

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第72・80号

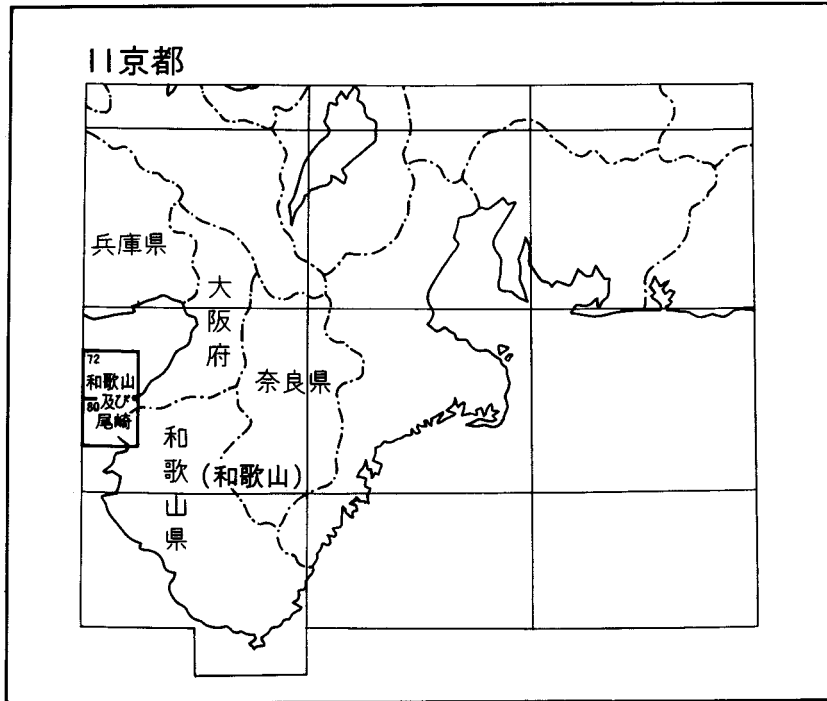
## 和歌山及び尾崎地域の地質

宮田隆夫・牧本 博  
寒川 旭・市川浩一郎

平成5年

地質調査所

位置図



( )は1:200,000 図幅名

## 目 次

I. 地形	(寒川 旭) 1
I. 1 山地	3
I. 2 丘陵及び台地	4
I. 3 低地	4
I. 4 活断層	4
II. 地質概説	(牧本 博・宮田隆夫・寒川 旭・市川浩一郎) 5
III. 三波川結晶片岩類	(牧本 博) 9
III. 1 層序及び岩相	11
III. 2 三波川變成作用	14
III. 3 地質構造	15
IV. 上部白亜系和泉層群	(宮田隆夫・市川浩一郎) 17
IV. 1 研究史と地層区分の大綱	17
IV. 2 北縁相の和泉層群	19
IV. 2. 1 六尾累層	19
IV. 3 主部相の和泉層群	20
IV. 3. 1 岩相と堆積サイクル	20
IV. 3. 2 構成岩類	21
IV. 3. 3 友ヶ島累層	23
IV. 3. 4 加太累層	24
IV. 3. 5 信達累層	25
IV. 3. 6 堆積構造	26
IV. 4 産出化石と地質年代	28
IV. 5 地質構造	33
IV. 5. 1 褶曲	33
IV. 5. 2 断層	33
V. 新第三系及び第四系	(寒川 旭) 35
V. 1 鮮新 - 更新統大阪層群	35
V. 1. 1 和泉山脈南麓地域の大阪層群	35
V. 1. 2 和泉山脈北麓地域の大阪層群	36
V. 1. 3 大阪層群の堆積時期と和泉山脈の形成	39
V. 2 更新統中 - 低位段丘堆積物	39
V. 2. 1 和泉山脈南麓地域の段丘堆積物	39
V. 2. 2 和泉山脈北麓地域の段丘堆積物	41

V. 3 沖積層 .....	42
V. 3.1 和歌山平野の沖積層 .....	42
V. 3.2 和泉山脈北麓地域の沖積層 .....	43
VI. 中央構造線 .....	45
VI. 1 第四紀以前の活動 .....	(宮田隆夫) 46
VI. 2 第四紀の活動(活断層) .....	(寒川 旭) 48
VI. 2.1 根来断層の活動による変位地形 .....	48
VI. 2.2 根来断層の変位速度 .....	52
VI. 2.3 第四紀における断層活動史 .....	53
VII. 応用地質 .....	(寒川 旭・宮田隆夫) 55
VII. 1 採石 .....	55
VII. 2 温泉・鉱泉 .....	55
VII. 3 地震災害 .....	56
VII. 4 風水害 .....	57
文 献 .....	58
Abstract .....	65

## 図・表目次

第 1 図 近畿西部 - 四国東端部の地形及び活断層 .....	2
第 2 図 「和歌山及び尾崎」図幅地域の埋谷面図 .....	3
第 3 図 「和歌山及び尾崎」図幅地域及び隣接地域の地質概略図 .....	6
第 4 図 紀伊半島西部の三波川結晶片岩類の地質概要 .....	10
第 5 図 三波川結晶片岩類の層序の概要 .....	11
第 6 図 三波川結晶片岩類のルートマップ .....	12
第 7 図 三波川結晶片岩類の砂質片岩 .....	13
第 8 図 三波川結晶片岩類の苦鉄質片岩 .....	14
第 9 図 泥質片岩及び苦鉄質片岩における変成鉱物の分布 .....	15
第 10 図 三波川結晶片岩類の片理及び線構造のステレオ投影 .....	16
第 11 図 和泉山脈及び淡路島 - 友ヶ島の和泉層群の層序区分 .....	18
第 12 図 和泉山脈及び淡路島の和泉層群の地質概略図 .....	18
第 13 図 和泉層群の柱状図 .....	19
第 14 図 和泉層群にみられる小堆積サイクルの例 .....	21
第 15 図 砂岩・泥岩ダイアグラムからみた小堆積サイクルの境界 .....	22
第 16 図 和泉層群加太累層中の酸性凝灰岩層 .....	24
第 17 図 和泉層群のフルート・キャス .....	26

第 18 図	和泉層群の古流向	27
第 19 図	和泉層群のスランプ褶曲	27
第 20 図	スランプ褶曲と古流向のステレオ投影	28
第 21 図	和泉層群にみられるコダイアマモ化石	29
第 22 図	和泉層群の年代とアンモナイト化石帯	30
第 23 図	和泉層群の積算層厚とフィッション・トラック年代	32
第 24 図	和泉層群にみられる小褶曲	34
第 25 図	和泉層群加太累層にみられる南北性断層	34
第 26 図	新第三系 - 第四系の露頭及びボーリングの位置図	34
第 27 図	和泉層群と大阪層群を境する逆断層	37
第 28 図	大阪層群に含まれる結晶片岩礫	38
第 29 図	紀ノ川中 - 下流域の段丘面の区分図	40
第 30 図	和泉山脈北麓地域の段丘堆積物の地質柱状図	41
第 31 図	紀ノ川下流域の地形分類図	44
第 32 図	紀ノ川北岸の沖積層の地質断面図	44
第 33 図	和泉山脈北麓地域の沖積層の地質柱状図	45
第 34 図	紀伊水道における中央構造線	46
第 35 図	中央構造線に沿った和泉層群の破碎帯とこれを不整合に覆う低位段丘堆積物	47
第 36 図	和泉山脈 - 金剛山地の埋谷面図と活断層	48
第 37 図	園部 - 直川間の根来断層による変位地形	49
第 38 図	河谷 1 周辺の変位地形の詳細	49
第 39 図	根来断層を横切る地形断面図	50
第 40 図	直川 - 黒岩間の根来断層による変位地形	51
第 41 図	橘谷 - 山口間の根来断層による変位地形	51
第 42 図	根来断層による中位段丘堆積物の変形	52
第 43 図	根来断層による垂直・水平変位速度	53
第 44 図	第四紀における中央構造線の断層活動と地形発達の変遷	54
第 45 図	川辺遺跡の液状化跡及び液状化した砂の粒径加積曲線	57
第 1 表	「和歌山及び尾崎」地域の地質総括表	7
第 2 表	和泉層群の酸性凝灰岩 $t_1$ 及び $t_2$ のフィッション・トラック年代	31
第 3 表	根来断層による段丘面・段丘崖の変位量と断層運動速度	53
Table 1	Geology of the Wakayama and Ozaki District	66

## 和歌山及び尾崎地域の地質

宮田隆夫\*・牧本 博\*\*  
寒川 旭\*\*\*・市川浩一郎†

「和歌山及び尾崎」地域の地質図の作成は、地震予知のための特定観測地域の地質図作成計画の一環として行われたもので、平成2-3年度に実施した野外調査を中心に、市川浩一郎及び宮田隆夫の長年に亘る調査結果を加えて作成した。野外調査・室内研究及び原稿執筆では、三波川結晶片岩類を牧本が、和泉層群を宮田・市川が、地形・新第三系及び第四系を寒川が、中央構造線及び応用地質を寒川・宮田が担当し、全体のとりまとめを牧本が行った。

本研究のとりまとめに当たっては、篠原正男氏(元大阪市立大学、現サンコーコンサルタント株式会社)から、和泉層群に関する未公開資料を提供して頂いた。また、和泉層群については、小西康之及び海谷叔伸両氏の大阪市立大学での卒業研究及び保崎尚也氏の神戸大学での卒業研究を参照した。更に、和泉層群の酸性凝灰岩についてのフィッシュン・トラック年代値の一部は、大阪市立大学弘原海 清教授と宮田隆夫との共同研究によるものである。

本研究のために使用した薄片の作製は、地質標本館安部正治・野神貴嗣及び北海道支所佐藤卓見の各技官による。

### I. 地 形

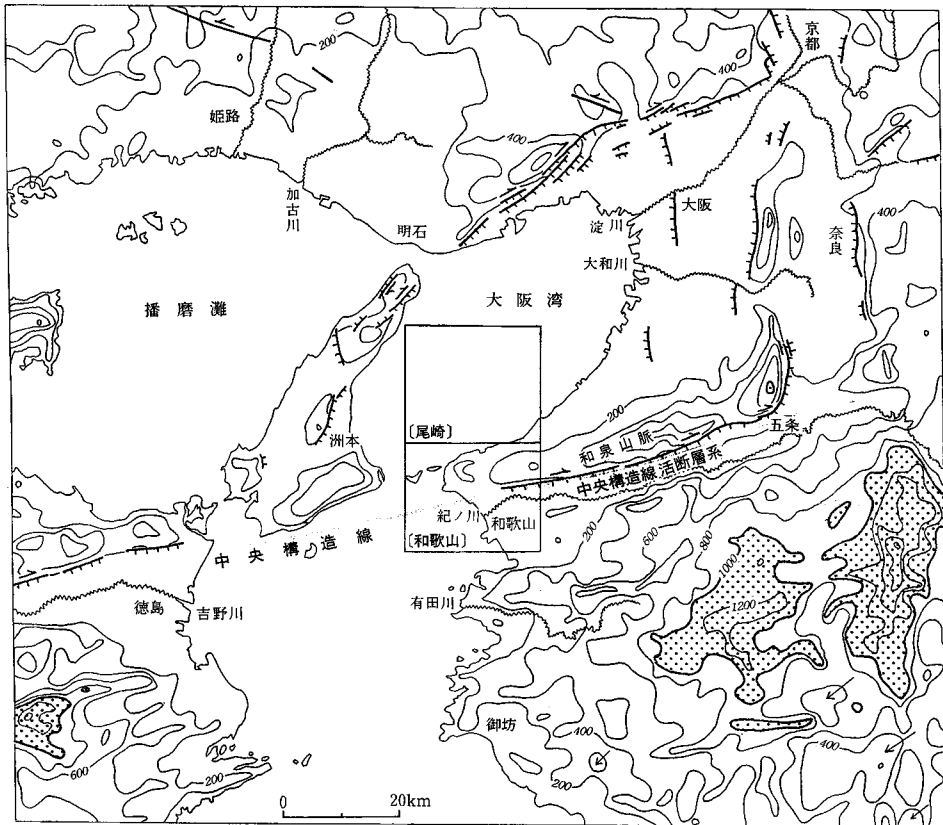
(寒川 旭)

「和歌山」図幅地域は、北緯 $34^{\circ}10' - 34^{\circ}20'$ 、東経 $135^{\circ}0' - 135^{\circ}15'$ の範囲を占め、和歌山市中-西部、海南市北端部及び大阪府泉南郡・阪南市から構成されている。また、「尾崎」図幅地域は、北緯 $34^{\circ}20' - 34^{\circ}30'$ 、東経 $135^{\circ}0' - 135^{\circ}15'$ の範囲に当たり、阪南市北部を含んでいる。

本図幅地域の中央部には、西南日本を外帯と内帯に2分する地質境界である中央構造線が位置している(第1図)。そして、中央構造線を境にして、北側には和泉山脈が東西に延び、南側には沖積平野と丘

\*神戸大学 \*\*地質部 \*\*\*近畿・中部地域地質センター †大阪工業大学

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Wakayama, Ozaki, Osaka, Izumi Mountains, Jurassic, Cretaceous, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Median Tectonic Line, MTL, Sambagawa Schists, Izumi Group, Osaka Group, Negoro Fault



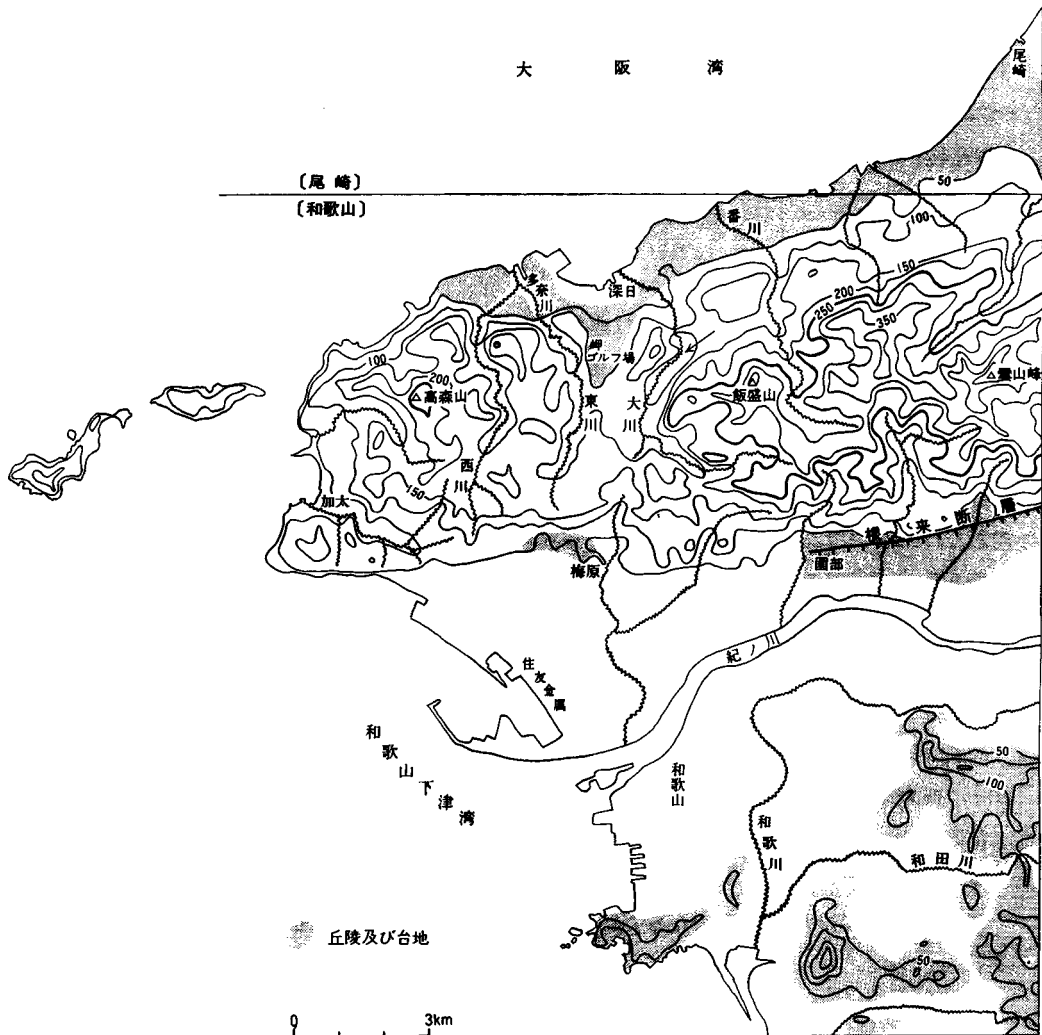
第1図 近畿西部-四国東端部の地形及び活断層埋谷面図に活断層を記入。等高線の数字は海拔高度(m)

丘陵群が分布する地形構成をとっている。また、同構造線のすぐ南を紀ノ川が流れている。更に、和泉山脈の南北両縁には、小丘陵と、和泉山脈から流下した河川による扇状地群がみられる。

中央構造線の中でも、四国から紀伊半島西部にかけての地域が第四紀において特に活動的だと考えられている。また和泉山脈の南麓には顕著な断層変位地形が認められ(Kaneko, 1966 ; 岡田・寒川, 1978), 和泉山脈の形成を考える上で中央構造線の断層活動の解明が必須の問題となっている(岡田, 1973 ; 岡, 1978 ; 寒川, 1980 ; Sangawa, 1986 など)。

本図幅地域は、和泉山脈の西端付近に位置することより、中央構造線の第四紀における断層活動と地形発達の間連を考えると特に重要な地域である。そして、この成果は、近畿地域のみならず、日本列島の第四紀における地殻変動と地形発達を考える上でも重要な意味を持っている。

本図幅地域の地形を山地、丘陵及び台地、及び低地に区分し、以下その概要を述べる。



第2図 「和歌山及び尾崎」図幅地域の埋谷面図 等高線の単位は海拔高度(m)

### I.1 山地

本図幅地域の北部には、和泉山脈が東西方向に延びている。図幅地域内では、東端の雲山峰(標高490.0m)、中部の飯盛山(標高384.5m)、西端の高森山(標高284.5m)を連ねるように、東から西に向かって徐々に高度を下げる傾向が認められる(第2図)。このような中にも、和歌山市梅原から岬町深日にかけて、南北方向に連続する幅2kmのゆるやかな凹地(山地内で少し高度が低くなる地帯)が存在する。

和泉山脈の南北幅は約7kmで、前述の最高点は同山脈のほぼ中央に位置している。しかし、同山脈を開析する河谷、とりわけ山脈中-西部の河谷の分水嶺は著しく南に偏っている。例えば、岬町の深日



港に流入する大川の場合、最高点の飯盛山を南に2kmも越えた位置に分水界がみられる。また、岬町多奈川で大阪湾に注いでいる西川は和泉山脈を南北に完全に分断し、分水界が同山脈の南端から500mの位置にある猿坂峠まで達している。このような河川の特徴は、後述(第V・VI章)するように和泉山脈の形成過程を反映したものである。

## I. 2 丘陵及び台地

丘陵は和泉山脈の南北両縁及び紀ノ川以南の地域に分布している。和泉山脈の南麓では和歌山市梅原付近の標高50-80m付近にわずかにみられるのみであるが、北麓では標高50m前後で断続的に分布している。また、同山脈内部の岬ゴルフ場付近には標高50-100mの丘陵が南北に細長く分布している。一方、紀ノ川以南では、標高200m以下の丘陵が点在している。

台地は和泉山脈の南北両縁に連続的に分布している。これらは和泉山脈を開析した多くの河川が大阪湾あるいは紀ノ川に流入する過程で形成した扇状地面である。概ね標高50m以下に分布しており、中位段丘面と低位段丘面に大別されるが、両者とも地域によっては更に細分可能である。

## I. 3 低地

和泉山脈の南麓では、紀ノ川下流の両岸にわたって主に沖積平野からなる低地が広がっている。和歌山市の市街地の大部分がこの低地上にあり、和歌山城・県庁・市役所をはじめ行政・文化の中枢がここに位置している。また、海岸沿いには砂丘及び浜堤がみられ、住友金属工業などの工場群が建設されている。

和泉山脈の北麓の大阪湾に面した海岸線に沿っても小規模な低地が点在し、加太・深日などの市街地になっている。

## I. 4 活断層

和泉山脈の南麓には、中央構造線活断層系の一部を構成する根来断層(市川ほか, 1976; 岡田・寒川, 1978; Sangawa, 1978)が東北東-西南西方向にのびており、和歌山市園部以東の5kmの範囲(根来断層自体の長さは約20km)で段丘面を垂直方向(北側が上昇)に切断し、また段丘崖や河谷を右横ずれ方向に屈曲させている。

和歌山市園部以西(特に梅原以西)でも、和泉山脈南麓の低地の地下に活断層が存在することが地形的に推定されている(岡田・寒川, 1978など)。

## II. 地 質 概 説

(牧本 博・宮田隆夫・寒川 旭・市川浩一郎)

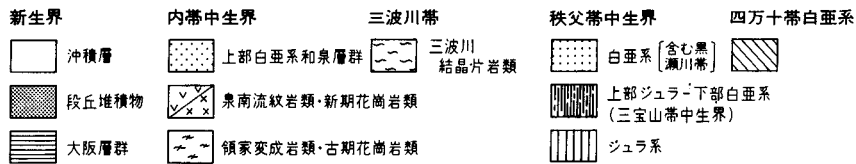
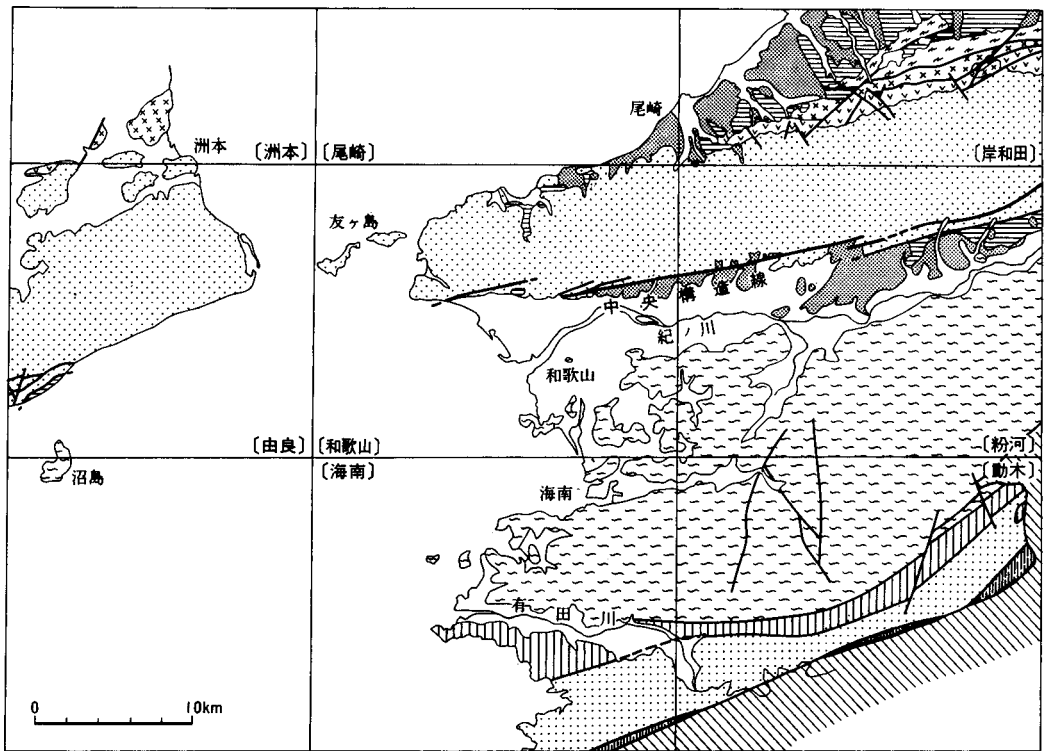
本図幅地域は、そのほぼ中央を東西に中央構造線が通り、西南日本の先第三紀の地体構造区分からみると内帯・外帯の両帯にまたがっている(第3図)。すなわち、中央構造線より南側の和歌山平野とその南東方の丘陵からなる地域は、西南日本外帯の最北部を構成する三波川帯に当たり、三波川結晶片岩類がその基盤をなしている。一方、同構造線より北側の和泉山脈は、西南日本内帯の最南部を占める領家帯に含まれ、上部白亜系和泉層群が広く分布している。近畿地方の領家帯は、和泉層群のほか、白亜紀に形成された領家花崗岩類と泉南流紋岩類(市原ほか、1986の領家-泉南コンプレックス)により構成されるが、これらは本図幅地域北東の「岸和田」図幅地域及びこれより東に広く分布する。また最近の研究によれば、近畿地方西部の領家帯は、片状構造の顕著な花崗岩類と片麻岩類からなる領家主帯と、この南側に位置し泉南流紋岩類・新期花崗岩類及び和泉層群からなる泉南帯に区分され、両帯は断層で境される(山田、1987)。この区分に従えば、本図幅地域の中央構造線以北は泉南帯に属することとなる。

本図幅地域にはこのほか、上に示した基盤岩類を覆って、和泉山脈の南北両麓に鮮新-更新統大阪層群及び中-低位段丘堆積物が、また和歌山平野に沖積層が分布している。

本図幅地域の地質系統を示すと第1表のようになる。

三波川結晶片岩類は、白亜紀に形成された低温高压型の変成岩類で、ジュラ紀後期(一部は白亜紀最前期?)の付加コンプレックスを原岩とする。本図幅地域の三波川結晶片岩類は、紀伊半島西部に分布する本岩類の西端部に当たり、紀ノ川以南に露出し標高250m以下の丘陵を構成している。主に泥質片岩からなり、砂質片岩・苦鉄質片岩及び石英片岩を挟んでいる。見かけの全層厚は約3,000mで、このうち上部ほぼ1/3が曹長石の斑状変晶を含む点紋片岩である。このほか、蛇紋岩化した超苦鉄質岩類がごく小規模に泥質片岩中に分布する。本岩類の地質構造は、ほぼ東西の軸を持つ1シンフォーム・1アンチフォームに規定されており、紀ノ川のすぐ南にシンフォームが、また南に隣接する「海南」図幅地域との境界部近くにアンチフォームが認められる。このため、全体として北側に構造的により上位の結晶片岩類が分布している。変成度は、泥質片岩における変成鉱物組み合わせによれば緑泥石帯の高温部からざくろ石帯に及んでおり、中央構造線に近い北側ほど、すなわち構造的上位ほど高くなっている。

和泉層群は、白亜紀末期の海成層で、四国西部から近畿地方西部まで分布する。近畿地方西部の和泉山脈では南北幅ほぼ10kmで分布し、泉南流紋岩類を不整合に覆う。その積算層厚は、南北方向で約6,000m、東西方向では20,000m以上にも達する。この和泉層群は主にタービダイト相(主部相)とこれ



第3図 「和歌山及び尾崎」図幅地域及び隣接地域の地質概略図

原ほか(1977), 岡田・寒川(1978), 中山(1983), Morozumi(1985), 市原ほか(1986), 栗本(1991)などをもとに作成

の側方変化相に当たる非タービダイト相(北縁相と南部相)からなる。

主部相はタービダイトを主体とする砂岩と泥岩、ときに礫岩と砂岩のリズミカルな互層からなり、上方薄層化及び上方細粒化する小堆積サイクルの繰り返しが認められる。また、ガラス質-ガラス結晶質の酸性凝灰岩を多く挟み地層対比に有効である。和泉山脈では、主部相は下位から上位へ友ヶ島・加太・信達・岩出・粉河の5累層に細分され、東に沈下する向斜構造をなすため上位の地層ほどより東に分布している。本図幅地域には、上の5累層のうち友ヶ島・加太・信達の3累層が分布する。主部相には多種の堆積構造がみられ、とくにフルート・キャストやグループ・キャストなどのソールマークが多く、これらから求めた古流向には、東北東から西南西への軸流と、北から南または北西から南東への側方流が識別できる。

北縁相は六尾累層と呼ばれ、北縁に沿って東西に分布する笠山礫岩層と、その上位を占める畦谷泥岩

第1表 「和歌山及び尾崎」地域の地質総括表

地質時代			地質系統		地史		
新 生 代	第 四 紀	完新世	沖積層		MTLの活動 扇状地成・河成・ 三角洲成層などの 堆積 5b 右横ずれ運動		
		更新世	後期	低位段丘		堆積物	
			中期	中位段丘		堆積物	
		新第三紀	前期	大阪層群		泉北累層*	五条層*
	鮮新世		国分累層*		菖蒲谷層*		
	中 生 代	古第三紀		中央構造線	泉南累層	大阪層群の堆積	
							隆起・削剝
		白 亜 紀	後期 (マーストリヒチアン)	和泉層群	〔主部相〕〔北縁相〕	六尾累層	和泉堆積盆の形成と東進
			前期	領家-泉南コンプレックス*	〔花崗岩類, 片麻岩類, 珪長質火山岩類など〕	三波川結晶片岩類	深成作用 珪長質火山活動
		ジュラ紀					深成・変成作用
						低温高压型 変成作用	
三疊紀					原岩の形成		
先新第三紀の地体構造区分			内帯	外帯	* 本図幅地域外		
			丹波 - 領家帯	三波川帯			

層及び滝畑互層に区分されている。本図幅地域にはこのうち畦谷泥岩層のみが分布する。なお、南部相は和泉山脈の中央構造線沿いに断続的に識別されているが、本図幅地域には分布しない。

和泉山脈の和泉層群の地質年代は、「岸和田」図幅地域内に主な産地があるアンモナイト化石からマーストリヒチアン期とされている。和泉山脈から西へ、淡路島から四国にかけて順次より下位の化石層準が確認されており、四国西部ではカンパニアン期中期に及んでいる。

和泉層群は、大規模な向斜構造、すなわち孝子向斜を形成し、その東西両域では同斜構造へ移化する。孝子向斜の褶曲軸は東へブランチしており、和泉層群の主部相ではより若い地層がより東方に出現する。孝子向斜の北翼では地層は一般に南東へ 20-50° 傾斜し、これは同斜構造をなす地層の構造と調和的である。一方、孝子向斜の南翼では、地層は北東へ約 50° 傾斜している。

和泉層群は、南側で三波川結晶片岩類と中央構造線で境される。和泉山脈地域には、泉南帯と三波川帯との境界断層であるこの中央構造線のほかに、泉南帯と領家主帯との境界断層(第12図のF)及び北東-南西方向の横ずれ成分をもつ断層群(第12図のF<sub>1-4</sub>)などが発達し、それらの断層系が結合し、デュプレックス構造帯を形成している。それは、中央構造線の五条屈曲(宮田, 1990)の西側、和泉山脈地域に発達し、「岸和田」図幅地域(市原ほか, 1986)にはその一部がよくみられる。泉南帯は基本的には中央構造線に沿う伸張デュプレックス帯とも考えられ、和泉層群は中央構造線のこのデュプレックス帯を覆っている。

鮮新-更新統大阪層群は、和泉山脈の北麓に狭小な分布があり丘陵地域を構成し、このほか和泉山脈の南麓にもわずかに分布する。北麓の大阪層群は層序的には概ね同層群最下部層の泉南累層に当たるが、南麓のものは地質年代の詳細は不明である。層厚は最大30mで、主に砂礫層からなり一部でシルト-粘土層を挟んでいる。礫種はチャートが卓越し、和泉層群の砂岩や三波川結晶片岩類起源の砂質片岩・石英片岩などの礫も認められる。特に和泉層群北麓の大阪層群中のチャートや結晶片岩の礫については、かつて和泉山脈が低起伏な頃に外帯域から北流する河川があり、これによりもたらされたと考えられる。

段丘堆積物は、和泉山脈の南麓では紀ノ川とその支流沿いに、また和泉山脈の北麓では大阪湾に注ぐ河川沿いに分布し、河岸段丘及び扇状地性の段丘を形成している。段丘堆積物は中位と低位のものに2分でき、いずれも和泉層群に由来する砂岩の亜角-亜円礫を主体とした砂礫層からなる。中位段丘堆積物は層厚2-7mで、礫の多くは風化してくさり礫となっており赤色風化殻が発達している。中位段丘面はかなり開析されているが、堆積原面は保存されている。一方、低位段丘堆積物は層厚4-7mで、礫はわずかに風化を受けている程度で新鮮なものも含まれている。低位段丘面はわずかに開析されている程度である。

沖積層は、和歌山平野に広く分布するほか、和泉山脈の北麓や友ヶ島に狭小な分布がある。沖積層は、海岸平野及び谷底平野堆積物・浜堤堆積物・風成堆積物・砂浜堆積物・旧河道堆積物及び現河床堆積物からなる。このうち浜堤堆積物及び風成堆積物は和歌山港をとりまく現在の海岸線にほぼ平行に帯状に分布し、それぞれ砂及び礫、砂からなる。また、砂浜堆積物は、和歌浦の片男波海岸や磯の浦付近の二里ヶ浜などに認められ、砂及び礫からなる。

中央構造線は関東から九州まで延長1,000kmに達する大断層で、その活動は大きく以下の5つの時期に区分することができる(Ichikawa, 1980; 市川, 1991)。1)白亜紀前-中期, 2)白亜紀後期-古第三紀前半, 3)古第三紀後半-中新世最前期, 4)中新世前半, 5)第四紀。本図幅地域では、このうち、2)及び5)の時期の活動をみることができる。1)及び2)の時期には左横ずれの、また5)の時期には右横ずれの断層運動が卓越している。

2)の時期には、和泉層群の堆積盆が中央構造線の左横ずれ変位に伴い同断層の北側に形成された。

5)の時期に含まれる第四紀前半には、中央構造線は和泉層群と三波川結晶片岩類の地質境界にほぼ一致した北傾斜の逆断層として活動した。この活動によって中央構造線の北側には和泉山脈が形成され、南側には東西方向の凹地が発達し大阪層群下部層に対比される菖蒲谷層が堆積した。更に、第四紀後半になると、広域的な東西方向の圧縮応力場のもとで、地質境界としての中央構造線に沿う断層活動が不活発になり、新たにやや北側に右横ずれ成分の卓越する活断層系が発生した。この1つが根来断層で、和歌山市園部から同市橘谷にほぼN80°Eの走向で伸びている。同断層は低位段丘面を変位させ(北側が上昇)、また断層面を開析する河谷を右横ずれさせている。同断層の変位量及び段丘面の形成年代から求めた変位速度は、水平方向で最大3.1m/10<sup>3</sup>年、垂直方向で0.40m/10<sup>3</sup>年であり、活断層としての活動度は松田(1975)によれば水平方向でA級下位、垂直方向でB級中-下位である。

本図幅地域に被害を与えた地震には、一連の南海地震及び伏見地震がある。南海地震は南海トラフ沿いのプレート境界で発生するもので、古文書や遺跡で発見された液状化跡などから確認できる684年の白鳳南海地震以後、1946年の昭和南海地震(M8.0)まで少なくとも9回発生したことが判明している。伏見地震は1596年に起こった内陸地震で、京都盆地南部から大阪平野北部を中心に被害を与えた。この地震は、佃ほか(1988)によれば大阪平野北部の活断層系の活動によるものである。

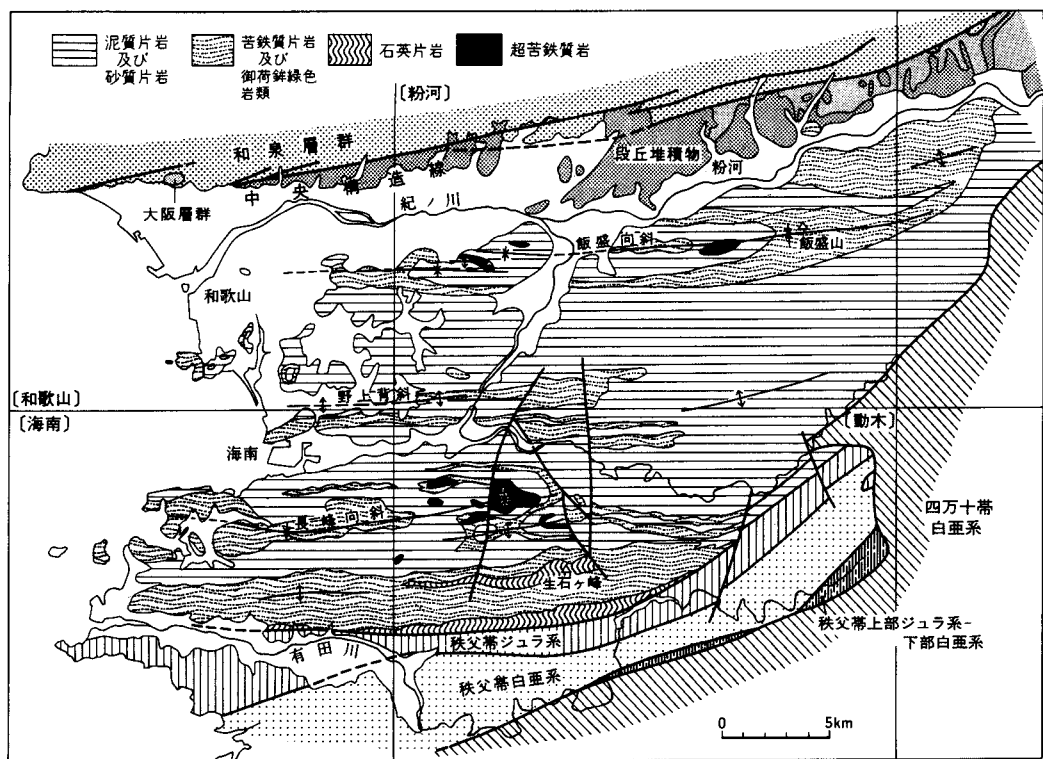
### Ⅲ. 三波川結晶片岩類(Ps, Ms, Qs, U)

(牧本 博)

三波川結晶片岩類は、低温高压型の変成作用により形成されたもので、西南日本外帯の最も北側に分布する地質帯である三波川帯を構成する。その東西方向の広がりには、関東山地から西へ九州佐賀関半島に及ぶ。三波川結晶片岩類の原岩はジュラ紀後期(一部は白亜紀最前期?)の付加コンプレックスであり、その変成年代は白亜紀前期の半ばから白亜紀後期とされている(Isozaki and Itaya, 1990; Takasu and Dallmeyer, 1990など)。なお、三波川結晶片岩類を不整合に覆う最も古い地層は四国西部に分布する始新統久万層群である(永井, 1972)。

本図幅地域の三波川結晶片岩類は、図幅南東部に分布し、周囲を沖積平野に囲まれた小丘陵を構成している(第4図)。本図幅地域北半部を占める白亜系和泉層群とは紀ノ川及び沖積平野で隔てられており、両者を境する断層は観察できない。

[研究史] 本図幅地域を含めた紀伊半島西部の三波川結晶片岩類は、1950年代後半-1960年代前半に集中的に研究され、その層序及び地質構造の概要が明らかにされた(岩橋, 1956, 1959, 1960, 1962; 神山, 1964; Nakayama, 1959; 中山, 1960など)。岩橋(1962)は、三波川帯において北から順に点紋片岩類・



第4図 紀伊半島西部の三波川結晶片岩類の地質概要

無点紋片岩類及び御荷鉾緑色岩類が分布することからそれぞれを飯盛帯・野上帯及び長峰帯と名付けた。神山ほか(1964)は、岩橋の飯盛帯及び野上帯に当たる三波川結晶片岩類を構造的な下位から鞆淵互層群・飯盛緑色片岩層群及び竜門互層群に3分し、更にこのうちの飯盛緑色片岩層群を四国三波川帯の三縄層主部の緑色片岩層に当たるとした。なお、この飯盛緑色片岩層群の西方延長が本図幅地域の紀ノ川の南に広がる厚層の苦鉄質片岩に相当する(第4図)。一方、秋元(1966)はほぼ同地域を調査し、神山ほか(1964)と異なった地質構造—全体として複背斜構造で特徴づけられ、点紋結晶片岩類は無点紋片岩類の下位を占める—を提案している。最近では、廣田(1991)は、飯盛鉾山付近の本岩類を無点紋片岩からなる鞆淵ユニットとその構造的上位を占める点紋片岩からなる飯盛ユニットに区分し、両者は地質構造が斜交すること及び変成度が急変することから断層で境されらるとしている。

三波川結晶片岩類に随伴する超苦鉄質—苦鉄質岩類については、Kunigiza(1980, 1982)及び中山(1983)による研究があり、最近では村上(1991)が超苦鉄質岩の産状と岩石記載を報告している。また、三波川変成作用についてはKanehira(1967)が飯盛鉾山付近の南北ルートで変成分帯しており、Kanehira and Banno(1960)は変成鉍物を記載している。

三波川結晶片岩類の放射年代については、栗本(1991)が本図幅地域の東方、美里町毛原から九度山町にかけて分布する泥質片岩の白雲母について68.7-78.6MaのK-Ar年代を報告している。なお、これまでに紀伊半島西部の三波川結晶片岩類から化石の産出の報告はない。

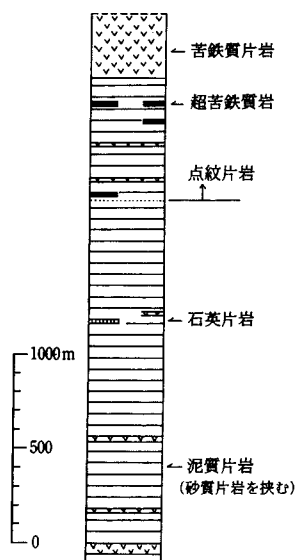
なお、本図幅地域周辺の地質図幅としては、南に隣接する海南図幅(平山・田中, 1956a)のほか、動木(平山・田中, 1956b)・高野山(平山・神戸, 1959)・吉野山(平山・岸本, 1957)及び岸和田(市原ほか, 1986)の各図幅が刊行されている。

### III. 1 層序及び岩相

本図幅地域の三波川結晶片岩類は泥質片岩・砂質片岩・苦鉄質片岩及び石英片岩からなり、その見かけ上の層序は第5図のようにまとめることができる。本岩類の見かけの全層厚は約3,000mで、その主体は泥質片岩層からなり、最上部を厚い苦鉄質片岩層が占めている。泥質片岩層は砂質片岩・苦鉄質片岩及び石英片岩を挟み、また同層の上部には超苦鉄質岩類をごく小規模に伴っている。この層序のうち、上部ほぼ1/3、すなわち地質図に示した分布の北部に当たる紀ノ川に沿った高変成度の部分は曹長石の斑状変晶を含む点紋片岩からなっている。従って、変成度は見かけの構造的上位に向かって上昇している。

以下、各岩相について記載する。なお、和歌山市和歌浦-雑賀崎の海岸沿いに好露出があるが(第6図)、そのほかの海岸から離れた内陸部では露出は乏しい。

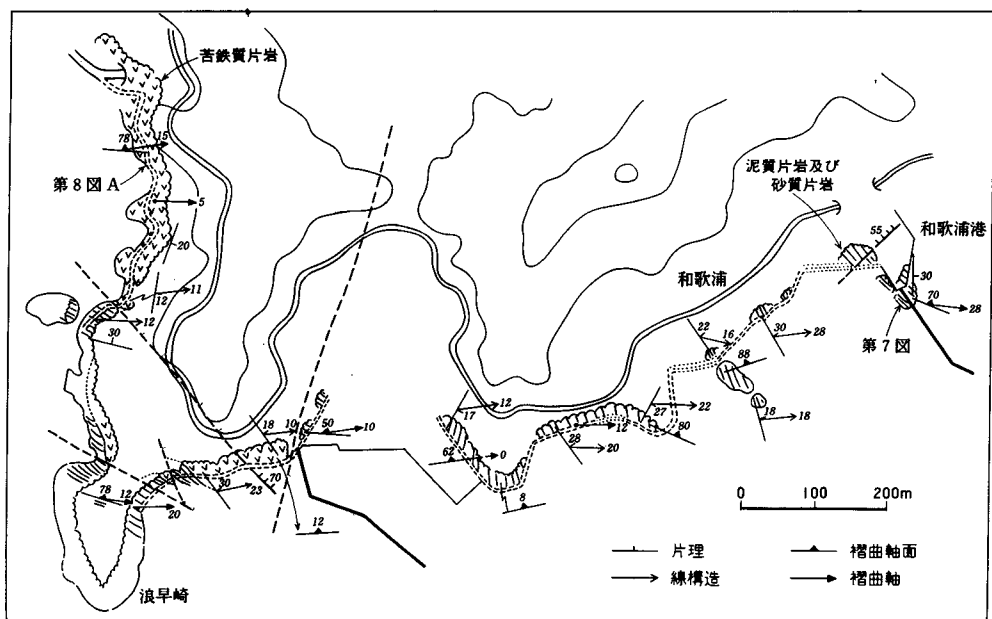
**泥質片岩** 本岩類の主体をなす。暗灰色を呈し、泥質岩を原岩とする。片理が強く発達し、石英・曹長石に富む優白質層と緑泥石や石墨に富む暗灰色の層の数mmオーダーの縞状構造を呈する。片理面上には、一般にちりめんじわ褶曲による線構造が認められるほか、和歌浦-雑賀崎の海岸沿いではキンク褶曲やエシュロン状の石英脈がみられる。



第5図 三波川結晶片岩類の層序の概要

和歌山市大日山-海南市多田の調査結果を中心に作成したもので、見かけ上の層序を示す。三波川結晶片岩類は全体として北傾斜の地質構造を示し、北側が構造的上位に当たる。





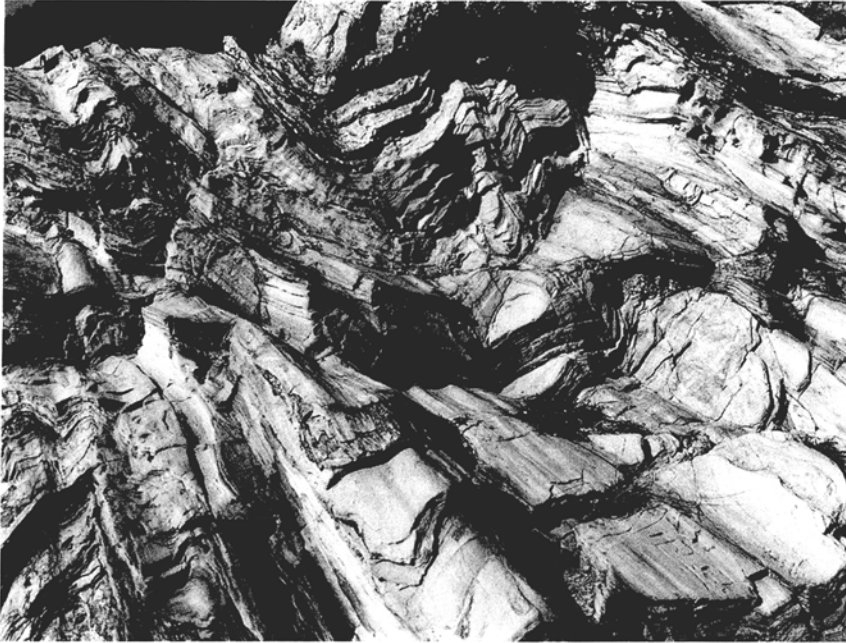
第6図 三波川結晶片岩類のルートマップ (和歌山市新和歌浦の海岸沿い)

無点紋片岩は、主に石英・曹長石・白雲母・緑泥石・緑れん石・石墨からなり、りん灰石・電気石・スティルブノメレン・方解石などを少量含む。点紋片岩では、変成鉱物が全般に粗粒化するとともに、多くの場合変成鉱物としてざくろ石が加わる。

**砂質片岩** 灰色を呈し、砂質岩を原岩とする。多くは層厚数10cm以下で(第7図)、しばしば泥質片岩と互層している。泥質片岩に比べ、片理や線構造の発達は弱い。変成鉱物の構成は泥質片岩と共通するが、石英及び曹長石をより多く含んでいる。このほか、砕屑粒子として常に石英・曹長石・カリ長石を、また時にざくろ石・褐れん石などを含む。これらの砕屑粒子は、片理面上の線構造に平行な切断面の薄片ではしばしば偏平化している。

**苦鉄質片岩** 緑-暗緑色を呈し、玄武岩質火山性堆積岩が主たる原岩であり、ピロープレッチャが認められることがある。苦鉄質片岩のうち、和歌山市大日山付近に分布するものは点紋片岩で、見かけの層厚が約350mで東方に良く連続し、東隣の「粉河」図幅地域内では飯盛鉱山などキースラーガー型鉱床を数多く胚胎している。雑賀崎付近に分布する苦鉄質片岩は、見かけの層厚約100mで、玄武岩質火山性堆積岩を主体とし、一部にピロープレッチャを挟んでいる(第8図A)。玄武岩質火山性堆積岩に由来するものでは、変成鉱物の量比の違いを反映した淡緑色・緑色・灰緑色などさまざまな色調の層厚数mm-数cmの層の互層からなる(第8図B)。名草山の山腹を取りまく苦鉄質片岩は、紀三井寺付近にまとまった露出があり、そのほか名草山の稜線及び谷筋で小露頭を確認できる。比較的厚層と判断されるが、等斜褶曲により厚層化しているのかもしれない。このほかの苦鉄質片岩は層厚10m以下と薄く、しばしば泥質片岩と細かく互層するのが観察される。

苦鉄質片岩では、泥質片岩ほど一般的ではないが、片理面上にちりめんじわ褶曲が認められる。ま



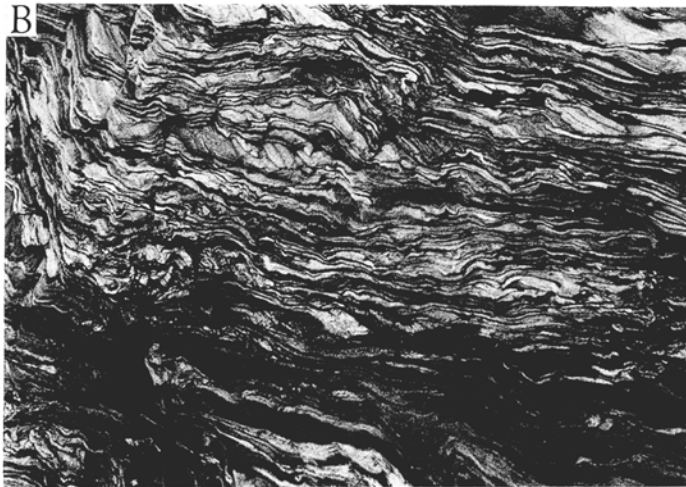
第7図 三波川結晶片岩類の砂質片岩  
和歌山市新和歌浦海岸沿い(地点は第6図に示す), 写真の横幅約2m

た、点紋片岩では、角閃石など長柱状の変成鉱物の配列による線構造も肉眼的に確認できるようになる。

無点紋片岩は、主に緑泥石・緑れん石・アクチノ角閃石・曹長石・石英からなり、ときにパンペリー石・アルカリ角閃石を含む。このほか、白雲母・りん灰石・不透明鉱物などを少量含む。またしばしば残留単斜輝石を含むことがある。点紋片岩では、泥質片岩と同様に変成鉱物が粗粒となるほか、変成鉱物の多くは共通するが、パンペリー石や残留単斜輝石を含むことはない。

**石英片岩** チャート起源の結晶片岩で、石英が卓越するものでは灰-灰白色を呈するが、随伴する鉱物種により緑色や灰青色、更に赤褐色などを呈する。和歌山市福飯ヶ峯・秋葉山公園や符ノ谷池東方などに分布し、いずれも層厚10m以下である。多くの場合、泥質片岩の薄層と互層しており原岩が層状チャートであることが推定できる。符ノ谷池東方のものはスティルブノメレンに富んでおり苦鉄質片岩と一部互層している。主に石英からなり、白雲母・緑泥石・アルカリ角閃石・スティルブノメレン・赤鉄鉱などを含む。

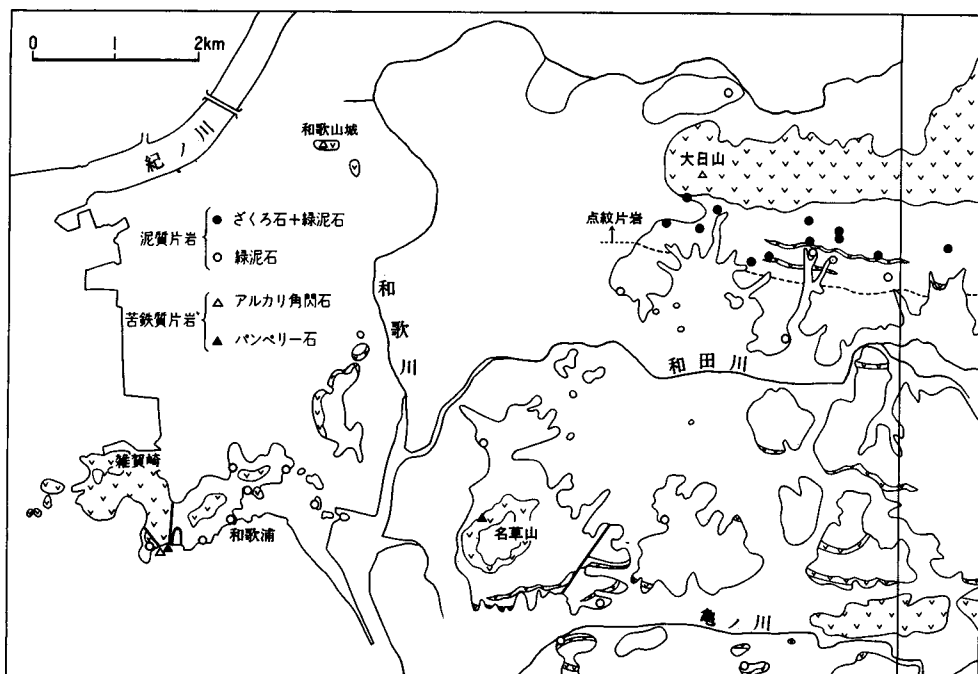
**超苦鉄質岩類** 大日山の南方及び東南東のそれぞれ2地点に産する。いずれも小規模で、厚さ数m、側方への延長10m以下のレンズ状岩体として泥質片岩中に挟まれている。多くは片状を帯びているが一部に塊状な部分が見られる。蛇紋岩化が著しく、蛇紋石と少量の磁鉄鉱からなる。このほか、しばしば単斜輝石やクロマイトが残っていることがある。以上の鉱物組み合わせから、蛇紋岩化以前にはダナイトやウエールライト(単斜輝石かんらん岩)であったと判断できる。



第 8 図 三波川結晶片岩類の苦鉄質片岩  
 A：和歌山市雑賀崎南方の海岸沿い(地点は第 6 図に示す)，写真の上下約 2 m  
 B：同雑賀崎西方の海岸沿い，写真の上下約 30 cm

### Ⅲ. 2 三波川変成作用

本図幅地域の三波川結晶片岩類は、本岩類が最も広範囲に分布する四国中央部における変成分帯と同様に、泥質片岩におけるざくろ石の出現をもとに緑泥石帯とより高変成度のざくろ石帯に区分できる。すなわち緑泥石帯の泥質片岩の主要な変成鉱物組み合わせは石英-曹長石-白雲母-緑泥石±緑れん石で、ざくろ石帯ではこれにざくろ石が加わる。ざくろ石の出現はおよそ和歌山市福飯ヶ峯と平尾を結ぶ線より北側で確認され(第 9 図)、ざくろ石帯の始まりと点紋片岩の始まりがほぼ一致している。なお、「粉河」図幅内では黒雲母の産出が報告されているが(村上, 1991; 廣田, 1991 など)、本図幅地域では黒雲母は確認されなかった。



第9図 泥質片岩及び苦鉄質片岩における変成鉱物の分布

一方、苦鉄質片岩の代表的な鉱物組み合わせは、泥質片岩による緑泥石帯とざくろ石帯の区分に関わらず、緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石-白雲母-曹長石-石英と共通しているが、緑泥石帯では赤鉄鉱を含むものにアルカリ角閃石が、また赤鉄鉱を含まないものの一部にはアクチノ閃石-パンペリー石が含まれている。

### III. 3 地質構造

[褶曲] 三波川結晶片岩類には、さまざまな規模の褶曲構造が認められる。このうち、地質図に示す規模のものとして、大日山のすぐ北を通るシンフォームと名草山のすぐ南を通る複アンチフォームがある。いずれも、ほぼ東西の軸を持った開いた褶曲である。大日山の北を通るシンフォームは、苦鉄質片岩を核とし泥質片岩がその北と南を取り囲んでおり、その南翼には小規模な1シンフォーム1アンチフォームを伴っている。大日山の西方、和歌山城付近に分布する苦鉄質片岩は、このシンフォームの北翼を構成するものであろう。本シンフォームは東隣の粉河図幅地域においても約2km追跡することができ、三波川結晶片岩類の北縁部の主要な地質構造である飯盛向斜に雁行している(第4図)。一方、名草山の南を通る複アンチフォームは、本図幅地域では露出が乏しく詳細は不明だが、軸部が半波長200-300mの2アンチフォーム1シンフォームからなると判断できる。本複アンチフォームは第4図に示すように野上背斜に相当し、更に東方まで追跡される。この野上背斜及び飯盛向斜は、更に南に分布する長峯向斜などととも、半波長約5kmの正立褶曲系を構成し、紀伊半島西部、特に和歌山市-海南市

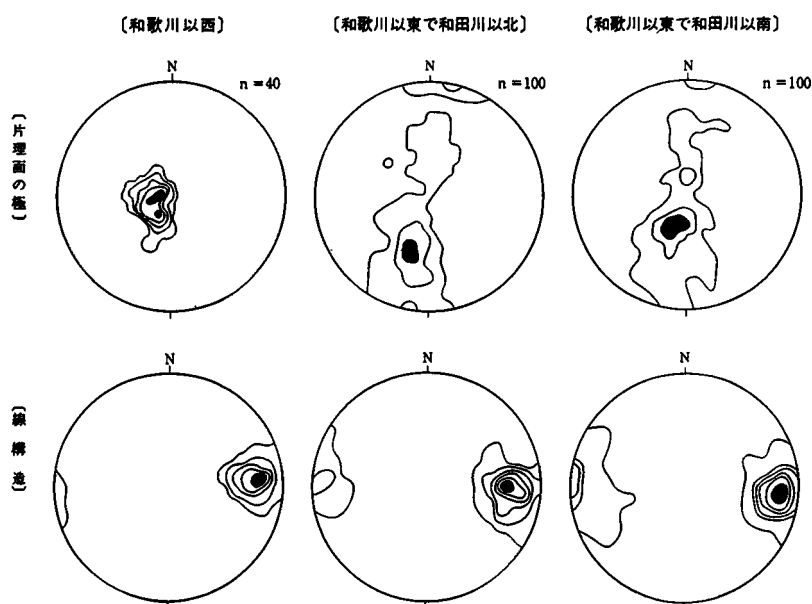
付近の本岩類の褶曲構造を規定している(第4図)。

このほか、露頭オーダーでは、等斜褶曲とより後期に形成された軸面の立った開いた褶曲が認められる。褶曲軸はいずれも東にブランチしている。軸面の立った褶曲では、波長は数m-10数cmで、その軸面は多くの場合北に急傾斜している。

[断層] 和歌山市雑賀崎東方には、走向がほぼN10°Eの断層とこれに切られるNW-SE方向の断層がある。前者は、断層露頭が観察できないが、雑賀崎付近を構成する苦鉄質片岩と和歌浦付近の泥質片岩を境するものである(第6図)。

[地質構造] 三波川結晶片岩類の地質構造は、基本的には複数のナップが重なったパイルナップ構造を呈しており(原ほか, 1977など)、それが後生的な褶曲及び断層により改変されているとみることができ。しかし、本図幅地域の三波川結晶片岩類の分布は極めて断片的で、前者のナップ構造の解明は困難であった。以下では、後者の褶曲構造をもとにして地質構造を記述する。

本図幅地域の三波川結晶片岩類の地質構造は、和歌川を境にその東と西で少し様相を変えている。和歌川の東に当たる和歌山市大日山-名草山にかけての地域では、片理の一般走向はEWからWNW-ESEとかなり一定しており、また大日山のすぐ北を通るシンフォームの北翼部を除いて全体として北傾斜を呈している(第10図)。一方、和歌川の西、和歌山県雑賀崎から秋葉山公園にかけての地域では、片理の一般走向はN30°EからN30°Wとばらついており、傾斜は5-30°Eと緩い。このように両地域で一般走向に差異が認められるものの、片理面上のちりめんじわ褶曲などによる線構造はともにほぼEW方向に集中し、大部分が東にブランチしている。従って、和歌川の西で観察される一般走向の変化及び傾斜が緩いことは、おそらくこの地域が褶曲構造の軸部に当たるためと判断される。



第10図 三波川結晶片岩類の片理及び線構造のステレオ投影 (0-5-10-15-20-25%)

## IV. 上部白亜系和泉層群

(宮田隆夫・市川浩一郎)

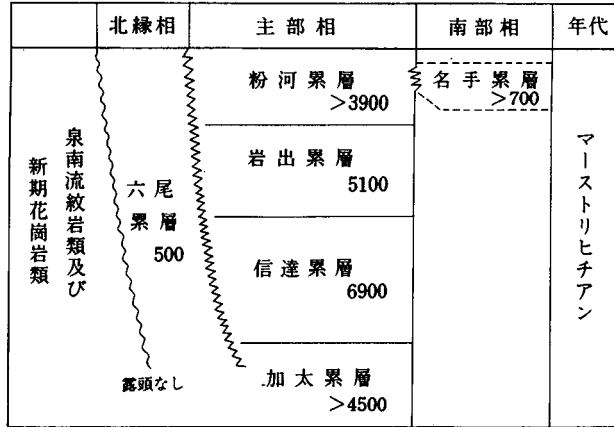
### IV. 1 研究史と地層区分の大綱

和泉山脈に分布する中生界を Harada (1890) が和泉砂岩層と命名して以来、和泉層群に関する研究は多い。「岸和田」図幅(市原ほか, 1986)で、和泉山脈の和泉層群に関する研究史が触れられているので、ここではその概要を記述する。小林(1931)及び Matsumoto (1953)によって、大阪府泉南市から南下し和泉山脈を横切る根来街道を基準とする、和泉層群の層序の大綱が明らかになった。市川(1960)は酸性凝灰岩を鍵層として用いた小堆積サイクルを基準にした層序区分を提案し、その後この層序区分は確立された(市川・大橋, 1965; Ichikawa and Ohashi, 1968; 田中, 1965; Miyata, 1980; 近畿西部 MTL 研究グループ, 1981; 市原ほか, 1986)。さらに、和泉層群の諸特徴と堆積盆形成とを関係づける研究がなされている(例えば、市川ほか, 1981; Miyata, 1989, 1990)。このほか、和泉山脈西部の和泉層群については、堀井(1959)及び石上・吉松(1972)による層序学的研究や、滝川(1985)及び Tanaka (1989)による堆積学的研究、Yokoyama and Hada (1989)、横山(1991)などの応用地質学的研究がある。

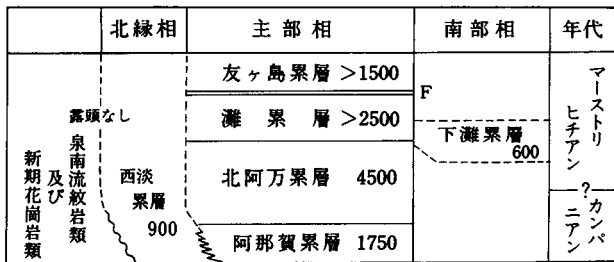
これらの研究に加え、和泉層群から産出する大型化石についての研究も多い。アンモナイト類では Matsumoto (1936)、Matsumoto and Morozumi (1980) など、二枚貝では Ichikawa and Maeda (1958a, 1958b, 1963, 1966)、市川・前田(1960)、両角ほか(1981)、Tashiro and Morozumi (1982) などの研究がある。その他にも、オウム貝類(Morozumi, 1979)、サメの歯(西本・両角, 1979)、植物化石(Matsuo, 1966)及びコダイアマモ(郡場・三木, 1931; Koriba and Miki, 1958; 徳橋・両角, 1983)の研究がある。

和泉山脈の和泉層群は、タービダイト相(主部相)と非タービダイト相(北縁相及び南部相)とに大別される(第11図)。さらに主部相の和泉層群は、上方への岩相変化の様式の違いにもとづいて、下位より加太累層・信達累層・岩出累層及び粉河累層の4累層に区分される(市川ほか, 1979; 近畿西部 MTL 研究グループ, 1981; Miyata et al., 1992)。これら4累層は地質概略図(第12図)に示されるように、西から東へそれぞれ順に分布する。他方、淡路島の和泉層群も同様に層序区分されている(Morozumi, 1985; 高橋ほか, 1992 など)。しかし、友ヶ島に分布する和泉層群については、その分布が紀伊水道及び加太ノ瀬戸により隔てられ、更に断層により淡路島・和泉山脈地域の和泉層群との直接の層序関係は不明である。本報告では、Miyata et al. (1992) に従い、友ヶ島の和泉層群を友ヶ島累層として和泉山脈の和泉層群の下位に置く(第11図)。

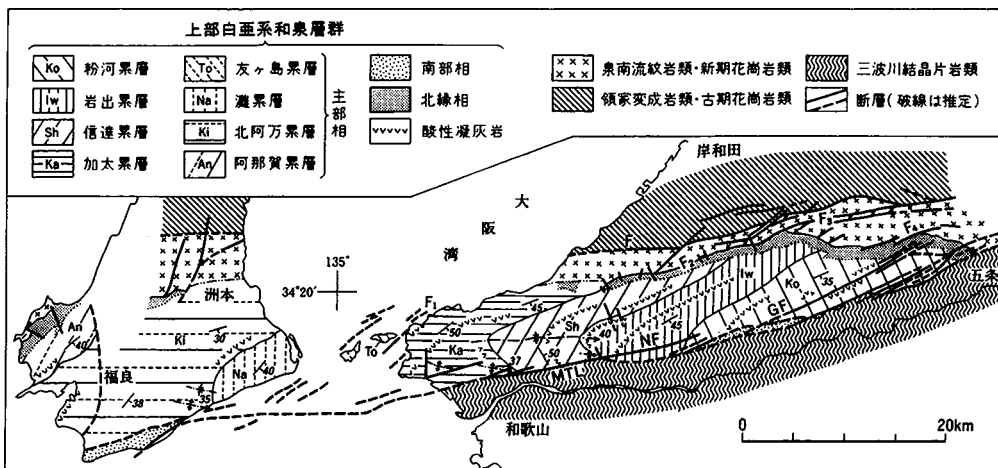
和泉山脈



淡路島-友ヶ島



第11図 和泉山脈及び淡路島-友ヶ島の和泉層群の層序区分 (市原ほか, 1986及び Morozumi, 1985に加筆)  
 数字は最大積算層厚(主部相は東西方向に、北縁相及び南部相は南北方向に積算)



第12図 和泉山脈及び淡路島の和泉層群の地質概略図 (Miyata, 1990; Morozumi, 1985による)  
 MTL; 中央構造線, NF; 根来断層, GF; 五条谷断層, F; 領家主帯と泉南帯(山田, 1987)との境界断層, F<sub>1</sub>-F<sub>4</sub>; NE-SW系の断層

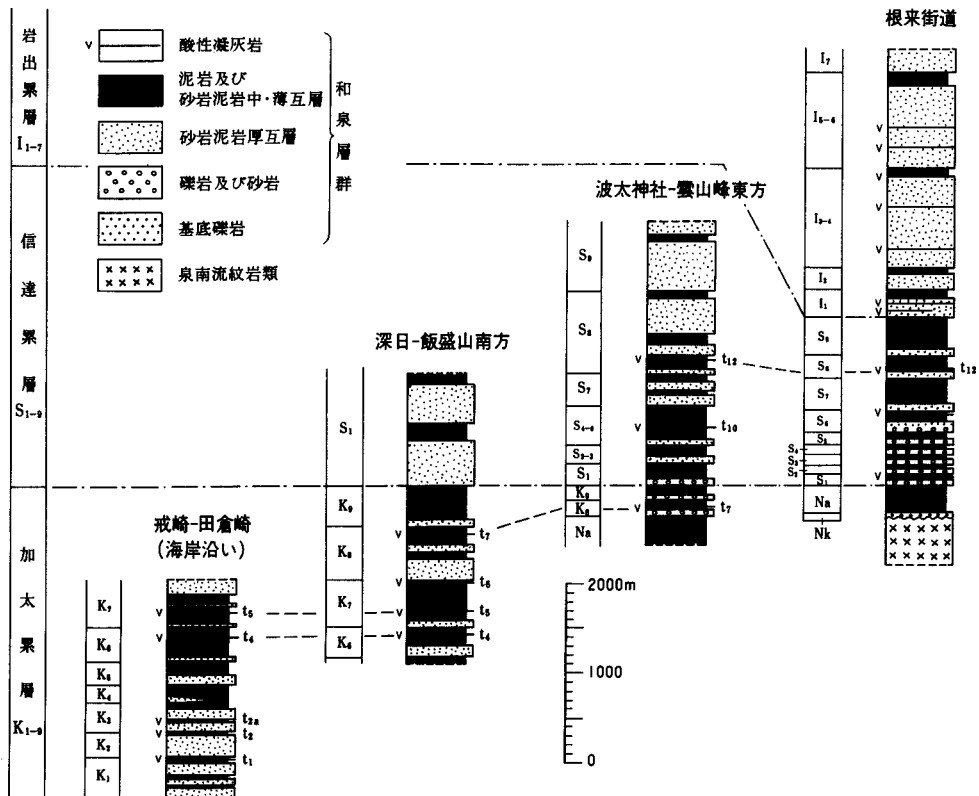
## IV. 2 北縁相の和泉層群

### IV. 2.1 六尾累層 (Na)

六尾累層(田中, 1965)は, 和泉山脈西部では笠山礫岩層とその上位の畦谷泥岩層からなる. 一方, 同山脈東部では畦谷泥岩層が欠如して, 笠山礫岩層とその上位の滝畑互層からなる(市原ほか, 1986).

本図幅地域の六尾累層は, 新时期堆積物に広く覆われ, 畦谷泥岩層のみが図幅地域北東端部の泉南市鳥取南方に小規模に露出する. ここでの畦谷泥岩層(第13図)は主に砂岩の厚さが15cm以下の砂岩泥岩薄互層と塊状泥岩層からなる. Tanaka(1989)は, この砂岩泥岩薄互層を畦谷泥岩層に含めていないが, 本報告では田中(1965)・市川・大橋(1965)などに従い畦谷泥岩層に含める. 層厚は波太神社西方において最も厚く約450mである. 本層は南西方向に加太累層へ指交関係で移り変わる.

砂岩泥岩薄互層の砂岩は, 一般に極粗粒-粗粒で, 層厚の変化が著しい. 砂岩層の上面・下面とも明瞭で, 下面は起伏に富んだ下底部をもつ. 砂岩は, 一般に級化や平行ラミナ, クロスラミナがみられ,



第13図 和泉層群の柱状図

根来街道は東隣の「粉河」図幅地域内を通る. Nk及びNaはそれぞれ北縁相の笠山礫岩層及び畦谷泥岩層に当たる.



Bouma sequence では Ta-c の特徴をもつ (Tanaka, 1989)。薄互層の泥岩は、主に暗灰-黒色を呈し、細-中粒シルト質で時に劈開がみられる。Tanaka (1989) は、このような砂岩泥岩薄互層を主チャネルから北西側にあふれ出した堆積物とみなしている。

塊状泥岩層は、主に細砂質シルト岩であり、層厚は約 200m である。

#### IV. 3 主部相の和泉層群

##### IV. 3. 1 岩相と堆積サイクル

[岩相]

主部相は主に砂岩泥岩互層からなり、一部に礫岩砂岩互層がみられる。

**砂岩泥岩互層** は砂岩単層の厚さをもとに次のように 3 分した。

- (1) 砂岩泥岩厚互層 砂岩単層の厚さが 30cm 以上 2m 未満の互層が優勢なもの。
- (2) 砂岩泥岩中互層 砂岩単層の厚さが 15cm 以上 30cm 未満の互層が優勢なもの。
- (3) 砂岩泥岩薄互層 砂岩単層の厚さが 15cm 未満の互層が優勢なもの。

厚互層をなす砂岩は、基底部の粒度が粗粒-中粒で、時に極粗粒である。砂岩は正級化を示すものが多い。しばしば砂岩単層内で正級化の反復を示す複合砂岩が観察される。砂岩層と下位の泥岩層との境界は多くの場合明瞭であり、底面は一般に凸凹している。砂岩層底面には荷重痕がよく発達し、しばしばグループ・キャーストも見られる。また、砂岩層には癒着 (amalgamation) やマッド・クラスト (mud clast) がみられる。泥岩部は一般に薄く、15cm 以下の場合が多い。

中互層をなす砂岩は、基底部の粒度が一般に中粒-細粒で、粗粒なものはまれである。砂岩単層の厚さが比較的揃っていて、遠望して非常に律動的に見える互層は、一般に泥岩部が極めて薄く、砂岩と泥岩との境界は上面、下面とも明瞭である。

薄互層をなす砂岩には次の 2 タイプが認められる。第 1 のタイプは一般に細粒な砂岩で、堅くて緻密である。これは主に 5-15cm の厚さをもち、15-25cm 程度の厚さの泥岩と互層をなす。第 2 のタイプは層厚が 10-15cm と薄いにもかかわらず、粒度が粗粒-極粗粒と粗い砂岩である。この砂岩の下面はレンズ状を示す。また、時に砂岩の癒着やマッド・クラストが見られる。

本報告では、中互層・薄互層の優勢な層相を泥岩優勢の砂岩泥岩互層と呼び、厚互層の優勢な層相を砂岩優勢の砂岩泥岩互層と呼ぶ。泥岩優勢の砂岩泥岩互層から砂岩優勢の砂岩泥岩互層への変化は急激であるのに対して、砂岩優勢の砂岩泥岩互層から泥岩優勢の砂岩泥岩互層への変化は一般に緩慢である。

**礫岩砂岩互層** は、層厚 5m 以下 (平均 1.5-2m) の厚い礫岩・砂岩と薄い泥岩との交互層からなり、含礫泥岩や砂岩泥岩中-薄互層をしばしば伴う。礫岩の構成礫は中礫-細礫である。砂岩は粗粒で、しばしば礫質となり、砂岩単層内で正級化の反復を示す複合した砂岩である。このような礫岩・礫質砂岩及び含礫泥岩で特徴づけられる層相は主チャネル充填堆積物とみなされている (Tanaka, 1989)。

[堆積サイクル]

和泉層群の砂岩泥岩互層の垂直方向への変化をみると、一般に上位へ行くほど砂岩単層の厚さが減少

し(第14図)、泥岩の占める割合が増加し、砂岩の粒度が細くなる傾向が種々のオーダーで認められる(市川・大橋, 1965; 田中, 1965)。田中(1965)は数mから数100mオーダーの繰り返しを、第4級堆積サイクルと呼び、さらにこれを巨視的にまとめ、上方薄層化・上方細粒化を示す数100mオーダーの第3級堆積サイクル(小堆積輪廻)にもとづいて層序区分を行った。この第3級堆積サイクルを市川・大橋(1965)では小積成サイクルと、また市原ほか(1986)では小堆積サイクルと呼んでいる。本報告では同様に小堆積サイクルを認定し(第15図)、主部相の各累層を細分した。

本報告では、「岸和田」図幅と同様に、小堆積サイクル中での層相変化が読み取れるように、小堆積サイクルの層相を次の3型に大別して記号で示した。加太累層を例にすると、

Kc : 砂岩・礫岩優勢の礫岩砂岩泥岩互層(厚い礫岩・砂岩の優勢な層相)

Ks : 砂岩優勢の砂岩泥岩互層(厚互層の優勢な層相)

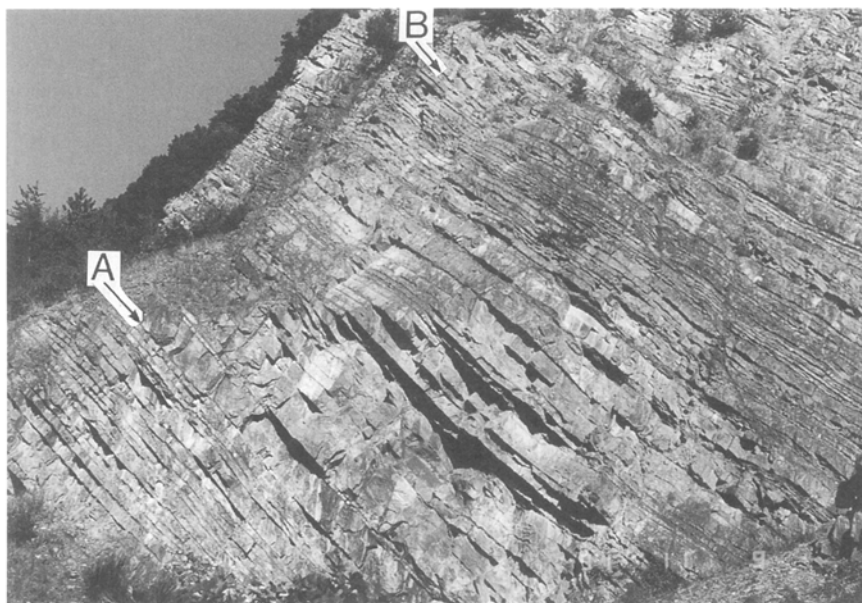
Km : 泥岩優勢の砂岩泥岩互層(中互層及び薄互層の優勢な層相)

のようになる。更に、地質図では、上記のKc, Ks, Kmと小堆積サイクルの下部からの番号1, 2, 3, …を併用して、例えばKc<sub>1</sub>, Ks<sub>1</sub>, Km<sub>1</sub>のように示した。信達累層についても同様である。

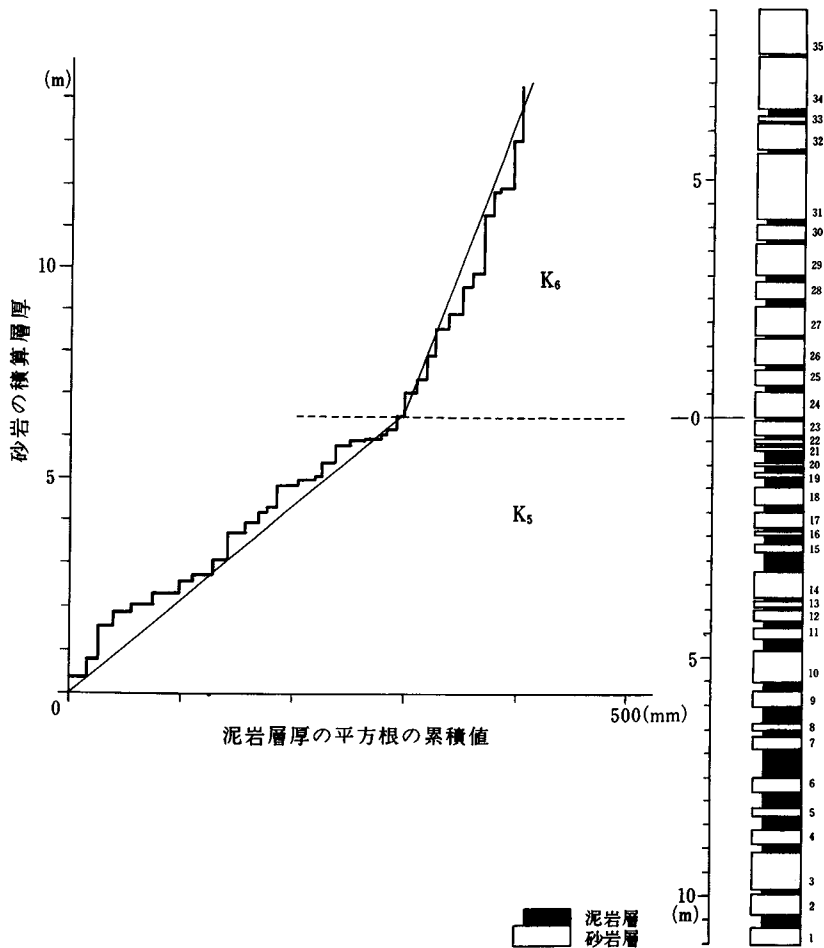
#### IV. 3. 2 構成岩類

主部相の和泉層群を構成する岩石は礫岩・砂岩・泥岩及び酸性凝灰岩である。以下、各岩石の岩相の特徴を記載する。

**礫岩** 一般に砂岩礫岩厚互層の一員として出現する。礫岩は主に中礫-細礫よりなり、友ヶ島では大礫



第14図 和泉層群にみられる小堆積サイクルの例  
砂岩泥岩厚互層の下限(A)が小堆積サイクル(K<sub>0</sub>)の始まりに当たる。また、Aから砂岩泥岩薄互層の上限(B)までが小堆積サイクルより1つオーダーの低い堆積サイクルに相当する(大阪府岸町の別所南方)



第15図 砂岩・泥岩ダイアグラムからみた小堆積サイクルの境界 (保崎, 1990による)  
 加太累層の小堆積サイクル K<sub>5</sub> と K<sub>6</sub> の境界部を示す。図の右端に示す岬町西川沿いの地質柱状図をもとに作成した。

やまれに巨礫を含む。礫の円磨度は良い。礫種は酸性火砕岩・石英斑岩を主体とし、その他花崗斑岩・脈石英・砂岩・泥岩・チャート等を含んでいる。基質は一般に砂質である。

**砂岩** 厚さ2m以上の砂岩とそれ以下の砂岩がある。前者は、極厚層理あるいは塊状の砂岩で、時に厚さが5mを越える。後者は、砂岩泥岩厚互層-薄互層及び砂岩礫岩厚互層の一員として出現し、厚さは2m以下で数cmまで変化する。ともに、一般に灰色から青みがかった灰色を呈し、石質ワックに属する。

後者の互層を構成する砂岩のうち、厚い砂岩(>30cm)は粗粒から中粒で、時に極粗粒なものが存在する。薄い砂岩(<30cm)は一般に中粒から細粒であるが、時として粗粒-極粗粒なものも存在する。砂岩単層の内部にはしばしば級化構造がみられる。厚い砂岩層の下部あるいは中部にしばしば細礫ないし中礫の密集部が観察される。砂岩層中部の礫の密集は上位の砂岩層と合体した複合砂岩層にみられ

る。厚い砂岩層にはマッド・クラストが散在したり、平行ラミナの発達するものがみられる。まれに皿状構造がみられる。また、厚い砂岩の上部には、時に炭質物の破片が密集して5mm程度の縞状の面構造を作っている。

**泥岩** 砂岩とともに砂岩泥岩互層の一員として出現するものと、塊状泥質岩がある。前者は、厚さは5cmから25cm程度のものが多く、まれに40cmから50cmの層厚をもつものも存在する。主に灰黒色を呈し、一般に細-中粒シルト質で緻密であるが、板状に割れやすい。また、平行ラミナが見られる場合もある。後者の塊状泥質岩は、暗灰色-黒色の細砂質シルト岩で、一般に砂岩泥岩薄互層を伴うが、石灰質ノジュールは見られない。

含礫泥岩は、厚さは一般に2m以下であり、礫が散在し淘汰も悪い。しばしば砂岩ブロックを含んだり、スランブ構造を呈することがある。

**酸性凝灰岩** 色は淡緑色から暗灰色であるが、尾根などに見られる風化の強いものは、灰白色-白色を呈する。外観はチャート状で緻密・堅硬であるが、割れ目が発達し、エッジ状に割れやすい(第16図)。ガラス質-ガラス結晶質で、一般に細粒であるが、時に粗粒部も認められる。また、平行ラミナが見られ、層理面に流痕が観察されることもある。更に、凝灰質砂岩や凝灰質泥岩を伴うことがある。以上の特徴から、酸性凝灰岩は二次的に水中に運ばれて堆積したと推定できる。

#### IV. 3. 3 友ヶ島累層 (Tc, Ts, Tm)

友ヶ島累層は、石上・吉松(1972)により、友ヶ島及び和泉山脈西端の大阪湾に沿う戒崎から淡輪に分布する和泉層群について命名された地層名である。そして、石上・吉松(1972)では、友ヶ島累層は加太累層の下位層とされた。しかし、大阪湾に沿う戒崎から淡輪に分布する和泉層群は、酸性凝灰岩 $t_2$ 及び $t_3$ による地層の対比に基づくと、彼らの加太累層の側方変化相である。また、地ノ島と戒崎の和泉層群の対比については、加太ノ瀬戸を通る北東-南西方向の海底断層(F1, 第12図)の存在からみて問題がある。更に、友ヶ島に分布する和泉層群は礫岩を伴う粗粒な層相で特徴づけられ、むしろ同様な層相を示す淡路島南東の灘累層に類似している。従って、本報告では沖ノ島・地ノ島に分布する和泉層群のみを友ヶ島累層として取り扱う。

沖ノ島の友ヶ島累層は、主に砂岩泥岩厚互層(Ts)・礫岩砂岩厚互層(Tc)及び砂岩泥岩中-薄互層(Tm)からなり、層厚は約780mである。層厚1.7mの酸性凝灰岩層( $t_0$ )を挟在する。礫岩は主に大礫-中礫よりなり、まれに巨礫を含む。厚互層の砂岩は一般に粗粒であり、しばしば複合砂岩として産する。本累層中には、フルート・キャスト、グループ・キャスト、荷重痕等の底痕の発達が著しく、古流向は北東から南西へのものが多い。また、current ripple markもみられる(石上・吉松, 1972)。沖ノ島熊崎-鯛突ノ鼻の海岸にはスランブ褶曲がしばしばみられる。

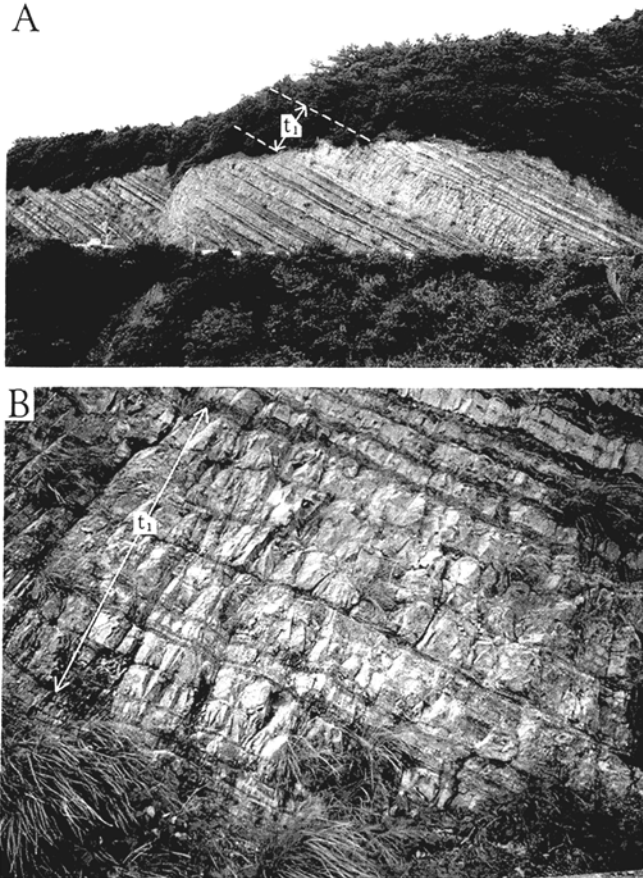
地ノ島の友ヶ島累層は、礫岩砂岩厚互層・砂岩泥岩厚互層及び砂岩泥岩中-薄互層からなり、層厚は約720mである。厚互層の礫岩は中礫-細礫からなり、砂岩は粗粒である。砂岩層はしばしば上位の砂岩層と合体した複合砂岩層をなす。砂岩層の下底面にはしばしば底痕がみられる。

#### IV. 3. 4 加太累層 (Kc, Ks, Km)

加太累層は、和歌山市加太から大阪府岬町多奈川、阪南町箱作を経て、「岸和田」図幅地域内の泉南市六尾まで広く分布する。本報告では、近畿西部MTL研究グループ(1981)・市原ほか(1986)が区分した加太累層を基本的に使用する。加太累層は石上・吉松(1972)が命名したが、本報告では石上・吉松(1972)の友ヶ島累層の一部、加太累層、岬累層、孝子累層、箱作累層などを含めたものである。

加太累層には多くの酸性凝灰岩層( $t_1-t_7$ )が挟在し、比較的連続性がよい酸性凝灰岩を用いて、小堆積サイクルにもとづく層序区分( $K_1-K_9$ )を行った。加太累層の積算層厚は4,500m以上あり、ここでは下部層( $K_1-K_6$ )と上部層( $K_7-K_9$ )とに分けて記述する。下部層及び上部層は、それぞれ和歌山市深山北方-加太南方の海岸及び大阪府岬町深日-孝子の国道沿いに模式的に分布する。

下部層  $K_1-K_6$  は、田倉崎、加太、多奈川南方、深日、箱作南方に分布する。 $K_1-K_6$  は砂岩泥岩厚互層及び礫岩砂岩厚互層で特徴づけられる粗粒相が卓越し、北東から南西へ、礫岩砂岩厚互層から砂岩泥



第16図 和泉層群加太累層( $K_{s1}$ )中の酸性凝灰岩層  $t_1$

Bは近接写真。酸性凝灰岩層の層厚は約3mで、より上位には凝灰質砂岩と泥岩の互層が重なる。酸性凝灰岩には、層理とこれに直交する割れ目がみられる(和歌山市大川峠；なお、本露頭は現在はコンクリートによって覆われている)

岩厚互層，砂岩泥岩薄互層へと側方変化する。K<sub>1</sub>-K<sub>6</sub>は，少なくとも4層の酸性凝灰岩層(t<sub>1</sub>-t<sub>4</sub>)を挟んでいる。また，みさき公園から豊国崎を経て，住吉崎に至る海岸沿いでは，ソール・マークやスランプ褶曲などが観察できる。

上部層K<sub>7</sub>-K<sub>9</sub>は，田倉崎，梅原，大谷から孝子を経て，飯ノ峯畑まで分布する。K<sub>7</sub>-K<sub>9</sub>は細粒相が卓越し，北東から南西へ，砂岩・礫岩優勢互層から泥岩優勢砂岩泥岩中-薄互層，砂岩優勢砂岩泥岩厚互層へ層相が著しく側方変化をする。K<sub>7</sub>-K<sub>9</sub>は3層の酸性凝灰岩層(t<sub>5</sub>-t<sub>7</sub>)を挟む。加太累層の上部層は向斜構造・背斜構造を形成する。加太累層の上部層(特にK<sub>S7</sub>-K<sub>S8</sub>)の砂岩優勢の砂岩泥岩互層が中央構造線に沿う小規模な背斜軸部でせん滅する傾向にある。このことは，大規模な向斜軸部で本互層が厚くなることと対照的である。これらの特徴は，向斜構造・背斜構造の形成がsyn-depositionalであることを示唆している。

加太累層の上半部とより上位の信達累層の下半部とを合わせた地層を，Tanaka(1989)はチャネル堆積物の一つのdepositional mega-unitとしている。そして，礫岩砂岩厚互層で特徴づけられる層相(市原ほか，1986の金熊寺型層相)を主チャネル充填堆積物とし，それより南西方向に分布する主に砂岩泥岩厚互層と砂岩泥岩中-薄互層からなる堆積相をdistributary channel associationとsheet-flow turbidite associationに区分している。

#### IV. 3. 5 信達累層 (Sc, Ss, Sm)

信達累層(田中，1965)は「岸和田」図幅地域の泉南市大字信達の金熊寺川を模式地とする(市原ほか，1986)。本累層の層厚は，模式地では約1,700mであるが，本図幅地域ではより厚く，桑畑-雲山峰東方の谷沿いでは層厚2,900mと算定される(第13図)。市川(1960)・田中(1965)は本累層を和泉山脈中部における和泉層群の下部亜層群とし，小堆積サイクルにもとづき8つに細分した(それぞれIZL2.1-IZL2.8とB1-B8)。その後，市川・大橋(1965)はこの区分を改訂し9つに区分しIZL1-IZL9と表記した(Miyata, 1980;宮田ほか，1987;宮田・両角，1987)。更に，それらを「岸和田」図幅ではS<sub>1</sub>-S<sub>9</sub>とした。本報告ではこの表記に従う。なお，「岸和田」図幅では，S<sub>1</sub>の下位にS<sub>0</sub>，S<sub>-1</sub>が便宜上図示されているが(図幅西端の局部域)，これらは市原ほか(1986)が記しているように「和歌山」図幅地域に主に分布する加太累層に属する(それぞれK<sub>8</sub>，K<sub>9</sub>に対応)。

信達累層は本図幅地域の北東部に広く分布する。以下では，下部層(S<sub>1</sub>-S<sub>5</sub>)と上部層(S<sub>6</sub>-S<sub>9</sub>)とに分けて記述する。

下部層S<sub>1</sub>-S<sub>5</sub>は，「岸和田」図幅地域では礫岩砂岩厚互層が優勢な小堆積サイクルよりなるが，本図幅地域では主に砂岩泥岩厚互層の卓越した小堆積サイクルで特徴づけられる。各小堆積サイクルは，上位方向へ砂岩優勢砂岩泥岩互層から泥岩優勢砂岩泥岩互層へと変化する上方薄層化・上方細粒化のサイクルである。しかし，小堆積サイクルのいくつかは，層相が北東から南西へ砂岩・礫岩優勢互層から泥岩優勢砂岩泥岩互層を経て，砂岩優勢砂岩泥岩互層へと著しく側方変化をするのに伴い，合体し，根来街道の小堆積サイクルの区分を複数合わせたものとなっている。

小堆積サイクル下部の砂岩は石質ワッケで，粗粒-中粒であり，砂岩単層の厚さは60-350cmの範囲で変化するが，100-200cmが一般的である。砂岩層の上部には，平行ラミナやマッド・クラストがし

ばしば観察される。また、砂岩層の下底面にはソール・マークの発達が著しい。一方、サイクル上部を占める中-薄互層の砂岩は、主に中-細粒の石質ワッケで、その下面は平面的で明瞭である。

上部層  $S_6$ - $S_9$  は、「粉河」図幅地域の根来街道では砂岩泥岩中-薄互層からなるが、本図幅地域では下部層と同様に砂岩優勢砂岩泥岩互層からなる。比較的連続性の良い酸性凝灰岩層 ( $t_{10}$  と  $t_{12}$ ) を 2 枚挟んでいる。鳥取池北岸の砂岩泥岩中-薄互層にはスランプ褶曲が観察される。

#### IV. 3. 6 堆積構造

[ソール・マーク] 本図幅地域の海岸沿いに露出する和泉層群にはソール・マークが多くみられる(例えば、石上・吉松, 1972; 篠原, 1980)。とくに、加太北方の深山湾周辺には flute cast, current crescent cast などの洗掘痕(第17図)や、groove cast, brush cast, prod cast などの物体痕の他に、frondescant cast, load cast がみごとに発達する。流痕の解析から推定される古流向は、北から南及び北東から南西のものが卓越している。

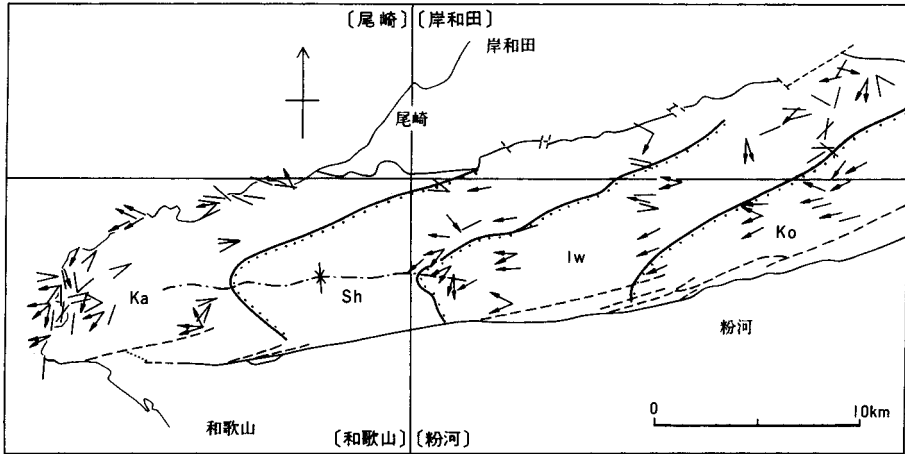
和泉山脈における古流向の検討(第18図及び田中, 1965)にもとづく、東北東から西南西への軸流が一般的である。これに対して、北から南、北西から南東への流れは側方流と考えられている。

[スランプ褶曲] 豊国崎、住吉崎、城ヶ崎及び友ヶ島の主部相の和泉層群には、スランプ褶曲(第19図)がしばしば観察されるので、以下にその主な特徴を記載する。

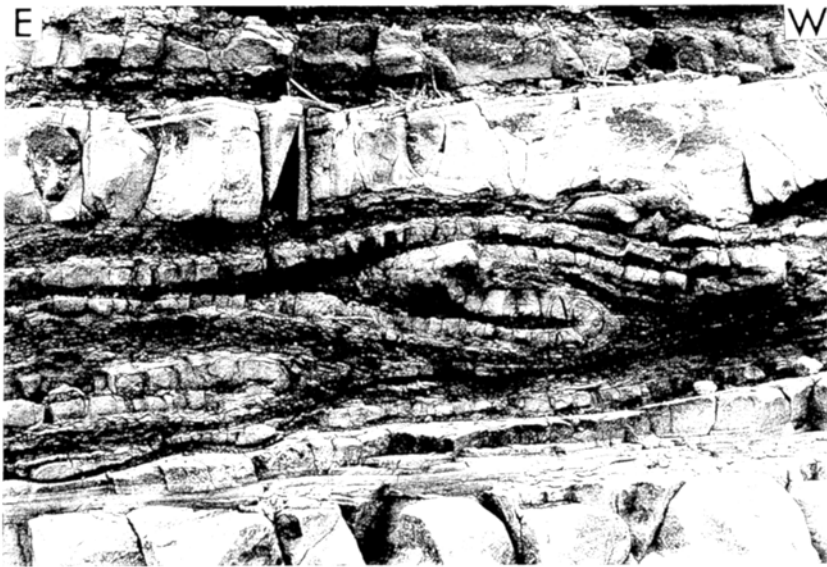
スランプ褶曲は一般に翼間角の小さい等斜褶曲-閉塞褶曲で、軸部で層厚の大きい(class 2)タイプである。立体的には、直線的な褶曲軸をもち、概して東側へのヘルゲンツを示す非対称反転褶曲ないし横



第17図 和泉層群のフルート・キャスト  
流向は左から右、スケールは13 cm (和歌山市加太の城ヶ崎)



第18図 和泉層群の古流向 (宮田ほか, 1987に加筆)  
 Ka: 加太果層, Sh: 信達果層, Iw: 岩出果層, Ko: 粉河果層



第19図 和泉層群のスランプ褶曲  
 地層は加太果層の砂岩泥岩中互層(Ka<sub>s</sub>)。地層は向こう側に緩く傾斜している(大阪府岬町の多奈川豊田崎)

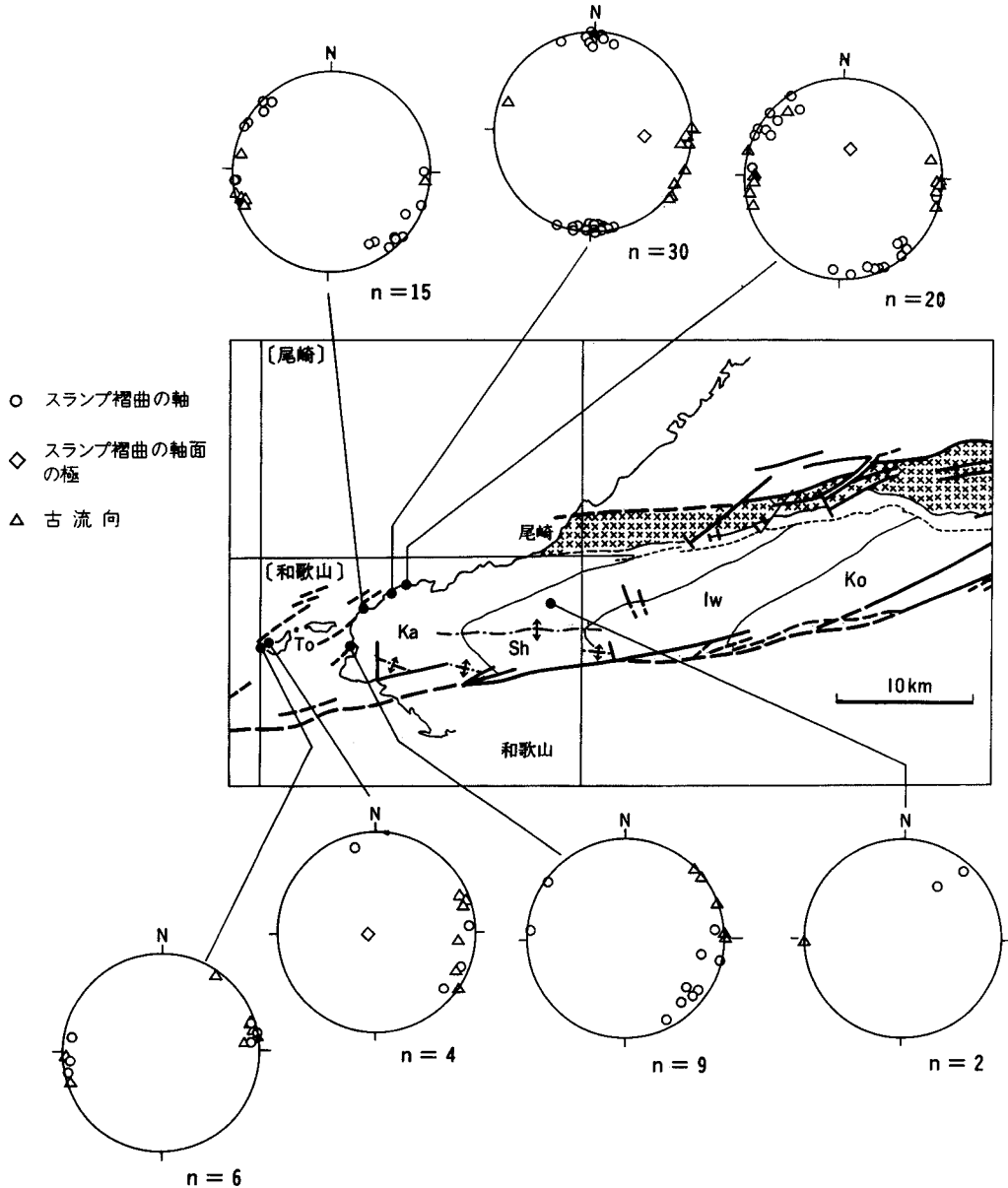
臥褶曲である。褶曲軸はほとんど水平なものが多く、その方向は、地点により変化するものの、地点毎に比較的まとまっている(第20図)。スランプ褶曲の構造解析にもとづいて、当時の海底に局地的ではあるが、東方への古斜面が推定される(Miyata, 1990; 宮田, 1991)。これは古流向から推定される古斜面とは逆の向きであり、むしろ後述する和泉層群の向斜構造の軸のプランジ方向と調和する。



#### IV.4 産出化石と地質年代

[産出化石] 本地域では、アンモナイト・二枚貝の化石以外に、カキ化石・サンゴ化石・生痕化石(第21図)・植物化石等が産出している。

友ヶ島累層からは、沖ノ島の西端で *Baculites regina* Matsumoto and Obata, *Portlandia izumensis* Ichikawa



第20図 スランプ褶曲と古流向のステレオ投影 (シュミット網の下半球に投影)

and Maeda, *Nanovavis* sp. などのほかに、コダイアマモ(*Achaeozostera*)などの生痕化石が報告されている(石上・吉松, 1972)。また、鯛突ノ鼻東方で *Baculites* sp., *Acila* sp. などが産出する(Matsuo, 1966)。

地ノ島南部ではアンモナイト化石が産出しており(Matsuo, 1966)、このほかコダイアマモ化石がしばしば観察される。

加太累層からは、住吉崎で *Inoceramus orientalis* Sokolow, I. spp., I. cf. *balticus toyajoanus* Nagao and Matsumoto, I. cf. *orientalis* Sokolow, *Portlandia* sp., *Acila* sp., *Baculites* sp., *Leionucula azenotanensis* Ichikawa and Maeda 等(石上・吉松, 1972)が、また多奈川谷川では *Inoceramus regularis* が報告されている(江原, 1925)。また、*Zamites* sp., *Cuninghamia izumiensis* Matsuo, "*Ficus*" sp. などの植物化石(Matsuo, 1966)やウニ化石を産する。みさき公園から豊国崎を経て、住吉崎に至る海岸沿いには、砂岩泥岩互層中にコダイアマモ化石がしばしばみられる(第21図)。

信達累層及び加太累層上部層に対比される北縁相の畦谷泥岩層からは、アンモナイト・二枚貝等の化石が多数産出するが、その主な産地は本図幅より東方であり、「岸和田」図幅(市原ほか, 1986)で記述されている。Morozumi(1985)によると、六尾及び滝ノ池の畦谷泥岩層(加太累層上部層に対比)から *Pachydiscus*(*Pachydiscus*) *kobayashii* (Shimizu), *Canadoceras tanii* Matsumoto and Morozumi, *Nostoceras* aff. *hetonaiense* Matsumoto, *Baculites regina* Obata and Matsumoto が産出し、それを含む層準は *Nostoceras hetonaiense* 帯の一部に対比されるので、和泉山脈西部の和泉層群はヘトナイ統上部階の K6b1、おそらく下部マーストリヒチアンになる(第22図)。一方、蕎原西方の畦谷泥岩層(信達累層に対応)のアンモナイト化石群は北海道のヘトナイ統上部階 K6b2 に対比され、マーストリヒチアンである(Matsumoto and Morozumi, 1980)。Morozumi(1985)によれば、同化石群は淡路島の *Pachydiscus* aff. *compressus* に対比される。



第21図 和泉層群にみられるコダイアマモ化石  
岩石は加太累層、砂岩泥岩互層の粗粒砂岩(大阪府岬町の多奈川小島北東の海岸)

[フィッション・トラック年代]

和泉層群の酸性凝灰岩のフィッション・トラック年代値は、弘原海ほか(1989)・宮田(1991)で報告された以外、公表されていない。本報告では、2試料について、和泉層群のフィッション・トラック年代を測定した。測定はgrain-by-grain EDM法(外部ディテクター法)によって行なった。測定試料のフィッション・トラック年代値を第2表に示す。

酸性凝灰岩  $t_1$  (試料番号 IZ1) 中にはジルコン結晶が豊富に含まれる。その粒子年代は60-117Maの範囲であり、89-90Maに顕著なピークをもつ。ジルコン結晶は自形性・晶癖の均質性も良く、測定粒子30個による  $\Sigma N_s / \Sigma N_i$  から得た年代値  $T = 77.1 \pm 3.6\text{Ma}$  を得た。

酸性凝灰岩  $t_7$  (試料番号 IZ2) 中のジルコンの粒子年代は41-102Maの範囲にあり、60-80Maに顕著なモードをもち、全体としてはまともは良好である。測定粒子の自形度・晶癖の均質性も高いことから、測定粒子30個の  $\Sigma N_s / \Sigma N_i$  から年代値  $T = 72.6 \pm 4.0\text{Ma}$  の信頼度は高いと判断される。

和泉山派の主力相の和泉層群から得た5試料(酸性凝灰岩  $t_1, t_2, t_7, t_{12}, t_{27}$ ) のジルコンのフィッション・

和泉層群の年代	和泉層群中のアンモナイト化石帯	北海道における区分	階	
			マーストリヒチアン	
			上部	?
		<i>Pachydiscus</i> aff. <i>subcompressus</i>	K6b2	階
		<i>Nostoceras hetanaiense</i>	K6b1	ト
		<i>Pachydiscus awajiensis</i>	?	ナ
		<i>Praviloceras sigmoidale</i>		下
		<i>Didymoceras awajiensis</i>		イ
		<i>Didymoceras</i> sp.	?	部
		<i>Boculites kotanii</i>		統
		<i>Metaplacenticerus subtilistriatum</i>	K6a3	階
	<i>Sphenocerasmus schmidti</i>	K6a2	中部カンパニアン	

第22図 和泉層群の年代とアンモナイト化石帯 (市原ほか, 1986による)

Morozumi (1985)を簡略化したもの。各柱の右下の波線は東方に向かって基底部の年代が若くなることを示す。Sphenocerasmus schmidtiはイノセラムス化石帯

第2表 和泉層群の酸性凝灰岩 t<sub>1</sub>及びt<sub>7</sub>のフィッシュン・トラック年代

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス			年代値(*2) T (Ma)	誤差(*3)		結晶数 n (粒)	相関係数(*4) r	総計数面積 ΣS (cm <sup>2</sup> )	ウラン(*5) 濃度 U (ppm)
		総数 ΣN <sub>i</sub> (t)	密度 ρ <sub>s</sub> =ΣN <sub>i</sub> /ΣS (t/cm <sup>2</sup> )	総数 ΣN <sub>i</sub> (t)	密度 ρ <sub>i</sub> =ΣN <sub>i</sub> /ΣS (t/cm <sup>2</sup> )	総数 ΣN <sub>φ</sub> (n)	ρ <sub>d</sub> (*1) (n/cm <sup>2</sup> )	熱中性子線量 Φ <sub>th</sub> (n/cm <sup>2</sup> )		±ε・T (Ma)	±ε (%)				
t <sub>1</sub> (IZ 1)	Zircon	2398	7.82×10 <sup>6</sup>	981	3.20×10 <sup>6</sup>	1256	8.48×10 <sup>4</sup>	5.29×10 <sup>14</sup>	77.1	3.6	4.7	30	0.638	3.07×10 <sup>-4</sup>	302
t <sub>7</sub> (IZ 2)	Zircon	1436	5.59×10 <sup>6</sup>	624	2.43×10 <sup>6</sup>	1256	8.49×10 <sup>4</sup>	5.29×10 <sup>14</sup>	72.6	4.0	5.6	30	0.784	2.57×10 <sup>-4</sup>	229

\*1. ρ<sub>d</sub> : 標準ガラスの誘導核分裂トラック密度 (n/cm<sup>2</sup>)

\*2. 年代値 T=5.96×10<sup>-9</sup>×Φ<sub>th</sub>×ΣN<sub>i</sub>/ΣN<sub>i</sub>=ζ×ρ<sub>s</sub>×ρ<sub>d</sub>/ρ<sub>i</sub>

\*3. 誤差 ε={ (1/√ΣN<sub>i</sub>)<sup>2</sup>+ (1/√ΣN<sub>i</sub>)<sup>2</sup>+ (1/√ΣN<sub>φ</sub>)<sup>2</sup> }<sup>1/2</sup>×100 (%)

\*4. r : 結晶ごとの自発・誘導トラック密度(ρ<sub>s</sub>, ρ<sub>i</sub>)の相関係数

\*5. ウラン濃度 U=5×10<sup>10</sup>×ρ<sub>i</sub>/Φ<sub>th</sub>(但し, シルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12 μm と仮定する)

熱中性子線量測定用標準ガラス : NBS SRM612

<sup>238</sup>U の自発核分裂壊変定数 : λ<sub>i</sub>=7.03×10<sup>-17</sup>(1/yrs)

熱中性子の U に対する核分裂反応断面積 : σ<sub>f</sub>=577×10<sup>-24</sup>(cm<sup>2</sup>)

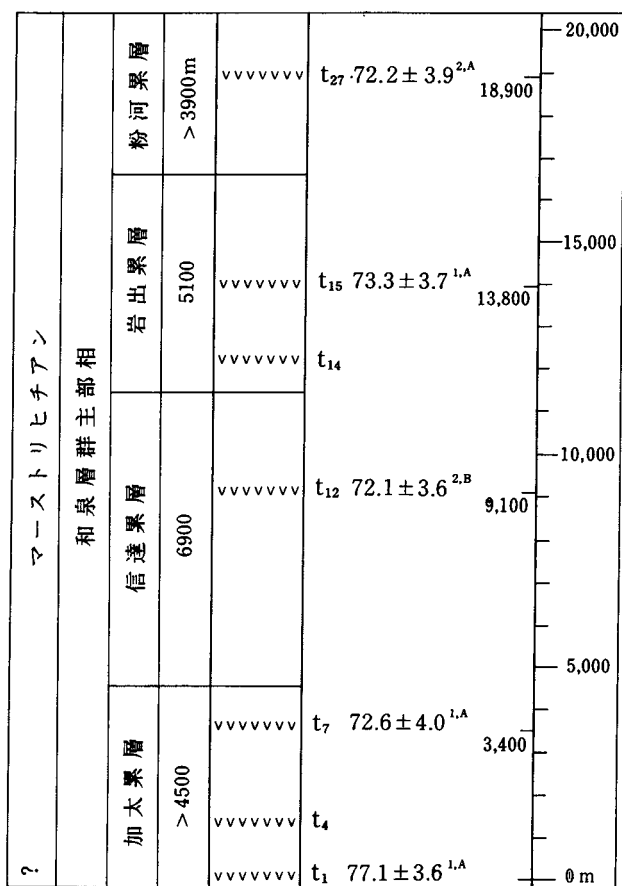
<sup>235</sup>U の<sup>238</sup>U に対する同位体比 : I=7.253×10<sup>-3</sup>(<sup>235</sup>U/<sup>238</sup>U)

B 値 : B=6.23×10<sup>9</sup>(Φ<sub>th</sub>=B×ρ<sub>d</sub>)

ζ(zeta 値) : Calibration factor

ζ=Φ<sub>th</sub>×σ<sub>f</sub>×I/ρ<sub>d</sub>×λ<sub>i</sub>=B×σ<sub>f</sub>×I/λ<sub>i</sub>=371

トラック年代値(第23図)は約77-72Maの範囲にあるが、誤差の範囲を含めるとほとんど同じ年代値といえる。得られたフィッション・トラック年代は、和泉山脈西端の77Maを除くと、Harland et al. (1990)の地質年代スケールにおけるマーストリヒチアン(74-65Ma)に含まれる値である。したがって、数百万年前という地質学的には短い期間に和泉層群の厚い主部相が形成されたと推定される。また、それぞれの得られた年代値と $t_1$ から積算した層厚とから、和泉層群の平均的な堆積速度を試算すると、第一近似として $2\text{m}/10^3$ 年より大きい値が得られる。この値は和泉層群の部層の堆積年数から田中(1965)が推定した堆積速度(最大値)とも調和している。



第23図 和泉層群主部相の積算層厚とフィッション・トラック年代

積算層厚(図の右端の欄)は $t_1$ を基準に算定。1:外部ディテクター法, 2:内部ディテクター法, A:京都フィッショントラックKK, B:弘原海ほか(1989)

## IV. 5 地質構造

### IV. 5.1 褶曲

**向斜構造** 和泉層群は、和泉山脈西部地域で、大規模な向斜構造である孝子向斜(Miyata, 1980)を形成する。その軸跡は、大阪府岬町多奈川西畑北方から、孝子、井関峠を経て、東隣の「粉河」図幅地域内の和歌山市雄ノ山峠付近まで、約15km追跡される。孝子向斜は軸面が曲率を持つ非平面状褶曲であり、円筒状褶曲と仮定して構造解析すると、和泉層群の各小堆積サイクルごとに求めた向斜軸は $S80^{\circ}E$ からE-Wの走向で東へ $38-40^{\circ}$ ブランチしている(Miyata, 1980)。このように、向斜軸が東へブランチするため、本図幅地域における地層の分布は馬蹄形をなし、より若い地層がより東に分布する。地層の走向及び傾斜は、孝子向斜の北翼ではNE-SW、 $20-50^{\circ}SE$ であり、また南翼ではNW-SE、約 $50^{\circ}NE$ である。

孝子向斜は、岬町多奈川西畑の西方では、東へブランチする小規模な背斜・向斜を雁行状に伴って、同斜構造へと漸移的に移化している。そして、この同斜構造の走向・傾斜は、孝子向斜北翼の走向・傾斜と調和している。

**背斜構造** 孝子向斜から西方の同斜構造へ移化する地域には、3つの背斜が発達する。そのうちの1つは、岬町多奈川西畑付近にみられる上述の小規模な背斜である。一方、ほかの2つの背斜は、中央構造線に近接した和歌山市三笠池-大谷と同日野付近にあり、雁行状に発達する。この2つの背斜は、1/2波長が約2.5kmで、ほぼ垂直な軸面を持つ正立褶曲である。背斜軸は $S60^{\circ}$ で東へ $37^{\circ}$ ブランチし、その軸跡は水平面上で中央構造線の一般走向に対して時計回り $10-20^{\circ}$ の角度で雁行する。同様の背斜構造は「粉河」図幅地域内にも存在する。このような特徴をもつ雁行褶曲は、大規模向斜の崩れるところに発達し、中央構造線の左横ずれ運動にともない形成されたと考えられている(市川・宮田, 1973; Miyata, 1980; Miyata et al., 1980)。

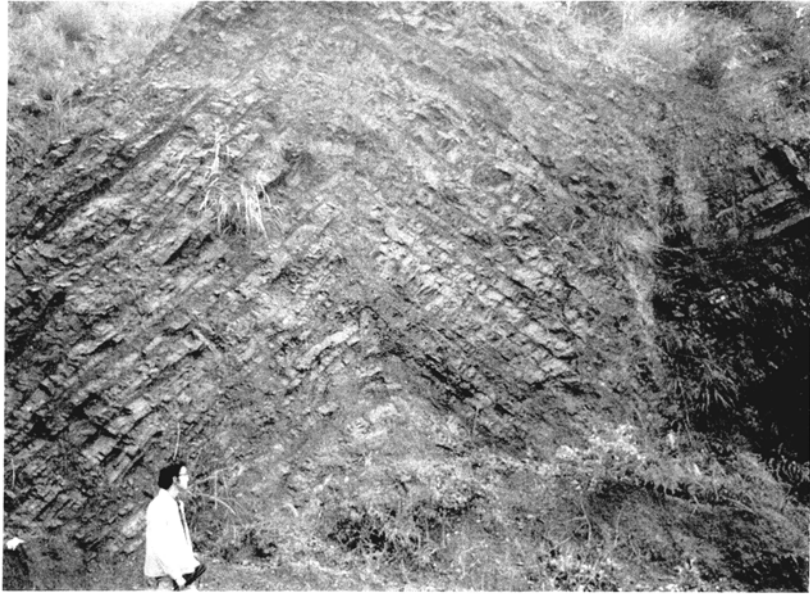
**小褶曲** スランブ褶曲をのぞくと、和泉層群の主部相には、少なくとも2種類の小褶曲が発達する。その1つは、中央構造線に近接した地域にみられるもので、一般に正立褶曲である。この例には、三笠池西側で観察できるシェブロン褶曲がある(第24図)。同褶曲の軸の向きは $S72^{\circ}E$ で、前述の雁行背斜と中央構造線との関係と類似する。他の小褶曲はキック型の非調和褶曲で、地層の走向方向とほぼ一致した褶曲軸を持ち、水平ないし北へ緩く傾斜した軸面を持つ。そのため、下翼の地層は時に逆転している。この小褶曲の例として、和歌山市大川でみられる非調和褶曲があげられる。このような非調和褶曲は、層面すべりに伴うコラプス(collapse)によって主部相の和泉層群中に形成されたと推定される。

### IV. 5.2 断層

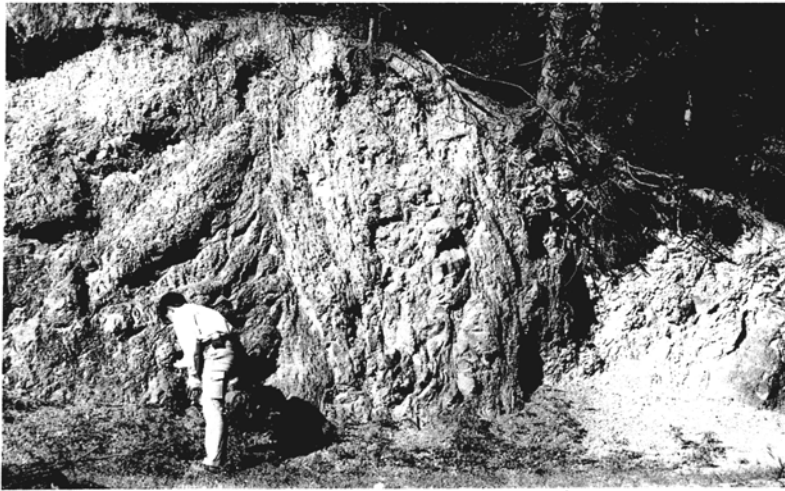
本図幅地域の和泉層群を切る断層には、ENE-WSW系とN-S系の2種類がある。

**ENE-WSW系断層** この系統の断層は、中央構造線に近接する地域に発達し、水平面上で中央構造線に対して $10-20^{\circ}$ 反時計回りに分岐する。主要な断層は、西より磯ノ浦北断層及び鳴滝断層である。

磯ノ浦北断層は、断層露頭が磯の浦北方の道路沿いでみられ、断層面は $N76^{\circ}E$ の走向で、ほとんど



第24図 和泉層群にみられる小褶曲  
両翼が平らな正立褶曲である(和歌山市三笠池西方)



第25図 和泉層群加太累層にみられる南北性断層  
断層破砕帯(F)は酸性凝灰岩の破砕物からなる(和歌山市阿振川沿い)

垂直である。同断層は磯の浦西方の海岸から、平ノ上池の東岸を経て、三笠池北方まで追跡できる。三笠池北方の旧採石場では、本断層の破砕帯は幅 10 数 m である。

鳴滝断層は、大谷北方から大池を経て、直川観音東方まで続く。大池、園部北方及び直川観音東方では、泥岩起源の黒色の断層ガウジがみられる。鳴滝断層の北には、同系統の断層がもう一本走ってお

り、同断層の黒色のガウジからなる破砕帯が大池及び大池北方に露出する。

**N-S系断層** 本断層は加太東方の宅地造成の工事中に出現した。工事中には泥岩起源の著しい断層ガウジが観察でき、断層面の走向・傾斜はN12°E, 75°Wであった。本断層の延長は阿振川沿いで観察できる(第25図)。

## V. 新第三系及び第四系

(寒川 旭)

### V. 1 鮮新—更新統大阪層群 (O)

大阪層群は、和泉山脈の南北両麓に小規模に分布し、丘陵地域を構成している。本図幅地域の大阪層群は、泉南地域に広く分布する同層群(市原, 1991 など)の南西端に当たる。

#### V. 1. 1 和泉山脈南麓地域の大阪層群

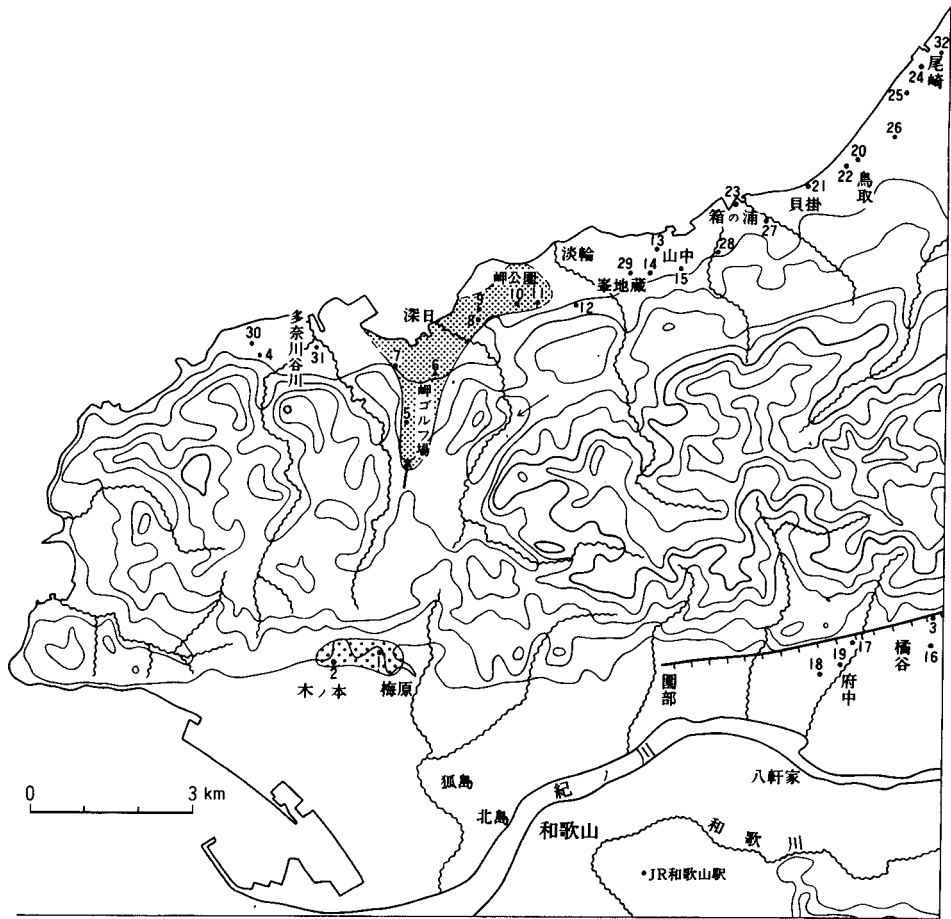
和泉山脈の南麓地域において、和歌山市梅原から木ノ本かけての、東西1.5km、南北400mの範囲に大阪層群が分布している。ここでは、標高50m前後の丘陵を構成し、厚い砂礫層からなり、和泉層群を不整合に覆っている。大阪層群の各露頭地点を第26図(Locs. 1-3)に示す。

Loc. 1(梅原)では、標高20m付近で最大径40cmの和泉層群由来の亜円-亜角礫が卓越し、一部では最大径10cm程度のチャートの円-亜円礫も含まれる。標高40m付近になると、逆に最大径20cmのチャートの円-亜円礫が大部分を占めるようになり、また結晶片岩礫もわずかに含んでいる。この中には砂岩の円礫も含まれるが多くは風化して“くさり礫”となっている。

Loc. 2(木ノ本)では、大阪層群が標高20m前後で和泉層群を不整合に覆っている。大阪層群の礫は主にチャートの円礫(最大径7cm)から構成されている。更に、この地点では大阪層群と和泉層群を境する逆断層が認められた。断層の走向はN70°Eで、丘陵の南縁にわずかに分布する和泉層群(主に泥岩)が、55°Sの逆断層で大阪層群に接している(第27図)。断層面に沿って、和泉層群側では幅3cmの断層粘土が発達し、さらに幅20cmの部分が著しく破砕をうけている。また、大阪層群側では断層面から幅3cmの範囲で礫層が引きずりを受け、断層面の方向に沿って再配列している。この断層は、活動時期が大阪層群の堆積中及びそれ以後であり、活断層の可能性がある。また、和泉山脈南縁に位置することから、より南方の沖積平野部に、さらに変位量の大きな主断層が伏在することも考えられる(I. 4参照)。

本図幅地域東端の橘谷付近(Loc. 3)にも大阪層群相当層(菖蒲谷層と呼ばれている)がわずかに分布するが(地質図には分布を示していない)、主に和泉層群由来の角礫と粘土で構成されている。





第26図 新第三系-第四系の露頭及びボーリングの位置図  
 アミは大阪層群の主要な分布を示す。このうち、細かいアミで示す和泉山脈北麓のものは外帯由来礫を含む。

### V. 1. 2 和泉山脈北麓地域の大阪層群

和泉山脈北麓では、大阪層群が岬町多奈川谷川から東へ阪南市波太神社まで断続的に分布し丘陵を構成している。大阪層群の各露頭地点を第26図(Locs. 4-15)に示す。

岬町西端のLoc. 4(多奈川谷川の西方)では、大阪層群は和泉層群の砂岩の垂円- 亜円礫(最大35cm)及び砂・シルトより構成され、厚さは7m以上である。

岬町深日の南方では、山地内に幅500m、長さ2kmに及ぶ南北方向の細長い谷地形が存在し、高度100m以下の丘陵を構成している(現在は大部分が岬ゴルフ場になっている)。ここには大阪層群の厚い砂礫層が分布している。同ゴルフ場内のLoc. 5では、砂礫層を構成する礫は長径10cm以下のチャートの垂円- 円礫を主体とし、このほか砂質片岩及び石英片岩(最大径8cm)の垂円- 円礫を含んでいる。また、和泉層群の砂岩の垂円- 亜円礫(最大径20cm)もわずかに含んでいる。

Loc. 6(深日南方)では、チャートの垂円- 円礫(最大径15cm)を主体とする砂礫層が少なくとも27m



第27図 和泉層群と大阪層群を境する逆断層  
和泉層群(I)と大阪層群(O)が南傾斜の断層面で境される。Bは近接写真(和歌山市木ノ本)

以上の厚さで分布し、石英片岩(最大径10cm)及び砂質片岩や砂岩(最大径10cm)の円-亜円礫もかなり含まれている(第28図)。また、部分的に和泉層群由来の砂岩の亜角-亜円礫(最大径50cm)が卓越する礫層が層厚1-2mで挟まれており、このような巨礫はごく近くの山地から(当時の支流によって)もたらされたと推定される。

Loc. 7(深日南西)でも、チャートの亜円-円礫(最大径20cm)からなる砂礫層がみられ、和泉層群の砂岩の亜円-亜角礫(最大径20cm)もわずかに含まれている。

Loc. 8(深日東方)の周辺は広範囲にわたってシルト-粘土層で構成されており、Loc. 9(深日東方)では粘土層とこの上位に重なる厚さ約10mのチャートの亜円-円礫(最大径10cm)を主体とする砂礫層からなっている。ボーリング資料によると、Loc. 9付近では粘土層が厚く堆積しており、標高-15m付近で基盤岩(和泉層群の砂岩)に達している。

Loc. 10(岬公園)では、チャートの亜円-円礫(最大径11cm)を主体とする砂礫層からなり、層厚は20m以上である。同層中には長径2.5cmの石英片岩の亜円礫も見出された。また、同層には厚さ4mの砂-粘土層が挟まれている。

Loc. 11(岬公園)では、チャートの亜円礫(最大径8cm)及び粗粒砂からなる砂礫層で、層厚は少なくとも10m以上である。同層中には、和泉層群の砂岩の円礫も含まれ、最大径が10cmで、多くはくさり礫化している。

Loc. 12(淡輪南方)では、和泉層群の砂岩の亜角礫(最大径20cm)を含む砂礫層からなり、層厚は6m以上である。またLoc. 13(山中)には粘土-シルト層が分布する。

ボーリング資料によると、Loc. 14(山中)では地表下14mまで大阪層群の粘土層がみられ、その下位



第28図 大阪層群に含まれる結晶片岩礫 (深日南方のLoc. 6)

に厚さ4m以上の大阪層群の礫層が確認されている。また、Loc. 15(山中)では、地表下7mまで大阪層群の粘土層が、更に下位に約10mの大阪層群の砂層がみられ、和泉層群を不整合に覆っている。

### V. 1.3 大阪層群の堆積時期と和泉山脈の形成

泉南地域から和泉山脈北麓に分布する大阪層群は、泉南累層(大阪層群最下部層に相当)・国分累層(大阪層群下部層に相当)及び泉北累層(大阪層群上部層に相当)に区分されている(Itihara et al., 1975; 市原ほか, 1986など)。本図幅地域の和泉山脈北麓に発達する大阪層群は、「岸和田」図幅地域の大阪層群との層序関係からみて概ね泉南累層に相当する。一方、和泉山脈南麓の大阪層群は、同様に泉南累層に相当するとみなされるが、分布が孤立していることや対比に有効な化石・鍵層を含まないことからその形成年代の詳細は不明である。

和泉山脈北麓の大阪層群最下部層については、Itihara et al. (1975)によって、三波川結晶片岩の礫が含まれることが指摘されている。岡(1978)は「岸和田」図幅地域の中央部に当たる同山脈北麓地域において、外帯に由来する結晶片岩礫及びチャート礫を多く含む地層を内畑層(泉南累層に含まれる)とし、それを覆う主に和泉層群由来の礫からなる地層を天野層(泉南累層の最上部と国分累層)と呼び、両層の分布を明らかにした。更に、内畑層を構成する堆積物は中央構造線以南から北流する河川によって供給されたと考え、山脈北麓の平坦面(標高100-400m)もこの河川によって形成されたとしている。そして、外帯由来礫の供給が途絶える天野層の堆積開始をもってこれらの河川が消滅したと考えている。

更に、寒川ほか(1977)・寒川(1978)及びSangawa(1986)は、内畑層の分布地域や、和泉山脈において分水嶺が著しく南に偏っている河川が存在をもとにして第44図のような古流路を推定している。かつて、和泉山脈地域が低起伏の頃、このような水系を通して外帯由来礫が大阪平野域にもたらされ、和泉山脈の上昇(中央構造線の新しい活動の開始)に伴って、これらの水系が消滅したという考えである。

本図幅地域でも、岬町深目の南には和泉山脈中に南北方向の谷地形があり、外帯由来の礫を含む大阪層群が厚く堆積している。また、その出口にあたる岬町一帯(第26図のLocs. 5-11)にも外帯由来礫を含む大阪層群が広く分布しており、この位置にかつて和泉山脈地域を横切って北流する大きな河川が存在したものと考えられる。なお、和泉山脈南麓のLoc. 1及びLoc. 2の大阪層群も、これら北麓の大阪層群と類似した岩相・礫種構成を示しているが、山脈内を北流した水系との前後関係は不明である。

## V. 2 更新統中一低位段丘堆積物(tm, t1)

### V. 2.1 和泉山脈南麓地域の段丘堆積物

紀ノ川河谷のほぼ全域にわたって段丘面が連続的に発達しており、寒川(1977)及び岡田・寒川(1978)により区分されている。この概要は次のようになる。

紀ノ川河谷内では、紀ノ川本流が形成した段丘面(本流型段丘面)がよく連続しており、上位から五条面・山田面・恋野面・山蔭面・野原面・二見面及び今井面に区分できる。五条面は河谷内で最高位に位置する段丘面で、著しく開析されているものの丘陵地形の頂部にわずかに平坦面を残している。紀ノ川河谷を埋積して厚い堆積物(菖蒲谷層群)が堆積する過程で、最上部が古紀ノ川の河床性堆積物になり

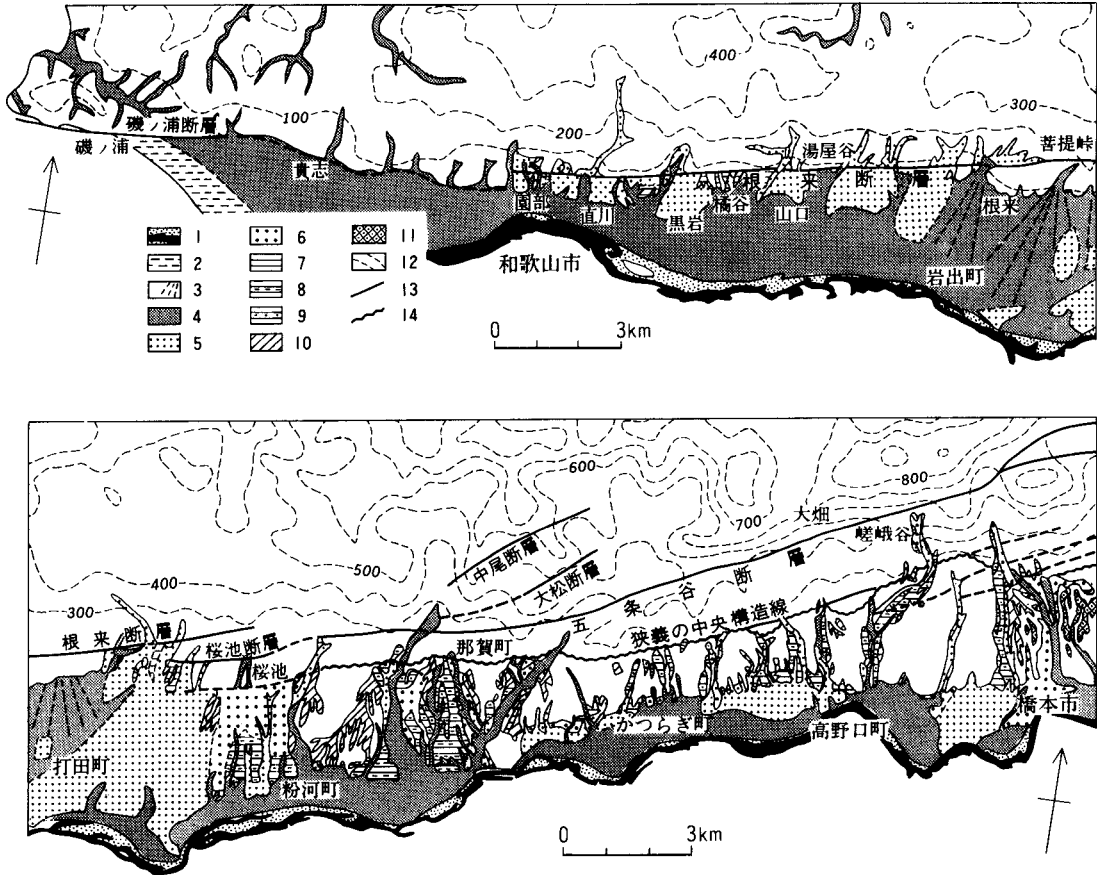
(寒川, 1977 では五条面の段丘堆積物として五条層と命名), この段丘面を形成したと考えられる。

恋野面と山蔭面がいわゆる中位段丘面で, 概ね12-8 万年前頃に形成されたものと考えられる。紀ノ川現流路に沿ってよく連絡し, 堆積物に赤色風化殻(恋野面で2.5-5YR; 標準土色帳のマンセル表示, 山蔭面で7.5YR 程度の色調)がみられる。

野原面・二見面及び今井面は低位段丘面に相当し, 段丘堆積物には赤色風化殻がみられず, あまり風化を受けていない。特に良く連続する二見面は概ね2-3 万年前に形成されたものと考えられる。

これらの本流型段丘面に対応して, 和泉山脈を開析しながら南流する河川沿いの段丘面(支流型段丘面)も区分できる。そして, 紀ノ川の中-下流域に当る橋本市以西の地域では, むしろ支流型の段丘面が広く発達するようになる(第29 図)。

本図幅地域では, 和歌山市橋谷や府中周辺に恋野面または山蔭面に相当する中位段丘面( $t_m$  面)がわずかに分布している。また, 和歌山市園部から橋谷に至る範囲に二見面に対比される支流型の低位段丘面(本稿では $t_{l2}$  面とする, 扇状地状に発達)が広く分布している。更に, 和歌山市大同寺付近には, 野原面に相当する低位段丘面(本稿では $t_{l1}$  面とする)がわずかに認められる(地質図では $t_{l1}$  面と $t_{l2}$  面を一



第29図 紀ノ川中-下流域の段丘面区分図 (岡田・寒川, 1978より)

括している). 各露頭地点を第26図(Locs. 16-19)に示す.

Loc. 16(橘谷東方)の中位段丘堆積物は, 和泉層群由来の砂岩の亜角礫(最大径15cm)及び砂からなる砂礫層であり, 層厚は2m以上である. 礫の多くはくさり礫となっている.

Loc. 17(府中北方)の中位段丘堆積物は, 和泉層群由来の砂岩の亜円礫(最大径20cm)及び砂からなる砂礫層であり, 層厚は3m以上である. ここでも風化が著しく, 礫の多くがくさり礫になっている. また, 地表面下の数10cm以内で赤色風化殻(5YR4/6)が発達している.

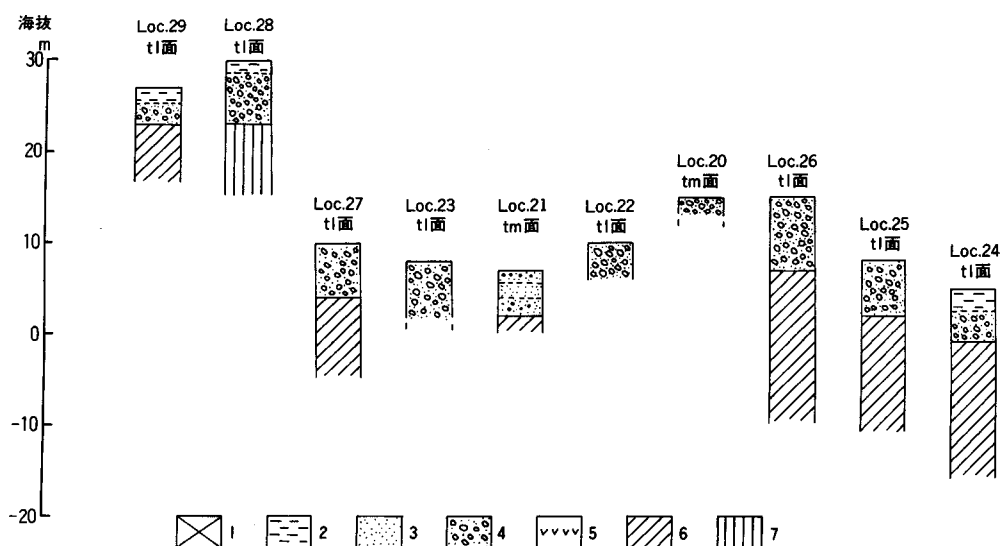
府中西方には, 低位段丘面(t12面)による侵食をまぬがれたかたちで, 中位段丘面がわずかに分布している. Loc. 18の中位段丘堆積物は, 和泉層群の砂岩の亜角礫(最大径20cm)及び砂からなり, 層厚は6-7mである. 礫の一部はくさり礫になっている.

低位段丘面(t12面)は, 和泉山脈から流下する多くの河川による扇状地面として形成されており, 面もわずかに開折を受けている程度である. 堆積物は和泉層群由来の亜角-亜円礫よりなる扇状地礫層で, わずかに風化を受けている. Loc. 19(府中)の低位段丘堆積物は, 和泉層群由来の砂岩の亜角-亜円礫(最大径40cm)と砂からなり, 層厚は7m以上である. この堆積物は軽微な風化を受けている.

## V. 2. 2 和泉山脈北麓地域の段丘堆積物

この地域でも, 和泉山脈を開析しながら北流する河川による河岸段丘がわずかに分布している. そして, 堆積物の風化程度などを基準にして山脈南麓地域と同様に中位段丘面(tm面)と低位段丘面(t1面)に区分できる. 各露頭地点を第26図(Locs. 20-29)に示す.

中位段丘面は, 阪南町鳥取及び貝掛の周辺に分布している. 段丘面はかなり開折を受けているが, 大部分の地域で堆積原面は保存されている. 堆積物中の礫にはくさり礫が多くみられ, 一部では赤色風化



第30図 和泉山脈北麓地域の段丘堆積物の地質柱状図  
1.盛土, 2.粘土-シルト, 3.砂, 4.砂礫, 5.火山灰, 6.大阪層群, 7.和泉層群

殻も認められる。

Loc. 20(鳥取)の中位段丘堆積物は、和泉層群由来の砂岩の亜円礫(最大径15cm)及び砂よりなり、層厚2m以上である(第30図)。礫の多くは風化してくさり礫となっている。更に、地表面下数10cm以上に赤色風化殻が発達し5YR5/6の色調を示している。

Loc. 21(貝掛)の中位段丘堆積物は、層厚5mで、標高2m付近で大阪層群の粘土層を不整合に覆っている。地表面下1.5mまではほぼ水平に堆積した砂礫(最大径3cmの砂岩及びチャートの円礫)と粗粒砂の互層、その下位45cmはクロスラミナが発達する粗粒砂層、更に下位90cmは粗粒砂と砂礫(最大径4cmの円礫)の互層、その下位40cmは粗粒砂層、更に層厚30cmの砂礫層(最大径2cmの円礫)、最下位は層厚1.5mの砂-砂礫層となっている。全体として礫は良く円磨され海成に近い堆積環境を示している。また、堆積物の最上部数10cmはわずかに赤味(7.5YR6/7)を帯びている。

低位段丘面は、男里川・番川などの和泉山脈から大阪湾に流入する多くの河川に沿って形成されている。段丘面は余り開析を受けておらず、堆積物の風化程度は弱い。

Loc. 22(鳥取西方)の低位段丘堆積物は、和泉層群由来の砂岩(礫岩)の亜角-亜円礫(最大径17cm)及び砂からなり、厚さは4m以上である。淘汰は不良で、一部では南から北流するインプリケーションが明瞭である。礫はわずかに風化を受けている程度で、新鮮な礫も含まれている。

Loc. 23(箱の浦)の低位段丘堆積物は、和泉層群由来の砂岩の亜円礫(最大径20cm)及び砂からなり、厚さ6.5m以上である。全体に淘汰が悪く、またやや風化を受けている程度である。

低位段丘堆積物は、このほかボーリング資料によっても確認される。尾崎-鳥取間のLoc. 24(尾崎)では、厚さ6mの低位段丘堆積物が大阪層群の砂層を不整合に覆っている。この段丘堆積物の上部2.5mは粘土層、下部3.5mは砂礫層より構成されている。Loc. 25(尾崎)では、厚さ6mの砂礫層からなり、大阪層群の砂-シルト層を不整合に覆っている。また、Loc. 26(鳥取東方)でも、厚さ8mの砂礫層からなり、大阪層群の砂層を不整合に覆っている。

更に、箱作-峯地藏間のLoc. 27(箱の浦)では、厚さ6mの砂礫層からなり、大阪層群の砂層を不整合に覆っている。Loc. 28(箱の浦南西)では、厚さ6mで、和泉層群を不整合に覆っている。この低位段丘堆積物の上部1.5mは粘土、下部4.5mは砂礫より構成されている。Loc. 29(峯地藏)では、層厚4mで、大阪層群の砂-シルト層を不整合に覆っている。この低位段丘堆積物の上部2mは粘土-シルトから、下部2mは砂礫から構成されている。

### V. 3 沖積層(a, b, ad, s, c, p)

沖積層は、和歌山平野に広く分布するとともに、和泉山脈の北麓や友ヶ島に点在しており、海岸平野及び谷底平野堆積物・浜堤堆積物・風成堆積物・砂浜堆積物・旧河道堆積物及び現河床堆積物からなる。

#### V. 3. 1 和歌山平野の沖積層

和歌山平野の地形区分や古地理の変遷については、日下(1980)及び額田(1988; 1990)の研究がある。本報告における地形区分も、額田(1990)の地形分類図及び空中写真の判読を基礎にしている。

日下(1980)は和歌山平野のボーリング資料の解析を行い、沖積層の層厚をもとに同平野の地下構造を明らかにするとともに、縄文海進後の古地理の変遷を考察している。和歌山平野の地下構造についてみると、紀ノ川北岸の狐島付近では深度25mで最終氷期の河床堆積物である礫層に達し、西方の海岸砂州では35mの深度で同礫層に達している。また、紀ノ川南岸の八軒家付近では深度17-19mで、JR和歌山駅付近では20-23m、和歌山電報局付近では27m、臨海部では30-35mでそれぞれ同礫層に達している。このように西に向かって沖積層の厚さが増加することから、紀ノ川本流に沿って最終氷期の地表面は現在より大きな勾配で西へ傾斜していたとしている。なお、最終氷期頃には、現在の紀ノ川本流につらなる大河川の他に、現在の和田川に近い流跡をもつ河川が存在したことも指摘している。

古地理の変遷をみると、縄文海進期の6,000年前頃には海水準が現在より3-4m高く、和歌山平野北縁の和歌山市六十谷から木ノ本を経て磯の浦に至る地域まで入江が浸入し、水深15-25mの海底に粘土・シルトが堆積していた。そして、約5,000年前頃には、現在の海岸線に沿うような砂州が発達するようになった。4,000年前頃には海水準が現在と同じレベルになり、現和歌山平野内には入江が広く展開していた。2,000年前頃になると、紀ノ川の堆積作用が進み、陸域がかなり広がるとともに、新和歌浦から南南東に向かって砂州がのびるようになった。奈良時代頃になると、現在の和歌山平野部がほぼ陸化し、紀ノ川本流も船所から狐島付近で西に凸な大きな弧を描きながら和歌山市街地を通り、まっすぐ南へ流れながら和歌浦に流入するという流跡が概ね定まるようになった。そして、紀ノ川河口が現在の位置に移ったのは明応から寛永年間の間であろうとされている(日下, 1980)。

額田(1988)は和歌山平野の地形面の詳細な区分を行った。これによると、沖積層がⅠ-Ⅲ面に、また砂堆(頂部は砂丘砂で覆われている)がⅠ-Ⅲ面に区分されており(第31図)、その概要は次のようになる。砂堆Ⅰ面は、縄文海進絶頂期頃の海面に対応したもので、沖積段丘である沖積Ⅰ面はこの時期の海面に対応して形成された地形面である。沖積Ⅱ面は歴史時代に段丘化したもので、当時の自然堤防と後背湿地からなっている。また、この面に対応した砂堆Ⅱ面が発達している。沖積Ⅲ面は現在の沖積面で、自然堤防・後背湿地・三角州性低地からなり、最も外側の砂堆(砂堆Ⅲ)を含む現海水準に対応している。

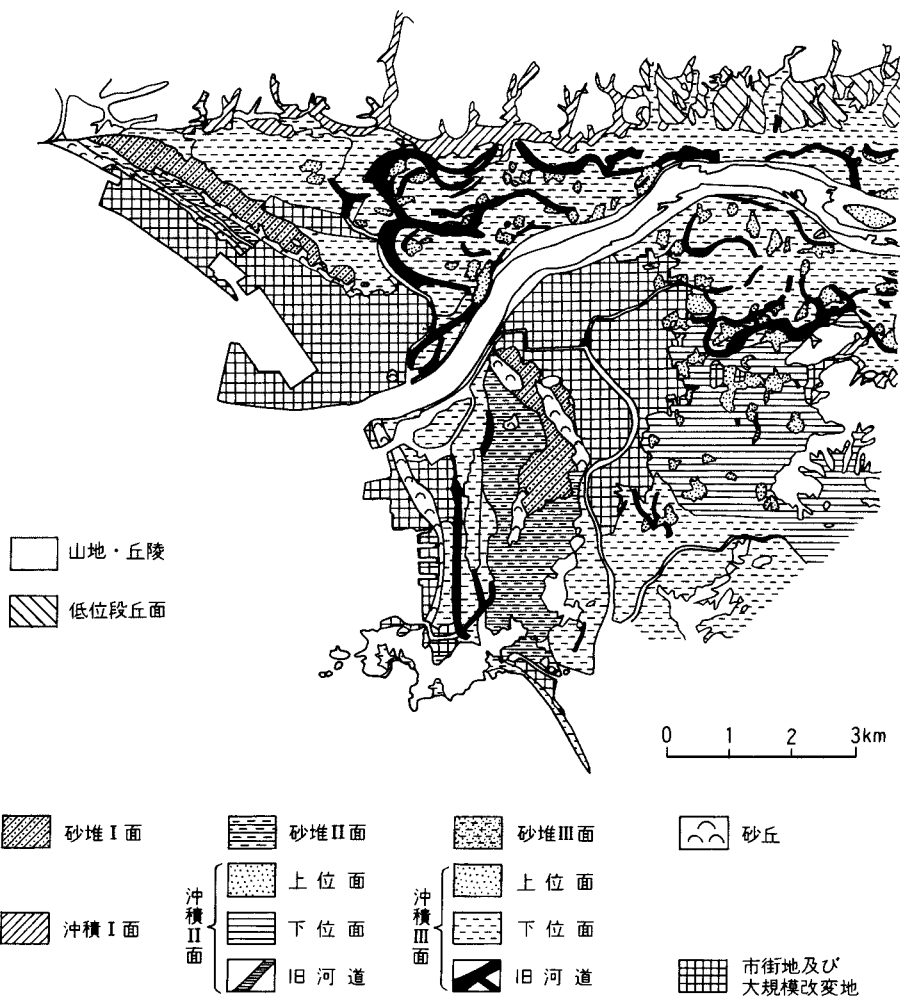
額田(1990)は紀ノ川を含む北岸の沖積低地において、ボーリング資料に基づく地質断面図を示している(第32図)。これによると、沖積層の基底部(海拔-20~-25m以深)は砂礫層からなり、-12m以下は縄文海進時に堆積したと考えられる貝殻片を含む青灰色シルト及び粘土層、-5~-12mは貝殻片を含む青灰色砂層、0~-5mは砂礫および細礫まじりの砂層からなる。また、最上部は陸成となり、北島付近の自然堤防では主に砂層から、また野崎から木ノ本の後背湿地では腐植物を含む湿地性のシルト及び粘土からなる。

### V. 3. 2 和泉山脈北麓地域の沖積層

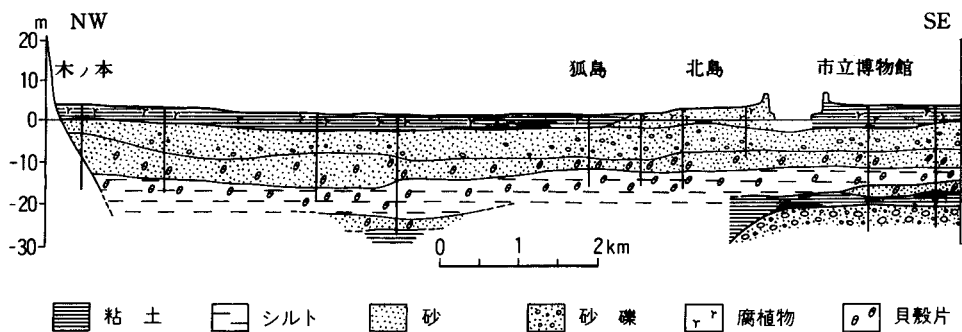
この地域でも河川の河口沿いに沖積低地がわずかに分布している。ボーリング資料に基づく沖積層の概要は以下の通りである(第33図;ボーリング地点は第26図のLocs. 30-32)。

Loc. 30(多奈川谷川西方)では、貝殻が多く混る厚さ4mのシルト層からなり、和泉層群の砂岩を覆っている。

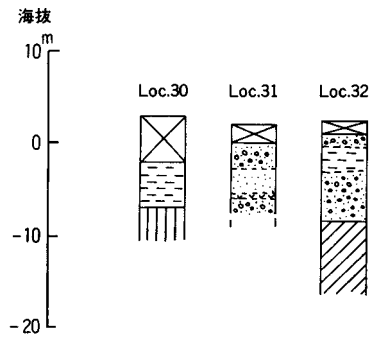




第31図 紀ノ川下流域の地形分類図 (額田, 1988を一部修正)



第32図 紀ノ川北岸の沖積層の地質断面図 (額田, 1990より)



第33図 和泉山脈北麓地域の沖積層の地質柱状図 (凡例は第30図参照)

Loc. 31(多奈川谷川)では、上部が厚さ2.7mの砂礫層、中部が厚さ4mの貝殻層混りのシルト質砂層、そして下部が砂礫層からなる。中部の砂層の下部には厚さ80cmで灰色火山灰と記されている地層があり、この地層より下位が大阪層群の可能性が高い。

また、尾崎港の南東にあるLoc. 32では、厚さ9mの沖積層が大阪層群の粘土層及び砂層を不整合に覆っている。そのうち上部1.5mは砂礫層が卓越するが、中部の厚さ2.5mの部分は粘土層である。さらに下部の厚さ5mの部分は砂礫層よりなっている。

## VI. 中央構造線

(寒川 旭・宮田隆夫)

中央構造線は白亜紀前期から第四紀にいたるまで複雑な変位史をもっており、Ichikawa(1980)は地域的な中央構造線の地球科学的な特徴の相違にもとづいて、中央構造線をI-IV域、さらに8亜域に区分した。近畿地方では、淡路島南縁から紀伊半島中央部までが、そのIIc域にあたる。Ichikawa(1980)及び市川(1991)によると、西南日本の中央構造線の活動は少なくとも次の5つの時期に分けられる。

第1期 和泉層群・大野川層群(九州)堆積前(白亜紀前期-中頃、いわゆる鹿塩時階)。西南日本における左横ずれを主とする時期。

第2期 白亜期後期-古第三紀前半。左横ずれ断層運動の時期。

さらに、次の2つの時期に分けられる。

2a期；和泉層群(九州では大野川層群)堆積期。横ずれ堆積盆の形成。

2b期；和泉層群堆積後-久万層群堆積前(65-50Ma、いわゆる市ノ川時階)。

第3期 久万層群堆積後-石槌層群堆積前(古第三紀後半-中新世初め、いわゆる砥部時階)の逆断層運動

の時期

第4期 祖母山・石槌・設楽などの堆積盆地の形成中から形成後にかけて(中新世前期後半-中期)の時期.

第5期 第四紀(近畿地方の場合).

さらに、次の2つの時期に分けられる.

5a期; 菖蒲谷層形成後、五条層形成前(第四紀前半、いわゆる菖蒲谷時階)の逆断層運動の時期.

5b期; 五条層堆積後(第四紀後半)の右横ずれの時期.

本図幅地域における中央構造線は、JR 阪和線紀伊駅北方の橘谷から園部、善明寺、栄谷及び和歌山平野の下を通り、紀伊水道の海底断層(第34図)へと延びている。岡田・寒川(1978)は、この中央構造線のうち、活断層の区間を根来断層及び磯ノ浦断層と呼んでいる。中央構造線の断層露頭は、新期堆積物に広く覆われるために限られている。

本図幅地域では、上に示した5つの時期の活動のうち、第2期及び第5期の活動をみる事ができる。

## VI. 1 第四紀以前の活動

**第2a期の中央構造線:** この時期の中央構造線の断層運動は和泉堆積盆の形成と関係する。和泉山脈から四国の和泉層群に発達する向斜構造の配列パターンから、当時の中央構造線の運動は左横ずれであったと推定される。

和泉層群には、地層が東へ若くなる、向斜軸が東へプランジする、和泉山脈では軸部に沿う積算層厚

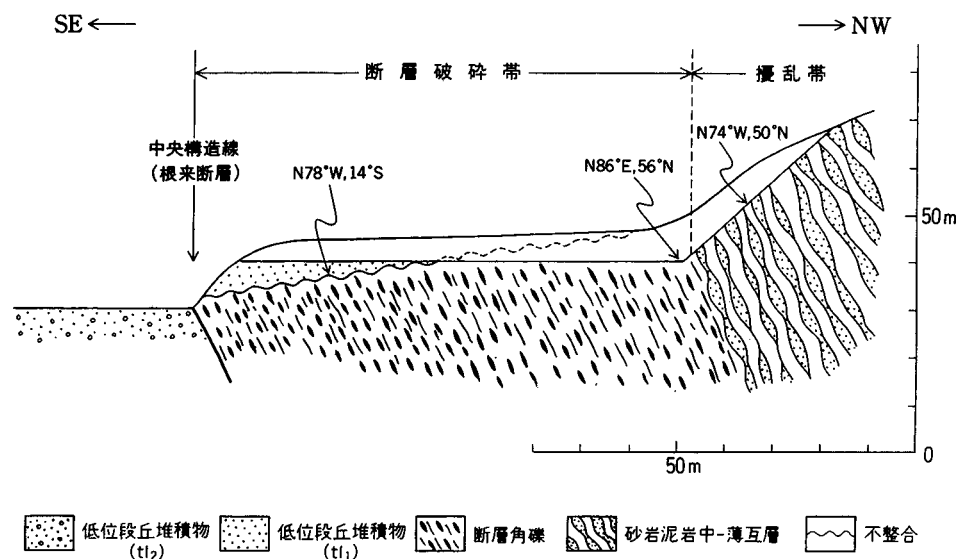


第34図 紀伊水道における中央構造線 (茂木, 1979を簡略化)

が20,000m以上になる、主相にみられる小堆積サイクルの厚層理タービダイト相が約10-15kmのオーダーで分布拡大するといった諸特徴(宮田ほか, 1987)が認められる。市川ほか(1981)は、それらの特徴を中央構造線の左横ずれ運動に伴う堆積中心の段階的な東進モデルによって説明されるとした。これはチャンネル堆積物の段階的な東進モデル(Tanaka, 1989)とも調和している。このような堆積中心の移動は未固結堆積物であった和泉層群にスランブ褶曲を引き起こしたと推定される。スランブ褶曲から推定される古斜面は、古流向から推定される西への広域古斜面とは逆に、東向きである。この東側への古斜面は堆積中心の移動に伴い形成されたと考えられる(Miyata, 1990)。

一方、中央構造線は奈良県五条市で大きく屈曲し(五条屈曲という)、その西側地域(和泉山脈地域)には断層形成が著しい。左横ずれ成分をもつNE-SW系の断層と2本の境界断層(中央構造線と泉南帯(山田, 1987)北限の境界断層)とで画された平行四辺形に近い形をもつデュプレックス帯が発達する。この構造は中央構造線のreleasing bendにおける横ずれデュプレックスと考えられる。中央構造線の五条屈曲におけるextensional strike-slip duplexingによって堆積盆が逐次東に形成され、これに伴い堆積中心が東に移動し、東側がより沈降することに伴い堆積盆が東に傾動し、充填堆積物がスランピングを起こしたと推定される。

**第2b期の中央構造線:** Miyata (1980)によると、善明寺西方の宅地造成の際出現した和泉層群起源の断層ガウジの南へ張り出した分布を除くと、園部及び六十谷北方、北千手の宅地造成時に出現した和泉層群起源の断層破砕帯は一般に東西方向(N78-82°E)で、高角度(50-60°N)である。断層破砕帯の幅は80m以上と広い。その断層破砕帯の北側には、中-薄互層の砂岩が変形・前断をうけ、ブーディン化した擾乱帯が観察できた。その大規模な断層破砕帯は南へ緩く(15°前後)傾斜した低位段丘堆積物により



第35図 中央構造線に沿った和泉層群の破砕帯とこれを不整合に覆う低位段丘堆積物

不整合に覆われる(第35図)。

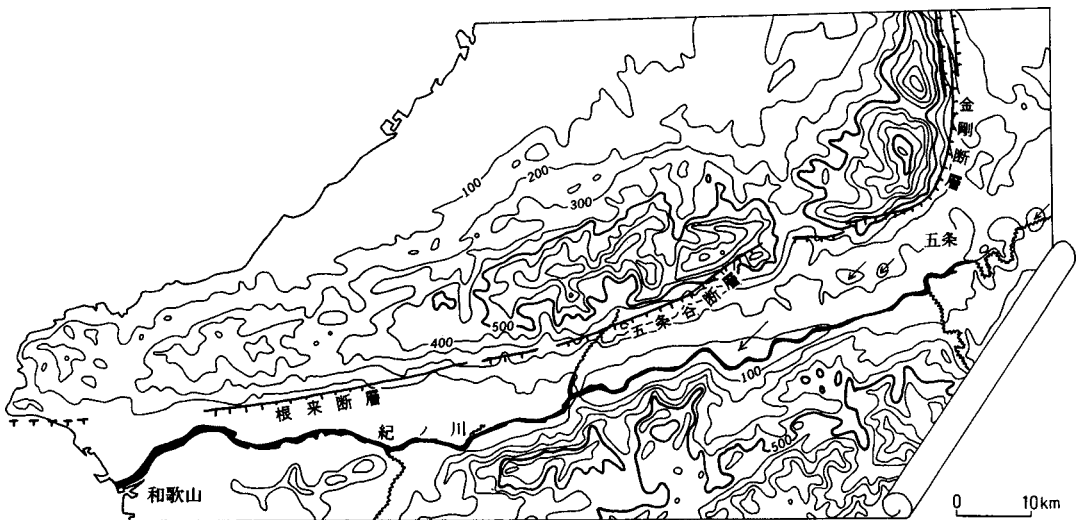
その低位段丘堆積物は、第5b期の中央構造線によって切られているが、和泉層群起源の大規模な破碎帯を覆うことから、この破碎帯の形成は基本的に低位段丘堆積物の形成前とみなせる。更に、本図幅地域外ではあるが、和泉層群起源の断層破碎帯と擾乱帯の両方あるいはどちらか一方が、和泉山脈南縁で鮮新-更新統菖蒲谷層に、更に四国西部で始新統久万層群に不整合に覆われることを考慮すると、和泉層群の大規模な断層破碎帯及び擾乱帯は中央構造線の第2b期の断層運動に伴い基本的に形成されたと考えられる。第2b期の中央構造線は、和泉層群の変形構造(背斜構造の左雁行配列, リーデルシア型断層の右雁行配列, プーディングの配列様式, 大規模な破碎帯形成など)から判断して、左横ずれ運動と考えられている(Miyata, 1980 ; Miyata et al., 1980)。

吉川ほか(1987)は、東隣の「粉河」図幅地域内の和泉層群の分布が南に少し張りだした地域の地震波解析による中央構造線の地下構造を示した。それによると、中央構造線の断層面は低角度である。中央構造線の地下構造については、和泉層群の分布境界が直線的で南に張り出していない地域でも今後検討する必要がある。

## VI. 2 第四紀の活動(活断層)

### VI. 2. 1 根来断層の活動による変位地形

紀伊半島における中央構造線のうち活断層として顕著なものは、和泉山脈南縁から金剛山地東縁にかけて発達する根来断層・五条谷断層及び金剛断層である(第36図)。本図幅地域にはこのうち根来断層の西部が含まれている。根来断層は、和歌山市園部から同市橘谷にかけて中-低位段丘面を切断し、また同段丘面を開析する河谷を系統的に屈曲させている。これらの変位地形は岡田・寒川(1978)で詳細な検



第36図 和泉山脈-金剛山地の埋谷面図と活断層  
埋谷面図は谷幅500m以下の谷を埋めて作成

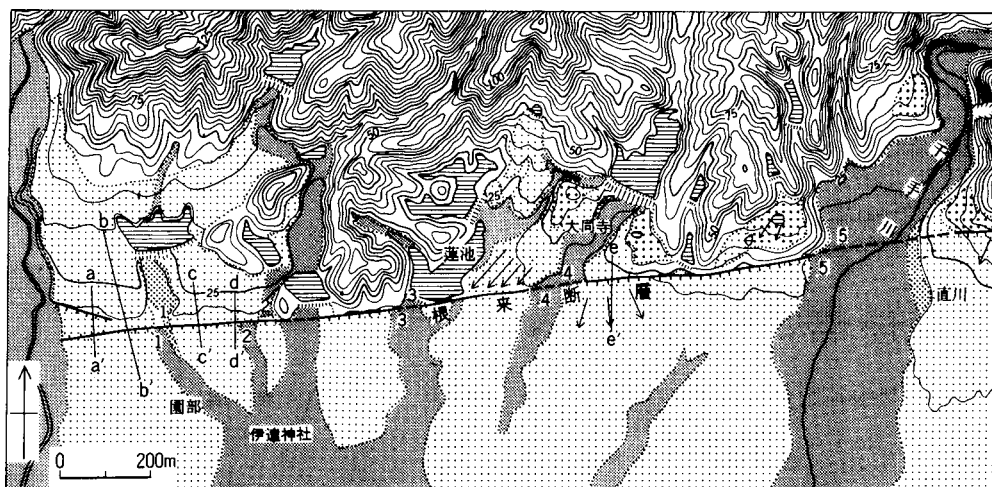
証を行っており、以下これに基づいて各地域毎に記述を行う。

まず、和歌山市園部から直川に至る範囲(第37図)では、断層崖はN80°E方向に直線的にのびている。

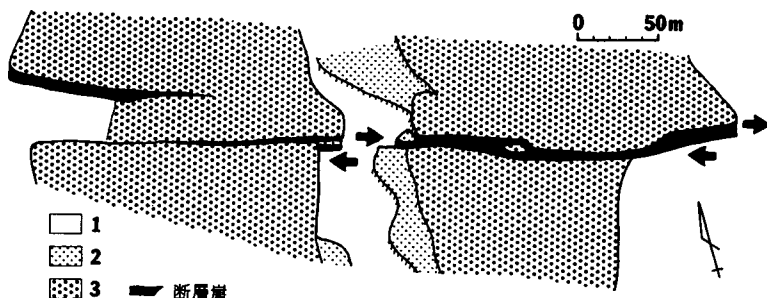
河谷1(変位河谷について西から順に番号をつけたもの)について、第38図に詳しく示した。ここでは、 $t_1$ 面を開析する幅約50mの河谷内に更に低位の段丘面( $t_1$ 面と呼ぶ)がわずかに分布している。そして、この $t_1$ 面は根来断層沿いに北側が1.7m相対的に上昇するような断層変位をうけている。また、この $t_1$ 面と現河床の間に生じた段丘崖が、河谷の西岸で13.5m、東岸で10.0m右横ずれ方向に変位している。この場合、両岸で変位量が異なるが、東岸の下盤側が河道に対してせり出すように変位して侵食され易いことによると解釈できる。

河谷2・3にも右横ずれ変位が認められ、河谷2の場合変位量は概ね30mである。河谷4では西岸が約51m、東岸が約54mと、両側でほぼ等しい量の右横ずれ変位が認められる。河谷5では、西岸に約57cmの変位が生じている。

根来断層による $t_1$ 面の垂直変位も連続的に確認され、第39図の地形断面図から変位量が求められて



第37図 園部-直川間の根来断層による変位地形 (岡田・寒川, 1978を一部修正)



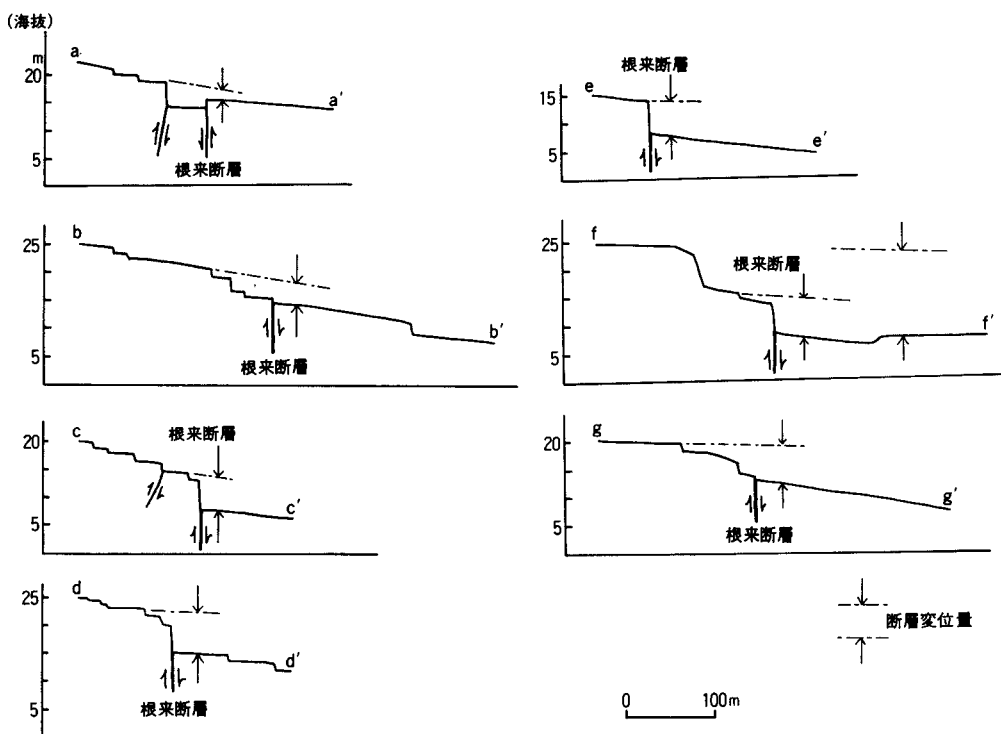
第38図 河谷1周辺の変位地形の詳細 (Sangawa, 1986)  
1.河谷底, 2. $t_1$ 面, 3. $t_2$ 面

いる(岡田・寒川, 1978). 断層の最西端では幅 100m 以内の細長い凹地が生じている(a-a' 断面). また, 河谷 1 の両側では t12 面が 5.2-7.8m 北上りの変位を受けている(b-b', c-c', d-d' 断面). 河谷 4 の東側でも t1<sub>2</sub> 面の変位が鮮明で変位量は 6.5m である(e-e' 断面). しかし西側では上盤側の段丘面が南へ傾く撓曲崖となっている.

河谷 2 の西端では顕著な断層崖から 23m 北側で, t12 面を構成する低位段丘堆積物を切る断層が認められた(寒川・岡田, 1977). これは, 走向 N60° E, 傾斜 65° N の逆断層で, 断層面に接した上盤側では礫の多くがひきずりをうけ長軸を N70° E 前後に向けて再配列し, 60° W 程度の傾斜を示している. この断層は根来断層の活動に伴って発生した副断層で, 断層直上の地表面には約 1.5m の変位(北上り)が認められる.

和歌山市直川から黒岩にかけての範囲(第 40 図)でも, 断層崖はやや屈曲しながら, N70° E-N80° E 方向にのびている. 河谷 6・7・8 では, 右横ずれ方向の屈曲が鮮明で, 変位量もそれぞれ 38m, 41m, 38m とほぼ等しい値になっている.

河谷 9・10 はともに幅 100m 近い谷底をもっているが, 断層沿いの東岸及び西岸には右横ずれ方向の屈曲が認められる. 変位量は, 河谷 9 では東岸で 48m, 西岸で 39m となる. また, 河谷 10 では東岸 69m, 西岸で 63m である. 河谷 9 の東岸では, t<sub>m</sub> 面が約 17m, t12 面が約 6.9m の垂直変位を受けてい

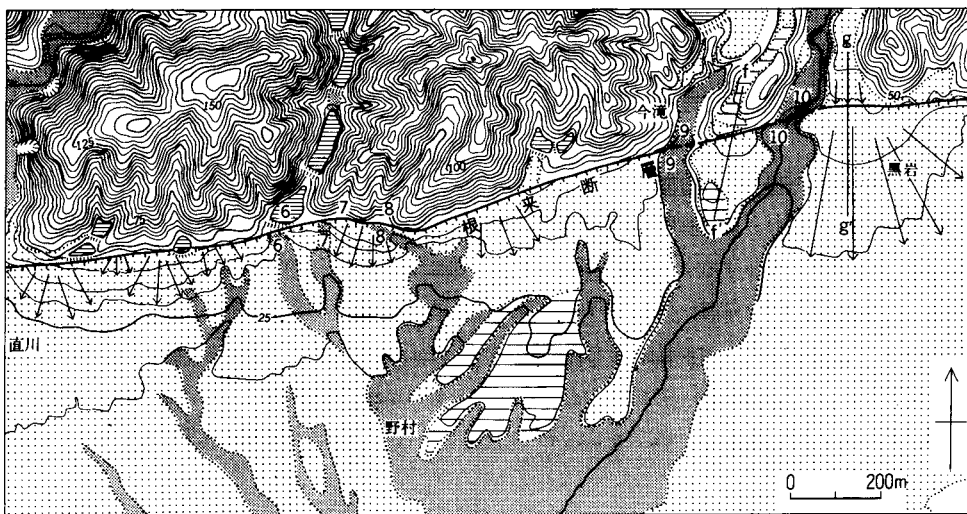


第39図 根来断層を横切る地形断面図 (岡田・寒川, 1978より)  
断面 a-a' から e-e' の位置は第37図に, 同 f-f' と g-g' の位置は第40図に示す

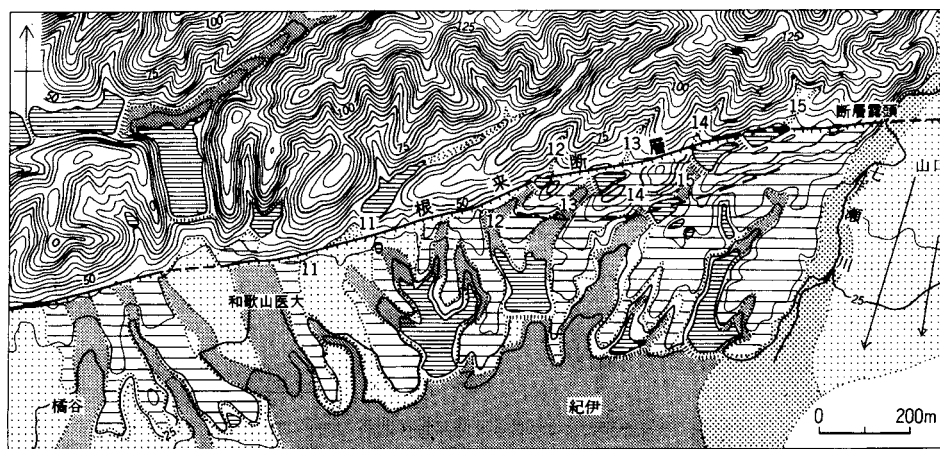
る(f-f' 断面). そして, 河谷10の東岸ではt12面が撓曲しており(g-g' 断面), 撓曲崖の両側での落差は6.4mになる.

和歌山市橋谷から山口に至る範囲(第41図)でも, 山地と段丘面群との境界に沿って, 断層崖がN75°Eの走向にのびている. この地域ではtm面を開析する河谷のすべて(11-15)に右横ずれを示す系統的な屈曲が認められる. 変位量はそれぞれ, 120m(河谷11), 150-174m(河谷12), 99m(河谷13), 132m(河谷14), 225m(河谷15)と算定される.

また, 山口の北西では, ほぼ東西方向の露頭に沿う約50mの区間において断層が観察できた(岡田・寒川, 1976; 寒川・岡田, 1977). ここでは, 走向N86°E-N84°W, 傾斜39°-48°Nの断層面を境にし



第40図 直川-黒岩間の根来断層による変位地形 (岡田・寒川, 1978を一部修正)



第41図 橋谷-山口間の根来断層による変位地形 (岡田・寒川, 1978を一部修正)



て、上盤側の和泉層群と下盤側の中位段丘堆積物(砂-砂礫層)が接しており、下盤側の地層は断層活動に伴って波状の変形をうけている(第42図)。また、主な断層面に平行して、より低角度の断層面(最も低角度なもので走向N72°E, 20°N)もいくつか認められる。更に、この300m西南西では、中位段丘堆積物を切る正断層(走向N80°W, 42°S)も認められる。

和歌山市北西部の磯の浦付近では、東西方向で南向きの急崖によって和泉山脈と沖積低地が境されている。また、北流する河川の upstream では、この急崖の位置で多くのウインドギャップ(風険)地形が認められることから、ある時期にはさらに南まで達していた河谷底が断層活動(磯ノ浦断層)によって切断された可能性が指摘されている(岡田・寒川, 1978)。

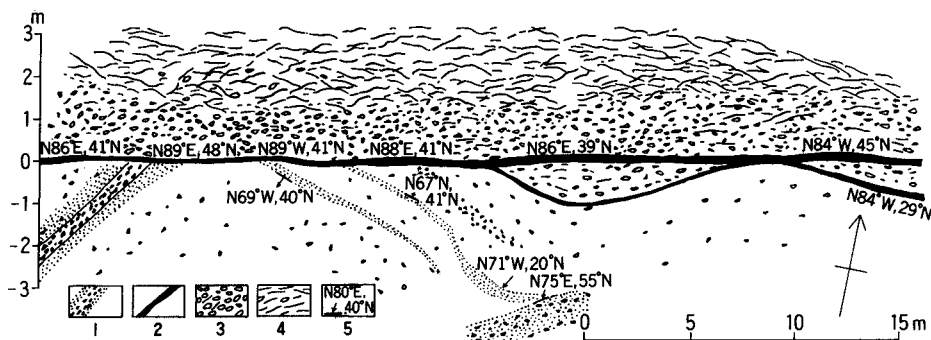
この東方延長上の木ノ本で認められた大阪層群を切る断層(V. 1. 1 参照)も、和泉山脈の山麓沿いの沖積層下に第四紀以降に活動した断層が存在することを示唆している。

一方、和歌山市善明寺から西方2kmの範囲で、和泉層群からなる丘陵の前縁に破碎帯が存在し、第四紀層(菖蒲谷層)を切る逆断層が存在する可能性が高い。この断層は段丘面と沖積面に変位を与えておらず、後述するような第四紀前半の逆断層活動を示すものと考えられる。

## VI. 2. 2 根来断層の変位速度

岡田・寒川(1978)は、根来断層の変位速度を、同断層沿いに求められた断層変位量を変位基準となる段丘面の形成年代で割算することにより求めている。段丘面の推定形成年代は、岡田・寒川(1978)によれば、 $t_m$ 面 $10 \pm 2$ 万年前頃(小原台面から下末吉面にほぼ相当)、 $t_2$ 面で2.5-3万年、 $t_3$ 面で1-1.5万年である。これによると、本図幅地域での垂直変位量は $t_m$ 面を基準にした場合 $0.14-0.21m/10^3$ 年、 $t_2$ 面を基準にした場合 $0.11-0.31m/10^3$ 年、 $t_3$ 面では $0.11-0.17m/10^3$ 年の範囲となる(第3表)。また、水平変位量は、 $t_m$ 面を基準として $0.8-2.8m/10^3$ 年、 $t_2$ 面では $1.0-2.8m/10^3$ 年、 $t_3$ 面では $0.9-1.4m/10^3$ 年となる。

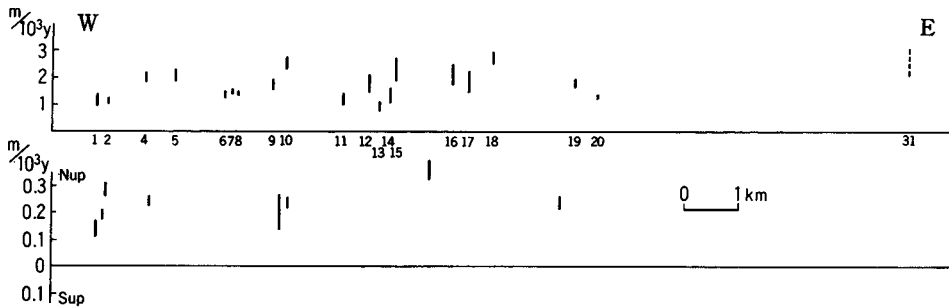
第43図は、根来断層全体の垂直及び水平変位速度を示したものであり、垂直変位速度の最大値は $0.40m/10^3$ 年、水平変位速度の最大値は $3.1m/10^3$ 年となり、断層全体を通じて変位速度に顕著な差異



第42図 根来断層による中位段丘堆積物の変形 (寒川・岡田, 1977)  
断層露頭は手前(南)へ緩く傾斜しており、図はこれを水平面に投影したもの。1.角礫層、2.断層粘土(和泉層群)、3.断層角礫帯、4.断層破砕帯、5.断層面及び断層面の走向・傾斜

第3表 根来断層による段丘面・段丘崖の変位量と断層運動速度 (岡田・寒川, 1978より)

河谷	地名	垂直変位			地形面	水平変位			面
		西岸(m)	東岸(m)	変位速度 m/10 <sup>3</sup> y		西岸(m)	東岸(m)	変位速度 m/10 <sup>3</sup> y	
1	園部		1.7	0.11~0.17	tl <sub>3</sub>	(13.5A)	10.0B	0.9~1.4	tl <sub>3</sub>
2	伊達神社北方	7.8	5.2	0.17~0.21	tl <sub>2</sub>	C	30B	1.0~1.2	tl <sub>2</sub>
3	蓮池					C			tl <sub>2</sub>
4	大同寺		6.5	0.22~0.26	tl <sub>2</sub>	51A	(54A)	1.8~2.2	tl <sub>2</sub>
5	千手川					57B		1.9~2.3	tl <sub>2</sub>
6	野村北方						38B	1.3~1.5	tl <sub>2</sub>
7	野村北方					41A		1.4~1.6	tl <sub>2</sub>
8	野村北方					38A		1.4~1.5	tl <sub>2</sub>
9	今滝		17.0	0.14~0.21	tm				
			6.9	0.23~0.27	tl <sub>2</sub>	39A	(48A)	1.6~1.9	tl <sub>2</sub>
10	上黒岩		6.4	0.22~0.26	tl <sub>2</sub>	63A	(69A)	2.3~2.8	tl <sub>2</sub>
11	和歌山医大東					120B		1.0~1.5	tm
12	紀伊北方					(174A)	150B	1.5~2.2	tm
13	紀伊北方					99B		0.8~1.2	tm
14	紀伊北方					132A		1.1~1.7	tm
15	紀伊北方					225A		1.9~2.8	tm



第43図 根来断層による垂直・水平変位速度 (岡田・寒川, 1978) 数字は河谷番号を示す

はない。

このように、根来断層は第四紀後期には右横ずれ成分の卓越した断層活動を行っており、活断層としての活動度は松田(1975)によれば右横ずれ方向でA級下位、垂直方向(殆どが北側上昇)でB級中-下位に当たる。

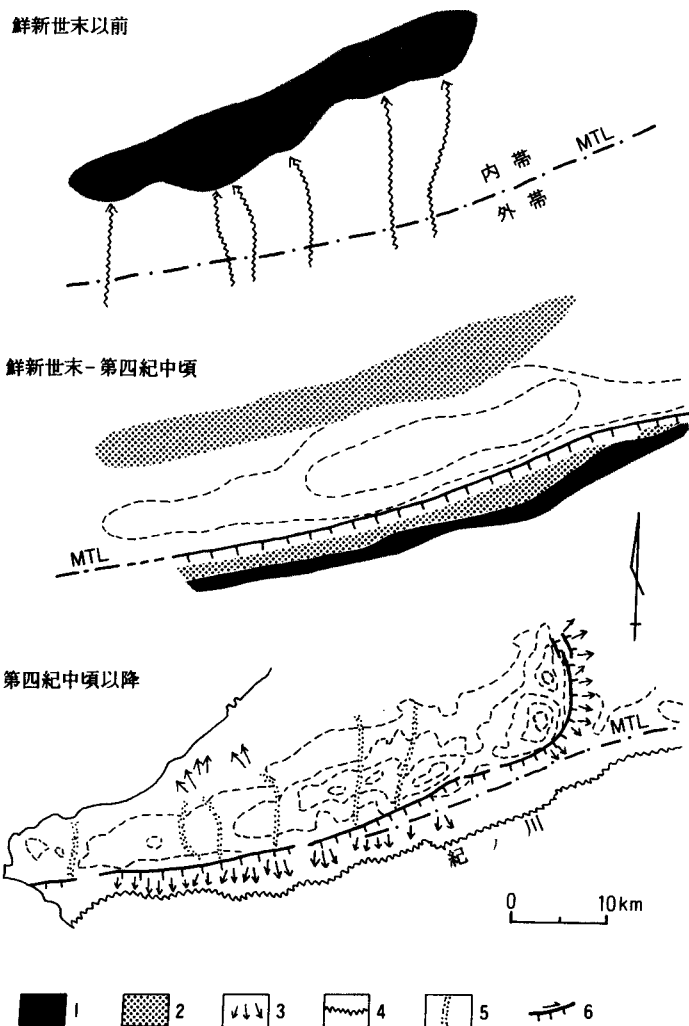
### VI. 2. 3 第四紀における断層活動史

本図幅地域に発達する根来断層は、紀伊半島中-西部の中央構造線活断層系の一部として活動している。そして、中央構造線の鮮新世末期以降における活動史は次のように要約できる(第44図及び岡, 1978; Sangawa, 1978; 岡田, 1980; 寒川, 1980など)。

鮮新世末期頃には、大阪平野南縁に分布する大阪層群最下部層(岡, 1978の内畑層)が外帯由来の堆積物によって構成されていること(Itihara et al., 1975; 岡, 1978)から判断できるように、中央構造線の南

側から現在の大阪平野域に向かって北流する多くの河川が発達していた。当然、和泉山脈地域は現在に比べてかなり低起伏で、中央構造線の活動や同構造線沿いの地形形成も活発でなかったであろう。

大阪層群下部層(岡, 1978の天野層)の時代になると、大阪平野の大阪層群中には外帯由来礫が殆ど認められなくなり、和泉層群由来の堆積物で占められるようになる。これは中央構造線の新たな活動によって和泉山脈が隆起したことを示すものであり、同構造線の下盤側には東西方向の凹地(紀ノ川河谷)を生じ湖沼性の菖蒲谷層が厚く堆積した。最近、Momohara et al. (1990)は植物化石などの検討から、菖蒲谷層の大部分が概ね大阪層群下部層に対応する時期に堆積したとしている。



第44図 第四紀における中央構造線の断層活動と地形発達の変遷 (Sangawa, 1986より)

1.外帯由来の堆積物, 2.内帯(和泉層群)由来の堆積物, 3.扇状地堆積物, 4.河川, 5.古い河川の推定位置, 6.活動中の断層

この時期の中央構造線の活動を示す北傾斜の逆断層が多くの地点で認められている(河田, 1939; 小林, 1951; 志井田, 1953, 1954; 鈴鹿, 1958; 梅田, 1973; Miyata et al., 1974; 市川ほか, 1976; 寒川ほか, 1977; 寒川・岡田, 1977; 岡田, 1986 など)。これらは和泉層群と三波川結晶片岩類の地質境界にほぼ一致しており, 和泉層群が菖蒲谷層に衝上している。

第四紀の中頃には, 河谷内に河床性の堆積物が厚く堆積し(五条層: 古紀ノ川の堆積物であり, 菖蒲谷層を覆う), 多くの地点で上述の断層露頭を覆っている(梅田, 1973; 寒川, 1977)。この頃から, 地質境界としての中央構造線に沿う断層活動が不活発になり, やや北側の位置に右横ずれ成分の卓越する活断層系が発生する(岡田, 1973; 藤田・奥田, 1973; 寒川, 1977; 岡田・寒川, 1978)。この活断層系は根来断層・五条谷断層及び金剛山地の東縁を限る金剛断層から構成され, 広域的な東西方向の圧縮応力場(Huzita, 1962; 藤田, 1968 など)で和泉山脈と金剛山地の形成をもたらしている。

## VII. 応用地質

(寒川 旭・宮田隆夫)

### VII. 1 採石

平成4年3月現在, 和歌山市日野など7地域で, 和泉層群の砂岩や礫岩が土木・建築材料として採石されており, 関西新空港建設をはじめとする多くの用途で利用されている。また休廃止採石場として3地域が確認される。

### VII. 2 温泉・鉱泉

本図幅地域には以下の温泉・鉱泉がある(金原, 1992)。

名 称	温度(°C)	湧出量(l/min)	泉 質
和歌山市加太	29	417	Na-HCO <sub>3</sub>
” 岩橋	<25	133	Ca・Na-HCO <sub>3</sub> ・Cl
” 花山	26	148	Ca・Na・Fe(II)-HCO <sub>3</sub> ・Cl
” 和歌浦	<25	22	Na-Cl
” 雑賀崎	>25 <42	40	Na・Mg-Cl

## VII. 3 地震災害

### 南海地震

本図幅地域に大きな被害を与えた地震として、南海トラフ沿いのプレート境界で発生する一連の南海地震がある。地震史料(宇佐美, 1987)や遺跡で発見された液状化跡(寒川・松田, 1989; 寒川, 1990)より、少なくとも1946年, 1854年, 1707年, 1605年, 1498年頃, 1361年, 1099年, 887年, 684年に地震が発生したことが判明している。

1946年12月21日04時19分に発生した昭和南海地震(M8.0)では、紀伊半島や四国南部を中心に著しい被害が生じた。和歌山市(和歌山警察署管内)においても、負傷6, 家屋全壊25, 半壊25, 流出家屋2などの被害が生じている。紀ノ川河口の海岸沿いに建てられた住友金属の社宅では、地中から水が噴き出すとともに建物が大きく傾き、窓が地面に届きそうになるまで地中に沈んだ(和歌山市史編纂委員会, 1990)。阪南町西鳥取村でも、全壊家屋15, 半壊家屋54の被害が生じた(阪南町史編さん委員会, 1983)。

1854年(安政元年)12月24日の安政南海地震でも、和歌山市地域の被害が著しく、水島某筆記の「見聞覚」には「田畑がゆり割れ、長さ一丈或は二間、三間づつ割れ、青き砂一面に吹き出し有え、大震りの節は五寸程づつも開き寄致し候。湊丈六の浜長さ五間程割れ口大き五寸程あき有え、大ゆりの節金気水吹出し申候」とある(東京大学地震研究所編, 1987)。

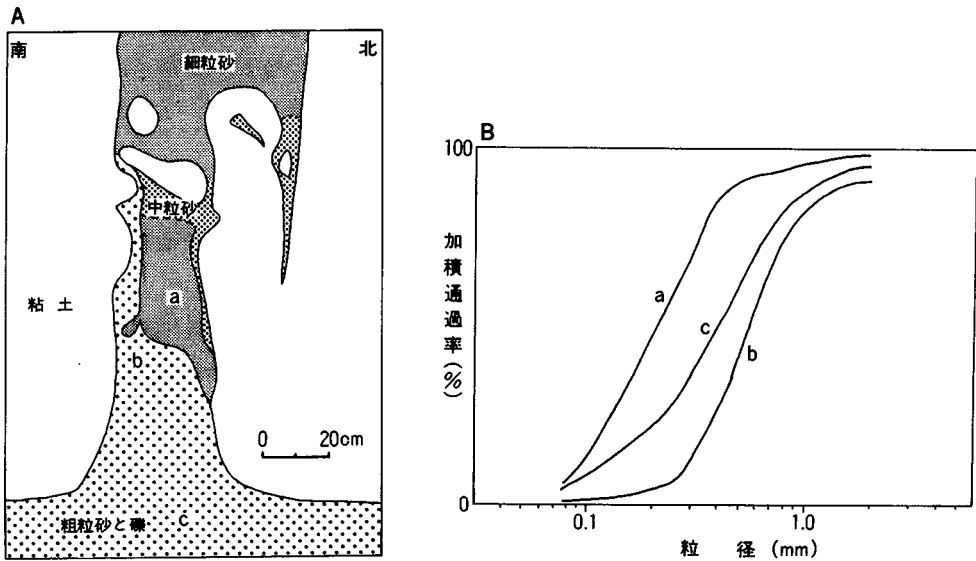
1707年(宝永4年)10月28日の宝永南海地震でも、市内で田畑に地割れが生じて水や青砂を吹き出すとともに海岸に津波が押し寄せた。また、紀ノ川流域の低地で地割れから砂・水が吹き出したことが「万覚書」「大畑才藏日記」などに記されている(東京大学地震研究所編, 1983)。

また、明応年間頃に、現在の紀ノ川北岸にある松江及び北島の両地域に津波が生じていることが検証されており(都司, 1980)、この津波は1498年頃の南海地震に伴って発生した可能性がある。

更に、和歌山県文化財センターは、1987-1988年度に本図幅地域から1.5km東で紀ノ川北岸の沖積低地に位置する川辺遺跡において多くの時期にわたる液状化跡を検出している。このうち最も新しい時期の砂脈は、最大幅34cm, 長さ15mでN70°E方向にのびており、7世紀前半の柱穴の堀形を引きさき、奈良時代頃の地層や平安時代の溝に覆われている。このため、684年(天武7年)に生じた白鳳南海地震による液状化の痕跡の可能性もある(寒川ほか, 1989; 寒川, 1992)。第45図に示したように液状化は砂礫層で発生しているが、砂脈の上部ほど細かい粒子が卓越し、最上部はほとんど細粒砂で構成されている。

### 慶長伏見地震

本図幅地域に大きな被害を与えた内陸地震としては、1596年(文録5・慶長元年)9月5日に京阪神地域を中心に起った地震があり、慶長伏見地震と呼ばれている。岬町多奈川の海拔30mの丘陵上にある興善寺では重要文化財の大日如来座像(座高288cm)が納められており、大正10年の修復の際、体内より「文録五年閏七月十二日(西暦で九月五日)之夜大地辰ユリツフシ如此仏御クタク候也古材木ニテ寺僧取立申候也時三月上旬」という銘記が見出され(丸尾他編, 1967)、この大地震で大きな被害を受けたことがわかる。また、和歌山市梶取の総持寺についても「堂宇悉く破壊した」と書かれている(東京大学



第45図 川辺遺跡の液状化跡(A)及び液状化した砂の粒径加積曲線(B) (寒川, 1992より)  
 図Aのa-cは試料の採取位置を示す

地震研究所編, 1982).

この地震は京都盆地南部から大阪平野北部を中心に広範囲にわたって著しい被害を与えており(宇佐美, 1987), 佃ほか(1988)によれば大阪平野北部の活断層系の活動によるものである. 遺跡からも, この地震の痕跡が多く検出されており(寒川, 1990など), この考えを指示している.

#### VII. 4 風水害

和歌山市街地は紀ノ川河口の沖積平野に立地するため, 度重なる水害をおこむっており, 和歌山市史編纂委員会(1989)にくわしく記載されている.

1633年(寛永10年)8月13日(旧暦)の水害について, 「わか山八町目石垣大手脇くつれ, 六丁目南ノ門迄水参, 紀ノ川一面二成, 町中之橋なかれ, 北新町同前, 大堤きれ申, 今ノ大堤つき直申候(祖竹志)」とある.

1716年(正徳6年)6月20日には, 大雨に伴って洪水が生じ, 「新在家村領大堤五町程切れ, 和歌山御城下迄之内, 不残大水(長泰年譜)」とある. その後, 1756年(寛永6年)9月, 1839年(天保10年)6月, 1848年(嘉永元年)8月, 1855年(安政2年)8月にも紀ノ川の氾濫による大洪水が発生している.

このような紀ノ川の増水に際して, 江戸時代には, 多くの場合北岸の粟村(俗称キレト)で堤防を切り, 北岸の村々を犠牲にすることによって南岸の城下町を守っていた.

岬町の水害については, 1851年(嘉永4年)の豪雨の記録が竹内(1992)により報告されている. これによると, 「七月十二日より大雨, 十三日夜大洪水, 雷鳴大破損致候事, 当寺は稀に障りこれなく候, 唯御堂御守護のみ候, 但し東大川大水, 之に依り所々田畑大荒し仕り候, その内北田田床まで流出, 村方

庄屋甚右衛門はじめ大心配，御地頭土屋采女正殿御彼方見分一方ならず候，尤も本堂裏川筋石垣は申すに及ばず，藤人家半方流出生致す(恵光寺若院主祐蔵日記)」とされている。また，この洪水による年貢の荒引控除の大きさから，大川流域の孝子村(当時)において最も被害が著しかったことが推定されている(竹内，1992)。

今世紀に入ってから，1912年9月23日の台風による和歌浦堤防の破壊，1934年9月21日の室戸台風，1950年9月3日のジェーン台風，1952年7月10-11日の水害，1961年の第二室戸台風による被害が特に大きかった(和歌山市史編纂委員会，1990)。

ジェーン台風による被害が特に大きかった和歌山市内では，全壊住家581，全壊非住家322，流出住家55という惨状の他に，水稲17.3町歩，甘藷19.2町歩をはじめ田畑合わせて138.3町歩が被害をこぼむった。特に，水無川・和田川・和歌川の沿岸では家屋への浸水が顕著であった。

1952年7月10-11日には，著しい豪雨のため，和歌山平野では河川・溜池の決潰によって流出家屋15，全壊39，半壊68，浸水2万240の被害が生じた(和歌山市史編纂委員会，1990)。また，阪南町においても鳥取池の決潰などにより大きな被害が生じた。同町内の東鳥取村だけでも，流出家屋35，半壊家屋67という被害が生じた(阪南町史編さん委員会，1983)。

## 文 献

- 秋元 宏(1966) 紀州三波川帯の点紋帯とその周辺部の構造地質学的考察。地球科学，no. 83，p. 1-7。  
江原眞伍(1925) 和泉砂岩層に就て。地球，vol. 4，p. 345-357。  
阪南町史編さん委員会(1983) 阪南町史 上巻。1000p。  
原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男(1977) 三波川帯の造構運動。秀敬編 三波川帯，広島大学出版会，p. 307-390。  
Harada, T. (1890) Die Japanischen Inseln. Eine topographisch-geologische Uebersicht. Erste Lieferung, Kais. Jap. Geol. Reichsanst.  
Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G. (1990) A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263p.  
平山 健・神戸信和(1959) 5万分の1地質図幅「高野山」及び同説明書。地質調査所，41p。  
———・岸本文男(1957) 5万分の1地質図幅「吉野山」及び同説明書。地質調査所，44p。  
———・田中啓策(1956a) 5万分の1地質図幅「海南」及び同説明書。地質調査所，62p。  
———・——— (1956b) 5万分の1地質図幅「動木」及び同説明書。地質調査所，37p。  
廣田善夫(1991) 紀伊半島西部の三波川変成帯の地質。島根大理紀要，no. 25，p. 131-142。  
堀井 篤(1959) 和泉山脈西部雄ノ山峠付近の和泉層群について。立命館大理工紀要，vol. 4，p. 127-134。  
保崎尚也(1990) 大阪府南西部の和泉層群(上部白亜系)の層序と堆積サイクルの検討。神戸大卒研(MS)，44p。  
Huzita, K. (1962) Tectonic development of the median zone (Setouchi) of Southwest Japan since Miocene.

- J.Geosci., Osaka City Univ., vol.6, p.103.
- 藤田和夫(1968) 六甲変動, その発生前後. 第四紀研究, vol.7, p.248-260.
- ・奥田 悟(1973) 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p.97-109.
- 市川浩一郎(1960) 和泉山脈中部の和泉層群の層相変化及び後背地の問題(演旨). 地質雑, vol.66, p.466.
- Ichikawa, K. (1968) Izumi range. In Ikebe, N. et al. eds., Geologic guide for excursion to several areas in the Kinki district, central Japan. J.Geosci., Osaka City Univ., vol.11, p.94-97.
- (1980) Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. Mem Geol. Soc. Japan, no.18, p.187-212.
- 市川浩一郎(1991) 中央構造線の活動史からみた MTL 活断層系の意義. 日本地質学会第98年学術大会演旨, p.58-59.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1958a) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, Part I. Cucullaeidae (Pleurogrammatodon, nov., Nanonavis and Indogrammatodon). J.Inst. Polytec., Osaka City Univ., vol.3, p.61-74.
- and —— (1958b) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, Part II. Orders Taxodontida, Prionodontida, Dysodontida, Desmodontida and Adapodontida. J.Inst. Polytec., Osaka City Univ., vol.4, p.71-112.
- 市川浩一郎・前田保夫(1960) 和泉層群の斧足類化石による生層序区分. 有孔虫, no.11, p.5-14
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1963) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, Part III. Order Heterodontida(1). J.Geosci., Osaka City Univ., vol.7, p.113-145.
- and —— (1966) Clisocolus (Bivalvia, Late Cretaceous) from the Izumi Group of the Kinki District, Japan. Prof.S.Matsushita Memorial Vol., p.233-241.
- 市川浩一郎・宮田隆夫(1973) 中新世前の中央構造線(とくに近畿地方). 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p.87-95.
- ・———・篠原正男(1979) 和泉山脈の和泉層群の層序区分. 日本地質学会関西支部報, no.85, p.10-11.
- ・———・——— (1981) 和泉層群堆積盆の段階的東進に関するモデルと中央構造線の運動像. 日本地質学会関西支部報, no.89, p.11-12.
- ・———・———・河口雄三(1976) 根来断層について. MTL(中央構造線の形成過程に関する総合研究—研究連絡誌—), no.1, p.23-26.
- ・大橋邦宏(1965) 大阪南部の泉南酸性火砕岩類と和泉層群. 日本地質学会第72年年会地質見学案内書, 19p.
- 石上知良・吉松敏隆(1972) 和泉山脈西端部の和泉層群の層序と構造. 和歌山大学芸紀要(自然科学), no.19, p.57-75.
- Isozaki, Y. and Itaya, T. (1990) Chronology of Sanbagawa metamorphism. J.metamorphic Geol., vol.8, p.



401-411.

- 市原 実(1991) 12万5千分の1大阪とその周辺の第四紀地質図. アーバンクボタ, no. 30.
- ・市川浩一郎・山田直利(1986) 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148p.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan-A standard stratigraphy of the Osaka Group. *J. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 1-29.
- 岩橋 勉(1956) 紀伊半島に於ける点紋結晶片岩の分布について. 和歌山大学芸紀要(自然科学), no. 6, p. 6-9.
- (1959) 和歌山市の地質. 和歌山大学芸紀要(自然科学), no. 9, p. 19-26.
- (1960) 和歌山県三波川変成帯中央部の背斜構造. 和歌山大学芸紀要(自然科学), no. 10, p. 151-157.
- (1962) 紀ノ川南部の点紋結晶片岩帯の地質構造(予報). 和歌山大学芸紀要(自然科学), no. 12, p. 53-60.
- 神山貞二・小島丈児・岩橋 勉・秀 敬・吉田博直・中村 威・福本博美・米林 滋・浜島 勲・嘉村 豊・大久保義和・由井俊三・兼平慶一郎・濡木輝一・神田茂樹・三浦富士雄・中川正男・大八木規夫(1964) 和歌山県飯盛周辺地帯の地質と鉱床の位置—飯盛周辺地帯の地質鉱床に関する広域的総合的研究(その1)—. 鉱山地質, vol. 14, p. 336-349.
- Kanehira, K. (1967) Sanbagawa crystalline schists in the Iimori district, Kii Peninsula. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 33, p. 101-115.
- and Banno, S. (1960) Ferriphengite and aegirine-jadeite in a crystalline schist of Iimori district, Kii Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 66, p. 654-659.
- Kaneko, S. (1966) Transcurrent displacement along the Median Tectonic Line, southwestern Japan. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, vol. 9, p. 45-59.
- 河田喜代助(1939) 紀ノ川流域の“中央線”に沿う地質. 矢部教授還暦記念論文集, vol. 1, p. 39-53.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 近畿西部MTL研究グループ(1981) 和泉山脈東部の和泉層群の層序と構造. 地球科学, vol. 35, p. 312-320.
- 小林貞一(1931) 和泉山脈の和泉砂岩層. 地質雑, vol. 38, p. 629-640.
- (1951) 日本地方地質誌「総論—日本の起源と佐川輪廻—」. 朝倉書店. 353p.
- 郡場 寛・三木 茂(1931) 白亜紀和泉砂岩の化石コダイアマモ(新称)に関する考察. 地球, vol. 15, p. 165-204.
- Koriba, K. and Miki, S. (1958) *Archaeozostera*, a new genus from Upper Cretaceous in Japan. *The Palaeobotanist*, vol. 7, p. 107-110.
- Kunugiza, K. (1980) Dunites and serpentinites in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku and kii peninsula, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 75, p. 14-20.

- (1982) Formation of zoning of olivine with progressive metamorphism of serpentinite - an example from the Ryumon peridotite body of the Sambagawa metamorphic belt, Kii Peninsula. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.77, p.157-170.
- 栗本史雄(1991) 紀伊半島西部の三波川, 秩父および四万十帯泥質岩のK-Ar年代. 日本地質学会第98学術大会演旨, p.153.
- 日下雅義(1980) 歴史時代の地形環境. 古今書院, 392p.
- 丸尾章三郎・毛利 久・西川新次・井上 正・水野敬三郎編(1967) 日本彫刻史基礎資料集成, 平安時代, 造像銘記編. 第2巻, 中央公論美術.
- 松田時彦(1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. *地震* 2, vol.28, p.269-283.
- Matsumoto, T. (1936) Contributions to the Cretaceous paleontology of Japan. I. Preliminary notes on the so-called *Parapachydiscus egertoni* (Forbes) from Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol.8, p.259-267.
- ed. (1953) The Cretaceous system in the Japanese Islands. *Japan Soc. Prom. Sci.*, 324p.
- and Morozumi, Y. (1980) Late Cretaceous ammonites from the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no.33, p.1-31.
- Matsuo, H. (1966) Plant fossils of the Izumi Group (Upper Cretaceous) in the Izumi Mountain Range, Kinki district, Japan. *Ann. Sci., Kanazawa Univ.*, vol.3, p.67-75.
- Miyata, T. (1980) Wrench fault tectonics of the Median Tectonic Line and deformation of the Cretaceous Izumi Group in west Kinki, Southwest Japan. *J. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.23, p.65-114.
- (1989) Cretaceous Izumi sedimentary basin: Pull-aparts with duplex structure along Median Tectonic Line, Southwest Japan. 28th Intern. Geol. Cong., Abstr., vol.2, p.447.
- (1990) Slump strain indicative of paleoslope in Cretaceous Izumi sedimentary basin along Median tectonic line, Southwest Japan. *Geology*, vol.18, p.392-394.
- 宮田隆夫(1990) 横ずれ断層運動に伴う堆積盆の形成. *構造地質*, no.35, p.65-70.
- (1991) 和泉堆積盆の急速な沈降とスランピング. *堆積学研究会報*, no.35, p.115-118.
- Miyata, T., Maejima, W., Maeno, S., Ohira, Y. and Onishi, K. (1974) En echelon faults along the Median Tectonic Line in the Shobudani-Hirono district, Wakayama Prefecture, Southwest Japan. *J. Geosci., Osaka City Univ.*, no.17, p.99-116.
- 宮田隆夫・両角芳郎(1987) 和泉山脈の和泉層群と中央構造線. 日本地質学会第94年学術大会見学旅行案内書, p.19-38.
- ・——・篠原正男(1987) 和泉帯. 中沢圭二ほか編, 日本の地質6, 近畿地方. 共立出版, p.60-65.
- Miyata, T., Nishimura, T., Maejima, W. and Tanaka, J. (1992) Cretaceous strike-slip basin along the Median Tectonic Line. 29th Intern. Geol. Cong. Field Trip Guide Book, vol.1, p.213-223.
- , Ui, H. and Ichikawa, K. (1980) Paleogene left-lateral wrenching on the Median Tectonic Line in Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.18, p.51-68.
- 茂木昭夫(1979) 海底の活断層. *地理*, vol.24, no.9, p.21-27.

- Momohara, A., Mizuno, K., Tsuji, S. and Kokawa, S. (1990) Early Pleistocene plant biostratigraphy of the Shobudani Formation, Southwest Japan, with reference to extinction of plants. *Quaternary Res.*, vol. 29, p. 1-15.
- Morozumi, Y. (1979) A nautiloid from the Upper Cretaceous Izumi Group in the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 32, p. 11-18.
- (1985) Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 39, p. 1-58.
- 両角芳郎・桑野素弘・谷 雅則・宮本淳一・田代正之(1981) 和泉山脈から *Steinmanella* (*Yeharella*) *Japonica obsoleta* (白亜紀三角貝) の産出とその層序学的意義. 大阪市立自然史博物館研報, no. 34, p. 1-5.
- 村上武志(1991) 和歌山市東方の三波川変成岩類と超苦鉄質岩. 島根大地質研報, no. 10, p. 1-9.
- 永井浩三(1972) 四国, 始新統久万層群. 愛媛大紀要(自然科学), Dシリーズ(地学), vol. 7, p. 1-7.
- Nakayama, I. (1958) On the geological structure of the low grade metamorphic region in the south of River Kinokawa and petrofabric of quartz in the quartz schist in the region. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, ser. B, vol. 24, p. 235-352.
- 中山 勇(1960) 三波川帯の造構造運動と岩石構造. 地団研專報, no. 10, 41p.
- (1983) 四国東部および紀伊半島西部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩について(その2). 紀伊半島西部の三波川帯四国区での三波川帯の形成と貫入岩との関係について. *地球科学*, vol. 37, p. 312-328.
- 西本博行・両角芳郎(1979) 和泉山脈の後期白亜紀板鯰類化石. 瑞浪市化石博物館研報, no. 6, p. 133-139.
- 額田雅裕(1988) 和泉山脈と和歌山平野. *和歌山地理*, no. 8, p. 11-24.
- (1990) 和歌山市木ノ本付近における微地形と遺跡の立地. *和歌山市立博物館研究紀要*, no. 5, p. 49-62.
- 岡 義記(1978) 和泉山脈の形成と大阪層群. *第四紀研究*, vol. 16, p. 201-210.
- 岡田篤正(1973) 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p. 49-86.
- (1980) 中央日本南部の第四紀地形変動—地殻運動の変化と場の移動—. *第四紀研究*, vol. 19, p. 263-276.
- (1986) 和歌山市高野口町田原における中央構造線の断層露頭. *活断層研究*, no. 2, p. 43-50.
- ・寒川 旭(1976) 和泉山地南縁における中央構造線断層系の活動様式と断層変位速度(根来断層の新期断層運動について). *MTL*, no. 1, p. 37-47.
- ・———(1978) 和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変位地形と断層運動. *地理学評論*, vol. 51, p. 385-405.
- 寒川 旭(1977) 紀ノ川中流域の地形発達と地殻運動. *地理評*, vol. 50, p. 578-595.
- Sangawa, A. (1978) Geomorphologic development of the Izumi and Sanuki ranges and relating crustal move-

- movement. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Geogr.*, vol.28, p.313–338.
- 寒川 旭(1980) 西南日本中央部の第四紀における地殻運動と地形発達. 西村嘉助先生退官記念地理学  
論文集, p.60-65.
- Sangawa, A. (1986) The history of fault movement since late Pliocene in the central part of Southwest  
Japan. *Royal Soc. New Zealand Bull.*, vol.24, p.75–85.
- 寒川 旭(1990) 遺跡から得られた過去の地震情報. *地学雑*, vol.99, no.471–482.
- (1992) 中央構造線周辺の遺跡で認められた地震跡. *地質学論集*, no.40, p.171–175
- ・松田直則(1989) 高知県中村市のアゾノ遺跡における地震跡. *地震学会講演予稿集*, no.2,  
p.42.
- ・宮田隆夫・市川浩一郎(1977) 橋本市胡麻生における中央構造線の断層露頭について.  
*MTL*, no.2, p.61–69.
- ・岡田篤正(1977) 紀伊半島西部の中央構造線の新期活動に関する断層露頭について. *MTL*,  
no.2, p.51–60.
- ・———・岡 義記(1977) 和泉山地の形成と大阪層群・菖蒲谷層. *日本第四紀学会講演要  
旨集*, no.6, p.22.
- ・大草重泰・土井孝之・河内一浩・黒石哲夫(1989) 和歌山市市川辺遺跡における地震跡. *地震  
学会講演予稿集*, no.2, p.43.
- 志井田功(1953) 竜門地方の新生代堆積物“竜門累層”について. *奈良県総合文化調査報告書*, p.4–  
18.
- (1954) 吉野川流域の地質概要(1). *奈良県総合文化調査報告書*, 吉野川流域, p.1–13.
- 篠原正男(1980) 和泉山脈の和泉層群にみられる流痕. *大阪の地学教育*, no.2, p.7–16.
- 鈴鹿恒茂(1958) 五条市史. *地質*, p.497–516.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁(1992) 洲本地域の地質. *地域地質研究報告(5万分の1地  
質図幅)*, 地質調査所, 107p.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R. D. (1990)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints for the tectonothermal evolu-  
tion of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: A Cretaceous accretionary prism.  
*Tectonophysics*, vol.185, p.111–139.
- 竹内三郎(1992) 嘉永四年の豪雨. *泉州情報*(平成4年1月1日発行), p.5.
- 滝川利美(1985) 和泉山脈西部地域の和泉層群における堆積学的研究. “スランプ相”の形成とテクト  
ニクス, *構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会*, p.125–132.
- Tanaka, J. (1989) Sedimentary facies of the Izumi Group of the Cretaceous Izumi turbidite system,  
Southwest Japan – An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip tectonic  
basin –. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol.95, p.119–128.
- 田中啓策(1965) 和泉山脈中部の和泉層群, とくにその堆積相と堆積輪廻について. *地調報告*, no.  
212, 34p.
- Tashiro, M. and Morozumi, Y. (1982) Late Cretaceous knobby trigonians from the Izumi Mountains,

- Southwest Japan. Bull. Osaka Mus. Nat. Hist., no.36, p.1-8.
- 徳橋秀一・両角芳郎(1983) 和泉層群におけるコダイアマモの分布と産状. 地質ニュース, no.347, p.15-27.
- 東京大学地震研究所編(1982) 新収日本地震資料, 第2巻. 575p.
- (1983) 新収日本地震史料, 第3巻, 別巻. 590p.
- (1987) 新収日本地震史料, 第5巻, 別巻. 2528p.
- 都司嘉宣(1980) 明応地震・津波の史料状況について. 海洋科学, vol.12, p.504-526.
- 佃 栄吉・寒川 旭・粟田泰夫(1988) 中部・近畿地方における歴史地震の発生様式. 地震学会昭和63年度春季大会講演予稿集, p.44.
- 梅田甲子郎(1973) 紀伊半島中部の中央構造線. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p.139-147.
- 宇佐美龍夫(1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- 弘原海 清・宮田隆夫・升本眞二(1989) 埋没深度とジルコンのフィション・トラック長および年代. 日本地質学会第96学術大会演旨, p.635.
- 和歌山市史編纂委員会(1989) 和歌山市史, 第2巻. 893p.
- (1990) 和歌山市史, 第3巻. 891p.
- 山田直利(1987) 泉南帯(領家南縁帯)の形成過程. 日本地質学会第94年学術大会演旨, p.572.
- 横山俊治(1991) 和泉層群の節理とそれによる斜面崩壊の構造規制. 構造地質, no.37, p.3-11.
- Yokoyama, S. and Hada, J. (1989) Gravitational Creep Folds in the Izumi Group of the Izumi Mountains, Southwest Japan. Jour. Japan. Landslides Soc., vol.26, p.10-18.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕(1992) 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造. 地質学論集, no.40, p.177-186.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kyōto (11) Nos.72 and 80

---

## GEOLOGY

### OF THE

## WAKAYAMA AND OZAKI DISTRICT

By

Takao MIYATA, Hiroshi MAKIMOTO  
Akira SANGAWA and Koichiro ICHIKAWA

(written in 1992)

---

### (ABSTRACT)

The Wakayama and Ozaki district is situated in the westernmost part of the Kii Peninsula (Hanto), central Honshu, and geotectonically stretches over both the Inner and Outer Zones of Southwest Japan. The Inner Zone, separated by the Median Tectonic Line (abbreviated below as MTL) from the Outer Zone, is occupied by the Upper Cretaceous Izumi Group. The Outer Zone is underlain by high pressure Sambagawa Crystalline Schist, Plio-Pleistocene Osaka Group and Quaternary sediments are exposed mainly in the southern and northernmost parts of the district.

The geology of the district is summarized in Table 1.

### SAMBAGAWA CRYSTALLINE SCHISTS

The Sambagawa Crystalline Schists have been derived from strata of mainly Jurassic age through the regional metamorphism of high pressure intermediate type in Cretaceous time. In central Shikoku where the schists are most extensively distributed the metamorphic facies series

Table 1 Geology of the Wakayama and Ozaki district.

Age		Geologic unit		Geologic event		
Cenozoic	Quaternary	Alluvium		Displacement of MTL		
		Holocene	Lower terrace		deposits	
			Middle terrace		deposits	
		Pleistocene	Osaka Group		Sempoku Fm*	Shōbudani Fm*
					Kokubu Fm*	
	Sennan Fm					
	Neogene	Pliocene	Median Tectonic Line			
		Miocene				
	Paleogene	Izumi Group	(Main facies) Kokawa Fm*	Northern marginal facies		
			Iwade Fm*			
Mesozoic	Cretaceous	Late	Shintachi Fm	Mutsuo Fm		
			Kada Fm			
	Early	Ryōke-Sennan Complex* (Granitic rocks, gneisses, felsic volcanic rocks, etc.)		Sambagawa Crystalline Schists		
		Plutonism and metamorphism		High P/Low T metamorphism		
	Jurassic	Plutonism and felsic volcanism		Formation of Izumi marine basin and its eastward migration		
	Triassic	Plutonism and erosion		Upheaval and erosion		
		Plutonism and metamorphism		Formation of protoliths		
	Tectonic division		Inner zone	Outer zone		
			Tamba-Ryōke Belt	Sambagawa Belt		

\* : not exposed in the district, Fm : Formation

is the pumpellyite-actinolite facies through the glaucophane schist facies to the oligoclase-epidote amphibolite facies.

The Sambagawa Crystalline Schists crop out in the southeastern part of the mapped district, and are best seen on the coast near Wakaura. They consist of pelitic to psammitic and mafic schists with minor quartz schist and ultramafic rocks. Their total thickness is more than 3,000 m. The schists are subdivisible into spotted and non-spotted schists : the spotted schists contain porphyroblasts of albite, grading into the non-spotted schists. The schists form two large-scale folds with east-west trend : (1) symform about 2 km south of the Kinokawa and (2) antiform along the southern boundary of the map area.

The Sambagawa Crystalline schists can be divided into chlorite, and higher-grade garnet zones of the basis of the typical mineral assemblages in pelitic rocks. The mafic schists of the chlorite zone locally contain alkali amphibole and pumpellyite. The spotted schists belong to the garnet zone, and the non-spotted schists to the chlorite zone. The metamorphic grade increases to the north, i.e. structurally upward.

### UPPER CRETACEOUS IZUMI GROUP

The Upper Cretaceous Izumi Group is a marine basin-fill sediment in the strike-slip basin along the MTL, and extends about 300 km from Matsuyama in western Shikoku to the Izumi Mountains in Kii Peninsula. It forms eastward-plunging synclines, whose axes show a left-hand en echelon arrangement along the bounding MTL. The group becomes younger to the east due to the eastward stepwise migration of the basin depocenter along the MTL from western Shikoku to the Izumi Mountains. Its accumulative thickness is huge.

In the mapped district the group forms a major synclinal structure, Kyoshi Syncline, with an axis plunging eastward, except in the westernmost Izumi Mountains and Tomogashima Islands where the strata dip homoclinally to the southeast. Anticlines of minor scale, arranged en echelon along the MTL, are developed in the group.

The Izumi Group in this district is composed of the northern marginal facies (non-turbidite facies) and main facies (turbidite facies). The marginal facies is represented by the Mutsuo Formation consisting of the Azenotani Mudstone Member. The main facies comprised turbidites and associated coarse clastic sediments with acidic tuff layers, and is divided into the Tomogashima, Kada and Shintachi Formations in ascending order. Their accumulative thickness is more than 10,000 m along the axial part of the syncline. The Kada and Shintachi Formations are subdivided into 9 cycles of sedimentation, respectively. Each cycle is 170-900 m thick, and is characterized by thinning-upward and fining-upward sequence. The main facies grades into the northern marginal facies laterally northeastward. Longitudinal current flow, obtained from sole markings of sandy turbidites, is westwards, while the movement direction of slump folds, caused by the basin migration, is mainly eastwards. Fission track ages on zircon from acidic tuffs in the group are 77 Ma and 73 Ma. Molluscan fossils yielded from the group indicate also latest Cretaceous age.

### PLIO-PLEISTOCENE OSAKA GROUP

The Osaka Group is sedimentary sequence of Pliocene to middle Pleistocene age, and is divided into the Sennan, Kokubu and Sempoku Formations in ascending order in the southern Osaka Plain (Heiya).

In the mapped district the Osaka Group is narrowly exposed along the northern and southern margins of the Izumi Mountains. It unconformably overlies the Izumi Group, and is composed of unconsolidated gravel, sand and mud of fluvial origin.

The Osaka Group exposed along the northern margin of the Izumi Mountains is more than 30 m thick and is correlated with the Sennan Formation. It is characterised by gravel of crystalline schists derived from the Sambagawa Belt of the Outer Zone, indicating that some rivers flowed the north across the MTL. It is also thought that the Izumi Range was very low or



negligible in relief at that time and the MTL was inactive.

## QUATERNARY

The Quaternary comprises river terrace deposits and Alluvium.

The river terrace deposits ranging in age from Middle Pleistocene to Holocene are distributed along the southern and northern margins of the Izumi Mountains, and are divided into the Middle and Lower terrace deposits. They are mainly composed of gravel and sand of fluvial origin, and attain less than ten meters in thickness. The Middle terrace deposits are narrowly exposed in the central-eastern part of the district, and are characterized by red soil formation.

The Alluvium is distributed in the Wakayama Plain and along the coast facing Osaka Bay (Wan). It is composed of beach ridge, aeolian, sand beach, abandoned channel and present river bed deposits.

## MEDIAN TECTONIC LINE

The Median Tectonic Line is one of the best known trench-linked strike-slip faults. The following five stages of activity have been proposed in the displacement history of the MTL : (1) middle-late Cretaceous (left-lateral shear), (2) Campanian (Turonian in Kyushu) to early Paleogene (left-slip), (3) late Paleogene to earliest Miocene (dip-slip), (4) early-middle Miocene to Pliocene (complicated) and (5) Quaternary (dip-slip and right-slip).

The fault movements during the stage (2) and (5) are recognized in this district. The stage (2) is characterized by dominant left-slip faulting, inferred from en echelon structures within the Izumi Group. The Izumi sedimentary basin was formed by the left-slip faulting in the stage (2). The stage (5) in the west of the Kii Peninsula is divided into the following two substages : early Quaternary reverse faulting and late Quaternary right-lateral faulting. The former reverse faulting produced the southward gravitational spreading of the Izumi Group. The MTL (Negoro Fault) in the latter substage is an active fault with the average slip-rate of  $1\text{-}3\text{m}/10^3\text{yr}$ , estimated from features of fault morphology. This displacement occurred mostly along the pre-existing MTL fault system. The strike slip of the MTL changed from left-slip in the stage (2) to right-slip in the stage (5).

## EARTHQUAKES

Great earthquake named 'Nankai Jishin' took place in A. D. 1946, 1854, 1707, 1605, 1498, 1361, 1099, 887 and 684, according to geological records and ancient documents. Their epicenters were located on the continental slope of the Nankai Trough which runs parallel to western Japan. Inland earthquake named 'Keicho Fushimi Jishin' occurred in A.D. 1596.

## ECONOMIC GEOLOGY

In the northern part of the districts, sandstone and conglomerate of the Izumi Group are quarried for aggregate at seven localities.

文献引用例

宮田隆夫・牧本 博・寒川 旭・市川浩一郎 (1993) 和歌山及び尾崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 68 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Miyata, T., Makimoto, H., Sangawa, A. and Ichikawa, K. (1993) *Geology of the Wakayama and Ozaki district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 68 p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

---

平成 5 年 3 月 8 日 印 刷

平成 5 年 3 月 12 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東 1 丁目 1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

---

©1993 Geological Survey of Japan