

55(524)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

札幌(4)第67号

遊樂部岳地域の地質

石田正夫

昭和56年

地質調査所

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
III. 先第三紀堆積岩類	7
IV. 花崗岩類	8
V. 新第三系	10
V. 1 白別層	10
V. 2 関内層	13
V. 3 左俣川層	16
V. 4 訓縫層	22
V. 5 八雲層	24
V. 6 貫入岩 I	31
V. 7 黒松内層	32
V. 8 貫入岩 II	39
V. 9 瀬棚層	40
VI. 第四系	49
VI. 1 段丘堆積物	49
VI. 2 オチャラッペ火山灰層	50
VI. 3 扇状地堆積物	51
VI. 4 駒ヶ岳火山灰	51
VI. 5 氾濫原堆積物	53
VII. 地質構造発達史	53
VIII. 応用地質	54
VIII. 1 銅・鉛・亜鉛・マンガン	55
VIII. 2 温泉	57
文 献	58
Abstract	61

図・表・目 次

第 1 図 遊楽部岳地域地質層序総括図	4
第 2 図 地質構造図	6
第 3 図 先第三紀堆積岩類中のチャート露頭写真	7
第 4 図 遊楽部岳地域及び周辺の新第三系対比図	11
第 5 図 白別層中の変質安山岩露頭写真	12
第 6 図 関内層中の泥岩砂岩互層露頭写真	13
第 7 図 遊楽部岳地域化石産地	14

第8図	左俣川層柱状図	17
第9図	左俣川層砂岩泥岩部層中の互層露頭写真	20
第10図	訓縫層柱状図	22
第11図	訓縫層凝灰角礫岩部層露頭写真	24
第12図	八雲層柱状図	25
第13図	八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩露頭写真	28
第14図	八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩露頭写真	29
第15図	八雲層泥岩砂岩部層中の泥岩露頭写真	31
第16図	岩子岳写真	32
第17図	黒松内層柱状図	34
第18図	黒松内層シルト岩砂岩部層中のシルト岩露頭写真	35
第19図	黒松内層シルト岩砂岩部層中の異常堆積露頭写真	36
第20図	黒松内層シルト岩砂岩部層中の異常堆積露頭写真	36
第21図	黒松内層シルト岩砂岩部層中の異常堆積露頭写真	37
第22図	黒松内層シルト岩砂岩部層中の互層露頭写真	38
第23図	黒松内層火山角礫岩部層中の火山角礫岩露頭写真	38
第24図	安山岩岩脈露頭写真	40
第25図	瀬棚層柱状図	41
第26図	瀬棚層露頭柱状図	42
第27図	瀬棚層有孔虫化石産地	42
第28図	瀬棚層砂岩部層中の砂岩露頭写真	47
第29図	瀬棚層砂岩部層中の斜層理露頭写真	47
第30図	瀬棚層礫岩砂岩部層中の礫岩露頭写真	49
第31図	駒ヶ岳火山灰分布図	52
第32図	八雲鉱山鉱床位置図	55
第33図	鉱化作用の経過図	56
第34図	下の湯試錐柱状図	58
第1表	黒雲母角閃石花崗閃緑岩化学分析表	9
第2表	黒雲母角閃石花崗閃緑岩K-Ar年代測定表	9
第3表	関内層産植物化石表	14
第4表	遊楽部岳地域花粉分析表	15
第5表	左俣川層産有孔虫化石表	18
第6表	八雲層産有孔虫化石表	26
第7表	瀬棚層産貝化石表	43
第8表	瀬棚層産有孔虫化石表	45
第9表	駒ヶ岳火山灰Ko-e層一次鉱物組成	52
第10表	駒ヶ岳火山灰Ko-d ₁ 層一次鉱物組成	52
第11表	温泉分析表	56

遊樂部岳地域の地質

石田正夫*

遊樂部岳地域の地質図は、北海道開発庁の委託によって作成されたものである。野外調査研究を昭和40年から45年にかけて行い、その後室内研究を継続しその結果をとりまとめた。

この研究を進めるにあたって、西南北海道に発達する新第三系の層序については北海道支所山口昇一技官、火成岩については同久保和也技官・本所の沢村孝之助技官、及び北海道大学番場猛夫教授、貝化石については鳥羽水族館の大山桂博士及び北海道開拓記念館の赤松守雄氏、花粉化石については北海道大学佐藤誠司博士からそれぞれ教示と協力を受けた。また、岩石薄片作製は谷津良太郎技官ほか、製図は熊谷なな子技官によって行われた。なお、現地調査にあたり、八雲町役場・今金町役場・八雲営林署及び今金営林署などの各機関から種々便宜を受けた。上記の方々及び各機関に対し厚く感謝の意を表する。

I. 地 形

遊樂部岳地域は、北海道西南部渡島半島のほぼ中央に位置し、東経 $140^{\circ} 0'$ から $140^{\circ} 15'$ 、北緯 $42^{\circ} 10'$ から $42^{\circ} 20'$ の範囲にある。渡島半島で最も狭い地域で、太平洋内浦湾岸の八雲市街地と日本海側熊石町鮎川との間は、直距離にして26kmである。行政区画上、本地域の大半が八雲町に属し、今金町・北桧山町・大成町及び熊石町の一部が含まれている。

本地域の地形は地質及び地質構造を反映して著しく変化に富み、1)山地、2)丘陵性山地、3)段丘、4)扇状地及び5)沖積地と5大別することができる。

1)山地 比較的急峻で起伏に富む地形区である。その区域は遊樂部川上流・鉛川上流から遊樂部岳・岩子岳を含む南西部と、トワルベツ川東方から花浦にかけての北東部の山地がこれに相当する。

南西部は先第三紀堆積岩類・花崗岩類・新第三紀中新世に属する比較的堅硬な堆積岩及び火山岩によって構成されている。この地形区は急峻な山稜と密度の大きい谷とからなり、下刻作用が著しくほぼ壮年期の地ぼうを呈する。遊樂部岳(1275.5m)をはじめとして、冷水岳(1175.0m)・太櫓山(1053.4m)・ペンケ岳(855.6m)・三角山(741.2m)及び賀呂山(693.7m)などの高峰が連なっている。

北東部は遊樂部川及びその支流のトワルベツ川に囲まれた地域であり、主として新第三紀中新世の訓縫層及び八雲層が分布している。南西部と同様に比較的堅硬な岩石によって構成され、谷の密度も大きい。この地域の特徴は、トワルベツ川の支流をはじめ河川の流路がほとんど東西方向の傾向を有するこ

*北海道支所

と及び小規模な地すべり地形が非常に数多く認められることである。

2) 丘陵性山地 地域北西部オチャラッペ川流域から八線を経て南東部賀呂川流域にいたる地形区であり、主として中新世後期の黒松内層及び鮮新世の瀬棚層によって構成されている。両層の岩相が比較的軟質であることから全体的に浸食が進み、開析されてはいるが谷密度の小さい丘陵性山地を形成している。ただ、この地形区の中で、ペンケルペシュペ川及び鉛川などの河川の下流域には、八雲層の硬質頁岩が分布しており、この地域は前述の北東部と同様の地ぼうを呈している。

3) 段丘 地域中央部上八雲・北西部の日進及び南東部の砂蘭部川^{きらんべ}東方大新周辺などに分布する。河岸段丘が最も顕著に発達するのは、地域中央部の上八雲から春日にかけてであり9段を数える。

	段丘の標高	分布地
第1段丘 (t_1)	260-360m	ハチクマ川上流
第2段丘 (t_2)	180-260m	八線, 日進, 大新
第3段丘 (t_3)	140-190m	上八雲南方
第4段丘 (t_4)	100-160m	上八雲-鉛川-音名川中流
第5段丘 (t_5)	80-120m	上八雲-鉛川-春日
第6段丘 (t_6)	60-100m	上八雲-キリンペタム川下流
第7段丘 (t_7)	40-60m	ペンケルペシュペ川下流
東8段丘 (t_8)	20-40m	同 上
第9段丘 (t_9)		各河川流域

第1段丘 (t_1) 上八雲付近のキリンペタム川中流部右岸東方及びハチクマ川上流部の丘陵地にあり、標高は360mにも達している。この地域の最も高い面を形成し、キリンペタム川河床からの比高は120mである。堆積物はほとんど削剝されており、北方に向って緩傾斜する平坦面だけが残されている。

第2段丘 (t_2) 上八雲周辺では第1段丘の前面にあり、ハチクマ川からセイヨウベツ川下流域にかけて北西-南東方向に分布し、標高は180-260mである。キリンペタム川の川床からの比高は約100mにも達し、第1段丘と同様に堆積物が残されていない場合が多い。

日進周辺では西隣久遠地域の第2段丘(吉井ほか, 1973)及び北西隣瀬棚^{せたな}地域の高位段丘(佐川・植田, 1969)と連続し、厚さ4-5m内外の堆積物が認められる。また、本段丘は北隣今金地域にかけても広く発達する。

地域南東部の大新周辺では、東隣八雲地域に発達する標高200-300mの境川面(石田, 1978)と連続する。

第3段丘 (t_3) 上八雲八線周辺に発達する標高140-190mの面であり、この延長部は鉛川周辺でも認められる。ペンケルペシュペ河床からの比高は約80mである。

第4段丘 (t_4) 遊楽部川右岸で上八雲から春日まで西北西-東南東方向に広く分布する標高100-160mの面である。なかでも鉛川から春日にかけて広く発達する。鉛川で河床からの比高は60-70mである。

第5段丘 (t_5) 第4段丘と同じ地域でその前面に分布し、標高80-120mの面である。キリンペタム川での河床からの比高は約40mである。

第6段丘 (t_6) 遊楽部川・トワルベツ川及びセイヨウベツ川が合流する地域で発達が著しく、上八雲

市街をのせる標高60-100mの平坦面である。鉛川に向うにしたがって幅が狭くなる。上八雲地域で遊楽部川河床からの比高は10-20mである。

第7段丘 (t₇) 上八雲市街から鉛川付近にかけて分布する標高40-60mの面であり、ペンケルペシュペ川川口付近に発達する。ペンケルペシュペ川河口で河床からの比高は約10mである。

第8段丘 (t₈) 遊楽部川とトワルベツ川の合流部及びペンケルペシュペ川川口に小範囲に分布する標高20-40mの面である。遊楽部川河床からの比高は5m前後である。

第9段丘 (t₉) 現在の各河川に沿って形成されているもので、標高は河川によって異なる。各河川の河床からの比高は2-5mである。

以上各段丘について述べたが、これらは東方内浦湾岸沿いに長万部から森にかけて顕著に発達する海成段丘と連続する。第1-2段丘は八雲地域の境川面(石田, 1978)に、第3-4段丘は野田追面に、第5-7段丘は山越段丘面及び落部段丘面に、第8段丘以下は森段丘面に対応すると思われる。

4) 扇状地 遊楽部川及び砂蘭部川の下流域には、本地域から八雲地域にかけて広大な扇状地が形成されている。砂蘭部川川口から約17km上流の海拔100m以上の地点を扇頂として北方へ拡がり、扇端は標高10m前後となり平地と連続している。扇端の幅は約5kmにも及んでいる。この扇状地は緩傾斜で北方へ高度を下げており、前述の各段丘との関係及び平地との境界はきわめて不明瞭となっている。扇頂近くでは砂蘭部川の下刻作用が著しく、河床との比高が大となっている。

5) 沖積地 各河川の流域及び域内東部海岸平野部に分布する。花浦・山崎周辺は内浦湾沿いに発達する海岸平野の西部部にあたる。いずれも氾濫原堆積物によって構成される。

水系は地域西部の桧山・渡島支庁界をつくる山稜が分水界となり、東側と西側とに2分される。東側では太櫓山を源とする遊楽部川が約25kmの流路をもち、セイヨウベツ川・キリンペタム川・トワルベツ川・ペンケルペシュペ川・鉛川及び賀呂川など域内大部の河川を集め、八雲地域内で砂蘭部川と合流し内浦湾に流入している。このほか、ブイタウシ川及び早瀬川などわずかな小河川が直接内浦湾に注いでいる。一方、西側では見市川が遊楽部岳及び岩子岳にその源を發し、南流して南隣相沼地域で日本海に流入し、オチャラッペ川は善右衛門沢川などを集め、北隣今金地域内で利別川と合流し、これも日本海に注いでいる。

遊楽部川は上八雲から八雲までほぼ東西性の流路をとるが、上八雲から上流部は北東方向に流れている。遊楽部川の右岸側の大きな支流は、ほとんど北東方向に流路をとり並走している。一方、北東部においてはトワルベツ川の支流であるポントワルベツ川・エカシナイ川・クオペタヌ川及びピラメントウシナイ川などは西流し、南北方向に伸びる稜線を挟んで、ブイタウシ川及び早瀬川が東流している。いずれも東西方向の流路をとり並走している。このように地域によって水系の差異が認められる。

II. 地 質 概 説

遊楽部岳地域は、東北日本のいわゆるグリンタフ地域の延長部に相当する。

本地域では、先第三紀堆積岩類及び花崗岩類を基盤とし、白亜紀の堆積岩及び古第三系を欠き、新第三紀中新世から鮮新世にかけての堆積岩及び火成岩が広く発達する。さらにこれらを第四紀更新世から

完新世の段丘堆積物・扇状地堆積物・火山灰及び氾濫原堆積物などが不整合に覆っている。

本地域の地質層序は第1図に示すとおりである。

基盤岩類は本地域から久遠地域にわたる遊楽部岳ドームの中核をなしており、左侯川上流及び見市川上流に分布するものと、域内東部立岩付近にごく小範囲に露出するものがある。本岩類は主として先第三紀の堆積岩類とこれに貫入した花崗岩類とから構成される。堆積岩類はチャート及び砂岩が卓越し粘板岩を伴い、花崗岩類の貫入によってホルンフェルスとなる部分が多くみられる。立岩では砂岩を原岩とするホルンフェルスが認められるが、花崗岩類は地表に露出していない。花崗岩類のうち、花崗閃緑岩は域内西部から久遠・熊石及び相沼地域にかけて広域的に分布する。角閃石及び黒雲母を多く含み、一般にカリ長石は少ない。

新第三系は、下位から中新世の白別層・関内層・左侯川層及び訓縫層・八雲層・黒松内層及び鮮新世の瀬棚層とに分けられる。

白別層は、地域西部遊楽部岳周辺に発達する。本層は主として玄武岩ないし輝石安山岩溶岩及び同質の凝灰角礫岩などからなり、わずかに砂岩及び礫岩を挟んでいる。火山岩は一般に変質作用により緑泥石が形成され、緑色が強くなる場合が多い。本地域では白別層の時代を示唆する証拠は見出されていない。しかし、久遠地域において白別層と同時異相とされ、輝石安山岩質火砕岩からなる太櫓層が分布し、この中に挟まれる凝灰質砂岩から阿仁合型植物群に属する植物化石の産出が知られている。白別層及び太櫓層はともに関内層に覆われることから、西南北海道標準層序の福山層に相当する。

関内層は地域西部左侯川及びキリンペタム川上流地域に分布し、白別層を不整合に覆っている。本層

時代	層序	層厚	岩相	化石	備考
第四紀 更新世	氾濫原堆積物(a)・駒ヶ岳火山灰・扇状地堆積物(f)		礫・砂・粘土・火山灰		
	オチャラップ火山灰(P) 河岸段丘堆積物(t ₁₋₉)		デイサイト質軽石流堆積物 礫・砂・粘土		
新第三紀	瀬棚層 礫岩砂岩部層(Sg)		礫岩・砂岩 シルト岩・凝灰岩を伴う		断層・褶曲の完成 傾動運動 堆積盆の縮小・分化 安山岩・流紋岩 海退・陸域拡大 ドライト・デイサイト 石英礫岩類・閃緑ひん岩 安山岩 海域の拡大 玄武岩 安山岩 デイサイト 台島型植物化石 海進のはじまり
	砂岩部層(Ss)	200~600m	砂岩 礫岩・シルト岩・凝灰岩を伴う		
	黒松内層 シルト岩砂岩部層(Kms)		シルト岩・砂岩 凝灰岩・礫岩を伴う		
	火山角礫岩部層(Kmv)	110~1100m	火山角礫岩・凝灰角礫岩・安山岩溶岩を伴う		
	八雲層 泥岩砂岩部層(Ys)		泥岩・砂岩・硬質頁岩 凝灰岩を伴う		
	硬質頁岩部層(Yh)		硬質頁岩・シルト岩 砂岩・凝灰岩を伴う		
	火山角礫岩部層(Yv)	500~1500m	火山角礫岩 安山岩溶岩・凝灰質砂岩を伴う		
	左侯川層 玄武岩(Hb)		玄武岩 凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩		
	訓縫層 凝灰角礫岩部層(Ks)		凝灰質砂岩・安山岩溶岩・凝灰岩・砂岩・泥岩を伴う		
	関内層 砂岩泥岩部層(Hs-Hsb-Hm)		砂岩・泥岩 凝灰角礫岩		
白別層 砂岩部層(Km)	300~1000m	砂岩・泥岩 凝灰角礫岩 凝灰岩を伴う			
関内層 礫岩部層(Hc)	50~200m	礫岩・砂岩			
白別層 関内層(Sn)	700~900m	凝灰質安山岩および玄武岩溶岩・同質凝灰角礫岩・火山角礫岩 基底部に礫岩・砂岩			
先第三紀	花崗岩類(G)		角閃石黒雲母花崗閃緑岩 砂岩・チャート・粘板岩		
	堆積岩類(Pt)		石英閃緑岩・トーナル岩・礫れいを伴う (一部ホルンフェルスとなる)		

第1図 遊楽部岳地域地質層序総括図

は主として黒灰―暗灰色の泥岩からなり、砂岩を伴ってしばしば泥岩砂岩互層を形成する。本地域で化石の産出がみられなかったが、久遠地域に分布する関内層からは、台島型植物群に属する植物化石及び汽水―浅海棲の貝化石の産出が報告されている。白別層が一般に岩相及び堆積状況から、すべて陸成の堆積物によって占められるのに対し、関内層中には久遠地域でみられるように貝化石の産出があり、一部海成の要素が認められている。しかし、本地域まで海水の進入した証拠は無く、ここでは陸域の湖沼堆積物と推察される。本層は西南北海道標準層序の吉岡層に相当する。

左俣川層は域内西部に分布し、一般に基底部に礫岩をもって下位の白別層及び関内層を不整合に覆っている。本層は礫岩から泥岩まで粗粒相から細粒相にいたる堆積サイクルを繰り返している。また、本層の中・上部には輝石安山岩質凝灰角礫岩・火山角礫岩・玄武岩溶岩及び同質の火砕岩を伴っているが、これら火山岩類は緑泥石化及び炭酸塩化作用を受け変質している場合が多い。久遠地域において、本層から門ノ沢型動物群に属する浅海性の貝化石を産し、また、花粉分析の結果から台島型植物群に属するものが産出している。有孔虫化石からも暖海性の環境下にあったことが推定される。本層は西南北海道標準層序の訓縫層に相当する。本地域では左俣川層と訓縫層の両地層名を使用した。これは分布地域が離れ、また、岩相がかなり異なることなどの理由による。

訓縫層は北東隣の国縫地域を模式地とし、本地域では遊楽部背斜の中核をなして分布する。本層は一般に火砕岩が卓越するが、下部では黒色泥岩が多くみられる。火砕岩は輝石安山岩を主体とする凝灰角礫岩・火山角礫岩・凝灰岩及び凝灰質砂岩などからなり溶岩を伴っている。輝石安山岩は左俣川層中のものと同様に緑泥石化や炭酸塩化などの変質作用を受け暗緑色を示し、いわゆるグリンタフの主要構成員となっている。本層は瀬棚地域の馬場川層に相当する。

八雲層は域内東部の遊楽部川沿い地域を模式地としている。西南北海道に広く分布し、いわゆる硬質頁岩をもって特徴づけられる海成層である。本層は下位の左俣川層及び訓縫層を整合的に覆う。本層は主として硬質頁岩・泥岩及び砂岩との互層からなり、鍵層として有効な数枚の凝灰岩を挟有する。本層下部はほとんど硬質頁岩によって構成されるが、地域南部でみられるように、局地的な火山活動によってもたらされた火砕岩を伴っている。上部は硬質頁岩の量が次第に減少し、シルト岩及び砂岩が卓越した互層を主体とする。化石としては *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を普遍的に産し、有孔虫化石は *Cyclammina* spp. 及び *Haplophragmoides* spp. など主として砂質殻を有するものが産出する。貝化石はほとんど見出されない。本地域で八雲層を3部層に分けたが、このうち、硬質頁岩部層及び泥岩砂岩部層は、その岩相・層序から松前半島南部地域の桧山層群(秦・山口, 1969)の木古内層及び厚沢部層にそれぞれ相当する。貫入岩は黒松内層の堆積を境としてⅠとⅡに分ける。

黒松内層は域内中央部に広く分布し、主として珪藻質ないし凝灰質のシルト岩及び砂岩からなり、一般に下位の八雲層との関係は整合漸移である。しかし、域内南部では安山岩質火砕岩及び同質溶岩が顕著に発達し、シルト岩砂岩部層と指交しており、この地域では直接左俣川層を不整合に覆っている。シルト岩砂岩部層中には、オチャラッペ川流域でみられるように大規模な異常堆積層が存在する。シルト岩中には珪藻及び *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を普遍的に産するが、貝化石及び有孔虫化石はごく少ない。本層は松前半島南部地域の館層及び久遠・瀬棚地域の真駒内層に相当する。

貫入岩は黒雲母石英斑岩をはじめ閃緑ひん岩・流紋岩・安山岩及び粗粒玄武岩などで、左俣川層及び

訓縫層の堆積末期から黒松内層の堆積時にかけてしばしば活動が行われている。

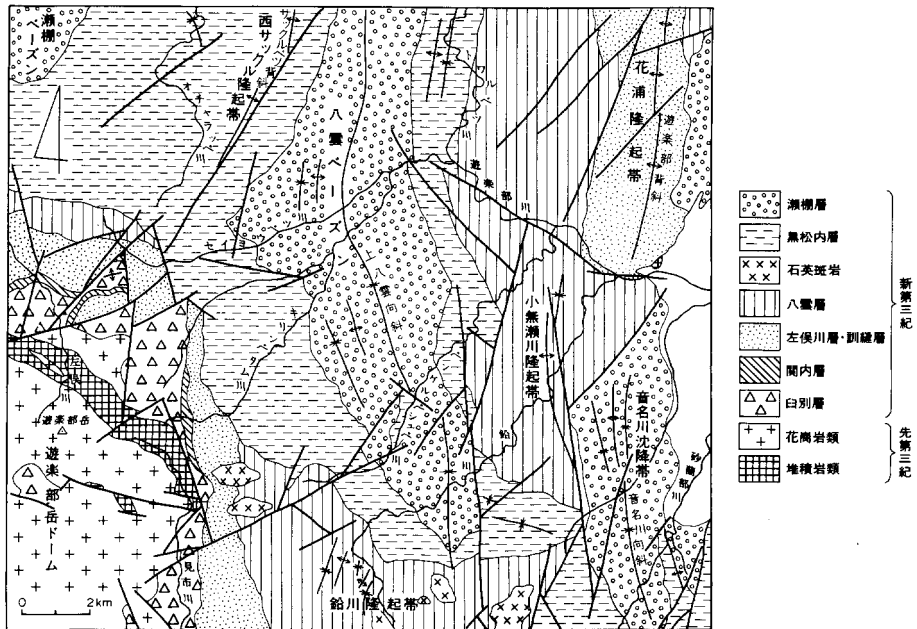
瀬棚層は域内中央部上八雲向斜の両翼をはじめ広く分布している。本層は鮮新世に属する浅海性の砂岩を主体とし、礫岩及び凝灰岩を伴っている。本層が厚く堆積する夏路付近などでは、黒松内層とは見掛上整合様の累重関係を示すが、東部山崎付近での訓縫層及び八雲層を明らかに不整合で覆っている。本層中には瀬棚動物群に属する浅海棲の貝化石をはじめ有孔虫化石及び珪藻化石を多産する。

第四系は遊楽部川右岸側で顕著に発達する段丘堆積物をはじめとして、大関火山灰層、扇状地堆積物、駒ヶ岳火山灰及び氾濫原堆積物からなる。駒ヶ岳火山灰は域内東部を広く覆っているが、地質図では表現していない。

地質構造は第2図のとおり、いくつかのドーム構造・隆起帯・ベーズン構造及び沈降帯によって構成される。本地域には南西部の遊楽部岳ドーム・北東部の花浦隆起帯中央南部の鉛川隆起帯及び東部の小無瀬川隆起帯などがある。一方、これらに対応して、北西部に瀬棚ベーズン・中央部には域内で最も規模が大きい八雲ベーズン及び南東部には音名川沈降帯が存在する。広域調査(通商産業省資源エネルギー庁, 1978)では久遠地域の太櫓ドームから遊楽部岳ドームを通り、鉛川隆起帯にいたる北西-南東方向の構造線を久遠構造線と呼称し、花崗岩類の貫入方向として重視している。

ドーム及び隆起帯の形成時期についてみると、遊楽部岳ドームは花崗岩類の貫入時、花浦隆起帯は訓縫層末期、鉛川隆起帯及び小無瀬川隆起帯は八雲期末期にそれぞれ形成されたものと推定される。ベーズン及び沈降帯はこれらのドーム及び隆起帯に挟まれて存在する。

断層系は遊楽部岳ドーム地域で、基盤の差別的昇降運動の影響を受けて複雑化しており、北西-南東系とともに北東-南西系のものも存在する。域内中央部から東部にかけては、北北西-南南東系及び北東-南



第2図 地質構造図

西系が多い。東部の遊楽部川沿いに北西―南東系の断層があり、訓縫層及び八雲層を大きく切っている。

本地域で褶曲構造を形成する主なものは、サックルベツ背斜・遊楽部背斜及びこれらに対応する上八雲向斜・音名川向斜などが存在する。また、鉛川隆起帯・音名川沈降帯及びサックルベツ川周辺地域では、いくつかの小褶曲構造が認められる。

Ⅲ. 先第三紀堆積岩類 (Pt)

本岩類は花崗岩類とともにこの地域の基盤をなしている。久遠地域から本地域にかけて、花崗閃緑岩を主体とする大規模な花崗岩類の進入によって、本岩類は著しくブロック化されている。

分布 先第三紀堆積岩類は、地域西部左俣川上流及び見市川上流域など遊楽部岳ドーム地域に分布する。このほか、東部の八雲町立岩でごく小範囲に露出する。

岩相・岩質 遊楽部岳ドーム地域において、本岩類は細粒砂岩及びチャートからなり粘板岩を伴っている。花崗岩類の進入によって熱変成を受けホルンフェルスとなる場合も多く、ときには縞状片麻岩様の外観を呈する部分も認められる。ホルンフェルスは鏡下で、石英・白雲母及び硫化鉱物がみられる。また、チャートでは一般に再結晶作用が進んでいる。

東部の立岩では砂岩を原岩とするホルンフェルスからなり、新第三紀中新世の訓縫層によって不整合に覆われる。訓縫層の岩相と比較し非常に堅硬で削割され難いことから、周囲より突出した状態で取り残されている。鏡下では石英・斜長石・カリ長石・黒雲母及び白雲母などが認められる。石英及び斜長石はともに粒状であり、一般に径0.3-1.0mmと粗粒である。とくに石英は径1.2mm内外の大きいものまで認められ、強い波動消光を示す。黒雲母は径0.2mm内外であり、カリ長石及び白雲母は量的に少ない。また局部的に圧碎状の部分も認められる。

対比 遊楽部岳ドーム地域の先第三紀堆積岩の時代については、まだ時代を示唆する化石の産出がみ



第3図 先第三紀堆積岩類中のチャート (見市川上流)

られず不明な点が多い。しかし、本地域は東北日本の中・古生層の構造区分（吉田・青木，1972）で北部北上帯に属しており，渡島半島南部地域で石炭紀後期とされている松前層群（橋本ほか，1958）と岩相が類似することなどから考察して，ほぼ同時代の堆積物である可能性が高い。一方，東部立岩付近の本岩類は，東北日本構造区の岩泉帯の北方延長部にある渡島半島部の上礫層群及び亀田半島に分布する戸井層の延長部にあたる。上礫層群及び戸井層からは，三疊紀後期を指示するコノドント化石が産出している（坂上ほか，1969；吉田・青木，1972）。いずれにしても，本地域の堆積岩類は前述の地層と地域も離れ，また，化石も未発見で正確な時代が未詳であることから，ここでは先第三紀堆積岩類として取り扱った。

IV. 花崗岩類（G）

花崗岩類は域内西部から，久遠・相沼及び熊石地域にかけて，先第三紀堆積岩類中に大規模な進入を行い遊楽部岳ドームを形成している。本地域はこの遊楽部岳岩体の東部にあたり，先第三紀堆積岩類に接触変成を与えている。

分布 見市川・左俣川上流から平田内川上流にかけて広域に分布する。

岩質 本地域の花崗岩類の大部分は花崗閃緑岩である。しかし，遊楽部岳岩体北部の太櫓山岩体では，やや塩基性で花崗閃緑岩とともに，トータル岩・石英閃緑岩及び単斜輝石斑れい岩を伴う。これらの岩相は相互に複雑に入りこんだ分布を示すため，境界を明らかにすることが困難であり，本報告では花崗岩類として総称する。

遊楽部岳岩体は角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。鏡下では完晶質等粒構造を示す。斜長石・石英・黒雲母を主体としカリ長石は少ない。このほか副成分鉱物として燐灰石・ジルコン及び磁鉄鉱などが含まれる。石英は波状消光を示し，しばしば圧碎構造を示している。斜長石は径数mmの半自形ないし他形の結晶で，アルバイト双晶及び集片双晶が普通であるが累帯構造は少ない。一般的に変質作用及び鉍化作用を受けており，斜長石の汚濁のほか，緑れん石及び硫化鉍物が認められる。

太櫓山を構成する花崗岩類は前述の岩相からなる。花崗閃緑岩は普通角閃石・黒雲母・斜長石・石英及びカリ長石からなる中粒優白質完晶質岩である。石英閃緑岩は普通輝石・単斜輝石・黒雲母・斜長石・石英及びカリ長石からなる細粒優白質岩である。単斜輝石斑れい岩は単斜輝石・角閃石・黒雲母・斜長石及び石英からなる粗粒優黒質岩である。

なお，遊楽部岳岩体及び太櫓山岩体の黒雲母角閃石花崗閃緑岩についての化学分析が通商産業省資源エネルギー庁（1978）によって行われており，その化学分析値及びノルム計算値は第1表のとおりである。

年代 この地域の花崗岩類の年代については最近までほとんど測定資料がなかった。ただ，河野・植田（1966）が久遠地域で太櫓ドームを構成する毛無山花崗岩体の花崗閃緑岩をK-Ar法で測定した結果，111m. y. を示している。このことから周辺地域も含めて花崗岩類の進入時期は，白亜紀末と推定されていた。

最近，通商産業省資源エネルギー庁（1978）によって本地域の花崗岩類のK-Ar法による年代測定が

第1表 黒雲母角閃石花崗閃緑岩化学分析表

	左俣川	見市川	太櫓山
SiO ₂	61.79	62.35	59.99
TiO ₂	0.75	0.60	0.83
Al ₂ O ₃	16.51	16.18	16.07
Fe ₂ O ₃	0.78	1.37	1.64
FeO	4.02	4.33	4.82
MnO	0.20	0.11	0.13
MgO	3.08	2.45	3.41
CaO	4.26	4.25	6.03
Na ₂ O	2.80	2.68	2.61
K ₂ O	2.98	2.04	1.74
P ₂ O ₅	0.14	0.21	0.29
H ₂ O (+)	2.23	2.46	0.06
H ₂ O (-)	0.31	0.25	0.29
Total	99.85	99.98	100.03
q	18.60	21.93	18.74
c	1.30	1.62	
or	18.10	16.65	10.54
ab	24.35	23.31	22.64
an	20.79	20.28	27.67
Sal. total	83.14	83.79	79.59
hy	13.91	12.48	14.80
mt	1.16	2.05	2.44
il	1.47	1.17	1.62
ap	0.33	0.49	0.69
Fem. total	16.87	16.19	19.55

通商産業省資源エネルギー庁 (1978) による

第2表 黒雲母角閃石花崗閃緑岩 K-Ar 年代測定表

地 域	K-Ar 年代 (m. y.)	試 料	試料重量 (g)	K-含有量 (%)	⁴⁰ ArR/ ⁴⁰ K	空気補正 (%)
左 俣 川	45	全 岩	1.0387	3.20	0.002644	20.25
見 市 川	114	黒 雲 母	1.0098	1.66	0.006882	21.34
太 櫓 山	133	黒 雲 母	1.0124	3.58	0.008031	6.48

通商産業省資源エネルギー庁 (1978) による

行われている。遊楽部岳花崗岩体及び太櫓山花崗岩体の花崗閃緑岩の年代測定結果は第2表に示されている。

遊楽部岳花崗岩体の花崗閃緑岩は左俣川で45m. y., 見市川上流で114m. y., また、太櫓山花崗岩体の花崗閃緑岩は133m. y. を示している。これらの花崗岩体以外に周辺地域で行われている測定結果も含めると、ほぼ白亜紀初期から末期までの範ちゅうに入る。左俣川上流の花崗閃緑岩の測定値は他のものよりも少なく、古第三紀に相当する若い年代を示すが、これは新第三紀の火成活動及び構造運動、とくに変質による若返りと考えられている。なお、太櫓山花崗岩体は最も古い数値を示し、他岩体と岩相の差異が認められることと考え合せ、他の岩体よりも侵入時期が古い可能性がある。

V. 新 第 三 系

北海道南西部渡島半島の新第三系については、長尾(1932)、長尾・佐々(1933a・b, 1934a・b)によって標準層序がたてられ、本地域はその模式地の1つとされている。ほぼ同時期に福富ほか(1936)によって、遊楽部岳地域を含む周辺地域について鉱産物資源を対象とした広域的な地質調査が実施されている。その後、西南北海道の各地域において、岩石・層位・古生物及び鉱床など各分野からの研究が進められ、多数の研究報告が公表されている(ASANO, 1938; 矢島・陸川, 1938; 松井ほか, 1955; 藤江ほか, 1957; 橋本ほか, 1958; 魚住・藤江, 1958; 佐藤・白幡, 1965; 舟橋, 1966; 秋葉ほか, 1966; 成田・山田, 1967)。また、現在までに渡島半島の大部分の地域で5万分の1地質図幅調査が行われ、西南北海道の地質層序・地質構造及び構造発達史などについて詳細な説明がなされてきている。

本地域の新第三系は、下位から白別層・関内層・左俣川層及び訓縫層・八雲層・黒松内層及び瀬棚層からなる。左俣川層以降の地層はいくつかの部層に分けられる。なお、左俣川層と訓縫層はほぼ同一時期の堆積物からなるが、分布地域が離れ、岩相も異なることから並列して取り扱った。

遊楽部岳地域の層序は第1図に、周辺地域との対比については第4図に示すとおりである。

V. 1 白別層 (Ub)

模式地・命名者 久遠郡大成町の白別川流域を模式地とし、吉井ほか(1973)によって命名された。

分布 遊楽部岳ドームを構成する基盤岩類を取りまき、左俣川中流及び見市川流域に分布する。

層序関係 本層は基盤岩類を不整合に覆う。

岩相 主として安山岩質ないし玄武岩質の溶岩及び同質の火山角礫岩・凝灰角礫岩からなり、しばしば凝灰質砂岩及び礫岩を伴う。火山岩は一般に変質しており、緑泥石化・曹長石化及び炭酸塩化作用を受けている。

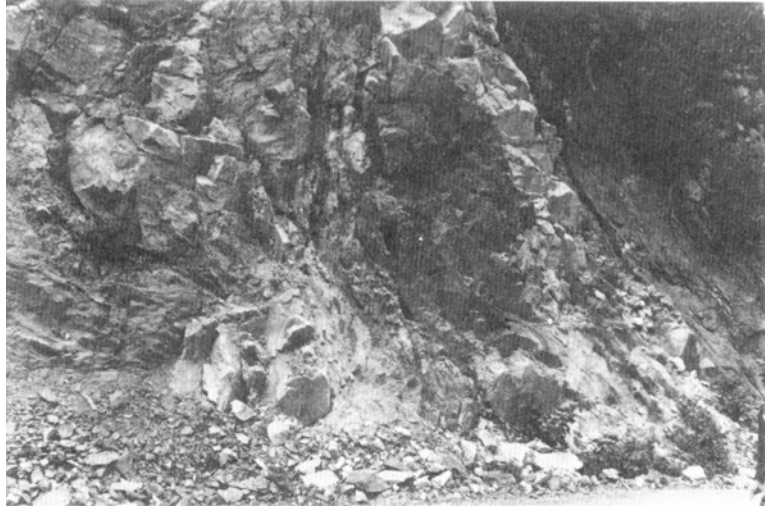
安山岩は暗緑褐—帯紫暗褐色を呈し、紫蘇輝石普通輝石安山岩が多い。鏡下で斑晶は斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石である。斜長石は長径0.2-0.6mmの長柱状であり曹長石化している。普通輝石及び紫蘇輝石は径0.3mm内外で短柱状であり、ほとんど炭酸塩鉱物が形成されるとともに緑泥石が生じている。

玄武岩は暗緑—暗緑褐色を呈し、斑晶に富むものとほとんど無斑晶のものがある。斑晶に富むものは、鏡下で緑泥石化された短柱状の輝石が認められる。石基はオフィティック組織を示し、微小な長柱状の斜長石と鉄鉱からなる。無斑晶玄武岩は、斑晶としてごくわずかに輝石の微斑晶が認められる。両者とも曹長石化あるいは緑泥石化作用を受け汚濁している。

火山角礫岩及び凝灰角礫岩は、暗緑灰—帯紫緑色を呈するものから緑色・褐色・赤紫色などの混合した雑色まで多様な色調を示す。角礫は主として安山岩及び玄武岩であるが、しばしば基盤からもたらされた花崗閃緑岩礫を混える。礫径は3-10cmものが多いが、ときには径20cm以上のものもみられ、細—中粒の火山砂及び凝灰質砂によって膠結されている。これらの角礫はいずれも変質しており緑泥石及

時代	八雲-上八雲地域 長尾・佐々(1933b)	八雲-瀬棚地域 矢島・茶木(1935)	八雲町地域 小山内ほか(1974)	八雲図幅 石田(1977)	久遠地域 通商産業省資源エネルギー庁(1978)	久遠図幅 吉井ほか(1973)	今金-八雲地域 池谷・植松(1967)	遊楽部岳図幅 石田(1980)	
鮮 新 世	瀬棚統 夏路介砂層 大間含凝灰岩砂層	瀬棚統 丹羽泥層 今金砂層 鉛川砂岩層	瀬棚統 横山安山岩 安山岩 礫岩部層 砂岩部層	瀬棚統 礫岩部層 砂岩部層 礫岩砂岩部層	瀬棚層	瀬棚層	瀬棚層 夏路砂礫岩部層 珍古辺砂岩部層 花石砂礫岩部層	瀬棚層 礫岩砂岩部層 砂岩部層	
	黒松内統 サックルベツ 泥岩層 トワルベツ 砂岩礫岩層	黒松内統 島崎層群 オチャランベ 凝灰岩砂岩層 サックルベツ泥岩層 トワルベツ 砂岩頁岩層	黒松内統 礫岩シルト岩 凝灰岩部層 火山角礫岩部層 安山岩 シルト岩 砂岩部層	黒松内統 火山角礫岩部層 砂岩部層 シルト岩部層	黒松内統 火山角礫岩部層 砂岩部層 シルト岩部層	黒松内統 長磯安山岩類 麒麟ベタム層	黒松内統 長磯安山岩類 真駒内層	黒松内統 志分内軽石凝灰岩部層 種川シルト岩部層 下葉改軽石凝灰岩部層 貝殻構砂岩部層	黒松内統 シルト岩砂岩部層 火山角礫岩部層 泥岩砂岩部層
	八雲統 トワルベツ 厚板状頁岩層 ユ-ラップ 薄板状頁岩層	八雲統 トワルベツ 厚板状頁岩層 ユ-ラップ 薄板状頁岩層	八雲層 流紋岩 硬質頁岩部層 火山角礫岩部層	八雲層 硬質頁岩部層 火山角礫岩部層	八雲層 硬質頁岩部層 火山角礫岩部層	八雲層 上部層 下部層	八雲層 結岱層	八雲層 上葉改集塊岩	八雲層 硬質頁岩部層 火山角礫岩部層
中 新 世	訓縫統	訓縫統 緑色凝灰岩層 ならびに集塊岩・ 緑色安山岩累層	訓縫層 砂岩礫岩 凝灰岩部層 黒色頁岩 部層 礫岩部層	訓縫層 火山角礫岩部層 凝灰角礫岩部層	左俣川層	左俣川層	訓縫層 董野流紋岩	玄武岩 凝灰角礫岩部層 砂岩泥岩部層 礫岩部層 泥岩部層	
	先第三紀	古生層および変成岩	先第三紀層		関内層 宮野玄武岩類 白別層	関内層 太櫓層 白別層		関内層 白別層	
先第三紀					先第三系 花崗岩類 堆積岩類	先第三系 花崗閃緑岩 堆積岩類	先第三系 花崗岩類 堆積岩類	先第三系 花崗岩類 堆積岩類	

第4図 遊楽部岳地域及び周辺の新第三系対比図



第5図 白別層中の変質安山岩（見市川）

び炭酸塩鉱物が認められる。

砂岩は暗緑—帯紫暗灰色を呈し、細粒から粗粒まで多様であり、一般に凝灰質である。砂岩は火山角礫岩及び凝灰角礫岩の間に薄層として挟在し、しばしば径5cm以下の安山岩礫を含んでいる。

礫岩は暗灰—暗赤紫色を呈し、径5-10cmの亜円—亜角礫からなり、中—粗粒砂によって膠結されている。礫種は花崗閃緑岩・チャート及び粘板岩など基盤から由来するもので占められている。

見市川上流域では、安山岩溶岩及び火山角礫岩が顕著に発達するが、比較的堅硬な厚さ10-20cmの凝灰質砂岩と互層するところもみられる。また、しばしば花崗岩類の風化によってもたらされたアルコール砂岩を伴う。基底礫岩は細—中礫からなり、層厚の変化が著しく連続性に乏しい。厚さは0-2mである。

遊楽部川上流では、火山角礫岩及び凝灰角礫岩が卓越する。礫は径10-20cmで亜角—角礫が多く、ときには径50-80cmと大きいものも含まれ、緑色を呈する中—粗粒砂で膠結される。

層厚 断層でブロック化されており、正確な厚さの算定は困難であるが、700-800mと推定される。

化石 本地域で化石は産出していない。

地質構造 本層は遊楽部岳ドームを構成する基盤を取り巻くように分布し、基盤とは不整合関係で接する。本層は断層によってブロック化され、それぞれのブロックで走向・傾斜が異っている。しかし、大局的にはドーム東側の見市川及び遊楽部川上流域で南北方向に延び、ドーム北側のセイヨウベツ川上流及び左俣川周辺では東西方向に向きを変えている。

断層系としては、南北系・北西—南東及び北東—南西系が認められる。

対比 本層は西南北海道の新第三系では最も古く、基盤岩を不整合に覆い、火山岩の卓越する陸成層である。本地域では化石の産出をみないが、本層に対比される西隣久遠地域に広く分布する太櫓層からは、火山岩に挟まれる砂岩シルト岩互層中に阿仁合型植物化石群が産出している (TANAI and SUZUKI, 1963・1972; 吉井ほか, 1975)。また、次に述べる台島型植物化石群を産する関内層に不整合に覆われる

ことから、渡島半島南部の福山層に対比される。

V. 2 関内層 (Sn)

模式地・命名者 関内層は南西隣熊石図幅地域で爾志郡熊石町地内の関内川上流右股沢を模式地として、秦 (1967) によって命名された。

分布 遊楽部岳北方の左俣川流域及び西方キリンペタム川上流域で、遊楽部岳ドームを取り巻く白別層の外縁に帯状に分布する。

層序関係 本層は下位の白別層を不整合に覆う。

岩相 本層は砂岩及び泥岩の互層からなり、細礫岩及び炭質頁岩を伴う。基底部は粗粒砂岩及び細礫岩からなる。一般に層理は明瞭で、泥岩と砂岩が細互層する部分では、しばしば黒雲母片が層理面に配列し縞状となる。

砂岩は緑灰—灰色を呈し、中—粗粒のものが多い。主として花崗閃緑岩が風化し再堆積したアルコーズ質砂岩である。また、チャート粒及び変質安山岩粒を含む場合もあり、ときには凝灰質となる部分もみられる。

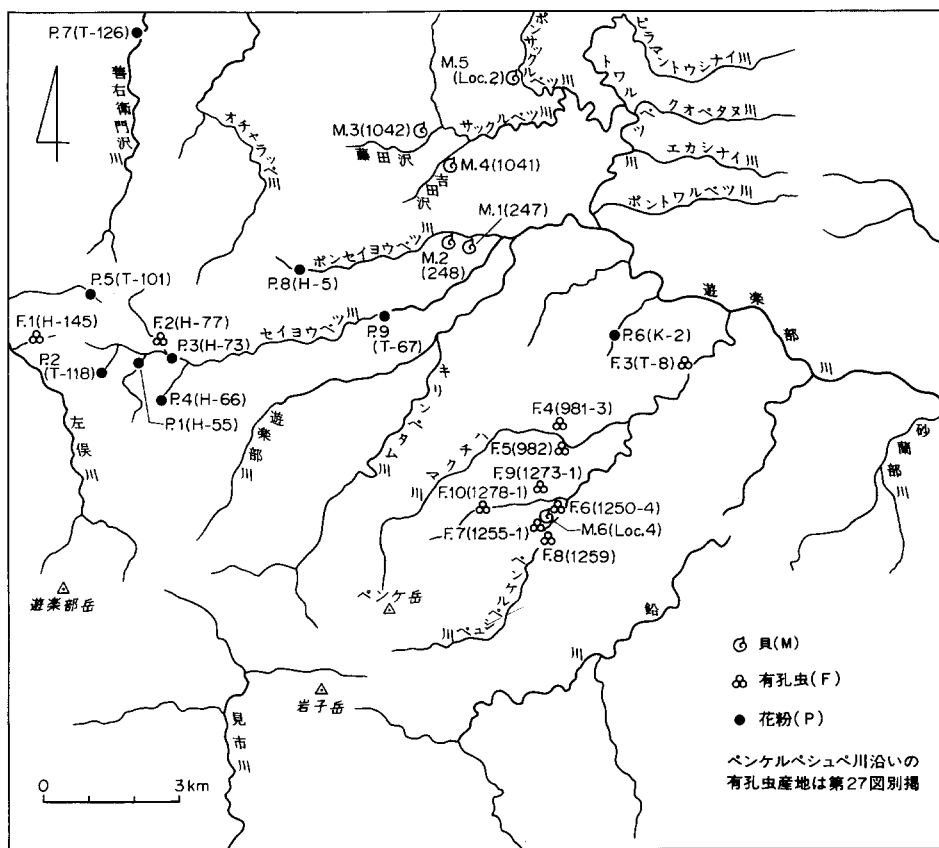
泥岩は暗灰—黒色を呈し、炭質物を多く含む。砂岩と頻繁に互層し、層理が比較的明瞭なものと塊状となるものがある。

礫層は暗灰色を呈し、本層の基底部をなし、比較的円磨された花崗閃緑岩・チャート・粘板岩及び安山岩など径0.5-5cmの礫からなり、アルコーズ質砂岩で膠結されている。

キリンペタム川上流では、厚さ100-150cmの泥岩と厚さ30-50cmの砂岩が互層し、厚さ20-30cmの細礫岩を数層伴う。また、この互層中には厚さ10cmの炭質頁岩が挟まれ、保存の悪い植物化石が含まれる。



第6図 関内層中の泥岩砂岩互層 (キリンペタム川上流)



第7図 遊楽部岳地域化石産地

第3表 関内層産植物化石表

Pinaceae

Keteleeria ezoana TANAI

Pinus miocenica TANAI

Pseudolarix japonica TANAI & ONOE

Myricaceae

Comptonia natmanni (NATHORST) HUIZIOKA

Juglandaceae

Carya miocathayensis HU & CHANEY

Fagaceae

Fagus antipofi HEER

Quercus elliptica TANAI & N. SUZUKI

Ulmaceae

Ulmus longifolia UNGER

Zelkova ungeri KOVATS

Hamamelidaceae

Parrotia fagifolia (GOEPPERT) HEER

TANAI & SUZUKI (1963) による

左俣川では比較的堅硬な黒色泥岩が卓越し、厚さ100-200cmの泥岩と厚さ20-50cmの細一中粒砂岩とが互層する。泥岩中には炭質物が多数含まれ、また、ときどき径5-10cm内外の扁平な団塊が散点する。

層厚 キリンペタム川上流で約200m、左俣川流域で約90mである。

化石 保存の悪い植物化石をわずかに産する。

相沼地域の平田内川流域に分布する関内層から植物化石が多産し、TANAI and SUZUKI (1963)によって熊石フローラと名付けられている(第3表)。Comptonia naumanni (NATH.) HUZIOKA を特徴的に多産して

第4表 遊楽部岳地域花粉分析表

化石種	地層名		瀬棚層		黒松内層		八雲層		左股川層			関内層
	産地番号		P.9	P.8	P.7	P.6	P.5	P.4	P.3	P.2	P.1	
	H	T	H	T	H	K	T	H	H	T	H	H
	121	67	5	126	2	101	66	73	118	55		
Microplanktons	-	+	2	-	2	+	-	-	3	-		
Tasmanites	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-		
Pinus	5	6	20	4	11	30	+	2	1	+		
Picea	27	-	2	88	3	2	5	6	-	1		
Pinaceae	27	6	17	-	12	14	21	16	3	4		
Tsuga	-	+	5	-	17	5	21	6	3	2		
Taxodiaceae	7	3	14	6	14	30	3	1	2	2		
Juglans	-	-	+	-	-	1	1	1	6	2		
Pterocarya	-	-	-	-	+	-	2	+	5	1		
Carya	-	-	-	+	-	-	-	2	+	2		
Alnus	17	25	12	-	22	5	23	24	44	11		
Betula	2	10	2	-	2	-	2	3	13	+		
Carpinus	3	6	1	-	-	-	3	7	7	3		
Corylus	-	1	+	-	+	+	+	+	+	2		
Triporate pollen genus indeterminate	4	7	3	-	6	2	4	7	4	3		
Fagus	-	-	4	-	+	-	-	5	1	56		
Quercus	+	-	1	-	1	-	-	2	-	-		
Tricolpate pollen genus indeterminate	6	10	18	2	6	7	2	6	+	3		
Ulmus and Zelkova	+	1	2	-	2	2	9	8	7	7		
Tilia	-	1	1	-	-	-	-	+	-	+		
Liquidambar	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1		
Acer	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-		
Ericaceae	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-		
Chenopodiaceae	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-		
Compositae	6	2	-	2	-	-	-	1	-	-		
Lonicera	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-		
Gramineae	10	-	-	3	-	-	-	-	-	-		
Derived Pollen from Cretaceous	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-		
Sphagnum	1	-	-	-	-	-	-	1	-	-		
Lycopodium	-	-	-	-	2	-	-	2	-	-		
Trilet spore	1	4	+	-	5	+	-	1	-	1		
Monolet spore	8	74	5	+	8	2	1	9	2	-		
Fungi	2	7	-	4	6	+	-	-	-	-		
Trapa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		+

通商産業省資源エネルギー庁(1978)によるが一部加筆変更している。数字は個体数
鑑定：佐藤誠司(北海道大学) H-121は北隣今金地域の善右衛門沢支流

る。このフローラは台島型植物化石群に属し、比較的温暖な気候を指示している。また、花粉化石でも *Liquidambar* を産するほか、植物化石とほぼ同様の組成を示している(第4表)。

本地域で貝化石は産出しないが、久遠地域において本層と同層準とされる太櫓越泥岩から、植物化石とともに、*Glausonome* sp., *Macoma* sp., *Tapes (Siratoria) siratoriensis* (OTSUKA), *Modeolus* sp., *Mya* sp. など汽水性ないし浅海性の化石を産している(吉井ほか, 1973)。

地質構造 本層は遊楽部岳ドームを構成する基盤岩類を取り囲む白別層の外縁に分布する。キリンペタム川上流では、南北の走向を示し20-30°で東へ傾斜している。ドーム北方の地域では北東-南西系の断層により、下位の白別層とともにブロック化されている。

対比 本層は火山活動の休止期にあたり、比較的静穏な環境下の堆積物である。このような岩相及び古生物の内容から、西南北海道標準層序の吉岡層に対比される。

V. 3 左俣川層

模式地・命名者 瀬棚郡北桧山町の左俣川上流地域を模式地として、鈴木・高橋(1969)によって左股川層と命名された。その後、吉井ほか(1973)によって左俣川層¹⁾と改称された。

分布 遊楽部岳ドーム地域で基盤岩類・白別層及び関内層を取り囲み、ドームの外縁帯を形成している。本地域では、左俣川からセイヨウベツ川上流を経て見市川にいたる地域に分布する。

層序関係 本層は、下位の白別層あるいは関内層を不整合に援う。域内東部で遊楽部背斜の中核をなす訓縫層とほぼ同層準であるが、両者の岩相が大きく異なり、また、地域的にも離れていることから、本報告では同一地層名を使用せず分離して取り扱った。

岩相 本層下部には基底礫岩があり、その上部は細礫岩から砂岩をへて泥岩にいたるサイクルの繰り返しが認められる。本層の中部から上部にかけては、火砕岩が卓越する。

本層は礫岩部層(Hc)・砂岩部層(Hs・Hsb・Hm・Ht)及び凝灰角礫岩部層(Hv・Hd)とに3分される。これらの部層は厳密な意味での上下関係ではなく、岩相変化に富み、しばしば指交関係で接する場合も多い。最上部には玄武岩溶岩(Hb)が分布する。

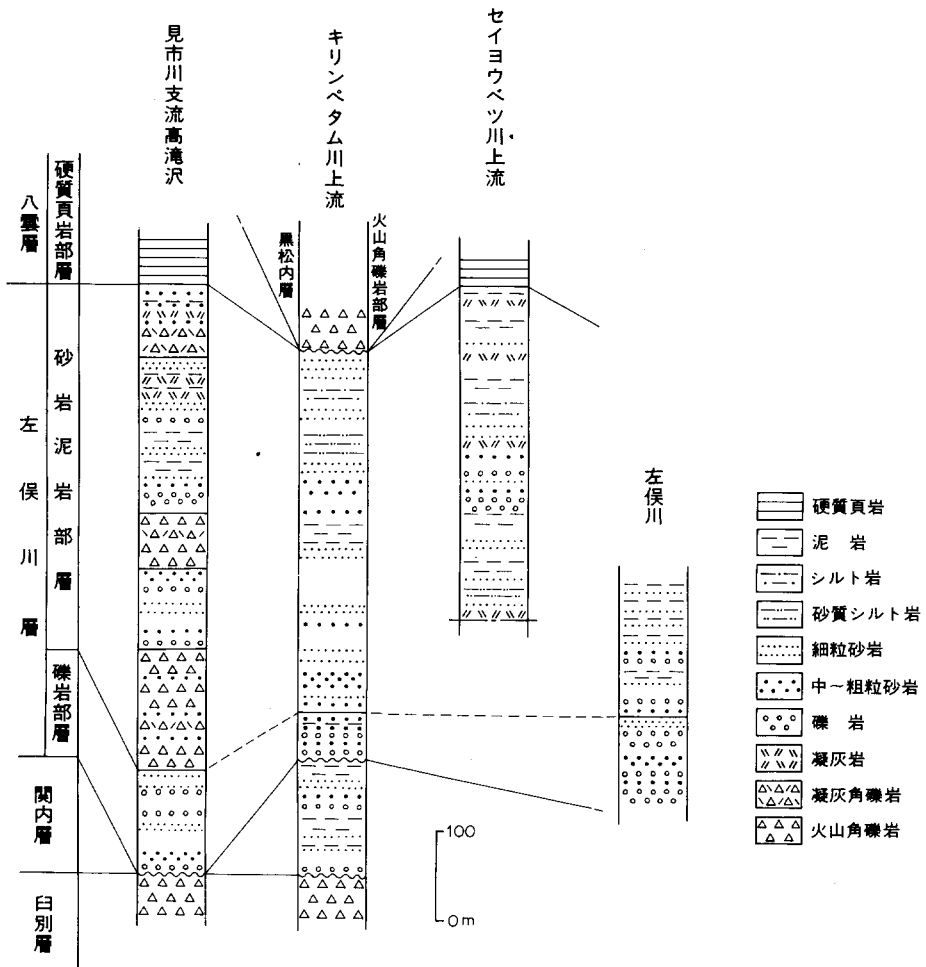
層厚 遊楽部岳ドーム東方見市川流域では約800-900mの厚さを有するが、キリンペタム川で約500m、遊楽部川で約300mと北方に向うにしたがい順次薄くなる。しかし、ドーム北部のセイヨウベツ川上流域では、再び層厚が増加し約700-800mとなる。

化石 貝化石をはじめ、有孔虫・花粉・珪藻及び植物の各化石を産する。

貝化石は左俣川地域で砂岩泥岩部層から *Patinopecten Kimurai* (YOKOYAMA), *Chlamys* sp. *Clinocardium* sp.などを産する。また、遊楽部岳ドーム南方の相沼地域で砂岩層から、*Siphonaria* cf. *s-nomurai* (HATAI), *Clinocardium* cf. *shinjiense* (YOKOYAMA), *Dosinia tugaruana* NOMURA, *Tapes (siratoria) siratoriensis* (OTSUKA), *Mocoma* sp., *Mya* sp., *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA など八尾一門ノ沢動物群に属する貝化石を産する(秦, 1975)。

有孔虫化石は一般に少ないが左俣川支流で第5表に示すような化石を産する(通商産業省ほか, 1978)。

1) 吉井ほか(1973)は地名が左股であるが、河川及び左俣川との理由で改称した。



第8図 左俣川層柱状図

この群集組成から考察すると浅海性の要素が強く、また、*Globigerinoides triloba* REUSS 及び *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) が含まれ、比較的暖かい環境を指示している。

花粉化石は第4表に示されるように *Pinaceae* や *Tsuga* などが多く、比較的冷温な気候を示唆するものが産出する一方で、*Liquidambar* を伴ってはいないが温暖な気候下の組成を示すものも認められ、当時の気候変化が著しかったことが推定される。

珪藻化石については、本地域から久遠地域にかけて分布する本層から、*Melosira granulata* (EHR.) RALFS, *M. clavigera* GRUN., *Grammatophora* spp., *Denticula nicobarica* GRUN., *Stephanopyxis turris* (GREV. et ARN.) RALFS, *Coscinodiscus stellaris* ROP. などを多産する。

植物化石については、本地域から *Fagus* sp. などを産するが、保存が悪く鑑定は困難である。久遠地域では本層上部の久遠夾炭層から、*Picea Kaneharai* TANAI et ONOE, *P. ugoana* HUZIOKA, *Comptonia naumanni* (NATHORST) HUZIOKA, *Alnus protomaximowiczii* TANAI, *Fagus antipofi* HEER, *Zelkova ungeri* KOVATS,

第5表 左俣川層産有孔虫化石表

セイヨウベツ川上流 産地 F.1 (H-145)

<i>Gaudryina</i> sp.	R
<i>Nodosaria</i> sp.	F
<i>Amphycorina fukushimaensis</i> (ASANO)	C
<i>Dentalina</i> spp.	A
<i>Lagena asanoi</i> MATSUNAGA	R
<i>L.</i> sp.	F
<i>Lenticulina lucidus</i> (CUSHMAN)	F
<i>L. nicobarensis</i> (SCHWAGER)	F
<i>L.</i> sp.	F
<i>Guttulina irregularis</i> (d'ORBIGNY)	R
<i>Islandiella cf. margareta</i> (KARRER)	F
<i>Trifarina hughesi</i> (GALLOWAY & WESSLER)	R
<i>Epistominella japonica</i> (ASANO)	R
<i>Baggina totomiensis</i> MAKIYAMA	C
<i>Eponides tanai</i> UCHIO	R
<i>Planulina wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)	F
<i>Cibicides cf. aknerianus</i> (d'ORBIGNY)	R
<i>C. lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	F
<i>C. malloryi</i> MATSUNAGA	F
<i>C. refulgens</i> (MONTFORT)	R
<i>C.</i> sp.	F
<i>Ehrenbergina</i> sp.	R
<i>Nonionelina</i> sp.	C
<i>Pullenia bulloides</i> (d'ORBIGNY)	R
<i>P. salisburyi</i> (R.E. & K.C. STEWART)	R
<i>Oridorsalis umbonatus</i> (REUSS)	R
<i>Anomalinoidea</i> sp.	F
<i>Melonis pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL)	F
<i>Globigerina praebuloides</i> BLOW	F
<i>Globigerinoides triloba</i> (REUSS)	R
<i>Globoquadrina dehiscens</i> (CHAPMAN, PARR & COLLINS)	R

セイヨウベツ川上流 産地 F.2 (H-77)

<i>Lenticulina cf. pseudorotulata</i> (ASANO)	R
<i>Elphidium</i> sp.	R
<i>Cibicides</i> sp.	R

A: abundant C: common F: few R: rare

通商産業省資源エネルギー庁 (1978) による

Acer ezonum OISHI et HUZIOKA, *A. subpictum* SAPORTA など台島型植物化石群に属する化石を産する（吉井ほか，1973）。

以上のように、本層から八尾一門ノ沢動物群に属する貝化石、東北地方の西黒沢層と類似する有孔虫化石、下位の関内層と同様に台島型であるが冷温種も含む植物化石を産する。動植物化石の内容から東北地方の台島階から西黒沢階に相当するもので、本層の時代は中新世中期と考えられる。

地質構造 本層は下位の白別層・関内層と同様に遊楽部岳ドームを取り巻き、これら下部層を不整合に覆う。見市川流域からセイヨウベツ川上流にかけては、ほぼ南北の走向をもち東側に傾斜するが、ドームの北方では次第に向きを西に変え北傾斜となる。太櫓山北方では北東-南西系ないし南北系の断層に切れブロック化し、走向・傾斜もブロックごとに異なっている。

対比 本層は火山砕屑物に富み緑泥石など変質による緑色化が顕著な岩相を示し、いわゆる硬質頁岩で代表される八雲層に整合的に覆われること、及び化石の内容から西南北海道標準層序の訓縫層及び瀬棚地域の馬場川層（佐川・植田，1969）に対比される。

礫岩部層(Hc)

本部層は左俣川層の下部を占め、左俣川及び遊楽部川上流から見市川流域にかけて分布し、下位の白別層及び関内層を不整合に覆う。

本部層は礫岩と砂岩との互層を主体として泥岩を伴う。

礫岩は暗灰-緑灰色を呈し、礫は比較的円磨された細-中礫からなり、アルコース質ないし凝灰質の粗粒砂岩によって膠結される。礫は一般に径20cm以下であるが、ときには径50cm前後のものも混える。礫種は主として基盤から供給されたチャート・粘板岩及び花崗閃緑岩からなるが、下位の白別層からの安山岩及び玄武岩の礫も多数混える。

砂岩は暗灰-灰色を呈し、粒度は細粒から粗粒まで多様であり礫岩と互層する。比較的陶汰が悪く、全般的に炭質物を含む。

泥岩は暗灰-灰色を呈し、礫岩砂岩互層中に厚さ10-30cmの薄層として挟在する。

見市川流域で本部層の下部は基盤岩類及び安山岩などの細-中礫からなる礫岩が卓越し、粗粒砂岩と互層する。中部から上部にかけては、細-粗粒砂岩の量が増加し細礫岩と互層する。上部の互層中には、凝灰角礫岩及び黒色泥岩の薄層を挟在する。

遊楽部川上流域で、基底部は赤褐色を呈する中礫岩で構成され、径5-30cmの安山岩礫が特に多い部分が認められる。本部層の中-上部は径1-2cmの安山岩・玄武岩及び粘板岩等の礫からなる細礫岩が粗粒砂岩と互層する。また、互層中に厚さ5-10cmの青灰色凝灰岩の薄層が数層挟まれる。

キリンペタム川上流では、遊楽部川上流域と同様に礫岩砂岩互層からなるが、暗灰-褐灰色の中-粗粒砂岩が卓越する。

層厚は見市川流域で約110m、遊楽部川及びキリンペタム川で約30-50mである。

砂岩泥岩部層(Hs・Hsb・Hm)

本部層は遊楽部岳ドームを取り巻いて、左俣川から遊楽部川上流及び見市川流域にかけて分布する。

本部層は左俣川層の主部を占める。細-中粒砂岩を主とし、泥岩・シルト岩・凝灰岩・礫岩及び凝灰角礫岩を伴う。砂岩泥岩互層(Hs)を構成の主体とするが、これ以外に岩相から、凝灰角礫岩と火山角礫

岩との互層(Hsb)、泥岩(Hm)とに分けた。

砂岩は淡緑灰色を呈し、細—粗粒で一般に凝灰質である。砂粒は変質安山岩・粘板岩・チャート及び斜長石などである。粒度の異なる砂岩の互層あるいは泥岩及び礫岩との互層を行う。炭質物に富みしば炭質物が層理面に濃集し、細かい縞模様を形成する部分が認められる。

泥岩は暗灰—黒色を呈し、礫岩から泥岩にいたるサイクルの主要構成員の1つである。比較的堅硬なものから軟弱なものまであり、一般に層理が明瞭である。泥岩中には炭質物や植物破片が多く含まれ、セイヨウベツ川では厚さ10cmの粗悪な石炭を挟む炭質頁岩が認められる。

シルト岩は暗灰色を呈し、泥岩と同様に砂岩と互層する。

凝灰岩は緑—青灰—白色まで多様な色調を示す。粒度は細粒から粗粒まで雑多であり、しばしば径0.5-2cmの軽石からなるものもみられる。岩質は安山岩及びデイサイトである。

礫岩は暗灰—暗緑灰色を呈し、径1-10cm内外の亜円—円礫からなり凝灰質砂によって膠結される。礫種は粘板岩・チャート及び普通輝石安山岩などである。

凝灰角礫岩は緑灰—暗緑灰色を呈し、径2-10cmの安山岩の垂角礫を主体とし、細—中粒の火山砂や火山岩片によって膠結される。本部層中では、砂岩と礫岩の互層中に薄層として挟まれる。

セイヨウベツ川上流から左俣川にかけて、本部層下部は緑—帯灰色の中—粗粒砂岩を主体とする砂がち砂岩泥岩互層からなり、細—中礫岩の薄層を挟む。中部は細—中礫岩にはじまり砂岩をへて泥岩にいたるサイクルを繰り返す。サイクル中にしばしば細粒凝灰岩の薄層を混える。礫岩は厚さ2mも超えるものもみられ優勢である。上部は淡緑灰色泥岩と青灰色凝灰岩との互層が顕著であり、緑色砂岩を挟んでいる。泥岩は非常に堅硬で硬質頁岩状の外観を呈する。凝灰岩は一般に厚さ50cm以下であるが、この地域で厚さ4mを超えるものが1層認められる。岩質は黒雲母を多く含み、デイサイトないし流紋岩である。また、上部では互層中にしばしば小規模の異常堆積層が数層認められる。

遊楽部川上流及びキリンペタム川上流域で、本部層の下部は炭質物に富む淡緑灰色の細—中粒砂岩が



第9図 左俣川層砂岩泥岩部層中の互層(セイヨウベツ川上流)

卓越し、青灰色の砂質シルト岩と互層する。上部は塊状の黒色泥岩が発達し、細一中粒砂岩との互層が主体となっている。また、黒雲母を含む流紋岩質軽石凝灰岩が数層互層中に挟在する。

見市川左岸側の支流イワナ沢及びスベリ沢で、下部は暗緑灰色細礫岩と淡緑色の中一粗粒凝灰岩の互層を主体とし、黒色泥岩・淡青緑色凝灰岩及び火山角礫岩を伴う。上部は緑灰色細礫岩から黒一暗緑色泥岩にいたる30cmから数mにわたるサイクルを繰り返している。

層厚はセイヨウバツ川流域で600-700m、遊樂部川及びキリンペタム川上流域で約400m、見市川流域で約300mである。

凝灰角礫岩部層 (Hd・Hv・Ht)

本部層は見市川支流高滝沢及び八雲一熊石道路などに分布する。見市川支流道沢及び高滝沢に分布するデイサイト溶岩は本部層に含めた。

本部層は礫岩部層の上位にあり、砂岩泥岩部層と指交する。主として安山岩質凝灰角礫岩及び火山角礫岩からなり、デイサイト及び安山岩溶岩・凝灰質砂岩・凝灰岩を伴う。

デイサイト溶岩は暗灰一灰色を呈し、緻密堅硬である。鏡下で斑状構造を示し、斑晶は斜長石・角閃石及び石英である。石基は微細な斜長石及び石英からなる。一般に炭酸塩鉱物及び緑泥石などの二次鉱物が認められる。

凝灰角礫岩は赤褐一緑灰色を呈し、緑泥石化作用による変質を受けた径1-10cmの輝石安山岩の角一亜角礫を主体とし、細粒凝灰質砂によって膠結されている。

火山角礫岩は淡緑灰一暗灰色を呈する輝石安山岩の径10-40cm内外の角一亜角礫からなり、基質は中一粗粒の凝灰質砂及び火山岩岩片である。

安山岩溶岩は普通輝石安山岩であり、帯緑暗灰色を呈し緻密堅硬である。鏡下で斑状構造を示し、斑晶は斜長石及び普通輝石である。石基はピロタクシティック組織を示し、斜長石・普通輝石・ガラス及び鉄鉱からなる。普通輝石は粒状であり、緑泥石や炭酸塩鉱物に置換されている。

凝灰質砂岩は暗灰一緑灰色を呈し、粒度は細一粗粒であるが一般に粗粒相が多い。単層の厚さは数cmから数10cmであり、凝灰角礫岩及び火山角礫岩との互層中に薄層として挟まれる。

凝灰岩は緑灰一灰白色を呈し、比較的粗粒なものが多く、なかには小粒の軽石からなる軽石凝灰岩も存在する。厚さは10-15cm内外で凝灰角礫岩と火山角礫岩の互層中に数層挟まれるが、層理の明瞭なものは少なく不規則な形態で入りこんでいることが多い。

八雲から熊石に通ずる道路周辺では、凝灰角礫岩が卓越し凝灰質砂岩と互層するが、このなかに青灰色の軽石凝灰岩を挟み、著しく粘土化している部分が認められる。また、本部層の上部では緑色凝灰質砂岩・安山岩及び玄武岩などの細礫からなる礫岩の薄層を挟むとともに、厚さ10cmの膨縮の激しい炭質頁岩を伴っている。

本部層は岩相変化が激しく、また、砂岩泥岩部層と指交することから著しく厚さが変化する。最も厚い部分で約250m内外であるが、北方に向うにしたがい薄化し、高滝の沢以北で尖滅する。

玄武岩 (Hb)

玄武岩は左俣川からセイヨウバツ川上流にかけて、砂岩泥岩部層を覆い東西方向に帯状に分布する。本地域では玄武岩溶岩及び同質の火山角礫岩・凝灰角礫岩からなる。

玄武岩は黒—暗褐色を呈し、一般に緻密堅硬であるがドレライト質の部分も観察される。鏡下で斑晶を含むものと無斑晶のものがあり、斑晶は斜長石及び普通輝石である。斜長石は長径1mm内外の柱状で自形を示し、累帯構造をなすものは比較的少ない。普通輝石は径0.5-1.5mmの柱状ないし粒状であり、自形ないし半自形を示す。石基はピロタクシティック組織を示し、斜長石・普通輝石・ガラス及び鉄鉱からなる、二次鉱物として緑泥石及び炭酸塩鉱物が形成されている。

火山角礫岩及び凝灰角礫岩は黒—暗褐色を呈し、玄武岩質ないしドレライト質の径100cm以下の角—亜角礫からなり、同質の火山岩片及び凝灰質砂によって膠結されている。風化すると褐灰—黄褐色を呈し、しばしば基質が緑泥石化を受け粘土化している部分がみられる。

層厚は約120m内外と推定される。

V. 4 訓 縫 層

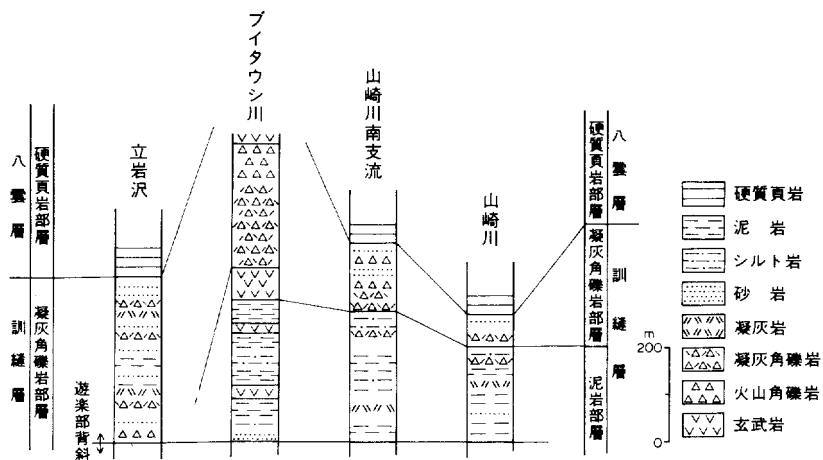
模式地・命名者 訓縫層は北東隣国縫図幅地域で、山越郡長万部町国縫を模式地とし、長尾・佐々(1933a・b)によって訓縫統と命名された。その後、OTUKA(1937)によって訓縫層群とされている。

分布 域内北東部で遊楽部背斜の中核をなし、ほぼ南北に分布する。

層序関係 域内東部の立岩付近で、本層は下位の地層を欠き、ホルンフェルス化した先第三紀堆積岩類を直接覆っている。

訓縫層及びその相当層は西南北海道の各地に分布し、下位の吉岡層及び福山層を不整合に覆う。また、基盤をなす松前層群など先第三紀の堆積岩類や花崗岩類を直接不整合で覆うところもみられる。訓縫層の堆積時には激しい火成活動が繰り返され、溶岩や火砕岩が卓越する。下位の福山層とともに、いわゆるグリンタフの主要構成岩層である。

岩相 凝灰角礫岩・火山角礫岩及び凝灰岩などを主体とし、砂岩及び泥岩を伴う。本層を泥岩部層と凝灰角礫岩部層とに2分したが、両者の境界は漸移しており、構成する岩石の量比によって分けたもの



第10図 訓縫層柱状図

である。

層厚 遊楽部背斜西翼で約1,400mと厚いが東翼では薄く300-600mである。

化石 貝化石の産出は無いが、泥岩中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が散点的に含まれる。また有孔虫化石としては、*Cyclammina* sp., *Haplophragmoides* sp. などがわずかに見出された。

地質構造 遊楽部背斜がほぼ南北に延び、花浦隆起帯を形成している。走向はほぼ南北で、傾斜は西翼で20-40° W、東翼で40-60° を示し、全体として西緩東急の傾向を有する。断層は北東-南西系のものが多い。

対比 本層は左俣川層と岩相は異なるが同層準と考えられる。また、瀬棚地域の馬場川層（佐川・植田, 1969）に対比される。

泥岩部層 (Km)

本部層は域内北東部で遊楽部背斜の中核をなして分布する。訓縫層の下部を占め、上位の凝灰角礫岩部層に漸移するが、一部地域で指交関係もみられる。

本部層は主に黒色泥岩からなり、砂岩・凝灰角礫岩・凝灰岩及び礫岩を伴う。

泥岩は黒一暗灰一緑灰色を呈し、比較的堅硬で硬質頁岩様の外観を示す。塊状となるものもあるが一般に数m単位で砂岩と互層する。

砂岩は帯緑淡青灰色を呈し、細一中粒で一般に凝灰質である。

凝灰角礫岩は青緑灰一帯緑褐色を呈し、径2-5cmの安山岩角礫を主体とし、細粒凝灰質砂で膠結される。

凝灰岩は淡青灰一緑色を呈し、細粒のものが多く、砂岩中に薄層として挟まれる。

山崎川及び早瀬川では、厚さ30-50cmの緑色凝灰質砂岩と厚さ50-100cmの堅硬な黒色泥岩との互層が顕著であり、凝灰岩及び凝灰角礫岩の薄層を伴う。また、早瀬川では厚さ6mの凝灰岩が1層認められるが連続性に乏しい。凝灰角礫岩及び凝灰岩は、一般に緑泥石化作用を受けて非常に緑色が強い。しばしば鉍化作用によって粘土化する場合も認められる。

泥岩部層の泥岩中には、わずかに *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が含まれる。

本部層の下限が判然としないため正確な厚さは不明であるが、少なくとも400m以上と推定される。

凝灰角礫岩部層 (Ks)

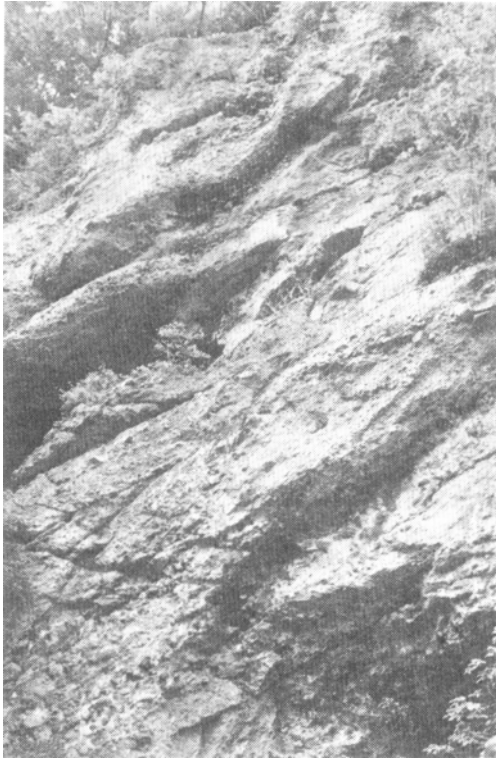
本部層は花浦隆起帯で、下位の泥岩部層を取り巻き分布する。

主として凝灰角礫岩・火山角礫岩及び安山岩溶岩からなり、砂岩・泥岩及び凝灰岩を伴う。

凝灰角礫岩は帯緑暗灰色を呈し、一般に径1-5cmの安山岩の角一亜角礫を含み凝灰質砂で膠結される。

火山角礫岩は径3-15cm内外の普通輝石安山岩の角礫からなり、基質は赤褐一淡緑灰色の火山砂や火山岩片である。角礫はしばしば径50cmを超えるものも認められる。

安山岩溶岩は帯緑暗灰色を呈し緻密堅硬な普通輝石安山岩からなり、部分的に自破砕溶岩となっている。鏡下で斑晶は斜長石及び普通輝石からなる。斜長石は長径0.5-1.0mm内外、普通輝石は径0.5mm内外であり、一般に炭酸塩化及び緑泥石化作用を受けている。石基は毛せん状組織を示し、斜長石・普通輝石及び鉄鉍からなるが、斑晶と同様に炭酸塩鉍物及び緑泥石が形成されている。



第11図 訓縫層凝灰角礫岩部層（早瀬川）

砂岩は淡緑灰色を呈し、粗粒相で全般的に凝灰質である。層理は比較的明瞭で、しばしば安山岩の小角礫を混える。

泥岩は黒一暗灰色を示しやや硬質であり、緑色凝灰岩及び凝灰質砂岩と互層する。

凝灰岩は淡緑灰一緑色を呈し、細粒で厚さ20cm以下のものが多い。

立岩ではホルンフェルス礫を主とする中礫岩があり、ホルンフェルスとなった先第三紀堆積岩類を不整合に覆っている。

ブイタウシ川及び立岩沢では、凝灰角礫岩が卓越し火山角礫岩及び砂岩と互層する。また、立岩沢では普通輝石安山岩溶岩が、しばしば挟まれる。遊楽部背斜の西翼では、硬質泥岩が多く凝灰角礫岩と互層する。

本部層の厚さは、遊楽部背斜西翼で約700m、東翼で400m以上である。

V. 5 八雲層

模式地・命名者 八雲層は本地域の上八雲付近遊楽部川流域を模式地として、長尾、佐々(1933a・b)によって八雲統と命名された。

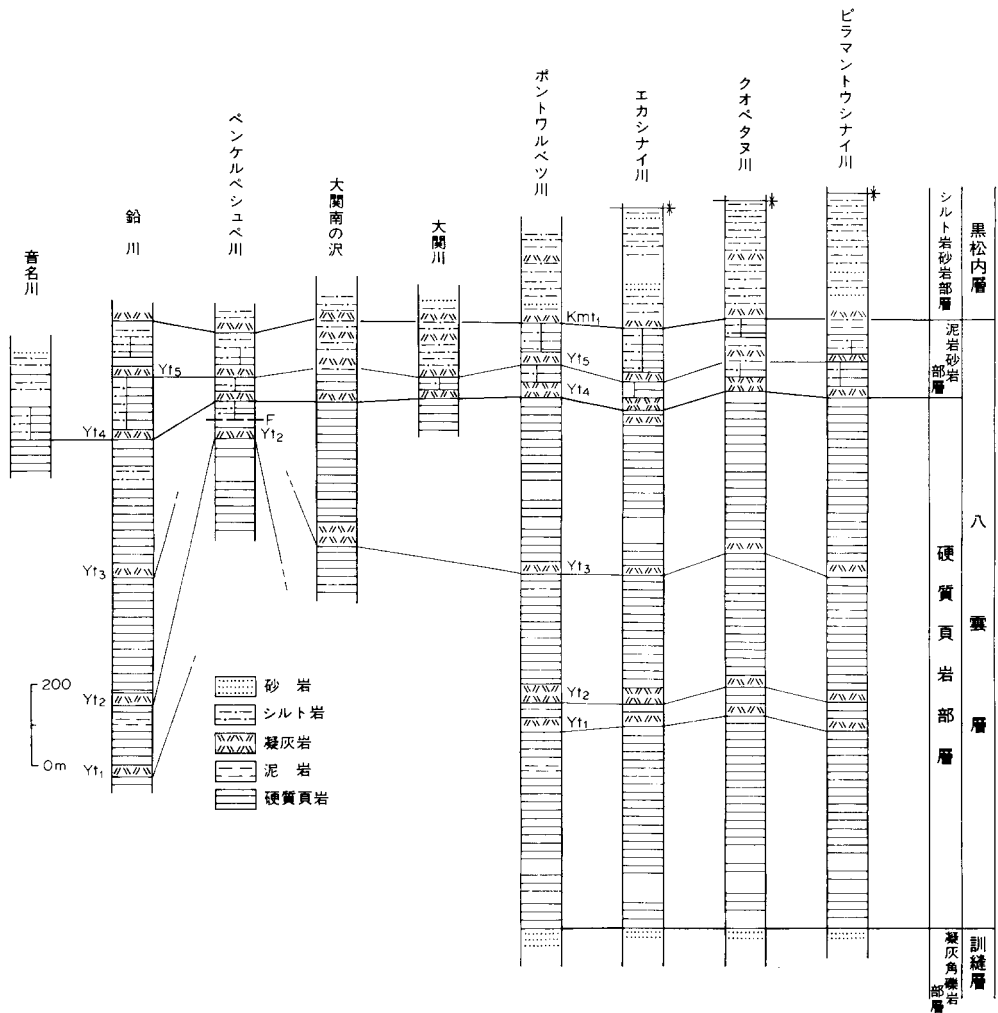
分布 本層は城内中央部の遊楽部川及びトワルベツ川流域で標式的に発達する。このほか、南西部の鉛川上流部及び北東部の山崎付近に分布する。

層序関係 八雲層はいわゆる硬質頁岩をもって代表される海成層であり、渡島半島の各地に広く発達する。本地域では東隣八雲図幅地域と同様に八雲層下部には局所的な火山活動による火砕岩がみられる。下位の訓縫層及び左俣川層との関係はほぼ整合である。

岩相 地域南部では主として火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる火砕岩が卓越する。その他の八雲層分布地域で、下半部は硬質頁岩シルト岩互層を主体とし、上半部はシルト岩砂岩互層が優勢となり硬質頁岩が著しく減少する。このような岩相の差異から、火山角礫岩部層・硬質頁岩部層及び泥岩砂岩部層とに3分される。

硬質頁岩部層及び泥岩砂岩部層中には凝灰岩が多数挟まれ、後者ではとくに顕著である。両部層に挟在する凝灰岩の厚層のものは、連続性に富み鍵層として有効である。

層厚 遊楽部背斜西翼のトワルベツ川東方地域で約1,500m、鉛川下流域で約1,200m以上である。鉛川上流域は厚い部分で約900mであるが、北西方に向い急激に厚さを減じ、スベリ沢では約200mとなる。また、左俣川地域でも比較的薄く約250mである。



第12図 八雲層柱状図

化石 西南北海道で本層から貝化石の産出は極めて少ない。北隣今金地域において、八雲層の貝殻橋砂岩部層から、*Patinopecten kagamianus* (YOKOYAMA), *Nanaochlamys notoensis* (YOKOYAMA), *Placopecten setanaensis* (KUBOTA) など Pectinid の産出が報告されている (沢田, 1961; KANNO, 1962; 橋本ほか, 1963)。このほか渡島半島では、種数及び個体数ともに少ないが、2, 3の地域から本層の貝化石が知られている。

本地域で貝化石の産出は無いが、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に認められる。

有孔虫化石は本層の泥質相中に散点的に含まれ、第6表に示すように、*Cyclammina cancellata* BRADY, *C. japonica* ASANO, *C. orbicularis* BRADY, *Haplophragmoides* spp., *Martinottiella communis* d'ORBIGNY, *Cribrostomoides* spp., *Spirosigmoinella compressa* MATSUNAGA などの砂質有孔虫化石が多い。一般に石灰質有孔虫化石の産出は少ないが、広域調査 (通商産業省資源エネルギー庁, 1978) で行われたエイリンサワ川の構造試錐結果では、本層の硬質頁岩部層に相当する部分から、*Melonis pompilioides* (FICHTEL & MOLL),

第6表 八雲層産有孔虫化石表

ペンケルベシユペ川 産地 F.3 (T-8)

<i>Bathysiphon</i> sp.	R
<i>Spirosignoinella compressa</i> MATSUNAGA	F
<i>Haplophragmoides compressa</i> LEROY	R
<i>Cribrostomoides renzi</i> (ASANO)	F
<i>C. cf. subglobosum</i> (G. O. SARS)	R
<i>C. sp.</i>	R
<i>Cyclammina cancellata</i> BRADY	C
<i>C. japonica</i> ASANO	F
<i>C. orbicularis</i> BRADY	F
<i>Martinottiella communis</i> (d'ORBIGNY)	A
<i>Plectina</i> sp.	R

A: abundant C: common F: few R: rare

通商産業省資源エネルギー庁 (1978) による

M. nicobarense (CUSHMAN), *Epistominella pulchella* HUSEZIMA & MARUHASI, *E. japonica* (ASANO), *Bulimina inflata* SEGUENZA, *Valvulineria sadonica* ASANOなどのほか*Globigerina* spp. を産出している。

花粉化石は第4表に示されるように、Taxodiaceae, Pinaceaeなど冷温性のものが見出される。

地質構造 八雲層は本地域北東部で、訓縫層を中核とする遊楽部背斜の両翼とくに西翼に広く発達する。西翼部で走向は、一般に南北、傾斜は30-40°西であり、東翼部もほぼ同様の走向を示し傾斜は30°東内外である。鉛川下流域では小無瀬川隆起帯を形成する背斜がある。西翼部の走向は北北西-南南東性のものが多く、傾斜は20-40°Wを示し、東翼部は南北系の断層の影響により50°東内外の急傾斜となっている。鉛川上流域では南北ないし北北東-南南西方向の軸を有するいくつかの小褶曲構造がみられるが、全体的には八雲鉱山周辺の隆起帯と遊楽部岳ドームの間で半バズン構造を形成している。左保川周辺で本層は、走向がほぼ東西傾斜は20-30°北である。

断層は南北系ないし北北西-南南東系、北西-南東系及び北東-南西系からなる。最も顕著なものは、南北系では鉛川から札幌山へ延びるものと、ほぼ平行する西側の断層である。北西-南東系では遊楽部川沿いに延びている。

対比 本層は通商産業省ほか(1978)の鉛川層に相当する。このほか、久遠地域の^{むじなだい}貉岱層(吉井ほか, 1973)、瀬棚地域の小川峠層(佐川・植田, 1969)、熊石地域の江差層(秦, 1975)、渡島半島南部の木古内層及び^{あつきぶ}厚次部層(秦・山口, 1969; 石田ほか, 1975)などに対比される。

火山角礫岩部層(Yv)

域内南部賀呂川上流域から鉛川支流エイリンサワ川、及び砂蘭部川上流域にかけて分布する。本地域で八雲層の最下部を占める。

本部層は主として安山岩火山角礫岩からなり、凝灰角礫岩・安山岩溶岩及び凝灰質砂岩を伴う。

火山角礫岩は暗灰-暗緑色を呈し、安山岩質ないしデイサイト質の角-亜角礫からなり、細-粗粒の凝灰質砂及び火山岩岩片によって膠結される。礫径は多様であり平均径2-10cmのものが多く、ときには1mを超えるものもみられる。この火山角礫岩は、しばしば変質を受け粘土化し、著しく青灰-暗緑

色を示す。

凝灰角礫岩は黒—暗灰—暗緑色を呈し、径1-10cm内外の普通輝石安山岩の角—亜角礫が細粒の凝灰質砂によって膠結される。

安山岩溶岩は帯緑暗灰色の紫蘇輝石普通輝石安山岩で、一般に厚さ10m以下のものが、火山角礫岩中に頻りに挟まれる。鏡下で斑晶は斜長石・普通輝石及び紫蘇輝石である。斜長石は長径0.5-1.5mmの柱状で炭酸塩化作用を受け虫喰い状になるものも多い。普通輝石及び紫蘇輝石は、径0.3mm内外で粒状であり、緑泥石が形成されている。石基は毛せん状組織を示し、斜長石・ガラス及び鉄鉱からなる。

凝灰質砂岩は暗灰色を呈し、中—粗粒であり、火山角礫岩及び凝灰角礫岩中に薄層として挟在する。

本部層の厚さは600m以上である。

硬質頁岩部層 (Yh)

上八雲周辺の遊楽部川及びトワルベツ川流域・鉛川地区で顕著に発達する。とくに遊楽部川流域は、西南北海道標準層の模式地となっている。このほか、セイウベツ川上流及び山崎付近にも分布する。

上部層は下位の訓縫層を整合に覆うが、地域西部左俣川層の分布地域では一部不整合関係がみられる。

硬質頁岩部層は全般的に硬質頁岩とシルト岩との互層を主とし、泥岩・砂岩及び凝灰岩を伴う。互層中には、球状ないし扁平な形状をなす石灰—苦灰質の団球が多数含まれる。

硬質頁岩は一般に暗灰—灰色を呈し、非常に堅硬で珪質なものから泥質のものまで認められる。風化すると表面が褐灰—赤褐色を呈し尖鋭な破面をもつ小岩片となって崩壊する。珪質の硬質頁岩はチョコレート—鉛色の外観を呈し堅硬緻密であり、崩壊するとガラス状の尖鋭な断口を示す。

本地域でいわゆる硬質頁岩と呼ぶものは、やや軟質の暗灰色シルト岩と互層し、1)厚さ5-20cmの硬質頁岩と厚さ1-3cmのシルト岩との細互層(以下薄板状互層という)、2)厚さ30-100cm内外の硬質頁岩と厚さ5-15cm内外のシルト岩との互層(以下厚板状互層という)及び3)わずかに層理が認められるが概して単層間の境が不明瞭であり、風化すると大塊となって崩壊する硬質頁岩(以下塊状硬質頁岩という)と3形態に区別することができる。なかでも薄板状互層は河川の川床において、浸食により軟質のシルト岩部分が凹み、櫛歯状の外観を呈する。

泥岩²⁾は暗灰—黒色を呈し、層理が明瞭なものと同層理のものがある。また、同じ粒度で硬質と軟質の固結度の違いによる互層がみられる。この互層は一般に暗灰—灰色を呈し、やや堅硬な厚さ5-30cm内外の泥岩と暗灰色で軟質の厚さ1-5cm内外の泥岩との組合せ(以下硬軟互層という)によって構成されている。泥岩は風化すると、表面が赤褐—黄褐色の小細片となって崩壊する。

凝灰岩は一般に淡青—淡緑色を呈するが、ほかにも淡灰—灰白色を示すなど多様な色調を有する。粒度は細—中粒を主とするが粗粒なものも混える。しばしば単層中に粗粒相から細粒相へのサイクルの繰り返しが見られる。域内北東部で本部層中には鍵層となる顕著な厚い凝灰岩3層(Yt₁, Yt₂, Yt₃)が含まれる。厚さはYt₁が約4-5m, Yt₂は約4-6m, Yt₃は約10-15mであり、いずれもデイサイトである。

砂岩は一般に青灰色を呈し、粒度は細—中粒で比較的堅硬であり、硬質頁岩あるいは泥岩中に薄層と

2) 泥岩は一般的に粘土岩とシルト岩を総称する用語として使用されているが、多少の混乱がみられる。本報告では説明の便宜上、粘土岩とシルト岩の中間の粒度のものに限定してこの用語を使用した。したがってシルト質泥岩あるいは泥岩シルト岩互層などの用語を用いている。

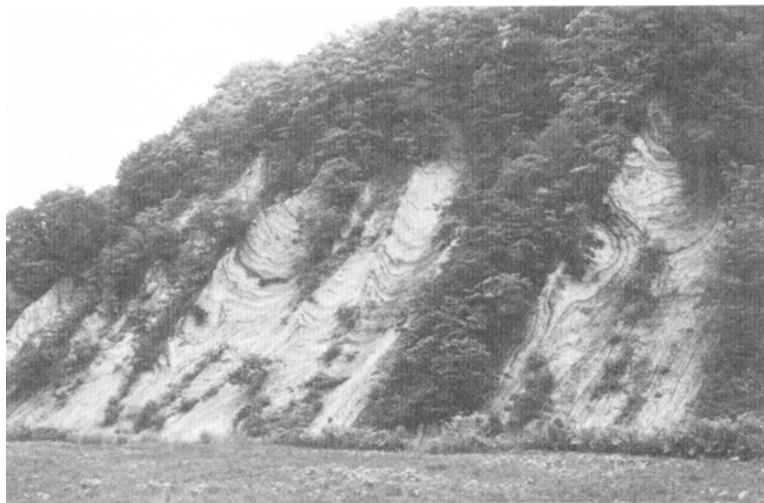
して挟在する。

遊楽部背斜西翼のトワルベツ川流域で、本部層は最下部に海緑石をわずかに含む暗灰色のシルト質泥岩があり、訓縫層上部の綠色凝灰質砂岩と整合に接する。本部層の下部（凝灰岩 Yt_1 より下位）はほとんど泥質相で厚板状互層を主体とし、層理の不明瞭な暗灰色塊状硬質頁岩及びごく一部に薄板状互層を伴う。中部（凝灰岩 $Yt_1 - Yt_3$ 間）は一般に厚板状互層を主体とするが、凝灰岩 Yt_3 よりやや下位には厚さ5-15cmの硬質頁岩と厚さ1-3cmのシルト岩からなる薄板状互層が認められる。また、中部には塊状硬質頁岩及び黑色泥岩をわずかに伴う。薄板状互層中にはエカシナイ川でみられるように径30cm内外の石灰質団塊が配列する部分も存在する。上部（ Yt_3 より上位）は薄板状互層及び厚板状互層が卓越し、硬質頁岩は多少珪質となる部分も認められる。また、上部ではしばしば硬軟互層が存在する。薄板状互層はクオペタヌ川で顕著に発達し、厚さ10-20cmの硬質頁岩と厚さ1-3cmのシルト岩とが細互層する。

ポントワルベツ川・エカシナイ川及びクオペタヌ川などでは、上部に淡綠色を呈し厚さ10-40cmの細粒凝灰岩を数層挟み、また、径200×80cm・180×50cmなど扁平で大きな石灰質団塊を含んでいる。本部層中の凝灰岩は層理が明瞭であり、凝灰岩 Yt_3 が最も厚く一般に10-15mであるが、膨縮に富み、エカシナイ川では厚さ20mに達する。

鉛川下流域で本部層の中・下部は厚板状互層を主とし、薄板状互層を伴うが塊状硬質頁岩は比較的少ない。上部は薄板状互層が卓越し、硬軟互層を混える。この薄板状互層中には、厚さ40-200cmのほとんど有色鉱物を含まない淡青灰-灰白色細粒凝灰岩が数層挟まれる。また、しばしば径50×20cm内外の扁平な石灰質団塊、まれに径120×30cmの大団塊も含まれる。

ペンケルベシュペ川下流から鉛川下流域にかけては、トワルベツ川流域と同様に鏈層として有効な凝灰岩 $Yt_1 - Yt_3$ が認められる。各凝灰岩の厚さは、 Yt_1 が約4-6m、 Yt_2 が約8-10m及び Yt_3 が約4mである。



第13図 八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩 実際は直線であるが、露頭面の凹凸により曲線状に見える（ペンケルベシュペ川）



第14図 八雲層硬質頁岩部層中の硬質頁岩（エカシナイ川）

鉛川上流域において、本部層は暗灰色泥岩及びシルト質泥岩などが卓越し、いわゆる硬質頁岩の量が減少する傾向を有する。地域東部トワルベツ川及び鉛川下流域の岩相と異なり、一般に厚さ5-30cm内外でやや堅硬な暗灰—灰色の泥岩と、厚さ2-5cm内外の暗灰色軟質泥岩あるいはシルト岩との組合せによる硬軟互層を主体とする。厚板状互層を伴うが薄板状互層はきわめて少ない。硬軟互層中には塊状泥岩も挟まれ、玉ねぎ状構造を示す部分もみられる。この塊状泥岩は暗灰色であるが風化すると表面が赤褐—黄褐色を呈する。本部層中には厚さ10-100cmの青灰—淡灰色を呈する細粒酸性凝灰岩が数層挟まれる。また、しばしば径30-50cm内外の扁平な団塊が含まれる。八雲鉦山周辺では、厚板状互層の泥岩が黒色を呈し、非常に堅硬で硅化したような部分が認められる。これは貫入岩の影響により変質を受け硬化したものと推定される。

セイヨウベツ川上流域で、本部層は硬軟互層からなり、わずかに薄板状互層を混える。互層中には硬質の暗灰色細粒砂岩を数層挟むとともに、淡青色を呈し黒雲母片を含む細粒凝灰岩の薄層を挟有する。

山崎周辺で本部層は比較的堅硬な青灰—暗灰色泥岩を主体とし、砂質シルト岩を伴うが硬質頁岩の量はきわめて少ない。山崎川では輝石安山岩の小角礫を主とする厚さ80cmの凝灰角礫岩を挟む。

本部層中には貝化石が産出しなかったが、全層を通じて *Makiyama chitanii* MAKIYAMA を普遍的に産する。

本部層の厚さは、遊樂部背斜西翼トワルベツ川流域で約1,300m、鉛川下流域で約1,000m、鉛川上流八雲鉦山周辺で約800m、セイヨウベツ川上流域で約800mである。

泥岩砂岩部層 (Ys)

本部層はトワルベツ川からペンケルペシュペ川・鉛川中流部をへて音名川までいたる地域と、鉛川上流域及びセイヨウベツ川上流域に分布する。

本部層は、八雲層下部の硬質頁岩部層から漸移する。いわゆる硬質頁岩と上位の黒松内層の主部を占める砂質シルト岩との中間的な岩相であり、渡島半島南部の厚沢部層（秦・山口，1969；石田ほか、

1975) に相当する。

本部層は泥岩・砂岩・硬質頁岩及びシルト岩の互層からなり凝灰岩を伴う。下部は硬質頁岩がちで泥岩及びシルト岩と互層し、上部に向うにしたがって順次シルト岩及び砂岩の量が増加し、硬質頁岩がほとんど認められなくなる。本部層中には鍵層として有効な凝灰岩2層をはじめとして、薄い凝灰岩が頻繫に挟まれる。また、鉛川上流域では、火山角礫岩及び凝灰角礫岩を伴っている。

域内東部で本部層は、シルト岩・泥岩及び硬質頁岩の互層を主体とし、砂岩はごく少ない。一方、西部では砂岩シルト岩互層が卓越し、両地域で岩相がかなり異なっている。

泥岩は暗灰—暗緑灰色を呈し、層理を示すものと無層理塊状のものとがあり、全体的に下位の硬質頁岩層中の泥岩より軟質である。泥岩は青緑灰色を呈するシルト岩と互層し、硬軟互層の形態を示すものを主体とするが、本部層の中・下部では、礫層頁岩とともに厚板状互層及び薄板状互層が卓越する。

硬質頁岩は暗灰色を呈し、本部層の下部において、泥岩ないしシルト岩と薄板状互層及び厚板状互層を形成する。しかし、上部に向うにしたがって、徐々にその量が減少する。

シルト岩は暗灰—暗緑灰色を呈し、本部層の下部では比較的堅硬であるが、上部に向ってやや軟質塊状となる。上位の黒松内層のシルト岩と同様に青緑色が強くなり凝灰質となる。

砂岩は一般に青灰—黄灰色を呈し、細—中粒で凝灰質なものが多く堅硬であり、暗灰—青灰色シルト岩ないしシルト質泥岩と互層する。

凝灰岩は青灰—灰白色を呈し、粒度は極細粒から細礫サイズのものまで多様であり、硬軟互層中に数多く挟まれる。域内東部では鍵層として顕著な酸性凝灰岩 Yt_4 及び Yt_5 の2層が認められる。この凝灰岩は最下部が火山礫凝灰岩であり、順次軽石凝灰岩を経て細粒相へのサイクルを示している。軽石凝灰岩は黒雲母及び角閃石を含んでいる。厚さは一般に Yt_4 が3-4m、 Yt_5 が約3m内外である。

トワルベツ川流域では、硬軟互層中に多類の凝灰岩が挟まれ、一般に厚さ1m以下のものが多い。前述の鍵層としての凝灰岩 Yt_4 及び Yt_5 のほかに1-2mの凝灰岩が3層認められる。凝灰岩は軽石質のものも多く、軽石は平均径3-5mmであるが、しばしば径10cm内外のものもあり、黒雲母を含んでいる。

鉛川下流域及び音名川流域では、暗灰—暗緑灰色を呈するシルト岩及びシルト質泥岩からなる硬軟互層が発達する。互層中には有色鉱物の少ない厚さ1m以下の灰白色細粒凝灰岩が数層認められる。

鉛川上流域では硬質頁岩が少なく、黄褐—暗灰色を呈する凝灰質細粒砂岩が多くなり、青緑灰色のシルト岩と細互層する。本部層中には、厚さ1-6m内外の凝灰岩が数層挟まれる。凝灰岩は淡灰—緑灰色を呈し、黒雲母片及び石英粒を含んでいる。また、本地域では火山角礫岩及び凝灰角礫岩を頻繫に挟む部分がある。これらの火山角礫は暗緑灰—暗灰色を呈し、主として普通輝石紫蘇輝石安山岩質であるが、しばしば角閃石及び石英を伴いデイサイト質のものも混える。

セイヨウベツ川から左俣川流域にかけて、本部層は硬軟互層を主体とし、黄灰色を呈する細粒の凝灰質砂岩の薄層を挟有する。なお、本部層の最下部には、灰白色を呈し黒雲母片を含む厚さ5-7mの軽石凝灰岩(Yt_4)があり、硬質頁岩部層を整合に覆っている。

本部層中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に含まれるが、貝化石及び有孔虫化石はほとんど産出しない。花粉分析の結果は第4表のとおりで、冷温な環境にあったことが推定される。



第15図 八雲層泥岩砂岩部層中の泥岩（トワルベツ川）

層厚はトワルベツ川流域で約200m，鉛川から音名川上流にかけては約300m，鉛川上流域では約300m，セイヨウベツ川上流から左俣川にかけては約150mである。このように分布地域によって厚さがかなり変化する。なかでも鉛川上流域から賀呂川上流にかけては著しく薄化する。

V. 6 貫入岩 I

主に八雲層堆積後から黒松内層堆積時にかけて活動した貫入岩類である。

閃緑ひん岩 (Dp)

遊楽部岳ドームを構成する花崗閃緑岩を貫ぬく小岩体として分布する。

灰白色を呈し，鏡下では斑晶として斜長石・角閃石及び石英が認められる。石基は完晶質であり斜長石が多く石英を従としている。緑泥石化あるいは炭酸塩化作用を受けている。

貫入時期については，本地域で花崗閃緑岩を貫ぬくだけであるが，久遠地域では左俣川層を貫ぬいており左俣川期と推定される。

角閃石石英斑岩 (Po)

八雲鉱山地域の三角山及び賀呂山を構成する岩体である。

暗緑灰—灰白色を呈し，鏡下で斑晶は斜長石・石英及び角閃石が認められ斑状構造を示す。石基中には少量の輝石がみられる。一般に変質が著しく，二次鉱物として緑泥石及び炭酸塩鉱物が形成され，一部に緑れん石及び石英なども認められる。

貫入時期の上限は八雲期である。

黒雲母石英斑岩 (Qp)

岩子岳及びその北方の標高657mの山体を構成する比較的大きな岩体である。

灰色を呈し堅硬緻密である。鏡下で斑晶は斜長石・石英及び黒雲母である。石基は粒状組織を示し，



第16図 岩子岳（鉛川側からの遠望、黒雲母石英斑岩からなる）

比較的変質が少なく多少緑泥石及び炭酸塩鉱物が形成されている。

貫入時期の上限は八雲期である。

ドレライト (Do)

訓縫層中に岩床あるいは岩脈として多数貫入するほか、遊楽部岳ドームの花崗閃緑岩体中及び八雲層中に小岩体として分布する。

暗灰—暗緑灰色を呈し、鏡下で斑晶としては斜長石及び普通輝石を主とするが、ときにはかんらん石を混え斑状構造を示している。石基は小短冊状斜長石及び粒状の輝石からなるが鉄鉱を伴う。二次鉱物として緑泥石及び炭酸塩鉱物がみられる。

デイサイト (Da)

キリンペタム川上流地域に分布するほか、八雲鉱山地域及び遊楽部岳ドームの花崗閃緑岩体中に小岩体として貫入する。

暗灰—灰色を呈し、鏡下で斑晶として斜長石・角閃石及び石英が認められ斑状構造を示す。石基は多少流理構造を呈し、斜長石及び石英などからなる。二次鉱物として炭酸塩鉱物及び緑泥石が形成されている。

貫入時期の上限は八雲期である。

V. 7 黒 松 内 層

模式地・命名者 寿都郡黒松内町東方朱太川の下流を模式として、長尾・佐々（1933a・b）によって黒松内統と命名された。

分布 本層は域内中央部上八雲向斜の両翼部において標式的に発達する。すなわち、東翼部はトワルベツ川西方からペンケルペシュペ川中流にかけて、西翼部は日進・オチャラッペ川流域からセイヨウベツ川中流・キリンペタム川上流及び鉛川上流域にかけて分布する。このほか、域内南東部では、砂藪部

川から賀呂川上流にかけて分布する。

層序関係 本層は一般に八雲層を整合に覆うが、キリンペタム川上流では、左俣川層を直接不整合で覆っている。

岩相 黒松内層は一般にシルト岩及び砂岩を主体とする海成層である。本地域では局所的な火成活動の結果、主に普通輝石紫蘇輝石安山岩の火山角礫岩及び凝灰角礫岩からなる火砕岩類と同質の溶岩を伴っている。

本層は岩相によって、シルト岩砂岩部層と火山角礫岩部層とに2分したが、両者は指交しており、その境界は必ずしも明瞭な上下関係を示すものではない。

シルト岩砂岩部層は、主に細粒砂岩と凝灰質ないし珪藻質シルト岩との互層からなり、凝灰岩及び砂岩などを伴う。火山角礫岩部層は主に普通輝石安山岩質の火山角礫岩・凝灰角礫岩及び同質の溶岩からなり、凝灰質砂岩を伴う。オチャラッペ川流域では、シルト岩砂岩部層中に大規模な異常堆積層が認められる。

層厚 本層は分布地域により厚さの変化が著しい。トワルベツ川流域で約500m、日進周辺で約1,000m、遊楽部川及びキリンペタム川上流域で約1,100m、鉛川上流域で約700m及び砂蘭部川流域で約650mである。

化石 本部層の泥質相及び砂質相から、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を普遍的に産出する。しかし貝化石及び有孔虫化石は極めて少ない。花粉化石は第4表のように、温暖・冷温の混合型から冷温性の組成を示している(通商産業省資源エネルギー庁、1978)。また、珪藻化石は、黒松内層と同層準の真駒内層から産出が知られ、North-boreal 型の *Coscinodiscus marginatus* EHRENBERG, *Denticula kamtschatica* ZABELINAE, *Thalassionema nitzschioides* GRUNOW, *Fragilariopsis pliocena* (BRUNOW) SHESHUKOVA など外洋浮遊性種が優勢である。

地質構造 黒松内層は上八雲向斜及び音名川向斜などの縁辺部で瀬棚層を取り巻くように分布する。上八雲向斜の北部で走向は南北―北15° 東を示すが、南へ向うにしたがい南東方向に向きを変える。傾斜は一般に30° 内外で、ペーズンの中心へ緩く傾斜する。

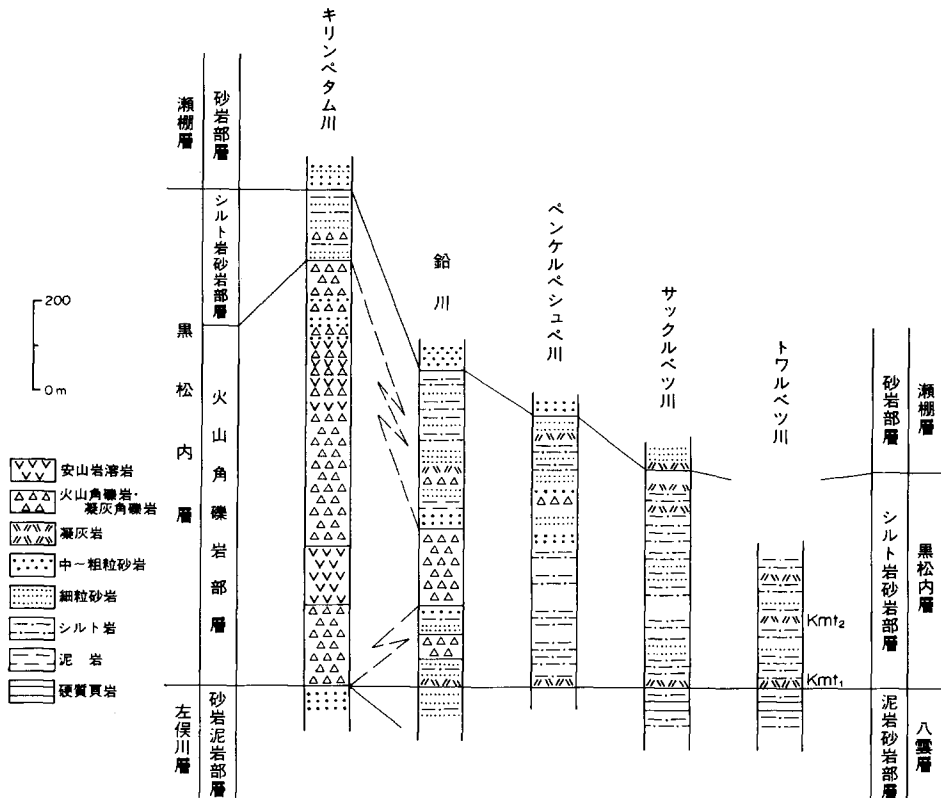
断層系は八雲層と同様に南北系あるいは北東―南西系が主であるが、一部に北西―南東系のものも存在する。

対比 本地域の黒松内層は、通商産業省資源エネルギー庁(1978)のキリンペタム層に相当し、瀬棚及び久遠地域の真駒内層(佐川・植田、1969; 吉井ほか、1973)、渡島半島南部の館層(秦・山口、1974; 石田ほか、1975)に対比される。域内北西部オチャラッペ川流域などでみられるスランブ構造をもつ異常堆積層の部分に関して、池谷・植松(1968)は瀬棚層の最下部として取り扱っているが、異常堆積層の上位に本層のシルト岩砂岩互層が認められることから、ここでは黒松内層に含めた。

シルト岩砂岩部層(Kms)

本部層は上八雲向斜及び音名川向斜の両翼部で瀬棚層の下位に広く分布する。すなわち、東部ではトワルベツ川からペンケルペシュペ川下流部を経て賀呂川から砂蘭部川に至る地域に、一方、西部ではサックルベツ川上流から日進周辺にかけて分布する。

遊楽部川及びキリンペタム川上流域で、本部層の中・下部は火山角礫岩部層と指交する。



第17図 黒松内層柱状図

本部層は砂岩及びシルト岩の互層を主体とし、礫岩・凝灰岩及び凝灰角礫岩を伴う。一般に本部層下部はシルト岩が卓越するが、上部では砂岩の量が増加し礫岩も伴って粗粒相となる。オチャラッペ川では、本層中にスランプ層からなる異常堆積層が認められる。

シルト岩は青緑灰—暗緑色を呈し、一般に塊状で比較的固結度が低い。岩質は凝灰質あるいは珪藻質のものが多い。一見均質のような外観を示すが、詳細に観察すると粒度に変化があり、泥質のものから砂質のものまで多様である。また、このシルト岩は風化すると、灰白—黄灰色の細片となって崩壊する。塊状のシルト岩には、しばしば細—中粒の白色軽石を多く混えるとともに、長さ1-2cmの細—中粒砂あるいは軽石粒の小さな溜りを散点的に含むとともに石灰質団塊も伴っている。

砂岩は青緑灰—淡緑灰色を呈し、粒度は細粒から粗粒までと多様であり、固結度は一般に低い。黒雲母片及び軽石粒に富み凝灰質であり、しばしば斜層理が発達する。

礫岩は本部層上部に多く、暗灰—褐灰色を呈し、主に普通輝石安山岩の細—中礫からなるが、玄武岩・粘板岩・砂岩及び泥岩などの礫も混える。

凝灰岩は淡青灰—灰白色を呈し、粒度は極細粒から粗粒までである。厚さ1m以下の軽石凝灰岩が多く、シルト岩砂岩互層中に頻りに挟まれる。厚層の軽石凝灰岩は、上八雲地域で見られるが厚さは約10



第18図 黒松内層シルト岩砂岩部層中のシルト岩（トワルベツ川）

mとなる。岩質は安山岩から流紋岩である。本部層に挟まれる凝灰岩は、塊状無層理のものから層理が明瞭で薄い板状に剝離する堆積形態を示すものまで多様である。

凝灰角礫岩は本部層上部の砂岩中に挟まれ、暗灰―褐灰色を呈する輝石安山岩の細一中礫からなり、凝灰質砂あるいは凝灰質シルトによって膠結される。

トワルベツ川及びサックルベツ川周辺で、上八雲向斜東翼に分布する本部層は、青緑灰色を呈する塊状のシルト岩が卓越し、最下部に酸性凝灰岩(kmt₁)がある。中部から上部にかけては、厚さ10mの灰白色酸性凝灰岩をはじめとして厚さ50cm以下の凝灰岩が多く挟まれる。また、上部では黄褐色で厚さ150cm以下の細一中粒砂岩がシルト岩と頻りに互層する部分もみられる。

日進地域では、オチャラッペ川で観察されるように、本部層中部にしばしば南北方向に延びる幅約500m以上にわたって、スランプ層からなる異常堆積層が認められる。これは安山岩の亜角一亜円礫からなる礫岩・礫質の粗粒砂岩・黒色中粒砂岩・青灰色シルト岩及び凝灰岩の大きな岩塊を不規則に取りこみ、基質は固結度がやや弱く、軽石粒を混える粗鬆な凝灰質砂である。この異常堆積層の中にスランプ褶曲を行う部分があり、全体的に斜面流下型の海底地すべりによって形成されたものと推定される。本部層中には黒雲母を含む軽石凝灰岩が多数挟まれ、青灰色シルト岩ないし砂質シルト岩と互層する。軽石は一般に径0.5-5cm内外のものが多く含まれる。異常堆積層を挟んで上下とも砂岩がち砂岩シルト岩互層からなるが、上部の岩相は下部の岩相よりもやや粗粒で全体的に凝灰質である。また、上部では厚さ1-10cm単位の砂岩・シルト岩の細互層が多く認められる。

セイヨウベツ川中流域では、暗灰―褐灰色を呈し軽石粒を多く含む細粒砂岩と、中一粗粒砂岩との数m単位の互層が顕著である。この中に径10-30cmの安山岩礫を含む細一中礫岩及び含礫砂岩が数層挟在する。

遊楽部川及びキリンペタム川流域では、本部層は軽石粒に富む中一粗粒砂岩が主体で、しばしば径20cm以下の礫を混える。一般に砂岩が卓越するが、ときに塊状のシルト岩・厚さ20cm以下の黒雲母を



第19図 黒松内層シルト岩砂岩部層中の異常堆積 (オチャラッペ川)



第20図 黒松内層シルト岩砂岩部層中の異常堆積 (オチャラッペ川)



第21図 黒松内層シルト岩砂岩部層中の異常堆積 (オチャラッペ川)

含む軽石凝灰岩及び白色ガラス質凝灰岩を伴う。また、しばしば安山岩及びシルト岩の巨礫を含み、異常堆積をする部分もみられる。本部層の砂岩は次章に述べる火山角礫岩部層と指交関係にある。

ペンケルペシュペ川流域で、本部層は上八雲向斜東翼に分布する。下部は青緑灰—青灰色のシルト岩が卓越し、厚さ1m以下の粗粒凝灰岩及び細粒砂岩の薄層を伴う、上部は異常堆積が行われ、亜角礫の安山岩を含む礫岩及びシルト岩の岩塊が凝灰質粗粒砂岩中に取りこまれている。

音名川・賀呂川及び砂蘭部川流域では、暗褐色—黄褐色を呈し、軽石粒に富む粗粒砂岩が卓越し、青緑灰色のシルト岩と互層する。ときには暗灰—褐灰色を呈し安山岩の角礫を主とする凝灰角礫岩を伴う。

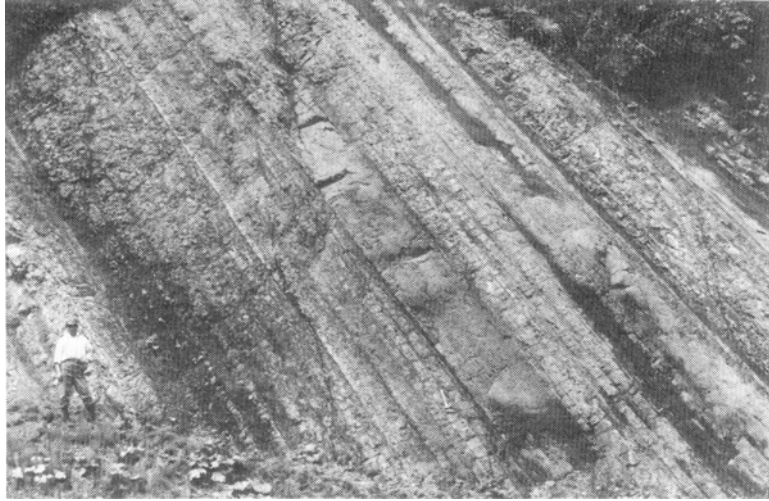
本部層中のシルト岩及び細粒砂岩中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が普遍的に認められ、珪藻化石にも富むが、貝化石及び有孔虫化石の産出は極めて少ない。

層厚はトワルベツ川流域で約500m、日進周辺で約900-1,000m、賀呂川から砂蘭部川流域で約150mである。

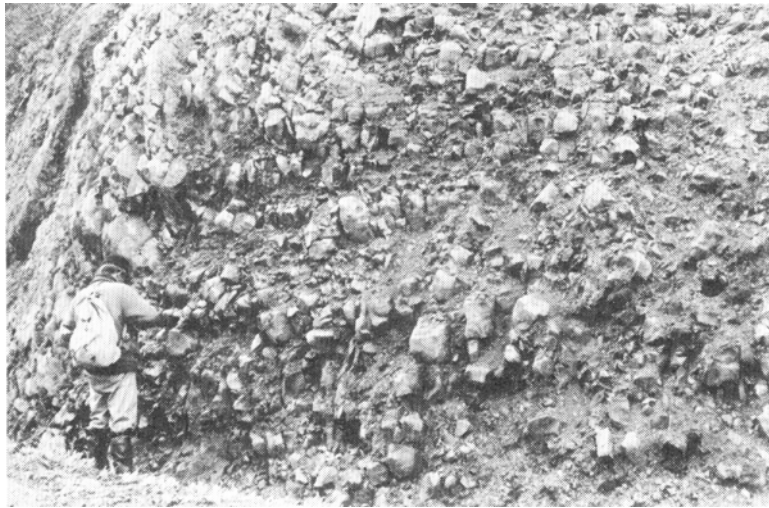
火山角礫岩部層 (Kmv)

本部層はキリンペタム川及び遊楽部川上流域など、遊楽部岳ドーム東方で顕著に発達する。このほか、域内東部賀呂川上流から砂蘭部川にかけても分布する。

火山角礫岩部層は、火山角礫岩・凝灰質砂岩・凝灰角礫岩・安山岩溶岩及び凝灰岩などから構成され、岩相変化が著しい。



第22図 黒松内層シルト岩砂岩部層中の互層 (鉛川)



第23図 黒松内層火山角礫岩部層中の火山角礫岩

火山角礫岩は暗灰色を呈し、輝石安山岩及び角閃石安山岩など径5-40cmの礫からなり、細一中粒の凝灰質砂及び火山岩岩片で膠結される。

凝灰質砂岩は暗灰—暗褐色を呈し、細—粗粒まで多様の粒度を示し、ときには軽石に富む部分もみられる。凝灰質砂岩は一般に火山角礫岩及び凝灰角礫岩中に薄層として挟在する。

凝灰角礫岩は暗灰色を呈し、輝石安山岩の径2-10cmの角—亜角礫が凝灰質砂によって膠結されている。

溶岩は暗灰色の普通輝石安山岩であり、比較的堅硬緻密である。鏡下で斑晶は長径0.5-1.5mmの斜長石及び径0.5mm内外の普通輝石からなり、一部に紫蘇輝石及び角閃石などが認められる。また、石

英を含みデイサイト質のものも含まれる。石基は毛せん状組織であるが、ときには多少流理組織を示すものもみられる。斜長石・輝石及び鉄鉱からなるが、しばしばクリストバル石を含む。一般に炭酸塩鉱物が形成され、ときには緑泥石化している部分も存在する。

凝灰岩は灰白色を呈し、極細粒から極粗粒まで粒度変化に富む酸性凝灰岩で、厚さ20cm以下の薄層として砂岩中に挟在する。

遊楽部川及びキリンペタム川において、本部層はほとんど火山角礫岩及び凝灰角礫岩で占められ、普通輝石安山岩溶岩が頻繁に挟まれる。とくにキリンペタム川及びハチクマ川上流では、シルト岩砂岩部層の細一中粒砂岩と指交する。

ペンケルパシユペ川で、本部層は火山角礫岩・凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩からなり、礫岩及び凝灰岩の薄層を伴う。凝灰質砂岩中に安山岩やシルト質泥岩の巨礫を不規則に取りこむ異常堆積がみられる。

砂蘭部川では、火山角礫岩が黒雲母片を含む中一粗粒砂岩と頻繁に互層しており、厚さ20cmの灰白色凝灰岩が数層挟まれる。

層厚はキリンペタム川で最大約1,100m、砂蘭部川流域で500m以上である。

V. 8 貫入岩 II

流紋岩 (R)

キリンペタム川上流・ペンケ岳周辺・山崎付近及び鉛川中流域に分布する。

キリンペタム川上流・ペンケ岳周辺・山崎付近の流紋岩はネバダイト質であり、灰白色を呈し肉眼でも石英及び斜長石の斑晶が観察される。鏡下で石英・斜長石のほか、黒雲母ときには角閃石及び輝石も認められる。

鉛川中流域の流紋岩は、青灰—灰色を呈しパーライト質である。鏡下でパーライト組織を示し、ガラスが非常に多い。二次鉱物として炭酸塩鉱物及び緑泥石が形成されている。

本岩の貫入時期の上限は黒松内期である。

安山岩 (An)

遊楽部岳ドーム周辺・ペンケ岳地域・八雲鉱山地域及び日進・オチャラッペ川地域に分布する。

暗灰—暗緑—灰色を呈し、一般に堅硬緻密である。鏡下では斑状構造を示すものと無斑晶のものがある。斑状構造を示すものは、斑晶として長径0.5-1.6mmの斜長石及び径1mm以下の普通輝石あるいは紫蘇輝石が認められる。斜長石は双晶が発達している。石基は多少流理構造を示す短冊状長石及び粒状の輝石を主とするが、クリストバル石を多量に含むものもみられる。二次鉱物として炭酸塩鉱物及び緑泥石などが形成されている。

本岩の貫入時期の上限は黒松内期であるが、オチャラッペ地域では比較的新鮮であるのに対し、八雲鉱山周辺及びペンケ岳付近では変質作用を著しく受けている。また、クリストバル石を多く含むものなど岩質の違いもあり、地質図では一括しているが、いくつかの貫入時期があるものと推定される。



第24図 安山岩岩脈 (鉛川上流)

V. 9 瀬 棚 層

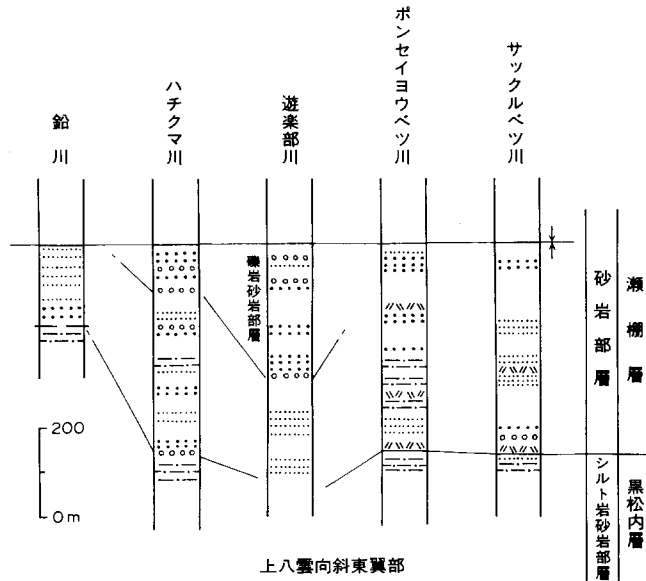
模式地・命名者 瀬棚層は北隣今金地域の瀬棚郡今金町メップ川流域を模式地として、長尾・佐々(1933a・b)によって瀬棚統と命名された。しかし、その後、沢田(1961)・KANNO(1962)及び橋本ほか(1963)は、メップ川貝殻橋付近で瀬棚層とされていた地層から産する貝化石の検討結果、この模式地は中新世八雲層に属することを明らかにした。再定義された瀬棚層の模式地は、現在瀬棚郡今金町花石付近の利別川流域である。

分布 本層は北隣今金地域から連続して域内中央部で八雲ペーズンを構成し、ほぼ南北に広域にわたり分布する。また、東部では賀呂川・音名川及び砂蘭部川流域、北西部では瀬棚ペーズンの南端部があり、わずかに分布する。

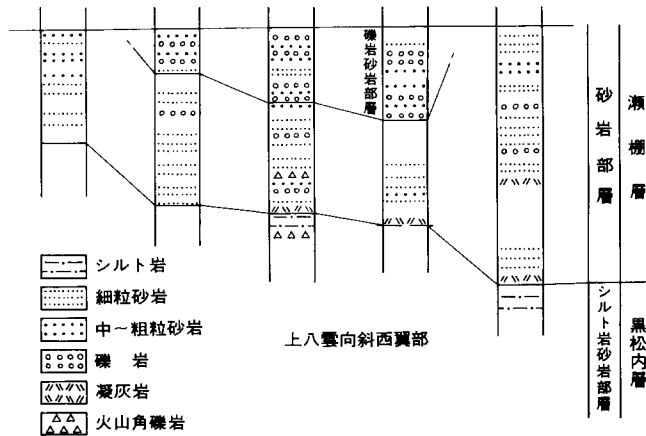
層序関係 瀬棚層は渡島半島中央部に広く発達し、従来から下位の黒松内層とは不整合関係にあるとされてきた。これに対し、池谷・植松(1968)は瀬棚層と黒松内層との関係について、瀬棚層堆積盆の周縁部では不整合現象が認められるが、堆積盆の中心部で両層は整合関係にあるとしている。本地域での両層間の関係は、堆積盆中心部でも地層の走向・傾斜に多少の擾乱が観察され、また、その延長部で平行不整合あるいはわずかに斜交する関係が認められる。このことから完全に両層が整合関係にあると結論しがたいため、従来の見解に従うことにした。

岩相 瀬棚層は砂岩及び礫岩の量比によって、砂岩部層と礫岩砂部層とに2分した。両部層は側方変化が顕著であること、指交関係も認められることから、必ずしも厳密な上下関係を示すものではない。

本層は砂岩及び礫岩が卓越し、シルト岩及び凝灰岩を伴っている。一般に固結度が低い粗粒砂岩・礫岩と、多少固結した泥質砂岩及び砂質シルト岩とが互層する。



上八雲向斜東翼部



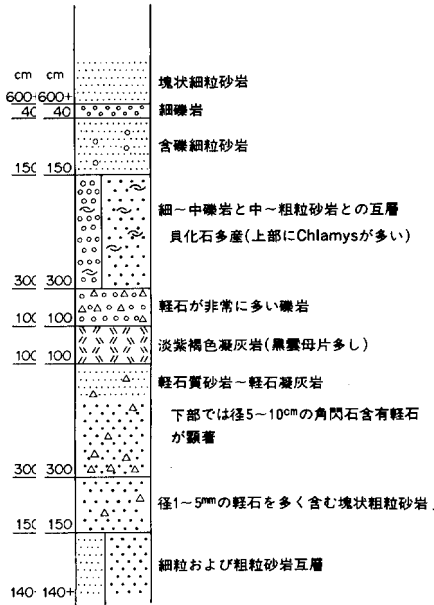
上八雲向斜西翼部

第25図 瀬棚層柱状図

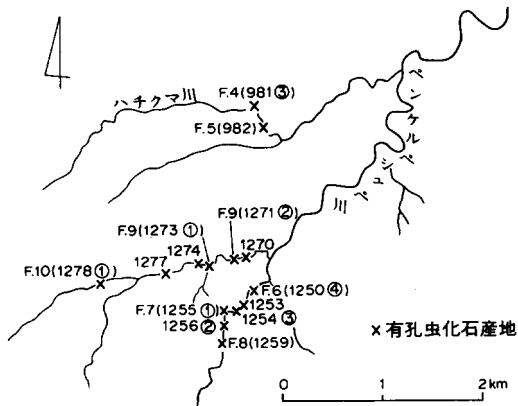
層厚 八雲バースンで約600m、音名川沈降帯で約450mである。

化石 本層は貝化石・有孔虫化石・珪藻化石及び花粉化石を多産する。化石内容から、本層は浅海性の堆積物であることが明らかである。

貝化石は第7表に示すように、*Chlamys daishakaensis* MASUDA & SAWADA, *C. cosibensis* (YOKOYAMA, (*Patinopecten yessoensis* (JAY)), *Monia macrochisma* DESHAYESなどを多産する。これらの多くは寒流系頻海域ではき寄せ密集型の産状を示す。本地域の貝化石については、大炊御門(1935)・小山内ほか(1974)・通商産業省資源エネルギー庁(1978)及び沢田(1961)などの報告がある。



第26図 瀬棚層露頭柱状図 (ハチクマ川)



第27図 瀬棚層有孔虫化石産地

をもつ緩やかな波状褶曲を行っている。

対比 本層は道南標準層序の瀬棚層にほぼ相当する。また、池谷・植松 (1968) の瀬棚層のうち、花石砂礫岩部層の下部を除いたもの、渡島半島南部の鶉層 (石田ほか, 1975) に対比される。

砂岩部層 (Ss)

本部層は域内中央部サックルベツ川中流からペンケルベシユペ川中流にかけて、広く分布する。このほか、南東部の音名川周辺・北東部の山崎・花浦付近・北西部の日進周辺に分布する。

本部層は砂岩を主体とし、礫岩・シルト岩及び凝灰岩を伴う。

砂岩は黄一黄褐色を呈し、細粒から極粗粒まであり、非常に粗鬆である。しばしば白色の軽石粒を多

有孔虫化石は第8表に示すとおり、石灰質殻を有するものが優勢である (石田, 1974)。

夏路・ハチクマ川流域及び砂蘭部川流域で特に多産する。ハチクマ川流域では、全体を通じて Anomalinidae, Nonionidae 及び Cassidulinidae が多く、Textulariidae, Miliolidae 及び Polymorphinidae は少ない。なかでも、*Cibicides* spp., *Cassidulina* spp., *Elphidium* spp. 及び *Nonion* spp. が豊富である。

花粉化石は Pinaceae 及び Taxodiaceae が多く含まれ、比較的冷温な気候を指示している。

このほか、腕足類・蘚苔虫類・*Balanus*・海胆類及び石灰藻類等も含まれる。

地質構造 八雲ペーゼンで本層の走向は北部が南北、南部が北西-南東方向であり、傾斜は一般に10-20°であるが、下位の黒松内層に近い部分では20-30°と多少急傾斜となっている。鉛川中流域から札幌山にかけては、北北西-南南東系の断層によって切られる。

音名川沈降帯で本層は、下位の黒松内層を不整合に覆い、北北西-南南東方向の音名川向斜軸両翼及びこの向斜東方の背斜東翼に分布し、傾斜は10-30°内外である。この地域では、北北東-南南西系の断層が顕著である。

日進周辺で瀬棚ペーゼンの本層はわずかに分布するが、今金・瀬棚地域では黒松内層を傾斜不整合で覆い、北北西-南南東方向の軸

第7表 瀬棚層産貝化石表

ポンセイヨウベツ川 産地 M. 1 (247)

- Chlamys cosibensis cosibensis* (YOKOYAMA)
C. daishakaensis MASUDA & SAWADA
C. hanaishiensis MASUDA
C. kinoshitai KUBOTA
Crenomytilus grayanus DUNKER
Monia macrochisma DESHAYES
M. macrochisma ezoana (KANEHARA)
Nucella freycineti (DESHAYES)
Patinopecten yessoensis (JAY)

ポンセイヨウベツ川 産地 M. 2 (248)

- Boreoscala* sp.
Chlamys coatsi MACNEIL
C. cosibensis cosibensis (YOKOYAMA)
C. daishakaensis MASUDA & SAWADA
C. foeda (YOKOYAMA)
C. islandicus (MÜLLER)
C. toshibetsuensis UOZUMI & AKAMATSU
Hemithyris sp.
Nucella freycineti (DESHAYES)
Swiftopecten swifti (BERNARDI)
Volutopsius sp.

サックルベツ川支流藤田沢 産地 M. 3 (1042)

- Chlamys daishakaensis* MASUDA & SAWADA
Monia macrochisma DESHAYES
Swiftopecten swifti (BERNARDI)

サックルベツ川支流吉田沢 産地 M. 4 (1041)

- Callista brevisiphonata* (CARPENTER)
Chlamys coatsi MACNEIL
C. cosibensis cosibensis (YOKOYAMA)
C. daishakaensis MASUDA & SAWADA
Mytilus sp.
Patinopecten yessoensis (JAY)

夏路林道の沢*(サックルベツ川) 産地 M. 5 (Loc. 2)

- Acila insignis* (GOULD)
Batillaria sp.
Callista brevisiphonata (CARPENTER)
Chlamys cosibensis cosibensis (YOKOYAMA)

Chlamys daishakaensis MASUDA & SAWADA

C. islandica (MÜLLER)

C. tamurae MASUDA & SAWADA

Clinocardium sp.

Cyclocardia ferruginea (CLESSIN)

C. paucicostata (KRAUSE)

Cylichna sp.

Glycymeris yessoensis (SOWERBY)

Hiatella aff. *orientalis* (YOKOYAMA)

Hinia festiva (POWYS)

Limopsis tokayensis YOKOYAMA

Monia sp.

Nuculana pernula radiata (KRAUSE)

Papyridea sp.

Puncturella sp.

Tectonatica janthostoma (DESHAYES)

Trichamathina nobilis (A. ADAMS)

Tridonta borealis SCHUMACHER

ペンケルベシユペ川* 産地 M. 6 (Loc. 4)

Glycymeris yessoensis (SOWERBY)

Limopsis tokayensis YOKOYAMA

Tectonatica janthostoma (DESHAYES)

Tridonta borealis SCHUMACHER

*小山内ほか (1974) による

く混え凝灰質となる部分も多い。また、本部層中には砂岩と軽石層とが互層し、斜層理が発達する。一般的に黒雲母片が多く、木片・炭質物及び砂鉄が濃集する部分が認められる。

シルト岩は青灰色を呈し、一般に塊状で風化すると黄灰色の大塊となって崩壊する。砂岩と互層しており、しばしば径2-5cmの粘板岩・安山岩及び硬質頁岩などの円礫が含まれる。

礫岩は暗灰-褐灰色を呈し、一般に径1-10cmの亜円-円礫からなる。礫種は普通輝石安山岩・角閃石安山岩・玄武岩・粘板岩・チャート・砂岩・シルト岩及び軽石などであり、基質は中-粗粒砂である。

凝灰岩は青灰-灰白色を呈し、粒度は細粒から極粗粒まで多様である。厚さは一般に数cmから10数cmのものが多く、本部層下部で厚さ1m内外のもの数層、また、厚さ6mに達する軽石凝灰岩が1層砂岩中に挟まれる。

サックルベツ川中流域で、上八雲向斜東翼の本部層最下部は、シルト岩の巨礫を多数とりこみ、その最も大きいものは径50×100cmにも達する。基質は比較的粗鬆な凝灰質粗粒砂である。この直上には有色鉱物が少ない粗粒から細粒へサイクルを示す厚さ1mの凝灰岩が累重する。本部層の中・下部は灰色を呈し黒雲母片を含む細粒砂岩が卓越し、厚さ6mの黒雲母含有軽石凝灰岩が挟まれる。上部は米粒大

第8表 瀬棚層産有孔虫化石表

石田 (1974)

種名	981 ③	982	1250 ④	1253	1254 ③	1255 ①	1256 ②	1259	1270	1271 ②	1273 ①	1274	1277	1287 ①
<i>Textularia</i> sp.						R					R	F		
<i>Gaudryina</i> sp.													R	
<i>Karrerella baccata japonica</i> ASANO	R		R		R						F	R		
<i>Quinqueloculina subagglutinata</i> ASANO						R		R	R	F		R		R
<i>Q.</i> sp.														R
<i>Pyrgo</i> cf. <i>ezo</i> ASANO							R							
<i>P. yabei</i> ASANO								R	R					
<i>Lenticulina</i> sp.							F	R						
<i>Lagena acuticosta</i> WILLIAMSON	R		F			F	F	C	R	R	R			
<i>L. clavata</i> WILLIAMSON											R			
<i>L. gracilis</i> WILLIAMSON							R							
<i>L. cf. scalaris</i> (BATSCHI)										R				
<i>L. striata</i> (d'ORBIGNY)			R					R				R		
<i>L. substriata</i> WILLIAMSON			R			R					R		R	F
<i>L.</i> sp.							R							
<i>Oolina catenulata</i> WILLIAMSON						R					R			
<i>O. hexagona</i> (WILLIAMSON)	R		R				R				R	F		
<i>O. squamosa</i> (MONTAGU)		R				R	R							F
<i>O.</i> sp.			R											R
<i>Fissulina biconica</i> (SILVESTRI)							R							R
<i>F. circulo-costa</i> (ASANO)	F													R
<i>F. lucida</i> (WILLIAMSON)		R	R				R	C						R
<i>F. marginata</i> (MONTAGU)		R	R			R	C	F		A	R	F		R
<i>F. orbignyana</i> SEGUENZA							C	R						
<i>F. orbignyana lacunata</i> (BURROW & HOLLAND)							R							
<i>F.</i> sp.	C		R			R	C	F	R	R				F
<i>Guttulina irregularis nipponensis</i> (CUSHMAN & OZAWA)								R						
<i>G. kishinouyei</i> (CUSHMAN & OZAWA)													R	
<i>G. sadoensis</i> (CUSHMAN & OZAWA)													R	R
<i>G.</i> sp.	R		R				R					R	R	
<i>Pseudopolymorphina ishikawaensis</i> CUSHMAN & OZAWA								R						
<i>Sigmomorphina setanaensis</i> ASANO												R	R	
<i>Nonion japonicum</i> ASANO											R			
<i>N. nicobarense</i> CUSHMAN			F	R	R		C			C	C	R		R
<i>N. cf. pacificum</i> (CUSHMAN)									R		C	R		
<i>N. pompilioides</i> (FICHTEL & MOLL)	A	R	F		F	R	F	A		A	F	R		
<i>N. pompilioides etigoense</i> ASANO							R							
<i>N.</i> sp.		F				R					F	F	R	
<i>Astrononion hamadaense</i> ASANO						R	R							
<i>Elphidium crispum</i> (LINNE)	F		C		F	R	F	A	R	F	F	R	F	R
<i>E. etigoense</i> HUSEZIMA & MARUHASI	R													
<i>E. cf. fabun</i> (FICHTEL & MOLL)	R													
<i>E. jenseni</i> (CUSHMAN)			F		R	R		R		R				
<i>E. kushiroense</i> ASANO														R
<i>E. subincertum</i> ASANO							R							

第8表 (つづき)

種名	産地 (第27図参照)	981 ③	982	1250 ④	1253	1254 ③	1255 ①	1256 ②	1259	1270	1271 ②	1273 ①	1274	1277	1278 ①
<i>Elphidium</i> sp.		R	F	C	F		C	A	C	R	F				
<i>Bulimina aculeata</i> d'ORBIGNY							R		R						
<i>Reussella aculeata</i> CUSHMAN												R			
<i>Bolivina decussata</i> BRADY		C	R					F				R			
<i>B. marginata</i> CUSHMAN		F					R	F							
<i>B. seminuda</i> (CUSHMAN)		F													
<i>B.</i> sp.		C			R		R	R	R						
<i>Loxostomum bradyi</i> ASANO		F	R												
<i>L.</i> sp.					R										
<i>Siphogenerina raphanus</i> (PARKER & JONES)													R		
<i>Uvigerina akitaensis</i> ASANO								R				R			
<i>U. excellens</i> TODD	R							R				R			
<i>U. proboscidea</i> SCHWAGER								R				R			
<i>U. segundoensis</i> CUSHMAN & GALLIHER								R				R			
<i>U. yabei</i> ASANO						R						R			
<i>U.</i> sp.		A	C	R	R		R	R	A	R	F	R		R	R
<i>Trifarina kokozuraensis</i> (ASANO)							C	A	A	F	F			R	R
<i>T.</i> sp.	R														
<i>Discorbinella bradyi</i> (CUSHMAN)				R					R						
<i>D.</i> sp.												R			
<i>Buccella frigida</i> (CUSHMAN)				R								R			
<i>Eponides praecinctus</i> (HUSEZIMA & MARUHASTI)				R								R			
<i>E. tanaii</i> UCHIO				R								R			
<i>E.</i> sp.	F	R	F	R				F	R	R	F	R	R		
<i>Epistominella</i> sp.											R				
<i>Cassidulina japonica</i> ASANO & NAKAMURA											F				
<i>C. margareta</i> KARRER								R							
<i>C. sagamiensis</i> ASANO & NAKAMURA				R		R					R	F	R		
<i>C. setanaensis</i> ASANO & NAKAMURA				R											
<i>C. subglobosa</i> BRADY	F	C	F	F	R	F	A	A			C	C		R	
<i>C. sublimbata</i> ASANO & NAKAMURA				R							R				
<i>C. yabei</i> ASANO & NAKAMURA							R	R	R						
<i>C.</i> sp.			R									R		F	
<i>Hanzawaia nipponica</i> ASANO											R				
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB)	A	A	A	A	A	A	A	A	A	R	A	A	A	A	G
<i>C. pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	C				C	F	R	F	F		F	F		R	
<i>C. refulgens</i> (MONTFORT)	C		C		C	F	F	F	C			R		R	
<i>C.</i> sp.			C	C		F	F	F			F	F	F		R

の軽石に富む細粒と粗粒砂岩が細互層し、斜層理が発達する。本部層中には貝化石及び微化石が多数含まれる。

上八雲向斜西翼では本部層の基底部には、東翼と同様に灰白色を呈し塊状で黒雲母を含む軽石凝灰岩が認められる。この凝灰岩の軽石は、平均径0.5cmであるが径5cm内外のものも含まれる。本部層の主部は細一中粒砂岩が卓越しているが、しばしば軽石凝灰岩の薄層を挟み、また、径20-50cmの普通輝石安山岩の亜角礫を散点的に含んでいる。

ボンセイヨウベツ川においても、サックルベツ川と同様の岩相を示す。軽石粒が多く含まれ、斜層理が発達しており、砂岩中には黒雲母片及び少量の角閃石が含まれる。本部層中には貝化石及び微化石が多数認められる。

八線周辺では主として黄褐色を呈する細一中粒の砂岩からなる。本部層下部では青灰色を呈し板状に剝離する細粒砂岩と砂質シルト岩が細互層し、この中に径10cm内外の泥灰質団塊が配列する。中部では褐色を呈する細粒砂岩中に厚さ1.5mの軽石礫岩が挟まれる。軽石は良く円磨され、平均径2cm内外



第28図 瀬棚層砂岩部層中の砂岩（鉛川）



第29図 瀬棚層砂岩部層中の斜層理（ボンセイヨウベツ川，下部の礫質の部分から貝化石多産）

であるがときには径20×30cmと大きいものも含まれ、基質は比較的粗鬆で軟弱な細粒砂である。上部には細粒砂岩と砂鉄が細互層し、縞状を呈する厚さ80cmのものがみられる。

ペンケルベシュペ川では細一中粒の砂岩からなるが、径5cmの安山岩の亜角礫を主とする厚さ30cmの火山角礫岩・青灰色シルト岩・細礫岩及び厚さ15cmのガラス質凝灰岩などの薄層を伴う。

鉛川とエイリンザワ川との合流部付近で、本部層は褐灰—黄灰色を呈する軽石質—凝灰質の中—粗粒砂岩からなり、斜層理が顕著である。エイリンザワ川では斜層理の発達する中—粗粒砂岩が卓越するが、粘板岩及び安山岩の小円礫からなる細礫岩と互層をなす部分があり、*Pecten* sp. が含まれる。この地域の本部層下部には、厚さ1m以下の酸性凝灰岩が数層挟まれる。

山崎及び花浦付近では、主として灰—褐灰色を呈し黒雲母片が散点する粗鬆な細粒砂岩と中粒砂岩が互層し、一般に斜層理が発達する。山崎川で本部層は八雲層を直接不整合に覆う。また、砂岩中に泥管を含む塊状砂質シルト岩が挟まれる。

砂蘭部川流域では斜層理に富む細一中粒砂岩を主体としシルト岩を伴っている。砂岩中には炭質物及び木片に富む部分も認められる。

層厚は八雲ベースンで約550m、音名川流域で約250mである。

礫岩砂岩部層 (Sg)

域内中央部遊楽部川中流からハチクマ川中流域にかけて上八雲向斜の両翼、南東部音名川から賀呂川下流部にかけて分布する。

本部層と前述の砂岩部層とはほぼ漸移であるが一部指交する。

本部層は礫岩及び粗粒砂岩の互層が主体で、シルト岩及び凝灰岩を伴う。

礫岩は暗灰—青灰—褐灰色と多様な色調を呈する。礫種は先第三系から由来する粘板岩・チャート・砂岩及び花崗閃緑岩をはじめ、新第三系の安山岩・玄武岩・硬質頁岩及びシルト岩など種々雑多である。亜角—円礫が多く中—粗粒砂によって膠結される。

砂岩は黄灰—黄褐色を呈し粗鬆である。砂岩の粒度は中—粗粒のものが多く、礫岩と頻繁に互層し、軽石粒及び炭質物を多く混える。

シルト岩は青灰色を呈し、砂岩及び礫岩との互層中に薄層として挟在する。

凝灰岩は灰白色極細粒なものから平均径0.5-2cmの軽石凝灰岩まで認められ、シルト岩と同様に礫岩砂岩互層中に薄層として挟まれる。

セイヨウベツ川・遊楽部川及び八線付近で、上八雲向斜の両翼の岩相は、礫岩と砂岩の量比が大きく異なる。すなわち、西翼部では礫岩が卓越し、セイヨウベツ川で観察されるように、淘汰の余り良くない細一中礫岩が優勢で、黒雲母片を多く含む淡緑灰色細—粗粒の砂岩と互層する。東翼部では、黒雲母片に富む淡黄緑—黄褐色細—粗粒砂岩を主体とする。厚さ30cm内外の凝灰質黄色泥岩・径0.5-1cmの亜角—亜円礫を主とする細礫岩及び径13×20cmの安山岩礫を含む中礫岩などを挟む。八線・ハチクマ川及び遊楽部川では、砂岩中に泥管が含まれる。

音名川及び賀呂川流域で本部層は音名川向斜の両翼に分布する。本部層は主として細—粗粒砂岩と細一中礫岩が互層し、シルト岩を伴っている。砂岩中には黒雲母片・軽石及び炭質物ときには炭化木片が多く含まれる。また、礫岩は一般に安山岩をはじめ多様の礫種から構成されるが、部分的には下位の黒



第30図 瀬棚層礫岩砂岩部層中の礫岩（ハチクマ川）

松内層からの供給によるシルト岩ないしシルト質泥岩の小礫が卓越する場合もある。賀呂川流域では、軽石層と細一粗粒砂岩が頻繁に互層し斜層理が顕著である。また、本部層上部では厚さ90cm内外の細粒凝灰岩及び凝灰角礫岩が数層挟まれる。

層厚は八雲ベースンで約200m及び音名川沈降帯で約250mである。

VI. 第四系

本地域に分布する第四系は、段丘堆積物・オチャラッペ火山灰層・扇状地堆積物・駒ヶ岳火山灰及び氾濫原堆積物である。

VI. 1 段丘堆積物

第1段丘堆積物 (t_1) (標高260-360m)

本地域内で最も高い面を形成し、上八雲市街南方のキリンペタム川及びハチクマ川上流部の丘陵地に分布する。堆積物はほとんど削割されており、わずかにハチクマ川流域で厚さ50cm程度のものが見られる。主としてチャート・粘板岩及び花崗閃緑岩など基盤岩からの供給物と新第三系の安山岩及び変質安山岩などの径5-20cmの円礫からなる砂礫層である。本段丘は八雲地域の境川面に対応する。

第2段丘堆積物 (t_2) (標高180-260m)

域内北西部の日進・上八雲及び南東部の大新周辺に分布する。日進周辺では見事な平坦面を作り、堆積物の厚さは約4-5m程度である。礫径50cm以下で礫種は第1段丘と同様に、基盤岩起源のチャート・花崗岩類が多く含まれ、新第三紀火山岩類の礫を伴う砂礫層である。上八雲地域南方での堆積物は厚さ1-3mである。大新周辺では八雲地域において海成段丘と考えられる境川面に連続するが、削割が進

み堆積物はほとんど残されていない。

第3段丘堆積物 (t₃) (標高140-190m)

上八雲八線及び鉛川周辺に分布する。堆積物は厚さが2-5mで淘汰のあまり良くない砂礫層が主体である。礫径は50cm以下で高位の段丘と同様に基盤岩類及び火山岩の円礫が多いが、上八雲から東部では硬質頁岩の礫も混える。本段丘は八雲地域の野田追面に対応する。

第4段丘堆積物 (t₄) (標高100-160m)

上八雲から春日にかけて広く分布する。鉛川周辺では厚さ約6mの堆積物が認められる。下部約4mが淘汰の良くない礫層からなる。礫径は一般に10cm内外であるが、径20-50cmの安山岩・チャート・粘板岩及び硬質頁岩を混える。上部は砂層と礫層の互層からなり、最上部は粘土質土壌が堆積している。

第5段丘堆積物 (t₅) (標高80-120m)

上八雲から春日付近にかけて、第4段丘の前面に分布する。鉛川・春日周辺で堆積物の厚さは約4-5mであり、下部は礫層及び砂層の互層が卓越し、上部は粘土質土壌からなる。礫層は比較的淘汰され、礫径は一般に5-10cm以下であるが、ときには径20-40cmの基盤岩類及び火山岩の礫も含まれる。

第6段丘堆積物 (t₆) (標高60-100m)

上八雲周辺で標式的に発達する。堆積物の厚さは5-6mで砂礫層を主体とし、上部には厚さ30-50cmの粘土質土壌を伴う。礫は一般に径5-20cmのものを主とするが、ときには径80cm程度のもも混える。礫種は安山岩や基盤岩類が多く、新第三紀堆積岩の礫は少ない。

第7段丘堆積物 (t₇) (標高40-60m)

上八雲から鉛川付近にかけて分布する。堆積物は径3-5cmの硬質頁岩礫が多く認められ、径10-30cmの基盤岩類及び火山岩の礫を伴う砂礫層である。第5-7段丘は八雲地域の山越段丘及び落部段丘に対応するものと思われる。

第8段丘堆積物 (t₈) (標高20-40m)

遊楽部川とトワルベツ川の合流部及びペンケルペシュペ川川口などに分布する。堆積物は厚さ3-4mで、比較的淘汰の良い砂礫層を主体とし粘土層を挟む。礫種はチャート・粘板岩・花崗閃緑岩・火山岩類及び新第三紀堆積岩と種々雑多であり、一般に3-10cmの円一亜円礫からなる。この段丘は分布状況及び標高などからも次の第9段丘に含まれる可能性もある。

第9段丘堆積物 (t₉)

各河川流域に分布するが、その形成時期は各河川により標高及び比高も異なり、それぞれの地域によって差異が認められる。また、堆積物の礫径及び礫種などは、流域の地質も反映し多様である。

VI. 2 オチャラッペ火山灰層 (P)

分布 本火山灰層は域内北西部オチャラッペ川及び日進付近の善右衛門沢川流域に分布する。

層序関係 ほとんど水平であり下位の黒松内層を不整合に覆う。

岩相 オチャラッペ火山灰層は、灰白色を呈する軽石及び火山灰からなる。軽石は一般に径0.5-2cm

であるが、しばしば径5-10cmのものも混える。また、軽石は比較的発泡度が良い。鏡下では黒雲母・斜長石及び石英の斑晶が認められ流理構造を示している。火山ガラスが非常に多く含まれる。岩質はデイサイトないし流紋岩である。

オチャラッペ川では、厚さ7m以上で塊状無層理の白色細粒ガラス質火山灰が発達し、黒松内層を不整合に覆っている。

日進付近善右衛門沢川流域で、本火山灰層は厚さが10m以上であり、径1-2cmで石英及び黒雲母を含む軽石を主体とする。無層理で外来物をほとんど含まないが軽石流堆積物様の外観を呈する。

前述の地域から約300m南方に厚さ4m以上の露頭があり、径1-2cmの軽石が配列するようにも観察されるが、整層状態はあまり良く無い。

対比 本火山灰層は福富ほか（1936）の利別層群オチャラッペ白色火山灰層にあたり、また、長尾・佐々（1993a・b）の大関火山灰層の一部に相当する。

VI. 3 扇状地堆積物 (f)

域内東部賀呂川以東で遊樂部川から南方では、砂蘭部川下流域に広大な扇状地が形成されている。砂蘭部川及びその周辺河川によってもたらされた堆積物である。砂蘭部川では河床から3-5mの比高を有し、一部では段丘状の堆積形態を示す部分もみられる。

堆積物は礫・砂及び粘土であり、扇頂部はほとんど礫で占められ、扇端に向うにしたがって砂及び粘土の量比が増加する。礫は亜角一亜円の安山岩及び新第三紀堆積岩が多く、また、礫の大きさは大小様々である。

この扇状地堆積物と前述の段丘堆積物との関係は、扇端部で遊樂部川沿いの段丘群と接する部分で堆積物の違いから区別できるところもあるが、概して不明瞭となる場合が多い。また東部では扇頂近くで、八雲地域に発達する海成段丘と連続する。

VI. 4 駒ヶ岳火山灰

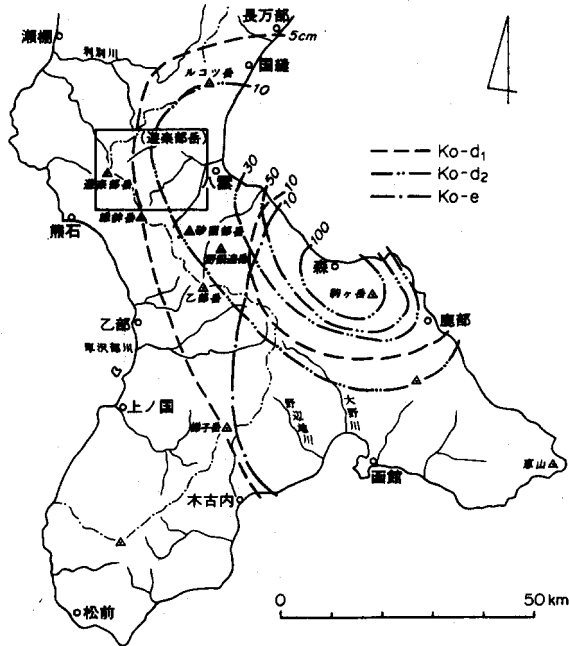
駒ヶ岳は本地域南東方直距離にして40数kmに位置し、現在まで幾多の噴火活動を行っている。駒ヶ岳の噴出物は、溶岩・軽石流堆積物・火山砕屑流堆積物及び降下軽石などであり、広範な地域にわたり分布している。

本地域にはこれらの噴出物のうち降下軽石及び火山灰が分布し、いずれも輝石安山岩質である。駒ヶ岳火山灰は、遊樂岳地域の東半部を広く覆っているため、地質図上には表現しなかった。

渡島半島部の駒ヶ岳火山灰の分布については、佐々木ほか（1970）による詳細な報告がある。駒ヶ岳火山灰の分布は第31図のとおりである。

遊樂部岳地域では、駒ヶ岳火山灰Ko-e、Ko-d₂及びKo-d₁などがみられ、さらに古期のものも多少存在するものと考えられている。

Ko-e層 本層はKo-d₂層の下位に腐植を有する黄褐色火山灰である。域外東方八雲地域の野田生付



第31図 駒ヶ岳火山灰分布図 佐々木ほか (1970) によるが一部簡略化した

第9表 駒ヶ岳火山灰 Ko-e 層一次鉱物組成

区 分	斜長石	磁鉄鉱	普通輝石	紫蘇輝石	石 基	石 英
2.0-0.2 (mm)	47.4 (%)	6.8 (%)	9.8 (%)	27.0 (%)	9.0 (%)	—
0.2> (mm)	36.2	6.4	5.3	9.6	42.5	—

佐々木ほか (1970) による

第10表 駒ヶ岳火山灰 Ko-d1 層一次鉱物組成

区 分	斜長石	磁鉄鉱	普通輝石	紫蘇輝石	石 基	頁岩・ 砂岩岩片	凝灰岩岩片	粘板岩岩片	石 英
2.0-0.2 (mm)	60.0 (%)	4.4 (%)	6.5 (%)	19.2 (%)	8.4 (%)	0.5 (%)	0.5 (%)	0.5 (%)	—
0.2> (mm)	59.4	13.1	2.0	3.9	18.3	0.6	0.7	1.3	—

佐々木ほか (1970) による

近で厚さ8-10cmを示し、本地域でも厚さ3-5cmのものが認められる。本層の腐植中から縄文期の土器類の出土が知られている。また、¹⁴C年代測定により本層は約1700±130年前と推定されている。駒ヶ岳火山灰Ko-e層の一次鉱物組成は、第9表のとおりである。

Ko-d₂層 本層の降灰分布地域は広範囲にわたり、八雲市街周辺で厚さ20cm（粒径0.1-0.2cm）及び山崎地域で10cmとなり、長万部町まで達する。これはKo-d₂層の中でも上部の砂質層とされている。

Ko-d₁層 本層は腐植層をへだてずKo-d₂上に直接堆積する砂壤土型の細粒黄火山灰である。この火山灰は広範囲に分布し、八雲から長万部にかけて厚さ3-5cm程度のものが確認されている。駒ヶ岳火山灰Ko-d₁層の一次鉱物組成を第10表に示す。

このほか、Ko-e層の下位に火山灰が確認されているが、正確な対比が困難なことから古期火山灰とされている。

VI. 5 氾濫原堆積物 (a)

氾濫原堆積物は、域内東部の遊楽部川流域で広く発達するほか、各河川流域に狭い範囲で分布する。堆積物は、それぞれの河川流域の地質を反映した砂・礫及び粘土などからなる完新世堆積物である。

このほか、山崎及び花浦など内浦湾沿いの海岸平野の西縁部にも発達する。この氾濫原堆積物中には小規模な扇状地性の堆積物が含まれる。

VII. 地質構造発達史

本地域の基盤をなす先第三紀堆積岩類は、砂岩・粘板岩及びチャートの互層からなるフレッシュ型の深海性地向斜堆積物である。本岩類は東北日本の構造区分のうち北部北上帯（吉田・青木、1972）の北方延長部にあり、渡島半島南部地域で石炭紀後期に位置づけられている松前層群の岩相と酷似する。しかし、本地域をはじめ周辺地域からは時代を指示する化石の産出がみられないために、正確な時代は不明である。

先第三紀堆積岩類の堆積後、中生代白亜紀に入って、久遠地域の太櫓岳花崗岩体から遊楽部岳花崗岩体を経て、八雲鉱山周辺の半深成岩類分布地域に至る北西—南東方向に延びる久遠構造線（通商産業省ほか、1978）に沿う大規模な花崗岩類の貫入がある。これらは堆積岩類に熱変成を与え一部がホルンフェルスとなっている。花崗岩類の貫入に引続き、基盤は隆起を伴う地塊運動を蒙っている。渡島半島では、白亜紀及び古第三紀に属する堆積岩を全く欠除することから、長期にわたって大きく削剝を受けていたと推定され、明らかに陸域であった。

新第三紀中新世前期にはいわゆるグリントフ変動に伴い、火成活動の激化とともに沈降がはじまり、白別層以降の地層を堆積させている。

白別期は、基盤岩類の弱線に沿う活発な火成活動によって、多量の安山岩及び玄武岩溶岩と同岩質の火砕岩を堆積した。この時期は新第三紀初期の火山活動の最盛期に相当する。白別層と同時異相とされる大櫓層中には、阿仁合型植物化石群が含まれるが、海域を示唆する貝化石その他の資料は現在まで知られていない。植物化石群の内容から冷温性の陸域環境下にあったものと推定される。

関内期は、本地域瀬棚ベーズン及び久遠地域の熊石ベーズンを中心にした沈降の時期である。域内西部遊楽部岳ドーム周辺の関内層は、植物化石を含む砂岩泥岩互層からなり、貝化石の産出も無く、海域を示唆する証拠もないことから、湖沼の堆積物と考えられる。久遠地域で関内層に対比される太櫓越泥岩から、台島型植物化石群とともに、汽水—淡水性の貝化石が産出する。全体に温暖な気象状況の下で湖沼堆積物を主とし、一部に海の進入があったと推察される。白別期に活発であった火成活動はこの時期に終息し、静穏な環境下で砂岩及び泥岩の堆積が行われている。

左俣川期に遊楽部岳ドームは断裂を伴いながら隆起し、相対的にドーム周辺は徐々に沈降している。

この時期には海進も本格化し、左俣川層及び同層準層の厚い堆積物が形成されている。また、同時に火成活動が再び活発化している。この時期の正常堆積岩は、粗粒相から細粒相への堆積サイクルを繰り返している。

一方、訓縫期では海進によって泥岩及び砂岩の堆積が行われているが、多少遅れて海底火山の活動も活発化し、多量の安山岩溶岩及び同質の火砕岩を厚く堆積している。訓縫層の泥岩中には、*Cyclammina* spp. 及び *Haplophragmoides* sp. などの有孔虫化石が含まれ、多少深く冷温な海況を示している。

八雲期にはさらに海域が拡大して半深海化し、間けつ的な火成活動の産物を伴いながら、硬質頁岩など泥質相の堆積物が卓越している。八雲層中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) や魚鱗を普遍的に含むほか、有孔虫化石の *Cyclammina-Haplophragmoides-Martinottiella* 群集及び *Spirosigmoilinella compressa* MATSUNAGA などを産する。一方、本地域南部では、海底火山の活動によって多量の火山角礫岩をはじめ、火砕岩の堆積が行われている。八雲期後期には、全般的に沈降から隆起に転じ、海退が進みシルト岩及び砂岩など浅海相の堆積物が多くなる。また、八雲期末期には、鉛川上流地域の半深成岩の貫入活動によって鉛川隆起帯が形成されている。

黒松内期には八雲期末期からの浅海化が続き、八雲ゾーン内で砂質シルト岩及び砂岩などの粗粒相の堆積物が卓越する。一方、黒松内期前期から中期にかけて、八雲鉱山周辺及びキリンペタム川上流域では火山活動が激しく行われ、安山岩の溶岩と同質火山角礫岩をはじめとする大量の火砕岩をもたらした。黒松内期後期に本地域は全域的に陸域ないし頻海域となる。とくに日進東方オチャラッペ川及び域内中央部ペンケルペシユベ川下流域など隆起量の大きな地域では、異常堆積が行われている。また、この時期にはこれまで1つのゾーンであったものが、瀬棚ゾーン・八雲ゾーン及び音名川沈降帯と3つに分化している。

瀬棚期には、全域的に差別的な昇降運動の影響によって、これらのゾーンが形成されし、浅海相の砂岩及び礫岩が大量に堆積している。瀬棚期末期には、全域的な緩やかな隆起によって海退陸化が進んでいる。瀬棚層の堆積後も褶曲及び断層など構造運動が継続している。本層中には動物化石及び珪藻化石などを多産し、その化石内容から比較的冷涼な環境が推察される。

第四紀に入り、更新世には氷期・間氷期の経過をたどるなかで、海成及び河岸段丘が形成され、また、地域的な火山活動に伴う火山砕屑物が堆積した。完新世では、各河川流域における小規模な段丘及び扇状地が形成され、平地部では氾濫原堆積物が形成されている。また、駒ヶ岳火山灰が広域的に覆っている。

VIII. 応用地質

本地域の応用地質を通覧すると、鉱物資源関係は、銅・鉛・亜鉛・マンガンなどを対象として稼行された。明治以前から稼行した八雲鉱山が著名であるが、昭和44年に当時の経済情勢と採掘条件の悪化などによって長い歴史を閉じている。昭和31年には、セイヨウベツ鉱山がマンガンを対象に、地域西部セイヨウベツ川上流で開発を試みたが、わずか数年で休山している。このほか、遊楽部岳周辺地域で、2・3の金属資源徴候地（長谷川・酒匂、1961）が知られている。

温泉については、八雲鉱山稼行時に坑内から多量の温泉水の湧出が知られている。また、当時は鉱山北方の鉛川河岸で試錐を行い、下の湯及び上の湯として鉱山で浴用に供していた。現在は八雲町が下の湯付近で新たに試錐を実施し、八雲町営温泉として利用している。

鉱物資源及び温泉の詳細については各文献にゆずり、ここでは概略的な説明にとどめる。

VIII. 1 銅・鉛・亜鉛・マンガン

八雲鉱山（土居・酒匂，1967；土居，1967；土居ほか，1969；赤塚，1962）

位置：渡島国山越郡八雲町にあり，八雲市街西方約24kmの鉛川上流に位置する。

沿革：八雲鉱山の歴史は古く，その創業は安政4年（1858）あるいは明和3年（1766）ともいわれる。大正5年（1916）から鉛川鉱山としてマンガンを採掘し，その後，昭和6年（1931）に八雲鉱山株式会社，昭和11年（1936）に中外鉱業株式会社，昭和40年（1965）に八雲鉱業株式会社の経営となり稼行されたが，昭和44年（1969）6月に休山，同48年10月に廃山となった。

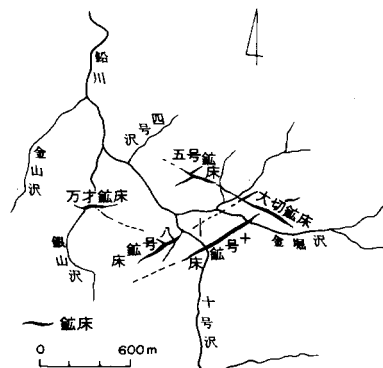
鉱床及び鉱石：鉱床は八雲層の硬質頁岩と，これを貫ぬく角礫状変質安山岩及び石英ひん岩中の剪断帯の中に胚胎される浅熱水性裂隙充填鉱床で，その主要鉱石鉱物は閃亜鉛鉱・方鉛鉱及び菱マンガン鉱である。

鉱化帯は $2 \times 3 \text{ km}^2$ の拡がりを示し，その中に主に北 $60\text{--}70^\circ$ 西と北 $75\text{--}80^\circ$ 東との2系統の鉱脈や変質帯が約50分布する。主要鉱床には走向北 60° 西，傾斜 80° 北東の大切鉱床と5号鉱床，走向東西・傾斜 80 北の7号鉱床，走向北 75° 東・傾斜 80 南東の8号鉱床及び10号鉱床などがある。

鉱床の形態は鉱脈で，これは同一の剪断帯の中に小さな単位鉱脈が雁行状に連なって配列することによって構成されている。大切鉱床と5号鉱床とを胚胎する剪断帯の延長は約1.4kmであるが，その中に30–60cmの単位鉱脈が配列する。7号鉱床は400mの中に60mのものが，8号鉱床は1kmの中に50–70mのものがそれぞれ複数配列する。

鉱石鉱物の形成順序は，珪化岩の形成後，1)第1期…黄鉄鉱・石英鉱体の形成，2)第2期前期…黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・石英脈の形成，3)第2期後期…石英に富む淡紅色塊状の菱マンガン鉱の形成，4)第3期…赤紅色及び薄紫色の結晶質縞状の菱マンガン鉱と，最後に黄鉄鉱の形成である。鉱化作用の経過を第33図に示す。

鉱脈の産状は鉱床によって若干異なる。大切鉱床の露頭では，第1期の黄鉄鉱が鉱染した絹雲母・石英化岩と第2期後期及び第3期の菱マンガン鉱脈が認められる。後者には閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱及びやや多量の重晶石が伴われる。5号鉱床では第2期後期の菱



第32図 八雲鉱山鉱床位置図 赤塚(1962)による

マンガン鉱が網状に、これを切って第3期の菱マンガン鉱が形成されているが、この両者の胚胎場所が同一鉱脈内で全く異なる場合がある。最後に第3期末期の黄鉄鉱（白鉄鉱）脈が晶出している。10号鉱床の通洞地並着脈点付近では、第1期の黄鉄鉱の鉱染する強珪化岩中に、第2期前期の閃亜鉛鉱と方鉛鉱の鉱染及びこれらと石英との細脈が形成され、以上のものを切って第2期後期の菱マンガン鉱脈、第3期末期の黄鉄鉱脈が晶出している。なお、この鉱床は第3期の菱マンガン鉱は認められない。7号鉱床及び8号鉱床の鉱脈は、10号鉱床のそれと同じである。

なお、中本（1965）が本鉱山の菱マンガン鉱脈晶洞中に、微量の辰砂を見出だしている。

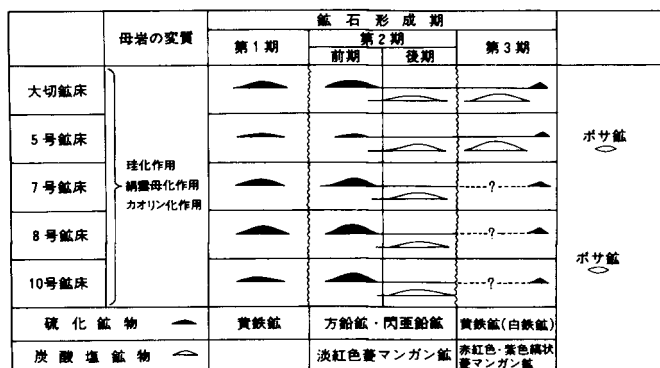
生産量：生産実績は昭和6年以降の粗鉱中含有量で、およそマンガン85,000t、鉛6,000t、亜鉛1,300t、金35kg及び銀150kgである。

セイヨウベツ鉱山（土居ほか、1961）

位置：渡島国山越郡八雲町セイヨウベツにあり、国鉄瀬棚線今金駅から八雲町に通ずる国道を約22km南下したところに位置する。

沿革：昭和31年に国富鉱業株式会社が探鉱を開始し、昭和37年まで継続したが、現在は廃山となっている。

鉱床及び鉱石：鉱床はピリカ型で、芋状のマンガン鉱塊があずき色を呈する粘土化の著しい凝灰岩層中に点在するものである。この凝灰岩層は、左俣川層の凝灰質砂岩礫岩互層を下盤とし、玄武岩質凝灰



第33図 鉱化作用の経過図 土居(1967)による

第11表 温泉

温泉名	深度(m)	湧出量(l/M)	分析年月	泉温(°C)	pH	RpH	TSM(mg/l)	Ca(%)	Mg(%)	Na(%)
八雲町有井(下の湯)	33	435	49.9	48.2	6.6	8.5	3,441	260.8	58.4	912
"	205	454	49.11	56.7	6.7	8.4	3,725	264.8	63.3	989
下の湯			35.5	44.0	6.2		3,654	269.3	54.2	972
旧鉛川温泉(下の湯)	20	83.0	49.6	40.8	6.3	8.7	3,214	254.6	52.6	810
上の湯			35.5	29.5	6.2		736	62.9	10.1	175
坑内温泉(140m坑)			35.5	58.0	6.9		6,184	456.1	63.3	1,660
"(200m坑)			35.5	61.5	7.0		6,716	318.5	72.7	1,900

岩を上盤としてその間に狭まれるもので、厚さは20-200cmである。ときには下盤に虎石と呼ばれる硅質岩がみられる。

生産量：出鉱粗鉱量は約20tである。

以上の2鉱山のほか、銅・鉛・亜鉛の鉱徴地の存在が、遊楽部川上流及び見市川上流に知られている(長谷川・酒匂, 1961)。

遊楽部川上流のものは、先第三紀堆積岩類中の北70°東方向の剪断帯に胚胎され、幅約30cmの閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・石英脈が網状に発達するもので、地表で約50m追跡されている。また、見市川上流のものは、北30°西方向の剪断帯中に幅50cmの黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱及び石英脈の存在が確認されている。

VII. 2 温 泉

八雲鉱山の稼行時には坑道内で高温の温泉水が大量に湧出しており、北海道において定山溪地域の豊羽鉱山とともに坑内水温度が高いことで良く知られている。

鉱山周辺の鉛川沿いに上の湯及び下の湯と2ヵ所に温泉があるが、現在利用されているのは下の湯である。

本地域内各温泉の化学分析値は第11表のとおりである。

下の湯 (斎藤, 1962; 小山内ほか, 1974; 北海道立地下資源調査所, 1976)

八雲町市街の西南方約15kmで鉛川左岸に位置する。

鉱山稼行時には2ヵ所で自然湧出があり、その1つは泉温40℃、湧出量15l/min程度である。また、鉱山の試錐によって、深度23mで泉温44℃、湧出量約40l/minの温泉が出ている。八雲町では、昭和49年に深度205.5mの試錐を実施しており、その記録は第34図のとおりである。堀さく当時は泉温53°、湧出量1,000l/minであったが、その後減少し300l/minとなっている。この温泉は現在八雲町の保養センターとなっている。

上の湯

下の湯の南方約1.3kmに位置する。

この地域は記録によると3ヵ所に自然湧出があり、鉱山の試錐で泉温29.5-40℃、湧出量60-120l/min

分 析 表

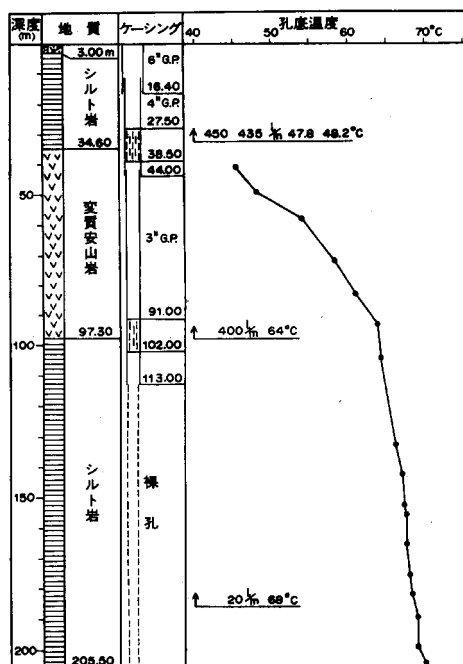
K (%)	Total Fe (%)	Al (%)	Mn (%)	Cu (%)	Cl (%)	HCO ₃ (%)	SO ₄ (%)	HBO ₃ (%)	SiO ₂ (%)	Free CO ₂ (%)
86.2	1.70	0.23	1.50	0.014	1,118	1,299	331.1	26.0	41.1	262.2
90.4	1.36	0.12	1.26	0.014	1,213	1,336	349.7	32.4	44.3	172.7
82.0	<0.1	<1.0			1,144	1,343	349.8	26.5	13.0	535.0
78.4	1.74	0.14	1.90	0.006	1,000	1,284	309.5	21.7	43.5	402.2
18.0	<0.1	<1.0			150.7	317.2	127.6	6.4	13.0	185.0
130.0	<0.1	<1.0			2,415	1,354	643.6	58.2	52.0	171.0
140.0	<0.1	<1.0			2,499	1,403	772.8	55.1	54.6	137.0

(北海道立地下資源調査所(1976)による分析値を編集)

の温泉が出ている。現在は鉱山の廃坑に流れ込み地表では認められない。

坑内温泉

八雲鉱山稼行時に大切坑では、泉温38℃、湧出量約4,000l/min、160m坑では泉温58℃湧出量約6,000l/minであり、最高70℃の温度上昇記録がある。坑内温泉及び上の湯は、主要鉱脈が胚胎する北60°西の剪断帯に沿って分布している。



第34図 下の湯試錐柱状図 北海道立地下資源調査所 (1976) による

文 献

- 赤塚政美 (1962) 八雲鉱山探査現況. 北海道鉱山学会誌, vol. 18, no. 1, p. 25-28.
- 秋葉 力・藤江 力・松井 愈・岡部賢二・酒匂純俊・魚住 悟 (1966) 北海道西南部における火成活動と地質構造. 地団研専報, no. 12, p. 16-24.
- ASANO K, (1938) On Some Pliocene Foraminifera from the Setana Beds, Hokkaido. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 15, p. 79-104.
- (1939) 日本鮮新世化石有孔虫群(予報). 地質学雑誌, vol. 46, p. 155-166.
- 土居繁雄 (1967) 山越郡八雲町八雲鉱山金堀沢地区の試錐結果に対する考察. 昭和41年度鉱床調査(試錐調査)報告, 北海道開発庁, p. 9-12.
- 土居繁雄・針谷 宥・小田切敏雄・内田 豊 (1961) 今金地域のマンガン鉱床. 北海道地下資源調査資料, no. 64, 北海道開発庁, 13 p.
- ・酒匂純俊 (1967) 山越郡八雲町八雲鉱山の銅・鉛・亜鉛・マンガン鉱床, 北海道地下資源調査資料, no. 111, 北海道開発庁, 21 p.
- ・庄谷幸夫・二間瀬潤・横山英二 (1969) 山越郡八雲町鉛川上流地域の鉱床. 地下資源調査資料, no. 116, p. 1-24.
- 藤江 力・松井 愈・棚井敏雅・松野久也・垣見俊弘・魚住 悟 (1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷(5), 北海道地域. 新生代の研究, nos. 24-25, p. 51-58.

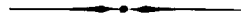
- 福富忠男・下斗米俊夫・古館兼治 (1936) 北海道有用鉱産物調査 (第7報) 乙桧山支庁管内爾志郡・久遠郡・太櫛郡全域・瀬棚郡一部(東瀬棚村利別川南岸地方). 北海道工業試験場報告, no. 61, p. 46-120.
- ・矢島澄策・茶木久芳 (1936) 北海道有用鉱産物調査 (第7報) (甲) 波島支庁管内山越郡中部 (八雲町)・桧山支庁管内瀬棚郡南部(利別川左岸地方). 北海道工業試験場報告, no. 61, p. 3-44.
- 舟橋三男 (1966) グリーンタフ地域の火成活動. 東北日本のグリーンタフ変動. 地団研専報, no. 12, p. 138-146.
- 長谷川潔・酒匂純俊 (1961) 遊楽部岳南東部地域鉱床調査報告. 北海道地下資源調査資料, vol. 63, p. 11-20.
- 橋本 亘・石川俊夫・舟橋三男・斎藤昌之・長尾捨一 (1958) 20万分の1 北海道地質図(1)及び説明書. 北海道立地下資源調査所, 58p.
- ・菅野三郎・品田 稔・大島一精 (1963) 北海道渡島半島今金—国縫—八雲間の地質. 地質学雑誌, vol. 69, no. 812, p. 228-238.
- 秦 光男 (1975) 熊石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1 図幅), 地質調査所, 34 p.
- ・山口昇一 (1969) 北海道西南部における *Operculina* の層位学的位置. 日本地質学会第76年 学術大会総合討論会「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, p. 131-135.
- 北海道立地下資源調査所 (1976) 北海道の地熱・温泉(A) 西北海道中南部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 3, p. 98-105.
- 池谷仙之・植松健児 (1968) 瀬棚層と黒松内層との関係について——北海道渡島半島八雲・今金・瀬棚地域の地質——. 地質学雑誌, vol. 74, p. 21-36.
- 石田正夫 (1974) 西北海道上八雲八線地域の鮮新世有孔虫化石. 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, no. 25, p. 1-5.
- (1978) 八雲地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1 図幅), 地質調査所, 39 p.
- ・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男 (1975) 館地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1 図幅), 地質調査所, 52 p.
- KANNO, S. (1962) Molluscan Fauna from the So-called Setana Formation, Southern Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyouiku Daigaku, sec. C*, vol. 8, p. 49-62.
- 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——. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 41-55.
- 松井 愈・土居繁雄・武田裕幸・魚住 悟・藤江 力・秋葉 力・吉村尚久・山口久之助・小原常弘・小田切敏夫 (1955) 北海道後志国今金町東部の地質鉱床調査報告. 北海道立地下資源調査所(今金町), 56 p.
- 長尾 巧 (1932) 北海道西南部の新生代層と最近の地史. 地学雑誌, vol. 39, p. 920-922.
- ・佐々保雄 (1993a) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(1). 地質学雑誌, vol. 40, p. 555-577.

- ・————— (1933b) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(2). 地質学雑誌, vol. 40, p. 750-775.
- ・————— (1934a) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(3). 地質学雑誌, vol. 41, p. 47-60.
- ・————— (1934b) 北海道西南部の新生代層と最近の地史(4). 地質学雑誌, vol. 41, p. 211-260.
- 中本 明 (1966) 八雲鉱山の辰砂. 北海道鉱山学会誌, vol. 21, p. 17-18.
- 成田英吉・山田敬一 (1967) 北海道金属非金属鉱床総覧. 地質調査所, p. 23-30.
- 大炊御門経輝 (1995) 北海道胆振国山越郡ポッセイヨウベツおよび夏路の瀬棚統具化石について. 地球, vol. 23, no. 513, p. 465-467.
- 小山内熙・鈴木 守・松下勝秀・高橋功二・山岸宏光・山口久之助・国府谷盛明・寺島克之・横山英二 (1974) 北海道山越郡八雲町の地質. 八雲町, 75 p.
- OTUKA, Y. (1934) Tertiary Structure of the Northwestern End of the Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Imp. Univ.*, vol. 12, p. 566-638.
- 佐川 昭・植田芳郎 (1969) 5 万分の 1 地質図幅「瀬棚」及び同説明書. 北海道開発庁, 43 p.
- 斎藤 仁 (1962) 北海道の鉱泉資源. 地下資源調査所報告, no. 28, p. 1-88.
- 坂上澄夫・南川純夫・川島幹雄 (1969) 北海道渡島半島上磯石灰岩のコノドントとその地質時代の考察. 地質学雑誌, vol. 78, p. 37-43.
- 佐々木竜男・片山雅弘・音羽道三・天野洋司 (1970) 渡島半島の火山灰について. 北海道農業試験場土性報告, no. 20, p. 256-286.
- 佐藤文男・白幡浩志 (1965) 西南北海道の花崗質岩の岩石化学的研究, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 54, p. 14-22.
- 沢田義男 (1961) 北海道瀬棚郡今金町北方の新第三紀層. 室蘭工業大学研究報告, vol. 3, p. 635-644.
- 鈴木 守・高橋功二 (1969) 北海道瀬棚郡北桧山町の地質. 北桧山町, 62 p.
- TANAI, T. and SUZUKI, N. (1963) Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan, Tertiary floras of Japan. *Collab. Assoc. to Commem. the 80th Anniv. of the Geol. Surv. of Japan*, p. 7-149.
- ・————— (1972) Additions to the Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, ser. 4, vol. 15, p. 281-359,
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1978) 昭和52年度広域調査報告書——久遠地域——. p. 1-70.
- 魚住 悟・藤江 力 (1958) 北海道第三紀の地層対比——新第三紀対比試案について——新生代の研究, no. 26, p. 24-33.
- 吉井守正・秦 光男・村山正郎・沢村孝之助 (1973) 久遠地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 57 p.
- 矢島澄策・陸川正明 (1939) 10 万分の 1 長万部図幅説明書. 北海道工業試験場報告, no. 3, 17 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, vol. 23, p. 1-12.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Sapporo (4) No. 67



GEOLOGY

OF THE

YŪRAPPU-DAKE DISTRICT

By

Masao ISHIDA

(Written in 1980)

(Abstract)

The mapped area is situated in central part of Oshima Peninsula, southwestern Hokkaido. It is located between latitude $42^{\circ} 10' - 42^{\circ} 20' N.$ and longitude $140^{\circ} 0' - 140^{\circ} 15' E.$

Geology

The sheet map area is composed of pre-Tertiary sedimentary rocks, intrusive masses of Cretaceous granites, Neogene volcanic and sedimentary rocks and Quaternary sediments. The stratigraphical sequence of this mapped area is summarized in Table 1.

Pre-Tertiary

The Pre-Tertiary sedimentary rocks of uncertain age are the basement rock of the area. They are spread in the western part of the area, and distributed only in one portion in the eastern part. They are composed of chert, slate and sandstone which often undergo contact metamorphism.

Granites intruding in the sedimentary rocks consist mainly of hornblende-biotite granodiorite accompanied with quartz diorite, tonalite and gabbro. The K-Ar age of hornblende-biotite

Table 1

Age		Stratigraphy	Main rock facies	Remarks	
Quaternary	Holocene	Overflow deposits Komagadake Volcanic Ash Fan deposits	Sand, gravel and clay Pumice Sand, gravel and clay	Upheaval	
	Pleistocene	Ocharappe Volcanic Ash River terrace deposits	Dacitic pumice Gravel, sand and clay		
Neogene	Pliocene	Setana F. Conglomerate sandstone member	Conglomerate and sandstone		
		Sandstone member	Sandstone		
	Miocene	Kuromatsunai E. Siltstone and sandstone member	Siltstone and sandstone		
		Volcanic breccia member	Volcanic breccia		
		Yakumo Formation Mudstone and sandstone member	Mudstone, sandstone and hard shale		
		Hard shale member	Hard shale and siltstone		
		Volcanic breccia member	Volcanic breccia		
		Hidarimatagawa Formation	Basalt		Basalt
			Tuff-breccia member	Tuff-breccia and volcanic breccia	
			Sandstone and mudstone member	Sandstone and mudstone	Mudstone
Conglomerate member	Conglomerate and sandstone				
Pre-Tertiary	Granites	Sedimentary rocks	Alternation of mudstone and sandstone	Transgression "Daishima type flora"	
			Usubetsu Formation	Altered andesite and basalt lavas, tuff-breccia and volcanic breccia	"Aniai type flora"
Pre-Tertiary	Granites	Sedimentary rocks	Hornblende-biotite gneiss	Denudation	
			Sandstone, chert and slate		

granodiorite occurring in Yurappu-dake dome district is measured to be 114 to 133Ma, which corresponds to Cretaceous.

Neogene

Neogene in the area is divided into Usubetsu, Sekinai, Hidarimatagawa, Kunnui, Yakumo, Kuromatsunai and Setana Formations in ascending order.

Usubetsu Formation

The formation is the lowermost strata of the Neogene system in the area. It unconformably overlies the pre-Tertiary sedimentary rocks and granites. The formation distributed in the western part of the area consists mainly of andesitic and basaltic pyroclastic rocks and lavas. The volcanic rocks are thought to be the products of non-marine volcanic activities in early Miocene.

The thickness of the formation is 700 to 800meters.

Sekinai Formation

The formation unconformably covers the Usubetsu Formation. It consists mainly of alternation of mudstone and sandstone with plant fragment. The basal part of the formation is conglomerate which contains small pebbles of granodiorite, sandstone, chert, slate and altered andesite, and alternates with sandstone.

The fossil plant and pollen are found in the formation. They are thought to belong to the "Daishima type flora" indicating middle Miocene in age.

The thickness of the formation is 50 to 200meters.

Hidarimatagawa Formation

The formation unconformably covers the Usubetsu and Sekinai Formations. It is lithologically divided into three members and basalt lava, i.e. Conglomerate (Hc), Sandstone and mudstone (Hs, Hsb, Hm) and Tuff-breccia (Hv, Hd, Ht) members and basalt lava (Hb) in ascending order. The Conglomerate member is composed mainly of conglomerate and sandstone. The former contains a considerable amount of boulders of granodiorite, and round pebbles of chert and slate derived from pre-Tertiary sedimentary rocks, altered basalt and andesite from the Usubetsu Formation. The latter contains coaly matters. The Sandstone and mudstone member is composed mainly of sandstone and mudstone, which are accompanied with siltstone, tuff, conglomerate and tuff-breccia. The Tuff-breccia member consists mainly of andesitic tuff-breccia and volcanic breccia accompanied with dacite and andesite lavas, tuffaceous sandstone and tuff. The pyroclastic rocks show interfinger relations to the Sandstone and mudstone member.

Shallow-sea molluscan fossils belonging to “Yatsuo-Kadonosawa type fauna” and plant fossils of “Daishima type flora” occur in this formation.

The total thickness of the formation is 300 to 1,000 meters.

Kunnai Formation

The formation develops widely on both sides of Yūrapu Anticlinal Axis in the northeastern part of the area. It is divided lithologically into two members, i.e. Mudstone (Km) and Tuff-breccia (Ks) members in ascending order. The former consists mainly of mudstone accompanied with sandstone, tuff-breccia, tuff and conglomerate. The latter is composed of tuff-breccia, volcanic breccia and andesite lava.

The formation rarely contains foraminifera and *Makiyama chitanii*.

The total thickness of the formation is 300 to 1,000 meters.

Yakumo Formation

The formation is characterized lithologically by “hard shale”. It conformably overlies the Hidarimatagawa and Kunnai Formations, and is divided into three members, i.e. Volcanic Breccia (Yv), Hard Shale (Yh), and Mudstone and sandstone (Ys) members in ascending order. The Volcanic breccia member is composed of andesitic volcanic breccia accompanied by tuff-breccia, andesite lava and tuffaceous sandstone. The Hard shale member is composed mainly of alternation of hard shale and siltstone accompanied with mudstone, sandstone and tuff. The Mudstone and sandstone member is composed of alternation of mudstone and sandstone, hard shale, siltstone and tuff.

The formation yields foraminiferal fossils represented by *Cyclammina cancellata*, *Haplophragmoides* spp. and *Spirosigmoilinella compressa*, and generally occurs *Makiyama chitanii*.

The total thickness of the formation is 500 to 1,500 meters.

Kuromatsunai Formation

The formation covers conformably the Yakumo Formation, but unconformably overlies the Hidarimata Formation in the Western part of the area. It is divided into two members, i.e. Siltstone and sandstone (Kms), and Volcanic breccia (Kmv) members in ascending order. The Siltstone and sandstone member is composed of siltstone and sandstone associated with

conglomerate, tuff and tuff-breccia. The Volcanic breccia member is composed of andesitic volcanic breccia, tuffaceous sandstone, tuff-breccia, andesite lava and tuff.

Diatom and *Makiyama chitani* occur as fossils in this formation.

The total thickness of the formation is 150 to 1,100 meters.

Setana Formation

The formation is distributed widely in the area, and covers unconformably lower formations. It is divided lithologically into two members, i.e. Sandstone (Ss), and Conglomerate and sandstone (Sg) members in ascending order. The former consists mainly of sandstone accompanied with conglomerate, siltstone and tuff. The latter is composed of conglomerate and sandstone accompanied with siltstone and tuff.

Mollusca, foraminifera and diatom occur as fossils throughout the formation.

The total thickness of the formation is 200 to 600 meters.

Quaternary

The Quaternary sediments are river terrace deposits, Ocharappe Volcanic Ash, fan deposits, Komagadake Volcanic Ash and Overflow deposits.

The river terraces are found in Kamiyakumo district along the Yurappu-gawa especially, and they are distinguished by their height. Each terrace deposit consists of gravel sand and clay.

The Ocharappe Volcanic Ash is distributed in the northwestern part of the area. It is, composed of dacitic to rhyolitic pumice and volcanic ash.

Fan deposits, Komagadake volcanic ash and overflow deposits are Holocene in age.

Economic Geology

Several underground resources as copper, lead, zinc, manganese and hot spring are hitherto known in the area.

Yakumo Mine which was known to work manganese deposits with copper, silver, gold, lead and zinc, is situated at the southern part of the area but now has been closed.

Two hot springs Kaminoyu and Shimonoyu are found along the Namari-kawa.

※文献引用例

石田正夫(1981) 遊楽部岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 64 p.

ISHIDA, M. (1981) *Geology of the Yurappu-dake District*. Quadrangle Series, Scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 64 p. (in Japanese with English Abstract, 4 p.)

昭和56年1月10日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

©1981 Geological Survey of Japan