

550.85(084.32)(521.11)[1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

蟹 田

(青森一第 11 号)

通商産業技官 上村不二雄

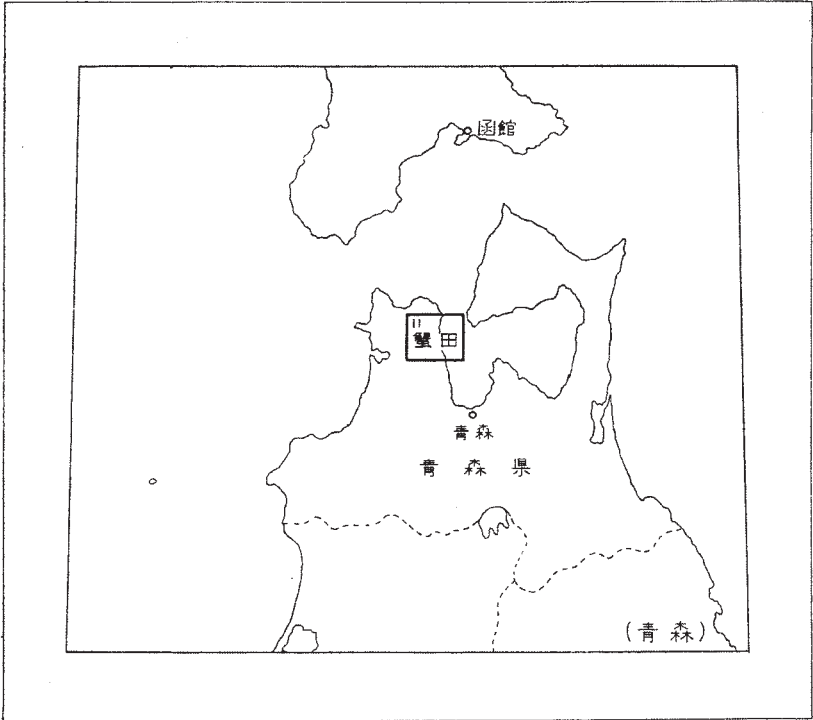
通商産業技官 対馬坤六

通商産業技官 齋藤正次

地質調査所

昭和 34 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 冬部層	7
II. 1. 2 長根層	8
II. 1. 3 小泊層	9
II. 1. 4 母衣月火山岩類	10
II. 1. 5 粗粒玄武岩類	11
II. 1. 6 塩越層	14
II. 1. 7 今別安山岩類	16
II. 1. 8 蟹田層	21
II. 2 第四系	26
II. 2. 1 段丘堆積層	26
II. 2. 2 扇狀地堆積層	27
II. 2. 3 沖積層	27
III. 応用地質	27
III. 1 石 油	27
III. 2 温 泉	29
III. 3 石 材	29
文 献	30
Abstract	1

蟹 田

(青森一第 11 号)

この図幅調査にあたっては、かつてこの地域の石油調査を担当された鈴木達夫氏より有益な助言をあたえられ、また東北大学田口一雄氏からは、現地において種々の御意見をお聞きする機会を得た。また化石の鑑定は筆者のうち対馬が担当したほか、本所田中啓策・水野篤行両技官を煩わした。

I. 地 形

本図幅地域は津軽半島の北部にあたり、東側はほぼ南北にのびる海岸線をもって平館海峡と陸奥湾にのぞみ、これらをへだてて下北半島と相対している。

この地域の地形には地質構造や岩石の差異がかなりよく反映している。すなわち北東部および南西隅は海拔 700 m 以上に及ぶやゝ峻険な山地からなり、その間は海拔 200 m 以下の緩やかな起伏をもった丘陵地帯からなっているが、北東部および南西隅の山地はそれぞれ新第三系の背斜構造の位置にあり、中間の丘陵地帯は、向斜構造の位置にある。北東部の山地には袴腰岳・丸屋形岳・木無岳・鮎岳・横岳などが海拔 600～700 m の突起した山形を示し群立している。これらはすべて新第三系の火山岩からなり、それぞれ一見いわゆるコニーデのような地形をしているが、周囲の軟らかい堆積岩類に比較して侵蝕が遅れた結果、現在みられるような地形を示すものであって、元の火山地形をそのまま残しているものではない。南西隅の山地では、粗粒玄武岩類の一部が侵蝕から遅れ、玉清水山のような峻険な山稜を形成している。

南北にのびる海岸線には、概して山地が迫り、とくに蟹田町舟岡から磯山付近までは海岸線に沿って懸崖が発達している。この海岸線はほとんど一直線に新第三系の地質構造を切っており、断層地形と考えられる。隣接の母衣月図幅地域内には北部の津軽海峡に面した海岸線に沿って海蝕台や海岸段丘が発達しているが、この図幅地域内

の海岸にはそれがほとんど認められない。

II. 地 質

この図幅地域内は、その大半は新第三系の堆積岩類と火山岩類とをもって構成されており、そのほかに第四系の堆積層が認められるがその分布は狭い。西隣の小泊図幅地域内などに新第三系の基盤をなして分布しているいわゆる古生層など、第三紀以前の岩層は分布していない。図幅地域内に分布する岩層の層序を総括して第1表に示す。

II.1 新 第 三 系

本図幅地域に接する小泊・三厩・母衣月の各図幅地域を含めて津軽半島北部の新第三系の層序を、下位より権現崎層・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。最下部の権現崎層より最上部の蟹田層までほぼ一続きの地層であり、これらのうちこの地域では冬部層より上位の地層、時代的には中新統中部より鮮新統上部までが分布している(第1図)。

これらの地層は、この地域を含む東北日本内帯から西南北海道にわたって広く分布している、いわゆる「グリーンタフ」地域の新第三系の一般的な傾向をよく示している。すなわち下部の冬部・長根両層はそのほとんどが変質して緑色化した凝灰岩・凝灰質砂岩などからなり、その上位には硬質頁岩・黒色頁岩など、細粒な堆積物からなる小泊層より、珪藻質な泥岩を主とする塩越層を経て、砂岩・頁岩などの互層を主とする蟹田層まで、ほぼ海成の堆積相を示す地層が、整合に重なっている。

またこの地域では火山砕屑岩類や火山岩を主体とする冬部・長根両層の堆積以後も、局所的ではあるがかなり顕著な火山活動下にあり、厚い熔岩流や、粗い火山砕屑岩などが堆積岩と指交(interfinger)して発達し、それらは時代によって異なった特徴を

註1) これらの名称のおもなものは、1955～1956年の間にこの地方に対し地質調査所によって行われた調査の担当者、北海道大学佐々保雄教授とによって命名されたものである。

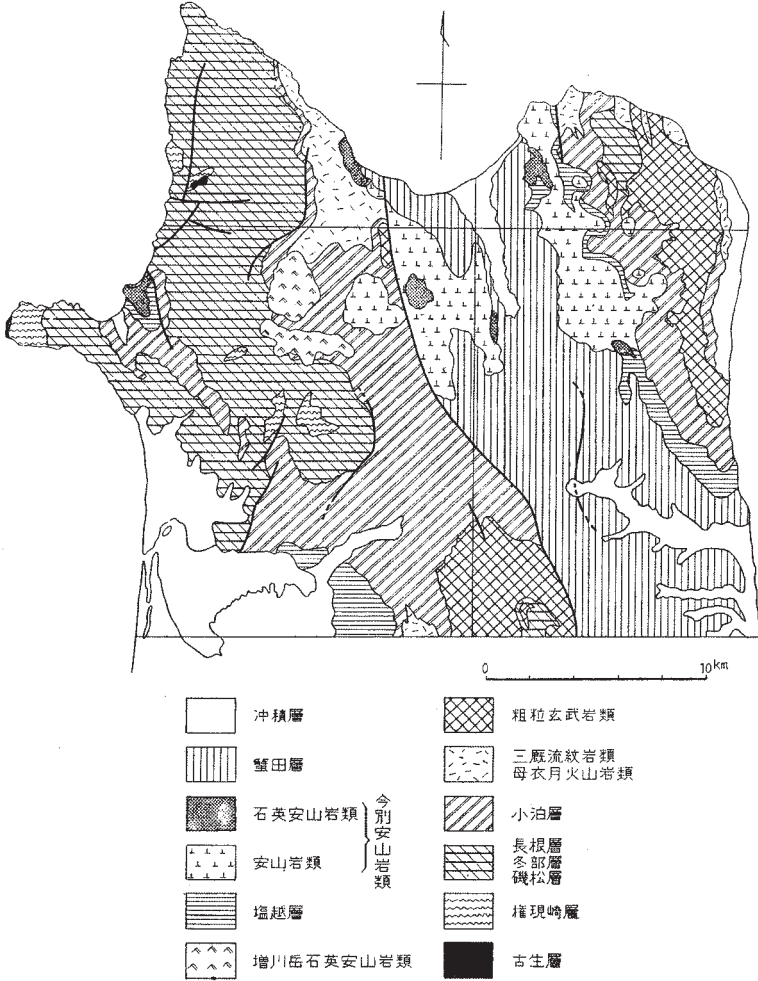
三厩図幅地域では本層にほゞ当るものとして、今泉層の名称が用いられているが、別の地層にこの名称を用いた報文が相前後して他に発表されたので、混乱をさけるために、また構成岩相の範囲を多少変えて、塩越層の名を用いる。

第1表 地質總括表

時代	地層名	層厚	模式柱狀圖	火成岩
第四紀	完新世 沖積層			
	更新世 段堆積 丘層			
第三紀	鮮新世 蟹田層	800m		今別安山岩類 粗粒玄武岩類 母衣月火山岩類
		400m		
	中新世 小泊層	800m		
		750m	長根層 冬部層	
B-D A Da R				

B-D: 玄武岩—粗粒玄武岩 A: 安山岩 Da: 石英安山岩 R: 流紋岩

示している。これらのうち隣接の3図幅を含めた地域を通じて、比較的広く、かつ厚く累積しているものについては便宜上堆積岩による層序から取出し、別の名称で呼ぶこととする。すなわち小泊層と同時代の流紋岩ないしは石英安山岩質の火山岩類を母衣月火山岩類と呼び、ほゞ小泊層の下部と同時代の玄武岩質熔岩および凝灰角礫岩と、



第1図 津軽半島北部の地質概略図

小泊層上部あるいは一部はそれ以下と同時代に進入したと考えられる玢岩・粗粒玄武岩などの貫入岩とを一括して粗粒玄武岩類と称し、また小泊層最上部ないし塩越層と



第2図 津軽半島北部新第三系の地質構造

同時代に活動した、安山岩質ないし石英安山岩質の熔岩・火山砕屑岩を今別安山岩類と称する。たゞし堆積岩と互層する細粒の火山砕屑岩、たとえば小泊層のなかの軽石質凝灰岩などについては、その地層の項に含めて記載することとした。

本図幅および隣接3図幅の地域内における新第三系の地質構造の概略を第2図に示す。この図幅地域内には東海岸に沿ってほぼ南北に走る背斜構造がみられる。従来からこれを蟹田背斜構造と呼んでいる。この背斜の北部では軸に当る附近に粗粒玄武岩類が広く分布しているが、その両側に分布する地層や、そのなかに挟まれている薄い堆積岩の走向・傾斜によって、ほぼ軸の位置が推定され、その軸は北隣の母衣月図幅地域内から延びて、緩く南に傾斜し、蟹田以南ではほとんど海岸線に接し、さらに沖積層下に没している。背斜の東翼はやゝ急傾斜を示し、これに対し西翼は概して緩傾斜を示し、蟹田川の支流の清水股沢の上流附近や、高石股沢中流では緩い鼻状構造を伴っている。東側の海岸線は、背斜軸にほぼ平行に南北に続き、その延長は青森市附近まで続いており、蟹田町石浜附近では断崖をなしている。この海岸線は小泊層より蟹田層までを直線的に切り、蟹田層堆積後に形成された断層に沿って生じたものと考えられる。

図幅地域の南西隅には冬部層の分布する関根股沢の上流附近を中心として、ドーム構造が認められる。このドームは津軽半島の脊梁をなして、ほぼ南北に続く山稜を形成している一統きの背斜構造の一部にあたり、この地域だけではその全貌は判らないが、図幅地域外南西方の袴腰岳（本図幅地内北縁部の袴腰岳とは同名異山）を中心として、全体としてはほぼ北北西-南南東に延びた楕円形に近い形をもつ。このドーム構造は、従来から袴腰岳ドーム構造と呼ばれている。背斜の東翼はやゝ急傾斜を示しており、さらに断層によって切られている。この断層は津軽断層と呼ばれ、南北に南は青森市の南西浪岡町附近より、北は三厩町附近まで追跡されている。

津軽断層と蟹田背斜との間には蟹田川と今別川とを結ぶ低い丘陵地帯を、ほぼ南北から北西-南東に走る向斜構造が認められ、これを今別向斜と呼ぶ。

このほかに津軽断層と今別向斜との間に分布する蟹田層の地帯に緩い背斜構造（従来蓬田背斜と呼ばれている）が認められる。この背斜は津軽断層に沿ってほぼ南北の方向性をもっている。この背斜の延長にあたる蟹田川の上流砂川沢附近に、小規模な盆状の構造が認められる。また蟹田川の上流大平附近には南北に小断層がみられ、蟹

田背斜上にも、小泊層中に北西－南東方向の小断層が認められる。

以上を取りまとめてみると、この図幅地域内では、南北性の褶曲構造と北西－南東性の褶曲構造とが認められる。そのうち南北性の蟹田背斜と袴腰岳ドーム構造は、いずれも東翼は西翼に比較してやゝ急傾斜を示しており、東翼は南北性の断層によって切られていることなどの点で一致している。そのほかの断層においても、たとえば地質図に示してはいたないが、小泊層中に認められる小規模な断層も、一般に南北性か北西－南東性のものが多く認められる。

II. 1. 1 冬 部 層

本層はいわゆる緑色凝灰岩と呼ばれている、変質した火山碎屑岩に富む地層であり、袴腰岳ドーム構造の中核部に小範囲に分布している。

冬部層の標式地は小泊図幅地域の小泊部落に近い冬部沢附近である。標式地附近では本層と同時期である龍飛安山岩類が近くに分布し、これから供給された物質を含んで、地層は安山岩質の凝灰角礫岩からおもに構成され、岩質の粗いものが多い。標式地を遠ざかるに従い岩質は細くなる傾向がある。

この図幅地域内では、本層は分布が狭く、上位には粗粒玄武岩類が厚く発達するために上位層との関係が不明であり、化石を産出せず、また標式地の冬部層とは露出が続いていないが、岩相がよく似ていることから冬部層に同定される。

この地域には、冬部層の上部に相当する厚さ約 500 m が現われている。安山岩質ないし石英安山岩質の凝灰岩・軽石質凝灰岩からなり、石英安山岩の熔岩流と、頁岩の薄層を挟んでいる。全体に変質作用のため緑色化したり、部分的にはさらに珪化作用などを受けて灰白色に变じ、時には熔岩流と細粒の凝灰岩とが一見判別し難いことがある。

凝灰岩は淡緑色～緑色の中粒～細粒のもので、層理はあまりよく発達していない。変質作用のため構成鉱物はよく判らないが、初生の石英と考えられるものはほとんど含まれていないことからみて、大部分は安山岩質凝灰岩とみられる。

軽石質凝灰岩は緑色～淡緑色を示し、粗鬆であり、粗粒の凝灰質膠結物中に層理に沿って延ばされた濃緑～緑色の軽石を多く含む。

石英安山岩熔岩は灰白色～淡緑灰色のやゝ緻密な岩石で、時に板状の節理を示す。

斑晶は少なく、白色の斜長石が少量みられるのみである。

斑晶：斜長石

斜長石は中性長石に属し、3～4 mm のものが散在している。一部変質作用を受けており、緑泥石と思われる微細な2次的鉱物が散点していることがある。

石基：ガラス質ないし微晶質であり、定方向に伸びた石英と、柱状の斜長石と、この間隙を埋めるガラスおよび石英・アルカリ長石の微晶からなり、微細な鉄鉱物を点々と含む。また2次鉱物として絹雲母が少量散在している。

頁岩は黒色堅硬で、明瞭な層理を示す。

この図幅地域内では化石が発見されていないが、小泊図幅地域内では本層は、介化石・植物化石・有孔虫を含み、岩質・化石・層序的位置から、西南北海道の訓縫層、秋田県男鹿半島の台島層などにほゞ対比されている。

II. 1. 2 長 根 層

本層は凝灰質砂岩と凝灰岩とを主体とする地層であり、袴腰岳ドームにおいて冬部層の上位にみられるが、冬部層とは、その間に粗粒玄武岩類が貫入しており、直接接するところはない。長根層の名称は小泊図幅地域のほゞ中央、木無岳の南方長根沢の中流附近に、標式的に分布する粗粒の凝灰質砂岩を主体とする地層に対して命名されたものであるが、本図幅地域内に分布するものも同様な岩相を呈する。

凝灰質砂岩は中粒～細粒で緑色～暗緑色を呈し、風化すると淡緑色を示し、砕け易くなる。凝灰岩は緑色を呈し、粗粒～細粒の安山岩質のものからなり、所により層理に沿って伸びた軽石を多く含む。本層は一般に冬部層に比較してより細粒の凝灰岩が多く、また冬部層が各所に安山岩・石英安山岩などの熔岩流を多く挟んでいるのに対し、まったく挟んでいないことなどからみて、この附近では冬部層の堆積時期に盛んであった安山岩質ないし石英安山岩質の火山活動が、この地層の堆積時期に至って、この附近では弱まり、火山活動の中心から離れて堆積したものであろう。小泊図幅地域内では標式地をはじめ数カ所において化石を産するが、この図幅地域内ではみられなかった。

本層は西南北海道の訓縫層の上部、あるいは秋田県男鹿半島における西黒沢層などにほゞ対比される。

II. 1. 3 小 泊 層

本層は蟹田背斜地域に最下位層として広く分布するほか、袴腰岳ドーム状構造の北東翼より津軽断層に至る間に分布している。本図幅地域内でもっともよく観察されるのは、海岸の松前街道に沿う磯山一塩越間のルートである。

従来「小泊層」の名称は隣接の小泊図幅地域内の、小泊半島突端に露出する、いわゆる古生層について用いられたことがあるが、前記の図幅地域内において小泊村小泊部落附近にもっともよく露出し、硬質頁岩・黒色頁岩をもって特徴づけられる地層につけることが適当と考え、再定義して用いることとしたものである。

本層は前に述べた通り硬質頁岩および黒色頁岩をもって特徴づけられるが、そのほかに淡緑色の凝灰岩ないし凝灰質砂岩や淡青色の軽石質凝灰岩を挟む。粗粒玄武岩類の一部や、母衣月火山岩類・今別安山岩類の一部は本層と同時期の関係にある。

蟹田背斜地域に分布する本層は、最下部は母衣月図幅地域内においては長根層の上位に整合に重なっている。小泊層の下部には長根層と同岩質の凝灰岩が挟まれているが、境界附近では両層の岩相の差異はかなり明らかである。蟹田図幅地域内では本層の下部に当たるところは粗粒玄武岩類によって広く置換えられており、堆積岩はあまり発達していないが、夾みとして灰色～灰黒色の頁岩と、黒色の泥岩とが見られ、そのほか鮮緑色あるいは灰白色の凝灰岩層が挟まれている。

中部は硬質頁岩を主体として、これに凝灰質頁岩や凝灰岩・凝灰質砂岩などを挟んでいる。硬質頁岩は灰黒色～黄褐色を呈し、緻密、堅硬で、一般によく発達した板状の層理を示し、風化すると灰色を呈し、層理に沿って割れ易い。また小型の泥灰質の団球を含むことがある。凝灰質頁岩は灰白色を示しや、軟弱である。凝灰岩には粗粒～中粒の砂質を帯びるものが多い。まれに緑色の軽石様の岩片を含むものが見られる。安山岩質であり、新鮮な部分は緑色～淡緑色を呈するが、変質作用あるいは風化により灰白色を呈していることが多く、時に硫化鉄鉱を散在し、これが分解したために表面が赤褐色を呈していることがある。これらの凝灰質岩石は母衣月図幅地域内において長根層を構成している凝灰岩に岩質が似ている。上部は黒色頁岩を主体としており、硬質頁岩を主体とする中部との間は漸移的であり、境をきめ難い。黒色頁岩のほかに軽石質凝灰岩と珪質頁岩とを挟んでいる。このうち軽石質凝灰岩は蟹田背斜の南西

にあたる清水股沢・口広沢附近ではそれほど厚くはないが、鍵層に乏しい小泊層中では構造・層序を知るうえで有力な手掛りとなっている。黒色頁岩は黒褐色～暗灰色を呈し、下部の硬質頁岩に比較してやゝ軟弱塊状の岩石で、層理は認められるが硬質頁岩におけるほど顕著ではない。一般に風化により表面は灰褐色を呈しており、細かく砕け易くなる。一般に泥灰質の団球を含み、その大きさは1 m以上に達することもまれではなく、とくに最上部附近には大型のものが多数含まれている。軽石質凝灰岩は青白色を示し、少量の石英・角閃石・黒雲母などを含んでいる。風化によって表面は白色を示すことが多く、また砕け易くなる。本凝灰岩は図幅地域の南部では頁岩中に2, 3枚の、厚さ1～3 m程度の夾みとして現われるが、北部では厚さを増して、母衣月図幅地域内では母衣月火山岩類中の凝灰角礫岩に移過している。

今別向斜西翼の津軽断層の西側に分布する小泊層は上述と趣を異にし、板状層理の発達した灰色～暗灰色の硬質頁岩からほとんど構成され、まれに青灰色軽石質凝灰岩の薄層を挟んでいる。本地域に露出している部分は隣接小泊図幅地域内の小泊層の連続堆積物に当る。本層中には泥灰質団球の大塊が地層面に沿って配列するのが見られる。傾斜は20～30°北北東落ちの緩単傾斜であるが、津軽断層に沿う部分では擾乱を受けている。本層はまた袴腰岳ドームを形成しているが、粗粒玄武岩体のなかにも暗灰色珪質の本層の薄層が介在している。

小泊層中の頁岩からは多量の*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を含むほか、*Cyclammina* などの有孔虫を多く含む。隣接の小泊・三厩両図幅地域内において採取されたものについては、本所福田理によって鑑定されており、これについては三厩図幅説明書において記されている。

本層はその岩相・層序的位置・微化石などにより、西南北海道における八雲層、秋田方面における女川・船川両層にほゞ相当するものであり、上部中新統に属すると考えられる。

II. 1. 4 母衣月火山岩類

本火山岩類は小泊層と同時代の流紋岩質ないし石英安山岩質の熔岩・火山碎屑岩であり、母衣月図幅地域内ではやゝ広く分布しているが、蟹田図幅地域内では、北部の蟹田背斜の東翼にあたる平館附近と、背斜の西翼にあたる平館湯の沢の最上流に狭い

範囲に流紋岩質熔岩だけが分布しているに過ぎない。

この図幅地域内に分布する流紋岩は、いずれも灰白色の粗鬆な石基中に 3.0 mm 以下の石英の斑晶を散点するものである。平館附近のものはそのほか長石・黒雲母などの斑晶を肉眼的にもかなり顕著に含むが、湯の沢最上流のものは珪化作用が進んでおり、石英以外は認められない。

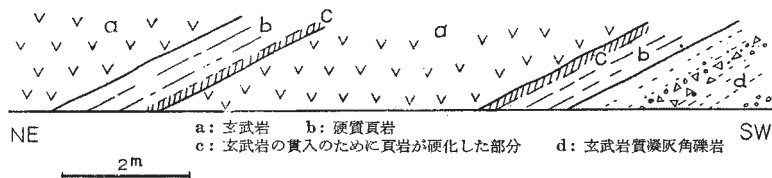
斑晶：斜長石・カリ長石・石英・黒雲母

斜長石は灰曹長石に属しもっとも多く、大きさは 1.0 ~ 3.0 mm にてや・円味を帯びている。カリ長石は大きさ 20 mm 程度で円味を帯び、清澄であり、光軸角が著しく小さくサニディンに属する。石英は 1.0 ~ 3.0 mm の清澄なものである。黒雲母は 1.0 ~ 2.0 mm の帯緑暗褐色を示し多色性が著しい。

石基：ガラス質であるが、脱ガラス化した部分が多く、微小な球顆状構造が認められる。

II. 1. 5 粗粒玄武岩類

本岩類は粗粒玄武岩・玄武岩など塩基性の半深成岩ないし火山岩からなり、蟹田背斜と袴腰岳ドーム状背斜との両地域で、背斜の軸部に広く分布している。両地域とも、岩体の主体は小泊層およびそれ以下の地層に岩床・岩脈などとして貫入したものである。小泊層のなかではおおむね地層と平行に、岩床として貫入していることが多く、全体としては小泊層の背斜構造とよく調和 (concordant) した餅盤状の岩体をなしているが、下部の長根層と冬部層が分布している袴腰岳ドームの中軸では、冬部層のなかではその構造を切って岩脈状あるいは岩株状をなしている。これと同じような関係は、蟹田背斜の北部にあたる母衣月図幅地域内で、長根層中に発達する NNW 方向の岩脈群として認められている。これらの貫入岩類のほかに、蟹田背斜では、餅盤の



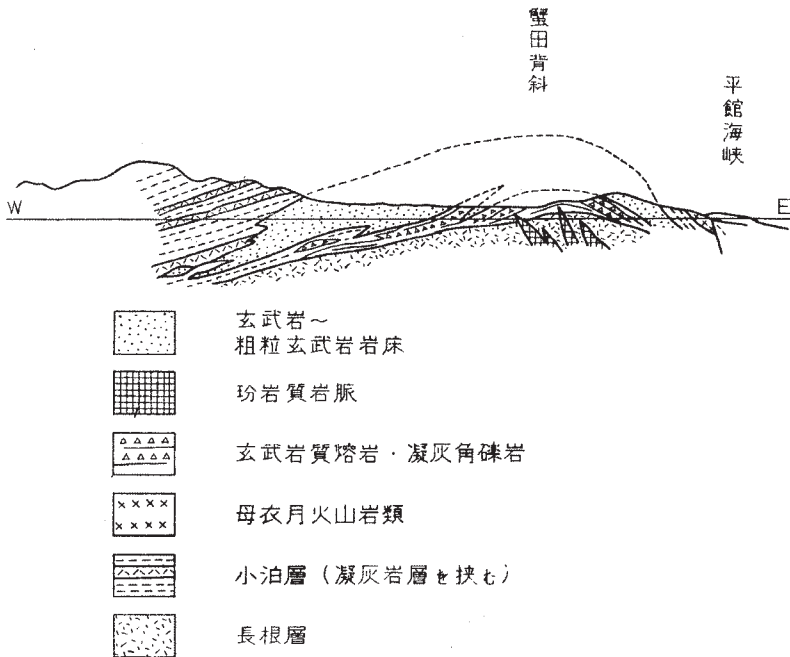
第3図 尻高沢における小泊層中の頁岩と玄武岩との関係を示す一露頭

中央の玄武岩は明らかに岩床として頁岩中に貫入しているが、その下位には一見同様な玄武岩が凝灰角礫岩となって頁岩と互層している (走向 N50° W, 傾斜 40° S)

下部にあたる部分には、小泊層の最下部あるいは長根層の上部と同時期の噴出岩相と思われる熔岩や凝灰角礫岩などが混在している（第3図）。

岩質はところによりやゝ違いがあり、たとえば蟹田背斜に沿う岩体では、比較的高所には半深成岩相の粗粒玄武岩質な、黒色で比較的新鮮なものが多くみられ、低所では噴出岩相の細粒な玄武岩質な岩石が多い。玄武岩質な岩石は一般に変質作用が進んでおり、緑色、紫褐色などを帯びており、一般に脆弱である。明瞭に岩脈をなす岩体では甚だしく粗粒で、粗粒玄武岩というよりはむしろ玢岩ないしは斑岩質とみられるような岩石もある。玢岩質な部分は変質作用を受けて緑色化しているが、比較的に堅硬である。

噴出岩相とみられるものには、枕状の構造をもった熔岩や、本質火山礫のほかに異質火山礫を含む凝灰角礫岩などが認められることがある。しかし半深成岩相に玄武岩質な岩石もあり、また風化作用などによって2次的に角礫状を示している場合も少な



第4図 蟹田背斜における粗粒玄武岩類中の各岩相の相互の関係を示す模式断面図

くないので、露頭において貫入岩か噴出岩かはかなり判別がむずかしい。この図幅地域内で種々の岩相が錯綜して現われており、観察に便である平館村湯の沢附近を例にとり、各岩相間相互の関係を模式化して示したものが第4図である。地質図上では一括して示してあるが、熔岩・凝灰角礫岩などの噴出岩類と、それを貫ぬく貫入岩類とは、今後さらに精細な調査によって分けて示されるべきであろう。

熔岩や凝灰角礫岩の本質火山礫として認められる玄武岩質な岩石は、一般に変質作用が進んでおり、濃緑色、紫褐色などを示しており、白色～緑色の細脈や球顆が多い。熔岩中には玉葱状の風化構造を示すことがある。

主成分：斜長石・普通輝石・橄欖石

副成分：燐灰石・鉄鉱・ガラス

斜長石は亜灰長石～曹灰長石に属し、長さ0.2～0.3 mmの柱状をなしている。斜長石の間隙を埋めて0.05～0.1 mm程度の普通輝石が認められるが、一部は緑泥石に変化している。橄欖石は0.2 mm以下の粒状をなすものであるが、まったく緑泥石あるいは蛇紋石に変化しているが、外形により輝石などから判別される。またガラスは所によって多少がある。そのほか2次的に玉髓・方解石・沸石・緑泥石などからなる杏仁状の球顆や細脈が認められる。

貫入岩類のうちもっとも分布の広い粗粒玄武岩質な岩石は粒状均質で、柱状節理が発達している。また風化を受けると玉葱状に剥げて、円味を帯びた露出面を生じ易い。

主成分：斜長石・普通輝石・橄欖石

副成分：鉄鉱・石英・ガラス

斜長石は亜灰長石～曹灰長石に属し、長さ1.0 mm以下の長柱のものである。普通輝石は0.2 mm程度の粒状を呈することが多く、一部は緑泥石化しているが、新鮮なものは一般に波動消光を示す。そのほかに2次的にまったく変質しているが、1.0 mm程度の短柱状の外形から普通輝石と判断されるもの少量が散在している。橄欖石は1.0 mm程度で、まったく緑泥石あるいは蛇紋石化しているが、外形から容易に普通輝石とは識別される。石英はまれに含まれており、おそらく外来結晶であろう。このほかに、2次的に不定形あるいは円形の孔隙を埋めて玉髓質の石英や緑色鉱物の集合が散在しているが、さきあげた玄武岩質岩石に比較するとはるかに少ない。

玢岩ないし斑岩質の部分では、粗粒玄武岩とは鉱物成分ではまったく同じであるが、さらに粗粒であり、斜長石は2.5 mm程度のものがかなり多く含まれている。ま

た時には1つの岩体のなかで、所によって粒度の異なる場合がみられる。玄武岩質な貫入岩はさきあげた噴出岩としてみられる玄武岩と鏡下ではほとんど異なる。

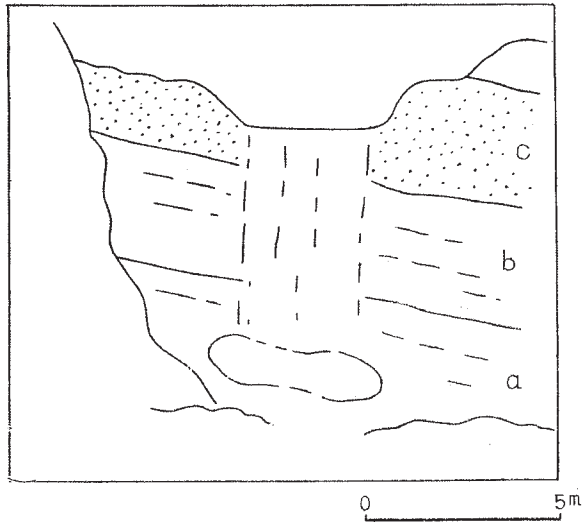
粗粒玄武岩類の生成時期について述べると、熔岩・凝灰角礫岩などとして認められる玄武岩は、長根層の上部ないしは小泊層の下部と同時期であるが、岩脈・岩床として貫入したものは、小泊層を貫ぬき、これより上位の塩越層を貫ぬく例はなく、またより上位の蟹田層には礫として含まれているので、小泊層堆積の末期に貫入したものであろう。要するにこゝに粗粒玄武岩類としたものは、長根層末期頃から小泊層末期にわたって噴出ないし浅所貫入をした、いずれも塩基性の岩石を一括しているわけである。

II. 1. 6 塩 越 層

塩越層の名称はかつて石田義雄（1953）によって命名された地層名であり、この図幅では層序区分に同氏と若干の相違があるが、大略においては一致しているため、そのまゝ用いることとする。本層は蟹田背斜の西翼に分布し、本層の標式地は図幅地域内の蟹田町塩越部落の北方海岸とする。なお三厩図幅地域における今泉層はほゞ本層に相当するものである。

本層は珪藻質泥岩にはじまり、これと凝灰質砂岩・軽石質凝灰岩との互層で特徴づけられ、この他に泥岩・頁岩・礫岩などを挟む。下位の小泊層に比較して岩相の側方への変化が多い。今別安山岩類の大部分はこれと同時代の関係にある。

地層の最下部には珪藻質泥岩がほとんどの地域において分布しており、これと下位の小泊層の頁岩とは整合に重なっている（第5図）。珪藻質泥岩は黒灰色～暗灰色を呈し、塊状で層理をほとんど示さない。他層の頁岩や泥岩に比較して軟弱で軽く、また風化すると灰白色～灰色を示し、さらに表面は粉をふいたように黄色を呈していることが多い。本岩を顕微鏡下において検すると、種々の型を示す珪藻破片を認めることができる。本層は塩越附近においては上部にゆくに従い凝灰質な砂岩を挟み、さらにその上部は凝灰質砂岩・軽石質凝灰岩・礫岩・頁岩などと前記泥岩との互層とからなる。塩越海岸を離れて北東に赴くにつれて、横方向の岩相変化のため、軽石質凝灰岩と礫岩とが優勢となり、礫岩中の礫の大きさも大となり、清水股岳附近では、そこに分布する石英安山岩や安山岩など、今別安山岩類の岩塊を多量に含むに至り、遂に



a: 小泊層最上部の頁岩層 層理はあまり明瞭ではなく、図の中央にみられるような扁平な泥灰質団球が多い b: 塩越層の最下部の珪藻土質泥岩層 c: 凝灰質砂岩層 上部に向かうに従い泥岩との互層となる

第5図 わかめ沢上流支沢における小泊層と塩越層との整合関係を示す露頭

この火山岩類に移化している。凝灰質砂岩は暗灰色を呈し、粗粒～細粒で、粗粒な部分には白色の軽石粒を多く含んでいる。軽石質凝灰岩は灰白色を呈し、粗鬆や、軟弱な岩石で、指頭大～拳大の軽石礫をしばしば含み、また石英・黒雲母・角閃石のほか、少量の石英安山岩の岩片を含むことがある。礫岩は凝灰質基質中に指頭大～人頭大の安山岩・石英安山岩・軽石などの円礫、あるいは角礫を含むものであって、砂岩・頁岩などの他の堆積層中にかなり不規則な堆積状態をもって挟まれていることがある。

本層中の泥岩中には *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を多量に含むほか、珪藻・有孔虫・放散虫などを多量に含んでいる。これらについては隣接の小泊図幅地域内および三厩図幅地域内における同一地層（三厩図幅地域における今泉層）につき、福田理によって鑑定され、三厩図幅説明書に記されている。

本層は岩相・層序的位置・微化石などにより、秋田県男鹿半島附近における北浦層に相当するものと考えられる。

II. 1. 7 今別安山岩類

本火山岩類は、小泊層の最上部から主として塩越層と同時期に生成したと認められる、石英安山岩質より安山岩質までの一連の火山岩類を一括して命名したもので、安山岩質の岩相がその主体をなしているため「安山岩類」と呼んでいる。地質図上には岩質によって、石英安山岩・石英含有安山岩と、そのほかの安山岩とに分けて示してある。

この火山岩類の標式地は、隣接の小泊図幅地域内の北東部にあたる今別町長川に沿う林用軌道沿いである。この附近においては本岩類の下部は安山岩質ないし石英安山岩質の凝灰角礫岩および熔岩の互層からなり、この間に小泊層上部の硬頁質岩および黒色頁岩と、塩越層の珪藻質泥岩とを挟み、上部はほとんど水成岩を挟まない安山岩質の凝灰角礫岩からなっている。

この図幅地域内では蟹田背斜の北部の西翼と、津軽断層の東側とに分布している。各岩相を通じて変質作用はそれほど著しくはないが、袴腰岳・丸屋形岳に分布する岩頸状の安山岩はいくぶん変質し、また部分的には粘土化あるいは珪化している。

石英安山岩は清水股岳附近と今別川の支流上二股川下流とに分布し、両地において岩質はやゝ差異がある。

清水股岳附近のものうち、清水股沢の河谷の露出では、本岩の下部は凝灰角礫岩をなして小泊層の最上部に夾みとして現われて、主体はおもに熔岩からなり、塩越層の下部と重なり合っている。熔岩は板状の節理をもち灰白色～灰色の粗鬆な岩石で、凝灰角礫岩は熔岩とほぼ同質の岩礫を、灰白色、中粒～粗粒の火山灰質物をもって膠結したものであり、礫は普通人頭大以下であるが、時には1 m以上に及ぶこともある。

熔岩および角礫の石英安山岩は黒色の3～5 mmの角閃石斑晶を顕著に含む普通輝石紫蘇輝石角閃石石英安山岩である。

斑晶：斜長石・石英・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石に属し、1.0～2.0 mm、時に3.0 mm以上で、累帯構造著しく、一般に清澄なものが多いが、中核に塵状の包有物を多量に含むものが少量認められる。石英は比較的多く含まれている場合と少ない場合とがある。3.0 mm程度で清澄である。角閃石は長柱状自形ないし半自形を呈し、2.0～3.0 mmで、普通角閃石に属し、緑色～緑褐色の多色性を示す。

一部はオパサイト化している。普通輝石は柱状ないし短柱状の1.0 mm以下のものであり、劈開はほとんどない。紫蘇輝石は1.0 mm以下の柱状のものである。

石基：針状の斜長石・粒状の石英のほか少量の単斜輝石が散在し、これらの間をアルカリ長石と珪酸鉱物とがうめて、石英安山岩に特有な等粒状の組織を示している。

上二股沢下流に分布するものは熔岩のみからなり、灰白色～白色の粗鬆な岩石で、や>流理状の構造をもっている。

斑晶：石英・斜長石・紫蘇輝石

石英は2.0 mm程度までの清澄なもので円味を帯びている。斜長石は長さ3.0 mmまでのもので灰曹長石ないし中性長石に属する。前2者はかなり密に含まれているが、紫蘇輝石はごく少量含まれており、長柱状の長さ1.0 mm以下のものである。

石基：ガラス質で、真珠構造を示し、少量の鱗珪石・黒雲母および晶子を含み、部分的にはや>脱ガラス化している。

石英含有安山岩は図幅地域北縁部の安兵衛沢において小泊層上部の硬質頁岩と軽石質凝灰岩との互層中に挟まれた数枚の薄い熔岩流として認められる。この岩石は母衣月図幅地域内に層序的にもほぼ同じ層準を占めて続いている。岩質は暗灰色の石基中に大形の斜長石斑晶をや>疎に散点するものである。

斑晶：斜長石・石英・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石に属し0.7～0.8 mmのものが多く、大形のは2～5 mmで、一般に累帯状構造を示すものが多く、なかに中核部に塵状の包有物が多く含まれているものがある。石英はあまり多くないが1.0 mm以下で清澄であり、縁辺部が虫喰い状に融蝕されている。普通輝石は柱状～短柱状で3.0 mm程度であり、劈開に沿って2次的に炭酸塩化していることがある。紫蘇輝石は普通輝石に比較して量は少なく、1.0 mm程度の長柱状をなし、2次的に緑泥石化、炭酸塩化などしている。

石基：ガラス基流晶質組織を示し、所によって脱ガラス化し微晶質となっている。斜長石の一部と、有色鉱物のほとんどは変質して、緑泥石・炭酸塩鉱物に変わっており、部分的に他の鉱物を置換したと思われる1.0 mm程度の炭酸塩鉱物の集合体が疎に散在している。

安山岩はもっとも広く分布している。母衣月図幅内では熔岩流・岩頸などを主とする岩相に対し、凝灰角礫岩を主とする岩相を区分して図示しているが、この図幅地域内では両者は混在しており、分けて示すことは困難であるので一括した。安山岩の岩

質は一樣ではなく、大別して次の4つに分類され、すなわち熔岩・凝灰角礫岩の本源火山角礫などとして現われるものに、1) 角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩、2) 普通輝石安山岩、3) 普通輝石紫蘇輝石安山岩、および岩頸・岩脈などの貫入岩体を形成するものに、4) 普通輝石紫蘇輝石安山岩がある。しかしこれらは、互に岩体内で混在しており、相互の累重関係などの地質構造は明らかでないので、地質図では岩質による区分も行っていない。

安山岩のうち噴出したものは、小泊層の最上部の頁岩の直接上に、また一部は塩越層の下部の泥岩層の上位に載っている。一部では、すなわち鮎岳・鳴川岳附近においては、分布のうえから小泊層を切ってやゝ不整合に重なっているように見られるところがある。しかしながら全体としては下位層とほとんど時間的の間隙なく噴出したもので、たとえば本安山岩中には高石股沢の中流そのほかにおいて塩越層と同じ泥岩層(珪藻や、*Makiyama chitanii* (MAKIYAMA)などを多量に含んでいる)を挟んでおり、さらに上部は蟹田層によって覆われている。以上のことから、本岩の火山活動は小泊層の最上部あるいは塩越層の最下部と同時に開始され、塩越層の堆積期間を通じて、この図幅地域の北方を中心として行われたものとみなされる。小泊層を貫ぬく岩頸などもまた、おおむねこの時代の火山活動によるものであろう。

1) 角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩は鳴川岳・鮎岳を形成し、また今別川支流鍮菱沢下流附近および上股川の下流に分布し、熔岩流および凝灰角礫岩を形成している。岩石は青灰色～暗灰色を示し、斜長石および輝石の斑晶を比較的密に散点している。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石

斜長石は曹灰長石に属し、3.0 mm 程度までの大きさの自形ないし半自形を呈する。普通輝石は0.5 mm 程度の半自形ないし他形で、比較的密に含まれている。紫蘇輝石は3.0 mm 程度以下の自形ないし半自形柱状で、普通輝石とほぼ等量含まれている。角閃石は3.0 mm 程度の長柱状で、ほとんどまったくオパサイト化して輝石と磁鉄鉱との集合体になっており、きわめてまれにその中核に普通角閃石が残っていることがある。

石基：ガラス基流晶質組織を示し、針状の斜長石・粒状の普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱および少量のガラスからなり、部分的に孔隙を填めた形で、鱗珪石が認められる。

2) 普通輝石安山岩は高石股沢中流において塩越層の泥岩層を直接覆う熔岩流をなしている。岩石は黒色緻密で比較的大型の斜長石斑晶を含む。

斑晶：斜長石・石英（ごく少量）・普通輝石

斜長石は曹灰長石に属し、大型のものは約 5.0 mm 大であるが、多くは 3.0 mm 以下で、新鮮である。普通輝石は柱状をなし 1.0 mm 程度のものである。

石基：ガラス基流晶質組織を示し、少量のガラス中に針状の斜長石と粒状の単斜輝石・鉄鉱物を持ち、そのほかやゝ柱状にのびた外型を示す斜長石・輝石からなる聚斑状集合体が少量含まれている。2 次的に方解石が小型の孔隙を埋めて、少量散在している。

3) 普通輝石紫蘇輝石安山岩はもっとも広く分布し、今別川の東側では木無岳・横岳などを構成し、安兵衛沢・和徳沢・高石股沢などに分布している。横岳・木無岳のやゝ突起した山容を示している部分ではおもに熔岩流からなっているが、その西麓はおもに凝灰角礫岩からなっている。また今別川の西側、上股川附近ではおもに凝灰角礫岩からなっている。

凝灰角礫岩は黄灰色～灰色の凝灰質膠結物中に 30 cm 以下の角礫を多く含むものであるが、角礫の大きさは不揃いであり、時にはさらに大きな角礫をも含む。角礫はその附近に分布する熔岩流と同質の、本質火山礫のほか、泥岩・安山岩・石英安山岩などの異質火山礫を少量含むことがある。凝灰角礫岩はしばしばその基質と同質の凝灰岩ないし火山礫凝灰岩を薄く挟んでいるが、これらによって層理が示されることがあり、堆積岩をまれにしか挟まない本岩類のなかで、地質構造を知るうえに役立っている。

熔岩流は処によりやゝ厚さや見掛けなどが異なるが、凝灰角礫岩のなかに挟まれている場合に知られる限りでは、一枚の熔岩流の厚さは 10 m を超えることなく、5～6 m のものが多いようであり、しばしば板状節理を示し、時に柱状節理を示す。

熔岩流あるいは本源火山礫をなす安山岩の岩質は、処によりやゝ異なる。すなわち比較的斑晶の多いもの、少ないもの、石基の色が黒色をなすもの、やゝ灰色あるいは赤褐色をなすもの、などがある。一般には黒灰色緻密で、長石と輝石の斑晶を散点するものが多い。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は曹灰長石に属し、普通 3.0 mm 以下、時に 5.0 mm 以上で、清澄なものが多いが、時に少量の塵状包有物を含み、虫喰い状に融蝕されたものもある。普通輝石は 1.0 mm 程度の短柱状である。紫蘇輝石は 1.0 mm

以下の柱状をなし、しばしば普通輝石と平行連晶をなす。両輝石ともやゝ波動消光を示すことがある。

石基：ガラス基流晶質組織を示し、比較的多量のガラスと、拍子木状の長石、粒状の普通輝石・紫蘇輝石および鉄鉱物からなり、そのほか少量の燐灰石を含む孔隙中に、鱗珪石が認められることがある。また斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鉱物からなる聚斑状集合が少量みられる。

木無岳の西麓部、赤川附近には、本岩のなかにあまり広くはないが変質帯がみられる。変質帯のなかで、熔岩は一般には変質をあまり蒙らないでかなり新鮮であり、部分的に粘土化あるいは緑泥石化しているだけであるが、凝灰角礫岩・凝灰岩などはほとんどが粘土化あるいは珪化作用を受け、岩石は白く脆弱になり、処によっては硫化鉄鉱物がかなり鉱染し、風化面は赤褐色を呈していることが多い。この変質帯中に黒鉄式および脈状の鉄床が発見され、また一部に硫黄鉄床もあるといわれているが、その位置はわからなかった。

4) 袴腰岳と丸屋形岳は小泊層の分布地域内にあつて、突出した地形を呈し、火山碎屑岩相を伴わない安山岩をもって構成されており、安山岩の分布は小泊層の一般的な構造を切っている。袴腰岳に分布する安山岩は、母衣月図幅地域内では縁辺部で緻密質となり、小泊層を貫ぬいていることが認められている。丸屋形岳においては小泊層と接する露頭はみられないが、近くの小泊層の硬質頁岩はかなり擾乱しており、こゝの安山岩も袴腰岳と同じように岩頸状の貫入岩体であるらしい。

袴腰岳に分布する安山岩は岩体を通じて一般に結晶度の高い普通輝石紫蘇輝石安山岩で、3) の安山岩に比較して斑晶は少ないが、形は大きく石基の粒度が高い。

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 0.5～1.0 mm で、少しく炭酸塩化したものもあるが一般に新鮮である。

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。

丸屋形岳に分布する安山岩は明瞭な柱状節理を示し、岩質は袴腰岳のものによく似ているが、やゝ変質作用をうけ、とくに斑晶の輝石の一部と石基の有色鉱物のほとんどは緑泥石・絹雲母・炭酸塩鉄物などに变化して、処により、他の鉄物を置き換えて発達したと思われる炭酸塩鉄物の集合体が、斑点状に入っている。

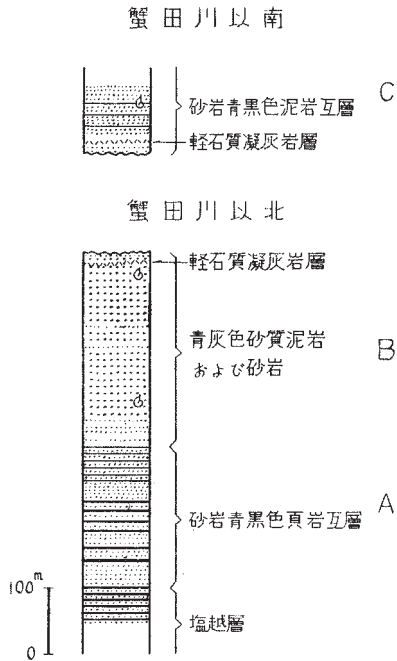
II. 1. 8 蟹 田 層

本層は、砂岩・頁岩・泥岩などの互層を主とし、凝灰岩や礫岩などを挟む地層で、処によってはそれと同時に異相の関係で凝灰岩を主体とする岩相と、礫岩を主体とする岩相とが発達している。今別向斜の地帯に、起伏の緩やかな丘陵地帯を形成して広く分布している。標式地は蟹田町塩越の小学校附近から南に向かい、中師附近から蟹田川河口附近の沖積層をへだてて広瀬附近まで、海岸の国道に沿うところであり、この路線内において蟹田層の代表的な岩相をほゞ観察することができる。

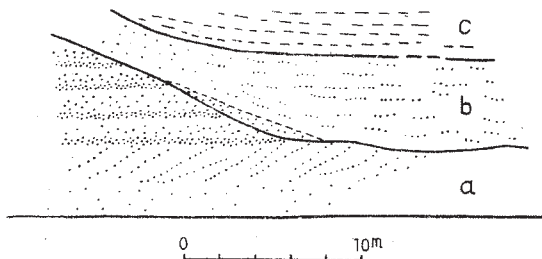
蟹田層あるいは蟹田統の名称については、さきに飯塚保五郎は大釈迦油田に分布する、磯田山層・田の沢森層・鶴ヶ坂層の3層を蟹田統として現わした。その後鈴木達夫は蟹田油田に分布する比較的上部の地層に対して、蟹田統として区分を行った。この区分によれば、蟹田統はこの図幅における塩越層をも含むものであり、その後もこの意味の蟹田統は蟹田層群などの名称で呼ばれてきたが、この図幅では再定義して、塩越層を除く上位の地層に対して、蟹田層の名称を用いることとした。

本層と下位の塩越層とは標式地附近では整合であり、境界附近では塩越層は凝灰質砂岩と暗灰色の泥岩との互層からなり、これに対し蟹田層は凝灰質砂岩と青黒色の頁岩との互層からなっており、両岩相の移り変わりは塩越小学校のやゝ南において観察することができる。今別安山岩類とは蟹田層の上部が直接にこれを被覆することもあるが、これは火山活動の中心に近い所では、安山岩が急激に厚く堆積したために、蟹田層がアバット (abut) の関係に覆っているためである。

標式地附近における本層の柱状図を第6図に示す。この附近では図に示すように下位からA.B.Cの3部層に分けることができる。従来もおおむねこの地点附近の層序をもととして2あるいは3部層に分けることがなされて来た。しかし図幅地域の全域にわたってみると、本層は岩相の側方への変化が著しく、とくに今別向斜の東翼と西翼とではかなり岩相に違いがみられ、標式地における区分をそのまま図幅全域に適用することは困難であり、また鍵層として広い地域にわたって追跡できる地層に乏しいために、この調査では本層は1層として取扱っている。たゞし精査すれば細区分を行うことは可能と思われる。この図幅地域内では正確な対比のむずかしい今別向斜の東翼と西翼とを分けて以下に記することとする。



第6図 標式地附近の蟹田層柱状図



a: 軽石質の礫を含む細礫岩と砂岩の互層 偽層がよく発達している b: 軽石質凝灰岩 c: 泥岩

第7図 蟹田南方の蟹田層の1露頭

a と b の間にみられる不整合面は、その上下において著しい構造的な違いはみられない。また b を構成している軽石質凝灰岩は、a よりや下部にあたると考えられる蟹田町中師附近の砂岩中においても薄層として挟まれている。このような不整合面は本層の堆積期間中に生じた小削剥面であり、a b の間に大きな構造的、時間的間隙はないものと考えられる。

今別向斜の東翼では北に向かうに従い、岩相は側方へやゝ変化するが、下部から上部に向かったの変化は、おおむね標式地と似た傾向を示している。すなわち下部は一般に頁岩と砂岩との互層からなるが、中部に向かうに従い青灰色の砂質泥岩と砂岩との互層に移過し、さらにその上部は凝灰質砂岩を主とし、これに灰色の粘土岩と、青黒色細粒砂岩とを挟むようになる。そして一般に上部に向かうに従い凝固の程度が不十分で、最上部は砂層と粘土層あるいは礫層との互層となり、一見第四紀の段丘礫層に似てほとんど凝固しておらず、風化するとくずれ易い。

頁岩は青黒色を示し、板状の層理をもち、表面は風化すると赤褐色を呈する。砂質泥岩は灰青色を示し、あまり層理を示さない。表面は風化するとやゝ黄褐色を呈し、時にやゝ黄色の粉をふいている。砂岩は黄褐色～灰色を示し凝灰質のものが多く、細かい軽石粒を多く含む。砂岩中にはしばしば偽層が発達するが、一般に上部に向かうほど多く見られる傾向がある。

礫岩は上部のみではなく、中・下部層のなかにも夾みとしてみられるが、とくに今別安山岩類に近づくに従い多く挟まれるようになり、礫の大きさもまた大となる。今別安山岩類に直接接している部分では拳大以上の大きさの安山岩・石英安山岩を円礫として含む礫岩からなっている場合が多い。

これに対し、今別向斜の西翼では、今別安山岩類を被覆するほかは、小泊層以下の地層と津軽断層をもって接し、本層の最下部に相当する部分は露出していない。しかし構造的にみて、この地域で下部に相当する地層は広瀬川の上流である関根股沢・西股沢・砂川沢と、蟹田川の支流である南股沢・西股沢附近に背斜構造の軸部に分布している。この下部の地層は向斜東翼地域における中・下部層にほゞ岩相的に似ているが、標式地附近で下部と中部との間にみられるような比較的明瞭な岩相の移り変わりはみられない。このような下部の地層の直上部には、この地域では白色の特徴的な軽石質凝灰岩層を挟み、さらにその上部には東翼地域における上部層に近い岩相をもった地層が発達している。軽石質凝灰岩は東翼では堆積岩中に薄く現われ、たとえば標式地附近ではさきに記したB層の最上部とC層の最下部とに夾みとして認められるのに対して、西翼では蟹田町大平の西方附近でかなり厚く発達している。この附近を離れるに従い薄くなり、また凝灰岩に伴なってほとんど米粒状～小豆状の軽石粒からなる白色粗粒の砂岩・細礫岩などが認められる。

第 2 表

採 集 地	化石名								
	1 蟹 田 川 支 流 清 水 股 沢	2 広 瀬 川 支 流 関 根 股 沢	3 広 瀬 川 支 流 西 股 沢	4 下 小 国 北 東	5 広 瀬 附 近 線 路 切 割	6 瀬 辺 地 北 方 小 川 平 附 近 (I)	7 今 別 川 支 流 和 徳 沢	8 今 別 川 上 流 鉄 道 ト ン ネル 附 近	9 瀬 辺 地 北 方 小 川 平 附 近 (II)
<i>Acila</i> sp.								×	
<i>Yoldia notabilis</i> YOKOYAMA			×						
<i>Yoldia</i> sp.								×	
<i>Glycymeris yessoensis</i> (SOWERBY)								×	
<i>Crenella</i> sp.			×						
<i>Swiftopecten swiftii</i> (BERNARDI)			×					×	
<i>Chlamys</i> spp.			×					×	
<i>Patinopecten yessoensis</i> (JAY)		×				×		×	
<i>Ostrea gigas</i> THUNBERG						×			
<i>Venericardia ferruginea</i> (A. ADAMS)			×						
<i>Nemocardium samarangae</i> (MAKIYAMA)			×						
<i>Nemocardium</i> sp.	×		×		×				
<i>Serripes laperousii</i> (DESHAYES)					×				
<i>Maetra</i> sp.								×	
<i>Spisula</i> cfr. <i>hemphilli</i> DALL					×				
<i>Macoma</i> cfr. <i>nasuta</i> CONRAD					×				
<i>Macoma tokyoensis</i> MAKIYAMA					×				
<i>Macoma</i> sp.							×		
<i>Hiatella arctica</i> (LINNÉ)					×				
<i>Panope japonica</i> A. ADAMS								×	
<i>Entodesma</i> sp.		×							
<i>Thracia</i> sp.		×							
<i>Tectonatica janthostoma</i> (DESHAYES)								×	
<i>Tectonatica</i> sp.			×						
<i>Turritella</i> sp.								×	
<i>Buccinidae</i> Gen. et sp. indet.				×					
<i>Crepidula</i> sp.								×	
<i>Echinarachnius</i> cfr. <i>laganolithinus</i> NISHIYAMA									×

採集地 1~7 は 鑑定:水野篤行

" 8 " " : 対馬坤六

" 9 " " : 田中啓策

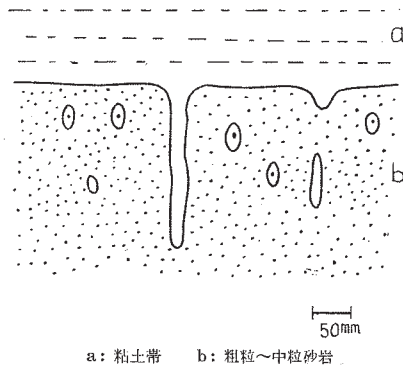
軽石質凝灰岩は白色粗鬆で、2～3 mm以下の石英粒・長石粒を多く含み、また1 mm以下の黒雲母を少量含む。さきにあげた大平西方附近では層理はほとんど認められず、不規則な偽層理様の構造が発達している。また細粒の砂質凝灰岩では縞状の葉片状の層理が認められることがある。礫岩は東翼地域と同じように上部に多く挟まれているが、とくに今別安山岩類に近い北部ではよく発達している。また津軽断層に近く、あるいは接する部分では下部または上部にかかわりなく礫岩が発達する傾向があり、礫は一般に袴腰岳ドームの軸に近い広瀬川上流あるいは蟹田川支流南股沢附近では粗粒玄武岩・硬質頁岩などを多く含み、また蟹田川上流大川目沢附近では主として硬質頁岩・黒色頁岩からなっており、礫は拳大までの大きさであり、よく水磨されている。このことは袴腰岳ドームの形成は蟹田層の堆積時期にはすでに進んでおり、これを構成する小泊層と粗粒玄武岩とが一部削剝を受けていたことを示すものである。

蟹田層中には二枚貝・巻貝・海胆類・苔虫類などの化石がしばしば含まれている。これらは主として中・上部の砂質泥岩層と、上部の砂岩層とのなかに含まれており、部分的に密集していわゆる化石床を形成していることが多く、また前者に産出する場合に比較して、後者の場合には保存が良好である。次に産出する化石のうち（第2表）、1～4の産地のものはほぼ本層の中部から、5～9の産地のものはほぼ上部から産出したものである。なお6および9の産地の露頭はこの図幅地域から南へ約100 m程度油川図幅地域内に入った地点に認められるが、参考のために記すものである。また隣接の母衣月図幅地域内からも多くの化石が発見されており、その説明書に記載されている。

このほかに本層の砂岩中には棲管が多く含まれている。棲管の外径は20～30 mm、内径は5 mm程度の泥質の壁をもったものであり、地層のラミナまたは層理に垂直あるいはこれに近く交わっているものが多く、その形状は多毛類の棲管といわれているものに似ている（第8図）。

本層はその含有化石や層序の関係からみて、北海道における滝川層ないし瀬棚層にほぼ対比されるものであろう。

隣接の三厩・母衣月両図幅地域内には蟹田層の上位に浜名層が分布している。浜名層は砂・礫・粘土からなり、植物化石や淡水貝化石（*Corbicula* sp.）などを含む地層であり、蟹田層との直接の関係は明らかではないが、構造的に水平に近いこと、砂の



第8図 蟹田層上部にみられる泥質稜管（広瀬川上流砂川沢）

なかに軽石粒に乏しいことなどから一応不整合と考えられ、このため地層は更新統とされている。その分布からみて、この図幅地域内においても浜名層の分布が当然考えられる。三厩図幅地域の浜名層のなかには亜炭層を挟むが、本図幅地域内では今別川の上流、今別町二股の南方の鉄道路線面の切割りの砂礫層に亜炭層の露出がある。この砂礫層も一応蟹田層にしてあるが、少なくともこの露頭から上位の地層は、あるいは浜名層に相当するものではないかと考えられる。たゞしこの亜炭を挟む砂礫層は、 $N 10^{\circ} W$ の走向をもち、傾斜約 $15^{\circ} W$ で、下位の介化石を含む蟹田層の上部とみられる地層とは、構造的にも、また岩相的にもほとんど差異が認められない。上記の露頭から今別川の下流では、露出が一般に不良であり、これらの関係を追跡することは困難である。よってこの夾亜炭砂礫層は、差当り蟹田層上部としたが、今後母衣月・三厩両図幅地域内において海岸線にみられる浜名層の岩相を、この図幅地域内に追跡することによって、層序はさらに明らかにされるであろう。

II. 2 第四系

II. 2. 1 段丘堆積層

平館海峡に沿った海岸近くに断片的に、また今別川・蟹田川などの河川の流域に、

いずれも川床から15～20mの高さにほゞ10～50mの間に段丘面が認められる。

段丘は、主として礫・砂・粘土からなる厚さ数mの堆積層を伴なう。

II. 2. 2 扇状地堆積層

扇状地堆積層は函幅地域の北東隅に、母衣月函幅地域内から続いて狭い範囲に分布している。本層は砂および礫からなる。

II. 2. 3 沖積層

沖積層はおもに今別川・蟹田川の流域に分布し、そのほかに東海岸の平館附近などに小範囲分布している。

蟹田川の流域では、両岸に1～2mの高さをもって、上下に2つの沖積階段が認められるところがある。

堆積物は礫・砂・粘土などからなり、蟹田町山本附近などでは未炭化の植物を層状に約0.5mの厚さに挟んでいる。

III. 応用地質

III. 1 石油

本函幅地域内の新第三系中には、古くから石油の徴候が多く認められており、石油を対象とした地質調査が行われ、試掘もしばしば試みられたが、出油をみるに至ってはいない。

この地域には石油の貯溜に適する背斜構造として、蟹田背斜・袴腰岳ドームの2構造があり、また秋田油田などにおいて石油母層として知られる女川・船川両層に対比される小泊層があるが、背斜部には小泊層の層準には粗粒玄武岩などの火山岩類が著しく発達していて、石油の貯溜をさまたげている。本調査においては各油徴につき充分確かめてはいないが、次に述べるような従来から知られている油徴は、その位置からみて、背斜の翼部に発達する鼻状構造や断層、あるいは今別向斜地域に発達する小背斜構造などに関係したものであると思われる。

従来知られている油徴および試錐の、箇所および状態の概要をとりまとめて再録すれば、次のようである。

蟹田町清水股沢上流油沢沢口の南約 30 m の地点

この附近には小泊層に属する硬質頁岩が広く分布している。原油は河底の頁岩中の割れ目から間歇的に湧出しており、気泡と水分を交えた帯緑黒色のかかなり粘調を帯びたものである。従来調査における分析結果によれば次の通りである。

原油の比重	0.952 (ポーメ度 17.1)	
初溜温度	120℃	
	分溜液容量百分率	同比重
120 ~ 150℃	4.10	0.797
150 ~ 200℃	6.50	0.821
200 ~ 250℃	8.20	0.867
250 ~ 330℃	62.90	0.881
残渣および損失	18.30	

清水股沢三股のやゝ下流西岸の地点

この附近は塩越層に属する凝灰岩・泥岩・砂岩および礫岩などからなり、原油は凝灰岩中の裂隙より滲出しており、暗褐色瀝青質である。従来調査による概略的分析結果は次のようである。

原油の比重	0.949 (ポーメ度 17.6)	
初溜温度	120℃	
	分溜液容量百分率	同比重
120 ~ 200℃	6.80	0.874
200 ~ 330℃	77.30	0.909
残渣および損失	15.90	

蟹田町わかめ沢附近

この附近は小泊層の上部にあたる黒色頁岩を主体とし、硬質頁岩および軽石質凝灰岩を挟有する地層と、塩越層の下部にあたる泥岩と凝灰質砂岩との互層とからなっている。この附近には従来からアスファルトおよびタール状原油露頭が認められていて、文献によれば珪質頁岩の破碎裂隙中に網状に侵入したものであるという。またわかめ

沢上流から口広沢の中流にわたり塩越層下部の互層中に発達する含油砂岩が報告されている。これらを対象とした試掘が行われたことがあるが、出油を見るには至らなかった（石田義雄 1953）。

蟹田町清水股沢支流長沢附近

この附近に分布する蟹田層中に試掘を行い、深度約 680 m に達したというが、当時の事情は不明である。

蟹田町高石股沢の支流吹揚沢沢口附近

この附近に分布する地層は蟹田層の凝灰質砂岩・泥岩の互層である。この附近に油徴がみられたという。かつて深度 225 m の試錐が行われた。

蟹田町蟹田川の支流砂川沢

この附近に分布する地層は、蟹田層の比較的上部にあたる砂岩層である。油徴が認められ、天狗沢附近においてロータリー式をもって試掘したことがある。

これらの箇所のほか、小泊層中には数カ所に軽微な油徴が認められる。

III. 2 温 泉

根 岸 温 泉

平館村根岸から、湯の沢の上流約 1.5 km の位置にある。この附近は粗粒玄武岩類からなり、温泉は河岸に露出する粗粒玄武岩中の割れ目から 2 カ所に湧出している。1 カ所は温度約 30 ℃、他の 1 カ所はその上流約 100 m の地点にあり、約 20℃であり、後者は加熱して用いている。成分は石膏含有苦味泉で弱アルカリ性反応を呈するといわれ、浴舎 2 棟があり、附近の人々によって利用されている。

III. 3 石 材

蟹田町磯山附近において小泊層を貫ぬく粗粒玄武岩を、海岸附近の露頭において割石として採取している。これはおもにこの附近の海岸に沿って設けられている船着場の建設および修築工事に用いられている。なお砕石は道路の補修に利用されている。

文 献

- 1) 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，1919
- 2) 飯塚保五郎：青森県大釈迦油田地形および地質図説明書，地質調査所，1929
- 3) 飯塚保五郎：青森油田の地質に就いて，地質学雑誌，Vol. 37, No. 727 ~ 732,
1930
- 4) 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，1935
- 5) Yabe, H. and Hatai, K. : The Cenozoic formations and fossils, northeast
Honsyu, Japan, Scie. Rep. Tohoku Univ., Vol. 22, No. 1, 1941
- 6) 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
- 7) 青 森 県：青森県の地下資源，1954
- 8) 佐々保雄：津軽海峡西南部兩岸の地質とその対比，北海道地質要報，No. 30,
1955
- 9) 佐々保雄：津軽海峡兩岸及び海峡部の地質概要（謄写），1955
- 10) 青 森 県：青森県地質図，1955
- 11) 田口一雄：青森油田調査報告書—蟹田地区，青森県商工課，1957
- 12) 太田良平・大沢穠・小野晃司：5 万分の 1 地質図幅「三厩」，および同説明書，
地質調査所，1957
- 13) 斎藤正次・上村不二雄：5 万分の 1 地質図幅「母衣月」，および同説明書，地
質調査所，1957

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:50,000



KANITA

Aomori, No. 11

By

FUJIO UEMURA, KONROKU TSUSHIMA

&

MASATSUGU SAITŌ

(Written in 1957)

(Abstract)

GEOLOGY

The area mapped is situated in the northern part of Tsugaru peninsula which faces to Hokkaidō across the Tsugaru strait. The stratigraphic sequence of the area is summarized in Table 1.

Table 1 Stratigraphy

Age		Formation	Volcanic rocks
Quaternary	Recent	Alluvium	Imabetsu andesites (A-Da) Horozuki volcanic rocks (R) Dolerites (B-D)
	Pleistocene	Terrace deposit	
Neogene	Pliocene	Kanita formation	
		Shiwokoshi formation	
	?	Kodomari formation	
	Miocene	Nagane formation	
		Fuyube formation	

B-D: Basalt-Dolerite A: Andesite Da: Dacite R: Rhyolite

NEOGENE

The **Fuyube formation**, which is the lowest of the Neogene exposed in this area, occurs to a small extent in the core of a dome structure (Hakamagoshi-dake dome) developed in the southwestern part of the area. It is composed of andesitic and dacitic tuff, and pumiceous tuff, intercalated with lava flows of dacite and thin layers of shale. Being subjected to alteration, the rocks are usually green in color, and in part bleached white.

The **Nagane formation** occurs in the Hakamagoshi-dake dome. It overlies the Fuyube formation, but this relationship is not seen because of the intervening of dolerite sills. The composing rocks are green, tuffaceous sandstone and tuff.

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

The **Kodomari formation** represents “hard shale and black shale” facies. It is exposed in two separate areas, the Kanita anticline in the northeast of the area, and the northern flank of Hakamagoshi-dake dome. In the Kanita anticline, the succession of rocks is as follows.

- Lower: shale, tuff and black mudstone, but this part is largely occupied by dolerite
- Middle: hard shale with intercalations of tuffaceous sandstone and tuff
- Upper: black shale containing calcareous nodules, and intercalations of pumiceous tuff and siliceous shale

The Kodomari formation in the Hakamagoshi-dake dome is composed essentially of clearly stratified hard shale with several, thin intercalations of pumiceous tuff. Organic remains, except for *Makiyama* and *Cyclammina*, are generally lacking. The Kodomari formation is correlated with the Yakumo formation in southwestern Hokkaidō, and is regarded as later Miocene in age.

Rhyolite occurring as small bodies on both wings of the Kanita anticline is a part of the **Horozuki volcanic rocks**, which are typically exposed in the Horozuki map-area to the north and consist of acidic rocks contemporaneous with the Kodomari formation.

The cores of the Kanita anticline as well as the Hakamagoshi-dake dome are largely occupied by a complex of dolerite, basic porphyrite and basalt, which are here named *en bloc* as the **dolerites**. These rocks form composite bodies comprized of intrusive sills, dykes, and in part lava flows and pyroclastic beds. They are chiefly hypabyssal and partly extrusive basic rocks contemporaneous with the hard shale of Kodomari formation.

The **Shiwokoshi formation** is typically exposed along the coast of Shiwokoshi. It begins with diatomaceous mudstone, and its main part consists of an alternation of diatomaceous mudstone, shale, tuffaceous sandstone, pumiceous tuff and conglomerate. This facies changes laterally, when traced northeastward, increasing in volcanic substance, and finally passes into the Imabetsu andesites. The mudstone and shale contain fossils of sponge, diatom, Foraminifera and Radiolaria. The Shiwokoshi formation is correlated with the Kuromatsunai formation in southwestern Hokkaidō, and is regarded as late Miocene or early Pliocene in age.

The **Imabetsu andesites** are intermediate rocks which range in composition from dacite, through quartz-bearing andesite to pyroxene andesite. The quartz-bearing andesite appears as thin lava flows interbedded in the upper part of Kodomari formation. The pyroxene andesite is the most widespread, and is petrographically subdivided into hornblende - hypersthene - augite andesite, augite andesite and hypersthene - augite andesite. It occurs chiefly as lava and tuff-breccia, contemporaneous with the Shiwokoshi formation, although a part of hypersthene - augite andesite forms volcanic neck penetrating the Kodomari formation. The dacite occurs locally, and forms lava flows and pyroclastic beds contemporaneous with the pyroxene andesite.

The **Kanita formation** is typically exposed along the coast of Kanita, and widely extends to the northwest, composing a broad syncline called the Imabetsu syncline. In the type-locality, it consists of alternating beds of semi-consolidated sandstone, shale and mudstone, intercalated with tuff and conglomerate, but the rock facies changes laterally to the northwest, tuff and conglomerate becoming predominant. Molluscan fossils are abundant, and the upper part of the formation carries thin lenses of lignite. The Kanita formation

is correlated with the Setana formation in the southwestern Hokkaidō.

QUATERNARY

The Quaternary consists of the terrace, fan and alluvial deposits.

ECONOMIC GEOLOGY

A number of oil seepages have been known in the Neogene deposits. The Kanita anticline and the Hakamagoshi-dake dome appear to be suitable structures for oil reservation, but they are largely occupied by the dolerites inadequate as reservoir rock. Oil prospectings have been carried on, but unsuccessful up to the present.

昭和34年3月25日印刷

昭和34年3月31日発行

著作権所有

工業技術院
地質調査所

印刷者 北川武之輔

印刷所 細川活版所
