

5万分の1地質図幅

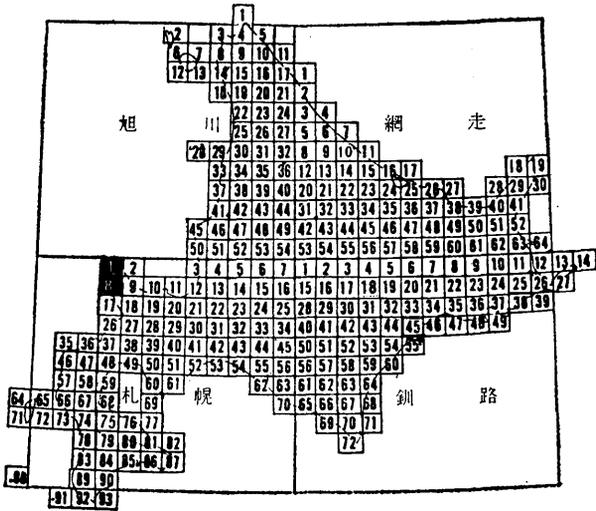
説明書

余別 および 積丹岬

(札幌一第8, 1号)

北海道立地下資源調査所

昭和54年



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを、北海道においてとりまとめたものである。

昭和54年2月

北 海 道

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

余別 および 積丹岬

(札幌一第 8, 1 号)

技術吏員 山 岸 宏 光

嘱 託 石 井 正 之

北海道立地下資源調査所

昭和 54 年 2 月

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	5
IV 先第三系	9
IV・1 珊内層	9
IV・2 花崗岩類	11
IV・3 変成岩類	12
V 新第三系	13
V・1 古字川層	13
V・1・1 砂岩頁岩綠色凝灰岩部層	13
V・1・2 火砕岩部層	15
V・2 尾根内層	16
V・2・1 硬質頁岩凝灰岩互層	16
V・2・2 変質安山岩類	20
V・2・3 火砕岩部層	21
V・3 余別層	25
V・3・1 シルト岩部層	26
V・3・2 火砕岩部層	29
V・4 野塚層	30
VI 新第三紀の貫入岩類	33
VI・1 はんれい岩質岩	33
VI・2 石英斑岩	34
VI・3 流紋岩	35
VI・4 玄武岩	35
VII 第四系	35
VII・1 第1段丘堆積物	35
VII・2 第2段丘堆積物	35
VII・3 第3段丘堆積物	36
VII・4 第4段丘堆積物	37
VII・5 地すべり堆積物	37
VII・6 現河床および海浜堆積物	37
VIII 新期溶岩類	37
VIII・1 大森山溶岩	37
VIII・2 積丹岳溶岩	38
IX 応用地質	39
IX・1 金属鉱床	39
IX・2 地すべり	39
IX・3 鉱 泉	43
文献	44

5万分の1地質図幅
説 明 書 余別および積丹岬 (札幌一第8,1号)

北海道立地下資源調査所

北海道技術吏員 山 岸 宏 光

〃 嘱 託 石 井 正 之

は し が き

この地質図幅は、昭和45年から昭和47年にかけて実施した野外調査の結果をとりまとめたものである。

この地域は、古くから金属鉱床探査を目的とした調査が行なわれており、10万分の1地質図幅「余別岳」(根本、1942)をはじめ、多くの調査結果については斎藤昌之(1968)による総括的な報告がある。

今回の野外調査にあたっては、図幅地域の東北部および北部を山岸が、南西部を石井がそれぞれ担当し、全域を山岸がとりまとめた。

室内作業にあたっては、貝化石の鑑定について北海道開拓記念館の赤松守雄氏に、岩石の鑑定については、北海道大学理学部西川純一氏、萩原茂氏および北海道立地下資源調査所鈴木守氏にそれぞれ労をとっていただいた。

また、小山内[※]熙氏および積丹団研グループの方々からは貴重なデータの提供をうけた。

さらに、神恵内村役場の方々からは、現地において多大な御協力を賜わった。

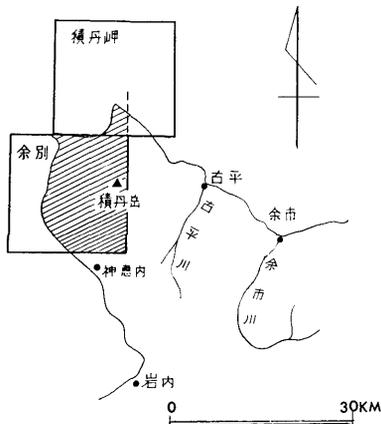
以上の方々へ厚く感謝の意を表する。

1 位置および交通

この図幅は、日本海に突出した積丹半島の西半分をしめる地域で、国土地理院発行の5万分の1地形図「余別」と、「積丹岬」の西半分とからなっている。

行政的には、後志支庁に含まれ、北半分が積丹町に、南半分が神恵内村に属してい

※ 元北海道立地下資源調査所地質部長。現ユニオンコンサルタント㈱技術部長。



第1図 位置図

Ⅱ 地 形

図幅地域は、積丹半島の西半部で、ほとんどが急峻な山岳地帯となっている。全体の傾向を把握するために、切峰面図^{*}（第2図）と起伏量図^{**}（第3図）を作成した。

切峰面図（第2図）によると、余別岳の東側の山腹、珊内岳の東および南西の山腹、さらに大天狗山の西側山腹に、いずれも標高600～800mの位置に地形変換線がみとめられる。

また、余別岳および積丹岳の北方では、明瞭な地形変換線はみとめられず、頂上から標高250mまでなだらかに高度を減じている。

起伏量図（第3図）では、大天狗山、珊内岳および余別岳付近が最大の起伏量を示し、それより南側がやや大きく、北側では海岸へ向って小さくなる傾向を示している。

海岸地形はほとんどが急崖をなしている。高さ100mに達する断崖（海食崖）と、海水面すれすれの波食棚（ベンチ）が形づくられている。

また、波食棚をさぎむ波食溝や、海食崖をえぐった海食洞などがよく観察される。さらに、西海岸の川白付近では、窓岩^ミとよばれるアーチが形成されるなど、様々な岩石海岸地形がみとめられる。

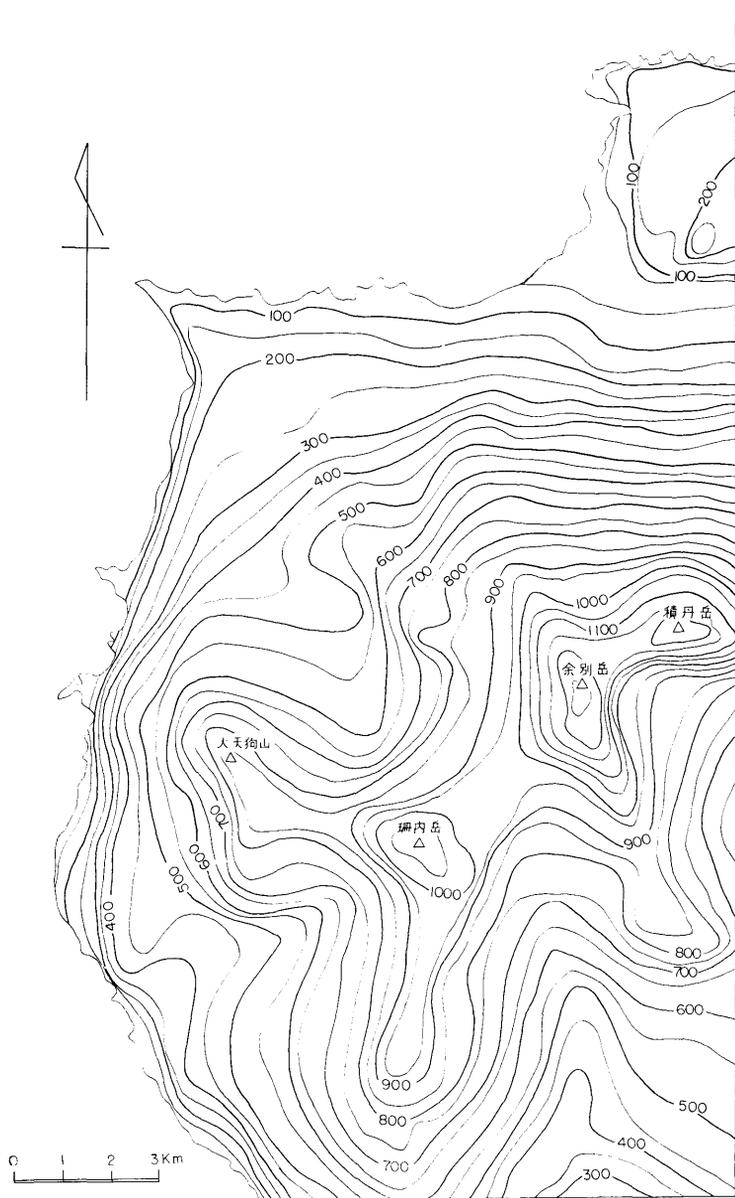
* 1.5km間隔の方眼法により、各方眼内の最高点間で内挿法により等高線を描いた。

** 同様に、各方眼内の最高点と最低点の高度差を示した。

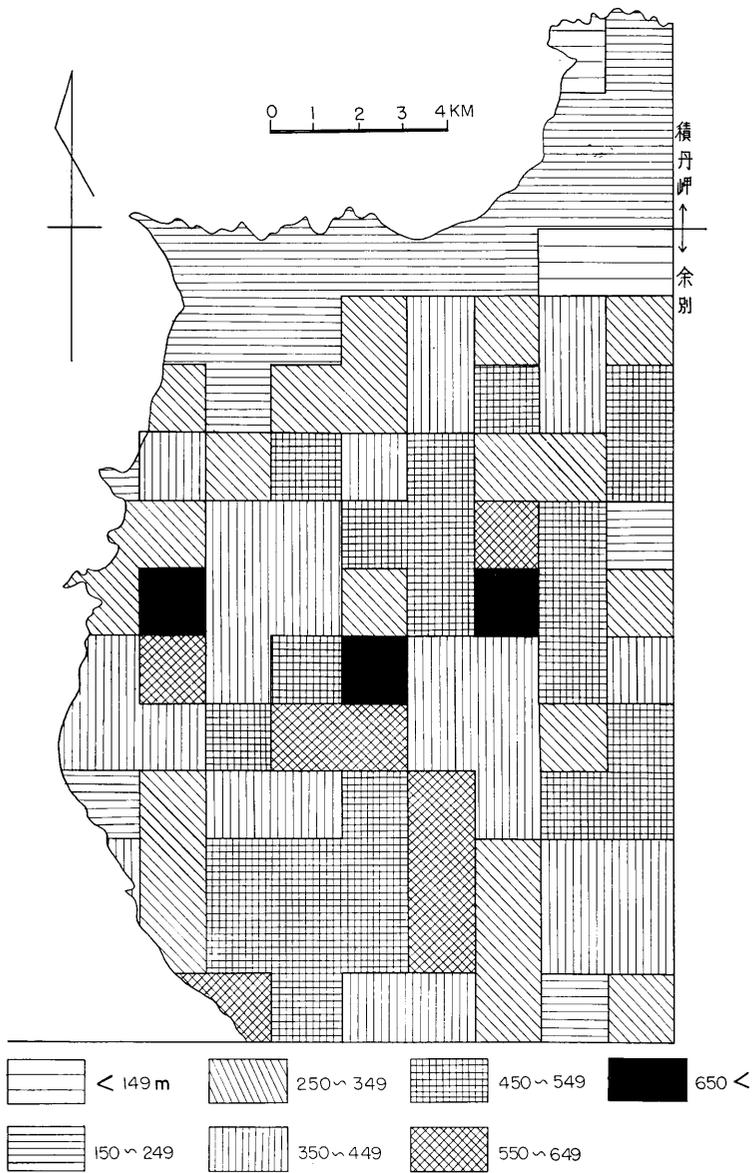
る。

交通は、余市および古平をへて、積丹半島の先端の余別および尾根内にある国道と、岩内から神恵内をへて珊内へ通ずる国道とが主である。さらに、古平と神恵内を結ぶ積丹半島を横断する国道も通じている。

しかし、図幅西部の川白から尾根内までのほぼ10kmの海岸線は断崖絶壁をなし、未だに陸上の通行は不能である（第1図）。



第2図 切峰面図



第3圖 起伏量図

段丘面は、北部の積丹川、余別川、幌内府川およびウエンド川流域にみられ、第1段丘、第2段丘、第3段丘および第4段丘に区分される。

水系としては、北部海岸に流下する余別川、幌内府川、ウエンド川、積丹川など、ほぼ南北方向に流路をとり、段丘面の発達がいよいものと、図幅南西部の海岸に流下するノット川、オネナイ川、珊内川およびキナウシ川など、北東—南西方向に流路をとり、段丘がほとんど発達せず、枝沢の少ない直線的な河川がある。

一方、図幅南部の、南に流下する古宇川は図幅内では最も枝沢が多く発達し、流域面積も大きい河川であるが、段丘は発達していない。

また、大規模な地すべり地形も多く、特に新期溶岩の末端に顕著にみとめられる。

Ⅲ 地 質 概 説

図幅地域は、西南北海道のグリーンタフ地域の北端部に位置し、各種安山岩を主とする莫大な火山活動によって特徴づけられる。この地域の模式地質柱状図を第4図に示した。

先第三紀の基盤岩類は、図幅南西部の珊内川上流および古宇川中流域の西側の一支流にそれぞれ小範囲に分布している。

これらは、粘板岩、ホルンフェルス、チャートなどからなる珊内層と、それらを貫ぬく花崗岩類と、角閃石化岩などの変成岩類とから構成される。

これらの基盤岩類を不整合におおったり断層で接して、新第三紀中新世の地層が広く分布している。下位から上位へ、古宇川層、尾根内層および余別層の3つに区分できる。なお、積丹半島地域の従来の研究の対比表を第1表に示した。

古宇川層は、図幅地域の南東部をしめ、下部の砂岩頁岩緑色凝灰岩部層と、上部の角閃石石英安山岩質の火砕岩部層とからなる。

基盤の先第三系とは、南北方向の断層で接する場合と、不整合関係の場合とがある。

とくに、南北方向の断層で接する場合には、その西側ではゆるい西傾斜、東側ではゆるい東傾斜の傾向がある。

尾根内層は、図幅地域の西半部に広く分布するほかに、北東端の積丹岬付近にみられるものがある。

下部の硬質頁岩凝灰岩互層、中部の変質安山岩類および上部の火砕岩部層とからなっている。下部の硬質頁岩凝灰岩互層にはパーライト質の流紋岩溶岩がはさまれ、上

時代	地層名	柱状図	岩相・岩質	その他	
第四紀	現世	現河床堆積物 (a)	礫, 砂		
	更新世	第4段丘堆積物 (Tr ₄)	礫, 砂および角礫まじり ローム		
		地すべり堆積物 (Ld)	角礫および亜角礫		
		第3段丘堆積物 (Tr ₃)	礫, 砂および角礫まじり ローム		
		第2段丘堆積物 (Tr ₂)	礫, 砂		
		第1段丘堆積物 (Tr ₁)	礫, 砂		
	新世	積丹岳溶岩 (Sl)	かんらん石含有角閃石安山岩		
		大森山溶岩 (Ol)	しそ輝石普通輝石安山岩		
第三紀	鮮新世	野塚層 安山岩溶岩 (Ni)	普通輝石しそ輝石安山岩	水冷破砕岩 泥炭, 二枚貝化石	
		砂岩礫岩層 (Ns)	粗粒砂岩, 火山門礫岩 砂質シルト岩, 砂岩		
	中新世	余別層 火砕岩部層 (Yv)	玄武岩質安山岩水冷破砕岩 石英含有黒雲母角閃石安山岩 普通輝石しそ輝石安山岩	玉ねぎ状ピロー 水冷破砕岩, 火山門礫岩	
		シルト岩部層 (Ys)	塊状シルト岩		
	新内層	尾根層 火砕岩部層 (Vh, Vp)	玄武岩岩脈 (Bd) 流紋岩岩床 (Rs) しそ輝石普通輝石安山岩 (Vp) 石英含有角閃石安山岩 (Vh)	水冷破砕岩, にセピローを含む 鉾脈をともなう	
		変質安山岩類 (Ph, Pp)	変質輝石安山岩溶岩 (Pp) 変質含有石英角閃石安山岩溶岩 (Ph)		
		硬質頁岩 凝灰岩互層 (Oh)	はんれい岩質岩 (Gb) 硬質頁岩 石英斑岩 (Qp) 緑色凝灰岩 パーライト質流紋岩 (Rl)		
		古宇川層 火砕岩部層 (Fh, Fm)	角閃石石英安山岩貫水冷破砕岩 角閃石石英安山岩貫塊状溶岩 (Fm)		
		砂岩頁岩緑色凝灰岩部層 (Fs)	緑色凝灰岩 砂岩頁岩 基底礫岩	火山門礫岩 軟泥礫をともなう	
	先第三系	珊内層 (Sn)	粘板岩, チャート, ホルンフェルス 角閃石化岩 (Am) 花崗岩類 (Gr)		

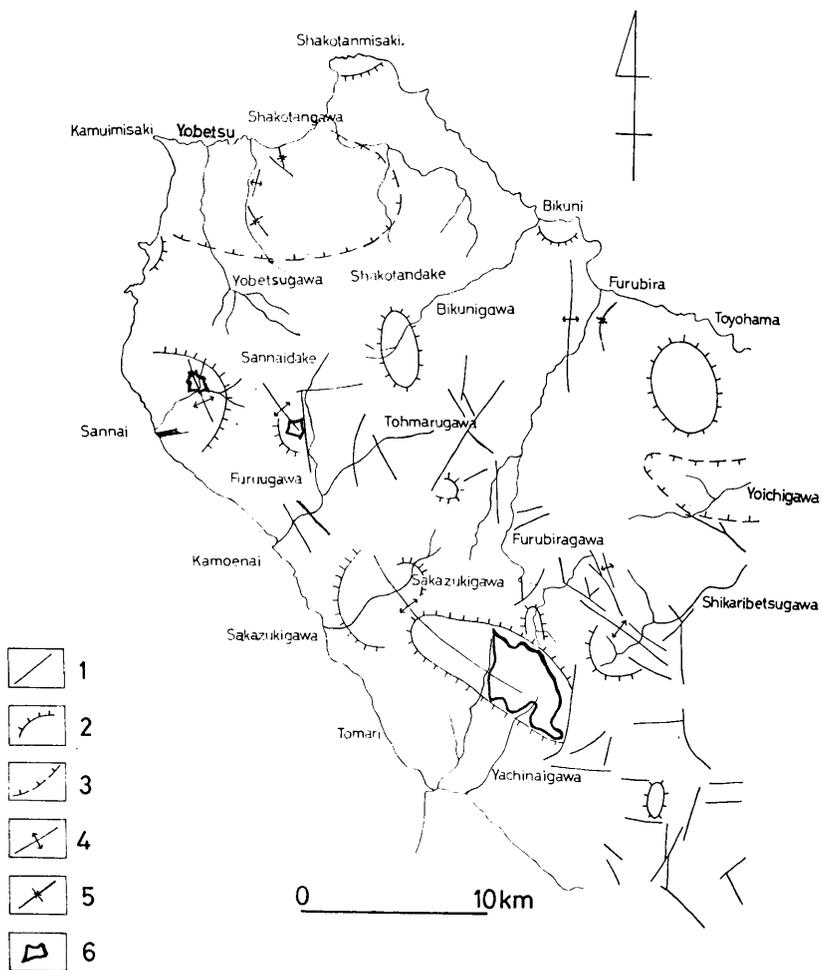
第4図 模式地質柱状図

部の火砕岩部層を流紋岩の岩床が貫ぬいている。

尾根内層は、珊内川流域と西の河原付近に中心をもち、東側に沈んだ構造をとっている。

また、積丹岬付近のものは、南に沈む半ドーム構造をとっている。

以上の古宇川層および尾根内層中には、はんれい岩質岩、石英斑岩、玄武岩などの



第5図 積丹半島の地質構造図 (山岸ほか、1979)

凡例 1. 断層、 2. ドーム構造・半ドーム構造、 3. ベーズン構造、
 4. 背斜構造、 5. 向斜構造、 6. 基盤岩類

は、下位の大森山溶岩と、上位の積丹岳溶岩とからなり、とくに後者は広大な溶岩台地を形成している。

第四系としては、北部海岸および河川の下流域に発達する段丘群と、前述の平坦面溶岩の末端にみられる地すべり堆積物が主なもので、ほかに現河床および海浜堆積物がみられる。

このうち、段丘堆積物は、野塚付近、積丹川、ウエンド川、幌内府川および余別川流域に発達し、特に野塚付近では、4段に区分される。

IV 先第三系

IV・1 珊内層

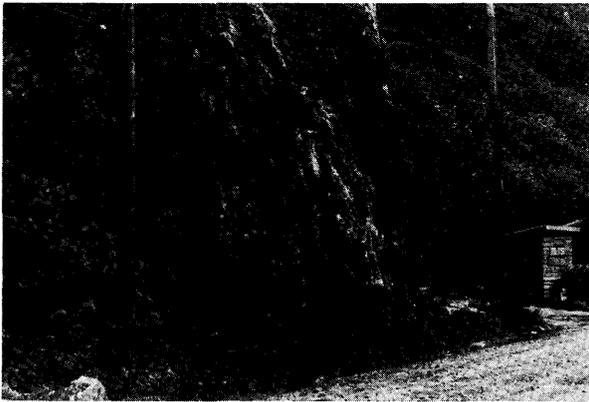
〔命名〕根本（1942）

〔模式地〕珊内川中流域。

〔分布〕函館南西部のマッカ岬南方、珊内川中流および古宇川中流の一支流に小規模に顔を出している。

〔岩相〕マッカ岬南方では、チャートであり、珊内川中流域および古宇川中流の一支流では、粘板岩およびホルンフェルスである。

チャートは板状節理がいちじるしく、黄灰色の礫質のものと、灰白色細粒のものがある（第6図）。

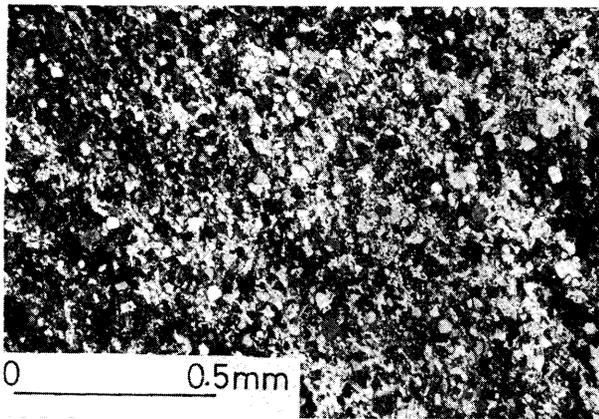


第6図 チャートの露頭写真（マッカ岬南方）

粘板岩は、塊状で灰黒色堅硬である。

ホルンフェルスは、灰褐色～淡赤灰紫色を示し、片理を示すことが多い。まれに、層理の明瞭な部分もある。

鏡下の観察：グラノブラスチック組織を示し、黒雲母、白雲母、石英、斜長石を主とし、緑泥石をともなうものがある。針状～柱状の黒雲母が方向配列するチャート起源のものと、短冊型斜長石の残晶が流理構造を示す玄武岩質起源のものとがみとめられる（第7図）。



第7図 ホルンフェルスの顕微鏡写真（クロスニコル）

〔構造〕古宇川の支流では、粘板岩はN60°W、65°Sの走向・傾斜を示す。

マッカ岬南方のチャートは、北側は変質した輝石安山岩溶岩と、南側は石英含有角閃石安山岩質水冷破碎岩と、いずれも東西方向の断層で接している。

一方、古宇川支流の粘板岩は、東側が南北方向の断層で古宇川層と接し、西側は同層に不整合におおわれている。また、花崗岩に貫ぬかれ、ホルンフェルス化している。

珊内川流域では、NW方向、EW方向およびNS方向の断層で変質輝石安山岩溶岩にとりかこまれ、同時に花崗岩類と断層で接している。

〔対比〕南東に隣接する茅沼図幅のリヤムナイ層に相当する。

Ⅳ・2 花崗岩類

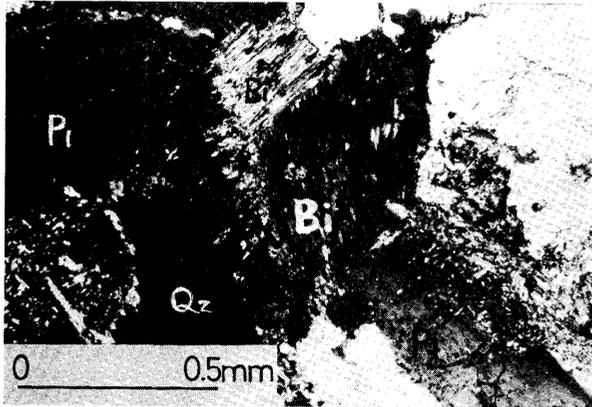
珊瑚川中流域および古宇川の支流に小規模に分布する。

珊瑚川中流域のものは、NW方向の剪断帯が発達した粗粒な岩体である。

古宇川の支流のものは、花崗閃緑岩を主とし、花崗斑岩、グラノファイヤーなどを含む。

これらは、まわりの粘板岩にホルンフェルス化を与えている。また、新第三紀の安山岩や流紋岩の小岩脈に貫ぬかれている。

鏡下の観察：等粒状完晶質で、主な構成鉱物は斜長石、石英、カリ長石および黒雲母からなる（第8図）。



第8図 花崗岩の顕微鏡写真（クロスニコル）

Bi：黒雲母、Pl：斜長石、Qz：石英

斜長石は、自形のものが多く、最大長径3～4mm程度で、一般に汚だくしている。非常に細かいアルバイト式双晶を示し、弱い累帯構造を示す。なかには、石英の斑晶に包有されているものがある。逆に、不定形の石英を包有しているものもある。

石英は、他形で波動消光を示す。

カリ長石は、かなり汚れており、石英を包有する場合や石英の裂開に晶出するケースが多い。

黒雲母は、一部変質し、緑泥石、鉄鉱物に分解しているのがみられる。

副成分鉱物として、ジルコン、リンカイ石、スフェーンがみとめられる。

カリ長石と石英の文象構造を示すものもみられる。

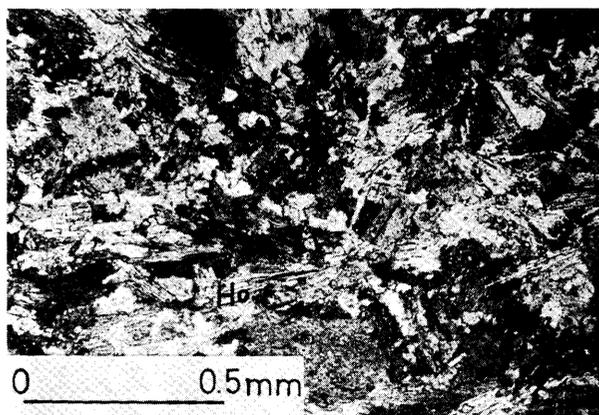
N・3 変成岩類

この図幅地域内でみられる変成岩は古宇川の一支流の下流部に小規模に露出する、暗緑色～暗青色を示す角閃石化岩のみである。

N10°W方向の、幅1m位の剪断帯にそって暗緑色を呈するぜい弱な基地の中に、長さ数10cmのレンズ状の暗青色堅硬な部分が散点している。

鏡下の観察：暗青色堅硬のレンズ状の部分は、緑色角閃石>>斜長石>緑れん石、スフェーン、イルメナイトからなる。針状の緑色角閃石が不規則に結晶し、一部に放射状に集合しているものがある。これらの間に残されている斜長石は、柱状および板状の結晶で、結晶形からみて、火成岩起源のものと判断される。

しかし、部分的には不規則な再結晶組織を示すために原岩の推定は困難であるが、中性の半深成岩の可能性がある（第9図）。



第9図 角閃石化岩の顕微鏡写真（クロスニコル）

Ho：普通角閃石

一方、暗緑色ぜい弱な基地の部分は、アクチノ閃石、緑泥石からなる、より細粒な岩石である。

V 新第三系

V・1 古宇川層

〔命名〕新称

〔模式地〕古宇川本流とトーマル川との合流点付近。

〔分布〕図幅南東部の古宇川本流から滝の沢川をへてトーマル川にかけて広く分布する。

〔最大層厚〕500m+。

〔岩相〕本層は岩相上、下部の砂岩頁岩綠色凝灰岩部層と、上部の火砕岩部層との2つに区分できる。

V・1・1 砂岩頁岩綠色凝灰岩部層

〔分布〕主として、古宇川本流域にそって南北に長く分布する。

〔岩相〕最下部に基底礫岩層をともなう砂岩頁岩と綠色凝灰岩とからなる（第10図）。



第10図 古宇川層の砂岩頁岩層（古宇川下流）

基底礫岩は、主として径数cm~10cmの花崗岩礫からなり、流紋岩礫をも含む。厚さは数mである。

砂岩頁岩は、淡黄灰色の中粒砂岩（厚さ3~10cm）と頁岩（厚さ数cm）の互層で、特に砂岩には細かい斜層葉理がみられる。

綠色凝灰岩は、上部ほど細粒の火山灰質から、次第に粗粒となり、凝灰角礫岩に

移化する。

これらの凝灰岩は軽石を主とし、一枚ごとの厚さは数10cmのものから4 m以上のものまであり、上部ほど厚さを増す傾向がある。

とくに、厚さ数mの緑色凝灰岩は、下部の塊状部と、上部の層理を示す部分とに区別される。また、前者には、径1~30cmの軟泥礫（第11図と同様のもの）を多量に含むことから、成因としては水中火砕流によるものと考えられる。



第11図 古宇川層の火砕岩部層中の水冷破碎岩に含まれる軟泥礫（古宇川下流）

〔構造〕 古宇川本流の中～上流部の西側では、 $N30^{\circ}W$ 、 $20^{\circ}SW$ 、東側では $N40^{\circ}W$ 、 $20^{\circ}NE$ の走向傾斜を示す。

一方、下流部では、 $N70^{\circ}W$ 、 $35^{\circ}NE$ の走向・傾斜を示すこともある。

〔下位層との関係〕 古宇川本流の中～上流部では、東側が $N20^{\circ}W$ 方向の断層で下位の珉内層および角閃石化岩と接し、西側は不整合で珉内層をおおっている。

* Fiske (1963) による。

V・1・2 火砕岩部層

〔分布〕 古宇川本流の東側に広く分布する。

〔岩相〕 下位から上位へ、水冷破碎岩および火山円礫岩、塊状溶岩が交互に累重している。岩質は主として角閃石石英安山岩である。

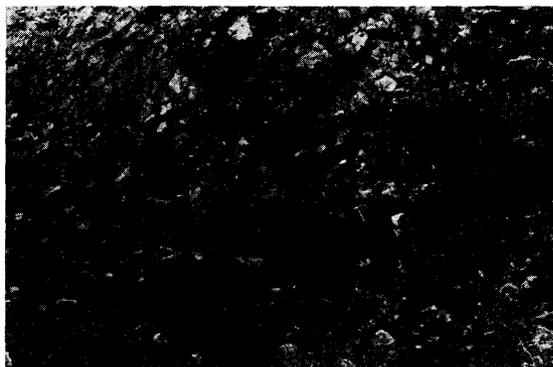
一部には緑色化のいちじるしいものがあり、それには硬質頁岩をはさんでいることがある。

水冷破碎岩^{*}（ハイアロクラスタイト）は淡灰白色～淡緑色を示し、径5～10cmの角礫とガラス質の基地からなるもので、下部では径数10cmの軟泥礫を含むことが多い（第11図）。

火山円礫岩は、径5～15cmの亜円礫を主とし、礫種は角閃石石英安山岩、輝石安山岩などからなり、まれにチャートや頁岩を含む。

硬質頁岩は灰黒色堅硬で層理が明瞭である。時々、層間褶曲などの乱堆積状を示したり、レンズ状に礫岩をはさむことがある。

塊状溶岩は、淡灰色、粗粒で柱状節理が顕著に発達している（第12図）。



第12図 古宇川層の火砕岩部層中の塊状溶岩（古宇川下流）

下位の水冷破碎岩などの角礫岩とは明瞭な境界が認めにくいことがある。

鏡下の観察：ハイアロピリティック組織を示し、斑晶として、斜長石>石英>角閃石>磁鉄鉱などからなる。

斜長石は、累帯構造がいちじるしく、内側は虫食い状である。

石英は、径3～5mmの巨晶で、他形をとり、不規則な裂開が多い。

* 高温のマグマが水冷によって破碎された産物。

角閃石は、径0.5mm～1cmまでの長柱状結晶で、多色性いちじるしく、X＝淡褐黄色、Y＝濃褐黄色、Z＝淡黄緑色を示す。

石基は、斜長石、石英およびガラスからなる。石基中の斜長石は短冊状でカルルスバッド双晶が多い。石基中の石英は斑晶のそれに比べて角ばっている。石基ガラスにはアメーバ状の気泡が多く、それらはガラス全体とともに、モンモリロナイトに交代されている。とくに、ハイアロクラスタイトの基地をなす細粒岩片の石基ガラスはパーライト構造が顕著である。

〔構造〕古宇川流域では、N20°～70°W、20°～60°NEの走向・傾斜を示し、全体として北東方向にゆるく傾斜している。断層および剪断帯はNW—SEおよびNS方向が顕著である。

〔下位層との関係〕下位の砂岩頁岩緑色凝灰岩部層とは、整合関係を示す。

V・2 尾根内層

〔命名〕新称

〔模式地〕図幅北西部の尾根内付近を模式地とする。

〔分布〕図幅西半分をしめる広い地域にわたって分布する。

〔岩相〕本層は岩相上から、下部の硬質頁岩凝灰岩互層、中部の変質安山岩類、上部の火砕岩部層の3つに区分できる。さらに、火砕岩部層は、岩質によって、下位の石英含有角閃石安山岩質のものと、上位のしそ輝石普通輝石安山岩質のものとが区別される。

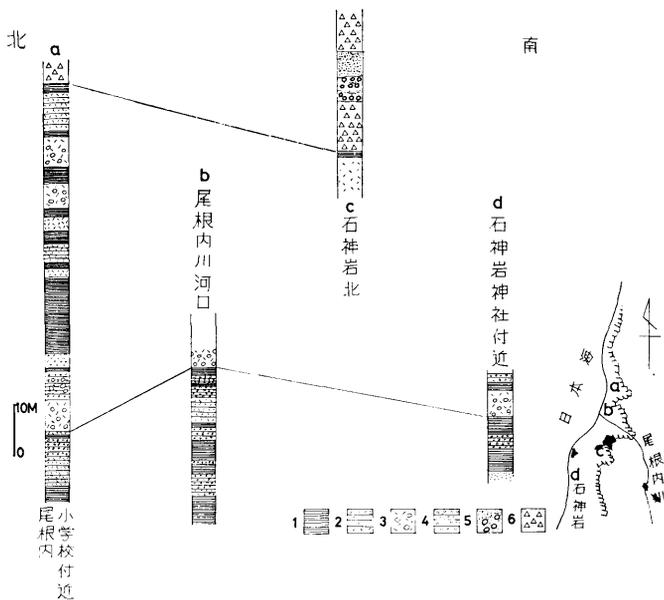
V・2・1 硬質頁岩凝灰岩互層

〔分布〕積丹半島北西端の尾根内から、南へオブカル石、ノットおよび川白にかけての北西部と、北部のころた転多川流域に分布している。

〔岩相〕板状層理のよく発達した灰褐色硬質頁岩と、淡緑色の軽石凝灰岩および灰黒色のスコリヤ凝灰岩との互層（第13図、第14図）で、時々流紋岩溶岩をはさんでいる。また、ころた玄武岩質安山岩の水冷破砕岩をはさむことがある。

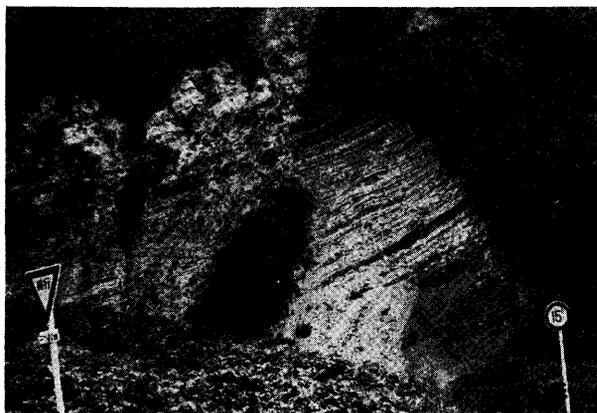
また、ころた転多川流域の本層上部には層間異常などの乱堆積がいちじるしい。

軽石凝灰岩およびスコリヤ凝灰岩は、それぞれのユニットが、ともに、厚さ数mから10数mで、下部の塊状の部分と上部の層理の発達した部分とからなるものである。これらの塊状部には、時々軟泥礫を核として形成されたジュール様団塊を含んでいることがある（第15図）。したがって、これらの凝灰岩も水中火砕流による



第13図 尾根内層の柱状図（尾根内）

- 凡例 1. 硬質頁岩、 2. 層理を示す軽石凝灰岩、 3. 軟泥礫を含む塊状軽石凝灰岩、 4. スコリヤ凝灰岩、 5. 砂岩礫岩互層、 6. 安山岩質水冷破碎岩



第14図 尾根内層中の硬質頁岩凝灰岩互層（尾根内）



第15図 尾根内層の凝灰岩にみられる軟泥礫を核として形成されたノジュール様団塊

青色を呈し、径2～3cmの玉髓に充てんされた気泡を多量に含んでいる。また、不規則な節理にそって、多数の方解石脈が形成されている。

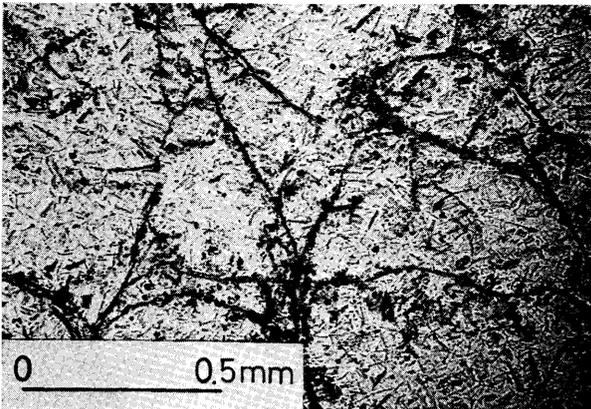
鏡下の観察：塊状岩体には斑晶が多く、とくに累帯構造のいちじるしい斜長石を主

堆積物と考えられる。

パーライト質流紋岩溶岩は、北西海岸の川白、ノット川下流部および北部海岸の野塚付近にそれぞれ小規模に分布しており、本層の比較的上部をしめるものと考えられる。

前二者の地域のもは、破碎されたパーライト質の岩体で、残丘状の柱状節理の発達する塊状岩体から同心円的に、角礫状のパーライトに漸移している。

全体として、淡黄緑～緑



第16図 パーライト質流紋岩溶岩の顕微鏡写真（オープンニコル）

とし、ピロタキシティック組織を示す。塊状岩体から外側の角礫状の部分に向ってパーライト構造が顕著となり（第16図）、斜長石の斑晶も破碎し、破片化ようになる。全体として、方解石、モンモロロナイトなどが上述の割れ目を充てんしている。

野塚海岸の流紋岩は、灰白色～淡緑灰色で塊状あるいは角礫状を呈する。塊状の部分は柱状あるいは俵状節理がよく発達し（第17図）、流理構造がみとめられる。一方、角礫状の部分はパーライト質で変質をつよこうけ、方解石、モンモロロナイト、黄鉄鉱などができている。



第17図 俵状節理の発達する流紋岩溶岩（野塚）

玄武岩質安山岩の水
冷破碎岩は、ノット川
の河口付近の海岸に小
規模に露出する。径5
～10cmの急冷ガラスの
外縁を有する玉ねざ状
の岩塊（ピローの一種）
とそれらを充てんする
ガラス破片とからなる。

〔構造〕 オブカル石から川白にかけては、 $N10^{\circ}\sim45^{\circ}E$ 、 $10^{\circ}\sim65^{\circ}SE$ の走向・傾斜を示しており、一方、沼前崎北方の尾根内付近では、 $N30^{\circ}\sim40^{\circ}E$ 、 $15^{\circ}\sim25^{\circ}SE$ の走向・傾斜を示している。しかし、オブカル石から川白にかけては、地すべり地形の末端に位置するため、原構造は乱れている可能性がある。

また、北部のごうた転多川流域では、走向はほぼNW方向を示し、傾斜は乱堆積のため一定しないが、NW方向の断層を境に、西側が $30^{\circ}W$ 、東側が $50^{\circ}E$ を示している。

〔下位層との関係〕 下位の古宇川層との関係は図幅地域では明らかではないが不整合と推定される。

〔対比〕 根本（1942）は後述する変質安山岩を「変朽安山岩」として別に扱い、同様に火砕岩部層にあたる「集塊岩」を神恵内層とよんだ。そして、渋井層を八雲統に、神恵内層を黒松内統に対比した。しかし、硬質頁岩凝灰岩互層、変質安山岩類、火砕岩部層はそれぞれ指交関係で漸移していることが、本図幅内だけでなく、南隣の神恵内図幅（山岸、末公表）でも明らかとなった。したがって、これらは同一層

準としてあつかうべきものと考え、尾根内層と新称することとし、八雲統に対比した。

V・2・2 変質安山岩類

〔岩相〕主として柱状節理の発達する塊状の岩体からなり角礫状の部分をともなう。いずれも青緑～淡緑色を示す。

岩質は、石英含有角閃石安山岩および輝石安山岩に区分される。

変質石英含有角閃石安山岩

西の河原、マッカ岬、キナウシ川中流および図幅東部の美国川上流に分布する。塊状の部分の主とし、角礫状の部分をともなう。青緑色粗粒の岩体である。

鏡下の観察：ハイアロピリティック組織を示し、斑晶として斜長石、角閃石および輝石からなり、石英を含むことがある。

斜長石は、形のみを残し、曹長石化やカオリン化している。

角閃石は、主として酸化角閃石でオパサイト化しているが、変質して緑泥石、緑れん石および方解石に交代されているものがある。

輝石も、緑泥石やモンモリロナイトに交代されており、形のみを残す。

石英は比較的新鮮で他形を示す。

石基には、短冊状斜長石と石基ガラスがみとめられるが、ほとんど二次石英に交代されている。

変質輝石安山岩

図幅西部のオブカル石付近、珊内川上流および図幅西南部の古宇川上流などに分布する。前二者の地域では塊状、後者は角礫状である。いずれも変質して青緑色を呈し、節理の間を方解石、赤鉄鉱および玉髓が充てんすることがある。

鏡下の観察：ハイアロピリティック組織を示し、斑晶として斜長石と輝石がみとめられる。

斜長石は、径0.5～1.5mmで自形または半自形を示す。

輝石は、普通輝石のみが確認されるが、径0.2～0.5mmの短柱状結晶で、虫食い状に緑泥石化していることがある。

石基としての斜長石は、短柱状および短冊状のものがみとめられる。

黒色鉱物や石基ガラスは、球か状の方解石に交代され、それらの方解石の外側に緑泥石が環状にとりまいている。

V・2・3 火砕岩部層

〔分布〕 図幅南西部、中央部および北西部に分布するものと、北東部の積丹岬から南にひろがるものがある。

〔岩相〕 主として、水冷破砕岩で、柱状節理を有する塊状の溶岩をともなう。

岩質は、しそ輝石普通輝石安山岩質のもの、石英含有角閃石安山岩質のものがある。

前者は尾根内から余別川上流にかけての図幅北西部と、古宇川本流西側から珊内川上流にかけての図幅南部に分布し、後者は積丹岬から日司にかけての図幅北東部とキナウン岬を中心とする図幅南西部に分布する。

これらの安山岩質の水冷破砕岩は、一般に、径数cm～10数cmの角礫と、それらを充てんするややガラス質の同岩質破片とから構成されている。

尾根内付近では、幅5m以上の安山岩脈の先端から、同質の水冷破砕岩に漸移するのが観察される(第18図)。この岩脈は、しそ輝石普通輝石安山岩質で、外面に垂直な柱状節理が発達し、先端では放射状節理となっている。

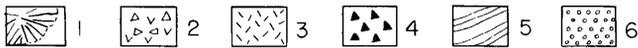
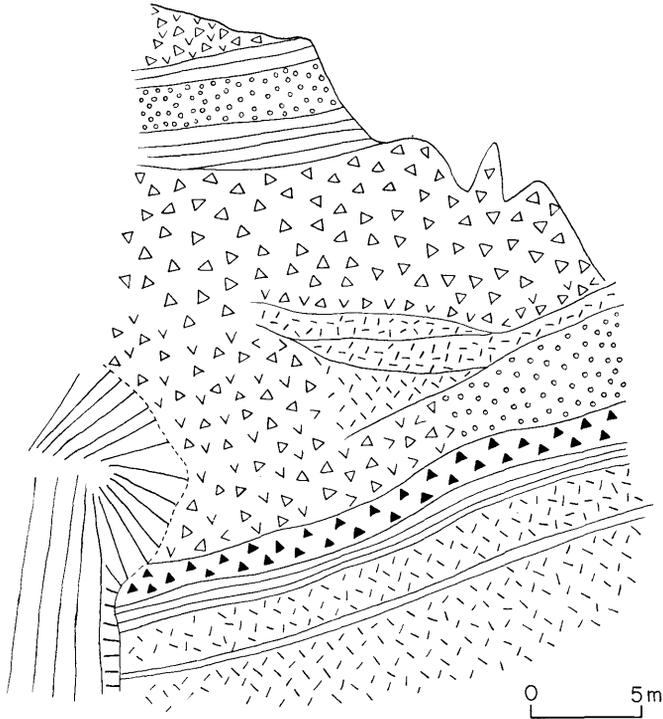
また、積丹岬付近では、幅500m以上の柱状節理のよく発達した石英含有角閃石安山岩の岩体(第19図)から、南に向って角礫状となり、日司付近では、径数mの放射状節理を有する巨大な岩塊(第20図)が含まれるようになる。

これらの岩塊は、玄武岩に普通にみられる枕状溶岩とは成因がことなることから、*シセピロー* (三村ほか、1976) または *pseudo-pillow* (WATANABE & KATSUI, 1976) とよばれている(山岸ほか、1979)。

積丹岬付近の石英含有角閃石安山岩には、径数cmのオートリスが多量に含まれる。

図幅南西部のキナウン岬付近や図幅北西部の榎泊付近には、玄武岩質安山岩の水冷破砕岩をはさんでいる。

キナウン岬のものは、第21図に示すように、全体として亀甲状に割れたいくつかのブロックに区分され、それぞれのブロックの外側はさらに細かくこわれ、同時によりガラス質となっている。すなわち、いくつかの *pseudo-pillow* が形成されている。これらを充てんする基地も、鏡下ではモンモリロナイト化した細かいガラス破片である(第22図)。



第18図 尾根内層中の水冷破碎岩と同岩質岩脈（尾根内）

凡例 1. 安山岩質岩脈、 2. 同岩質水冷破碎岩、 3. 軽石凝灰岩、
4. 火山性二次堆積物、 5. 硬質頁岩、 6. 火山円礫岩

一方、桎泊付近のものは、径5～10cmのガラス縁を有する玉ねぎ状の岩塊（ピロ
ーの一種）とそれらを充てんするガラス破片からなっている。

以上の火砕岩層は、ガラスの部分がモンモリロナイト化している以外には未変質

に近いが、図幅北東部の積丹岬付近の入舸から出岬にかけては、幅50m にわたって、N70°E 方向の緑色～白色の粘土化～緑色化を主とする変質帯が形成されているのをはじめ、下位の変質安山岩類との境界付近では、緑色化を呈することが多い。



第19図 石英含有角閃石安山岩溶岩（積丹岬）

鏡下の観察：

しそ輝石普通輝石安山岩

斑晶として、斜長石>普通輝石>しそ輝石、磁鉄鉱からなり、ハイアロピリティック組織を示す。斜長石は、径1mm位で、累帯構造がいちじるしく、輝石を客晶とすることがある。

普通輝石やしそ輝石は、径0.3～0.5mmで、半自形～他形を示す。磁鉄鉱は粒状に散点する。石基は、短冊型斜長石、普通輝石、しそ輝石および石基ガラスからなっている。

石英含有角閃石安山岩

ハイアロピリティック組織を示し、斑晶として、斜長石>角閃石>石英>輝石からなり、黒雲母を含むことがある。

斜長石は、径1.5～2mmで、累帯構造がいちじるしい。

角閃石は、長径1～1.5mmの長柱状結晶で、多色性がいちじるしい。X=淡黄色、

Y=淡褐黄色、Z=淡緑色を示す。外側は方解石化し、内側は方解石、石英および緑泥石に交代されている。

輝石は方解石に交代されていることが多い。

石英は、径0.1~0.2mmで他形。

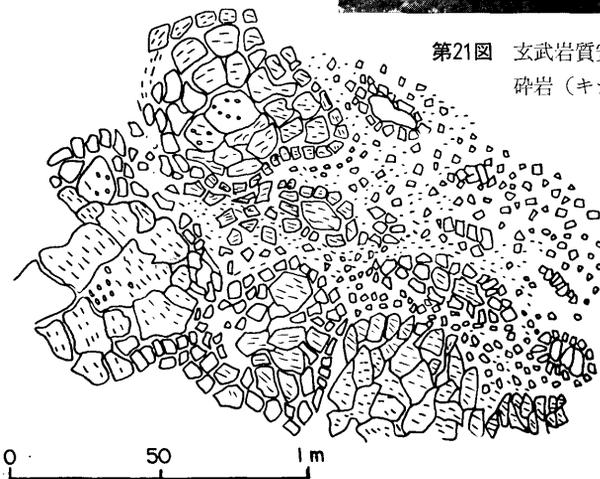
石基は、微細な短冊状斜長石と脱ハリ作用または石英粒化したガラスとからなる。微細な黒色鉱物は変質しており確認できない。

〔構造〕図幅南西端のキナウン岬付近では、N10°W~EW、15°SEの走向・傾斜を示し、珊内川流域の花崗岩類やマッカ岬付近のチャートなどの基盤岩類を中心と

第20図 尾根内層の火砕岩部層の水冷破砕岩中のニにせピローミ（日司）

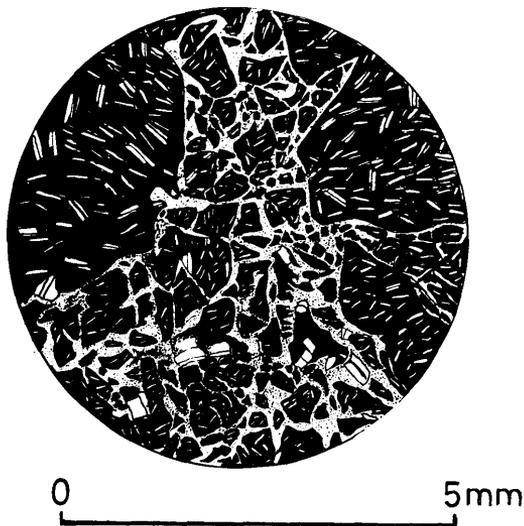


第21図 玄武岩質安山岩の水冷破砕岩（キナウン岬）



して東に沈むゆるい半ドーム構造を示す。

また、より北方の川白～オブカル石付近では、下位の硬質頁岩凝灰岩互層と同様に $N10^{\circ}\sim45^{\circ}E$ 、 $10^{\circ}\sim65^{\circ}SE$ の走向・傾斜を示す。



第22図 玄武岩質安山岩の水冷破碎岩の基地の顕微鏡下スケッチ（クロスニコル）

一方、尾根内付近では、 $N10^{\circ}\sim20^{\circ}W$ 、 $15^{\circ}\sim30^{\circ}NE$ の走向・傾斜を示す。

したがって、図幅北西部では、沼前崎付近のはんれい岩質岩を中心として、東側にゆるく傾むいた半ドーム構造を示している。

〔下位層との関係〕下位の硬質頁岩凝灰岩互層とは、いずれの地域においても整合漸移である。

V3 余別層

〔命名〕根本（1942）^{**}

〔模式地〕図幅の北部海岸のこみな転多から武意岬付近。

* 根本（1942）はシルト岩層のみを余別層として、その上位の「集塊岩」を神威岬層とよんだが、両者は整合漸移であることから、それらを一括して余別層と再定義し、それぞれは部層としてとりあつかった。

〔分布〕 神威岬から転多にかけての海岸から余別川、幌内府川およびウエンド川の中～下流域にかけて広く分布する。

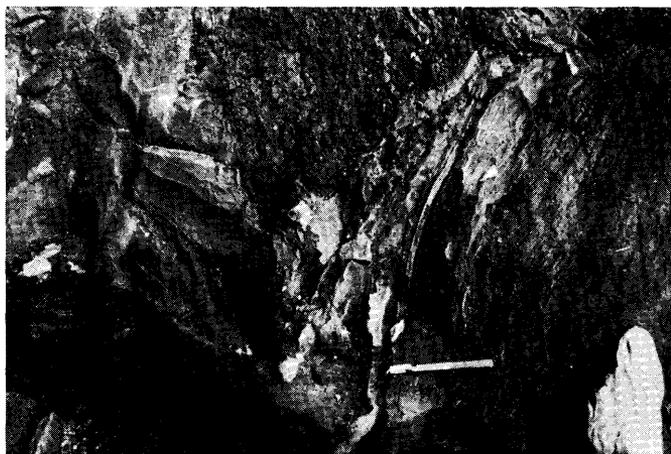
〔最大層厚〕 1,000m±。

〔岩相〕 下部のシルト岩部層と上部の火砕岩部層に区別できる。

V・3・1 シルト岩部層

〔分布〕 神威岬付近の柁泊から東へ、余別川、幌内府川、転多川およびウエンド川の中～下流部にかけて分布している。

〔岩相〕 灰白～灰黒色の塊状シルト岩で、時々、凝灰質砂岩、軽石凝灰岩および角礫岩などをはさむ。



第23図 余別層のシルト岩部層の乱堆積ごろた（転多）

本部層の上部は、乱堆積が顕著で（第23図）、シルト岩の中に安山岩の角礫や円礫、および硬質頁岩の角礫を含み、いわゆる「含礫泥岩」の様相を呈する。

〔最大層厚〕 400m±。

〔構造〕 図幅北西端の柁泊付近では、N10°～55°W、5°～30°NEの走向・傾斜、図幅北部の余別川および幌内府川中～下流域では、E—W～50°W、5°～20°NEの

走向・傾斜、さらに、図幅北東部の転多付近では、N—S、20°Wの走向・傾斜を示している。したがって、全体としては、北に開く、ゆるい盆状構造を示している。しかし、局部的には、転多川下流、幌内府川下流およびそれらの間に位置する丘陵部付近には、NSまたはNW方向のゆるい向斜構造がみとめられる。

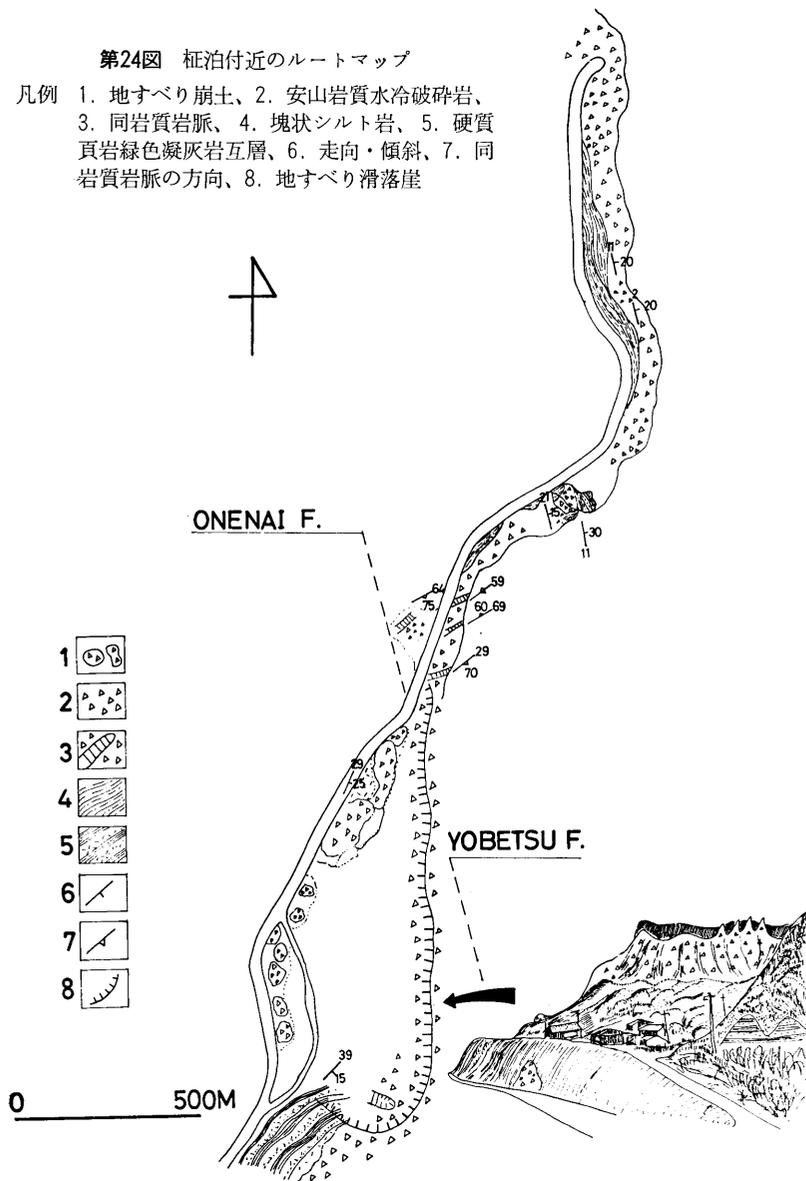
〔化石〕余別川中流部で貝化石が見出されたが保存不良であった。根本(1942)はほぼ同一の個所と思われる地点から以下の化石を採取報告している。

- Navicula bourcardi* JOUSSEAUNE
Glycymeris yessoensis (SOW)
Ostrea sp..
Chlamys 'swifti BERNARDI
Ch. swifti var. *etchevcini* (ANDERSON)
Pecten sp. aff. *P. prebejus* YOK,
Taras gou'di (YOK.)
Lima gliath SOW
Tellina sp.
Monia macroshisma DESH
Natica janthostoma DESH
Patelloida pallida (GOULD)
P. sp.
Olivella fortunei AD.
Plicifusus sp.
Potamides sp.
Fusitriton oregonensis
Voluta megaspiva LAW
Echinorachinus sp.

〔下位層との関係〕下位の尾根内層とは、整合漸移である(第24図)。

第24図 柁泊付近のルートマップ

- 凡例 1. 地すべり崩土、2. 安山岩質水冷破碎岩、
 3. 同岩質岩脈、4. 塊状シルト岩、5. 硬質
 頁岩綠色凝灰岩互層、6. 走向・傾斜、7. 同
 岩質岩脈の方向、8. 地すべり滑落崖



V・3・2 火砕岩部層

〔分布〕 図幅北西端の神威岬から来岸にかけての海岸にそって、標高200 m以下の丘陵部を構成する。

〔岩相〕 主として、水冷破碎岩からなり、それらの二次堆積物と塊状溶岩をともなっている。いずれも、石英含有黒雲母角閃石安山岩である。

水冷破碎岩は、径5～15cmの淡灰～淡褐灰色の角礫と、それらを充てんする同岩質のややガラス質の破片の集合体からなる（第25図）。



第25図 石英含有黒雲母角閃石安山岩質の水冷破碎岩（神威岬）

この水冷破碎岩は、玄武岩やしそ輝石普通輝石安山岩などの類質礫をともない、時々、花崗岩などの異質礫をとまうことがある。また、角礫の間に軟泥が充てんすることもある。

塊状溶岩は、淡赤褐～淡灰色を示し、板状節理を示すものと、柱状節理を示すものがある。溶岩流1枚の厚さは5～10mで、上部と下部にクリンカー状の部分をとまう。また、径5 cm内外のオートリスを多量に含む特徴がある。

鏡下の観察：ハイアロピリテック組織を示し、斑晶として、斜長石

>角閃石>普通輝石>黒雲母からなり、石英を含むものもある。

斜長石は、径1.5～2 mmで、累帯構造がいちぢるしく、外側はガラス化している。裂開が発達している。

角閃石は、緑色角閃石と酸化角閃石とがある。いずれも、長径4 mmに達する。緑色角閃石は多色性がいちぢるしく、X=淡黄褐色、Y=淡黄色、Z=緑黄色を示す。酸化角閃石はオパサイト化を強くうけ、多色性を示すものと示さないものがある。多色性を示すものは、X=淡赤褐色、Y=濃澄色、Z=赤褐色である。

黒雲母は、径0.3～0.5 mmで他形が多い。多色性は、X=淡黄色、Y=Z=濃褐色

である。

水冷破碎岩の2次堆積物は、径5～30cmの石英含有角閃石安山岩、輝石安山岩、玄武岩等の亜円礫～角礫からなり、粗粒な砂岩が充てんしている。細粒砂岩の薄層をはさんだり、シルト岩の軟泥礫がとりこまれることがある。石英含有角閃石安山岩の礫の多くは、酸化のため赤褐色を呈する。

これらは、漸移的に石英含有角閃石安山岩質の水冷破碎岩に移化している。

〔構造〕 図幅北西端の神威岬から茅沼にかけての海岸ぞいでは N30°W～N40°E、20°～40°W、茅沼から武意岬にかけては、N—S、20°～40°WまたはE—W、20°～55°Nの走向・傾斜を示し、全体としてゆるく北西へ傾斜した構造となっている。

〔下位層との関係〕 下位のシルト岩部層とは不規則な境界を示し、一見不整合とみられやすいが、シルト岩が末だ軟泥の際に、火砕岩がその上を流動したことによる乱堆積であり、整合とみるのが妥当である。

V・4 野塚層

〔命名〕 根本（1942）。

〔模式地〕 図幅北部の野塚海岸。

〔分布〕 図幅地域の北東部と北西部に分れて分布する。前者は、野塚海岸、大滝川下流、ウエンド川上流および転多川上流にかけて広く分布し、後者は、神威岬から尾根内川をへて大天狗山にかけて、南北に細長く分布する。

〔最大層厚〕 50m+。

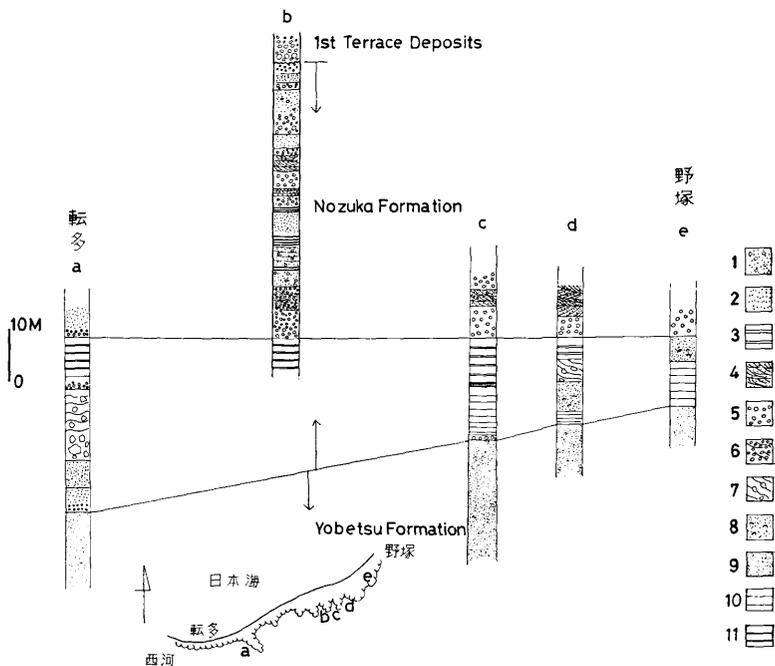
〔岩相〕 図幅地域の北東部の海岸に分布するものは、下位から、砂質シルト岩、礫まじりシルト質砂岩および砂岩礫岩の互層などからなり、凝灰質砂岩および泥炭をはさむ（第26図）。礫まじりシルト質砂岩は含礫泥岩の一種で、乱堆積相である。

一方、図幅地域の北西部に分布するものは、粗粒砂岩を主とし、礫岩をはさむ（第27図）。神威岬付近では安山岩の水冷破碎岩をともなう。

火山円礫岩は、径数10cm～3mにおよぶ緑色軽石凝灰岩の亜角礫が特徴的である。

粗粒砂岩には斜層葉理がよく発達している。

水冷破碎岩の産状を示す安山岩は、黒雲母角閃石石英安山岩で、下位の砂岩とは不規則な境界を示している。



第26図 余別層と野塚層の柱状図 (転多^{こつた})

- 凡例 1. 礫まじり砂層、 2. 砂岩、 3. 砂岩シルト岩互層、
 4. 葉理の発達した砂岩、 5. 礫層、 6. 葉理の発達した礫層、 7. 含礫泥岩、 8. 凝灰質砂岩(具化石を含む)
 9. 塊状シルト岩、 10. 砂質シルト岩、 11. 泥炭

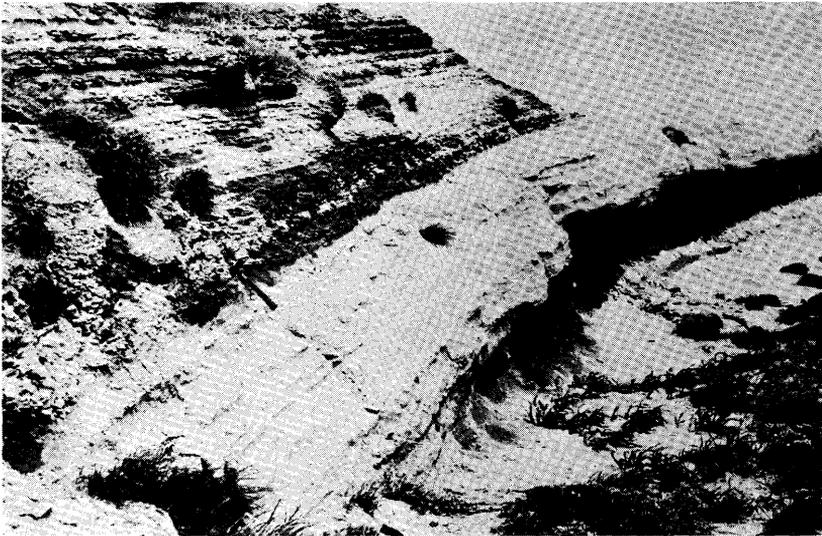
鏡下の観察：ハイロピリテック組織を示し、斑晶として、斜長石>石英>角閃石>黒雲母>普通輝石からなる。

斜長石は、径1~1.5mmで累帯構造がいちぢるしい。

石英は、径0.2~0.3mmで他形を示す。

角閃石は、ほとんどが酸化角閃石でオパサイト化している。

黒雲母は、淡赤褐色~淡黄色の多色性を示すが、モンモロロナイトなどに変質しているものが多い。



第27図 野塚層の露頭写真（神威岬）

石基としては、斜長石、普通輝石、赤鉄鉱およびガラスなどからなっている。

〔構造〕図幅北東部では、 $N30^{\circ}E$ 、 $15^{\circ}NW$ の走向・傾斜を示す場合もあるが、ほとんど水平な地層である。一方、図幅北西部の神威岬より南にのびる部分は、神威岬付近で $N35^{\circ}E \sim N-S$ 、 $30^{\circ}W$ の走向・傾斜を、より南の尾根内川流域では、 $N20^{\circ}W \sim 70^{\circ}E$ 、 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}SW$ および $10^{\circ}SE$ の走向・傾斜を示している。

〔化石〕図幅北部の野塚海岸付近の針状ガラス凝灰質砂岩に見化石を産する。保存悪く、鑑定できたものは以下のものにすぎない。

Polynemamusium a'ashense (DALL)

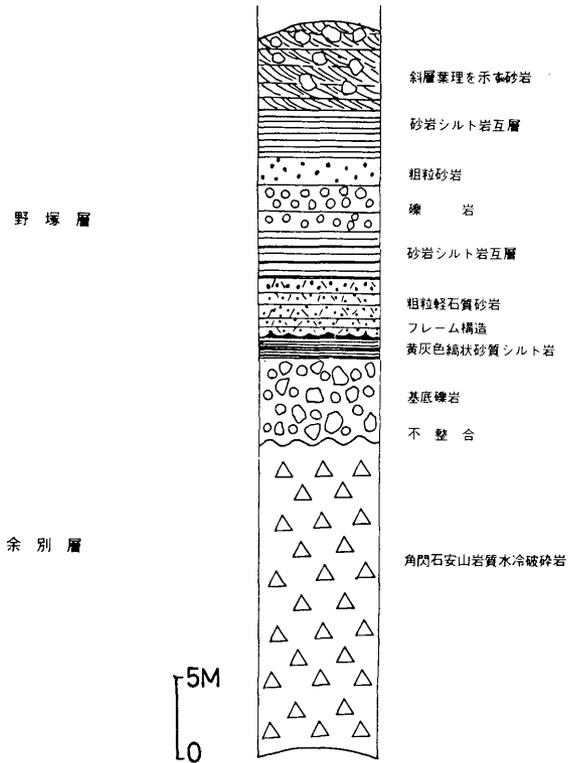
Cyclina Sp.

(赤松守雄鑑定)

他に、神威岬付近の砂岩中に巻貝が産出したが、保存悪く鑑定不可能である。

〔下位層との関係〕図幅北部の^{ごろた}転多付近では、余別層のシルト岩上に、一部は薄い礫層ののる不整合（第26図）の関係にあり、北西端の神威岬付近では、下位の角閃石安山岩質の水冷破碎岩上に不整合の関係で基底礫岩がのる（第28図）。

〔対比〕従来の瀬棚層に相当する。



第28図 野塚層の柱状図（神威岬）

Ⅵ 新第三紀の貫入岩類

Ⅵ・1 はんれい岩質岩

図幅北西部の沼前崎付近にのみ分布する。柱状節理のよく発達した暗青色で粗粒な完晶質の岩体である。この岩体は、粗粒部と細粒部がそれぞれ厚さ1m位で交互に層

状に累重した産状を示す。そして、南側では石英含有角閃石安山岩質の塊状の岩体と断層で接し、北側では同岩質の水冷破碎岩におおわれている。

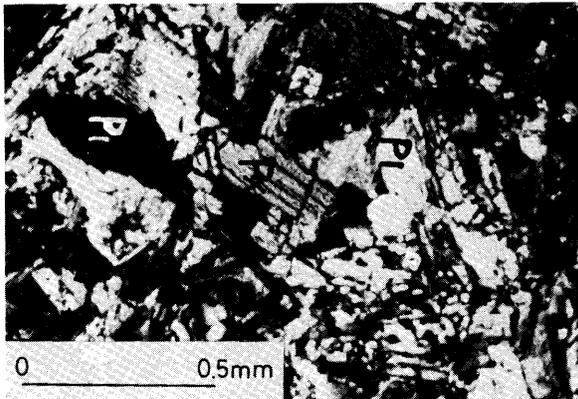
鏡下の観察：粗粒部は、主要構成鉱物は斜長石>単斜輝石>斜方輝石>不透明鉱物からなる。

斜長石は長柱状で長径1mmのものが多く、アルバイト双晶が主で、弱い累帯構造を示すものがある。

輝石は、単斜輝石が多く、いずれも斜長石のすきまをうめるように晶出し、ときどき斜長石をとりこみ、ポイキリテイクな組織を示す。

不透明鉱物は角ばったものと針状のものがある。二次的に緑泥石ができています。

岩体の細粒部では、構成鉱物は変わらず、粗粒部より長柱状の斜長石が多くなる傾向を示す(第29図)。



第29図 はんれい岩質岩の顕微鏡写真(クロスニコール)

Pl: 斜長石、Px: 普通輝石

M・2 石英斑岩

この岩石は、図幅南西部の珊内川中流域に小規模な岩体として産し、淡灰白色の粗粒な岩石である。花崗岩類や変質安山岩とはNW方向の断層で接する。

鏡下の観察：斑晶としての石英と角閃石の間をモザイク状の石英粒と短冊状斜長石が充てんしている。

石英の斑晶は、径0.5～1.5mmで他形を示す。

角閃石は、方解石、緑泥石に交代されている。

Ⅵ・3 流紋岩

この岩体は、図幅北東端の島武意にみられる。淡灰黄色、縞状で流理構造が顕著で、珪化した頁岩に似ている。尾根内層の角閃石石英安山岩を岩床状に貫ぬいている。幅は数10mで、貫入方向はN50°W、10°SWで岩体の流理方向に一致している。

鏡下の観察：球鬚状の玉髄と、それをうめるモザイク状石英粒からなり、それらが顕著な流理構造をとっている。それらの間には、レンズ状に他形の斜長石の集合体が配列している。

Ⅵ・4 玄武岩

この岩体は、図幅南東端の古宇川下流部の左岸にみられるもので、古宇川層の緑色凝灰岩を貫ぬく岩床である。暗黒褐色緻密、塊状の粗粒玄武岩で、厚さは5m以上である。

鏡下の観察：インターサータル組織を示し、斑晶としての斜長石がまれにみられる。ほとんどは、短冊状の斜長石と方解石化した輝石からなっている。アミグダルは、方解石と石英粒に交代され、微脈として方解石脈がみられる。

Ⅶ 第 四 系

図幅地域の第四系は、第1、第2、第3および第4の4段の段丘（若生、1969）を構成する堆積物（第30図）、地すべり堆積物、現河床および海浜堆積物とからなっている。

Ⅶ・1 第1段丘堆積物

図幅地域北部の転多海岸を標式地とし、同地域に分布する。比高は70～200m（現河床および現海水面より）で、礫、砂からなり、下位の野塚層の礫層との区別がつきにくい、厚さ数mと考えられる。

この段丘より高位（比高250m）の、やや開折された侵しよく面が、図幅北東部の積丹岬南方の250m三角点を中心に広がっている。

Ⅶ・2 第2段丘堆積物

図幅地域北部の進栄付近を模式地とし、同地域と、余別川下流左岸に分布する。比高は60m位で、礫と砂からなり、厚さは10mをこえない。



第30図 北部海岸の段丘。最も高いのが第1段丘、向こう側へ第2、第3、第4と順次低位の段丘がみられる。

Ⅶ・3 第3段丘堆積物

図幅地域北部の野塚海岸を標式地とし、同地域をはじめ、余別川下流域、幌内府川下流域、積丹原野付近および共和付近に分布する。野塚付近では、比高20m位で、礫層を主とする。平均の厚さは5m位である。共和付近では比高10mで、構成物は下位



第31図 第3段丘堆積物の露頭写真（共和）

から、安山岩の亜角礫、角礫および岩片まじりローム（第31図）からなり、全体で7 mの厚さを示す。

Ⅶ・4 第4段丘堆積物

図幅地域北部の野塚の積丹川河口付近を標式地とし、同地域から進柴にかけてと、余別川下流域、幌内府川下流域、大滝川下流域、伊佐内川下流域に分布する。比高数mで、亜角礫をともなう砂礫を主とし、角礫岩片まじりロームを含む。

Ⅶ・5 地すべり堆積物

図幅地域には大規模な地すべり地形が数多く分布している。その主なものは、図幅東部の余別岳、積丹岳の東側、図幅南部の古宇川本流西岸および図幅西部の大天狗山の西側などにみられる。

このように、大規模な地すべりはいずれも後述する新期溶岩の末端部に発生している。

したがって、構成する物質も、それらの溶岩に由来する角礫および亜角礫と、それらを充てんするローム質砂層からなっている。詳細は応用地質の項でのべる。

Ⅶ・6 現河床および海浜堆積物

現世の堆積物としては、図幅地域の各河川の下流部に分布する砂礫を主とする現河床堆積物と、北部海岸の海浜に分布する砂層などがある。

Ⅷ 新期溶岩類

Ⅷ・1 大森山溶岩

〔命名〕根本（1942）。

〔模式地〕大森山。

〔分布〕図幅南部の大森山から珊内川上流をへて鉾山にかけて分布する。

〔岩相〕暗灰色～淡黒色のガラス質緻密なし輝石普通輝石安山岩である。空中写真および溶岩流上下のクリンカー状の部分の把握から、すくなくとも2枚のフローユニットが区別できる。

〔下位層との関係および対比〕珊内川上流で、尾根内層の火砕岩部層を不整合でおおい、積丹岳溶岩におおわれる。第四紀更新世前期に属すると考えられている、いわゆる「平坦面溶岩」とほぼ同時期のものであろう。



第32図 積丹原野より積丹岳をのぞむ。

VII・2 積丹岳溶岩

〔命名〕 根本（1942）。

〔模式地〕 積丹岳。

〔分布〕 積丹岳、余別岳、珊内岳および屏風山を中心に、図幅地域の南西および北東に広がっている（第32図）。

〔岩相〕 溶岩流の上下にクリンカー状の部分をとめない、内部では柱状節理を示す部分と板状節理を示す部分とが互層するかんらん石含有角閃石安山岩である。

鏡下の観察：ハイアロピリティック組織を示し、斑晶として、斜長石>角閃石>普通輝石、しそ輝石>石英>かんらん石からなる。時々、黒雲母を含むことがある。

斜長石は、累帯構造がいちぢるしくアルバイト双晶がよくみられる。多くは虫食い状で外側がよごれている。

角閃石は、長径3mm位で、多色性弱く、普通輝石に置き変っているものがある。全体にオパサイト化している。

普通輝石やしそ輝石は、径1mm位の白形結晶と、集合体を形成する径0.1mmの粒状結晶とがある。

石英は、径1～3mmで、やや裂開の多い他形を示す。

かんらん石は、半自形で0.1～0.5mmの短柱状またはくさび形を示す。まわりがイデイングサイト化している。

Ⅸ 応用地質

Ⅸ・1 金属鉱床

積丹半島は金属鉱床の豊富な地域であり、図幅地域内では、以下の鉱床が報告されている（斎藤、1968など）。いずれも現在は稼行されていない。

珊内鉱山

神恵内村珊内市街の北東約4kmに位置する。珊内市街から珊内川を約3kmさかのぼり、さらに右岸から入る滝の沢を約1.3kmさかのぼった地点に位置する。大正5年（1916）より翌6年（1917）まで試掘されたが、間もなく休山した。

鉱床は先第三系の粘板岩と変質安山岩との境界部に胚胎しており、ほとんどが黄鉄鉱脈で、N80°W～E—W方向の断層帯にそって発達しているとされている（沢ほか、1962）。

西の河原鉱山

図幅西部の西の河原の海岸、標高200mの地点にある。昭和5年（1930）ごろ発見され、昭和35年（1960）頃まで断続的に採掘されたらしい。

鉱床は変質した角閃石安山岩中に胚胎する重晶石を主体としている。N60°～70°E方向の脈とされている（沢ほか、1962）。

さらに、本図幅と東隣の「古平および幌武意」図幅との境界付近の美国川上流に美国鉱山（旧重田美国鉱山および旧土谷美国鉱山）が報告されている（秋葉ほか、1961）。

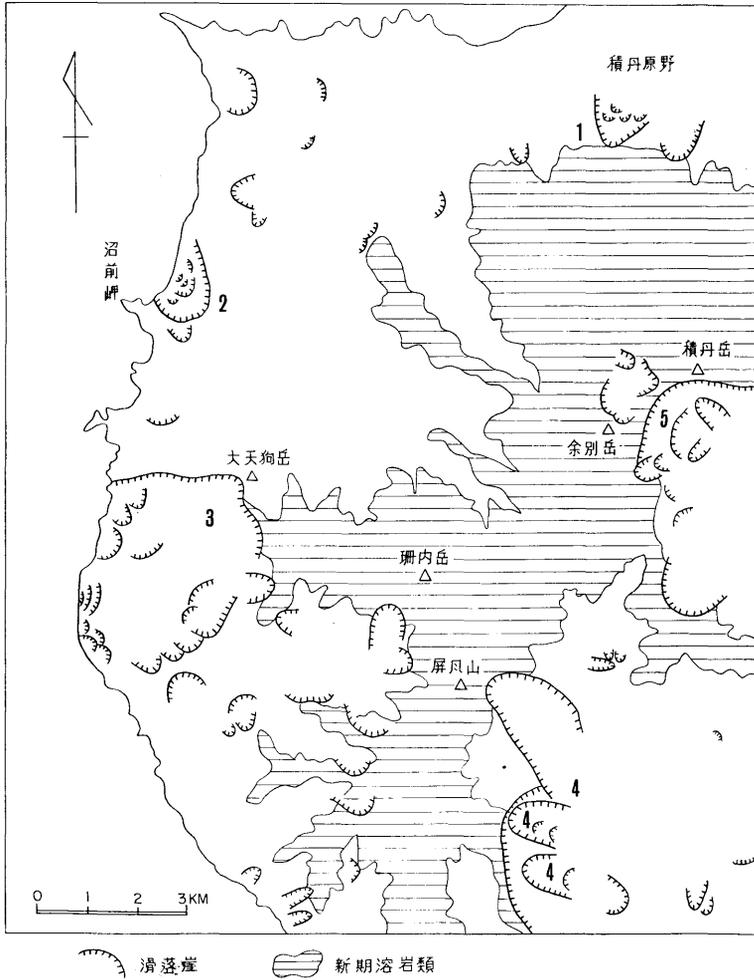
それらは、昭和9年に発見され、昭和27年頃休山している。

鉱床は、尾根内層の含有石英角閃石安山岩を母岩とし、ほぼ東西性の鉱脈で、金、銀、銅、鉛、亜鉛を含有しているとされている。

Ⅸ・2 地すべり

本図幅地域には各所に地すべり地形がみられる。その分布を第33図に示す。その発生地点は主として新时期溶岩類の末端部に集中しており、いわゆるキャップロック構造を示すものである。

ほとんどはかなり古い地すべり地形であるが、沼前地すべりのように現在もお流動しているものがあり、さらに、地すべり地形の末端にあたる川白付付近では、集中豪



第33図 函根地域の主な地すべり分布図

雨の際には、崩落による災害が発生しやすくなっている。

また、これらの地すべり地形の末端部に道路などを開さくした場合には、二次的なすべりが発生するおそれがある。

1. 積丹原野地すべり

図幅地域北東部で、積丹岳溶岩の北端部にあたり、余別層および野塚層の上に発生し、その堆積物は第3段丘をおおっている。幅約1.2km、長さ約1.6kmでL/W（長さ、幅比）=1.3の馬蹄形をしめす。二次滑落崖が標高160m付近を冠頂部として発生している。

2. 沼前地すべり

図幅地域北西部の海岸ぞいで、尾根内層と野塚層との境界付近で発生している。幅1.1km、長さ1.3kmの馬蹄形であるが、南側面は変質安山岩によりさえぎられており、崩土は北北西方向に移動している。一方、変質安山岩にさえぎられた崩土は著しい圧縮亀裂を生じている（第34図）。

主滑落崩土の末端部付近では、二次的な流動が生じ、複雑な地形となり、沼や湿地が形成されている。

流動した尾根内層の火砕岩部層の下位に、N10°~45°E、20°~30°SEの走向・傾斜を示す硬質頁岩があり、受け盤構造を示している。主滑落崖の南側には古い地すべり地形が残っている。

3. 川白地すべり

図幅地域西部の川白付近にみられるもので、主滑落崖は大天狗山をとおる稜線付近を発生部とし、幅3km、長さ4.2km以上の大規模なものである。下位に、N30°~45°W、20°~50°NEの走向・傾斜を示す硬質頁岩があり、上位に火砕岩の受け盤構造である。

北側面は明瞭な滑落崖であるが、南側面は二次滑落崖により切られている。

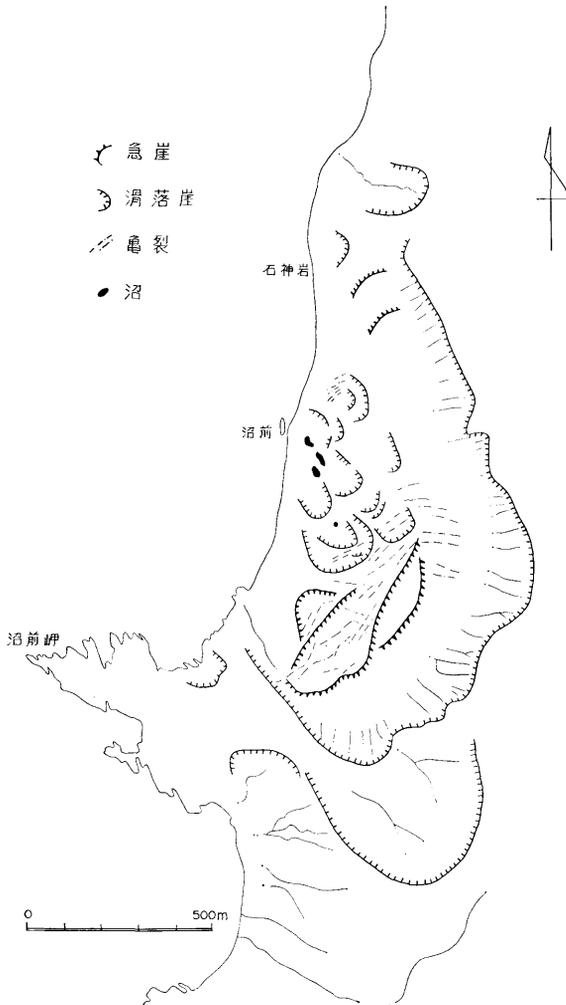
ノット川やオネナイ川上流には規模の大きい二次亀裂が存在しているほか、オネナイ付近ではすべり方向に平行な二次的な地すべり地形が配列する。また、ノットからオブカル石にかけての海岸には小規模な地すべり地形がみられる（第35図）。

4. 古宇川地すべり

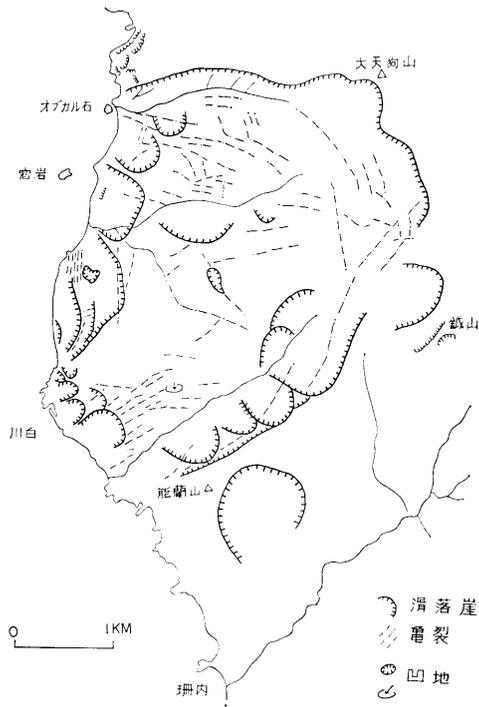
図幅地域南東部の古宇川右岸にみられるもので、駒吉沢部落付近のものと、屏風山東方のものにわけられる。前者はL/W=1.5~2.0、後者はL/W=2.0

* 番号は第33図のものと同じ。

で、いずれも沢型をなす。これらは、いずれも古字川層の砂岩頁岩凝灰岩部層中にみられ、新期溶岩の末端に発生部を有している。下方に向って、より新しい地すべりが次々と発生している。



第34図 沼前地すべり



第35図 川白地すべり

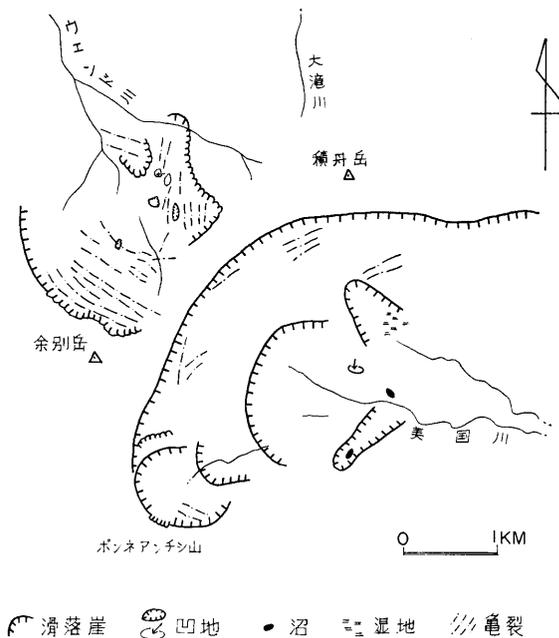
5. 積丹岳南方地すべり

図幅地域東部の積丹岳、余別岳、ボンネアンチシ山を結ぶ新期溶岩類の中心部を発生点とし、下位の尾根内層の変質石英英含有角閃石安山岩の上に広がっている（第36図）。

K・3 鉱泉

図幅地域では、神威岬付近と野塚付近で鉱泉がみられる。

神威岬付近のものは、暗礁をなす余別層の火砕岩部層から湧出し、気泡と硫化水素臭をもつ白色沈澱物をともなうものである。（杉本、1964）。



第36図 積丹岳南方地すべり

文 献

- 1) 根本忠寛 (1942)
10万分の1地質図幅説明書「余別岳」、北海道工業試験場。
- 2) 斎藤正次・上村不二雄・大沢穰 (1952)
5万分の1地質図幅説明書「茅沼」。北海道開発庁。
- 3) 根本忠寛・対島坤六・上島宏 (1955)
5万分の1地質図幅説明書「古平および幌武意」。北海道開発庁。
- 4) 秋葉力・成田英吉 (1961)
積丹町美国川上流地域の鉱床調査概報、昭和35年度積丹半島地下資源開発調査報告、北海道開発局、P13~22。

- 5) 沢俊明・成田英吉 (1962)
古宇郡神恵内村珊内～オブカル石地区鉱床調査報告。昭和36年度積丹半島地下資源開発調査報告、北海道開発局、P. 1～12。
- 6) FliskE, R.S. (1963)
Subaqueous Pyroclastic flows in the Ohanapecoh Formation, Washington. Geol. Soc. Am. Bull., V. 74, P. 391—406.
- 7) 杉本良也 (1965)
積丹町管内の温泉。地下資源調査所報告、第33号、P. 63～64。
- 8) 斎藤昌之 (1968)
積丹半島の地質と鉱床。特定鉱床開発促進調査、積丹半島地域総括、北海道開発庁。
- 9) 若生達夫 (1969)
段丘面勾配・堆積物および背後斜面—海岸段丘を主として—。東北地理、第21巻、第4号、P. 179～184。
- 10) 三村弘二・小野晃司・衣笠善博 (1975)
南伊豆石廊崎の水中溶岩。火山、第2集、20、3、P. 187～188。
- 11) 山岸宏光・高橋功二 (1975)
札幌市藻南公園の火砕岩。地下資源調査所報告第47号、P. 95～103。
- 12) WATANABE, K. and KATSUI, Y. (1976)
Pseudo-Pillow lavas in the Aso Caldera, Kyushu, Japan. Jour. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., 71, P. 44～49.
- 13) 山岸宏光・積丹団研グループ (1979)
積丹半島西南部の地質と火成活動。地質学論集 (投稿中)。
- 14) 山岸宏光 (1979)
5万分の1地質図幅説明書「神恵内」。北海道立地下資源調査所 (未公表)。

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

YOBETSU AND SHAKOTAN-MISAKI
(SAPPORO-8,1)

BY

Hiromitsu YAMAGISHI
and Masayuki ISHII

Résumé

GENERAL REMARKS

The mapped area covers the western part of the Shakotan Peninsula in Southwest Hokkaido.

The area is situated at the northern extremity of "Green Tuff" region of Southwest Hokkaido, and is characterized by different andesitic rocks.

Most of the area is ruggedly mountainous, and coastline is scarp eroded by waves.

Table 1 shows the schematic geologic columnar section of the mapped area.

GEOLOGY

Basement

The oldest rocks in the mapped area are those that make up the Sannai Formation of Pre-Tertiary age. This formation consists almost entirely of black slate with hornfels, chert, and amphibolite.

It was intruded by granitic rocks. These basement rocks are exposed at the centers of several dome structures trending from NW to SE along the Shakotan Peninsula.

Miocene

Miocene group is widely distributed and divided into three formations; Furuugawa Formation, Onenai Formation and Yobetsu Formation in ascending order.

Furuugawa Formation occupying the southeast part of the mapped area is composed of Sandstone • Shale • Green Tuff Member and Volcaniclastic Rock Member from lower to upper. The formation either overlies the basement with unconformity or contacts with it by the fault extending N-S. It dips gently eastward on the east side of the fault, whereas it dips westward on the west side.

Onenai Formation is distributed in the western part of the mapped area and the northeast extremity of the Shakotan Peninsula. The formation comprises, from oldest to youngest, Alternation of Hard Shale and Tuff, Altered Andesitic Rocks and Volcaniclastic Rock Member. The member of Alternation of Hard Shale and Tuff intercalates perlitic rhyolite lava, and the Volcaniclastic Rock Member is intruded by rhyolite sheet.

Both of Furuugawa Formation and Onenai Formation are associated with small intrusive rocks, such as gabbroic rocks, quartz porphyry and basalt.

Yobetsu Formation covering the northern part of the mapped area is composed of Siltstone and Volcaniclastic Rock Member from lower to upper. It builds a basin structure spreading from west to east, accompanied by several gentle synclines with axes of N-S.

Pliocene

Nozuka Formation of Pliocene age is distributed along the

northern coast of the Peninsula and near Kamui-Misaki. It is almost composed of gravel and sand in the former area, and of different volcanoclastic rocks in the latter area. The formation overlies the older formations unconformably.

Geologic structure of the Neogene Tertiary formations in the Shakotan Peninsula is characterized by an anticline of which axis runs from NW to SE along the backbone of the Shakotan Peninsula and by several basins spreading on both sides of the anticline. On the axis of the anticline, there are several semi-dome structures near Sannai River and Sainokawara. Another semi-dome structure dipping southward is located at Shakotan-Misaki

Quaternary

Much of the central part of the mapped area is covered by "Flat Lavas" of early pleistocene age; Ohmoriyama Lava and Shakotandake Lava.

Terrace Deposits, Land Slide Deposits and Alluvial Deposits are found as the main Quaternary sediments in this area.

The Terrace Deposits are dominantly developed along the northern coast of the Shakotan Peninsula and along the main rivers only flowing from south to north. They are divided into four deposits from difference of level.

The Land Slide Deposits are mainly found at the margins of "Flat Lavas".

The Alluvial Deposits are distributed along the rivers and sea shores.

ECONOMIC GEOLOGY

Mineral resources

In the mapped area, there are several metal ore deposits. Sannai Mine, Sainokawara Mine and Bikuni Mine were mined, but all of them have been abolished already.

Age		Formation	
	Recent	Alluvial Deposits	
Quaternary	Pleistocene	The 4th Terrace Deposits	
		Land Slide Deposits	
		The 3rd Terrace Deposits	
		The 2nd Terrace Deposits	
		The 1st Terrace Deposits	
		Shakotandake Lava	
		Ohmoriyama Lava	
Neogene Tertiary	Pliocene	Nozuka Formation	Andesite Lava
			Sandstone and Conglomerate
	Miocene	Yobetsu Formation	Volcaniclastic Rock Member
			Siltstone Member
		Onenai Formation	Volcaniclastic Rock Member
			Altered Andesitic Rocks
			Alternation of Hard Shale and Tuff
		Furuugawa Formation	Volcaniclastic Rock Member
			Sandstone · Shale · Green Tuff Member
		Pre-Tertiary	Sannai Formation

Table 1

5万分の1地質図幅説明書
(余別・積丹岬) 札幌一8, 1号
昭和54年2月26日(1979)発行

北海道立地下資源調査所

☎ 060 札幌市北区北18条西12丁目
Tel 011 (742) - 2211 代

印刷所 札幌三光印刷株式会社
札幌市白石区菊水3条2丁目

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO
SUMITOSHI SAKŌ DIRECTOR

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

YOBETSU AND SHAKOTAN-MISAKI
(SAPPORO-8,1)

BY
HIROMITSU YAMAGISHI
AND
MASAYUKI ISHII

SAPPORO, HOKKAIDO

1 9 7 9