

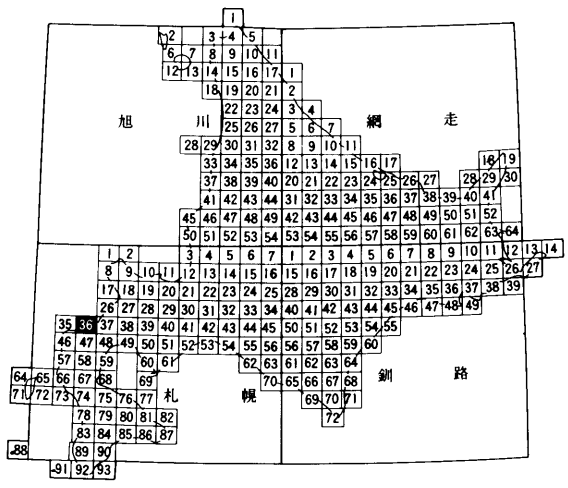
5万分の1地質図幅
説 明 書

寿 都

(札幌一第36号)

北海道立地下資源調査所

昭和56年10月 (1981)



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56年10月

北 海 道

5 万分の 1 地質図幅
説 明 書

寿 都

(札幌一第36号)

元北海道技術吏員 鈴木 守
北海道技術吏員 山岸 宏光
" 高橋 功二
" 庄谷 幸夫

北海道立地下資源調査所

昭和56年10月 (1981)

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	3
IV 先第三系	5
V 新第三系	6
V. 1 大平川層	6
V. 2 折川層	7
V. 3 寿都層	9
V. 4 永豊層	16
V. 5 石英安山岩溶岩	19
V. 6 ガロ川噴出物層	19
V. 7 歌島層	21
VI 貫入岩類	21
VI. 1 石英斑岩	21
VI. 2 角閃石安山岩	22
VI. 3 安山岩	22
VI. 4 玄武岩	23
VII 第四系	23
VII. 1 安山岩溶岩	23
VII. 2 段丘堆積物	24
VII. 3 現河床・海浜堆積物	24
VIII 応用地質	25
VIII. 1 金属鉱床	25
VIII. 2 温泉	26
文 献	27
Abstract	29

北海道立地下資源調査所

元技術吏員 鈴木 守*

技術吏員 山岸 宏光

〃 高橋 功二

〃 庄谷 幸夫

はしがき

この図幅説明書は、昭和47年から49年にかけての3年間にわたる野外調査の結果をとりまとめたものである。

野外調査に当っては、山岸が主に寿都半島地域を、鈴木・高橋がその他の地域を分担した。また、庄谷は主要ルートの地質検討を行うとともに、各種岩石の変質鉱物の吟味を行った。とりまとめにおいても、寿都半島については山岸が行い、鈴木が全体を総括した。

なお、本図幅地域の一部の調査について、ユニオンコンサルタント(株)小山内熙博士**、および当所嵯峨山積氏に御協力を頂いた。

また、筆者らの調査とは別個に行われた、岡村聡氏***による寿都半島の地質、および当所松波武雄氏による島牧村幌内川～千走地域の地質に関する未公表資料の提供をうけた。さらに、現地調査において、黒松内営林署の関係各位から多くの御援助を賜った。

ここに明記して、厚く感謝の意を表する。

I 位置および交通

この図幅は、北緯42°40′～42°50′、東経140°00′～140°15′の範囲を占めている。

* 現在、飛鳥建設株式会社技術本部技術研究所副所長

** 元北海道立地下資源調査所地質部長

*** 北海道大学理学部

行政的には、寿都半島の北端から東部地域は寿都町に、同半島南部が黒松内町に、そしてその他の大部分の地域が島牧村にそれぞれ属している。図幅地域の大部分が山地によって占められており、村落の発達は海岸ぞいのせまい地域に限られている。

海岸線にそって、国道 229 号線が通じており、また、黒松内市街から月越^{つこし}原野をへて島牧村本目へ至る道道が開設されている。そのほか、各主要河川ぞいに林道が敷設されている。

II 地 形

図幅地域の地形は、大まかに、山地形、丘陵～台地地形および低地形の三つに区分されるが、おもに前二者によって占められている。

山地形は、南へ隣接する大平山図幅から連続する先第三紀の基盤岩およびそれを取巻くように発達する新第三系などによって形成されている。とくに基盤岩の分布域は、最大標高約 700 m にすぎないが、きわめて切立った河谷を形成している。新第三系分布域も、基盤岩の周辺では比較的急峻な地形を形成するが、そこから遠ざかるにつれて丘陵性山地形へと移り変っている。一般に、河谷斜面が急であるのに対し、尾根部は丸みをおびているという特徴がみとめられる。

丘陵地形は、寿都半島を中心とする地域に見られる。最大標高は母衣月山の 503.5 m と相対的にかなり高く、NNW—SSE 方向の広い尾根部と緩斜面が広がっている。しかし、寿都湾に面する稜線下の斜面は比較的急で、海岸ぞいの台地地域と接している。この丘陵地形は、新第三紀末から第四紀初期にかけての若い地層の分布域と一致している。

台地形は、海岸線にそって発達する段丘面によってつくられている。寿都半島部では、標高 80～120 m、25～60 m、5～7 m の 3 段の段丘に区分されている（瀬川，1967）。しかし、最も低い面はごく限られた狭い範囲にしか分布していないので、この説明書では取扱わず、高い方を第 1 段丘、低い方を第 2 段丘*と

* 第 1 段丘は瀬川（1967）の本目段丘、第 2 段丘は同じく寿都段丘に相当する。

呼ぶことにする。第1段丘は、歌島から南西、および寿都町の西部付近から南にかけて分布し、緩斜面を形成している。第2段丘は、寿都半島を取り巻きながら連続した分布をしめし、島牧海岸ぞいにも点々とみとめられる。

低地形は、各主要河川ぞいや海岸ぞいにわずかに分布しているにすぎない。

これらとは別に、若干の地すべり地形、小規模な扇状地形などが認められる。

本図幅地域には、多数の中小河川が発達している。寿都半島東側では、分水界と海岸線の間が短かく、北の滝ノ潤川から南の三ツ滝の川まで、小瀑布をもつて山稜に直交する小河川が多く見られる。半島の北西側から島牧海岸へ流下する河川は、山稜と直交するものが多く、歌島川・ワッカナイ川・中ノ川・コベチャナイ川などがある。また、半島南西側から寿都湾にそそぐ河川としては、山稜にはほぼ平行な中ノ川のほか、西側の折川との分水界を源とする鼓の沢川・添別川などがある。

寿都半島西側のコベチャナイ川支流から西方では、主要河川はほぼNW-SE～NNW-SSE方向の配列を示している。これらは東から西へ、折川、小川、大平川、床丹川、ホンベツ川、泊川、千走川ちばせの順である。とくに大平川の支流のヒヤミズ川は、前述の基盤岩山地を流下しているが、瀑布の多い遡行困難な川として知られている。

III 地質概説

本図幅地域を構成する地質は、第1表のようにまとめることができる。

最下部を構成する先第三紀の基盤岩は、大平川から泊川にかけての図幅中南部に分布し、南へ隣接する大平山図幅地域内に広く発達している。主に粘板岩からなる地層で、本図幅外の泊川流域で得られた化石から中生代三疊紀とみなされるようになった。しかし、この地域内では未だ化石は知られておらず、詳細な層序も不明なので、本図幅では先第三系として取り扱った。

新第三系は、図幅地域の大半を占めて分布しており、中新統と鮮新統に区分されるが、前者が圧倒的に多い。中新統は、2つの分布域に分れている。1つは、基盤岩分布域の周囲に、それを取り巻くように分布しているものであり、下位から大平川層、折川層、永豊層の順に累重している。他はのべた中新統分

布域東側の寿都半島に、鮮新統をはさんで発達するもので、下位の寿都層と上位の永豊層の安山岩質火砕岩層とに2分できる。

前者の地域の最下部層である大平川層は、折川支流の二股川上流から泊川の宮内温泉付近にかけて分布し、基盤岩を基底礫岩で直接不整合におおっている。岩相上から下位の基底礫岩層と上位の流紋岩質火砕岩層とに分けられる。折川層は大平川層から整合漸移し、いわゆる硬質頁岩を主体とする地層である。折川流域に広く分布し、さらに大平川・泊川をへて図幅西端部まで分布がみられる。この地層には、安山岩質および流紋岩質火砕岩を挾在している。折川層の上位には、永豊層の塊状シルト岩が整合して重なっている。このシルト岩は多くの火山性砂岩を互層状にはさみ、さらに所々に安山岩質火砕岩を伴っている。

第1表 模式層序表

時代	地層名		模式柱状図	層厚(m)	岩相		貫入岩類	
第四紀	現世	現河床・海浜堆積物				粘土・砂・礫		
		更新世	第2段丘堆積物				泥炭・粘土・砂・礫	
	第1段丘堆積物				粘土・砂・礫			
	鮮新世	安山岩溶岩				輝石安山岩		
新世		歌島層			160	砂岩・礫岩		
	第三紀	中新世	ガロ川噴出物層			70	火山円礫岩・火山角礫岩	
永豊層				700	輝石安山岩質～角閃石安山岩質火砕岩 石英安山岩溶岩 砂岩シルト岩			
上新世		寿都層	折川層		1,600	輝石安山岩質火砕岩	流紋岩質火砕岩	玄武岩 石英斑岩
						砂岩・硬質頁岩	輝石安山岩質火砕岩	
中新世	大平川層	?		500±	輝石安山岩質～角閃石安山岩質火砕岩		砂岩・硬質頁岩	
					流紋岩質火砕岩			
先第三紀	先第三系				礫岩・砂岩		石灰岩・塩基性火砕岩・砂岩・チャート・粘板岩	

一方、寿都半島の東海岸から中央北部に分布する寿都層は、下部および上部安山岩質火砕岩層に分けられ、共に硬質頁岩を挟在している。下部火砕岩層はプロピライト質岩相から、上部火砕岩層はやや変質した岩相からなりたっている。折川層中の安山岩質火砕岩より強く変質しているために異なった印象を与えるが、寿都層と折川層は同時異相であると考えられる。しかし、寿都層の下限は明らかではないので、大平川層との直接の関係はわからない。寿都層の上位には、同じく安山岩質火砕岩の卓越する地層が整合に発達している。この火砕岩は、前述の地域の永豊層中のものと岩相および岩質においてほぼ同じであり、しかも下部に同質のシルト岩を伴っていることから、この地層を永豊層として取扱った。

折川下流には石英安山岩溶岩が分布するが、永豊層の比較的下部をおおっているだけで上限は不明である。しかし、鮮新世のガロ川噴出物層に不整合におおわれていることから、永豊層の堆積時のものと推定される。

鮮新世の地層は、下位のガロ川噴出物層と上位の歌島層とに分けられる。共にこれまで述べた中新統の2つの分布域の間の地域に分布しているが、ガロ川噴出物層は島牧海岸ぞいにも点々と分布している。ガロ川噴出物層は下位層を不整合におおっており、主として安山岩質火砕岩からなっている。上位の歌島層は、中新統分布域の中間、すなわち寿都半島南西部にのみ分布している。ガロ川噴出物層を不整合におおい、砂岩と礫岩からなりたっている。

新第三紀の貫入岩類としては、石英斑岩・角閃石安山岩・普通輝石安山岩・玄武岩などが区別される。これらは中新世後期から末期にかけての進入と推定される。

第四紀更新統には、図幅西端部にわずかに分布する安山岩溶岩、海岸線ぞいに高低2段に分布する第1、第2段丘堆積物があり、現世の堆積物としては河床および海浜堆積物などがある。

IV 先第三系 (Ps, Ls)

先第三系は、大平川流域からホンベツ川をへて泊川に至る、本図幅地域のほぼ中央南部に分布し、南部の大平山図幅地域内へ拡がっている。主に、砂岩・

粘板岩などからなり、チャートや塩基性火砕岩を伴っている。また、所々にレンズ状の石灰岩を挟在する。大平川本流ぞいでは、黒色から灰緑色を呈する千枚岩質の岩相がみとめられ、また砂岩の1部はミロナイト質になっている。走向はNSからN 55°W、あるいはN 45°Eと変化し、また傾斜も40°~70°W~NW、あるいは50°SWと変化にとむ。

本図幅地域の本層からは、まだ化石は発見されていない。しかし、大平山図幅内の泊川流域の石灰岩から六射珊瑚や *Milleporella* などが見出され、ジュラ紀以後の時代をしめすとみなされた(HASHIMOTO & IGO, 1962)。一方、同地域から三畳紀を指示するコノドントが発見され、現在では三畳紀とみなされるようになった(湊, 1978)。しかし、この地域の先第三紀の地層は層序がまだ明らかでなく、化石産出層との関係も十分解明されていないことから、一応先第三系として取扱っておいた。

V 新第三系

新第三系は、下位から上位へ、中新世の大平川層、折川層、寿都層、永豊層、そして鮮新世のガロ川噴出物層、歌島層の順に区分できる。

V. 1 大平川層

本層は、先第三系の分布地域内およびその周辺に、先第三系と不整合あるいは断層で接しながら分布している。つまり、基盤岩山地地域、その北西部、および大平川上流の主に東部の3地区に分れて分布している。

基盤岩山地に分布するものは、大平川支流ヒヤミズ川の左右兩岸の山稜部の標高約500~650 m付近で、基底礫岩によるかなりゆるやかな不整合面をもって、基盤岩をおおっている。

基盤岩山地の北西部に分布する本層は、ホンベツ川では基盤岩を不整合におおっているが、他は断層で接している。この地区では、ほぼ10°~40°NWの単斜構造をしめすが、泊川では断層の影響で65°SWと若干の乱れがみとめられる。

大平川上流東部に分布するものは、西翼を断層で切られ折川層の硬質頁岩と接している。ほぼNW-SE方向の軸をもつ背斜構造を形成しており、その南端

部では基底礫岩が基盤岩をおおっている。

地質図では、基底礫岩と火砕岩層とを区分して塗色した。

基底礫岩層 (Oc)

この礫岩層が基盤岩と接する最下部は、ほとんどが基盤岩起源の大小の角礫からなり、その上位に礫岩や粗粒砂岩が累重している。大平川では、細礫岩中に *Ostrea* sp. その他の二枚貝の破片が見出される。最南端の礫岩分布域では、露出は明瞭でないが、花崗岩の人頭大以上の円礫が転石としてみとめられる。

流紋岩質火砕岩層 (Og)

この火砕岩層は全体に流紋岩質であるが、様々な岩相からなっている。すなわち、ラクガン状の細粒軽石凝灰岩、粗粒軽石凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩などがあり、間に葉理の発達した凝灰質シルト岩を伴っている。全般に緑色化変質をつよくうけているが、シルト岩相の1部にチョコレート色の凝灰岩がみとめられる。含まれる角礫には、流理構造が発達し、石英斑晶を有しているものが多い。

鏡下およびX線解析によって変質鉱物を吟味した結果は、ほぼ以下のようである。

基底礫岩直上の凝灰岩には、斜長石・石英鉱物片の間の基質が、ほとんど濁沸石からなるものがある。この種のもは未だ1試料だけなので、本層の最下部を特徴づけるものか否か明らかでない。

連続的露出の見られるところでは、下部から上部へ追跡すると、モンモリロナイト-緑泥石-石英*が普遍的に含まれている。沸石類も多量に生成されているが、下部が方沸石、中部が方沸石-クリノプチロル沸石、そして上部がクリノプチロル沸石によって特徴づけられることが明らかとなった。

V. 2 折川層

折川層は、寿都半島基部のコベチャナイ川支流から西側地域に分布し、折川流域にもっとも広く発達している。主に硬質頁岩からなっているが、間に安山岩質火砕岩および流紋岩質火砕岩を多数挟在している。火砕岩の主なものを硬

* 初生のもものと2次生成のもものとがある。

質頁岩と区別して、それぞれ地質図に示した。

硬質頁岩層 (Osh)

コベチャナイ川支流から折川、大平川をへて泊川に至る地域に、下位の大平川層から整合漸移して広く分布している。その他、図幅西部の千走川を中心とする地域や永豊東部などにも分布している。

大平川層から折川層の硬質頁岩層への移行過程は所々で観察することができる。例えば二股川上流域では、流紋岩質の緑色凝灰岩から上部に灰色のシルト岩を伴う安山岩質の凝灰質砂岩に漸移し、そして硬質頁岩へ移化している。また、大平川では、同質の緑色凝灰岩の上に灰緑色の凝灰質泥岩、雑色の火山性砂岩をへて硬質頁岩へ移化している。

本層は、主に 10 cm 内外の厚さの暗灰色硬質頁岩とシルト岩薄層との板状互層からなっている。しかし、所々に緑色あるいは赤色の安山岩片を含む緑色あるいは雑色の細～粗粒砂岩、あるいは安山岩質凝灰岩の薄層を挟在している。また、しばしば石灰質団球や泥質岩などを伴っている。

本層の中下部を構成する硬質頁岩や凝灰岩は、方沸石と鉄サポーナイトを普遍的に含みところによりクリノブチロール沸石を伴っている。上部においてはモンモリロナイトが形成されている。

安山岩質火砕岩層 (Oav)

この岩層は、本目の西部地域にやや幅の広いレンズ状体としていくつか見出されるほか、折川やコベチャナイ川支流などにも若干みとめられる。本目西部の海岸に発達するものを、走向方向に南の硬質頁岩層へ追跡すると、火砕岩から次第に粗粒緑色砂岩へ漸移するのが観察される。また、栄磯では、下位から火山角礫岩、同角礫岩・砂岩互層、火山角礫岩、葉理の発達した砂岩、砂岩・硬質頁岩互層、そして硬質頁岩層へと移化する様子が見られる。ほぼ硬質頁岩層の中部層準に発達している。

この火砕岩層は、主に、火山角礫岩から構成されているが、所々に粗粒砂岩を挟在しており、さらに 1 部に水冷破碎岩（ハイアロクラスタイト）を伴っている。

火山角礫岩は、赤、灰、黒色など様々な色調を呈する数 cm の安山岩角礫を主とし、しばしば 1 m 以上もの岩塊を含んでいる。また、一般に量的には少ない

が、径 50 cm 内外の円礫を含んでおり、所により泥岩の薄層を挟んでいる。角礫の間をうめる基質は少なく、一般に砂質である。

水冷破碎岩（ハイアロクラスタイト）*は、径数 10 cm の安山岩質の角礫と同岩質の凝灰岩からなる。ときには“にせピロー”とよばれる径数 m の放射状節理を有する同質の岩塊を伴っている。一般に弱い変質（鉄サポーナイト）をうけて暗緑色を呈するものがある。

安山岩質角礫は、しそ輝石普通輝石安山岩あるいは普通輝石安山岩で、いずれも斑状構造を示し、石基はハイアロピリティック組織である。暗緑色を呈するものは、輝石や石基ガラスの一部が鉄サポーナイトによって置換されている。

流紋岩質火砕岩層（Orv）

図幅西端の新甫川と永豊北東の床丹川に分布している。

新甫川では、硬質頁岩層の上部層準に位置し、軽石質凝灰岩を主とする。所により緑色化しているが、一般に変質は弱く、黒雲母片がみとめられる。また、プロピライトや珪質頁岩などの角礫を含む部分がある。

床丹川の流紋岩質火砕岩層も、硬質頁岩層の比較的上部の層準に発達するものと考えられる。葉理の発達した白色凝灰岩で、頁岩の薄層や、厚さ数 m ほどの軽石層あるいはパーライト質火砕岩を挟在している。これはその堆積構造などから海底火山噴出物起源と推定される。

この火砕岩は全般に変質は弱いが、鏡下では微細なモンモリロナイト様鉱物がみとめられる。

折川層は、基盤岩の上昇地塊を取巻くように半ドーム状構造を形成しているが、基盤岩分布域からはなれると NW—SE および NE—SW 方向に軸をもつ複雑な褶曲構造を示している。とくに折川流域には、やや大きな褶曲構造の中に、それに平行した波長の短い小褶曲が多数発達している。本層の層厚は、最大 1, 600 m と見積られる。

本層の主体がいわゆる硬質頁岩であることから、八雲層に対比される。

V. 3 寿 都 層

* YAMAGISHI (1979)による hyaloclastite (B) type に相当する。

寿都半島の東部および中央北部に分布している。本層は若干の硬質頁岩を伴っているが、大部分は安山岩質火砕岩からなっている。火砕岩は、岩相と岩質の違いに基づいて上下2層に区分できる。

下部安山岩質火砕岩層 (Slv)

弁慶岬から樽岸にかけての寿都半島東部地域に広く分布している。全般に強い緑色化変質をうけた安山岩によって占められているが、弁慶岬寄りの北部では変質が弱くなっている。しかし、変質の強弱にかかわらず初生形態や岩相は良く保存されている。

本層は、主に輝石安山岩質の水冷破砕岩（ハイアロクラスタイト）やピロープレッチャ*からなり、ガラス質火山礫凝灰岩・枕状溶岩・塊状溶岩・火山円礫岩などを伴っている。とくに、水冷破砕岩・ピロープレッチャおよび枕状溶岩などには、フィダーダイクを伴うことがある。いずれも、海底火山噴出物およびそれに伴う2次堆積物である。

海岸線にそって好露出が連続して観察されるので、以下そこで見られるものを中心に説明する。

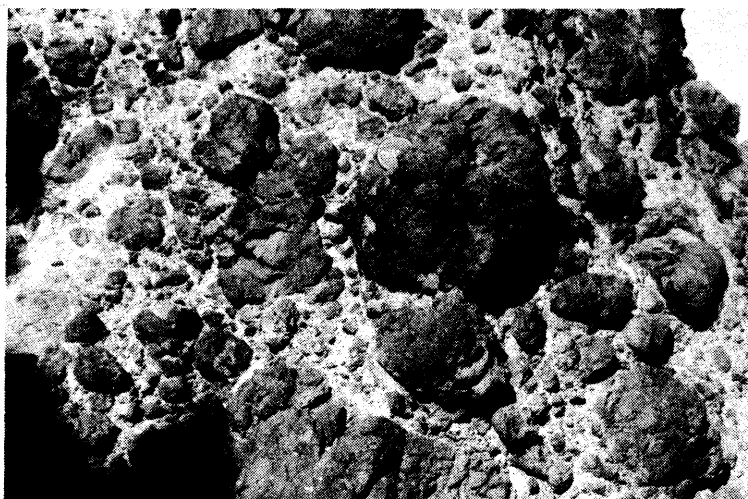
水冷破砕岩(ハイアロクラスタイト)：輝石安山岩質のものと角閃石安山岩質のものが区別され、前者は南の建岩付近と弁慶岬付近にみられ、後者は山中北方にみとめられる。

いずれも、径10数cm～数10cmの角礫と、ややガラス質の同質凝灰岩からなり、ときに“にせピロー”とよばれる径数mの放射状節理を有する同質岩塊を含むことがある。

輝石安山岩質の角礫は、斑晶として斜長石・しそ輝石・普通輝石を含み、石基はハイアロピリティック組織をしめす。全般に変質をうけ、緑泥石、モンモリロナイト、緑れん石および方解石、あるいは混合層鉱物などによって置換されている。また、初生の気泡も、これらの変質鉱物によって充てんされていることが多い。

角礫の間をうめる基質は、径数mm以下のガラス質の破片からなり、しばしば真珠状割れ目が発達している。しかし、全般にモンモリロナイト化をうけて

* YAMAGISHI (1979)による hyaloclastite (A) type に相当する。



第1図 ピローブレッチャ（寿都層下部安山岩質
火砕岩層，寿都半島滝ノ潤川河口付近）



第2図 ピローブレッチャ中のピローの破片（寿都層下部安山
岩質火砕岩層，寿都半島東岸滝ノ潤川河口付近）

いる。

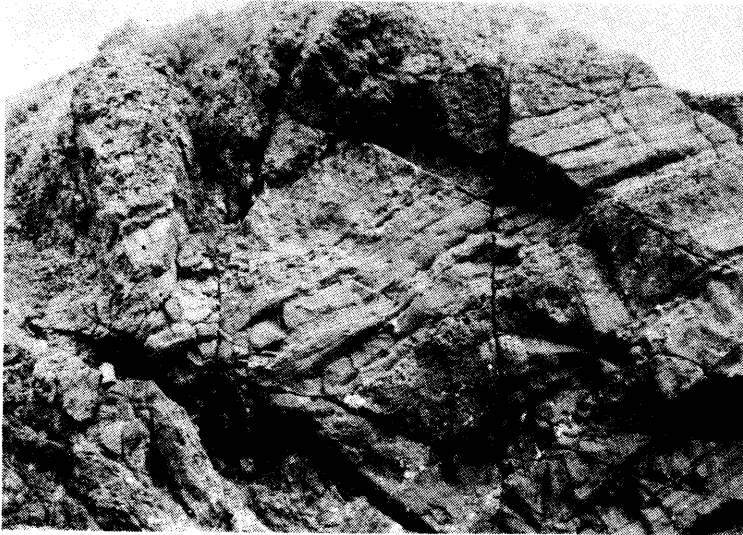
角閃石安山岩質の角礫は、基質に角閃石・斜長石・しそ輝石・普通輝石などの斑晶がみとめられ、これらのは真珠状割れ目の顕著なガラス質破片からなっている。

ピローブレッチャ：北部の山中付近や南部の建岩付近に分布している。径10数cmから数10cmのピローの破片と、それらの間をうめる同岩質のガラス質凝灰岩とから構成されている。ピローには、同心円状節理を示すもの(第1図)および“パホイホイロビー構造”とよばれる枕状溶岩特有のしわが残されているもの(第2図)などがある。

岩質は、主に玄武岩質安山岩で、閃緑岩や角閃片岩の捕獲岩を伴うことがある。

鏡下では、ピローの部分は、斑晶として斜長石・しそ輝石・普通輝石を含み、石基はインターサータルあるいはハイアロビリティック組織を示し、気泡が多い。また、石基ガラスには割れ目が発達し、多くの気泡を含んでいる。

基質部は角礫岩片よりガラス質で、ガラス量の異なる種々の破片を含んでい



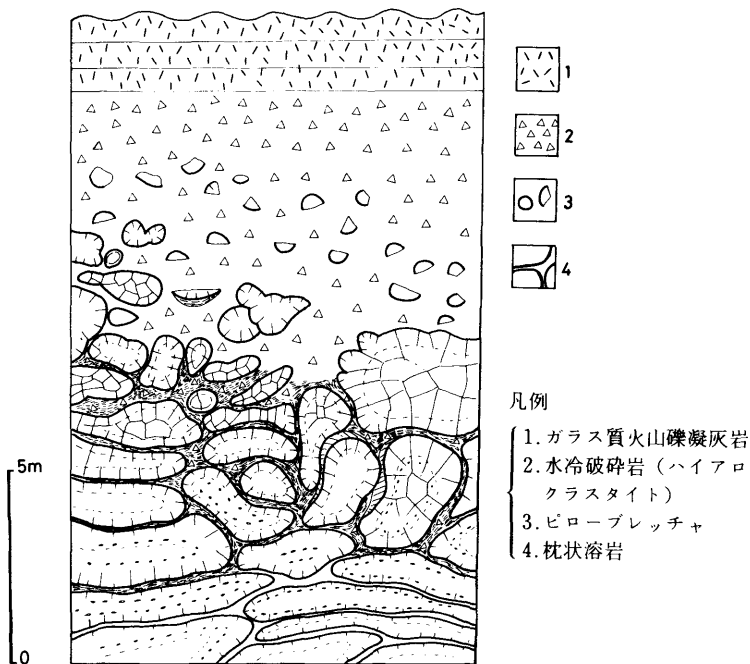
第3図 ガラス質火山礫凝灰岩(寿都層下部安山岩質火砕岩層, 寿都半島東岸山中北方)

る。ガラス質のものほど気泡の径が小さく、数も多い。ガラスの多くは、変質によって緑泥石・モンモリロナイト・ぶどう石・緑れん石および沸石類などに置換されている。

ガラス質火山礫凝灰岩：山中から弁慶岬にかけてよく観察される。主に玄武岩質安山岩からなり、ピロープレッチャと比較してピローの量より基質部の多いガラス質の凝灰岩である。層理の発達がよく、級化構造を示すものもある(第3図)。同岩質のピローや角礫を含むことが多い。1枚の厚さは5m内外で、ピロープレッチャや水冷破碎岩をはさむことがある。

鏡下では、径数mm以下のガラス破片からなり、ピロープレッチャの基質と同質である。

枕状溶岩：山中および滝ノ潤川河口付近に露出している。直径数mの楕円型



第4図 水中火山岩類 (寿都層下部安山岩質火砕岩層, 寿都半島東岸滝ノ潤川河口付近)

のピローが積み重なるもので、多くは上部に向かってピローブレッチャ、水冷破碎岩（ハイアロクラスタイト）、ガラス質火山礫凝灰岩へ漸移している（第4図）。おもに、やや塩基性のしそ輝石普通輝石安山岩であるが、かんらん石を含むものがある。

インターサタルあるいはピロタキシティック組織を示し、径数 mm の気泡を多く含んでいる。気泡の多くは、内側が沸石に、そして外側がモンモリロナイトなどによって充てんされている。

火山円礫岩：前述のピローブレッチャや水冷破碎岩の間に発達し、厚いものでは 50 m 以上にも達する。直径数 10 cm から最大 1 m に達する垂円礫・垂角礫を主とする火山性の 2 次堆積物で、淘汰が悪い。これは、海底の泥流堆積物と考えられる。

フィダーダイク：枕状溶岩やピローブレッチャの周辺には、幅数 m の同岩質岩脈が貫いていることがある。これは、いわばピローブレッチャをもたらしした火道を充てんして形成された岩脈で、フィダーダイクとよばれている。N 60°W ~ N 60°E の方向を示している。

下部安山岩質火砕岩層に見られる変質の特徴は、寿都市街北部付近から南部では緑泥石を普遍的に含むことと、この北部地域では鉄サポーナイトを含むことである。北部地域の下部安山岩質火砕岩層は、変質鉱物の点では次の上部安山岩質火砕岩層と類似している。なお、建岩北部からは菱沸石が見出されている。

上部安山岩質火砕岩層 (Suv)

本層は前に述べた下部安山岩質火砕岩層の上部に発達しているが、その主な分布域は寿都半島中央部の歌島川中上流からワッカナイ川中上流にかけてである。主に安山岩質火砕岩からなっているが、砂岩やシルト岩の薄層を多数はさんでいる。

火砕岩は、水冷破碎岩・スコリヤ凝灰岩および軽石凝灰岩などに区別される。

水冷破碎岩（ハイアロクラスタイト）には、角閃石安山岩質と輝石安山岩質のものがあ、いずれも径 10 cm の角礫と同質あるいはよりガラス質の凝灰質基質とからなっている。輝石安山岩質のものには、径数 10 cm のピローおよびその破片を伴うものがある。一枚の厚さは 10 数 m から 5 m 程度で、上下盤側

で2次的な火山角礫岩へ漸移している。

輝石安山岩の角礫には、新鮮なものから、変質をうけて淡緑～暗緑褐色を呈するものがある。ところにより赤色化しているものもみとめられる。角礫の間をうめているガラスには暗緑色化しているものが多い。

新鮮な安山岩の角礫は、斑晶として、しそ輝石・普通輝石・斜長石を含んでおり、石基はハイアロピリティック組織を示す。

スコリヤ凝灰岩は、玄武岩質安山岩からなり、1枚の厚さが数mで数枚みとめられる。最下部に径数cmの角礫が濃集したり、径数cmのシルト岩などの軟泥礫を伴ったりする。下部は塊状、上部は層理の発達が良い。全体として、灰褐色の色調を示すが、しばしば内部が変質により青緑色化しているものがある。堆積構造からみて、典型的な水中火砕流堆積物と判断される。

軽石凝灰岩は、角閃石安山岩および流紋岩質で、1枚の厚さは2～5mで数枚みられる。堆積構造はスコリヤ凝灰岩と類似しており、同様に水中火砕流による堆積物と考えられる。

上部安山岩質火砕岩は、すでに述べたように、全般に弱いながら変質をうけている。この変質は、火砕岩の下半部は方沸石-緑泥石によって、そして上半部は鉄サポーナイト-方沸石によって特徴づけられる。

硬質頁岩層 (Sh)

この頁岩層は、下部および上部安山岩質火砕岩層の双方に挟在しており、約20mから100m程度の層厚である。

下部安山岩質火砕岩層中のものには、珪化をうけて珪質頁岩になっているものがみとめられる。多くは砂岩の薄層を多数伴っており、硬質頁岩と砂岩の互層を形成しているところもある。また、両火砕岩中のものに、共に石灰質団塊が見出される。

上部安山岩質火砕岩層の中部に発達する硬質頁岩は、変質鉱物としてクリノプチロル沸石とモンモリロナイトを含んでいる。

寿都層は、全体として、ほぼNNW-SSEの走向で、西傾斜の単斜構造をとっており、下限は不明である。

下部安山岩質火砕岩層は、海岸ぞいでは20°前後のゆるい西傾斜である。また、北部の滝ノ潤川河口付近にはN40°～50°E方向の向斜、より北方の山中付近では、

西に沈むゆるい半ドーム構造がみとめられる。より内陸側では、火砕岩自体の構造はわかりにくい、挟在する硬質頁岩が $50^{\circ}\sim 60^{\circ}W$ の傾斜を示すことから、同様に、西落ちの単斜構造を示すと考えられる。

また、上部安山岩質火砕岩層は、一般に $10^{\circ}W$ から $45^{\circ}W$ の西傾斜を示し、部分的に小規模な向斜構造がみとめられる。

本図幅で寿都層とした地層は、10万分の1寿都図幅(矢島ほか、1939)では、鉍化変質のいちじるしい部分が訓縫層(本図幅の大平川層に相当)に、その他の大部分は黒松内層(本図幅の永豊層にはば相当)に対比されている。しかし、すでに述べたように、多くの点からこのような扱いは妥当でなく、以下の理由により折川層と同時異相の関係にあるものとする。

1) 寿都層は折川層と同様のいわゆる硬質頁岩を挟在している。

2) 寿都層を構成する火砕岩類は多くは変質安山岩であり、折川層にも同質の火砕岩が含まれている。しかも、折川層下位の大平川層は流紋岩質火砕岩である点で大きく異なる。

3) 寿都層および折川層共に、次に述べる上位の永豊層と整合関係にある。

V. 4 永 豊 層

本層は、前述の寿都層および折川層の上に、それぞれ整合に累重しており、岩相上から砂岩・シルト岩層と安山岩質火砕岩層の2つに区分できる。

砂岩・シルト岩層 (Ns)

この地層は、折川層分布域の北東端の奥の沢川～鼓の沢およびコベチャナイ川、そして泊川下流部から図幅西端部にかけて分布している。下位の折川層とは整合であるが、両者の接触部では硬質頁岩とシルト岩とが互層状を呈する。したがって、両層の境界をシルト岩の産する下底に置くか、それとも硬質頁岩の消失する上限に置くかは人為的である。いちおうここでは、後者の立場をとることとする。

一般に、塊状の珪藻質シルト岩が卓越しているが、所々に黒色あるいは赤と黒の雑色火山性砂岩を伴ない、ときには互層状を呈している。また、ところにより数m内外の厚さで軽石を含む凝灰角礫岩、およびスコリア凝灰岩などを挟在している。さらに、所々に葉理の発達した白色の流紋岩質凝灰岩の薄層が見

出される。これら小規模な火砕岩は地質図上ではとくに区別していない。

スコリヤ凝灰岩は寿都半島南部の鼓の沢川より南にかけて分布し、数 10 m の厚さをもっている。二重級化構造を示し、下部に岩片が、そして上部に発泡の悪いスコリヤが多くなり、水中火砕流の形態を示している。

鏡下では、斜長石・普通輝石・しそ輝石およびかんらん石の 1 mm 以下の破片と、発泡のよくない 1 mm 以下のスコリヤおよび全体に脱ハリ作用をうけたガラスシャードからなっている。

砂岩の粒子は大部分が新鮮な安山岩からなっているが、若干の玄武岩や流紋岩などを含んでいる。基質は珪藻を含むシルトや少量の鉄サポーナイトその他の粘土鉱物によって充てんされている。

安山岩質火砕岩層 (Nv)

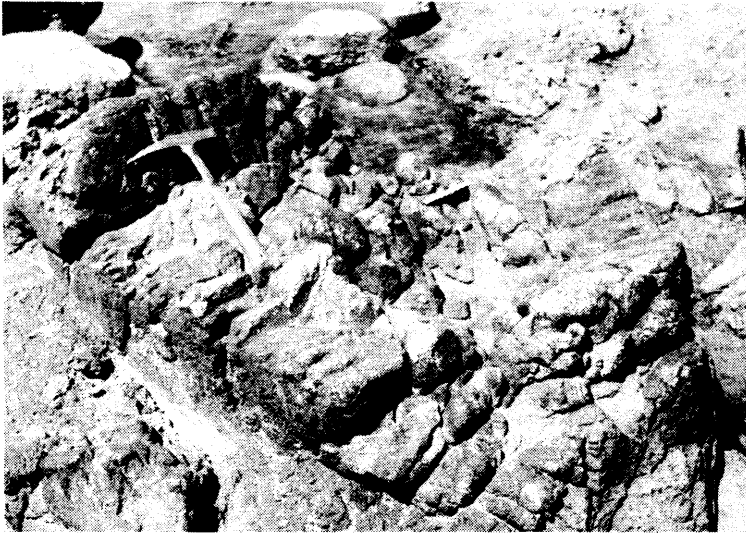
この火砕岩層には、前述の砂岩・シルト岩層中およびその上部に発達するものと、寿都層の上部安山岩質火砕岩層から整合漸移するものとがある。

前者は、大平川下流から永豊北方にかけて分布し、角閃石安山岩質の水冷破砕岩（ハイアロクラスタイト）を主とするものと、泊川流域からその西側地域に分布する輝石安山岩質の水冷破砕岩を主とするものとがみられる。いずれも、火山円礫岩やシルト岩を挟在したり、所々に流紋岩質軽石凝灰岩をともなっている。

後者は、寿都半島北端の弁慶岬から西海岸ぞいに観察できる。ここでも、水冷破砕岩を主体とし、火山円礫岩やシルト岩をともなっている。水冷破砕岩は前者と同様に 2 種の岩質があり、輝石安山岩質のものは弁慶岬から政泊付近まで、角閃石安山岩質のものはそのより南方で、歌島付近にかけて、それぞれ分布している。明瞭な関係を示す露頭はみられないが、輝石安山岩質のものが層序上で下部を構成しているものと考えられる。

後者の場合は、お互いが火砕岩同志で接しているが、鉄サポーナイトによる変質をうけて緑色化した火砕岩を寿都層の上部安山岩質火砕岩層とし、変質をうけていない部分から上部を永豊層の安山岩質火砕岩層とした。

一般に、輝石安山岩質水冷破砕岩は、単層の厚さは 10 m 内外で、径 10 数 cm の角礫と凝灰質の基地からなっている。ときに径数 m 以上の“にせビロー”を含むことがある（第 5 図）。



第5図 ハイアロクラスタイト中の“にせピロー”（永豊層安山岩質火砕岩層，寿都半島弁慶岬付近）

斑晶として斜長石・しそ輝石・普通輝石を含み，石基はハイアロビリティック組織を示す。また，基質部は，多角形の種々のガラス質破片の集合からなり，よりガラス質の破片にはパーライト状の割れ目が形成されている。

角閃石安山岩質の水冷破砕岩は，普通径10数cmの角礫と凝灰質の基地からなる。ところにより，数m以上の大きさの流理構造の顕著な岩塊を含んでいる。また，幅数mの柱状節理の発達したフィダーダイクや塊状溶岩を伴うことがある。1部に，パーライト状組織の明瞭な流紋岩質角礫岩がみとめられる。

斑晶として斜長石・普通輝石・しそ輝石・普通角閃石を含み，ときに石英が伴われている。石基は，全般にややガラス質であるが，1部には珪長質組織を示すものもある。角礫の間をうめる基質は，全般にガラス質破片からなり，部分的に脱ハリ作用をうけているものがみとめられる。

火山円礫岩は，水冷破砕岩中に不規則な形態で発達する。一般に，径数10cmの円礫・垂角礫，およびこれらを充てんする粗粒砂岩とからなる。構成礫は主に，輝石安山岩と角閃石安山岩によって占められているが，寿都半島の歌島川では，多量の流紋岩質溶結凝灰岩の礫が見出される。しばしば，軟泥礫状のシ

ルト岩,あるいは砂岩・シルト岩のレンズ状体をはさみ,乱堆積状の産状を示すことがある。

永豊層は最大層厚約 700 m で,その地質構造は比較的複雑である。しかし,基本的には下位層の構造を反映している。

折川層の東縁に発達する永豊層は砂岩・シルト岩が卓越し, NW—SE, $50^{\circ}\sim 65^{\circ}$ E の走向・傾斜を示している。鮮新統をはさんで東側では安山岩質火砕岩層が卓越し, NNE—SSW~N—S, $15^{\circ}\sim 50^{\circ}$ W の走向・傾斜となっている。両地域においては構成岩の量比に違いがあるものの,同一地層によって形成されている向斜構造の東西両翼が現われているものとみることができる。

大平川下流から西側の地域では,小規模な向斜構造を所々に形成しているが,これらは下位の折川層の構造と同じである。

永豊層を構成するシルト岩は珪藻質で,西南北海道の標準層序の黒松内層と同質である。しかも,折川東縁のものは,南東の模式地の黒松内層に連続すると思われる。しかし,本層が黒松内層に対比されるかどうかは明らかではないので,本図幅では中新世末期の地層としておく。

V. 5 石英安山岩溶岩 (DI)

この溶岩は折川下流部に分布している。縞状の流理面の発達が顕著な灰白色の溶岩であるが,流理面の走向・傾斜は変化にとみ一定しない。折川層の安山岩質火砕岩層を直接おおっている場合や,永豊層の砂岩・シルト岩層の上のっている場合がある。おそらく,永豊層堆積後期の噴出と思われるが,確実な時期は明らかでない。

鏡下では,斜長石の集斑晶および普通角閃石の斑晶を含み,部分的に石英がみとめられる。石基は珪長質組織を示し,短柱状の斜長石や不規則な形の石英が多くみとめられる。また,短柱状の黒雲母もわずかに見出される。角閃石や黒雲母の多くは,モンモリロナイトなどに置換されている。

V. 6 ガロ川噴出物層 (Gv)

本図幅地域の西部から南東の歌葉および長万部図幅内の賀老川を模式地として命名された地層である(長尾・佐々, 1933)。寿都半島南部の添別川下流・鼓



第6図 二次的な火山角礫岩（ガロ川噴出物層，添別川林道）

の沢川をへて、北西のコベチャナイ川上流・中ノ川上流にほぼNNW～SSE方向で分布している。さらに、本目西方から千走川河口付近までの海岸部に点々と見出される。

南部地域では、下部が枕状溶岩を伴うピロブレッチャを主とし、上部が火山円礫岩と同角礫岩から構成されている(第6図)。また、それらを供給したと考えられるフィダーダイクがともなわれている。さらに、1部に流紋岩質の軽石凝灰岩をはさむ。

半島北西部から島牧海岸に分布するものは、火山円礫岩・同角礫岩などの2次堆積物からなり、葉理を示す薄い砂岩を挟在することがある。

ピロブレッチャや枕状溶岩は、産状において寿都層中の安山岩質火砕岩層のものとはほとんど同じであるが、全体に新鮮である。

岩質は輝石安山岩質で、斑晶としてしそ輝石・普通輝石および斜長石を含み、石基はハイアロピリティック組織を示す。斜長石斑晶は虫食い状に融食し、輝石を客晶として伴うことがある。また、石基には径0.1～1mmの楕円形の気泡が多くみとめられる。

北部地域では、 $N 30^{\circ}W \sim N 30^{\circ}E$, $20^{\circ} \sim 40^{\circ}W$ の、そして南部地域では $NS \sim N 40^{\circ}E$, $10^{\circ} \sim 30^{\circ}E$ の走向・傾斜を示す。

南部地域では、下位の永豊層との関係は直接観察できないが、模式地の賀老川で傾斜不整合を示すのが知られている。島牧海岸側では、石英安山岩溶岩以下の地層を不整合におおっているのが観察できる。

地質時代を決定しうるものは今までの所ないが、周辺の他の地層と比較して、鮮新世中～下部と推定した。

V. 7 歌島層 (Ut)

寿都半島西岸の歌島川・ワッカナイ川・中ノ川下流部、および寿都半島基部の中ノ川上流部から月越山脈にかけて分布している。

寿都半島西岸では、葉理の顕著な灰黒色～灰黄色の砂層からなり、一部に縞状に砂質シルトをはさんでいる。貝化石や炭化木片を含むことがある。走向は $N 30^{\circ} \sim 70^{\circ}W$ で、傾斜は $10^{\circ} \sim 22^{\circ}$ とゆるいが、その方向は一定していない。

半島基部に分布するものは、主に礫岩からなっており、レンズ状に砂岩をはさむ。礫岩は、シルト岩・頁岩および安山岩の円礫(径 $5 \sim 20$ cm)を主とし、その垂円礫(径 $0.3 \sim 2$ cm)を含むところもある。 $NS \sim N 50^{\circ}E$, $10^{\circ} \sim 15^{\circ}E$ の走向・傾斜をしめす。

下位層とは不整合関係で接している。その地質時代は明らかでないが、鮮新世～第四紀にまたがる可能性がある。

VI 貫入岩類

VI. 1 石英斑岩 (Qp)

寿都西方に比較的大きなドーム状貫入岩体をつくって分布するほか、その南西の歌島川上流にも小規模な岩体が見出される。前者は寿都層の下部安山岩質火砕岩層を、後者は同層の上部安山岩質火砕岩層を、それぞれ貫いている。

寿都西方のものは骨材として採石されており、採石場での観察によれば、柱状節理の発達した灰白色のち密堅硬な岩石である。しかし、黄鉄鉱化などの変質をうけているため、やや緑色化している。

鏡下では、斑晶として斜長石・石英のほか、緑泥石化した有色鉱物が見出される。斜長石は板状あるいは集斑状で、方解石や絹雲母、あるいは部分的に緑れん石に置換されている。石英は融食形をしめす。有色鉱物はその結晶形から初生的には角閃石と判断される。石基は、石英と長石類の粒状組織を示し、それらの間に若干柱状斜長石がみとめられる。さらに、石基中には、緑れん石・方解石・黄鉄鉱などが不規則に形成されている。

この石英斑岩の進入時期は、岩質と被進入岩などから、中新世後期と推定される。

VI. 2 角閃石安山岩 (Ah)

角閃石安山岩は、寿都港南側、歌島川最上流部などに分布するが、両地域でかなり岩質に相違がみられる。

寿都港南側のものは、寿都層下部安山岩質火砕岩層を貫いており、柱状節理の発達した暗緑色の岩石である。

斑晶として集斑状の斜長石と、ほとんどが緑泥石やモンモリロナイトに置換された角閃石がみとめられる。石基もいちじるしく変質し、初生的な組織は残っていない。石英と斜長石の不規則集合や方解石、緑泥石などによって交代されている。

歌島川最上流のものは、岩株状の形態をとる2つの貫入岩体が見出される。これらの岩体は寿都層の上部安山岩質火砕岩層を貫いている。

斑晶として、角閃石・しそ輝石・普通輝石・斜長石を含み、ほかにごくわずかの黒雲母、捕獲結晶様の大型の石英がみとめられる。角閃石は褐色普通角閃石で、オバサイト化している。石基中には、短柵状斜長石や普通輝石が不規則に分布し、その間にガラスが存在している。

以上のように、寿都港南側のものは、強く変質していることから、寿都層の下部安山岩質火砕岩層堆積直後の貫入であり、歌島川最上流のものは、永豊層の安山岩質火砕岩層中に見出される角閃石安山岩とはほぼ同時期であろう。

VI. 3 安山岩 (Ad)

寿都半島や折川などに小岩脈として発達しており、進入方向は一定していな

い。比較的大きな岩体を形成するのは半島北西部の政泊付近に分布するもので、NNW-SSE方向を示す。永豊層の安山岩質火砕岩層を貫いている。

この岩石は、柱状節理の発達した暗灰色の堅硬なし輝石普通輝石安山岩である。

斑晶としては、主に斜長石と普通輝石からなり、普通輝石には集斑晶を形成しているものもみとめられる。石基は完晶質で、インターサタル組織を示す。輝石には、ごくわずかであるが、鉄サポーナイト化しているものがある。

VI. 4 玄武岩 (Bt)

玄武岩は、小規模な岩脈や岩床として、折川層・寿都層および永豊層を貫いている。折川層と永豊層との境界部付近の泊川から千走川にいたる地域、およびゴベチャナイ川支流などに、岩脈群状の多数の岩体が見出される。

岩脈として産するものは、幅5～30mほどで、地層の走向にほぼ平行な貫入方向を示している。しばしば、岩脈は枝分れして層理面と直交することもある。この種の岩石はやや粗粒で緑色味をおびている。

鏡下では、斜長石と普通輝石の斑晶がみとめられ、石基はサブオフィティック組織を示している。また、石基中には磁鉄鉱粒が散点している。普通輝石はいちじるしくモンモリロナイト化しているものが多い。

岩床として産する玄武岩に、その一部が枕状溶岩に移化するものがある。泊川の永豊層下部や歌島川の寿都層上部安山岩質火砕岩層中などに見出される。

暗灰色を呈し、径数mm内外の気孔を多く含んでいる。斑晶として斜長石・普通輝石を含むが、普通輝石にはオフィティック組織を示すものがある。石基はやや粗粒な柱状斜長石とその間を充てんする細粒のバリオライトからなる。

VII 第 四 系

第四系として、安山岩溶岩、段丘堆積物、現河床・海浜堆積物などが区別される。

VII. 1 安山岩溶岩 (Al)

本図幅外南西の狩場山を中心に広く分布する更新統初期の、いわゆる“平坦溶岩”の北端にあたるものがわずかに分布しているにすぎない。赤褐～黒褐色を呈し、板状節理の発達した輝石安山岩であるが、角礫状を呈する部分をともなう。

斑晶は少なく、自型～半自型の斜長石と普通輝石および角輝石がみとめられる。石基は短柵状斜長石が顕著な流理構造を示すトラキティック組織を示す。

VII. 2 段丘堆積物

本図幅地域の段丘堆積物は、地形の項で述べたように、第1および第2段丘堆積物に区別される。

第1段丘堆積物(D₁)は、標高80 mから120 mの間に発達し、海岸側にゆるやかに傾いている。礫・砂および粘土からなり、1部には埋れ木がみとめられる。

第2段丘堆積物(D₂)は、標高25 mから60 mの段丘面を形成しながら分布している。寿都半島に発達する段丘堆積物については、瀬川(1967)による詳細な報告がある。それによると、歌島から南および寿都半島東側のものには円礫層が発達するものに対し、半島西側のものは角礫層からなるという。また、東側には泥炭層が発達し、多くの植物化石や花粉化石が見出されている。これらの化石資料から、この段丘堆積物の時代はリスールム間氷期に対比できるとしている。

VII. 3 現河床・海浜堆積物(a)

各河川ぞいには、礫・砂・粘土などの堆積物が分布している。海浜ぞいの多くは海食崖をなし、その直下のベンチには海食崖からの崩落による岩塊がのっていることが多い。しかし、比較的大きな河川の河口を中心に砂・礫の堆積がみられ、砂丘や砂浜を形成していることがある。コベチャナイ川、中の川およびワッカナイ川河口付近では、砂丘が配列し、西部の江の島付近から泊川河口にかけては連続した砂浜を形成している。

VIII 応用地質

VIII. 1 金属鉱床

本図幅地域内で過去に採鉱あるいは稼行された鉱山としては、寿都鉱山・正荘鉱山および西島牧鉱山などがあるが、全て廃山となっている。現在では、鉱床の正確な位置すら現地で確認できない状況である。したがって、以下に既存の資料に基づいて概要を述べる。

寿都鉱山

寿都町の旧寿都鉄道駅裏から約 500 m のところに位置する。

明治 25 年頃、今谷多三郎の露頭探鉱に始まり、大正 3 年高田商会の所有に変わり、広尾鉱山と称した。昭和 9 年三菱鉱山として操業し、昭和 37 年秋に休山した。

生産実績

大正 3～10 年 製錬高銀量 2,483 kg

昭和 36～37 年 精鉱中含有銅量 38.3 t

昭和 21～37 年 精鉱中含有鉛量 5,969 t

昭和 21～37 年 精鉱中含有亜鉛量 10,355 t

昭和 25～27 年 " 金量 39,346 g

昭和 21～37 年 " 銀量 9,649 kg

昭和 18～31 年 3 月 粗鉱量鉛・亜鉛鉱 64,756 t, 硫化鉄 8,795 t

品位 Pb 5.91%, Zn 9.78%, S 38.04%

昭和 31 年 4 月～37 年 9 月粗鉱量 131,350 t

品位 Pb 2.75%, Zn 5.19%, S 23.50%

鉱床は、中新世の寿都層下部安山岩質火砕岩層中に胚胎する銅・鉛・亜鉛鉱脈である。主脈である本鍾は、ほぼ E-W で垂直ないし 75°S の傾斜を示し、延長 350 m、深度 230 m 以上、脈幅最大 8 m、平均約 1 m である。その他、粘土を伴う低品位の NE-SW 走向を示す北東鍾が知られる。

鉱脈は、鉱石鉱物として黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・赤鉄鉱などがあり、脈石鉱物として石英・マンガン方解石・重晶石・石膏・粘土鉱物などがともなわれている。まれに、菱マンガン鉱・四面銅鉱・ルソン銅鉱・ファーマチ

ナ鉍・錫石・黄錫鉍・テルル蒼鉛鉍・輝蒼鉛鉍・輝安鉍などがみとめられる（地質調査所，1967；ISHIBASHI，1952）。

正荘鉍山

旧寿都鉄道駅の西方1 kmにある。

明治43年に鉍業権が設定され，昭和11～13年頃に1時採掘され，昭和25年田所篤三郎の所有となり探鉍されたが間もなく休山した。

生産実績

昭和11～13年 精鉍中含有銅量 4.5 t

昭和12年 " 金量 61 g

昭和12～13年・26～27年 精鉍量硫化鉄 307 t。

寿都層下部安山岩質火砕岩層に挟在する凝灰岩・頁岩・砂岩互層に胚胎する銅・鉛・亜鉛鉍脈である。1号鍾と2号鍾からなり，鉍体はレンズ状～塊状である（地質調査所，1967）。

西島牧鉍山

宮内温泉の北側付近にあったが，資料がほとんど無いため詳細は不明である。八雲層の泥岩（本図幅の折川層）を上盤とし，訓縫層の緑色凝灰角礫岩（本図幅の大平川層）を下盤とする酸化マンガン鉍床であったという（成田・五十嵐，1969）。

VIII. 2 温泉

本地域に分布する主な温泉は，宮内温泉と永豊温泉が知られている。

宮内温泉

島牧村泊川河口より約4 km上流の右岸に位置する。

寛永8年（1631）頃に，砂金採取のおりに発見されたという。昭和40年頃から，ボーリングにより泉源を増加させてきている。現在，温泉旅館1軒が営業を行っている。

温泉付近は，先第三系と新第三紀最下部の大平川層とが断層で接している位置にあたる。昭和55年に島牧村が実施したボーリングコア（スライム）の観察では，地表下50 mから80 m位の間に，両者の境界があると判断され，温泉は先第三系の石灰岩付近から湧出しているらしい。おそらく，北側へ傾斜する断

層破碎帯にそって上昇していると考えられる。

昭和40年頃に、旅館の周辺で深度85mと63mのボーリングが実施され、自噴している。85m井は、掘さく時に1,200~1,300ℓ/min湧出したが、その後は375ℓ/minで、泉温は46.9℃である。63m井は49℃の泉温を示す。昭和55年の島牧村によるボーリングでは、泉温49℃で最揚湯量3,000ℓ/minの湧出をみた。

泉質は、全固形物量が1,000mg/ℓ内外で、単純泉である。

永豊温泉

ホンベツ川河口より約380m上流側の右岸に位置する。昭和47年ごろに、700mのボーリングが実施され、泉温37.1℃、14.7ℓ/minが自噴し、エアリフトにより82.8ℓ/min湧出している。

泉質は、NaClを主成分とし Na_2SO_4 を副成分としているが両者の比率は比較的近い。また、陽イオン中Mgおよび陰イオン中 HCO_3 の占める比率がきわめて近い特徴を有する。PHは8.7でかなり強いアルカリ性である(北海道立地下資源調査所, 1976)。

以上のほかに、寿都半島弁慶岬付近、千走川河口付近などに若干の温泉徴候がみとめられる(同上, 1976)。

文 献

- 地質調査所(1967):北海道金属非金属鉱床総覧。
HASHIMOTO, W. and IGO, H. (1962): Discovery of Mesozoic Fossils from Southwestern Hokkaido. Proceedings of the Japan Academy. vol. 38, No. 8, 502-507.
北海道立地下資源調査所(1976):北海道の地熱・温泉(A), 西南北海道中南部。地下資源調査所調査研究報告, No. 3。
ISHIBASHI, M. (1952): A Sn-Te-Bi-Sb Paragenesis in Ores from the Sutttsu Mine. Hokkaido. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV, vol. VIII, No.2, 97-105。
湊 正雄(1978):北海道の古期火山噴出物。北日本中生代以降の造山運動の諸問題, 地団研専報21号, 193-197。
長尾 巧・佐々保雄(1933):北海道西南部の新生代層と最近の地史(I)。

- 地雑, 40, 555-577.
- 成田英吉・五十嵐昭明 (1969) : 西部北海道長万部岳西方地域の鈹化作用. 地調報告, 第 234 号, 17.
- 瀬川秀良 (1967) : 北海道寿都地方の海岸段丘. 東北地理, 第 19 卷, 1 号, 10-14.
- 矢島澄策・古館兼治・陸川正明 (1939) : 10 万分の 1 寿都図幅説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, 第 4 号.
- YAMAGISHI, H. (1979) : Classification and features of subaqueous volcanoclastic rocks of Neogene age in Southwest Hokkaido, Japan. Rept. Geol. Surv. Hokkaido, 51, 1-20.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

SUTTSU
(SAPPORO-36)

BY

Mamoru SUZUKI, Hiromitsu YAMAGISHI
Kohji TAKAHASHI, and Yukio SHOYA

Abstract

The mapped area is situated in the northern part of the Oshima Peninsula in Southwest Hokkaido extending between Lat. 42°40' and 42°50' N., and Long. 140°00' and 140°15' E.

Geology

Pre-Tertiary System

The Pre-Tertiary System is distributed in the central south of the mapped area and consists mainly of black slate and sandstone, associated with chert, basic volcanoclastic rock and limestone. No fossils have been found in the system in this area, but it seems to be Mesozoic in age because of the occurrence of Triassic conodonts from a limestone in the Obirayama sheet map area to the south.

Neogene Tertiary System

Neogene Tertiary System is divided into the Miocene and Pliocene series.

The Miocene is separately distributed in two areas; one is distributed around the basement rocks and the other in the Suttsu Peninsula, separated by Pliocene formations in between.

The former is divided into the following formations in ascending order, the Obiragawa, the Orikawa, and the Nagatoyo Formations. The latter is composed of the underlying Suttsu and the overlying Nagatoyo Formations.

The Obiragawa Formation consists of basal conglomerate which unconformably overlies the Pre-Tertiary rocks, and rhyolitic green tuff in the main portion. The tuff contains commonly chlorite, and montmorillonite associated with analcime in the lower part, analcime-clinoptilolite in the middle, and clinoptilolite in the upper part.

The Orikawa Formation is predominant in hard shale and conformably overlies the Obiragawa Formation. Middle and lower horizons of the formation are intercalated with greenish volcanic sandstones and/or pyroxene andesitic volcanoclastic rocks, whereas the upper horizon is with thin layers of rhyolitic volcanoclastic rocks including perlite.

The pyroxene andesitic volcanoclastic rocks are composed mainly of volcanic breccia and volcanic conglomerate as sedimentary deposits, associated with hyaloclastite in places.

The Orikawa Formation includes analcime, clinoptilolite and Fe-saponite in several parts of middle or lower horizons.

The Nagatoyo Formation overlying the Orikawa Formation directly, is abundant in massive siltstone intercalated with andesitic volcanoclastic rocks at several stratigraphic horizons.

The volcanoclastic rocks are hardly altered and consists mainly of hyaloclastite with massive lava.

The geologic structure of the Miocene formations in the area is characterized by repeated anticlines and synclines, whose axes trend in

NNW-SSE, NW-SE and NE-SW directions. It seems that these fold systems are controlled by the distributional patterns of the basement rocks relating to upheaval of them.

The Suttsu Formation consisting mainly of andesitic volcaniclastic rocks is divided into the lower and upper members which contain interbedded hard shale.

The lower volcaniclastic member is changed to green colour by propylitization which is accompanied by many alteration minerals, such as chlorite, montmorillonite, epidote, prehnite, etc., but the primary features are well preserved. They are composed of hyaloclastite, pillow breccia, and lapilli tuff.

The upper member, less altered than the lower, consists mainly of scoria tuff and hyaloclastite. These rocks include analcime and chlorite at lower horizons, and Fe-saponite and analcime at upper.

The interbedded hard shale is almost the same as that of the Orikawa Formation and contains clinoptilolite and montmorillonite in the upper member.

The Nagatoyo Formation, conformably overlying the Suttsu, is made up largely of andesitic volcaniclastic rocks and intercalates thin siltstones at lower horizons. The rock facies of the formation is not different from those in the western coast area mentioned above.

The Nagatoyo Formation is with NS to NNE strike and dip of 15° to 50°W in the western zone of the Suttsu Peninsula, whereas it turns to NW strike and 40° to 60°E dip in the eastern zone of the surrounding area of the basement. Consequently a large synclinal structure whose axis trends nearly NNW is present. It appears that the Orikawa and the Suttsu Formations are contemporaneous heterotopic facies, both of which are underlying the Nagatoyo Formation.

The Garogawa effusive rocks of lower Pliocene are mainly deposited on the syncline mentioned above and also found in small

scale along the Shimamaki coast area, unconformably overlying the lower formations. The formation is composed of volcanic conglomerate and breccia.

The Utashima Formation overlying the Garogawa Rocks with an unconformable relation is distributed only along the same syncline. The formation consists of sandstone and conglomerate.

Quaternary

In the western margin of the mapped area, a minor amount of andesitic "flat lava" of early Pleistocene is exposed.

The 1st and 2nd Terrace deposits found along the coast. The former occupies 80 to 120m above sea level and the latter 25 to 60m. Moreover, gravel, sand, or clay are found along recent rivers and shores, while, sand dune deposits at the mouths of the rivers of Nakanokawa and Wakkanai.

Economic Geology

In the mapped area, the ore deposits of copper, lead and zinc with minor amount of gold and silver were previously worked. They were the Suttsu Mine and the Seiso Mine, but both mines were already abolished.

Gunai Hot Spring along the Tomari river is known as simple spring; the temperature is 46.9°C and the amount of discharge is estimated to be 375 ℓ /min.

5万分の1地質図幅説明書

(寿 都)

昭和56年10月15日(1981)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 興国印刷株式会社

札幌市中央区大通西8丁目

TEL (011) 241-4323

EXPLANATORY TEXT
of the
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

SUTTSU

(SAPPORO-36)

BY

Mamoru SUZUKI, Hiromitsu YAMAGISHI
Kohji TAKAHASHI and Yukio SHOYA

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO
SUMITOSHI SAKOH, DIRECTOR
Kita 18 Nishi 12 Kitaku, Sapporo, 060, JAPAN