
5 萬分の 1 地質図幅説明書

国 領

(旭川一第 46 号)

地 質 調 査 所

昭和 39 年

550.85(084.32)(524) [1 : 50,000] (083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

国 領

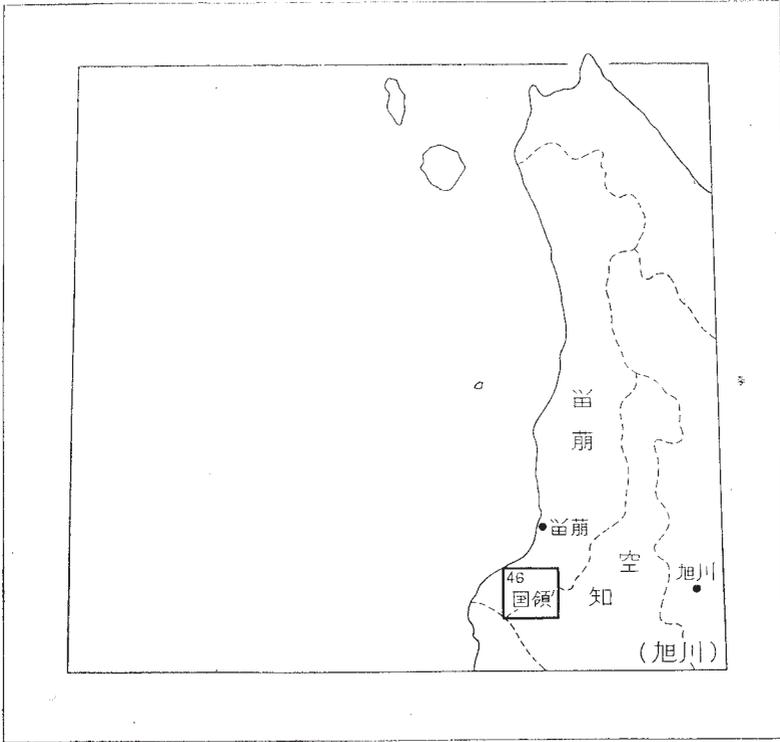
(旭川一第 46 号)

通商産業技官	佐 藤 博 之
通商産業技官	秦 光 男
通商産業技官	小 林 勇
通商産業技官	山 口 昇 一
通商産業技官	石 田 正 夫

地 質 調 査 所

昭 和 39 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 西徳富層群	7
ユードロ層	8
II. 3 新十津川層群	9
II. 3. 1 峠下層	12
II. 3. 2 増毛層	14
II. 4 深川層群	20
留崩層	21
II. 5 別苅層	31
II. 6 恵岱岳玄武岩類	32
II. 6. 1 安山岩質火山角礫岩	33
II. 6. 2 玄武岩質熔岩	34
II. 7 岩脈および熔岩丘	35
II. 7. 1 岩 脈	35
II. 7. 2 熔岩丘	37
II. 8 暑寒別火山岩類	38
II. 8. 1 信砂岳火山岩	40
II. 8. 2 南暑寒岳火山岩	40
II. 8. 3 東群別山火山岩	41
II. 8. 4 暑寒別岳火山岩	42
II. 8. 5 1,230m 峯石英安山岩	48
II. 9 段丘堆積層	48
II. 9. 1 海岸段丘堆積層	48
II. 9. 2 河岸段丘堆積層	49

II. 10 現世統	49
II. 10. 1 湿原堆積物	49
II. 10. 2 崖錐堆積物および沖積層	51
III. 応用地質	52
III. 1 石油	52
III. 2 硫化鉄鉱および褐鉄鉱	53
文 献	53
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 38 年稿)

国 領

(旭川一第 46 号)

本図幅の野外調査は昭和 30 年から同 32 年の 3 ヶ年にわたって行なわれた。調査研究にあたっては、信砂川流域～国領部落以東の新第三系堆積岩を主とする地域を小林・秦・山口が、以西の火山岩を主とする地域を佐藤が担当した。新信砂川流域の調査研究には石田が加わった。

本図幅地域の既刊資料としては、恵岱別含油地について小林儀一郎¹⁾および森下晶・他⁸⁾の報告があるのみであり、北部に分布する新第三系について北海道大学の修卒業論文^{註 1)}がある。

貝化石鑑定の一部は北海道大学魚住悟・同藤江力両博士によった。

I. 地 形

本図幅地域は北海道中央西部にある樺戸山地の北部に位置し、同山地の最高峯である暑寒別岳を含んでいる。

本地域の地形は新第三系の堆積岩類がおもに分布する北部および東部と、火山岩類の分布する南西部とに分けられる。

北部および東部は主として新第三系の堆積岩類により構成され、海拔 100 ～ 400m の幾分開析された丘陵地からなっている。しかし一部火山岩・岩脈の分布する地域の近くでは海拔 600m に及んでいる。

南西部は新第三系の火山岩類と、これを覆って第四紀初めに噴出した火山岩類とに

註 1) 湊 正雄：天塩国留萌増毛地方の地質，北海道大学修論，1938

三谷勝利・成田英吉：浜益郡浜益村付近の地質，北海道大学修論，1952

小川淳市・武田雄二：天塩国増毛郡堀毛付近の地質，北海道大学修論，1954

よって構成され、暑寒別岳を最高として南暑寒岳および東群別山があり、ともに海拔 1,300m 前後の著しく開析された山峯が認められる。そのうち暑寒別岳は噴出物を北方～北東方に流下させて、山ノ神付近に海拔 300～500m の広大な火山性山麓緩斜面をつくっている。一方、図幅地域中央南部にある恵岱岳および群馬岳は新第三紀末に噴出した玄武岩類によって構成される熔岩台地である。この熔岩台地は海拔 900～1,000m に及び、基盤岩類の分布する東部とは急崖をなして接し、西側に緩く傾斜して第四紀の火山岩により覆われ、中央部には雨竜沼湿原を包有する。本熔岩台地の一部は南隣西徳富図幅地域にも及んでいる。さらに鮮新世の火山活動の産物である信砂火山噴出岩層の分布地域の一部でも、とくに信砂岳の北側において、かなり緩やかな高原性の斜面を形成している。おそらく同層の堆積面を反映したものであろう。

本図幅地域内の河川は北半部と南半部とで対照的である。すなわち、北半部では暑寒別川・箸別川・新信砂川・信砂川の各河川がほぼ平行して北流し、日本海に注ぐ。各河川の支流も本流にほぼ平行であるため東西方向の支流が少なく、その傾向はとくに西部ほど著しい。しかし新第三系の堆積岩の分布する信砂川以東では東西方向に石油沢・ポンチバ沢などが認められる。一方、南半部では恵岱別川・尾白利加川などの河川がほぼ東へと流れ、東隣妹背牛図幅地域を経て石狩川へ注ぐ。恵岱別川の上流部はかつて信砂御料地付近で直角に曲って北流し、信砂川につながっていたが、恵岱別川によって争奪された結果東流したものであることが、河成段丘の分布からうかがわれ、このことは田上政敏²⁾によっても指摘されている。南西隅では徳富川が暑寒別岳に源を発し、南隣西徳富図幅地域を経て石狩川に注いでいる。

最近有名となり、訪れる人の多くなった雨竜沼湿原は、尾白利加川支流ペンケペタン川の源流をなし、恵岱岳玄武岩類の熔岩台地上にある。この湿原は、海拔約 850 m、面積約 2km²(東西 2km、南北 1km) で泥炭を形成し、そのなかに最大 50m に及ぶほぼ円形の池塘を多く有し、尾瀬ヶ原湿原に類するものである。そのほか暑寒別岳頂上直下の海拔 1,100m 前後の熔岩流走面上にも小規模の泥炭地が認められ、その中心には 2、3 の池塘がある。また新信砂川上流には崖錐によって堰き止められた山淑沼がある。

本図幅地域に発達する段丘面としては、地域北部の暑寒別川と箸別川との間の山嶺に、海拔 240～320m の海岸段丘面が南北に狭長に分布するほか、信砂川および恵岱

別川流域には現河床から比高 20～100m の間に小規模な段丘が 2 段, 尾白利加川の国領部落付近には 3 段認められる。

本図幅地域内には村落が少なく, 各河川流域の沖積層, および河成段丘上にわずかに農耕地があつて, 国領・山ノ神・信砂御料地・恵岱別御料地などの聚落があり, 道路もこれから河川に沿って域外へ通ずるものがあるにすぎない。山地の大部分には交通路がないが, 最近, 国領部落から雨竜沼・南暑寒岳・暑寒別岳を経て, 山ノ神部落に至る山道が開かれた。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域の属する樺戸山地は地形的に独立した山地であると同様に, 地質的にも北海道における一つの特異な単位をなす。すなわち, 樺戸山地は相対立する北海道中軸帯と, 西北海道的グリンタフ地域との中間にあつて, 地史的に種々の変遷を経ながら多彩な物質を堆積した地域である。とくに山地の北部に位置する本図幅地域では, 西半部において中新世後から第四紀にかけて火山活動が激しく, 堆積岩類と火山岩類とが東西両半部にそれぞれ明瞭な分布を示し, 樺戸山地の地質学的性質を考察するのに適した地域である。また, 新第三紀末から第四紀はじめにかけて, 玄武岩類の大量の活動や, 安山岩類による暑寒別火山群の形成があり, それぞれが地質構造上注目すべき位置を占めている。

本図幅地域の地質は西徳富層群・新十津川層群および深川層群などの新第三紀中期以後の堆積岩類と, 後 2 者に層位的に相当する火山岩類を基盤とし, これを覆つて, 恵岱岳玄武岩類と暑寒別火山群とがある。さらに第四紀の段丘堆積層と沖積層とが局所的に分布する。

これらの関係を総括して第 1 表に示す。

新第三紀中期の西徳富層群はユードロ層からなり, 恵岱別背斜の中核部をなして南北に狭長に現われ, 本図幅地域の最下位層である。おもに泥岩からなり, 北海道中央南部の滝の上層に対比される。

樺戸山地には, 北海道中軸帯における川端層・古丹別層のような, 礫岩・砂岩・砂

第1表 地質総括表

時代	層序	岩相	備考			
第 四 紀	現世	沖積層	礫・砂および粘土			
	更新世	扇錐堆積物	岩層			
		湿原堆積物	砂礫粘土および泥炭			
		低位河岸段丘堆積層	礫・砂および粘土			
		中位河岸段丘堆積層				
	高位河岸段丘堆積層					
	海岸段丘堆積層					
別火山群	1230 m 峯石英安山岩 另栗別岳火山岩 東群別山火山岩 南栗寒岳火山岩 信砂岳火山岩	角閃石英英安山岩 (黒雲母) 橄欖石含有紫蘇輝石 普通輝石角閃石安山岩 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩	隆起			
			← 岩脈類および熔岩丘			
新 第 三 紀	惠岱岳玄武岩類		橄欖石玄武岩および安山岩質 火山角礫岩	← 褶曲		
	深川層群	珪藻土質泥岩層	珪藻土質泥岩および凝灰質シルト岩			
		留萌層	塊状砂岩層	凝灰質砂岩 火山円礫岩	塊状砂岩	
			別刈層	安山岩質熔岩 および火山角礫岩		玄武岩質熔岩
				玄武岩質熔岩		
	新十津川層群	硬質頁岩層	"硬質頁岩"	硬質頁岩		
		増毛層	安山岩質凝灰角礫岩			
		中新世	砂岩層	灰色中粒~細粒砂岩		
			泥岩層	灰色軟質泥岩		
			峠下層	砂岩泥岩互層		
西徳富層群			凝灰質砂岩および礫岩	微傾動		
	ニードロ層	暗灰色泥岩				

岩泥岩互層を経て泥岩に至るまでを1サイクルとする、厚い互層によって特徴づけられる堆積物はみうけられない。本図幅地域においては、ユードロ層の上位には、不整合関係で稚内階にあたる新十津川層群から、深川階の深川層群までの厚い一連の海成層が接する。

新十津川層群は峠下層と増毛層とからなる。峠下層は礫質～砂質であり、増毛層はさらに泥岩層・砂岩層および硬質頁岩層の3部層に分かれる。峠下層と増毛層の3部層とは上下関係にありながらも、それぞれ相互に一部指交関係にあって、堆積盆は地域的に分化していた。これらの堆積盆は次第に均質化してゆき、新十津川層群堆積の末期から深川層群堆積の初期にかけて海進は最大に達し、一様の岩相が各地にみられるようになる。この時代の堆積物は、新十津川層群の硬質頁岩・深川層群の塊状砂岩などである。

火山活動は、本図幅地域では、新十津川層群堆積時期に始まり、初期には散発的で堆積岩類の間に小規模な火山角礫岩・凝灰角礫岩が挟在するにすぎないが、深川層群堆積時になると極大に達し、本図幅地域西部一帯は火山活動の舞台となり(信砂火山噴出岩層)、第四紀の暑寒別火山群にまで引き継がれた。しかし、火山活動を樺戸山地全体から眺めると、新十津川層群堆積時から活潑となり、第四紀初頭までほとんど連続的に行なわれた。これらの活動は、はじめ南部～西部(厚田・浜益図幅地域)で活潑であり、次第に北方～東方(雄冬・西徳富・国領図幅地域)へ移動しながら鮮新世で極大に達した²¹⁾。この火山活動のほとんど大部分は安山岩によって占められる。

なお、本図幅地域で、東部が深川層群を堆積した海によって占められていたとき、西部の火山活動の激しかった地域は、幾度か陸化した模様である²²⁾。また、本図幅地域北西隅にある別剋層は未分離新第三系で、岩質によって増毛層上部から留崩層下部にあたるものと推定される。

深川層群の堆積後(鮮新世末)海退陸化し、緩い褶曲運動を蒙ったのち、恵岱岳玄武岩類が噴出し、熔岩台地を形成した。この時期には樺戸山地全体に玄武岩の活動があり、各地で玄武岩の岩脈あるいは熔岩丘が知られている。恵岱岳玄武岩類はこれらのうちで規模がもっとも大きく、岩質も橄欖石玄武岩を主とし、混成作用をうけたとみられる安山岩・紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩が前駆として噴出している。

第四紀初頭に噴出した火山岩類は信砂岳・南暑寒岳・東群別山・暑寒別岳・1,230

m 峯などを構成している。これらは暑寒別火山群のうちの暑寒群をつくっている。なお、暑寒別岳の西腹には雄冬群に属する角閃石安山岩質火山角礫岩が認められる。

暑寒群の山体は、信砂岳を除き、暑寒別岳・南暑寒岳・東群別山とほぼ環状に配列して、噴出中心と考えられる徳富川最上流の凹地を包み、原地形に近い広大な裾野を、とくに暑寒別岳の北方に拡げている。噴出物はほとんど各火山に共通で、はじめ橄欖石を含むこともある紫蘇輝石普通輝石安山岩から、黒雲母・橄欖石を含むことのある紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩の噴出に至る。

これに反して西方の雄冬群(天狗岳・雄冬山・浜益嶽)は散点的で、原形の復原は困難であり、岩質も安山岩からなるが、山体ごとに分化して統一性がない。

暑寒別火山群は従来、那須火山帯の一員としてみられてきたが、利尻岳とともにややアルカリに富んだグループに属するものである。

暑寒別火山群の活動の頃に、北海道の高位段丘に属する海岸段丘が形成され、その後、各河川流域には3段の河岸段丘が形成された。

第2表 周辺図幅との対比表

滝川図幅 (1957) 小林・道見・植村・妻		西徳富図幅 (1963) 妻・佐藤・道見・山口・小林		国領図幅 (1964) 佐藤・妻・小林・山口・石田		留萌図幅 (1954) 対馬・山口	
		恵信岳玄武岩類		恵信岳玄武岩類			
深川層群	遺棄牛層 一ノ沢層 梶加尾白利加層	深川層群	徳富川層岩塊岩層 梶加尾白利加層	深川層群	留萌層群 瑠璃土質泥岩層 信砂火山噴出岩層 塊状砂岩層	留萌層群	瑠璃土質泥岩層 塊状砂岩層
新十津川層群	増毛層 砂岩層 泥岩層 徳富層 塊状硬質泥岩層 板状硬質頁岩層 六谷沢層 砂岩泥岩互層 泥岩層	新十津川層群	増毛層 上部砂質泥岩層 硬質頁岩層 砂岩層 下部砂質泥岩層 前田ノ沢層 砂岩泥岩互層 硬質頁岩層	新十津川層群	増毛層 硬質頁岩層 砂岩層 泥岩層	増毛層	硬質頁岩層 泥岩層
西徳富層群	徳富地層 泥岩層 砂岩・硬岩層	西徳富層群	ワカウエンベツ層 壮志層 ワケナイ層	西徳富層群	峠下層 エードロ層 (露出せず)	峠下層 エードロ層	硬岩層 硬質細粒砂岩層 硬岩層
薄戸層						大和田来炭層	
根根尻層群		根根尻層群				根根尻層	

恵岱岳玄武岩類の熔岩台地上には湿原ができ、尾瀬ヶ原湿原に匹敵するといわれている。

本図幅地域の地質と隣接図幅地域の地質とを、新第三系を主にして対比すれば第2表の通りである。

樺戸山地の現在の地質構造^{註2)}は、主として新第三紀末の「後深川期地殻運動」によって形成されたものである。その地質構造は、北部においては樺戸背斜(恵岱別背斜を中心とする複背斜全体に与えられた名前)を中央として、東の深川構造盆地と西の暑寒別構造盆地とに分かれ、本図幅地域は、そのなかの樺戸背斜と暑寒別構造盆地とによって占められる。

それ故、本図幅地域にも恵岱別背斜をはじめとして、多くの南北性の褶曲軸が東西に配列し、とくに東部の堆積岩地域に明瞭である。これに反し、西部の火山岩地域では、断層を伴うことが多く、褶曲軸も南北方向よりは北西-南東方向が多く、ブロック化しているものと推察される。

新第三紀末に、ほぼ完成した褶曲構造の性質は東急西緩であり、かつ東方の褶曲ほど急傾斜を示している。第四紀の火山活動は、新第三紀の火山活動の活潑な地域において行なわれた。

II. 2 西徳富層群

樺戸山地のなかで、本図幅地域恵岱別背斜軸部および北隣留萌図幅地域の留萌川北岸に分布するユードロ層、南隣西徳富図幅地域内新十津川町和歌付近のワッカウエンベツ層、および滝川図幅地域の惣富地層相互の関係は、これらの間に新十津川層群以上の地層が露出しているため、野外において直接明らかにすることはできない。しかし、いずれも先第三系の隈根尻層群および古第三系の樺戸層あるいは大和田夾炭層を不整合に覆い、明確な一つの層準として追跡される新十津川層群の下位にあって、しかも新十津川層群と不整合関係にあるという層位上の位置、および、これらの地層が含有する化石がほぼ同一で、中新世中期を指示するものであることなどから、一括して西徳富層群とする。これらのうち、本図幅地域に分布するのはユードロ層である。

註2) 樺戸山地の地質構造については西徳富地質図幅説明書²⁸⁾第1図および雄冬地質図幅説明書²⁹⁾第1図参照のこと。

ユードロ層

本層は桜庭の沢から石油沢にいたる間の恵岱別背斜軸部に発達し、本図幅地域における最下位層である。なお、本層の模式地は北隣留萌図幅地域¹²⁾内にあるが、本図幅地域では留萌図幅で細分されたものの上層、すなわち泥岩層のみが分布している^{註3)}。

本層は主として層理に乏しい暗灰色～帯緑暗灰色の泥岩からなり、まれに青灰色の細粒砂岩の薄層を挟有している。

泥岩は上位の増毛層の泥岩に較べて緻密、細粒である。風化して細角状に割れ、水にぬれると多少緑色を帯びるのを特徴としている。このなかには比較的扁平な泥灰質～石灰質団塊が散在する。直径は通常2～5cm、長くとも10cm以下のものが主である。ポンチバ沢および桜庭の沢上流における本泥岩のなかには、非常に多くの炭質物を含んでいる部分がある。この部分では岩質も多少シルト質となり、縞状を呈することが多い。

砂岩は一般に細粒、軟質で青灰色を呈し、風化して帯黄灰色となる。これらは通常1～5cmくらいの薄層であり、石油沢の恵岱別背斜東翼の上部に30～40cmの間隔で4枚挟在している。このほか、桜庭の沢上流の本層上部には、厚さ10～30cmの灰白色凝灰質砂岩が1～2枚挟まれている。

本図幅地域における本層中には化石は乏しく、わずかにポンチバ沢上流において本層の上部から *Natica janthostoma* DESHAYES および *Dentalium* sp. を産したにすぎない。そのほか有孔虫および *Makiyama* sp. を産した。

本層の全層厚は、地域内では算定できないが、露出部分の厚さは恵岱別背斜軸部から桜庭の沢上流およびポンチバ沢で600m、石油沢上流地域で450mである。

本層は前述のように、北隣留萌図幅地域におけるユードロ層上部の泥岩層に相当する。

ユードロ層は樺戸山地中南部のワッカウエンベツ層²⁸⁾および奔須部都層⁷⁾などに対比されるもので、さらに北海道中央南部の滝の上層に対比される^{註4)}。

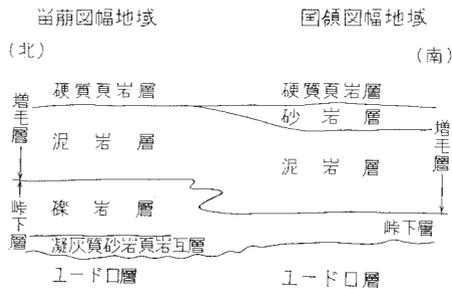
註3) 留萌地質図幅¹²⁾においてはユードロ層を、下位から礫岩層・軟質細粒砂岩層・泥岩層の3部層に分帯している。

註4) ユードロ層中部の軟質細粒砂岩からは、棚井敏雅¹⁷⁾によって *Myrica* (*Comptonia*) *Naumanni* (NATHORST) その他の“台島型植物群”の化石産出が知られている。ワッカウエンベツ層および奔須部都層からは *Venerupis*(*Siratoria*)*siratoriensis*(OTUKA), *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA, *Batillaria* (*Tateiwata*) *tateiwai* MAKIYAMA その他“門の沢動物群”に近縁な貝化石が産出する。

II. 3 新十津川層群

本層群は、樺戸山地北部大和田付近から南へ、ユードロ層分布地域の両翼から恵岱別御料地・三ツ橋を経てワッカウエンベツ層露出地の東西両側にわたって、ほぼ南北方向に帯状に連続して露われ、下位層を不整合に覆い、一つの明瞭な層準として広く追跡される。本層群は第2表に示されるように多くの層あるいは部層に分けられ、本図幅地域においては岩相によって下位より峠下層および増毛層に区分される。なお北西部地域の別苅層の一部は本層群のなかに含まれるべき地層である。

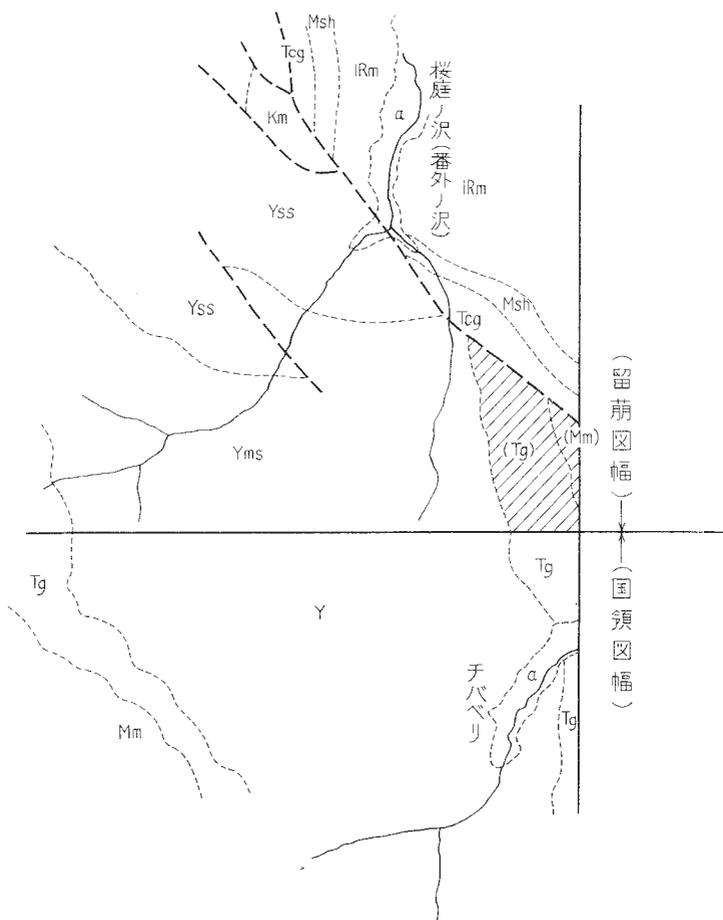
峠下層および増毛層の関係は、留萌地質図幅¹²⁾地域において分帯された両層の区分と多少異なっている。第1図は両者の関係を表わしたものである。



第1図 新十津川層群の岩相変化概念図

すなわち、北部の峠下層上部の礫岩層は南方に向かって次第に泥質に変化する。しかし、上位の増毛層の泥岩層と、変化した泥質の部分とは区別し難いので、本地域では砂礫質の部分のみを峠下層とし、泥質の部分を増毛層とした。したがって両層の境界は等時間面を表わすものではなく、両層の一部は明らかに異相関係にある。次に恵岱別背斜部における新十津川層群の岩相柱状図を示す(第2図参照)。

なお、本調査研究によって、北東隅の峠下層および増毛層はその走向方向に延びて、留萌図幅¹²⁾地域内の桜庭の沢中流断層まで分布することが判明した。



 訂正とれるべき箇所 (留萌図幅においてエード口層 (Yms) となっている部分)
 (Tg) (Mm) は国領図幅において分帯した地層記号

第3図 新十津川層群の分布訂正図

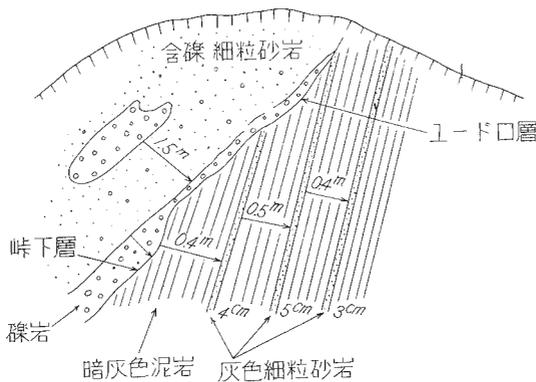
II. 3. 1 峠 下 層

本層には椋庭の沢から恵岱別川にいたる恵岱別背斜の両翼に発達するものと、地域内北西部の山ノ神付近に発達するものがある。

恵岱別背斜部に分布するものは、石油沢左沢において東翼の走向 $N20^{\circ} E$ 、傾斜 $65^{\circ} E$ 内外、西翼の走向 $N-S \sim N10^{\circ} W$ 、傾斜 $45^{\circ} W$ 内外を示しながら北に開き、恵岱別川本流から南では地表下に没している。

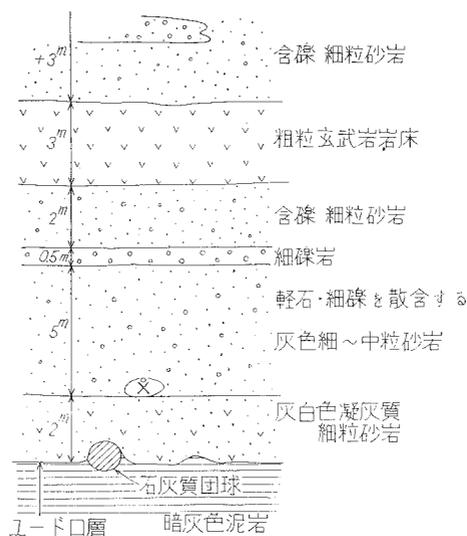
本層は前述のように新十津川層群の最下位を占め、砂礫質岩からなり、上半部は増毛層の泥岩層と同時異相関係にある。

本層と下位のユードロ層との関係は第4図および第5図のように、斜交—平行不整合関係にある。



第4図 峠下層基底部の不整合面(石油沢)

恵岱別背斜両翼の本層は明瞭に分帯されないが、概して下位から礫質部・互層部および砂質部に区分される。礫質部は基底をなすもので通常厚さ3～4mで、非常に多くの径2～3cmの安山岩質軽石を含む礫岩(そのほか粘板岩・輝緑凝灰岩・砂岩・珪岩および安山岩の礫からなる)および凝灰質の礫質中粒砂岩からなっており、下位のユードロ層の泥岩が黒色であるのに対して、帯褐灰色を呈しているので対照的な良い鍵層となっている。背斜東翼のポンチバ沢では基底には灰白色の凝灰岩(厚さ約1.5m)が発達しており、下位のユードロ層の泥岩に直接している。互層部は暗灰色



第5図 峠下層基底部の不整合面（椋庭の沢）

砂質泥岩と灰色～灰白色の凝灰質～中粒砂岩との、通常厚さ1～3m単位の互層からなり、とくにこれらは炭質物に富んでおり、縞状を呈する部分が多い。泥岩中には泥灰質団塊が、砂岩中には不規則レンズ状の礫質部が挟在している。また、石油沢流域の互層部の上部には厚さ約2～3mの黒色硬質頁岩が発達している。砂質部の下部は通常よく円磨された径2cm以下の礫からなる礫岩・凝灰質砂岩および薄い泥岩の互層からなる。上部は層理に乏しい灰色凝灰質細～中粒砂岩からなり、北部では粒度が粗く、かつ厚いのに対して南部では粒度も細かく非常に薄い。

山ノ神付近の本層は西端が断層で別苧層に接しているため、下限は不明である。下部は中粒砂岩と細粒砂岩との互層からなり、中粒砂岩は濡れると灰黒色を呈する。上部は暗灰色シルト岩からなり、不規則な形状の礫質砂岩が挟在する。

恵岱別背斜地域の本層からは第3表に示すような海棲貝化石が産出した。これらは砂岩中で団塊あるいは化石帯をなし、泥岩中では散点的である。礫質部では *Pecten*, *Turritella*, *Cardium* 帯が観察された。

第3表 峠下層産出化石
Molluscan fossils from Tōgeshita formation

Anadara sp.
Patinopecten yessoensis (JAY)
Pecten sp.
Conchocele bisecta (CONRAD)
Clinocardium sp.
Serripes sp.
Macoma sp.
Natica janthostoma DESHAYES
Turritella fortilirata SOWERBY
T. sp.

本層の層厚は、恵岱別背斜地域の桜庭の沢上流で最大で約 400m であり、石油沢地域では通常約 100m となり、南部の恵岱別川では薄化して 40m となる。なお、山ノ神付近では約 300m である。

本層は新十津川層群の下部を構成するものであり、滝川図幅¹⁸⁾地域の六号線沢層、西徳富図幅²⁸⁾地域の前田の沢層、月形図幅¹⁹⁾地域の須部都層下部および厚田図幅¹⁶⁾地域の発足層にほゞ対比され、上部中新統に属する。

なお、森下晶・他⁸⁾の北竜砂岩層の基底は、北部地域(チバベリ)では峠下層の基底と一致するが、石油沢以南の地域では増毛層の砂岩層の基底に相当することが明らかになった。

II. 3. 2 増毛層

本層は岩相によって下位から泥岩層・砂岩層および硬質頁岩層に区分される。下位の峠下層との関係は整合漸移であり、下部は一部同時異相関係にある。

泥岩層

本層は東部地域では恵岱別背斜・国領向斜および信砂背斜部に発達しており、北西部地域では箸別川および暑寒別川の支流である根の沢に分布している。本層は留萌地質図幅¹²⁾における増毛層泥岩層に相当するものである。

東部地域における本層は、恵岱別川本流および尾白利加川本流でよく観察され、暗

灰色～灰色の泥岩および砂質泥岩からなり、灰色～青灰色軟質細粒砂岩の薄層を挟有している。泥岩および砂質泥岩は一般に軟質であり、水に濡れると容易に崩壊して泥となり、色もまた淡青灰色となる。泥岩と砂質泥岩とは判然と分離していないが、大観すると厚い互層をなしている。また、砂質泥岩には植物破片が非常に多いために縞状を呈しており、容易に層理面を知ることができる。泥岩中には球状あるいは扁平な石灰質団塊と玄能石とがかなり多く含まれており、団塊には最大径 2m に達するものがある。砂岩は恵岱別背斜の西翼では比較的少ないが、東翼では発達しており、とくにポンチバ沢付近では多く、ところによって泥岩とみごとな互層をなすようになる。このほか恵岱別背斜東翼の石油沢付近に、厚さ 2m の海緑石を含む細～中粒砂岩を挟有している。

信砂川チャッチャ沢の枝沢で、本泥岩層中に粗粒玄武岩質の火山角礫岩および凝灰角礫岩層が挟在している。この凝灰角礫岩層の分布は局地的なものではあるが、本泥岩堆積時の火成活動の一つとして注目に値する。

本岩の下部は主として暗緑灰色の火山角礫岩からなり、峠下層の砂岩と接している。厚さは約 100m であり、角礫の径は 5cm 内外である。上部は成層した凝灰角礫岩を主とするもので、全体的に緑色を呈し、一部に数 10cm～1m の凝灰質砂岩を挟有し、層厚は約 60m である。角礫の径は 1～2cm のものが多く、円味を帯びているものもかなりある。

このほか、同時期の活動と思われるものに、南隣西徳富岡幅地内のワッカウエンベツ川上流地域において、増毛層の下部砂質泥岩層中に、同質の凝灰角礫岩が発達している。

北西部地域の筈別川西之沢の本層は、背斜の軸部にあつて、層理に乏しい灰色軟質の泥岩からなり、多くの石灰質団塊を含み、また *Cyclammina* sp. を産する。根の沢に分布する本層は、青灰色細粒砂岩を挟む塊状、灰色の泥岩～シルト岩からなり、砂岩は植物破片を多く含んでいる。

東部地域の本層から第 4 表に示すような海棲貝化石が産出した。

これらの化石のうち *Yoldia*, *Portlandia*, *Acila*, *Dentalium*, *Macoma* などは泥質の部分、*Cardium*, *Turritella*, *Natica*, *Neptunea* などは砂質の部分からとくに多く産する。なお、本層中には魚鱗が非常に多く産するのを特徴としている。

第4表 増毛層(泥岩層)産出化石

Molluscan fossils from the Mashike formation(Mudstone bed)

- Acila divaricata vigilia* SCHENCK
A. sp.
Portlandia watasei var. *semionata* UOZUMI
P. sp. (*watasei* type)
Yoldia sp.
Anadara trilineata (CONRAD)
Nuculana sp.
Pecten sp.
Conchocele bisecta (CONRAD)
Lucinoma acutilineata (CONRAD)
Clinocardium californiense (DESHAYES)
C. sp.
Dosinia sp.
Mercenaria simpsoni (GOULD)
Macoma iokyoensis MAKIYAMA
M. cf. *praetexta* (v. MARTENS)
M. optiva (YOKOYAMA)
M. sp.
Mya arenaria LINNE.
Natica janthostoma DESHAYES
Turritella sp.
Neptunea sp.
Colus sp.
Galeodea sp.
Japelion sp.
Psephaea sp.

本層の層厚は、東部地域の恵岱別背斜部では平均 500m で、最大 700m(北部)である。国領部落付近では下限が不明であるが、厚さ 450m 以上である。北西部地域の箸別川西之沢では厚さ 100m、根ノ沢では約 200m である。

本層は前述のように北隣留筋図幅¹²⁾地内の増毛層泥岩層に連続し、森下晶・他⁸⁾の北竜砂岩層の中部にあたるものである。また、南隣西徳富地質図幅²⁸⁾および南東隣滝川地質図幅¹⁸⁾の増毛層泥岩層とも同一の地層であり、樺戸山地における新第三系中部の重要な一部層をなすものである。さらに本層は、樺戸山地南部地区の月形地質図

幅¹⁹⁾の須部都層、および厚田地質図幅¹⁶⁾の厚田層にほゞ対比される。

砂 岩 層

本層は増毛層の中部を構成し、恵岱別背斜・国領向斜および信砂背斜翼部に帯状に分布しており、恵岱別川本流および尾白利加川本流の三ツ橋部落—国領部落間でよく観察される。下位の泥岩層との関係は通常漸移関係にあり、一部ではまた同時異相の関係にもある。

本層は通常、塊状、無層理の暗灰色～灰色細粒～中粒の砂岩からなり、風化して帯褐灰色を呈し、粒度が比較的均一であるため滑らかな風化崖を形成する。砂粒中には赤色粒(主として赤色チャートからなる)および“白ツブ”(軽石粒)をかなり含んでおり、他の砂岩と区別することが容易である。このほかまれに炭質物および泥灰質団塊を含み、層状を呈するところもある。

また本層にはしばしば凝灰岩が挟在しているが連続しない。これらは東部地域で発達しており、石油沢の恵岱別背斜東翼の上部では層厚 25cm の暗緑灰色火山砂質凝灰岩が、背斜西翼の下部では厚さ 2～5cm の軽石質凝灰岩が存在する。

三ツ橋部落付近に露出する本層は、帯褐暗灰色を呈し、粒度は粗粒となり一部には細礫岩をも含んでいる。礫は主として粘板岩・赤色チャート・安山岩および軽石粒などからなり、炭質物もかなり含んでいる。また部分的に灰～暗灰色を呈し、炭質物を多く含む縞状砂質泥岩および縞状シルト岩を挟有することがある。

本層からは散点的ではあるが、第 5 表に示すような海棲貝化石を産出した。

本層の層厚は恵岱別川流域で約 200m、国領部落～三ツ橋部落付近で最大で約 250 m である。

恵岱別背斜西翼の本層は、北部に次第にその厚さを減じ、地域内北端部で尖滅して上位の硬質頁岩層と下位の泥岩層とが接している。これらの関係は、信砂川支流チャッチャ沢でよく観察される。

本層は南隣西徳富図幅²⁸⁾地域および南東隣滝川図幅¹⁸⁾地内の増毛層砂岩層に連続するものであり、樺戸山地南部地域に広く発達している盤の沢層¹⁶⁾にほゞ対比されるものである。

第5表 増毛層(砂岩層)産出化石
Molluscan fossils from the Mashike formation (Sandstone bed)

Acila divaricata vigilia SCHENCK
A. sp.
Yoldia sp.
Venericardia sp. nov.
Conchocele sp.
Clinocardium cf. *nuttarii* (CONRAD)
Cardium sp.
Macoma tokyoensis MAKIYAMA
M. cf. *praetexta oinomikadoi* OTUKA
M. sp.
Periploma besshoensis (YOKOYAMA)
Dentalium sp.
Natica janthostoma DESHAYES
Turritella sp.
Neptunea sp.

硬質頁岩層

本層は増毛層上部を構成し、従来から増毛硬質頁岩層と呼ばれていた。本図幅地域内においては東部地域の恵岱別背斜・国領向斜・信砂背斜および恵岱岳背斜翼部に分布し、恵岱別川本流の恵岱別背斜西翼で標式的に発達している。また、北西部地域の暑寒別川支流の堤の沢および箸別川西之沢にも分布している。

本層と下位層との関係は東部地域では砂岩層と、北西部地域では泥岩層と接しているが、いずれも整合漸移関係にある。

本層は主としていわゆる硬質頁岩(hard shale)、すなわち凝灰質の暗灰色硬質の泥岩と灰色のシルト質泥岩との薄互層からなるが、地域によっては岩質を多少異にし、凝灰質泥岩または砂質泥岩へと移化している部分もみられる。全域を通じ本層の中部には層厚10～20cmの灰白色安山岩質凝灰岩を1～2枚挟有している。硬質頁岩は風化すると淡灰色となり錐状に破碎し、とくに赤錆を生じるのを特徴とする。また、泥灰質団塊が多く、扁平あるいは球状を呈し、径2.5mに達するものがある。恵岱別背斜西翼部では硬質頁岩は明瞭な板状層理を示すが、これに反して恵岱別背斜東翼においては、層理の不明瞭な塊状の硬質の泥岩を主としている。この岩相変化関係は東西

方向とともに南北方向においても観察され、北部では比較的板状であるのに反して、南部ほど塊状を呈している。しかし、泥灰質団塊および凝灰岩の産状には、それほど地域的差異は認められない。

国領部落南部において、本層は地質図に示したように、薄化尖滅している。このことは恵岱別背斜両翼ともに現われる地域的な現象である。すなわち東翼では三ツ橋部落付近から南東隣滝川図幅地域内の八十万坪付近にかけて、西翼では尾白利加川本流から群馬沢にいたる地域で、硬質頁岩は砂質物を増し、色も暗灰色から灰色となり薄化する。なお、硬質頁岩は南隣西徳富図幅地域内でふたたび発達している。

一方、恵岱別川中流の恵岱岳背斜部・暑寒別川支流堤の沢および箸別川西之沢流域に分布する本層は、幾分軟質となり、灰色の泥岩をかなり挟有している。北西部ニナイベツ川の本層には、シルト岩および砂岩を著しく含む。

本層中からは、第6表に示すような海棲貝化石を産した。これらは通常散点的に産するものであるが、恵岱別川中流では *Macoma* の個体数を多く産する処がある。

第6表 増毛層(硬質頁岩層)産出化石

Molluscan fossils from the Mashike formation (Hard shale bed)

Acila divaricata vigilia SCHENCK

A. sp.

Portlandia (Megayoldia) thraciaeformis (STOR.)

P. (Portlandella) cf. *gratiosa* (YOKOYAMA)

P. (P.) sp.

Anadara sp.

Nuculana sp.

Conchocele bisecta (CONRAD)

Macoma sp.

Dentalium sp.

Neptunea sp.

このほか魚鱗および *Makiyama* sp. を多産し、棘皮動物として cf. *Archaesponges* sp. を産した。

本層の層厚は、恵岱別背斜両翼で約 150m、国領背斜両翼で約 200m、堤の沢で約 200m、西之沢で約 100m である。

安山岩質凝灰角礫岩は国領部落北方標高 649.7m 地点を中心として発達しており、鴨居沢上流の崖でよく観察される。

鴨居沢上流の崖における本岩の基底は、径 2～3cm の礫を含む層厚約 2m の火山円礫岩で、レンズ状の硬質泥岩や泥灰質団塊を含み、下位の砂岩層と接し、その上位に層厚 3～5m の暗灰色硬質頁岩と、4～5m の凝灰角礫岩とが互層をなして発達している。本岩は暗灰色～帯褐色を呈し、緻密な径 3～5cm の亜角礫ないし角礫を含んでいる。

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石は清澄で、0.5mm からまれに 5.0mm に達する。普通輝石は 0.4mm 前後の粒状を示し方解石化している。

石基：斜長石。単斜輝石・鉄鉱・燐灰石およびガラス
 填間組織を示す。

本層は、留萌図幅¹⁸⁾ 地内および西徳富図幅²⁸⁾ 地内の増毛層硬質頁岩層に連続するものであり、中新統最上部を占めている。また、天北地方の稚内層および樺戸山地南部地域の望来層¹⁶⁾ には対比される。

II. 4 深川層群

本層群は図幅地域内の新第三系上部に位置し、新十津川層群を整合に覆い、鮮新世に属する。

恵岱別背斜東部の本層群は、滝川図幅¹⁸⁾ 地内および西徳富図幅²⁸⁾ 地内の深川層群幌加尾白利加層の延長であり、さらに、恵岱別背斜西部から留萌図幅地域¹²⁾ にかけての留萌層下部塊状砂岩層は、妹背牛および留萌両図幅地域の調査研究によって、幌加尾白利加層と同一の地層であることが判明した^{註5)}。

本図幅地域内では堆積岩を主体とする地層を留萌層としたが、図幅地域西部において同時期に行なわれた火成活動による膨大な量の噴出岩類（信砂火山噴出岩層）も、本層群に含まれるべきである。

註5) 滝川地質図幅¹⁸⁾ および小林 勇：北海道深川—滝川盆地周辺の新第三紀層の研究—留萌層と滝川層との関係について、1959(M.S) による。

留 崩 層

本層は増毛層を覆って地域内に広く発達し、主として堆積岩類からなる部分は、本図幅地域の東部と北西部とに分布し、下部の塊状砂岩層と上部の珪藻土質泥岩層とに分けられる。地域中央から南西部にかけては、主として火山噴出岩類からなる信砂火山噴出岩層と指交する。信砂火山噴出岩層は、大部分が塊状砂岩層と同時異相の関係にあつて、一部は珪藻土質泥岩層とも同時異相関係の疑いがある。

本層は北隣留崩図幅¹²⁾地域内の留崩層と同一の地層であり、塊状砂岩層と珪藻土質泥岩層も、既刊の留崩地質図幅説明書のそれぞれに相当するが、地質図上では両者の分布が多少異なっており、珪藻土質泥岩層の基底が、留崩地質図幅で表現されているよりも南に広く分布する。

また図幅地域東部の本層は、東隣妹背牛図幅～南東隣の滝川図幅地域にかけて広く発達している幌加尾白利加層に連続している。

本層は *Conchocele bisecta*, *Linthia nipponica* などの海棲化石を産し、幌加尾白利加層は *Fortipecten takahashii*, *Linthia nipponica* などの海棲化石を産することを特徴としているが、いずれも深川層群に属する。

塊状砂岩層

本層は主として地域内の東部に分布している。

本層と下位の増毛層との関係は整合漸移であり、一部では境界が不明瞭となる。また信砂火山噴出岩層とは指交関係にある。

本層は通常無層理塊状の砂岩からなるが、地域によって多少異なった岩相を呈している。

恵岱別背斜東翼における本層は一般に灰色～青灰色を呈する塊状砂岩からなり、風化して淡灰～淡黄灰色となり、ときに黄色のシミを生ずる。川岸には、表面が滑らかで、風化して灰白色を呈する大きな崖を形成することが、しばしばある。また、下部は多少泥質であり、扁平な泥灰質団塊および硬質な砂質泥岩をまれに挟有し、層理のあきらかな場合もあるが、上部は塊状の細粒砂岩からなり、泥灰質団塊もまた円味を帯びて散点するにすぎない。砂粒は円味を帯びており、本地域では凝灰質物が少ない。



図版 1 恵岱別川ペンケペタン向斜軸部における留崩層(塊状砂岩層)の乱堆積

恵岱別川中流のペンケペタン向斜軸部では本層中に乱堆積が認められる。

信砂川流域における本層の下部は恵岱別背斜東翼下部の特徴を示しているが、上部は火山碎屑岩類に富んでおり、凝灰岩・凝灰質砂岩および信砂火山噴出岩層の火山角礫岩を挟有している。すなわち信砂川支流青山の沢では凝灰岩・凝灰質中～粗粒砂岩および火山円礫岩質角礫岩が本層中に含まれ、信砂川本流においても、帯褐色の凝灰質粗粒砂岩および火山角礫岩薄層が、数枚存在する。これら凝灰角礫岩および火山角礫岩などは、信砂火山噴出岩層の一員である^{註6)}。

箸別川下流および暑寒別川下流の本層は、泥質相が卓越し、地質図上では砂質相の卓越する部分とは区別して塗色した。これらの地域においては硬質頁岩層の上部は次第に塊状の泥岩となる。この泥岩は風化面に沿って不規則に割れ、乾燥すれば白色の細片となり、軽量で、岩質のみでは後述する珪藻土質泥岩層との区別は困難であるが、扁平な泥灰質団塊や、厚さ 10～20cm、まれに 1m に及ぶ硬質頁岩を挟有することに

註 6) 地質図上では、これらのもののうち、大規模のもののみを信砂火山噴出岩層に塗色した。

より区別される。

本層中からは散点的ではあるが第7表に示すような海棲化石を産した。

第7表 留萌層(塊状砂岩層)産出化石

Molluscan fossils from the Rumoi formation (Massive sandstone bed)

Acila sp.
Portlandia sp.
Conchocele bisecta (CONRAD)
Cardium sp.
Macoma sp.
Natica sp.
Turritella sp.
Neptunea sp.
Linthia nipponica YOSHIWARA

本層の層厚は信砂川流域で約350m, ペンケペタン川流域で約200mである。

本層は、岩相および産出化石から、樺戸山地南部の当別層に対比される。

珪藻土質泥岩層

本層は、北隣留萌図幅¹²⁾地域内にある増毛付近の半盆状構造の南端部として、新信砂川および箸別川の支流子川に、信砂火山噴出岩層を覆って分布している。

本層は主として暗灰色、軟質の凝灰質ないし珪藻土質の泥岩であって、塊状を呈し、風化面に沿って不規則に割れ、風化乾燥して白色となり、大きな崖をつくって露出することが多く、走向・傾斜は不明瞭である。しかし、ときには灰白色の凝灰岩を挟有することがあり、これは風化すると暗灰色となり、白色の泥岩と好対照を示す。箸別川の支流子川では本層は塊状の凝灰質シルト岩となり、風化面上で処々に長さ10～20cmの搔き傷のような跡を示す特徴がある。

新信砂川下流に分布する本層中、基底部近くに一部凝灰質シルト岩が分布する以外は、おゝむね凝灰質ないし珪藻土質泥岩であり、亜炭の薄層を挟有する場合がある。

本層から第8表のような化石が産したがいずれも保存悪く、印象のみである。

本層と下位層との関係については、留萌地質図幅¹²⁾でくわしく述べられているが、2, 3つけ加えるべき点がある。すなわち留萌図幅地域では、本層は下位の塊状砂岩

第8表 留萌層(珪藻土質泥岩層)産出化石

Molluscan fossils from the Rumoi formation (Diatomaceous mudstone bed)

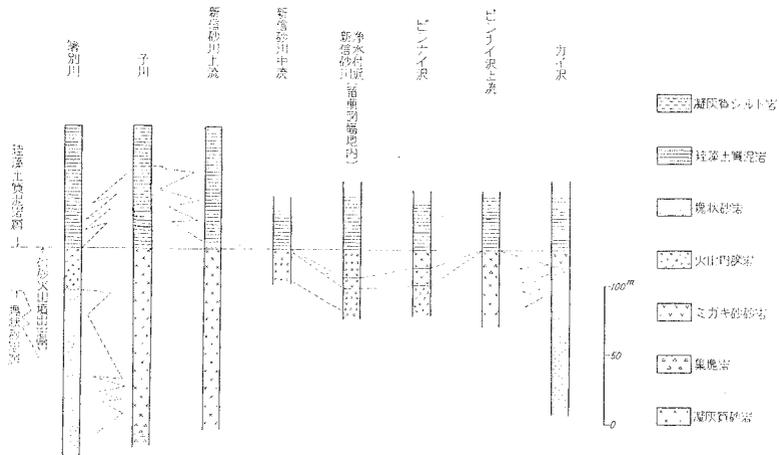
Acila (*Acila*) sp.

Clinocardium cf. *ciliatum* FABRICIUS

Lucinoma sp.

層に礫岩を基底として接するとし、吾妻²⁵⁾もこの礫岩を滝川層の基底角礫凝灰岩として、下位とは非整合～不整合関係で接するとしている。この礫岩は火山円礫岩と凝灰質砂岩であり、箸別川の支流子川・新信砂川などにおいては、これが厚く発達して信砂火山噴出岩層の凝灰質砂岩となっている。

この関係を各地の岩相柱状図で示すと第6図の通りである。その結果、留萌地質図幅で本層の基底とされた礫岩を本地質図幅では信砂火山噴出岩層の一員とし、本層を泥岩—シルト岩部に限定してあらわした。



第6図 北部における留萌層岩相柱状対比図

信砂火山噴出岩層

本層は主として塊状砂岩層と指交し、一部は珪藻土質泥岩層と同時異相の関係にあ

って、火山噴出物を主とする地層である。本層は東部の信砂川流域では、塊状砂岩層に凝灰～火山角礫岩あるいは凝灰質砂岩として挟在しているが、南西部に向かうほど火山角礫岩および熔岩が卓越し、南隣西徳富図幅²⁸⁾地域の徳富川熔岩集塊岩層、西隣雄冬図幅²⁹⁾地域内の雄冬熔岩火山角礫岩層および岩老熔岩火山角礫岩層へと連続し、鮮新世において樺戸山地で広く行なわれた火山活動による堆積物の一部である。

本層は徳富川・恵岱別川・新信砂川上流・信砂川および箸別川に分布し、主として安山岩質火山角礫岩および熔岩からなるが、他に凝灰角礫岩・火山円礫岩・凝灰質砂岩および玄武岩質熔岩も発達し、地域によって差がみられるので、地域ごとに記述することとする。なお、地質図幅では“橄欖石玄武岩質熔岩”・“火山円礫岩および凝灰質砂岩”・“角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩”，およびそれら以外の主として“紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩および火山角礫岩”に区分して塗色した。

徳富川上流地域のもの

この地域の本層は南隣西徳富図幅地域の徳富川熔岩集塊岩層²⁸⁾の連続である。紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩および火山角礫岩を主とし、西徳富図幅地域内ではこれに玄武岩を含んでいるが、本地域では1枚の角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩を挟有する。なお、火山角礫岩は部分的に凝灰角礫岩から凝灰質砂岩となっている。

本層には黄鉄鉱の鉱染、白色粘土化および珪化などの変質作用を著しく蒙った部分が多く、暑寒別岳南麓では珪化された部分が馬蹄形に突出している。

紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩および**火山角礫岩**は、本地域において大部分を占め、比較的新鮮なものは暗青灰色～灰黒色で、斜長石斑晶が目立つ。

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石は卓状で累帯構造を示すものが多い。まれに融蝕された石英や橄欖石の認められることがある。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱および燐灰石

ガラス基流晶質で、緑泥石化および炭酸塩化作用を受けている。

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩は、徳富川の左支流の紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩・火山角礫岩中に1枚挟在している。本岩は外観暗灰色で、斜長石と輝石の斑晶が認められる。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石

斜長石は卓状あるいは融蝕を受けた形を示し。内核部の汚濁したものが多い。紫蘇輝石は長柱状で、X'：淡褐色、Z'：淡緑色の多色性を示す。角閃石は1.0～4.0mm大で、黒色オパサイト縁のあるもののほかに、輝石オパサイト化したものがみられ、中核にある角閃石はX：淡黄色、Y：褐色、Z：濃褐色の多色性を示し、 $\angle Z = 17^\circ$ である。その他、径2.0mmほどの紫蘇輝石・普通輝石・斜長石および角閃石からなる等粒半自形組織を示す包有物が認められる。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鉱・燐灰石および鱗珪石
ガラス基流晶質である。

恵岱別川、ペンケペタン川流域のもの

本地域の信砂火山噴出岩層は塊状砂岩層と指交して恵岱岳背斜部から西方に分布し主として紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩および火山角礫岩からなり、一部に自破碎熔岩および凝灰質砂岩を含んでいる。

紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩は、恵岱別川上流に火山角礫岩とともに分布する。

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石は一般に清澄である。紫蘇輝石は単斜輝石の反応縁をもつ。恵岱別川最上流、すなわち、徳富川上流に近づくと、融蝕された石英あるいは橄欖石をまれに含み、徳富川上流の岩質に似る。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラスおよび燐灰石
ガラス基流晶質あるいは填間組織を示す。

本岩の一部は、恵岱岳背斜部における恵岱別川南岸の急崖において自破碎熔岩となっている。

火山角礫岩は、部分的に凝灰質砂岩あるいは凝灰角礫岩に移化しているが、大部分は5～20cm大の亜円～亜角礫を含み、基質は一般に緻密、堅硬である。角礫は大部分が熔岩と同質の紫蘇輝石普通輝石安山岩からなるが、ほかにきわめてまれに橄欖石玄武岩が含まれる。

凝灰質砂岩はペンケペタン川に比較的まとまって分布し、層理がよく発達した中～粗粒の岩石であり、柱状節理のよく発達した厚さ2～3mの熔岩を挟有することが、白竜の滝から望見される。恵岱別川にも炭化木片を含む厚さ3～4mの本岩が、富の沢・本流・尾花の沢にかけて一層認められ、富の沢においては本岩中に後述する化石林が存在する。尾白利加川上流においては、火山角礫岩が分布し、一部に凝灰質砂岩を挟有する。

信砂川流域のもの

本地域にみられる信砂火山噴出岩層は、塊状砂岩層と指交し、大部分は安山岩質火山角礫岩、一部は橄欖石玄武岩質熔岩および凝灰質砂岩からなり、墓地の沢・青山の沢および加藤の沢など西側から注ぐ各支流において観察される。

安山岩質火山角礫岩は、前述のように凝灰質になった塊状砂岩層と指交あるいは移化の関係にあり、明確な境界を示さないことも多い。地質図上では比較的まとまったものを本岩に塗色したので、部分的には凝灰角礫岩あるいは火山円礫岩も含まれる。本岩は主として安山岩質角礫を含むが、そのほかにも硬質泥岩・砂岩・石灰質団塊も含まれ、これらの形状も角～亜円まで雑多である。安山岩質角礫も、橄欖石含有輝石安山岩・輝石安山岩・角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩・角閃石安山岩などと多様である。

墓地の沢で本岩中に挟在する熔岩は、角閃石含有輝石安山岩である。

橄欖石玄武岩質熔岩は、加藤の沢とその南の無名沢において塊状砂岩層中に1枚挟在し、層厚は約10mである。青山の沢中流では、層厚約2mの岩滓層が塊状砂岩中に挟在しているが、これも本岩の活動に関連するものと考察される。

本岩は50～100cm間隔のほぼ水平の節理を示し、幅10cm前後の石英脈により貫かれている。肉眼では帯褐灰色を示し、変質した岩石である。

斑晶：橄欖石

緑泥石によって置換され、仮像のみである。

石基：斜長石・単斜輝石および鉄鉱

間粒状組織を示す。

凝灰質砂岩は、加藤の沢上流において凝灰角礫岩中に挟在し、層厚は約15mである。本層は中～粗粒で黄褐色を示し *Glycimeris* sp., *Patinopecten yessoensis* (JAY) の破片をはきよせ状に産する。

新信砂川・箸別川流域のもの

本地域の信砂火山噴出岩層は、熔岩・火山角礫岩・火山円礫岩・凝灰質砂岩および泥岩などの多様な岩相を示し、北方に開いている半盆状構造をなしている。

熔岩および**火山角礫岩**は、上流部に分布し、岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩質であって、恵岱別川流域に分布する熔岩・火山角礫岩と鏡下の性質において大差は認めら

れない。たゞ、新信砂川上流において、熔岩中に、幅 10cm 前後の暗紫色、緻密な部分と、幅 2～4cm の灰白色、軟弱な凝灰質部分とが、ほぼ垂直の縞状構造を示す部分が 2 ヲ処認められ、北部のものは延長約 400m にわたって縞状を呈している。

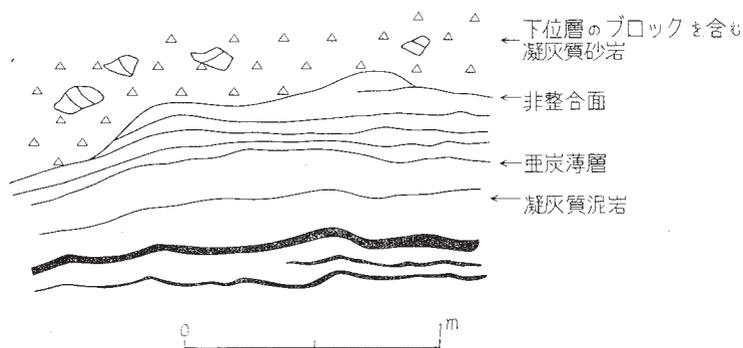
縞状構造は東西性の走向をもち、傾斜は垂直に近い急傾斜を示している。この部分と周辺の塊状の熔岩とは漸移するようであり、地形的にも別段の変化は認められない。この縞状構造の暗紫色部分を検鏡すると、斜長石・紫蘇輝石および普通輝石の斑晶を含み、斜長石は新鮮で累帯構造は認められない。輝石はいずれも黒色物に縁どられ、紫蘇輝石は多色性が著しい。石基は微珪長質を示し、鱗珪石・ガラスおよび斜長石からなる。灰白色部もほぼ同質のものからなるが風化が激しく、斜長石も破片が多い。

火山円礫岩・凝灰質砂岩および泥岩は、新信砂川および箸別川の支流子川において前記の熔岩・火山角礫岩と指交しながら半盆状構造の中軸部を形成し、比較的まとまって分布しているので、熔岩・火山角礫岩と区別して、前述した凝灰質砂岩と同色に塗色した。各岩相の移化状態の一部は、第 6 図に示したとおりである。

凝灰質砂岩はもっとも広く認められ、新信砂川上流および箸別川の支流子川において観察される。新信砂川では火山角礫岩と移化あるいは指交し、一部は凝灰角礫岩を、まれには薄い泥岩を挟み、また礫質となっているが、大部分は中～細粒、塊状で褐灰色を示し、もろく砕けて砂粒が四散する。鏡下では大部分が斜長石および石英粒や安山岩片であり、また輝石・角閃石まれに黒雲母が認められる。箸別川の支流子川の本岩は亜炭層を挟む凝灰質泥岩を非整合的に覆い、珪藻土質泥岩層に覆われる。大部分は茶褐色で直径 2.0mm 前後の安山岩の円粒からなっているが、一部では青灰色の塊状中粒砂岩があって軽石を多く含んでいる。留萌図幅地域¹²⁾においては、本岩の一部にあたる磨砂層(石英砂)と呼ばれる岩相が、珪藻土質泥岩層の基底部として、火山円礫岩を伴って広く分布している。この磨砂層は、石英粒の多い白色の細粒砂岩で、層厚 3～10m、中部に層厚約 50cm の泥岩を挟有しており、新信砂川・ペンナイ沢・カイ沢において認められる。

凝灰質泥岩は箸別川の支流子川で観察される。下部(上流)では火山円礫岩と互層し、上部(中流)では塊状で、黄褐色の軟質凝灰質泥岩となり、安山岩の角～亜角礫を、ときには砂質の部分を不規則に含んでいる。また、本岩の最下部には亜炭の薄層を挟有する。亜炭層は 50cm の間に厚さ 1cm 前後の薄層が 9 層認められ、前述の凝灰

質砂岩により非整合的に覆われている。このことは、化石林の存在とともに、本層の堆積中に時間的間隙が存在したことを示すものであろう。



第7図 信砂火山噴出岩層中の非整合

火山円礫岩は箸別川の支流子川の上流に認められ、凝灰質泥岩および火山角礫岩と互層している。本岩の基質はもろい凝灰質砂岩からなり、5～20cmの輝石安山岩の亜円礫を含んでいる。

ポン暑寒川流域のもの

本地域の信砂火山噴出岩層は、普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩質熔岩および安山岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩からなっている。

普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩質熔岩は、ポン暑寒川中流で観察され、変質した黝黒色の岩石である。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石

斜長石は累帯構造を示し、内核部は汚濁することが多い。角閃石の大部分は、その内核は黒色オパサイト、外縁は輝石オパサイト化している。まれに核心部に残存する部分はX：淡黄褐色、Y：淡褐色、Z：褐色の多色性を示し、 $\zeta Z = 20^\circ$ である。紫蘇輝石の多色性はきわめて弱い。

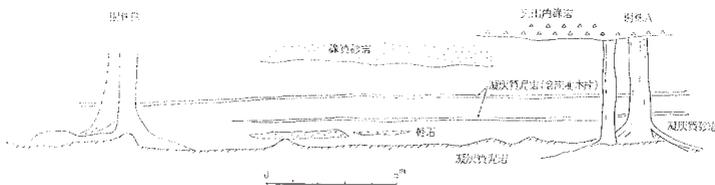
石基：斜長石・紫蘇輝石・鉄鈹・ガラスおよび磷灰石
ガラス基流晶質である。

火山角礫岩および凝灰角礫岩は、塊状砂岩層と指交し、凝灰質砂岩に移化して、明瞭な境界を求めることの困難な場合が多い。本岩の角礫は大部分が紫蘇輝石普通輝石安山岩からなるが、一部に普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩および石英安山岩も認められる。なお、上流部では本岩の間に塊状砂岩層の凝灰質泥岩を挟有し、そのなかに硬質頁岩の薄層が認められる。

付) 化石林²²⁾

恵岱別川支流富の沢において、信砂火山噴出岩層の凝灰質砂岩中に化石林がみられる。

化石林は凝灰質泥岩中に根を張って直立し、中～粗、礫質の凝灰質砂岩によって埋められている。昭和30年にはA B 2本(第8図)の樹株が認められた。樹株は黒褐色～褐色を呈し、炭化度が低く、軟質で年輪が比較的明瞭であり、これによると樹株^{註7)}Aは樹齢約200年株樹、Bは同じく約280年である。樹株Bは昭和33年には流水のために破壊されていたが、樹株Aは図版2の形状を示していた。



第8図 化石林(恵岱別川富の沢, 1955年スケッチ)

註7) 北海道大学農学部石田茂雄助教授によって現生の *Abies* に近縁な材質と鑑定された。



図版 2 樹 株 A

Ⅱ. 5 別 苧 層

本層の標式地は西隣雄冬図幅地域内別苧部落付近であり、その連続が本図幅地域北西隅のニナイベツ川・暑寒別川流域にわずかに分布している。本層は雄冬図幅地域内の別苧—雄冬間に発達する火山噴出物と同時異相の関係にあつて、岩相の変化が著しく、かつ化石の産出少なく、さらに前述の新第三系の地層とは断層で接していることが多いために、明確な層準を決定することができないが、岩相からみて、およそ増毛層上部から留萌層下部にあたるものと推定される。本地域にはその上部が分布しており、主として泥岩からなる。

暑寒別川およびボン暑寒川に分布する本層は、峠下層と断層で接し、留萌層の塊状砂岩層の泥岩とよく類似している石が、石英安山岩質岩脈の進入の影響をうけた部分は、暗灰色を呈し、幾分硬化している。

ニナイベツ川において観察される本層は、一部に硬質頁岩の薄層を挟む凝灰質泥岩

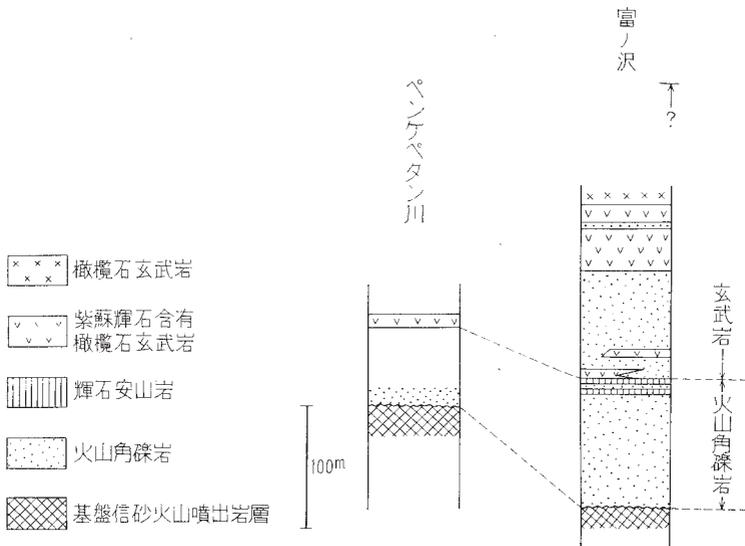
であり、箆別川下流および暑寒別川下流の留崩層の泥岩部と同じ岩相を示すが、雄冬図幅地域内になると砂岩を挟み、岩相変化が著しく、雄冬熔岩火山角礫岩層の火山噴出物と指交する。

本層の層厚は下限不明であるが、400m以上に及ぶものと推定される。

II. 6 恵岱岳玄武岩類

本図幅地域中央南部で、雨竜沼を中心として標高900m前後、東西約4km、南北約5kmの平坦地をつくり、主として橄欖石玄武岩からなる本岩類が分布する。東縁には標高1,000m前後の恵岱岳および群馬岳があって、東方に向かって急崖をなしており、西方に向かっては緩やかな斜面をなして南暑寒岳火山岩の下に没し、さらに一部は南隣西徳富図幅地域に及んでいる。

本岩類は信砂火山噴出岩層を不整合に覆い、富の沢における観察では、下位から、1) 火山角礫岩、2) 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩、3) 紫蘇輝石含有橄欖石



第9図 恵岱岳玄武岩柱状図

玄武岩，4) 火山角礫岩，5) 橄欖石玄武岩からなっており，尾白利加川支流のペンケペタン川では，安山岩質火山角礫岩が信砂火山噴出岩層の凝灰質砂岩を不整合に覆い，さらに比高で60mの上流に紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩の熔岩がみられる。

地質図幅上においては，紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩の熔岩の現われる処から上部を玄武岩質熔岩に，以下を安山岩質火山角礫岩に塗色した。

本岩は雨竜・空知地方において第三系を貫いて点在し，その一部は本図幅地域内にも及んでいる橄欖石玄武岩の岩脈，あるいは熔岩丘の活動と，密接な関連があると考えられる。

II. 6. 1 安山岩質火山角礫岩

本岩は恵岱岳玄武岩類の下部を構成し，富の沢・ペンケペタン川および尾白利加川上流で観察される。

富の沢および尾白利加川上流における本岩は，分級作用をうけた厚さ3～5mの火山角礫岩層の累重したもので，一層の火山角礫岩の下部は拳～人頭大の亜角礫を含み，上部に移るにしたがって角礫の量，大きさともに減少し，遂には細粒凝灰岩もしくは凝灰質泥岩となっている。このことによって下位の信砂火山噴出岩層と区別される。ペンケペタン川においては，分級淘汰されてはいないが，下位の凝灰質砂岩を不整合に覆うことによって区別される。

本岩の角礫を富の沢において観察すると，大部分は暗灰色の輝石安山岩で，まれに角閃石安山岩および石英安山岩が認められる。

本岩は富の沢において橄欖石玄武岩の岩脈により貫かれている。この岩脈は本岩類の上部の橄欖石玄武岩質熔岩の活動に関係するものであろう。

紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩は，富の沢において，前述の火山角礫岩中に2枚認められる。厚さはいずれも5m前後であるが，ほかにもレンズ状に熔岩が認められる。本岩には板状節理が発達し，黒色で少量の斜長石と輝石の斑晶が肉眼で認められる。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石

斜長石は平均1.0mmで融蝕されたり，汚濁帯のあるものが多い。紫蘇輝石にはまれに単斜輝石の反応縁がある。橄欖石はきわめて少量である。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鉱・燐灰石および少量のクリストバル石

ガラス基流晶質～填間組織を示す。

II. 6. 2 玄武岩質熔岩

本岩は紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩と橄欖石玄武岩とからなる。富の沢においては、前者が紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩の上位に約7mの厚さで覆い、次に安山岩質火山角礫岩があり、その上位にふたたび前者が約50mあって、その上位に後者が累重している。第9図に示されている橄欖石玄武岩の上限よりもさらに厚さ約100mほど同質の玄武岩がつづくものと推察されるが、露出不良のため確認できない。

火山角礫岩中の角礫は、大部分が輝石安山岩であり、一部に橄欖石輝石安山岩、まれに橄欖石玄武岩が認められる。

ペンケベタン川では、安山岩質火山角礫岩の上位に紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩の露出のみが1カ処認められ、尾白利加川上流と南隣西徳富図幅地域内の徳富川8線沢上流では、紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩が標高700m前後に、橄欖石玄武岩が標高約800m以上のところに多いことからみて、前者は後者よりも早期に噴出し、噴出量も後者より少なかったものと推定される。

橄欖石玄武岩は舟橋三男⁹⁾による「雨竜空知区」の橄欖石玄武岩と同質の岩石であり、紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩は、「雨竜空知区」の橄欖石玄武岩と、「樺戸区」の紫蘇輝石玄武岩との中間的性質をもつ信砂川中流^{註8)}の玄武岩と同質の岩石である。

紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩は、灰色の基質に斜長石・輝石および橄欖石の斑晶が肉眼で認められる。各斑晶の量は部分的に多少異なるやゝ不均質な岩相を呈している。一般に緻密であるが、ときには空洞に富むこともある。

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石および紫蘇輝石^{註9)}

斜長石は最大3.0mmに達し、内核が汚濁したもの、あるいは汚濁帯のあるものが多い。橄欖石は1.0～3.0mmのものも多く、一部には累帯構造や輝石の反応縁があり、周縁や割れ目に沿ってイディングス石化していることもある。紫蘇輝石は普通輝石を両側とした平行連晶を示すことがある。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラスおよびまれにクリストバル石填間組織を示す。

註8) 北隣留萌図幅地域内

註9) 南隣西徳富図幅地域8線沢上流の本岩は、これらの斑晶のほかにおバサイト化した角閃石を含んでいる。

橄欖石玄武岩質熔岩は、灰色～暗灰色を示し、堅硬、緻密で、板状節理がよく発達し、橄欖石斑晶を肉眼で容易に認めることができる。

斑晶：橄欖石および普通輝石

橄欖石は斑晶の大部分を占める。0.5～1.5mmで自形を示し、通常はイデイングス石化した周縁部をもつが、輝石の反応縁は認められない。普通輝石は少量である。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・アルカリ長石および燐灰石

間粒組織を示し、やゝ流理があり、長軸を揃えた斜長石が配列する。

II. 7 岩脈および熔岩丘

II. 7. 1 岩 脈

本図幅地域内では、新第三系の各地層を貫いて、各処に岩脈が分布している。それらの進入時期は、新第三紀末と考えられる。

これらの岩脈は、少数を除いて幅2～10mのものが多いが、なかには暑寒別川黒岩にあるような大岩体もある。岩脈の岩質は粗粒玄武岩・玄武岩・安山岩・石英安山岩などである。

粗粒玄武岩質岩脈は、本図幅地域東部の恵岱別背斜を中心として、新第三系の堆積岩類を貫いている。本岩は脈幅が最小10～20cmのものから、10m以上に及ぶものまであって、3～5mのものをもっとも多く、恵岱別背斜軸部では、後述する玄武岩質岩脈とあわせて非常に多数認められるので、地質図上では玄武岩質岩脈と一括してそのおもなもののみを記入した。また、これらの岩脈は、恵岱別背斜軸部でも、北部のポンチバ沢と南部の石油沢から鴨居沢にかけてとくに多く認められ、中間の左沢にはほとんど認められない。通常ユードロ層や増毛層の泥岩を岩床状に貫くことが多く、恵岱別川本流から石油沢支流にかけては、脈幅10～20cmの岩脈と泥岩とが互層状をなすことさえある。これらの岩脈はその脈際から2～3m、ときには10mにわたって泥岩を硬化させて、脱色あるいは灰黒色に変質させている。泥岩が上記の変質をうけていながら、岩脈が周辺に認められない場合もあり、地下浅処に岩脈の存在が予想される。

恵岱別御料地の道路傍において認められる本岩は、厚さ約12mで、増毛層泥岩層

を岩床状に貫き、泥岩を灰黒色に変質させている。肉眼では幾分青味がかった灰黒色～暗灰色の様相を示し、緻密、堅硬で直径 1.0～3.0mm の杏仁状孔隙のなかを沸石が埋めている。

斑晶：普通輝石

普通輝石は 1.0～2.0mm である。

石基：斜長石・普通輝石・鉄鈹およびアルカリ長石

いずれも 0.3mm 前後でオフィチック組織を示す。全体に著しく緑泥石化作用を蒙っている。

玄武岩質岩脈

玄武岩質岩脈は分布から本図幅地域東部の新第三系を貫くものと、恵岱岳玄武岩類の周辺にあって信砂火山噴出岩層や、恵岱岳玄武岩を貫くものとに大別される。

前者の産状については、粗粒玄武岩質岩脈の項ですでに述べたが、それ以外にも信砂御料地では脈幅 50m に及ぶ岩体もある。国領部落北方の海拔 650m の山嶺をつくる岩体は、熔岩丘の疑いもあるが、詳細不明である。これらの鏡下の性質は、恵岱岳玄武岩類の橄欖石玄武岩にほとんど等しい。

後者は恵岱別川上流あるいはペンケペタン川において信砂火山噴出岩層を貫き、富の沢および尾白利加川上流では、恵岱岳玄武岩類の安山岩質火山角礫岩を貫いており、恵岱岳玄武岩類に関連したものと推察される。ペンケペタン川の岩脈は、白竜の滝・丸山などをつくり、丸山では節理の発達が著しい。鏡下では橄欖石玄武岩と紫蘇輝石含有橄欖石玄武岩とがあり、丸山および白竜の滝の岩脈は前者に、恵岱別川上流の岩脈は両者に属し、恵岱岳玄武岩類の各岩の性質と大差はない。

安山岩質岩脈は、図幅地域北西部暑寒別川に沿って NE-SW 方向に延びて進入している長径約 3.5km、短径約 0.6km に及ぶ巨大な岩脈で、南西端では峠下層の砂岩泥岩互層を硬化させ、また北東端では 3m 大の泥岩塊を包有している。本岩は断層に沿って進入したものと考えられ、増毛層および留萌層と別茹層とをへだてている。柱状節理と板状節理とがよく発達し、六角板状を呈して崩れやすい。また一部では斜長石斑晶で示される流状構造も認められる。本岩は暗紫青色で風化面では斜長石斑晶が目立つ。本岩脈は部分によって岩質が異なる。

紫蘇輝石普通輝石安山岩はおもに北東端にある。

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石は清澄で、ときに累帯構造をもつ。紫蘇輝石はまれに認められる。

石基：斜長石・鉄鈹・ガラス・燐灰石およびクリストバル石

微珪長質である。

角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩は、南西端部に認められる。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石

斜長石の中核部は汚濁している。角閃石は最大 2.0mm に及び、X：淡黄色、Y：淡褐色、Z：褐色の多色性を示し、 $\hat{C}Z = 21^\circ$ でオパサイト縁をもち、全体が黒色オパサイト化することもある。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・ガラス・鱗珪石および燐灰石

ガラス基流晶質である。燐灰石は比較的多い。

石英安山岩質岩脈は、暑寒別川とポン暑寒川合流点付近の道路沿い、および付近の小沢入口に露出し、別苧層を貫いて周辺の泥岩を幾分硬化させている。

斑晶：斜長石および石英

斜長石は中核部が汚濁し、累帯構造を示す。石英は最大 3.0mm に及び、不規則のガラスを包有し、波状消光する。

石基：斜長石・石英・輝石・鉄鈹およびガラス

ガラス基流晶質である。

II. 7. 2 熔 岩 丘

本図幅地域北西隅ニナイベツ川流域に分布し、紫蘇輝石普通輝石安山岩および石英安山岩からなり、ともに別苧層を覆っている。

紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩丘は、標高 321m 通称丸山を形成するが、山頂部は露出不良で山腹およびニナイベツ川で観察される。

本岩は風化が激しく、一部では灰褐色粘土状を示すが、節理が残っている。

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石の中核部は汚濁している。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鱗珪石・ガラス・鉄鈹および燐灰石

ガラス基流晶質である。鱗珪石は 0.1mm 前後の溜り状をなし比較的多量認められる。

石英安山岩質熔岩丘は、ニナイベツ川と支流の谷地の沢との間に台地状をなして、別苧層を覆っている。岩体の大部分は西隣雄冬図幅地域内にあって、谷地の沢右岸で観察され、一部が本図幅地域に及んでいる。

斑晶：斜長石・石英・紫蘇輝石および角閃石

斜長石は 1.0 ～ 4.0mm で、自形、卓状のものは累帯構造をもつが清澄であり、破片状のものは汚濁帯を有する。石英は 1.0 ～ 3.0mm で不規則な外形を示す。紫蘇輝石は 0.2 ～ 1.0mm で、角閃石はすべてオパサイト化し、一部に黒雲母が生じている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラスおよび鉄鈹
ガラス基流晶質である。

II. 8 暑寒別火山岩類

本図幅地域南西部には新第三系を覆って、第四紀初めに噴出したとみられる火山岩類が広く分布している。これらの火山岩類は、本図幅地域から西隣雄冬図幅地域にかけての、新第三紀に火山活動の激しかった地域に、その活動の余映として生じたとみられる。

これら第四紀の火山岩類は、暑寒別岳・信砂岳・南暑寒岳・東群別山などを構成し、さらに西隣雄冬図幅地域には天狗岳・雄冬山・浜益岳・群別山などの諸峯がみられ、1,000 ～ 1,400m に及ぶ山頂をつくっているが、各山体はいずれも相当に侵蝕されて、当初の構造形態は復元し難い。

これらの火山岩類は、従来は、第四紀火山岩全体と、第三紀に活動した火山岩とを含めて、増毛^{註10)}・増毛火山体^{註11)}・増毛火山彙^{註12)}の名で呼ばれてきた。石川俊夫^{註13)}は、暑寒別火山の名で、比較的傾斜の緩い円錐状火山の侵蝕されたものと考えた。

これら国領・雄冬図幅地域内と、一部は西徳富・浜益両図幅地域とを含め、第四紀初めに噴出した火山岩全体を一つにまとめて、暑寒別火山群と呼ぶこととする。暑寒別火山群はその分布と岩質とから、雄冬群と暑寒群とに大別される。暑寒群は主として本図幅地域内に分布し、暑寒別岳・南暑寒岳・東群別山および信砂岳などからなり、南隣西徳富図幅地域内にある知来岳もこの群に属するものである。暑寒群は輝石安山岩質火山角礫岩の活動から始まり、黒雲母橄欖石含有輝石角閃石安山岩の噴出に終わるまで、各山体いずれも塩基性から酸性へと岩質の変化がみられる。

註 10) Koto, B.: 地質学雑誌, Vol. 23, 1916

註 11) 渡辺光・今泉政吉: 地理学評論, Vol. 3, 1927

註 12) 小林房太郎: 火山, 1929

註 13) 北の火山, 1956

雄冬群は大部分が西隣雄冬図幅地域内に分布し、天狗岳・雄冬山・浜益御殿・浜益岳および群別山などからなり、暑寒群の活動より多少遅れて活動を始め、角閃石安山岩質火山角礫岩から石英安山岩の活動に至るものである。

これら両群の境界部では、両群の噴出物が重なり合い、暑寒別岳の西腹部には雄冬群の、群別山の南東腹には暑寒群の噴出物がみられる。両群の各山頂には明瞭な旧火口の存在は認められず、おそらく初期には地域的に散点して活動をはじめたのが、次第に成長するとともに山体が結合癒着し、その後の侵蝕作用によって数個の山頂に分かれ、現在の形をとったものと考えられるが、暑寒群では多少当初の構造形態をうかがうことができる。

暑寒別岳・南暑寒岳・東群別山の山頂部は、本図幅地域の南西隅に位置し、山体は弧状に配列して徳富川の最上流部をとり囲み、基盤の信砂火山噴出岩層の熔岩・火山角礫岩が海拔約1,000mの高さまで現出している。各山体を構成する噴出物は中央弧から放射状に、すなわち暑寒別岳の噴出物は北方～北東方へ、南暑寒岳の噴出物は東方～南東方へ、東群別山の噴出物は南方～南西方へと分布し、それらの末端部は高さが減じて、海拔300m前後の処もある。このことから、暑寒群の噴出した中心は、大よそ徳富川最上流地域周辺と考えられる。徳富川と暑寒別川最上流との間の山嶺には、1,230m 峯石英安山岩の熔岩丘が存在する。このことから、暑寒別岳・南暑寒岳および東群別山は外輪山的性格をもち、1,230m 峯石英安山岩は中央円頂丘的性格をもつとも考えられる。

これらの火山岩の噴出時代は、正確には定めることができないが、この地方における海拔約300mの海成段丘面の形成以前に、大部分の噴出が行なわれたと推察される。

暑寒別火山群は、従来その位置から漠然と那須火山帯の系列に属するものとされてきたが、黒雲母や角閃石を含む安山岩類によって特徴づけられて、那須火山帯とは性格を異にするため、近年は別系統の火山とも考えられている。

勝井²⁰⁾はイルムケップ火山・大雪・十勝火山とともに千島弧との関連を重視し、Ishikawa, Katsui²³⁾は那須火山帯の垂帯としている。

II. 8. 1 信砂岳火山岩

本岩は本図幅地域中央部にあって、信砂火山噴出岩層を覆い、信砂岳の小規模な平坦面を構成しているが、露出不良のため詳細は不明である。加藤の沢上流で観察される本岩の岩質は、後述する暑寒別岳の初期熔岩と似ており、分布からもあるいはその延長部ではないかとの疑いがあるが、一応区別した。

本岩は肉眼で暗灰色を示し、1.0mm 前後の斜長石が飛白状に散点する間に、輝石と橄欖石とが認められる橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・ガラス・アルカリ長石および沸石
ガラス基流晶質で、沸石が溜り状に点在する。

II. 8. 2 南暑寒岳火山岩

南暑寒岳は本図幅地域南西部、雨竜沼西方にあって、標高は海拔 1,296m である。山体を構成する火山岩は下部の紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩および火山角礫岩、山頂部の橄欖石紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩であり、信砂火山噴出岩層および恵岱岳玄武岩類を覆い、山頂部から東方～南東方に噴出物を拡げている。山頂西方では、海拔 1,000m 前後まで信砂火山噴出岩層が露出しているため、基底からの高さは 300m 内外である。なお噴出物の一部は南隣西徳富図幅地域に及び、同地質図幅²⁸⁾に示された大滝山火山噴出物は、本岩の一部に属する。

紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩および火山角礫岩は、尾白利加川上流・恵岱別川上流において観察される。尾白利加川上流においては、通常数 m の熔岩と火山角礫岩との積み重なりからなっているが、下部においては火山角礫岩が優勢であり、一部では凝灰角礫岩あるいは火山円礫岩質になっている。

本岩は肉眼では暗青灰色を示し、斜長石と輝石の斑晶が認められる。

斑晶：斜長石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石は最大 2.5mm 大で内核部は汚濁している。普通輝石と紫蘇輝石とはほぼ等量である。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・ガラスおよびクリストバル石
ガラス基流晶質である。

橄欖石紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩は、山頂において前述の紫蘇輝石普通輝

石安山岩質熔岩および火山角礫岩を覆っているが、さらに南方約 1km の海拔 1,200 m の山嶺をも形成することが、地形から推察される。本岩は肉眼で灰白色を呈し、斜長石斑晶が多く認められる。

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石

斜長石は清澄なものと同汚濁した中核部や帯状部のあるものがある。角閃石は全体がオパサイト化し、新鮮な部分は認められない。一般に内核部は微細な鉄鈹と輝石とからなって少量の斜長石が加わり、周辺を細粒輝石がとりまいている。橄欖石は自形から破片状まであって、輝石とほぼ等量であるが、部分的には橄欖石が多いこともある。

石基：斜長石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鈹・燐灰石および鱗珪石
ガラス基流晶質である。

II. 8. 3 東群別山火山岩

東群別山は本図幅地域南西隅に位置し、海拔約 1,350m の独立した山頂をつくり、西方の群別山とは、海拔約 1,200m の鞍部を挟んで対している。山体をつくる火山岩



図版 3 東群別山（北方から望む）

は、信砂火山噴出岩層を覆い、基底からの高さは約 250m と推察される。本火山岩は、下部の普通輝石紫蘇輝石安山岩質火山角礫岩と、上部の黒雲母含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩および火山角礫岩とからなる。下部の普通輝石紫蘇輝石安山岩質火山角礫岩は隣接する西徳富・雄冬・浜益の各図幅地域にまで及び、熔岩を挟有する。

普通輝石紫蘇輝石安山岩質火山角礫岩は、海拔約 1,100m 以上の高さに分布しており、西徳富図幅地域との境界部付近で徳富川に合流する支流で観察される。ほとんどが火山角礫岩からなり、中部に 2 枚の薄い同質熔岩を挟有している。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石および普通輝石

斜長石は累帯構造を示し、中核部は汚濁している。また、輝石・燐灰石などを多く包有している。紫蘇輝石は X：淡褐色、Z：淡緑色の弱い多色性を示す。普通輝石は紫蘇輝石を中核とする平行連晶をつくることがある。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱・燐灰石および鱗珪石
ガラス基流晶質である。

黒雲母含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩および**火山角礫岩**は、東群別山の山頂を構成し、下部約 50m は火山角礫岩から、上部約 50m は板状節理の発達した熔岩からなっている。本岩は肉眼では灰白色を呈し、卓状の斜長石が多く認められる。

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石および黒雲母

斜長石は卓状で累帯構造を示し、清澄であるが、汚濁した中核部をもつものも少数認められる。角閃石は 0.3mm 大のものが多く、X：淡黄色、Y：黄褐色、Z：濃褐色あるいはほとんど黒色ともいえる多色性を示し、 $\angle Z = \text{約 } 3^\circ$ の酸化角閃石で、黒色オパサイト縁をもっている。普通輝石・紫蘇輝石はともに短柱状を示し、後者は X：淡褐色、Z：淡緑色の多色性を示す。黒雲母は葉片状をなし、0.5mm 大で少量存在する。X：淡黄色、Y：褐色、Z：黒褐色の多色性を示し、オパサイト縁のある場合がある。

石基：ガラス・斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鉱および燐灰石
ガラス基流晶質である。ガラスが多く、一部に 0.05mm 前後の斜長石が長軸を揃えて配列している。

II. 8. 4 暑寒別岳火山岩

暑寒別岳は樺戸山地における最高峰で、海拔 1,491m を示し、本図幅地域西部に位置している。その噴出物は北方から北東方にかけて流下し、北麓の山ノ神部落付近では、海拔 300 ~ 500m にわたり傾斜 4° 内外の広い火山性山麓緩斜面をつくっているが

山頂の南方では海拔約 1,100m のところに基底の信砂火山噴山岩層が露出しているので、基底からの高さは 400m 内外である。山頂部は本暑寒およびボン暑寒の比較的平坦な 2 つの山峯からなり、その間に 1 コの熔岩円頂丘が認められる。

暑寒別岳の山体を構成する火山岩は、下部から橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質火山角礫岩・橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩・黒雲母橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩が累重し、紫蘇輝石普通輝石含有角閃石安山岩質熔岩円頂丘が山頂部に認められる。また山体の西腹では、西方の雄冬群起源の噴出物である角閃石安山岩質火山角礫岩が、橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩と黒雲母橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩との間に存在している。

橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質火山角礫岩は、暑寒別岳火山岩の最下位にあって、北方から北東方向に流下し、前述のように北方に向かって緩斜面を形成している。

本岩の露出はきわめて悪く、かつ風化が甚だしいため、山ノ神部落付近の根の沢、堤の沢上流とボン暑寒川上流において観察されたにすぎない。根の沢上流において本岩は風化して黄色を呈し、軟質ローム状の基質に人頭～拳大の角礫が点在し、その一部は泥石流状に噴出したものと考えられる。堤の沢上流の角礫を検鏡すると、

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石

斜長石は一般に清澄で、一部は累帯構造をもっている。紫蘇輝石は普通輝石に囲まれて平行連晶を示すものがある。また、橄欖石斑晶はきわめてまれである。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈦・ガラスおよび燐灰石

ガラス基流晶質である。

なお箸別川上流湯の沢の緩斜面上において、地下水調査のために行なわれた掘井と電気検層の記録¹³⁾によれば、本岩の表層は 20m に及ぶ風化帯からなり、角礫は軟弱で崩れやすく、基質はローム状あるいは粘土化しているとのことである。

橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩は、前述の橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質火山角礫岩を覆い、大部分は熔岩からなるが、一部には火山角礫岩も含まれる。ボン暑寒川上流においては、下位の火山角礫岩と一部指交している。暑寒別岳登山道路 8 合目からボン暑寒川を挟んだ対岸の山腹をみると、4 枚の熔岩が成層しているのが認められる。さらに本岩は東方に向かって流下し、恵岱別川の北岸に沿って熔岩崖がつづいている。本岩の下部は橄欖石斑晶を比較的多く含むが、上部では橄欖石の量が少なくなり、捕獲岩片を含むようになる。



図版 4 暑寒別岳西面

橄欖石を多く含むものは、佐上台・恵岱別川支流尾花の沢に認められる。佐上台に露出する本岩は板状節理が発達し、肉眼では 1.0mm 大以下の斜長石・輝石・橄欖石の斑晶が認められる。鏡下では、

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石

斜長石は卓状をなし、一般に清澄である。紫蘇輝石は普通輝石の中核をなして平行連晶することがある。橄欖石は輝石の反応縁をもつ。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鈷および燐灰石

ガラス基流品質を示す。まれに単斜輝石と斜長石とが等粒半自形組織を示し、0.7mm 程度の溜り状をなす。

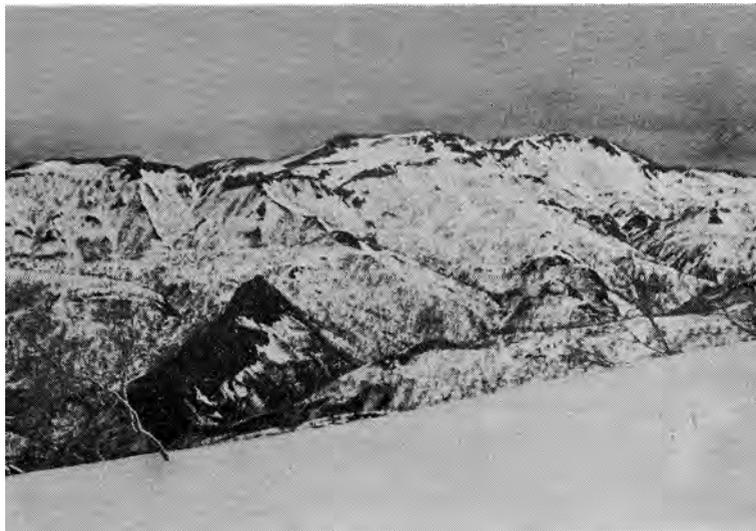
ボン暑寒川上流の熔岩は、本岩の比較的上部のものであり、こゝでは肉眼で斜長石と輝石の斑晶が認められ、また径 1.0cm 前後の捕獲岩を多く含んでいる。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石

斜長石は一般に清澄であるが一部には汚濁した内核部あるいは帯状部が認められる。橄欖石はほとんどが緑泥石-蛇紋石化し、輝石の反応縁をもつ。

石基：斜長石・紫蘇輝石・鉄鈷および燐灰石

ガラス基流品質から填間組織を示し、捕獲結晶らしい黒雲母も認められる。



(雄冬図幅地域から望む)

角閃石安山岩質火山角礫岩は、西隣雄冬図幅地域内にある雄冬群の初期噴出物であり、その一部が暑寒別岳の西腹で橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩を覆い、黒雲母橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩により覆われている。本岩は主として雄冬図幅地域内の暑寒別川支流においてよく観察されるが、本図幅地域内では暑寒別川最上流で、厚さ約 5m の紫蘇輝石普通輝石含有角閃石安山岩質自破碎熔岩となる。本岩の風化面は灰緑～灰白色多孔質で、

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石は一般に清澄で、角閃石は 3.0mm 大に達し、全体がオパサイト化している。普通輝石は紫蘇輝石を中核とし平行連晶することがある。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・ガラス・燐灰石・鉄鈹および鱗珪石
ガラス基流晶質で、鱗珪石は間隙に認められる。

黒雲母橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩は、前述の橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩を覆い、暑寒別岳登山道の 5 合目以上に認められるが、西腹部では雄冬群に属するとみられる角閃石安山岩質火山角礫岩を覆っている。下位の熔岩との明確な境界はつけ難く、登山道路の 8 合目には橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石

安山岩が認められるので、部分的には指交するものと考えられる。本岩は緩く北方に傾斜する数枚の熔岩流からなり、箆別川—新信砂川間の広い尾根では海拔約 800m のところまで下り、図幅地域西限のポン暑寒川支流滝の沢では、海拔約 400m のところまで流下して紫蘇輝石普通輝石安山岩質火山角礫岩を覆い、さらに一部は西隣雄冬図幅地域に及んでいる。本岩は肉眼では灰白色の石基に長径 2.0mm 前後、ときには 6.0mm に及ぶ斜長石斑晶を多く含み、角閃石・輝石・橄欖石も認められる。岩質はとくに山頂付近においては不均一で、空隙があったり、橄欖石の斑晶がとくに目立つたりする。また、例外なく捕獲岩が多く認められる。これはほぼ楕円形をなし、長径も 2.0cm から 20cm に及んでいる。山頂部の本岩は、

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石および黒雲母

斜長石は清澄のものほか、汚濁した内核部をもつものや、融蝕を受けたと認められるものがある。角閃石は通常中核部から外縁へ、角閃石・黒色オパサイト・輝石オパサイトの順で帯状構造をなし、少数のものは角閃石を欠いたり、いずれか一方のオパサイトのみからなる。内核部の角閃石の大部分は X：淡黄色、Y：淡緑色、Z：緑色～緑褐色の多色性を示し、褐色の角閃石はまれである。輝石は 0.3～0.4mm 大で、他の斑晶より小さい。橄欖石は自形～半自形を示し、破片状のものもある。大部分は周縁がイディングス石化し、さらにその周縁に輝石の反応縁をもつ。黒雲母はまれに少量認められ、周縁や劈開に沿って黒色オパサイト化し、X：淡黄色、Z：暗褐色の多色性を示し、0.2mm 大以下である。これらの斑晶の量比は場所によって変化し、とくに橄欖石および黒雲母の量の変動が著しい。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラス・燐灰石・鉄鉱・鱗珪石および石英
毛氈状～ガラス基流晶質で、鱗珪石および石英はまれである。

本岩の化学成分を灰に示す。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O~	Total
55.41	.64	17.38	3.36	4.16	.15	4.52	8.62	2.67	1.34	.24	.57	.55	99.61

(分析 勝井義雄²⁴⁾)

新信砂川と恵岱別川上流との間にある海拔 1,300m の山頂に露出するものは、普通輝石紫蘇輝石含有黒雲母角閃石安山岩である。

斑晶：角閃石・黒雲母・紫蘇輝石および普通輝石

角閃石の周辺は黒色オパサイトと輝石オパサイト化している。黒雲母は0.2～0.3mm大で、X：淡黄色、Z：褐色の多色性を示す。輝石は粒状～短柱状である。

石基：斜長石・紫蘇輝石・燐灰石・鉄鉱・ガラスおよび鱗珪石
毛氈状組織を示す。間隙に鱗珪石が認められる。

山頂部にある捕獲岩様岩は、

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・酸化角閃石および橄欖石

石基：斜長石・紫蘇輝石および酸化角閃石

粗粒な填間組織を示す。

ほかに頁岩質捕獲岩も少量認められる。また、一部の熔岩中には径0.7～1.5mm程度の斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および磁鉄鉱の組合せからなる等粒半自形組織の部分がある。

紫蘇輝石普通輝石含有角閃石安山岩質熔岩円頂丘は、本暑寒とポン暑寒との間の山嶺にある直径約100m、高さ約40mの小規模な熔岩円頂丘で、山麓の増毛町市街からも明瞭に認められる。本岩は風化して黄褐色を呈し、大小の捕獲岩も多く認められ、孔隙が多く、部分的には自破碎熔岩の性状を示している。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石

斜長石は累帯構造をもつ。角閃石は斜長石および輝石を包有し、虫喰状組織を示し、周辺はオパサイト化している。X：黄緑色、Y：緑褐色、Z：濃褐色の多色性を示し、 $\angle Z = 13^\circ$ である。紫蘇輝石は弱い多色性を示す。

石基：ガラス・鱗珪石および鉄鉱

微珪長質で球顆組織がみられる。また径1.0～2.0mmの斜長石および角閃石からなる等粒半自形組織と、斜長石および普通輝石からなるオフィチック組織からなる部分がある。

橄欖石紫蘇輝石普通輝石含有角閃石石英安山岩質岩脈は、新信砂川上流右岸の山嶺で前記の黒雲母橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩質熔岩を貫いている。肉眼では大型の斜長石斑晶と灰色の石基からなり、鏡下では、

斑晶：斜長石・角閃石・石英・普通輝石・紫蘇輝石および橄欖石

斜長石は汚濁帯をもつものが多く、角閃石は全体がオパサイト化している。石英は融蝕されている。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラスおよび鱗珪石
ガラス基流晶質である。

II. 8. 5 1,230m 峯石英安山岩

暑寒別岳の南西尾根にある標高 1,230.7m の山頂をつくって、小規模な石英安山岩質の熔岩丘があり、信砂火山噴出岩層と暑寒別岳の橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩質熔岩とを覆っている。本岩はその位置が雄冬群と暑寒群との中間にあつて、岩質も雄冬群に属する群別山の石英安山岩に近いが、一方、暑寒別岳・南暑寒岳・東群別山などに対して、中央円頂丘の性格をもっているとも考えられる。

本岩は変質して黄灰色を呈し、新鮮な部分は少ない。

斑晶：斜長石・角閃石および石英

角閃石は全体がオパサイト化し、石英は融蝕されて円形ないしアミーバー状をなす。また橄欖石の仮像らしきものがまれに認められる。

石基：ガラスおよび鱗珪石

全体に変質汚染し、孔隙多く、鱗珪石が認められる。

II. 9 段丘堆積層

II. 9. 1 海岸段丘堆積層

北隣留萌図幅地域の増毛町付近には海拔 15～30m^{註14)} および 30～60m の平坦面が発達しているが、さらに 240～320m の平坦面が箸別川と暑寒別川との間の山嶺に南北に狭長な分布を示し、その南半部が本図幅地域に分布している。箸別川に臨んだ崖においては、留萌層中の火山角礫岩を覆って、人頭大の安山岩礫を主とする砂礫層が認められる。堤の沢上流の海拔約 300m の地点において、主として砂・粘土からなり、安山岩礫を混じえてわずかに成層する層厚約 5m の堆積層も本層に属するものと推察される。

本層は平坦面の高度からみて、湊正雄⁶⁾ によって大区分された北海道の高位段丘に属するものであろう。

註 14) 田上政敏²⁾ によれば沖積三角洲の疑いもあるが留萌地質図幅の記載に従う。

II. 9. 2 河岸段丘堆積層

河岸段丘堆積層は現河床からの比高によって上位・中位および下位の3段に区分される。

高位河岸段丘堆積層は主として尾白利加川流域に認められ、国領部落南方に分布している。海拔320～450mのところ認められ、比高は100～140mで、平坦面の保存状況は不良である。また三ッ橋南方の山腹には、海拔380～400m付近に平坦面らしいものが認められ、付近の小沢にも安山岩の垂円礫の多いことから、本層に属するものと考察されるが詳細不明であり、地質図幅上には示さなかった。

中位河岸段丘堆積層は尾白利加川と恵岱別川中流および暑寒別川下流に認められる。前者では国領部落付近にあって海拔240～400m、比高40～100mにわたっている。恵岱別川では信砂御料地から上流約2kmにわたって発達し、海拔280～380mにわたり比高約100mである。この段丘面は、信砂御料地以東では恵岱別川に沿わずに、信砂川の上流に連なっていることから、現在の恵岱別川による段丘面ではなく、恵岱別川上流がかつて信砂御料地から北折して信砂川に連らなっていた時につくられた段丘面で、その後恵岱別川によって争奪されたものであろう。

平坦面の保存はいずれも良好であり、堆積物は安山岩の円礫を主として、砂および粘土を混じえている。

低位河岸段丘堆積層は尾白利加川・恵岱別川および信砂川下流に小規模に認められ、恵岱別御料地に比較的広く発達している。比高はいずれも10～20mで、平坦面の保存は良好である。堆積物は礫・砂および粘土からなり、農耕地となっている部分が多い。なお恵岱別川中流の中位段丘堆積層の南面にも、比高約20mの平坦面が小規模に認められ、本層に属するものと推察されるが、地質図幅上では省略した。

II. 10 現世統

II. 10. 1 湿原堆積物

本図幅地域には湿原が発達し、これらは熔岩流走面につくられた湖沼を埋めて生成したもので、おもなものとして雨竜沼湿原および目鏡沼湿原があり、湿原堆積物が発

達する。

雨竜沼湿原は恵岱岳玄武岩類がつくった熔岩台地上にあって、東西約 2km、南北約 1km の瓢箪型の湿原であり、海拔約 850m の高さのところにある。そのなかには 100 数 10 の池塘が点在し、融雪期には湿原全体が一つの湖沼となって雨竜沼といわれている。

この湿原の成因は、はじめ恵岱岳玄武岩類が噴出し、約 25km^2 と推定される熔岩台地を形成した。この熔岩流走面は当初にはおそらく水平に近かったものと考えられるが、その後起こった暑寒別火山群の噴出の結果、西方が沈降し、ほぼ水平だった熔岩流走面が、現在みられるように西側へわずかに傾斜した。一方、西部は南暑寒岳の噴出物に覆われてその間に凹地が生じた。これが雨竜沼の前身である。こゝに周辺から岩屑が供給されて浅くなるとともに、泥炭形成の条件が生まれて現在の湿原をみるに至った。

藤波孝成¹⁵⁾によれば、この湿原は寒冷地のために、低位湿原・中間湿原の過程を経ずに、直接高層湿原が生成されたとのことである。



図版 5 雨竜沼湿原 (藤波孝成原版)



図版 6 雨竜沼湿原 (藤波孝成原版)

目鏡沼湿原は暑寒別岳山頂直下の海拔約 1,100m の地点で暑寒別岳の熔岩流走面上に小規模に分布し、中央に直径約 15m の 2 つの池塘がある。これらの池塘もすでにその半ばは植物遺体や泥炭質のものにより埋められている。

同様の湿原は暑寒別岳北東嶺海拔約 1,200m の地点でも小規模に認められる。

II. 10. 2 崖錐堆積物および沖積層

暑寒別岳から信砂岳の方向を望見すると、新信砂川上流には地送り地形らしいものが 2, 3 認められる。事実新信砂川の信砂岳に向かう支流では、小規模ながら信砂火山噴出岩層の凝灰質砂岩、および凝灰角礫岩が地送りを起こしている地点が 2, 3 認められる。

また、山淑沼を堰止めたものはほとんどが輝石安山岩の径数 cm から 1.0m に至る岩塊であるので、一応崖錐として塗色した。これは大小の岩塊が約 200m にわたって谷間を埋めている。沼の周辺には沼頭の小沢流入部に湿原が小規模にあるだけなので、この崖錐の生成はきわめて最近のことと推察される。

暑寒別川最上流では信砂火山噴出岩層の熔岩・火山角礫岩が、白色粘土化して、崩壊や地辻りを起こしている。

沖積層は各河川に沿って氾濫原を形成しており、砂・礫および粘土からなる。暑寒別川および信砂川流域と尾白利加川三ツ橋付近にはとくに広く発達する。

Ⅲ. 応用地質

Ⅲ. 1 石油

本図幅地域内の恵岱別背斜地域には油徴が従来から注目されており、その探査が石油会社の手によってしばしば行なわれてきた。留崩地方においては従来からユードロ層中の砂岩に貯溜されるものと考えられているが、本地域ではほとんどの油徴は破碎帯に見られ、ユードロ層の砂岩中では一部に油臭を感じるもののほか、顕著なものは観察されなかった。

石油沢における油徴は、恵岱別背斜西翼のユードロ層中であって、破碎された黒色泥岩の割れ目から、緑褐色の原油が滲出している。この地域にはかなりの破碎帯が発達しており、数カ所の滲油はいずれもこの破碎帯付近に認められるが、破碎帯を過ぎると油徴はない。この地点は明治 35～36 年頃上総掘（深度 70～80 間）で開坑され、12 石ほど採油した由である^{註 15)}。

恵岱別川本流の、恵岱川背斜東翼にあたる道路傍に水溜りがあり、黒色の油が浮かんでいる。現地の人話によると、これは以前某会社によって 1 間ほどピット掘された跡とのことである。産出地点は沖積層であり、産油層準は不明であるが、地質図幅上からは増毛層の泥岩層に相当する。

鴨居沢本流におけるものは、恵岱別背斜西翼に位置し、増毛層の泥岩層に属する暗灰色泥岩の破碎された割れ目に、緑褐色の原油が滲出している。

このほかの地域においては、幌加尾白利加川本流（国領部落付近）で、増毛層の泥岩層に属する砂質泥岩に油臭を感じたほか、油徴は発見できなかった。

註 15) 石油資源開発 KK の資料による。

Ⅲ. 2 硫化鉄鉱および褐鉄鉱

徳富川から恵岱別川の上流にかけての信砂火山噴出岩層は、激しい変質をうけて、珪化・粘土化および黄鉄鉱の鉱染などがみられる。この地域は、昭和15年頃小樽市の高野某によって鉱区が設定され、暑寒別鉱山と称して探鉱されたが、その後放棄されて現在では跡かたなく、当時の齊藤仁、外1名による調査報告書^{註16)}が残っているのみである。同報告書によると、硫化鉄鉱の露頭^{註17)}は恵岱別川の上流、暑寒別岳三角点の南東方約2kmにあたる、海拔950m付近の河崖にあつて、脈幅5m余、品位はS 39.77%である。

褐鉄鉱鉱床は、徳富川上流において、各処に小規模に存在する。そのうちもっとも顕著なものとして、前述の報告書は、徳富川上流の南暑寒岳西方約1.3kmの地点をあげている。同処の鉱床は、厚さ6m、延長60m、幅80mにわたって認められ、品位はFe 36.52% および 42.86% とのことである。

文 献

- 1) 小林儀一郎：石狩国恵岱別徳富産油地調査報文，北海道鉱物調査報告，No. 11，地質調査所，1912
- 2) 田上 政敏：北海道の海岸地形について（Ⅱ），地理教育，Vol. 14，1931
- 3) 浦上啓太郎・市村三郎：泥炭地の特性とその農業，北海道農事試験場報告，No. 60，1937
- 4) 佐々 保雄：北海道雨竜留崩炭田における各含炭層の層位について，北海道石炭鉱業会々報，No. 291，1938
- 5) 舟橋 三男：雨竜空知地方の玄武岩，新生代の研究，No. 5，1950
- 6) 湊 正雄：北海道第四紀に関する諸問題，科学，Vol. 25，1950

註16) 齊藤仁・八木孝夫：暑寒別鉱山調査報告書，北海道工業試験場，1940(MS)

註17) 今回の調査ではみいだし得なかったので同報告書中に記載された地点を記入しておく。

- 7) 橋本 亘：樺戸山地周縁部の地質 (I , II) , 北海道地質要報, No. 13, 14, 1950
- 8) 森下 晶・他：北海道恵岱別近傍の地質, 新生代の研究, No. 12, 1952
- 9) 湊 正雄：グリーンタフ地域の問題, 新生代の研究, No. 14, 1952
- 10) 舟橋 三男：玄武岩の問題, 地球科学, No. 10, 1953.
- 11) 高橋英太郎：樺戸山地西南部の玄武岩, 新生代の研究, No. 19, 1954
- 12) 対馬坤六・山口昇一：5 万分の 1 地質図幅「留萌」および同説明書, 地質調査所, 1954
- 13) 森谷 虎彦：北海道第 4 紀層中の地下水, 北海道第 4 紀研究会連絡誌 No. 3, 1955
- 14) Minato, M., Yagi, K. and Hunahashi, M. : Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., Vol. 34, 1956
- 15) 藤波 孝成：雨竜沼湿原, 楡書房, 1956
- 16) 対馬坤六・垣見俊弘・植村武：5 万分の 1 地質図幅「厚田」および同説明書, 地質調査所, 1956
- 17) 棚井 敏雅：大和田・樺戸両夾炭層の地質時代について—石狩平野周辺地域地質調査報告第 1 報一, 地質調査所月報, Vol. 7, No. 1, 1956
- 18) 小林勇・垣見俊弘・植村武・秦光男：5 万分の 1 地質図幅「滝川」および同説明書, 北海道開発庁, 1957
- 19) 垣見俊弘・植村武：5 万分の 1 地質図幅「月形」および同説明書, 地質調査所, 1958
- 20) 勝井 義雄：千島弧における第四紀火山岩類の化学成分 (要旨) , 地質学雑誌, Vol. 64, 1958
- 21) 佐藤博之・沢村孝之助：国領・雄冬図幅調査報告, 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, No. 11, 1958
- 22) 佐藤博之・秦光男：樺戸山地信砂火山噴出岩層中にみられる化石林について, 新生代の研究, No. 30, 1959
- 23) Ishikawa, T. and Katsui, Y. : Some Considerations on the Relation bet-

ween the Chemical Character and the Geographical Position
of the Volcanic Zone in Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaido
Univ., Vol. 10, No. 1, 1959

- 24) 勝井 義雄：北海道第四紀火山噴出物の化学成分，北海道地質要報，No. 38，
1959
- 25) 吾妻 穰：北部石狩低地帯周辺の滝川層群，北海道地質要報，No. 39，1960
- 26) 松野久也・秦光男：5万分の1地質図幅「追分」および同説明書，北海道開発
庁，1960
- 27) 佐藤 博之：恵岱嶽玄武岩類，地質学雑誌，Vol, 67, No.789, 1961
- 28) 秦光男・佐藤博之・垣見俊弘・山口昇一・小林勇：5万分の1地質図幅「西徳
富」および同説明書，地質調査所，1963
- 29) 佐藤博之・沢村孝之助・山口昇一：5万分の1地質図幅「雄冬」および同説明
書，地質調査所，1963

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000

KOKURYO

Asahikawa, No. 46

By

HIROYUKI SATOH, MITSUO HATA,
ISAMU KOBAYASHI, SHŌICHI YAMAGUCHI

&

MASAO ISHIDA

(Written in 1963)

(Abstract)

The area mapped is located in the northern district of the so-called "Kabato Mountainland" in the west central Hokkaidō. The eastern part of the area mapped is covered with sedimentary

rocks of Neogene Tertiary and is generally less than about 500 m from the sea level in altitude. Whereas, the western one is covered with volcanic rocks of younger Tertiary and Quaternary age and mountain ridges more than 1,000 m from the sea level in altitude are formed.

GEOLOGY

A summary of the stratigraphical sequences in the area mapped is given in Table 1.

Nishitoppu group

Yūdoro formation This formation which is the lowermost part in this area develops along the Etaibetsu anticlinal axis. In the northern neighbouring sheet-map, "Rumoi", this formation is composed of conglomerate, soft fine-grained sandstone and mudstone beds in ascending order, but in this area mapped, only the uppermost mudstone bed is distributed. It consists mainly of poorly bedded dark gray mudstone intercalated with thin sandstone layers and has a thickness of 450 to 600 m.

Although in this area this formation is poor in fossils, by fossil remains produced from the lower bed in the northern sheet-map area, it is correlated to the Wakkauembetsu formation in the central district and the Ponsubetsu formation in the southern district of Kabato Mountainland.

Shintotsukawa group

This group is subdivided into the Tōgeshita formation and the Mashike formation.

Tōgeshita formation This formation overlies the Yūdoro formation with slight clino-unconformable relation in the northern

Table 1

Age	Stratigraphic sequence	Rock facies	Remarks
Recent	Alluvium	Gravel, sand and clay	
	Talus deposits	Detritus	
	Moor deposits	Sand, gravel, clay and peat	
	Lower river terrace deposits		
Quaternary	Middle river terrace deposits		
	Upper river terrace deposits	Gravel, sand and clay	Emergence
	Marine terrace deposits		
	Shokambetsu volcanic group	1, 230 m high dacite Shokambetsu-dake volcanics Higashi-kumbaru-yama volcanics Munam-shokan-dake volcanics Nobushu-dake volcanics	Hornblende dacite (Basite), olivine-bearing hypersthene-augite-hornblende andesite Olivine-bearing hypersthene-augite andesite
Pliocene	Etai-dake basalts	Olivine basalt and andesitic volcanic breccia	
	Diatomaceous mudstone bed	Diatomaceous mudstone and tuffaceous siltstone	Folding
	Mashike formation	Tuffaceous sandstone Volcanic conglomerate Andesitic lava and volcanic breccia Basaltic lava "Hard shale"	Volcanic activity in the western part
	Fubagawa group	Rumoi formation Nobushu volcanic products Bekkari formation	Massive sandstone bed Massive sandstone Tuffaceous mudstone
Neogene Tertiary	Hard shale bed	Andesitic tuff-breccia	
	Sandstone bed	Gray medium to fine sandstone	
	Mudstone bed	Gray soft mudstone	
	Togeshita formation	Alternation of sandstone and mudstone, tuffaceous sandstone and conglomerate	Slight movement
Miocene	Yadoru formation	Dark gray mudstone	
	Shitetsukawa group		
Nishinaga group			

part but with parallel unconformable relation in the southern part. As it consists mainly of pebbly facies and its upper part changes to muddy facies in the southern area, it has the inter-fingering relation to the Mashike formation. This formation is subdivided, into conglomerate, alternation of sandstone and mudstone and sandstone parts in ascending order. The conglomerate part is generally 3 to 4 m in thickness and has pebbles of andes-

itic pumice, clayslate, schalstein, quartzite and andesite. The alternation part consists of dark gray-colored sandy mudstone and tuffaceous medium- to fine-grained sandstone. The sandstone part is gray-colored medium- to fine-grained tuffaceous sandstone bedded poorly and it becomes coarser and thicker in the northern part than in the southern one. Molluscan fossils are found abundantly (see Table 3 in Japanese Text). It has a thickness of 40~400 m in the Etaibetsu anticlinal part and 300 m in the vicinity of Yamanokami. It is correlated to the Hattari formation in the southern district of Kabato Mountainland.

Mashike formation This formation is distributed mainly in the eastern part and is subdivided into mudstone, sandstone and hard shale beds in ascending order.

The mudstone bed partly interfingers with the Tōgeshita formation and consists of gray-colored, massive soft mudstone. Molluscan fossils are found abundantly (refer to Table 4 in Japanese Text). The thickness of this bed is 200 to 450 m.

The sandstone bed is 20 to 250 m in thickness and is composed of gray massive medium- to fine-grained sandstone bearing white pumice grains, and molluscan fossils are found in it (refer to Table 5 in Japanese Text).

The hard shale bed is 100 to 200 m in thickness and is characterized by banding structure of the alternation of dark gray hard shale and gray siltstone. Hard shale becomes whitish by weathering and splits into small angular pieces. It includes many calcareous nodules and molluscan fossils (refer to Table 6 in Japanese Text). It intercalates andesitic tuff-breccia in the northern part of Kokuryō village.

Fukagawa group

Rumoi formation This formation rests conformably on the hard shale bed above-mentioned. In the eastern and northern part of the area mapped, it consists of sedimentary rocks and is

subdivided into massive sandstone and diatomaceous mudstone beds. In the southwestern part of the area, on the other hand, the Nobusha volcanic products interfingering with the massive sandstone bed of the said formation, are developed.

The massive sandstone bed is composed generally of homogeneous fine-grained sandstone and locally of massive tuffaceous mudstone intercalated with thin layers of hard shale. Molluscan fossils are found sporadically (refer to Table 7 in Japanese Text). It is 200 to 350 m in thickness and is continuous to the Horokao-shirarika formation producing *Fortipecten takahashii* (YOKOYAMA) in the eastern neighbouring sheet-map area.

Diatomaceous mudstone bed is distributed in the northern area and is composed of diatomaceous mudstone and tuffaceous siltstone. It contains molluscan fossils such as *Acila* (A.) sp., *Clino-cardium* cf. *ciliatum* and *Lucinoma* sp..

Nobusha volcanic products are composed of tuffaceous sandstone, volcanic conglomerate, andesitic lava and volcanic breccia and basaltic lava. As andesitic lava and volcanic breccia become more predominant towards the southwestern part in this area mapped and tuffaceous sandstone distributed in the central area is transformed to massive sandstone bed eastward, volcanism in this age is presumed to become maximum in the southwestern part of this area mapped. Andesite is composed mainly of hypersthene-augite andesite and partly of hornblende-bearing hypersthene-augite andesite. In the upper reaches of the Toppu-gawa, lavas and volcanic breccias are subjected to silicification and argillization.

Bekkari formation This formation occupies northwestern corner of this area. It is composed of tuffaceous mudstone. Though no fossils are found and stratigraphical relation is indistinct, it may be corresponded to the sediments of the upper part of the Mashike formation and the lower part of the Rumoi formation from its rock facies.

Etai-dake basalts

They unconformably cover the Nobusha volcanic products and make a lava plateau. They are composed of andesitic volcanic breccia with the intercalated lavas of olivine-bearing hypersthene-augite andesite in the lowermost, hypersthene-bearing olivine basalt and olivine basalt in the uppermost. Its activity is contemporaneous with olivine basaltic dikes of the "Uryū and Sorachi petrographic province" after M. Hunahashi.

Dikes and lava domes

Dacitic, andesitic and basaltic dikes are distributed in this area. Especially, basaltic dikes intruded into sedimentary rocks in the Etaibetsu anticlinal part are abundant.

Dacitic and hypersthene-augite andesitic domes are distributed in the northwestern corner of this area.

Their geological age is presumed to be late Pliocene.

Shokambetsu volcanic group

The Shokambetsu volcanic group which has formerly been called so vaguely is subdivided into two groups; one is the Shokan subgroup in this area and the other is the Ofuyu subgroup which is distributed mainly in the western neighbouring sheet-map area "Ofuyu".

Both could be named the Shokambetsu volcanic group in general term.

The Shokan subgroup consisting of Nobusha-dake, Minami-shokan-dake, Higashi-kumbetsu-yama, Shokambetsu-dake volcanics and 1,230 m hō dacite is situated in the southwestern area. Structurally the former is presumed to be somma and the later central cone though original structure is indistinguishable by erosion.

Each volcano of somma is composed of olivine-bearing hypersthene-augite andesite in initial stage and (biotite)-olivine-bearing

ing hypersthene-augite-hornblende andesite in later stage. 1,230 m hō is composed of hornblende dacite.

The mineral assemblage of biotite, hornblende, pyroxene, and olivine as phenocryst is characteristic and its character is different from that of the Nasu volcanic zone.

The geological age of its activity is presumed to be early Pleistocene.

Marine terrace deposits

They are distributed limitedly in the northern part of this area and are 240 to 320 m above sea level. They belong to the higher marine terrace in Hokkaidō.

River terrace deposits

River terrace deposits along each river are subdivided into the following and are composed mainly of angular andesitic gravel, sand and clay.

Higher terrace deposits.....100 to 140 m high above the fluvial plane. They are distributed limitedly in the vicinity of Kokuryō village but their surface is almost eroded out.

Middle terrace deposits.....40 to 100 m high above the fluvial plane. They are distributed along the Oshirarika-gawa and the Etaibetsu-gawa limitedly and their surface is well preserved. In Nobusha-goryōchi, piracy of the Nobusha-gawa by the Etaibetsu-gawa is recognized from the distribution pattern of the terrace plane.

Lower terrace deposits.....10 to 20 m high above the fluvial plane. They are found along each river. Their surface is perfectly preserved.

Alluvial deposits

They are composed of moor deposits, talus deposits and allu-

vium. Moor is grown on the lava surface. On the surface of Etaidake basalts, Uryū-numa moor deposits are formed. They are about 1 km wide in the N-S direction and 2 km long in the E-W direction and are composed of gravel and peat.

Talus deposits are observed in some portions and along each river and alluvium is distributed in limited area.

ECONOMIC GEOLOGY

Petroleum may be reserved in the eastern area of the mapped area. Each anticline has been prospected formerly, especially Etaibetsu anticlinal part has been known by oil seepage since former times.

Resources of **limonite** and **iron sulphide** were reported previously in the upstream of the Toppu-gawa and the Etaibetsu-gawa, but their detail is not clear.

昭和 39 年 10 月 1 日印刷

昭和 39 年 10 月 7 日発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 小林孝次

印刷所 泰成印刷株式会社

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saitō, Director

KOKURYO

(Asahikawa-46)

By

HIROYUKI SATOH, MITSUO HATA,

ISAMU KOBAYASHI, SHŌICHI YAMAGUCHI

&

MASAO ISHIDA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 4