

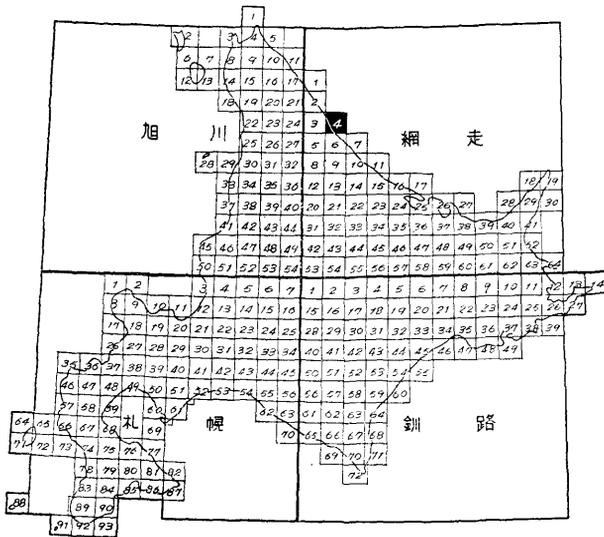
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

音 標

(網走一第 4 号)

北海道開発庁

昭和 34 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

音 標

(網走一第 4 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 齋 藤 昌 之

嘱 託 太 田 昌 秀

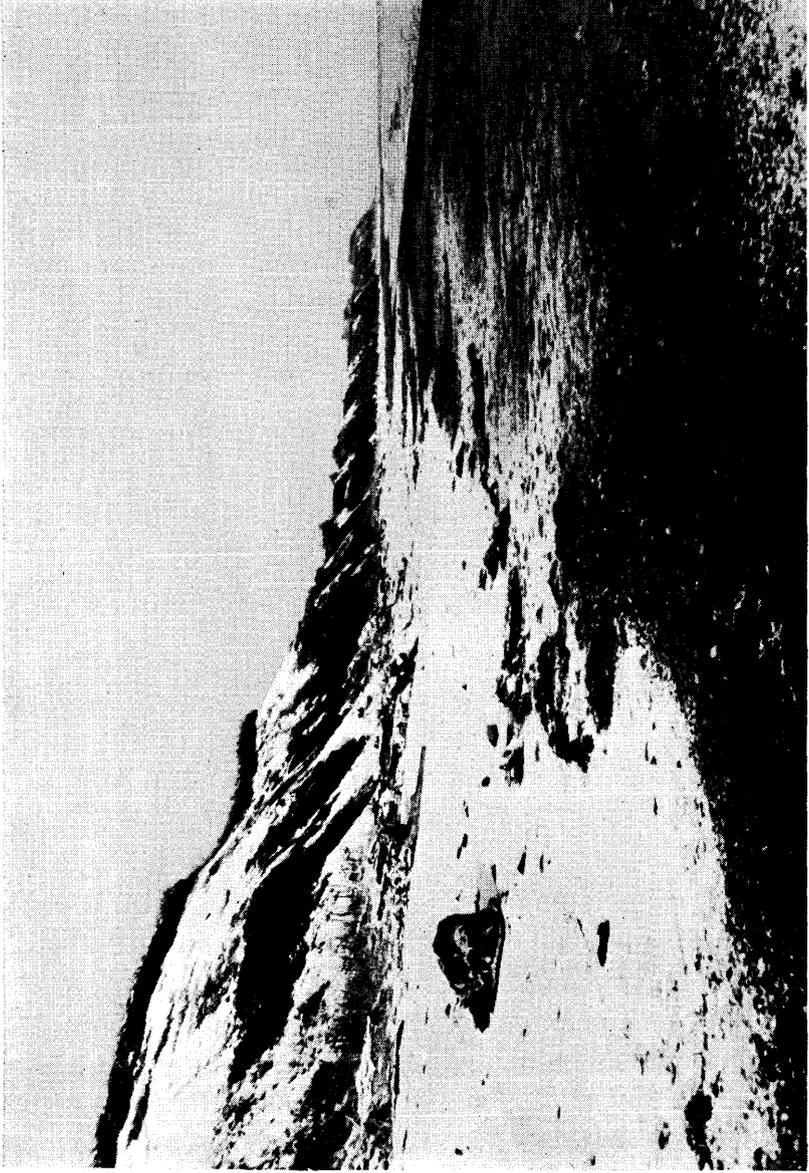
北 海 道 開 発 庁

昭 和 34 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34年3月

北海道開発庁



フウレツ川北方より海岸を北に向って（太田撮影）

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地 質	4
III.1 地質概説	4
III.2 変成岩類	5
III.2.1 ホルンフェルス (Ho)	6
III.2.2 角閃岩 (Am)	13
III.3 深成岩類	15
III.3.1 花崗岩 (Gr)	15
III.3.2 橄欖石斑糲岩 (Gb)	20
III.4 新第三系	24
III.4.1 枝枝準熔岩 (Li) (石英粗面岩)	25
III.4.2 コイトイ熔岩 (Bo) (橄欖石玄武岩) および同質集塊岩 (Boa)	25
III.4.3 玄武岩岩脈 (Ba)	26
III.4.4 高柳沢熔岩 (An ₂) 紫蘇輝石安山岩	29
III.4.5 オタルベン熔岩 (An ₁) 紫蘇輝石普通輝石安山岩	29
III.4.6 音標熔結凝灰岩 (Ow)	32
III.4.7 音標層 (Ot)	34
III.5 第四系	35
III.5.1 第1段丘堆積物 (T ₁)	35
III.5.2 第2段丘堆積物 (T ₂)	35
III.5.3 河岸段丘堆積物 (T ₃)	37
III.5.4 現河床堆積物 (Al)	38
IV 応用地質	38
参考文献	38
Résumé (in English)	39

5万分の1地質図幅 音 標 (網走一第4号) 説明書

北海道立地下資源調査所
北海道技師 齋藤昌之
嘱託 太田昌秀

はしがき

この図幅は、昭和33年に、延約45日をついやして野外調査を行い、ごく短期間の室内作業のち、直ちに発表するものである。

野外調査に際しては、地域を分担し、齋藤は、音標川以南の、主として新第三紀の火山岩および火山砕屑岩からなる地域を調査し、太田は、音標川以北の変成岩および深成岩から構成される地域を調査した。なお、海岸ぞいの地域の野外調査には、北海道立地下資源調査所藤原哲夫、鈴木守両技師の協力をうけた。

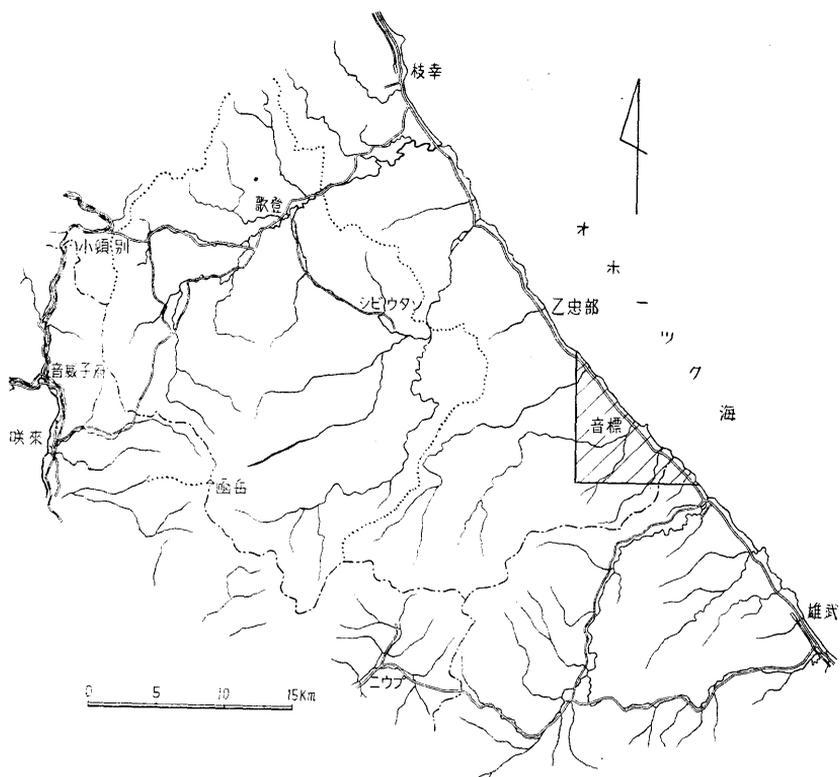
西部北見は、いわゆる北海道中軸水帯にふくまれる。そこでは、日高層群が基盤岩層として発達し、しかも、基盤の深成岩活動がはげしく行われているが、さらに、新第三紀にはいつて、グリーン・タフ活動の舞台となつている。この図幅の地域も、音標川を境にしてその南部は、グリーンタフ活動の舞台の一部にふくまれる、とみられているが、その地質について公表された資料は、ほとんどみられない。

報告にはいるにさきだち、野外調査を援助された藤原哲夫・鈴木守、図版作製を担当された大島美智子・杉山清蔵・寺田省一の諸氏に、謝意を表する。

I 位置および交通

この図幅の範囲は、北緯 $44^{\circ}40'$ ～ $44^{\circ}50'$ 、東経 $142^{\circ}45'$ ～ $143^{\circ}0'$ に位置し、紋別市の北西方約40km、名寄市の東北方約40kmにあたる。

行政的には、大半部が宗谷支庁の管轄で、枝幸町に属しているが、南部のごく一部の地域は、網走支庁管内の雄武町にふくまれる。東北面がオホーツク海に洗われているので、



第1図 位置図

交通網も、この海岸線から、各河川にそつて奥地にのびている。現在は、鉄道が通じておらず、枝幸から雄武にぬける海岸ぞいの道路が、唯一の幹線道路となつて、バスが通じている。各河川ぞいの道路としては、音標から、音標川ぞいに奥地にのびる道路をのぞいては、すべて林道あるいは農道である。

II 地 形

この地域の地形をみると、南西から北東にかけて次第に低くなつて海にせまる、きわめて単調な、荒漠とした台地が、広く展開されている。

この台地は、隆起性の海成段丘面と考えられるもので、海岸から山側に向かつて、2段の段丘面が発達している。標高10mから80mに、しだいに移りかわる平坦面と、その背



第2図 音標岬附近から、音標部落北方を望む。(太田撮影)



第3図 シルコマナイ沢最上流部から、10~80 m 段丘をみおろす。(太田撮影)

後に連なる 140~180 m の平坦面と、2つの面が識別され、それぞれ、段丘堆積物をのせている。下位の面を構成する台地は、戦後、農耕地として開拓が進められている。この2

つの平坦面は、確言はできないが、道南の登別地方にみられる中位段丘面と低位段丘面に、それぞれ対比されるものと推察される。^{1) 2)}

この地域の水系は、いずれも、南西から北東への流路をとつて、オホーツク海にそいでいる。音標川とブーレップ川の2つが比較的大きく、その流域に、若干の河岸段丘と沖積地を発達させているていどで、一般に、農耕地として利用されるところは少ない。

III 地 質

III.1 地 質 概 説

この図南地域の基盤を構成する地質は、先白堊紀の日高層群から変成したホルンフェルスおよび角閃岩などの変成岩類と、それらを貫ぬく、花崗岩および斑縞岩などの深成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、変成岩類および深成岩類をおおいは貫ぬいて主として音標川以南の地域に分布している。この地域の大半をしめて発達するものは、第四紀の段丘堆積物で、海岸ぞいに、広い平坦地形を構成して分布している。

この地域は、ほとんど無化石の状態であつて、わずかに、新第三紀の音標層中から、若干の植物化石を発見することができるにすぎない。したがつて、化石によつて、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、従来からの推論などを参考にして、いちおう、模式柱状図（第4図）にしめすような層序区分を、することができる。

変成岩類は、日高層群の粘板岩と輝緑岩から変成したホルンフェルス、および角閃岩であつて、無化石で擾乱がはげしく、構造は、きわめて複雑である。しかも、その露出範囲がせまいため、層位的な関係は明らかにできない。

深成岩類としては、花崗岩と斑縞岩とがみられ、いずれも、変成岩類を貫ぬいている。

新第三紀の地層としては、石英粗面岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩・紫蘇輝石安山岩・橄欖石玄武岩・安山岩質熔結凝灰岩・凝灰岩などの火山岩および火山砕屑岩が主体であつて、正常な堆積岩はきわめて少ない。しかも、産する化石としては、凝灰質泥岩・砂岩互層部から *Betulacea* に属するものがえられるていどで、その時期を正しく決定することはできない。おそらく、中新世中期から鮮新世前期にかけての所産であろう、と推測される。

第四紀の地層は、平坦な台地を構成して発達する段丘堆積物で代表され、高低2つの堆

植物にわけられる。その時期は、道南地方の段丘堆積物と対比し、おそらく、更新世中期以降のものであろうと考えられる。

時代		層序		柱状図	記号	岩質			備考
第四紀	現世	現河床堆積物			Al	砂、礫、粘土			砂利
	更新世	河岸段丘堆積物			T ₃	砂、礫、粘土			
		第2段丘堆積物			T ₂	砂、礫			地下水
		第1段丘堆積物			T ₁	砂、礫			
新第三紀	鮮新世	音標層		Ot	凝灰岩、凝灰質砂岩、泥岩、砂岩、礫岩			侵蝕間隙	
		音標熔結凝灰岩		Ow	紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔結凝灰岩				
	中新世	高柳沢熔岩	オタルベン熔岩	塊岩 コイトイ熔岩および集	Al ₂ Al ₁ BoおよびBoa	紫蘇輝石安山岩 (集塊岩を伴う)	紫蘇輝石普通輝石安山岩 (集塊岩を伴う)	質集塊岩 橄欖石玄武岩および同	
中新世	枝枝幸熔岩		Li	黒雲母石英粗面岩			侵蝕間隙		
先白堊紀		深成岩類		Gb	橄欖石斑輝岩				
				Gr	黒雲母花崗岩				
		変成岩類		Am	角閃岩				
				Ho	革青石黒雲母ホルンフェルス				

第4図 模式柱状図

III.2 変成岩類

この図幅地域の基盤を構成して広く発達しているが、とくに、北半部にいちじるしい。オタルベン以北の海岸に、模式的な露出がみられる。

変成岩類は、ホルンフェルスと角閃岩とに大別される。オタルベン沢からフウレップ部落南方までの間には、粗粒な花崗岩が、ホルンフェルス中に入っているが、この花崗岩

の位置づけと変成岩類形成との間には、密接な関係があると考えられる。

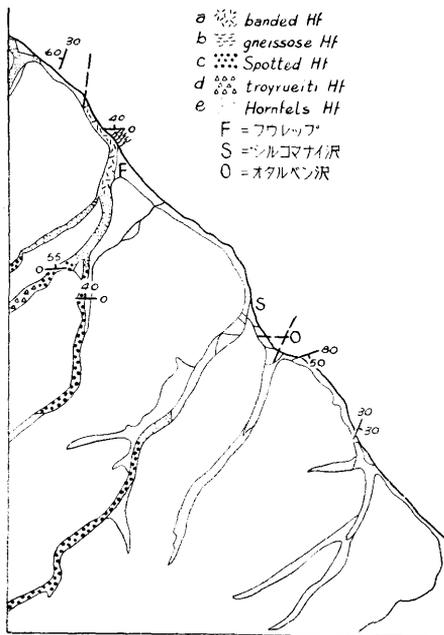
III. 2.1 ホルンフェルス (Ho)

ホルンフェルスは、日高層群の粘板岩・砂岩などから変成したものであつて、すべて、堇青石黒雲母ホルンフェルスである。肉眼的な持ちようから、層状ホルンフェルス・片麻状ホルンフェルス・点紋状ホルンフェルス・破片状ホルンフェルス・均質ホルンフェルスの5種にわけられる。これら5種のホルンフェルスは、野外で容易に区別され、その分布をしめすことも可能である(第5図)が、地質図上にしめすことは省略した。

a 層状ホルンフェルス

(第6~8図)

堇青石ホルンフェルスと黒雲母ホル



第5図 ホルンフェルス分布図(太田)



第6図 フウレツフ河口北方の層状ホルンフェルス。(太田撮影)
黒つぼく凸凹のある層が堇青石ホルンフェルス、平らな層が黒雲母ホルンフェルスである。

ンフェルスとが、層状に互層しているものである(第6図)。フウレップ川河口よりサキオキナイ沢南方300 mまでの間の海岸に、良好な露出がみられる。10 cm 程度の幅の、堇青石、黒雲母ホルンフェルスと黒雲母ホルンフェルスの互層で、堇青石ホルンフェルスには、数 mm 半径の小さな穴が多数できている。この層は、原岩の砂岩・粘板岩の互層が、変成分化によつて、一層強調されたものと考えられる。

b 片麻状ホルンフェルス (第9図)

フウレップ川河口より300 m 北方の暗礁にみられる、暗褐色の、粗粒な斑状変晶のある岩石である。産状は不規則であるが、半径5 mm 大の楕円形の堇青石斑状変晶が、片麻岩のような方向性をもつのが特ちょうである。

c 点紋千枚岩状ホルンフェルス (第10図)

黒色千枚岩状の光沢の強い片理面に富んだ緻密なホルンフェルスで、片理面上に、1~2 mm 大の斑点状凸凹がみられ、その中に堇青石が大きな斑状変晶としてできている。フウレップ川右段およびシルコマナイ沢の上流から首標川の中流地域にかけて、広く分布している。

d 破片状ホルンフェルス (第11図)

暗褐色緻密なホルンフェルスが、やや褐色を呈する部分の中に角礫状に散在する外見をもつものである。暗褐色の部分には、堇青石と黒雲母とができ褐色の部分には、再結晶した石英と黒雲母とから構成されている。フウレップ川左段地域に分布している。

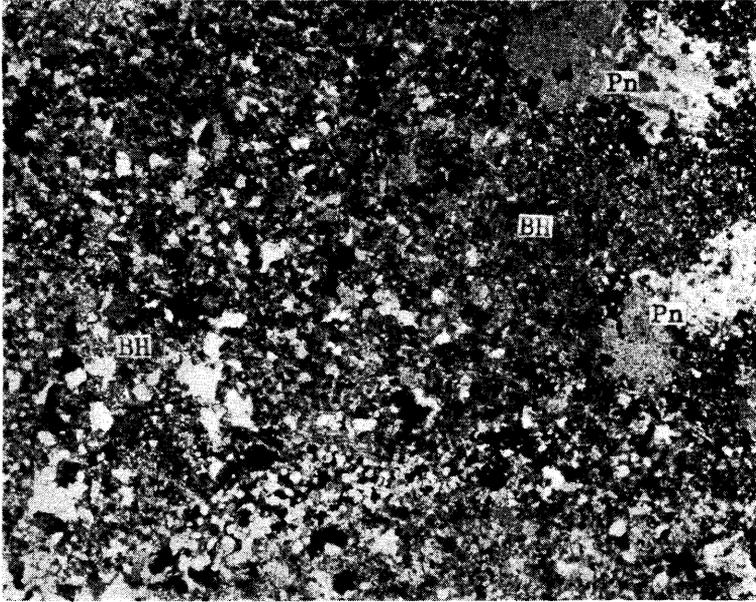
e 均質ホルンフェルス

暗褐色の、比較的片理面の発達が悪く、塊状を呈するもので、粘板岩質岩中に、黒雲母と、丸形の堇青石ができています。フウレップ川河口より50 m 上流から、約500 m の間に露出しているほか、サキオキナイ沢河口付近にみられる。

これらを顕微鏡下で観察すれば、次のようである(第7~11図)。

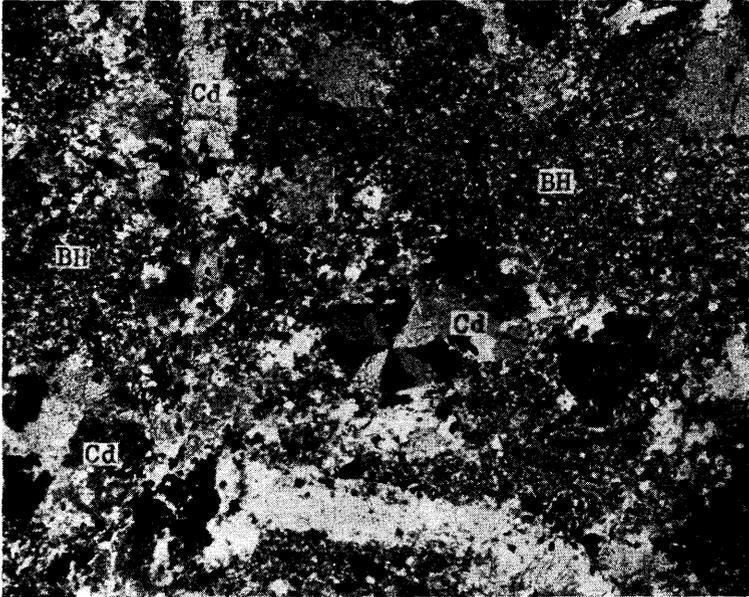
堇青石は、ポイキロプラステイクな大型の自形斑状変晶をなし、大部分は、ビニ石化して絹雲母の細片の集合に変化している。このような堇青石は、細粒の粘土質岩のなかで、黒雲母とともにあつて生じている。前述の a および d では、堇青石のない部分があり、そこでは、石英が細粒のモザイク状に再結晶して、黒雲母ができています。

堇青石斑状変晶は、a と c では自形性長柱状で、双晶がよく発達し、d と e では楕円状の斑状変晶、b ではスポンジ状の楕円形大型斑状変晶で、絹雲母がつねにともなわれているが、とくに、b、d および e では、ビニ石化がいちじるしい。堇青石中には、不透明黒色鉱物の細片があつまっている。斑状変晶の大きさは、2~3 mm 大で、a では、典型的な

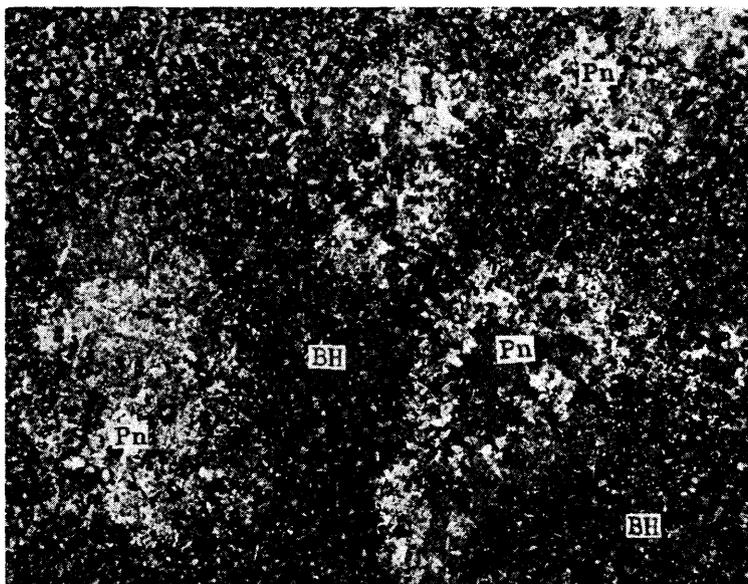


第7図 堇青石ホルンフェルスと黒雲母ホルンフェルスの境界部
(フウレップ川下流, 太田) ×20 ナニコル

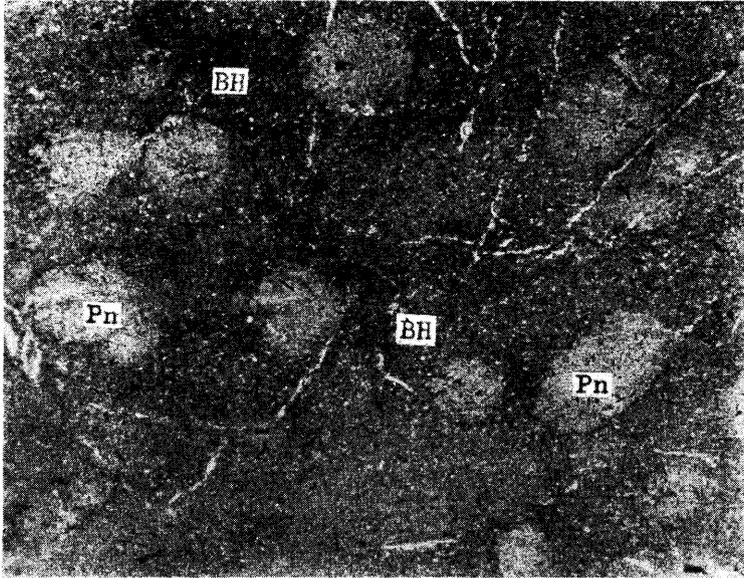
Pn—ペニシ石化した堇青石斑状変晶をふくむ, 細粒緻密なホルンフェルス
BH—主として, 再結晶したモザイク状細粒石英が基質をなす黒雲母ホルンフェルス



第8図 第6図の堇青石ホルンフェルスの部分
(フウレップ川河口北方, 太田) ×20 +ニホル
Cd—堇青石
BH—黒雲母ホルンフェルス



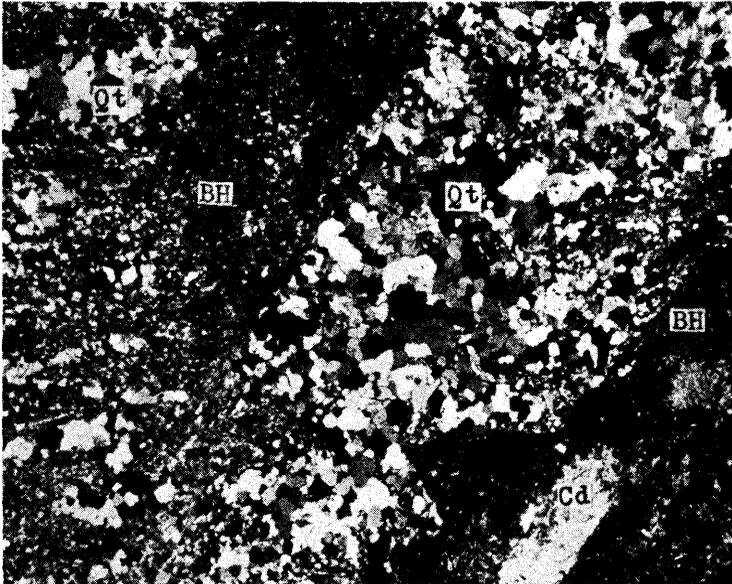
第9図 片麻状ホルンフェルス（フウレップ河口より300m北方の
 暗礁，太田） ×20 +ニホル
 Pn—ピニ石化した堇青石
 BH—黒雲母ホルンフェルス このような楕円形の堇青石斑状変晶が，方
 向性をもつて配列し，片麻状を呈する。



第10図 点紋千枚岩状ホルンフェルス（シルコマナイ沢最上流，太田）
×20 +ニコル

Pn—ピニ石化した堇青石斑状変晶

BH—黒雲母ホルンフェルス 肉眼的には、この斑状変晶の部分で、片理面上に小さい凸部を形成する。



第11図 破片状ホルンフェルス (フウレップ川中流, 太田) ×20

Qt—石英の多い部分は褐色

BH—細粒緻密な黒雲母ホルンフェルス BH が Qt の中に、肉眼的には、角礫状に包まれている。

Cd—堇青石斑状変晶

Pseudohexagonal cyclic twin が良く発達する。

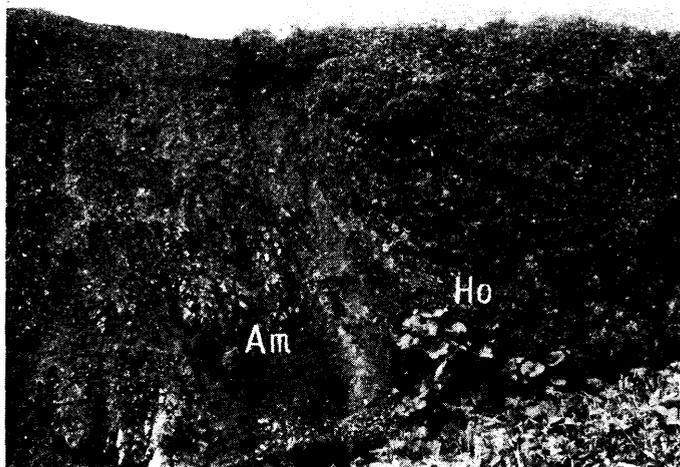
黒雲母は 0.1 mm 大の小片で、多色性は X=淡褐色、Y=Z=赤褐色をしめし、粘板岩質基質中に、数片ずつ集合している。絹雲母は、堇青石のビニ石化した産物で、やや大型になったものもある。

堇青石のない部分では、特ちよう的に、石英の再結晶化が進み、黒雲母と 0.5~0.2 mm 大のモザイク状の石英よりなる。再結晶した石英は、d の中では、プール状または小脈状に、堇青石を有する粘板岩質な部分をとりかこんでいて、肉眼的には、堇青石をふくむ部分が破片状にみえる。石英モザイク中の黒雲母は、再結晶した石英粒の間にのこされている細粒の粘板岩質基質のなかにだけ、できている。

このホルンフェルス中には、野外で石灰質にみえる暗緑色の部分が、しばしばふくまれている。そのなかでは、塊間的な緑簾石の濃集と、淡黄色~無色の多色性をもつ、単斜角閃石の束状集合体ができている。

III.2.2 角閃岩 (Am)

角閃岩は、ホルンフェルスの原岩堆積岩中に貫入した塩基性岩が、ホルンフェルス化時の影響によつて、角閃岩化したものと考えられる。幅 5~10 m ほどの小岩体が、N 30°



第 12 図 サキオキナイ沢入口でみられる、ホルンフェルスと角閃岩との接触部 (太田撮影)

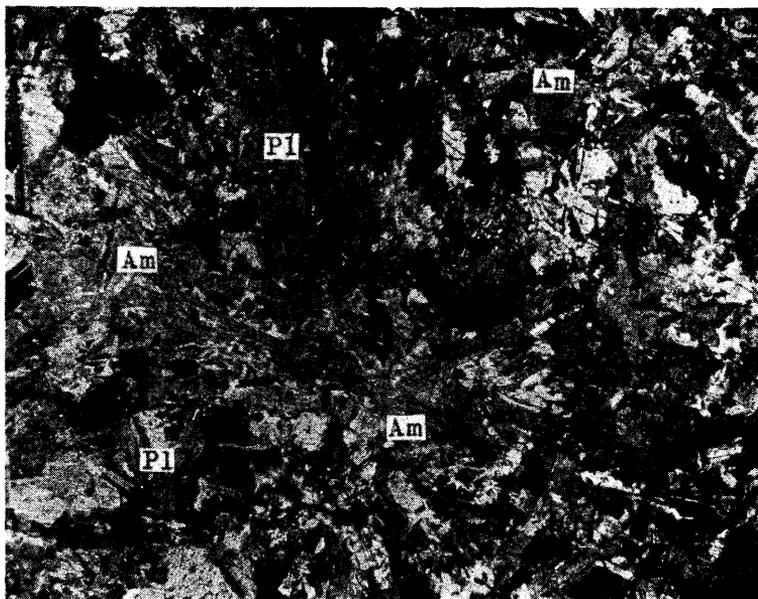
右の成層したホルンフェルスを、角閃岩が切つている (ハンマーののつている面)

Ho—ホルンフェルス Am—角閃岩

～40°E の方向にのびて、ある地域にあつまつて分布する傾向がある。このような塩基性岩脈の多い部分は、サキオキナイ沢河口より 300 m の間の、海岸ぞいにみられる (第 12 図)。この図幅の西に連なる「乙忠部」図幅内のセトコマナイ沢南方では、塩基性岩の枕状熔岩がみられる。このことは、角閃岩の原岩が、輝緑岩質岩脈ばかりでなく、塩基性熔岩流もあつたことを、物語るものであろう。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである (第 13 図)。

斜長石は、原岩のオフィテック構造を、よくのこしているが、角閃石は、まったく再結晶して、針状の集合体になつている。



第 13 図 角閃岩 (フウレップ北方 500 m, 太田)

×20 +ニコール

Pl—斜長石 Am—角閃石

斜長石には 2 種ある。1 つは、2～3 mm 大の C 双晶の発達した大型斜長石で、針状角閃石におおわれている。他の 1 つは幅が 0.2～0.4 mm、長さが 1～1.5 mm の長柱状のもので、針状角閃石中に柱状につつまこまれ、大型の斜長石につつま込んでいる。前者の An 成分は 95～90、後者は 64～40 である。

オフィテック構造の残存が不明瞭な部分では、斜長石はかなり細粒化し、一部再結晶したものもみられる。

角閃石は、Z=淡緑色、X→Y=無色の弱い多色性をしめし、ポイキリテックな針状結晶の集合で、ふちは、ささくれたつていいる。この角閃石には、小粒の黒色不透明鉱物が付着している。また、この角閃石中には、楔状の斜長石の包有物がみられるのが、特ちよう的である。

これらの変成岩類の、原岩の方向性を確めることは困難であるが、フウレップ川河口付近で、層状ホルンフェルスに、N 60°~70°W・35°~55°N の層面がよく発達しているのがみとめられた。そのほかの地域では、片理面や裂開面が発達していて、原岩の層面は不明である。

片理および裂開面は、フウレップ川下流で、N 60°~80°E (直立~60°S 傾斜) の方向に強く、NS、20°N 方向の滑りの線構造がみとめられる。シルコマナイ沢上流地域では N 50°~70°E・30°N および 50°~90°S の傾斜をもつ裂開面と NS 性で直立に近い面との、2 種の方向が発達する。シルコマナイ沢下流の花崗岩体の近くでは、花崗岩体ののびの方向に斜交した裂開が多い。

サキオキナイ沢南方海岸の、塩基性岩脈の付近では、N 60°W~N 70°E で直立の裂開面と、N 30°~40°E の裂開面とがよく発達している。

III.3 深成岩類

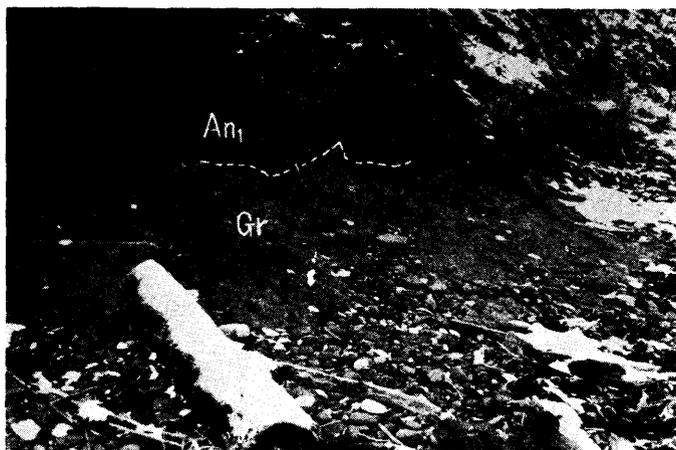
基盤の変成岩類を切つて、花崗岩・橄欖石斑礫岩などの深成岩類がみられる。その分布は、フウレップ部落南方からオタルベン沢付近までの間にかぎられ、海岸の段丘崖でよく観察される。

III.3.1 花崗岩 (Gr)

花崗岩は粗粒均質であつて、方向性はみられない。pegmatite・apliteなどは少なく、包有物も一般に少ない。海岸の露出では、長方状節理がよく発達した、均質な岩相である。北部では N 20°~30°E・直立の節理が強く発達し、シルコマナイ沢北方付近では N 70°W~EW・直立の節理が強い。このなかに、10 cm 以内の幅をもつた細粒 apite 脈や、文象構造をしめす pegmatite 脈が、数本みとめられる。シルコマナイ沢河口付近では、N 20°~30°E 方向の強い破碎をうけ、いちじるしい緑泥石化と粘土化の、行われた部分が見られる。

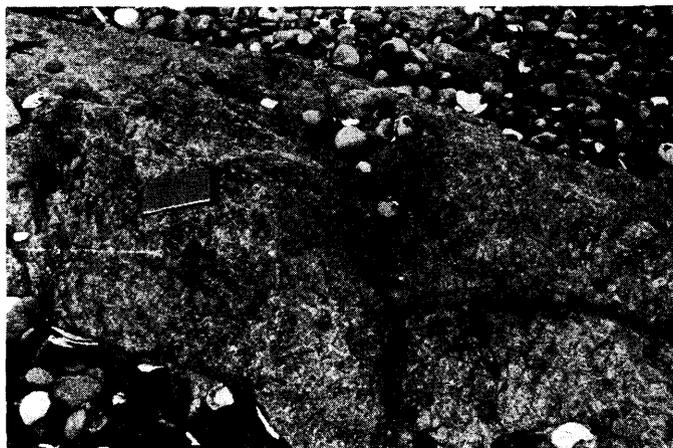
花崗岩中の包有物は、半径 10 cm の、丸い閃緑岩質細粒岩である。肉眼では、はつきりした境界をもち、量はきわめて少ない。しかし、シルコマナイ沢下流のホルンフェルスとの接触部に近づくと、この種の閃緑岩質包有物が多い。この接触部では、機械的な破碎と

角閃石の形成がみとめられる。また、シルコマナイ沢入口では、橄欖石斑輝岩に貫ぬかれ、その周辺では、強く破碎されている。この花崗岩は、オタルベン河口の南では、安山岩質集塊岩（オタルベン熔岩に伴うもの）に不整合におおわれているが（第14図）、一部は小さな断層で接している。この付近の花崗岩は、ひじょうにもめた片状のものである（第15



第14図 オタルベン河口の南で、花崗岩の上に、安山岩質集塊岩（オタルベン熔岩に伴う集塊岩）が、不整合にのつている。小断層が切つている。（太田撮影）

An₁—安山岩質集塊岩 Gr—花崗岩



第15図 オタルベン河口附近の片状化した花崗岩（太田撮影）

図)。

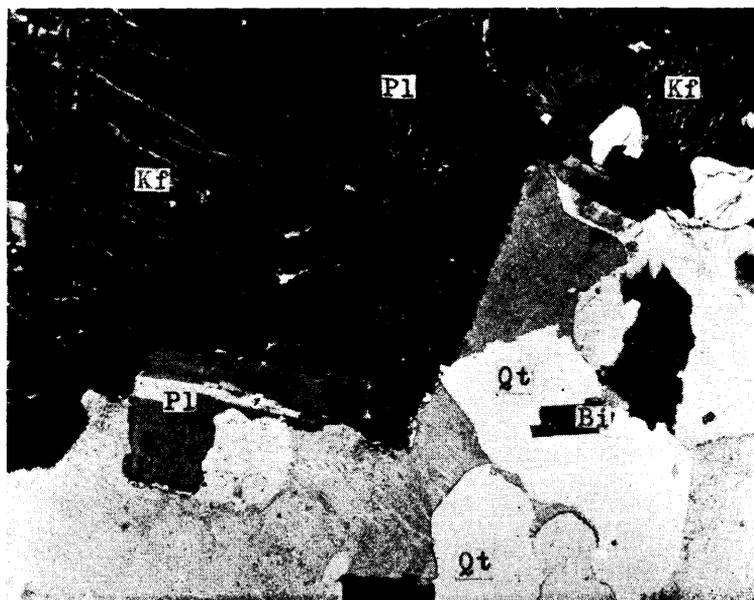
顕微鏡下で観察すれば、次のようである(第16, 17図)。

完晶質, カリ長石がとくに大きく, 斜長石との接触部にミルメカイトをつくる。黒雲母は, 斜長石の間にはさまれて, 一部緑泥石化している。これらのうち, 石英とカリ長石は, 明らかに, 斜長石・黒雲母よりあとから晶出し, 填間状に分布し, また, 後者を取りこんで大きくなっている。

石英は, 填間的に産し, 1~4 mm 大の他形で, 黒雲母・斜長石を包みこみ, 斜長石との接触部は曲線的である。

カリ長石は, 3~8 mm 大の大型斑状変晶状で自形性が強いが, 斜長石・黒雲母を包有している。パーサイト構造がよく発達し, カルルスバット双晶が多い。パーサイトパッチは, (001) にほぼ平行な不規則形で, 多量に生じていて, 双晶面を切つてのびる。また, このパッチは, カリ長石中の斜長石包有物と連なっている。斜長石は, カリ長石につつまれると, 黑色細粒の汚染が多くなり, 粒の周辺に, 0.2 mm 幅の, 新鮮なアルバイト帯ができる。(カリ長石の $2V = -68, -70, -88$)

斜長石は, 2~3層の累帯構造をしめし, 外側の帯はせまい。こまかいアルバイト双晶

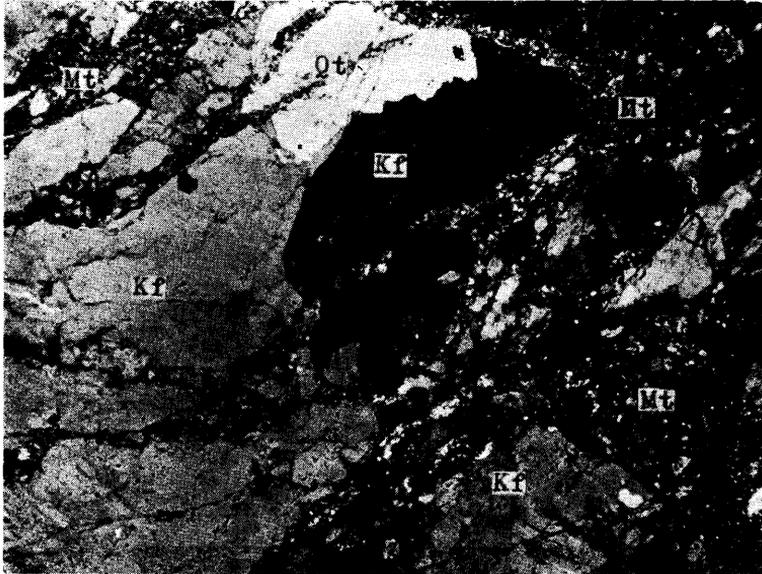


第16図 花崗岩の typical な部分 (シルコマナイ北方, 太田)

×20 +ニコル

Kf—カリ長石 Qt—石英

Pl—斜長石 Bi—黒雲母



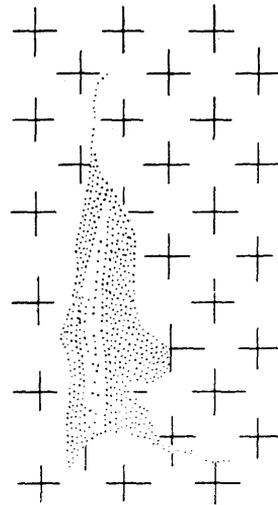
第17図 sheard 花崗岩 (シルコマナイ川中流, 花崗岩とホルンフェルスの境界, 太田) ×20 +ニコール
 Kf—カリ長石 Mt—圧砕された基質 Qt—石英

がよく発達し、2~6 mm 大の自形で、中心部ほど汚染が強い。(An 成分; 中心部 An 35, 中間帯 An 16~23, 周辺帯 An 11)

黒雲母は、X=淡褐色・Y=Z=暗褐色の多色性をしめし、1~3 mm 大の短冊形片状で、一部緑泥石に変化している。黒雲母中には、不透明鉱石鉱物と燐灰石とがふくまれている。劈開面のうねっているものでは、緑泥石化が進み、その部分に、小粒の礬石が生じている。

鉱石鉱物には、黒色他形で、黒雲母の中央部に散在するものと、緑泥石化した黒雲母中の礬石とがあり、後者は、しばしば、前者をつつんでいる。

また、花崗岩中にみられる細粒閃緑岩質ゼノリス・アプライト脈・ペグマタイト脈・緑泥石化脈などについて、それらの顕微鏡下の観察をのべれば、次のようである。



第18図 花崗岩中の細粒内緑岩質ゼノリス模式図 (太田)

細粒閃緑岩質ゼノリス* (第18図)

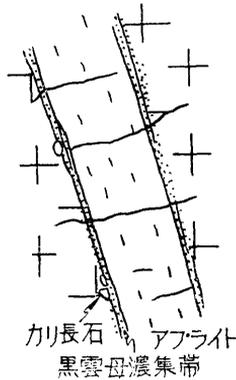
短柱状斜長石が完品質に全体を埋め、それを交代したりつつみこんだりして、わずかに、石英とカリ長石ができ、ミルメカイトをつくっている。黒雲母は、かなり多くの不透明鉱物をふくみ、緑泥石化すると礪石を生ずる。斜長石は、1~2mm大で、2層の異帯構造をもち、中心部は黒色の包有物にとむ。汚染は、一般に、石英やカリ長石の近くでいちじるしい。このような斜長石では、同一結晶内には、モザイク状に消光位のことなる部分があり、緑泥石などをふくんでいて、短柱状のものとは別の、やや大型の斑状変晶ようをなすものがある。このシミ状消光をする斜長石は5~7mmに達し、石英をつつみこんでいる。

黒雲母は、X=淡褐色・Y=Z=褐色の多色性をしめし、短冊状である。

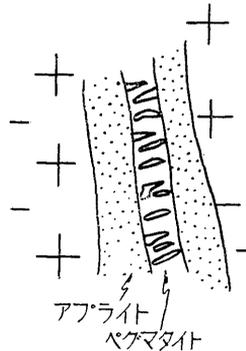
アプライト脈 (第19図)

10cm以内の幅で、縁に1cm幅の黒雲母の濃集部がある。

鏡下で、花崗岩との移行部は、漸移し粒度は、アプライト中では0.3~0.5mm大に減少している。斜長石は少なく、石英と填間的パーサイト質カリ長石が主となり、斜長石



第19図 花崗岩中のアプライト脈模式図 (太田)



第20図 花崗岩中のペグマタイト脈模式図 (太田)

* ゼノリスと花崗岩との接触部では、斜長石が粒度を増し、黒雲母が減少し、カリ長石の斑晶と、填間状石英の量が増加してゆくが、顕微鏡下では、判然とした境はない。

シルコマナイ沢中流の花崗岩とホルンフェルスとの接触部附近に、細粒閃緑岩質岩相が多いことは、まえにのべたが、それを顕微鏡下で見ると、強い破碎作用のあとが、はつきりとあらわれている。すなわち、石英・斜長石は機械的に細粒化され、0.5mm大になり、無色針状の単斜角閃石が、束状にそれらの間にできている。また、珪化作用の帯と緑簾石の多い帯とが交互して、片麻状の外観をもつ圧砕岩もある。

とカリ長石の接触部には、ミルメカイトを生じている。

ペグマタイト脈 (第20図)

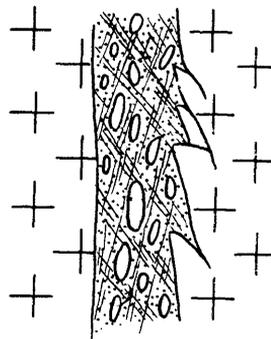
肉眼的には、周辺が細粒アプライト質で、中央部が、石英とカリ長石の文象構造をしめしている。

鏡下で、この文象構造を観察すると、カリ長石中に、虫状石英がふくまれる場合と、その逆の場合がある。カリ長石と細粒アプライト質周辺相との接触部では、汚染された斜長石包有物とパーサイト質カリ長石とが、境界なく連なっていて、カリ長石による斜長石の交代が、分子格子の単位で行われたことをしめしている。

緑泥石化脈 (第21図)

10数cm幅の暗色脈で、中央部に、長石の数mm大の斑晶があつまっている。

鏡下で、暗色部は、破砕片状の斜長石と石英の細粒基質で、緑泥石と粘土鉱物が、その間を埋めている。中央部は、カリ長石とシミ状斜長石の大型斑晶で、カリ長石は、くずされているが、シミ状斜長石は、斑状変晶をなす。この脈は、肉眼では、プラスチックな脈状をしている。



第21図 花崗岩中の緑泥石脈模式図 (太田)

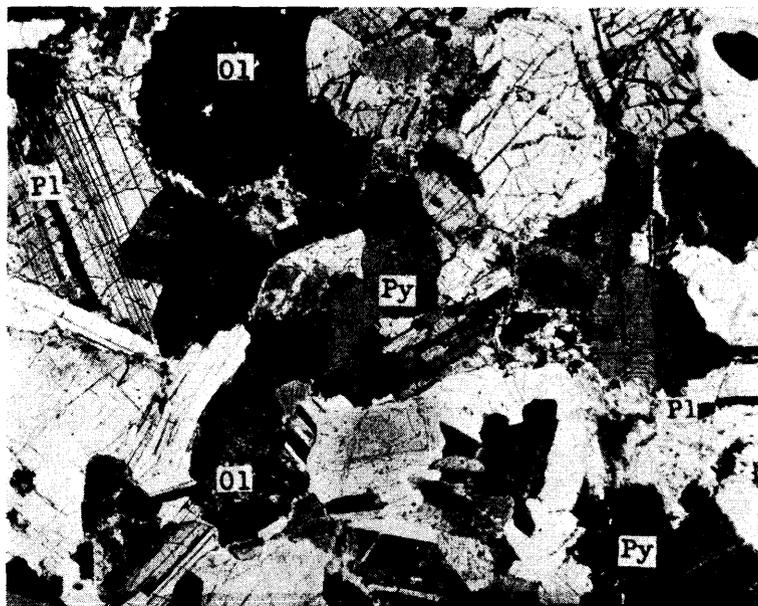
III. 3.2 橄欖石斑縶岩 (Gb)

橄欖石斑縶岩は、シルコマナイ沢河口より30m上流で、N20°E方向をもつて、ほぼ直立して花崗岩中に貫入している岩脈である。7~10mの幅をもち、海岸では、オタルベン沢北方約100mのところ、その延長がみられる。粗粒な優黑色岩で、脈壁とはほぼ平行な節理がよく発達し、それにそつて風化が進み、新鮮な部分は、楕円体になつてとりのこされている。

シルコマナイ沢では、斑縶岩の東側の脈壁が、N20°E・直立に、花崗岩を貫ぬいているのが観察される。そこでは、約15~20mの間、花崗岩は強く破砕され、粘土を生じた破砕面がみられる。また、海岸でみられる、この岩脈の西側の脈壁は、花崗岩との間に、粘土化した滑り面を、はさんで接している。

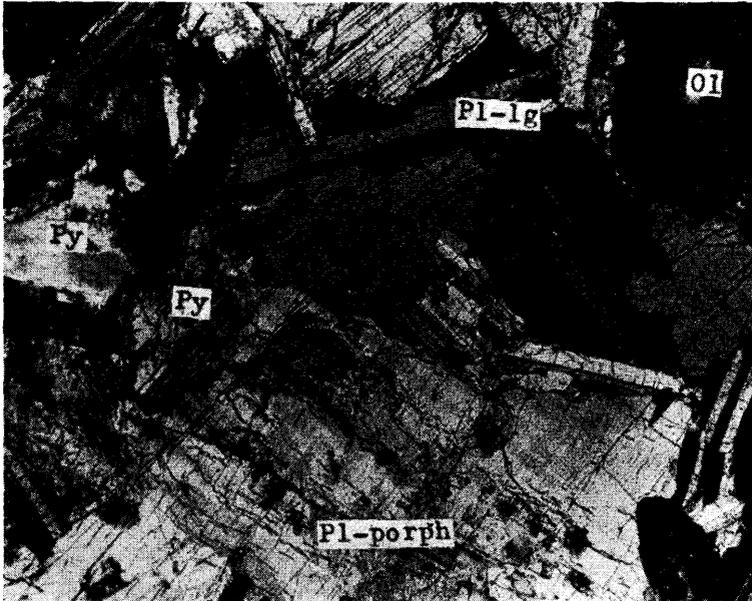
顕微鏡下で観察すると、次のようである (第22, 23, 24図)。

野外では明瞭でないが、顕微鏡下では、橄欖石のある部分とない部分と、2つの岩相が区別される。新鮮で均質な、完品質岩であるが、輝石の一部が、絹雲母と褐色黒雲母に変質し、斜長石の一部が細粒化している。橄欖石の周辺には、しばしば、シンプレックタイトを生じている。



第 22 図 橄欖石斑輝岩の typical な部分 (シルコマナイ〜オタルベン間,
太田) ×20 +ニホル

Ol—橄欖石 Py—単斜輝石 Pl—斜長石



第23図 橄欖石斑礫岩中の、大型の斜長石斑状変晶，シミ状の消光をしめす。(シルコマナイ〜オタルベン間，太田) ×20 +ニコル
 Pl-ig—長柱状斜長石 Pl-porph—大型の斜長石
 Py—単斜輝石



第24図 斑禱岩中の、橄欖石のない部分，長柱状の細い斜長石と，間を埋める単斜輝石の大晶からなる。(シルコマナイ沢入口，太田)

×20 ナニコル

Pl-1g—長柱状斜長石 Py—単斜輝石

橄欖石は、無色 2~4 mm 大の粒状で、割目が多く、その間に蛇紋石ができています。しばしば、斜長石との間に、シンプレクタイトを生じています。橄欖石の周辺には、絹雲母・褐色針状角閃石よりなる 0.2 mm 幅の反応縁が、斜長石との間に生ずる。輝石とは反応しない。2V=84~87。

輝石は、単斜輝石だけである。 $\hat{C}\hat{Z}=42\sim30$ と $\hat{C}\hat{Z}=23\sim16$ の2種があるが、産出のしかたには、差はみとめられない。2Vは、両者ともに40~42である。淡黄緑色の多色性が、わずかにみとめられ、斜長石の間を埋めて、つねに、填間的な産状をしめす。一部、輝石のシュードモルフをしめす褐色角閃石と絹雲母の集合体のみられ、その周辺で、斜長石は細粒化される。斜長石との接触部には、つねに、0.02 mm ほどの幅の、褐色角閃石からなる反応縁を生じています。

角閃石には、淡褐色のものと淡青色のものがある。前者は、斜長石と輝石および橄欖石の接触部や輝石中に、小片として生じ、後者は、ごく少量で、褐色角閃石の周辺に生じ、両者の境界は漸移である。淡青色のものの方が、褐色のものより、屈折率が高い。

斜長石には、長柱状のものと、その間を埋めるポイキロプラステックなシミ状の斑状変晶とがある。長柱状のものは、アルパイトーベリクリン双晶がよく発達し、(001)の劈開面が光る。1 mm 大の斜長石が、しばしば、輝石中にふくまれている。シミ状斜長石は消光が不均質で、2層に累帯構造が発達している。長柱状の斜長石中でも、周辺のAn成分の低い部分が、不規則に、中央部にくいこんでいる。輝石の角閃石化がおこると、その周囲の斜長石の縁に、針状角閃石がさざりこんで、シンプレクタイトをつくつていく^{*}。An成分は、中央部でAnorthite、周辺部はAn 55~68、長柱状のものはAn 70±3、輝石中にふくまれるものはAn 75±3、シミ状の大型斑状変晶はAn 87である。

III. 4 新第三系

この地域に発達している新第三系は、主として、図幅の南半部をしめて分布している。火山岩と火山砕屑岩が主体であつて、堆積岩としては、凝灰質砂岩、泥岩などからなる音標層がみられる。

火山岩および火山砕屑岩は、この地域の^{新第三系}下部を構成するもので、^{新第三系}枝枝幸付近の石英粗面岩(枝枝幸熔岩)をのぞき、コイトイ付近の玄武岩および集塊岩をはじめ、安山岩類は、いずれもかなり塩基性のもので、同一岩体における、岩相の変化をしめしているものとも、みなされるものである。石英粗面岩は、中新世のものと考えられるが、玄武

* 斜長石のシミ状斑状変晶、斜長石と輝石および橄欖石との間の反応縁、輝石の角閃石化、斜長石の細粒化、シンプレクタイト形成などは、一連の作用と考えられ、斑岩の2次的な変質をしめしている。

橄欖石のない岩相でも、輝石——斜長石などの関係は、橄欖石斑岩と同様である。

や安山岩類は、鮮新世のものと判断される。

この地域の新第三系として特筆されることは、新第三紀の熔結凝灰岩が発見されたことである。この熔結凝灰岩（音標熔結凝灰岩）は、岩質の点から、安山岩のうち、オタルベンから音標の海岸に、模式的な露出をしめす紫蘇輝石普通輝石安山岩（オタルベン熔岩）活動に引続いたものでなかろうかと考えられ、その上部は、音標層に移っている。

III. 4.1 ^{えびえさし} 枝枝幸熔岩 (Li) (石英粗面岩)

南に接する「雄武」図幅の地域に広く分布するもので、この図幅内には、枝枝幸付近の海岸に、その延長部がのびてきている。図幅外の雄武海岸では、珪化作用や黄鉄鉱化作用をうけ、鉱化作用の影響がみられる。また、その一部には、黒色の玻璃質岩になつている部分がある。上下の岩層との関係は、第2段丘堆積物でおおわれているのが観察されるだけで、明らかでない。しかし、鉱化作用の影響がみられることから、中新世に属するものと判断される。コイトイ海岸に露出する橄欖石玄武岩とは、断層で接しているであろう。

緑灰色、灰白色あるいは紫褐色を呈し、岩質も、緻密堅硬なもの、多孔質なもの、角礫状のものなどがあつて、外観はいろいろである。流理構造をしめしているものもあり、石英斑晶が目立っている。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

斑晶は、石基にくらべて、ひじょうに少ない。斑晶鉱物は、石英・斜長石・黒雲母が主なもので、結晶には、破片状をとるものが、かなりみられる。

石基は、主にガラスからなり、ジンアイ状物質がともなわれる。一部、微粒の石英で置換されているものもある。

III. 4.2 コイトイ熔岩 (Bo) (橄欖石玄武岩) および同質集塊岩 (Boa)

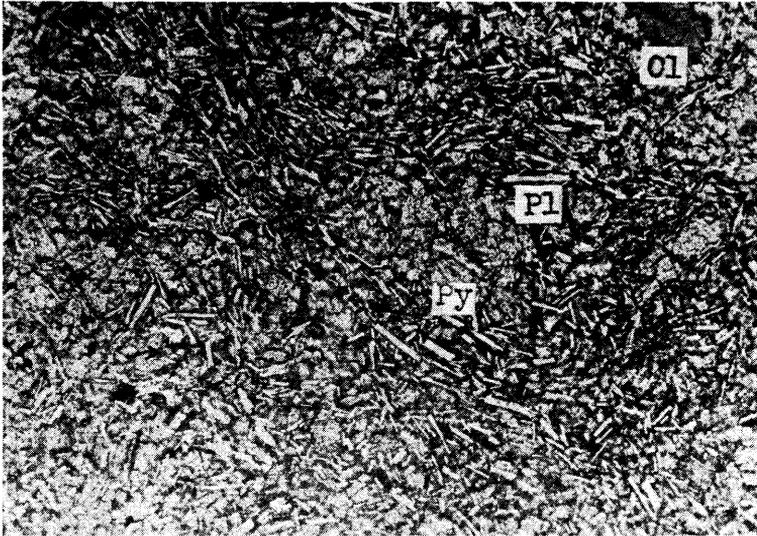
模式地は、トイナイ川河口付近から、コイトイにかけての海岸である。その露頭では、橄欖石玄武岩は、黝黒色緻密な、カラー・インデックスが60°ていどのものである。ひじょうに細粒で、斑晶は目立たない。肉眼で、若干、緑泥石化しているのがみとめられる。この岩体中には、N 65°E の方向をもち、NW 60° ていどの傾斜をしめす、大きな破碎帯がみられる。これは、同じような方向をもつ断層のあることを、暗示するものであろう。

顕微鏡下で観察すれば、次のようである (第25図)。

斑晶： 普通輝石 > 橄欖石 > 斜長石

普通輝石は、他形をしめし、双晶するものが多い。橄欖石は、劈開が発達し、緑泥石化が進んでおり、レリックだけをのこすものもある。また、結晶の周辺に、斜方輝石の反応縁をもつものもある。斜長石は、長柱状をしめし、量は、ひじょうに少ない。

石基： 細粒質、インターサータル構造をとり、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄



第 25 図 コイトイ熔岩 (橄欖石玄武岩) (コイトイ海岸のもの, 斎藤)
×50 //ニコル

Pl—斜長石 Ol—橄欖石 (緑泥石にかわつている)
Py—単斜輝石

鉄などからなつている。

この露頭を, さらにコイトイの側に追つていくと, 一段露出がなくなつた後, 同質の集塊岩があらわれる。両者は, ここでは, うえにのべた方向の断層で, 境しているようである。

この集塊岩の基底とみられる部分は, 分級作用をうけて, 細粒の砂質部と角礫部とが互層して, 縞目をあらわしている。角礫部の礫は, いずれも橄欖石玄武岩の亜角礫であつて, 拳大のものがわずかみられるが, 豆粒大～米粒大のものが多し。さらに南に追つて, その上部になると集塊熔岩にかわり, 拳大から 1 m 前後の橄欖石玄武岩の角礫を, 同質の熔岩で膠結している。

したがつて, これら 2 つのものは, 1 つの火山活動にともなう, 熔岩と碎屑物との関係にあるものと, 判断される。

III. 4.3 玄武岩岩脈 (Ba)

シルコマナイ河口附近の海岸で, 小さな岩脈状の玄武岩がみられる。海中に突出した小さな岬状となつて露出する, ほぼ EW 方向の, 直立した岩脈である。N 10°W・5°N の柱



第26図 玄武岩脈（太田撮影）（オタルベン～シルコマナイの間）



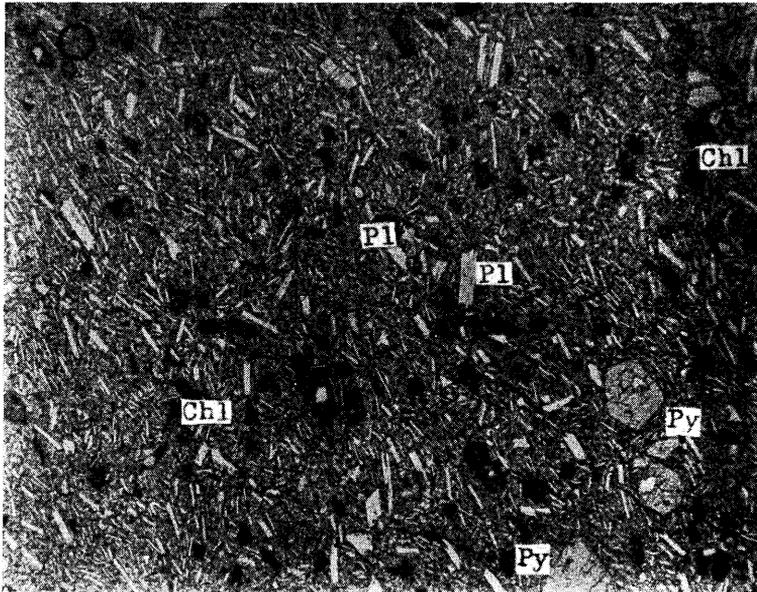
第27図 玄武岩脈の節理（太田撮影）
（オタルベン～シルコマナイの間）

状節理が発達している（第 26, 27 図）。北側の脈壁は花崗岩と接し，南側は斑禰岩を切り，岩脈中には，数 cm の斑禰岩のゼノリスをふくんでいる。この玄武岩岩脈は，まえにのべた，コイトイ熔岩および集塊岩と同時期の活動により，貫入したものと思われる。

顕微鏡下で観察すれば，次のようである（第 28 図）。

微斑晶状長柱斜長石が，やや方向性をもつて，輝石と褐色ガラスよりなる石基中にならび，輝石は，短形の斑晶として散在する。斜長石は，最大 1.5 mm の長さもち，微斑晶は 1~0.5 mm の長さで，カルルスバット・アルバイト双晶にとむ（An 60±5）。輝石の斑晶は，1~1.5 mm 大で，単斜輝石だけからなり，しばしば，(110) の双晶をしめす。やや破片的な斑晶で，割目が多い。輝石または橄欖石のシェードモルフらしい黄褐色変質物の集合体が多量にみられ，緑泥石と考えられる。石基は，淡褐色ガラスと，0.05 mm の長さの斜長石の微晶と，単斜輝石の小粒よりなる。

斑禰岩が，この玄武岩中に包有されると，その周辺部は，黑色鉱物と石英モルタルの集合となり，斑禰岩自身の中には，全く変化がみられない。周辺部のなかで，斜長石は細粒化し，灰色細粒の鉱石鉱物が，そのまわりをとりかこんでいる。



第 28 図 玄武岩岩脈（シルコマナイ南方，太田） ×20 //ニコル
 Pl—微斑晶よう斜長石
 Py—単斜輝石
 Chl—黄褐色緑泥石の集合体

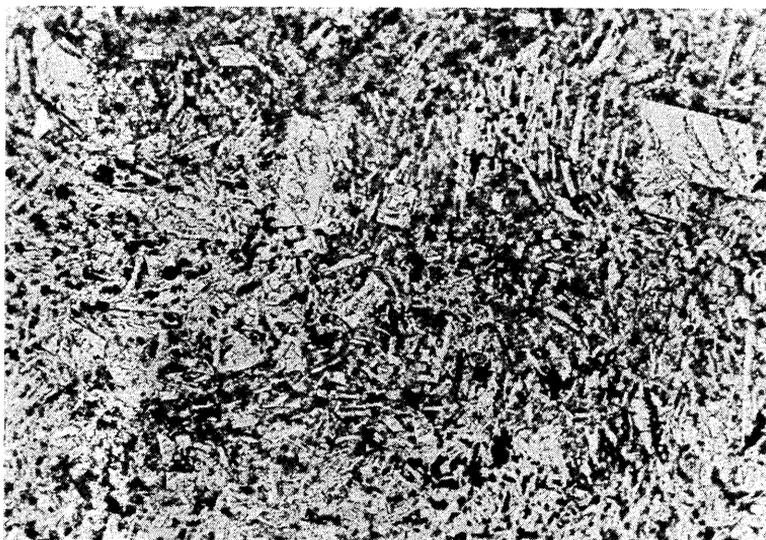
III. 4.4 高柳沢熔岩 (Ar₂) 紫蘇輝石安山岩

模式地は、音標川の支流になる高柳沢の中流と下流である。中流のものでは、集塊岩をともなっている。暗褐灰色あるいは暗桃色を呈し、斑晶に乏しい、緻密堅硬な岩質のものである。ほかの熔岩類との関係は、わからない。

中流のものを顕微鏡下で観察すれば、次のようである (第 29 図)。

斑晶： 斜長石だけで、有色鉱物はみられない。斜長石の大きさは、一般に、0.5 mm 前後であるが、2 mm 近いものも、みられることがある。

石基： 微品質、インターサータル組織をしめし、長柱状斜長石・短柱状斜方輝石・粒状の単斜輝石および磁鉄鉱からなっている。



第 29 図 高柳沢熔岩 (高柳沢中流のもの、斎藤) ×50 //ニコル
PI—斜長石

III. 4.5 オタルベン熔岩 (An₁) 紫蘇輝石普通輝石安山岩

模式地は、オタルベン海岸および音標岬 (第 30 図) である。そのほか、八線附近およびその附近で音標川から分岐する右岸の沢、トイナイ川左股奥などにも分布している。

この熔岩は、花崗岩やホルンフェルスなどの古期岩類をおおい、上位には、同じ岩質の音標熔結凝灰岩がのっている。オタルベン海岸では、下部に、集塊岩をともなつて、花崗岩を不整合におおっている^{*} (第 14 図) が、両者の境界部には、やや淡緑色を帯びた、粘土

* 一部には、断層で接しているところも観察される。

質の風化物をはさんでいる。この集塊岩の部分の厚さ、は約 10 m である。^{*}

板状節理の発達する、堅硬緻密な斜長石斑晶 (2~3 mm 大) の目立つ岩石で、若干緑泥石化がみとめられ、一般に、流理構造がいちじるしい。また、ホルンフェルスそのほかの古期岩類を、捕獲岩として、多量に取込んでいる部分がある。流理構造がとくにいちじるしいのは、音標岬のものである。そこでは、15×5 cm ていどのガラス部をともなう流理構造の、みられることがある。暗灰色のものから、くすんだ帯緑青色のものまで、色調はいろいろである。また、構成鉱物の量比もかなり変化し、ところによっては、紫蘇輝石が多くなっている。八線附近から分岐した音標川の右岸の枝沢のものが、それである。



第 30 図 音標岬のオタルベン熔岩 (斎藤撮影)

顕微鏡下で観察すれば、次のようである。(第 31 図)

オタルベン海岸のもの

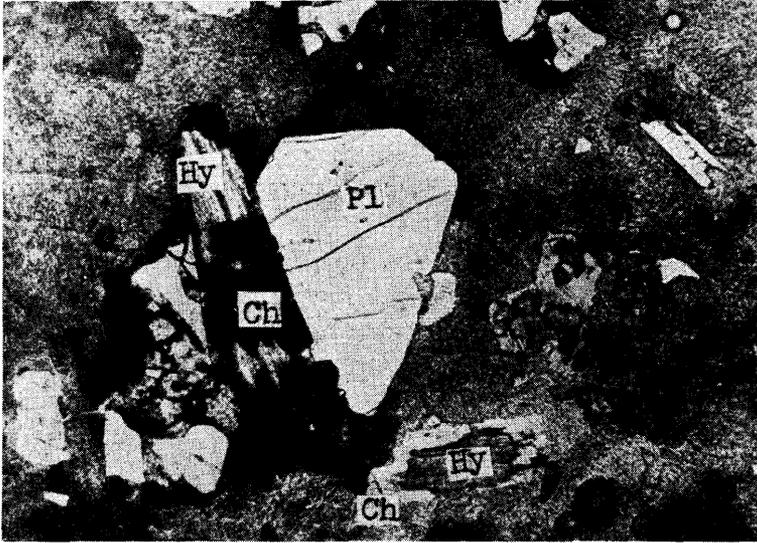
斑晶： 斜長石 ≒ 普通輝石 > 紫蘇輝石

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、斜方輝石・磁鉄鉱・緑泥石もみられる。

トイナイ川左股のもの (第 31 図)

^{*} 集塊岩の礫は、径 5~30 cm ていどのものが多く、その種類は、同質の安山岩のほか、粘板岩・ホルンフェルス・角閃岩そのほかの緑色岩類である。



第31図 オタルベン熔岩（トイナイ川左股のもの，斎藤）

×50 //ニコル

Pl—斜長石 Hy—斜方輝石 Ch—斜方輝石の緑泥石化した部分

斑晶： 斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は、半自形ないし他形をしめし、磷灰石をポイキリティックにふくむものが多い。輝石類は他形で、周辺が緑泥石にかわっている。

石基： ガラス質で、流理構造をしめしている。ガラスのなかに、鉄鉱物や緑泥石などがみられる。

音標岬のもの

斑晶： 斜長石>石英>普通輝石>紫蘇輝石

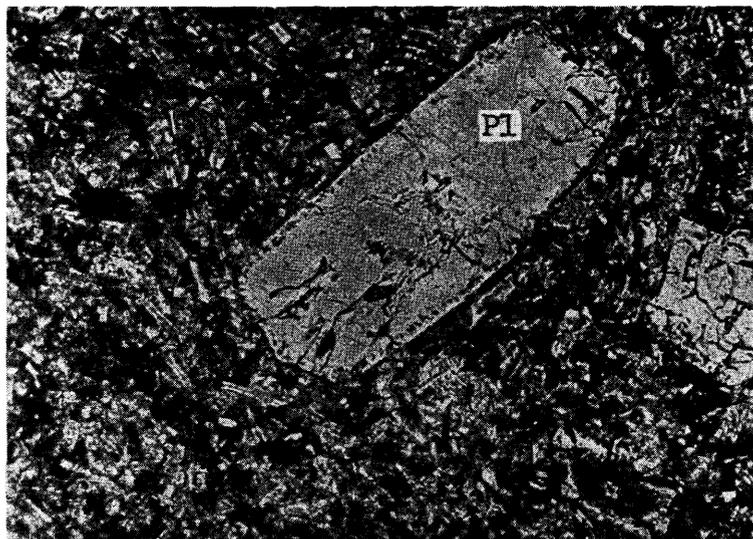
斑晶は、0.5~2mm での大きさもち、半自形~他形をしめす。結晶の周辺が、融蝕されているものがある。斑晶のほかに、輝石安山岩の破砕岩片を、多くふくんでいる。

石基： 斑晶や破砕片の間を、ガラスと緑泥石が埋めている。ガラスは、いちじるしい流理構造をとり、部分的に、球顆状構造をしめしている。

音標川の右岸枝沢のもの（普通輝石・紫蘇輝石安山岩）(第32図)

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石

2種の斜長石がみられる。1つは、1.2~5mm に大きく生長しているものである。これは、他形をしめし、劈開が発達しており、劈開にそつて、An成分の低い斜長石に置換えられている。1つは、0.7~1mm 大の長柱状自形を、しめすものである。前者は、捕獲結晶とみられる。紫蘇輝石は、単斜輝石の反応縁をもつものが多い。普通輝石の結



第 32 図 オタルベン熔岩（音標川の右岸枝沢のもの，斎藤）

P1—斜長石 ×50 //ニコル

品の中心部に，紫蘇輝石のみられることもある。

石基： 微晶質，ややインターサータルにいた組織をとり，短冊状の斜長石・粒状の単斜輝石および磁鉄鉱からなっている。

III. 4. 6 音標熔結凝灰岩 (Ow)

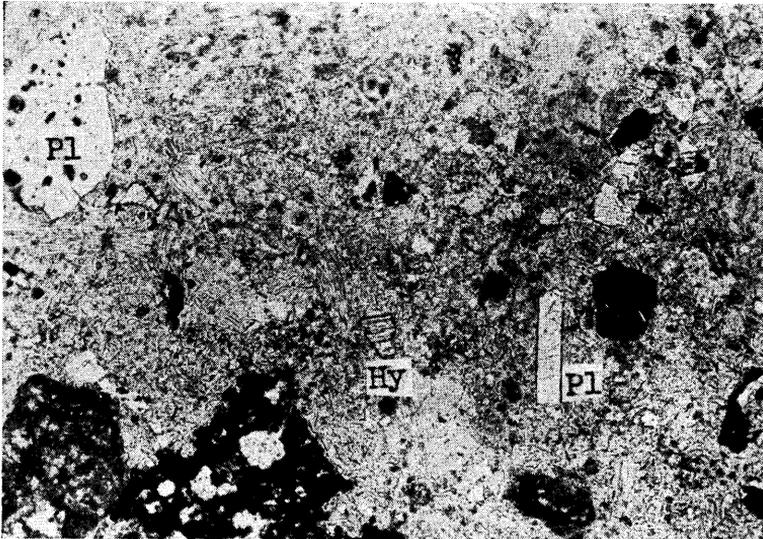
紫蘇輝石普通輝石安山岩質の熔結凝灰岩である。音標川の中流および下流のほか，トイナイ川や高柳沢にもみられる。暗灰色から黄褐色を呈し，脆弱で，ホルンフェルスや安山岩（岩質はオタルベン熔岩に同じ）などを，角礫ないし亜角礫（1~2 cm 大）として，多数ふくんでいるが，浮石は少ない。しかし，ところによっては，米粒~豆粒でいどの大きさの浮石が，斑点状にみとめられる部分がある。

顕微鏡下で観察すれば，次のようである（第 33 図）。

斑晶： 斜長石>紫蘇輝石>普通輝石≫石英

斑晶は，半自形~他形をとり，結晶の周辺は，融蝕されているものが多い。一部には（音標川中流のもの），斑晶として，角閃石がふくまれている。その角閃石は，X=淡緑色，Z=緑色の多色性をしめす。

石基： 斑晶および結晶の細片を，ガラスが埋めている。また，捕獲した安山岩が，ほとんど完全に融蝕されて，レリック状にのこっている部分がみられる。捕獲岩片は，粘板岩・砂岩・ホルンフェルス・輝緑岩・含角閃石安山岩・玄武岩・紫蘇輝石普通輝石



第33図 音標熔結凝灰岩（音標川下流河岸のもの，斎藤）

×50 //ニコル

Pl—斜長石 Hy—斜方輝石 左下方のすみは捕獲岩片

安山岩などである。

この熔結凝灰岩と、下位の地層との関係は明らかでないが、黄褐色の浮石質凝灰岩をへて、オタルベン熔岩に移るようである。上位の地層との関係は、音標川中流の露頭では、第34図のような関係が観察された。そこでは、上位に向つて、凝灰質砂岩凝灰質泥岩互層→礫岩→凝灰質粗粒砂岩と変化し、板状の砂岩に移っている。この板状の砂岩は、上部になつて、数枚の炭質物層をはさみ、音標層となるものである。

これらを顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

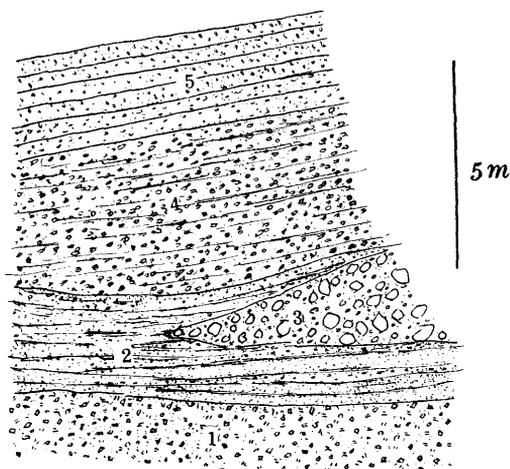
下位にくるとみられる浮石質凝灰岩

大部分が浮石質ガラスからなり、少量の石英と斜長石のほか、細粒の輝石をふくんでいる。

上位にくるもの

凝灰質砂岩泥岩互層の砂岩部

砂粒は、0.3~0.5 mm 大の破砕片からなり、淘汰は、かなりよく行われている。基質は、緑泥石団結 (Chlorite cementing) を行っている。破砕片としては、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および輝石安山岩片が多く、少量の石英・ゲルコンおよび粘板岩片をふくんでいる。



第34図 音標熔結凝灰岩から音標層への移化部
(音標川中流右岸, 斎藤)

- 1 熔結凝灰岩 2 凝灰質砂岩・泥岩互層
3 礫岩 4 凝灰質粗粒砂岩 5 板状の砂岩

凝灰質粗粒砂岩 (灰白色で粗鬆, 細粒な凝灰質角礫岩とも, 呼べる岩質である)

1~3 mm 大の, 多数の破碎片の間を, ごく微細な破碎片や緑泥石が埋めている。破碎片としては, 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および少量の黒雲母などの鉱物片と, 粘板岩・低度のホルンフェルス・輝石安山岩などの岩石片がみられる。

III.4.7 音標層 (Ot)

この地層は, 音標熔結凝灰岩から漸移して, その上位にのるものである。図幅地域の南半部に広く分布しているが, 第2段丘堆積物でおおわれているために, 音標川・高柳沢・トイナイ川などの各河川ぞい, またはその川床, あるいは, 音標~コイトイ海岸の段丘崖に露出しているにすぎない。模式地は, 音標川下流の川岸および川床である。

暗灰色ないし茶褐色を呈し, 凝灰岩・凝灰質砂岩・浮石質砂岩・砂岩・泥岩・礫岩などからなり, 数枚の岩質物の薄層をはさむ。その厚さは, 数 cm から 30 cm ていどのものである。炭化木や植物化石もふくまれている。炭化木には, 10×15 cm ていどの大きなものがある。植物化石は, 採取試料が保存不良で, 同定できなかつたが, Betulacea に属するものであることは間違いがない。^{*}しかし, この化石だけでは, 地層の時代を決定することは

* 北海道立地下資源調査所長尾捨一燃料課長の鑑定による。

できない。中新世～鮮新世といえるていどである、といわれる。したがって、下位にくる火山岩類の変質の度合から判断して、いちおう、鮮新世のものと考えている。

音標～コイトイ海岸に露出する凝灰岩を、顕微鏡下で観察すれば、次のようである。

結晶は、石英>斜長石>普通輝石>紫蘇輝石>黒雲母の破片よりなる。黒雲母はX=淡褐色、Z=褐色の多色性をしめす。このほか、ペルト長石や石英・絹雲母に置換えられた斜長石が、少量みられる。これらは、捕獲結晶と考えられる。

碎屑片としては、粘板岩・砂岩・輝緑岩・混成岩などがあり、この地域の基盤を構成している、日高層群から由来するものが多い。

III.5 第四系

海岸にそつて北西から南東にのびる平坦な台地と、その背後に控える丘陵性台地を構成する地質系統は、第四紀の洪積層である。これらは、変成岩・深成岩および新第三紀の各岩類をおおつて発達するもので、段丘面との関係から、高低2つの堆積層にわけられる。これらは、西南北海道の登別附近に発達する段丘堆積物に対比すれば、それぞれ、中位段丘堆積物と低位段丘堆積物とに、相当するものと推察される。そして、その地質時代は、^{1) 2)} 洪積世中期以降となる。

なお、これらの堆積物をのせた台地を解析して流れる各河川ぞい、とくに、音標川の河岸には、河成段丘が発達している。それは、洪積世の最末期あるいは沖積世の初期に、形成されたものであろう。したがって、その上にある堆積物は、洪積世末～沖積世初期と考えられる。

沖積層は、各河川の流域および海岸にみられるが、発達はきわめてわるい。

III.5.1 第1段丘堆積物 (T₁)

この地域における、高位段丘堆積物である。ほぼ標高180～140 mの平坦面にのる砂層で、ホルンフェルス、あるいは、新第三紀のオタルベン熔岩を不整合におおつている。

いちじるしく風化して、赤土化しているが、1 cm～豆大ていどのホルンフェルスや安山岩類の礫(垂円礫もみられる)をまじえた、砂層である。厚さは明らかでない。

III.5.2 第2段丘堆積物 (T₂)

この地域における、低位段丘堆積物である。ほぼ、標高80 mから10 mへ、ゆるく傾斜して次第に海にせまる、平坦面へのついている。変成岩類・深成岩類および新第三紀の各岩層を不整合におおい、この地域のほとんど全域にわたつて、分布している。フウレップ川下流・音標川下流・トイナイ川下流などが模式地である。

この段丘堆積物は、薄い基底礫層をともなつて下位の岩層をおおい、次第に、細粒の礫

層あるいは砂層に、かわるものである。ある場所では、基底礫層から細粒の礫層にかわるが、ある場所では、基底礫層の上に直接砂層がのる、また、ある場所では粘土層がのる、という具合に、堆積の状態は一様でない。

音標川下流の右岸の崖では、音標熔結凝灰岩を不整合におおっているが、そこでは、熔結凝灰岩のうえに、拳大～15 cm 大の礫が多い基底礫層がのっている。そして次第に、拳大以下 1 cm 大ていどの礫からなる、細粒礫層にかわる。これらの礫は、両者ともに、ほとんどがホルンフェルスである。しかし、大きな礫には、安山岩類が多い。

トイナイ川下流の右岸、三角標高点 16.2 m 附近では、これとやや趣を異にしている。ここでは、コイトイ熔岩の上に、厚さ 50 cm ていどの基底礫層をともなつて、砂層がのっている。基底礫層の礫は、人頭大から 2 cm 大ていどまでのものが多く、かなり不揃である。ほとんど、安山岩類の礫からなつているが、細粒のものには、ホルンフェルスや珪岩がみとめられる。砂層は、よく分級されて粒度がそろい、明らかに海成砂層とみられる、青色の砂層である。基底礫層から約 1 m の間は、この状態がよく観察されるが、それから地表



第 35 図 音標層を河岸段丘堆積物が不整合におおう (斎藤撮影)

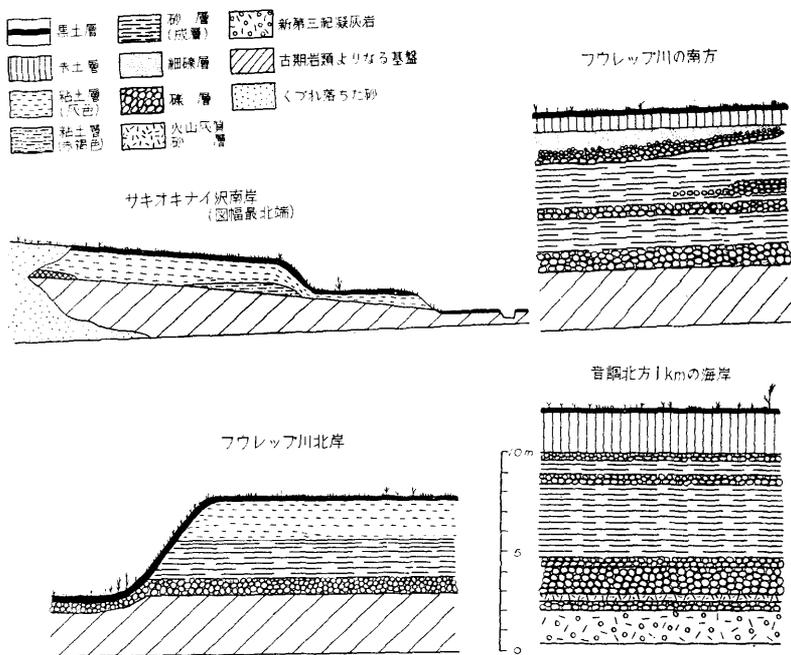
T₃—河岸段丘堆積物 Ot—音標層

まで約 1.5 m の間は、風化がはげしく、完全に赤土化している。

フウレツプ附近では、下部は、古い堆積岩・ホルンフェルス・花崗岩などの大きな礫をふくんだ、淘汰の悪い礫層からなり、その上に、淘汰のやや良好な、中粒～粗粒の砂層がかさなる(所によつては、粘土層のみられる場合もある)。さらにその上には、数 10 cm

の赤土層と 10 cm～数 10 cm の腐蝕黒土層の表土がみられる。この堆積物の厚さを、フウレップ川ぞいにみていくと、一般に、海岸から遠ざかるにしたがって薄くなり、部分的には、砂礫を欠いて、赤土が、直接ホルンフェルスの上についでいるところもある。

この堆積物の厚さは、現在みられる面が侵蝕面であるために、詳しく知ることはできない。トイナイ川下流右岸の例では、わずかに、3 m ていどの厚さをのこしてその上部は完全に侵蝕され、全く、原形をうかがい知ることができない。各地域における変化の状態をしめせば、第 36 図のとおりである。



第 36 図 第 2 段丘堆積物 (太田)

この段丘礫層と基盤岩層との不整合面は、泉線となつて、段丘崖におらわれている。また、段丘面上の井戸の深さも、この不整合面と一致し、戦後は、引揚開拓者によつて、この段丘面の開拓が進められている。

III. 5. 3 河岸段丘堆積物 (T₃)

現河川にそつて、3～5 m の高さの平坦面に堆積するものである。砂・礫・粘土などからなるが、河川によつて、構成物に、やや相違がみられる。音標川やフウレップ川など、この地域として大きな河川ぞいには、砂層や粘土層がやや広く発達し、比較的肥沃な農耕地

として、古くから開かれている。しかし、小さな沢ぞいでは砂礫が多く、あまり良好な開拓地とはなっていない。

III. 5. 4 現河床堆積物 (AI)

現河川氾濫原および現河床を、つくっている堆積物である。それぞれの河川によつて、若干の相違はみられるが、礫・砂・粘土などから構成されている。

IV 応用地質

この図幅地域には、いろいろな金属鉱床を胚胎すると考えられる、新第三紀中新世の地層が欠けている。また、金属鉱床を胚胎する可能性の多い変成岩や深成岩の露出も、比較的かぎられている。したがつて、いまのところ、有望な鉱床の徴候は、全くみとめられていない。

従来から、若干の鉱量が期待されていた砂鉱にも、みるべきものは全然ない。段丘崖が海にせまつて砂浜の発達が発弱で、基盤の露出しているところが多い。段丘堆積物中にも、ほとんどふくまれていない。このように、砂鉱鉱床として、鉱量を計算するていどの箇所が見当たらない。

参 考 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)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

OTOSHIBE

(Abashiri-4)

By

Masayuki Saitō and Masahide Ōta

(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The area of this sheet map is situated in the northeastern part of Hokkaido ; extending between 44°40' and 44°50' N. lat., and 142°45' and 143° 0'E. long. Geologically this district have not been investigated in detail. The geological classification and succession in this area are summarized in Table 1.

TOPOGRAPHY

From the topographical view this district can be divided into two regions, alluvial plain and elevated plateau.

The alluvial plain barely lies along the relatively large rivers, such as Otoshibe, Fūreppu and Toinaï-river. The elevated plateau occupies the main part of this sheet, and it must be noted that the plateau is divisible into main two types being different in altitude. One of them is traceable along the contour line between 10 and 80 m. in height and the other keeps 120 to 160 m. ; on those elevated plateaus gravel beds variable in thickness can always be observed.

GEOLOGY

The basement complex of this district may be represented by the rocks exposing along the seaside or the riversides in the northern part

Table 1

Quaternary	Recent	River deposits			
	Pleistocene	River terrace deposits			
		Second terrace deposits			
		First terrace deposits			
Neogene Tertiary	Pliocene	Otoshibe formation			
		Otoshibe welded tuff			
	Miocene	Takayanagisawa lava	Otaruben lava	Kojtoi lava and agglomerate	Basalt dyke
		Edaesahi lava			
Pre-Tertiary	Plutonic rocks	olivine gabbro			
		biotite granite			
	Metamorphic rocks	amphibolite			
		cordierite biotite hornfels			

of Otoshibe-river and in the mountainous region. They are metamorphic and plutonic rocks, such as cordierite biotite hornfels, amphibolite, biotite granite and olivine gabbro, which are Pre-Tertiary in age. These rocks are covered unconformably by unaltered rocks of Pleistocene age.

The Tertiary rocks mainly expose along the seaside and the riversides in the southern part of Otoshibe-river, where overlies cordierite biotite hornfels and biotite granite and are covered by terrace deposits. They are composed mainly of volcanic and pyroclastic rocks, and divided into two groups from geological age. One of them is biotite lipalite (Edaesashi lava), which is occasionally influenced by hydrothermal effect;

owing to the aspect of rock feature the writers correlated it to the so-called Kōnomai series (Miocene) in the eastern part of Hokkaido. The others are olivine basalt and olivine basaltic agglomerate (Koitoi lava and agglomerate), basalt dyke, hypersthene andesite (Takayanagisawa lava), hypersthene augite andesite (Otaruben lava), hypersthene augite andesitic welded tuff (Otoshibe welded tuff) and Otoshibe formation (tuff, tuffaceous mudstone, sandstone, conglomerate etc.). Those volcanic and pyroclastic rocks have scarcely altered, so this group may be considered as Pliocene age.

The Pleistocene deposits consist of terrace deposits extending widely in this district, each of them are termed as the First terrace deposits and the Second terrace deposits. The former is seen on the surface of elevated plateau between 120 and 160 m., and the later between 10 and 80 m. They are respectively correlated to the middle terrace deposits and the lower terrace deposits in the southwestern part of Hokkaido (Noboribetu and Rusutu district), which are from middle to upper Pleistocene in age.

Moreover, the river terrace deposits expose along the relatively large rivers, such as Otoshibe and Fūreppu-river, which is from Pleistocene to recent.

昭和 34 年 3 月 30 日 印刷

昭和 34 年 3 月 31 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

OTOSHIBE

(ABASHIRI—4)

BY
MASAYUKI SAITŌ
MASAHIDE ŌTA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ
JIN SAITŌ, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1959