
5 萬分の 1 地質図幅説明書

襟裳岬

(釧路一第 72 号)

地質調査所

昭和 31 年

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

5 萬分の 1 地質図幅説明書

襟裳岬

(釧路一第 72 号)

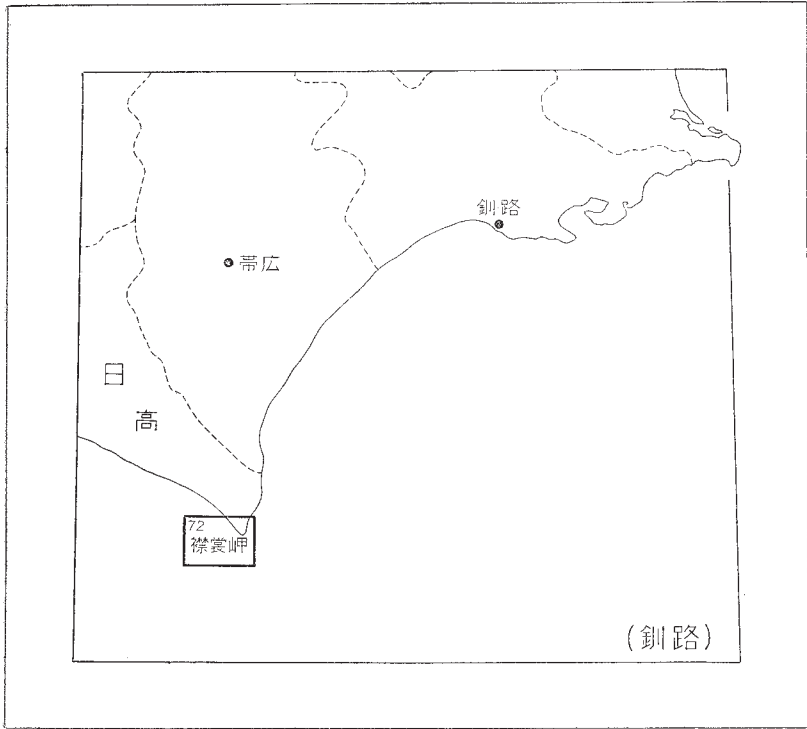
通商産業技官 猪 木 幸 男

通商産業技官 垣 見 俊 弘

地 質 調 査 所

昭 和 31 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 日高層群 (先白堊系)	6
II. 3 襟裳累層 (新第三系)	8
II. 3. 1 下部砂岩層	9
II. 3. 2 礫岩層	11
II. 3. 3 上部砂岩層	14
II. 3. 4 歌露附近の圧砕岩帯	15
II. 4 第四系	16
II. 4. 1 更新統	16
II. 4. 2 現世統	19
II. 5 地質構造	19
III. 応用地質	20
文献	21
Abstract	1

襟 裳 岬

(釧路一第72号)

本図幅の野外調査は昭和28年6月初旬から約30日間にわたって行われた。調査にあたり、北海道大学湊正雄教授の御指導を得た。また、新第三系中の化石の鑑定は北海道大学魚住悟氏に、日高層群中の放散虫の鑑定は大阪市立大学市川浩一郎助教授に、それぞれ御願した。

野外調査にあたっては空中写真を利用した。なお、本地域の地名は最近になって変更されたものが少なくなく、5万分の1地形図中の小越・ヤンケベツは、それぞれ襟裳・東洋と変更された。

I. 地 形

この地域は北海道の脊梁をなす日高山脈の南端を占めている。しかし、こゝでは日高山脈の峻険さはみられず、海岸段丘がよく発達している。したがって、その縁辺をかざる急崖を除けば、平坦な地形を呈しているが、後述の通り苦別面と仮称する地形面の占める地域のみは、やゝ開析の度が進んでいる。

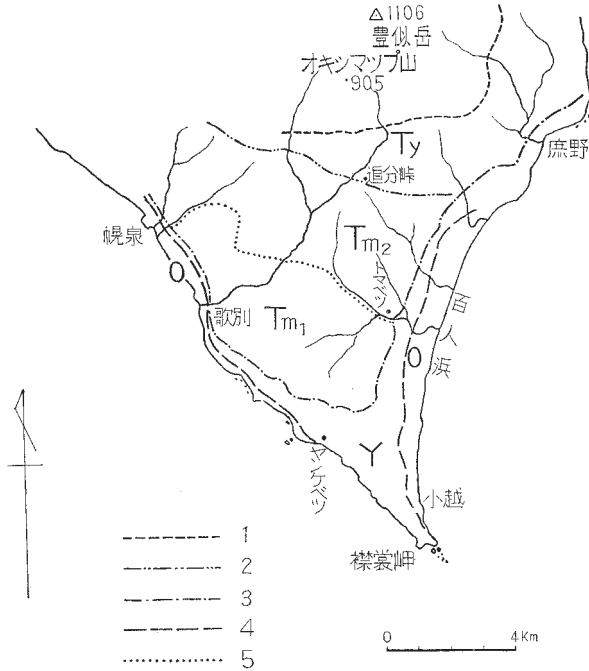
襟裳岬の南南東の方向には、数kmにわたって岩礁がつき、さらにその南方延長約30km附近の海中には、襟裳堆^{7)註1)}の存在が明らかにされている。

この地方に発達する平坦面を検討すれば、高位のものから次の5つに分類される^{註2)}。

- | | | |
|-----------|----|---------------------------|
| 1) 豊似面 | 標高 | 300m 内外 |
| 2) 苦別面 | 〃 | 120 ~ 160m および 200 ~ 250m |
| 3) ヤンケベツ面 | 〃 | 40 ~ 80m |
| 4) 小越面 | 〃 | 15 ~ 35m |
| 5) 沖積面 | | |

註1) H. Niino (1952, 文献7)によれば、襟裳堆の少なくとも一部は新第三系からなっている。

註2) 小笠原義勝その他の地理学者(文献2, 4, 9)および幌泉・猿留両図幅(文献12, 13)によれば、それぞれ高位のものから、第I, 第II, 第III, 第IV段丘面および沖積面として扱われている。



第1図 襟裳岬附近の段丘分布図

- | | | | |
|-------------------|-----------|----|---------------|
| Ty: | 豊似面 | 1: | 豊似面隆起汀線 |
| Tm ₁ : | 苦別面 1(高位) | 2: | 苦別面隆起汀線 |
| Tm ₂ : | 苦別面 2(低位) | 3: | ヤンケベツ面隆起汀線 |
| Y: | ヤンケベツ面 | 4: | 小越面隆起汀線 |
| O: | 小越面 | 5: | 苦別面 1 と 2 の境界 |

(本図は小笠原義勝⁴⁾、1941 の原図に、筆者らの資料を加えたものである)

豊似面 本図幅地域外の北方猿留図幅および幌泉図幅内にある豊似岳の南麓に、最も顕著に現われる地形面であるが、これが発達しているのは本図幅地域外であるので、こゝでは記載を省略する。

苦別面 この平坦面は図幅地域の中央部以北に発達し、南端部において最も高く(200～250m)、北方へ向かって漸次高度を減じ、苦別川流域の北方ではほぼ標高 120～160m となっている。この面は開析が甚だしく、また、堆積物もほとんど存在しないが、南方の襟裳岬方面から望むと一連のスカイラインを示し、かつて平坦面を形成していたことを十分に示している。旧汀線の位置は判然としないが、大体、北隣幌泉図

幅南東部の追分峠の北方附近にあるようである。

こゝに苦別面として一括した地形面のうちでも、苦別川を挟んで北部よりも南部では開析がやゝ著しく、この間に開析度のうえでもやゝ差異があり、その様子は空中写真からも容易にうかがえるところである。この開析の差異と高さ、および苦別川北方にのみ僅かに存在する段丘礫の有無などを考慮すれば、苦別川本流から南西部の地塊は、苦別面形成時代に島のように残った部分であるとも考えられる。すなわち、この南西部はあるいは苦別面形成以前の段丘面であるかもしれない。しかしこのことについては、なお吟味を要する点も少なくないので、かりに一括して取扱っておく。

ヤンケベツ面 苦別面の丘陵の南東から南、さらに南西に亘ってこれをとりまくように発達しており、襟裳岬に近い南部において幅が最大となり、約6kmにも達している。段丘面はこれを刻む無数の若い谷によって侵蝕されているが、まだ侵蝕は不充分で、平坦面がよく保存されている。これらの若い谷はほとんどヤンケベツ面の汀線の附近でとまり、たゞ歌露の沢だけが、苦別面の占める地域から流れている。

苦別面および小越面とこの面との間には、それぞれ顕著な段丘崖はみられないが、むしろ崖錐（麓屑堆積物の一種）に覆われ、なだらかな傾斜面が形成されている。たゞし、ヤンケベツ（東洋）と襟裳岬との間で、この面が直接海に臨んでいるところでは、急峻な海蝕崖が形成されている。

この面の旧汀線の位置は比較的明らかで、歌別附近では約60m、三角点228.2mの高地の南方附近で約80m、苦別川附近で約60mの高度を示し、苦別の北方で漸次汀線の高さが低下する。岬の尖端に近い区域に旧汀線の最高点のあることは、すでに小笠原義勝⁴⁾によっても指摘されたが、興味ある問題である。

小越面 歌別から歌露までの海岸に沿って約200mの幅で帯状に発達し、ヤンケベツ附近で旧汀線は海に出て、襟裳岬までは小越面を欠いている。小越部落南部からふたたび現われ、苦別を経て北東隣猿留図幅内の庶野に至る東海岸沿いに、約500mの幅で発達している。南西海岸の段丘面は未だほとんど侵蝕をうけず完全に保存されている。ヤンケベツ面との境界には段丘崖をつくらないが、旧汀線は明瞭である。歌別から歌露間には、高さ30m内外の主要な面の海岸寄りに、さらに数mの低い面が部分的に段をなして発達している。段丘の前面は海に臨み、海蝕崖は完全に原形をとどめている。堆積物もよく保存されている。

河岸段丘面 河川としては大きなものはみられず、幌泉図幅地内に源を発する歌別川が最大である。その他の苦別川および歌露の沢などは、やゝ大きなものであるが、いずれも段丘などの平坦地を流れ、水量に乏しい。歌別川の右岸に沿って、河岸段丘が約300mの幅で発達している。これは平坦面がほとんど完全に保存されており、地質図上には図示していないが、堆積物を伴う段丘面には、河床から2～3m程度の高さのものと、5～10m程度のものと、大体2段が認められる。低位のものはむしろ沖積面の一部とも考えられる。高位のものは歌別附近で小越面と一致している。

沖積面 歌別川・歌露の沢・苦別川をはじめ主要な河川の下流にみられ、小規模な氾濫原堆積物が発達している。

また、苦別面とヤンケベツ面との間、ヤンケベツ面と小越面との間の汀線附近には、大規模ではないが、崖錐堆積物からなる特異な地形を呈する部分が発達しており、襟裳から苦別までの間では、小越面の堆積物が風によって移動したと思われる匍行堆積物からなる部分もみられる。襟裳から庶野にいたる百人浜と称する東海岸には、砂浜が著しく発達し、小規模な砂丘も処々に存在し、その最も大きなものには、苦別川河口北方附近で高さ約5mに達するものがある。


Ⅱ．地 質

Ⅱ．1 概 説

本地域の地質の主要構成員は、いわゆる不変成の日高層群^{註3)}と、西海岸線沿いに狭長な分布を示す新第三系とである。両者は剪裂帯を伴う断層をもって境される。そしてこの2つの地層を基盤として、図幅地域全般にわたって海岸段丘面が発達し、その堆積物が覆っている。高位の段丘面には、堆積物の残存するものが少なく、現在ではその平坦面のみがみられるところも少なくない。また、おもな河川の河口附近には、河岸段丘堆積層および沖積層としての氾濫原堆積物がみられ、海岸線、特に東海岸には、砂丘および著しい海浜の発達をみる。これらの関係を第1表の地質総括表に纏めて示す。

註3) これは一般に先白堊系といわれ、いまだ層位的には詳らかにされていない。

第 1 表

地質時代		層 序	備 考
第 四 紀	現 世	崖錐および航行堆積層 沖積層および砂丘堆積層	砂 鉄 先史遺跡 隆 起
	更 新 世	小越層および河岸段丘堆積層	マンモス歯牙化石 隆 起
		ヤンケベツ層	隆 起
		苦別層	隆 起
		豊似層（地域外）	褶 曲
新 第 三 紀	後川 端 期		ミロナイト化作用
	川 端 期	襟裳累層 <ul style="list-style-type: none"> 上部砂岩層 礫岩層 下部砂岩層 	海棲介化石 海棲介化石
先白堊紀	日 高 層 群	断 層	ラジオラリア化石

日高層群は北海道の脊梁をつくっているいわゆる“日高変成帯”の東西の両翼に沿って、変成帯と同じく南北に広く分布するものである。本地域内のものは、北隣の幌泉および猿留図幅地域の南部において、東西に走る剪裂帯を伴う衝上断層によって、その北方から延びてきた“日高変成帯”の岩層がきられ、その南方に分布している日高層群の一部にあたる。本層群は、細粒砂岩・砂質頁岩・頁岩・粘板岩質頁岩を主としている。一般に、無層理の部分が多く、また直立している場合が少なくないので、上下関係を明らかになし得ない。

新第三系すなわち襟裳累層は、特徴のある礫岩層、これの下位にある下部砂岩層、

および上位にくる上部砂岩層の3つに区分される。これらの岩石は著しく変質し、特に剪裂帯の発達しているところでは、一見、先白堊系の岩石と区分し難いまでになっている。歌露附近では、この礫岩層はそのなかに含まれる礫が円柱状をなし、その長軸の方向は剪裂帯の方向に一致している。この附近に発達する上部砂岩層はミロナイト化し、千枚岩様になっている部分が相当の広範囲に見られる。それにもかゝわらず、礫岩層とその下位の下部砂岩層とに、多数の二枚貝を主とする動物化石が発見され、その種類からすれば、中新世の川端統中上部に対比できるものである^{註4)}。

第四紀の段丘堆積層について特記すべきことは、小越面を構成する堆積物からマンモス象の臼歯の化石が発見され、この面は関東地方の武蔵野面(上部洪積世)に対比されるものであることが確認されたことである。

II. 2 日高層群 (先白堊系)

本地域の大半は、日高層群によって占められている。

本層群は暗灰色の硬質細粒砂岩・砂質頁岩および粘板岩質頁岩を主とし、処々に赤色ないし暗緑色の輝緑凝灰岩、および赤褐色のチャート様岩石を挟んでおり、また局部的に、泥質砂岩・砂質頁岩の互層する部分に、泥灰質団球を稀に含んでいることがあるが、層準も一定していない(これらの大体の層準は第2図に示してある)。

これらのうち、砂岩・頁岩類は一般に無層理で、単調な堆積相を呈する。しかし、局部的に一定方向の剝理が発達していて、層理と誤認されやすい場合がある。層理の明らかなものも直立している場合が多く、構造が錯乱しているので、各構成員の層序を明らかにすることは困難である。

細粒砂岩と呼んだものは、南西海岸附近より北方にかけて広く分布し、きわめて細粒で、剝理の著しいところでは外観は粘板岩に酷似する。しかし、このなかにも処々

註4) これらの先白堊系と新第三系とは、肉眼的に、あるいは鏡下においても、それらの岩質が非常に類似し全く区別できない。そのためかつて大立目謙一郎(1941, 文献5)が、この兩者の間には不整合や断層は認められないと述べている。彼はこのような考え方から、本図幅において日高層群とした部分も含めて、襟裳岬付近に分布する地層全体を新第三系とし、それらを一括して幌泉層と名づけた。しかし前述のように、これらの地層には数多くの剪裂帯を伴ない、特に、断層と見做すべき著しい剪裂帯の部分があり、それを境として、北方のものには放散虫を含むチャート様岩石の存在すること、南方のものには新第三系を代表する動物化石の含まれることから、こゝでは剪裂帯北部の大部分のものを先白堊系とし、南部のものを新第三系として区別したのである。

頁岩質の部分もみられる。本岩は普通褐色を帯びた暗灰色で、堅硬な硬砂岩質を示す。砂粒は石英・斜長石で、その他黒雲母・絹雲母・緑泥石質物などの有色鉱物の分解したものや、鉄鉱の微粒を含有し、膠結物は泥質物・炭質物からなり、著しく汚濁したものが多くある。

粘板岩質頁岩および頁岩質の岩石は緻密、堅硬で、黒色ないし褐色を帯びた暗灰色を呈し、角片状に割れ、ときに板状を呈することがあるが、一般に塊状で、多少砂質を帯びている。細粒砂岩と漸移し、またほとんど区別し難いものもある。

これらはいずれも風化をうけ易く、また種々の圧碎・擾乱の影響を至るところでうけており、その部分には細かい葡萄石・石英・方解石質鉱物などの白色の脈が網状に発達し、炭質物などでさらに汚染されていることも少なくなく、いわゆる“鳥糞状”を呈している。この状態は東海岸の襟裳附近から歌別東方の海岸へ走る剪裂帯を伴う断層に沿う附近に特に著しい。

輝緑凝灰岩およびチャート様岩は、ともに南西海岸附近の細粒砂岩のなかに挟まれており、歌別海岸・歌露の沢中流部にみられる。輝緑凝灰岩には、外観が暗灰緑色で、細長いレンズ状に点々と露出し、著しく緑泥石質物質で汚染されているものと、褐色をなして、チャート様岩石に漸移するような形のものがある。

チャート様岩石は外観が赤褐色のものが多く、このなかには、次のような放射虫化石が鏡下で観察された(鑑定：大阪市立大学、市川浩一郎助教授)。

Cenosphaera sp.

Cenellipsis sp.

Dicolocapsa sp.

Melitosphaera sp.

Flustrella sp.

Thalassosphaeridae に属するもの

本地域の日高層群はその広い分布にもかかわらず、すでに述べたように、岩質が比較的一様なことと、適当な鍵層がないこととのため、これを細分することは不可能であった。たゞ、岩質の僅かな差(特に粒度の差)や、チャート様岩石あるいは輝緑凝灰岩の有無、団球の多少によって、便宣上第2図のように大まかに5分することができるが、その上下関係や真の層厚は全く不明である。なお、本層群のなかには多くの断

見かけの層厚 m	模式柱状図	岩 質	備 考
950 } 1700+		主に 微細粒砂岩・ 泥質砂岩 一部 砂質泥岩 輝緑凝灰岩・団球を含む	第三系と断層関係 ラジオリアア化石
400 } 1200		主に砂質頁岩 レンズ状輝緑凝灰岩 チャートを含む	整合 ラジオリアア化石
900 } 1700		主に無層理微細粒 砂岩	整合
1800±		泥質砂岩 } 互層 砂質頁岩 } 泥灰岩団球にとむ 輝緑凝灰岩・チャート をレンズ状に含む	← 断層 ラジオリアア化石
800+		粘土化 黒色ホルンフェルス ミロナイト化	断層 (剪裂帯を 伴なう) 図幅地域外

第2図 日高層群の模式柱状図
見かけの低位は北部(追分峠附近)を, 上部は南部(海岸で第三系
と接する附近)をあらわす。

層が認められ, また推定されるが, その詳細が不明なので, 地質図上では一切省略した。

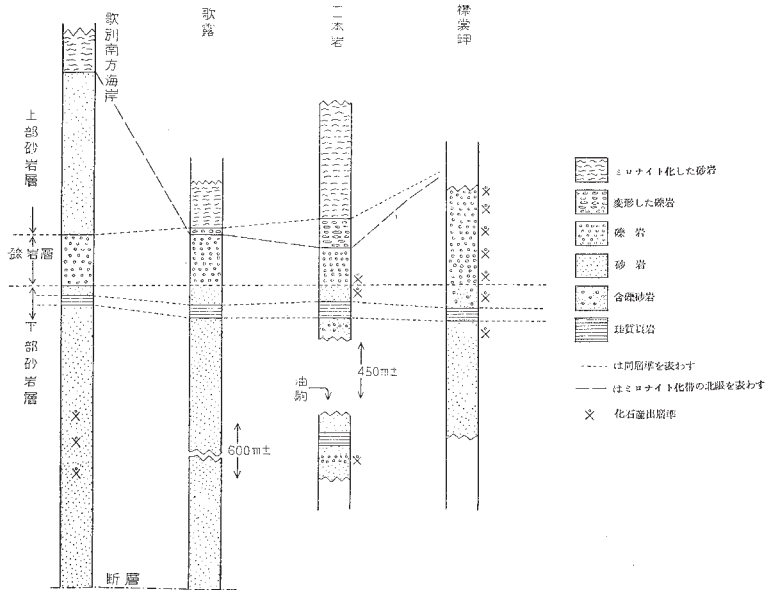
II. 3 襟裳累層 (新第三系)

襟裳累層は襟裳岬尖端附近から南西海岸沿いに帯状に分布し, 日高層群とは幅約100m(最大200m, 最小15m) 近くに及ぶ剪裂帯を伴なう断層をもって境されている。一般に非常に変質し, 日高層群に酷似する部分が多く, 特に層理のはっきりしない砂岩層では, 全く区別し難いものもある。

この襟裳累層を, 中部に発達する礫岩層をもって便宜上次の3層に区別した。

- 1) 下部砂岩層 (砂岩を主とし、珪質頁岩を挟む)
- 2) 礫岩層 (礫岩を主とする。一部では砂岩の薄層を挟む)
- 3) 上部砂岩層 (砂岩を主とする)

これらの各地における岩相および相互関係を第3図に示す。



第3図 標葉累層柱状図
(柱状図の縮尺は8mmが約100mに相当)

II. 3. 1 下部砂岩層

この地層は日高層群との境界附近に露出し、両者間の断層に沿って、ほぼ南東—北西方向に分布する。厚さはヤンケベツ (東洋) 附近で最大750m以上を算し、下限は日高層群と断層で接しているために不明である。本層はその大部分が砂岩から構成され、処々に頁岩様の部分があり、特徴のある珪質頁岩を2~3枚挟んでいる。主体をなす砂岩は、主として暗灰色ないし暗緑色を呈するもので、塊状の部分が多い。本岩は変質して甚だ堅硬となり、部分的に無数の方解石・葡萄石の網状脈によって鳥糞状

になっている。このような部分では、日高層群の岩石と酷似して、両者を識別することは甚だ困難であるが、丹念にハンマーで破碎してみると、本層に属する砂岩ではきわめて薄層の炭質物を挟み、また植物の印象をとどめている。このような部分は、注意してみるといくぶん粗粒で、色も淡灰色を呈する。また、下部砂岩層中の最上部および下部の一部には、粘板岩状砂岩および赤色のチャートなどの小円礫を挟むことがあり、歌別南方・油駒南方海岸では、それぞれ厚さ0.5～1mの礫岩がレンズ状に含まれている。頁岩は中部および下部に多く、砂岩とこまかく互層した縞状を呈することがある。珪質頁岩は本層の層位を解明するにあたっての唯一の鍵層となるものであり、最上部に1枚、中部に1枚あり、さらにそれより下位にもう1枚あると思われるが、これの連続性はまだ確かめられていない。珪質頁岩はきわめて緻密、堅硬で、一見チャート様の特徴的な外観を呈し、5～15cmの薄層理を示し、一般にこまかい層間異常褶曲を呈する。また本岩中には、層面の方向に扁平な団球を多く含んでいることがある。このうち最上位のものは厚さ15～22mで、礫岩層の基底から15～40m下位にあって、襟裳岬附近でも、歌別・歌露の間でも、完全に追跡することができる。一方中位のものは、油駒附近の海岸において観察され、岩質・外観ともに前者に酷似するが、後者はいくらか砂質の部分を含む。また前者よりもさらに著しく褶曲し、層間的ながら反転褶曲 (overturned fold) が認められる部分もある。油駒附近では、延長2km以上にわたって本岩を追跡することができる。さらに、襟裳部落南方海岸では、上位の礫岩層の基底から約350m下位に、またヤンケベツ (東洋) 西方から道路附近では約450m下位に、油駒附近に分布するものによく似た珪質頁岩を観察することができ、これら3者は同一層準のものと考えられる。しかし歌露方面では、本層準に同定できるような珪質頁岩を欠いている。

本層の砂岩中、主として上部からは、団球のなかあるいは直接砂岩のなかから化石を産するが、散点的で種数も個体数も余り多くはない。おもな産地は歌別南方海岸および小越・襟裳岬間の海岸の2カ所である。

鑑定し得た種名は次の通りである。

Yoldia (Cnesterium) notabilis YOK.

Yoldia (s.s.) uranoi UOZUMI (MS.)

Venericardia sp.

Panomya shimotomensis OTUKA

Turritella sp.

また、油駒南方海岸では、前記のレンズ状礫岩の直下に、二枚貝および巻貝が約2.5mの幅で化石床状に密集して産する。しかしこれらの化石はほとんど破片で、種名を確かめることのできるものはない。

II. 3. 2 礫 岩 層

本層は下部砂岩層と整合関係にあつて、礫岩を主とし、間に薄く砂岩を挟み、上部および下部砂岩層とはきわめて識別しやすい地層である。本層は襟裳岬尖端から南西海岸沿いに分布し、東洋附近で海中に没し、ふたたび歌露附近に現われ、さらにいくつかの小断層によって断続しつつ、歌別南東海岸まで追跡される。

かつて、本層は襟裳礫岩層および歌露礫岩層として、地域的に別々に呼ばれ、襟裳礫岩層は新第三系に属するとされたが、歌露附近の歌露礫岩層はその異状な変形および変質状態から、その時代についての論議が多く、中生層として扱われていたこともあった³⁾。

本層の上限は歌露・歌別附近の剪裂帯でのみ明らかであるので、はっきりした厚さは不明であるが、大体70～80mである。襟裳岬附近では、その北西方から岬の延長方向にわたって、1km以上の列岩が構成されており、そこには無数の断層が観察でき、



図版1 襟裳岬尖端部の襟裳累層、礫岩層中の花崗岩礫(ハンマー下部の亜角礫状の白い部分)

地層の重複が考えられるが、それでも 100m 以上の厚さはある。

本層で特記すべき点は、場所によって花崗岩の礫を著しく多く含んでいることである(図版 1 参照)。特に襟裳岬附近では、径 0.3～1.5m の巨大な花崗岩礫を含み、北西方へ向かうにつれてやゝ細礫化するが、歌露附近の礫はふたたびかなり大きくなり、細長く伸長した形のものが多く(図版 2 参照)、その甚だしいものは長径 1.8m、短径



図版 2 a 伸長形の花崗岩礫を含む礫岩(襟裳
累層中部礫岩層)―歌露海岸―
Gr: 花崗岩礫, Sh: 滑り面に伴う破
砕帯



図版 2 b 同礫層中花崗岩礫―歌露海岸―

0.2m 程度のものである。しかし、一般には花崗岩の礫ばかりでなく、大小様々の円礫および垂角礫を含み、暗灰色ないし暗緑色の砂粒によって膠結されており、この礫岩層の下部に数枚の砂岩の薄層を挟んでいる。礫には花崗岩のほかに、輝緑岩・玢岩(時に粗面岩構造をもつ安山岩)・珪岩・粘板岩・赤色チャート・砂岩(粗粒および細粒)・礫岩・石灰岩・泥灰岩および同時礫とみられる緑色細粒砂岩などがあり、きわめて稀に黒雲母片岩がみいだされる^{註5)}。すなわち、本層に特徴的な花崗岩礫は、部

註 5) この礫のなかには、本地域北方に露出する橄欖岩・斑禰岩・ミグマタイト・片麻岩などの日高変成帯を構成する主要な岩石種は全くみられない。

分的には甚だ多いところがあり、また、その白い外観のために注目をひくのであるが、含有度は一様ではなく、むしろ他の礫と較べて、著しく少ないところもある。全体として量的に最も多いものは、むしろ先白堊系の砂岩・黒色粘板岩である。しかしこれらはチャート礫などを初めとして、大きさの点では花崗岩礫にはるかに及ばないのが一般である。なお、同時礫とみられる緑色細粒砂岩もかなりあり、相当大きなものが塊状に含まれている。

この礫岩層のなかの泥灰岩団球^{註6)}および基質のなかからは、二枚貝・巻貝を主とする多数の海棲化石が得られた。このうち、鑑定し得たものは次の通りである(鑑定：北大、魚住悟)。

Portlandia (Portlandella) cf. japonica ADAMS

P. (Megayoldia) cf. gratiosa (YOK.)

Yoldia (Cnesterium) notabilis YOK.

Yoldia (s.s.) uranoi UOZUMI (MS.)

Chlamys sp.

Spisula voyi (GABB.)

Venericardia sp.

Peronidea cf. elongata UOZUMI (MS.)

Macoma cf. optiva (YOK.)

Panomya shimotomensis OTUKA

Periploma yokoyamai MAKIYAMA

Natica sp.

Neptunea sp.

これらの化石から、本層を北海道の標準層序に対比すれば、中新世川端統の中～上部に相当する。

この地層中に含まれている礫のなかで、花崗岩の礫は非常に特徴的であり、特殊な

註6) この泥灰岩団球は、入りかたが不規則であることや、なかの化石が断面となって外に現われ、円磨された形跡の認められることなどから、礫の一種と考えられる。また、基質中に直接入っているように見える化石のうちでも、殻が円磨されていて、2次的化石(Secondarily derived fossil)と考えられるものもある。しかしまた、基質そのもののなかから産するものも存在する。そして基質中のものと、礫と思われるものとの間に種類の差異が全然ないことから、これらの団球および2次的化石も礫岩層堆積時代とほとんど同時代のもの(おそらくは礫岩層の直下に整合する下部砂岩層のもの)と考えてさしつかえがないように思われる。

形態を呈しているものもあるので、こゝに少しその記載を加えておく。花崗岩礫は歌露附近で著しく変形し、その伸長方向は剪裂帯の方向にむいており、地層の走向・傾斜に対しては、僅かに斜行する。また、襟裳岬附近の円形を示すものも、ほかの完全な丸味をもつ礫と異なり、垂角礫状を呈し、崖錐性起源を有するように推定される。襟裳岬附近の花崗岩礫は、外観は粗粒で灰白色を呈し、緻密、堅硬である。鏡下でモザイク構造を示し、部分的にカタクラスティック構造を示す。組成鉱物は斜長石・正長石・石英・黒雲母を主とし、その他、榊石・鉄鉱・燐灰石の微晶を含んでいる。ジルコン・柘榴石はきわめて稀である。斜長石は径0.5～1.5mmの自形ないし半自形を示す。その成分はAn 15-20内外で、部分的に絹雲母化する。正長石は他形で斜長石をつまみ、その大きさは不同である。石英は不定形で、通常は粒状を示し、径0.5～1.0mm以下で、斜長石・正長石・黒雲母の間隙を埋めている。時に長石と文象様の構造を示すことがある。黒雲母はやゝ板状の葉片状を示し、長径0.8mm内外、短径0.5～0.8mm程度のものが多い。多色性はX＝帯緑淡褐色、Y＝黄褐色、Z＝濃褐色である。周縁部が緑泥石化する場合が多い。局部的にカタクラスティック構造を示すところでは、脈状に方解石が発達している。

歌露附近の細長く延ばされたように観察される花崗岩礫を鏡下でみると、黒雲母のなかで部分的に彎曲したものがみだされるほかは、上記の襟裳岬附近のものと同ほど差異を示さない。たゞ、ある方向に平行した裂罅がいくつか生じていることが多く、この裂罅は方解石質炭酸塩鉱物あるいは緑泥石様鉱物によって充填されている。このほかには、特に著しい変質を蒙っている様子を示していない。歌露の附近は、後述するように著しい剪裂帯が発達し、後記の上部砂岩層とともに圧砕作用を蒙って、ミロナイト化しているところでもあり、このような花崗岩礫も、剪裂帯の外縁部にあって、他の礫とともにその剪裂あるいは圧砕の影響によって、平行にこまかく寸断されて、このような伸長状の形態をとるに至ったものと思われる。

II. 3. 3 上部砂岩層

本層はおもに砂岩からなり、歌露附近から北西方へ、歌別の南東方の海岸にかけて僅かに分布する。下限は礫岩層と整合的に接し、上限は海中に没して不明であるが、その厚さは350m以上と思われる。

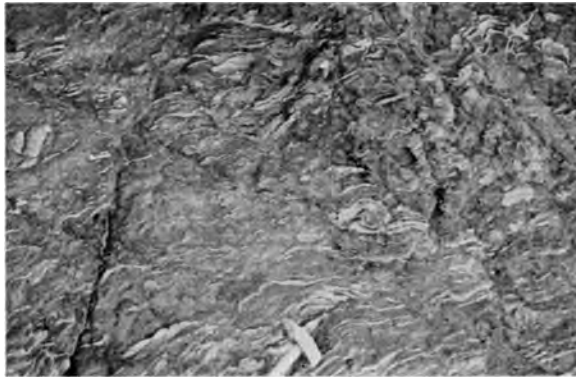
図幅地域内で観察される本層の大部分は、圧砕作用によって千枚岩様に変質しているため、原岩の判定が困難な部分が多い。歌別南東方海岸で、礫岩層の直上部の僅かに変質をまぬかれたものは、下部砂岩層と全く同質の無層理の細粒砂岩からなり、処々に薄い頁岩層と互層している部分がある。本層からは化石が1個も発見できなかったが、礫岩層とは整合的に移りかわることと、下部砂岩層との岩質の類似とから、本

層も下部砂岩層および礫岩層とほぼ同時代の堆積層と考えられる。

II. 3. 4 歌露附近の圧砕岩帯

先白堊系と新第三系とを境する剪裂帯は襟裳附近より歌別南東海岸に向かって、北西-南東の方向をもち、先白堊系の内部にも、新第三系の内部にも、いくつかのそれらとほぼ平行に走る剪裂帯がみられる。そのうちで最も著しいものは、歌露附近で観察され、新第三系の襟裳累層がその影響を蒙っている。その拡がりには歌露海岸から歌別南東海岸まで約10kmの間に見られるが、ほとんどが海岸沿いに海中に入るため、その幅については明らかでない。礫岩層は平行の亀裂によって、そのなかの礫が伸長した形をとり、上部砂岩層とともに千枚岩様となった圧砕岩が発達するに至っている。

上部砂岩層で、偏圧をうけて著しく変質し、暗灰黒色の千枚岩様となったところには、その片状の延びの方向に石英の細脈が無数に発達している(図版3参照)。この千



図版3 歌露海岸北西部にミロナイト化した襟裳累層中の上部砂岩層の一部

枚岩様の岩石を鏡下にみると、砂岩中の鉱物粒は分解し、非晶質となっており、縞状をなす黒色の炭質物様物質が多くみられる。鏡下で、カタクラスティック構造が著しく、この部分に僅かに砂岩の構造を認めることがあるが、稀である。この全般的に汚濁されたような基質のなかに、部分的にきわめて細粒(0.01mm内外)の石英が再結晶して、分結状の“プール”ができています。このプールの部分に葡萄石が集まり、また脈状をなしているところがある。また、非晶質物と石英のプールとの境附近に緑泥石

様物質が細状に発達し、処々に方解石あるいは方解石様の炭酸塩鉱物がみられる。その他、稀に絹雲母が生成されていることもある。

II. 4 第四系

本地域内の第四系は、地形の項に述べた海岸段丘および河岸段丘の平坦面上の更新世の堆積層と、沖積面上の現世の堆積層とからなる。それらには、既述の4つの平坦面に対応して、それぞれ次の地層名をつけた^{註7)}。

- 1) 苔別層—(苔別面)
- 2) ヤンケベツ層—(ヤンケベツ面)
- 3) 小越層—(小越面)
- 4) 沖積層—(沖積面)

小越層には、後述するように、河岸段丘堆積層と一部連続するところもあり、地質図ではこれらを分けてあるが、こゝでは一括して取扱う。

II. 4. 1 更新統

苔別層

苔別面上には堆積物はほとんどないが、苔別川本流以北において、まれに礫を主とし、砂・粘土からなる段丘礫層が残っていることがある。また、礫層が残っていないところでも、沢の転石には段丘礫に由来すると思われる円礫(花崗岩・斑斨岩・ミグマタイト・片麻岩など)が多い。しかし、苔別川本流以南では、そのような礫層あるいは礫の転石は全くみられない。

ヤンケベツ層

ヤンケベツ面は明らかに保存されているが、堆積物の残されているところは少ない(特に油駒から襟裳にいたるバス道路附近のヤンケベツ面は、基盤が直接露出して一木一草もない荒涼とした景観をつくっている)。襟裳燈台附近から南西海岸沿いに、油駒附近までの間に分布する本層は、大部分土壌化した砂(角礫を一部含む)からなっているが、それも厚さ最大2m、平均1m前後にすぎない。三角点228.2m高地南方の

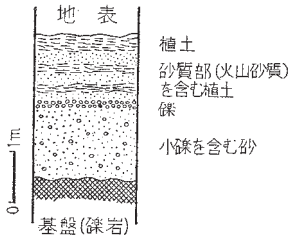
註7) 豊似面—2頁—に対応するものを豊似層とすべきであるが、地域外であるのでこゝでは省略する。

旧汀線の近くには、よく研磨された円礫を含む段丘礫層が保存されているが、大部分の厚さは1m以下で、人工的に乱されている。

小越層

小越面はよく保存され、小越層は他の段丘面上の堆積物に較べ、その分布も明らかで、保存もきわめて良好である。

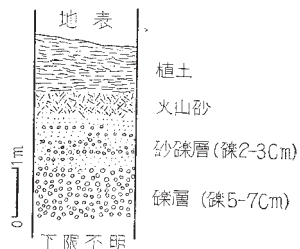
南西海岸に沿って分布する本段丘面は完全に保存され、堆積層も道路の切り割りによく観察される。本層は歌露附近のように、礫層からなるところも処々にみられる



第4図 歌露付近の小越層堆積物

が、大部分は砂層からなっている。旧汀線附近の本層は、砂礫層の上に角礫の厚く堆積した所が多く、これはヤンケベツ面の麓層堆積物と思われる。歌露およびその北方の坂岸附近で、小笠原義勝⁴⁾によって、火山砂と称せられている明るい橙色を生じた厚さ約30cmの砂層が、厚さ1m内外の黒色の腐植土の下位にみられる。第4図に歌露附近の本層の1例を示す。

襟裳から苦別にいたる東海岸では、南西海岸に較べて堆積物の匍行が著しく、平坦面は余りよく発達していない。これは冬季から春季にかけて卓越する北西強風に原因すると思われる。襟裳から苦別にいたる海岸道路附近には、一木一草すらないところが続く、砂はすべて明るい帯褐橙色に風化している。ここに保存されていた石器時代の遺跡や獣骨などが、地表に裸出していたことが報告されている⁸⁾。この著しい堆積物の匍行は、最近の時代、僅々100年以内において最も著しく促進されたものと思われる。小越面と沖積面との境界および海蝕崖は、すべて匍行堆積物に覆われて不明瞭となっている。苦別川附近の道路の切り割りで観察される小越層の柱状図を第5図に示す。

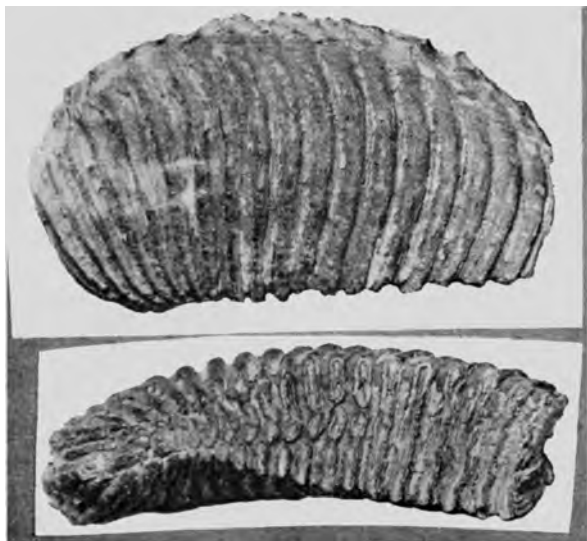


第5図 苦別川附近海岸道路の切割でみられる小越層

また襟裳から岬にいたる間のヤンケベツ面と海岸との間に、僅かに残されている小越層には、厚さ10m以上に及ぶものがあり、おもに砂と指頭大ないし大豆大の礫とからなり、偽層が発達している。

前述の火山砂の上限・下限を確かめられるところは少ないが、苫別附近の道路の切り割りでは 50cm、襟裳附近で 30cm 内外の厚さが認められ、いずれも黒色土の下位にみられる。襟裳・苫別間では地表上にこれが裸出しているが、匍行堆積が著しいために、正確な堆積状態は不明である。

先に報告された¹⁰⁾マンモス象 (*Mammonteus primigenius primigenius* BLUMENBACH) の 2 個の臼歯 (図版 4) のうち 1 つは、この小越面を刻む小沢 (襟裳小学校裏の沢) から発見されたもので、沢の左岸から小越層の砂礫とともにずり落ちたものである。



図版 4 小越産マンモス象臼歯 M₃
(*Mammonteus primigenius primigenius* BLUMENBACH)

他の 1 つは東海岸の通称クマソの沢 (襟裳部落から 1.5km 北方) の河床から産出したものである。

この化石によって、本層が洪積世末のものであることは明らかである。

河岸段丘堆積層 歌別川の北岸に沿って発達する河岸段丘の平坦面は、歌別附近で小越面と一致しその堆積層も小越層と連続する。これは一般に大きい円礫に富み、歌別附近では径 30～50cm の礫を主とし、粗粒の砂が薄く挟まる。その厚さは河岸段丘のそれに較べるとはるかに厚い。

II. 4. 2 現 世 統

本統は沖積層・砂丘堆積層・崖錐および匍行堆積層からなる。

沖積層は苦別川を初め主要な河川の下流にみられる。苦別川では、現河床から2m前後の厚さで、おもに黄色の砂および粘土からなる堆積物があり、現河床と区別され、小規模な沖積期の河岸段丘の一種とも考えられる。

砂丘堆積層は東海岸に著しく発達するが、西海岸では海崖あるいは岩礁が分布して、ほとんどみられない。東海岸の砂浜には小規模に砂鉄が賦存しており、黒色を呈しているものが多い。また、襟裳から猿留図幅内の庶野までの海岸、すなわち百人浜には、砂浜のほかには処々にきわめて小規模な砂丘が分布している。その最も大きなものは、苦別川河口北方附近にみられ、高さ約5mに達する。苦別川南方海岸ではその発達は著しくなく、また後述の匍行堆積物と一致したり、またはその上に薄くかぶっている様子が観察される。

崖錐堆積層は地形の項にも述べたように、苦別面とヤソケベツ面との間、およびヤンケベツ面と小越面との間の旧汀線附近にみられる。これらは主として先白堊系の古期岩類の角礫からなる。

匍行堆積層は襟裳から苦別にいたる間にみられる。これは小越層の一部が、風によって移動したと思われるもので、“吹き溜り”のようになった部分が一面に分布している。すべて小越層の砂および火山砂からなっており、小越層と区別し難い。

II. 5 地 質 構 造

本地域の地質構造の特徴は、第四系以前の地層の走向およびこれらの地層をきる断層・剪裂帯などのおもなものが、すべてNW-SEの方向性に支配されていることである。

襟裳岬燈台北方から北西方へ、歌別の南東方海岸へ向かって延びる衝上断層は、本地域における最も顕著な構造線で、これは先白堊系の日高層群と新第三系の襟裳累層とを境するものであり、この断層にほぼ平行して、無数の剪裂帯が先白堊系のなかにも、新第三系のなかにも発達している。その特に著しいものは、前述の歌露附近の圧

砕岩帯である。

この構造運動は後川末期のものと考えられる。北隣の猿留図幅および幌泉図幅地内にもほぼ同方向に走る衝上断層がいくつか認められ、豊似岳から南方へ向かうにつれて、ミグマタイト相・片状ホルンフェルス相・不変成日高層群、そして新第三系というように、南方へ向かうにつれて、それらの断層を境として、上位にあるべき地層あるいは岩石相が露出している階段状の断層構造(運動)を示しており、本地域の地質構造との間に類似性¹³⁾がみいだされる。

第四系の構造を支配しているものは、階段状の上昇運動であるが、前にも指摘されたように⁴⁾、ヤンケベツ面の旧汀線の高さが、この地域の半島の尖端部の方向へ増大する傾向のあることは、日高山脈の最近の上昇運動を知るうえの重要な資料となるであろう。

Ⅲ. 應 用 地 質

東海岸の襟裳附近の砂浜に、僅かに砂鉄の濃集が認められる。襟裳附近とクマソの沢の流域附近に、辰砂あるいは自然水銀が洪積層の砂あるいは粘土層中に含まれていたといわれるが、筆者らの調査ではこれをみいだすことができなかつた。また、苦別川およびその附近の諸河川からは、他の日高層群の分布地域と同様に、かつては相当の砂金が採掘されたといわれるが、現在はほとんど顧みられていない。

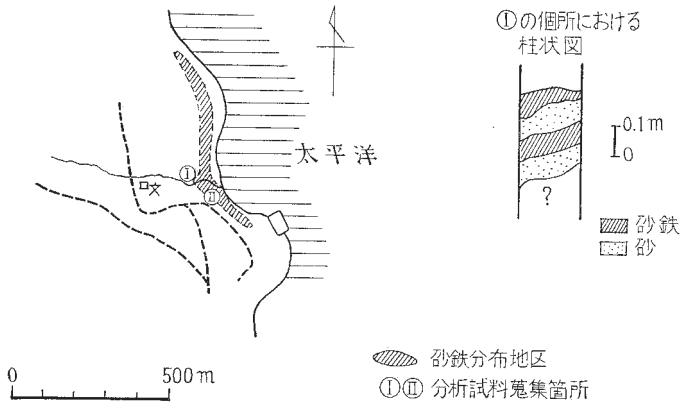
砂 鉄

襟裳小学校附近で東流する小沢の河口附近から、海岸沿いに北方へ約200mの間の砂浜(幅約50m)に、砂鉄が賦存している。特にこの河口附近では、部分的に砂鉄が濃集しており、薄い2つの層に分かれて胚胎しているのが観察できる。この地表近くの状態を第6図に示す。

ただし、第6図に示したのものより下位の賦存状態は明らかにされていない。この最も砂鉄の濃集した部分の分析結果は、次の通りである。

	Fe (%)	S (%)	P (%)	TiO ₂ (%)	SiO ₂ (%)
I	13.69	0.32	0.03	1.22	53.02
II	19.73	0.31	0.04	4.48	46.68

(分析者:北海道支所, 伊藤聰・豹武)



第6図 襟裳海岸における砂鉄分布図および賦存状態(柱状図)

図中の学校は襟裳小学校

(①の個所における柱状図は、②の個所における柱状図の誤り)

この砂鉄は鏡下で、磁鉄鉱を主とし、赤鉄鉱・チタン鉄鉱を僅かに含み、その他硫化鉄鉱が稀にみいだされる。しかし、それらの金属鉱物は合せて40%以下であり、大部分は石英・長石・輝石・黒雲母などの珪酸塩鉱物からなっている。したがって、鉱床としての価値は余り期待できない。

文 献

- 1) 山根新次：日高国南部及び十勝国広尾郡調査報告，鉱物調査報告，No. 4，1911
- 2) 花井重次：北海道襟裳岬附近の地形につきて，地理学評論，Vol. 10, p. 720, 1934
- 3) 竹内嘉助他2名：北海道有用鉱産物調査報文(第10号)，浦河支庁管内幌泉郡及び様似郡，北海道工業試験場報告，No. 67, 1936
- 4) 小笠原義勝：北海道襟裳岬附近の海岸段丘，地質学雑誌，Vol. 48, No. 571, 1941
- 5) 大立目謙一郎：日高国南端部の所謂歌露礫岩層について，地質学雑誌，Vol. 48, p. 292, 1941
- 6) 舟橋三男・橋本誠二：日高帯の地質，地団研専報，No. 6, 1951
- 7) H. Niino：On the Bottom Character of Some New Banks in the Neighbouring of Japanese Islands, Jour. Tokyo Univ. of Fisheries, Vol. 38, No. 3, 1952

- 8) 大場利夫・扇谷昌康：エリモ遺跡，日高教育研究所，1953
- 9) 坂口 豊：日高山地周辺の地形に関する2, 3の資料，地理学評論，Vo1. 26, No. 12, 1953
- 10) M. Minato：Zu den Mammontausfaunen Hokkaidos, Japanese Jour. Geol. Geogr., Vol. 16, 1955
- 11) 湊 正雄：北海道の第四紀に関する諸問題，科学，Vo1. 25, No. 3, 1955
- 12) 舟橋三男・猪木幸男：5万分の1地質図幅幌泉説明書，地質調査所，1956
- 13) 猪木幸男・秦 光男：5万分の1地質図幅猿留説明書，地質調査所，(未刊)

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

ERIMO-MISAKI

kushiro, No.72

By

SACHIO IGI & TOSHIHIRO KAKIMI

(Written in 1955)

(Abstract)

The Erimo-misaki (-cape) is the southern end of the Hidaka mountain-range, the back bone of the central Hokkaidō.

This area is of flat-surfaced hills showing by several steps of coastal terrace planes. The flat planes in the area are able to be classified topographically and geologically, into 5 as follows (from higher to lower) :

1. Toyoni plane, 300 m high (out of the area)
2. Tomabetsu plane, 120~160m and 200~250m high
3. Yankebetsu plane, 40~80m high
4. Ogoshi plane, 15~35m high
5. Alluvial plane

GEOLOGY

The area mapped is covered almost wholly with so-called "Hidaka group", non-metamorphosed pre-Cretaceous sediments, and partly with Neogene Tertiary and Quaternary deposits. Between the Hidaka group and the Neogene Tertiary, there is a large fault accompanying a sheared zone along the southwestern coast.

The geological classification and the conceivable succession in the mapped area are summarized in Table 1.

Table 1

		Formation	Remarks
Quaternary	Recent	Creeping deposits	Iron-sand Prehistoric remains Upheaval
		Talus	
	Sand dune deposits		
	Alluvium		
	River terrace deposits		
	Pleistocene	Kawabata stage	Ogoshi bed
Yankebetsu bed			Upheaval
Tomabetsu bed			Upheaval
Toyoni bed (out of the area)			Upheaval
Erimo formation			Folding Mylonitization
Neogene Tertiary	Kawabata stage	Upper sandstone bed	Marine fossils Marine fossils
		Conglomerate bed	
		Lower sandstone bed	
Pre-Cretaceous		Hidaka group	Radiolaria

1. Hidaka group (pre-Cretaceous)

The Hidaka group is widely distributed from north to south along the both sides of "Hidaka metamorphic zone", making the back bone of the central Hokkaidō. But, in this area, some parts of the group which are distributed in the southern side of the thrust line between "Hidaka metamorphic zone" and this group in Horoizumi and Saruru sheet-map area, occupies the bulk area,

The group is composed mainly of dark grey, very fine-grained sandstone, sandy shale, and slaty shale which partially intercalate marly nodules and a little of lenticular schalstein and chert. Generally the rocks are massive and not stratified, so that the stratigraphy of this group can not be decisively determined. Many of the rocks have been altered to cataclastic rocks by shearing action throughout the area.

This group is poor in fossils, but the following Radiolaria species are found in chert :

Cenosphaera sp.

Cenellipsis sp.

Dicolocapsa sp.

Melitosphaera sp.

Flustrella sp.

Thalassosphaeridae gen. & sp. indet.

2. Erimo formation (Neogene Tertiary)

The Erimo formation comprises the lower sandstone bed, the conglomerate bed and the upper sandstone bed. The mutual relation among these beds is shown in the Fig.3 in Japanese text.

Lower sandstone bed

The lower limit of this bed is unknown on account of the presence of fault which runs between this formation and the

Hidaka group. This bed is composed of sandstone, intercalating two or three thin layers of siliceous shale which are characteristic key bed. The rocks of this bed are so much altered by shearing action with prehnite, calcite or quartz vein, that they are often confused with pre-Cretaceous rocks.

The fossil molluscs found from this bed in the southern beach of Aburakoma and in the southern coast of Erimo, are as follows :

Yoldia (Cnesterium) notabilis YOK.

Y. (s. s.) uranoi UOZUMI (MS.)

Venericardia sp.

Panomya shimotomensis OTUKA

Turritella sp.

Conglomerate bed

The bed is composed mainly of conglomerate with thin layers of sandstone, and there are found the concordant relation between the Lower or Upper sandstone beds and this bed. Its thickness is not exactly known, but much over 100 m. Pebbles and granules in the conglomerate, are of various kinds of rocks such as granite, diabase, porphyrite, chert, slate, sandstone, conglomerate, limestone and rarely biotite schist. The pebbles of granite, which are attractive for their white colour-tint, have characteristic features, that those seen on the sea cliff of the Erimo-misaki are subangular, while those at the Utaro beach, are considerably elongated, caused by shearing or crushing stress.

The fossil molluscs are found in marly nodule and sandy matrix in the conglomerate, and they are as follows :

Portlandia (Portlandella) cf. japonica ADAMS

P. (Megayoldia) cf. gratioza (YOK.)

Yoldia (Cnesterium) notabilis YOK.

Y. (s. s.) uranoi UOZUMI (MS.)

Chlamys sp.

Spisula voyi (GABB.)

Venericardia sp.

Peronidea cf. elongata UOZUMI (MS.)

Macoma sp.

Macona cf. optiva (YOK.)

Panomya shimotomensis OTUKA

Periploma yokoyamai MAKIYAMA

Natica sp.

Neptunea sp.

Judging from these fossils, this bed is to be middle Miocene in age and to be correlated with the middle or upper part of the Kawabata series.

Upper sandstone bed

The bed is composed of sandstone and very thin shale, and is distributed only along the northern coast of the Utaro beach. Most of the sediments at the Utaro beach are mylonitized to phyllitic or other cataclastic rocks, as shown in PL. 2, which have numerous quartz veinlets, parallel to the orientation of the shearing zone. Fossils are not found, so the age of the bed is unknown. The unaltered parts of the rocks are, however, similar in appearance to those of the Lower sandstone bed. The thickness of the bed is over 350 m.

3. Quaternary

The Pleistocene sediments are represented by terrace deposits of marine and fluvial origins.

The marine (coastal) terrace deposits are divided into four beds, according to the altitude of the flat planes as already mentioned :

1. Toyoni bed (out of the area)
2. Tomabetsu bed
3. Yankebetsu bed
4. Ogoshi bed

Of these beds, the former three are ill preserved on the flat planes, but the last, Ogoshi bed, composed of sand, gravel and

clay, is perfectly preserved on the coastal hilly lands. And, from the Ogoshi bed, molars of *Mammonteus primigenius primigenius* BLUMENBACH (PL.4) were discovered during the course of this surveying.

The alluvial deposits comprise the sand dune, alluvium, talus and creeping deposits. The talus deposits are developed along the front line of each flat plane, and consist of debris (angular gravel) and clay. The creeping deposits distributed along the eastern coast are composed of normal sand and volcanic sand derived from the Ogoshi bed. The alluvium consists mainly of sand, gravel and clay.

ECONOMIC GEOLOGY

Iron sand of little economic value is embedded in the beach sand. A sample of raw iron sand taken at the beach of Erimo contains 17% Fe and 3% TiO₂.

昭和31年3月20日印刷
昭和31年3月25日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

.....
印刷者 向喜久雄
印刷所 一ツ橋印刷株式会社

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

ERIMO-MISAKI

(Kushiro-72)

By

SACHIO IGI & TOSHIHIRO KAKIMI

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1 9 5 6