

5 萬分の 1 地質図幅説明書

三 田 井

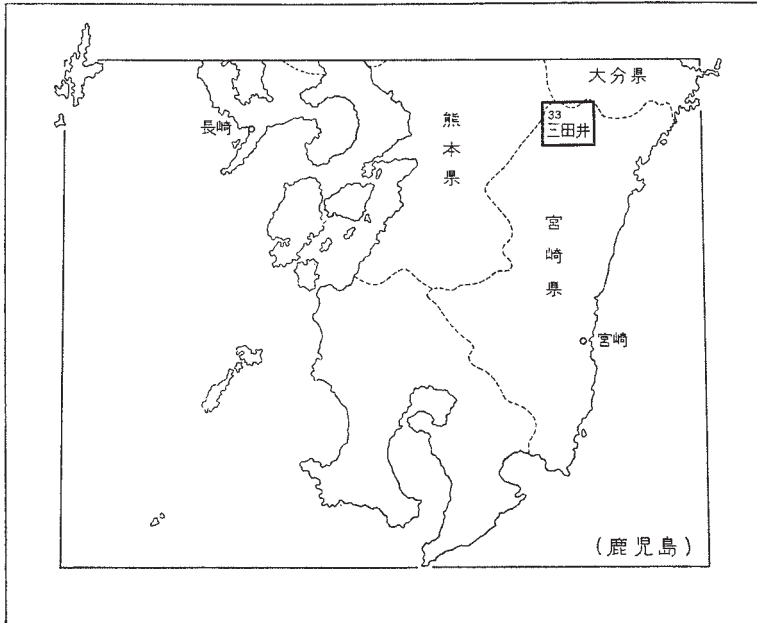
(鹿児島一第 33 号)

通商産業技官	齋 藤 正 次
通商産業技官	神 戸 信 和
通商産業技官	片 田 正 人

地 質 調 査 所

昭和 33 年

位置図



()は1:500,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 古生界	7
II. 2. 1 ゴトランド系	7
II. 2. 2 二疊系	7
II. 3 古生代～中生代の貫入岩類	12
II. 3. 1 花崗閃緑岩	12
II. 3. 2 橄欖岩および蛇紋岩	13
II. 3. 3 斑状花崗閃緑岩	15
II. 4 中生界	16
II. 4. 1 四万十層群	16
II. 4. 2 上村層	18
II. 4. 3 戸根川山層	21
II. 4. 4 高屋山層	22
II. 4. 5 田原層	22
II. 4. 6 大石層	23
II. 4. 7 土岩層	24
II. 5 第三紀の岩層	24
II. 5. 1 見立層	24
II. 5. 2 祖母山火山岩類	26
II. 5. 3 花崗斑岩および花崗岩	31
II. 6 接触変成岩類	35
II. 7 第四紀の岩層	38
II. 7. 1 阿蘇火山噴出物	38
II. 7. 2 河岸礫層・沖積層および火山灰	41
III. 応用地質	41
III. 1 中・古生代の岩層に関連する鉱床	41
III. 1. 1 鉄	42
III. 1. 2 マンガン	42
III. 1. 3 クロム	43
III. 1. 4 石灰岩	43

Ⅲ. 2 第三紀の花崗岩に関連する鉍床	43
Ⅲ. 2. 1 ペグマタイト鉍床	44
Ⅲ. 2. 2 接触鉍床および鉍脈	45
Ⅲ. 3 石 材	72
文 献	73
Abstract	1

三 田 井

(鹿兒島一第 33 号)

本図幅地域のうち、第三紀の岩類が頻繁に現われ、また第三紀の花崗岩の貫入によって中・古生代の岩層が広く接触変成作用を受け、かつ鉱床が多数形成されている北部および東部地区はおもに斎藤が、そして非変成の中・古生代の岩層が広く分布する、中部から南西部にかけての地区はおもに神戸が、それぞれ調査を担当した。片田は短期間の現地調査と、岩石の検鏡の一部とを行って調査を補助した。別に古生界の紡錘虫化石の同定には、磯見博技官を煩わした。なお三疊系の化石の鑑定に当っては、東京大学の小林貞一教授の御教示と、東京教育大学出身の矢部之男学士の御鑑察とに負うところが多い。

I. 地 形

本地域は九州中央部の山岳地帯に位置する。北部には九州本島で第 2 位の秀峯である祖母山を始めとして、本谷山・傾山など標高 1,600 ~ 1,700m 級の高嶺が連なり、九州の脊梁をなしている。これから南方に向かって、山地は次第に低くなる傾向を示すが、なお 1,000m を超える山峯が群立し、険峻な地形を現わしている。山地の大部分は、古生代および中生代の岩層からなり、これらの岩層の地質構造が地形に反映して、北東に走る無数の急な山稜を発達させている。たゞし北部の高嶺は、これらの岩層の上の第三紀の火山岩類から構成されていて、全体として重厚な山容を呈し、祖母山の南西斜面や、本谷山・傾山の南斜面はむしろ緩傾斜で、一部には熔岩台地状の平坦面を残している。しかし全体としては甚だしく開析されていて、もとの火山地形はほとんど残っておらず、ことに祖母山の東あるいは本谷山の北の斜面は、深く侵蝕されてきわめて急になっている。

山地の一部には、花崗岩や花崗斑岩が露出する。このうち、花崗斑岩は突出した岩脈をなし、ことに岩戸の西方から南東に連なる岩脈は中・古生界の山地の上に障壁の

ように屹立し、遠く東方へ続いて海岸附近の延岡市方面まで達し、その総延長は約 40 km あって、行わかばき藤山脈といわれる連山をつくっている。一方、花崗岩は削剥されやす

a



図版1 阿蘇火山噴出物の堆積によって生じた平坦な地形。河流はこれを刻んで峡谷をつくっている

- a. 岩戸から北東方へ大猴渡方面を望む。遠景は古生界からなる山地で、その尖峰はチャートからなる。左の尖峰は二ツ嶽、右の尖峰の左鞍部から手前に向かって、大猴渡マンガン鉱床群が1列にならんで胚胎されている。

b



- b. 岩戸から北方へ土呂久方面を望む。遠景左の高い山地は古祖母山であり、火山岩からなり、やゝ温かな地形を呈する。

く、しばしば低地をつくり、ことに図幅地域東部にやゝ広く露出するものは、中・古生界の山地で完全に囲まれた盆地をつくり、南方に僅かに峡谷をもって外界と通じて

おり、盆地内にある鹿川の小部落は山間の別天地の観がある。

以上述べた山地は北西において阿蘇火山に直面し、山上からは、雄大に起伏する外輪山斜面の大観に接し、またその向こうには中央火口丘とその噴煙をも遠望すること

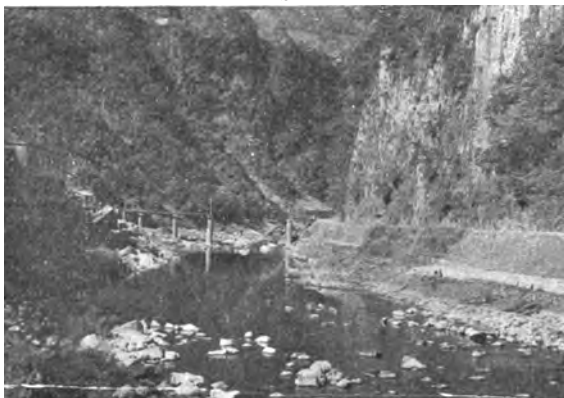
a



図版2 阿蘇火山噴出物を刻む五カ瀬川の廊下状峡谷。河岸の絶壁の上は平坦で、農地や人家が発達している。

a. 三田井南東方末市附近

b



b. 三田井南東方水カ崎発電所附近

ができる。裾野の末端は本図幅地域の北西部に達し、火山噴出物は祖母山その他の山地の裾に、海拔数 100m から 1,000m に及ぶ高原を形成している。

河川のおもなものは、五カ瀬川およびその支流の岩戸川・日ノ影川・綱瀬川などである。これらの河川は祖母山などの火山岩体や、中・古生代の岩層からなる山地のなかにV字谷をつくっている。しかし、谷底には阿蘇火山の噴山物のはいり込んでこれを埋め、幅の広い平らな地形をつくっているところが多い(図版 1a, b)。たゞしこのために河川は回春して、平坦面を深さ数 10m も刻み込んでいる。そしてこの火山噴出物には節理が発達しているために、直立した岩壁で挟まれた廊下状の峡谷をつくり、対岸への交通を甚だ煩わしいものになっている(図版 2a, b)。その代表的なものは三田井(現在では高千穂と呼ばれることが多い)附近の五カ瀬川や、岩戸附近の岩戸川で見られ、高千穂峡・岩戸峡と呼ばれて訪客の眼を楽しませている。

上述の各河川の流下する方向は、南々西ないし南東であって、周囲の山地の中・古生界が示す北東-南西の方向性とは斜行するかあるいはまったく一致していない。これは山地が全体として、南へ低下する傾向に基づく先行性河谷の性質を帯び、またある部分では岩層を横断する方向の、構造線によって支配されたためらしい。例えば岩戸川や綱瀬川は、前者の性質を帯びるものであり、五カ瀬川の本流は後者の好例である。この本流は阿蘇火山の裾野を経て、本図幅地内にはいり、中・古生界山地に対して横谷をつくって南東に向かっている。三田井より下流では、両側の中・古生界が、走向にほぼ直交する断層群で大きく転位している附近を辿り、地質構造に関連する流路を採っている。また、三田井より上流でも、上記の断層の1つの延長に当て生じている低地を辿っている。

II. 地 質


II. 1 概 説

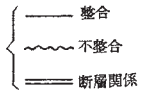
この地域は、九州中央部において西南日本外帯が、その北西にある阿蘇火山などを含み、火山地帯と接する所に位置する。

地質を総括して第1表に示す。

古生代および中生代の諸岩層は、西南日本外帯に特有の、北東-南西の方向性を示す激しい褶曲構造と、顕著な帯状配列とを現わしている。中央部には、いわゆる秩父

第1表 地質 総括表

地質時代	層序	貫入岩	地殻変動
更新世	阿蘇火山噴出物		
第三紀 (中新世後期以前)		花崗岩 花崗斑岩	← 断層
	祖母山火山岩類		
	見立層		
中生代	四方十層群(時代未区分) 二層系地帯に介する中生界諸層	土岩層(白堊系上部?)	斑状花崗閃緑岩 (時代不明) 礫岩 花崗閃緑岩
		大石層(中生界上部)	
		田原層(中生界上部)	
		高屋山層(中生界上部)	
		戸根川山層(ジュラ系上部)	
		上村層(三疊系下部)	
		二層系	
ゴトランド系			



古生層に当るおもに二畳系からなる地層が広い地帯を占め、その南東側にはこれと構造線によって境されて、いわゆる時代未詳中生層に当る四万十層群が、広い地帯をつかって分布し、両地帯がこの地域の主体を構成している。二畳系地帯の南西隅には、とくに複雑な地質構造がみられ、そこにはゴトランド系や、また戸根川山層・大石層および高屋山層と呼ぶ中生界の諸層が、それぞれ南北両側を走向断層で限られた狭長な地帯をなして、挟み込まれている。また二畳系地帯の中北部には、三畳系の上村層が、北西隅には、田原層と呼ぶ中生層が介在する。なお、二畳系地帯には古生代あるいは中生代に属すると思われる花崗閃緑岩・橄欖岩・蛇紋岩などが、囲りの地層と平行な岩体をなして貫入し、あるいは断層運動によつて挟み込まれている。また北縁部には斑状花崗閃緑岩が分布している。

中生界のうち、地域の北縁部に小範囲に分布している土岩層は、外帯を構成するものとは別系列のもので、図幅地域外北東方の大野川流域に知られている、白堊系の一部であろうと予想される。

中・古生代諸岩層の褶曲構造、帯状配列がほぼ完成し、かつ侵蝕が甚だしく行われた後、第三紀、たぶん中新世前半の時代に、見立層の堆積に始まり、すぐ引続いて祖母山火山岩類の旺盛な噴出、やゝおいて花崗岩および花崗斑岩の貫入に終るほぼ一連の現象を生じた。見立層および火山岩類はおもに地域の北部、一部は東部に分布し、貫入岩類は地域の中部から北および東部にかけて、散在している。この貫入岩類の影響によって、中央部から北東にわたって広域に接触変成作用が行われ、かつ多数の鉱床が形成されている。

中・古生代の岩層は、走向断層によって切られているが、地層を横断する断層によっても切られ、このため帯状配列が往々転位している。断層には、古い時代の褶曲運動に伴なって生成されたものもあるが、また明らかに見立層や祖母山火山岩類の累積後、花崗岩や花崗斑岩の貫入前に活動したものもある。見立層や祖母山火山岩類は、ほとんど褶曲構造を示さないが、上記の新しい地塊運動によって転位あるいは傾動している。

以上述べてきた中・古生代および新第三紀の諸岩層が侵蝕されて、ほぼ現在の山地・河谷の地形ができてくるのであるが、その間この地方の北方の中部九州は大きく陥没し、かつそこに阿蘇火山・久住火山など多数の火山を生じた。阿蘇火山の噴出物は本図幅

地内にも到達して、河谷底などに累積した。その時代はおそらく更新世であろう。

II. 2 古 生 界

古生界はほとんど大部分が二畳系で、ごく小部分がゴトランド系である。

II. 2. 1 ゴトランド系

南西に隣接する鞍岡図幅地内では、ゴトランド系が化石によって確かめられている(斎藤・神戸, 1954)。このゴトランド系は水成岩類のほかに流紋岩を伴なう。

三井図幅地域南西隅の二上山^{ふたかみ}の南に狭く分布する流紋岩は、鞍岡図幅地内のゴトランド系の延長である。

この流紋岩は、暗灰色、斑状で、かなり変質して汚れた感があり、また圧砕作用を受けて割れ目に富み、このため露出面は細かく角張った凹凸を示す。有色鉱物の量がやゝ多く、石英安山岩に近い。鏡下の性質は次のようである。

斑晶：斜長石・石英・緑泥石

斜長石は曹灰長石に属し、絹雲母化作用をはげしく受けて汚濁している。石英は割れ目を生じ、形が毀われ、また一部は波動消光を示す。有色鉱物はまったく緑泥石に変わっているが、その外形により角閃石、または輝石ではなかったかと思われるものがある。

石基：石英・斜長石・アルカリ長石・緑泥石からなり、微晶質ないし隠微晶質で、圧砕作用によって不規則な条線を生じている。

II. 2. 2 二 畳 系

二畳系は本地域の北東から南西にわたって、幅広い地帯を占める。

二畳系地帯の北西部にはNWの走向もみられるが、その他では地層は一般にNE～ENEに走る。傾斜は急角度ないし中角度で、多くは北へ向かうが、しかし南へ向かう所もまれでない。例えば北部の尾平越附近には向斜構造が、中南部の岩戸の南から東にわたる部分には、背斜および向斜構造が、戸川岳附近には複雑な褶曲構造がある(地質断面図参照)。また地質図には表現し難い小褶曲や、小さな走向断層が随所で観察される。要するに、地層は激しく褶曲していて、逆転しているとみなされるところもあ

る。

二畳系は砂岩および粘板岩を主体とする地層で、頻繁にチャートを、処々に石灰岩を挟み、多量に輝緑岩および輝緑凝灰岩を伴ない、まれに礫岩を挟有する。砂岩・粘板岩は部分的に千枚岩化している。中央部の岩戸附近から東方ではほとんど全域にわたって、第三紀の花崗岩や花崗斑岩の接触変成作用によって、ホルンフェルス・結晶質石灰岩あるいはスカルンに変わっている。

地質構造が複雑なことから、接触変成作用をうけていることとによって、層序はわからないが、岩質上ほゞ次の3帯が識別される。

北帯：露出幅数 km にわたる。砂岩に較べて粘板岩が多く、輝緑岩および輝緑凝灰岩に富むのを特徴とし、かつ橄欖岩や蛇紋岩によって頻繁に貫ぬかれている。北限の尾平鉱山の北東では千枚岩が分布する。

中帯：もっとも広域を占める。砂岩および粘板岩からなり、このうちにチャート層を顕著に挟むのを特徴とする。

中帯の北部から北帯の南部にかけて、紡錘虫を含む石灰岩が介在する。

南帯：露出幅 2～3km にわたる。多量な石灰岩と、これと交互 (alternate) あるいは指交 (interfinger) するチャートを主とすることによって特徴づけられ、かつ砂岩・粘板岩は概して珪質を帯びている。少しく輝緑岩および輝緑凝灰岩を挟む。日ノ影川東側山腹を走る部分では、石灰岩・チャートがさほど多くなく、珪質の砂岩・粘板岩がこの地帯を代表している。

これらの各帯の境は判然と引き難い。また走向断層のため各帯は幅を部分的に変化し、また北西方向の断層で切られて、しばしば転位している。

構成岩の産状、岩質は次のようである。たゞし接触変成作用を受けたものについては、おもに別項 (35～38頁) で述べる。

砂岩および粘板岩はそれぞれ数 m 以上の層をなし、あるいは数 10cm 以下の厚さで互層する。砂岩は暗灰色、灰色、緑灰色などを呈し、塊状、堅硬であるが方向不定の割れ目に富む。中粒～細粒、一部は粗粒質である。一般に構成粒には石英がもっとも多いが、緑泥石などを含み、塩基性火山物質をかなり混えるものもある。粘板岩からなる径 2～3cm の黒色破片を散点する部分がある。擾乱したために、層理が不規則になったり、また粘板岩との互層では、砂岩が切れ切れの団塊状になって粘板岩中にならぶことがある。粘板岩は黒色、暗灰色、灰緑色などを呈し、多くは珪質、緻密質であるが、一部はシルト質である。小角片になって崩れ易いものと、剝理性に富むも

のとがある。一部では破碎されて角礫化している。層理は一般に乱れている。

三田井南方の鞍掛山の南側の粘板岩、および岩戸北東方の黒葛原^{つづみ}の南方の珪質粘板岩を検鏡したところ、放散虫化石が多量に認められた。

千枚岩は尾平鉦山附近のたまたま接触変成域内だけに分布する関係上、その大部分は黒雲母を主とする黒色部と、石英・長石を主とする白色部とからなる、縞状のホルンフェルスになっている。

礫岩は二畳系の北帯および中帯に散発的に介在する。厚さ 10 数 m 以下の薄層をなし、走向方向にもあまり続かず、すぐ砂岩や粘板岩に移化する層間礫岩である。礫は一般に小さくて、径数 cm 以下の円礫ないし亜角礫で、疎らに散在し、基質と強く膠結している。礫の岩種はチャート・黒色粘板岩・砂岩を主とするが、例えば中南部の俵石越南東斜面の礫岩にみられるように、石灰岩もある。チャートは厚さ 100m 以上のものもあるが、一般に数 m から数 10m で、走向方向に長く続き、ほとんど二畳系の全域にわたって無数に介在する。突出した露頭をつくり、ことに中帯の三田井や岩戸附近では、厚くて長いチャート層が何枚も砂岩・粘板岩の山地から抜出た急な山稜をつくって走り (図版 1a)、その突兀とした景観はすこぶる印象的である。また南帯で石灰岩に伴う厚いチャートも、急峻な山地をつくり、北東部の見立鉦山附近の山頂部にはその好例がみられる。チャートは暗灰色、淡灰色、灰白色、一部は赤褐色、桃色などを呈し、硬くて、緻密である。数 cm ～ 10 数 cm 幅の規則正しい層理を有するものが多く、これが細かな褶曲を示し、ある所では砂岩・粘板岩の間に挟まれているチャートだけがはげしく屈曲していることがある。またチャートには層理を示さずに塊状のもの、角礫状のものもあり、例えば三田井南方の黒仁田附近には、いわゆる赤白珪石状に角礫化したものもある。

輝緑岩および輝緑凝灰岩は、二畳系の北帯に多量に存在し、また南帯にも少量存在するが、中帯にはまれである。いずれも甚だしく変質して緑色、暗緑色、赤褐色などを呈する。輝緑岩は堅硬、塊状である。輝緑凝灰岩はやゝ軟弱で層理を示し、一部では泥質岩や石灰岩と細かく互層している。輝緑岩はしばしば輝緑凝灰岩と相伴って産し、かつ地層とほぼ平行に介在するので、このようなものは二畳系堆積時の海底火山活動による熔岩であろう。しかしながら、輝緑岩のうちには、接触部で地層を多少切り、あるいは少しく珪化し、また閃緑岩ないし斑岩質・角閃岩質で、貫入岩体をな

すとみなされるものがある。このような貫入岩は、熔岩や凝灰岩の分布と同一地帯だけに現われ、また構成鉱物の種類や変質の度合にも、熔岩にみられるのとことさ相違が認められないので、火山活動と関係のあるほと同時代の半深成ないし深成相とみてよいであろう。たゞし、二畳系の堆積後、例えば中生代にはいつてから貫入したものもあるかもしれない。本図幅地域の古生界地帯の西部に、断層で挟み込まれて分布する中生界上部とみなされる諸層は、みな輝緑岩で貫ぬかれることなく、そのうちにはかえって輝緑岩の礫を含むものがあるので、輝緑岩の貫入した時代は、中生代としてもその前半であろう。いずれにしても、熔岩・凝灰岩・貫入岩のそれぞれを区別して図示し難いので、本図幅では一括し、一応みな二畳系のなかに入れてある。なお、断層に沿う部分では緑色塩基性の片麻岩状を示すことがある。

変質ならびに後の接触変成作用の結果、原岩の性質は甚だしく不鮮明になっているが、鏡下では斑状構造、填間組織、斑斨岩組織などが残っていることがある。輝緑凝灰岩には基質がガラス質であったことを示す組織を残すものがある。

成分鉱物：斜長石・角閃石・緑泥石・緑簾石・黝簾石・方解石・曹長石・石英・燐灰石・チタン石・チタン鉄鉱・赤鉄鉱

斜長石は中性長石ないし曹長石に属する。大部分は方解石・ソーシュライトなどに変わっている。輝緑凝灰岩中では碎屑形をなす。角閃石は多量に存在し、一部は斑晶状に散在する。多くは淡緑色のウラル石ないし陽起石であって、2次鉱物である。尾平鉱山から東へ厚層状をなして分布する緑色岩の一部には角閃岩がある。この角閃岩は径3mmにも達する粗粒の角閃石からなる。この角閃石は、青緑色～淡褐色の多色性を示し、消光角 $c\wedge z=27^\circ$ の緑色普通角閃石である。緑泥石・緑簾石・黝簾石・方解石は陽起石質角閃石とともに鏡下で薄片の大部分を構成する2次鉱物で、とくに輝緑凝灰岩の基質はこれらの微細なものから構成されていることが多い。輝緑凝灰岩の基質には、ガラス質凝灰岩に特有な角張った破片状あるいは楕円状の組織を残すものがある。曹長石は緑泥石などとともに微細脈をなして岩石中を走る。石英には不定形でやゝ波動消光を呈し、変質によって2次的に生じたものと、輝緑凝灰岩中に碎屑形状をなして散在するものがある。燐灰石・チタン石・チタン鉄鉱は1次的の副成分であるが、このうちチタン石は変質によっても生じ、比較的に多量に存在する。赤鉄鉱は赤褐色を呈する岩石においてみられ、微粒をなして岩石中に瀰漫している。

石灰岩は二畳系の南帯においては、1層の幅、数100mにも達して露出し、あるいは厚さ数10mをもってなん枚も近接して走る。このような露出状況は、おそらく褶

曲によって地層が横臥したり、繰り返したりしている結果であろう(清原清人 1956)。

南帯のほかにも、中帯と北帯との境附近に、厚さ 100m 内外の石灰岩層があり、広木野・黒葛原・追越・見立北方にわたって長く連続している。また北帯のなかにも、土呂久・尾平などに石灰岩の小レンズが介在している。

石灰岩も地表から突出して露出することが多く、例えば南帯に位置する烏帽子山・戸川岳・見立鉾山南方山地などには、石灰岩の尖峯や急崖がみられる。石灰岩は一般に灰色を呈して石灰純度が高いが、一部には輝緑凝灰岩分を含んで灰緑色を呈し、あるいは泥質を帯びて暗灰色を呈し、不純のものもある。北帯寄りの石灰岩層のうちには、例えば黒葛原附近でみられるように、泥質物を混えて、角礫状を呈するものもある。

南帯に多量に存在する石灰岩からは、化石がみいだされていない。北帯およびその近くに分布する石灰岩はしばしば紡錘虫の化石を含む。たゞしこの方面の石灰岩も、岩戸の北方土呂久附近より東方では、接触変成作用のため多くは結晶質になり、化石を保存していない。

土呂久に小レンズ状をなして露出する石灰岩から産する紡錘虫については、かつて飯坂五郎(1933)が報告したことがあり、後に小西健二(KONISHI, 1953)が飯坂の鑑定したものを再検討して、*Schwagerina* sp., *Neoschwagerina craticulifera* (SCHWAGER), *Verbeekina verbeeki* (GEINITZ) が存在すると発表している。別に宮沢俊彌(1940)の報文にも土呂久の紡錘虫に関する記述があり、それによれば望月央により *Neoschwagerina* sp., *Schwagerina* cfr. *japonica*, *Schwagerina* sp. が鑑定されている。本図幅調査において採取した土呂久の石灰岩を、礫見博が検鏡した結果ならびに所見によると、*Neoschwagerina* sp. および *Schwagerina* sp. が認められ、この *Neoschwagerina* は小型な原始的なものであることから、二畳系中部の *Neoschwagerina* 帯の下部を指摘するとみなされる。

土呂久の南方において、広木野から上村・皿糸附近を経て黒葛原にわたって長く続く石灰岩層からも紡錘虫を産する。この紡錘虫に関しても飯坂五郎(1933)の報告がある。本図幅調査において採取した標本を礫見博が鑑定した結果によれば、上村北西方において転石となっているものに *Neoschwagerina megasperica* DEPRAT, *Neoschwagerina margaritae* DEPRAT, *Yabeina* cfr. *Katoi* (OZAWA) が、皿糸附近お

よび黒葛原のものには *Neoschwagerina* sp. が認められ、この石灰岩層は二畳系中部の *Neoschwagerina* 帯の最上部に属するとみなされる。この石灰岩層には、暗灰色と灰白色との2種の石灰岩がある。前者が大部分を占め、紡錘虫はこれから産出する。後者は三畳紀を指示する貝化石を産し、これについては中生界の上村層の項で述べる(18～21頁)。

II. 3 古生代～中生代の貫入岩類

古生界の地帯において、地層の走向とほぼ平行に、北東に延びた岩体をなしている貫入岩類として、花崗閃緑岩および橄欖岩・蛇紋岩がある。これらの貫入岩類はその時代が詳らかでないが、出現状態からみて、中・古生界の褶曲構造の完成前であり、また古生界地帯の西部に介在する上部中生界を貫ぬかないことからみて、中生代の前半もしくはそれ以前のものであろう。

別に、時代は明らかなでないが、多分第三紀以前と思われるものとして、斑状花崗閃緑岩が小範囲を占めて露出する。

II. 3. 1 花崗閃緑岩

花崗閃緑岩は図幅地域の南西隅と、北縁中央との2地区に分かれて分布する。南西隅地区では、二上山の急峻な山稜を占めるほかに、その北方に2～3の狭長小岩体をなし、北縁中央地区では尾平鉱山附近に数個のレンズ状岩体をなして露出する。二上山の岩体の南側にはゴトランド系が附随していて、この関係は、西南日本外帯の他地方においても、ゴトランド系は常に古い花崗質岩類と密接に相伴なっていることと同様である。尾平鉱山附近における花崗閃緑岩に関連しては、まだゴトランド系の存在は確かめられていない。

花崗閃緑岩と囲りの二畳系や、ゴトランド系との関係は明白でないが、この花崗閃緑岩によって接触変成が行われた様子はなく、むしろ花崗閃緑岩はゴトランド系と同様に、二畳系に較べて格段と圧砕作用を受けていることが多いので、造構造運動によって、下から二畳系の間に挟み込まれたとみなされるものが多い。

岩石は黒雲母花崗岩から角閃石黒雲母花崗閃緑岩を経て、石英閃緑岩に至る岩質を示す。おもに等粒質花崗岩組織を示すが、まれに斑状を呈するものもある。一部は淡

灰色であるが、大部分は灰色で、ことに有色鉱物の変質したため、緑色を帯びたものが多い、また一般に圧砕構造を呈して汚れた感がある。

主成分：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石・白雲母

副成分：ジルコン・燐灰石・柘榴石

2次成分：緑泥石・絹雲母・陽起石・方解石・鉄鉱物

斜長石と石英がもっとも多い。斜長石は灰曹長石に属するが、多くは分解して微細な絹雲母などを生じ、汚濁している。石英は往々波動消光を示す。正長石には微パーサイト構造を呈するものがある。斜長石に較べて変質は著しくない。黒雲母は微細な結晶をなし、これが多数集まり、他鉱物の間を埋めるように分布している。暗褐色～淡褐色の多色性を示すが、変質して、鉄鉱物を析出するとともに黄褐色になり、またさらに緑泥石に変わってしまったものが多い。角閃石は、尾平鉱山附近に露出する岩体にとくに多く含まれている。黄褐色の普通角閃石で、単独の結晶をなしている。陽起石は微細な針状結晶として岩石中に散在し、あるいは上記の普通角閃石を置き換えている。白雲母はまれに存在する。斑状の岩石の石基は、微花崗岩組織を示す。

圧砕作用は不均等に行われていて、とくに小型の岩体で強く、またやゝ大型の岩体ではその縁辺部で強い傾向がある。岩石は圧砕作用によって、不規則な条線を走らせ、あるいはいわゆるポーフィロイド状を呈し、極端に圧砕されたものは緻密質のミローナイトに化している。鏡下では、結晶とくに石英の破壊、角張った圧砕物の生成、圧砕粉や汚濁物からなる条線やモルタル構造の形成、石英の波動消光、斜長石の集片双晶の屈曲、有色鉱物の緑泥石・絹雲母などへの分解などが観察される。

II. 3. 2 橄欖岩および蛇紋岩

橄欖岩およびこれから変成された蛇紋岩は、二畳系のうち輝緑岩などの多い北帯に分布し、また二畳系地帯の南西隅において、ゴトランド系や上部中生界の諸層が介在する附近にも出現している。レンズ状ないし狭長な岩体をなして二畳系を貫ぬき、あるいは中生界を挟み込む断層に沿って出現している。たゞし中生界のなかにはまったく出現しない。したがって断層に沿う岩体は、断層面に後から貫入したものでなく、予め貫入していたものが断層運動に際して揉み込まれたものであろう。なお、地質図には、二畳系のなかに、たゞ貫入しただけのように表現してある岩体のうちにも、断層に伴った疑いのあるものが少なくなく、例えば南西隅の二上山の北斜面上に、細

長く続く岩体などは、その可能性が濃い。

橄欖岩は暗灰色、帯青暗灰色、鉛色を帯びた灰色などを呈し、粒状ないし緻密質である。緻密、暗灰色のものには塊状の泥質岩と見誤り易いものがある。風化により、表面2～5cmが黄褐色に変わっていることがあり、また水成岩の層理のような凸凹の縞を生じるものがある。

常に多少とも蛇紋岩化している。蛇紋岩化は、とくに断層に沿う岩体に著しい。蛇紋岩化の進んだものは緑色味を加え、まれには淡紅色や乳白色に変じている。脂感を帯び、片理を生じ、あるいは平行または不規則網目状の黒色、紫色、褐色などの条線や、絹糸光沢のある石綿細脈を生じている。

1次成分：橄欖石・斜方輝石・磁鉄鉱・クロム鉄鉱

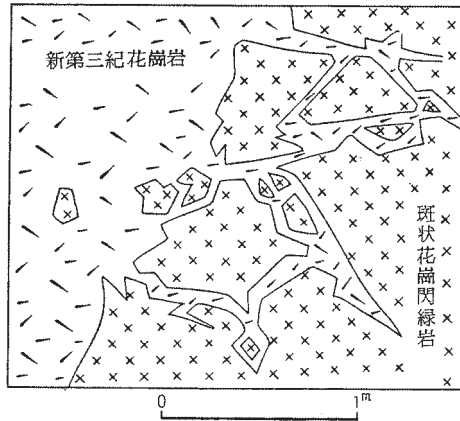
2次成分：板温石・温石綿・水滑石・透角閃石・滑石・緑泥石・磁鉄鉱・磁硫鉄鉱

橄欖石は未変成岩石ではその大部分を占める。結晶が相密接し半自形をなす。無色であるが、微細な磁鉄鉱粒を散点して汚濁していることがある。斜方輝石は部分的にだけ産する。橄欖石に対して他形をなし、包有物が少なく清澄である。クロム鉄鉱は多くは細粒をなすが、一部には拳大程度の団塊などの集合体をなすこともある。蛇紋岩化は斜方輝石よりも、橄欖石に選択的に行われる。まず橄欖石の個々の結晶の囲りや、裂開などに沿って蛇紋石類を生じる結果、鏡下で節目状構造を生じ、変成が進むと蛇紋石類の集合体のなかに、橄欖石や輝石の残りが点々と散在し、ついには消失して1次的に包有された鉄鉱粒と、新たに析出した鉄鉱粒のみを残してまったく蛇紋石類のみとなる。

蛇紋石類のうちもっとも多いのは板温石である。微鱗状をなし、これが不規則に錯雑して集合し、あるいはほぼ平行に配列して岩石に片状構造を生ぜしめ、あるいは60°内外に交わる2方向に位置して鏡下で格子構造を呈する。淡い緑色を帯び、光学性負、光軸角小、低い屈折率、結晶の伸長方向正であることによって、他の蛇紋石類と区別される。温石綿は絹糸光沢のある繊維状をなし、長さ2mm以下で、常に集まって細脈をつくり、各繊維は細脈の壁に直立している。板温石よりも屈折率明瞭に低く、複屈折や高く、光学性正であることは、その脈状に集合することとともに特徴である。水滑石とみなされるものは、自形片状をなして板温石の集合体のなかに疎らに散在し、無色で、他の蛇紋石類に較べて屈折率が高く、結晶の伸長方向負であることによって識別される。透角閃石・滑石・緑泥石・磁硫鉄鉱が多量に生じていることがあるが、これらはおもに第三紀の花崗岩による接触変成作用や鉱化作用の結果生れたものであろう。

II. 3. 3 斑状花崗閃緑岩

本岩は図幅地域北縁中央部の、尾平鉱山附近において小範囲に分布する。第三紀の花崗岩によって貫ぬかれ、この関係は鉱山西方の河床などにおいて明瞭に観察される



第 1 図 斑状花崗閃緑岩と第三紀花崗岩との接触部

(第 1 図)。囲りに分布する祖母山火山岩類の流紋岩、ならびに東側に接する二疊系との関係は詳らかでないが、これらとの境界付近で斑状花崗閃緑岩は周辺らしいものを備えていないことと、分布の形とからみて、おそらく断層であろう。

岩石は中粒～細粒質の緋状で、全体として灰色を呈する。黒雲母角閃石花崗閃緑岩に属し、大形の結晶の間を少量の石基が充たして斑状を呈する。概して新鮮である。

斑晶：斜長石・石英・正長石・角閃石・黒雲母・輝石

斜長石はもっとも多量で、自形を呈し、中性長石に属する。石英と正長石とはしばしば共生して微文象構造をつくっている。また正長石は単独に斜長石を囲んでも存在する。角閃石は緑褐色～淡褐色の多色性を示す普通角閃石である。黒雲母は暗赤褐色～淡褐色の多色性を示す。これらの有色鉱物は、細かい結晶の集合体をなしている。岩体の西端に近い部分では少量の輝石を含む。普通輝石に属し、角閃石の小晶で取り囲まれている。

石基：石英・正長石・斜長石・角閃石・黒雲母

石基はおもに石英と正長石とからなり、これが共生して微文象構造をなしているのが本岩の一特徴である。斜長石は少量で、酸性の中性長石に属する。

副成分：燐灰石・ジルコン・チタン石・鉄鉱物

本岩は時代が明らかでないが、変質をあまり蒙っていないので、花崗閃緑岩ほど古いものではないであろう。二畳系地帯の北の外側に出現していることと、微文象構造を特徴とする岩質とは、鞍岡図幅において鶴ヶ淵花崗岩と称せられているものとよく一致する。

II. 4 中生界

中生界としては、二畳系地帯の南東側に広く分布する四万十層群、二畳系地帯内の西部に介在する戸根川山層・大石層・高屋山層および田原層、中北部に露出する上村層、図幅地域の北縁中央部に露出する土岩層がある。二畳系地帯内の東部では、中生界の介在はいまだ知られていない^{註1)}。南西隅で中生界諸層や、ゴトランド系および花崗閃緑岩が介在する複雑な地質構造は、南西方の鞍岡図幅地内において標式的に発達している構造帯の延長である。

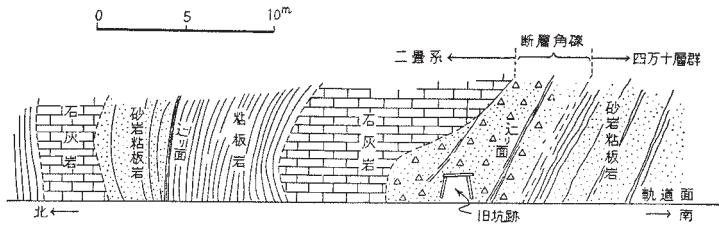
中生界諸層のうち、あるものは化石によって認定されているが、他は岩質が古生界と明らかに相違することによって推定されたものである。砂岩・粘板岩および頁岩の層相がいたるところで整然とし、かつ明瞭であること、礫岩がかなり多量に存在すること、チャートと石灰岩とがほとんど介在しないこと、輝緑岩や輝緑凝灰岩が一般には随伴していないことが、中生界諸層を古生界から識別する岩質上の特徴である。

II. 4. 1 四万十層群

四万十層群については、その代表的分布地である四国の四万十川流域において名づけられた地層名を、本図幅地域でもそのまま踏襲する。本図幅地内では格別時代を示すような古生物上の証拠はない。

北に分布する二畳系とは、北へ急角度ないし中角度をもって傾斜する逆断層で境されている。この断層は四国で仏像(一条川)構造線と呼ばれているものに相当する。日ノ影川河畔の戸川の対岸の道路側にこの断層の露頭がみられる(第2図)。この露頭より日ノ影川に沿って、下流数100mにわたって四万十層群はやゝ大まかな背斜、向斜

註1) 北東部の見立鉱山の北方、九折越の峠とのほゞ中間の道路上において *Inoceramus* の化石らしい形をとどめた黒色頁岩の転石を拾得したが、附近には中生界らしい岩相を備えた地層をみいだしていない。



第2図 四万十層群と二畳系との境の断層の露出
日ノ影川河畔戸川対岸の道路側

をとくに繰り返している。

本地域の四万十層群は、礫岩・輝緑凝灰岩も少しは含むが、ほとんどまったく砂岩・粘板岩ならびにその頻互層、またこれらが千枚岩化したものからなり、単調な岩相からなる厚層である。

地層はNE～ENEの走向を示す。多くの場合中角度ないし急角度をもって北西へ傾斜し、一見簡単な構造をしているようにみえるが、しかしながら細かく褶曲を繰り返していることや、地層面とほぼ平行な逆断層で揉めていることが随所で目撃されるので、極端な褶曲の結果、等斜構造を呈するに至ったものである。

四万十層群地帯の東部には花崗岩が大きく貫入していて、その周囲2～3kmの範囲では地層はホルンフェルスに変成されている。

層序は詳らかでないが大まかにみて、本地域の四万十層群は、砂岩を主とする地帯と、千枚岩を主とする地帯とに分けられ、前者が大部分を占め、後者はその南東側に少しく分布して、南隣図幅地域の槇峯鉱山附近に続いている。砂岩を主とする地帯を、地質図ではさらに分けて、構成岩相の分布をなるべく表現するようにしてある。各岩石の性状は次のようである。

砂岩は暗灰色～緑灰色、堅硬で、二畳系の砂岩よりも一般に割れ目が大まかである。中粒～細粒質であり、粒度の部分的な相違、あるいは粘板岩の薄い夾みによって明瞭に層理を示すことが多い。偽層を示すものもある。構成物としては、石英粒のほかに長石粒がかなり多量に認められる。黒色粘板岩の径1cm内外の小角片を散点するものが多い。

粘板岩は黒色～暗灰色で、泥質部・シルト質部ないしは砂質部が、細かに互層して

明瞭な層理を示す。

砂岩・粘板岩として示した部分には、両岩がそれぞれ厚さ数 m ごとに繰り返すものと、数 10cm 以下ごとの頻互層をなすものがある。頻互層はとくに層理が明瞭であり、四万十層群を二畳系から識別する際の一つの特徴になる。

礫岩は日ノ影川西岸の戸川の南方にみられ、砂岩の一部が礫質砂岩ないし細粒礫岩になった層間礫岩である。礫は硬い砂岩・珪質の粘板岩・チャートなどからなり、円礫である。

千枚岩地帯は砂岩を少しく挟む粘板岩層が千枚岩化されたものから構成されている。千枚岩化は全体として南に強く、北に弱く、また粘板岩に較べて砂岩の部分では弱い。

輝緑凝灰岩は千枚岩の地帯に薄く介在している。緑色を呈し、片理を示し、鏡下では緑泥石・緑簾石・陽起石・曹長石・方解石など、変質によって生じた微細な鉱物からなる基質中に、輝石・斜長石を少量散点している。

II. 4. 2 上村層

図幅地域の中央部に、広木野から黒葛原にわたって石灰岩層が長く続いている。その大部分は、暗灰色を呈し往々泥質を帯び、かつ脆い感のある石灰岩からなり、*Neoschwagerina*, *Yabeina* などの紡錘虫を産し、二畳系中部の最上部に属する (11 ~ 12 頁)。しかしながら、この石灰岩層のうち上村および皿糸の谷を横断する所には、部分的に別種の石灰岩、すなわち灰白色を呈し、堅くて、かつ方解石細脈に富むものがあり、これからは貝化石などが発見された (神戸・斎藤, 1957)。そして上村で採取した標本から

Eumorphotis cfr. *multiformis* (BITTNER) var

"*Entolium*" cfr. *discites* (V. SCHLOTH)

Cfr. *Pleurnectites* sp.

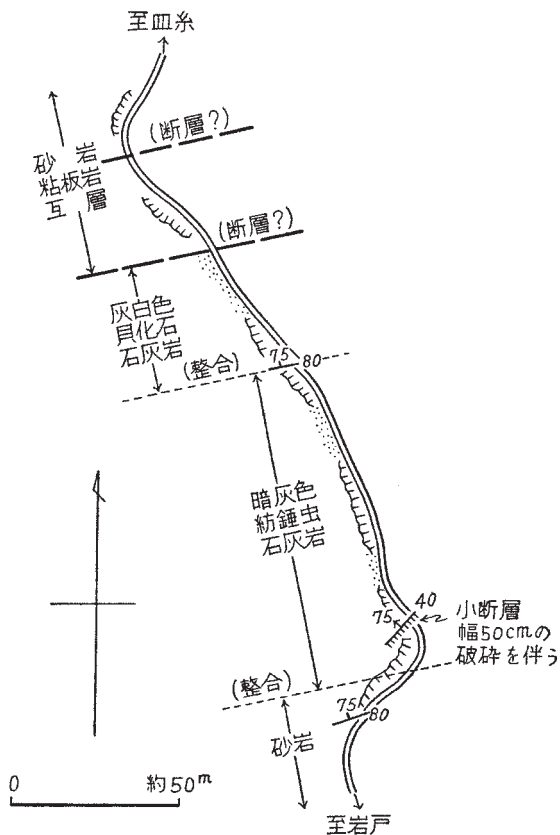
Gervilleia cfr. *exporrecta* (LEPS.)

Anodontophora cfr. *canalensis* CAT.

Ammonite gen. et sp. indet.

が認定された。Ammonite は別として、これらの貝化石は高知県黒滝産の下部三畳系 Skytic の化石群にほぼ同定され、また関東山地の山中地溝帯の、塩ノ沢石灰岩の下部

三疊系化石群とも似た点がある^{註2)}。よって、この含貝化石淡灰色石灰岩で代表される地層を下部三疊系とし、含紡錘虫石灰岩によって規定されている二疊系から分離して、



第3図 皿系附近山腹の自動車道路における石灰岩層の露出

上村層と呼ぶ。

上村層の産状についていままでに観察したことを次に述べる。

註2) 松下 進：土佐黒滝産下部三疊紀化石に就いて，地球，5，1926

鹿間時夫：山中地溝帯の下部三疊紀層，地質学雑誌，Vol. 58，1952

ICHIKAWA, K. & YABE, Y.: *Eumorphotis multiformis shionosawensis*, subsp. nov. from the Shionosawa limestone at Shionosawa, north of the Sanchu Graben, Kwanto Mountainland, Japan, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., 17, 1955

YABE, Y.: Early Triassic Mollusca from Shionosawa in Sanchu Graben, Kwanto Massif, Japan, Sci. Rep. Tokyo Kyōiku Daigaku, Sect. C, 39, 1956

上村の谷では、両側の山上には石灰岩層が屹立してよく露出しているが、これについてはまだよく観察していない。谷底には大小無数の石灰岩塊が崩れ落ちていて、石灰岩層は直接にはあまりよく露出していない。石灰岩塊の大部分は、暗灰色の紡錘虫石灰岩である。しかし、北東側山脚の道路沿いに径 2m 内外の露出面をなして、灰白色石灰岩が数個かたまって頭を出していて、この表面には貝化石の断面を無数にならべた、厚さ 10 数 cm の化石帯が数帯含まれている。上掲の諸化石はこれから採取したものである。この地点の石灰岩層全体の厚さは、約 100m であるが、そのうちで貝化石石灰岩の占める厚さはわからない。また南には約 10m の所に砂岩・粘板岩の



図版 3 皿糸南西山腹の新設自動車道路における石灰岩層の露出。左側は暗灰色を呈し、この種のものには二畳紀の紡錘虫を含み、右側は灰白色でこの種のものには三畳紀とされている貝化石を含み、両者の境（ハンマーの柄の位置を連ねる線）は整合関係を示す

互層が北に急斜して露出し、北には約 5m の所にチャート層が露出するが、これらと石灰岩層との関係も崩土で隔てられていてわからない。

皿糸の谷では、南西中腹を縫って自動車道路が新設されていて（地質図には記入してない）、これに沿って石灰岩層がほとんど連続した好露頭をなしている（第 3 図）。石灰岩層の南限は北に急斜する砂岩層と接し、その間には約 2m にわたって、砂岩と石灰岩とが不規則に入り混った漸移相が認められるので、両層は連続して堆積した地層であることがわかる。これから北へ石灰岩層は 120～130m の厚さをもって露出する。

このうち南寄り大部分の約90mは概して暗灰色を呈し、処々に紡錘虫をおびたゞしく含む。また、たまに幅数10cmの擾乱を伴う小断層がある。北寄り約20mの露頭およびその北に続く石灰岩の崩れの部分は、いずれも灰白色の石灰岩からなり、その一部には上村の谷で認められたと同様な貝化石帯を含んでいる。たゞし、この貝化石については未だ種属の鑑定は行っていない。暗灰色石灰岩と灰白色石灰岩とは、走向N80°E、傾斜75°Nのはっきりした面を境として急に変わり合っている(図版3)。両者の間に数mm幅の隙間が生じている部分はあるが、断層を思わせる迂り面や擾乱はなく、また不整合を思わせる岩相もなく、暗灰色石灰岩の上位に灰白色石灰岩が整合に重なっているとしかみられない。石灰岩層の北側には崩土を介して砂岩・粘板岩の互層が露われている。この互層のうち石灰岩層に近接する部分は、かなり擾乱しているので、そこにはおそらく断層が走っていると推察される。

以上2カ所の観察からみて、兩種石灰岩は重なってむしろ一つの石灰岩層を形成しているのであるが、おのおのに産する化石が相違し、紡錘虫は二畳系中部を示し、貝化石は従来三畳系下部の化石とされているものに同定されるので、兩種石灰岩を別々の地層に分離した。なお、広木野―黒葛原の長い石灰岩層のうち、上村層が上村・皿糸以外にどこまで延びているかは未詳である。

II. 4. 3 戸根川山層

本層は図幅地域の南西隅に、狭い地帯をなして分布する。層理の明らかな砂岩および頁岩からなり、礫岩を含む。走向はNE、傾斜はNWである。この地層は南西方に鞍岡図幅地内に連続していて、その戸根川山部落附近では石灰岩を挟有し、またその附近の頁岩からは化石として海百合・蕨虫類のほか、おそらくジュラ紀後期のものと予想される小型の菊石を産する。

砂岩は二畳系のものに較べ暗色である。緻密、細粒でよく層理を示す。一部には礫質のもの、まれにはアルコズ質のものもある。頁岩は黒色で、風化すると黄灰色を呈する。層理を明示し、葉片状に剥げ易い。層理は整然と平行であって、二畳系の粘板岩に較べて擾乱は少ない。頁岩には虫の這った跡をとゞめるものがある。礫岩は連続性に乏しく、砂岩または頁岩に移化する。礫は径数10cm以下の円礫であり、その岩種はチャート・珪質粘板岩・輝緑岩・花崗岩類などである。

II. 4. 4 ^{たか や さん} 高屋山層

本層は三田井の西南西にある高屋山を中心として、東西に延びる地帯を占め、とくに稗上一得別当の道路に沿ってよく露出する。周囲の二畳系のものに較べて、軟かくて層理が明らかな砂岩・頁岩の互層によっておもに構成され、少量の礫岩を挟む。走向はN45～60°E、傾斜は70～80°Nである。得別当附近にはチャートが露出するが、これは二畳系のチャートが、断層によって高屋山層のなかに挟み込まれたものであろう。

砂岩は黒色、灰緑色、灰色～灰白色を呈し、頁岩の薄層を挟んで層理を明示するものが多い。中粒～粗粒質で、淘汰がよくなく、一部は含礫砂岩である。また黒色頁岩の小片を点々と含むもの、石灰質のもの、あるいはアルコーズ質のものもある。礫岩は砂岩が中～細礫を多量に含むに至ったものである。頁岩は黒色であるが、風化すると灰白色になる。2～3cmごとに明瞭な層理を示し、薄片状に剥げ易い。頁岩には不完全な植物片の印痕や、虫の這った跡（いわゆる生痕）をとらめているものがある。

高屋山層は、化石上の証拠はないが、岩質上中生界上部であろう。

II. 4. 5 ^{た ぼる} 田原層

本層は二畳系地帯の北西縁と祖母山火山岩類との間に、断層で境された地塊を形成して分布し、田原の西方の自動車道路などによく露出している。礫岩を主とし、砂岩および頁岩を挟む。走向はE-Wに近く、傾斜は50°N内外であることが多く、地層はかなり擾乱されている。北限の断層に近い所では、接触変成作用を受けている。

礫岩は厚さ数10m程度をもってなん枚も存在しているようである。その礫は径20cm以下の円礫で、密集し、砂岩・チャート、風化して赤褐色を帯びた輝緑岩・輝緑凝灰岩などからなる。基質はおもに砂質であるが、塩基性火成岩の分解物を混えて赤褐色を帯びるものが多い。

砂岩は暗灰色～淡灰色、中～細粒質で、堅硬、塊状である。頁岩は灰色～黒色で風化すると黄褐色を呈する。明瞭に成層していて、一般に軟かい感じがある。

本層から、かつて貝化石が発見^{註3)}されているが、本層の時代は明確でない。祖母山火山岩類に接して分布すること、構成岩類のうち礫岩がめだつことは、後述の第三紀

註3) 佐川正雄・塩田勇夫：東京大学地質学科進級論文(1932)

の見立層に似ているが、しかしながら田原層は擾乱されており、田原西方の小丘上で流紋岩の小岩体によって、傾斜不整合に被覆されていることは見立層と明らかに相違する。西に隣接する高森図幅地内には、田原層の礫岩と同様に、塩基性火成岩物質を多量に含む礫岩によっておもに構成される、高畑層と称せられる地層が二畳系を覆って分布し、またその南に隣接する鞍岡図幅地内には白堊紀初期に属する芝ノ元層という地層があり、その下部にも同様な礫岩が存在し、かつ高畑層は芝ノ元層のおそらく下位にあることが知られている(斎藤・神戸 1954)。これらの点からみて、田原層は第三紀の見立層とは別個のものであり、むしろ高畑層や芝ノ元層と同系列の地層で、中生界上部に属すると推察される。

II. 4. 6 大石層

大石層は図幅地域南西隅において、北はゴトランド系および花崗閃緑岩と、南は二畳系と、それぞれ断層で境される狭長な地帯を占める。この地帯は同様な関係を保ちつつ、南西に延びて、鞍岡図幅地内の大石部落方面に及んでいる。大石層はおもに砂岩と礫岩とからなり、少しく頁岩を伴なう。地層の走向はENEで、傾斜は一般にNである。

砂岩は灰色～灰緑色、粗～中粒質で、二畳系のものより珪質でなく脆い感がある。塊状であるが、しばしば頁岩を挟んで層理を示す。またきわめてアルコーズ質な部分もある。礫岩は砂岩とともに多量に含まれている。その礫は拳大以上の円礫で、密集して、おもにチャート・珪質砂岩・珪質粘板岩からなり、また花崗閃緑岩・流紋岩および青緑色チャート(この2つは鞍岡図幅地域に分布するゴトランド系に特有の岩石である)であることもあり、砂質物で膠結されている。頁岩は暗灰色で層理を示す。

大石層からは本図幅地域ならびに鞍岡図幅地域内を通じて化石は未だ知られていない。しかし頁岩、ことに礫岩を多量に含むことは二畳系とは明らかに相違する。鞍岡図幅地域の石大石附近では、北側のゴトランド系および花崗閃緑岩のさらに北側に下部白堊紀の貝化石および植物化石を産する芝ノ元層があり、これと大石層とは岩相が甚だ似ている。要するに、大石層は岩質から中生界、おそらくその上部に属すると推察される。

II. 4. 7 土 岩 層

本層は図幅地域北縁中央部において、二畳系の北側に、祖母山火山岩類との間に小範囲を占め、おそらくこれらと断層で境されて分布し、尾平鉱山から谷沿いに外界に通じる自動車道路上によく露出する。この附近は第三紀花崗岩による接触変成作用の著しい所で、土岩層も二畳系もまったくホルンフェルスに化している。しかし、土岩層は塊状、均質な砂質岩および平板状の層理が発達した泥質岩から変成されたホルンフェルスであるのに対し、この附近の二畳系は千枚岩から変成した黒白の縞状のホルンフェルスで、しかもその縞が細かく彎曲しているため、両者は容易に識別される。

土岩層は上述のような原岩の想定から、おそらく中生界と思われる。この地層は尾平鉱山のある谷に沿って、さらに下流へ竹田図幅地域内の少なくとも土岩部落附近まで続いて露出する。竹田図幅地域内の地質調査を経てからでないと、確実なことはわからないが、土岩層は大分市方面の大野川流域に模式的に発達している、上部白堊系の延長と予測される。

II. 5 第三紀の岩層

以上述べた中・古生代の諸岩層は広く西南日本に普遍的なものであるのに反し、見立層・祖母山火山岩類・花崗岩および花崗斑岩はやゝ地方的なものである。これらは中・古生代岩層を、その褶曲構造と関係なく被覆し、あるいは不調和 (discordant) に貫ぬいている。そして、ほゞ相次いで比較的短期間に形成されたものと思われる。時代については断定的な証拠はないが、しかし以下逐次述べるようにいずれも第三紀のものともみなすのが妥当であろう。

II. 5. 1 見 立 層

本層は図幅地域東部の山地の高所に分布している。削剝を受けた結果、分布は現在分散しているが、当初は図幅地域北東部に相当する地域一帯に広く堆積したものであろう。褶曲して急傾斜を示す二畳系・四万十層群および古い火成岩類を、見立層自体は水平ないし緩傾斜の構造を示して覆っている。地塊運動により分布ごとに位置に高低の違いを生じ、また傾動しているが、褶曲を受けた様子はない。見立鉱山附近に

は、中・古生界が示す帯状構造に一見参与しているかのように、見立層が平面図上帯状に分布している部分があるが、これはたまたま山地の一般傾斜とほぼ一致して傾斜し、両側を基盤の二畳系の走向と、ほぼ一致する2つの断層で限られた結果であって、地下深所まで帯状に介在しているのではない。

見立層は、ほとんどまったく礫岩によって構成されているが、上部には砂岩を多少伴なう。

礫岩は大小雑多な円礫を砂質物が膠結したもので、無層理であり、後の接触変成作用の影響もあってきわめて堅い。礫の岩種は基盤の二畳系・四万十層群から由来した砂岩・粘板岩・チャート・石灰岩・輝緑岩や花崗閃緑岩質ないし石英閃緑岩質岩石である。どの岩種の礫が多いかは、それぞれ近傍に露出している基盤岩層の種類によって、かなり明白に支配されている。例えば、本谷山の北斜面のように輝緑岩の多い地層を被覆する部分では、その礫が多く含まれ、基質も塩基性火成岩物質に富み、このため礫岩は全体として暗緑色を帯びる。見立鉱山附近のように輝緑岩の少ない地層を覆う部分では、チャートの礫がとくにめだち、石灰岩の礫も混り、また鹿川方面のものには、四万十層群の砂岩が多く、これらの方面の礫岩は概して灰色を呈する。礫のうち花崗閃緑岩ないし石英閃緑岩質のものは往々径1m以上にも達する巨塊をなし、この種の礫を含むことが見立層の一つの特徴とみなされてきた。この深成岩は、この地方にやゝ広く露出している第三紀の花崗岩とは、もちろん別のより古いものであり、岩質上もより塩基性を帯び、かつ変質、圧碎作川を蒙っている。この種の礫を供給した本源については、従来ははっきりしていなかった。しかしながら、今回の調査結果によると、見立層は全域にわたってこの種の深成岩礫を多量に含有しているのではなく、たゞ従来から調査が行きとどいていた本谷山方面においてだけ、多量に含むことがわかった。また、本谷山北側斜面の二畳系地帯には、古期の花崗閃緑岩が少なからず介在していて、その岩質は見立層の深成岩礫と同じとみてよい。したがって、量的、質的のいずれの見地からも、見立層の深成岩礫の本源は、本谷山方面などの基盤中に実在する古期花崗閃緑岩体とみてよい。

本谷山や、鹿川方面では見立層は、その礫岩が直接に祖母山火山岩類の流紋岩によって覆われることが多いが、傾山の南麓から見立鉱山にかけては、礫岩の上に次第に砂岩を挟み、礫が小形、かつ疎散となり、遂に最上部は砂岩となる。砂岩は淡灰色を

呈し、おもに中粒～細粒の石英砂からなるが、最上部のものは酸性凝灰質を帯びる。常に明瞭な層理を示す。見立鉱山附近では見立層の砂岩と二畳系の砂岩とが一見帯状に相接し、かつ同様にホルンフェルス化され、また境の断層の破碎帯も、接触變成作用によって硬く融着されているため、両砂岩は区別し難くなっているが、見立層の砂岩は、層理が平板状で北へ緩く傾斜しているのに対し、二畳系の砂岩は地層面が細かく彎曲し、かつこゝでは南へ急に傾斜し、また見立層の砂岩の方が粗粒質で、処々に円礫をふくみ、かつ珪質でないことによって区別される。

見立層の厚さは薄くて、100m以下であることが多いが、見立鉱山附近で上部に砂岩が発達し、かつ堆積盆地の中心に近かったと推察されるところでは、少しく厚く算定される。たゞしこゝの見立層は地形がきわめて急峻で踏査に困難な所があり、もしかしたら、山稜には見立層の上に流紋岩がのっているのを見落とし、このため厚く算定されているのかもしれない。山稜からの転石には、事実酸性凝灰岩質岩からのホルンフェルスとみなされるものも多い。

見立層はほゞ全域にわたってホルンフェルス化していて、化石を産出せず、したがって見立層の時代については決定的なことはいえない。南朝鮮や北九州、あるいは大分県大野川地方の白堊系と対比されたことがあるが、近頃では四国の石槌山地方などの第三系と対比されている。本図幅地域でも次の見地から、見立層をおそらく第三系であろうと推測する。

イ) 西南日本外帯において北東の方向性を示す帯状配列、褶曲構造を示す岩層を基盤として、見立層のように、この構造と異なる概して平静な構造をもってやゝ地区的に被覆するものは、四国の石槌山地方^{註4)}、紀伊半島の熊野川地方などの、主として中新統からなる地層にみられる。

ロ) 見立層はこれに引続いて火成岩の活動があることから、間接に第三系とみなされる。火成岩については次に述べる。

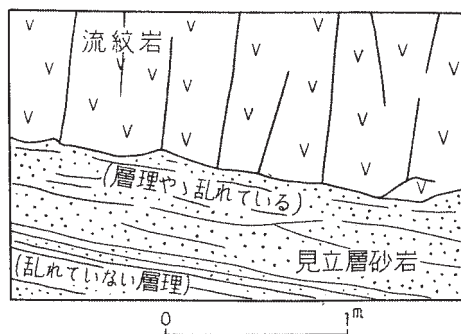
II. 5. 2 祖母山火山岩類

祖母山火山岩類は、初めに噴出した流紋岩と、次いで噴出した安山岩～石英安山岩

註4) 石槌山の第三系については永井浩三(愛媛大学紀要, 第2部, 自然科学(地学), Vol. 2, No. 3, 1956)によれば、その下部は古第三系に属するという。

とに大別される。本谷山・傾山および見立鉱山の南方などでは、流紋岩だけが分布し、ことに本谷山・傾山では山頂まで数100mの厚さをもって累積している。祖母山では安山岩～石英安山岩が主体をなし、厚さ700～800m、一部では1,000m近くも累積しており、流紋岩はこれに覆われて山体の縁辺部に露出している。

本谷山・傾山・見立鉱山の南方では、流紋岩の分布は見立層の堆積盆地とほぼ一致し、かつ両岩層の間にはあまり時代の間隙がないことを示すように分布している。ただし、一部では火山岩が見立層の堆積盆地の外側にも隘流し、直接古生層などを被覆しているところはある。見立層の上部に砂岩がある部分では、往々その最上部は酸性凝灰質を帯びていて、これによっても火山岩は見立層の堆積とほぼ連続して噴出したことがわかる。また、傾山の山頂附近から南下している奥村の沢の河床には、見立層の最上部の砂岩が明瞭な層理を示し、これと平行な基底面をもつ流紋岩の熔岩が引続き累積したことを示す露出がある(第4図)。祖母山方面では、その南西端の河内附近で流紋岩が直接に、中生界の田原層の上に不整合にのっているのがみられるほかは、



第4図 見立層の砂岩をほぼ整合に覆う流紋岩熔岩

火山岩類は周囲が断層で境されて沈下して古生界と接し、あるいは花崗斑岩などで貫ぬかれ、または阿蘇火山噴出物で覆われているために、火山岩類の基底の状態は観察することができず、果してその下に見立層が分布するか否かもわからない。

見立層と祖母山火山岩類によって示されるように、西南日本において中生代およびそれ以前の岩層の地帯に、後になって地方的にまず堆積盆地を生じて水成岩層が堆積され、そこに引続いて旺盛な火山活動が行われ、しかもその火山岩類がしばしば酸

性から中性に時とともに移り変わることは、四国の石槌山地方、紀伊半島の熊野川地方（たゞしそこには中性火山岩はない）、奈良県の室生山地方、愛知県の設楽地方などの、概して中新統とされている岩層にみられることで、この経過は西南日本外帯、ないしこれに近い所に分布する新第三系のむしろ通性のように考えられる。この点から祖母山火山岩類は見立層とともに第三紀、なかでも中新統であろうと類推される。

流紋岩はおもに熔岩をなし、ごく一部だけが凝灰岩である。熔岩は斑状のものと、ほとんど無斑晶のものにと大別できる。これらの累重関係は、場所によって一定でない。本谷山および傾山では、下部の約 100m は多斑晶で、その上にくるこの方面の流紋岩の主体は、ほとんど無斑晶である。凝灰岩はほとんどない。見立鉱山から南方に散在する流紋岩はおもに多斑晶質である。

祖母山の東側の尾平鉱山附近では、基底はみられないが、下部に無斑晶のリソイダイトが分布し、この上に斑状の流紋岩がのっている。

祖母山西方の筒カ岳・崩野峠^{くまのかわち}・河内などの方面ではおもに多斑晶流紋岩が分布し、灰白色の凝灰岩が少しく介在する。

熔岩の斑状のものは暗灰色～褐色を帯びた灰色、一部は灰白色で、緻密、塊状または弱い流状構造を示す。無斑晶のものは淡灰色、灰白色、淡黄灰色などを呈し、著しい流理構造を示し、本谷山方面のものではこれが一般に屈曲し、尾平鉱山附近のものでは直線状であることが多い。なお祖母山西方の斑状流紋岩には、無斑晶流紋岩の角礫を含むものがある。また尾平鉱山附近の斑状流紋岩は砂岩・珪質粘板岩などを捕獲している。このように流紋岩は肉眼上の見掛けはいろいろであるが、成分鉱物の種類には大差がない。またどの流紋岩も、ほとんどみな、曹長石化・絹雲母化などの変質をかなり激しく受けている。

斑晶：石英・斜長石・正長石・黒雲母・（角閃石）

石英および斜長石がもっとも多い。斜長石は灰曹長石に属するが、曹長石化・絹雲母化などを受けたものが多い。正長石は少量である。正長石は往々石英のなかに取り込まれ、またはまれに石英と微文象構造をつくる。単独の正長石ではサニディンとしての光学性が検せられることがある。黒雲母は少量で、通常は暗褐色～淡褐色の多色性を示すが、緑泥石化して緑色を帯びるものが少なくない。角閃石は尾平鉱山附近の斑状流紋岩だけに少量認められる。緑色普通角閃石である。

石基：石英・正長石・黒雲母・ガラス

一般には潜晶質に近く、かつ著しく変質していて、鉱物各個を識別し難いことが多い。ガラスはあまり多くない。無斑晶流紋岩にしばしばみられる顕著な流理による縞状構造は、石基内で規則的な細かい縞をなして、粒度が粗くなり、あるいは球顆（正長石と石英とが放射状に共生）および微文象体が発達してならんでいることによって生じている。そして、粗粒結晶や球顆の間は、しばしば緑色の雲母によって埋められている。

副成分：ジルコン・燐灰石・柘榴石・チタン石・鉄鈹

2次成分：曹長石・絹雲母・緑泥石

見立鉱山南方の五葉岳附近の流紋岩は、とくに激しく変質されていて性質が判りにくいが、斑晶として正長石をほとんど含まず、また角閃石の仮像と思われるものを残して、他の場所の流紋岩とやゝ相違する。なおこの仮像は、黒雲母の微片の集合体からなり、その黒雲母は淡黄褐色である。おそらくこの岩石は、多少接触變成作用を受けているのであろう。

本谷山方面および見立鉱山の南西方山地の流紋岩地域には、処々に暗灰色、緻密、堅硬で、強打すると貝殻状断口を生じて割れる、燧石状の岩石の転石が散在する。肉眼では緻密でホルンフェルスと見誤り易いが、鏡下では、中性の火山岩であって、斜長石・普通輝石・斜方輝石・橄欖石の斑晶を少量有し、細かい斜長石・アルカリ長石・輝石からなる完晶質の石基を示す。ガラスは存在しないが、いわゆる讃岐岩に似たところもあり、後に述べる祖母山方面の安山岩とは岩質が異なる。まだその露頭は確かめられていない。

祖母山火山岩類のおもな分布から離れて、図幅地域中央部の岩戸の南東にある俵石越の峠附近に、小範囲を占めて酸性凝灰角礫岩が二畳系の上ののっている。この岩石は酸性火山岩・花崗岩類・チャート・粘板岩などからなる、径1cm内外のやゝ円味を帯びた角礫を有する。

安山岩～石英安山岩は、ごく僅か凝灰角礫岩をなしているが、ほとんどすべて熔岩をなしている（地質図にはこれらを区別してない）。熔岩には弱い流理が認められることがあり、この流理や凝灰角礫岩の層理は、祖母山―障子岳―古祖母山を連ねる稜線で囲まれた、東側の急な谷附近を中心として外方へ、すなわち北西や南西に向かって緩く傾斜していることが多い。この内部構造に応じて祖母山の地形は稜線の西側に緩く、東側に急で、東側では山体の内部が深く切開されている様子を呈している。

熔岩はおもに斑状で、一部はほとんど無斑晶である。無斑晶のものは、祖母山東方の稜線上、西斜面の黒原越の北東の谷、山体南縁部の土呂久鉱山の北西の谷に、めだって存在するが、広く分布する斑状のものなかにも処々に介在する。無斑晶のものは安山岩質である。斑状のものは大半が安山岩質であるが、往々石英を少量含み、また一部は石英を多く含んで石英安山岩質になっている。以上の各岩種は、それぞれなん枚もの熔岩をなして、複雑に繰り返しているらしいが、その実体はよくわからないので、地質図には区別してない。祖母山の西斜面には、角礫を多量に含むことによって、他から区別され易い石英安山岩が厚く介在しており、その概略の分布を図示してある。同様の岩石は東斜面にも、とくに稜線に近い部分に認められるが、図示しうるほどには分布範囲はわかっていない。

無斑晶の安山岩は緻密、塊状で、新鮮な場合には黒色、変質したものは暗緑灰色～淡緑灰色を呈する。黒色のものは一見泥質岩のようにみえるが、注意してみると小さな長石の斑晶が少し見られ、火山岩であることがわかる。斑状の安山岩～石英含有安山岩～石英安山岩は、暗灰色～灰色を呈し、長石などの斑晶を多量に散点する。上述の各岩種ともかなり激しく曹長石化・緑泥石化・炭酸塩化、すなわち、いわゆる粒状安山岩化 (propylitization) を受けている。

斑晶：斜長石・(石英)・普通輝石・(角閃石)

斜長石は曹灰長石～中性長石に属するが、著しく曹長石化・絹雲母化などをうけている。石英はその存否および多寡がいろいろである。火山岩の本来の斑晶とみるに十分な熔蝕形状を示すものが少ない。有色鉱物はおもに普通輝石であるが、大方は緑泥石化し、仮像だけをとゞめるものが多い。石英安山岩のうちには仮像の形状から、斑晶は角閃石であったと推測されるものがある。

石基：斜長石・石英・有色鉱物・ガラス・鉄鉱物

毛氈状組織ないしガラス基流晶質組織を示すが、一般に甚だしく変質していて、ガラスは脱ガラス化 (devitrification) していて、全体として潜晶質となり、有色鉱物は分解して細かな鉄鉱物粒を析出していることが多い。方解石や石英の微脈で切られ、あるいは緑泥石や沸石の小球状体を散点する。

副成分：燐灰石・ジルコン・鉄鉱物

祖母山西斜面などにみられる角礫状石英安山岩は、暗緑色～緑灰色を呈し、変質して汚れた石基のなかに、斜長石・石英および角閃石の斑晶を散点する。角礫は径

1cm 以下であることが多く、その岩種は雑多で、流紋岩・安山岩・頁岩・珪質粘板岩などである。

岩石の一部には空隙を埋めた形に斧石・緑簾石などが生じていることがある。

凝灰角礫岩は熔岩中に薄くまれに介在する。一般に緑色～緑灰色を呈し、石英安山岩質のものが多い。

II. 5. 3 花崗斑岩および花崗岩

この両者は互に同源の半深成相および深成相の関係にある。これらの酸性岩は中・古生界だけでなく見立層および祖母山火山岩類をも貫ぬく。

花崗斑岩は大小多数の岩脈をなしている。岩脈は急角度に貫入しており、しばしば長く連続し、そして突出した地形をつくる。岩戸附近から南東に走り行藤山脈をつくる大岩脈はその好例である。花崗斑岩の岩脈には、断層に沿って出現したものが多い。例えば上記の大岩脈もその一つであって、その両側で二畳系・四万十層群、ならびに両地層の境をなす構造線のいずれもが地層の走向とほぼ垂直な方向に大きくずれている。また祖母山塊の火山岩類とその南東の二畳系との境は長大な断層であるが、この断層に沿っても、岩脈が断続しながら連なっている。

花崗斑岩はおもに灰色を呈し、多量の斑晶を有するが、岩脈の縁辺部や狭い岩脈では石基が緻密となり、あるいは灰白色となり斑晶を疎らに散点し、石英斑岩質である。おもに黒雲母花崗斑岩であるが、一部では角閃石をも含む。局所的には鉍化作用をうけているが、一般にはほとんど変質を受けていない。

斑晶：斜長石・石英・正長石・黒雲母・角閃石

斜長石はもっとも多量に存在し、自形をなし、結晶の長さ 1cm に達することがある。おもに灰曹長石に属するが、累帯構造を呈し、中心部は中性長石に及ぶことが多い。正長石は半自形を呈し、微細な包有物に富み汚濁している。斜長石の結晶をしばしば包有し、あるいは斜長石斑晶の周縁に外套状に共生している。石英は円味のある半自形を呈する。ごくまれに正長石とともに微文象構造をなす。黒雲母は多くの場合細片をなし、集合体をつくる。暗赤褐色～淡黄褐色の多色性を示す。角閃石は部分的に含まれ、これも小晶の集合体をなす。青緑色～淡黄褐色の多色性を示す。

石基：石英・正長石・斜長石・黒雲母・角閃石

完晶質である。石英と正長石とは通常互に遊離し、晶出して微粒状組織をなし、まれにしか微文象組織を示さない。斜長石は灰曹長石に属するが、量は少ない。有色鉱物はおもに黒雲母で、角閃石は部分的にしか存在しない。

副成分：燐灰石・ジルコン・チタン石・柘榴石・電気石・磁鉄鉱

花崗斑岩の岩脈の接触部では、外側のホルンフェルス中に幅数 10cm にわたって、花崗斑岩が拳大以下の礫伏に入り込んで散在する、特殊な様子を示すことが多い。

花崗岩は図幅地域のうち東寄りに数地区に分れて露出する。南東部の鹿川附近では盆地底に、その北西方の日ノ影川では川筋だけに、また北部の祖母山の東側では尾平鉦山附近の河谷底に露出し、いずれも地形上侵蝕の進んだ低所にみられる。周囲の岩層との接触面は、水平ないし緩傾斜であることが多く、花崗岩体は地下では外方に向かって著しく広がっていることを示唆する。なお花崗岩による接触変成域は、図幅地域の東半部のほゞ全域にわたり、花崗岩の露出に較べて著しく広大である。これらのことからみて、この地域の東寄りには地下あまり深くない所に、花崗岩が普遍して潜在しており、その巨体のうち上方に盛り上った部分だけが地表に露出している状態であると推測される（地質断面図参照）。なお、花崗岩の各露出および接触変成域を包含する地域を、この時代の岩漿活動の中心部とみると、花崗斑岩の岩脈はこれを取囲む地帯にもっとも頻繁に出現し、心部からの分枝である様子を示している。

花崗岩は粗粒～中粒、優白色で、黒雲母花崗岩に属し、局所的に鉍化作用を受けているほかは新鮮であり、また圧碎構造は示さない。これらの点で、古期の花崗閃緑岩とは容易に識別される。風化によってアルコーズ質の砂粒を生じて崩れ、このため侵蝕を促進し、また山腹斜面では平滑な露出面をつくり易い。節理はきわめて大まかで、径数 m の方形の岩塊をつくり易いが、接触部附近では幅数 10cm ごとの板状節理であることが多い。

主成分：石英・正長石・斜長石・黒雲母

副成分：角閃石・電気石・燐灰石・ジルコン・磁鉄鉱

石英および正長石はもっとも多量に存在する。径 0.5cm ほどのことが多いが、部分によってはさらに大きい。石英は他形、正長石は半自形の大晶をなす。正長石は細かな包有物に富み、また絹雲母化・カオリン化などを受けて、汚濁している。斜長石と共生して微ペルト長石をつくることがある。斜長石は自形を呈し、量は少ない。ほゞ灰曹長石の範囲内を変化する累帯構造を示す。黒雲母は粗い単

独結晶をなし、暗赤褐色～淡黄褐色の多色性を示す。まれに緑色角閃石が存在する。電気石は通常どの部分にも存在し、長柱状ないし針状の結晶をなして、やゝ放射状に集合している。

花崗岩はしばしば捕獲岩を有する。捕獲岩は円味を有するものが多く、砂岩・粘板岩を原岩とするホルンフェルスになっていて、しばしばもとの層理を残している。

花崗岩は岩体の周辺部、ことに接触面が緩傾斜の所ではしばしば幅数 10m にわたって、周辺相が発達している。すなわち岩石はアプライト質となり、黒雲母を減じて白雲母を加え、きわめて優白色となり、かつそのうちに粗晶の石英・長石および少量の黒雲母を斑晶状に疎らに散点する。この周辺相の鏡下の性質は次のようである。

主成分：石英・正長石・斜長石・白雲母・黒雲母・電気石

副成分：燐灰石・ジルコン・磁鉄鉱

石英および長石はもっとも多量である。斑晶状のものを除き、石英は他形、正長石は自形～半自形をなし、相合して微花崗岩組織を呈する。斜長石は少量である。基質のものは屈折率が石英よりも低く、正長石よりもやゝ高く、成分は曹長石に近いと推測される。常に柱状自形を呈し、かつしばしば集片双晶を営む。斑晶状に現われる雲母は黒雲母である。基質では白雲母が多く、黒雲母は淡い緑褐色のものが白雲母に伴なって僅かに存在するだけである。電気石はやゝ多く、有色鉱物を代表することもある。しばしば放射状の集合体をなす。

地質図には省略したが、花崗岩に関連してペグマタイトおよびランプロファイアがみられる。

ペグマタイトは花崗岩体の内部に、幅数 10cm 以下の岩脈あるいは晶洞の充填物として処々に含まれているほかに、とくに花崗岩の接触部あるいは接触部に近い周りの岩層中には、幅数 m にわたる大きな岩脈をなしている (44～45 頁)。花崗岩体内部のペグマタイトは、径 2～3cm の石英および長石からなるが、接触部附近のペグマタイトは一般にきわめて巨晶質で、すなわち径数 cm～10 数 cm にわたる長石 (おもにペルト長石)・石英、径 1cm 以下の濃緑色雲母の集合物、および長さしばしば数 cm に及ぶ黒色電気石からおもに構成されている。

ランプロファイアは祖母山の南東直下の花崗岩体内、その南西端附近の沢沿いに認められる。幅数 m の岩脈をなす。黒色、緻密、やゝ斑状を呈する。

主成分：斜長石・黒雲母・角閃石

副成分：石英・紫蘇輝石・燐灰石・緑簾石・沸石・磁鉄鉱

斜長石・黒雲母・角閃石はいずれも微晶をなして相密在し、その量相匹敵する。斜長石には斑晶状をなすものもある。角閃石は淡褐色、または淡青緑色を呈し、多色性が弱い。黒雲母は褐色～淡褐色の強い多色性を示す。紫蘇輝石は少量で、角閃石に取り囲まれて存在する。

花崗斑岩の岩脈が多くは断層面に貫入していると同様に、花崗岩も断層の後から貫入した様子を示している。そしてこのような断層によって、見立層や祖母山火山岩類は切られている場合が少なくない。また、見立鉱山において見立層の南北両限を画している断層では、断層角礫が花崗岩による接触変成作用により、堅く膠結されて角礫質のホルンフェルスになっている。

以上の諸事実からみて、見立層および祖母山火山岩類の累積後、花崗斑岩および花崗岩の貫入前の間に、顕著な断層運動があったことがわかる。この時期の断層は、本図幅地域内の地質分布にもしばしば重要な影響を与えている。例えば、祖母山の火山岩類の南東限を画する断層もこの時期のものであるが、この断層は実質上この地方の西南日本外帯の古生界の北限をつくっていて、これをいわゆる白杵八代構造線とみる人もあるほどである。そのほかにも、古生界や四万十層群のなかを走る走向断層あるいは斜走断層のうち、この時期に動いたか、あるいは少なくとも再活動したものがあ

る。花崗斑岩および花崗岩は貫入後、小規模の迂りによって裂罅を生じ、これに鉱脈などを伴うことはあるが、貫入前のような大規模な断層活動は蒙っていない。

花崗斑岩および花崗岩の地質時代、ひいては祖母山火山岩類および見立層の時代は、次に述べる考察により第三紀、ことに中新世の後期より以前とみるのが妥当であろう。

1) 宮崎県・中部には尾鈴山を主峯とする山塊があり、そこには祖母山火山岩類の流紋岩と対比される石英斑岩ないし流紋岩が広く分布し、またこの周辺には本図幅地域のものと同様の岩質、出現状態が同様な花崗斑岩ないし花崗岩がある。尾鈴山塊より南方には広く宮崎県南部の海岸寄りを占めて、中新世後半から鮮新世に及ぶ宮崎層群と呼ばれる地層が分布する。宮崎層群は多くの場合中生界の四万十層群などを基盤としているが、しかし尾鈴山塊の南縁部では石英斑岩などを、またその南西方の児湯郡木城村木寺附近では花崗岩を不整合に覆っているのが観察される。よって、本図幅地域の花崗岩および祖母山火山岩類も、中新世の後半より以前のものであることはほぼ疑いがない。

2) 水成岩層および火山岩類の累積に次いで、花崗斑岩・花崗岩などの酸性岩の貫入が行われた現象は、紀伊半島熊野川流域・四国石槌山地方などの中新統に特徴的にみられることである。また火山岩と貫入岩との間の時期には顕著な断層運動などの地変があったことは、上記の熊野川流域や、また愛知県設楽地方の中新統^{註5)}に類例を求めることができる。

3) 本図幅地域の花崗岩および花崗斑岩は、紀伊半島熊野川地方・四国宇和島地方および石槌山地方や、九州では市房山・大隅半島・甕島^{こしき}などの花崗岩ないし花崗斑岩と、出現状態、岩質、与えた変成作用などに共通性があり、一括されて西南日本外帯の花崗質岩石と総称されている。岩質の共通性のうち、もっとも判り易い一例を挙げると、これらの岩石は副成分として、あるいは囲りの接触変成岩の成分として、電気石を多少なりとも常に伴なう。紀伊半島および石槌山のものは、その時代が新第三紀であり、その他の地方のものも同時代とみるのが穏当であろう。

4) 岩戸附近から発して南東へ走り、行藤山脈を構成している花崗斑岩の岩脈は、本邦で稀有な大岩脈であるが、紀伊半島の熊野川地方にも、規模がある程度これに匹敵しうる花崗斑岩の岩脈がある。そして両岩脈とも、南方に凸面を向けた弧状を呈する同様な形状をなし、それぞれの地方の酸性岩貫入活動の中心部に対して、また貫入に先行して生じた堆積盆地や火山地域に対して、外圍の位置に生じた裂隙を辿って貫入したという共通性を示す。紀伊半島の岩脈は時代が新第三紀であることがわかっている。この事実も、本図幅地域の花崗斑岩ないし花崗岩、ひいてはそれ以前の火山岩類や見立層の時代を新第三紀とみる一つの理由となるであろう。

II. 6 接触変成岩類

図幅地域中央部の岩戸附近から南東に走る、花崗斑岩の大岩脈附近より北方および東方は、ほぼ全域にわたって第三紀の花崗岩および花崗斑岩による接触変成域になっている。たゞし、花崗斑岩による変成作用は各岩脈の近傍に限られ、例えば上記の大岩脈においても、100mも離れると肉眼では認識し難いほど弱くなる。この地方の広域の変成は、深成相である花崗岩に主因するもので、その変成域は花崗岩の露出から

註5) 5万分の1地質図幅「那智」および「三河大野」

第 2 表 接触変成岩にて観察された鉱組合せ

原 岩	チャ ー ト	砂 岩 ・ 礫 岩	粘 頁 板 岩	輝 綠 岩	輝 綠 燧 灰 岩	石 灰 岩	流 紋 岩	橄 欖 岩 ・ 蛇 紋 岩
	(ホルンフェルス)				(ス カ ル ン)	(結 晶 質)		
構成鉱物								
石 英	●	●	●	○	○	○	●	
×斜長石		●	○	●			●	
曹長石			○	○			○	
堇青石		○	○					
黒雲母	○	●	●	○		○	●	
白雲母	○	○	○			○		
緑色雲母				○	○			
絹雲母	○	○	○				○	
緑色普通角閃石				○	○			
陽起石	○	○	○	●	●		○	
透角閃石								●
×斜方輝石								○
透輝石-灰鉄輝石		○	○	○	●	○		●
×橄欖石								●
×蛇紋石								●
△滑石								○
珪灰石			○		○			
石榴石		○			●		○	
緑簾石-黝簾石		○	○	●	●	○		
緑泥石		○	○	●	○	○	○	○
方解石		○	○	○	●	●	○	○
×炭質物	○	○	●		○			
鉄 鉱 物		●	●	●	○		○	○
チタン石			○	○			○	
×燐灰石		○	○	●			○	○
×ジルコン		●					●	●
電気石	○	○	○	○	○	○	○	
斧石				○	○			
スカポライト					○			
螢石		○		○	○			
硫化物		●	●	●	●		●	●

● 常に多量 ○ 時に多量 ● 常に少量 ○ 時に少量
 △ 後の熱水作用で生じた鉱物 × 原岩からの残存鉱物

数 km 隔たった所まで肉眼で認められることが多い。

変成作用は二畳系・四万十層群・古期の火成岩類のほかに見立層や、祖母山火山岩類にも及んでいる。たゞし祖母山火山岩類のうけた変成作用は、北部の尾平鉱山附近で花崗岩が近くに貫入している所だけにみられ、それも下部の流紋岩の一部だけで、安山岩～石英安山岩にはほとんど及んでいない。

電気石・斧石・スカポライトなどの、いわゆる気成鉱物をも伴うことがこの地方の接触変成岩類の一つの特徴である。なお局所的には著しい気成作用と、これに引続き熱水作用が行われ、多くの鉱床を生じているが、この点については応用地質のところで述べる。

変成した岩石の種類と、それぞれにおいて検識された構成鉱物の組合せとを第2表に示す。表中の鉱物には、接触変成作用によって新たに生じたものだけでなく、原岩の1次鉱物であって、残留しているもの、また一部には後期に熱水作用によって生じたものをも含んでいる。

砂質・泥質あるいは珪質の岩石は、これらが属する地層の層序上の新旧にかかわらず、ホルンフェルスになっている。ホルンフェルスは、再結晶して寄木状構造を呈するに至った石英からおもに構成され、しばしば堇青石を生じ、また比較的色の淡い黒雲母の細片を常におびたゞしく瀰漫し、全体として紫褐色～紫黑色を呈する。二畳系および四万十層群から変成されたものには、このほかに陽起石をも多量に含んで全体として緑色を帯びるものもかなりある。これらの地層には、元来斜長石や緑泥石を多量に含んでいた砂岩や粘板岩が少なくないからである。なお四万十層群の砂岩・粘板岩の変成された様子は、鹿川盆地の花崗岩の南方、網瀬川沿いでよく観察される。四万十層群の砂岩には長石粒が比較的少量に含まれており、そのうちの石灰分が変成分化作用によって部分的に移動、濃集して、団塊状の斑紋を形成している特殊の変成岩がみられる(野沢, 1953)。

二畳系に多い輝緑岩や輝緑凝灰岩が変成されたものには、陽起石～緑色角閃石・緑泥石・緑簾石～黝簾石などが生じている。

石灰岩は、全体としてはたゞ方解石が再結晶しているだけであるが、局所的にはスカルンに変わっている。

スカルンは純粋な石灰岩よりも、不純な石灰質岩で、むしろ輝緑凝灰岩質に近いも

のに多く生じている。ことに図幅地域中央北部の黒葛原北西側から北東へ西ノ内・登尾を経て、煤市の北方につまぐ輝緑凝灰岩層には、著しくスカルン化して淡緑灰白色の岩石に変化しているところが多い。スカルンには石榴石・透輝石～灰鉄輝石・方解石が多く、また部分的には珪灰石を伴なう。

古期の花崗閃緑岩や、祖母山火山岩類の流紋岩が變成されると、ホルンフェルスにみられると同様な、色の淡い微細な黒雲母を生じる。また古期花崗閃緑岩の塩基性を帯びていたものには陽起石・緑簾石なども生じている。

橄欖岩～蛇紋岩には變成作用によって透角閃石が生じている。なお滑石を伴なうが、これはおもに熱水作用による生成物と考えられ、今回検鏡した標本が、尾平鉱山の鉱床の近くで採取したものが多かったからである。

気成鉱物のうち、電気石は砂質岩・泥質岩および酸性火成岩に、斧石は鉄苦土質～石灰質岩石に、それぞれ選択的に形成されている。

電気石や斧石に較べてスカポライトはまれに存在する。スカポライトは黒葛原の東側および西ノ内の北東約 500m から採取した標本中に認められた。黒葛原の標本は珪灰石・透輝石・石榴石からなるスカルンで、そのうちにスカポライトが点在している。西ノ内の標本は變成された輝緑凝灰岩で、このうちに細脈ないし空洞充填物として、スカポライトが透輝石を伴なって存在する。スカポライトは他鉱物に対して常に他形であるが、かなりの大晶をなしている。

硫化物はスカルンと滑石化された超塩基性岩とに多く含まれ、おもに熱水期の生成物であろう。

II. 7 第四紀の岩層

II. 7. 1 阿蘇火山噴出物

阿蘇火山噴出物は大部分が灰石と呼ばれている熔結凝灰岩で、一部が軽石堆積物であり、更新世にかの巨大なカルデラの形成に伴ない、火山砕屑流として阿蘇火山から放出されたものと考えられている。

図幅地域北西隅の五カ所附近は阿蘇火山の裾野の末端であって、火山砕屑流の進行が阻止された様子に厚く累積し、堆積物の上限は海拔約 1,000m に及んでいる。また

火山碎屑流は河谷に沿って中・古生界の山地に侵入し、各河川の両岸に幅広い堆積物を生じている。そして五カ瀬川の本流沿いには図幅地域外に遠く東海岸附近の延岡にまで達している。本図幅地内の本流沿いでは、火山噴出物の上限は、上流部で海拔約 500m、下流部で約 300m で、また厚さは上流部では下限が不明であるが少なくとも 200m 以上に達し、下流で漸次薄くなり、河谷底には処々に基盤の古生界や四万十層群が露われているが、なお、火山噴出物の厚さは 100m 以上に達するところがある。支流の日ノ影川などでは、削剥が進んだ結果、河谷底には基盤岩層が連続して露出し、火山噴出物は切れ切れに分布し、谷底から数 10～100m ほどの高さの両岸に懸っている。なお、思いがけないような山間の谷底に、阿蘇火山噴出物が残っていることがある。例えば、図幅地域北縁の尾平鉱山附近は、阿蘇火山とは祖母山を隔てて反対側にあり、しかも祖母山の山稜は、海拔 1,400～1,700m 以上もあって、阿蘇火山の山頂よりも高いのに、鉱山附近の谷底に火山噴出物が点々と分布する。また図幅地域南西部の鹿川附近の花崗岩が露出する盆地は、周囲がすべて高い山地で取囲まれているのに、この盆地底にも火山噴出物がある。また図幅地域北東隅の見立鉱山附近の僻遠の谷底にも存在する。これらは、それぞれ河谷の下流部に分布する火山堆積物と、かつては連続していたもので、侵蝕作用による残部であり、火山碎屑流が河谷の下流側から上流へ向かって侵入した末端の堆積物であろう。

阿蘇火山噴出物が占めている所は、開析初期の地形を呈し、細かな凹凸に富むが、しかし全体としては平坦である。かつ、この噴出物は風化によって土壌を生じ易く、また平坦面には厚さ数 10cm から 1～2m 程度の火山灰をのせているところもあるので、農耕に適し、この地方の農地ならびにこれに伴って発達した村落、入家は阿蘇火山噴出物の分布に依存していることが多い(図版 2a)。

軽石堆積物は、直接に阿蘇火山の裾野の末端に該当する図幅地域西縁部だけにみられ、通常熔結凝灰岩の上に厚さ数 m 以下を示している。灰白色、拳大から粉状まで大小雑多の軽石および灰色の火山灰からなる脆い堆積物で、ほとんど層理を示さない。

熔結凝灰岩は固結しており、またみごとな柱状節理を示す(図版 4)。すこぶる不均質で、淡灰色～暗灰色、一部は黒曜石状の黒色を呈する、多孔質あるいは緻密質のガラス質基質のなかに、斜長石その他の斑晶・軽石の小塊・火山礫・火山砂・基盤の碎



図版 4 阿蘇火山熔結凝灰岩が示す柱状節理。三田井南東方の末市附近

片などを含む。これらの不均質な基質が重なり合い、また含有物がしばしば横に配列しているため岩石は縞状構造を呈する。基質がガラス質であり、かつしばしば多孔質であるために軽く、なおかつ、一般の火山岩のように堅くない。鏡下の性質をみると、多くは酸性の安山岩質である。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・(角閃石)・鉄鉱物

斑晶はいずれも新鮮である。おもに自形をなしているが、一部では多少破砕片状をなす。斜長石は中性長石に属する。有色鉱物はおもに斜方輝石および単斜輝石であるが、一部には帯緑黄色～淡緑黄色の多色性を示す普通角閃石をも伴なう。

基質：ガラス

肉眼で暗色なものほど、これを構成するガラスは均質で、孔隙に乏しく、清澄である。このような部分は、そのガラスが流状構造や円形の裂開を示し、かつ自形の斑晶を散点して、この間を密にガラスで埋め、通常のガラス質熔岩とたいして異なる性質を示さない。基質が淡色なものでは、ガラスは角張った細片状をなして集合し、全体として多孔質、かつ汚濁し、このうちに散在する斑晶はしばしば破砕片状をなし、岩石はガラス質凝灰岩の性質を示す。

包有物：軽石・玄武岩・安山岩・頁岩・砂岩

軽石はきわめて多孔質、汚濁したガラスからなる。玄武岩は、黒色不透明のガ

ラスを石基とし、細かな柱状斜長石、あるものでは微細な有色鉱物をも含み、充填組織を示す。安山岩は多斑晶質で、囲りの岩石母体よりも塩基性である。頁岩および砂岩は多少再結晶し、岩片の周辺部は環状に黄色に変わっている。

II. 7. 2 河岸礫層・沖積層および火山灰

五カ瀬川の下流部などで、阿蘇火山噴出物と基盤岩層との間に旧河床の礫層や、旧斜面の崖錐が数10cm～数mの厚さで介在していることが多いが地質図には省略した。また地質図には省略したが、河川の流域には砂礫などからなる薄い沖積層がある。また阿蘇火山噴出物からなる平坦面や、その他の山地斜面の一部には、薄く火山灰がのっているところがある。

III. 応用地質

応用地質としては、金属および非金属の鉱床が重要であり、その他に石材がある。

この地域は隣接地域とともに、宮崎・大分県境の鉱床密集地帯として古くから著名であり、すでに明治時代以前から鉱業が活潑に行われたところで、尾平・見立・土呂久などの有名な鉱山のほか、多数の旧坑を有する。鉱床は成因上中・古生代の地層、もしくは火成岩に関連するものと、第三紀の花崗岩の貫入に関連するものとに大別され、大多数は後者に属する。これらの新旧まったく異なる2つの鉱床群が、ほぼ同地域に重複して分布し、またとくに第三紀の鉱床が、多種の金属鉱物および脈石鉱物を含むために、この鉱床地帯は産出鉱物の種類が豊富なことで、他に例が少ないといっても過言でない。またしばしば珍しい鉱物を産し、学術上の興味をひいてきた。

III. 1 中・古生代の岩層に関連する鉱床

この種のものとしては、マンガン鉱床が重要であり、そのほかに鉄およびクロムの鉱床、ならびに石灰岩がある。

III. 1. 1 鉄

図幅地域中央部の岩戸の北方の立宿から北西へ、約 2km の山腹に鉄鉱床の露頭がある。この付近には輝緑岩を多量に挟む二畳系とこれに介在する蛇紋岩とが分布し、地層は N70° E に走っている。鉄床は輝緑岩と蛇紋岩との境にある層状の赤鉄鉱である。

稲井信雄の調査^{註6)}によれば、この露頭は延長 150m、厚さ 1～2m、最大 10m である。鉄石は赤鉄鉱および磁鉄鉱の混合物で分析値の 1 例は Fe 61.65%、SiO₂ 10.36%、P 1.87%、S 0.09% であるが、露頭全体としてみると鉄石は母岩を含んで品位が低い。この露頭から地層の走向に沿って西南西へ広木野の北方にかけて約 2 km の間に、同様の鉄鉱床が離れ離れに、なお 3 地点に露出する。広木野附近の露頭からの標本の分析値は Fe₂O₃ 26.7%、SiO₂ 63.8% である。

III. 1. 2 マンガン

秋元鉄山

本鉄山の事務所は三田井の南方の黒仁田にある。この鉄山は九州においては、マンガ鉄山としてはもっとも活潑に採掘を行っているものの 1 つである。

鉄山附近は二畳系の石灰岩・チャート・珪質粘板岩・砂岩・輝緑凝灰岩・輝緑岩などからなり、これらの岩層は NE～ENE に走り、NW あるいは SE に急斜している。

鉄床は図幅地域の南縁部から、むしろ南隣図幅地内にわたって、黒仁田・秋元・待場・水ノ口・笹ノ越などの地区に分れて散在し、このうち図幅地域南縁にある黒仁田鉄床が本格的に採掘され、他は探鉄程度にある。黒仁田鉄床はチャートのなか、またはチャートとその下盤の粘板岩との間にあって層状をなし、ENE 方向にほぼ直走している。鉄床は膨縮し、厚さ 1～3m の数個の鉄体に分れている。鉄石は酸化マンガ鉄・炭酸マンガ鉄・バラ輝石・緑マンガ鉄からなる。上下 70m の間に 4 坑道があり、そのうち中間の 2 坑道はこれまでに数 1,000t ずつの鉄石を産出したという。鉄石は坑口附近で手選されて Mn 45～50% の精鉄とされ、貨物自動車によって搬出されている。

おそたり 大猴渡鉄床群

岩戸西方の大猴渡南方から北東へ渡内越^{わたうち}の北側を経て、日ノ影川河畔の飯干に向か

註6) 宮崎県資料、1953年調査、未刊行

って走る顕著な山稜を形成するチャート層があり、その北縁に沿って、マンガン鉱床が断続しながら一列にならんでいる(図版 1a)。古くからしばしば採掘されたことがあり、今回の調査当時も大猴渡南側の山嘴に位置する部分が、岩戸マンガン鉱山の名称のもとに稼行されていた。各鉱床は層状ないしレンズ状であって、厚さ 0.5 ~ 2m である。鉱石はおもに炭酸マンガングル・バラ輝石・酸化マンガングルからなり、Mn 40 %内外である。少量の硫化マンガングルおよびテフロ石を含み、黄鉄鉱および閃亜鉛鉱を混えることがある。このマンガングル床は後からの花崗岩による接触変成作用などの影響を受けているのであろう。

Ⅲ. 1. 3 クロム

三田井の北西、国見丘の西方および図幅地域中北部の中野内の南方に、それぞれ露出する橄欖岩ないし蛇紋岩には、人頭大以下のクロム鉄鉱塊を点々と含有する。たゞし経済価値は明らかでない。

Ⅲ. 1. 4 石灰岩

二畳系には、品質のよい石灰岩が莫大な量に及んでいる。しかしながらこの地方が内陸地であって運輸に不便なため、ほとんど死蔵されていて、たゞ三田井南東の末市附近、その南の石原対岸、また日ノ影川河畔の諸和久の南方などで、地方的に石灰原料として小規模に採取されただけである。

Ⅲ. 2 第三紀の花崗岩に関連する鉱床

この種の鉱床は、図幅地域北東部の接触変成域内に密集している。一般に花崗岩の貫入に伴う鉱床は、花崗岩体の内部には少なく外側に多いのが通例であるのと同様に、この地方でも接触部や、周囲の二畳系・四万十層群・祖母山火山岩類、あるいは半深成相である花崗斑岩の岩脈のなかに賦存しているのが常である。この地方には花崗岩が地下あまり深くない所に広大な岩体をなして潜在し、その巨体の上部だけが部分的に露出していると推定され(32 頁)、したがって花崗岩体の直上であって、鉱床をもっともたくさん胚胎する部分が、広く地表附近に分布している状態にあるとみてよい。とくに錳鉱床はこのような地質条件のところらに賦存するといわれているが、この

地方にも錫を含む鉱床が多い。

鉱床の型式にはペグマタイト鉱床・接触鉱床および鉱脈がある。これらを通じて、いわゆるペグマタイト期・気成期・熱水期に生じた多種の鉱物を含むが、とくに電気石その他の気成鉱物をほとんど常に伴うことが一つの特徴である。多種の鉱物を含むため鉱床を鉱種によって類別し難いので、以下型式別に記述する。

Ⅲ. 2. 1 ペグマタイト鉱床

—長石・珪石・タングステン・電気石—

ペグマタイトの小さなものは花崗岩体内にも多いが、鉱床として価値を認められるものは花崗岩の接触部、あるいはこれに近い囲りの岩層のなかにある。

高千穂長珪石鉱山

日ノ影川中流には谷底部に花崗岩が露出し、周囲の急斜面の上方には二畳系が変成されたホルンフェルスが分布する。飯干部落北東山腹、日ノ影川河床から高距 350m の所において、接触部に沿って水平にペグマタイトが横たわり露出している。その延長は東西 140m、厚さは 5～10m である。カリ長石および石英の、拳大内外にも達する巨晶から構成され、少量の黒雲母・電気石・コルンブ石(浜地・原田, 1947)などを含む。露頭の東端には石英が多く、これがかつてガラス原料として採掘された。露出の西半部は長石に富み、これを陶磁器原料として採掘している。

中村珪石鉱床

日ノ影川河畔中村の東方直距 2km の山上にも、ペグマタイト型の石英脈がある。二畳系のチャートと見立層の礫岩、あるいはこれを覆う流紋岩とが断層で接し、石英脈はこの断層に沿って生成されていて、厚さ 1.5m、延長 10 数 m にわたって露出する。長径 10cm 以下の乳白色の石英結晶からなり、長石をあまり含まない。

中村重石鉱床

日ノ影川河畔の中村附近から支流大吹谷を遡ること約 2km の所から、南方の支谷に少しはいったところに灰重石を含んでいたペグマタイトの採掘跡がある。採掘跡に残っている露頭は二畳系のホルンフェルスを母岩とし、N20° W に走り、傾斜 50° E、厚さ約 3m で、石英・長石・雲母・電気石などからなる。灰重石はこのペグマタイト

の石英質の部分に、幅 20cm のレンズ状をなして介在していたという。現在では採掘跡附近のズリのなかから、まれに灰重石の結晶を拾得することができるだけである。

ししかわ
鹿川電気石鉱床

図幅地域南西部の鹿川附近は山間に盆地をなし、その底部には花崗岩が露出し、周辺には花崗岩の急崖の上に、水平に近い接触面をなして四万十層群のホルンフェルス、見立層の礫岩、これを覆う流紋岩が分布している。接触部に沿って処々にペグマタイトがある。傾斜している四万十層群との接触部よりも、水平に近く横たわる見立層を頂くところに、ペグマタイトはよく発達する傾向があるといわれている（山崎 1949）。これらのペグマタイトは電気石が多く、もっとも大規模なものは盆地の北壁にある。

岩生周一（1947）の調査によれば、北壁のペグマタイトは花崗岩の上限に沿って、延長約 1km 以上にわたって断続して露出し、厚さ 5～10m に達するところが少ない。長石の少ない石英質のペグマタイトであって、露出のなかほどの延長数 100m の間には、電気石がとくに濃集していて、厚さ 2m 内外、延長 10～20m ごとに断続する水平層状、レンズ状、鉱染状などをなして賦存する。電気石は鉄分を多く含む種類であって、分析値の一例を転載すると次のようである。

B ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Ig. loss	H ₂ O
9.50	33.94	0.01	35.39	0.36	14.00	tr	0.53	0.11	0.18	1.70		03.07

B₂O₃ 4.6%程度の鉱石として 200 万 t に達し、電気石鉱床としては本邦最大の鉱床量を有するであろう。

いまのところ電気石の利用の方法がないので、鉱床はそのまま放置されている。

Ⅲ. 2. 2 接触鉱床および鉱脈

— 錫・銅・鉛・亜鉛・砒素・タングステン・硫化鉄・金・銀・アンチモニー —

鉱脈にはおもに高温生成の鉱物からなるものが多い。これと接触鉱床とは、形態および鍾石鉱物には相違があるが、鉱石鉱物はほぼ同じである。同一鉱化作用を受けながら、たゞ母岩の種類によって型式に相違を生じたものとみられ、すなわち二畳系の石灰岩や輝緑凝灰岩のなかには接触鉱床が、その他の岩石、例えばホルンフェルス・酸性深成岩・橄欖岩・火山岩などのなかには鉱脈が形成されている。

鉱脈、接触鉱床を通じて、その大多数は複雑な鉱物組成を示す。金属鉱物としては、磁硫鉄鉱および硫砒鉄鉱がもっとも多く、黄鉄鉱はむしろまれである。錫石・黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱が通常混在する。鍾石鉱物としては、石英のほかに方解石、もしくは菱鉄鉱・緑泥石などを伴ない、接触鉱床ではスカルン鉱物が多量に産する。また鉱脈、接触鉱床ともに電気石・斧石などの硼素鉱物あるいは螢石など、いわゆる気成鉱物を常に伴なう。橄欖岩や蛇紋岩を母岩とする鉱脈では透角閃石や滑石が多い。

鉱床のうち、多くは錫を主目的に稼行され、銅・鉛・亜鉛・硫化鉄および砒鉱を副産するが、一部は銅以下の鉱石をおもに産する。

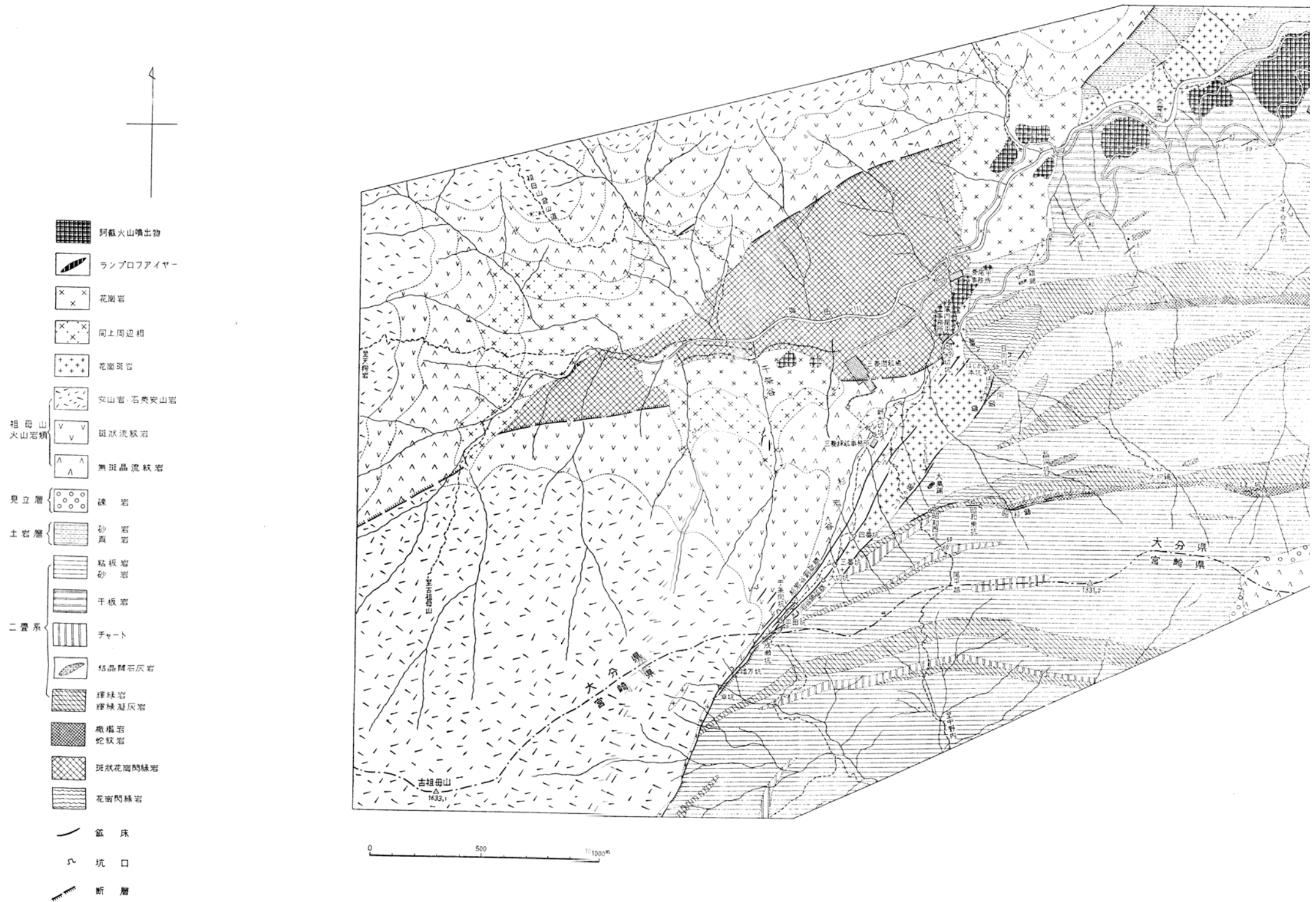
鉱石中にゲルマニウムが微量成分として含有されているのが、近年注目されているが(ゲルマニウム委員会、1956など)、鉱石の一部を構成する白鉄鉱あるいは珪灰鉄鉱のなかにとくに濃集していることが知られている。ある鉱床では灰重石が多量に存在し、これが稼行の対象になっている。また鉱床のうちには高温型鉱物が少なく、金・銀・輝安鉱を主とし、これを稼行するものがある。

尾 平 鉱 山

本鉱山は多年の採掘によって老朽しているが、その鉱床はよく開発され、この地方の第三紀花崗岩に関連する鉱床を説明するのに、代表的なものとなしうる。活潑な稼行が開始された頃の昭和12年に、たまたま鉱床調査を行ったことがあるので、その結果をも加えてやゝ詳細に記述する。

位置・交通・沿革

本鉱山は図幅地域北縁中央部の、祖母山東側の急な谷の底部にある。北方の豊肥線に沿う竹田市方面から、自動車で2時間強で到着する。こゝには鉱区が相入組んだ三菱尾平鉱山と、蔵内尾平鉱山との両鉱山がある。三菱尾平鉱山は昭和10年頃、それ以前の上田尾平鉱山ならびに隣接鉱区の一部を合同して設立されて以来、数年前まで大きな選鉱場などを設けて、盛大に稼行された。蔵内尾平鉱山は古くから10数年前まで活潑に稼行された。両鉱山の施設は、大分県側に設けられているが、三菱尾平鉱山の坑道の一部は、県境を越えて宮崎県側にも及んでいる。両鉱山とも錫を主目的として稼行されたが、三菱尾平鉱山では副産物として、銅および硫化鉄の精鉱を産出した。また古くは硫砒鉄鉱から、亜砒酸を製造したこともある。



第5図 尾平鉦山地質図

注1) 地質はおもに昭和12年の調査による、2) 谷筋はおもに空中写真から作製したが撮映に伴う歪はほとんど補正してない

地質

鉾山附近の地質および鉾床を第5図に示す。この附近は東側のおもに古生界からなる地帯と、西側のおもに祖母山火山岩類からなる地塊とが、断層で接するところに位置する。東側地帯には古生界のほかに、古期の花崗閃緑岩や橄欖岩も分布し、西側地塊には祖母山火山岩類のほかに古い時代の斑状花崗閃緑岩が谷底に露出する。断層に沿っては、第三紀の花崗斑岩が数個の岩脈をなして貫入し、またその附近には新しい花崗岩が数カ所に頭を出し、これらによって接触変成作用が激しく行われている。なお谷底には、阿蘇火山噴出物が点在している。

鉾床の型式と構成鉾物

鉾山の中心部から南西へ、県境の山稜に向かって走る花崗斑岩の岩脈に沿って、本鉾山の主要な鉾床群が賦存している。このほかに、東側の地帯には古生界の接触変成岩や、橄欖岩などを母岩とする鉾床群がある。

鉾床には鉾脈と接触鉾床とがあり、これらが多数入り混って分布している。規模の大きいのは鉾脈である。

鉾脈の鉾化作用には、いわゆる気成作用と、熱水性作用とにそれぞれ該当する2時期が認められる。同一鉾脈内において、この両作用が重複していることがむしろ多い。

気成鉾脈は電気石および石英を主とし、錫石を混えることを特徴とし、往々螢石を伴なう。磁硫鉄鉾・硫砒鉄鉾などを少し含むが、硫化物は一般に少ない。黒色～帯緑黒色の細かい柱状、針状の電気石と、乳白色、緻密の石英とが、それぞれ縞状に集まった構造、あるいは両者が混淆した緋状～塊状の構造を示す。母岩やさきに鉾化した部分の破片を含んで、角礫状構造をなすこともある。また晶洞構造をなし、その内面に水晶や、柱状、針状、繊毛状などの電気石、よく結晶した螢石などを群生させていることもある。晶洞内面の水晶のなかには、電気石の繊毛を含んでいわゆる「草入れ」になっているものがある。

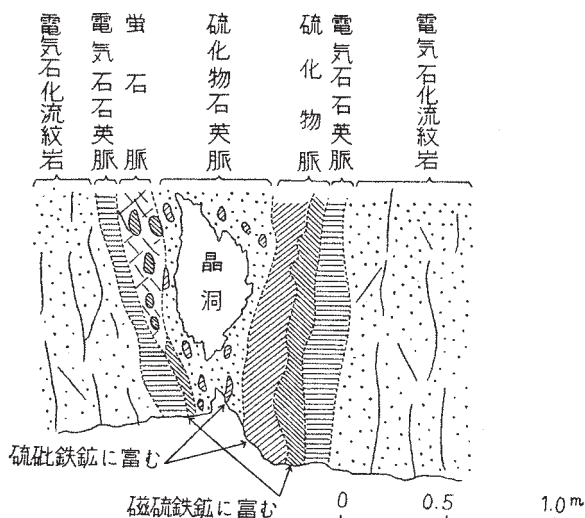
錫石は肉眼で黒褐色の結晶や、鉾塊として検識されることもあるが、一般には微晶をなして散在し、電気石の色に妨げられてみだし難いことが多い。鏡下では赤褐色、帯紫褐色、黄褐色、緑褐色などを呈し、しばしば累帯構造を示す結晶として認められ

る。多くは脈石のうちでもおもに石英の部分に所在して、短柱状ないし粒状の自形をなす。たゞし電気石の結晶に対し他形をなし、あるいは電気石柱が入組んでいる間隙を埋めて、または電気石結晶の裂開に沿って、交代したように延びているものもある。硫化物が共存する場合には、錫石の結晶の周辺に硫化物が附着し、あるいは錫石の微晶が硫化物のなかに包有されている関係がみられる。螢石の多寡は錫石の存否と直接の関係はない。

気成鉍脈の母岩は、通常電気石化を、一部はグライゼン化を受けている。

グライゼン化作用は、母岩が花崗岩（たゞし通常周辺で斑状、アプライト質を呈する部分）である箇所に発達し、鉍脈の両側1～2mに及んでいる。グライゼン化した岩石は、全体として優白色を呈し、黒色の電気石を散点し、また絹糸光沢の強い白雲母の鱗片をおびたゞしく散布している。原岩の斑状構造などは多少残っている。鏡下で見ると、原岩の石英・ジルコン・燐灰石は安定に、カリ長石は半ば残存しているが、斜長石および黒雲母はまったく消失している。グライゼン化を伴う鉍脈は規模が小さく、錫品位も低い。経済上に重要な鉍化作用は、深成相である花崗岩体内では発達しないで、これより上方で優勢であったとみなされる。重要な気成鉍脈の母岩は電気石化作用を受けている。とくに母岩が花崗斑岩・酸性火山岩あるいは古生界のホルンフェルスである場合に著しく、両盤数mにわたって行われている。電気石化作用は常に珪化作用を伴ない、岩石を小柱状ないし繊毛状の電気石と粒状の石英だけの集合物に変えてゆく。原岩の成分で安定に残るものは石英のほかはジルコン・燐灰石などだけである。たゞし原岩の組織は多少残り、例えば花崗斑岩では電気石が集まって、斑晶の仮像を示すことがある。鉍脈と電気石化された母岩とは一般に明瞭な境を示す。

熱水性鉍脈は多量の硫化物と、おもに石英および菱鉄鉍からなる脈石との組合せによって特徴づけられる。硫化物としては、磁硫鉄鉍・硫砒鉄鉍がもっとも多く、黄銅鉍・閃亜鉛鉍が常に随伴し、また方鉛鉍・四面銅鉍・黄錫鉍・輝蒼鉛鉍(?)・白鉄鉍も往々産出する。鉍石は塊状構造や縞状構造を示し、また晶洞に富み、その内面には硫砒鉄鉍・閃亜鉛鉍・菱鉄鉍・石英などの美晶を産する。気成鉍脈と重複している場合には、電気石の多い部分が外側に、硫化物の多い部分が内側に位置して帯状をなし(第6図)、また気成熱水性両時期の生成物が混濁して、全体として塊状をなす場合にも、電気石石英塊を硫化物が膠結したり、細脈状に貫通したりしていることが多い。



第 6 図 三菱尾平杉岩谷新 2 中段の天盤における銅鉄脈

磁硫鉄鉱は気成脈にも、また一般の接触変成岩にも微量に存在するが、熱水期の比較的初期にもっとも多量に形成されている。結晶形を示さず、塊状に集合している。錫石や電気石を往々包有する。

硫砒鉄鉱はよく結晶し、多くは底面の発達した短柱状をなすが、一部では長柱状のこともある。磁硫鉄鉱を交代して生成している部分があり、また縞状の硫化鉱では磁硫鉄鉱が外側に、硫砒鉄鉱が内側に集まって沈澱していることが多い(第 6 図)。

黄銅鉱は結晶形を示さず、鉱石中で磁硫鉄鉱の多い部分に共存し、小塊状に集まり、あるいは細脈状に走っている。硫砒鉄鉱の組脈で切られるものがある。

閃亜鉛鉱は多くは黒色、不透明で、鉄分に富む種類に属する。しばしば美晶として産する。鉱化作用の末期に形成されたものが多く、鉱脈中では内側に集まり、あるいは他の硫化物を交代し、かつしばしば菱鉄鉱と共存する。

方鉛鉱は閃亜鉛鉱と共存しているが、あまり多くない。

四面銅鉱は少量ながら、多くの鉱脈に普遍的に分布している。帯緑暗灰色で結晶形を示さず、脆い塊状をなす。定性化学反応を試みるに、銅・アンチモニーおよび砒素からなり、後 2 者はほぼ等量と推察される。縞状の硫化鉱において、硫砒鉄鉱と同一

帯を形成している。

黄銅鉱は不定形の小塊状をなし、表面は光沢のない煤様の黒色を呈するが、小刀などで削つけて生じる新鮮な面は、鉛色の金属光沢を示す。鉱石中、磁硫鉄鉱・黄銅鉱帯に共存することが多い。ただし、その量は少なく、尾平鉱山の錫は、おもに錫石から得られる。

輝蒼鉛鉱とみなされるものが、微量ながらしばしば認められる。長さ数 mm の繊維状の微晶をなして、これが放射状、平行状に集まっている。あるいは輝安鉱である疑いもあるが、輝安鉱としてはより銀白色過ぎるようである。温硝酸で容易に溶解し、これに多量の水を加えると白色の沈澱を生じる。

白鉄鉱はおもに晶洞内面に団塊状、皮殻状をなして産する。

石英は熱水性鉱脈においても、もっとも多量な脈石鉱物であり、気成期から熱水期の末期まで引続き沈澱した様子を示す。

菱鉄鉱は多くはないが、普遍して鉱脈中に分布している。灰白色～淡い褐色を帯びた白色で、石英に較べて光沢がなく不透明で、素焼陶器様を呈する。分解した部分は、水酸化鉄を析出して黄褐色に汚れている。方解石よりは硬く、また光の両屈折率ともに「カナダバルサム」よりも高く、冷酸にはほとんど作用されず、温酸によってはじめて発泡して分解する。定性分析によれば、FeO を主とし、少量の CaO (おそらく 10%以下) を伴ない、MgO をほとんど含まない。菱鉄鉱は鉱化作用の末期に生成したもので、硫化物や石英の間隙を埋め、あるいはこれらの結晶を包被する膜状などに沈澱している。尾平鉱山の鉱脈では、炭酸塩鉱物は菱鉄鉱で代表されている。

熱水性鉱化作用による母岩の変質は、絹雲母化作用である。ただし母岩が花崗斑岩や流紋岩などの酸性火成岩では著しくて、かつ両盤 10 数 m にわたっているが、ホルソフェルスでは微弱である。重複鉱脈で母岩があらかじめ激しく電気石化作用を受けている部分は絹雲母化し難く、その結果鉱脈に接する 1～2m は電気石・石英だけからなり、これから離れるとやゝ急に絹雲母が多くなり、さらに離れると絹雲母化が次第に弱まるのが常である。絹雲母化作用によって母岩は、絹雲母と石英との集合体に多少硫化物を点在するものになり、全体として白脱し、とくに変質が著しいと粘土化する。ただし、元来の火成岩などの組織はよく残り、例えば斑状の岩石では、斑晶が絹雲母の微片の集合体となって仮像を残し、流理構造を示す流紋岩では、絹雲母の

多い部分と石英の多い部分とが縞状をなす。電気石化作用と重なっている部分では、母岩は一見グライゼンと似ているが、グライゼンは組織が粗くて、かつ白雲母による光沢が強いのに対し、絹雲母化母岩は、組織が細かく、かつ陶土様で光沢がないことによって区別される。

橄欖岩～蛇紋岩のなかを走る鉱脈では、以上述べてきたこととは異なる、特殊な鉱化作用が行われている。熱水期の鉱脈は硫化物・石英からなり、この点では他の鉱脈と同様であるが、滑石および少量の緑泥石を伴うのが特徴であり、しばしば石英を減じて硫化物・滑石の組合せが鉱脈を代表することがある。菱鉄鉱は存在しない。錫石を含むことにより気成期の鉱化作用をも受けたとみなされるが、電気石は例外的にしか認められず、斧石その他の気成鉱物をも伴わない。母岩の変質としては、鉱化作用とは関係のないそれ以前の蛇紋岩化作用は別として、鉱脈に接する1～2mの間に透角閃石および滑石の生成が著しく、また緑泥石の生成および硫化物による鉱染が多少行われていて、絹雲母化は認められない。片盤がホルンフェルスである鉱脈では、この片盤は明瞭に電気石化しているが、反対盤の橄欖岩～蛇紋岩には電気石がほとんどない。

鉱脈に接して変質している橄欖岩～蛇紋岩は、色が淡くなり、繊維質組織を示し、あるいは蠟状に軟らかくなっている。透角閃石は鏡下で常に、長柱状～針状の自形をなし、蛇紋石類の集合体を貫通している。滑石は肉眼で灰色、青緑色、ときに絹糸光沢を有する白色粉末状をなし、鏡下では鱗片状の微晶で、多数が一定方位に、あるいは錯雑した方向に集合している。硫化物は一般に滑石と伴って産する。鏡下で滑石と硫化物とが細脈をなして透角閃石の集合体を切り、あるいは多少の石英とともに、透角閃石の自形結晶の内部をまったく交代して、その仮像を生じていることがある。これらのことから滑石はおそらく熱水期に、透角閃石はそれ以前の気成期、ないし接触変成作用の時期に生成されたと推察される。緑泥石は滑石の集合体のなかに、斑点状あるいは微脈状に現われる。

古生界の輝緑岩～輝緑凝灰岩・輝緑凝灰質砂岩・石灰岩を母岩とする際には、鉱床はスカルン鉱物を伴わない、かつ多くは脈状をとらず、塊状の接触鉱床になっている。しかし、気成および熱水性の鉱化作用をともに受け、錫石・螢石・石英や多量の硫化物を含むことは鉱脈と同様である。たゞし気成期の礫素はおもに斧石、まれにダンブ

リ石として固定され、電気石をつくることはむしろ少ない。また炭酸塩鉱物としては、菱鉄鉱よりも方解石が多い。熱水期の母岩の変質に当るものは、絹雲母化でなくて、緑泥石化などである。

いわゆるスカルン鉱物としては、灰鉄輝石～透輝石・柘榴石・陽起石・緑簾石が多く、珪灰石・緑色角閃石・珪灰鉄鉱も少し産する。

尾平鉱山は本邦における斧石の著名な産地であり、特有の楔形の美晶を多量に産する。鏡下では灰鉄輝石～透輝石・柘榴石に対しては他形をなし、例えばこれらの鉱物の間を埋め、あるいは細かい透輝石粒を包有し、または柘榴石結晶の裂開や、累帯構造の境に沿って成長している。石英・方解石・多くの硫化物に対しては自形を示す。

ダンブリ石は産出の記録があるだけで、現在では採取され難い。標本によれば指頭大の結晶をなし、土呂久鉱山のものに較べてやや酒黄色を帯びている。

方解石は多量に存在する。他鉱物に対して他形をなす。

緑泥石は鉱石中を脈走することが多い。

このほかに石英が多量に、電気石・螢石が往々含まれ、また種々の硫化物が存在するが、これらの性状は鉱脈の場合と大同小異である。錫品位は一般に鉱脈におけるほどは高くないようである。

鉱床各説

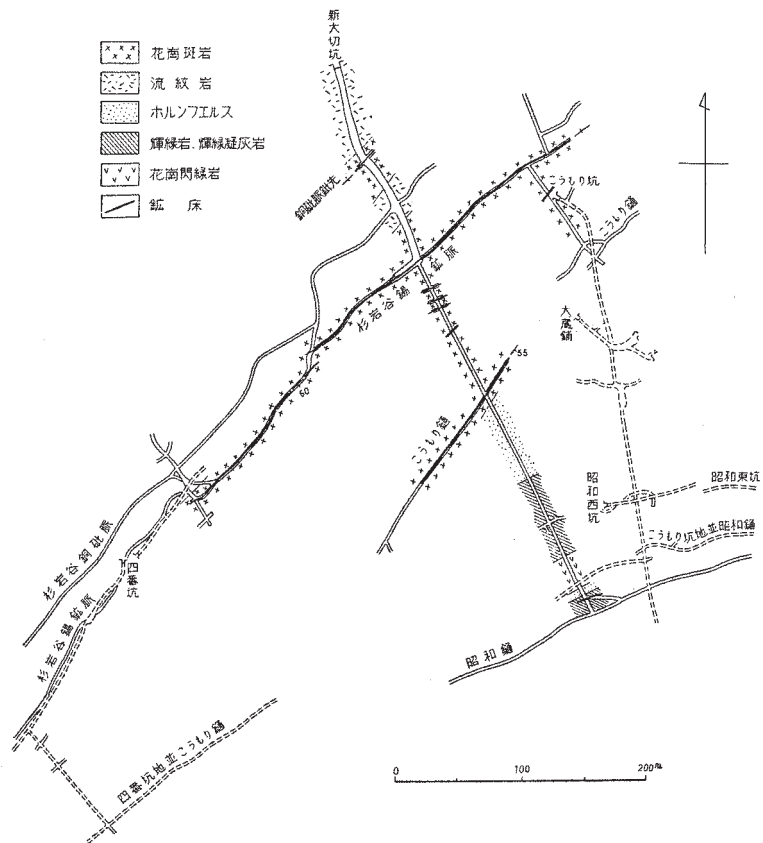
杉岩谷錫鉱脈：県境の山稜に向かって走る花崗斑岩の岩脈に沿って、ほぼ並走する3条の鉱脈がある。このうち中央のものが杉岩谷錫鉱脈であり、別名を三菱本鍾ともいい、平田坑・大切坑・新大切坑などによって開発され、三菱尾平鉱山の産鉱の大部分を供給した。鉱脈の北東鍾先の部分は花崗斑岩のなかを走るが、主部は岩脈の北西側、流紋岩との接触部を辿り、南西方の県境の近くで岩脈が一旦尖滅する附近で、それぞれ両側から走って来た杉岩谷銅砒脈と「こうもり」鍾とを相次いで合わせて1本となり、その後も祖母山火山岩類の安山岩と、古生界との境の断層に沿って南西に向かい、この間断層に沿って、花崗斑岩の岩脈が再現するところでは、岩脈の南東側接触部に沿って延びている。走向は県境の山稜附近で部分的に屈曲してN55°Eのところがあるが、全般的にはN35～40°Eを示す。傾斜は大切坑口附近より北東ではSEへ約80°、平田坑口附近より南西では逆にNWへ約80°で、その中間ではほぼ垂直で

ある。三菱坑内における脈幅は 1.5m 内外で、あまり肥瘦を示さないが、銅砒脈や「こうもり」鍾との落合い点では肥大し、とくに後者との落合いでは 6m に達する。露頭のうち最高点は海拔約 1,250m で、これと新大切坑下の最底部までは上下約 480 m である。三菱坑内で実証されている鉍脈主要部の走向延長は 1,200m を超え、北東は脈勢衰えているが、南西は鉍区境に達してなお続き、地表ではさらに南西方へ、祖母山火山岩類と古生界との境の断層、あるいはこれに沿って再三出現する花崗斑岩の岩脈を辿って、あまり優勢なものではないが処々に露頭を現わし、後述する (61～62 頁) 椿原鉍床などとなり、さらに遠く土呂久鉍山の石金・黒滝などの鉍床に続いている。これらの総延長を通じて、鉍脈は花崗斑岩の接触部、とくに祖母山火山岩類との接触部で脈勢が力強く、古生界との接触部ではやや弱く、花崗斑岩の岩脈がなく、古生界と祖母山火山岩類とが断層で接する部分ではもっとも弱い傾向がある。なお、鉍脈の北東鍾先の深部、新大切坑地並では (第 7 図)、母岩の花崗斑岩は花崗岩の周辺相に似てきて脈勢は弱い。要するに鉍脈は貫入岩の深成相のなかでは勢がまだ弱く、一方貫入岩をまったく離れても急に衰弱するらしい。鉍脈の性質は電気石および石英を主として、錫石を伴う気成脈であるが、おもに、熱水性である杉岩谷銅砒脈と合流するところから南西では、しばらくの間重複脈になって硫化物をも多量に含む。北東鍾先の深部で母岩が花崗岩に近い岩質を示す部分にはグライゼン化がみられるが、その他では母岩は一般に電気石化している。鉍脈中で錫石は一般には肉眼で検出し難く、このため稼行に際しては分析による錫品位の決定を必要とするのが常である。一般に電気石と石英とが適当に混り合って細かく緋状を呈する鉍石に錫の品位が高く、そのいずれかが過度に多くて黒または白の均質、緻密になっている鉍石には低いようである。鉍脈は前に述べたように膨縮が少ないが、このうち錫品位からみた富鉍体の分布はかなり複雑である。採掘跡の形から判断すると、富鉍体は水平よりも上下に続く傾向が強かったようである。

平田坑内において、坑口から 480m の奥から南東へ古生界の砂岩質ホルンフェルス のなかに向かう盾入坑道があり、本鍾から約 15m を隔てるところに平行脈が現われている。この平行脈は接触鉍床の性質を示し、すなわち栝榴石・透輝石などのスカリン鉍物、粗く再結晶した方解石を含む。硫化物、とくに閃亜鉛鉍に富む。晶洞内には閃亜鉛鉍の指頭大の美晶を産する。この鉍体は砂岩中に介在した薄い石灰岩のレンズ

をまったく変成交代して生じたものであろう。

杉岩谷銅砒脈：杉岩谷錳鉍脈の北西側の流紋岩中に、錳鉍脈と約 50m を隔てて、杉岩谷銅砒脈が並走する。南西方では錳鉍脈と合する。上田尾平鉱山の時代に亜砒酸製造の目的で採掘が行われたが、その後長く放置され、昭和 12 年の調査当時は坑道は



第7図 三菱新大切坑昭和鍾向盾入坑内図

荒廃し、僅かに錳鉍脈よりの盾入部だけが断片的に観察された。旧鍾押坑道の平面図によって推定すれば、走向 $N45^\circ E$ 内外、主要部の延長 700m 以上である。坑内で観察される限りでは、傾斜 NW へ約 80° 、脈幅 1 ~ 2m である。鉍脈のうち外側には

電気石・螢石・石英からなる薄い気成脈帯を有するが、内側は多量に硫化物を含む厚い熱水性脈からなる。おもに下盤側に断層粘土および角礫を伴ない、この粘土には硫化物が微脈状あるいは鉱染状に賦存する。鉱脈に後の沁りによる鏡肌を生じていることもある。同様の断層粘土やあるいは鏡肌は、杉岩谷錫鉱脈と合してからも認められる。

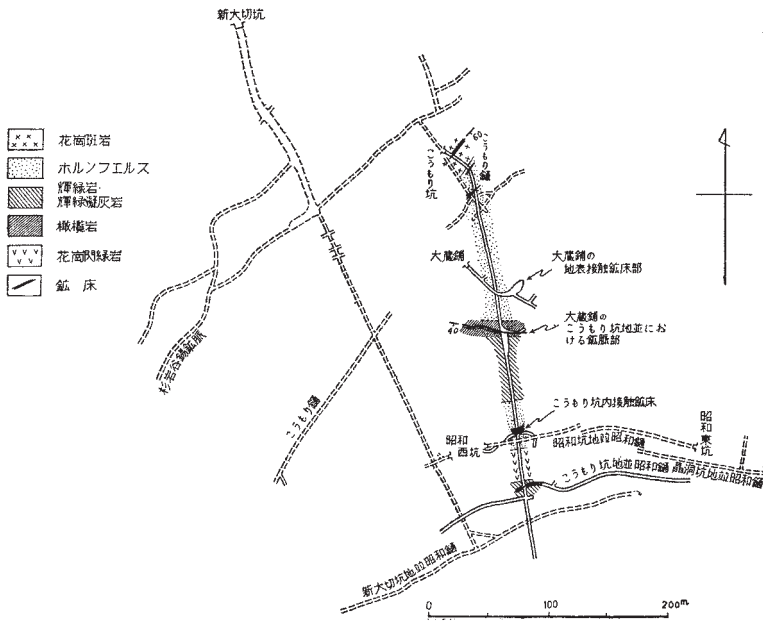
杉岩谷銅砒脈の北東鍾先とおぼしきものが、花崗斑岩中に劣勢ではあるが露頭を連ね、蔵内尾平鉱山の鉱区内まで続き、その山神社裏や、蔵内大切坑内の坑口から約80mに現われている。これらの部分では、鉱脈はSEへ80°内外急斜し、硫化物が少なく電気石が多い。

杉岩谷錫鉱脈と銅砒脈とが合一する附近には短かい平行脈があり、すなわち両者の間に再盛鍾および福盛鍾が、また北西方の流紋岩中には千条向坑道といわれる盾入に現われる数条の細脈がある。

こうもり(蝙蝠)鍾:花崗斑岩の岩脈の南東側、古生界との境、すなわち杉岩谷錫鉱脈とは反対側の接触部に沿っても、鉱脈が切れ切れながら連なる。その北東端の「はじかみ」谷錫鉱脈と呼ばれている部分を除いて、この鉱脈列を「こうもり」鍾と総称する。三菱尾平鉱山によって探鉱されている(第7, 8図)。坑内の観察では、接触部に近接する花崗斑岩あるいは古生界中に雁行状に賦存する鉱脈群からなり、接触面と平行に走向N45°E、傾斜SEへ55~60°を示す。鉱脈各個は幅30~40cmで、走向方向にあまり長くは続かない。鉱脈は気成脈で硫化物に乏しい。「こうもり」鍾は南東で杉岩谷錫鉱脈と合し、錫鉱脈のところで述べたように落合に肥大部を形成している。この落合は花崗斑岩の尖滅するところと一致し、南西に向かって斜めに落ちている。

「はじかみ」谷(薑谷)錫鉱脈:「こうもり」鍾鉱脈列の北東端の部分は、「はじかみ」谷錫鉱脈と呼ばれ、古来綿々と長く採掘されたもので、近年は蔵内尾平鉱山によって大切坑、「はじかみ」本坑などで開発され、同鉱山の産錫の大半を供給してきた。この附近は花崗斑岩の岩脈の北東端に位置し、囲りの古生界は、砂岩・粘板岩のほかに輝緑凝灰岩を伴ない、また古期の花崗閃緑岩も分布し、複雑な地質構造を示す。鉱脈は本鍾および向鍾からなり、ともに長くはないが、母岩の複雑さに応じて交代~鉱染状に幅を増した富鉱部をもっている。本鍾は花崗斑岩と古期花崗閃緑岩とのほぼ接触部附近に位置し、相近接する2条の平行脈からなり、走向N20°E、傾斜SEへ60~70°、

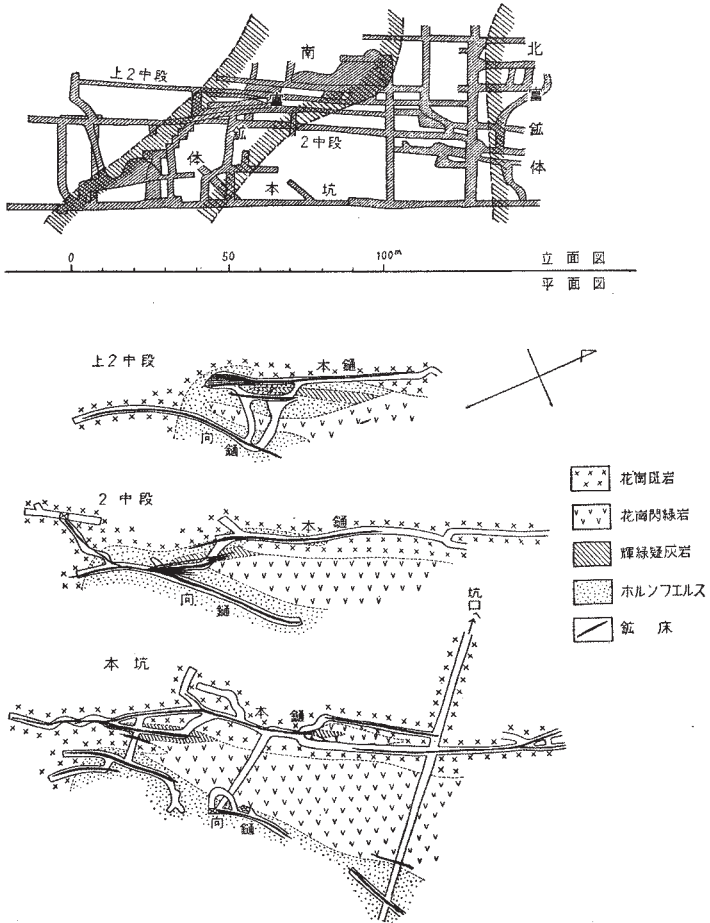
延長約 230m, 露頭から最下底坑道まで約 200m である。北東鍾先は尖滅しているが, 南西には鉱区境を越えて「こうもり」鍾方面になお多少続くらしい。向鍾は本鍾の上盤側, すなわち南東側にあり (第 9 図), 古期花崗閃緑岩と古生界との境附近に位置し, 走向 N50 ~ 60° E, 傾斜 SE へ 50° で, 本鍾とは走向・傾斜とも斜めに走り, 南西端でこれと落合い両者の間に花崗閃緑岩を楔状に挟む関係にある。これら各個の鉱脈は幅 1m を常態としているが, しかし肥大した富鉱体が南北 2 ヲ所に生じている。北の富鉱体は本鍾の下盤側の花崗斑岩岩脈が急に断絶する北東端附近を占め, そこに



第 8 図 こうもり坑坑内図

生じた網状裂隙を鉱化して肥大したもので, 延長約 40m, 幅 5 ~ 6m, ほゞ垂直の落しを示す。南の富鉱体は本鍾と向鍾との落合を中心として両鍾にわたって発達したもので, 両鍾の走向・傾斜が相異なる結果落合線が南へ斜降するのに応じた落しを示す。この富鉱体は延長約 50m の範囲に及び, 幅は落合付近で 7 ~ 8m に達する。北富鉱体附

近は電気石・螢石・石英を主とするが、南富鉱体附近はこれに加えて種々の硫化物や菱鉄鉱をも多量に伴ない、「はじかみ」谷錫鉱脈は全体として気成、熱水性の重複脈である。錫石は部分により量の変化はあるが鉱脈全般にわたって散在する。南富鉱体附近



第9図 はじかみ谷錫銅脈南西部の坑内図

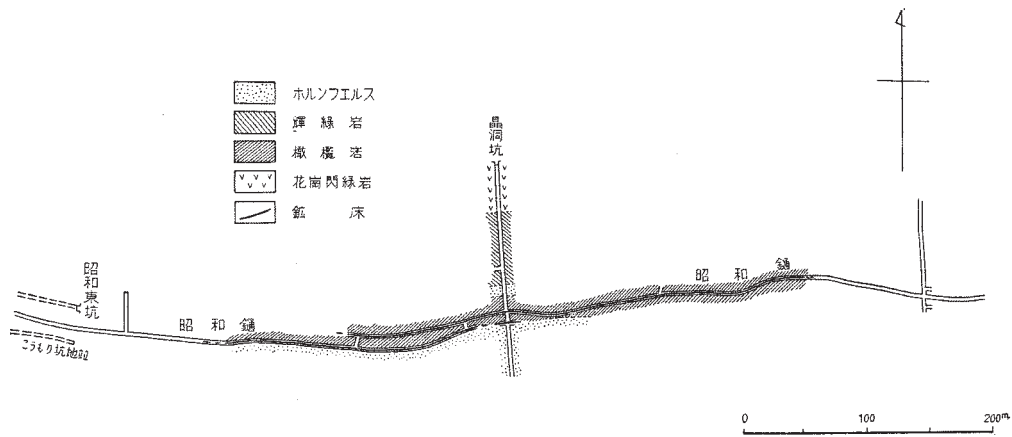
には輝緑凝灰岩を母岩とする部分があり、そこでは接触鉱床の性質を帯びる。富鉱体、ことに南富鉱体には晶洞が多く、そのなかには石英・電気石・螢石・硫砒鉄鉱・閃亜鉛

鉛鉱、菱鉄鉱の美晶や、白鉄鉱の塊などを産する。電気石には、針状結晶が放射状に集まって栗の実ないし毬状をなし、その針の先は黒色から緑色を経て無色絹糸様に連続的に色を変えている美しい塊をなすものがある。螢石は淡草緑色などの八面体や六面体として産する。硫砒鉄鉱には鉛筆大あるいはそれ以上の長柱状をなし、これが晶洞内壁に支柱状に産し、あるいは多数の結晶が平行に密集して束状をなすものがある。菱鉄鉱は晶洞内面において櫛歯状に簇生する石英柱の表面に球滴状に附着し、あるいはこれが集まって薄い皮殻をなしている。またあるものは径2～3cm、厚さ2～3mmの円盤すなわち「せんべい」状の結晶をなし、これが10数枚ずつ疎らに重なって、石英や電気石の結晶からなる壁の上に直立して附着している。白鉄鉱は結晶が放射状に集まって生じた団塊ないしいわゆる葡萄構造の皮殻状に産し、その表面は黒色で脳髓状の皺を示すことが多い。「はじかみ」谷錫鉱脈は母岩の種類が複雑であるのに応じて、母岩の変質が部分ごとに相違する。例えば、南富鉱体では、輝緑凝灰岩を母岩とする部分には斧石・緑簾石を生じ、多少のスカルン鉱物を伴っているが、その周りの花崗斑岩・古期花崗閃緑岩・ホルンフェルスをも母岩とする所は著しく電気石化を受けていて、斧石などをほとんど欠く。

日向鍾：「はじかみ」谷錫鉱脈の北東、谷を隔てたすぐ対岸の斜面に、向鍾の鍾先に当る鉱床を稼いだ蔵内尾平鉱山の日向坑がある。鉱床は向鍾と同様に古期花崗閃緑岩と古生界との境に胚胎され、錫石・電気石・斧石・石英のほかには硫化物をも多量に含む重複脈であるが、開坑された部分は酸化帯で多量の褐鉄鉱を含む。花崗閃緑岩は多少粘土化している。坑内奥で、片盤が輝緑凝灰岩である部分で鍾勢が勝る傾向がみられる。

千条鍾：三菱尾平鉱山の選鉱所の西方の北向斜面、千条谷附近において、流紋岩を貫ぬく花崗岩の周辺相のなかに節理を填め、あるいは接触部に沿って、数条の鉱脈群があり、千条鍾と総称されている。そのうち探鉱されたのは、やゝ大なるもの3条であるが、幅1mに達することはなく、延長上にも数10mで消失する。比較的粗粒の石英、長さ数cmにも達する長柱状電気石からおもに構成され、鱗片状の白雲母、少量の螢石および硫化物を伴ない、錫品位はよくない。鉱脈の両盤は数mの間グライゼン化している。

祖母山登山道の鉱脈：鉱山から北西へ祖母山に至る登山道の途中、花崗岩の周辺相のなかに、走向NE、傾斜は垂直、幅40～50cmの鉱脈が、走向方向に約100m



第10図 晶洞坑坑内図

の間に点々と露出している。電気石・石英・微晶自形の曹長石・白雲母からおもに構成されるアプライト質の鉍脈であり、少量の硫化鉄鉍・磁鉄鉍を伴なう。脈の中央部の幅数 cm は電気石のみからなる。母岩は約 1m にわたりグライゼン化している。

昭和鍾：「こうもり」鍾の南東方の山腹の古生界地帯内に昭和鍾があり、三菱尾平鉍山によって探鉍された（第 7, 8, 10 図）。この鉍床は古生界にほぼ平行な鉍脈で、その主要部は古生界のなかに平行に介在する橄欖岩を母岩とする。ほぼ東西に延び、途中で中絶するところがあるが約 800m 続き、南へ 60～70°に傾斜し、露頭から最下底の三菱新大坑地並まで垂直距離で約 200m に達し、脈幅は 1m 内外である。主要探鉍坑道である晶洞坑地並で観察される範囲においては、雁行する 2 脈からなり、その 1 つは橄欖岩体のなかに縦走し、約 350m で消失し、他はその上盤側約 10m にあって、橄欖岩と古生界のホルンフェルスとの境にあり、延長約 220m に達し、西方へは引立より先まで延びている。この引立より西の部分は露頭附近で探鉍されており、ここでは橄欖岩は消失していて、橄欖岩の下盤をつくっている輝緑岩や圧砕された花崗閃緑岩と、上盤のホルンフェルスとの間を走っている。昭和鍾においては、錫石が顕微鏡的の微晶をなして石英中に散点し、または硫化物中に包有されていて、鉍脈は気成期の鉍化作用をも受けているが、錫品位はあまりよくない。むしろおもに熱水性鉍脈で、場所によって石英と硫化物との黒白の縞状鉍からなる部分と、滑石を主とし硫化物を混え暗色で母岩と区別し難い部分とがある。尾平鉍山の鉍床のうちでは四面銅鉍をやゝ多く含む。母岩のうち、ホルンフェルスはやゝ電気石化をうけているが、橄欖岩には電気石が認められず、透角閃石および滑石を多量に生じている。

昭和鍾の東方鍾先に大炊鋪^{じま}・「はさご」坑などの旧坑がある。昭和鍾とは同様な性質の鉍脈を往時探鉍したものである。

晶洞鉍床：昭和鍾を探鉍する晶洞坑の坑口附近は圧砕された花崗閃緑岩からなる。開坑前には、ここに晶洞に富む小鉍体があって、ダンブリ石を産したという。

大蔵鋪鉍床：露頭は「こうもり」鍾と昭和鍾との中間の山腹にある。塩基性火成岩物質に富む古生界の砂岩のなかに胚胎され、種々のスカルン鉍物・斧石・螢石・石英および細い短柱状の氷長石、少量の電気石からなる鍾石に、種々の硫化物およびこれが変化した酸化鉍を混える塊状の接触鉍床である。斧石はしばしば単独の美晶をなし、

註 6) 鋪とは地方名で、鉍床ないしは坑道とは同義である。

螢石はまれに拳大の巨晶をなし、またとくに灰鉄輝石には径20～30cmの巨晶をなすものがある。この露頭から深所約50mには「こうもり」坑地並から昭和鍾に至る盾入坑道が貫通している(第8図)。古生界の傾斜から算定して大蔵鋪露頭から続くとおぼしき所には、地表には現われていない橄欖岩が幅狭く介在し、このなかを縦走して、走向はE-W、傾斜Sへ40～60°、幅約50cmの鉍脈があり、延長約60m 鍾押されている。鉍脈は性質が昭和鍾と同様である。同一鉍床でありながら、上下で母岩が相違することにより、部分的に接触鉍床あるいは鉍脈の型を採るに至ったものとみられる。

こうもり坑内の接触鉍床：「こうもり」坑から昭和鍾に至る盾入れにおいて、上述の大蔵鋪下底の鉍脈部よりさらに奥80mに、陽起石ホルンフェルス母岩として、幅10数mのスカルン鉍体がある(第8図)。地表にはこれに相当する露頭は存在せず、この鉍体はおそらく小レンズ状に潜在していた石灰岩をまったく交代して生じたものであろう。スカルン鉍物類のほか、方解石・電気石・斧石・褐鉄鉍などを混える。拇指大以上の単体水晶が疎らに集合しているところがある。この水晶は種々の鉍物や泡を含んで濁っている。この水晶の集合体に混って、かつてダンブリ石を産したという。

銀鋪鉍床：「はじかみ」谷錫鉍脈の北東方、鉍山用自動車道の直上の山腹に銀鋪鉍床がある。ホルンフェルスのなかに介在した石灰岩レンズをまったく交代して生じたと思われる接触鉍床で、方解石・石英・スカルン鉍物、種々の硫化物のほか、とくに多量の斧石を有する。斧石の結晶は多数集まって、標本としてみごとなもの産する。硫化物のうちでは閃亜鉛鉍および方鉛鉍が多い。ゲルマニウムを含む珪灰鉄鉍を産出する。

その他の鉍床：日向坑より東方にかなり離れて丸山坑・本谷大切坑などがあり、蔵内尾平鉍山によって開坑された。古生界の、ことに輝緑岩・輝緑凝灰岩のなかの鉍床を目的としたものである。

尾平鉍山の北東方、谷を隔てた対岸には「ますぎ」坑などと呼ばれる旧坑がある。坑口附近には硫化物・石英・方解石などからなる鉍石が散在している。

椿原山腹の諸鉍床

尾平鉍山から稜線を越えた南方、古祖母山の南東山腹は椿原と呼ばれている。この山腹には、祖母山の安山岩と古生界との境の断層およびこれに貫入した花崗斑岩の岩

脈に沿って、尾平鉱山の杉岩谷錫鉱脈の南西延長が三菱鉱区外にも点々と露頭を現わし、すなわち鉱区境附近に「ニク岳」次いで「ワトンドー」坑、さらに「トベ」鋪などの露頭がある。これらの露頭は幅数 10cm ~ 2m で北西へ傾斜する脈状をなし、見掛けは、県境附近にみられる尾平鉱区内の露頭ほどは優勢でないが、これを構成する鉱物は石英・電気石のほか、磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・白鉄鉱などの硫化物ならびに錫石であって、尾平鉱山の坑内でみられるものと大差ない。これらの露頭に対しては短小な旧坑はあるが、深部の探査はほとんど行われていない。

椿原の山腹には上記の鉱脈列とは別の鉱床も散在している。例えば「ニク岳」露頭の北西方の祖母山の安山岩中には勘蔵鋪鉱床がある。北東に走る石英方解石脈で、錫石・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱などを含む。「ニク岳」の東側には、斧石・ダトー石などを含む石英脈があるといわれている。また「ニク岳」から南東に下った斜面には閃亜鉛鉱・方鉛鉱を採鉱した跡がある。

土呂久鉱山

本鉱山は図幅地域中央部の岩戸の北方にあり、岩戸から約 6km の自動車道路が通じている。中島鉱山株式会社によって稼行されている。附近には二畳系の粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩ならびに輝緑凝灰岩～輝緑岩が、走向 ENE、傾斜 60 ~ 80° N を示して分布し、これらの北方には断層で境されて祖母山の安山岩が分布する。この断層や古生界を切る断層に沿って、花崗斑岩の岩脈が貫入している。古生界は一般に接触変成作用を受けているが、石灰岩には紡錘虫化石をなおとどめている部分もある。

採掘が行われてきた土呂久鉱床は古生界のなかに貫入した花崗斑岩岩脈の接触部にあり、おもにこれと接する石灰岩のなかに形成された不規則な塊状、レンズ状、短脈状などの鉱体群からなる。接触鉱床に属し、きわめて多種の鉱物を産する。すなわち、金属鉱物としては硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・錫石・黄鉄鉱・磁鉄鉱・赤鉄鉱・輝安鉱・白鉄鉱など、鍾石鉱物としては柘榴石・珪灰石・灰鉄輝石・透輝石・透角閃石・陽起石・橄欖石・ベスブ石・緑簾石・黝簾石・黒雲母・リシヤ雲母などの接触変成鉱物や、電気石・斧石・ダンブリ石・スカポライトなどの気成鉱物のほかに、石英・方解石・アルカリ長石・菱鉄鉱・石膏が知られ、また 2 次鉱物として、種々の金属の酸化鉱物・炭酸塩鉱物がみだされている。土呂久川の谷底とほぼ同地並に開坑している大切坑以上の部分は、大半採掘されてしまっている。この部分

は、種々の硫化物をも含んでいたが、主として赤褐色土状の酸化鉱を産し、錫石を含み、錫鉱床として採掘された。昭和 29 年に大切坑より下に硫化物の富鉱体を探し当て、その後はこれを掘り下げ最近では 90m 下底まで確認し、活潑に採掘している。この富鉱体は石灰岩とホルンフェルスとの境に位置して、厚さ数 m に及ぶところもあり、間に母岩が角礫伏になった破砕帯を隔てて東西の 2 部に分れ、東部は方鉛鉱（銀を含む）・閃亜鉛鉱に富み、硫砒鉄鉱・黄銅鉱・白鉄鉱・磁硫鉄鉱を含み、高品位の鉛・亜鉛を産し、西部は硫砒鉄鉱を主とし、黄銅鉱・白鉄鉱・磁硫鉄鉱を伴ない、おもに砒鉱を産する。砒鉱からは亜砒酸の焼取りが実施されている。この地方の諸鉱山のうち、白鉄鉱をもっとも多く産する鉱床であり、ゲルマニウム資源を問題とする際にはとくに注視される。なお鉱床の一部には斧石およびダンブリ石からなる脈がある。この脈は厚さ 1～2m、延長 10m ほどで、脈の外側は斧石、中心部はダンブリ石によっておもに構成され、晶洞に富み、ダンブリ石の柱状の良結晶を産し、ときにその長さ 5cm に達する。このダンブリ石は一時硼素資源として採掘されかけたことがある。

土呂久鉱床の北方、古生界と祖母山の安山岩との境の断層に貫入した花崗斑岩の岩脈の南側接触部に鉱脈があり、土呂久川を隔てて東を石金鉱床、西を黒滝鉱床、またその西にあるのを「かこい」鉱床と呼ぶ。これらの鉱床は尾平鉱山の杉岩谷錫鉱脈や椿原鉱床と同一鉱脈列のはるか南西方の鍾先に当たっている。錫石・方鉛鉱などを含む電気石・石英脈であるが、富鉱部はまだみいだされていない。

土呂久川の遙か上流、祖母山塊の障子岳の南中腹に惣見鉱床がある。この附近は安山岩と安山岩質凝灰角礫岩からなり、鉱床は安山岩中を東西に走る。かつて土呂久鉱山の支山として、相当長距離にわたる盾入坑道と若干の鍾押坑道とをもって探鉱され、アンチモニー鉱石を比較的多く含むことが判明したが、鉱況の発展をみずに中止されたという。現在では坑道は荒廃し、鉱床の様子はわからない。空中写真によれば、ほぼ鉱床の位置と推定される箇所を通過して、東西に走る断層地形のようなものが相当はっきりと読みとられるので、鉱床はあるいは断層に沿って形成されたものかと憶測される。文献によれば、惣見鉱床は鉱脈ないし網状脈で、走向 N80° E、傾斜 N で、厚さ 1m 弱を示し、硫砒鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・ブーランジェライト・白鉄鉱・輝安鉱・石英などを含むという。

黒葛原 鉦山

本鉦山は土呂久鉦山の東方、山稜を越えた反対側の岩戸川上流に位置する。岩戸からは直接に岩戸川西岸に沿う自動車道路が通じている。かつて鉛あるいは銅鉦山として稼行され、その後永く休山していたが、近年土呂久鉦山の支山として探鉦を再開している。

この附近には接触変成を受けた二畳系が、走向 $N65^{\circ} E$ 、傾斜 $50 \sim 60^{\circ} N$ を示して分布する。これを貫ぬいて花崗斑岩の岩脈が、土呂久鉦山方面から細長く延びている。

鉦床は自動車道路のすぐ西側にある。露頭は花崗斑岩の岩脈の東末端附近のホルンフェルスのなかに、層面に沿って厚さ 60cm の脈状を呈する。旧坑は道路を挟んで上下にあるが、道路下からの盾入坑道をなす大切坑だけが、ある程度まで入坑されるだけで、他の旧坑は荒廃している。記録によれば、坑内では花崗斑岩の岩脈によって斜断されている石灰岩層があり、鉦床はその上盤および下盤に形成された接触鉦床で、多量の磁硫鉄鉦を産し、硫砒鉄鉦・黄銅鉦・方鉛鉦・閃亜鉛鉦を伴ない、また珪灰石・透輝石・斧石・石英などを含むという。

黒葛原鉦山から土出久鉦山に越える峠附近にも旧坑があり、褐鉄鉦・酸化銅鉦などからなる鉦床がみられる。

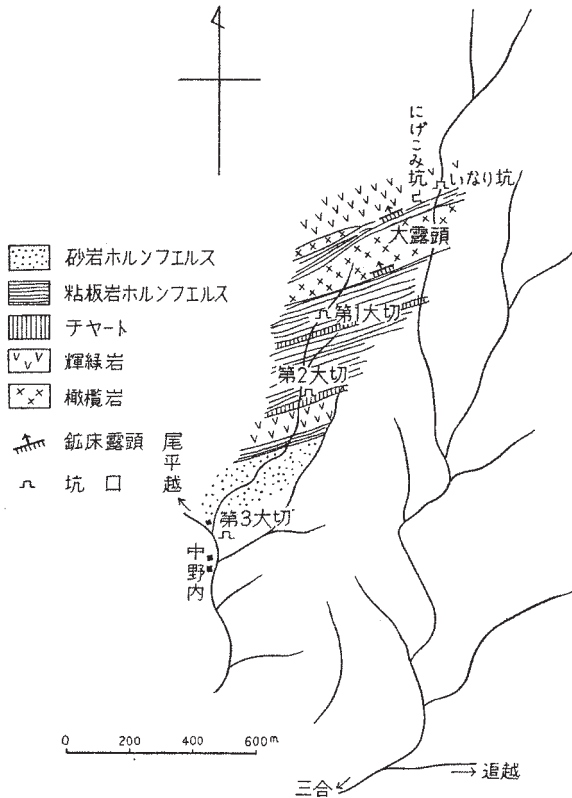
中野内 鉦山

岩戸から黒葛原鉦山に至る自動車道を、さらに北北東へ約 4km 進んだ道路の終点に、中野内部落がある。その北東方の山腹に鉦床があり、昭和 10～11 年頃土呂久鉦山の支山として探鉦されたンフェルス・輝緑岩などが走向 $N60 \sim 70^{\circ} E$ 、傾斜 N を示して分布し、またその層面と平行に橄欖岩が存在する。鉦体は数条の平行脈で、上記の諸岩石のなかを地層と平行に走る。かなり長距離な盾入坑道を設けて探鉦が試みられている (第 11 図)。

大露頭と呼ばれるものは、輝緑岩を母岩とする電気石石英脈で、短小な坑道や掘割り探鉦されている。

第 1 大切坑は海拔 880 m に開坑しているが、荒廃していて入坑困難である。いい伝えや記録によると、北方に向かって約 300m 盾入し、これに現われた主脈は橄欖岩を母

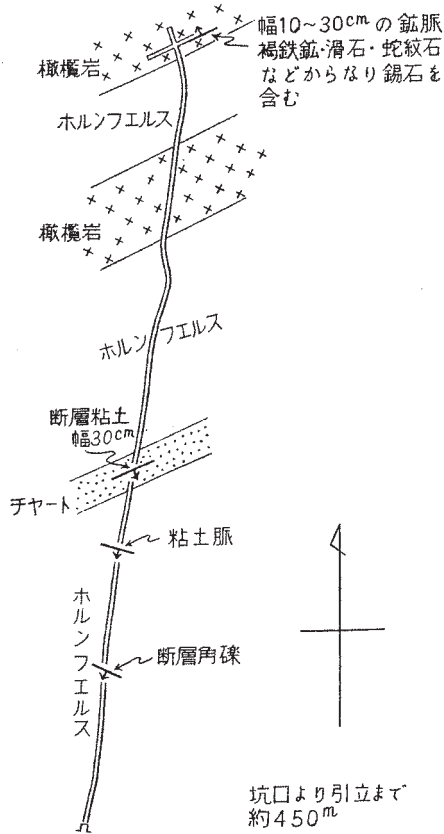
岩とし、走向 $N55^{\circ} E$ 、傾斜 $60^{\circ} NW$ で、磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・蛇紋石・橄欖石・透輝石・珪灰石・電気石・石英のほかには錫石を含んでいたという。そして、延長 10m、幅 0.5 ~ 1.0 m の錫の富鉱体があり、切上りを行って多少採掘したという。



第11図 中野内鉱山地質概念図

第2大切坑は海拔810mに開坑して、入坑可能である(第12図)。北方へ約450m盾入れて、第1大切坑の主脈の深部と思われるものに到着している。こゝでは主として蛇紋石・滑石・褐鉄鉱から構成される幅10~30cmの脈がみられる。錫石を少しく含むという。

第3大切坑は中野内部落の近くに開口しているが、坑口附近が崩壊して入坑できない。盾入坑道であり、40 m で細脈が現われただけであり、第2大切坑などの主脈に至らぬまゝ僅か120 m で掘進をとどめたといわれる。



第12図 中野内鉱山第2大切坑見取図

大露頭からさらに谷沿いに廻り、県境の山稜に近い見立層の礫岩の直下の二疊系内に長谷坑がある。ホルンフェルスを母岩とし、東西に走る1条の硫化鉍石英脈を錘押している。文献によれば、鉍石は磁硫鉄鉍・硫砒鉄鉍・黄銅鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍・毛鉍・輝安鉍・錫石・石英などから構成されるという。

萱野 鉾 山

中野内から東方へ追越に至る峠道の北側に萱野鉾山がある。古くは銅、大正年間には砒鉾を採掘したといわれるが、その後休山を続け、いまでは半ば崩壊した旧坑2、3と往時亜砒酸の焼取りを行った跡をとゞめるだけである。

この附近には激しく接触変成された二畳系が、走向N70～80°E、傾斜50～70°Nを示して分布する。鉾床の露頭と推察される場所は、現在では落込み、地層と平行にN80°Eの方向へ50m内外延びる細長い窪みとなっている。道路側には3号坑と呼ばれる旧坑がある。北北東へ45mほど盾入れに掘進し、初めは砂岩・粘板岩の互層のなかを進み、奥で石灰岩層に達し、この北盤に沿って接触鉾床に達し、これを東西に錘押ししているといわれるが、現在では坑口附近だけしか入坑できない。3号坑の坑口には、多少の貯鉾が残っている。この鉾石は硫砒鉄鉾・磁硫鉄鉾のほか比較的多量の閃亜鉛鉾および方鉛鉾を混え、また黄銅鉾・斑銅鉾・白鉄鉾などを含み、なお錘石鉾物として石英・方解石・灰鉄輝石・緑簾石・柘榴石・斧石などを伴う。記録によれば、気成鉾物としてダトー石を産したという。白鉄鉾は土呂久鉾床に次いで多量に認められる。

上述の露頭や、旧坑の北方から追越の北方にわたる輝緑凝灰岩やホルンフェルスの中には、硫化物を含む鉾床が処々に小さな鉾巢状をなして散在する。

見立 鉾 山

本鉾山は図幅地域北東部、日ノ影川の上流に位置し、東洋鉾山株式会社によって稼行されている。事務所および選鉾場は日ノ影川河畔にあつて、これから川沿いに自動車道路約24kmで国鉄日ノ影線日ノ影駅に達する。鉾床は選鉾場から南東へ2～3km離れた海拔1,100mほどの山上にある。選鉾場では坑内から供給される粗鉾を取扱うほかに、かつて本鉾山がもっとも盛大に稼行された頃、多量に集積された選鉾の汰鉾が、なお1,000分代の錫品位を示すので、これをも再処理し、重液、浮選、テーブルなど複雑な選鉾過程を経て、錫・鉛・亜鉛・銅・硫化鉄・砒素のそれぞれの精鉾に分離生産している。鉾床附近には二畳系のチャート・石灰岩・砂岩・粘板岩などが走向N60～80°E、傾斜70°Nを示して広く露出し、これらを覆いあるいはこれらと断層で境されて、見立層および流紋岩が北に緩く傾斜して分布する。花崗斑岩は鉾区の南西部に小さく露出し、また花崗岩は、地表では日ノ影川を隔てた北岸の支谷底に辛

じて小範圍を占めて露出し、また坑内に小潜頭体をなして現われているに過ぎない。しかし鉾山附近の二疊系や見立層は広く激しく接触変成されているので、地下にはあまり深くない所に花崗岩が広く潜在するのであろう。鉾床のうち重要なものは見立本鍾と大吹鉾床とである。

見立本鍾 二疊系地帯に帯状に落込んで見立層が分布し、その南限の断層に近接して見立本鍾がある。この鉾床は二疊系の地層とほぼ平行な鉾脈であって、北に凸面を示す緩い弧状をなしてE-Wに走り、上部ではNへ、下部ではややSへ急斜し、大体において石灰岩を南盤、チャートを北盤とし、たゞし一部では上記の断層面に沿って見立層を北盤とする。部分によって膨縮消長はあるが、走向延長約850m、最深部では露頭から深さ400m、厚さ2.5m、厚い部分では10mにも達する長大な鉾脈であったが、その主要部は採掘し尽され、辛うじて点々と残鉾をとゞめるに過ぎず、坑道も大方荒廃している。過去の資料などによって記述すれば、鉾石は磁硫鉄鉾を主とし、硫砒鉄鉾・閃亜鉛鉾・方鉛鉾・黄銅鉾を混え、錫石を含んでこれがおもな採掘の目的物となり、また鍾石鉾物として、石英・電気石・方解石・緑泥石などを少しく含んでいた。鉾脈の一部には硫化物が少なく、石英・電気石などの鍾石鉾物が多い錫鉾を産したところもある。また酸化されて褐鉄鉾を主とする部分が不規則にかなり広く分布していた。この鉾床は鉾脈の形をとっているが、母岩には斧石などの気成鉾物とともに、石榴石・灰鉄輝石・珪灰石などのスカルン鉾物を生じている部分があり、接触鉾床の性質をも帯びる。見立本鍾は西方には弱勢となり、はるか鍾先方向に洞岳どうだきといわれる石灰岩の尖峯の基部に旧坑を見るに過ぎない。東方には、ほぼ鍾先に当って次項(69～70頁)で述べる嘉納鉾山の主要鉾脈が近くまで延びてきている。

大吹鉾床 おおぶき見立本鍾の位置から南へ山稜を越して直距700mに大吹谷が東西に走っている。こゝには徳川時代に殷盛をきわめた鉾山があったといわれ、当時を偲ばせる伝説や遺跡、あるいは地下の採掘によって上方が落込んで生じたと思われる播鉢状の窪地、鉾滓の集積などがある。現在ではこの深部に向かって、見立本鍾方面から長距離の通洞を設け数個の鉾体に達している。坑内では広く石灰岩が分布し、これを貫ぬいて、地表には頭を出していない花崗岩の潜頭体が現われ、鉾床はおもにこれと石灰岩との接触部に胚胎されている。おもな鉾体は東鉾体および西鉾体と呼ばれる2個であり、ともに不規則筒状をなして通洞地並の上下にわたって急角度をなして延びて

いる。両鉱体とも接触鉱床に属し、すなわち金属鉱物としては磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱および錫石を産し、かつ方鉛鉱は銀分を含み、鍾石鉱物としては石英・方解石・柘榴石・透輝石・珪灰石・電気石・斧石・螢石を伴う。西鉱体は酸化されているが、部分的に方鉛鉱・閃亜鉛鉱に富み、また炭酸鉛鉱を含む。なお、花崗岩はグライゼン化している。

この付近では大吹谷一带に石灰岩が露出し、雨水は石灰岩の洞穴のなかに潜っているらしく、平時地表には流水がほとんどみられない。そして、この石灰岩層の西端が断層で切られるところに位置する洞岳の尖峯の基部に、水量豊富な噴泉として湧出している。このような地下水系のために、大雨時には坑内水が著しく増量することが多い。

嘉納 鉱山

本鉱山は見立鉱山の東に隣接して位置し、地質および鉱床は見立鉱山とほぼ同様であり、鉱区をもって区切られるに過ぎない。鉱床の一部に対し昭和11年頃積極的に坑道探鉱を行い、かなりの錫鉱体に当たったが、水平坑道を延ばした程度で本格的な開発、採鉱を行わないうちに中止し、坑内はほぼそのまゝに残っている。

主要鉱床は見立鉱山の見立本鍾の東に連なる2条の鉱脈である。これに対して、坑道は3本試みられている。1つは見立鉱山の吹通洞附近から東へ小さな谷を廻り、稜線を越えたばかりの所に開坑し、両鉱脈に当たっている、他の2つはこれから北へ谷沿いに逐次下った所から盾入を計画したものであるが、その1つはおそらく数10mの掘進、他は坑口附近の段取りだけで終り、鉱脈に達していない。稜線附近の坑道は現在も入坑可能であり、二豊系のおもにチャートのなかを南へ470m盾入れに掘進していて、坑口から数10mの所でまず鉱脈に達してこれを左へ鍾押し、またこれから奥、坑口から420mの所で、走向N70°E、傾斜75°Nを示す別の鉱脈を得て、これを右へ鍾押しかつ多少の切上りも行っている。両鉱脈とも母岩のチャートはしばしば石灰岩の小レンズを挟み、これに接する部分では鉱脈は膨れて幅数mに達することもある。この坑道では両鉱脈とも酸化帯に属し、おもに褐鉄鉱から形成され、磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱などはこのうちに少量残存するに過ぎない。錫石を含み、鉱脈内における錫石の賦存範囲はすこぶる不規則のようであるが、しばしば錫石の結晶粒が集合して生じた数10%品位の富鉱をも産する。

以上の諸坑道が位置する谷にほぼ平行に走る東隣りの谷の上流部にも、2カ所(地

質図上で五葉岳の北東斜面の両記号の位置)に鉱床の露頭がある。下流のものはチャートとホルンフェルスとの境にあってN80°Eに走り、幅1.5m内外で、褐鉄鉱・磁硫鉄鉱・灰鉄輝石・電気石・斧石・緑泥石・石英などからなる。上流のものは石灰岩を挟む珪質砂岩を母岩とし、ほぼE-Wに走り、30°Nに傾斜し、厚さ1m内外の鉱脈で、褐鉄鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・電気石・石英などからなる。なおさらに上流にも褐鉄鉱・電気石・スカルン鉱物類からなる小鉱体も知られている。これらの鉱体は露頭部の表土削ぎが多少実施されただけで、未だよく探鉱されていない。

タケ鶴鉱床

見立鉱山の選鉱所の北方地区はタケ鶴と呼称されている。選鉱所から北へ河谷沿いに約700～800m遡った所の東岸に鉱床の露頭がある。石灰岩を下盤とし、輝緑凝灰岩を上盤とする脈状の接触鉱床で、ENEに走り、Nへ急斜し、幅1m内外で、褐鉄鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・柘榴石・透輝石・緑簾石・方解石・石英などからなる。露頭の南側の下位に2個の旧坑が認められるが崩壊している。

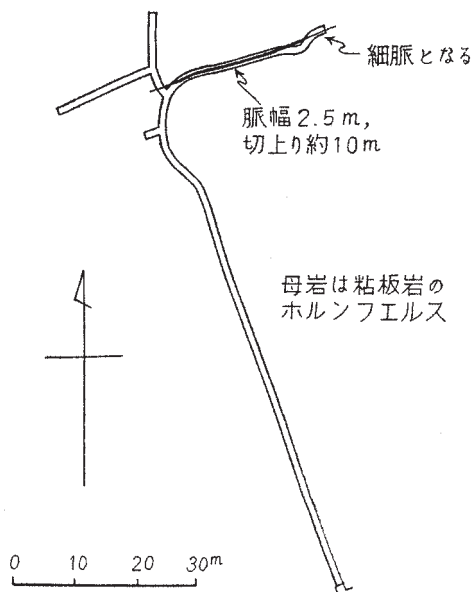
音ヶ淵鉱山

見立鉱山の選鉱場から日ノ影川本流を遡ること約2.5kmから、北方へ支谷を1km強入った所の西中腹に音ヶ淵鉱山があり、重石を目的に稼行されている。鉱床は二疊系粘板岩源のホルンフェルスを母岩とし、走向N70°E、Sへ急斜する鉱脈である。露頭下30m地並に坑道があり(第13図)、坑口から盾入れ85mで着脈し、これを東へ25mほど錘押し、幅2m内外の鉱体を得て、少しく掘上っている。北および西へ探鉱した坑道には鉱脈は現われていない。鉱脈は指頭大以下の灰重石結晶を多量に点々と含み、そのほか硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・錫石・石英・螢石・方解石などから構成されている。

音ヶ淵鉱山に至る途中、日ノ影川本流から約500m入った西中腹において、石灰岩が露出する附近にも硫化鉄の転石が散在する。タケ鶴鉱床と同系列の鉱床が所在するのであろう。

奥村鉱床

音ヶ淵鉱山の谷の東隣りに、これとほぼ平行に走る谷に沿う奥村部落の北方に旧坑



第 13 図 音ヶ淵 鉱山坑道見取図

がある。鉱体の露頭は坑口の右上にあり、流紋岩中を $N85^{\circ}E$ の方向に 10 数 m 走り、 $80^{\circ}S$ に傾斜し、平行な割れ目に沿った 10～20cm の細脈を縞状に重ねた鉱脈である。硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・電気石・石英などから構成されている。

小河内および千軒平鉱床

図幅地域南西部において日ノ影川へ東から注ぐ支流に沿う小河内および千軒平附近には、ほゞこの谷に沿って花崗岩が NE 方向に細長く露出する。周囲は二畳系からなり、その東方には四万十層群が分布する。花崗岩の南東側接触部に沿って 3 ヲ所に鉱床がある。数 10 年来稼行されたことがなく、いまでは旧坑の廃墟と少量の貯鉱をとゞめるに過ぎない。

鉱床の 1 つは小河内部落の南側に採掘跡を残し、附近に散在する鉱石塊には黄銅鉱・閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・褐鉄鉱・珪灰石・灰鉄輝石・柘榴石・緑簾石・方解石・石英などが認められる。文献によれば鉱床は花崗岩またはホルンフェルスを上盤

とし、石灰岩を下盤として北へ傾斜する接触鉱床で、上述の諸鉱物のほかに方鉛鉱・輝蒼鉛鉱・電気石・斧石・ベスブ石・珪灰鉄鉱なども伴っていたという。

中央に位置する鉱床は小河内の北東 300 m の谷の北東岸に旧坑の跡を残す。文献を総合するに、鉱体は花崗岩との接触部附近の石灰岩中であって、延長 10 数 m、幅 3.5 m、深さ 10 m で、磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱・キューバナイト・石英・方解石・柘榴石・輝石・珪灰鉄鉱・ダトー石などを含んでいたという。

もっとも奥の鉱床は、上記からさらに 600 m にあり、花崗岩とホルンフェルスとの境附近に高さ 10 m ほどの露頭をみせている。この露頭は磁硫鉄鉱に富み、そのほか、黄銅鉱・硫砒鉄鉱・柘榴石・灰鉄輝石・緑簾石などから構成されている。

諸和久鉱床

小河内の南東方、すなわち日ノ影川東岸の諸和久の東方の山上に旧採掘跡がある。附近には種々の硫化物とスカルン鉱物とを含む鉱石が散在する。

鹿川鉱山

本鉱山は図幅地域南東部の綱ノ瀬川の東岸にある。鉱床は鹿川盆地の花崗岩の南縁に接する四万十層群のホルンフェルスを母岩とする鉱脈で、母岩の層面にほぼ平行に走向 N60° E、傾斜 30° N 厚さ 20 ~ 30 cm で、河畔において上下 2 つの坑道で錘押しされ、上の坑道は約 100 m、下の坑道は約 50 m の奥まで探鉱している。鉱石は石英および粘土とともに輝安鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱を有し、金・銀を含む。金・銀・アンチモニー鉱として数入の人手で小規模に採取されている。

Ⅲ. 3 石 材

阿蘇火山噴出物である熔結凝灰岩は、黒灰色で外観の美しさを欠き、緻密性、強度、耐久力の優秀さはないが、適当に大まかな節理を有し、また適度の軟かさを備えていて採石、加工には容易であり、かつ軽くて運搬にも有利であるために、地方的に便利な石材として随所で採取され、土台石・石垣石などとして広く利用されている。

文 献

本図幅地域に直接に関係ある文献として、地質に関するものはあまり多くないが、鉱床および鉱物に関するものは甚だ多い。これらをおゝむね著者名のアルファベット順に列挙しておく。

- 1) 浜地忠男・原田種成：宮崎県日向高千穂鉱業所長石調査報告，地質調査所速報 No. 28, 1947
- 2) 原田準平：本邦産硼素鉱物に関する 2, 3 の知見，地質学雑誌，Vol. 43, 1936a
- 3) 原田準平：宮崎県土呂久産ダンブリ石，地質学雑誌，Vol. 43, 1936b
- 4) 原田準平：宮崎県土呂久産ダンブリ石及び朝鮮遂安金山笏洞産ルードウキグ石の化学成分に就きて，岩石礦物鉱床学，Vol. 19, 1938
- 5) 原田準平：宮崎県岩戸銅山ダトー石（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 49, 1942
- 6) Harada, Z.: Danburit von Toroku, Miyazaki Präfektur, 北大理学部紀要, Vol. 4, 1938 a
- 7) Harada, Z. Über die optischen Daten des Danburits von Obuki bei Mitate, Miyazaki Präfektur, 北大理学部紀要, Vol. 4, 1938 b
- 8) Harada, Z.: Datolite and Associated Minerals from the Iwato Copper Mine, Miyazaki Prefecture, 北大理学部紀要, Vol. 7, 1950
- 9) 福井薩男：宮崎県土呂久鉱山のダンブリ石の大晶，我等の鉱物，Vol. 5, 1936
- 10) 飯坂五郎：宮崎県土呂久鉱山附近の石灰岩に就いて，地質学雑誌，Vol. 40, 1933
- 11) 池田錦七：土呂久鉱山のゲルマニウムについて，日本鉱業会誌，Vol. 69, 1953
- 12) 池野輝夫：宮崎県見立鉱山産錫石，地質学雑誌，Vol. 49, 1942
- 13) 今井直哉：柘榴石（宮崎県岩戸銅山産），東京科学博物館研究報告，No. 10, 1943
- 14) 稲井信雄・畠本孜：岩戸地区，未利用鉄資源，2，通商産業省刊行，1955
- 15) 稲井信雄：宮崎県高千穂鉱山長石鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 7, 1956
- 16) 稲井信雄：宮崎県五ヶ瀬川水系綱ノ瀬川電源開発堰堤附近地質調査報告，地質調査所月報，Vol. 8, 1957
- 17) 石井清彦：7 万 5 千分の 1 地質図幅「延岡」，地質調査所，1939
- 18) 石川成章：九州並に山口県の重石鉱，地球，Vol. 11, 1929
- 19) 岩生周一：本邦の硼素鉱床，窯業原料第 1 集，窯業原料協議会編，1947
- 20) 神戸信和：5 万分の 1 地質図幅「鞍岡」，同説明書，地質調査所，1957

- 21) 神戸信和・斎藤正次：宮崎県高千穂町に発見された下部三疊系，地質調査所月報，Vol. 8, 1957
- 22) 片田正人：九州大崩山花崗岩周辺にみられる電気石化作用についての2, 3の事実，地質調査所月報，Vol. 6, 1955
- 23) Kato, T. : The pyrrhotite tin vein of the Mitate mine, Province Hyūga, Japan, 地質学雑誌 Vol. 21, 1914
- 24) 加藤武夫：見立礫岩，地質学雑誌，Vol. 27, 1920
- 25) 加藤武夫：祖母山地塊に発達する火成岩と鉍床の地質時代に就いて（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 39, 1932
- 26) 河野義礼・浜地忠男：宮崎県土呂久鉍山調査報告，地質調査所速報，No. 7, 1947
- 27) 木下亀城：蛇紋岩中に胚胎する錫鉍脈—宮崎県中野内錫鉍山に見る新形式，岩石矿物磁床学，Vol. 15, 1936
- 28) 木下亀城・宮久三千年：ゲルマニウム資源としての蔵内尾平鉍山産珪灰鉄鉍およびダトー石，九州鉍山学会誌，Vol. 21, 1953
- 29) 木下亀城・松隈寿紀・牟田邦彦：土呂久鉍山産含ゲルマニウム白鉄鉍，九大工学集報，Vol. 26, 1954
- 30) 木下亀城・牟田邦彦：九州地方のゲルマニウム資源，九州鉍山学会誌，Vol. 24, 1956
- 31) 清原清人：宮崎県三田井附近石灰石調査報告，地質調査所月報，Vol. 7, 1956
- 32) ゲルマニウム委員会：ゲルマニウム，朝倉書店，1956
- 33) 児島芳三：宮崎県高千穂村クロウム柘榴石，我等の鉍物，Vol. 5, 1936
- 34) Konishi, K. : Restudy on some "Pseudoschwagerina" in Japan, 地質学雑誌，Vol. 59, 1953
- 35) 九州大学地質学教室：地質巡検旅行案内書「祖母山と傾山を中心とする地域」，1952
- 36) 松隈寿紀・宮久三千年：閃亜鉛鉍に伴うCu-Fe-S系鉍物の離溶共生(1)，岩石矿物磁床学，Vol. 41, 1956
- 37) Matsumoto, T. : The four gigantic caldera volcanoes of Kyūshū, Japanese Jour. Geol. Geogr., 14, Special Number, 1943
- 38) 松本唯一：九州の熔結凝灰岩類（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 62, 1956
- 39) 松下久道：宮崎県岩戸銅山の2, 3の接触鉍物，岩石矿物磁床学，Vol. 23, 1940
- 40) 松下久道：大分県木浦・宮崎県見立地方の地質，九州大学理学部研究報告（地質），Vol. 1, 1941

- 41) 湊秀雄・宮久三千年・木下亀城・村岡久志：尾平鉍山下一番坑中段における
ゲルマニウムの分布状態，鉍山地質，Vol. 5，1955
- 42) 宮久三千年：尾平鉍山銅砒脈の硫化物鉍床，九州鉍山学会誌，Vol. 21，1953a
- 43) 宮久三千年：尾平附近の硫化物鉍床に伴うヴァレリー鉍，キューバ鉍について，
九大工学集報，Vol. 25，1953b
- 44) 宮久三千年：尾平鉍床と地質構造との関係，鉍山地質，Vol. 5，1955a
- 45) 宮久三千年：尾平鉍床区の研究，地球科学，No. 23，1955b
- 46) 宮久三千年：九州の蒼鉛鉍，九州鉍山学会誌，Vol. 24，1956
- 47) 宮久三千年・木下亀城・富田達：九州外帯の酸性貫入岩類に伴う鉍床の生成
時期（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 59，1953
- 48) 宮久三千年・田中信也：大分県尾平地方の接触鉍床，特にダトライトの産状
について（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 59，1953
- 49) 宮崎県：20万分の1宮崎県地質図，1955
- 50) 宮崎県：宮崎県の地質と地下資源，1955
- 51) 宮沢俊彌：宮崎県岩戸鉍山の鉍床及びその附近の地質について，地質学雑誌，
Vol. 47，1940
- 52) 牟田邦彦：大分県南部に発達する尾平型鉍床群と地質構造との関係，九州大学
工学部彙報，Vol. 24，1951
- 53) 牟田邦彦・宮久三千年：九州における2，3の錫鉍床に伴う毛鉍に就いて，九
州鉍山学会誌，Vol. 29，1951
- 54) 牟田邦彦・宮久三千年：蔵内尾平鉍山におけるゲルマニウムの分布，九州大学
工学集報，Vol. 25，1952
- 55) 野田雅之：大分県尾平鉍山の錫鉍床，鉍物と地質，4，1951
- 56) 野田勢次郎・納富重雄：20万分の1地質図幅「延岡」，同説明書，地質調査所，
1917
- 57) 納富重雄：見立鉍山，地質要報，25，地質調査所，1918
- 58) 野沢保：宮崎県鹿川ホルンフェルス中の石灰質団塊の形成について，地質
調査所月報，Vol. 4，1953
- 59) 大分県：20万分の1大分県地質図，1955
- 60) 大分県企画調査課：大分県の地質と地下資源，1951
- 61) 大分県鉍政課：大分県の特異な地下資源（ゲルマニウム），1952
- 62) 大分県：久住・祖母・傾山地区地質図，1955
- 63) 大分県工鉍課：蔵内尾平鉍山，未利用鉄資源，3，1956
- 64) 岡本要八郎：宮崎県鉍物産地，我等の鉍物，Vol. 9，1940
- 65) 岡本要八郎：宮崎県岩戸銅山新産鉍物，広島地学同好会誌，12，1941

- 66) 斎藤正次・神戸信和：宮崎県西臼杵郡三カ所村，鞍岡村附近の地質，地質調査所月報，Vol. 5，1954
- 67) 斎藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人：宮崎県北西部五箇瀬川，耳川上流地方地質図，同説明書，宮崎県，1955
- 68) 佐藤 恭：大分県三菱尾平鉱山附近の地質鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 1，1950
- 69) 柴藤喜平・他：宮崎県黒葛原地区物理探鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 6，1955
- 70) 白水晴雄：大分県尾平鉱山スカルン産スチルプノメレーンの一種，鉱物学雑誌，2，1955
- 71) 末野悌六：日向国大吹鉱山附近のスカポライト，地質学雑誌，Vol. 35，1928
- 72) 鈴木 醇：西南日本外帯及琉球列島に発達せる花崗岩質岩石に就いて，地質学雑誌，Vol. 44，1937
- 73) Takimoto, K. : Studies on the tin deposits of Japan, Japanese Jour. Geol. Geogr., Vol.19, 1944
- 74) 滝本 清：大分県尾平・九州地方の錫鉱床，九州鉱山学会誌，Vol. 21，1953
- 75) 立見辰雄・森永茂：宮崎県槇峯含銅硫化鉄鉱床の地質学的ならびに鉱床学的研究，1，資源科学研究所彙報，14，1949
- 76) 東郷文雄・山田正春・時津孝人・他：土呂久鉱山，未利用鉄資源，2，通商産業省，1955
- 77) 富坂武志：土呂久産ダンブリ石の結晶面について（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 56，1950a
- 78) 富坂武志：宮崎県土呂久産ダンブリ石の結晶面について，岩石磁物磁床学，Vol. 34，1950b
- 79) Tomisaka, T. : On the relation between inner structure and crystal surface of danburite from Toroku, Miyazaki Prefecture, Japan, 北大理学部紀要，Vol. 7，1951
- 80) 鳥山武雄：日向国大崩山花崗岩底盤のルーフ及サテライトに就いて（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 43，1936
- 81) 鳥山武雄：日向大崩山花崗岩体の進入機構について，地理学，b，古今書院，1938
- 82) 鳥山武雄：花崗岩漿の進入機構より見たる西南日本外帯の特異性，信州大研究論文，3，1938
- 83) 矢部長克：第三紀及其直後に於ける九州地史の概要，地理学評論，Vol. 2. 1926

- 84) 山田正春・時津孝入・他：見立鉱山，未利用鉄資源，2，通商産業省，1955
- 85) 山岡一雄：宮崎県土呂久鉱床産鉱石鉱物並びにその微量成分について（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 63，1957
- 86) 山崎正男：宮崎県鹿川深成岩体中の電気石鉱床（講演要旨），地質学雑誌，Vol. 55，1949
- 87) 吉村豊文：宮崎県土呂久鉱山産カレドニア石及びレッドヒル石に就て，岩石鉱物鉱床学，Vol. 17，1937
- 88) 吉村豊文：日本のマンガン鉱床，1952

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50, 000



MITAI

Kagoshima, No. 33

By

MASATSUGU SAITO, NOBUKAZU KAMBE

&

MASATO KATADA

(Written in 1957)

(Abstract)

GEOLOGY

Paleozoic and Mesozoic rocks constitute the major part of the map-area. They are the members widespread in the so-called Outer Zone of Southwest Japan, and manifest the structural feature characteristic of the pre-Neogene rocks of the region, that is a conspicuous zonal arrangement of rocks in northeast trend with steep or even overturned inclinations, which is caused by intense folds. A number of stratigraphic divisions are distinguished in the Paleozoic and Mesozoic rocks. They are bounded from each other usually by tectonic lines, so that few exposures indicating the covering relationships are observable in the field.

Showing a striking contrast to the folded structure of the foundation, a sedimentary formation and a successive volcanic series occur flatly, and acidic rocks are intruded discordantly. They are thought to have formed in a geologically short time presumably in Miocene epoch. Owing to the acidic intrusives, the enveloping rocks are thermally metamorphosed to a large extent, and many mineral deposits are formed.

The northwestern part of the map-area is the outskirts of famous Aso volcano. The pumice flow, which was accompanied by the collapse of the gigantic caldera in Pleistocene epoch, extends through the map-area, following the topography.

PALEOZOIC

Gotlandian

Rhyolite which is remarkably altered and shows cataclastic structures occurs at the southwestern corner of the map-area. It composes a narrow belt bordered by faults on both sides. This belt is the northeastern termination of the Gotlandian belt which is well developed in the neighbouring Kuraoka map-area, where the rhyolite becomes intercalations between the sedimentary beds containing the fossils diagnostic for the Gotlandian.

Permian

The broad terrain traversing the middle of the map-area from northeast to southwest is built up of thick geosynclinal deposits consisting of sandstone and clayslate, accompanied by numerous intercalations of chert, sporadic beds of limestone and a few lenses of conglomerate, and interbedded or invaded by lava flows, pyroclastic beds or sills of diabasic rock. The complex geologic structure makes it difficult to clear the stratigraphy, but the rock assemblage enables in rough respect to divide this terrain into the following zones, but with no distinct boundaries.

Northern zone composed dominantly of clayslate, which is phylitic in part, and characterized by the abundance of diabasic rock.

Middle zone composed of sandstone and clayslate in nearly equal amounts, and characterized by prominent intercalations of chert.

Southern zone characterized by the outstanding abundance of limestone and chert.

The fossil evidences, so far as known, including the discoveries of fusulinids such as *Schwagerina*, *Verbeekina*, *Neoschwagerina* and *Yabeina* from some limestone lenses reveal that most parts of the deposits are Permian in age.

PALEOZOIC AND MESOZOIC INTRUSIVE ROCKS

Old intrusive rocks, not precise in age, occur as many lenticular or slender bodies parallel to the regional trend of the Paleozoic and Mesozoic strata.

Granodiorite

Small lenticular bodies of acidic rock, which ranges from biotite granite through biotite-hornblende granodiorite to quartz diorite in composition and is remarkably mylonitized, are distributed in the northern and southwestern portions of the Permian terrain. A prominent body occurring in the southwestern corner expresses an intimate association with the Gotlandian belt. Generally, the cataclastic structure is particularly intense along the peripheries and the related contact-metamorphic effect on the surroundings is absent, so it seems that the emplacement of granodiorite is mainly not by means of magmatic intrusion, but by uplifting of already consolidated mass from the depth during the time of tectonic movements.

Peridotite and serpentine

A lot of slender bodies of peridotite which has been serpen-

tinized in varying grades occur in the Permian terrain, especially in its northern zone and in the proximity of its southwestern corner. In the northern zone, the association of the peridotite and the diabasic rock is conspicuous. In the southwestern corner, the localization of peridotite along the faults bounding the intervening Mesozoic belts is impressive. The peridotite is in intrusive relation to the Permian rocks, but does not occur within the Mesozoic belts. The peridotite bodies along the faults are, therefore, not of magmatic intrusion posterior to the Mesozoic rocks and the faults, but may be pieces of the consolidated mass forced to contact with the Mesozoic rocks by the tectonic movements.

The rock is constituted essentially of olivine associated sporadically with rhombic pyroxene. These minerals are partly or entirely changed to serpentine minerals such as antigorite, chrysotile and brucite.

Porphyritic granodiorite

This rock is exposed as a small mass, just out of the northern border of the Permian terrain. It is presumably, but not proved, in fault relations with the surrounding Permian rocks and Tertiary rhyolite, while it is clearly cut by the Tertiary granite. Petrographically, it is biotite-hornblende granodiorite of somewhat porphyritic aspect, and is characterized by micrographic intergrowth of quartz and potash-feldspars. It is quite fresh, showing neither cataclastic features nor conspicuous alterations. The situation of occurrence relative to the Permian terrain as well as the petrographic character fairly accords with those of the Tsurugabuchi granite known in the Kuraoka map-area.

MESOZOIC

Some of the Mesozoic formations are identified by the fossils contained, but others are presumed with the lithologic characters which are quite different from those of the Paleozoic rocks. The

prevalence of well-marked stratifications of sandstone and shale, the presence of conglomerate in notable amounts, and the scarceness of chert and limestone interbedded serve as useful criteria for discriminating the Mesozoic formations from the Paleozoic rocks.

The Mesozoic formations are classified into two major units, tectonically. One is made up of thick geosynclinal deposits called the Shimanto group and composes a broad terrain on the southwest side of the Permian terrain. The other comprises a number of stratigraphic divisions, namely the Kamura, Tonegōyama, Takayasan, Tabaru, Oishi and Tsuchiwa formations, which are mostly of shallow sea sediments and compose narrow belts intervening within the Permian terrain, respectively.

Shimanto group

The Shimanto group is a complex undifferentiated Mesozoic in age, and the name is derived from its type-locality in Shikoku Island. In the present map-area, the group consists of sandstone, clayslate, phyllite, banded alternation of these rocks and small amounts of conglomerate and diabasic rock. No fossils are discovered.

Kamura formation

There is a persistent bed of limestone trending from northeast to southwest in the Paleozoic terrain of the central part of map-area. In the vicinity of Kamura, it is observed that the bed measures more than 100 m in total thickness, and that the upper 20~30m is of grayish white limestone containing early Triassic molluscs, while the remaining part is of dark gray limestone containing Permian fusulinids. Consequently, the upper grayish white limestone is distinguished as the lower Triassic and is named the Kamura formation. The Triassic limestone rests conformably upon the Permian limestone on the south side, and is probably bounded by a fault on the north side.

Tonegōyama formation

This formation forms a narrow belt sandwiched in the Permian terrain in the southwestern corner of the map-area. It consists of sandstone and shale with a few amount of conglomerate. The belt continues southwestwards as far as the vicinity of Tonegōyama in the Kuraoka map-area, where fossils including an ammonite possibly indicative of the upper Jurassic have been collected.

Takayasan formation

This formation occurs as a belt traversing east-west through Takayasan (a mountain) 4 km southwest of Mitai. It consists of well-stratified, comparatively soft sandstone and shale, with a small amount of conglomerate. No fossils, except for printed traces of creeping worms and fragments of plants, are yielded.

Tabaru formation

This formation is well exposed at the road cut west of Tabaru in the western part of the map-area, and constitutes fault blocks situated between the Permian strata and the Tertiary volcanic rocks. The composing rocks are conglomerate, subordinated by sandstone and shale. The material of the conglomerate is mostly sandy, but in part is rich in diabasic rock and its decomposed product.

Some fossil molluscs were once discovered from this formation, but the geologic age has remained unclear. As regards the preponderance of conglomerate and the situation of occurrence adjacent to the Tertiary volcanics, this formation looks like the Tertiary Mitate formation. But, the facts that the Tabaru formation shows disturbed structures and is unconformably surmounted by a part of the Tertiary volcanics and that the conglomerate rich in diabasic material exists also in the Cretaceous Shibanomoto formation known in the Kuraoka map-area imply that the age may be not Tertiary, but later Mesozoic.

Oishi formation

The Oishi formation occurs as a belt in the southwest corner of the map-area. This formation is composed of sandstone, conglomerate and shale. Sandstone in part (for example, at the vicinity of Oishi located in the southwesterly extension of the belt in the Kuraoka map-area) is arkosic. Pebbles of conglomerate are composed of the Permian rocks as well as the Gotlandian rocks and granodiorite exposed immediately on the northern side. Although fossils have not been found from the formation throughout the belt, the composing rocks are, quite similar to those of the Shibanomoto formation, which occurs in another belt in the Kuraoka map-area, and is proved by fossils as early Cretaceous in age.

Tsuchiwa formation

The formation occurs near the northern border of the map-area and extends to the north, at least, as far as Tsuchiwa in the adjacent area. It is in fault relations with the surrounding Paleozoic rocks and the Tertiary volcanics. The composing rocks are massive sandstone and stratified shale, which are entirely metamorphosed into compact biotite hornfels by the Tertiary intrusion. The Tsuchiwa formation is anticipated as an extension of the upper Cretaceous beds typically developed in the Onogawa district to the northeast.

TERTIARY**Mitate formation**

The Mitate formation is distributed mostly in the eastern part of the map-area. It rests on the folded basement, and itself is not folded, but subjected to block movements. Conglomerate is the chief constituent, and a small amount of sandstone is present in the upper part. Conglomerate contains unsorted pebbles of the basement rocks in abundance, and sporadic boulders of granodiorite,

some of which attain more than 1m in diameter. The uppermost part of sandstone is locally rhyolitic tuffaceous. The thickness of the formation measures about 100 m. This formation is wholly metamorphosed by the later granite, and yields no fossils.

Sobosan volcanic rocks

The Mitate formation is covered without significant break by the Sobosan volcanic rocks, which are mostly lava and partly pyroclastic rock. On Hontani-yama (a mountain) and its environs, only rhyolite is piled up to the top as much as several hundred meters in thickness, while on Sobosan, rhyolite is exposed only on the lower slope and is covered by thick piles of intermediate rocks which range from andesite (in part quartz-bearing) to dacite. The block movements and the erosion have obliterated the original topography of volcano. The rhyolite belongs to biotite rhyolite, and is exceedingly heterogeneous, comprising porphyritic or non-porphyritic varieties. The andesite and dacite are porphyritic, non-porphyritic or brecciated, and contain mostly pyroxene or in part hornblende as ferromagnesian mineral. All volcanics are subjected to alterations such as propylitization and sericitization.

Granite, granite porphyry and their related metamorphism

After the end of extrusion of the Sobosan volcanic rocks, there was a slight time interval, during which distinct fault movements took place, and then granite and granite porphyry were intruded.

The granite is exposed to rather small extents at several separate places, particularly at much denudated places such as the bottoms of valleys and basin. In most exposures, the slopes of the contact planes are gently outwards, suggesting that the granite bodies increase in size with depth. Petrographically, the rock is fresh, medium- to coarse-grained biotite granite. The marginal facies is somewhat aplitic and porphyritic.

The granite porphyry composes many, steeply standing and persistent dykes which may be offshoots from the parent intrusive mass of granite. Many of the dykes follow the fault planes which are mostly formed posterior to the Mitate formation and the Sobosan volcanic rocks. The rock is fresh, (hornblende-) biotite granite porphyry, of which the groundmass is usually not micrographic, but microgranular.

The intrusive rocks remarkably exerted contact metamorphism upon the surroundings. The metamorphic effects contributed strictly by the granite porphyry reach only short distance, say 100m or less. The metamorphic aureole caused by the granite extends as far as several kilometers from the visible contacts, and covers the eastern half of the map-area, namely much extensive area as compared with the granite exposures. It may be estimated from the extensive metamorphism and the outward slopes of granite contact that a large continuous mass of granite is concealed in the depth not far from the surface and only the upward bulges from this intrusive core are exposed on the surface.

As the results of the contact metamorphism, the invaded rocks are converted, depending upon their original compositions, into biotite hornfels, biotite-actinolite hornfels, amphibolite, tremolite rock, crystalline limestone, and "skarn" containing garnet, diopside, hedenbergite, wollastonite, etc. One of the special characters of metamorphic rocks is the prevailing occurrence of pneumatolytic minerals such as tourmaline, axinite and, in some places, scapolite.

Geologic age

There are Miocene rocks in several other districts in the Pacific side region of Southwest Japan, for instance the Ishizuchi district in Shikoku Island and the Kumanogawa district in Kii peninsula. These Miocene rocks show gentle structures discordant to the folded basement of Paleozoic or Mesozoic rocks, and exhibit a common order of geologic succession, that is, the generation of rather local

sedimentary basin at first, then a violent volcanism in the same basin, a short interval indicated by the presence of fault movements, and finally the intrusion of acidic rocks in the shallow depth. These structural and stratigraphic behaviors are seen also in the geologic sequence comprised of the Mitate formation, the Sobosan volcanic rocks, granite and granite porphyry of the map-area, so it may be appropriate to postulate that these rocks are also Miocene in age, despite of no paleontologic evidences.

On the foot of Mt. Osuzu which is more than 20 km to the south out of the map-area, acidic rocks corresponding to the rhyolite and granite of the map-area are unconformably covered by the Miyazaki group which is known to range from upper Miocene to Pliocene. Consequently, the granite, granite porphyry, volcanic rocks and Mitate formation are safely said to be older than later Miocene.

QUATERNARY

Aso volcanic products

The volcanic products filling the valleys are the deposits of pumice flow poured out from Aso volcano in Pleistocene. They are indurated welded tuff, but in part unindurated pumice breccia. They measure greater than 200m in thickness, unless the erosion has removed much thickness.

The welded tuff is a rock of andesitic composition and of lava-like aspect, exhibiting well-marked columnar joints. It is very heterogeneous, consisting of dark and light gray, vesicular glass which includes chips of black obsidian, lumps of white pumice, lapillis of dark gray andesite and fragments of bed-rocks. The glassy matrix shows streaks with varying darkness, obsidian and pumice are flattened to lenses, and volcanic lapillis and accidental fragments are aligned, giving rise to a horizontally layered structure which looks like a flow structure.

On the river bottoms where the foundations are exposed, it is frequently observed that thin beds of old river gravels are buried under the welded tuff, though they are not mapped.

The pumice breccia occurs usually as superficial layer several meters thick upon the thick deposit of welded tuff, and is seen chiefly in the northwestern portion of the map-area. It consists of lumps of white pumice and gray vesicular ashes, loosely held together and not sorted.

ECONOMIC GEOLOGY

This area together with the eastern adjoining area is well known as the mining district near the border of Oita and Miyazaki prefectures. The mining works have continued since 400 years ago. The mineral deposits may be classified into two groups, genetically.

1) Ore deposits related to Paleozoic and Mesozoic rocks

Of this group, manganese deposits in the Permian rocks are economically important. They are bedded bodies, nests or pockets located in or closed to the beds of chert or siliceous slate. The ores are composed chiefly of rhodochrosite, rhodonite and manganese oxides. An active mining is being carried on at the Akimoto mine on the southwestern border of the area.

Iron ore deposits are exposed on the slope 3 km north of Iwato. They consist of bedded bodies of hematite and magnetite, and are aligned along the border of diabase and peridotite. Chromite occurs as segregations in some peridotite bodies in the area. These two kinds of mineral deposits, however, seem to have little value.

2) Ore deposits related to Tertiary granite

Most of the ore deposits belong to this group, and cluster in

the northeastern quarter of the area where the Tertiary granite is exposed and the contact metamorphism is intense. The ore deposits are not found within the plutonic granite masses excepting its external contacts and the aplitic margins, but are embraced in the dykes of hypabyssal granite porphyry and the invaded rocks close to or apart from the intrusives. The erosion stage that has exposed only the upper part of the intrusive body, but not yet the deep core and retains widely the mineralized roof-pendants, seems to be favorable for exploration.

The types of ore deposits of this group are pegmatite deposits, contact metamorphic deposits and veins. All contain characteristically pneumatolytic boron silicates such as tourmaline.

Pegmatite deposits

Small pegmatites are present also within the granite mass, but valuable ones are developed along the flat-lying contacts of granite or in the enveloping rocks near the contacts. The valuable pegmatites are composed chiefly of large crystals of quartz, feldspar, tourmaline and small flakes of biotite. Quartz and feldspar are quarried as ceramic material. Some pegmatites are very rich in tourmaline, and might become a considerable resource when the utilization of the mineral would be realized. Some other pegmatites contain scheelite.

Veins and contact metamorphic deposits

These types are most important as metallic mineral deposits in this area. The leading mines are Obira, Mitate and Toroku, and there are many other closed mines. They have produced or prospected tin, copper, lead, zinc, tungsten and iron-sulphide ores. Occasionally, arsenious oxide is obtained by roasting the ores. Gold-silver bearing antimony ores are main item in a certain mine. Recently, it becomes clear that marcasite and lievrite occurring in this mining district have minor contents of germanium.

The veins and contact metamorphic deposits seem to be generated by the same mineralizers from the depth, and to take different shapes and mineral components caused by the difference of encountered country rocks. Generally, the massive contact metamorphic ore bodies are localized in the Permian limestone and basic tuff which are susceptible to the metasomatism, while the veins are embraced in such rocks as granite porphyry (especially along its contact), hornfels, peridotite and Tertiary volcanic rocks which are suitable to sustain fissures. In Obira mine, a number of veins and metamorphic ore bodies are distributed according to the different country rocks. One of the ore deposits of the mine exhibits a massive form of contact metamorphic character on the surface outcrop, whereas it takes a vein form in the underground, in response to the change of country rocks with depth. In Mitate mine, the main ore deposit is a typical vein 850 m in total length and 2.5 m in average width, but carries contact metamorphic minerals in some parts of the walls.

As to the veins, successive two stages of mineralization are recognizable. The former stage is rather pneumatolytic, being represented by cassiterite-bearing tourmaline-quartz veins with a little amount of sulphides and fluorite, and associated with tourmalinization or, rarely, greisenization of the wall rocks. The later stage is purely hydrothermal precipitating various sulphides in quartz-siderite gangue and giving sericitization upon the walls. The sulphides are chiefly pyrrhotite and arsenopyrite, subordinately chalcopyrite, sphalerite, galena and marcasite, and sporadically tetrahedrite, stannite, bismuthinite, stibnite, etc. Some veins are solely of the former stage or of the later stage, but many are composite of both stages. Certain veins occurring in peridotite contain tremolite and talc in abundance.

The contact metamorphic deposits are almost same with the composite veins in ore minerals but differ in gangue minerals.

They are characterized by the content of skarn minerals such as garnet, diopside-hedenbergite, wollastonite, lievrite, hornblende, epidote and calcite, besides quartz and pneumatolytic minerals. As the boron silicates, axinite is dominant instead of tourmaline, and danburite and datolite occur in some mines.

3) Other resources

Limestone

The Permian limestone is inexhaustible in amount and mostly pure in quality, but is not exploited industrially because of bad transport.

Building stone

The welded tuff of Aso volcano is quarried at numerous places as building stones for local use. It is not good in appearance, but has wide-spaced joints adequate to extract, small weight easy to carry, and moderate hardness convenient to trimmings.

昭和 33 年 10 月 20 日 印刷

昭和 33 年 10 月 25 日 発行

工業技術院
地質調査所

著作権所有

印刷者 向 喜 久 雄

印刷所 一ツ橋印刷株式会社
