

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

5 萬 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

三 厩

(青森—第 5 号)

通商産業技官 太 田 良 平

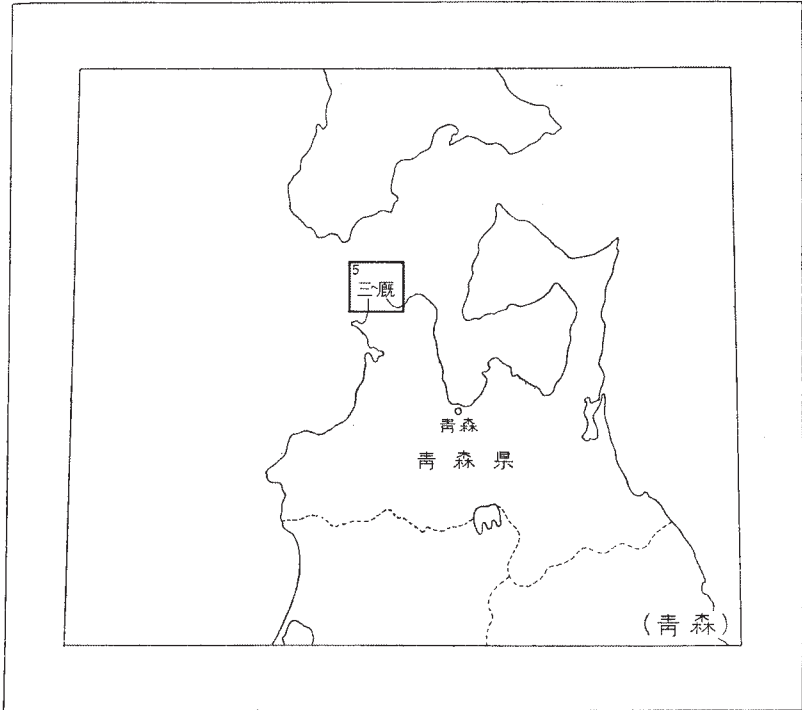
通商産業技官 大 沢 穠

通商産業技官 小 野 晃 司

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 概 説	2
II. 2 地質構造	5
II. 3 古生界	6
II. 4 新第三系	7
II. 4. 1 権現崎層	7
II. 4. 2 磯松層	10
II. 4. 3 冬部層	12
II. 4. 4 長根層	14
II. 4. 5 竜飛安山岩類	15
II. 4. 6 小泊層	21
II. 4. 7 粗粒玄武岩	23
II. 4. 8 今泉層	23
II. 4. 9 三厩流紋岩類	24
II. 4. 10 増川川安山岩	26
II. 4. 11 今別火山岩類	26
II. 4. 12 新期安山岩岩脈	27
II. 4. 13 微化石	27
II. 5 浜名層	29
II. 6 第四系	30
III. 応用地質	30
参考文献	30
Abstract	1

三 厩

(青森一第 5 号)

日本国有鉄道建設部の委託により、昭和 30 年 8 ~ 10 月の間に、筆者ら 3 名は津軽半島北端部地域の地質調査に従事した。

その地域は三厩図幅地域内の増川川以北の全域と、南隣の小泊図幅地域内の冬部沢および増川川以北の範囲に及んでおり、調査に当っては日本国有鉄道で作製した 1 万分の 1 地形図を用いた。本図幅は前記調査地域のうち、三厩図幅の範囲内を採り、筆者らが調査しなかった増川川以南の地域を本所上村不二雄技官が調査し、追加したものである。

筆者らの調査地域のうち、藤島沢以北・母衣内沢以東の地域は大沢が担当し、その他の地域は太田・小野が共同で受持った。内業では、化石の鑑定にはすべて本所福田理技官（微化石）および水野篤行技官（貝化石）を煩わした。この調査に当り三厩・小泊両役場および増川・相内両営林署から種々の便宜が供与された。また北海道大学佐々保雄教授から懇切な指導を仰いだ。

I. 地 形

本図幅地域は青森県津軽半島の北端部にあたり、海拔 400 ~ 500m の山脈が南北に連続して脊梁をなし、地形上東・西両海岸地区に分かれている。東海岸地区は東津軽郡三厩村および今別村に属し、海岸に沿い人家がほとんど連続している、宇鉄以南にはバスが通じている。西海岸地区は北津軽郡小泊村に属し、人家は母衣内^{ほろない}以外には全くなく、横泊一母衣内間は道路を欠いている。脊梁を構成する山脈は各種の安山岩からなり、概して壮年期の山容を示し峻峻であるが、^{たつび}竜飛附近および地域南西部のいわゆる緑色凝灰岩からなる山地は、晩壮年期のやゝ緩慢な山容である。今別部落背後の

浜名層からなる山地は低平な丘陵をなしている。河川の流路をみると、直線的で海岸線に直角に海に注いでいる場合が多い。構造線が河川の流路を決定している顕著な実例はないが、この地域の最高点である矢形石山山頂（586.9 m）南方、また母衣内沢やその南東にあたる片刈石沢上流などには、ほぼ南北方向のかなり直線状の谷がみられ、これらはおそらく断層谷であろうと推察される。しかしながら地表踏査のみでは、直接の証拠をみいだすことができなかった。海岸段丘地形は東海岸に沿い宇鉄以南に顕著に発達し、海拔 20～60 m の台地がほとんど連続していて、段丘面上には砂礫層を堆積しているが、処によってはこれを欠いていることもある。西海岸においては、片刈石沢入口その他でみられるが、いずれも小規模である。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域の地質は、西海岸の片刈石沢に古生層が小規模に露われるほか、ほとんど大部分が新第三紀の各時期に亘る火山岩・火山碎屑岩および堆積岩からなり、低地には第四紀の段丘堆積層および沖積層が分布している。これらの地層および火山岩類を、津軽地方で広く用いられている地質時代の各時期の区分にしたがって第 1 表に示した（これは一般の理解に便利なように、主として岩相によって対比したものである）。

古生層（P）は主として黒色千枚岩質粘板岩からなり、チャートを挟んでいる。

新第三系最下部の地層は権現崎層（G）と呼び、西海岸のカヨビ沢および片刈石沢によく露われている。カヨビ沢附近では基盤岩との関係は露出がないため不明であるが、上位の礫松層とは整合である。こゝに露出する本層は紫色凝灰角礫岩層（Gb）・紫色変朽安山岩（GP）および雑色凝灰岩層（Gt）の 3 部層に分けられる。片刈石沢附近では古生層の上位に不整合にのり、紫色凝灰角礫岩を主とし、変朽安山岩を伴っていて Gt を欠き、層厚がかなり薄く、上位層とはおそらく不整合であろうと推察される。本地域内の権現崎層は、標式地の小泊半島権現崎附近における本層の上部に相当するものであると考えられる。権現崎層の上位にある礫松層（Is）・冬部層（F）および長根層（N）の間は整合で漸移しており、長根層とその上位の小泊層（K）との

第1表 地質総括表

地質時代		層 序	火 山 岩
第四紀	現世	沖 積 層	
	更新世	段 丘 堆 積 層	
時代不詳		浜 名 層	
新 第 三 紀	時代不詳		今 別 火 山 岩 類 増 川 川 安 山 岩 新 期 安 山 岩 岩 脈
	若 山 期		流 紋 岩 質 凝 灰 角 礫 岩 層 } 三 岩 流 紋 岩 岩 脈 } 厩 流 流 紋 岩 岩 } 紋 類
	今 泉 層		粗 粒 玄 武 岩
	鱒ガ沢期	小 泊 層	AIV (石 英 安 山 岩 岩 脈) 竜 飛 安 山 岩 類 AIII (流 紋 輝 石 質 安 山 岩 岩 脈) AII (玄 武 岩 質 安 山 岩 岩 脈) AI (石 英 安 山 岩 岩 脈)
	追 良 瀬 期	長 根 層	
		冬 部 層	
		磯 松 層	
	大 戸 瀬 期	權 現 崎 層 { 雑 色 凝 灰 岩 層 紫 色 変 朽 安 山 岩 紫 色 凝 灰 角 礫 岩 層	
古 生 代		古 生 層	

間も整合である。磯松層は主として礫岩・礫質砂岩および砂岩からなり、貝化石を含む。冬部層は灰緑色の安山岩質火山礫凝灰岩を主とし、凝灰角礫岩および凝灰岩を伴わない、しばしば砂岩・頁岩を挟み、特に中部に著しく、本層中にも大形化石を産する。冬部層中には変朽安山岩の岩床または岩脈が多い。長根層は緑色砂岩によって特徴づけられている。この図幅地域内ではきわめて小地域にしか露われておらず、かつ薄い。南隣の小泊図幅地域内の磯松川流域ではかなり厚く、北方へ進むほど次第に薄くなる傾向がある。これに反し冬部層は磯松川附近では薄い、北方ほど厚くなる。

地域中央部のほとんど大部分を占めて広く厚く分布している安山岩類を竜飛安山岩

類と呼ぶ。これは冬部層堆積のほゞ中期から、小泊層堆積のほゞ中期までに活動した1つの火山体を示すもので、この火山岩体は竜飛沖北方約7 km 附近の海底まで連続している。本岩類は各種の安山岩を含み、岩質によって5種に類別し図上に示した。すなわち下部から上部に向かい、A I (石英安山岩)・A II (玄武岩質安山岩)・A III (輝石安山岩) および A IV (石英安山岩) である。なお A I を貫ぬく安山岩岩脈 (A) と、F・A I・A II および A III を貫ぬく流紋岩岩脈 (R) との地質時代については確証がないので、便宜上第1表に示した位置に配した。流紋岩岩脈のうち、竜飛崎から母衣内沢に沿いほゞ直線上に点在するものと、片刈石沢上流に現われているものとはほゞ同じ岩質であって、これらのうち2岩体は粗粒玄武岩岩脈によって貫ぬかれている。したがって、地域南東隅に広く分布している後述の三厩流紋岩類とは时期的に相違し、また岩質も類似していない。しかし横泊附近にみいだされる3岩体のみは、三厩流紋岩類のうち松脂岩質のものに酷似しているので、あるいは同時期のものかも知れない。竜飛安山岩類の大部分は冬部層の上のり、また緑色凝灰岩をそのなかに挟み、A IV は小泊層によって覆われている。この小泊層は薄く、すぐ上に今泉層がのっているので、この地域にみられる小泊層は、南隣の小泊図幅地域内に厚く分布する本層の上方の一部と考えられる。主として硬質頁岩からなり、その上部は砂質泥岩と互層しており、粗粒玄武岩 (D) によって貫ぬかれている。今泉層 (Im) は主として濃灰色泥岩からなり、珪質頁岩を伴ない、東海岸の釜ノ沢附近で小泊層の上に整合にのっている。しかし調査地域内の本層はかなり薄いものであり、小泊図幅地域内の標式地附近に分布している本層の下部に対比されるものであろう。

地域南東部に広く分布している流紋岩類を三厩流紋岩類と呼ぶ。その下部の流紋岩 (Rh) は小泊層を岩床状または岩脈状に貫ぬいており、また今泉層をも貫ぬき、その濃灰色泥岩を包有している。しかるに岩体の上部では漸移的に流紋岩質凝灰角礫岩層 (Rht) となっていて、濃灰色泥岩を挟在する。Rht の下部は塊状のガラス質流紋岩、および同岩の胡桃大～四斗樽大の角礫を有する凝灰角礫岩とからなり、上部に向かい白色、無層理の凝灰岩に漸移する。三厩流紋岩類の地質時代は、前述のように今泉層の下部に相当すると思われる濃灰色泥岩を Rht 中に挟んでいるので、おそらく今泉

層堆積の初期のものと思われる。

新期安山岩岩脈 (yA) は増川川右岸で流紋岩を貫ぬいている。この図幅地域内に分布する今別火山岩類 (I) は、輝石安山岩質の熔岩および凝灰角礫岩からなり、その生成の時代は増川川安山岩 (M) とともに、今泉層堆積とほぼ同時期またはこれ以後と考えられる。三厩部落附近に分布している浜名層 (H) は亜炭を挟んでおり、地質時代の決定は難しい。

第四系には三厩部落附近の海岸段丘上に分布する段丘堆積層 (td) と、海浜・河川流域に分布する沖積層 (a) とがある。

II. 2 地質構造

本図幅を概観すると、前節の記述で明らかのように、古生層や古い岩層ほど西方に分布していて、これらの上に多くの岩層がほぼ南北の走向で東方へ傾いて重畳し、今泉層のような新しい岩層ほど東方に分布する傾向がみられる。すなわち大局的には、この地域の地質は東方への単斜構造を示している。これは注意を要する事実であり、佐々保雄^{1) 2)}がかつて指摘したように、北海道側における白神隆起およびこれから東方の単斜構造に対応するものである。しかし詳細に観察すると地域北部では緩く南方へ傾斜しており、また地域南西部ではほぼ東西の断層で断たれて、いくつかの地塊となり、北方ほど下位の岩層が現われている。これらの地塊を通じてほぼ南北の背斜が認められるが、これは南方隣接地域の磯松背斜軸の延長に当るものである。前記の東西性の断層は、その延長が竜飛安山岩類の分布区域内に及んだ場合、その存在は不明瞭になり、地質図上に示した断層線はいずれも推定線である。増川川以東の地域については、小地域のため構造は明らかではない。増川川上流から三厩部落の西方を通り、算用師川に抜けるほぼ南北方向の断層は (三厩断層と称する)、断層両側の地質の急変によってその存在が推定される。この断層は算用師川以北においては、1本の断層としては追跡することができず、多くの小断層に分岐しているようである。すなわち、地質図に示したように、竜飛安山岩類と小泊層との境界線が山地を直線状に走る部分があり、この部分では両者はおそらく小断層で境されているように思われる。また竜飛安山岩類の上に直接小泊層がのっている所もある。これらの小断層の延長の一部はミサゴ島西方の沢に露わっていて、竜飛安山岩類のA IV と小泊層の硬質頁岩

とが直接接触し、断層面は粘土その他を伴わず、走向 N10° W、傾斜 85° E を示している。

西海岸の片刈石沢入口附近の小池の畔からほゞ北方に走り、母衣内沢に延びている断層は、転位は著しくないが、母衣内沢の3カ所でその露頭が確認される。断層面は断層粘土または角礫等を伴うことなく、走向 N15 ~ 25° E、傾斜 75 ~ 90° W である。西海岸の海浜の露頭では、ほゞ南北に走る小断層が少なからずみいだされ、小岩脈などが僅かに転位しているのがしばしばみられるが、図上には示していない。片刈石沢およびその北方のカヨビ沢附近に古い岩層が分布し、また西海岸の海岸線がかなり直線状であることなどと考え併せると、西海岸に沿ってほゞ南北方向の断層の存在が想像される。そのほか地形の項に述べたように、母衣内沢の上流、鐮泊の沢の上流と片刈石沢の上流、矢形石山頂上の南北側などにみられるほゞ南北方向の直線状の谷は断層谷の疑いがある。

竜飛崎附近を南北に走る断層は A₁ と A_{1t} との境をなし、竜飛崎の海岸に露われた露頭では、走向 N0 ~ 10° E を示し、傾斜はほとんど垂直である。この断層の南方延長にあたる部分は、露出が悪いため断層の確認はできないが、現地および空中写真による地質および地形の観察によって断層の存在が推定される。鎧島附近の東海岸でみられる断層は A_{1t} 中を走る小断層で、走向 N5 ~ 20° W、傾斜 75 ~ 90° W、落差約 40 m 内外の正断層である。

II. 3 古生界 (P)

本地域の古生層 (P) は片刈石沢下流に窓状にせまく露出している。古生層はこれから南西方約 10 km の小泊岬突端、および北西方約 20 km の北海道渡島半島などの地質構造上の隆起部にも、新第三系の基盤として露われていて、広くこの地方の基盤をなしているものと推定される。

この岩層は主として剝理がよく発達し、光沢ある黒色千枚岩質粘板岩からなるが、灰緑色千枚岩質粘板岩および千枚岩質砂岩のレンズまたは薄層をしばしば挟んでおり、露出地の南東端では黒色、塊状のチャートを伴っている。全体を通じて幅 30 cm 以下の石英脈またはレンズがみられる。露出が小面積であるが、みられる限りでは剝理面の傾斜は 20° 以下の低角が多く、その走向に一般性は認められない。小規模の揉め、

滑りがしばしばみられる。

上位層と直接する箇所はみられないが、露出地の北東端、すなわち片刈石沢と越図沢との合流点では幅 1～2 m の崖錐を隔て、新第三系最下部の Gb 中の玄武岩がのっているのが観察される。この事実と支流の小沢や細流における上位の各岩層の分布とから、本層と新第三系とは局部的には断層で接している所があるかも知れないが、一般的には本層の南東縁では礫松層の礫岩が直接に、他の周縁部では権現崎層の玄武岩および凝灰角礫岩が、それぞれ古生層を不整合に覆っているものと考えられる。

II. 4 新第三系

この地方における古生層の分布と、その上に不整合にのっている新第三系との関係からみると、新第三系堆積以前には、古生層はかなり起伏の著しい地形で露出していたものと思われる。調査地域内の新第三系は、西南北海道における福山・訓縫・八雲および黒松内の各期にそれぞれ対比される堆積岩類、およびこれらの間に挟まれ、あるいはこれらを貫ぬいている各種火山岩からなり、これらの間に不整合の特に著しいものは認められない。しかし各地層は岩相および厚さの側方への変化が著しいばかりでなく、前述のように厚い火山岩を挟み、あるいは火成岩によって貫ぬかれており、さらにまた、かなりの地殻変動を受けているので、全層序を確立するのは相当難しい。一般に化石は乏しいが、礫松層および冬部層の一部に貝化石を産する。

II. 4. 1 権現崎層

西海岸のカヨビ沢附近と片刈石沢の下流に分布する。この地域の新第三系の最下部にあたる地層で、安山岩質（一部流紋岩質）火山岩と火山砕屑岩および少量の玄武岩とからなる。本層の標式地は南隣の小泊図幅地域内の小泊半島権現崎附近で、これと本地域のものとは分布は離れているが、上位層との関係と一部の岩相の類似から同定した。カヨビ沢附近では下限が海中にあるため厚さは不明であるが、陸上でみられる限りで 300 m 以上ある。これを下位から紫色凝灰角礫岩層 (Gb)・紫色変朽安山岩 (GP) および雑色凝灰岩層 (Gt) の 3 部層に分ける。構造は半ドームの中心に Gb が位置し、GP・Gt がこの北・東・南を半円形に取巻いて分布する。

片刈石沢では古生層を不整合に覆って薄く分布する。この附近は露出状態が悪いため明確ではないが、その大部分の岩相は Gb に類似する。この地層は ① 古生層を覆うこと、② 地層の厚さは約 70 m しかないこと、③ GP および Gt に明らかに対比されるものがないこと、④ 上位には礫松層の礫岩がのること、以上の事実から礫松層の堆積前に一部削剥された可能性が大きい。しかしカヨビ沢附近では、後述するように権現崎層と礫松層とは構造的な差異がなく、また Gt から礫松層へは漸移するようにみえるので、小泊図幅地域内における知識と考え併せ、地域全体にわたる大きな不整合関係ではないと思われる。

権現崎層の火山碎屑物は一部に淡緑色で流紋岩質のものも含んでいるが、大部分は安山岩質で紫色を帯びた暗色のものが多く、上位の冬部層のものが同じく安山岩質であっても、帯青淡灰緑色など明るい色のものが多いのに較べて、特徴的である。成層状態は明瞭なものと全く不明瞭、ないしほとんど不明瞭のものがある。

紫色凝灰角礫岩層 (Gb)

これはカヨビ沢入口附近の海岸に沿って南北約 600 m の間に露出し、下限は海中にあるため不明であるが、陸上部でみられる限りの層厚は約 130 m であり、主として安山岩質凝灰角礫岩からなる。この岩石は帯紫緑色、層理不明瞭で、拳大以下の安山岩角礫をもち、粗いざらざらした感じをもっている。多くの場合安山岩角礫のほかに、淡緑色で長径 1～20 cm の、扁平に圧縮された浮石と思われるレンズ状部を含んでいる。風化面ではこのレンズ状部が凹んでいるのが特徴的であり、地層の傾斜もその並び方と、これにほぼ垂直な方向の柱状節理とから判定される。カヨビ沢から北方では岩石がかなり堅くしまり、やや平滑な節理面を示し、上記のレンズ状部をもっており、このような岩相の部分は熔結凝灰岩であろうと思われる。鏡下では少量の石英の破片が認められ酸性安山岩程度の岩質と思われるが、一部に石英の小斑晶を持つ白色の流紋岩角礫もみられるので、酸性火山活動も伴ったと推定される。このほかに基質が帯青淡緑色で、優白質岩の角礫をもつ部分が不規則にあるが、そのような所ではほとんど常に鉍染状に黄鉄鉍が生成しているので、この場合の優白質岩角礫は安山岩の珪化されたもので、基質の色の違いも、変質の差によるものと考えられる。なお、基盤岩の一部と思われる細粒閃緑岩の異質角礫もみいだされた。

カヨビ沢北方で、変朽安山岩の 2 本の小岩脈がこの地層を貫ぬいているが、岩体が

小さいので地質図上では省略してある。

上記のものと離れて、片刈石沢下流に古生層の北側および西側を取巻いて分布をするものと、カヨビ沢・片刈石沢の中間の小沢に狭く露出するものがある。厚さは見られる限りで約 70 m 以下である。この岩層は玄武岩熔岩および紫色の安山岩質凝灰角礫岩からなる。

玄武岩は紫色または帯紫緑色で、変質した斜長石または有色鉱物の斑晶が認められることがある。塊状のこともあり、不規則な節理をもつこともあるが、しばしば 2 次鉱物に埋められた気孔を有するほか、古生層の西側では熔岩流の表面と思われる岩滓状の部分がある。鏡下では斑晶は炭酸塩鉱物・緑泥石・鉄鉱などに置換された橄欖石のみで、これには反応縁はみられない。石基は結晶度が高く拆木状の斜長石の配列による流理がみられ、ほかに炭酸塩鉱物・緑泥石・鉄鉱が認められる。

安山岩質凝灰角礫岩は紫色の基質に安山岩の小角礫と、浮石と思われる淡緑色のレンズとを含むやや軟弱な岩石で、カヨビ沢附近の紫色凝灰角礫岩 (Gb) によく似ている。玄武岩熔岩との上下関係は、所によって一定していない。

本岩層と古生層との境界が直接に認められるのは僅か 1 ヶ所 (片刈石沢と越図沢との合流点の北側) である。こゝでは玄武岩が古生層の上ののっているのがみられる。他の区域では露出が不充分でもあるが、基底礫岩は認められなかった。

紫色変朽安山岩 (GP)

カヨビ沢の紫色凝灰角礫岩層 (Gb) の東側を取巻いて分布し、厚さは 20 ~ 70 m である。分布区域の南側から東側までは Gb の上位に整合に重なるが、北側では Gb の走向延長上に分布するので、こゝでは Gb と GP とは断層で接しているものと推定される。

この変朽安山岩は全体が紫色を呈し、長さ 5 mm 以下の斜長石斑晶が特徴的に多く、有色鉱物は明瞭でない。一般に緻密であって、屈曲した節理が発達して薄板状を呈する部分、角礫状で自破碎熔岩と思われる部分、および石英・方解石・緑泥石によって充填された気孔に富む部分等がある。以上の見掛けと分布とから、本岩は熔岩流と考えられる。

鏡下では斑状組織が認められ、多量に存在する斜長石斑晶は変質が甚だしく、双晶は認められるが、結晶の割れ目に沿い絹雲母・曹長石・緑簾石その他の 2 次鉱物に変

わっている。初生有色鉱物斑晶はすべて緑泥石その他の鉱物に変わっていて、原鉱物の判定が難しい。石基は毛氈状組織で、微細な長柱状斜長石および粒状の鉄鉱の間隙を、緑泥石および方解石等が填めている。

雑色凝灰岩層 (Gt)

紫色変朽安山岩の東側を取巻いて整合に重なって分布し、厚さは70～180 mである。本層は上・下2部に大別される。下部は紫色～暗緑色で、よく成層した細～粗粒凝灰岩・安山岩質火山礫凝灰岩および凝灰質砂岩の互層である。一般に細粒岩は紫色で、粗粒岩は緑色を呈する傾向がある。カヨビ沢ではその上にGbと岩相が酷似する紫色安山岩質凝灰角礫岩(厚さ30 m)をレンズ状に挟む。上部は雑色の火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩の互層で、半ドームの南部ではさらにその上に安山岩の巨角礫を含む暗緑色無層理凝灰角礫岩が重なる。なお、この凝灰角礫岩の上部では、礫は垂円礫程度にやゝ円味を帯びたものが多く、それから上位は露出を欠いて、礫松層の安山岩質円礫岩(Isの下部)が重なっている。両礫岩の基質は同様の凝灰質物で、両者の正確な関係は不明であるが、漸移的である。

カヨビ沢では大きな変朽安山岩岩脈に貫ぬかれて上部を欠き、海岸の半ドームの北部でも最上部は変朽安山岩岩脈によって貫ぬかれている。

II. 4. 2 礫松層 (Is)

本層は西海岸のカヨビ沢から片刈石沢にかけて権現崎層の上位に、局部的には同層を欠き直接に古生層の上ののっている。厚さは100 m以下である。本層の標式地は小泊回幅地域内の礫松川上流である。

本層と古生層との関係を直接に示す露頭はみられないが、両層の分布から、一部では小断層によって接するかも知れないが、大部分は被覆関係にあると考えられる。権現崎層との関係はこれを要約すると、① 本層はGb・GP・Gtと構造的に差異がない、② Gtとは岩相が漸移する、③ 片刈石沢では権現崎層の一部が剝された上に礫松層がのっている可能性が大きい、④ 南方隣接地域(小泊半島、礫松川など)では明らかな不整合を示す証拠はみられない。以上の諸事実から、カヨビ沢附近では整合であるが、片刈石沢では局部的不整合であると推定した。

本層は細礫～巨礫礫岩・礫質砂岩または黒色頁岩などからなり、貝化石と炭質物と

を産する。また変朽安山岩岩脈によって貫ぬかれている。カヨビ沢南方では、本層は下位から安山岩巨礫礫岩・砂岩頁岩互層およびチャート細礫礫岩の順に重なり、上部に貝化石を産する。他の地域では上記の岩相の一部しかみられないが、これは露出が不完全なためだけでなく、岩相および厚さがいずれも側方にはげしく変化しているためと思われる。

安山岩巨礫礫岩は緑～紫色安山岩と少量の流紋岩との巨円礫（まれに径 1 m，一般に 30 cm 以下）および中円礫を、暗緑色の粗粒凝灰質の砂質物が填めていて、淘汰はあまりよくない。なお基質中には古生層のチャートの細礫を含んでいる。砂岩頁岩互層は黄褐～褐灰色の粗～細粒凝灰質砂岩（時に礫を含む）と黒～灰色頁岩との互層で、よく成層している。その上にチャートの細礫を凝灰質粗粒の砂が填めた細礫礫岩と、礫質中～粗粒砂岩とが重なる。

カヨビ沢南方では砂岩頁岩互層の上部に貝化石を多産する層がある。採取した化石は次の通りで、鑑定は水野篤行による。

Littorina (Littorivaga) sp. (夥)

Sericominolia sp.

Protorotella yuantaniensis MAKIYAMA

Turritella sp. (夥)

Sinum cfr. *Planulatum* (RECLUZ)

Cerithidea cfr. *sugaii* MIZUNO et FUJII (MS.)

Cerithidea ? sp.

Vicaryella cfr. *Otukai* NOMURA

Searlesia cfr. *kurodai* MAKIYAMA

Nassarius cfr. *iwakianus* NOMURA et HATAI

Chlamys ? sp.

Ostrea sp. (夥)

Pillucina ? sp.

Felaniella sp.

“*Cardium*” sp.

Callista sp. (夥)

Pitar itoi MAKIYAMA

Dosinia nomurai OTUKA

Katelysia nakamurai IKEBE

(夥)

Tapes ? sp.

上記の層準から約 20 m 上位の最上部細礫礫岩の下部にも、礁状に *Ostrea* の団塊を産する。カヨビ沢北方の海岸にも同様の *Ostrea* の団塊の転石が見られるが、ここでは露頭はみられない。そのほか砂岩頁岩互層から上位の粗粒質岩には、しばしば貝化石の破片を含んでいる。カヨビ沢では変朽安山岩に貫ぬかれる細礫礫岩（礫はチャートと安山岩との円礫）中に、次の化石を産する。

Ostrea sp. (cfr. *gravitesta* YOKOYAMA)

Callista sp. (夥)

越戸沢入口には、礫岩よりも見掛け上、下位に黒色炭質頁岩の露頭があり、石炭を賦掘したと思われる旧坑がある。また下流の古生層の分布区域の崖錐堆積物のなかに、本層からのものと思われる炭質物がみられた。

本層を貫ぬく変朽安山岩は青緑～帯紫緑色を呈し、斜長石斑晶の顕著なものと、ほぼ無斑晶状のものがある。

II. 4. 3 冬 部 層 (F)

本層は調査地域南西部に広く分布し、磯松層の上位に整合に重なる。火山岩・火山碎屑岩に富み、権現崎層（および A_{1t}）とともに本地域のいわゆる緑色凝灰岩を構成する。灰緑色の安山岩質火山碎屑岩と砂岩・泥岩とが主体をなし、一般に成層が認められる。海棲貝化石を産するほか、時に炭質物を含んでいる。火山碎屑岩はもちろん、本層中に挟まれあるいは貫ぬいている熔岩流・岩脈・岩床等は、いずれも安山岩質であって、流紋岩質のものはない。熔岩流・岩脈または岩床等をなす安山岩は著しく変朽し、変朽安山岩と称すべきもので、Pr として図示してある。

本層は小泊図幅地域内の冬部沢を標式地とするが、調査地域内では全体が連続して露出している所がないため、層厚は部分的に測られるのみである。カヨビ沢北方の海岸では 220 m、片刈石沢の中・上流では 700 m、冬部沢（図幅地域外）では 450 m 以上であるが、南に隣接する地域も含めて、南方ほど顕著に薄くなる傾向を有する。この地域内では本層の上に竜飛安山岩類が整合に重なっている。これは各地域ごとに凝

灰岩・火山礫凝灰岩などの比較的細粒の火山砕屑岩を堆積させた活動から、主として熔岩流と粗大な凝灰角礫岩とを堆積させた活動（あるいは環境）に移ったことを示すものであって、竜飛安山岩類によって覆われている各地層が、すべて同層準であることを意味するのではない。冬部層堆積の中期以後から小泊層堆積の中期頃まで、本地域が竜飛安山岩類を流出した激しい火山活動の中心であったものと思われ、冬部層・竜飛安山岩類および小泊層は互に複雑な関係にある。

本層のうちで、カヨビ沢・片刈石沢附近に分布するものは礫松層の上位に重なり、横泊南方の海岸では竜飛安山岩類の最下部のA Iに、片刈石沢の中・上流ではA IIIによって、それぞれ覆われる。

火山砕屑岩としては火山礫凝灰岩および粗粒凝灰岩が多く、中・細粒凝灰岩および凝灰角礫岩がこれに次ぎ、火山円礫岩も少量含まれている。火山礫凝灰岩には種々の岩相のものがあるが、普通にみられるものは基質が灰緑色、粗鬆で、そのなかに胡桃大以下の淡紅・濃灰・灰緑・灰白・濃緑色等の角礫を多量に包有している。これらの角礫は安山岩および凝灰岩で、まれに浮石・チャートまたは流紋岩であり、鶏卵大～拳大に達することがある。基質は無層理、塊状のもの、僅かに成層しているもの、またはよく成層しているもの、などいろいろある。細～粗粒凝灰岩および凝灰角礫岩は、角礫あるいは基質の粒度を異にするだけで、一般的な性質は火山礫凝灰岩と同様である。火山円礫岩は凝灰質の基質中に安山岩・頁岩および凝灰岩などの径20 cm以下の円礫～亜円礫を含むもので、円礫を含むこと以外は凝灰角礫岩とほとんど変わらない。本層中にしばしば挟まれている泥岩は岩質が一律ではなく、淡黒色、緻密、堅硬のもの、黄褐色でやゝ脆弱のもの、黒色で風化し易いものなどがある。砂岩には黄褐～灰緑色で無層理塊状のもの、規則的に成層したものなどがある。

変朽安山岩は岩脈または岩床をなすものと、そのほかに露出不充分のため熔岩流であるか岩床であるか不明のものがあるが、明らかに熔岩流と認められる場合は少ない。この変朽安山岩は変朽が常に著しく、この岩層の上位にある竜飛安山岩類とは明瞭に区別しうる。肉眼では青灰色の石基中に斜長石斑晶が散在した緻密な岩石で、鏡下では変質作用が著しく進んでいて、斑状組織が辛うじて認められるが、斑晶はすべて分解して2次鉱物に変化しており、斜長石・輝石の判別も困難なほどであるが、時には斑晶斜長石の一部が新鮮に残っている。石基は毛氈状あるいは間粒状で汚濁が甚だし

く、斜長石・石英・鉄鉱・曹長石・方解石・緑泥石および緑簾石等からなる。

カヨビ沢北方の海岸では、下位から砂岩頁岩互層・変朽安山岩・各種凝灰岩互層の順序に重なる。砂岩頁岩互層はよく成層した灰緑～灰褐色凝灰質中～細粒砂岩と黒色頁岩との互層で、灰綠色粗粒凝灰岩～火山礫凝灰岩を挟む。変朽安山岩は淡灰緑～淡褐色で斜長石の斑晶をもち、不規則な空隙と白色の細脈のある岩石で、あまり硬くなく、規則的な節理はほとんどなく、その風化の様子は一見無層理の凝灰岩のようで、局部的に角礫状構造をもっているが、厚い熔岩流と思われる。各種凝灰岩互層は安山岩質火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩を主とし、中～粗粒凝灰岩および凝灰質砂岩～泥岩を伴う互層で、よく成層している。このうちの凝灰角礫岩は、灰緑～暗緑色の基質に径 10cm 内外の帯紫褐色、細粒、緻密の両輝石安山岩角礫を比較的少量含んだものである。

片刈石沢入口によく露出する灰綠色粗粒凝灰岩～火山礫凝灰岩・凝灰質砂岩および黒色頁岩の互層は、上記の砂岩頁岩互層にあたるものと思われる。青灰色凝灰質粗～中粒砂岩中には、炭化した木片が含まれている。また片刈石沢入口の北岸からの転石とみなされる凝灰質砂岩中に、次の化石が発見された。

Lima cfr. *smithi* SOWERBY

Mytilus cfr. *k-sakurai* NOMURA et HATAI

Nuculana sp.

また片刈石小沢（矢形石山頂上から北西に向かう片刈石沢の支流）の古生層との境から約 300 m 上流の凝灰質砂岩中から、次の化石を産する。

Chlamys cfr. *nisataiensis* OTUKA

七ツ滝沢のものは黒色頁岩・灰綠色粗粒凝灰岩～火山礫凝灰岩および青灰色凝灰質砂岩～泥岩などの互層で、数枚の変朽安山岩岩床によって貫ぬかれている。

本層中の微化石についての調査結果は記述の都合上、他層のものと合せて微化石の項に記載する。

II. 4. 4 長根層 (N)

本層の標式地は小泊図幅地域内の市浦村相内の東方にある長根沢であって、磯松川（図幅地域外）では厚さ 400 m に達しているが、北進するほど薄くなり、この図幅地

域内では南縁の小地域にしか見られない。標式地では本層は、主として灰緑色の中～細粒凝灰質砂岩（いわゆる緑色砂岩）からなり、層理がよく見られるが、まれに小豆大以下の円礫に富む地層を有する場合があり、また無層理の場合もある。本層中には上位の小泊層に近く厚さ 1.5～2 m の白色、塊状の凝灰岩を挟んでいるのが認められることがある。

この図幅地域内では、下位の地層が露われていないため厚さは不明である。帯青淡灰緑色、無層理～層理に乏しい中粒凝灰質砂岩・黄褐～黒褐色砂岩～泥岩・灰緑色安山岩質凝灰岩～火山礫凝灰岩などからなる。

II. 4. 5 竜飛安山岩類

地域中央部のほとんど大部分を占めて分布する安山岩類は非常に厚く 1,000～1,200 m に達し、しばしば碎屑岩や火山碎屑岩等を挟んでいる。外観および岩質において多種多様の種類を含み、これらを次の 4 種に大別した。

A IV (石英安山岩)

A III (輝石安山岩)

A II (玄武岩質安山岩)

A I (石英安山岩)

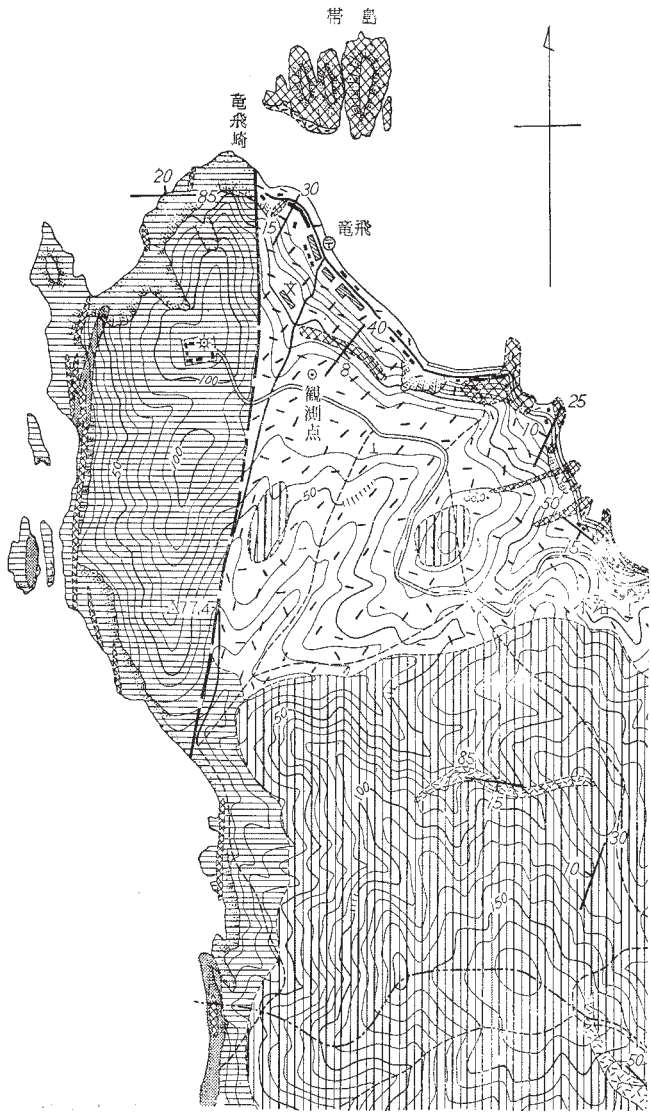
北方の竜飛附近を除けば地形の峻峻および露出不充分のため、本岩類の分類および地質図上の表示にはかなり無理がある。

上記 4 種の噴出順序については既述した。なお AI を貫ぬく安山岩岩脈、A III を貫ぬく流紋岩岩脈があり、これらの正確な地質時代は不明であるが、便宜上本岩類に含め説明する。竜飛安山岩類はかなり厚く、またその分布はこの附近に限られ、隣接地域には連続していないので、原形を失った 1 つの火山体の存在を示すものと思われる。

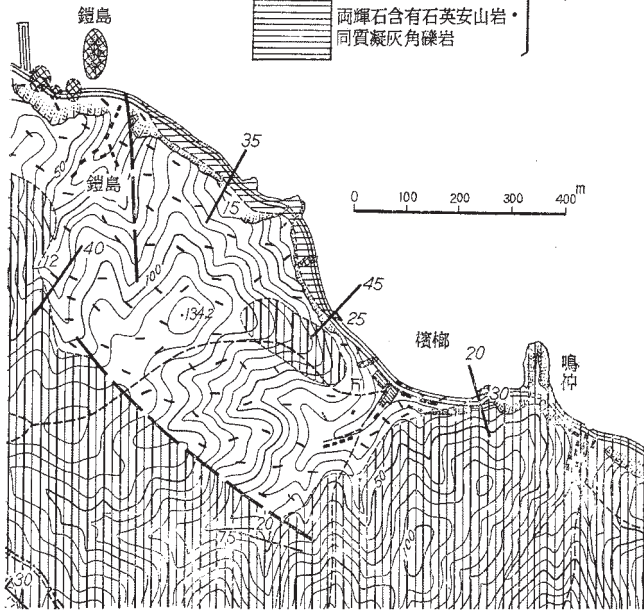
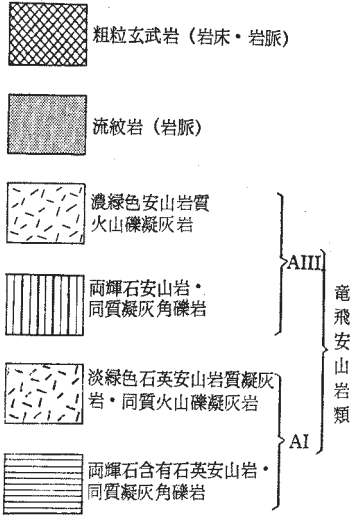
A I (石英安山岩) A₁・A_{1b}・A_{1t}

これは竜飛崎附近から西海岸に沿い横泊附近までの間に分布しており、熔岩を主とする部分 (A₁) と淡緑色凝灰岩を主とする部分 (A_{1t}) とに分けられる。

A₁ 熔岩を主とする部分は少量の凝灰角礫岩を伴ない、厚さは 50～120 m である。熔岩は青灰白～青灰色を呈し、多くは緻密、堅硬であるが、部分的には多孔質な石英



第1図 竜飛附



近 精 查 図

安山岩で、斑状組織はあまり明瞭でなく、一般に有色鉱物が少ない。板状節理の発達に特に顕著である。凝灰角礫岩は上記熔岩および暗青灰色、斑状、ガラス質で有色鉱物斑晶のやゝ認められる石英安山岩との2種の角礫を凝灰質物が充填したものである。前者のような岩質の角礫は屏風岩附近のものに特に多い。

屏風岩附近の熔岩を鏡下に検すると、両輝石含有石英安山岩に属し、斑晶は斜長石(中性長石)を主とし、紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱を伴っている。石基はガラス基流晶質～毛氈状組織を示し、緑泥石化作用を受けている。竜飛崎附近の凝灰角礫岩中の角礫を鏡下に検すると、普通輝石含有紫蘇輝石安山岩に属し、斑晶は斜長石(中性長石)・紫蘇輝石および普通輝石からなり、鉄鉱を伴わない、石基はガラス基流晶質～ガラス質組織である。前記の熔岩に比べ、変質作用をほとんど受けておらず、また有色鉱物が多い。

前述のようにA I(石英安山岩)中にはしばしば凝灰角礫岩が挟まれ、横泊附近ではすこぶる厚く200 mに達するので、地質図上には特にこれを示した(図上のA₁b)。人頭大以下まれに四斗樽大以下の安山岩角礫を灰黒色火山灰が凝結したもので、この岩石の分布区域は峨々たる山容を呈する。横泊部落北方の沢ではこの凝灰角礫岩中に厚さ3～10 mの灰緑色凝灰岩が3層挟まれている(図幅上には省略)。

A₁t 竜飛附近は岩石の露出が良く、この附近の地質を第1図に示した。部落附近の海岸に沿い、淡緑色の凝灰岩および火山礫凝灰岩が顕著に露出し、厚さは地表に露われている部分および試錐の記録から計算すると、少なくとも350 mである。凝灰岩は淡緑灰～帯黄灰白色を呈し、中粒、塊状でやゝ軟弱であり、上部に多い。火山礫凝灰岩は濃緑灰～淡緑灰色でやゝ軟弱であり、各種石英安山岩角礫を含有している。この角礫はしばしば大形となり、凝灰角礫岩に移化することがあり、また小豆大程度の火山岩円礫を多数含有し、火山円礫岩と称すべきものもある。これら火山碎屑岩中に含有されている角礫(時に円礫)の岩質は、A I(石英安山岩)熔岩の岩質と酷似している。

母衣内沢中流にも、竜飛附近に分布するものと同様の岩質の岩石が、熔岩中に挟まれてみだされる。また母衣内部落の南東方海岸の2カ所にもあり、そのうち西方のものは整然とした層理を示し、人頭大以下の安山岩角礫を含んでいるが、かなり円くなったものもある。東方のものは淡緑色の凝灰角礫岩または火山礫凝灰岩である。

安山岩岩脈 (A)

西海岸の母衣内一横泊間の海岸に沿い 10 本（燕ノ滝北方の岬付近では 5 本あるが、地質図上では省略し 3 本しか示されていない）の岩脈があり、また横泊南方海岸にも 3 本（地質図上では 1 本）の岩脈がある。いずれもほぼ同じ岩質で AI および冬部層を貫ぬき、幅 1.5 ～ 2 m である。肉眼では全体が青黒色を呈するが、風化して濃褐色となり、個々の斑晶はあまり明瞭ではないが、斜長石および輝石は長さ 0.8 ～ 1.2 mm である。鏡下で検するとやゝ基性の安山岩で、斑状組織が認められ斜長石斑晶に富む。斜長石は曹灰長石～亜灰長石に属し、おゝむね清純で累帯構造は著しくない。ガラス・緑泥石等をしばしば包有し、時には割れ目に沿い曹長石化または絹雲母化が進んでいる。輝石斑晶は少量であり、緑泥石化作用のため紫蘇輝石・普通輝石の判別が難しい場合が多く、比較的新鮮な薄片では紫蘇輝石が認められる。石基は塊間状組織を示し、微細な拆木状の斜長石・粒状の単斜輝石および鉄鉱の間を緑泥石が填めている。

A II (玄武岩質安山岩) A₂

これは母衣内沢に沿い AI (石英安山岩) を覆って分布し、厚さは 200 ～ 250 m である。下部はほとんど熔岩流のみからなるが、中～上部には火山碎屑岩類を伴っている。熔岩は緻密、堅硬で全体が暗緑黒色を呈し、一般に斑状組織は明瞭でない。節理に富み玉葱状構造がみられる。火山碎屑岩類としては、凝灰角礫岩が最も多く、これは上記の岩石の拳大程度の角礫を凝灰質物質が充填したもので、数 m ～ 10 数 m の厚さのものが多い。そのほか淡緑青～青緑色の火山礫凝灰岩がみられる。熔岩を鏡下に検すると、斑晶は斜長石（曹灰長石に近い亜灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石（著しく変質）および鉄鉱からなり、石基は間粒状組織で、拆木状の斜長石、柱状または粒状の単斜輝石および粒状の鉄鉱等からなる。

A III (輝石安山岩) A₃

これは冬部層・AI (石英安山岩) および A II (玄武岩質安山岩) などを覆い、地域中央部に広く分布している。熔岩流および同質の火山碎屑岩類からなり、厚さは 500 ～ 750 m である。熔岩流をなす岩石には色々あるが、最も多いものは緑青灰～暗緑青色を呈し、緻密、堅硬で、斑状組織が明らかである。凝灰角礫岩は上記の岩石の牛頭～拳大の角礫を凝灰質物質で充填されたもので、熔岩流とは互層をなし、あるいは密雑している。また火山礫凝灰岩も多く、凝灰角礫岩と移化している。

既述のように A III は種々の輝石安山岩を一括したもので、肉眼的には種々のものがあるが、これらの大部分のものは鏡下に検すると著しい差異はなく、いずれも両輝石安山岩に属し、斑晶は斜長石（おおむね曹灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鈦からなり、石基はガラス基流晶質～毛氈状組織で、緑泥石化作用・炭酸塩化作用・および珪化作用を受けたものが多い。しかし冬部層中に挟まれ、あるいは貫ぬいている変朽安山岩とは、変質の程度によって容易に区別しうる。しかし A III に包含した岩石中には、下部には A II（玄武岩質安山岩）にみられたようなやゝ塩基性の安山岩もあり、中部から上部にかけては、石英安山岩に近いやゝ酸性の安山岩があるが、いずれも少量である。

倉ノ沢（矢形石山頂三角点附近から東流し算用師川に合する沢）では、本岩中にいわゆる緑色凝灰岩が挟まれている（地質図上には省略）。これは灰緑色の火山礫凝灰岩を主とし、整然とした層理を示し、泥岩を挟んでいる。また附近には泥岩のみの夾みが生じられる。倉ノ沢から東方 2 番目の沢にも、いわゆる緑色凝灰岩の転石がみられるが露出はない。倉ノ沢—御神酒沢（算用師川上流から算用師峠方面に分かる支流）附近以西の岩石は一般に変朽が進んでいる。

流紋岩岩脈 (R)

流紋岩岩脈には灰白色の石基中に径 1～1.5 mm の石英が顕著に散在するものと、ガラス質で全体が淡緑色を呈し、そのなかに微細な石英粒が辛うじて認められるもの、との 2 種がある。前者は竜飛崎から西海岸を経て母衣内沢に沿った 7 カ所、また片刈石沢上流の 1 カ所と、算用師峠東側直下（転石のみで露出がみいだされなかったので図示してない）との合計 9 カ所にみいだされ、後者は横泊附近の 3 カ所に認められる。

竜飛崎—母衣内沢—片刈石沢上流—算用師峠にかけて NNW-SSE の方向に点々と分布するものは、冬部層・A I（石英安山岩）・A II（玄武岩質安山岩）および A III（輝石安山岩）等を貫ぬいており、既述のように 2 カ所（母衣内部落のすぐ北方と母衣内沢最上流）では粗粒玄武岩（岩体が小さいので地質図には記載してないが、母衣内部落のすぐ北方の岩体のみ第 1 図に記載してある）によってさらに貫ぬかれている。

この岩石は一般に堅く、肉眼では斑状組織を示し、灰白色の石基中に長さ 1～2 mm の斜長石および石英が顕著に散在している。鏡下では斑状組織が認められ、斑晶は斜長石および石英からなる。斜長石は新鮮なものは少なく、一般に汚濁している。石英

は破片状のものが多く、円味を帯びている。有色鉱物斑晶は認められないが、まれに緑泥石化した黒雲母を認めることがある。ほかに少量の鉄鉱がある。石基は微晶質である。

これらのうち、屏風岩と母衣内沢とのほゞ中間にあつて、粗粒玄武岩によって貫ぬかれている岩体は、上位の凝灰角礫岩と下位の石英安山岩との間に岩床状に進入したもので、走向N10° W、傾斜20° Eを示し、厚さは少なくとも30 mあつて、冷却面に垂直に径5～8 cmの柱状節理が発達している。

横泊附近に分布する3本の岩脈はいずれもA I (石英安山岩)を貫ぬき、幅は10～10数mである。肉眼では全体が淡緑色を呈し、斑晶は小形で少なく、長さ1.5 mm以下の斜長石および径0.4 mm以下の石英の両斑晶が点在していて、しばしば径2 mm以下の小さい安山岩角礫を包有している。鏡下では斑状組織が認められ、斑晶は斜長石および石英からなる。斜長石は中性長石に属し、累帯構造は著しくない。石英は六角形であるが、融蝕のため石基部が穹入しており、破片状のものもある。有色鉱物斑晶は認められないが、黒雲母の仮像をした緑泥石が認められる。石基はガラス質である。

A IV (石英安山岩) A₄

これはA III (輝石安山岩)を覆い小泊層によって覆われ、鐮泊一三厩間の西方の山地に分布している。熔岩流および同質の火山砕屑岩からなり、厚さは400～500 mである。熔岩流をなす岩石には色々あるが、最も特徴的なものは青灰～淡青色を呈し、緻密、堅硬で、部分的に多孔質の岩石であつて、これは一般に有色鉱物が少ない。火山砕屑岩としては凝灰角礫岩が最も多く、これは上記の岩石の牛頭～拳大の角礫を凝灰質物質が充填していて、熔岩流とは密雑することが多く、また火山礫凝灰岩と呼ぶべきものもある。この熔岩を鏡下に検すると、両輝石含有石英安山岩に属し、斑晶は斜長石(中性長石)・紫蘇輝石および普通輝石で、まれに角閃石を伴っている。なお微斑晶として鉄鉱を有する。石基はガラス基流晶質～微晶質組織で、緑泥石化作用および珪化作用を受けているものが多い。

II. 4. 6 小 泊 層 (K)

本層の標式地は小泊図幅地域内の小泊附近であつて、長根層の上位に整合にのつて

いる。この地域内では、その関係は図幅地域南縁で認められる。これから三厩断層の東側に沿い、ほとんど連続して北東方へ延び、ミサゴ島附近にまで及んでいて、釜ノ沢附近では今泉層によって整合に覆われている。この分布状況および上・下位の岩層との関係や、本層の一般走向が $N10^{\circ} E \sim N30^{\circ} W$ である点から考えると、図幅地域南縁や増川川上流（図幅地域外）附近に分布するものは本層の下部であり、釜ノ沢附近に分布するものは上部であると考えることができる。この上部と下部とでは岩質にやや相違点がみられるが、両者の境界線を設けることは困難である。

本層の下方部は増川川沿岸（図幅地域外）に最もよく露出しており、本図幅地域内に連続している。その大部分は海成の細粒碎屑岩からなり、少量の火山碎屑物を伴なう。一般的な岩相は 5～20 cm、通常 10 cm 内外の厚さの濃灰～黄褐灰色の硬質頁岩と、1 cm 以下の厚さの灰色の軟らかいシルト岩との板状の規則的な互層であって、層理面に沿って割れ易い。その他、濃灰～黄褐灰色で特に硬い珪質頁岩、および青灰色を呈しやゝ軟弱で層理の不明瞭な砂岩～泥岩を挟んでいる。大形化石は産しないが、頁岩中に *Sagarites* の化石を含む。

本層の下方部はしばしば粗粒玄武岩の岩床によって貫ぬかれているほか、増川川支流小豆沢（図幅地域外）では、帯紫褐色で無数の杏仁をもった玄武岩角礫～亜円礫（火山弾？）を含む本質凝灰角礫岩を挟んでいる。

本層は増川川沿岸で最も厚く、流紋岩に貫ぬかれているため真の厚さは不明であるが、そこでは少なくとも 800 m に達する。

東海岸の藤島沢附近以北に分布する地層は小泊層の上方部で、下方部とはかなり岩相を異にし、硬質頁岩および砂質泥岩からなり、砂岩および凝灰岩を伴っていて、3枚の粗粒玄武岩岩床（厚さ 20～30 m）によって貫ぬかれている。厚さは 200～300 m で今泉層によって整合に覆われている。この区域の本層の上部はほとんど硬質頁岩からなっているが、下部は硬質頁岩と砂質泥岩との互層からなり、釜ノ間の沢でみられるように時々砂質泥岩を主とすることがある。この砂質泥岩は淡灰～淡青灰色でやや軟弱であり、またやゝ凝灰質のものもある。砂岩は淡青緑灰～淡緑灰色、軟弱、粗粒、やゝ凝灰質であって、本層の上部に 0.2～1.5 m の薄層として挟まれている。なお釜ノ間の沢でみられるものは淡緑色、軟弱、中粒、凝灰質で、1.2 m 内外の厚さがあり、A IV（石英安山岩）に属するガラス質の石英安山岩質凝灰角礫岩の上に直接の

っている。凝灰岩は淡黄灰～淡灰色，軟弱塊状，細粒～中粒で，ときに浮石が点在している。

II. 4. 7 粗粒玄武岩 (D)

この岩石は半島北端の竜飛崎から東海岸を鯉島にかけて，A_{1t}（淡緑色凝灰岩）を岩床または岩脈として貫ぬき，これに接触変質を与えているほか，西海岸の竜飛崎—母衣内附近，母衣内沢上流および燕ノ滝東方の諸処にもみいだされ，注意すべきことは流紋岩岩脈または岩床をさらに貫ぬいている（第1図参照）。竜飛部落附近の東海岸では幅10～40 mであるが，西海岸にあるものは幅1～2 mのものが多く，地域南部では小泊層中に岩床をなしてみいだされる。

これらのものはいずれも肉眼的にはほぼ同様の外観で，全体が青黒色を呈し，無斑晶状である。しばしば2次鉱物に充填された気孔をもっている。進入面にほぼ垂直な柱状節理と，平行な板状節理とを示すことがあり，また特徴的な玉葱状の構造を呈する。

これら粗粒玄武岩を鏡下に検すると，著しい差異はなく，斑状組織が認められるが，斑晶は少なく，斜長石（亜灰長石）および普通輝石からなる。橄欖石は認められないが，まれに仮像がみいだされる。石基はオフィティック組織を示し，斜長石・単斜輝石・鉄鉱および曹長石・緑泥石・方解石等の2次鉱物からなる。

II. 4. 8 今泉層^{註1} (Im)

本層の標式地は小泊図幅地域内の十三湖の北東岸の今泉部落附近である。図幅地域内では，東海岸近くに南北に断続して分布していて，これらのうち三厩部落附近でみいだされるものが最も厚く，流紋岩質凝灰角礫岩層 (Rht) 中に挟まれ厚さは50 m内外である。藤島沢入口附近では流紋岩 (Rh) 中に小範囲にみいだされるが，これは包有されたものらしい。また釜ノ沢附近では小泊層の上に整合にのり，流紋岩によって

註1) 昭和30年，津軽半島北端地域の調査の際に，佐々保雄・斎藤正次・太田良平・大沢巖・小野晃司・対馬坤六・上村不二雄・品田芳二郎・三梨昂・福田理などによって命名されたものであるが，本稿脱筆後に発表された小高民夫の論文 (Saito Ho-onkai Museum Research Bulletin No. 24, 1955) 中では，今泉附近の異なる地層（本図幅の小泊層の上部にほぼ相当するものと思われる）に対して今泉層の名称を用いている。

貫ぬかれている。本層は濃灰色でよく成層した泥岩と、黄褐灰色で層理の不明瞭な、または無層理の軽い珪藻質泥岩とを主とし、堅緻な黒色珪質頁岩・白色浮石質凝灰岩および褐色粗～中粒砂岩などの薄層を挟んでいる。泥岩中には浮石質凝灰岩中のものと同質の白色浮石（径数 mm 以下）をしばしば含み、拳大以下の灰白色ガラス質流紋岩角礫もまれにみいだされる。また泥岩中に *Sagarites* の化石を含んでいる。

この地域における本層の分布面積は狭いが、既述のように南方隣接地域に広く分布している本層の下部に対比されるものであろう。

II. 4. 9 三 厩 流 紋 岩 類

本岩類は増川川沿岸およびミサゴ島以南の東海岸に沿い分布している。その現出状態は、小泊層および今泉層に直接接する箇所ではこれらを通り貫ぬいており、増川川沿岸（図幅地域外）では小泊層中に岩床状に侵入しているように観察される。しかし東漸するにしたがい熔岩流の形態をとり、しばしば火山碎屑岩類を挟んでいるのが観察され、上位の流紋岩質凝灰角礫岩（Rht）に移化する。流紋岩中には硬質頁岩の外來岩片がしばしばみいだされ、特に増川川下流右岸に著しく、径数 m に達するものがあり、またそこでは新期安山岩岩脈によって貫ぬかれる。

流紋岩 Rh 流紋岩を外観から大別すると 2 種ある。主としてみいだされるものは灰白色、黄白色、帯赤白色または淡緑色の石基中に、斑晶として長さ 0.5～2 mm の斜長石および石英が点在していて、有色鉱物は肉眼では顕著ではなく、しばしば径 1.5 mm 以下の黒雲母の板状結晶が点在している岩石である。本岩には径 10 cm 内外の柱状節理が発達していることがある。この流紋岩と粗粒玄武岩に貫ぬかれている流紋岩岩脈との岩質を比較すると、後者が堅硬であるのに較べ前者はやゝ粗鬆な感がある。流紋岩は鏡下では斑状組織が認められ、斑晶はほとんど石英からなり、斜長石は少ない。石英は 6 角形または破片状を示す。なお少量の黒雲母を伴ない、6 角板状で黄褐～濃褐色の著しい多色性を有する。ほかに鉄鉱の微斑晶が認められる。石基は微晶質である。

上記の岩石と入り混って、淡緑色ガラス質石基中に、径 1 mm 以下の石英斑晶が点在した松脂岩質のものがみいだされる。この岩石は三厩川下流から増川川にかけて特に多くみいだされ、前記岩石とはゞ等量にある。算用師川以北や増川川以南では見当

らないようである。これらの2種の流紋岩はその露出状態からみると、入り混って分布しているので、現出に順序があるのではなく、淡緑色ガラス質のものは一異相であり、おそらく生成環境の差異に基づくものと解される。鏡下では斑状組織が認められ、斑晶は斜長石および石英からなり、斜長石は中性長石に属し累帯構造は著しくない。有色鉱物斑晶は認められないが、少量の鉄鉱が微斑晶として散点している。石基はガラス質である。

流紋岩岩脈 Rh これは前項の流紋岩岩体の一部で、小泊層中にみいだされる。また三厩海岸の厩石は流紋岩質凝灰角礫岩層を貫ぬく岩脈らしい。

流紋岩質凝灰角礫岩 Rht この岩層は増川から算用師沢入口附近にかけ、流紋岩(Rh)の東側に分布しており、同流紋岩の火成活動のもたらしたもののうち、火山碎屑物を主とする岩相を区分したものである。一般に流紋岩の上位にこの岩層があるが、境界附近では両岩相が交互に現われる。

この岩層中には塊状ガラス質流紋岩・ガラス質流紋岩質凝灰角礫岩および白色無層理凝灰岩などが含まれている。これら各岩相は相互に移化し、明らかな境界はないが、上記の順序で下位から上位に向かって現出する傾向がある。塊状ガラス質流紋岩は黒曜石様の見掛けをもち、黒色・緑黒色または灰黒色などを呈する黒雲母流紋岩で、しばしば流状構造をもち、風化した(あるいは脱ガラス化作用を受けた)部分は灰白色を呈する。熔岩流が侵入岩かは不明である。鏡下では斑状組織が認められ、斑晶は斜長石・石英および黒雲母からなる。いずれも新鮮で斜長石は中性長石に属し黒雲母は帯緑黄～暗褐色の著しい多色性を示す。石基はガラス質で真珠組織が顕著である。ガラス質流紋岩質凝灰角礫岩は上記のガラス質流紋岩の径50 cm以下の角礫～亜角礫を、白色・黄白色・帯青白色または緑色などを呈する軟弱なガラス質基質で填めた同質凝灰岩であって、安山岩・珪質頁岩などの異質角礫を僅かに含むことがある。ほとんど無層理であるが、三厩中浜の海岸では、遠望すると大きい単位で成層しているのが認められる。白色無層理凝灰岩は浮石質かつ無層理、無節理の凝灰岩で、上記凝灰角礫岩と成層しあるいは移化する。これら凝灰角礫岩および凝灰岩はいずれも堅くはないが、均質であるために、海岸や河岸でほとんど直立した崖をつくる。

凝灰角礫岩および凝灰岩中には不規則なレンズ状に黄褐色、青灰色などの泥岩・細砂岩が少量挟まれている。このうち、三厩川川口から約500 m上流附近に露われて

いる泥岩は数 10 m の厚さを持ち、横の連続性もあり、今泉層の特徴的な岩相をもつので、同層の項に記載した。

II. 4. 10 増川川安山岩 (M)

これは増川部落の東方に三廐流紋岩類を覆い、小区域に分布しており、灰色、多斑晶質の粗鬆な安山岩で、熔岩流からなり、部分的に板状節理が発達している。

鏡下に検すると両輝石安山岩に属し、斑晶は斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。斜長石は曹灰長石に属し、長さ 1.0～1.5 mm の柱状を示し、時に周縁部に累帯構造を有するものあり、一般に包有物は少ない。普通輝石は長さ 1～2 mm の柱状あるいは短柱状を示し、一般に緑泥石化作用を受けていて、また波状消光を示すものが僅かに認められる。紫蘇輝石は長さ 1.5 mm 程度の柱状を呈し、普通輝石に比較して少量である。石基はガラス基流晶質で斜長石、単斜・斜方両輝石、鉄鈦および少量のガラスからなり、輝石は緑泥石化作用を受けているものが多く、また緑泥石の小脈が認められる。

この安山岩の生成時期については、本岩が三廐流紋岩類の少なくとも一部を覆っており、これと同時期か、あるいはこれより新しいことは明らかであるが、今別火山岩類とは断層をもって接しているので、その上下関係は明らかではない。しかし南隣の小泊図幅地域内においては、今別火山岩類中に本岩と岩質の類似した安山岩が認められており、この安山岩は今泉層と同時期か、あるいはこれに引続いて生成したものであると考えられている。このことからおそらく増川川安山岩もまた今泉層と同時期か、これに引続いて生成したものであろう。

II. 4. 11 今別火山岩類 (I)

これは南隣の小泊図幅地域内において、長川上流および今別川支流の上股川附近に、広く標式的に分布する火山岩類に命名されたもので、安山岩質および石英安山岩質の熔岩・凝灰角礫岩など一連の火山活動によって生成したものである。この図幅地域内では、今別町浜名部落附近に流出する母沢の中流の狭い範囲に比較的上部しかみだされず、安山岩質の熔岩および凝灰角礫岩からなる。

安山岩質熔岩は青灰色、多斑晶質、やや粗鬆で、節理はあまり発達していない。凝

灰角礫岩は灰色の粗粒な基質中に、拳大以下の安山岩角礫を多量に含み、安山岩角礫は熔岩流と同岩質のものがほとんど大部分を占めている。

この安山岩を鏡下に検すると両輝石安山岩で、斑晶は斜長石・普通輝石および紫蘇輝石からなる。斜長石は曹灰長石に属し、長さ 0.5～1.5 mm 程度の柱状を呈し、累帯構造は一般に多く、通常清純であるが、少数のものは多量の輝石および塵状の包有物を含む。普通輝石は長さ 1 mm 程度以下の短柱状を示し、多色性はごく弱い。紫蘇輝石は普通輝石とほぼ等量で、長さ 0.5～1.5 mm の柱状を示し、一般に劈開が発達し、それに沿いや、緑泥石化していることがある。まれに普通輝石と平行連晶をなすものがある。

石基はガラス質組織で、ガラス中に斜長石微晶と鉄鈹粒とが散在している。

また本岩中にはしばしば斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鈹からなる聚斑状集合が見られ、孔隙に鱗珪石が少量認められる。なお母沢の下流にはや、酸性の両輝石安山岩が挟在している。本岩は灰白色の石基中に斜長石・輝石の斑晶を多量に含み、鏡下では石基が真珠組織を示す。

これらの安山岩類の生成時期については、今別火山岩類の比較的下部に、今泉層に相当すると考えられる泥岩層を挟んでいるので（小泊図幅地域内）、今泉層堆積と同時期あるいはこれに引続いて生成したものと考えられる。

II. 4. 12 新期安山岩岩脈 (yA)

増川川下流右岸にあつて流紋岩を貫ぬく岩脈は幅 10 数 m あり、冷却面に垂直に柱状節理がよく発達している。この岩脈は安山岩で、灰色、や、ガラス質の石基中に長さ 0.8～1.3 mm の斜長石が散在している。鏡下では斑状組織が認められ、斜長石斑晶は曹灰長石に属しお、むね清純であるが、有色鉱物斑晶はみあたらない。なお微斑晶として鉄鈹を伴っている。石基は微晶質である。

II. 4. 13 微化石

本地域の冬部層・小泊層（本図幅地域外を含む）および今泉層の細粒堆積岩の試料について、福田理が微化石の調査をした。その結果を第 2 表に示す。

調査方法 各試料について 20 g 相当の縮分試料を調製し、そのなかに含まれてい

試料採取地

- 1・2 片刈石沢入口
- 3 片刈石沢入口から北へ約 150 m の海岸
- 4 片刈石沢入口から北へ約 400 m の海岸
- 5～11 全部小泊図幅地域内で、増川川沿い、三厩・小泊両図幅の境から直線で約 1,700 m 上流の地点 (5) から、下流に向かって順次上位に同じく約 300 m 上流の地点 (11) まで
- 12～14 釜ノ沢と釜ノ間の中間の小沢 (下位から上位へ)
- 15～17 釜ノ沢の沢 (下位から上位へ)
- 18 釜ノ沢の沢入口
- 19 釜ノ沢と釜ノ間の中間の小沢の入口
- 20・21 釜ノ間
- 22～24 藤島

II. 5 浜 名 層 (H)

本層は図幅地域の南東方の今別村浜名を中心とし、海拔約 100 m 以下の丘陵を形成して発達する地層で、このほか三厩村増川部落附近にも狭く分布している。主として砂および礫の互層からなり、ところによって粘土層および薄い亜炭層を挟み、下位の今別火山岩類および三厩流紋岩類を不整合に覆っている。

砂層は黄褐色～灰褐色を示し、中粒または粗粒の軟弱な凝灰質砂からなり、時に不規則な形状を示して細礫層に移化することがある。礫層は黄褐色の砂のなかに、通常人頭大～拳大の円礫または角礫を含有し、礫はほとんどすべて下位の今別火山岩類中に認められる安山岩および石英安山岩からなり、あまりよく分級されていない。粘土層は青灰色～灰褐色を示す粘土ないしは砂質粘土からなり、しばしば多量に植物片を含み、まれに亜炭の薄層を挟んでいて、砂層あるいは礫層との間には異状堆積の現象がしばしば認められる。

本層は一般に層理があまり明瞭ではなく、また岩相の側方への変化が著しく、かつ露出状態があまり良好ではないため、その構造を細部にわたって明らかにすることはできなかったが、おゝむね水平に近く、所によって 8～15°をもって ENE に緩傾斜を示している。

増川部落附近に分布する浜名層は、砂・礫・粘土および亜炭等の互層からなり、ほぼ水平の層理を示す。増川部落の海岸に最も良く露われ、下部から粘土（1 m、部分的に薄い砂礫）・亜炭（1.2 m）・粘土（1.5 m）・亜炭（1 m 弱）・有機質土壌と粘土との互層（2.5 m）および砂礫（2 m）の層序を示す。

本層は増川から今別に至る海岸線に近い所で標高約 30 m の海岸段丘面によって切られている。本層の生成時期は、今別火山岩類および三厩流紋岩類の生成以後、前記海岸段丘面の生成以前であるほかは、未だその時代を決定するに足りる化石が発見されていないため不明である。

II. 6 第四系 (td・a)

洪積世の段丘堆積層および沖積層からなる。

段丘堆積層 (td) は三厩部落以北の海岸段丘上に分布し、拳大以下の種々の大きさの円礫～亜角礫の集積からなる。

沖積層 (a) は河岸および海浜に分布し、砂・礫および粘土等からなる。

III. 応用地質

鉱床 調査当時には稼行中の鉱床はなかった。母衣内上流で A II（玄武岩質安山岩）中に金鉱の旧坑が 2 ヲ所、片刈石沢で冬部層中に鉛・亜鉛鉱の旧坑が 1 ヲ所あるが、坑口の研の量から判断すると試掘に終わったものと推察される。また片刈石沢で礫層中の石炭を試掘した箇所がある。

鉱泉 三厩村算用師川上流の桂沢入口に鉱泉があり、旅館 1 軒がある。

参考文献

- 1) 佐々保雄：津軽海峡西南部両岸の地質とその対比，北海道地質要報，No. 30, 1955
- 2) 佐々保雄：津軽海峡西口両岸及び海峽部の地質概要（謄写），1955
- 3) 青森県：青森県下の地下資源，1954
- 4) 太田良平・大沢穠・小野晃司：津軽半島三厩地区地質調査報告，鉄道技術研究所中間報告，7-4（謄写），1956

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

MIMMAYA

Aomori, No. 5

By

RYOHEI OTA, ATSUSHI OZAWA & KOJI ONO

(Written in 1956)

(Abstract)

GEOLOGY

Main part of this mapped area is composed of lavas, pyroclastic rocks and sedimentary rocks, ranging over various ages of the Neogene Tertiary, but in the small area of the western coast, the Paleozoic formation crops out. Furthermore, Quaternary diluvial and alluvial deposits cover them locally. Except Quaternary deposits, all formations developed in this area are disturbed by Neogene crustal deformations, but in general, the formations shows a monoclinial structure dipping eastwards.

Table 1 The Summary of the Geology

Age		Formation	Volcanic Rocks	
Quaternary	Recent	Alluvium		
	Pleistocene	Terrace deposits		
Age unknown		Hamana formation		
Neogene Tertiary	Pliocene		Imabetsu volcanic rocks Masukawa-gawa andesite Younger andesite dike Rhyolitic tuff- breccia } Mimmaya Rhyolite dike } rhyolite Rhyolite	
		Imaizumi formation	Dolerite	
	Miocene	Kodomari formation	AIV (Dacite) (Rhyolite dike)	Tappi andesite
		Nagane formation	AIII (Proxene andesite) (Basaltic andesite)	
		Fuyube formation	AI (Dacite) (Andesite dike)	
		Isomatsu formation		
		Gongen-zaki formation	(Variegated tuff Purple propylite Purple tuff- breccia)	
Paleozoic		Paleozoic formation		

That is to say, the Paleozoic formation and the lower part of the Neogene are distributed in the western coast, but these formations are overlain by younger sediments and volcanic rocks striking about N-S, so that the younger formations tend to crop out to the east.

The **Paleozoic formation** consists mainly of black phyllitic slate interbedded with chart. The **Gongen-zaki formation**, the lowest formation of the Neogene in the mapped area, crops out at two separated localities in the western coast. The northern

one is composed of following three members, the purple tuff-breccia, the purple propylite and the variegated tuff in an ascending order. The lower portion of the tuff-breccia plunges into the sea, so the lowermost of this formation is unknown. The upper limit of the variegated tuff is conformably covered by the upper formation (Isomatsu f.) While the southern one, resting upon the Paleozoic formation with unconformity, consists mainly of this purple tuff-breccia accompanied with propylite, but variegated tuff is seemed to have been eroded out.

The **Isomatsu formation**, the Fuyube formation, and the Nagane formation are successively deposited conformably from lower to upper. They are also conformably covered by the Kodomari formation. The Isomatsu formation consists of conglomerate and conglomeratic sandstone, and contains fossils of marine mollusca as follows ;

Littorina (Littorivaga) sp.
Protorotella yuantaniensis MAKIYAMA
Vicaryella cfr. otukai NOMURA
Pitar itoi MAKIYAMA
Dosinia nomurai OTUKA
Katelysia nakamurai IKEBE

The **Fuyube formation** is composed of greyish green andesitic pyroclastic rock and tuff-breccia, frequently intercalating sandstone and shale. This formation is intruded by many dikes and sheets of propylite. Fossils of marine mollusca yielded from Fuyube formation are as follows ;

Lima cfr. smithi SOWERBY
Mytilus cfr. k-sakurai NOMURA et HATAI
Volsella cfr. tugaruana NOMURA et HATAI
Creipduba isimotoi OTUKA

The **Nagane formation**, exposed in a limited small area of this region, is mostly composed of greyish tuffaceous sandstone.

This formation is rather thick in the southern neighbouring area plotted in the Kodomari map and become thinner northwards, but on the contrary, the Fuyube formation shows thicker northwards.

The **Tappi andesite** is a thick accumulation of volcanic matter extending to the sea bottom, 7 km, northeast far off from the Cape of Tappi. This andesite represents a demolished volcanic body erupted in Neogene Tertiary. Petrographically and stratigraphically, the following 4 types of lava are discriminated. They are **AI (dacite)**, **AII(basaltic andesite)**, **AIII(andesite)**, and **AIV (dacite)**, furthermore AT is subdivided into two parts; one is mainly composed of lava-flows, but the other consists of tuff. AI, represented the lowest member of the Tappi andesite, rests nearly on the middle horizon of the Fuyube formation, and the upper part of the latter interfingers with former. AIV, the uppermost of the Tappi andesite, is covered by the upper parts of the Kodomari formation.

The dacites, belonging to AI and AIV, are lacking in the quartz phenocryst. Concerning the **andesite dike** of AI and the **rhyolite dikes** of AIII, the exact age is not yet determined so that these rocks are interposed to AI and AIII in the summarized table. Two of the rhyolite dikes are furthermore intruded by **dolerite dikes**.

The **Kodomari formation** consists mostly of hard shale, but in the upper part, is alternating with sandy mudstone intruded by dolerite sheets.

The **Imaizumi formation** which is composed of thin layers of dark grey mudstone accompanied with siliceous shale, overlies conformably on the Kodomari formation. It seems to be corresponded to the lower portion of the formation distributed in the southern neighbouring area.

In the **Mimmaya rhyolite**, the lower part of rhyolite seems to

be lava-flow in its form, but in some parts, it intrudes the underlying **Kodomari** formation and the **Imaizumi** formation in the forms of dikes or sheets. The upper part graduates into the rhyolitic tuff-breccia. These tuff-breccia beds themselves change their facies from massive glassy rhyolite and its tuff-breccia to white non-stratified rhyolite tuff upwards. The **Mimmaya** rhyolite was erupted in the early stage of the deposition of the **Imaizumi** formation.

A **dike of the younger andesite** is intruded into the **Mimmaya** rhyolite. The **Imabetsu volcanic rocks** consist of proxene andesites in this area. This rock including the **Masukawa-gawa andesite** may be the products of the volcanic activities, which have occurred at the latest stage of Neogene Tertiary.

The **Hamana formation** contains the lignite beds, but its geological age is unknown.

Quaternary sediments are the coastal terraces deposits and alluvial deposits distributed along the sea beach and rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

Formerly a few small **gold-silver** and **lead-zinc deposits** were worked in this mapped area, but the working mines are not found in this area. A mineral spring is found at **Katsura-zawa**.

昭和 32 年 3 月 25 日印刷

昭和 32 年 3 月 30 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
