

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

留 壽 都

(札幌一第 39 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 31 年

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

留 壽 都

(札幌一第 39 号)

北海道地下資源調査所

北海道技師 齋 藤 昌 之

ゝ 嘱託 藤 原 哲 夫

ゝ 技師 石 山 昭 三

ゝ 技術補 松 井 公 平

北海道開発庁

昭和 31 年



三の原附近より羊蹄山（蝦夷富士）を望む。

（石山昭三撮影）

人家が点々とみられる平坦面は、標高 300 m～350 m まで、高位段丘面に当る。この平坦台地をおおっているものは真狩別層 (Ma) である。

噴火湖

廣物市街

北物山

中倉

源館

三疊山

留書山

廣物山

軍人山

廣物山

三疊山





羊蹄山より調査地域を望む

(勝井義雄撮影)

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	4
III 地 質	5
III.1 概 説	5
III.2 美 筈 層	7
III.2.1 花園緑色凝灰岩層 (Pi)	7
III.2.2 オロエンシリベツプロヒライト熔岩 (P ₂)	7
III.2.3 栄石英粗面岩熔岩 (P ₃)	8
III.2.4 金山沢石英安山岩熔岩 (P ₄)	9
III.3 鮮新世の火山岩および火山砕屑岩	9
III.3.1 奥幌別熔岩 (Ola)	9
III.3.2 知床別火山噴出物	10
III.3.2.1 真狩知床別集塊岩層 (Tv ₁)	10
III.3.2.2 御保内熔岩 (Tv ₂)	10
III.3.3 カシブニ熔岩 (Kla)	10
III.4 三の原層 (St)	11
III.5 鮮新世ないし更新世と考えられる火山岩	11
III.5.1 模範林熔岩 (Mla)	11
III.5.2 ボン貫別山熔岩 (Pla)	12
III.5.3 竹山熔岩 (Tla)	12
III.5.4 貫別山熔岩 (Nla)	13
III.5.5 化物山熔岩 (Bla)	13
III.6 第四紀層および第四紀の火山岩	14
III.6.1 尻別岳熔岩 (La ₁)	14
III.6.2 洞爺火山噴出物	15
III.6.2.1 喜茂別熔結凝灰岩 (Tkw)	15
III.6.2.2 留寿都層 (Tr)	15

Ⅲ.6.3	無名山熔岩 (La ₂)	17
Ⅲ.6.4	壯溪珠熔岩 (La ₃)	17
Ⅲ.6.5	高位段丘堆積物 (T ₁)	17
Ⅲ.6.6	中位段丘堆積物 (T ₂)	18
Ⅲ.6.7	真狩別層 (Ma)	18
Ⅲ.6.8	支笏熔結凝灰岩 (Sw)	21
Ⅲ.6.9	低位段丘堆積物 (T ₃)	22
Ⅲ.6.10	羊蹄火山噴出物	22
Ⅲ.6.11	沖積層	22
Ⅳ	地 史	22
Ⅴ	応用地質	23
Ⅴ.1	概 説	23
Ⅴ.2	硫化鉄鉱	24
Ⅴ.3	褐鉄鉱	25
Ⅴ.4	珪藻土	25
Ⅴ.5	石 材	26
Ⅴ.6	温泉および湧水	26
Ⅴ.6.1	川上温泉	26
Ⅴ.6.2	登延頃の鉱泉	27
Ⅴ.6.3	羊蹄山麓の湧水	27
参 考 文 献		
	Résumé (in English)	27
附 録		
	羊蹄火山の地質と岩石 (勝井義雄)	1
Ⅰ	まえがき	1
Ⅱ	羊蹄火山周縁の基底地質	2
Ⅲ	羊蹄火山の地形と地質	3
Ⅳ	羊蹄火山の岩石	8

5 万分の 1 地質図幅 留 壽 都 (札幌一第 39 号)
説 明 書

北海道地下資源調査所

北海道技師 齋藤昌之

〃 嘱託 藤原哲夫

〃 技師 石山昭三

〃 技術補 松井公平

はしがき

この図幅は、北海道開発庁から依頼されて作成したもので、野外調査は、昭和 29 年に延約 100 日を費して行い、以来北海道地下資源調査所で室内作業を続けてきたものである。

野外調査は、主に石山、松井の両名が、地域を分担して当り（石山は留寿都を中心にしてほぼ南半部、松井は喜茂別を中心にしてほぼ北半部）、齋藤は両名の調査を指導補足した。藤原は主として室内作業を担当したが、壮溪珠図幅に近接する一部地域の野外調査にも当った。なお、羊蹄山および真狩附近から隣接図幅「狩太」に連なる地域は、北海道大学勝井義雄、東京教育大学藤田至則、北海道地下資源調査所土居繁雄氏らの調査資料を利用させていただいた*。

この地域は、いわゆる西南北海道にふくまれるが、新しい火山噴出物が厚くかつ広く堆積しているので、有用鉱物にはみるべきものがない。しかし、平坦な高原台地は、馬鈴薯をはじめビート、アスパラカス、垂麻など、北海道特産農作物の産地として脚光をあびており、水理地質を明らかにすることが望まれている。

この地域の地質調査は、長尾巧と佐々保隆とによつて、昭和 6 年～8 年頃に概括的な調査が行われている。それによると、第四紀洪積世の火山活動によつてもたらされた浮石流と考えられる地層——留寿都層、真狩別層——の発達していることが、明らかにされている。

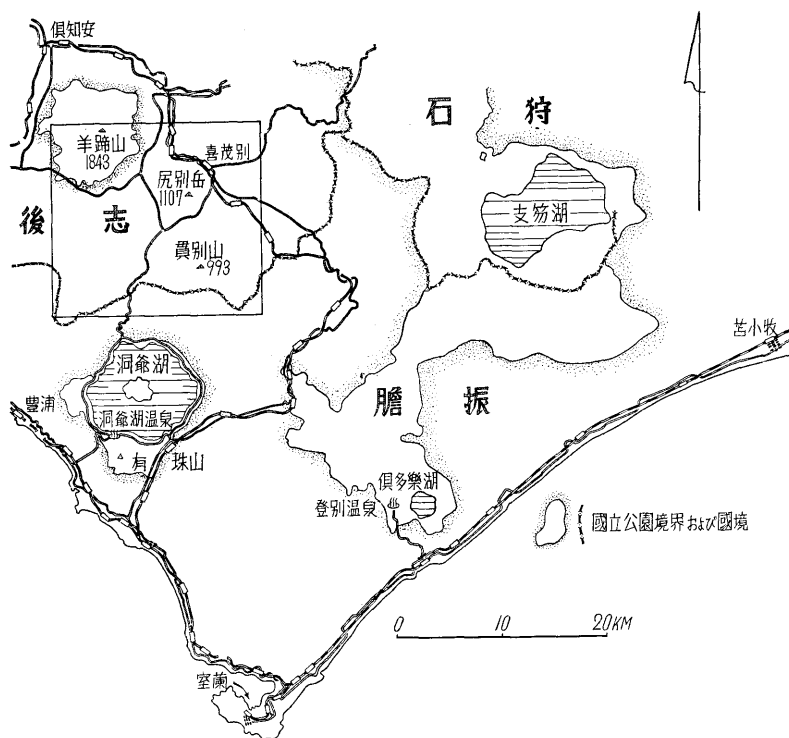
* 勝井義雄氏から提供された羊蹄山の地質は、未発表の貴重な資料であるので、とくに、附録として詳細を巻末にのせて参考に供することにした。

る。これは、古典としては貴重な文献であり、少なからず参考となつた。

報告にはいるに先だち、調査資料を提供された勝井義雄、藤田至則、土居繁雄の三氏、および図版作製を担当された北海道地下資源調査所大島美智子氏に謝意を表する。

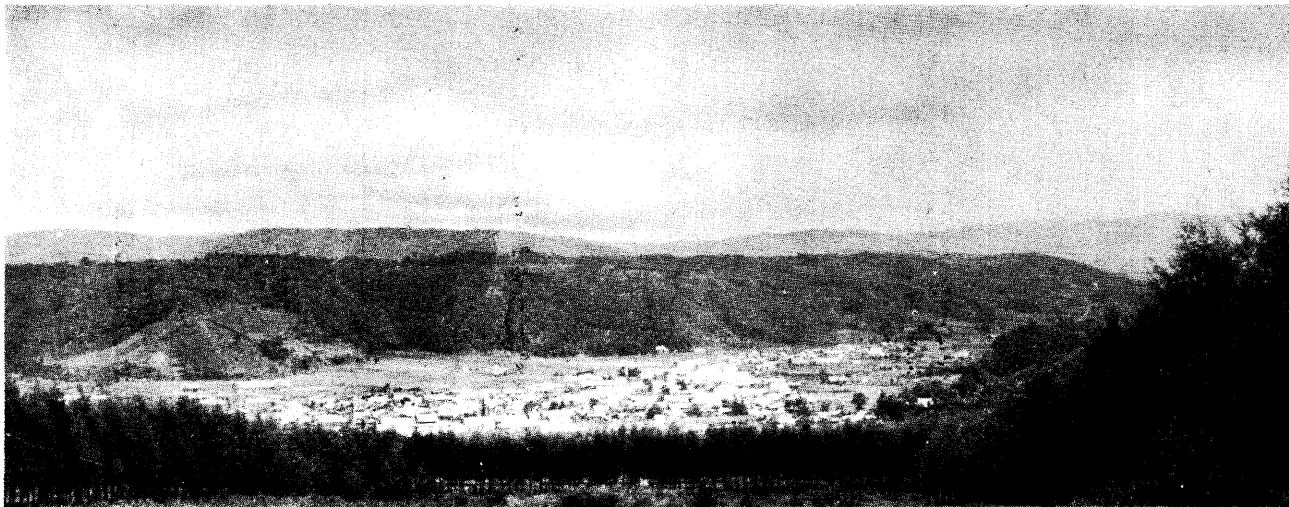
I 位置および交通

この図幅の範囲は、北緯 $42^{\circ}40' \sim 42^{\circ}50'$ 、東経 $140^{\circ}45' \sim 141^{\circ}0'$ 、札幌市の西南方約 50 km に当る。



第1図

行政的には、大半部が後志支庁の管轄で、虻田郡喜茂別町・同郡京極村・同郡倶知安町・同郡留寿都村・同郡真狩村に属し、南部地区のごく一部の地域が、胆振支庁の虻田郡洞爺村・同郡豊浦町・有珠郡大滝村にふくまれる。喜茂別市街、留寿都市街、真狩市街など、町村役場の所在地があつて、それぞれ、アスハラガス、ビート、亜麻などの小さな集散地となつているが、この地域の東端を南北に縦走する国鉄胆振線にそう喜茂別市街をの



第2図 尻別岳北東山麓より北東方向を望む。(土居繁雄撮影)

市街地は喜茂別市街、その背後の平坦な台地は標高300 m~450 m の段丘台地(高位段丘面)である。段丘面は貞狩別層でおおわれているが、その下部には高位段丘堆積物がみられる。(ワカサタツブ附近でよく観察される)

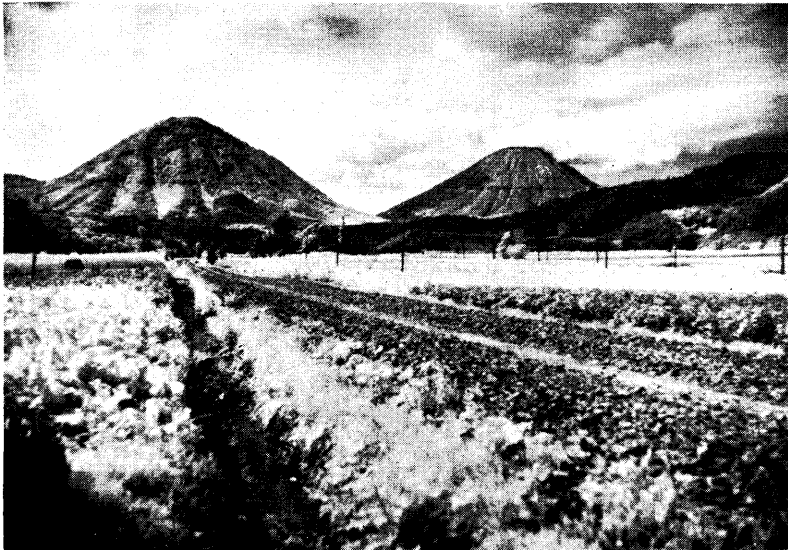
ぞいては、全く活気がない。

札幌から喜茂別までは、約4時間の列車行程である。夏季には、定山溪温泉からこの地域をへて洞爺湖温泉に通ずる、定期バスを利用できる。定山溪から喜茂別までは約3時間である。このバス路線からは、荒ばくとして開けた高原に、えぞ富士と呼ばれる羊蹄山が、くつきりと浮んで、それは、本当に北海道ならではの景観である。

Ⅱ 地 形

標高 200 m から 400 m に、しだいに移りかわる平坦な段丘面が見事につづく。これは真狩留寿都高原と呼ばれ、噴火湾沿岸から遠く定山溪山塊にまでつづく、段丘台地の一部に当る。この段丘面は、氷期と関連をもつて形成された海成段丘面であり、この地域には、大別して、200 m~250 m、280 m~400 m の2つの面がみとめられる。そしてそれは、登別地方の中位段丘面、高位段丘面に、それぞれ対応されるものと考えられる。

この段丘面を基底とし、この高原とよく調和を保つて、コニーデ型の羊蹄山 (1,893 m) が、美しく裾野をひいて北西隅にそびえている。そのほか、尻別岳 (1,107 m) と櫛負山 (715 m) が、こぶのように中央にそびだち、南東隅には、貫別山 (993.5 m)・竹山 (940 m) などゆるい傾斜の山塊が、隣接図幅「壮溪珠」の地域からつついているが、これらは、



第3図 喜茂別町鈴川から羊蹄山(右)と尻別岳(左)を望む。(藤原哲夫撮影)

段丘面形成時の剝削作用をうけた形跡がある*。

この地域の水系は、羊蹄山——尻別岳——貫別山を結ぶ稜線を境として、北東斜面側のもの、南西斜面側のものにわけられる。前者は、この地域の南東隅を通つて羊蹄山の東麓をぬけ、日本海に注ぐ尻別川およびその支流（登延頃川・オロエンシリベツ川・喜茂別川など）であり、後者は、この地域の中央、留寿都附近に源を發して、羊蹄山の西麓で尻別川に合流する真狩川と、南西流して噴火湾に注ぐ貫別川である。いずれも段丘台地を深く刻み、河岸には、多くの美しい懸崖をみせているが、尻別川をのぞいては沖積地の發達が小さく、灌漑に利用される効果は少ない。

Ⅲ 地 質

Ⅲ.1 概 説

洪積世にはげしく行われた火成活動は、この地域のほとんど全域を、熔岩・熔結凝灰岩・火山砕屑岩などの新しい火山噴出物で厚くおおい、新第三紀の岩層は、ごく限られた地域に、わずかみられるにすぎない。

これらは、化石によつて時代を決定することはできない。しかし、西南北海道について發表された、いままでの調査資料を参考にして、岩質や分布状態を吟味し、あるいは段丘面との関係などを考慮して、いちおう、模式柱状図にしめすような層序区分をすることができる。

新第三紀の岩層は、すべて火山岩および火山砕屑岩で、正常な堆積相をしめす地層はない。下部をしめるものは、緑色凝灰岩、プロピライト、石英粗面岩および石英安山岩である。これらは、いわゆる訓縫期の火成活動の所産と考えられる。上部をしめるものは、奥幌別熔岩、知来別火山噴出物、カシブニ熔岩および三の原層で、一部をのぞいてはいずれも熔岩である。したがつて、時代を決定することはきわめて困難であるが、岩質の変質ていどから黒松内期若しくはそれ以前のものと同測される。

第四紀は、この地域の地質構成からみて、きわめて持ちようのある時期である。この時期には、火山活動がきわめてしれつであると同時に上昇運動も急速に進み、2段の段丘面が美しく發達している。この段丘形成時の堆積物をのぞいては、熔岩流、浮石流、火山灰などの火山噴出物である。模範林熔岩、ボン貫別山熔岩、竹山熔岩、貫別山熔岩、化物山熔岩

* 齋藤昌之・小山内照・酒匂純俊：

5 万分の1地質図幅説明書「登別温泉」北海道地下資源調査所（1953）を参照。

などは、その岩質と地形の開析度から推測して新第三紀鮮新世のものか、とも考えられる。

高位段丘堆積物以前の洪積世初期の所産と考えられるものとしては、尻別岳熔岩をはじめ、洞爺カルデラと関係をもつ、喜茂別熔結凝灰岩と留寿都層の洞爺火山噴出物が広く分布し、無名山熔岩や壮溪珠熔岩も、隣接の「壮溪珠」図幅地域からのびている。洪積世後半の地層としては、黄褐色の特ちようある火山灰層の真狩別層が、噴出源ははつきりしないが、ほとんどこの地域の全域をおおつて拡がつている。また、支笏熔結凝灰岩も遠くこの地域まで到達している。現世にはいつては、羊蹄火山の活動があつた。そして、いままでのべた各地質で構成されている山体の麓には、扇状地堆積物および岩堆積物が発達しているが、とくに、羊蹄山麓と尻別山麓とにいちじるしい。

Ⅲ.2 美 筈 層

この地層は、東に接する「壮溪珠」図幅で、藤原哲夫によつて呼称されたもので、いわゆる訓縫統に対比される。そのうち、プロピライト、石英粗面岩、石英安山岩は、この地域にまで分布が拡がり、図幅東部の各河川に沿つてわずかであるがみられる。このほか、それらの露出と直接の関係なく、図幅の西端中央には緑色凝灰岩とプロピライトが分布し、南端中央にはごくわずかプロピライトがある。しかしこれらのものも、岩質から当然訓縫統とされるものであるから、美筈層にふくめて取扱つた。

岩質と層位関係により、下位から、花園緑色凝灰岩層、オロエンシリベツプロピライト熔岩、赤石英粗面岩熔岩、金山沢石英安山岩熔岩にわけられる。

Ⅲ.2.1 花園緑色凝灰岩層 (P₁)

この地層は、真狩知宗別と御保内とにはさまれた、標高 496.8 m 山地の基盤をなして発達している。この地層の上位には、プロピライト熔岩がのつているが、直接の関係を観察できるところはなかつた。

おもに凝灰岩と凝灰質砂岩の互層からできているが、角礫凝灰岩の薄層をはさんでいる。厚さは不明である。砂岩は、灰緑色をした中粒ないし粗粒の凝灰質のものである。凝灰岩は、緑色の中粒ないし粗粒の石英粗面岩質のもので、石英粒が多くみられる。そして、粗粒の凝灰岩から、しだいに角礫凝灰岩に移化している。角礫は、径 0.5 cm～2 cm 程度の大きさの、プロピライト化作用をうけた輝石英安山岩の岩片が主であるが、そのほか、少量の珪質頁岩、緑色砂岩および石英粗面岩などもみられる。

Ⅲ.2.2 オロエンシリベツプロピライト熔岩 (P₂)

このプロピライトは、尻別川の上流地帯、すなわち、その支流オロエンシリベツ川、金

山沢、登延頃川、喜茂別川などの河岸に露出しているほか、真狩知来別から御保内にかけての地帯およびボン貫別山の南側地帯にみられる。その模式的な露出地は、隣接図幅「壮溪珠」ないの金山沢入口である。いわゆるプロピライト化作用をいじめるしくうけて、原岩の構造を残しているものは少ない。一般に、紫褐色を帯びた緑色の堅硬緻密な岩石であるが、ところによつては、角礫状構造をしめす部分があり、角礫凝灰岩を伴うこともある。

金山沢附近のものおよび御保内附近のものを顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

金山沢のもの：斑晶の斜長石は、半自形または自形の柱状結晶で、曹長石や方解石にかわつているものもあるが、かなり新鮮なものもこつていて、聚片双晶、アルバイト式双晶および累帯構造などがみられる。An 55~65で曹長石の成分をしめす。斑晶の普通輝石は、斜長石にくらべて結晶形が小さくほとんど緑泥石化し、石基にちらばつているものが多い。石基は、ハイアロピリテック組織で、局部的に流理構造も発達している。おもに、針状または小さな柱状結晶の斜長石からなり、その間をガラス・緑泥石・方解石などが埋めている。

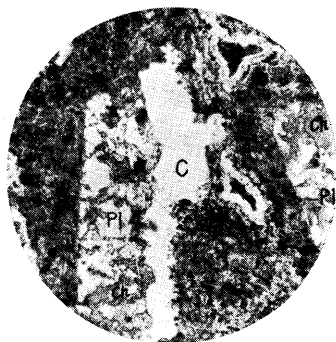
御保内附近のもの：インターサータル組織をわずかにのこしている。斑晶と石基の構成鉱物は、ほとんど分解しており、斜長石は絹雲母に、輝石は緑泥石に、それぞれかわつている。また一部には石英によつて交代されているところもみられる。

Ⅲ・2・3 栄石英粗面岩熔岩 (P₃)

この石英粗面岩は、東に隣接する「壮溪珠」図幅の喜茂別金山附近に模式的に発達するもので、この図幅では、喜茂別川上流の地帯にごくわずか分布している。淡褐色から紫褐色の緻密なリソイダイト質の石英粗面岩であるが、珪化して、灰白色ないし赤褐色のとくに堅硬緻密なものにかわつたり、あるいは粗鬆になつて、緑色凝灰岩とまちがうようなものになつたりする。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶の斜長石は、石基のものにくらべてきわめて少ない。半自形のものが多く大部分は絹雲母化している。斑晶の鉄苦土鉱物は、まったく分解してしまつて、みとめることができない。斑晶の石英は、ほとんどみられない。石基は、ガラスと塵埃状物質からで



第5図 プロピライト熔岩
(御園附近)

×60 // ニコル

Pl: 斜長石 Ch: 斜長石の緑泥
石化した部分 C: 空隙

きているが、微粒の石英で置換されているものが多い。

Ⅲ・2.4 金山沢石英安山岩熔岩 (P₄)

この石英安山岩は、金山沢およびオロエンシリベツ川に分布し、プロピライトを不整合におおつている。暗緑色ないし緑色の堅硬緻密な岩石で、角礫状構造をしめす持ちようがある。捕獲岩片として、珪化岩・プロピライト・緑色凝灰岩などがとりこまれている。普通は石英の斑晶がひじょうに多いが、周縁相になると、石英の斑晶がみられなくなつて、緑色緻密なプロピライトの外観をしめす。

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、0.32 mm×0.49 mm 位の半自形または他形の結晶で、曹長石や方解石にかわつているものが多い。石英は、径 0.32 mm～1 mm 位の破砕片または融蝕形をしている。輝石類は、完全に緑泥石にかわつているものが多い。

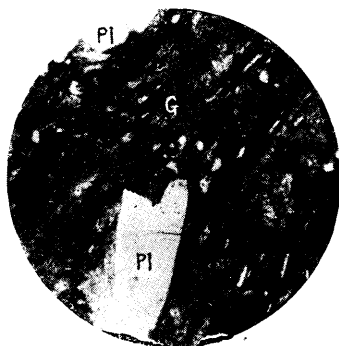
石基は、ガラスがひじょうに多いもので、ハイアロピリテイク組織をしているが、部分的にはインターサタル組織をしているところもある。緑泥石化が、一般にいちじりしい。

Ⅲ・3 鮮新世の火山岩および火山砕屑岩

これにふくめられると考えられるものには、奥幌別熔岩、知米別火山噴出物(集塊岩と熔岩)およびカシブニ熔岩がある。これら相互の上下関係はわからない。また、上下の地層との関係も明らかでない。したがつて、噴出時期を決定することはできないけれども、岩質の変質の度合(英管層のものにくらべればはるかに弱いけれども、緑泥石化作用と炭酸塩化作用とをかなりうけている)から、黒松内期(鮮新世)のもの(あるいはそれ以前のもの)と考えられる。

Ⅲ・3.1 奥幌別熔岩 (OLa)

この熔岩は、南に接する「虻田」図幅の奥幌別を中心にして広く分布する紫蘇輝石普通輝石安山岩で、この図幅では、竹山の南麓(ホロベツ川の上流)にわずかみられる。黒色の堅硬緻密な岩石で、ときに、径 5 mm くらいの斜長石斑晶がみられる。



第6図 紫石英粗面岩熔岩
(喜茂別川下流)

×60 // ニコル

Pl: 斜長石 G: ガラス

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、An 55~65 で曹灰長石の成分をしめすが、灰長石もみられる。普通輝石には反応縁はみられないが、紫蘇輝石には単斜輝石の反応縁がみられる。ときには、方解石化した斜長石や緑泥石化した輝石類もみられる。

石基：ハイアロピリティック組織をしめす。おもに、ガラスと微粒の磁鉄鉱とからなり、輝石類（紫蘇輝石▷単斜輝石）はきわめて少ない。

Ⅲ.3.2 知来別火山噴出物

真狩知来別から御保内にかけて分布する、輝石安山岩熔岩と同質の集塊岩である。プロピライトを不整合におおい、中位段丘堆積物・留寿都層・真狩別層などに不整合におおわれている。下位から、真狩知来別集塊岩層と御保内熔岩とに細分される。

Ⅲ.3.2.1 真狩知来別集塊岩層 (Tv1)

この集塊岩は、真狩知来別附近に分布する。淡黄色ないし黄緑色を呈し、掌火から径 50 cm 内外までの斜長石斑晶が目立つ普通輝石紫蘇輝石安山岩の角礫を、同質の熔岩で膠結した集塊岩で熔岩をはさむ。

角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

石基：ハイアロピリティック組織で、ガラスと斜長石とからできている。そのほか、少量の磁鉄鉱と粘土鉱物がみられる。

Ⅲ.3.2.2 御保内熔岩 (Tv2)

この熔岩は、御保内から真狩知来別にかけて分布する、黒色緻密堅硬な紫蘇輝石普通石安山岩で、空隙をもっている。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

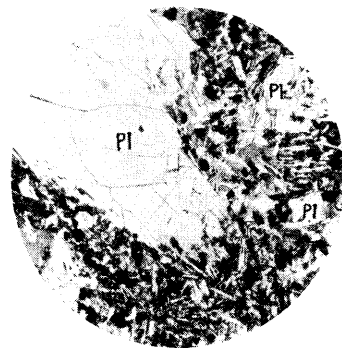
斑晶：斜長石▷普通輝石+紫蘇輝石

斜長石は、An 60~70 で曹灰長石の成分をしめす。両輝石の間には反応縁はみられない。

石基：インターサータル組織をしめす。おもに短冊状の斜長石と単斜輝石とからなるが、ほかに、ガラス、斜方輝石、磁鉄鉱もみられる。空隙には、方解石や玉髄が生成されている。

なお、この岩石には、末期現象として、輝石の一部がエチリン輝石に変つている現象がみられる。

Ⅲ.3.3 カシブニ熔岩



第7図 御保内熔岩(御保内附近)

×60 // ニコル

Pl: 斜長石

この熔岩は、この地域の北東隅にわずかに発達する普通輝石安山岩である。この地域では、下位層との関係はまったくわからないが、隣接図幅「倶知安」地域の脇方では、脇方層^{*}（プロピライトを伴う火山砕屑岩の地層）のうえに不整合にのっている。なお、この熔岩は、第四紀の無名山熔岩や真狩別層に不整合におおわれている。外観は、暗灰色の緻密堅硬な玄武岩のような感じのする岩石で、斜長石の斑晶がわずかにみられる。

くわしいことは、「倶知安」図幅説明書に記載されているので、参照されることを願う。

Ⅲ.4 三の原層 (St)

この地層は、ボン貫別山西麓の貫別川河岸とオロエンシリベツ川からわかれて三角点標高 538.8 m 山に向う沢と、2 個所に露出している。ともに、露出がきわめて局部的で、上下の地層との関係はよくわからないが、貫別川河岸の様子では、留存都層におおわれていることは確実である。

この地層と岩質の全く同じ地層が、南西に接する「豊浦」図幅内の貫別川河岸に広く分布している。小山内照^{**}は、それを豊浦層群上部層とし訓縫統の上部に対比した。しかし、豊浦層群下部層との間には不整合があり、岩質もひじょうにちがうことから、現在同氏は、黒松内統のものであろうと考えている。また藤原哲夫は、この地層の下部に、変質の度合から鮮新世、あるいはそれ以前と考えねばならぬ安山岩類を多くみている。これらのことから、いちおう黒松内統の上部に相当する地層と考えることにした。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

ガラスのなかに、多数の斜長石破砕片のほか、角閃石、輝石類、石英などの破砕片もみられる。捕獲岩片としては、珪化岩、ガラス質安山岩、頁岩などがみられる。

Ⅲ.5 鮮新世ないし更新世と考えられる火山岩

この地域には、岩質の変質状態と地形の開析状態とから、新第三紀のものか第四紀のものかはつきりしない熔岩が多い。模範林熔岩・ボン貫別山熔岩・竹山熔岩・貫別山熔岩・化物山熔岩などで、いずれも、石基の有色鉄物が、わずかであるが緑泥石化しており、山貌もかなり解析が進んでいる。おそらく、鮮新世の末頃から更新世の初期にかけて噴出したものであろう。

Ⅲ.5.1 模範林熔岩 (MLa)

* 土居繁雄・長谷川潔：5 万分の 1 地質図幅説明書「倶知安」北海道開発庁（1956 年）

** 小山内照：胆振国洞爺湖西部及び西南部の地質 北大修論（手記）（1950 年）

この熔岩は、羊蹄南西山麓の模範林附近の小高い丘をつくっている普通輝石紫蘇輝石安山岩である。この丘の頂部は標高 260 m～280 m で、この頂部にだけ熔岩が露出しているが、それは、上をおおつて堆積した留寿都層や真狩別層が、その後の剝削作用で流亡した結果である。この熔岩は、分布の状態から考えて、あるいは羊蹄火山の基底となるものかもしれないが、明らかではない。

この熔岩は礫となつて中位段丘堆積物中に多量にふくまれている。また見掛上、留寿都層の下部である。なお、まえにあげた標高 260 m～280 m の小高い丘の頂部は、高位段丘形成時の、ほぼ剝削最下限の面をあらわしているものと考えられる。

これらの地質徴候と、岩質の変質の度合とから、鮮新世末期ないし更新世初期のものとして推察した。

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

紫蘇輝石の周辺部に、単斜輝石の反応縁が形成されているのが、特ちよう的である。

石基：インターサータル組織をしめす。おもに、短冊状の斜長石と柱状の輝石とからなるが、ほかに、磁鉄鉱やガラスもみられる。輝石は、ほとんど単斜輝石で紫蘇輝石はきわめて少ない。

Ⅲ. 5. 2 ポン貫別山熔岩 (PLa)

この熔岩は、ポン貫別山を構成している含石英玄武岩質安山岩で、一の原からポン貫別部落に通ずる道路の切取りで、2 箇所の好露出がある。黒色の堅緻緻密な岩石であるが、風化した部分は淡緑色をする。しばしば、石英の斑晶がみとめられる。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

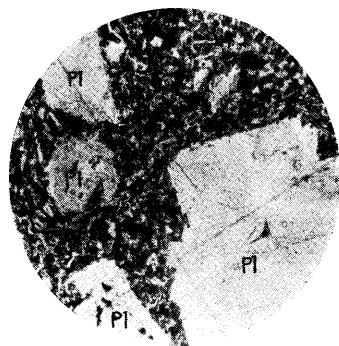
斑晶：斜長石 ≧ 普通輝石 ≧ 紫蘇輝石 ≧ 石英

斜長石は、An 65～70 で曹灰長石の成分をしめすものであるが、このほか灰長石もみられる。紫蘇輝石の周辺部には、単斜輝石の反応縁がみられる。そのほか、石英の外來結晶や橄欖石の残晶もみられる。

石基：インターサータル組織をしている。おもに、短冊状斜長石と柱状の輝石類からなるが、磁鉄鉱やガラスもみられる。輝石は、ほとんどが単斜輝石で斜方輝石はきわめて少ない。

Ⅲ. 5. 3 竹山熔岩 (TLa)

この熔岩は、竹山を構成している含橄欖石紫蘇



第 8 図 ポン貫別山熔岩
(ポン貫別山)

×60 // ニコル

Pl: 斜長石

輝石普通輝石安山岩で、図幅の南東隅に、金山沢石英安山岩および奥幌別熔岩を、不整合におおつて分布している。青灰色から暗灰色をした堅硬緻密な岩石で、斜長石と輝石がよく識別される。とくに斜長石には径1cmに達するものがある。

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 ≧ 橄欖石 ≧ 磁鉄鈹

斜長石は、An 65~70で、曹灰長石の成分をしめす。両輝石間には反応縁はない。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・ガラス・磁鉄鈹・燐灰石などからなり、ハイアロピリティック組織をしめす。部分によつては、輝石と斜長石が濃集して、玄武岩状の同源捕獲岩となつていことがある。

Ⅲ.5.4 貫別山熔岩 (NLa)

この熔岩は、貫別山を構成する普通輝石紫蘇輝石安山岩で、暗青色（黒色に近い）緻密堅硬な、斜長石の斑晶が目立つものである。貫別山と、まえにのべた竹山とは、尾根つづきであるが、両者の関係を把むことはできなかつた。同時代の噴出物と考えて、おそらく間違いないと思われるが、登延頃川の支流をのぼつた際の感じでは、この熔岩が、竹山熔岩をおおうような気がした。

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 ≧ 磁鉄鈹

斜長石は、An 60~65で、曹灰長石の成分をしめす。

石基：ほとんどガラスからできているが、そのなかに、細粒の磁鉄鈹のほか、ごくわずかの輝石類（斜方輝石が多い）および斜長石がみつめられる。

Ⅲ.5.5 化物山熔岩 (BLa)

この熔岩は、化物山を構成する含石英角閃石、普通輝石紫蘇輝石安山岩で、青灰色の緻密な石基に、大形の斜長石結晶が目立つものである。下位の地層との関係はわからないが、留寿都層に不整合におおわれている。

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 ≧ 磁鉄鈹

斜長石は、An 30~40で、中性長石の成分をしめす。灰長石もみられる。両輝石の間に反応縁はみられない。角閃石は輝石にかわつていものが多い。石英は外来結晶である。磁鉄鈹の斑晶が多いのが持ちようである。

石基：おもにガラスからなるが、ほかに、斜長石、磁鉄鈹などもみられる。輝石類（斜方輝石 ≧ 単斜輝石）は、きわめて少ない。

Ⅲ.6 第四紀層および第四紀の火山岩

第四紀の岩層は、洪積世に属する段丘堆積物（高位・中位・低位の堆積物がある）のほか、沖積世の扇状地堆積物、岩錐堆積物、現河床堆積物をのぞき、いずれも、火山岩および火山砕屑岩である。

洪積世にふくめられる火山岩および火山砕屑岩は、段丘面との関係から、新旧の2つにわけられる。旧期とよばれるものは、もつとも高い段丘面で切られるもので、下から尻別岳熔岩・洞爺火山噴出物・無名山熔岩・壮溪珠熔岩にわけられる。新期とよばれるものは、主体は、まえにあげた3段の段丘堆積物であるが、そのほか、この地域の高原地（中位～高位段丘面）をおおつて広く分布する真狩別層、さらに支笏熔結凝灰岩がふくまれる。

沖積世にふくめられる地層と火山岩類には、羊蹄火山噴出物と扇状地堆積物、岩錐堆積物および現河川の河床堆積物がある。

Ⅲ.6.1 尻別岳熔岩 (La)

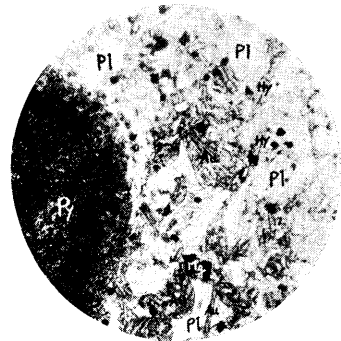
この熔岩は、尻別岳および樫負山を構成する含石英角閃石、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。そのほか、軍人山をはじめ羊蹄南山麓に、ほこぼこ瘤になつてのこつている小高い削割残丘は、この熔岩でできている。したがつてこの熔岩は、尻別岳および樫負山を中心にして、かなりの拡がりをもつて溢流したものであるが、その後の割割作用を相当にうけたものと解される。青灰色ないし褐灰色の、比較的粗鬆な感じをうける岩石で、大きな斜長石の斑晶がよく識別されるが、角閃石もみられることがある。

この熔岩も、噴出の時刻が明らかでないが、ルサン西方で見掛け上、留寿都層におおわれているので、洪積世初期に噴出したものと考えた。

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

石英は外来結晶で、ところによつてはかなりの量がみとめられる。普通輝石には反応縁がみられないが、紫蘇輝石のあるものには単斜輝石の反応縁がみられる。角閃石は輝石にかわつてゐる。斜長石は、An 45～60で中性長石ないし曹



第9図 尻別山熔岩

(樫負山採石場)

×60 // = コル

Pl: 斜長石 Au: 単斜輝石

Hy: 斜方輝石 Mg: 磁鉄鉱

Py: 角閃石から変つた輝石

灰長石の成分をしめすものであるが、ほかに、一種の捕獲結晶として灰長石もみられる。

石基：インターサータル組織をしめす。おもに、短冊状の斜長石と紫蘇輝石（まわりに単斜輝石の附着することがある）からなり、ほかに、磁鉄鉱・ガラス・単斜輝石などがみられる。

Ⅲ・6・2 洞爺火山噴出物

この火山噴出物は、石英粗面岩質であることが持ちようで、下位から喜茂別熔結凝灰岩と留寿都層とにわけられる。確実に洞爺湖が噴出源であるという証拠は、いまのところみとておられない。しかし、分布の範囲や露出の状態から考えて、噴出源を洞爺湖に求めるのが最も妥当である。

Ⅲ・6・2・1 喜茂別熔結凝灰岩 (TKw)

この熔結凝灰岩は、喜茂別市街附近から鈴川にかけて、尻別川の河岸に模式的な露出をみせている。そのほか、「虻田」図幅と接する附近の貫別川河岸に、ごくわずかの範囲に分布している。（ただし、南西に接する「豊浦」図幅内には、貫別川に沿つてかなりの範囲に分布している。）この両露出は、ひじょうに離れているが岩質は同じで、灰色の石英粗面岩質熔結凝灰岩である。

模式地では、柱状節理が発達しているが、ところによつては、径数cm~20cmの浮石を多量にふくみ、指頭穴の安山岩垂角礫も多少まじえ、粗鬆な凝灰岩状にかわる。

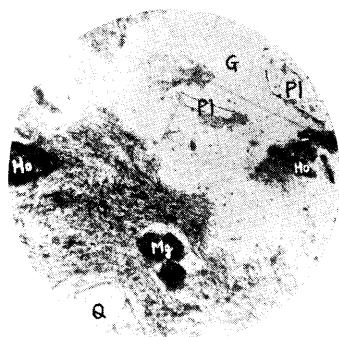
一般に、径1mm内外の石英粒を多量にふくんでいるが、これがこの熔結凝灰岩の持ちようでもある。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

おもにガラスからなり、その中に多くの石英と斜長石の破砕片をふくむ。そのほか、紫蘇輝石や角閃石などもみられる。石基は、流理構造をしめすところと、しめさないところがあり、そのガラスの形態に2つの部分がある。

Ⅲ・6・2・2 留寿都層 (Tr)

この地層は、図幅のほとんど全域にわたつて分布しているが、とくに南西半部に広く発達している。模式的な露出は、貫別川流域でみられる。主として浮石および火山灰よりなり、多量の石英砂と少量の安山岩小礫とをまじえた、桃色粗鬆のいわゆる浮石流である。



第10図 喜茂別熔結凝灰岩
(北鈴川附近)

×60 // ニコル

Q: 石英 Mg: 磁鉄鉱
Ho: 角閃石 PG: 絹糸状ガラス
Pl: 斜長石 G: 無色透明ガラス

この図幅の北に接する「俱知安」図幅では、層理をしめすが、この地域では無層理である。下部地層との関係は、ほとんどみることができない。わずかに、ボン貫別山の南麓の谷間と、南に接する「蛇田」図幅の土場附近で観察された。

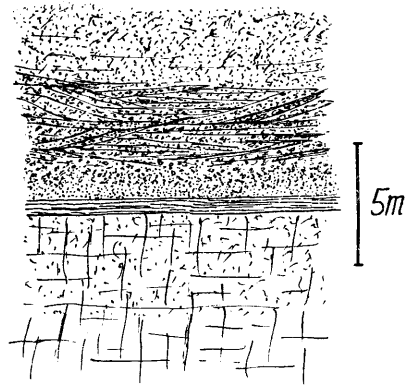
土場附近では、留寿都層の下部は分級作用をうけ、偽層した部分もあるが、灰青色の凝灰質砂層にかわり、薄い片状の暗青色の粘土を基底にして喜茂別熔結凝灰岩に移っている。またボン貫別山南麓の谷間では、プロピライトをおおっている。

このように、留寿都層の下位にくる地層は、かならずしも喜茂別熔結凝灰岩ではなく、場所によつて相違する。しかし、両者の岩質はきわめて類似しており、ともに石英粗面岩質である。色調も、喜茂別熔結凝灰岩から留寿都層へと、岩相の変化に応じて灰青色から桃色にかわつている。分布範囲も、両者はかならずしも相伴わないけれども、よく一致している。

このようなことから判断して、留寿都層は、喜茂別熔結凝灰岩の溢流後、若干の間隙をおいて、異なる環境のもとに噴出したものと想定され、火山活動の一経緯をしめすものであろう。

なお、このような関係は、登別地方をはじめ、札幌・白老などの地方に発達する、

従来泥流と呼ばれてきたものの中の、熔結凝灰岩と浮石流との間にみられる関係と、きわめてよく一致している^{*}。この意味からも、この両者を、一つの火山活動の一経緯をしめす



第11図 土場附近(蛇田図幅内)でみられる喜茂別熔結凝灰岩(TKw)と留寿都層(Tr)との関係

灰色をした熔結凝灰岩(喜茂別熔結凝灰岩)の上部は粗鬆になり、その上に数cm~10数cmの黒褐色をした凝灰質粘土をへて、灰色の粗鬆な凝灰質砂層がのつている。この砂層は2~3m位から次第に桃色を帯び浮石が多くなつて、ついに火山灰層(留寿都層)にかわる。そして砂層から火山灰層にかわる若干の間(所によつて若干違うが、5m~10m位)は、小豆大の浮石と浮石砂が互層している。

* 斎藤昌之・小山内照・酒匂純俊：5万分の1地質図幅説明書「登別温泉」北海道地下資源調査所(1953年)

土居繁雄・小山内照：北海道の熔結凝灰岩について 地球科学 No. 23 (1955年)

土居繁雄・小山内照：いわゆる支笏泥熔岩について——西南北海道東部地域の地質第2報——地質学雑誌 Vol. 62, No. 724 (1956年)

土居繁雄・小山内照：5万分の1地質図幅説明書「石山」北海道地下資源調査所

ものとして理解するのが妥当と思われる。

Ⅲ・6.3 無名山熔岩 (La₂)

この熔岩は、北東に接する「定山溪」図幅および東に接する「壯溪珠」図幅からつづく普通輝石紫蘇輝石安山岩で、この図幅では、北東隅の喜茂別川右岸山地を構成している。暗灰色から青灰色、ときには淡褐色をした、堅硬緻密な岩石で、流理構造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・紫蘇輝石・普通輝石

石基：ハイアロピリテック組織をしめす。ほとんどガラスからなり、それに塵埃状のものがともなわれ、その中に、斜長石・輝石・磁鉄鉱などが散在している。また、珪化した石英粗面岩を、捕獲岩片として多量にとりこんでいる。

Ⅲ・6.4 壯溪珠熔岩 (La₃)

この熔岩は、東に接する「壯溪珠」図幅内に広く分布する、ガラス質含石英紫蘇輝石安山岩である。この図幅では、喜茂別川の上流とオロエンシリベツ川の地域に、模式的な露出がみられる。紫褐色から黒色に近い色調のガラス質の岩石で、斜長石の斑晶が目立っている。流理構造がいちじりしい。

顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

ほとんどガラスからなり、流理構造がひじょうにはつきりとみとみられる。その中に、少量の斜長石と紫蘇輝石が、斑晶として存在するが、普通輝石・石英・磁鉄鉱なども、ごくわずかみられる。これらの鉱物は、半自形または他形の結晶が多く、斜長石は、いくぶん分解気味であるが、アルバイト式双晶や聚片双晶あるいは累帯構造がよくみられる。

石基は、不規則形の無色のガラスの間を、きわめて微細な汚染されたガラスでうずめている。

Ⅲ・6.5 高位段丘堆積物 (Ti)

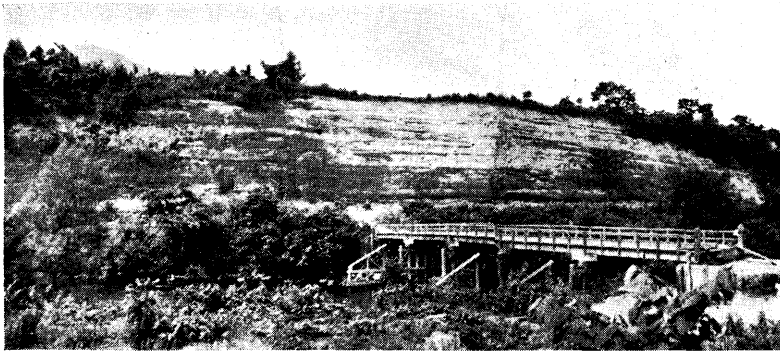
高度 280 m～300 m まで（ときには 380 m くらいの高さまでみられる）の所に分布する、砂・砂礫・礫・火山灰・粘土などからなる堆積物で、ワカサカップ地帯（尻別川水系）とポン貫別山麓地帯（貫別川とホロベツ川の河岸）に発達する。主体は砂層と礫層である。ワカサカップ地帯に発達するものは、礫は 2cm～掌大で一般に細かく、比較的よく陶汰され粒度もそろっている。礫の種類には、安山岩類のほか閃緑岩など、この地域にみられないものの礫も多数ふくまれており、単一ではない。厚さは、所によつて異なり、かならずしも一様ではないが、30 m をこえる所がみられる。しかし、ポン貫別山西麓の貫別

川河岸のものは、淘汰が不十分で、礫には人頭大から1 mをこえるものがある。このような大きな礫は、いずれも垂円礫である。

Ⅲ. 6. 6 中位段丘堆積物 (T₂)

高度 200 m~230 m くらいのところに分布するもので、真狩市街附近から模範林附近にかけて、真狩川の河岸に発達している。砂層と礫層を主とするが、粘土と礫とが互層する部分もある。礫は、ほとんど模範林熔岩で、豆大~1 cm 程度の大きさのものが多く、4 cm 大のものもみられる。

これとは別に、尻別川の河岸には、高度 250 m~280 m 程度のところに段丘堆積物がある。これは、高さからいえば、高位段丘堆積物に相当するようにもみえる。しかし、ほ



第 12 図 喜茂別市街南西方尻別川河岸にみられる中位段丘堆積物 (T₂)

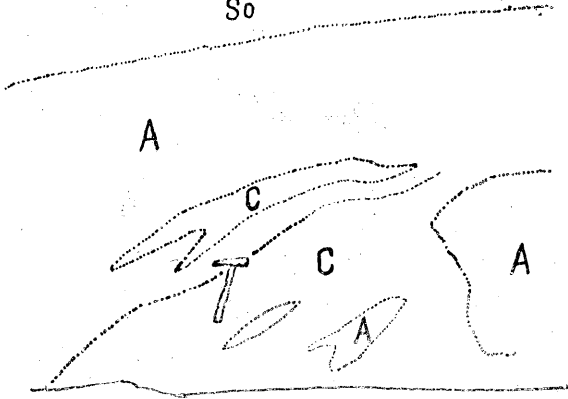
平坦面の高さはほぼ標高 280 m である。したがって、高さから判断すると、高位段丘堆積物のレベルにあるが、構成礫の種類、性質、粒度および尻別川河岸にみられる、ほかの地域の段丘面との連続性などから、中位段丘堆積物 (河岸段丘堆積物) と考えた。(土居繁雄撮影)

とんど全部の礫が尻別川熔岩であること、垂円礫で粒度は不揃、しかも 50 cm から 1 m に近い大きな礫を多数まじえていること、この堆積物を尻別川に沿って倶知安附近に下つていけば、次第にその附近に発達する中位段丘堆積物に移りかわること。この 3 つのことから、中位段丘堆積物とした。

Ⅲ. 6. 7 真狩別層 (Ma)

この地層は、長尾巧・佐々保雄によつて命名されたもので、真狩・留寿都高原を模式地とする。俗にいう赤土で、いわゆるローム層の顔付をし、標高 200 m~400 m の平坦面をおおつて分布している。厚さ・岩相・堆積状態などの細部は、場所によつてやや相違しているようであるが、黄褐色の火山灰土のほか、火山砂・スコリア・浮石・火山灰などから

So





第13図 真狩市街東北方でみられる真狩別
層 (Ma) (土居繁雄撮影)

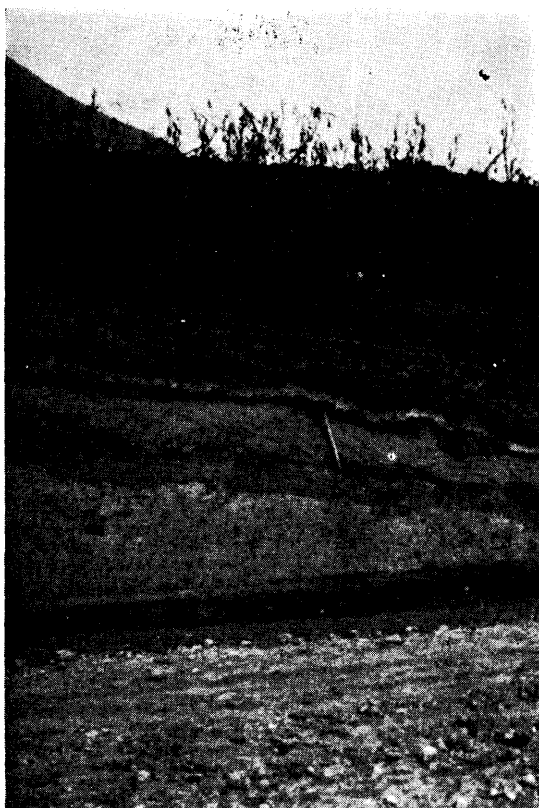
So: 表土

A: 火山灰土

C: スコリア

構成されている。留寿都層が帯桃色で、多量の石英砂をふくんでいる火山灰層であるのに反して、この地層は、石英粒のみられない黄褐色の火山灰土層で、間にはさむ火山灰も、桃色でないのが持ちようである。厚さは大体10 m内外と思われる。

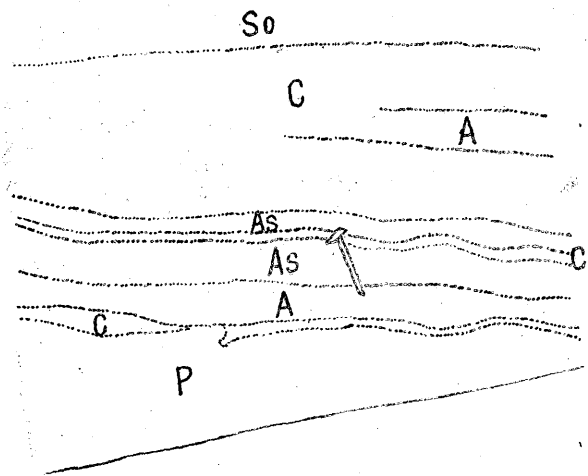
この地層の基底には、粘土や砂礫あるいは木片を伴うことがあり、褐鉄鉱化のはげしい部分がみられる。ワカサック付近では、高位段丘堆積物の礫層のうえに、50 cm~1 mの褐色砂質粘土、さらに1 m~1.5 mの砂および礫（下部のほうでは互層し偽層する）の部分を経て、浮石やスコリアが互層する真狩別層に移る。真狩市街附近では、中位段丘堆

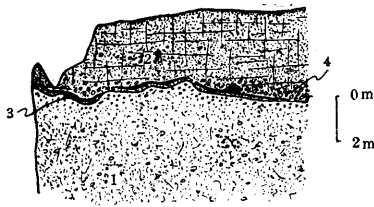


第 14 図 真狩市街附近で見られる留寿都層
(Tr) と真狩別層 (Ma)

- | | | |
|------------|---|------|
| So: 表土 | } | 真狩別層 |
| C: スコリア | | |
| A: 火山灰土 | | |
| As: 浮石質火山砂 | | |
| P: 浮石火山灰 | | 留寿都層 |

積物の砂礫層のうへに、粘土や火山灰の部分へて、一見連続のような見かけで真狩別層が堆積している。三の原南方では、高原 280 m でいどころ高いところに、留寿都層の侵蝕平坦面を境にして真狩別層がのつている。そこでは、留寿都層はごくわずか凹凸し、その凹所に、浮石質集塊岩といえるていどのものをわずか伴つて、黄褐色の浮石層にかわつていのがみられる。





第15図 三の原附近でみられる留寿都層 (Tr) と真狩別層 (Ma) との関係

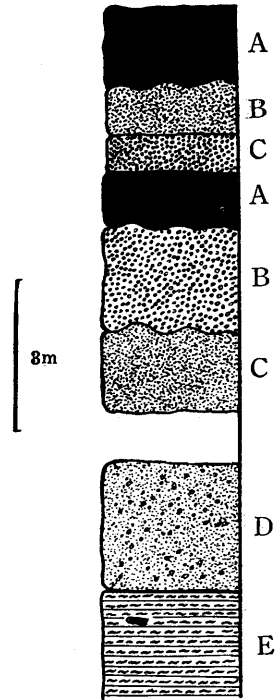
- 1 留寿都層
- 2 真狩別層
- 3 留寿都層との境界附近の真狩別層はひじょうに褐鉄鉱化している。
- 4 また、真狩別層基底の凹所には、掌大の浮石があつまつて、局部的に浮石質集塊岩といった感じを与える。

したがつて、この地層の大半は、堆積時に水の影響を受けていたものと解されるが、400 m 内外の平坦面にのる浮石層は、どうみても水成のものとはみられないので、一部とくに上部は、風成層であろうと考えられる。

そしてその堆積の時代は、まえにのべたように、留寿都層・高位段丘堆積物・中位段丘堆積物のうえにのり、しかも、中位段丘堆積物とは一見連続した堆積物のようにみえること、および、分布高度が、中位段丘面（高度 200 m～230 m）と高位段丘面（高度 280 m～300 m）とにかぎられており、より低い面にはみられないこと、から、中位段丘堆積物の堆積と、ほとんど間隙のない頃と考えられる。

Ⅲ. 6. 8 支笏熔結凝灰岩 (Sw)

この熔結凝灰岩は、東に接する「壮溪珠」図幅からつづくもので、この図幅では、鈴川部落より上流の尻別川に沿う地帯に、わずかみられる。この熔結凝灰岩は、すでに刊行され



第16図 真狩別層模式柱状図

- A：赤褐色土
- B：灰色火山灰
- C：粗粒浮石
- D：砂（スコリア・浮石をはさむ）
- E：灰白色粘土（木片をはさむ）

た、「白老」*、「壮溪珠」**、「石山」***などの図幅地域が模式地で、それぞれ詳しく記載されているし、研究報告も発表されているので、詳細は割愛する。

Ⅲ・6・9 低位段丘堆積物 (T₃)

尻別川の河岸には、まえにのべた段丘堆積物よりもはるかに低い位置に、局部的ではあるが、段丘堆積物がのつている。これは、尻別川の河段丘であることは間違いない。しかし、西南北海道の各地に発達する高度 100 m 前後の平坦面（低位段丘面）にのる、いわゆる低位段丘堆積物形成時の河段丘に当るものか、あるいは、それとは全く関係なく、より新しい時代の河床をあらわしているものか、明らかでない。おそらく後者であろうと思われるけれども、沖積世のものでもなさそうであるから、いちおう、低位段丘堆積物として、洪積世最上部と考えておく。

Ⅲ・6・10 羊蹄火山噴出物

羊蹄火山噴出物は、この地域の沖積世最下部と考えられる。本体火山噴出物と側火山噴出物とにわけられ、前者には、下位から第 1 期熔岩 (Ym₁)・第 2 期熔岩 (Ym₂)・第 3 期熔岩 (Ym₃) および破片的抛出物 (Ym₄) が、後者には、下位から北山噴出物および熔岩 (Yp₁)・南火山熔岩 (Yp₂)・502 m 山熔岩 (Yp₃)・650 m 山熔岩 (Yp₄) が、それぞれふくまれる。詳細は、附録として巻末にのせた、勝井義雄氏の原著論文をご覧願いたい。

Ⅲ・6・11 沖積層

この地域の沖積層としては、羊蹄山や尻別岳あるいは竹山などの山麓にみられる、扇状地堆積物および岩錐堆積物 (Ft) と、沖積原野を埋積する砂礫粘土層 (AL) がある。とくに前者は、羊蹄山と尻別岳の山麓に広く分布し、山麓地帯の地下水保有地層として重要な意義をもっている。これに反して、後者は、尻別川に沿う地帯にみられるていどで、あまり大きなものではない。

Ⅳ 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

-
- * 土居繁雄：5 万分の 1 地質図幅説明書「白老」北海道地下資源調査所 (1953 年)
 - ** 藤原哲夫：5 万分の 1 地質図幅説明書「壮溪珠」北海道開発庁 (1959 年)
 - *** 土居繁雄・小山内照：5 万分の 1 地質図幅説明書「石山」北海道地下資源調査所 (1956 年)
 - † 土居繁雄・小山内照：北海道の熔結凝灰岩について 地球科学 No. 23 (1955 年)
 - 土居繁雄・小山内照：いわゆる支笏泥熔岩について —— 西南北海道東部地域の地質第 2 報 —— 地質学雑誌 Vol. 62, No. 724 (1956 年)

から、簡単に考察する。

この地域にみられる最下部の地層は、火山岩および火山砕屑岩からなる、いわゆる訓練統に対比される美笛層で、先第三紀・古第三紀層などはみられない。このことは、ながい削剝の時代をへた後、新第三紀初葉になつて、はじめてこの地域が海水下に没したことを物語るものであろう。

美笛層の堆積後、ふたたび陸化して削剝の時期に移つた（西北海道の渡島半島部に普通にみられる八雲期の頁岩を欠いているのは、このためである）が、ふたたび海進をうけるとともに、火山活動もはじまつた。この時期が、いわゆる黒松内期であつて、奥幌別熔岩・知来別火山噴出物などの噴出がみられると同時に、三の原層の堆積が行われた。

その後、この地域はまた陸化に転じ、第三紀の末まで陸化がつづいたと考えられる。瀬棚層に相当する地層がみられないのは、このためであろう。第三紀の末から第四紀の初めの頃にかけて、ようやく、この地域ははげしい火山活動の場となり、ポン貫別山・竹山・貫別山・化物山などの火山が息ぶきをはじめた。

第四紀にはいと、洪積世の初めには尻別岳が姿をあらわし、洞爺火山は巨大な量の熔結凝灰岩と浮石流を噴出し、この地域を広くおおつた。当時この地域は汀線または浅い海という状態であつたようである（ポン貫別山南麓の谷で、プロピライトのうえに礫をもつて留寿都層がのつている）。こうして洪積世の前半を終えた。こういう状態をつづけて洪積世の後半にはいと、（登別地方では、かなり広く海進をうけて登別層が堆積しているが、この地域には、そのような堆積層はみられないので、大きな海進はなかつたものと考えられる）、次第に海退に移り、段丘面とそれに対応する段丘堆積物とをのこしながら降起運動をつづけた。ある場所は陸地、ある場所は汀線というような状態に移つた頃、ふたたび火山活動が開始された。噴出源はよくわからないが、浮石層が厚くこの地域をおおつて真狩別層となり、支笏熔結凝灰岩も到来した。こうして沖積世にはいと、いよいよ羊蹄火山の噴出が行われ、地形の解析は一段と進んで、山麓には広い扇状地あるいは岩錐堆積物がみられるにいたつた。

V 応用地質

V.1 概 説

この地域は、洞爺火山噴出物、羊蹄火山噴出物をはじめとして、第三紀の末期から第四紀にかけての、ごく新しい火山岩類と火山砕屑岩類とで厚く広くおおわれている。したが

つて、いろいろな有用鉱産物を胚胎すると考えられる新第三紀中新世の地層は、この図幅の南東隅を流れる、オロエンシリベツ川の交流金山沢一帯と、西端の昆布岳（隣接狩太図幅）につらなる地帯とに、わずかみられるだけである。ほかの地帯では、深く埋められている。この唯一の鉱徴地と考えられる中新世の地層の地帯でも、金山沢で金鉱の探査が行われたことがあるにすぎない。しかしこの金山沢も、かなり昔から探鉱されているのに、まだ有望なものが確認されておらない。また北海道の各地では、新しい火山に伴って褐鉄鉱床がみとめられているが、ここでは、それも、わずか徴候がみられるていどで、稼行価値のあるものは発見されておらない。そのほか、この地域には2,3珪藻土の産地がある。1つは、昔採掘されたことがある南京極附近のもので、現在では様子がよくわからない。1つは、真狩市街の北東のもので、現在のところ、ごく小さな範囲にしかわかつておらないが、稼行は面倒であろう。

この地域の地下資源として面白いのは、むしろ湧水と温泉であろう。羊蹄山をかこんでその山麓には、多くの湧水や鉱泉がある。とくにこの地帯の湧水は、馬鈴薯を澱粉に加工する際に使用され、きわめて良質の澱粉が製造されている。鉱泉には、南京極の川上温泉や登延頃の鉱泉などがあるが、どれも、温度の低いことが欠点で、川上温泉がわずかに利用されているにすぎない。温度が低いのは、おそらく、羊蹄山麓の伏流水の影響のためと考えられるので、どのていど掘れば温度が上昇するかは、簡単にはいえない。したがって、これら温度の低い温泉資源を活用するためには、熱源がどのていどの深さにあり、滞水層となる地層が、どのていどの厚さをもつて影響しているかを、確める必要がある。

V.2 硫化鉄鉱

露頭は、有珠郡大滝村と虻田郡留寿都村との境になっている、この図幅南東隅の金山沢上流にある。金山沢の入口からは約5 km で、途中約4 km の間は、営林署の林内歩道が通じている。

鉱床は、新第三紀中新世（訓縫統）と考えられる石英安山岩中に胚胎する浅熱水性の黄鉄鉱—石英脈である。20 cm ていどの鉱脈が数本みとめられる。いずれも走向は東西で、南に約80°の傾斜をしている。母岩の変質は、珪化作用がいちじるしいが、弱い緑泥石化作用や黄鉄鉱化作用もみられる。

鉱石は、おもに、径1 cm ていどの黄鉄鉱の大きな結晶（5角12面体）の集合体で、6角柱状の石英や紫石英が脈石として伴われている。

狸掘りていどで探鉱された形跡があるが、現状から判断すれば、稼行価値は少ないとい

わねばならぬ。

V.3 褐鉄鉱

貫別山の三角点から、南下する沢を約2 km さがった所に褐鉄鉱の露頭がある。その場所はひじょうに不便で、途中開拓農家までは馬車道路があるが、以後林道を約2 km ゆき沢ぞいに200 m さがる。その間には道がない。

昭和28年頃から探鉱し、現在若干の貯鉱があるが、稼行の対象となる鉱量は見込まれない。品位はよい。参考までに、分析結果を示せばつぎのようである。

Fe %	P %	S %
55.46	0.57	0.98

(分析者・北海道地下資源調査所技師二間瀬洸)

V.4 珪藻土

まえにのべたように、南京極附近のものは様子がよくわからない。

真狩市街附近のものは、真狩市街の北東約3.5 km にある、真狩川の源となつている湧水地のそばにある。

この珪藻土は、真狩別層が風化した赤土のうえに、薄い層状をして賦存している。そしてその上を、薄い火山灰質の粘土層がおおっている。その様子から、この珪藻土は、真狩別層が堆積した後のごく新しい時期(洪積世の末期?)に生じた湖沼のようなところに、珪酸の外殻をもつ微細な植物の遺骸が集合沈澱してできたものと考えられる。厚さは平均30 cm 程度で、賦存範囲は、延長約100 m、幅約30 m が見込まれる。

純白色白壺状のひじょうに軽い、孔隙率の大きなものである。焼いても変色せず、純度はきわめて高く、 SiO_2 97.85%^{*}の優良なものである。これを顕微鏡で観察すると、1.6 mm ~ 2.4 mm 程度の針状の珪藻と0.3 mm 前後の矩形の珪藻の破片とからできており、不純物はほとんどふくまれていない。

なお、この珪藻土も少しは採掘されたらしく、掘跡がのこっているが、調査当時は稼行されていなかった。

* 北海道地下資源調査所技師二間瀬洸の分析による。

V.5 石 材

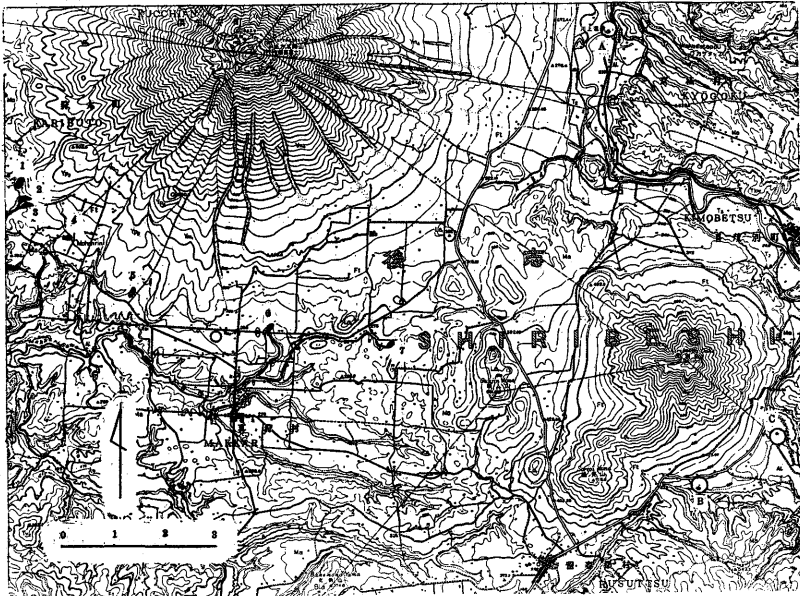
この地域には、石材としてみるべきものはない。北海道の各地で、建築石材のほか墓石や間知石などとして切出されている熔結凝灰岩系の軟石も、この地域の喜茂別熔結凝灰岩は、余りにも軟質粗鬆で石材としては不向なため、現在は一カ所からも切出されていない。

ただこの地域は、まえにものべたように、きわめて広い高原地帯であるから、川砂利がない。したがって、樺負山や羊蹄山の山麓、あるいは貫別山やボン貫別山の麓など、方々で、安山岩が道路の敷石用碎石として利用されている。

V.6 温泉および湧水。

V.6.1 川上温泉

胆振線南京極駅で下車すると、駅のすぐ前右側にある。大正年代から温泉のあることは知られていたが、一般の人々を対象として温泉営業がはじめられたのは、昭和10年頃からである。



第17図 温泉および湧水位置図

A~C 温泉（鉱泉） 1~7 湧水 aは川上温泉 bは旧及川鉱泉

湯は、深さ 45 m と 90 m の 2 本の試験孔から取っているが、温度が低いために、湯槽にひいてきたものを電熱であたためている。利用者は、附近の農家の人達が多い。

泉 種 単純泉

温 度 32° C

湧水量 95.37 m³/day (1 日 95.37 立方米)

V. 6. 2 登延頃の鉱泉

留寿都市街の及川八三郎氏が権利をもっている。昭和 10 年頃には旅館を経営し、かたわら湯花を採取したというが、現在では、野天に鉱泉が湧いているだけで、当時の跡かたもない。当時の鉱泉の温度は 29° C で、深度約 60 m の試験を行っていたという。

この鉱泉の約 2 km 下流の登延頃川の川畔にも鉱泉があるが、これは利用されたことがないらしい。

V. 6. 3 羊蹄山麓の湧水

羊蹄山麓には、標高 250 m~260 m の附近から方々で湧水がある。とくに、真狩から狩太にかけての山麓に多く、7 カ所の多きに達する。いずれも、羊蹄山の碎片的抛出物層を透過した伏流水が、基底の安山岩類との境から湧水しているものである。

これらの湧水は、飲料水はもちろん、まえにものべたように澱粉製造用の水として貴重なものである。

これらの湧水源の地質状態を今後さらに詳しく調査したならば、湧水箇所はおそらく増加するであろうし、あるいは、留寿都高原の灌漑用水として利用することも可能であるかもしれない。

参 考 文 献

- 長尾 巧・佐々保雄： 北海道西南部の新世代層と最近の地史 地質学雑誌 Vol. 40, No. 480・483 (1933), Vol. 41, No. 485・488 (1934)
- 佐々木早苗： 胆振国洞爺湖附近の地質 北大卒論(手記) (1935)
- 小山内 熙： 胆振国洞爺湖西部及び西南部の地質 北大修論(手記) (1950)
- 石川俊夫： 北海道の火山 室蘭工科大学研究 Vol. 2, No. 2 (1951)
- 斎藤昌之・小山内 熙： 登別泥流についての 2, 3 の問題 一西南北海道東部地域の地質 第 1 報 一 北海道地質要報 No. 20 (1952)
- 斎藤昌之・小山内 熙・酒匂純俊： 5 万分の 1 地質図幅 説明書「登別温泉」北海道地下資源調査所 (1953)

- 土居繁雄： 5万分の1地質図幅説明書「白老」北海道地下資源調査所（1953）
- 土居繁雄： 5万分の1地質図幅説明書「定山溪」北海道開発庁（1953）
- 藤原哲夫： 5万分の1地質図幅説明書「壮溪珠」北海道開発庁（1954）
- 土居繁雄・小山内 熙： 北海道の熔結凝灰岩について 地球科学 No. 23（1955）
- 土居繁雄・小山内 熙： いわゆる支笏泥熔岩について——西南北海道東部地域の地質第
2報—— 地質学雑誌 Vol. 62, No. 724（1956）
- 土居繁雄・長谷川 潔： 5万分の1地質図幅説明書「倶知安」北海道開発庁（1956）
- 土居繁雄・小山内 熙： 5万分の1地質図幅説明書「石山」北海道地下資源調査所（1956）
- 勝井義雄： 羊蹄火山の地質と岩石 5万分の1地質図幅説明書「留寿都」附録（1956）

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

RUSUTTSU
(Sapporo-39)

By

Masayuki Saitô Tetsuo Fuzihara
Shôzô Ishiyama and Kôhei Matsui
(Geological Survey of Hokkaido)

(Résumé)

The area of this sheet map is situated in the southwestern part of Hokkaido; extending between $42^{\circ}40'$ and $42^{\circ}50'$ N. lat., and $140^{\circ}45'$ and $141^{\circ}0'$ E. long.. Geologically this district have not been investigated in detail. The field work was carried out in 1954; the total reaches about 100 days for each geologist.

TOPOGRAPHY

This district may be topographically divisible into the following three district regions, aluvial plain, elevated plateau and mountainous region. The alluvial plain barely lies along the reratively large rivers, such as Siribetsu and Nuk kibetsu-river.

The elevated plateau occupies the main part of this sheet, where is geologically composed mainly of various kind of formaitions, Pleistocene in age. It must be noted that the plateau is divisivle into main two types being different in altitude. One of them is traceable along the contour line between 200 and 250 m. and the other keeps 280 to 400 m.; on each surface of those elevated plateaus we always see gravel beds, variable in thickness.

The mountainous region occupies the area of Southeastern coner

and western part of this sheet, and the area of Mt. Yōtei. The former two districts are more dissected by erosions than the other regions and show much complicated reliefs. They are geologically consisting of Tertiary-rocks or much dissected volcanoes in late Pliocene to early Pleistocene age. In the latter area, a beautiful undissected volcanic cone, recent in age, is observed and has been called the Yotei volcano. Its foot is covered by fan deposits.

GEOLOGY

The basement complex of this district may be represented by the rocks exposing along the riverside of upper course of Shiribetsu river and the mountainous region at the western part of this district. They are the Pipui formation, formed of greentuff, greentuff breccia, propylite, liparite and dacite, which are occasionally influenced by hydrothermal effect such as silicification or pyritization; owing to the aspect of these rocks we correlated to the so-called Kunnui series (Miocene) in the south western part of Hokkaido. These rocks are covered unconformably by other unaltered rocks during Pliocene to Pleistocene age.

Among them the Pliocene rocks consist of various kind of volcanic and sedimentary rocks; each of them are named as the Okuhorobetsu lava (hypersthene augite andesite), the Chiribetsu volcanics (augite hypersthene andesitic agglomerate and hypersthene augite andesite), the Kashipuni lava (augite hypersthene andesite) and the Sannohara formation (tuff and tuffaceous sandstone). They are correlated to the so-called Kuromatsunai or Yakumo series in the southwestern part of Hokkaido by the features of those rocks.

The rocks which are from Pliocene to Pleistocene, consist of various kinds of andesites; such as the Mohanrin lava (augite hypersthene andesite), the Ponnukibetsu-yama lava (quartz bearing basaltic andesite), the Take-yama lava (olivine bearing hypersthene augite andesite), the Nukibetsu-yama lava (augite hypersthene andesite). Viewing from the lithological and topographical features, those rocks may be considered as Pliocene or Pleistocene age.

The Pleistocene deposits as well as the volcanic rocks forming

Quaternary	Recent	River deposits				
		Fan deposits and talus deposits				
		Yotei volcanics	Parasitic cone volcanics	650m. peak lava		
				502m. peak lava		
				Minami crater lava		
				Kita-yama ejecta and lava		
		Main volcano volcanics	Fragmental ejecta			
			3rd lava			
			2nd lava			
			1st lava			
		Pleistocene	Lower terrace deposits			
			Sikotsu welded tuff			
Makkaribetsu formation						
Middle terrace deposits						
Higher terrace deposits						
Sōkeishu lava			Mumei-yama lava			
Toya volcanics	Rusuttsu member					
	Kimobetsu welded tuff					
Siribetsu-dake lava						
Neogene tertiary / Quaternary	Pliocene / Pleistocene		Bakemono-yama lava			
		Nukkibetsu-yama lava	Take-yama lava	Ponnukkibetsu-yama lava	Mohanrin lava	
Neogene tertiary	Pliocene	Sannohara formation				
		Kashipuni lava	Chirabetsu volcanics	Ohonai lava	Okuhorobetsu lava	
	Pipui formation	Makkari-chirabetsu agglomerate member				
		Kanayama-zawa dacite lava				
		Sakae liparite lava				
Oroensiribetsu propylite lava						
Hanazono green tuff member						

Table 1

dissected welded tuff and pumice flow extending widely in this district may be stratigraphically divisible into the main two groups.

One of which is the lower group including the Siribetsu-dake lava (quartz and hornblend bearing augite hypersthene andesite), the Toya volcanics, the Mumei-yama lava (augite hypersthene andesite) and the Sokeishu lava (glassy quartz bearing hypersthene andesite). The Toya volcanics consist of liparitic welded tuff (the Kimobetsu welded tuff) and pumice flow (the Rusuttu member).

It is quite noteworthy that the eruption of pumice flow, which is now known as the Rusuttu member, gushed out from the Toya volcano and accompanied by welded tuff (the Kimobetsu welded tuff) in lower part, is held also in early Peistocene age.

The upper groups are divided into three terrace deposits (the higher, the middle and the lower one), the Makaribetsu formation and the Shikotsu welded tuff. The Makaribetsu formation covering at 200 to 250 m. and 280 to 400 m. in height consist of volcanic ash, volcanic sand, pumice etc.. Its eruptive origin is unknown.

The alvial deposits, the fan deposits at the foot of Mt. Yōtei and Mt. Shiribetsu are quite remarkable.

MINERAL RESOURCES

In the southwestern part of Hokkaido, it has already been well known that the mineral deposits such as gold, copper, lead, zinc etc. have been chiefly found in the pyroclastic sediments as well as various kinds of volcanic rocks in Miocene age, and the similar case was also ascertained in this district. However we can see only iron sulphid deposits exclusively in dacitce (the kanayama-zawa dacite lava) belonging to the Pipui formation. They are represented by ores of pyrites-quartz vein type and no exploitation has ever been made.

Besides limonite deposits, diatom earth and building stone exist in this district. Limonite deposits is situated in southern slanting surface of Mt. Nukhibetsu. Iron content of the ore is about 55 %, though the amount is not so much. Diatom earth is observed at the foot Mt. Yōtei respectively northeast of the Makkari village and northwest of the

Minamikyogoku village. They are organized in late pleistocene or recent; the former is good quality but has poor quantity (about 20 cm in thickness and about 100 m. \times 20 m. in extension) and the latter has exploited long time ago, so the condition of old time has not clear been known.

The Kimobetsu welded teff and various kinds of volcanic rocks (the Ponnukkibetsu-yama lava, the Siribetsu-dake lava, the Yotei volcanics etc.) may be utilized as building stone; the former is not quarried now but the latter is quarried in small scale for local supply (for public works).

Regarding the mineral spring and fountain, we also want to add the existence of mineral spring found at the Minamikyogoku village and the Noborienkoro river (the tributary of the upper coarse of Siribetsu river), but not so warm (the Kawakami-onsen at the Minamikyogoku village is 32° c. in temperature). Fountain are utilized as drinking water and potatoes milling.

羊蹄火山の地質と岩石*

勝 井 義 雄**

目 次

- I ま え が き
- II 羊蹄火山周縁の基底地質
- III 羊蹄火山の地形と地質
- IV 羊蹄火山の岩石

I ま え が き

羊蹄山（後方羊蹄山）は、北海道西南部随一の高さを誇り（標高 1,893 m）、整つた円錐形を示すために、^{まげふじ}とて親しまれてきた沖積世の死火山である。この火山は、北海道西南部の駒ヶ岳、有珠岳、樽前山その他の火山と共に、輝石安山岩類を噴出しており、那須火山帯の北部を代表している。

羊蹄山に関する調査は従来余り行われていない。1910年、出口雄三氏が東京大学の卒業論文として報告されたものが、唯一の総括的な調査報告である。出口氏は、当時既に、羊蹄山が紫蘇輝石安山岩を主とする成層火山であり、半月湖や富士見山などの寄生火山を有することをのべている。富士見山については、久保武夫氏（1951）の報告がある。

筆者は1953～4年の2夏秋にわたつて、野外作業に従事した。この火山では、深く解析された好露出に乏しく、また峻険な地形にはばまれ、野外作業は必ずしも満足すべき成果があがらなかつた。しかしこの火山に関する知識の乏しい今日、筆者の行つた研究の概要をここにまとめて報告し、今後の研究に資したいと思う。

羊蹄火山周縁の地質に関して知識を与えられた北海道地下資源調査所齋藤昌之氏・土居繁雄氏・東京教育大学藤田至則氏、草稿を御校閲下さつた北海道大学石川俊夫教授、並びに野外調査に同行された平井喜郎氏および川貞氏の方々に深くお礼申上げる。

* 北海道開発庁「5万分の1地質図幅説明書留寿都」附録、1956年

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

II 羊蹄火山周縁の基底地質

羊蹄火山の基盤は、西南北海道に広く分布する火山噴出物にとむ新第3紀層であると考えられるが、直接の基底は第4紀層である。

羊蹄火山の周縁には、尻別川および真狩川が流れ、それらの沿岸には、火山噴出物にとむ第4紀層がやや広く分布し、海拔200~300mの平坦な地形を作っている。この地方の第4紀層に関しては、既に長尾巧・佐々保雄(1933~34)の研究があり、最近では、北海道地下資源調査所の齋藤昌之他の留寿都図幅説明書(1956)および土居繁雄・長谷川潔の俱知安図幅説明書(1956)がある。

第1表 羊蹄火山周縁の第4系

沖積世	{	沖積層
		扇状地堆積物
		羊蹄火山噴出物
洪積世	{	低位段丘堆積物
		真狩別層
		中位段丘堆積物
		留寿都層
		種負山熔岩
		? 模範林熔岩

a) 模範林熔岩

羊蹄火山の西南麓には、普通輝石紫蘇輝石安山岩が、真狩別層の下位に分布している。時代は不明であるが、恐らく鮮新世~洪積世に噴出したものと考えられている(齋藤昌之他 1956)。

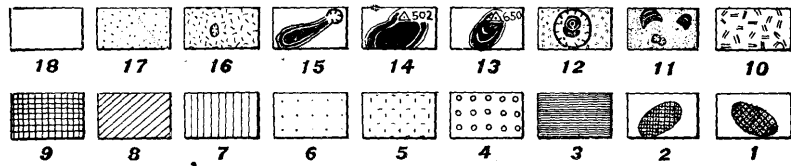
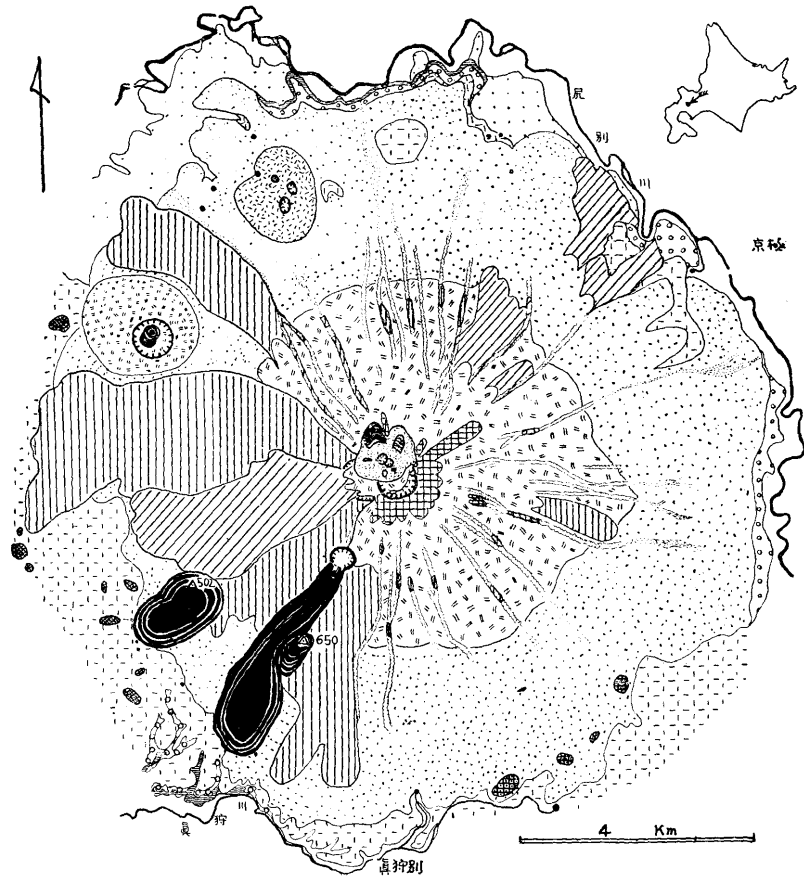
b) 種負山熔岩

羊蹄火山の東南麓の京極——真狩間バス道路沿線の所々に、残丘状の小高い丘を作つて、橄欖石・角閃石・石英を含む普通輝石紫蘇輝石安山岩が分布している。同様な岩質より成る安山岩が、これより更に東南方種負山附近まで分布している。これらは、恐らく、洪積世初めの噴出にかかるものと考えられている(齋藤昌之他 1956)。

c) 留寿都層

羊蹄火山の南麓には、真狩別層におおわれて、留寿都層が河岸に露出している。この留寿都層は斜長石・石英・角閃石・黒雲母等の結晶を含むガラスおよび軽石からなる一見無層理の火山噴出物層である。洪積世中下部の洞爺カルデラに関係ある噴出物と考えられている(齋藤昌之他 1956)。羊蹄火山の西麓、大曲附近にも同質の未凝固の火山灰層が見出される。

第1図 羊蹄火山の地質図



- | | | | | |
|----|----------------|-------------|---------|-------|
| 18 | 沖積層 | 6 | 低位段丘堆積物 | |
| 17 | 扇状地堆積物 | 5 | 真狩別層 | |
| 16 | 羊蹄火山噴出物 | 4 | 中位段丘堆積物 | |
| 15 | | 富士見噴出物 | 3 | 留与都層 |
| 14 | | 側火山噴出物 | 2 | 檜負山熔岩 |
| 13 | | 南火口熔岩 | 1 | 模範林熔岩 |
| 12 | | 502 m 山門頂熔岩 | | |
| 11 | 650 m 山門頂丘岩 | | | |
| 10 | 半月湖噴出物および門頂丘熔岩 | | | |
| 9 | 北山熔岩および噴出物 | | | |
| 8 | 本体火山物 | | | |
| 7 | | 碎片的拋出物 | | |
| | | 第3期熔岩 | | |
| | 第2期熔岩 | | | |
| | 第1期熔岩 | | | |

d) 中位段丘堆積物

羊蹄火山の山麓周辺の、標高 200 m～260 m 付近には、平坦な台地を作つて中位段丘堆積物層が分布する。砂・礫・粘土・火山灰よりなり、その表面は真狩別層におおわれている。

e) 真狩別層

真狩別地方から羊蹄火山周縁にかけて、留寿都層および中位段丘堆積物をおおつて、火山灰土・火山灰・軽石・スコリア・粘土などよりなる真狩別層が広く分布している。この真狩別層は、低位段丘面上には認められない。

f) 低位段丘堆積物

尻別川沿岸に、現河床よりの高さ 10 m 土の低位段丘礫層が発達している。

以上の洪積層の上に沖積世の羊蹄火山の噴出物及び扇状地堆積物がおおい、河岸には沖積層が発達している。

Ⅲ 羊蹄火山の地形と地質

A) 概 説

羊蹄火山は最初の火口の位置を余り変えずに成長しつづけ、標高 1,893 m を有する典型的な載頭円錐形の本体火山を作り、そのあとで山頂・山腹および山麓に小寄生火山を作つている(第 1 図および写真 1 参照)。

この火山の山麓周縁には、標高約 200～300 m の平坦な洪積層が発達しており、この上に噴出した火山は、自由な発達をとげ、山頂の火口を中心として、半径約 6 km の範囲に裾野を拡げている。羊蹄火山は、頂上附近まで植物によつておおわれているが、山腹を刻む放射谷もまだ若く、火山形態は殆ど完全に保存されている。しかし歴史時代の活動記録もなく、今日火山活動の余勢は殆ど認められない。また、羊蹄山に関係した温泉・硫気孔・鉱床などは全く存在しない。僅かに寄生火山の富七見山の火口の一部に弱い噴気孔が認められる程度である。

放射谷は、通常は水のない潤沢であるが、融雪期および大雨に際して、多量の岩屑を一時に押し出し、山麓の部落民に多大な被害を与えている(写真 4 参照)。この岩屑流は、山体の北一東一南斜面に限られており、西側には起つていない。その理由は、西斜面には熔岩流が多く、侵蝕は容易に進まないが、北一東一南斜面では碎屑物が卓越するため、侵蝕が進み易いのである。これらの岩屑は速く流出して、広い扇状地を作つている。羊蹄火山の

山麓周縁には、多数の湧泉がみられる。水質はいずれも良く、量も豊富で、水車・灌漑・飲料に利用されている。また羊蹄火山の熔岩流は採石して利用されている。

B) 本体火山

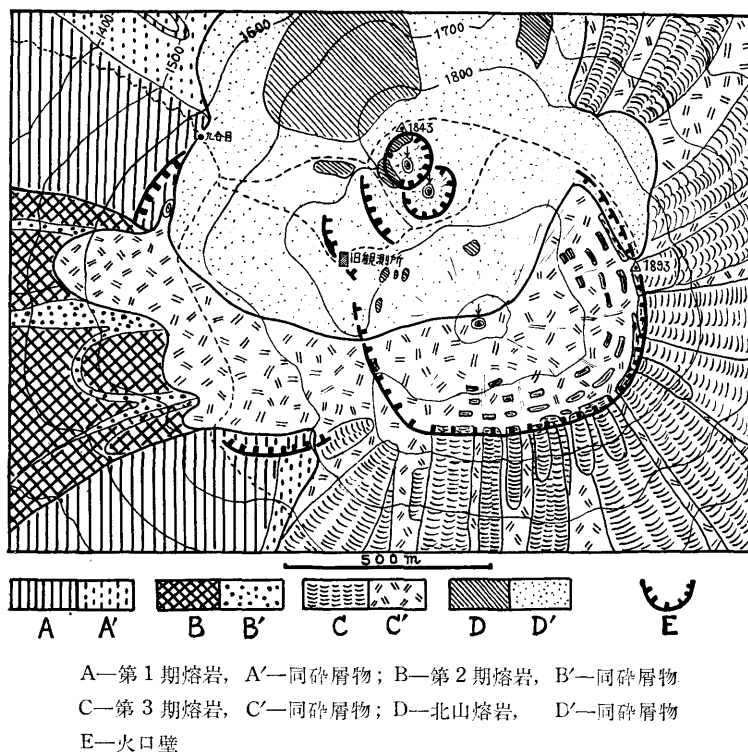
羊蹄火山の本体は一見単成円錐火山の如くみえるが、頂上附近に於ける観察（第2図参照）から、3つの時期に分けることができる。

第1期は、現在の羊蹄山の大部分が既に形成された時期で、その時の火口（旧火口）の一部は、現在の新火口の西部にみることができる。

第2期には、旧火口の一部を破つて西方および北東方に多量に熔岩流を流している。

第3期には噴出中心がやや東に移り、新火口ができ、現在の頂上部を形成したのである。

a) 第1期噴出物



第2図 羊蹄山頂上附近の地質図

第1期の火山の高さは、既に標高1,600~1,700 mにおよび、現在の山体の大部分を形成している。従つて、若し、火山の基底が標高500 mに伏在するものとすれば、火山の高さは、既に1,000 mを越える巨大な成層火山となる。しかし、今日では、第1期火山の初期の噴出物も、また、それ以前の山体の有無についても、侵蝕が進んでいないために解らない状態である。この時期の熔岩流のあるものは、低位段丘面をおおつており、沖積世の噴出であることが知られる。

第1期噴出物は、斑状およびやや斑晶に乏しい普通輝石紫蘇輝石安山岩と紫蘇輝石安山岩の熔岩流および砕屑物である。熔岩流は一般に塊状熔岩である。

b) 第2期熔岩流

旧火口壁を破つて、西方及び北東方に、著しい熔岩流が分布している。

西斜面では、頂上部より山麓まで、少なくとも20枚の熔岩流を認めることができる。

北東麓では、低位段丘面を被覆し、沖積面におよんでおり、熔岩流面の流理構造 (groove) が明瞭に認められる。熔岩流はアアおよび塊状熔岩で、一般に斑状構造が著しく、通常橄欖石および垂灰長石六晶を含む普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

c) 第3期噴出物

旧火口のやや東に、直径700 m、深さ約200 mの新火口があり、火口壁の東部は最高となつている (写真2参照)。新火口の北部は、北山の噴出によつて不明瞭となつているが、他は完全に連り、急崖をなしている。新火口壁には、多数の熔岩流が露出し、外側に流出している。熔岩流は一般にうすく、10 mを越えることはない。その岩質は下部から上部に向い多少変化を示し、下部~中部では紫蘇輝石安山岩~普通輝石紫蘇輝石安山岩であるが、上部の熔岩は橄欖石および垂灰長石六晶を含む普通輝石紫蘇輝石安山岩となつている。

これらと互層する砕屑物は、火山岩塊・火山弾・火山礫・火山灰および軽石等である。

C) 寄生火山

羊蹄火山の本体の形成後、少なくとも6ヶの小火山が、寄生的に噴出している。

- a) 北山 小成層火山
- b) 半月湖 爆裂火口および熔岩円頂丘
- c) 650 m 山 熔岩円頂丘
- d) 502 m 山 熔岩円頂丘
- e) 南火口 熔岩流
- f) 富士見山 砕屑丘

これらの寄生火山は、どれもその山体の高さは、100 m 以下であり、噴出物も、斑晶の普通輝石に乏しい紫蘇輝石安山岩であることが特徴である。また北山・半月湖を除けば、他は殆ど無斑晶岩と呼んで差支えないほど斑晶に乏しいことも注目される。

a) 北山

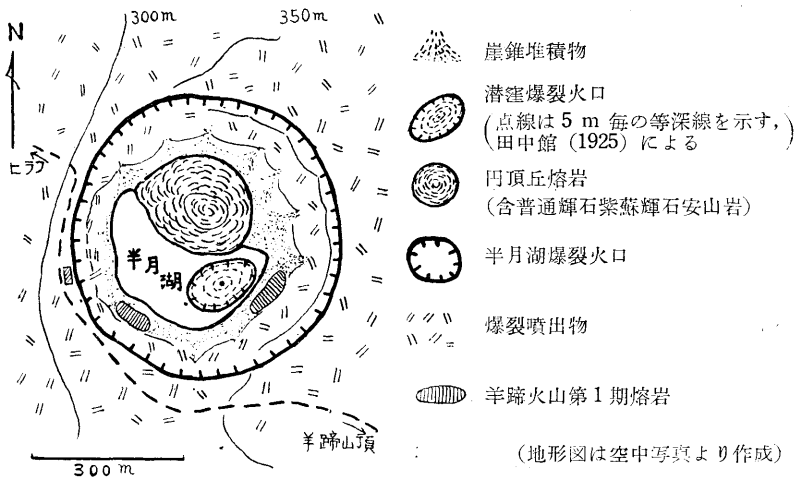
羊蹄火山の頂上部、新火口の北壁上に、二つの相接した小火口が開かれており、これから流出した熔岩流および碎片的抛物体が、周辺に堆積している。これを北山と呼ぶことにする（第2図参照）。

北山の最高点は標高843 m あるが、新火口壁が、略同じ高さに続いていたと考えれば、北山の噴出物は極めてうすいものである。二つの小火口の南西側に二重の壁があり、恐らくこれは、北山の活動の早期に行われた爆裂火口壁の一部であろう。

北山の熔岩は暗灰色斑状の紫蘇輝石安山岩で、碎片的抛物体は、同質の火山岩塊・パン殻状火山弾・火山礫・火山灰および少量の軽石などから成っている。まれには基底の流紋岩の外来抛物体を混える。

b) 半月湖

羊蹄山本体の北面麓、海拔約300 m 附近に半月湖がある（第3図参照）。



第3図 半月湖附近の地質図

ここには直径約550 m、深さ60~100 m、略完全な円型の急崖をもつ爆裂火口が開かれ、その周辺には、多数の抛岩塊・パン殻状火山弾・火山礫・火山灰および少量の軽石等が雑多に堆積している。爆裂火口壁の南部には、赤褐色の岩滓状で熔岩流の断面が露出して

いる。これは恐らく羊蹄火山の第1期熔岩の一部であろう。

爆裂火口底のやや北に偏して、灰色の含普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩からなる円頂丘が噴出している。この熔岩円頂丘は、基底から約70 mの高さをもっている。この熔岩円頂丘の噴出のため、円型の爆裂火口底は堰止められ、半月状に水をたたえている。田中館秀三(1925)の測深図によれば、湖底は略平坦で、水深5 m以下を示し、その東南部に潜崖があり、水深は最大18.2 mを示す。この潜崖は、田中館秀三(1925)の述べるように、円頂丘成生後に生じた爆裂火口であろう。

c) 650 m 山

羊蹄火山の南々西麓、標高600 m附近に、ドーム状の火口のない熔岩丘がある。これを山頂の標高から、650 m 山と呼ぶことにする。

650 m 山は、全山森林におおわれ、斑晶に乏しい含普通輝石・紫蘇輝石安山岩の熔岩塊が、所々に露出している。良好な露出に乏しいため、その火山構造は良く判らないが、恐らく熔岩円頂丘であろうと思われる。その山体の高さは、僅か70 mに過ぎないものである。地形的には、本体第1期熔岩流を被覆し、南火口の熔岩流にその西北麓をおおわれている。

d) 502 m 山

羊蹄火山の南々西麓に、熔岩だけからなる扁平なドーム状の山がある。その標高から、502 m 山と呼ぶことにする。

502 m 山は、極めて斑晶に乏しい含普通輝石・紫蘇輝石安山岩の熔岩から成る、平頂な熔岩円頂丘であつて、多少西南方に熔岩が流れた形を示している。しかし、熔岩はかなり粘性が大きかつたらしく、うすく拡がらないで、約80 mの厚さを有する。

e) 南火口

羊蹄火山の南々西山腹、標高1,000~1,100 mのところ、径約400 mの火口が開かれており、この火口から熔岩流が、山腹斜面に沿い4 kmも流出している。火口は、その後上部からの崩壊物が堆積してうずめられている。

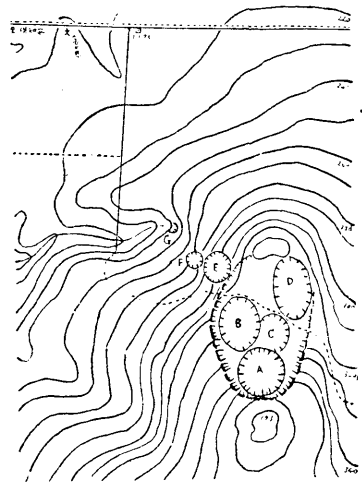
熔岩流は含普通輝石・紫蘇輝石安山岩からなり、その末端は舌状に拡がり、高さ約30 mの急崖をなして止つている。その表面は、酸化されて赤褐色鉍滓状のアア熔岩であるが、内部には緻密ガラス質の急冷相があり、更にその中心は緻密灰色で細粒の結晶質熔岩となつている。

f) 富士見山

富士見山は、羊蹄火山の北々西麓、海拔350 m附近に噴出した碎屑丘である。山体は紫蘇輝石安山岩の赤褐色鉍滓状の火山弾・火山礫・火山灰などからなり、極めてゆるい丘陵

を示し、その頂上は海拔393 mである。従つて、この山体そのもの高さは40~50 mにすぎないと思われる。

富士見山の頂上附近および北西斜面には、大小の火口が散在している。久保武夫(1951)は、第4図にみる如く、頂上部には径700×400 mの大火口内に、A・B・C・Dの4ケの火口があり、北西斜面にはE・F・Gの3ケの小火口があることを記載している。これらの中、A火口およびE火口は極めて明瞭な爆発火口として認められるが、他は、火口底も浅く、余り明瞭ではない。久保武夫(1951)によれば、A火口底には、水蒸気孔が認められるという。



久保武夫(1951)による
(縮尺2万5千分の1)

第4図 富士見山の火口分布図

Ⅳ 羊蹄火山の岩石

A 羊蹄火山熔岩の鏡下の観察

羊蹄火山の熔岩(および本質砕片抛出物)は、いわゆる本邦に普通な輝石安山岩であつて、斑晶として斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鋳等を含み、この他橄欖石を含むことがあるが、石英・角閃石・黒雲母等は全くみられない。石基は、完晶質の場合、斜長石、斜方および単斜輝石・珪黽鋳物・鉄鋳等を主とし、他の鋳物は極めて微量である。また殆どが中性の安山岩であつて、晩期の寄生火山の熔岩は一般に、やや珪長質となつている。

これらの熔岩の大部分は、石基生成の際、両輝石は平行晶出を続けるが、第2期および第3期の熔岩のあるものでは、最後に単斜輝石が晶出する。前者は久野久(1950)の紫蘇輝石質岩系に属し、後者はピジョン輝石質岩系と認められるものである。

以下各熔岩について簡単に記載する。

第1期熔岩

A型: 普通輝石紫蘇輝石安山岩(化学分析値I)

斑晶: やや多量の斜長石(An_{66-45})と少量の紫蘇輝石($2Va=64$, X =淡紅色・ Y =淡黄色・ Z =淡青色)・普通輝石・鉄鋳を含む。

石基：一般に褐色ガラスにとみ、ハリ基流晶質で、斜長石 (An 42~38)・紫蘇輝石 (2 Va=62)・普通輝石。鉄鈷等を含み、結晶度の高いものでは多量のクリストバル石を伴う。

B型：紫蘇輝石安山岩

斑晶：やや斑晶に乏しく、斜長石 (An 60~40)・紫蘇輝石・鉄鈷を含み、普通輝石を殆ど含まない。

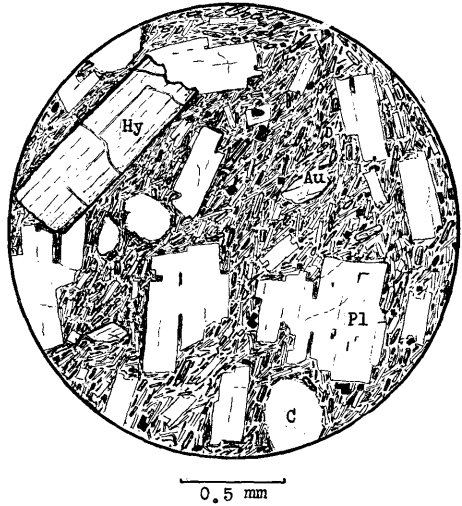
石基：一般に結晶質で、微細な填間構造を示し、主に斜長石とクリストバル石よりなり、斜方輝石・単斜輝石・鉄鈷および少量のガラスを伴う。

第2期熔岩

含橄欖石・普通輝石紫蘇輝石安山岩 (化学分析値Ⅱ)

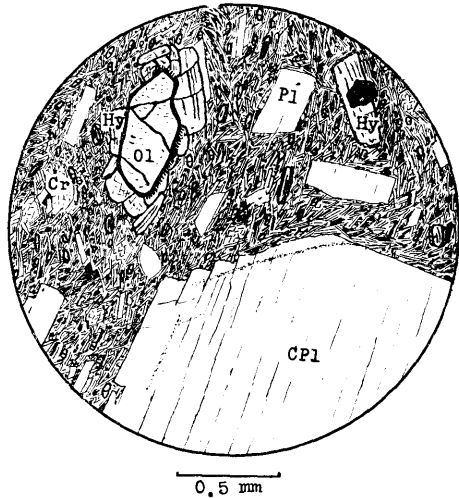
斑晶：やや多量の斜長石 (An 60~44) および少量の紫蘇輝石・普通輝石。鉄鈷を含み、屢々紫蘇輝石の反応縁を有する橄欖石 (2 Va=81) を含む。紫蘇輝石は通常の斑晶は 2 Va=62 ± であるが、橄欖石の反応縁として現われる場合は 2 Va=66°~62° でやや大きい。また紫蘇輝石は単斜輝石の反応縁をもつものが多い。普通輝石は、一般に累帯構造を示し、中心部で 2 Vr=50~52°、外縁部では 2 Vr=34~25° となつてピチオン輝石に変る、本岩には屢々亜灰長石大晶 (0.5~3.0 cm, An 86) が含まれ、その外縁は An 60 程度の斜長石の被膜をもつ。

石基：細い填間構造を示し、斜長



Hy—紫蘇輝石, Au—普通輝石, Pl—斜長石, C—空隙

第5図 第1期熔岩A型 (普通輝石紫蘇輝石安山岩)



Ol—橄欖石, Hy—紫蘇輝石, CPl—亜灰長石, Pl—斜長石, Cr—クリストバル石

第6図 第2期熔岩 (含橄欖石・普通輝石紫蘇輝石安山岩)

石 (An 40 ±), 単斜輝石 (2 Vr=25 ±), クリストバル石, 鉄鈹等を含み, 単斜輝石粒の反応縁を有する少量の紫蘇輝石およびガラスを含む。

第3期熔岩

A型: 普通輝石紫蘇輝石安山岩

斑晶: やや多量の斜長石 (An 70→53, An 87→65→54), と少量の紫蘇輝石 (2 Va=62°)・普通輝石。鉄鈹を含む。一般に下部の熔岩では普通輝石が極めて少ない。

石基: 不完全な填間構造を示し, 斜長石 (An 55~43)・クリストバル石・単斜輝石 (2 Vr=48°?)・斜方輝石 (2 Va=61°)。鉄鈹および少量のガラスよりなる。

B型: 含橄欖石・紫蘇輝石安山岩 (化学分析値Ⅲ)

斑晶: やや多量の斜長石 (An 65~52) および紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹等を含み, 紫蘇輝石の反応縁を有する橄欖石を極く少量含む。紫蘇輝石 (2 Va=62°) は一般に単斜輝石粒の反応縁をもち, 普通輝石は累帯構造を示し, 中心では 2 Vr=51° で外縁では 2 Vr=34° となる。

石基: 填間構造を示し, 斜長石 (An 45 ±)・クリストバル石・単斜輝石 (2 Vr=36°)・鉄鈹及び褐色ガラスからなり, 単斜輝石粒の反応縁をもつ斜方輝石も少量含まれる。

北山熔岩

紫蘇輝石安山岩

斑晶: やや多量の斜長石 (An 60~56), 及び少量の紫蘇輝石。鉄鈹を含む。

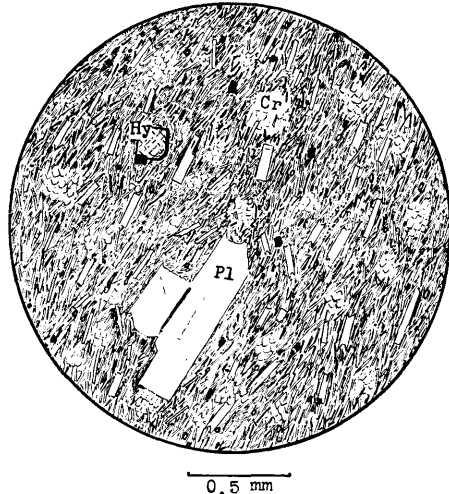
石基: ハリ基流晶質で, 斜長石 (An 50~40) と褐色ガラスが大部分を占め, 少量の紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹およびクリストバル石が含まれる。

半月湖門頂丘熔岩

含普通輝石・紫蘇輝石安山岩

斑晶: やや多量の斜長石 (An 68~46)・少量の紫蘇輝石・鉄鈹および微量の普通輝石を含む。

石基: ハリ基流晶質で多量の褐色ガラスおよび斜長石 (An 45~30), 少量の斜方輝石・鉄鈹よりなり, 極く少量の単斜輝石を含む。



Hy—紫蘇輝石, Pl—斜長石, Cr—クリストバル石

650 m 山熔岩・502 m 山熔岩および南火口熔岩

含普通輝石・紫蘇輝石安山岩 (化学分析値Ⅳ南火口熔岩)

第7図 南火口熔岩 (含普通輝石・紫蘇輝石安山岩)

斑晶：少量の斜長石 (An 49~40), 紫蘇輝石 (2 Va=63°)。鉄鈹および微量の普通輝石を含む。

石基：流理構造著しく、完晶質なものでは、微細な長柱状の斜長石が流理方向に配列する。多量の斜長石 (An 34 ±) とクリストバル石、少量の斜方輝石。鉄鈹。ガラスおよび単斜輝石からなる。

富士見山噴出物

紫蘇輝石安山岩

斑晶：少量の斜長石・紫蘇輝石・鉄鈹よりなる。

石基：ハリ基流晶質で、大部分褐色ガラスと斜長石の骸晶が占め、少量の単斜輝石・斜方輝石。鉄鈹およびクリストバル石を伴う。

B) 羊蹄火山熔岩の化学成分

羊蹄火山の熔岩の代表的なもの4ヶについて化学分析を行い、ノルム計算値と共に第2表に示した。

第2表 羊蹄火山熔岩の化学成分

(勝井義雄分析)

wt %	I	II	III	IV	norm	I	II	III	IV	
SiO ₂	57.89	57.84	58.25	63.45	Q	12.8	11.6	15.7	21.2	
TiO ₂	.89	.82	1.01	.67	Or	6.1	6.1	6.1	7.8	
Al ₂ O ₃	18.33	17.48	15.98	15.97	Ab	27.8	26.8	24.6	32.0	
Fe ₂ O ₃	2.36	2.72	3.60	2.58	An	32.2	30.3	27.5	22.8	
FeO	5.11	5.74	5.76	4.28	Wo	2.7	3.1	4.1	0.7	
MnO	.10	.12	.14	.10	En	6.6	7.9	8.3	4.9	
MgO	2.65	3.14	3.32	1.95	Fs	6.1	7.3	6.1	4.8	
CaO	7.97	7.77	7.65	5.08	Mt	3.5	3.9	5.3	3.7	
Na ₂ O	3.30	3.13	2.89	3.75	Il	1.7	1.5	2.0	1.2	
K ₂ O	1.07	.99	1.01	1.34	Ap	.3	.3	.3	.3	
P ₂ O ₅	.17	.20	.17	.18						
H ₂ O (+)	.20	.11	.12	.21	wt %	Or Ab An	9.2	9.6	10.5	12.4
H ₂ O (-)	.04	.05	.06	.11			42.0	42.4	42.2	51.2
Total	100.08	100.11	99.96	99.67			色指数	21	24	26

I 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 羊蹄火山第1期熔岩 (A型), 羊蹄火山西麓 (Y. 103), Y. K. Anal. No. 48

II 含橄欖石・普通輝石紫蘇輝石安山岩, 羊蹄火山第2期熔岩, 羊蹄火山西山腹 (Y. 48), Y. K. Anal. No. 45

III 含橄欖石・普通輝石紫蘇輝石安山岩, 羊蹄火山第3期熔岩 (B型), 羊蹄火山頂上新火口南壁最上部 (Y. 63), Y. K. Anal. No. 46

IV 含普通輝石・紫蘇輝石安山岩, 羊蹄火山南火口熔岩, 羊蹄火山南西麓 (Y. 52a), Y. K. Anal. No. 47

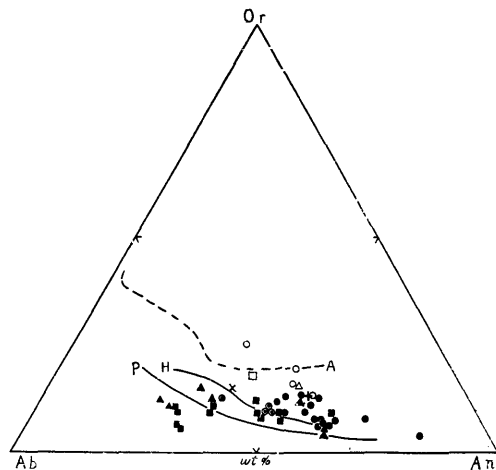
先に鏡下の観察からも知られたように、羊蹄火山の熔岩は、中性～やや珪長質の輝石安山岩類であるが、化学成分では $\text{SiO}_2=57\sim64\%$ ぐらいの範囲にわたるものである。いずれも多量のノルム Q が算出せられ、このことはモードに多量のクリストバル石が認められることと符合している。ノルム長石およびノルム輝石も、鏡下の観察と符合しており、やや珪長質で普通輝石に乏しい南火山口熔岩のみは、他に比し Ab にとみ、Wo が低く示されている。

これらの化学成分から推定されるアルカリ石灰指数は、略 63.5 で、本邦火山岩の平均値 (63.7) (種子田定勝 1952) に近く、同じ那須火山帯の十和田 (65.1) (河野義礼 1939) 有珠 (65.5) (八木達三 1953) 樽前 (66) (石川俊夫 1952) よりは低いが、駒ヶ岳 (63) (津屋 1930, 瀬戸・八木 1931, 瀬戸 1931) よりはやや高い。むろん、鳥海火山帯 (60) (勝井義雄 (1954) よりは、はるかに高く上記の那須火山帯の熔岩の性質を代表しているものと思われる。

C) 西南北海道の火山の熔岩について —— 化学成分上の所見 ——

西南北海道の火山で、熔岩の化学成分の知られているものは、輝石安山岩類を特徴とする有珠岳・樽前山・駒ヶ岳およびここに報告した羊蹄山と、屢々角閃石を含むことによつて特徴づけられる渡島大島・渡島小島および岩雄登等の火山である。輝石安山岩類の火山は那須火山帯の北部を代表し、その西側の含角閃石安山岩類を産する火山は鳥海火山帯の北部を代表している。

これら西南北海道の火山の熔岩のノルム長石を計算して第 8 図に

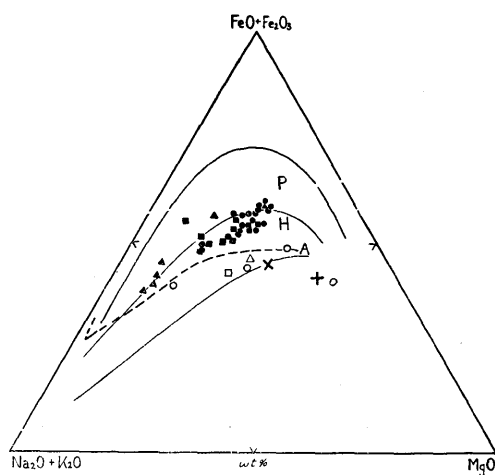


- 黒三角：有珠岳熔岩 (八木 1953)
- 黒丸：樽前山熔岩 (石川 1952)
- 黒四角：駒ヶ岳熔岩 (津屋 1930, 瀬戸・八木 1931, 瀬戸 1931)
- 二重丸：羊蹄山熔岩 (勝井, 1952)
- 白丸：渡島大島熔岩 (勝井, 1954)
- 白三角：渡島小島熔岩 (勝井, 未発表)
- 白四角：岩雄登熔岩 (広川, 村山, 1955)
- × 印：笠山石英玄武岩 (杉, 1942)
- A 破線：環日本海アルカリ岩平均値 (富田, 1935)
- + 印：島後橄欖石玄武岩 (富田, 1951)
- P および H 線：伊豆箱根地方火山岩のビジオン輝石質岩系および紫蘇輝石質岩系 (久野, 1954)

第 8 図 ノルム長石図

入れてみると有珠岳・樽前山・駒ケ岳および羊蹄山の輝石安山岩類は、いずれも Or が低い。これに反し、角閃石安山岩類を伴う渡島大島・渡島小島・岩雄登等の熔岩は、いずれも Or が高く、両群は明瞭に区別できる。

次に第9図の $MgO-FeO+Fe_2O_3-Na_2O+K_2O$ 図に入れてみると、有珠岳・樽前山・駒ケ岳および羊蹄山の各熔岩は、いずれもやや鉄にとむ。しかし渡島大島・渡島小島・岩雄登の各熔岩は鉄に乏しく、 MgO およびアルカリにとむ。



符合は第8図に同じ

第9図 $MgO-FeO+Fe_2O_3-Na_2O+K_2O$ 図

両群の境は明瞭に区別される。

以上は、斑状岩を含む成分について比較したのであるが、それにしても両群が明瞭に区別されるのは、如何なる意味をもつのであろうか。筆者はかつて鳥海火山帯の熔岩の化学成分から、この火山帯が地理的にも岩石学的にも、環日本海アルカリ岩石区と、極めて石灰質の那須火山帯との中間に位することをのべたことがある(勝井義雄 1954)。ここではそれをもう少し発展させ、一つの可能な所見をのべてみる。

有珠外輪山熔岩(八木健三 1953)や羊蹄山の熔岩の一部は、十和田火山熔岩(河野義礼 1939)の一部と同様に、久野久(1950)のビジオン輝石質岩系に属するものであり、樽前山・駒ケ岳・羊蹄山の熔岩の大部分や有珠岳の一部の熔岩は紫蘇輝石質岩系に属するものである。これらの熔岩は、伊豆・箱根地方の熔岩の性質と非常に良く似ており、化学成分でも、一般にアルカリ特に K_2O に乏しく、鉄にとむ。これらの火山の熔岩は、伊豆・箱根地方の火山岩と同じように(久野久 1950)、ソレイトマグマの結晶分化作用や地殻との混成作用によつてもたらされたものであろう。

渡島大島・渡島小島・岩雄登等の含角閃石岩は、紫蘇輝石質岩系に相当しているが、化学成分では伊豆・箱根地方の紫蘇輝石質岩系の熔岩と異り、大山火山帯の熔岩や、笠山の石英玄武岩(杉健一 1942)に類似したものである。渡島大島では、含角閃石岩と共に、珪酸に不飽和な橄欖石玄武岩を産する。この玄武岩は、伊豆・箱根地方の玄武岩と異り、

アルカリにとみ、その化学成分は、富田達 (1951) が環日本海アルカリ火山岩系列の母岩漿と推定している島後の橄欖石玄武岩に近似している。

環日本海岩域の周縁には、大山火山帯の含角閃石岩と石英玄武岩が産出するが、これらは橄欖石玄武岩と成因的に密接な関係があり、橄欖石玄武岩漿の混成作用によつて生じた様に解釈されている (富田達 1951, 杉健一 1942)。恐らく西南北海道の含角閃石岩も、渡島大島にみられるようなアルカリにとむ橄欖石玄武岩漿の混成作用によつて生じた岩系であるものと想像される。富田達 (1951) は、久野久の紫蘇輝石質岩系に、二つの系統のあることを推定しているが、以上の所見が正しいものとすれば、西南北海道では、那須火山帯の熔岩にみられる輝石安山岩類と、日本海側の島海火山帯の熔岩にみられる含角閃石安山岩類とに区分されるものである。

以上は西南北海道の火山の熔岩についての化学成分からみた一つの成因的所見であつて、その立証は今後の研究に俟たねばならない。

引用文献

- Deguchi, Y. (1910) The Volcano Ezo-fuji, 東京大学卒業論文 (手記)
土居繁雄・長谷川潔 (1956) 5 万分の 1 地質図幅説明書「俱知安」, 北海道開発庁
Ishikawa, T. (1952) J. Fac. Sci., Ser. IV, 8, No. 2
勝井義雄 (1954) 地質学雑誌, 60, 704 号
河野義礼 (1939) 岩礦, 22
久保武夫 (1951) 北海道地質要報, 16 号
Kuno, H. (1950) Bull. Geol. Soc. Am., 61
久野 久 (1954) 火山及び火山岩, 岩波書店
長尾 巧・佐々保雄 (1933~34) 地質学雑誌, 40~41
斎藤昌之他 (1956) 5 万分ノ 1 地質図幅説明書「留寿都」, 北海道開発庁
瀬戸国勝・八木貞助 (1931) 岩礦, 5
瀬戸国勝 (1931) 岩礦, 6
Sugi, K. (1942) Mem. Fac. Sci., Kyūsyū Imp. Univ., Ser. D, 1, No. 3
田中館秀三 (1925) 北海道の火山湖調査概報, 北海道庁
種子田定勝 (1952) 地質学雑誌, 58
Tomita, T. (1935) J. Shanghai. Sci. Inst, Sect II, 1
富田 達 (1951) 九大理, 研究報告 (地質), 3
Tsuya, H. (1930) Bull. Eorthq. Res. Inst., 8
Yagi, K. (1953) Tr. Am. Geoph. Union, 34

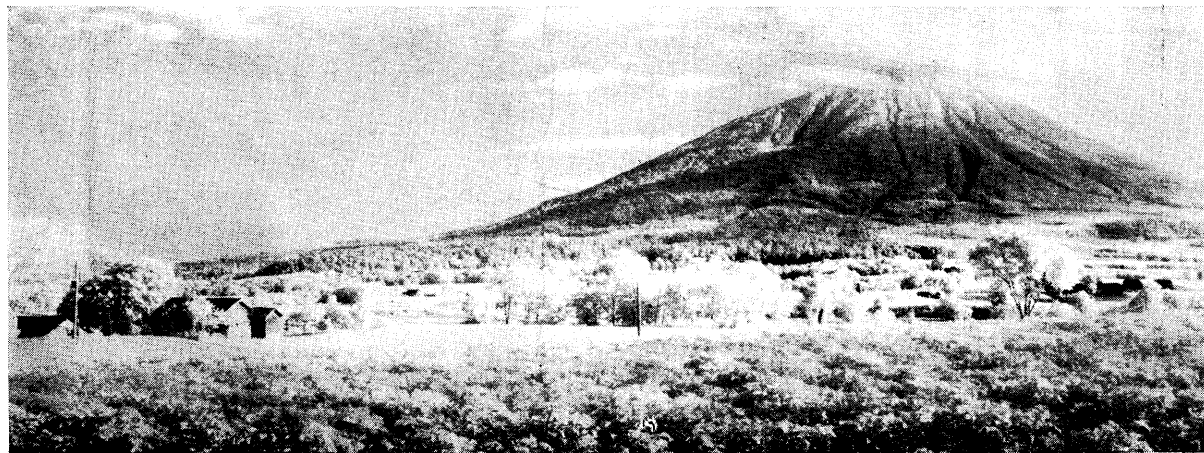


写真 1 南麓の真狩別部落より羊蹄火山を望む

山腹の南火口および山麓の 650 m 山がみえる。左端遠くは岩雄登火山群，手前は中位段丘面をおおう真狩別層の台地。

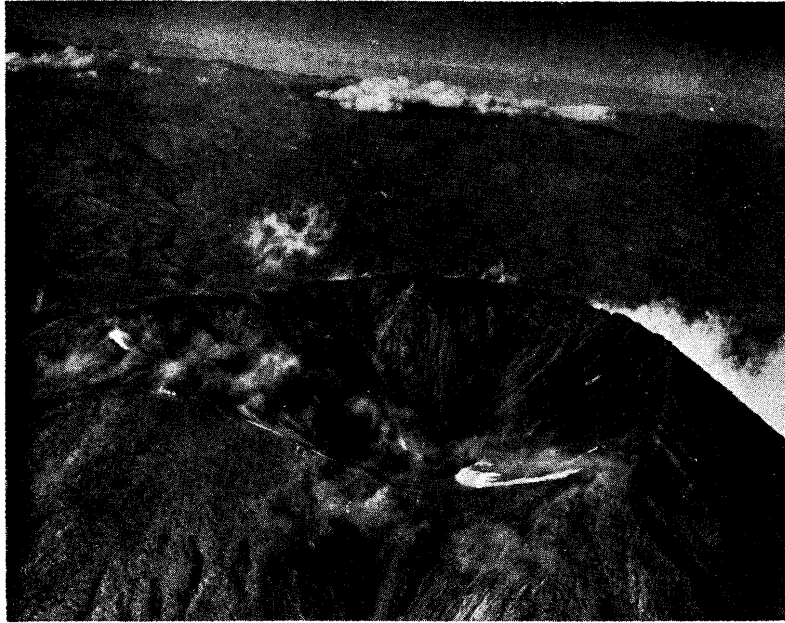


写真 2 空中よりみた羊蹄山の頂上 (朝日新聞社提供)

中央の大きな新火口の左方に、北山の二つの小火口がみえる。



写真 3 羊蹄火山頂上より北西麓を望む

中央が半月湖、左。右端は第1期熔岩流、尻別川を跨つて、岩雄登火山群および日本海がみえる。



写真 4 1953年夏、羊蹄火山北斜面ナダレの沢に起つた土石流の末端。

昭和 31 年 3 月 15 日 印刷

昭和 31 年 3 月 20 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

RUSUTTSU

(SAPPORO—39)

BY

MASAYUKI SAITÔ TETSUO FUZIHARA
SHÔZÔ ISHIYAMA AND KÔHEI MATSUI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDO DEVELOPMENT AGENCY

1956