

## 九州大学農学部附属宮崎演習林三方団地の地質

橋本, 勇

<https://doi.org/10.15017/15622>

---

出版情報 : 九州大学農学部演習林報告. 28, pp. 73-99, 1957-09-30. 九州大学農学部附属演習林  
バージョン :  
権利関係 :



## 九州大学農学部附属宮崎演習林三方団地の地質

橋 本 勇\*

## Isamu HASHIMOTO: Geology of the Sambōdake District in the Miyazaki Instruction Forest of Kyushu University

## 目 次

I. 緒 言	B. 三方岳累層
II. 従来知識	C. 吐野累層
III. 地 形	D. 本地域の累層と周辺地域の層群との比較, およびその地質年代
IV. 地質の概要	2. アブライト
V. 地質詳論 (1) 一層序と岩石	3. 扇状地堆積物および山麓崩壊堆積物
1. 時代未詳層群	VI. 地質詳論 (2) 一地質構造
A. 大河内累層	1. 各累層の産出形態
(1) 概 要	A. 大河内累層
(2) 千枚岩類および砂岩	B. 三方岳累層
(3) 塩基性火成岩類と緑色および赤褐色千枚岩	C. 吐野累層
a. 塩基性火成岩類の分布・産状および枕状構造について	2. 断 層
b. 塩基性火成岩類の岩質	A. 低角衝上
c. 緑色片状岩・緑色千枚岩・緑色粘板岩および赤褐色千枚岩の産状と岩質	B. E—W系の断層
d. 塩基性火成岩類の起源と生成時期について	C. N30°—60° E系の断層
	D. NW—SE系の断層
	VII. 結 言
	引用文献
	Résumé
	図版とその説明

## I. 緒 言

本地域は宮崎県東臼杵郡椎葉村の南部を占め、九州大学農学部附属宮崎演習林の主要部をなす三方団地とその西方地域を含む。

筆者は三方団地の地質を明らかにする目的で、1956年の8～10月に約45日間の野外調査を行い、以後室内研究に従事して来たが、この程その大要が判明したので、ここに報告する。本地域は九州の脊梁山脈の奥深くに存するため、従来地質調査がほとんど実施されなかつたようで、文献にきわめて乏しい。今回の研究によつて、九州外帯の時代未詳地域（四万十累帯）のうち最古の岩層と推定されるいわゆる千枚岩帯の層序が明らかになり、それに含まれる変質した塩基性火成岩類についての興味ある事実や千枚岩帯南限の低角衝上の存在も明らかになり、今後の時代未詳地域研究に一資料を提供するものと思う。

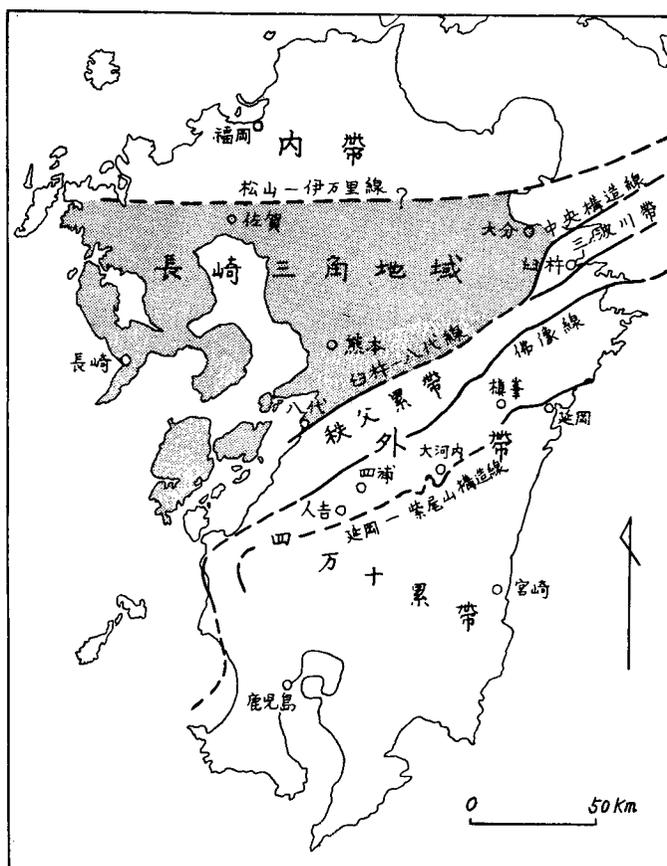
本研究期間中、野田光雄教授より現地と研究室で懇篤な指導をいただき、また広野や大河内敏山附近についての資料と貴重な助言をいただき、原稿の校閲を賜つた。松隈寿紀助教授は筆者に本調査の機会を与えられ、現地と研究室で懇切な助言と便宜を賜つた。松本達郎

\*九州大学教養部地学教室

教授・冨田達教授・勘米良龜齡助教授・唐木田芳文氏はたびたび貴重な助言を下され、特に唐木田氏は火成岩と変成岩の薄片について有益な批判を下され、その上本稿の校訂の労を執られた。また 牟田邦彦・林田志賀雄・田中信也・山口勝の各氏にも有益な助言をいただいた。これらの方々に深甚の謝意を表したい。また、大野俊一教授・荒武時雄氏は終始種々の便宜を与えられ、宮崎演習林事務所の垣内重三郎・高木正城・坂本賢一・椎葉久次郎・印口暎吉・中竹みゆきの各氏は現地調査中の一切の便宜を与えられ、御協力を受けた。また、住友金属鉱山株式会社の古賀武男・長谷川淳・我妻直治の各氏には調査に際し便宜をはかつていただいた。これらの方々に厚く御礼申上げる。

## II. 従 来 の 知 識

本地域の地質は明治 34~35 年に調査され、同 38 年に発行された伊木常誠<sup>(6)</sup>の 20 万分の 1 佐土原図幅および説明書により初めて紹介された。これによると本地域の北部は秩父系の千枚岩質粘板岩帯に属し、南部は時代未詳中生層の黒色粘板岩や砂岩よりなり、両者の間には断層も不整合も見られず、地層は北西に傾斜するので、恐らく逆転すると考えられ



第 1 図 九州の地質構造的区分

た。また大河内の東方には輝緑玢岩の岩床の存在することや大河内鉾山についても述べられている。その後九州南部各地でたびたび広範囲に或は局地的に調査が行われた結果、本地域には恐らく古生層はないと一般に考えられていた。しかし上述の伊木以来、本地域の地質を取扱った文献は久しく公表なく、1955年になつてようやく宮崎県庁<sup>(11)</sup>より「宮崎県の地質と地下資源」が発行され、その中に大河内鉾山についての簡単な記載があつた。次いで松隈寿紀<sup>(13)</sup>は大河内附近の地下資源について報告し、特に緑色岩や含銅硫化鉄鉾床に関する多くの事実が明らかになつた。

次に本地域の地質学的意義を理解するために、関連の深い南部九州の地質と地質構造を従来の知識によつて簡単に述べよう。九州は地質構造的には西南日本内帯に属する北部九州と、外帯に属する南部九州およびこれらの間の長崎三角地域（中部九州）に区分される（第1図）。南部九州には古生界・中生界および古第三系よりなる堆積岩類が複雑な地質構造を示して広く分布するが、それらの一般走向はNE—SWである。そしてその中の北西部には上部古生界を主とし、所々に中生界を含む秩父累帯が長く分布し、その南東には恐らく中生界と古第三系より構成される四万十累帯が広大な分布を示している。この両累帯は一般に仏像線と呼ばれる構造線によつて境され、また両累帯内においても一般走向にほぼ平行するおびただしい数の構造線により多数の細長い帯状地塊（構造帯）に分たれ、各帯にはそれぞれ特有な地層が発達する\*。このことは秩父累帯において大谷<sup>(15,16)</sup>・松本・勘米良<sup>(9)</sup>・藤井<sup>(2)</sup>・斎藤・神戸<sup>(12)</sup>の諸学者によつて明らかにされ、四万十累帯の一部にもまた認められる<sup>(3,4)</sup>。九州の四万十累帯は外帯の他の地方の四万十累帯と同様に中生代から古第三紀まで\*\*の長期間に堆積した地向斜堆積物と推定され、主として頁岩と砂岩の交互する莫大な厚さの堆積岩よりなる。これらの時代未詳層群は四万十川雑岩系<sup>(10)</sup>または四万十川累層群<sup>(22)</sup>と総称され、未詳中生層または時代未詳中生層と呼ばれていたこともある。これまでの文献および筆者の若干の概査知識によつて予察すると、九州の四万十累帯北西部では相類似した岩質・岩相を持つ層群が仏像線にほぼ平行して帯状に分布し、仏像線から南東方に離れるに従い次第に動力変成作用が強まるが、また急に変成度の非常に低い層群が現われ、その間に衝上断層や剪断帯が通るようである。筆者らはかつてこれを九州の四万十累帯中最も注目すべき構造線として指摘し、これを延岡—紫尾山構造線と呼ぶことを提案した<sup>(5)</sup>。

### III. 地 形

本地域は宮崎・熊本両県の境に近く、九州の屋根と呼ばれ、四囲すべて海拔千数百mの高峻な山岳が重疊し、最も低い大藪橋でも標高509mに及ぶ。区域外ではあるが、西方の県境には市房山(1,721.8)や江代山(1,606.7)などの秀峰がそびえ、本区域外の北西方には石仁田山(1,361)や高塚山(1,289.9)、南西方には萱原山(1,367)が聳立する。本地域の北隅は海拔1,400m余で、これより南南東方向に連なる山嶺は本地域の最高分水嶺で、北より1,224.3mの標高点、尾崎越(1,132m)、1,366.6m標高点、三方岳(1,476m…本地域最高)、

\* このような地質構造は秩父累帯の研究によつて明らかにされ、帯状構造と呼ばれている。帯状構造は南九州のみでなく、西南日本外帯全般に見られる特長である。

\*\* 化石は非常に稀であるが、外帯各地から点々と少しづつ報告されている。

1,288.8m 標高点を過ぎ、檜鼻峠より南西に転向し、樋口山 (1,434.6m) にいたるが、本地域外の南方では石堂山 (1,547.3m) の峻峰の屹立をみる。以上の連嶺の中の尾崎越や 1,366.6m 標高点附近より西南西方向に分派する嶺線もあり、一たん荒川内川に横切られるが、再び高まり、城や野地の東方を海拔 1,200m 前後の連峯が南北に走り、大藪北方より南西へ転向かつ低下する。

本地域の西縁を流れる米良川は一ツ瀬川の上流にあたり、本地域の北隅に発源する。この主な支流には三方岳北方に源を発する荒川内川と同山西方に源を持つ大藪川などがあり、一般に河床勾配大で、各地に大小無数の滝を形成する。そして河床の侵蝕甚しく、谷壁は急斜し、深い V 字谷を刻む。しかし大藪川上流と荒川内川中流では河床勾配が比較的緩かで、両側に多少の巾を持つ汎濫原もみられる。大藪川上流にはこの汎濫原上に原野がみられ、広野と呼ばれる。

#### IV. 地質の概要

今回の調査によると本地域の地質は次のように区分される (第 1 表)。

第 1 表 宮崎演習林三方団地の層序区分

第四紀	扇状地積物および山麓崩壊堆積物	
	~~~~~ 不整合 ~~~~~	
第三紀?	アプライトの岩脈	
	————— 貫入 —————	
中生代~古第三紀	三方岳累層 (約 1000 m)	断層 吐野累層
(四万十川雑岩系の一部)	————— 整合 —————	
	大河内累層 (600~700m)	

累層の厚さは大凡の値であり、小~微褶曲のために実際はこれより多少薄いかも知れない。

本地域の時代未詳層群は前述の四万十川雑岩系に属し、三方岳・大河内両累層はその中で最も変成作用の強く見られるいわゆる千枚岩帯に属し、吐野累層はほとんど動力変成を受けていない。そして大河内累層は著しい低角衝上断層 (北傾斜) をもつて吐野累層を被うが、この断層はまさに延岡-紫尾山構造線に相当するものである。大河内累層は縞状石英黒色千枚岩と黒色千枚岩~千枚岩質粘板岩を主とし、多量の変質した塩基性火成岩類 (変質玄武岩・変質輝緑岩・変質斑禰岩) を含み、緑色および赤褐色千枚岩や砂岩をはさむ。三方岳累層は黒色千枚岩~粘板岩・半片岩\*および砂岩を主とし、緑~緑灰色千枚岩をはさむ。また吐野累層は黒色頁岩~粘板岩や砂岩頁岩細互層\*\*を主とし、砂岩層をはさむこと

\* ここにいう半片岩 (semischist) は「グレイワッケや砂岩または凝灰岩より結晶片岩が出来る際の推移過程を現わす cataclastite に対して使う」という F. J. Turner<sup>(24)</sup> の定義に従う。これに対して、准片岩 (semischist) は既に広く使われているが、F. J. Turner の定義と異なるので、意味を区別するために青山信雄<sup>(1)</sup> の半片岩という訳名を使用した。

\*\* 各単層の厚さが 10 cm 以下の互層に対し、筆者は便宜上細互層と呼ぶ。

がある。三方岳附近の三方岳累層や大河内累層は一般に微～小褶曲著しく、その傾斜角は $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ を示すことが多いが、本地域北部の三方岳累層は北へ単斜する。また、地質図でも明らかのように、大河内累層は北部と南部では $N40^{\circ}\sim 60^{\circ} E$ の一般走向をとるが、中部ではNW—SE または N—S で、全体としてはS字状構造をなす。吐野累層は波曲するが、局部的には小褶曲も著しい。断層系統としては前述の低角衝上の外に E—W 系・ $N30^{\circ}\sim 60^{\circ} E$ 系および NW—SE 系が見られる。

アブライトは2ヶ所に小露出をなし、扇状地および山麓崩壊堆積物は薄く、散在して分布する。

地下資源としては広野南方の大河内鉍山・荒川内川下流・ペントウ谷において含銅硫化鉄鉍床の胚胎が知られている。本鉍床は塩基性火成岩類中またはそれに近接した千枚岩中に認められるものだが、大河内鉍山の鉍床について松隈寿紀<sup>(18)</sup>は「脈巾 0.1~1.5m の急激に収縮するレンズ状~塊状鉍床か、またはそれらが珠数状に連つた産状を示し、鉍石は黄鉄鉍を主とし、方解石・石英の網目状細脈を脈石とするもので、黄銅鉍は細脈状あるいは鉍染状に少し認められ、反射顕微鏡下の測定によれば含銅率 0.5~1.0% で、硫黄の品位は容易に 45% に達する。」と述べている。

本地域にはまた大小の山崩れの跡が所々に認められる。なかでも著しいのは、大河内より荒川内川合流点西方約 300m までの米良川右岸の山腹と谷壁で、ペントウ谷や千人塚の谷にもしばしば認められる。その他吐野谷・奥ノ原谷・荒川内川下流・本郷谷にも著しい山崩れがあり、小規模なものは広野や大藪方面にも時に見られる。これらの山崩れの大部分は昭和 29 年の台風特に 12 号 台風に伴う豪雨によるもので、住民・家屋・山林に甚大な被害を与えた。当時の被災状況は末・垣内両氏<sup>(19)</sup>によつて詳細に報告されている。これらは地形急峻な場所に起つた豪雨型山崩れに属するものと思われるが、地質学的にみてそのほとんどが断層破碎帯に一致していることは注目してよいことである。

## V. 地質詳論 (1) —— 層序と岩石

### 1. 時代未詳層群

前述のように、本地域の時代未詳層群はその層序的位置と構成岩種によつて大河内・三方岳および吐野の3累層に区分される\*。この内、大河内累層は動力変成作用の程度が最も著しく、三方岳累層はこれに次ぐが、吐野累層ではほとんど認められない。層序関係としては大河内累層の上に三方岳累層が整合するが、吐野累層は大河内累層と断層接触するのみで、他累層との新旧は不明である。

#### A. 大河内累層

##### (1) 概要

本地域で分布最も広く、全面積の3分の2以上を占め、尾崎越から屋敷野・大河内・広野・野地・大藪・旗鼻峠などに及び、南端は下樋口谷上流まで露出する。

本累層は黒色千枚岩~千枚岩質粘板岩と縞状石英黒色千枚岩を主とし、多量の塩基性火成岩類を伴うが、その他にも緑色あるいは赤褐色千枚岩・砂岩・砂岩千枚岩互層をはさむ\*\*。

\* 累層名は新称で、その模式地はすべて本地域内にある。

\*\* 本地域では、チャート類の夾在する露出を見なかつたが、大河内断層下の米良川の河原には緑・灰・褐灰色の石英千枚岩の転石がみられ、その中には量一枚ぐらゐの広さで、1m以上の厚さに達するブロックも認められた。この出所は明らかでないが、大河内・三方岳両累層のいづれかに含まれていた可能性がある。

累層の厚さは本地域北部で大凡 600~700m と推定されるが、累層の下限は断層（後述の大藪衝上面）のために不明である。

## (2) 千枚岩類および砂岩

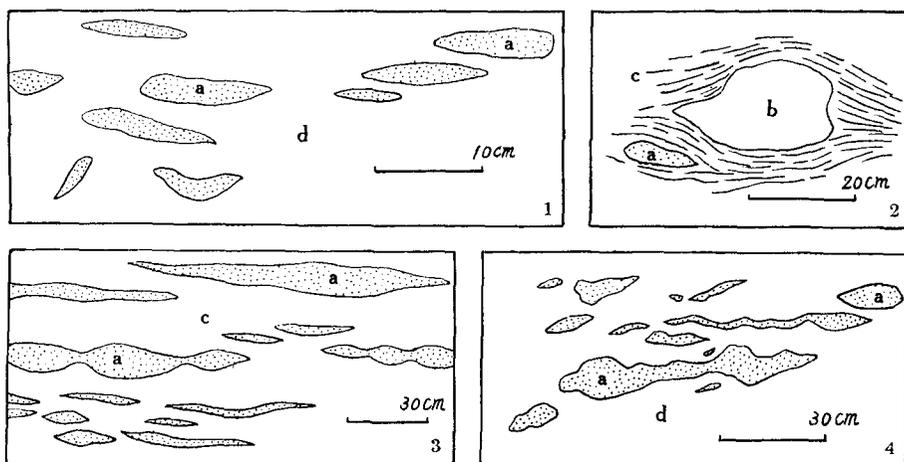
黒色千枚岩ないし千枚岩質粘板岩は泥質で、黒色の泥質部と灰色のシルト部とが厚さ数 mm (ラミナ) あるいは数 cm ごとに交互し、縞状を示すことが多い。顕微鏡観察によれば (第 II 図版 3)、砂質部は多量の泥質基質中に石英・長石・白雲母および鉄鉱などのシルト大、時に細砂 (angular~subangular) 大の鉱物粒を含み、泥質部にも散点する。炭質物 (石墨質) 条線は泥質部に極めて多く認められるが、砂質部にもしばしば見られる。また何れの部分にも二次的の微細な絹雲母や緑泥石が生成されているが、石英の縞状薄層は非常に少ない。

縞状石英黒色千枚岩 (第 V 図版 1, 2, 3) は普通厚さ数 mm (時に 1~2 cm) の白色石英を片理面に沿って縞状にはさむ岩石で、その石英縞は薄いレンズまたは木葉状をなし、急激に尖滅する。石英はまた片理面と交叉して細脈をなすこともあるが、この脈は一般に極めて薄い。本岩は野外でしばしば著しい微褶曲を示す (第 V 図版 2)。本岩を鏡下で観察すれば (第 II 図版 1, 2)、部分的に微褶曲する泥質部の部分と石英を主とする部分が交互している。前者には微細な絹雲母 (0.005×0.01mm 以下)・石英粒 (普通 0.02~0.04mm 大)・緑泥石および少量の鉄鉱が含まれ、石墨質炭質物の条線が多数認められる。後者ではモザイク状石英を主とするが、時に方解石も認められる。このほか両部分を通じて石英や長石よりなる眼球状またはレンズ状のシルト大鉱物粒が残留する。またモザイク状石英よりなる細脈も見られる。これらの薄層や脈や砂粒を作る石英はしばしば波状消光を示す。上述のように、本岩は緑泥石-絹雲母-石英千枚岩と呼ぶべきものであり、粘板岩から変成されたものである。なお、石英薄層は一般に粘土よりもシルトを原岩とする部分に形成されており、変成分化による分結層と考えられる。

上述の黒色千枚岩と縞状石英黒色千枚岩は本累層の主体をなし、それぞれかなりの厚層で、交互して現われる。

砂岩は荒川内川下流で 2 層準に認められる外は、著しいものはない。荒川内川下流に発達するものの中、上位の砂岩は黒色千枚岩中に厚さ 1~1.5m 或はそれ以下の厚さのレンズ群として現われ、塊状中粒である。この砂岩レンズ群は北東方の丸十東方まで続くが、ここでは 50~60cm 厚で千枚岩と交互する。また下位の砂岩レンズ群では塊状中粒砂岩 (厚さ 2~3 m) と黒色千枚岩 (厚さ 10~20 cm) とが交互する。上記以外の場所では数~数十 cm (稀に 1~2 m) の厚さをもつた短いレンズとして、黒色千枚岩や縞状石英黒色千枚岩中に散在的にはさまれる (第 2 図, 第 V 図版 1)。本累層の砂岩は暗青灰・暗灰・青灰色で、塊状、中~細粒である。荒川内川中流の中粒砂岩を鏡検すれば (第 III 図版 3)、石英・長石・鉄鉱などの砂粒 (angular~subangular) の外に頁岩や千枚岩の岩片も認められる。淘汰作用は極めて悪く、粘土質基質中には多量の微細な緑泥石や絹雲母があり、炭質物も比較的多い。この砂岩は恐らく F. J. PETTICORN<sup>(17)</sup> によるグレイワッケ型に属する。

砂岩千枚岩互層は大河内鉦山附近 (イナリノ谷下流) や荒川内川下流 (荒川内の鉦床露頭の北東方河岸) に見られるものが代表的である。前者では厚さ 1~2 cm (時に 5 cm 以下) の単層が交互し後者では 10~30 cm 単位で交互するが、この砂岩もレンズ状に尖滅することが多い。この互層中や縞状石英黒色千枚岩中の砂岩薄層はしばしば著しく珪化して



第2図 大河内累層に含まれる砂岩および泥灰岩のレンズ, a 砂岩 b 泥灰岩  
c 黒色千枚岩質粘板岩 d 縞状石英黒色千枚岩, 1 クウチ谷  
2 一本橋 3 荒川内川下流 4 丸十

いる。この砂岩の1つを鏡下に観察すると、石英や長石の砂粒は波状消光を示し、crack もしばしば見られる。そしてこれらの多くはモザイク状に接触し、また基質にも微細なモザイク状石英と方解石を生成している。

本累層中には稀に黒色泥灰岩が含まれる。大藪東方の一本橋では黒色千枚岩中に 30×15cm 大の眼球状レンズをなし(第2図2), 奥ノ原谷やベントウ谷でも転石(西瓜大)を認めた。

砂岩千枚岩互層や砂岩薄層を含む千枚岩が擾乱されると、そ

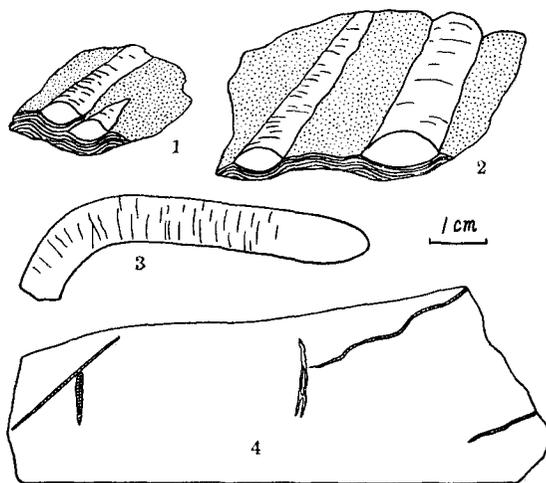
の中の砂岩単層が千切れ、もまれて、擬礫構造を示すようになる。(第V図版4)

蛇谷と大藪川の合流点より 1.65 km 北東方の蛇谷河床では、黒および暗灰色のラミナを残す千枚岩質粘板岩に生痕の化石をやや多く認めた。これは長径 0.6~1.5 cm の扁桃形断面をもつ棒状体で、屈曲することもあり、横断方向に小さなひびが認められる。この化石は片理面(葉理面)に平行に横たわる(第3図1, 2, 3)。

### (3) 塩基性火成岩類と緑色および赤褐色千枚岩

#### a. 塩基性火成岩類の分布・産状および枕状構造について

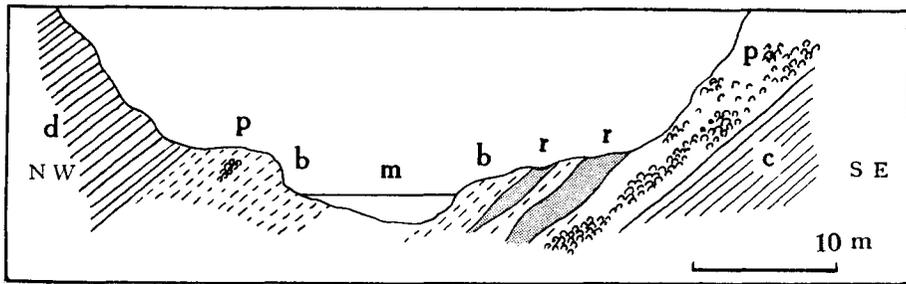
塩基性火成岩類は尾崎越から屋敷野・柳ノ谷に及ぶ一帯と下樋口谷に非常に広く分布す



第3図 生痕の化石. 1, 2, 3 大河内累層(蛇谷)  
4 三方岳累層(ナミノコウチ谷)

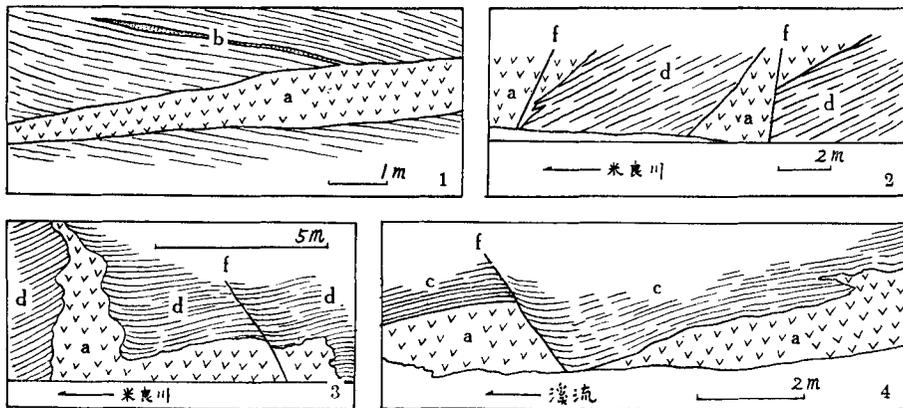
るが、また大河内鉱山附近や大藪附近などにも露われ、本果層のほとんど全分布範囲にわたる。この岩石は変質玄武岩や変質輝緑岩を主とし、稀には変質斑縞岩も認められる。変質玄武岩は本果層のほとんど全域に分布し、例えば大河内北東方の米良川本流や尾崎越の山道・ペントウ谷・荒川内川下流・柳ノ谷・奥ノ原谷・野地およびスノクチ谷などに露出するものがそれである。これに対して変質輝緑岩は荒川内川中流・柳ノ谷・大河内鉱山・蛇谷上流などに産するが、同一岩体内で変質玄武岩に漸移する。変質斑縞岩はスノクチ谷中流に見られるに過ぎない。換言すれば、本果層中に産する塩基性火成岩類の大部分は変質玄武岩で、果層の比較的下部では同一岩体内で変質輝緑岩に漸移し、稀に変質斑縞岩もあると結論される。

塩基性火成岩類は両盤の千枚岩の片理と整合すること（第4図）も斜交することもあるが著しい角度で斜交することは少ない。しかし岩体によっては不規則な境界で千枚岩と接したり（第5図3）、千枚岩の片理に沿って更に小支脈を派出すること（第IV図版2）や岩体内部に大小の千枚岩塊（稀に砂岩）を捕獲岩として含むこともある。また塩基性火成岩類と千枚岩の岩質差異に起因して、両者の境界面に沿って滑動したり、微褶曲の千枚岩と



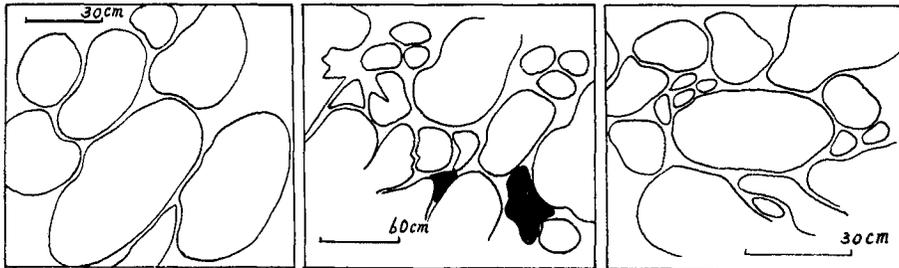
第4図 枕状構造を含む変質玄武岩熔岩流の断面（多少概念的に図示）

d 縞状石英黒色千枚岩 c 黒色千枚岩 r 赤褐色千枚岩  
p 変質玄武岩の枕状構造 b 変質玄武岩の縞状構造 m 米良川



第5図 変質玄武岩および変質輝緑岩の侵入岩床と岩脈, a 変質玄武岩と変質輝緑岩  
b 黄鉄鉱を含む変質帯 c 黒色千枚岩 d 縞状石英黒色千枚岩 f 断層  
1 千人塚 2 丸十 3 大河内 4 千人塚

接するようになったりしたために非整合のように見える例が多い。広野や大河内鉾山附近ではこのため厚さ数 m 以下の塩基性火成岩体が大低短い円味のあるレンズ状となつている。これらの岩体の厚さは地質図には省略したような数十 cm ~ 2 m 厚のものから数十 m 以上の厚さに達するものまであり、屋敷野から荒川内川下流に走るものや、柳ノ谷および下樋口谷などに露われるものは特に厚い。



第 6 図 変質玄武岩に見られる枕状構造，黒くぬつた部分は石灰岩

枕状構造\* (第 6 図および第 IV 図版 1, 3, 4) は、屋敷野附近・荒川内川下流・奥ノ原谷・小原おばらいの南方・スノクチ谷中流・下樋口谷などの変質玄武岩中に時に発達しているが、これを層序的に見ると、大河内累層の比較的上部に限られていることになる。この構造は、多少不規則な枕状体または俵状体 (普通直径は 15~60 cm で、多少扁平のこともある) の集合累積である。枕状体は緑色、稀に暗赤紫色であるが、その縁辺部 (灰緑・暗緑・暗赤紫色) や枕状体の外側表面 (暗色または黒色) とやや色を異にする。これに対して枕状体の充填部は淡緑または暗緑灰色で、不純な石灰岩を含むこともある。枕状構造は塩基性岩体の全部にあまねく認められることはなく、一部に発達するに過ぎない。例えば大河内北方約 1.5 km の米良川に露出する岩体は厚さが約 25 m であるが、枕状構造はその中の下部約 10 m にしばしば発達しているだけであつて、上部は板状または縞状構造 (厚さ 2~20 cm の淡緑色部と厚さ 1~3 cm の暗赤色部が交互し、それらは多少屈曲し、尖滅する) を呈している。そしてこの岩体中には 1~3 m 厚の赤褐色千枚岩がはさまれている (第 4 図)。この岩体の延長は屋敷野附近にも露出し、やはり下部に枕状構造を認めることがある。

以上のことから、本地域の塩基性火成岩類は熔岩流や侵入岩床および岩脈として産するものと思われる。

#### b. 塩基性火成岩類の岩質

##### 〔肉眼的性質〕

変質玄武岩と変質輝緑岩は緑・暗緑・緑灰色を呈することが多く、しばしば暗赤ないし赤紫色の部分をも交雑するが、時に淡緑灰・淡灰・暗灰色などを示し、堅硬緻密、細粒である。部分によつては灰白ないし灰色の小さい不規則形の石灰岩パッチを多く含み、このパッチは時に直径 30 cm に達する。一般に塊状であるが、時に片状を示し、荒川内川中流・柳ノ谷・大河内鉾山などに後者の例がある。柳ノ谷中流の岩体周縁部では緑黒色の片状基質中に小さい緑色レンズまたは角礫を多数含むのが見られ、また千人塚では岩体内部に不規則な角礫化部が存在することもある。

\* これは一般に海底噴出の所産と考えられている。

変質斑礫岩は緑黒色と灰緑色の細かく混つたかすり状外観を呈し、中粒、塊状である。

これらの塩基性火成岩類は、しばしば方解石や緑簾石の細脈で切られ、黄鉄鉱などの硫化鉱物が散点したり、あるいはまた細脈をなすこともある。

〔顕微鏡的性質〕

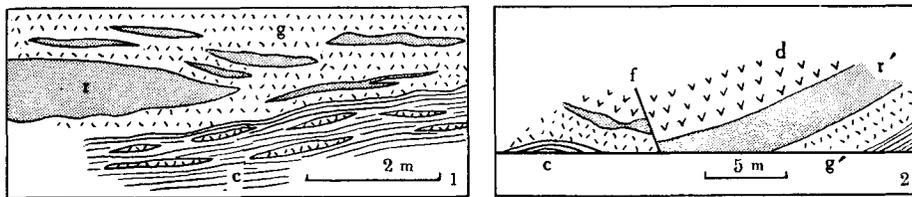
変質玄武岩には (A) 間粒状組織 (intergranular texture) と サブオフィチック組織 (subophitic texture) の中間的性質を示すもの (第 I 図版 5) と (B) 粗面岩組織 (trachytic texture) を示すもの (第 I 図版 6) がある。(A) はスノクチ谷の入口や一本橋南方および柳ノ谷で採集した標本に見られる。それは輝石・曹長石質斜長石・緑泥石・方解石・緑簾石・絹雲母・鉄鉱などからなり、石英・方解石・緑泥石・緑簾石などよりなる細脈で切られる。一本橋南方や柳ノ谷のものは著しく変質しており、輝石もほとんど失われている。(B)\* は荒川内川下流の枕状熔岩などで、鏡下にみると、おびただしい拍子木状の曹長石質斜長石が流状に配列し、輝石は全く緑泥石で置換されている。この岩石は緑泥石を主とし、方解石・緑簾石・長石・石英などを伴う細脈で切られている。なお、柳ノ谷角礫質片状岩 (第 I 図版 7) を鏡下に観察すれば、片状基質には鉄鉱・絹雲母・緑泥石・方解石・曹長石・石英などが配列し、礫部は変質玄武岩よりなる。

変質輝緑岩 (第 I 図版 3, 4) は、典型的なオフィチック組織 (ophitic texture) を示し、主に輝石と曹長石質斜長石よりなり、鉄鉱や緑泥石などを伴う。また緑泥石・曹長石質斜長石・石英・方解石などよりなる細脈も見られるが、その中の石英や長石は波動消光することが多い。一本橋南方で採集した標本には、著しく変質して輝石の残留が認められない。この中には緑泥石・方解石・石英・緑簾石・陽起石などよりなる細脈がおびただしい。

変質斑礫岩 (第 I 図版 1, 2) は一般に完晶質粒状組織で、オフィチック組織を示す部分もあり、多少圧碎状 (cataclastic) の部分もある。この岩石は普通輝石様の輝石や曹長石質斜長石の外に、緑泥石・方解石・緑簾石・鉄鉱・角閃石などを伴い、また曹長石質斜長石・緑泥石・方解石・石英などよりなる細脈で切られている。

ここで一つ注意すべきことは、上述のように変質玄武岩・変質輝緑岩・変質斑礫岩の斜長石は、すべて曹長石化作用を受け、また大部分汚濁されているのに、一方これら岩石中の細脈を構成する斜長石は透明かつ新鮮である。

c. 緑色片状岩・緑色千枚岩・緑色粘板岩および赤褐色千枚岩の産状と岩質 (第 7 図)。



第 7 図 緑色および赤褐色岩 (千枚岩, 片状岩) の産状, 1 クウチ谷

2 荒川内川中流 c 黒色千枚岩 r 赤褐色片状岩 r' 赤褐色千枚岩  
g 緑色片状岩 g' 緑色千枚岩 d 変質輝緑岩 f 断層

緑色片状岩\*\* はやや変質玄武岩に類似し、それに移化することがある。またこれは黒色千枚岩～粘板岩と交互したり、赤褐色千枚岩に移化することもある。緑色片状岩を鏡検す

\* (B) は (A) に比べて肉眼的にも緻密である。

\*\* 地質図では塩基性火成岩類に含めたものもある。

れば(第I図版8), 微粒の緑泥石・白雲母・方解石・緑簾石・鉄鉍などよりなり, 著しく変質した矩形鉍物が散在することがあり, 緑簾石や方解石よりなる細脈も見られる. 本岩石は恐らく凝灰岩であろう.

緑色千枚岩\*はトウザ谷・荒川内川下流・柳ノ谷に比較的厚く発達するが, 広野と大河内附近などのものは数cm~3mの厚さをもつて, しばしば他の千枚岩中にはさまれている(これらの大部分は地質図に示してない). これは緑簾石-方解石-石英-緑泥石-絹雲母千枚岩(第II図版5, 6)で, 顕微鏡下では, 主として絹雲母よりなり, 残留石英砂粒・緑泥石・鉄鉍を伴う部分と, 石英・緑泥石・緑簾石・方解石のモザイク集合部とが交互している.

緑色粘板岩も緑泥石を含むが, 石英を主とする縞がなく, シルト大の石英粒が散点する.

赤褐色千枚岩は, 普通1~3mの厚さをもつて上記の緑色片状岩や緑色千枚岩と密接に伴うことが多い. そして, 塩基性火成岩体の下盤または上盤に接して現われたり, または内部にはさまれていることもあるし, 九郎谷などのように縞状石英黒色千枚岩中に単独ではさまれていることもある. 鏡下では(第II図版7), 鉄鉍(赤鉄鉍や磁鉄鉍と思われる)・絹雲母・石英などよりなり, シルト大の石英粒を残留散点している. またしばしば石英・緑泥石・方解石・曹長石などよりなる薄層があつて, その石英や方解石には波状消光が見られることがある. 従つて本岩は絹雲母-石英-方解石-緑泥石-鉄鉍千枚岩と呼び得る.

以上の緑色および赤褐色千枚岩は, 鏡下でも原岩組織が認められないが, 恐らく火山活動による著しい堆積環境の変化により, 特殊な堆積作用の結果できた岩石と思われるが, この中には凝灰質岩石も含まれるものと推定される.

#### d. 塩基性火成岩類の起源と生成時期について

これまで述べたことから, この問題に関して, 次のことが指摘される.

1. 塩基性火成岩類は主に変質玄武岩で, この変質玄武岩には時に枕状構造が認められる.
2. 塩基性火成岩体は熔岩流, 迸入岩床・岩脈をなす.
3. 大河内累層には塩基性火成岩と一部では漸移する緑色または赤褐色岩(凝灰岩様岩石を含む)がはさまれている.
4. 塩基性火成岩体の境界部が著しく擾乱したり, 岩体周縁部や内部にしばしば見られる片状部・角礫部は大河内累層の受けた造構造運動によると思われる.
5. 後に述べるように, 三方岳累層には全く塩基性火成岩が現われない.

上記のことから, 塩基性火成岩類中には, 大河内累層堆積当時の海底面や海底下浅所に行われた旺盛な火成活動の産物が相当含まれていると思われる.

先に本地域を調査した松隈<sup>(13)</sup>も, 米良川上流に枕状熔岩の存在することを認め, その岩質の火山岩質であることと関連させて熔岩流の存在を推定し, 凝灰岩様岩石の薄層の存在することも指摘している.

これに対して, 立見ら<sup>(20,21)</sup>によれば, 檜峯地方の緑色岩は大部分が塩基性貫入岩起源であつて, 火山碎屑岩や熔岩起源ではない. また塊状緑色岩の周縁部の多少千枚岩質の緑色細粒岩は, 黒色千枚岩中に不規則形をなして存在している多少千枚岩質の緑色岩と共に, 千枚岩形成時に貫入して来た内側の緑色岩によつて, 千枚岩が交代作用を受けてきたもの

\* 緑灰または淡緑灰色を呈することもある.

と考えられている。そして塩基性岩は地層の褶曲と変成をもたらした造構造運動中に弱線に沿って貫入し、それ自身もその運動や変成作用を被っており、換言すれば変動時塩基性侵入岩 (synkinematic basic intrusives) であると述べている。

しかし、最近ではこの地方でも貫入岩以外に地層堆積時の火山活動による熔岩もあるという考が出てきている。先に宮崎県五箇瀬川・耳川上流を調査した斎藤ら<sup>(12)</sup>は「塊状の輝緑岩と成層状の凝灰岩様岩石とが独立して千枚岩層などの間に出現することもあるが、両者相伴い、ことに輝緑岩の周辺に凝灰岩様のものを伴うことが多い。」と述べ、さらに「輝緑岩には枕状熔岩を思わせる露出面を示すものがあること、凝灰岩様のものには薄層でありながら横に長く続くことなどからみて、これらの岩石は四万十層群\*の堆積時の火山噴出物であると考えられる。しかし一方では、千枚岩帯などの変成帯に密集して出現することなどからみて、輝緑岩には後の時代に地層を千枚岩化した変動と相前後して貫入したのも多いと推定される。」と結んでいる。

上述のように、本地域の大河内累層における観察も、上記の宮崎県北部における最近の意見によく合うように思われるが、さらに今後、この問題に関して塩基性火成岩類の詳しい岩石地質学的研究がのぞまれる。

## B. 三方岳累層

本地域最北部と三方岳附近に主として分布し、大河内北方の米良川河岸にも少し露出する。本累層は最下部の半片岩 (砂岩片岩) に始まり、砂質岩と泥質岩の交互累重するものである。半片岩・砂岩・黒色千枚岩ないし粘板岩を主体とし、しばしば緑色或は緑灰色の千枚岩をはさむ。この累層が半片岩や砂岩に富むこと、塩基性火成岩の存在しないこと、黒色千枚岩に石英の分結層が極めて少いことは、大河内累層と区別する場合の重要な特長である。

本地域最北部では、すべて北に傾斜し、下半部は弱い動力変成を受けているが、上半部の非変成部に漸移する。ここでは変成部と非変成部がそれぞれ大凡 500 m と推定されるが、累層は地域外にひろがり、上限は不明である。本累層の見掛上の下部は、青灰～灰色の半片岩 (塊状または成層状) を主とし、しばしば黒色千枚岩～千枚岩質粘板岩 (整然としたラミナを残す) を伴うが、時に緑色千枚岩の薄層をはさむことがある。この上位にはかなりの厚さを持った緑色千枚岩があり、厚さ数 cm の黒色千枚岩をしきりにはさむ。さらに上部になると、やや泥質岩の量を増す：<sup>くわのきこえ</sup>桑木越附近では、厚さ 5～10 m の暗青灰色中～粗粒砂岩と厚さ 3～6 m の黒色粘板岩 (粘土質～シルト質) が交互している。

三方岳附近の本累層は大河内累層とすべて断層で接する。蛇谷上流以外では半片岩が優勢で、黒色千枚岩および千枚岩質粘板岩をはさみ；三方岳北西ないし北方では、時に緑色千枚岩をはさむ。半片岩と千枚岩および千枚岩質粘板岩は 3～10 m の厚さで交互累重することが多い。半片岩 (第 V 図版 5) は、灰色、時に暗青灰色で、塊状、細～中粒 (稀に粗粒) で、時に成層状 (半片岩と薄い千枚岩とが交互する) を示すこともある。また半片岩の片理面には、時に黒色石墨質パッチが著しく含まれているが、これはかつて砂岩に含まれていた粘板岩の破片が圧延されたものと考えられる。黒色千枚岩および千枚岩質粘板岩にはしばしば黒と灰色の交互したラミナが認められる。また黒色千枚岩には普通 0.5 mm 以下の

\* この論文では古生層地帯以南の時代未詳層に対して、四国で使われている四万十層群という名称を踏襲している。

厚さの黄鉄鉱脈が片理面に沿い多数見られることもある。緑灰色千枚岩は一般に数十 cm 以下の厚さのことが多いが、三方岳北西では十数mに達することもある。

大河内北方に見られる本累層は、大河内累層の縞状石英黒色千枚岩上に整合し、灰色の半片岩を主とし、ラミナを有する1~2 m 厚の黒色千枚岩を時にはさむ。

次に構成岩石の数個についての検鏡結果を若干説明する。

半片岩(第II図版8, 第III図版1, 2)は、残留砂質で、多量の粘土質基質を有する。砂粒には angular~subangular の石英・長石・白雲母・黒雲母・輝石(?)などが認められ、細長い鉱物は片理に平行する傾向がある。基質は、再結晶した絹雲母・緑泥石の微粒を主とし、レンズ状または帯状のモザイク状石英集合体や鉄鉱・炭質物の条線などが認められる。石英や長石の残留砂粒は扁桃状をなすことも多く、その周辺特に末端部で粉化し、再結晶したと解されるものもある。またこれらには波動消光や crack も多く認められ、また鉱物粒の長軸が片理に平行していて、動力変成の際に、原砂粒に回転が行われたものと思われる。この種の岩石は砂岩片岩とも呼ばれているが、グレイワッケ型の細~粗粒砂岩を原岩とするものと思われる。この半片岩には、この地域一般の非変成グレイワッケ型砂岩に比べて粘土質基質の量がすこぶる多い。つまり粘土質基質の量は半片岩形成に重要な役割を果たすものと思われる\*。

中~粗粒砂岩(桑木越南方; 第III図版4)は、angular~subround の石英(波状消光を示すものが多い)・長石・輝石・緑泥石・方解石・黒雲母・白雲母・鉄鉱などを含み、シルト岩やチャートの岩片もまじえ、基質には方解石・炭質物・白雲母・緑泥石が認められる。これはグレイワッケ型に属すると思う。

黒色千枚岩は粘土質部分と微細な石英粒に富む部分とが交互する。前者は絹雲母・鉄鉱などよりなり、炭質物の条線やシルト大の残留石英粒をしばしば含む。後者はモザイク状石英を主とし、それに絹雲母・緑泥石・鉄鉱・方解石などを伴うもので、レンズ状・層状または脈状をなしている。これは緑泥石-絹雲母-石英千枚岩と呼ぶべき岩石である。

緑色千枚岩(三方岳北西方)は鏡下では(第II図版4)、絹雲母を主とし、緑泥石・鉄鉱よりなる部分と、石英(波状消光)を主とし、緑泥石・絹雲母・鉄鉱を伴う部分とが縞をなす。すなわち緑泥石-石英-絹雲母千枚岩と呼ぶべきものである。

ナミノコウチ谷の中流の黒色千枚岩質粘板岩には、葉理に平行して径 0.05~0.1 cm の紐状または管状の生痕化石が認められた(第3図4)。

### C. 吐野累層

大河内以南の米良川河岸と、大藪川下流に主に分布する。大河内累層とはすべて断層で接しているが、それは主に低角衝上断層である。このために、本地域南西部では衝上面が山腹を這い、それより低い部分に本累層が現われる。また本累層は本地域外までひろがるため、上下限とも不明である。本累層は黒色無層理の頁岩~粘板岩(粘土質・シルト質)(第III図版7, 第V図版6)を主とし、砂岩頁岩細互層や砂岩を伴う。

砂岩は<sup>そうごう岩</sup>遭遇谷橋北方や大藪橋東方で、20~30 m 厚に達する。これは黒灰色中粒塊状で、下部は数~数十 cm (時に1~4 m) の厚さの粘板岩をはさみ、成層する。また、数 cm 以下

\* 同じ半片岩でも基質の量によつて変成の程度(剝理の程度)が異なる。また、大河内累層中の砂質岩が半片岩になつていない原因の一つは、粘土質基質の量が少いところにあると考えられる。

り約4 m (普通数十 cm ~1.5 m) の厚さの青灰または黒灰色中粒砂岩は、粘板岩中にレンズとしてしばしば含まれ、擬礫構造を示すこともある。遭遇谷橋北方の中粒砂岩を検鏡すれば(第III図版5, 6), angular ~subangular の石英・長石・橄欖石・白雲母・鉄鉱などの砂粒と珪岩や頁岩の岩片を含み、基質には緑泥石・絹雲母・方解石などが見られる。淘汰すこぶる悪く、グレイワッケ型に属するものと思われる。

砂岩頁岩細互層は大河内附近・奥ノ原谷および大藪川下流左岸に露出し、砂岩と頁岩が10cm 内外(時に20cm 以下)の厚さで交互する(第V図版7)。擾乱著しい部分では、これが擬礫構造になることも多く、またその中の砂岩単層が著しく珪化されている場合もある。本累層の上部の現れている大河内周辺では、この細互層で代表される。

大河内平以南のバス道路では、低い熱変成を被り、堅硬緻密の塊状岩になつている\*。

#### D. 本地域の累層と周辺地域の層群との比較, およびその地質年代

本地域の西方約30 km の熊本県球磨郡<sup>よつら</sup>四浦村の川辺川河岸に露出する四浦層群<sup>(3)</sup>は岩質・岩相・変成度において大河内累層と極めて類似する。四浦層群の調査はまだ小範囲で、くわしい層序や他の層群との関係が不明であるが、黒色千枚岩ないし千枚岩質粘板岩よりなり、しばしば緑色千枚岩を、時に半片岩(砂岩片岩)・赤色千枚岩・チャートおよび砂岩をはさみ、輝緑岩様岩石を伴っている。しかし四浦層群では、大河内累層に比べて、黒色千枚岩中の石英の分結層の発達が非常に悪く、輝緑岩様岩石や半片岩はより少量である。なおチャートも少しははさまれている。

一方、本地域の北東方約40km の宮崎県北部の檜峯地方は、先に立見ら<sup>(20,21)</sup>によつて詳細な研究が行われたが、それによると、仏像線の南東方では、下位から吉ノ本層・<sup>よしもと</sup>檜峯層・<sup>ひのかげ</sup>日影層の3層が識別されている。吉ノ本層は砂岩・泥岩の細互層よりなり、数枚のアルコース砂岩を伴うが、変成度の高い部分では珪質岩と千枚岩質岩に変わり、この部分にはアルコース砂岩層は認められないという。檜峯層は黒~黒灰色の泥質岩源千枚岩を主とし、ところどころにやや片状の砂岩やチャート・千枚岩互層や砂岩・千枚岩の互層などをはさんでいるが、見掛上の上位ほど砂質になる傾向があるといわれている。日影層は粗粒砂岩を主とし、粘板岩層や砂岩・粘板岩互層をはさむ。塩基性侵入岩などから変成した緑色岩類は、主に檜峯層中に発達するが、吉ノ本層や日影層中にも現われている。従つて大河内累層と三方岳累層の一部は檜峯層に酷似し、吉ノ本層の一部にも大河内累層に類似する点がある。

以上あげた地域の外に、耳川上流<sup>(12)</sup>・延岡北方<sup>(7,8)</sup>・大分県南東部<sup>(11)</sup>および人吉盆地北方山地\*\*にも、大河内累層や三方岳累層類似の低度変成岩が分布するが、これらは互に連続するものと予想される。これらは千枚岩帯と呼ばれ、その上限は三方岳累層や宮崎県北部<sup>(12)</sup>で判明しているように、非変成の時代未詳層群に漸移し、かつ地層の走向に多少斜交した境を示す。

西南日本外帯の四万十累帯に分布する時代未詳層群は、化石の稀なこと、岩相の単調なこと、地質構造の複雑なこと、深い山岳地帯に分布することなどのために、非常に研究がおくれている。化石も近年になつてやつと各地で発見され始めた感じである。現在まで知られている化石の示すところでは、この時代未詳層群は白堊紀が主で、ユラ紀や古第三紀も認められる。そして古第三紀は四万十累帯中の比較的南部に発達するようである。現在筆者の

\* 西方の市房山花崗岩の影響によると思う。

\*\* 勘米良亀齡の談話および筆者の観察による。

予察するところでは、九州南部の少くとも四万十累帯北半では、北より一勝地層群<sup>(3)</sup>・川辺層群<sup>(3)</sup>および四浦層群の類似層が帯状に分布し、かつこの順に下位となり、変成度も次第に高まるように思われる。そしてその南東部は延岡—紫尾山構造線で限られ、それ以南には再び非変成の“若そうな層群”が露出するらしい。従つて本地域の累層には化石の証明はないが、大河内・三方岳両累層は一応中生代と考えられ（ユラ紀または三疊紀の可能性がある）、吐野累層は白堊紀または古第三紀の可能性がある。

## 2. アプライト

本岩は大河内部落西方の米良川右岸では断層にはさまれて巾 20 数 m で露出し、奥ノ原谷では吐野累層中に約 20 m の厚さの岩脈\* をなす（第 V 図版 8）。前者は肉眼的に帯緑淡灰色であるが、後者は帯褐灰色を呈し、何れも塊状で、時に捕獲岩として黒色千枚岩の小岩片を含む。鏡下では完晶質粒状組織を示し、石英・正長石・斜長石・黒雲母・白雲母・緑泥石・方解石などを含む（第 III 図版 8）。大河内西方のものには、やや多量の方解石が認められる。市房山花崗岩を含めて西南日本外帯の花崗岩類は一般に白堊紀末～中新世頃に侵入したものと考えられているが\*\*、このアプライトも恐らくほぼ同時期のものと思われる。

## 3. 扇状地堆積物および山麓崩壊堆積物（第四紀層）

本地域では最新の堆積物で、時代未詳層群を不整合に被い、薄層で、主として山崩れによる巨礫層よりなる。主なものは広野・大河内・奥ノ原谷・桑木越南方に見られ、その他大桑木東方・大藪橋北方および九郎谷左岸などにもある。大河内では 20 m 以上、広野では約 10 m の厚さを示す。また、荒川内川下流・広野・大桑木東方および桑木越南方などの山腹や平地では、九州南部に多量に分布する“シラス”類似の黄褐或は褐赤色の火山灰が、上述の礫層を被っている。

# VI. 地質詳論（2）——地質構造

ここでは、時代未詳層群の地質構造について述べる\*\*\*。

## 1. 各累層の産出形態

### A. 大河内累層

本累層は銅山断層（後述）以北と本断層以南の蛇谷・大河内鉦山附近・クウチ谷・奥ノ原谷の一带（林班では 20, 21, 22, 27, 28 の南部, 26 の北部）およびそれ以南に分けられる。説明の便宜上、これらをそれぞれ北部地区・中部地区・南部地区と仮に呼ぶことにする。前の 2 つは一般に走向  $N40^{\circ}\sim 60^{\circ}E$  で、北西へ  $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$  傾斜すること多く、中部地区では  $NW-S E$  または  $N-S$  で、南西または西へ  $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$  傾斜することが多い。しかもその間の変化はやや漸移的であり、累層全体としては S 字状の走向変化を示し、三方岳に近い部分ほど下位となる傾向がある。しかし仔細にみれば、片理面（全体的には片理面は地層面に一致する）は細かくうねり、小規模なドーム状・盆状褶曲もしばしば発達する。三方岳周辺では三方岳累層と同規模の小褶曲軸が多数みられる。

\* 岩脈の走向は  $N 10^{\circ}\sim 40^{\circ} E$ 、傾斜は  $S E 20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 。

\*\* 最近の富田達・唐木田芳文の“ジルコン対比法”によれば、市房山花崗岩は晩新世のものといわれている。

\*\*\* 本地域の時代未詳層群の受けた主な造構造運動以後の生成物と考えられるアプライトおよび扇状地堆積物や山麓崩壊堆積物については省く。

### B. 三方岳累層

本地域の最北部では、一般走向  $N75^{\circ}E$  で、北へ普通  $25^{\circ}\sim 35^{\circ}$  傾斜する単斜構造をなす。これに反して、三方岳付近では、極めて多数の小褶曲軸が、その軸を浮き沈みさせながら走っており、両翼の傾斜は  $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$  を示すことが多い。しかしこれも仔細にみれば、片理面がうねり、極めて小規模のドーム状および盆状褶曲構造を示す。また大河内北方では  $N15^{\circ}E, W30^{\circ}$  の走向傾斜を示す。

### C. 吐野累層

本累層の一般走向は北部では  $E-W$ 、北または南に  $20^{\circ}\sim 50^{\circ}$  傾斜することが多いが、北傾斜が多い。南部では一般走向  $N30^{\circ}E$  で、北西へ  $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$  傾斜することが多い。上述の中間つまり吐野橋・大藪橋間は褶曲軸間隔の大きい波曲を繰返し、両翼の傾斜は緩かである。また本郷谷や奥ノ原谷で見られるように、局部的には小褶曲も発達する。

## 2. 断層

断層の中、主要なものを地質図に示したが、これらは走向と性質より次に示す4種に区別できる：

- (1) 低角衝上
- (2)  $E-W$  系の断層
- (3)  $N30^{\circ}\sim 60^{\circ}E$  系の断層
- (4)  $NW-SE$  系の断層

次にこのおのおのについて若干説明する。

### A. 低角衝上

大河内・吐野両累層間には吐野谷の大崩壊地・野地・本郷谷・奥ノ原谷および大藪南方で、著しい低角衝上が観察される。衝上面は主として後生変形のため、局部的には南斜することもあるが、全体としては北へ  $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$  傾斜する。この衝上面はさらに大藪川や下樋口谷下流を横切り、石堂山の西方中腹を縫い、同山の  $12\text{ km}$  南方で、その登山路を横切るものようである。筆者はこれに大藪衝上線(面)という名称を提唱するが、これが既に述べた延岡—紫尾山構造線<sup>(5)</sup>にあたる。

また三方岳累層を囲む断層群中西側のものも低角衝上と思われる。すなわち、クミコウ谷の左岸の支流や同谷南方の山腹では、破碎帯と石英細脈が著しく、境界附近の小断層や両累層境界線の分布はこのことを裏付けるものと思う。

以上の両衝上は同一機構の運動によると推定されるが、これらの地質構造的意義は今後の重要課題である。

### B. $E-W$ 系の断層

最も注目されるものは、大河内より大河内鉾山北方を経て、さらに東方に延びる正断層で、北に  $30^{\circ}\sim 70^{\circ}$  傾斜する。これを仮に銅山断層と呼ぶ。また大河内の神社の下には  $75^{\circ}\sim 80^{\circ}$  北傾斜の衝上が大河内・吐野両累層を分ち、またスノケチ谷には厚さ約  $3\text{ m}$  に達する著しい断層角礫や粘土が延々と走り、北に  $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$  傾斜する。この系統の断層は北または南に  $45^{\circ}$  以上傾斜することが多く、野地付近では南落ちの正断層のために、大藪衝上面が南方ほど階段状に落ちると推定される。

### C. N30°~60°E 系の断層

この系統では、いくつかの断層群がある間隔をおいて集中するが、これを北西側からいえば、(1) 大河内北方の米良川に沿うもの；(2) 荒川内川下流や城東方を通り吐野に至るもの；(3) 広野南方より大藪川下流に走るもの；(4) 大藪川中流に沿うものなどがある。

(1) は大河内北方約 900m より、その北東方の上樋口谷合流点におよぶ屋敷野断層を代表とする。これは 40°~45° 北斜し、時に直立する数十 cm~2 m の厚さに達する断層角礫や粘土・鏡肌で表現され、その破碎帯は約 15m に達することもある。その他、この延長上またはこの附近に多数の著しい断層があるが、その断層面は北西へ中~高角度で傾斜することが極めて多い。従つて大河内以北の米良川河谷は構造谷または断層谷と呼ぶべきものである。これに対して、(2) は断層面が南東へ傾斜 (15°~85°) することが圧倒的である。また大河内・三方岳両累層を分つ断層は N50° の傾斜を示す衝上で、断層角礫や著しい破碎帯の認められる大藪川中流も構造谷と呼びうる。

### D. NW—SE 系の断層

米良川の本郷谷の合流点附近を通るものが著しく、その断層面は北東へ 40° 内外傾斜し、他には著しいものは見られない。

## VII. 結 言

今回本地域の研究で判明した重要事項は次の 4 項目である。

- (1) 四万十累帯のいわゆる千枚岩帯には、大河内・三方岳両累層が識別される。
- (2) 大河内累層中には、本累層堆積当時の海底火山活動の産物が認められる。
- (3) 三方岳累層に示されるように、千枚岩帯は、上部になるにつれて次第に非変成の部分に漸移する。
- (4) 千枚岩帯の南限は低角衝上であつて、この衝上は延岡—紫尾山構造線に相当する。

## 引 用 文 献

- (1) 青山信雄 (1956) : 岩石学 [Ⅲ], 日本鉱物趣味の会。
- (2) 藤井浩二 (1954) : 大分県臼杵地域の層序と構造 (2), 地質雑 Vol. 60, No. 710.
- (3) 橋本 勇 (1955) : 熊本県球磨郡北西部地域の時代未詳層群の層序と地質構造, 九大教養地学研報 1 号。
- (4) / (1956) : 屋久島の時代未詳層群の層序と地質構造および種子島西部の熊毛層群に関する 1, 2 の事実, 九大教養部地学研報 2 号。
- (5) 橋本 勇・野田光雄・宮久三千年・斎藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人 (1956) : 九州南部の時代未詳層群, 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙 3 号, 地質雑 Vol. 62, No. 730.
- (6) 伊木常誠 (1904) : 20 万分の 1 地質図幅佐土原並同説明書, 地質調査所
- (7) 石井清彦 (1939) : 7 万 5 千分の 1 地質図幅延岡
- (8) 黒田吉益 (1948) : 宮崎県大崩山を中心とする花崗岩体の研究並地質, 九大卒論手記
- (9) 松本達郎・勸米良龜齡 (1952) : 球磨川下流々域, 九大理地質巡検旅行案内書
- (10) T. Matsumoto (1953) : The Cretaceous System in the Japanese Islands; Jap. Soc. Prom. Scie. Resear., Tokyo.

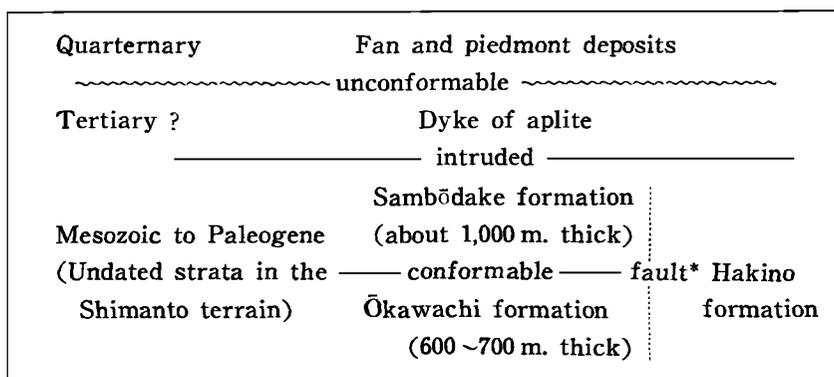
- (11) 宮崎県 (1955 a) : 宮崎県の地質と地下資源, 20 万分の 1 宮崎県地質図
- (12) // (1955 b) : 宮崎県北西部五箇瀬川・耳川上流地方地質図および説明書
- (13) 宮崎県企画調査室 (1956) : 奥地縦貫道路周辺資源開発調査報告書〔松隈寿紀: 東臼杵郡椎葉村大河内附近の地下資源〕
- (14) 大分県総務部企画調査課 (1951) : 大分県の地質と地下資源, 20 万分の 1 大分県地質図
- (15) 大谷寿雄 (1926) : 熊本県八代附近球磨紀伊山地の層位と構造 (予報), 地質雑 Vol. 33, No. 397, 402, 451.
- (16) // (1927) : 肥後五家荘附近の地質略報, 地質雑 Vol. 34, No. 411.
- (17) F. J. Pettijohn (1949) : *Sedimentary Rocks*, New York.
- (18) 斎藤正次・神戸信和 (1954) : 宮崎県西臼杵郡三ヶ所村・鞍岡村附近の地質, 地質調査所月報 5 巻 3 号.
- (19) 末勝海・垣内重三郎 (1955) : 昭和 29 年度 台風による大河内の被災状況, 九大農学部演習林集報 No. 4
- (20) 立見辰雄・森永 茂 (1949) : 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 I, 資源研彙報, No. 14.
- (21) T. Tatsumi (1953) : *Geology and Genesis of the Cupriferos Iron Sulphide Deposits of the Makimine Mine, Miyazaki Prefecture, Japan*, Scientific Papers of College of General Education, Univ. of Tokyo, Vol. 3, Nos. 1 and 2.
- (22) 山下 昇 (1957) : 中生代 (上, 下)
- (23) 吉村豊文・松石秀之・宮久三千年 (1952) : 祖母山と傾山を中心とする地域, 九大理地質巡検旅行案内書.
- (24) H. Williams, F. J. Turner and C. M. Gilbert (1955) : *Petrography*, San Francisco.
- ~~~~~

**GEOLOGY OF SAMBŌDAKE DISTRICT IN THE MIYAZAKI  
INSTRUCTION FOREST OF KYUSHU UNIVERSITY**

Isamu HASHIMOTO

(R é s u m é)

The surveyed area is situated in the southern part of Shiibamura, Higashiusuki-gun, Miyazaki Prefecture. The report is the results of the author's field observations over about forty-five days and indoor works, carried out after August 1956. Based on the author's investigations, he wishes to propose the following stratigraphic division (in the descending order) for the strata of this district.



\* Stratigraphic relation unknown.

The Ōkawachi formation is mainly composed of black phyllite with segregation bands of quartz and black phyllite (~phyllitic slate), accompanied by many sills, lava-flows and dykes of basic igneous rocks (metabasalt, metadiabase and metagabbro), with intercalation of sandstone and green and reddish brown phyllites. The Sambōdake formation is mainly composed of black phyllite (~slate), semischist and sandstone, with intercalation of green and greenish grey phyllites. And the Hakino formation is mainly composed of black shale and rhythmic alternation of sandstones and shales, sometimes accompanied by sandstone beds.

The strata of the Sambōdake formation in the neighbourhood of Sambōdake and the Ōkawachi formation dip 20°~40° at many places, but frequently have minor folds. The Sambōdake formation in the northern part of this district shows a homoclinic structure dipping north. The Hakino formation gently folds in general, although minor complicated folds are seen locally.

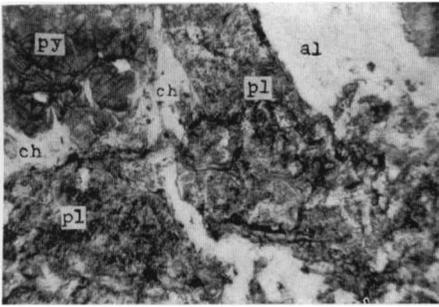
Most of the boundary plane between the Ōkawachi and the Hakino formations is a low-angled thrust named the Ōyabu Thrust, and it is a part of the Nobeoka-Shibisan Tectonic Line previously proposed by the author and his associates. The strata in this district are furthermore cut by many faults of E-W, N30°~60°E and NW-SE trends.

## 図 版 説 明

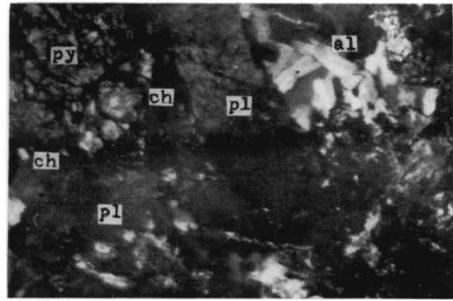
## 第 I 図版

- |                          |                 |                   |
|--------------------------|-----------------|-------------------|
| 1. 変質斑禰岩                 | ニコル             | スノクチ谷中流 (M 212)   |
| 2. 同上                    | +ニコル            | 同上                |
| 3. 変質輝緑岩                 | ニコル             | 荒川内川中流 (2 M 130)  |
| 4. 同上                    | +ニコル            | 同上                |
| 5. 変質玄武岩                 | ニコル             | スノクチ谷下流 (1 M 210) |
| 6. 同上                    | ニコル             | 荒川内川中流 (2 M 139)  |
| 7. cataclastic structure | を有する変質玄武岩   ニコル | 柳ノ谷中流 (M 119).    |
| 8. 緑色片状岩 (凝灰岩源)          | ニコル             | クウチ谷下流 (M 128).   |

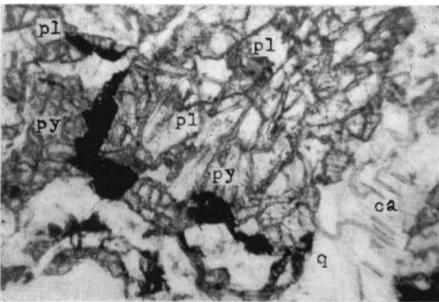
第 I 図版 (橋本)



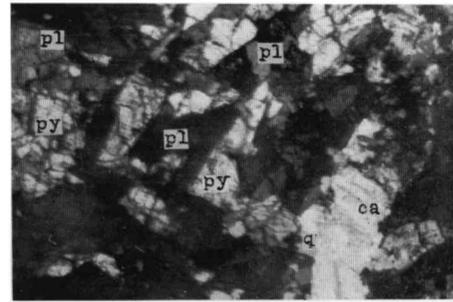
1



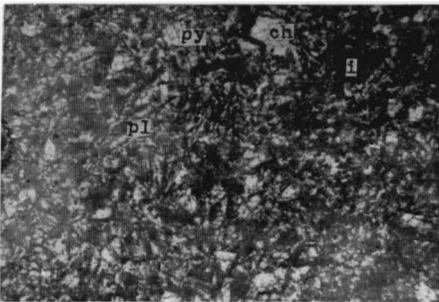
2



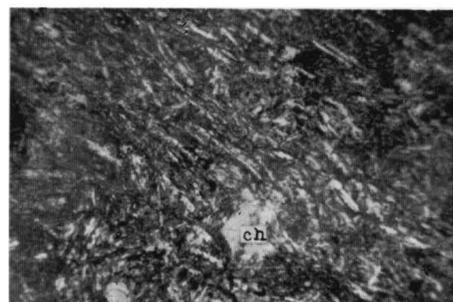
3



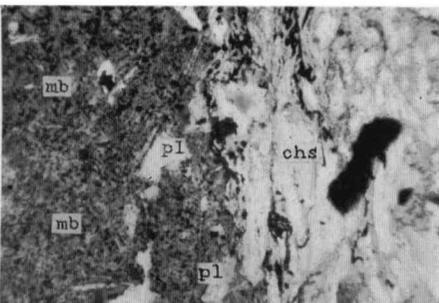
4



5



6



7



8

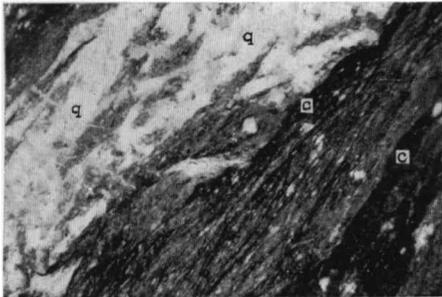
0 0.5 1 mm

図 版 説 明

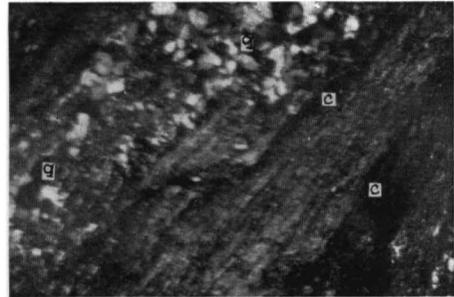
第 II 図版

1. 縞状石英黒色千枚岩 (緑泥石—絹雲母—石英千枚岩), 大河内累層 ||ニコル 広野  
南方の大藪川河床 (M 112)
2. 同 上 +ニコル 同 上
3. 黒色千枚岩質粘板岩, 大河内累層, ||ニコル クウチ谷中流 (M 124)
4. 緑灰色千枚岩 (緑泥石—石英—絹雲母千枚岩), 三方岳累層 ||ニコル 荒川内川上  
流 (M 141).
5. 緑色千枚岩 (緑泥石—方解石—石英—緑泥石—絹雲母千枚岩), 大河内累層 ||ニコル  
トウザ谷上流 (M 123).
6. 同 上 +ニコル 同 上
7. 赤褐色千枚岩 (絹雲母—石英—方解石—緑泥石—鉄鉱千枚岩), 大河内累層 ||ニコル  
丸十南西方の滝壺 (M 154).
8. 半 片 岩 (semischist), 三方岳累層 ||ニコル シキノ谷上流 (M 100).

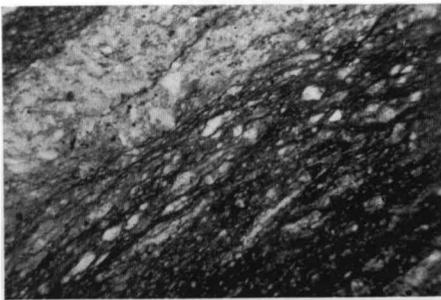
第 II 図版 (橋本)



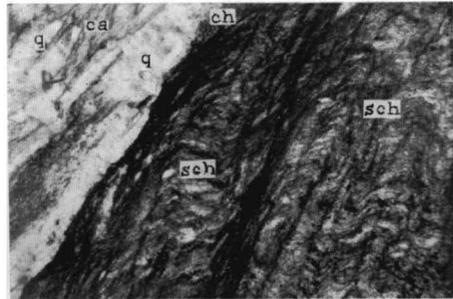
1



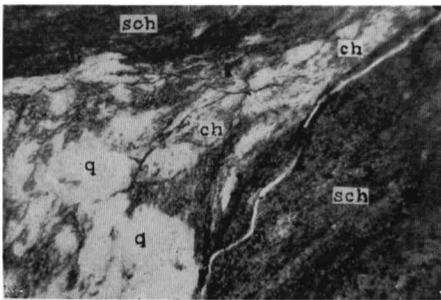
2



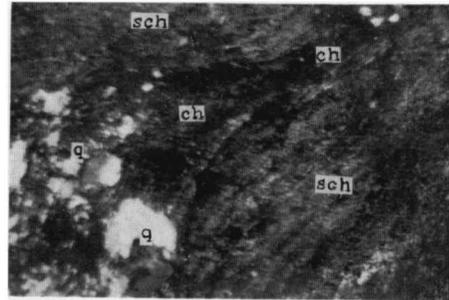
3



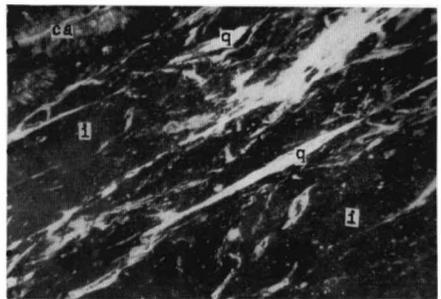
4



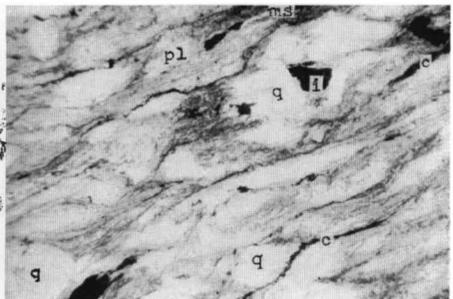
5



6



7



8

0 0.5 1 mm

## 図 版 説 明

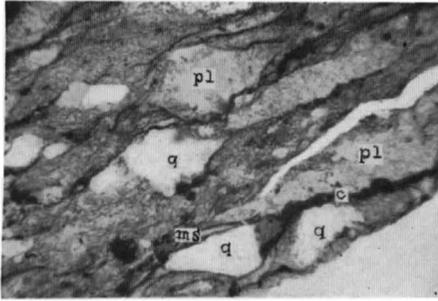
## 第 III 図版

1. 半片岩 (semischist), 三方岳累層 ||ニコル 向合森北方 (M 183).
2. 同上 +ニコル 同上
3. 中粒グレイワック型砂岩, 大河内累層 ||ニコル 荒川内川中流 (1 M 130).
4. 同上, 三方岳累層 ||ニコル 桑木越南方 (M 182).
5. 同上, 吐野累層 ||ニコル 遭遇谷橋北方 (M 176).
6. 同上, 同上 +ニコル 同上
7. 頁岩 (シルト質), 吐野累層 ||ニコル 遭遇谷橋北方 (M 175).
8. アプライト ||ニコル 奥ノ原谷 (M 225)

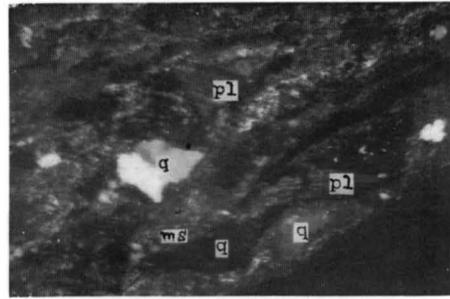
## 略 号

al	曹長石
bi	黒雲母
c	炭質物
ca	方解石
ch	緑泥石
chs	主に緑泥石 (多量) と絹雲母
f	長石
i	鉄鉱
mb	変質玄武岩
ms	白雲母
or	正長石
pl	斜長石
py	輝石
q	石英
s	絹雲母
sch	主に絹雲母 (多量) と緑泥石

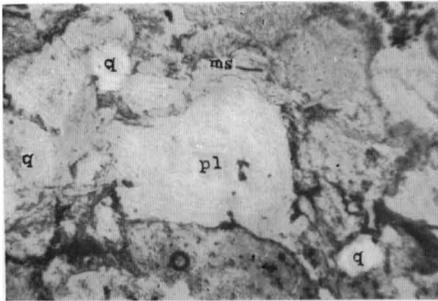
第Ⅲ图版 (橋本)



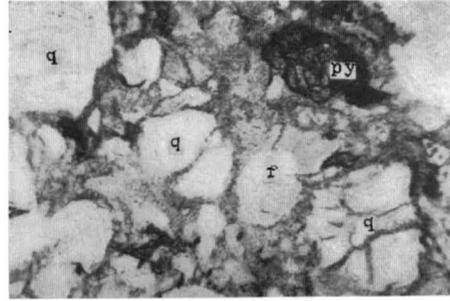
1



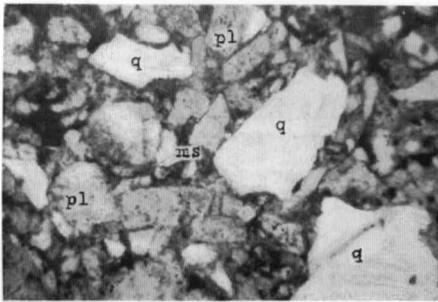
2



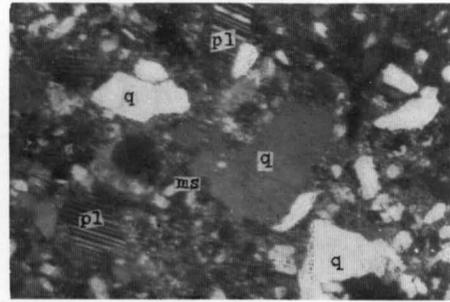
3



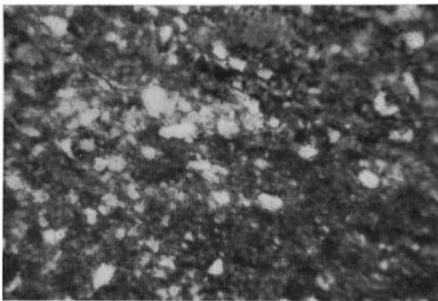
4



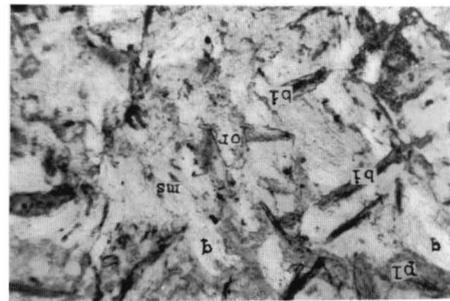
5



6



7



8

0 0.5 1 mm

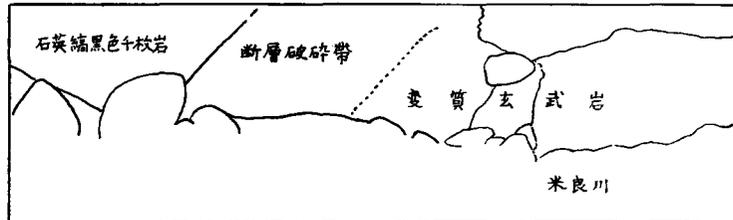
## 図 版 説 明

## 第 IV 図 状

1. 変質玄武岩に見られる枕状構造 荒川内川下流
2. 変質玄武岩の侵入岩床 千人塚



3. 変質玄武岩に見られる枕状構造 荒川内川下流
4. 同上 スノクチ谷中流
5. 屋敷野断層と変質玄武岩 屋敷野



第 IV 図版 (橋本)



1



2



3



4



5

## 図 版 説 明

## 第 V 図版

1. 縞状石英黒色千枚岩 (砂岩のレンズを含む) 九郎谷
2. 同上 (微褶曲が著しい) 同上
3. 縞状石英黒色千枚岩 ゴシンノ滝北西方
4. 縞状石英黒色千枚岩中の砂岩の擬礫 屋敷野東方
5. 半片岩 (三方岳累層) 荒川内川上流
6. 黒色粘板岩 (吐野累層) 吐野橋西方
7. 砂岩頁岩細互層 (吐野累層) 奥ノ原谷
8. 吐野累層を貫くアプライトの岩脈 a : アプライト b : 砂岩頁岩細互層, 奥ノ原谷

## 第 V 図版 (橋本)



1



2



3



4



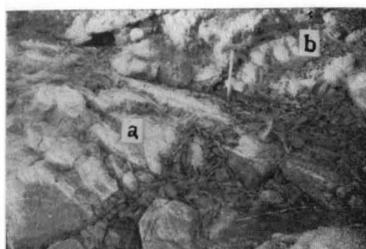
5



6



7



8