

5万分の1地質図幅
説明書

陸 別

(釧路—第5号)

北海道開発庁
昭和35年

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

陸 別

(釧路一第 5 号)

北海道立地下資源調査所

北海道技師 三 谷 勝 利

同 藤 原 哲 夫

同 石 山 昭 三

北海道開発庁

昭和 35 年

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

昭和 35 年 3 月

北海道開発庁

目 次

まえがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
III 地 質	6
III.1 地質概説	6
III.2 地質各説	6
III.2.1 先白堊紀層	6
III.2.2 第三紀層	11
III.2.2.1 陸 別 層	11
III.2.3 新第三紀層	12
III.2.3.1 フクロ沢層	12
III.2.3.2 トマム川熔岩	13
III.2.3.3 十勝層群	14
III.2.3.3.1 本 別 層	14
III.2.3.3.1.1 螺湾礫岩・砂岩層	14
III.2.3.3.1.2 トブシ凝灰岩層	16
III.2.3.3.2 足 寄 層	18
III.2.3.3.2.1 上利別集塊岩・砂岩層	18
III.2.3.3.2.1.1 ショナイ挾亜炭層	19
III.2.3.3.2.1.2 上利別集塊岩・砂岩層主部層	20
III.2.3.3.2.1.3 屏風岩凝灰岩層	22
III.2.3.3.2.1.4 トラリ集塊岩層	23
III.2.3.3.2.2 ペンケトブシ凝灰岩層	24
III.2.3.3.2.3 下足寄砂岩凝灰岩層	26
III.2.3.3.2.4 下愛冠熔結凝灰岩層	26
III.2.4 第四紀層	27
III.2.4.1 火山岩類	28
III.2.4.1.1 1,050 m 山熔岩	28

III.2.4.1.2 奧塩幌火山噴出物	29
III.2.4.2 段丘堆積層	31
III.2.4.2.1 第1段丘堆積物	31
III.2.4.2.2 第2段丘堆積物	31
III.2.4.2.3 第3段丘堆積物	32
III.2.4.3 沖積堆積物	32
III.2.4.4 火山灰	32
III.3 地質構造	33
IV 地 史	35
V 応用地質	37
文 献	38
Résumé (in English)	39

5 万分の 1 地質図幅 陸 別 (釧路一第 5 号)
説 明 書

北海道立地下資源調査所

北海道技師 三 谷 勝 利

同 藤 原 哲 夫

同 石 山 昭 三

まえがき

この図幅は、昭和 33 年 6 月から同年 11 月にいたる間の野外調査の結果を取纏めたものである。

この図幅地域には、先白堊紀層の発達している地域に硫化鉄鉱床が賦存しており、また、鮮新世に属する十勝層群の中に、良質な石材として利用価値のある熔結凝灰岩が、発達している。野外調査は、これらの鉱産資源の賦存状態やその広がりなどを対象にしておこなった。

野外調査は、三谷が大部分の地域を、先白堊紀層と火山岩類の発達している地域は、藤原と石山が、それぞれ担当した。

また、塩幌川からパンケトブシ川にいたる地域の調査には、北海道大学理学部加藤又次郎^{*}氏の援助を賜わった。また、図幅作成にあたっては、東京教育大学理学部橋本亘教授の調査資料の一部を使用させていただいた。

なお、野外調査をすすめるにあたって、陸別町役場および陸別営林署の各位から、いろいろの御便宜をたまわった。

報告にはいるに先立つて、ここに明記して上記の方々に深謝の意を表する次第である。

* 現在北海道地下資源開発株式会社に勤務。

I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 $43^{\circ}20'$ ～ $43^{\circ}30'$ 、東経 $143^{\circ}30'$ ～ $143^{\circ}45'$ の範囲である。

行政上は、十勝支庁の管轄であつて、南部の地域は足寄町、北部の地域は陸別町に、それぞれ属している。

交通は、この図幅のやや西寄りの地域を流れる利別川にそつて、網走本線が通じている。

交通の中心は、図幅の北東隅に位置している陸別町市街で、ここから、斗満川にそつて定期バスが運行している。さらに、奥地にむかつて、陸別管林署の森林軌道が敷設されている。

道路網は、塩幌川、クンベツ川、大誉地川などの大きな河川流域にそつて、上流まで、自動車道路が開さくされている。しかし、大きな河川をのぞいたほかの河川流域では、歩道ないしは馬車道路といどの不完全な道路が開さくされているだけであまり完備されていない。

II 地 形

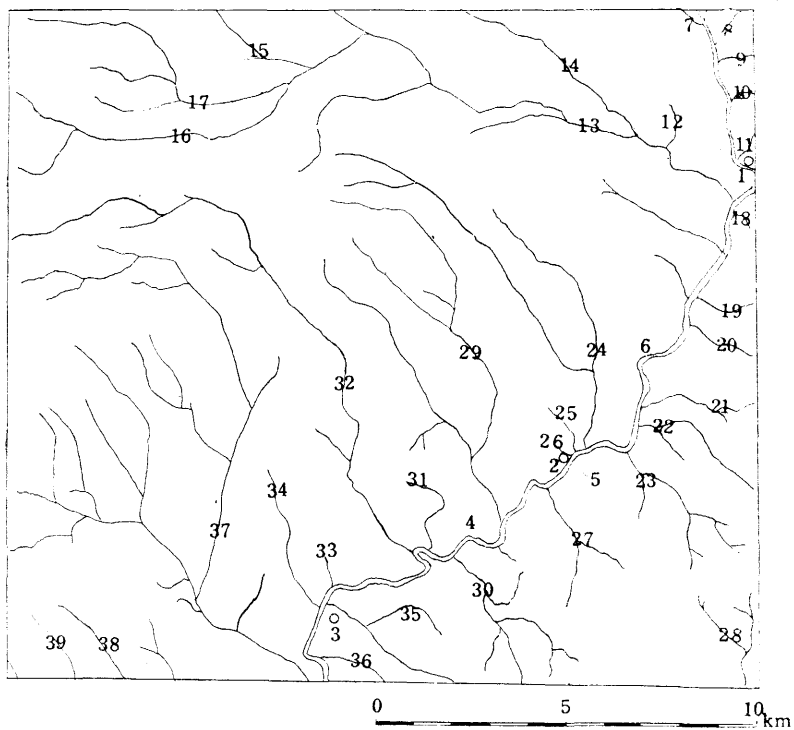
この図幅地域の地形は、大きくみると、特ちようのある3つの地形区に区分できる。

- a) 図幅の西部から北西部にかけて火山岩の発達している地域。
- b) 図幅の中央から東部にいたるほぼ南北の方向をもつて発達している解析の進んだ高い平坦な段丘の発達している地域。
- c) 利別川、塩幌川および斗満川などの主要な河川の流域に発達しているこれらの河川で作られた平坦な段丘および氾濫原地域。

a) の地形区は、標高 500 m からそれ以上の高度の地域であつて、西に隣接する図幅内のキトウシ山や東三國山を中心にした円錐状の火山地形の一端にあつている。新しい河川によつて、細かくきざまれてはいるが、熔岩の流走面をしめす緩い傾斜面は、よく残されている。地形復原図では、同心円状の火山地形が、はつきりと示されている。

b) の地形区は、地形復原図でみられるように、ほぼ南北の方向にはしつている、標高 300 m から 500 m までの間のやや解析された高い平坦段丘地形である。

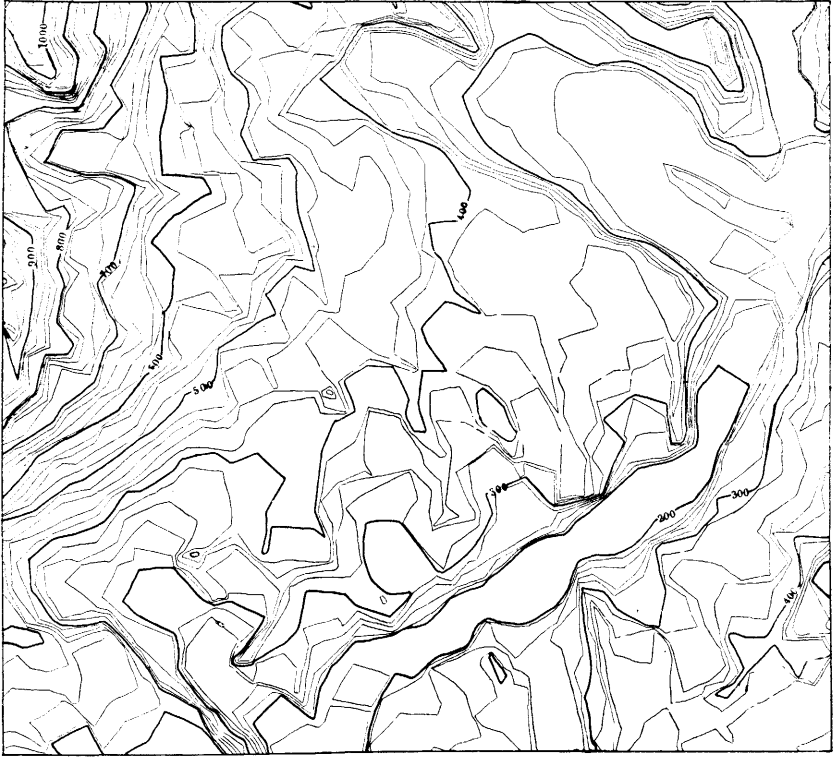
この地形のようすをもつともよく残しているのは、利別川の西側の、塩幌川と斗満川との間にはさまれた山地である。ここは、古くは、a) 地形区の火山岩熔岩の一部が、広く



第1図 河 川 図

- | | | |
|--------------|----------------|----------------|
| 1 陸 別 | 2 大 誉 地 | 3 上 利 別 |
| 4 ト ブ シ | 5 登 良 利 | 6 薰 別 |
| 7 下 勲 禰 別 | 8 石 井 沢 | 9 ヒルメシ 沢 |
| 10 牧 場 の 沢 | 11 アイザワの 沢 | 12 フ ク ロ 沢 |
| 13 斗 満 川 | 14 ポントマム川 | 15 ニオトマム川 |
| 16 斗 満 川 | 17 熊 の 沢 | 18 温 根 内 沢 |
| 19 波 船 場 の 沢 | 20 14 林 斑 の 沢 | 21 クンベツ川 |
| 22 ポンクンベツ沢 | 23 ベンケトラリ沢 | 24 大 誉 地 川 |
| 25 墓 場 の 沢 | 26 採 石 の 沢 | 27 バンケトラリ沢 |
| 28 九 線 沢 | 29 ベンケトブシ川 | 30 トメルシベ沢 |
| 31 滝 の 沢 | 32 バンケトブシ川 | 33 石 切 場 の 沢 |
| 34 シ ョ ナ イ 沢 | 35 炭 焼 小 屋 の 沢 | 36 学 校 の 沢 |
| 37 塩 幌 川 | 38 ベラボナイ川 | 39 上 ワ シ ッ プ 川 |

はり出しており、この火山岩を侵蝕して、この上に形成された平坦段丘地形であるので、



第2図 地形復元図〈1kmの幅で谷をうめてある〉

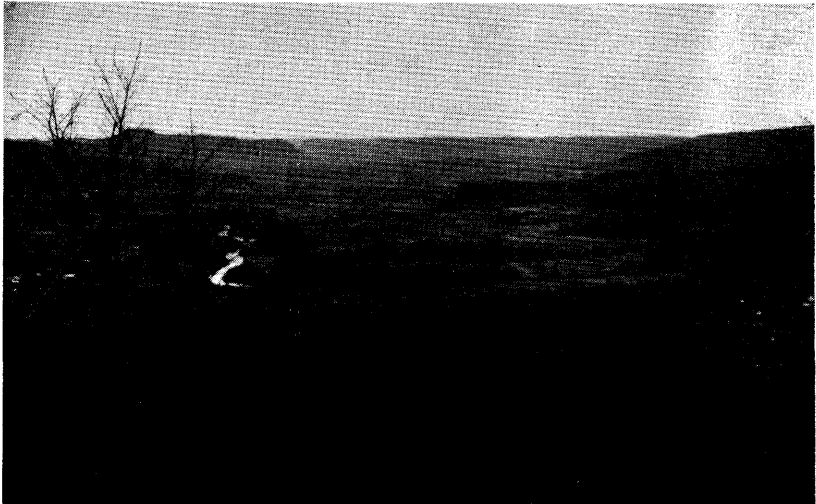
よく保存されたものである。

利別川の東側では、かなり地形の解析が進んでいて、断片的に、平坦面を保存しているにすぎない。この地形は、南に隣接する「足寄太」および「本別」の両図幅内でもみとめられたような、現在の利別川および主要支流の河川にほとんど無関係な、ほぼ南北方向の流路をもつた、古い河川の発達していた時期に、その兩岸に、広い平坦段丘として形成されたことを示している。

c) の地形区は、おもに、利別川、塩幌川および斗満川などの流域に発達している標高300m以下で、現河床面からの比高が、15m以下の低い平坦段丘地域および氾濫原地域である。とくに、斗満川の中・下流域では、大誉地附近から陸別市街の西側の山地につながる南北方向の古い地形区を、大きく切断して、広い平坦面を作っている。



第3図 標高392.8m三角点附近から、西側の平坦段丘地形をのぞむ。



第4図 347.5m三角点附近から、利別川流域の平坦段丘地形をのぞむ。(白い線は利別川)

III 地 質

III.1 地 質 概 説

この図幅地域に分布している地層は、第5図にしめたようなものである。

先白堊紀層は、図幅の東北地域に発達している。構成岩相はほとんど輝緑凝灰岩であつて、ときに、赤色チャートや石灰石などはさんでいる。この地層は、北海道中央地域に発達している空知層群と、ひじようによく似た岩相をしめしている。

この先白堊紀層を不整合におおつて、礫岩をおもな構成岩相にした、陸成堆積層に属する陸別層が発達している。

新第三紀中新世の地層は、おもに、泥岩から構成されたフクロ沢層と、これとほぼ同じ時期の火成活動によつて形成されたと考えられる、基性安山岩のトマム川熔岩とである。この図幅の北部地域に小規模に発達している。

この図幅地域の大部分を占めて、鮮新世に属する十勝層群が発達している。この十勝層群は、中新世までの地層群を、大きな斜交不整合でおおつて堆積している。この地層は、最下部に、礫岩の卓越した海岸成堆積層があり、この上位に、石英安山岩質の火山砕屑岩類を主体にした厚い陸成堆積層が累重している。岩相のちがいや分布の上から、本別層と足寄層の2つの累層に区分することができる。なお、2つの累層のそれぞれの最下部には、十勝層群の中の大半の火山砕屑岩と、岩石的な性質のちがつた、基性安山岩質の火山砕屑岩が発達している。また、それぞれの累層は、准整合の関係をしめしている。

第四紀層は、火山岩類、段丘堆積層、沖積堆積層および火山灰などである。

火山岩類は、下位の十勝層群の火成活動と性質のちがつた基性安山岩で、図幅の北西方から西方の地域に広く発達している。

段丘堆積層は、洪積世に属する、第1段丘堆積物、第2段丘堆積物と、沖積世に属する第3段丘堆積物に、それぞれ区分される。これらの中で、第2および第3段丘堆積物は、利別川、塩幌川および斗満川などの主要河川の流域にそつて発達しており、河岸段丘堆積層のようすをしめしている。

III.2 地 質 各 説

III.2.1 先白堊紀層 (Pcr)

時代	地層名	厚 (M)	柱状模式図	記号	岩質および岩相	火成活動	その他		
第四紀	沖積世	沖積堆積物	Al		砂, 礫, 粘土, 火山灰				
	洪積世	第3段丘堆積物	T3		2~4	砂, 礫, 粘土			
		第2段丘堆積物	T2		8~10	砂, 礫, 火山灰			
		第1段丘堆積物	b段丘堆積物	T1b		2~4	砂, 礫		
			a段丘堆積物	T1a		2~3	砂, 礫		
	火山岩類	奥蘆籠火山噴出岩類	Ov		熔岩, 火山円礫岩				
	1,050 m 山 熔 岩	Sl		熔岩					
第三紀	新勝層	見寄層	下愛冠熔結凝灰岩層	Wt		150+	熔結凝灰岩 熔岩狀熔結凝灰岩		
			下見寄砂岩凝灰岩層	As		20~30	凝灰岩, 砂岩, 礫岩, 泥岩		
			ヘンケトプシ凝灰岩層	Pt		400 550	塊状浮石質凝灰岩 凝灰質砂岩, 泥岩		
			上別集塊砂岩層						
		土	トラリ集塊砂岩層	Ta		0 40	集塊岩, 角礫凝灰岩, 熔岩		
		部	崩風岩凝灰岩層	At		350+	角礫凝灰岩, 砂岩, 泥岩		
		部	崩風岩凝灰岩層	Bt		0 250+	角礫凝灰岩, 凝灰岩		
		部	シヨナイ灰岩層	Ac		0~30	砂岩, 泥岩, 凝灰岩, 凝灰		
		本別層	トプシ凝灰岩層	Ht		200+	浮石質凝灰岩		
			曝露礫岩砂岩層	Hr		500+	礫岩, 砂岩, 泥岩, 凝灰岩 一部集塊岩		
	中新世	トマム川熔岩	Tl			熔岩			
		フクロ沢層	Fu			300+	砂質泥岩, 砂岩, 凝灰岩, 礫岩		
第三紀	陸別層	Rk		800+	礫岩, 砂岩, 泥岩		植物化石		
先白堊紀	先白堊紀層	Pcr		1,000+	輝綠凝灰岩, 輝綠岩 硬質頁岩 赤色チャート, 石灰石		地変		

第5図 地質層序表

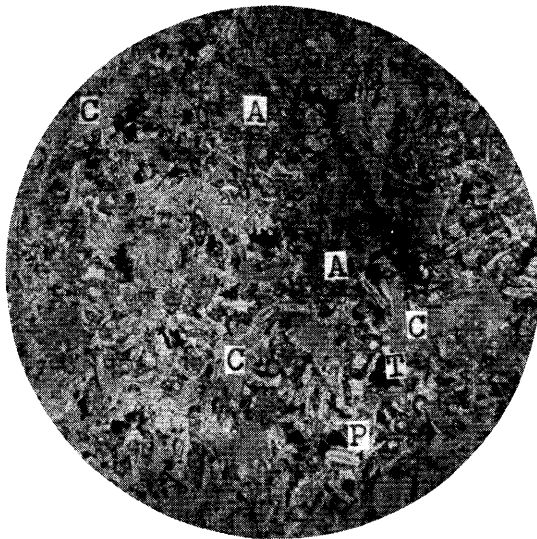
1958 先白堊紀層 三谷勝利ほか¹⁾

模式地： クンベツ川流域

分布： この図幅の東部から北東部にわたる地域に分布している。薫別から陸別市街にいたる間の利別川流域，恩根内沢，波船湯の沢，14林班沢，クンベツ川，ポンクンベツ沢などの流域に，それぞれよく発達している。

構造： 構成する岩相の層理の発達がわるく，しかも，造構運動の影響を強くうけていることから，地層の走向・傾斜は，発達するそれぞれの地区でかなりちがっている。しかし，大きくみると，北部の斗満川入口付近では， $N 10^{\circ} \sim 30^{\circ} W \cdot 50^{\circ} \sim 80^{\circ} SW$ ，の走向・傾斜を，この南では， $N 40^{\circ} \sim 80^{\circ} W \cdot 20^{\circ} \sim 40^{\circ} NE$ の走向・傾斜をそれぞれしめており，後者では傾斜が反対になつている。しかし，これらの両地域の間に向斜構造の存在しているようすはみとめられない。また，各所に剪断帯が発達しており，その方向は，NW—SE系と，NE—SW系との2つの方向がみとめられる。

岩質および岩相： 輝緑凝灰岩が卓越しており，この間に，緑色硬砂岩，赤色チャート，石灰岩などがはさまれている。さらに，輝緑凝灰岩中には，塩基性火成岩類が，岩床状や熔岩状に進入している。



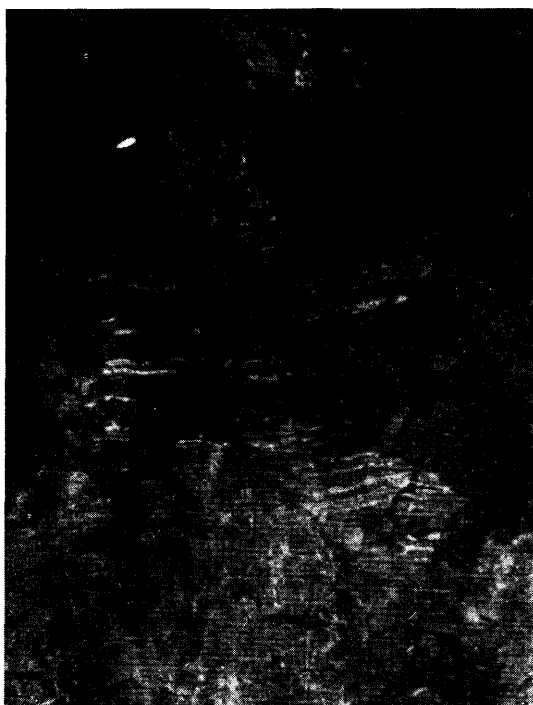
第6図 曹長石輝緑岩 (14林班の沢下流)

×20 // ニコル

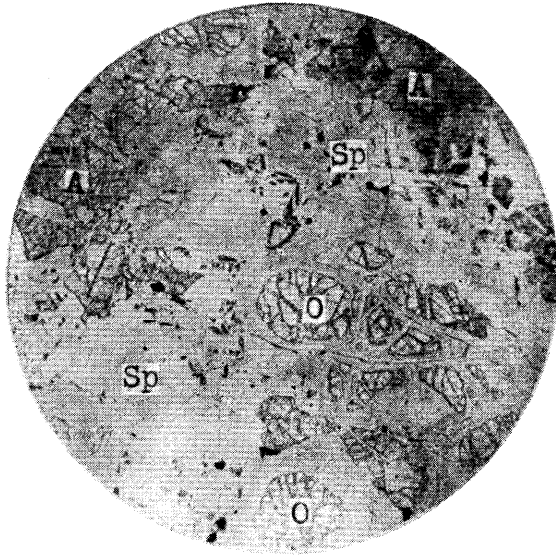
A: 普通輝石 P: 斜長石 C: 緑泥石 T: チタン石



第7図 蛇紋岩の露出 (クンベツ川下流)



第8図 蛇紋岩の露出の一部の接写(クンベツ川下流)



第9図 蛇紋岩（クンベツ川下流）

×20 // ニコル

A: 普通輝石

O: かんらん石（周辺や割目にそつて蛇紋石化）

Sp: 蛇紋石

輝緑凝灰岩は、暗緑色を呈するやや堅硬な岩石である。ところによつて、方解石、曹長石および石英などの細脈が貫入している。また、剪断帯の一部には鉍化作用がおこなわれ、淡緑色の軟弱な岩石になつている。

塩基性火成岩類は、一般に暗緑色を呈する堅硬な岩体である。岩質からつぎの3つのものに区分される。

a) スピライト質岩: 斑晶として斜長石と輝石がみられ、石基は、細粒なもので杏仁状構造もよくみられる。なお、この岩石は、曹長石化作用をうけている。

b) 曹長石輝緑岩: オフィティック構造をもつた、普通の輝緑岩で、斜長石は、弱いソーシュル石化または曹長石化をうけている。

c) かんらん石輝緑岩: かんらん岩質の粗粒完晶質の岩石でもおに、普通輝石とかんらん石とから構成されている。かんらん石の大部分は蛇紋石にかわり、全体として、蛇紋岩とほぼ同じ岩質に変つている。

石灰岩は、網走本線の陸別と薫別の間の鉄橋の付近で、厚さ1mでいどの、白色から帯赤紫灰色を呈する粗悪なものが、赤色チャートと接してはさまつている。このほか滝の沢下流でも、輝緑凝灰岩中に、厚さ数mから数10mでいどの石灰岩が数枚みとめられる。これらの石灰岩は、いずれも、やや結晶質で、異質物の縞状模様をもつている。

この地層は、岩相の上から北海道中央地域に標式的に発達している、空知層群のなかのいくつかの地層と、ひじょうによくにている^{*}。

化石： この図幅内からは、みとめられなかつた。

層厚： おおよそ、1,000 m 以上の厚さをもっている。

III.2.2 第三紀層

III.2.2.1 陸別層 (Rk)

1951 陸別夾炭層 山田正行²⁾

1958 陸別層・フウチャンナイ川礫岩層 三谷勝利ほか¹⁾

模式地： 足寄川支流九線沢

分布： この図幅の東南隅で、九線沢からペンケトラリ沢上流にまたがった地域および東北隅にある陸別市街の北側の地域にそれぞれ発達している。

構造： 九線沢の地域では、N 20°~25° E・30°~40° NW、陸別市高地域では、N 35°~60° E・40°±NWの走向・傾斜をそれぞれしめしており、単斜構造をなしている。

下位層との関係： ポンクンベツ沢上流における、この地層と下位の先白堊紀層の分布のようすから、両者は斜交不整合の関係にあると考えられる。しかし、兩地層の境界は観察できなかつた。

岩質および岩相： おもに礫岩からできており、ときに、含礫質砂岩や泥岩をはさんでいる。

礫岩の礫は、輝緑凝灰岩、赤色チャート、黒色頁岩、粘板岩、石灰石、輝緑岩および硬砂岩などの下位の先白堊紀層から供給されたものである。これらの礫の間を、同質の微細な礫や粗粒砂でうめている。礫の大きさは、小豆大から拳大でいどのものが多く、ときに人頭大以上のものも含まれている。一般に、角礫ないし亜角礫であつて、分級のていどはひじょうに悪い。外観は、暗緑色から暗紅色を呈して、ひじょうに軟弱である。

砂岩は、暗緑色を呈し、軟弱である。ときに、偽層層理が発達している。外観は、輝緑凝灰岩質の砂岩で、ところどころに方解石の細脈が、放射状や網状に貫入している。

泥岩は、チョコレート色を呈し、板状層理の発達している、やや堅硬なものである。礫岩の中に、薄い地層で挟まれている。ときに、炭質物やパッチ状の石炭薄層をふくむ。

この地層は、岩相がひじょうに不規則に移り変る傾向があり、全体に、不均質な累積状態をしめしている。さらに、偽層が、全層を遍じて、いちじるしく発達している。なお、この図幅の東に隣接する上足寄図幅との境附近には、粗悪な石炭層を 1~2 枚挟んでい

* 橋本直は、この地層は岩相的にも古生物的にも空知層群に対比されるものであると述べている。

て、多くの坑口がみられる。しかし、露頭も坑道も、ほとんど崩壊しているので、炭層の厚さやそのようすを観察することはできなかつた。

この地層は、山田が 1951 年に陸別夾炭層と命名して以来、釧路炭田の含炭古第三紀層の北西の周縁岩相であると考えられてきた。しかし、層位的にも古生物的にも、釧路炭田地域の地層と対比される要素は、全くみとめられない。筆者らは、この図幅¹⁾の南に隣接する足寄太図幅¹⁾で、いくつかの理由をあげて、釧路炭田との地層対比の困難なことにふれるとともに、この地層を、時代未詳第三紀層として取扱つた。この図幅においても、この地層が、どの時代に属



第 10 図 陸別層の礫岩と礫質砂岩の互層の露出
(陸別市街西方の利別川右岸の崖)

するものか、確証を得ることはできなかつた。したがつてこの図幅地域でも足寄太図幅¹⁾と同じように時代未詳第三紀層として取扱つた。

層厚： 九線沢地域で、800 m 以上の厚さをもっている。

III. 2. 3 新第三紀層

この図幅の地域に広く発達している。この地層は、中新世に属するフクロ沢層、トマム川熔岩および鮮新世に属する十勝層群とに、大きくわけられる。両時代の地層は、斜交不整合の関係にある。

III. 2. 3. 1 フクロ沢層 (Fk) (新称)

模式地： フクロ沢流域

分布： この図幅の北部のフクロ沢やポントマム川流域によく露出していて、分布地域は小さい。

構造： 模式付近で、N 55° W・20° SW の走向・傾斜をしめしている。

下位層との関係： 陸別層とは不整合の関係にあるらしいが地層境界は観察できなかつた。

岩質および岩相： おもに、暗灰色から灰色を呈する凝灰質泥岩と凝灰質細粒砂岩から構成されている。なお、やや硬質の泥岩、浮石質凝灰岩および細粒礫岩などをはさんでいる。

泥岩は、塊状であるが風化すると灰白色の小粒状岩片にくだけやすい。凝灰質で浮石片や鉱物片などを多くふくんでいる。

また、珪藻類や放射虫類の微化石をかなり含んでいる。

浮石質凝灰岩は、熔結凝灰岩にした岩質をしめしており、多くの浮石片のほか、ガラス質安山岩の岩片をふくんでいる。鉱物組成は、おもに斜長石と普通輝石であるが、紫蘇輝石、黒雲母、石英、角閃石、緑泥石などの鉱物片もみとめられる。

この地層は、下部は、おもに泥岩と細粒砂岩との互層で、ときに、やや堅い泥岩をはさんでいる。上部では、泥岩が多くなり、浮石質凝灰岩や礫岩をともなっている。

この地層のおもな構成岩相である泥岩は、隣接の本別³⁾図幅内に発達している、川上層群の貴老路層の中の泥岩と、外観はよくにており、また、珪藻類や放射虫類の微化石を多くふくんでいる点でも、両岩は、類似している。しかし、この図幅内では、川上層群に相当する全部の地層は発達していない。また、下位に接する地層も、ちがっているので、川上層群との直接の対比はおこなわず新しい地層として取扱つた。

化石： 泥岩や浮石質凝灰岩のなかに、珪藻類や放射虫類の微化石をふくんでいるが、種属の鑑定はおこなわれかつた。

層厚： 模式地付近で、300 m 以上の厚さをしめしている。

III. 2. 3. 2 トナム川熔岩 (TI) (新称)

模式地： 斗満川上流地域

分布： 斗満川中・上流流域からニオトナム川流域にかけて発達している。

岩質および岩相： 暗灰色から黒色の、緻密堅硬な含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。斜長石の斑晶が目立っている。やや多孔質で、ところによつては、径数 mm の空隙がみとめられる。斗満川上流の地域では、その一部が緑泥石化や珪化をうけていて黄鉄鉱が鉱染しているものもみとめられる。

顕微鏡下の観察は、つぎのようである。

斑晶は、斜長石>>普通輝石>>紫蘇輝石>>磁鉄鉱>>かんらん石。斜長石の成分は、An 60~65 である。ニオトナム川分岐点付近から採集した岩石では、斜方輝石の周囲に、単斜

輝石の反応縁がみとめられる。かんらん石は、ごく少ないが、ニオトマム川流域のものでは、やや目立っている。

石基は、完晶質でオフィティック組織をもつたものが多いが、インターサタル組織やガラス質組織をしめしたものもみられる。オフィティック組織をしめすものは、柱状斜長石の間を単斜輝石がうめていることが多く、磁鉄鉱が散在している。また斜方輝石は、わずかみとめられる。

この安山岩は、鮮新世の十勝層群に不整合におおわれているが、フクロ沢層との直接の関係は、わからない。なお、フクロ沢層の中に、この安山岩とよく似た岩質の凝灰岩をはさんでいることから、この地層とほぼ同じ時期のものとも考えられる。また、橋本が、この図幅の西側に隣接する地域で幌加緑色凝灰岩層を不整合におおつた安山岩熔岩（基性安山岩）が発達していることを報告しており、トマム川熔岩は、この安山岩熔岩に連なるものではないかとも考えられる。

III.2.3.3 十勝層群

1958 十勝層群 三谷勝利ほか¹⁾

標式地： 足寄町附近の利別川および足寄川流域

この図幅の南半部および中央部の地域に広く発達している。標式地では、それぞれの地層の堆積盆の広がりや構成岩相のちがいで、本別層、足寄層および池田層の3つの累層に区分されているが、この図幅内では、上部の池田層は発達していない。

全層を通じて、凝灰質岩などの火山碎屑岩が卓越している。とくに、本別層上部と足寄層は、構成岩相のほとんどが、石英安山岩質の火山碎屑岩である。この堆積をもたらした火成活動の末期に、熔結凝灰岩を噴出している。また、本別層と足寄層とのそれぞれの基底部分には、ひじょうに性格のちがった含かんらん石両輝石安山岩の活動がおこなわれている。

十勝層群は、最下部の海岸成堆積層と、引続き形成された陸成堆積盆内における堆積層とから構成された累層群である。それぞれの累層相互の累重関係は、准整合であると考えている。

III.2.3.3.1 本別層

この地層は、粗粒質の海岸成堆積層と、火山碎屑岩から構成された陸成堆積層との累重地層である。

十勝層群の標式地附近では、岩相のちがいで、4つの部層に区分されているが、この図幅内には、これらの中の螺湾礫岩砂岩層とトブシ凝灰岩層の2つの部層が発達している。

III.2.3.3.1.1 螺湾礫岩・砂岩層 (Hr)

1953 螺湾礫岩層 佐々保雄²⁾

1958¹⁾…基底火山砕屑岩層+螺湾礫岩砂岩層 三谷勝利ほか

模式地： ペンケトラリ沢流域

分布： 図幅の東部地域に、南北方向の広がりをもって発達している。薫別附近の利別川流域や斗満川下流域などによく露出している。

構造： 利別川の南東部の地域では、 $N 5^{\circ} \sim 30^{\circ} E \cdot 10^{\circ} \sim 20^{\circ} NW$ の走向・傾斜をしめしているが、北側になるにしたがつて、薫別附近では、 $N 10^{\circ} W$ から $N 50^{\circ} \sim 60^{\circ} W \cdot 5^{\circ} \sim 10^{\circ} SW$ 、斗満川中流では、 $N 30^{\circ} \sim 40^{\circ} E \cdot 15^{\circ} SE$ の走向・傾斜をとるようになり大きな半盆地状構造を形成している。

下位層との関係： 新第三紀中新世までの地層を、斜交不整合におおっている。

岩質および岩相： 全層を通じて、礫岩が卓越しており、砂岩、泥岩および凝灰岩をともなっている。

礫岩は、暗灰色のやや堅硬な岩相をもっている。オレンジ大から米粒大までの円磨された扁豆状の礫から構成されており、ときに、拳大の礫をふくんでいる。礫は、黒色粘板岩、赤色チャート、輝緑凝灰岩、ホルンフェルス様の岩石、花崗岩、硬質頁岩、硬砂岩などで、その大部分は、古期岩から供給されたものである。これらのほかに、この地層の下部の礫岩の中には、含かんらん石両輝石安山岩の角状から亜角状の拳大の礫や浮石などをふくんでいる。礫の分級は、この図幅の南から北にむかつて、よくなる傾向がみられ、14 林班の沢附近から北側の地域では、指頭大でいどのほぼ均一な大きさの礫を主体にした礫岩が多くなっている。また、泥灰岩団球、浮石、砂岩のレンズなどもかなりふくんでいる。

砂岩は、暗緑灰色または帯青灰色を呈し塊状で、やや堅硬なものである。いろいろの種類細かい礫片をふくんでいて、ところによっては礫質砂岩になっている。砂岩の多くは、礫岩とリズムカルな互層で累重しており、また、偽層層理が発達している。

泥岩は、暗灰色を呈する砂質のものが多く。風化する淡灰色の細片になりやすい。かなり凝灰質であつて、火山灰質の微粒をふくんでいる。

凝灰岩は、灰白色ないし淡灰色を呈した浮石質のものである。この地層の下部に数 m の厚さではさまっている。顕微鏡下では、安山岩質で、ときに珪藻類の化石がみとめられる。

十勝層群の標式地附近では、この地層の下位に連続して、基底火山砕屑岩層が、全域にわたつて発達しているが、この図幅内では、9 線沢附近で基底部に凝灰質岩相が発達して、上位の礫岩を主体にした岩相と区分できるていどである。ほとんどの地域では、螺湾礫岩砂岩層の中の礫岩や砂岩と凝灰質岩とが互層している。したがつて、この図幅では、基底火山砕屑岩層を単独の部層としては取扱わなかつた。

この地層は、全層を通じて、礫岩の多い、礫質砂岩、砂岩などの粗粒岩相の互層であつて、ときに、泥岩をはさんでいる。そして、基底部に近い部分と、中部附近に、浮石質の

やや厚い凝灰岩層を数枚はさんでいる。また、全体に偽層の発達がいちじるしい。

この図幅の南と北とでは、構成岩相のようすはいくちがつている。南の九線沢付近では、むしろ砂岩や礫質砂岩の卓越した礫岩との互層であるが、パンケトラリ沢、パンケトラリ沢およびクンベツ川入口付近などでは、細粒礫岩のやや多い互層累層となり、さらに、北部の斗満川地域では、全層が、ほとんど細粒礫岩から構成されている。

この地層からは、海成層を示準するような化石やそのほかの要素は、この図幅内では、認められなかつた。しかし、隣接地域で海棲介化石を産する、同じ層準の地層と、岩相や累重のようすが、ほぼ同じであるのでこの地域でも、瀬海域の堆積層として形成されたものと考えている。また、斗満川流域にみられる分級のよい礫岩相は、隣接の本別図幅³⁾に発達する、堆積盆の周縁部を思わせる化石そのほかの要素をふくんだ地層と、ひじょうに似た外観をしめしている。

化石： 野外調査においては、化石はみとめられなかつたが、クンベツ川下流の露出から採集してきた浮石質凝灰質岩を顕微鏡下で観察した結果、数種の珪藻類の化石がみとめられたが、鑑定はおこなっていない。

層厚： この地層の上限は、どこでも断層で切られているが、おおよそ 500 m 以上の厚さをしめしている。

III. 2. 3. 3. 1. 2 トブシ凝灰岩層 (Ht)

1958 トブシ凝灰岩層 三谷勝利¹⁾ほか

模式地： およち橋附近の登良利台地の崖

分布： 大谷地市街から南西方の利別川流域、学校の沢、トメルシベ沢、パンケトラリ沢などの地域に発達している。

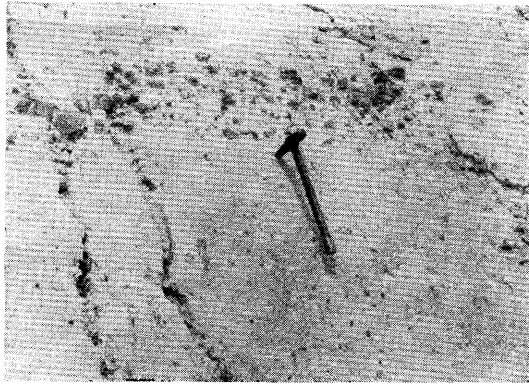
構造： 利別川流域では、その兩岸の地層が、緩やかな背斜構造をなしている。背斜軸は、上利別市街の北を通る西北西—東南東の断層を境にして、その南側では、N 10°~30° E、北側では、N 80° E~EW の走向をそれぞれもっている。

地層の傾斜は、5°~10° くらいである。そのほかの地域では、走向・傾斜は、ほとんど測定できなかつたが、分布のようすから、NE の走向で 4°~8° SE の傾斜をもった、単斜構造をとっているようである。

下位層との関係： 下位の地層とは、各地域で断層で接している。

岩質および岩相： 全層を通じて、浮石質の粗粒凝灰岩が卓越しており、ときどき、泥

* 南に隣接する足寄太図幅や本別図幅にふくまれる地域。



第11図 トブシ凝灰岩層中の角礫凝灰岩質の部分，白色斑点は浮石礫（大嘗地上利別間の鉄道線路の切割り）



第12図 トブシ凝灰岩層中の塊状凝灰岩の採石場で上部の地層はショナイ挟垂炭層（石切場の沢）

質凝灰岩をはさんでいる。

浮石質凝灰岩は、やや堅硬な淡桃色から灰色を呈する塊状の厚層である。ときに、偽層層理をしめしている。多くの浮石礫のほか、角礫状の安山岩礫をふくみ、ところによつては、角礫凝灰岩状の外観をもっている。礫の大きさは、キンカン大以下であるが、まれに、やや円磨された人頭大から拳大の大きな礫もふくまれている。

この凝灰岩の中には、ひじょうに堅硬で熔結凝灰岩によく似た岩相をもつた部分があり、石材として採石されている*。

この凝灰岩を顕微鏡下で観察すると、石英、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石などの鉱物片や安山岩の岩片をふくんでいる。基質は、褐色と無色のガラスからできている、石英安山岩質凝灰岩である。

泥質凝灰岩は乳白色を呈し、板状の層理が発達している。浮石質凝灰岩の中に、1 m 以下の厚さで、はさまっていることが多い。

層厚： この図幅内では、下限が不明であるが、200 m 以上の厚さをもっている。

III.2.3.3.2 足 寄 層

1958 足寄層 三谷勝利¹⁾ほか

この地層は、本別層の上位に、准整合の関係でのつている陸成堆積層である。石英安山岩質の凝灰岩が、構成岩相の大部分を占めている。なお、最下部には、含かんらん石両輝石安山岩の集塊岩、熔岩、角礫凝灰岩などの火山岩類の構成岩相が発達している。

足寄層は、岩相のちがいがから、上利別集塊岩砂岩層、ペンケトブシ凝灰岩層、下足寄砂岩凝灰岩層、下愛冠熔結灰岩層の4つの部層に区分することができる。

十勝層群の標式地においては、5つの部層に区分しているが、この図幅内では、中足寄凝灰岩層と上愛冠凝灰岩層との層序的な区分の困難なところが多いので、2部層を一括して、ペンケトブシ凝灰岩層とした。

III.2.3.3.2.1 上利別集塊岩・砂岩層

この地層は、十勝古盆状地内では、この図幅内で、もつともよく発達しており、いくつかの性格のちがった岩相をふくんでいる。これらのそれぞれの岩相は、発達する範囲が地域的に限られているものが多い。したがって、おのおのの岩相を、上利別集塊岩砂岩層の中の亜部層として取扱、つぎの4つの亜部層に区分した。下部から

ジョナイ挾亜炭層

上利別集塊岩砂岩層主部層

* 石切場の沢の道路わきで小規模に採石している。おもに建物の土台石に使用されているようである。

屏風岩凝灰岩層

トラー集塊岩層

III. 2. 3. 3. 2. 1. 1 ショナイ挾亜炭層 (Ac)

1955 ショナイ挾亜炭層 橋本⁴⁾ 亘

模式地： ショナイ川下流流域

分布： 石切場の沢の北から、ショナイ川川口下流の、WNW—ESE 走向の断層のところまでの間の利別川流域にそつて分布しているほか、登良利台地の崖にも、部分的に発達している。

構造： ショナイ川地域では、N 50°~60° W・10°±NE、登良利台地では、N 20°~30° W・5°~7° NE の走向・傾斜をそれぞれしめしている。

岩質および岩相： 凝灰質泥岩、砂岩、凝灰岩の細かい互層で、6~8 枚の亜炭層をはさんでいる。岩相はいずれも、灰白色から淡灰白色で、浮石礫をかなりふくんでいる。板状層理や偽層層理が発達している。

凝灰岩は、安山岩質の中粒から細粒ないし泥質の岩相のものが多い。ときには、下位のトプシ凝灰岩層の中の岩相とよく似た、浮石質凝灰岩をともなつている。また、安山岩の岩片をふくんだ角礫凝灰岩のところもみとめられる。

亜炭は、厚さ 15 cm 以下のものが多いが、30 cm 近いものを、1~2 枚ともなつている。これらはいずれも炭化度の低い粗悪質の亜炭で硬質粒状のものが多い。この中には、凝灰質の白い粒や砂粒などを多く混えている。

この地層は、ショナイ川下流から石切場の沢にかけた地域で、もつともよく発達しており、ここから南と北の両方向にむかつて地層の発達のようなすが急激に悪くなつている。そして、ショナイ川川口下流の利別川流域やパンケトラー沢沢口附近などでは、この地層は上利別集塊岩砂岩層主部層と、構成岩相や累重のようすがよく似ており、2~3 枚の粗悪な亜炭層の薄層をはさむていどになる。

このような発達のようなすが、ショナイ挾亜炭層が、足寄層の積成盆の発達の初期に、ショナイ川附近を中心にして小さな範囲に形成された沼沢地に累積した地層であることをしめしている。

化石： 亜炭層の上下盤の地層の中に、植物質破片をかなりふくんでいるが、不完全なもので採集できなかつた。

層厚： もつとも発達のよいショナイ川附近では、50 m 近いの厚さをもつているが、南北の両方向にむかつて急激に薄化しており、パンケトラー沢附近の利別川流域では、20 m~30 m 近いの厚さになつている。

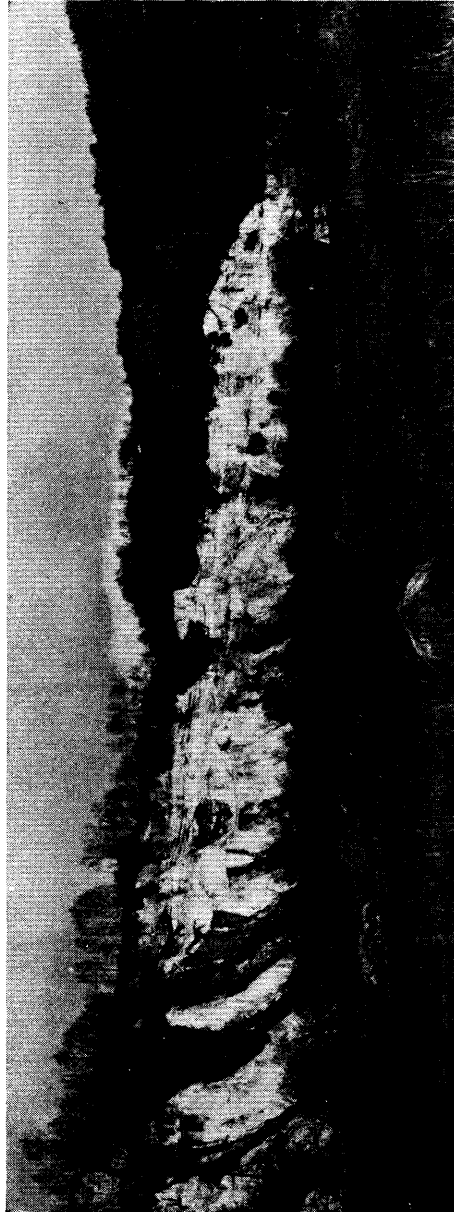
III. 2. 3. 3. 2. 1. 2 上利別集塊岩・砂岩層主部層 (At)

模式地： パンケトブシ川
中・下流域

分布： 国鉄網走本線笹森停留場から南側の利別川流域，炭焼き小屋の沢，392.8 m 標高点のある山地，塩幌川中流上流，パンケトブシ川，パンケトブシ川中・下流域，大誉地川中流域などの地域に広く発達している。

構造： 利別川流域には， $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 程度の傾斜をもつた背斜状構造が，炭焼き小屋の沢下流には， $15^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 程度の傾斜をもつた向斜構造が，また，392.8 m 標高点の山地には， 10° 以下の緩い傾斜をもつた，向斜構造が，それぞれ形成されている。そのほかの地域では，炭焼き小屋の沢上流で， $N 80^{\circ}\sim 85^{\circ} E \cdot 4^{\circ}\sim 8^{\circ} NW$ ，塩幌川中流域で， $N 10^{\circ}\sim 30^{\circ} W \cdot 12^{\circ}\sim 20^{\circ} SW$ ，パンケトブシ川下流域で， $N 10^{\circ}\sim 20^{\circ} E \cdot 20^{\circ} \pm NW$ の走向・傾斜をもつた単斜構造をなしている。

下位層との関係： 下位のトブシ凝灰岩層の塊状凝灰岩から，板状層理の発達した泥



第13図 トブシ凝灰岩層の塊状凝灰岩層と上利別砂岩・集塊岩層との境界附近の露出
(上利別市街西方の利別川右岸の崖)

質凝灰岩、角礫凝灰岩、砂岩などの互層に、岩相が移りかわる部分に、両地層の境をおいている。境界は、やや不規則な波状面をもっている。また、両地層を構成している火山砕屑岩の岩質が、石英安山岩質から含かんらん石両輝石安山岩質に急激に変っており、さらに、両地層の分布のようすも、いく分ちがつている。このようなことから、両地層は、准整合の関係をもっているものと考えている。なお、ジョナイ挟亜炭層の発達している地域では、亜炭層をはさまなくなつたところからこの地層にふくめ、地層は漸移している。

岩質および岩相： 砂岩、泥岩、角礫凝灰岩、集塊岩および凝灰岩などの板状互層である。いずれも火山性堆積層である。

砂岩は、暗灰色の粗粒から中粒の堅硬な砂岩である。ところによつては、含礫砂岩をふくんでいる。板状の層理が発達している。ひじょうに凝灰質であつて、安山岩の岩片や浮石礫などのほか、木片、炭片なども多くふくんでいる。

泥岩は、暗灰色を呈した板状の凝灰質泥岩である。やや軟質で、水をふくむと粘土状に変わりやすい。木片、炭片を多くふくみ、ときに亜炭質の泥岩のところもみられる。

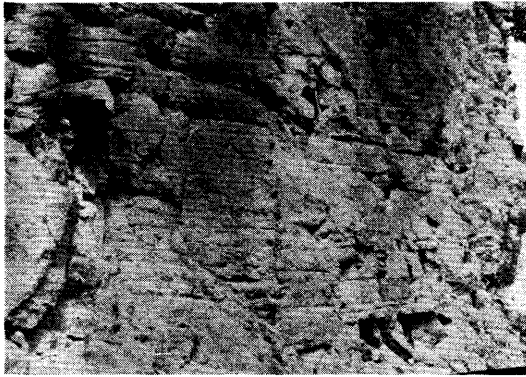
角礫凝灰岩は、板状の層理の発達した堅硬なものである。浮石礫、安山岩の岩片のほかに、同時礫状の泥質凝灰岩や砂岩などの角状ないし亜角状の礫が、浮石質凝灰岩の基質の中に多くふくまれている。また、凝灰岩や砂岩、集塊岩などに移りかわることが多い。

集塊岩は、拳大から指頭大、ときに人頭大いどの塩基性安山岩の礫を凝灰岩で膠結したもので、火山円礫岩状の岩相をしめしている。角礫凝灰岩の間に、薄い地層やレンズ層としてはさまれている。

この地層は、この図幅内では、ところによつて、つぎにのべるトラリ集塊岩層や屏風岩凝灰岩などの亜部層を間にはさんでいて、2~3つの部分に区分される。これらのちがつた岩相を間にはさんでいる地域では、下部は、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩、凝灰岩などの板状互層であつて、偽層層理がかなり発達している。中・上部は、ともに、角礫凝灰岩、集塊岩、砂岩、泥岩などの板状互層で、岩相はかなり堅硬である。したがつてこの岩相の分布する地域では、河岸や山腹などに、大小の崖を作つており、特徴のある岩相として追跡することができる。



第14図 上利別砂岩・集塊岩層主部層中の堅硬板状互層(大善地と上利別との間の新道と旧道との分岐点附近)



第15図 上利別砂岩・集塊岩層主部層中の凝灰質砂岩と角礫凝灰岩との堅硬な板状互層（炭焼小屋の沢上流）

また、炭焼小屋の沢からトメルシベ沢にかけての地域では、凝灰質泥岩、砂岩、角礫凝灰岩などの不規則な互層で、ときどき集塊岩や浮石質凝灰岩をはさんでいる。この地域では、厚さ5m~10mでいどの凝灰質砂岩と角礫凝灰岩との堅硬な互層を、2~3枚はさんでおり、特徴のある鍵層として追跡することができる。

層厚：パンケトブシ川地域

では、トラリ集塊岩層と屏風岩凝灰岩層とを間にはさんで、250m~300m、塩幌川中流では350m以上、炭焼き小屋の沢では200m以上の厚さをそれぞれもっている。

III. 2. 3. 3. 2. 1. 3 屏風岩凝灰岩層 (Bt)

1955 屏風岩凝灰岩層 橋本 亘⁴⁾

模式地：陸別から足寄にいたる旧道にある屏風岩附近

分布：模式地から笹森附近の利別川流域、大誉地川中流から墓場の沢にかけた地域およびショナイ川中流から塩幌川中流にかけた地域などに発達している。

構造：上利別集塊岩砂岩層主部層と同じである。

岩質および岩相：浮石礫や火山岩滓などの火山放出物を多くふくんだ凝灰岩である。黝色ないし暗黒色を呈し、塊状でやや硬い岩相をもっている。風化すると、暗灰色の粗しような岩相になりやすい。含かんらん石両輝石安山岩の亜円礫をふくんでおり、この礫のあるものは、暗紅色にかわつている。浮石礫や火山岩滓は、拳大から指頭大



第16図 屏風岩凝灰岩層の露出（屏風岩附近）

の垂角状～垂円状の礫であるが、模式地附近からはなれるにつれて、しだいに小さな礫を含む割合が多くなってくる。

この地層の発達のようなすは、小さな礫を多くふくんだ地域で、地層は厚く、礫が大きくなるにつれて、薄くなつてゆく傾向をしめしている。また、この地層は、上利別集塊岩砂岩層の中で同一の層順に、全域にわたつて追跡することはできなく、いくつかの大きなレンズ状岩体に分割されて、地域的にはさまっているようである。

凝灰岩の顕微鏡下の観察は、つぎのようである。基質は、褐色ガラスであつて、その中に、微細な針状の単斜輝石、長柱状斜長石がふくまれ、また磁鉄鉱も散在している。空隙はひじょうに多い。基質の中には、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石などの鉱物片が散在しているほか、紫蘇輝石・普通輝石安山岩の微細礫もふくまれている。塩基性安山岩質の凝灰岩である。

層厚： 模式地附近で、80 m 前後、塩幌川中流域で、300 m 以上、大誉地川下流域で、250 m 前後の厚さをそれぞれしめしている。

III. 2. 3. 3. 2. 1. 4 トラリ集塊岩層 (Ta)

1955 トラリ集塊岩層 橋本 ⁴⁾ 亘

模式地： パンケトラリ沢口の下流の利別川右岸の崖

分布： まえにのべた屏風岩凝灰岩層と同じように、上利別集塊岩砂岩層の中に、大きなレンズ状岩体の形態ではさまっている。とくに、この地層は屏風岩凝灰岩層の発達が悪いかまたはほとんど発達していない地域によく発達している傾向がある。そして、模式地のほか、392.8 m 標高点の山腹、トメルシベ沢上流域、炭焼き小屋の沢、上利別と笹森と



第 17 図 上利別砂岩集塊岩層中のトラリ集塊岩層と主部層との境界附近の状態 (上利別より約 2 km 大誉地寄りの新道の崖)

の間の新道の峠、およびパンケトブシ川二股附近などによく露出している。

岩質および岩相： 集塊岩、火山円礫岩および熔岩から構成された地層で、上利別集塊岩砂岩層中に、大きなレンズ状の岩相ではさまっている。一般にはまえにのべた、屏風岩凝灰岩層の上位と考えられる層準にはさまっているようであるが、両方の地層が上下の関係をしめして

いて同じ地域に発達するところは、ほとんどみられない。

模式地附近には、人頭大から拳大までの角状の紫蘇輝石・普通輝石安山岩の礫を多数ふくみ同質の細粒礫で硬く膠結された集塊岩が発達している。また、392.8 m 標高点の山腹やトメルシベ沢上流地域などでは、集塊岩の中に、数 m の厚さをもつた、同質の熔岩を数枚はさんで



第 18 図 トマリ集塊岩層の露出（大菅地橋下流 2 km 附近の利別川右岸）

いる。なお、このほかの地域では、同質の角礫を粗しような凝灰岩で膠結した、凝灰質集塊岩ないし火山円礫岩の岩相をしめしている。

集塊岩の礫を顕微鏡下で観察するとつぎのようである。

斜長石や普通輝石、紫蘇輝石などが、やや斑晶状をなしているところもあるが、大部分は、斜長石（An 60）と普通輝石とが、オフィティック組織をなしている。そしてきわめて粗粒な完晶質の岩石である。

このほかに、斑晶として、かんらん石をふくんでいるものや、輝石類が緑泥石化されているものなどもみられる。

層厚： 30 m～40 m の厚さをしめしている。

III. 2. 3. 3. 2. 2 ペンケトブシ凝灰岩層 (Rt) (新称)

1958 中尾寄凝灰岩層 + 上愛冠凝灰岩層 三谷勝利¹⁾ほか

模式地： 採石の沢口附近の大きな崖

分布： 利別川の西側各支流の中流域およびその山腹に広く発達しているほかに、トメルシベ沢最上流にも小規模に発達している。

構造： 塊状の産状をしめしているので、地層の走向・傾斜を測定することは困難である。地層の分布のようすは、下位の上利別集塊岩砂岩層とほぼ同じである。

下位層との関係： 下位の上利別集塊岩砂岩層の砂岩、泥岩、角礫凝灰岩などの板状互層から塊状で粗しような凝灰岩に岩相が移りかわるところに両地層の境をとつている。地層の累積状態は、整合的である。

岩質および岩相： やや塊状の凝灰岩が卓越しており、部分的に泥質凝灰岩や凝灰質砂岩などをはさんでいる。

凝灰岩層は、淡黄白色、または淡桃色などを呈するひじょうに粗しようなものと、やや層理の発達した細粒から泥質のもの2つがある。

前者は、指頭大以下の、石英安山岩の岩片や浮石礫および米粒大以下の石英粒を多くふくみ、部分的に角礫凝灰岩状の岩相をしめしている。新鮮な面では、やや堅硬で柱状の節理が発達している。また、風化すると、淡褐色のざくざくした凝灰岩になりやすい。

この凝灰岩を顕微鏡下で観察すると、ガラス質の基質の中に、石英、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石などの鉱物片がふくまれているほか、浮石も多い。石英安山岩質凝灰岩である。



第19図 石英安山岩質凝灰岩（石切場の沢上流）

×20 // ニコル

P: 斜長石 Q: 石英 G: 浮石

Xe: ゼノリス 基質: 凝灰質物質

細粒から泥質の凝灰岩は、粗粒のものの中に、数mていどの厚さで、ときどきはさまつている。淡灰色を呈し、やや層理が発達している。木片そのほかの植物有機質の破片をふくみ、ところによつては、有機質の泥質岩になつている。この凝灰岩は、それぞれの単層を広い地域に追跡できるほどの連続性はなく、また、ところによつて、粗粒凝灰岩の中にはさまれていて枚数もちがつている。

この地層は、十勝層群の標式地附近¹⁾では、偽層のいちじるしい粗粒砂岩層をはさんで、2つの部層に区分されている。この図幅内では、粗粒砂岩層は、ペンゲトプシ川の二股のやや上流の地域でみとめられたが、これを全地域に追跡することができない。

層厚： 塩幌川流域で 550 m，模式地では 400 m 前後の厚さをしめしていて北方にむかつて、しだいに薄くなつていく傾向がみられる。

III. 2. 3. 3. 2. 3 下足寄砂岩凝灰岩層 (As)

1958 下足寄砂岩凝灰岩層 三谷勝利ほか¹⁾

模式地： 採石の沢上流

分布： 下位のペンケトブシ凝灰岩層の上位に帯状に細長く発達している。

下位層との関係： 整合漸移している。

岩質および岩相： 砂岩，泥岩，凝灰岩などの細かい互層である。いずれも凝灰質であつて，石英粒，浮石塊，石英安山岩の岩片などをふくんでいる。

この地層の中には，下位のペンケトブシ凝灰岩層の粗粒凝灰岩とよく似た凝灰岩を数枚はさんでいて，部分的に角礫凝灰岩状の岩相をしめしている。

この地層は，構成岩相や累重のようすからみると，下位のペンケトブシ凝灰岩層の中にはさまれている，泥質凝灰岩相が，厚く発達し，また，広い範囲に追跡することができる¹⁾ていどの，連続性をもつた地層に相当するものである。南に隣接する足寄太図幅内では，この地層に相当する部層中に，亜炭層を数枚はさんでいたが，この図幅内には，発達していない。

層厚： 20 m～30 m の厚さをもっている。

III. 2. 3. 3. 2. 4 下愛冠熔結凝灰岩層 (Wt)

1958 下愛冠熔結凝灰岩層 三谷勝利ほか¹⁾

模式地： 採石の沢の採石場附近

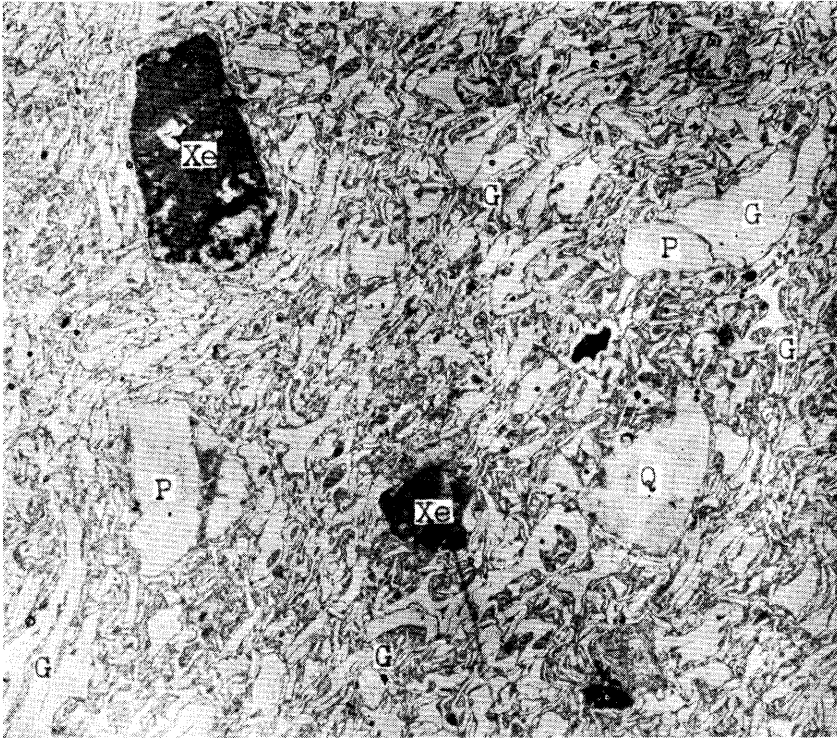
分布： 利別川の西側の支流の中・上流地域に広く発達しているが，新しい火山碎屑岩類で，上位をおおわれているために，塩幌川二股沢上流，ペンケトブシ川上流，大誉地川上流および模式地附近などの地域に，断片的に露出しているにすぎない。

構造： 下位のペンケトブシ凝灰岩層と，ほぼ同じような構造をもっており， $6^{\circ}\sim 10^{\circ}$ のゆるい角度で，南西に傾斜している。

岩質および岩相： 厚い熔結凝灰岩で，局部的に，熔岩状の熔結凝灰岩を，レンズ状の岩体ではさんでいる。

熔結凝灰岩は，暗灰色を呈しているが，風化すると，灰白色になる。縞目模様¹⁾の流理構造が発達している。

緻密堅硬で，板状や柱状の節理が発達している。ところによつて，やや粗しような集塊岩質の外観をしめしているものもある。



第20図 石英安山岩質熔結凝灰岩（採石の沢の採石場）
×20 // ニコル

P: 斜長石 Q: 石英 G: ガラス Xe: セノリス (ガラス質安山岩)

顕微鏡下で観察するとつぎのようである。おもにガラスからなっており、この中に、斜長石 (An 35~40)、石英、紫蘇輝石、緑色角閃石、磁鉄鉱などの鉱物片や浮石片、ときにガラス質安山岩の捕獲岩片などをふくんでいる。ガラスは、流理構造をもった無色透明なもの、この間をうめている汚染された灰色のものがある。

この地層は、ほとんど均質で、堅硬な熔結凝灰岩で、この図幅地域内では、岩相の変化はほとんどみられない。わずかに、南部の地域で熔岩状の構造をもった、堅硬な岩体をはさんでいる。

層厚: この地層の上限は、上位の地層にきられているところが多いのでわからない。もつとも厚く発達している塩幌川の南側山地域では、150 m 以上の厚さをしめしている。

III.2.4 第四紀層

この図幅地域内に発達する第四紀層は、基性安山岩類、段丘堆積層、沖積堆積層および

火山灰である。

III.2.4.1 火山岩類

火山岩類は、利別川の西北の山地帯に広く発達している。そして、鮮新世の十勝層群およびトマム川熔岩を不整合におおっている。活動時期の上から、2つのちがつた岩体に区分されるが、いずれも、かんらん石をふくむ基性安山岩であつて、新第三紀中新世のトマム川熔岩とほぼ同じ岩質である。しかし、鮮新世の十勝層群を構成する火山岩および火山碎屑岩類とは、いちじるしい性質のちがいがみられる。

III.2.4.1.1 1,050 m 山熔岩 (新称)

模式地： 熊の沢，1,050 m 山附近

分布： この図幅の北西の隅の斗満川本流とニオトマム川とにかこまれた地域にだけ発達している。

下位層との関係： トマム川熔岩を広くおおっている。

岩質および岩相： 灰色を呈する緻密堅硬な岩石で斜長石や輝石の斑晶が目立っている



第21図 含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩
(1,050 m 山東中腹)

×20 // ニコル

P: 斜長石 A: 普通輝石 M: 磁鉄鉱

石基: 斜長石・単斜輝石・ガラス

含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。とくに斜長石は、径5 mm以上の巨晶となつていることもある。

顕微鏡下で観察するとつぎのようである。

斑晶は、斜長石>普通輝石=紫蘇輝石>磁鉄鉱>かんらん石。

斜長石の成分は、An 60~65である。両輝石の間には、反応縁はみられない。かんらん石は、やや多く、周辺部や割目にそつてイデング石化がみられる。

石基は、完晶質であつて、柱状斜長石と単斜輝石との間に磁鉄鉱が散点している。斜方輝石は、ごくまれである。

この岩体は、この図幅内では、北西の隅にわずかに発達しているが、隣接の小利別図幅や常元図幅内では、かなり広い分布をもつている。そして、東三国山にむかつて、厚さをましているようである。このような分布のようすから、東三国山に関係ある火山活動によつてもたらされた火山岩であろうと考えられる。

III. 2. 4. 1. 2 奥塩幌火山噴出物 (Ov) (新称)

模式地： パンケトブシ川上流

分布： この図幅の西方の山地をおおつて広く分布している。

下位層との関係： 十勝層群堆積の後におこなわれた地変で形成された地質構造の上をおおつている。

岩質および岩相： 暗灰色から黒色の外観をもつた、板状で堅硬な熔岩と、拳大から人頭大ていどの火山抛物体から構成されている。

基性の安山岩であつて、斜長石の斑晶が目立つている。やや多孔質で、ときに径数 mm ていどの空隙もみとめられる、含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

顕微鏡下の観察はつぎのようである。

斑晶は、斜長石>普通輝石=紫蘇輝石>かんらん石。

斜長石の成分は、An 65~70である。斜方輝石の周囲には、単斜輝石の反応縁がみとめられる。かんらん石は、かなり多く、イデング石化がおこなわれている。

石基は、インターサータル組織をもつている。おもに、柱状の斜長石と単斜輝石からなり、その間に、磁鉄鉱が散点している。斜方輝石は少ない。

この安山岩は、パンケトブシ川上流、ショナイ川上流および塩幌川上流などの地域では流理構造をもつた、板状の熔岩であるが、斗満川の南側山地やパンケトブシ川上流などの地域では、火山円礫岩や凝灰質集塊岩状の外観をしめしている。

この岩体は、その分布を広く追跡してみると、この図幅の西に隣接する「芽登温泉図幅」内のキトウシ山にむかつて、発達がよくなつている。このようすからみて、おそらく、キトウシ山の火成活動に関係をもつた火山岩であろうと考えられる。

III.2.4.2 段丘堆積層

段丘堆積層を、それぞれの地層の占めている位置の高度や平坦面の解析のていどを基準にして追跡すると、3つの段丘群に区分することができる。

III.2.4.2.1 第1段丘堆積物 T₁

標高300mより高位の地域に発達している平坦な段丘面であつて、地形復元図の上では現在の河川の河岸段丘群と区別することができそうである。

この段丘堆積物は、さらに、平坦面が不連続なことから、a、bの2つに細分できる。両段丘面の比高は、20m~40mていどである。

i) a段丘堆積物 T_{1a}

標高400mから500m以上におよぶ平坦段丘面である。堆積物はほとんど奥塩幌火山碎屑岩から供給されたと考えられる、人頭大から拳大の基性安山岩の礫からなる礫層で、外観は、岩錐のような岩相をしめしている。厚さは、2m~3mていどで、ほとんどの礫層は侵蝕をうけている。

この平坦面は、さらに、963.5m標高点の地域にむかつて、緩傾斜の平坦面を連ねているようであるが、堆積物は熔岩の表面風化の堆積物と全く区別できないので、地質図では段丘面として取扱わなかつた。^{*}

ii) b段丘堆積物 T_{1b}

標高300mから360mまたは380mまでの緩傾斜の平坦面を作つており、a段丘面とは20m~40mの比高差をもっている。

利別川をはさんで、その両側の山地に発達している。

堆積物は、礫の多い砂礫層で、2m~4mていどの厚さをもっている。

この平坦段丘面の上は、農耕地として利用されているところが多い。

III.2.4.2.2 第2段丘堆積物 T₂

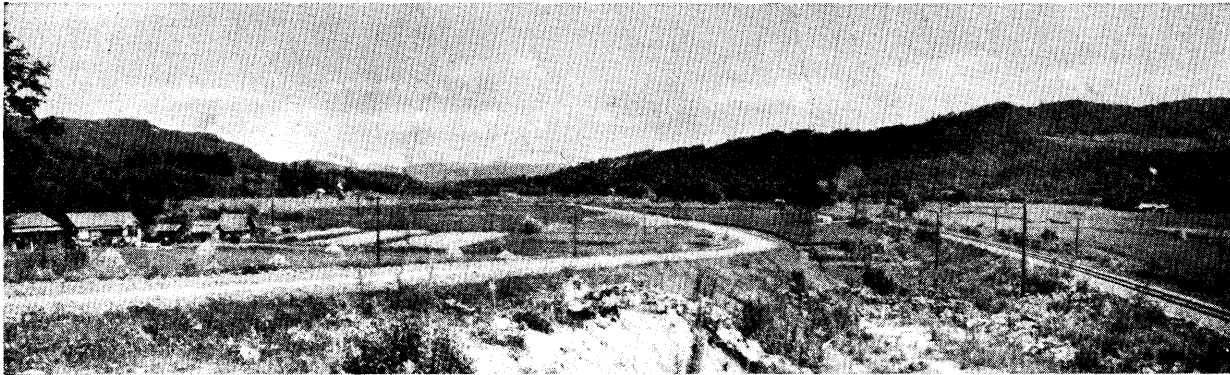
この図幅内を流れているおもな河川の流域に発達している河岸段丘の大部分をふくんでいて、現在の河床面からの比高は、8m以上である。塩幌川流域、斗満川南岸の台地、登良利およびトブシ附近の台地などが、この段丘に属している。とくに斗満川南岸では、良好な発達をしめしている。

この段丘に属する平坦面は、細かくみると、平坦面の不連続性や堆積物のちがいなどから、2~3段に区分することができるようである。

* 地形復元図からみると、標高500m以上の地域に発達している平坦面は、火山岩の流走面と考えた方がよいようなようすをもっている。



第22図 平坦段丘面と奥塩幌火山砕屑岩層の熔岩流走面との遷移状態で手前の面が第1段丘面
(392.5 m 三角点附近より)



第23図 利別川流域に発達した平坦段丘面。兩岸の高い面は第1b段丘面（笹森付近）



第24図 第2段丘堆積物と陸別層の礫岩との境界面の露出
(陸別市街西方の利別川右岸の崖)

堆積物は、厚さ3m~5mの砂礫層であつて、基底部には、拳大から人頭大でいどの大きな礫からなる礫層が、1mでいどの厚さで発達している。

この段丘のうちで、現河床面から15mでいどの比高差のある平坦面の上には、2m~3mの礫層の上に、灰白色の粗しような火山灰層や火山灰質砂層が、4m~10mくらいの厚さで発達している。この地層には、偽層理が発達し、細かい円礫や植物性有機物がかなりふくまれている。なお、この厚い堆積層は、現河床面からの比高が、8mから12mでいどの段丘面および、20m以上の段丘面の上には、発達していない。また、この地層は、南から北にむかつて、しだいに厚くなり陸別市街の露出では8mから10mの厚さになつている。

III.2.4.2.3 第3段丘堆積物 T₃

現河床面からの比高が、3m~5mの平坦段丘面である。利別川の兩岸や斗満川の兩岸に点々と発達している。砂礫層は、厚さ2m~4mである。

III.2.4.3 沖積堆積物 AI

主要河川の流域に、主として砂利と砂、ときに粘土や泥炭を混えた堆積層で発達している。泥炭は、主な河川の支流の中流地域に発達しており、やや広い湿原を作つている。

III.2.4.4 火山灰

この地域の現河床砂礫層の分布範囲をのぞいた地域を、広くおおつて火山灰が発達している。これは、土壤調査の上から⁶⁾、十勝岳火山、旭岳火山、雌阿寒岳火山などの噴火による降灰と考えられている。



第25図 第2段丘堆積物上部の火山灰層
(最上部の地層)で下位の礫質岩
は陸別層(陸別町市街西方の崖)

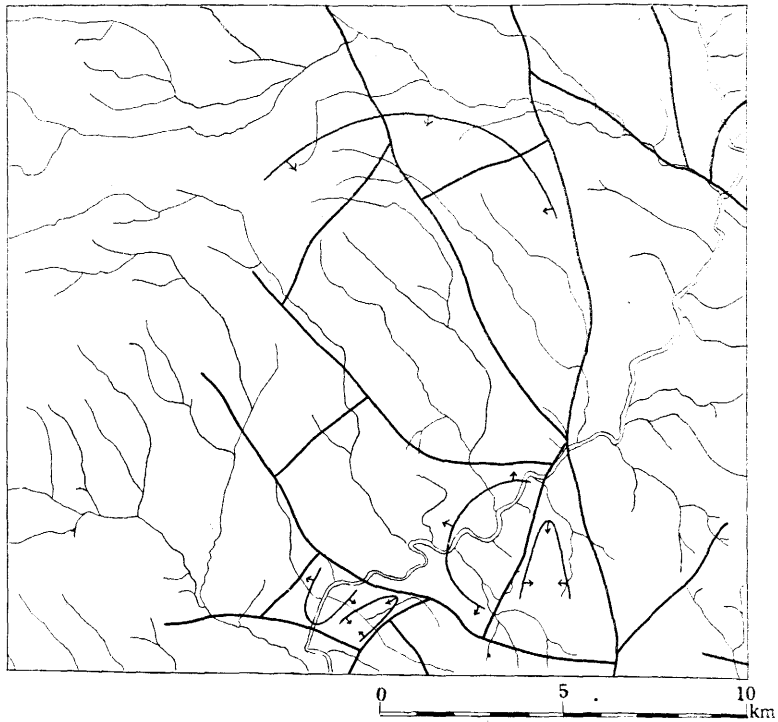
III.3 地質構造

この図幅地域の地質構造は、鮮新世の十勝層群の堆積したあとに起つた造溝運動によりほぼ規定された。

大局的にみると、鮮新世以前の造溝運動、鮮新世の古十勝盆状地構造およびその後の造溝運動、第四紀の火山活動による熔岩流の分布の3つの要素が組合わさつて、地質構造を複雑化している。

a) 鮮新世以前の造溝運動

この時期の地質構造は、そのほとんどが、十勝層群および火山岩類におおわれているの



第 26 図 地質構造図

で、この図幅内では外貌すら確かめることはできない。しかし、この南に隣接する「足寄¹⁾太²⁾」や「本別³⁾」の図幅地域ではおもに、断層による地塊運動として確かめられている。これらの地域で認められた大きな構造線のうちで、螺湾伏在断層とよんだものの北方への延長は、大誉地附近を、ほぼ南北の方向で発達している断層に、その一部が反映されているようである。そして、さらに、陸別町川向の附近を通つて、先白堊紀層とフクロ沢層とを境している南北性の断層にのびているものと考えられる。

この螺湾伏在断層を境にして、西側の十勝層群の基盤には、おそらく、陸別層の一部が発達するほかは、大半は、中新世のトマム熔岩およびフクロ沢層に相当する地層が発達していることと思われる。また東側では、基盤の先白堊紀層と陸別層が分布しているが、とくに前者には、E—W ないし NW—SE 方向の小さな破碎帯が数多く発達しており、この地域が足寄太図幅内でみられた本別川断層と螺湾伏在断層との間にはさまれた、幅の広い構造帯の延長部分に相当していることを示している。また、この構造帯内には、硫化鉄の

鉱床が形成されている。

b) 鮮新世時代の造構運動

中新世と鮮新世との両時代の間では、この地域の積成盆は、大きく変革している。すなわち、大きな造構運動によつて、これまでの広い積成盆地から、いわゆる古十勝盆状地とよんでいる、地域的に限られた積成盆を形成した。この古盆状地は、また南側に口を開いた、海岸入江状の海盆から、しだいに、足寄附近を中心にした陸成盆に移りかわつた。さらに、陸成盆の時期には、その広がりや盆状地の中心地が、多少変化している。なお、この図幅地域は、古盆状地の北端の部分を含めていたようである。

c) 鮮新世末期の造構運動。

この造構運動は、十勝層群の中にしめされている半盆状構造と、2~3の方向の、小さな褶曲および断層による構造とで表現されている。

褶曲構造は、隣接の「足寄太」¹⁾図幅内にみられたものと同じような、小さい規模の盆状やドーム状の構造で、ほぼ NNE—SSW の方向に排列している。両翼部の地層は、10° 以下の緩い傾斜をしめしている。

まえにのべたように、この図幅地域は、古十勝盆状地の北端の部分を含めており、この盆状地の周辺部分には、E—W から NE—SW 方向の断層が、その末端部を限定するようなようすをしめして発達している。

また、盆状構造の内側においても、N—S から NW—SE、さらに E—W と、やや放射状の方向にのびた断層が複雑に発達していて、十勝層群に地塊運動をもたらしている。

IV 地 史

いままでのべてきたことから、この地域の地史をつぎのように推察することができる。

先白堊紀層は、汎北海道の広大な地向斜の一部に相当しているこの地域にも、基性の火成活動によつてもたらされた輝緑凝灰岩、輝緑岩のほか、赤色チャート、石灰石などの岩相を堆積した。

白堊紀から古第三紀を通じて、この地域が堆積区として存在していたかどうかは、地層の発達がみられないので明らかでない。ただ、陸別層とよばれている含炭第三紀層が、古第三紀・漸新世に属する地層であるということが確実であるとすれば、漸新世には、この地域はいわゆる釧路炭田の積成盆の北西方の周縁部を含めて、礫岩の卓越した厚い陸成層が堆積したといえよう。しかし、この地層は、中新世初期に属するものである可能性もあ

つて、総合した資料によつて検討しなければ確かなことはわからない。

中新世後期（北海道中央部の峠下階時期）には、この図幅外の南東方地域は、やや半深海性の堆積区になつて、川上層群の、分級のよい凝灰質泥質岩を厚く堆積している。なおこの図幅内には、川上層群の上部に相当するものと考えられる、砂質泥岩の、フクロ沢層が発達しているだけであつて、中・下部の地層堆積時のようすは、明らかでない。

このフクロ沢層の堆積時期と前後して、この図幅外の西方の地域では、基性安山岩の火成活動が、はげしくおこなわれており、その一部の熔岩流が、この地域にも達している。

これら中新世後期には、この地域の一部は、この図幅外の南東方を標式地にした川上層群の堆積盆に連なり、また一部は、北西方に広く発達している、幌加緑色凝灰岩をふくむ火山岩および火山砕屑岩の地帯にも連なつていたようである。

中新世から鮮新世に移る時期には、断層運動を主体としたはげしい造構運動がおこなわれた。

ついで、これまでの積成盆と、全く規模および状態のちがつた十勝古盆状地が、この地域を北方の周縁部として形成され、浅海成の堆積相から、火山砕屑岩を主体とした陸成堆積相にまで連なる十勝層群の厚い地層が累積した。この時期の火成活動は、石英安山岩質の凝灰質岩を堆積した爆発性のものであつたが、末期には、同質の熔結凝灰岩の活動に発展している。なお、この時期を通じて2回の性質のちがつた基性安山岩の活動が、小さな規模におこなわれた。

十勝層群の堆積した後、この陸成堆積盆は、おもに地塊運動の造構運動をうけている。

第四紀にはいと、新第三紀末期におこつた火成活動と、岩質も活動形式もちがつた、基性安山岩熔岩が、広い地域に流出した。この時期の火山岩には、活動の中心が2つあつて、それぞれの分布のようすからみると、一方は、キトウシ山附近、他方は東三関山附近にあつたようである。

この火成活動に引続いて、この地域は、間けつ的な隆起と沈降をくりかえしながら、全体には、徐々に隆起し、いくつかの平坦面が形成された。この隆起は、北部にむかつて、そのていどが大きくなつており、平坦面は、北方にむかつて標高を増している。

そして現在まで、削割と平坦化作用が引続いておこなわれ、沖積地に氾濫堆積物を供給している。

V 応用地質

この図幅地域内に賦存している鉱産資源は、硫化鉄、軟石、石灰石および褐炭・亜炭などである。これらのうちで、現在利用されているものは、十勝層群最上部の軟石だけである。ほかのものは、ほとんど対象にはならない小規模なものである。

(1) 硫化鉄

14 林班の沢およびクンベツ川支流の岡山の小沢に鉱徴地がみとめられる。

14 林班の沢では、先白堊紀の輝緑岩と石灰石との接触部に形成された、径 30 cm 以上の塊状鉱体である。鉱石は、そのほとんどが、緻密な白鉄鉱で、表面は美しい球顆状をなしているものが多い。鉱石の間は、おもに方解石がうめっているが、少量の曹長石や緑泥石などもともなわれている。

岡山の小沢でみられるものは、輝緑凝灰岩の中に発達した、N 40° W の方向の剪断帯にそつて、いちじるしく黄鉄鉱の鉱染した鉱床である。

このほか、クンベツ川の支流の銀山の沢にも輝緑凝灰岩中の、N 10° W の方向の剪断帯の中に、黄鉄鉱一方解石脈の発達が見られる。この鉱脈は、昭和 17 年頃に、金・銀を対象にした探鉱がおこなわれたとのことである。

(2) 石灰石

14 林班の沢の下流に、先白堊紀の輝緑凝灰岩の中に、層状の石灰石が胚胎している。厚さは、5 m 程度でその規模は小さい。

灰白色～暗灰色を呈する緻密な石灰石であつて、部分的には結晶質になつている。

品質は、珪酸が多く、良質とはいえない。分析結果はつぎのようである。

CaO……48.05 % SiO₂……10.18 % Fe₂O₃ + Al₂O₃……3.55 %
MgO……0.76 % Ig. loss……37.54 % (佐藤敏技師分析)

このほかに、利別川流域の、網走本線の薫別と陸別との間の鉄橋のところにも、輝緑凝灰岩と赤色チャートとの間に厚さ 1 m 程度の石灰石があるが、品質は不良である。いずれも規模が小さく、また品位も低くて軟石移行の対象にはならない。

(3) 大誉地石

大誉地市街裏手の採石の沢上流で、上愛冠熔結凝灰岩層中の石英安山岩質熔結凝灰岩を軟石として採石している。品質は比較的均質緻密であり、石材としては、良好である。この採石場はひじょうに古く、明治 44 年頃に始められている。現在は、年間 40,000 箇ていど

が採石され、おもに土台石や建築材として周辺地域で利用されている。

(4) 垂炭

足寄層最下部のショナイ挾垂炭層中に数十枚はさまっている。これらは、ほとんどが、10 cm~20 cm およびそれ以下の厚さのものであつて、発達の規模も、小範囲に限られている。水分の多い泥質の垂炭で、燃料用としては、ほとんど利用されていない。

このほかに、陸別層のなかに、薄い褐炭層がはさまれているが、開発の対象とはならない。

文 献

引用文献

- 1) 三谷勝利・小山内照・橋本亘： 5 万分の 1 足寄太地質図幅説明書，北海道開発庁，1958
- 2) 山田正行： 十勝国陸別附近の地質，北大手記 (MS)，1951
- 3) 三谷勝利・橋本亘・吉田尚・織田精徳： 5 万分の 1 本別地質図幅説明書，北海道開発庁，1959
- 4) 橋本亘： 十勝支庁管内の地質及び地下資源，十勝総合開発促進期成会，1955
- 5) 佐々保雄： 北海道炭田誌，釧路炭田，1953
- 6) 瀬尾春雄： 北海道における農収適地の土地地帯概説，北海道農業試験場土性調査報告，1951

参考文献

- 1950 佐々保雄： 北海道の炭田 北海道地質要報 15 号
- 1951 佐々保雄・根本忠寛・橋本亘： $\frac{1}{40}$ 万北海道地質図及び同説明書
- 1952 橋本亘： 北海道侏羅系の地質 地質調査所報告
- 1953 山田忍： 北海道における火山噴出物の分布について 北海道地質要報 21 号
- 1958 橋本亘ほか： $\frac{1}{20}$ 万北海道地質図及び同説明書
- 1956 佐々保雄： 北海道古第三系に関する諸問題 有孔虫特別号 古第三系 No. 6
- 1957 三谷勝利・小山内照： 北海道釧路炭田北西部の新第三系の構造 地質学雑誌 vol. 63, No. 742

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

RIKUBETSU
(Kushiro-5)

By
Katsutoshi Mitani, Tetsuo Fujiwara
and Shōzō Ishiyama
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

This mapped area occupies the north-eastern part of the Tokachi basin in east Hokkaido.

From the topographical point of view, this area is divided into 2 parts, the volcanic rock part which is 500 m~900 m high from sea-level and the flat terrace part of 3 or 4 steps.

Geology

In this area, Pre-Cretaceous formation, Tertiary formation, Quaternary formation and Volcanic rocks are observed.

Seeing from geological structure and stratigraphical succession, this area can be divided into 3 parts, the east part is occupied by Pre-Pliocene formation, the greater part of this area occupied by Pliocene formation, and the Volcanic rock area of the west to the northwest part of this area.

1. Pre-Cretaceous formation

This formation develops in the north-east part of this area, and mostly composed of schalstein, intercalating red chert, limestone and diabase sometimes. From its lithic character, it resembles to the Sorachi group of the central part of Hokkaido.

2. Tertiary formation

The Rikubetsu formation is observed in the north-east part and the south-east part of this area, and covered Pre-Cretaceous formation unconformably.

Mostly consists of conglomerate, intercalating sandstone and mudstone. On this formation several workable coal seams are intercalated in the next adjacent Kamiashoro sheet, however only thin lenticular coals are discovered intermittently in this sheet.

The Fukurozawa formation, covers the Rikubetsu formation unconformably, mainly consists of mudstone intercalating small amount of sandstone, conglomerate and tuff bed, and is Miocene in age. Calcareous algae and radiolaria fossils are contained in this mudstone.

The Tomamu-gawa lava develops in small scale along the Tomamu river and the Nio-tomamu river in the north-western corner of this sheet. The relation between this formation and the Fukurozawa formation is supposed to belong the same volcanic activities though it is not definite. This lava is olivin bearing hypersthene augite andesite, and impregnated pyrite by chlorification and silicification is sometimes observed.

The Tokachi group occupies an grate part of this sheet, covering Pre-Miocene formation with clinounconformity, and is Pliocene in age. The lowest part of this group is marine sediment of predominant conglomerate and is covered by thick terrestrial sediment of dacitic detritus. This detritus is divided into the Honbetsu formation and the Ashoro formation by its lithic difference and distribution, The relation of these 2 formations is quasiconformable.

The Honbetsu formation is divided into 2, the Rawan conglomerate sandstone member and Tobushi tuff member. The former is mainly conglomerate and sandstone of marine origin, and is transferred to the formation yielding *Patinopecten (Fortipecten) takahashii* (YOKOYAMA) assemblage fauna in the neighbouring district. Especially, in the north part of this area, the facies that can be considered as a marginal facies of the sedimentary basin, is observed. The latter consists of massive tuff including pumice and dacitic tuff breccia, and

is considered as terrestrial origin from its sedimentation and distribution.

The Ashoro formation consists wholly of volcanic detritus and tuffaceous rocks, and is of terrestrial origin. It is divided into 4 members from the difference of rock feature and lithic character—the Kamitoshibetsu agglomerate sandstone member, the Penketobushi tuff member, the Shimoashoro sandstone tuff member and the Shimoaikappu welded tuff member. The lowest member consists of the volcanic detritus of olivine bearing hypersthene augite andesite, distinguished from the other members which are mainly dacitic tuff components. The components of this lowest member are tuff, tuffaceous sandstone, mudstone, tuff breccia, intercalating agglomerate-lava submember, tuff breccia submember, lignite or lignitic mudstone-tuff-tuffaceous sandstone submember as its local submembers.

The uppermost member, the Shimoaikappu welded tuff, is hard, compact, dacitic welded tuff, showing platy and columnar joint, and grayish white in colour.

3. Quaternary

Quaternary formation is represented by volcanic rocks, terrace deposit, volcanic ash and alluvial deposit.

Volcanic rock develops widely from the west to the north-west side of this sheet, and covers the Tokachi group and the older sediments unconformably. From its development and lithic nature, it is divided into the 1,050 m. Yama lava and the Okushiohoro volcanic ejectus. Both are olivine bearing hypersthene augite andesite in nature.

Terrace deposit is divided into 3 steps from its height, continuity and dissection.

The 1st. terrace, which is the highest is showing different development to the other 2 terraces, namely its development is indifferent to the present river. Strictly speaking this terrace is also seemed to be divided into 2 steps.

The 2nd. and the 3rd. terrace deposits are composed by the deposits which had close relation to the Tosibetsu-gawa, the Shiohoro-gawa and the Tomamu-gawa. Especially in case of the 2nd. terrace,

it consists of sand and gravel of 2 m. or 3 m. thick in lower part, and volcanic sand of 4 m.~10 m. thick in upper part.

Geological structure

The main geological structure of this sheet is defined by the construction of the Older Tokachi basin, which is considered to be Pliocene in age, and the tectonic movement of its deposition.

The older Tokachi basin had constructed after a large tectonic movement of later Miocene or earlier Pliocene, as a different shaped basin from the previous one.

This basin is supposed to be constructed as an inland basin, having its center in the present inland area, and was gradually developed from the marine basin, having its mouth at the southern side.

The tectonic movement of later Pliocene, after the deposition of the Tokachi group, is represented by the block movement caused by faults and the folding caused by local dome-basin structure.

Mineral resources

The mineral resources of this area are pyrite and limestone in Pre-Cretaceous formation, lignite and building stone of the Ashoro formation. Excepting building stone, no mineral resources are developed. The welded tuff of the Shimoaikappu member is compact and homogenous in nature, so it has been used in various directions as a name of the "Oyochi-ishi."

昭和 35 年 3 月 25 日 印刷

昭和 35 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三田徳太郎

札幌市北三条西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三条西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

RIKUBETSU

(KUSHIRO—5)

BY
KATSUTOSHI MITANI
TETSUO FUJIWARA
SHŌZŌ ISHIYAMA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ
JIN SAITŌ, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1960