

550.85(084.32)(522.8) [1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

鹿 屋

(鹿児島一第 95 号)

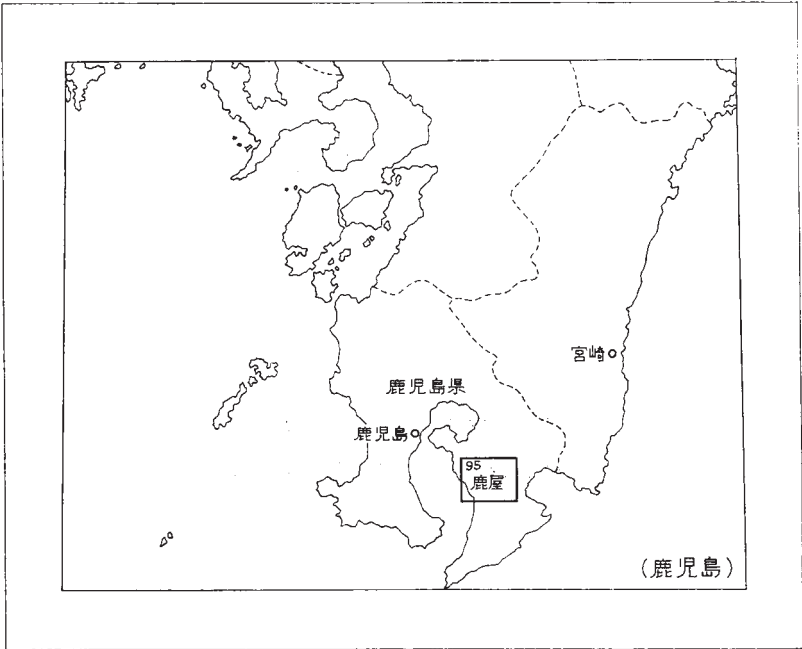
通商産業技官 太 田 良 平

通商産業技官 河 内 洋 佑

地質調査所

昭和 40 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
I. 1 概 説	1
I. 2 高隈山地	2
I. 3 シラス台地	4
I. 4 段 丘	9
II. 地 質	10
II. 1 概 説	10
II. 2 時代未詳層群	12
II. 2. 1 “四万十川層群”	12
II. 2. 2 日南層群	22
II. 3 高隈山花崗岩	25
II. 4 南大隅花崗岩	31
II. 5 野里安山岩	31
II. 6 大野原砂岩礫岩層	32
II. 7 大野原熔結凝灰岩	32
II. 8 阿多火山軽石流	33
II. 9 始良火山旧期軽石流	34
II. 10 祓川粘土層	37
II. 11 垂水砂礫層	37
II. 12 旧期ローム層	37
II. 13 始良火山大隅降下軽石層	38
II. 14 始良火山新时期軽石流（大隅軽石流）	40
II. 15 2次堆積軽石層	41
II. 16 笠の原軽石質砂礫層	42
II. 17 新时期ローム層	44

II. 18	段丘堆積層	46
II. 19	開闢火山降下輕石層	46
II. 20	黑色火山灰層	47
II. 21	桜島火山降下輕石層	48
II. 22	冲積層	48
III.	応用地質	49
III. 1	概 說	49
III. 2	金属鉍床	49
III. 3	砂鉄鉍床	50
III. 4	石 材	51
III. 5	鉍 泉	52
文 献	52
Abstract	1

1 : 50,000 地質図幅
説 明 書

(昭和 37 年稿)

鹿 屋

(鹿児島一第 95 号)

この地質図幅は昭和35～36年に太田および河内の両名が、それぞれ下記の分担区域と日数とをもって野外作業をなし、次いで内業に移り完成したものである。

太田：火山岩類・いわゆるシラスおよび図幅地域北東部の時代未詳層群 75 日

河内：高隈山地と図幅地域南東部にある時代未詳層群および花崗岩 55 日

なお、時代未詳層群の地質時代につき、本所地質部礫見博技官の現地踏査を煩らわした。高隈山花崗岩に関する資料として、本所鉱床部石原舜三技官の未発表調査研究結果を一部利用した。また、野外調査研究に当たり鹿児島県庁企画調査室・垂水市役所・鹿屋市役所および串良町役場から諸便宜が供与された。この地質図幅説明書に關係する薄片は本所村上正技官・安部正治技官・佐藤芳治技官が製作した。図版 I ～IV の顕微鏡写真は本所正井義郎技官の撮影による。

I . 地 形

I . 1 概 説

この図幅地域は鹿児島県大隅半島のほぼ中部に位置する。図幅地域西部には、鹿児島湾がほぼ直線状の海岸線を示して現われ、図幅地域東縁から東方へ、わずか1km余を隔てて志布志湾があり、いずれも太平洋に続いている。図幅地域北西部には高隈山地が聳え、その最高点の大籠柄岳^{おのがら}は海拔1,236.8mで高く峻しい山嶺を連ねている。その山麓に続くいわゆるシラス台地は、図幅地域内の大部分を占め、広大な面積に分布しており、おおむね南東方に緩く傾斜している。図幅地域北東部にある持留北

方の山地や、串良北方の大塚山など時代未詳層群からなる山地、および西海岸近くにある安山岩からなる山地などは、シラス台地から突出して聳え単調を破っている。シラス台地は開折され串良川・肝属川^{きもつき}などの河川が刻まれ、これらの流域には沖積平野が広がっている。

I. 2 高隈山地

高隈山地は大笠柄岳を最高峯とし、1,000m級の山頂を連ねて著しい地形的高まりとなっている。このうち北隣図幅地域内の七岳から連なる大笠柄岳・平岳・横岳および白山は、半円形の稜線を形成しており、内側に本城川流域の低平な盆状地を抱えている。一方御岳から南方^{とがひら}樽平に至る山稜は、上記の半円の凸な方向に延びている。こ



図版1 高隈山地空中写真（写真の上方が南にあたる）

写真の左下隅から右上方へかけて連る稜線は、高隈山地の主稜で時代未詳層群のホルンフェルス化したものからなる。これより下方は花崗岩からなる低平な盆状地形をなしている。東西方向（写真では左右方向）の節理系に支配された谷が、著しく発達することに注意。比較的細粒の狼ガ城花崗岩からなる部分がけわしい地形を作っている

のような地形は、地質を反映したものであって、本城川の流域の示す盆状地形は花崗岩の分布とよく一致している。また高隈山地の主稜は時代未詳層群のホルンフェルス化した部分で、花崗岩体の地下の形態を暗示している。高隈山地の東側は顕著な急崖をなすが、南西側は熔結凝灰岩その他に谷を埋められて、中腹まで平坦な地形をなし著しい対称を示している。

さらに細部をみると、本城川流域の花崗岩分布地域にみられる主要な谷の方向は、花崗岩体中の主要な節理の方向と一致している。とくに猿ガ城およびその南西方地域の、西北西－東南東方向の谷は、後述するように、花崗岩体の周辺節理系の方向を示している。

低平な花崗岩分布地域のうちで、とくに顕著な高まりをなす猿ガ城一帯の岩峯群は猿ガ城型花崗岩の分布とほぼ一致するが、これは花崗岩体中で比較的細粒で、侵蝕に強い部分と老えられる。



図版2 新光寺付近から望む猿ガ城の稜線

猿ガ城型花崗岩は比較的細粒のため、侵蝕によく耐えて特異な高まりをつくっている。右寄りの鞍部に時代未詳層群との接触部がある

高隈山地南西部の横岳・白山付近の時代未詳層群中を刻む谷は、ほとんどが走向谷で、北北東から南南西へ流れている。これらは、中腹以下では熔結凝灰岩を刻みこん

で谷幅がきわめて狭く、ほとんど直立した谷壁をもつ独特の地形をつくっている。

I. 3 シラス台地

いわゆるシラス台地は、この図幅地域内の大部分を占め広く分布するばかりでなく北隣の岩川図幅・東隣の志布志図幅および南隣の大根占図幅の各地域にも連続し、広大な面積に分布している。現在みられるシラス台地は、必ずしもいわゆるシラスの堆積原面を示すものではなく、堆積原面形成以後に表面の削剝が行なわれ、また場所によっては上流地方から諸物質が運びこまれ、いわゆる2次シラスを堆積しており、さらにこれらの上にロームや現世の火山碎屑物などが載っている。しかし、これらはいわゆるシラスの厚さに較べるとあまり厚くはないので、シラス台地の表面はほゞシラスの堆積原面を示すと考えられる。その分布高度を推察するため、現在みられるシラス台地の表面の切峯面を考え、第1図を作製した。この図を観察すると、岩川図幅地域内ではシラス台地の高度はかなり高く、この図幅地域の北縁部でも、海拔200～220 mあり、南方ほど次第に低くなっている。また高隈山^{たかくま}地南麓付近では、海拔80～90mであるが東方ほど次第に低くなっている。しかし鹿屋市街^{かのや}付近から下流の肝属川以南



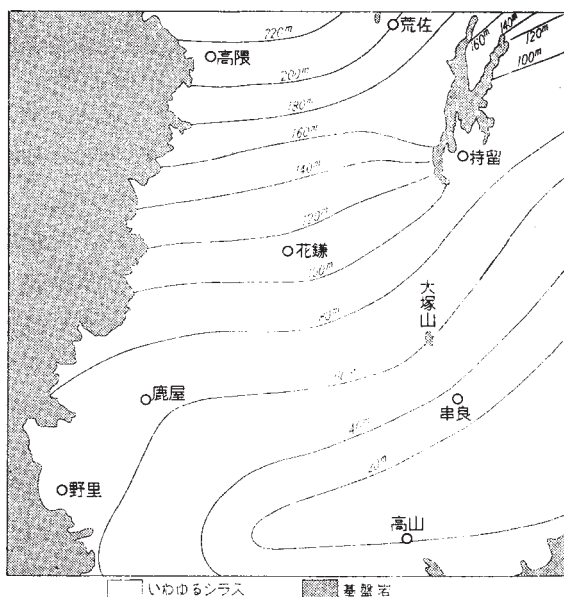
図版3 高隈山から東方を望めば、志布志湾まで広漠としたシラス台地が続いている

の地域では、海拔35～40mであるが、南方ほど次第に高くなり、^{おおねじめ}大根占図幅地域内の基盤の山地近くでは海拔50～60mである。

すなわち、いわゆるシラスの堆積原面は現在の肝属川下流付近がもっとも低く、南・西および北の山地に向かうほど次第に高く、広漠とした緩傾斜の平野でそのなかに持留北方および串良北方の山地が突出していたと思われる。その後に地盤の隆起およびこれに伴う河川の侵蝕のため、現在では地形図に見られるように笠の原・鹿屋原をはじめ多くの台地に分断された。これら台地は比高10～50mの断崖をめぐらし、断崖には処々に雨裂が深く刻み込まれている。台地上はほぼ平坦で主として農地になっているが、水不足と台風禍のため、さつま芋と菜種の2毛作が行なわれ、各農家には井戸の使用が困難なので、それぞれ飲料用の水道が通じている。

笠の原台地

図幅地域の中央部に広大な面積を占め、串良川（上流は高隈川）および肝属川に囲



第1図 シラス台地の堆積原面（数字は海拔を示す）



図版4 笠の原台地から高隈山を望む。広漠とした台地の上では、

まれている。台地北端部の大堀付近は海拔170mであって、南方に向かい次第に高度を減じ、約12kmを隔てた南端部では海拔25～30mとなり、比高10～20mの崖を連らね肝属川に臨んでいる。北端部はおおむね平坦であるが、南端に近いほど開析が進み深い谷が刻まれている。台地の上はほとんど農地となり、森林が点在し、直線状の道路が縦横に規則正しく走っており、この地は日本地図製作の基線測量地として知られている。串良北方の大塚山は日南層群からなり、シラス台地の上に突出する比高約50mの小丘である。

台地の上は広漠としているがまったくの平坦ではない。台地中央部の^{へらぼり}平良堀付近の地形を観察すると、ほぼ平坦な広い台地面のなかに比高1～2mの緩やかに起伏した丘陵地帯がある。この丘陵地帯の東西両側は崖になっているが、南北両側は前記の平坦面に移化している。この付近にはロームおよび現世の火山砕屑物が厚く堆積しているため露出が少なく、中部ロームおよびこれ以下の地層はまったく露われていないが、丘陵地帯には上部ロームが緩傾斜で露出しているため、少なくとも上部ローム堆積時にはすでに起伏した丘陵であったと思われる。この南方の永尾部落付近にも同様の



水不足と台風禍のため、さつまいもと菜種の2毛作が行なわれている

地形がみられ、こゝでは比高1m前後の崖をめぐらして周囲の平坦面に臨み、島のよ
うに孤立し、内側は緩やかに起伏した地形を示し上部ローム以下の露出はまったくな
い。これらの緩やかに起伏した地形は、堆積原面がやゝ侵蝕を受けたものと考えられ、
その原面をⅠ面と呼び、その周囲にある平坦面をⅡ面と呼ぶことにする。

Ⅰ面の地形は前記両部落の東側にある西之野山部落付近にもみられ、また中山谷を
隔てた辰喰^{たつほみ}部落付近には非常に広く分布している。さらに、その北東方の伝習農場の
ある面はまったくの平坦で、緩やかに起伏したⅠ面とは比高 3～5mの崖で境してお
り、これが前記のⅡ面に相当するのであろう。この付近ではⅡ面をさらに2段に分け
ることができる。辰喰部落の西側にも比高3m内外の崖で境してⅡ面がみられる。辰
喰付近でも露出は非常に少ないが、観察した限りではⅠ面の上にはいわゆる2次シラ
スは載っていないと考えられ、これに反しⅡ面の上には載っていることが多い。

鹿屋原台地

鹿屋市街西方に広く分布する。高隈山南麓におけるこの台地の高度は海拔80～90m
であるが、図福地城南縁に近い安山岩からなる山地の麓では海拔60～70mであり、南

隣の大根占図幅地域内における山地の麓では海拔50～60mであるから、この台地は北方から南方に向かい次第に傾斜している。また肝属川に臨む田崎付近では、海拔55～60mであるから西方から東方に向かっても次第に高度を減じている。鹿屋原台地の面は著しく平坦であり、かつ、いわゆる2次シラスがまったくみられないので、おそらくいわゆるシラスの堆積原面、すなわち笠の原におけるⅠ面の上に、ロームおよび現世の火山碎屑物が堆積したものと考えられる。

この台地で注意を惹くことは、高隈山地南斜面の水を集めた高須川は、鹿屋原台地を貫流して肝属川に合流することなく、安山岩からなる堅硬な山地を横切って鹿児島湾に注いでいる事実である。これは、いわゆるシラスの堆積以前に安山岩からなる山地を流れる河川が、すでに存在し、その頭部侵蝕が鹿屋原に達し高須川上流の流路を奪ったものと考えられる。

野方台地

この台地は図幅地域北東隅からさらに隣接地域にも延びている。おおむね平坦であるが、持留北方の山地および荒佐西方の丘陵は、日南層群からなり台地の上に突出している。また福岡・加治木堀以南では開析され起伏の多い丘陵になっている。持留北方山地の東西両側は平坦であり、またいわゆる2次シラスが分布していないので、おそらく笠の原のⅠ面に相当すると推察されるが、さらに東方の岩屋～高井田付近およびさらに西方の福岡～加治木堀付近には、いわゆる2次シラスが分布しているので、この付近はⅡ面に当たると思われる。しかしⅠ面とⅡ面との境は明瞭ではない。この台地は荒佐付近で海拔200m、その南方の中山付近でも海拔140～160mあって、この台地は全般的に笠の原台地よりも位置が高いことがわかる。したがって笠の原台地では、いわゆるシラスの堆積原面はかなり削剝されているらしい。

こゝで注意を要することは、笠の原ではいわゆる2次シラスは台地の上にはしか分布していないが、高隈川本流および支流の沿岸では台地の上ばかりでなく、河岸までの斜面の上にもみいだされることである。これは高隈川上流から運搬されてきた物質がはじめは笠の原方面に運ばれていたが、その後の地盤の隆起に伴った下刻作用のため、現在の高隈川沿いにしか選ばれなくなったためであろう。

なお、シラス台地における各種堆積物の分布は鹿屋層地質図（経済企画庁）⁵⁷⁾に詳しく示してある。

I. 4 段 丘

シラス台地には、これを下刻する河川の侵蝕基準面の間歇的上昇により、顕著な段丘地形がみられ、ことに串良川沿いに著しい。すなわち、下部ロームの堆積以後、更新世の末期までに地盤が間歇的に隆起したと考えられ、現世に入ってから地盤が沈下したため諸河川の流域に沖積層が堆積された。段丘地形をⅠ～Ⅳ面に分けて説明する。

Ⅰ面 これは前述のようにいわゆるシラスの堆積原面であって、いわゆるシラスの上にはいわゆる2次シラスは載っておらず、下部ロームが直接載っている。鹿屋原台地や野方台地の荒佐部落付近がこれに当たり、ほぼ平坦である。笠の原台地の平良堀部落付近、永尾部落付近および辰喰部落付近は、Ⅰ面がやや侵蝕を受けた地形と思われる緩やかに起伏している。

Ⅱ面 主として笠の原台地でみられ、Ⅰ面よりも1～3m低く、削剝が行なわれた面である。笠の原台地の北端部ではかなり平坦であるが、どの露頭でもいわゆる2次シラスの堆積がみられ、これは厚さ1～3mのことが多いが、ときには数mに達する。そしてこの上に下部ロームが載っている。野方台地の荒佐～横内両部落付近から笠の原台地を眺めると、この台地の面よりも一段と低くなっており、おそらく笠の原の堆積原面が元来から野方台地のそれよりもやや低かったため、笠の原方面が河川の流路となりさらに侵蝕を受けたと想像される。串良川流域で観察するとⅡ面はさらに2段の段丘面からなっていることがある。

Ⅲ面 これは主として串良川に沿ってよく発達し、岩元堀やその対岸の山郷で顕著にみられ、面の上は著しく平坦である。この面の上にもいわゆる2次シラスが載っていることがあるが、下部ロームを欠き中部および上部ロームが載っている。岩元堀付近で観察すると、この面をさらに約1.5mを隔てた2段の段丘面に分けることができる。

Ⅳ面 多くの河岸に沿い諸処でみられ、沖積面よりも5m内外高く、下部ロームおよび中部ロームを欠き上部ロームが直接載っている。

Ⅲ. 地 質

Ⅲ. 1 概 説

この図幅地域内における最古の岩石は、主として高隈山地を構成している時代未詳層群である。これは著しい変形をうけて千枚岩となっているところが多く、化石も未発見のため、地質時代・層序・層厚・地質構造などはほとんど明らかでない。岩相や千枚岩を形成するような変形の様式・程度からみて、中・南部九州で、ばくぜんとして“四万十川層群”あるいは時代未詳層群などと呼ばれてきた地層のつゞきである。暗色のシルト質岩・泥質岩およびこれらのいろいろな割合の互層からなる高隈山層と、緑色の塩基性岩類を主とする郷の原層とに分けられる。

高隈山地以外で、図幅地域北東部の持留付近をはじめとして、シラス台地上に点々と残丘状に露出したり、あるいは河底にわずかに露出する時代未詳層群は、主として砂岩・泥岩の互層からなっている。変形の程度は“四万十川層群”に較べはるかに弱く、両翼が開き褶曲軸方向の一定しない複雑な褶曲を特徴としており、中・南部九州の広義の時代未詳層群のうち、古第三系？といわれている日南層群に対比される。

花崗岩類はこれらの時代未詳層群を貫ぬいている。そのうち高隈山地にみられるものは、山地の中央部に低平な地形をなして露出するもので、高隈山花崗岩と呼ばれる。図幅地域の南東隅にわずかに露出するものは、大隅半島の南部に西南日本外帯最大の面積で露出する岩体—国見山脈花崗岩、あるいは南大隅花崗岩と呼ばれる一の一部である。両花崗岩とも、他の西南日本外帯の花崗岩と共通した特徴をもっている⁴⁴⁾。その地質時代はいずれも第三紀中新世である⁵⁴⁾。

鹿児島湾に沿って分布する野里安山岩は、熔岩および火山砕屑岩からなり、火山形態をほとんどどめておらず、おそらく第三紀末ごろの噴出と思われる。高隈山地に分布する大野原砂岩礫岩層は、花崗岩の削剥面の上に不整合に載り、化石を産せず、したがって地質時代は明らかではないが、岩相から考え、おそらく更新世（あるいは第三紀末）の河川堆積物と考えられる。大野原熔結凝灰岩はこの上に不整合に載り、噴出源は不明であるが、その後におこった始良火山軽石流よりも古いものである。

更新世の中頃になって阿多火山および始良火山の活動がおこり、おのおの大量の軽石流を流出した。この図幅地域内に分布する軽石流の起源については、西海岸から高隈山地南麓にかけて分布する岩体は連続関係から、阿多火山噴出物と思われ、図幅地域北西隅の本城川沿いおよび高隈川沿いにそれぞれ分布するものは、分布高度その他から始良火山噴出物と推察される。鹿屋市街付近およびその南東方の永野田駅付近に分布する岩体については、確実ではないが岩相の類似その他から考え始良火山噴出物として取り扱った。これら諸岩体はほとんどすべて熔結しており、非熔結部は永野田駅付近と、ほかに高隈川に沿い局部的にみられるだけである。これら軽石流の流出後に、阿多カルデラおよび始良カルデラが相次いで生成し、続いて両カルデラの間中部が陥没し現在の鹿児島湾の地形がほゞでき上った。図幅地域内の西海岸でも見られるように、阿多火山軽石流は中間部東縁をなす構造線によって直線状に断たれている。その後旧期ローム層の堆積があった。

さらに始良カルデラ内から大量の軽石が抛出され、南九州一帯に広く降下し、同カルデラ南東部にはとくに厚く堆積した。これを大隅降下軽石層と呼ぶ。ほとんどその直後に始良カルデラから大規模の軽石流の流出があった。これを前回の軽石流と区別するために、新期軽石流（大隅軽石流）と呼ぶことにする。山地に堆積した降下軽石は、雨や風のためほとんど山麓の低地に洗い流され、また新期軽石流の表面も削剝されて再堆積し、これらをあわせて2次堆積軽石層と呼ぶ。シラスとは南九州で広く用いられる俗語であって、成因・噴出源などにかかわらず、単に白色砂質堆積物を指している。この図幅地域内でシラスと呼ぶことのできるのは、既述の軽石流（非熔結部）・降下軽石層およびこれらの2次堆積層の3者であるが、この地方では大隅降下軽石層のことをバラスと呼んでいるので、残りのものがシラスになる。

シラス台地は、はじめは隣接の諸図幅地域にも連続し、広漠とした平原をなしていたと思われ、原地形は鹿屋原台地や野方台地などによく保存されている。笠の原台地ではやゝ侵蝕され、また河川の流路となり、笠の原軽石質砂礫層（いわゆる2次シラス）を堆積している。その後、新期ローム層（下部・中部および上部の各ローム）の堆積があり、これとともに地盤の間歇的隆起が行なわれたため、諸河川の流域には段丘が刻まれた。各段丘面の上には侵蝕の新旧により、下部・中部および上部の各ロームのうち上部から1～3層が載っている。このロームはもちろん更新世の堆積物であるが

この上に不整合に載る開聞岳降下軽石層は、図幅地域南部から中部にかけて分布し、本層からは縄文土器の産出⁴²⁾が報じられているので、本層およびそれ以後の堆積物を現世とした。その上に黒色火山灰層が堆積しており、下位からクロニガおよびクロボクに分けることができ、桜島および開聞岳両火山の噴出物といわれている。また、図幅地域北部では桜島火山から噴出した降下軽石層（ボラ）が分布している。また諸河川の流域には沖積層がある。

II. 2 時代未詳層群

本図幅地域内の時代未詳層群は、無化石単調の岩相で著しい変形および接触変成作用を受けているばかりでなく、露出の関係で、層序・地質構造も明らかでない。しかし岩相・岩質・変形の程度および分布の点から、主として高隈山地を構成する“四万十川層群”と、図幅地域東半部の東部寄りのシラス台地中に点々と分布する日南層群とに2大別される。

“四万十川層群”は日南層群に較べて、砂岩・礫岩などの粗粒碎屑物に比較的乏しく、塩基性岩類を伴ない、変形の程度もより著しく千枚岩となっている。

II. 2. 1 “四万十川層群”

本層群は岩相・分布状態などにより、ほぼ鹿屋市街を通過して北西に向かう境界線の北東側に広く分布する高隈山層と、南西側に点々と分布する郷の原層とに分けられる。前者は主として碎屑物質からなり、後者は主として火山碎屑物質からなる。

化石はどこからも発見されていないが、従来はばくぜんと中生界といわれてきた。高隈山地の西端新光寺付近の“四万十川層群”は変形が弱く、本図幅地域内の日南層群と大差がない。これは、東方へ向かって南隈山地主部の千枚岩類と漸移する。また図幅地域外であるが、大隅半島の南端佐多岬付近では、古第三紀を指示する有孔虫が報告されており³⁹⁾、その付近に千枚岩類の分布も知られている。したがってこの説明書で“四万十川層群”とした高隈山地の時代未詳層群が、日南層群と同時代である可能性がまったくないわけではないが、こゝでは一応従来の見解に従い、本地質図幅で日南層群としたものの下位として取り扱う。

高隈山層

本層は主として高隈山地の主部を構成しているが、この東方へ高隈川に沿っても点と露出している。

高隈山地主部のもの

こゝでは千枚岩質となっている部分が多く、西部から東方へ向かって次第に変形が著しくなっている。また高隈山花崗岩（中新世後期）の進入によって、ほとんど全域にわたり接触変成作用をうけている。

岩相：暗色の砂質岩層・シルト質岩層・泥質岩層およびこれらの互層からなり、ごく少量の暗緑色をした塩基性凝灰岩・塩基性熔岩および白色チャートの薄層を伴っている。

山地の西部では、砂泥あるいはシルト泥互層は整然としている。互層の様子は数cm～10cm単位で繰り返すのが普通である。比較的厚い砂質岩層中では、なかに径1cm以下の黒色粘板岩の角礫が散在していることがある。

山地の東部では厚さ数m以上の砂質岩層はきわめてまれである。砂質・泥質あるいはシルト質・泥質互層はほとんどすべて単層ごとの膨縮が著しいか、あるいは互層する岩石のうち、より粗粒の層がちぎれている。梅平北方には泥質岩層とがひらがかなり広く分布している。

緑色の塩基性岩類は、山地西部では白山西方の小谷中、山地東部では祓川西方の谷上部および御岳東方の谷下部に認められた。いずれも周囲の堆積岩と整合的であり、白山西方のものは黒色泥質岩と互層している。祓川西方のものは厚さ25m以上と考えられるが延長は明らかでない。

なお御岳南東方の谷中にチャートの薄層を認めた。

構造：山地全体を通じて、鍵層をまったく欠き、無化石、暗色の単調な岩相であることに加えて、後にかんがりの著しい変動、変形および接触変成作用を蒙っているため現在のところ層厚を算定したり、地質構造を明らかにすることは不可能である。

高隈山地の西部では、一般に北北東—南南西の走向で、西方に急傾斜する見掛上の単斜構造をしている。しかし、数カ所で観察されたgraded bedding によれば、逆転している場合もあり、単純な単斜構造ではなく、かなりの層序の繰り返しがあるものと推定される。

高隈山地の東部では、変形が著しく、砂質岩層はちぎれ、あるいはさらに多少とも

回転して連続性が失なわれていることが多く、原層理面がそのまま残っていることはまれである。したがって地層の上下の判定はできない。ちぎれている砂質岩の構造包有岩塊の配列および千枚岩の片理面のうちで、層理面に近いものと考えられるものなどから、もとの走向・傾斜を推定すると、走向は南北に近く、傾斜は直立またはこれに近く、東または西に急傾斜していることが多い。もつとも、これらは、各所で著しく乱れている場合がある。

地層の分布の形および後述する線構造の方向からみて、少なくとも梅平北方付近では南北性方向で南に沈む向斜軸を考えることができる。

岩石の記載

砂質岩 (ps) 砂質岩は一般に濁汰があまりよくなく、砂粒も比較的角ばっていることが多い。基質は比較的少ない。粒度は粗粒砂のことはほとんどなく、中粒以下である。比較的厚い砂岩層の方が粗く、泥質岩と細互層をなすものでは、一般に細粒でシルト岩に近い。砂粒としてはチャート・玄武岩などの岩片、石英（ふつうの透明なもの、波動消光するもの、暗緑色で細棒状の電気石のたくさん入ったものなど）・長石（斜長石および微斜長石）のほか、ミルメカイト・柘榴石・電気石・ジルコン・白雲母・黒雲母・不透明鉱物などが認められる。ほゞ亜長石質～亜石質砂岩に相当している。

泥質岩 (ph) 泥質岩は細粒で炭質物に富む。微細なため各個の鉱物は識別しにくい。しばしばシルト程度の石英・長石粒が散在して含まれている。

塩基性岩 (Dg) 一部にオフィティック構造が残っているほかは、接触変成作用によって再結晶し、原岩の様子は知ることができない。

チャート 微細な石英の集合からなり、多量の再結晶した針状透角閃石および透輝石を含む。また比較的粗粒の石英からなる細脈が網状に発達している。

高隈川沿いのもの

これらは高隈山地主部東縁のものに較べて変形が急に弱まるが、やゝ千枚岩質である。したがって高隈山地の東縁には、鹿屋市高隈から祓川の谷に沿い鹿屋市街に至るほゞ南北に走る衝上断層が伏在しているものと予想される。

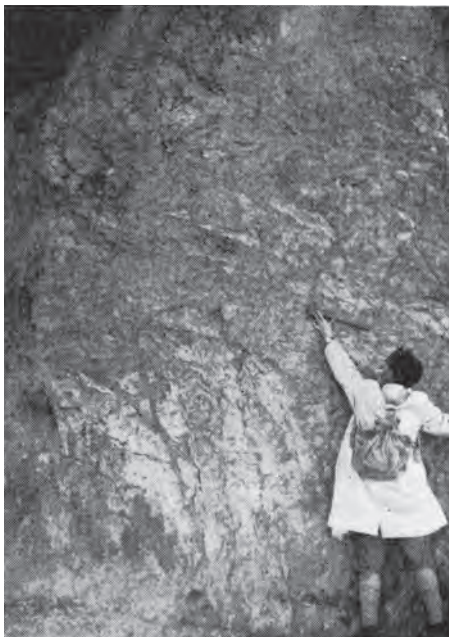
この地層は碎屑物質からなり、高隈山地主部のものに較べてやゝ砂岩に富む。

仮屋・谷田付近に分布する地層：高隈川に架かる橋の北側橋脚、および谷田の道路わきに露われている。千枚岩質粘板岩と細粒砂岩とのこまかい互層で、著しく擾乱されているが、走向および傾斜はおおむねN55°~85°Wおよび30°~40°Nである。千枚岩質粘板岩の新鮮なものは、黒色を呈し片理がよく発達し薄く剥れやすい。砂岩は濃灰色、細粒質、堅硬であって、厚さ10~40cmの薄く延びたレンズ状をなし粘板岩と互層し

ているが、ときには紡錘状をなし挟まれている。

生栗巢^{いくらす}付近に分布する地層：高隈川に架かる橋の南北両側、および立小野に至る道路ぎわに露われている。主として片理のよく発達した粘板岩からなり、このなかに砂岩が径60cm以下の紡錘状をなし含まれ、ときには径数mに達することがある。走向および傾斜はほぼ整然としており、 $N5\sim 35^{\circ} E \cdot 40\sim 60^{\circ} NW$ である。この粘板岩は通常風化して灰褐色を呈し、砂岩は黄褐色で堅い。

橋の南側の露頭には、西に 15° 程度で緩く傾むく小規模の衝上断層が観察される。



図版5 生栗巢橋南方の時代未詳層群の砂岩のレンズを含む粘板岩層中にみられる小規模な衝上断層（ハンマーの柄の方向が断層面）

郷の原層

郷の原層は高隈山地の南部に、新期の火山性堆積物のつくる平坦面上に突起した低い丘陵をなして分布している。黄緑色、暗緑色～赤褐色の塩基性凝灰岩および塩基性熔岩からなり^{註1)}、一部に凝灰質泥質岩、同砂質岩などを挟んでいる。全体に著しい変

註1) いわゆるシャルルスタインである。

形を蒙って千枚岩となっている部分が多い。高隈山層と異なり，接触変成作用の影響は認められない。

塩基性熔岩は，花里の南西の321.9m峯付近，郷の原西方の319.4m峯付近および白水北東の丘陵上に分布している。郷の原西方の採石場付近のもの一部には，明瞭な枕状構造が認められた。郷の原の塩基性熔岩中には，鹿屋銅山の層状含銅硫化鉄鉱床が胚胎されている。



図版6 郷の原累層中の枕状熔岩（郷の原西方採石場）



図版7 同上 部分

柳東方の慰霊塔付近の採石場（郷の原へ通ずる道路の東側の小丘）では、塩基性凝灰岩層中に小規模な塩基性岩脈らしいものが観察された。本層中の塩基性火成岩のうち一部は岩脈であるのかもしれない。

本層も、著しく変形されているだけでなく、露出が点在しているため、層序および層厚は不明である。走向・傾斜の一般的傾向としては、西方の古江付近で走向N-S～N-NW-SSE，傾斜Wであるが，東方郷の原・柳付近では走向WNW-ESE，傾斜Nである。

岩石の記載

塩基性凝灰岩 (bt) にごった緑色～黄緑色の岩石で，ときには赤褐色を呈する。このような各種の色調の部分が不規則層状に混じりあっている場合がある。非常に細粒で，新鮮な面では脂感がある。鏡下では2次的な絹雲母および緑泥石が多量に存在し，そのなかに方解石が脈状，散点状にみられる。またシルト程度の斜長石および石英が少量散在している。

塩基性熔岩 (Db) 暗赤褐色～暗緑色塊状でときには非常に固い。オフィティック構造が明瞭に認められる。輝石は紫色～すみれ色の多色性を示すチタン輝石で，その他，斜長石・緑簾石・棒状不透明鉱物・方解石などが認められる。

本層の高隈山層との関係は断層と推定される。高隈山層との境界線はほぼ直線をなし，西北西～東南東の方向をとっている。郷の原の枕状熔岩と高隈山層の間に挟まれる部分の本層は著しくもめており，スリッケン・サイドがしばしば観察される。

郷の原層は変形の様式や程度が高隈山層とほぼ同程度と考えられること，および高隈山層中にも小規模ながら同種の塩基性岩類が挟在することから，両者は一括して“四万十川層群”として取り扱って差支えないものと考えられる。

高隈山層および郷の原層の千枚岩類

高隈山層および郷の原層は，いずれも著しい変形の結果千枚岩となっている部分が多い。片理の発達には泥質岩および凝灰質岩の場合ことに著しく，粗粒岩ほど弱い。砂質岩は多くの場合膨縮あるいは腸詰構造が著しいか，あるいはさらにちぎれ，あるいは回転して，大小の構造包有岩塊となっている。千枚岩の片理の発達の様子は，一般に高隈山地の西方から東方へ向かって次第に顕著になっている。すなわち，泥質岩についてみると，山地の西端新光寺付近では頁岩であり，白山付近では粘板岩であるが，横岳あるいは古江付近から東方では，著しい剝離性をもった千枚岩となっている。

しかし個々の露頭では、山地の東部でも片理の発達弱いところがあり、西部でも強いところがある。層理面と片理面とは、ほとんどの場合一致しているが、山地の東部の一部では大きな角度で斜交している場合がある。

線構造は高限山層の場合、その大部分が接触變成作用を蒙って硬化しているため、測定しにくい。しかし御岳から南東方梅平北方にかけて分布する顕著な泥質岩層中では、線構造は著しく発達している。この泥質岩層では、片理面はむしろ認めにくく、鉛筆構造が著しい。線方向は北北西－南南東～南北方向で、南方に20～30°落している^{註2)}。

高限山層中には、節理系がよく発達しているが、もっとも顕著なものは、東－西、ないし東北東－西南西にわずかにふれた走向で、北に急傾斜するもので、上記の線構造の方向にほぼ直交している。高限山層の泥質岩源の千枚岩中、接触變成作用のもっとも少ないものおよび郷の原層の凝灰岩中には、微細な絹雲母・緑泥石などが認められる。これらの鉱物は、高限山花崗岩からもっと離れた北隣の岩川図幅地域内の千枚岩類中にも認められるので、千枚岩類を形成した一種の広域變成作用の産物と考えられる。

高限山層の接触變成岩類（巻末の図版Ⅰ～Ⅲ参照）

高限山層は、高限山花崗岩体の進入により、著しい接触變成作用をうけて、各種のホルンフェルスをつくっている。

泥質岩における變成鉱物の組み合わせに基づいて、累進的に次の3つの帯が区別される。

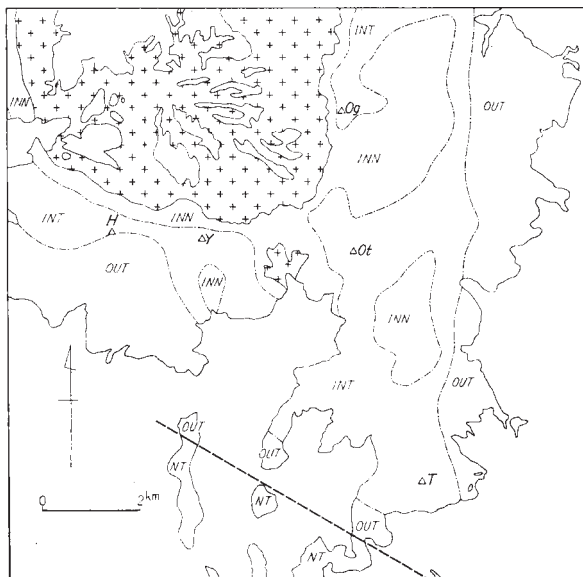
外側帯（OUT）

中間帯（INT）

内側帯（花崗岩側）（INN）

外側帯 この帯は泥質岩における黒雲母の晶出によって特徴づけられる。高限山層の岩石はすべてこの帯あるいはさらに高い變成度の各帯に属する。外側帯の岩石は高限山地をとりまいて主として山麓部にみられるが、白山付近では白山頂上までこの帯に属している。外縁は新期の岩層に覆われたり、あるいは断層でたち切られているため知られていないが、図上で計った水平幅は3km以上に達する。再結晶はわるく、

註2) この線方向は向斜軸の方向に一致するものと考えられる。



INN: 内側帯, INT: 中間帯, OUT: 外側帯, NT: 非接触変成域, Og: 大蓋柄岳,
Ot: 御岳, Y: 横岳, H: 白山, T: 桐平

第2図 変成分帯概観図

炭質物（石墨？）に富む。泥質岩の鉱物組み合わせは

緑泥石—黒雲母—白雲母

で、他に斜長石・石英・石墨を含み、まれに電気石がみられる。

中間帯 この帯は泥質岩における緑泥石の消失と堇青石の出現によって特徴づけられる。高隈山地の主稜部と、東側の中腹がこの帯に属している。みかけ上の幅は最大数kmに達するが、各帯の分布と、花崗岩体の立体的な形を考えあわせると、後述するようにその実の幅は400～500m以下であると考えられる。再結晶は中程度であるが、ときには悪い。泥質岩における鉱物組み合わせは

堇青石—黒雲母—白雲母	} 土石英・斜長石・石墨
堇青石—白雲母	

である。他に電気石がみられる。

内側帯 この帯は泥質岩における柘榴石およびカリ長石の出現によって特徴づけら

れる。またしばしば紅柱石がみられ、きわめてまれに鋼玉が認められる。花崗岩体にもっとも接近した幅約200~300mの岩石がこの帯に属している。再結晶は完全であるが、ときには中程度である。堇青石および黒雲母は、中間帯と同様に、この帯でもふつうに現われる。泥質岩における鉱物組み合わせは

- 紅柱石—堇青石—白雲母
- 紅柱石—堇青石—カリ長石—白雲母
- 鋼玉—堇青石—白雲母
- 堇青石—柘榴石—黒雲母
- 堇青石—柘榴石—黒雲母—カリ長石
- 堇青石—柘榴石—黒雲母—白雲母
- 堇青石—柘榴石—黒雲母—カリ長石—白雲母
- 堇青石—黒雲母
- 堇青石—黒雲母—白雲母
- 堇青石—黒雲母—カリ長石
- 堇青石—黒雲母—カリ長石—白雲母
- 堇青石—カリ長石—白雲母
- 堇青石—白雲母
- 黒雲母—カリ長石
- カリ長石—白雲母

土石英・斜長石・石墨

である。このほか、しばしば電気石が加わることがある。

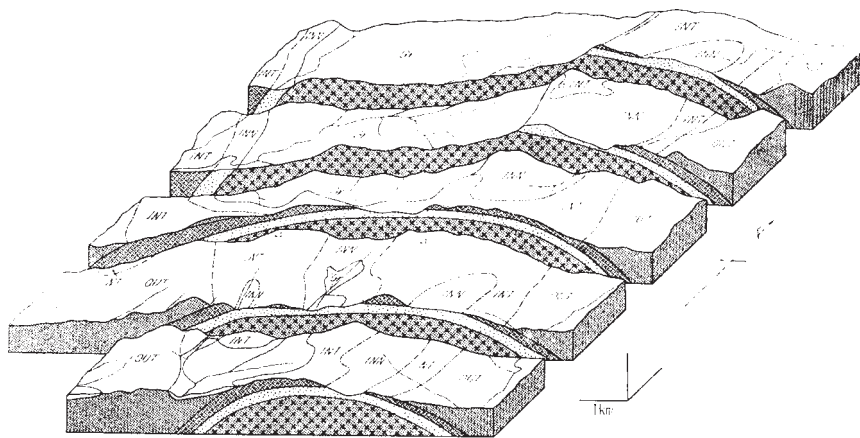
紅柱石は自形の斑状変晶である。ときに砂時計構造を示すことがある。堇青石は千枚岩の片理を切って成長している。ペニ石化は一部を除けば著しくなく、全体として新鮮である。多くの場合偽六方双晶しているが、一部では灰曹長石に酷似した一見集片双晶のような双晶を示す。粒径は1mm以下である。屈折率は中間帯では石英に近いが、内側帯では明らかに石英より高い。柘榴石は自形でかなり多い。カリ長石は他の鉱物の間を埋めており、花崗岩に接する付近ではかなり多い。電気石は外側帯では帯青緑色であるが、中間帯では黄緑色~黄褐色、内側帯では黄褐色~褐色である。

新見堂内野南方から横岳北方へかけての内側帯の岩石には、しばしば白黒の縞が発達し、片麻岩状を呈する。

第1表 泥質岩に基づく変成分帯

			外 側 帯	中 間 帯	内 側 帯
緑 黒 白 堇 柘 紅 鋼 カ 電 石 石 斜	泥 雲 雲 青 榴 柱 リ 長 氣 長	石			
		母			
		母			
		石			
		石			?
		石			—
		玉		
		石			—
		石		
		墨			—
英				
石			—		
斜				

——ふつうに出現 - - - - -ときに出現 まれに出現



Gr: 花崗岩, INN: 内側帯, INT: 中間帯, OUT: 外側帯

第3図 高限山花崗岩と接触変成帯のブロック・ダイアグラム (時代未詳層群および花崗岩以外は簡略する)

砂質岩の基質部にみられる再結晶作用は、泥質岩の場合とまったく同様である。低変成度では石英・長石などを主とする砂粒にはほとんど変化が認められない。内側帯の花崗岩にもっとも近い部分では、カリ長石は澄明に再結晶し、斜長石（灰曹長石～中性長石）も細粒な双晶していないものになっている。

塩基性岩は、泥質岩による分帯の中間帯にだけ存在している。オフィティック構造を一部に残しているほかは、細粒の陽起石の放射針状の集合体からなり、斜長石を散在している。そのほか・鉄鈦・方解石・チタン石などが認められ、割れ目に沿い、あるいは陽起石の周囲に黒雲母が生じている。

内側帯および中間帯の形は花崗岩体の形とよく調和しており、北西－南東に長軸をもった分布を示している。おそらくこの方向には、地下のかなり浅所に花崗岩体が存在するものと推定される。

II. 2. 2 日南層群 (alt・ss)

図幅地域東部に南北にわたって点々と分布する本層群は、四万十川層群とした地層と異なり、砂岩がちぎれていることはなく、互層は整然としていて、生粟巣東方に衝上断層の伏在が予想される。この地層の岩相・岩質および褶曲の様子は、東方志布志地質図幅、あるいは都井岬地質図幅などで、日南層群とされた地層とよく似ている。化石は発見されていない。

地域南東隅の日南層群は南大隅花崗岩によって接触変成作用を蒙っている。

滞留北方の山地を構成する地層

この山地はシラス台地から突出して聳え、最高点は海拔268.4mで、シラス台地からの比高は約170mである。ほぼ平行に走る2条の山脈がその中間部で連結されたような形をなし、東側の山脈は砂岩層、西側の山脈は砂岩頁岩互層からなり、両者は整合で前者が下位にある。砂岩層は塊状であるため走向および傾斜を測定し難いが、山脈の方向がほぼ走向を示すと考えられ、三角点以北ではN30°E前後である。そして南方ほどSE方向に曲げられており、分布区域南東端付近で黒色頁岩の夾みによる走向・傾斜は、それぞれN12°W・52°Wである。砂岩頁岩互層は北方ではN0～25°Eであるが、次第にSE方向に曲げられ、南方ではN5～25°Wとなっていて、これも地形によく現われている。傾斜は45～65°Wのことが多い。なお両層を通じ化石は発見できなかった。なお岩屋付近の河床中にも砂岩の小規模な露出がある。



図版8 持留付近にみられる時代未詳層群の整然とした互層

砂岩層は主として無層理塊状の砂岩からなる。細粒質で新鮮なときは非常に堅硬で全体が暗青色を呈し、ときに径5mm以下の黒色パッチが点在するが、風化すると灰青～灰黄色を呈し、黒色パッチも認められず砕け易くなり、またかなり長石質であることがわかる。一般に走向・傾斜も明らかではないが、きわめてまれに黒色頁岩と互層しあるいは軟質の中粒砂岩層を挟んでいるので、この場合には測定することができる。

砂岩頁岩互層は細粒砂岩と黒色頁岩との互層からなり、おのおの5～30cmの厚さで板状に整然と重なっており、まれに砂岩が厚さ1～5mのレンズ状をなすことがある。砂岩は暗青色を呈し風化すると灰青～灰黄色となり、層理は明瞭でない場合が多く、ときに葉理が発達する。黒色頁岩は真黒色で層理がよく発達しているが、風化し易く容易に灰褐色になり砕け易くなる。

本層中にはしばしば小断層が多くみられ、多くのものは走向N5～15°E、傾斜70

～90° Wである。また局部的に擾乱したり，緩やかに褶曲することがある。

中野付近に分布する地層

これは串良川に沿い，また山郷に登る道に沿いよく露出しており，主として厚い砂岩からなる。この砂岩は細粒質で暗青色を呈し堅硬であるが，風化すると灰黄色になり砕け易くなる。この砂岩はまれに厚さ約40cmの中粒砂岩をレンズ状に挟み，ときに黒色頁岩と厚さ5～40cm単位の整然とした互層をなす。この黒色頁岩は真黒色で層理がよく発達し，風化して灰褐色になり易い。また砂岩中に径数mのポケット状に礫岩がみられる。この礫岩は基質の方が礫よりやゝ多く，基質は周囲の砂岩と同じく主として石英および長石からなる。礫は指頭大で円磨度良好，チャートおよび砂岩を主とし，まれに流紋岩がみられる。

なお黒石部落南方の小丘は，露出はほとんどないが厚い砂岩からなる。また山郷北方の谷間の露出は砂岩頁岩互層からなる。

荒佐西方の小丘を構成する地層

この小丘はシラス台地から20m弱の比高で高まっている。無層理塊状の砂岩からなり，黒色パッチが点在するが，通常は風化して灰黄色を呈する。

大塚山および串良付近に分布する地層

前者はシラス台地から比高約50mの小丘をなして聳え，また北側は侵蝕のため基部まで露われている。後者は串良市街から北方へ越える峠道に沿いよく露われている。

いずれも厚い砂岩からなる。砂岩は通常風化し灰黄色を呈しており，小豆大の黒色パッチを含むことが多い。

高山町南方に分布する地層

黒色頁岩のパッチを含む粗粒の砂岩が，高山町南方の比高60mの丘陵の主稜をなしている。その南西側高山川の沿岸では，黒色頁岩と細粒の帯黄色砂岩が厚さ約10cm単位の互層をなす。走向N40° Wで傾斜は直立である。

野崎付近に分布する地層

野崎南方に分布するものは，細粒で葉理をもった砂岩を主とし，まれに黒色シルト岩を挟む。南大隅花崗岩による接触変成作用の結果，堇青石および黒雲母を多量に生じており，かつ堅硬な岩石となって急斜面をつくっている。走向N10～40° E，傾斜40～80° NWで花崗岩の接触面にほぼ平行している。

このホルンフェルス中には、花崗岩体との接触面にほぼ平行な走向をもち、花崗岩体側へ45°~70°傾斜する幅数cmの石英脈が多数認められる。そのほか、走向が石英脈と類似し、傾斜垂直のアプライト脈もわずかに認められた。

II. 3 高限山花崗岩

高限山花崗岩は、図幅地域の北西隅に、時代未詳層群の高限山層を貫ぬいて露出している。これは本城川流域の猿ガ城付近を中心として、北方は図幅地域外の大野原北方まで広がっており、東西 6km、南北 9km のほぼ楕円形の分布を示している。楕円の長軸は北西—南東方向である。この主岩体のすぐ南方に当たる御岳西方の谷中には小岩体があらわれている。これは主岩体と時代未詳層群との間の接触面の傾斜から考えると、主岩体と同一の岩体とみなされる。

時代未詳層群との接触面は、本図幅地域内では下記の場所で観察される。本城川流域では新光寺発電所のやま上流・中谷上流・29林班の沢上流・20林班の沢上流・垂水港—堀切（図幅地域外）間の七曲り付近のバス道直上（図幅地域北西角）などおよび御岳西方の高須川流域の各所。

接触面の傾斜は、花崗岩体の南東方接触部では緩く、ときにはほとんど水平に近い。これに対して、西方および南西方では数10°の傾斜を示して、いずれも花崗岩体の外方に傾いている。

岩体は岩質によって、中粒ないし粗粒黒雲母花崗閃緑岩～黒雲母アダメロ岩（新光寺型）と、柘榴石含有細粒ないし中粒アプライト質アダメロ岩（猿ガ城型）との2種に区分される。前者は岩体の見掛上の外側、後者は見掛上の内側を占めている。これらのほか、花崗岩類および時代未詳層群を貫ぬいている脈岩類として、柘榴石を含むアプライト、含まないアプライトおよび電気石ペグマタイトなどがみられる。

高限山花崗岩中には、流理構造はほとんど認められない。たとえ存在する場合でもきわめて局部的である。

節理は岩体全体を通じてよく発達している。岩体中央部では東西系および南北系の節理が発達する。岩体西部および南西部では、花崗岩中と接触部付近の時代未詳層群中とを通じて、接触面に平行な走向をもち、岩体内方へ50°~70°傾斜する節理がよく発達している。この節理に沿って石英脈群やアプライト脈群が多数みられる。

地質時代についての地質学的な証拠は乏しい。本城川流域の新見堂内野北方（図幅地域北西隅）では、大野原砂岩礫岩層が花崗岩を不整合に覆っている。時代未詳層群に対する花崗岩の関係は、花崗岩が時代未詳層群の構造を切って進入していること、さらにその接触変成作用では、接触鉱物が片理を切って晶出しているので千枚岩形成以後である。

したがって花崗岩の進入時期は、時代未詳層群の千枚岩形成以後、大野原砂岩礫岩層堆積以前である。

黒雲母を用いたカリウム—アルゴン法による絶対年代測定によれば、中新世後期（約1,600万年）⁵⁴⁾である。

新光寺型岩石 (Gt₁)

これは高隈山花崗岩体の見掛上の外側を占めるもので、岩質は黒雲母花崗閃緑岩ないし黒雲母アダメロ岩である。石英・正長石・斜長石・黒雲母からなるが有色鉱物に乏しい。鏡下では以上のほか副成分鉱物として、白雲母・ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱・柘榴石・電気石などが認められる。石英は他形で他の鉱物の間を埋めているが、ときに大粒で斑状のものがある。正長石は他形でペルト石構造をもち、カールスバド双晶をなし、一般に汚濁している。ミルメカイトはしばしばみられる。斜長石は粒の大きさによって2種が区別される。大粒の斑状をなすものは長径約5mmで、自形性が強く、累帯構造が著しい。アルバイトおよびカールスバド双晶をしている。斑状でない斜長石は半白形で長径約1mm、アルバイトおよびカールスバド双晶をしている。累帯構造は顕著ではない。いずれもAn₂₂₋₄₄で、An₃₀前後のものが多い。黒雲母はX=淡黄色、Y≒Z=茶褐色～茶色で屈折率は比較的低く、 $\gamma = 1.625 \sim 1.650$ である。ジルコンによる多色性ハロはふつうにみられる。

猿ガ城型岩石 (Gt₂)

これは高隈山花崗岩の見掛上の内側を占めるもので、岩質は柘榴石含有アプライト質アダメロ岩である。本城川中流の猿ガ城付近に東西約2.5km、南北約3.5kmにわたり露出している。また岩体南部の時代未詳層群との接触部に、数m～数10mの厚さで岩体を包むような形で存在する優白質細粒の岩石もこの型のものである。さらに御岳西方高須川上流の小露出もこの型の岩石である。

特徴はアプライト質で、紅色の柘榴石が肉眼的にかなり散在していることにある。

有色鉱物として、黒雲母を主とする部分と、電気石を主とする部分とあり、たがいに不規則に入りまじっている。その様子は1箇の標本中에서도認められることがある。また電気石・石英および長石を主とし、少量の柘榴石を含むペグマタイトが本岩石中に限り、とくに中心部に多くみられる。さらにもう一つの著しい特徴は、直径数cmの、ほぼ球形の暗緑色包有岩を、普遍的にしかも多量に包有することである。この包有岩は、主として堇青石・正長石・石英からなり、少量の黒雲母・柘榴石・電気石・緑色スピネルなどを含んでいる（巻末の図版 IV参照）。通常包有岩の周囲に黒雲母の濃集した帯がみられる。堇青石は他形、大粒で、双晶はしていない。割れ目が不規則に発達し、それに沿い多少ピナイト化しているが、その他は新鮮である。屈折率は、石英よりかなり高い。石英は半白形であり、正長石は自形で斑状である。

猿ガ城型の岩石は、鏡下では石英・正長石および斜長石を主とし、黒雲母・電気石・柘榴石を伴ない、白雲母・チタナイト・ジルコン・燐灰石などを少量含んでいる。石英はふつう直径2～3mmであるが、ときに7～8mmの斑状を示すものがある。液体包有物にきわめて富む。正長石はベルト石構造をもち、カールスバド双晶をしている。斜長石はアルバイトおよびカールスバド双晶をしている。累帯構造は顕著ではない。ミルメカイトはしばしば認められる。黒雲母は多色性、屈折率とも、前記した新光寺型岩石中のものと大差ない。電気石は、他の鉱物の粒間あるいは割れ目を埋めて、紐状あるいは粒状に点在し、まったく他形である。これらが全体として球状の産状を示すことがある。柘榴石は鉄礬柘榴石—マンガン柘榴石系のものである。

脈岩類

高隈山花崗岩体とその周辺には、アプライト・ペグマタイト・石英脈などがよく発達している。それぞれの分布をみると、ペグマタイトは主として岩体中央部に分布する猿ガ城型アプライト質花崗岩中に著しく、アプライトは岩体周辺部で岩体側の部分に多く、石英脈は岩体と時代未詳層群との接触部付近岩体側に密集しているほか、接触変成作用をうけた時代未詳層群中に限って分布している。そのほか猿ガ城型岩石中には、しばしば電気石の細脈が認められる。

アプライト・石英脈および電気石細脈の方向は、花崗岩中および時代未詳層群中の主要な節理系の方向と一致している。

ペグマタイトは幅数cm～20cm程度の脈状をしたものと、同じく幅数cm、長さ約

1mの不規則な外形を示すものとあり、まれに不規則塊状で径数m以上に達するものがある。いずれも石英・長石・電気石・柘榴石および雲母類からなり、模式的には、外側から、長石（ときには雲母を伴う）—石英—電気石・柘榴石—（空隙）という累帯配列を示す。このうち一部を欠くこともある。ペグマタイト中の柘榴石は肉眼的に淡黄褐色～暗赤褐色である。猿ガ城型岩石中のものよりやゝマンガんに富む。

アプライトは幅数cmのものから、数mに及ぶが、明瞭な脈状で石英脈に切られている。脈の中央にペグマタイトをもつ複合岩脈をなすものとみられる。しばしば柘榴石が肉眼的にみられる。この柘榴石は猿ガ城型岩石中のものと変わりが無い。

石英脈は幅数cm～数10cmで、高隈山花崗岩体の西部から南部へかけての猿ガ城型岩石中、および高須川上流の猿ガ城型岩石中に密集して認められる。また接触変成帯中、中間帯および内側帯中の何方所かに密集して産する。接触変成帯中の石英脈はしばしば鉄マンガ重石その他の鉱石鉱物を含み、各所で採鉱および探鉱が行なわれている。時代未詳層群と花崗岩体との接触部でみると、石英脈は花崗岩中にはきわめて多く、ホルンフェルス中にはほとんどない。花崗岩中の石英脈はすべて接触部で尖滅しており、ホルンフェルス側へ連続していることはない。

電気石細脈は、幅数mm以下で、花崗岩の各種の節理に沿い延びている。細脈の面をみると、電気石が樹枝状に生長している。

以上のほか図幅地域外であるが、高隈山花崗岩体の北方接触部付近の時代未詳層群中に、優白質花崗岩の岩脈も認められている。

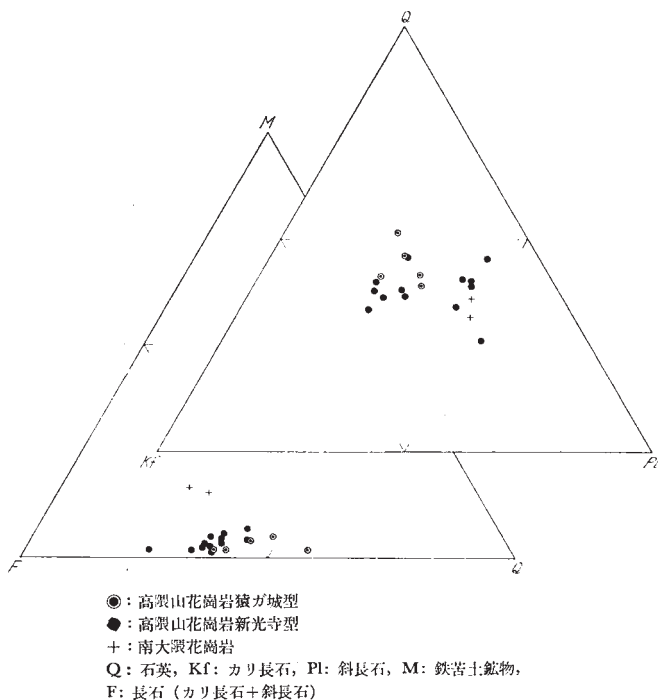
新光寺型岩石と猿ガ城型岩石の関係

両岩の関係は、本城川沿いの連続露頭で観察した限りでは、漸移的で、はっきりした境界は認められない。すなわち数m～10m程度の間、粒度および有色鉱物の量のわずかな変化、柘榴石の有無などの構成鉱物の変化、包有岩の量や種類の変化などがあって次第に移り変わり、このような岩質の変化が一方から他方へ進行したり、元に戻ったりする不均質な中間移化帯を経て移り変わっている。移化帯の幅は数100mである。他の地点でもほぼ同様の移化が行なわれているものと推定される。このように岩体の主部では両岩石の関係は漸移的關係にある。

全体としてみると、猿ガ城型岩石は高隈山花崗岩体のルーフに近いところで、新光寺型岩石をつくったマグマ中に残漿が濃集して固結した岩石でペグマタイト・アプラ

イトを生じ、また一方では堇青石包有岩を多量に包有するようになった。一見すると猿ガ城型の方が岩体の内方にあり、新光寺型の方が外側にあるようにみえるが、両岩石の詳細な分布、および新光寺型の時代未詳層群との接触面は常に急傾斜しているのに対して、猿ガ城型のそれは緩く傾いていることなどから、断面図に示したような関係が推定される。すなわち、現在の猿ガ城型の分布する付近は、花崗岩体がルーフの時代未詳層群と水平に近い接触面をもって接していた場所に近かったところと解される。

図幅地域外であるが、猿ガ城型岩石によく似たアプライトが、岩体北方の七ツ谷の大野沢において、新光寺型岩石と時代未詳層群とを貫いている。



第4図 花崗岩の鉱物容量比

両型の岩石の関係を鉱物容量比についてみると、両岩石とも有色鉱物に乏しく、全珪長鉱物の量ではほとんど差異が認められない。しかし、珪長鉱物中、石英の量は猿

ガ城型の方が比較的多い。また正長石と斜長石との比も猿ガ城型の方が大きい。しかし両岩石は連続的に移化することが認められる。

化学成分上は、猿ガ城型の五が、 SiO_2 、 MnO 、 Na_2O 、 K_2O がやゝ多く、 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 CaO がやゝ少ない。これを $\text{MgO}-\Sigma\text{FeO}-\Sigma\text{アルカリ}$ 図で見ると、全体は一連の系列をつくるが、猿ガ城型はアルカリ隅に著しく寄って示される。一般に重金属酸化物は新光寺型岩石中に多いのに対して、 MnO のみは猿ガ城型岩石中に多い。

第2表 高隈山花崗岩分析値⁴⁾

試料番号	猿ガ城型		新光寺型	
	57Y07	T305	57Z27	57Z111
産地	垂水市新見堂内 野東方 500m	垂水市新見堂内 野東方 1,000m	高隈街道七曲り 付近	垂水鉾山長尾坑 南東 500m
SiO_2	76.36	73.76	76.30	68.00
TiO_2	0.07	0.04	0.11	0.28
Al_2O_3	13.01	14.65	12.81	16.59
Fe_2O_3	0.10	0.31	0.52	0.40
FeO	0.63	0.71	0.79	2.18
MnO	0.07	0.09	0.04	0.06
MgO	0.17	0.31	0.37	0.88
CaO	0.95	0.85	1.57	2.67
Na_2O	3.56	3.85	2.83	3.19
K_2O	4.52	4.25	4.27	4.07
P_2O_5	0.01	0.03	0.11	0.08
H_2O (+)	0.32	0.74	0.37	0.76
H_2O (-)	0.04	0.33	0.10	0.55
B_2O_3	0.22	n.d.	0.21	n.d.
Total	100.03	99.92	100.40	99.71
分析者	大森 えい	倉 沢 一	大森 えい	倉 沢 一

II. 4 南大隅花崗岩 (Gm)

大隅半島南部に広く分布する南大隅花崗岩体の北東隅が、本図幅地域内にわずかに露出している。こゝでは、中粒ないし粗粒の黒雲母花崗閃緑岩で、砂岩源および泥岩源の捕獲岩をかなり含んでいる。鏡下では石英・正長石・斜長石および黒雲母からなる。正長石はベルト石構造をもち他形で他の鉱物の間を埋めている。斜長石はやゝ斑状で累帯構造が著しい。ミルメカイトが少量認められる。柘榴石結晶や、ホルンフェルス構造をした黒雲母・斜長石集合体などの、汚染作用の影響と認められる鉱物や組織がしばしば存在する。また捕獲岩中には、このほか珪線石・紫蘇輝石・緑色スピネルなどもしばしば発見される。

図幅地域内の本岩体中には、柘榴石含有黒雲母アプライトの岩脈が多い。いずれも幅数cm～数10cmで、ときには平行な岩脈群をなしている。その走向NE-SW、傾斜SEのものが著しい。

地質時代は、時代未詳層群中のいわゆる日南層群に接触変成作用を与えているので古第三紀ないしそれ以後である。黒雲母を試料としたカリウム―アルゴン法による絶対年代測定によれば、南東隣接図幅地域内の内之浦町のもので、1,400万年（中新世後期）という値が得られている⁵⁴⁾。

II. 5 野里安山岩 (A)

これは西海岸に沿いいわゆるシラス台地から突出し3カ所に分布する。これらの山容は緩慢であり、ロームおよび現世の火山灰により厚く覆われていて露出はきわめて少ないが、岩質が堅硬であるため熔結凝灰岩や、いわゆるシラスなどからなる周辺の山地とは地形により容易に区別することができる。地質時代を推定する資料はないが火山の原地形が著しく失われているので、おそらく第三紀末ごろと思われる。いずれも熔岩を主とし凝灰角礫岩を伴ない成層火山であったらしい。熔岩は非常に堅硬であって、柱状または板状節理がよく発達しており、肉眼では長さ1mm以下の斜長石の白色結晶が青黒色の石基中に比較的密に散在しており、有色鉱物斑晶は明らかでない。凝灰角礫岩は四斗樽大以下の大小種々の同質火山岩塊が、火山灰とともに凝結したものである。熔岩を鏡下に検すると、斑状組織が認められ多斑晶質で、斑晶は斜長石・

紫蘇輝石および普通輝石からなる。斜長石は柱状で曹灰長石～亜灰長石に属し、結晶の外縁部はおおむね清純であるが、内部は著しく汚濁しているものが多く、一般に累帯構造は著しい。紫蘇輝石は長柱状で淡褐～淡緑色の多色性を示す。普通輝石は柱状で淡緑色を示し、多色性はほとんどみられず、(100)双晶を示すものが少なくない。紫蘇輝石と普通輝石とが平行連晶をなすものがしばしばみいだされ、また斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鈹などからなる聚斑状集合に富んでいる。ほかに微斑晶として鉄鈹を伴ない、また橄欖石に由来すると思われるイディンクス石や、結晶外形から推定して角閃石に由来すると思われるオパサイトがまれにみいだされる。石基は毛氈状組織で柘木状の斜長石・柱状または粒状の単斜・斜方両輝石および粒状の鉄鈹などからなる。

II. 6 大野原砂岩礫岩層 (O)

これは高隈山地において、本城川右岸の海拔450～475mの場所に位置する。花崗岩の上にほぼ水平に不整合に載り、大野原熔結凝灰岩により覆われ、化石は産しないが岩相から更新世（あるいは第三紀末）の堆積物と思われる。

東西2カ所に露出している。西方にあるものは山腹に沿い約1kmの間、連続しており、厚薄常ではないが最大40mに達する。ほとんど人頭大以下の種々の粒度の礫からなり、分級は悪いがよく円磨されており、上限に厚さ数10cmの凝灰岩がある。礫は主として時代未詳層群の岩石からなり、花崗岩はほとんどなく、まれにアブライトがみいだされる。東方にあるものは数カ所に露出し、厚さ5～25cmの礫岩の上に厚さ7～9cmの花崗砂岩、厚さ3cm前後の凝灰質泥岩および厚さ2～6cmの凝灰岩がいずれも整合に重なり、その上に熔結凝灰岩が載っている。この礫岩の礫の種類は、西方に分布するものと同様であるが、径1mに達するものがあり、一般に円磨度は悪い。本層の露出は少ないが、おそらく熔結凝灰岩岩体の下位に広く分布すると考えられる。

II. 7 大野原熔結凝灰岩 (Wo)

これは大野原砂岩礫岩層を不整合に覆い、本城川右岸の高所のみ分布する。全体が灰色の粗鬆な岩石で、熔結度は弱く、塊状で節理はほとんど認められない。また熔結凝灰岩に特有のガラス質レンズもほとんどみられない。本城川沿岸に、当時の谷を

埋めた形で分布する始良火山軽石流よりも古いもので、この谷の形成される以前に流出したものであって、おそらく更新世初・中期のものと思われる。非常に風化しやすい岩石であるが、新鮮なものは灰青色ガラス質の石基中に、長さ1.2mm以下の斜長石が比較的密に散在している。鏡下に検すると斑状組織が認められ、斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなる。斜長石は柱状であるが破片状のものも少なくない。おおむね清純であって曹灰長石に属す。紫蘇輝石および普通輝石は斜長石よりも遙かに少なくかつ小形で、両者はほぼ等量にある。ほかに微斑晶として鉄鉱を伴う。石基はガラス質で斜長石・輝石・鉄鉱などの微晶が散在し、shard構造が顕著に認められる。

II. 8 阿多火山軽石流 (Wt)

これは鹿児島湾に面する海岸に沿い、磯や小島をなし、ほとんど連続してみられるほか、高隈山地南部に往時の谷間をうづめた形で分布している。この岩体は南隣の大根占図幅地域内において、阿多火山噴出物といわれているものに連続しているので、同火山噴出物として取り扱った。海岸地区におけるその原表面の分布高度は海拔100～150mであるが、高隈山地南部では、一般に海拔300～450mであって、600mの高さまで達している。この理由として、この間に断層の存在、山地の傾斜に沿い軽石流がのし上げたこと、あるいは流出時における基盤の傾動などを考えることができる。岩質は粗鬆であって通常は風化して淡紅色を呈している。ほとんどすべて熔結しているが一般に熔結度は低く、節理はほとんど見られない。しかし西海岸に沿い浜田付近から荒平および古平を経て寺田まで、ほとんど連続して分布する部分は、おそらく軽石流岩体の基底に近いものと思われ、黒色のガラス質レンズがよく発達し長さ60～80cmのものも珍しくなく、観察したうちでは長さ約2mに達するものがあつた。海浜では岩体の基質は容易に侵蝕され、そのため黒色レンズが浮き出したようになり、レンズの形を立体的に観察することができる。一方向に延びることなく、主として円盤状であるが、かなり不定形のものもみられる。荒平駅から東方台地へ登る途中には、40余力所の石切場がほとんど連続して分布しているため、岩体をよく観察することができ、こゝでは黒色レンズは顕著ではない。この岩石を鏡下に検すると、斑状組織が認められ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなる。斜長石は柱状または破片

状を示し、曹灰長石に属しおおむね清純であって累帯構造が著しい。紫蘇輝石および普通輝石は破片状のことが多い。ほかに微斑晶として鉄鉍を伴なう。石基は淡褐色を呈しshard構造が認められ、全体としてガラス質であるが、部分的に再結晶しておりそのなかに析木状の斜長石・柱状の斜方輝石および柱状の鉄鉍などの微晶が点在し、なお鏡下の孔隙に鱗珪石が生成していることがある。また凝灰岩その他の外来岩片を含んでいる。

この岩体には観察した限りでは非熔結部は見られなかったが、流出当時の表面はすでに削剝されたらしい。

II. 9 始良火山旧期軽石流 (Wr)

これは図幅地域北部の高隈川に沿い分布するもののほか、図幅地域北西隅の本城川上流や鹿屋市街付近および市街南東約5kmの永野田駅付近にもみいだされる。

まず高隈川に沿ったものについて述べる。分布高度はいわゆるシラス台地の表面の高さよりも低く、侵蝕により地表に露出するようになったもので、岩体を下刻して高隈川が流れ、ときに両岸が迫って峡谷をつくり、谷田の滝その他が懸っている。この岩体はいわゆるシラスに覆われ、他の場所に連続していないが、この地方を広く調査した松本唯一の意見によると、これは始良火山噴出物であるという。この岩体には種々の岩質のものがあるが、いずれもかなり風化しているため野外で区分することが難しく、地質図幅では全体をまとめて示した。しかし少なくとも2回以上の流出があったと思われる。

川井田部落南側に川に面した大きい露出があり、こゝでは岩質の異なる2枚の軽石流がほとんど侵蝕間隙をもたずに重なっている。下位のものの露出は厚さ3m以上あり、灰色、粗鬆でかなり風化しているが、細長く延びたガラス質のレンズがみられ、大部分は低熔結であるが、表面から30~40cmの部分は非熔結である。上位のものは厚さ約8mあり、中央部に当る3分の1の部分は熔結して、垂直の節理がみられ、灰色、緻密質で長さ20~30cmの紡錘状断面のガラス質黒色レンズが認められ、その上下の部分は低熔結となっていて、本岩の上には直接降下軽石が載っている。

高隈川上流の高隈橋（高隈部落南方）付近に分布する岩体は河床をなし、広く露出し甌穴がみられる。この岩石は他ではみられないほど新鮮で、長さ20cm以下のガラス質



図版9 始良火山熔結凝灰岩が河床をなして露われ、ガラス質レンズがよく観察される。また罅穴がみられる（高隈部落付近）

黒色レンズが濃灰色の基質中に、長く伸びているのがよく観察される。低熔結で節理はあまり明瞭ではない。この岩体は分布高度および岩相の類似などから、前記の岩体の上位にあるものに相当すると考えられる。この岩体を鏡下に検すると、斑状組織が認められ、斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなる。斜長石は破片状のものが多く曹灰長石に属し累帯構造が著しい。紫蘇輝石および普通輝石は破片状のものが多く。ほかに微斑晶として鉄鉱を伴う。石基は淡褐色で著しいshard構造が認められ、部分により結晶度を異にし、まったくのガラス質の部分と隠微晶質の部分とが縞状をなし、後者中に柵木状の斜長石・柱状の斜方輝石および粒状の鉄鉱などが散在している。

谷田の滝から下流に分布するものは、いずれも肉眼的にほぼ一様で著しい相違は認められない。塊状かつ粗鬆で全体が灰青色を呈し、そのなかに長さ1mm以下の輝石斑晶が点在し、ガラス質のレンズはあまり著しくないが、風化面で見ると幅10cm以下のレンズが認められる。しかし一般に風化して灰赤色を呈することが多く、低熔結で節理はみられない。この岩体は分布高度および岩相の類似などから、前記の岩体の下位のものの延長であろうと推察される。

現在ではこの岩体の表面は風化し、ロームに移化していて非熔結部は認められない

から、流出当時の表面はすでに削割されたと考えられる。基盤岩と直接する露出はないが、かなり近くでも非熔結部はみられなかった。鏡下に検すると斑状組織が認められ、斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および角閃石からなる。斜長石は柱状または破片状で、曹灰長石に属し清純で累帯構造は著しい。紫蘇輝石および普通輝石は柱状または破片状を呈する。角閃石は両輝石に比較すれば少なく、いわゆる緑色角閃石に属し多色性がみられ、しばしば(100)双晶を示す。石基は淡褐色で著しいshard構造が認められ、これは仮屋付近で得た資料にとくに顕著である。全体としてガラス質であるが部分的に再結晶している。

図幅地域北西隅の本城川上流に分布するものは、往時の谷間をうずめて堆積したと考えられ、高さ20～50mの柱状節理を連ねた急崖をなし、各岩体の頂部はほぼ平坦で海拔300m前後である。粗鬆な岩石で濃灰色の石基中に長さ20～30cm、ときには1mに近いガラス質黒色レンズが著しくみられる。基質は通常風化して赤味を帯びている。鏡下に検する斑状組織が認められ、斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり、まれに黒雲母およびこれから変質したと思われる緑泥石を伴っている。斜長石は多く柱状または破片状を示し、おおむね清純で曹灰長石～亜灰長石に属す。紫蘇輝石の多色性はあまり著しくなく、普通輝石には(100)双晶を示すものがしばしば見られる。ほかに微斑晶として鉄鉱がみいだされる。石基はガラス質で部分的に隱微晶質であり、斜長石・緑泥石・鉄鉱などの微晶が点在しており、またshard構造が認められる。

鹿屋市街付近に分布するものは、市街北方の肝属川の河床をなしほとんど連続して露われ、また鹿屋市街地の河床にも露われている。これら岩体は熔結凝灰岩からなりかなり風化しているが阿多火山噴出のものよりも、前記の高隈付近に分布するものに岩相が似ているので、始良火山噴出物として取り扱った。

永野田駅付近に分布するものは駅西方の3カ所と北方の1カ所、さらに北東方約2.5kmを隔てた光同寺部落付近の1カ所、合計5カ所で大隅降下軽石層および旧期ローム層の下位にみいだされ、いずれも道路面から高さ2～3mの範囲にわずかに露われているに過ぎない。永野田駅北方の1カ所を除けばこれらの岩体は軽石凝灰角礫岩であって、主として拳～人頭大の軽石とその破砕片からなり、前者の方が多く、軽石はほぼ一様の程度に円くなり、基質は緻密であって全体としてやゝ堅い。この軽石を

鏡下に検すると、斑状組織が認められるが、斑晶はきわめて少なく斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなる。斜長石は柱状または破片状を示し、清純で曹灰長石に属し累帯構造は著しい。紫蘇輝石は柱状で淡褐～淡緑色の著しい多色性がみられる。普通輝石は淡緑色で多色性は著しくない。ほかに微斑晶として鉄鉱が見られる。石基はガラス質で軽石構造を呈する。永野田駅北方約150mの道路際に露われた岩体は熔結凝灰岩であって著しく土壌化している。長さ10～30cmの長く伸びたガラス質レンズが残存してみいだされる。

これら5岩体が始良・阿多いずれの火山噴出物であるかについては確証はないが、阿多火山軽石流には非熔結部がほとんど知られていないので、始良火山噴出物として取り扱った。

II. 10 祓川粘土層 (H)

これは鹿屋市街北方約3.5kmの道路沿いに分布している。大隅降下軽石層に覆われてみいだされ、本層の下限は不明であるが厚さは少なくとも1.5mある。本層は灰～濃灰色で緻密な粘土からなり、ときに凝灰質であってよく成層し、層理はほぼ水平であるが、やゝ北方に傾斜している。これは局部的の湖沼堆積物と思われる。

II. 11 垂水砂礫層 (T)

これは図幅地域北西隅の本城川流域に狭少な範囲にしか露われていないが、西隣の垂水図幅地域内に連続し広く分布している。時代未詳層群および花崗岩の上に載り、旧期ローム層および大隅降下軽石層に覆われ、厚さは一定しないが数m以上のことがある。本層は礫を主とし砂を混えるが、礫は通常拳～人頭大でまれには一抱え大のものもあり、分級は悪く、かなり角張ったものが多い。礫の種類は高隈山地を構成する岩石、すなわち花崗岩・ホーンフェルス・粘板岩および砂岩などからなり、まれに熔結凝灰岩を含む。

II. 12 旧期ローム層 (ol)

これは当時の既存岩石を広く一様に覆い堆積したが、現在地表でみられる場所は次のようである。地域南縁ほぼ中央の永野田駅付近および北方の計4カ所では、いずれ

も道路面から高さ1～4mの範囲に露われているに過ぎず、褐色粘土質のロームからなり、うち3カ所では下位の岩石は露われていないが、1カ所では下位に軽石流が露われている。また鹿屋市街北方の下祓川では道路に沿い約70mの間にほとんど連続して露われ、厚さは最大4mでこれより下位の岩石は露われていない。これはおそらく火山灰起源のものと思われる。

II. 13 始良火山大隅降下軽石層 (F)

これはこの図幅地域内ばかりではなく、大隅半島中北部から鹿児島湾周辺一帯の山地を広く覆って堆積したもので、大隅降下軽石層と呼ばれ、厚さおよび軽石の粒度の増減から考え、おそらく始良カルデラから噴出したと推察される。はじめ旧期ローム



図版10 阿多火山熔結凝灰岩（線路ぎわの草の生えた部分）の起伏に平行して大隅降下軽石層（草の生えていない部分）が載り、さらに2次堆積軽石層が載る（荒平付近）

を覆い、山地の起伏に平行し一様の厚さで堆積したが、高隈山地のような峻しい地形の場所に堆積したものはその後、雨や風のためほとんどすべて山麓部に押し流されて再堆積したため、これら山地には現在ではほとんど残っていないが、まれに谷間の平坦地などにみだされることがある。図幅地域内の各地点で厚さを測定すると、北西隅付近では10数m、中央から南西部にかけて6～7m、南西隅付近では4～5mあり、始

良カルデラから遠去かるに従い次第に減少しているが、その後には削剝をうけたため現在ではどこでもこれだけの厚さが残っているわけではない。この降下軽石層の岩相に特徴があり、岩体下方の約8分の1の部分は残る上部に比較して常に細粒である。例えば下部の軽石が小豆～大豆大のとき、上部の軽石はうづら豆～胡桃大である。また図幅地域内北東隅に近づくに従い、両者の中間にさらに細粒の1層のあることがわかる。例えば古江港近くの近在付近では、下部は厚さ60cm以上で軽石は大豆～胡桃大であり、上部は少なくとも厚さ7mあり、軽石は胡桃～鶏卵大のとき、両者の間に1層挟まれ、それは厚さ7cmで軽石は米粒～小豆大である。

軽石の大きさを上部について述べると北西隅付近では胡桃～鶏卵大のことが多く、中央から南西部にかけては大豆～胡桃大であり、始良カルデラから遠去かるに従い次第に小さくなる。このようによく分級され、かつ角張った軽石が堆積したものであるから多孔質であり、したがって容易に崩れ易い。この地方ではこれを“バラス”と呼び“シラス”とは区別しているが、この地域ではとくに厚く目立つからであろう。また本層は透水性であり、この下位にある旧期ローム層や熔結凝灰岩などが不透水性であるため、しばしば滞水層となり、笠の原中央部の中山付近やその南方の光同寺付近では、シラス台地の谷の底に露出した本層中から自然湧水しているのがみられる。また現在では湧水していない露出でも、本層の基底にほとんど常に褐鉄薄層がみられるので、かつて滞水していた際にこれを沈澱したと思われる。西隣の垂水図幅地域内の資料によると、この降下軽石層は始良カルデラ生成以後に生じた扇状地堆積物の上に、旧期ローム層を隔てて載っており、明らかに始良カルデラ生成以後の噴出物である。

この軽石は肉眼では灰白色を呈し、孔隙に富んでおり、そのなかに長さ1mm以下の紫蘇輝石の斑晶がきわめてまばらに点在している。鏡下では斑状組織が認められ多石基質で斑晶は斜長石・石英および紫蘇輝石からなる。斜長石は中性～曹灰長石に属し、柱状または破片状でやゝ円味を帯び、清純で包有物に乏しく累帯構造が著しい。石英は不定形で著しい融蝕を受けており清透である。紫蘇輝石は柱状または破片状を示し、淡褐～淡緑色の著しい多色性がみられる。ほかに微斑晶として鉄鉱を伴う。また斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱などからなる聚斑状集合がしばしばみいだされる。石基はまったくのガラス質で軽石構造を呈する。

II. 14 始良火山新期軽石流（大隅軽石流）（P）

これは図幅地域の東半の大部分を占め、広大な面積に分布しているばかりでなく、なお東隣の志布志図幅や北隣の岩川図幅の諸地域にも延びている。この軽石流は大隅降下軽石層の上に直接載り、また山地の斜面に堆積したこの降下軽石層をほとんど侵蝕間隙をもたずに覆っているので、新期軽石流は大隅降下軽石層の堆積のほとんど直後に流出したものである。またその分布高度を見ると、北方ほど厚くかつ高くなっているのが、始良火山噴出物と思われる。この軽石流を旧期ローム堆積以前の始良火山軽石流と区別するため、前者を新期軽石流（大隅軽石流）、後者を旧期軽石流と呼ぶことにする。



図版 11 大隅降下軽石層（写真中で最下位の等粒状かつ粗粒の部分）の上に、新期軽石流およびいわゆる2次シラス（成層した部分）が載り、さらに新期ローム層（黒色帯が2本みられる）および黒色火山灰層が載る（鹿屋市街付近）

この図幅地域内の地表で見られる限りでは、分布の西限は鹿屋市街地の城山付近でこゝでは露出状況をよく十分に観察することができる。軽石流は降下軽石の上に載り厚さは10～15mあり、基底の20～30cmの部分は軽石質ながら緻密で強く締まっているが熔結はしていない。そして上方にゆくに従い次第に粗粒になり、軽石塊とその破碎

片からなり、上限は拳大、ときに人頭大程度の軽石塊のみの集積からなっている。さらにこの上を降下軽石の2次堆積層が覆っているので、原表面がほとんど削剝されることなく良く保存されている。

この図幅地域全体を通じ、新时期軽石流の基底部は下位の降下軽石層に直接する20～50cmの部分が、上記のように軽石質で堅く締まっているだけで、熔結凝灰岩と称する程度に熔結していない。しかし東隣の志布志図幅や北隣の岩川図幅の地域内では、直接する1～10mの部分がしばしば熔結し、石材として採取されている場所もあるので、この図幅地域内に分布する岩体は、この軽石流の縁辺部に当るものと思われる。

前記の城山付近のように、軽石流の原表面が保存されているのは、ほとんど鹿屋市街地付近だけであって、ほかの場所ではほとんど削剝されてしまったらしく、大形軽石の密集部が見られるところは他にはない。また地質図幅に記載した軽石流の分布区域内でも、必ずしもすべてが1次的なものではなく、河岸の露頭においてしばしば明らかに2次的の堆積物がみられる。これは河川が軽石流岩体を下刻する途中で、局部的に堆積したものと思われる。

II. 15 2次堆積軽石層 (S)

これは主として高隈山地の周辺および古江線沿いの山地付近に分布し、ほかに図幅地域北東部の持留北方や南東隅の山地付近にもみいだされる。新时期軽石流以後の堆積物で成因から次の2つに分けることができる。すなわち大隅降下軽石の2次堆積物と新时期軽石流の2次堆積物とである。

大隅降下軽石の堆積直後に軽石流の流出があった。山地に堆積した降下軽石は、雨水のため洗い流されて山麓の低地に再堆積し、また軽石流の表面も軽石塊の集積からなるため、削剝されやすく同じく低地に再堆積し本層を生じた。地質図幅では両者の分布を区別していないが、高隈山地周辺・持留北方の山地付近、および鹿屋市街地西方一帯に分布するのは、主として降下軽石の2次堆積層であり、鹿屋市街地以東の古江線沿線に分布するものは、主として軽石流の2次堆積層であるが、両者のいずれとも区別できない場合もある。

2次堆積軽石層は一見して軽石流（非熔結部）に酷似しているけれども、岩質が軟弱で崩れ易く、山崩れなどの災害をおこすのは前者の場合が遥かに多い。

降下軽石の2次堆積層

これは軽石がその破砕片とともに再堆積したもので、この軽石はほとんど等粒状であるのが特徴で、付近の山地に堆積する降下軽石と粒度において大差がない。扁平な形状の軽石はたいていの場合横臥しており、層理のみられることもまれではなく、西海岸の高須付近ではとくに著しく成層しており、ときには偽層を示しているが、これは高須川的作用によるものであろう。しかし一般には軽石流と岩相がかなり似ていて、露頭を局部的に観察した場合に両者のいずれであるか判断に苦しむことが少なくない。両者を確実に区別する方法はその基底部を見ることで、軽石流の場合は必ず堅く締まっているが、本層の場合はそのようなことは絶対になく、成層した粘土層や砂層が挟まれていたり、軽石片が横臥したりしている。

軽石流の2次堆積層

これは軽石流の表面が削剥され再堆積したもので、軽石が等粒状でなく、この付近の山地に分布する降下軽石の粒度よりも遥かに大きく、拳～人頭大のものも少なくない。これら巨大な軽石塊は軽石流の表層をなしていたものと思われる。本層は笠の原台地南端の崖その他で見られるように軽石流の上に載っており、両者の岩相は一見酷似している。しかし、軽石流に層理はまったく見られず、また扁平な軽石片は横臥していないことがあるので、両者を区別できないことはない。2次堆積層は軽石流よりも遥かに軟弱で崩れ易い。

II. 16 笠の原軽石質砂礫層（いわゆる2次シラス）

これはシラスのつくった広大な緩傾斜の原面が、その後に雨や流水のため侵蝕を受け、その表面が削剥され移動し再堆積したもので“2次シラス”と呼ばれ、厚さは1～3mのことが多いが、まれに数m以上ある。本層は軽石細片や軽石質粘土などが、高隈山地を構成するホーンフェルス・粘板岩および砂岩などの拳大以下種々の粒度の円礫や砂などを混え、ほぼ水平に堆積したもので、粒度に従い縞状の互層をなし、あるいは偽層を示す。層準によりかなり岩相を異にし、ほとんど軽石細片や軽石質粘土などからなる場合もあり、また時代未詳層群の岩石を主とする場合もみられる。したがって本層は2次堆積軽石層と明瞭な境界を示すこともあるが、後者中に時代未詳層群の岩石の礫を次第に増加し、前者に漸移する場合がまれではない。本層はこの地質



図版 12 2次堆積軽石層の上にならゆる2次シラス（写真中で成層した部分）が載り、さらに新期ローム層および黒色火山灰層が載る（笠の原台地北端付近）



図版 13 笠の原軽石質砂礫層（いわゆる2次シラス）
種々の粒度の軽石が異質礫を混え、よく成層している（笠の原台地北西端付近）

図幅には表現していないが、笠の原台地にもっとも著しく分布し、高隈川その他諸河川の沿岸にも見られ、鹿屋表層地質図（経済企画庁）⁵⁷⁾には詳しく示してある。

なお“シラス”および“2次シラス”の語は地方的な俗語であって、元来から明確な定義があるわけではない。前記の2次堆積軽石層は成因的には2次的の堆積物であるがほとんど軽石ばかりからなり、ときには明らかに成層しているが、一見して軽石流に似ているので単にシラスと呼ばれ、2次シラスとはいわれていない。

II. 17 新期ローム層 (1)

2次堆積軽石層および笠の原軽石質砂礫層の上に不整合に載る。主として褐色の粘土質ロームからなり、しばしば軽石を含み火山噴出物を起源とするが、不整合の存在により下部ローム・中部ロームおよび上部ロームに分けることができる。とくに下部ロームと中部ロームとの間の不整合は著しい。厚さは一定しないが、全体として4mを超えることは少ない。地質図幅では台地上のとくに厚い部分だけを示し、山地に堆積したものや、台地上でも薄いものは省略してある。なお鹿屋表層地質図（経済企画庁）⁵⁷⁾には各単層の分布を詳しく示してある。

地形の項でも述べたが段丘面とロームとの関係を述べると、IおよびII面の上には下部・中部および上部の各ロームが、II面の上には下部ロームを欠き、中部および上部ロームが、IV面の上には下部および中部ロームを欠き、上部ロームだけがそれぞれ載っている。またこれら3ロームの間にしばしば砂礫層が挟まれている。これらは河川堆積物と思われ厚さ1~3mで、人頭大以下種々の粒度の円礫および砂からなる。

下部ローム

これは厚さ70~140cmで褐色ロームとこの上に載る褐黒色ロームからなり、両者はほぼ等量で漸移する。後者には堆積面に垂直に柱状節理が著しく発達しているのが特徴的で、これによって中部ロームと容易に判別し得る。褐色ロームの基底に黄色軽石が点在していることがある。下部ロームはいわゆるシラスまたは笠の原軽石質砂礫層を不整合に覆い、この図幅地域内では厚さの変化はあまりないようである。文献⁴⁾によると上記褐色ローム中の黄色軽石は、桜島火山に近づくに従い厚さを増すので、下部ロームは桜島火山の噴出物といわれている。

中部ローム

これは厚さ30～120cmで褐色ロームとこの上に載る黒色ロームからなり、両者はほぼ等量で漸移する。後者には堆積面に垂直に柱状節理がみられるが、下部ロームほど著しくない。またこの黒色は、下部ロームの上部が褐黒色であるのと異なり容易に区別できる。

褐色ロームの基底には、黄色軽石が点在し、ときには密集しており、図幅地域北縁に近づくほど著しく、軽石は大豆～うずら豆大で、ときには胡桃大のものもある。しかし南縁に近づくほど次第に小さくなり、南縁部ではまったく見られない。中部ロームの台地の上における厚さは、一般に北方ほど厚く、南方ほど薄い傾向があり、前者では80～120cmであるが、後者では30～50cmである。文献⁴²⁾によると、大隅半島全体について考えると南方に向かい厚さを減じ、半島南部では中部ロームを欠いており、噴出源はおそらく桜島火山であろうといわれている。

なお局所的な現象であるが、中部・上部両ローム層の間にさらに1枚のローム層が挟まれていることがある。すなわち、図幅地域北西隅の台地のやや上上被川付近の台地の上で見ると、厚さ30～60cmあり、橙黄色を帯びた褐色ロームを主とし、上限は黒色ロームに移化しているが、前者はレンズ状で次第に尖滅し、後者は中部ローム層の黒色部と合一する。

上部ローム

これは厚さ10～20cmの降下軽石と、その上に載る厚さ20～35cmの褐色ロームからなり、後者中にもしばしば軽石が点在している。降下軽石およびローム中に点在する軽石は、大豆大以下の大きさで常に特徴ある橙黄色を呈し、下部ロームおよび中部ローム中の軽石とは容易に区別することができる。また大隅降下軽石層（いわゆるバラス）とも容易に区別し得られ、この地方では前者を赤バラス、後者を白バラスと呼ぶことがある。また褐色ロームも下部ロームおよび中部ローム中の褐色ロームに比較し、色彩が鮮やかであるため容易に区別できる。また褐色ロームの上限が黒色ロームに移化することがある。

この図幅地域内だけの調査では、前記の降下軽石は南方ほど薄く、北方ほど厚い傾向がみられ、かつ軽石の粒径も北方ほど大きく北縁部では小豆～大豆大のものもみられる。また褐色ロームは南方ほど厚く北方ほど薄い傾向がある。これらの噴出源については明らかではないが、降下軽石は主として桜島火山に由来すると考えられ、褐色

ロームは開聞火山噴出物を主とし、桜島火山噴出物もやゝ混入していると推察される。

なお高山～永野田付近では、この降下軽石と褐色ロームとの間に、あるいはロームのなかや本層の基底に、厚さ0.3～1mの中粒砂層を挟むことがあり、同様の現象は串良南西方の中村迫や大隅川西駅南方の名貫付近でも認められる。

II. 18 段丘堆積層 (t)

これは肝属川や高隈川の沿岸に分布し、河岸段丘をつくっている。地質図幅には規模の大きいものだけを示してある。よく円磨された拳大以下の礫および砂の集積からなり、厚さは1～10mである。高隈川沿岸では、この上に下部または中部ロームが載ることが多い。

II. 19 開聞火山降下軽石層

これは地質図幅には表現していないが、上部ロームの侵蝕面の上に不整合に載り、黒色火山灰層で覆われ、この地方では開聞岳C軽石層と呼ばれている。図幅地域内における分布・厚さおよび軽石の粒度をみると、図幅地域南東隅ほど厚く、高山町付近では厚さ15～20cmで軽石は大豆～うずら豆大であるが、北西に向かうほど次第に薄くなり、吾平^{あいら}駅～串良駅付近では厚さ7～10cmで軽石は大豆大程度に、田崎～笠の原～原田付近で厚さ2～5cmで軽石は小豆大程度になり、やがて黒色火山灰層の下部層、すなわちクロニガ層の基底に散点するようになり、白水～祓川～生栗巢～荒佐から北西部ではまったく見られなくなる。軽石は黄白色を呈し、やゝ風化しており、互にやゝ凝結し植物の根を通し難い。また本層中にしばしば安山岩火山礫が含まれている。文献³³⁾によると、南隣の大根占図幅地域内に進むほど本層は次第に厚くなり、吾平町上名では厚さ20～30cm、吾平町元原では約80cm、大根占町大久保および根占町牛牧では約100cmに達し、この付近では基底に黒褐色のスコーラを伴ない、上部には軽石を含む黄褐色の火山灰が数cmも堆積しているといわれている。これからさらに南方へ進むと次第に薄くなり、その分布からみて開聞火山を噴出源としていることはほぼ確実であるという。

なお文献⁴²⁾によると、大根占町横高尾において、本層上部から岩崎上層式土器（縄

文式後期初頭)が出土し、したがって同層の上限は縄文後期初頭であるといわれている。またこの軽石は両輝石角閃石石英安山岩質であるとのことである。

II. 20 黒色火山灰層

これは地質図幅には表現してないが、沖積平野を除く全山地を覆い、現在の地形の起伏にほぼ平行し、新期ローム層の上に不整合に堆積しており、厚さは台地の上で1～1.2mのことが多く、まれに2m近くに達することもあるが、山地の斜面では一般に薄い。全図幅地域を通じ地区による厚薄の変化はほとんど認められない。岩相により下位からクロニガおよびクロボクの2層に分けることができるが、風化して判別困難のことが多い。両層は整合で、その厚さはほぼ等しい。

クロニガ層

沖積平野を除く全山地を覆ってみいだされ、樹脂光沢のある帯紫黒色の火山灰層でやゝ粘土質であり、縦に割れ目のある場合もみられる。図幅地域内での厚さは、台地の上ではほとんど常に一様で50～60cmであるが、山地ではさらに薄い。本層の起源については、この図幅地域内のみの調査では明らかにすることができないが、図幅地域中部以南には、本層の下位に開聞火山降下軽石層が分布し、本層とはっきりした境界をもたず漸移する場合が多いので、このようなものは開聞火山に由来するものと思われる。しかし本層の厚さは、図幅地域内はどこでもほぼ同じであるから、図幅地域中部および北部に分布するものは、桜島火山に由来するものも含まれていると想像される。

クロボク層

沖積平野を除く全山地を覆って堆積し、次に述べるいわゆるボラを除けば最上位にある。無光沢の黒色を呈する火山灰層で、サラサラした感があり、クロニガ層とは容易に区別できる。図幅地域内の台地の上では、どこでもほとんど常に50～60cmの厚さであるが、山地ではこれよりも薄い。本層の起源については、この図幅地域内の調査では明らかにすることができないが、文献33)によると笠の原台地北部以北は、桜島火山噴出物を母材にしているが、台地中南部以南では鉱物組成のうえから開聞火山噴出物の混入が考えられるという。

II. 21 桜島火山降下軽石層（いわゆる大正ボラ）

これは地質図幅には表現してないが、桜島火山から1914年に噴出した降下軽石層で、“大正ボラ”といわれクロボク層の上に載り、降下当時は北隣の岩川図幅地域内の牛根付近では厚さ20～100cm、百引付近では50～70cmに達したといわれ、南方ほど次第に薄くなり、この図幅地域内では鹿屋付近で1.5～6cm、高隈付近で2～5cm、高山付近で1.5～2cm、串良付近で2～5cmあったという。しかし現在ではこの軽石は地表から排除されあるいは耕土に混じり、降下当時そのままの状態を観察できる場所はほとんどない。主として高隈川以北の台地の上で、耕土に混じり灰白色未風化の軽石が散在してみいだされるにとどまる。その軽石の大きさは図幅地域北縁に近い荒佐付近ではうずら豆大以下、その南方の横内付近では大豆大以下、さらにその南東方の持留付近では小豆大以下である。この軽石を鏡下に検すると、斑状組織が認められ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり、破片状を呈するものが多い。斜長石は清純で曹灰長石に属する。ほかに微斑晶として鉄鉍が見られ、石基はまったくのガラス質で軽石構造を呈する。

II. 22 沖積層 (a)

諸河川の流域に分布し、礫・砂および粘土からなる。

なお、この地質図幅には示してないが、文献⁵⁷⁾によると高山町宮下において、河床下約10mのところの厚さ70～100cmの含貝化石層のあることがわかっている。これは帯緑灰色凝灰質泥岩であって、架橋工事のときみいだされ、河床下に上位から厚さ2～3mの砂礫層、約1mの軽石層および6m余の暗灰色凝灰質泥岩層を隔てて、その下位にあり、貝化石は*Ostrea*を主とし、いずれも瀬海性の貝類である。これは更新世における海進期の堆積物と考えられる。

Ⅲ. 応 用 地 質

Ⅲ. 1 概 説

鉱産資源には高隈山地における金属鉱床が挙げられる。同山地南方斜面に点在し、約15鉱山が数えられ、主として第二次大戦中稼行されたが、規模は小さく筆者らの調査当時は休山していた。ほかに浜田―寺田間の海浜に砂鉄鉱を産するが休業中であった。また阿多火山および始良火山の熔結凝灰岩が建築石材として採取され、また、第三紀安山岩および時代未詳層群郷の原層の塩基性熔岩が、道路用砕石として採掘されている。ほかに5カ所に鉱泉がある。

Ⅲ. 2 金 属 鉱 床

高隈山地には多数の金属鉱床および鉱徴が知られている。そのうち鹿屋銅山の層状含銅硫化鉄鉱床以外は、すべて高隈山花崗岩の侵入に関係した鉱床である。鉱床の分布と鉱種は、花崗岩体の形態および接触変成帯の形態に密接な関連をもった累帯配列をしている。すなわち、花崗岩体の南東方に、花崗岩側から、ペグマタイト鉱床、タングステン・モリブデン・金・ビスマス・砒素鉱床、砒素・銅・鉛・亜鉛鉱床、金・銀・アンチモニー鉱床の順に配列が認められる。しかし、これらは概して小規模の鉱徴にすぎないものが多い。こゝでは、比較的規模が大きく重要なもののみを記載する。

花 岡 鉱 山

平岳南東方の花崗岩の小露出と、時代未詳層群の接触部付近に胚胎したペグマタイト鉱床で、タングステン・電気石、あるいは珪石を目的として第二次大戦前から開発されたものである。鉄マンガン重石・輝水鉛鉱などを含む電気石・長石・石英などからなるペグマタイトないし石英脈は、ほとんど走向E-W、傾斜約70°Nで、付近に多数知られているが、いずれも小規模のため、坑道探鉱を行なっただけで出鉱するには至っていない。

大 隅 重 金 鉱 山

小屋谷北方の鹿屋市・垂水市境界の稜線付近、および御岳のすぐ南方谷中の時代未

詳層群中に胚胎した，タングステン—電気石—石英脈である。走向N60°E，傾斜50°～70°Nで，幅数cm～数10cmの数条の平行脈からなる。鉍脈付近の母岩はときに多少珪化している。鉄マンガン重石のほか，ときに硫鉄鉍を多量に含むことがある。また少量の閃亜鉛鉍・黄銅鉍および黄鉄鉍が含まれることがある。明治年間に発見され，大正から昭和にかけてかなり本格的に操業されたといわれている。

樺平鉍山

樺平山頂付近の時代未詳層群中に，平行して多数存在する電気石—石英脈中に胚胎した鉄マンガン重石を採掘したものである。含金量もかなり高い。大正末期の発見にかゝり，各所で探鉍を行なった末，昭和15年から昭和18年にかけて明治鉍業KKによって，かなり大規模な機械採掘も行なわれた。

鉍石は鉄マンガン重石を主とし，輝水鉛鉍・自然金・自然蒼鉛・輝蒼鉛などを伴なう。明治鉍業操業当時の平均品位は金13g/t，タングステン1%±であったといわれる。

鹿屋銅山

鹿屋市郷の原部落の西方で319.4m三角点の北に位置する。発見は非常に古く，明治年間には銅の自家精錬も行なわれたといわれる。付近にはカラミがかなり散在している。時代未詳層群の郷の原層の塩基性岩中に胚胎した層状含銅硫化鉄鉍床である。

主要坑道は2本あり，旭抗および玉簾坑と呼ばれるが，同一層準の富鉍部を採掘したものである。富鉍部では幅1mに達したといわれる。

鉍石は緻密な黄鉄鉍と黄銅鉍を主とし，閃亜鉛鉍・方鉛鉍・磁硫鉄鉍などが認められる。鉍石は一般に塊状であるが，一部に著しい折たたみ褶曲構造が認められる。

III. 3 砂鉄鉍床¹⁹⁾²⁰⁾

西海岸の浜田—寺田間にある。海浜の砂の表面に打上げ砂鉄の薄層があり，やゝ深部に台風時の波浪によって集積した小規模の鉍層があるが，砂は浅く約2mで基盤に達するので量的には期待がもてない。鉍石は磁鉄鉍がおもでチタン鉄鉍がこれに次ぎ，脈石には石英・輝石・角閃石・雲母などがある。精鉍の品位はT.Fe48～56%，TiO₂ 8～11%で，昭和29年における推定鉍量は16,200tであった。昭和24年ごろから打上げ砂鉄を主にした小規模操業の実績があるが，現在では休止している。

Ⅲ. 4 石 材

建築石材

熔結凝灰岩は採掘が容易で加工し易いため、建築石材とくに石垣石として利用されている。採石場はいずれも小規模で家族的に2～3名で行ない、採掘は手工具による。荒平駅から南東方に延びる道路に沿い800～2,000mの間にほとんど連続して40余カ所の採石場があり、阿多熔結凝灰岩を採取している。石材は荒平石と称しこの地方で広く用いられる。また高隈川に沿い下中～生栗巣両部落の間に10余カ所の採石場があり、始良熔結凝灰岩を採取している。



図版 14 阿多火山熔結凝灰岩の採石場（荒平付近）

道路用碎石

大隅野里駅南方の176.6m高地付近に3カ所の採石場があり、板状および柱状節理

のよく発達した第三紀安山岩熔岩を切り崩し、道路用砕石として採取しており、従業員は1カ所につきそれぞれ数人ずつで手工具により稼行している。また郷の原西方の郷の原層中の塩基性熔岩、および郷の原南方の道路わきの塩基性凝灰岩も、道路用砕石として採取されている。

Ⅲ. 5 鉱 泉

次の4カ所に鉱泉があり、いずれも加熱して入浴する。簡素な旅館が1軒ずつあり、主として農閑期に営業する。

高橋 鉱泉

高隈山地南麓を走る国道に近く高須川左岸にある。

鹿屋 鉱泉

鹿屋市街地北部にある。

宮原 鉱泉

鹿屋市街北方の上祓川の県道沿いにある。

篠段 鉱泉

図幅地域北東部の日南層群からなる山地にある。

内ノ野 鉱泉

図幅地域北西隅の本城川右岸にある。

文 献

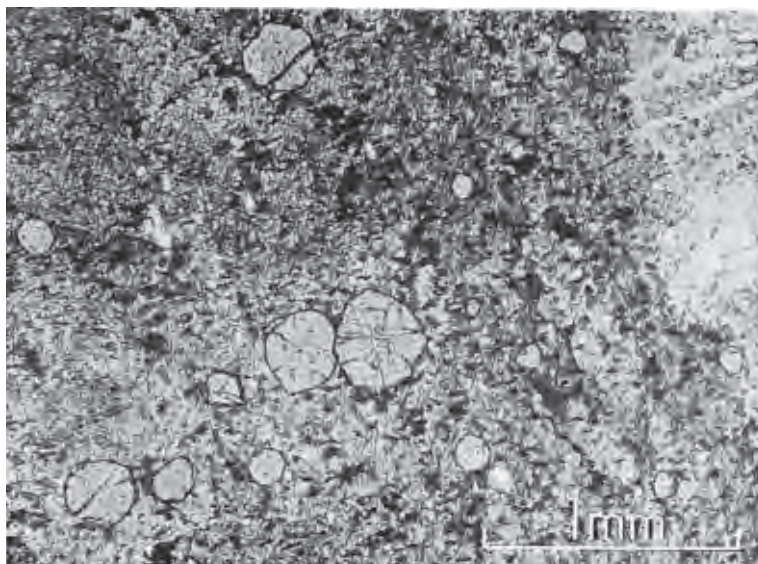
- 1) 伊原敬之助：7万5千分の1地質図幅「鹿児島」および同説明書，地質調査所，1931
- 2) 松本唯一：始良火山に就いて，地理学評論，Vol. 9，1933
- 3) 鈴木 醇：西南日本外帯及琉球列島に発達せる花崗岩質岩について，地質学雑誌
Vol. 44，No. 526，1937
- 4) 松本唯一：指宿火山泥熔岩の分布，地理学評論，Vol. 15，1939
- 5) 松本唯一：指宿火山概説，地質学雑誌，Vol. 45，1939
- 6) 小溝精二：高隈山脈の重要鉱物，九州鉱山学会誌，Vol. 12，No. 4，1941

- 7) 滝本 清:本邦に於ける錫鉱の連鉱岩たる花崗岩の化学成分, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol.26, No.2, 1941
- 8) Matsumoto, T.: The Four Gigantic Caldera Volcanoes of Kyushu, Jap. Jour. Geol. Geog., Vol. 19, Sp. no., 1943
- 9) 木下亀城:鹿児島県花岡鉱山の水鉛鉱床, 特殊鉱物及鉱床委員会報告, No. 32, 1944
- 10) 有田忠雄:九州大隅地方の花崗岩類, 地質学雑誌, Vol. 56, No. 656, 1950
- 11) 多田文男:鹿児島県シラス台地の崖崩れ, 地理学研究, Vol. 2, 1952
- 12) 松本唯一:阿蘇火山, 地質巡検旅行案内書(九大理地質学教室), 1952
- 13) 木下亀城・宮久三千年:鹿児島県高隈山地鉱床調査報告(鹿児島県企画室), 1953
- 14) 有田忠雄:鹿児島県大隅半島の花崗岩類およびその変成岩類, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, 1953
- 15) 宮久三千年・木下亀城・富田達:九州外帯の酸性岩類に伴なう鉱床の生成時期, 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, 1953
- 16) 鹿児島県庁企画室:鹿児島の岩石の種類および分布, 1953
- 17) 鹿児島県庁:鹿児島県地下資源概観, 1953
- 18) 宮久三千年:南九州の地質旅行, 地学研究, Vol.6, No.6, 1954
- 19) 吉村正二・桜井哲:鹿児島県垂水一坂本地区砂鉄鉱床調査報告, 未利用鉄資源 I, 1954
- 20) 原田種成:鹿児島県指宿郡および肝属郡下の砂鉄鉱床概査報告, 地質調査所月報 Vol.5, No. 3, 1954
- 21) 鹿児島県庁企画室:鹿児島県鹿屋銅山電気探鉱調査報告, 1954
- 22) SUZUKI, Y.: On the Relation between the Mineral and Chemical Composition of Some Acid Plutonic Rocks in Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, Vol. 8, No. 4, 1954
- 23) 鹿児島県庁企画室:ボラ層の分布について, 1957
- 24) 浜地忠男・石原舜三:鹿児島県高隈山地鉱床調査報告, 地質調査所月報, Vol. 9, No. 11, 1958
- 25) 大庭 昇:鹿児島県大隅半島高隈花崗岩体, 鹿児島大学理科報告, No. 7, 1958

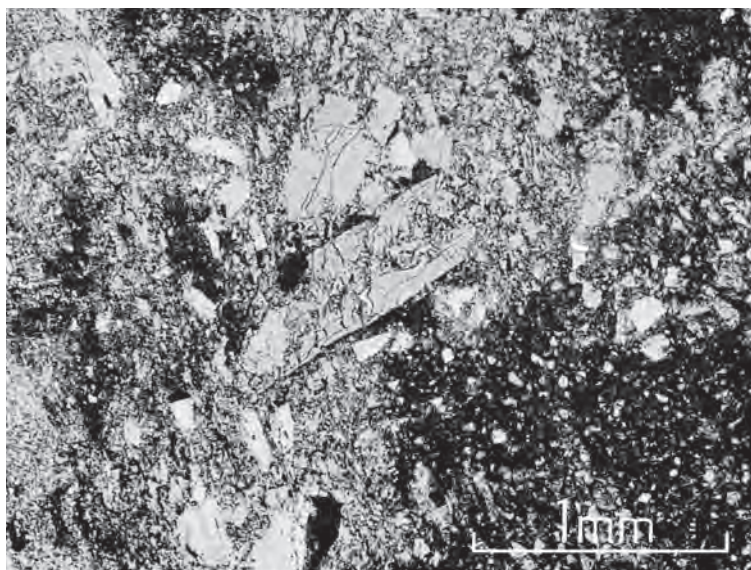
- 26) 稲井信雄: 鹿児島鹿屋銅山概査報告, 地質調査所月報, Vol. 9, No.11, 1958
- 27) 宮久三千年: 西南日本外帯とくに九州および四国の第三紀酸性貫入岩類と金属鉱床区, 愛媛大学紀要, 第2部, Vol. 3, No. 1, 1958
- 28) 石原舜三・河内洋佑: 西南日本外帯で発見されたウラン, 鉱山地質, Vol.8, No. 30, 1958
- 29) 河内洋佑・石原舜三: 鹿児島県高隈山の花崗岩について, 地質学雑誌, Vol. 64, No. 759, 1958
- 30) 桃井 斉: 九州第三紀花崗岩類のRa含有量, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 42, No. 6, 1958
- 31) 大庭 昇: 高隈花崗岩体中の電気石の産状とその成因, 九州鉱山学会誌, Vol. 27, No. 2, 1959
- 32) 大庭 昇: 大隅半島高隈花崗岩中の球状岩 (1) および (2), 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 43, No. 1, 2, 1959
- 33) 桑野幸夫・郷原保真・松井健: 大隅半島の地質 (予報), 資源科学研究所い報, No. 49, 1959
- 34) 九州地方鉱山会: 九州の金属鉱業, 1959
- 35) 高島清・高瀬博: 鹿児島県高隈山地域鉱床概報, 地質調査所月報, Vol. 11, No. 5, 1960
- 36) 大庭 昇: 南大隅花崗岩, 資源科学研究所い報, No. 52, 53, 1960
- 37) 郷原保真・小森長生: 鹿屋市周辺の第四紀層, 資源科学研究所い報, No. 52,53, 1960
- 38) 桑代 勲: 地形読図 (中国書店), 1960
- 39) Kuwano, Y.: A Paleogene Foraminiferal Faunule from Osumi Peninsula, Southern Kyushu, Japan, Mis. Rep. Res. Inst. Nat. Resources, 52,53, 1960
- 40) Miyahisa, M.: Geological Studies on the Ore Deposits of Obira-Type in Kyushu, (1) General Geology and Metallogenetic Provinces, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 32, No. 1, 1961
- 41) 大庭 昇: 大隅花崗岩の岩石化学的研究, 特にその不均質性と片状構造, 資源科

- 学研究所い報, No. 54,55, 1961
- 42) 郷原保真・小森長生: 鹿児島県大隅半島の第四紀層, 資源科学研究所い報, No. 54,55, 1961
- 43) 石原舜三・河内洋佑: 鹿児島県高隈山の花崗岩と垂水鉾山長尾坑の含ウラン鉍床, 地質調査所報告, No. 190, 1961
- 44) 河内洋佑: 南九州地方の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉍床, 地質調査所報告 No. 160, 1961
- 45) 鹿児島県庁: 20万分の1鹿児島県地質図および説明書, 1961
- 46) 河内洋佑: 鹿児島県高隈山地の時代未詳層群中に発達する千枚岩帯, 地球科学, No. 58, 1962
- 47) 郷原保真・小森長生: いわゆる“シラス”“灰石”について, 資源科学研究所い報, No. 56,57, 1962
- 48) 大庭 昇: 大隅花崗岩における汚染影響, 資源科学研究所い報, No. 56,57, 1962
- 49) Oba, N.: Petrochemical Studies of the Kyushu Outer Zone Granites, Japan, Jour. Geol. Soc. Jap., Vol. 68, No. 798, 1962
- 50) Oba, N.: Geological and Petrochemical Studies of the Kyushu Outer Zone Granites—the Heterogeneity and the Contamination Effect—. Jour. Geol. Soc. Jap., Vol. 68, No. 800, 1962
- 51) Oba, N.: The Contamination-trends in the Kyushu Outer Zone Granites and Some Typical Granitic Rocks in Other Regions, Jour. Geol. Soc. Jap., Vol. 68, No. 803, 1962
- 52) 橋本 勇: 九州南部における時代未詳層群研究の総括, 九州大学教養部地学研究報告, No. 9, 1962
- 53) 松本達郎・野田光雄・宮久三千年: 日本地方地質誌「九州地方」, 1962
- 54) Miller, J. A.・Shibata, K. & Kawachi, Y.: Potassium-Argon Ages of Granitic Rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan, Bull. Geol. Surv. Jap., Vol. 13, No. 8, 1962
- 55) Oba, N.: The Kyushu Outer Zone Granites and the Shimanto Orogeny, Sci. Rep. Kagoshima Univ., No. 11, 1962

- 56) 首藤次男：日南層群の地史学的研究—とくに高千穂変動について—，九州大学理学部研究報告地質学之部，Vol. 6，No. 2，1963
- 57) 波多江信広・露木利貞・太田良平・河内洋佑：鹿屋表層地質図，経済企画庁，1963

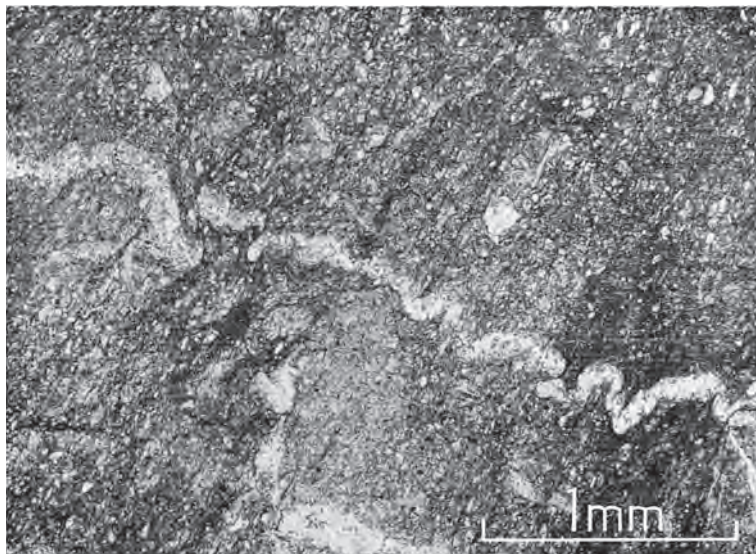


図版 I ざくろ石-カリ長石ホルンフェルス (高隈山の接触変成帯の内側帯) (平行ニコル)

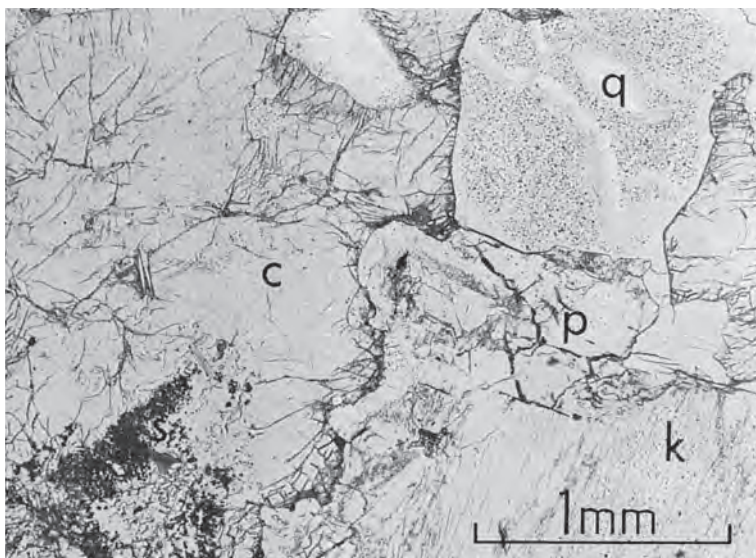


図版 II 紅柱石ホルンフェルス (同上) (平行ニコル)

II



図版Ⅲ プティグマティック褶曲する石英細脈をもつ泥質岩起源の千枚岩の熱変成岩（外側帯）（平行ニコル）



c: 堇青石, k: カリ長石, p: 斜長石, q: 石英, S: 緑色スピネル
このほか黒雲母・白雲母・電気石がみられる (平行ニコル)

図版Ⅳ 高隈山猿ガ城型花崗岩中の堇青石包有岩

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:50,000

KANOYA

Kagoshima, No. 95

By

RYŌHEI OTA & YŌSUKE KAWACHI

(Written in 1962)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area is located to the southeast of the Sakurajima volcano. The oldest rocks of the area are a complex of sedimentary and igneous rocks of undetermined age (probably of Mesozoic to Paleogene). They were intruded by two masses of late Miocene granite at the northwestern and southeastern courses of the mapped area. They are over-

lain unconformably by andesites, pumice flow deposits, pumice fall deposits, etc. and covered with thick loam.

The complex of rocks of undetermined age can be divided into two groups according to the degree of deformation. One is the "Shimantogawa group" around the Takakumayama area, where deformation is stronger and phyllites are predominant, while the other is the Nichinan group where deformation is weaker.

Lithologically, the "**Shimantogawa group**" can be subdivided into two formations; i.e. the Takakumayama formation and the Gōnohara formation.

The Takakumayama formation is composed mainly of pelite, psammitic and their alternation with a little tuffaceous and siliceous rocks intercalated in them.

The Gōnohara formation is composed of basic tuff and pillow lava.

The above two formations are subjected to the intense deformation with development of remarkable fissilities. Chlorite and sericite are recrystallized in them.

The Takakumayama formation is, moreover, metamorphosed thermally by the intrusion of the Takakumayama granite. The thermal aureole is zoned into three zones; i.e. the inner zone, the intermediate zone and the outer zone respectively according to the paragenesis of the metamorphic minerals. At the innermost aureole, the appearance of garnet and potassium feldspar is characteristic in addition to andalusite, cordierite and biotite.

The **Nichinan group** crops out here and there in the "Shirasu" plateau in the eastern half of the mapped area. It consists of sandstone, shale and their alternation. At the contact of the Minami-ōsumi granite, it is metamorphosed thermally.

The **Takakumayama granite** is a rounded stock intruded into the phyllites of the Takakumayama formation of undetermined age. It can be subdivided into following two types. The Shinkōji type is medium-grained biotite granodiorite which is the main body of the stock. The Sarugajō type is medium ~ fine-grained garnet-bearing aplitic adamellite which is marginal or roofing part of the stock. Dike rocks such as pegmatite, aplite and quartz vein, and also cordierite

inclusion are abundantly found in the Sarugajō type granite. Absolute age of the granite by K-Ar method using biotite is determined to be 16 million years before present.

The **Minami-ōsumi granite** is the largest granitic body in the Outer Zone of Southwest Japan. It belongs to the medium grained biotite granodiorite when judged from the modal composition. Its age is determined to be 14 million years before present by the K-Ar method using biotite.

Nozato andesite is composed of lava and pyroclastic rocks, being probably of Tertiary.

Onobaru sandstone and conglomerate bed on eroded surface of granite is a fluvial deposit of Neogene from lithological point of view.

Onobaru welded tuff flowed on the above mentioned bed. They are considered to be of early Neogene.

In Pleistocene, enormous quantity of pumice flows was flowed out of both **Ata and Aira volcanoes**, as products of their peculiar type of activity. In the mapped area the two pumice flows of different origin are developed. The pumice flow deposits, except some near Naganoda station, are almost welded strongly or weakly.

Soon after that, the formation of both Ata and Aira calderas was took place and successively the middle part between them was collapsed. Nearly straight seashore line shown at the west of the mapped area is the eastern tectonic line of the middle part.

Haraikawa clay bed is a local lake deposit and **Tarumizu sand and gravel bed** is a part of a fan deposit formed facing Kagoshima bay. Afterwards, there was deposition of **older loam**.

Aira pumice fall deposit is developed all over southern Kyushu and is especially thick in the north of Osumi peninsula with the thickness of ten and several m in the northwestern part of the mapped area and 4~5 m in the southeastern part. Immediately after the deposition of the pumice fall, a pumice flow named **younger pumice flow** was flowed out of Aira caldera. This pumice flow is remarkably vesiculated, differing from older pumice flow deposits.

Besides, there are **secondary pumice deposits** derived from Aira pumice fall and the younger pumice flow. The above-mentioned three

pumiceous deposits, so-called "Shirasu" (lit. white sand) in this district, forms extensive plains slightly dipping toward sea, as seen in the map. On the plains fluvial deposits are often seen.

Afterwards, various deposits of volcanic origin such as loam, volcanic ash or pumice fall were accumulated over the whole area one after another. They are considered to have been derived from Sakurajima volcano or Kaimon volcano. But, on the map only thicker part of **loam** is shown.

At the same time of the accumulation, upheaval took place intermittently, so **river terraces** were formed along rivers. Consequently, the above-mentioned plane composed of pumiceous materials was divided into several tablelands, called "Shirasu tableland". Among them, Kasanohara tableland is most famous.

Alluvium is found along rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

Some twenty metallic ore deposits are known around, and in relation to, the Takakumayama granite except Kanoya copper mine, but all are small in scale. All are closed at present.

Hanaoka mine is a pegmatitic deposit and the main minerals of it are wolframite, tourmaline, feldspar and quartz.

Osumi-jūkin mine was worked for wolframite-quartz vein as well as **Togahira mine**.

Kanoya copper mine is a bedded cupriferous pyritic deposit in the green phyllites of the Gonohara formation.

Welded tuff are quarried for **building stone** near Arabira station and along Kushira river. Besides, there are four **mineral springs**.

昭和40年2月5日印刷

昭和40年2月12日発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 小宮山幸造

印刷所 小宮山印刷工業㈱

© 1965 Geological Survey of Japan