

5 万 分 の 1 地 質 図 幅
説 明 書

枝 幸

(網走一第2号)

北海道立地下資源調査所

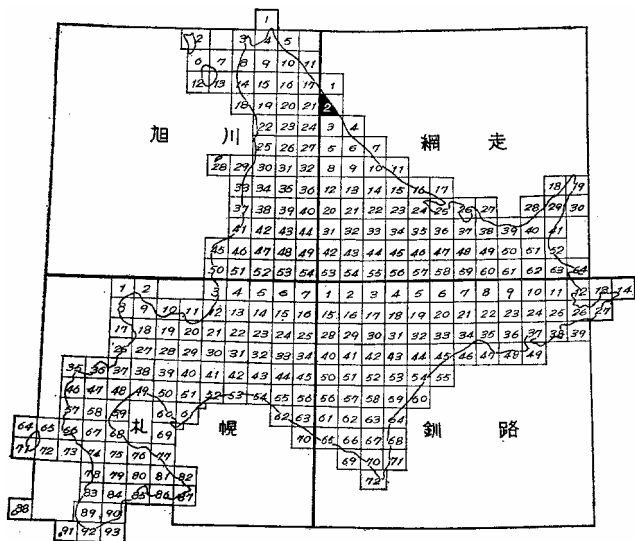
北海道技師 小山内 熙

同 三 谷 勝 利

北海道嘱託 太 田 昌 秀

北 海 道 開 発 庁

昭和 37 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 37 年 3 月

北 海 道 開 発 庁

目 次

はしがき	1
Ⅰ 位置および交通	1
Ⅱ 地 形	1
Ⅲ 地質概説	5
Ⅳ ウエンナイ層	7
Ⅴ 新第三紀層および同時期火山岩類	7
Ⅴ. 1 枝 幸 層	7
Ⅴ. 2 ケモマナイ熔岩	9
Ⅴ. 3 金駒内熔岩	10
Ⅴ. 4 岡島熔岩	12
Ⅴ. 5 徳志別集塊岩	13
Ⅴ. 6 ウエンナイ熔岩	14
Ⅴ. 7 ペンケ層	15
Ⅴ. 8 辺毛内熔岩	16
Ⅴ. 9 岩 脈 類	16
Ⅴ. 9. 1 落切流紋岩	16
Ⅴ. 9. 2 ウスタイベ安山岩	17
Ⅴ. 9. 3 川尻（玻璃質）石英安山岩	19
Ⅵ 第四紀層	20
Ⅵ. 1 段丘堆積物	20
Ⅵ. 1. 1 第1段丘堆積物	21
Ⅵ. 1. 2 第2段丘堆積物	21
Ⅵ. 2 崖錐堆積物	21
Ⅵ. 3 砂 丘 砂	22
Ⅵ. 4 沖 積 層	22
Ⅶ 地 史	22
Ⅷ 応用地質	23

VIII. 1	瑪 瑙	23
VIII. 2	垂 炭	24
VIII. 3	採 石	24
VIII. 4	觀光資源	24
文 献		25
Résumé		27

5 万分の 1 地質図幅

説 明 書 枝

幸 (網走一第 2 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 小山内 熙

同 三 谷 勝 利

北海道嘱託 太 田 昌 秀

は し が き

この図幅説明書は、昭和 35 年に延約 100 日間でおこなった、野外調査結果を整理し、その概要をまとめたものである。

野外調査には、地域を分担し、幌別川から北部地域は、おもに小山内と三谷が、南部地域は太田が担当した。なお、調査にあたって、北海道立地下資源調査所技師松下勝秀氏、同石山昭三氏、同酒匂純俊氏の援助をうけた。

報告にはいるに先だち、調査援助を賜った、松下勝秀、石山昭三、酒匂純俊の三氏、および協力を賜った枝幸町役場の各位に深謝する。

I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 $44^{\circ} 50'$ ~ $45^{\circ} 0'$ 、東経 $142^{\circ} 30'$ ~ $142^{\circ} 45'$ の範囲である。行政上宗谷支庁の管轄に属し、大部分の地域が枝幸町に、図幅の西南の一部が歌登村にふくまれる。

浜頓別町から枝幸までは、海岸沿いに国鉄興浜北線が通じている。そのほか、海岸線に平行して国道が走り、定期バスの便がある。また、枝幸から幌別川に沿って定期バスが運行し、小頓別に連絡している。ウエンナイ川、間牧川などの河川には、車馬道・歩道が通じていて、交通は比較的便利である。

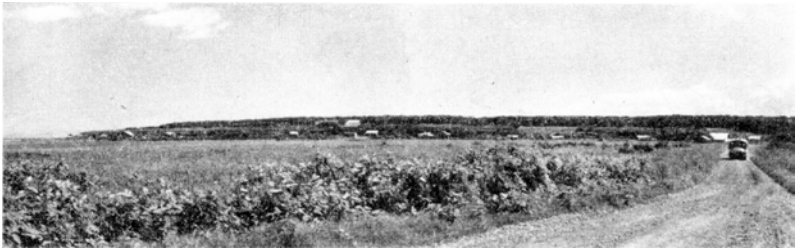
II 地 形

図幅地域の地形は、大まかに次の 3 つの地形区にわけることができる。

- 1) ゆるやかな起伏にとむ山地帯
- 2) 河川の流域や、海岸に沿って発達する低い平坦台地
- 3) 沖積地

1) は、標高 500m 以下で、ゆるい起伏にとむ山地帯を構成しており、図幅のほぼ全域にひろがっている。おもに新第三紀の地層と、それをおおって発達する火山岩類とからできている。図幅北部の新第三紀層が発達する地域（ウエンナイ川上流域から問牧川にかけての地域）では、標高 100m 以下の平坦な地形がみとめられる。この地形面は、段丘面の形態をもっているが、堆積物がみられないこと、および地形面が枝幸層の傾斜面とほぼ一致していること（問牧川支流で枝幸層の構造がほとんど水平となっている）などから、段丘面としてはうたがわしい。

2) は、海岸線や河岸に沿って発達している、模式的な段丘地形である。南部海岸地域でもっとも模式的にみとめられる。おおよそ標高 20m~50m の面と、5m~15m の面の高低 2 段が識別できる。両者は比高 5m~10m の段で境しているが、局部的にはゆるい傾斜面で連続していることもある。これらは、北部海岸地域にも追跡され、さらに河川の流域でもみとめられる。しかし、河川流域では、低位の面は不明瞭となっている。いずれも段丘堆積物の砂礫層をのせている。



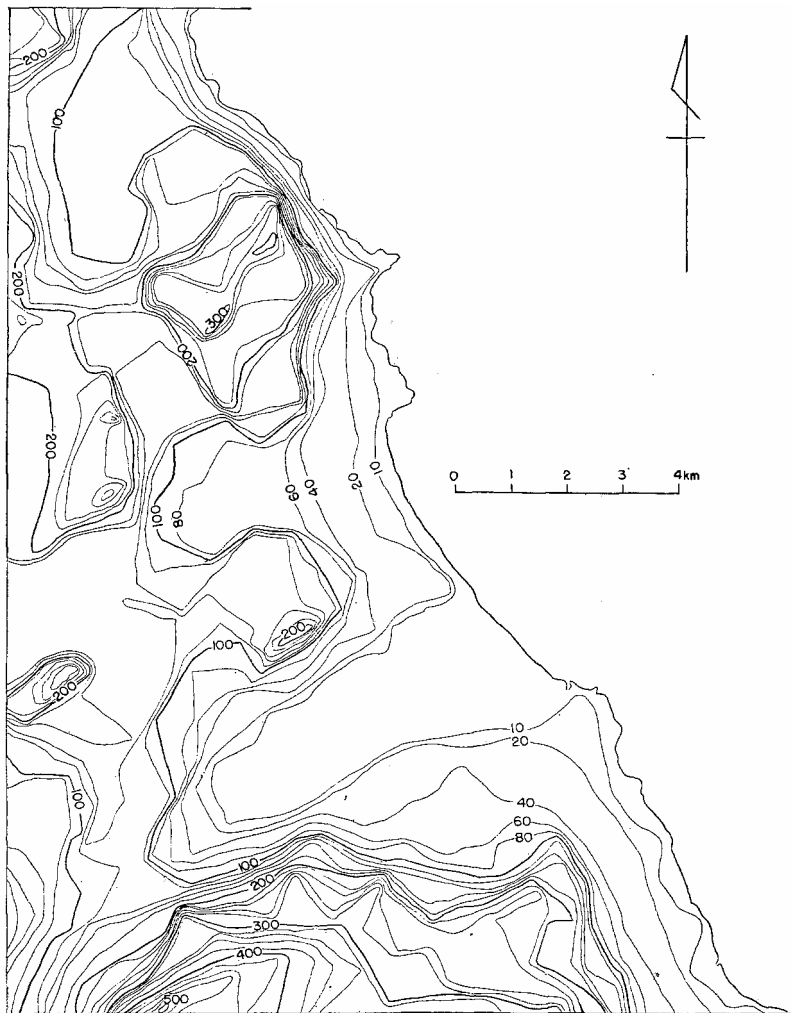
第 1 図 ウスタイベ附近の平坦台地（第 2 段丘面）（松下勝秀撮影）

乙忠部図幅や目梨泊図幅地域には、第 1 段丘とされた標高 120m~180m におよぶ堆積物をのせている段丘地形面が発達している。ところがこの図幅地域では、このような高位面に相当する段丘地形はあきらかでない。また、第 2 段丘として一括された*中には、さらに上・中・下の段化がみとめられ、それぞれ堆積物がみとめられている。おのおのの標高は 40~80m, 20~35m, 5~15m であって、枝幸図幅地域の高

* 乙忠部図幅

位面（第1段丘）および低位面（第2段丘）は、ともに中段および下段の面に対比することができる。また、1）でのべた北部地域の80m前後の面は、上段の削斜面に対比される可能性がある。

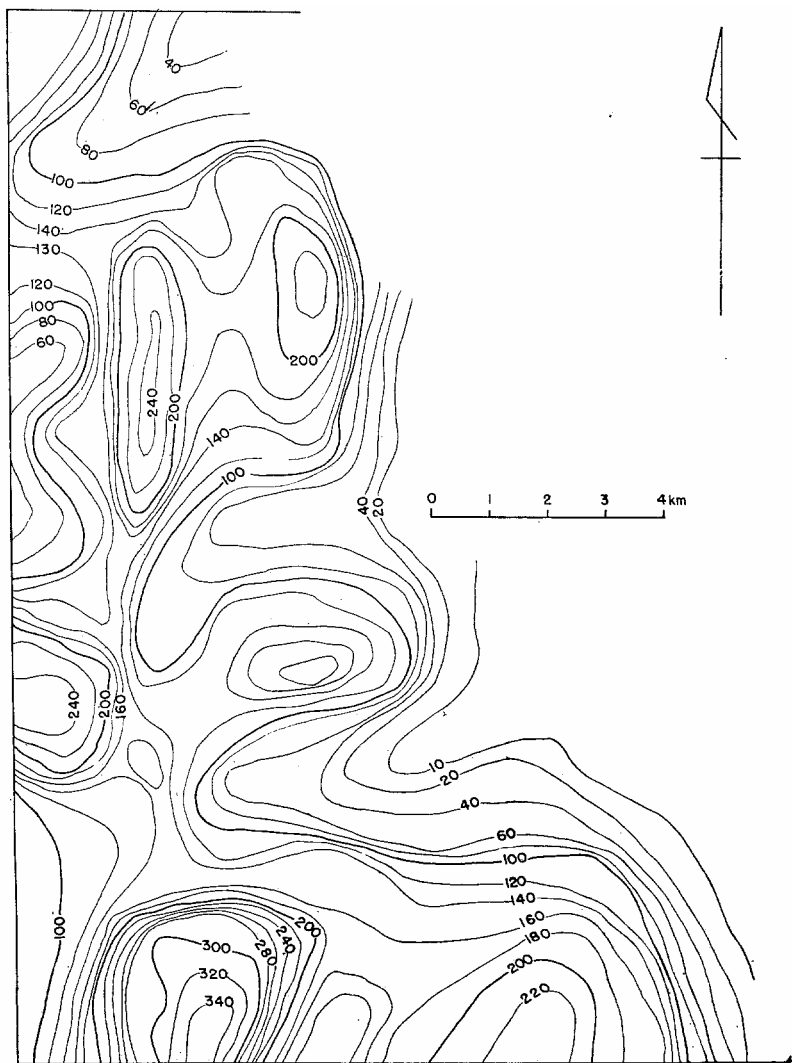
3）は、河川の流域に発達する氾濫原沖積地と、海岸にせまく発達している海浜で、



第2図 地形復元図

現河川で運搬された堆積物や海浜の堆積物で構成されている。

以上のおおよその区分は、第2図にしめした地形復元図でも、うかがい知ることが



第3図 起伏量図

できる。ことに、1)および2)は、あきらかに識別される。さらに1)のうちでも、間牧川下流からウエンナイ川上流域にかけて発達している平坦面が、あきらかにしめされている。第3図は、図幅地域の起伏量の分布をしめたものである。これによると、地質的に火山岩の発達する地域では、起伏量が増加し、傾斜地が発達していることがわかる。

図幅地域の水系の大部分は、西から東に流れて、オホーツク海に注いでいる。そのうち、幌別川はこの図幅地域で最も大きく、下流域では、いちじるしく蛇行して、小さな河跡湖を数多く残し広大な沖積湿地をつくっている。

III 地質概説

この図幅地域の地質構成は、模式柱状図にしめたとおりである。

この地域の構成岩層は、おもに西部にみられる基盤岩層、ほぼ全域に発達している新第三紀層およびこれらを基盤とする第四紀の堆積物の3つに大別することができる。

基盤岩層は、ウエンナイ層と呼んだ地層で、西隣の中頓別³⁾図幅地域に、広大な分布をしめしているものの一部である。岩相上から、先白堊紀の日高累層群の一部と考えられる。

新第三紀の岩層は、堆積岩類と、いろいろな火山岩類の2つに区分される。堆積岩類は、さらに基盤岩層を不整合におおって発達する枝幸層と、図幅の西南隅に分布しているペンケ層とに区分される。

枝幸層は、乙忠部図幅地域に発達するタチカラウシナイ層に岩相・産出化石などから対比することができ、上部中新世の地層である。また、ペンケ層は、主要分布地が乙忠部図幅内にあつて、その産出化石から、鮮新世の堆積物と考えられている地層である。

火山岩類は、下位からおおよそ、

ケモマナイ熔岩

キンコマナイ熔岩・岡島熔岩

徳志別集塊岩・ウエンナイ熔岩

ペンケ熔岩

の順に噴出したものと考えられる。またこれらを切る岩脈として、

落切流紋岩

時代	層	序層厚m	模式柱状	岩質	その他
第四紀	現世	沖積層		粘土・砂・礫 泥炭	
	現世 更新世	砂丘砂		砂・礫	
		崖錐堆積物		砂・粘土・礫	
	更新世	第2段丘堆積物		砂・礫・粘土	
		第1段丘堆積物		礫・砂	
新第三紀	鮮新世	辺毛内熔岩		紫蘇輝石・普通輝石 石英安山岩	岩脈類の貫入 玄武岩質安山岩 流紋岩 角閃石英安山岩 玄武岩質安山岩 凝灰岩 砂岩・砂岩・泥岩 凝灰岩 上部に亜炭を挟在 侵蝕間隙 構造運動
	新世	ペンケ層 100+		砂岩・礫岩	
		ウエンナイ熔岩		普通輝石・紫蘇輝石 斑輝質安山岩	
		徳志別集塊岩		普通輝石・紫蘇輝石 安山岩質集塊岩 (凝灰質砂岩をはさむ)	
	中新世	岡島熔岩	流紋岩	角閃石英安山岩	
		ケモマナイ熔岩	玄武岩質安山岩		
	中新世	枝幸層 500±		礫岩・砂岩・泥岩 凝灰岩	
先白堊紀	ウエンナイ層 200+		粘板岩 輝緑凝灰岩 砂岩		

第4図 模式柱状図

ウスタイベ安山岩

川尻玻璃質石英安山岩

がみとめられる。これらのうち、下位から徳志別集塊岩までは、ペンケ層堆積前の噴出物と考えられる。ペンケ層との直接の関係不明なウエンナイ熔岩は、変質の状態からペンケ層より前期か同時期で、辺毛内熔岩より古いものと考えられる。ペンケ層堆積後の噴出と考えられるのは^{ペンケナイ}辺毛内熔岩である。

これらの火山岩類は、堆積岩相との関係から、新第三紀中新世後半から鮮新世後半にわたって活動したもので、大部分のものに、いちじるしい2次的変質がみられる。

以上の岩層を削剝運搬して、第四紀のいろいろな堆積物が発達している。これらは、その堆積位置によって、高低2つの段丘堆積物・崖錐堆積物・砂丘砂および沖積層の5つに区分することができ、段丘堆積物は更新世、崖錐堆積物、砂丘砂は更新—現世、沖積層は現世と、それぞれ考えられる堆積物である。

IV ウエンナイ層

この地層は、図幅地域の基盤岩層で、図幅の北西隅にわずかに分布しているほか、ウエンナイ川支流やイタコマナイ川などに、断層によって窓状に小さく分布している。この地層の主部は、隣接の中頓別図幅に広く分布していて、枝幸図幅でウエンナイ層としたのは、その一部にすぎない。おもに、粘板岩を主要構成員としているが、そのほか砂岩・輝緑凝灰岩を介在している。間牧沢支流では、あとからのべる枝幸層の下位に、黝黒色の堅硬な粘板岩が、N70°W, 20°NEの走向・傾斜をしめして発達しており、局部的に破砕されている。また灰白色の細粒凝灰岩・暗緑色の輝緑凝灰岩・暗灰色の砂岩などの薄層をはさんでいる。ウエンナイ支流では、暗緑色の輝緑凝灰岩および輝緑岩だけが露出している。イタコマナイ川下流の露出では、キンコマナイ熔岩と大きな破砕帯で接し、角礫状となった輝緑凝灰岩と、板状硬質粘板岩がみられる。以上のように、それぞれの露出が小範囲にかざられ、また分布が連続していないため、露出相互の上下関係や、地質構造などは明らかでない。

この地層は、まえにのべたように中頓別図幅地域に模式的に発達する日高累層群の一部である。

V 新第三紀層および同時期火山岩類

新第三紀の構成員は、まえにのべたように、枝幸層およびペンケ層の堆積岩類と、安山岩、石英安山岩、流紋岩などの熔岩および岩脈からなる火山岩類である。火山岩類のうち、ペンケ層堆積前と考えられるものは、互に類縁関係にあるものは多い。

V.1 枝幸層

この地層は、図幅のほとんど全域にわたって分布しているが、とくに北部地域に広く発達している。南部地域では、火山岩類におおわれて、その下部にわずかに露出しているにちがいない。模式地は北部の間牧川およびウエンナイ川である。基盤のウエンナイ層をあきらかに不整合におおって発達しており、その関係は間牧川で観察できる。

間牧川流域では、南北性の軸をもった傾斜のゆるい、小さな背斜および向斜構造がみられる。しかしほかの地域では、南西または南東に 20° 以下のゆるい傾斜をしめして発達し、南部ほど上位層が露出する単純な地質構造をしめしている。

この地層は、礫岩、凝灰岩、砂岩泥岩などで構成され、亜炭の薄層を介在している。全域についての概略の岩相層序は、上位から次のようである。

-
- (5) 最上部相： 泥岩および凝灰岩からなり亜炭層を介在している。
-
- (4) 上部相： おもに砂岩・泥岩からなり、比較的層理が発達し、貝化石を産する。
-
- (3) 中部相： 浮石質凝灰岩・凝灰角礫岩を主体とし、砂岩・礫岩をはさむ。まれに炭質物片・植物化石片をふくみ、一般に分級不良である。
-
- (2) 下部相： 砂岩・泥岩・礫岩などの互層からなり、しばしば凝灰岩をはさむ。
-
- (1) 基底相： 礫岩に富む相で、礫岩・凝灰岩・砂岩などが混然とした堆積状態をしめしている。

(1)および(2)は、間牧川流域に 10° 以下の傾斜で、ゆるくうねりながら発達しており、枝幸層の下部相をしめす部分である。間牧川上流では、礫岩からはじまる最下部が、ウエンナイ層の輝緑凝灰岩の上に、直接不整合関係での上っているのが観察できる。また、局部的には、礫岩をかいて上位の凝灰岩、凝灰角礫岩が輝緑凝灰岩をおおっている場合もある。(1)の礫岩は、一般に拳大以下の円礫や角礫と、凝灰質粗粒の砂岩の基質で構成されている。礫の種類は輝緑岩、粘板岩、チャートなど基盤岩層から由来したものである。(1)の岩相は、一般的に分級が不完全で水平的にも垂直的にも岩相の変化がいちじるしい。

(2)の岩相は、砂岩、泥岩、凝灰岩、礫岩などが互層状態をしめして発達しており、一般に層理が明瞭となっている。細粒の縞状凝灰岩・浮石質凝灰岩などを、しばしば介在しているのが特徴的である。

(3)は、ウエンナイ川流域に露出する岩相で、(2)の上位層と考えられる。一般に塊状の産状をしめし、層理の発達がわるい。また礫岩や砂岩をしばしば介在している。まれに炭化木片や植物化石片を凝灰岩や砂岩中にふくんでいる。凝灰岩は浮石質の粗しょうなもので、しばしば安山岩礫をふくんでいる。

(4)は、下幌別附近の段丘堆積物の下に露出し、粗粒から細粒にわたる砂岩と、泥岩の互層で構成されている。一般に層理が明瞭で下幌別では、N80°~60°E, 15°~20°SE



第5図 枝幸層上部相の露出（下幌別西方）（松下勝秀撮影）

の走向，傾斜をしめしている。この岩相からは，次のような貝化石を産している。

Spisula ezodensata (KUB.)

Pltar okadana (YOK.)

Dosinia kaneharai mirabilis Uoz.

この化石は，乙忠部図幅のタチカラウシナイ層から産するものと同一種である。

(5)は，(4)の対岸附近に露出し，灰白色の凝灰岩，凝灰質泥岩が主体で，亜炭の薄層を介在している。

なお，この地層は，目梨泊図幅の間牧層，乙忠部図幅のタケカラウシナイ層などに対比され，中新世の堆積物である。

V. 2 ケモマナイ熔岩

この熔岩は，ケモマナイ川上流域にだけ分布し，枝幸層をおおい，キンコマナイ熔岩におおわれる。一般に肉眼的な斑晶が少なく，黒色の石基中に微晶がみとめられる。部分的に空隙がみられ，また，板状の節理が発達している。集塊岩状の部分がみられるが，一般的にち密堅硬な岩石である。

この岩石を顕微鏡で観察すると，次のようである。

比較的細粒（0.5～1.2mm 大）の斜長石がグロモロポーフィリティックな集合体をつくり，石基はハイアロピリティック構造で，ガラスは少ない。

斑晶は、斜長石>紫蘇輝石>普通輝石>かんらん石で、12mm 以上のものが多い。斜長石は、中核部の融蝕された部分で An が高く (An90)、正規累帯構造をもっている (An69~59)。中核部には普通輝石の虫状小粒をふくむことがある。紫蘇輝石は、0.5~1mm 大の長柱結晶で、 $X \approx Y$ = 淡黄色の弱い多色性をもっている。結晶のふちには、微粒普通輝石でできていた反応縁をもっている。普通輝石は 0.7 mm 以下の短柱状で、紫蘇輝石とモザイク状の集合体をつくっている。かんらん石は小粒のものがわずかにみとめられる。

石基はいちじろしく結晶質で、填間状に少量の暗褐色ガラスがみとめられる。0.02~0.05mm 大の斜長石微斑晶が散在している。また、かなり多量の普通輝石微晶と長柱状斜長石微晶が、石基の大部分を構成している。一般に変質は弱い。

この岩石は、上にのべた観察から玄武岩質安山岩である。

V. 3 金駒内熔岩

この熔岩は、幌別川北岸から枝幸町西方にかけて、広く分布し、ケモマナイ川およびイタコマナイ川下流部に模式的に露出している。まえにのべた枝幸層のいろいろな岩相をおおって、なだらかな山地を構成している。ウエンナイ川流域では、ウエンナイ熔岩におおわれている。

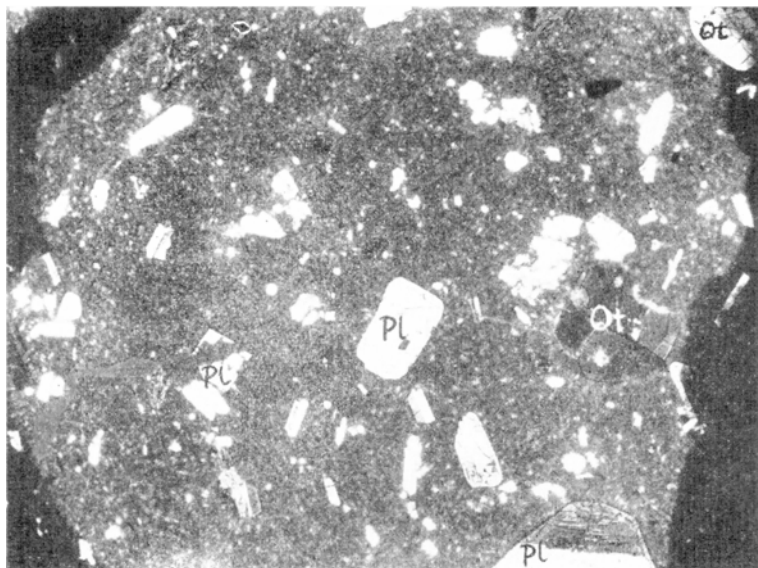
この岩石は、角閃石石英安山岩であるが、岩相にはかなり変化がみられる。すなわち、暗灰色~灰白色で、石英、斜長石の斑晶の目立つ石英安山岩から、灰白色~黄白



第 6 図 金駒内熔岩の露出 (図幅の西端部) (松下勝秀撮影)

色の凝灰質または角礫凝灰質岩で、角閃石の目立つ岩相まで変化している。とくに東部の海岸地域では角閃石流紋岩様凝灰質岩相が卓越^{*}、西南地域では、粗粒石英安山岩相が多い。これらは、一般に層状の流理面が発達している。幌別川沿岸の露出では、 $N30^{\circ} \sim 40^{\circ} E$, $20^{\circ} \sim 30^{\circ} NW$ の走向・傾斜をしめす、弱い流理面がみられる。またケモマナイ川下流部では、 $N30^{\circ} \sim 50^{\circ} NE$ から $NS40^{\circ} \sim 50^{\circ} E$ の、かなり明瞭な流理面が発達している。局部的に風化がいちじるしく、砂岩状となっている場合がある。また鉍化されて変質し、珪岩ようになっている部分がみられる。しばしば蛋白石のボールや瑪瑙のレンズをふくんでいる。とくにイタコマナイ川では瑪瑙を採掘したらしい。

この岩石を、顕微鏡で観察すると次のようである。



第7図 金駒内熔岩顕微鏡写真 ×20, +ニコール
Pl: 斜長石 Qt: 石英

この熔岩の大部分をしめる、凝灰岩のような部分は、基質にいちじるしい球果状構造が発達している。また空隙が多く、沸石類などの二次鉍物で埋められている。

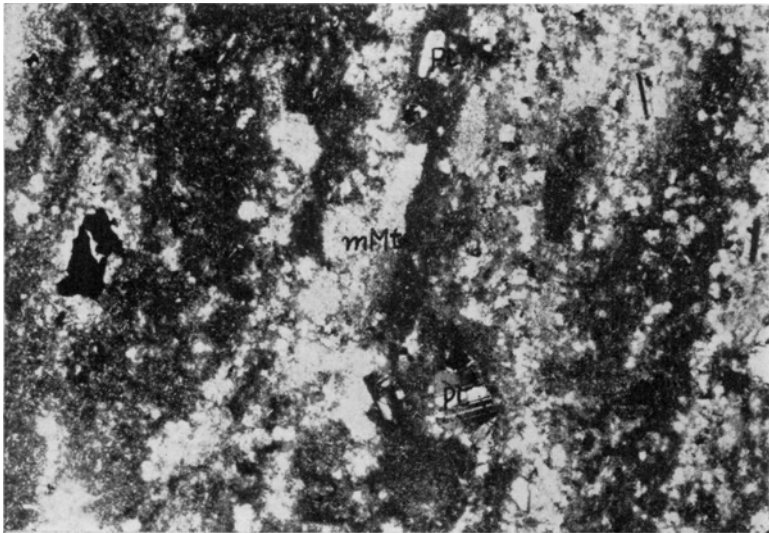
斑晶は、斜長石 > 石英 > 角閃石の順に多い。斜長石は、自形を呈し1~2.5mm大

* このような岩相は、乙忠部図幅のオホーツク海沿岸・モーレタラップ川上流などに発達するタチカラウシナイ層上部の岩相と、よく似ている。

である。単純な累帯構造（融蝕されている内核は $An=79\sim 65$ ，周辺部は $An=57\sim 33$ ）をもち，接合しあうことが少ない。石英は $0.5\sim 2\text{mm}$ 大の不規則形を呈し，融蝕を強くうけ，ガラスが湾入している。角閃石は $1\sim 2.5\text{mm}$ 大の長柱状結晶で， X =淡褐色， Y =褐緑色， Z =暗褐色を呈している。結晶の周辺はオパサイト化され，赤鉄鉱の反応縁がとりまいている。角閃石の周辺には，ときに普通輝石が伴われている。石基は，暗褐色ガラスよりなり，この中に樹枝状の不透明鉱物の微晶が散在している。この石基中には，多数の球果を生じており，放射状沸石の針状結晶によって埋められている。まれに，その中心部に石英粒をとまうことがある。沸石は，球果の周辺部で暗褐色ガラスとなっており，2次的変質に伴うものと考えられる。また，石基中のガラスは，変質によって脱玻璃作用をうけ，ぼんやりした形のアルカリ長石が不規則に生じている。変質のいちじるしい部分では，ガラスによる斜長石の融蝕が強い。また有色鉱物は絹雲母・緑泥石・不透明鉱物・炭酸塩鉱物の集合体に分解している。

V. 4 岡島熔岩

この熔岩は，幌別川河口附近から南の海岸に，段丘堆積物におおわれて分布している。幌別川河口や川尻，ニシナイ川下流などでは，枝幸層をおおっているようであるが，直接の関係はあきらかでない。



第 8 図 岡島熔岩顕微鏡写真 $\times 20$ ，+ニコル
Pl：斜長石 mMt：変質した石基

岩質は、白色～灰白色を呈し、しばしば板状節理が発達し、流理構造の明瞭な流紋岩熔岩である。流理面は 10° ～ 15° の傾斜でゆるくうねっているが、局部的に急傾斜の部分もみられる。

ウエンナイ川下流にも、この熔岩と酷似した流紋岩質岩が露出している。これは、まえにのべた金駒内熔岩の下部相と考えられる、角閃石石英安山岩で、岡島熔岩と顕微鏡的に区別される。しかし、金駒内熔岩と岡島流紋岩の厳密な区別が困難な場合があって、一部に金駒内熔岩と岡島熔岩とは、同時異相的關係にあり、互に類縁関係をもっているものと考えられる。

この岩石を顕微鏡で観察すると、次のようになる。

この流紋岩は、強い流理構造をしめし、石英の多い層と、玻璃で構成される層とが、はっきりした方向性をもっている。

斑晶は、石英と斜長石だけである。一般に孤立していることが多く接合しているものは少ない。石英は破片状で 0.5mm 以下の大きさである。斜長石は、短柱状を呈し、最大 2.2mm 大の自形性をもっている。部分的にガラスに熔蝕されている。斜長石の An 成分は、43～28 で正規累帯構造をしめしている。

基質は、主として褐黄色のガラスで構成されている。そのほか、細粒黒色不透明鉱物が散在している。また 0.1mm 以下の微晶が一面に生じていて、脱玻璃作用をしめしている。

この岩石には、いちじるしい変質作用がみとめられ、石英および長石が晶出している。2 次的石英は、斑晶の石英とは、あきらかに異なり、0.65～0.2mm 大で弱い波状消光をしめすモザイク構造をもっている。また流理に平行な小脈状に、ガラスを交代している。この石英中には多量のガラスよう包有物をふくんでいる。

石基のガラス中には、不規則な形の結晶の集合体が生じている。これは 2 次的に晶出したアルカリ長石と考えられる。0.2～0.5mm 大で 2 次的石英を包裹することもあり、流理を越えて生長している。これらは、あきらかに、珪化作用に伴う熱水変質の産物と考えられる。

V. 5 徳志別集塊岩

この岩石は、乙忠部図幅の北部から連続して、幌別川の南部山地を構成している。

図幅の南東部では岡島熔岩の上位に重なっている。また幌別川河岸では、金駒内熔岩をおおっているようである。全般的に安山岩質集塊岩を主体としているが、下部には、凝灰質砂岩の薄層をはさんでいる。また上部では熔岩を介在している。下部に介在している凝灰質砂岩の層理から、全般的にほぼ水平な構造をもっているが、南東部

ではゆるく西に傾いている。

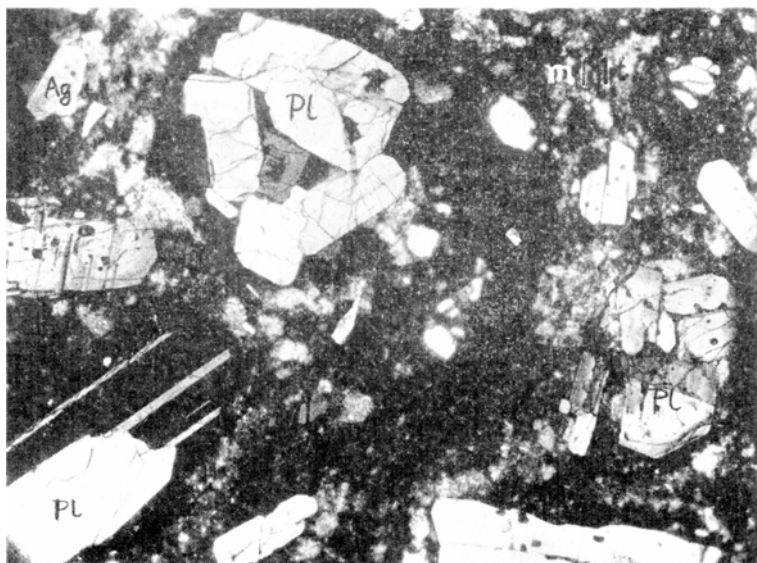
この岩石の肉眼的特徴は、いちじるしく細粒であり、局部的に流理構造がみられることである。この集塊岩をおおう辺毛内熔岩にくらべて、斑晶もいちじるしく細粒である。また多孔質の部分もみられ、一部では珪化作用をうけている。

この岩石を顕微鏡で観察すると、次のようである。

斑晶は、斜長石 > 普通輝石 > 紫蘇輝石で、斑状構造をしめしている。斜長石斑晶は、1~2mm ていどの大きさを持ち、破片状で、2~3層のくりかえし累帯構造がみられる。中核部の An は 80~69、周辺部は 63~55 である。普通輝石は 0.5~1.5mm 大の短柱状結晶をしめしている。紫蘇輝石は、1mm 以下の大きさで量的には最も少ない。X および Y = 渋褐色である。石基は淡褐色ガラスで構成され、その中に斜長石と普通輝石の微斑晶を多量にふくみ、ハイアロピリティック構造をもっている。斜長石微晶は、長柱状で 0.02~0.2mm 大で、やや方向性をもって配列している。普通輝石は 0.05mm 大の粒状である。

V. 6 ウエンナイ熔岩

この熔岩は、幌別川から北部地域で、下位の岩層をおおい、なだらかな山体をつく



第9図 ウエンナイ熔岩顕微鏡写真 ×20, +ニコル
Pl: 斜長石 Ag: 普通輝石 mMt: 変質した石基

って発達している。金駒内熔岩をおおっていることはあきらかであるが、徳志別集塊岩との上下関係は不明である。したがって、ペンケ層との関係もあきらかでない。ただ、やや変質していることから、辺毛内熔岩よりは古いことはあきらかである。したがって、ペンケ層と同時期か、やや後期のものと考えられる。

岩質は、一般には暗灰色または漆黒色を呈し、斜長石の斑晶のみとめられる、普通輝石紫蘇輝石玻璃質安山岩である。しかし局部的に岩相が変化していて、普通の両輝石安山岩質の部分もみられる。ことに間牧川下流では、模式的な両輝石安山岩となっている。量的には玻璃質安山岩にとんでいる。

一般に流理構造が発達しているが、それぞれの地域で、流理面の走向・傾斜がことなり、一定でない。

この岩石を鏡下で観察すると、次のようである。

斑晶は、斜長石 > 紫蘇輝石 > 普通輝石の順に多い。斜長石の斑晶は、0.5~1.5mm 大の自形結晶である。中核部に不規則な形の、An の高い部分 (An65~60) があり、くり返し累帯構造をしめしている (An58~34)。累帯構造の境界に沿って、普通輝石の微晶がふくまれることがある。数個の斑晶が接合して、グロモロポーフィリイティックになることが多く、ガラスによる虫状の融蝕がいちじるしい。紫蘇輝石斑晶は、0.5~1.5mm 大の長柱状で、C 軸と直角方向に割目が発達し、これに沿ってオバサイト化が進んでいる。普通輝石斑晶は、0.3~0.5mm 大で、粒状の集合体で、緑泥石の反応縁に包まれている。

石基は、微細な不透明鉱物を多量にふくむ灰色ガラスよりなり、0.02mm 以下の長さの長柱状斜長石の微晶が、やや方向性をもって並んでいる。このガラス中には、0.3~0.5mm 大の不規則な形のアルカリ長石が生じている。

V. 7 ペンケ層

この地層の分布の主体は、隣接する乙忠部、音威子府⁴⁾図幅地域内にあつて、この図幅では、その一部が西南隅にわずかにみられるだけである。下位層との関係は図幅内でみられないが、徳志別集塊岩をおおっていることはあきらかである。

おもに細粒の礫岩および粗粒砂岩で構成され、凝灰岩を介在している。一般に粗しように軟質である。

隣接図幅の、この地層中からは *Macoma tokyoensis* (MAK.) を特徴的に産出して

* 地質図凡例では、いちおうペンケ層の上位に記入したが、これは便宜的に取扱っただけで、実際の上下関係はしめしていない。

いる。産出化石や下位層との関係などから、鮮新世前半の地層と考えられている。

V. 8 辺毛内熔岩

この熔岩は、図幅南部山地の山頂部を形成しているもので、乙忠部図幅から連続して分布している。まえにのべた徳志別集塊岩を直接おおって発達している。乙忠部図幅地域では、いちじるしく珪化作用をうけた岩相がみられる。しかしこの図幅地域では、黒色～暗灰色を呈する粗ぼうな紫蘇輝石・普通輝石安山岩で、斜長石の斑晶が徳志別集塊岩より、いちじるしく大きいのが特徴である。風化すると一般に灰白色となっている。

この岩石を顕微鏡下で観察すると、次のようである。

基質は隠微晶質～ガラス質で、斜長石>紫蘇輝石>普通輝石の順に斑晶が多い。斜長石は、0.5～4mm 大で、まれにくり返し累帯構造がみられ（An75～55）、楔状のアルバイト双晶が目立っている。累帯構造の境界部が、不規則なシミ状になっていることが多く、ガラスによって虫状に融蝕されている。紫蘇輝石は、0.5～4mm 大の長柱状で、斜長石と接合しているものが多い。周辺部はやや融蝕され、アパタイトを包裹している。普通輝石は、0.5～1mm 大の短柱状結晶で、不透明鉱物をともない、数個集って接合している。

石基は無色のガラスからなり、0.01～0.02mm 大の長柱状斜長石がわずかにみられる。細粒の普通輝石も少量ふくまれている。また、少量の放射状沸石が、2次鉱物としてふくまれている。

V. 9 岩脈類

この図幅の火山岩地域には、岩脈様の産状を呈する火山岩がいくつかみとめられる。それらは、次の3つである。

落切流紋岩

ウスタイベ安山岩

川尻玻璃質石英安山岩

これらは、いずれも中新世後半から鮮新世にわたるものと考えられる。また、まえにのべた熔岩類と類似した岩相をしめしているものもあって、熔岩類と類縁関係にあることがうかがえる。

V. 9. 1 落切流紋岩

図幅北端の落切西方に、NE～EW 性の岩脈が、枝幸層を貫ぬいて、突出した山体を形成している。この岩脈を構成する岩石は、黒色で流理の鮮明な、節理のよく発達し

た流紋岩である。

この岩石を鏡下で観察すると、次のようである。



第 10 図 落切流紋岩顕微鏡写真 ×20, +ニコール
Pl: 斜長石 mMt: 変質した基質

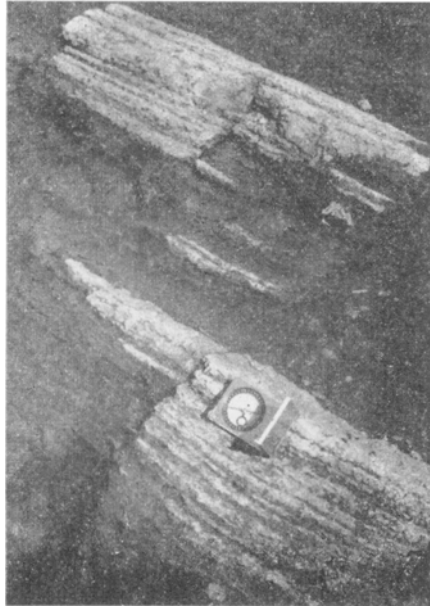
明瞭な流理構造をもっているが、石英の多い層がわずかに発達し、それと平行に斜長石が並んでいる。斑晶としては、斜長石と少量の普通輝石がみとめられる。斜長石は 1mm 以下の大きさで、アルバイト双晶が目立ち、一般に単純な形態のものが多く。普通輝石は、0.5mm 以下の短柱状をしめし、周辺に緑泥石の反応縁をもっている。

石基は、微細な不透明鉱物を、多量にふくむ無色のガラスで構成されている。流理に沿って、0.02~0.04mm 大の斜長石と石英が、マイクログラフィック構造をもって並び、褐色ガラスが填間状に承とめられる。このガラス中には、斜長石と普通輝石の微斑晶もふくまれている。

ガラス中には、2 次的変質をうけた結果と考えられる、不規則な形のアルカリ長石が生じている。

V. 9. 2 ウスタイベ安山岩

この岩石は、枝幸町からウスタイベ北方の海岸に、岩脈状の産状をしめして分布している。黒色または暗褐色のガラス質安山岩であるが、岩相の変化がはげしく、斜長



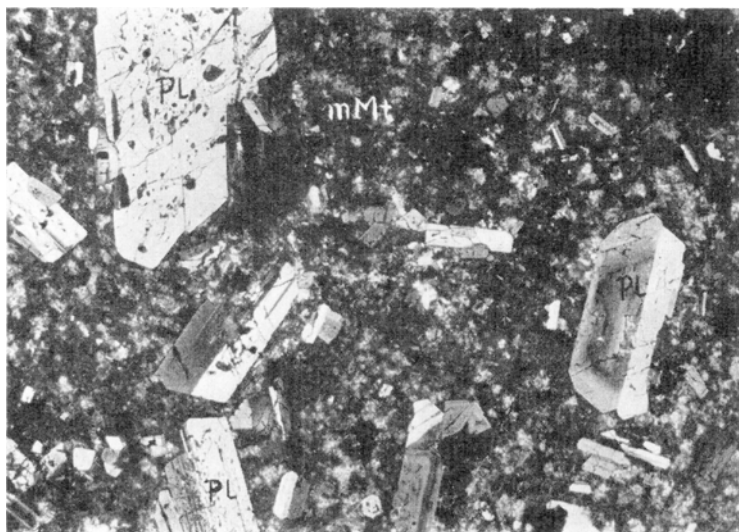
第 11 図 ウスタイベ安山岩の流理構造
(松下勝秀撮影)

石斑状安山岩から真珠岩質安山岩にわたる岩相がみとめられる。ウスタイベ北方の海岸では、まえにのべた金駒内熔岩を貫ぬいているのが観察できる。一般に流理構造が発達している。ことに枝幸町市街地の海岸では、明瞭な流理面がみられ、いちじるしく褶曲している。

この岩石を鏡下で観察すると、次のようになる。

斑晶は、斜長石がいちじるしく多く、普通輝石と少量の角閃石をともなっている。斜長石は、0.1~3mm 大で、単純な累帯構造をしめし(内核は An80~60, 周辺部は An62~34), グロメロポーフィリイでは褐色ガラスによる融蝕がいちじるしい。普通輝石は、短柱状を呈し、細粒で少量みられる。角閃石は、 $X \neq Z$ = 淡緑色, $Y =$ 褐緑色で、量は少ない。

石基は、褐色ガラスを主体とする隠微晶質で、0.01mm 以下のマイクロライトが多量に生じている。石基には、不規則な長石のモザイクが、ぼんやりと生じている。有色鉱物の斑晶は、オバサイト化され、輝石と鉍石鉱物からなる反応縁が生じている。



第12図 ウスタイベ安山岩顕微鏡写真 ×20, +ニコール
Pl: 斜長石 mMt: 再結晶した石基

V. 9. 3 川尻（玻璃質）石英安山岩

この岩石は、幌別川河口～ツシマコタン間の海岸に露出しているもので、節理のよ



第13図 川尻石英安山岩の露出（太田昌秀撮影）

く発達した石英安山岩である。NS 性の走向と直立性の流理構造がみとめられる。この岩石は、黒色のガラス中に、斜長石斑晶が多数散在している。また、ブロック状に灰色非ガラス質安山岩^{*}をとりこんでいる。

この岩石を鏡下で観察すると、次のようである。

斑晶は、グロメロポーフィリティックなものが多く、含角閃石・輝紫蘇石・普通輝石石英安山岩である。石英は、2~2.5mm 大の融蝕された大晶である。斜長石は、0.5~2mm 大のゆるいくり返し累帯構造をしめすもので、An64~29 である。結晶周辺部は、すべて融蝕され、2 次鈹物の反応縁がとりまいている。まれに絹雲母におおわれた 3~5mm 大の無累帯構造の斜長石がみとめられる。これは、異質な捕獲結晶と考えられる。紫蘇輝石は、 $X \div Y =$ 淡褐色の短冊状をしめしている。普通輝石は、融蝕されて粒状となっている。紫輝蘇石・斜長石は共に 0.2~0.5mm 大である。普通輝石の一部は、角閃石と篩状となっている。角閃石は、 $X =$ 淡褐緑色、 $Y =$ 暗褐緑色、 $Z =$ 褐緑色の多色性をしめす、0.5~1.5mm 大の長柱結晶である。ガラスに融蝕されて、不透明鈹石鈹物を析出している。部分的に輝石との間に反応縁をもっている。

石基は、無色のガラスで構成され、しばしば球状の割目をもっていて、真珠岩様組織をしめしている。また 0.2mm 大の小球果が発達している岩相があり、空隙を埋めて放射状の針状沸石がみとめられる部分もある。ガラスは球果の間を填間状に埋めている。

VI 第四紀層

図幅地域に発達する第四紀層は、次のように区分される。

現 世	冲積層
更新世—現世	┌ 砂丘砂 └ 崖錐堆積物
更新世	

VI. 1 段丘堆積物

図幅地域の段丘面は、まえにのべたように高低2段に区分できるが、いずれも段丘面が模式的に発達している乙忠部図幅地域の、第2段丘中の面に対比される。したがって、第1段丘・第2段丘堆積物はともに、乙忠部図幅地域の第2段丘堆積物の一部

^{*} この安山岩は、徳志別集塊岩中の安山岩と似た岩質をもっている。

に対応することになる。

VI. 1. 1 第1段丘堆積物

この段丘堆積物は、海岸線に沿って、模式的に発達する第1段丘面（標高20～50m）を構成している。南部海岸地域にもっとも模式的に発達している。

この堆積物は、おもに礫・砂・粘土などからできている。平均5～6mの厚さをしめしているが、かならずしも一定していない。一般に、下部は礫層または礫交り砂層からなり、上部は、火山灰質粘土層となっている。局部的には、下部の砂礫と、上部の粘土層との間に、泥炭層をはさんでいることがある。

砂礫層は、人頭大以下の円礫や亜角礫と、粗粒の砂で構成されている。礫は、粘板岩・チャート・砂岩・緑色岩など先白亜紀層のもののほか、安山岩・流紋岩などの第三紀火山岩もみとめられる。この砂礫層の厚さは、おおよそ1m～2.5mでいどである。

泥炭層は、間牧川下流では、35～50cmの厚さのものがみとめられ、新鮮な木片をふくんでいる。

火山灰質粘土層は、灰白色の火山灰起源と考えられる粘土と、洪黄褐色のローム質粘土などである。一般に、この段丘堆積物の最上部には、ローム質粘土（いわゆる重粘土）が発達している。火山灰質粘土層の厚さは、もっとも厚いところで3.5m以上となっているが、一般には2m前後である。

VI. 1. 2 第2段丘堆積物

この堆積物は、標高5m～15mの第2段丘面をつくっている。第1段丘堆積物と同様に、南部海岸地域に模式的に発達している。そのほか、枝幸町市街をのせる面、ウスタイベ附近の面、枝幸市街南方の面などを構成している。

砂と礫とで構成されているが、局部的には、砂層だけ、あるいは礫層だけで構成されている地域もある。また、上部に粘土層の発達している場合もみとめられる。

厚さはおおよそ1.5～2mでいどである。しかし枝幸町市街西方では、偽層の発達した、厚さ3m以上におよぶ砂層がみとめられる。

VI. 2 崖錐堆積物

図幅地域の火山岩で構成されている山体の山麓には、厚い崖錐堆積物が発達している。とくに、南部の徳志別集塊岩および辺毛内熔岩で構成される山体のまわりに、模式的に発達している。

構成物は、ほとんど背後の山地から、崩かい堆積した角礫や大塊と、粘土などである。礫の多いところや、粘土の多いところなどがまちまちである。また礫の大きさ形状もいろいろで、径 1m 以上にもおよぶ岩塊が散在している場合もある。

VI. 3 砂 丘 砂

この堆積物は、幌別川河口の北側に、海岸線と平行して発達している砂丘を構成する砂層である。

ほとんど、細粒から粗粒にわたる砂で構成され、まれに指頭大以下の円礫をふくんでいることもある。

砂丘と、まえにのべた第 2 段丘と接する部分では、第 2 段丘堆積物の礫層をおおって、砂丘砂が発達している。

VI. 4 沖 積 層

図幅地域の沖積層は、幌別川下流域の沖積氾濫原を構成するものが代表的である。そのほか、河川流域の河床礫や氾濫原堆積物および海岸の海浜堆積物などもふくまれる。

礫・砂・粘土および泥炭などで構成されている。幌別川下流域の低湿地帯では、とくに泥炭層の発達が良好である。

この地域の海岸で、幌別川河口から砂丘の連続している地帯では、狭い砂浜が形成されているが、そのほかの地域では、ほとんど礫の多い岩石海岸となっている。

VII 地 史

この図幅地域は、新第三紀以降の地史で代表され、しかも、それは比較的単純な造盆地運動と、かなりはげしい火山活動の地史とみることができる。

日高層群の堆積後、いちじるしい造構運動とはげしい削割が続けられた。しかし、中新世後期になって、はじめてオホーツク海沿岸地域が堆積盆地へと遷移し、この図幅地域も全域が、その海域にはいった。その初期には、火山活動がかなり活発で、しばしば細粒の火山噴出物を堆積し、ほとんど生物の生棲できないような環境の海域であったようである。しかし後期には、比較的静穏な環境にうつり、砂や泥の堆積が続けられ生物も生棲するようになった。その後には、堆積と埋積によって、次第に瀬海となり、垂炭が堆積するような条件が発生している。そのころになると、ふたたび火山活動が活発となって、火山噴出物を交えた堆積がおこなわれている。このような状

態の後に、爆発的な火山活動によって、安山岩質熔岩・流紋岩質熔岩および安山岩質集塊岩などの噴出物が、ほとんど全域にわたって、ことに南部地域を広くおおった。

しかし、しばしば活動の休止期があつて、砂を主体とする堆積がおこなわれている。

乙忠部図幅や音威子図幅地域では、このようなはげしい火山活動の後に、志美宇丹層や本幌別居およびペンケ層などの堆積盆の形成がおこなわれている。しかし、枝幸図幅地域では、この時期の堆積盆の形成はおこなわれず、なお活潑な火山活動地域であったようである。ただ、ペンケ層の堆積盆は図幅の南西端地域まで、ひろがっていたことがあきらかである。最終的な火山活動の産物として、鮮新世後期に辺毛内熔岩が噴出している。

第三紀以降の削剝期には、褶曲をともなう比較的緩慢な造構運動があつて、新第三紀の岩層をゆるやかに褶曲させている。その傾向は、新第三紀層が南により上位層が発達していることから、南部で沈降する傾向にあつたことがうかがえる。しかし、このような傾向は、段丘の形成期には、逆の傾向としてあらわれているようである。すなわち、段丘地形は、北部より南部で発達良好で段化が進んでいることなどから、南部で上昇量の多かったものと推察される。

この図幅地域の段丘は、100m を越す高位のものは、面の形成も不明瞭であり、しかも段丘面とみられるものにも堆積物は、まったくみられない。むしろ 50m 以下の低い段丘（いわゆる低位段丘）だけが、面の形成も明瞭で堆積物をのせていることが特徴的である。このことは、オホーツク海沿岸地域の、高位段丘形成期の基盤の上昇・沈降が特徴的なものであつたことがうかがえる。

VIII 応用地質

この図幅地域には、いままで開発された鉱山はない。鉱産資源としては、瑪瑙および亜炭があるほか、小規模な採石がおこなわれている。なお、観光資源として、海岸の景観をあげることができる。

VIII. 1 瑪 瑙

金駒内熔岩の中には、まえにのべたように、瑪瑙がしばしばレンズ状に介在している。しかし、観察できたものは、いずれも小さなレンズで、採掘稼行のできるものではない。ただ、イタコマイナ川下流域には、瑪瑙塊の転石が多い。ここでは、かつて採掘されたといわれているが、調査時には、採掘跡も原産地も不明であつた。

転石の瑪瑙の質は、淡赤褐色のものが多く、ほとんどが非結晶質であるが、縞模様が発達している。

VIII. 2 亜 炭

枝幸層の中部および上部には、しばしば亜炭の薄層レンズや炭質物をふくんでいる。これらは、まったく稼行の対象とはならない。幌別川南岸地域には、厚さ 50cm 前後の亜炭層がみとめられるが、これでも鉱床として取扱えるほどのものではない。

VIII. 3 採 石

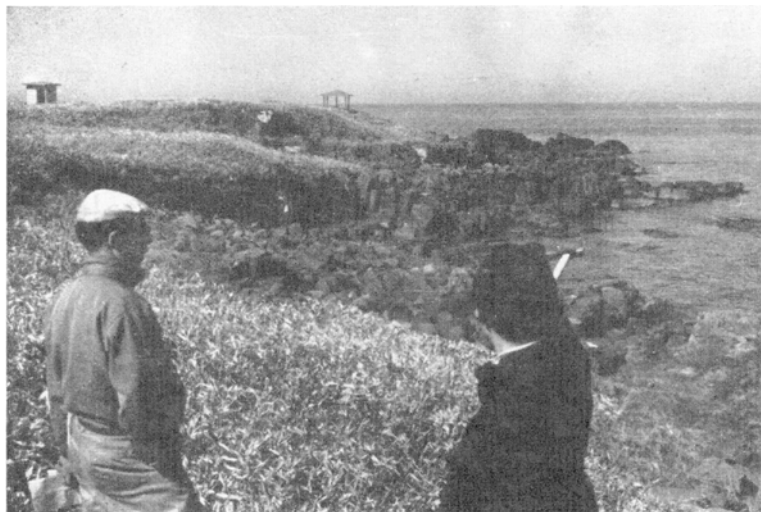
図幅地域には、火山岩が豊富に分布しているため、割石などに利用できるものが多い。なかでも、ウスタイベ安山岩・ウエンナイ熔岩などがもっとも採石に適している。

現在、採石がおこなわれているのは、ウスタイベ海岸で、ここでは、道路敷石用として採石されている。

またウエンナイ川下流の金駒内熔岩も、かつて採石されたようである。

このほか、比較的ち密堅硬な岩相をしめす、問牧川下流に発達する、ウエンナイ熔岩も利用度が高い。

VIII. 4 観 光 資 源



第 14 図 ウスタイベ千畳岩（松下勝秀撮影）

ウスタイベを中心とした海岸線には、ウスタイベ安山岩とした、節理と流理面の発達した岩石が露出している。ことに、ウスタイベの岬付近では、千畳岩といわれており、特異な岩石海岸の景観をつくっている。現在は、枝幸町の公園となっていて、図幅地域では唯一の観光資源である。

文 献

- 1) 酒匂純俊・鈴木 守・魚住 悟・金山詰祐 (1961) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「乙忠部」, 北海道開発庁
- 2) 酒匂純俊 (1961) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「目梨泊」, 北海道立地下資源調査所
- 3) 小山内熙ほか (1963 刊行予定) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「中頓別」, 北海道開発庁
- 4) 長谷川潔・長尾捨一・藤江 力・高橋俊正 (1962) : 5 万分の 1 地質図幅説明書「音威子府」, 北海道開発庁

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

E S A S H I
(Abashiri-2)

By
Hiroshi Osanai, Katsutoshi Mitani
and Masahide Ōta
(Geological Survey of Hokkaidō)

Résumé

The Esashi sheet occupies an area between lat. $44^{\circ} 50' - 45^{\circ} 0'$ N and long. $142^{\circ} 30' - 142^{\circ} 50'$ E. Being situated in the northern part of Hokkaidō, the map area faces the Sea of Okhotsk. Esashimachi is the principal town of the area and is a center of fisheries along the Okhotsk coast.

The topography can be roughly divided into the following three morphologic provinces:

(1) Mountainland of gentle undulation. It is composed chiefly of the Neogene strata and the volcanic rocks covering the former.

(2) Flat tableland along rivers and sea coast. This province manifests a distinct terrace topography, comprising two steps of topographic planes, one is less than 15m and the other is 20-50 m above sea level. It is composed of sand and gravel beds.

(3) Alluvial land. It comprises coastal and flood plains developed along the sea coast and in the drainage basins of rivers. It is composed of sediments of the present rivers and beach deposits.

The geologic system constituting this map area is as follow table:

Age		Stratigraphic Sequence
Quaternary	Recent	Alluvial Deposits
	Recent	Sand dune Sand
	Pleistocene	Talus Deposits
		2nd. Terrace Deposits
	Pleistocene	1st. Terrace Deposits
Neogene Tertiary	Pliocene	Penkenai Lava
		Penke Formation
		Uennai Lava
	Miocene	Tokushibetsu Agglomerate
		Okajima Lava
		Kemomanai Lava
	Miocene	Kinkomanai Lava
Esashi Formation		
Pre-Cretaceous	Uennai Formation	

The Pre-Cretaceous system is represented by the Uennai formation. This formation, constituting the basement of the map area, is thought to correspond to a part of the Hidaka super-group. It consists largely of schalstein and clay slate, and is intercalated with sandstone and chert.

The Neogene system comprises sedimentary facies, such as the Esashi formation and the Penke formation, and various kinds of volcanic rocks overlying the former.

The Esashi formation is widely distributed throughout the map area and unconformably covers the basal Uennai formation. It consists chiefly of conglomerate, sandstone, tuff and mudstone. The lower part markedly varies in lithology and abounds in conglomerate, sandstone and tuff. The upper part, consisting largely of sandstone and mudstone, is well stratified, intercalated with lignite seams. The upper part yields the following shell fossils which indicate the age of Upper Miocene.

Spisula ezodensata (KUB.).

Pitar okadana (YOK.).

Dosinia kaneharai mirabilis UOZ.

The volcanic rocks, which are developed over the Esashi formation, are classified by their distribution area, lithologic differences and the stratigraphic sequence.

The lowermost volcanic rock that rests directly upon the Esashi formation is the Kemomanai lava. This lava, poorly exposed in the middle reaches of the Kemomanai River, is dark bluish-gray, compact and hard olivine bearing hypersthene augite basaltic andesite, having platy Joints.

Evidently covering the Kemonanai lava, the Kinkomanai lava is extensively distributed in the district north of the Horobetsu River. This lava is light brownish-gray hornblende dacite, generally having a flow structure. Locally the rock is much weathered, and has partly altered due to impregnation. It often contains globular opal and lenticular agate.

The rock named Okajima lava is roughly contemporaneous with the Kinkomanai lava and is supposedly a heteropic facies of the latter. Its distribution is limited to a small area centering on Okajima on the southern coast. The rock is light brownish-gray biotite liparite containing quartz and plagioclase phenocrysts accompanied by a small quantity of biotite. It is characterized by a more conspicuous flow structure than that of the Kemomanai lava.

In the district south of the Horobetsu River is found the Tokushibetsu agglomerate which is widely distributed probably overlying the Okajima lava. The agglomerate is composed of augite hypersthene andesite, locally showing a facies of lava. It is rarely intercalated with thin beds of tuff and tuff-breccia.

The Uennai lava covers the abovementioned Esashi formation, the Kemomanai lava and the Kinkomanai lava, and forms mountains of gentle slopes in the district north of the Horobetsu River. This lava is hypersthene augite glassy andesite, locally varying in lithologic facies. In the lower reaches of the Toimaki River to the north, this lava is hard and compact, without showing a distinct flow structure, but in other districts the rock becomes coarse-grained, easy to be weathered, and its flow structure is more conspicuous,

These volcanic rocks are considered to have been effused during the period ranging from Late Miocene to Early Pliocene,

Covering the Tokushibetsu agglomerate, the Penke formation is developed in the southwestern corner of the map area. The formation, consisting largely of sandstone, is extensively distributed in the area of the adjacent sheet map where the formation is known to yield fossils which indicate the age of Pliocene.

Volcanic rocks presumably younger than the Penke formation is the Penkenai lava.

The Penkenai lava, covering the Tokushibetsu agglomerate to the south. It is an augite hypersthene andesite lava.

In the districts of Kawajiri, Usutaibe and Ochikiri, dykes are known to occur, as are respectively called the Kawajiri dacite, the Usutaibe andesite and the Ochikiri liparite. These dykes are all intruding the Esashi formation and are considered to be genetically related to the aforesaid Kinkomanai, Okajima and Uennai lavas.

The Quaternary system can be divided into the terrace deposits (the first and second terrace deposits) which constitute the terrace planes along the coast and rivers, the talus deposits at the foot of

volcanic rock bodies, the sand gravel beds forming sand dunes, and the alluvial deposits in the flood plains and on the coast, These Quaternary deposits are unconsolidated, being composed chiefly of sand, gravel and clay. The first terrace deposits in the lower reaches of the Toimaki River are intercalated with peat.

Mineral resources of the map area are only agate and stone for civil engineering

Agate is found in the Kinkomanai lava, especially abundant in the boulders in the Itakomanai-zawa, tributary of the Horobetsu River, where exploitation of agate was once carried out.

With regard to stone for civil engineering stone, the Usutaibe andesite and the Kinkomanai lava are quarried merely as ballast, and no resources of a large scale are known.

The district where the Usutaibe andesite is distributed presents a unique scenery of rocky coast, on account of the rock's platy and columnar joints and the flow structure, and serves as the sole spot for sightseeing in the map area.

昭和 37 年 3 月 10 日 印刷

昭和 37 年 3 月 15 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

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