

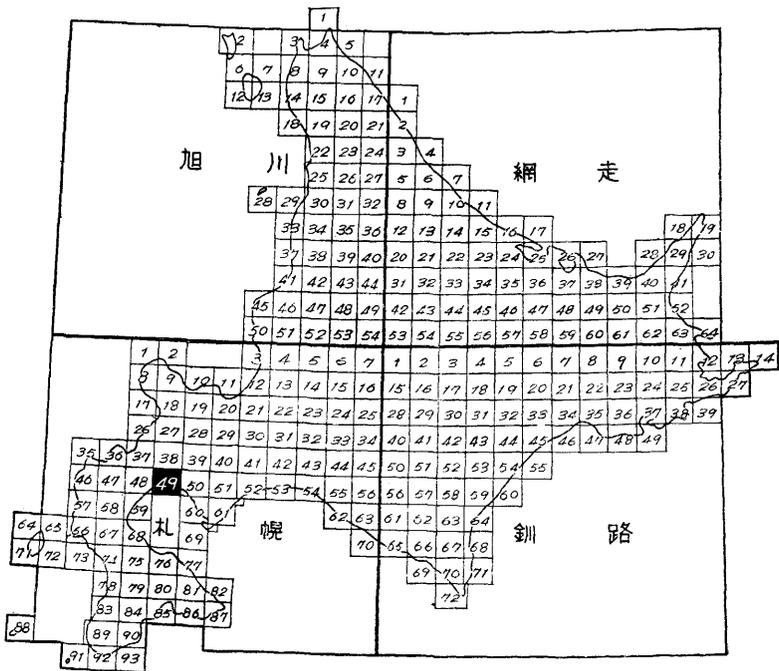
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

豊 浦

(札幌一第 49 号)

北海道開発庁

昭和 33 年 2 月



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

浦

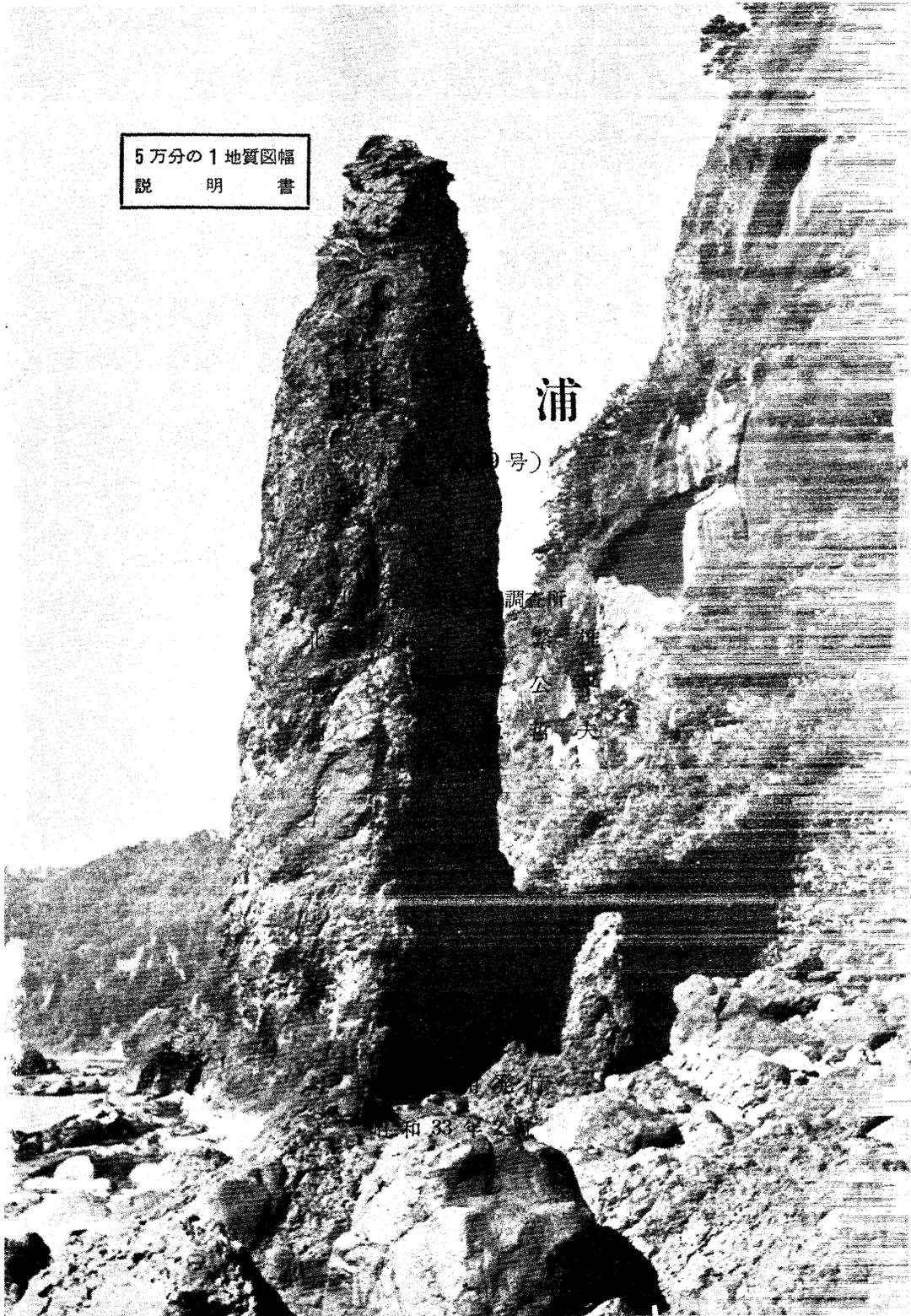
(号)

調査所

公

大

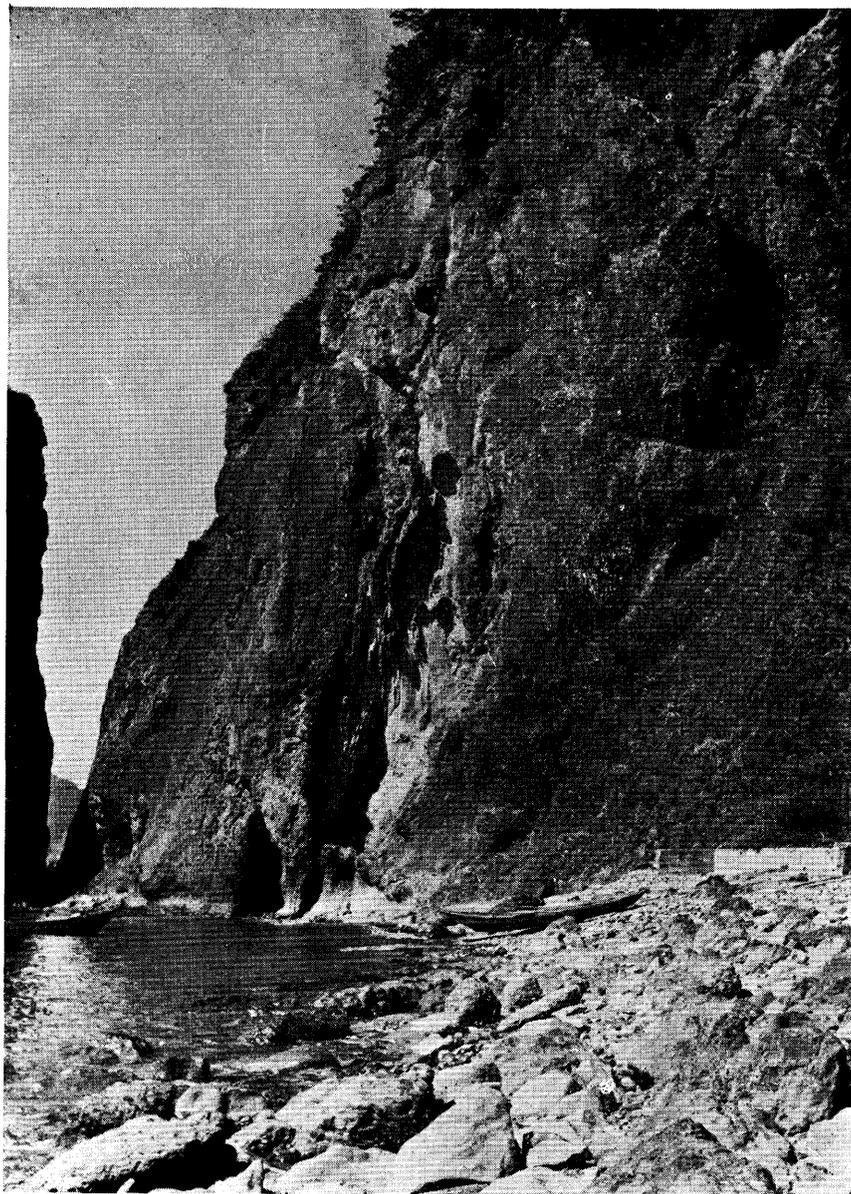
昭和 33 年



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33年2月

北海道開発庁



トリブシナイ凝灰岩層 かぼりひら (権利平海岸)

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	1
II 地 形	2
III 地質概説	2
IV 新第三紀層および同時期火山岩類	4
IV.1 豊浦層	4
IV.1.1 プロピライト熔岩	4
IV.1.2 トリプシナイ凝灰岩層	6
IV.1.3 チャス凝灰岩層	7
IV.2 岩 脈 類	8
IV.2.1 石英粗面岩岩脈	8
IV.2.2 プロピライト岩脈	9
IV.2.3 玄武岩質岩脈	10
IV.3 フレベシ噴出物	11
IV.3.1 朱太川集塊岩層	12
IV.3.2 大岸熔岩	13
IV.3.3 壮滝別層	13
IV.4 鮮新世火山岩類	15
IV.4.1 安山岩岩脈	16
IV.4.2 礼文華石英粗面岩	16
IV.4.3 豊住熔岩	17
IV.4.4 玄武岩質岩脈	17
IV.4.5 高岡熔岩	18
IV.4.6 幌内熔岩	19
IV.4.7 桜岡熔岩	20
IV.4.8 新富下部熔岩	20
IV.4.9 内川集塊岩層	20
IV.4.10 新富上部熔岩	21

IV.5 美和層	21
IV.6 時代未詳火山岩類	23
IV.6.1 山梨熔岩	23
IV.6.2 ノットコ熔岩	24
IV.6.3 小花井熔岩	24
IV.6.4 西小花井熔岩	25
IV.6.5 蛇田熔岩	25
V 第四紀層	26
V.1 留寿都層	27
V.2 河段丘堆積物	28
V.3 崖錐堆積物	29
V.4 現河床堆積物	29
VI 地 史	29
VI.1 新第三紀	29
VI.2 洪積世	30
VI.3 冲積世	30
VII 応用地質	30
VII.1 文字鋳山	31
VII.2 鋳 泉	33
VII.3 割砂利	35
参考文献	36
Résumé (in English)	37

5 万分の 1 地質図幅 豊 浦 (札幌一第 49 号)
説 明 書

北海道立地下資源調査所
北海道技師 土 居 繁 雄
同 松 井 公 平
同 藤 原 哲 夫

はしがき

この図幅説明書は、昭和 30 年 6 月から同年 12 月にわたる約 50 日間、昭和 31 年 5 月から同年 12 月にわたる約 110 日間、あわせて約 160 日間におこなった、野外調査の結果を整理して、その概要を報告したものである。

野外調査は、土居が大半部を実施し、松井と藤原は、貫気別川より東部の地域を分担した。なお、小銚岸川下流流域から礼文華川下流流域にかけての地域の調査には、北海道立地下資源調査所地質鉱床課長齋藤昌之氏の、新富附近から隣接図幅「狩太」につらなる地域の調査には、同所鈴木守氏の、礼文から小幌にいたる海岸地域の調査には、北海道大学助教授舟橋三男博士の、それぞれ援助をうけた。

報告にはいるに先だち、調査に当つて援助を賜わつた、齋藤昌之、鈴木守、舟橋三男の三氏、および豊浦町助役武田一氏、同町文字常太郎氏に謝意を表する。

I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、北緯 $42^{\circ}30' \sim 42^{\circ}40'$ 、東経 $140^{\circ}30' \sim 140^{\circ}45'$ の範囲である。

行政的には、大部分の地域が、胆振支庁の管轄で、一部が後志支庁および渡島支庁に属する。貫気別川・小銚岸川・礼文華川および昆布川上流の流域は豊浦町に、カシウンベツ川の西部山地は蘭越町に、朱太川流域は三和村に、小幌より西の海岸地域は長万部町に、東部の台地状山地は蛇田町に、それぞれふくまれる。

交通は、海岸線にそつて、国鉄室蘭本線が通じ、それとはほぼ並行して、室蘭から長万部

に至る国道が走っている。このほか、豊浦市街から貫気別川^{あすつ}ぞいに留寿^{そうたきべつ}都まで、壮滝別川^{そつたきべつ}ぞいに真狩^{まつかり}まで、それぞれ自動車道路が開さくされている。また、豊浦市街から高岡を経て山梨にいたる間にも、自動車道路が通じている。それらの路線には、国鉄バスが運行している。このほか、大岸から小鉢岸川ぞいに、小鉢岸峠を越え、新富を経て蘭越町にいたる道路もあり、交通は便利である。

II 地 形

この図幅地域を大まかにみると、つぎの3つの地形区にわけることができる。

- (1) 図幅地域の北部および東部をしめ、小さな起伏には富むが、台地状地形を呈し、河谷が深く刻まれている山地帯。
- (2) 図幅地域の中央部および西部をしめ、起伏に富んだ山地帯。
- (3) かく河川にそつて発達している平坦地。

(1)は、標高 250 m ていどから、しだいに高度を増して、標高 600 m に達する台地状の山地からなる地域である。新第三紀鮮新世の地層と、同時期の火山岩類からできており、さらに、これらを第四紀の火山砕屑物が、広くおおつている。

(2)は、侵蝕作用がひじように進み、起伏に富んだ地域である。おもに、新第三紀中新世から鮮新世までの地層と、同時期の火山岩類からできている。そして、この地域内には、金・銀をはじめ銅・鉛・亜鉛などの有用鉱物資源が知られている。

(3)は、かく河川にそつて発達している氾濫冲積面で、現河川によつてもたらされた、河床堆積物からできている。

水系の主なものは、東部地域では、北北東から南南西に流れる^{そつたきべつ}壮滝別川を合せて、流路を北から南にとつて、噴火湾に注ぐ貫気別川がある。中央部では、標高 500.8 m の金山の東側斜面に源を發して、流路をほぼ北西から南東にとつて、噴火湾に注ぐ小鉢岸・礼文華の両河川がある。このほか西部では、金山の西側斜面に源を發して西に流れる朱太川、および金山と米馬山(標高 509.3 m)をむすぶ尾根に源を發して、西に流路をとる来馬川などがある。

III 地 質 概 説

この地域を構成している地質系統は、模式柱状図(第1図)に、しめたようなものである。

時代	層序	柱状図	附号	岩質	火成活動および地殻変動	備考	
第四紀	現在	河床堆積物	AL	砂、礫、粘土	河越カルデラ形成 時代未詳火山岩脈 (第三紀~第四紀?) 侵蝕間隙	面炭	
	更	崖錐堆積物	Td	砂、礫、巨礫			
	新	河段丘堆積物	Rd	砂、礫、粘土			
第三紀	留壽都層		Ru	火山灰、浮石、火山砂、粘土、礫	侵蝕間隙 造構運動	面炭	
	美和層		Mi	凝灰質角礫岩、凝灰質砂岩、頁岩、礫岩			
	新富上部熔岩		Sl ₂	ガラス質紫輝輝石普通輝石安山岩			
	内川集塊岩層		Ng	安山岩質集塊岩			
	新富下部熔岩		Sl ₁	紫輝輝石普通輝石安山岩			
	板岡熔岩		OL	紫輝輝石普通輝石安山岩			
	高岡熔岩	梶内熔岩	HL	含石英 玄武岩質安山岩			石英安山岩
	豊住熔岩		YL	玄武岩質安山岩			
	札文石英粗面岩		RU	ネバダイト質石英粗面岩			
	新第三紀	豊浦層		So			凝灰質集塊岩、角礫凝灰岩、砂岩、礫岩
フレベシ噴出物			Art	安山岩質集塊岩、角礫凝灰岩			
朱太川集塊岩層			Sg	紫輝輝石普通輝石安山岩			
大岸熔岩			KL	砂岩、泥岩			
朱太川集塊岩層				紫輝輝石普通輝石安山岩			
チャス凝灰岩層			Ct	石英粗面岩質角礫凝灰岩(熔岩流を伴う)	侵蝕間隙 造構運動		
トリアシナキ凝灰岩層			Ld	凝灰岩、角礫凝灰岩、凝灰質集塊岩			
中世	プロピライト熔岩		P	プロピライト(集塊岩、角礫凝灰岩の薄層を伴う)		面炭	
	豊浦層		Bt				

第1図 豊浦地域模式柱状図

新第三紀層と同時期の火山岩類は、地域の中央部から西部の山地、および海岸地域に、広く分布しているほか、東部の貫気別川に沿つても露出している。これらの岩層は、下位から豊浦層・フレベシ噴出物・火山岩類および美和層に、大別される。

豊浦層は、プロピライト熔岩と火山砕屑物の互層からできていて、石英粗面岩・プロピライト・玄武岩質安山岩などの岩脈に、貫ぬかれている。

フレベシ噴出物は、安山岩質の火山活動によつてもたらされたもので、おもに火山砕屑物と熔岩とからできている。下位から朱太川集塊岩層(大岸熔岩をはさむ)・壮滝別層にわけられる。

火山岩類は、フレベシ噴火出物をもたらした火山活動についで行われた、ひじように旺盛な火山活動の所産であつて、熔岩流や岩脈によつて持ちようづけられている。その主なものは、玄武岩質安山岩・輝石安山岩・石英安山岩およびネバダイト質石英粗面岩である。

美和層は、おもに砂岩と礫岩の互層からなり、泥岩および凝灰質角礫岩の薄層をともなっている。

第四紀層は、この地域の全域に分布している。下位から、火山碎屑物からなる留寿都層・河段丘堆積物・崖錐堆積物および現河床堆積物に、わけることができる。前の3つは洪積世に、現河床堆積物は、沖積世にそれぞれ属する。

さらに、これまでのべた火山岩類のほか、時代の未詳な火山岩がある。これに属するものは、山梨熔岩・ノットコ熔岩・小花井熔岩・西小花井熔岩・虻田熔岩などである。岩質から判断すると、おそらく新第三紀末から洪積初期の火山活動によつて、もたらされたものと考えられる。

IV 新第三紀層および同時期火山岩類

この地域に発達する新第三紀層は、下位から豊浦層・フレベシ噴出物および美和層にわけられる。このほか、この時期に噴出した火山岩類として、プロピライト熔岩・石英粗面岩・玄武岩質安山岩・輝石安山岩・含石英輝石安山岩などがあげられる。つきに、これらについて説明をする。

IV.1 豊浦層

この地層は、この地域の中央南部の小鉢岸川と礼文華川にはさまれた地域に、標式的に発達している。そのほか、貫気別川川口の西部の山地や、豊浦町市街の東南方の、チャス海岸の一部にも露出している。

この地域では、これより下位に当る地層は、見当たらない。また、これの上位には、フレベシ噴出物が不整合にのつている。

豊浦層は、つぎのような層序を、しめしている。

- | | | | |
|--------|------------|---|----|
| IV.1.3 | チャス凝灰岩層 | ↑ | 上部 |
| IV.1.2 | トリブシナイ凝灰岩層 | | |
| IV.1.1 | プロピライト熔岩 | ↓ | 下部 |

IV.1.1 プロピライト熔岩 (P)

小鉢岸川上流地域から、朱太川上流地域にかけて、広く分布している。このほか、小鉢岸川下流流域、メナ地域、大岸から礼文にいたるあいだの山地、礼文華川西部の山地などに、それぞれ発達している。また、礼文から小幌にいたる海岸にも、ところどころ露出している。

この熔岩の基底は、何処にもあらわれていない。したがつて、この熔岩がどのような形態をなすものか、また、下位層とどのような関係にあるかは不明である。この地域の中央

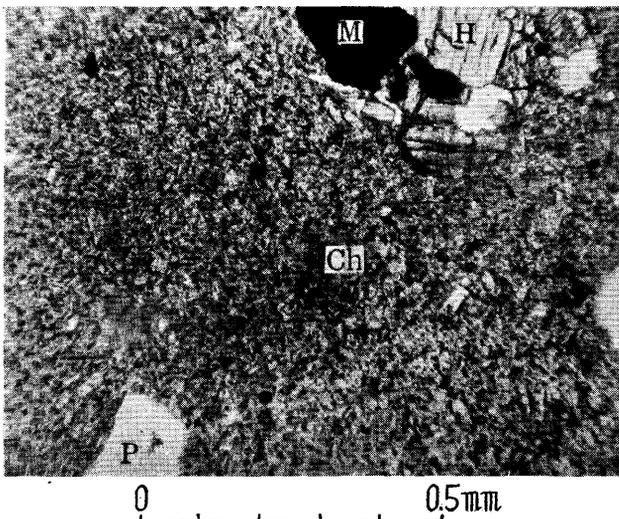
部では、これの上位に、トリブシナイ凝灰岩層が、整合にのつている。また、この地域の西部や中央北部の地域では、あとからのべる、フレベシ噴出物で、不整合におおわれている。

岩質は、暗黒色を呈するガラス質安山岩といったようなものから、プロピライト化作用をいちじるしくうけて、暗緑色から灰緑色を呈し、凝灰岩のような外観をしめすものまであつて、その変化はいちじるしい。このほか、かぎられた地区ではあるが、珪化作用や黄鉄鉱化作用もうけている。

これらの岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

プロピイト化作用のひじよによわい岩石：少量ないし中量の斜長石と輝石の斑晶をもつ輝石安山岩で、その石基は、多量の長柱状の斜長石で埋められているもので、わずかに磁鉄鉱を伴っている。斑晶の斜長石は、わずかに曹長石化作用をうけているが、輝石類は、ほとんど新鮮である。

石基の斜長石は、わずかに汚濁するていどで、見るべき変質は示されていない。斜長石の間隙をうずめているガラスは、多く緑泥石化し、一部では斜長石をもおかしているものも見られる。また、あるものでは、曹長石化が可成りすすんでいる。輝石類は、新鮮なものもあるが、緑泥石化しているものが多い。(第2図)



第2図 プロピライト化作用のひじよによわい輝石安山岩

P：斜長石 H：斜方輝石 Ch：緑泥石化の部分

M：磁鉄鉱

//=コル

プロピライト化作用をうけて緑色を呈する岩石：原岩の構造は、完全に残されて構成鉱物は、いちじるしく分解されているが、その斑晶の形態・石基の組織は、充分に残っている。斑晶の斜長石や輝石は共に、割目や周辺にそつて、緑泥石化されている。一部には、方解石や曹長石に置換されているものもみられる。石基の斜長石も多く緑泥石化しているほか、いちじるしく汚濁している。分解にともなつて、ジシアイ状の鉄鉱が一面に散在している。(図版参照)

プロピライト化作用のいちじるしい岩石：原岩の構造は、多量の変質鉱物のため、不明瞭になつている。構成鉱物は、いちじるしく分解されている。斜長石は、全く曹長石のモザイク集合にかわつているもの、方解石や緑泥石で交代されているもの、また、緑簾石や絹雲母の集合体に変つているものなど、いろいろの変質状態をしめしている。斑晶輝石も、斜長石とおなじように緑泥石化や炭酸塩化をうけている。

石基は、斜長石の緑泥石化がすすみ、粒間に石英が多量にできて、一部では、それによる交代がすすんで、モザイク集合に変つている。このほか、顕微鏡的な方解石脈・石英脈がみられる。(図版参照)

IV.1.2 トリブシナイ凝灰岩層 (Bt)

この地層は、この地域の中央地域、^{れぶんけ}礼文華川中流域および^{おふれ}小鉢岸川上流域に、それ



第3図 トリブシナイ凝灰岩層中にみられる凝灰質集塊岩と凝灰岩の互層(礼文—小幌海岸)

Tag : 凝灰質集塊岩 Tgt : 緑色凝灰岩

それ発達している。このほか、礼文華川川口の西方にある幌扶斯^{ほろふす}山地を構成しているほか、礼文華川川口から小幌にいたる海岸にも、露出している。標式地のトリブシナイでは、 $N 75^{\circ} E \cdot 30^{\circ} ES$ 、小鉢岸川上流南部の山地では $N 50^{\circ} E \cdot 20^{\circ} SE$ 、礼文華川川口から小幌にいたる海岸では、 $N 70^{\circ} W \cdot 30^{\circ} \sim 40^{\circ} SW$ の走向・傾斜を、それぞれしめしている。

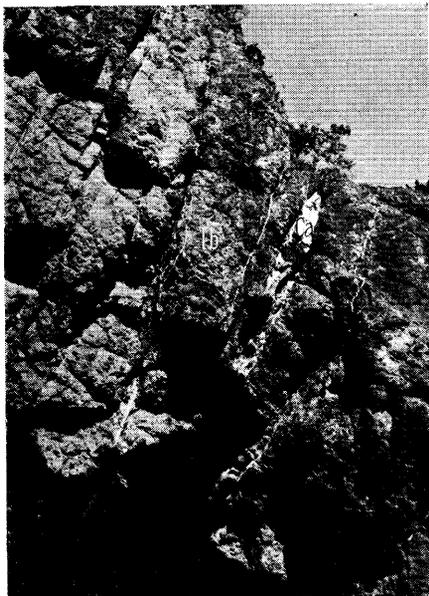
この地層は、まえにのべた、プロピライト^{とよす}熔岩の上位に、整合にのり、あとからのべるフレベシ^{とよす}噴出物や豊住熔岩（玄武岩質安山岩）などで、不整合におおわれている。また、礼文華川川口から小幌にいたる海岸や幌扶斯^{ほろふす}山地では、多くの玄武岩質安山岩の岩脈が、小鉢岸川上流北部の山地では、石英粗面岩の岩脈が、それぞれこの地層を貫ぬいている。

この地層の構成員は、下部はほとんど凝灰質集塊岩であるが、上部になると、角礫凝灰岩になる。ともに、ひじょうに多く浮石粒をふくむ粗粒な凝灰岩の薄層をはさんでいる。

凝灰質集塊岩は、いちじるしくプロピラト^{とよす}化作用をうけた輝石安山岩の角礫^{とよす}のあいだを、粗しような凝灰岩でうめたもので角礫の量がきわめて多い。その外観は灰緑色から暗灰紫色を呈する。角礫凝灰岩は、少量ないし中量の角礫をふくむ粗しような凝灰岩である。灰緑色のあざやかな外観を呈し、ときに、中粒から粗粒の凝灰岩の薄層と、互層している。ところによつては、珪化作用・黄鉄鉱化作用・粘土化作用をうけている。このほか、方解石脈が、ひじょうに発達しているところもある。

IV.1.3 チャス凝灰岩層 (Ct)

この地層は、豊浦市街の東方にある東雲^{しのめ}地域のチャス海岸の断崖に、標式的な露出がみられる。このほか、貫気別川^{ぬきべつ}川口の西側の山地にも分布している。標式地では、 $N 50^{\circ} E \cdot 20^{\circ} SE$ 、貫気別川^{ぬきべつ}川口の西側の山地では、 $N 10^{\circ} E \cdot 20^{\circ} E$ の走向・傾斜を、それぞれしめしている。



第4図 トリブシナイ凝灰岩層を貫ぬく
方解石脈（礼文—小幌海岸）
Td：トリブシナイ凝灰岩層
Ca：方解石脈

まえにのべた、トリブシナイ凝灰岩層との直接の関係は、観察できるところがないので不明である。しかし、地質構造と発達のようにすから、トリブシナイ凝灰岩層の上位とした。また、この地層は、礼文華石英粗面岩と、断層で接しているほか、フレベシ噴出物・桜岡熔岩および幌内熔岩などでおおわれている。その関係は不整合である。

おもに、石英粗面岩質の角礫凝灰岩から構成されている。貫気別川川口の西部山地では同質の粗粒な凝灰岩の薄層を、はさんでいる。また、標式地では、リソイダイト質粗面岩の熔岩流をともなっている。

灰緑色を呈する、ひじょうに粗い角礫凝灰岩で、凝灰部分に石英粒が、はつきりとみとめられる。同質の粗粒な凝灰岩の薄層をはさんでいる。珪化作用をうけて、暗灰色を呈し硬質となつた部分もある。珪化作用をうけているところでは、石英の細脈が多くみられる。このほか、粘土化作用や黄鉄鉱化作用をうけているところもある。

なお、リソイダイト質石英粗面岩の熔岩を、顕微鏡で観察すると、つぎのようである。

原岩の構造は、完全に破かいされている。斑晶斜長石は、曹長石化のほか、緑泥石化・方解石化・絹雲母化し、完全に分解している。石英はひじょうに少なく、融蝕形を呈している。石基は、おもに、ガラスと微粒の石英からなり、緑泥石・方解石・曹長石・鉄鉱などもみられる。

IV.2 岩脈類

まえにのべた、豊浦層を貫ぬいて、つぎの3種類の岩脈がみられる。

IV.2.3 玄武岩質岩脈

IV.2.2 プロピライト岩脈

IV.2.1 石英粗面岩岩脈

IV.2.1 石英粗面岩岩脈 (Ld)

この岩脈は、小鉢岸川上流の北部地域の一支流に露出している。まえにのべたトリブシナイ凝灰岩層を貫ぬいている。ほかの地層との関係は、観察できるところがないので、不明である。

暗緑色ないし灰緑色の、緻密な岩石で、石英の斑晶が、肉眼でみとみられる。また、緑泥石化などの変質作用が、いちじるしい。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

原岩の組織は、ほとんど残っていない。石英は、融蝕形を呈し、2次にかかわつた緑泥石や絹雲母などを包裹している。斜長石は、曹長石化のほか、緑泥石・方解石・絹雲母などで置換されている。

石基は、微細な曹長石・緑泥石・方解石と粘土鉱物の集合体からなっており、磁鉄鉱の微粒が一面に散在し、黄鉄鉱もしめされている。

このような岩質からみて、いちおう、石英粗面岩質のチャス凝灰岩層をもたらした、火山活動と、関係あるものと考えられる。

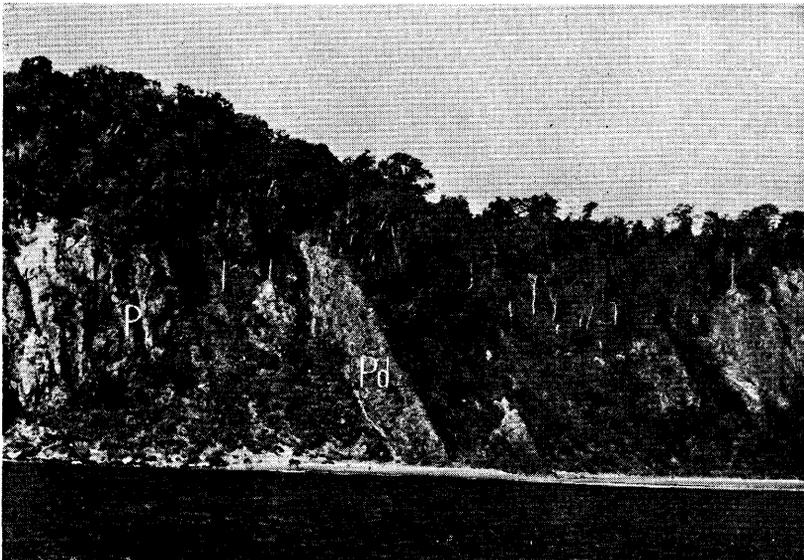
IV.2.2 プロピライト岩脈 (Pd)

この岩脈は、地域の西南で、礼文華川の川口附近と、礼文から小幌にいたる海岸のほぼ中間にある^{かほりひら}樺利平の海岸とに、それぞれ露出している。前者ではプロピライト熔岩を貫ぬいており、後者ではトリブシナイ凝灰岩層を貫ぬいている。これらの岩脈は、礼文華川川口西部ではE-W、樺利平ではN30°Eの走向を、それぞれしめしている。そして、これらの岩脈には、規則正しい節理が発達している。幅は5m~10mでいどである。

淡緑色から暗緑色の緻密な岩石で、プロピライト化作用を、いちじるしくうけている。したがって、地質図にはプロピライト岩脈として、塗色しておいた。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

原岩の組織をわずかにのこしている。斑晶斜長石は、曹長石化作用をうけているほか、



第5図 プロピライト熔岩を貫ぬくプロピライト岩脈(礼文華川川口西側)

P : プロピライト熔岩

Pd : プロピライト岩脈

緑泥石や絹雲母などで置換されている。輝石類は完全に緑泥石や方解石にかわっている。

石基では、緑泥石・方解石・曹長石などを多量にできて、残存している長柱状斜長石の間を埋めている。これにはジンアイ状の鉄鋳が、一面に散在している。

IV.2.3 玄武岩質岩脈 (Ba₁)

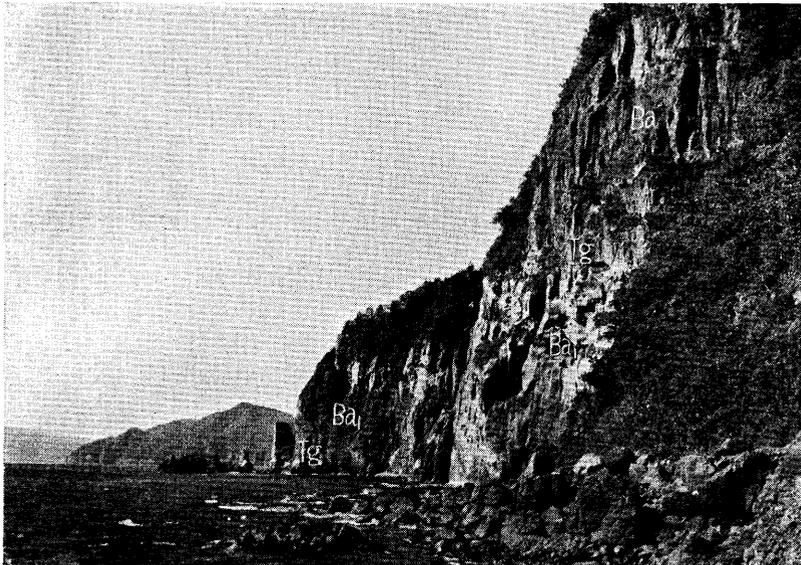
この岩脈は、地域の西南部の幌扶斯山地および、礼文から小幌にいたる海岸に、良好に露出している。その走向には、N 45° W および N 30° E の2つがある。前者は、トリブシナイ凝灰岩層を岩床状に貫ぬくものであり、後者は、プロピライト岩脈の中を貫ぬいて、複合岩脈を形成しているものである。

無斑晶の暗緑色を呈する緻密な岩石で、いくぶんプロピライト化作用をうけている。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶の量がきわめて少なく、まれに斜長石の斑晶がみられるのみである。この斜長石斑晶は、An 60 程度の、成分をしめすものである。長柱状斜長石を主とし、その間に粒状の輝石をふくみ、填間状構造をしめしている。

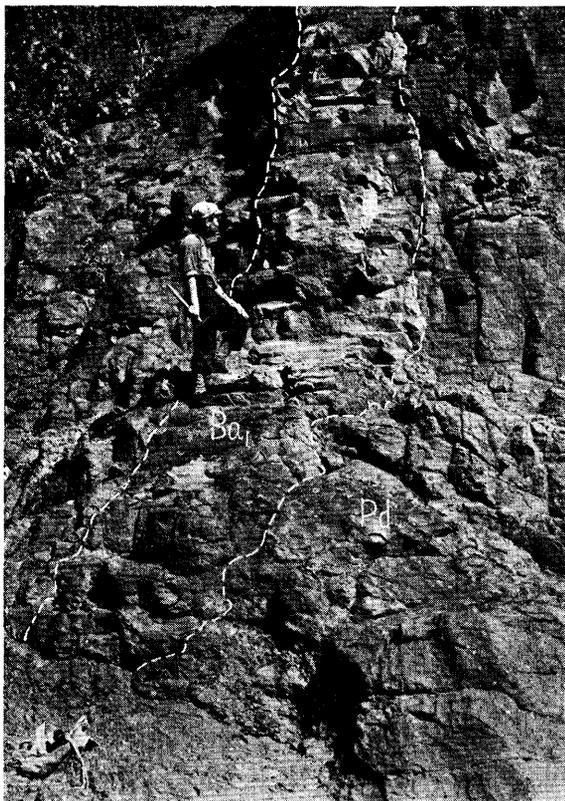
斜長石間のガラスの大部分は、緑泥石化しプロピライトに近い性質があらわれている。



第6図 トリブシナイ凝灰岩層を貫ぬく、玄武岩質安山岩の岩床状岩脈（礼文—小幌海岸）

Tg：トリブシナイ凝灰岩層

Ba₁：玄武岩質安山岩の岩脈



第7図 プロピライト岩脈の中を貫ぬいて複
合岩脈を形成する玄武岩質安山岩の岩
脈（礼文一小幌海岸）

Pd：プロピライト岩脈

Ba₁：玄武岩質安山岩岩脈

IV.3 フレベシ噴出物

この地層は、この地域の南部のフレベシ海岸に、標式的に分布している。このほか、小幌海岸・来馬^{らいば}山地・朱太川の北方地域・小鈴岸川上流の北部地域・壮滝別川および貫気別川沿岸地域・豊浦町市街の東にある東雲地域などにも発達している。

豊浦層の上位に、不整合にのり、礼文華石英粗面岩に貫ぬかれている。また、豊住塔岩・高岡熔岩・幌内熔岩・新富下部熔岩におおわれている。さらに美和層および第四紀の留寿

都層にも、不整合におおわれている。

フレベシ填出物は、つぎのような層序をしめしている。

IV.3.3 壮滝別層

IV.3.1 朱太川集塊岩層

IV.3.2 大岸熔岩

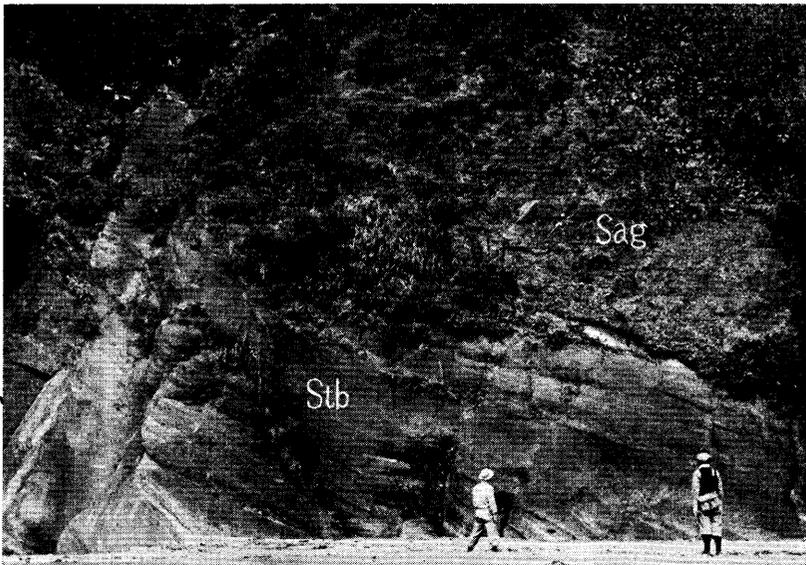


なお、この地層は、岩質からみて、西南北海道に広く分布している黒松内統に対比されるものである。

IV.3.1 朱太川集塊岩層 (Sg)

この集塊岩層は、フレベシ海岸・小幌海岸・^{らいば}采馬山地・朱太川および小鈴岸川の北部山地などに、発達している。フレベシ海岸では $N 30^{\circ} E \cdot 35^{\circ} ES \sim N 45^{\circ} W \cdot 30^{\circ} SW$ 、小幌海岸では $N 45^{\circ} W \cdot 25^{\circ} \sim 30^{\circ} SW$ の走向・傾斜を、それぞれしめしている。豊浦層の上位に不整合にのり、上位は壮滝別層に整合におおわれている。

おもに、紫蘇輝石普通輝石安山岩質の凝灰質集塊岩からできており、角礫凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰岩などの薄層を、はさんでいる。また、フレベシ海岸の西部や、朱太川および小鈴岸川の北部山地では、紫蘇輝石普通輝石安山岩の熔岩流を伴っている。この熔岩流



第8図 朱太川集塊岩層の露出 (フレベシ海岸)

Sag : 凝灰質集塊岩

Stb : 角礫凝灰岩凝灰質砂岩互層

は、大岸熔岩とよび、あとにのべる。

淡灰褐色から濃褐色を呈する、角礫状構造を、はつきりとしめず、ひじょうに粗じょうな、岩石である。

この集塊岩の安山岩礫を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は、累帯構造がいちじるしい。普通輝石および紫蘇輝石は、斜長石や磁鉄鈹の微晶を、包裹している。紫蘇輝石は、ほとんど多色性をしめさない。

石基：ハイアロピリティック組織を呈している。微細な針状または短柱状の斜長石のあいだを、多量の淡褐色のガラスが埋めているもので、少量の輝石類もみられる。

IV.3.2 大岸熔岩 (KI)

この熔岩は、フレベシ海岸の西部・朱太川および小鉾岸川の北部の山地に分布している。このほか、礼文華峠の東にもわずかに露出している。朱太川集塊岩層中に、熔岩流としてはさまれているものである。

この熔岩は、黒色の緻密堅硬な岩石で、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。ところによっては、ひじょうに規則正しい柱状節理が、よく発達している。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石=紫蘇輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、内部にガラス化部分を示し、汚染されている。その組成は、An55ていどのものである。紫蘇輝石・普通輝石は共に柱状となるものが多い。紫蘇輝石の一部のものは、周辺部に単斜輝石の反応縁を伴なっている。また、輝石類の一部は緑泥石にかわつているものもある。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。おもにガラスからなり、斜長石と輝石類の微晶をふくんでいる。磁鉄鈹が散在している。

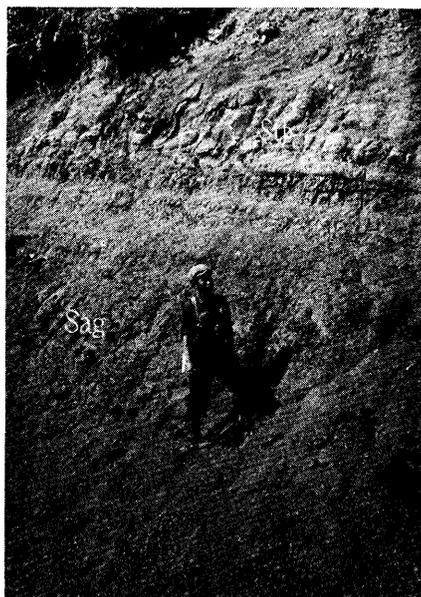
IV.3.3 壮滝別層 (So)

この地層は、壮滝別川と貫気別川との合流点附近に、標式的な露出がみられる。このほか、貫気別川の沿岸や、壮滝別川下流およびその支流の沿岸にも露出している。標式地ではN40°E・5°ES、貫気別川下流沿岸ではN30°W・10°SWの走向・傾斜を、それぞれしめしている。朱太川集塊岩層の上位から、しだいにうつりかわる関係でのつており、豊住熔岩・美和層・西小花井熔岩および第四紀の留寿都層で、それぞれ不整合におおわれている。

おもに、淡灰色から褐色の角礫凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰岩から構成されている。このほか暗灰色の凝灰質集塊岩層をともなう。西小花から井大和にいたる道路では、暗灰色の



第9図 壯滝別層の露出（壯滝別川と貫気別川との合流点附近）
 Stb : 角礫凝灰岩 Sd : 凝灰質砂岩



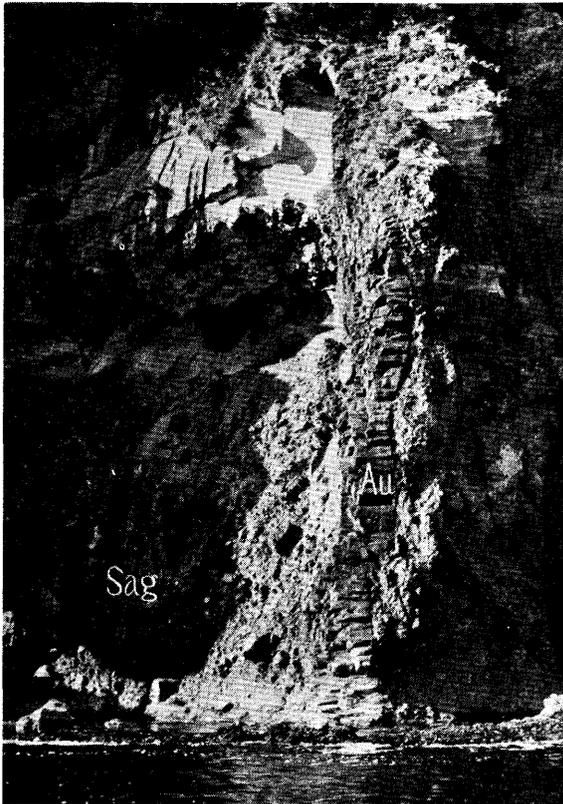
第10図 壯滝別層の露出（小鉾岸越附近）
 Sag : 凝灰質集塊岩 Stb : 角礫凝灰岩

泥岩・砂岩の互層をはさんでいる。なお、この地層の凝灰岩の中から、植物化石が発見されたが鑑定に堪えるものではなかった。

IV. 4 鮮新世火山岩類

この地域には、全域にわたって、鮮新世に属する火山岩類が、ひじょうに多く発達している。これらの火山岩類は、すでにのべた、訓縫統に対比されるものと考えられる豊浦層を不整合におおい、黒松内統と考えられる、フレベシ噴出物の上位にのつている。

つぎに、発達する地域と、発達のようなすから、安山岩岩脈 (An), 礼文華石英粗面岩 (R1),



第11図 フレベシ噴出物中の朱太川集塊岩層を貫ぬく
安山岩岩脈 (小幌海岸)
Sag : 朱太川集塊岩層 Au : 安山岩岩脈

豊住熔岩 (Y1), 玄武岩質岩脈 (Ba2), 高岡熔岩 (T1), 幌内熔岩 (HI), 桜岡熔岩 (OI), 新富下部熔岩 (Sl1), 内川集塊岩層 (Ng), 新富上部熔岩 (Sl2) などにわけられる。

それらの相互の関係は、一部をのぞいて、野外では全く観察できない。しかしながら、同じ地質時代の火山活動による所産であり、その時代は、黒松内期の後半と考えられる。つぎに、そのおのおのについて説明を加える。

IV. 4. 1 安山岩岩脈 (An)

この岩脈は、この地域に発達している、フレベシ噴出物を貫ぬくもので、その岩脈の走向は、それぞれの地域によって、ちがっている。フレベシ海岸西部では $N 60^{\circ} W$, 礼文から小幌にいたる海岸では $N 30^{\circ} E \sim N 40^{\circ} E$, 小幌海岸では $N 30^{\circ} W \sim N 60^{\circ} W$, 礼文華川中流部の西側の支流では $N 80^{\circ} E$ の走向を、それぞれしめしている。これらの走向のちがいは、その地域の地質構造に支配されているためであろう。

暗灰色から暗灰青色の緻密堅硬な、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。この岩脈には、ときどきみごとな柱状節理が発達している。また、岩脈の周辺部に、ときに、急冷相がみられる場合がある。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石 \gg 普通輝石 $>$ 紫蘇輝石

斜長石は、自形または半自形を呈するものが多く、累帯構造がひじょうに発達している。An 50~55 で曹灰長石の成分を、しめしている。普通輝石および紫蘇輝石とも柱状のものが多い。紫蘇輝石は、ほとんど多色性をしめさない。

石基：ハイアロピリティック組織を呈している。淡褐色のジンアイ状のガラスを主とし、その中に、微細な柱状の斜長石および粒状の輝石類がみられる。

IV. 4. 2 礼文華石英粗面岩 (R1)

この岩石は、図幅地域の西部にある礼文華峠附近に、標式的に発達している。そのほか、フレベシ海岸の北部の標高 188 m 山、貫気別川の西部にある学田地域にも露出している。フレベシ噴出物を貫ぬいて、その上位に熔岩流であり、学田地域では、豊住熔岩や高岡熔岩でおおわれている。

暗灰色から灰色を呈し、径 2 mm~3 mm 六の石英の斑晶が、はつきりとみられる、ネバタイト質石英粗面岩である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石 $>$ 石英

斜長石は、0.5 mm~3.0 mm でいどの短柱状を呈する。石英は、融蝕形をしめし、一般に円味をおびている。割目が発達しているほか、無色のガラスを、包裹物としてふく

んでいる。このほか、ひじょうに少量であるが、単斜輝石がみられる。

石基：斑状組織を呈している。硅長質物質からなり、潜晶質である。

IV.4.3 豊住熔岩 (YI)

この熔岩は、地域のほぼ中央部に位置する、ベクヌ山(標高461.2m)を構成しているもので、高岡地区・貫気別川支流の沿岸および壮滝別川支流の上流沿岸までにも、分布している。このほか、地域の西南部にある、来馬山(標高523.9m)にも発達している。豊浦層はもちろん、フレベシ噴出物をも不整合におおい、高岡熔岩および第四紀の留寿都層などで、不整合におおわれている。

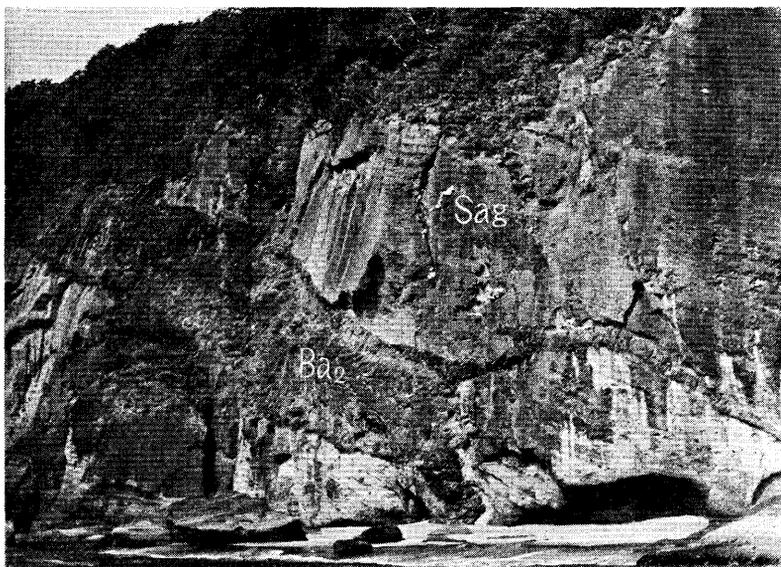
この岩石は、黒味をおびた暗灰色を呈し、ひじょうに緻密堅硬な、玄武岩質安山岩である。板状節理がひじょうによく発達している。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

ほとんど斑晶はみられない。インターサータル組織をしめしており、微細な長柱状の斜長石と、普通輝石からなる。微粒の磁鉄鉱が散在している。

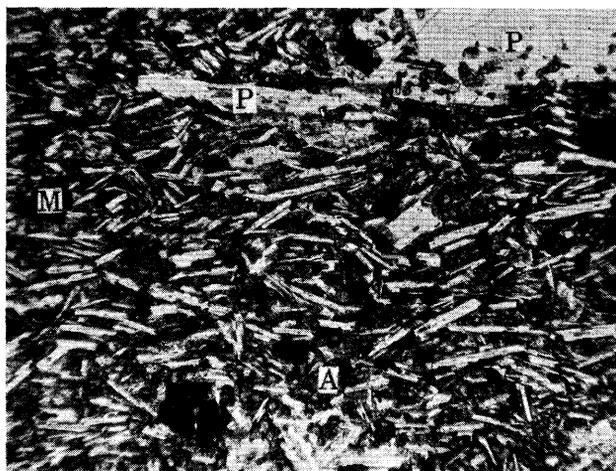
IV.4.4 玄武岩質岩脈 (Ba₂)

この岩脈は、フレベシ海岸に発達している朱太川集塊岩層および、貫気別川沿岸に露出



第12図 朱太川集塊岩層を岩床状に貫ぬく玄武岩質安山岩岩脈(フレベシ海岸)

Sag : 朱太川集塊岩層 Ba₂ : 玄武岩質安山岩岩脈



第13図 玄武岩質安山岩脈および岩床

P : 斜長石 A : 単斜輝石 M : 磁鉄鉱

// = コル

している壯滝別層を貫いている。フレベシ海岸では $N 30^{\circ} W \sim N 45^{\circ} W$ の走向を、しめている。また、一部では岩床状を呈する。

暗灰色または暗灰青色の玄武岩質安山岩である。緻密堅硬なものから、多孔質なものまであつて岩質の変化に富んでいる。また、岩脈の接触部付近では、しばしば集塊岩状となつている。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石 > 普通輝石

斑晶のひじょうに少ない岩石である。斑晶斜長石は、長柱状の結晶で、An 60~65 の曹灰長石の成分のものである。普通輝石には反応縁はみられない。

石基：インターサータル組織を呈している。微細な長柱状の斜長石と、微粒の普通輝石とからできている。

IV. 4. 5 高岡熔岩 (TI)

この熔岩は、貫気別川と小鉢岸川にはさまれた、高岡地域に発達しているが、貫気別川下流の沿岸にも露出している。まえにのべた、豊住熔岩の上位にのり、第四紀の留寿都層で、不整合におおわれている。

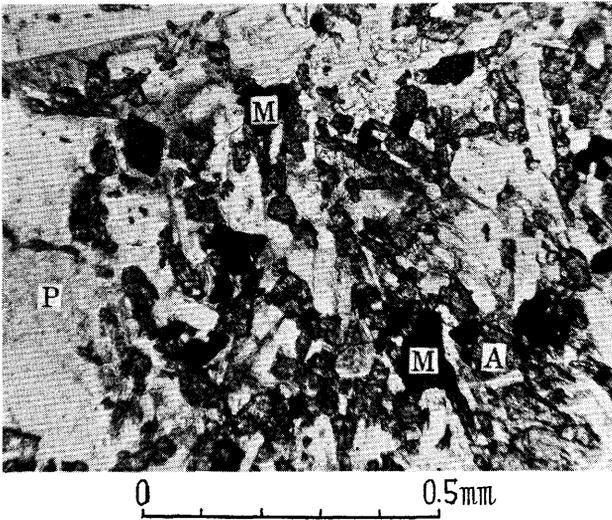
暗灰色または暗灰青色の粗しような岩石で、斜長石と石英斑晶が、肉眼でみとめられる、含石英玄武岩質安山岩である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石>石英

斜長石は、自形または半自形を呈し、An 50~60 で、曹灰長石の成分のものである。このほか灰長石の大きな結晶もみられる。紫蘇輝石および普通輝石とも、半自形を呈するものが多く、わずかに、緑泥石化作用および炭酸塩化作用をうけている。

石基：インターサタル組織を呈する。微細な長柱状の斜長石および粒状の輝石類からなる。まれに緑泥石もみられる。



第14図 高岡熔岩 (含石英玄武岩質安山岩)

P : 斜長石 A : 単斜輝石 M : 磁鉄鉱

// = コル

IV.4.6 幌内熔岩 (HI)

この熔岩は、地域の東南にある東雲地域に発達している。豊浦層のほか、朱太川集塊岩層を、不整合におおい、第四紀の留寿都層で不整合におおわれている。

青灰色から暗灰色の緻密堅硬な、含石英紫蘇輝石普通輝石安山岩である。板状節理がよく発達している。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石>石英

斜長石は、長柱状を呈し、An 50 ぐらいで、曹灰長石ないし中性長石の成分のものである。灰長石もみられる。部分的に緑泥石にかわつているものもある。石英は、融蝕形をしめている。

石基：ハイアロピリティック組織を呈している。ガラスのほか、微細な斜長石および輝石類の微晶からなる。磁鉄鉱が散在している。

IV.4.7 桜岡熔岩 (O1)

この熔岩は、豊浦町市街から、桜岡に通ずる道路の切割に、標式的な露出がみられる。このほか、ペベシレト岬にも分布している。豊浦層上部のチャス凝災岩層を、不整合におおい、第四紀の留寿都層で、不整合におおわれている。

暗灰色から黒色を呈する、緻密堅硬な岩石で、柱状節理や板状節理の、ひじょうによく発達する、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石=紫蘇輝石

斜長石は、柱状または短柱状を呈し、An 45~50 で中性長石の成分のものである。部分的に緑泥石にかわつている。紫蘇輝石と単斜輝石のあいだには、反応縁はみられない。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。ほとんど、ガラスからなり、わずかに拍子木状の斜長石と、微細な輝石類がみられる。この間に磁鉄鉱が散在している。

IV.4.8 新富下部熔岩 (SI₁)

この熔岩は、地域の北西隅の、朱太川と昆布川とにはさまれた山地に、分布している。まえにのべた、朱太川集塊岩層を不整合におおい、上位の内川集塊岩に、うつりかわつている。

暗灰色の緻密堅硬な岩石で、板状節理がひじょうによく発達し、斜長石の斑晶がわずかにみられる、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は、半自形を呈し、An 60 ぐらいで、曹灰長石の成分を、しめしている。紫蘇輝石の周辺部には、単斜輝石の反応縁がみられる。

石基：かなり結晶質で、インターサータル組織を呈している。微細な長柱状の斜長石と、普通輝石の微晶およびその間を埋める少量のガラスからできていて、磁鉄鉱の微粒が散在している。

IV.4.9 内川集塊岩層 (Ng)

この集塊岩層は、地域の北西隅にわずかに分布している。まえにのべた、新富下部熔岩の上位に、しだいにうつりかわる関係でのつており、新富上部熔岩でおおわれている。

紫蘇輝石普通輝石安山岩礫を主体とし、その間を、同じ岩質の粗粒な凝灰岩でうずめた、凝灰質集塊岩である。しばしば、角礫凝灰岩や、砂質凝灰岩の薄層をはさんでいる。

この集塊岩の安山岩礫を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

斜長石は、半自形を呈し、累帯構造がいちじるしい。紫蘇輝石および普通輝石はともに細粒である。紫蘇輝石は、ほとんど多色性をしめさない。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。微細な針状の斜長石と少量の輝石類をふくむ、淡褐色のガラスを主体とするものである。

IV. 4. 10 新富上部熔岩 (Si₂)

この熔岩は、地域の北西隅にある、標高 653.4 m 山を構成している。内川集塊岩層の上位に、整合にのり、美和層におおわれている。その直接の関係は、野外で観察できるところがないので、不明である。

暗灰色から暗灰青色の緻密堅硬な岩石で、斜長石斑晶のみられる、ガラス質紫蘇輝石普通輝石安山岩である。部分的には、集塊質熔岩となるところもみられる。板状節理が、ひじょうによく発達している。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>紫蘇輝石

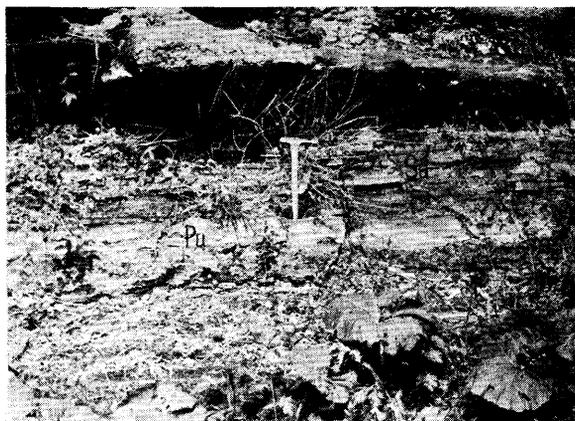
斜長石は、自形または半自形を呈し、輝石や磁鉄鉱粒をふくんでいる。紫蘇輝石と普通輝石との間には、反応縁はみられない。

石基：ハイアロピリティック組織を示し、ほとんど、ガラスからなっており、わずかに、微細な斜長石および輝石類がそのうちにふくまれている。このほか、磁鉄鉱が散在している。

IV. 5 美和層 (Mi)

この地層は、地域の東北部にある、美和地域を、ほぼ南北に流れている壮滝別川の沿岸に、標式的な露出がみられる。このほか、^{美和}大和地域を流れる貫気別川支流の上流沿岸、壮滝別川支流の上流沿岸および、新富地域にもそれぞれ発達している。朱太川集塊岩層・壮滝別層・豊住熔岩の上位にのっているが、直接の関係は、野外で観察できるところがないので、不明である。しかし、朱太川集塊岩や壮滝別層の岩質と地質構造は、本層のそれとは全くちがっていることから、いちおう、その間是不合関係にあるものと考えて、問題はないであろう。なお、この地層は、第四紀の留寿都層で不整合に、おおわれている。

この地層は、おもに、礫岩・砂岩・泥岩から構成されている。このほか、ときどき浮石質砂岩や安山岩質集塊岩の薄層をはさんでいる。また、この地層の中には、厚さ 20 cm～



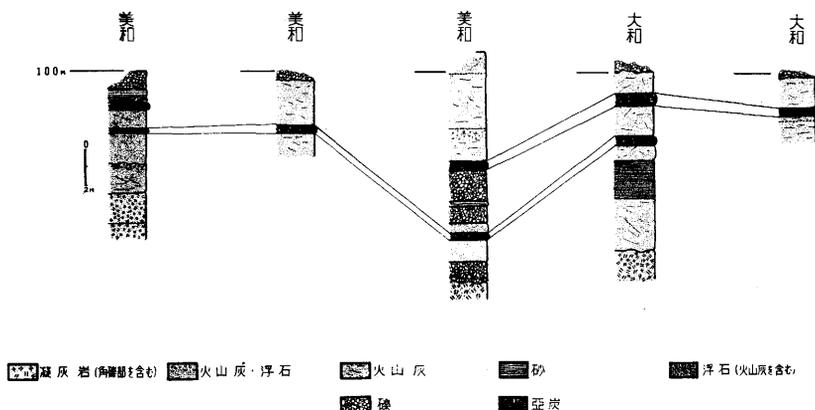
第15図 美和層の露出(壮滝別川上流)

Pu : 浮石質砂岩 Sd : 砂岩

70 cm ていどの亜炭層を、2枚はさんでいる。

この地層の堆積のようすは、地域によって、ひじょうにちがいが、岩相の変化がいちじるしい。たとえば、第16図にしめたように、大和地域では、ほとんど、茶褐色の泥岩と帯黄灰色の浮石質砂岩からできているが、これに対して、美和地域では、礫岩・帯黄灰色の砂岩および茶褐色の泥岩の互層から構成されて、浮石質の砂岩の薄層をはさんでいる。また、新富地域では、ほとんど泥岩・礫岩といったものはなく、粗粒な砂岩からできている。

これまでのべた岩質からみると、この地域の北につらなる、隣接図幅「狩太」の尻別川



第16図 美和層柱状図

沿岸に発達する、「瀬棚層」に対比されるものである。したがって、この美和層は、西南北海道に広く発達している「瀬棚統」に相当するものと考えて、さしつかえないであろう。

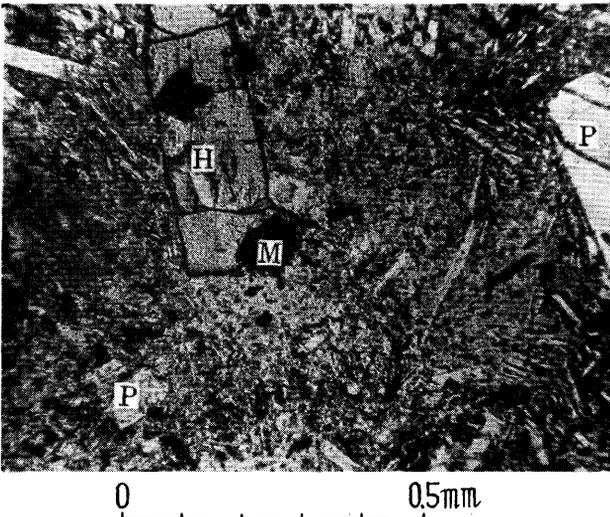
IV. 6 時代未詳火山岩類

この地域に発達している火山岩類のうち、活動の時期を推定することができる資料の、全くないものがある。それらは、地域の北部に、わずかに露出している山梨熔岩 (La₁)、地域の東部に発達している、ノットコ熔岩 (La₂)・小花井熔岩 (La₃)・西小花井熔岩 (La₄) および虻田熔岩 (La₅) などである。

これらの火山岩類は、それらの岩質からみて、新第三紀末期から第四紀初期にかけての火山活動によつてもたらされたものと、考えられる。しかし、直接の関係が観察されるところが全くないので、いちおう、時代未詳の火山岩として、とりあつた。

IV. 6.1 山梨熔岩 (La₁)

この熔岩は、この地域の北部の山梨地域に分布しているもので、壮滝別川支流の上流沿岸および、標高 306 m 山に、それぞれ露出している。下位の地層との関係は、観察されるところが全くないので、不明である。なお、この熔岩は、第四紀の留寿都層で、不整合に



第 17 図 山梨熔岩 (紫蘇輝石普通輝石安山岩)

H : 紫蘇輝石 P : 斜長石 M : 磁鉄鈷

// = コル

おおわれている。

暗灰色を呈する、ひじょうに緻密堅硬な、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石=紫蘇輝石

斜長石は、自形または半自形を呈する。An 55~60 で曹灰長石の成分のものである。紫蘇輝石の一部のものは、周辺部に、単斜輝石の反応縁がみられる。

石基：ハイアロピリティック組織を呈する。淡褐色のガラスを主体とし、微細な短冊状の斜長石と、細粒の輝石類が、散在している。このほか、磁鉄鉱もみられる。

IV. 6. 2 ノットコ熔岩 (La₂)

この熔岩は、この地域の東南にある東雲地域の山地を構成している。梶内熔岩の上位にのり、第四紀の留寿都層で、不整合におおわれている。

暗灰色から灰色の粗しような岩石で、流理構造が発達し、斜長石斑晶のはつきりとみとめられる紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石=紫蘇輝石

斜長石は、自形または半自形を呈し、曹灰長石のものである。まれに亜灰長石の成分のものもある。紫蘇輝石は長柱状の結晶で、淡黄緑色から淡緑色の多色性を示す。普通輝石は、柱状の結晶で、淡緑色を呈している。

石基：ピロタキシティック組織を呈している。針状あるいは拍子木状の斜長石および粒状の輝石のあいだを不透明なガラスがうめており、不規則な形の磁鉄鉱の微晶が散在している。組成鉱物の並びで流理構造が、はつきり示されている。

IV. 6. 3 小花井熔岩 (La₃)

この熔岩は、地域の東部にある、小花井山（標高 418.5 m）を構成している。桜岡熔岩の上位にのり、第四紀の留寿都層で、不整合におおわれている。桜岡熔岩との直接の関係は、野外において直接、観察されるところがないので、不明である。

暗灰色を呈する、ひじょうに粗しような、玄武岩質安山岩である。

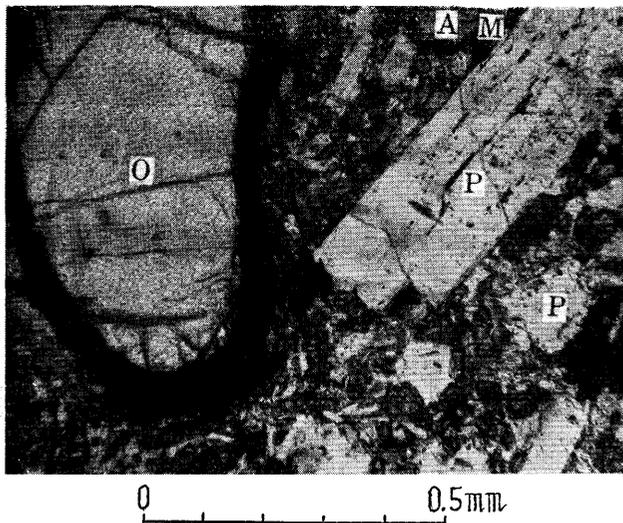
この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石>かんらん石>紫蘇輝石

斜長石は、半自形を呈するものが多く、An 50~60 で曹灰長石の成分のものである。このほか灰長石もみられる。紫蘇輝石と単斜輝石の間には、反応縁はみられない。かんらん石は、大型で、融蝕されて、丸味をおび、その周辺部からイデイングサイトにかわつている。

石基：インターサータル組織を呈している。微細な長柱状の斜長石と、多量の両輝石

からなり、ガラスの量は乏しい。



第18図 小花井山熔岩（玄武岩質安山岩）

P：斜長石 A：単斜輝石 O：橄欖石（イデイング
サイト化） M：磁鉄鉱

// = コル

IV.6.4 西小花井熔岩 (La₄)

この熔岩は、豊浦町市街から桜岡をへて大和に通ずる、標高 254.5 m 付近の道路の切割に、露出している。北滝層および高岡熔岩の上位にのり、第四紀の留寿都層で、不整合におおわれている。北滝層および高岡熔岩との直接の関係は、観察されるところがないので不明である。

暗灰色から灰色の緻密堅硬な、玄武岩質安山岩である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

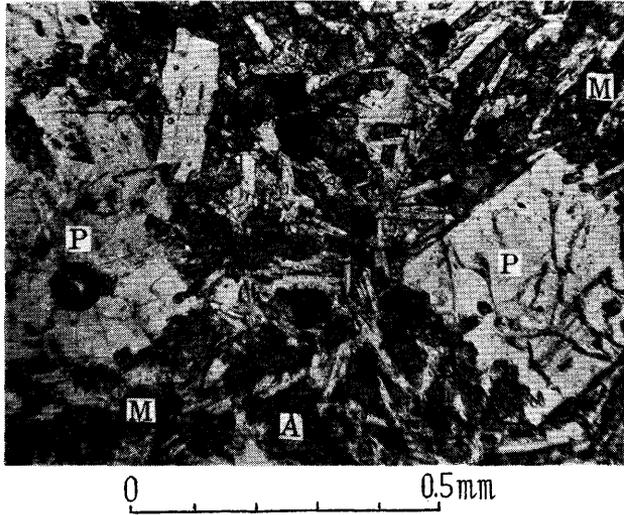
斑晶：斜長石

斜長石は、半自形または他形を呈する。An 60~70 で曹灰長石の成分のものである。

石基：インターサータル組織を呈している。小さな長柱状の斜長石と粒状の単斜輝石からできている。ガラスの量が少なく、この間に磁鉄鉱が散在している。

IV.6.5 虻田熔岩 (La₅)

この熔岩は、地域の東南隅に、わずかに分布している。幌内熔岩および宋太川集塊岩層の上位についでいるほか、ほかの地層との関係は、全く不明である。



第19図 西小花井熔岩（玄武岩質安山岩）

P：斜長石 A：単斜輝石 M：磁鉄鉱

//ニコル

暗灰色を呈する緻密堅硬な、紫蘇輝石普通輝石安山岩である。

この岩石を、顕微鏡で観察すれば、つぎのようである。

斑晶：斜長石>普通輝石=紫蘇輝石

斜長石は、自形または半自形を呈する。曹灰長石の成分のものである。紫蘇輝石は長柱状で、その外縁は、単斜輝石の微粒からなる反応縁で、とりかこまれている。普通輝石は、やや円味をした柱状結晶で、淡緑色を呈する。

石基：ピロタキシティック組織を呈する。微細な斜長石および単斜輝石の微粒のあいだを、ガラスがうめっている。不規則な形の磁鉄鉱が、散在している。

V 第四紀層

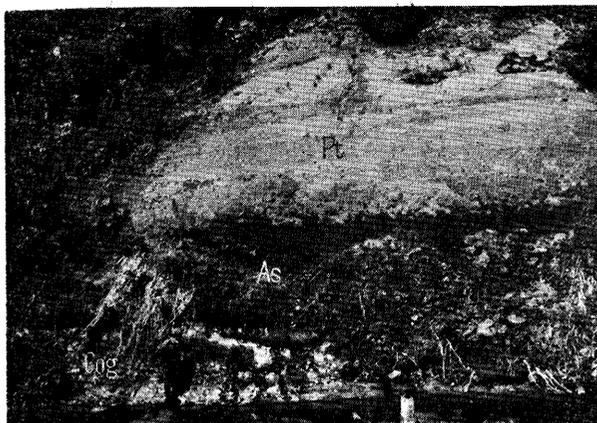
この地域の、北部および東部の丘陵性の山地一帯を構成している地質系統は、洪積世の留都寿層である。また、各河川の沿岸に発達している河段丘堆積物や崖錐堆積物も、洪積層に属する。

沖積層は、各河川の沿岸に発達しているもので、現河床堆積物が属する。

つぎに、これらの地層について、古いものから説明する。

V.1 留寿都層 (Ru)

この地層は、地形のところ、のべたように、標高 250 m から標高 600 m までの台地状の山地に、広く発達している。黒松内統と考えられる朱太川集塊岩層・壮滝別層・同時期の火山岩類および、瀬棚統と考えられる美和層を、不整合におおい、新期洪積層と考えられる、河段丘堆積物で、きられている。



第 20 図 留寿都層の下部層 (貫気別川上流)

Cog : 礫岩 Sd : 砂岩 As : 凝灰質集塊岩

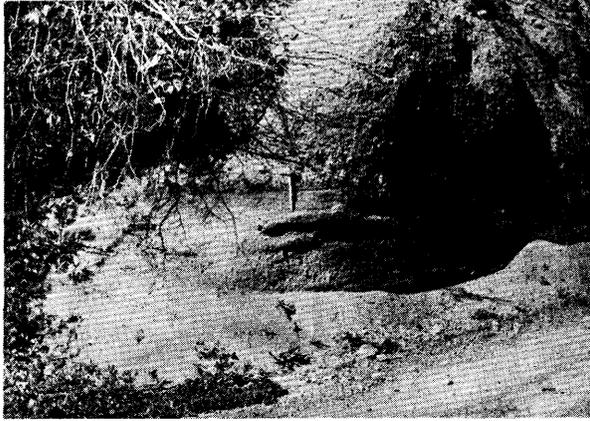
Pt : 浮石質凝灰岩

おもに、ひじょうに粗粒な火山灰や浮石礫から構成されている。この地域では、岩質にいちじるしいちがいはみられない。しかし、地域の北東部 (貫気別川沿岸から壮滝別沿岸にかけての地域) になると、堆積の状態が、いくぶんちがつている。

たとえば、地域の北東部に発達している、この地層は、最下部は、浮石質砂岩の薄層をともなう礫岩・砂岩の互層からなり、上部になるにしたがつてしだいに火山灰と浮石礫からできている浮石質凝灰岩にうつりかわっている。これに対して、貫気別川の南方の桜岡地域・同川の西部の高岡地域や山梨地域および新富地域では、まえにのべた礫岩や砂岩は全くみられない。そして、浮石質凝灰岩が、まえにのべた新第三紀層や同時期の火山岩類の上位に、直接のつている。

^{*}
太田良平は、1956 年に、貫気別川沿岸に発達している、留寿都層の最下部をしめてい

* 太田良平 (1956) : 5 万分の 1 地質図幅「虻田」同説明書 地質調査所



第 21 図 留寿都層の露出（貫気別川上流）

る、礫岩・砂岩の互層を、土場層とよび、新第三紀と考えている。

これにたいして、筆者らは、すでにのべたように、礫岩・砂岩の互層は、上部では、浮石質凝灰岩層にしだいにうつりかわる関係にあるので、留寿都層の最下部の層準をしめしているものと、考えている。この事実については、齋藤昌^{*}之らが、1956年に留寿都地域で、明らかにしている。

したがって、筆者らは、土場層という地層名は、用いていない。

この地層のおもな構成員である浮石質凝灰岩は、帯紅灰色の未凝固のもので、径 10 cm ~15 cm 以下の浮石礫を多くふくんでいる。また、凝灰岩のなかに石英粒が多くふくまれているのが持ちようである。

V.2 河段丘堆積物 (Rd)

貫気別川および壮滝別川・同川支流に沿って、いまの河川氾濫原の面より、約 10 m から 20 m ていど高い平坦面が発達していて、そのうえに礫層をのせている。この平坦面は、これらの河川によつてできた、河成段丘面である。

礫層は、おもに砂・礫からできているが、このほか、火山灰質粘土層をもはさんでいる。礫は、人頭大以下のもので、上流地域の基盤岩類から供給された、輝石安山岩・玄武岩質安山岩・プロビライトなどの火山岩類が多い。

* 齋藤昌之・藤原哲夫・石山昭三・松井公平 (1956) : 5 万分の 1 地質図幅「留寿都」同説明書 北海道開発庁

齋藤昌之・藤原哲夫 (1956) : 洞爺カルデラの熔結凝灰岩 岩叢 Vol. 40

V.3 崖錐堆積物 (Td)

朱太川・来馬川・礼文華川・小鉢岸川・同支流の各沿岸地域には、それぞれ崖錐堆積物が発達している。おもに、砂・礫・粘土などからなるが、礫の種類は、発達する地域によつて、それぞれちがっている。

現河川氾濫原の面によつて、きられていることから、いちおう、洪積世の末期と考えておいた。

V.4 現河床堆積物 (AI)

現河川氾濫原および現河床をつくつているものである。各河川の流域に発達している、各岩層の頭六以下の、円礫および砂からできている、いわゆる河床礫である。礫は、輝石安山岩・玄武岩質安山岩・プロピライト・凝灰岩などで、それぞれの流域を構成している地質によつて、多少のちがいがある。

VI 地 史

この地域の地質構成が、現在みられるようになった経緯を、いままでのべてきたことから、あるていど推定することができる。

VI.1 新第三紀

この地域の基盤を構成している新第三紀層は、角礫凝灰岩・凝灰質集塊岩・凝灰質砂岩などの火山碎屑岩類を主体とし、いろいろの火山岩類をともなつている。このように、新第三紀には、火山活動が、ひじように旺んであつたことが推察される。

豊浦層堆積期

この地層の堆積期は、全般を通じて、火山活動が、はげしくおこなわれた。すなわち、初期には、大量のプロピライトが熔岩流として溢流したほか、角礫凝灰岩・凝灰質集塊岩などの、火山碎屑岩類をもたらした。さらに、この堆積期の末期は、酸性岩の活動もみられ、石英粗面岩の熔岩流や同質の角礫凝灰岩などで、特ちようづけられている。

フレベシ噴出物堆積期

豊浦層堆積期のあと、かなり大きな削剝期があつたらしい。それは、八雲統に相当する地層を欠如していることから推察される。この削剝期をへて、西南北海道のほかの地域と

同じように、火山活動がはげしくおこなわれた。すなわち、大量の凝灰質集塊岩や角礫凝灰岩は、この火山活動によつてもたらされた。

鮮新世火山岩類の活動期

フレベシ噴出物堆積期にひきつづいて、この地域は、ますます火山活動がはげしくおこなわれた。紫蘇輝石普通輝石安山岩・含紫蘇輝石普通輝石安山岩・玄武岩質安山岩・石英粗面岩などの熔岩を溢流した。そのご、構造運動がおこなわれて、地質構造の大様が決定づけられたらしい。

美和層堆積期

火山岩類の活動期のあと、間隙があつてふたたび、礫岩・砂岩などを堆積した。岩相からみると、浅海または汀線附近の堆積物である。この時期には、火山活動も少なく、ひかく的静かな時期であつたらしい。

VI.2 洪 積 世

この時期になると、新第三紀末に決定づけられた地質構造と、密接な関係をもつて、火山活動がおこなわれたものと推察される。地域の北部および東部地域に、発達する紫蘇輝石普通輝石安山岩・玄武岩質安山岩および留寿都層は、この時期のものである。

そのご、傾動運動が行われたのち、この地域は、間けつ的に隆起した。壮滝別川や貫気別川沿岸に発達している河成段丘は、この時期の末期のものであろう。

VI.3 沖 積 世

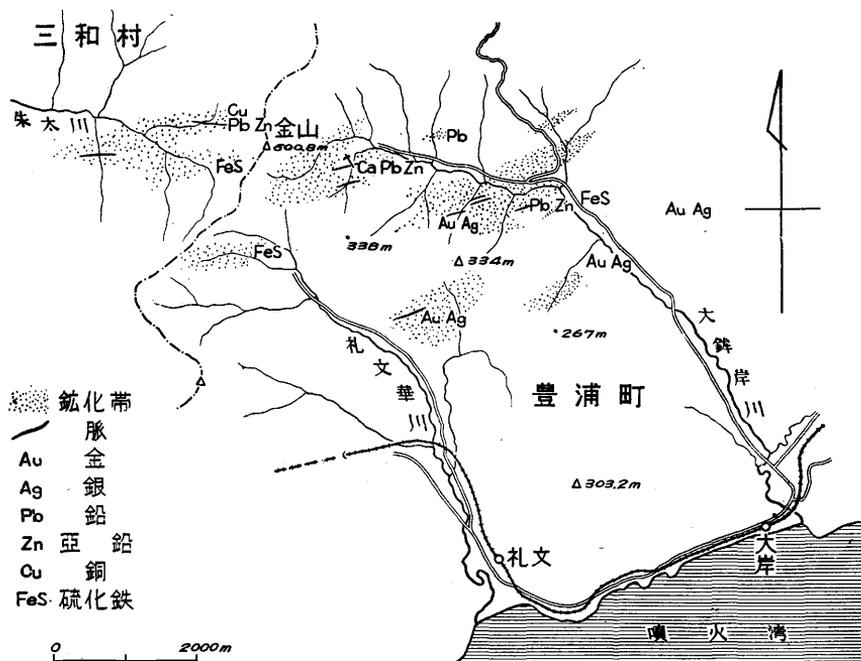
洪積世の隆起運動にともなつて、この地域は大きな削剥期に入った。そして、各河川にそつて、氾濫原面が形成され、現在におよんでいる。

VII 応用地質

この地域は、中新世訓縫期の火成活動が、はげしくおこなわれたところであるが、図幅の西部・北部および東部地域は、鮮新世の火山噴出物をはじめ、第四紀の火山岩および留寿都層が広くおおつている。そのため、いろいろの有用鉱物をふくむとみられている。新第三紀の訓縫統に相当する地層は、深く埋積されている。

しかし、緑色凝灰岩やプロピライト熔岩の分布している中央部や朱太川流域には、金銀鉱床、銅・鉛・亜鉛鉱床および硫化鉄鉱の鉱染地帯がみとめられる。

鉛床や硫化鉄鉛床帯の伸長方向は、地域によつて、ちがいがみられる。すなわち、小鉢岸川中流部では $N 60^{\circ} W \sim N 80^{\circ} W$ 、小鉢岸川上流から朱太川上流にかけての地域では、 $N 60^{\circ} E \sim N 80^{\circ} E$ 、礼文から小幌にいたる地域では $N 30^{\circ} E$ の走向を、それぞれしめしている。このような鉛床の走向および硫化鉄鉛床帯の方向のちがいは、この地域の地質構造によつて、決定づけられたものであろう。



第22図 鉛床帯および鉛床分布

金属鉛床をのぞく地下資源としては、路床の敷石用砂利や建築骨材用砂利として、採取している輝石安山岩・玄武岩質安山岩・プロピライト熔岩がある。また、礼文華川中流地域とチャス海岸とは冷泉が、それぞれ湧出している。

つぎに、簡単に説明を加える。

VII.1 文字鉛山（銅・鉛・亜鉛）

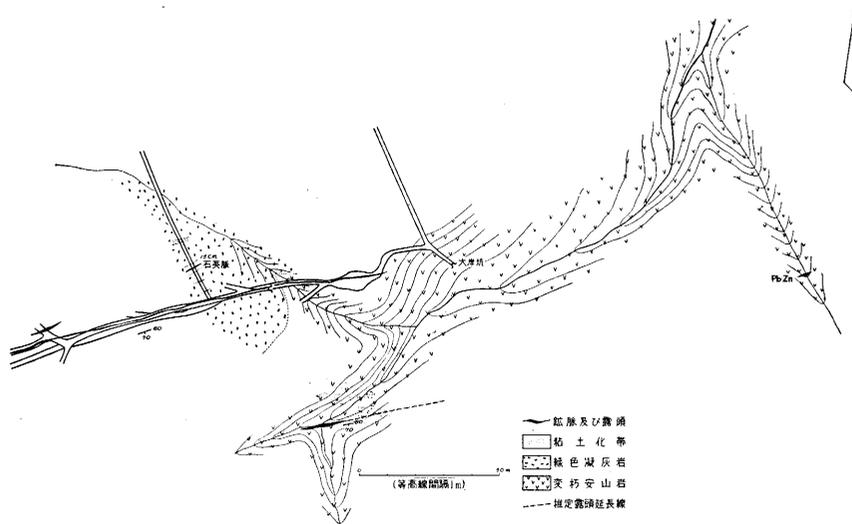
位置および交通 鉛山は、豊浦町字大岸にある。室蘭本線大岸駅より、小鉢川ぞいに約9kmの位置にある。大岸駅から鉛山までは、トラックが運行できる。

地質および鉱床 鉱山附近を構成する地質は、新第三紀中新世の豊浦層で、下部からプロピライト熔岩・トリブシナイ凝灰岩層の順に重なっている。

この地帯には、小鉢岸川の流路とはほぼ一致して、E~Wの走向をもつ断層があり、その両翼には、それと斜交するようなN 60°~80° Eの走向をもつ派生断層が発達している。鉱床は、これに関係して形成されたものと思われる。なお、この鉱床については、北海道地下資源調査所技師杉本良也が、1954年に調査をおこなっている。これによると、つぎのようなものである。

大岸鍾：小鉢岸川の支流を約2.7 km さかのぼると達する（第22図参照）。鉱床は、プロピライト熔岩の中に胚胎されている、鉱脈型鉱床である。その走向はN 80° E・傾斜は70° Sで、走向延長は130 m 内外確められ、その間、鍾幅は7 cm~15 cm である。

構成鉱物は、石英・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱である。

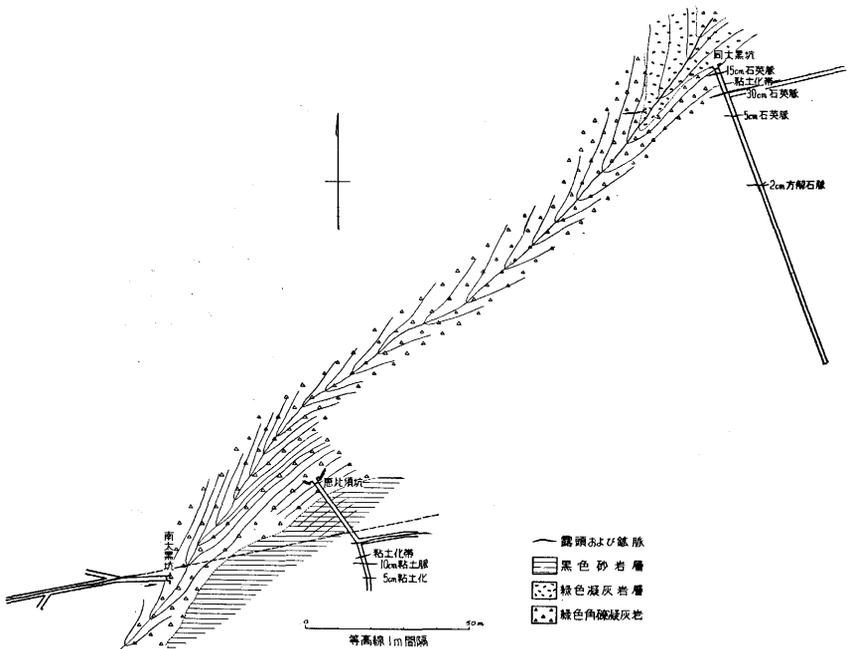


第23図 大岸鍾坑内外図(杉本良也原図)

鉛坑：蘭越町に通ずる新道から、約100 mをへだてた位置に露頭がある。現在埋没されているため明らかでないが、その「研」から判断すると、粘土中に胚胎されている方鉛鉱を主とする鉱脈のようである。組成鉱物は、ほとんど方鉛鉱にかざられている。

南太黒鍾：大岸鍾の東方約1.5 kmの小鉢岸川の支流にある。石英黄鉄鉱脈でN 80° E・70° Nの走向・傾斜をしめしている。鍾幅は40 cm 内外である。

* 杉本良也(1954)：文字鉱山周辺調査報告 未発表資料



第 24 図 南太黒鍾・恵比須鍾附近の坑内外図 (杉本良也原図)

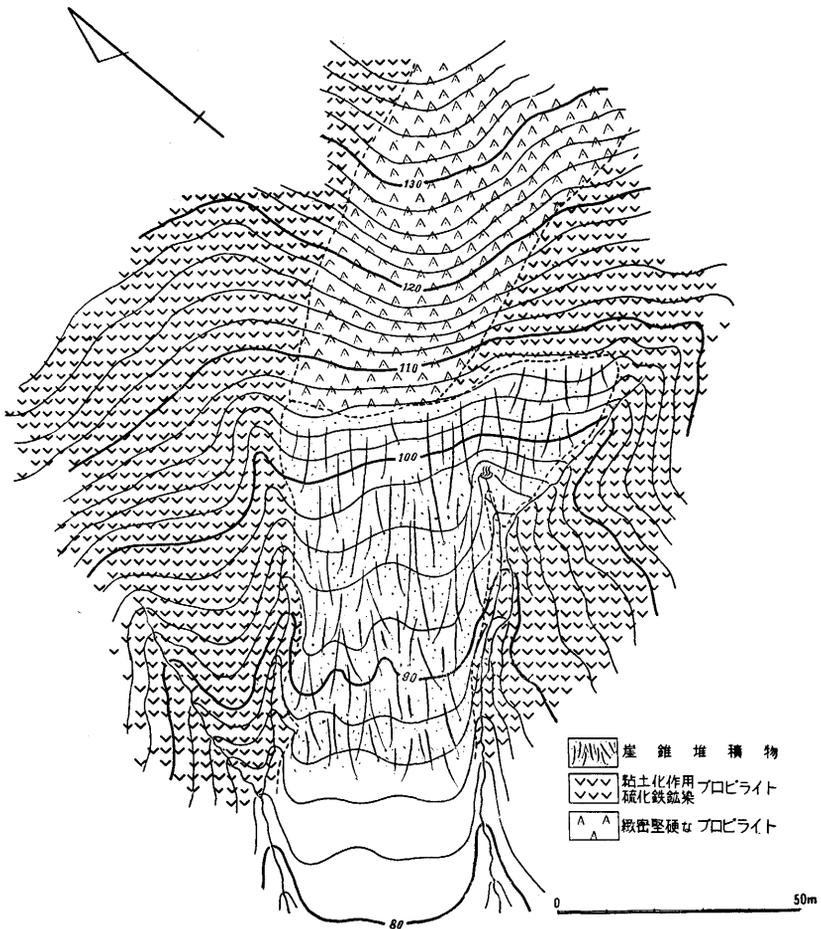
東恵比須鍾：南太黒鍾の東側の沢に露頭がみられる。プロピライト熔岩の中に、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・硫化鉄鉱が鉱染状に散在している。

VII.2 鈹 泉

礼文市街の北北西約 4 km の礼文華川の左岸、標高 120 m 附近に、水温 22°C の地下水が湧出している。また、豊浦町市街の東南 1.5 km のチャス海岸に、鈹泉が湧出している。

前者の鈹泉湧出地点附近の地質は、豊浦層の下部をしめているプロピライト熔岩と、これを不整合におおつて発達する崖錐堆積物から構成されている。このプロピライト熔岩に、ほぼ N 20° W および N 80° E の方向性をもつ構造線があり、温泉は、この構造線をつたつて、地表に湧出している。泉質は単純泉である。

湧水量	1.2 l/sec	水温	22.4°C
PH	7.0		
HC ₃ ⁻	41.6 mg/L		
FCO ₂	4.4 /		



第 25 図 礼文華川上流左岸の鉱泉湧出地点附近の地形および地質図

Cl ⁻	35.5 mg/L
SO ₄ ²⁻	299.6 ′
Ca ⁺⁺	76.0 ′
Mg ⁺⁺	7.0 ′
Fe	0.35 ′
蒸発残渣	438.0 ′

(北海道立地下資源調査所 技師 佐藤巖分析)

後者の鉱泉は、豊浦層上部の石英粗面岩質のチャス凝灰岩層の、割目から湧出している。

泉質は、無色透明な酸性鉱泉に属する。

湧水量	1 l/min	水温	7.8° C
PH	2.8		
Total Si	50.5 mg/L		
Fe ⁺⁺	295.0	〃	
Fe ⁺⁺⁺	108.3	〃	
Cl ⁻	70.9	〃	
SI ⁺⁺⁺	273.1	〃	
Ca ⁺⁺	62.2	〃	
Mg ⁺⁺	18.7	〃	
SO ₄ ⁼	1,094.1	〃	
Na ⁺	21.2	〃	
K ⁺	2.1	〃	
NH ₄ ⁺	0.09	〃	
蒸発残渣	3,514.0 g/L		

(北海道立地下資源調査所 技師 二間瀬冽分析)

VII.3 割 砂 利

豊浦町市街から桜岡に通ずる道路の切割に露出している桜岡熔岩（含石英紫蘇輝石安山岩）および礼文市街の北東約 200 m のところのプロピライト熔岩が大規模に採取されている。このほか、小幌・高岡および東雲など方々で、安山岩が道路の敷石用砕石として、ごく小規模に利用されている。



第 28 図 玄武岩質安山岩（豊佳熔岩）の採石（高岡地域）

参考文献

- 1 加藤武夫 (1909) : 北海道有珠火山および洞爺湖地質調査報文 震災予防調査会報告 No. 65
- 2 佐々木早苗 (1935) : 胆振国洞爺湖附近の地質 北大理地 修論 (手記)
- 3 矢島澄策・陸川正明 (1939) : 10 万分の 1 地質図幅「長万部」同説明書 北海道工業試験場
- 4 秋葉 力 (1950) : 胆振国静狩・大岸・上昆布間の地質 北大理地 修論 (手記)
- 5 小山内 熙 (1950) : 胆振国洞爺湖西部および西南部の地質 北大理地 修論 (手記)
- 6 杉本良也 (1954) : 文字鉾山周辺調査報告 (未発表)
- 7 斎藤昌之・藤原哲夫・石山昭三・松井公平 (1956) : 5 万分の 1 地質図幅「留寿都」同説明書 北海道開発庁
- 8 太田良平 (1956) : 5 万分の 1 地質図幅「虻田」同説明書 地質調査所
- 9 斎藤昌之・藤原哲夫 (1956) : 洞爺カルデラの熔結凝灰岩 岩礦 Vol. 40

EXPLANATORY TEXT
of the
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000

TOYOURA
(Sapporo-49)

Shigeo Doi, Kohei Matsui,
and Tetsuo Fuziwara
(Geological Survey of Hokkaido)

Résumé

The Toyoura sheet covers an area laying between 42°30' and 42°40' N. lat., and 140°30' and 140°45' E. long., which includes the green tuff area of the south-western Hokkaido. The field survey began in June 1955 and came to an end November 1956. This explanatory text is based upon the field-work and dealt briefly with the stratigraphy and applied geology of this district.

Neogene Tertiary

The oldest formation of this mapped area is the Toyoura formation, which comprises such members as **propylite** lava (P), **Toribushinai** tuff (Tt) and **Tiyasu** tuff (Ct) in ascending order. Of them, the propylite lava as the lowest member in the Toyoura formation being distributed in the central part and the seashore from Rebuton to Koboro of this sheet, is pyroxene andesite altered to propylite, greenish gray in colour. The Toribushinai tuff lies on the preceding propylite, and is characterized by agglomerate and brecciated tuff of andestic nature; the breccia of this member is mainly comprised of pyroxene andesite altered to propylite, and the matrix is coarse grained andesitic tuff, dark greenish gray in

colour. The Tiyasu tuff is typically exposed only in a small area along seashore of Tiyasu in southeastern part of this sheet. It is chiefly composed of pyroclastics, such as tuffaceous agglomerate and brecciated tuff, intercalated with thin liparite lava.

Further more, there are other dykes of **liparite** (Ld), **Propylite**(Pd) and **basaltic andesite** (Ba₁), which decidedly intruded into the Toyoura formation. The precise geological age of them is at present unknown, but it may probably be later Miocene.

From its lithic character, it is quite certain that this formation can be correlated to the Kunnui series developing widely in southwestern Hokkaido.

The **Furebetshi** volcanics is developed in all area of this sheet. It is made up of such members as **Syubutogawa** agglomerate (Sg) intercalating with the **Ogishi** lava (K1) and **Sōtakibetsu** tuff (So), in ascending order. Of these members, the Syubutogawa agglomerate is distributed in the northern and western parts of this mapped area, It consists chiefly of agglomerate of andesitic nature, while the breccia is mostly hypersthene augite andesite. The Ogishi lava associated with the former, is hypersthene augite andesite, black in colour. The Sōtakibetsu tuff lies conformably on the preceding member; it is composed of pyroclastic sediments, such as tuffaceous agglomerate, tuff breccia and tuff, dark gray in colour.

From the lithic character, it is quite certain that these member can be correlated to the Kuromatsunai series developing widely in southwestern Hokkaido.

It should be mentioned in this juncture that there are various kinds of volcanic rocks of Pliocene age occurring as lavas and dykes; **andesite** dyke (An) (hypersthene augite andesite), **Rebunge** liparite (R1) (liparite), **Toyozumi** lava (Pl) (basaltic andesite), **Takaoka** lava (T1) (quartz bearing basaltic andesite), **Horonai** lava (h1) (quartz bearing hypersthene augite andesite), **Sakuraoka** lava (ol) (hypersthene augite andesite), **Shintomi** lower lava (Sl₁) (hypersthene augite andesite), **Naikawa** agglomerate (Ng) (hypersthene augite andesite), and **Shintomi** upper lava (Sl₂) (glassy hypersthene augite andesite).

Next, come **Miwa** formation which is typically developed at upper courses of the Sotakibetsu river. It mainly consists of agglomerate, sandstone and mudstone, occasionally with intercalating thin beds of pumiceous sandstone and tuffaceous agglomerate; the succession is at present quite unknown.

Besides these, there are other igneous masses of andesitic rocks occurring as lavas, the geological age of which is at present unknown, but it may probably be from later Pliocene to early Plistocene. They are: **Yamanashi** lava (La₁) (hypersthene augite andesite), **Nottko** lava (La₂) (hypersthene augite andesite), **Kobanai** lava (La₃) (olivine bearing basaltic andesite), **Nishikobanai** lava (La₄) (basaltic andesite) and **Abuta** lava (La₅) (hypersthene augite andesite).

Quarternary

The **Rusutsu** member (Ru) is developed in the northern and eastern area of this sheet, and lies unconformably on the Neogene Tertiary deposits and volcanic rocks. It is composed of pyroclastic sediments, such as volcanic ash and pumice, all pinkish gray in colour.

The **River terrace** deposits are developed along the river side of Sotakibetsu and Nukibetsu. It formed pebbles mainly of andesite, probably derived from the high mountainous region.

The **Talus** deposits are found in many areas along the rivers of this district. It mainly consists of subangular brocks, probably derived from the high mountainous region.

Mineral resources

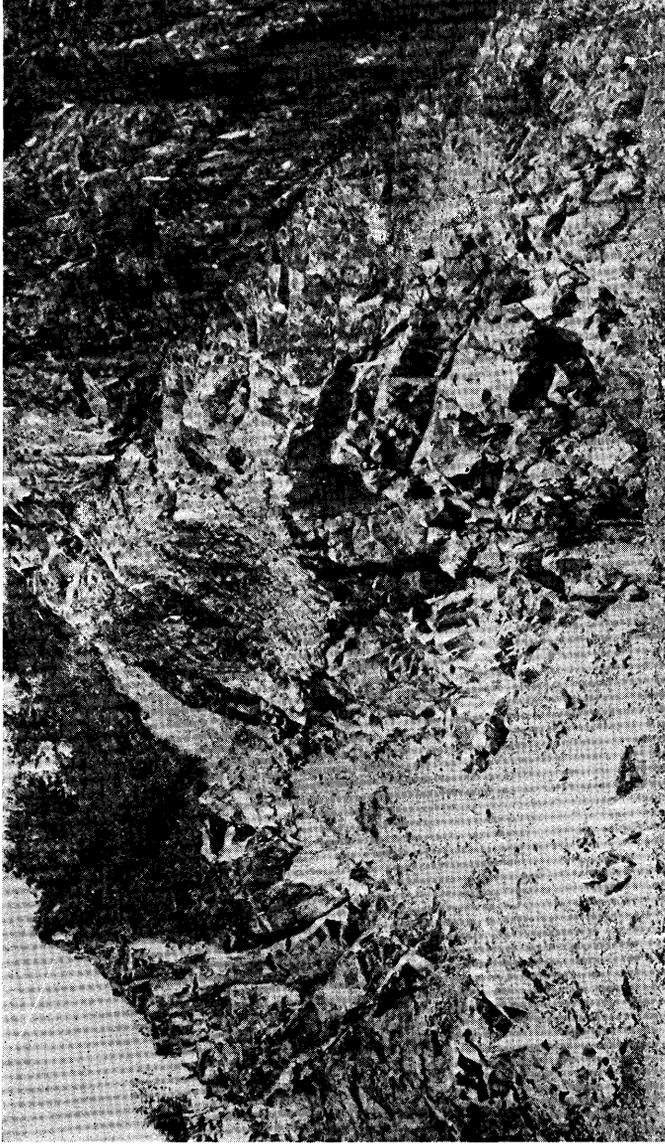
In this paragraph, some mineral resources found in this district will be briefly dealt with Gold, Silver, Copper, Zinc and Lead deposits are found in sediments or volcanic rocks of early Miocene in age. Besides these, mineral springs are found in a few localities in this mapped area.

Gold and silver ore deposits; there is **Ofukeshi mine** being situated at the central part of this district, which was known to work gold mine in old days, but it is now not worked.

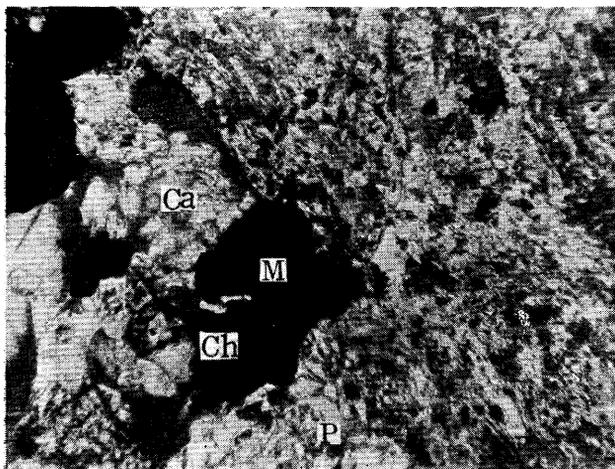
Copper, zinc and lead ore deposits; as already stated, ore deposits

containing copper, zinc and lead etc., are found, in a few localities of this district, all of them developed in the Toyoura formation. The **Monzi mine** situating at the upper course of Ofukeshi river is now prospecting.

Mineral springs; as mineral springs we found them at two points. One of them is found at the middle course of Rebunge river, about 4 km north of Rebun-town. Other one gushes at the seashore of south-eastern part of this district.

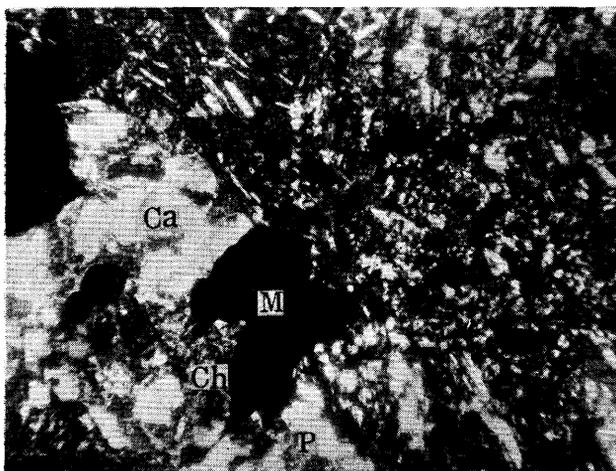


プロピライト熔岩の露出（礼文駅の東）。灰緑色を呈し、部分的に黄鉄鉱化作用をうけている。



0 0.5mm

// = コル



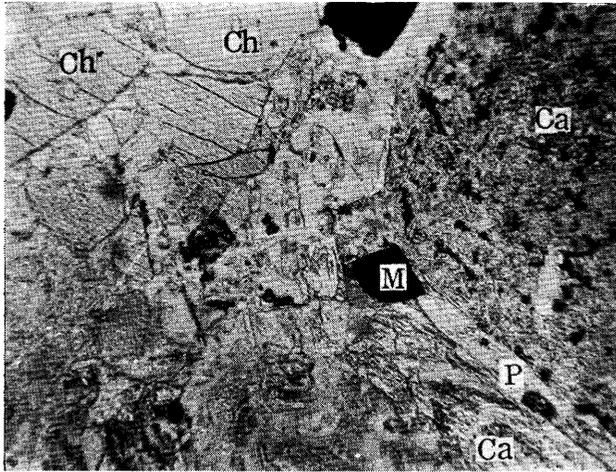
0 0.5mm

+ = コル

プロピライト化作用をうけて緑色を呈する岩石

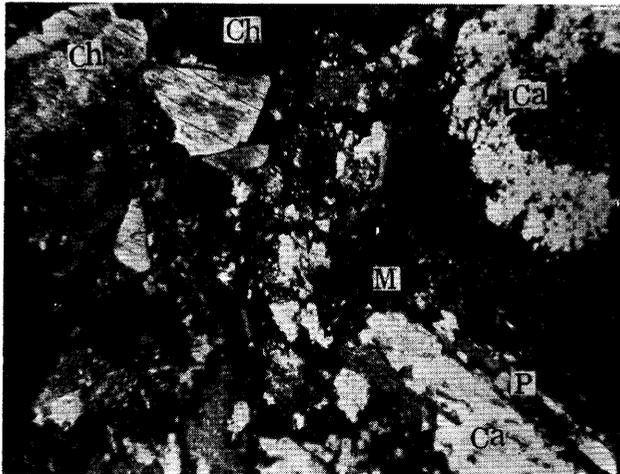
P : 斜長石 Ch : 緑泥石 Ca : 方解石

M : 磁鉄鉱



0 0.5mm

// = コル



0 0.5mm

+ = コル

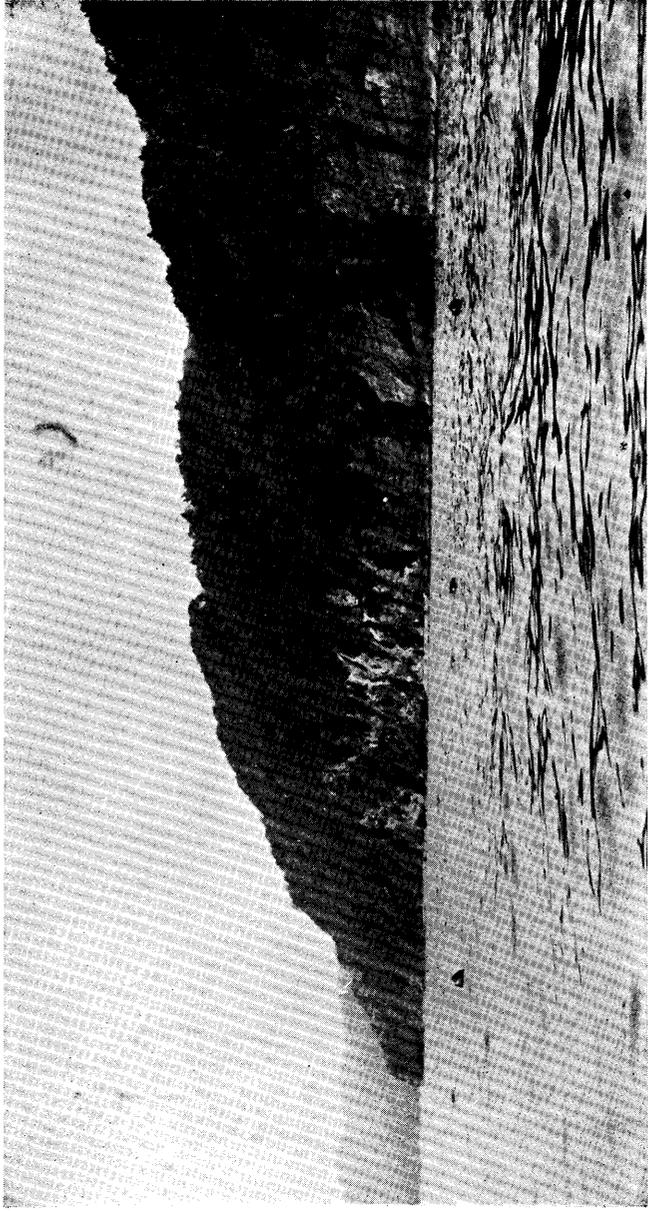
プロピライト化作用のいちじるしい岩石

P : 斜長石 Ch : 緑泥石 Ca : 方解石

M : 磁鉄鉱



朱太川集塊岩層の露出（小幌海岸）



朱太川集塊岩層の向斜構造（フレベシ海岸）

昭和 33 年 2 月 20 日 印刷

昭和 33 年 2 月 25 日 発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 三 田 德 光

札幌市北三條西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三條西一丁目

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

TOYOURA

(SAPPORO—49)

BY
SHIGEO DOI, KOHEI MATSUI
AND TETSUO FUJIWARA
GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDŌ
MASAO SANO, DIRECTOR

HOKKAIDŌ DEVELOPMENT AGENCY

1958