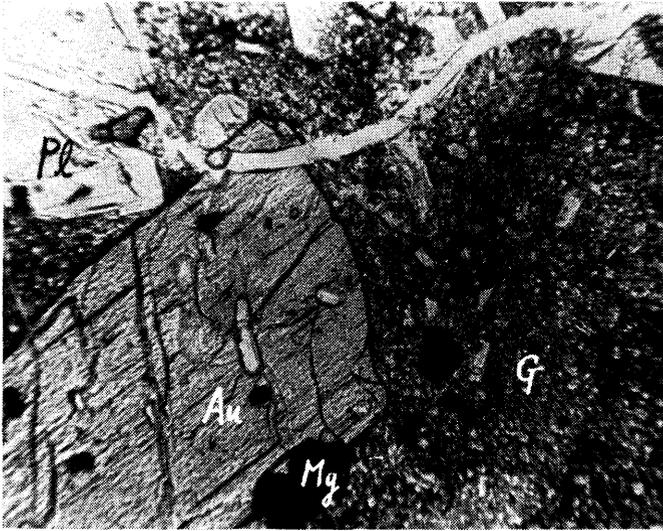
淡紫色または淡褐色をおびた灰色を呈する、緻密な普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶: 斜長石 > 紫蘇輝石 > 普通輝石

斜長石は、半自形または他形をしめし、 $Ab_{44} An_{59} \sim Ab_{38} An_{62}$ で曹灰長石の成分をしめす。紫蘇輝石および普通輝石とも半自形または他形を示し、斜長石・磁鉄鈷の微晶を包裹している。紫蘇輝石はほとんど多色性をしめさない。

石基: 潜晶質あるいは微晶質で、透明なガラスからなり、斜長石の微晶や不規則な形の磁鉄鈷が散在している。



(杉山清蔵撮影)

第15図 北山熔岩(普通輝石紫蘇輝石安山岩)

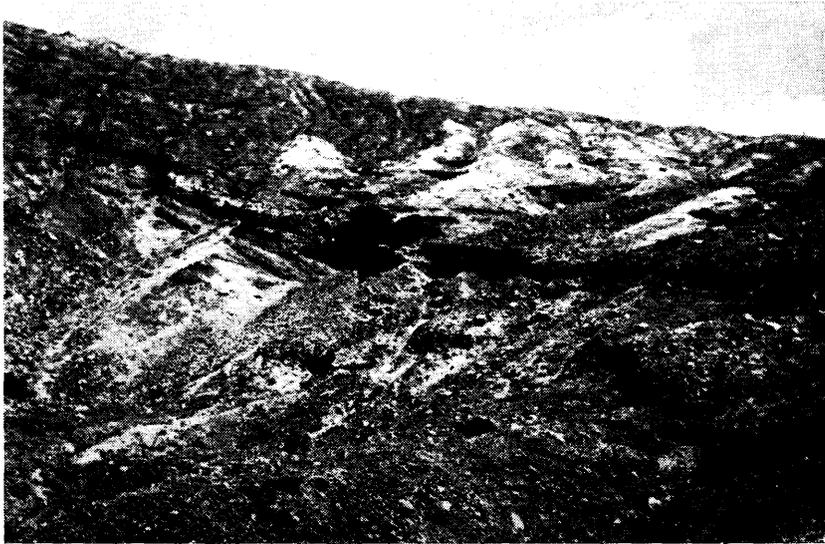
Pl: 斜長石 Au: 普通輝石 Mg: 磁鉄鉱
G: ガラス ×85 //ニコル

V.6.2 碎片的抛出处および熔結凝灰岩 (Tv₂)

碎片的抛出处はおもに、浮石礫とスコリアである。スコリアは、一般に火形で、径30cm までいどのものまであり、浮石粒に較べて、稜角に富んでいる。黒褐色あるいは黒色で、曹灰長石～亜灰長石および紫蘇輝石・普通輝石を斑晶にもつガラス質普通輝石安山岩である。浮石礫は、淡紅色または暗灰色の細粒であるが、時には径30cm までいどのものも



第16図 樽前火山噴出物中の破片的抛出处

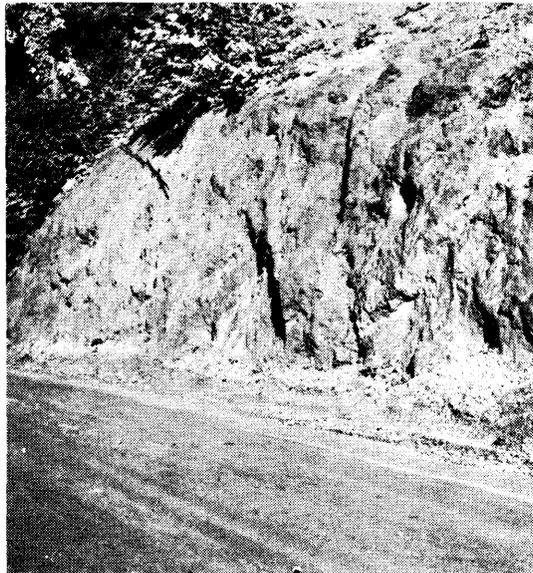


第17図 碎片的抛出处および熔結凝灰岩
(樽前火山噴出物)(シシャモナイ沢)

ある。岩質はスコリアと同じで、多孔性がいちじるしく、砕けやすい。

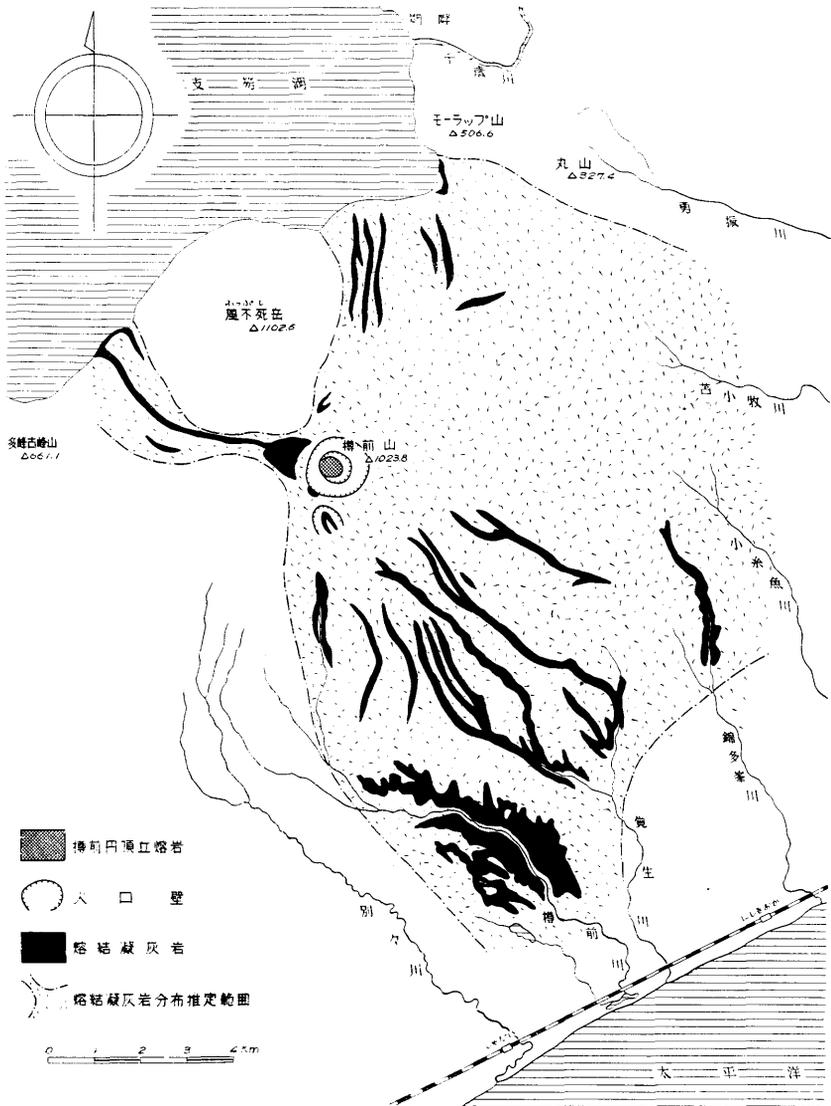
熔結凝灰岩は、まえにのべた碎片的抛出处の比較的上部に、はさまれているようである。樽前山を中心に、西はシシャモナイ沢の上流から風不死岳西麓の交笏湖岸まで露出し、北は、風不死東岳側の、ほぼ南北に深く刻まれた谷に露出している。また、南は遠く白老地域にまで分布が広がっている。

すでにのべたように、鈴木醇・下斗米(石川)(1933



第18図 モーラップ丸山にいたる道路の切割に露出する樽前火山噴出物中の熔結凝灰岩

第19図 樽前火山噴出物中の熔結凝灰岩



年)のクチャワッカナイ熔岩・覚生熔岩・西山上部熔岩・樽前泥流およびシシャモナイ熔岩がこれに当る。

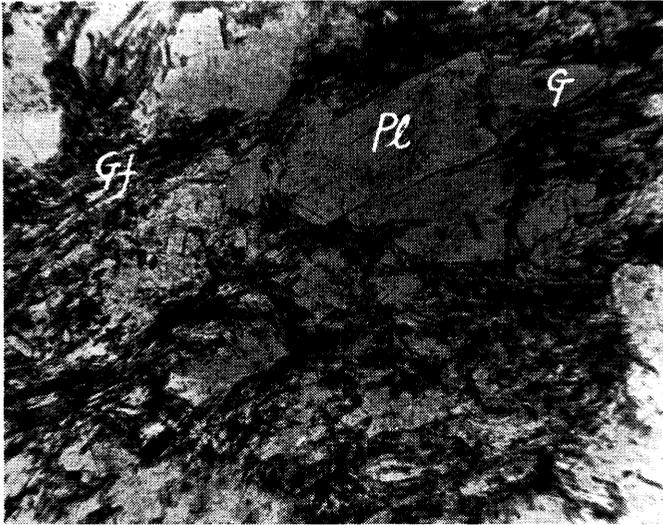
暗灰色または黒色を呈し、浮石・スコリアなどの塊礫のあいだを、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石およびガラスの細片よりなる火山灰質物質で固結したもので、部分により集塊凝灰岩・凝灰質集塊岩・集塊岩あるいは凝灰岩様の外観を示している。また、ところによって、柱状節理が発達している。普通輝石紫蘇輝石安山岩質のものである。頁岩・砂岩・輝石安山岩・石英安山岩・花崗岩および深成岩様の岩片を多くふくんでいる。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

ガラスを主体とするもので、斑晶状に斜長石・紫蘇輝石・普通輝石をふくんでいる。このほか、頁岩・砂岩・輝石安山岩・石英安山岩および深成岩様の捕獲岩片がみられる。

斑晶鈹物は、まれに自形結晶もあるが、多くは破砕片となつている。斜長石は、曹灰長石～垂灰長石の成分をしめす。

ガラスの形態には、特ちようがあつて、それは全域にわたつてほとんど変化をしめさない。不規則な形の透明なガラスのあいだを、褐色のせんい状のガラスがうめている。このようなものが、岩石の主体となつている。



(杉山清蔵撮影)

第20図 樽前火山噴出物中の熔結凝灰岩(普通輝石紫蘇輝石安山岩質熔結凝灰岩)

Pl: 斜長石 Gf: せんい状ガラス G: 透明なガラス

×85 //ニコル

V.6.3 浮石層 (Tv₃)

火山体東側の裾野に広く分布し、北は遠く漁川の下流域、南は錦岡地域にまでも発達している。碎片的抛出品が噴出したあとに、噴出したものらしい。浮石層のなかに2枚の腐植土をはさんでいることから、少なくとも2度、かなりの時間間隙をおいて、浮石が噴出されたい。浮石層の厚さは、樽前山と口無沼を結ぶ方向の地域が最も厚く、これより北あるいは、南にゆくにしたがって、薄くなる。

浮石粒の大きさも、厚さの変化と同じように、樽前山の東方地域が最も大きく、南北両方向にゆくにしたがって小さくなる傾向がある。



第21図 浮石層の露出

淡黄色または灰白色を呈する、普通輝石紫蘇輝石安山岩質のもので、多孔性がいちじるしい。

V.6.4 中央火口丘熔岩 (Tv₄)

中央火口壁をつくっている熔岩は、その内壁は、円頂丘熔岩に接している。また、上部は、厚い抛出品におおわれている。したがって、この熔岩は、円頂丘南部の割目と、中央火壁のうえにある硫気孔内の壁とに、わずかに、露出しているだけである。

暗紫色で、表面は酸化鉄で赤褐色に汚染された普通輝石紫蘇輝石安山岩である。露出が僅少であるので、地質図では省略しておいた。

顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

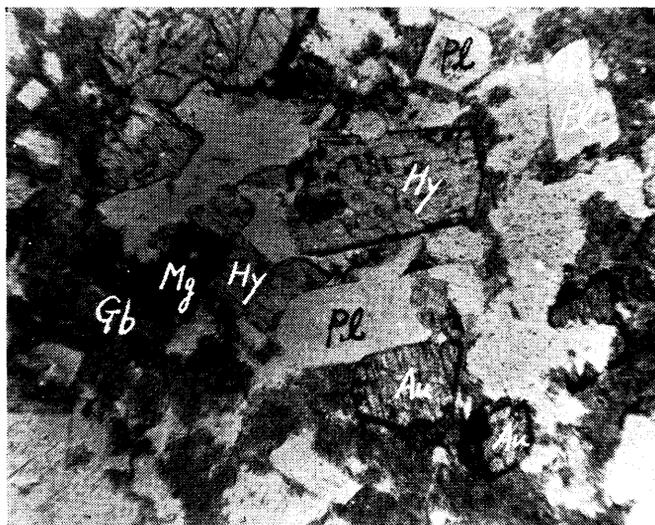
斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は、半自形または他形を呈し、 $Ab_{20} An_{80}$ 附近の、亜灰長石の成分をしめしている。紫蘇輝石および普通輝石とも、大きな柱状結晶で、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。斜長石と輝石類の微晶のあいだを、褐色のジンアイ状ガラスがうめっている。スフェル石が散在している。

V.6.5 円頂丘熔岩 (Tv₄)

円頂丘をつくっている熔岩である。赤褐色、暗褐色または黒灰色のひじょうに多孔質な普通輝石紫蘇輝石安山岩である。硫黄孔の緑では、硫黄・明ばん塩化鉄あるいは硫化アムモニウムなどの昇華物が附着している。



(杉山清蔵撮影)

第22図 円頂丘熔岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)

Pl : 斜長石 Hy : 紫蘇輝石 Au : 普通輝石

Mg : 磁鉄鉱 Gb : 褐色ガラス

×85 //ニコル

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、曹灰長石～灰長石の成分をしめし、橄欖石・輝石および燐灰石などを包裹している。

紫蘇輝石および普通輝石は、ともに他形を呈するものが多い。紫蘇輝石は、X=淡褐色・Y=淡黄褐色・Z=淡緑色あるいは黄緑色の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する。斜長石・輝石類の微晶の間を褐色のガラスがうめている。クリストバル石も少量みとめられる。

火山弾 樽前火山の火山弾は、おもに明治42年の噴火のときに抛出されたもので、頂上部附近に散在している。この火山弾は、パン殻状火山弾と、黑色堅緻岩塊で、大きなものは長径が1mもある。

パン殻状火山弾 多く多角形をしていて、放射状または不規則な割目が発達している。表面は、黑色あるいは暗灰色を呈し、緻密であるが、内部は灰白色で浮石質のものである。普通輝石紫蘇輝石安山岩である。この火山弾を顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

中性長石～亜灰長石の斜長石、紫蘇輝石および普通輝石の斑晶を、ハイアロピリティック組織を呈する石基がうめている。

黑色緻密な岩塊：稜角にとみ、表面は、玻璃光沢がある。普通輝石紫蘇輝石安山岩で、すでにのべたパン殻状火山弾とほぼ同じ岩質のものである。顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斜長石は、青灰長石～亜灰長石附近の成分をしめしているものが多く、かんらん石をふくんでいるものもある。

捕獲岩 円頂丘熔岩および火山弾にはいろいろな捕獲岩がふくまれていることを石川俊夫が報告している*。それによれば、捕獲岩はつぎのようなものである。

石英—透輝石—斜長石—ホルンフェルス

石英紫蘇輝石—斜長石岩

緑色岩 微閃緑岩 微紫蘇輝石斑礫岩 普通輝石斑礫岩 普通輝石紫蘇輝石斑礫岩

微晶質普通輝石紫蘇輝石安山岩 玻璃質安山岩 紫蘇輝石安山岩

V.7 崖錐堆積物 (Tad)

恵庭岳や風不死岳の北麓・オコタンベ川の西部および湖畔の一部には、ゆるい傾斜の地形が発達している。この地形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。したがって、この岩錐堆積物は、背後山地の地質によつて、構成物がちがっている。

恵庭岳や風不死岳の山麓に発達しているものは、おもに、火山体をつくる火山噴出物からできている。ところが、オコタンベ川の西部や湖畔に発達しているものは、新第三紀の

* 石川俊夫 (1940年) : 樽前火山熔岩中捕獲岩の顕微鏡的性質 火山 Vol. 4 No. 2

火山岩類で、これを粘土および砂でうめている。



第23図 風不死岳の北麓に発達している崖錐堆積物

V.8 現河川堆積物 (A1)

現河川の河床面を構成しているものである。各河川の流域に発達する岩石から供給された、人頭大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、変朽安山岩などが多いが、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

VI 地 史

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、いままでのべてきたことからある程度推定することができる。

VI.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、凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質頁岩・頁岩を主体として、いろいろの火山岩を伴なっている。この図幅の西および北に連なる壯溪珠

地方や石山地方と同じように、新第三紀には、火山活動が、ひじょうに旺んであつたことが推察される。

漁川層堆積期 この地層の下部層を堆積した時期は、砂岩・頁岩を主としており、火山活動は、この地域を舞台とする火山活動は、あまりはげしくなかつた。しかし、この地層の上部になると、凝灰岩・凝灰質砂岩がおおくなり、変朽安山岩の熔岩流も溢流し、火山活動が盛んになつてきた。

鳴尾層堆積期 漁川層の堆積にひきつづいて、ニナルシュトマナイ川集塊岩層などを堆積した。この時期は火山活動のはげしかつた時期で、石英安山岩によつて持ちようづけられている。

鳥柵舞層堆積期 鳴尾層の堆積期を終えると、火山活動もしだいにおとろえて、砂岩・泥岩・硬質頁岩などを堆積した。岩相からみると、しだいに深海の堆積物になつていつたことが明らかで、含有されている化石から判断すると西南北海道に発達する、いわゆる八雲統に対比される。この時期には、火山活動も少なく、ひかく的静かな時期であつたらしい。

火山岩類の活動期 鳥柵舞層堆積期のあと、かなりの間隙があつて、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た。輝石安山岩や含石英安山岩などの熔岩流が溢流したが、これにともなつて、同質の集塊岩などの火山砕屑岩層がもたらされた黒松内期である。その後、長い期間にわたる削割があり、構造運動が行われて、交笏湖盆形成以前の地質構造の大様が決まづけられたらしい。千歳川中流河岸や、樽前火山西方にみられる、鳥柵舞層と、千歳集塊岩層とを境する断層はこの時期のものとして推定される。

VI 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、火山活動がおこなわれたものと推察される。地域の北西隅や、735 m 山などに発達している輝石安山岩類および、地域の西南部に発達する森野火山噴出物は、この時期のものであろう。

その後、傾動運動^{*}がおこなわれたのち、この地域は、数段の段丘面をのこしながら、間歇的に隆起した。そして、段丘面のうち、最も低い低位段丘面形成期に交笏火山噴出物のをもたらした火山活動が、いまの交笏湖附近を中心におこなわれた。ひきつづき、その反動として、かん没がおこり、交笏湖盆が形成された。

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

土居繁雄・小山内照 (1956年) : 5 万分の 1「石山」図幅説明書 北海道立地下資源調査所

VI 沖積世

洪積世の末葉から沖積世の初葉に、最新期の火山活動がおこなわれた。支笏湖盆が形成されたのち、湖盆のほぼ中央部をとる $N 30^{\circ} W$ の構造線にそつて、風不死・恵庭・樽前などの3つの円錐形火山体を形成する火山活動がはげしくおこなわれた。北部地域に広く分布する月寒火山灰層や、東部地域に分布する浮石層は、この時期のものである。その後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。

VII 応用地質

この地域の大部分は、支笏火山噴出物をはじめとする第四紀の火山噴出物で、広くおおわれている。そのため、いろいろな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、その露出は、わずかの地域でみられるにすぎない。

しかし、新第三紀層が露出する北西部地域には、貧弱ではあるが金銀鉍床が知られている。このほか、恵庭火山の支笏湖辺には、所々に温泉が湧出している。つきにこれらについて、簡単に説明を加える。

VII.1 金・銀 鉍

VII.1.1 恵庭鉍山

位置および交通 胆振国千歳郡恵庭町の漁川上流にあつて、支笏湖の北西約5kmに当る。現地に行くには、千歳町または苫小牧市からバスで、湖畔までゆき、そこから、船でボロピナイ沢の川口にあがる。そして、鉍山専用道路にそつて、徒歩により、約7kmゆくと達する。

この鉍山は第2次世界大戦中に操業を中止してから、稼行されていないので、道路は荒れはてていて、現在では徒歩も困難である。

地質概説 鉍山附近を構成している地質系統は、新第三紀層の漁川層を基盤とし、その上に、鞍馬越変朽安山岩、オコタンベ湖熔岩の順についでいる。

この附近の地質構造は、イチャンコッペ山附近をとる $N-S$ 方向の背斜軸をもつ背斜構造の西翼に位置し、背斜軸と直角にまじわる裂罅が発達している。そして、鉍脈はこの裂罅にそつて形成されたものである。

なお、この鉍床については、猪木幸男と秦光男が1951年に調査をおこなつている。そ

れによると、つぎのようなものである*。

鉱床 元鉱山事務所から、オコタンベ湖にかけての地域に、数多く石英脈の露頭がある。この石英脈は、地質の項でのべた、鞍馬越変朽岩および変朽安山岩化作用をうけたオコタンベ湖熔岩の中に胚胎されている。鉱山附近のものは、幅 1 cm でいどのものから 60 cm のものが多い。さらに脈幅の大きいものは、これらの脈の集合したものとみられる場合が多い。

鉱脈の延長方向は、E—W から N 70° W の走向で、北または南に 80° 前後の傾斜をもつものと、N 30°~80° W の走向で、70°~80° 南西に傾斜するものと、2つの傾向がある。

この合金石英脈に、方解石脈を伴うこともあるが、それぞれ単独に発達する場合が多い。

かつて稼行された主脈の総延長は 650 m で、富鉱部では Au 17g~18g, Ag 150g~160g の平均品位をもつていたという。

VII. 2 温 泉

忠庭火山の東南麓および、西南麓の湖岸には温泉が湧出している。前者は丸駒温泉、後者はオコタンベ東温泉およびオコタンベ西温泉と呼ばれている。

丸駒温泉およびオコタンベ東温泉は、それぞれ、丸駒集塊岩層から湧出しており、オコタンベ西温泉は、崖錐堆積物の中から湧出している。なお、これらの温泉は、つぎのようなものである。

丸 駒 温 泉	泉温 58° C	弱アルカリ性単純泉
オコタンベ東温泉	泉温 45° C	弱アルカリ性単純泉
オコタンベ西温泉	泉温 43° C	中性単純泉

参 考 文 献

- (1) 大井義近：樽前岳噴火実況調査報告 震災予防調査会報告 64号 1909.
- (2) 佐藤伝蔵：樽前山噴火調査報文 地学雑誌 21巻 1909.
- (3) 神津叔祐：樽前火山の新熔岩および北海道産火山岩十余種の化学的性質に就いて 地質学雑誌 Vol.16 1909.
- (4) 神津叔祐：樽前山灰長石 地質学雑誌 Vol.17 1909.
- (5) 神津叔祐：樽前山灰長石の化学成分 地質学雑誌 Vol.17 1909.

* 猪木幸男・秦 光雄 (1954年)：北海道忠庭・千歳両鉱山附近地質調査報告 地質調査所月報 vol.5 1954.

- (6) 地質学雑誌雑録： 明治 42 年 3 月 30 日における北海道樽前火山の爆裂に就きて
地質学雑誌 Vol.16 1909.
- (7) 東洋学芸雑誌雑報： 樽前山噴火 東洋学芸雑誌 Vol.26 1909.
- (8) 井上禧之助： 樽前山爆発実況調査 地質調査所報告 20号 1910.
- (9) I. Friedländer： Über einige japanischen Vulkane. (Mitteilungen der Deutschen
Gesellschaft für Natur und Völkerkunde Ostasiens, Band XII) 1910.
- (10) 伊木常誠： 樽前火山噴出の浮石層 地学雑誌 Vol.23 1911.
- (11) S. Kozi： Preliminary notes on some igneous rocks of Japan (Journal of
Geology. Vol.19 No.7) 1911.
- (12) I. Friedländer： Über den Usu in Hokkaido und über einige andere Vulkane
mit Quellschalenbildungen. (Petermanns Geographische Mitteilungen,
Juni) 1912.
- (13) H. Tanakadate： Der Tarumai-Ausbruch in Japan 1909. (Zeitschrift der
Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Heft 6) 1912.
- (14) 大森房吉： 樽前山爆発実況調査報告 東洋学芸雑誌 Vol.34 1916.
- (15) 佐藤伝蔵： 樽前山の活動 地学雑誌 Vol.29 1917.
- (16) 柴田狷介： 樽前新噴火の際における瓦斯 地質学雑誌 Vol.24 1917.
- (17) 田中館秀三： 樽前ドームの形態と新噴火 地質学雑誌 Vol.24 1917.
- (18) H. Tanakadate： Physiographic development of the Tarumai-dome in Japan.
(American Journal of Science. Vol.44) 1917.
- (19) H. Tanakadate： The activity of the Tarumai-dome after 1917. and its mor-
phological development. (Jap. Jour. Geol. and Geogr. Vol.3 No.3-4)
1924.
- (20) 田中館秀三： 北海道火山湖研究概報 北海道庁 1925.
- (21) 田中館秀三： 樽前山噴火歴史 地球 Vol.6 1925.
- (22) 田中館秀三： 北海道火山活動の特徴 日本学術協会報告 Vol.2 1926.
- (23) 田中館秀三： 大正十五年樽前山活動 地学雑誌 Vol.39 1926.
- (24) 延原幸一： 大正十五年爆発後の樽前火山円頂丘に就いて 地学雑誌 Vol.39 1927.
- (25) 柴原小市： 樽前ドームの新亀裂と火口に就いて 地球 Vol.8 1927.
- (26) 山形武男： 大正十五年十月三十日樽前山爆発 地学雑誌 Vol.39 1927.
- (27) 星川信吉： 大正十五年十月三十日樽前山の降灰に就いて 地学雑誌 Vol.39 1927.
- (28) 渡辺万次郎： 北海道西部の地体構造と火山の分布 小川博士還暦祝賀地学論叢記
念論文集 第2部 1930.
- (29) 渡辺万次郎： 樽前火山における二三の観察 岩石礦物礦床学会誌 Vol.6 1931.
- (30) 下斗米俊夫： 樽前火山地質調査報文 北大理卒論(手記) 1933.
- (31) 鈴木 醇・下斗米俊夫 樽前火山 火山 Vol.1 No.3 1933.
- (32) 浦上啓太郎・山田 忍・長沼祐二郎： 北海道における火山灰に関する調査

- 第1報 東部胆振国における火山灰の分布について 火山 Vol.1 No.3 1933.
- 第2報 中部胆振国における火山灰の分布について 火山 Vol.1 No.4 1933.
- (33) 長尾 巧: 札幌一苫小牧低地帯附近の新生代地史 地質学雑誌 Vol.43 1936.
- (34) 長尾 巧: 札幌一苫小牧低地帯(石狩低地帯)矢部教授還暦記念論文集 1940.
- (35) 石川俊夫: 樽前火山熔岩中捕虜岩の顕微鏡的性質 火山 Vol.4 No.2 1940.
- (36) 高安昌明: 石狩国恵庭岳附近の地質 北大理地(修論) 1948.
- (37) 土居繁雄: 石狩低地帯西南部における洪積世の火山活動(とくに支笏泥流の時期について) 地質学雑誌 Vol.58 1952.
- (38) 土居繁雄: 5万分の1「白老」図幅説明書 北海道立地下資源調査所 1953.
- (39) 山田 忍: 北海道における火山噴出物の分布について 北海道地質要報 .No.21 1953.
- (40) 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.
- (41) ISHIKAWA TOSHIO and MINATO MASAO: Age of the welded tuffs in Northern Japan Tirage á part des Actes du IV Congres de L' Association Internationale pour L' Etude du Quaternaire (INQUA) 1953.
- (42) 土居繁雄: 5万分の1「定山溪」図幅説明書 北海道開発庁 1953.
- (43) 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.
- (44) 藤原哲夫: 5万分の1「壮溪珠」図幅説明書 北海道開発庁 1954.
- (45) 土居繁雄・小山内 熙: 北海道の熔結凝灰岩 地球科学 No.23 1955.
- (46) 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.63 1056.
- (47) 土居繁雄・小山内 熙: 5万分の1「石山」図幅説明書 北海道地下資源調査所 1956
- (48) 土居繁雄: 支笏湖附近の地質 北海道の地学 No.14 1956.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

TARUMAIZAN
(Sapporo-41)

By
Shigeo Doi
(Geological Survey of Hokkaidō)

RÉSUMÉ

The Tarumaizan sheet covers an area lying between 40°40' and 42°50' N. lat., and between 141°15' and 141°30' E. long., which includes the eastern part of the Nasu volcanic zone. The field survey began in May, and came to an end in November 1955. This explanatory text is based upon that field-work and deals briefly with the stratigraphy and mineral resources of this districts.

Neogen Tertiary

The oldest formation of this area is the **Izarigawa formation**, which comprises such members as Kanayamazawa shale (Ka), Rarumanai-gawa tuff (Ra), Yunosawa tufaceous sandstone (Yu), and Kuramagoe propylite (Kr) in ascending order. Of them, the **Kanayamazawa shale** consists of two parts; the lower is characterized by muddy shale in black grey colour, which the upper composed of alternations of tufaceous sandstone and muddy shale. The **Rarumanaigawa tuff** lies conformably on the preceding member, and is characterized by alternations of tuff and tufaceous sandstone, in greenish grey colour. The **Yunosawa tufaceous sandstone** is chiefly composed of tufaceous

sandstone intercalating tuffaceous shale, all of the rocks of this member are andesitic. The **Kuramagoe propylite** lies over the preceding member; it is pyroxenen andesite altered to propylite.

The **Naruo formation** is developed in the western parts of this sheet. It is made up of such members as Ninarushutomanaigawa agglomerate (Ni) and Okotanpe-ko lava (OP), in ascending order. Of these members, the **Ninarshutomanaigawa agglomerate** is distributed at the western mountain land of this mapped area; it is mainly composed of pyroclastics, such as tuffaceous agglomerate, tuff breccia and tuff, all of rocks are dacitic. The **Okotanpe-ko lava** is found at surrounding area of the Okotanpe lake in the north-western part of this sheet, it is dacite lava.

Next, comes the **Usakkumai formation**, which is divisible into two main members: the Kohan shale (Ko) and the Mizudame sandstone (Mi). The **former** consist of hard muddy shale and tuffaceous sandstone, dark grey in colour, the **later** characterized by tuffaceous sandstone, which is occasionally nodulous and fossiliferous.

Fossiles: *Nuculana (N) pernula* (Müller)
Nuculana (N) sp.
Portlandia (portlandella) lischkei (Smith)
Portlandia (Megayoldia) thraciaeformis (Storer)
Portlandia sp.
Macoma sp.
Lucina sp.
Clinocardium colefomceouse (Deshoges)
Olivella sp.
Suphonaria sp.
cfr. *Buccinum sp.*
Dentalium sp.
Fossile crab.

From the lithic character, fossile contents and the succession of the formations, the Izarigawa and Naruo formation being characterized by the predominance of the green pyroclastics and propylite, are correlated to the Kunnui series, while the Usakkumai formation may be roughly

to be almost equivalent with the Yakumo series, both in Miocene age.

It should be mentioned in this junctive, that there are various kinds of volcanic rocks occurring as lava and pyroclastics: **Ichankoppe lava** (I) (quartz & hornblende bearing augite hypersthene andesite), **Tabukobuyama lava** (Tl) (quartz bearing augite hypersthene andesite), **Morappuyama lava** (Ml) (quartz bearing hypersthene augite andesite), **Monbetsu-yama lava** (Bl) (quartz bearing augite hypersthene andesite), **Chitose-gawa agglomerate** (Cg) (hypersthene augite andesitic agglomerate), **Tarumai-gawa lava** (Zl₁) (augite hypersthene andesite) and **Izaridake lava** (Zl₂) (augite hypersthene andesite). The precise geological age of them is at present unknown, but it may be probably from late Miocene to Pliocene in age.

Quaternary

There are various kinds of volcanics occurring as lava and pyroclastics, the geological age of which is from early Pliocene to Recent. They are: **735 m.-yama lava** (Sl) (augite hypersthene andesite), **Morino volcanics** (Mv), **Shikotsu volcanics**, **Eniwa volcanics**, **Fuppushi volcanics** and **Tarumai volcanics**.

The Morino volcanics lies uncomformably on the Neogen Tertiary deposits. It is mainly composed of quartz hornblende bearing augite hypersthene andesitic welded tuff, pinkish grey in colour.

The Shikotsu volcanics, covers the higher and middle terrace deposits, and is cut by the lowest one. It comprises such members as **Shadai pumice deposits** (Sv₁), **1st Shikotsu welded tuff** (Sv₂), **Shimamathu pumice deposits** (Sv₃), **2nd Shikotsu welded tuff** (Sv₄), and **Toyohira pumice deposits** (Sv₅). All of rocks are quartz & hornblende bearing augite hypersthene andesitic.

The Fuppushi volcanics are developed in the southern part of the Shikotsu lake in this mapped area. Which comprises such members as **Ōsaki agglomerate** (Fv₁) (augite hypersthene andesitic agglomerate), **Kingiro-zawa agglomerate** (Fv₂) (augite hypersthene andesitic agglomerate), **1st lave** (Fv₃) (augite hypersthene andesite), **2nd lava** (Fv₄) (augite hypersthene andesite), **Fukibatakenosawa welded tuff** (Fv₅)

(hornblende bearing augite hypersthene andesitic welded tuff) and **3rd lava** (Fv₆) (quartz bearing hypersthene augite andesite), in ascending order.

The Eniwa volcanics are characterized by many lavas. It is made up of such members as that : **Marukoma agglomerate** (Ev₁) (augite hypersthene andesitic agglomerate), **Eniwa pumice deposits** (Ev₂) (augite hypersthene andesitic pumice), **Tsukisappu volcanic ash** (Ev₃) altered to loam, **1st lava** (Ev₄) (augite hypersthene andesite), **2nd lava** (Ev₅) (augite hypersthene andesite), **3rd lava** (Ev₆) (augite hypersthene andesite), **4th lava** (Ev₇) (olivine bearing augite hypersthene andesite), **5th lava** (Ev₈) (augite hypersthene andesite), **6th lava** (Ev₉) (olivine bearing augite hypersthene andesite), **Poropinai agglomerate** (Ev₁₀) (olivine bearing augite hypersthene andesite) and **Eniwa-dake peak lava** (Ev₁₁) (olivine bearing hypersthene augite andesite).

The Tarumai volcanics are also divisible into five members : **Kitayama lava** (Tv₁), **fragmental ejecta including welded tuff** (Tv₂), **pumice deposits** (Tv₃), **central cone lava** and **peak lava** (Tv₄). All of rocks are augite hypersthene andesitic.

Applied geology

In this paragraph, some mineral resources found in this district will be briefly dealt with. Gold and silver deposits have been known since very old days, at the upper course of the Izari River. They are found in quartz veins developed in the igneous rocks of the Miocene age. This mine is called under the name of **Eniwa Mine**.

Furthermore, as mineral springs we find them at two points, along north-western Shikotsu lake-side, with intervals of about 4 km., which are known as **Marukoma** and **Okotanpe** Spa.



社台台地より樽前山を望む

手前の台地は、支笏火山噴出物から構成されている社台台地である。節理のみられる岩石は、第2期支笏熔結凝灰岩である。



樽前山と北山の間より社台台地を望む

谷は、シシャモナイ沢で、社台台地のうえに出ている山は多峰古峰山（標高661.1 m）である。



北山より石狩平野を望む

中央の山はモーラップ山，湖は支笏湖で，湖畔からモーラップまでの湖辺がみえる。

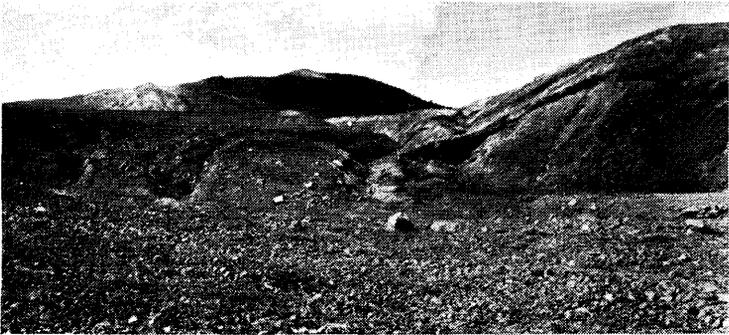


支笏湖上より恵庭岳を望む

背後の山地は，新第三紀層および同時期の火山岩類から構成されている。



支笏湖上から風不死岳（標高 1.103.5 m）を望む



樽前火山噴出物

中央の山は普通輝石紫蘇輝石からできている北山。手前のゆるい地形をしめしているところは碎片的抛出物で、層状にみえるのは熔結凝灰岩である。



樽前山頂丘 (普通輝石紫蘇輝石玄武岩)

昭和 32 年 3 月 20 日 印刷

昭和 32 年 3 月 25 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

TARUMAIZAN

(SAPPORO—41)

BY

SHIGEO DOI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ

MASAO SANŌ, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1957