
5 萬分の 1 地質図幅説明書

母衣月

(青森一第 6 号)

地質調査所

昭和 32 年

55085 (084.32) (521.11) [1:50,000] (083)

5 萬分の 1 地質 図幅 説明書

母 衣 月

(青森一第 6 号)

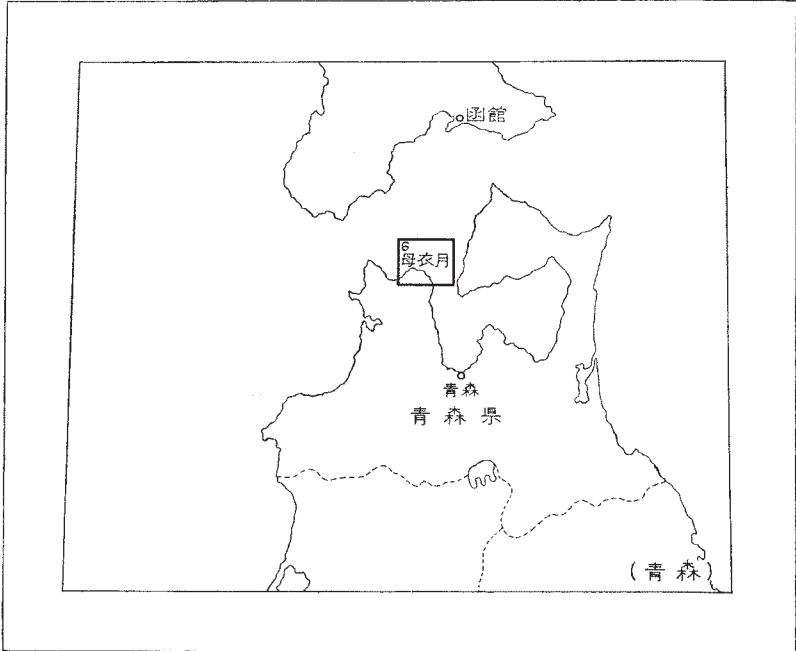
通商産業技官 齋 藤 正 次

通商産業技官 上 村 不 二 雄

地 質 調 査 所

昭和 32 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 新第三系	2
II. 1. 1 岩層区分・地質構造	2
II. 1. 2 冬 部 層	5
II. 1. 3 長 根 層	6
II. 1. 4 小 泊 層	7
II. 1. 5 母衣月火山岩類	8
II. 1. 6 粗粒玄武岩類	12
II. 1. 7 塩 越 層	14
II. 1. 8 今別安山岩類	17
II. 1. 9 烏岳流紋岩	21
II. 1.10 蟹 田 層	22
II. 2 第 四 系	23
II. 2. 1 浜 名 層	24
II. 2. 2 段丘堆積層	24
II. 2. 3 扇状地堆積層	25
II. 2. 4 冲 積 層	25
III. 応用地質	25
上礫鉦山	25
その他の鉦床	26
文 献	26
Abstract	1

母 衣 月

(青森一第 6 号)

I. 地 形

本図幅地域は津軽半島の北東端を占め、北は津軽海峡を隔てて遙かに西南北海道の渡島半島を望み、東は平館海峡を挟んで下北半島と相対し、西は三厩湾^{みんまや}を抱いて津軽半島尖端^{たつび}の竜飛岬方面を展望する位置にある。

陸地の大部分は第三紀の地層や火山岩からなり、海拔数 100 m をもって起伏する山地をなしている。南縁の中央部に袴腰岳^{はかまこし}があり、その西方には坊主岳・尖岳があり、それぞれ小独立峯をなして上記の起伏性山地を抜いて、鼎立している。袴腰岳は錐形を、坊主岳と尖岳はその名から想像されるようにドーム形をなし、かついずれも安山岩によって構成され、あたかも第四紀の新しい火山体であるかのようにみえる。しかしながら、これらもかなり開析された第三紀の火山体であり、むしろ侵蝕に抗して高く残ったとみるべきもので、元の火山地形そのまゝを示してはいない。ことに袴腰岳はたまたまいわゆるコニーデのような形をしているが、成層火山ではない。

起伏性山地より西は、海拔 200 m 以下の丘陵ないし段丘をなし、三厩湾や今別川に沿う平野に向かって緩く低下している。こゝを流れる関口沢の下流には扇状地がやゝ広く展開している。

海岸には概して山地が迫まり、このため鋸歯状に出入が多く、随所に高さ数 10 m の断崖が生じている。汀線附近には海蝕台があり、これが海中にしばらく続いて、暗礁として隠顕している所が多い(図版 1)。三厩湾岸では、軟らかい水成岩層からなる丘陵が海に臨むので、丘陵端が一直線状の海蝕崖をつくっている。南東部の海岸では、南方から陸奥湾に沿って延びて来た平館村の海岸平野が狭く分布し、海はやゝ浅浅である。



図版 1 北海岸の奥平部附近における海岸段丘・海蝕崖および海中に隠顕する海蝕台。遠景は下北半島

II. 地 質

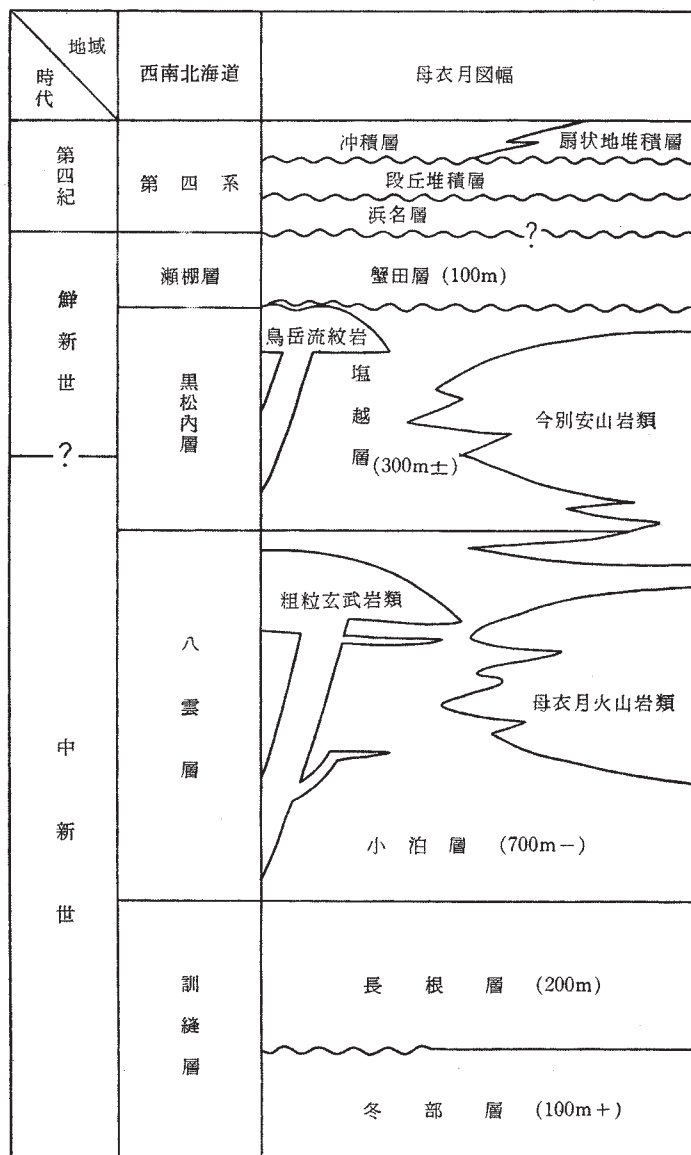
本地域には新第三紀および第四紀の岩層だけが露出している（第 1 図）。

II. 1 新 第 三 系

II. 1. 1 岩層区分・地質構造

相隣接する小泊・三厩・蟹田および母衣月の 4 図幅地域を含む津軽半島北半部における新第三系の層序を、下位から権現崎層・磯松層・冬部層・長根層・小泊層・塩越層^{註 1)} および蟹田層とする。これらの模式地は、いずれも本図幅地域外に選ばれてい

註 1) 三厩図幅では本層には当るものとして、今泉層の名称が用いられているが、別の地層にこの名称を用いた報文が相前後して他に発表されたので、混乱をさけるために、また構成岩相の範囲を多少変えて、本説明書では塩越層の名を用いる。

第1図 本図幅地域の岩層模式柱状図および西
南
北
海
道の岩層との対比

る。本図幅地域にはこれらの地層のうち、基底附近のものは露出はなく、冬部層およびそれ以上の地層がみられる。

冬部層から塩越層まではほぼ一続きの地層で、その時代は中新世中葉から鮮新世前期にわたると推察される。これらの地層には火山物質が多量に存在し、ある地層では主構成物になっている。とくにこの母衣月図幅地域では、上部の地層の時代に、局所的ではあるが顕著な火山活動があって、その熔岩や粗い火山碎屑岩が厚く累積し、水成岩と交指（interfinger）している。これらのうち、熔岩を多量に含む部分は、便宜上前述の新第三系の標準層序から取り出して、別の名称で呼ぶことにする。すなわち、小泊層と同時代のおもに流紋岩質ないし石英安山岩質の母衣月火山岩類、小泊層最上部ないし塩越層と交互する今別安山岩類^{註2)}、塩越層と同時代かと想像される烏岳流紋岩がこれである。なお、おもに小泊層の上部の頃にあるいは一部はそれ以前に現出した塩基性岩が、おもに岩床などの半深成岩体をなして広く分布しているが、これは粗粒玄武岩類と呼んで区別する。

粗粒玄武岩類・母衣月火山岩類ならびにそれ以前の地層に含まれる火山物質は、一般に変質作用を受けていて、火山碎屑岩はいわゆる「緑色凝灰岩」に変わっていることが多い。これに対して、上位の塩越層の火山物質や、同時代の今別安山岩類・烏岳流紋岩は概して新鮮である。

新第三系最上部の蟹田層是水成岩のみからなり、本地域ではその基底に不整合が認められる。時代は鮮新世後期であろう。

本図幅地域の東海岸寄りに背斜軸がある。この背斜は南隣図幅地内の蟹田の北方の海岸まで続き、この両図幅に亘る津軽半島北東部山塊を構成する新第三系全層の地質構造の骨幹をなしている。本地域内では軸は北海岸の砂ヶ森附近から南東へ、ほぼ海岸線と平行に走り、次いで南北性になりつゞ地域外に向かう。そして北東に落しを示し、これに応じて新第三系の各岩層は分布する。南東部では、軸に当たる附近は広く粗粒玄武岩類によって占められるが、この岩体の両側に分布し、あるいは内部に断片的に取り込まれている堆積岩層が示す傾斜を総合することによって、軸の位置がほぼ想定される。これから南隣地域にかけては、軸はむしろごく緩い南落しの傾向を示して

註2) 三厩図幅の今別火山岩類と同じ。

いる。背斜の東翼はやゝ急傾斜を示し、直ちに平館海峡に没する。西翼は概して緩傾斜を示して、本地域西縁部の今別川に沿って走る向斜に向かうが、部分的に波曲を示し、例えば本地域の中央部には半ドーム構造が認められる。

断層としては、母衣月附近に南北断層を図示するが、あまり大きな落差はない。このほかに、与茂内川畔などで小断層がいくつも観察されるが、図には省略する。

地層の傾斜は概して 40° 以下で、普通は $20 \sim 30^\circ$ である。たゞし最上位の蟹田層は 15° 以下を示す。

II. 1. 2 冬 部 層

本層は背斜の中核部に露出し、観音堂沢の中流およびこの西を平行に流れる通称滝ノ沢においてよく観察される。露出しているのは、地層の上部の厚さ約 100 m だけである。安山岩質の凝灰岩・凝灰角礫岩および変朽安山岩からなり、頁岩を薄く挟むもので、火山噴出物を主体としている。火山噴出物は変質して緑色になり、さらに灰白色に脱色されていることが多く、また処々黄鉄鉱によって鉱染されている。

凝灰岩は隠微晶質ないしガラス質物および長石片によっておもに構成されており、ほとんどすべて安山岩質である。白脱して一見酸性にみえるものも石英粒を含まない。白脱したものには方解石が多量に生じている。

凝灰角礫岩は前記の凝灰岩が、多量の角礫を含むものである。角礫は径 2 cm 以下で、緑色の変朽安山岩・白色の凝灰岩・灰白色の流紋岩などからなる。一部にはやゝ円磨された礫を混えるものがある。円礫には火山岩類のほかに、この地方に基盤として潜在していると予想されるいわゆる古生層から由来したチャート・珪質粘板岩などもある。

変朽安山岩は厚さ数 10 m 以下の岩体として、処々に現われている。おもに熔岩として介在したものであろう。緻密で、著しく変質して緑色を呈し、黄鉄鉱や褐鉄鉱の小斑点を有する。

鏡下では絹雲母化・緑泥石化などの変質を著しく受けており、有色鉱物は全く緑泥石になっているのがわかる。また変質によって析出した石英が、不定形の微晶をなして散在する。

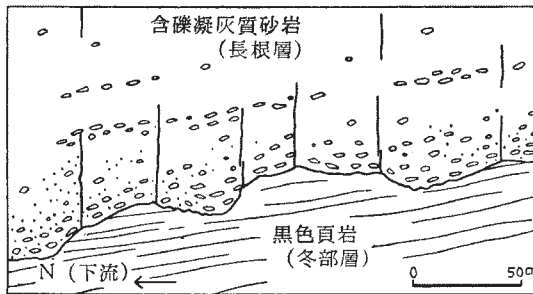
頁岩はまれに介在するだけであるが、本層の最上部には比較的よく連続して分布す

るようである。黒色，堅硬であり，明瞭な層理を示す。

本層は，その模式地のある小泊図幅および三厩図幅地域の冬部層とは，その間に今別川に向斜があることによって分布が離れており，直接の連続関係はわからないが，ともに主として変質した安山岩質噴出物によって構成され，かつ次に述べる緑色の砂岩で特徴づけられる長根層の直下にあることから，相同定される。模式地方面では砂岩などを挟有し，これからかなり多くの貝化石が知られている。岩質・化石および層序的位置から，冬部層は西南北海道の訓縫層の下部や，秋田方面の台島層などに対比される。

II. 1. 3 長 根 層

本層は背斜の中央部において冬部層を取り巻いて露出し，^{おくたいらへ} 奥平部・^{つなしらず} 網不知などで海に注ぐ小流の上流で，比較的良好に観察される。緑色の凝灰質砂岩ないし凝灰岩からなり，頁岩ないし泥岩を薄く挟有する地層で，厚さは 200 m である。



第 2 図 観音堂中流の河床にみられる長根層と冬部層との関係

観音堂沢中流の河床には，冬部層の上限の黒色頁岩層の上に，多少侵蝕された面を境として，長根層の基底とみられる凝灰質砂岩が載っている露頭がある（第 2 図）。この砂岩は，よく円磨された径 1 cm 以下の細礫を含み，礫の岩種としては直下の黒色頁岩のほか，基盤の古生層からと思われる珩質粘板岩などもある。この露頭からみて，冬部層と長根層とは，部分的に不整合であろう。

凝灰岩ないし凝灰質砂岩は、前者は粒質、後者は緻密質であるだけが相違し、はっきり区別し難い。ともに変質した安山岩質物からなり、緑色～暗緑色を呈し、風化すると淡緑灰色となる。安山岩・軽石・頁岩などの小塊を疎らに含む部分もあるが、概して細粒質ないし緻密である。あまり層理を示さず、厚く堆積している。

頁岩および泥岩は厚さ 10 数 m 程度の層をなして介在する。岩質は上位の小泊層を構成するものと同様であり、こゝでは記載を略す。

下位の冬部層はおもに安山岩の粗い火山碎屑岩や熔岩からなり、直接に火山活動によって累積したものであるのに較べ、長根層は同様におもに安山岩質物によって構成されているが、細粒の砂質物ないし凝灰質物からなり、この時代にはこの地域内では火山活動が休息していたことを示している。長根層の模式地は小泊図幅地内の長根沢であるが、その方面の長根層はやゝ粗粒の岩石をも混えているのに較べ、母衣月図幅地内の長根層は、これよりも全般に細粒質であり、火山体から離れた所に堆積した部分を代表している。

長根層は西南北海道の訓縫層の上部、あるいは秋田方面の西黒沢層に対比される。

II. 1. 4 小 泊 層

本層は東北日本の新第三系にしばしばみられる、いわゆる硬質頁岩ないし珪質頁岩を特徴とする地層である。これらの頁岩のほかには黒色の泥岩を含み、また安山岩質および流紋岩質の凝灰岩層を薄く挟む。

本層は背斜の西翼において厚く発達し、すなわち与茂内川中流や関口沢上流によく露出していて、その附近では厚さ約 700 m に達する。北の海岸寄りでは母衣月火山岩類が交指してきて、ことに背斜軸を東へ廻った所ではこれが優勢なため、小泊層の岩相はごく薄くなる。

与茂内川では、小泊層と長根層との境が、黒色泥岩と緑色凝灰岩との交互層を現わすことによって、上下に岩相を移化する関係が認められる。

硬質頁岩は本層を代表するもので、厚層をなす。やゝ堅くて、10 数 cm 以下ごとに明瞭な層理を示し、板状を呈する。暗灰色であるが、風化すると灰白色に変じ、かつ表面が褐色に汚れてくる。

珪質頁岩は、硬質頁岩層のなかに数 m 以下の厚さで処々に介在するが、本層の最上

部附近にとくに多い。黒褐色・黒色・灰白色などを呈し、甚だしく珪質で、一部は燧石状に堅いが、多くは割れ目に富み、角張った細片に分離し易い。

泥岩は本層の下部に比較的多く存在し、10数mの厚さをなして、硬質頁岩層中に繰り返して介在する。黒色であるが、風化すると灰白色になる。やゝ軟弱で、無層理、塊状であるが、シルトや砂の葉層ないし10数cmの薄層を挟み、層理を示す部分もある。

硬質頁岩層や黒色泥岩層には、淡灰色できわめて堅い泥灰岩が米俵大までの団塊、あるいは数10cmの厚さのレンズをなして、頻繁に含まれている。

硬質頁岩および黒色泥岩は海綿骨針(Sagmites)を散点し、また与茂内川の本層下部の黒色泥岩はCyclaminaをまれに含む。

安山岩質凝灰岩は本層の下半部に介在し、通常10数mの厚さをなす。袴腰岳の東側斜面には、硬質頁岩と細互層をなしているところがある。緑色、細粒質の凝灰岩で、長根層のものと同質であり、同じ火山活動の終末期を示唆するものとみられる。

流紋岩質凝灰岩は与茂内川・関口沢などにみられる小泊層の上半部に、厚さ10m内外の層をなして数枚介在する。灰白色～帯青緑色を呈し、おもにガラス質であり、石英・長石の結晶粒を散点し、ある部分では軽石・流紋岩・安山岩などの岩片を含む。与茂内川から北方では、粗さと層の厚さを増して、ついに母衣月火山岩類の流紋岩体に連続する。

硬質頁岩を主とすることによって、本層は模式地の小泊図幅地内の小泊層に容易に同定される。また、小泊層は西南北海道の八雲層や、東北地方の女川層およびこれに類する硬質頁岩層に対比され、したがって中新統上部に属する。

II. 1. 5 母衣月火山岩類

下位の長根層が堆積した時代には、直接本地域内では火山活動は休息していたが、小泊層、とくにその上半部の時代以後には、種々の火山活動が始まった。母衣月火山岩類はこの活動の初期に生じた物であって、流紋岩・石英安山岩ならびにこれらの凝灰岩・凝灰角礫岩などからなる。分布はやゝ局所的であり、北の海岸附近に最もよく発達している。このうち背斜構造の西翼では、母衣月海岸附近に顕著にみられるが、その南方では岩体は次第に薄くなり、ついに小泊層に薄く介在する流紋岩質凝灰岩層

になる。東翼の綱不知附近では、火山岩類が優勢で、ほとんど直接に長根層と接し、層上小泊層の位置を占有し、小泊層に当る硬質頁岩は火山岩類中の諸層準に薄く介在するに過ぎない。

流紋岩はおもに熔岩流をなし、一部は貫入形態をなしている。場所によって岩質はかなり相違する。

1) 一般にみられる流紋岩は斑晶に乏しく、ガラス質であり、一部には松脂岩に属するものもある。灰白色、暗灰色、黒色、緑色、褐色などを呈し、緻密質・多孔質・角礫状・流状など組織もいろいろである。綱不知には色、組織ともに煉瓦状を呈するものがある。上記の種々の流紋岩を顕微鏡下で観察した結果を総合すると次のようである。

斑晶：斜長石・石英

斑晶は疎らにしか存在しない。斜長石（灰曹長石）を主とし、石英はごくまれで、有色鉱物はほとんどない。

石基：ガラス・長石・石英・鉄鉱物

多くはガラス質、一部は微晶質である。ガラス質のものは、無色または汚れたガラスを主体とし、しばしば多量の晶子を伴なう。通常流理を示す。細かな杏仁状、球状の孔隙に富むものがあり、そのなかには石英・蛋白石・方解石、まれに雲母質の鱗状結晶が晶出していることがある。微晶質のものは微細な石英・斜長石・アルカリ長石・ガラスなどからなる。

2) 綱不知西端の海岸には、急な崖をつくって、多斑晶の流紋岩が露出している。暗灰色～灰褐色の石基中に、大きさ3 mm内外の斜長石斑晶をカスリ状に散点する。

斑晶：斜長石・有色鉱物

斜長石は灰曹長石に属し、多少分解している。有色鉱物は方解石・緑泥石などに全く変わっている。

石基：石英・長石・鉄鉱物などからなり、微晶質ないし隠微晶質

3) 東海岸の石崎南方の山脚に分布する流紋岩は、白色の石基中に径3 mm以下の長石・石英、および1 mm内外の黒雲母の斑晶を多量に散点している。三厩図幅地内の東海岸に分布する流紋岩に酷似する。

斑晶：斜長石・カリ長石・石英・黒雲母

斜長石は最も多量、カリ長石と石英はこれに次ぐ。斜長石は灰曹長石である。カリ

長石は半自形をなし、光軸角が小さくてサニディンに属する。黒雲母は帯緑暗褐色～褐色の多色性を示す。

石基：ガラスからなるが、著しく脱ガラス化している。

流紋岩質凝灰岩～凝灰角礫岩は、熔岩と相伴ない、背斜東翼の海岸附近では、これらが錯雑していて熔岩から分けて図示するのに容易でない。西翼の母衣月附近には、熔岩を伴っておもに凝灰角礫岩が分布する。

凝灰岩は緻密なガラス、あるいは多孔質な軽石質物を主体とし、石英・長石の結晶粒、軽石塊などを散点する。灰白色のものが多く、往々緑色・褐色などを帯びる。凝灰角礫岩は上述の凝灰岩中に、流紋岩・軽石・安山岩などの岩片を混えるものである。母衣月附近の凝灰角礫岩は白色多孔質の基質中に、黒色～暗灰色の流紋岩からなる径数 cm から数 10 cm に達する角礫を多量に含む。角礫の流紋岩は緻密であるが比重が小さく、きわめてガラス質で、しばしば流理を示す。鏡下ではガラスおよび晶子からなり、このうちに疎らに斜長石、まれに石英・角閃石の小形斑晶を散点する。

凝灰岩・凝灰角礫岩は脱ガラス化、炭酸塩化、絹雲母化などの変質を受けている。層理に沿った割れ目や、晶洞中に石英・蛋白石が晶出していることが多い。ガラス質凝灰岩はまれにベントナイト化している。

母衣月火山岩類のうち、以上述べた流紋岩およびその火山碎屑岩は、三厩図幅において三厩流紋岩類のうち流紋岩とされている部分に該当する。

石英安山岩は、これを北海岸の高野崎附近、南東海岸の石崎附近、および小泊層より下位の長根層が露出する地帯のものに分けて記述する。

1) 高野崎附近のものは、流紋岩質凝灰角礫岩を覆う熔岩である。暗灰色～灰色、肉眼ではほとんど無斑晶にみえる。高野崎突端附近では著しい柱状節理を現わし、またこれにほぼ垂直な板状の剝理を示す（図版 2）。124.0 m 三角点、およびその北方の海岸のものは、堅くて、フリント状を呈する。

斑晶：斜長石・輝石・石英

斑晶はごく疎らにある。斜長石は径 0.5 mm 以下で、ほぼ中性長石に属する。少しく曹長石化している。輝石はごく少量かまたは欠除している。普通輝石に属し、0.5 mm 以下の結晶をなし、周辺部は環状に方解石に変わっている。石英は 0.1 mm 大のものが、1 つ認められたに過ぎない。

石基：斜長石・ガラス・鉄鉱物



図版2 高野崎における流紋岩質凝灰角礫岩（白色）を被覆する石英安山岩熔岩（柱状節理を示す）
溶岩上面は海岸段丘で切截されている

長さ 0.05 ~ 0.1 mm の針状の斜長石（灰曹長石？）が、毛氈状（Pilotaxitic）組織をなす。ガラスは少量しか存在しない。鉄鉱物は微粒をなして、石基全体に散布されている。

2次鉱物：脈石英・蛋白石・方解石・緑泥石

この岩石は石英を少ししか含まないが、有色鉱物に乏しいので、成分は石英安山岩に相当するであろう。

2) 石崎附近のものは、石崎沢南岸の小露出では凝灰角礫岩を作っているが、北岸の岩体では熔岩である。ほとんど無斑晶で、高野崎附近のものに似ている。岩石は灰色～灰褐色を呈し、微弱な流理を示す。流理の方向に延びた長さ 1 cm 内外の薄い孔隙に富む。この孔隙を埋め、また粟粒大の球状体をなして、暗色の石英粒が散在している。

斑晶：斜長石・石英・輝石

斜長石および輝石の性質は高野崎附近のものと同様である。石英は結晶の外廓が明

確でなく、むしろ石基の孔隙を充填した様子をなし、0.2 mm以下の個体数個が集まって斑晶状をなす。

3) 長根層の地帯にも、処々に大小の岩体をなして、石英安山岩が現われている。出現状態は詳らかでないが、火山碎屑岩を伴わず、おそらく岩脈と推察される。前述1), 2)のものに較べて、肉眼的に全体として白味がかり、また明らかに斑晶を含む点でやゝ異なる。したがって、あるいは長根層の時代特有の火山岩である疑いもある。しかし、その他の岩質は1), 2)とほゞ似ているので、一応母衣月火山岩類の石英安山岩として取扱う。岩石は淡灰色～灰白色の石基中に、長さ3 mm程度の長柱状の斜長石を疎らに、たゞし顕著に散点するものである。柱状節理を著しく示す部分がある。弱い流理を示す。細かな孔隙に富み、孔隙はしばしば流理の方向に延びている。

斑晶：斜長石・石英・有色鉱物

斜長石は中性長石に属する。石英は単独の結晶としてはまれで、多くは石基の孔隙を埋めて小粒が寄木状に集まり、あるいは孔隙の内面に簇生して、全体として斑晶状を呈する。有色鉱物は全く緑泥石化していて、かつそれもまれにしかみられない。

石基：斜長石・石英・磁鉄鉱・ガラス

斜長石は灰曹長石に属し、細かな長柱状のものが集まって、毛氈状組織を示すことが多い。石英は0.1 mm内外の他形、粒状をなして点在する。磁鉄鉱は微粒をなし、石基中にあまねく散在している。ガラスは与茂内川中流附近の小岩体だけに少量存在する。

II. 1. 6 粗粒玄武岩類

本岩類はおもに岩床・岩脈などとして、小泊層およびそれ以前の岩層を貫ぬく。接触部で、母岩層を1 m以内に亘って変成し、硬くしているのが処々で観察される。小泊層の硬質頁岩の地帯では、地層とほゞ平行に貫入していることが多い。図幅地域東部には餅盤状の大岩体がある。この岩体の北部は多くの平行岩脈からなり、北西に走りほゞ直立し、母岩層の構造を切っていて、餅盤の根が露出した様子を示し、中部以南ではこれが集まって、新第三系の背斜部を占め、両側に分布する硬質頁岩層の構造と調和 (concordant) した大岩体をなし、餅盤の主体に該当するとみなされる。

以上のほかに本岩類に一括したものには、地表に噴出したのではないかと思われる

部分もある。

岩質は次のように部分によって多少の相違を示す。塊状、均質なもの、角礫状のものなどがあり、色も新鮮で黒色なものと、変質して緑色・紫褐色などを帯びたものがある。粗粒玄武岩質のものほかに、細粒で玄武岩質のもの、また一方では、構成鉱物がさらに粗くて、玢岩質ないし斑岩質を呈するものもある。これらのうち、黒色、新鮮な粗粒玄武岩が最も多く、ことに小泊層や長根層の地帯に散在する小さな岩床・岩脈や、また東部の大岩体のうちでは東西両側の小泊層に接する附近などは、おもにこの種のものからなる。東部の岩体の中核部やその北の岩脈部には、変質したものが多く、また玢岩質、斑岩質のものはこれらの部分に混在する。なお中核部には玄武岩質のもの、角礫状のものが、かなり多く存在する。頃々川・石崎沢など岩体の主部を深く刻んでいる所では、種々の岩相が錯綜しているのがよく観察される。

粗粒玄武岩質のものは、粒状、均質な外観を呈する。玉葱状の風化構造を生じていることが多い。

主成分：斜長石・普通輝石・橄欖石

副成分：燐灰石・鉄鉱・石英

斜長石は亜灰長石―曹灰長石に属し、長さ0.5 mm内外の柱状をなす。輝石および橄欖石は径0.2 mm以下の粒状をなし、斜長石の間を埋めている。たゞし橄欖石は緑泥石・蛇紋石などに変質していることが多い。斜長石および輝石の一部は、径0.5～1.0 mmあるいはそれ以上に成長し、斑晶状をなして疎らに散在する。石英は1.0 mm以下の不規則な粒状をなしてまれにみだされ、おそらく外来結晶であろう。

玢岩質および斑岩質のものは、粗粒玄武岩質のものと急に相移過する。その1例は観音堂沢口のトンネル附近の海岸で見られる。鏡下では粗粒玄武岩と同様な鉱物組成を示し、たゞ疎散であった斑晶状結晶が、さらに大きく成長し、かつ多量になったものとみなされる。

角礫状のものと細粒の玄武岩質のものとは、相伴なう傾向がある。角礫状のものでは、礫と基質とが同質であって、貫入時あるいはその後、なかにはたゞ風化作用によって、角礫状になったと推定されるものも多いが、まれには異質の角礫（たゞし、いずれも塩基性火山岩）をも混じえ、あるいは火山碎屑岩である疑を抱かせる部分もある。

変質したものでは、斜長石は多少絹雲母化・炭酸塩化などを受け、有色鉱物は全く

方解石・緑泥石・ウラル石などに変わっている。また、濃緑色（緑泥石からなる）または白色（蛋白石あるいは沸石からなる）の径数 mm の球状体（amygdale）が散在し、あるいは同様の細脈が走っていることが多い。変質した部分と新鮮な部分とは、ある所では漸移し、ある所では新鮮なものが後から貫ぬいている。

粗粒玄武岩類は小泊層の上部までの各岩層を貫ぬくが、小泊層に引続いて累積した塩越層や、同時代の火山岩類を貫ぬくことはない。よって、主要な貫入時期は小泊層堆積の末期であろう。たゞし地表噴出によって生じた疑のある部分があり、しかもこれが東部の岩体の中核部に混在し、両側の小泊層に対して下位に当る背斜の軸部にみられるので、こゝに粗粒玄武岩類として一括したものには、あるいは小泊層の下部、あるいはそれ以下の地層の時代に噴出した塩基性火山岩をも混濁している可能性もある。

II. 1. 7 塩 越 層

本層は軟らかくて層理に乏しい珪藻質泥岩、および流紋岩質物を多量に含む軽石質凝灰岩～凝灰角礫岩からなる。同時代の今別安山岩類と繰り返して重なり合っており、そして泥岩層・凝灰岩～凝灰角礫岩層ならびに安山岩の重なり合う順序は、場所によって一定でない。

泥岩は種々の層準に現われるが、主要なものは、塩越層と今別安山岩類とを合せたものの基底ないし下部を占める 1 層と、また最上部を占めて部分的に存在する 1 層とである。この両泥岩層ともに厚さ 100 m 以下である。下部の泥岩層は母衣月海岸によく露出している。そこでは、基底部の泥岩はやゝ層理を示して、その下の小泊層の硬質頁岩に近い性質を示し、これより 10 数 m 上位では、泥岩は塩越層に典型的な軟らかい塊状の泥岩になるが、しかしこのうちに、小泊層の上部にしばしば介在すると同様な珪藻質頁岩の薄層を挟有している。この状態からみて、塩越層と小泊層とは岩相漸移の関係にあることがわかる。下部の泥岩層は与茂内川畔でもよく観察され、母衣月海岸におけるとはゞ同様に、小泊層と移過関係を示している。さらに南方の関口沢方面では、この泥岩層の続きは直接小泊層の硬質頁岩を覆うことなく、その間に凝灰岩層や今別安山岩類の一部が介入してくる。最上部を占める泥岩層は関口沢の中流附近だけに分布するが、露出はあまりよくない。

上下を通じて、泥岩の性質は次のようである。黒褐色～褐色を呈するが、露頭表面

では灰白色になり・黄色の物質や褐鉄鉱を析出してその被膜で覆われ、全体として淡い黄褐色を呈していることが多い。一般に無層理、塊状で軟らかく、河岸などで滑らかな露出面をつくっている。軽いのが1つの特徴であり、鏡下では珪藻遺骸をおびたたく含むことが観察される。また肉眼的の大きさの海綿骨針（Sagarites）を含む。

泥岩は往々珪質頁岩あるいは未膠結の砂を挟み、これによって地層の方向がわかる。珪質頁岩はとくに下部の泥岩層にあり、数m以下の厚さをなし、かつ数層介在することがある。砂はまれに介在し、厚さ10cm内外の薄層をなし、あるいは泥岩の一部と細かく互層している。中粒～粗粒で、安山岩質の黒色砂、または流紋岩質の白色砂である。

小泊層で見られると同様な泥灰岩の団塊が、塩越層の泥岩にもまれに含まれている。

軽石質凝灰岩～凝灰角礫岩は、塩越層と今別安山岩類とを合せた全体のうち、おもに基底部・中部および上部の3層をなして存在する。基底部および中部のものは関口沢に、上部のものは中宇田沢およびその川口附近の海岸によく露出している。上下を通じて岩質は本質的にはほぼ同様であるが、下位には凝灰岩が多く、上位には凝灰角礫岩が多い傾向がある。なお、流紋岩の熔岩がまれにみられる。

凝灰岩はおもに細かい軽石ないしガラスによって構成され、灰白色～黄白色を呈し、多孔質である。径数mmの石英・長石・黒雲母の粗粒を散点し、また径数cm、ときには10数cmの白色の軽石塊、黄色の泥岩塊を疎らに含む。ほとんど層理を示さない。全く膠結しているが、風化すると粗い砂に崩れ易い。母衣月火山岩類や小泊層の流紋岩質凝灰岩と違い、変質作用をほとんど受けていない。

凝灰角礫岩は上述の凝灰岩のうちに、ガラス質、たゞし斑状の流紋岩の径10数cm、往々2～3mにも及ぶ岩塊を含む。多くの場合、岩塊は角がとれて丸味を帯び、かつ基質と熔接されたように境がやゝ不分明である。

岩塊をなす流紋岩は、東北地方の脊梁山脈などにしばしばみられ、一般に第三紀末頃の石英安山岩といい慣らされているものに岩質が類似する。淡灰色～灰白色、ときに飴色のガラスを石基とし、径2～3mmの石英・長石、径1mm内外の黒雲母などを斑晶として顕著に散点する。一部は流状構造を示す。変質作用は蒙っていない。風化するとガラスが分解するため、岩石は粒状に崩れ易い。

斑晶：石英・斜長石・黒雲母・紫蘇輝石

石英は最も多量である。斜長石はこれに次ぎ、成分は灰曹長石ないし中性長石に属する。黒雲母は帯緑濃褐色～黄褐色の多色性を示す。紫蘇輝石は長さ0.5～1.0 mmの柱状をなすが、少量であり、むしろ存在しない場合が多い。

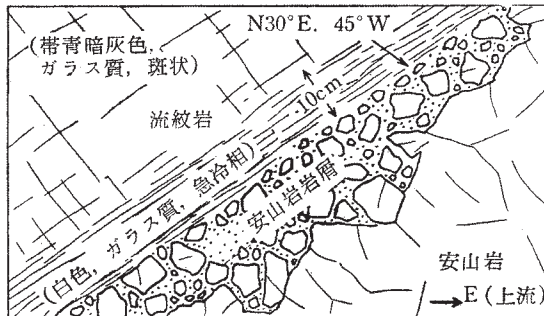
石基：ガラス・晶子

ガラスは多くは無色、清澄であるが、斑晶の周りだけ濁っていることがある。おびたゞしく晶子を含む。真珠岩構造の亀裂や、流状構造を示す。飴色の石基では、濁ったガラスのなかに、流理に平行なレンズ状をなして、無色のガラスが篩目状に取り込まれている。

副成分：燐灰石・鉄鉱

凝灰角礫岩には外来角礫として、硬質頁岩・安山岩などをまれには混在する。これらの角礫は基質とはっきりした境を示す。

流紋岩の熔岩は中宇田沢の上流の河床に数箇所露出している。どの露頭でも、今別安山岩類を凝灰角礫岩が覆う基底部を占め、熔岩の厚さは1～2 mに過ぎない。安山岩との境に沿う厚さ10数 cmは、白色のガラスからなる急冷相をなし（第3図）、



第3図 今別安山岩類の一つを塩越層の流紋岩が覆う露頭（中宇田沢上流河床）

それ以上は黒色～青灰色で、流理を示す松脂岩であり、石英・長石などの斑晶を疎らに散点する。これらの熔岩の上方の凝灰角礫岩との境も、熔接されたように移り変わっている。

以上述べた塩越層の流紋岩質噴出物は、おもに軽石を多量に含む凝灰岩ないし凝灰角礫岩から構成され、かつそれが無層理であること、またその軽石質基質と流紋岩塊とが熔接されていることからみて、主として、火山碎屑流 (Pyroclastic flow) として噴出したものであろう。たゞし一般の熔結凝灰岩 (welded tuff) においてしばし

ばみられるような、取込まれている岩塊が扁平に圧延された様子はない。

西隣の三厩図幅において、今泉層とされたもの、また三厩流紋岩類のうち流紋岩質凝灰角礫岩層とされた部分は、それぞれ本図幅地域の塩越層の泥岩層、また凝灰岩ないし凝灰角礫岩層に該当する。

塩越層はその模式地の蟹田図幅地内の塩越海岸附近では、むしろ砂岩質の、かつかなり厚い地層であり、軽石質凝灰岩を含まず、また今別安山岩類をも伴わず、母衣月図幅地域内の塩越層とは見掛けがかなり異なる。しかしながら、この砂岩層は、薄層ではあるが珪藻質泥岩を頻繁に挟有し、また軽石塊や安山岩塊を点在して、この点で母衣月図幅地内のものと岩相上に共通するところがあり、横方向に岩相変化を示す関係にあると予想される。

塩越層は西南北海道の黒松内層に対比される。

II. 1. 8 今別安山岩類

本岩類は小泊層の最上部から、おもに塩越層の時代にかけて噴出したものである。小泊層最上部の時代のもものは石英含有安山岩であり、かなり変質しているが、その他はおもに輝石安山岩からなり、変質作用を受けていない。

石英含有安山岩は、背斜の西翼における小泊層の上限附近を辿って、断続しながら分布する。火山碎屑岩相を伴わず、一部は熔岩流、一部は岩脈の形態を採っている。すなわち与茂内川中流部の岩体については、本流に沿う露出では基底部数 m の間、岩石は碎塊状をなして小泊層の硬質頁岩を覆うのに対し、同一岩体の南方の支流に沿う露出では、基底部は急角度をなして硬質頁岩を貫ぬいている。関口沢上流から南へ続く岩体は、基底に碎塊部を伴って頁岩層を整合に被覆する熔岩である。

岩石は灰色の石基中に、大形の斑晶をやゝ疎らに散点する。石基は斑紋状に不均質であって、すなわち斑紋は径 2～5 mm 程度で円味を有し、周りの基質よりも淡い鼠色～黄色味を帯び、これがおびたくしく散在する。岩石全体はかすかな流理構造を示す。多孔質であることが 1 つの特徴で、径 1 cm 以下の大小の晶洞に富む。晶洞を充たし、あるいは内張りして、または岩石を切る細脈をなして、石英・方解石・黄鉄鉱などが生じている。岩体の縁辺部 1～2 m の間は、黒色、ガラス質になっていることが多い。

斑晶：斜長石・石英・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石

斜長石は曹灰長石ないし中性長石に属する。径2 mm以下の自形をなす。清澄なものと、結晶内部が褐色のガラスによって細かく篩目状に侵かされたものとの、2種が同一薄片内に混在する。石英には径1 mm内外の単晶をなすものと、0.5 mm以下で、脈石英にしばしば認められるような弱い波動消光をなすものが、寄木状に数個体集まり、むしろ孔隙を填めた様子をもって斑晶状を呈するもの、とがある。普通輝石は長さ0.5 mm内外の長柱状をなす。紫蘇輝石は標本によってまれに存在する。弱い多色性を示す。輝石類は多数が集合体(glomero-porphyritic)をなすのが常であり、この集合体が径1 mmのみごとな球状をなすこともある。角閃石は与茂内川の岩体の一部の標本だけにみいだされた。長さ0.2 mmの小結晶で、褐色を呈し、オパサイト緑を示す。

石基：斜長石・石英・ガラス・磁鉄鉱

斜長石は中性長石に属し、石基の大部分を構成する。石英は単独の小粒状、あるいは石基の微孔をうめた微晶として少量存在する。ガラスは褐色で、少量である。一部では脱ガラス化している。磁鉄鉱は微粒をなし、石基中にあまねく散布されている。石基は斑紋状に不均質であって、基質部分は微細な斜長石(長さ0.2 mm内外の針状)からなり、石英およびガラスを伴ない、一方肉眼で淡色の斑紋の部分は上記とは組織を異にし、やゝ大きい斜長石(長さ0.2 mm内外の長柱状)からなり、石英およびガラスをほとんど含まず、そしてこの斑紋の部分は大小の包有物状に点在する。斑晶のところて述べた輝石の集合体は、包有物状の部分に生じていることが多い。また斜長石斑晶に2種あることを述べたが、包有物状の部分内に位置する斜長石斑晶には、篩目状にガラスで侵かされた種類が多い。

岩体の縁辺部では、石基は斜長石のほかにもむしろこれより多いガラスからなり、石英を含まない。上述の不均質性はないが、しかし斜長石斑晶に2種があること、輝石が集合体をなすこととは、岩体の主部にみると同様である。

2次鉱物：石英・蛋白石・方解石・緑泥石

岩石は変質を蒙り、ことに有色鉱物は方解石や緑泥石に変わってしまったものが多い。晶洞中には、石英・蛋白石・方解石を生じており、壁に方解石が簇生し、そのなかを充たして石英が生じていることがある。

輝石安山岩は塩越層の泥岩や凝灰岩～凝灰角礫岩と重なりあう熔岩あるいは凝灰角礫岩として、また一部は小泊層の地域に岩頸状をなして現出している。地質図には安山岩を主とする部分と、凝灰角礫岩を主とする部分とに分けて示してあるが、場所によって岩質に相違があり、本書では、1) 大泊海岸方面のもの、2) 坊主岳・尖岳方面のもの、3) 袴腰岳のもの、に分けて記述する。

1) 大泊海岸から与茂内川下流方面には、地形上丘陵性をなして、おもに凝灰角礫

岩が分布している。この凝灰角礫岩は、黒色の安山岩の径数 10 cm 以下の大小の角礫を、灰色の安山岩質火山灰・火山砂によって膠結したものである。角礫と同質の安山岩熔岩の厚さ 10 数 m 以下のものをまれに挟む。また基質と同質の凝灰岩ないし火山礫凝灰岩を処々に薄く挟み、これによって層理を現わし、岩体が北西に傾斜していることを示す。下底では塩越層の泥岩の上に整合に載っており、その様子は母衣月の海岸や与茂内川の河畔で見られる。また与茂内川畔では、下底部において、この安山岩の凝灰角礫岩と泥岩とがそれぞれ数 m ～ 10 数 m の厚さをなして、数回繰り返し重り合っていることがある。与茂内川の河口附近の海岸道路には、本安山岩の凝灰角礫岩が上限において急な傾斜面を境にして、塩越層上部の軽石質凝灰角礫岩によって覆われている好露頭がある（図版 3）。

角礫あるいは熔岩をなす安山岩は、黒灰色、ガラス質の石基中に、径 2 ～ 3 mm の大形の長石や、径 1 mm 以下の輝石の斑晶を、疎らに散点している。径 5 mm 内外の丸味のある、またはレンズ状に延びた晶洞に富む。また径 2 cm 内外の鼠色の泥質包有物を溶かし込んでいる。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鋳

斜長石は中性長石に属する。紫蘇輝石と普通輝石とはほぼ等量である。普通輝石は単独の結晶のほかに、0.1 mm 内外の微晶の集合体をなしている。やゝ緑泥石化している。

石基：ガラス・斜長石・輝石

ガラス基流晶質である。ガラスは褐色を呈し、最も多量、斜長石は長さ 0.05 ～ 0.1 mm の短冊状、輝石は少量である。

外来結晶：石英・斜長石・黒雲母

泥質の包有物のほかに、外来結晶がかなり多く含まれている。石英は丸味を帯びた断片であって、これを取り巻いて輝石粒が集まって晶出している。外来の斜長石は灰曹長石に属し、その囲りは黒く汚濁した石基によって隈取られている。黒雲母は外形のみ残し、内部は緑泥石と鉄鋳物粒に変わっている。

2) 坊主岳・尖岳方面では、いくつもの突出した山体を作って厚い熔岩をなし、その一部に凝灰角礫岩を挟み、また尖岳西麓にはやゝ広く凝灰角礫岩を伴っている。大泊方面のものとの上下関係は、相接するところが見当らないので不明である。塩越層の泥岩や凝灰岩と繰り返し重なり合う様子は、関口沢などで観られる。ことに河床



図版3 与茂内川河口附近の海岸道路切削における今別安山岩類の凝灰角礫岩（左，暗色部）が塩越層上部の軽石質凝灰角礫岩（右，白色部）によって被覆される露頭

から尖岳の斜面に少し登った所では、熔岩の基底部が泥岩と数回繰り返している。

この方面の安山岩は大泊方面のものと同質をやゝ異にする。灰色の石基中に、径1 mm内外の概して小形の長石や輝石の斑晶を密に散点する。まれに晶洞をもつが、一般には緻密質である。包有物は少ない。熔岩には柱状節理・板状節理がしばしば発達している。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石に属し、大小不揃いで微斑晶というべきものも多い。普通輝石は径0.3 mm内外の粒状をなし、紫蘇輝石は少量で、長さ1.5 mm内外の柱状をなす。

石基：斜長石・輝石・ガラス

斜長石は長さ0.1 mm以下で、最も多量である。輝石は0.05 mm内外の粒状をなす。ガラスは褐色を呈し、あまり多くない。これらが集まって毛氈状ないしガラス基流晶質を呈する。

凝灰角礫岩は上記の安山岩を角礫とし、これを灰色の火山灰・火山砂で膠結したも

のである。角礫の大きさは径 30 cm 以下で不揃いである。尖岳西麓には、角礫のうちに丸味を帯び、多少水磨されたと思われるものも混っている。

3) 袴腰岳は塩越層や他の今別安山岩類よりも下位の、小泊層が露出する地帯に聳出して、安山岩によって構成されている。この安山岩は火山碎屑岩相を伴わず、小泊層の地質構造を切る様子に分布している。北西側の谷では、岩体の縁辺部が緻密質となり、小泊層を貫ぬくのが観られる。岩体を通じて一般に結晶度が高くて、やゝ玢岩質である。変質はほとんど受けていない。この安山岩はおそらく今別安山岩類のうち、岩頸の形で貫入した部分であろう。

この安山岩は暗灰色で、坊主岳・尖岳方面の安山岩に較べて、斑晶の数は少ないが形は大きく、また石基の粒度が高い。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は 0.5 ~ 2.0 mm で、中性長石に属する。両種の輝石はともに大きさ 0.5 ~ 1.0 mm で、少しく炭酸塩化したものもあるが、一般には新鮮である。

石基：斜長石・ピジオン輝石・ガラス・鉄鉱物

斜長石は長さ 0.2 mm 以下の短冊状をなす。ピジオン輝石は 0.1 mm 内外の柱状をなし、その光軸角は 10 数度である。

西南北海道には、黒松内層と同時代に安山岩の熔岩・集塊岩などが広く出現したことが知られているが、今別安山岩類もこれとほぼ同類であろう。

II. 1. 9 烏岳流紋岩

地域東半部にある烏岳の山頂部を占めて流紋岩が露出する。産状は詳らかでないが、おそらく岩頸であろう。岩石は帯褐色、多孔質で、斑晶を多量に有する。ほとんど変質していない。

斑晶：石英・斜長石・黒雲母・鉄鉱

石英・斜長石には径 3 mm に達する粗晶もある。斜長石は灰曹長石に属する。黒雲母は径 0.05 mm 内外の微晶であり、暗緑褐色～淡褐色の多色性を示す。

石基：ガラス・石英・斜長石

おもにガラスないしその脱ガラス化生成物からなり、石英・斜長石の微晶を散点す

る。

烏岳の流紋岩は、小泊層や粗粒玄武岩類の分布する地帯に出現しているが、岩質および推測される産状からみて、母衣月火山岩類に属するとは考えにくい。塩越層の流紋岩質噴出物とは分布が離れており、かつ岩質も必ずしも一致していないが、ほとんど変質作用を蒙っていないことからみて、ほぼ同時代のものとみなされる。

II. 1. 10 蟹 田 層

南隣図幅地域の蟹田附近を模式地として、広く厚く発達する蟹田層の北方延長とみなされるものが、母衣月図幅地域の西部にみられる。こゝでは上位の浜名層などとともに、丘陵地帯を構成していて、草木に蔽われて露頭が充分でなく、したがって浜名層との限界が確定し難い状況であるが、模式地方面に較べて厚さは薄い。

本図幅地内における蟹田層は、半ば膠結した砂岩・礫岩を主とし、泥岩を挟む海成層で、西へ緩く傾斜している。好露頭の乏しいうちにあつて、三厩湾岸の自動車道路の切割りには、連続してよく露出している。そこでは、基底部に厚さ1 m内外の礫岩層があり、塩越層上部の凝灰角礫岩を覆っていて（図版4）、この間は不整合とみなされる。この切割りにおける蟹田層の厚さは約100 mである。

砂岩は灰色～灰褐色、粗粒～中粒である。軽石粒を多量に含み、また径2～3 cmの斑紋状に黄褐色粘土塊を点々と含む。多少の円礫を混え、これを増して礫岩に移り変わる。

礫岩や含礫砂岩の礫は径1～5 cmの軽石・頁岩・チャート、10 cm以上に及ぶ安山岩などからなる。

泥岩は黄褐色を呈する。砂岩と数10 cmごとに互層をなすことが多い。

海岸道路の切割りの本層基底部、ならびに中宇田沢最下流河床に露出する本層下部をそれぞれ占める含礫砂岩から、貝化石などを産する。保存の良いものが含まれているが、脆くて採取後の保持はむづかしい。本所の対馬坤六技官が、現地できりあえず鑑定した種属は次のようである。

三厩湾岸海岸道路の切割り

Chlamys sp., *Patinopecten yessoensis*, *Lima* sp., *Maetra* sp., *Spicula*



図版 4 与茂内川河口南西方の海岸道路切割における蟹田層（右，暗色傾斜層）が，基底礫岩をもって塩越層の凝灰角礫岩（中央，淡色部）を覆う露頭。基底礫岩の直上から化石を産する。なお両層ともに段丘堆積層（上部，水平層）によって被覆されている

sachalinensis, *Corbula* sp., *Terebratulina* sp., 海胆

中宇田沢下流の河床

Glycymeris yessoensis, *yoldia* sp., *Chlamys* sp., *Anomia* sp., *Astarte* sp., *Clinocardium ciliatum*, *Saxidomus parparatus*, *Spisula sachalinensis*, *Panope japonica*, *Mya arenaria*, *Dentalium* sp., *Neptunea* sp., *Natica janthostoma*, *Epitonium* sp., *Turritella* sp., *Balanus* sp.

本層は西南北海道の新第三系のうち，鮮新世後期の瀬棚統に対比されるものである。
う。

II. 2 第 四 系

第四系に属するものに，浜名層・段丘堆積層・扇状地堆積層および沖積層がある。

II. 2. 1 浜名層

図幅地内には海拔ほゞ 50 m を境として、おゝむね上下 2 段に類別される段丘がみられる。

上段は地域の西部に分布し、海拔ほゞ 100 m にまで達するものである。細かく開析され、むしろ小丘陵の集まりになっているが、遠望すると丘陵上面はほゞ一連の高さを留めて、全体として西へ緩く傾斜し、段丘面の名残りが窺われる。この段丘面は、東側の山地寄りでは第三紀の蟹田層や塩越層、あるいは今別火山岩類の凝灰角礫岩を切截しているが、西側では蟹田層より上位の浜名層の地層面とほゞ平行である。

浜名層の名称は、本図幅地外の西に接する三厩湾岸の浜名部落背後の丘陵に分布する地層に付けられたものである。

本図幅地内の浜名層は、中宇田沢河口附近から山崎附近の海岸の崖によく露出しているが、ほかの所では小起伏の丘陵を構成しているため、露出はあまりよくない。未膠結の砂・礫・粘土からなり、これらはそれぞれ数 10 cm ～数 m の厚さで互層している。厚さ数 10 cm 以下の草炭層や、植物片ならびに *Corbicula* などの淡水貝化石を含む。山崎附近の海岸の露出から産した植物化石のうち、本所の坂本享技官によって鑑定されたものは、次のようである。

Styrax sp., *Alunus* sp., *Quercus* sp.?, *Brasenia* sp., *Trapa* sp.

地層は厚い所では数 10 m に達する。

露出のよい海岸の崖においても、下位の蟹田層との限界は、はっきりしていない。しかし、蟹田層は緩いけれどもやゝ傾斜しており半膠結で軽石に富むのに対し、浜名層としたものは水平に近く、未膠結で軽石に乏しいことから、一応両層を区別し、そして浜名層の時代を更新世とみなす。

II. 2. 2 段丘堆積層

段丘のうち、下段は西部の今別川平野や北部の海岸に沿って、海拔ほゞ 50 m 以下に連なり、よく平坦面を保持している。なお南東海岸の石崎附近にも、海拔約 20 m の段丘が小範囲に分布している。これらの段丘には多くの場合、礫・砂・粘土からな

る一般に厚さ数 m の堆積物がある。中宇田沢附近の海岸では、本層が塩越層（凝灰岩）・蟹田層・浜名層のいずれをも切る面上に、水平に載っている関係が観られる（図版 4）。

II. 2. 3 扇状地堆積層

西部の丘陵地において、関口沢が尖岳附近の山地の峡谷を出る所から下流にわたって、広闊平坦な扇状地が生じている。扇状地のうち上流部は両側の丘陵より低い面を示すが、下流部は丘陵、段丘などと高さがほぼ一致し、末端では今別川の平野に連続している。

南東海岸の石崎南方の山脚にも小さな扇状地がある。

これらの扇状地を構成するものは、おもに礫および砂である。

II. 2. 4 沖 積 層

沖積層は西縁の今別川平野、東海岸の平館村平野などに分布し、礫・砂・粘土などからなる。

III 応 用 地 質

小泊層およびそれ以前の岩層のなかに、金属鉱床が賦存する。ただし調査当時稼行していたものはない。

上 磯 鉱 山

本鉱山は北海岸の奥平部の南西約 1 km にある。長年廃坑になっていて、堅坑や選鉱場の跡を残すだけで、鉱床の様子は目撃できない。

附近の地質は長根層の凝灰質砂岩、小泊層の硬質頁岩、母衣月火山岩類の流紋岩および石英安山岩、これらを買ぬく粗粒玄武岩からなる。選鉱場跡に残っている鉱石には、多いものから挙げて黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱が含まれている。

文献（木下亀城，1944）によれば、鉱床は黒鉄鉱床で、頁岩を上盤として凝灰岩・

流紋岩などを下盤とするもの、粗粒玄武岩の接触部にあるもの、流紋岩中に網状あるいは鉱染状に賦存するもの、など多くの鉱体からなる。古く採掘されて記録が明らかでないものを除いても、径 20～30 m、厚さ 2 m 内外の扁平な鉱体が少なくとも 3 個知られている。稼行当時は銅を主目的とし、鉱石の平均品位は銅 3～5%、金 4～20 g/t、銀 200～1,000g/t、鉛 17% 内外であったという。

その他の鉱床

北海岸の綱不知の南南東の通称滝ノ沢の中流東岸に鉱脈があり、探鉱されている。この付近は冬部層の凝灰岩～凝灰角礫岩・頁岩・変朽安山岩からなる。鉱脈は凝灰岩中であって、走向は N-S, 80° E に傾斜し、幅 30 cm で、坑道により 10 m 近く錘押しされている。黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱を含む石英脈である。またこの下流約 200 m の河床にも、変朽安山岩のなかを走る黄鉄鉱石英脈の露頭があり、幅 30 cm で、ほぼ南北に走って 6～7 m 続く。このほかにも、この附近の冬部層および長根層には処々に黄鉄鉱が鉱染していて、少しずつ探鉱した跡が残っている。

北東海岸の宇田の北西約 2 km の道路側斜面に、かつて金鉱を探鉱したという跡があるが、荒廃していて鉱床の状況は不明である。

文 献

- 佐藤伝蔵：20 万分の 1 地質図幅「三厩」、および同説明書、地質調査所、1920
 飯塚保五郎：青森油田の地質につきて、地質学雑誌、Vol. 37, No. 447, 1930
 猪廉倉忠俊：津軽半島に発達せる海岸段丘に就いて、地理学評論、Vol. 7, No. 9, 1931
 鈴木達夫：青森県蟹田油田地形および地質図説明書、地質調査所、1936
 木下亀城：本邦黒鉱鉱床、本邦金属鉱床、第 3 巻、日本学術振興会、1944
 石田義雄：最近の探鉱成果—青森地区、石油技術協会誌、Vol. 18, No. 4, 1953
 佐々保雄：津軽海峡西南部兩岸の地質とその対比（講演要旨）、北海道地質要報、第 30 号、北海道地学会、1955

EXPRANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

HOROZUKI

Aomori, No. 6

By

MASATSUGU SAITO & FUJIO UEMURA

(Written in 1956)

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped is in the northeast portion of Tsugaru Peninsula which faces with southwestern Hokkaidō across the Tsugaru Strait. Geologically, it is covered exclusively by Neogene and Quaternary rocks.

1. Neogene

The Neogene comprises the Fuyube, Nagane, Kodomari, Shiwokoshi and Kanita formations in ascending order as the main stratigraphic sequence, and includes the Horozuki volcanic rocks, the Imabetsu andesites and the Karasudaké rhyolite as

prominent volcanic rocks contemporaneous to the stratigraphic sequence. Beside them, basic rocks mostly hypabyssal are distinguished under the name of dolerite. The principal structural feature displayed by the Neogene rock formations is an anticline, which runs in parallel to the northeast coast and pitches northwestwards. A broad synclinal belt stretches along the Imabetsugawa (river) to the southwest of the anticline and separates most Neogene rocks of this map-area from those of the westerly neighbouring Mimmaya and Kodomari map-areas, where some of the above-cited Neogene formations are typically exposed.

The **Fuyube formation** of which only upper 100 meters is exposed in this area consists of andesitic tuff, tuff breccia and propylite intercalated with shale. Being subjected to alterations, the volcanics are usually green in color or bleached white. A part of tuff breccia is conglomeratic, carrying rounded pebbles of not only Tertiary volcanic rocks, but also siliceous sediments probably of Paleozoic basement.

The **Nagane formation** rests on the Fuyube formation, showing a slight, local erosional break between them. It is a deposit about 200 meter thick, which consists of tuffaceous sandstone and tuff interbedded by a small amount of shale and mudstone. Sandstone and tuff are composed of green-colored, fine-grained, and andesitic material.

Shale and mudstone are same in character it those of the overlying formation.

The Fuyube and Nagane formations may be correlated with the Kunnui formation in southwestern Hokkaidō.

The **Kodomari formation** at the base passes in rock facies from the Nagane formation. Rhythmically well-stratified shale, which belongs to the "hard shale" widely known in the Neogene of northeast Japan, characterizes this formation, and non-stratified, black mudstone occurs in a subordinate amount mostly in the lower part. The beds of hard shale and mudstone sporadically carry lenses or nodules of siliceous shale and marl, and rarely contain remains of minute organisms such as cyclamina and

sponge spine.

The lower part of the formation has several intercalations of andesitic tuff similar in character to that of the underlying Nagane formation. The upper part is intercalated by beds of rhyolitic tuff, which laterally swell in the north and pass into the thick pile of Horozuki volcanic rocks. The thickness of the Kodomari formation measures up to 700 meters on the southwestern wing of the anticline, but exceedingly decreases in other places where the Horozuki volcanic rocks interfinger. The abundance of hard shale indicates this formation to be correlated with the Yakumo formation in southwestern Hokkaidō, which is regarded as later Miocene in age.

The **Horozuki volcanic rocks** occur as lava flows, dykes and pyroclastic beds, consisting mostly of rhyolite and partly of dacite. Near the coast of Horozuki on the southwestern wing of anticline, a thick pile of the volcanics is seen, while it interfingers with the Kodomari formation to the south, where the trace of volcanism is indicated by thin intercalations of acidic tuff in the hard shale. Along the northern coast on the north-eastern wing of anticline, the volcanics are so much abundant as to change place with the Kodomari formation in the Neogene sequence. In such place the hard shale occurs as lenticular intercalations and fragments in the volcanics.

Rhyolite is mostly vitreous or non-porphyritic, but partly porphyritic. Dacite is usually poor in phenocrysts and especially scanty in mafic minerals.

Also in the area of the underlying Nagane formation, dacite occurs as large and small bodies probably of dyke form. It is of uncertain age, but is tentatively grouped into the Horozuki volcanic rocks because of the petrographic similarities.

The Horozuki volcanic rocks have suffered alterations such as heavy devitrification, carbonitization, sericitization, chloritization and opalization.

The **dolerites**, which are mostly olivine-augite dolerite, but partly pass into basalt on one hand and into basic porphyrite or

gabbro on the other, occur as many sills, dykes and, particularly in the eastern part of the map-area, as a large laccolithic mass occupying the anticlinal core of the Neogene formations. The rocks are massive or brecciated, and when fresh they have a black color, but a considerable part is altered to dark green.

The dolerites penetrate the Neogene formations up to the Kodomari, but never the succeeding Shiwokoshi, so their emplacement are chiefly at the same time with the sedimentation of upper part of the Kodomari.

The **Shiwokoshi formation** consists of diatomaceous mudstone and pumiceous tuff breccia. These two kinds of rocks, together with the contemporaneous Imabetsu andesites, alternate each other in varying amounts and successions from place to place.

The mudstone occurs mostly in two beds. At the exposures where the mudstone directly covers the hard shale of Kodomari formation, no stratigraphic break is conceivable between them. The mudstone is soft, massive, and light in weight, being remarkably diatomaceous. It sporadically intercalates siliceous shale and loose volcanic sand, and contains nodules of marl and remains of sponge spine.

The pumiceous tuff breccia is accumulated mostly in three beds. In the lower bed, the rock is rather tuffaceous, containing few amount of breccias. The tuff is a consolidated, non-stratified rock made up of porous glass or pumice, in which patches of pumice and isolated grains of quartz, feldspar and biotite are sparsely scattered. The tuff breccia contains abundant blocks of very glassy, but remarkably porphyritic, fresh rhyolite in the matrix composed of above-noted tuff. Some blocks of rhyolite are more than 1 meter in diameter. Many are slightly rounded in shape, and somewhat welded along the periphery with the matrix, though never pressed into such flattened bodies as seen in usual welded tuff. At any rate, these rhyolitic tuff breccia and tuff are likely products of pyroclastic flows. Thin lava flows of glassy rhyolite similar in character with the blocks in the tuff breccia are rarely found.

The Shiwokoshi formation may be correlated with the Kuromatsunai formation in southwestern Hokkaidō, which is regarded as late Miocene or early Pliocene. The rhyolitic rocks of the formation are allied to the acidic effusives, which are common in the upper Neogene of northeast Japan and are usually called as dacitic rocks.

The **Imabetsu andesites** consist partly of quartz-bearing pyroxene andesite contemporaneous to the uppermost of Kodomari formation, but mostly of pyroxene andesite alternating with the Shiwokoshi formation.

The quartz-bearing pyroxene andesite occurs as lava and dyke. It is characterized by sporadic phenocrysts of quartz and abundant patches of basic inclusions. This rock is considerably subjected to alterations.

Of the pyroxene andesite, three types are recognized. The first type occurs mostly as tuff breccia and partly as lava in the northern hilly land near the coast, and is characterized by the coarseness as well as fewness of phenocrysts, the glassy character of groundmass, and the abundance of inclusions. The second constitutes several domes of lava and beds of tuff breccia in the south, and is characterized by the abundance, but fine-grained nature of phenocrysts. The third crops out as a neck penetrating the Kodomari formation and the dolerites in the central part of the area, and is characterized by rather high crystallinity of groundmass. The mutual relation of three types is uncertain because of the separate occurrences.

Most Imabetsu andesites may be allied to the andesites which are widespread and stratigraphically equivalent to the Kuromatsunai formation in southwestern Hokkaidō.

The **Karasudake rhyolite** seems to form a small neck cutting the Kodomari formation and the dolerites, and is not subjected to alteration, so it is probably of nearly same time with the acidic effusives of Shiwokoshi formation, although it is a porphyritic biotite rhyolite and not so glassy as the rhyolite seen in the Shiwokoshi, petrographically.

The **Kanita formation** is typically and widely exposed in the Kanita map-area to the south. Its northern extension in the Horozuki area is represented by a deposit only about 100 meters thick, though the upper limit is not conclusively determined on an account of bad exposures of rocks. This deposit is of marine sediments, which comprise semi-consolidated, pumice-bearing sandstone, conglomerate and mudstone, and contains molluscan fossils in abundance. It inclines gently to the west, and its basal conglomerate covers the pumiceous tuff breccia of Shiwokoshi formation. The Kanita formation may be correlated with the Setana formation of upper Pliocene in southwestern Hokkaidō.

2. Quaternary

The Quaternary consists of the **Hamana formation** composing the western hilly land less than 100 meters high above the sea-level, the **terrace deposits** covering the flat terraces less than 50 meters high above the sea, the **fan deposits** seen on the western and eastern peripheries of the mountaineous area, and the **Alluvium** distributed along rivers and sea coast. All Quaternary is flat-lying and composed of unconsolidated sand, gravel and clay. The Hamana formation bears peat seams and plant remains.

ECONOMIC GEOLOGY

Metallic mineral deposits are present in the Neogene formations and volcanic rocks older than the Shiwokoshi. The mining have not been practised, recently.

Kamiiso mine located in the northeastern part of the map-area produced the mixed ores of sphalerite, galena and chalcopyrite and pyrite. According to the literatures, the ore deposits belong to the so-called "Kuromono-type", and consist of tabular

bodies replacing the green-colored andesitic tuff or the rhyolite just under the hard shale, ore nests localized around the dolerite sills, and irregular impregnations in the rhyolite.

In a valley 2 km southeast of the Kamiiso mine, two veins, both being 30 cm thick and containing chalcopyrite, sphalerite, galena and pyrite in quartzose gangue, traverse the bleached tuff and propylite of Fuyube formation.

昭和 32 年 10 月 20 日印刷
昭和 32 年 10 月 25 日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田 中 春 美
印刷所 田中幸和堂印刷所

EXPLANATORY TEXT OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

HOROZUKI

(Aomori-6)

By

MASATSUGU SAITO & FUJIO UEMURA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-chi, Japan

1957