

55(521.77)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第102号

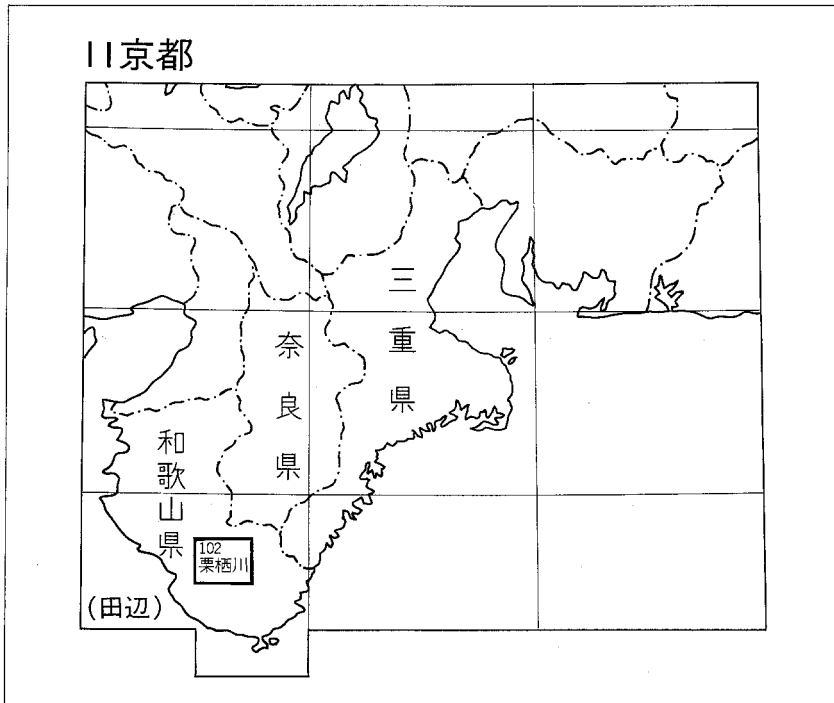
栗栖川地域の地質

鈴木博之・原田哲朗・石上知良
公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦
立石雅昭・徳岡隆夫・井内美郎

昭和54年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

1. 地 形	1
2. 地質概説	4
3. 音無川層群	5
3. 1 瓜谷累層	7
3. 2 羽六累層	8
3. 2. 1 羽六累層下部層	8
3. 2. 2 羽六累層上部層	8
3. 3 音無川層群の地質時代	8
3. 4 音無川層群の砂岩および古流系	9
3. 4. 1 砂岩	9
3. 4. 2 古流系	10
4. 牟婁層群	10
4. 1 安川累層	11
4. 1. 1 安川流域の安川累層	11
4. 1. 2 大河付近の安川累層	15
4. 1. 3 大塔川源流域の安川累層	17
4. 2 打越累層	17
4. 2. 1 打越背斜北翼の打越累層	18
4. 2. 2 打越背斜南翼の打越累層	18
4. 2. 3 合川複向斜南翼の打越累層	18
4. 2. 4 平瀬一鮎川断層以北の打越累層	19
4. 2. 5 大塔川流域の打越累層	20
4. 3 合川累層	20
4. 3. 1 合川複向斜部の合川累層	21
4. 3. 2 栗栖川周辺の合川累層	23
4. 3. 3 大塔川・四村川流域の合川累層	24
4. 4 牟婁層群の産出化石と地質時代	25
4. 5 牟婁層群の堆積構造と古流系	26
4. 6 牟婁層群の礫岩および砂岩	28
4. 6. 1 礫岩	28
4. 6. 2 砂岩	28
5. 熊野層群および田辺層群	32

5. 1 熊野層群	32
5. 2 田辺層群	34
6. 岩脈	35
6. 1 酸性火砕岩	35
6. 2 石英斑岩	36
6. 3 八丁澗澆変質帯	36
7. 第四系	38
8. 地質構造	38
8. 1 本宮断層	38
8. 2 音無川帯の地質構造	39
8. 3 牟婁帯の地質構造	39
8. 3. 1 褶曲	39
8. 3. 2 断層	44
8. 4 熊野層群・田辺層群の地質構造	45
9. 応用地質	45
9. 1 鉱床	45
9. 2 温泉	46
9. 3 石材	46
9. 4 地すべり	46
文献	47
Abstract	50

図・表・図 版 目 次

<()は写真あるいはスケッチを示す>

第1図 (本図幅地域北部の航空写真)	2
第2図 (大塔川溪谷)	3
第3図 (栗栖川の町並と河岸段丘)	3
第4図 紀伊半島四万十累帯の構造区分	4
第5図 栗栖川図幅およびその周辺地域の地質総括図	6
第6図 音無川層群柱状図	6
第7図 (瓜谷累層)	7
第8図 (羽六累層)	8
第9図 (")	9
第10図 音無川層群の砂岩の鉱物組成	10
第11図 牟婁層群柱状図	12-13

第12図	(安川累層)	14
第13図	(〃)	14
第14図	(〃)	15
第15図	安川流域の安川累層・打越累層のルートマップ	16
第16図	古座川源流大河付近の安川累層のルートマップ	16
第17図	(打越累層)	17
第18図	(〃)	19
第19図	(〃)	19
第20図	(〃)	20
第21図	(合川累層)	21
第22図	(〃)	21
第23図	(〃)	22
第24図	(〃)	22
第25図	(〃)	23
第26図	(〃)	23
第27図	(〃)	24
第28図	栗栖川図幅およびその周辺地域の古流系	27
第29図	牟婁層群の礫岩の礫種構成	29
第30図	牟婁層群の砂岩の鉱物組成	30
第31図	牟婁層群の砂岩の石英量およびカリ長石量	31
第32図	牟婁層群と熊野層群の不整合関係を示すルートマップ	33
第33図	熊野層群柱状図	33
第34図	(熊野層群)	34
第35図	(酸性火砕岩岩脈)	35
第36図	(石英斑岩岩脈)	36
第37図	八丁涸漉変質帯と熊野酸性火成岩類との関係	37
第38図	栗栖川図幅および新宮図幅西部地域の地質構造および断面図	40-41
第39図	打越背斜軸部のルートマップ	42
第40図	(打越背斜軸部の褶曲とスケッチ)	43
第41図	牟婁層群のフリッシュにみられる小褶曲のスケッチ	44
第42図	新宮図幅西部地域の地質図	46
第1表	栗栖川図幅地域の牟婁層群の層序と従来の層序との対応関係	11
第2表	鮎川温泉の化学成分	46
第3表	本図幅地域内の主な地すべり地	46

- 第Ⅰ図版 音無川層群の砂岩の顕微鏡写真
- 第Ⅱ図版 牟婁層群の砂岩の顕微鏡写真
- 第Ⅲ図版 オーソコォーツァイト礫，流紋岩礫と顕微鏡写真
- 第Ⅳ図版 酸性火砕岩，石英斑岩の顕微鏡写真
- 第Ⅴ図版 牟婁層群合川累層の斜交葉理と流痕
- 第Ⅵ図版 牟婁層群合川累層の礫岩
- 第Ⅶ図版 本宮断層付近の破碎帯
- 第Ⅷ図版 音無川層群，牟婁層群にみられる小褶曲

付図 栗栖川図幅および新宮図幅西部地域の観察地点図（化石産地，古流向測定地点，礫種構成・砂岩組成の検討地点および写真撮影地点を示す）

本研究報告で図表中あるいは地名のあとにつけられた記号は付図のA—J，Ⅰ—Ⅵの記号の組合せによる以下のグリッドを示す。

	栗 栖 川 図 幅					新 宮 図 幅				
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
Ⅰ										
Ⅱ										
Ⅲ										
Ⅳ										
Ⅴ										
Ⅵ										

栗栖川地域の地質

鈴木博之*¹⁾・原田哲朗*²⁾・石上知良*³⁾
公文富士夫*⁴⁾・中屋志津男*⁵⁾・坂本隆彦*⁶⁾
立石雅昭*⁴⁾・徳岡隆夫*⁴⁾・井内美郎*⁷⁾

紀伊半島の四万十累層群については、古くは鈴木達夫による7.5万分の1「田辺」および同「御坊」図幅があり、その後、5万分の1地質図幅「動木」・「新宮」・「阿田和」・「那智」および「田並」が出版されている。著者らを含む「紀州四万十帯団体研究グループ」は1960年代から紀伊半島の四万十累層群の研究を続けてきた。本図幅域に関連した研究についてみると、原田は牟婁層群の層序と構造についてのべ、フリッシュ相についての堆積学的な検討を行ない(HARATA, 1964, 1965)、徳岡は日置川沿いの地質断面を示し、礫岩および砂岩について検討し(徳岡, 1966; TOKUOKA, 1967)、鈴木は牟婁帯の地質構造について検討している(鈴木, 1970, 1973, 1975)。また原田ほか(1967)および紀州四万十帯団体研究グループ(1972)は図幅東北部の四村川・大塔川地域、東南部の古座川上流地域の地質について報告している。

本報告は昭和53年度の地質調査所の事業として原田と徳岡が委嘱をうけ、上記の研究グループ⁸⁾がこれまでに得てきた資料をもとに、補足調査をおこなった結果を加えて作成したものである。東に隣接する新宮図幅域の西部に分布する牟婁層群については、本図幅域のそれと密接な関係を有することから、地質図を第42図として示し、本報告中にあわせて記載を行なった。また、本報告に記述した化石産地、古流向測定地点、礫種構成の検討地点、砂岩組成の検討地点および図表に関連した地点などを巻末に付図として一括して示すことにした。

本報告の基礎となったものは、研究グループによる牟婁層群の長年にわたる調査と、鈴木博之による栗栖川地域を中心とした研究である。音無川帯については、「はてなし団体研究グループ」の成果によるところが大きい。

本報告をまとめるにあたり、「紀州四万十帯団体研究グループ」、「はてなし団体研究グループ」に参加された各位に厚くお礼申し上げます。砂岩の検鏡にあたっては久富邦彦氏、別所孝範氏の協力を得た。地質調査所の水野篤行課長には貝化石について教えていただいた。また同じく寺岡易司技官には本図幅の作成で援助をうけるとともに、原稿についての御意見をいただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げます。

1. 地 形

本図幅地域には、大塔山(1,122m)を主峰として、山頂高度500-1,100mの山々が連なり、その間を富田川・日置川、その支流である安川および前の川・十津川の支流である大塔川および四村川・古座川などの河川が流れている。このうち、安川・前の川・大塔川・古座川はいずれも大塔山にその源流を発

*¹⁾ 同志社大学工学部 *²⁾ 和歌山大学教育学部 *³⁾ 大阪府立藤井寺高校 *⁴⁾ 京都大学理学部 *⁵⁾ 和歌山県立大成高校 *⁶⁾ 大阪府立山本高校 *⁸⁾ 海洋地質部

している。

主要な山地を連ねた稜線は、岩相分布や地質構造に強く規制されている。大塔山の西に連なる高尾山・法師山・百間山の稜線、野竹法師・獄山・太尾ノ嶺・麦粉森山を連ねた稜線、笠塔峯・狼屹山・鷹巢山・西ノ峰を連ねる尾根筋は、いずれも牟婁層群打越累層の厚い塊状砂岩の分布と一致している。

河川の流路方向についてみると、主流の富田川、日置川や大塔川は大構造とほぼ直交する横谷となっているが、それ以外の河川の多くは、泥岩の分布域や地質構造に一致する縦谷をなしている。安川は打越背斜の方向と一致し、大塔川の支流にみられる北西-南東方向の谷は、この地域の地層の一般走向とほぼ一致する。熊野川は合川複向斜の一部をなす熊野川背斜の位置とほぼ一致している。日置川や富田川の支流についても、同様に構造支配を受けた谷がいくつかみられる。

大きな断層も地形に顕著に表われている。本宮断層に沿っては野中川が断層線谷をなしていて、ケルンコル、ケルンバット地形がよくみられる（第1図）。近露から小広峠にかけての地域では、本宮断層に伴う破碎帯地すべりによる地すべり地形がよく発達している。平瀬-鮎川断層も地形によく表現されている。

本図幅地域の牟婁層群分布域には、紀伊山地の現在にまで引続く隆起運動を反映して、主要な河川沿いにも平地部はほとんどなく、典型的なV字谷が各所にみられる。大塔山の周辺地域では、牟婁層群の下部層が広く熱水変質を受けているため、地層が硬化しており、流域には廊下と絶壁が続いている（第2図）。本宮新層以北では、音無川層群の泥岩を主とする地層が広く分布するため、浸食がすすんでお



第1図 本図幅地域北部の航空写真 牟婁層群と音無川層群とを境する本宮断層が地形によく表われている。その南につらなる尾根は打越累層の砂岩からなる。この写真は建設省国土地理院発行の空中写真を複製したものである。(KK-65-IY-1, C1-15)

Aerial view of the northern part the Kurisugawa District.



第2図 大塔川溪谷のゴルジェ (HIII)
Gorge in the Ōtōdani Valley.



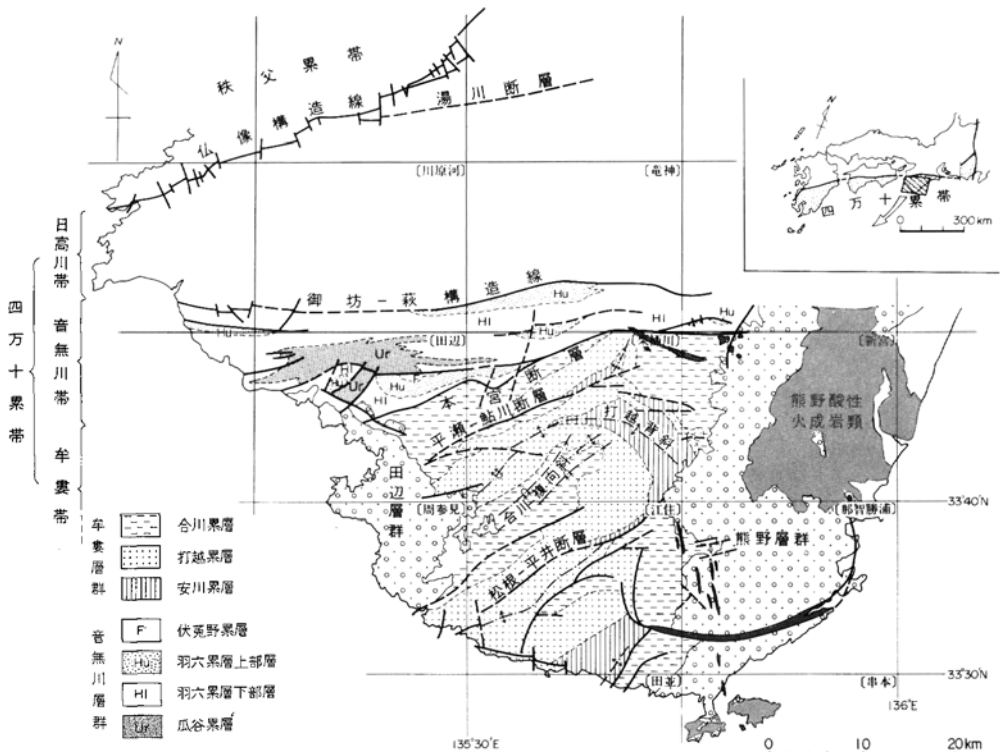
第3図 栗栖川の町並と河岸段丘 高原への道路から眺める (AII)
River terrace developed along the River Tonda at kurisugawa.

り、やや低平な山地をなしている。

本図幅のほとんどの地域は山地で占められていて、沖積平野は発達していない。わずかに近露と栗栖川に小規模な河岸段丘と沖積平地がみられ、水田耕作が可能で、本図幅地域内の人口集中地となっている（第3図）。前の川上流の木守付近にもごく小規模の沖積平地があり、水田がつくられている。

2. 地質概説

紀伊半島の四万十帯は、北から南へ日高川帯、^{おとなし}音無川帯および^{むろ}牟婁帯に区分される（第4図）。日高川帯は白亜系を主とする日高川層群、音無川帯は始新統と推定される音無川層群、牟婁帯は漸新統ないし下部中新統の牟婁層群から構成されている。日高川帯と音無川帯は御坊—萩構造線により、また音無川帯と牟婁帯は本宮断層によって境される。これら3つの地層群は全体として四万十地向斜という一つの地向斜の堆積物とみなされ、一括して四万十帯層群とよばれている。日高川層群は泥質岩が優勢で、チャートや緑色岩を挟有し、いわゆる優地向斜相を呈する。音無川層群にはチャートはみられず、ごくまれに薄い緑色岩や赤色頁岩および緑色頁岩を伴い、全体としてフリッシュ相が卓越している。牟婁層群には緑色岩やチャートはまったく存在せず、砂岩が優勢で、各種のフリッシュ相を主とする劣地向斜相



第4図 紀伊半島四万十帯の構造区分 松根—平井断層以南の牟婁層群の細分はそれぞれ安川、打越、合川層群相当層を示す。〔 〕は5万分の1図幅名

Tectonic division of the Shimanto Belt in the Kii Peninsula (see Fig. 1 in English abstract).

がみられる。

本図幅地域は、牟婁帯の北半部と音無川帯の南縁部を含んでいる。牟婁層群については最上部層を除きほぼ全層準の地層が露出するが、音無川層群の場合は最下部および最上部はみられない。

音無川層群は、下位より泥岩を主とする瓜谷累層、泥質フリッシュおよび等量フリッシュからなる羽六累層下部層、砂質フリッシュおよび砂岩を主とする羽六累層上部層、各種のフリッシュからなる伏菟野累層に分けられる¹⁾。ただし、伏菟野累層は本図幅地域には分布しない。本層群の全層厚は1,400mである。

牟婁層群は、下位から安川累層・打越累層および合川累層に区分され、全層厚7,500-9,000mである。安川累層は塊状砂岩と泥岩およびフリッシュ、打越累層は塊状砂岩と砂質フリッシュ、合川累層は礫岩・含礫泥岩・砂岩・泥岩およびフリッシュなどからなる。

中部中新統の熊野層群と田辺層群は、それぞれ図幅地域の東部と西部にごく小範囲を占めて分布し、牟婁層群を顕著な斜交不整合で覆っている。両層群とも数m-数10mの基底礫岩砂岩層に始まり、上位にシルト岩へと移行していき、全層厚は2,000mから3,000mである。本地域ではそれらの最下部のみが分布する。

熊野酸性火成岩類に伴う火砕岩岩脈と石英斑岩岩脈は、熊野層群や田辺層群堆積後の活動で、安川、大塔川および四村川沿いに小規模な岩脈としてみられる。大塔川の源流付近や四村川上流には、これらの活動に関連したと考えられる熱水変質帯が認められる。

第四系の発達極めて悪く、河川沿いのごく狭い地域に段丘堆積層と沖積層がみられるにすぎない。

本図幅地域を中心とする層序と地史を第5図に概念的に示す。

3. 音無川層群

音無川層群は北側の日高川層群と御坊—萩構造線で、南側の牟婁層群とは本宮断層で画される。音無川層群は当初、鈴木達夫(1939)が7.5万分ノ1御坊図幅で印南統とよび、松下(1953, p. 191)は印南累層とよんで日高川層群に含めた。橋本(1971)はこれを印南層群とした。いっぽう本図幅の東に隣接する地域で、紀州四万十帯団体研究グループ(1968)は、牟婁層群の下部層として音無川ムロ層の名称を使用した²⁾。その後、はてなし団体研究グループ(1977b)は音無川帯全域の調査結果にもとづき、あらたに音無川層群と呼ぶことを提案した。本図幅ではこれを踏襲する。

はてなし団体研究グループ(1977b)によると、音無川層群は瓜谷累層・羽六累層および伏菟野累層に分けられる。模式的な層序は図幅外の西の海岸地域でみられるが、どこにおいてもつぎのべるような共通した特徴を示す(第6図、左の柱状図)。瓜谷累層は暗灰色ないし淡緑色の塊状泥岩を主とし、上部

1) 音無川層群および牟婁層群の大部分は砂岩と泥岩の有律的互層からなっている。これらの地層の多くは、i) 砂岩層は下位の泥岩層の上に明瞭な境をなして重なり、上位の泥岩層には漸移的に移行し、ii) 砂岩層には級化部、平行葉理部、斜交葉理部の規則的な発達のみられ、さらに、iii) 流痕などの底痕がよく発達する。などの特徴をもつ。このような特徴をもつ砂岩と泥岩の互層は、その岩相名として広くフリッシュ型砂岩泥岩互層とよばれている。本報告ではこの種の互層をフリッシュと略称し、砂岩と上位の泥岩までを単層として扱う(たとえば、20-50cmに成層する、または単層の厚さ10-30cmという場合には、この砂岩と泥岩の組合せの厚さをさす)。これらのフリッシュで、その単層において砂質部が40-60%を占めるものを「等量フリッシュ(normal flysch)」、砂質部がこれより優勢なものを「砂質フリッシュ(sandy flysch)」、劣勢なものを「泥質フリッシュ(muddy flysch)」、とよぶことにする。

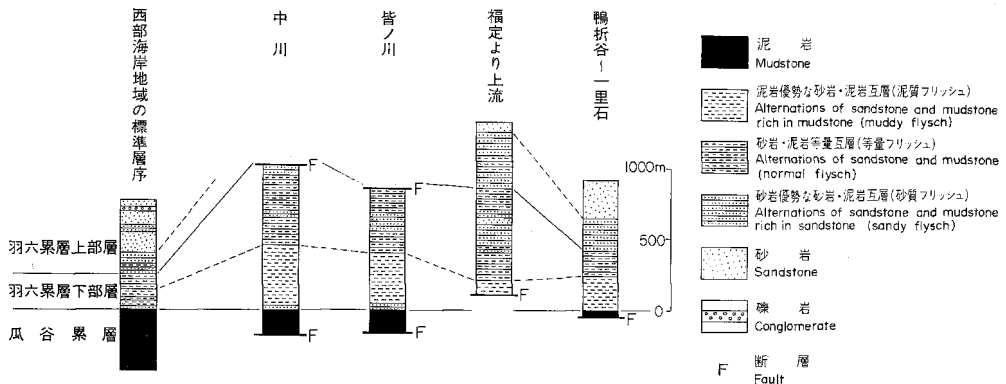
2) 村山(1954)の新宮図幅では、本図幅でいう牟婁層群も含めて東牟婁層群として一括している。

時代区分	層序区分	層厚 (m)	岩相	構造運動	地史	
完新世	沖積層	2-5	礫・砂・泥			
更新世	段丘堆積物	5-7	礫・砂・泥			
中期中新世	熊野酸性火成岩類*		流紋岩・花崗斑岩・凝灰岩	石英斑岩岩脈 酸性火砕岩岩脈 南北性断層	酸性火成活動 上昇陸化	
	熊野層群・田辺層群	2000 3000	砂岩(一部に炭層を挟む) 泥質フリッシュ	小褶曲の完成 東西性断層 中褶曲の本宮断層 大褶曲	新しい堆積盆形成 四万十地向斜消滅	
前期中新世 漸新世	四万十層群	牟婁層	K ₅ 層	500+	成層泥岩・泥質フリッシュ	打越背斜の萌芽
			K ₄ 層	500 ~850	礫岩・含礫泥岩・泥岩・砂岩	
			K ₃ 層	400 ~1300	フリッシュ・成層泥岩	
			K ₂ 層	200 ~700	塊状砂岩・礫岩	
			K ₁ 層	150 ~800	成層泥岩・泥質フリッシュ	
			打越累層	1500 ? 3000	礫岩・塊状砂岩 塊状砂岩まれに成層泥岩 砂質フリッシュ・塊状砂岩	
層	音無川層群	安川累層	Y ₂ 層	450 ~600	成層泥岩・フリッシュ	音無川層群の褶曲 東西性逆断層
			Y ₁ 層	1300+	塊状砂岩・泥岩・フリッシュ・礫岩	
始新世(?)	音無川層群	伏菟野累層*	上部層	200+	泥質フリッシュ・等量フリッシュ	堆積盆南へ移動 上昇陸化 動 浅化
			下部層	400 ~1000	砂岩・礫岩・砂質フリッシュ 泥質フリッシュ・等量フリッシュ	
			瓜谷累層	170+	泥岩(上部に綠色頁岩を挟む)	
後期白垩紀(?)	日高川層群*			日高川層群の褶曲	堆積盆南へ移動 上昇陸化	

※ 本図幅地域には露出しない

第5図 栗栖川図幅およびその周辺地域の地質総括図

Summary of the stratigraphy and geologic history of the quadrangle district and its neighbourhood.
(see Table 1 in English abstract)



第6図 音無川層群柱状図 西部海岸地域の標準層序は、はてなし団体研究グループ(1975)による
Columnar sections of the Otonashigawa Group.

に成層した珪質頁岩をしばしば挟有し、石灰質団塊を普遍的に含む。最上部には赤色ないし綠色頁岩を挟む。羽六累層の下部層は、泥質フリッシュと等量フリッシュを主とし、砂質フリッシュを伴う。泥質

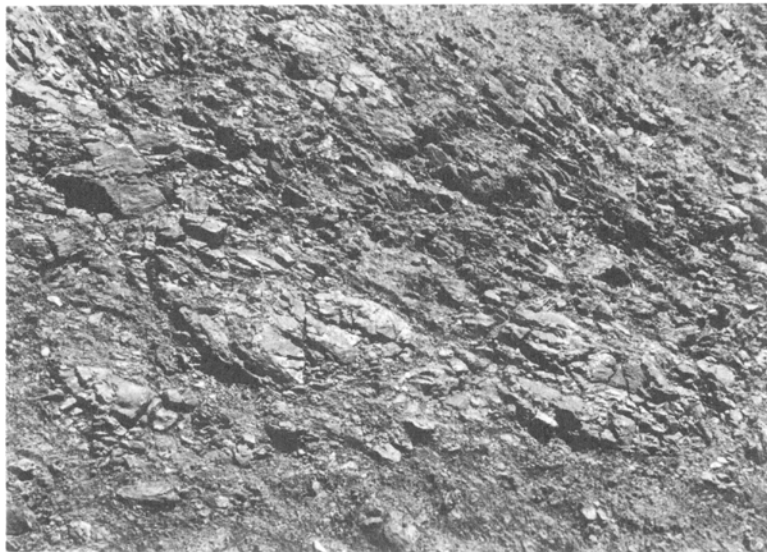
部にはまれに石灰質団塊や石灰質泥岩のレンズを含む。羽六累層の上部層は主として1-4mの塊状砂岩と砂質フリッシュからなり、礫岩を挟有する。礫岩は中礫—大礫、まれに巨礫大の円礫ないし歪円礫からなり、花崗岩・流紋岩・石灰岩まれに石英片岩や緑色片岩などの礫を含む。砂質フリッシュには底痕が発達する。伏菟野累層は泥質フリッシュ・等量フリッシュおよび泥岩からなり、礫岩を伴う。

音無川層群は本図幅地域の西北部に本宮断層以北のせまい範囲に露出し、上のべた音無川層群の模式層序（伏菟野累層を除く）にほぼ対応する層序が、近露北方および福定北方ふくとくだでみられる。ここでは瓜谷累層の上部から羽六累層上部層の下部に至る層準がくりかえし露出し、岩相の横への連続性は非常によい。柱状図を第6図に示す。

瓜谷累層から羽六累層にかけてみられる赤色ないし緑色頁岩を含む層準は、音無川帯に広く追跡が可能で、有効な鍵層となっている（はてなし団体研究グループ、1975）。また、瓜谷累層から羽六累層にかけては、しだいに上位にむかって泥質岩に対する砂質岩の比率が増大し、それとともに全体として砂質岩は細粒から粗粒になるという顕著な岩相変化が認められる。本層群の全層厚は1,400mである。

3. 1 瓜 谷 累 層 (Ur)

瓜谷累層は音無川帯の南縁に、ほぼ本宮断層に沿って分布する。近露北方の鴨折谷林道では、やや破碎された黒色泥岩がみられる（第7図）。ほとんど塊状の泥岩からなるが、まれに10-20cmに成層する泥質フリッシュ（砂質部の厚さは2-5cm）をはさむ。岩崎から皆ノ川入口にのびる瓜谷累層はやや青味がかかった黒色の塊状硬質泥岩で、まれに成層する。人頭大の石灰質団塊がまれに含まれている。これらの地域には模式層序にみられるような赤色および緑色頁岩は顕著ではなく、まれにやや緑色の泥岩がみられるにすぎない。本累層の層厚は170m以上である。



第7図 瓜谷累層のやや破碎された泥岩 鴨折谷林道 (D1)
Crushed mudstone in the Uridani Formation.

3. 2 羽六累層 (Hl, Hu)

3. 2. 1 羽六累層下部層 (Hl)

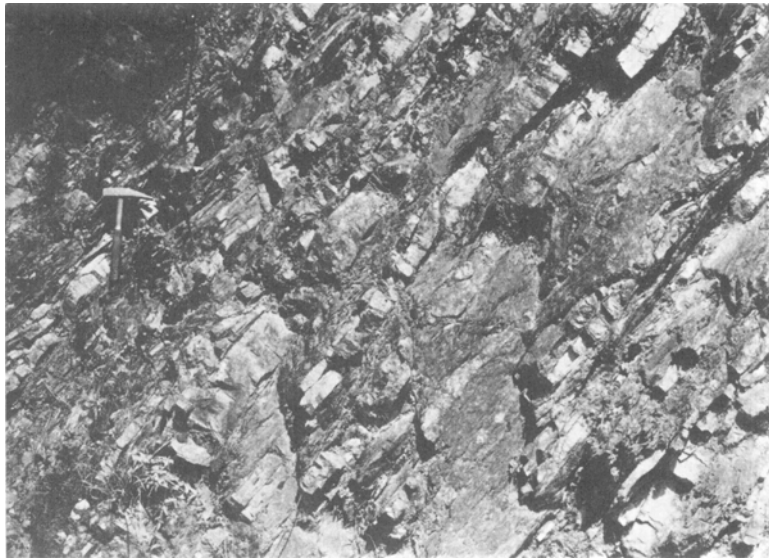
羽六累層下部層は断層でくり返しあらわれ、比較的広い面積を占めて露出する。瓜谷累層とは整合で、フリッシュの始まりをもって羽六累層の下底とする。下半部は単層の厚さ5-20cmの泥質フリッシュであり（第8図）、上半部は単層の厚さ15-50cmの等量フリッシュである。いずれにおいても砂質部は中粒ないし粗粒で、級化層理を示し、砂質部から泥質部への移行はかなり急激であるが、漸移している。まれに海底地すべりによるスランプ褶曲がみられる。小断層や小褶曲が多く発達していて正確な層厚は明らかでないが、400-1,000mと推定される。

3. 2. 2 羽六累層上部層 (Hu)

羽六累層上部層は西北部の福定北方から鴨折谷林道にかけて、および栗栖川北方から政城山に分布する。鴨折谷では、下部は単層の厚さ20-60cmの砂質フリッシュ（第9図）、上部は1-5mに成層する塊状粗粒砂岩からなる。まれに単層の厚さ15-50cmの等量フリッシュをはさむ。砂岩およびフリッシュの砂質部は中粒ないし粗粒で、泥岩の同時侵食礫を多く含み、粗粒砂岩はしばしば径2-3cmの礫を含む。層厚は約500mである。

3. 3 音無川層群の地質時代

本図幅地域内では生痕化石は多産するが、時代決定に有効な化石は未だ発見されていない。橋本



第8図 羽六累層下部層の泥質フリッシュ 鴨折谷林道 (D1)
Muddy flysch in the Lower member of the Haroku Formation.

(1971) は印南地域の音無川層群相当層から *Bathysiphon* sp., *Haplophragmoides*? sp., *Cyclogyra*? sp., *Langena*? sp., *Dentalina* sp., *Globigerina*? sp., Polymorphinid の産出を報告し、古第三系としている。紀州四十万帯団体研究グループ (1975) は、紀伊半島の四十万累層群の層序や構造配置からみて、音無川層群は始新統の可能性が強いとしている。

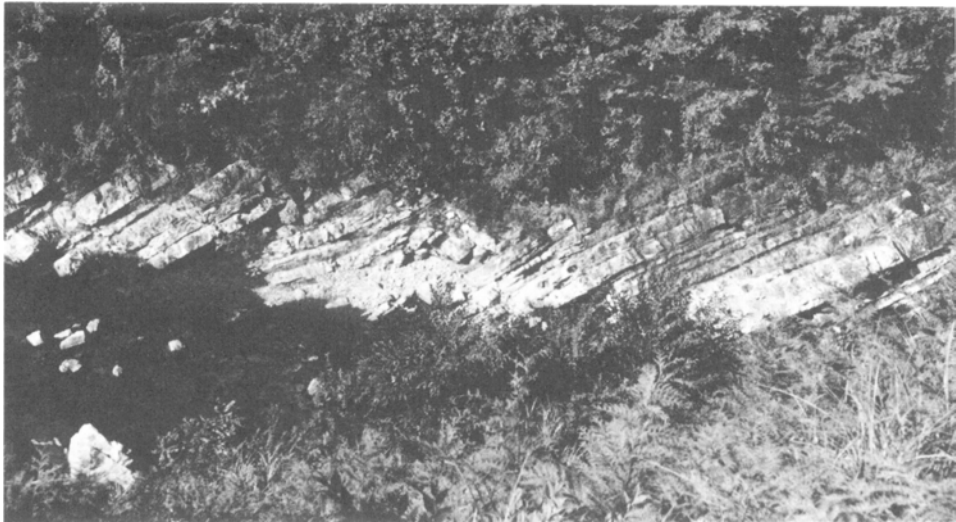
3. 4 音無川層群の砂岩および古流系

3. 4. 1 砂 岩

音無川層群では羽六累層の下部から上部にかけて次第にフリッシュの砂質部の厚さが増し、羽六累層の最上部には厚く成層した塊状砂岩がみられる。これらの砂岩の鉱物組成をカリ長石を染色した薄片で検討した³⁾。また、同様に染色した切片についても補助的に検討した⁴⁾。

鉱物組成を検討した結果を第10図に示す。音無川層群の砂岩は、石英37-46%、カリ長石6-16%、斜長石10-29%、岩片9-24%、基質5-13%であり、後ののべる牟婁層群の砂岩と比較的によく似た組成を示す。しかし音無川層群の砂岩は牟婁層群の砂岩に比べて、やや暗灰色を示し、また粗粒であることが多く、みかけは異なっている。

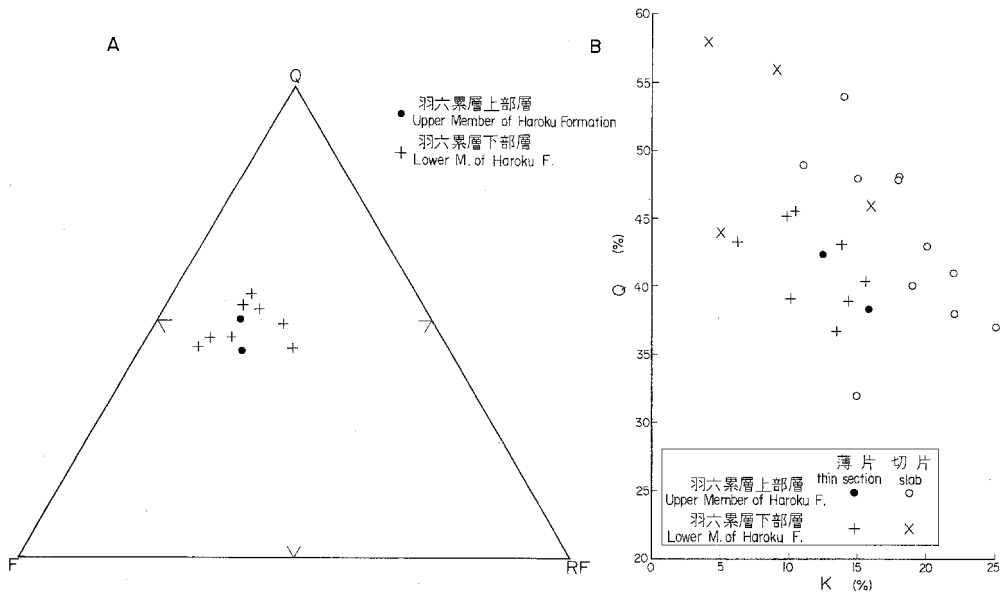
石英には単一結晶からなる粒子が多く、その半分近くは弱い波動消光を示す。多結晶の石英からなる粒子もかなり存在する。カリ長石にはパーサイト構造やマイクロクリン双晶がしばしば認められる。斜長石にはアルバイト双晶がしばしば発達するが、風化・変質していることが多い。岩片には花崗岩が多



第9図 羽六累層上部層の砂質フリッシュ 鴨折谷林道から日置川を見る (D1)
Sandy flysch in the Upper member of the Haroku Formation.

3) 染色法は BAILEY and STEVENS (1960) に基づく。ポイントカウント法により500ポイントについて測定。

4) 研磨した切片をフッ酸に浸し、後にカリ長石の染色を行なった。実体顕微鏡下で石英量とカリ長石量を200ポイントで測定し、砂岩の鉱物組成検討の参考資料とした。切片における石英量とカリ長石量の測定では、酸性火山岩片や基質が識別しにくいためにカリ長石量が少し大きくなる傾向と、測定ポイントを少なくしていることから測定値に多少のばらつきがみられるようであるが、大まかな砂岩の組成の把握には有効である。



第10図 音無川層群の砂岩の鉱物組成 A. 石英 (Q), 長石 (F), 岩片 (RF) の比; B. 石英 (Q) とカリ長石 (K) の比
 Mineral composition of sandstones in the Otonashigawa Group (Q; quartz, F; feldspar, RF; rock fragments, K; K-feldspar content).

いが、流紋岩、頁岩、チャート、ホルンフェルスも認められる。基質は隠微晶質石英と粘土鉱物からなる。音無川層群の砂岩の代表的な顕微鏡写真を第 I 図版に示す。

音無川層群の砂岩の鉱物組成は、全体としてまとまっているが、切片による測定資料を含めて検討すると、カリ長石量が羽六累層下部層で少なく、羽六累層上部層で多くなる傾向が認められる。

3. 4. 2 古流系

本図幅地域内では西部の政城山北方の羽六累層下部層にひとつだけ北東→南西の古流向が知られているのみである。しかし音無川層群全体についてみると、羽六累層には流痕がしばしば発達しており、はてなし団体研究グループ (1975, 1977a) によって以下のような古流系が知られている。西部の海岸地域においては、羽六累層の最下部では北→南であるが、下部から上部にかけては東→西、東北東→西南西の古流向が卓越している。本図幅の西に隣接する奇絶峡地域では東→西とともに南→北の古流向、また東に隣接する本宮地域では東→西あるいは東北東→西南西の古流向を示す。

4. 牟婁層群

鈴木達夫 (1939) は75万分ノ1「御坊」図幅で、図幅南部の地層を牟婁統とよび、松下 (1953, p. 192) はこれを牟婁層群とよびかえた。村山 (1954) は新宮図幅において東牟婁層群、水野 (1957) は那智図幅において紀南層群とよんだ。原田・徳岡・松本 (1963) は牟婁層群を下位より音無川ムロ層、四村川ムロ層、請川ムロ層に区分し、HARATA (1964) は本宮町周辺 (本図幅地域の東北部およびその東の

隣接地域)の層序について報告した。しかしながら、紀州四万十帯団研グループによる牟婁帯全域の調査が進行するにつれ、音無川ムロ層は牟婁層群から除外したほうがよいこと、また四村川流域や請川周辺の地層を、牟婁層群の模式層とすることは適切でないことが明らかになってきた。そこで、同グループは地層名として暫定的にA・B・C……の記号を使用し、各地の層序について記載してきた。その後、牟婁帯全域にわたる調査が進展した結果、同グループ(1977)は牟婁帯の北部地域⁵⁾に分布する牟婁層群を新しく下位より安川累層・打越累層・合川累層に3分することを提唱した。本図幅ではこの地層名を用いる⁶⁾。この新しい層序区分と従来本図幅地域で用いられた層序との対応関係を第1表に示す。本地域の牟婁層群の柱状図を第11図に示す。

新宮図幅地域西部の牟婁層群について

牟婁層群は、東の新宮図幅の西部地域にも分布し、東牟婁層群として記載されている(村山, 1954)。今回の本図幅調査に際し、この地域についても調査し、従来よりやや詳しく検討したので、地質図を末尾に第42図として示す。地質の記載については、本図幅の対応する各地層の項に含めてのべる。

4.1 安川累層 (Y₁, Y₂)

安川累層は、日置川支流の安川流域、古座川源流^{たいこう}の大河付近、大塔川源流域に広く分布する。塊状砂岩および泥岩からなる下部層(Y₁層)と成層泥岩およびフリッシュからなる上部層(Y₂層)に分けられる。安川累層が広く分布するのは大河付近であるが、構造が複雑なため、安川流域を模式地とする。代表的な岩相を第12, 13, 14図に示す。

4.1.1 安川流域の安川累層 (Y₁, Y₂)

安川累層は打越背斜の軸部をなして露出する。ルートマップを第15図に示す。

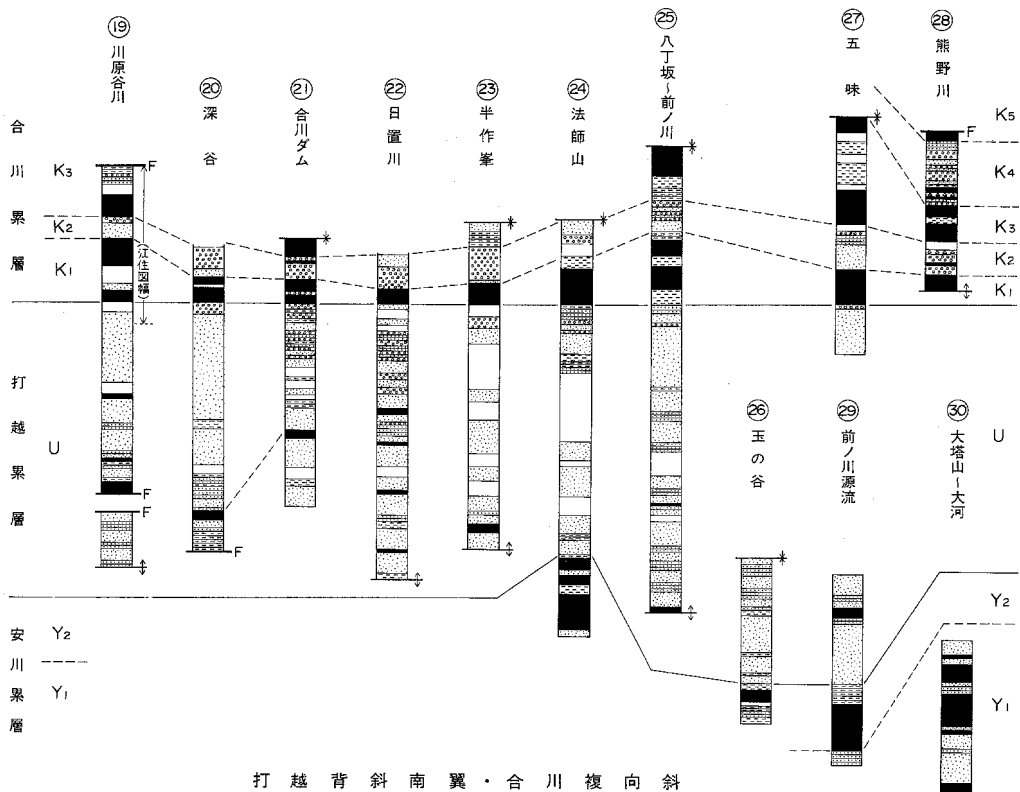
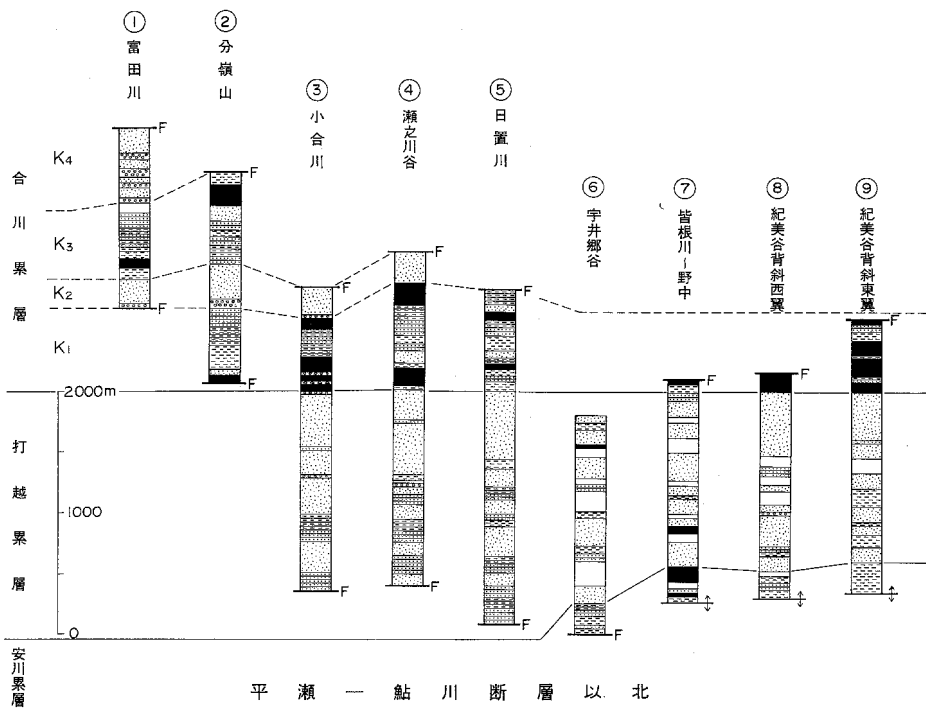
Y₁層 大塔山山頂から宗小屋谷および安川の支流の大塔谷周辺にかけて分布し、さらに小鮫谷付近

第1表 栗栖川図幅地域の牟婁層群の層序と従来の層序との対応関係

本 図 幅	紀州四万十帯団研グループ (1977) <牟婁帯北半部>	同左 (1975) <牟婁帯全域>	同左 (1972) <古座川上流>	原田ほか (1967) <本宮・中辺路地域>
合川累層 { K ₅ K ₄ K ₃ K ₂ K ₁	合川累層 { K ₅ K ₄ K ₃ K ₂ K ₁	上 部 層 { H G F E D C	請川ムロ層 { H G F E D C	請川ムロ層 { J I H
打越累層 U	打越累層 U	中 部 層 B	四村川ムロ層 { B A	四村川ムロ層 { G C B
安川累層 { Y ₂ Y ₁	安川累層 { Y ₃ Y ₂ Y ₁	下 部 層 A		A

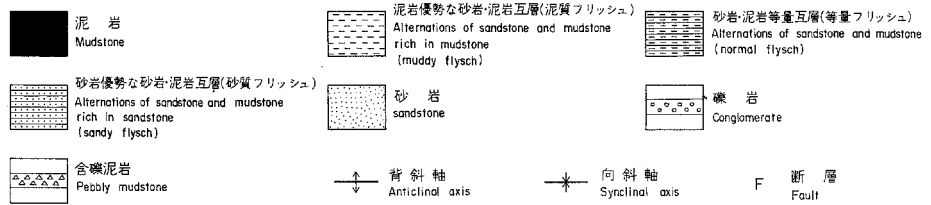
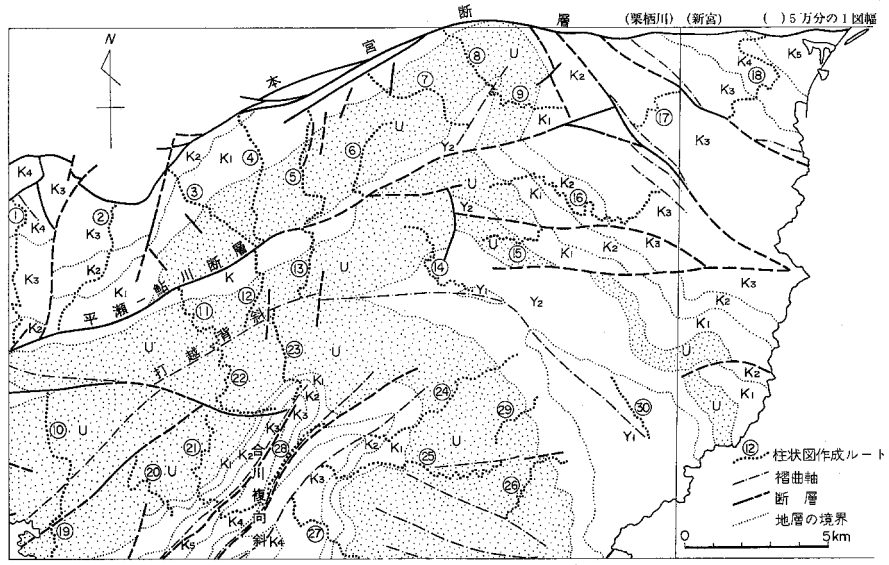
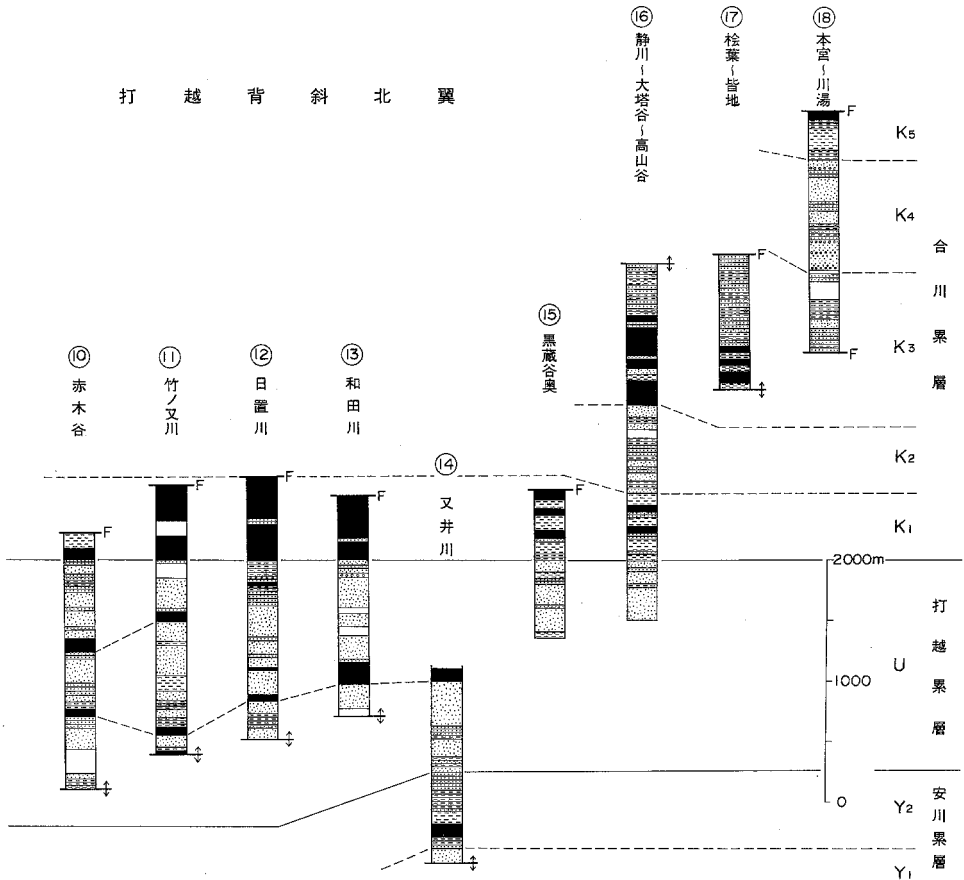
5) 牟婁帯は松根—平井断層により北部地域と南部地域とにわけられる。本図幅地域は、東南隅の親谷のごく狭い範囲に分布する打越累層相当層を除けば、すべて北部地域に含まれる。南部地域でも北部地域と同様な層序が立てられるが、岩相が異なる部分もある。第4図では北部地域に対応する層序が同一模様で示されている。

6) 紀州四万十帯団研グループ(1977)では安川累層を3分したが、その後の検討により、下部および上部に2分することにした。

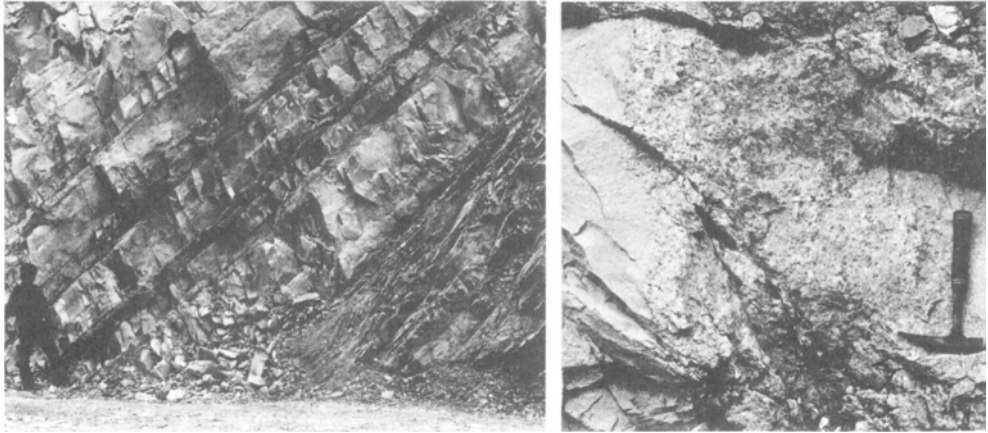


第11図 牟婁層
Columnar sections

打越背斜北翼



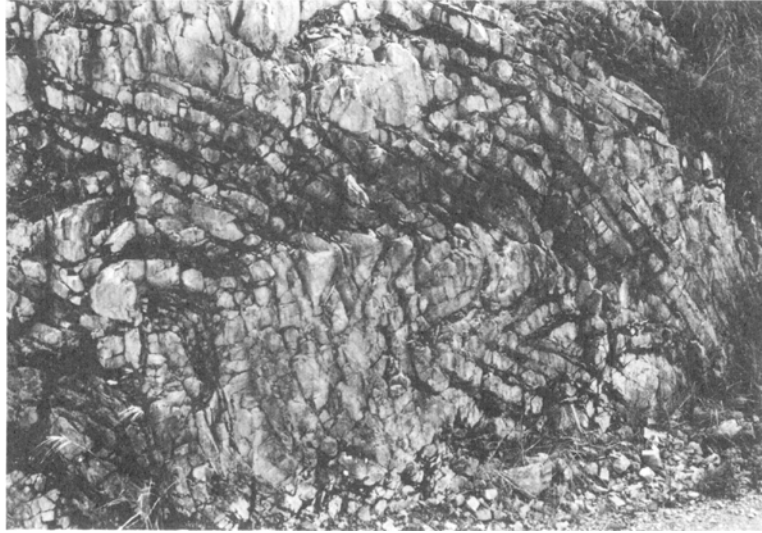
群柱状図
of the Muro Group.



第12図 安川累層Y₁層 右下から泥岩，砂質フリッシュ，塊状砂岩の順に重なる．右は細礫ないし中礫を含むY₁層の砂岩．古座川源流の大河付近（HVI）
 Yasukawa Formation (Y₁ Member). From lower right to upper left, mudstone, sandy flysch and massive sandstone. Pebble and/or cobble-bearing sandstone is shown in the right.



第13図 安川累層Y₂層の成層泥岩 シルトないし細粒砂からなり，級化層理を示す粗粒部が認められる．安川上流の小鮫谷入口（FIII）
 Bedded mudstone in the Yasukawa Formation (Y₂ member).



第14図 安川累層Y₂層の等量フリッシュにみられるスランプ褶曲 大杉谷林道 (GM)
Slump fold in normal flysch of the Yasukawa Formation (Y₂ member).

にも小規模に露出する。単層の厚さ1.5-2.5mの塊状中粒砂岩を主とし、泥岩や15-40cmに成層した砂質フリッシュを伴う。細礫を含む塊状粗粒砂岩がまれにみられる。全体に熱水変質をうけて白色化し、また堅硬である。本層の厚さは150m以上である。安川流域のY₁層はつぎに述べる大河付近のY₁層の上部に相当する。












Y₂層 10-25cmに成層する泥岩にはじまり、泥質フリッシュ・等量フリッシュ・砂質フリッシュの順に重なる。成層泥岩には、しばしばシルトないし細粒砂からなり、級化層理を示す厚さ数cmの粗粒部がある(第13図)。泥質フリッシュおよび等量フリッシュは主に5-20cmに成層するが、まれに20-40cmに成層する砂質フリッシュや40-100cmの砂岩層を挟む。砂岩は上位に多くなる傾向が認められる。まれにフリッシュの砂質部から砂岩岩脈が分岐し、上下の地層中に入りこんでいる。本層の厚さは600mである。

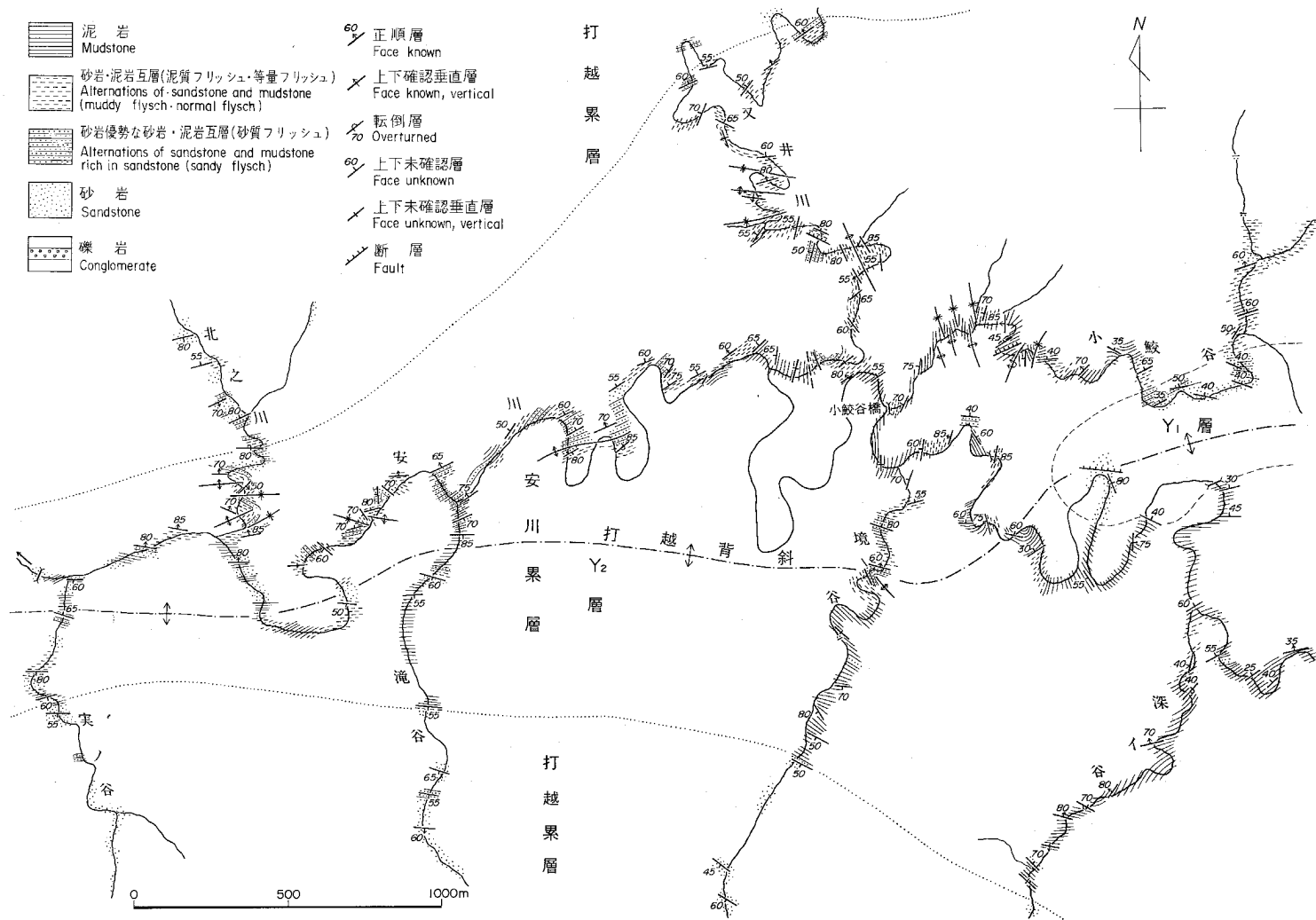
4. 1. 2 大河付近の安川累層 (Y₁, Y₂)

牟婁層群の最も下位の層準が、打越背斜の延長部をなして本地域に広く分布する。ルートマップを第16図に示す。

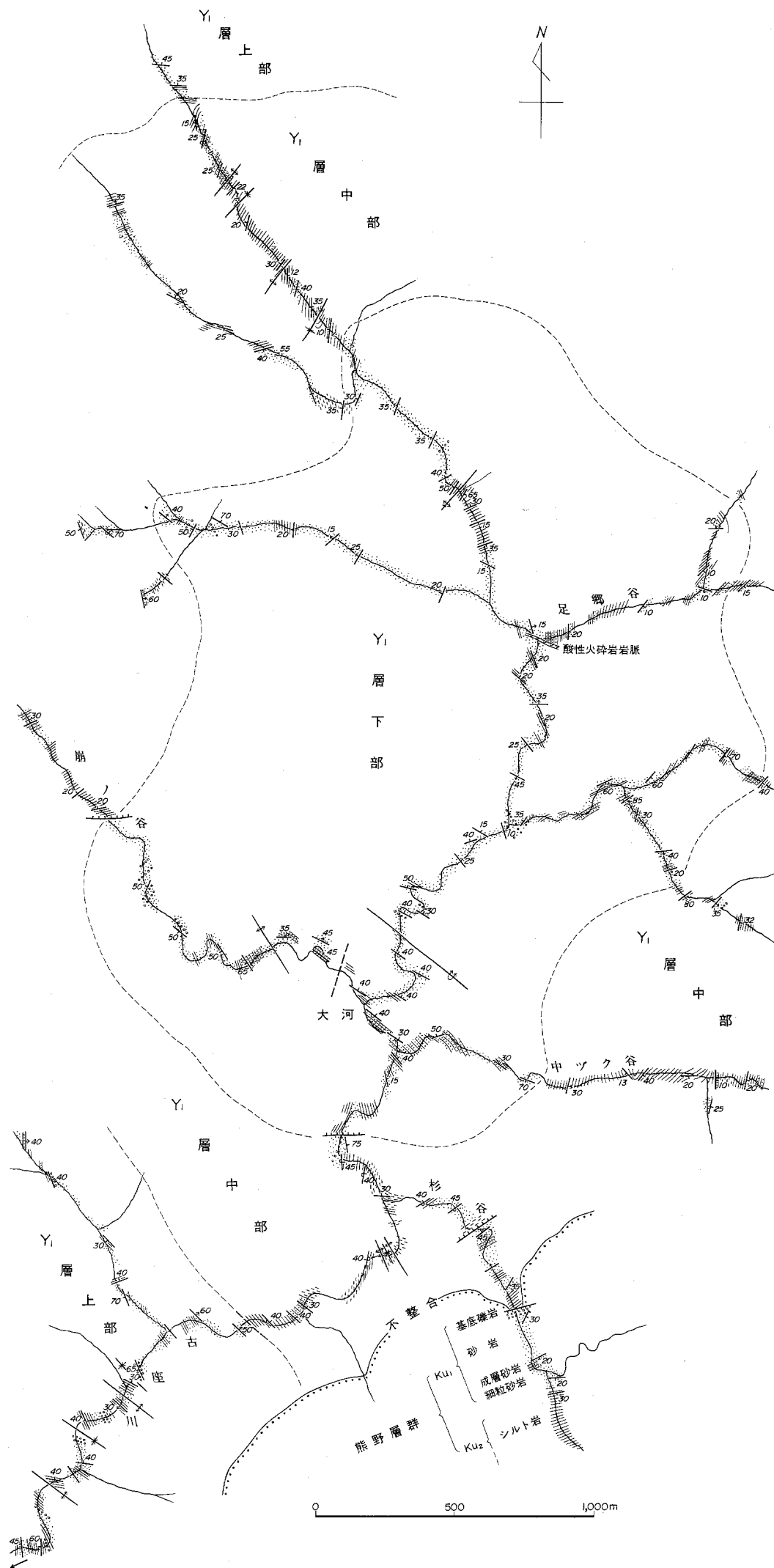
Y₁層 Y₁層は下部、中部、上部に細分される。下部は2-5mの厚さで成層する中粒ないし粗粒砂岩が主で、泥岩やフリッシュを伴う。砂岩にはまれに中礫からなる厚さ1-2mの礫岩層が挟まれる。中部はラミナのある成層泥岩が優勢で、まれに砂岩・礫岩・含礫泥岩・フリッシュを伴う(第12図)。上部は塊状中粒ないし粗粒砂岩とラミナをもつ成層泥岩が主で、しばしば中礫ないし大礫からなる厚さ2-15mの礫岩層やフリッシュを伴う。全般的に熱水変質を受けていて、砂岩は白色化している。

Y₂層 市平付近と玉の谷の奥に分布する。成層泥岩と5-15cmに成層する泥質フリッシュを主とし、しばしば砂質フリッシュや砂岩を伴い、まれに中礫からなる礫岩層を挟む。

- | | | | |
|---|---|---|------------------------------------|
|  | 泥岩
Mudstone |  | 正順層
Face known |
|  | 砂岩・泥岩互層(泥質フリッシュ・等量フリッシュ)
Alternations of sandstone and mudstone
(muddy flysch-normal flysch) |  | 上下確認垂直層
Face known, vertical |
|  | 砂岩優勢な砂岩・泥岩互層(砂質フリッシュ)
Alternations of sandstone and mudstone
rich in sandstone (sandy flysch) |  | 転倒層
Overturned |
|  | 砂岩
Sandstone |  | 上下未確認層
Face unknown |
|  | 礫岩
Conglomerate |  | 上下未確認垂直層
Face unknown, vertical |
| | |  | 断層
Fault |



第15図 安川流域のルートマップ 水系は航空写真にもとづく
Route map along the upper stream of River Yasukawa.



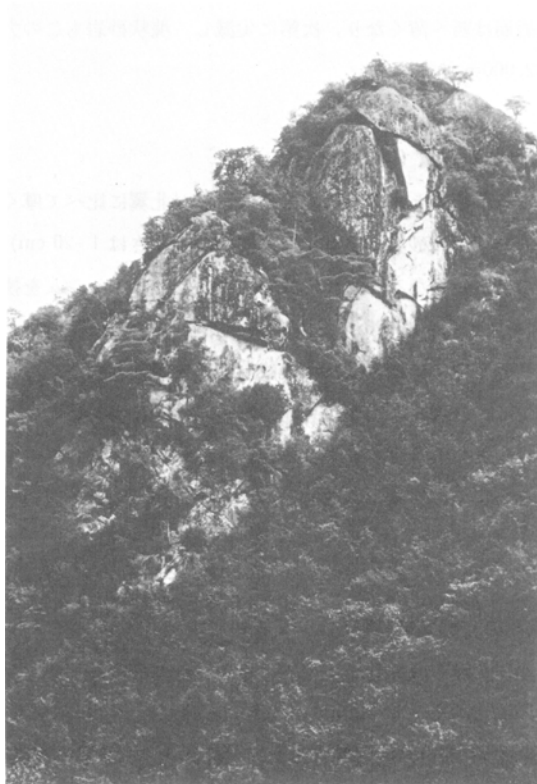
第16図 古座川源流大河付近の安川累層のルートマップ 水系は航空写真にもとづく。凡例は第15図に同じ
 Route map around the upper stream of River Koza (Legend is same as in Fig. 15).

4. 1. 3 大塔川源流域の安川累層 (Y₁, Y₂)

大塔山の尾根筋にY₁層の上部に相当する塊状砂岩が露出する以外は、Y₂層が広く、大杉谷、中小屋谷、熊野川町の奥山谷上流、さらに新宮図幅の小原谷上流に分布する。Y₂層の最下部は塊状泥岩で、この上に5-20cmで成層する泥質フリッシュおよび10-30cmで成層する等量フリッシュの厚層が重なる(第14図)。フリッシュ部には砂質フリッシュや成層泥岩、まれに単層の厚さ0.5-2mの塊状砂岩も挟まれる。大杉谷の上流のY₂層には塊状粗粒砂岩が発達する。

4. 2 打越累層 (U)

打越累層は塊状砂岩と砂質フリッシュからなり、岩相がどこまでも一樣な厚層である。安川累層に整合に重なる。図幅内の中央部から西部にかけて、打越背斜(北翼は平瀬—鮎川断層で断たれてくり返す)、合川複向斜をなして広域に分布する。いっぽう東の大塔川流域では急激に厚さを減ずる。成層泥岩や泥質フリッシュをまれに伴い、最上部には顕著な礫岩層がみられる。打越累層は岩相が一樣なため、細分することは困難である。地質図には比較的連続して追跡されるいくつかの泥岩層および礫岩層が示



第17図 打越累層中部の塊状砂岩 平瀬の北方の日置川沿い (CIII)
Massive sandstone in the middle part of the Uchikoshi Formation.

されている。打越累層の模式地を打越背斜北翼の打越から平瀬までの日置川沿いとする。打越累層の岩相を第17-20図に示す。

4. 2. 1 打越背斜北翼の打越累層 (U)

打越累層は、安川累層の上位に整合に重なる厚さ4mの塊状砂岩をもってはじまる。下部は2-10mに成層する塊状中粒ないし粗粒砂岩を主とし、単層の厚さ50-100cmの砂質フリッシュ、単層の厚さ5-30cmの等量フリッシュを伴う。中位よりやや下の層準に数10mの成層した黒色泥岩ないし泥質フリッシュを挟む。この黒色泥岩ないし泥質フリッシュは東へ厚くなり、西には尖滅する。中部と上部では2-10mに成層する塊状粗粒砂岩が優勢で、しばしば細礫と泥岩の同時侵食礫を含む。斜交葉理がみられることもある。0.5-2mに成層する砂質フリッシュも挟在し、生痕や流痕を多産する。最上部には中礫ないし巨礫大の円礫ないし亜円礫からなる厚さ30mの礫岩層がある(第18図)。この礫岩層の下位には、5-20cmに成層する砂質フリッシュが挟まれ、砂質部には ripple cross-lamination がよく発達し、砂質部の上面には漣痕がみられる。

和田川では日置川とほぼ同様な岩相がみられる。西の竹ノ又川や赤木谷では、塊状粗粒砂岩の量が相対的に減少し、砂質フリッシュや等量フリッシュが増加し、上部に成層泥岩層が挟在する。日置川にみられる漣痕を多産する砂質フリッシュ層はよく連続し、下小川の東方では見事な漣痕の露頭がみられる(第19図)。最上部の礫岩層は西へ薄くなり、次第に尖滅し、塊状砂岩もこの方向に細粒化する。日置川沿いでの本層の厚さは2,000mである。

4. 2. 2 打越背斜南翼の打越累層 (U)

塊状砂岩と砂質フリッシュを主とするが、上部の礫岩層が北翼に比べて厚く発達する。日置川沿いでは、下部は単層の厚さ0.5-3mの砂質フリッシュ(泥質部の厚さは1-20cm)および4-6mに成層する塊状中粒ないし粗粒の砂岩からなる。まれに成層泥岩や泥質フリッシュを挟む。上部は単層の厚さ2-5mの塊状粗粒砂岩を主とし、2-20mの中礫ないし大礫(まれに巨礫)からなる礫岩層を少くとも10枚挟む。上部層の比較的下部には厚さ数10mの成層泥岩層が挟在する。

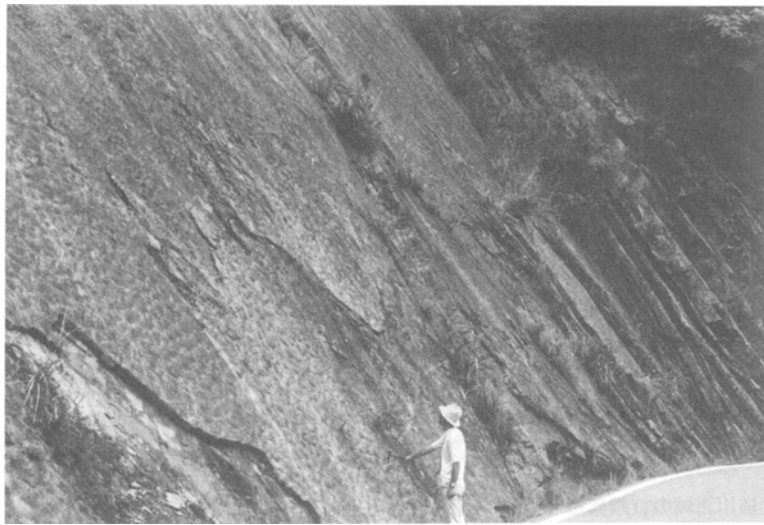
南の合川貯水池付近では、日置川と同様な岩相がみられるが、さらに西の深谷や川原谷では岩相が変化し、下部に砂質フリッシュや等量フリッシュがふえ、塊状砂岩が減少し、上部の礫岩層も西へ次第に尖滅してゆく。いっぽう、東の半作峯から百間山の南斜面にかけては礫岩層が厚く発達する。本層の厚さは2,200mである。

4. 2. 3 合川複向斜南翼の打越累層 (U)

前の川の源流部と古座川支流の成井谷、玉の谷、栢谷にはほぼ同様な岩相で分布する。単層の厚さ1-8mの中粒ないし粗粒の塊状砂岩と30-100cmに成層する砂質フリッシュからなり、まれに成層泥岩、泥質フリッシュを伴う。厚さ50-70mの成層泥岩および泥質フリッシュが2層準にみられ、比較的好く連続して追跡される。最上位の礫岩層は木守周辺と五味でみられ、厚さ20mで、中礫ないし大礫からなる。本層の厚さは約3,000mである。



第18図 打越累層最上部の巨礫を含む礫岩層 第29図のLoc. 18. 平瀬の南の日置川沿い (CIII)
Boulder bearing conglomerate at the top of the Uchikoshi Formation.

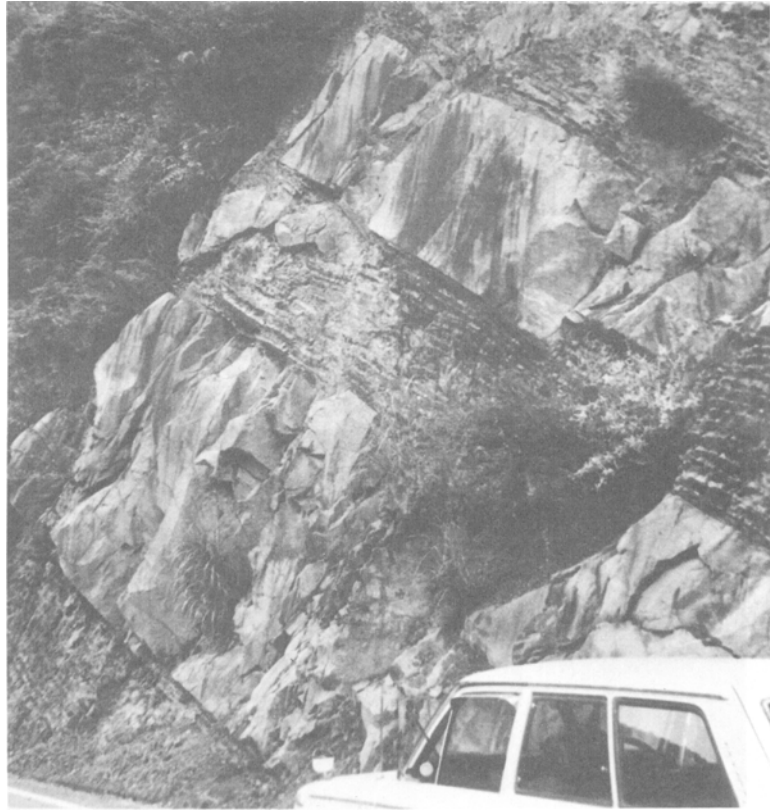


第19図 打越累層最上部の砂質フリッシュ 砂岩層の上面に漣痕がよく発達する。下小川の東方 (AIV)
Sandy flysch at the top of the Uchikoshi Formation. Ripple marks are well developed on the top of each sandstone layer.

4. 2. 4 平瀬—鮎川断層以北の打越累層 (U)

日置川沿いでは、下部は砂質フリッシュと塊状砂岩からなり、上部では塊状中粒ないし粗粒砂岩が優勢となる。これらに等量フリッシュ・泥質フリッシュ・成層泥岩を伴う。下部には厚い砂岩層と等量フリッシュの互層がみられる (第20図)。等量フリッシュには流痕や生痕が発達し、砂岩岩脈がまれにみられる。上部の塊状砂岩は2-20mの厚さで、しばしば泥岩の同時侵食礫が密集して含まれる。また粗粒部には細礫や中礫を含む。最上部に厚さ数mの中礫ないし大礫からなる礫岩層が挟在するが、西方に厚くなり、小合川から坂又峠にかけては大礫を含む厚さ10mの礫岩層となる。

東の宇井郷谷から紀美谷背斜西翼にかけては、層厚をやや減ずるとともに中粒砂岩が優勢となる。紀美谷背斜東翼では、下部に10-30cmに成層する泥質フリッシュを多く挟む。本層の厚さは日置川沿いで約2,000mであるが、紀美谷背斜部では薄くなり、約1,500mである。



第20図 打越累層の厚い砂岩層と等量フリッシュとの互層 平瀬北方日置川沿い (CIII)
Alternation of thick-bedded sandstones and normal flysch in the Uchikoshi Formation.

4. 2. 5 大塔川流域の打越累層 (U)

野竹法師山・黒蔵谷の奥・柏山から南東にのびる尾根，さらに新宮図幅の奥山谷および小原谷にかけて分布するが，黒蔵谷以東では急激にその層厚を減ずる．黒蔵谷で約600mである．黒蔵谷の奥では塊状中粒ないし粗粒の砂岩を主とし，30-100cmに成層する砂質フリッシュ，単層の厚さ10-40cmの等量ないし泥質フリッシュおよび成層泥岩を伴う．塊状粗粒砂岩にはまれに細礫が含まれる．柏山から奥山谷，さらに小原谷にかけては，まれに中礫ないし大礫を含む塊状粗粒砂岩と単層の厚さ1-3mの中粒砂岩からなり，砂質フリッシュ・泥質フリッシュおよび成層泥岩を伴う．

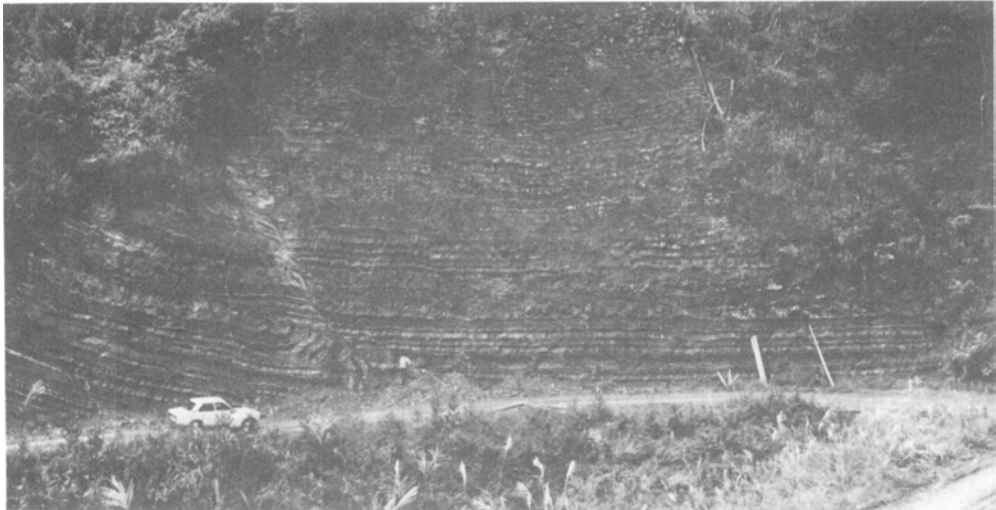
4. 3 合川累層 (K₁-K₅)

合川累層は打越累層と整合で，打越累層が一樣な岩相を呈するのに対して，礫岩・含礫泥岩・泥岩・砂岩・フリッシュ・泥岩といった多様な岩相を呈し，また岩相変化に富む．合川複向斜部と北西の栗栖川周辺，北東の四村川，大塔川流域に分布する⁷⁾．合川累層はK₁層からK₅層に分けられる．K₁層は

7) 合川累層の模式地は南に隣接する江住図幅地域の前の川沿いとする．全層厚は2,300mである．



第21図 合川累層K₁層の成層泥岩 合川ダム上の道路沿い (CIV)
Bedded mudstone in the Kōgawa Formation (K₁ member).



第22図 合川累層 K₁ 層の泥質フリッシュ 木守北東の林道 (EV)
Muddy flysch in the Kōgawa Formation (K₁ member).

成層泥岩と泥質フリッシュ, K₂層は礫岩と塊状砂岩, K₃層は等量フリッシュおよび砂質フリッシュ, K₄層は礫岩, 含礫泥岩および砂岩, K₅層は泥質フリッシュおよび成層泥岩からなる. 代表的な岩相を第21-25図に示す.

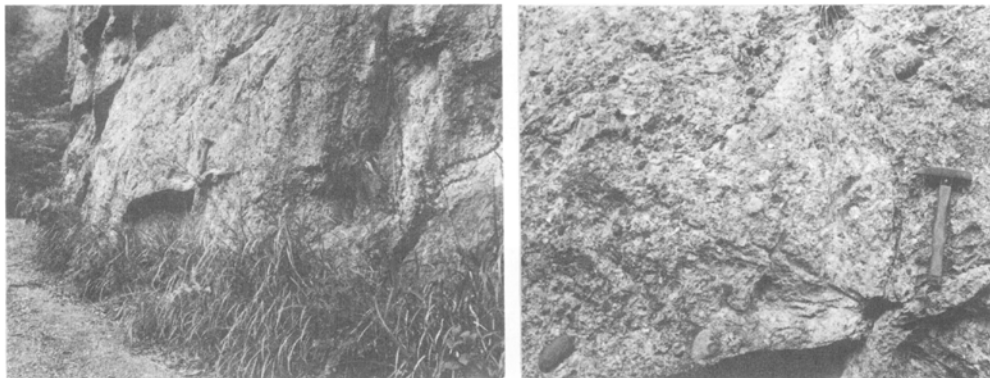
4. 3. 1 合川複向斜部の合川累層 (K₁ - K₅)

K₁層 一般に数cmから30cmに成層する泥岩で, 塊状を呈する部分もある (第21図). しばしば5-40cmに成層する泥質フリッシュを挟む (第22図). 泥質フリッシュには生痕がよくみられる. K₁層は

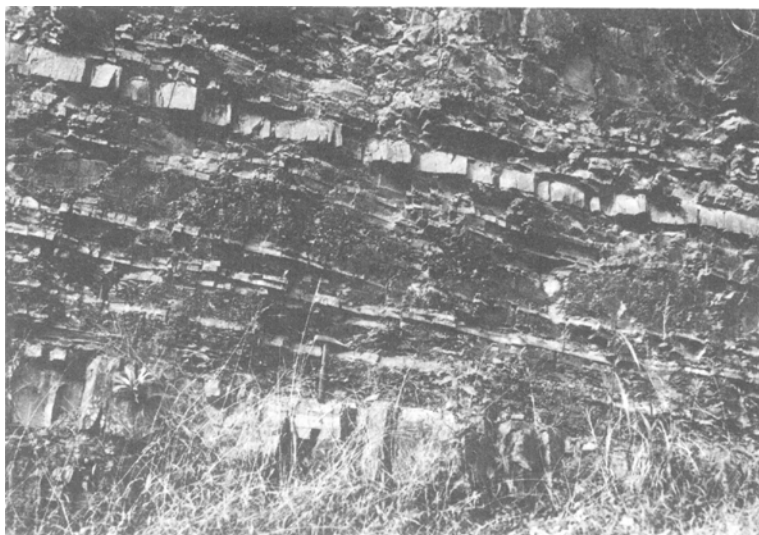
どこでも一樣な岩相を示し、よく連続する。合川複向斜の両翼では薄く150-250mで、軸部の木守付近では厚く、500-600mである⁸⁾。

K₂層 合川貯水池付近では中礫ないし巨礫大の礫岩が優勢で、塊状砂岩・砂質フリッシュ・等量フリッシュおよび泥岩を伴う(第23図)。熊野川ではほとんど中礫ないし大礫大の礫岩からなり、塊状粗粒砂岩と含礫泥岩を伴う。これより東の木守付近では、礫岩層の発達が悪く、主として粗粒の砂岩からなり、さらに南の五味付近では塊状砂岩および砂質フリッシュとなる。層厚は200-300mである。

K₃層 八丁坂向斜および大峯向斜の両翼に分布するが、両域で若干岩相を異にする。前者では5-20cmに成層する等量フリッシュと泥質フリッシュおよび成層泥岩が優勢で、砂質フリッシュや砂岩、まれに礫岩を伴う。後者ではより泥質で、成層泥岩と5-30cmに成層する泥質フリッシュが圧倒的に優勢



第23図 合川累層K₂層の礫岩層 第29図のLoc. 8. 合川の旧道沿い(CVI)
Conglomerate in the Kōgawa Formation (K₂ member).



第24図 合川累層K₃層の泥質フリッシュ 熊野川の道路沿い(DV)
Muddy flysch in the Kōgawa Formation (K₃ member).

8) K₁層にみられる著しい厚さの変化は、褶曲の形成に伴う泥岩層の流動によると考えられる。

で、ごくまれに砂質フリッシュや砂岩を伴う（第24図）。小規模なスランプ褶曲や scour-and-fill 構造がみられる。本層は八丁坂向斜部で650-800m、大峯向斜部で400mの層厚をもつ。

K₄層 八丁坂向斜の両翼と大峯向斜の南翼に分布する。主として礫岩（第25図）、塊状砂岩、砂質フリッシュからなる。下部には塊状のシルト質泥岩および含礫泥岩を伴う。本層の厚さは500mである。

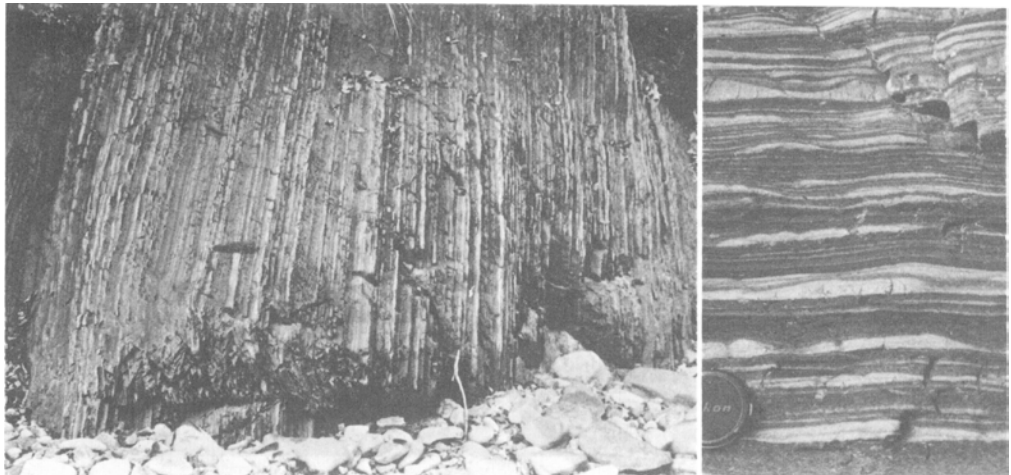
K₅層 八丁坂向斜および大峯向斜の軸部にわずかに分布する。成層泥岩からなり、大峯向斜部では含礫泥岩を伴う。ここでは下部の100mのみが露出する。

4. 3. 2 栗栖川周辺の合川累層 (K₁-K₄)

K₁層 平瀬一鮎川断層より南のK₁層は、3-15cmに成層する泥岩および5-30cmに成層する泥質



第25図 合川累層 K₄ 層の礫岩層 第29図のLoc. 17. 熊野川入口 (CVI)
Boulder-bearing conglomerate in the Kōgawa Formation (K₄ member).



第26図 合川累層 K₁ 層の泥質フリッシュ 写真の左側が上位、右はクローズアップで、砂質部には斜交葉理が発達し、lenticular beddingを示す。平瀬南方の日置川沿い (DIII)
Lenticular bedding of muddy flysch in the Kōgawa Formation (K₁ member).

フリッシュからなる。最下部の泥質フリッシュには径1mm程度のパイプ状の生痕が密集して産する。泥質フリッシュには斜交葉理の発達した *lenticular bedding* がよくみられる (第26図)。断層以北のK₁層は成層泥岩および泥質フリッシュの他に等量フリッシュや砂質フリッシュを伴う。小川川付近では、円磨された中礫—大礫からなる厚さ1-5mの礫岩層や含礫泥岩を伴う。小川の泥岩中にはこぶし大から人頭大の石灰質団塊が含まれる。本層の層厚は600-800mである。

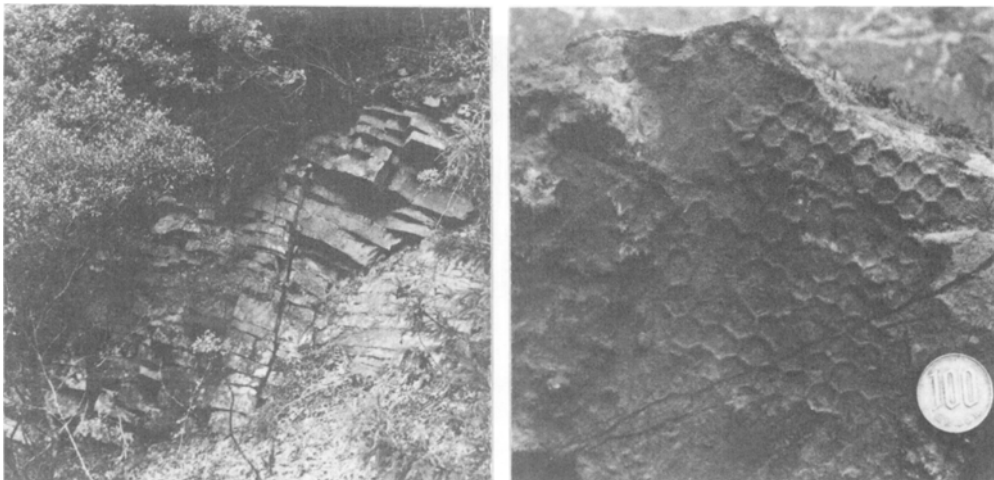
K₂層 塊状粗粒—極粗粒砂岩の厚層からなり、最下部に厚さ10mの中礫—大礫の礫岩を伴う。砂岩にはしばしば細礫や泥岩の同時侵食礫が含まれる。分嶺山^{ぶんりょうやま}から悪四郎山にかけて塊状粗粒—中粒砂岩層が圧倒的に優勢で、下部には10-30mの厚い礫岩層を、最上部には砂質フリッシュを含む。本層の厚さは250-300mである。

K₃層^{ほくそぎ} 北郡付近によく発達する。5-20mの泥質フリッシュ・等量フリッシュを主とし、成層泥岩および砂質フリッシュを伴い、まれに塊状砂岩や合礫泥岩を挟む。泥質フリッシュには生痕が豊富にみられ、また北郡の砂質フリッシュには *Paleodictyon* を多産する (第27図)。等量フリッシュや砂質フリッシュには平行葉理が発達し、底痕がよくみられる。本層の層厚は600mである。

K₄層 滝尻から栗栖川に至る富田川沿い分布する。礫岩と塊状粗粒—粗粒砂岩からなり、中粒—細粒砂岩、砂質フリッシュをまれに挟む。塊状砂岩にはしばしば斜交葉理がみられる (第V図版1)。礫岩は厚さ5-30mで、円磨された大礫—巨礫からなる。鍛冶屋川の入口付近には泥質石灰岩礫を多量に含む礫岩層や泥岩の同時侵食礫を多量に含む礫岩層がみられる (第VI図版1, 2)。本層の厚さは600m以上である。

4. 3. 3 大塔川・四村川流域の合川累層 (K₁—K₅)

K₁層 大瀬付近および大塔川上流の高山谷、黒蔵谷、笹ノ瀬川、新宮図幅の畝畑の南に分布する。大瀬付近では成層泥岩からなり、泥質フリッシュ・砂質フリッシュを伴う。大塔川上流域および畝畑の南



第27図 合川累層 K₃ 層の砂質フリッシュ (左) と地層の下面にみられる生痕化石 *Paleodictyon* (右) 亀甲石とよばれ、天然記念物に指定されている。北郡 (AIII)
Trace fossil *Paleodictyon* (right) found in sandy flysch (left) of the Kōgawa Formation (K₃ member) near Hokusogi.

では10-30cmに成層する泥質フリッシュが優勢で、まれに砂質フリッシュや中粒砂岩を伴う。本層の厚さは500mである。

K₂層 四村川支流の武住谷、大塔川の高山谷、笹ノ瀬川、畝畑付近に分布する。武住谷では塊状中粒砂岩と単層の厚さ20-50cmの砂質フリッシュを主とし、泥質フリッシュを伴う。大塔川では塊状中粒砂岩および単層の厚さ10-50cmの砂質フリッシュ、等量フリッシュを主とし、泥質フリッシュや成層泥岩を伴う。畝畑では20-50cmに成層する砂質フリッシュおよび10-40cmに成層する等量フリッシュを主とし、泥質フリッシュや成層泥岩を伴う。本層の厚さは700mである。

K₃層 四村川流域と大塔川流域に、^{ひば}桧葉断層・皆地断層でくり返し、広く露出する。下部は塊状泥岩および成層泥岩が優勢で、単層の厚さ10-20cmの泥質フリッシュや等量フリッシュを伴い、まれに砂質フリッシュや塊状砂岩を挟む。上部は単層の厚さ10-50cmの砂質フリッシュおよび等量フリッシュを主とし、泥質フリッシュおよび塊状砂岩を伴う。畝畑の北では、下部は泥質フリッシュ、上部は砂質フリッシュを主とする。各層準に豊富に底痕を産する。本層は断層によるくり返しや小褶曲が多いため正確な層厚は求められないが、約1,300mと推定される。

K₄層 本図幅内では北東隅の仲番付近にわずかに分布するにすぎないが、新宮図幅域では湯の峰から請川にかけて分布する。中粒ないし粗粒の塊状砂岩を主とし、単層の厚さ20-80cmの砂質フリッシュ、単層の厚さ10-40cmの等量フリッシュおよび礫岩を伴う。本層下底の礫岩層はよく連続し、川湯付近でもっとも厚く50mに達する。礫岩層は西方へ薄くなり、湯の峰以西では礫まじり砂岩に移化する。本層の厚さは850mである。

K₅層 本図幅域には分布しないが、新宮図幅域の請川から^{こつか}小津荷にかけて分布し、北を本宮断層で断たれる。下部は単層の厚さ10-40cmの泥質フリッシュおよび等量フリッシュからなり、上部は成層泥岩を主とし、まれに砂質フリッシュおよび砂岩を伴う。NATORI (1964) は本宮の対岸の泥岩から *Solemya muroensis*, *Pitar kotoi*, *Pitar hataii* を報告している。本層の厚さは500m以上である。

4. 4 牟婁層群の産出化石と地質時代

本図幅地域の牟婁層群では、生痕化石が各種のフリッシュに多産するが、時代決定に有効な化石の産出は極めて少ない。安川累層からは発見されていない。打越累層および合川累層からは次のような化石が報告されている (Loc. は付図参照)。

打越累層

Loc. 2 平瀬北方の日置川沿い (DII) 成層泥岩 *Lucinoma* sp., *Callista* sp.

Loc. 3 合川北方 (CVI) 泥岩薄層 *Turritella* sp., *Acila (Truncacila)* sp.

これらは MATSUMOTO (1966) によって報告されている。この他に日置川沿いの^{ちがいの}千ノ垣内 (Loc. 8, CV) で保存不良の二枚貝化石が発見されている。

合川素層

K₁層 Loc. 1 近露南方 (DII) 成層泥岩 *Acila (Truncacila)* sp.

K₃層 Loc. 4 大峯 (CVI) 成層泥岩 *Costacallista*? sp.

K₄層 Loc. 7 大野垣内 (CVI) 含礫泥岩⁹⁾ *Portlandia* (*Portlandella*) *watasei*, *Acila* (*Trucacila*) sp., *Clinocardium*? sp.

これらは MATSUMOTO (1966) によって報告されている。この他に面川西方 (Loc. 5・6, CVI) で K₄ 層の含礫泥岩層から二枚貝化石を産する。

水野 (1973) は、紀伊半島南部海岸地域に比較的多産する貝化石群を考慮にいれて牟婁層群の地質時代を漸新世後期ないし中新世前期としている。

4. 5 牟婁層群の堆積構造と古流系

牟婁層群下部層の安川累層は成層した泥岩と泥質フリッシュが優勢で、塊状砂岩や礫岩を伴う。中部層の打越累層は厚く成層した塊状砂岩と砂質フリッシュが圧倒的に優勢な厚層で、上部層の合川累層は礫岩・含礫泥岩・泥質フリッシュから主に構成されている。合川累層にはスランプ構造や削りこみがよくみられる。各種のフリッシュの砂質部には、一般に級化層理がみられ、平行葉理や斜交葉理が発達している。厚く成層した塊状砂岩は泥岩の同時侵食礫を含むことが多い。一般に漣痕の発達はよくないが、鮎川から和田にかけての打越累層最上部の砂質フリッシュには見事な舌状漣痕が発達している (第19図) フリッシュをなす地層には一般に底痕がよく発達している。底痕には流痕と荷重痕および生痕があり、しばしば相伴って産する。流痕には *flute cast*, *groove cast* をはじめとし、*current crescent cast*, *brush cast*, *bounce cast*, *prod cast* などがみられる。大塔川流域の静川付近や日置川流域の打越背斜南翼には各種の流痕が見事に発達している (第V図版2)。

HARATA (1965) による大塔川および日置川沿い、ならびに原田ほか (1967) による大塔川流域で得られた古流向の資料を加えて、本図幅および新宮図幅西部地域における古流向を付図に示す。さらに西および南に隣接する地域の資料をも加えて第28図に牟婁層群の古流向を一括して示す¹⁰⁾。

つぎに各累層ごとの古流系についてのべる。

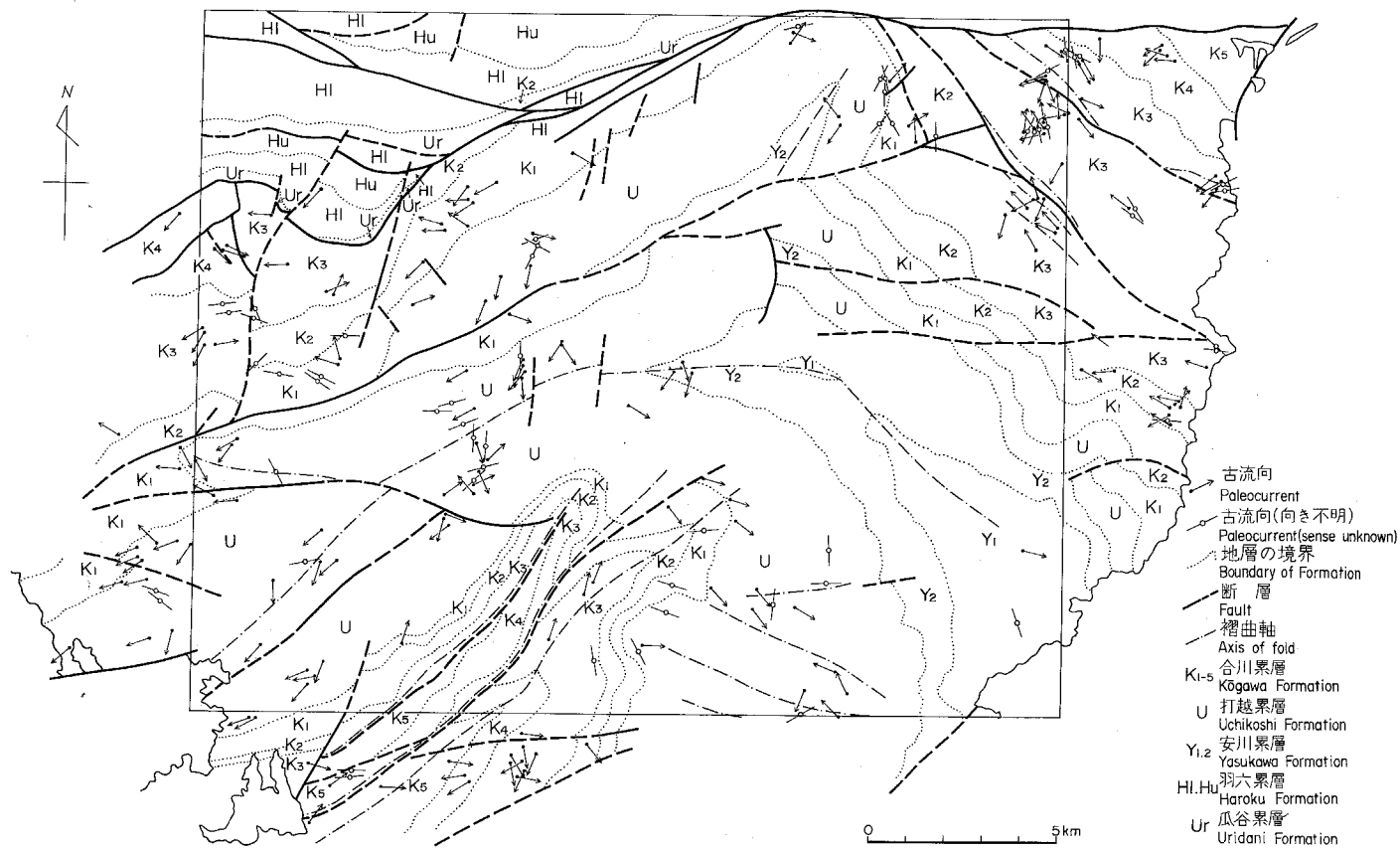
安川累層 岩相が一般に泥質で、流痕の発達が悪いことと、安川累層の分布域が後にのべる八丁涸漣変質帯のなかに位置し、熱水変質作用をうけているために地層面がゆ着しており、地層の底面の観察が困難なことから、計測された古流向は少ない。下部では西→東の古流向があり、最上部では打越背斜の軸の両翼にわたって北→南の側方流が認められる。

打越累層 古流系は複雑であるが、全体としては東北東→西南西で、打越背斜の軸にほぼ平行する軸流が支配的である。これに直交あるいは大きく斜交する北あるいは南からの側方流が認められる。

合川累層 打越累層の古流系より複雑である。打越累層に支配的な東北東→西南西の軸流が本累層においてもやや優勢であるが、北あるいは南からの側方流がしばしば認められる。

9) 水野 (1973) はこの地点から *Macoma optiva* の産出も報告している。またこの *Acila* (*Truncacila*) sp. について *Portlandia* (*Acilana*) *tokunagai* の可能性もあるとしている。

10) 大塔川流域の合川累層と日置川流域の打越背斜南翼の打越累層の計測値は、それぞれ層準によって組分けした複数の計測値の平均的な方位を示す。その他はそれぞれの露頭での代表的な方位を示す。これらの古流向は第一次補正值で示されている。



第28図 栗栖川図幅およびその周辺地域の古流系 枠は図幅の範囲を示す
 Paleocurrents of the Kurisugawa quadrangle district and its neighbourhood.

4. 6 牟婁層群の礫岩および砂岩

4. 6. 1 礫岩

礫岩は牟婁層群中にしばしば発達する。礫岩の礫としては後にのべるような種々の岩石が認められ、それらは殆んど円礫からなり、亜円礫や亜角礫をまれに伴う。これらの礫岩はすべて砂質の基質を持っている。安川累層では細礫ないし中礫、まれに大礫を含む礫岩がみられる。厚さは数10cmから数mで、しばしば砂岩層中にレンズ状あるいは楔状に産する（第12図）。打越累層はほとんど砂岩からなっているが、粗粒な部分には細礫が多く含まれている。中礫ないし大礫、まれに巨礫を含む礫岩は打越累層の上部に発達し、厚さは数mから数10mに及ぶ（第18図）。合川累層には礫岩がひんぱんに挟まれ、礫は中礫—大礫を主とし、しばしば巨礫を含む。

礫岩は、打越累層では打越背斜の北翼より南翼によく発達している。打越背斜北翼の日置川および和田川では、中礫—巨礫からなる厚さ30mの礫岩があるが、南翼の日置川や合川貯水池では、ほぼこれに対応する層準に中礫—大礫、まれに巨礫からなる厚さ2-20mの礫岩が10層以上認められる。合川累層でも同様の傾向が認められる。すなわち、打越背斜の北翼では富田川と川場から本宮にかけて、 K_4 層に顕著な礫岩がみられる以外には礫岩層はあまり発達していないが、合川複向斜部では K_2 層および K_4 層に礫岩がひんぱんに挟まれている。これらの多くは1-2mの厚さであるが、まれに50mにも達する。

以上にのべた砂質基質をもつ礫岩のほか、泥質の基質中に円礫が散在した含礫泥岩が安川累層と合川累層にみられる。合川累層の含礫泥岩は合川複向斜部によく発達する。

礫岩の礫種構成についての検討結果を第29図に示す¹¹⁾。検討した礫岩の位置は付図に示されている。これらの礫岩はいずれも砂質基質の礫岩である。礫種としては砂岩、チャート・酸性火山岩類・石灰岩の礫が多い¹²⁾。花崗岩の礫は量的には少ないが、ほとんどの地点で認められる。オーソコォーツァイト礫は打越背斜の北翼では確認されておらず、背斜より南の地域では層準にかかわらずどの礫岩においても数%から10%程度含まれている（第Ⅲ図版1）。石英片岩や緑色片岩の礫は、打越背斜北翼の富田川および川湯—本宮の合川累層の礫岩層にごくわずかに認められる。顕微鏡下での観察によると、酸性火山岩類とした礫の大部分は流紋岩類で、溶結構造を示すものも多い（第Ⅲ図版2）。石灰岩礫は石英や長石の陸源碎屑物質をかなり含んだ泥質のマイクロライトである。

4. 6. 2 砂岩

牟婁層群の砂岩について音無川層群と同様の方法で鉱物組成を検討した。おもに厚い塊状砂岩を検討したが、比較的厚い砂質フリッシュも一部含まれている。試料の採取地点および以下に検討した鉱物組成のうちの石英量および長石量は付図に示されている。

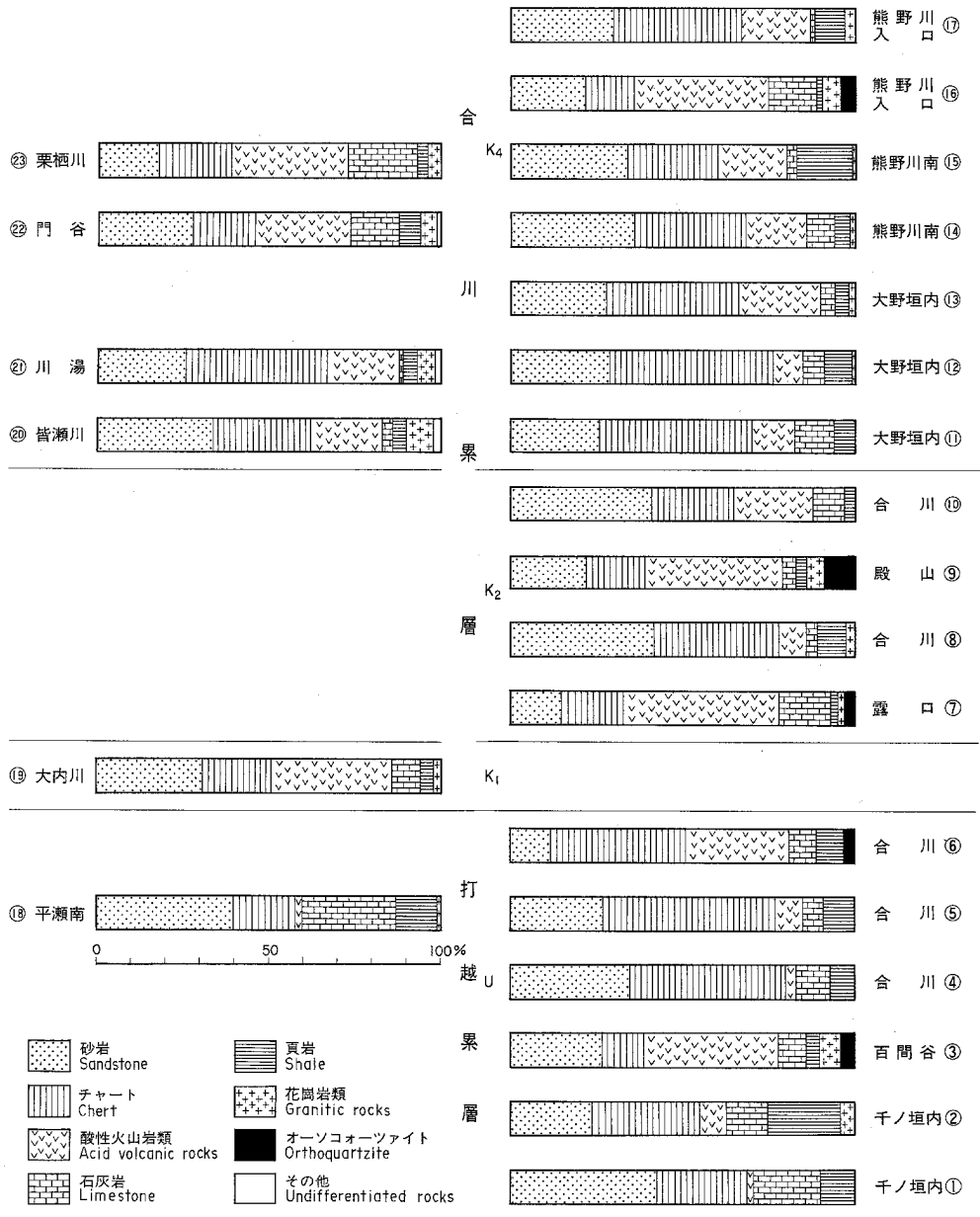
牟婁層群の砂岩の鉱物組成を検討した結果を第30図および第31図に示す。また、安川累層と打越累層の代表的な砂岩の顕微鏡写真を第Ⅱ図版1、2に示す。牟婁層群の砂岩は全体として比較的良好なまとまった組成をもち、石英33-54%、カリ長石0-20%、斜長石12-28%、岩片7-16%、基質6-23%の範囲

11) 礫種の検討は1つの露頭で径1cm以上の礫100~200個について肉眼観察を行なった。

12) 石灰岩礫には、他の種類の礫とともに後背地の古期岩類に由来すると考えられるものもあるが、不規則な形状をしたものも多く、これらの一部は同時侵食礫と考えられる。

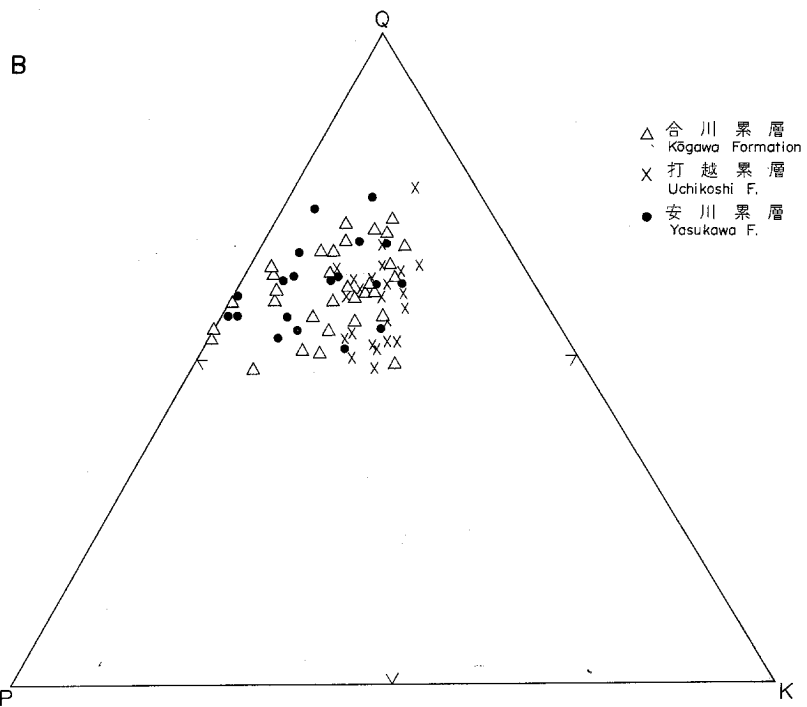
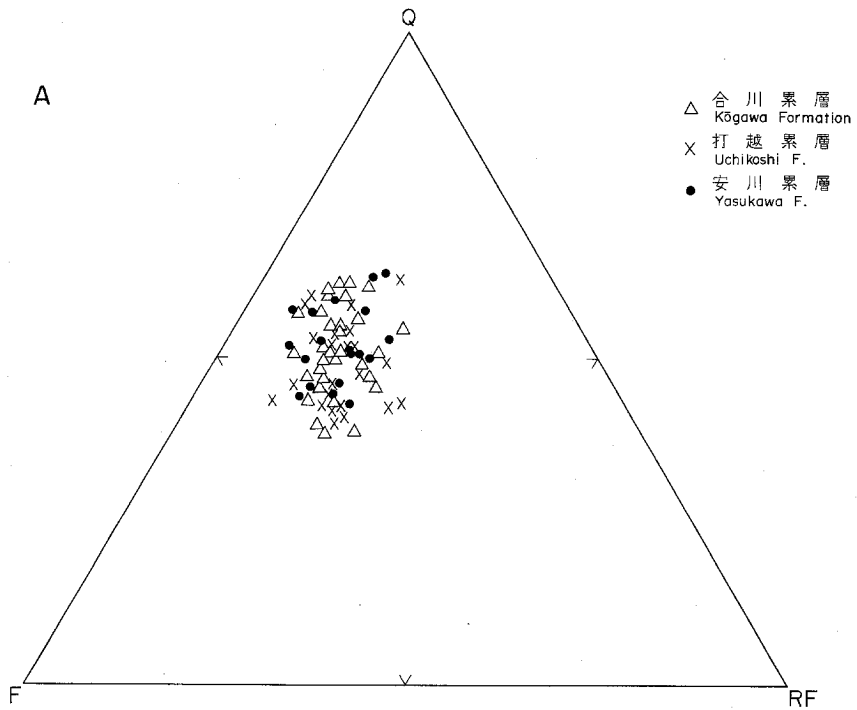
打越背斜北翼
Northern Wing of the Uchikoshi Anticline

打越背斜南翼
Southern Wing of the Uchikoshi Anticline

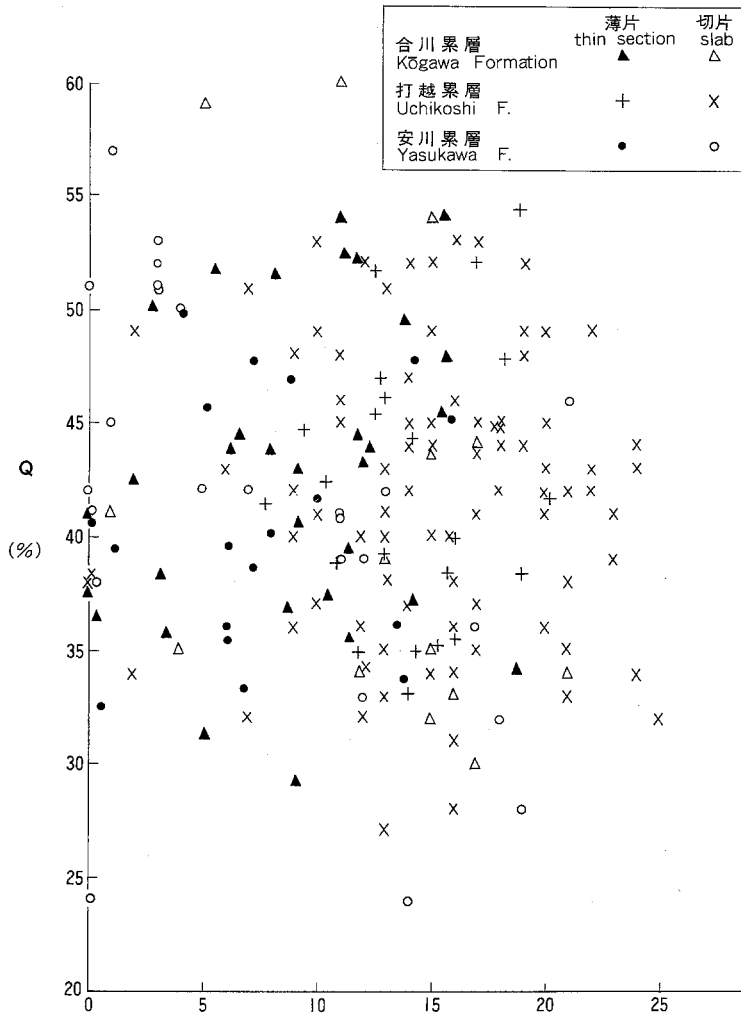


第29図 牟婁層群の礫岩の礫種構成 3, 6, 7, 9, 16, 19, 22, 23は鈴木の未発表資料, 20および21は原田ほか(1967), その他は徳岡(1966)による。徳岡(1966)の打越背斜南翼の礫岩には, その後の調査により, いずれもオーソクォーツアイト礫を数%程度含むことが判明している。(Loc.) 1, 2 CV; 3 DV; 4~6 CVI; 7 DV; 8 CVI; 9 BVI; 10~17 CVI; 18 DIII; 19 CIII; 20 JII; 21 I I; 22 AIII; 23 AII.

Composition of conglomerates in the Muro Group.



第30図 牟婁層群の砂岩の鉱物組成 A. 石英 (Q), 長石 (F), 岩片 (RF) の比; B. 石英 (Q), 斜長石 (P), カリ長石 (K) の比
Mineral composition of sandstones in the Muro Group. (Q; quartz, F; feldspar, RF; rock fragments).
(Q; quartz, P; plagioclase, K; K-feldspar)



第31図 牟婁層群の砂岩の石英量 (Q) およびカリ長石量 (K)
Relation of quartz to K-feldspar contents in sandstones of the Muro Group.

にある。

石英粒は単一の結晶からなるものが主であるが、多結晶の石英からなるものも10-20%を占め、石英粒の約半分近くは弱い波動消光を示す。カリ長石にはパーサイト構造やマイクロクリン双晶を示すものが普遍的に認められる。カリ長石は新鮮なものが多いが、風化したものもある。まれに部分的に炭酸塩によって置換されたものもある。斜長石はしばしばアルバイト双晶をなすが、双晶のみられないものも多い。斜長石の多くは風化・変質している。岩片には花崗岩・流紋岩・頁岩が多い。隠微晶質石英から主として構成されている岩片がかなりあるが、これらのほとんどは流紋岩類と推定される。その他にチャ

ート・ホルンフェルス・シルト岩・結晶片岩などの岩片が認められる。基質はおもに隠微晶質石英と粘土鉱物からなるが、まれに少量の炭酸塩基質をもつ砂岩もある。熱水変質作用をうけて白色化した砂岩では、基質が再結晶していて、砂粒と基質の識別がやや困難である。上記の主成分の他に同時侵食の泥岩破片やジルコン・電気石・ザクロ石・緑れん石・黒雲母・白雲母などの重鉱物、二次的に形成されたと考えられる緑泥石やセリサイトがごく少量認められる。

層準ごとの鉱物組成の特徴について薄片で検討した結果をつぎにのべる。

安川累層 石英33-48% (41%)¹³⁾、カリ長石0-14% (7%)、斜長石12-26% (19%)、岩片8-17% (12%)、基質13-23% (18%)である。打越累層の砂岩と比較すると、カリ長石が少なく、斜長石がやや多く、基質もやや多い。岩片は流紋岩類が多く、花崗岩は比較的少ない。淘汰度は打越累層の砂岩に比べて悪い。

打越累層 石英35-55% (42%)、カリ長石9-23% (14%)、斜長石10-21% (16%)、岩片9-18% (13%)、基質6-17% (11%)である。全体として組成がよくまとまっており、カリ長石が多いことが特徴的である。岩片中には花崗岩が多いが、流紋岩類もかなり多い。本層の砂岩には中粒のものが多く、淘汰度は比較的良好である。

合川累層 石英34-54% (43%)、カリ長石0-16% (9%)、斜長石12-27% (19%)、岩片8-18% (12%)、基質7-23% (14%)の範囲である。安川累層および打越累層と比較して鉱物組成のばらつきが大きい。合川累層が岩相変化に富み、また古流向にもばらつきが大きいことを反映しているようである。カリ長石量は全体としてばらついているが、上部ほどカリ長石が多くなる傾向が認められる。

以上にのべたことから、カリ長石量についてみると、下部の安川累層においては平均7%と少なく、中部の打越累層では平均14%と非常に多くなる。上部の合川累層ではばらつきが大きい。いっぽう石英量についてみると層準ごとの変化といった特徴は認められない。このような薄片での検討結果は、第31図に示したように切片での検討においても同様に認められる。

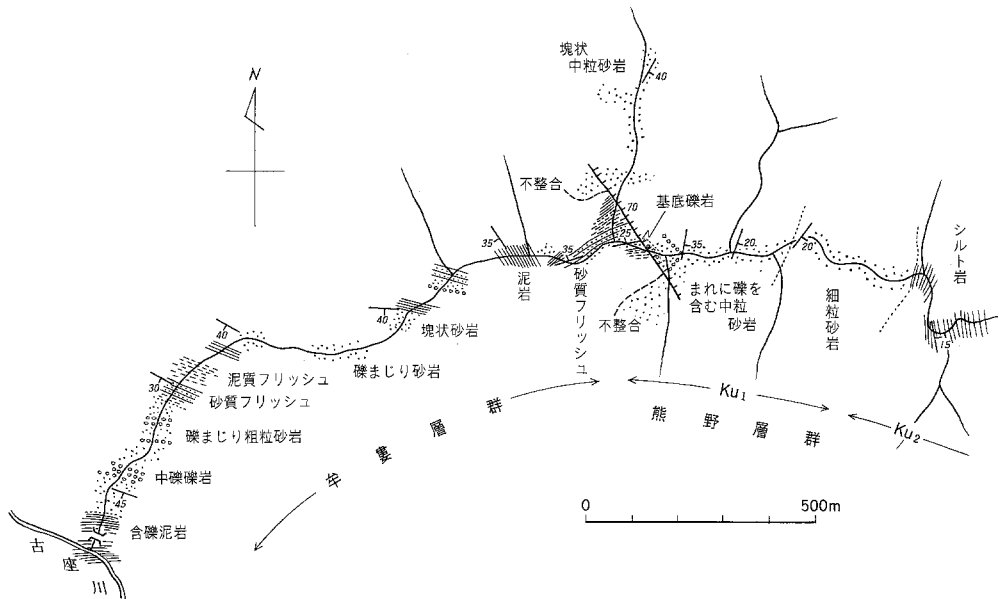
5. 熊野層群および田辺層群

牟婁層群は、東部においては中部中新統の熊野層群、西部においてはこれと同時代の田辺層群によって顕著な斜交不整合で覆われる。熊野層群は東の新宮図幅地域およびその南的那智図幅地域に広く分布し、詳しい記述がなされている(村山, 1954; 水野, 1957)。本図幅地域の熊野層群は南東隅にその基底部が小規模に分布するにすぎない。田辺層群は西の田辺図幅地域に広く分布するが、本図幅では南西隅に基底部がわずかに分布するのみである。熊野層群および田辺層群は、いずれも全体として盆状構造をなしてゆるく傾いており、2,000mないし3,000mの厚さを有する。それらの時代は中新世中期である。

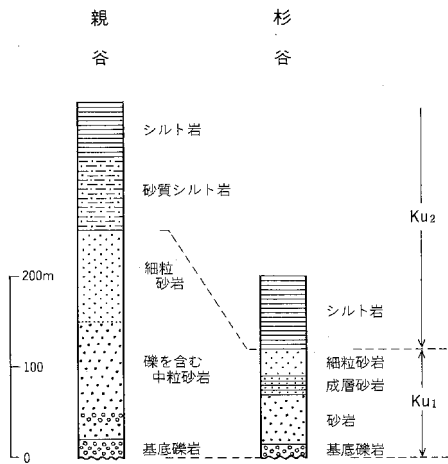
5. 1 熊野層群 (Ku₁, Ku₂)

本図幅地域の南東隅に熊野層群の基底部が小規模に分布し、親谷および杉谷でよく観察される。熊野

13) () のなかは平均値を示す。以下についても同様。



第32図 牟婁層群と熊野層群の不整合関係を示すルートマップ 不整合面は小断層ですべてている親谷 (HVI)
Route map along the Oyadani valley, where a clinounconformity between the Muro Group and the Kumano Group can be ascertained.



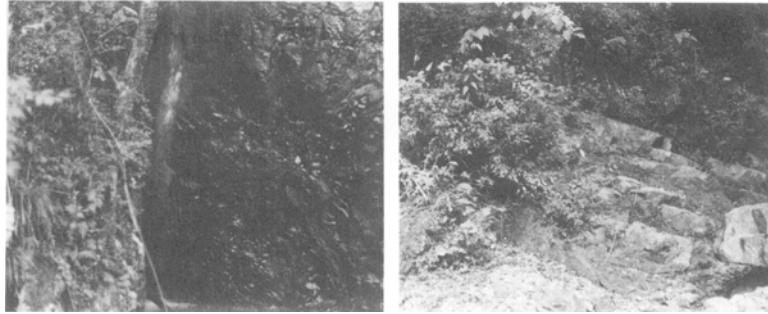
第33図 熊野層群柱状図
Columnar sections of the Kumano Group.

本層の厚さは親谷で250m, 東の杉谷では薄くなり120mである。

Ku₂層 Ku₁層の細粒砂岩は上位に細粒化してKu₂層の最下部の砂質シルト岩に漸移する。Ku₂層は最下部に薄い砂質シルト岩を挟むが, 大部分は黒色シルト岩からなる。砂質シルト岩は淘汰が悪く, 時にまだら状に細粒砂岩を含むことがあり, 成層することはまれである。砂質シルト岩はまれに貝化石を産する。黒色シルト岩は砂質シルト岩から漸移し, ほとんどが塊状であるが, まれに砂岩の薄層をラミナ状に挟み, しばしば20-40cmに成層する (第34図右)。本層の厚さは本図幅地域では350m以上で

層群の下部層である小口果層 (村山, 1954) の下部に相当する。本図幅地域の熊野層群は基礎礫岩および砂岩からなるKu₁層とその上位の砂質シルト岩およびシルト岩からなるKu₂層とに区分される。親谷および杉谷のルートマップを第32図および第16図に, 柱状図を第33図に示す。

Ku₁層 最下部は円磨された中礫ないし大礫からなる厚さ2mの礫岩にはじまり, この上に同じく円磨された中礫をレンズ状もしくは散在して含む塊状の中粒砂岩がのる (第34図左)。礫はほとんど砂岩からなり, 基質も砂で礫と基質とが識別しにくいこともある。この砂岩は上位にむかって細粒になり, 塊状細粒砂岩に移化する。一部では成層砂岩を挟む。



第34図 熊野層群の基底近くの塊状砂岩層Ku₁層(左)とその上位に重なる成層したシルト岩層Ku₂層(右) (HVI)
Massive sandstone (Ku₁, left) and bedded siltstone (Ku₂, right) in the Kumano Group.

ある。

牟婁層群との不整合関係 熊野層群と牟婁層群との関係は親谷と杉谷とで確認される。

親谷では牟婁層群¹⁴⁾は単層の厚さ5-30cmの等量フリッシュおよび砂質フリッシュからなり、走向ほぼ東西、北へ25-35°傾斜している。熊野層群(Ku₁層)は細粒—中粒の塊状砂岩からなり、走向ほぼ南北、東へ20-35°傾斜している。塊状砂岩は円磨された中礫を数層準に挟む。礫はほとんど砂岩で、礫と基質とが識別しにくいこともある。牟婁層群と熊野層群は走向N35°W、70°東落ちの小断層で接する。しかし、親谷を挟む両側の尾根には断層以西にも熊野層群の砂岩(まれに円礫を含む)が露出しており、熊野層群が斜交不整合で牟婁層群を覆うことは明らかである。

杉谷では、親谷と同様に牟婁層群と熊野層群は小断層で接する。牟婁層群(安川累層Y₁層)は塊状の細粒砂岩と成層泥岩からなる。北東—南西走向、北傾斜であるが、熊野層群との境界近くでは南東へ35°傾斜する。熊野層群(Ku₁層)は塊状の中粒砂岩からなり、円磨された砂岩の中礫ないし大礫が散在している。この上に重なる成層砂岩の走向はほぼ東西で、南へ20-30°傾斜する。ここでも尾根では断層以北にも熊野層群の露頭がみられ、牟婁層群を斜交不整合に覆うことがわかる。

新宮図幅地域では、熊野層群(宮井層群)と牟婁層群(東牟婁層群)の関係は斜交不整合であることが認められているが、同図幅の南西隅では両者が一部断層関係で接するとされている(村山, 1954)。しかし、上のべたような本図幅地域での両層群の不整合関係は、付図に示されるように、新宮図幅で断層関係とされたところでも認められる。

5. 2 田辺層群(Tb₁, Tb₂)

川原谷の南から西に入る小沢の尾根近くに田辺層群がごく小範囲に分布する。ここでは牟婁層群(打越累層)は単層の厚さ50-200cmの塊状中粒ないし粗粒の砂岩と20-50cmに成層する砂質フリッシュからなり、東西走向で、南に45-60°傾斜している。この露頭の数m上方に田辺層群が露出している。田辺層群は走向N20°W、西へ5°傾斜する。ここでは不整合の露頭は見られないが、近くの品瀬川の滝付近(図幅外)で斜交不整合が観察される。

14) 松根—平井断層より南で、打越累層に相当する。

田辺層群は基底礫岩および砂岩からなるTb₁層とシルト岩からなるTb₂層とに区分される。

Tb₁層 最下部に細礫をもつ厚さ数mの淘汰の悪い粗粒—細粒の砂岩にはじまり、青灰白色の細粒砂岩に移化する。塊状であるが、上部ではわずかに成層する。本層の層厚は約60mである。

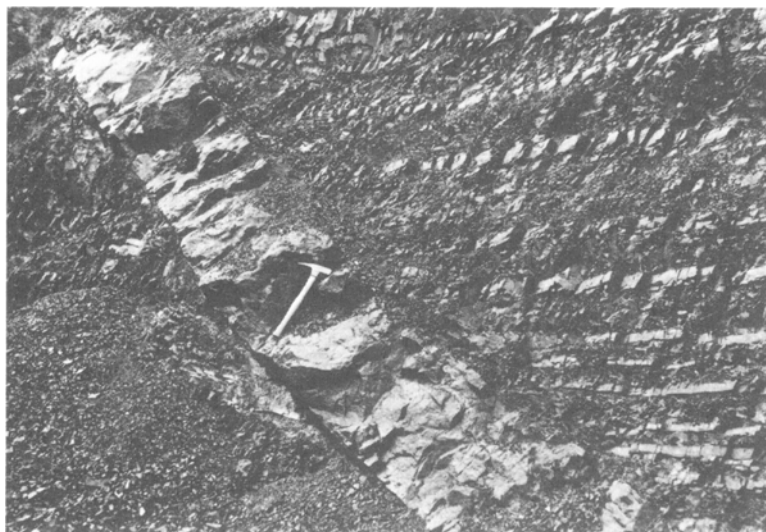
Tb₂層 Tb₁層の砂岩は上位に次第に細粒となり、本層のシルト岩に漸移する。本層は10-40cmに成層する暗灰色シルト岩からなる。シルト岩はまれにウニ化石を産する。本層の厚さは120m以上である。

6. 岩 脈

6. 1 酸性火砕岩 (Py)

本図幅の牟婁帯中には酸性火砕岩の小岩脈がいくつか存在する。岩脈は数cmから最大8mの幅を持ち、数mから1kmの長さに直線状にのびる（第35図）。まれに分枝したり、屈曲するものもある。これらの岩脈の分布は第38図に一括して示されている。火砕岩岩脈は灰白色—暗灰色で、中粒—極粗粒の斑晶を比較的多く含む。軽石片も普遍的に認められ、まれにザクロ石を伴う。ほとんど変質をうけていない黒色泥岩や砂岩の角礫をしばしば多量に含む¹⁵⁾。

鏡下での観察によると、基質は比較的少なく、斑晶が多い。基質は隠微晶質である。斑晶はほとんどが破片状で、石英・斜長石・カリ長石が多く、葉片状の白雲母や変質した黒雲母、まれに電気石や磁鉄鉱もみられる。軽石片、流紋岩質の類質岩片、泥岩やチャートの異質岩片もしばしば含まれている。軽石片のなかには火山ガラスの形態がよく保存されている。酸性火砕岩の顕微鏡写真を第IV図版1に示す。



第35図 酸性火砕岩岩脈 合川累層K₁層の泥質フリッシュを貫く。木守から板立峠への林道 (EV)
A dike of acid pyroclastic rock intruding into muddy flysch of the Kōgawa Formation.

15) これらは鈴木（1973）では碎屑岩岩脈とされた。同様な酸性火砕岩岩脈は牟婁帯の南部海岸地域でも報告されている（紀州四万十帯団体研究グループ、1973；立石、1976）。



第36図 石英斑岩岩脈 合川累層 K₃ 層等量フリッシュを貫く。四村川の柿原付近の道路沿い (H1)
A dike of quartz-porphyr.

6. 2. 石英斑岩 (QP)

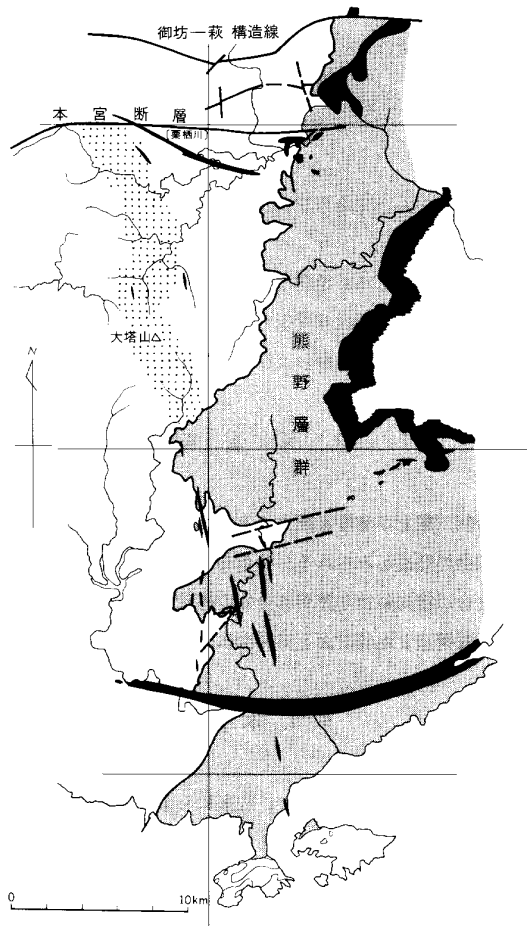
石英斑岩の小岩脈が本図幅地域の数カ所でみられる。最大のもは柿原から久保峠にかけて西北西方向にのびる数mから最大50mの幅をもつ岩脈で、柿原の川床では一部が分枝して西に延びている (第36図)。柿原から桧葉にかけては桧葉背斜の軸面に沿って岩床状に貫入している。武住谷の奥には別の岩脈が北西—南東方向に最大幅6mで延びている。この岩脈の延長上にあたるかどうか不明であるが、桧葉の西にも幅1m程度の岩脈がある。他に大塔川支流の笹ノ瀬川の雨泊滝上流に南北方向 (N10° E) に延びる幅1mの岩脈があり、また大塔谷の最上流部にも同様に南北方向 (走向N10° W, 傾斜55° W) の幅50cmの岩脈が露出している。これらの岩脈はいずれも母岩に若干の熱変質を与えている。

柿原から久保峠にかけての岩脈は、東の新宮図幅地域の川場まで延びている。川湯温泉はこの岩脈から直接湧出しており、湯の峰温泉も地下に伏在する同様の岩脈に熱源があると推定される。

これらの石英斑岩は、鏡下では隠微晶質の石基中に斑晶として石英、まれに斜長石、カリ長石および黒雲母を含む。石英は多少融蝕をうけている。顕微鏡写真を第IV図版2に示す。

6. 3 八丁^{こしか}潤漉変質帯

古座川上流の大河から大塔山、大塔川上流を経て四村川上流に至る北北西—南南東方向の幅数kmの帯状の地域は「八丁^{こしか}潤漉変質帯」(原田ほか, 1967) と呼ばれている (第37図)。ここでは全体に岩石が硬



第37図 八丁瀬変質帯と熊野酸性火成岩類との関係 打点部が変質帯、黒色部は石英斑岩岩脈および熊野酸性火成岩類
 (原田ほか, 1967を一部改変)
 Hatchokoshika Altered Zone (dotted) and its relation to the Kumano Acid Igneous Rocks (black).

化しており、フリッシュの層理面はゆ着して不明瞭になっている。砂岩はすべて白色化し、泥岩も一部白色化している。泥岩や一部の砂岩中には黄鉄鉱が認められる。変質鉱物としては石英、緑泥石が普遍的であり、他に黒雲母・絹雲母・電気石・緑れん石・榴石・曹長石・黄鉄鉱などが認められる。とくに砂岩の粘土質基質や泥岩中には多くの細粒の石英が二次的に生じており、さらに泥岩中には黒雲母の微結晶が斑点状をなして集合していることがある。

この変質帯中には、上述したように大塔川上流に石英斑岩の小岩脈が同じ延びの方向をもって露出し、その南への延長方向には、那智図幅（水野, 1957）の文象斑岩岩脈、串本図幅（広川・水野, 1965）の橋杭岩をなす紫蘇輝石石英安山岩岩脈がある（第37図）。これらのことから熱水変質帯の形成はこれらの一連の岩脈群と密接に関連したものと考えられる。

本図幅地域にみられる酸性火砕岩、石英斑岩および熱水変質帯は熊野酸性火成岩類の活動と密接な関連をもつものと思われ、熊野酸性火成岩類の活動様式やその規模を考察する上で重要である。

7. 第四系

図幅地域内には平野部はほとんど発達しない。わずかに近露、栗栖川、木守に小面積の平地があり、水田地帯となっている。

近露、栗栖川、打越および木守には小規模な段丘面の発達がみられ、礫、砂および泥からなる薄い段丘堆積物が分布する（第3図）。沖積層は日置川では近露、富田川では栗栖川および北郡、前ノ川では木守周辺の小範囲にみられ、いずれも礫、砂および泥からなる。

8. 地質構造

本図幅の北部には、音無川帯と牟婁帯を画する本宮断層がほぼ東西に走る。音無川帯には逆断層による地層のくり返しと小褶曲の発達がみられる。牟婁帯には1級から5級の規模を異にする多数の褶曲がみられる¹⁶⁾。打越背斜と合川複向斜は牟婁層群全体の構造を規制する第1級の褶曲である。本図幅地域および新宮図幅西部の地質構造と地質断面を第38図に示す。

8.1 本宮断層

音無川帯と牟婁帯を画する大規模な構造線で、地形にもよく表現されている¹⁷⁾（第1図参照）。断層は栗栖川から攻城山の南斜面を通り、熊野古道に沿って近露から野中川、小広峠を抜け、図幅東端で久保峠南方、仲番を経て湯の峰北方のトンネル付近を通り、本宮へ抜ける。この断層ないしその破砕帯の露頭は、栗栖川中学校の裏や野中川沿い、湯の峰北方でよくみられる。

栗栖川中学校の裏のガケには、本宮断層に伴う破砕帯が幅広く露出する（第VII図版1）。牟婁層群を構成するフリッシュの砂質部や塊状砂岩が径数cmから数mのレンズ状やボール状、ときに菱形のブーディン構造をなす。泥岩は強く剪断されてへき開が発達し、それに沿って石英の細脈がみられる。この破砕帯中には数本の断層があり、走向東西、北へ30-50°傾斜している。

近露東方の野中川沿いにも、破砕帯の露頭がいくつか認められる。国道311号から分れて、野中川に下る道路のガケによい露頭がみられる。ここでは東北東-西南西走向で北へ40-60°傾斜する断層が多数あり、付近の泥質フリッシュが剪断され、砂質部は径数cmから数10cmのブーディン構造がみられ

16) ここでいう「1級から5級の規模」は褶曲軸の軸延長距離と軸間距離を基準としている。

	軸延長	軸間距離
1級	10-20km	5-10km
2級	3-10km	1-5km
3級	1-3km	500-1,000m
4級	50-1,000m	10-500m
5級	50m以下	10m以下

17) UEMURA (1965) は熊野構造線と呼んでいるが、本図幅地域の東部では位置がかなり異なる。

る。泥岩の一部は粘土化している。本宮断層の位置はこの少し北側と推定される。野中川の川筋は一種の断層線谷と推定され、この谷の北斜面には地すべり地形がみられる。

新宮図幅地域の湯の峰温泉北方のトンネル付近には多数の断層とブーディン構造を示すフリッシュが広くみられる。断層は東西走向で、北へ20-50°傾斜し、幅数10cmの断層粘土帯を伴う。本宮断層はこのトンネルの南方を通ると推定される。この付近の音無川層群の泥質フリッシュは幅約200mにわたって顕著なブーディン構造を示している。

以上の露頭の観察から、本宮断層は幅広い破碎帯を伴い、北に30°から60°傾斜する大規模な逆断層と推定される。政城山の周辺では断層面は観察されないが、音無川層群が南にはり出して分布することから、かなり低角の衝上断層であると判断される。

8. 2 音無川帯の地質構造

音無川層群の一般走向は、西部では西北西-東南東、中央部で東-西、東部では東北東-西南西で、北へ30-60°傾斜している。音無川帯には本宮断層に斜交する西北西-東南東走向の逆断層が数本あり、それによって音無川層群は覆瓦構造をなしている。逆断層付近のフリッシュはブーディン構造を示すことが多い。皆の川と福定を通る断層から南の地域では走向性逆断層による断層変形が主である。これに対し、これより北の地域では小褶曲がよく発達する（第Ⅷ図版1）。小褶曲の多くは波長数mから数10mの規模で、軸は東西方向に延び非対称で、背斜では南翼が、向斜では北翼が高角でかつ短かく、波面はゆるく北に傾斜している。清水谷では単層の厚さ5-10cmの砂質フリッシュ中に同心型の褶曲構造がみられる。

8. 3 牟婁帯の地質構造

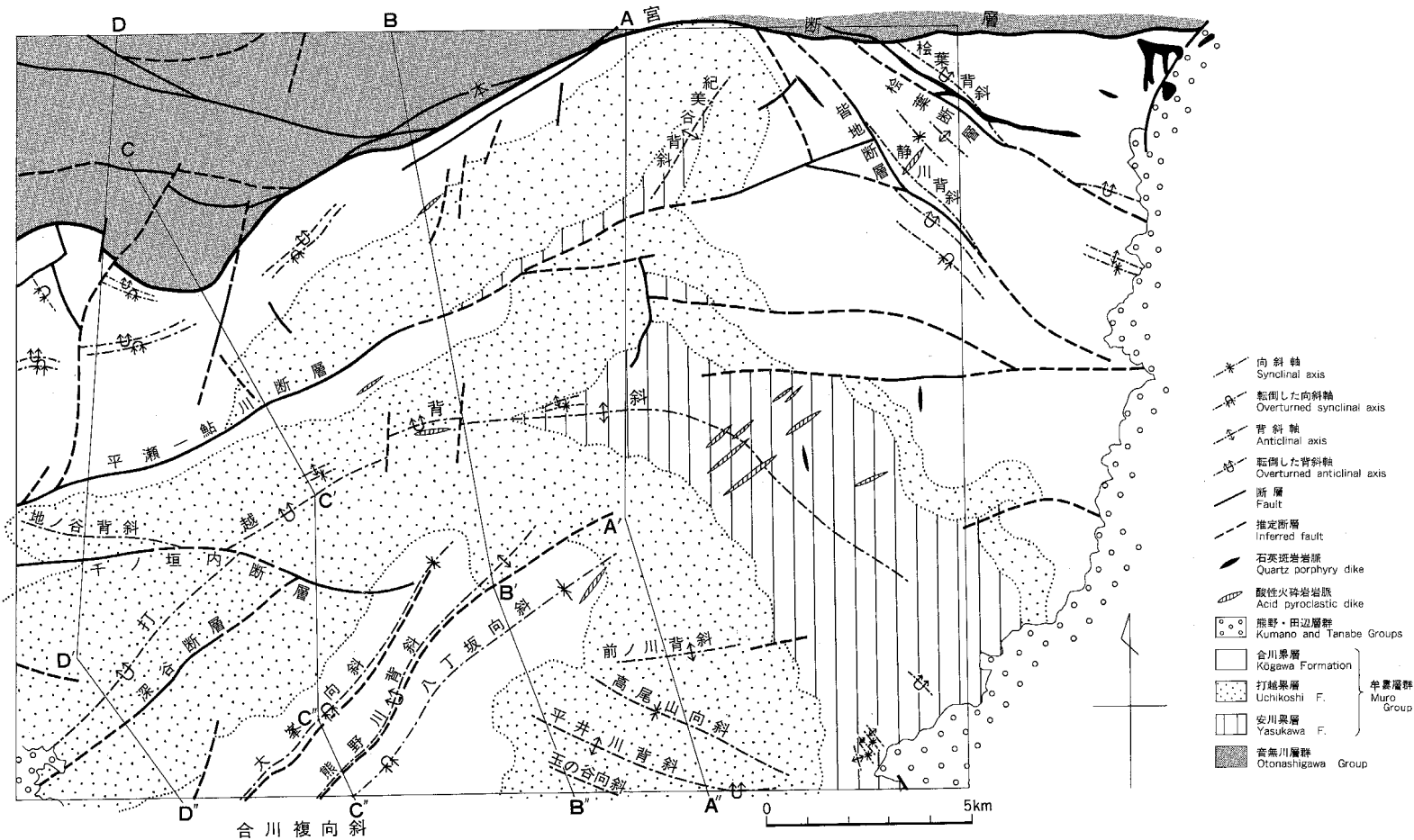
8. 3. 1 褶曲

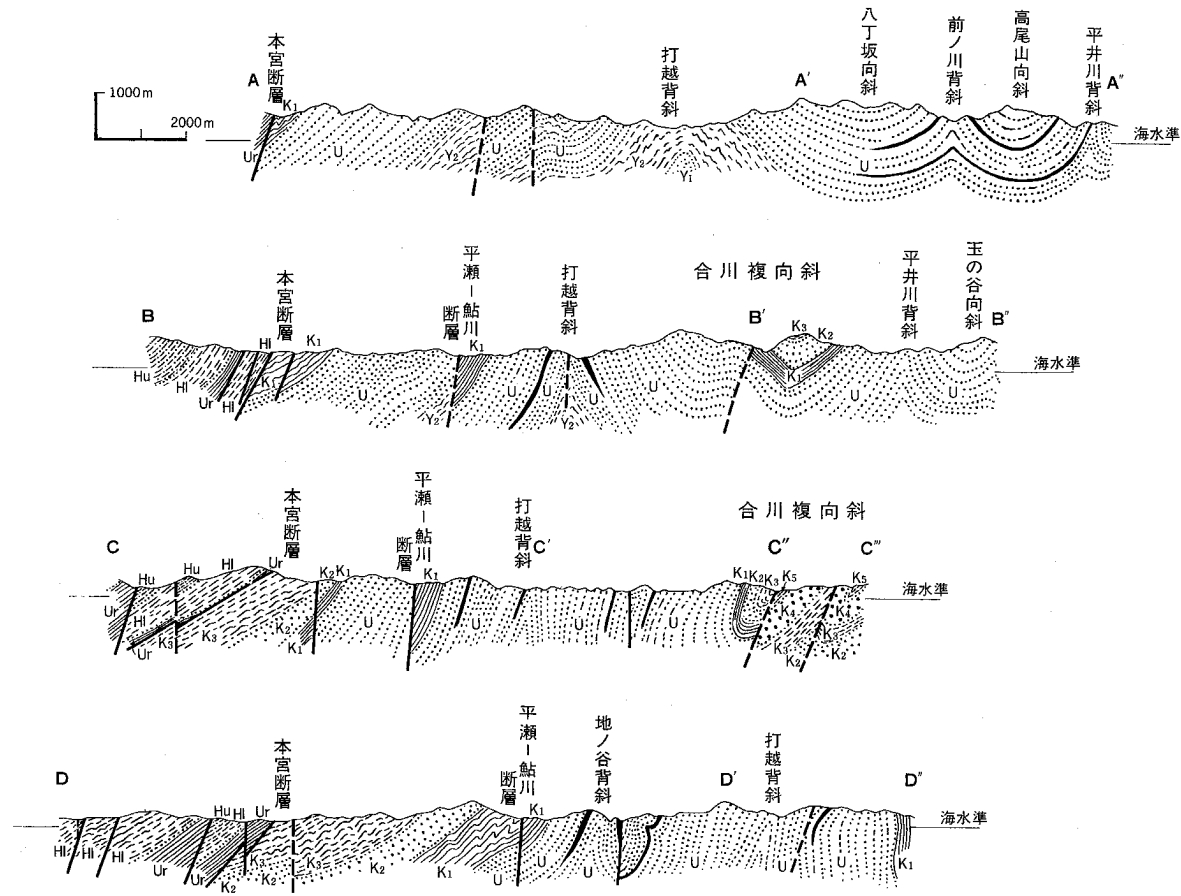
牟婁帯には多様な規模と形態をもった多数の褶曲構造が存在する。褶曲軸の長さや波長を基礎に褶曲をその規模で区分すると、第1級から第5級の褶曲が識別できる。これらの褶曲は鈴木（1975）が論じているように、階層関係にあるのではなく、構造的な位置と岩相に支配されてそれぞれ特有の規模と形態をもっているとみなされる。たとえば2-3級の褶曲構造はどこにでもみられるわけではなく、合川複向斜の南東翼にとくによく発達している。

以下に代表的な褶曲構造について述べる。

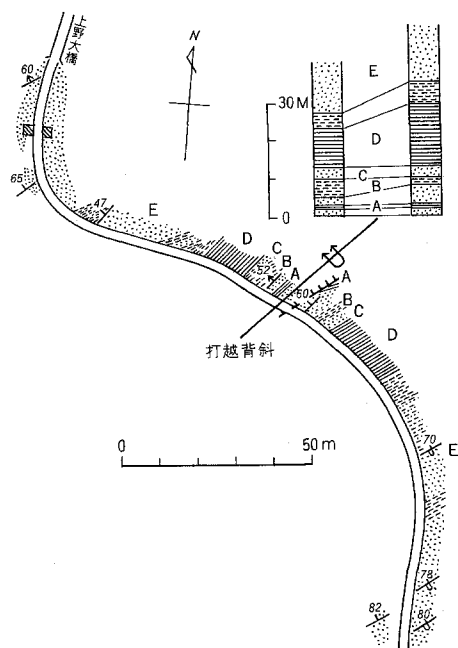
打越背斜 牟婁層群全体の構造を決めている第1級の褶曲構造で、西の川原谷から北東方向に延びて、大尾ノ嶺を経て打越付近から東西方向となり、安川沿いに大塔山へ延び、さらに南東に向きを変えて大河へ延びる。

大塔山から大河にかけての地域では、全体としてゆるい背斜をなす。安川流域では、南北両翼とも50-80°傾斜した軸面垂直のほぼ対称的な背斜構造である。打越から西では、軸面が北傾斜の非対称褶曲となり、川原谷付近では両翼とも50-60°北傾斜の等斜褶曲となる。





第38図 栗栖川図幅および新宮図幅西部地域の地質構造および断面図 枠は栗栖川図幅の範囲を示す
 Tectonic map and cross sections of the Kurisugawa Quadrangle District and the western part of the Shingu Quadrangle District.



第39図 打越背斜軸部のルートマップ A~Eは両翼の対応する地層を示す。凡例は第15図に同じ。打越の南の道路沿い（CIV）（徳岡，1966による）
Route map of the axial part of the Uchikoshi Anticline near Uchikoshi.

翼にみられないことから、軸のすぐ南に軸に平行な逆断層が推定される。屈曲した軸部は大峯北方の道路でみられ、 K_3 層の成層泥岩が向斜をなしている。

熊野川背斜 百間山付近では非対称な開いた背斜構造であるが、南西方では軸面が南に倒れた等斜構造をなす。 K_4 層の分布状態からみると軸面に沿った逆断層が推定される。

八丁坂向斜 法師山から南西方向に八丁坂を通り、大野垣内へ延びる向斜構造。北東端では南西へ $30-40^\circ$ プランジした軸をもつ開いた対称褶曲であるが、南西では北翼は高角で北傾斜した逆転層で、南翼は低角で北傾斜した正順層となる非対称褶曲である。

紀美谷背斜 四村川の支流紀美谷から皆根川にかけて北東—南西方向に約5km余り延びる背斜構造。北翼は $40-60^\circ$ 北傾斜、南翼は高角南傾斜、一部は北傾斜逆転する非対称褶曲で、褶曲軸は北東端で $30-40^\circ$ 北東へプランジしている。軸部の安川累層には小褶曲がみられる。

前ノ川背斜 合川複向斜の南東翼部に発達する2-3級褶曲群のうち、最北端に位置する褶曲構造。前ノ川の源流沿いに東西に延びる軸をもち、南翼が急傾斜する開いた非対称背斜である。褶曲軸は $30-50^\circ$ 西へプランジする。打越累層の最下部および最上部はこの褶曲に参加していない。

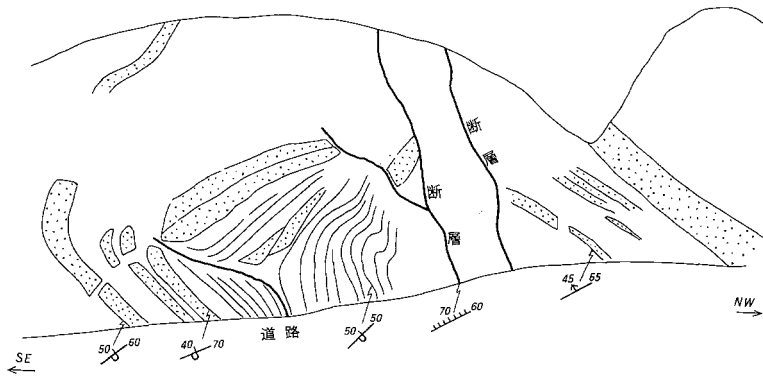
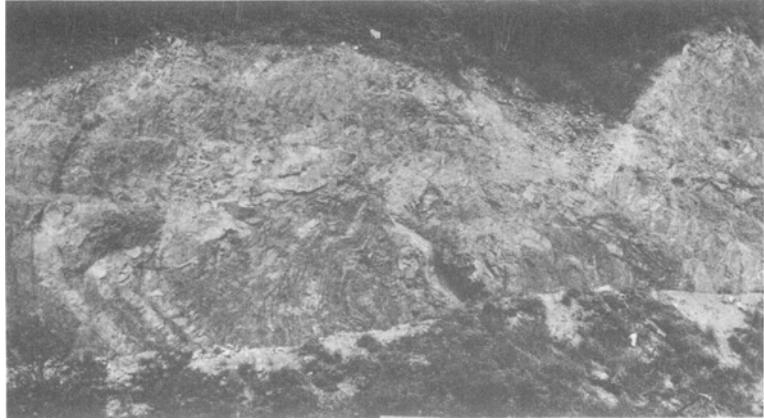
高尾山向斜 高尾山の北斜面を通り、西北西—東南東方向に延びる軸をもつゆるく開いた対称褶曲。褶曲軸は東部で $15-25^\circ$ 、西部では 40° 北西へプランジしている。

平井川背斜 高尾山向斜の南に平行して7km余り延びる背斜構造。西の前ノ川では開いた対称褶曲で軸は西北西へ 45° プランジするが、東の成井谷ではほとんどプランジせず、軸面が直立する対称褶曲

背斜軸は打越南方の日置川沿いの道路および川原谷の卒塔婆トンネルの南出口付近で観察された。前者では北傾斜北上位の地層と北傾斜逆転層が、間に屈曲部を介せず直接接しており、折りたたまれた形になっている。付近の地層には滑り面が多く、とくに泥岩にはへき開が密に発達する（第39図）。後者では、背斜の軸部で厚い砂岩がブロック化しながら褶曲しており、軸面付近には幅50-200cmの破碎帯を伴う断層がみられる（第40図）。南翼には規模の小さい褶曲を伴っている。

合川複向斜 打越背斜に対応する第1級の向斜構造で、第2級の2つの向斜とその間の1つの背斜（北から大峯向斜、熊野川背斜、八丁坂向斜）からなる。

大峯向斜 三ツ森山から半作峯を経て、大峯を通り殿山南方へ延びる向斜構造。北東端では開いた非対称褶曲であるが、西では軸面が $35-50^\circ$ 北に傾斜した等斜褶曲となる。南翼の厚い K_4 層が北



第40図 打越背斜軸部の褶曲構造とそのスケッチ 打点部は砂岩、他は泥岩および泥質フリッシュ。(AVI)
Axial part of the Uchikoshi Anticline at Kawaharadani.

となり、さらに東の玉の谷や栲谷では非対称となって軸面が55-60°北に傾斜し、南翼は北傾斜で逆転している。

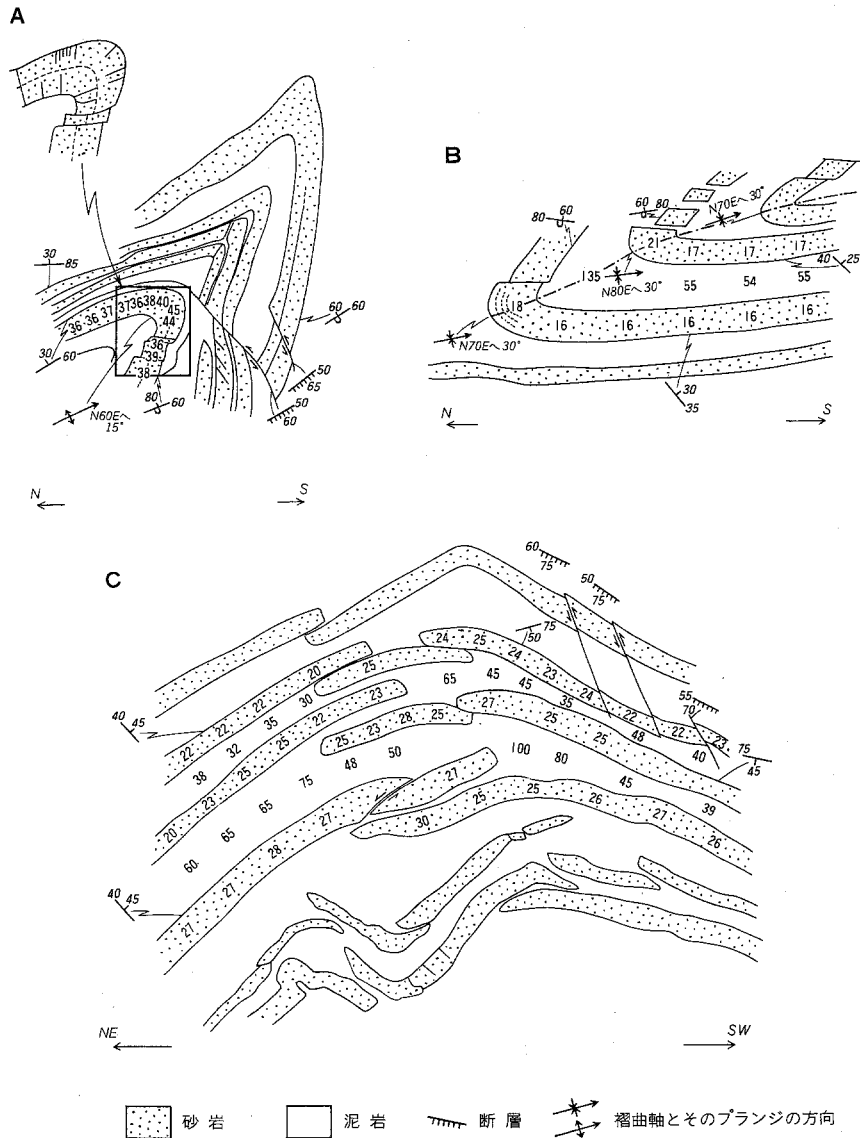
玉の谷向斜 平井川背斜の南に平行して西北西-東南東に延びる開いた非対称褶曲。その主要部は南の江住図幅地域内に存在し、本図幅地域にはその西端部のみがみられる。

地ノ谷背斜 地ノ谷を通り東西方向の軸をもつ第3級の褶曲構造で、軸面は北へ80°傾斜し、南翼は高角北傾斜で逆転している。西端部では軸は西北西へ30-50°ブランチしている。打越背斜の軸とは斜交しており、千ノ垣内断層と平行することから、この断層運動に伴って形成されたと考えられる。

桧葉背斜 四村川沿いの桧葉（新宮図幅地域）から北西へ延びる等斜背斜で、合川累層 K_3 層の量等フリッシュ中にみられる。桧葉や柿原付近では軸面近くに石英斑岩が貫入している。南翼は軸にほぼ平行する桧葉断層で切られている。桧葉背斜の南東への延長は、新宮図幅地域の十九良谷上流にみられる。

静川背斜 大塔川の静川から四村川の皆地に延びる等斜背斜構造。南翼は皆地断層で断れている。

その他の褶曲 第4級、5級の小褶曲はフリッシュ中に発達し、打越背斜軸部の Y_2 層、栗栖川周辺の K_1 および K_3 層、大塔川・四村川流域の K_3 層に認められる（第41図および第VIII図版2）。同様のフ



第41図 牟婁層群のフリッシュ中にみられる小褶曲のスケッチ A K₁層(大内川, CII); BおよびC K₃層(中村, AIII) 数字は層面に直交方向に測定した地層の厚さ(cm)を示す
Sketches of minor folds in flysch of the Kōgawa Formation.

リッシュであっても、南の合川複向斜の周辺では小褶曲はほとんどみられない。

8.3.2 断層

牟婁帯では、断層面や断層破砕帯の露頭が直接みられることはまれで、岩相も単調であることから、断層の確認は困難なことが多い。以下におもな断層についてのべる。

平瀬—鮎川断層 牟婁帯でもっとも大きな断層の1つである。平瀬では幅20cmの断層粘土帯を伴

う高角断層，田井中ではほぼ垂直な断層と破砕帯，堂目木と小川ではフリッシュ中にみられるブーディン構造，向越では幅50cmの破砕帯，鮎川の下付（田辺図幅地域）では幅60cmの断層粘土帯がみられる。断層の両側で打越累層の分布が大きくずれることから，大規模な逆断層と推定される。

千ノ垣内断層 日置川から千ノ垣内への道路入口，その西の支谷，千ノ垣内南東の沢の中に，幅10-20cmの断層粘土帯を伴うほぼ垂直の断層面の露頭がみられる。西の赤木谷でも幅20cmの断層粘土帯を伴い，東西走向，垂直の断層面がみられる。ここでは断層面に擦痕が認められる断層の移動量は西部でより大きいと推定される。

深谷断層 深谷では北東-南西走向，60°北傾斜の断層である。川原谷では断層面はみられないが，擾乱帯が認められる。

合川複向斜付近の断層 断層の露頭はみられないが，地層の分布状態から，北側がのしあげる2つの逆断層の存在が推定される。

大搭川流域の断層 桧葉背斜の南翼に沿う逆断層（**桧葉断層**）および静川背斜の南翼に沿う逆断層（**皆地断層**）が認められる。いずれも幅数10cmの破砕帯を伴っている。

新期の南北性断層 栗栖川，近露や打越の周辺にはいくつかの南北性断層の存在が，地層の分布や褶曲軸のずれから推定される。

8. 4 熊野層群・田辺層群の地質構造

両層群とも，図幅内ではごくせまい面積を占めて分布するにすぎない。構造は安定しており，熊野層群は東南東方向へゆるく20-30°傾斜し，いっぽう，田辺層群は西南西方向へ5-10°傾斜している。

9. 応用地質

9. 1 鉱床

現在稼行されている鉱山は本図幅地域には存在しないが，かつては小規模ながら稼行された金属鉱山がいくつかある。

鮎川鉱山 麦粉森山の東南，赤木谷の上流（AV）に位置し，打越累層の上部に挟在する泥岩中に形成された鉱床である。走向N80°Eないし東西，南へ70°傾斜する割れ目を充填している。品位良好（Fe 50%，S30%）の磁硫鉄鉱を産出した（平沢ほか，1958）。

高垣鉱山 本図幅地域の南西隅，上富田町篠原の東方（AVI）に位置する。打越累層中部の砂質フリッシュ中に発達した走向N40-50°W，傾斜60-70°Sの割れ目を充填した鉱床である。磁硫鉄鉱（品位，Fe50%，S35%）を主とし，黄銅鉱をわずかに伴う（平沢ほか，1958）。

皆根鉱山 四村川の支流皆根川の奥（FII）に位置するが，正確な位置は明らかでない。安川累層のフリッシュ中の層面（走向N60°E，傾斜60°N）にそって充填した鉱床である。磁硫鉄鉱，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，黄銅鉱を小規模に産出した（地質調査所，1956）。

道湯川鉍山 四村川支流の湯川川の奥 (G I) に位置するが、正確な場所は明らかでない。合川累層のフリッシュ中の鉍脈 (走向N60° E, 傾斜60° N) で、自然金 (0.2-0.3g/t), 自然銀 (3-10g/t) と輝安鉍を産出したことがある (地質調査所, 1955)。付近に露出する石英斑岩の貫入活動に伴う鉍床と考えられる。

9. 2 温 泉

富田川中流の鮎川北方に鮎川温泉 (AIV) が湧出している。合川累層K₂層の塊状砂岩中に深度20mのボーリングによって泉源を得、ポンプ揚水している。泉温は比較的低い。付近に熱源となる火成岩の露頭は存在しない。砂岩中の断裂もしくは砂岩中に滞留する熱水によるものと推定される。温泉水の化学成分を第2表に示す (中村ほか, 1958)。

9. 3 石 材

日置川の支流瀬川谷 (C II) と、図幅南西端の川原谷 (AVI) に小規模な石切場があり、土木用の石材を稼行している。いずれも打越累層の灰白色塊状の中粒砂岩である。これらの砂塔には平行葉理がともに発達しているために切り出しやすく、かつ強度も大きいので良好の石材である¹⁸⁾。

9. 4 地 す べ り

本宮断層およびそれに附随する断層付近には地すべりがよく生じている。本図幅地域では第3表の通

第2表 鮎川温泉の化学成分 (mg/l)

	気温 °C	温度 °C	pH	Free CO ₂	H ₂ S	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺
清 姫 荘	13	29	6.6	148.5	0	—	2061	680.8	0.8	41.7	81.7	870	95
藍 水 荘	13	19.5	6.6	154.0	0	—	2156	680.8	0.8	41.9	66.7	932	102

中村ほか (1958)

第3表 本図幅地域内の主な地すべり地 (建設省ほか, 1973による)

区 域 名	地 名	面 積 (ha)	所 管	地すべり地指定年月日
1. 芦 立	中辺路町 内井川	30	建設省	昭和 41. 2.28
2. 朝 来 平	" 高 原	10	"	"
3. 高 原	" 高 原	54	"	35. 6.18*
4. 小 皆	" 小 皆	40	"	37.10.19
5. 峰	" 峰	32	"	35. 6.18
6. 北 郡	" 北 郡	23	"	41. 2.28
7. 一 里 石	" 近 露	20	林野庁	37. 8.23*
8. 皆 の 川	" 皆 の 川	7	"	44.11.24

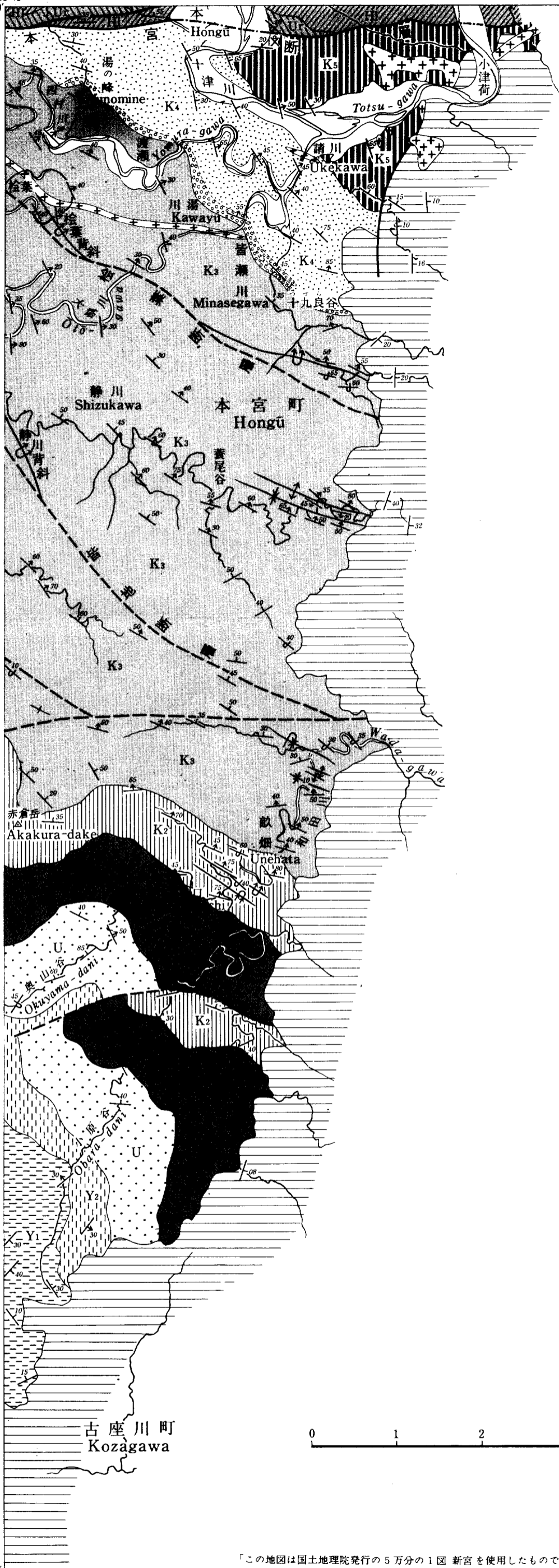
(*注: 津田 (1963) によれば高原は昭和21年、一里石は昭和32年に滑動を始めたという)

1. A I, 2. A II, 3. B II, 4. A II, 5. A III, 6. A III, 7. D I, 8. B I

18) 牟婁層群の細粒—中粒の砂岩については、SUZUKI (1975) によって一軸静的圧縮試験の結果が報告されている。それによると圧縮強度は1.8-4.0 ton/cm²であり、割線ヤング率は3.1-5.6×10⁸kg/cm²である。

135°45' 33'50"

135°49'30" 33°50"

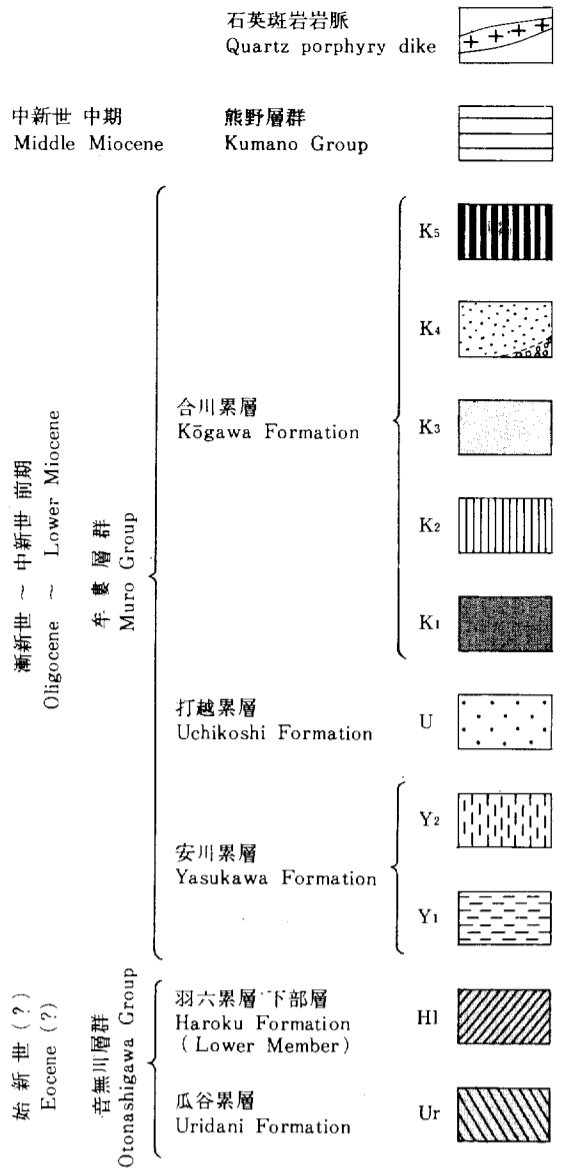


「この地図は国土地理院発行の5万分の1図 新宮を使用したものである」

33°40' 135°45'

33°40' 135°49'30"

第42図 新宮図幅西部地域の地質図
Geologic map of the western part of the Shingu quadrangle district.



走向および傾斜
Strike and dip

正順層
Face known

転倒層
Overturned

上下未確認層
Face unknown

上下未確認 垂直層
Face unknown, vertical

褶曲構造
Folding structure

向斜軸
Synclinal axis

転倒した向斜軸
Overturned synclinal axis

背斜軸
Anticlinal axis

転倒した背斜軸
Overturned anticlinal axis

断層
Fault

推定断層
Inferred fault

伏在断層
Concealed fault

りである（建設省ほか，1973）。

中辺路町内井川の地すべりは、^{ぬるみ}温川，皆の川，福定を通る断層に伴って音無川層群羽六累層下部層の泥質ないし等量フリッシュ中に形成された幅広い破砕帯に生じた，破砕帯地すべりである。

中辺路町高原の地すべりは，音無川層群羽六累層下部層の泥質フリッシュ層の層面が地形斜面とほぼ一致する流れ盤地すべりであるが，付近を走る北東—南西方向の断層となっている。

中辺路町峰の地すべりは流れ盤地すべりで，合川累層 K_4 層の厚い塊状砂岩のうえにのった等量フリッシュ層が斜面沿いに滑動したものである。

中辺路町近露東方の一里石の地すべり（津田，1963）は，本宮断層の破砕帯が日置川の屈曲部の攻撃斜面と一致したため，斜面下部を深くえぐられて発生したものと考えられる。

この他に中辺路町近露東方の野中川に沿う地域にも小規模ながら地すべり地形がみられる。ここでは野中川の北斜面を本宮断層が幅広い破砕帯を伴って，東北東—西南西にのびており，さらにこれと平行する断層が野中川および南の斜面にもあり，これらの断層群による破砕帯地すべりである。

文 献

- BAILEY, E. H. and STEVENS, R. E. (1960) Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. *Amer. Mineralogist*, vol. 45, p. 1020-1025.
- 地質調査所 (1955) 主として金属原料となる鉱石 (その1). 日本鉱産誌, B I-a, 155 p.
- 地質調査所 (1956) 主として金属原料となる鉱石 (その2). 日本鉱産誌, B I-b, 395 p.
- HARATA, T. (1964) The Muro Group in the Kii Peninsula, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, ser. B, vol. 31, p. 71-94.
- (1965) Some directional structures in the flyschlike beds of the Shimanto Terrain in the Kii Peninsula, Southwest Japan, *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, ser. B, vol. 32, p. 103-176.
- 原田哲朗・鈴木博之・寺嶋英志・徳岡隆夫 (1967) 紀伊半島四万十累帯の研究 (その1) ——本宮町・中辺路町付近の牟婁層群——. 地球科学, vol. 21, no. 6, p. 1-9.
- ・徳岡隆夫・松本英二 (1963) 紀南の牟婁層群に関する二, 三の新事実——牟婁層群上部から産した化石——. 地球科学, no. 69, p. 20-24.
- 橋本 勇 (1971) 和歌山県御坊・印南・南部地域の日高川層群と印南層群. 松下久道教授記念論文集, p. 341-350.
- はてなし団体研究グループ (1975) 音無川ムロ層の層序と構造. 地団研専報, no. 19, p. 157-166.
- (1977 a) 和歌山県田辺市北方の音無川ムロ層の層序と構造. 和歌山大教育学部紀要・自然, no. 26, p. 23-33.
- (1977 b) 紀伊半島四万十累帯の音無川層群. 地団研専報, no. 20, p. 141-143.
- 平沢万衛・有沢 潤・武市敏雄 (1957) 周参見地区, 未利用鉄資源. no. 4, p. 362-369.
- 広川 治・水野篤行 (1965) 5万分の1地質図幅「串本」および同説明書. 地質調査所, 25 p.
- 紀州四万十帯団体研究グループ (1968) 紀伊半島四万十累帯の研究 (その2) ——研究の現状と南

- 方陸地の存在に関する一試論. 地球科学, vol. 22, p. 224-231.
- (1972) 和歌山県古座川上流地域の牟婁層群——紀伊半島四万十累帯の研究 (その5) ——. 地球科学, vol. 26, p. 195-204.
- (1973) 紀伊半島南部海岸地域 (里野一見老津間) の牟婁層群の層序と構造——紀伊半島四万十累帯の研究 (その6) ——. 和歌山大教育学部紀要・自然, no. 23, p. 93-101.
- (1975) 四万十地向斜の発展史. 地団研専報, no. 19, p. 143-156.
- (1977) 紀伊半島牟婁層群の総括. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p. 246.
- 建設省・林野庁・農林省 (1973) 日本の地すべり. 257 p.
- MATSUMOTO, E. (1966) Molluscan fossils from the Muro Group in the southern part of the Kii Peninsula, Central Japan Part 1. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*, ser. B, vol. 32, p. 369-378.
- 松下 進 (1953) 日本地方地質誌「近畿地方」朝倉書店, 東京, 289 p.
- 水野篤行 (1957) 5万分の1地質図幅「那智」および同説明書. 地質調査所, 37 p.
- (1973) 牟婁層群の貝類化石群——研究の現状——. 四万十地向斜シンポジウム論文集, p. 32-36.
- 村山正郎 (1954) 5万分の1地質図幅「新宮・阿田和」および同説明書. 地質調査所, 27 p.
- 中村久由・前田憲二郎・鈴木 孝 (1958) 紀伊半島中南部地方の温泉群について. 地調月報, vol. 9, p. 357-370.
- NATORI, H. (1964) Some molluscan fossils from the Tertiary Muro Group in the Kii Peninsula, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, n. s., no. 55, p. 247-255.
- 鈴木博之 (1970) 牟婁帯北部の地質構造. 日本地質学会76年学術大会講演要旨, p. 103-104.
- (1973) 紀伊半島四万十累帯の構造地質学的研究, とくに褶曲について. 四万十地向斜シンポジウム論文集, p. 71-76.
- (1975) 地向斜堆積物の変形構造と変形史——牟婁フリッシュ・ネプトンを例として——. 地団研専報, no. 19, p. 167-178.
- SUZUKI, H. (1975) Mechanical properties of flysch sandstones in Southwest Japan in uniaxial compression tests. *Sci. Engineering Rev. Doshisha Univ.*, vol. 15, no. 4, p. 27-35.
- 鈴木達夫 (1939) 7.5万分の1地質図幅「御坊」. 地質調査所.
- 棚井敏雅・水野篤行 (1954) 紀伊半島東南, 熊野炭田付近の地質構造について——紀伊半島南部の地史的研究, その1——. 地質雑, vol. 69, p. 28-39.
- 立石雅昭 (1976) 牟婁帯西南部の牟婁層群. 地質雑, vol. 82, p. 395-407.
- 徳岡隆夫 (1966) 和歌山県日置川上流の牟婁層群. 地質雑, vol. 72, p. 53-61.
- TOKUOKA, T. (1967) The Shimanto Terrain in the Kii Peninsula, Southwest Japan—with special reference to its geologic development viewed from coarser clastic sediments—. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, vol. 34, p. 35-74.
- (1970) Orthoquartzitic gravels in the Paleogene Muro group, Southwest Japan, *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, vol. 37, p. 113-132.

- 津田秀郎 (1964) 和歌山県鉱物誌. 和歌山大学芸学部紀要・自然, no. 14, p. 23-36.
- (1963) 和歌山県における地すべり. 和歌山大学芸学部紀要・自然, no. 13, p. 25-40.
- UEMURA, T. (1965) Tectonic analysis of the boudin structure in the Muro Group, Kii Peninsula, Southwest Japan, *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.* vol. 13, p. 99-114.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kyōto (11) No. 102

GEOLOGY

OF THE

KURISUGAWA DISTRICT

By

Hiroyuki SUZUKI, Tetsurō HARATA, Tomoyoshi ISHIGAMI,
Fujio KUMON, Shizuo NAKAYA, Takahiko SAKAMOTO,
Masaaki TATEISHI, Takao TOKUOKA and Yoshio INOUCHI

(Written in 1978)

Abstract

GENERAL REMARKS

In the Kii Peninsula, the Shimanto Belt is divided into three zones from north to south, that is, the Hidakagawa, the Otonashigawa and the Muro Zones (Fig. 1). The sheet-map area occupies the southern part of the Otonashigawa Zone and northern half of the Muro Zone, both of which are bounded by a major fault called the Hongū Tectonic Line. The Otonashigawa and Muro Groups have the thickness of 1,600m and 9,000m respectively. The Kumano and Tanabe Groups of middle Miocene overlie the Muro and Otonashigawa Groups unconformably. Dikes of acid pyroclastic rocks and quartz porphyry, activated in the later stage, are found in several places. The stratigraphy around the sheet-map area is summarized in Table 1.

OTONASHIGAWA GROUP

The Otomashigawa Group is divided into the Uridani, Haroku and Fudono Formations in ascending order, but no Fudono Formation is found in the mapped area. It is 1,000 to 1,600m in thickness, comprising an upward-coarsening sequence as a whole. It may be assigned as Eocene, although no reliable fossil evidence has been obtained yet.

Table 1. Stratigraphy around the Kurisgawa District

Age	Stratigraphic division	Thickness (m)	Lithofacies		
Holocene	Alluvial Deposits	2—5	gravel, sand & mud		
Pleistocene	Terrace Deposits	5—7	gravel, sand & mud		
Middle Miocene	Kumano Acid Igneous Rocks*		quartz porphyry & acid pyroclastics		
	Tanabe Group & Kumano Group		siltstone conglomerate and massive sandstone		
Oligocene-early Miocene	Muro Group	Kōgawa Formation	K ₅	1500+	bedded mudstone & alternation of sandstone and mudstone rich in mudstone
			K ₄	500—850	conglomerate, pebbly mudstone, mudstone & sandstone
			K ₃	400—1300	alternation of sandstone and mudstone & bedded mudstone
			K ₂	200—700	massive sandstone & conglomerate
			K ₁	150—800	bedded mudstone & alternation of sandstone and mudstone rich in mudstone
	Uchikoshi Formation		500 3000	conglomerate & massive sandstone massive sandstone & rare bedded mudstone alternation of sandstone and mudstone rich in sandstone & massive sandstone	
	Yasukawa Formation		Y ₂ Y ₁	450—600 1300+	bedded mudstone & alternation of sandstone and mudstone massive sandstone, mudstone, alternation of sandstone and mudstone & conglomerate
Eocene	Otonashi-gawa Group	Fudono Formation*		200+	alternation of sandstone and mudstone rich in mudstone & equal in quantity
		Haroku Formation	Upper	500	sandstone, conglomerate & alternation of sandstone and mudstone rich in sandstone
	Lower		400—1000	alternation of sandstone and mudstone rich in mudstone & equal in quantity	
	Uridani Formation			170+	mudstone
Up. Creta.	Hidakagawa Group*				

* not outcropping in this mapped area

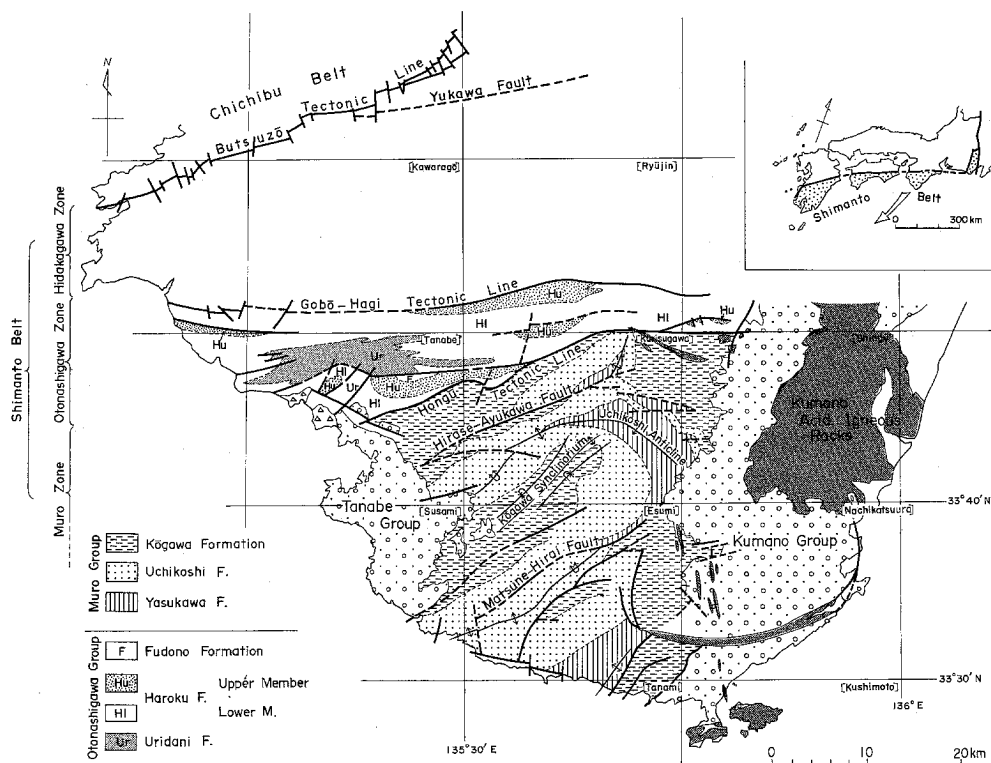


Fig. 1 Tectonic division of the Shimanto Belt in the Kii Peninsula

The Uridani Formation (170m+), only its upper part of which outcrops in the area, is composed mostly of dark gray or pale greenish massive mudstone. The Haroku Formation is divided into two parts. The Lower member (400-1,000m) consists of alternation of sandstone and mudstone and the Upper member (500m) mainly of alternation of sandstone and mudstone rich in sandstone and thick-bedded sandstones and sometimes intercalated with conglomerate.

MURO GROUP

The Muro Group consists in ascending order of the Yasukawa, Uchikoshi and Kōgawa Formations. Its total thickness is 7,500 to 9,000m. The geologic age can be assigned as Oligocene to early Miocene by molluscan fossils.

The Yasukawa Formation is exposed along the Yasukawa and upper reaches of the Koza-gawa, and around the Ōtō-yama. It is subdivided into two members. The Lower member (Y₁, 1,300m+) consists of thick-bedded sandstone, mudstone and alternation of sandstone and mudstone and sometimes intercalated with conglomerate, while the Upper member (Y₂, 450-600m) is composed mainly of bedded mudstone and alternation of sandstone and mudstone rich in mudstone.

The Uchikoshi Formation occupies a wide area in the sheet-map and overlies conformably the Yasukawa Formation. It consists of a thick monotonous sequence (1,500-3,000m) of medium- to coarse-grained massive sandstone and alternation of sandstone and mudstone rich in thick-bedded sandstone. In the upper part, several conglomerate layers are intercalated. Near the top of the Formation, ripple cross-laminations are well displayed in flysch facies. At the Ōtō-gawa, the Uchikoshi formation decreases its thickness to about 600m.

The Kōgawa Formation is mainly exposed in the Kōgawa Synclinorium in the southern part of the mapped area and further in the northwestern and in the northeastern parts. It overlies the Uchikoshi Formation conformably and its thickness is 2,000 to 3,500m. Lithologically it can be subdivided into five members. The lowest member (K₁, 150-800m) consists of mudstones and alternation of sandstone and mudstone. The K₂ member (200-700m) is composed of conglomerate and thick-bedded sandstone, while the K₃ member (400-1,300m) consists of various types of flysch sediments. The K₄ member (500-850m) is composed of conglomerate, pebbly mudstone and massive sandstone, and the K₅ member (500m+) of mudstone and alternation of sandstone and mudstone rich in mudstone. Because this formation is covered unconformably by the Kumano Group, the upper boundary of K₅ cannot be ascertained.

Fossils and Geologic Age of the Muro Group

Although fossil occurrences are generally rare in the Shimanto Belt, some molluscan fossils have been discovered from the Muro Group in the mapped area. These are *Lucinoma* sp., *Callista* sp., *Turritella* sp., *Acila (Truncacila)* sp., *Portlandia (Portlandella) watasei* in the Uchikoshi Formation, and *Acila (Truncacila)* sp., *Portlandia (Portlandella) watasei*, *Clinocardium?* sp., *Costacallista?* sp. in the Kōgawa Formation. The Geologic age of the Muro Group is clarified by these fossils as Oligocene to early Miocene.

Sedimentary Structures and Paleocurrents

Various internal and external sedimentary structures are observed in flysch facies. On the

basis of paleocurrent analysis, the sediment which forms the Uchikoshi Formation was mainly supplied by longitudinal currents from ENE to WSW, and partly by lateral currents from north and south. There are found various trends in the Yasukawa and Kōgawa Formations.

Conglomerates and Sandstones of the Muro Group

Conglomeratic layers are often intercalated in the Muro Group. In the Yasukawa Formation, several beds of pebble conglomerate are intercalated in the Y₂ member, while in the Uchikoshi Formation thick beds of pebble and/or cobble conglomerate are intercalated in the Uppermost part. In the Kōgawa Formation conglomerate is found frequently, especially in the K₂ and K₄ members. Clasts of acid volcanic rocks, chert and sandstone are predominant, while those of shale and limestone are subordinate. Granitic clasts are commonly contained, although these are small in quantity. Less than five or ten percent are exotic clasts of orthoquartzite and their occurrence is limited only to the south of the Uchikoshi Anticline. The mineral composition of thick-bedded sandstones analysed systematically, indicates the results of quartz (33-54%), potash feldspar (0-20%), plagioclase (12-28%), rock-fragments (7-16%) and matrix (6-23%). The mineral composition is not changeable in each formation, however, it is likely that the amount of potash feldspar increases upwards from the Yasukawa to the Uchikoshi Formations.

KUMANO AND TANABE GROUPS

The Muro Group is overlain with a remarkable clinounconformity by the Kumano Group in the eastern part and by the Tanabe Group in the western part of the mapped area. These Groups are clearly assigned as middle Miocene by fossil evidences. Only the basal part of the Groups is found in the present area. It is composed of conglomerate and sandstone in the lower and of siltstone and mudstone in the upper part.

IGNEOUS ROCKS

Small dikes of pyroclastic rocks and quartz porphyry are scattered in the area. Pyroclastic dikes are composed of crystal tuff containing abundant pieces of mudstone and sandstone. These igneous rocks are supposed to have intimate relationships in origin with the Kumano Acid Igneous Rocks outcropping widely in the eastern part of the Kii Peninsula. A narrow zone of hydrothermal alteration (Hatchōkoshika Altered Zone, Fig. 37 in Japanese text) trending NNW-SSE is found around Ōtō-yama.

QUARternary

Terrace deposits and Alluvial deposits are found narrowly around the villages of Chikatsuyu, Kurisugawa and Komori. These are composed of gravel, sand and mud.

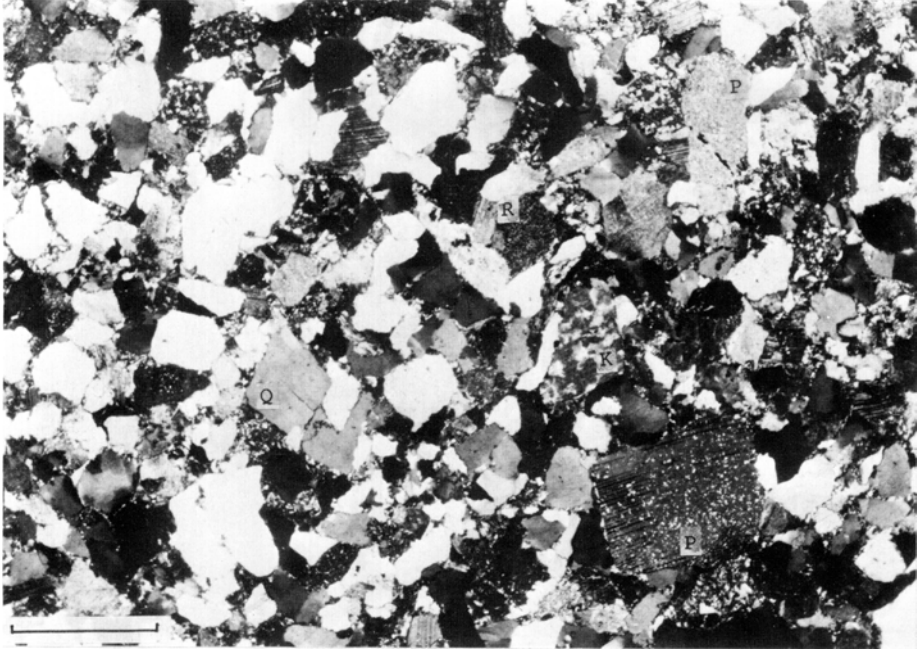
GEOLOGIC STRUCTURE

The Hongū Tectonic Line bounding the northern Otonashigawa and the southern Muro Zones, is the largest reverse fault in the area trending E to W. It is accompanied by a wide shear zone, in which several recent landslides are found. The Otonashigawa Group dips steeply to the north, and several faults showing the repetition of the strata are found. Minor folds are frequently observed. The Muro Group are disturbed by many folds and faults. The Uchikoshi

Anticline and the Kōgawa Synclinorium are the major folds of the Group. There exists a reverse fault (Hirase–Ayukawa Fault) along the north wing of the Uchikoshi Anticline and several middle scale folds are concentrated in the south wing of the Kōgawa Synclinorium.

ECONOMIC GEOLOGY

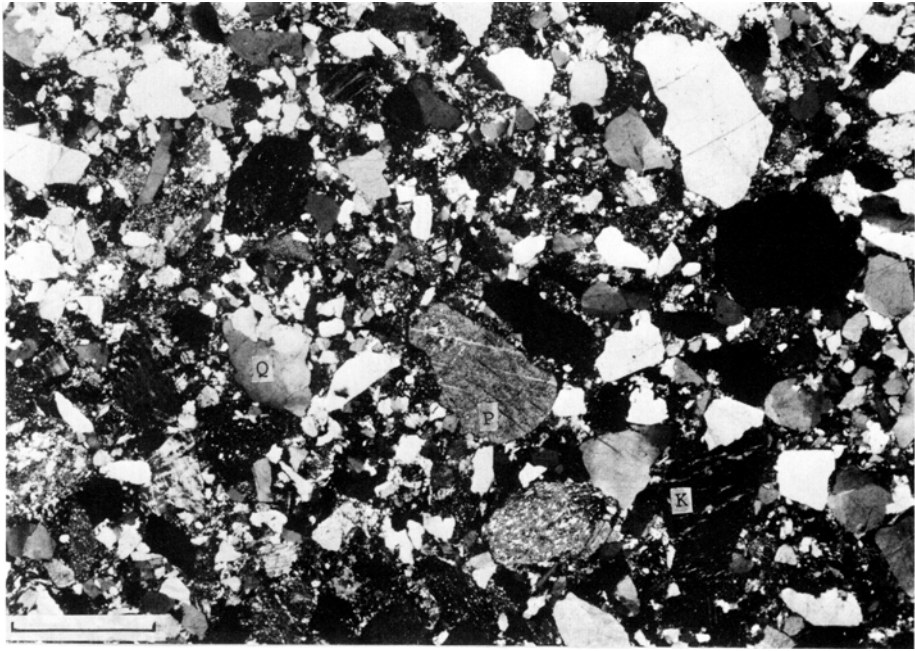
No workable mines exist in the sheet-map area, however, there are several abandoned mines, which once produced small quantities of arsenopyrite ore. Ayukawa hot spa uses the bicarbonate rich water. Massive sandstones of the Muro Group are quarried at few places as road stone and aggregate of local demands. Landslides in small scale are found in several places along the Hongū Tectonic Line.



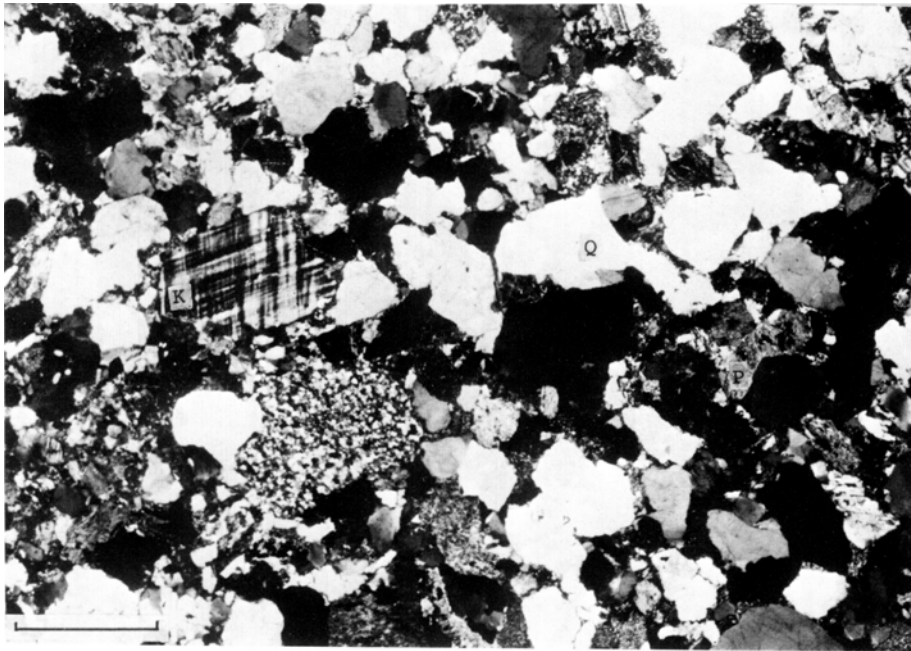
1 音無川層群羽六累層下部層の砂岩顕微鏡写真(Q:石英, P:斜長石, K:カリ長石, R:岩片, 直交ニコル, スケールは1mm)
Microphotograph of sandstone in the Lower member of the Haroku Formation in the Otonashigawa Group (crossed nicols) (Q: Quartz, P: Plagioclase, R: rock fragments. scale: 1 mm)



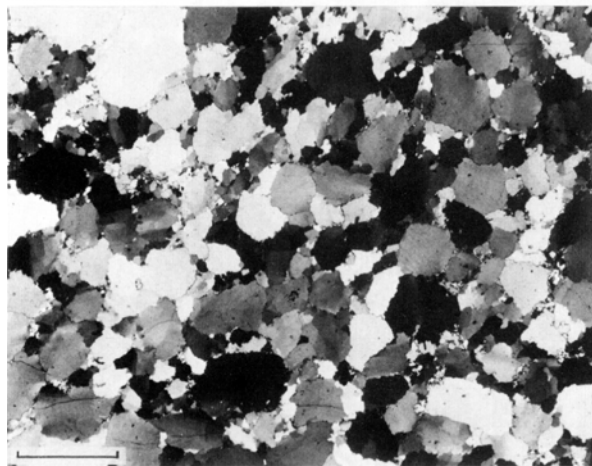
2 音無川層群羽六累層上部層の砂岩顕微鏡写真(Q:石英, P:斜長石, K:カリ長石, R:岩片, 直交ニコル, スケールは1mm)
Microphotograph of sandstone in the Upper member of the Haroku Formation in the Otonashigawa Group (crossed nicols) (Q: Quartz, P: Plagioclase, R: rock fragments. scale: 1 mm)



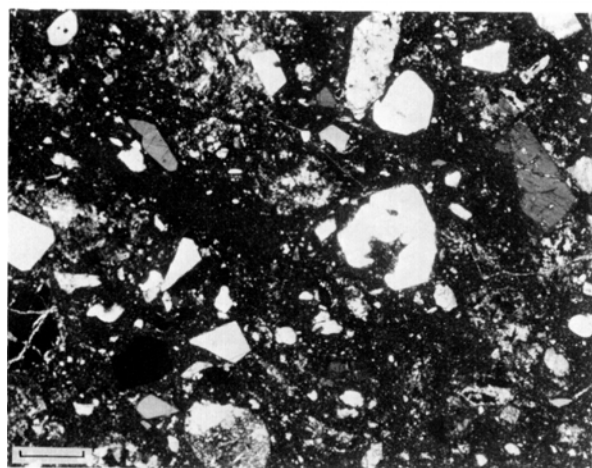
1 牟婁層群安川累層の砂岩顕微鏡写真 比較的カリ長石の多い試料 (Q:石英, P:斜長石, K:カリ長石, 直交ニコル, スケールは1mm)
Microphotograph of sandstone in the Yasukawa Formation in the Muro Group which is relatively rich in K-feldspar (Q: Quartz, P: plagioclase, R: rock fragments. scale: 1mm)



2 牟婁層群打越累層の砂岩顕微鏡写真 (Q:石英, P:斜長石, K:カリ長石(マイクロクリン), 直交ニコル, スケールは1mm)
Microphotograph of sandstone in the Uchikoshi Formation in the Muro Group (Q: Quartz, P: Plagioclase, R: rock fragments. scale: 1mm)

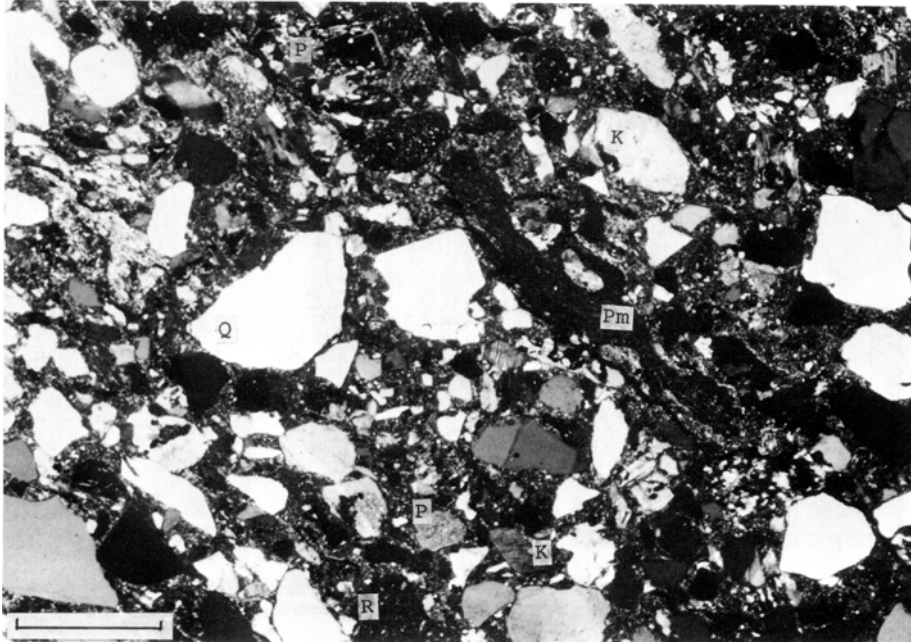


1 オースコォーツァイト礫 (右, スケールは1cm) とその顕微鏡写真 (左, スケールは1mm)
Orthoquartzite clast, right (scale : 1cm) and its microphotograph, left (scale : 1mm)

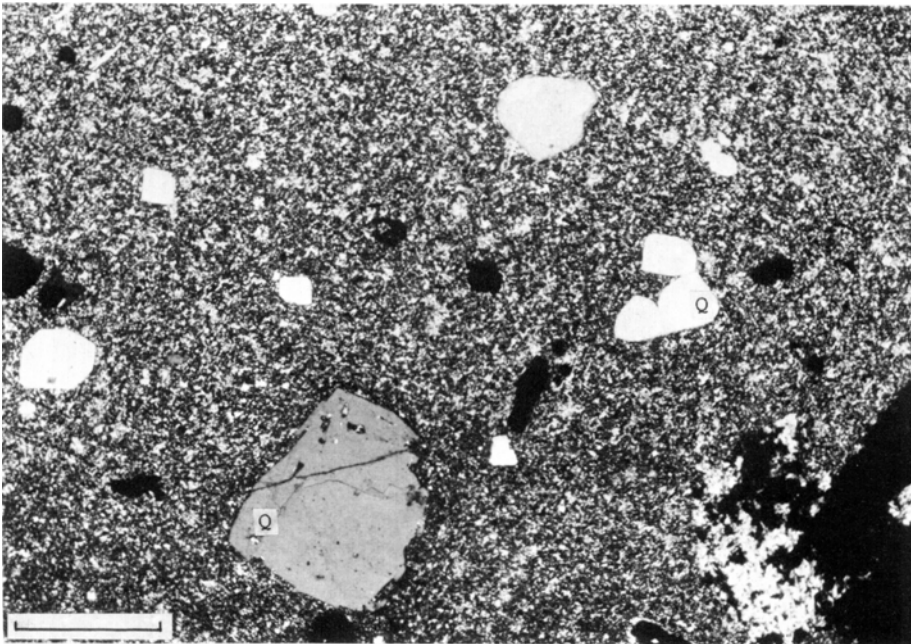


2 流紋岩礫 (右, スケールは1cm) とその顕微鏡写真 (左, スケールは1mm)
Rhyolite clast, right (scale : 1cm) and its microphotograph, left (scale : 1mm)

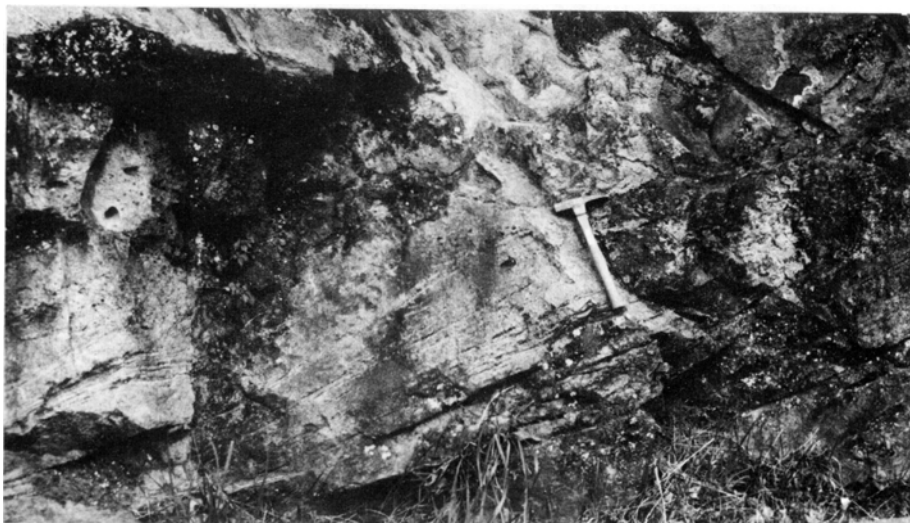
第IV図版



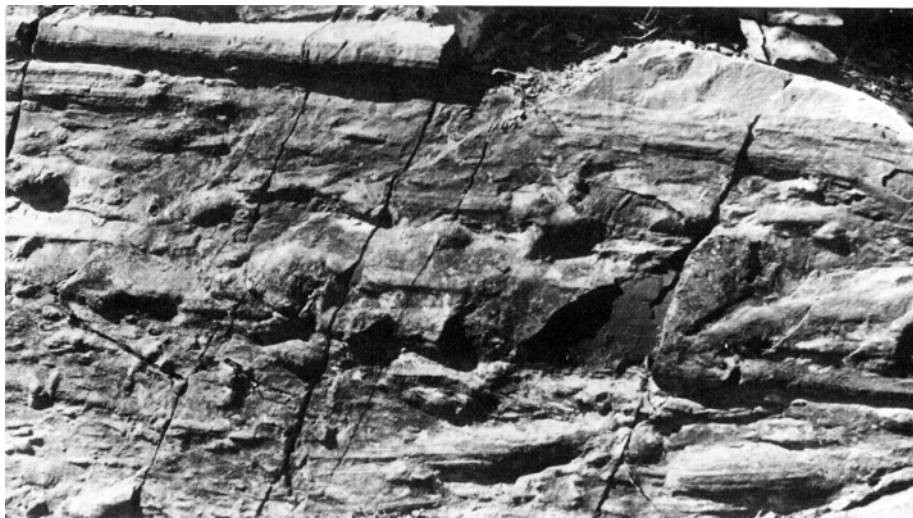
1 酸性火砕岩の顕微鏡写真 (Q : 石英, P : 斜長石, K : カリ長石, R : 岩片, Pm : 軽石片, 直交ニコル, スケールは1mm)
Microphotograph of Acid pyroclastic rock (Q : Quartz, P : Plagioclase, R : rock fragments, scale: 1mm).



2 石英斑岩の顕微鏡写真 (Q : 石英, 直交ニコル, スケールは1mm)
Microphotograph of Quartz porphyry (Q : Quartz, scale : 1mm).



1 牟婁層群合川累層K₄層の厚い粗粒砂岩にみられる斜交葉理 滝尻の東方 (AIII)
Cross-lamination in thick-bedded coarse sandstone of K₄ member of the Kōgawa Formation
in the Muro Group east of Takijiri.



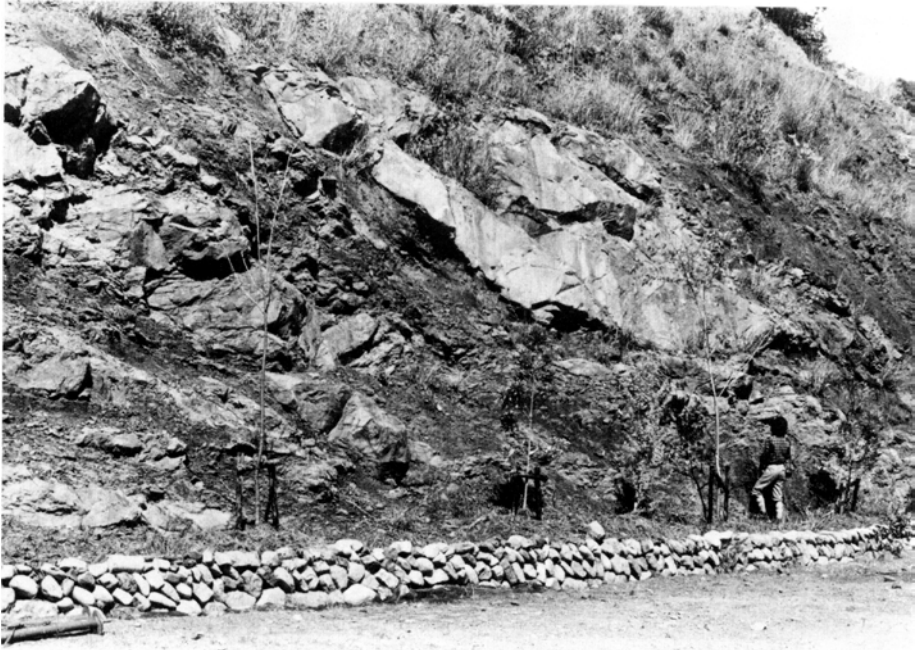
2 牟婁層群合川累層K₃層にみられる流痕 大塔川浴い, 静川 (HII) Groove cast と bounce cast で左から右への流れを示す
Tool marks found in the K₃ member of the Kōgawa Formation in the Muro Group at Shizukawa
along Ōtōgawa River. Groove cast and bounce cast Current (from left to right).



1 牟婁層群合川累層K₄層の泥層石灰岩礫を多量に含む礫岩層 鍛冶屋川入口 (AII)
Conglomerate composed mainly of limestone boulders in the K₄ member of the Kōgawa Formation in the Muro Group at the mouth of Kajiyagawa.



2 牟婁層群合川累層 K₄層の頁岩の同時侵食礫を多量に含むスランブ礫岩層 上図のやや上位の層準, 鍛冶屋川入口 (AII)
Oligomictic conglomerate composed of mudstone flakes in the K₄ member of the Kōgawa Formation in the Muro Group, a little upper horizon of the above Figure, at the mouth of Kajiyagawa.



1 本宮断層付近の破碎帯 牟婁層群の砂岩がレンズ化している。栗栖川中学校校庭 (AII)
Sheared zone of the Hongū Tectonic Line. Sandstone Layers of the Muro Group are lenticularized



2 本宮断層付近の破碎帯 音無川層群の砂岩が菱形ブーディング構造を示す。小広峠西の道路ぞい、(F I)
Sheared zone near Hongū Tectonic Line. Sandstone of Otonashigawa Group shows rhomboidal boudinage structures at the west of Kohiro tōge (F I).



1 音無川層群羽六累層上部層の砂質フリッシュ中にみられる小規模な背斜構造 砂岩の一部はブーディング構造を示す。福定の北方 (CI)
Minor anticline in sandy fiysch of upper part of the Haroku Formation in the Otonashigawa Group. A part of sandstones shows boudinage structure.



2 牟婁層群合川累層K₃層にみられる小規模な背斜構造 北郡北方の富田川ぞい (AIII)
Minor anticline in K₃ member of the Kōgawa Formation in the Muro Group

※文献引用例

鈴木博之・原田哲朗・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・立石雅昭・徳岡隆夫・井内美郎(1979) 栗栖川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 54 p.

SUZUKI, H., HARATA, T., ISHIGAMI, T., KUMON, F., SAKAMOTO, T., TATEISHI, M., TOKUOKA, T. and INOCHI, Y. (1979) *Geology of the Kurisugawa district*. Quadrangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 54p. (in Japanese with English abstract 5 p.)

昭和54年1月5日印刷

昭和54年1月9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

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

© 1979 Geological Survey of Japan