

5万分の1地質図幅
説明書

乙 忠 部

(網走一第3号)

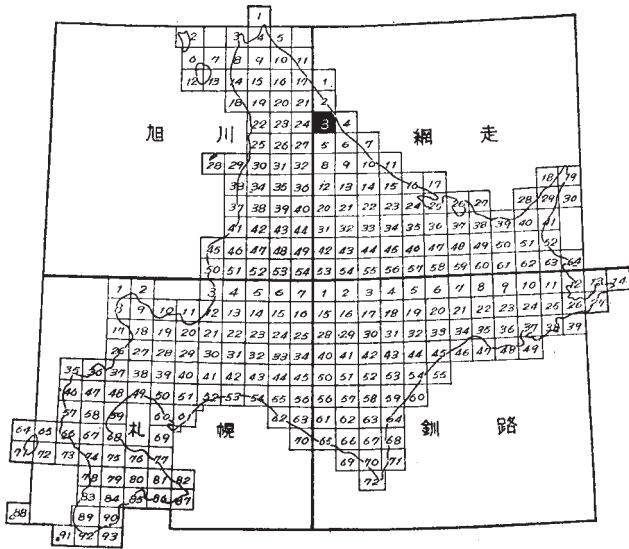
北海道立地下資源調査所

北海道技師 酒 匂 純 俊
同 鈴 木 守

北海道嘱託 魚 住 悟
同 金 山 喆 祐

北海道開発庁

昭和36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36年3月

北海道開発庁

目 次

まえがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	4
III 地質概説	4
IV 基盤岩類	6
IV. 1 変成岩類	6
IV. 1. 1 ホルンヘルス	6
IV. 1. 2 変輝緑石	7
IV. 1. 3 トーナル岩質岩	9
IV. 2 侵入岩類	10
IV. 2. 1 はんれい岩	11
IV. 2. 2 花 崗 岩	15
IV. 2. 3 アプライト	16
V 新第三紀層および同時期火山岩類	17
V. 1 オフンタルマナイ層	18
V. 2 タチカラウシナイ層	18
V. 3 徳志別集塊岩	24
V. 4 志美宇丹層	25
V. 5 オフン熔岩	29
V. 6 ペンケ層	30
V. 7 歌登山熔岩	31
V. 8 辺毛内熔岩	31
VI 第四紀層および同時期火山噴出物	32
VI. 1 音威子府熔岩	32
VI. 2 第1段丘堆積物	32
VI. 3 第2段丘堆積物	33

VI. 4 河岸段丘堆積物	35
VI. 5 崖錐堆積物	35
VI. 6 沖積層	35
VII 地史および地質構造	35
VIII 応用地質	38
VIII. 1 マンガン	39
VIII. 2 硫化鉄鉱	41
文 献	41
Résumé	43

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 乙 忠 部 (網走一第 3 号)

北海道立地下資源調査所
北海道技師 酒 匂 純 俊
同 鈴 木 守
北海道嘱託 魚 住 悟
同 金 山 喆 祐

まえがき

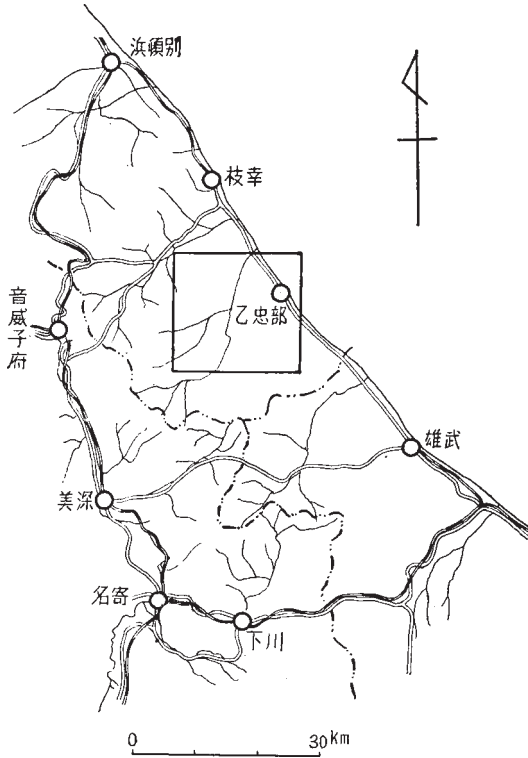
この図幅および説明書は、昭和33年から昭和34にわたる約100日間で行なった、野外調査の結果をとりまとめたものである。調査に当っては、酒匂が上徳志別を中心とする地域を分担したほか全般的なとりまとめを行ない、鈴木がオホーツク海沿岸地域を、魚住が志美宇丹を中心とした地域を、金山がフーレップ川上流および音標川上流地域をそれぞれ分担した。また、応用地質については、北海道学芸大学岩見沢分校秋葉力講師の協力をうけた。なお、オフンタルマナイ川上流地域を北海道立地下資源調査所長谷川潔技師に、志美宇丹地域の一部を北海道大学理学部藤江力助手および白井健祐氏に、オホーツク海岸地域の一部を同渡辺順・太田昌秀両氏に援助していただいた。なお、たまたま卒業論文の作製のための調査中であった北海道大学三和順城氏からは、多くの資料の提供をうけた。

この地域は、明治45年に岡村要蔵によって踏査され、北海道中軸帯の基盤岩類が1つの単元を構成してあらわれていることが明らかにされている。近年になっては、乙忠部から志美宇丹地域が、北海道大学の修業論文や卒業論文の作成のために調査されている。それらによって、日高帯の最北端にあたる基盤類の構造や、新第三紀の火成活動と堆積の関係などのほか、北海道の構造についての大きな問題がいくつか提起されている。

報告に先だち、調査の援助をしていただいた、秋葉力、藤江力、白井健祐、長谷川潔、太田昌秀、渡辺順、三和順城の各氏に厚くお礼申上げる。

I 位置および交通

この図幅は、北緯 $44^{\circ}40' \sim 44^{\circ}50'$ 、東経 $142^{\circ}30' \sim 142^{\circ}45'$ の地域をしめしている。行政的には、オホーツク沿岸地域が枝幸町に、西部の大部分の地域が歌登村に、それぞれふくまれる。



第1図 位置図

図幅地域内の村落は、図幅の中央地域の志美宇丹市街と、オホーツク海岸の乙忠部市街だけである。志美宇丹市街には、歌登村市街から2往復ていどのバスが運行している。海岸に沿っては国道が開さくされており、枝幸と雄武を結ぶバスが通っている。国道以外の道路の状態はひどく悪く、自動車の通行もおもうようにはできない。

II 地 形

この図幅地域は、オホーツク海岸の段丘地域、志美宇丹を中心とした盆状地域、およびそれらを分離し、あるいはとりまく山地帯、といった3つの地形区にわけられる。

海岸段丘地域は、海岸線から約4km奥地までの範囲にはいる地域で、主として標高160m内外の段丘と標高80m以下の段丘とから構成されている。下位の段丘は、解析度もよわく、なだらかな平坦面となっており、農地に利用されている。上位の段丘地帯は、かなり開析がすすんでおり、平坦面は少ない。これら段丘面を構成する地層は、第四紀洪積層である。

中央盆状地域は、志美宇丹、オフタルマナイ、および上徳志別の広い河岸段丘地帯と、標高160m内外の段丘地帯とから構成されている。上位の段丘地形の形成は、海岸段丘地



写真 1 志美宇丹盆状地（手前は第1段丘面）



写真 2 上徳志別盆状地（手前は河岸段丘面，遠景は第1段丘面）

域の上位段丘地形を形成した時期と同時期のものである。この盆状地域の基盤は、主として新第三紀に属する堆積層から構成されている。

山地帯は、フーレップ川上流および音標川上流地域の基盤岩類の発達する地域と、新第三紀に属する火山岩類の分布する地域とにわけられる。火山岩類の分布する地域は、ひじようになだらかな丘陵性の山地で、楯状火山をおもわせる形態をとっている。とくに、標高300m内外のところ、かなり平坦な面がみられることが多い。これが、段丘面であるかどうかは、確かめることができなかつたが、その可能性は充分にある。

図幅地域のおもな河川は、徳志別川とその支流であるオフタルマナイ川、フーレップ川および音標川である。このほかいくつかの小河川がある。いずれも、南西方からオホーツク海にむかって流れているが、図幅の北西隅を北西にむかって流れるペンケナイ川だけは西隣接図幅の音威子府図幅地内で幌内川に合流している。このペンケナイ川と徳志別川との間には、河川の争奪の形跡がみとめられ、逆川などとよばれている支流がある。これは、志美宇丹―上徳志別盆状地の形成と密接な関係がある。

III 地質概説

この地域を構成している地質系統は、模式柱状図にしめたとおりである。

この地域を構成している岩層は、図幅の南東部をしめている基盤岩類、このほかの地域を構成している新第三紀岩類、およびこれらを基盤として、その上位に発達している第四紀の段丘堆積物類との3つに大別することができる。

基盤岩類は、日高層群とよばれてきた先白堊紀の堆積岩を原岩とするホルンヘルス、変成前にその中に進入し、ホルンヘルスと同時に変成をうけた変輝緑岩、このホルンヘルス化と関係をもっとみられるトータル質岩などの変成岩、はんれい岩、花崗岩、およびアブライトといった進入岩類から構成されている。この分布位置は、北海道の日高帯の中軸部で、点々と連続する変成帯の最北端にあたる。とくに、進入岩類の多様性に富むことから、奥士別地域とならんで、北部日高帯における、火成活動の1つの中心地ともなっている。

新第三紀岩類は、上部中新世から鮮新世にかけた堆積岩と火山噴出物である。中新世に堆積したものとみられるタチカラウシナイ層は、基盤岩類を直接不整合におおって発達しており、それぞれの地域によって、火山砕屑岩の多いところや、純粋の堆積層から構成されるなどがあり、それらの間には同時異相の関係がみられる。このような状態からみて、火成活動と堆積が錯綜して形成されたものとみられる。しかも、この時期の火成活

時代	地層名	模式柱状図	岩質	その他
第四紀	現世	沖積層	砂 礫 粘土	侵蝕間隙
	更新世	崖錐堆積物	礫 粘土	
		河岸段丘堆積物	礫 砂 粘土	
	新世	第2段丘堆積物	礫 砂 粘土	
		第1段丘堆積物	粘土 礫 砂	
		音威富士熔岩	角閃石安山岩	
新第三紀	鮮新世	辺毛内熔岩 歌登山熔岩	普通輝石紫蘇輝石安山岩	造盆褶曲 鈣化作用 一部侵蝕間隙
		ペンケ層	砂 岩	
	中新世	志美宇丹層 オフン熔岩	凝灰質泥岩・砂岩 紫蘇輝石安山岩	
		徳志別集塊岩	普通輝石紫蘇輝石安山岩 質集塊岩	
	新世	タチカラウシナイ層	礫 岩・砂 岩 亜 炭	
		オフタルマナイ層	緑色凝灰岩	
先白堊紀	変成岩類 侵入岩類	ホルンヘルス トータル質岩 アブライト 花崗岩 はんれい岩 変輝緑岩	侵蝕間隙 造構造運動	

第2図 乙忠部図幅模式柱状図

動は、北部と南部にそれぞれ活動の中心をもっている。

鮮新世の志美宇丹やペンケ層は、中新世の火成活動のいくつかの中心地域にはさまれたところの堆積盆に形成されており、この火成活動と堆積作用との相互関係は、図幅地域における大きな新第三紀の問題となっている。

第四紀層もまた、火山地域以外のところに広く分布している。今のところ、高位の第1段丘と低位の第2段丘にわけられる。このほか、河岸段丘も、志美宇丹—上徳志別盆地に広く発達しているといった具合に、この図幅地域の各岩類は一連の構造発達史のなかにまとめられる。

IV 基盤岩類

この地域の基盤岩類は、ほぼ、乙忠部川と徳志別川上流を結んだ線の南東部地域に広く発達している。このほか、北東海岸のペラウシュナイ川附近に、新第三紀層におおわれていながらも各所にその露出がみられる。

この岩類は、ホルンヘルス、そのほかの変成岩類、はんれい岩などの進入岩類に、大別される。

IV.1 変成岩類

この地域の変成岩類は、日高累層群の堆積岩類が変成したとみられるホルンヘルスと、そのなかに進入した塩基性岩類が変成されたもの、および、ホルンヘルスを交代して発達しているとみられるトータル質岩の3つの種類がある。

IV.1.1 ホルンヘルス

ホルンヘルスは、図幅地域の東南部一帯にかけて広く分布しており、南に隣接するニウブ図幅地域内にまでもひろがっている。このホルンヘルスの変成度は、さまざまであり原岩の砂岩や粘板岩の組織を充分に残しているものから、完全に再結晶しているものまで、いろいろの岩相がみとめられる。全般的傾向として、片理の発達がいちじるしく、片状ホルンヘルスとよぶことのできる様な岩相が、大部分をしめている。その片理の方向は、この中に進入している変輝緑岩の分布とほぼ一致する、**NNE-SSW**の方向性をとっている。また、部分的にはつきりした、ラミナがみとめられるが、それと片理とはほぼ一致した方向性をとっている。さらに、変成作用のうけ方の強弱も、この方向に影響されているように考えられる。また、この中には、**N30°E**方向のせん断帯が発達しており、そこにはやや多量の黄鉄鉱が鉱染した鉱化帯がともなわれている。このせん断帯は、大まかには、ホルンヘルスの片理と一致しているが、局部的には片理を切ってくるような状態をしめている。

ホルンヘルスは、変成度の強弱および鉱物組合せの上から、つぎのように分類される。

a) 変砂岩および変粘板岩

b) 含堇青石・白雲母－黒雲母ホルンヘルス

c) 含ざくろ石・堇青石・白雲母－黒雲母ホルンヘルス

このような違いを示す岩相を全地域にわたって追跡することは、露出が少ないことからみて、ひじょうに困難である。これらの中で、もっとも広範囲に分布しているのは、bタイプの岩相である。

bタイプの岩相をしめすものは、暗桃褐色ないしは暗褐色をていする典型的なホルンヘルス色をしめしている。これに反して、変砂岩や変粘板岩は、堆積のラミナなどがよく残されており、肉眼的にはほとんど黒雲母の生成をみとめることができない。堇青石の入っている岩相では、片理面上に凹凸をつくって斑点状に発達しているものや、縞模様をつくっているものなどがみとめられる。

これらを顕微鏡下で観察すると、つぎのとおりである。

aタイプの岩石は、原岩の砂粒がよく残されているが、微細な黒雲母がかなりできており、不規則な形をした細粒の石英や斜長石などが再結晶しているのがみとめられる。また、あるものでは、この間に黒色のミロナイト縞が発達している。bタイプの岩相のものでは、一般に、完全に再結晶作用が行なわれており、斜長石や石英はモザイク状に組合い、黒雲母も大きくなり、いちじるしく方向性をしめすようになる。さらに再結晶化のすすんだものでは、斜長石や石英の一部のものは、斑状変晶(0.2mm前後)として成長しており、黒雲母は多数の結晶片が寄り集ってクロットを形成するようになる。白雲母は一般に雲母にともなっており、これを置換している。そして、中には斜長石を包有し、大型のポイキロプラスト(0.2~0.5mm)を作っているものがみられる。堇青石は、斑状変晶として多数みられるが、大部分がピニ石化がいちじるしく、明瞭な結晶輪郭をしめさないものが多い。cタイプのものは、とくに再結晶がすすんでおり、結晶間に、多数の細粒ざくろ石粒が散点している。黒雲母は、これらの各岩相をつうじて同一性質のもので、X=濃褐色、Z=淡黄色の多色性をしめしている。

黄鉄鉱染部では、脈状あるいはクロット状の黄鉄鉱にともなって、粗粒のモザイク石英が脈状に発達している。それと同時に、この脈のふちには、まわりのホルンヘルスのものよりかなり大きな黒雲母や斜長石が成長している。

IV.1.2 変輝緑岩

変輝緑岩は、ホルンヘルス地域のほぼ中央部地域や、乙忠部川の中下流地域からフーレップの川の中流地域にかけて、岩床あるいは岩脈状の進入体として多数みられる。この岩石は、ホルンヘルス化作用以前に進入した輝緑岩が、後にホルンヘルス化作用をうけて変成したものである。岩質から、2つの型が識別される。一つは、細粒の正規輝緑岩といえるものであり、もう一つは、粗粒のはんれい岩質輝緑岩とよばれるような岩質のものである。

a) 正規輝緑岩相

このもっとも標式的な露出は、ペセトコマナイ沢の沢口から海岸にそって南に500mていどの間にみられ、ここでは、枕状熔岩様の構造が観察される。この岩石は、暗緑色の緻密な岩質のものである。この岩石のうち特にいちじるしく変成された部分は、完全に角閃岩化しており、原岩の構造は残されていない。



写真 3 枕状熔岩の産状をみせる変輝緑岩

この岩石を顕微鏡下で観察すればつぎのとおりである。

主成分鉱物は、斜長石と淡緑色を呈する角閃石で、副成分鉱物として多少の黒雲母や緑泥石、さらに白チタン石をふくんでいる。斜長石斑晶による斑状構造をしめし、石基はオフィテック組織をよく保存している。斜長石斑晶は、板状のものでは、最大1.4mm×1.8mm、長柱状のものでは、最大0.3mm×2.0mmに達している。これに対して、石基中の斜長石は、長柱状ではあるが細粒で、0.05mm×0.5mmのものが多い。角閃石は、羽毛状あるいは針状の聚合結晶をつくっており、斜長石を置換して多量に生成している。角閃石の一部のもの

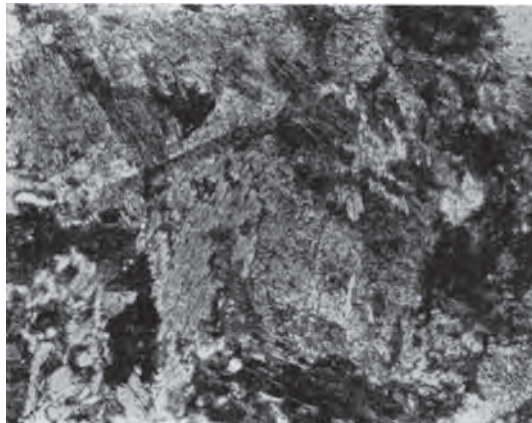


写真 4 変輝緑岩（細粒相）+ニコル

に、黒雲母で置換されているものがみとめられる。また破碎をうけた部分には、黄鉄鉱をともなう、石英脈が発達している。

この岩相の角閃岩化したものは、斑状斜長石を残してはいるが、石基はほとんどが、細粒の柱状あるいは羽毛状角閃石で置換されている。そして、さらに細粒の斜長石や石英が再結晶しており、モザイク構造をしめす岩相にかわっている。

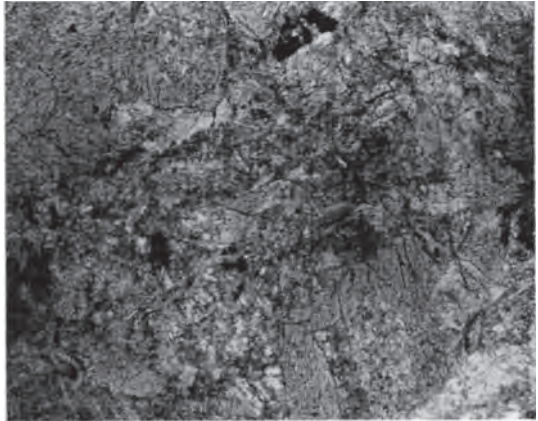


写真 5 変輝線岩（粗粒相）//ニコル

このような角閃岩化した部分には、脈状にスカン様（scan-like）の岩石が発達しているのが観察される。この岩石は、透輝石、緑れん石、斜長石、石英、およびチタン石などから構成されており、グラノブラスチック組織をしめしている。

b) はんれい岩質岩相

このタイプの変輝線岩も、海岸にそった各所で観察することができる。a)の岩相にくらべて、かなり粗粒で、全般に破碎されている。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

主成分鉱物は、a) 岩相と同じであるが、粒度のほかに、構造の点でもいちじるしい違いがみとめられる。自形の板状あるいは柱状の形をとり1.0mm×1.6mmでいどの大きさの斜長石と、板状あるいは葉状の淡褐色ないしは淡緑色を呈する角閃石が不規則に組合い、さらにこれらを、針状あるいは羽毛状の淡緑色の角閃石が置換している。粗粒の角閃石は、内部に柱状斜長石の小結晶を包有しており、篩状組織をしめしている。その状態からみて、おそらく原岩の篩状組織を残して、輝石が角閃石に置き換えられたものと考えられる。これに対して、細粒の角閃石は、正規輝線岩相に見られたと同じように、もとの構造をこわす様な状態をしめし、不規則に発達している。黒雲母は、細片状で、やはり角閃石を置換して生成している。斜長石は、ほぼAn60の成分をしめし、A-Cの結合双晶をしめすものが多い。

IV.1.3 トーナル質岩

この岩石は、乙忠部川の中流とペラウシナイ川の上流に分布している。しかし、露出の状態が悪いので、ホルンヘルスとの関係はあきらかではない。肉眼的にはやや細粒であるが、岩質は、典型的なトーナル岩に近いものである。

顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

主成分鉱物は斜長石、石英、黒雲母で、このほか白雲母をかなりふくんでいる。副成分としては、緑泥石、燐灰石、褐れん石および黄鉄鉱などがみとめられる。

やや粗粒の、自形の板状あるいは短柱状の斜長石斑晶と、この間を、互いに縫合状接合をしながら埋めている、粒状の斜長石、石英、黒雲母などによる、斑状構造をしめしている。斜長石斑晶は、 $0.2\text{mm} \times 0.4\text{mm} \sim 0.3\text{mm} \times 0.6\text{mm}$ の大きさのもので、一般に累帯構造をしめしており、内部のよごれているものが多い。間を埋める斜長石は、 0.2mm 前後の大きさのもので、不規則な形をしめしている。黒雲母は、斜長石の結晶間に発達しており、石英によって融蝕され、あるいは包有されている。そして、クロット状に集合しているものが多くみられる。白雲母は、黒雲母や斜長石を置換して成長している。石英は、まえにのべた各結晶をいちじるしく融蝕しており、不規則な形をしめすものが多い。しかし、部分的にはやや粗粒の結晶がモザイク状に組合わさっているものとみとめられる。雲母類は、さらに緑泥石に変化しているものが多い。

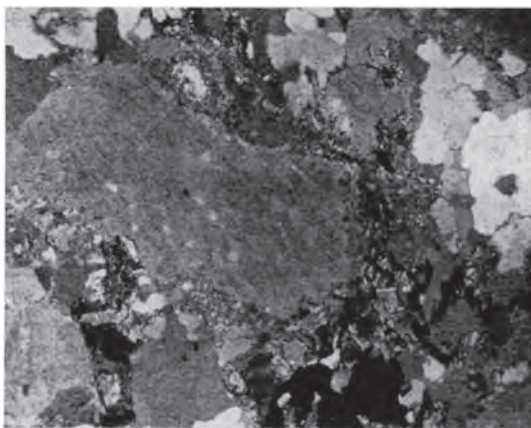


写真 6 トーナル質岩 十ニコル

この岩石の顕微鏡下の観察結果からみると、斜長石斑晶にだけ、火成岩的要素がみられ、この間の組織は変成岩の構造をしめしているのが特ちょうである。

IV.2 進入岩類

この地域のホルンヘルスの中には、まえにのべた変輝緑岩のほかに、はんれい岩や花崗岩などの深成進入岩類が発達している。これらの進入岩類は、変輝緑岩やトーナル質岩などと密接な関連をもったもので、両者を合わせて、1つの深成活動の産物とみることのできるものである。

進入岩類はつぎのように分類される。

1 はんれい岩

- a) 変はんれい岩体
- b) 輝石はんれい岩体

- c) 複合はんれい岩体
 - かんらん石はんれい岩
 - ノーライト
 - 角閃石はんれい岩
 - 閃緑質はんれい岩

2 花崗岩

3 アプライト

IV.2.1 はんれい岩

この地域のはんれい岩は、乙忠部川の上流に小さな岩体で露出している。変はんれい岩、タチカラウシナイの東南方に塊状の岩体をかたちづくっている輝石はんれい岩、およびフーレップ川上流に発達する岩体を構成するものの3つである。なおフーレップ川上流のものは、かんらん石はんれい岩、ノーライト、角閃石はんれい岩、閃緑岩質はんれい岩などのいろいろの岩質のものからなる複合岩体である。

a) 変はんれい岩体

このはんれい岩は、ちょっとみたところ、優白質の岩石とされるような外観をしめしている。しかし、これは、正規はんれい岩がいちじるしく花崗岩化作用をうけた結果と考えられる。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

主成分鉱物； 斜長石、黒雲母、カリ長石

随伴鉱物； 緑泥石

ひじょうに汚れた、粗粒の短柱状～長柱状の自形斜長石と、これを置換しながら発達している黒雲母、さらに、これらの間を互いに縫合状組織をしめしながら埋めている石英、そして、これらの各鉱物を置換し、あるいは包有しながら成長しているカリ長石などからできており、粗粒の変成岩構造をしめしている。全体に、破碎作用をうけており、そしてこの時期に細粒の斜長石と石英の再結晶作用が顕著に行なわれたとみられる。

また、カリ長石は斜長石との間にミルメカイトをつくっている。

鉱物組合せからは、花崗岩と同じであるが、残存している斜長石(0.4×1.6mm An32)がはんれい岩に見られるものと同じ様な形をとっており、また、花崗岩の場合は斜長石と黒雲母がほぼ同時晶出であるのに対し、この場合には、さきに存在していた斜長石を置換する状態で生成している点で、かなりの違いがみとめられる。

b) 輝石はんれい岩体

このはんれい岩は、タチカラウシナイの東南方に、南北約4km、東西約3kmの塊状の岩体を構成しているものである。この岩体は、塊状ではあるが、ホルンヘルスの構造とほ

ほぼ整合的にのびた形をとっている。ちょっとみると、閃緑岩様の岩相をしめしているが、細粒から粗粒なものまであり、全般的に基性なもので、ときに超塩基性岩様のものもみとめられる。淡緑色ないし暗緑色を呈する堅硬なものが多く、この岩石を顕微鏡下で観察するとつぎのとおりである。

ほとんどの岩石は、斜長石と輝石を主体とし、ごく少量の角閃石、黒雲母、緑泥石、チタン石などをともなっている。

斜長石は、いろいろの大きさのもので、粒状、長柱状の半自形、あるいは大型斑晶状の他形をとるものなど、いろいろの形をしめしている。一般に、アルバイト双晶が目立ち、斑晶状のものには、不明瞭な累帯構造がみとめられる。

輝石は、大部分が異斜石質のもので、大型のものは、たいいてい、いちじるしいオフィティックな形をしている。角閃石に置き換えられるものも多く、一部は緑泥石に変わっている。角閃石は、無色に近い針状ないし長柱状の透角閃石質のものである。黒雲母はごくまれにしかみとめられない。

以上の岩質からみると、この岩体のはんれい岩のほとんどは、日高帯における初期のはんれい岩にふくめられる。異斜石を特ちょう的にふくんでいることは、かなり初期のものにみられることである。

c) 複合はんれい岩体

この岩体は、フーレップ川上流からこの図幅の南に隣接する仁宇布図幅地域にかけて、分布しているものである。「仁宇布」図幅地域の音標川上流では、南北にのびた形をとっているが、この図幅地域にちかくなると、北西方向にのびをかえて、N60°W方向の断層で切られている。その北端部がこの地域にふくまれている。

このはんれい岩体は、かんらん石はんれい岩といった基性のはんれい岩からトータル質岩にちかい、かなり酸性のものまでの、いろいろの岩質のものから構成されている複合岩体である。大体、塩基性岩を初期相とし、その構成鉱物がより酸性の鉱物に2次的に置き換えられて、しだいに酸性の岩石にかわってゆく過程の、いろいろな岩質のものがみられる。日高帯においては、このようなはんれい岩は、比較の後期の活動とみられている。

かんらん石はんれい岩 このはんれい岩は、フーレップ川上流の二股附近から東方の三角点に向う小沢に、2カ所の露出がみられる。そのほかは、転石として岩体の西方附近にみられるだけで、複合体の構成岩類の中で、量的にもっとも少ないものである。

灰黒色の中粒ないし粗粒な岩石で、風化面では、橄欖石の焼けがみられ、これらの間に大形の斜長石斑状変晶が点在している。露出が風化し、砂状になった中に、塊状の新鮮なものがみとめられるのが普通で、ほかのはんれい岩との関係は不明である。不明瞭な流理

構造がみとめられることがある。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

構成鉱物は、斜長石、橄欖石および輝石類を主成分とし、副成分としては輝石類を交代して生成した淡褐色ないし、淡緑色を呈する角閃石および黒雲母がある。このほか、きわめて少量の磁硫鉄鉱、燐灰石、炭酸塩鉱物などがある。

組織構造は斜長石、輝石類および橄欖石がオイフティックに組合い、粗粒なはんれい岩構造をしめている。このなかに、大型の斜長石斑状変晶が形成されており、不均質な斑状様の組織となっているものがあり、そこでは、原岩の組織は橄欖石および輝石の構造のみ残されていて、それらの間を大型の斜長石斑状変晶が埋めている。このような組織の変化に伴って、各鉱物も交代され、とくに原岩の組織をあらわす柱状斜長石は、輝石およびかんらん石に内包されるものを除いては、破砕がいちじるしい。そしてそれらの割目および結晶間から再結晶し粒状の斜長石となっている。柱状斜長石は新鮮で、 $An_{75} \pm$ 、粒状斜長石は $An_{70} \sim 75$ 、斑状斜長石は $An_{45} \sim 75$ の成分のもので、斑状斜長石は、累帯構造がいちじるしい。

かんらん石は、他形をとり柱状斜長石の間を埋めるような構造をあらわしている。結晶の割目や周辺部からいちじるしく蛇紋石化され、ときには完全に蛇紋石に変つているものもある。この傾向は斑状斜長石に内包されるものに多くみとめられる。また結晶が個々に割れてゆく、いわゆるポリゴニゼーションもみられる。 $2V = (+)85^\circ \sim (-)85^\circ$ で、Fe成分に富むものが多い。輝石類は、紫蘇輝石および透輝石からなり、割目や周辺部から、淡褐色のカミング角閃石に交代されている。紫蘇輝石は $2V = (-)80^\circ \pm$ 、透輝石は $(+)55^\circ \pm$ 、 $\hat{Z}C40^\circ \pm$ の光学性をしめす。

ノーライト この岩石は複合岩体の西側に多くみられ、フーレップ川の西方に向う支流に露出している。灰黒色、細粒ないし中粒の岩石で、有色鉱物の濃淡によって区別することができる。いわゆる流理構造がわずかにみとめられる。この走向は、岩体の延びと、ほとんど並行している。一般に、粒度の不均一な岩石で、細粒部は、あとからのべる角閃石はんれい岩と野外で区別することがむずかしい。ノーライトの中に斜長石斑状変晶ができると、岩質は閃緑質はんれい岩に移行する。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

構成鉱物は、斜長石、紫蘇輝石、透輝石を主成分とし、副成分として淡緑褐色の角閃石、黒雲母、石英、磁硫鉄鉱、そのほか炭酸塩鉱物などがある。この構成鉱物は、細粒部および粗粒部で違う。細粒部では、ほとんど主構成鉱物からなるが、粗粒部では、このほかにかなり多量の淡緑色を呈する角閃石、黒雲母、石英がみられる。淡緑褐色の角閃石は、輝石類を交代して形成されたものである。

細粒部は、他形の粒状組織をあらわし、中粒部はいわゆるはんれい岩組織で、粗粒オイフティック構造をとっている。さらに、この構造は大型斜長石の斑状変晶の形成にと

もなっており、斑状組織あるいは他形粒状組織にかわっている。

斜長石は、細粒部では他形粒状の形をとり、カルスバッド双晶およびアルバイト双晶が組合った複合双晶が多い。累帯構造はほとんどみられない。成分はAn55±である。中粒部では、柱状半自形または他形で、アルバイト双晶の聚片双晶をなすものが多く、累帯構造も発達している。An成分は、内部がAn60±、周縁部がAn55±である。斜長石の斑状変晶は、不明瞭に消光するものが多く、まえにのべた斜長石や粒状輝石類も内包している。この粒状輝石類は、淡緑色の角閃石や黒雲母を交代している。双晶は、周縁部でいちじるしく内部にむかって消えるアルバイト双晶が多い。

一般に、汚れがいちじるしく、累帯構造がみられる。An成分は、内部でAn55±、周縁部でAn45±である。

輝石類は、細粒部では、他形粒状の形をとり、中粒部では、柱状斜長石間を埋めて、オフィティックな形態をしめしている。また、粒状の斜長石が集合して、柱状斜長石の間を埋めるものもみられる。このほか、斜長石の斑状変晶と接する部分やその中に内包されているものは、櫛状の淡緑色の角閃石あるいは黒雲母などに交代されている。紫蘇輝石は $2V=(+)60^\circ$ ±、透輝石 $2V=(+)60^\circ$ 、 $\widehat{C}=45^\circ$ ±である。

角閃石はんれい岩 この岩石は、比較的少ないもので、分布もこの地域では岩体の東部寄りに、わずかに分布しているにすぎない。まえにのべたように、ノーライトとは肉眼的に区別することが困難であるが、相互に漸移する関係がみとめられる。この岩石も、大型の斜長石の斑状変晶を生じ、閃緑質はんれい岩に岩質が改変される過程をしめしている。一般に灰緑色を呈する細粒な岩石である。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

構成鉱物は、緑色角閃石、黒雲母、斜長石を主成分とし副成分として石英、緑泥石、磁硫鉄鉱、炭酸塩鉱物をふくむ。このほか、わずかにレリクとして、輝石がみとめられる。構造は、いわゆるオフィティックで、微はんれい岩組織をあらわしている。ノーライトと同じように、部分的に斜長石の斑状変晶が形成されていて、斑状組織をあらわしている。このほか、粒状の輝石が多く残されている部分では、完全にノーライトと同じ様な他形粒状組織となっている。また閃緑岩質はんれい岩と漸移する付近では、黒雲母と斜長石の斑状変晶が並行配列している部分もみられる。この部分ではわずかに石英が加わっている。

斜長石は、粒度が不均一で、他形粒状から半自形柱状のものまでみられ、カルスバッド-アルバイト複合双晶が多く、例外なく累帯構造が発達している。緑色角閃石は、一般に黒雲母に交代されることが多く、柱状斜長石とオフィティック構造をとり、陽起石質角閃石と考えられる。

閃緑質はんれい岩 閃緑質はんれい岩は、岩体の中で最も多量に発達している。

主として、岩体の東側に分布するが、いままでのべたはんれい岩の中に、細脈状あるいは

は網目状に発達しているものも多い。これらは、野外で、黒雲母の並行配列がみられることから、一見片麻岩状の外観を呈する。これは、より細粒なノーライト、角閃石はんれい岩などに、斜長石の斑状変晶が生成し、閃緑岩質のものに漸移している部分に多い。

一般に粒度、および岩質がきわめて不均質な岩石で、灰色ないし灰黒色を呈し、中粒から粗粒で、部分的に方向性をもっている。この方向性は、岩体の延びと平行するものと、斜交するものがみられる。後者の場合は、岩石は優白質となり、黒雲母、石英の量がいちじるしく多量となり、トナール質岩となっている。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

主成分鉱物は、斜長石、石英、緑色角閃石、黒雲母である。副成分鉱物としては、燐灰石、緑泥石、少量の炭酸塩鉱物および不透明鉱物がみられる。

細粒部から中粒部は、柱状の斜長石と角閃石がオフィティックに組み、微はんれい岩構造をあらわしている。部分的に、粒状の斜長石と粒状の角閃石が組み、他形粒状組織をあらわすものがみられる。トナール岩質部では、他形粒状組織をしめしている。石英は、これら鉱物間を埋め、波動消光や割目がいちじるしい。

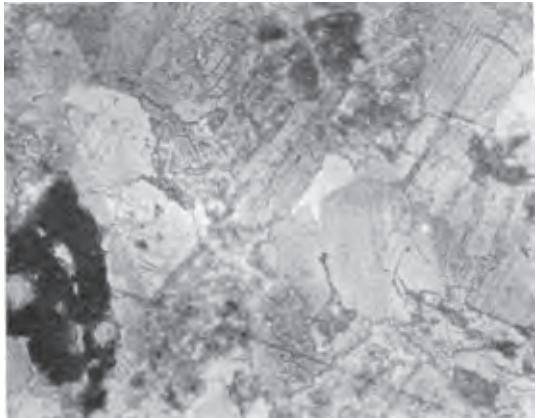


写真 7 閃緑質はんれい岩 ニニコル

斜長石は、細粒部ないし中粒部では、柱状にちかい半自形から他形の形をしめしている。聚片双晶をなすものが多い。大型の斜長石の斑状変晶は不明瞭な消光や、いわゆるチェス盤状構造をなすものもみられる。累帯構造は普通にみられ、粒状斜長石や炭酸塩鉱物に交代された角閃石などを内包するものもみられる。An成分は、粒状斜長石： $An_{40} \pm$ 、柱状斜長石： $An_{65} \pm$ 、斜長石斑状変晶： $An_{60} \pm$ （内部）および $An_{45} \pm$ （周縁部）である。

緑色角閃石は、他形を呈し、赤褐色の黒雲母に交代されているものが多い。また櫛状をしている緑泥石に交代されているものもある。このほか、淡緑褐色で、聚片双晶をなすものもみられる。黒雲母は、一般に淡緑褐色を呈しているが、不透明鉱物や粒状の角閃石の集合体と接して、いちじるしく劈開の曲った赤褐色のものもしばしば見られる。

IV.2.2 花崗岩

花崗岩は、大きくみると、乙忠部部落の北方海岸に広く分布しているものと、図幅の南端フーレップ川中流に分布するものの2つの岩体がある。乙忠部北方の花崗岩体は、さら

に、ペラウシナイ川下流域に広く分布しているものと、乙忠部部落のすぐ北方の海岸に露出しているものの、2つの岩体にわけられる。これらの花崗岩体は、新第3紀のタチカラウシナイ層でおおわれているために、基盤岩であるホルンヘルスとの関係はあまり明らかでない。これに対して、南部のフーレップ川流域に分布しているものは、大きな塊状の岩体をつくっており、破碎部をとまわずに明瞭な接触をしめしている。しかし、音標川流域のものは、岩脈状の産状をしめし、ホルンヘルスに破碎部がみられることがある。

岩質からみると、北部の岩体がひじょうに粗粒であるのにくらべて、南部のものは中粒である。

これらの岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

北部の岩体では、1.4mm～2.0mmでいどの自形性の強い板状斜長石と、この間に発達している自形性のいちじるしい黒雲母（長径0.5mm～1.0mm）、さらに、これらの間を埋める半自形ないし他形の石英から構成されている。そして、まえにのべた各結晶の間を埋め、あるいはこれらを置換している多量のカリ長石がみとめられる。そして、



カリ長石はパース石構造をしめしており、斜長石との間には、ミルメカイトを形成している。黒雲母は、X=淡緑褐色～淡黄色、Y=Z=暗緑褐色～濃赤褐色の多色性をしめしている。そして、破碎作用により、折れ曲っているものがあり、まわりやへき開にそって緑泥石にかわっているのがみとめられる。一部には、長柱状の緑色を呈する雲母が集っているのがみられる。このほ

写真 8 花崗岩（フーレップ岩体）+ニコール

かに、燐灰石、ジルコンなどが少量散点している。

フーレップ川流域の岩体は、北部のものと比較してカリ長石が少なく、大型の斑状斜長石（中心部An35、周辺部An15）が目立っている。ときに、約2.0mmほどのいちじるしいポイキロプラスチックな形をした電気石がみられる。また、岩体の北端部には、細粒で有色鉱物の少ないアブライト質のものもみられる。その他の点では、北部のものと同様である。

IV.2.3 アブライト

この岩石は、フーレップ川花崗岩体の西南縁ちかくに、岩脈状で発達している。その南

方には、ホルンヘルスと複合はんれん岩体とが接するN60° W方向の断層が走っているが、この岩脈も、それとほぼ同じ方向にのびている。一般に、灰白色を呈する細粒のもので、肉眼で黒雲母がみとめられる。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

半自形ないし他形の斜長石と、不定形の石英を主体とする。モザイクまたはグラフィック状の構造をとっている。少量のカリ長石と黒雲母をともない、まれに燐灰石、炭酸塩鉱物、不透明鉱物などをふくんでいる。

斜長石は、結晶の粒皮や形がまちまちで、一般に他形をしめしている。ひどくよれているものも多い。カリ長石と石英は、しばしば文象構造をあらわしている。黒雲母は、板状および柱状で、部分的に緑泥石にかわっている。

V 新第三紀層および同時期火山岩類

この図幅地域に発達している新第三紀に属する岩層は、まえにのべた基盤岩類を不整合におおって、図幅地域の約3分の2を占める地域に広く分布している。新第三紀層は、下位より、オフタルマナイ層、タチカラウシナイ層、志美宇丹層、およびペンケ層に分けることができる。

オフタルマナイ層は、図幅の南西隅の一部に分布するにすぎない。タチカラウシナイ層は、志美宇丹市街地をとりまき、その東部および南西部に分布している。東部では、基盤岩類を不整合におおって発達しており、南西部では、その一部が露出するが、その大部分は、集塊岩や安山岩流に移りかわっている。以上の2層は、上部中新世の堆積とみられる。

なお、この時期の火山岩類には、地質図に徳志別集塊岩としてしめした、ひじょうに規模の大きな集塊岩および熔岩がある。これは、図幅の北部と南部にわかれて分布している。

一方、鮮新世の堆積とみられる志美宇丹層とペンケ層は、盆地の中央部および北西部にひろく分布しており、歌登山熔岩などの新期安山岩類でおおわれているところも少なくない。

新第三紀岩類は、つぎのように分類される。

- | | | |
|-------|---|----------|
| 鮮 新 世 | } | 8. 辺毛内熔岩 |
| | | 7. 歌登山熔岩 |
| | | 6. ペンケ層 |
| | | 5. オフン熔岩 |

14. 志美字丹層
- 中新世～鮮新世 3. 徳志別集塊岩
- 中新世
- 2. タチカラウシナイ層
 - 1. オフンタルマナイ層

V.1 オフンタルマナイ層

この地層は、オフンタルマナイ川上流に分布している。この図幅地域では、局部的にみられるだけである。西に隣接する音威子府図幅地域では、先白堊紀層を不整合におおっているのがみとめられている。図幅地域では、主として緑色凝灰岩から構成されているが、ほかの地域では、プロピライトや緑色角礫凝灰岩が優勢である。

この地層は、オフンタルマナイ川上流部に広く分布し、本庫鉱山などの銅・鉛・亜鉛鉱床の母岩となつている。そのため、緑泥石化、珪化、黄鉄鉱化などの鉱床形成の影響が、きわめて広い範囲にみとめられる。

緑色凝灰岩の中には、かなり砂質な部分があり、そこにはつぎのような化石のほか、二枚貝や巻貝の破片も多数ふくまれている。

cf. *Chlamyis* sp.

Macoma sp.

Clinocardium sp.

Mya sp.

V.2 タチカラウシナイ層

この地層は、タチカラウシナイ附近に、標式的に発達している。その岩相および層厚は、ともに側方への変化がはげしく、地域別に論じなければならないが、大きくみれば、火山噴出物、碎屑岩、および凝灰質砂礫岩を主体構成物とした地層といえる。また、この地層の中には、5枚～6枚の亜炭の薄層が挟まれており、一部には植物化石を産するが、大部分のところでは、海棲貝化石を含有している。

この図幅地域内では、この地層の岩相とその側方変化の概要は、次の3地区においてみることが出来る。

- 1) タチカラウシナイ地区……堆積岩相の模式的に発達する地区
- 2) 徳志別地区……火山噴出岩類と堆積岩相とが互層する地区
- 3) 三線沢地区……火山噴出岩類を主な構成物とする地区

V.2.1 タチカラウシナイ地区

この地区では、この地層はタチカラウシナイ川中流から上徳志別にかけて二地域に堆積岩相がよく発達しており、その層厚は約400mである。この地層の岩相は主として礫岩、砂岩および凝灰岩の互層からなり、ときには含炭部を介在している。また全層がいちじく凝灰質であることが特ちょうである。

この地の基底は、タチカラウシナイ川中流においてでは、粘板岩の垂角礫をふくむシルト岩が、また、上徳志別附近では、基底礫岩層が、直接ホルンヘルスの上に不整合でつている。この礫岩層は径2cm～4cmの粘板岩、砂岩、ホルンヘルスの円礫を主体とし、少量の珪岩をふくんでいる。またときには60cm内外の巨礫の散在していることもある。基質は安山岩質凝灰岩および砂岩である。層厚は1m～3mである。

含炭部はおもに凝灰質砂岩および泥岩の互層からなり、5m～30cmの層厚をもつ亜炭層を7枚～8枚はさんでいるほか、礫岩の薄層の介在もしられている。砂岩は帯緑色の粗～中粒砂岩を主とし、1cm～3cmの小礫を散点した粗鬆軟弱なものである。礫岩層はその基質が凝灰質岩あるいは粘土で、乳黄色を呈しており、風化すると黄褐色になる特ちょうがある。泥炭は暗灰色または灰青色を呈し、浮石を多量にふくんでいる。ときには、海棲貝化石を産出する。

この地層の上半部は、黄灰色の凝灰質砂岩および凝灰岩を主とし、凝灰質角礫岩の挟みが目立ってくる。これらの地層はいずれも浮石を多量にふくみ、風化すると黄褐色または、乳白色を呈するようになり、粗しょうで軟質となる性質をもっている。



写真 9 タチカラウシナイ層の基底部にみられる集塊岩



写真 10 タチカラウシナイ層中の亜炭

この地層の中には、また60cm~100cmの厚さをもつ化石帯が2帯~3帯挟在している。もっとも良好な化石を産出するのは、上徳志別のことぶき橋附近およびタチカラウシナイ川南支流の各沢で、つぎのような化石種が識別される。

Glycymeris vestitoides NOMURA

Anadara ogawai MAKIYAMA

Spisula voyi GAB.

S. ezôdensata (KUB.)

Mercenaria chitanii (YOK.)

Pitar okadana (YOK.)

Diplodonta utanoborensis UOZ.

Lucinoma sp.

Dosinia kanearai mirabilis UOZ.

Protothaca kitamiensis UOZ.

Macoma optiva YOK.

Macoma sp.

Mya cuneiformis BOHM.

Buccinum sp.

Crepidula sp.

V. 2.2 徳志別地区

この地域においては、この地層はまえにのべた地区とは、その岩相を一変し、火山噴出物を多量にふくむ地層となっている。この全貌はタチカラウシナイ川本流、徳志別川本流から逆川入口附近の地域に、模式的に観察することができる。

下半部はタチカラウシナイ地区におけるこの地層とこく似しており、凝灰質砂岩、礫岩を主な構成物とし、おびたしい凝灰岩層を挟む岩相をしめしている。しかし含炭部の発達はわるく、炭質物の挟在と、2枚～3枚の亜炭層の薄層がみられるにすぎない。また保存はさほど良好ではないが、つぎのような植物化石を産出する。

Osumuda cf. *japonica* THUMB.

Salix cf. *jessoensis* SEEMEN.

Populus cf. *Sambonsugii* HUZ. et SUZ.

Alnus cf. *japonica* S. et Z.

Betula mioluminifera HU. et CHANEY.

Carpinus sp.

Certidiphyllum cf. *japonicum* S. et Z.

Plus miosuccedanea HU. et CHEANEY.

Sophora miojaponica HU et THUMB.

Magnolia cf. *obovata* THUMB.

Hydrangea sp.

Dydrangea sp.

なお、モーレタラップ川を中心とするオホーツク海沿岸地域では、より下位層が発達しているものと考えられる。そこでは、基盤岩類を直接におおって、凝灰岩や凝灰質集塊岩がみられる。その中には、プロピライト、熔結凝灰岩、紫蘇輝石安山岩、普通輝石安山岩、球顆状安山岩などの火山岩礫がふくまれている。また、玻璃質安山岩の熔岩が介在している。そして、それらの上に、礫岩層が不整合状の関係でのっている。その状態からみると、この最下位の凝灰岩や凝灰質集塊岩は、タチカラウシナイ層とは別の、より古い岩層の可能性もあるが、明らかにすることができないので、地質図上では、いちおう、タチカラウシナイ層としてとり扱った。

また、オホーツク海沿岸地域では、次にのべる上半部が欠除しているようである。

この地層の上半部では、まえにのべたタチカラウシナイ地区では全くみられない岩相が発達している。すなわち、淡黄色を呈する凝灰質角礫岩および凝灰岩などの火山噴出物を

多量にはさむ硬質頁岩層が卓越している。さらに上位にむかっては、凝灰岩、角礫凝灰岩、集塊岩、安山岩熔岩流などをますます介在するようになり、ついに徳志別集塊岩で代表される、熔岩流に漸移している。

この堆積岩相と火山噴出物類との互層部は約300mの層厚をもっている。この地層の中の堆積相を代表する頁岩は、主として暗緑色を呈し、風化すると褐色ないし乳褐色となり、層理の発達がわるく不明瞭である。しばしば粘板岩、珪岩および浮石の細礫を散点している。また頁岩と火山岩類との接触部は、はなはだしく珪化をうけ、硬質の緻密な頁岩とな



写真 11 タチカラウシナイ層の異常堆積



写真 12 タチカラウシナイ層の異常堆積

っている。この現象は、徳志別川本流から逆川中流にかけて典型的に露出しており、よく観察することができる。この頁岩中からは下記の海棲貝化石が産出する。

Portlandia (*Megayoldia*) *thraciaeformis* (STOR.)

Portlandia (*Megayoldia*) sp.

Yoldia (*Yoldia*) sp.

Yoldia (*Orthoyoldia*) *sagittaria* YOK.

Macoma cf. *tokyoensis* MAK.

Buccinum sp.

頁岩の中には、またしばしば暗緑色～褐色を呈する厚さ3mの凝灰質含礫粗粒砂岩が挟在しているが、これは側方への連続性に乏しく、むしろ異常乱堆積相をしめし、その状態は、徳志別川本流の河床でよく観察することができる。この砂岩の中には鑑定にたえる化石は僅少であるが、*Conchocele bisecta* (CONR.), *Macoma* sp., *Yoldia* sp., *Mya* sp., *Tarrifella* sp. などのほか、海棲貝化石の破片を多量にふくんでいる。この砂岩は顕微鏡下で観察すると、1.5mm以下の斜長石片が多量にふくまれているほか、石英、角閃石、輝石などが少量みられる。石質のものは、ホルンヘルス、粘板岩、安山岩がみとめられる。これらは、斜長石片をのぞけば一般に円磨されている。

V. 2.3 三線沢地区

この地区の中で、大曲附近をのぞけば、この地層の基底部は安山岩熔岩流からはじまり、全体として、大量の火山噴出物を挟在していて、乱雑した堆積相をしめしている。この層序は、徳志別川支流の三線沢入口附近から中流にかけて模式的に分布している。さらにより南方地域では、火山噴出物のみに移行する傾向をしめしている。

すなわち、三線の沢においては、基底より安山岩熔岩流250m；暗灰色中粒砂岩、凝灰質含礫粗粒砂岩100m；緑灰質凝灰質頁岩・黄灰色中細粒礫岩、時灰色凝灰質砂岩の互層部、炭質物を挟在80mを累重して、その上位は膨大な安山岩質角礫岩および熔岩流に漸移している。

この地層の凝灰質含礫粗粒砂岩からは、*Anadara ogawai*, *Spisula ezodensata*, *Dosinia kanearai mirabilis*, *Venerupis* sp. などの化石を産出する。

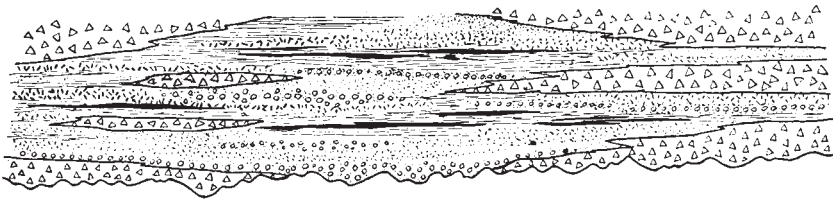
以上、3地区によって表現されるこの地層の側方への岩相変化を図化すれば、第3図のようである。

オフンタルマナイ沢中流に露出するこの地層は、タチカラウシナイ附近の上半部層の

徳志別地区

タチカラウツナイ地区

三線沢地区



▲▲ 集塊岩
 ●● 礫岩砂岩
 ■ 凝灰岩
 — 頁岩及び亜炭

第3図 タチカラウツナイ層の模式柱状図

相に、ツネオナイ川中流に分布する岩相は、三線沢における堆積相にそれぞれよく似ている。

また、まえにのべたように堆積岩相と火山噴出岩類は同時異相の関係にあるが、後者の岩石記載は項を改めて徳志別集塊岩としてのべることとする。

V.3 徳志別集塊岩

この集塊岩は、タチカラウツナイ層の中に挟在する集塊岩や熔岩および歌登山周辺一帯と図幅の西南部地域に広く分布している集塊岩および集塊岩質熔岩を総括したものである。より詳細な調査をおこない、産状や岩質をこまかく検討すれば、さらにいくつかの単位に分類することも可能と考えられる。いろいろの岩質のものがあるが、全て安山岩質の集塊岩を主体にしたものであることから、ここでは一括してとり扱った。

したがって、タチカラウツナイ層とは同時異相の関係になる部分も多い。しかし、全体としてみると、この集塊岩の主体は、タチカラウツナイ層の上位にあたるようである。さらに、一部は、鮮新世の堆積層とみられる志美宇丹層と互層しているのがみとめられる。つまり、この集塊岩は、上部中新世から一部は鮮新世にまでかけた時期の火山噴出物である。

徳志別川下流部地域では、この集塊岩のなかに、多くの頁岩層が挟まれている。そして、西方の歌登山周辺に広く発達している。これに対して南方では、タチカラウツナイ層の中に何枚かの集塊岩が挟まれる形となり、その西方の山地に大量の分布をしめしている。

おもに普通輝石紫蘇輝石安山岩質の凝灰質集塊岩、集塊岩質熔岩からなり、とくに、北部地域では凝灰質のものが多く、北部地域では熔岩が卓越している。

志美宇丹川上流や図幅の南西隅では、鉍化作用の影響とみられる珪化、緑泥石化、炭酸塩化あるいは絹雲母化などの変質がいちじるしく、かなり多量の黄鉄鉍が形成され、プロ

ピライト様の岩質となつている。また、徳志別川とオファンタルマナイ川との合流点附近にも、多量の黄鉄鉱が鉱染しているのがみとめられる。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

構成鉱物は、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石を主体とし、緑泥石、炭酸塩鉱物、石英、不透明鉱物をともなっている。

場所によって、岩質はかなり変化がみられるが、鉱物組合せはつねに一定している。ただ、斑晶の形や石基の構造がひじように変化している。斑晶は、明瞭な自形をとるものから、破片状のものまでいろいろである。石基は、ハイアロピリティックなものや隠微晶質のもの、あるいはほとんどガラスから構成されるものなどがある。まれに、いちじるしく凝灰質なものがあり、岩石の破片を多くともなっている。

2次的な変質もごくふつうにみられ、緑泥石化、曹長石化、炭酸塩化がいちじるしく、石英が細脈状につらなるものも多い。ところによっては、絹雲母が多量に形成されているものがある。

V.4 志美宇丹層

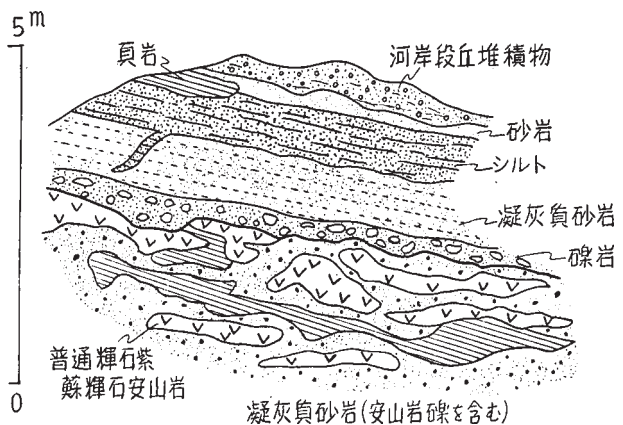
この地層は、志美宇丹—上徳志別盆状地—帯に分布している。徳志別集塊岩との関係を見ると、一部は不整合ようの状態をみせているが、下部層が厚く発達するところでは、漸移の関係をみせている。ときには、集塊岩がこの地層の中に挟在することもある。

この地層の岩相は、一般に側方への変化がはげしいが、大きくみると、凝灰質砂岩を主体とする地層であり、このほかの岩相の組合せによって、上下に2分される。

V.4.1 下部属

この地層は、徳志別集塊岩の分布に並列して分布している。

最下部は、基底礫岩のような火山円礫岩よりはじまり、徳志別集塊岩を不整合におおうようである。この関係はオファンタルマナイ川—徳志別川合流附近、ニタツナイ川—オファン



第4図 タチカラウシナイ層と志美宇丹層の不整合 (三和順城原図)

ルマナイ川合流附近において、もっとも良く観察できる。すなわち、徳志別集塊岩の安山岩質集塊岩、または凝灰質角礫岩の上に人頭大の安山岩の円磨礫を主体とする基底礫が発達し、中に下位層の石炭と考えられる炭片礫をふくみ、約3m内外の層厚をもっている。

しかし、オフンタルマナイ川上流においては、このような不整合よりの関係をみとめることができず、むしろ、下位の徳志別集塊岩と互層し漸移整合的にシルト岩が累量していることが観察される。



写真 13 志美宇丹下部層の偽層

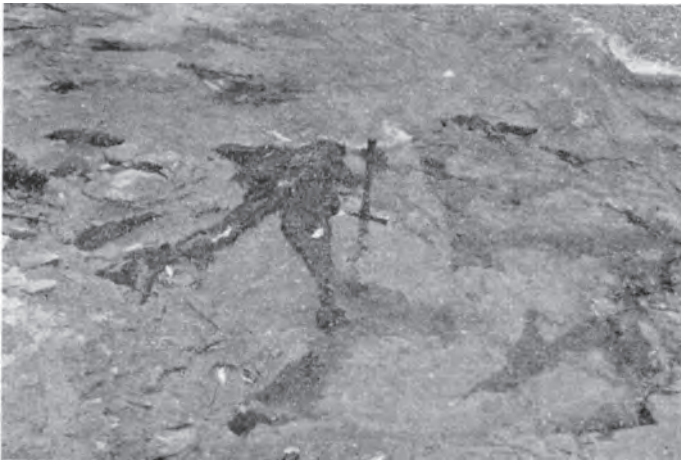


写真 14 志美宇丹下部層にみられる化石林

この地層は約60mの厚さを有し、主として、径10mm～15mmの細礫を含有する青灰色ないし、紫灰色の粗粒凝灰質砂岩からなる。細粒礫岩層、集塊岩質凝灰岩層、または凝灰質頁岩層の薄層を挟在している。また、全体として浮石の散在が目立つこと、および、オファンタルマナイにおいては、安山岩溶岩流の挟在があることが注目される。



写真 15 志美宇丹下部層の露出

この地層の上半部においては、しだいに偽層の発達した黒灰色の粗粒凝灰質砂岩が卓越する。この砂岩は、新鮮な斜長石および安山岩片を多量にふくんでいる。また、この地層に挟在しているシルト岩は、青灰色の凝灰質のものが、そのほとんどをしめている。

この地層に含有されている化石は、主として、この凝灰質砂岩の中に見出される。

Glycymeris sp.

Patinopecten yessoensis (JAY)

P. sp.p.

Chlamys nipponica akazara KUR.

C. sp.p.

Mercenaria stimpsoni (GOULD)

Macoma optiva YOK.

Macoma sp.

Peronidea lutea (WOOD)

Venericardia sp.

Clinocardium sp.

Mya cuneiformis (BOHM)
Mya sp. nov.
Conchocela bisecta (CON.)
Thracia af. *hatai* KAMADA nov.
Solen sp.
Neptunea modestus KURODA
Turritella fortilirata SOW.
Natica sp.
Balanus sp.
Echinarachnius sp.

また、まえにのべたオフシタルマナイ川中流のシルト岩の中からは、つぎの化石を産出する。

Portlandia (*Megayoldia*) *thraciaeformis* (STOR.)
Portlandia cf. *japonica* (JAY)
Yoldia (*Katayoldia*) *macroshema* UOZ.
Yoldia (*Yoldia*) sp. nov.
Macoma sp.
Macoma optiva (YOK.)

V. 4. 2 上 部 層

この地層は、志美宇丹川下流周辺に模式的に分布している。凝灰質砂岩で代表され、層厚は約100mである。

下半部は、主として暗青灰色ないし、黝色の凝灰質細粒砂岩からなり、塊状無層理で、風化すると皿状または板状に剝離する性質をもっている。また、場所によっては、木炭片をふくみ、角質状の軽石粒の密集帯を介在している。この砂岩の中には、多量の団球がみられるが、その中にはほとんど化石がふくまれていない。

上半部にむかうにつれて、砂岩は暗灰色の凝灰質粗粒砂岩に移行し、多量の海棲介化石をふくんでいる。ただし、個体数の多いのに反して種類はさほど多くはない。

Chlamys nipponica akazara KUR.
Macoma optiva (YOK.)
Peronidea lutea (WOOD)
Clinocardium sp.

Spisula sp.

Conchocela bisecta (CON.)

Solen sp.

Mya cuneiformis (BOHM)

Turritella fortilirata SOW.

Neptunea modestus KUR.

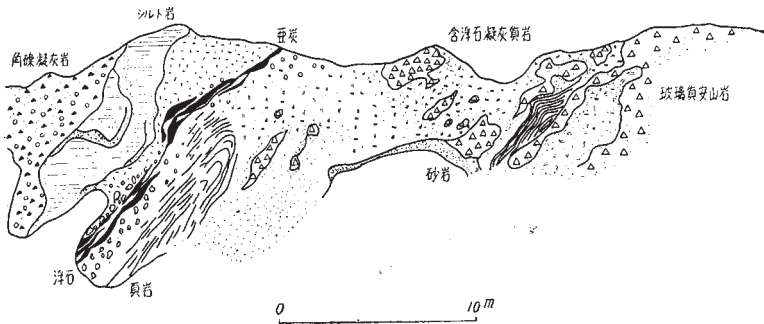
Nectonatica janthostoma DESH.



写真 16 志美宇丹上部層の露出（挟在する凝灰質砂岩は鍵層となる）

V.5 オフン熔岩

この熔岩は、オフシタルマナイ川中流に分布している。本流沿いの露出では、志美宇丹



第 5 図 オフン熔岩と志美宇丹層との境界部（三和順城原図）

下部層との関係がみられるが、つぎのような特ちょうのある状態をしめしている。

すなわち、熔岩は、境界部では岩脈状の形をとり、浮石質凝灰岩と接している。そして凝灰岩の中に角礫として入りこむものが多い。一方、この凝灰岩は、さらに側方に分布している凝灰質頁岩や亜灰層を不規則にとりこんでいる。その形は、堆積岩が未凝固の時期に噴出したことを想像させるに充分である。また約2km上流では、より下位にあたりと考えられる。志美宇丹層に“焼け”を与えて同質の岩脈が質入しているのがみられる。

このようなことから、この熔岩は、志美宇丹下部層の堆積直後に噴出したものと考えられる。

岩質は、暗灰褐色の脆弱な、いちじるしく玻璃質の安山岩である。一部に流理構造が発達しているが、かなり不規則である。また、部分的に、黄鉄鉱によるとみられるヤケもみとめられる。



写真 17 オフン熔岩

この岩石を顕微鏡下で観察すると、つぎのとおりである。

斑晶は、ほとんど斜長石で、ほかには、ごく少量の紫蘇輝石がふくまれるにすぎない。斜長石は1.0mm～2.0mmの明瞭な自形結晶をとるもので、いちじるしいアルバイト双晶をしめす。累帯構造も一般に発達している。紫蘇輝石は、ほとんどが破片状の形をとっており、まれに、斜長石にとりこまれるものもある。

石基は、大半がガラス質のもので、ごくわずかの細い短冊状の斜長石をふくんでいる。ひじょうにガラスの多いことが特ちょうである。この岩石には、緑泥石化や炭酸塩化のよわい変質作用もみとめられる。

V. 6 ペンケ層

この地層は、図幅の北西隅の辺毛内地域一帯に分布している。この附近の標高200m以下の丘陵性台地を構成しており、周辺では、安山岩熔岩でおおわれている。

この地層は、志美宇丹上部層から漸移しているもので、この図幅地域における新第三紀層の最上位の地層である。

主として、細粒礫岩および粗粒砂岩からなり、凝灰岩や泥岩を挟在している。全体として、100m以上の厚さを持ち、下半部では灰色ないし黒灰色の粗粒砂岩が卓越し、黒灰色の泥岩を頻繁に挟み、両者が30cm～10cmの互層となる部分も多い。泥岩は、しばしば1m～2mの木炭片を多量にふくんでいることもあり、また砂岩の中には、まれに海棲介化石を産出する。

上半部は、細～中粒礫岩が主体となり、*Macoma tokyoensis*を特ちょう的にふくんでいる。

礫は、円磨度がひじょうに高く、粘板岩、珪岩を主とし、ときに人頭大の安山岩礫をふくんでいることもある。一般に、礫岩、砂岩とも、志美宇丹層と比較すれば、やや粗しょうで軟質なものである。

V.7 歌登山熔岩

この熔岩は、歌登山、徳志別附近およびニタツナイ川上流一帯に分布している。タチカラウシナイ層、徳志別集塊岩、志美宇丹層およびペンケ層をおおってなだらかな山地を構成している。また、図幅の南西隅にも同質の熔岩が分布している。

岩質は、典型的な普通輝石紫蘇輝石安山岩で、肉眼で斜長石斑晶がいちじるしく目立つものである。一般に流理構造が発達しており、流理面はほとんど水平である。岩石は新鮮で、変質はほとんどみとめられない。

この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

斑晶は、斜長石、紫蘇輝石および普通輝石である。斜長石は、1.5mm×0.8mmぐらいの大きさで、アルバイト双晶の目立つものである。0.3mm以下の破片のものも多い。ごく一部に、弱い曹長石化をうけたものがある。紫蘇輝石は、長柱状の自形をとるものが多く、普通輝石は、ほとんど他形である。この輝石類は、割目にそって緑泥石にかわるものが多い。

石基は0.1mm×0.03mmぐらいの短冊状の斜長石の多いハイアロピリティック組織をしめしている。不透明鉱物も相当多い。石基中には、有色鉱物がほとんどみられないが、緑泥石が多いことからみて、輝石が変質したのもあると考えられる。

V.8 辺毛内熔岩

この熔岩は、図幅の北西部のペンケナイ川の北方に分布している。徳志別集塊岩やペンケ層をおおっており、歌登山熔岩とほぼ同時期の噴出とみられる。

露出が悪いので、熔岩流を直接観察することはほとんどできないが、転石の状態からみるとつぎのようである。

岩質は、ほとんど歌登山熔岩と同じ普通輝石紫蘇輝石安山岩である。ただ、火山岩滓状の淡灰色の岩石が多く、またひじょうに珪質なものもみとめられる。このことから、志美宇丹川上流に広く分布する鈹化帯との関係が注目されるが、明らかではない。

VI 第四紀層および同時期火山噴出物

この図幅地域には、広い範囲にわたって第四紀層が発達している。オホーツク海に面する地域や志美宇丹盆状地の周辺などには、広い台地をつくって段丘堆積物が分布している。この段丘堆積物は、大きく、第1段丘堆積物と第2段丘堆積物とにわけられる。また、志美宇丹盆状地を流れる徳志別川やオフタルマナイ川沿岸をはじめ、主要河川ぞいには、河岸段丘が形成されている、さらに、各所に大量の崖錐堆積物が形成されているのもこの地域の持ちようである。

第四紀における火山噴出物としては、音威子府熔岩があげられる。

VI.1 音威子府熔岩

この熔岩は、辺毛内地区とオフタルマナイ川上流に、それぞれ、火山円頂丘状の小さな独立した山を構成して発達している。このような形態の熔岩は、西に隣接する音威子府図幅にも多くみられるようである。

すべて、解析度が低く、ほぼ円錐形の形を残していることから、第四紀の形成と考えられる。

岩質は、暗褐色ないし暗灰色の角閃石安山岩である。新第三紀の火山岩類とくらべて、かなり違った岩相をもっている。この岩石を顕微鏡下で観察すれば、つぎのとおりである。

斑晶は、斜長石と角閃石で、有色鈹物はひじょうに少ない。斜長石は1.0mm～2.0mmぐらいの大きさのもので、累帯構造が目立っている。成分は、An35ぐらいである。角閃石は1.5mm×0.5mmぐらいの長柱状のものが多く、X：緑褐色、Y：黄褐色、Z：褐色の多色性をしめしている。

石基は、ほとんどがガラスからなり、ひじょうに微細な鈹物が散在している。

VI.2 第1段丘堆積物

この段丘堆積物は、志美宇丹盆状地やオホーツク海沿岸の内陸側に発達している。この

堆積物は、ほぼ標高120m～180mの間にゆるやかな平坦面をつくっているが、その面は相当に解析されており、起伏が多い。南方ほど高位にあり、徳志別川河口あるいはペンケナイ川下流にむかって低くなっている。

この堆積物は、主として礫、粘土、砂からできている。礫は、粘板岩、砂岩、ホルンヘルス、チャート、緑色岩など基盤岩類の礫が主体となっており、ほとんど親指大の大きさのものである。粘土も相当に多く、凝灰質の部分もみられる。

VI.3 第2段丘堆積物

第2段丘堆積物は、オホーツク海に面する地域に、海岸線にそって約4km内外の幅をもって分布している。この段丘堆積物は、乙忠部市街より南方では、上・中・下の3つの堆積層が識別される。しかし、北部地域では、2つの堆積層が区別されるのみである。

上 段：標高20m～80mていどの間に発達しているが、中位層が分布するところでは、標高40m～80mとなっている。この地層は、砂・礫・粘土から構成されており、また、砂粒として多量の石英をふくんでいる。礫は、こぶし大のものが多く、人頭大のものもかなりみとめられる。礫の岩質は、赤色チャート、ホルンヘルス、花崗岩、凝灰岩、および、安山岩などがみられるが、なかでも安山岩礫が最も多い。この地層の上部には、褐色あるいは、灰色の礫まじりの粘上層が厚く発達している。

中 段：これは、標高20m～35mていどのところに分布しているが、乙忠部部落から南の地域にしか明らかでない。構成物は、砂・礫・粘土であるが、とくに、はんれい岩質



写真 18 第2段丘面（下段）、遠景は上段と第1段丘面

岩の人頭大ぐらいの礫を多くふくんでいることが特ちょうである。粘土は褐色をていし、石英粒を多量にふくんでいる。



写真 19 第2段丘面（下段），遠景は中段

下 段：これは、標高5mから15mでいどの平坦面をつくり、海岸にそつては、基盤岩類のうえに直接のつているのが観察される。砂層と礫層のきれいな互層をしめし、一部ではその上に粘土層がみとめられる。この下位層は、あるいは、上位層の水面下でのさく剝作用によって形成されたものとも考えられる。

うえに説明した第2段丘堆積物によって形成された平坦面、つまり、第2段丘面では、広く農耕地として、利用されている。しかし、この地帯は、いわゆる天北の重粘土地域の中心ともいえる地域で、きわめて不良な土質である。すなわち、1) 腐植土の発達が悪いこと（10cm内外）；2) 一般に粘性度が大きで透水性が悪く、そのため窪地状部はかなり湿地化している。また乾燥すると硬化部を生じたりすること；3) ひじょうに強酸性であること（ $\text{pH}=4.25\sim 4.95$ ）などがあげられる。このような、いわゆる重粘土の形成がどのようにしておこなわれたかは、まだ明らかでない。しかし、その成因の重要な因子として、少なくとも、母材の性質と気候条件の2つをあげることができよう。

母材について考えられることには、つぎのような点があげられる。

この地域の粘土層の中には、粘土化しながら残されている凝灰岩あるいは凝灰質頁岩などがかなり多く観察される。このような事実は、これら段丘堆積層の堆積物供給の源を、かつてこの地域を広くおおっていたと考えられる、火山碎屑物に富む新第三紀層に求めることが可能である。つまり、火山性堆積岩がこわされてふたたび堆積し、粘土化すること

によって、火山灰土壌によく似た性質を示めすようになるということが考えられる。

VI.4 河岸段丘堆積物

この地域の各河川の沿岸にそって、河岸段丘堆積物が発達している。とくに、徳志別川中流の上徳志別附近、および志美宇丹川からオフタルマナイ川にかけての地域に広く発達している。

現河床面から6m～12mぐらいの比高をもつ面を構成しており、ところによっては比高が6m, 9m, 12m, の3段に明瞭にわかれているところがある。いずれも、上流地域に分布している各種岩石の円礫を主体とし、砂や粘土をふくんでいる。この堆積物の厚さは4m+である。

VI.5 崖錐堆積物

この図幅地域に分布している火山岩類の周辺には、厚い崖錐堆積物が発達している。とくに、図幅の北部地域においてはその傾向がいちじるしい。ほとんど、背後の山地から供給された礫と粘土からできている。礫の多いところや粘土の多いところなどまちまちである。また、礫の大きさもいろいろで、径1mほどの岩塊が多数散点するところもある。

VI.6 沖積層

この地域の沖積層は、徳志別川、フーレップ川、および音標川などの主要河川にそって発達している河床礫や氾濫原堆積物などのほか、オホーツク海の海岸にみられる海浜堆積物である。この地域の海岸では、北方ほど砂浜が広く、乙忠部から南方では、段丘面が海岸線までせまり、海岸平地はまったくない。

VII 地史および地質構造

この図幅地域における地域構造の発達史を考えると、基盤の構造発達に関することと、新第三紀以降の地史についての2つの大きな問題があげられる。つぎにこれらについて、大まかにのべることにする。

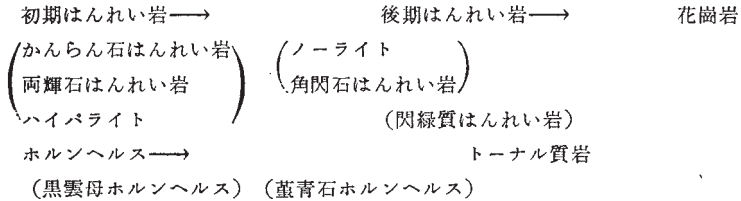
基盤の構造：この地域の基盤は、奥士別地域とならんで、北部日高帯における火成活動の中心地の1つとなっている。これは、広い地域にホルンヘルスが形成され、一部にはトータル質岩といったミグマタイト様のものまで発達する変成域のなかに、塩基性から酸性

にいたる、いろいろの進入岩類が形成された、大きな構造単元の成立を意味している。

このホルンヘルスの中に発達している進入岩類を通覧すると、それぞれが違った構造的特ちょうをもっていることがあげられる。すなわち、変輝緑岩はホルンヘルスとほぼ整合的な岩脈状の岩体となっており、初期のはんれい岩類は塊状ではあるがホルンヘルスとほぼ同じ方向にのびた岩体となっている。後期のはんれい岩になると、NE-SE方向にのびた岩体を形成しており、ホルンヘルスの構造と不調和な形となっている。花崗岩もまた、南方方向にのびた岩体で、ホルンヘルスの構造と斜交している。

以上の各岩類の構造的特ちょうは、奥士別地域において導きだされるものとよく一致している。そしてまた、日高帯全体を通じてみた場合にも、1つの共通した火成活動の系列としてながめることができる。それによれば、つぎのような活動の順序が考えられる。

輝緑岩→(変輝緑岩)



上にしめた活動過程は、日高帯の造山期から造山後期にかけたものとみられている。これ以前には、いわゆる地向斜期の火成活動として、輝緑凝灰岩類があげられるが、この地域ではみとめられない。つまり、この図幅地域の基盤岩類は、日高帯の中軸部として、日高変成帯の浮上りに対応しながら発達したものと考えられる。

輝緑岩の進入はひき続く深成作用の先駆的な活動と解釈される。すなわち、ホルンヘルス(黒雲母ホルンヘルス)やかんらん石はんれい岩、両輝石はんれい岩などが、輝緑岩脈の構造と同調して形成されていることが、そのことを意味している。

これらと、後期はんれい岩つまりノーライト、角閃石はんれい岩、閃緑質はんれい岩などの形成との間には、確然とした構造的不連続の関係がある。このことは、奥士別地域においてもっとも明瞭にしめされているが、構造上だけではなく、火成岩の中に多量の黒雲母や石英が形成され、またその形成過程の中には交替的要素が重要な役割をもつといった、活動の質的な相違もいちじるしい。

花崗岩の形成は、さらに後の単位とされる。とくに、フーレップ川の花崗岩と乙忠部北方のものとは、相当違った岩質をもっており、同時の活動とは考えにくい。

このような活動の系列は、それぞれの形成過程にしめされる詳細な持ちようが抽出され

たとき、はじめて明瞭な形で組立てられるであろう。

新第三紀以降の地史：この図幅地域における新第三紀以降の地史を考えるに当って、まず地層の対比をおこなわなければならない。この地域に発達している新第三紀層は、全層を通じて海棲化石をふくみ、多くの貝化石を産出する。これら岩相の累重関係に古生物学的資料を加え、ほかの地域との間の対比を検当することとする。

タチカラウシナイ層の貝化石は、砂岩や礫岩などの粗粒堆積物の中に多く含まれ、*Glycy-melis vestitoides*, *Anadara ogawai*, *Spisula ezodensata*, *Pitar okadana*, *Dosinia kaneherai mirabilis*などを特ちょうとする。これらの化石は、個体類がひじょうに多いのにもかかわらず、種類が全く少ないのが特色であり、とくに*Pitar okadana*, *Spisula ezodensata*, *Glycymeris vestitoides*は、化石数の大半を占めている。

この化石動物群の内容は、魚住悟によれば、いわゆる“厚内～峠下動物群”によく似ているといわれている。すなわち、これらの特ちょう種は、すべて、留萌地方の峠下層、夕張地方の栗山礫岩層、釧路地方の厚内層群の礫岩や砂岩の中の化石群集において見出される。したがって、タチカラウシナイ層は、稚内階の砂礫岩相の地層に対比されることは、疑問をはさむ余地がなく、その地質時代は、中新世後期と考えられる。

一方、志美宇丹層には、全層にわたって海棲貝化石が散在するが、とくに下半部に豊富に見出される。この化石群集も、個体数の多い割合に種類の少ないことが特色である。

この群集の中、もっとも豊富にみられるものは、*Pectinidae*であり、ほとんどこれだけで、約30cm～50cmの化石帯を形成しているところもある。なかでも、*Patinopecten yessoensis*がもっとも多い。また、シルト岩の中には、滝川階の代表化石 *Yoldia* (*Katayoldia*) *macroshema* が普遍的に見出される。

この化石群集の要素および稚内階のタチカラウシナイ層との層位関係を考察すると、いわゆる北海道における滝川階に属する地層のそれに類似している。すなわち、一般には、*Fortipecten takahashii*の共存化石で特ちょうづけられる地層群——滝川図幅の深川層群、本別図幅の十勝層群、あるいは雄別図幅の阿寒層群に対比され、前期鮮新世をしめしていると考えられる。

以上の対比をもとにして、この地域における新第三紀以降の地史をみるとつぎのようになる。

日高層群の堆積後、いちじるしい造構運動に引続き、はげしい削剝をうけていたこの地域は、中新世後期になってはじめて堆積盆地へと遷移した。この図幅地域内において、基盤岩類は、この時代にも上昇の傾向にあったようで、新第三紀の堆積物は、その西翼に分

布し、浅海域——淡水域をくりかえしながら積成したようである。これと時を同じくして、この図幅内の北部および南西部においては、安山岩をはげしく噴出する海底火山活動があり、堆積相と火山噴出物は、錯交した地層を形成した。したがって、所によっては徳志別集塊岩で代表される火山岩類だけから、あるところでは、粗粒の堆積層をしめす海成層から構成されており、ときに5、6枚の炭層の成層をもたらしている。

この事実は、新第三紀後期になって、火山活動とこれにともなう沈降があり、あまりいちじるしくなく、断続的に堆積盆地が形成されていったことを物語っている。

志美宇丹層の堆積時においては、東部は基盤岩類の地塊に、南西および北部はタチカラウシナイ層堆積時の火山活動の産物である安山岩の地塊に境され、志美宇丹市街を中心とする北西にひらいた半円状の堆積盆地が形成された。さらに、この周辺部は引続き上昇の気運にあり、稚積物は、北西部に向って逐次新期のものが堆積している。また、その堆積相からみると、浅海域から汽水域へ、また浅海域へと何回となくくりかえしつつ堆積されている。

新第三紀を通じて注目されることは、初期より上昇の気運にあった地域は、全時代を通じて緩急の差こそあれ、同一傾向をもっていたことである。また、この図幅地域の北部および南西部に中心をもつ海底火山活動は、逐次その勢力が衰えたとはいえ新第三紀末まで続いた徴候がみられる。一方、この図幅地域を通じて、はげしい褶曲および断裂運動は、ほとんどみとめることができない。このことは、この地域が、新第三紀以降、比較的緩慢な造盆構造と火山活動の消長の地史をたどったといわれるゆえんである。

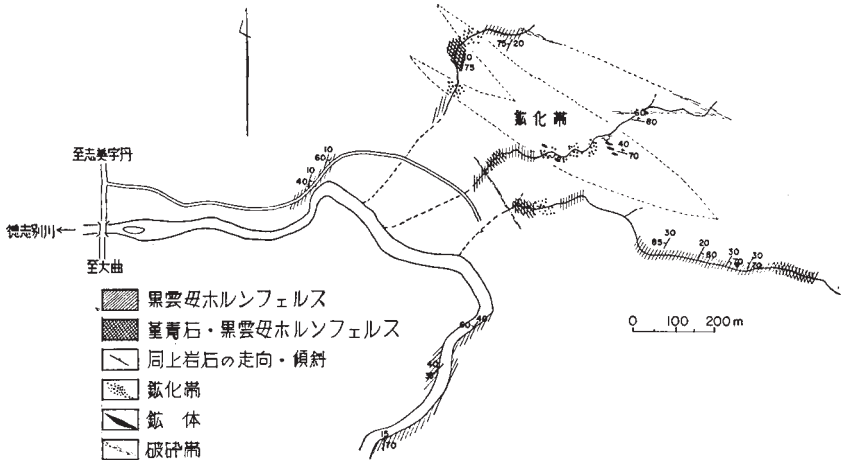
第四紀になっての特ちょう的なことは、第1段丘堆積物の形成である。そして、その時期から、ほとんど現在にいたるまで、南方ほど上昇量が多いといった事実があげられる。志美宇丹盆状地の存在は、その間において河川の争奪の原因となっている。

VIII 応用地質

この図幅地域には、今まで、開発された鉱山や優勢な鉱床の存在は知られていない。金属鉱床としては、徳志別川中流の大曲にある硫化鉱物をともなったマンガン鉱床が、唯一のものである。そのほかには、乙忠部附近の硫化鉄鉱、志美宇丹川上流の徳志別集塊岩の中にみられる鉱化帯、およびタチカラウシナイ層の中に挟在する亜炭などの鉱徴があげられるが、いずれも鉱床としてとり扱えるほどのものではない。

VIII. 1 マンガン

この鉱床は、志美宇丹市街より約6km東南方の上徳志別にあつて、標高453.3mの三角点の北西方の、通称大曲の北側に位置する。小頓原駅から志美宇丹市街地まではバスの便があるが、ここまでは徒歩による外はない。沢の入口まで約8kmの間は道路が完備している。この鉱床開発の沿革は明らかでないが、昭和8年頃から鉱区の設定が行なわれ、昭和15年頃マンガン鉱の試掘が行なわれたらしい。その後は試掘も行なわれず、わずかに再度の露頭探鉱調査が、2、3年にわたり行なわれたといわれる。



第6図 大曲附近マンガン鉱床踏査図

地質や鉱床の一般的な調査については、いくつかの報告が知られている。

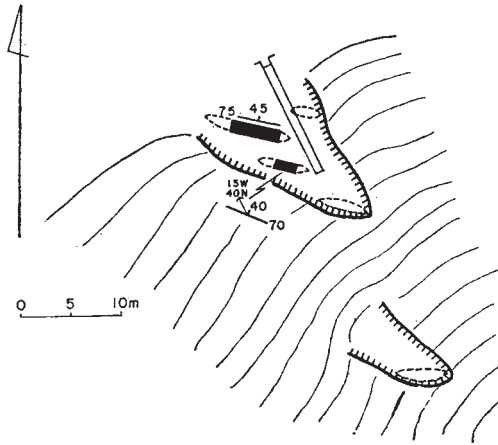
地質：鉱床附近の地質は、日高層群の粘板岩が若干変成された変粘板岩が主体であつて、珪岩あるいは輝緑岩質岩をともなっている。鉱床の西側では、新第三紀のタチカラウシナイ層が分布しているが、鉱床とは無関係のようである。

変粘板岩は、鉱床以東で変成度が高くなり、黒雲母ホルンヘルスや堇青石、黒雲母ホルンヘルスとなって広く分布している。その走向は、 $N20^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ で、急傾斜の褶曲構造をしめしている。

鉱床：ホルンヘルスは、鉱体附近で片状の柘榴石・黒雲母・石英岩となり、鉱体に接する附近では、緑泥石化および絹雲母化し、鉱体の一部では、絹雲母・緑泥石・石英岩と呼ばれるような岩質に変っている。

鉱化帯の正確な追跡はできなかつたが、各支流に露出している鉱化帯の状態から、図のよ

うに幅150mていどで、N70° W方向に分布していると推定される。その鉱化帯の中には、絹雲母・緑泥石・石英岩が、やや南北に並んで雁行状に配列して、鉱体を形づくっている。鉱石品位の高い鉱体は、2番目の沢にあって、2, 3の坑道が掘られ、やや鉱体の性質を知ることができる。このうち、上流に位置する鉱床の例を図示した。



第7図 マンガン鉱床露頭図

鉱石・鉱物：鉱体は、大きな

もので長径10m短径3m位のレンズ状をなし、延びの方向はN75° W、傾斜は40° NE内外、鉱体の落しはN15° W、40° NW、すなわち北西落しである。

鉱体の大部分は、珪マンガン鉱からなり、一部に炭酸マンガン鉱を伴っている。さらに鉱体の周辺部に硫化鉱物の濃集部がみとめられる。珪マンガン鉱は、バラ輝石であって、炭酸マンガン鉱は、菱マンガン鉱と推定される。その外、粒状の鉱物で、バラ輝石に似ていながら(-)2V=51~75°、 $\hat{C}Z=14\sim 25^\circ$ の性質をもつものがあるが、鉱物名は不明である。硫化鉱物の濃集部は、珪マンガン鉱に接して存在しており、大部分は、磁硫鉄鉱であって、黄銅鉱をしばしば包含し、この外、硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱がみられる。硫化鉱物の濃集部にふくまれる脈石鉱物は、石英・柘榴石・緑泥石などである。バラ輝石は(+)2V=60~76°、 $\hat{C}Z=20^\circ\sim 35^\circ$ の性質をもち、濃集部では1mm内外の粗粒な半自形結晶の集合となり、菱マンガン鉱で網状に貫ぬかれていることがある。また、珪質になると、微細粒の石英と0.5mm内外の半自形バラ輝石との集合となる。

磁硫鉄鉱は、黄銅鉱とともに珪マンガン鉱の珪質部で石英粒間をうめて散点することもあるが、硫化鉱物の濃集部では、0.5mm前後の他形または粒状の集合をなし、ときに0.1mmの柱状をとる、大型の結晶には、典型的な褶曲葉片状構造がみとめられる。硫砒鉄鉱は、主にバラ輝石と硫化鉱物が接する部分に単結晶となって散点し、粒度は0.5mm前後であるが、径5mmに達するものもあり、自形~半自形の美晶をなす。また、硫砒鉄鉱は、粒状のバラ輝石や柘榴石などを包含していることがある。閃亜鉛鉱は、径0.5mm~1mmのもので、他形あるいは粒状の集合をなすことがあるが、一部は破片となって散点してい

る黄銅鉱が存在している。鉱石では、閃亜鉛鉱の中に黄銅鉱が不規則な形で懸滴状構造をしめしている。黄銅鉱は、径0.2mm～0.5mmの大きさのもので単独に珪酸塩鉱物の間を埋るか、あるいは磁硫鉄鉱の中に粒状あるいは自形結晶をなして存在している。鉱石品位の例については、Ni：0.008%，Co：0.162%，Cu：1.26%，Pb：痕跡，Zn：1.09%，Fe：13.12%，S：12.66%，Mn：4.32%の報告（松村・沢，1957）がある。

VIII.2 硫化鉄鉱

乙忠部附近の変輝緑岩あるいは珪岩の中には、硫化鉄鉱の濃集した部分が多く、一時探鉱されたことがある。

乙忠部川流域の地質は、変輝緑岩と黒雲母ホルンヘルスおよびトーナル質岩からなる。ここには、トーナル質岩を中核としたN10°～20°W方向の背斜・向斜のくりかえしが見られる。硫化鉄鉱の濃集部は、黒雲母ホルンヘルスと、変輝緑岩あるいはトーナル質岩との境界附近に、点々としてみとめられる。そこには、黄鉄鉱もみられるが、多くは白鉄鉱の鉱染状のものとなっている。

これらの濃集部は、褶曲運動のために、堆積岩の中にあつた硫化鉄鉱成分が、二次的に移動濃集したものであるが、規模は小さく、今のところ、鉱体として、あまり注目される規模のものではない。

文 献

- 1) 岡村要蔵： 北海道北東部の地質，鉱物調査報告，第15号（大正2年）
- 2) 土居繁雄ほか： 5万分の1地質図幅説明書「仁宇布」，北海道開発庁（昭和35年）
- 3) 小山内熙ほか： 5万分の1地質図幅説明書「枝幸」，北海道開発庁（未刊）
- 4) 斉藤昌之ほか： 5万分の1地質図幅説明書「音標」，北海道開発庁（昭和34年）
- 5) 松村 明・沢 俊明： 未利用鉄資源調査報告，第4輯，pp. 48～51（昭和32年）
- 6) 沢 俊明・松村 明： 音標地区の磁硫鉄鉱床，地質調査所北海道支所調査研究報告講演要旨，10号，pp. 26～27（昭和33年）
- 7) 瀬尾春雄他： 乙忠部地域海岸段丘土地改良に関する問題点，北海道総合開発調査報告書，北海道開発局（昭和27年）

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

OTTYŪBE
(Abashiri-3)

By

Sumitoshi Sako, Mamoru Suzuki
Satoru Uozumi and Tetsusuke Kanayama
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The quadrangle of the Ottyube sheet map is situated in the northern part of Central Hokkaido, extending between $44^{\circ} 40'$ to $44^{\circ} 50'$ N. lat., and between $142^{\circ} 30'$ to $142^{\circ} 45'$ E. long.. This area corresponds northern extreme region of the Hidaka tectonic zone, which constitute the axial zone of Hokkaido.

This district is divided into the following three topographical area : coastal terrace area, ranging from 5m to 80m in high, a basin, developed in the centre of this quadrangle, and smoothly undulating mountainous area, which still divided into the basement area and the volcanic area.

Geology

The geological formation which develop in this quadrangle are, according to their order of succession, Basement group, Neogene Tertiary group, and Quaternary group.

The Basement group, a complex of the low grade metamorphic rocks and various intrusive rocks, is distributed southeastern part of this area. Most metamorphic rocks are hornfels which consist of biotite hornfels, cordierite biotite hornfels and muscovite biotite hornfels. Other metamorphic rocks are Meta-dabase and tonalitic rock. The

original rock of the former is concordant dyke swarm of, scattered locally in this basement area, the fine-coarse diabase. The tonalitic rock is high grade metamorphic rock, so-called petroblast, by migmatization in a sense.

Intrusive rocks of this area are concomitant intrusion of the folding and metamorphism of the basement, perhaps the intrusives of late Cretaceous to early Tertiary. In as much as this area is a center of the plutonic activities of north Hokkaidō, the intrusives from basic to acidic are also discernable.

Gabbro of this area are of two type which intrudes rather concordantly in the form of a elongated mass, and discordant other. The discordant mass is composed of olivine gabbro facies, hornblende gabbro facies and dioritic facies. The dioritic facies is considered to be formed by a remarkable introduction of granitic materials into the gabbroic host in which, besides hypersthene and basic plagioclase, green hornblende, biotite and quartz scattered through the rocks. The concordant one, pyroxene gabbro, consists of basic plagioclase and monoclinic pyroxene, and partly altered by the metasomatic effects.

Granite is rather coarse-grained biotite granite with abundant quartz and kali-feldspar and less amount of biotite and tourmaline. As its form is out of keeping with gabbro masses this rock is considered to be amongst latest formed plutonic rocks of this area.

The Neogene Tertiary group which unconformably covers the basement group are divided, according to its lithological features and location into following as :

	{ Penkenai lava Utanoboriyama lava Penke formation Ofun lava Shibiutan formation	
Pleiocene		
Miocene~Pleiocene		Tokushibetsu agglomerate
Miocene		{ Tachikaraushinai formation
		{ Ofun tarumanai formation

The Ofuntarumanai formation, the lower most of the Neogene in

this area, mainly consists of green tuff. This formation exposing in the southwestern corner of this sheet, rests on the basement group with unconformity. The Tachikaraushinai formation which widely distributed along out-side of the basement area unconformably is composed of conglomeratic beds, sandstone rich beds and tuffaceous beds, and intercalate abundant in andesitic agglomerate or lava. Espetuary, in the northern part and southern part of this formation area various volcanic rocks and pyroclastic sediments are predominant, and each relations are gradual one another. The Tokushibetsu agglomerate which is dated extrusion of upper Miocene to lower Pleiocene, mainly consists of the several augite hypersthene andesitic agglomerate and lava with thin lenses of the shaly bed.

The Shibiutan formation, it is possible to differentiate a lower tuffaceous mudstone bed from the upper sandstone bed, is forming basin structure, for it sloped about 15 degree toward the center of this formation area. In this formation there are found many marine fossiles, however, its kind is not so abundant as number of the fossiles. The Ofun lava, characterized by the very glassy hypersthene andesite lava, is considered to extruded through the sedimentation of the Shibiutan formation. The Penke formation concordantly covers the upper beds of the Shibiutan formation, mainly consists of the medium-grained gray massive sandstone. The relation between both is no distinct.

The Utanobori lava and the Penkenai lava, either typical augite hypersthene andesite, is product in the latest Neogene.

The Quaternary group contains Otoifuji lava, terrace deposits, talus deposits and alluvial deposits.

The Otoifuji lava, may be erupted in pleistocene, have the lithic characteristics of hornblende andesite. The terrace deposits are covered loose sand, gravel and clay on hilly land under 200m. and flatter ground along the river side.

Economic Geology

In this area the ore deposit is only one mangan deposit with iron sulphide ore, so-called Tokushibetsu mine, which develop in the low

graid hornfels of the basement group. The ore body, consisting mainly rhodonite and fewly pyrrhotite and alsenopyrite, have some lenticular form in small scale.

昭和 36 年 3 月 25 日 印刷

昭和 36 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