

55(522.7)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

鹿児島(15)第52号

神 門 地 域 の 地 質

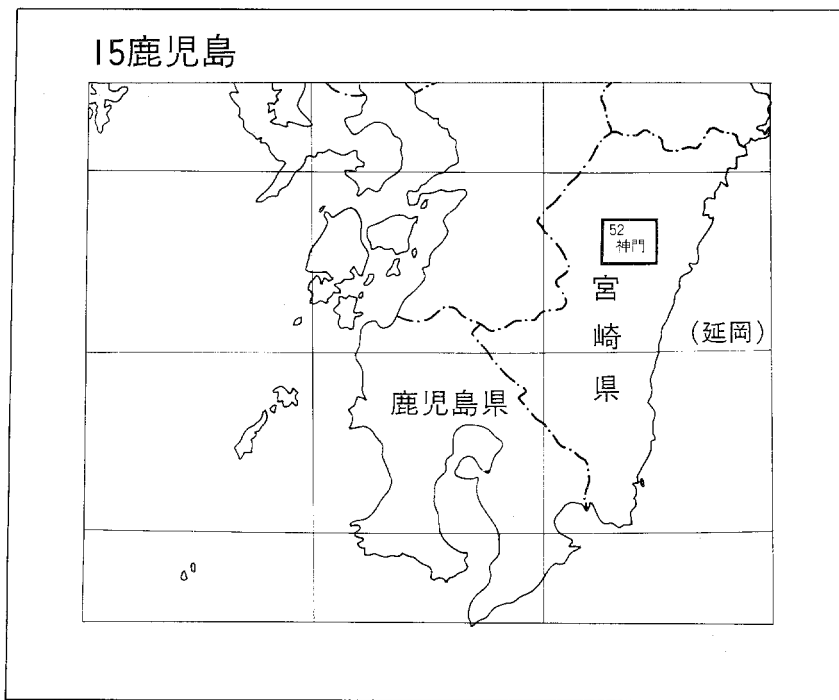
今井 功・寺岡易司

奥村公男・小野晃司

昭和54年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 四万十累層群（白亜系一下部第三系）	8
III. 1 研究史	8
III. 2 層序	11
III. 2. 1 諸塚層群	11
III. 2. 2 神門層	14
III. 2. 3 日向層群	18
III. 3 対比および砂岩組成	22
III. 4 変成作用	26
III. 4. 1 諸塚帯	26
III. 4. 2 神門帯	29
III. 5 地質構造	29
IV. 新第三系	32
IV. 1 庵川層	32
IV. 2 尾鈴山酸性岩類	32
IV. 3 花崗斑岩	33
V. 第四系	34
V. 1 高位河岸段丘堆積物	34
V. 2 阿蘇火砕流	34
V. 2. 1 Aso-3 火砕流	35
V. 2. 2 Aso-4 火砕流	35
V. 3 低位河岸段丘堆積物	36
V. 4 沖積層	36
VI. 応用地質	37
VI. 1 層状含銅硫化鉄鉱	37
VI. 2 マンガン鉱	37
VI. 3 新第三紀の酸性火成活動に関連する鉱床	37
VI. 4 石材	38
文 献	38
Abstract	41

付図・付表・図版目次

第1図	神門地域の接峰面図	1
第2図	地形区分図	2
第3図	水系図	2
第4図	九州四万十帯の地質概略図	5
第5図	神門地域地質図	6
第6図	秩父系の南限線に関する1954年以前の諸説	9
第7図	諸塚層群柱状図	12
第8図	八戸層Y1の千枚岩, 恵後の崎北方	13
第9図	神門層柱状図	15
第10図 a・b	神門層の剪断泥質岩, 鳥ノ巣	16
第11図	神門層の枕状溶岩の柱状図, 阿切	17
策12図	斑礫岩の顕微鏡写真	18
第13図	上井野層と珍神山層の柱状図	20
第14図	珍神山層C1の砂岩層, 小又吐	21
第15図 a・b	珍神山層C1の砂岩中に含まれる頁岩パッチ, 小又吐	21
第16図 a・b	珍神山層C3の砂岩層下底にみられるグループキャスト(a)とフルート キャスト(b), 渡川ダム	22
第17図	神門・諸塚山地域における四万十帯層群の砂岩組成	24
第18図	日向層群珍神山層における古流向	25
第19図	九州四万十帯の変成分帯	27
第20図	神門地域における特徴的な変成鉱物の分布図	28
第21図 a・b	渡川越えから高峰方面を望む	31
第1表	地質総括表	7
第2表	九州四万十帯北東部における層序区分の変遷	10
第I図版 a・b	神門層の剪断泥質岩の顕微鏡写真, 鳥ノ巣	
第II図版	神門層の枕状溶岩, 阿切	
第III図版	長い尾をひいた玄武岩枕	
第IV図版 a・b	玄武岩枕の周縁部の帯状構造	
第V図版 a・b	白亜系諸塚層群の砂岩	
第VI図版 a・b	古第三系日向層群および神門層の砂岩	

神門地域の地質

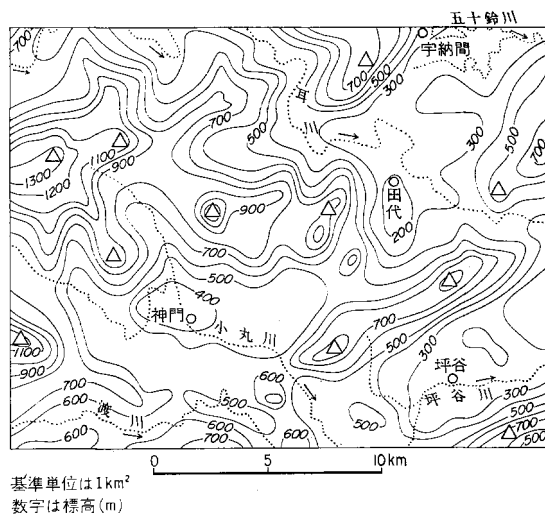
今井 功*・寺岡易司*

奥村公男*・小野晃司**

神門地域の野外調査は、昭和38年度から43年度まで今井・寺岡によって行なわれ、昭和50年度に小野が阿蘇火砕流および尾鈴山酸性岩類の調査を、今井・寺岡・奥村が四万十累層群の補足調査を行なった。なお昭和40年度には、現地調査に際し磯見博技官の協力をうけている。執筆は今井・寺岡が主として堆積岩類を、奥村が四万十累層群中の塩基性岩類および変成作用を、小野が阿蘇火砕流および尾鈴山酸性岩類を担当し、今井がこれを調整した。本研究で使用した薄片の作製は、技術部特殊技術課の大野正一・村上正・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治の各技官が担当した。

I. 地 形

神門^{みかど}地域は、九州中央部を北東から南西に走る九州山地の南東側の一郭を占めており、その大部分が四万十累層群からなっている。この地域は、第1図の接峰面図を参考にすると、地形上次のように大別

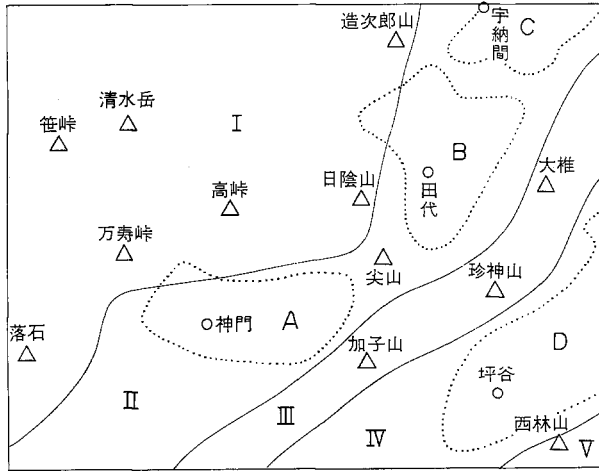


第1図 神門地域の接峰面図
Summit level map of the Mikado district.

* 地質部
** 環境地質部

することができる（第2図）。

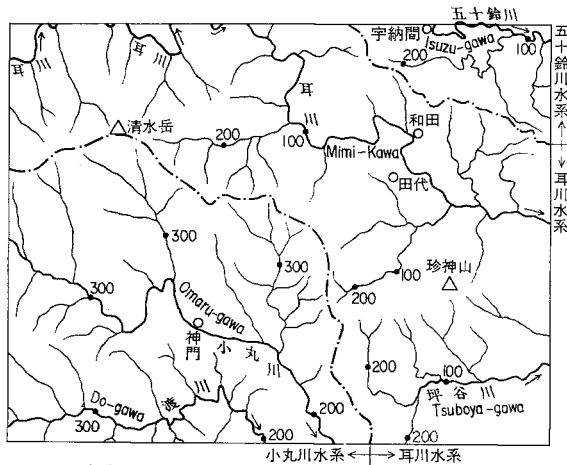
- 諸塚・椎葉山地
- 神門・田代凹地
- 珍神山山嶺
- 坪谷凹地
- 尾鈴山山塊



- I 諸塚・椎葉山地
Morotsuka-shiiba
Mountain
- II 神門・田代凹地
Mikado-Tashiro
Trough
- III 珍神山山嶺
Chirjinzan Ridge
- IV 坪谷凹地
Tsuboya Trough
- V 尾鈴山山塊
Osuzuyama Block
Mountain
- A 神門盆地
Mikado Basin
- B 田代盆地
Tashiro Basin
- C 宇納間盆地
Unama Basin
- D 坪谷盆地
Tsuboya Basin

第2図 地形区分図

Classification of landform of the Mikado district.



- 分水線 Divide
- 河床高度(m) Height(m) of river bed

第3図 水系図

Map showing drainage system in the Mikado district.

これらの山地や凹地を横断して、五十鈴川、耳川、坪谷川（耳川の支流）、小丸川、渡川（小丸川の支流）の主要河川が南東ないし東方に流れている。比較的蛇行の多いこれらの河川は、山地では下刻が著しく、各地で深い横谷を形成しており、凹地では流域に平地をつくり、河岸段丘を形成している（第3図）。

諸塚・椎葉山地

この山地は九州山脈の主脈の一部をなし、造次郎山（733m）、日陰山（880m）、高峠（1,100m）、万寿峠（1,043m）、落石（1,221m）を連ねる線をほぼ南東縁とし、図幅地域の面積の約%を占めるが、耳川や小丸川およびそれらの支流によって刻まれて、いくつかの山塊に分断され、稜線は多岐に分れ、複雑な形を呈する。図幅地域内の最高峰は、笹の峠南西の高地で、標高1,359mである。山地の大部分は白亜系の諸塚層群からなる。その南東縁部は多数の衝上断層により覆瓦構造を呈する古第三系の神門層からなり、急斜面をなして山地前縁の神門・田代凹地に接する。この山地の東の突出部にあたる日陰山（898m）は、神門層中の塩基性岩類からなる衝上地塊である。

神門・田代凹地

諸塚・椎葉山地と珍神山山嶺にはさまれた山間凹地で、第三系日向層群の頁岩の優勢な部分からなる。この凹地には、田代南西方の^{とんがり}尖山（703m）および耳川水系と五十鈴川水系とを境する分水嶺によって距てられた神門・田代・宇納間の3つの盆地がある。

神門盆地は接峰面高度500m以下で、盆地内の西に偏して接峰面高度400m以下の低地がある（第1図）。神門・^{きじの}鬼神野の部落を含むこの低地には、僅かながら阿蘇火砕流¹⁾が保存されている。その基底面高度は260～300mである。

田代盆地は接峰面高度300m以下で、神門盆地よりも低位にある。田代付近には接峰面高度200m以下の低地がある。そこでは阿蘇火砕流が比較的広く分布しており、その基底面高度は80～150mである。基底面高度80～100mのところでは、阿蘇火砕流の下に厚さ数mの礫層（高位段丘堆積物）があり、この低地がかって耳川の河床であったことを示している。

宇納間盆地は接峰面高度300m以下で、田代盆地との高度差はあまりない。盆地内には阿蘇火砕流が断片的ながら比較的よく残存しており、その基底面高度は160～200mである。

珍神山山嶺

この山嶺は、北は大椎（543m）の北東方から、珍神山（823m）、加子山（867m）を経て、さらに南西へと狭長に連なるが、耳川、小丸川、渡川に下刻されて、いくつかの山塊に分断されている。山稜は山塊ごとに南にずれて、雁行状を呈する（第1図）。概して、南東斜面の方が北東斜面よりも急傾斜である。この山嶺は主として日向層群の砂岩からなっている。

坪谷凹地

珍神山山嶺と尾鈴山山塊にはさまれた凹地で、主として日向層群の頁岩からなっている。凹地は接峰面高度500mから200mへと北東に向ってしだいに低くなる。坪谷川流域では河岸段丘の発達が良好である。

1) 以下、混乱が生じない場合は、火砕流の語を現象だけでなく、その堆積物にも用いる。

尾鈴山山塊

図幅南東隅の西林山（786m）を含む山地は、尾鈴山（1,405m）山塊の一部をなすもので、尾鈴山酸性岩類で構成されている。尾鈴山山塊は、一般に南東斜面が緩傾斜、北西斜面が急傾斜をなしている。北西斜面にあたる本地域では、突骨とした山嶺が坪谷川にせまって屹立している。

以上の山地や凹地の配列は、基本的には四万十累層群の帯状構造に支配されている。四万十累層群の帯状構造が形成されたのは中新世前期の末葉である。また、河川の南東流の一般的傾向は、内陸部が隆起する傾動に起因するもので、このような傾動運動は、中新世後期から更新世前期にかけて、段階的に進行したと思われる。したがって、本図幅地域の地形の原形は、帯状構造を呈する四万十累層群が、傾動運動の過程で岩質の差による選択侵食をうけて形成されたものであろう。阿蘇火砕流の流出時（更新世末）には、現地形はほぼ形成されていた。

Ⅱ. 地 質 概 説

神門地域は、西南日本外帯の最外側（太平洋側）を占める四万十帯に属しており、九州の四万十帯ではその北東部に位置している。

九州四万十帯を構成する四万十累層群は、塩基性火山岩類を挟む厚い地向斜堆積物からなり、全体として、低度広域変成作用をうけている。この累層群の地質時代は白亜紀から第三紀中頃におよぶ。

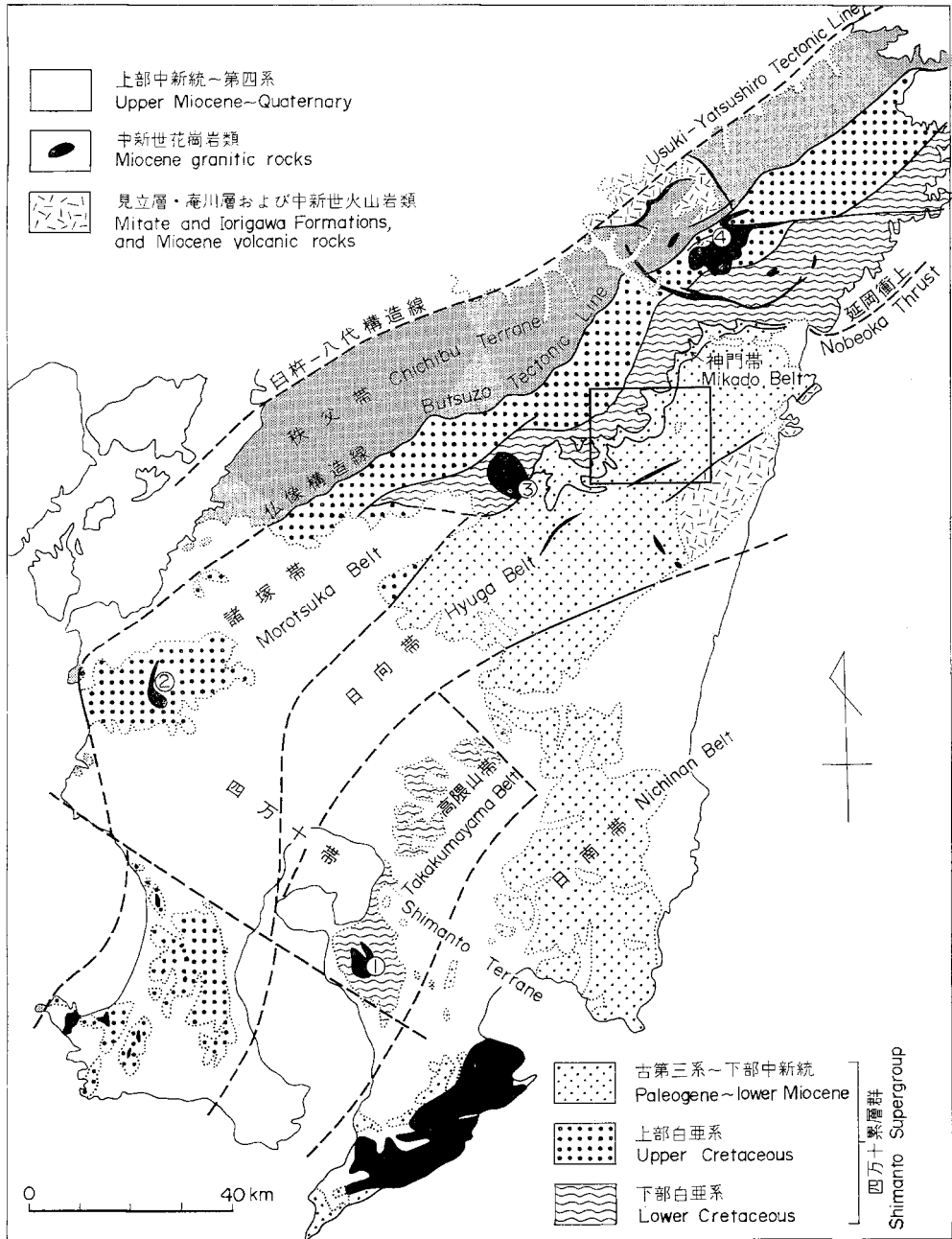
九州の四万十帯は、第4図に示すように、北から諸塚帯・神門帯・日向帯・高隈山帯・日南帯に構造区分される。各帯の境はいずれも断層である。このうち、諸塚帯・高隈山帯には白亜系、神門帯・日向帯・日南帯には古第三系がそれぞれ分布する。秩父帯と四万十帯とを境する仏像構造線は、断層面が北西に傾く衝上断層で、佐伯の北から神門地域の北方を通り、紫尾山の西方で南に大きく屈曲して薩摩半島の西端にのびる。諸塚帯と神門帯は延岡衝上によって境されるが、この断層は市房山付近では日向帯の北縁を限り、それより西では諸塚帯に入り、人吉の北方で他の断層に切られて消失する。神門帯と日向帯とは、日陰山衝上および大藪衝上で境される。

神門地域の四万十累層群は、白亜系の諸塚層群、第三系の神門層および日向層群に区分され、これらはそれぞれ諸塚帯・神門帯・日向帯に分布する（第5図）。いずれも厚い砕屑岩層からなり、諸塚層群と神門層には塩基性岩類がある。とくに神門層には玄武岩の枕状溶岩が多い。諸塚層群と神門層・日向層群との間には、砂岩組成の上で大きな差異がある。このことは、白亜紀と第三紀の間に、著しい古地理的变化があったことを示している。

以上の各層とも、地層の一般走向は北東—南西方向で、大部分は北西に傾斜しているが、多くの走向断層で切られて複雑な地質構造を呈している。このような地質構造の主要な形成時期は、中新世前期の末葉（高千穂階梯）である。

日向層群と断層で接する中部中新統庵川層は、四万十累層群の砂岩を礫としてもち、東隣の富高²⁾ 図

2) 地形図は現在「日向」と改称されている

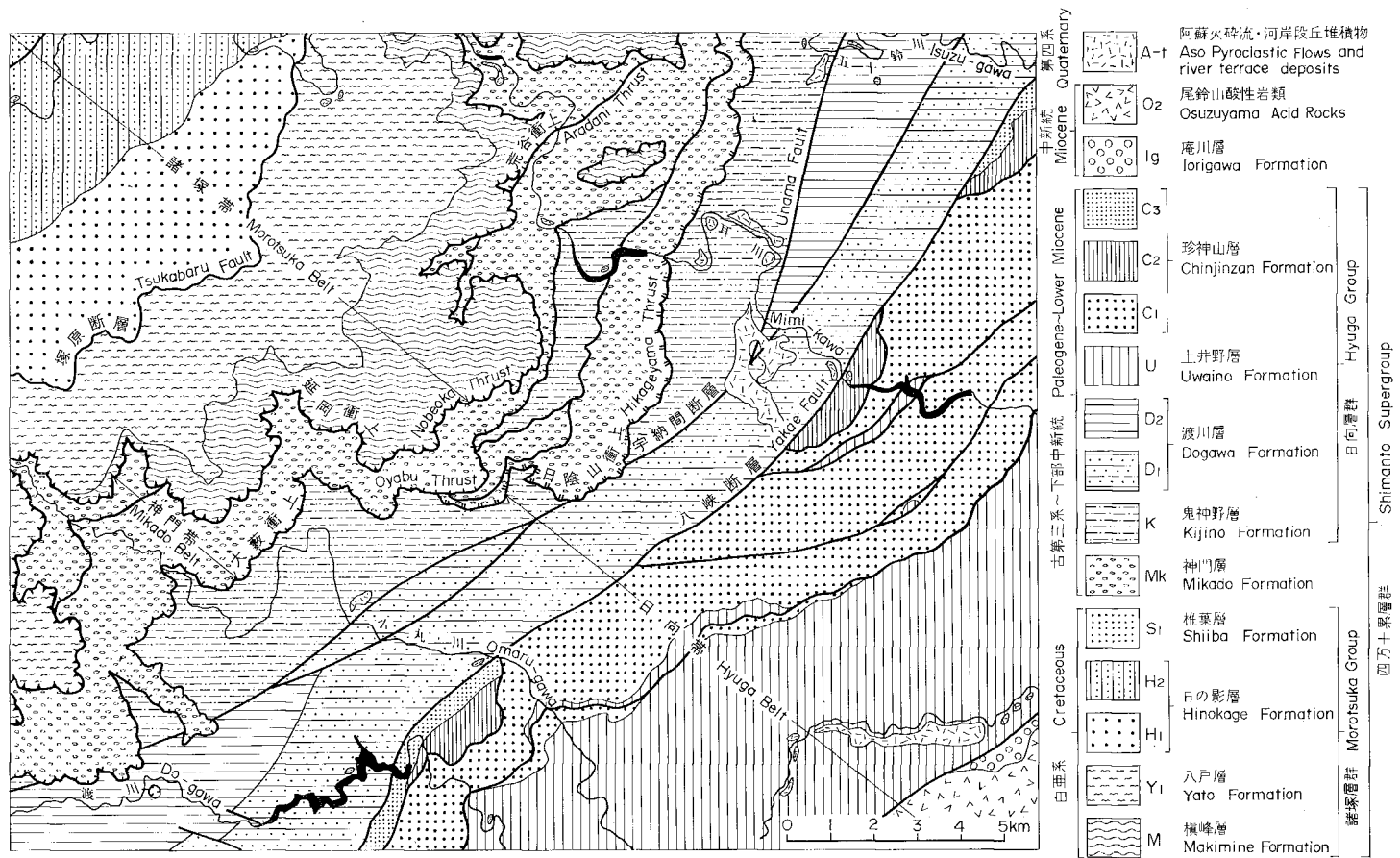


第4図 九州四万十帯の地質概略図

長方形は神門地域を示す

1: 高隈山 (Takakuma-yama), 2: 紫尾山 (Shibi-san), 3: 市房山 (Ichifusa-yama),
 4: 大崩山 (Okue-yama)

Geologic sketch map of the Shimanto Terrane in Kyushu. Rectangle indicates the Mikado district.



第 5 図 神門地域地質図
Simplified geologic map of the Mikado district.

幅地域内では、日向層群の一員とみなされる下部中新統門川累層 (HASHIMOTO, 1961) を著しい傾斜不整合で被覆している。本図幅地域では直接の関係はわからないが、日向層群と断層で接しているものと思われる。尾鈴山酸性岩類は日向層群と断層で接し、庵川層を被覆する (野沢・木野, 1956; 橋本・宮久, 1959; 中田, 1978)。その地質時代は中新世中期 (15±2m. y.) である (SHIBATA and NOZAWA, 1968)。日向層群に貫入する花崗斑岩もほぼ同時期とみなされる。

これらの酸性火成活動の後、おそらく更新世前期の末に、北西側が隆起し南東側が沈降する傾動運動が顕著となり、これに伴う削剝・侵食によって現地形の原形が形成された。耳川の旧河床をなした高位河岸段丘堆積物の基底面高度は80~100m (比高40~60m) である。更新世末期には、阿蘇火山の噴火による火砕流が五十鈴川・耳川・小丸川・渡川に沿って流下し、とくに低地に厚く堆積した。これには小野ほか (1977) のAso-3とAso-4に相当するものが含まれ、前者は田代盆地と宇納間盆地のみに分布し、後者は主要河川沿いの各地で見られる。低地を流れる河川の沿岸には、低位の河岸段丘が形成された。各河川の流域には、沖積層が小範囲に分布する。

以上の地質関係を総括すると、第1表のようになる。

第1表 地質総括表

		地 質 系 統		摘 要
		諸 塚 帯	神門・日向帯	
第 四 紀	完 新 世	沖 積 層 低位河岸段丘堆積物		阿蘇火山活動 現地形の原型ほぼ完成 ↑ 傾動運動の段階的進行
	更 新 世	阿蘇火砕流 高位河岸段丘堆積物		
新 第 三 紀	鮮 新 世			酸性火成活動 四万十累層群の主要変形時期 (高千穂階梯)
	中 新 世	花崗斑岩 尾鈴山酸性岩類 庵 川 層		
古 第 三 紀		日 向 層 群	珍 神 山 層	塩基性海底火山活動 堆積盆地の外側移行
			上 井 野 層	
		渡 川 層		
		鬼 神 野 層		
		神 門 層		
白 亜 紀	諸 塚 層 群	椎 葉 層		塩基性海底火山活動
		日 の 影 層		
		八 戸 層		
		横 峰 層		
		↓ ?		

Ⅲ. 四万十累層群

Ⅲ. 1 研究史

九州四万十帯の研究は1950年代から急速に進展した。それは秩父帯と四万十帯とを境する仏像構造線の位置の決定によるところが大きい。以下、神門地域を中心として九州四万十帯研究史の概要を述べる。

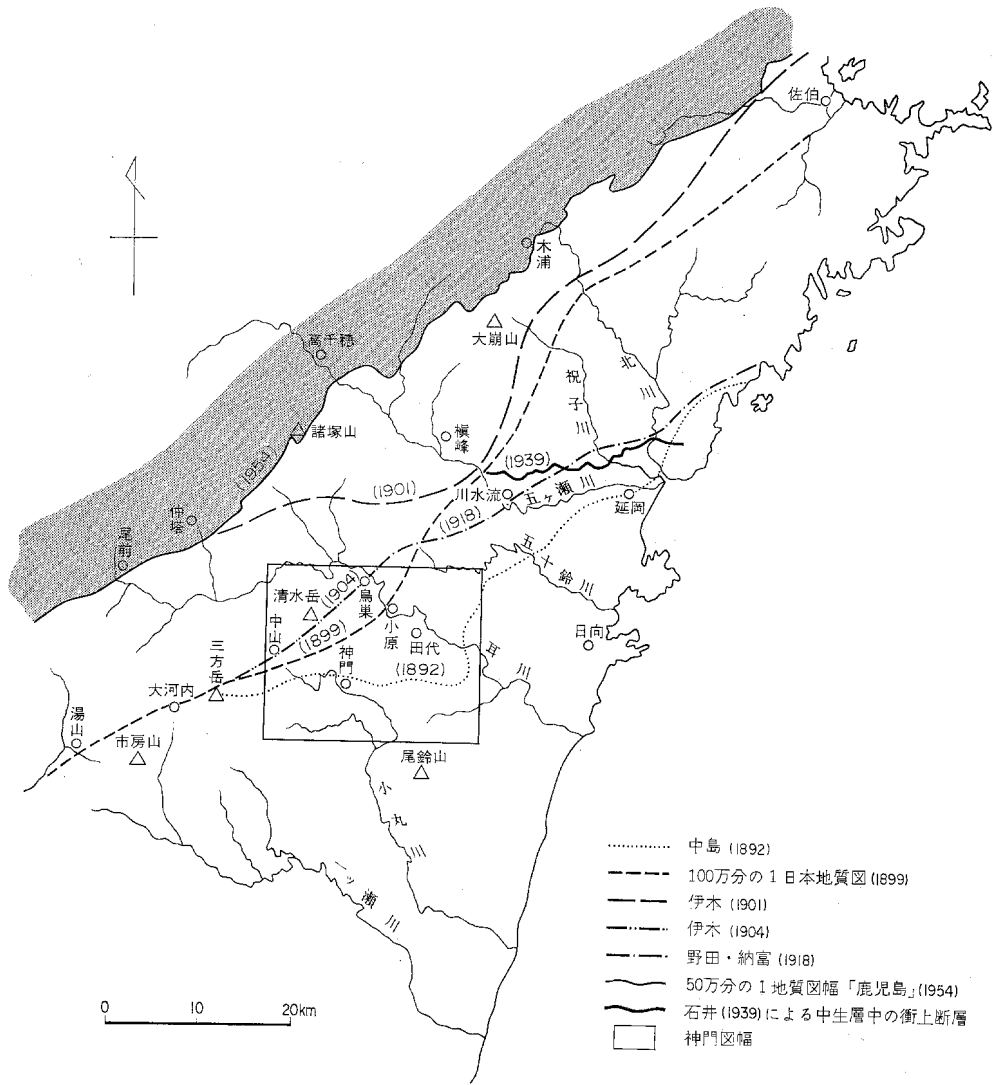
南九州において、秩父系（古生層）の南に時代未詳層が広く分布することは、中島（1892）によってすでに指摘されていた。しかし、これらの境がどこを通るかということや、その意義については、必ずしも判然としなかった。この境がはじめて地質図上に明示されたのは、100万分の1大日本帝国地質図（1899）においてである（第6図）、それによると、古生層と時代未詳中生層の境は、市房山の西、湯山付近から椎葉村大河内を経て、本地域内では小丸川上流中山の南から田代西方の小原付近を通り、五カ瀬川沿いの川水流の西に達している。その後、伊木（1904）は両者の境を若干変更し、耳川沿いの鳥巢と小丸川沿いの中山の南を連ねる線とした。その南西延長は大河内を経て湯山に達する。野田・納富（1918）もこの説をとり、その北東延長を川水流付近から延岡北方に求めた。

これらの見解の根拠は、顕著な千枚岩帯の存在を認め、これを古生層の変成相とみなしたことにあり、境界線は千枚岩帯の南限にあたっている。本地域の延岡衝上はこの境界線にほぼ相当する。なお、小川琢治は100万分の1大日本帝国地質図説明書（1900）のなかで、紀伊半島より四国・九州の南岸に沿って発達する中生層をはじめて四万十統として一括している。これは四万十帯研究史の第一頁にあたる。

古生層と時代未詳中生層の境については、全く別の見解もあった。伊木（1901）は、“鳥巢—中山線”を認める以前に、秩父系の南限を、よく連続する石灰岩層をもとにして、椎葉村尾前付近から十根川沿いの仲塔に至る線に求めている。これは現在の仏像構造線に相当するものである。しかし、その東の延長は横峰の東に達する。これは千枚岩帯の南限に相当する。ただこの見解は、伊木自身が放棄したため、ながらく注目されなかった。

その後、四国四万十帯を研究していた YEHARA（1926）は、時代未詳中生層安芸川層群とジュラ紀鳥巢層群とを一括して四万十川統とよんだ。秩父系との境は現在の仏像構造線に近い位置にある。九州では、大谷（1926, 27）が八代以東、球磨川上流の秩父系南綾部を神の瀬帯とよんで、その南に広く分布する砂岩粘板岩帯（＝安芸川層）と区別した。この境も現在の仏像構造線に一致する。小林（1931）は、九州の神の瀬層から四国の三宝山石灰岩層、関東山地の御前山層に至る一連の石灰岩層の南限をなす断層を、糸川仏像地質構造線とよんだ。現在の仏像構造線はこれに由来する。

こうして四万十帯の性格が明らかになるにつれて、千枚岩帯南限説は否定された。石井（1939）は、7万5千分の1地質図幅「延岡」で、先第三系をすべてジュラ紀鳥巢安芸川統として一括し、仏像構造線の位置を図幅地域よりはるか北方に考えた。しかし彼は延岡の北を東西に走る著しい衝上断層を認めている。この衝上断層は千枚岩帯の南限にあたり、延岡衝上にほぼ相当する。四万十帯における千枚岩



第6図 秩父系の南限線に関する1954年以前の諸説

帯の位置づけの問題が提起されたわけである。一方、秩父古生層と時代末詳中生層との境は、仏像構造線に相当する断層に求められたが、それが具体的に九州のどこを通るかについては、まだ不明なところが多かった。

松下 (1941)は大分・宮崎県境部付近で木浦衝上を発見し、以後、勘米良 (1950)、橋本 (1955)、大分県 (1951)、藤井 (1954)らによって、仏像構造線に相当する断層が各地で発見された。それらは50万分の1地質図幅「鹿児島」(1954)で明示され、ここに九州における四万十帯の北限がほぼ定まった。一方、黒田・松本 (1942)は、これまで時代末詳中生層と新第三系からなるとされていた宮崎県南部において、古第三系(日南層群)の存在を明らかにし、これと新第三系(宮崎層群)との間の顕著な傾斜

不整合で示される地変を高千穂変動（階梯）とよんだ。この日南層群については、その後、首藤（1963）が下位の頁岩の優勢な日南亜層群と上位の砂岩の優勢な酒谷亜層群とに大別し、前者を漸新世中後期、後者を中新世前期とした。

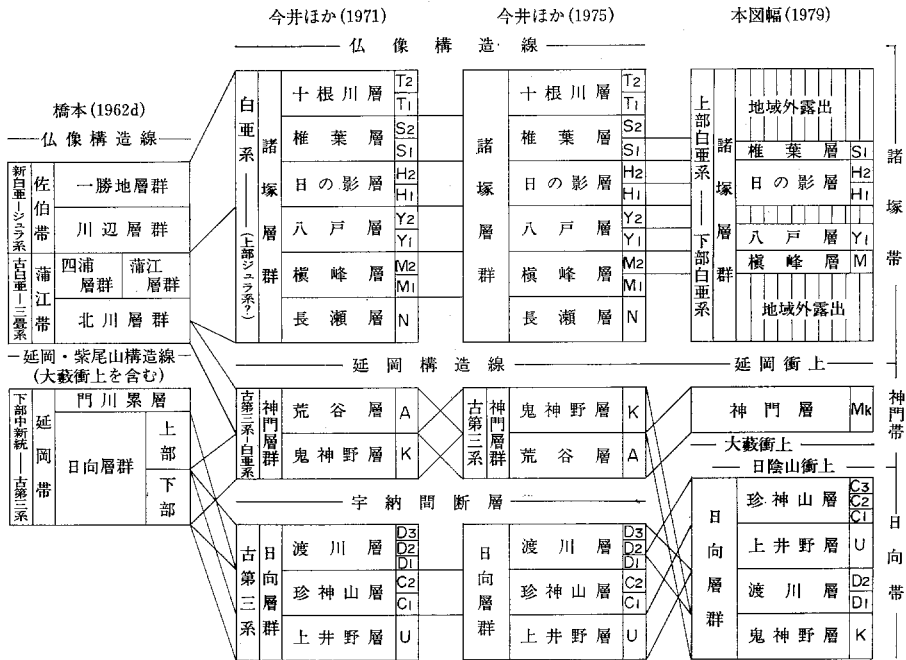
九州四万十帯に関する知識は1950年代になって急速に増加した。本地域周辺に関しては、斎藤ほか（1955）、野沢・木野（1956）、橋本ほか（1956）、神戸（1957）、斎藤ほか（1958）、野田・橋本（1958）、橋本・宮久（1959）、橋本（1961）などの研究がある。

橋本（1962）は、九州四万十帯を北から佐伯帯・蒲江帯・延岡帯・高隈山帯・日南帯・熊本帯に区分し、蒲江帯と延岡帯とを境する延岡—紫尾山構造線の重要性を指摘した。この蒲江帯には千枚岩帯が含まれる。延岡—紫尾山構造線は、本地域周辺では筆者らの神門層の分布の南限線に近い。また、金属鉱物探鉱促進事業団（1967, 1969, 1970）は日の影地域を中心に広域にわたる地質図を作成した。

その後、今井ほか（1971）は、九州四万十帯北東部地域において、層序区分・構造区分・変成分帯を行ない、地質構造と低度広域変成作用との関係を論じた。また寺岡ほか（1974）は、宮崎県耳川流域の四万十累層群の砂岩組成を研究し、白亜系型砂岩と第三系型砂岩とを区別した。そしてこれをもとに、九州および四国西部の四万十累層群のおおまかな層序・構造区分を行なった。さらに今井ほか（1975）は、層序・岩相・砂岩組成・地質構造・変成作用などを総合して、九州四万十帯を北から諸塚帯・神門帯・日向帯・高隈山帯・日南帯に区分した。

一方、勘米良・坂井（1975）は、本図幅地域付近の四万十累層群を検討し、断層による地層の繰り返しを強調して、今井ほか（1971）の層序区分を大幅に改訂した。そして、地質構造や堆積相の特徴から、四万十累層群の堆積場は島弧—海溝系外側部に対応するものとみなし、プレート・テクトニクス立場

第2表 九州四万十帯北東部における層序区分の変遷



からの地相モデルを提示した。

また岡田(1977)は、九州各地および種子島・奄美大島の四万十累層群の砂岩組成の予察的研究を行ない、砂岩組成の層序的变化にもとづく“岩石帯”の設定が可能であることを示した。さらに寺岡(1977)は、九州・四国西部の四万十累層群砂岩と西南日本中軸帯の白亜系砂岩を比較して、これらの組成の層序的・地域的变化を明らかにし、堆積物の供給源について論述した。その際に、勘米良・坂井(1975)の層序・構造論に対する反論をいくつかあげている。

このように、九州四万十帯の研究は最近急速に発展したが、まだ解明すべき問題が数多く残されている。本図幅においても、さらに層序の改訂や構造の再検討が行なわれている(第2表)。

III. 2 層 序

III. 2. 1 諸塚層群

諸塚層群は下位から長瀬・榎峰・八戸・日の影・椎葉・十根川の6層に区分され(今井ほか, 1971), 南東から北西へと順次上位の地層が露出する。本層群の分布の北縁は想像構造線に限られて秩父帯の中・古生層に接し、南縁は延岡衝上³⁾を境として神門層に接する。本図幅地域内に露出する諸塚層群は、榎峰・八戸・日の影の3層と、椎葉層の最下部のみである(第7図)。

榎峰層(M)

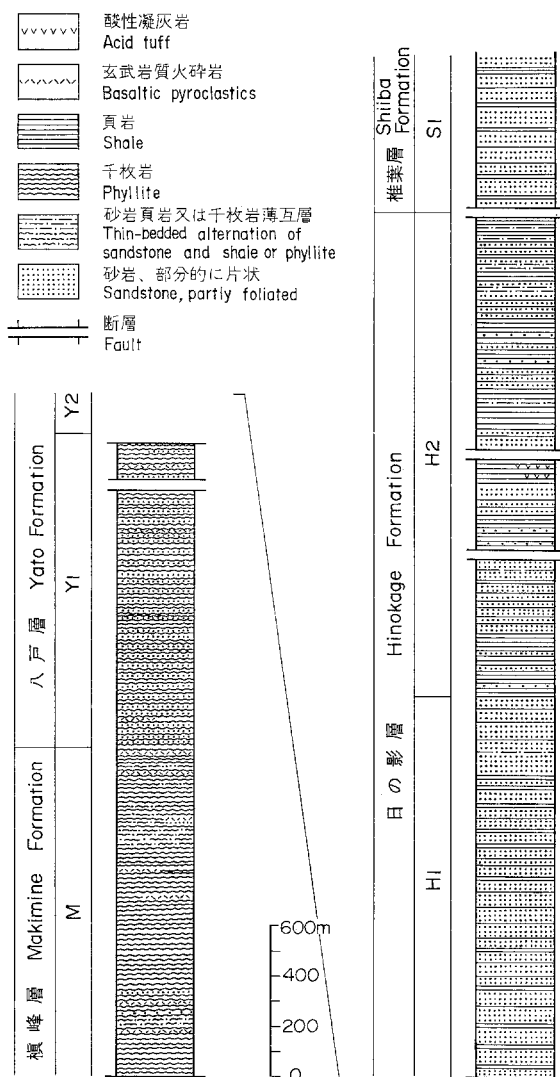
本層は延岡の北から榎峰付近にかけて広く分布するが、下限を延岡衝上に切られ、本地域内では南西に向ってほしいに露出部分が狭くなり、小丸川上流の弓弦葉付近で尖滅する。本図幅地域での最大層厚は約1,300mである。

主として泥質岩からなり、砂岩・砂岩泥質岩薄互層および塩基性岩類を伴う。地層の上下判定は薄互層部でみられる級化層理によって可能である。泥質岩は千枚岩化しており、一般に黒色を呈し、凝灰質部では緑・赤褐色を帯びる。種々の線構造が認められ、ときに石英脈が発達する。片理面は概して地層面に平行である。新鮮なばあい、雲母片や石墨などによって特有の樹脂状光沢を呈する。砂岩は一般に細粒で、片状を呈し、砂岩中に含まれる泥質岩片(同時侵食による)は葉片状をなしている。塩基性岩類は玄武岩質火砕岩からなり、厚さ1~5mのものが数層準に認められる。このうち榎峰層の上限近くのもの、ほとんど全域にわたって追跡され、よい鍵層となる。北隣の諸塚山図幅地域から九州東岸部にかけての地域では、塩基性岩類がよく発達し、榎峰付近ではこれに伴って層状含銅硫化鉄鉱床が各地にみられるが、本地域では塩基性岩類に乏しく、これらの鉱床もほとんど知られていない。なお、榎峰・八戸・日の影の各層に挟在する塩基性岩類はいずれも玄武岩質で、大部分が火砕岩であるが、延岡図幅以北では枕状構造をもつ溶岩もみられる。

八戸層(Y1)

本層は泥質岩・砂岩からなる下部(Y1)と泥質岩を主とする上部(Y2)とに大別されるが、本地域では上部のY2は露出しない(第2表)。八戸層は下位の榎峰層と整合関係にあり、上限は塚原断層に切

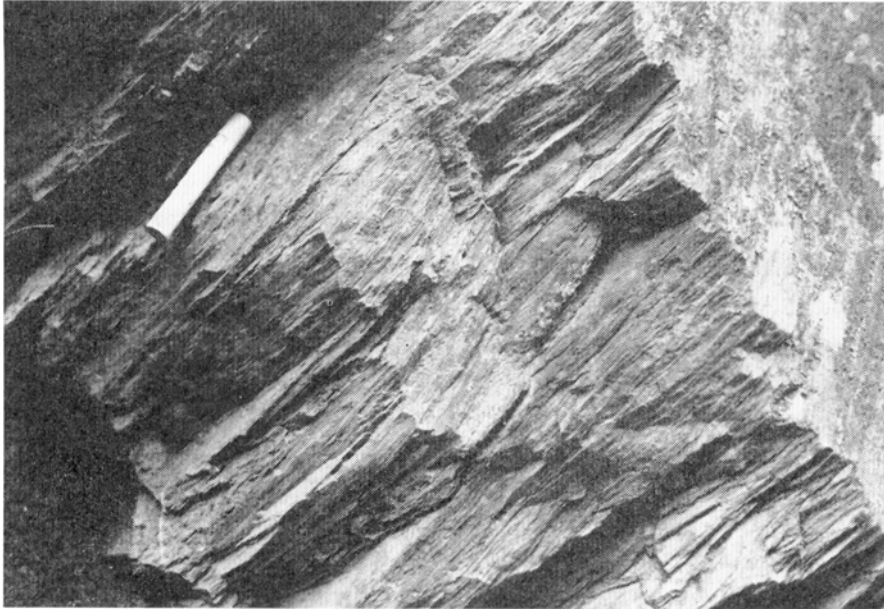
3) 以下、本図幅地域の主要な衝上断層を、“延岡衝上”、“大敷衝上”などと固有名詞でよぶ。



第7図 諸塚層群柱状図
Columnar sections of the Morotsuka Group.

られて日の影層と接する。なお、小丸川上流の弓弦葉付近より西では、延岡衝上のために槇峰層を欠き、八戸層が直接神門層と接する。

本地域内の八戸層Y1では、一般に泥質岩と砂岩がそれぞれ2~25mの厚さをもって交互し、全体としては泥質岩が優勢である。また、層準によっては中~薄互層も発達し、これらもしばしば級化層理を示す。泥質岩は千枚岩—千枚岩質粘板岩である(第8図)。砂岩は細—中粒で、頁岩片を含み、多くのばあい片状を呈する。槇峰・八戸両層を通じ、片理の発達は、層序的に下位から上位へ、地域的には北東から南西にいくにつれてわるくなる傾向がある。諸塚山地域以東では、八戸層中にも塩基性岩類がかなり多く挟在するが、本図幅地域ではごく少なく、そのほとんどが玄武岩質火砕岩である。耳川流域



第8図 八戸層Y1の千枚岩, 恵後の崎北方
Phyllite of the Yato Formation, north of Egonosaki

では、これに薄いチャートを伴なう。

日の影層 (H1, H2)

本層は上下限とも断層で切られ、本地域の北西部に分布する。本層は砂岩を主とする下部 (H1) と砂岩頁岩互層からなる上部 (H2) とに大別される。

H1は主として砂岩からなり、頁岩—粘板岩を挟む。砂岩は八戸層のものに較べて概して粗く、粗粒砂岩もかなりあり、一般に厚層をなす。泥質岩は部分的には千枚岩質であるが、槇峰層や八戸層にみられるものほど顕著ではない。層厚は露出するかぎりでは約1,500mである。

H2はH1上に整合に重なる頁岩の厚層をもってはじまり、種々の規模の互層からなるが、大局的にみると、頁岩がちの部分と砂岩がちの部分30～250mの厚さをもって交互しており、各部分の厚さは上位になるにつれて小さく、頁岩の比率が大きくなる傾向がある。部層全体としては頁岩が卓越し、本図幅地域では約1,800mの最大層厚をもつ。諸塚山図幅地域内では、本層中に塩基性岩額を伴なうことがあるが、本地域にはみられない。耳川の南岸、啞谷の下流部には厚さ数mの酸性凝灰岩がある。同様の凝灰岩は、諸塚山図幅や椎葉村図幅地域内では、日の影層の上部や椎葉層にみられる。

椎葉層 (S)

本層は砂岩の優勢な下部 (S1) と砂岩頁岩互層からなる上部 (S2) とに大別される。上下限とも断層で切られる。諸塚山図幅や椎葉村図幅地域に広く分布するが、本地域では北西隅にS1最下部にあたる厚さ600mの地層が露出するにすぎない。これは主として砂岩からなり、頁岩の薄層をはさむ。砂岩は一般に粗粒で、厚層をなすが、上部ほど板状砂岩が多くなり、頁岩のはさみを増す傾向がある。

Ⅲ. 2. 2 神門層 (Mk)

神門層は今井ほか (1975) の神門層群荒谷層に相当する。神門層群は荒谷層と鬼神野層からなるとされてきたが、その後の調査結果から、両層の岩相が著しく異なること、これらは大規模な衝上断層で境され、構造的ギャップが大きいことがわかったので、本文では荒谷層を神門層と改称して独立させ、鬼神野層は日向層群に含める (第2表)。

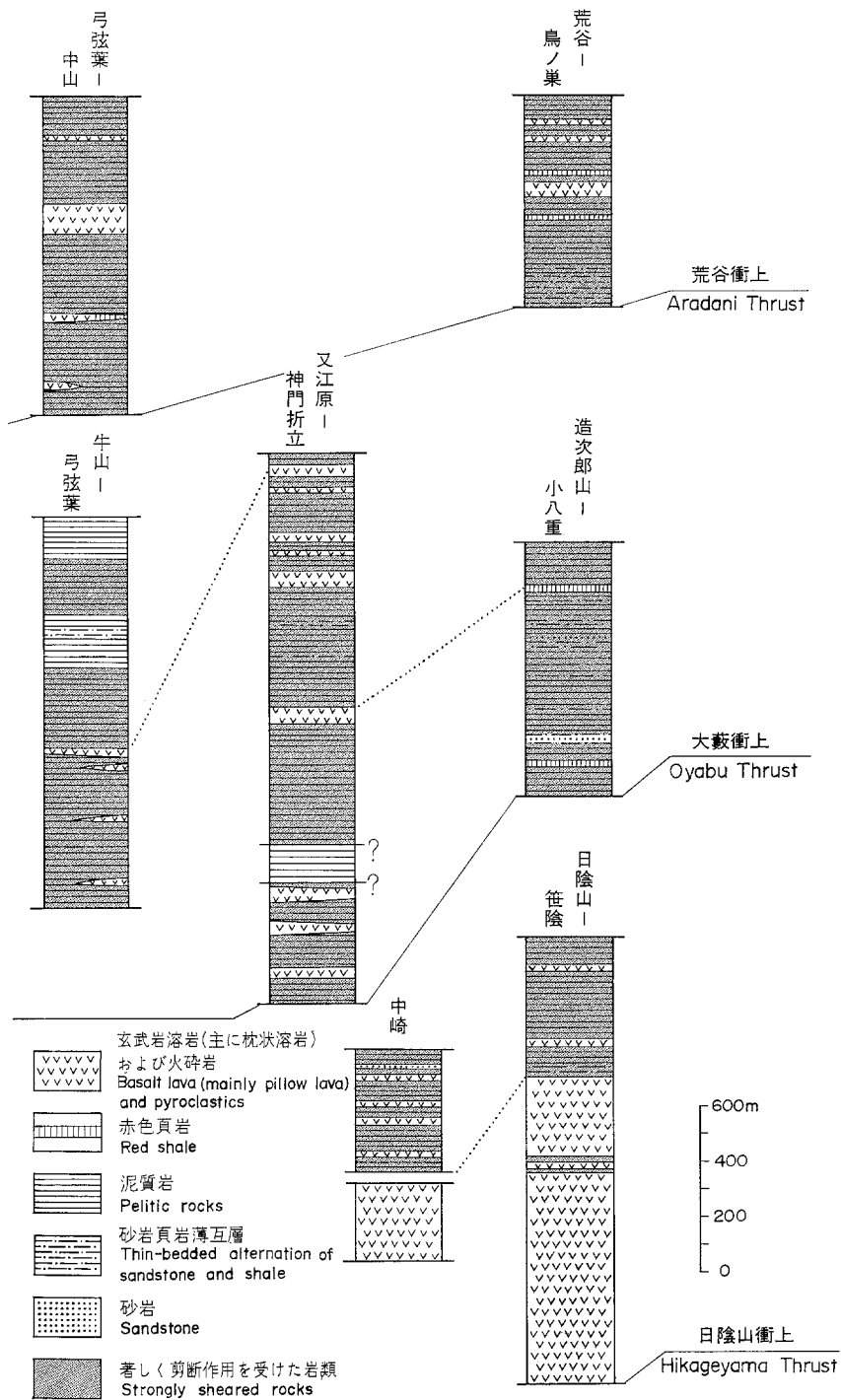
神門層は諸塚層群と日向層群の間に幅狭く分布し、北縁は延岡衝上で、南縁は大藪衝上 (野田・橋本, 1958) および日陰山衝上で限られる。全般に多数の衝上断層に切られて覆瓦構造を呈し、地層は著しく擾乱または圧砕されていて、全体の層序はよくわからない。耳川沿いの笹陰^{ささかげ}西方では、鬼神野層の一部が覆瓦構造にまきこまれて、神門層中にレンズ状に挟まれる。

本層は主として泥質岩と塩基性岩類からなり、砂岩頁岩薄互層・砂岩・赤色頁岩を伴う (第9図)。一般に擾乱はげしく、互層中の砂岩はこまかくちぎれてブーディング化ないしブロック化している。泥質岩は著しい剪断作用を受けており (第10図a, b)、延岡衝上に近い所では再結晶石英の球状集合体が圧砕された泥質基質中に含まれる。延岡衝上から遠ざかるにつれて、石英集合体はより扁平になってレンズ状に配列し、全体として縞状構造を呈するようになる (図版I)。これはかつて橋本 (1961) が蒲江帯の縞状石英黒色千枚岩とよんだものに相当する。なお、延岡衝上の近くではごくまれに千枚岩状を呈する部分があるが、これは諸塚層群の槇峰層がとりこまれた可能性もある。

塩基性岩類は玄武岩溶岩を主とし、同質火砕岩やごく少量の斑岩を伴わない、大部分の溶岩は枕状構造を呈する。これらは場所により厚さも岩相も変化するが、側方にかなりよく追跡される。まわりの碎屑岩層、とくに下位のものは断層で境されていることが多く、塩基性岩類全体の岩相がみられる例は少ない。しかし、溶岩から火山角礫岩、岩または凝灰岩、赤色頁岩をへて上位の碎屑岩へ漸移的に移行する場合もあり、またこのような岩相変化は水平方向でも認められる。上下限が断層で切られている場合でも、岩体内部の層状構造はまわりの碎屑岩層のそれと調和的で、いずれも逆転構造を示すことはほとんどない。

このような岩体内部の構造やまわりの地層との関係からみると、塩基性岩類は上下にひきつづく碎屑岩と同じ堆積場で形成されたものであることは明らかであり、これだけを異地性の岩体とみなすことはできない。なお、後述するように神門層の砂岩は日向層群のそれとよく似た組成をもち、いずれも酸性火成岩に富む源岩からもたらされた陸源堆積物である。以下、代表的な塩基性岩体について記述する。

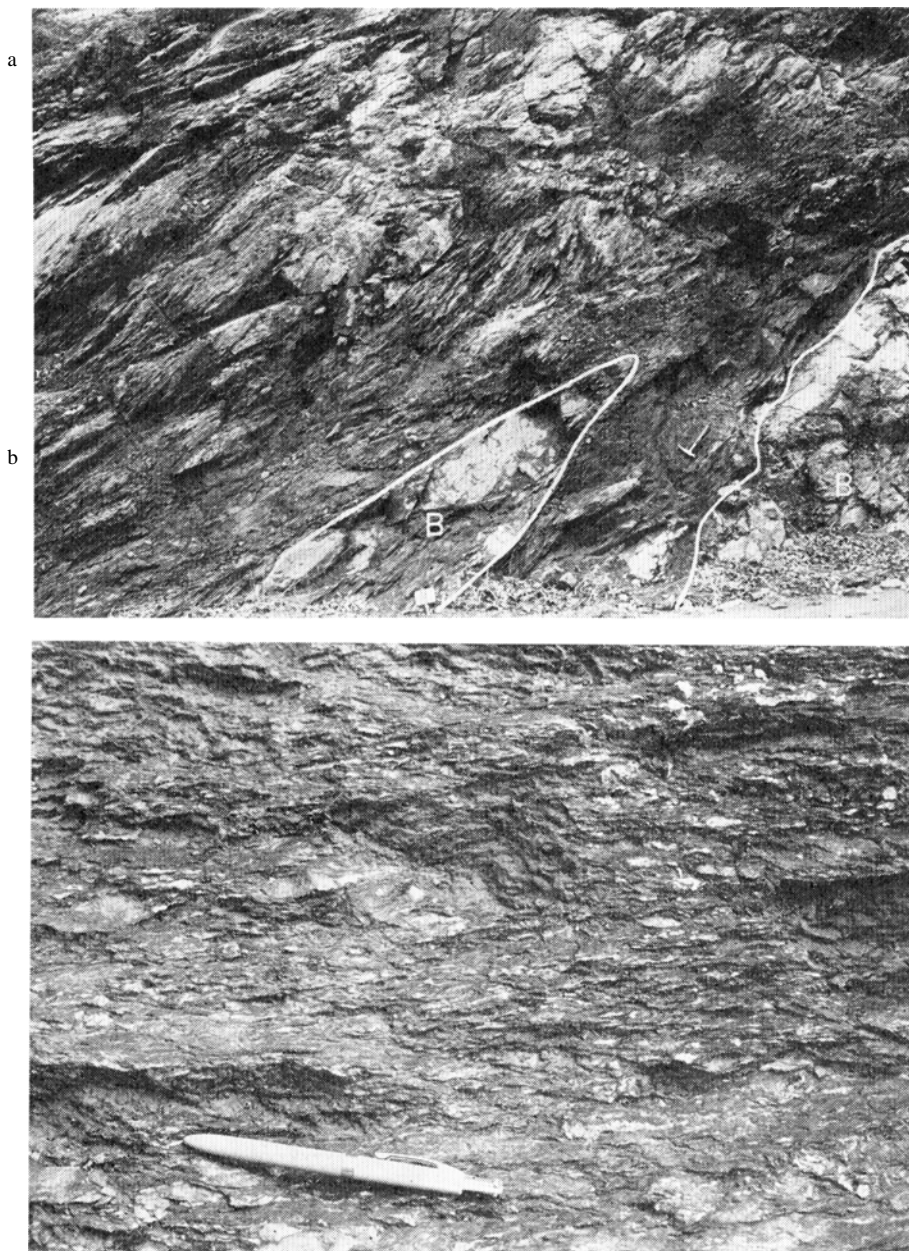
小丸川上流の阿切^{あせり}の南東には、枕状溶岩から凝灰岩を経て上位の頁岩に移化する連続露頭がみられる (第11図および図版II)。枕状溶岩の下限は露頭が欠けているが、約10m下位に圧砕された泥質岩がある。溶岩は厚さ約50mで、ほとんどが扁平楕円体状の枕の集合体であり、その間に塊状の部分はなく、火砕岩からなる部分も少ない。枕状溶岩の枕の短径は30~80cm、長径は80~200cmで、枕と枕は密着しており、close packed type に属する。枕には放射状のクラックも少ない。露頭でみると、上位の枕は下位の2つの枕の谷間をうめる形で重なっており、この溶岩流が逆転していないことを示す。なお、このことは岩体のまわりの地層の上下判定結果とも調和的である。まれには図版IIIにみられるように、長い尾をひいた断面をもつ枕がある。枕状溶岩の上位には、厚さ約40mの淡緑色凝灰質頁岩が整合に重なり、その中に厚さ1~3mの赤色頁岩が3枚挟まれている。さらにその上位には、頁岩が整合に



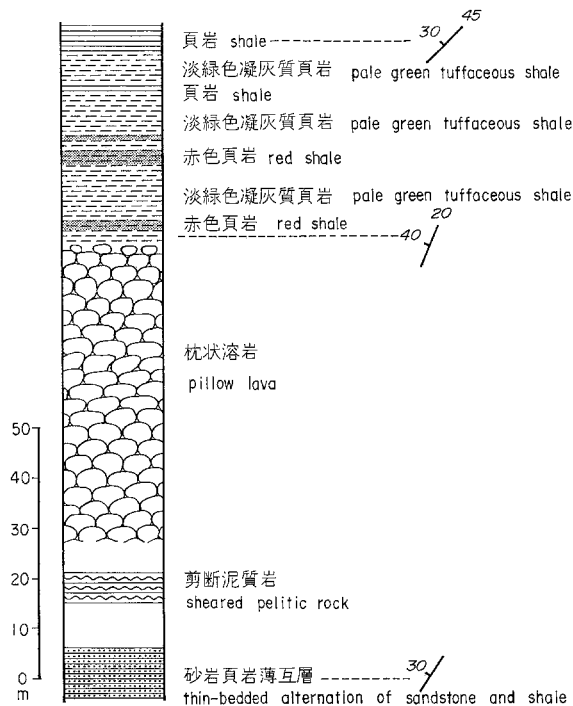
第9図 神門層柱状図
Columnar sections of the Mikado Formation.

重なる。阿切の岩体は谷底に露出し、その両側の延長はいずれも延岡衝上で切られ、諸塚層群の千枚岩におおわれる。

日陰山を構成する塩基性岩体は、下限を緩傾斜の日陰山衝上で切られ、巨大な衝上地塊をなしている。この岩体はまれに泥質岩を挟むが、主として玄武岩の枕状溶岩からなり、同質の火山角礫岩を伴な



第10図a・b 神門層の剪断泥質岩，鳥ノ巢
B：塩基性岩 (basic rock)
Sheared pelitic rocks of the Mikado Formation, Torinosu



第11図 神門層の枕状溶岩の柱状図, 阿切
 Columnar section of pillow lava of the Mikado Formation, Aseri.

う。耳川沿いの笹陰ダムサイトには、この岩体の北東端部が露出している。そこでは、枕の大きさ短径20~30cm、長径100cm位のものが多く、枕と枕の重なり方からみれば、この岩体も逆転していない。この岩体の南西端部は水清谷の上流中崎付近に露出している。そこでは厚い枕状溶岩の中心部に、わずかに塊状の部分がみられる。

顕微鏡観察によると、塩基性岩類の構成鉱物に地域による差はみられない。斑晶鉱物としては、普通輝石と斜長石が普遍的に見られる。橄欖石の残晶は見られないが、緑泥石におきかわった仮像はしばしば見られる。斜方輝石の存在を示すものは見られない。

一般に、枕状溶岩の一つの枕では、外側から内側に向かって次のような組織の変化が観察される。(1)主として緑泥石からなり、比較的大きいチタナイトや不透明鉱物を含む帯(図版IVの1の部分)で、変成作用を受ける前は、主として火山ガラスから構成されていたと推定される。(2)バリオライト様組織を呈する部分で、稲束状の細い斜長石結晶とその間をうめる不透明鉱物、輝石や緑泥石から構成される(図版IVaのIIの部分および図版IVb)。(3)枕の中心部で、細粒の玄武岩からなる部分。このような組織の変化は新鮮な枕状溶岩で観察された層状構造と似ており、上記(1)~(3)はそれぞれ PASTER (1971) の(1) clean brown glass zone, (2) variolitic zone, (3) aphanitic basalt zone に対応する。斑晶鉱物には普通輝石・斜長石・橄欖石がある。斜長石は全体が曹長石化され、橄欖石も全体が緑泥石化されている。普通輝石は一部緑泥石、バンペリー石などに変わっているが、大部分残っている。



第12図 斑柘岩の顕微鏡写真（直交ポーラ），神門層，中崎。
Px：普通輝石(augite)，Pl：斜長石(plagioclase)
Photomicrograph of gabbro of the Mikado Formation, Nakazaki. (Crossed polars)

増谷川中流（中尾の北西）および上述の中崎の岩体には、ごくわずかながら斑柘岩もみられる。増谷川の斑柘岩は凝灰岩中に貫入しているが、両者の境は不規則であり、かつ不鮮明である。露頭で観察されるかぎり、斑柘岩体は塩基性岩体の中でもきわめて小規模なものと推定される。この斑柘岩は、直径数mmの普通輝石とその間をうめた他形の斜長石および不透明鉱物から構成される。斜長石はところにより1mm位の自形結晶の集合部分もある。この斜長石は中心から頭部に向かって明瞭な帯状構造を呈することがある。斜長石中には細粒のセリサイト・ブドウ石・不透明鉱物が生じており、輝石も縁から緑泥石や方解石・パンペリー石・アクチノ閃石になっている。中崎の斑柘岩もほぼ同様の岩質・産状を呈する（第12図）。これらの斑柘岩は、厚い枕状溶岩の分布する地域にかざられてみられ、かつこれらの組織の特徴から判断して、枕状溶岩のマグマに関連したマグマが比較的浅所で固結して生じたものと推定される。

Ⅲ. 2. 3 日向層群

本層群は、後述（Ⅲ. 3）のように、岩相・化石・砂岩組成・構造的な位置などを考慮すると、下位から鬼神野層（K）、渡川層（D1, D2）、上井野層（U）および珍神山層（C1, C2, C3）に区分される。

鬼神野層（K）

本層はかつて神門層群（今井ほか，1971，1975）の一員とされていたが、前述（14頁）のように、本文では日向層群に含め、本層群の最下位層とみなした。しかし、日向層群の他の各層との層序関係につ

いては、まだ必ずしも明確でない。本層は北は大藪衝上・日陰山衝上を介して神門層に接し、南は宇納間断層を介して渡川層に接する。また耳川沿いの笹陰西方では、神門層中にレンズ状に分布する。

本層は砂岩頁岩薄互層を主とし、厚さ数mの砂岩層や頁岩層を挟む。砂岩は一般に細一中粒で、小丸川沿いの市谷付近や、笹陰西方では、砂岩がちの薄互層が発達する。神門付近や鬼神野付近では礫質泥岩を伴う。礫は径10cm以下でよく円磨されており、砂岩・頁岩・チャート・酸性火山岩などからなる。層厚は1,500m以上である。

渡川層 (D1, D2)

岩相上、下位のD1と上位のD2に2分される。鬼神野層および珍神山層とは断層関係にある。

D1は頁岩・砂岩・砂岩頁岩互層の交互層からなり、全体として頁岩が優勢である。D1の下部には、南郷村伍味、蕨野付近でスランプ構造や礫質泥岩がよくみられる。この礫質泥岩には巻貝化石の破片が含まれる。渡川流域には、D1の最上部に厚さ約100mの砂岩に富む地層があり、この付近ではよく連続する。なお、延岡岡幅地域の黒木付近には、D1中に赤色頁岩がある。D1には走向断層が多く、微褶曲構造もあって、層厚の算定はむづかしいが、少なくとも1,000m以上である。

D2は北東部と南西部に分れて分布する。D1とは北東部では断層関係にあるが、南西部では整合である。D2は黒色頁岩を主とし、ときに砂岩や砂岩泥岩薄互層を伴う。南西部では北東部に比べ、砂岩や薄互層が多い頁岩は比較的層理に乏しい泥岩状を呈することがあり、しばしば玉葱状構造がみられる。層厚は北東部で1,400m以上、南西部で1,600m以上である。

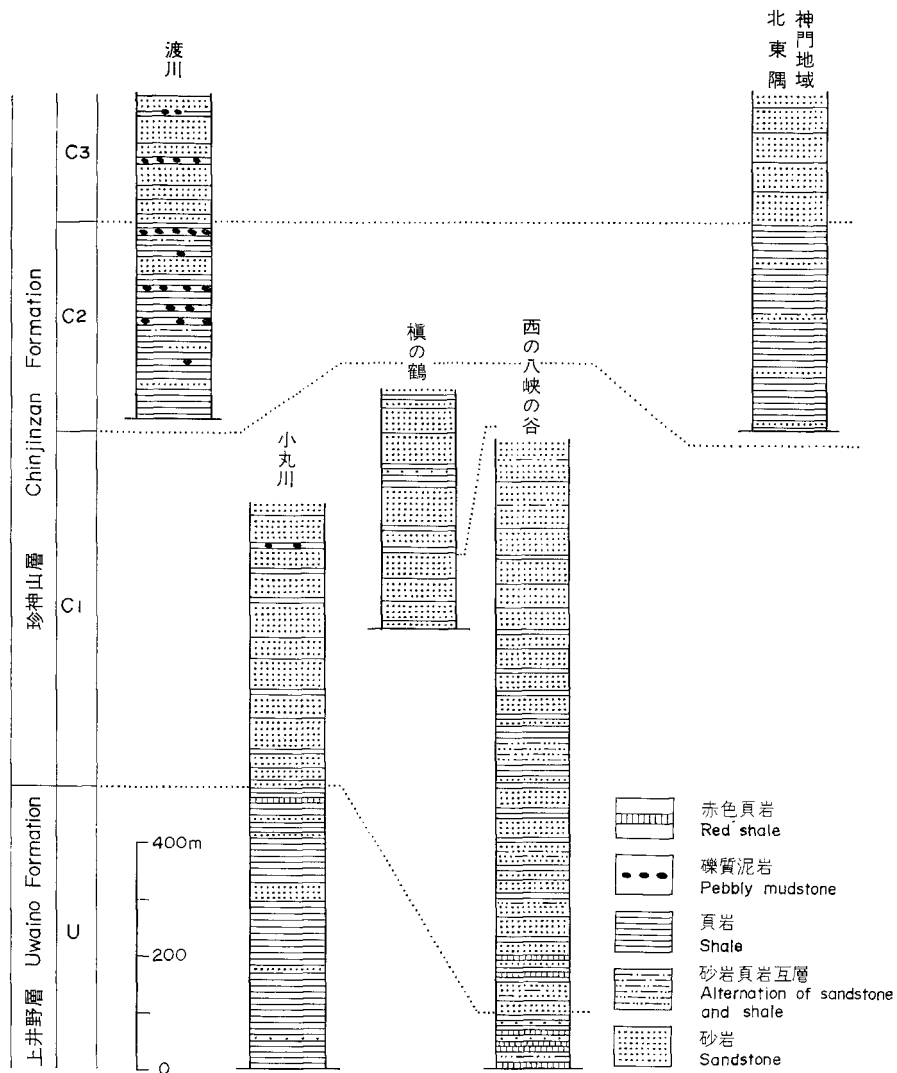
上井野層 (U)

本層は地域の南東部に分布し、その南縁は庵川層や尾鈴山酸性岩類と断層関係で接する。主として頁岩よりなり、砂岩および砂岩頁岩薄互層を伴う。頁岩中には、ときに玉葱状構造を示す部分もある。砂岩は一般に細粒、ときに中一粗粒で、厚い部分ではよく成層し、単層の厚さ数10cmの板状砂岩となる。本層の最上部には少なくとも2層の赤色頁岩がある。下位のものは厚さ1.5m、上位のものは数m～数10mで、断層により繰り返し露出する。この赤色頁岩はときに淡緑色を呈し、北東方の延岡付近まで追跡される。本層は下限不詳で、かついくつかの走向断層で切られているため、全体の層厚は不明であるが、少なくとも2,500m以上はあるものと思われる(第13図)。

珍神山層 (C1, C2, C3)

本層は上井野層に整合に重なり、岩相上C1, C2, C3に区分される。C1とC2は断層関係、C2, C3は整合関係である。

C1は主として砂岩からなり、頁岩を伴ない、まれに礫質泥岩を挟む。砂岩は一般に中一細粒で、比較的よく成層し(第14図)、頁岩の小片を含むことが多い(第15図)。耳川沿いの大内原付近の本部層下部には頁岩のはさみがかなり多く、西の八や峡か付近では最下部に赤色頁岩がある。C1の北東延長は延岡市の愛宕山まで追跡され、南西延長では一ツ瀬川の北側で巨大な衝上地塊となって上井野層相当層に接している。C1の層厚は1,500m以上である。



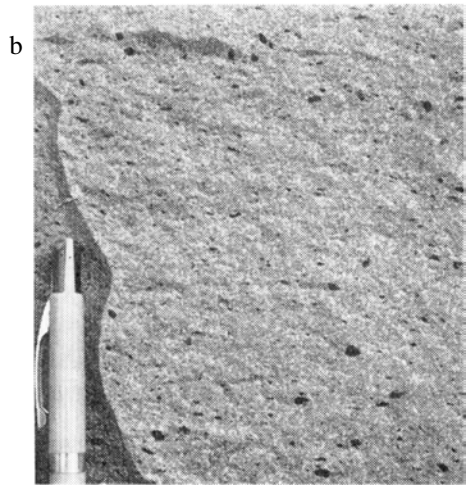
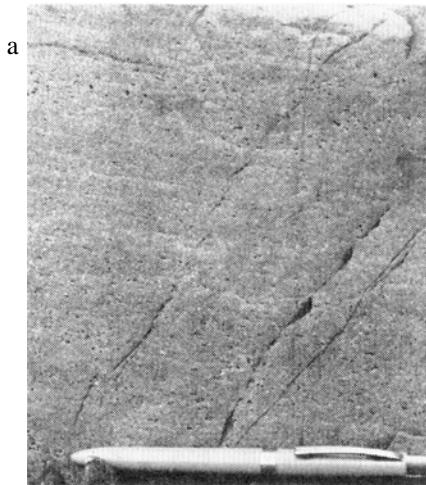
第13図 上井野層と珍神山層の柱状図
Columnar sections of the Uwaino and Chinjinzan Formations.

C2は図幅地域の北東隅，耳川沿いおよび小丸川—渡川間の3ヵ所に分布する．頁岩を主とし，砂岩・砂岩頁岩薄互層を伴なう．渡川沿いや伍味の南方ではスランブ構造が多く，礫質泥岩がある．この礫は径4cm以下でよく円磨されており，砂岩・頁岩・チャート・酸性—中性火山岩などからなる．層厚は400m以上である．

C3は図幅地域の北東隅と小丸川—渡川間に分布する．砂岩を主とする．砂岩は中—粗粒でよく成層している．単層の厚さは0.5～2mで，わずかに頁岩の薄層をはさむ．小丸川—渡川間のC3にはスランブ構造があり，礫質泥岩がみられる．層厚は250m以上である．

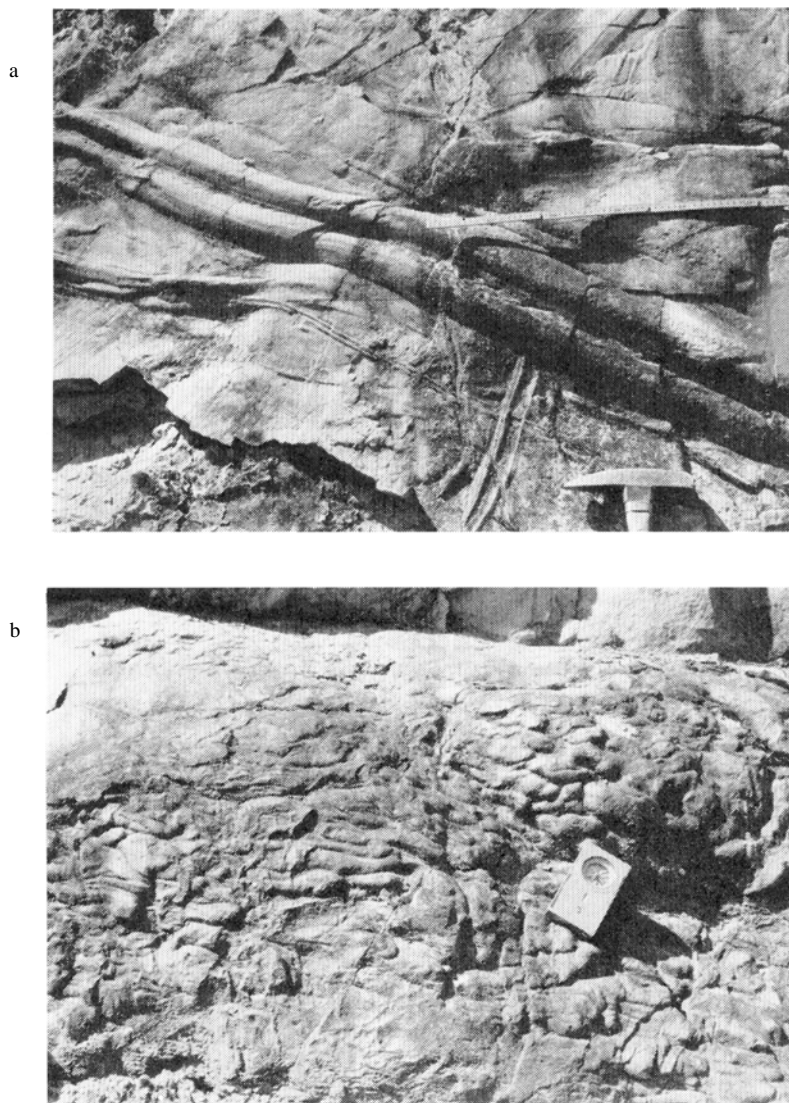


第14図 珍神山層C1の砂岩層，小又吐
Sandstone beds of member C1, Chinjinzan Formation, Komatabaki.



第15a・b 珍神山層C1の砂岩中に含まれる頁岩パッチ，小又吐
a: 層理面に直行 (normal to bedding plane) b: 層理面に平行 (parallel to bedding plane)
Shale patches in sandstone bed of member C1, Chinjinzan Formation, Komatabaki.

日向層群全体を通じ，砂岩頁岩互層，とくに中互層・薄互層においては級化層理がよく発達し，砂岩層にはしばしば底痕，カレントリップルラミネーション，コンポリュートラミネーション，パーティングリニエーションなど種々の堆積構造がみられる（第16図）。



第16図a・b 珍神山層C3砂岩層下底にみられるグルーブキャスト(a)とフルートキャスト(b), 渡川ダム。
Groove casts (a) and flute casts (b) on lower surface of sandstone beds of member C3, Chinjinzan formation, Dogawa dam site.

Ⅲ. 3 対比および砂岩組成

神門地域の四万十累層群はごく化石に乏しく、その時代に関しては、化石だけでなく岩相・砂岩組成・変成度などについても考慮し、他地域の資料を加味して推定せざるを得ない。

本地域の諸塚層群からはまた時代決定に有効な化石は見出されていない。しかし、薩摩半島に分布する椎葉層相当層（今井ほか、1975）から、松本ほか（1973）は *Polyptychoceras cf. obstrictum*

(JIMBO), *P. (Subptychoceras) cf. yubarensis* (YABE), *Inoceramus cf. yubarensis* NAGAO & MATSUMOTO, *I. cf. mihoensis* MATSUMOTO などの産出を報告し、これらは明らかに上部白亜紀の化石であって、浦河統下部階上部を強く暗示するものであることを示した。

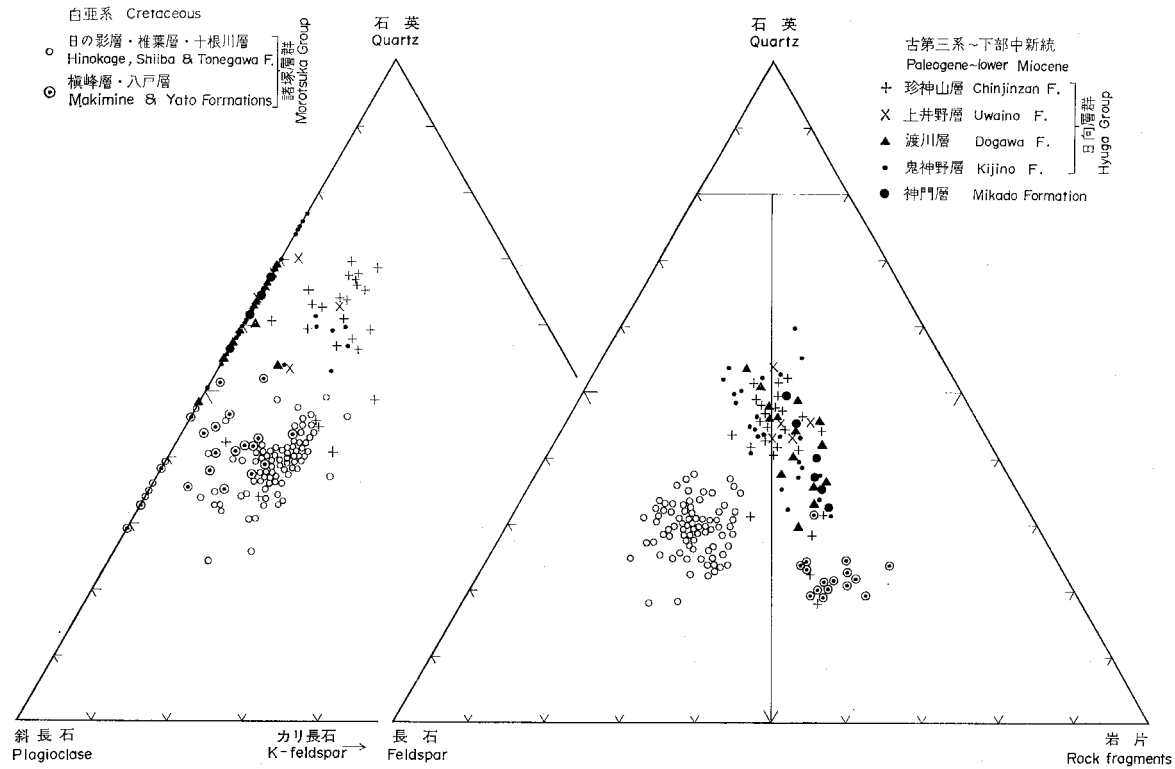
日向層群の場合は、延岡幅地域の上井野層から *Cyclammina cf. tani* ISHIZAKI, *Porticulus-Phaera? sp.* が採取され、その時代は始新世または中新世前期とされている(橋本, 1961)。富高幅地域の遠見山半島に露出する門川層は、*Portlandia (Portlandella) cf. watasei* (KANEHARA), *P. cf. scaphoides* (NAGAO), *Glycymeris chisshuensis* MAKIYAMA, *Venericardia subnipponica* NAGAO, *Turritella (Haustator) cf. infralirata* NAGAO, *Polinices (Euspira) cf. ashiyaensis* (NAGAO) など漸新世後期または中新世前期を指示する化石を産し、中新統中部の庵川層に不整合に覆われている(橋本・宮久, 1959; HASHIMOTO, 1961)。この地層は上井野層と断層関係にあるが、岩相や上位層との関係からして、日向層群のメンバーである可能性が強い。漸新世後期—中新世前期を示唆する化石は人吉盆地南方の日向帯からも知られている(田村・原田, 1971)。この含化石層は頁岩を主とし、神門層および鬼神野—珍神山の諸層と断層関係にある。最近、勘米良・坂井(1975)は渡川層 D2 から *Globorotalia (Turborotalia) cerro-azurensis* (COLE), *Globingerina unicuva primitiva* BLOW & BANNER など、始新世後期を示す有孔虫の産出を報告した。

これらの古生物学的資料からすれば、諸塚層群は上部白亜系浦河統を含み、日向層群は古第三系を主とし、一部中新統下部にまたがるものといえよう。

九州や四国西部の四万十帯では、砂岩組成が白亜系と第三系で著しく異なり、またそれぞれのなかでも層準によってかなりのちがいがいることが判明している(寺岡ほか, 1974; 今井ほか, 1975; 寺岡・田中, 1975; 岡田, 1977; 寺岡, 1977)。そこで次に神門・諸塚山両幅地域の四万十帯層群砂岩について簡単に述べ、他地域のものと比較検討する。

第17図は神門・諸塚山両幅地域の四万十帯層群砂岩の鉱物組成を示したもので、これからわかるように、諸塚層群の下部(横峰層・八戸層)、上部(日の影層・椎葉層・十根川層)および日向層群の間には著しい砂岩組成のちがいがあり、神門層砂岩は日向層群のものに類似する。いずれの地層群においても砂岩の大部分は15~25%の泥質基質をもち、この点からいえばワッケに属する。粒度についてみると、諸塚層群砂岩に比べ神門層や日向層群のものは概してこまかい。諸塚層群下部の砂岩は火山岩片に富む石質のものであり、その上部は長石質砂岩で特徴づけられる(図版V)。岩片の大部分は中—酸性火山岩からなり、量的には酸性のものが卓越する。神門層や日向層群の砂岩では概して石英が多く、白雲母がかなり含まれている(図版VI)。ただし珍神山層C3の場合には比較的石英の少ない長石質砂岩が発達している。なお、ごくまれながら神門層の砂岩中にはオーソコーツァイトの岩片がみられる。

つぎに砂岩中のカリ長石量についてみると、これは層準によってかなりのちがいが認められる。すなわち、珍神山層や鬼神野層最上部(寺岡ほか, 1974のK2)では、多くの場合カリ長石を3~15%(基質を除いた砂粒の部分における容量比、以下同様)含んでいるのに対し、渡川層・鬼神野層主部・神門層ではそれをほとんど欠いている。上井野層や諸塚層群下部ではカリ長石を含む砂岩とそうでないものが混在する。日の影層でもときおりカリ長石を欠く砂岩があるが、諸塚層群上部の場合はカリ長石を5



第17図 神門・諸塚山地域における四万十累層群の砂岩組成
Sandstone composition of the Shimanto Supergroup in the Mikado and Morotsukayama districts
(based on accounts of 1000-1300 points per thin section).

～15%含むのが普通で、カリ長石／長石の平均値は日の影層で0.19（標準偏差0.08，試料数38），椎葉層で0.24（0.06，45），十根川層では0.28（0.04，36）であり，上位の累層ほど大きくなる。

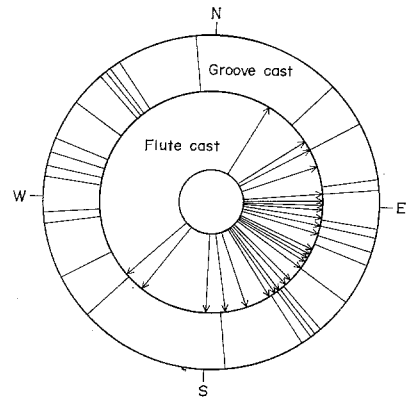
前述のように，渡川層は産出化石からして始新統に対比されるが，これと断層関係にある珍神山層およびその下位に整合にひきつづく上井野層の時代については，古生物学的証拠が乏しい。

日南山地（日南帯）の四方十累層群は，漸新世—中新世前期の化石を含み，その下部は頁岩を主とし，上部は砂岩に富んでおり，これらの境界付近には玄武岩質火山岩や赤色頁岩が挟在する（首藤，1963）。日南山地およびその周辺地域に分布する四万十累層群中の第三系砂岩についての予察的検討結果によると，塩基性岩類・赤色頁岩の発達する層準を境として，それより下位の砂岩はカリ長石を欠くか，またあってもごく少量であるのに対し，上位のものにはそれが数%から15%ちかく含まれている場合が普通である。これと同じような砂岩組成の層序的变化は，頁岩を主とする上井野層と砂岩に富む珍神山層の間にも認められ，しかも両層の境界部には赤色頁岩があつて，広域にわたり追跡される。

上記の事実や上井野層産有孔虫および門川層の岩相・化石などからして，上井野・珍神山両層は渡川層の上位を占める地層であり，漸新世から中新世前期にわたるものと推定される。鬼神野層と渡川層の層序関係については直接的な証拠はないが，地層の変形状況や神門地域およびその周辺における四万十帯の地体構造からみると，前者の方がより下位の地層とみなすのが妥当である。

寺岡（1977）は九州・四国西部の四万十累層群砂岩と西南日本中軸帯の白亜系砂岩の比較検討を行ない，これらの組成の層序的变化を明らかにした。それによると，諸塚層群上部の砂岩は四国西部の四万十帯のギリヤーク—浦河統砂岩と同じような組成をもち，ヘトナイ統や下部白亜系のものとは異なり，神門層や日向層群のものは明らかに第三系タイプの砂岩である。ヘトナイ統は火山岩片に富む石質砂岩で特徴づけられ，この点では下部白亜系と似ているが，後者中にはところにより長石質砂岩も発達し，両者は砂岩組成のほか岩相・変成度・分布状況およびごくまれに産出する化石などのちがいで識別される。諸塚層群下部は泥質岩に富み，しばしば塩基性火山岩を伴ない，変成分帯のうえではその大部分がアクチノ閃石帯に属し，四万十帯のなかでは最も変成度が高い。これらのことや前述の砂岩組成からして，本層群下部は下部白亜系に対比されるであろう。西南日本中軸帯や秩父帯の上部白亜系はしばしば酸性凝灰岩層を挟んでいるが，四万十帯においても諸塚層群上部にこのような凝灰岩が数層挟在している。

以上述べたように，諸塚層群は下部白亜系—上部白亜系中部，日向層群は古第三系—中新統下部に属するものと考えられる。神門層も第三系であることは明らかであるが，これと日向層群との層序関係については確証がない。しかし，これらは岩相を異にし，構造的なちがいが著しく，四万十帯における地層の配列状況を考慮すると，神門層はおそらく四万十帯第三系の最下部を占めるものと推定される。



第18図 日向層群珍神山層における古流向
Paleocurrent directions in the Chinjinzan Formation of the Hyuga Group.

四万十累層群の第三系の部分、とくに日向層群の砂岩にはしばしば底痕がみられる。第18図は第三系のなかでも最も砂岩がよく発達する珍神山層における古流向を示したもので、本図からわかるように、東ないし南東向きの流れが支配的で、北側からの堆積物供給を示唆している。

III. 4 変成作用

九州の四万十累層群はほぼ全域にわたって低度の広域変成作用を受けており、四万十帯の帯状構造とほぼ平行したブドウ石・パンペリー石帯とアクチノ閃石帯が認められる(第19図)。一方、四万十累層群は各所で中新世花崗岩類に貫入されており、接触変成作用を受けている。本図幅地域の北東方に位置する大崩山花崗岩の周辺では、黒雲母帯の幅が5kmにも達する所がある。しかしこの接触変成作用は本地域まで及んでいない。また、南隣尾鈴山図幅地域の小丸川流域の花崗岩体(塊所付近)周辺にも接触変成帯があり、この付近の四万十累層群はホルンフェルス化している。

本図幅地域では、諸塚帯北部(諸塚層群上部)がブドウ石・パンペリー石帯、諸塚帯南部(諸塚層群下部)がアクチノ閃石帯に属する広域変成作用を受けている。神門帯は全体がブドウ石・パンペリー石帯の変成作用を受けており、諸塚帯のアクチノ閃石帯とは延岡衝上で境される。日向帯には塩基性岩類が無く、砂岩や泥岩中にはブドウ石・パンペリー石・アクチノ閃石・沸石などの特徴的鉱物がみられないので、変成度を推定する直接的手がかりがない。再結晶の程度や組織から推定すると、変成度はブドウ石・パンペリー石帯もしくはそれ以下と思われる。本地域内の特徴的な変成鉱物の分布を第20図に示す。

III. 4. 1 諸塚帯

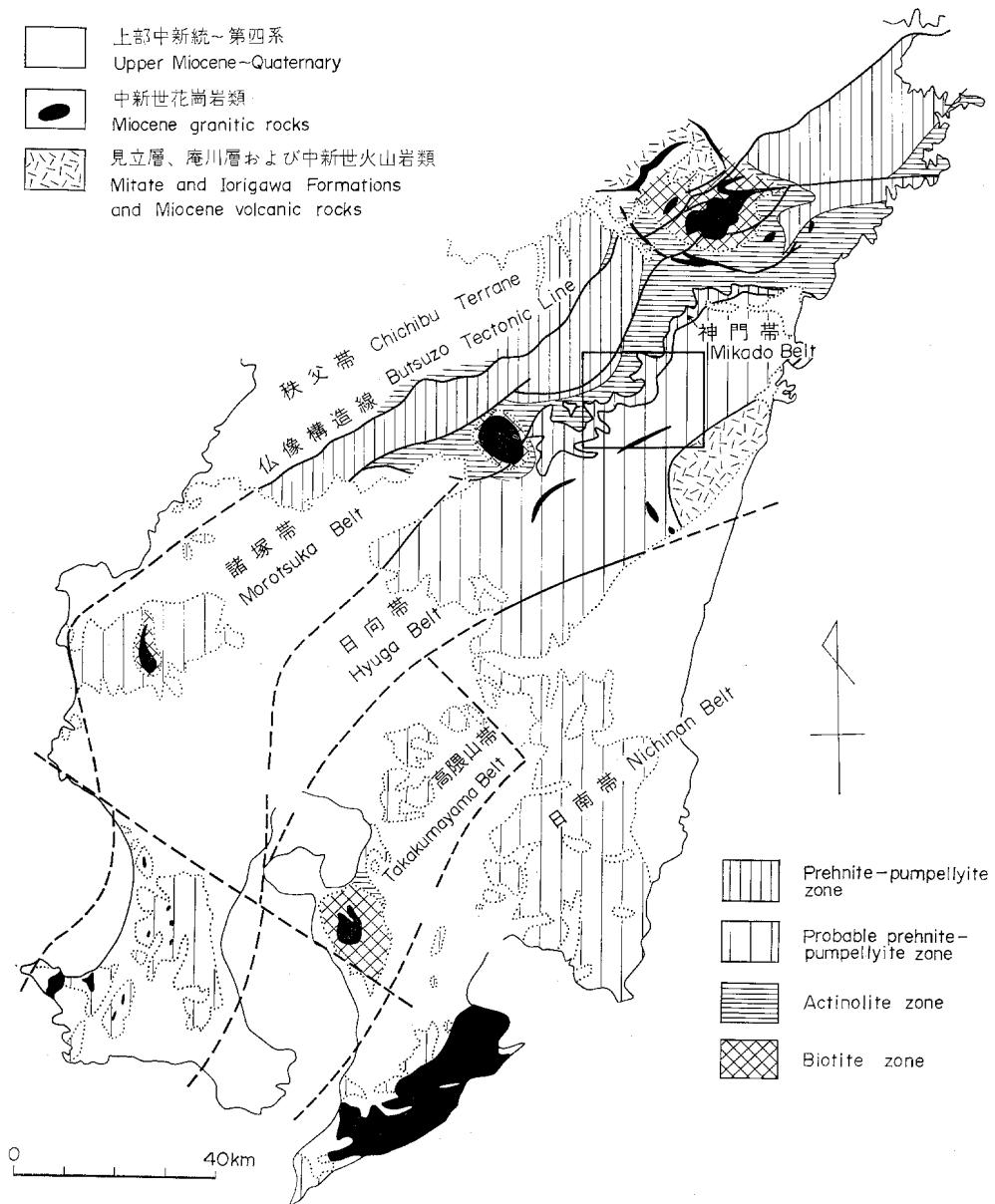
九州東半部の四万十帯では、一般に諸塚帯の北部がブドウ石・パンペリー石帯、南部はアクチノ閃石帯に属しており、変成度は北から南に向って、層序的には上位から下位に向って上昇する。両帯の境は、本地域の北東方の五ヶ瀬川・北川地域では槇峰層上部や八戸層Y2のなかにある。本地域内では不明瞭であるが、周辺との関係から八戸層Y1のなかにあると推定される。アクチノ閃石帯の分布は、片理の発達が顕著な地帯(千枚岩帯)の分布と大局的に調和的である。各変成帯の特徴については、本地域内のみでは不明確な点が多いので、以下、北隣の諸塚山地域の資料を加味して述べる。

諸塚帯のブドウ石・パンペリー石帯

塩基性岩中に、次のような鉱物組合せがよく観察される。

chlorite ± epidote	}	+ sodic plagioclase
chlorite + epidote + pumpellyite ± sericite		+ sphene
prehnite + chlorite ± sericite		+ opaque mineral
prehnite + chlorite + pumpellyite		± quartz
		± calcite

アクチノ閃石はごくまれであり、沸石類は認められない。残留鉱物として普通輝石がよく見られる。斜長石は全体に曹長石化している。塩基性岩には細脈が多く、方解石・曹長石・エビドート・石英・ブ



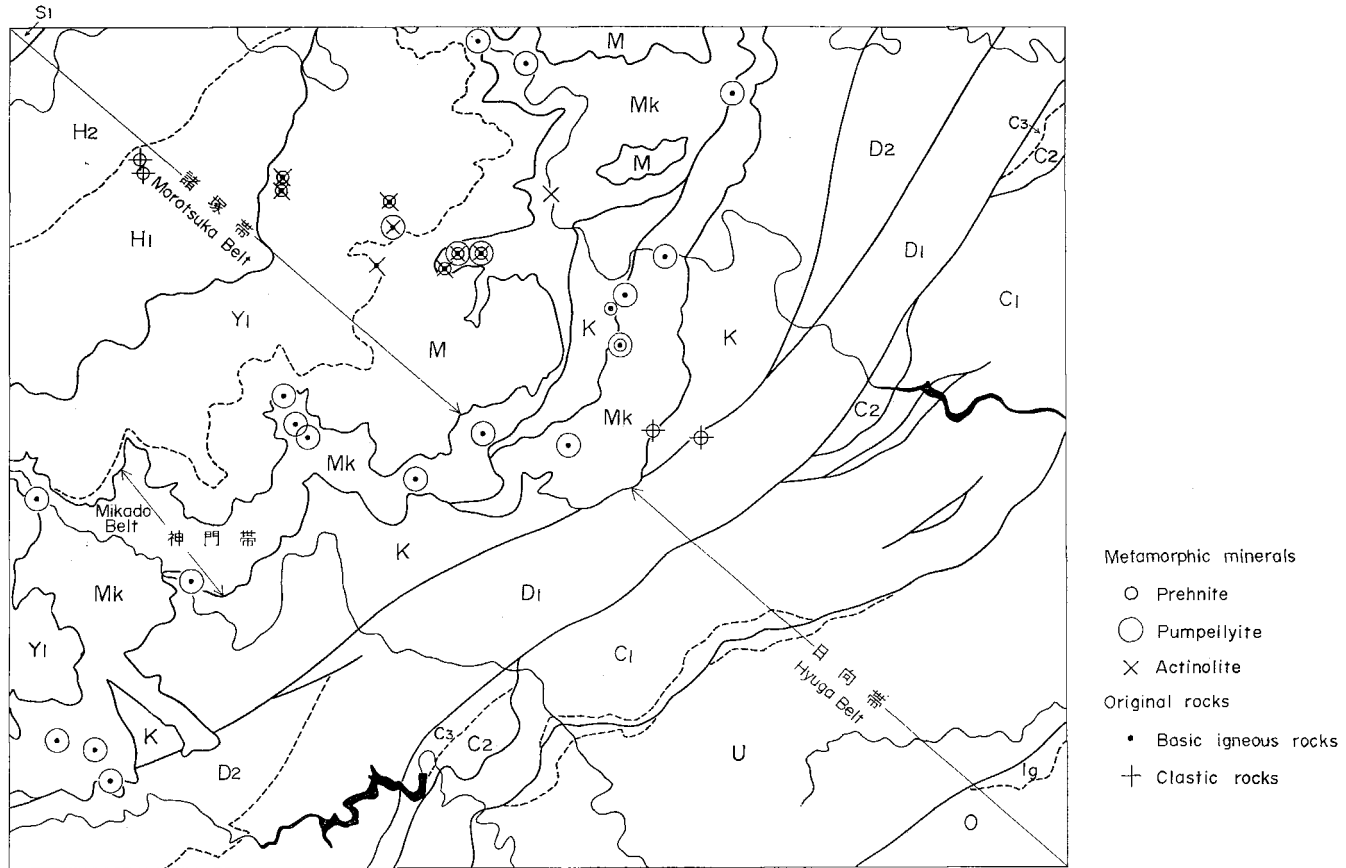
第19図 九州四万十帯の変成分帯
Metamorphic zonation of the Shimanto Terrane in South Kyushu.

ドウ石・パンペリー石・緑泥石などから構成されている。

砂岩や泥岩中では

quartz + sodic plagioclase + sericite + chlorite + opaque mineral ± prehnite ± calcite
± sphene

の組合せが多い。まれに電気石やスティルブノメレンも見られる。砂岩には白色の網状細脈が多く、石



第20図 神門地域における特徴的な変成鉱物の分布図
 Distribution of characteristic metamorphic minerals in the Mikado district.

英・方解石・ブドウ石・曹長石などで充たされていることが多い。

諸塚帯のアクチノ閃石帯

塩基性岩中にアクチノ閃石が普遍的に産出すること、ブドウ石・パンペリー石が消失することで特徴づけられる。アクチノ閃石帯でも細脈中にはまれにブドウ石が見られ、ブドウ石・パンペリー石帯との境は多少の幅をもっている。この帯の塩基性岩類中における代表的な鉱物組合せは、次のようである。

actinolite + chlorite + epidote	}	+ sodic plagioclase
chlorite + epidote		+ opaque mineral
chlorite + actinolite		± quartz
chlorite		± calcite
		± sericite
		± stilpnomelane

ブドウ石・パンペリー石帯に比べて、片理がよく発達し、原岩の組織もわかりにくいことがある。また、普通輝石の残晶も少ない。砂岩にも片理が発達し、マトリックスは再結晶が進んでいるが、鉱物組合せはブドウ石を欠き、電気石やスティルプノメレンが若干多くなる点を除くと、ブドウ石・パンペリー石帯の組合せとほぼ同じである。

Ⅲ. 4. 2 神門帯

神門帯は全域がブドウ石・パンペリー石帯に属する。神門帯には、主に玄武岩の枕状溶岩からなる塩基性岩が多く、付随してハイアロクラスタイトやまれに斑岩も見られる。一般に、これらの岩石の再結晶は諸塚帯より弱く、普通輝石の残晶も普通に見られ、バリオライト組織もよく残っている。諸塚帯のブドウ石・パンペリー石帯に比べて、神門帯ではブドウ石の産出が少なく、パンペリー石も微小結晶のことが多く、同定が困難なこともある。枕状溶岩に付随した小規模の斑岩では、再結晶が進んでおり、斜長石は曹長石・セリサイト・ブドウ石などに変っている。普通輝石は縁部や劈開にそって緑泥石・パンペリー石・アクチノ閃石などに変っている。

神門層は広範囲にわたって著しく剪断されており、延岡衝上付近の泥質岩では石英や石墨の結晶が大きくなっていて、結晶片岩の外見を呈することがあるが、剪断の著しくない部分に比べても鉱物組合せに変化はない。

Ⅲ. 5 地質構造

本地域の四万十累層群は、部分的には走向のうねりや褶曲構造もあるが、全体としてみると北東—南西の走向をもち、北西に傾斜している。各層は多数の北西傾斜の走向断層で切れ、部分的には覆瓦構造を呈したり、同一地層が繰り返して露出したりして、複雑な地質構造を示す。層群単位でみると、延岡衝上および大藪・日陰山衝上によって諸塚層群・神門層・日向層群が境され、順次南東に向って若い地層群が露出している。本図幅地域は、構造上、諸塚帯・神門帯・日向帯に3区分される(第5図)。

諸塚帯

この地帯には諸塚層群が分布し、地層は全体として北西に傾き、級化層理からみると正順位に累重している。累層単位でみると、それぞれかなり特徴的な岩相および砂岩組成を示し、また広域変成作用の点では変成度が層序的には下位に、位置的には南東に向かって上昇する。これらのことは、褶曲や断層による大規模な地層の繰り返しが無いことを示唆している。

地層の走向は一般に北東—南西性で変化に乏しいが、傾斜についてみると、槇峰層では $10\sim 25^\circ$ 、八戸層では $20\sim 35^\circ$ 、日の影層H1では $35\sim 40^\circ$ と、上位の地層ほど傾斜がしだいに急になる。諸塚層群は延岡衝上をはじめ大小の衝上断層で切られるが、これらの断層の傾斜も北西のものほど急になる傾向がある。地質図に示した断層はいずれも大規模な断層で、北は諸塚山地域から西は椎葉村地域まで、広域にわたって追跡される。これらの断層の前縁には、断層破砕帯や小褶曲構造などがみられる。

神門帯

延岡衝上と大藪・日陰山衝上で限られた狭長な地帯で、多数の衝上断層による覆瓦構造で特徴づけられる。この地帯に分布する神門層は、全体として著しい剪断作用を受け、その度合は延岡衝上に近い部分ほど強い傾向がある。剪断面は一般に地層の層理面に平行的であるが、部分的にはこれと斜交することも多い。地層の走向はほぼ北東—南西性である。耳川沿いや小丸川上流部では南北方向をとることがあり、諸塚層群に比べると走向のうねりが著しい。地層の傾斜はほぼ $30\sim 50^\circ$ の範囲で地域によって変化する。神門層には多数の塩基性岩体が含まれるが、それらの上・下位の泥質岩は多くの場合圧砕されており、その境にはしばしばすべり面がみられる。しかし、塩基性岩が凝灰質岩・赤色頁岩を介してまわりの泥質岩に移化するところもあり、これだけを異地性の外来岩体とみなすことは困難である。耳川沿いの笹陰西方には、覆瓦構造にまきこまれて日向層群鬼神野層がレンズ状をなして露出している。この場合でも、岩相や変形度のちがいで神門層とは容易に区別される。神門帯は本図幅地域でその幅がもっとも広く、北東延長の延岡付近では急速にせばまり、西方延長の市房山の東では延岡衝上により諸塚層群に被覆されて消失する。神門帯は延岡衝上の前縁剪断帯とみなされるが、その層序・構造的な位置づけについては、また検討の余地がある。

日向帯

多数の走向断層により顕著な帯状構造を示す。これらの断層は、諸塚帯や神門帯にみられるほど低角度ではないが、いずれも北西傾斜の逆断層で、大規模のものとして八峽断層・宇納間断層・田代断層などがある。また、上井野層と珍神山層はこの種の断層によって繰り返して露出している。渡川沿いの和田付近には例外的に胴切り断層がみられる。これは走向断層に比べれば小規模のもので、帯状構造に大きな影響を与えていない。

日向層群の走向も全体として北東—南西性であるが、走向の波曲は神門層よりも顕著で、坪谷川上流の鎌柄峠付近では北西—南東方向を呈している。また、鬼神野層には小褶曲が多く、露頭規模の褶曲構造も各地でみられる。これらの褶曲はいずれも軸面が北西に傾いた非対称褶曲で、多くの場合向斜軸部は断層によって欠除している。したがって地層の傾斜は一定せず、局部的には逆傾斜や逆転構造がみられる。

延岡衝上

諸塚帯と神門帯とを境する低角度の衝上断層で、延岡構造線（今井ほか、1971）に相当する。衝上面

a



b



第21図 a・b 渡川越えから高峠方面を望む
 M: 諸家層群 (Morotsuka Group), Mk: 神門層 (Mikado Formation),
 K: 鬼神野層 (Kijino Formation), NT: 延岡衝上 (Nobeoka Thrust),
 OT: 大藪衝上 (Oyabu Thrust)

A distance view of Takatoge from the southwest.

の傾斜は北西に10°以下で、ほとんど水平のこともあり、北西にいくにつれて傾斜をます。耳川沿いの笹陰ダムの北方山頂にはクリッペがあり、椎葉村図幅地域東端や諸塚山図幅地域内にはフェンスターがある。上盤の諸塚層群は走向・傾斜の乱れがなく整然としているのに対し、下盤の神門層は全体として擾乱が激しく、著しく剪断されており、その度合は衝上に接する部分においてとくに顕著である。巨視的にみると、延岡衝上は諸塚層群の一般走向と斜交しており、このために槇峰層は下限を切られ、小丸川上流の弓弦葉付近で尖滅する。本衝上は、北東は延岡付近から南西は熊本県人吉の北まで追跡される。

大藪衝上および日陰山衝上

神門帯と日向帯とは大藪衝上および日陰山衝上で境される。大藪衝上は椎葉村図幅地域の八方岳付近で野田・橋本(1958)が発見し、命名した断層で、本地域内のもはその東方延長にあたる。本衝上は、延岡衝上と同様、北西傾斜のきわめて低角度の衝上断層で、南西部では神門帯の南東限をなすが、それより北東では神門帯中を走る(第21図)。日陰山衝上は大藪衝上の前縁に発達する低角度の衝上断層で、北東部では神門帯と日向帯との境をなすが、神門の北東で大藪衝上に切られて尖滅する。これらの両断層によって、神門層は日向層群の鬼神野層ばかりでなく渡川層の上にも衝上しており、南西部ではその前縁に小さなクリッペがある。両衝上の下盤をなす鬼神野層は、擾乱がはげしく、小褶曲をくりかえしている。

IV. 新 第 三 系

IV. 1 庵 川 層 (Ig)

本地域の南東隅に小範囲に露出する。周囲の岩層との関係は直接観察されないが、その分布状態から、日向層群上井野層とは断層で接し、尾鈴山酸性岩類に覆われるものと思われる。本層はほとんど礫岩からなる。礫は主として砂岩で、まれに頁岩やチャートを含む。砂岩礫の中には、頁岩の小破片を含むものが多く、その大部分は四万十累層群からのものである。礫はほとんどが亜円礫で、直径は最大30cm、平均5cmで一定しない。基質は砂でかたく固結している。本層の層厚は露出範囲で約100mである⁴⁾。

庵川層は富高図幅地域内では日向市北東の遠見山半島によく分布し、野沢・木野(1956)によって庵川礫岩層と命名され、橋本・宮久(1959)によってさらに詳しく観察された。そこでは、本層は日向層群および日向層群の一員とみなされる下部中新統の門川累層を著しい傾斜不整合で被覆し、尾鈴山酸性岩体(15±2m. y.)の北東延長部にあたる遠見山火成岩に進入一被覆される関係にある。したがって、庵川層は四万十累層群の主要変形時期にあたる高千穂階梯(中新世前期)以後の堆積物として注目される。同様の礫岩は坪谷川下流に点々と露出し、本地域のもはその分布の西端をなしている。

IV. 2 尾鈴山酸性岩類 (O)

本岩瀨は新第三紀中新世の西南日本外帯酸性岩瀨の一員である。本図幅地域では南東隅にわずかに分布するのみであるが、その主体は本地域の東・南東・南隣の富高(日向)・都農・尾鈴山の各図幅地域

4) なお、中田(1978)は本図幅地域の庵川層を、尾鈴山酸性岩類の一員である火山角礫岩の基底部に含まれる巨大な捕獲岩塊とみなしている。

にまたがり、北東—南西方向に約40km。北西—南東方向には約10kmにわたる大きい岩体である。

この岩類の地質については、野沢・木野 (1956)、木野 (1956)、中田 (1978) などの報告がある。野沢・木野 (1956) および木野 (1956) は、この岩体は主に貫入岩からなるものとしながら、周囲の岩石を被覆する部分もあり、噴出岩の特徴をも示すことを記載している。1960年代以降、紀伊半島の熊野酸性岩類など類似岩体の研究が進むにつれて、本岩体も主に流紋岩溶結凝灰岩の厚い累層からなっていることが認められるようになった。中田 (1978) は本岩体を詳しく調査し、この岩体が酸性火砕流とそれを貫く花崗斑岩とからなること、および本岩体が従来考えられていたようにその周縁の大部分において基盤岩と断層で接しているのではなく、東に緩く傾く不整合面をもって基盤岩に接していることを明らかにした。

本岩類は東隣富高図幅地域において庵川層を覆っている。本図幅地域でも、四万十累層群と本岩類との間に庵川層が介在しており、それらの間の関係は確認されていないが、本岩類が庵川層を覆い、その両者と四万十累層群とは断層で接しているものと思われる。前述したように、中田 (1978) は本岩類と四万十累層群とは大部分の地域では不整合関係にあるとしたが、本図幅地域内では主に断層関係で、その南西部のみを不整合としている。

中田 (1978) によると、本岩類は下位から順に、火山角礫岩-1、溶結凝灰岩-1、火山角礫岩-2、溶結凝灰岩-2の各層と、それらを貫く花崗斑岩とからなり、溶結凝灰岩-1は黒雲母・サニディンの斑晶を有し流紋岩質であり、溶結凝灰岩-2は斜方輝石の斑晶を有しデイサイト質である。本図幅地域には溶結凝灰岩-1、-2の双方が分布するものと思われる。

本岩類は富高図幅地域において、中部中新統庵川層を覆っている。SHIBATA and NOZAWA (1968) によると富高図幅地域南縁産の本岩類の流紋岩溶結凝灰岩の全岩 K-Ar 年代は 15 ± 2 m. y. であり、やはり中期中新世を示している。

流紋岩溶結凝灰岩 76MK27

産地：宮崎県東臼杵郡東郷町仲深南東約1.3km、海拔約360m。

斑晶：斜長石・石英・カリ長石（サニディン）・変質苦鉄質鉱物（輝石?）・黒雲母、以上計約20容量%。

基質：いちぢるしく扁平化したビトロクラスティック組織。

外来岩片：砂岩（少量）。

IV. 3 花 崗 斑 岩 (gp)

本地域の南東部に、花崗斑岩が大小の岩株・岩脈をなして分布する。いずれも日向層群上井野層中に貫入している。そのうち最大のもの小丸川と渡川にまたがる狭長な岩脈で、幅数m～数10m、長さ5km以上に及ぶ。

花崗斑岩は石英・長石および少量の黒雲母からなり、灰白色を呈する。ところによって、大きさ15mmに達する長石の斑晶がみられることがある。東郷町田口原南西の男錫鉱山付近のものはペグマタイト質である。

花崗斑岩 TG 25

産地：宮崎県東臼杵郡東郷町田口原

斑晶：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母（仮像）.

石基：石英・アルカリ長石のモザイク状集合.

二次鉱物：絹雲母・方解石.

花崗斑岩および黒雲母花崗岩の小岩体は、南隣尾鈴山図幅地域内でも小丸川沿いに点在しており、全体として尾鈴山酸性岩体を取りまくような分布を示す。これらの花崗斑岩・花崗岩は、尾鈴山酸性火成活動と一連の火成活動の産物とみなされる。

V. 第四系

V. 1 高位河岸段丘堆積物 (t_1)

耳川沿いの田代周辺に、厚さ数mの礫層が阿蘇火砕流に覆われて点々と分布する。礫は亜円礫で、一般に砂岩が多く、緑色岩も含む。礫の大きさは最大径30cm、普通5~10cmである。礫層の分布範囲は地形の章で述べたように、田代盆地のうち接峰面高度200m以下の低地（第1図）とその周辺に限られている。礫層の基底面高度は80~100mで、この面は耳川の旧河床とみなされる。なお、田代付近における耳川の現河床は海拔高度40mであるから、更新世末期から現在までに、河床が40~60m低下したことになる。

V. 2 阿蘇火砕流

阿蘇火砕流とは、本地域の北西約40kmにある阿蘇カルデラ地域から噴出し、同カルデラの形成に関係した火砕流の総称である。阿蘇火砕流は、それぞれの間はかなり長い時間間隔のある4回の噴火サイクルの噴出物であり、それぞれをAso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4とよぶ（小野ほか, 1977）。本図幅地域にはそれらのうちの新しい方の2回、Aso-3とAso-4との両サイクルの噴出物が分布する。Aso-3火砕流は五十鈴川および耳川の谷沿いに、Aso-4火砕流は上記の両川と小丸川沿いとに分布し、両者とも谷沿いの斜面あるいは低地に、狭い台地または段丘状の地形をつくっている。

阿蘇火砕流の噴出年代について、確定的な測年値はまだ得られていないが、Aso-4火砕流は43,000 B. P. Y. よりやや古く、Aso-3火砕流はそれよりも数万年程度古いものと思われる（小野ほか, 1977）。

阿蘇火砕流が分布する上記の各河川は、いずれもその源流地域が九州山地内にあり、阿蘇カルデラの外側斜面には達していない。谷沿いの地形縦断面をつくってみると、耳川流域からは少くも1ヵ所、五十鈴川・小丸川流域からは少くも2ヵ所の地形的高所（分水界）が阿蘇カルデラまでの間にあり、現在の地形では、単純な流下のみによってはこれらの河川沿いに阿蘇火砕流が分布することを説明できない。阿蘇火砕流がこのように地形的高所をこえて分布していることは古くから知られており、九州山地が阿蘇火砕流の流出後に地塊運動によって上昇したと考えられたこともあった（MATUMOTO, 1943, p.

5) が、現在の火砕流の分布地はこれらの山地を深く刻んだ峡谷の底近くのみにあるので、この考えは成り立たない。これは、火砕流の流走時には粉体流系の厚さが厚く、その上面が地形的障害よりも高かったことを意味するのであろう。

V. 2. 1 Aso-3 火砕流 (A3)

本火砕流は、耳川沿いでは西郷村田代部落東側の台地に、五十鈴川地域では宇納間南方の片平付近と長野の東とに分布する。長野東方のものは谷斜面の中腹に小段丘状をなしているが、この付近には同様の産状でAso-4火砕流も分布しており、地形的には両者を区別することができない。

本層は安山岩のスコリア流の堆積物であり、小野ほか(1977)のAso-3B火砕流にあたる。本地域内では厚さは数m以上である。堆積物の下部のみが弱く溶結しており、それ以外の大部分は非溶結である。新鮮な露頭がみられることは少なく、いちぢるしく風化していることが多い。

非溶結の部分の基質は帯紫濃灰色—一時灰褐色のガラス火山灰質であり、径5cm以下の濃褐色—暗灰色のスコリア、黒色緻密ガラス岩片と少量の灰白色軽石および径1mm以下の輝石の柱状結晶をふくむ。風化した部分は黄褐色—黄土色の土壌様であり、褐鉄鉱によって赤褐色に染色されたスコリアを散点する。

溶結凝灰岩には大まかな節理が生じ、基質は非溶結部よりも濃色で暗褐—黒褐色を呈し、包有するスコリアはやや扁平化している。

輝石含有安山岩溶結凝灰岩 76 MK 6

産地：宮崎県東臼杵郡西郷村田代の東、田代中学校東北東0.5kmの道傍

本質岩片：褐色ガラスからなる無斑晶安山岩のスコリアであり、ごく少量の斜長石および普通輝石の斑晶をふくむものもある。発泡の程度はきわめてさまざまであり、比較的良好発泡した長円体形の気泡のものが多いが、ほとんど発泡していない緻密なガラス岩片や、よく発泡した長孔—繊維形の気泡のものもふくまれる。

基質中の分離結晶：斜長石・普通輝石>紫蘇輝石・鉄鉱>緑色角閃石

基質：濃褐色のガラス片からなるが、本質岩片の多様さに対応して、以下のようにさまざまなものがある。不定形の破片、肉厚のカスプ形、厚板形などが多く、長孔—繊維形のは少ない。やや大形の破片には球形の気泡をもつものが多い。

石質破片：新鮮なガラス質安山岩が多く、四万十累層群(?)の砂岩と変質火山岩とを伴う。

V. 2. 2 Aso-4 火砕流 (A4)

Aso-4火砕流は、阿蘇火砕流の4回の大きいサイクルのうちでもっとも新しく、またもっとも広く分布するものである(小野ほか, 1977)。本図幅地域内では、五十鈴川・耳川・小丸川沿いの低地に分布するが、その中では耳川沿いの田代付近のものがやや広い。

多くの場合高位河岸段丘堆積物を覆っているが、Aso-3火砕流あるいは四方十累層群の上を直接に覆うこともある。一般に、その基底面は現河床面より20~30mあるいはそれ以上高く、上面は現河床面より50~70m高い。厚さは10~30m程度である。田代・神門付近では、本堆積物の上面が削られて、より新期の河岸段丘堆積物に覆われている。

地質図上には、本火砕流がやや厚く分布し、独立の地形をつくる地域のみが示されているが、それ以外にも、谷沿いの低地には本火砕流が薄く分布していることがある(たとえば図幅地域南東隅の坪谷

川沿い)。そのようなところでは、表層の火山灰質風化土中に本火砕流に特徴的な角閃石斑晶をふくんでいることによってその存在が知られる。

本火砕流は紫蘇輝石角閃石流紋岩の火砕流であり、小野ほか（1977）のAso-4火砕流にあたる。やや厚い断面では堆積物の下半部が溶結していることが普通である。厚い典型的な断面では、最下位に黄灰色、サラサラした粉状の火山灰が厚さ約50cmあり、上方へ、柱状節理の発達した緻密な溶結凝灰岩に急激に移化する。溶結凝灰岩は灰黒色、緻密であり、下部2～3mは細粒、均質で、その上部は長さ20cm程度の本質レンズや径数cm以下の岩片をふくむ粗粒の岩相であることが多い。この緻密な岩相は、上方へ、幅広い柱状節理のある、脆く、多孔質の弱溶結相を経て、非溶結相へ移行する。

非溶結相の基質は細粒火山灰であるが、一般に著しく風化して黄土色の土状を呈し、その中に石質破片、風化を免れた軽石、斑晶の斜長石と角閃石などがふくまれる。

本地域内のAso-4火砕流は、溶結部・非溶結部を通じてすべてガラス質であり、脱ガラス化していない。

紫蘇輝石角閃石流紋岩溶結凝灰岩 76MK 1

産地：宮崎県東臼杵郡西郷村田代の東、小原西方0.5kmの県道傍

本質レンズ中の斑晶：斜長石・緑色角閃石・紫蘇輝石・鉄鈦

基質：やゝ扁平化したピロクラスティック組織。ガラス片は淡褐色澄明な薄板状の翼をもつかす形。

石質破片：新鮮な安山岩、変質火成岩、堆積岩など。

V. 3 低位河岸段丘堆積物 (t₂)

本地域内の主要河川に沿って、とくに地形区分図（第2図）の神門盆地・田代盆地・宇納間盆地・坪谷盆地内に、数段の低位河岸段丘がよく発達する。段丘面の海拔高度は、五十鈴川で100～160m（比高10～20m）、耳川で50～100m（比高10～20m）、小丸川（神門付近）で250～280m（比高10～20）m、坪谷川で50～150mである。このうち段丘の発達のよいのは坪谷川流域で、そこでは50～100m（比高約20m）と70～150m（比高約40m）の2段の平坦面が認められる（地質図では一括してある）。これらの段丘堆積物は、場所によって厚さや組成を異にするが、一般には厚さ数mで、礫層が多く、砂層や粘土層をまじえる。礫はやや楕円状の垂円礫で、径数cm～10数cmのものが多く、ときに30cm以上のものを含む。礫質は上流地域の地質に応じて異なるが、一般に砂岩が多い。神門付近では、低位段丘堆積物がAso-4火砕流を覆っている。なお、田代付近を南流する小川川支流の流域にも、小規模の河岸段丘堆積物があり、田代付近ではAso-4火砕流を覆っている。地質図では、これら低位河岸段丘堆積物のうち主なもののみを示した。

V. 4 沖積層 (a)

本地域は山地や山間凹地からなり、広い沖積平野は存在しない。したがって、沖積層は主要河川またはその支流の流域に僅かにみられるにすぎない。その多くは神門・田代凹地および坪谷凹地（第2図）

内にある。堆積物は砂・砂礫・シルトまたは粘土からなり、場所によってその厚さや組成が異なる。

VI. 応用地質

本地域内には稼行鉱山は存在しないが、小規模の金属鉱床は各地にみられる。いずれもかつて試掘または採掘されたものである。また、阿蘇火砕流の一部が石材として利用されている。

VI. 1 層状含銅硫化鉄鉱

諸塚山図幅地域には、槇峰をはじめ狩底・猿渡・吉本・速日などの鉱床がある。これらはいずれも諸塚層群槇峰層中にあり、塩基性火山岩類に伴なわれることが多い。しかし、槇峰層の分布が狭く、塩基性火山岩類も乏しい本地域では、槇山銅山が記録に残っているにすぎない。南郷村水清谷中崎の北西約2kmの地点にあるこの鉱山は、明治22、23年頃試掘が行なわれたが、採掘に至らず廃棄されたといわれている（伊木、1904）。付近の地質は、主として槇峰層の千枚岩からなり、上下2層の玄武岩質凝灰岩をはさむ。試掘位置は下位の凝灰岩付近と推定される。鉱石は黄鉄鉱・黄銅鉱である。

なお、耳川流域の鳥巣ダムサイトで、ダム工事の際鉱床の露頭が発見されたといわれている（木下編、1973, p. 275）。ダムサイトには神門層の泥質岩に接して玄武岩溶岩が露出する。鉱床の状態については不明である。神門層中の鉱床としては、西隣椎葉村図幅地域内に大河内鉱山、五色鉱山などがある。

VI. 2 マンガン鉱

九州四万十帯におけるマンガン鉱床は、北東部地域で数カ所しられているにすぎない。延岡図幅地域内の土々呂付近には、戦時中稼行された鉄マンガン鉱床がある。これは日向層群上井野層中のものである。本地域では、西郷村小八重村付近のマンガン鉱床が知られている。詳細不明であるが、その場所は小八重の西に露出する槇峰層の千枚岩中と推定される。鉱石はFe 14.7%、Mn 28.5%、SiO₂ 30.8%である（宮崎県、1963）。

VI. 3 新第三紀の酸性火成活動に関連する鉱床

この種の鉱床は坪谷川および小丸川流域にあり、尾鈴山酸性岩体をとりまくように分布する。いずれも花崗斑岩および黒雲母花崗岩（南隣尾鈴山図幅地域内に小範囲に分布）に関連する鉱床とみなされる。

アンチモニー鉱 坪谷川上流に大内鉱山と坪谷鉱山が、小丸川沿い田口原の北東に田口原鉱山がある。

大内鉱山は東郷町多武の木の南の大内谷にあり、鉱床は昭和8年に発見され、昭和12年から17年に

かけて、松沢国太郎によって稼行された。鉱床は日向層群上井野層の頁岩中にあり、鉱区内には2、3の花崗斑岩の細脈がある。鉱脈は頁岩の走向とほぼ平行して走る。鍾幅最大1m、普通50～60cmで、石英・方解石・菱鉄鉱などの細脈中、輝安鉱・硫砒鉄鉱・閃亜鉛鉱・四面銅鉱・毛鉱・濃紅銀鉱などの鉱石鉱物が含有される。また、金数 g/tのほかにも多量の銀を含む（木下編, 1973）。

東郷町坪谷の南の丘陵には、坪谷鉱山がある。これは日本鉱業株式会社により昭和24年まで稼行された鉱山で、鉱床は大内鉱山と同様上井野層の頁岩中にあり、2条の石英脈に自然金・輝安鉱・黄鉄鉱・硫砒鉄鉱などが伴われる（木下編, 1973）。

また、東郷町田口原の北東山中に田口原鉱山がある。これは輝安鉱を対象として明治26年に矢野長太郎により開発され、大正5年頃まで採掘された。鉱床は上井野層中の裂罅充填石英脈で、鍾幅約1m、富鉱部は明治38年頃すでに掘りつくされていたといわれている（伊木, 1904）。

錫鉱 田口原の南西に男錫鉱山がある。この鉱床は TAKIMOTO (1944) の男錫型錫鉱床の模式として知られている。鉱床は上井野層の頁岩を貫く花崗斑岩にともなうペグマタイト質石英脈で、脈石中に自然金とともに錫鉱を産する。田口原一下村（渡川沿い）間には10数坑の旧坑がある。近時あらたに探鉱されたが、稼行に至っていない。

VI. 4 石 材

Aso-4火砕流中のやや強く溶結した部分、およびきわめてまれにAso-3火砕流の同様部分は加工が容易なので、各所で小規模に採石され、石垣その他に利用されている。また、神門層中の塩基性岩はバラスとして利用されることがある。

文 献

- 地質調査所（1899） 100万分の1大日本帝国地質図。
地質調査所（1900） 百万分一大日本帝国地質図説明書。 p. 131-132。
地質調査所（1954） 50万分の1地質図幅「鹿児島」。
藤井浩二（1954） 大分県臼杵地域の層序と構造。地質学雑誌, vol. 60, p. 413-427, p. 494-500。
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, vol. 1, p. 31-45。
———（1961） 宮崎県延岡市付近の時代未詳層群の層序と構造—とくに古第三系日向層群と延岡・紫尾山構造線について。九大教養地学研報, vol. 7, p. 37-56。
———（1962） 九州南部における時代未詳層群の総括。九大教養地学研報, vol. 9, p. 13-69。
———・宮久三千年（1959） 宮崎県遠見山半島の層序と構造—九州の四十累帯の地史に関する2、3の問題。九大教養地学研報, vol. 6, p. 29-51。
———・野田光雄・宮久三千年・斉藤正次・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」連絡誌, 3号, p. 80-83。

- HASHIMOTO, I. (1961) Tertiary molluscan fossils from the Kadogawa Formation, Miyazaki Prefecture, Japan. *Rep. Earth Sci. Dep. Gen. Edu. Kyushu Univ.*, vol. 7, p. 69-94.
- 伊木常誠 (1901) 九州中部の地質構造. 地質学雑誌, vol. 8, 80-93.
- (1904) 20万分の1地質図幅「佐土原」および同説明書. 地質調査所, 42 p.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男 (1971) 九州四万十帯北東部の地質構造と変成分帯. 地質学雑誌, vol. 77, p. 207-220.
- ・———・——— (1975) 九州四万十帯の構造区分, 地団研専報, no. 19, p. 179-189.
- 石井清彦 (1939) 7万5千分の1地質図幅「延岡」. 地質調査所.
- 神戸信和 (1957) 5万分の1地質図幅「鞍岡」および同説明書. 地質調査所, 51 p.
- 勘米良亀齡 (1950) 球磨川中流簸瀬・神瀬地域の地質構造・九大理学部研報, vol. 2, no. 2, p. 77-100.
- ・坂井卓 (1975) 四万十川累層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか? GDP連絡紙, II-1-(1), 構造地質, no. 3, p. 55-64.
- 木下亀城編 (1973) 九州地方. 日本地方鉱床誌, vol. 9. 朝倉書店, 東京, 659 p.
- 木野義人 (1956) 5万分の1地質図幅「都農」および同説明書. 地質調査所, 19 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1967) 昭和41年度広域調査報告書「日の影地域」. 通商産業省, p. 1-8.
- (1969) 昭和42年度広域調査報告書「日の影地域」. 通商産業省, p. 1-7.
- (1970) 昭和43年度広域調査報告書「日の影地域」. 通商産業省, p. 1-11.
- 小林貞一 (1931) 土佐国香美郡三宝山の三疊紀の石灰岩に就いて. 地学雑誌, vol. 43, p. 96-105.
- 黒田秀隆・松本達郎 (1942) 日向南部の地質学的研究. 地質学雑誌, vol. 49, p. 255-256.
- MATUMOTO, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyūshū. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, sp. no., 57 p.
- 松本達郎・大塚裕之・大木公彦 (1973) 鹿児島県下の四万十帯から産した白亜紀化石. 地質学雑誌, vol. 79, p. 703-704.
- 松下久道 (1941) 大分県木浦・宮崎県見立地方の地質. 九大理学部研報, vol. 1, no. 1, p. 1-13.
- 宮崎 県 (1963) 宮崎県の地質と地下資源. 73 p.
- (1972) 宮崎県の地質と資源. 69 p.
- 中田節也 (1978) 尾鈴山酸性岩の地質. 地質学雑誌, vol. 84, p. 243-256.
- 中島謙造 (1892) 東南九州予察地質概報. 地質要報, 明治25年, no. 1, 207 p.
- 野田光雄・橋本 勇 (1958) 宮崎県東臼杵郡椎葉村大河内付近の地質構造. 九大教養地学研報, vol. 5, p. 17-24.
- 野田勢次郎・納富重雄 (1918) 20万分の1地質図幅「延岡」および同説明書. 地質調査所.

142 p.

- 野沢 保・木野義人 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「富高」および同説明書. 地質調査所, 22 p.
- 岡田博有 (1977) 九州四万十累層群砂岩の予察的研究—とくに岩石帯 (Petrographic Zone) の提唱—. 九大理学研報 (地質). vol. 12, p. 203-214.
- 小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977) 竹田地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 145 p.
- 大分県 (1951) 20 万分の 1 大分県地質図および大分県の地質と地下資源. 114 p.
- 大谷寿雄 (1926) 熊本県八代付近球磨紀伊山地の層位と構造 (予報). 地質学雑誌, vol. 33, p. 397-398, p. 402-423, p. 451-470.
- (1927) 肥後五家荘付近の地質略報. 地質学雑誌, vol. 34, p. 499-520.
- PASTER, T. P. (1971) Petrologic variations within submarine basalt pillows of the South Pacific Ocean. In REID, J. L. ed., Antarctic oceanology I, Antarctic Research Series, vol. 15, Amer. Geophys. Union, p. 283-308.
- 斎藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人 (1955) 宮崎県北西部五箇瀬川耳川上流地方地質図および同説明書. 26 p.
- ・————・片田正人 (1958) 5 万分の 1 地質図幅「三田井」および同説明書. 地質調査所, 77 p.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1968) K-Ar Ages of Osuzuyama Acid Rocks, Kyushu, Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 19, p. 229-232.
- 首藤次男 (1963) 日南層群の地史学的研究—とくに高千穂変動について—. 九大理学部研報 (地質), vol. 6, p. 135-166.
- TAKIMOTO, K. (1944) Studies on tin deposits of Japan. Jap. Jour. Geol. Geogr. vol. 19, p. 195-241.
- 田村 実・原田正史 (1971) 九州の四万十累帯からの貝化石. 熊大教養学部紀要, no. 19, p. 44-48.
- 寺岡易司 (1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較—四万十地向斜堆積物の供給源に関連して—. 地質学雑誌. vol. 83, p. 795-810.
- ・奥村公男・今井 功 (1974) 九州耳川地域の四万十累層群砂岩—四万十帯の構造区分に関連して—. 楠見久先生退官記念論文集. p. 133-151.
- ・田中啓策 (1975) 四国西部の四万十帯. 日本地質学会第82年大会演旨, p. 225.
- YEHARA, S. (1926) On the Monobegawa and Shimantogawa Series in Southern Shikoku. Jour. Geogr. Soc. Tokyo, vol. 38, p. 1-20.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kagoshima(15) No. 52

GEOLOGY

OF THE

MIKADO DISTRICT

Isao IMAI, Yoji TERAOKA, Kimio OKUMURA and Koji ONO

(Written in 1978)

Abstract

The Mikado district belongs to the Shimanto Terrane of the Outer Zone of Southwest Japan, which is made mainly of the Shimanto Supergroup of Cretaceous to middle Tertiary age. The Supergroup consists of thick geosynclinal sediments with submarine basic volcanic rocks. Low grade regional metamorphism is recognized in the terrane.

The major part of the district is occupied by the Shimanto Supergroup. Miocene Iorigawa Formation and Osuzuyama Acid Igneous Rocks, late Pleistocene Aso Pyroclastic Flows and Quaternary sediments are distributed in the limited areas of the district. The stratigraphic sequence of this district is summarized in Table 1.

Shimanto Supergroup

The Shimanto Supergroup in the district is divided into the Cretaceous Morotsuka Group, lower Paleogene Mikado Formation and Eocene to lower Miocene Hyuga Group. These strata have a general trend of NE-SW, mostly dipping northwestward, and are cut by many strike faults.

Morotsuka Group is distributed in the northwestern part of the district. The

Table 1

Area		Morotsuka Belt	Mikado and Hyuga Belts	Remarks
Age				
Quaternary	Holocene	Alluvial deposits		Activities of the Aso Volcano ↑ Tilting
		Lower river terrace deposits		
	Aso Pyroclastic Flows			
	Higher river terrace deposits			
Tertiary	Pleistocene			Acid igneous activity Main stage of deformation of the Shimanto Supergroup (Takachiho Disturbance)
	Neogene	granite porphyry		
		Osuzuyama Acid Rocks		
Miocene	Iorigawa Formation			
Paleogene			Shimanto Supergroup	Submarine basic volcanic activity Southeastward migration of sedimentary basin
Cretaceous	Morotsuka Group	Shiiba Formation	Mikado Formation	Submarine basic volcanic activity
		Hinokage Formation		
		Yato Formation		
		Makimine Formation		
		?		
		Hyuga Group		
		Chinjinzan Formation		
		Uwaino Formation		
		Dogawa Formation		
		Kijino Formation		

lower part of this group consists mainly of phyllite and foliated sandstone, accompanied by pyroclastics of basalt and a little chert. Sandstone is lithic graywacke, rich in volcanic fragments. Foliation becomes stronger stratigraphically downward. Most of the lower part of the group belong to the actinolite zone in terms of the regional metamorphism.

The upper part of the group is composed of sandstone and shale alternating in various thickness, with interbeds of acid tuff. Sandstone is more predominant in the upper part than in the lower part. It is feldspathic graywacke and is coarser-grained than that of the lower part.

Mikado Formation crops out narrowly between the Morotsuka Group and the Hyuga Group, and is separated by the Nobeoka Thrust from the Morotsuka Group and by the Oyabu and Hikageyama Thrusts from the Hyuga Group. This formation consists mainly of pelitic rocks and basic volcanic rocks, accompanied by thin-bedded alternation of sandstone and shale, sandstone and red shale. Sandstone composition resembles that of the following Hyuga Group. Basic volcanic rocks are basalt lava with its pyroclastics and minor gabbro. Most of the lavas have a pillow structure.

The formation shows an imbricated structure due to many thrusts, being strongly sheared, and belongs to the prehnite-pumpellyite zone.

Hyuga Group is distributed in the southeastern part of the district and consists of sandstone and shale alternating in various thickness and proportion, intercalated with beds of red shale. Slump deposits such as pebbly mudstone are occasionally found at several horizons within the group. The sandstone beds frequently have such sedimentary structures as graded bedding, sole markings, current ripple lamination and parting lineation. Generally, sandstone of the Hyuga Group, as well as of the Mikado Formation, is rich in quartz and poor in feldspar. Two types of sandstone, with and without potassium feldspar, are recognized. The metamorphic grade of the Hyuga Group may be equal to or lower than that of the Mikado Formation.

Neogene Tertiary

Iorigawa Formation is restricted in occurrence to the southeastern corner of this district. Although its relation to the adjacent rocks is uncertain in this district, the formation probably is separated by a fault from the Hyuga Group and covered by the Osuzuyama Acid Rocks. This formation is composed mainly of conglomerate containing pebbles of sandstone and minor shale and chert. Most of the pebbles are derived from the Shimanto Supergroup.

Osuzuyama Acid Rocks are a member of the Miocene acid rocks of the Outer Zone of Southwest Japan and occupy 40×10km in NE-SW and NE-SW directions along the coast of Hyuga-nada. It is a thick pile of rhyolite welded tuff intruded by granite porphyry. A small part of the body is distributed at the southeast corner of this quadrangle. It is densely welded tuff of biotite-pyroxene (?) rhyolite.

Granite porphyry

Dikes and stocks of granite porphyry are distributed in the southeastern part of the district and intrude into the Hyuga Group. Similar bodies of granite porphyry and granite are scattered around the Osuzuyama main mass and seem to be related with it.

Quaternary

Higher river terrace deposit are distributed to a small extent at and around Tashiro along the Mimi-kawa river. They are represented by gravel of several meters thick, and covered by the Aso Pyroclastic Flows. The base of the gravel beds is 80 to 100 meters high above sea level.

Aso Pyroclastic Flows

The Aso Volcano, located 40km northwest of the district, erupted pyroclastic flows in four major eruption cycles in late Pleistocene. The Aso-3 and Aso-4

Pyroclastic Flows, products of younger two cycles, are distributed along valleys in this district. The Aso-3 Pyroclastic Flow is non- or weakly welded deposit of nearly aphyric pyroxene andesite and the Aso-4 Pyroclastic Flow is non- to densely welded deposit of hypersthene-hornblende rhyolite.

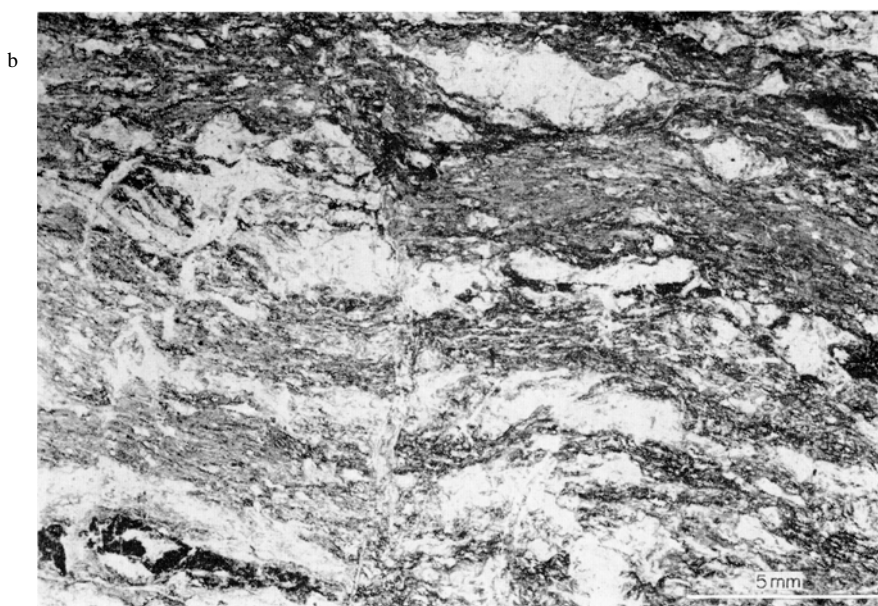
Lower river terrace deposits are distributed in the Mikado, Tashiro, Unama and Tsuboya Basins along the main rivers. These terrace deposits are generally several meters thick and consist of gravel, sand and clay. In the vicinity of Mikado and Tashiro the Aso-4 Pyroclastic Flow is covered by them.

Alluvium

There is no wide alluvial plain in this district. Accordingly, alluvium is found merely along the valleys. They are composed of sand, gravel and clay.

Economic Geology

Cupriferous iron sulphide deposits are found related with basic rocks in the lower part of the Morotsuka Group in the northern Morotsukayama district, but they scarcely occur in this district. Some metallic ores were formed related with the Neogene acid igneous activity. Ore deposits of antimony and tin are distributed around the Osuzuyama Acid Rocks. Antimony ore was worked in the Ouchi, Tsuboya and Taguchibaru mines though they were now closed. Osuzu mine once worked tin with gold, has not been worked.



神門層の剪断泥質岩（下方ポーラのみ），鳥ノ巣。

暗い部分は泥質岩で，セリサイト・緑泥石・石英・斜長石・不透明鉱物などからなる。

明るい部分は主に分結石英および石英・斜長石からなる砂岩。

Sheared pelitic rocks of the Mikado Formation, Torinosu. (only lower polar)

Dark part : Pelitic rocks consisting of sericite, chlorite, quartz, plagioclase and opaque minerals.

Light part : Segregated quartz and sandstone consisting mainly of quartz and plagioclase.



神門層の枕状溶岩，阿切。

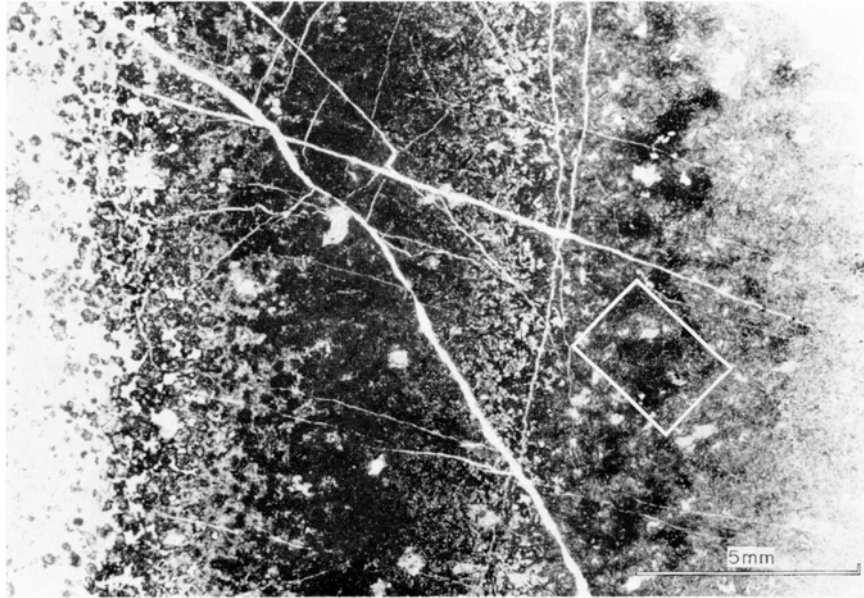
A : 黒色頁石 (black shale). B : 淡緑色および赤色の凝灰質頁岩 (pale green and red colored tuffaceous shale) . C : 枕状溶岩 (pillow lava)
Pillow lava of the Mikado Formation, Aseri.



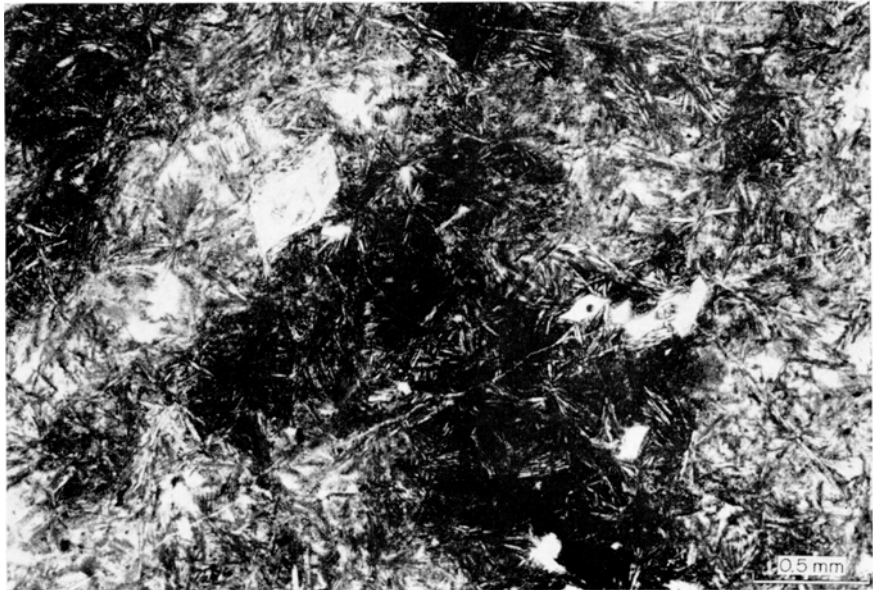
長い尾をひいた玄武岩枕 矢印は流れの力向を示す
Basalt pillow with long tail. Arrow indicates flow direction.

第IV図版

a



b



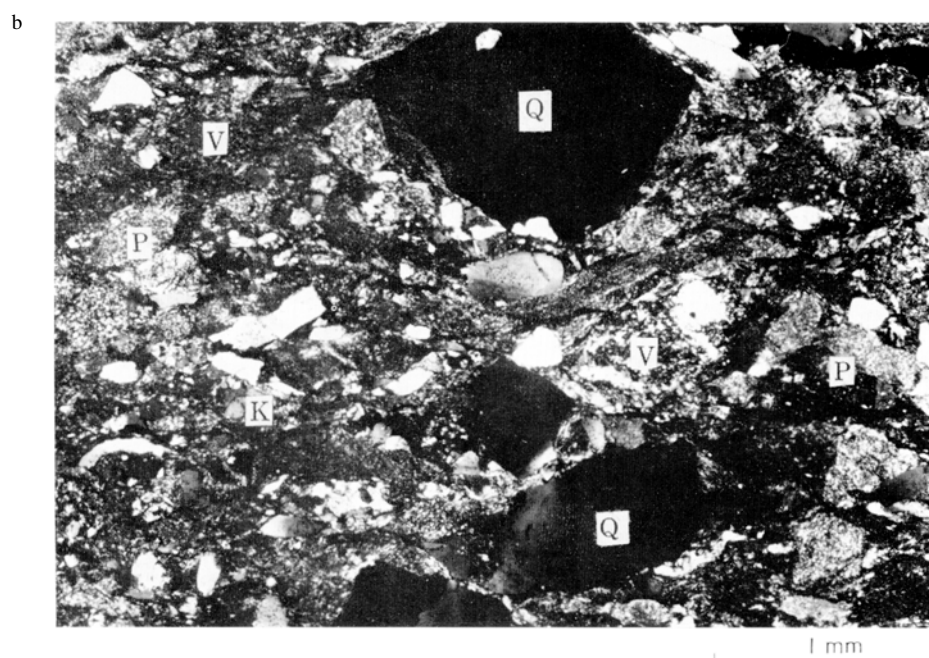
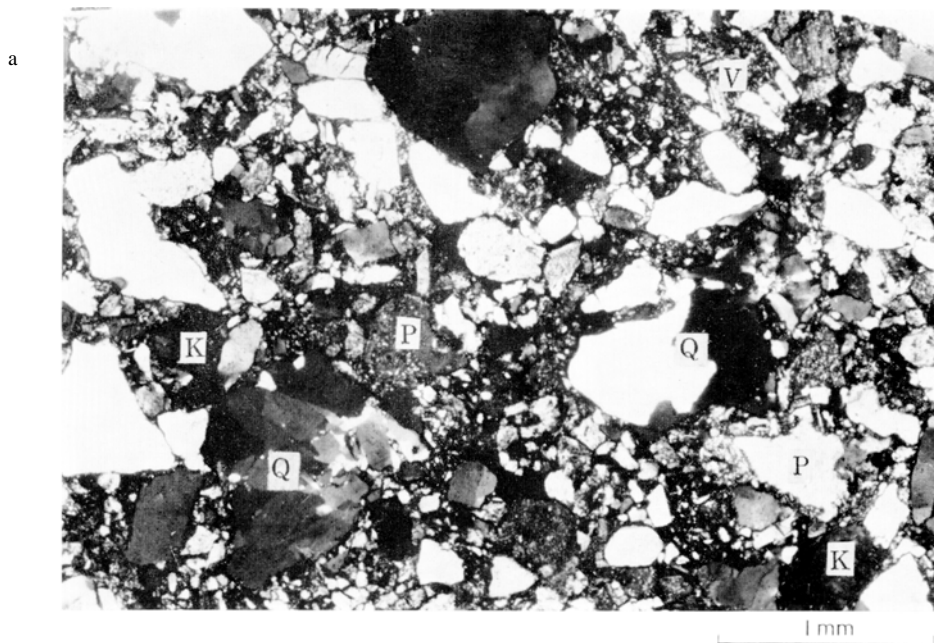
玄武岩枕の周縁部の帯状構造 (下方ポーラのみ)

(a) I : 縁部 (marginal part) II : バリオライト帯 (variolitic zone)

(b) 上図の長方形の拡大写真。
かんらん石の結晶は緑泥石におきかわっている。

Zonal structure in the outer portion of basalt pillow. (only lower polar)

(b) Enlargement of rectangle in the upper figure.
Phenocrysts of olivine are replaced by chlorite wholly.



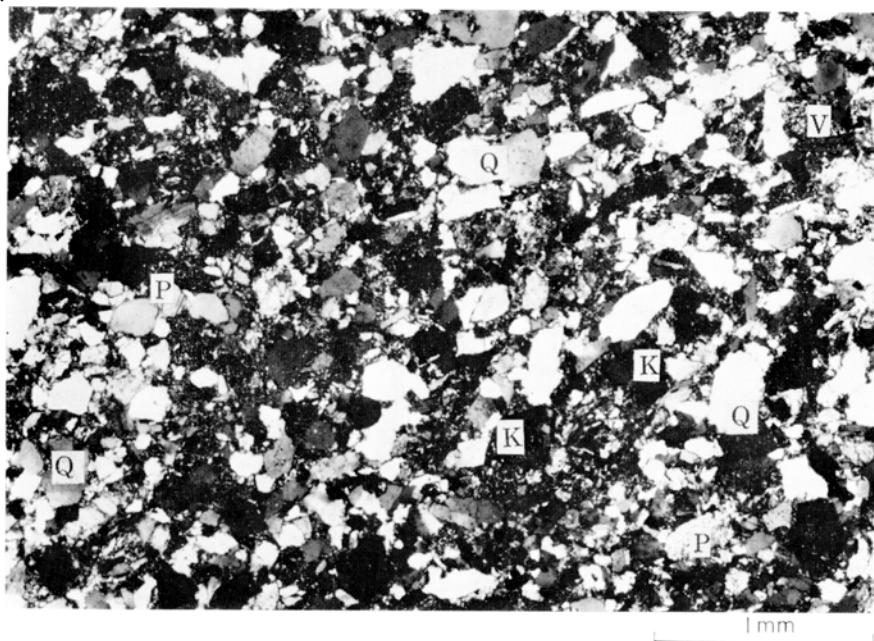
白亜系諸塚層群の砂岩 (直交ポーラ)

a: 日の影層 H2 (H2, Hinokage formation), 啞谷. b: 八戸層 Y1 (Y1, Yato Formation), 増谷
 Q: 石英 (quartz). P: 斜長石 (plagioclase). K: カリ長石 (K-feldspar).
 V: volcanic rock fragment.

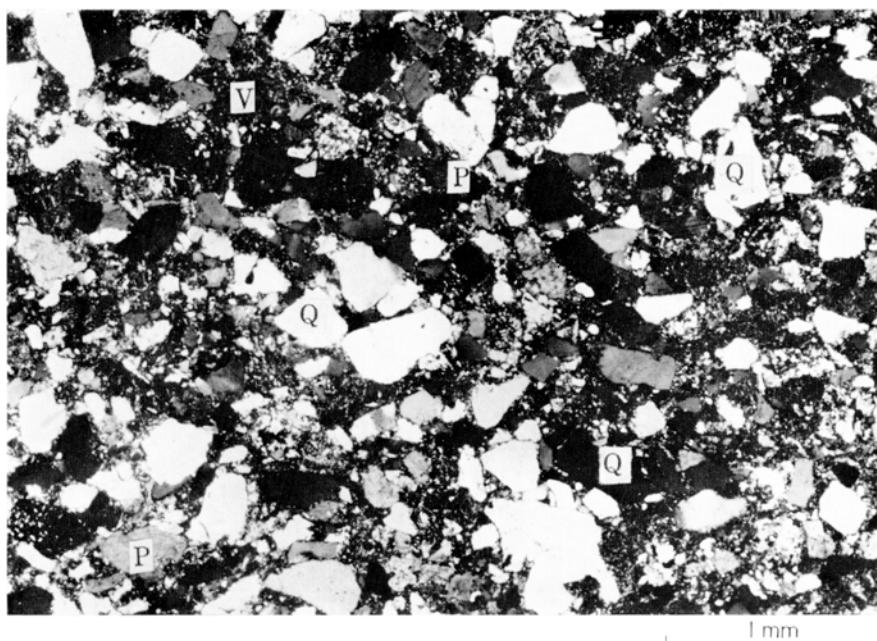
Sandstones of the Cretaceous Morotsuka Group. (Crossed polars)

第VI図版

a



b



古第三系日向層群および神門層の砂岩（直行ポーラ）

a: 珍神山層C1 (C1, Chinjinzan Formation, Hyuga Group), 珍神山.

b: 神門層 (Mikado Formation), 小八重.

Q: 石英 (quartz). P: 斜長石 (Plagioclase)

K: カリ長石 (K-feldspar). V: (volcanic rock fragment).

Sandstones of the Mikado Formation and the Hyuga Group. (Crossed polars)

※文献引用例

今井 功・寺岡易司・奥村公男・小野晃司(1979) 神門地域の地質. 地域地質研究報告
(5万分の1図幅), 地質調査所, 44 p.

IMAI, I., TERAOKA, Y., OKUMURA, K., and ONO, K. (1979) *Geology of the Mikado
district*. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 44 p.
(in Japanese with English abstract, 4 p.)

昭和54年2月9日印刷

昭和54年2月13日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

川崎市高津区久本135

印刷所 泰成印刷株式会社

130墨田区両国3-1-12

© 1979 Geological Survey of Japan