
5 萬分の 1 地質図幅説明書

雄 冬

(旭川一第 45 号)

地 質 調 査 所

昭和 38 年

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

5 萬分の 1 地質図幅説明書

雄 冬

(旭川一第 45 号)

通商産業技官 佐藤博之

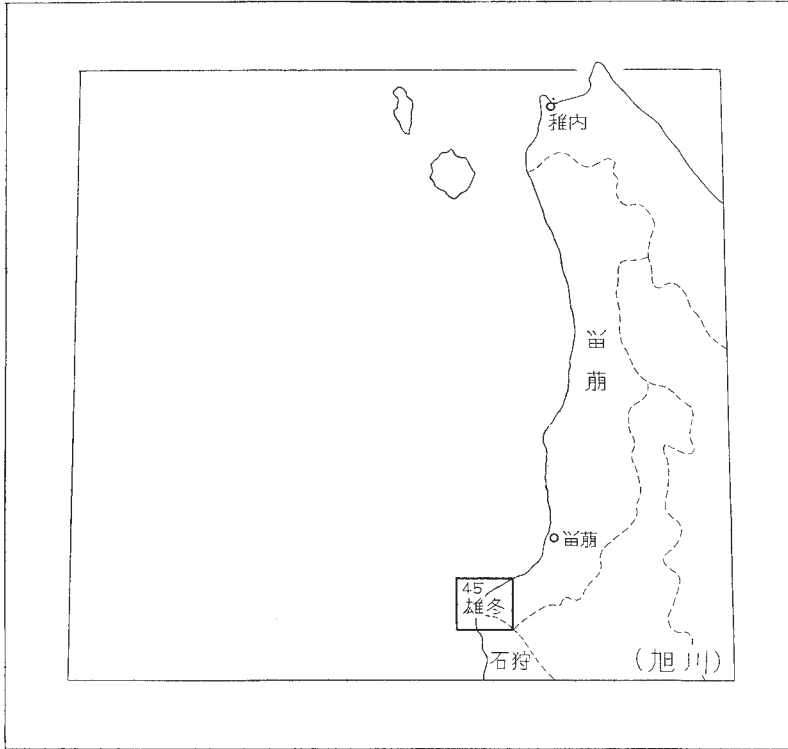
通商産業技官 沢村孝之助

通商産業技官 山口昇一

地質調査所

昭和 38 年

位置図



()は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 新第三系	6
II. 2. 1 増毛層	6
II. 2. 2 留萌層	7
II. 2. 3 別刈層	7
II. 2. 4 雄冬熔岩火山角礫岩層	8
II. 2. 5 岩老熔岩火山角礫岩層	10
II. 2. 6 浜益玄武岩類	13
II. 2. 7 岩 脈	16
II. 2. 8 熔岩丘	18
II. 3 第四系	18
II. 3. 1 暑寒別火山群	18
II. 3. 1. 1 暑寒群	19
II. 3. 1. 2 雄冬群	21
II. 3. 2 海成段丘堆積層	27
II. 3. 3 崖錐および地回り堆積物	28
III. 応用地質	28
III. 1 硫 黄	28
III. 2 褐鉄鉱	30
III. 3 珪 石	31
III. 4 その他	31
文 献	32
Abstract	1

1：50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和35年稿)

雄 冬

(旭川一第45号)

本図幅の野外調査は昭和31年から同32年にかけて行なわれた。佐藤・沢村が全般の調査を担当し、別荘付近の調査に山口が加わった。

本図幅地域の資料としては海岸沿いに北海道大学の修卒業論文^{註1)}と、岩尾鉦山調査報告¹³⁾とがある。介化石の鑑定は北海道大学魚住悟博士によった。応用地質のうち硫黄および褐鉄鉦の項は北海道支所鉦床課、五十嵐昭明技官の執筆によるものである。

I. 地 形

本図幅地域は北海道中央西部、砂川低地帯の西にあるいわゆる樺戸山地の北西端に位置し、日本海に面している。

北東隅の一部を除いてほとんど全域が火山噴出物からなり、急峻な地形を示す。西方の日本海に臨む所は、歩古丹・岩老・雄冬の各部落付近を除いて、いずれも高さ100m内外の断崖絶壁をなしている。

おもな山岳は北から天狗岳・雄冬岳・浜益嶽・浜益御殿・群別山などで、いずれも1,000～1,300mの標高を有して海岸間近にそびえる。東部では暑寒別岳の一部を含んでいる。いずれもが多少開析された急峻な山容をなしている。

註1) 湊 正雄：天塩国留萌増毛地方の地質，北大修論，1938
三谷勝利・成田英吉：浜益郡浜益村付近の地質，北大修論，1952
武田雄二・小川淳市：天塩国増毛付近の地質，北大卒論，1954



図版 1 暑寒別山頂から雄冬図幅地域を望む

海岸間近に山頂があるため、多くの河川は延長数 km にすぎず、火山噴出岩中を流れるために V 字形の狭い谷をつくり、また比高 1,000m を急に流下して海に注ぐため、河成段丘、扇状地、沖積原などの発達はきわめて不良である。たゞし本地域第 1 の河川である暑寒別川は、暑寒別岳の南方に源を発し、本地域の中央部を北流して、東隣国領図幅地域を経て増毛町で日本海に注ぐ。

海岸の砂浜は別荘部落付近に小規模に認められるにすぎない。また海成段丘もきわめて小規模であり、北部のマッカ沢の河口で標高約 90m の平坦面が、層厚 15m の礫層により構成され、日方泊においては標高 40 ～ 60m の平坦面が認められる。

本図幅地域内は交通はきわめて不便で、各部落間の連絡はおもに発動機船によるが、波浪のはげしい時、ことに冬季には、部落を結ぶ山道を利用する。増毛一浜益間の増毛山道は本地域の山稜を通り、幕末から明治にかけてさかんに利用されたが、近時は内陸交通の発達と船舶能力の向上により荒廃し、とくに武好橋から以南では跡かたもない。なお近年浜益一増毛間のほゞ海岸に沿った国道の計画が進められている。

Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

本図幅地域は前述のとおり樺戸山地の北部に位置し、新第三紀中後期からの火成活



右から雄冬山，浜益嶽，群別山，東群別山（北海道林務部写）

動の著しかった地域として特徴づけられる。地域内の地質は大別して新第三系と、これを基盤として第四紀初めに噴出したとみられる火山岩類とに大別される。

新第三系のうち堆積岩類は、地域北東端の別荘部落付近に小区域に分布する増毛層・留萌層および別荘層のみであり、その他の大部分は、雄冬熔岩火山角礫岩層・長老熔岩火山角礫岩層など、ほとんどが熔岩・火山角礫岩・自破砕熔岩などからなる火山噴出岩類によって占められている。堆積岩類を主とする地域は岩相の変化がはげしく構造も乱れているのに較べて、火山噴出岩類からなる地域では岩質も構造も単調であり、わずかに認められる方向性と岩質の差異とが、地質構造を推定するに役立つのみである。

増毛層はおもに硬質頁岩からなり、留萌地方に分布が広く追跡されるが、本図幅地域においては別荘部落付近にのみ分布し、凝灰質細粒砂岩・シルト岩などの粗粒堆積物をかなり含んでいる。本層は、北海道における中新世後期の層準の一つである。

留萌層は増毛層を整合漸移に覆い、留萌付近に標式的に分布する。東隣国領図幅地域では下部の塊状砂岩層と上部の珪藻土質泥岩層とに2分されており、塊状砂岩層の一部に泥岩の発達することがある。本地域に分布する留萌層はこの泥岩の部分である。

別荘層は増毛層・留萌層と断層で接し、礫岩・砂岩・泥岩・硬質頁岩などからなり、岩相の水平変化がはげしく、また火山噴出岩類と指交して区分し難いので未分離の新第三系として取り扱った。本層はおおよそ増毛層上部から留萌層下部にわたるものと推定される。

雄冬熔岩火山角礫岩層は、北東部の別荘付近において別荘層と指交し、以南では背斜の軸部に沿って各沢において認められる。本層は安山岩質凝灰角礫岩・輝石角閃石安山岩・黒雲母含有角閃石石英安山岩などからなり、一部に凝灰質砂岩を挟有している。本層は別荘層と指交することから中新世後期～鮮新世初期にわたるものと推定される。

岩老熔岩火山角礫岩層は、雄冬熔岩火山角礫岩層を覆い、もっとも広く分布し、輝石安山岩および輝石角閃石安山岩からなる。前者は北部に分布し、南部では両者が認められる。本層は南隣浜益図幅地域の幌集塊岩層に連続し、時代は鮮新世と考えられる。

上記の各層が堆積し、構造運動による変形を終えた後、新第三紀末に浜益玄武岩類が噴出した。本岩類の活動は東方の雨竜地方において堆積岩を貫いて点在する玄武岩や、東隣国領図幅地域内にある恵岱嶽玄武岩類の活動とほぼ同時期であり、東方のものが主として橄欖石玄武岩のみからなるのに対して、本岩類は橄欖石玄武岩・角閃石橄欖石玄武岩などからなる。

上記の新第三系を貫いて、玄武岩から角閃石安山岩にいたる小規模の岩脈が処々に認められる。

第四紀初めに噴出した火山岩類は天狗岳・雄冬山・浜益嶽・群別山などを構成している。これらは暑寒別火山群のうちの雄冬群をつくっている。なお図幅地域東部には暑寒群に属する暑寒別岳西腹の一部が認められる。雄冬群は暑寒群に少し遅れて活動をはじめ、最初は広く角閃石安山岩質火山角礫岩を噴出した。本岩は暑寒別岳の西腹にも認められる。その後活動は各山体ごととなり、橄欖石含有輝石角閃石安山岩が各山体の主部を構成するが、末期になると輝石安山岩・黒雲母角閃石安山岩・輝石角閃石石英安山岩などと各山体ごとに異なった岩質を示している。天狗岳は雄冬群に属しながら、橄欖石含有輝石安山岩から輝石角閃石安山岩へと変化して暑寒群の活動に似ている。

本図幅地域の層序関係を示すと第 1 表の通りである。

本図幅地域の地質構造は全体として西北西—東南東方向のきわめてゆるい褶曲構造を有している。主として火山噴出岩類の分布する地域では地層の傾斜も 10°前後であるが、北東隅の堆積岩類の分布地域では傾斜 20°～30°に達し、局部的には 70°～80°も

第1表 地質総括表

		層名	岩相	備考		
第四紀	沖積世	沖積層	礫・砂・粘土	天狗岳 雄冬山嶽 浜益別山 暑寒別岳 東群別山 玄武岩質岩脈 安山岩質岩脈 硫黄・珪石		
		崖錐堆積層	岩塊			
	洪積世	海成段丘堆積層	礫・砂・粘土			
		暑寒別火山群	雄冬群		輝石角閃石安山岩 輝石角閃石石英安山岩 黒雲母角閃石安山岩 角閃石輝石安山岩 角閃石安山岩質火山角礫岩	
			暑寒群		輝石角閃石安山岩 輝石安山岩	
新第三紀	鮮新世	浜益玄武岩類	角閃石玄武岩 橄欖石玄武岩			
		岩老熔岩 火山角礫岩層	玄武岩 輝石安山岩 輝石角閃石安山岩	泥岩		
	中新世	別苺層	雄冬熔岩 火山角礫岩層	留萌層	輝石角閃石安山岩 石英安山岩	硬質頁岩
				増毛層	泥岩・砂岩・礫岩・硬質頁岩	

認められ、断層も存在する。

歩古丹背斜・雄冬背斜は地域中央部にあつて西北西—東南東方向を有し、背斜の軸部には雄冬熔岩火山角礫岩層が上位の岩老熔岩火山角礫岩層の下に現出している。

この火山噴出岩類からなる本地域の構造が西北西—東南東方向であることは、樺戸山地の堆積岩類からなる地域がほぼ南北性の構造を有することと対照的である。

雄冬・岩老熔岩火山角礫岩層の一部には鉱化作用を蒙った所が認められ、珪化、粘土化、緑泥石化作用をうけ、また黄鉄鉱が鉱染あるいは細脈状をなし、暑寒別川下流

では石英脈がみられ、岩老では硫黄鉱床があって現在稼行中である。このためにこの地域はグリンタフ地域に含められたり、中間地域とされたり、あるいは除外されたりする見解が述べられて定説をみなかった。

樺戸山地は白堊紀—古第三紀にかけては北海道中軸帯と対立して、西南北海道に属していた。しかしながら中新世以後に関しては、火成活動が中新世中期にはまったく局地的であり、中新世後期から鮮新世にかけて広く行なわれ、この点むしろ中軸帯の中央凹地帯名寄盆地周辺の火成活動に類似している。これらの点から樺戸山地はグリンタフ地域とは単位を異にするものと考えられる。

II. 2 新 第 三 系

II. 2. 1 増 毛 層

本層は地域北東隅の別荘部落付近の背斜の軸部を構成して露出し、本図幅地域内における最下位層に当るものである。増毛層の主要部は東隣の留萌および国領図幅地域内に分布し、下位の峠下層を整合に覆って下部から泥岩層・砂岩層および硬質頁岩層からなることがすでに知られている。本地域において増毛層とされたものはその最上部の硬質頁岩層にあたるものである。本層は一般に暗灰色の凝灰質硬質頁岩と、灰色砂質泥岩との薄互層からなるが、しかし本地域においてはしばしば砂質を呈する。すなわち別荘部落付近のニナイベツ沢・ボンナイ沢および津田谷の沢などの沢口部で観察される本層は塊状を示し、灰色の凝灰質細粒砂岩・シルト岩からなり、ときに暗灰色を呈する。ボンナイ沢・ニナイベツ沢においては細～中粒の海緑石を含んでいる。また厚さ 10cm の暗灰色硬質泥岩、5～40cm の石英安山岩質凝灰岩を多く挟んでいる。

ボンナイ沢およびニナイベツ沢中流では暗灰色の凝灰質硬質頁岩が分布している。本岩は風化して赤錆を生じて角錐状にわれ、まれに扁平な泥灰質団塊を含み硬質頁岩層本来の岩相を呈している。

本層からは *Dentalium* sp., “*Sagarites*” sp. のほか魚鱗を多く産した。

II. 2. 2 留 萌 層

本層は増毛層を整合に覆い津田谷の沢下流部に小規模な向斜構造をなして分布する。本層は主として塊状緻密の泥岩、部分的に珪藻土質泥岩からなり、まれに扁平な泥灰質団塊および硬質な泥岩を挟有する。津田谷の沢の向斜軸部において本層は厚さ60cmと20cmの灰緑色細粒の凝灰岩を2層挟有しているのが認められる。

本層からは貝化石をみいだし得なかったが魚鱗を多く産した。

本層は東隣国領函幅地域内における留萌層の塊状砂岩層泥岩部にあたるものである。

II. 2. 3 別 茹 層

本層は主として地域北東隅のニナイベツ川・ポンナイ沢・津田谷の沢および大別茹沢に分布して一部は東隣国領函幅地域内に及んでいる。西方では雄冬熔岩火山角礫岩層と同時異相の関係にあつて火山活動の影響をうけたために岩相の変化が甚だしく、かつ化石の産出が少ない。また東限では増毛層および留萌層と断層関係で接することが多いために明白な層準を決定することができず、一括して別茹層と命名した。本層はその岩相からみて、おおよそ増毛層の上部から留萌層の下部にわたるものと推定される。凝灰質泥岩を主としているが、その他礫岩・砂岩・砂岩シルト岩互層・泥岩および硬質頁岩を含み、西部では軽石凝灰岩質となり雄冬熔岩火山角礫岩層へと移化している。

凝灰質泥岩は主としてニナイベツ沢およびポンナイ川上流に分布し、さらに東隣国領函幅地域の暑寒別川中流にまで延びている。本岩は暗灰色塊状の凝灰質泥岩ないしシルト岩で比較的軟質である。ニナイベツ川支流上流ではしばしば厚さ10cmの灰色凝灰質細粒砂岩を挟有し、また3cmの凝灰岩も認められる。

砂岩シルト岩互層はニナイベツ川上部に分布し、砂岩とシルト岩とが約1m単位をもって互層している。砂岩は細粒暗灰色で、風化乾燥しては灰白色を呈する。シルト岩は灰色凝灰質である。ポンナイ沢上流では凝灰質塊状細粒砂岩～シルト岩が本互層の走向延長部に認められる。本岩は新鮮な面では灰～青灰色で風化すると淡灰～淡黄灰色となり、川底に滑らかな表面をなして露出している。またまれに硬質泥岩の薄層

を挾有する。

礫岩・砂岩および**泥岩**はいずれも津田谷の沢に分布する。砂岩はもっとも多く認められ、主として上流にあって、塊状細～中粒凝灰質砂岩である。新鮮な面では青灰色で1～2mmの軽石粒も認められるが風化すると黄褐色となる。またしばしば凝灰質シルト岩に移化したり、含礫質となって直径2～10mmの礫を有したりする。礫岩は津田谷の沢中流にあって砂岩と互層し、径2～15mmの円礫からなる。礫は輝緑凝灰岩・チャートおよび粘板岩などの古期岩類によってしめられる。互層する砂岩のなかから *Portlandia thraciaeformis* (STOR.) を産した。泥岩は同じく中流部に約150mにわたって認められ、灰色凝灰質で乾燥すると白色になり軽石粒のほか“*Sagarites*” sp. も多く認められ、前述の凝灰質泥岩と似た岩相を呈する。

硬質頁岩は大別苅川下流にわずかに認められる。こゝでは本層が雄冬熔岩集塊岩層の凝灰角礫岩に移化するが、その移化部には赤錆を生じていて角錐状にわれやすい暗灰色の本岩が小規模に分布している。

本層は層厚約400m(+)と推定され、前述の通り増毛層上部から留萌層下部にわたるものであろう。なおニナイベツ沢・津田谷沢の上流の本層は変質作用をうけて白色粘土化を蒙ったり、細粒黄鉄鉱が砂岩中に散在したりしている。

II. 2. 4 雄冬熔岩火山角礫岩層

本層は前記の別苅層と同時異相の関係にあって本図幅地域全体の基盤を構成し、西北西—東南東の緩い褶曲をなしてほぼ背斜軸に沿って分布する様子を示している。石英安山岩や輝石角閃石安山岩の熔岩火山角礫岩からなり、一部に凝灰角礫岩も認められる。地質図幅では安山岩質凝灰角礫岩・石英安山岩質熔岩火山角礫岩および輝石角閃石安山岩質熔岩火山角礫岩に大別して塗色した。

安山岩質凝灰角礫岩は大別苅沢および津田谷の沢に分布し、別苅層から移化し、さらに石英安山岩質熔岩火山角礫岩と指交する。大別苅沢で別苅層の硬質頁岩や凝灰質シルト岩と指交する本岩は、白色の細粒なガラス質碎屑物からなる。角礫は大豆大のもので、ときに砂質になっている。多少の粒度変化があって律動的な堆積を示し、走向・傾斜を測定することができる。大別苅沢ではこの部分が層厚で約150m認められるが海岸のカムイェト岬付近では本岩が別苅層の凝灰質シルト岩をゆるく斜交して覆

っているのが認められ、こゝは厚さ約20mとなって上位の岩尾熔岩火山角礫岩層により覆われる。鏡下では斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱およびガラスからなる。

津田谷の沢上流では本岩は軽石質となつて、1cm前後の安山岩質角礫を、白色細粒の軽石が固結している。鏡下では石英・斜長石・緑色角閃石およびガラスからなり、ガラスには微細な絹雲母が多く生成している。

輝石角閃石石英安山岩は歩古丹背斜の軸部に沿つて、歩古丹部落・大別苧川上流および暑寒別川下流に分布する。

暑寒別川下流の本岩は熔岩および火山角礫岩からなり、いずれも白色粘土化や黄鉄鉱の鉱染が甚だしく、脈幅0.2～3.0mにわたる石英脈が数本ほど東西に走るのが認められる。白色粘土化はとくに火山角礫岩の基質において甚だしく、熔岩や角礫も緑泥石化や方解石化が著しい。比較的新鮮な部分は鏡下では

斑晶：石英・斜長石および角閃石

石英は2.0～4.0mmの球状もしくは不規則な形状をなし、斜長石は最大2.0mmに達して累帯構造を示し、汚濁帯を有するものが多い。角閃石は0.1～1.0mmで全体が黒色オパサイト化している。

石基：ガラス基流晶質を示し、斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・燐灰石およびガラスからなる。一部には緑泥石および方解石が生成している。

大別苧川上流の本岩は鏡下では

斑晶：石英・斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石

石英は最大4.0mmに達して、球状もしくは不規則形をなし、斜長石は最大2.0mmほどで、ほとんどが累帯構造もしくは汚濁帯を有している。角閃石は0.5～2.0mmで全体が黒色オパサイト化している。輝石は0.3～1.0mmほどである。

石基：ガラス基流晶質を示し、斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・榑石およびガラスからなる。

そのほか岩尾―ケマフレ間の山道にも珪化された石英安山岩が認められる。

輝石角閃石安山岩は雄冬背斜の軸部に沿つてケマフレ部落付近、奥暑寒別川、暑寒別川上流には東西に亘つて分布する。

本岩は熔岩および火山角礫岩からなるが、熔岩のみかけは不均質で捕獲岩を含むことがあり、また空洞に富んで、燐珪石の生成が認められたりする。火山角礫岩は暑寒別川・奥暑寒別川に多く、基質中に角閃石の結晶が多く存在し、長径2cmに及ぶものも認められた。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石，まれに石英を含む。

斜長石は最大 3.0mm 以上に達して，通常は累帯構造と汚濁した帯や核を有している。角閃石は 0.2～2.0mm でほとんどが黒色オパサイトや輝石オパサイト化し，まれに中核部に残っている部分は X = 黄色，Y = 黄褐色，Z = 褐色の多色性を示し， $c \wedge Z = 8^\circ$ である。紫蘇輝石は微弱な多色性を有する。

石基：通常ガラス基流晶質を示し，斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹・ガラスおよび燐灰石からなる。前述の角閃石の新鮮部を残す岩体はガラス質で直径 0.2～0.5mm の球顆が多く認められる。また各岩体には変質した輝石安山岩の外来捕獲岩片や，斜長石と輝石の集合からなる包有物が多い。

黒雲母含有角閃石石英安山岩は相馬の沢入口付近にわずかに分布している。灰白色緻密な石基に斜長石・角閃石の斑晶が点在する。斜長石は径 1cm に達することがある。また径 1～2cm の外来岩片も多く存在する。

斑晶：斜長石・角閃石・石英・輝石および黒雲母

斜長石は汚濁した帯や核を有し，累帯構造を示すことが多い。角閃石は 0.5～2.0mm で全体がオパサイト化している。輝石は全体が緑泥石化および方解石化し，黒雲母は周辺を微粒の鉄鈹によりとり包まれ，X = 淡褐色，Y = 褐色，Z = 黒褐色の多色性を有する。

石基：斜長石・輝石・鉄鈹およびガラス

ガラス基流晶質ないし毛氈状組織を示し，輝石は全部が変質している。

雄冬熔岩火山角礫岩層は前述の通り別苳層と指交して，本図幅地域の基盤をなし，各背斜軸部に分布しているので正確な層厚は算定できないが，断面図からは 500m 以上と推定される。また別苳層との指交関係から推して，東隣国領図幅地域の信砂火山噴出岩層下部，南東隣西徳富図幅地域の徳富川熔岩集塊岩層の下部から滝の沢熔岩集塊岩にあたるものと推察され，中新世後期から鮮新世にかけて樺戸山地に活動した火山活動によるものと考えられる。

II. 2. 5 岩老熔岩火山角礫岩層

本層は雄冬熔岩火山角礫岩層を整合に覆って地域全域にわたって緩い褶曲をなして分布する。本層は主として輝石安山岩質熔岩・自破砕熔岩および火山角礫岩からなり，そのほかに南部では輝石角閃石安山岩をも交じえる。またごく小規模に礫岩および凝灰質砂岩の薄層を挟有し，干代志別には玄武岩も認められる。

地質図幅では輝石安山岩・輝石角閃石安山岩・玄武岩・凝灰質砂岩および礫岩に 4



図版2 天狗の鼻付近の岩老熔岩火山角礫岩層

分して塗色した。

輝石安山岩は雄冬背斜以北で凝灰質砂岩および礫岩を挟んで発達し、以南では輝石角閃石安山岩と指交している。広く変質作用をうけ、白色粘土化、珪化しているが、とくに暑寒別川上流では激しく石英明礬石化をうけ、奥暑寒別川では熔岩に硫化鉄鉱の細脈がみられ、一部には探鉱された跡がある。本岩は大別苺一岩老間の海岸および暑寒別川・奥暑寒別川において標式的にみられ、海岸には熔岩・火山角礫岩・自破碎熔岩があり、奇岩・絶壁をなしている。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石および普通輝石

斜長石は最大3.0mm前後に及び累帯構造を示し、汚濁した帯や核を有している。紫蘇輝石と普通輝石はそれぞれ2.0mmに及び、まれに紫蘇輝石が中心になって両輝石が平行連晶をなしている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・燐灰石およびガラス

ガラス基流晶質～毛氈状組織を示している。マッカ岬から滝の沢にかけての本岩の石基にはクリストバル石が斑紋状をなし、また一部では淡褐色を示す輝石の周辺に黒色物縁がとりまいている。

輝石角閃石安山岩は本図幅地域南部の幌川・床丹川および千代志別川にみられ、熔岩・火山角礫岩からなって輝石安山岩と指交する。本岩は南隣浜益図幅地域の幌集塊



図版3 岩老熔岩火山角礫岩層中の自破碎熔岩
ローソク岩付近

岩に直接連続している。千代志別部落の海岸および通称七曲りではおもに熔岩からなり、一部に火山角礫岩を挟有する。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石，まれに石英および黒雲母
角閃石と輝石類との量比にはかなり変化があり，岩質は角閃石含有輝石安山岩から角閃石安山岩に亘る。斜長石は通常 2.0mm 前後でときには 4.0～5.0mm に及び，汚濁した帯や核を有し，まれに認められる清澄なものもかならず累帯構造を示している。角閃石は 0.2～2.0mm のものが多く，ほとんどが黒色および輝石オパサイト化し，まれに中核部に新鮮な角閃石があり，3 者が共存する場合は中核から角閃石・黒色オパサイト・輝石オパサイトの順である。紫蘇輝石はまれに淡褐色を呈し，また普通輝石と平行連晶を示すこともある。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・燐灰石およびガラス
ガラス基流晶質一毛氈状組織を示す。幌川上流での本岩の石基には斜長石

とアルカリ長石の幅約 0.5mm の細脈が、約 6mm おきに並走するものが認められる。また本岩には斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石が等粒半自形構造を示す直径約 2.0mm に及ぶ部分が普通にみられる。

玄武岩は千代志別川の河口から約 2km 上流の二岐付近に分布している。こゝでは明らかな熔岩の産状をなして火山角礫岩の上位を占め、二岐合流点から約 80m 下流には岩滓層もあって、幅約 1m の玄武岩質岩脈が進入している。本層の玄武岩はこの地点よりほかには存在しないので、あるいは周囲の浜益玄武岩類の一員かとも考えられるが、明らかな熔岩状をなすこと、浜益玄武岩類より 100m 以上の低所にあるが、高所から流下した形跡の認められないことにより一応本層に含めた。

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石は卓状をなし、1.5～2.0mm に達し、汚濁した帯や核を有している。橄欖石は自形で 0.2～1.0mm に及び、周辺部はイデイングス石化している。輝石の反応縁を有する。普通輝石は 0.5mm 以下であり、紫蘇輝石はまれに認められる。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱および少量のガラス
 填間組織を示す。

前記の岩滓層を貫く岩脈は幅約 1m で中央部は多孔質となり、接触部は流状構造を示す。

斑晶：橄欖石および普通輝石

橄欖石は自形を示し、0.2～1.5mm で外縁部はイデイングス石化し、輝石の反応縁を有しない。普通輝石は粒状をなし、0.3mm 前後である。その他にきわめて少量の汚濁した斜長石と輝石オパサイトの認められることがある。

石基：斜長石・橄欖石・単斜輝石・鉄鉱およびアルカリ長石
 間粒組織を示す。

礫岩および凝灰質砂岩は日方泊付近およびカムイエト岬付近に認められる。カムイエト岬付近では熔岩火山角礫岩に挟有されて凝灰質砂岩が水平に認められる。砂岩は泥岩の薄層を挟む。日方泊付近の海岸には礫岩が緩傾斜をなして分布する。

II. 2. 6 浜益玄武岩類

本玄武岩類は地域南東部において、岩老熔岩火山角礫岩層を覆っている。南隣浜益図幅地域内まで連続し、幌以北では緩やかに傾斜する熔岩台地を形成し、南隣の浜益

図幅によれば幌川の滝の沢地域では幌集塊岩層を覆い、浜益北部火山噴出物によって覆われている。本図幅地域でも幌一干代志別間では熔岩台地をつくり、内陸部では上位と下位との間にあって狭長な分布をしているのが認められる。幌部落および雄冬燈台付近では海岸まで流下しているが、他の海岸地帯では基底面は高さ 100～300mで、内陸部に向かうにつれて高度を増し 500～700m に及んでいる。これらの玄武岩類は同一時期の噴出物であり、南北約 10km、東西約 6km の面積を覆ったが、その後の侵蝕によって分断されたものであろう。

本岩類をもっともよく観察できるのは雄冬部落からタンパケ岬にいたる海岸と、その間に注ぐ滝の沢・中の沢および燈台の沢においてである。最下位は橄欖石玄武岩質の岩滓および熔岩であり、滝の沢河口から大岬にかけての海岸に認められる。その上位は滝の沢のカヂカ橋から中の沢にかけての雄冬山道に沿ってみられ、厚さ 15～20m の火山角礫岩・火山円礫岩・凝灰質砂岩からなる。カヂカ橋においては火山角礫岩はレンズ状に橄欖石玄武岩の熔岩を挟有し、また凝灰質砂岩は連続性に乏しい亜炭の薄層を挟む。さらに上位は角閃石橄欖石玄武岩からなり、前記の各沢に認められる。すなわち滝の沢では海拔 100m から 300m にわたり、また燈台の沢では海拔約 300m の



図版 4 タンパケ岬付近の岩滓層

滝に露出する。この角閃石橄欖石玄武岩の上位にはふたたび橄欖石玄武岩があり、雄冬山道の峠の海拔約 430m 付近には最後の噴出物とみられるアルカリ質橄欖石玄武岩がある。これは石基にまで橄欖石が認められ、アルカリ長石に富むものである。

その他の地域では前記の岩種が分布を異にして認められる。

橄欖石玄武岩はタンパケ岬を中心とした地域に厚い同質の岩滓層を伴ってみられるほか、一部は角閃石橄欖石玄武岩の上位に少量みられる。小川の滝の沢上流や千代志別川支流の山口の沢上流にみられる玄武岩も同質のものである。なお千代志別川上流の標高約 700m にみられるものは岩滓層である。

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石および紫蘇輝石

斜長石のうち、大きさ 1.0～3.0mm のものは汚濁した帯や核を有し、また細粒の輝石を含み、0.2～0.5mm のものは新鮮で垂灰長石に属する。橄欖石は自形を呈し、周辺はイディンクス石化し、輝石の反応縁を有するものもある。普通輝石は短柱状～粒状を示して、0.2～0.6mm にわたり、紫蘇輝石は少量で 0.2mm 以下である。まれに 2.0～5.0mm に及ぶ輝石オパサイトが認められる。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラスおよびアルカリ長石
粗粒な填間組織を示す。

角閃石橄欖石玄武岩は前述の雄冬部落付近にある滝の沢から燈台の沢にかけてみられるほかに、千代志別部落南方の通称七曲り道路にもみられるので、床丹-千代志別間の台地も本岩からなるものであろう。本岩は鉱物量比の変化が激しく、とくに橄欖石のまったくみられなくて安山岩質と考えられるものも一部に認められる。

斑晶：斜長石・橄欖石・角閃石および輝石

斜長石は最大 0.5mm に達しているが、すべて累帯構造と汚濁帯とを有し、または虫喰い状になって輝石を包有している。橄欖石は輝石の反応縁を有し、周辺がイディンクス石化し、角閃石は最大 6.0mm に及び、すべてオパサイト化し、中心部には黒雲母が生じていることがある。輝石は微斑晶として存在し、多くは普通輝石である。まれに石英が認められ細粒の輝石によりとりかまれている。

石基：斜長石・単斜輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラスおよび熾灰石
填間構造を示し、まれにクリストバル石が認められる。

アルカリ質橄欖石玄武岩は雄冬山道の峠付近、幌大川の冷水の沢上流海拔約 530m 地点に認められる。南隣浜益図幅地域内の幌部落付近の海岸に流下しているものも本岩に属する。

斑晶：橄欖石・普通輝石および斜長石

橄欖石は斑晶の大部分をしめ、周辺がイディングス石化し、1.0mm前後で輝石の反応縁を有しない。普通輝石は0.3mm前後である。斜長石はまれにみられ、2.0mmに達するがすべて汚濁した帯や核を有する。

石基：斜長石・橄欖石・単斜輝石・鉄鈹・アルカリ長石・ガラスおよび磷灰石。
 填間～間粒組織を示す

また図幅地域南東隅の群別山の北麓に橄欖石玄武岩が存在する。暑寒別川最上流の本岩は東隣国領図幅地域内の暑寒別岳西麓の海拔約900mの橄欖石玄武岩と連続するものである。鏡下の性質からはむしろ国領図幅地域内に発達する恵信嶽玄武岩類の橄欖石玄武岩に似ており、産状および位置からみると上位の暑寒別火山群の最初の噴出物に属する可能性も考えられるが、一応こゝでは浜益玄武岩類に含めて記しておく。

斑晶：橄欖石および普通輝石

橄欖石は自形を示して、0.2～1.5mmに及ぶが、全体が蛇紋石や方解石化し、周辺や割れ目に沿って赤鉄鈹を生じている。普通輝石は0.2～1.0mmで、内核部に弱い多色性を示す紫蘇輝石がみられることがある。

石基：斜長石・単斜輝石・ガラス・鉄鈹およびアルカリ長石
 填間構造を示す。

なお、滝の沢と中の沢との中間における道路傍に幅約90cmの玄武岩質岩脈が凝灰質砂岩を貫いている。

II. 2. 7 岩 脈

黒雲母含有角閃石安山岩 暑寒別川上流に通称ガンケといわれる東西1,500m、南北800mのほぼ楕円形を示し約300mの高さに突出している岩体が見られる。本岩体は柱状節理が直立し、その形状から岩頸とみられる。この岩頸が暑寒別火山群の噴出に関係あるか否か不明であるので一応区別して取り扱っておく。

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・黒雲母および石英

斜長石は2.0～3.0mmに及び、汚濁し、角閃石は1.0～3.0mmで全体がオパサイト化している。普通輝石は0.2～1.0mmである。黒雲母と石英とは少量にすぎず、前者は0.3～0.4mmでX' = 黄褐色、Z' = 褐色の多色性を示し、周辺がわずかにオパサイト化している。石英は細粒の輝石によりとりかまれている。その他、直径約1.0cmの斜長石・角閃石・黒雲母(少量)およびガラスからなる包有物が含まれている。

石基：斜長石・輝石・燐灰石・ガラスおよび鉄鉱
ガラス基流晶質を示し、輝石はすべて緑泥石化している。

角閃石石英安山岩 本岩はニナイベツ川上流で別荘層を貫く。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・角閃石および石英
斜長石は0.3～3.0mmで汚濁した帯や核を有している。角閃石は0.2～2.0mmで全体がオパサイト化している。石英は3.0mmに達する球状から不規則状である。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・ガラスおよび燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

角閃石含有橄欖石輝石安山岩 本岩は奥暑寒別川上流において幅約30mの岩脈として2カ所でみられ、雄冬熔岩火山角礫岩層を貫いている。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・橄欖石および角閃石
斜長石は2.0mmに及び、汚濁した帯や核を有する。橄欖石は0.2～0.3mmで自形を呈し、輝石の反応縁を有しかつ変質している。角閃石は0.3～2.0mmで少量であり、すべてオパサイト化している。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・ガラスおよび燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

角閃石安山岩 本岩は岩老川支流上流において、幅約3m、N60°Wの方向に岩老熔岩火山角礫岩層を貫いている。

斑晶：斜長石・角閃石および石英
斜長石は0.3～2.0mm、清澄で灰曹長石に属する。角閃石は0.3～1.0mmでX＝無色～淡黄色、Y＝淡緑色、Z＝緑色の多色性を示し、 $c \wedge Z = 17^\circ$ である。石英は少量認められ、0.5mm前後で、算盤玉状を呈している。

石基：ガラス・斜長石および石英
ガラスが多く、斜長石・石英は少量である。

輝石角閃石安山岩 本岩は千代志別南方の二つ岩付近海岸において、N60°Wの方向で岩老熔岩火山角礫岩層を貫いている。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および角閃石
斜長石は2.0mmに及び、汚濁している。紫蘇輝石は0.2～1.0mmの長柱状で、X＝淡褐色、Z＝無色の弱い多色性を有する。普通輝石は0.2～0.3mmで粒状～短柱状を示す。角閃石は3.0mmに達し、すべてオパサイト化している。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・ガラスおよび燐灰石
ガラス基流晶質を示す。

II. 2. 8 熔岩丘

石英安山岩 本岩はニナイベツ川上流右岸において別荘層を不整合に覆うことが観察され、小規模の台地をなしており、一部は東隣国領函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有するが清澄であり、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・ガラスおよび鉄鉱
ガラス基流晶質を示す。

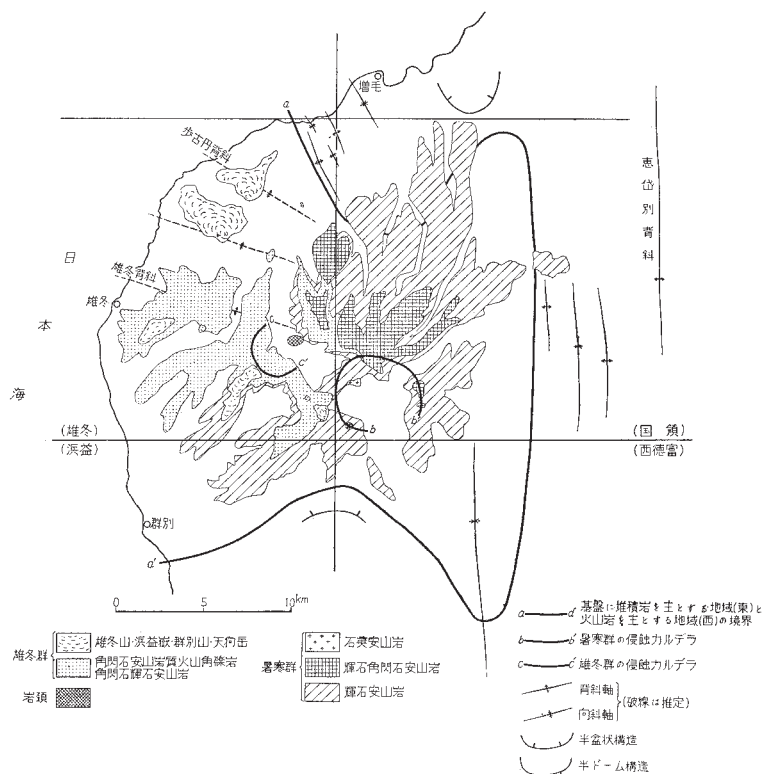
II. 3 第四系

II. 3. 1 暑寒別火山群

樺戸山地北部に位置して第四紀初めに噴出した暑寒別火山群は、東側の暑寒群と西側の雄冬群とに大別される。このうち本図幅地域内には暑寒群の一部と、雄冬群の大部分とが分布している。すなわち地域東端には暑寒群に属する暑寒別岳、東群別山の西腹が分布し、こゝは両群の境界部にあたるので雄冬群の火山岩が暑寒群のものとなっている。雄冬群に属するものとしては本図幅地域の北部から、天狗岳・雄冬山・浜益嶽および群別山などが数えられ、いずれも海拔 1,000～1,300m を示す。

暑寒別火山群では火山砕屑岩の量は熔岩とほぼ等量である。この熔岩は橄欖石輝石安山岩と黒雲母角閃石石英安山岩とを両極として、種々の程度の斑晶組み合わせの中性安山岩が主となっているが、層序区分は露出が不良でもあり、困難である。

暑寒別火山群の基盤は新第三紀火山岩類からなるが、この基盤は海拔 700m から最高約 1,000m まで現われており、その表面は凹凸が激しい。基盤は各所で著しい硫気作用による変質をうけているに反し、暑寒別火山群の熔岩にはほとんど変質がみられず、わずかに群別山の北側において暑寒群の初期の熔岩が広く変質しているのみである。したがって多くの場合、暑寒別火山群の熔岩と、新第三系の火山岩とは変質の有無で識別される。また南西麓では散点的ではあるが、玄武岩が両者の間に介在するの



第1図 暑寒別火山群構造図

でその識別は容易である。

II. 3. 1. 1 暑寒群

暑寒群の山体は、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(群別山の東方)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。噴出物はほぼ各火山に共通で、初め輝石安山岩質の爆発性活動があり、次いで輝石安山岩質熔岩、最後に黒雲母・橄欖石を含む輝石角閃石安山岩の噴出に終わっている。

本図幅地域には暑寒群のうち、東群別山と暑寒別岳との噴出物が分布している。

東群別山火山岩

東群別山の主部は東隣国領図幅地域内にあるが、その初期の噴出物は本図幅地域内に及んで群別山の下部を構成し、新第三系および玄武岩を覆っている。

輝石安山岩 本岩は群別川上流標高約 800m 付近に認められる。

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、汚濁した中核部を有する。紫蘇輝石は最大 1.5 mm に及び、X = 淡褐色、Z = 淡緑色の弱い多色性を示す。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラス・燐灰石および鉄鉱
ガラス基流晶質を示す。

暑寒別岳火山岩

暑寒別岳は下位から輝石安山岩質火山角礫岩・橄欖石含有輝石安山岩および黒雲母橄欖石含有輝石角閃石安山岩からなり、後 2 者の間に雄冬群の角閃石安山岩質火山角礫岩がある。最下位の輝石安山岩質火山角礫岩は本図幅地域では観察されない。

橄欖石含有輝石安山岩 本岩は暑寒別岳の西腹から群別山付近、浜益嶽の南にかけて分布し、ポン暑寒川支流である中の沢および暑寒別川上流において観察される。国領図幅地域内においては本岩の下位に厚い輝石安山岩質火山角礫岩があるが、本図幅地域においては本岩は直接新第三系ないし玄武岩を覆っている。国領図幅地域内において本岩は下部ほど橄欖石を多く含み、上部では橄欖石の量が少なくなって、捕獲岩片を含むことが知られている。これからみて中の沢にみられる苦鉄質な本岩は、国領図幅地域内にみられるよりも、より早期に噴出したものと考えられる。

斑晶：普通輝石・橄欖石および斜長石

普通輝石は 0.2 ~ 2.0mm に及び、斑晶の大部分を占め、淡緑色を呈する。橄欖石は 1.0mm 前後で自形を示し、すべて蛇紋石・方解石化している。斜長石は 0.1 ~ 0.2mm の微斑晶である。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・燐灰石・橄欖石およびガラス
填間組織を示す。橄欖石は変質している。

黒雲母橄欖石含有輝石角閃石安山岩 本岩は暑寒別岳西稜の尾根をつくり、雄冬群に属する角閃石安山岩質火山角礫岩を覆い、1,180m 峰をつくっているが、北方に向かって次第に流下し、末端部においては標高 400m 前後になる。前述の 1,180m 峰では、本岩は板状節理の発達した露岩をつくっている。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石および黒雲母

斜長石は0.2～2.5mmに及び、汚濁した帯や核を有し累帯構造を示す。角閃石は輝石オパサイトあるいは黒色オパサイト化し、まれに中央部にX' = 黄色、Z' = 濃緑色の多色性を示す新鮮な部分を残す。紫蘇輝石は0.2～1.5mmの長柱状でわずかに多色性を示す。橄欖石は0.2～0.4mmの自形を示し、すべて変質しているが輝石の反応縁を有している。黒雲母は0.2mm前後でX' = 淡黄色、Z' = 淡褐色の多色性を示す。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラス・燐灰石および鉄鈹
ガラス基流晶質を示す。

II. 3. 1. 2 雄 冬 群

雄冬群は天狗岳・雄冬山・浜益嶽および群別山からなり、本図幅地域をほゞ南北に連なる山稜を形成している。暑寒群に較べて侵蝕が進んでおり、原型の復原は困難である。前記山体のうち天狗岳のみは東側の暑寒群に似て、輝石安山岩に次いで輝石角閃石安山岩に終わる活動を示している。他は暑寒群の輝石安山岩の活動末期に、浜益嶽の北東の大ガンケ付近を中心として、広く角閃石安山岩質の爆発的活動に始まった。初めの噴出物はおもに火山砕屑岩であり、火山角礫岩を主とし、凝灰角礫岩・火山円礫岩および熔岩を含んでいる。引き続いて、おもに熔岩の噴出が起り、広く覆った。その後、雄冬群の活動は地区ごとに分化して、山体ごとに種々の熔岩を出して終局を迎えたものと推察される。

なお、群別山の頂部の熔岩は、暑寒別岳の主要部とともに、後者の南西側を活動中心とした疑があるが、明確でない。

角閃石安山岩質火山角礫岩

本岩は雄冬山・浜益嶽および群別山の下部を構成して広く分布し、新第三系および玄武岩を覆うほか、暑寒別岳の西腹においては暑寒群の輝石安山岩を覆っている。

本岩は全体として厚さ250～300mにわたり、地区的に幾分岩質および産状を異にしている。

雄冬山北西の岩老沢および相馬の沢では、新第三紀の岩老熔岩火山角礫岩層の白色粘土化した安山岩の上位に本岩に属する凝灰角礫岩の薄層と、これを覆う厚さ40m前後の火山円礫岩がみられる。この円礫岩は角閃石安山岩とともに、変質安山岩ないし珪化岩のときには径数mに及ぶ巨円礫を含む。

暑寒別川上流滝の沢では約 300m の厚さで凝灰角礫岩が発達している。その下部は細粒で白色凝灰岩および軽石質凝灰岩からなり、角閃石安山岩の薄い熔岩流を挟有して橄欖石輝石安山岩質岩脈に貫かれるが、上方に向かって次第に粗粒となり、火山角礫岩となっている。

本岩は大部分は黒雲母輝石含有角閃石安山岩質であるが、そのほか石英黒雲母輝石含有角閃石安山岩質ないし黒雲母角閃石安山岩質のことがある。

黒雲母輝石含有角閃石安山岩 本岩は雄冬山の最下部を構成し新第三系を覆っている。奥暑寒別川の左岸から注ぐ支流においてよく観察される。厚さは約 250m で熔岩をほとんど挟有せず、灰白色の基質に人頭大以下の角礫があって、角礫には肉眼で黒雲母を認めることができる。谷は河床をつくるのが少なく、両側が急斜することが多い。

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石および黒雲母

斜長石は卓状で最大 4.0mm に及び、中核部は汚濁している。角閃石は 0.2 ~ 0.5mm で周辺が黒色オパサイト化し、X = 淡黄色、Y = 淡褐色、Z = 赤褐色、 $c \wedge Z = 0$ の酸化角閃石である。輝石は少量で 0.2 ~ 0.5mm、黒雲母はきわめて少なく、0.4mm 前後の葉片状を示す。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・クリストバル石およびガラス
ガラス基流晶質を示す。

石英黒雲母輝石含有角閃石安山岩 本岩は暑寒別川上流滝の沢・暑寒別川の中の沢および大ガンケから東へ登る沢で観察され、暑寒別岳の西腹に分布する。厚さは 250 ~ 300m である。滝の沢においては前述のように全体に細粒の凝灰角礫岩となっている。なお本岩には厚さ 2 ~ 10m の熔岩が数枚介在するが、いずれも連続性に乏しい。滝の沢の角礫は

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母および石英

斜長石は 4.0mm に及ぶ卓状をなし、汚濁した帯を有する。角閃石は 0.2 ~ 1.5mm の長柱状で、X = 黄色、Y = 緑色、Z = 緑褐色の多色性を示す。また、X = 黄緑色、Y = 褐色、Z = 赤褐色の多色性を示す酸化角閃石も認められる。いずれもオパサイト化を受けていない。紫蘇輝石および普通輝石は少量である。黒雲母は 0.2 ~ 0.5mm の葉片状で、X' = 黄色、Z' = 暗褐色 ~ 黒色の多色性を示す。まれに石英が認められる。

石基：ガラス・斜長石・燐灰石および鉄鉱
ガラス基流晶質を示す。

黒雲母角閃石安山岩 本岩は群別山の山頂に北から向かう暑寒別川の支流、海拔約 1,000m 付近において、角閃石安山岩質火山角礫岩のなかには厚さ約 40m の熔岩

として認められる。

斑晶: 斜長石・角閃石・黒雲母および普通輝石

斜長石は最大 5.0mm に達し、汚濁した内核を有し、累帯構造を示す。角閃石は最大 3.0mm に達するが、0.5～1.0mm 前後のものが多く周辺は黒色オパサイト化している。多色性は X = 淡黄色、Y = 褐色、Z = 濃褐色である。黒雲母は 0.2～1.0mm で周辺がオパサイト化し、X' = 黄褐色、Z' = 黒褐色で $N_2 = 1.689$ ^{註2)} である。普通輝石は少量であり、大きさ 0.5 mm 前後である。

石基: 斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラス・鱗珪石・鉄鉱および燐灰石

孔隙に富んだガラス基流晶質を示す。また斜長石と角閃石とが填間組織をなす包有物が認められる。

橄欖石含有角閃石輝石安山岩

本岩は角閃石安山岩質火山角礫岩を覆って広く分布し、雄冬山・浜益嶽および群別山など山体の主要部を構成している。また本岩は雄冬山の北では火山円礫岩を間に挟むが、火山砕屑物はほとんど含まず、数枚の熔岩のみからなり、前述の火山角礫岩の噴出に引き続いて連続的に生じたものと考えられる。

本岩はオパサイト化した角閃石を小型斑晶として常に多量含み、ときに輝石斑晶をほとんど欠くこともあるが、その石基をみると中性から塩基性の安山岩であり、角閃石は捕獲結晶とも考えられる。

斑晶: 斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石および橄欖石

斜長石は 2.0～3.5mm に及び、通常は卵形に近い破片状を示し、汚濁した帯や核を有している。角閃石は大部分がオパサイト化し、まれに中心部に X = 黄色、Y = 緑褐色、Z = 褐色を示す新鮮部を残存している。輝石はともに 0.2～1.0mm である。橄欖石は 0.2～1.0mm で周辺に輝石の反応縁を有することが多い。浜益嶽においては所により橄欖石が認められず、少量の黒雲母と石英とを伴うことがあり、石英には単斜輝石によりとりかこまれるものが認められる。

石基: 斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱・燐灰石およびガラス

ガラス基流晶質を示し、空隙には鱗珪石が生じている。

群別山火山岩

群別山の主要部は前述した暑寒群に属する輝石安山岩と、雄冬群の角閃石安山岩質火山角礫岩および橄欖石含有角閃石輝石安山岩により構成され、本火山岩に属するも

註2) 北海道大学木崎甲子郎博士の測定による。

のは山頂部をつくる輝石角閃石石英安山岩と、黒雲母含有輝石安山岩とである。

輝石角閃石石英安山岩

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石および石英

斜長石は0.2～2.0mmで汚濁し、累帯構造を示す。角閃石はすべてオパサイト化し、輝石は0.2～0.5mmである。石英は0.7mm前後の卵形で、細粒の輝石によってとり囲まれていることがある。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラス・燐灰石および鉄鋳ガラス基流晶質を示す。



図版5 群別山（浜益嶽から望む）

黒雲母含有輝石安山岩 本岩は群別山の西肩に海拔約1,120mの小突起をつくっている。おそらく小規模の熔岩丘と考えられる。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および黒雲母

斜長石は0.2～3.0mmで多くは破片状であり、汚濁した帯や核を有し、累帯構造を示す。紫蘇輝石は0.2～1.5mmで淡褐色を示し、普通輝石は0.2～1.0mmである。黒雲母は0.05～0.8mmで周辺は多少オパサイト化し、X' = 淡褐色、Z' = 褐色～濃褐色の多色性を示す。

石基：斜長石・紫蘇輝石・ガラス・鉄鋳および燐灰石

ガラス基流晶質を示し、やゝ不規則ではあるが流理を示している。

浜益嶽火山岩

浜益嶽の山体は群別山と同様に下部は輝石安山岩・角閃石安山岩質火山角礫岩および橄欖石含有角閃石輝石安山岩からなり、山頂部のみ本岩によって構成されている。本岩は山頂部から南西方向の山稜にかけて分布し、山頂・幌大川上流および小川の支流において認められる。白色～灰白色を示し、群別山の方向からみると下位の暗灰色な熔岩とよい対照をなしている。本岩の岩質は黒雲母角閃石安山岩である。

斑晶：斜長石・角閃石・黒雲母および普通輝石

斜長石は0.2～2.0mmで、汚濁した内核部を有する。角閃石はX＝淡黄色、Y＝黄色、Z＝緑色～緑褐色の多色性を示し、ほとんどがオパサイト化している。黒雲母は0.2～0.8mmで、X'＝淡黄色、Z'＝褐色の多色性を示し、周辺がオパサイト化している。普通輝石は0.3mm前後の微斑晶として少量認められる。

石基：斜長石・鱗珪石・ガラス・燐灰石・紫蘇輝石・単斜輝石および鉄鉱
ガラス基流晶質を示す。

雄冬山火山岩

雄冬山の主要部は前述した橄欖石含有角閃石輝石安山岩からなり、本岩に属するのは、山頂部から西方約3kmの三角点867.5m峰をつくる橄欖石含有輝石安山岩と、南麓にある小規模な熔岩円頂丘をつくる角閃石輝石安山岩とである。



図版6 雄冬山（武好橋付近から望む）

橄欖石含有輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および橄欖石

斜長石は0.2～2.5mmに及び、大型のものほど著しい累帯構造を示す。

紫蘇輝石は1.0mm前後の長柱状で、まれに普通輝石と平行連晶をなす。

橄欖石は0.7mm前後でわずか認められる。

石基：斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・ガラス・鉄鉱および燐灰石

角閃石輝石安山岩

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石およびまれに石英

斜長石は累帯構造を示し、汚濁した帯や核を有する。角閃石は0.2～4.0ですべて輝石オパサイト化し、内部に黒雲母の微片が生成している。紫蘇輝石と普通輝石は0.05～0.5mmである。

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
ガラス基流晶質を示す。

天狗岳火山岩

天狗岳は海拔約980mの平頂な火山体であり、基底の高さは海拔約700mである。噴出物は熔岩からなり、主として北方に流下し、海岸近くでは海拔約300mに達している。

山体は下部の橄欖石含有輝石安山岩と、上部の輝石角閃石安山岩とからなる。



図版7 天狗岳（雄冬山北面から望む）

橄欖石含有輝石安山岩 本岩は岩老熔岩火山角礫岩層を覆い、天狗岳山体の下部と、その北方海拔 854m の山体とを構成している。この 2 つの熔岩が、もともと連続していたか否かは明らかでないが、岩質からみて一応同一のものとして取り扱っておく。下位層との関係は、雄冬山道において大別荊川をへだてた対岸によく認められる。本岩は別荊一歩古丹間の山道、武好橋の北方、歩古丹部落南方およびクヅレの沢などにおいて観察される。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および橄欖石

斜長石は清澄であり、著しい累帯構造を示す。紫蘇輝石は 0.3 ～ 2.0mm、普通輝石は 0.3 ～ 1.0mm である。橄欖石は 0.2 ～ 0.4mm の自形で輝石の反応縁を有する。まれに石英や、斜長石と輝石との集斑晶が認められる。

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
ガラス基流晶質を示す。

歩古丹部落の南方、独立標高点 543m 峯の海拔約 400m の山腹において、本岩の節理中に鏡鉄鉱の良結晶を産出する。鏡鉄鉱は通常長径数 mm であるが、まれに長径 2.0cm 以上に達する。この鏡鉄鉱についてはすでに原田⁵⁾その他によって報告されている。

輝石角閃石安山岩 本岩は天狗岳の山頂部から海岸へ北西方向に流下し、末端部は天狗の鼻と通称されている。西側では熔岩崖が認められる。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石

斜長石は最大 5.0mm に達し、汚濁した中核部を有する。角閃石はすべてオパサイト化している。紫蘇輝石は 0.2 ～ 0.5mm で普通輝石は 0.1 ～ 0.3 mm である。

石基：ガラス・斜長石・紫蘇輝石・単斜輝石・鉄鉱および燐灰石
ガラス基流晶質を示す。山頂部ではクリストバル石が認められる。

II. 3. 2 海成段丘堆積層

本図幅地域の大部分は火山岩類からなり、急峻な地形で海に臨み、海成段丘面は北海道各地の海岸に較べてきわめて発達不良であるが、北部の別荊部落付近と日方泊との間に小規模に海拔 40 ～ 60m の平坦面が認められる。

日方泊沢河口の右岸のものがもっとも顕著で、平坦面は高さ約 40m で、広さ 200m 平方である。段丘堆積層は安山岩の礫および砂からなる。

マッカの沢入口には海拔約 90m の小規模な平坦面が認められる。堆積層の厚さは約 15m で安山岩の亜角～亜円の礫を主とするが図幅上では省略した。

II. 3. 3 崖錐および地回り堆積物

崖錐は雄冬部落の背後に比較的広く認められる。これは雄冬山の橄欖石含有角閃石輝石安山岩が崩壊した結果生じたものである。崖錐の占める面積は南北約 1km, 東西約 1.5km 以上にわたる。地域内には岩塊が露出し、土壌化作用はほとんど進んでいないことから沖積世のものと考えられる。

地回り堆積物は新第三系の火山岩類が粘土化作用をうけて崩壊し易くなった結果起こったものである。暑寒別川上流に数カ所みられ、また海岸においてはクツレにおいて海拔約 200m の所から海岸にまで達するものがある。

III. 応用地質

III. 1 硫黄

岩尾鉍山

本鉍山は増毛郡増毛町大字岩尾村にあり、増毛町市街地の南西方 16km, 日本海岸沿いの岩老部落付近に位置する。

増毛町市街地と本鉍山との間は、雄冬山道によって連絡するが、山道はほとんど利用されず、鉍石搬出などの一般輸送は専ら海路を利用している。

本鉍山は昭和 13 年頃から明星鉍業株式会社が岩王鉍山として開発し、昭和 18 年硫黄鉍業整備により休山するまでほゞ 2,000t の製品を出荷した。その後、昭和 23 年に現鉍業権者(松江喜三郎氏)が再開、旧一坑の取明けを主体に探鉍作業をつづけたが十分な成果を挙げるに至らなかった。しかるに昭和 32 年に地質調査所がおこなった物理探鉍¹³⁾の結果、新鉍床の賦存位置が明らかになったので、昭和 33 年春からの鉍床の採掘がおこなわれている。

現在月産粗鉍量 500t(S 35%+) を目標に従業員 30 名で操業をつづけている。鉍石は焼取式製錬法(焼取釜 5 基)により処理し、製品は船積みで増毛に送っている。

おもなる出荷先は国策パルプ工業株式会社旭川工場である。

本鉱山の主要坑道は三坑・五坑・新五坑・六坑であるが、このほか、湯泊五坑・屏風岩旧坑なども重要である。

本鉱山の周辺には熔岩および集塊岩の累層からなる岩老熔岩火山角礫岩層が分布している。この岩層は著しく変朽安山岩化し、さらに広域に亘り珪化作用および粘土化作用をうけ変質している。とくに珪化作用は顕著であり、珪化帯は海岸の岬、島嶼、露天採掘跡および東側の独立標高 365m 高地に連なる東西方向に伸びる尾根^{註3)}を形成している。なお独立標高点の 1km 南方にある屏風岩付近にも、前記珪化帯と平行する珪化帯が認められる。

珪化帯は一般に褐鉄鉱により汚染され“ヤケ”状を呈することが多い。

硫黄鉱床は変朽安山岩中に胚胎される鉱床ないし交代鉱床で珪化帯のほゞ下盤に賦存するものと思われる。鉱床形態に一般に不規則塊状で多くの鉱体が連なって賦存するものようであり、その配列方向け珪化帯の伸びに沿うものと思われる。主要鉱床は独立標高点の西側に賦存^{註4)}するが、南方の屏風岩付近にも鉱床が知られ、旧坑がある。

明星鉱業時代の鉱石は一般に黄色～淡黄緑色を呈する岩鉱(ときに硫化鉄鉱を随伴し灰黒色を呈することもある)で S 20～30%であったといわれる。

物理探鉱によってとらえられた新鉱床の一部について調査^{註5)}した結果は次の通りである。

新鉱床は五坑・新五坑によって採掘されている。鉱床は 3 鉱体がほゞ東西方向に配列し、全体として西に落ちている。各鉱体とも坑道水準下で拡がり、一つの鉱体にまとまる傾向がある。

新鉱床の鉱石は一般に黄色～淡黄緑色を呈する岩鉱で硫黄・蛋白石からなり、わずかに硫化鉄鉱を随伴する。鉱体中の硫黄品位は 35～40%を示すが、鉱体と漸移する珪化帯中にも 10～20%の部分が少なくない。

鉱化作用および変質作用は、鉱体を中心に累帯配列がみられ、鉱体から外側に向かって、鉱体(硫黄・蛋白石、ときに少量の硫化鉄鉱)→珪化帯(蛋白石・硫黄、とき

註3) この尾根の一部に不規則な鷹の目硫黄が認められる。

註4) 海底にも硫黄があると言われている。

註5) 根本忠寛(元所員)・五十嵐昭明(北海道支所):昭和33年8月調査

に明礬石)→珪化帯(著しい硫化鉄鉱染部)→粘土化帯(カオリン?・硫黄・硫化鉄鉱, 珪化ブロック)→粘土化帯(カオリン?・硫化鉄鉱・変朽安山岩ブロック)→変朽安山岩に分けられる。

本鉱山の鉱床は現状では地質構造との関連が明らかでないが、鉱化作用の前駆と思われる珪化作用が広域に及んでいることから推して、今後これを究明することにより鉱床はさらに発展する可能性がある。

III. 2 褐 鉄 鉱

岩尾鉱山北方 1km のアベの沢周辺に褐鉄鉱鉱床が散在する。これらはいずれも含鉄鉱泉に由来する沈澱性の褐鉄鉱鉱層であるが、このうち、比較的まとまった鉱床はアベの沢左支流にみられる。

この鉱床は沢の南岸沿いに露出し、延長約 140m, 幅 30～50m, 層厚 1.5m の規模を有している。鉱体の下盤は火山角礫岩層で、表土は上流部で 1m 内外, 下流部では 2m 内外である。鉱石には蘚苔類や笹・葎など植物の仮像をのこすもののほか、岩屑に褐鉄鉱が浸潤交代した角礫状鉱がある。植物の仮像をのこす鉱石は鉱石の主体をなし、一般に暗褐色粗鬆で Fe 50% を超える部分も少なくないが、角礫状鉱は鉱体の下盤際および鉱体周縁部にみられ品位は著しく低く Fe 35% 内外を示す。

第 2 表

	Fe %	Mn %	S %	As %	P %	SiO ₂ %	Ig. loss	
A {	アベの沢右支流	54.40	0.036	0.475	—	—	3.06	—
	”	51.90	—	0.75	0.15	0.022	3.86	—
	”	48.30	—	0.90	0.22	0.016	7.49	—
B	アベの沢 A 鉱床の上流	54.60	—	0.819	—	—	1.04	—
C	アベの沢 B 鉱床の上流	49.94	—	1.819	—	—	2.12	—
D	アベの沢 C 鉱床の上流	50.93	—	0.75	0.11	0.029	4.60	—
E	岩尾鉱山独立標高山頂部	58.28	0.045	0.36	0.20	—	1.96	16.64

(分析: 北海道支所 伊藤 聰・狛 武技官)

この鉱床は小規模の稼行が可能である。

なお本鉱床の上流部や付近の山腹には第 2 表に示す品位を有する鉱床露頭が多数散在するが、これらの鉱床規模は明らかでない。また岩尾鉱山東方の独立標高 (365m) 山頂部付近には、珪化帯中の裂隙をうめて幅 1m 前後の黒色に近い緻密質高品位褐鉄鉱が認められる。

Ⅲ. 3 珪 石

前記の硫黄鉱床に伴っている輝石安山岩の珪化帯のなかには、珪石として使用可能のものが存在している。珪化帯の露頭は一般に褐鉄鉱により汚染されて“ヤケ状”を呈し、とくに独立標高 365m 地点には珪化帯の割れ目の間に褐鉄鉱 (第 2 表分析値 E) が充填されている。この地点において掘進された探鉱坑道の観察によれば、珪化岩は地表下においては白色粗鬆から緻密隠微晶質を示している。採取した資料 2 箇の分析値は第 3 表の通りである。

第 3 表

	SiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %
資 料 A	99.4	0.02	0.76	non
資 料 B	97.72	0.41	1.43	tr

(分析：北海道支所 伊藤 聰技宮)

資料 A 独立標高 365m 高地

資料 B 前記高地より東方約 600m の標高約 480m 高地

Ⅲ. 4 そ の 他

雄冬部落の後背地は輝石角閃石安山岩の崖錐が累積しているが、このなかには崩壊に際して板状節理に沿って剝離した薄板状の安山岩が多く認められる箇所がある。昭和 27 年頃敷石用として採取に着手されたことがあったが、コスト高のために本格的生産にいたらずに休止された。

暑寒別川下流の石英安山岩の変質帯に、2, 3 の石英脈が認められ、また奥暑寒別川の輝石安山岩中には硫化鉄鉱の細脈が多く、局部的には塊状部も認められ、いずれ

も近年小規模に探鉱されたが今のところみるべきものがない。そのほか千代志別川上流の変質帯において約 30 年以前に山口某によって約 100m の坑道が掘進されたことがあるが、現在は坑口跡がわずかに残るのみである。

文 献

- 1) 舟橋三男：雨竜空知地方の玄武岩，新生代の研究，No. 5，1950
- 2) 湊 正雄：グリンタフ地域の問題，新生代の研究，No. 14，1952
- 3) 舟橋三男：玄武岩の問題，地球科学，No.10，1953
- 4) 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
- 5) 原田準平：石狩国増毛郡増毛町歩古丹産鏡鉄鉱，北海道産鉱物雑記 (7)，北海道地質要報，No.26，1954
- 6) 松井 愈・浦島幸世：Green Tuff 地域の層序，火成活動及び鉱床生成の関連，地質学雑誌，Vol. 61，1955
- 7) 針谷 宥：北海道天塩国増毛町歩古丹産の鏡鉄鉱，鉱物学雑誌，Vol. 2，No. 3，1955
- 8) Minato, M., Yagi, K., Hunahashi M. : Geotectonic Synthesis of the Green Tuff Regions in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., of Univ. Tokyo, Vol. 34, 1956
- 9) 藤江 力・棚井敏雅・松井 愈・魚住 悟・松野久也・垣見俊弘：日本新生代の堆積区とその変遷，北海道地域，新生代の研究，No. 24, 25, 1957
- 10) 秦 光男・山口昇一：5 万分の 1 地質図幅「浜益」，および同説明書，地質調査所，1957
- 11) 秋葉 力：北海道西南部における鉱床区，新世代の研究，No. 27, 1957
- 12) 砂川一郎：セキテツ鉱の結晶成長，歩古丹産赤鉄鉱の一例，鉱物学雑誌，Vol. 3, No. 6, 原田準平教授還歴記念論文集，1958
- 13) 小林 創・小野吉彦・桑形久夫：天塩国岩尾鉱山の物理探鉱調査報告，北海道

地下資源調査資料, No. 43, 北海道開発庁,

- 14) 秦 光男・垣見俊弘・小林 勇・佐藤博之・山口昇一:5万分の1地質図幅
「西徳富」, および同説明書, 地質調査所, 1963

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000



OFUYU

Asahikawa, No. 45

By

HIROYUKI SATOH, KŌNOSUKE SAWAMURA

&

SHŌICHI YAMAGUCHI

(Written in 1960)

(Abstract)

The area mapped is located in the northern part of the so-called "Kabato Mountainland" in central Hokkaidō and faces westwards to the Japan Sea. The area is covered almost wholly with volcanic rocks of Neogene-Tertiary and Quaternary. Mountain ridge is from 1, 000 to 1, 300 m in altitude.

Table 1

		Formation	Rock facies	Remarks		
Neogene-Tertiary	Recent	Alluvial deposits	Gravel, sand and clay			
		Talus deposits	Block			
	Pleistocene	Marine terrace deposits	Gravel, sand and clay			
		Shokambetsu volcanic group	Ofuyu subgroup		Pyroxene-hornblende andesite Pyroxene-hornblende dacite Biotite-hornblende andesite Hornblende-pyroxene andesite Hornblende andesitic volcanic breccia	
			Shokan subgroup		Pyroxene-hornblende andesite Pyroxene andesite	
		Hamamasu basalts	Hornblende basalt Olivine basalt			
	Pliocene	Iwao lava and volcanic breccia bed	Kumoi formation		Basalt Pyroxene andesite Pyroxene-hornblende andesite	Andesitic dike
					Ofuyu lava and volcanic breccia bed	Bekkari formation Mashike formation
	Dacite	Mudstone, sandstone, conglomerate and hard shale	Sulphur, silica stone			
	Miocene					

GEOLOGY

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

NEOGENE-TERTIARY SYSTEM

Mashike formation The formation is the lowermost in this area, and crops out narrowly in the vicinity of Bekkari in the northeastern corner of the area. In the eastern neighbouring area, this formation is composed of mudstone, sandstone and hard shale beds, in ascending order, but in this area, only the uppermost hard shale bed is exposed. It consists of hard shale intercalated with tuffaceous siltstone and produces "Sagarites" sp. and fish scales.

Rumoi formation The formation rests conformably on the Mashike formation and narrowly occurs in the Bekkari village. It consists of tuffaceous mudstone which is equivalent to the tuffaceous mudstone part of the massive sandstone bed known in the eastern neighbouring "Kokuryō" map area. This formation is poor in fossils.

Bekkari formation This formation occurs in the northeastern part of this area in the relation of fault with the above-mentioned formations. It is composed of conglomerate, sandstone, siltstone, alternation of sandstone and siltstone, mudstone and hard shale, which interfinger with Ofuyu lava and volcanic breccia bed in the southern area. Being poor in fossils, it is presumably correlated only by its rock facies to the upper part of Mashike formation and the lower part of Rumoi formation.

Ofuyu lava and volcanic breccia bed

It is composed of andesitic tuff-breccia, pyroxene-hornblende andesite and biotite-bearing hornblende dacite. It interfingers with the Bekkari formation in the northeastern part in this area and is narrowly exposed under the Iwao lava and volcanic breccia

bed. The age of this formation is estimated to be from later Miocene to early Pliocene.

Iwao lava and volcanic breccia bed

This bed rests conformably on the Ofuyu lava and volcanic breccia bed, and is exposed most widely in the area mapped. It consists of pyroxene andesite, pyroxene-hornblende andesite and basalt. This bed is continuous from the Poro agglomerate in the southern neighbouring area and estimated to be Pliocene in age.

Hamamasu basalts

Hamamasu Basalts unconformably cover the Neogene Tertiary in the southern part of the area. They are composed of basal scoria, olivine basalt, hornblende basalt and alkalic olivine basalt, in ascending order. The age of eruption is probably late Pliocene.

Dike and lava dome

Many dikes and a lava dome are found. The rocks range from basalt to dacite.

QUATERNARY SYSTEM

Shokambetsu volcanic group

Shokambetsu volcanic group is divided into the Ofuyu subgroup distributed in this area and the Shokan subgroup distributed partly in the eastern side of this area and mostly in the eastern neighbouring area.

The activity of Ofuyu subgroup began with extensively explosive eruption of volcanic breccia of hornblende andesite, which was followed by flow out of lavas of hornblende-pyroxene andesite. After that, andesites and dacites of various kinds composed the tops of Kumbetsu-san, Hamamasu-dake, Ofuyu-yama and Tengu-dake.

The age of Shokambetsu volcanic group is presumed to be early Pleistocene.

Marine terrace deposit

This is distributed narrowly in two places, Makkanosawa about 90 m in altitude (omitted on the map because of limited extent), and Hikata-domari 40~60 m in altitude.

Alluvial deposit

Alluvial deposit is composed of talus deposit, creeping deposit and fluvial deposit.

Talus deposit is composed of blocks of olivine-bearing pyroxene-hornblende andesite of Ofuyu subgroup.

Creeping deposit is observed at the places particularly where the rocks have been affected by argillaceous alteration.

Fluvial deposit is in limited extent.

ECONOMIC GEOLOGY

Sulphur of Iwao mine was worked during 1942~1943.

Since 1955 it has been reworked, and the production at present is about 500 tons a month.

The ore deposits are in the Iwao lava and volcanic breccia bed. Strong alteration such as argillaceous, siliceous and chloritic ones are remarkable in the vicinity of ore deposits.

Limonite deposits are found in the vicinity of Iwao mine.

Iron sulphide and silica stone are observed in the stream of Shokambetsu-gawa and in the vicinity of Iwao mine, but their details are undistinguished.

Building stone was once worked in Ofuyu in 1953.

昭和38年7月30日印刷

昭和38年8月5日発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 小林孝次

印刷所 泰成社印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saitō, Director

OFUYU

(Asahikawa-45)

By

HIROYUKI SATOH, KŌNOSUKE SAWAMURA

&

SHŌICHI YAMAGUCHI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 6 3