

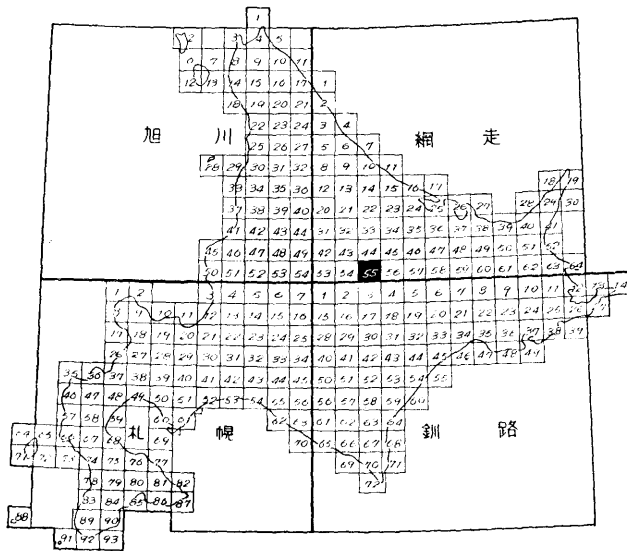
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

石 狩 岳

(網走一第 55 号)

北 海 道 開 発 庁

昭 和 35 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

石 狩 岳

(網走一第 55 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 齋 藤 昌 之

同 土 居 繁 雄

同 長谷川 潔

北 海 道 開 発 庁

昭 和 35 年 3 月

この調査は、北海道総合開発の一環である、
地下資源開発のための基本調査として、北海
道に調査を委託し、道立地下資源調査所にお
いて、実施したものである。

昭和 35 年 3 月

北海道開発庁



ユニ石狩岳と音更山の中間鞍部からみた石狩岳（左のピークが石狩岳）

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	3
III 地 質	5
III.1 概 説	5
III.2 先白堊紀層およびその変成岩類	7
III.2.1 日高層群	7
III.2.1.1 下部日高層 (H ₁)	8
III.2.1.2 上部日高層 (H ₂)	8
III.2.2 変成岩類	8
III.2.2.1 ホルンフェルス (H ₀)	9
III.2.2.2 その他	10
III.3 進入岩類	10
III.3.1 輝 緑 岩 (Di)	10
III.3.1.1 いわゆる輝緑岩	11
III.3.1.2 非顕晶質輝緑岩	11
III.3.2 閃 緑 岩 類	12
III.3.2.1 角閃石石英閃緑岩 (Dh)	12
III.3.2.2 黒雲母角閃石石英閃緑岩 (Db)	13
III.3.2.3 花崗斑岩 (Dp)	15
III.4 新第三系	16
III.4.1 上支湧別層 (Ke)	16
III.4.2 東高地層	17
III.4.2.1 上幌加熔結凝灰岩 (Hg ₁) (石英安山岩質熔結凝灰岩)	17
III.4.2.2 奥三股緑色凝灰岩層 (Hg ₂)	19
III.4.2.3 三國山プロピライト熔岩 (Hg ₃)	20
III.4.3 脈 岩 類	20

III. 4. 3. 1	プロピライト岩脈 (Pr)	21
III. 4. 3. 2	角閃石玢岩岩脈 (Ph)	21
III. 4. 3. 3	石英粗面岩岩脈 (Li)	22
III. 4. 3. 4	紫蘇輝石普通輝石安山岩岩脈 (An)	22
III. 4. 4	中ノ川層 (Nc)	23
III. 4. 5	石北峠熔結凝灰岩 (Skw) (石英粗面岩質熔結凝灰岩)	23
III. 4. 6	ユニ石狩熔岩 (U1a) および集塊岩 (紫蘇輝石普通輝石安山岩) (U1g)	24
III. 4. 7	ピリベツ岳熔岩 (Pla) (普通輝石紫蘇輝石安山岩)	24
III. 4. 8	土居常呂熔岩 (Sla)	26
III. 5	第 四 系	27
III. 5. 1	第 1 段丘堆積物 (T ₁)	27
III. 5. 2	シビナイ熔結凝灰岩 (Sw)	28
III. 5. 3	三 国 層 (Sn)	29
III. 5. 4	第 2 段丘堆積物 (T ₂)	31
III. 5. 5	無加熔結凝灰岩 (Mw) (石英安山岩質熔結凝灰岩)	31
III. 5. 6	第 3 段丘堆積物 (T ₃)	32
III. 5. 7	河岸段丘堆積物 (T ₄)	32
III. 5. 8	ニペソツ火山噴出物 (Nv)	33
III. 5. 9	扇状地堆積物および崖錐堆積物	33
IV	地 質 構 造	33
V	応 用 地 質	35
V. 1	概 説	35
V. 2	鉱 徴	35
V. 3	温 泉	36
V. 4	石 材	37
	参 考 文 献	37
	Résumé (in English)	39

5 万分の 1 地質図幅 石狩岳 (網走一第 55 号)
説 明 書

北海道立地下資源調査所

北海道技師 齋藤 昌之

同 土居 繁雄

同 長谷川 潔

はしがき

この図幅は、昭和 30 年から 33 年にわたる 4 年間に於いて、延約 200 日を費いして行つた野外調査の結果を取纏めたものである。

野外調査に際しては、地域を分担した。齋藤は、図幅北西隅の石狩川本流からユニ石狩川におよぶ地域、三国山を中心とする稜線の地域、土居は、石狩川本流からルベシナイ沢にわたる地域と十勝三股から上ホロカトコロ川におよぶ図幅南東隅の地域、長谷川は、石狩岳、音更岳を中心とする図幅南西隅の地域、および無加川の上流になる図幅北東隅の地域を、それぞれ担当した。なお、ルベシナイ沢上流地域の調査には杉本良也技師の、十勝川源流地域の調査には酒匂純俊技師の、それぞれ援助をうけた。

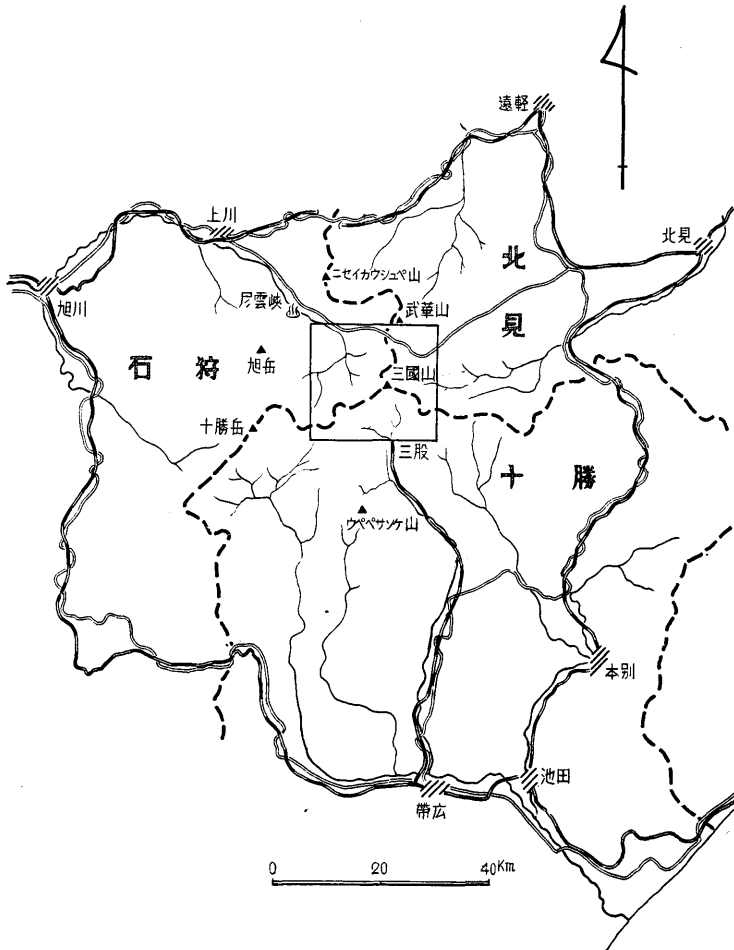
この図幅地域は、いわゆる北海道の中軸地帯にふくまれる。したがって日高層群が基盤岩層として発達し、基盤の深成岩活動がはげしく行われているが、さらに新第三紀にはいつても、グリーン・タフ活動の舞台となつている。しかし、未踏の地が多く、その地質について公表された資料は、ほとんどみられない。わずかに、石狩川源流原生林総合調査報告中に、石川俊夫と勝井義雄とによる簡単な地質の記載がみられるていどにとどまる。

報告にはいるにききだち、野外調査を援助された杉本良也・酒匂純俊、図版作製を担当された松井公平・大島美智子の諸氏に謝意を表す。

I 位置および交通

この図幅の範囲は、北緯 $43^{\circ}30'$ ~ $43^{\circ}40'$ 、東経 $143^{\circ}00'$ ~ $143^{\circ}15'$ に位置し、石狩・十勝・北見の三国にまたがる。

行政的には、図幅地域のほぼ半ばを占める北西地域が上川支庁の管轄で、上川郡上川町



第1図 位置図

に属する。のこりの半ばを占める南東地域は、十勝支庁の管轄と網走支庁の管轄に、ほぼ切半される。前者は、常呂郡留辺蘂町と同郡置戸町に、後者は、ほとんど全域が河東郡上士幌町に、一部が足寄郡足寄町に属する。また、十勝川源流になる南西隅のごく一部は、上川郡新得町にふくまれる。

この地域は、いわゆる北海道の屋根であつて、ごく最近までは、ほとんど未踏の地であつた。しかし、昭和29年のいわゆる颱風15号によつて歴大な風倒木を生じた結果、風倒木処理のために、林道がいちじるしく整備され、主要な沢沿いには、立派なトラック道路

が開さくされている。また、この調査の終了後、上川と北見を結ぶ国道が、この地域を横断して開通し、産業開発の面はもちろん観光の面からも、きわめて重要な路線となつている。

この地域の水系は、北京から南西にはしる稜線、およびそれから南東に派生する稜線を境として、北西斜面側のもの、南東および北京斜面側のものにわかれている。前者は、この地域から上川盆地にぬけ、遠く日本海に注ぐ石狩川およびその支流（ユニ石狩川・ルベシナイ沢など）である。後者は、南流し、十勝平原を縦走して太平洋に注ぐ音更川およびその支流（中ノ川）と、東に流れてオーック海に注ぐ無加川・上ホロカトコロ川・土居常呂川（いずれも常呂川水系）である。いずれも、河岸を深く刻み、多くの美しい懸崖をみせている。沖積地の発達はきわめて貧弱である。

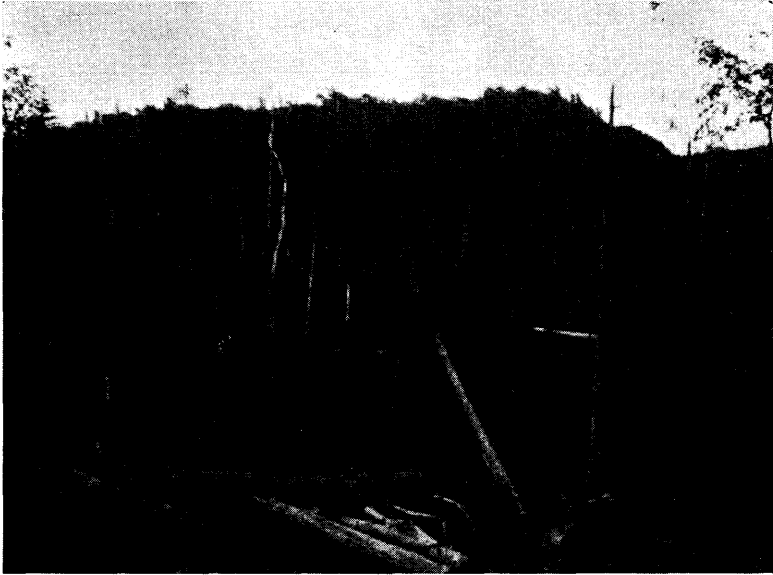
II 地 形

図幅の北東隅から南西隅にかけて、標高 1,200 m を越える北海道の中央脊梁山脈が走り、三国山(1,541 m)、ユニ石狩岳 (1,755 m)、音更山 (1,932 m)、石狩岳 (1,980 m) などの急しゆんな山山がそばだつている。

この図幅地域は、この急しゆんな脊梁山脈によつて、地形上、特徴のある 2 つの地区、――



第 2 図 音更山からみた石狩岳



第3図 ニュ石狩川左岸にみられる第3段丘面。手前の平坦面は、河岸段丘面である。それぞれ、段丘堆積物をのせている。

北西地区と南東地区——にわかれる。北西地区には、標高 1,000 m から 1,300 m に、しだいに移りかわる平坦な地形が展開される。この平坦地形は、ほぼ 1,000~1,100 m, ほぼ 1,100~1,200 m, ほぼ 1,200~1,300 m の3つの面に大別される。いずれも、氷期と関連をもつて形成された湖成段丘面とみられ、北海道の海岸各地で識別される、⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾ 100 m・200 m・300 m の、それぞれの海成段丘面に対応する性質のものと考えられる。これらのうち、1,100~1,200 m および 1,200~1,300 m の2つの段丘面は、かなり解析が進み、その分布は小範囲に限られている。しかし、1,000~1,100 m の面は、原形をよく保存し、かなりの拡がりをもつて発達している。

北西地区にみられた段丘面は、きわめて局所的な分布をしめして保存するにとどまるが、南東地域は、やや趣を異にする。南東地区の南半部、すなわち音更川の最上流地域には、標高 700 m から 900 m に漸移する平坦な盆状地形が広く展開されるが、これは、北西地区の段丘面とは性格を異にし、洪積世初期のふるい湖盆地をおおう沖積世の扇状地地形である。また北東部にも 1,100 m 以下の緩い傾斜の平坦地形が発達するが、これは、まえの2者と異なり、洪積世末期の所産とみられる熔結凝灰岩台地である。

III 地 質

III.1 概 説

この岡幅地域の基盤を構成する地質は、先白堊紀の日高層群と、それから変成したホルンフェルス、および、それらを含め、花崗斑岩、閃緑岩、輝緑岩などの侵入岩類である。

新第三紀の火山岩、火山砕屑岩および堆積岩類は、これらの先白堊紀岩類を不整合におおい、それとほぼ等しい面積を占めて分布しているが、北西部地域、中央稜線北半部地域および南東隅の地域にいちじるしい。この最下部を形成するものは、礫岩を主とする上支湧別層であるが、主体となるものは、石英粗面岩質熔結凝灰岩、プロピライト、緑色凝灰岩などからなる東高地層である。これは、道南地方のいわゆる訓縫統（中新世）に対比されるものとみられる。道南地方の八雲統に対比される地層は欠除し、黒松内期（鮮新世）とみられる火山岩および火山砕屑岩類がそれをおおう。

第四期の岩類は、洪積世の三国層とした湖沼堆積物と段丘堆積物とで代表されるが、熔結凝灰岩の発達もいちじるしい。それは、洪積世の中期とみられるシビナイ熔結凝灰岩、後期とみられる無加熔結凝灰岩の2つである。段丘堆積物は、第1・第2・第3の3つの堆積物にわけられる。その時期は、道南地方の段丘堆積と対比し、洪積



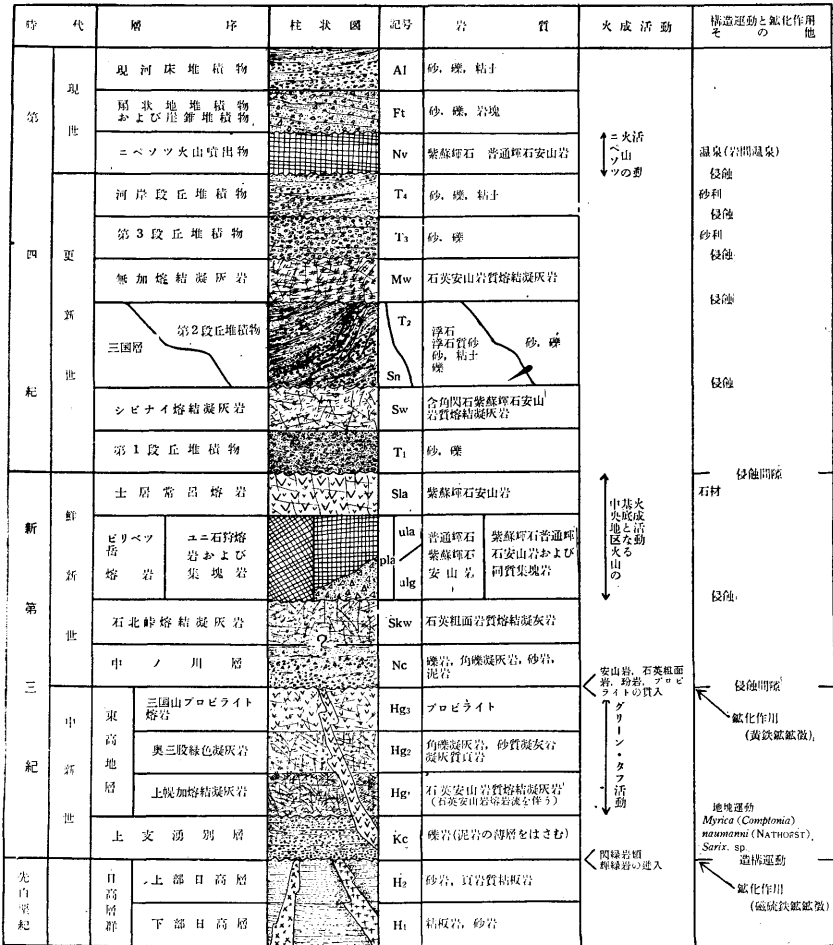
第4図 十勝三股から音更川上流地域を望む

右の雲におおわれている山地は、石狩岳・音更山山系。左の雲におおわれている山地は、ニベベツツ山系。手前の丘陵山地は、三国層から構成されており、その上面は扇状地堆積物である。

(1)(2)

世の初期、中期、後期とみて差支えないであろう。この段丘堆積物との関係から、まえにあげた三国層（湖沼堆積物）は、更新世中期の所産とみられる。沖積世のものとしては、十勝三股を基点として、異常な発達をみせる扇状地堆積物と、ニペソツ火山噴出物が主要なものである。

この地域は、全く無化石の状態である。したがって、化石の同定によつて地層の時代を決定することは、不可能である。しかし、地質を吟味し、段丘面との関係を考慮し、あるいは、従来からの推論を参考にして、いちおう模式柱状図（第5図）にしめすような層序



第5図 模式柱状図

区分をすることができる。

III.2 先白堊紀層およびその変成岩類

先白堊紀層は、この地域の基盤を形成するもので、日高層群に属する頁岩質粘板岩と砂岩の互層からなる。

日高層群は、この地域をふくみ北海道の中央部を南から北へ通して、広く分布している地層であるが、化石が発見されていないので、詳しい堆積時代はわかつていない。しかし、最近の研究により、少なくともその一部は、中世代ジュラ紀の地層と推定されるようになった。この日高層群は、さらに、上部日高層と下部日高層とに分けられる。音更山やユニ石狩岳の頂上を中心として、閃緑岩類が分布しているが、その周辺の日高層群は、接触変成作用によつてホルンフェルスになつている。そのほか、日高層群のなかには、剪断帯が各所に発達している。この剪断帯には、圧砕にもなつて、珪化作用や緑泥石化作用が強く行われている。

III.2.1 日高層群

この地層は、函館地域の全域にわたつて、基盤として広く分布し、新第三紀の上支湧別層をはじめ、すべての岩類によつておおわれている。その分布のようすを、さらに詳しくのべると、おおまかにみて、石狩岳一大町を結んだ線より北に分布する単位と、土居常呂川上流に分布する単位の、2 地域に分けられる。この両者の間には、緑色凝灰岩層が深くはいり込んでいる。

この地域に分布する日高層群の岩相上の特徴としては、その大部分が、頁岩質粘板岩から完全な粘板岩になつており、明らかに変成作用をうけていることである。この粘板岩化はあとにのべるが、造構運動によつて、かなり広範囲にわたる変成作用をうけた結果、形成されたものとみられる。

まえにのべたように、日高層群は上部日高層と下部日高層とに分けられる。その地質時代は、上部日高層は中生代ジュラ紀と推定される。下部日高層は、まったく時代未詳であるが、三畳紀ではなからうかと考えられている。函館地域にも、この両地層が分布しているが、なかでも下部日高層が広い範囲をしめている。日高層群が粘板岩化した地域と、下部日高層の分布地域とは一致している。このことから、下部日高層の分布地域は、地質構造上、特殊な場所（一種の構造帯）とみることができる。ただ、下部日高層の分布地域内にも、上部日高層とみられる岩相のものがあるので、下部日高層と一括したなかにも、上部日高層が、切身状に捲き込まれている可能性が大きい。

III. 2. 1. 1 下部日高層 (H₁)

まえにのべたように、下部日高層は図幅地域の広範囲にわたって分布する。その大部分は粘板岩であるが、砂岩もわずかふくまれている。この砂岩は、暗灰色のややアルコーズに近い性質をしめすものである。上部日高層に特有な暗緑灰色の硬砂岩は、とくにもめた地域を除いては見当たらない。

この粘板岩は、黒色緻密で、方角状に割れる劈開が発達している。この劈開の方向は、おおかたの地域にわたって規則正しく、2つの方向をしめしている。その一つは、N0°±の走向をとり、西に40°~60°傾斜するものである。いま一つは、N50°~60°E・75°~90°NWの走向、傾斜をしめしている。前者は、地層の互層状態からみて、堆積面(S₁)をしめす劈開であり、後者は、その後の造構運動の結果形成された劈開面(S₂)と判断される。この粘板岩を顕微鏡下で観察しても、多量の緑泥石が形成されており、そのうえ、劈開面(とくにS₂)そつて、モザイク状の石英がパッチ状に並んでいるのがみられる。また、部分的に頁岩とみられる部分も残されている。この顕微鏡下の観察と、S₂の発達状態とからみて、この粘板岩は、頁岩質のものが変成作用によつて粘板岩化したものといふことができる。

III. 2. 1. 2 上部日高層 (H₂)

暗緑色の硬砂岩と、やや頁岩に近い性質をしめす粘板岩(緻密には頁岩)の互層からなる単調な地層である。

この地層は、図幅西南端より、ユニ石狩岳の南をとおり、さらに北東にのびる大きな剪断帯の南側にだけ、細長く分布している。それ以外の場所(この剪断帯の北側や、土居常呂川上流地域)には、すべて下部日高層が分布している。

この地層の走向は、ほぼ南北をしめし、傾斜は、ほとんど垂直である。また、一般に圧砕をうけており、いたるところにN40°~60°Eをしめす圧砕帯が発達している。

なおこの地層は、南部日高山脈の神威岳地域の層序と対比すると、上部日高層の“⁽⁴⁾そえまつ沢層”に相当するものとみられる。

III. 2. 2 変成岩類

図幅地域には、ホルンフェルスのをぞいて、変成岩といえるほどのものはほとんどない。それ以外には、わずかに、局部的に形成された千板岩があげられるにすぎない。音更山の頂上には、黒雲母角閃石英閃緑岩がみられ、その周囲には、ホルンフェルスが発達している。またユニ石狩岳には、角閃石英閃緑岩がみられるが、この岩体の周囲にはホルンフェルスはみられず、かわりに、千板岩が形成されている。

そのほか、日高層群中に幅広く発達する剪断帯には、圧砕ともなつて、珪化や緑泥石化などが行なわれている。

III.2.2.1 ホルンフェルス (Ho)

音更山と図幅南端にあたる 1,882 m 峰の 2 カ所に、黒雲母角閃石石英閃緑岩が発達している。この岩体の周囲の粘板岩は、熱変成によつてホルンフェルスになつている。

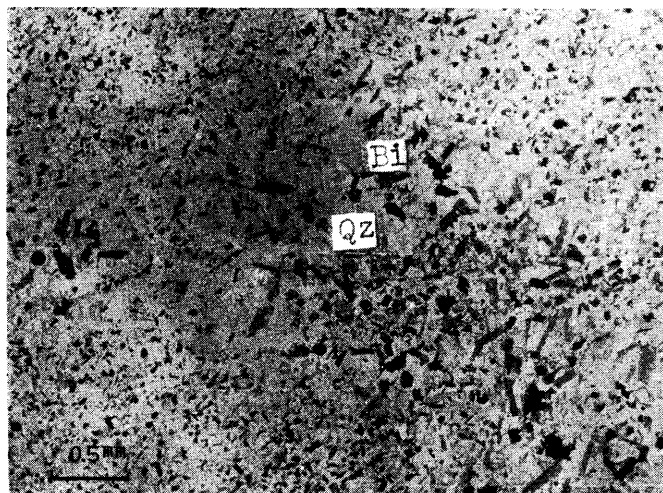
この地域に発達するホルンフェルスは、一般に、やや褐色を帯びたていどの粘板岩である。また、その一部には、灰白色の珪質な縞目が、劈開面に平行して発達しており、ホルンフェルスとしては低変成度のものである。閃緑岩体と接触する部分の幅 200 m ていどの範囲は、褐色で堅硬な、普通のホルンフェルスとなつている。また、ユニ石狩川の支流秋葉沢の流域には、褐色～灰褐色をした、変成度の高いホルンフェルスが発達している。地質図の上からも、この流域地域は、ルーフ・ペンダント (Roof Pendant) 地域をなすものとみられる。

このホルンフェルスを顕微鏡下で観察すると、次のようである。

珪質な縞目のあるホルンフェルス

粘板岩にふくまれている堆積当初からの鉱物片 (石英や斜長石) の間を埋めて、細粒の石英と緑泥石が多量に形成されている。

石英はモザイク状になつており、そのなかに、多量の粉末状物質を包み込んでいる。緑泥石は、やや褐色をしめし、弱い多色性がある。この緑泥石は黒雲母に近い性



第 6 図 ルーフ・ペンダント地域のホルンフェルス

Bi: 黒雲母 Qz: 石英

質のものともみられる。なお、珪質な縞目の部分は、このモザイク状石英がとくに多く濃集した部分である。

閃緑岩体に接する附近のホルンフェルス

ホルンフェルスは、石英と黒雲母（＋斜長石）がモザイク状に組合つた構造をしめしている。また、完全に再結晶が行なわれ、原岩（粘板岩）の構造はまったく残されていない。斜長石は、なかでも粗粒な石英がみられる部分に、少量ふくまれているだけである。しかしその大部分は、絹雲母にかわつている。

ルーフ・ペンダント地域のホルンフェルス（第6図）

やや粒度の粗い0.2~0.3 mm 程度の石英＋黒雲母＋白雲母の結晶が、グラノブラステック構造をしめしている。一部には、石英＋白雲母だけの鉱物組合せをしめす部分がある。

なお、黒雲母は X=無色、Z=紅褐色の強い多色性をしめしている。そのほか、緑簾石・曹長石・磁鉄鉱・ジルコンなどがふくまれている。

III.2.2.2 その他

ユニ石狩岳を構成している角閃石石英閃緑岩体の周囲には、ホルンフェルスのかわりに、千板岩が形成されている。この千板岩は、片理がよく発達し、片理にそつてはげやすく、むしろ片岩に近い性質のものである。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

粘板岩はいちじしく圧砕されており、ほとんど原構造が失われるほど、緑泥石化している。ほかに、絹雲母と鉄鉱物がふくまれている。

また、日高層群のなかには N10°E、または、N50°~60°E の走向をもつ、幅広い剪断帯が数カ所に発達している。

この剪断帯では、母岩が圧砕されているだけでなく、石英と緑泥岩が多量に形成され、珪化作用が強く行われている。このほかに、少量の曹長石と硫化鉱物や炭酸塩鉱物がともなわれている。

III.3 侵入岩類

図幅地域内にみられ侵入岩には、輝緑岩と閃緑岩類がある。

輝緑岩の進入した時期は、白堊紀の前期頃と推定されているが、確かなことは判っていない。また、この地域に分布する閃緑岩類は、日高山脈にそつて分布しているトータル岩質の花崗岩や、北海道北部の下川や乙忠部地域に発達する花崗岩とは、岩質がまったく異なるものである。進入時期も、それらよりは遅れ、第三紀のものと推定される。

III.3.1 輝緑岩 (Di)

輝緑岩は、岩質のうえから、いわゆる輝緑岩と非顕晶質輝緑岩との2種類に分けられる。これらは進入の時期も相違している。いわゆる輝緑岩の進入が、まえにものべたように、白堊紀の前期と想定されているのに反して、非顕晶質輝緑岩の進入はかなり遅れ、白堊紀末、または第三紀?と考えられる。

III.3.1.1 いわゆる輝緑岩

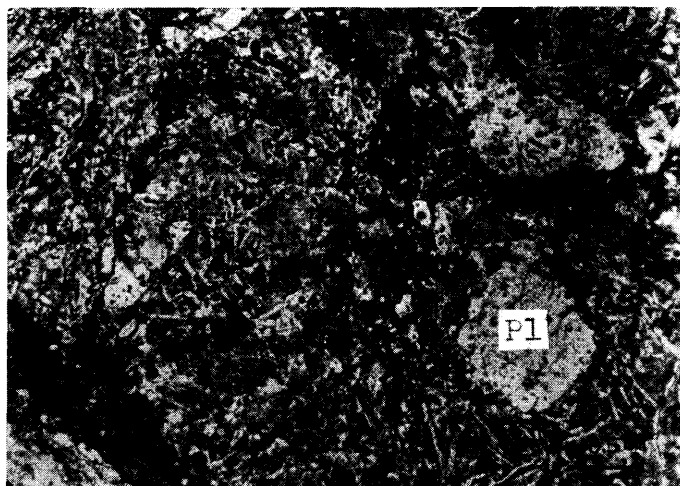
図幅内では、音更山と石狩岳を結ぶ稜線上にみられる。また、図幅からわずかにはずれるが、石狩川の上流にも分布している。どちらも幅100m以上の岩体である。この輝緑岩の進入方向は、ほぼ南北をしめしている。これは濃緑色緻密な岩質のもので、顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

斜長石と輝石がオフィテック構造をしめしている。斜長石は1.0mm±で、成分はAn60±である。輝石は、 $\hat{C}Z$ 45~48, $2V_Z$ 50の透輝石質のものである。このほかチタン鉄鉱・チタン石・緑泥石・燐灰石などがふくまれている。

また稜線上に分布している輝緑岩は、岩体の周辺部がホルンフェルス化しており、陽起石質の角閃石が形成されている。

III.3.1.2 非顕晶質輝緑岩 (第7図)

おもに音更山やユニ石狩岳の周辺地域に、分布している。この輝緑岩の分布は、上記した地域の前断帯内に限られており、周囲の粘板岩とともに、よく変質されている。したがって野外では、緑泥石化した粘板岩と区別することが困難である。また、例外なく磁硫鉄



第7図 非顕晶質輝緑岩

P1: 斜長石

鉱の鉱染がみとめられる。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

斑晶は斜長石だけである。石基は、針状の斜長石がインターサータル構造をしめしている。斑晶の斜長石は、大部分が緑泥石化されている。石基には、斜長石のほかに緑泥石と炭酸塩鉱物が多量にふくまれている。また、磁硫鉄鉱・石英・青緑色角閃石の細脈がみられる。

III.3.2 閃緑岩類

ユニ石狩岳や音更山を中心として、閃緑岩類が発達している。まえにのべたように、北海道中央部を南から北にわたつて、点在して、花崗岩類が分布している。そのなかでも、この地域の石狩岳から図幅の北にある上支湧別岳をふくむ北海道中央地域の閃緑岩類は、岩質の上でも地質構造の上も、他の地域にはみられない特徴をもっている。

この特徴は、次のように要約される。岩質の上では、他の地域のものが花崗岩であるのに、この地域のものは閃緑岩である。そのうえ、全般に玢岩状の性質をもっている。また、閃緑岩の進入帯は、ほぼ東北方向にのびている。

この地域の閃緑岩は岩質の上から、次の3つの型にわけられる。

- 1 角閃石石英閃緑岩
- 2 黒雲母角閃石石英閃緑岩
- 3 花崗斑岩^{*}

III.3.2.1 角閃石石英閃緑岩 (Dh) (第8図)

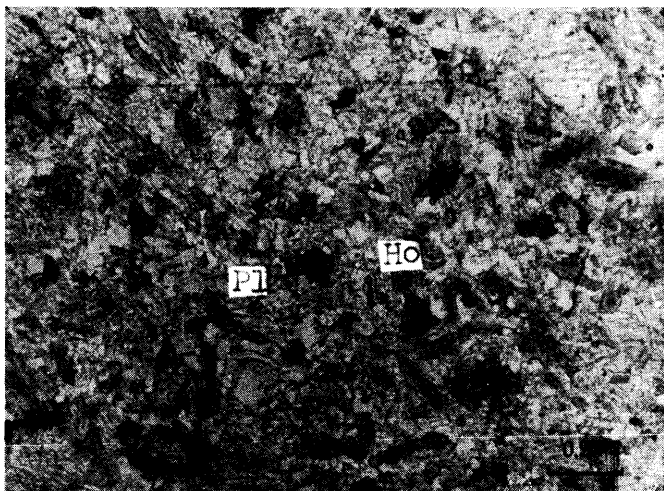
角閃石石英閃緑岩は、ユニ石狩岳を中心にして分布している。長径はほぼ6 km、短径4 kmの、N20°Eの方向にのびるレンズ状岩体で、その周辺には、粘板岩や輝緑岩から変成した片岩質の千板岩が形成されている。

この閃緑岩はやや粗粒で、2~4 mmの角閃石と、肉眼では不透明にみえる斜長石から構成されている。岩体内には各所に圧砕された部分が発達し、ミローナイト状になつて個所が多い。また、輝緑岩を捕獲していることが多い。この捕獲岩は、その周辺が花崗岩化作用をうけており、有色鉱物の多い閃緑岩状の岩相にかわつている。また、この閃緑岩には、細かい節理が発達しているので、10立方cmでいどの小さなブロックに割れやすい。

顕微鏡下で観察すると、次のようである。

おもに斜長石と角閃石とから構成されている。結晶は半自形で、割目が発達し、緑泥石化をうけているものが多い。各結晶の周りには、破碎された構造が発達し、そこ

* 正確には、石英閃緑斑岩と命名されるような岩質のものである。



第8図 角閃石石英閃緑岩

Ho: 角閃石 Pl: 斜長石

に、モザイク状の石英が多量に形成されていることが多い。

斜長石は $An\ 55\sim 65$ で、双晶しないものが割合に多い。また割目にそつて、石英によつて交代され、あるいは、結晶の周辺を石英が薄く包んでいたりする。斜長石の結晶の周辺部には、文象構造が発達することもある。角閃石は $\hat{C}Z\ 15$, $X=Y$ = 帯緑色, Z = 淡緑色の多色性をもつ普通角閃石である。また、緑泥石にかわるものが多い。石英はまえにのべたように、斜長石や角閃石の結晶の周りをモザイク状に埋めている。その他、部分的に斜長石などの破片を包み込んで、 $2\sim 3\text{ mm}$ の大きさに成長しているものがある。

このほか燐灰石・緑簾石・緑泥石・磁鉄鉱・チルコン・輝石がふくまれている。輝石はひじょうに少なく、 $\hat{C}Z\ 45$, $2V_Z\ 55$ の普通輝石である。また緑泥石にかわるものが多い。

III. 3. 2. 2 黒雲母角閃石石英閃緑岩 (Db) (第9図)

音更山と1,882 m 峰の2カ所を中心として、黒雲母・角閃石・石英閃緑岩が発達している。音更山を構成している岩体は、幅2 km ほどで南北に長くのびている。1,882 m 峰の岩体は、音更山を構成するものよりも規模は小さいが、同じように南北にのび、そののびの延長には、小さな花崗岩が点々と続いている。

一般に、この閃緑岩には規則正しい節理が発達しているので、1立方 m ほどのやや大きなブロックに割れやすい。

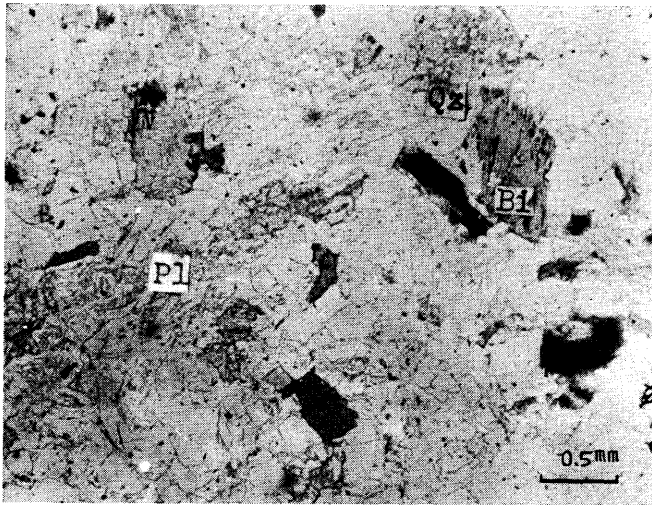
有色鉱物は、黒雲母と角閃石であるが、角閃石石英閃緑岩に比較して、有色鉱物が少な

く、石英と斜長石が多い。岩体の周縁部では、斜長石や石英が斑状に成長している。音更山の閃緑岩には、角閃石斑縶岩が包かされている。1,882 m 峰の岩体の北ののびにあたる閃緑岩の小岩脈は、斜長石や石英が斑状をなし、斑岩に近い岩相をしている。また、これには角閃石がなく、少量のカリ長石が加わり、花崗岩に近い岩質のものである。

また音更山の岩体中には、幅 1~5 cm の、やや粗粒で石英の多いペグマタイト質の脈がみられる。

顕微鏡下で観察すると、次のようである。

黒雲母角閃石石英閃緑岩



第9図 黒雲母・角閃石・石英閃緑岩

Ho: 角閃石 Bi: 黒雲母 Pl: 斜長石 Qz: 石英

1~2 mm, 自形~半自形の斜長石・石英・角閃石・黒雲母・(輝石)から構成されている。角閃石と黒雲母の量比は、場所によつてかなりの差があり、ほとんど、角閃石からの部分のみみられる。

一般に、斜長石は大きく成長し、斑状構造をとることが多い。また、黒雲母は角閃石の黒雲母化によつて形成されている。

斜長石には割れ目が発達し、緑泥石化の進んだ大型の斜長石 (An 55) と、長柱状で自形をとる小型の斜長石 (An 50) とがある。石英は、ほかの鉱物の間を埋めて成長している。角閃石は $\hat{C}Z 14, 2Vx 79, X=Y$ = 淡黄緑色, Z = 黄緑色の弱い多色性をもつ普通角閃石である。また、角閃石は、直接黒雲母化するもののほかに、ゆうれん石と炭酸塩鉱物とにかわるものがある。黒雲母は X = 淡褐色, Z = 褐色の多色性をしめしている。まれに紫蘇石がみられるが、角閃石化するもののほかに、直接黒雲母にか

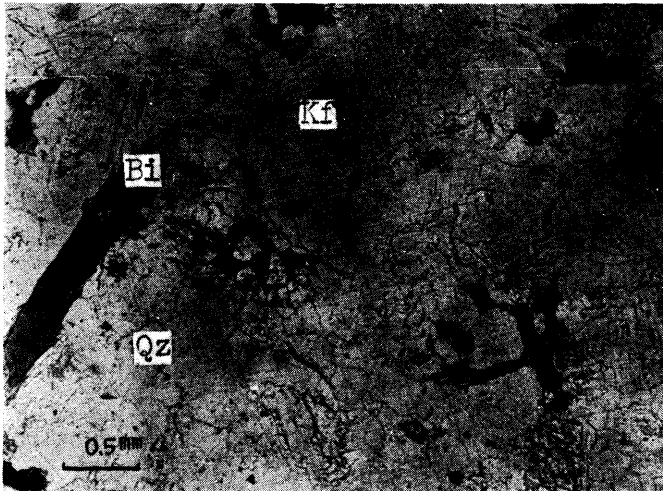
わるものがある。そのほか、ジルコン・燐灰石・鉄鉱物がふくまれている。

石狩川上流の花崗岩脈

石英と少量の An 成分の低い斜長石・カリ長石が加わった細粒の石基のなかに、斑晶として斜長石と石英がみられる。また、斑晶の斜長石は、結晶の周辺が An 成分の低い斜長石に置きかえられている。

音更山のペグマタイト質脈 (第 10 図)

2.5~3 mm ていどの石英・斜長石・黒雲母・カリ長石からできている。斜長石 (An 22) は文象構造をとるものが多い。黒雲母は X=帯黄褐色、Z=淡黄褐色の弱い多色性をしめしている。カリ長石は、大部分が正長石であるが、パーズ石もみられる。そのほか緑簾石やジルコンがふくまれている。



第 10 図 音更山のペグマタイト質脈

Bi: 黒雲母 Kf: カリ長石 Qz: 石英

III. 3. 2. 3 花崗斑岩 (Gp)

音更川の支流 21 の沢の中流を、N50°~60°E の大きな剪断帯が走り、下部日高層と上部日高層との境をなしている。この剪断帯にそつて、幅 5~10 m ていどの花崗斑岩の岩脈が分布している。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

斜長石・角閃石・石英を斑晶としている。石英は量が少ない。斜長石は 1.5~2 mm の自形をとる。角閃石は X=淡緑褐色、Z=緑褐色の強い多色性をしめし、緑泥石や炭酸塩鉱物にかわるものが多い。石英は石基を包み込んで生長し、1~2 mm ほどの自形結晶になつている。

石基は、石英、An 成分の低い斜長石、緑泥石、カリ長石からなるが、大部分は石英である。これら石基の鉱物は、ほとんど結晶形をとらず、モザイク状に組合っている。

これらの閃緑岩類は、それぞれ、特徴のある進入形態と岩質とをしめしている。そして、その進入の状態や鉱物相互の関係から、次のことを推定することができる。角閃石石英閃緑岩と黒雲母角閃石石英閃緑岩の間では、その進入の時期がわずかに異なり、角閃石石英閃緑岩がより早期に、構造運動の最盛期に進入したとみられる。黒雲母角閃石石英閃緑岩はより遅れ、構造運動の末期に進入したものと考えられる。また、花崗斑岩は角閃石石英閃緑岩の周辺相と考えられる。

III.4 新第三系

この図幅地域に発達する新第三系は、主として三国山を中心とする稜線地域のほか、図幅の北西隅および南東隅の地域に分布している。火山岩と火山砕屑岩が主体であつて、堆積岩としては、この地域における新第三系の最下部をしめす上支湧別層をのぞいては、わずかに中川層がみられるていどである。

火山岩および火山砕屑岩として主要なものは、石英安山岩質熔結凝灰岩・緑色凝灰岩・プロピライトなど、中新世の東高地層を構成する岩類である。そのほかには、あるいは第四紀更新世のものかともみられるが、いちおう鮮新世と考えられる石北峠熔結凝灰岩、ユニ石狩熔岩・集塊岩、ピリベツ岳熔岩、土居常呂熔岩などがみられる。この地域の新第三系として特筆されることは、熔結凝灰岩の活動が、中新世の初期と鮮新世の初期と、2つの時期に行われていることであろう。

III.4.1 上支湧別層 (Kc)

この地層は、おもに礫岩から構成されている。図幅北部のルベシナイ沢中流および石北峠附近に分布している。模式地は、この図幅の北に接する上支湧別図幅内で、そこでは、広い分布をみせている。なお、上支湧別図幅の範囲内で、礫岩層の間にはさまれた泥岩の薄層から、*Myrica* (*Comptonia*) *naumanni* (NATHORST), *Salix*. sp. の植物化石が発見されたので、新第三紀中新世の地層と決定された。

この地層は、基盤の日高層群を、直接不整合におおつて分布する。その拡がり、沢筋では範囲がせまいが、稜線近くになるほど、広がつてゆく。また、基盤とは、かなり凹凸のげしい面で接している。

うえにのべたように、おもに礫岩からなり、それに、泥岩の薄層を、わずかはさむていどのものであるが、礫岩の礫種は、大部分が粘板岩である。そのほかには、輝緑岩・石灰

岩・花崗岩などの礫が、少量みられる。礫の大きさは、場所によつてかなり異なるが、一般に1~5 cm 大で、淘汰の悪い円礫である。

この地層の走向は、ほぼ南北をしめし、傾斜は5~20°の範囲でゆるく、東または西に傾いている。しかし断層付近では、いちじるしく乱れ、急傾斜になつていたり、日高層群のなかに、はさま込まれたりしている。したがつて、上支湧別層の堆積後に、大きな地塊運動のあつたことが推察される。

III.4.2 東高地層

この地層は、三国山を中心とする中央稜梁附近に、石狩・北見・十勝の3国にまたがる尾根を形成して発達するほか、図幅南東隅の地域に、かなりの拡がりをもつて分布する。また、石北峠の北方にも、わずかにみとめられる。緑色凝灰岩・プロピライト・石英安山岩質熔結凝灰岩からなり、その岩質から、道南地方の訓縫統に対比されるものとみて、差支えない。

岩質と層位関係により、下位から、上幌加熔結凝灰岩、奥三股緑色凝灰岩層、三国山プロピライト熔岩にわけられる。

III.4.2.1 上幌加熔結凝灰岩 (Hg₁) 石英安山岩質熔結凝灰岩 (第11~12図)

この熔結凝灰岩は、図幅地域の東南隅にある14ノ沢の中流から上流流域、5ノ沢の右股上流流域、ヌカナン川上流流域、ピリベツ川上流流域などに分布している。このほか、土居常呂川上流地域、三国山の東方約3 km に当る標高1,390.3 m の三角点附近に源を発している7ノ沢の上流、6ノ沢左股上流にも発達している。

14ノ沢ではN40°W・60°SW、N50°W・14°NE、ピリベツ川上流ではN75°W・38°NEの走向・傾斜をしめしている。

この熔結凝灰岩は、図幅地域の東南隅では日高層群を不整合におおい、プロピライト熔岩におおわれている。さらにこれらは、あとからのべるピリベツ岳熔岩で不整合におおわれている。また、7ノ沢の上流や土居常呂川の上流では、下位の地層との関係は、直接しているところがないので不明であるが、奥三股緑色凝灰岩層で整合におおわれている。

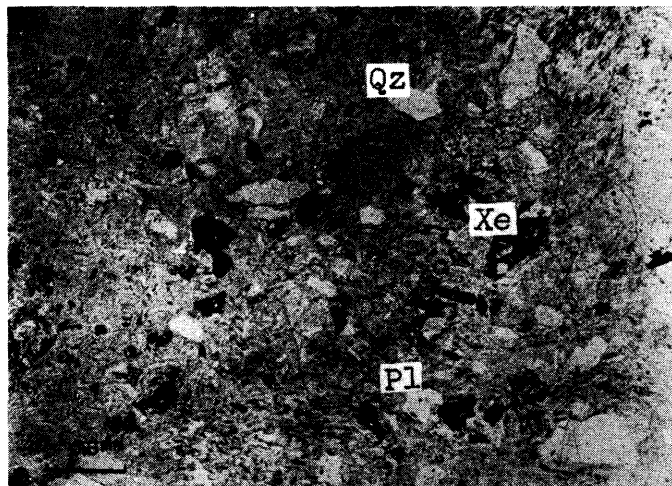
岩質は、おもに熔結凝灰岩(第11図)から構成されているが、17ノ沢の左股上流の沢でみられるように、石英安山岩の熔岩流(第12図)が伴われている。

熔結凝灰岩は、帯緑暗灰色を呈し、無層理塊状で、外観は角礫凝灰岩のようにみえる。また、石英安山岩の熔岩流は、帯赤灰褐色を呈し、空洞に富んでいるほか、流理構造が発達している。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

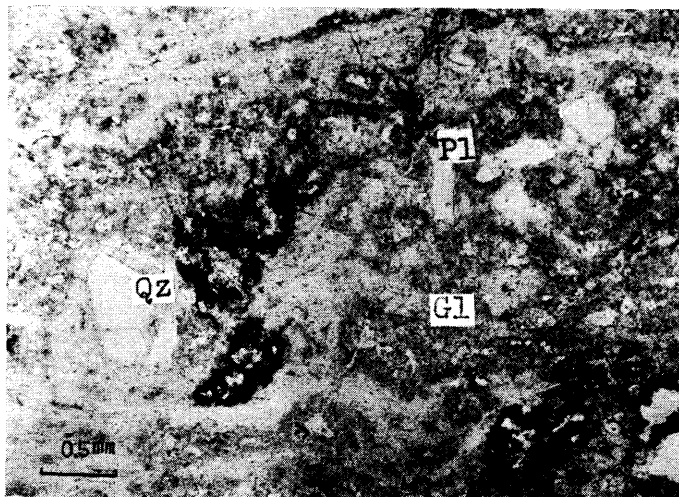
熔結凝灰岩

ガラスを主体とし、斜長石・石英の破片、および捕獲岩片をふくんでいる。
ガラスの部分は、細いガラスの集合体で、そのほとんどのものは、脱玻璃化作用を



第 11 図 上幌加熔結凝灰岩 (石英安山岩質熔結凝灰岩)

Pl: 斜長石 Qz: 石英 Xe: 捕獲岩片



第 12 図 上幌加熔結凝灰岩中の石英安山岩

Pl: 斜長石 Qz: 石英 Gl: ガラス

うけて、緑泥石・石英・曹長石などの微片が生成されている。この変質作用は、網状に拡つている条線にそつて、とくにいちじるしい。

斜長石は、劈開にそつて、曹長石化されているほか、緑泥石にかわつているところもみられる。

石英は、不規則な破砕形をとり、散在している。

捕獲岩片は、粘板岩や砂岩がもつとも多く、このほか斑れい岩質岩などもみられる。

石英安山岩

斑晶は、石英>斜長石である。石英は融蝕形を呈している。斜長石は自形または半自形を呈し、双晶および累帯構造が発達している。石基は、淡褐色のジンアイ状のガラスからなり、流理構造がいちじるしい。なお、曹長石化作用をうけて、一部は曹長石のモザイク状集合体で置換されている。さらに空洞が発達しており、空洞の周辺には鱗珪石が晶出している。

III. 4. 2. 2 奥三股緑色凝灰岩層 (Hg₂)

この地層は、図幅地域の中央部よりやや東寄りにある三国山を中心として、ここから標高 1,397 m の三角点に連なる尾根、および標高 1,302 m の三角点をへて、石北峠に連なる尾根にそつて発達している。なお、土居常呂川の上流、同支流ハイ松沢の北部の尾根、7号ノ沢中流、6号ノ沢上流および、標高 1,481 m の三角点の北西部にも露出している。

土居常呂川上流地域、7号ノ沢の上流および6号ノ沢上流では、まえにのべた上幌加熔結凝灰岩を、三国山から石北峠に連なる尾根では日高層群または、上支湧別層をおおつている。前者では直接しているところが確認されていないが、岩質からみて整合関係にあるものと考えられる。後者では、不整合関係にある。さらにこの凝灰岩層の上位には、三国山プロピライト熔岩がのつている。

灰緑色を呈する石英粗面岩質の角礫凝灰岩を主体とし、ところによつては、緑色凝灰岩や凝灰質頁岩の薄層をはさんでいる。

角礫凝灰岩は、塊状の無層理のものである。野外では、まえにのべた上幌加熔結凝灰岩と、外観がひじようによく似ている。角礫は、黒色粘板岩や硬砂岩がもつとも多く、このほか、変質した石英粗面岩およびプロピライトよう岩片がふくまれている。これらの角礫の間を、粗粒な灰緑色の凝灰岩がうめている。

緑色凝灰岩は、灰緑色を呈する、粗粒から中粒の石英粗面岩質砂質凝灰岩で、厚さは 2~3 m ていどの薄い挟みである。

凝灰質頁岩は、帯緑灰白色の凝灰質の頁岩で、緑色凝灰岩と同じようにひじように薄い挟みで、地層として追跡できるようなものではない。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

角礫凝灰岩

角礫をうめている充填物は石英粗面岩質凝灰岩で、ガラスを主とし石英・斜長石の破砕片がふくまれている。ガラスは脱玻璃作用をうけ、2 次的に緑泥石や曹長石にかわり、石英が生成されている。石英は、破片の形態をとつている。斜長石は、曹長石化作用をうけ、曹長石にかわつているほか、劈開にそつて淡緑褐色の緑泥石にかわつている。

III. 4. 2. 3 三国山プロピライト熔岩 (Hg₃)

無加川の上流流域、および三国山から三角点標高 1,482 m を連ねる西南にのびた尾根と、その東南斜面に、最も広く分布している。このほか、音更川の上流および同支流 14 ノ沢の中流と、その南部の山地、石北峠の北部山地、ルベシナイ川上流の北部山地などに、それぞれ発達している。

三国山を中心とする地域では、まえにのべた奥三股緑色凝灰岩層の上位に整合関係でついているほか、標高 1,482 m 山の西南斜面では日高層群を不整合関係で直接おおつている。音更川の支流 14 ノ沢では、上幌加熔結凝灰岩の上位に発達しているが、直接の関係は、観察できるところがないので不明である。また、石北峠の北部山地では、上支湧別層の上位にのり、直接の関係は不明であるが、おそらく不整合関係にあるようである。

岩質は、プロピライト化作用をいちじるしくうけて、暗緑色から灰緑色を呈し、熔岩から集塊岩状の外観をしめすものまであり、その変化はいちじるしい。このほか、かぎられであるが、珪化作用もうけている。

顕微鏡で観察すれば、次のようである。

原岩の構造は、構成鉱物がいちじるしく分解され、多量の変質鉱物が生成されているため、不明瞭になつている。斜長石は、まったく曹長石のモザイク集合にかわつているもの、炭酸塩鉱物や緑泥石で交代されているものなど、いろいろの変質状態をしめして、その形態は、まったく失われている。

斑晶有色鉱物も、斜長石と同じように、緑泥石化作用や炭酸塩化作用をうけ、緑泥石や炭酸塩鉱物にかわつている。とくに緑泥石化作用がいちじるしい。

石基は、斜長石の曹長石化や緑泥石化がすすみ、一部では、緑泥石と曹長石のモザイク状の集合体となつている。このほか炭酸塩鉱物が粒間にできて、いちじるしく汚濁している。分解にともなつたジンアイ状の不透明鉱物が、一面に散在している。

III. 4. 3 脈岩類

この地域には、多くの脈岩類がみとめられる。地質的にみると、これらの脈岩は、新第三紀火山岩類の発達している地域や、その周辺部に多く、その種類には、次のようなものがある。

- 1 プロピライト
- 2 角閃石玢岩
- 3 石英粗面岩
- 4 紫蘇輝石普通輝石安山岩

III.4.3.1 プロピライト岩脈 (Pr)

この岩脈は、地域の東部、土居常呂川の支流泊ノ沢と、十勝三股の3ノ沢の上流とに、それぞれ露出している。いずれも日高層群を貫ぬいている。これらの岩脈は、泊ノ沢ではN10°E または N80°W、3ノ沢の上流では、N—Sの走向をしめしている。幅は、前者の沢では2~3m ほど、後者の沢では5m 以上である。

淡灰緑色から暗緑色の緻密な岩石で、プロピライト化作用をいちじるしくうけている。顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

原岩の構造はほとんどのこしてない。

斑晶斜長石は、曹長石化作用、緑泥石化作用、炭酸塩化作用をうけ、曹長石・緑泥石・炭酸塩鉱物の集合体に置き換えられている。とくに炭酸塩化作用がいちじるしい。このほか、絹雲母・緑簾石などが、少量できている。輝石類は、完全に緑泥石や方解石にかわつている。

石基は、斑晶鉱物と同じように変質作用をいちじるしくうけている。とくに緑泥石化作用と曹長石化作用が目立っている。曹長石化作用は、点紋状にすすんでいて、曹長石がモザイク状の集合体を形成している。しかも、その中心部には不規則な形態をとる磁鉄鉱が存在している。点紋状に発達している曹長石の集合体の間を、緑泥石がうめている。この部分には、ジンアイ状の磁鉄鉱が一面に散在している。

III.4.3.2 角閃石玢岩脈(Ph) (第13図)

この岩脈は、三股3ノ沢の上流で、その支流の右股川に露出している。日高層群を貫ぬいているほか、ほかの地層との関係は、観察できるところがないので、不明である。ここではN70°Wの走向をしめしている。

暗灰色を呈する緻密な岩石で、角閃石の斑晶が、肉眼でみとめられる。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

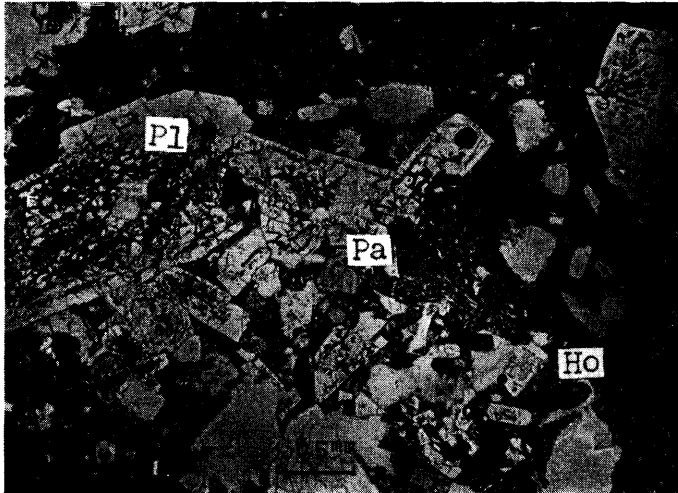
斑晶： 斜長石 ≧ 角閃石 ≧ 普通輝石

斜長石は、半自形または他形を呈するものがほとんどで、自形のものはごく少量である。双晶や累帯構造が発達している。

角閃石は、半自形または他形を呈し、多色性がつよい。普通輝石は、他形を呈し、少量である。

石基は、細い長柱状の斜長石と、ガラスからできている。ガラスの部分は、緑泥石

化作用をうけて、細かい緑泥石で交代されている。



第13図 角閃石珩岩

Pl: 斜長石 Pa: 普通輝石 Ho: 角閃石

III. 4. 3. 3 石英粗面岩岩脈 (Li)

この岩脈は、地域の東部で、音更川の支流中ノ川の上流と、土居常呂川の支流滝ノ沢とに露出している。そのほか、三国山の西方に当る三国沢（石狩川の支流）上流にもみられる。いずれも、日高層群を貫ぬいているほかは、他の地層との関係が不明である。

灰白色の緻密な岩石で、石英の斑晶が肉眼でみとめられる。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

原岩の組織は、ほとんど残っていない。石英は、融蝕形を呈し、2 次的に緑泥石や絹雲母などにかわつている。斜長石は、曹長石化のほか、2 次的石英のモザイク状集合体で置換されている。有色鉱物は、まったく変質して、緑泥石で置換されているほか、炭酸塩鉱物にもかわつている。

石基は、微細な曹長石・石英・緑泥石・方解石および粘土鉱物の集合体から構成され、鉄鉱の微粒が一面に散在している。

III. 4. 3. 4 紫蘇輝石普通輝石安山岩岩脈 (An)

この岩脈は、三国山の北東部で、無加川の上流、土居常呂川の支流泊ノ沢および十股三股 14 ノ沢の上流に露出している。無加川上流では $N5^{\circ}E$ および $N45^{\circ}E$ 、泊ノ沢では $N30^{\circ}W$ 、14 ノ沢では $N60^{\circ}W$ の走向をそれぞれとつている。

前 2 者は、暗灰色を呈する粗しような岩石で、斜長石の斑晶が、明瞭にみとめられる。

また、後者は、灰色を呈し多孔質で、玄武岩のような外観をしめしている。

無加川上流および泊ノ沢の岩石を、顕微鏡で観察すれば、次のようである。

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し、輝石や磁鉄鉱粒をふくんでいる。普通輝石および紫蘇輝石とも、柱状または他形を呈するものが多い。紫蘇輝石は、ほとんど多色性をしめさない。

石基は、淡褐色のジンアイ状のガラスを主とし、スフェルテック構造をとっている。この中に、微晶が散在している。

また、14ノ沢の岩石を、顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

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し、包か物が多い。包か物は、ほとんど、炭酸塩鉱物や緑泥石にかわつている。普通輝石は、淡緑色または淡黄緑色の大きな自形結晶である。紫蘇輝石は自形または半自形を呈し、多色性をほとんどしめさない。

石基は、細かい柱状の斜長石と、ガラスからできており、インターサータル組織をしめしている。ガラスの部分は炭酸塩鉱物や緑泥石で置換されている。わずかに流理構造をしめしている。

III.4.4 中ノ川層 (Ne)

この地層は、図幅地域の東部に、音更川の支流の中ノ川上流と、土居常呂川の支流ハイマツ沢にはさまれた山地に発達している。ハイマツ沢よりでは $N50^{\circ}E \cdot 10^{\circ}SE$ 、尾根附近では $N5^{\circ}E \cdot 20^{\circ}W$ の走向・傾斜をそれぞれしめしており、ほぼ $N40^{\circ}E$ 前後の走向の向斜軸をもつ、半舟底型構造をとっている。

この地層は、日高層群はいうまでもなく、奥三股緑色凝灰岩層、三国山プロピライト熔岩を不整合関係でおおい、あとからのべる三国層で不整合におおわれている。

地層の構成員は、礫岩が主体で、上部になると、角礫凝灰岩・砂岩・泥岩などの薄層をはさんでくる。

暗灰緑色を呈し、軟質である。礫は 5 cm 以下のもので、その種類は、黒色粘板岩・硬砂岩・石英粗面岩・緑色凝灰岩およびプロピライトなどである。

III.4.5 石北峠結凝灰岩 (Skw) (石英粗面岩質熔結凝灰岩)

石狩国と北見国とを境する稜線上に、幅せまく分布している。

この熔結凝灰岩とほかの地層との関係は、まったく不明であるが、地形の上から、新第三紀鮮新世のものと推定する。その噴出源は、まったく不明である。

石英の斑晶が特徴的で、緻密なネバク岩状の岩質をしめしている。

顕微鏡下で観察すると、次のようである。

石英・斜長石・輝石を斑晶としている。これらの結晶は他形をしめすが、部分的に石基のガラスに置き換えられている。輝石の大部分は紫蘇輝石である。

石基には、球顆構造や流状構造が発達している。また、多量の緑泥石が形成されている。

III.4.6 ユニ石狩熔岩 (Ulg) (紫蘇輝石普通輝石安山岩) および集塊岩 (Ulg)

この熔岩は、ユニ石狩川から三角点沢にかけて広く分布するほか、稜線を越えて、ユニ石狩岳の南東麓にもみられる。淡灰桃色ないし桃青色を呈する紫蘇輝石・普通輝石安山岩で、板状節理が発達する。その下部は集塊岩にかわる。集塊岩は、熔岩と同質の紫蘇輝石・普通輝石安山岩の角礫を、同源の凝灰質物で膠結したものである。三角点沢の中流部に、その露出がみられる。

ユニ石狩熔岩を顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

斑晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は、一般に0.3~1mmの短柱状自形結晶であるが、その中に1~3mmにおよぶ大型の結晶がふくまれている。この大型結晶には、割目が発達し、それにそって緑泥石化したり、周辺が、石基に置き換えられていることが多い。斜長石と輝石とが、聚斑状 (Glomeroporphyritic) になっていることが多い。

石基： ハイアロピリティック組織をとり、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・クリストバル石・磁鉄鉱などから構成されている。

III.4.7 ピリベツ岳熔岩 (Pla) (普通輝石紫蘇輝石安山岩) (第14~15図)

この熔岩は、函館地域の東南隅にあるピリベツ岳 (標高1,602m) と西クマネシリ岳 (標高1,638m) の山地を構成している。中新世に属する上幌加熔結凝灰岩を不整合におおっているほかは、他の地層との関係は不明である。

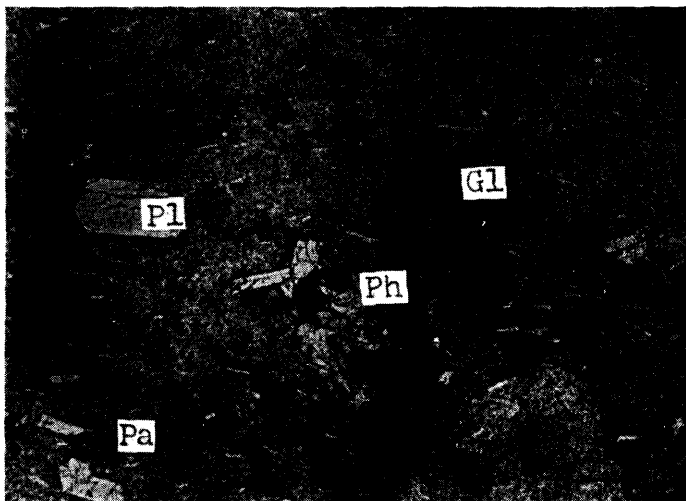
この熔岩の下部 (第14図) は、暗灰色を呈し、斜長石斑晶の少ない均質緻密な、玄武岩のような外観をもっている。しかし上部 (第15図) は、暗灰青色を呈する粗鬆な岩石で、斜長石の斑晶が多く、流理構造が発達している。

熔岩の下部を顕微鏡で観察すれば、次のようである。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石=普通輝石

斑晶は、全体にひじょうに少ない。斜長石は、自形または半自形を呈し、双晶や果帯構造が発達している。普通輝石は粒状のものである。紫蘇輝石は半自形の小さな結晶で、ほとんど多色性をしめさない。

石基は、短柱状の斜長石とガラスからなり、インターサータル組織を呈している。一部変質して、ガラスは緑泥石よりの鉱物に置き換えられている。そのほか、小さな自形を呈する磁鉄鉱が、わずかに散在している。



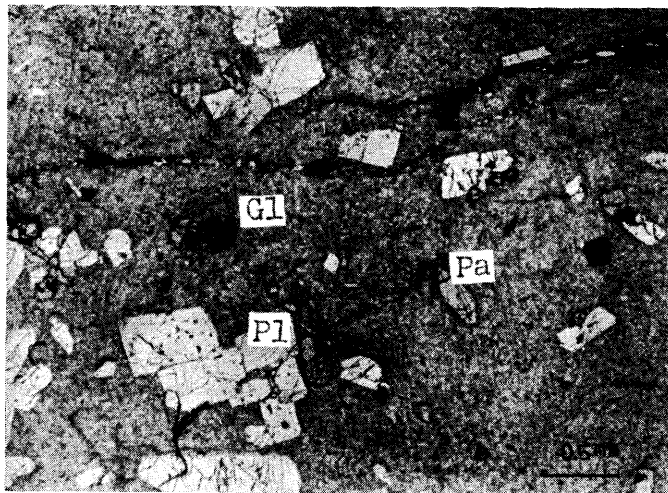
第14図 ビリベツ岳熔岩下部（紫蘇輝石普通輝石安山岩）

Pl: 斜長石 Pa: 普通輝石 Ph: 紫蘇輝石 Gl: ガラス

また、熔岩の上部を顕微鏡で観察すれば、次のようである。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

斜長石は、柱状の自形を呈し、割目が発達している。紫蘇輝石は、柱状の自形結晶のものが多く、わずかに多色性をしめしている。普通輝石は、粒状で、淡黄色を呈し



第15図 ビリベツ岳熔岩上部（紫蘇輝石普通輝石安山岩）

Pl: 斜長石 Pa: 普通輝石 Gl: ガラス

ている。紫蘇輝石にくらべてひじょうに少量である。

石基は、長柱状の斜長石と、ガラスからできており、普通輝石の細粒を少量ふくんでいる。インターサタル組織を呈し、流理構造が発達している。

III.4.8 土居常呂熔岩 (Sla) (紫蘇輝石安山岩) (第16図)

この熔岩は、図幅の北東部地域にあたる無加川上流から土居常呂川上流にかけて分布している。緑色凝灰岩を直接おおい、無加熔結凝灰岩におおわれている。

黒色の緻密・堅硬なガラス質の安山岩で、岩相の変化に乏しい。斑晶はひじょうに少なく、斜長石がわずかにあるていどである。

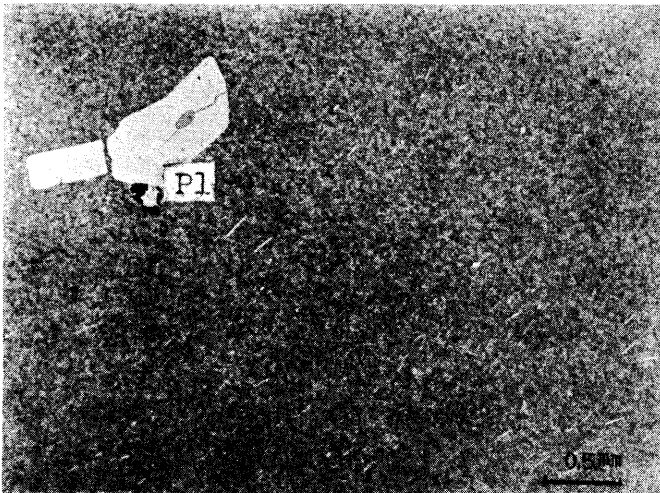
一般に、この安山岩には規則正しい板状節理や柱状節理が発達している。部分的には、柱状節理の一部に、扇状に開いた節理がみられる。また、この扇状に拡がった柱状節理とともに、枕状熔岩によく似た節理をしめす部分がみられることがある。この熔岩の出所は不明であるが、産状からみて、分布地域内に脈岩として進入し、その上部で地表に流出したもののよう推定される。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

斑晶が少なく、石基には、いちじるしい流理構造が発達している。

斑晶は、0.3~0.5 mm 大ていどの紫蘇輝石と斜長石とからなる。

石基は、ガラスと針状の斜長石が流理構造をしめし、それに粒状の斜方輝石がふくまれる。そのほか緑泥石・磁鉄鉱などがみられる。



第16図 土居常呂熔岩

Pl: 斜長石

III.5 第四系

図幅の北西隅をしめる石狩川水系の地域にみられる平坦な台地と、図幅の南東隅をしめる音更川水系の地域にみられる緩傾斜の平坦地を構成する。地質系統は、第四紀の洪積層および沖積層である。

これらは、基盤地質である日高層群のほか、新第三紀あるいは第四紀初期の岩層をおおって発達するもので、前者は、段丘面との関係から第1・第2・第3の3つの堆積層にわけられる。西南北海道の登別、あるいは留寿都附近に発達する段丘堆積物に対比すれば、それぞれ、高位・中位・低位の段丘堆積物となる。その地質時代は、洪積世の初期から末期にわたるものとみられる。また崖錐堆積物は、音更川と中ノ川との合流点をかなめとする扇状を呈して広い分布をしめし、旧湖盆の内に発達した扇状地堆積物である。洪積世末期の河岸段丘堆積物をおおい、その地質時代は、沖積世初期とみられる。

これらの段丘堆積物をのせた台地を解析して流れる、石狩川とその支流ユニ石狩川、あるいは、扇状地堆積物の発達する旧湖盆を深く刻んで流れる音更川とその支流中ノ川、それらの河岸には、浮石層を主体とし、礫層・砂層あるいは粘土層をともなう三国層が、連続して露出している。この地層は、第2段丘堆積物の堆積から第3段丘堆積物の堆積に引続くものであり、その堆積上限は、標高960 m内外の位置で、ほぼ、低位段丘堆積物の下限に連なる。

洪積世にふくめられる火山岩は、段丘堆積物群との関係から、新旧の2つにわけられる。旧期と呼ばれるものは、シビナイ熔結凝灰岩であり、新时期と呼ばれるものは、無加熔結凝灰岩である。

沖積世にはいつては、まえにのべた扇状堆積物が、きわめて特徴のある発達をみせるほか、ニベツツ火山の噴出物が、この地域にも分布が延びている。各河川の現河床堆積物は貧弱である。

III.5.1 第1位段丘堆積物 (T_1)

高度1,200~1,300 m での平坦面にのるもので、ユニ石狩川の上流地域が模式地である。そのほか、音更川本流の源流地域や石北峠附近にも、ごくわずかに分布している。日高層群・三国山プロピライト熔岩・ユニ石狩熔岩などを不整合におおう。

風化がひじょうに進み、完全に赤土となつた細砂中に、拳大以下豆大の礫をふくむものである。礫はきわめて少なくなつているが、粘板岩・ホルンフェルス・輝緑岩など、基盤岩類から由来するものが主体になつている。

III.5.2 シビナイ熔結凝灰岩 (Sw) (含角閃石・紫蘇輝石安山岩質熔結凝灰岩)

(第17図)

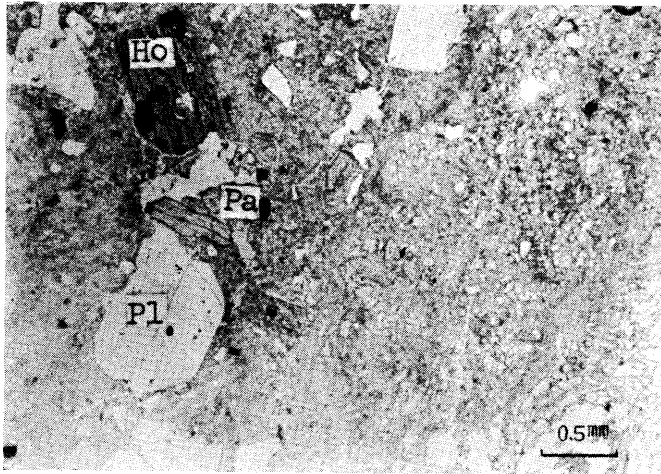
暗灰色を呈する、含角閃石・紫蘇輝石安山岩質熔結凝灰岩であるが、しばしば石英をふくむ。図幅内にみられる分布は、きわめて小範囲である。

三角点沢を分岐する附近から上流の、石狩川本流の河岸に、わずかな露出がみられるていどで、西に接する旭岳図幅内に、広く分布する。模式地は、同図幅内のシビナイ川分岐点附近から上流の、石狩川本流河岸である。この熔結凝灰岩は、南西に接する十勝川上流図幅内の下富良野熔結凝灰岩に相当するものと考えられる。なお、石狩川の、この図幅内北限から約4km下流に位置する大函附近から、層雲峡にかけて発達する熔結凝灰岩は、これとは別の、新しいものである。

この熔結凝灰岩は、模式地附近では、三国層におおわれているが、所によっては、第3段丘堆積物が直接のついている場合がみられる。三国層でおおわれる場合には、しばしばその上部は、厚さ10mでいどの風化部となつて粗鬆となり、さらにその上部5mでいどは水の影響を受けた後、浮石層と砂層が互層する三国層に移つているのがみられる。あるいは三国層の基底礫がみられる場合がある。

顕微鏡下で観察すれば次のようである。

斜長石、角閃石および輝石を斑晶とし、花崗斑岩・粘板岩・砂岩・安山岩などの岩石片を捕獲している。斑晶の輝石には、紫蘇輝石が多く、一部には、角閃石化してい



第17図 シビナイ熔結凝灰岩

Ho: 角閃石 Pa: 普通輝石 Pl: 斜長石

るものがみられる。角閃石は、X=帯緑褐色、Z=褐緑色の、弱い多色性をしめす。

石基には、微細な鉱物の破砕片を多量にふくんでいる。ガラス中には、一部、柵石状の構造が発達している。

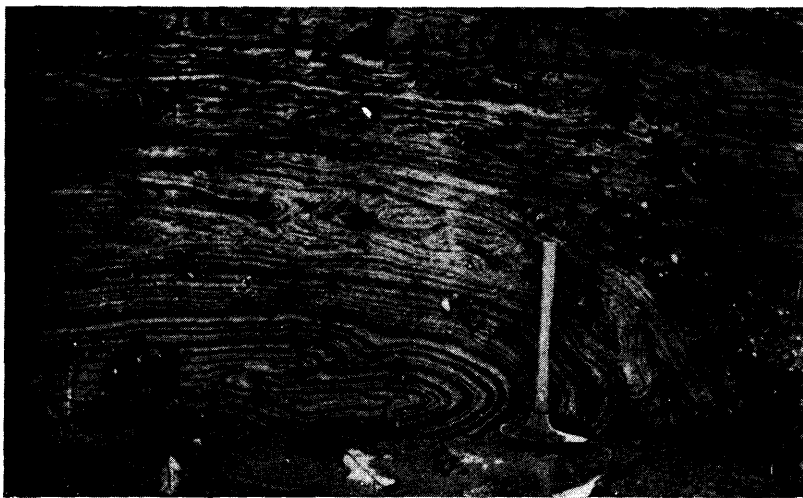
III.5.3 三 国 層 (Sn) (第18~20図)

この地層は、図幅中央の稜線を取巻く形で、図幅の北西隅、北東隅および南東隅の3地域に発達し、その分布は、石狩・十勝・北見の3国にまたがっている。模式地は、北西隅地域では、石狩川本流右岸とユニ石狩川左岸であり、南東隅の地域では、三股附近の音更川河岸である。

石狩川水系では、ほぼ標高800~960 mまで、音更川水系では、ほぼ標高600~960 mでいどの間に連続して分布し、走向はかなり乱れるか、ゆるく、下流側に傾斜している。その組成と堆積状態とからみて、明らかに湖沼堆積物であり、洪積世中期の所産とみられる。

模式地の一つ、石狩川本流からユニ石狩川にかけての地域では、次のような堆積状態をしめす。日高層群のほか、上支湧別層、ユニ石狩熔岩および集塊岩などをおおい、基底礫層から砂層、さらに粘土層へと移りかわっている。

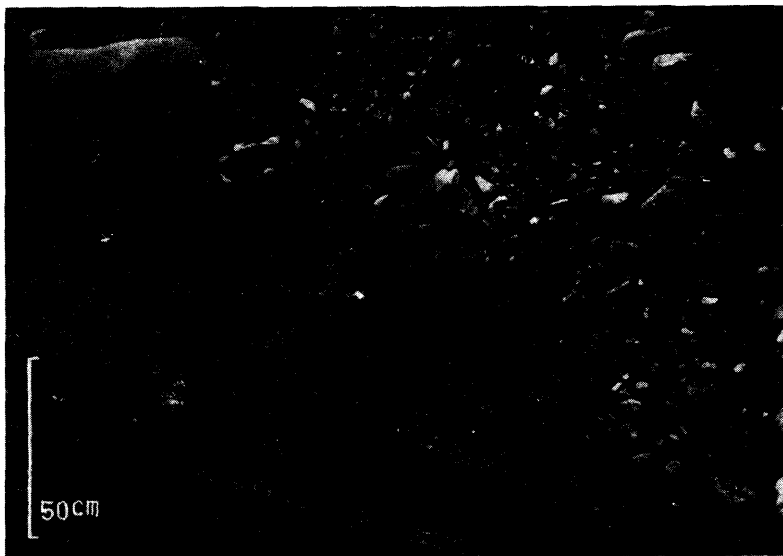
基底礫層は、場所によつて若干相違するが、大体において、2~3 cm 大以下の礫を主体とし、人頭大~拳大の礫のほか、ときには、50 cm 大でいどの亜角礫を混ざることがある。礫は、粘板岩・輝緑岩・安山岩などが主であり、その間を埋めるものは、熔結凝灰岩の風



第18図 三角点沢口地点にみられる、三国層の層間褶曲



第19図 18図と同じ。三国層を不整合におおう礫層は第3段丘堆積物



第20図 ユニ石狩川中流左岸にみられる三国層。三国層を不整合におおう礫層は、第3段丘堆積物

化したと思われるもの、粘土質物、砂などであるが、一般に淘汰が不充分である。砂層は、浮石を主体とするもので、所によつてやや組成を異にするが、一般に分級作用が進み、浮石・浮石質砂・砂・砂質粘土などが交互している。ときには、偽層の発達がいちじるしい。

20度以下の緩傾斜をしめすものが多く、ほとんど水平に近い場合もある。浮石や礫は、親指～豆大以下のものであり、礫の多くは、粘板岩の破砕片である。粘土は、黄色ないし暗青色を呈する微砂質粘土で、分級作用をうけることがいちじるしい。木片などを、はさむことがある。

音更川および中ノ川流域に発達するものは、下部は黄灰色の浮石層からなり、上部は細粒の火山灰層に移る。浮石層は、大体において 3 cm 大以下の浮石からなり、層理はほとんどみられないが、1 m 程度の厚さで、いろいろな粒度を揃えた浮石層が互層するものである。また、間に薄い砂層をはさむことがあるが、砂を構成するものは、ほとんど、日高層群の粘板岩と砂岩である。浮石層の上にくる火山灰層は、堆積が乱れ、中に浮石をとり込み、浅い湖底のようなところの堆積物という外観をしめしている。

III.5.4 第2段丘堆積物 (T₂)

高度 1,100～1,200 m 程度の平坦面にのるものである。高位段丘堆積物に比較すれば、やや広い分布をみせるが、第3段丘堆積物に比べれば、問題にならぬほどせまく、散在している。ユニ石狩川の中流から上流にかけて比較的良好的な発達をみせ、秋日沢上流が模範地である。そのほか、音更川本流の源流附近や石北峠附近にも、わずかに分布する。日高層群・閃緑岩類・ユニ石狩熔岩・土居常呂熔岩などを不整合におおっている。

この段丘堆積物は、赤土化した砂質土壤中に、拳大以下の亜円礫をまじえるもので、礫は、ほとんど基盤の粘板岩であるが、閃緑岩や安山岩の礫も若干みとめられる。

III.5.5 無加熔結凝灰岩 (Mw) (石英安山岩質熔結凝灰岩) (第21図)

図幅北東部の無加川から、上ホロカトコロ川の流域にかけて分布している。この熔結凝灰岩は、標高 1,100 m の平坦な地形を形成している。

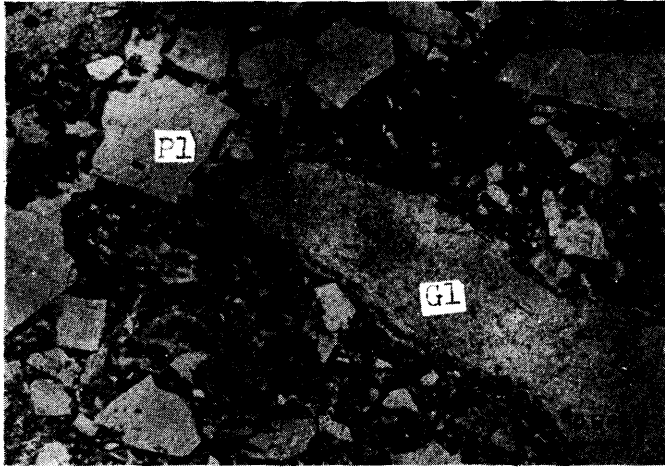
湖底堆積物とみられる三国層との直接の関係は不明であるが、周囲の状況により、三国層を不整合におおうものとみられる。また、図幅よりも東部では、第3段丘堆積物(標高、ほぼ 1,000 m の段丘にのる)におおわれているものようである。

石英と黒雲母をふくむ、灰白色、緻密な岩石で、その一部には 0.5 mm 程度の浮石が、少量ふくまれていることがある。

顕微鏡下で観察すると、次のようである。

破砕、または融蝕された石英・斜長石・黒雲母を斑晶としている。また、粘板岩や輝緑岩などの岩石片をとり込んでいる。黒雲母は X=淡緑色、Z=緑色の多色性をもつものである。

石基は、ガラスと緑泥石とからなり、球顆構造をしめすことがある。また、ジンアイ状物質を多量にふくんでいる。そのほか 0.05～0.1 mm の小さなボール状をして、



第21図 無加熔結凝灰岩

Pl: 斜長石

Gl: ベリテック・クラックの発達したガラス

オパールがふくまれる。ときに、斑晶をとりまいて、ベリテック・クラックの発達したガラスが形成されていることがある。

III.5.6 第3段丘堆積物 (T₃)

高度 960~1,060 m ていどの平坦面につて分布するもので、石狩川流域に良好な発達をせしめ、石狩川本流からユニ石狩川の中流部にかけて、広くみとめられる。しかし、石狩川水系をのぞいては発達がわるく、音更川本流の源流附近と中ノ川の左岸地域に、貧弱な分布がみられるていどである。日高層群・ユニ石狩熔岩および集塊岩・三国層・シビナイ熔結凝灰岩などを不整合におおっている。

この段丘堆積物は、中位段丘堆積物に比較して、円礫であり、外来礫もかなりまじえる。通常、基底礫層をともなつて下位の地層をおおう。礫には、50 cm 大のものもみられるが、人頭大~拳大のものが多い。この礫層は上部へ次第に細粒化し、3 cm ていど以下の礫を主体とする淘汰の進んだ礫層にかわり、さらに上部になると、拳大以下の礫をわずかにまじえる赤土化した細砂にかわる。礫の大半は、日高層群の粘板岩であるが、閃緑岩や安山岩の礫もみとめられる。

III.5.7 河岸段丘堆積物 (T₄)

現河川にそつて幅せまく発達した、3~10 m の高さの平坦面に堆積するもので、とくに、石狩川本流と音更川本流、およびその支流中ノ川の河岸に、いちじるしく発達している。

砂・礫・粘土などからなっているが、河川によつて、構成物に、やや相違がみられる。

III.5.8 ニベソツ火山噴出物 (Nv) (下部：紫蘇輝石普通輝石安山岩，上部：石英安山岩)

ニベソツ山は、この図幅の南に隣接する糠平図幅の北西部に位置し、標高 2,012.7 m の沖積世の火山である。ニベソツ山から尾根伝いに、2 km ほど南にある丸山 (1,691.9 m) では、現在なお、噴煙をあげている。

このニベソツ火山の噴出物は熔岩と集塊岩からなり、その一部が、図幅南西部にまで拡がってきている。このニベソツ火山噴出物は、さらに、上下の 2 つにわけられる。その下位の噴出物は、ニベソツ火山の基底を構成するものであつて、図幅内にも広く分布している。上位の噴出物は、ニベソツ火山体の主要部を形成するものであるが、この図幅中では、標高 1,200 m 以上の高所をおおつて、ごくわずかししか分布していない。地質図では、とくに図示せず、下位のものと一括して塗色しておいた。

下位の噴出物は、黝黒色で緻密な、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

上位の噴出物は、灰色の石英安山岩である。この安山岩は有色鉱物として、紫蘇輝石と角閃石を含んでいる。角閃石は酸化角閃石 (oxyhornblende) ($\hat{C}Z^5$, X = 淡褐緑色, Z = 暗褐緑色) である。

III.5.9 扇状地堆積物および崖錐堆積物 (Ft)

音更川と中ノ川が合流する三股を要として、広大な扇状地が発達する。そこにのるのは、砂礫層を主とする堆積物であるが、粘土層もみられる。礫の種類は、扇状地背後山地の構成岩類で、所によりやや相違するが、日高層群の粘板岩やプロピライトなどが主体である。そのほか、音更川の源流、ユニ石狩川の源流および中流などにも、小規模に、扇状地堆積物、あるいは崖錐堆積物と思われるものがみられる。いずれも、背後山地から供給された岩石の垂円礫を主とする砂礫からなる。

IV 地質構造

この地域の地質構造は、基盤の構造を中心に発達してきており、新第三紀さらに、それ以降も、基盤の影響を強くうけてきている。したがつてここでは、基盤の地質構造を中心にのべる。

北海道の中央部を、南から北に走つて、北海道を東と西にわける脊梁山脈がのびている。この脊梁山脈地帯は日高帯と呼ばれ、変成岩類や深成岩類がてんと表われている。こ

の日高帯は、中生代の初めから、第三紀にわたるアルプス造山期に、汎世界的な造山運動の一環として形成されたものである。

この日高帯は、その変成作用や火成活動の中心部が南と北にわかれている。南は、140 km にわたって続く日高山脈であり、日高弧と呼ばれている。北は、奥土別を中心とする地域であつて、奥土別弧と呼ばれている。

この図幅地域は、南の日高弧と北の奥土別弧との境目に当り、地質構造上、日高帯の他の地域にはみられない特徴をもっている。

日高層群の走向は、南北をしめしている。しかし、これを切つて $N60^{\circ}E$ の走向をもつ粘板岩劈開 (S_2) が、規則正しく発達している。まえにのべたように、 S_2 の形成と頁岩の粘板岩化は、結びついて行われたものとみられる。 S_2 の発達状態を、この地域の南西に連なる、十勝川上流の地域や、⁽⁵⁾ 然別の地域と比較すると、次のように考えられる。十勝川上流地域は、日高変成帯の北限に当り、そこにみられる S_2 は、 $N30^{\circ}E$ をしめしているが、図幅地域では、 $N60^{\circ} \sim 70^{\circ}E$ にかわつている。劈開の発達も明瞭である。また、この地域の北に連なる上支湧別や白滝地域では、 S_2 の発達は貧弱である。しかし、 S_1 は北からこの地域に近づくほど、南北から NW に走向を変えている。そのうえ、 S_2 の発達帯とは、断層で境されている。

この $N60^{\circ}E$ 方向の構造は、かなり古い地質時代に形成されたとみられるもので、この地域の地質構造を、決定的に支配している。

白堊紀か古第三紀と推定される頃にふたたび構造運動が起り、 $N60^{\circ}E$ の走向をしめす剪断帯が形成された。この時の剪断帯の代表的なものは、音更川支流 21 ノ沢の中流を通るものである。この剪断帯は、ユニ石狩岳の東方で、 $N20^{\circ} \sim 40^{\circ}E$ の走向をとるいくつかの小剪断帯にわかれ、全体としては、のびた S 字状の弧を形作り、この弧の中心部に、弧と対応するように閃緑岩類がみられる。また、日高層群の分布の状態をみると、新期の岩石におおわれていて確認はできないが、土居常呂川上流に分布する日高層群の南限には、ユニ石狩岳のものと同様な性質をもつ剪断帯があると推定される。

この剪断帯の配列状態や、一つの剪断帯にみられる弧の画き方から推定すると、この剪断帯の形成時期には、図幅の南側では、南西から北東に向う大きな力が加つていたものと思われる。

新第三紀中新世の上支湧別層が、日高層群を、直接おおつて分布しているが、この上支湧別層内では、断層附近を除くと、地層の傾斜はひじょうにゆるい。多くても、せいぜい 20° である。しかし断層は、各地に発達し、その落差も大きいとみられる。この断層の走

向は、大部分が $N60^{\circ}E$ である。このことから、上支湧別層の堆積後の構造運動は断層運動であつて、褶曲運動は行われなかつたといえよう。

また、緑色凝灰岩の分布内にも、この傾向の断層が発達し、その一部には鉍化作用がみとめられる。

以上のべてきたように、この地域の地質構造は、まず $N60^{\circ}\sim 70^{\circ}E$ の構造が形成され、それが各時代毎に質をかえながら発展してきたということを物語っている。

V 応用地質

V.1 概 説

この地域は、北海道の尾根に当り、いわゆる中軸本体に属するが、それに重複して、新第三紀中新世のグリーン・タフ活動が行われた地帯に相当している。したがつて、その地質構造は複雑であり、かなり有望な金属鉍床の賦存地域とみられた。事実この地域に隣接して、北東方向にはイトムカ鉍山で代表される、雄大な規模の水銀鉍床があり、南西方向には、トムラウシ鉍山や新得鉍山などで知られる、いわゆる十勝川上流の含銅硫化鉄鉍床の地帯がみられる。しかし今回の調査では、期待される地質構成と地質構造の地帯が、中央稜線を中心として存在することが明らかにされたにとどまり、有望な鉍微地を確認することはできなかつた。現在、この地域で明らかにされている地下資源としては、岩間温泉があげられるにすぎない。

V.2 鉍 徴

鉍化作用の徴候とされるものは、ユニ石狩川の源流附近・三国沢の源流附近・中ノ川の支流4ノ沢の源流附近である。ユニ石狩川の源流附近と三国沢の源流附近のものは、基盤である日高層群中にみとめられる。音更山の北東傾面の沢では、粘板岩が部分的にはげしく片状化し、いわゆる結晶片岩状をとるところに、1~5 cm 幅の石英脈が多数存在する。ユニ石狩岳の北西斜面の根むくれには、白鉄鉍の微鉍脈をとまなう輝緑岩の転石（山からの崩れとみられる）があり、附近の粘板岩は珪化している。それからやや下流の、ポンユニ石狩川の分枝点附近では、粘板岩中に幅数 cm の石英脈が存在する。また、磁硫鉄鉍が鉍染し、母岩が炭酸塩化作用を受けている部分がある。また、三国沢の源流では、粘板岩中に微細な方解石脈がみとめられる。

ユニ石狩岳北西斜面の根むくれからえられた輝緑岩を顕微鏡で観察すれば、次のようで

ある。

斑晶と石基の区別が明瞭な、非顕晶質の輝緑岩で、枕状熔岩の輝緑岩にみられるオフィテック構造をとらない。

斑晶は斜長石からなり、ほとんど緑泥石化している。石基は An 成分の低い、針状の斜長石からなり、その間を、多量の緑泥石と緑簾石が埋めている。圧砕構造が発達し、圧砕にもなつて、少量の石英とソーダ石が加えられている。

これを切つて、白鉄鉱+青緑色角閃石+石英の脈がみられ、さらに、炭酸塩鉱物が加わっている。青緑色角閃石は、Z=青緑色である。

ポンユニ石狩川の分岐点附近の粘板岩を顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

粘板岩の割目にそつて、石英+曹長石+方解石細脈が発達し、それが、網状に粘板岩中にはいり込み、珪化を行つている。

また、中ノ川の支流 4ノ沢源流のものは、粘土化したプロピライト中に、黄鉄鉱の鉱染がみられるものである。

以上のほか、足寄郡と河東郡の郡界となる、ピリベツ岳——西クマネシリ岳の稜線の西山麓部にも、珪化した粘板岩中、あるいは石英粗面岩中に黄鉄鉱の鉱染した部分が諸所にみとめられるが、顕著なものではない。

このように、有望な鉱徴とはいえないが、いくつかの鉱化作用の影響はみとめられる。図幅調査であるから露頭を追跡する余裕がなく、鉱化度の変化は、まったく確認しておらない。したがつて、今後の詳細な調査と、それからえられた試料に対する徹底した研究が望まれる。

V.3 温 泉

三股から、音更川を約 10 km さかのぼると岩間温泉があるが、その間には、営林署の森林軌道が通じているだけで、交通は不便である。現在、そこには上士幌営林署の事業所があるだけで、広く一般に利用されるまでになつていない。

温泉は、河岸段丘堆積物の礫層と粘土層との間から湧出している。湧出点近くの基盤には、N40°E の走向をもつ断層がみられることから、この断層を通つてきた湯が、段丘堆積物の間から湧出しているものと思われる。

温度は 80°C くらいで、次のような化学成分をしめす弱塩類泉である。

pH 6.4 固形物全量 2,456 mg/l Cl⁻ 1,238 mg/l HCO₃⁻ 320 mg/l
Ca⁺⁺ 64 mg/l Mg⁺⁺ 26 mg/l SO₄⁼ 30 mg/l

V.4 石 材

図幅内に分布する岩石のうち、石材として使用できるとみられるものは、土居常呂熔岩と黒雲母角閃石石英閃緑岩の2種である。

V.4.1 土居常呂熔岩

この熔岩の分布は地質図にしめしたとおりであるが、うち、柱状節理の発達する部分は石材として使用できるとみられる。

柱状節理の発達する部分は、一般に、堅硬、緻密な岩質で、圧縮強さは、1,300以上をしめすとみられる。また、節理と節理に囲まれたブロックは、ほぼ30 cm³の大きさである。

V.4.2 黒雲母角閃石石英閃緑岩

音更山と1,882 m 峰に分布している閃緑岩である。これは、まえにのべたように、節理にそつて割れ、ブロックになる。このブロックの大きさが、ほぼ1 m³の大きさである。

しかしいずれも、きり立つた山の頂上に分布するので、搬出の点が隘路となり、今すぐ、開発するというわけにはいかない。

V.4.3 段丘堆積物

段丘堆積物のうち、石狩川本流からユニ石狩川にかけて広く発達する低位段丘堆積物、あるいは、音更川から中ノ川の河岸に良好な分布をみせる河岸段丘堆積物は、山バラスとして優れており、道路用敷石として利用できる。

文 献

- (1) 斎藤昌之・小山内照・酒匂純俊： 5万分の1地質図幅「登別温泉」(1953)
- (2) 斎藤昌之・藤原哲夫・石山昭三・松井公平： 5万分の1地質図幅「留寿都」(1958)
- (3) 斎藤昌之・太田昌秀： 5万分の1地質図幅「音標」(1959)
- (4) 長谷川潔・酒匂純俊： 5万分の1地質図幅「神威岳」(1958)
- (5) 酒匂純俊・長谷川潔： 5万分の1地質図幅「十勝川上流」(1957)
- (6) 長谷川潔・松井公平： 然別磁鉄鉱磁硫鉄鉱床 (1960)

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

ISHIKARIDAKE
(Abashiri-55)

By
Masayuki Saitō, Shigeo Doi
and Kiyoshi Hasegawa
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

GEOLOGY

The mapped area is located in the Central part of Hokkaido, extending between 43°30' to 43°40' N. lat., and 143°0' to 143°15' E. long.. The detailed geological survey of this district has not been operated until recent.

This area is composed of Pre-Cretaceous sediments, Pre-Neogene Tertiary intrusive rocks, Neogene Tertiary and Quarternary sediments and volcanics. The geologic succession is summarized in Table 1.

1. Basement rocks

The basement complex is the Hidaka group, which is Pre-Cretaceous in age. The Hidaka group which occupies a greater part of this area is divided into 2 formations, the lower and the upper. The former consists of sandstone and slate, the latter consists of sandstone and shaly slate.

2. Intrusive rocks

Intrusive rocks in this area are diabase, hornblende quartz diorite and granite-porphry. The writers consider that these rocks are intruded

Table. 1

Pre- Cretaceous	Hidaka group	Upper Hidaka formation	H ₂	Sandstone and shaly slate	granite-porphry, biotite hornblende quartz diorite, hornblende quartz diorite, diabase		
		Lower Hidaka formation	H ₁	Sandstone and slate			
	Neogene Tertiary	Miocene	Higashikochi formation	Mikuniyama propylite lava	Hg ₃	propylite	liparite, hornblende porphyrite, propylite
				Okumitsumata green tuff member	Hg ₂	brecciated tuff, sandy tuff and tuffaceous shale	
				Kamihoroka welded tuff	Hg ₁	dacitic welded tuff (with dacite lava)	
			Kamishiyūbetsu formation	Kc	conglomerate		
		Pliocene	Shiitokoro lava		Sla	hypersthene andesite	
			Piribetsu dake lava	Yuniishikari lava and agglomerate	Pla Ula Ulg	augite hypersthene andesite	hypersthene augite andesite
							hypersthene augite andesitic agglomerate
	Sekihoku-toge welded tuff		Skw	liparitic welded tuff			
	Nakanokawa formation		Nc	conglomerate and sandstone			
	Quaternary	Pleistocene	River terrace deposits		T ₄	sand, gravel and clay	
			Third terrace deposits		T ₃	sand and gravel	
Muka welded tuff			Mw	dacitic welded tuff			
Sangoku formation			Second terrace deposits	T ₂	sand and gravel	pumice, pumiceous sand, sand, clay and gravel	
				Sn			
Shibinai welded tuff			Sw	hornblende bearing hypersthene andesitic welded tuff			
First terrace deposits			T ₁	sand and gravel			
Recent	River deposits		Al	sand, gravel and clay			
	Fan deposits and talus deposits		Ft	sand, gravel and clay			
	Nipesotsn-volcano volcanics		Nv	hypersthene augite andesite			

between Post-Cretaceous and Pre-Neogene Tertiary. Diabase is aphanitic diabase, and sulphide mineralization is supposed to be ensued by its intrusion.

3. Metamorphic rocks

Narrow development of the metamorphic rocks are observed along the Ishikaridake-Yuniishikaridake ridge. They are composed of hornfels and phyllite. The absolute majority of the metamorphic rock is hornfels, which is produced by the acidic rocks (biotite hornblende quartz diorite) intrusion.

4. Neogene Tertiary

Neogene Tertiary system is divided into 2, one is Miocene and other is Pliocene.

Miocene system consist of the Kamishiyūbetu formation, the Higashikōchi formation and dyke rocks. The Kamishiyūbetu formation is basal part of this system, which consists of conglomerate intercalated with mudstone, and it contains such plant fossils as *Myrica Naumannii* (NATHORST), *Salix sp.*. The Higashikōchi formation is a volcanic complex of decitic welded tuff, propylite, liparitic tuffbreccia and tuff. This formation, without exception, has been altered to so-called "green tuff" by propylitization; according to the rock feature the writers correlated it to the Kunnui Series in the southwestern part of Hokkaidō. Dyke rocks are propylite, hornblende porphyllite, liparite and hypersthene andesite.

Pliocene system consists of volcanics and pyroclastic rocks, excepting the Nakanokawa formation. The Nakanokawa formation covers the Hidaka group unconformably, and consists of conglomerate intercalating brecciated tuff, sandstone and mudstone. Volcanics and pyroclastics are liparitic welded tuff (the Sekihokutoge welded tuff), hypersthene augite andesite and its agglomerate (the Yuniishikari lava and agglomerate), augite hypersthene andesite (the Piribetsudake lava) and hypersthene andesite (the Shiitokoro lava). Those rocks are scarcely altered, so this group may be considered as Pliocene age.

5. Quaternary

Quaternary system in this area comprises terrace deposits, welded

tuff, the Sangoku formation, the Nipesotsu volcano volcanics, fan deposit, talus deposits and river deposits. The terracé deposits are divided into 4 steps, the First, the Second, the Third and recent river terrace deposit. From the First to the Third terrace deposit, they are considered to be the lake terrace deposits. The First terrace deposit is observed on the surface of elevated plateau between about 1,200~1,300 m. high, the Second terrace deposits is between about 1,100~1,200 m. high and the Third is between about 1,000~1,200 m. high. Those will be respectively correlated to the higher, the middle and the lower marine terrace deposits in the southwestern part of Hokkaido (Noboribetsu and Rusutsu district) which are middle to upper Pleistocene. Each of them, consists of sand mainly, has changed to reddish soil. The river terrace deposit exposes along the relatively large rivers, such as Ishikari, Otofuke and Muka, and is Pleistocene to Recent. It consists of sand, gravel and clay.

The welded tuff comprises the Shibinai welded tuff (hornblende bearing hypersthene andesitic welded tuff) and Muka welded tuff (dacitic welded tuff). The former which is observed along the Ishikari river, overlies the Hidaka group and is covered unconformably by the Sangoku formation. The latter is observed along Muka and Kamihoroka river, and covers the Sangoku formation unconformably and is covered by the Third terrace deposit. So the writers consider as follows; the Shibinai welded tuff is early to middle Pleistocene, the Muka welded tuff is late Pleistocene.

The Nipesotsu volcano volcanics is recent, and is divided into 2 groups (hypersthene augite andesite and dacite) from their eruption stage. Hypersthene augite andesite is earlier than dacite.

Fan deposits exporsing by the Otofuke river and the Muka river are quite remarkable. It consists of sand, gravel, clay and other rock blocks.

ECONOMIC GEOLOGY

1. Mineral indication

No noteworthy mineral indication is found in this area, however a little mineralized features, such as carbonitization, silicification, fine

quartz veins and fine marcasite veins are observed at the northwestern slope of the Yuniishikari-Mikuniyama ridge.

These small scale mineralizations are due to the intrusion of aphanitic diabase and its stage is supposed to be in Pre-Neogene Tertiary.

Besides that, the writers found a few pyritization areas, which are at the south slope of Mikuniyama-Yuniishikari ridge and the west slope of Piribetsu-Nishikumaneshiri ridge. These pyritizations will be in Miocene age.

2. Hot spring

A mineral spring calling the Iwama-spa was found at the upper course of the right tributary of the Otofuke river, about 10 km. west of Mitsumata village. The result of the analysis of this spring is as follows;

pH⁻ 6.4 Total solid matter 2.456 mg/l

Cl⁻ 1,238 mg/l HCO₃⁻ 320 mg/l

Mg⁺⁺ 26 mg/l SO₄⁻ 30 mg/l

Ca⁺⁺ 64 mg/l

昭和 35 年 3 月 25 日 印刷

昭和 35 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田 徳太郎

札幌市北三条西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三条西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1:50,000

ISHIKARIDAKE

(ABASHIRI—55)

BY
MASAYUKI SAITÔ, SHIGEO DOI
AND KIYOSHI HASEGAWA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIÐO
JIN SAITÔ, DIRECTOR

HOKKAIÐO DEVELOPMENT AGENCY

1960