

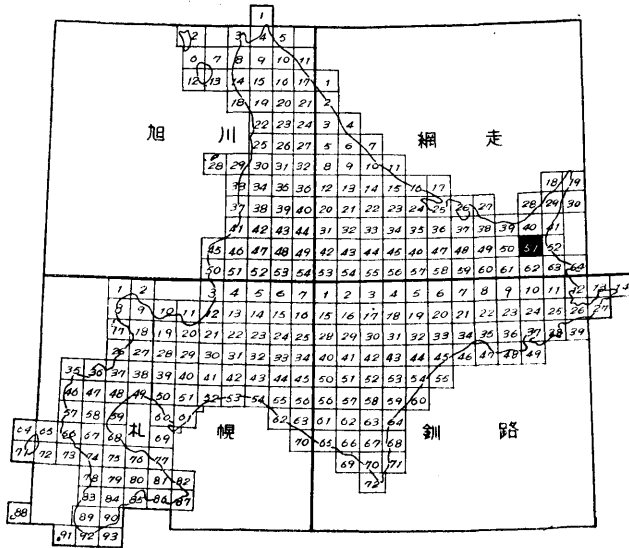
5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

武 佐 岳

(網走一第 51 号)

北海道立地下資源調査所

昭 和 35 年



5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

武 佐 岳

(網走一第 51 号)

北海道技師 杉 本 良 也

北海道立地下資源調査所

昭 和 35 年

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	3
III 地質概要	6
IV 新第三系	9
IV.1 忠類層	9
IV.2 横牛川層	17
IV.3 幾品層	19
V 第四系	21
V. 1 サマッケヌブリ熔岩	21
V. 2 斜里岳基底熔岩	22
V. 3 武佐岳火山噴出物	22
V. 4 川北層	24
V. 5 基線熔結凝灰岩	25
V. 6 河岸段丘堆積物	27
V. 7 斜里岳集塊岩	27
V. 8 崖錐堆積物	28
V. 9 標津軽石堆積物	28
V.10 沖積層	29
VI 応用地質	29
VI.1 概 説	29
VI.2 賤金屬鉍床	31
VI.3 石油鉍床	39
VI.4 硫黄鉍床	40
VI.5 温 泉	41
VI.6 砂 利	42
参考文献	42
Résumé (in English)	45

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書 武 佐 岳 (網走一第 51 号)

北海道立地下資源調査所
北海道技師 杉 本 良 也

はしがき

この図幅および説明書は、昭和 29 年から昭和 32 年にわたつて実施した野外調査の結果を整理したもので、ここにその概要を報告する。

図幅西部の斜里岳山麓地帯は、長谷川潔の協力をえて完成したものである。また、峰浜図幅の越川周辺の調査を担当した三谷勝利からは、関係資料を教えていただいた。

なお、この地域は、濃霧地帯にぞくし、晴天の日が少ないため、野外調査については、満足の成果がえられなかつた。

地質学的には、この地域の基盤は、東部北海道のグリーンタフ地域に、図幅の西部、南部をしめる第四紀の火山岩類は、千島火山帯にそれぞれ相当するものである。

図幅内およびその周辺は、¹⁾かつて門倉三能、²⁾六角兵吉により、地質、鉱産資源調査が行われた。その後はかえりみられなかつたが、戦後浦島幸世がホロカワンベスベツ川周辺の地質学的研究を、山口四朗⁴⁾が、知床半島南部における鉱床学的研究を、北海道開発局農林水産部⁵⁾が根釧原野に発達する沖・洪積世の地質学的研究を、それぞれ行つた。これらの調査資料は、この調査を進めるにあつて、また、説明書を作成するにあつて、益する所大であつた。

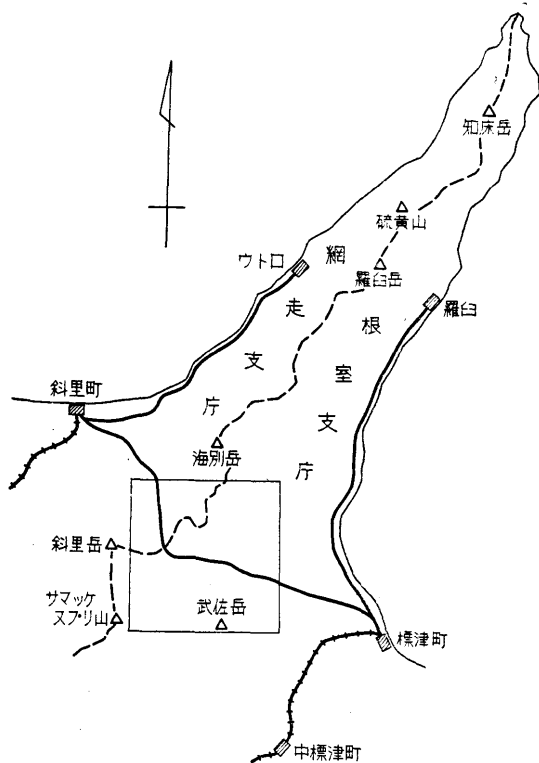
-
- 1) 門倉三能： 鉱調，No. 23, 1916.
同： 地学雑，Vol. 28, 1916.
 - 2) 六角兵吉： 鉱調，No. 33, 1922.
 - 3) 浦島幸世： 新生代の研究，No. 8, 1951.
 - 4) 山口四朗他： 鉱山地質，Vol. 3, 1953.
 - 5) 北海道開発局農林水産部： 根釧原野地域農業開発基本計画書，1959.

I 位置および交通

この図幅のしめる地域は、知床半島の基部にあたり、根釧原野の西方に連なる山岳地帯である。

行政的には、南西隅は中標津町、北西隅は斜里町、中央部、東部は標津町に、それぞれ稜線あるいは河川を境としてわかれている。そのうち標津町、中標津町は根室支庁、斜里町は網走支庁にそれぞれ属している。

村落は、わずかに東部の標高 150 m 以下の平坦地に発達しているにすぎないが、それも戦後入植者が大部分をしめている。開拓上最も大なる障害をなしているものは、気候的条件と土壌の性質であるとされている。



第1図 位置図

この地域は、東が海に面している。しかも海岸よりの距離は比較的短かく、加えるに、この間に、海浪の影響を防げることのできる地形的要因がないために、海浪の影響をうけることが強く、概して夏季の気温は低く、冬季の気温が高い傾向にある。また、この地区において、重要視すべきものに霧の問題がある。すなわち、北海道の太平洋岸には、いわゆる親潮前線があり、そこに発生する濃霧が南風に乗って海岸に到達する。ために、盛夏濃霧が大となり、種々な障害を与えている。

また、この地域の土壌は、標津軽石堆積物に由来するため、開墾後 4~6 年頃迄は、比

較的生産力が高いが、その後急激に、いわゆる低品位生産地となつてしまう。しかも、大面積をもつて、粗放経営で、低品位生産力を補う方向に進んできたため、現在地力の低下した耕地が、ひじょうに多い。

交通機関としては、忠類川、幾品川にそつて、斜里國道——夏季はバスが通じている——があり、150 m 以下の平坦地には、縦横に開拓農道が開さくされている。だが、図幅の大半をしめる山地——錐山・薫別岳・武佐岳山麓——には、わずか数条の林道が通じているにすぎない。かつては、この山岳地域には、森林資源が豊富であつたため、多くの搬出用道路があつたが、現在では、それらの道路は全く荒廃し、かるうじて、その形跡をとどめているにすぎない。

II 地 形

概観すると、この地域は、地質と密接な関係をもつ数個の地形区にわかれる。

- (1) 標高 150 m 以下の平坦地、あるいは丘陵性台地地区——いわゆる根釧原野の西部地区。
- (2) 図幅の基盤をなす新第三系の発達する中央山地帯。
- (3) 更新世、沖積世の火山岩類で形成された山岳地区。
- (4) ウラップ、忠類川、薫別川、崎無異川流域に発達する沖積地区。

(1) の地区は、図幅東部および北東隅を以て、かなり広く発達している。なかでも、東部に顕著に発達し、緩傾斜で根釧原野に連なる。この東部地区では、洪積世の川北層や火山砕屑岩堆積物が優勢に発達しており、その上を標津火山灰層がおおつている。したがつて、いちじるしい平坦面地は、川北層の堆積面を、丘陵状地は、火山砕屑堆積面を、それぞれあらわしていると考えられる。この地区が、現在主な開拓地となつている。

北東隅の丘陵性台地も、また、火山灰や軽石堆積物が厚く堆積し、斜里原野に連なる。なお、保落川流域の河岸にも、小規模ながら、この種の堆積がみられる。これらは南部に発達する台状の保落原野（根釧原野の南西延長部）に連なる。

(2) は (1) の背後に連なり、図幅の中央部に広く発達する。この地区内では、構成岩石の差異が地形上によくしめされている。すなわち、忠類川以南は、軟弱な緑色凝灰岩を主要構成員としているため、一般に低平な丘陵状地形をしめしている。これに対し、忠類川以北は、集塊岩、プロピライトが優勢に発達するため、急峻な地形を呈し、沢も V 字形をしめし、対照的である。さらに、この事実は、海拔標高にも具体的にあらわれている。す

なわち、北部地域の稜線は、いちじるしい高低がなく、おおむね海拔 600~700 m の高さにある。一方、南部では新第三系の上に武佐岳や斜里岳の火山岩類がのつているが、これら熔岩流と新第三系との境界をみると、いちじるしい高低差がなく、500~600 m の高さにある。この標高差は、新第三系堆積以後の若干の地殻変動や断層により影響されたであろうが、やはり構成岩石の浸蝕度によると考えられる。

また、新第三系の中の珪化した鈹化帯では、河川に滝や懸崖が発達する。忠類川の金山の滝や、イケジョユイ川の中流の滝や両側の崖は、そのいちじるしい例である。

(3) 更新世、沖積世の火山岩類で形成された山岳地区は、図幅南部および西部に発達する。サマッケヌプリ山、武佐岳、斜里岳火山がこれに相当する。これらの火山は成層火山である。斜里岳本体火山は、山頂の火口を中心として、半径 2.5 km の範囲に裾野を拡げている典型的な截頭円錐形火山に属する。この図幅では、その南麓部が発達し、主体は、隣接斜里岳図幅内にある。この火山は山麓より頂上附近まで樹木が繁茂し、露岩が悪いので、火山噴出物を細分することが困難であるが、地形と岩質とによつて、基底火山と山頂火山(安山岩質集塊岩 Shg) に大別される。これら火山噴出物の山腹を刻む放射状の谷の発達はいちじるしくなく、火山形態は、ほとんど完全に保持されている。しかし、歴史時代の活動記録もなく、火山の余勢は全く認められない。なお、これらの放射状谷は通常水のない涸沢である。このように斜里岳は、美しい地形を呈しているので、夏季は登山者でにぎわう。



第2図 古多糠から斜里岳をのぞむ

サマッケヌプリ火山は、新第三紀層を基盤とし、図幅南東隅にみられる。その噴出物は主として熔岩流よりなる。西隣の斜里岳図幅内の同火山山頂(海拔 1,062.5 m)を中心として噴出したものである。しかし、この火山は相当侵蝕を受けて、谷の発達も顕著であり、

火山の余じんはみられない。

一方、南部の武佐岳火山もまた、新第三系を基盤とする円錐火山である。侵蝕作用により原地形は相当失われているが、なお、その円錐形の面影をとどめている。とくに、南部のクテクンベツ川に面しては、熔岩崖が発達しており、5万分の1地形図にもよくあらわれている。



第3図 開陽小学校（中標津町）から武佐岳をのぞむ

これらの各熔岩は、累重関係にあるため、それぞれの熔岩の噴出機構、火口位置などは明らかでない。しかし、その分布からみて、現在の武佐岳（標高1,005.7 m）、俣落岳山頂（標高1,003.5 m）を中心として、溢流したと推定される。わずかに後述する硫黄鉱床の賦存状態から考え、第五期の熔岩溢流以前に、武佐硫黄鉱山附近に馬蹄形の爆裂火口が存在したと推定される。

(4) は、ウラップ川、忠類川、薫別川、崎無異川流域にひろげられた幅300 mにおよぶ低地である。

これら各河川は、いずれも蛇行し、その低地を漸次拡大して、太平洋にそそぐ。このうち忠類川は、図幅中央部を横断し、瑠辺斯附近からは斜里岳山麓を取りまき、流路を南西に転ずる。この間にイケーションマナイ川、ソーキップカオマナイ川、盗材沢、ホロクンベツ川、カスシナイ川などの各支流が発達し、本流に対し、ほぼ直角に合流することを特徴とする。一方、北西隅には、これまた斜里岳北東部山麓を取りまき、オホーツク海にそそぐ幾品川が北流している。これら各河川は、一般に必従谷を形成する。だが、岩層の漸移部では、しばしば、数mの滝を形成する。また斜里岳、武佐岳熔岩の末端部では、10数mの滝がみられるのも、特徴となつている。

III 地質概要

この地域を構成する地質系統は、新第三系およびそれ以降の地層と火山岩類とである。新第三系は、知床半島の延長部の基部に相当し、いわゆる東部北海道に発達するグリーン¹⁾タブ地域の標式地であり、また、千島弧状構造線¹⁾の内帯の一部に相当する。したがって、これら新第三系の層序、構造は、大局的には、知床半島と同様である。すなわち、半島の脊梁にそつて背斜軸があるので、この図幅の東部では、半島に発達する全層序、西部地域では、その一部が観察される。東翼部では、新第三系に属する忠類層、横牛川層、幾品層、西翼部では忠類層が、それぞれ露出する。構造的には、半島にそう断層や、それをきる東西方向の断層がみられる。また、東翼部の忠類層と横牛川層との境界附近には、急傾斜となる蝶番帯²⁾が発達する。すなわち、東側の忠類川と薫別川との間、およびイゲーションマナイ川の流域では、忠類層が $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{E}$ の傾斜をしめしているが、横牛川層と接する附近では、 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ の急傾斜をしめし、幾品層もその影響をうけている。その走向は、ほぼ $\text{NS}\sim\text{N}30^{\circ}\text{E}$ で、半島の延長方向と類似するが、忠類川の南方のウラップ川では、 $\text{N}60^{\circ}\text{E}$ に変化し、彎曲する。これらの構造運動のうち、向背斜構造や断層は、幾品層の堆積後の基盤の隆起によりもたられたと解される。

これら新第三系のうち、忠類層は東部北海道標式地の忠類層、横牛川層は越川層、幾品⁴⁾層は幾品・糸櫛別層に対比され、前2層は中新世、後者は鮮新世に対比される地層であろう。

これら各地層は、おおむね火山活動の影響下にあり、岩相の変化にとみ、ほとんど化石を保有していないばかりでなく、鉍化作用のため、緑泥石化・珪化・粘土化および脱色等の2次的変質作用をうけているので、野外における岩石の識別は、かなりむずかしい。このため、図幅全般にわたる層序を組立てることは、相当困難であるが、一応、第1表に示めすような地質総括表を作成した。

忠類層は、基性緑色凝灰岩・流紋岩・玄武岩等の火山岩類や火山砕屑岩の発達がいちじりしい。したがって、この地層は、激烈な火山活動で終止して、基性から酸性へ、さ

1) Minato, M. et al: Bull. Earthq. Res. Inst, 34. 195.

2) 門倉三能: 前出

3) 山口四朗他: 前出

4) 従前の幾品層と糸櫛別層をあわせて幾品層とした。詳細は後述の幾品層の項参照。

時代	層序	柱状図	附号	岩質	備考	
第 四 紀	現 世		A	砂, 礫, 粘土, 火山灰	→ 砂利	
			Sp	浮石および火山灰		
			T	砂, 礫, 粘土		
			Shg	安山岩質集塊岩および普通輝石紫蘇輝石安山岩		
	更 新 世	武佐岳火山噴出物		Dl	砂, 礫, 粘土	→ 砂利
				Kk	含石英紫蘇輝石石英安山岩	
				Ks	礫, 砂, 泥, 浮石	上部更新世に対比 (石川, 湯, 勝井, 御路統) 対比 (馬田, 矢野)
				Ms	普通輝石紫蘇輝石安山岩	
				M4	含石英普通輝石紫蘇輝石安山岩	
				M3	安山岩質集塊岩	
				M2	紫蘇輝石普通輝石安山岩	
				M1	普通輝石紫蘇輝石玄武岩質安山岩	
				She	紫蘇輝石普通輝石安山岩	
				Sl	含紫蘇輝石普通輝石安山岩	
鮮 新 世	残 品 階		Is	玻璃質安山岩質集塊岩	旧幾品層+旧糸橋別層	
			Ik	浮石質凝灰岩, 礫岩, 泥岩,		
第 三 紀	新 統		Yi	硬質頁岩	越川層に対比	
			Yd	粗粒玄武岩		
			Chku	安山岩質集塊岩	越川層に対比 石油 駿全區鉱床賦存帯	
			Cht	安山岩質角礫凝灰岩		
			Chm	ネウエタ岩質石英粗面岩		
			Chw	含黒雲母石英粗面岩質角礫凝灰岩 流紋岩質角礫凝灰岩 流紋岩		
			Chk			
			Chs	プロビライト 泥質頁岩 緑色角礫凝灰岩 緑色砂岩 石英閃緑岩 緑色凝灰岩		
			Chh			
			Chr			
Chh						
Chr						

第1表 武佐岳模式柱状概念図

らに再度基性へと変化した。

越川期に相当する横牛川層の堆積時においては、粗粒玄武岩床が挟在するが、硬質頁岩が卓越している。したがって、この期の火山活動は、図幅内では、全般として、ひじょうに小規模であつたことがわかる。

幾品層の下位は、正常堆積岩にとみ、上位になるにしたがい、火山砕屑岩類が卓越するようになる。しかも、その活動は、酸性から基性へとうつりかわる。この期の構成岩石は、忠類層と異なり、ほとんど変質作用をうけていないのが特徴である。したがって、ベースメタル鉱床は、横牛川堆積中かそれ以前に、形成されたとみなされる。

この地層は、東翼部の一部では、直接忠類層をおおうので、不整合のようである。

上に述べたような地層の区分、対比は、化石がみあたらないので、岩質によつた。これは、便宜上からしたもので、必ずしも厳密なものではない。将来、化石が発見され、あるいは知床半島全般の精査が進むにしたがつて、その時代が改められることが予想される。

新第三系以降の火山岩類は、千島火山帯の西南部にあたり、国後島と雁行する1つの弧状配列として取扱われるもので、阿寒知床帯に属する。すなわち、斜里岳・サマッケヌブリ山・武佐岳を構成する各火山は、阿寒・屈斜路・摩周火山から知床半島の突端にいたるまでの半島の中軸にそつて分布する、一連の火山の一部である。これら各火山は、位置的には、半島にそう大きな背向斜軸の上であり、しかも、グリーンタブなどの火山活動がいちじるしかつた位置にのることにもなる。

これらの図幅内の火山は、すべて成層火山であり、輝石安山岩で構成されている。しかし、初期の噴出物は苦鉄質安山岩であり、後期のものは、珪長質となるのを特徴とする。

その後、図幅東部の丘陵性台地に広く分布する川北層の堆積が行われた。その時代は、下部洪積世と考えられる。

川北層堆積後に、石英安山岩質である基線熔結凝灰岩¹⁾の堆積が行われた。これは、岩質と分布からみて、おそらく屈斜路湖の陥没をひきおこした多量の火山砕屑岩類の一部に相当するものと考えられる。

これらをおおつて、主要河川の両側には河岸段丘堆積物の発達する。

これら2岩層は、上部洪積世に対比されるようであるが、なお基線熔結凝灰岩の噴出時代には、疑問が残されている。

現世に相当する堆積物としては、斜里岳集塊岩・標津軽石堆積物、および沖積層がみられる。

斜里岳集塊岩は、斜里岳火山噴出物中の本火山噴出物²⁾に相当する。

標津軽石堆積物は、その岩質と分布から、摩周湖¹⁾の陥没をひきおこした軽石堆積物、およびその後の火山噴出物にぞくする。

図幅中央部には、グリーンタブを含む忠類層が広範囲に分布するので、黒鉱あるいは黒鉱式鉱床が散在し、知床金属鉱床区を形成している。また、更新世の武佐岳火山噴出物の中には、硫黄鉱床がみられる。

1) 勝井義雄：地質雑、Vol. 61, 1955, 火山, Vol. 2, 1957, 地科, No. 39, 1958.

2) 杉本良也・長谷川潔：斜里岳図幅, 1959.

IV 新第三系

この地域に発達する新第三紀層は、火山砕屑岩類と正常堆積岩とを構成員とする。それらは錯雑しているが、岩相・岩質・走向・傾斜などから、忠類層、横牛川層、幾品層にわけられる。このほか、火成岩として、石英閃緑岩、花崗斑岩などがあげられる。

忠類層と糸櫛別層は、火山砕屑岩類が卓越し、横牛川層は、正常堆積岩類が優勢に発達する。

これらの各地層は、整合関係にあるが、一部不整合状の個所もある。

つぎに、これらの各地層について説明する。

IV.1 忠類層

この地層は、この地域の中央部をしめて、広範囲に分布する。なかでも、忠類川、薫別川、崎無異川の各流域に、標式的に発達する。

この地域では、これより下位にあたる地層は、見当たらない。また、これより上位には、横牛川層が、整合にのつている。

忠類層は、正常堆積岩および各種火山物質の重疊によつて構成されている。火山物質の大部分は、水底に累積したもので、各種の堆積岩類と緊密に相伴つているので、両者を完全に分離して記載することは困難である。したがつて、便宜上、その熔岩相を基準として、堆積岩類と一括して取扱うことにした。

この地層は、安山岩質の緑色凝灰岩よりなる瑠辺斯層・ホロカクンベツ石英閃緑岩・流紋岩質の岩石よりなるカスシナイ川流紋岩・俣落ネヴェタ岩質石英粗面岩・盗材沢角礫凝灰岩・薫別川集塊岩層・錐山プロピライト緑色凝灰岩複合体とに細分される。

東部北海道グリーンタフの標式地であり、その時代は、従来から中新世と考えられている。

この地層は、通常 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 程度の傾斜をしめし、全般的にみると、半島の脊りよう部——斜里街道の北見国と根室国との境界点から北北東方向——にそつて、背斜軸があり、その両翼、東および西に緩く傾斜している。したがつて、東および西に進むにしたがひ、次第に上位の地層があらわれる。とくに、東側では、その間にいくつかの背斜構造が存在する。だが、横牛川層と接する附近になると、 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の急傾斜をなし、蝶番帯を形成する。

一方、この地層中には、ほぼ南北の断層が発達しているが、北東方向の断層により、再度転移している。

図幅内の主要金属鉱床も、この地層中に胚胎する。

IV.1.1 瑠辺斯綠色凝灰岩層

忠類川およびその支流のイケーショマナイ川、ソーキップカオマナイ川、幾品川の支流の流域に分布する。

上位のカスシナイ流紋岩とは整合であり、更新世の武佐岳・斜里岳（基底火山噴出物）・サマッケヌプリ熔岩に不整合におおわれている。また、プロピライト・石英粗面岩・石英閃緑岩岩脈に貫ぬかれている。

この地層は、基性の綠色凝灰岩を主要構成員とするが、諸所に、やや粗粒の綠色砂岩や泥質頁岩と互層し、厚さ2~5 cmの縞状岩層を形成する。だが、俣落川に発達するこの岩層は、角礫凝灰岩がまさり、その間に青綠色の変朽安山岩をはさみ、堆積岩類をほとんど介しないので、無層理である。他方、クテクンベツ川上流では、泥質頁岩が優勢に発達する。

標式地の忠類川では、NS~N30°E, 20°~40°E~W, クテクンベツ川上流では、N10°~30°E, 5°~20°E~Wの走向・傾斜をそれぞれしめし、その間に、背・向斜構造が存在する。一方、幾品川の最上流附近には、盆状構造をしめすが、峰浜図幅との境界附近では、断層によつて転移し、半島のびと同様なN20°~30°Eの走向をしめし、傾斜は20°~35°Wとなる。

綠色凝灰岩は、淡綠色を呈する安山岩質のものである。

忠類川では、浮石片をふくみ粗鬆である。ときには、ソーキップカオマナイ川河口附近にみられるような緻密堅硬な凝灰岩になることもある。また、局部的ではあるが、瑠辺斯附近では、ろう盤化して、漂白された部分と未分解の淡青色の部分とが交雑し、縞模様状を呈している。なお、鉱床周辺では、粘土化、珪化の諸作用をうけて脱色し、黄鉄鉱の微晶が散在している。

一方、幾品川上流、俣落川上流では、いちじるしくプロピライト化作用をうけた、1.0~2.5 cmの角礫状の輝石安山岩片や玄武岩片をふくむ。

綠色凝灰岩を鏡下で観察すると、破片状の斜長石は、緑泥石・粘土質・方解石・曹長石の集合体にかわつてることが多い。また碎屑状の紫蘇輝石、普通輝石の斑晶状鉱物もみられるが、緑泥石でおきかえられたり、鉄質物で汚染されている。

石基は、海綿状ガラスからなるが、繊維状の緑泥石、粘土質物にかわつてい部分が多い。また鉄質物で汚染されたうえに、あまり細かくて、鉱物鑑定の不可能なものもある。

る。

堅硬緻密な凝灰岩もその組成鉱物、変質状態は同じである。

夾在する綠色砂岩は、細粒から粗粒の凝灰質砂岩であり、珪長質物にとむ。

泥質頁岩は、暗灰色を呈し、砂岩と互層する時は、層理は明瞭であるが、そうでない場合は塊状となる。今のところ、これらの堆積岩類から、化石は発見されていない。

IV.1.2 ホロカクンベツ石英閃緑岩

この種の完晶質岩体が、この地区に存在することは、浦島により、¹⁾ はじめて指摘された。すなわち、ホロカクンベツ川中流では、直接の関係はみられないが、その露出状態から、新第三紀層の綠色凝灰岩を貫ぬくとし、千島に発達する岩体とは、その進入時代を異にする²⁾と記述し、その進入層の上限は、不明であるとした。

筆者もまた、これ以外の地区——薰別川上流、ホロカクンベツ川下流——で、この種の岩体を観察した。しかし、河床に小規模に露出するだけで、新第三紀層との直接の関係はみられない。そのうち、薰別川上流の完晶質岩体は川底に露出し、ややなれた崖は、盗材沢角礫凝灰岩からなり、後者におおわれているような露出状態をしめしている。しかも、この角礫凝灰岩層の中には完晶質岩石がふくまれている。この種の岩礫は、忠類川とイゲーショーマナイ川合流点附近にも露出する。

これらの各岩体および岩礫は、多少その性質を異にしているが、少なくとも一部の岩体は、忠類層堆積後、盗材沢角礫凝灰岩堆積以前に進入したと解される。しかし、盗材角礫凝灰岩層より下位の俣落ネヴァタ岩質石英粗面岩・カスシナイ川流紋岩との関係は全く不明である。だが、この完晶岩体の進入を、酸性火山活動の先駆的なものとみなし、一応地質図には、酸性火山砕屑岩類の下位に同定しておいた。

ホロカクンベツ川に露出する岩体は、1~2 mm の等粒状構造をしめし、斜長石は、自形に近い0.5×1 mm 内外の短ざく形をなすことが多く、絹雲母、緑泥石で汚染されているが、アルバイト双晶をしめすものが多い。累帯構造はみられない。石英は、その斜長石の間をみたす他形粒状のもので、まれに微文象構造的な境界をもつ部分がある。有色鉱物は、全く緑泥石化している。このほかに、磁鉄鉱・黄鉄鉱・燐灰石がみられる。この岩質は、石英閃緑岩にあたるものと考えられる。

ホロカクンベツ川下流の岩体も、上述のものと同様であるが、珪化・黄鉄鉱化作用をいちじるしくうけており、その構造は明らかではないが、斑状構造がいちじるしいようである。

薰別川上流に露出する岩体は、上述の岩体と同様な岩質をしめす。

1) 浦島幸世：前出

IV.1.3 カスシナイ川流紋岩

この岩層は、忠類川支流のカスシナイ川、盗材沢中流、忠類川上流に分布する。そのうち、前2地域では、広範囲に、後者は、小規模に発達する。

下位の瑠辺斯層とは整合である。上位は、カスシナイ川附近では、斜里火山噴出物に不整合に、盗材沢では、薫別角礫凝灰岩に整合に、忠類川上流では、俣落ネヴァタ岩質石英粗面岩に整合に、それぞれおおわれている。

主に流紋岩・同質凝灰岩・角礫凝灰岩からなる。前者が上位、後2者は下位の層準をしめる。

凡例では、同層準に固定しておいた石英粗面岩質熔結凝灰岩は、必ずしもその層準を意味するものではない。カスシナイ川下流に分布するこの岩石は、他の岩層と接する露出はみられないが、流紋岩の上位にくるようである。また、下位に相当する流紋岩は、すべて緑泥石化・炭酸塩化作用をうけているが、この岩石には、全く、このような変質作用がみられない。しかも、多くの外来岩片をふくんでいる。このような点で、下位の岩相とは明らかに区別できる。しかし、その上限をきめる材料は、今のところ全く見当らない。また、その岩質は、含黒雲母石英粗面岩なので、隣接する斜里図幅の屈斜路熔結凝灰岩とは異なる。したがって、今のところ、その噴出源を求めることはできない。

1) 山口は、この岩体を、石英粗面岩泥流として取扱い、その時代を上部洪積世とし、これと同種の岩体が、知床半島の脊りよう部に、処々に分布すると述べた。しかし、その噴出源については、ふれていない。

したがって、知床半島の調査が進むにつれて、その層準や噴出源も、明らかとなるであろう。

このほか、根室鉾山・金山・瑠辺斯附近にも、小規模な石英粗面岩岩脈が露出する。これも、ほぼ同時代の火山活動の産物と考えられるので、地質図には一括して、塗色しておいた。とくに、この種の岩体の周辺には、鉾化帯・鉾床が発達する。

この岩層は、一般に堆積岩を夾在しないため、一般に無層理である。わずかに、盗材沢に露出するものが、NS~N10°E, 20°~30°E~Wの走向・傾斜をそれぞれしめしている。しかし、下位の瑠辺斯緑色凝灰岩層の走向・傾斜からみて、カスシナイ川に露出する岩体には、ほぼNS走向の背・向斜軸が存在する。また、盗材沢に露出する岩体にも、NS方向の背斜構造がある。

1) 山口四朗他：前出

下位をしめる流紋岩質凝灰岩や同質角礫凝灰岩は、一般に淡緑色を呈し、緑泥石化・炭酸塩化作用を受けている。

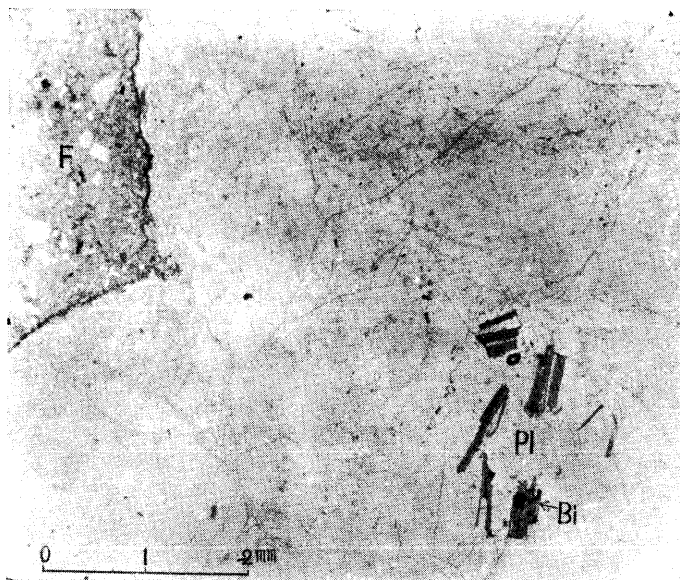
これに対し、上位の流紋岩は、一般に流理構造が顕著で、石英の斑晶が目立ち、褐色を呈するが、盗材沢や忠類川上流の一部には、無斑晶状のものもある。

鏡下では、斑晶として、斜長石と石英がみられる。斜長石 (An=30%~35%) は、自形柱状で、劈開にそつて、炭酸塩鉱物・曹長石が発達する。石英は融浸され凸凹にとむ。初成有色鉱物は全くみられない。まれにみられる斑晶状のりんかくをもつ緑泥石集合体は、おそらく、かつては斑晶有色鉱物であつたと思われる。

石基は、細粒の石英・斜長石・ガラスからなり、ガラスの一部は、緑泥石・炭酸塩鉱物でおきかえられている。

一方、岩脈状をなすものは、多くの場合、珪化作用を受けて脱色し、灰白色の緻密な岩石となつている。石基のガラスは、微細な粒状形の石英におきかえられていることが多い。また、肉眼的にはほとんど変質作用を受けていないような岩石でも、鏡下では、斑晶斜長石は、結晶外形をとどめているが、変質作用を受け、双晶はほとんどみとめられず、曹長石・絹雲母および方解石などでおきかえられている。

熔結凝灰岩は、灰白色で、0.6~1 mm 大の角ばつた外来岩片をふくむのが特徴である。



第4図 含黒雲母石英粗面岩質熔結凝灰岩
Bi: 黒雲母 Pl: 斜長石 F: 外来岩片

斑晶鉱物は斜長石・石英・黒雲母である。そのうち、石英は清透であり、融浸をうけて円くなり、ときには、稜角形状のものもみられる。斜長石は、おおむね中性長石に属し、長さ0.5—0.7 mmの長柱状自形をしめす。わずかにふくまれる黒雲母は、長柱状ないし鱗片状で、彎曲したものもあり、長さは0.3 mmである。外来岩片は、玄武岩、玄武岩質安山岩・輝石安山岩で、新鮮なものもあるが、緑泥石化作用をうけたものもある。

石基のほとんど大部分は、淡褐色、灰色あるいは褐色のガラス質であるが、一部は完全に消光せず、潜晶質をしめす部分もみられる。また、ガラスは、流理構造状外観をしめすと同時に、短ざく状またはいちじるしくのばされたガラスの細片が、一定方向に配列する。

IV.1.4 俣落川ネヴァク岩質石英粗面岩

忠類川上流・俣落川上流に分布する。この岩石の大部分は熔岩として、溢流したが、一部は岩脈をなす。

下位のカスシナイ川流紋岩を整合におおっているが、中標津鉱山附近では直接溜辺緑色凝灰岩をおおっている。上位は第四紀の火山岩類に不整合におおわれている。したがって、その上限は、明らかではないが、その岩質からみて、おそらく、カスシナイ川流紋岩と一連の火成活動の産物と考えられるので、その層準に同定した。

サマッケヌブリ山麓に分布する岩体は、鉱化作用を受けていないが、一般に灰白色を呈し、堅硬で、斜長石と石英の斑晶が目立ち、ときには、両斑晶が0.2 cm大に達するものもある。だが、中標津鉱山附近のものは、岩質はほぼ同じであるが、いちじるしく鉱化作用を受けており、とくに黄鉄鉱の鉱染がいちじるしく、その酸化のため、岩石全体が淡赤褐色を呈し、鉱床の上盤となっている。

鏡下では、斑状構造がいちじるしく、斑晶として石英・斜長石（正長石）が認められ、新鮮な有色鉱物に認められない。石英は1.3×0.8 mm大のものも認められるが、通常0.8 mm前後で、融蝕形を呈する。斜長石は、長柱状・卓状形・稜角形状を呈し、新鮮なものが多いが、曹長石のほか緑泥石・絹雲母で置換されていることもある。まつたく、緑泥石と褐鉄鉱質で置換された有色鉱物がみられる。その結晶形から、角閃石と解される。

石基は、ガラス・絹雲母・緑泥石、わずかの炭酸塩鉱物の集合体からなる。

鉱床附近の岩石は、斑晶・石基の大部分が、石英・絹雲母・緑泥石・炭酸塩鉱物・粘土質鉱で置きかえられており、全体が鉄質物で汚染されている。

IV.1.5 盗材沢角礫凝灰岩層

忠類川の支流の盗材沢および薫別川上流に発達する。

下位のカスシナイ川流紋岩、上位の薫別川集塊岩層とはそれぞれ整合関係にある。この岩層は多くのプロピライトの岩床・岩脈につらぬかれている。薫別川上流には直接の

関係はみられないが、小規模な完晶質岩体が露出する。

この岩層は、ときおり緑色砂岩・泥質頁岩を介在するもので、その構造は、比較的よくあらわれている。すなわち、盗材沢では $N20^{\circ}W \sim N10^{\circ}E$, $20^{\circ} \sim 30^{\circ}E$ の走向・傾斜をそれぞれ示しているが、金山附近では、その傾斜は $60^{\circ}E$ となり断層で瑠辺斯緑色凝灰岩と接している。

一方、薫別川中流および上流では、 $N20^{\circ}E \sim N20^{\circ}W$ の走向を有するが、その傾斜は中流では $20^{\circ} \sim 35^{\circ}E$, 上流では $20^{\circ} \sim 30^{\circ}W$ であり、その間に背斜軸が存在する。

この岩層はおおむね指頭大の角ばった黒色緻密の安山岩礫が、淡緑色ないし灰緑色の火山灰で凝結されたものである。しかし、岩塊が拳大となり、しばしば集塊岩状を呈することもある。また、この岩層の下底部附近の一部では、拳大の角ばった花崗斑岩の岩塊もみられ、角礫岩の様相を示すところもある。金山および、薫別川の上流にみられる、金山沢¹⁾の岩塊については、すでに浦島が記載した。

安山岩岩礫は、一般に黒色緻密で、その中に長さ 1.0 mm 以下の斜長石の斑晶が点々と認められるが、有色鉱物は肉眼では目立たない。だが、鏡下では、そのおもむきをやや異にする。

薫別川上流にみられる岩塊の石基は、一般に大部分暗褐色のガラスよりなり、その中に、斜状の斜長石結晶および繊維状の結晶胚が配列する。しかし、特徴的なことは、この石基中に、直径 1.5 mm の円形状をなす玉髓質石英集合体が、みられる点である。またこれに少量の緑泥石を伴う。

斑晶としては、卓状形の斜長石がみられ、有色鉱物はひじょうに少ない。斜長石も劈開にそつて、絹雲母曹長石が発達し、新鮮なものはみられない。

一方、盗材沢に分布する岩塊は、斑晶として普通輝石、紫蘇輝石がみられる。紫蘇輝石は長柱状自形、淡緑色ないし淡褐色を示し、多色性はいちじるしくない。劈開および割目にとむ。普通輝石は柱状でやや円味をおび、淡緑色を示し多色性はきわめて弱く、劈開および割目にとむ。これらの有色鉱物の一部は、緑泥石で置換されている。石基もガラスが前者より少ない。

角礫凝灰岩中の深成岩の礫は、亜角礫から多少円味をもつ亜円礫程度の形をもち、白堊緑色を呈する。しかも、この礫は多量にふまれていて、他の岩質の礫をほとんどまじえていない。

鏡下では、斜長石が自形に近い斑晶状の形をとり、他形の石英がその間をうずめてい

1) 浦島幸世： 前出 1951.

る。この石英には微文象構造が発達している。新鮮な有色鉱物はみとめられないが、自形状を呈する緑泥石集合体は、おそらく、初成的にふくまれた有色鉱物であろう。また、全体に絹雲母・緑泥石化作用による汚染がいちじるしい。この岩礫と前述の完晶質岩体とは、共通する特徴があるようである。それは、自形状の斜長石と緑泥石（有色鉱物）¹⁾のほかに、多くの石英を晶出する傾向と、完晶質で微文象構造をもつ傾向である。

IV.1.6 薫別川集塊岩層

この岩層は、盗材沢角礫凝灰岩とほぼ平行に分布し、金山、薫別川、崎無異川に標式的に発達する。

下位および上位の地層とは、それぞれ整合関係にある。だが、薫別川の支流の崎無異川では、一部断層で接している。

金山や薫別川では、緑色砂岩・緑色凝灰岩の薄層をはさみ、その走向は NS~N30°E、傾斜は 60°~75°E である。両地とも急傾斜で、東部地区の蝶番帯附近に位置していることになる。だが、崎無異川では、その走向 NS、傾斜 10°E で、蝶番帯からはずれる位置にある。

この岩礫は、おおむね拳大で角ばっており、鉄黒色を呈し、やや光沢をもつ黒色緻密な岩石である。しかし、薫別川の支流では 1 cm 大の円形の晶洞が発達し、それを玉髓質石英や緑泥石が充填している。これらの岩塊の間は淡緑色を呈するやや砂質の火山灰で凝結されている。

この岩石は鏡下では、斑晶として、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石がみられる。ときには、これら斑晶鉱物が聚斑状に集合していることもある。これらの斑晶は、新鮮なものが多いが、金山沢附近では緑泥石・方解石・絹雲母・曹長石でおきかえられていることが多い。

石基は前述の角礫凝灰岩の岩塊よりも結晶質で、ガラス・短冊状斜長石・粒状の輝石、磁鉄鉱からなる。

IV.1.7 錐山プロピライト・緑色凝灰岩複合岩体

玄武岩ないし粗粒玄武岩が（ともにプロピライトとなる）、密に岩脈・岩床状をなして、最下位の溜辺斯緑色凝灰岩層の中に貫入したものである。だが、5 万分の 1 地質では細分ができないので、複合体として取扱った。

その進入時は、盗材沢角礫凝灰岩層を貫ぬいているので、その岩層の堆積以後であることは問題ない。しかし、盗材沢角礫凝灰岩および薫別川集塊岩層は、ほぼ同質の岩石より構成されているので、一連の火山活動の産物とみなし、その後の進入岩体として取扱った。

1) 浦島幸世： 前出

この岩体は、ほぼ NS 方向の延長性を有し、ほぼ地層の走向と同じである。しかも、周辺に発達する瑠辺斯綠色凝灰岩層の走向・傾斜から、錐山を通る N10°W 方向の背斜軸が存在するようである。岩体の最大幅員 4 km、最大延長 9 km におよび、膨縮にとむ。

プロピライトの原岩はおそらく玄武岩・粗玄武であつたことが鏡下でうかがわれる。しかし、その岩質は必ずしも一定でなく、不規則である。一般に盗材沢支流に分布するものは、含橄欖石粗粒玄武岩で、他の地域のは玄武岩が卓越し、これに粗粒玄武岩を随伴する傾向にある。1 部の粗粒玄武岩には、杏仁状体の発達がいちじるしい。

また、いずれの岩石もプロピライト化するが、とくに緑泥石化・炭酸塩化作用が顕著である。

肉眼的には、これらの岩石は、一般に全体が一様に灰青色ないし灰青綠色を呈し、緻密である。

鏡下では、填間組織を呈し、斜長石・緑泥石・方解石・ウラライト・鉄鉱などからなり、初生有色鉱物は緑泥石・方解石・ウラライトなどに全く分解されている。斜長石は曹灰長石に属し、長さ 0.3~1.0 mm の長柱状結晶で、方解石・緑泥石・緑簾石などに分解されており、網状に連絡している。多数みとめられる球顆は、主として淡綠色纖維状の緑泥石によつて充填され、その外縁には、方解石もしくは淡褐色の緑泥石を生じている。

上のように、この岩体はいちじるしい変質作用をこうむっているが、大岩体中には、あまり目ばしい鉱床はみられず、小岩体あるいは大岩体の周辺部に、いちじるしい鉱化帯が存在するのを特徴としている。

IV.2 横牛川層

この地層は、この図幅の東部地域に帯状に分布し、横牛川・イケーショマナイ川上流を標式地とする。だが、西部では図幅内にみられず、隣接峰浜図幅の幾品川中流に位置する越川村落附近に発達する。

下位の忠類層とは、イケーショマナイ川上流で観察されるように整合関係にある。その境界附近では、綠色凝灰岩・綠色砂岩が夾在している。また、金山沢附近では、硬質頁岩と綠色砂岩の互層状をしめす所もある。したがって、この岩層は必ずしも、一定していないが、全体として硬質頁岩として取扱かれるものであり、火山砕屑岩類のともなわないのを特徴とする。わずかに、これを貫ぬく、玄武岩脈がみられるにすぎない。

上位の幾品層とは、金山附近では整合関係にあるが、薫別川では不整合におおわれているようである。

この地層はまた、急傾斜であるのが特徴である。普通、その走向は $N10^{\circ}E\sim 30^{\circ}E$ 、傾斜は $60^{\circ}\sim 80^{\circ}E$ であるが、ときには、傾斜が西のこともある。これは、山口の指摘した蝶番帯に相当する。

横牛川層は、つぎの岩相からなる。

横牛川層 { 金山粗粒玄武岩
 { イケーショマナイ川頁岩層

IV.2.1 イケーショマナイ川頁岩層

イケーショマナイ川上流を標式地とする。下位の地層とは整合関係にあるが、上位は上述のように、不整合の個所もある。すなわち、薫別川以北では、幾品層が直接忠類層をおおっており、この岩層の露出はみられない。一方、南部地区は、武佐岳火山噴出物がおおっている。その露出延長 14 km で、厚さは 300 m である。

この地層の走向は $N10^{\circ}\sim 30^{\circ}E$ 、傾斜は $60^{\circ}\sim 80^{\circ}E$ で、一般に単斜構造をしめすが、薫別川では、断層で擾乱され、その傾斜は西となる。

この岩層は、硬質頁岩を主要構成員としているが、最下部附近では緑色凝灰岩・緑色砂岩を夾在し、金山附近では、硬質頁岩と緑色砂岩とが互層し、その内に浮石質凝灰岩をはさみ、また薫別川では、下部に浮石質凝灰岩の薄層がみられる。

頁岩はいわゆる硬質頁岩であつて、泥



第5図 イケーショマナイ頁岩層（蝶番帯）

質頁岩であつて、美しい縞状層理をもち、新鮮なものは暗灰色ないし黒色である。しかし、風化すると、多角状の小塊片にはがれ、淡灰色ないし灰白色に変化する。ときに、泥灰質または珪質団塊をふくむ。

この地層は東部北海道標式の越川層に対比される。

IV.2.2 金山粗粒玄武岩

金山附近に小規模な岩脈、岩床状をなして露出する。そのほか、俣落川上流にもみられる。

この岩石の新鮮なものは、暗灰色ないし黒色であるが、多くは多少変質して暗緑色を呈する。また風化して、玉ねぎ状石理をしめし、集塊岩または緑黒色砂岩と誤認されやすい。多くは無斑晶粒状、一部は斑状である。

鏡下では壤間組織を呈し、有色鉱物の一部は、緑泥石となつている。だが、下位の金山プロピライトのような、いちじるしい変質作用はうけていないので区別される。主成分鉱物として斜長石（多くは曹灰長石、ときに斑晶状の大晶もある）、普通輝石、紫蘇輝石が、副成分として磷灰石・鉄鉱がみられる。

IV.3 幾品層

この地層名は、知床半島東翼部に発達するといわれた、幾品層と糸櫛別層とをあわせたものである。というのは、岩相や分布からみて、少なくともこの図幅では区分できない。従来の糸櫛別層は、浮石質凝灰岩を主要構成員としているが、これと同質の岩石が、従来の幾品層にもみられる。かつ、最上部には、断片的な露出をしめす浮石質凝灰岩もみられるが、はたして独立した地層として取扱うべきかどうかは、不明なので、一応、幾品層にふくめた。現在峰浜図幅を調査中なので、将来、区分される可能性もある。

この地層は、図幅東部に帯状に分布しており、金山、薫別川中流を標式地とする。

下位の横牛川層とは一部不整合関係にあり、上位は川北層に不整合におおわれている。

この地層は泥岩・浮石質凝灰岩・安山質集塊岩を主要構成員とする。このうち前の2つの岩相では、層理が発達し、その走向は $N10^{\circ}\sim 30^{\circ}E$ 、傾斜は $30^{\circ}\sim 70^{\circ}E$ まで変化する。

幾品層 { 崎無異川集塊岩層
 { 古多糠泥岩層

IV.3.1 古多糠泥岩層

忠類川と崎無異川中流を標式地とする。

忠類川以南は武佐嶽火山噴出物、崎無異川以北は、崎無異川集塊岩層におおわれているので、その露出延長は9kmである。

下位の横牛川層とは整合、上位の崎無異川集塊岩層とは漸移関係にある。

この岩層は、泥岩・浮石質凝灰岩および粗粒の砂岩の互層から構成され、薫別川では礫岩を介在している。

一般に層理が明らかで、忠類川では単斜構造をしめしており、その走向は NS~N10°E、傾斜は 50°~70°E である。これに対し、薫別川では、その走向はほぼ同じであるが、断層のため、傾斜は 30°~60°E~W となる。薫別川では偽層のいちじるしく発達する個所もある。



第6図 古多糠泥岩層の岩相

P: 浮石質凝灰岩 Cg: 礫岩

泥岩は暗灰色または暗褐色を呈し、前述の硬質頁岩よりもやわらかく、風化しても、多角形の小塊片にわれるような性質のない点で異なる。

浮石質凝灰岩は、灰白色を呈し粗鬆であり、そのなかに、径 0.5~1 mm の石英・斜長石(中性長石)、緑色閃石や 1~2 cm の浮石片をふくむ。わずかに緑泥石化・炭酸塩化作用を受けている。

礫岩は、薫別川だけに露出し、その厚さは 8 m 位で、浮石質凝灰岩や赤褐色砂岩を夾在する。礫は拳大から 2~3 cm 大の垂角礫で、珪岩と粘板岩を主とするが、プロピライト、緑色凝灰岩・石英粗面などの礫もみられる。これらの礫は、粗粒の砂で凝結されている。したがって、この時期には、すでに、忠類層の一部は陸化していたことが予想される。

砂岩は淡緑色ないし赤褐色で粗粒である。

IV.3.2 崎無異川集塊岩層

この岩層は、崎無異川を標式地とする。薫別川以南では、この岩層の発達は劣勢となる。

下位の古多糠泥岩層とは漸移関係にある。すなわち、薫別川の支流では、浮石質凝灰岩の中に、安山岩塊をわずかながらふくみ、上位の安山岩質集塊岩に移過する。だが、崎無異川では、この岩層は、下位の忠類層を直接おおっているようである。この岩層は、正常堆積岩を全くはさまず、無層理である。

この岩相は、黒色安山塊を暗灰色の砂質の火山灰で凝固したものである。岩礫は拳大で、新鮮であり、鉄黒色を呈し、やや光沢を有する。そのなかに、長さ 1.0 mm 以下の斜長石の斑点が、ごくわずかにみとめられるが、有色鉱物は、肉眼では目立たない。

鏡下では、新鮮であり、斑晶は紫蘇輝石・普通輝石および斜長石よりなる。斜長石は、亜灰長石または曹灰長石に属し、自形をしめし清透で、累帯構造は外縁部にみられ、輝石・鉄鉱を包かす。紫蘇輝石は、自形長柱で多色性はいちじるしくない。普通輝石は、柱状であるが、やや円味をおび、割目がいちじるしい。

石基は硝子基流晶質で、暗褐色硝子にとみ、そのなかに微細な析木状斜長石および粒状の単斜・斜方の両輝石および微小な鉄鉱・燐灰石が散在する。

V 第四系

第四系のうち、サマケヌプリ、斜里岳基底熔岩・武佐嶽火山噴出物などは、いずれも更新世に属し、屈斜路火山の外輪山¹⁾熔岩に相当するといわれている。

これらの外輪山熔岩は、勝井の指摘したように、初期は苦鉄質熔岩の噴出にはじまり、晩期には中性熔岩が噴出した。また図幅の東部の丘陵地に発達する川北層や忠類川にそつて発達する河岸段丘堆積物もまた、洪積世に属する。

現世の堆積物としては、斜里岳集塊岩・標津軽石堆積物などがある。

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 サマケヌプリ熔岩

隣接の斜里岳²⁾図幅に山頂(標高 1,062.5 m)をもつこの火山は、屈斜路火山の外輪山で、成層火山に属する。この図幅内では、下位の熔岩だけが露出し、忠類層を不整合におおつている。したがつて、その明確な噴出時代は明らかではないが、火山地形がかなり解析されているので、更新世のものようである。

この岩石は、一般に暗黒色を呈し、杏仁状空隙をもち、斑晶の少ない細粒な岩石である。しかし、俣落川上流の一部にみられるように、黒色緻密堅硬な岩石となり、集塊岩状を呈する個所もある。

斑晶鉱物： 斜長石 > 普通輝石 ≧ 紫蘇輝石

斜長石は、長柱状で、0.1~0.2 mm 大のものが多く、An 60~65% の曹灰長石附近の

1) 勝井義雄： 前出

2) 杉本良也・長谷川潔： 前出

成分を示す。普通輝石と紫蘇輝石は、ほぼ等量にふくまれ、0.1~0.2 mm 大で、自形ないし半自形を呈し、一部緑泥石で置換されている。ときには、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石の聚斑状集合体もみられる。

石基は、結晶質で填間構造を示す。ときには、オフテック構造状のものもある。

この岩石は、含紫蘇輝石普通輝石玄武岩質安山岩に属する。

V.2 斜里岳基底熔岩

斜里岳は、紫蘇輝石普通輝石安山岩を主とする火山である。その火成活動は更新世から沖積世にかけて行われたもので、現在では死火山である。

斜里岳火山は、噴出機構の特徴によつて、大まかに、基底火山・本火山および山頂火山の3つに区分される。

このうち基底火山は、斜里岳の基底を構成するもので、現在の斜里岳とは、直接の関係はない。むしろ、斜里岳を生んだ母体となつた火山とみられる。

その噴出時代は隣接の斜里図幅で指摘したように更新世である。

この熔岩は、一般に優黒色、堅硬緻密な普通輝石紫蘇輝石安山岩熔岩を主としている。また、板状節理の発達する部分が多い。しかし、多孔質で流理構造の顕著な岩石も、しばしばみられる。

斑晶： 斜長石 > 普通輝石 > 紫蘇輝石

斜長石は、 $An = 64 \sim 68 \%$ 、0.7~1 mm 大の短冊状の自形をとる。まれに、やや大型の半自形の斜長石 ($An = \pm 75 \%$) がみられる。紫蘇輝石は、単斜輝石の反応線をもつことが多い。

石基は微晶質、一般に弱い流理構造が発達する。長柱状の斜長石 ($An = 50 \pm \%$) と単斜輝石および鉄鉱よりなる。

V.3 武佐岳火山噴出物

この火山噴出物は、武佐岳 (標高 1,005.7 m) や俣落岳 (標高 1,003.5 m) を中心として、図幅の中央南部の山岳地に広範囲に分布する。その面積は 96 km² におよぶ。

この火山も、かなり山体の侵蝕が進んでいる。樹木が繁茂し、露出が悪いため、その噴出機構、火口位置などは不明であるが、地形および岩質から5期の熔岩にわけられる。そのうち、第1期熔岩は、その分布からみて、標高 574.0 m 山頂附近を中心として、主として南東方に溢流したもので、火山砕屑岩を全くはさまない。第2、第3期噴出物は、武佐岳山

1) 杉本良也・長谷川潔： 前出

頂 (1,665.7 m) 附近から、北西・西部方向にそれぞれ流出したものらしい。上にのべた各熔岩は、苦鉄質輝石安山熔岩である。前者は熔岩、後者は火山砕屑岩を主とする。第4期熔岩は最も分布が広い。その岩質は、前者の各熔岩よりも珩長質で、熔岩流を主とする。したがって、その噴出源も分布からいつて、武佐岳・俣落岳と推定されるが、不明瞭なので、地質図には同色で塗色しておいた。第5期熔岩は、上述の諸岩相をおおい、熔岩流を主とするが、火山砕屑岩も夾在する。その噴出源は武佐岳山頂附近らしい。

V.3.1 574.0 m 高地熔岩

武佐岳の北東 5 km の三角点、標高 574.0 m の周辺に分布する。

この熔岩は、紫蘇輝石普通輝石玄武岩質安山岩で、暗黒色を呈し、緻密である。そのなかに、長さ 1.0 mm 以下の斜長石の斑晶が、点々としてみとめられるが、有色鉱物は、肉眼では目立たない。

鏡下で検すると、斑晶は、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石よりなる。斜長石は曹灰長石または垂灰長石に属する。おおむね柱状自形で、黒帯構造を示すものが多く、また塵状包か物にとむ。紫蘇輝石・普通輝石は、ごく少量含まれるにすぎない。

石基は填間構造に近く、粒状の単斜輝石、短冊状または折木状の斜長石・磁鉄鉱、および少量のガラスよりなる。ときに、有色鉱物および斜長石よりなる同源捕獲岩様の鉱物集合体がふくまれる。

V.3.2 イケーショマナイ熔岩

この熔岩はイケーショマナイ川上流の武佐鉱山周辺に分布する。だが、その分布は局所的なため、第1期熔岩との関係は、明らかではないが、噴出源を推定してみて、後期の火山活動の産物とした。

この岩石は、一般に暗緑色緻密堅硬である。斜長石は新鮮なものが少なく、硫黄や明礬石で交代されている。硫黄の鉱染が弱い時は、有色鉱物は硫黄で交代されることが少なく、新鮮な部分もみられるが、緑泥石におきかえられていることが多い。有色鉱物は、普通輝石、紫蘇輝石である。硫黄の鉱染がいちじるしくなると、岩石は灰白色を呈し、粒状の蛋白石と硫黄との集合体になる。

V.3.3 湯の沢集塊岩

武佐岳の北東、南西山麓にやや広範囲に分布する。大部分、直接緑色凝灰岩を不整合におおっている。

一般に、ほとんど熔岩をはさまず、無層理である。岩塊は角ばった拳大のものが多い。暗黒色を呈し、斜長石・有色鉱物の斑晶が目立ち、杏仁状体の発達がいちじるしい。膠結物は暗灰色の凝灰質物である。

鏡下では、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなる。斜長石は、亜灰長石または曹灰長石に属し、柱状自形のものが多く、累帯構造は発達していない。

石基は、ほとんど暗褐色のガラスで、その中に、わずかの微細な繊維状の斜長石および結晶胚が散在している。

V.3.4 俣落岳熔岩

この熔岩は、俣落岳、武佐岳東部に分布し、武佐岳火山噴出物のうち、最も分布範囲が広い。

この岩石は、前の3種の熔岩よりも珪長質で、灰色を呈する。肉眼では、灰色の石基の中に、斜長石、有色鉱物がめだつている。ウラップ川上流のものは多孔質で、他の地域のものとは多少外観を異にするが、組成鉱物は全く同じである。また武佐鉱周辺では、第2期熔岩でのべたような変質作用をうけ、硫黄の鉱染した個所がある。

鏡下では、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・石英からなり、斑状構造を示す。斜長石は、柱状ないし板状結晶で、曹灰長石附近の成分をもち、ポイキリティックに粒状の輝石を包かす。紫蘇輝石は、単斜輝石の反応縁をもち、自形を呈する。石英は、普遍的にはふくまれていない。

石基は、褐色ガラスと短冊状の斜長石・粒状の単斜輝石・クリストバル石・鉄鉱からなる。

V.3.5 武佐岳熔岩

武佐岳から北西方向に分布する。武佐硫黄鉄床生成後の噴出物と解される。

この岩石も、前者と同じく珪長質で、斑晶鉱物が目立つ、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

鏡下では、斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石がふくまれる。斜長石は、累帯構造の発達がとぼしく、中性長石附近の成分をもつ。紫蘇輝石は、単斜輝石の反応縁をもつことがまれである。ときには、稜角状ないし破片状の石英を随伴する。これら斑晶鉱物のごく一部は、緑泥石におきかえられている。

石基は、暗黄褐色のガラスと矩冊状の斜長石および粒状形の輝石・鉄鉱をふくむ。俣落岳熔岩よりもガラス質であるのが特徴である。

V.4 川北層

この地層は、いわゆる根釧原野の根幹となつているものである。北海道開発局農業水産部¹⁾が確立した根釧原野の層序の、西春別層に相当し、下部洪積世に属する。

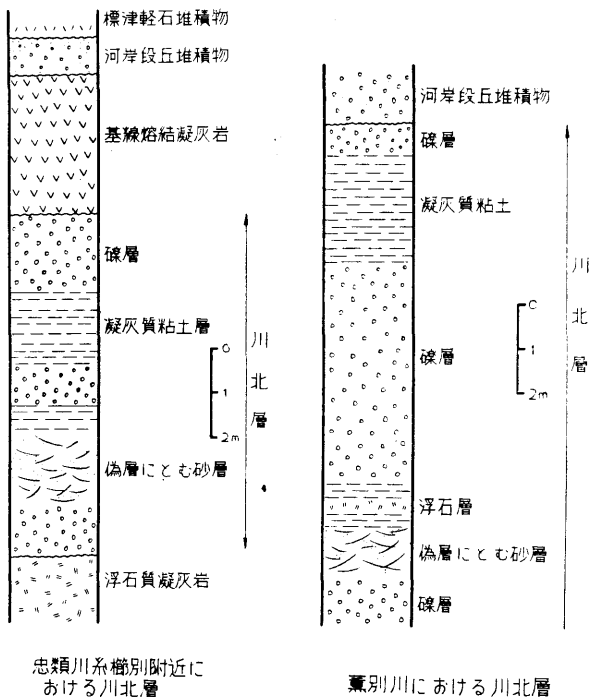
この堆積物は、東部丘陵地に広範囲に発達する。だが、標津軽石堆積物におおわれてい

1) 北海道開発局農業水産部：前出

るため、その露出は、忠類川、薫別川の両河川の崖に限られる。

その堆積状況は類似しているが、構成岩相に多少の差異がある。

忠類川では、第7図に示すように古多糠層に属する浮石質凝灰岩の上に安山岩礫を主体とする礫層・偽層の発達する粗粒の砂層・安山岩礫の多い礫層・粘土層・礫層という順序で堆積し、これらの各岩層は互に偽層していることもしばしばある。全体として10m以上の厚さをもっている。



第7図 川北層の岩相変化

これに対し、薫別川では、その下限は、明らかではないが、最下底は緑色凝灰岩・安山岩・石英粗面岩などを主体とする礫層からなり、その上に偽層の発達した粗粒の砂層・凝灰質の粘土・安山岩を主とする礫層・浮石質粘土層・礫層という順序で堆積している。これらの各岩層は、忠類川ほど互に偽層していない。しばしば垂炭および樹幹を夾在する。

要するに、砂礫の構成物は、火山碎屑岩起源のものが多く、浮石あるいは凝灰岩質の堆積岩よりなっている。

V.5 基線熔結凝灰岩

上位の標津軽石堆積物におおわれているので、その露出は忠類川の西側の一部に限られる。

この岩石は第7図に示したように、川北層の上に発達する。厚さは3mで、上位は1mの河岸段丘堆積物でおおわれている。

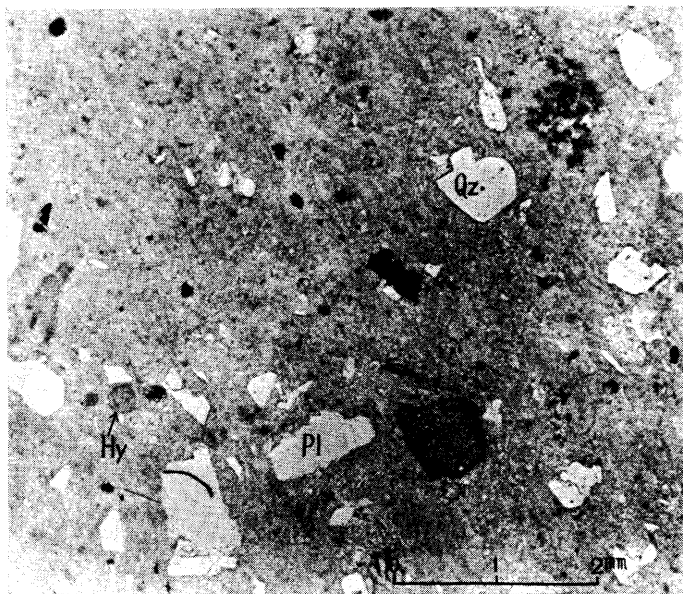
この火山碎屑岩は、屈斜路湖まで追跡され、その岩質も屈斜路火山噴出物とよく類似し

ているので、その噴出源を屈斜路湖にもとめた。

この岩層の噴出時代については、石川¹⁾・湊²⁾・勝井は、上部更新世とし、島田³⁾・矢崎は、岩相と亜炭の発達することから、下部更新世の釧路統に対比している。だが、川北層に亜炭を夾在しており、この上位に熔結凝灰岩が位置するので、上部洪積世に対比される可能性が強いようである。

すでに勝井や、筆者が指摘したように屈斜路火山噴出物の特徴は、やや多量の外輪山熔岩片、基盤岩片および炭化木片などをふくむ紫蘇輝石石英安山岩である。なお、2回にわたる噴出物のうち、初期のものは、斑状石英をふくみ、後期のものは、全くふくまないか、ひじょうにわずかである。この点からすれば、基盤熔結凝灰岩は後期のものである。

この岩石は、凝固し、熔結作用が進んでおり、灰色を呈する。流理構造状外観を示す灰



第8図 基盤熔結凝灰岩 (含石英紫蘇輝石石英安山岩)

Q: 石英 Pl: 斜長石 Hy: 紫蘇輝石 F: 外来岩片

- 1) Ishikawa. T. & Minato. M.: INQUA. 1953.
- 2) 勝井義雄: 前出
- 3) 島田忠夫・矢崎清貴: 石技協, Vol. 21, 1956, Vol. 22, 1957.
- 4) 勝井義雄: 前出
- 5) 杉本良也・長谷川潔: 前出

色ガラスの中には、0.5 cm の角ばった外来岩片および有色鉱物斜長・石が散在する。

斑晶鉱物の量比は、斜長石>紫蘇輝石>石英≒普通輝石である。斜長石は 0.3~0.6 mm 大の長柱状、卓状、破片状と種々な形状をしめす。一般に累帯構造は認められず、その成分は、 $An=45\sim 50\%$ である。紫蘇輝石は、一般に 0.2~0.4 mm 大で自形を呈することが多いが、ときには、0.7 mm 大のものや 0.05 mm 大の粒状形を示すものもある。石英は、0.2~0.4 mm 大で破片状、稜角形を示す。普通輝石は、0.2~0.5 mm 大で、自形ないし半自形を呈し、大部分が $CZ=42^\circ\sim 44^\circ$ である。またわずかの鉄鉱もふくまれる。

外来岩片は、安山岩・珉岩・粘板岩・プロピライトなどである。このうち安山岩片が、圧倒的に多い。

石基の大部分は淡褐色、あるいは灰色のガラス質であるが、一部完全に消光せず潜晶質を示す部分もみられる。またこれらのガラスは、短冊状またはいちじるしくのばされて、一定方向に配列する。

V.6 河岸段丘堆積物

おもに忠類川中流および上流に発達する。構成岩石はほとんど大差なく、安山岩礫を主とする。その大きさは頭大から拳大のものが多く、その間を砂質物が充填している。なお、図幅東部の丘陵地——標津軽石堆積物の発達する地域——を横断する忠類川、薫別川、崎無異川の両河岸にもこの種の堆積物がみられるが、地質図に記入するほどの規模でないのを削除した。

V.7 斜里岳集塊岩

斜里岳火山¹⁾の大部分をしめており、その分布は、頂上附近から四辺に同じような状態で拡がっている。その分布高度は、750 m から 1,300 m までで、ひじょうに厚い噴出物のようにみられるが、中心附近で基盤が高くもり上っているので、結局厚さはせいぜい 200 m 程度のものである。しかし、この図幅では、その分布範囲はわずかである。

この岩層は、集塊岩と熔岩とからなり、成層し流走面²⁾が発達している。流走面の走向は、頂上を中心とした同心円をえがき、その傾斜はいずれも $15^\circ\sim 20^\circ$ で、頂上より外側に向つている。

岩質は下部から上部に向つて多少変化するが、一般に、熔岩は暗褐色、緻密な普通輝石安山岩である。集塊岩部は、同熔岩を岩塊とし、その間を同質の熔岩が埋めている。

1) 杉本良也・長谷川潔：前出

2) 斜里岳図幅

V.8 崖錐堆積物

この堆積物は、斜里岳基底熔岩をとりまいて、比較的広範囲に分布し、また、574.0 高地の東部山麓にも発達する。この堆積物は標津軽石堆積物におおわれている。

この岩層は、それぞれの背後山地を構成する岩礫で構成される頭大ないし拳大の安山岩礫で、この間を粗粒の砂が充填している。

V.9 標津軽石堆積物

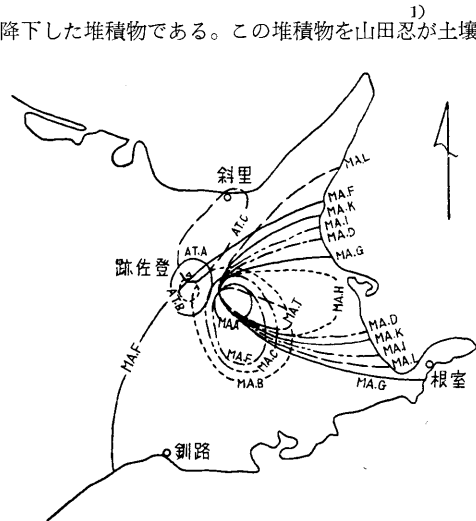
図幅東部の丘陵性台地に、川北層および河岸段丘堆積物をおおつて、広範囲に分布する。この堆積物は、雨水のために容易に運ばれて、下位の地層をおおうので、地質調査の大きな障害となっている。

摩周軽石堆積物に相当するもので、降下した堆積物である。この堆積物を山田忍が土壤学的立場から取扱い、これを 12 層に分け、新しいものから、摩周統火山灰 A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L 層と、それぞれ命名した。これらの噴出物の分布範囲は第 9 図に示した。これによると F, L 層が分布することになるが、その後の調査によると全域に A 層が発達している。

A 層に相当するものは、白黄色の厚さ 15 cm 内外の砂質ロームで、一見してよくわかる層である。腐植はチョコレートないし黒褐色を示す。古多糠附近では風化の度が高く、腐植にとむ。

F 層に相当するものは、上部が黄褐色の砂質ロームないしローム層で浮石・熔岩片をふくむ。下部層は浮石および火山砂のようなものである。

L 層に相当する火山灰層は、黄褐色ないし褐色の浮石層で、浮石は米粒大から大豆大の粒状形を示す。上部は風化をうけ赤褐色ないし黄赤褐色の砂質ローム状を呈し、最上部に



第 9 図 北海道東部における沖積層の火山灰分布図 (山田原図)

1) 山田 忍： 北農試，1951.

2) 石塚喜明他： 北農試，1953.

は黒色ないし黒褐色の腐植層をもっている。厚さは 40 cm である。

これらの各火山灰層は露出がよくないので、地質図には同色で塗色しておいた。また、風成堆積物であるこの地層の構成浮石の礫の大きさの変化などは、充分把握できなかつたが、北に行くほど、細粒になる傾向がみとめられる。

この軽石は、一般にきわめて気泡にとむ。他は淡黄褐色のガラスで、晶子は、ほとんどみとめられず、斑晶として、わずかの斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および磁鉄鉱がみとめられるにすぎないが、普通輝石紫蘇輝石安山岩に属する。

V.10 沖 積 層

ウラップ川、忠類川、薫別川、崎無異川の各河川に沿って発達する。主に頭大の安山岩質礫を主とするが、粘土・砂礫・浮石もみられ、流域を構成している地質によつて、多少の違いがある。

VI 応用地質

VI.1 概 説

この図幅の地域内は、古くから金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫黄地帯として注目されてきた。したがつて、根室・東亜・武佐鉱山などの旧稼行鉱山や稼行中の鉱山をはじめ、探鉱中のものや、休山、廃山あるいは古い坑道が多数存在している。

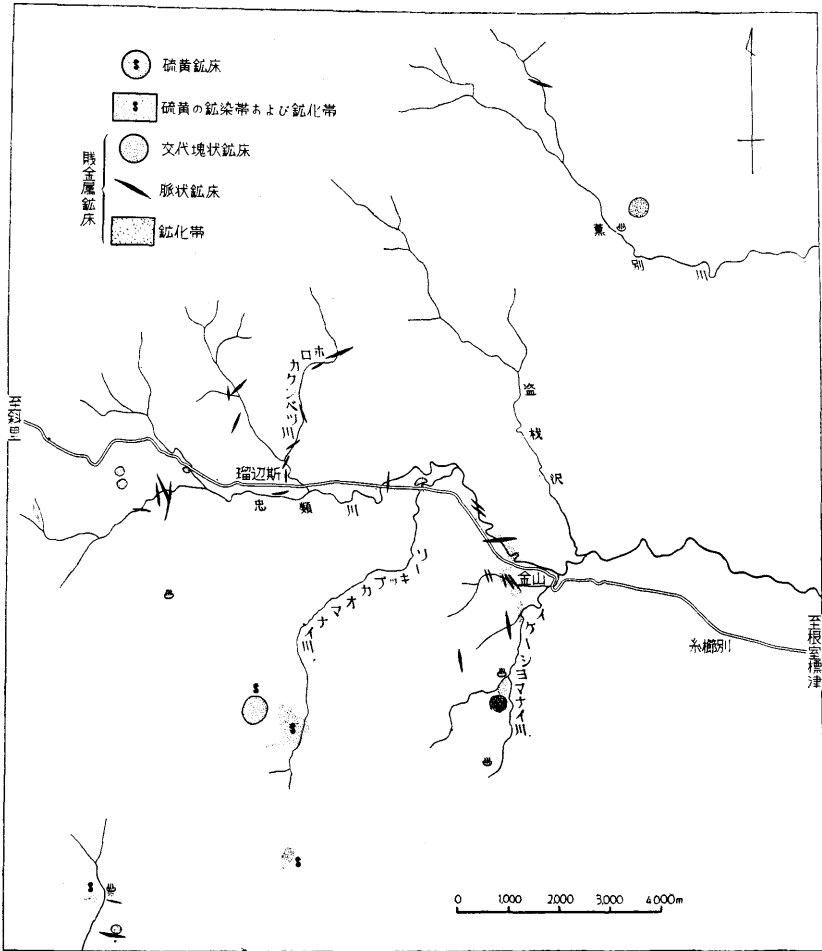
これら鉱床は、すべて新第三系下部層を母岩とするもので、東北日本内帯の、いわゆる緑色凝灰岩の中に発達する鉱床とその形式を同じくし、知床鉱床区を形成している。

この地域で、現在まで知られている鉱床は、典型的な黒鉱鉱床および黒鉱式鉱床である。

このうち、最も普遍的なものは、黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・石英・重晶石（一部方解石・石膏をとまう）の鉱物組合せである。しかし、一部には、肉眼的に硫化鉄鉱だけからなる露頭や、黄鉱状の鉱床もみられる。東亜・根室鉱山は前者に属し、中標津鉱山は後者に属する。

上述のような、組成鉱物および鉱床型は、西北海道のグリーンタフ地域の鉱床と類似している。やや異なる点は、含金銀石英脈ないし含金銀石英方解石脈のとほしいことである。

1) Minato M. et al: 前出



第10図 武佐岳図幅内の鉛床分布図

概観すると、¹⁾山口が指摘したように、鉛床は、地質構造に支配されていることがうかがわれる。しかし、石英粗面岩と鉛床とが直接関係があつたかは、明らかではない。ともあれ、鉛化作用は、いちじるしい火成活動の一連として、現在みられる背斜軸、蝶番帯のような個所に行われた。さらにその後、東側の蝶番帯が形成されたために、鉛床は擾乱されている。

1) 山口四朗他：前出

また、この地域は、千島火山帯の西南部にあたり、阿寒知床帯に属するので、この期の火成活動に伴随する硫黄鉱床が存在する。主として、武佐岳周辺に賦存する。武佐鉱山は、その代表的鉱山である。このほか、数カ所に温泉が湧出しているが、立地条件の関係から川北温泉だけが利用されているにすぎず、他は全くかえりみられていない状態である。

川北層は古多糠附近では、開拓道路の敷石として利用されている。

開拓途上にある東部の丘陵性台地では、地下水が問題となつてはいるが、川北層が主な帯水層となつてはいる。

VI.2 賤金属鉱床

VI.2.1 忠類川上流地区¹⁾

鉱床は、忠類川の東西から南南西に流路をかえる地点と、さらに、その上流 2 km の地点の周辺に位置する。

留辺斯から鉱床までは、営林署の自動車専用道路が通じている。

この鉱床が発見された歴史は、明らかでないが、かなり古いようである。おそらく、隣接の根室鉱山が開発された頃ではなかろうか。現在まで露頭調査を行つた程度である。

鉱床は忠類層中の留辺斯緑色凝灰岩層中に胚胎する。

現在までしられた露頭は、鉱染交代型、鉱脈型の 2 種にわけられる。鉱脈型といつても、いわゆる裂かを充填したものではなくて 1 つの剪断帯に沿つて鉱染交代したものである。

各露頭の構成鉱物は、石英・重晶石・方解石・黄鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱である。

VI.2.1.1 脈状型鉱床

忠類川の北岸の河沿いに 2 カ所と、忠類川と湯の沢の合流点附近の南面の崖とに露頭する。

緑色凝灰岩の中に胚胎する鉱床のうち、上流に発達するものは、走向 SN で地層の走向とほぼ同じである。母岩は、いちじるしく粘土化し、泥土状となつてはいる。しかし、黄鉄鉱の鉱染のいちじるしい所は、珪化して、やや堅硬となる。この珪化、黄鉄鉱鉱染帯は幅 1.5 m に達するが、²⁾ $S=20.23\%$ で、鏡下でも、他のベースメタルはみとめられない。黄鉄鉱は粗粒で、1.5~3 mm である。ときには、2~3 cm の 5 角 12 面体や立方体の美晶もみられる。

1) 杉本良也：北地資報，No. 18，1957.

2) 分析者：北海道立地下資源調査所 二間瀬冽技師

このような状態のため、探鉱価値はとぼしい。しかも、平坦な河岸段丘堆積物が、走向方向に 40 m もつづいているので、水平坑道による探鉱は困難である。

下流の緑色凝灰岩中には、2 本の平行脈の露頭がみられる。両鍾の間隔は 6.3 m で、走向は N40°W、傾斜は 70°NE を示し、地層の走向を切っている。母岩の変質は、上流と異なり、珪化作用がいちじるしく、黄鉄鉱は酸化して“やけ”の様相を示している。

走向延長の北西部は、NS の断層で切られ、南東部は、河床堆積物でおおわれているので、その規模は明らかでない。両鍾のうち、上流に分布するものは、鍾幅 2~4 cm で、下流のものは 30 cm 程度である。前者は石英・黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱からなり、後者は、上記鉱物のほかに、少量の重晶石・黄銅鉱をとまなう。その量比は、閃亜鉛鉱>方鉛鉱≒黄銅鉱である。

方鉛鉱と閃亜鉛鉱は、スムーズな曲線で接するほか、前者が後者に交代されているときもある。また、両鉱物の接合部の境界に沿って黄鉄鉱の微粒が存在することもある。黄銅鉱は閃亜鉛鉱の中に“点滴状”，“ひも状”にふくまれる場合と、閃亜鉛鉱に交代されて島状に存在する場合とがある。方鉛鉱は閃亜鉛鉱よりはるかに少量である。

一方、最下流の黒色頁岩を下盤とし、緑色凝灰岩を上盤とする断層帯の中に胚胎するものは、走向 N20°E で、南岸では前 2 鉱脈と斜行するようであり、鉱染帯をふくめると 50 cm である。

下盤の黒色頁岩は、微粒石英集合体となり、方解石の細脈で切られている。鉱床は上盤の緑色凝灰岩を鉱染交代したもののようであるが、調査時は、段丘堆積物が崩落して明らかでなかつた。

鉱石の構成鉱物は、前にのべた 2 脈と同様である。

一方、湯の沢と忠類川の合流点に露出するものは、赤煉瓦状の色を呈する凝灰岩の中に胚胎する。走向は、うえにのべた各鉱脈と異なり、EW を示す。東部の走向延長の変質帯は、河沿いに 30 m 追跡されるが、それ以東は段丘堆積物におおわれる。西部も、河床段丘堆積物でおおわれるが、河崖の露出岩から、少なくとも 120 m 以上は期待できない。

赤色母岩は、赤褐色の褐鉄鉱質物と石英の集合体から構成される。これらを切つて、石英・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・方解石の集合体からなる網状脈が発達する。しかし、ベースメタルは、網状脈の中に一様には分布してあらず、局所的に濃集する。黄銅鉱は、わずかに閃亜鉛鉱に伴う。

VI.2.1.2 鉱染交代型鉱床

忠類川北面の小支流に 2 カ所露出する鉱床が、これに属する。いずれも、緑色凝灰岩・

角礫凝灰岩の中に胚胎している。

忠類川北面の小沢に露出する鉱体の周辺は第11図に示すように、上部は斜里岳の岩錐におおわれ、河床面には安山岩礫を主とする堆積物が発達し、沢沿いの小規模な崖に点々と、母岩である緑色凝灰岩・角礫凝灰岩が露出する。

下盤に相当する角礫凝灰岩は緻密堅硬で、指頭大の角礫の周辺部を幅0.5~1cmの石英・黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱の集合体にとりまき、角礫鉱を構成する。

一方、上盤の粘結性のある粘土化した淡緑色の凝灰岩は、延長40m、幅員10m、厚さ4mにおよび、局所的に黄鉄鉱・黄銅鉱が鉱染濃集している。また、主に石英・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱の鉱染した、指頭大または拳大の黄鉄塊もみられる。

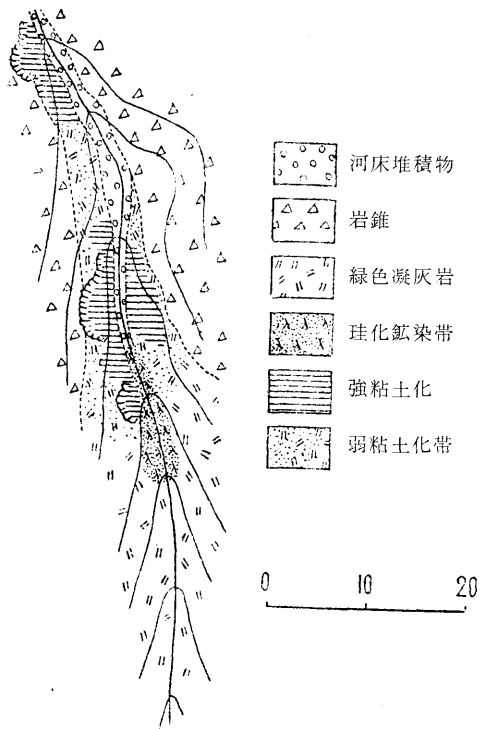
角礫鉱石は、黄鉄鉱が最も多く、その間を、主に石英と閃亜鉛鉱とがうずめている。方鉛鉱・閃亜鉛鉱に包かされていることもあるが、スムーズな曲線で接し、ときには、その接合部に黄銅鉱を伴う。

一方、粘土鉱は、黄鉄鉱・黄銅鉱だけからなり、後者の辺縁部は、銅藍に変化する。

塊鉱は、黄鉄鉱が最も多く、黄銅鉱がついでいる。方鉛鉱・閃亜鉛鉱が、最も少ない。黄銅鉱は、黄鉄鉱に包かされるが、黄鉄鉱粒間の一部をうずめる。

代表的資料の分析結果は、右表のようである。

前述した鉱体の東方800mの地点に位する鉱床は、上述の鉱体と同様であるが、粘土鉱はみられず、粘土につつまれた塊鉱



第11図 忠類川北西の小沢に露出する鉱床見取図

方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱の鉱染した、指頭大または拳大の黄鉄塊もみられる。

試料	Cu %	Pb %	Zn %	S %
粘土鉱	1.31	—	—	16.26
塊鉱	0.99	0.31	—	—

(分析者：北海道立地下資源調査所技師 二間瀬洸)

が、みられるにすぎない。塊鉱は、湯の沢と忠類川の合流点附近の鉱石と、同性質である。

しかし、この粘土帯の規模は、上述の鉱体よりはるかに小さく、露岩から判断して、 $30 \times 40 \text{ m}$ 以内である。

さらに、東方の隣接小沢にも多小やけた緑色凝灰岩の中に、局所的に微粒黄鉄鉱が鉱染した粘土化帯が発達する。

一方、斜里国道がカスシナイ川を横断する南側に、交代状の鉱床がみられる。

緑色凝灰岩の粘土化した部分に、団塊状の鉱塊がみられるが、その上部は、崖錐におおわれ、その規模は明らかではない。

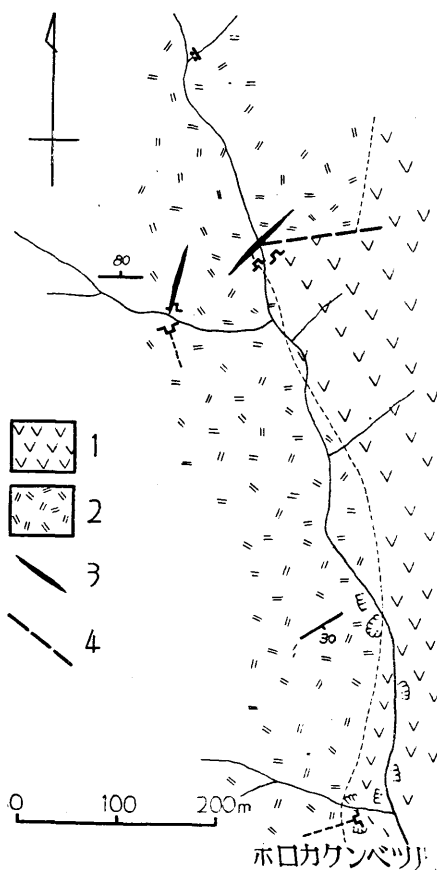
その延長方向の河床では、ほとんど変質をうけない緑色凝灰岩が露出するので、鉱体は、小規模か、あるいはその辺縁部を観察しているのかもしれない。

組成鉱物の量比は、黄鉄鉱>黄銅鉱
≒閃亜鉛鉱>方鉛鉱である。

VI.2.2 東亜鉱山地区鉱床

カスシナイ左支流の西側支流に露出する鉱床は、緑色凝灰岩とプロピライトの接触部附近に胚胎する脈状鉱床のようである。だが、坑道は埋没し、露頭も研でおおわれているために観察できなかつた。したがって、その実体は明らかでない。しかし、研の中の鉱石をみると、黄銅鉱がひじょうに濃集しているようである。採取した一資料は、いちじるしく珪化された凝灰岩の中に幅 1 cm のほとんど黄銅鉱だけからなるものである。

組成鉱物は、黄銅鉱>黄鉄鉱であり、石英のほかにはわずかの重晶石を伴う。



第12図 東亜地区鉱床見取図

- | | |
|----------|---------|
| 1 プロピライト | 2 緑色凝灰岩 |
| 3 鉱体 | 4 断層 |

この鉍床の上流の西側の一交流にも露頭がある。右岸の坑道は錘押しを行つたもので、その延長 10 m 前後である。

鉍床は、緑色凝灰岩の中に胚胎し、その走向は $N10^{\circ}E$ 、傾斜は $70^{\circ}W$ である。珪化帯をふくめるとその幅 40 cm 位となる。賤金属は、この珪化帯の中に細脈状に発達する。

一方、左岸にも、その掘進方向から、錘押しを行つたと考えられるが、埋没している。組成鉍物は、黄銅鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍・黄鉄鉍である。これもまた、石英のほかに、わずかの重晶石がみられる。

この沢の最上流の鉍床は、この地域でもつとも大規模に探鉍された個所である。

鉍鉍床は、プロピライトおよび緑色凝灰岩の断層帯に沿つて発達し、脈状型式をとる。その走向は $N30^{\circ}E$ 、傾斜は $70^{\circ}NW$ である。

露頭は、河床の右岸にあり、いちじるしく珪化した凝灰岩中に、幅数 cm の、黄銅鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍・黄鉄鉍脈が発達する。同時に周辺に走向延長のつづかない主脈と斜交する細脈がみられる。組成鉍物は主脈と同様のものもあるが、石英・黄鉄鉍からなるものもある。

この露頭に対し、左右両岸から錘押し坑道を掘進している。その延長は 60 m で、この間賤金属を含有するのは、露頭をふくめて、35 m ほどで、他は珪化帯ないし、石英・黄鉄鉍脈に移過する。

組成鉍物の量比は、閃亜鉛鉍>黄銅鉍>黄鉄鉍>方鉛鉍である。

黄銅鉍は、閃亜鉛鉍を脈状に貫ぬくが、方鉛鉍とは、なめらかな境界で接する。方鉛鉍は、一般には、他の鉍物とは接することがなく、単独で存在する。

カスシナイ川右支流の上流にも露頭がある。鉍床の周辺は、緑色砂岩と緑色凝灰岩の互層からなるが、断層のため、いちじるしく擾乱され、その走向は NS、傾斜は $70^{\circ}E$ となる。

鉍体は緑色凝灰岩中に胚胎し、その走向は $N30^{\circ}E$ で、傾斜はほぼ直立している。

組成鉍物の量比は、黄銅鉍>閃亜鉛鉍≒黄鉄鉍である。黄銅鉍の表面は酸化して、藍銅鉍・孔雀石にかわつているが、内部は新鮮である。

黄鉄鉍は、黄銅鉍の中に包かされるか、または石英と共存する。黄銅鉍と閃亜鉛鉍は密接に随伴するが、後者は前者に包かされることが多い。

また両鉍物が相接する場合は、閃亜鉛鉍の中に黄銅鉍の点滴がふくまれる。その鉍化作用は、黄鉄鉍・石英→閃亜鉛鉍→黄銅鉍の順序で行われたようである。

この鉍床の下流にも、 $N10^{\circ}W \cdot 85^{\circ}E$ 、 $N55^{\circ}E \cdot 40^{\circ}W$ の走向・傾斜をそれぞれ示す脈状

型の2つの鉱床がみられる。鉱床は、錐山プロピライト緑色凝灰岩複合岩体の中に胚胎し、粘土化、珪化作用がいちじるしい。鍾幅20~40 cmで、その組成鉱物は、上述した鉱物とほぼ同様である。

また、ホロカクンベツ川とその支流との合流点から下流にも2条の鉱脈がみられる。その走向は、N10°E~NSで、鍾幅、組成鉱物とも、上に述べたものとはほぼ同様である。

忠類川とその支流のホロカクンベツ川との合流点から、忠類川を500 mほどさかのぼると河床に露頭がみられる。これは、角礫凝灰岩の中に胚胎し、珪化帯をふくめて、70 cmの幅を有する。その走向は、EW、傾斜はほぼ直角である。全く未探鉱である。

鉱石は、石英・鉄鉱にとみ、その中に、黄銅鉱・閃亜鉛鉱および、ひじょうにわずかの方鉛鉱が存在する。黄銅鉱と閃亜鉛鉱は、それぞれ独立して散在するが、ときには、不規則な形で接し、後者の中に前者の点滴がみられる。

その量比は、黄鉄鉱>>黄銅鉱>>閃亜鉛鉱である。

VI. 2.3 根室鉱山地区

この附近は、瑠辺斯緑色凝灰岩およびこれを貫ぬく、石英粗面岩で構成されている。

根室鉱山は、イケーシヨマナイ川上流に位置する。かつて、横牛川から、鉱山まで鉱山道路が通じていたが、いまでは、全く荒廃している。

現在は、次の径路を利用するのが最も便利である。

標津町—自動車道路—川北温泉—歩道—鉱山

標津町—バス道路—金山—歩道—鉱山

この鉱山の開発の歴史は古く、大正初期に始まる。当時約30,000¹⁾トンの出鉱をみたというが、今は、坑長も埋没し、研中にも鉱石らしいものがほとんどみられず、その全貌は、全く不明である。研中に、わずかに石膏がみられるにすぎない。

この鉱床の周辺は、粘土化作用がいちじるしく、母岩の緑色凝灰岩は、青白色にかわつている。また、珪化作用もいちじるしいが、とくに、石英粗面岩体の周辺部に強い。

木下²⁾によると、鉱床は頁岩の下盤に発達する粘土中に胚胎する黒鉄鉱床で、中切坑およびその下方6 mに開坑する2坑で、黒鉄に着鉄し、2坑の下方20 mの3坑では、黄鉄を主とする。黒鉄および黄鉄の下盤には、一帯に石膏が発達し、厚さ2~3 mの層状を示すという。

この鉱床の鉱石の品位は、¹⁾当時の記録によると、Cu=3%、Pb=10%、Zn=25%程度

1) 山口四郎他：前出

2) 木下亀誠：本邦の黒鉄床，1944.

であり、組成鉱物を量比で示すと、閃亜鉛鉱>方鉛鉱>黄鉄鉱>黄銅鉱の順序であるという。

イケーショマナイ川が、忠類川から分岐した地点から、約 1.2 km の上流附近はいちじろしく珪化し、黄鉄鉱の鉱染もやや顕著であるが、賤金属はみられない。

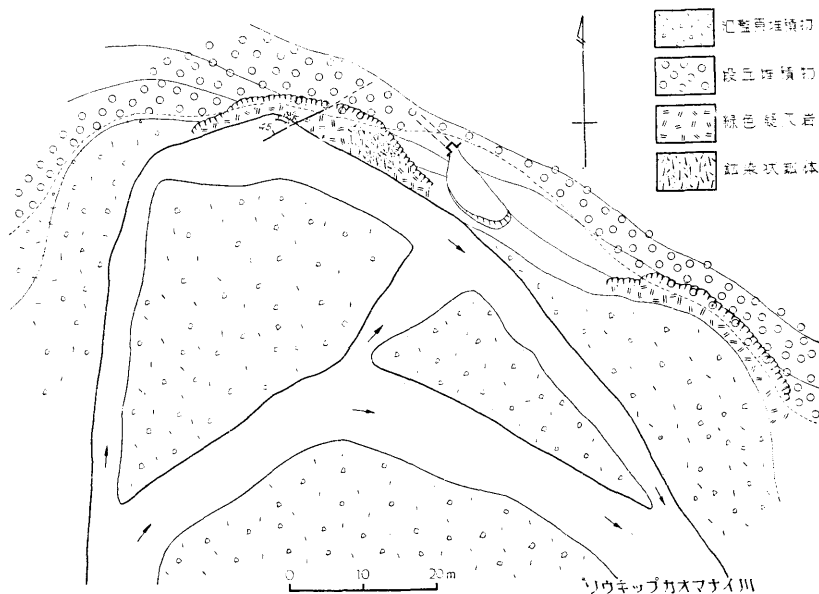
イケーショマナイ河口からこの川を 500 m さかのぼると、西側に一支流がある。この支流の 500 m 上流に、走向 NS~N60°W の数条の石英・黄鉄鉱脈が露出する。下流の露頭ほど走向は西にふれ、上流になるほど北にふれる。その鍾幅は 15 cm~60 cm におよぶ。

組成鉱物は、石英・黄鉄鉱で他の賤金属はみられない。

なお、この数条の鉱床は、緑色凝灰岩とプロピライトを母岩とするが、母岩の相違による、鍾幅・組成鉱物の変化はみられない。

また、忠類川とイケーショマナイ川合流点から、2 km 上流に、数条の露頭がみられる。その鍾幅、30~40 cm で、走向は、EW~N45°W である。ほとんどが、黄鉄鉱、石英からなるが、ひじょうにわずかの黄銅鉱・閃亜鉛鉱がみられる。

ソウキップカオマナイ河口に、鉱染交代鉱床がみられる。この鉱床は、瑠辺斯鉱山として、大正 6, 7 年の頃、東京三益商會が、採掘に従事し、製錬所を建設して、製錬を開始した。しかし鉱量が少なく、また製錬に失敗したために、休山したという。



第 13 図 瑠辺斯鉱床見取図

鉍床は緑色凝灰岩のやや粘土化した部分に、網状に賤金属が胚胎する。単脈の幅は 1~2 cm 位である。また、その一般走向は、周辺の粘土帯の方向から N55°E のようである。全体の鉍化体の幅は 10 m に達するが、賤金属をふくむのは、1 m ほどである。

この露頭部に対し、下流の右岸から、N40°E 方向に、坑道を掘進している。坑道は埋没し、かつ研の中にも、鉍石らしいものはみあたらない。

組成鉍物の量比は、閃亜鉛鉍>方鉛鉍>黄鉄鉍である。

VI.2.4 薫別地区

薫別川の上流と、その一支流に露頭がある。この鉍床は、大正 10 年まで約 3 年、崎無異川上流の鉍床と合して、北根室鉍床とよばれて探鉍された。周辺は、いちじるしく珪化し、その原岩の判定に苦しむが錐山プロピライト、緑色凝灰岩複合体の中に胚胎しているようである。

現在は、全く坑道は埋没し、研から、かろうじて探鉍の後をうかがうことができる。散在する研も、鉍石らしいものは、ほとんどみあらず、わずかに、幅 1 cm 大の、閃亜鉛鉍>方鉛鉍>黄鉄鉍、重晶石・石英細脈のみられる鉍石を採取したにすぎない。

なお、この最上流の鉍床は、盗材沢角礫凝灰岩の中に胚胎する脈状鉍床である。その走向、N 80°W、傾斜 70°N である。鍾幅は 40 cm であつて、数 m 坑道探鉍が行われている。組成鉍物は、石英、黄鉄鉍およびごく少量の方解石である。

VI.2.5 中標津地区

俣落川上流の右支流に位置する。

中標津町から俣落川に沿つて、18 km の間には、自動車専用林道が通じている。この終点より、鉍山まで 2.5 km の間は、かろうじて自動車の通ずる道路が開さくされている。

この附近の探鉍も大正末期にさかのぼり、主として、硫黄を中心として行つたようである。最近、賤金属を目的として探鉍をはじめた。

鉍床周辺は、珪化緑色凝灰岩（プロピライトを伴う）と俣落川ネヴァタ岩質石質石英粗面岩からなり、珪化、黄鉄鉍化作用がいちじるしい。とくに、後者の酸化帯は赤褐色を呈し、特徴のある岩相を呈する。

鉍床は、緑色凝灰岩を母岩とする。その賦存状態は、第 14 図に示す。

脈型形式をとる鉍床に対し、探鉍坑道が掘道されている。右岸の露頭の西側延長を、鍾押しで、10 m ほど掘進している。露頭部は、幅 70 cm の粘土化帯に賤金属が鉍染したもので、走向は N80°W で、傾斜は 60°N を示す。その延長は 25 m ほど確認されている。坑道内では、露頭と多少おもむきをことにし、上盤が珪化し、その割目に沿つて、フィル

ム状の賤金属（黄銅鉱が多い）が附着するが、珪化岩の中まで鉱染するにいたっていない。下盤の粘土化帯は、露頭部とほとんどかわらない。

この坑道の 15 m 下部から、この鍾に対し、坑道を掘進中であり、鉱染帯に着鉱しているが、賤金属はみられない。

ともあれ、この鉱床は、交代作用による脈状型の鉱床で、黄銅状の性質をもつものである。

脈状鉱物は、石英と少量の重晶石、方解石である。

粘土鉱中の組成金属鉱物は、黄鉄鉱>黄銅鉱である。

これに対し、珪化帯中のも

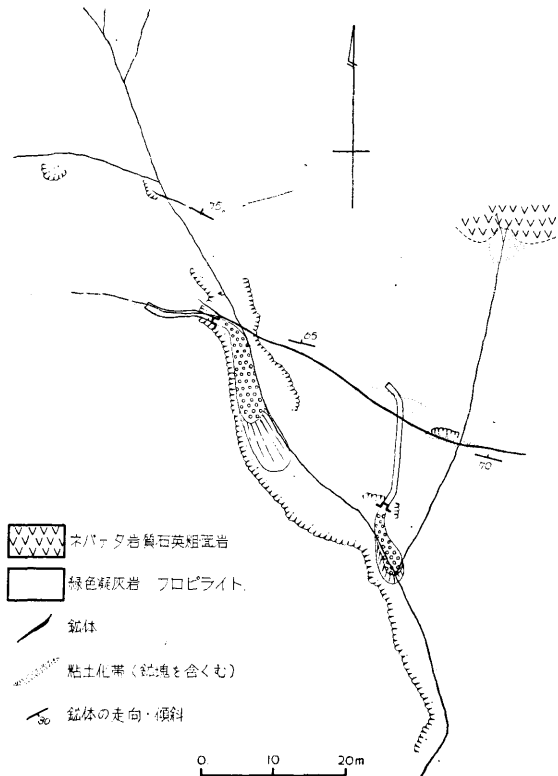
のは、多少異なり、黄鉄鉱>黄銅鉱>閃亜鉛鉱である。銅鉱の表面は、酸化して、藍銅鉱・銅藍にかわつている。

また、この露頭の 30 m 上流に、ネヴァタ岩質石英粗面岩を上盤とする交代鉱床が露出している。

露頭部では、下盤の泥土状粘土化帯の中に、拳大の黒鉱および指頭の黄銅がわずかにみられるにすぎない。全く探鉱が行われていないので、全貌は明らかでないが、珪化石英粗面岩を帽岩とする塊状の交代鉱床の賦存することが予想される。

VI.3 石油 鉱床

石油は下部新第三紀層にぞくするイケーショマナイ川頁岩層に胚胎する。この頁岩層は、イケーショマナイ川上流にやや広く露出し、その西岸 2 個所に石油が滲出している。その



第 14 図 中標津鉱床見取図

量は、ひじょうに微量であるが、この附近の頁岩を水中に投ずると油“きら”が浮遊する。

この頁岩は、露頭附近では、走向は $N 10^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ 、傾斜は $50^{\circ} \sim 80^{\circ} E$ を示し単斜構造を呈している。しかも、石英粗面岩岩脈進入のために、地層が擾乱している。したがって、油田構造としては、好条件を備えているとはいえない。

VI.4 硫黄鉛床

第四紀更新世の火山に属する武佐岳火山噴出物中には硫黄鉛床を胚胎する。そのうち、武佐鉛山が最も代表的なものである。

VI.4.1 武佐鉛山¹⁾

この鉛山の発見は古く、幾度か、探鉛あるいは採鉛が行われた。筆者の調査時には、旧坑などの取り分けは行っていないが、露天掘りの準備と試錐探査を実施中であった。現在は休山している。

鉛床は、忠類川の支流のソーキップカオマナイ川上流に位置する。この間は自動車道路が通じている。

構成地質は、武佐岳火山噴出物である。そのうち、鉛化作用は、第四期の俣落熔岩以下の岩石にみられる。周辺の母岩は新鮮のようにみえても、不規則な裂かにそい蛋白石化作用・陶土化作用・明礬石化作用をうけ、裂かの中には、硫化鉄が発達している。

主要鉛床（調査時の露天掘り箇所）は、沈澱鉛床で、厚さ数 mm から 1 cm に達する多数の良質硫黄の薄層と、僅少な硫黄をふくむ凝灰岩層とが、互層をなして成層している。鉛床の厚さは数 m から、10 m にも達するが、良質鉛の部が全体の 3 分の 1 程度であるため、平均した鉛石の品位は 30 % 前後と推定される。鉛石はきわめて粘土にとみ、灰黄色を呈する。

また、鉛層は、多くの断層によつて、切断されているが、いちじるしい褶曲作用は受けなかつたようである。

一方、この鉛床の東山麓および河床に露出する熔岩は、鉛染状の低品位の硫黄で交代されている。この種の岩石は、蛋白石化と明礬石化作用をうけ、硫黄は、主として斜長石を交代し、多少の硫化鉄鉛が混在している。

VI.4.2 中標津地区

俣落川上流の小沢にも硫黄鉛床がみられる。大正末期に探鉛したといわれ、旧坑がある。

1) 藤井鹿三郎他二名：早稲田大学工学部鉛山工学科，鉛山学研究報告，1952.

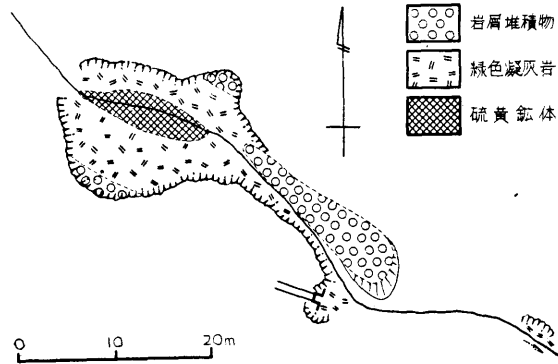
鉱床は、緑色凝灰岩を交代した、鉱染型式のものである。上部は、浮石および崖錐状堆積物におおわれ、鉱床周辺はいちじるしく、粘土化作用をうけている。

最近、河床部の露頭部を採鉱し、数十トンの貯鉱がある。

鉱床の賦存状態、露頭の規模は、第15図に示した。その品位は、15%前後である。

また、この周辺にも、数箇所旧坑がある。だが、いずれも埋没し、珪化あるいは粘土化の跡がみられるていどで、鉱石らしいものは、みあたらない。

また、クテクツベツ川上流の、武佐岳火山噴出物も、いちじるしい粘土化作用をうけ、ごくわずかの硫黄がみられる。



第15図 中標津硫黄鉄床見取図

VI.5 温泉

図幅内に数箇所温泉および冷泉が湧出している。

川北温泉は、イケーショマナイ川上流に位置し、標津町から温泉まで自動車道路が通じている。また、斜里国道の金山から、イケーショマナイ川に沿って歩道が通じているので、これを利用して温泉に達する。立地条件が悪いため、浴客が少ない。

温泉は、石英粗面岩の裂かから湧出し、湧出口における温度は、摂氏68¹⁾である。無色透明で、塩類泉に属する。その分析結果は、下表のようである。(定量十万分中)

反応	比重	全固形物	珪酸	鉄及びアルミニウム	カルシウム	マグネシウム	ポッタシウム	ソジウム	硫酸(SO ₄)	塩素	炭酸(CO ₂)
弱アルカリ性	1.007	935.60	13.10	痕跡	9.66	1.67	18.60	322.20	8.15	499.97	36.72

(地質調査所)

蕨別川上流の盗村沢角礫凝灰岩の裂かからも温泉が湧出している。泉温は測定していな

1) 六角兵吉：前出

いが、摂氏 42° 以上あることは、間違いない。全く、交通はとぎされているため、利用者もなく、放置されている。

忠類川の上流の一支流湯の沢に温泉がある。角礫凝灰岩の割目から湧出している。

その泉質は次のようである。

分析者： 東京衛生試験所（大正 15）

性 状： 無色透明にして鹹味並びに苦味を有し微弱アルカリ性を呈する。

泉源温度： 40.0° 比重 (15°)： 1.0116 蒸発残留物 (mg/kg)： 14,350.00

鉱水 1 kg 中に検出せる成分及びその分量

K'197.2 mg	Cl'6,177.2
Na'3,162.0	Br'5.5
Li'2.5	I'3.6
NH ₄ '3.6	SO ₄ ''1,180.5
Ca''1,297.7	HCO ₃ '1,491.6
Mg''176.6	HBO ₂ (meta)988.5
Fe''12.9	H ₂ SiO ₃ (meta)96.5
Al'''4.4	CO ₂413.5

泉質.....含硼酸塩化土類食塩泉

その他、俣落川上流に冷泉があり、硫黄を沈澱している。また、イケーショマナイ川上流にも冷泉が湧出している。これは、無色透明で、炭酸泉に属する。

VI.6 砂 利

川北層の砂礫および川砂利（忠類川・薫別川・崎無異川・ウラップ川）は、道路の補修、建設ならびに土木工事には充分利用できる。

参 考 文 献

- 門倉三能： 知島半島地質調査報文，鉱調，No. 23，P. 1~44，1916。
門倉三能： 知島半島の地形および地質，地学雑，Vol. 28，P. 801~818，1916。
六角兵吉： 根室国日梨郡忠類川上流産油地調査報文，鉱調，No. 33，P. 1~20，1922。
木下亀城： 本邦の黒鉱鉱床，本邦の金属鉱床，Vol. 3，P. 1~279，1944。

1) 厚生大臣官房国立公園部： 日本鉱泉誌，P. 36，1953。

2) 六角兵吉： 前出

- 山田 忍： 火山性土性調査法と北海道における火山性土壌，北農試，No. 44, P. 1~93, 1951.
- 浦島幸世： 知床半島基部忠類川上流の完晶質火成岩，新生代の研究，No. 8, P. 1~3, 1951.
- 泰 正雄： グリントフ地域の問題，新生代の研究，No. 14, P. 1~10, 1952.
- 藤井鹿三郎他： 武佐硫黄鉱山における電気探査，早稲田大学工学部鉱山工学科，鉱山学研究報告，Vol. 2, No. 52, 1952.
- 厚生大臣官房国立公園部： 日本鉱泉誌，P. 36, 1953.
- Ishikawa, T. & Minato, M.: Age of the welded tuffs in Northern Japan, INQUA, P. 1~6, 1953.
- 山口四朗他： 知床半島における鉱床胚胎の機構について，鉱山地質，Vol. 3, No. 9, P. 145~155, 1953.
- 石塚喜明： 北部根室原野土性調査報告，北農試，P. 1~142, 1953.
- 勝井義雄： 摩周火山の地質と岩石，地質雑，Vol. 61, No. 721, P. 481~495, 1955.
- Minato, M, et al: Geotectonic synthesis of the green tuff regions in Japan, Bull. Earthq. Res. Int. Tokyo Univ., 34, 237~264, 1956.
- 島田忠夫・矢崎清貴： 網走市附近地質調査報告，石技協，Vol. 21, No. 6, P. 225~231, 1956.
- 勝井義雄： 屈斜路カルデラの軽石流堆積物について，火山，Vol. 2, No. 2, P. 96~97, 1957.
- 杉本良也： 標津村ルベス鉱床調査報告，北地資報，No. 18, P. 7~15.
- 勝井義雄： 阿寒，屈斜路火山群，地球科学，No. 39, P. 19~29, 1958.
- 杉本良也・長谷川潔： 斜里岳図幅，北海道開発庁，1959.
- 北海道開発局農業水産部： 根釧原野地域農業開発基本計画書，P. 81~90, 1959.

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

MUSADAKE
(Abashiri-51)

by
Ryōya Sugimoto
(Written in 1960)

Résumé

The area occupies the root of the Shiretoko Peninsula. Some flat lands with maximum height of about 80~130 m. above sea level, have been bringing under cultivation since the end of the 2nd World War and others are covered with an energetic forest.

In this area the only communication is a national road crossing towards east-west along the Churui-gawa and Ikushinagawa.

Topography and Geology

Generally viewing, this area is divided into several units as follows, which are closely connected with geology ;

(a) The flat or hilly land, about 80~120 m. above sea level, showing sedimentation surface of the Kawakita formation.

(b) The mountainous land, formed of strato-volcanoes such as Sharidake, Musadake and Samakkenupuriyama.

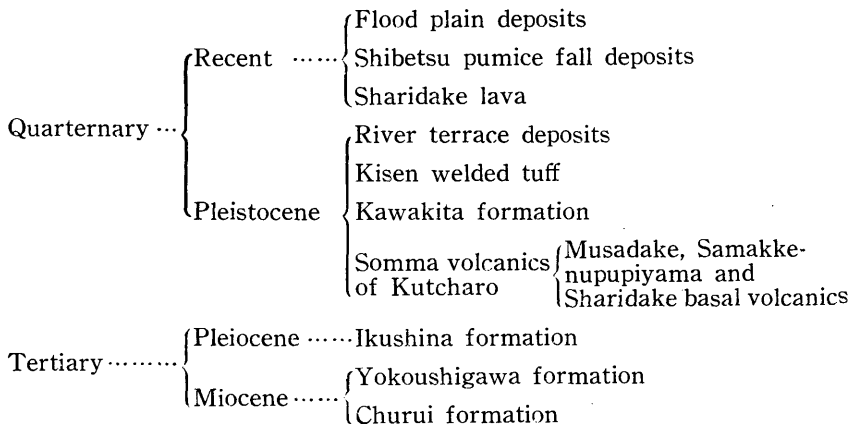
(c) The eroded plateau-like mountain land consisting of tertiary deposits.

(d) The flood plain and fan along the Churui-gawa and Sakimuigawa.

Geologically, the mapped area is covered almost wholly with the younger Tertiary and the Quarternary, both of them being rich in volcanic materials, representing the characteristic feature in the Inner

zone of the Kurile Arc.

The geological classifications in the area and their successions are summarized as follows ;



The tertiary ranges probably middle miocene to pleiocene in age as compared with tertiary known in the eastern Hokkaido. It contains, however, rather inferior amount of normal sediments, and is rich in volcanic rocks and pyroclastics, indicating the accumulation to have been powerfully influenced by marine eruptions. Consequently, the lateral change of rock facies and the variation of thickness in strata is conspicuous.

The Churui formation occupies chiefly the central block of this area and have suffered the alterations such as propylitization, silicification, impregnation of pyrite and, particularly, alteration to the so-called "Green tuff."

At the early phase, explosive activity of basic magma gave rise thick bed of green tuff.

In next phase, the igneous constituents are generally of acidic character and consists of two types, namely plutonic and volcanic rocks. The plutonic rocks are quartz diorite intruding into the green tuff member in form of stock or dyke, of which ferro-magnesian minerals have altered to chlorite. The time of intrusion is, as far actually seen in the map, Pre-Tobatsusawa tuff-breccia member, because its

member contains the same like hollocrystlline rocks.

The eruptive rocks of this acidic phase are rhyolite with pyroclastics and nevaditic liparite. They appear in the forms mostly of lava and partially of dike or sheet, and are heterogeneous in texture and variable in colour. This upper part is biotite bearing lipalitic welded tuff, which distinguished in lithological character from other liparitic rocks.

Following this phase, activities of basic magma erupted tremendous amount of pyroclastics which are divided into the three members. The lower member is tuff breccia with agglomerate and sometimes intercalates thin beds of muddy shale. Fragments are rich in propylite, but in some lower parts granophyre is dominant. The next member consists of agglomerate which contains altered pebbles of hypersthene augite andesite. In the druse of this pebble agate and chlorite are found generally. The last member is propylite intruding into the above members. It is obliterated in texture and in mineral compositions, especially in ferromagnesian constituents, due to the propylitization, but the original rocks are inferable on relatively unaltered specimens to be chiefly doleritic or basaltic.

The Yokoushi formation have belt like distribution in the eastern part and conformably covers the Churui formation. It is chiefly a series of shale and sometimes accompanies pale green coarse to fine sandstone. The shale is black and turns greyish white on weathering. And also it shows rhythmical stratifications and sometimes contains marly nodules. In this age, volcanic activity is of very limited scale. Dolerite is detected only in form of small sheets.

This formation is correlated with the Koshikawa well known in the geology of the Eastern Hokkaido.

The Ikushina formation occupies the eastern part and is conformable or locally unconformable to the Yokoushigawa formation. The volcanism is violent and largely subaqueous. Acidic activity is remarkable in lower part and basic in upper. The lower consists chiefly mudstone and pumiceous tuff, and sometimes intercalates thin beds of conglomerate. The upper is only glassy andestic agglomerate.

This formation includes the two formations which have been named

as the Itokushibetsu and the Ikushina in the eastern part of the Shiretoko.

Structures of tertiary formations are as follows; Large antyclinal axis running parallel to the trend of the peninsular are detected at the Rubesudake. The whole succssions, accordingly, are foud in the east limb, while some members in the west. The time of the folding might be after the deposition of the Ikushina. Accompaning to the folding some block movements are also conceivable.

After the above movements, the Kawakita consisting of gravel and pumiceous mud deposited in the eastern flat land. Its age is Pleistocene.

The Quarternary volcanoes belong to the south western part of the Kulile volcanic zone and their products are divided by age into two groups, Recent and Pleistocene deposits.

At the early phase of the lower pleistocene volcanic activities femic andestic lavas were formed and at the late felsic andestic lavas.

After the these activities, tremendous amount of welded tuff was erupted, but in this map it occupies very small area. This rock contains abundant foregin rock fragments which are angular in form and bad in sorting, and is quartz hypersthene dacite. Ater this eruptions, the Kutcharo caldera was formed by depression. It took place in Pleistocene.

Following the upheaval, activities of andestic magma constructed the recent extinct Sharidake volcano. The volcanics are andestic agglomerate and distribute in the limited western part.

Slightly after the effusion of this volcanics, an enormous pumice eruption took place. This was followed by the depression of the Mashu caldera. The pumice is falsic augite hypersthene andesite.

Economic Geology

The area is situated in the tertiary epithermal metallic mineral belt of the inner zone of Kuril. The important ore is black ore (Kuroko) which might be formed along the hinge and fault zone.

At the time of the field survey, the deposits were not under working. Most of them were worked on small scales in 1950~1930. Only the Nemuro Mine were prospected and worked on large scales in 1920~1925. The mine is situated at the upper current of the Ikeishomanaigawa and

consists chiefly of Black ore which contains 3 % of copper, 10 % lead 25 % zinc in average. The ore bodies are embraced in the Rubesu green tuff member, and the liparite and shale in upper horizon may act as cap rock. The mineral association of chalcopyrite-zincblende-galena-pyrite is common. Barite, gypsum and quartz are contained as gangue mineral. The Nakashibetsu Mine belongs to this type.

The Toa Mine is of vein type and situated at the upper current of the Kasushinaigawa. The ore mineral association is same as the above mine. The veins are of limited scale as follows, the largest is 35 m. in strike side and 10 cm. in width.

Besides, there are some outcrops of this type which were worked on a small scale. Most of them also contain the above cited characteristic four minerals in more or less amounts.

The sulphur deposits are detected in the Quarternary volcanics. Among them the Musa Mine situated at the upper current of the Ikeishomanaigawa is one of the most productive mine in the area. At the survey, this mine was beginning to reopen, but it is closed at present. The known ore deposits are of sedimentary origin, which carries sulphure accompanied by mud and clay, and covered by the later volcanics.

On the other hand, the replacement ore bodies located at the Mataochigawa are embraced in the Rubesu green tuff member. Their scales are un clear owing to the closed adits and limited outcrops.

A sign of petroleum is seen in the valley of Ikeishomanaigawa, 4 km. southwest of Kanayama. Oil bearing formation is the Yokoushigawa. But monoclinical structure may be not promised oil reservoir.

Hot springs are found at the Kawakita, Yunosawa and Kunbetsugawa. Owing to unadvantage of position, few men utilize them.

Sand and gravel suitable for engineering works are abundant in the Kawakita formation.

昭和 35 年 3 月 25 日 印刷

昭和 35 年 3 月 30 日 発行

著作権所有 北海道立地下資源調査所

印刷者 三 田 徳 太 郎

札幌市北三条西一丁目

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市北三条西一丁目