

5万分の1地質図幅
説明書

大 平 山

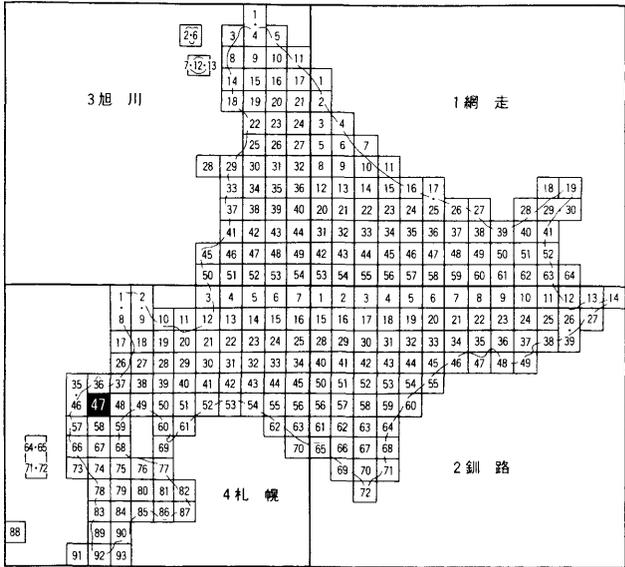
(札幌一第47号)

北海道立地下資源調査所

平成5年3月(1993)

正誤表

	誤	正
5p.	模式柱状図	⇒ 総括層序表
35p. 7行目	S E	⇒ N E
71p. 21行目	Tabel 1	⇒ Table 1
74p. 6行目	formation	⇒ Formation



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。

平成5年3月

北 海 道

5万分の1地質図幅

説 明 書

大 平 山

(札幌一第47号)

北海道技術吏員 黒沢邦彦

同 田近 淳

同 八幡正弘

同 山岸宏光

北海道立地下資源調査所

平成5年3月(1993)

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 上部ジュラ系～下部白亜系（一部上部三畳系）	8
IV. 1 泊川層群	9
IV. 1. 1 金山川層	11
IV. 1. 2 ガロ沢川層	13
IV. 1. 3 産出化石と対比	21
IV. 1. 4 地質構造	23
V 花崗岩類および時代未詳貫入岩	24
V. 1 花崗岩類	24
V. 1. 1 黒雲母角閃石花崗閃緑岩	26
V. 1. 2 黒雲母花崗岩および花崗閃緑岩	27
V. 2 時代未詳貫入岩	28
VI 新第三系	28
VI. 1 マス川層	28
VI. 2 訓縫層	31
VI. 3 大平川層	34
VI. 4 メップ沢層	35
VI. 5 八雲層	37
VI. 6 上ハカイマップ川層	39
VI. 7 黒松内層	40
VII 真駒内川花崗岩類	42
VIII 貫入岩類	44
VIII. 1 粗粒玄武岩	44
VIII. 2 安山岩II	44
VIII. 3 安山岩I	45

VIII. 4	石英斑岩	45
VIII. 5	石英安山岩	45
VIII. 6	流紋岩	46
IX	新第三系最上部～第四系	46
IX. 1	カスベ岳溶岩	46
IX. 2	狩場山溶岩	47
IX. 3	段丘堆積物	47
IX. 4	沖積層	48
X	応用地質	48
X. 1	金・銀	48
X. 2	銅・鉛・亜鉛・硫化鉄	49
X. 3	マンガン	56
X. 4	石灰石	58
X. 5	石炭	61
X. 6	温泉	61
X. 7	地すべり	62
	文献	67
	Abstract	71
	図版	79

北海道立地下資源調査所

技術吏員 黒 沢 邦 彦
同 田 近 淳
同 八 幡 正 弘
同 山 岸 宏 光

はしがき

「大平山」図幅および同説明書は北海道開発庁の委託によって行われたものであり、野外調査は昭和 54 年から昭和 57 年にかけて実施された。野外調査にあたっては、中・古生界分布域を主として田近が、新生界分布域を主として黒沢・山岸および八幡が担当した。報告書のとりまとめにあたっては、中・古生界を田近が、地すべりを山岸が、その他については主に黒沢が行った。

東隣の長万部地域の地質について地質調査所の久保和也氏から御教示を受けた。また、北海道大学の棚井敏雅名誉教授には植物化石の鑑定を、岩田圭示博士にはコノドント・放散虫化石の写真を提供していただいた。さらに、フィッシャーン・トラック年代の測定は北海道教育大学函館分校の雁沢好博博士に、分析は新潟大学の宮下純夫博士にお願いした。北海道大学の川村信人博士および東北大学の土谷信高博士には野外調査にご協力いただいた。

また、当所の庄谷幸夫専門研究員には調査の一部を担当していただいた。本報告に用いた岩石薄片の作製は当所の戸間替修一氏によって行われた。

上記の方々に深く感謝する次第である。

I 位置および交通

「大平山」図幅地域は北海道の南西部渡島半島の基部にあたり、北緯 42°30′～42°40′、東経 140°00′～140°15′の範囲に位置している。本地域は行政区画上、後志支庁島牧村・黒松内町、渡島支庁長万部町、檜山支庁今金町・北桧山町に

属する。この地域はほとんど山地によって占められているため、村落は全くなく、二・三の温泉地に旅館が各々1軒づつあるにすぎない。

図幅内の主な交通路は、主要河川ぞいに開設された林道があるだけである。また、現在ほぼ図幅の中央部を縦断するように、泊川から利別川に至る道道を開設中である。

II 地 形

大平山図幅の地域は主として山地からなるが、北西部の千走川に低地、南東部のピリカベツ川に河岸段丘が小規模に見られるにすぎない。さらに賀老原野は標高400m前後の台地となっている。また、北西部を中心に地すべり地形が認められ、スナフジ沼をはじめとする沼が形成されていることもある。

本地域の切峰面図を第1図に示す。

本図幅内最高峰の大平山(海拔1190.6m)をはじめ、メップ岳(海拔1147.2m)・カニカン岳(海拔980.7m)および長万部岳(海拔972.4m)などの900~1100mの山々が中央から南部に連なり、山地を形成している。また、開折が著しく、非常に急峻な山岳地形となっている所もある。この山地地域は先第三紀堆積岩類や花崗岩類および新第三紀の火山岩類などから構成されている。

河岸段丘はピリカベツ川流域に分布し、180m前後の面を形成している。

賀老原野は狩場山の溶岩によって形成された台地状の地形となっており、南から北に向かって傾斜している。

地すべり地形は新第三系の分布域に多く、賀老原野の北方やスナフジ沼の周辺を中心にほぼ全域に認められる。

低地は千走川の下流域などに形成され、現河川堆積物によって構成されている。

本図幅内の水系は中央部の山地が支庁界となり、それぞれ分水嶺により4分される。北側には千走川・泊川・大平川および折川などの河川が北流し、それぞれ北隣の「寿都」図幅内で日本海に注いでいる。また、南側では利別川の源流があり、ピリカベツ川・チュウシベツ川・下ハカイマップ川・種川・目名川および真駒内川などが南流し、南隣「今金」図幅内で利別川に合流し日本海に

のカスベ岳溶岩・狩場山溶岩・段丘堆積物および沖積層が分布している。

本地域の地質層序は第1表に示す通りであり、周辺との対比表を第2表に示してある。また、それらの分布および地質構造の概要を第2図に示す。

泊川層群は本図幅の主に中央部および南部に分布し、金山川層およびガロ沢川層に大別される。また、主に南部地域では花崗岩類の貫入によって熱変成を受け、ホルンフェルスや結晶質石灰岩などに変わっている。

花崗岩類は本図幅地域では主に南部に広く分布し、さらに南隣「今金」図幅に連続し、今金岩体と総称されている（佐藤・白幡、1965）。主な岩相は黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩・黒雲母角閃石花崗閃緑岩などで、一部ペグマタイトや半花崗岩が認められる。

新第三系は下位よりマス川層・訓縫層・大平川層・メップ沢層・八雲層・上ハカイマップ川層および黒松内層よりなっている。

マス川層は本図幅地域に標識的に発達する地層で、新第三系の最下位を占めて、本図幅の中央～西部に分布する。本層は下位の先第三紀堆積岩類および花崗岩類を不整合に覆い、主に凝灰角礫岩・溶結凝灰岩・安山岩溶岩および凝灰質砂岩などからなる。本層の上部には植物化石を産し、岩相上は松前地域に分布する福山層に類似するが、フィッション・トラック年代からは吉岡期に対比されるものと考えられる。

訓縫層は本図幅南東部から南東隣「国縫」図幅に標識的に発達する地層である。本層は基底部に礫岩層を持ち、主に下位の花崗岩類を不整合に覆い、一部マス川層も不整合に覆っているのが確認される。本層は一般に砂岩および泥岩を主とし、下部では砂岩、中部では暗灰色泥岩、上部では緑色凝灰岩からなり、最上部には所により玄武岩質凝灰角礫岩が認められる。

大平川層は北隣「寿都」図幅に標識的に発達する地層で、その南方延長が本図幅の北東部に分布している。基底部に礫岩層を持ち、下位の先第三紀の堆積岩類を不整合に覆っている。上部は緑色凝灰岩を主体としている。

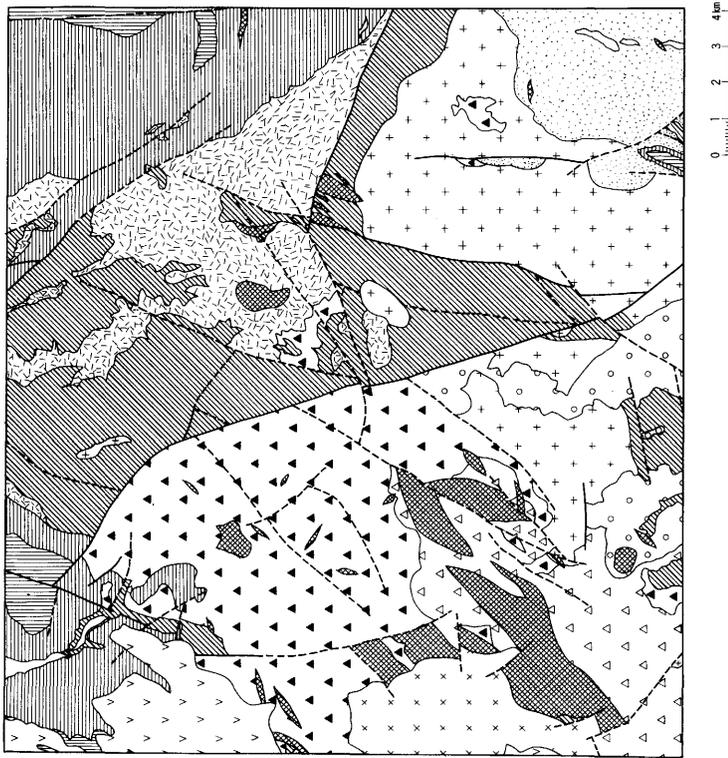
メップ沢層は本図幅地域に標識的に発達する地層で、図幅の西部に分布している。本層は主にマス川層を不整合に覆い、その基底部には礫岩が発達し、その上位では泥岩が認められる。また、淡緑色凝灰角礫岩を主体とし、その中に安山岩溶岩及び玄武岩質枕状溶岩も確認される。本層は概ね八雲層に対比される。

第1表 模式柱状図

時代	層序	層厚(m)	岩相	備考			
第四紀	完新世	沖積層	礫・砂・泥				
	更新世	段丘堆積物	礫・砂・泥				
		狩場山溶岩		複輝石角閃石石英安山岩溶岩	狩場山火山の活動		
第三紀	鮮新世	カスベ岳溶岩	複輝石安山岩溶岩				
	鮮新世	黒松内層	上部層	100 ~ 250+	100+	複輝石安山岩溶岩 安山岩質ハイアロクラスタイト シルト岩 凝灰岩 凝灰質砂岩	泥岩 安山岩質ハイアロクラスタイト 礫岩
			下部層				
	中新世	八雲層	1000	硬質頁岩(一部凝灰岩をはさむ) 玄武岩質ハイアロクラスタイト	玄武岩質枕状溶岩・安山岩溶岩・凝灰角礫岩・泥岩・礫岩	真駒内川花崗岩類の活動 <i>Makiyama chitani</i> 海域の拡大	
		訓部層	上部層	400 ~ 1200	玄武岩質凝灰角礫岩 凝灰岩	凝灰岩 凝灰角礫岩 凝灰質砂岩 礫岩・砂岩	
			下部層	500 ~ 1200+	泥岩(砂岩を伴う) アルコース質砂岩・礫岩		
		縫子層					
		中部層					
		下部層					
	マスカ川層	1500+	凝灰岩・凝灰質砂岩・変質安山岩溶岩・凝灰角礫岩・溶結凝灰岩・含黒雲母流紋岩質凝灰岩		貝化石 植物化石		
白亜紀	花崗岩類		黒雲母花崗岩~花崗閃緑岩 黒雲母角閃石花崗閃緑岩	花崗岩類の進入(熱変成作用)			
白垩紀	泊川層	400 ~ 1400+	ハイアロクラスタイト・玄武岩溶岩 含チャート石灰岩凝灰岩	放散虫化石			
	金山川層群	1100+	砂岩・頁岩 (チャート・礫岩をはさむ)	コノドント化石 放散虫化石			

第2表 本図幅と周辺地域との対比

時代	黒松内一國縫地域 長尾・佐々(1933 a, b)	長万部図幅 久保ほか(1983)	今金町の地質 岡・三谷(1981)	原歌および狩場山図幅 山岸・黒沢(1987)	寿都図幅 鈴木ほか(1981)	大平山図幅 黒沢ほか(1993)				
更新世 鮮新世 新世 中世 新世	上目名層									
	瀬棚統	モヨキリ砂礫層	瀬棚層	砂岩層	カスベ岳溶岩	安山岩溶岩	カスベ岳溶岩			
		ソイベツ砂層			歌島層					
		中ノ川砂泥互層 貝殻潤砂礫層			火砕岩部層	栄浜層	ガロ川噴出物層			
	ガロ川噴出物層	ガロ川火山岩類	黒松内層		オコツナイ層					
	黒松内統	歌才砂岩泥岩互層	黒松内層	静狩火山地山岩類	砂岩シルト岩部層	小田西川層	黒松内層	上部層 下層		
		朱太砂質泥岩層							シルト岩部層	永豊層
		ガロ川凝灰質砂岩層							凝灰角礫岩部層 変質安山岩部層	
	八雲統	トワルベツ厚板状頁岩層	八雲層	八雲層	硬質頁岩層	真駒内川火砕岩層	折川層	八雲層		
		ユーラップ薄板状頁岩層								
ニセイベツ角礫凝灰岩層		訓縫層							玄武岩質火砕岩部層 凝灰岩部層	イワナ沢層
訓縫統	美利河凝灰岩層	上部砂岩部層	訓縫層	上部砂岩部層	須築川層 マス川層	縫層	中部層 下部層			
	茶屋川綠色凝灰岩層	泥岩部層	泥岩部層	下部砂岩部層						
	上訓縫綠色凝灰岩層	下部砂岩部層	下部砂岩部層					火砕岩部層		
		礫岩部層	礫岩部層	礫岩部層						
			福山層							
先第三紀	古生層および深成岩	白亜紀花崗岩類 先白亜紀堆積岩類	花崗閃緑岩 先第三紀層	泊川層群	先第三紀層	白亜紀花崗岩類 泊川層群				



- | | |
|--|------------|
| | 第四系 |
| | カスベ岳 岩層 |
| | および狩場山 岩層 |
| | 黒松内 層 |
| | 下ハカイマツブ川 層 |
| | 八雲 層 |
| | メッブ沢 層 |
| | 大平川 層 |
| | 訓縫 層 |
| | マス川 層 |
| | 花崗岩 類 |
| | 泊川 層 |
| | 真駒内川花崗岩 類 |
| | 貫入 岩 類 |
| | 断 層 |

第2図 地質概略図

八雲層は本図幅地域の南方「遊楽部岳」図幅の遊楽部川沿いを模式地とし、西南北海道では広く分布している地層で、いわゆる“硬質頁岩”で特徴づけられる海成層である。本層は主として硬質頁岩および泥岩からなり、凝灰岩および砂質凝灰岩をはさんでいる。本層中には*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA)を普遍的に産する。また、一部玄武岩質ハイアロクラスタイトを伴っていることもある。本層は下位の訓縫層および大平川層をほぼ整合的に覆っている。

上ハカイマップ川層は本図幅地域に標識的に発達する地層で、図幅南側に局所的に分布しており、その分布は南隣「今金」図幅に延長している。本層は基底部に礫岩を伴い、下位層を不整合に覆っている。上部層は安山岩質ハイアロクラスタイトからなり、一部泥岩をはさんでいる。本層は黒松内層に対比されるものと推定されるが、分布が局所的であるため、詳細は不明である。

黒松内層は本図幅地域の北東、黒松内町市街地付近に模式的に発達する地層で、その延長が本図幅内の北東部などで局部的に確認される。本層はシルト岩および凝灰岩のほか、黒松内岳周辺などに安山岩質ハイアロクラスタイト・安山岩溶岩が認められる。下位の八雲層とは整合関係である。

新第三系最上部～第四系はカスベ岳溶岩や狩場山溶岩などの陸成溶岩類と主要河川に小規模に発達する段丘堆積物および沖積層からなっている。

IV 上部ジュラ系および下部白亜系（一部上部三畳系）

本図幅地域の上部ジュラ系および下部白亜系（一部上部三畳系）は、泊川層群である。本地域は、北海道の中生界地体構造区分では渡島帯(OKADA, 1983)に属し、東北日本の北部北上帯の北方延長部とみなされる。本図幅地域の上部ジュラ系および下部白亜系は、白亜紀花崗岩類とともに新第三系の基盤を構成している。

本図幅地域に先第三系（「古生層」）が分布することは、鉱床調査などにより古くから知られており、明治24年の「北海道鉱床調査報文」（西山, 1891）にもその分布が示されている。その後、岩相構成や分布については、10万分の1地質図幅（矢島・陸川, 1939）や各種資源調査（松村, 1957；成田・五十嵐, 1969；通商産業省, 1979 など）により、その概要が明らかにされた。また、こ

これらの地層の時代は、長万部地域で発見された石灰岩中のサンゴ(?)化石から中部古生代(橋本・島田, 1960), および島牧地域で発見された六射サンゴや石灰藻化石から中生代(橋本・猪郷, 1962; HASHIMOTO and IGO, 1962)と考えられていた。田近ほか(1984)は、島牧地域のチャートや珪質頁岩からジュラ紀～白亜紀前期型の放散虫化石, および三疊紀後期のコノドントや放散虫化石を報告し、岩相構成とその産状から泊川層群の堆積場を議論した。川村ほか(1986)は、本図幅地域を含む渡島半島の中古生層についての研究を総括し、造構場について考察している。それらによれば、泊川層群は、ジュラ紀末期(～白亜紀初期)におけるユーラシア縁辺部におけるプレート収束域(海溝～前弧)で形成された地質体である。

IV. 1 泊川層群

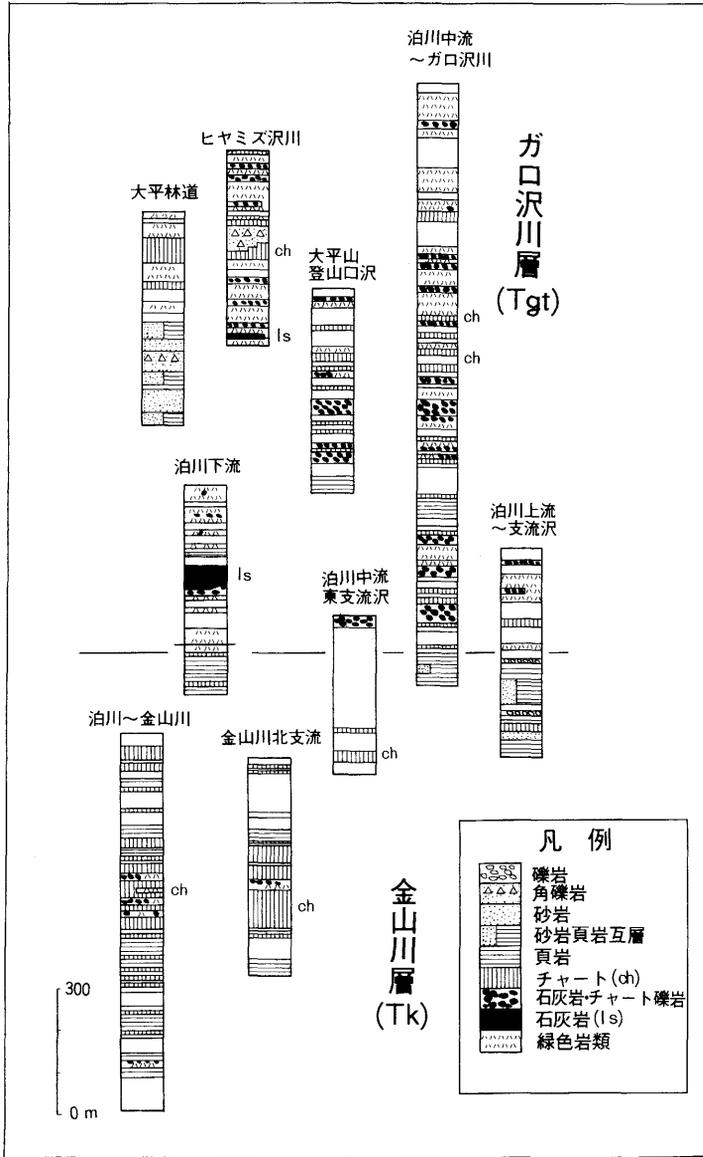
命名 田近ほか(1984)。

模式地 島牧村泊川中流部の峡谷。

分布 大平山周辺の島牧村泊川, 大平川, 千走川, およびその南方延長部の今金町カニカン岳周辺。また、この図幅では、長万部町長万部岳から二股温泉にかけての地域(長万部岳地域)や今金町種川上流地域に分布する先第三系についても岩相が類似することから本層群に含めた。

本層群は、おもに頁岩の卓越する砂岩頁岩互層と暗灰色チャートからなる金山川層と、緑色岩類・石灰岩・チャートを主とするガロ沢川層の2つの岩相ユニットに区分される。なお、田近ほか(1984)は、両層について層序区分として定義しているが、本図幅では岩相区分のための単位として使用している。

本層群を構成する各岩相は、花崗岩類の周辺では貫入による接触変成作用をこうむっていることが多く、特に、利別川や種川の上流地域では著しい。泥質岩中には、一般にフレーク状黒雲母が形成され、径6 mmに達する紅柱石やコーディエライト(ピナイト化している)の斑状変晶が形成されていることもある。また、チャートは、再結晶して石英(最大径5 mm)を主とする等粒状組織を示すホルンフェルスとなっている。



第3図 島牧地域における泊川層群の柱状図

IV. 1. 1 金山川層 (Tk, ch, ls)

命名 田近ほか(1984).

模式地 金山川から泊川林道金山川橋下流に至る地域.

分布 金山川周辺および泊川上流, 千走川流域.

本層は, 頁岩・砂岩頁岩互層および層状チャートを主とし, 石灰岩礫を含む玄武岩質凝灰岩, 粗粒~中粒砂岩, 礫岩を伴う.

模式地では(第3図), 本層は頁岩および頁岩優勢砂岩互層を主体とし, 見かけの中位には, 厚い層状チャートが発達する(第4図). 頁岩砂岩互層には, 厚さ10~30 cm以下の暗灰色ないし暗緑色チャートをひんばんに挟む. また, 厚さ10数mの淡緑色層状チャート層や, 石灰岩礫を含む玄武岩質凝灰岩の薄層を挟むことがある. 比較的砂岩の厚い部分では級化層理がみられることがある. 層状チャート層は, 暗灰色ないし暗緑色(まれに赤色)を呈する厚さ10 cm前後のチャート単層よりなり, 小褶曲がしばしば発達する. 金山川では, これらに厚さ10数m以下の含石灰岩礫玄武岩質凝灰岩や石灰岩を挟む.

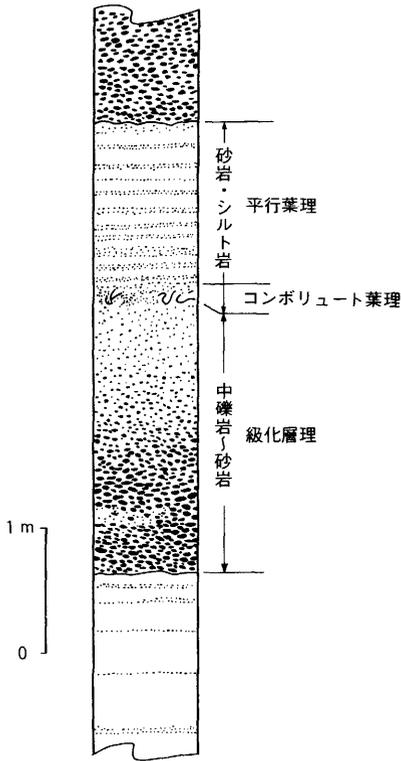
河鹿温泉上流の泊川沿いや, 泊川支流の小金井沢・ヒヤミズ沢上流に分布する金山川層は, 砂岩頁岩互層が主体であり, 礫岩, 砂岩および厚さ数10 mの暗緑色層状チャートを挟む. 千走川流域に分布する金山川層は, 頁岩優勢砂岩互層・層状チャート・塊状砂岩・礫岩などからなり, スランプ褶曲および含礫頁岩など, 乱堆積構造が発達する.

種川地域の金山川層は, 頁岩がちの砂岩頁岩互層およびチャートからなる. 長万部岳地域では, 同じく頁岩がちの互層からなり, 砂岩, 礫岩および石灰岩レンズを伴う. この両地域では, 花崗岩類の貫入のためホルンフェルス化して



第4図

金山川層の頁岩砂岩互層, およびチャートの露頭
(泊川峡谷の林道)



第5図

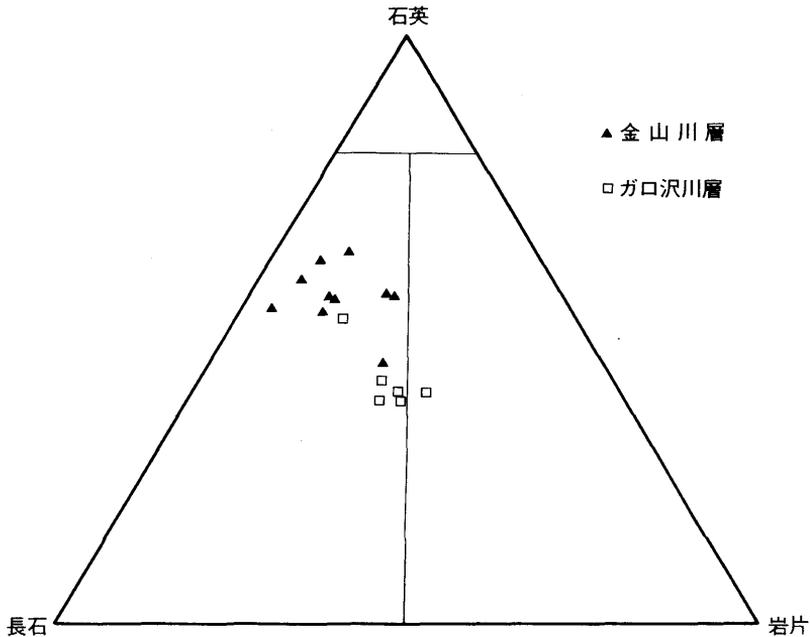
砂岩（礫岩）・頁岩互層にみられる堆積構造

泊川峡谷上流部の金山川層

いることが多い。

金山川層の互層部を構成する砂岩・礫岩および頁岩の単位層には、級化層理・平行葉理・コンポリュート葉理などの内部堆積構造が良く発達し、タービダイトとしての特徴を備えている（第5図）。礫岩中の礫はほとんどが細礫ないし中礫サイズのチャート・珪質頁岩・頁岩であり、礫形は垂円礫・円礫である。砂岩は長石質アレナイトに分類されるもの（第6図）で、カリ長石（とくに微斜長石・パーサイト）に富んでいる。岩片としては、チャート・珪質頁岩が多く、他に、粘板岩・花崗岩・酸性火山岩が含まれている。

金山川層の層状チャートは暗灰色～灰色を呈し、コノドントおよび放散虫の化石が見いだされている。暗緑色チャートの一部には、酸性凝灰岩起源と考え



第6図 泊川層群砂岩の石英 (Q)－長石 (F)－岩片 (R) ダイアグラム
田近ほか (1984) による

られるものがある。

層厚 模式地付近では全層が逆転しており，下限は不明であるが，見かけ上の層厚は1100 m以上である。

IV. 1. 2 ガロ沢川層 (Tgt, Tgs, ls, ch)

命名 田近ほか (1984)。

模式地 泊川支流のガロ沢川から泊川林道ガロ沢川橋周辺に至る地域。

分布 本層はガロ沢川からヒヤミズ沢川上流にかけて広く分布し，また島牧村の泊川下流カモイ川付近，大平川上流，千走川や今金町のカニカン岳周辺，チュウシベツ川上流，下ハカイマップ川から種川上流にかけても小規模に分布

している。長万部町二股温泉から東隣の「長万部」図幅地域の美利河温泉にかけて分布する先第三系もこれに含まれる。

本層は、緑色岩類、チャート、石灰岩、砂岩、頁岩、およびそれらを礫として含む様々なタイプの礫岩などの多様な岩相よりなり、模式地では石灰岩・チャート・頁岩を主とする部分（A部層：田近ほか，1984，の下部層）と緑色岩類・チャートを主とする部分（B部層：田近ほか，1984，の上部層）とに区別される。しかし、他の地域では区別は困難である。

模式地のガロ沢川層のうち、A部層は河鹿温泉下流からガロ沢川分岐付近まで分布し、石灰岩、赤色ないし暗緑色層状チャート、および石灰岩・チャート礫を含む玄武岩質凝灰岩を主体とし、黒色頁岩・チャート互層を伴う。石灰岩の大部分は後述する石灰岩礫岩である。B部層は、ガロ沢川中下流部に分布し、ハイアロクラスタイトや玄武岩質枕状溶岩などの緑色岩類、赤色および緑色層状チャートを主とし、石灰岩と少量の頁岩、砂岩を伴う。大平川支流のヒヤミズ沢川にはこの地層の北方延長部が分布する。なお、地質図には狭い範囲しか表現していないが、佐藤（1987）によれば、大平山南峰から南西に延びる尾根部には石灰岩が広く分布するとしている。

泊川下流に分布するガロ沢川層は、主に石灰岩、石灰岩礫やチャート礫を含む玄武岩質凝灰岩やハイアロクラスタイトよりなり、少量のチャート・頁岩・砂岩を挟在する（第3図）。この地域のガロ沢川層にはマンガン鉱床が確認されている。大平川上流に孤立して分布する本層は、模式地の北方延長部に位置し、塊状溶岩やハイアロクラスタイトなどの緑色岩類およびチャート層と、砂岩頁岩互層よりなる。また、緑色岩層は石灰岩を礫として含む。砂岩頁岩互層は、厚さ10数cmの中粒砂岩と頁岩よりなる頁岩優勢砂岩互層から、砂岩単層の厚さが増し頁岩の厚さが減少するという上方粗粒化・厚層化ユニットをしめす。

今金町から長万部町にかけて分布するガロ沢川層は、一般にホルンフェルス化が著しく岩相の詳細は不明であるが、種川流域のものは、含石灰岩礫玄武岩質細粒火山砕屑岩を主としている。チュウシベツ川流域では石灰岩が比較的多い。利別川上流やカニカン岳下のベタヌ川ではチャートや緑色岩類が多く、二股-美利河温泉地域には、石灰岩や石灰岩礫を含む緑色岩類が多い。

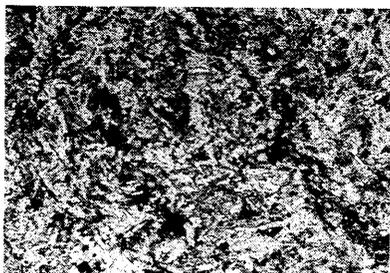
〈緑色岩類〉

玄武岩質の枕状・塊状 (massive) 溶岩，ハイアロクラスタイト，凝灰岩よりなる。量的にはハイアロクラスタイト・凝灰岩が圧倒的に多い。溶岩は，大平川上流およびガロ沢川にみられる。大平川上流のものは塊状(massive)を呈し，ハイアロクラスタイトとの関係は不明である。ガロ沢川や，ベタヌ川，利別川上流では転石として，Close-packした枕状溶岩が見られる(第7図)。枕状溶岩には，枕と枕を埋める物質として，灰白色石灰岩を伴う。放射状節理は不明瞭であるが，枕の横断面方向では柱状節理に富む。発泡度は非常に良く，内核部に最大12 mm，平均4~6 mm程度の気泡が発達している。これらは鏡下では，ピロキシニティックないしインターサータル組織を呈する玄武岩質岩で，斑晶・石基の輝石は，ほぼ完全に緑泥石や不透明鉱物に置換され，その仮像を残すのみである(第8図)。また，石基の斜長石はアルバイトや方解石に置換されており，ほとんど初生的な組成を残していない。花崗閃緑岩の周辺では，フレーク状のアクチノ閃石，緑レン石，黒雲母が形成されている。第3表に，玄武岩



第7図

ガロ沢川層の枕状溶岩
(ガロ沢川中流の転石)



第8図

玄武岩の顕微鏡写真(下方ニコル)
横1.2 mm
(大平川中流)

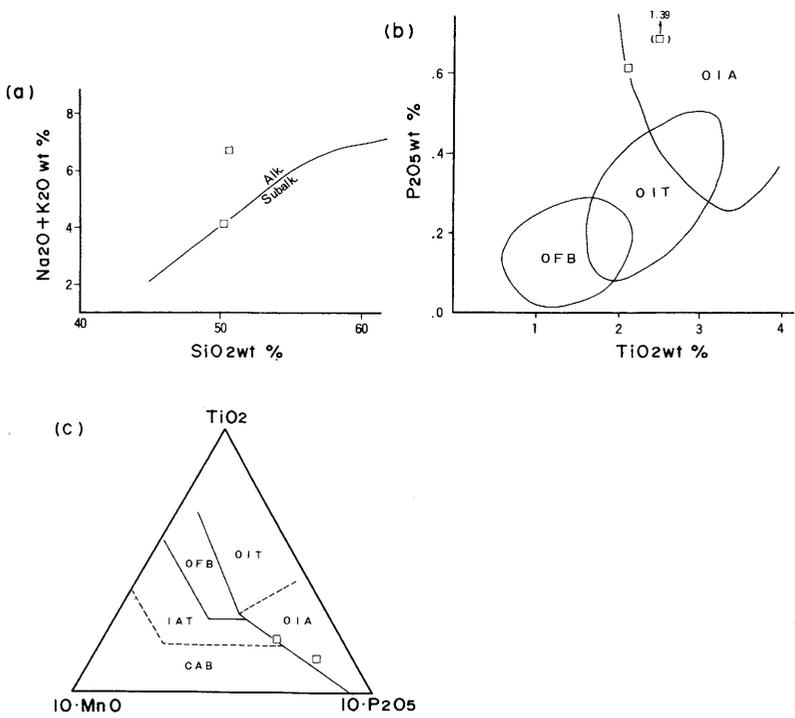
第3表 泊川層群玄武岩の全岩化学組成

	91903	92001
SiO ₂	48.75	49.56
TiO ₂	2.42	2.10
Al ₂ O ₃	15.24	19.69
Fe ₂ O ₃	2.94	4.80
FeO	9.72	6.64
MnO	0.23	0.23
MgO	3.40	4.48
CaO	5.77	6.42
Na ₂ O	3.84	2.63
K ₂ O	2.59	1.39
P ₂ O ₅	1.34	0.60
Ig. Loss	3.85	
H ₂ O(+)		1.41
H ₂ O(-)		0.19
Total	100.09	100.14
(Fe ₂ O ₃ +FeO)/MgO	3.72	2.55
Na ₂ O+K ₂ O	6.43	3.97

91903：泊川下流（分析：宮下純夫）

92001：大平林道（分析：野外科学館）

の全岩化学組成をしめす。Na₂O+K₂O, TiO₂およびP₂O₅に比較的富み、海洋プレート内に出現するアルカリ玄武岩の組成によく似ている(第9図)。ハイアロクラスタイトと呼んだものは、径数mmから数10cmに及ぶ淘汰不良の枕状溶岩の破片(垂角礫ないし角礫)からなるピローフラグメントプレッチャで、基質は玄武岩質の細粒碎屑物である。これには様々な量比で垂角礫ないし不定形の石灰岩礫を含む(第10図)。ハイアロクラスタイトの多くは塊状(massive)であるが、やや細粒のものには正級化層理や正-逆級化層理が観察される。また、石灰岩礫の多い部分と少ない部分が成層する。以上のような産状から、泊川層群のハイアロクラスタイト(ピローフラグメントプレッチャ)の多くは、枕状溶岩や石灰岩からなる海山の山体が崩壊し、土石流や混濁流として二次的に移動・堆積したものと考えられる。凝灰岩と呼ぶものは細粒の玄武岩質火山碎屑岩であり、シルトないし砂サイズの玄武岩片からなる。これにも石灰岩礫を含むことが多い。一般に淡緑色を呈し、鏡下では、変質した火山ガラス片・スコリア状の玄武岩片が認められる。



第9図 泊川層群玄武岩の化学組成 (川村ほか, 1986)

(a) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 図. アルカリ岩-非アルカリ岩境界は MIYASHIRO (1978) による. (b) $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ 図. 組成領域は RHODES(1973)による. OFB; ocean floor basalt, OIA; ocean island alkaline basalt. (c) $\text{Ti} - \text{P} - \text{Mn}$ 図. 判別区分は, MULLEN (1983)による. IAT; island arc tholeiite CAB: calc alkaline basalt. 他は(b)に同じ.



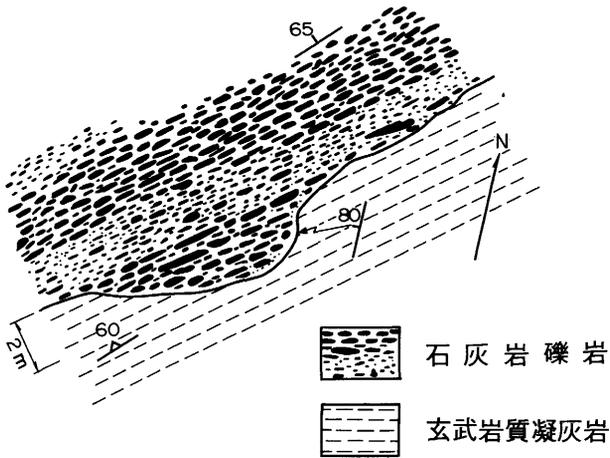
第10図
ハイアロクラスタイト (ピロープレッチャ)
ヒヤミズ沢川の転石

〈石灰岩〉

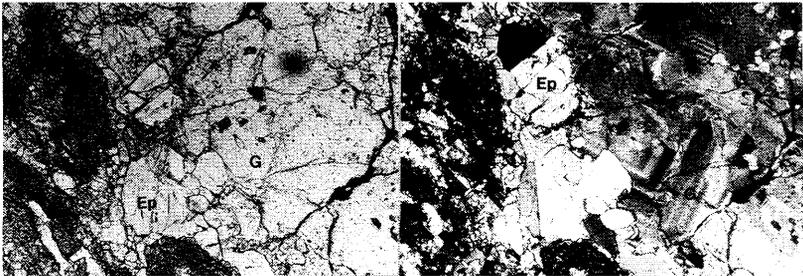
石灰岩礫岩，成層したミクライト質石灰岩，および塊状(massive)ミクライト質石灰岩よりなる。再結晶して白色の結晶質石灰岩となっているため，原岩の組織が不明瞭な場合も多いが，量的には石灰岩礫岩が圧倒的に多い。石灰岩礫岩は，最大径数 10 cm の様々な径をもつ淘汰不良の石灰岩亜円礫ないし亜角礫よりなり(大部分は変形作用によりつぶれ，レンズ～バンド状に見える)，基質の特徴から大きく 2 タイプに分けられる。第 1 のタイプは細粒石灰質碎屑物を基質とするもので，しばしば礫と礫の間にスタイロライト組織が発達する(第 11 図)。このような石灰岩礫岩は，礫支持組織を示し，弱い成層構造が発達したり，チャンネル構造を示したりすることが多い(第 12 図)。第 2 のタイプは，玄武岩質凝灰岩を基質とするもので，多くは基質支持である。礫が著しく淘汰不良であることなどから，これらは先に述べたハイアロクラスタイトと同様に土石流などによって堆積したものと考えられる。石灰岩礫岩を構成する礫は，石灰藻，六射サンゴなどの生碎物(bioclast)を含むミクライト・バイオミクライト・バイオミクルーダイトが多い。また，異質礫として，灰白色チャートの亜角礫や玄武岩の角礫を含む。塊状(massive)石灰岩は，泊川下流のカモイ沢付近などで見られる。30 m 前後の厚さをもつが，連続性は乏しいため，ハイアロクラスタイト中に含まれる巨大な礫の可能性が強い。成層したミクライト質石灰岩は，大平川で認められ，淡赤色および白色の石灰岩が 5～15 cm の厚さでリズムカルに成層するが，側方連続性はない。以上のように本地域の石灰岩は礫岩ないし礫(巨大な岩塊)として，これもまた二次的に再堆積したと考えられる緑色岩類や堆積岩類の中に挟まれている。



第 11 図
石灰岩礫岩
礫がつぶれている。c:チャート。
(ヒヤミズ沢川)



第12図 石灰岩礫岩の基底のチャンネル構造
(ヒヤミズ沢川)



第13図 ザクロ石・緑レン石スカルの顕微鏡写真
(左；下方，右；直交ニコル)横1.2mm G：ザクロ石，Ep：
緑レン石（金山川合流付近）

花崗岩類の周辺では石灰質岩は熱変成を受け、数cmのザクロ石ができてい
ることもある。一方、泥質岩と石灰質岩の境界ではザクロ石や緑レン石が形成さ
れており、鏡下ではザクロ石にはしばしば異方性や累帯構造が認められる。緑
レン石は光学的性質からピスタサイトである（第13図）。

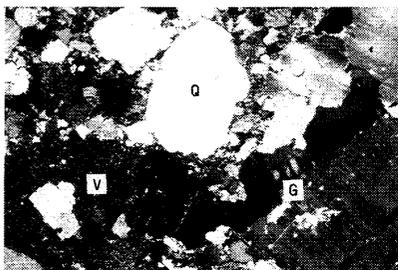
〈チャート〉

赤色ないし暗緑色を呈する層状チャートを主とし、角礫状のチャートも認められる。赤色チャートがしばしば角礫として砂岩に含まれ、一部は砂岩基質の角礫岩となっている。ヒヤミズ沢川では層状チャートが破壊し次第に角礫岩になっていくようすが観察される。このような産状から、赤色チャートの一部も陸源砕屑岩中の異質岩塊であるとみられる。また、上述の石灰岩礫岩と同様の産状を示すチャート礫主体の礫岩も認められる。このチャート礫岩の礫は、灰色チャートからなり、赤色チャートは含まれていない。

〈砂 岩〉

一般に淡紅色ないし灰白色を呈する粗粒から中粒の砂岩で、ときには径数 10 cm におよぶ赤色チャート・頁岩の角礫を含む。鏡下では石英・長石類に富むアルコース質砂岩で、金山川層のそれに比して粗粒で、岩片量の多い長石質ないし石質アレナイトである（第 6 図，第 14 図）。石英は波動消光を示すものが多く、他に多結晶や融食形を示すものがある。長石類はパーサイト・微斜長石に富む。岩片は花崗岩・酸性火山岩・同凝灰岩・粘板岩・ホルンフェルス・放散虫チャート・珪質頁岩・塩基性火山岩などからなり、他に、有色鉱物として、黒雲母・緑レン石・普通角閃石などを含む。円磨度は良くない。

層厚 本層は金山川層の構造的な上位に発達することが多く、模式地では、1400 m 以上、泊川下流地域では 400 m 以上である。



第 14 図

ガロ沢川層砂岩の顕微鏡写真

（直交ニコル）横 4 mm

Q：石英，V：酸性火山岩片，G：花崗岩片

IV. 1. 3 産出化石と対比

橋本・猪郷(1962)は泊川流域の石灰岩より、第4表に示した大型化石の産出を報告し、それまで古生代と考えられていた泊川層群の時代を、中生代(ジュラ紀以降)としている。また、二股温泉地域からは中期石炭紀の四方サンゴ *Diphyphyllum* に似た化石が報告されている(橋本・島田, 1960)。その後、中野ほか(1979 MS) や湊(1978)により、泊川下流のガロ沢川層塊状(massive)

第4表 泊川層群石灰岩産大型化石リスト

<i>Hikorokodium</i> sp.
<i>Milleporella</i> sp.
<i>Montlivaltia</i> ? sp.
<i>Thecosmilia</i> sp.
<i>Thamnasteria</i> ? sp.

(橋本・猪郷, 1962)

第5表 泊川層群から報告されているコノドント化石

SPECIES	LOCALITY				★
	16	17	20	21	
<i>Cypridodella</i> sp.	○	○		○	
<i>Chirodella</i> sp.				○	
<i>Prioniodella</i> sp.	○			○	○
<i>Gradiogondolella</i> sp.		○	○	○	
<i>Hindeodella</i> spp.		○			○
<i>Diplododella patrae-viridis</i> (HUCKERIEDE)	○	○	○		
<i>D.</i> sp.				○	○
<i>Xaniognatus</i> sp.	○	○			
<i>Neogondolella nodosa</i> (HAYASHI)				○	
<i>N. polygnathiformis</i> (BUDROV & STEFANOV)		○	○		
<i>Epigondolella abneptis</i> (HUCKERIEDE)				○	○
<i>E. bidentata</i> MOSHER					○

(田近ほか, 1984) (★: 中野ほか, 1979)

第6表 泊川層群の放散虫化石

SPECIES	LOCALITY							
	CH17	KN1	FT2	FT3	FO2	KM1	OB19	
<i>Triassocampe</i> spp.	○							
<i>Syringocapsa</i> ? sp.	○							
<i>Archaeospongoprimum</i> cf. <i>compactum</i>	○							
<i>Tripocyclia</i> sp.	○							
<i>Eucyrtidium</i> ? sp.		○						
<i>Parvicingula</i> ? sp.		○					○	
<i>Hsuum</i> ? sp.		○						
<i>Parahsuum</i> ? sp.			○	○				
<i>Lithocampe</i> ? sp.			○	○				
<i>Sethocapsa</i> cf. <i>cetia</i>					○	○		
<i>Tricolocapsa</i> ? sp.					○	○		
<i>Mirifusus</i> sp.							○	
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.							○	
<i>Eucyrtis</i> sp.							○	
<i>Paronaella</i> sp.							○	
<i>Crucella</i> ? sp.							○	
<i>Pseudodictyomitra</i> sp.							○	
<i>Dictyomitra</i> sp.							○	
<i>Cyrthocapsa</i> sp.							○	

(田近ほか, 1984)

石灰岩から、第5表に示した三疊紀後期を示すコノドント化石が発見されている。田近ほか(1984)はいくつかの地点でコノドントおよび放散虫化石を報告した。以下、それにもとづいて述べる(第6表)。

金山川層に属する千走川流域の暗灰色層状チャート(CH-16, 17, 20, 21)からは *Neogondolella polygnathiformis*, *N. nodosa*, *Epigondolella abneptis* などのコノドント化石, *Triassocampe* spp. などの放散虫化石が得られた(第I図版)。これらのコノドント化石は三疊紀後期(Carnian)を示す。金山川の北隣の小沢の転石(赤色チャート, KN1)からは多量の海綿骨針とともに、少量の *Hsuum* ?

sp. などのジュラ紀後期を示すと考えられる放散虫化石が得られた。

泊川林道のガロ沢川層頁岩 (KM1, FO2) には、ジュラ紀後期から白亜紀初期を示すものと推定される *Sethocapsa* cf. *cetia* などが含まれる。大平川林道の赤色チャート (OB19) からは *Mirifusus* sp., *Eucyrtis* sp. などが含まれる。*Mirifusus* 属の生存期間はジュラ紀中期から白亜紀前期前半であり、このチャートにはこれまでのところ典型的なジュラ紀型放散虫化石は含まれていないので、むしろ白亜紀初期 (Berriasian~Valanginian) を示す可能性が強い。

以上のように、ガロ沢川層はジュラ紀後期から白亜紀初期にわたる地層と考えられる。三畳紀後期のコノドント化石を産する塊状 (massive) 石灰岩は産状からみて、石灰岩礫岩あるいは凝灰岩中のブロックと考えられる。一方、金山川層はジュラ紀後期型放散虫化石が転石から得られていることなどから、主にジュラ紀後期に堆積した地層と考えられる。三畳紀後期を示すコノドント化石を含む暗灰色チャートが異地性岩塊であるのか、千走川流域の金山川層全体が三畳紀後期の地層であるのかについては今後の検討が必要である。しかし、周囲の砂岩・頁岩の産状からみて、異地性岩塊である可能性が強い。

渡島半島南部の上磯層群や戸井層の一部は、岩相および挟在する石灰岩からの産出化石 (吉田・青木, 1972) に本層群との共通性が認められ、本層群と対比される可能性がある。

IV. 1.4 地質構造

泊川流域および大平川流域の泊川層群は、大局的にはNNE-SSWの走向で、45~85° NW側に傾斜した同斜褶曲状の構造をなしている。砂岩の級化構造から判定すると、ガロ沢川中流からヒヤミズ沢川中流にかけて転倒向斜軸が、一方、第三系との境をなす泊川断層付近の泊川流域には転倒背斜軸の存在が、それぞれ推定される。更に、地層の走向にほぼ平行な断層による地層のくりかえしが推定される。泊川層群は、二股地域やベタヌ川上流でNW-SEの走向を示すほかは、他の地域でもほぼ同様な構造をとっている。

泊川層群のチャートや砂岩には数mオーダーの波長の非対称な褶曲構造が認められることがある。

本層群を構成する各岩相、とくに頁岩、石灰岩礫岩、緑色岩類には層理にほ

ほ平行する剝離面を持つスレートへき開が発達しており、礫質岩の場合には礫がひきのぼされ、レンズ～バンド状の形をしていることが多い。

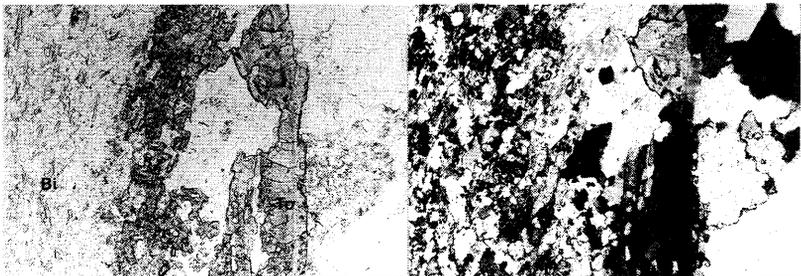
V 花崗岩類および時代未詳貫入岩

V.1 花崗岩類

本花崗岩類は先新第三紀泊川層群中に侵入する完晶質深成岩で、泊川層群とともに本図幅地域の基盤を構成し、利別川～種川地域に広範囲にわたって分布している。さらに、泊川流域の金山川付近にも小岩体として分布している。

本花崗岩類はおもに黒雲母角閃石花崗閃緑岩および黒雲母花崗岩～花崗閃緑岩からなっており、一部変質していることもある。なお、両者の関係は野外では確認できなかった。また、泊川層群中にも小規模な岩脈として貫入しており、種川流域では一部数mmの電気石を伴っていることがある(第15図)。このほか図幅には表現していないが、幅数cm～数mのアプライトおよびベグマタイト脈が認められる。さらに、利別川の上流泊川層群と断層で接する付近において、N 60°E 75°NWの走向・傾斜で幅13cmの含輝水鉛鉱石英脈も確認された。

種川流域では、黒雲母角閃石花崗閃緑岩中に比較的流理構造が発達しており、本岩体の構造は下流側ではほぼ北傾斜であり、上流側では直立していることから、この地域では南側に開いた半漏斗状の構造と推定される。しかし、利別川



第15図 電気石を伴う花崗岩類と黒雲母ホルンフェルスの顕微鏡写真
(左；下方，右；直交ニコル)。To：電気石，Bi：黒雲母。
横1.2mm。(種川下流付近)

第7表 花崗岩類の化学組成およびノルム組成

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	65.98	66.46	61.27	66.82	69.80	72.52
TiO ₂	0.28	0.31	0.50	tr.	0.20	0.12
Al ₂ O ₃	15.43	15.25	16.49	15.17	14.52	13.90
Fe ₂ O ₃	1.04	0.69	1.21	0.83	0.69	0.87
FeO	3.42	3.85	4.93	5.45	2.86	1.95
MnO	0.18	0.14	0.25	0.30	0.20	0.14
MgO	1.86	1.88	2.88	1.88	1.20	0.66
CaO	3.90	4.84	6.89	3.87	2.76	2.46
Na ₂ O	3.04	3.01	2.93	3.84	2.43	3.04
K ₂ O	4.03	3.09	1.77	1.06	3.53	3.55
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	tr.	0.05	0.07
H ₂ O(+)	0.54	0.40	0.40	0.42	0.64	0.36
H ₂ O(-)	0.19	0.20	0.40	0.28	0.90	0.34
Total	99.96	100.18	99.97	99.92	99.78	99.98
Q	20.04	22.28	16.60	24.83	32.44	33.86
C				0.67	1.80	0.75
Or	23.81	18.26	10.46	6.26	20.86	20.98
Ab	25.72	25.47	24.79	32.49	20.56	25.72
An	16.55	18.97	26.62	19.20	13.37	11.75
Di	{ Wo	0.98	1.94	3.02		
	{ En	0.45	0.83	1.44		
	{ Fs	0.52	1.11	1.54		
Hy	{ En	4.18	3.85	5.73	4.68	2.99
	{ Fs	4.78	5.14	6.15	9.88	4.72
Mt		1.51	1.00	1.75	1.20	1.00
I1		0.53	0.59	0.95		0.38
Ap		0.16	0.14	0.12		0.12
Total		99.23	99.58	99.17	99.22	98.24
					98.24	99.28

1 : 今金町種川上流 (佐藤・白幡, 1965)

2 : " " 上流付近 (")

3 : " 利別川中流付近 (")

4 : " 美利河 (地質調査所, 1959)

5 : " 茶屋川下流 (佐藤・白幡, 1965)

6 : " " 付近 (")

流域では全く不明であるため、全体の構造はわからない。また久保ほか(1983)は、黒雲母のへき開面の湾曲や波動消光等から晶出後の変形を推定している。

この岩体の花崗岩類の化学組成は、すでに地質調査所(1959)および佐藤・白幡(1965)によって報告されている。それらの分析値および新たに行ったノルム計算の結果を第7表に示した。

母岩の泊川層群の頁岩は熱変成により、黒雲母ホルンフェルスとなっており、一部紅柱石・コーディエライト・白雲母・ザクロ石なども認められる。一方、石灰岩はほとんど結晶質石灰岩となっており、泊川流域ではザクロ石・緑レン石などのスカルン鉱物が多数認められる。

この岩体は、マス川層の含黒雲母流紋岩質凝灰岩～凝灰角礫岩および訓縫層の下部層の礫岩によって不整合に覆われている。

この岩体の黒雲母角閃石花崗閃緑岩中の黒雲母を用いて、すでにK-Ar法で放射性年代の測定が行われている。その結果、124 Ma(河野・植田, 1966)と報告され、白亜紀に固結したと考えられている。

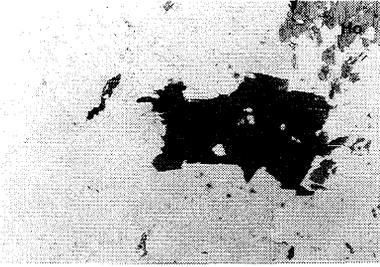
V. 1. 1 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 (Gd)

本岩は花崗岩類の主岩相をなすもので、種川を中心に利別川や泊川にも分布している。黒雲母や角閃石が一樣に点在する細粒～中粒優白質の均質な岩石である。有色鉱物としては角閃石・黒雲母が認められ、それらの量比は大きく変



第16図 黒雲母角閃石花崗閃緑岩の顕微鏡写真

(左; 下方, 右; 直交ニコル)。Ho; 角閃石, Bi; 黒雲母, Q; 石英, Pl; 斜長石。横 3 mm。(種川中流)



第 17 図

ジルコンによる黒雲母中の多色性ハロー

(下方ニコル)Bi; 黒雲母, Ho; 角閃石. 横 3 mm. (利別川中流)

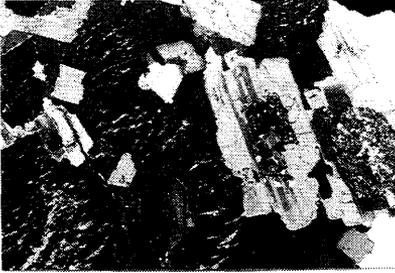
化する。

鏡下では、おもに斜長石・石英・カリ長石・角閃石および黒雲母よりなり、少量の隣灰石・不透明鉱物・ジルコンなどを伴う (第 16 図)。斜長石は自形～半自形、長径 1～4 mm で、累帯構造や双晶が認められる。石英は半自形～他形で、長径 1 mm 前後、波動消光を示す。カリ長石は他形で、他の鉱物の粒間を埋め、パーサイト構造が認められることもある。また、長石類は絹雲母化していることもある。角閃石は自形～半自形、長径 0.4～3 mm で、黒雲母は自形～半自形、長径 0.5～2 mm で、いずれも変質して緑泥石が生じている。さらに、黒雲母中にはジルコンによる多色性ハローが認められる (第 17 図)。

V. 1. 2 黒雲母花崗岩および花崗閃緑岩 (Gr)

本岩は利別川、茶屋川およびニセイベツ川上流などに分布し、中粒～粗粒優白質の均質な岩石で、比較的大きなカリ長石に富むため、特徴的にピンク色となっている。有色鉱物はおもに黒雲母で、少量の角閃石を伴っていることもある。

鏡下では、おもにカリ長石・石英・黒雲母・斜長石からなり、少量の角閃石・白雲母・隣灰石・ジルコンおよび不透明鉱物を伴っている。カリ長石は半自形～他形で、長径 1 cm 以上になっていることもあり、しばしばパーサイト構造が発達している (第 18 図)。石英は他形、長径 1 mm 前後で、特徴的に波動消光を示す。黒雲母は自形～半自形、長径 2～4 mm で、一部変質して緑泥石が生じている。斜長石は自形～半自形で、累帯構造や双晶が認められる。また、ミルメカイト構造も認められた。



第18図

黒雲母花崗岩中のパーサイト構造
(直交ニコル). 横3mm.
(利別川中流)

V. 2 時代未詳貫入岩 (Gm)

本貫入岩は白亜紀の花崗岩類に貫入する半完晶質岩で、利別川と蝦夷川の合流点付近に局所的に分布する。貫入時期は不明であるため、時代未詳貫入岩として取り扱った。

岩質は花崗閃緑斑岩で、幅0.5mではほぼ東西方向に貫入している。鏡下において、斜長石および黒雲母の斑晶が認められ、石基として黒雲母・斜長石および少量の石英・磁鉄鉱が認められる。また、一部黒雲母が緑泥石に、斜長石は方解石に変質している。

VI 新第三系

本地域の新第三系は、マス川層・訓縫層・大平川層・メップ沢層・八雲層・上ハカイマップ川層および黒松内層からなる。また、これらはいくつかの部層に分けられる。

この地域の層序は第1表に、周辺地域との対比を第2表に示してある。

VI. 1 マス川層

命名 北海道開発局(1977)。

模式地 図幅中央部マス川、泊川上流域およびその周辺地域。

分布 泊川上流のマス川、マナタキ沢および千走川上流の二股川や中の沢など。

岩相 本層は火砕岩を主体とし、一部変質安山岩溶岩や凝灰質砂岩などがある。

る。各々の岩相はほぼ整合的である。

〈含黒雲母流紋岩質凝灰岩～凝灰角礫岩〉(Mr)

この岩相は図幅南西部埼玉川および南東部の利別川に局部的に分布する。いずれもマス川層の主分布域から離れており、模式地のマス川層との関係は不明であるが、利別川・ニセイベツ川およびピリカベツ川では上位の訓縫層の基底礫岩中に礫として多量に含まれていることから、本図幅ではマス川層として取り扱った。

この岩相は灰白色の凝灰岩～凝灰角礫岩で、数mmの黒雲母を含有し、流紋岩質である。また、一部5cm程度のチャート礫を含むこともある。

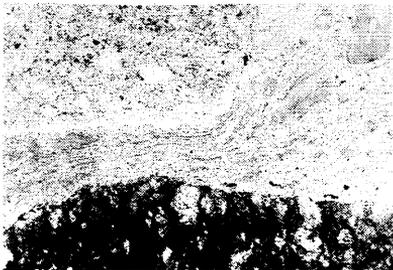
〈溶結凝灰岩〉(Mw)

主に泊川流域に分布し、灰緑色～淡緑色の溶結凝灰岩である。濃緑色の偏平なパッチが葉片状に並んでおり、節理が発達している所もある。本岩相中には強溶結部と弱溶結部があり、漸移的に凝灰角礫岩に移化している。また、本岩中の礫として頁岩やチャートなどの先新第三紀堆積岩類や変質安山岩などが認められる(第19図)。

第8表 マス川層溶結凝灰岩のフィッショソ・トラック年代(雁沢博士測定)

Sample code	Ns t/cm ² (×10 ⁶)	Ni t/cm ² (×10 ⁶)	Φ n/cm ² (×10 ¹⁵)	Ns/Ni	T (Ma)	E (Ma)	N	ηs	U (ppm)
1	2.26(1333)	5.01(2951)	0.844	0.45	15.1	1.2	21	0.85	297
2	1.82(1905)	3.69(3853)	0.923	0.49	17.2	1.4	33	0.85	200

Ns: 自発核分裂トラック密度, Ni: 誘発核分裂トラック密度,
 Φ: 熱中性子フルエンス, 標準ガラス(962 a)のトラック密度: 1.28×10⁶ (4080),
 T: 年代, E: 誤差, N: 結晶粒子数, ηs: 自発核分裂トラック出現率,
 U: ウラン含有量, δ値: 480.1, ()内は実測数
 1: 泊川(泊川断層付近); 2: 泊川-ヒヤミズ沢合流点



第19図

マス川層の溶結凝灰岩の顕微鏡写真
 (下方ニコル), 横1.2mm.
 (泊川中流)

泊川の中流部の本岩相を用いてフィッション・トラック年代を測定した。その結果は第8表に示されている。

〈凝灰角礫岩〉(Mb)

マス川層の主体を構成する岩相で淡緑色～緑色の凝灰角礫岩を主体とし、一部凝灰岩および泥岩を挟んでいる。凝灰角礫岩中には先新第三紀堆積岩類の角礫が大部分を占め、一部変質安山岩の角礫も認められる。礫径は最大50 cm前後で分級は非常に悪い。

〈変質安山岩溶岩〉(Ma)

本溶岩はおもに泊川およびカモイ川に分布し、淡緑色～緑色の変質安山岩である。一部自破砕状の構造を示すこともある。鏡下では強く変質し、斜長石は曹長石化や絹雲母化し、有色鉱物は緑泥石化している。また、石基中にも絹雲母、茶色の粘土鉱物(?)や二次石英が認められる(第20図)。

〈凝灰岩および凝灰質砂岩〉(Mt)

灰緑色～灰白色で粗粒～細粒の凝灰岩および凝灰質砂岩で、一部2～3 mmのピソライト(火山豆石)や緑色のパッチを含むこともある。また、千走川支流二股川では凝灰質砂岩中に植物化石を含んでいる。

層厚 断層で切られることが多いため詳細は不明であるが、最も厚い所では1,500 m以上に達するものと推定される。

化石 千走川水系の二股川上流において、凝灰質砂岩中に第9表に示した植物化石が見いだされた。

層序関係 本層は先新第三系堆積岩類および花崗岩類を不整合に覆っている。

地質構造 本層は溶岩および火砕岩を主体としているため、構造はあまり明



第20図

マス川層の安山岩溶岩の顕微鏡写真
(直交ニコル)、横1.2 mm。
(マス川中流)

第9表 マス川層中の植物化石

<p><i>Acer</i> sp. cf. <i>mezasamarum</i> TANAI & SUZUKI <i>Alnus</i> sp. cf. <i>tsudae</i> HUZIOKA <i>Carpinus</i> sp. cf. <i>miofangiana</i> HU & CHANEY</p>
--

(鑑定：棚井敏雅北海道大学名誉教授)

白ではない。しかし、コイクチノ沢ではNW-SEの走向で傾斜は約30°Wを示すほかは、概ね走向はNE-SWで傾斜は20~50°SEを示す。

対比 本層はフィッシュン・トラック年代および岩相などから道南の標準層序の福山層~吉岡層に対比されるものと推定される。

VI. 2 訓 縫 層

命名 長尾・佐々 (1933 b).

模式地 本図幅内ピリカベツ川および南東隣「国縫」図幅内の長万部町国縫周辺地域。

分布 図幅の南東部ピリカベツ川、ニセイベツ川および利別川にかけての地域に分布する。

岩相 本層は砂岩・泥岩および凝灰岩を主体とし、礫岩・凝灰角礫岩を伴っている。本層は下位より下部層、中部層および上部層に分けられる。各々の関係は整合漸移である。

下部層

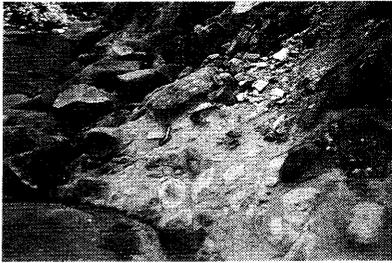
本部層は訓縫層の最下部をしめ、先新第三紀堆積岩類、白亜紀花崗岩類およびマス川層を不整合に覆っている。

本部層は礫岩および砂岩層を主体とし、一部アルコース質砂岩を伴っている。

〈礫岩および砂岩〉 (Kuc)

礫岩は本図幅地域では白亜紀花崗岩類およびマス川層を、さらに東隣の「長万部」図幅内では先新第三紀堆積岩類を覆っている (久保ほか, 1983)。

利別川では花崗岩類およびマス川層を覆い、最大1m前後の亜円礫からなっている (第21図)。また、ニセイベツ川では上部において径30cmの礫岩~粗粒砂岩まで変化し、上方細粒化の級化構造が認められる。しかし、その下部では分級が非常に悪く、花崗岩類との境界にアルコース質粗粒砂岩を伴っている (第



第 21 図

訓縫層の基底礫岩

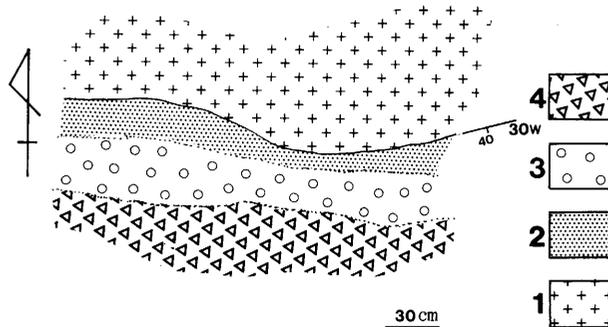
1 m を越える巨礫が認められる。(利別川中流ベタヌ川との合流付近)

22 図). 水晶川では石炭を含む泥岩層を挟んでいる。

礫種は花崗岩類, 先新第三紀堆積岩類, マス川層の流紋岩質凝灰岩および変質安山岩などである。

〈砂岩〉(Kus)

下部層の主要構成岩相で, 利別川からピリカベツ川にかけて分布し, 淡緑色～灰緑色の砂岩からなり, 一般に凝灰質で泥岩を伴う。また, 砂岩泥岩の互層をなすこともある。粒度は細粒～粗粒まで変化するが, 中～細粒砂岩が多い。



第 22 図 訓縫層の不整合露頭のスケッチ

- 1: 黒雲母花崗岩, 2~4: 訓縫層. 2: アルコース質粗粒砂岩, 3: 礫岩(花崗岩礫主体), 4: 礫岩(流紋岩質凝灰岩礫主体).
- (ニセイベツ川上流)

この中に厚さ 5～50 cm のアルコース質砂岩の薄層を挟むこともある。

本岩相中に貝化石が産する。

〈アルコース質砂岩〉 (Kua)

アルコース質砂岩はニセイベツ川の中流および利別川に認められ、砂岩層中の一岩相である。この中には花崗岩類・チャート・ホルンフェルス・変質安山岩などの礫を含むこともある。また、カキ貝化石の破片が見いだされる。

中部層 (Kum)

本層はピリカベツ川にのみ分布し、主として暗灰～灰色の泥岩からなり、砂岩を伴う。泥岩は無層理で、石灰質ノジュールが認められる。また、砂岩は中粒～細粒砂岩である。

この中に *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が散点状に認められるが、貝化石は産出してない。

上部層

本層は訓縫層の上部を占め、凝灰岩および玄武岩質凝灰角礫岩からなっている。

〈凝灰岩〉 (Kut)

凝灰岩はピリカベツ川および利別川沿いに分布し、緑色～淡緑色の凝灰岩を主とし、砂岩およびシルト岩を伴う。緑色凝灰岩は塊状や級化構造の発達する部分などがある。砂岩は緑色の粗粒砂岩で、凝灰質である。また、厚さ 1.5 m 程度のシルト岩が凝灰岩中に挟まれている。

〈玄武岩質凝灰角礫岩〉 (Kub)

ニセイベツ川および利別川にかけて分布し、暗緑色～灰褐色の玄武岩質凝灰角礫岩で凝灰岩を伴う。本岩相はピリカ型マンガン鉱床の下盤を形成している (松井ほか, 1955)。

層厚 ピリカベツ川では 1,200 m 以上、また利別川では約 500 m である。

化石 水晶川に分布する下部層の砂岩中に貝化石が認められる。本層中には、BLOW (1969) の N.8 と N.9 の境界があるとされている (高橋ほか, 1980)。

層序関係 本層は先新第三紀堆積岩類、花崗岩類およびマス川層を不整合に覆っている。

地質構造 本層は主に花崗岩類の南東側に発達し、走向は NE-SW の方向が

卓越し、傾斜はSE方向となっている。

対比 本層は「寿都」図幅の大平川層（鈴木ほか，1981）および一部「原歌
および狩場山」図幅のイワナ沢層（山岸・黒沢，1987）に対比される。

VI. 3 大平川層

命名 鈴木ほか（1981）および道南グリーン・タフ団体研究グループ（1984）。

模式地 北隣「寿都」図幅内の大平川中流域。

分布 図幅北部の大平川流域および長万部町二股川流域にかけて分布している。
る。

岩相 本層は軽石質凝灰岩・凝灰角礫岩および凝灰質砂岩を主体とし、下部
は礫岩および砂岩からなっている。本層は下部層と上部層に二分され、両者は
整合漸移関係である。

下部層（Oc）

本層は大平川の中流および大平山周辺の山稜部に分布する。本地域に分布
する大平川層の最下部を占め、先新第三系を不整合に覆っている。

本層は礫岩および砂岩からなり、一部凝灰質砂岩を伴っている。

礫岩は主に先新第三系起源の粘板岩・チャートなどの角礫～亜角礫からなり、
礫径は通常 10 cm～15 cmで、時には 1 m を超えるものも認められる。砂岩は淡
緑色の粗粒砂岩で、一部で灰白色の凝灰質砂岩も認められる。また、下部から
上部に向かってしだいに細粒相となっている。

上部層（Ot）

本層は大平川の上流部および二股川の上流部に分布する。主な岩相は凝灰
岩、凝灰角礫岩および凝灰質砂岩などからなる。

凝灰岩は本層の大部分を占め、緑色～淡緑色で塊状（massive）や板状など
種々の様相を呈し、時には級化構造も認められることがある。この中に厚さ 5
cm前後の灰色の泥岩を挟むこともある。凝灰角礫岩は異質礫を含み、凝灰質砂
岩は淡緑色～灰色を呈し粗粒である。

層厚 上限または下限のいずれかが断層で接しているため不明であるが、二
股川では 1200 m 以上、大平川の中流では約 400 m となっている。

化石 本層中には化石は認められていないが、本図幅の北隣「寿都」図幅内

で下部層中より *Patinopecten* (*Mizuhopecten*) *kobiyamai* などの貝化石が報告されている (道南グリーン・タフ団体研究グループ, 1984).

層序関係 大平川では, 下位層である先新第三系とアバット不整合の関係で接しているのが観察される. また, 二股温泉付近では断層関係であると推定される.

地質構造 本層は主に先新第三紀堆積岩類の上位および周囲に発達し, 走向はNW-SE方向が卓越し, 傾斜はSE方向となっている.

対比 本層はその分布が東隣の「長万部」図幅に連続すること (久保ほか, 1983) および岩相から訓縫層に対比される.

VI. 4 メップ沢層

命名 北海道開発局 (1977).

模式地 図幅内南西部のメップ沢から種川流域.

分布 本図幅の南西部種川から左股川にかけての地域に分布している.

岩相 本層は凝灰角礫岩を主体とし, 一部泥岩・礫岩を伴っている. また, 安山岩溶岩を挟むことがあり, 虎石川においては局所的に玄武岩質の枕状溶岩が認められる.

〈泥岩および礫岩〉 (Mem)

メップ沢層の最下部を占め, 黒色の泥岩および礫岩からなる. 泊川の上流部では, 数mの安山岩および流紋岩の礫からなる礫岩があり, その上位に黒色泥岩, さらに泥岩—凝灰岩互層となっている.

〈凝灰角礫岩〉 (Meb)

本層の主体をなし, 主に淡緑色～緑色の凝灰角礫岩からなり, 一部粗粒凝灰岩～火山礫凝灰岩を挟んでいることもある. 礫は変質安山岩・花崗岩類などからなり, 礫径は場所によって変化が大きく最大1mを越えることもある.

〈安山岩溶岩〉 (Mea)

本岩はおもに埼玉川および左股川に分布し, 淡緑色～青緑色の変質安山岩溶岩で, 自破砕状構造を示すこともある. 鏡下の観察では斜長石は炭酸塩化, 絹雲母化および曹長石化し, 有色鉱物は緑泥石化している. 石基は斜長石とガラスが変質した茶色の粘土鉱物 (?) からなっている.

〈玄武岩質枕状溶岩〉 (Mep)

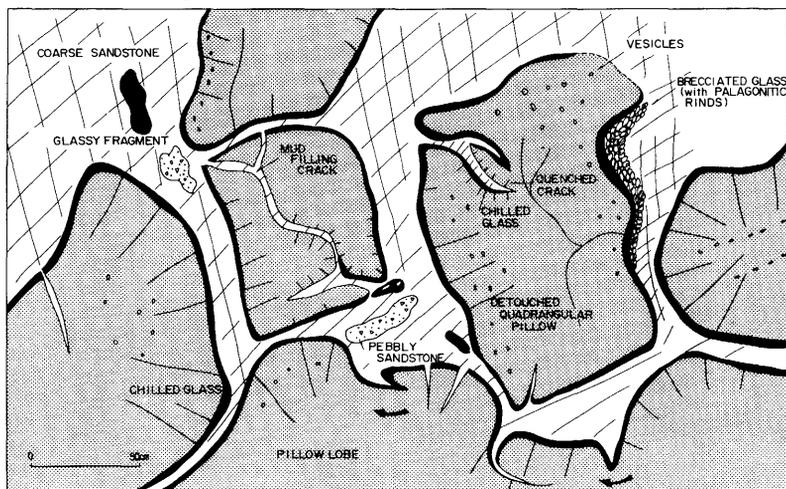
虎石川の上流に分布し、玄武岩質の枕状溶岩を主体とし、一部淡緑色の玄武岩質ハイロクリスタイトも認められ、YAMAGISHI (1979) による (A) および (B) タイプがある。枕状溶岩は 70 cm～1 m の直径で、外側の 1～2 cm には急冷層が認められる (第 23 図)。また、ハイロクリスタイト中に含まれている玄武岩の破片は 30 cm 前後が多く、中には 1 m となることもある。さらに、部分的に粗粒の砂岩の破片を含んでいることもある。鏡下においては、溶岩はガス孔が発達し一部粘土鉱物で充填されていることもある。また、斑晶はほとんど斜長石からなっている (第 24 図)。

層厚 貫入岩や断層のため詳細は不明であるが、埼玉川では 250 m 以上と推定される。

化石 本層は化石に乏しいが、黒色の泥岩中から *Acmaea* sp., *Cyclammina* sp. の貝化石、有孔虫化石および *Sagarites* がすでに報告されている (北海道開発局, 1977)。

層序関係 本層は主にマス川層を不整合に覆っている。

地質構造 概ね分布域の北側では南傾斜、東側では西傾斜、西側では東傾斜、



第 23 図 玄武岩質枕状溶岩の産状 (虎石川上流)



第 24 図

玄武岩質枕状溶岩の顕微鏡写真
(直交ニコル). 横 3 mm.
(虎石川上流)

南側では北傾斜となっており、小規模な盆状構造を呈している。また、分布が「原歌・狩場山」図幅に連続する南西部では南傾斜となっており、真駒内川花崗岩類を取り囲むような構造となっている。

対比 本層は分布が連続することから、「原歌・狩場山」図幅のイワナ沢層および真駒内川火砕岩層に対比される。

VI. 5 八 雲 層

命名 長尾・佐々 (1933 b).

模式地 八雲町上八雲付近、遊楽部川流域。

分布 本図幅北東部の添別川から大平川上流にかけての地域および北西部の千走川下流域に分布している。

岩相 本層は硬質頁岩および泥岩を主体とし、凝灰岩を挟んでいる。また、九助川では玄武岩質ハイアロクラスタイトを伴っている。

〈硬質頁岩および泥岩〉(Ys)

硬質頁岩および泥岩は暗灰～灰色を呈し、黒松内川では貫入岩の熱によって、その周囲では黒色になっている。これらには径約 10 cm～1 m の球状～紡錘状のマールが多数含まれており、また幅数 10 cm の角礫岩脈が認められることがある。

〈凝灰岩および凝灰質砂岩〉(Yt)

これらは主に図幅の北西部で認められ、淡緑色～緑色の粗粒凝灰岩および凝灰質砂岩で、厚さ 10 cm～数 m で硬質頁岩および泥岩中に挟まれている。折川ではその連続が数 km にわたって確認される。

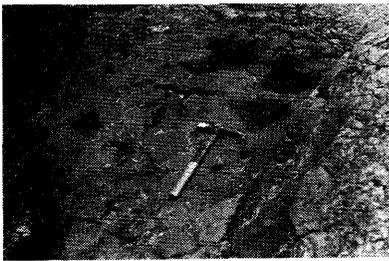
〈玄武岩質ハイアロクラスタイト〉 (Yh)

おもに千走川支流の九助川に分布し、淡緑色の玄武岩質ハイアロクラスタイトで、YAMAGISHI (1979) による (B) タイプに相当する。角礫は粒径 20 cm 前後の玄武岩の破片のみからなっており、外側に急冷層が認められる(第 25 図)。またマトリックスの量比は、多い部分からほとんどない部分まで変化しているが、上位のものほどマトリックスが多く、粒径が小さくなる傾向がある。鏡下では、有色鉱物は変質して緑泥石化しており、石基部分は粘土化やゼオライト化している。しかし、斜長石は多少曹長石化しているが、比較的新鮮である(第 26 図)。

層厚 黒松内川では約 1000 m となっている。

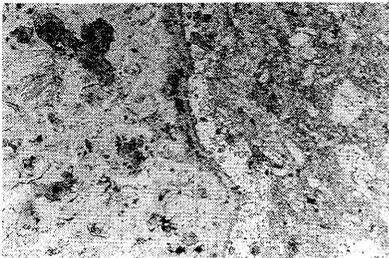
化石 本層中にはしばしば *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が認められる。また、有孔虫化石 (*Cyclammina* sp. とと思われる) や貝化石も見い出されることがある。

層序関係 本層は下位の訓縫層および大平川層を整合に覆い、さらに先新第



第 25 図

玄武岩質ハイアロクラスタイト
(九助川中流)



第 26 図

玄武岩質ハイアロクラスタイトの顕
微鏡写真 (下方ニコル)
横 1.2 mm.
(九助川中流)

三系およびマス川層を不整合に覆っている。

地質構造 本図幅地域の北西側においてNW-SE方向に背斜軸および向斜軸が認められる。

対比 本層はその分布が連続し、岩相が一致することから「寿都」図幅の折川層に対比される。

VI. 6 上ハカイマップ川層

命名 新称

従来、北海道開発局（1977）はメップ沢層の中部層としていたが、メップ沢層を不整合に覆っていることが判明したため、新称とした。

模式地 上ハカイマップ川および上赤ひげ川流域。

分布 図幅南部、上ハカイマップ川から上赤ひげ川流域および金山川周辺地域に分布している。

岩相 本層は礫岩を主体とする下部層と安山岩質ハイアロクラスタイトを主体とし、泥岩を挟む上部層に二分される。両者の関係は整合となっている。

下部層

本層はおもに上ハカイマップ川および金山川の尾根部に分布し、礫岩よりなっている。

〈礫岩〉(Khc)

おもに径数cm程度の円礫からなる円礫岩で、稀に礫径は10 cm程度になることもある。礫はおもに花崗岩類や泊川層群からなり、安山岩の礫を含むこともある。その上位に凝灰角礫岩を伴っている。

上部層

本層は上ハカイマップ川および上赤ひげ川に分布し、おもに安山岩質ハイアロクラスタイトからなり、泥岩を挟んでいる。

〈安山岩質ハイアロクラスタイト〉(Kha)

本岩は安山岩質ハイアロクラスタイトを主体に、一部エピクラステイックな火山角礫岩を挟む。ハイアロクラスタイトは角礫を主体とする(B)タイプ(YAMAGISHI, 1979)である。

〈泥岩〉 (Khm)

本岩は幅数 10 m の挟みとして分布し、灰色の泥岩を主体とし、一部細粒凝灰岩や凝灰質砂岩との互層となっていることもある。

層厚 模式地では上限が不明のため詳細はわからないが、種川鉦山付近では 100 m 前後と推定される。

化石 泥岩を挟んでいるが、化石は見出されていない。

層序関係 メップ沢層をはじめ、下位の地層を不整合に覆っている。

地質構造 本層は走向および傾斜があまり一定していないが、緩傾斜で概ね南傾斜となっている。

対比 本層は化石を産出せず、かつその分布も局所的であることから、対比は困難である。しかし、挟まれている泥岩が黒松内層の泥岩に似ていること、またメップ沢層を不整合に覆っていることから、黒松内層に対比されるものと考えられる。

VI. 7 黒松内層

命名 長尾・佐々 (1933 a)。

模式地 隣接する「長万部」・「歌棄」図幅内の黒松内町市街地南東方朱太川流域。

分布 本図幅北東部の黒松内岳周辺地域を中心に、一部北西部の幌内川流域および第二九助川上流でも小規模に分布している。

岩相 本層はシルト岩を主体とし凝灰岩を伴っている。しかし、黒松内岳周辺および幌内川流域では小規模の安山岩質ハイアロクラスタイトおよび溶岩が分布しており、局所的に火成活動が行われたことが推定される。

〈凝灰岩〉 (Kt)

第二九助川に分布し、八雲層の硬質頁岩を整合に覆っているのが確認される。本岩は粗粒の凝灰岩を主体とし、厚さ 1 cm 程度の細粒凝灰岩を挟んでいる。また、厚さ 2 m の凝灰岩を挟む凝灰角礫岩も認められ、一部軽石質凝灰岩となっていることもある。これらの岩相中にはラミナや逆級化層理が認められたり、凝灰岩と凝灰質砂岩が互層することもある。

〈シルト岩〉 (Ks)

本岩は黒松内町の賀老川に小規模に分布し、灰～暗灰色のシルト岩を主体とし、一部泥岩を挟んだり、シルト岩と砂岩凝灰岩が互層することがある。

〈安山岩質ハイアロクラスタイト〉 (Kb)

黒松内岳付近および幌内川上流に分布し、数cmの安山岩の破片を含有したハイアロクラスタイトからなっており、YAMAGISHI (1979) による (B) タイプに相当する。

〈複輝石安山岩溶岩〉 (Ka)

黒松内岳の頂上付近に分布し、やや多孔質の複輝石安山岩で、前述の安山岩質ハイアロクラスタイトと同質である。鏡下では、斜長石・単斜輝石および斜方輝石の斑晶が認められる。斜方輝石は単斜輝石に縁どられたり、包含されていることもある (第 27 図)。

層厚 第二九助川では約 100 m, 黒松内町の賀老川では 250 m 以上となっている。

化石 シルト岩が分布しているが、本調査では化石は発見できなかった。

層序関係 第二九助川および黒松内町の賀老川では八雲層を整合に覆っている。

地質構造 黒松内町の賀老川では、15～50°で概ね東側に、第二九助川では 20°前後で西側に傾斜する単斜構造を示している。利別川流域では本層は向斜の軸



第 27 図 複輝石安山岩の顕微鏡写真 (左；下方，右；直交ニコル)
横 3 mm. Opx：斜方輝石，Cpx：単斜輝石，Pl：斜長石。
(黒松内岳山頂)

部を構成している。

対比 本層はその分布の連続性や岩相から「寿都」図幅の永豊層および「原歌・狩場山」図幅の小田西川層に対比される。また、本層の複輝石安山岩溶岩は、久保ほか（1983）の黒松内岳火山岩類， 7.7 ± 1.7 Ma（久保ほか，1988）の一部と同岩質で，分布も連続している。

VII 真駒内川花崗岩類（Gp）

命名 改称

北海道開発局（1977）および山岸・黒沢（1987）による真駒内川完晶質岩に相当する。しかし、花崗閃緑岩を主体とした種々の花崗岩相から構成されているため改称した。

模式地 真駒内川上流から目名川にかけた地域。

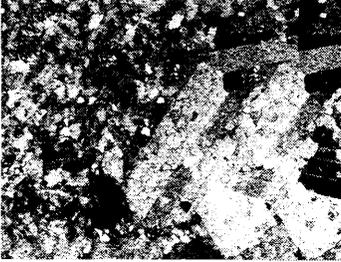
分布 本図幅西部の真駒内川上流およびその周辺地域から西隣の「原歌・狩



第28図
文象斑岩の顕微鏡写真
（直交ニコル），横3 mm.
（クマノ沢上流）



第29図
細粒および粗粒花崗閃緑岩混合相
（真駒内川上流）



第 30 図

細粒および粗粒花崗閃緑岩混合相の
顕微鏡写真

(直交ニコル). 横 1.1 mm.

(真駒内川上流)

場山」図幅にかけて、東西約 4 km、南北約 5 km のほぼ円形に分布している。

岩相 花崗閃緑岩・石英閃緑岩・文象斑岩（第 28 図）・石英斑岩および閃緑岩などから構成されている。岩相変化は著しいが、岩体のほぼ中心部を占める細粒および粗粒の花崗閃緑岩が複雑に混在した混合相（第 29 図）を主体とし、その外側に文象斑岩相、さらに石英閃緑岩相が分布する累帯構造が確認されている（北海道開発局，1977）。

野外の観察ではしばしば変質を受けており、肉眼でも晶洞中に数 mm の緑レン石が認められることがある。鏡下においては、特徴的にミルメカイト構造が発達し、角閃石・斜長石・石英・ジルコン・燐灰石および磁鉄鉱が認められる。角閃石は半自形で、変質して緑泥石や緑レン石（ピスタサイト）に変わることがある（第 30 図）。斜長石は半自形で、曹長石化・炭酸塩化していることが多い。石英は他形で、他の鉱物の間を充填している。また、ジルコン・燐灰石および磁鉄鉱は自形～半自形で少量確認される。

層序関係 本岩はマス川層・安山岩 I・メップ沢層および泊川層群に貫入し、それぞれに熱変成を与えており、メップ沢層以降に活動したものと推定されている（北海道開発局，1977）。

VIII 貫入岩類

本図幅地域に分布する真駒内川花崗岩類以外の新第三紀貫入岩類には、粗粒玄武岩・安山岩Ⅱ・Ⅰ・石英斑岩・石英安山岩および流紋岩がある。

VIII. 1 粗粒玄武岩 (Do)

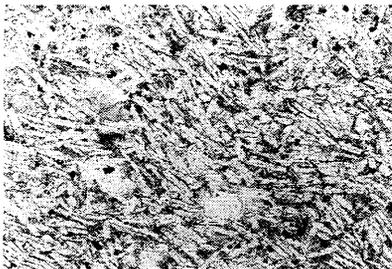
粗粒玄武岩は本図幅の東部に分布し、花崗岩類・訓縫層・八雲層および黒松内層に貫入している。また、黒松内川上流域には最大幅5m程度で、八雲層および安山岩Ⅰ中に約10本貫入しているのが確認されるが、小規模のため本図幅では表現していない。

鏡下では、斜長石・単斜輝石の斑晶が認められ、石基は短冊状の斜長石とガラスからなっている。少量の磁鉄鉱も含まれる。変質を受けていることが多く、緑泥石や炭酸塩鉱物ができていることもある。また、ガラスは変質し、褐色の粘土鉱物(?)となっている(第31図)。

VIII. 2 安山岩Ⅱ (A₂)

安山岩Ⅱは本図幅の下ハカイマップ川上流に分布し、マス川層およびメップ沢層に貫入している。

岩質は玄武岩質安山岩で、鏡下では斑晶として斜方輝石・単斜輝石および斜長石が認められ、石基は斜長石とガラスからなる。一般に、後に述べる安山岩Ⅰが単斜輝石に富むのに対し、本岩は斜方輝石に富んでいる。また、一部杏仁状構造も認められ、粘土鉱物や炭酸塩鉱物が充填している。



第31図

粗粒玄武岩の顕微鏡写真
(下方ニコル)。横1.2mm。
(黒松内町賀老川中流)

VIII. 3 安山岩I (A₁)

安山岩 I は本図幅の全体にわたって分布しているが、特にメップ岳周辺には広く分布している。本岩はマス川層、訓縫層、メップ沢層および八雲層中に貫入し、真駒内川花崗岩類に貫入され、熱変成を受けていることがある（北海道開発局, 1977）。

岩質は複輝石安山岩および輝石安山岩で、変質しているものからほとんど未変質のものまである。鏡下では、斑晶として単斜輝石・斜方輝石および斜長石が認められるが、有色鉱物は単斜輝石のみのこともある。また、石基はガラスと斜長石からなっている。この他に少量の磁鉄鉱も含まれている。さらに、変質によって、輝石類は緑泥石化、斜長石は絹雲母化・炭酸塩化している。

VIII. 4 石英斑岩 (Qp)

石英斑岩はマナタキ沢の上流域においてメップ沢層の凝灰角礫岩中に貫入している。

岩質は黒雲母石英斑岩で、鏡下では斑晶として石英が認められ、石基は微小石英と変質の結果生じた粘土鉱物(?)の集合から構成されている。石英は1～2mmで融食されている。また、有色鉱物はほとんど変質している。

VIII. 5 石英安山岩 (Da)

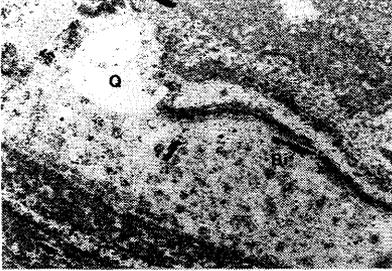
石英安山岩岩脈は黒松内川北方において、ほぼ東西方向に八雲層の泥岩中に貫入しているのが確認される。本岩脈がさらに安山岩 I によって貫入されているのが確認されている。

岩質は角閃石石英安山岩で、鏡下では斑晶として角閃石・斜長石および少量の石英からなり、この他にジルコンや磁鉄鉱も認められる。全体として多少変質し、角閃石は緑泥石化に、斜長石は曹長石化、炭酸塩化している。

VIII. 6 流紋岩 (Ry)

流紋岩は主に千走川流域・神威山および長万部岳の周辺に分布し、泊川層群およびマス川層などにおもに岩脈状に貫入しているのが認められる。

岩質は黒雲母流紋岩および角閃石流紋岩で、一般に流理構造が発達している。鏡下では、一般に斑晶に乏しいが、石英・白雲母・黒雲母および角閃石が認められることもある。また、石英は半自形で融食されており、石基は流理構造を示していることが多い。また、斜長石は曹長石化、炭酸塩化している(第 32 図)。



第 32 図

流紋岩の顕微鏡写真

(下方ニコル)。横 3 mm。

Q : 石英, Bi : 黒雲母。

(泊川下流の尾根付近)

IX 新第三系最上部～第四系

本図幅地域に分布する新第三系最上部～第四系はカスベ岳溶岩、狩場山溶岩などの陸成溶岩類と主要河川に小規模に発達する段丘堆積物および沖積層がある。なお、他に地すべり堆積物(応用地質の項参照)が分布するが、地質図には表現していない。

IX. 1 カスベ岳溶岩 (Ksv)

命名 北海道開発局(1977)。

模式地 西隣「原歌および狩場山」図幅内カスベ岳山頂付近。

分布 露頭は確認できなかったが、図幅南西部の目名一ノ沢において転石が認められることから、西隣「原歌および狩場山」図幅から連続しているものと思われる。

岩相 黒色ガラス質の安山岩で、斑晶として斜長石・斜方輝石および単斜輝石などが認められる。

層序関係 真駒内川花崗岩類を不整合に覆うものと考えられる（山岸・黒沢，1987）。

IX. 2 狩場山溶岩 (Kal)

命名 山岸・黒沢（1987）。

模式地 西隣「原歌および狩場山」図幅内の東狩場山および賀老の滝。

分布 図幅北西部の賀老原野から千走温泉付近に分布している。

岩相 暗灰色の石英安山岩からなり、斑晶として角閃石・斜方輝石・単斜輝石・斜長石および石英が認められ（第 33 図）、一部黒雲母およびかんらん石も認められることがある。

層序関係 泊川層群・マス川層・八雲層・黒松内層および流紋岩岩脈などを不整合に覆っている。KANEOKA, et al. (1987)は噴出年代を 0.25 Ma と報告している。

IX. 3 段丘堆積物 (t)

この段丘はピリカベツ川流域において、海拔 160～200 m の平坦面を形成している。段丘堆積物の厚さは 2～3 m で、主として礫層よりなり、砂層および泥層を伴っている。



第 33 図

狩場山溶岩の顕微鏡写真
（下方ニコル）。横 3 mm。

Q：石英，Opx：斜方輝石，Cpx：単
斜輝石，Pl：斜長石。

（賀老原野の賀老付近）

IX. 4 沖積層 (a)

沖積層は現河床堆積物からなる。主に千走川下流域に広く発達し、一部二股川においても認められる。堆積物はそれぞれの河川流域の地質を反映した礫・砂および泥からなっている。

X 応用地質

本図幅地域は古くから鉱床地帯として知られ、特にカニカン岳周辺には、松前藩時代に金を採掘したといわれている坑口跡がある。また、明治時代以降では層状マンガン鉱床を始め、銅鉛亜鉛硫化鉄を含有する鉱脈型鉱床の探鉱・開発がさかんに行われた。さらに、泊川には石灰石鉱床、大平山の山頂付近には小規模な石炭層が分布している。

温泉は千走川・二股・大峰・黄金および河鹿の5カ所が知られている。前者には各々1軒の旅館が営業しているが、後二者には簡単な露天風呂が設置されているにすぎない。

このほかに、本図幅地域には104カ所において地すべり地形が確認され、その分布は八雲層の硬質頁岩および泥岩分布域に多い。

X. 1 金・銀

この地域での金鉱床の発見は古いが、大規模なものは発見されていない。

種川 (三受金山) 鉱山 (松井ほか, 1955)

位置 瀬棚郡今金町種川にあり、メツ岳の南東約7kmに位置している。

沿革 最初の発見は不明であるが、1932年吉田春吉ほかが鉱区を設定し、後志金山と呼んだ。その後昭和鉱業株式会社をへて、1949年太平鉱業株式会社により、種川鉱山として探鉱がなされたが、1952年休山した。図幅調査当時には小杉六郎により探鉱されていたが、現在は休山中である。

鉱床および鉱石 鉱床は泊川層群中では脈状や網状、新第三紀の上ハカイマップ川層の礫岩中では、網状または鉱染状である。また、地表付近では残留鉱床状を呈し自然金を産する。鉱床は大きく露天掘地区、井戸掘地区、大沢二

号坑，初沢地区に分かれる。

主な鉱物は自然金の他に黄鉄鉱・石英が認められており，大沢二号坑では，粘土中に自然金にともなって紫水晶・鋭錐石・ジルコンが見い出されている。

生産量 生産された金量などは不明である。

忠志別鉱山（成田ほか，1965）

カニカン岳の西方約1 kmに位置している。鉱床は埋没しており，詳細は不明である。旧坑口付近では泊川層群のホルンフェルス之母岩として東西系の石英脈が認められる。また，忠志別川の上流で，含金銀硫砒鉄鉱石英脈の転石が認められている。

X. 2 銅・鉛・亜鉛・硫化鉄

この地域に分布する銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱床は，ほとんど鉱脈型鉱床よりなり，特に真駒内川花崗岩類の周辺に発達している。一方，泊川中流において白亜紀花崗岩類の周囲にはスカルン鉱床の存在も知られている。

今金鉱山（高島，1950；松井ほか，1955；成田，1964；成田ほか，1965）

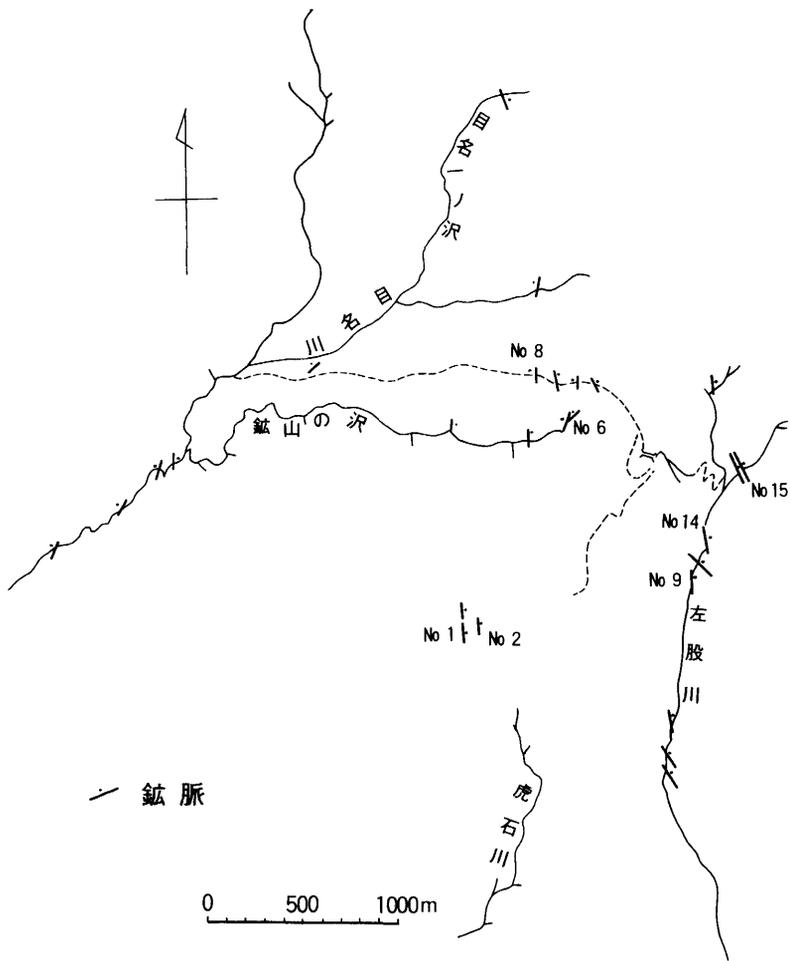
位置 瀬棚郡今金町にあり，メツ岳の南方約2.5 kmの左股川上流に位置している。

沿革 鉱山付近の鉱床探査は松前藩時代すでに高山彦九郎によって行われ，その後銅鉱脈・金銀鉱脈の露頭が発見され，大正年間採鉱が進められた。

1938年に鉱区が設定され，採掘も行われた。戦後，1948年鉛鉱業株式会社により60 t売鉱され，1953年太陽鉱業株式会社により神岡鉱山に銅・鉛・亜鉛鉱として売鉱されたが，1954年雪崩の事故により休山した。その後，1956年住友金属鉱業株式会社の鉱区となった。

鉱床および鉱石 鉱床は東西4 km・南北4 kmの地域にわたって20数条の鉱脈からなり（第34図），東部，中央部，西部に分類される。

東部の鉱脈群は主に変質安山岩を母岩とし，15号鍾に代表されるようにNS系の良好な鉱脈群となっている。中央部の鉱脈群は，NS系の鉱脈で，北部では真駒内川花崗岩類，南部では変質安山岩を母岩とし，全体に鉱石鉱物に乏しい。西部の鉱脈群はメツ沢層の凝灰角礫岩を母岩とし，不毛石英脈となっている。



第34図 今金鉾山の鉾脈分布図
 (成田ほか, 1965 を修正)

第10表 今金鉱山15号鍾の鉱石品位

試料番号	Pb%	Cu%	Zn%	Mn%	摘	要
1	4.25	0.55	13.75	0.67	今金鉱山15号鍾立入坑から北に	64mの地点
2	tr	0.45	4.99	1.64	〃	70m 〃
3	3.07	2.59	15.79	0.33	〃	80m 〃
4	0.71	0.13	4.58	13.28	〃	90m 〃
5	6.50	2.00	8.14	1.64	〃	104m 〃
6	12.41	1.20	20.77	1.62	〃	110m 〃
7	0.71	tr	8.14	8.18	〃	124m 〃

(成田ほか, 1965)

東部鉱床群の中の15号鍾が主な採掘対象となっている。15号鍾は走向・傾斜がN10~30°W 70~80°SWで、最大脈幅2mを示し、鍾押し延長で170mまで確認されている。

15号鍾では鉱石鉱物として、方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・四面銅鉱・赤鉄鉱・磁鉄鉱・バラ輝石・菱マンガン鉱があり、この他に、石英・方解石・緑泥石が認められる。

鉱石の分析値を第10表に示す。

生産量 昭和9および24~27年 精鉱中含銅量 15.1t

昭和24~27年 精鉱中含鉛量 395.5t

24~27年 精鉱中含亜鉛量 154.5t

長万部鉱山 (松村, 1962; 鈴木ほか, 1967)

位置 山越郡長万部町字双葉にあり、二股温泉の北西約3kmに位置している。

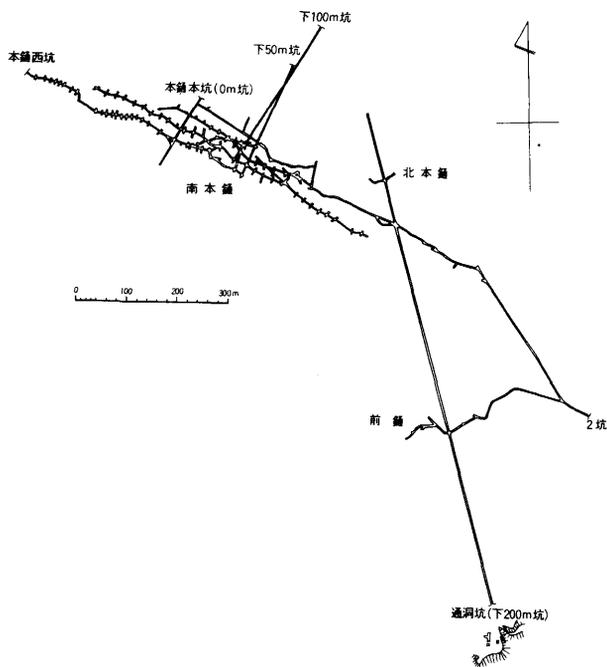
沿革 鉱床の発見は昭和初期といわれ、大平川の上流で林道開きくの際に露頭が発見された。1937年から日本鉱業株式会社が鉱業権者となり、0m坑、下50m坑、下100m坑の立入坑道を開発し、いずれも着脈した。その後、鉱石運搬のため二股川上流に下200m坑(通洞坑)を掘削したが、1943年金山整備令によって休山した。戦後、鉛・亜鉛・硫化鉄を対象として再開し、新たに2坑を開坑したが1972年再び休山した。

鉱床および鉱石 鉱床は大平川層中の凝灰岩を主要な母岩とする含金銀鉛亜

鉛硫化鉄石英脈で、主な鉱脈としては本鍾（北本鍾・南本鍾）と前鍾が確認されている（第 35 図）。北本鍾と南本鍾は通洞坑において約 80 m の間隔があり、各々の走向・傾斜は、前者で $N 60 \sim 80^{\circ}W 80^{\circ}N$ 、後者で $N 70^{\circ}W \sim 80^{\circ}E 70 \sim 80^{\circ}N$ を示し、南本鍾が優勢となっており、脈幅は通常 1 m 前後であるが、局所的に 5 m 程度に肥大することがある。走向延長 700 m および傾斜延長 200 m が確認されている。

また、前鍾は本鍾の南約 450 m 付近にあり、含銅鉛亜鉛マンガン石英脈で、 $N 80^{\circ}W 70^{\circ}N$ の走向傾斜で、60 m ほど連続が確認され、脈幅は約 1 m で、本鍾と比較して劣勢である。

主な鉱石鉱物は、黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・斑銅鉱・



第 35 図 長万部鉱山の坑道図
（松村，1962 を修正）

銅藍・白鉄鉱および菱マンガン鉱で、脈石鉱物として石英・方解石・緑泥石・絹雲母が認められている。

母岩変質として、緑泥石化・珪化・粘土化・絹雲母化が発達するが、富鉱部では絹雲母化が顕著となる。

生産量 本格的に生産された実績はない。

三恵鉱山（五十嵐，1962 a；北海道開発局，1977）

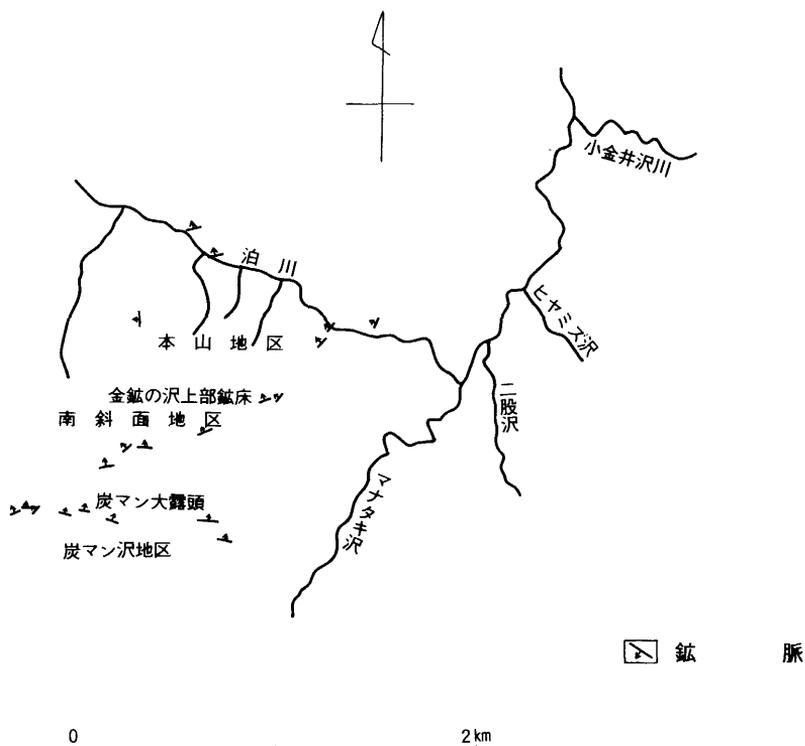
位置 島牧郡島牧村字泊地内にあり、泊川の上流に位置する。

沿革 古くから、鉱業権が設定されていたが、1955年森本忠雄が鉱業権を得てから本格的に探鉱が行われ、多くの鉱床群を発見した。その後、三恵鉱山株式会社が探鉱し、更に同和鉱業株式会社によって探鉱されたが、1976年休山した。

鉱床および鉱石 鉱床はマス川層の凝灰角礫岩を主要とする含金銀銅鉛亜鉛マンガン硫化鉄石英脈で、EW系とNE系の鉱脈が確認されている。EW系の鉱脈は主に銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガンを含有し、NE系は主に銅・鉛・亜鉛・硫化鉄を含有する鉱脈となっている。更に、本山地区鉱床、南斜面地区鉱床、炭マンの沢鉱床に分類される（第36図）。この中で大規模に探鉱が実施されたのは本山地区のみである。金鉱の沢鉱床は本山地区の中でガマ坑・本山1坑で、坑内探鉱が行われ、走向・傾斜はN 30°E 60~70°NW、脈幅は最大2.0 m（平均0.8 m）で走向延長70 mまで確認されている。この他に炭マン大露頭が確認されている。この露頭は脈幅が2.5 mあり、この地域で最も大規模な露頭となっている。

主な鉱物は、黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・四面銅鉱・含銀四面銅鉱・斑銅鉱・銅藍・自然金・硫マンガン鉱・バラ輝石・菱マンガン鉱・硫砒鉄鉱・硫砒銅鉱が確認され、脈石鉱物として石英・重晶石・方解石がある。

実績 本格的採掘は行われていない。



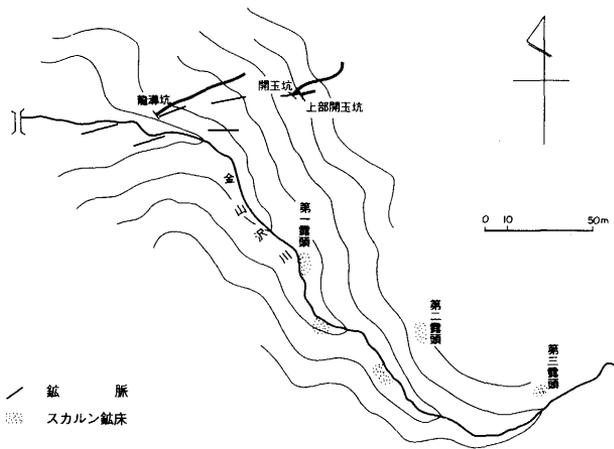
第36図 三恵鉱山の鉱脈分布図
(五十嵐, 1962 a を修正)

泊川（オープンセサミ）鉱山, (松村, 1957; 斎藤, 1958)

位置 鳥牧郡島牧村にあり, 泊川の中流の金山沢に位置している。

沿革 1953年に露頭が発見され, その後, オープンセサミ鉱業株式会社により, 地表・坑道探鉱が実施されたが, 1956年鉱況不利のため休山した。

鉱床および鉱石 鉱床は泊川層群の緑色岩類およびチャートを母岩とする鉱脈鉱床と, 石灰岩とチャートの接触部付近に存在するスカルン鉱床からなっている(第37図)。鉱脈鉱床は, 含銅鉛亜鉛石英脈で, 走向傾斜はN 60~70°E 50~60°NWで, 三坑道により採鉱され, 走向延長約60 m・傾斜延長約50 m確認



第 37 図 泊川鉱山の鉱床分布図 (等高線の幅は 10 m)
(松村, 1957 を修正)

第 11 表 泊川鉱山の鉱石品位

番 号	採 取 個 所	Au g/t	Ag g/t	Cu %	Pb %	Zn %	備 考
1	上部開玉坑の露頭	tr	162	0.50	54.94	1.35	
2	開 玉 坑	—	—	0.15	27.63	3.37	脈幅10cm平均
3	開 玉 坑	tr	10	—	—	—	石英脈
4	上 部 開 玉 坑	4.3	4246	2.88	50.00	0.76	脈幅 4 cm
5	龍 導 坑	tr	42	0.09	3.81	39.87	破碎帯 1 m間平均
6	龍 導 坑	tr	134	0.04	tr	39.78	脈幅40cm間

(松村, 1957)

されている。脈幅は平均 20 cm 程度で、局所的に 40~60 cm まで肥大することもある。鉱脈の下盤には幅 3~10 m の灰白色粘土が伴われている。主な鉱石鉱物は、閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱で、脈石鉱物として、石英・方解石・絹雲母が認められる。このタイプの鉱石の品位を第 11 表に示す。

スカルン鉱床は、前述の鉱脈鉱床の東方約 150 m に位置し、三カ所の露頭が発見されているが、本格的な採鉱は行われていないため、詳細は不明である。主な鉱物として、ザクロ石・透輝石・アメス緑泥石・ベスブ石・黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・方解石・珪灰石がある。

生産量 1956年約70tの鉱石を三菱金属鉱業株式会社へ売鉱した。

X.3 マンガン

本地域に分布するマンガン鉱床は、ほとんどピリカ型マンガン鉱床に属し、このタイプの北限となっている。この他に、珪酸マンガン鉱床やマンガン土鉱床も小規模に認められる。

今井島牧鉱山（五十嵐・小松，1957；地質調査所，1967）

位置 島牧郡島牧村字千走にあり、千走川温泉の東方約1.5kmに位置している。

沿革 すでに最初の採掘は1897年から始まり、1906年、ビー・ファブルグラント・エンド・サン合名会社が開発に着手し、一時活況をみたが、鉱量不十分のため、1911年休山した。その後小規模な探鉱が試みられたが、本格的な稼行に至らず、1940年再び休山した。戦後、今井鉱業株式会社の所有となり、探鉱採掘を行い、1953年休山し、現在に至っている。

鉱床および鉱石 鉱床はピリカ型マンガン鉱床で凝灰角礫岩を下盤とし、八雲層の頁岩を上盤とする層状マンガン鉱床である。鉱床の走向・傾斜は、N 30° E 70°NWで、厚さは35cmとなっている。さらに地表部近くでは芋マンガンを認められる。鉱体の下盤で赤鉄鉱が認められている。また、主なマンガン鉱物として硬マンガン鉱と軟マンガン鉱が確認されている。

鉱石の分析値の例を第12表に示した。

第12表 各マンガン鉱山の鉱石品位

	Total Mn	MnO ₂	CaO	Fe	SiO ₂
1 鉱床露頭	54.70	45.85	0.44	0.98	6.46
2 1号坑採掘跡	57.89	87.84	0.62	1.18	3.78
3 金属鉱	24.96	27.11	1.50	1.08	41.42
4	39.19			1.56	24.50
5 塊 鉱	55.93			0.34	2.06
6 粉 鉱	30.29			3.69	18.38

1,2; 今井島牧 3; 永豊 4; 三宝 5,6; 岩田新島牧
(五十嵐・小松, 1957; 成田ほか, 1965; 五十嵐, 1962b)

生産量 昭和5年まで、Mn 1638 t (MnO 291 t)

昭和6～28年までMn 37.5%の鉱石を730 t生産した。

永豊鉱山 (五十嵐・小松, 1957; 地質調査所, 1967)

位置 島牧郡島牧村字泊にあり、泊川の左岸山腹約1 kmに位置している。

沿革 1899年頃すでに採掘されていたが、その後休山した。1935年頃豊平鉱山により坑道が開口され1940年まで稼行された。その後、1949年永豊鉱山株式会社の所有となり、下部探鉱を実施し、かなり出鉱したが、1953年休山し現在に至っている。

鉱床および鉱石 鉱床はピリカ型マンガン鉱床で、大平川層の凝灰岩を下盤とし、八雲層の頁岩と上盤として胚胎される。鉱床は二鉱体(第1・第2鉱体と呼ばれている)確認されているが、いずれもほぼ地層の走向傾斜に沿っている。第1鉱体は走向延長120 m・傾斜延長160 mで、第2鉱体は走向延長200 m・傾斜延長100 mで厚さはそれぞれ0.5～2.5 mである。鉱床は下盤側で比較的塊状鉱・上盤側では暗赤色～黒色粘土の中に芋状鉱として産する。マンガン鉱物として、硬マンガン鉱・軟マンガン鉱が認められている。

鉱石の分析値を第12表に示す。

生産量 昭和15年～28年までにMn精鉱を8,930 tを採掘した。

山宝鉱山(土屋種川マンガン鉱山) (成田ほか, 1965)

位置 瀬棚郡今金町種川の上流にあり、メップ岳の東南東約3 kmに位置している。

沿革 鉱床の発見の経緯は不明であるが、1956年頃土屋繁一が探鉱を行い、若干の鉱石を搬出した。

鉱床および鉱石 鉱床は、メップ沢層の凝灰角礫岩中に胚胎される層状マンガン鉱床で、鉱床の走向・傾斜はN 10～40°W 20～30°SWで、厚さは0.1～1.0 mである。鉱床の下盤側には低品位のマンガン鉱が存在し、上盤側には、粘土質岩をはさんで変質岩がある。上盤側には石英・菱マンガン鉱の細脈・紅レン石・水マンガン鉱の鉱染が認められる。主なマンガン鉱物はブラウン鉱・バーネス鉱・紅レン石が確認されている。

分析値を第 12 表に示す

生産量 不明

岩田新島牧鉱山（五十嵐，1962 b）

位置 島牧郡島牧村字泊地内にあり，泊川の上流小金井沢に位置している。

沿革 第二次大戦中に発見され，その後，地表および坑道探鉱を実施したが，現在閉山している。

鉱床および鉱物 この鉱床は大平川層の凝灰岩を下盤としているが，鉱体の一部が崖錐堆積物中に存在していること，鉱石の多くは粉鉱であること，小金井温泉から現在もマンガン土が沈殿しつつあることなどからピリカ型マンガン鉱床とは異なり，現世の温泉沈殿によるマンガン土鉱床とされている。鉱石はほとんど黒色～黒褐色の粉鉱からなるが，一部，黒色の塊鉱が存在する。鉱石鉱物は結晶度の悪いパーネサイトが認められているが，ほとんどは非晶質である。鉱床の賦存範囲は 85 m×35 m，厚さは平均 0.5 m 程度（最大 1.5 m）と予想されている。

分析値を第 12 表に示す。

生産量 本格的に採掘していない。

神威鉱床（成田ほか，1965）

位置 島牧郡島牧村にあり，泊川の支流カモイ沢の合流付近の左岸側に位置している。

鉱床および鉱石 鉱床は泊川層群中に胚胎する層状の珪酸マンガン鉱床で，見掛けの下盤側に珪質塩基性凝灰岩，上盤側はチャートとなっている。チャート中には網状のマンガン鉱床が認められる。走向・傾斜は N 80°E 70°NE の層状珪酸マンガン鉱床で厚さは 0.5～0.6 m となっている。

生産量 生産された実績はない。

X. 4 石 灰 石

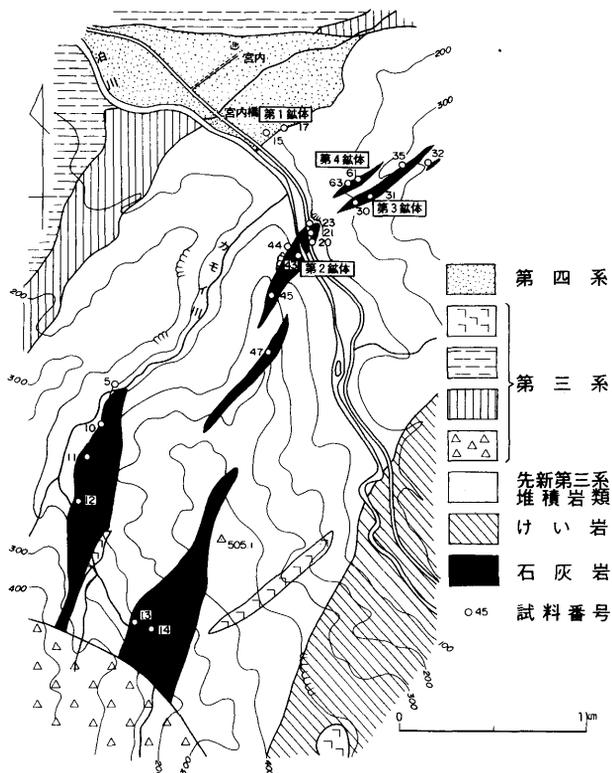
本図幅地域の泊川層群には，多くの石灰石鉱体が含まれている。先述のように岩相は多様で，古くから，土壌改良資材用，装飾用などの原料として注目さ

れてきた。しかし、険しい山間に分布することなど立地条件が悪かったため、これまで稼行の対象となったのは、島牧村泊川地区のみである。

泊川石灰石鉱床（西山，1892；北海道庁，1936；堤ほか，1965）

位置 島牧村宮内温泉の南南西約1kmの泊川ぞいの兩岸の山地に位置する。

沿革 この鉱床の存在については、大平川上流の石灰岩体とともに古くから知られており、1889年には寿都町の宮永義運によって開発がおこなわれている。この年には、海岸から馬道をひらき石灰石3千石を札幌に出荷した。また焼成もおこなわれたようである。1935年には、土壤改良用炭カル生産のため北



第38図 泊川石灰石鉱床図（堤ほか，1965）

第13表 泊川石灰石鉱床各鉱体の規模と鉱量

	走向延長 (m)	傾斜延長 (m)	面積 (m ²)	概算鉱量 (t)
第1 鉱体	150	12	1800	100,000
第2 鉱体	20	30	600	130,000
第3 鉱体	500	15	7500	810,000
第4 鉱体	240	20	4800	320,000

概算鉱量 = 平均厚さ × 面積 × 比重
(堤ほか, 1965)

第14表 泊川石灰石鉱床の石灰石分析結果

試料番号	採取箇所	CaO%	MgO%	R ₂ O ₃ %	P ₂ O ₅ %	SiO ₂ %	鉱石の種類
5	カモイ川沿い	46.35	1.19	0.93		11.57	灰色, 緻密質, 微晶質
10	"	46.17	tr	0.80	tr	15.03	白~灰白色 " "
11	"	53.84	"	1.17	"	1.00	" " " "
12	カモイ川沿い	54.73	tr	0.57		0.50	灰白色~暗灰色 " "
13	"	54.91	"	0.60	0.039	0.13	灰白色~灰色 " "
14	"	53.84	"	1.47		0.73	暗灰色 千枚状 " "
15	第1 鉱体	54.55	"	0.60		0.23	灰白色 緻密質 " "
17	"	54.55	"	0.17		0.23	" " " "
20	第2 鉱体	54.55	"	0.54		1.03	" " " "
21	"	54.37	"	0.14		0.93	" " " "
22	"	54.91	"	0.47	0.046	0.90	" " " "
43	"	53.97	"	0.37		0.40	" " " "
44	"	53.45	"	0.67	0.063	1.23	" " " "
45	"	53.10	"	0.67		1.10	灰色 " "
30	第3 鉱体	43.50	"	1.37		20.93	" " " "
31	"	52.23	"	0.74		4.27	乳白~灰白色 " "
35	"	54.32	"	1.07		0.20	灰白色 " "
61	第4 鉱体	54.14	"	0.43		0.77	" " 微晶質~粗晶質
63	"	53.27	"	0.60		1.80	" " 微晶質
32	あんきよの沢上流	43.14	"	0.83		20.10	暗灰色 " "
47	カモイ川南岸峯	51.36	"	4.03		0.87	乳白~灰白色 " "

(堤ほか, 1965)

海道庁営寿都石灰工場が設立され、その採掘場として本格的に開発が始められた。採掘場と島牧村永豊の間には馬鉄軌道が敷設され、そこから船で寿都まで運ばれた。設立時の埋蔵量は70万t、手堀により年間1万8千tを採掘する計画であった。第二次大戦後になっていくつかの鉱山会社の所有になったが、現在は採掘されていない。

鉱床および鉱石 レンズ状ないし層状の4ないし5鉱体からなる(第38図)。泊川流域の鉱体は、各鉱体とも走向および傾斜はN 40~70°E 45~75°NWであ

り、延長は20～500 mである(第13表)。鉱石は暗灰色～白灰色のミクライト質石灰岩が主体で、一部に同質の礫からなる石灰岩礫岩を含む。CaOは42～54%で、おおむねセメント、鉄鋼、製糖などの用途に適する(第14表)。

鉱量 堤ほか(1965)によれば、泊川に沿った部分だけで概算136万tとされている(第13表)。

X. 5 石 炭

旧大平炭礦(地質調査所, 1960)

大平山の山頂北西側にあり、炭層は大平川層中に胚胎され、膨縮の変化が著しく、連続性に乏しい。炭層は砂岩や泥岩を挟在し、全体として山丈16 m、炭丈8 mとなっている。1948年、後志炭礦により採掘計画が立てられたが、雪崩により中止した。

X. 6 温泉(北海道立地下資源調査所, 1976)

千走温泉

島牧村千走にあり、千走川の河口より約4 km上流に位置している。この温泉は1871年頃に開かれ、その後東方でマンガン鉱山が操業していたため満庵湯とよばれていた。1967年～71年にボーリングを行い、泉源数が増加した。現在浴用に利用されているほか、小規模なハウス栽培や養殖(ヤマベ)にも利用されている。

二股温泉

長万部町大峯にあり、二股川の上流の右岸枝沢に位置している。この温泉は明治以前すでに利用されていたといわれるが、1898年秋田県人の嵯峨重良によって開かれ、嵯峨温泉と呼ばれていた。その後、樋口善太郎が湯の華を薬用として販売した。現在は浴用として利用されているほか、湯の華細工も販売されている。また、温泉周辺には大規模な石灰華ドームがあり、天然記念物に指定されている。

大峰温泉

長万部大峯にあり、二股温泉より二股川の上流右岸に位置している。この温泉は、以前から河床に湧出していることは知られていたが、調査当時は利用さ

第 15 表 各温泉の泉質分析結果

	湧出量 (l/min)	泉温 (°C)	pH	RpH	T.S.M	Ca	Mg	Na	K	全鉄	Cl	HCO ₃	SO ₄	F	HBO ₂	SiO ₂	Free CO ₂	H ₂ S
二股温泉	9.6	42.1	6.5	7.9	10,344	684.5	146.3	2,579	307.0	2.03	4,918	1,495	113.2	0.27	232.3	39.5	270.2	0.00
大峰温泉	50	35.8	7.0	-	10,830	232.8	161.4	3,652	194.0	3.24	4,084	4,357	195.2	0.28	117.2	293.7	1144	0.00
千走温泉1号井	57.2	38.5	6.5	8.0	3,061	190.0	76.6	814	84.6	3.66	574.8	2,001	255.1	1.14	17.0	30.4	336.6	0.00
同上2号井	12.8	41.4	6.4	8.1	3,661	209.0	81.4	1,000	104.2	1.62	745.0	2,214	311.8	1.09	20.4	35.4	81.4	0.00
河鹿温泉	60.5	67.5	6.5	7.8	2,952	287.5	39.6	619	101.0	3.36	1,075	744.7	233.7	0.95	69.4	88.3	117.7	0.00
黄金温泉	49.9	50.3	6.5	7.6	3,662	498.3	80.9	441.5	204.5	0.08	1,129	739.3	578.7	0.56	66.0	49.0	203.9	15.71

(SiO₂: 比色法)

(mg/l)

(北海道立地下資源調査所, 1976)

れていなかった。しかし、近年浴用として利用されているようである。

黄金温泉

泊川上流の小金井川上流約 2 km にあり、本図幅のほぼ中央に位置している。発見は古いと思われるが、詳細は明らかでない。現在、露天風呂が作られているがほとんど利用されていない。

河鹿温泉

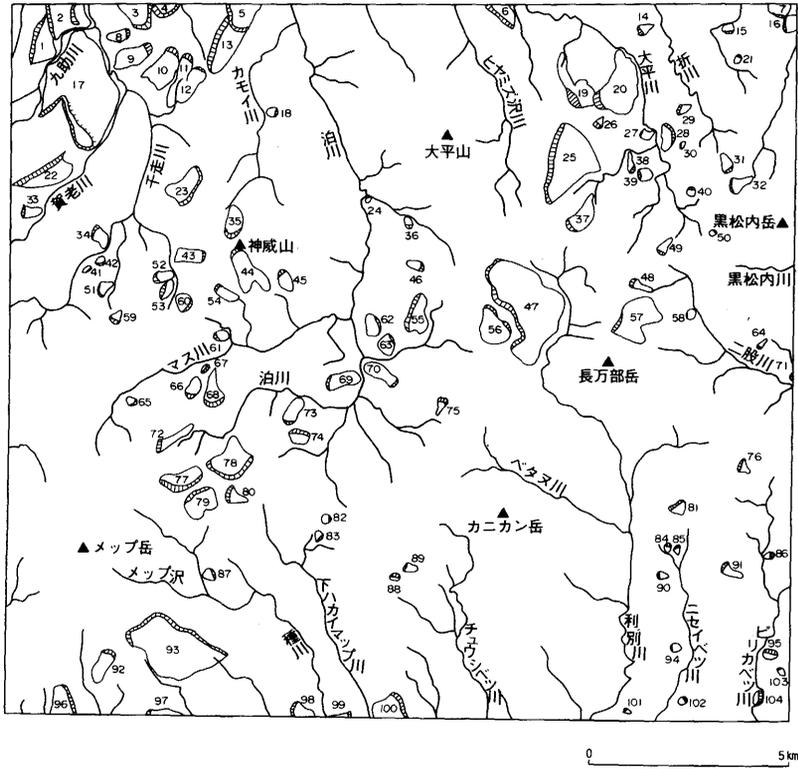
泊川の中流左岸にあり、河床から湧出している。この温泉は昭和 42 年(1967)島牧村の温泉開発の一環として実施されたボーリングの結果湧出したものである。現在、露天風呂が作られている。

各々の温泉の分析値を第 15 表に示す。

X. 7 地すべり

4 万分の 1 空中写真 (M 1156-A, M 1187-A, M 445 の米軍撮影および HO-66-7 Y, C 8-C 11 の国土地理院撮影) の判読により、大平山図幅内では合計 104 ヶ所の地すべり地形が確認された (第 39 図, 第 16 表)。分布頻度は図幅北西部と北東部にやや集中する傾向がある。地すべり地形の面積の平均は 0.4 km², 最大のもののは 5 km² に達する。また、2 km² 以下のものについて、長さ/幅比と面積との関係 (第 40 図) でみると、0.5 km² 以上のものについては逆比例の、それ以下のものについては正比例の関係にあるように見受けられる。地すべり運動の形態からみると前者はスランプタイプであり、後者はフロータイプにあたるらしい。

図幅範囲の地すべり地形を地質構造との関連でみると (第 17 表)、滑落崖



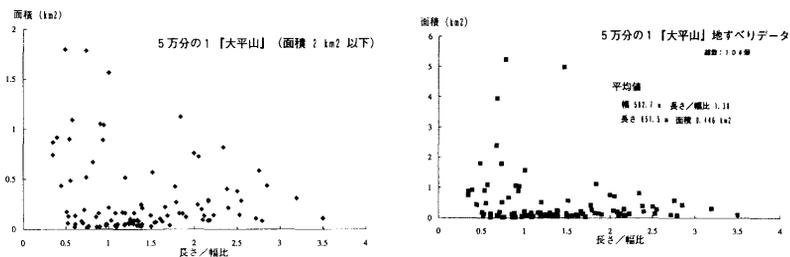
第 39 図 本図幅地域の地すべり分布図

第16表 本図幅地域の各地すべりの規模

SERIAL	WIDTH	LENGTH	L/W RATIO	AREA	SERIAL	WIDTH	LENGTH	L/W RATIO	AREA
1	1459	786	0.5387	0.9008	55	1053	585	0.5556	0.4843
2	1757	1295	0.7371	1.7876	56	1019	836	0.8204	0.6691
3	695	1390	2.0000	0.7588	57	1184	1119	0.9451	1.0403
4	739	886	1.1989	0.5143	58	254	249	0.9803	0.0498
5	1406	1418	1.0085	1.5662	59	295	395	1.3390	0.0917
6	1784	621	0.3481	0.8703	60	478	423	0.8849	0.1591
7	523	525	1.0038	0.2157	61	289	386	1.3356	0.0875
8	285	603	2.1158	0.1351	62	586	419	0.7150	0.1929
9	463	1103	2.3823	0.4008	63	430	501	1.1651	0.1691
10	690	1046	1.5159	0.5669	64	175	300	1.7143	0.0412
11	518	1430	2.7606	0.5816	65	256	317	1.2383	0.0638
12	391	798	2.0409	0.2455	66	325	606	1.8646	0.1549
13	1558	894	0.5738	1.0940	67	223	135	0.6054	0.0237
14	288	462	1.6042	0.1043	68	552	981	1.7772	0.4252
15	331	232	0.7009	0.0604	69	406	879	2.1650	0.2805
16	437	473	1.0824	0.1625	70	377	961	2.5491	0.2848
17	2077	3053	1.4699	4.9810	71	207	201	0.9710	0.0327
18	238	295	1.2395	0.0552	72	351	1121	3.1937	0.3093
19	667	1562	2.3418	0.8186	73	348	726	2.0862	0.1981
20	881	1622	1.8411	1.1227	74	532	324	0.6090	0.1353
21	164	227	1.3841	0.0293	75	228	493	2.1623	0.0881
22	1648	575	0.3489	0.7436	76	322	404	1.2547	0.1021
23	1103	1029	0.9329	0.8914	77	1113	497	0.4465	0.4345
24	175	131	0.7486	0.0181	78	1218	1100	0.9031	1.0530
25	2116	1434	0.6777	2.3843	79	941	698	0.7418	0.5158
26	252	318	1.2619	0.0629	80	439	613	1.3964	0.2113
27	242	376	1.5537	0.0713	81	429	367	0.8555	0.1237
28	661	336	0.5083	0.1747	82	253	246	0.9723	0.0489
29	244	398	1.6311	0.0761	83	241	267	1.1079	0.0505
30	185	160	0.8649	0.0233	84	213	230	1.0798	0.0384
31	343	513	1.4956	0.1382	85	213	253	1.1878	0.0423
32	413	687	1.6634	0.2227	86	158	237	1.5000	0.0294
33	319	539	1.6897	0.1350	87	327	337	1.0306	0.0865
34	417	498	1.1942	0.1629	88	331	202	0.6103	0.0523
35	437	783	1.7918	0.2684	89	277	375	1.3538	0.0818
36	234	360	1.5385	0.0663	90	215	300	1.3953	0.0506
37	439	1099	2.5034	0.3788	91	283	630	2.2261	0.1402
38	195	544	2.7897	0.0833	92	415	899	2.1663	0.2927
39	291	378	1.2990	0.0863	93	2707	1855	0.6853	3.9449
40	244	269	1.1025	0.0517	94	229	296	1.2926	0.0533
41	217	167	0.7696	0.0284	95	389	266	0.6838	0.0813
42	239	285	1.1925	0.0535	96	1720	679	0.3948	0.9174
43	337	808	2.3976	0.2139	97	440	1255	2.8523	0.4334
44	670	1376	2.0537	0.7246	98	474	656	1.3840	0.2440
45	333	608	1.8258	0.1592	99	200	700	3.5000	0.1099
46	232	506	2.1810	0.0924	100	2164	1059	0.4894	1.7997
47	2909	2290	0.7872	5.2332	101	164	179	1.0915	0.0230
48	224	609	2.7188	0.1073	102	187	250	1.3369	0.0366
49	237	498	2.1013	0.0928	103	180	245	1.3611	0.0345
50	187	168	0.8984	0.0248	104	383	200	0.5222	0.0602
51	398	518	1.3015	0.1616					
52	286	545	1.9056	0.1224	平均	582.68	651.46	1.3863	0.4459
53	560	296	0.5286	0.1299		m	m		km ²
54	268	678	2.5299	0.1427					

第17表 本図幅地域の各地すべりの地質との関係

No.	Main Scarp	Underlying bed	No.	Main Scarp	Underlying bed	No.	Main Scarp	Underlying bed
1	Kal	Ys	36	Tgt	Tgt	71	Ys	Ys
2	Kt	Ys	37	Ot	Ot	72	Mb, Mem	Meb
3	Kb	Ys	38	Ot, Ys	Ys	73	Qp	Meb
4	Kb	Ys	39	Ot	Ys	74	Qp, Mw	Mw
5	Kb	Ys	40	Ys	Ys	75	Ot	Tk
6	Tgt	Ys	41	Mb	Mb	76	Gd	Gd
7	Ys	Ys	42	Mb	Mb	77	Al	Meb
8	Kb	Ys	43	Ry	Mt	78	Qp	Qp
9	Kb	Ys	44	Ry	Mt	79	Al	Meb
10	Kb	Ys	45	Mb	Mb	80	Qp	Meb
11	Kb	Ys	46	Ot	Tgt	81	Mr	Gr
12	Kb	Ys	47	Ot	Ot	82	Gd	Mt
13	Kb	Ys	48	Ot	Ot	83	Gd	Mt
14	Ys	Ys	49	Ot	Ys	84	Gr	Gr
15	Ys	Ys	50	Ys	Ys	85	Gr	Gr
16	Ys	Ks	51	Mb	Mb	86	Kuc	Kuc
17	Kal	Ys	52	Mt	Mt	87	Meb	Gd
18	Ls	Ls	53	Mt	Mt	88	Khc	Gd
19	Oc	Ys, Tgt	54	Mt	Mt	89	Khc	Gd
20	Ys	Ys	55	Tgt	Mb	90	Gr	Kuc
21	Ys	Ys	56	Ot	Mb	91	Khc	Kus
22	Kal	Ys	57	Ot	Ot	92	Meb	Meb
23	Mb	Ys	58	Ot	Ot	93	Meb	Meb
24	Tk	Tgt	59	Mt	Mb	94	Kus	Kus
25	Oc	Ot	60	Mt	Mt	95	Kum	Kum
26	Ot	Ys	61	Mb	Ma	96	Meb	Meb
27	Ys	Ys	62	Tk	Mt, Mb	97	Meb	Mr
28	Ys	Ys	63	Tk	Mt, Tgt	98	Khc	Tgt
29	Ys	Ys	64	Ys	Ys	99	Tk	Tk
30	Ys	Ys	65	Mb	Al	100	Kha	Khc, Tk
31	Ys	Ys	66	Mb	Mb	101	Ks	Ys
32	Ka, Kb	Ys	67	Mb	Mb	102	Kus	Kus
33	Kal	Kal	68	Mb	Mb	103	Kum	Kum
34	Kal	Mb	69	Mb	Mw, Mt	104	Kut	Kut, Do
35	Ry	Mt	70	Mw, Tgt	Mt			



第40図 本図幅地域の地すべりの長さ／幅と面積との関係
(川村信人博士による)

(Main Scarp)の地質が狩場山溶岩(Kal), 黒松内層の安山岩質ハイアロクラスタイト(Kb), 大平川層上部層(Ot)の場合が多く, 流紋岩(Ry), 石英斑岩(Qp), 花崗岩類(Gr)のこともある。また, 崩積土の下底部(Underlying bed)の地質は八雲層の硬質頁岩および泥岩(Ys)が多く, マス川層の凝灰角礫岩(Mb), 同じく凝灰岩および凝灰質砂岩(Mt), メップ沢層凝灰角礫岩(Meb)などがある。とくに, 滑落崖が溶岩や火山岩類で, 崩積土下底が硬質頁岩や泥岩などの堆積岩の組み合わせでの発生率が高い。また, 本図幅北西部の千走川と九助川との間には林野庁所管の地すべり防止指定区域(番号17)がある。

文 献

- BLOW, W. H., (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRONNIMANN, P. and RENZ, H. H., eds., 1st Internat. conf Planktonic Microfossils, Genova 1967, Proc., 1, 119-422.
- 地質調査所(1959) 本邦産花崗岩質岩石の化学成分. 217 p.
- (1960) 日本鉱産誌 (V-a) 主として燃料となる鉱石. 775 p.
- (1967) 北海道の金属非金属鉱床総覧. 575 p.
- 道南グリーン・タフ団体研究グループ(1984) 西南北海道・島牧地域の新第三系. 地球科学, 38, 380-396.
- 橋本 亘・猪郷久義(1962) 北海道西南部より中生代化石の発見. 地質学雑誌, 68, 537.
- HASHIMOTO, W. and IGO, H. (1962) Discovery of Mesozoic fossils from southwestern Hokkaido. *Proceedings of the Japan Academy*, 38, 502-507.
- 橋本 亘・島田忠夫(1960) 北海道南部より古生代珊瑚の発見, 地質学雑誌, 6, 235-236.
- 北海道庁(1936) 北海道庁寿都石灰工場要覧. 北海道庁, 13 p.
- 北海道開発局(1977) 特定鉱床開発促進資料『泊川上流地域』. 34 p.
- 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, 158 p.
- 五十嵐昭明(1962 a) 島牧郡島牧村岩田新島牧鉱山のマンガン鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, No.74, 37-41.
- (1962 b) 島牧郡島牧村三恵鉱山の金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, No.74, 17-35.
- ・小松直蔵(1957) 永豊・今井島牧(湯沢) 鉱山附近のマンガン鉱床. 北海道地下資源調査資料, No.32, 48-56.
- KANEOKA, I., YAMAGISHI, H. and YAHATA, M. (1987) K-Ar ages of the Neogene submarine volcanic rocks and overlying Quater-

- nary subaerial lavas from the Mt. Karibayama area, South-west Hokkaido. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan, Series 2*, **32**, 329-333.
- 川村信人・田近 淳・川村寿郎・加藤幸弘(1986) 西南北海道の中・古生層の地質構成と産状, 地団研専報, No.31, 17-32.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩のK-Ar dating (IV) —東北日本花崗岩類一. 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 41-55.
- 久保和也・石田正夫・成田英吉(1983) 長万部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 70 p.
- ・柴田 賢・石田正夫(1988) 西南北海道, 長万部地域の新第三紀火山岩類のK-Ar年代. 地質学雑誌, **94**, 789-792.
- 松井 愈・土居繁雄・武田裕幸・魚住 悟・藤江 力・秋葉 力・吉村尚久・小原常弘・小田切俊夫(1955) 北海道後志国今金町東北部地域地質鉱床調査報告. 北海道立地下資源調査所(今金町), 56 p.
- 松村 明(1957) 後志国島牧村地内の銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱床調査報告 I オープンセサミ鉱山の銅・鉛・亜鉛鉱床. 北海道地下資源調査資料, No.32, 38-47.
- 松村 明(1962) 山越郡長万部鉱山の金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・マンガン鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, No.74, 1-15.
- 湊 正雄(1978) 北海道の古期火山噴出物. 地団研専報, No.21, 193-197.
- MIYASHIRO, A. (1978) Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**, 91-104.
- MULLEN, E. D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₃: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**, 53-62.
- 長尾 巧・佐々保雄(1933 a) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(1). 地質学雑誌, **40**, 555-577.
- ・———— (1933 b) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(2). 地質学雑誌, **40**, 750-775.

- 中野正史・是友次郎・吉野理恵子(1979) 西南北海道東北部島牧村永豊に産する石灰岩の考察. 北海道教育大学卒業論文(手記).
- 成田英吉(1964) 北海道メップ岳周辺の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱床
(1)後志国今金鉱山地域の地質と鉱床. 地質調査所月報, **15**, 463-476.
- ・五十嵐昭明(1969) 西部北海道長万部岳西方地域の鉱化作用. 地質調査所報告, No.234, 1-51.
- ・————・山田敬一・番場猛夫・伊藤 聰・松村 明・山屋政美 村瀬 正・池田国昭(1965) 後志国島牧村今金町地区の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガン・硫化鉄鉱床. 北海道地下資源調査資料, No. 98, 1-31.
- 西山正吾(1891) 北海道鉱床調査報文. 北海道庁, 301 p.
- 岡 孝雄・三谷勝利(1981) 今金町の地質. 今金町, 77 p.
- OKADA, H. (1983) Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S. eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*, Terra pub., Tokyo, 107-122.
- RHODES, J. M. (1973) Major and trace element chemistry of basalts from Leg 9 of the Deep Sea Drilling Project. *EOS. (Transaction of American Geophysical Union)*, **54**, 1014-1015.
- 斎藤昌之(1958) 西島牧村泊川銅・鉛・亜鉛鉱床(オープンセサミ鉱山). 地下資源調査所報告, No.20, 37-38.
- 佐藤 謙(1987) 大平山自然環境保全地域及び周辺地域の石灰岩植生—北海道石灰岩植生の植物, 社会学的研究—. 大平山自然環境保全地域調査報告書, 環境庁自然保護局, 133-171.
- 佐藤文男・白幡浩志(1965) 西南北海道の花崗岩質岩の岩石化学的研究. 岩石鉱物鉱床学会誌, **54**, 14-22.
- 鈴木 守・藤原哲夫・三谷勝利(1967) 長万部町の地質. 長万部町, 62 p.
- ・高橋功二(1969) 北檜山町の地質. 北檜山町, 62 p.
- ・山岸宏光・高橋功二・庄谷幸夫(1981) 5万分の1地質図幅「寿都」及び同説明書(1984). 北海道立地下資源調査所, 32 p.

- 田近 淳・岩田圭二・黒沢邦彦(1984) 西南北海道・島牧村大平山周辺の中生界. 地球科学, **38**, 397-407.
- 高橋 清・一ノ関鉄郎・大倉 保・秋葉文雄・村田勇治郎・古田土俊夫 (1980) : 北海道渡島半島新第三系微化石層序 ― 主に, 有孔虫・珪藻・放射虫・各化石の産出状態とそれらの生層序学的関係について ―. 石油資源技研所報, **23**, 142-164.
- 高島 彰(1950) 今金鉱山銅・鉛・亜鉛鉱床調査報告. 地質調査所月報, **1**, 199-204.
- 通商産業省(1979) 大平山(その1). 地熱開発基礎調査報告書, No.8, 70 p.
- 堤 秀造・成田 昭・杉林義明(1965) 石灰石, 西南北海道, 島牧地区. 国内鉄鉱原料調査第4報, 通商産業省, 155-158.
- 矢島澄策・陸川正明(1939) 10万分の1地質図幅「長万部」説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, No.3, 17 p.
- YAMAGISHI, H. (1979) Classification and features of subaqueous volcanoclastic rocks of Neogene age in Southwest Hokkaido, Japan. *Report of the Geological Survey of Hokkaido*, No.51, 1-10.
- 山岸宏光・黒沢邦彦(1987) 5万分の1地質図幅「原歌および狩場山」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 36 p.
- 吉田 尚・青木ちえ(1972) 北海道松前半島の古生層と渡島半島南部のコノドントの産出について. 地質調査所月報, **23**, 635-646.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

OHBIRAYAMA

(SAPPORO-47)

BY

Kunihiko KUROSAWA, Jun TAJIKA,
Masahiro YAHATA and Hiromitsu YAMAGISHI
(Written in 1993)

Abstract

The mapped district is situated at the Oshima Peninsula, South-west Hokkaido, corresponding to the northern extension of so-called "Green Tuff Region" of Northeast Japan. It is located between latitude 42° 30'-42° 40'N, and longitude 140° 00'-140° 15'E.

Geology

The mapped district is geologically composed of Late Jurassic to Early Cretaceous sedimentary rocks, Cretaceous granitic rocks, Neogene volcanic and sedimentary rocks, and Quaternary volcanic rocks and sediments. Geological succession in this district is summarized in Tabel 1.

The Jurassic to Cretaceous System

The Late Jurassic to Early Cretaceous sedimentary rocks are basement rocks of the Neogene and Quaternary formations of this district. The sedimentary rocks represented by Tomarigawa Group are exposed in the central and southern part of this district, and are composed of the

Table 1

Age		Geological System		Thickness(m)		Remarks	
Quaternary	Pleistocene	Alluvium deposits				Karibayama volcano	
		Terrace deposits					
		Karibayama Lava					
		Kasubedake Lava					
Neogene	Pliocene	Kuromatsunai F.	Kamihakaimappugawa F.	Upper	100 ~ 250+	Makomanaigawa Granitic Rocks <i>Makiyama chitanii</i> Transgression	
				Lower			100 ±
	Late	Yakumo F.		1000			
		Miocene	Kum'nui F.	Meppuzawa F.	Upper		500 ~ 1200+
	Lower				400 ~ 1200+		
	Middle		Upper	Obiragawa F.	Lower		250+
			Lower				
	Early	Masugawa F.		1500+			Plant fossils
	Cretaceous	Granitic Roks					Thermal metamorphism
	Early Cretaceous } Late Jurassic	Tomarigawa G.	Garozawagawa F.		400 ~ 1400+		Radiolarian fossils
Kanayamagawa F.			1100+		Conodonts Radiolarian fossils		

Kanayamagawa Formation and the Garozawagawa Formation.

The Kanayamagawa Formation consists mainly of shale, alternating beds of sandstone-shale and bedded chert, associated with conglomerate, sandstone and basaltic tuff.

The Garozawagawa Formation consists of tuff including pebbles of chert and limestone, hyaloclastite and basalt lavas. It is accompanied by a small amount of shale, sandstone and limestone.

The Cretaceous Granitic Rocks are divided into the following two types; biotite hornblende granodiorite and biotite granite-granodiorite. They are exposed in the southern part of this district, and are accompanied by several small dykes of aplite and pegmatite. The Tomarigawa Group has been intruded by Cretaceous Granitic Rocks, resulting into formation of hornfels and recrystallization of limestone.

The Neogene System

The Neogene system is composed of the Masugawa Formation, the Kun'nui Formation, the Obiragawa Formation, the Meppuzawa Formation, the Yakumo Formation, the Kamihakaimappugawa Formation and the Kuromatsunai Formation in ascending order.

The Masugawa Formation is distributed in the central to the western part of the mapped district. It consists of tuff breccia, welded tuff, andesite lavas and tuffaceous sandstone. The upper part of this formation yields plant fossils. This formation is correlative with the Fukuyama to Yoshioka Formations in the Matsumae district of the southeast margin of the Oshima Peninsula. This formation overlies unconformably the Tomarigawa Group and Cretaceous Granitic Rocks mentioned above.

The Kun'nui Formation is distributed in the southeast of the mapped district. It consists mainly of conglomerate, sandstone and mud-

stone. The lower part is basal conglomerate and sandstone, the middle is dark greyish mudstone, and the upper is greenish tuff. The uppermost part includes basaltic tuff breccia in places. This formation overlies unconformably the Cretaceous Granitic Rocks and the Masugawa Formation.

The Obiragawa formation is distributed in the northeast of the mapped district. It consists mainly of conglomerate and greenish tuff. The lower part is basal conglomerate and sandstone, the upper is greenish tuff, tuff breccia and tuffaceous sandstone. This formation overlies unconformably the Tomarigawa Group.

The Meppuzawa Formation is distributed in the west of the mapped district. It consists of conglomerate, tuff breccia, andesite lavas, basaltic pillow lavas and mudstone. This formation overlies unconformably the Masugawa Formation. The Makomanaigawa Granitic Rocks intruded into this formation during its deposition. They are comprised of granodiorite, quartz diorite, granophyre, etc.

The Yakumo Formation is distributed in the northeast and northwest of the mapped district, conformably overlying the Obiragawa Formation and the Kun'nui Formation. This formation unconformably covers the Tomarigawa Group with a basal conglomerate. This formation consists mainly of "hard shale" and mudstone intercalated with tuff and tuffaceous sandstone, accompanied by a small amount of basaltic hyaloclastite.

The Kamihakaimappugawa Formation is distributed in the south of the mapped district, resting on the Meppuzawa Formation unconformably. This formation consists mainly of conglomerate and andesitic hyaloclastite.

The Kuromatsunai Formation is distributed in the northeast of the mapped district, conformably overlying the Yakumo Formation. The Kuromatsunai Formation consists mainly of tuff, siltstone and andesitic

hyaloclastite interbedded with two pyroxene andesite lavas.

The Quaternary System

The Quaternary System in this district is divided as follows; The Kasubedake Lava, the Karibayama Lava, Terrace Deposits and Alluvium.

The Kasubedake Lava is distributed in the southwest of the mapped district. It is composed of the Kasubedake extending from the map of "Harauta and Karibayama". This lava is of two pyroxene andesite.

The Karibayama Lava is distributed in the northwest of the mapped district, making up the Garoh-gen'ya. It is of two pyroxene hornblende dacite.

The Terrace Deposits are distributed along the Pirikabetsu-gawa at the southeast corner of the mapped district. They consist of gravel, sand and mud.

The Alluvium is distributed along the Chihase-gawa in the northeast of the mapped district. It is made up of gravel, sand and mud.

Applied Geology

Mineral Resources

In this mapped district, gold, silver, copper, lead, zinc, iron sulfide, manganese and limestone have been exploited as mineral resources. However, they are not utilized at present. The ore deposits of gold, silver, copper, lead, zinc and iron sulfide are regarded as epithermal fissure-filling vein type and network type. The major ore minerals are native gold, sulfides, oxides and carbonates. While, the manganese ore deposits in this district are recognized as mainly bedded manganese

deposit, and are classified into two types; one is Pre-Tertiary mineralization type whose major ore minerals are manganese silicates. The other is mainly so-called "Pirika Type" whose major ore minerals are Mn-oxides formed during the Tertiary age.

A small scale limestone deposits are interbedded in the Tomarigawa Group.

Coal Resource

Coal resource in the mapped district occurs in a small scale in the northwest of the summit of the Ohbira-yama.

Hot Springs

There are several hot springs in the mapped district. The hot springs of Chihase, Futamata and Ohmine are mainly utilized for bathing at present, but Kogane and Kajika hot spa are not utilized in winter nowadays.

Landslides

There are 140 landslides throughout the mapped district. Most of the landslides are distributed in the areas of "hard shale" and mudstone, belonging to the Yakumo Formation.

第 I 図版 島牧村大平山周辺の中生代（三畳紀）コノドント・放散虫化石の
走査電顕写真

（白線：0.1mm）

（岩田圭示博士提供）

1-8；コノドント化石，9；放散虫化石

1； *Neogondolella polygnathiformis* (BUDROV & STEFANOV)

Loc. CH-20

2； *Gladiogondolella* sp. Loc. CH-20

3； *Neogondolella* sp. Loc. CH-20

4； *Neospathodus* sp. Loc. CH-20

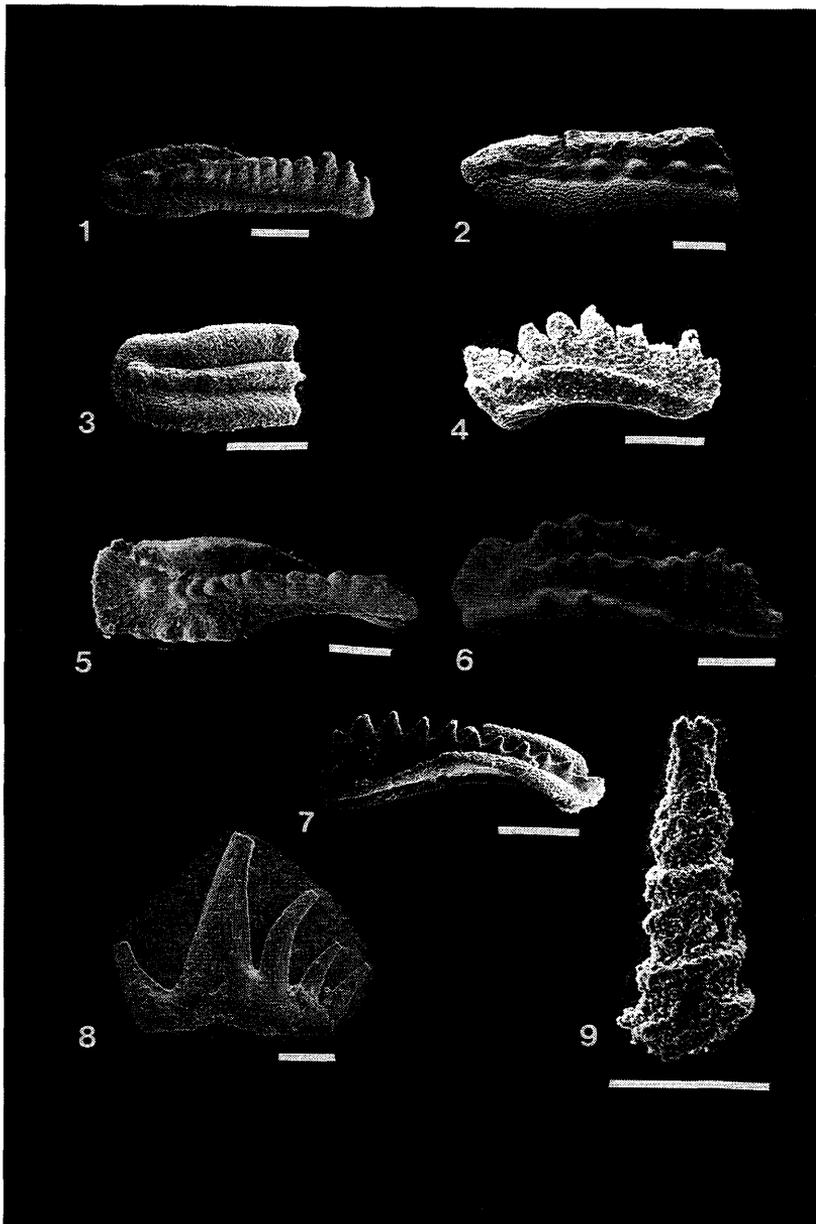
5； *Epigondolella abneptis* (HUCKERIEDE) Loc. CH-21

6； *Neogondolella nodosa* (HAYASHI) Loc. CH-21

7； *Neogondolella* cf. *nodosa* (HAYASHI) Loc. CH-21

8； *Diplodolella petrae-viridis* (HUCKERIEDE) Loc. CH-20

9； *Triassocampe* sp. Loc. CH-17



5万分の1地質図幅説明書

(大 平 山)

平成5年3月26日(1993)発行

北海道立地下資源調査所

〒060 札幌市北区北19条西12丁目

TEL (011)747-2211(代)

印刷所 興国印刷株式会社

札幌市西区西町南13丁目1-40

TEL (011) 665-4155

EXPLANATORY TEXT

of the

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

OH BIRAYAMA

(SAPPORO-47)

BY

Kunihiko KUROSAWA, Jun TAJIKA, Masahiro YAHATA

&

Hiromitsu YAMAGISHI

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO

FUKUTOSHI HAYAKAWA, DIRECTOR

Kita 19 Nishi 12 Kitaku, Sapporo 060, JAPAN

1993