

55(521.74+.77) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第73号

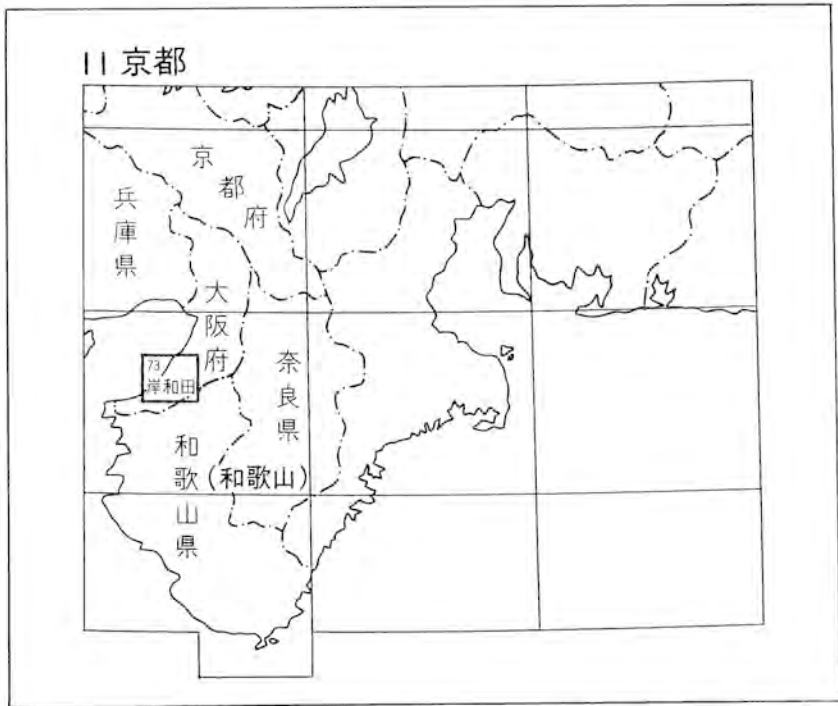
## 岸和田地域の地質

市原 実・市川浩一郎・山田直利

昭和61年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	2
II. 地質概説	5
II. 1 領家-泉南コンプレックス	5
II. 2 和泉層群	9
II. 3 新生代層	12
II. 3. 1 第1瀬戸内累層群	12
II. 3. 2 第1瀬戸内累層群堆積後-第2瀬戸内累層群堆積前の時期	12
II. 3. 3 第2瀬戸内累層群	12
II. 3. 4 第2瀬戸内累層群堆積後-第3瀬戸内累層群堆積前の時期	15
II. 3. 5 第3瀬戸内累層群	15
III. 領家-泉南コンプレックス	17
III. 1 研究史及び概要	17
III. 2 八ヶ丸山層	20
III. 3 領家変成岩	21
III. 4 片状花崗岩類	22
III. 4. 1 父鬼州トーナラル岩	22
III. 4. 2 神於山花崗岩	24
III. 4. 3 水間花崗閃緑岩	27
III. 4. 4 成合花崗岩	29
III. 4. 5 河合マイロナイト	30
III. 5 小川安山岩	33
III. 6 泉南流紋岩類	36
III. 6. 1 概 説	36
III. 6. 2 側川礫岩層	40
III. 6. 3 W1 溶結凝灰岩	41
III. 6. 4 牛滝川流紋岩溶岩	41
III. 6. 5 W2 溶結凝灰岩	42
III. 6. 6 W3 溶結凝灰岩	42
III. 6. 7 畑凝灰質砂岩層	43
III. 6. 8 W4 溶結凝灰岩	43
III. 6. 9 奥水間凝灰質砂岩層	43
III. 6. 10 W5 溶結凝灰岩	44
III. 6. 11 W6 溶結凝灰岩	44

III. 6. 12	稲谷川凝灰岩層	44
III. 6. 13	W7 溶結凝灰岩	46
III. 6. 14	下大木凝灰岩層	46
III. 6. 15	W8 溶結凝灰岩	46
III. 6. 16	W9 溶結凝灰岩	46
III. 6. 17	岡中凝灰岩層	47
III. 6. 18	W10 溶結凝灰岩	47
III. 7	花崗斑岩類 (I)	47
III. 8	近木川花崗岩	48
III. 9	花崗斑岩類 (II)	51
III. 10	角礫岩岩脈	53
III. 11	閃緑ひん岩	53
III. 12	領家-泉南コンプレックスの放射年代	55
IV.	和泉層群	58
IV. 1	研究史と地層区分の大綱	58
IV. 2	北縁相の和泉層群	59
IV. 2. 1	西部の六尾累層	59
IV. 2. 2	東部の“六尾”累層	61
IV. 3	主部相の和泉層群	62
IV. 3. 1	岩相と堆積サイクル	62
IV. 3. 2	構成岩類	66
IV. 3. 3	信達累層	68
IV. 3. 4	岩出累層	69
IV. 3. 5	粉河累層	72
IV. 4	産出化石と地質年代	72
IV. 5	地質構造	76
IV. 5. 1	褶曲	76
IV. 5. 2	断層	77
IV. 6	沸石変質など	79
V.	甘南備累層及び鍋山安山岩 (付: 大沢礫岩)	80
V. 1	甘南備累層の分布と研究史	80
V. 2	国分町付近の甘南備累層	80
V. 3	内畑町西方の甘南備累層	81
V. 4	鍋山安山岩	81
V. 5	大沢礫岩	82
VI.	大阪層群	83

VI. 1 研究史－泉南・泉北地域の大坂層群を中心にして－	83
VI. 2 大坂層群の層序	85
VI. 2. 1 概説	85
VI. 2. 2 泉南累層	87
VI. 2. 3 国分累層	88
VI. 2. 4 泉北累層	89
VI. 3 大坂層群の火山灰層	90
VI. 4 地質構造	95
VI. 5 産出化石	98
VI. 5. 1 植物遺体	98
VI. 5. 2 ゾウ化石	102
VI. 6 古地磁気層序とフィッシュントラック年代	102
VI. 6. 1 古地磁気層序	102
VI. 6. 2 フィッシュントラック年代	106
VI. 7 大阪湾岸地域と大阪湾海底下の大坂層群	111
VI. 7. 1 大阪湾岸地域の大坂層群	111
VI. 7. 2 大阪湾海底下の大坂層群	112
VI. 8 大阪堆積盆地の後背地－和泉山脈の形成に関連して－	116
VII. 段丘堆積層	118
VII. 1 高位段丘堆積層	118
VII. 1. 1 高位高位段丘堆積層	118
VII. 1. 2 低位高位段丘堆積層	118
VII. 2 中位段丘堆積層	119
VII. 3 低位段丘堆積層	120
VIII. 沖積層	120
IX. 応用地質	124
IX. 1 鉱物資源及び燃料資源	124
IX. 2 地下水	124
IX. 3 鉱泉	127
IX. 4 土木建築材料	128
IX. 4. 1 骨材	128
IX. 4. 2 粘土	128
IX. 5 地盤災害	129
IX. 5. 1 地すべり地	129
IX. 5. 2 砂防地	129
IX. 5. 3 地盤沈下	130

文 献	132
Abstract	142

### 図・表・図版目次

第 1 図	岸和田図幅地域及び周辺地域の埋谷面図	2
第 2 図	和泉山脈の接峰面図	3
第 3 図	大阪平野周辺地域の地質概略図	4
第 4 図	岸和田図幅地域の地体構造上の位置	5
第 5 図	近畿地方領家帯南西部の地質概略図	7
第 6 図	近畿地方西部における和泉層群の分布と中央構造線の区分	9
第 7 図	和泉山脈の和泉層群の地質概略図	10
第 8 図	甘南備累層・鍋山安山岩などの分布図	13
第 9 図	大阪層群の層序総括図	14
第 10 図	大阪の沖積層の代表的地質柱状図	16
第 11 図	岸和田図幅地域の花崗岩類の貫入関係と周辺地域との対比	18
第 12 図	岸和田図幅地域の領家-泉南コンプレックスの地質構造図	19
第 13 図	黒雲母片麻岩とこれに調和的に注入した花崗岩脈	22
第 14 図	父鬼川トータル岩	23
第 15 図	片状花崗岩類のモード組成	25
第 16 図	神於山花崗岩を切るアプライト脈	26
第 17 図	神於山花崗岩のほぼ水平な露頭面に見られるカリ長石ポーフィロクラストの形態	26
第 18 図	水間花崗閃緑岩の片状構造	27
第 19 図	岸和田市河合町南方地域のルートマップ	28
第 20 図	神於山花崗岩と水間花崗閃緑岩の関係を示すスケッチ	28
第 21 図	水間花崗閃緑岩起源のマイロナイト	32
第 22 図	和泉市仏並町小川付近のルートマップ	33
第 23 図	岸和田図幅地域の泉南流紋岩類（溶結凝灰岩）のモード組成	38
第 24 図	岸和田図幅地域の泉南流紋岩類（溶結凝灰岩）中の結晶片の容量比	39
第 25 図	側川礫岩層の露頭	40
第 26 図	泉佐野市土丸南方の樫井川右岸における柵谷川凝灰岩層の露頭スケッチ	45
第 27 図	柵谷川凝灰岩層中の凝灰質砂岩泥岩互層	45
第 28 図	近木川花崗岩のモード組成	48
第 29 図	淡紅色，斑状のカリ長石に富む近木川花崗岩	49
第 30 図	近木川花崗岩中のペグマタイト脈	50
第 31 図	水間花崗閃緑岩を貫く花崗斑岩岩脈	52

第 32 図	石英斑岩を貫く角礫岩岩脈	54
第 33 図	角礫岩岩脈の内部	54
第 34 図	父鬼川トータル岩の片状構造を切って貫入する閃緑ひん岩岩脈とこれらを切る小断層	55
第 35 図	泉南流紋岩類及び近木川花崗岩のジルコンのフィッシュントラック年代値頻度分布図	56
第 36 図	和泉山脈の和泉層群の層序区分	58
第 37 図	泉南流紋岩類と和泉層群との不整合関係を示す露頭	60
第 38 図	和泉層群基底部の露頭	60
第 39 図	和泉層群畦谷泥岩層の露頭	61
第 40 図	和泉層群中の砂岩泥岩薄互層の例	62
第 41 図	和泉層群中の砂岩泥岩中互層の例	63
第 42 図	和泉層群中の砂岩泥岩厚互層の例	63
第 43 図	岸和田図幅地域及びその近傍における和泉層群の柱状図	64
第 44 図	和泉層群信達累層中の砂岩礫岩互層	66
第 45 図	和泉層群信達累層中の含礫泥岩	67
第 46 図	和泉層群信達累層中の酸性凝灰岩層	68
第 47 図	和泉層群信達累層中の金熊寺型礫岩	69
第 48 図	和泉層群岩出累層中の小構成サイクル基底の例	70
第 49 図	和泉層群岩出累層中の級化砂岩層	71
第 50 図	和泉層群の年代とアンモナイト化石帯	76
第 51 図	父鬼断層の露頭	78
第 52 図	土丸断層の露頭	78
第 53 図	和泉市国分町，横尾川沿いの地質柱状図	81
第 54 図	近木川花崗岩を不整合に覆う大沢礫岩の露頭	83
第 55 図	岸和田図幅地域の大阪層群の地質柱状図	86
第 56 図	大阪層群泉南累層下部の礫層	87
第 57 図	大阪層群泉南累層基底の角礫層	88
第 58 図	福田火山灰層の露頭	92
第 59 図	アズキ火山灰層の露頭	94
第 60 図	岸和田図幅地域及びその近傍の大阪層群の構造等高線図	96
第 61 図	大阪層群の上に衝上する圧砕花崗岩とこれを覆う段丘堆積層	98
第 62 図	岸和田図幅地域及びその周辺地域の大阪層群中の化石産地	99
第 63 図	岸和田図幅地域及びその周辺地域の大阪層群から発見された植物遺体の産出層準	101
第 64 図	泉南・泉北地域の大阪層群中の火山灰層の古地磁気	103
第 65 図	大阪層群の Ma1 層から Ma4 層にかけての古地磁気層序	104
第 66 図	岸和田市流木町南方の地質図	106
第 67 図	岸和田市流木町南方地域の大阪層群の地質柱状図	107

第 68 図	岸和田市流木町南方の津田川流域の地質柱状図作成地点並びに 古地磁気測定用試料採取地点	108
第 69 図	津田川周辺の大坂層群の古地磁気層序	109
第 70 図	泉州地域ボーリングによる地質柱状図	111
第 71 図	関西国際空港予定地の海底ボーリング地点図	113
第 72 図	関西国際空港予定地域の代表的な海底ボーリングの地質柱状図	114
第 73 図	泉南沖層群空港島累層の層序	115
第 74 図	紀伊半島中・西部の鮮新世以降の古地理変遷	117
第 75 図	岸和田市岸城町で実施された地盤調査ボーリングの地質柱状図	119
第 76 図	和泉府中駅西方で実施された地盤調査ボーリングの地質柱状図	120
第 77 図	岸和田図幅湾岸地域の沖積層の地質柱状図	121
第 78 図	泉州沖の沖積層基底面深度図	122
第 79 図	泉州沖の沖積層等層厚線図	122
第 80 図	岸和田図幅地域海底下の沖積層の地質柱状図	123
第 81 図	昭和 45 年 4 月 - 昭和 57 年の泉州地域の地下水位経年変化図	125
第 82 図	昭和 57 年年間の地下水用途別採取量比	126
第 83 図	泉州地域の累積地盤沈下等量線図	129
第 84 図	昭和 45 年 4 月 - 昭和 57 年の泉州地域の地下水位・地盤沈下観測所における 累積地盤沈下量経年変化図	131
第 1 表	岸和田図幅地域の地質総括表	6
第 2 表	小川安山岩の化学組成及び Sr 同位体組成	34
第 3 表	小川安山岩（輝石安山岩）中の単斜輝石斑晶及びそれを交代したアクチノ閃石の化学組成	35
第 4 表	小川安山岩（角閃石安山岩）中の角閃石斑晶の化学組成	36
第 5 表	泉南流紋岩類の名称と区分の変遷	37
第 6 表	泉南流紋岩類の層序・岩相一覧表	37
第 7 表	泉南流紋岩類の化学組成及び Sr 同位体組成	42
第 8 表	泉南流紋岩類及び近木川花崗岩のフィッシュントラック年代	56
第 9 表	和泉層群畦谷泥岩層産化石リスト	73
第 10 表	大阪層群中の火山灰層のフィッシュントラック年代	110
第 11 表	岸和田図幅地域鉱泉分析表	127
第 12 表	大阪府阪南町の瓦粘土の化学組成	128
第 13 表	岸和田図幅地域内の地すべり防止区域	129
第 14 表	泉州地域の地下水位・地盤沈下観測所一覧表	130



- 第 I 図版 1. 八ヶ丸山層の泥質岩起源のホルンフェルス  
2. 父鬼川トータル岩
- 第 II 図版 1. 神於山花崗岩を貫くアプライト脈  
2. マイロナイト化した水間花崗閃緑岩
- 第 III 図版 1. 水間花崗閃緑岩中のマイロナイト化したペグマタイト脈  
2. 成合花崗岩
- 第 IV 図版 1. ウルトラマイロナイト  
2. ウルトラマイロナイト起源のカタクラサイト脈
- 第 V 図版 1. 小川安山岩（輝石安山岩）  
2. 小川安山岩（角閃石安山岩）
- 第 VI 図版 1. 側川礫岩層  
2. 牛滝川流紋岩溶岩
- 第 VII 図版 1. W8 溶結凝灰岩  
2. 熱変成作用を受けた W5 溶結凝灰岩
- 第 VIII 図版 1. 斑状のカリ長石に富む近木川花崗岩  
2. 鍋山安山岩

## 岸和田地域の地質

市原 実\*・市川浩一郎\*\*・山田直利\*\*\*

岸和田地域の地質調査は、昭和58年度及び59年度の特定地質図幅の研究として行われたもので、新生代層を市原 実が、和泉層群を市川浩一郎が、領家-泉南コンプレックスを山田直利が担当し、全体のとりまとめ及び総合調整は山田が行った。また、応用地質については大阪出張所小村良二技官に執筆をお願いした。活断層については、環境地質部水野清秀技官が現地で検討したが、確認できるものはなかった。

本研究報告の作成に当たっては、今回の調査結果のみならず、著者らとその協力者の長年にわたる調査・研究資料の集成がその基礎となっている。その研究の経緯について以下にそのあらましを述べておきたい。

市原は1951年以来、泉南・泉北地域の大阪層群の調査を行ってきた。1950年代の調査結果は、市原(1960)にその概要が示されている。更に市原は、光明他団体研究グループ(1971)、大阪市立大学における吉川周作の修士論文並びに中島和彦・井上和俊・立石雅昭・林 隆夫の卒業研究に検討を加えて、泉南・泉北地域の大阪層群について総括した(ITIHARA *et al.*, 1975)。本報告のとりまとめに当たっては、近年問題となっているいわゆる“芝の不整合”の調査に関して吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹(大阪市立大学)、植物化石に関して百原 新(大阪市立大学)、フィッシュントラック年代測定に関して鈴木正男(立教大学)の各位から協力を受け、また、応用地質株式会社及び川崎地質株式会社からはボーリングデータの提供を受けた。

なお、岸和田図幅地域の大阪層群及び段丘堆積層分布地域の地質図は、国土地理院の昭和44年版の地形図に基づいて作成した地質図を今回の基図となった昭和58年版の地形図上に書き写したものである。したがって、住宅地・工業団地などの造成地域では、造成前の地形が現存するものとみなして作図されていることをお断りしておく。

市川は、1957年頃から、和泉山脈中部の和泉層群を中心として、同山脈の全域にわたる調査を行ってきた。この間、1975-1978年には、中央構造線に関する総合研究の一環として和泉層群の研究を実施した。今回のとりまとめに当たっては、宮田隆夫(神戸大学)及び篠原正男(サンコーコンサルタント株式会社、当時大阪市立大学大学院)の両氏から、市川との共同研究による未公表資料を提供して頂いた。また、河口雄三・藤原哲郎・井上展秀の大阪市立大学卒業研究の資料を参考にした。

山田は、泉南流紋岩類に関しては、1973-1977年に行われた“泉南酸性火砕岩類研究グループ”の調査研究の成果(山田直利ほか, 1979)並びに同グループの未公表調査資料を基として、若干の補備的調査を行い、また領家花崗岩類に関しては、領家研究グループの研究成果(山田哲雄ほか, 1979)を参考としつつ全般にわたる野外調査を行って、本報告をとりまとめた。“泉南酸性火砕岩類研究グループ”の構成メンバーは、山田・市川のほか、小井土由光(岐阜大学)、原山 智(地質調査所、当時京都大学大学院)、田辺元祥(愛知県立尾北東高校)、村上充英(山口大学)、吉田久昭(大阪府立今宮高校)、吉倉紳一(高知大学)、赤羽久忠(富山市科学文化センター)の各位である。今回の調査に当たっては、領家研究グループの各位から現地で貴重な助言を受け、また高木秀雄氏(早稲田大学)からはマイロナイトの観察に当たって有益な示唆を頂いた。政岡邦夫(大阪市立大学)、石沢一吉(京都大学)の両氏は野外調査に協力された。

応用地質のとりまとめに当たっては、大阪府立公衆衛生研究所の布浦雅子氏並びに大阪府生活環境部公害室水質課の各位から資料を提供していただいた。

上記の方々に厚く御礼申し上げます。

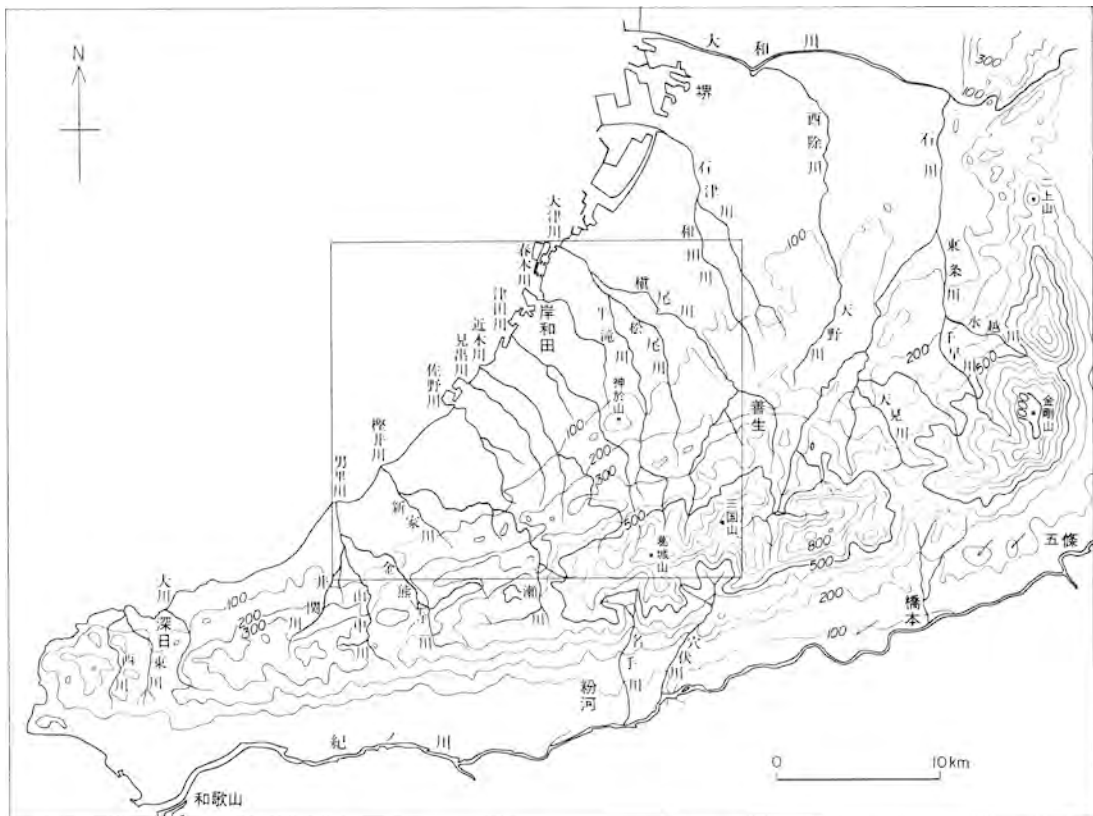
所内では、変質鉱物の鑑定に関して鉱床部須藤定久・平野英雄技官の、EPMA分析に関して地質部奥村公男技官の、また図版の作成に関して総務部山本洋一事務官の協力を受けた。岩石薄片は技術部の大野正一・宮本昭正・安部正治・野神貴嗣・木村 朗の各技官によって作製された。フィッシュントラック年代測定は、株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。

\* 大阪市立大学(昭和59年度地質調査所併任) \*\* 大阪市立大学(昭和58年度地質調査所併任) \*\*\* 地質部

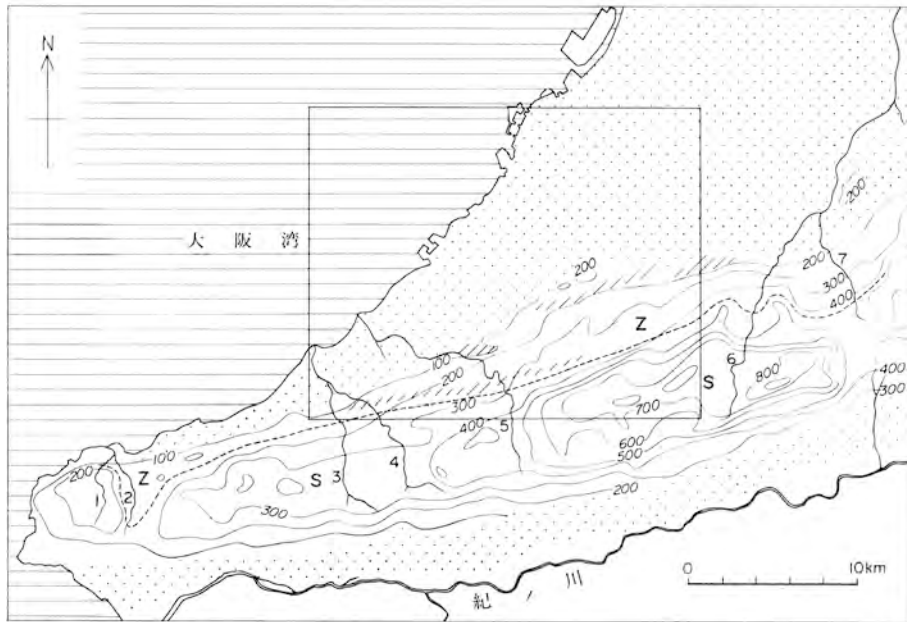
## I. 地 形

岸和田図幅地域は、三国山（標高 885.7m）、鍋谷峠、葛城山（865.7m）を連ねる和泉山脈主峰部（脊梁部、葛城山脈）から、大津川河口・男里川河口を結ぶ大阪湾南東岸にかけての範囲を占めている（第1図）。その地形は、第2図・第3図に示すように、南から北へ（高所から低所へ）、和泉山脈主峰部（脊梁部）、和泉山脈の前衛山地、丘陵、段丘・台地、低地に区分されている（岡，1978；市原ほか，1966）。また、前衛山地の南縁及び北縁には、六尾・大木・梶谷・蕎原・塔原町・牛滝町を結ぶ東西性の窪地帯、成合・神於山山塊の南を限る断層によって形成された東西性の窪地帯や同窪地帯内の鍋山がある。

和泉山脈主峰部（脊梁部）は、和泉層群によって構成されていて、その標高は東部では800mを超えているが、西部では400-300m、岸和田図幅地域西方では300-200mにまで下がる。主峰部の接峰面の頂部に見られる平坦面は、いわゆる準平原面—高位浸食平坦面のうちの高位面—である。



第1図 岸和田図幅地域（内側の枠内）及び周辺地域の埋谷面図 等高線；100 m 間隔



S、Z S：主峰部(脊梁部)の準平原面，Z：前衛山地の削斜面(善正面)  
 窪地帯  大阪層群及び菖蒲谷層とそれらより新期の地層

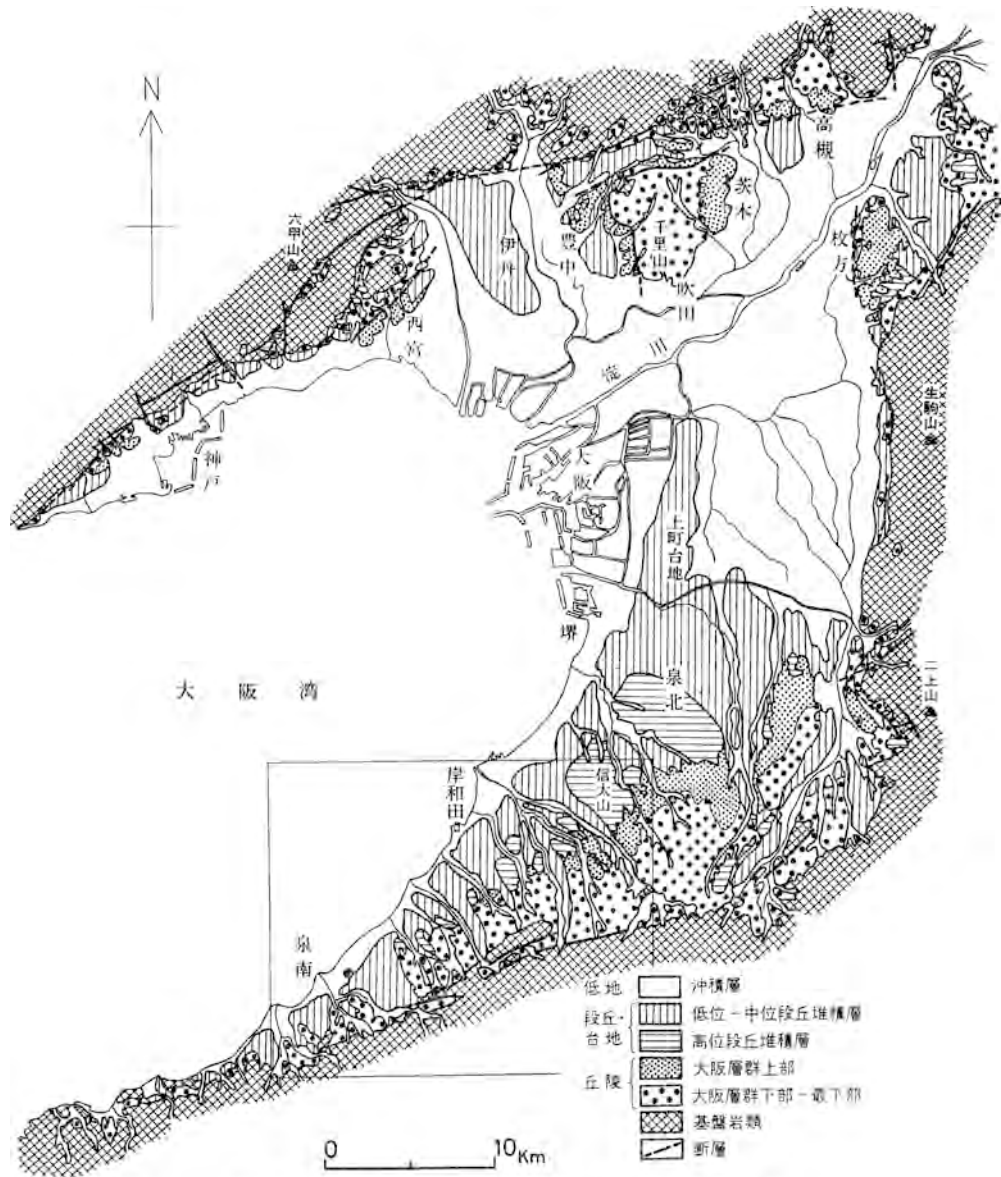
第2図 和泉山脈の接峰面図(岡, 1978に加筆)

1：西川，2：東川，3：山中川，4：金熊寺川，5：二瀬川，6：石川，7：天見川  
 内側の枠は岸和田図幅地域を示す。

和泉山脈前衛山地は、領家花崗岩類・泉南流紋岩類及び和泉層群の一部などによって構成されていて、その標高は東部では400-300m、西部から岸和田図幅地域西方では200-100mである。成合・神於山山塊も前衛山地に属するものである。前衛山地の頂部には平坦な削斜面が認められていて、この削斜面—善正面—は岸和田図幅地域東方の石川流域・善正付近から岸和田図幅地域西方の深日付近にまで分布している(岡, 1978)。善正面は高位浸食平坦面のうちの低位面に当たる。六尾から牛滝町まで前衛山地内に東西に伸びる窪地帯は、和泉層群の基底部に発達する北縁相の畦谷泥岩層の分布と一致し、同泥岩層が浸食を受け易いことに由来している。

主峰部・前衛山地には、前述の六尾から牛滝町にかけての窪地帯沿いの東西性の河川を除けば、南北に山地を開析する河川の発達が著しい。これらの南北性の河川のうちには、横谷を形成して主峰部を分断しているものがある(第2図)。岸和田図幅地域の河川では、男里川の支流の山中川、同支流の金熊寺川・榎井川(上流は二瀬川)が横谷をつくっている。和泉山脈の横谷は、いずれも主峰部の南斜面に源をもち、北流し、紀ノ川との分水界には風隙が認められる。

丘陵は、標高約200mから数10mで、そのほとんどが大阪層群から構成されているが、丘陵の基部には、甘南備累層(二上層群相当層)、鍋山安山岩(瀬戸内火山岩類)、領家花崗岩類、泉南流紋岩類の分布も局所的に認められる。広域にひろがる岸和田図幅地域の丘陵は、北流する男里川・榎井川・新家川・佐野川・見出川・近木川・津田川・春木川・牛滝川・松尾川・横尾川・和田川・石津川などの河



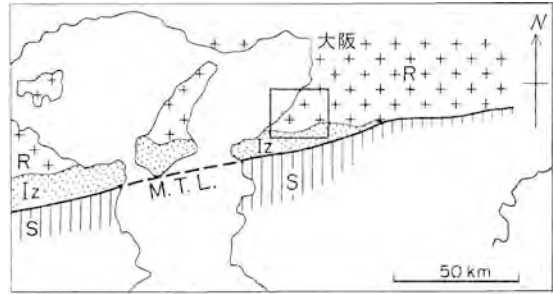
第3図 大阪平野周辺地域の地質概略図（市原ほか，1966より転載）  
枠は岸和田図幅地域を示す。

川によって開析され、南北に伸びる多くの丘陵に分割されている。これらの丘陵の背面を連ねる浸食平坦面が瀬戸内面（市原，1960）である。瀬戸内面は低位浸食平坦面に当たる。

段丘・台地は、高位・中位・低位段丘堆積層によって構成されており、これらの地層の堆積面がそれぞれ高位・中位・低位段丘面であって、各段丘面はいずれも瀬戸内面より低位置に分布している。段丘

堆積層は河川沿いの河岸段丘・扇状地段丘、丘陵の前縁部の台地、海岸沿いの海岸段丘などを形成して広く分布している。

低地は、沖積層で構成され、同層の堆積面が沖積面である。沖積層は、河川沿いの氾濫原や海岸沿いの低地に小規模に分布しているに過ぎない。



第4図 岸和田図幅地域（内側の枠内）の地体構造上の位置  
R：領家帯，S：三波川帯，Iz：和泉層群分布地域，M.T.L.：中央構造線

## II. 地質概説

岸和田図幅地域は、西南日本内帯の最南部を占める領家帯に位置している（第4図）。すなわち、本地域の基盤をなすものは、主として、白亜紀に形成された領家花崗岩類と泉南流紋岩類（以後、両者を合わせて領家-泉南コンプレックスと呼ぶ）であり、本地域の中央部から南部にかけて東西方向に細長く分布している。これらの分布域の南側には、白亜紀最末期の海成層である和泉層群が分布し、領家-泉南コンプレックスを不整合に覆っている。和泉層群は、岸和田図幅地域南方において、西南日本外帯の最北部を占める三波川帯の変成岩類と中央構造線をもって接している。

岸和田図幅地域の中央部から北部にかけては、鮮新世から更新世中期にかけて堆積した大阪層群と、それ以降に形成された段丘堆積物が広く分布する。これらのほか、岸和田図幅地域中央部から東部にかけて、第三紀中新世に堆積した甘南備累層と、それに引続いて噴出した鍋山安山岩が、局所的に分布している。

以上の地質を総括して第1表に示した。以下、領家-泉南コンプレックス、和泉層群・新生代層のそれぞれについて、構成岩石と地史の概要を述べる。

### II. 1 領家-泉南コンプレックス

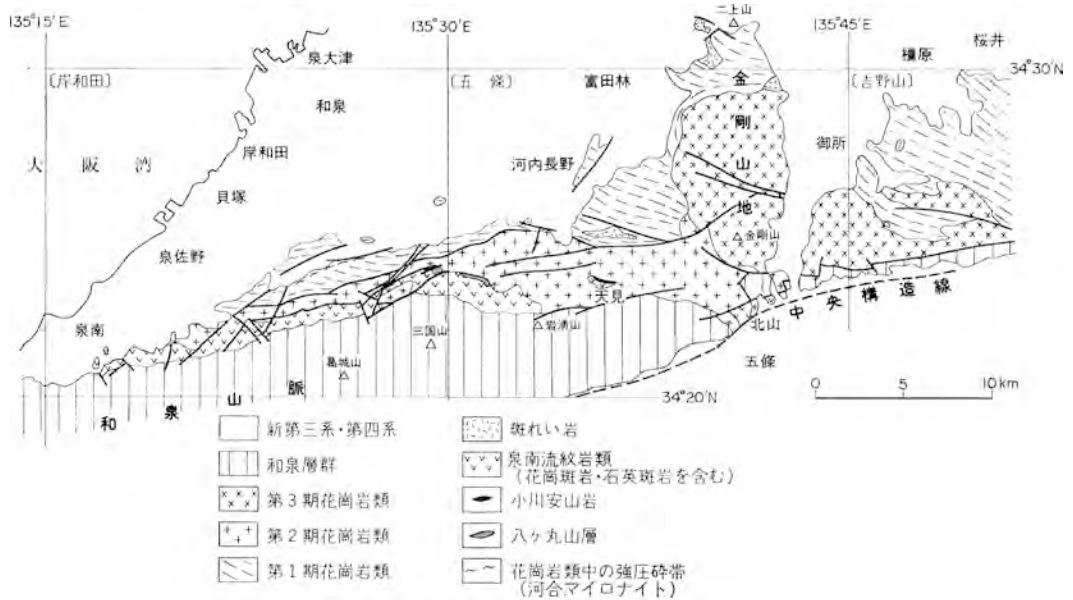
近畿地方領家帯は、布引山地や笠置地域など一部の地域を除いて、大部分が花崗岩類やこれに伴う塩基性岩類からなり、変成岩類の分布は比較的少ない。岸和田図幅地域もその例外ではなく、変成岩類は小岩体として花崗岩類中に包有されているにすぎない。

岸和田図幅地域からその東方の金剛山地にかけての領家帯の概略を第5図に示した。この地域の領家花崗岩類は、大きく3つの時期に区分されている（政岡，1982）。第1期花崗岩類は、片状構造の顕著な石英閃緑岩-花崗岩からなり、斑れい岩・変輝緑岩などの塩基性岩を伴う。本岩類は、いわゆる領家古期花崗岩と呼ばれるもので、近畿地方領家帯東部地域では領家変成岩と調和的な構造を持っている（端山ほか，1982）。第2期花崗岩類も塊状の石英閃緑岩-花崗岩からなり、第1期花崗岩類を貫いて、その南側（中央構造線寄り）にほぼ東西方向に分布する。第3期花崗岩類は、塊状（一部、弱片状）の

第1表 岸和田図幅地域の地質総括表

地質時代		地質系統		地 史		
新 生 代	第四紀	完新世	沖 積 層 (a)		第3瀬戸内累層群	
		更新世	後期	低位段丘堆積層(府中層) (t <sub>3</sub> )		扇状地成・河成・三角洲成層などの堆積
			中期	中位段丘堆積層(岸和田層) (t <sub>2</sub> )		
		新世	前期	高位段丘堆積層(信太山礫層) (t <sub>1</sub> )		褶曲・撓曲・断層帯の発達(六甲変動最盛期) 海成粘土層優勢層の堆積(8堆積サイクル)
	大阪層群		泉北累層 (O <sub>3</sub> , O <sub>4</sub> ) 国分累層 (O <sub>2</sub> ) 泉南累層 (O <sub>1</sub> )	河・湖成層の堆積と海成粘土層を含む4堆積サイクルの堆積 河・湖成層の堆積		
	第三紀	鮮新世	鍋山安山岩 (N)		隆起・削剝 瀬戸内火山岩類の噴出 巨礫岩・砂岩・泥岩などの堆積	第1瀬戸内累層群
		中新世	甘南備累層 (Kb)			
	古第三紀				隆起・削剝	
	中 生 代	白垩紀	後期 (マストリヒチアン期)	[主部相]	[北縁相]	和泉層群の堆積と向斜構造の形成 和泉海盆の形成と東進
				和泉層群	粉河累層 (Ks, Km) 岩出累層 (Ic, Is, Im) 信達累層 (Sc, Ss, Sm)	
白垩紀		中期 (カンパニアン期?)	クックス	閃緑ひん岩 (P), 角礫岩 (Br)		横ずれ断層, 隆起・削剝 岩脈貫入 花崗斑岩-石英斑岩の岩株・岩脈貫入 領家新期花崗岩の貫入 泉南流紋岩類の急斜構造形成 流紋岩-流紋デイサイト溶結凝灰岩の堆積(流紋岩溶岩噴出を伴う)
				花崗斑岩類 II (Gp)		
				近木川花崗岩 (Gg) [73,66Ma]		
				花崗斑岩類 II (Gdp)		
白垩紀		前期	クックス	泉南流紋岩類 (W <sub>1</sub> -W <sub>10</sub> など) [75,78Ma]		安山岩溶岩噴出
				小川安山岩 (Oa)		
白垩紀		前期	クックス	河合マイロナイト (Mk) 成合花崗岩 (Gj) 水間花崗閃緑岩 (Gm) 神於山花崗岩 (Gk, b) 父鬼川トータル岩 (Tc)		片状構造の形成とウルトラマイロナイト生成 領家古期花崗岩類の貫入(塩基性岩を作う)
				領家変成岩 (Rm)		
ジュラ紀			ハヶ丸山層 (Ym, Yb)		泥岩・砂岩などの堆積	

[ ] 内は放射年代



第5図 近畿地方領家帯南西部の地質概略図

花崗岩類の区分並びに五條・吉野山両図幅地域の地質図は政岡(1982)による(第11図参照)

石英閃緑岩-花崗閃緑岩からなり、第1期及び第2期花崗岩類を貫いて、やや南北ないし北西-南東方向に伸びた岩株状岩体をなす。第2期及び第3期花崗岩類は、いずれも領家新期花崗岩と呼ばれている。

岸和田図幅地域には、上記の第1期花崗岩類に相当する片状花崗岩類が最も北側に、また第2期花崗岩類の一部に相当する近木川花崗岩がその南側に、いずれも東西方向に帯状に分布している。近木川花崗岩の更に南側には、溶結凝灰岩を主とする白亜紀の泉南流紋岩類(従来の「泉南酸性火砕岩類」あるいは「泉南層群」にほぼ相当)が、ほぼ直立した構造をもって東西方向に細長く分布している。近木川花崗岩は、片状花崗岩類と泉南流紋岩類の両者と、主として断層で接しているが、一部では泉南流紋岩類を貫き、これに熱変成作用を与えている。

岸和田図幅地域には、上記の花崗岩類及び流紋岩類のほか、領家変成岩の原岩と考えられる八ヶ丸山層、泉南流紋岩類の噴出に先立って形成された小川安山岩、近木川花崗岩の貫入に相前後して貫入した花崗斑岩類、それらよりも新期の角礫岩岩脈や閃緑ひん岩岩脈などが、いずれも小規模に分布しており、花崗岩類や流紋岩類とともに領家-泉南コンプレックスを構成している。以下に、第1表に示された時代の順に、本コンプレックスを構成する岩石と形成史について略述する。

八ヶ丸山層は、岸和田図幅地域東端部付近に分布し、泥岩・砂岩・玄武岩溶岩からなり、近木川花崗岩のループペンダントをなしている。恐らく、丹波層群に対比される主としてジュラ紀(?)の海成層であろう。

片状花崗岩類は、全域にわたって分布し、貫入時期の古いものから、父鬼川トータル岩・神於山<sup>こうのやま</sup>花崗岩・水間<sup>みずま</sup>花崗閃緑岩及び成合<sup>じょうごう</sup>花崗岩に区分される。これらの花崗岩類は塩基性岩(細粒閃緑岩-石英閃緑岩)を多量に含んでおり、また、父鬼川トータル岩は領家変成岩(黒雲母片麻岩)の小岩体を捕獲し



ている。これら花崗岩類の生成年代は、東方隣接地域における放射年代値（Ⅲ-12節）から、1億年前後あるいはそれ以前（白亜紀前期）と推定される。本岩類の示す片状構造（ほぼ東西走向で南又は北へ急斜）と線構造（ほぼ東西方向で水平に近い）は、主として本岩類の貫入・固結後の広域的な変形・再結晶作用（マイロナイト化作用）によるものと判断される。岸和田市河合町付近にはウルトラマイロナイトを主とする強変形帯が東北東-西南西方向に発達しており、これを河合マイロナイトと呼ぶ。中央構造線から10kmも北に隔たった地域に発達する上記のマイロナイト帯は、領家帯の「内部剪断帯」（高木，1985）の1つであり、類似のマイロナイト帯は、近畿地方では奈良県三茶屋<sup>みちや</sup>地域（領家研究グループ，1974；HARA *et al.*，1980）や三重県粥見地域（越後・木村，1973；高木，1985）からも報告されている。

小川安山岩は、岸和田図幅地域東部に小規模に分布し、主に輝石安山岩（高マグネシア安山岩）及び角閃石安山岩の溶岩からなる。八ヶ丸山層を不整合（?）に覆う陸域の火山岩で、上記の片状花崗岩類との時代的關係は、分布が離れているため不明である。

泉南流紋岩類は、岸和田図幅地域全域から東方隣接地域にかけて東西に細長く分布する。本岩類は、流紋岩ないし流紋デイサイト組成の多数の溶結凝灰岩（ $W_1$ - $W_{10}$ ）と、それらの間に挟み込まれる多数の碎屑岩・非溶結凝灰岩（第5表参照）から主として構成され、基底礫岩（側川礫岩層）を伴い、下部に1枚の流紋岩溶岩（牛滝川流紋岩溶岩）を挟む。全層厚は2,000mを超える。本岩類上部の溶結凝灰岩層（ $W_9$ ， $W_{10}$ ）のフィッシュトラック年代は、 $75.3 \pm 2.5\text{Ma}$ 及び $77.5 \pm 2.7\text{Ma}$ で、白亜紀後期カンパニアン期に相当する。

泉南流紋岩類は、基底礫岩を介して小川安山岩を覆っており、また本岩類に含まれる礫や異質岩片は、大部分小川安山岩と八ヶ丸山層に由来している。このことから、本岩類噴出時の地表及び噴出火道壁を構成していたものは主に小川安山岩と八ヶ丸山層とであった（片状花崗岩類は地表に露出していなかった）と考えられている（山田直利ほか，1979）。

泉南流紋岩類の噴出・堆積後、その北側地域（現在の片状花崗岩類分布地域）が急激に隆起し、泉南流紋岩類はそれによる構造変形を受けて、南側に急斜（一部は逆転）する構造を持つに至った。近木川花崗岩は、上記の隆起帯南縁に生じた東西方向の断裂帯に沿って貫入し、その頂部では泉南流紋岩類を貫き、これに熱変成作用を与えた。また、近木川花崗岩の貫入に先立って、花崗閃緑斑岩-花崗斑岩の小岩体〔花崗斑岩類（I）〕が泉南流紋岩類中に貫入した。

近木川花崗岩は、主として中粒-粗粒の黒雲母花崗岩（少量の角閃石を含む）からなり、岸和田図幅地域全域を通じて塊状で、マイロナイト化作用を受けていない。本岩の放射年代に関しては、東隣の五條図幅地域で本岩の周縁相（アブライト質花崗岩）中のカリ長石のK-Ar年代が $72.9 \pm 2.3\text{Ma}$ （柴田ほか，1979）、岸和田図幅地域西部の粗粒相中のジルコンのフィッシュトラック年代が $65.7 \pm 2.3\text{Ma}$ （Ⅲ-12節）という資料が得られている。前者は恐らく本岩の貫入時期を、後者はそれ以後の上昇・冷却の時期を示すものであろう。泉南流紋岩類と近木川花崗岩とは、形成の場と時期がいずれも近接していることから、1つの火山-深成複合岩体を構成していた可能性が大きい。

近木川花崗岩の貫入・固結後、主として、泉南流紋岩類を貫いて、花崗斑岩-石英斑岩〔花崗斑岩類（II）〕の岩株・岩脈が形成された。これら花崗斑岩-石英斑岩の岩脈の一部は、近木川花崗岩及び片状

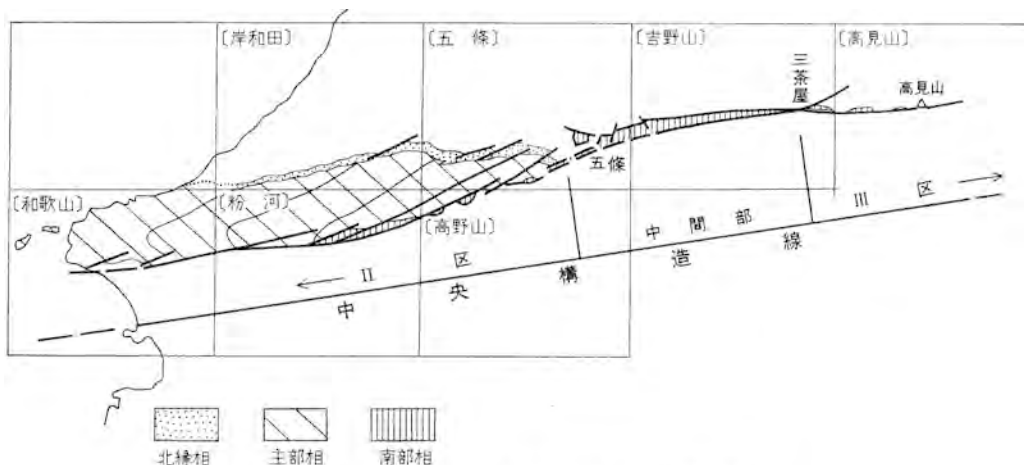
花崗岩類をも貫いている。これらの岩脈は北東-南西方向に伸びているものが多い。更に、花崗斑岩-石英斑岩の貫入後、閃緑ひん岩の岩脈が主に片状花崗岩類・近木川花崗岩・泉南流紋岩類中に貫入した。その方向は、北東-南西方向のものが多いが、北西-南東方向や南北方向をとるものもある。

なお、花崗斑岩-石英斑岩を貫く小規模な角礫岩岩脈が泉佐野市土丸南方に分布する。これは、かつて、泉南流紋岩類のメンバーと考えられていたものであるが、明らかに泉南流紋岩類より新期であり、岸和田図幅地域における白亜紀火成活動の末期における小規模な火山活動(?)の痕跡であろう。

上記の領家-泉南コンプレックス形成後、同コンプレックスを切って北東-南西方向ないし東北東-西南西方向の断層群が活動した。その主要なものは、東から西へ、父鬼断層、大野断層、春木川断層(2本)、土丸断層などで、いずれも直線状に伸び、また顕著なカタクラサイト帯を伴っている(第12図参照)。このうち、大野断層は小川安山岩の分布のずれから左ずれで隔離量は約2.5km、また、土丸断層は全体的な帯状配列の食い違いから左ずれで隔離量は約2.5kmである。土丸断層の西方延長は和泉層群をも切っているが、その隔離量はわずかで、その主たる運動は和泉層群堆積前であろう。また、上記の断層群とほぼ直交する北西-南東方向の断層が一部に認められ、本コンプレックスと和泉層群の両者を切っている。

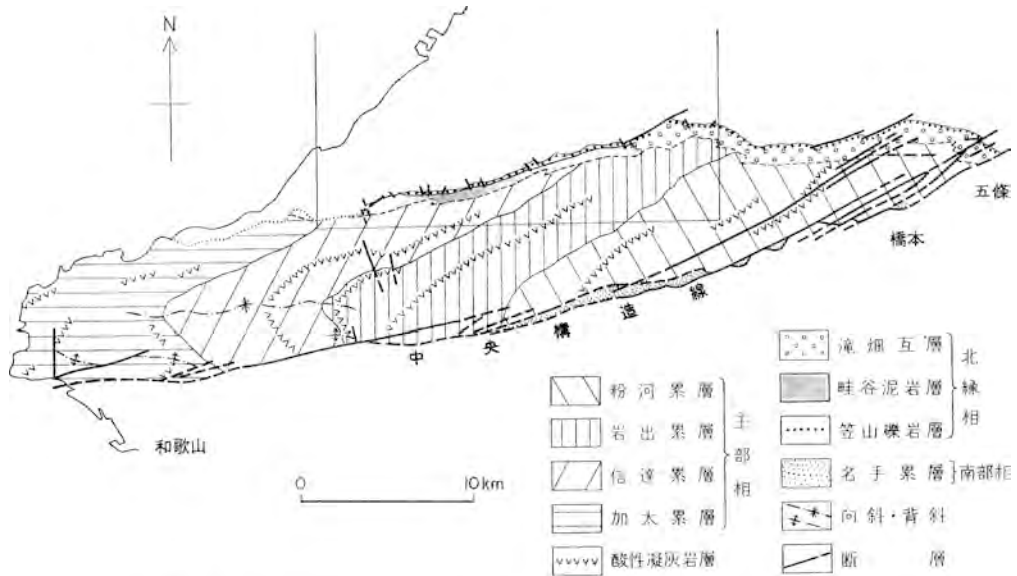
## II. 2 和泉層群

白亜紀末期の和泉層群は、近畿地方西部の和泉山脈では南北幅10km弱のオーダーで分布する。これは四国から淡路島を経て東に続く和泉層群主分布地帯をなし、その東端は奈良県五條市付近である(第6図)。それより東では和泉層群の分布幅は急減し、青野山図幅地域では700m以下のオーダーとなる。同図幅地域東部の吉野郡吉野町三茶屋付近から東方では一般に更に狭くなり、最大400m、普通200-10数mの幅で断続しながら三重県一志郡玉城町にまで追跡される。更に伊勢湾・三河湾を経て愛知県南設楽郡鳳来町三河大野地域の阿寺七滝付近にもその延長が見られる。以上に述べた五條以東の



第6図 近畿地方西部における和泉層群の分布と中央構造線の区分

Miyata *et al.* (1980), Ichikawa (1980), その他の資料により作成。



第7図 和泉山脈の和泉層群の地質概略図(市川・宮田隆夫・篠原正男原図) 枠は岸和田図幅地域を示す

狭長な部分の和泉層群は南部相(後記)に属し、礫岩(まれに砂岩)層と泥岩層からなる特異な層相である。礫岩層はしばしば激しく破碎され、礫が変形している。

上記のように、和泉層群の分布状況は、近畿地方では、(1)五條以西、(2)五條-三茶屋間、(3)三茶屋以東、では互いに異なっている。この区分は、中央構造線を九州から関東まで含めて4大区分した場合(ICHIKAWA, 1980)のⅡ区、中間部、Ⅲ区に地域的にそれぞれ対応している(第6図)。このことは、和泉層群の分布が中央構造線の数期にわたる変形に規制されていることを示唆している。上記のうち、Ⅱ区は、中央構造線が巨視的に見て和泉層群と三波川変成岩類との境界をなしている地帯であり、かつ活断層区である。四国中部から続くⅡ区は、和泉山脈東端に当たる五條付近では中央構造線断層系の分岐が著しく発達し(第7図)、断層末端の特徴を示す。以下に和泉山脈の和泉層群について概略を述べる。

和泉層群は層相の側方変化に注目して、北縁相、主部相、南部相に大別され、それぞれに地層名が付される(第7図)。

北縁相は六尾累層で代表される。本累層は岸和田図幅地域西・中部では、基底の笠山礫岩層とその上位の畦谷泥岩層からなる。両者は一般に塊状で、層理が発達せず、級化成層を欠き、化石相から見ても恐らく陸棚環境下の産物であろう。畦谷泥岩層の分布域は、地形の章で述べられているように窪地帯をなしている。この窪地帯は東方では貝塚市牛滝町付近で終るが、ここで畦谷泥岩層も終り、それ以東では浸食に対する抵抗の強い滝畑互層(礫岩砂岩泥岩互層)が発達し、北縁相分布域は地形的には和泉山脈主峰部の一部をなす様になる。滝畑互層は東隣の五條図幅地域にわたってよく発達し、上部-中部海底扇状地堆積物とみられ(篠原, 1977MS.), その一部は主部相に連結している。

主部相は礫岩・砂岩ないし砂岩・泥岩の種々な厚さの律動的互層で特徴づけられるタービダイトを主とし、古流向は東北東から西南西へ向かう軸流系統が優勢である。主部相は、和泉山脈では下位から上位へ、加太、信達、岩出、粉河の4累層に分けられる。岸和田図幅地域では後三者の一部のみみられる。このうち信達、岩出累層は幾つかの小堆積サイクル層からなり、累層全体としては下部のサイクルでは上部のサイクルよりも粗粒な厚互層が卓越し、累層オーダーでの上方細粒化の傾向がみられる。主部相の一般走向は、北縁相と基盤との境界線の一般方向に対してやや斜めで、主部相は東北東に向かい北縁相に側方移化し、北縁相は東方へ順次年代が若くなっている。この年代若化の傾向は主部相に含まれるアンモナイト層準の若化からも示されている。

南部相は塊状無層理の礫岩層と泥岩層からなる特異な岩相で、中央構造線に沿って断続的に分布する。主部相とは多くの場合中央構造線副断層によって境されているが、ときに側方移化の関係にある（近畿西部 MTL 研究グループ, 1981）。南部相は岸和田図幅地域には分布していない。

和泉山脈の和泉層群には年代決定に役立つ2つのアンモナイト層準が知られている。いずれも岸和田図幅地域内に主要な化石産地があり、北海道のヘトナイ統上部階の K6b1 と K6b2 に対比され、淡路島での下位層準アンモナイトを考慮に入れてマストリヒチアン期とされている。淡路島から四国にかけては順次、より下位の化石層準が存在し、四国西部では中部カンパニアン期に及んでいる（第50図参照）。

和泉山脈の和泉層群を構成する粗粒碎屑物質は、酸性火砕岩類や石英斑岩が圧倒的に多く、基盤の碎屑岩起源の岩石は少なく、また、花崗岩質岩石は南部相を除いてはまれである。和泉層群形成時の北方後背地には泉南流紋岩類が広く地表部を構成していたことが、このことから推定される。泉南流紋岩類が現在分布していない四国地方でも、和泉層群の碎屑物質は同様な特徴を有している。

なお、和泉層群には多数の層準に酸性凝灰岩が挟まれ、後背地における中部カンパニアン期からマストリヒチアン期にわたる酸性火山活動の存在を裏付けている。凝灰岩は多くがガラス質凝灰岩ないしガラス質結晶凝灰岩で、火山物質供給源はやや遠方に位置していたと推定される。

和泉層群は巨視的には東へ褶曲軸がブランチする向斜構造をなし、地層は東に若くなる。しかし主部相の形成当時のトラフ状海盆の軸は主として東に低下していたのではなく、層相側方変化と西へ向かう軸流の卓越からみて、トラフ状海盆の中心は年代とともに段階的に東に移動して、東からの軸流に伴う厚い堆積が順次進行した。一方、向斜構造の巨視的な東西性褶曲軸は具体的には10-15km オーダーの間隔で左雁行の傾向をもつ何本かの向斜軸で示される（例えば寺岡, 1977を参照）。和泉層群を切る右雁行の東北東-西南西方向の断層群（例えば第7図）の性格・発達時期とを併せて考察するときは、和泉層群の変形構造は中央構造線断層系の左横ずれ状況下で形成されていったものとみられる（ICHIKAWA, 1980参照）。褶曲構造の形成に続いて沸石変質-続成が進行した。岸和田図幅地域にも認められる和泉層群分布北縁付近に雁行発達する東北東-西南西系統の直線状断層もこの時期に再動した。これら一連の褶曲・変質・断層の諸事変は、四国西部の知見を参照すると、中部始新統を含む久万層群の形成前に終了した。和泉層群については数多くの研究が行われているにもかかわらず、三波川結晶片岩類起源の碎屑物質は今まで報告されていない。九州東部の上部白亜系大野川層群上部が結晶片岩源礫を含むのとは対照的に、四国・近畿では和泉層群形成後に三波川地帯を含む大規模な上昇削剝が進行した。これも上述の先・中部始新世の一連の事変に属する。

## II. 3 新生代層

岸和田図幅地域の新生代層は、瀬戸内地質区に堆積した地層群であり、これらの地層群は、古い方から順に、第1瀬戸内累層群、第2瀬戸内累層群、第3瀬戸内累層群に分けられる。新生代の古瀬戸内海を、第1瀬戸内海、第2瀬戸内海、第3?瀬戸内海に分けることを提案したのは池辺（1957）であり、第1瀬戸内時代の地層群を第1瀬戸内累層群、第2瀬戸内時代の地層群を第2瀬戸内累層群と呼んだのは笠間・藤田（1957）である。池辺が提案した第3瀬戸内海は一般には用いられなかったが、ここでは、瀬戸内区の変遷を現在まで辿るという意味で、第3瀬戸内時代の地層群を第3瀬戸内累層群と呼ぶことにした。

### II. 3. 1 第1瀬戸内累層群

第1瀬戸内累層群は、中新世前期末-中期の地層群であり、第1瀬戸内海に堆積した海成層、それに引続く火山岩類・陸水成層など多くの地層群を含んでいる。大阪周辺には、凝灰岩層を多数挟む陸水成層を主とし基底部に海成層を伴っている神戸層群と、瀬戸内火山岩類の噴出・同火砕物の水中堆積・巨礫を含む陸水成層の堆積などで特徴付けられる二上層群とがある。

岸和田図幅地域に分布する第1瀬戸内累層群は、甘南備累層と鍋山安山岩であり、いずれも二上層群相当層で、同層群の原山累層又は定ヶ城累層じょうがしほに相当するものと推定される（第8図）。甘南備累層（吉川，1973）は、岸和田図幅地域の東方隣接地域を模式地としており、岸和田図幅地域内では花崗岩類の巨礫を含む礫岩及び砂岩・泥岩からなり、厚さ40m前後で、和泉市国分町や岸和田市内畑町地域に断片的に分布する。また、鍋山安山岩は岸和田市鍋山に小規模に分布し、かんらん石・斜方輝石・単斜輝石の微斑晶を含む無斑晶質の安山岩からなる。

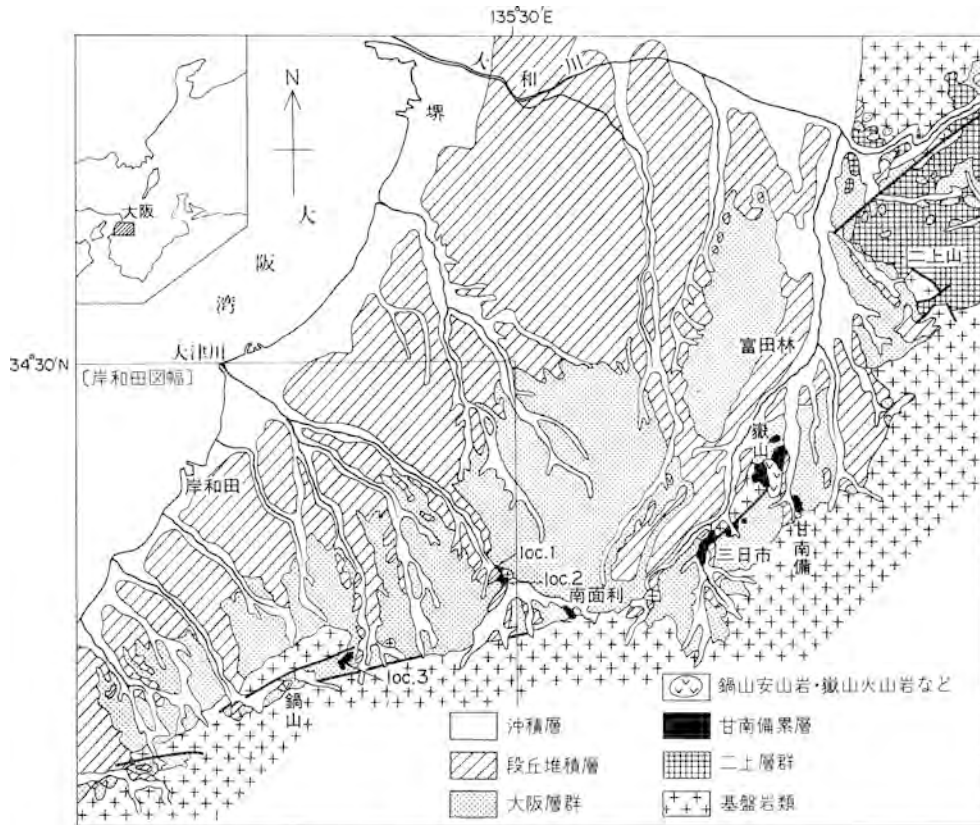
### II. 3. 2 第1瀬戸内累層群堆積後-第2瀬戸内累層群堆積前の時期

第1瀬戸内累層群堆積後-第2瀬戸内累層群堆積前の時期、すなわち中新世末期-鮮新世初頭は、瀬戸内地質区の陸化・浸食期である。この時期には、和泉山脈主峰部の接峰面で示される準平原面が、またそれに引続いて善正面が形成されたと推定される（第2図）。

### II. 3. 3 第2瀬戸内累層群

第2瀬戸内累層群は、鮮新世-更新世中期の地層群である。河湖成層を主とし、第2瀬戸内海に堆積した何層もの海成粘土層（Ma-1・Ma 0・Ma 1……Ma 10層）を伴っている大阪層群、典型的な河湖成層である古琵琶湖層群などの鮮新-更新統がこれに含まれる。

岸和田図幅地域を含む泉南・泉北地域の大阪層群は、下位から、河湖成層で構成されている泉南累層、河湖成層を主とし上部に海成粘土層を伴っている国分累層、河湖成層と海成粘土層の互層で構成され上部で砂礫が卓越する泉北累層に区分されている（ITIHARA *et al.*, 1975）。泉南・泉北地域の大阪層群は、同層群の最下位の岬火山灰層（泉南郡岬町）の層準から最上位の八田火山灰層はんだ（堺市八田）の層準にわ



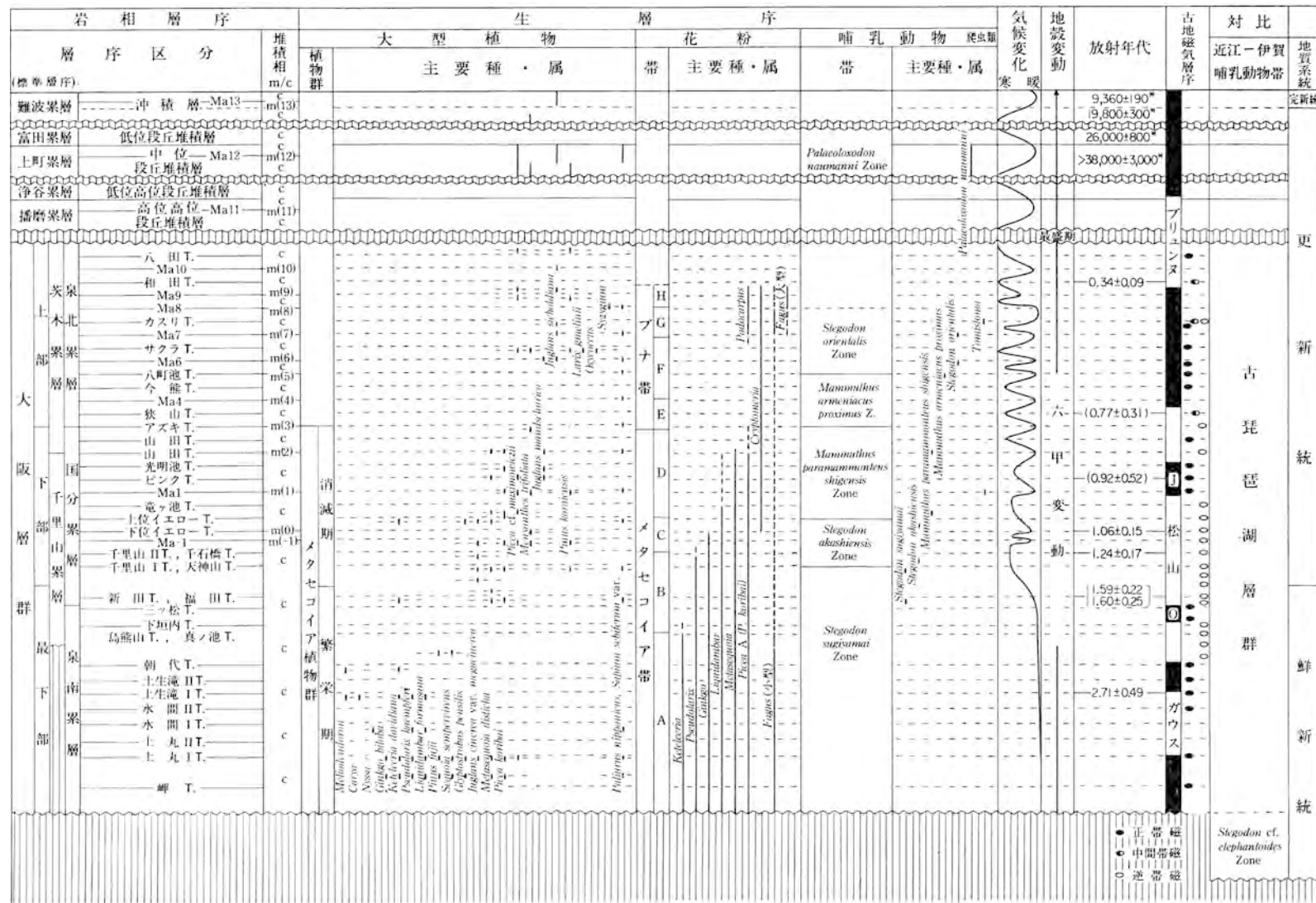
第8図 甘南備累層・鍋山安山岩など（二上層群とその相当層）の分布図

吉川・古谷（1978）による

たっている。したがって、大阪北部の千里丘陵とともに、岸和田図幅地域を中心とする泉南・泉北地域は大阪層群の模式地として重要である。

大阪層群の層序は、多くの火山灰層・海成粘土層を鍵層として追跡することによって、組み立てられている。堆積環境の変化、海水面変化、メタセコイア植物群の変遷と第四紀型植物群の出現、ゾウ化石による分帯、気候変化、古地磁気層序、フィッシュントラック年代、地質構造の解明などは、いずれもこれらの鍵層を基準にして立てられた大阪層群の層序に基づいている（第9図）。大阪層群は、またアズキ火山灰層の下限を境にして上部と下部（広義）に、メタセコイア植物群の繁栄期と消滅期の境界を基準にして、それより下位の最下部と、それより上位の下部（狭義）に分けられている（市原, 1960）。岸和田図幅地域の大阪層群最下部の層準には外帯由来の結晶片岩類の礫がしばしば含まれていて、これらの礫は当時の古地理を考察する上で重要である（市原, 1966 ; ITOHARA *et al.*, 1975）。

大阪西北部図幅（藤田・笠間, 1982）、神戸図幅（藤田・笠間, 1983）及び須磨図幅（藤田・前田, 1984）では、千里丘陵北部の芝地域のMa 0層直下のいわゆる“芝の不整合”（YOKOYAMA *et al.*, 1977）と西宮市満池谷のMa 5層直上のいわゆる“満池谷不整合”（HUZITA, 1954 ; 藤田, 1959）を境にして、大阪層群は下部亜層群・中部亜層群・上部亜層群（満池谷累層に相当する地層）に分けられている。こ



第9図 大阪層群の層序総括図 ITIHARA et al. (1984) に加筆

T: 火山灰層, m: 海成, C: 陸成, \*: C<sup>14</sup>年代 (yB.P.), \*印なし: フィッシュントラック年代 (100 万年), J: ハロミロ事件, O: オルドバイ事件

● 正帯磁  
● 中間帯磁  
○ 逆帯磁

*Stegodon cf. elephantoides* Zone

これらの区分すなわち不整合問題については後で述べることにする。

#### II. 3. 4 第2瀬戸内累層群堆積後－第3瀬戸内累層群堆積前の時期

第2瀬戸内累層群堆積後－第3瀬戸内累層群堆積前の時期、すなわち更新世中期末は、六甲変動の最盛期である。

六甲変動は、最初、IKEBE (1956) によって、瀬戸内沈降帯における鮮新世以降の地殻変動と定義され、その後、藤田・岸本 (1972) によって、第四紀の地殻変動に限るとその定義が変更されている。六甲変動最盛期は、丘陵を構成している大阪層群を段丘層が不整合に覆っていることから、市原 (1966) が、丘陵構成層の時代と段丘堆積層の時代を分ける地殻変動の時期として、その意義を強調した。

岸和田図幅地域の高位段丘堆積層 (第3瀬戸内累層群の最初の地層) は、同地域の大阪層群の構造を切って、同層群を不整合に覆っている。

#### II. 3. 5 第3瀬戸内累層群

第3瀬戸内累層群は、更新世中期末－完新世の地層群であって、堆積平坦面をもつ地層群、すなわち高位段丘堆積層・中位段丘堆積層・低位段丘堆積層・沖積層がこれに含まれる。

高位段丘堆積層は、大阪層群の分布地域内では、播磨地域に最もよく発達し、高位と低位のものに分けられている (市原, 1960)。播磨地域の高位高位段丘層－明美礫層－は、一般には砂礫を主とする厚さ10m以下の地層で、同礫層は赤色土化作用を受けて、酸性のトラ斑土壌 (三土, 1972) を形成している。また、加古川中流部の浄谷では、広大な高位高位段丘面とやや広い中位段丘面との間に、幾つかの小規模な低位高位段丘面－浄谷面－を形成している低位高位段丘堆積層－浄谷礫層－が分布している。

大阪・播磨地域の高位段丘層は河成の砂礫層を主とする地層であるが、河名 (1973)、藤田・前田 (1984) などの研究によって、播磨地域の高位段丘構成層中には海成層の存在することが明らかになってきている。

岸和田図幅地域に分布している高位段丘堆積層にも、高位のものと低位のものがあるが、低位のものは小規模に分布しているにすぎない。なお、本地域の高位段丘層は河成の砂礫を主とする地層で構成されていて、海成層を伴わず、大阪層群を不整合に覆っている。

中位段丘堆積層は、海成層を伴う地層であり、大阪の上町層、枚方の枚方層、明石海岸の西八木層などがこれに含まれる。中位段丘堆積層は、一般には河成の砂礫を主とする厚さ数mの地層であるが、枚方層や西八木層では、河川が大阪層群を浸食してできた谷を、下部の河成の砂礫層、中部の海成の砂・粘土層、上部の河湖成の砂礫・シルト層が順次に埋積していて、その厚さは全体で10数mに達している。中位段丘堆積層は氷河性海水面変動に対応して形成されたものである (市原, 1960)。

岸和田図幅地域の中位段丘堆積層は、河岸段丘・扇状地性段丘として、また海岸沿いの台地・段丘として分布し、そのほとんどが河成の砂礫層で構成されている。

低位段丘堆積層は、層厚10m以下で、河岸段丘や扇状地性段丘を形成しているが、大阪堆積盆地周辺でのその分布はごく限られている。市原 (1960) は伊丹礫層と高槻西方の富田礫層などを低位段丘堆積層に属するものとした。しかし、その後、伊丹礫層とその下位の海成の伊丹粘土層は、一連の地層で

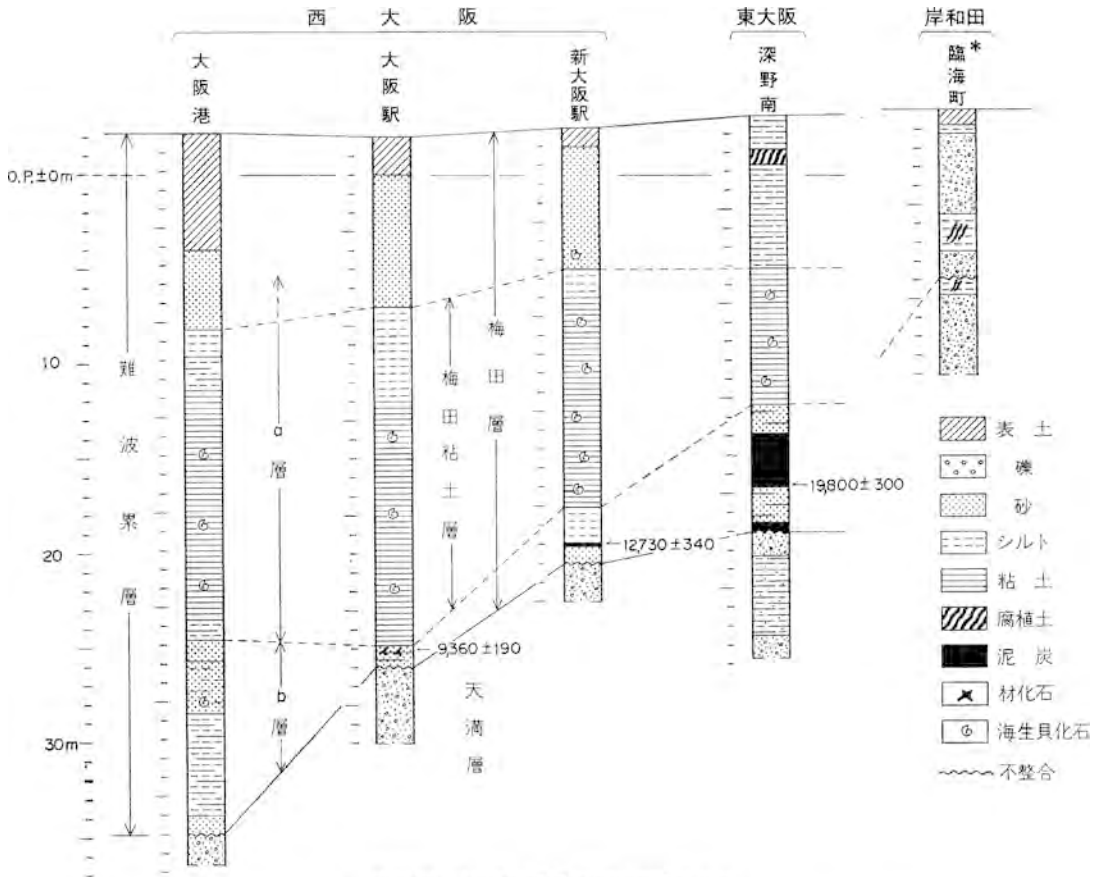


あって、いずれも中位段丘堆積層に属することが明らかとなった（藤田・前田，1971）．したがって、やや寒冷な気候を示す植物遺体と<sup>あいら</sup> 哈良火山灰層を含有し、また含有材化石のC<sup>14</sup>年代が26,000 ± 800年B.P.を示す富田礫層が、最も代表的な低位段丘堆積層であるということになる．

岸和田図幅地域の低位段丘堆積層は、主として河成の砂礫層から構成されており、扇状地性のものと、河川下流部のものがやや広い分布を示すにすぎない．

沖積層は、大阪盆地では、大阪平野（西大阪）・河内平野（東大阪）下に広く分布していて、難波累層（池辺，1952）と呼ばれている．難波累層には砂礫層を主とする天満層（山根，1930）-百尺礫層・第1滞水層とも呼ばれている-を不整合に覆っている．第10図に西大阪・東大阪及び岸和田の代表的な沖積層の地質柱状図を示した．難波累層は縄文海進に伴って堆積した梅田粘土層がその中核部にある．C<sup>14</sup>年代値から判断できるように、梅田粘土層より下位の砂質・砂礫質層を主とし泥炭層を伴う地層は更新世最末期-完新世初頭の地層であって、更新世（洪積世）・完新世（沖積世）境界は砂質・砂礫質層の上部に存在する．

岸和田図幅地域の沖積層は、その層厚は一般に10m以下で、海成層を伴う沖積層は海岸沿いの一部にのみ分布する．内陸部の河川沿いの沖積層は氾濫原堆積層で構成されている．



第10図 大阪の沖積層の代表的地質柱状図

柱状図右側の数字はC<sup>14</sup>年代 (yB. P.), O. P. ± 0 mは東京湾中等潮位-1.30 m. \* ボーリング地点6  
梅田層の命名は山根(1930)に、a・b層の区分は藤田・鎌田(1964)による。

### Ⅲ. 領家-泉南コンプレックス

#### Ⅲ. 1 研究史及び概要

和泉山脈北麓のいわゆる泉南地方は、近畿地方領家帯の南西部に位置し、かつてはほとんど花崗岩類のみからなるものとされていた（例えば、金原，1902；松下，1953）。この地域に「石英斑岩-花崗斑岩」が分布することを最初に図示したのは、50万分の1地質図幅「京都」（50万分の1地質図編纂委員会，1951）である。その後、和泉層群の研究が進展し、同層群中の礫が大部分、流紋岩・石英斑岩などの酸性岩類からなることが分かり、同層群の北側に分布する上記の「石英斑岩-花崗斑岩」がこれらの礫の供給源として注目されるようになった（市川，1960）。これらの「石英斑岩-花崗斑岩」は、はじめ、「泉南酸性岩類」（市川，1960）と命名され、その後、本酸性岩類中に成層した火砕岩層がみられることから「泉南酸性火砕岩類」（市川・大橋，1965）と改称された。

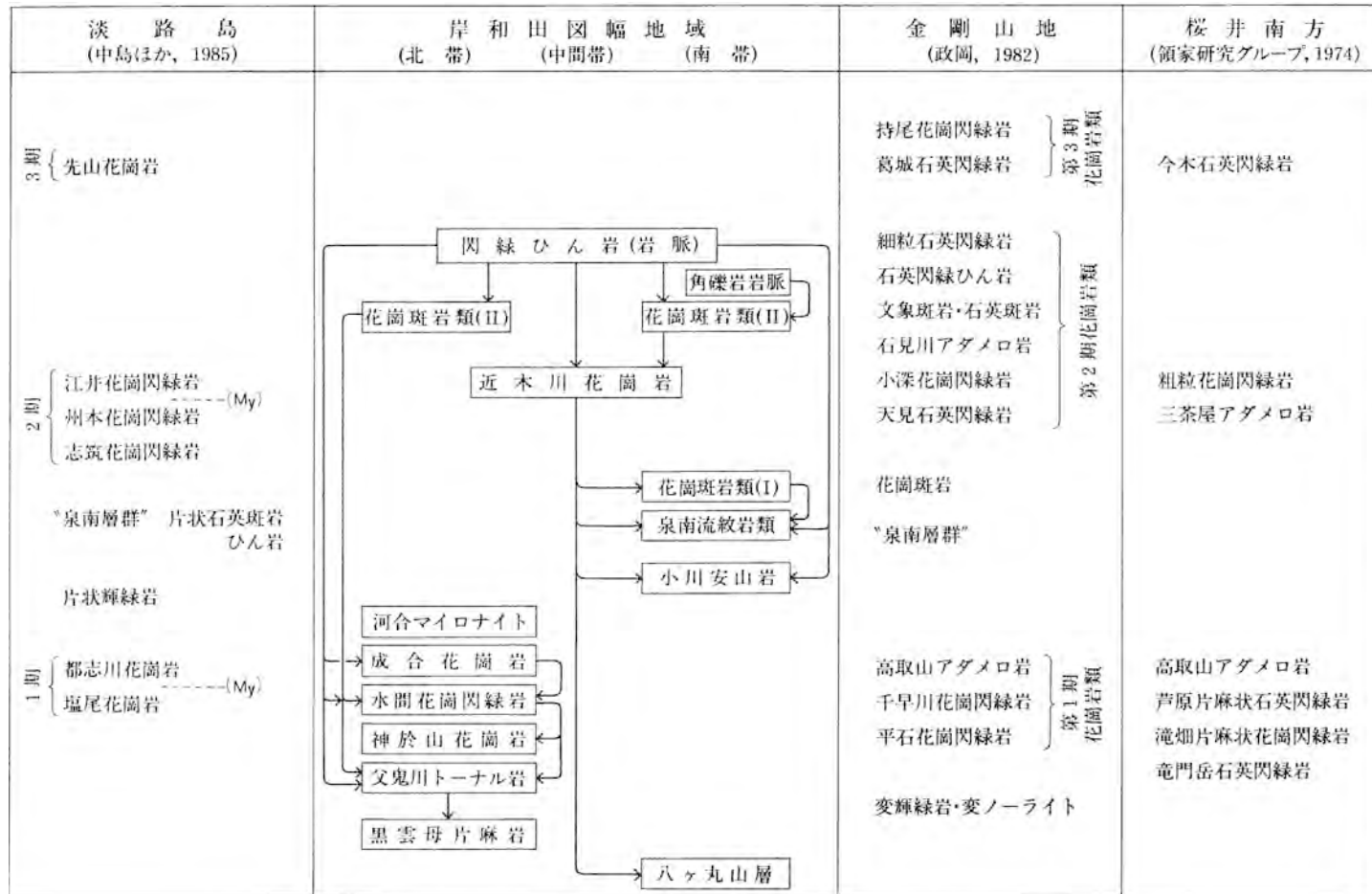
「泉南酸性火砕岩類」は、東西走向で急斜した構造をもち、和泉層群により傾斜不整合の関係で覆われることが明らかにされた（市川・吉田，1962）。一方、同岩類は北側の領家帯の花崗岩類とは主として断層関係で接触する（市川・大橋，1965）が、岸和田市上大沢南方では花崗岩質岩の大礫を含んだ「礫質火砕岩」<sup>1)</sup>が、「泉南酸性火砕岩類」と領家帯の花崗岩類の境界部に産出することから、この「礫質火砕岩」が「泉南酸性火砕岩類」の基底部を示している可能性があり、「泉南酸性火砕岩類」は領家花崗岩類の貫入・削剝後に形成されたものと考えられた（吉田，1963；市川・大橋，1965）。

一方、泉南地方の西方に位置する淡路島にも、和泉層群に不整合に覆われる「石英斑岩類」の分布が知られており（長浜ほか，1959；対馬・片田，1961）、「泉南酸性岩類」の延長とされていた（兵庫県，1961）。市川ほか（1967）は、淡路島中部の緑町地域において、同岩類が領家帯の洲本花崗閃緑岩によって貫入され、顕著な熱変成作用を受けていることを見いだした。洲本花崗閃緑岩は、85Maの黒雲母のK-Ar年代（河野・植田，1966）を示し、諏訪・濡木（1968）により領家新期花崗岩類の一員とされた。淡路島における「泉南酸性火砕岩類」を貫く領家花崗岩の発見は、泉南地方における従来の考え（吉田，1963；市川・大橋，1966）に再検討をうながす結果となった。

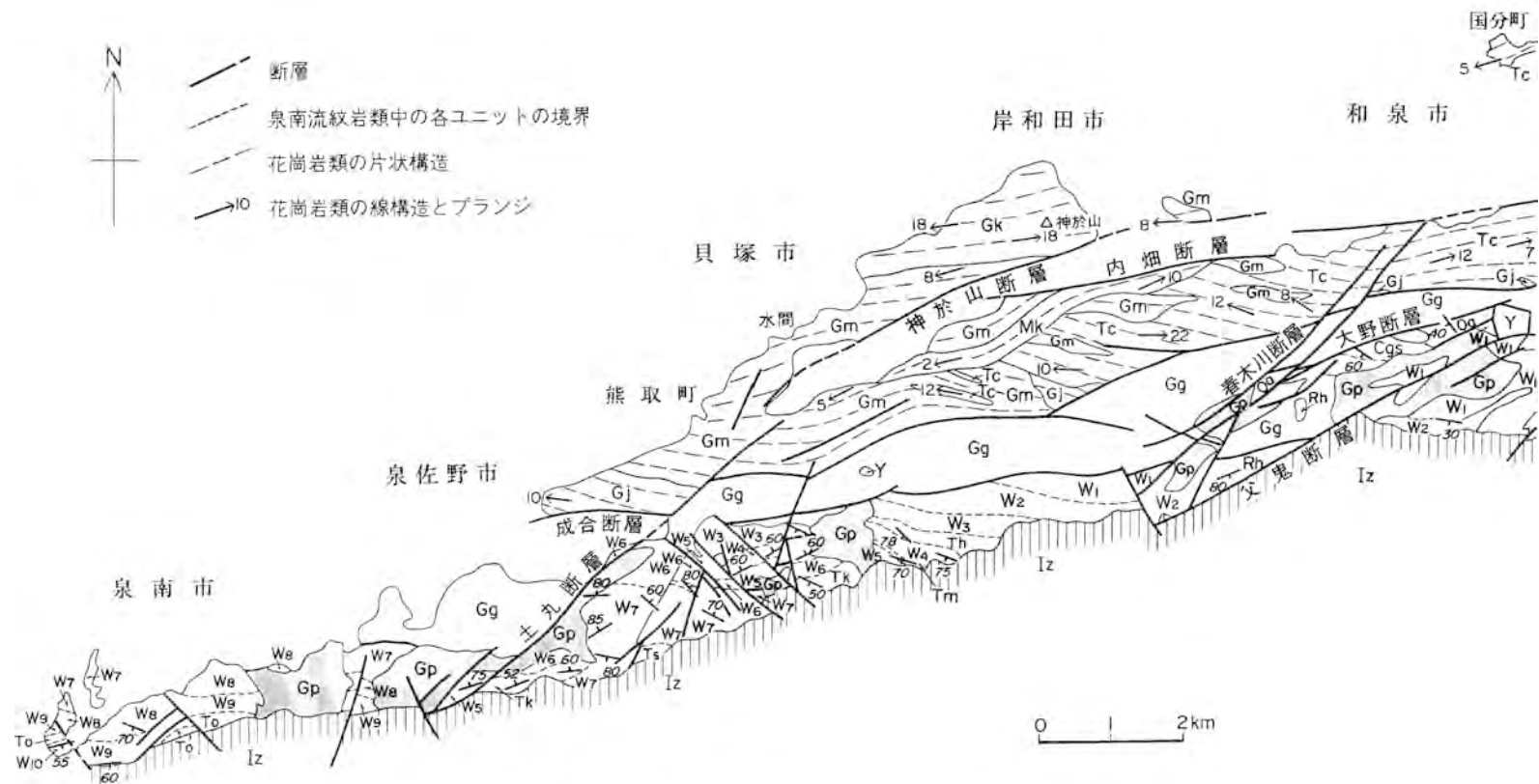
その後、内海（1972MS.）及び内海・市川（1973）は、泉南地方の熊取町永楽ダムから岸和田市近木川にかけての「泉南酸性火砕岩類」を詳しく調査し、同岩類が数枚の碎屑岩層を挟む5枚以上の火砕岩層（主に溶結凝灰岩）からなること、南方に急斜（一部は逆転）する構造を示し、北側ほど下位であること、領家花崗岩類とは主として断層関係で接するが、本岩類の北限近くでは顕著な接触変成作用を受け、黒雲母アダメロ岩（本報告の近木川花崗岩）によって貫かれること（永楽ダム付近）などが明らかになった。

上記の研究に引き続いて、泉南地方及びその周辺地域（5万分の1岸和田・五條両図幅地域）において「泉南酸性火砕岩類」及び領家帯花崗岩類の総合研究が行われ（山田直利ほか，1979；山田哲雄ほか，1979）、「泉南酸性火砕岩類」は、新たに発見された安山岩溶岩も含めて、「泉南層群」と改称された。

1) 本岩は、V-5節に述べるように、「泉南酸性火砕岩類」の一員ではなく、近木川花崗岩より新期（古第三紀?）の礫岩と考えられる。



第11図 岸和田幅地域の花崗岩類の貫入関係と周辺地域との対比 矢印の先は被貫入岩を指す。My:マイロナイト化の時期



第12図 岸和田図幅地域の領家-泉南コンプレックスの地質構造図

Iz: 和泉層群, Gp: 花崗斑岩類, Gg: 近木川花崗岩, W1-W10・Cgs・Rh・Th・Tm・Tk・Ts・To: 泉南流紋岩類 (第5表参照), Oa: 小川安山岩, Gj: 成合花崗岩, Gm: 水間花崗閃緑岩, Gk: 神於山花崗岩, Tc: 又鬼川トータル岩, Y: ハヶ丸山

また、これとは別に、上井・阿部（1977）は上記の地域における「泉南酸性火砕岩類」と領家花崗岩類との関係を論じた。更に、近畿地方領家帯については、その後、HARA *et al.* (1980)、端山ほか（1982）、大平（1982）、政岡（1982）、中島ほか（1985）など、主に花崗岩類の貫入関係やそれらの岩相・構造に関する研究が行われている。

岸和田図幅地域及びその周辺部における領家-泉南コンプレックスの構成と貫入関係を第11図に示した。ここで領家-泉南コンプレックスと呼ぶものは、領家深成・変成岩類からなる領家コンプレックス（松下，1953）に、泉南流紋岩類やそれを貫く花崗斑岩・石英斑岩・閃緑ひん岩などを加えた地質体で、和泉層群に対してはその基盤をなしているものである。また、泉南流紋岩類とは、従来の「泉南層群」から安山岩溶岩（「小川安山岩層」）を除いたものである（第5表参照）。

岸和田図幅地域の領家-泉南コンプレックスは、ほぼ東西方向の帯状配列を示している（第12図）。すなわち、北帯は主として片状花崗岩類から、中帯は主として塊状花崗岩（近木川花崗岩）から、そして南帯は主として泉南流紋岩類からなる。各帯は、主として断層（カタクラサイトを伴う）で境されている。ただし、中帯の近木川花崗岩は一部南帯の内部にも入り込んでおり、泉南流紋岩類及びその下位層に対して貫入関係を示している。片状花崗岩類と泉南流紋岩類とは分布が隔てられているために、直接の関係が分からない。本報告では、泉南流紋岩類及びその下位の小川安山岩は、地下深部における片状花崗岩類の形成（貫入→固結→マイロナイト化）より新期の火山活動によるものと考えた。また、八ヶ丸山層は、これら火山岩類噴出時の地殻表層部の岩石であり、領家変成岩の未（-弱）変成部に相当するものと考えた。

以下、生成年代の古いと思われるものから順次記述することとする。

### III. 2 八ヶ丸山層 (Ym, Yb)

八ヶ丸山層（新称）は、岸和田図幅地域の東端に近い和泉市八ヶ丸山（標高419m）一帯に模式的に分布し、更に東方の東横尾川流域（五條図幅地域内）にも近木川花崗岩のルーフペンダントとして東西に延びた分布を示している（第5図）。また、岸和田図幅地域中央部の貝塚市近木川支流にも、近木川花崗岩に捕獲された本層の小岩体がある。本層は、山田直利ほか（1979）による「変成古生層」にほぼ相当する。

本層は、模式地で東西、南北それぞれ約500mの範囲に分布する。北側では石英斑岩によって貫かれ、西側及び南側では小川安山岩及び泉南流紋岩類と、また東側では近木川花崗岩といずれも断層で接している。

本層は主に泥岩・砂岩（Ym）からなり、少量の玄武岩溶岩（?）（Yb）を伴う。泥岩は一般に葉理がよく発達するが、葉理面の走向はまちまちで、北あるいは東へ30-50°傾斜している。玄武岩は、本層分布地域の北部の林道沿いに小露頭<sup>2)</sup>があるのみで、泥岩・砂岩との関係は不明である。

泥岩は、石英脈や曹長石脈を伴い、これらがプチグマティック褶曲を示している。これらの脈は無数の小剪断面によって変位し、ちぎれて“礫”状を呈することが多い。

2) 山田直利ほか（1979）の地質図では小川安山岩に含められているが、現地及び鏡下での再検討により、本層の一員とした。

泥岩・砂岩は弱い熱変成作用を受けており、微粒の黒雲母、白雲母、ビナイト化した堇青石（まれ）、ざくろ石（まれ）などが晶出している。雲母類は、ほとんど定向配列を示さず、しばしば斑点状の集合体をつくる。プチグマティックな石英脈・曹長石脈は、熱変成作用によってそれぞれグラノプラスチックな組織を示す石英及び曹長石の集合体となっている（図版 I -1）。

玄武岩は、著しい変質・変成作用と剪断作用のため、原岩の組織や鉱物ほほとんど残っていない。斑晶の苦鉄質鉱物（恐らく輝石）はほとんどアクチノ閃石によって置き換えられ、石基は曹長石・アクチノ閃石・リュウコクシンなどによって構成されている。曹長石脈や方解石脈を伴う。

近木川支流に分布する捕獲岩は、含礫泥岩を原岩とするざくろ石含有黒雲母ホルンフェルスで、黒雲母（現在はほとんど緑泥石化）に弱い定向配列が認められること、全般的に再結晶作用が著しいことなどの点で、模式地のものと若干異なっている。

なお、泉南流紋岩類の基底部を占める側川礫岩中には、本層に類似する泥岩・砂岩・玄武岩の礫のほか、チャートや珪質頁岩の礫も多量に含まれており（Ⅲ. 6. 2項参照）、これらチャートや珪質頁岩の礫も本層と一連の地層から供給されたものであろう。このような岩相の特徴に加えて、本層がプチグマティック褶曲を示す点をも考慮すると、本層は、領家変成岩の原岩である丹波層群（主にジュラ系）の一員であった可能性が大きい。

近畿地方領家帯では、一般に中央構造線に近い所に片状ホルンフェルスが分布し、北方に向かって、雲母片岩→雲母片麻岩と変成度は上昇している（Suwa, 1961；大平, 1982など）。本層は、領家帯南縁部を占めていた弱-非変成層が、領家帯新期花崗岩類の1つである近木川花崗岩によって接触変成作用を受けたものであろう。

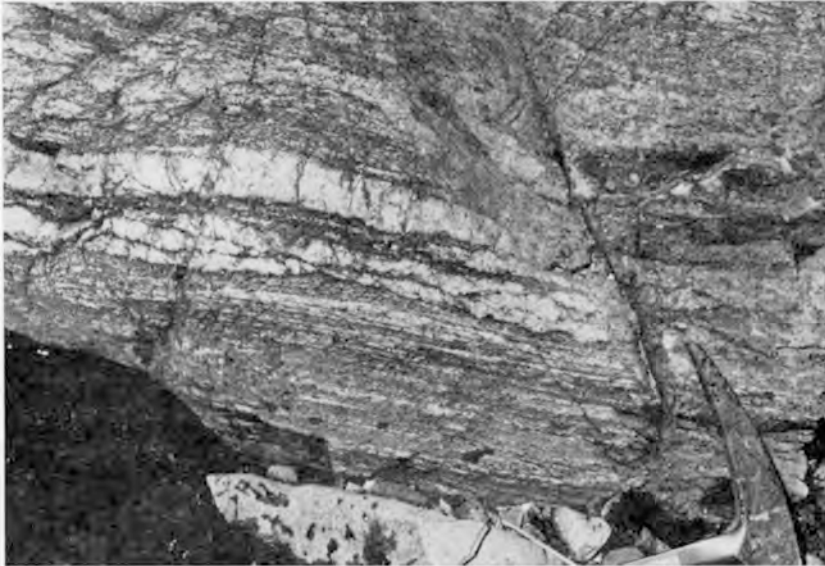
### Ⅲ. 3 領家変成岩 (Gn)

岸和田図幅地域の領家変成岩は、片状花崗岩類中に包有される黒雲母片麻岩からなり、松尾川筋（和泉市春木川町）、牛滝川筋（岸和田市大沢町）及び津田川筋（岸和田市相川町）の3箇所に露出する<sup>3)</sup>。いずれも父鬼川トータル岩体中の小岩体で、松尾川では幅5m程度、牛滝川では幅約1.5m、津田川では幅2-3m程度である。

これらは、父鬼川トータル岩の構造と調和的に、走向ほぼ東西、傾斜60-70°Nの片理面を示す。本岩は一般に多量の花崗岩質物質（しばしばざくろ石を伴う）の注入を受けているため、泥質あるいは砂質変成岩の組成を残している部分は少ない（第13図）。

本岩のうち、比較的泥質の組成を残している部分を検鏡すると、黒雲母・石英・斜長石・カリ長石を主とし、石墨・ジルコン・燐灰石などを伴っている。全般的に圧碎作用の影響を強く受けている。黒雲母は、淡黄色-赤褐色の多色性を示し、劈開面の屈曲が顕著で、一部緑泥石化している。石英は、レンズ状に伸長し、内部はサブグレイン化している。斜長石は他形-半自形で、ほぼオリゴクレス組成を示し、累帯構造は不明瞭で、黒雲母や石英によって取り囲まれていることが多い。カリ長石は一般に少

3) Aikawa *et al.* (1979) は、和泉市若樫町南方の片状花崗岩類中に、ばら輝石・スペッサルティン・マンガン角閃石などを含む片麻岩の存在を報じている。今回の調査ではその露頭を発見することができなかったため、地質図には示していない。



第13図 黒雲母片麻岩とこれに調和的に注入した花崗岩脈(岸和田市大沢町北方, 平滝川河床).  
いずれもマイロナイト化作用を受けている

量で、他形を示し、斜長石との境界部に顕著なミルメカイトを形成している。

### Ⅲ. 4 片状花崗岩類

片状花崗岩類は、岸和田図幅地域の領家-泉南コンプレックスの北帯を占め、幅1-3kmで、東西に14km以上にわたって分布する。本岩類は、その南縁で、ほぼ直線状の断層によって近木川花崗岩と接している。北縁では甘南備累層及び大阪層群により不整合に覆われるか、あるいは大阪層群と断層関係で接している。

山田哲雄ほか(1979)は、岸和田図幅地域及びその東方隣接地域の花崗岩類を古期の「神於山片麻状花崗閃緑岩」と新期の「滝尻アダメロ岩」に大別したが、これらは、それぞれ、本報告における片状花崗岩類と近木川花崗岩とに対応する。山田哲雄ほか(1979)は、更に、「神於山片麻状花崗閃緑岩」を岩相によって幾つかの種類に分け、それら各岩相の大まかな分布を示した。

本報告では、片状花崗岩類を、古い方から、父鬼川トータル岩(Tc)、<sup>こうのやま</sup>神於山花崗岩(Gk)、<sup>みずま</sup>水間花崗閃緑岩(Gd)、<sup>じょうこう</sup>成合花崗岩(Gj)の4つに区分した。岸和田図幅地域東端部の和泉市国分町地域に孤立して分布するトータル岩は父鬼川トータル岩に含めた。これらの花崗岩類は普遍的にマイロナイト化作用を受けているが、岸和田市河合町付近には特にマイロナイト化作用が著しい部分があり、これを河合マイロナイトと呼んだ。

#### Ⅲ. 4. 1 父鬼川トータル岩(Tc)

父鬼川トータル岩は、和泉市父鬼川筋を模式地として、南北約1km、東西8km以上の範囲に分布



第14図 父鬼川トータル岩（和泉市春木川町，松尾川河床）  
優白質のトータル岩と優黒質の塩基性岩が密接に相伴い，顕著な縞状構造を呈する

し，東隣の五條図幅地域に続く．この地域よりやや北に離れた和泉市国分町に小規模に分布するトータル岩も，便宜上，本項目で記述する．本岩は，山田哲雄ほか（1979）による「神於山片麻状花崗閃緑岩類」のうち，「縞状中粒花崗閃緑岩 - 石英閃緑岩」とされたものにほぼ相当する．

本岩は，粗粒片状の角閃石黒雲母トータル岩を主体とし，暗灰色細粒の塩基性包有岩（閃緑岩 - 石英閃緑岩）を密接に伴う．塩基性包有岩は薄い板状あるいはレンズ状をなし，トータル岩と数 cm - 10 数 cm 程度の幅で繰り返す縞状構造を呈していることが多い（第14図）．塩基性包有岩の内部にも，幅 1 - 数 mm 程度のやや優白質の帯が，全体の縞状構造と調和的に無数に生じており，これらの帯が縞状構造に平行な褶曲軸面を持つ折り畳み褶曲を示していることもある．

トータル岩の片理面は，一般に黒雲母の定向配列によって作られており，その方向は上記の縞状構造に平行である．これらの片理面及び縞状構造の葉理面の走向はほぼ東西で，北へ急斜（60-90°）するのが一般的であるが，本岩分布地域西部の津田川流域では，N40-70°W の走向を示す場合が多い．片理面上には黒雲母や石英の伸長方向に規定される線構造が発達し，その方向はほぼ東西で，ほとんど水平か，30°以下の緩傾斜を示している．上記の塩基性包有岩中の褶曲軸の方向もこれと調和的である．

本岩は，黒雲母片麻岩の小岩体を数箇所で見出し（Ⅲ-3節参照），また，塊状粗粒の黒雲母角閃石閃緑岩の小岩体<sup>4)</sup>を伴っている．本岩は水間花崗閃緑岩及び成合花崗岩によって貫かれ，近木川花崗岩とは断層関係で接している．

本岩は全般的にマイロナイト化作用を受けているが，特に北側の河合マイロナイト帯に近接した地域では，斜長石のポーフィロクラストを含む暗灰色の“ポーフィロイド”様岩となり，より細粒化の進ん

4) 和泉市横尾川筋．花崗斑岩岩脈のすぐ南側．小岩体なので地質図には示していない．第15図のD．



だ河合マイロナイトに移化する。

和泉市国分町で大阪層群中に孤立して分布するトーナル岩は、1) 小型のレンズ状塩基性包有物を多量に含むが、それらと縞状構造を作ることはない、2) マイロナイト化作用が微弱である、という点で模式地のものと異なる。本岩は、やや大きな石英斑れい岩や石英閃緑岩の岩体を伴っているが、地質図ではトーナル岩に一括した。石英斑れい岩は、粗粒塊状の黒雲母角閃石石英斑れい岩で、長柱状（長さ3-5cm）の角閃石（褐色-緑色の累帯構造を示す）に富むペグマタイト様の部分を含んでいる。石英閃緑岩の一部は、見掛け上トーナル岩を貫く岩脈（ほぼ南北方向で直立）であるが、母岩と共通の方向を有する片理面（ほぼ東西方向で北へ約30°傾斜）が発達し、一部に花崗岩質物質の注入を受けているなど、いわゆる *synplutonic dike* の特徴を示している。

父鬼川トーナル岩のモード組成を第15図に示した。本岩は大部分がトーナル岩に属するが、一部は石英閃緑岩の、また一部は花崗閃緑岩の領域にまたがっている。色指数は15-33の間で変化する。一般に黒雲母の方が角閃石より多量である。塩基性包有岩は、粒度が著しく小さい点を除けばトーナル岩のやや塩基性の岩相とほぼ同様である。ただし、塩基性包有岩中の優白質の帯は、かなり石英に富むトーナル岩で、色指数は約20である。

以下に本岩の代表的岩石の鏡下の性質について記載する。

#### 片状粗粒角閃石黒雲母トーナル岩

(岸和田市河合町南東津田川河床, GSJ R34030, 第15図のA, 図版I-2)

斜長石（容量比50%）、石英（21%）、黒雲母（19%）及び角閃石（10%）からなる。マイロナイト化作用を受けている。

斜長石は、長径5mm前後で、他形-半自形を示し、結晶の角がとれてその周りを細粒の黒雲母と石英に縁取られる。アンデシン組成を有し、累帯構造は顕著ではない。双晶面の屈曲が著しい。

石英は長さ5mm前後のレンズ状をなし、その内部はサブグレイン化して、等粒状あるいは縫合状組織を示す細粒石英の集合体となっている。

黒雲母は、劈開面の著しく屈曲したやや大型（長径1-2mm）の結晶と、それから再結晶作用によって生じた微細な鱗片状の結晶とがあり、それらが斜長石や角閃石を取り巻いてうねりながらも全体として定向配列を示す。多色性は、X=非常に淡い黄色、Y=Z=褐色である。一部を除いて、緑泥石化作用を受けていない。ジルコン・燐灰石・ルチル・褐れん石などを伴う。

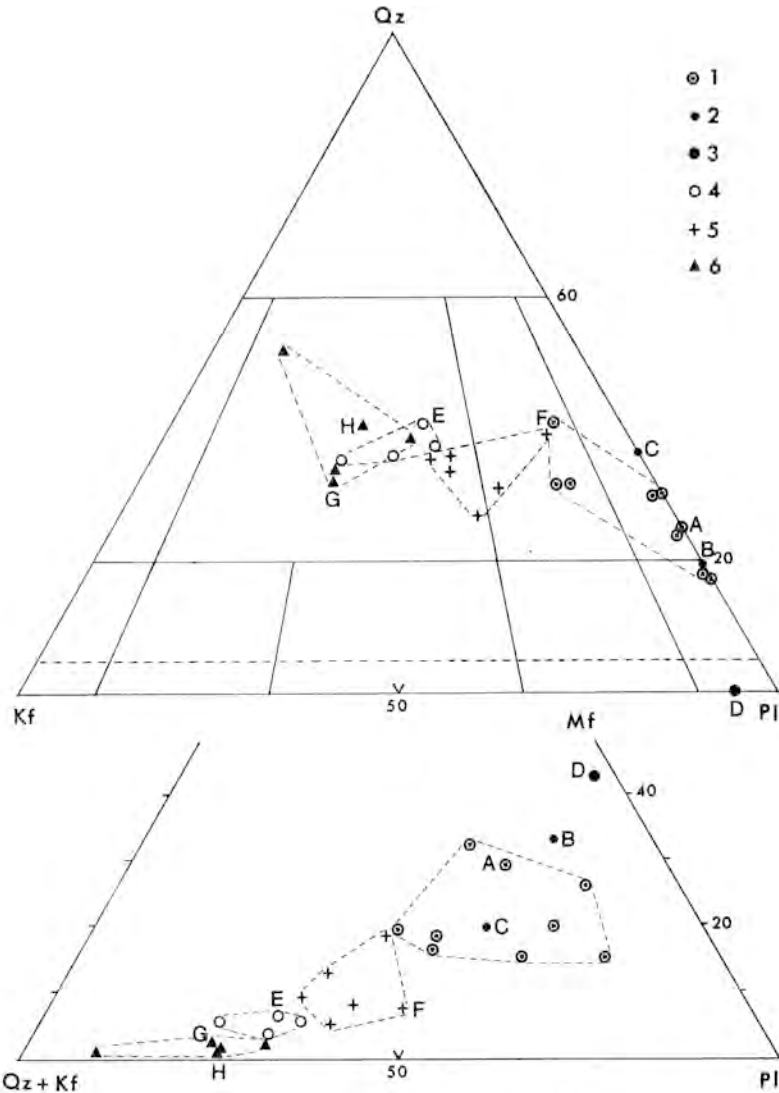
角閃石（長さ2-3mm）は半自形-自形で、細粒の黒雲母や石英によって取り囲まれる。双晶面や劈開面の屈曲はほとんど認められない。多色性は、X=淡黄色、Y=淡緑褐色、Z=緑色である。

#### 塩基性包有岩（GSJ R34031, 上記と同一地点）

1個の標本の中に、最も優黒質の閃緑岩質岩相、中間組成の石英閃緑岩質岩相（第15図のB）及びやや優白質のトーナル岩質岩相（第15図のC）が混在し、それらが縞状構造を作っている。全般的に細粒（斜長石の平均粒径約0.5mm）で、優黒質の部分がグラノプラスティック組織を示すのに対して、優白質の部分は片状構造が顕著である。

### III. 4. 2 神於山花崗岩 (Gk, b)

神於山花崗岩は、岸和田市神於山（標高296.4m）付近からその西方にかけて、東西約3km、南北約1kmの範囲に分布する。本岩は、北側では大阪層群に覆われるが、南側では水間花崗閃緑岩とほぼ東西方向の境界をもって接している。本岩は、山田哲雄ほか（1979）による「神於山片麻状花崗閃緑岩類」



第15図 片状花崗岩類のモード組成

花崗岩類の分類・命名は, STRECKEISEN *et al.* (1973) による (第28図も同様)

Qz:石英, Kf:カリ長石, PI:斜長石, Mf:珩鉄質鉱物, A-H:本文参照

- 1: 父鬼川トータル岩, 2: 父鬼川トータル岩中の細粒塩基性包有岩, 3: 父鬼川トータル岩中の粗粒黒雲母角閃閃緑岩,
- 4: 神於山花崗岩, 5: 水間花崗閃緑岩, 6: 成合花崗岩

のうち「中粒花崗閃緑岩-石英閃緑岩」とされたものの一部に相当する。

本岩は、片状構造の著しい中粒の黒雲母花崗岩 (Gk) からなり、多量の塩基性包有岩 (b) を伴う。また、アプライト脈、ペグマタイト脈を伴うことが多い。片理面は一般に走向がほぼ東西で、北へ70°前後傾斜する。片理面上の鉱物線構造は、ほぼ東西方向で、10-20°東又は西へ傾斜する(第12図)。アプライト及びペグマタイト脈の貫入方向は一定しないが、これらの岩脈内部の片理は母岩のそれと平行である(第16図及び図版II-1)。このことは、本花崗岩が固結して、アプライト・ペグマタイト脈



第16図 神於山花崗岩を切るアプライト脈  
アプライト中にも母岩と平行な片理(矢印の方向)が生じている。  
(岸和田市神於山西方約0.5 km)

が貫入したのち、広域的剪断応力下での再結晶作用によって片状構造が形成されたことを示唆している。この剪断運動は、カリ長石ポーフィロクラストの破断・微少変位の状況から、左ずれのセンスをもっている(第17図)。

本岩のモード分析(第15図)によれば、測定試料はいずれも石英・カリ長石・斜長石がほぼ等量の花崗岩領域に属し、色指数は4-6である。本岩は、破断面でやや黒っぽく見え、花崗閃緑岩と誤認されやすいが、これはマイロナイト化作用に伴って変形・再結晶した黒雲母がフィルム状に連なって片理面(=割れやすい面)を形成しているためであろう。

本岩中の塩基性包有岩は、細粒暗灰色の黒雲母角閃石石英閃緑岩-トーナル岩で、片状構造は石英量が多い(トーナル岩質のものほど顕著となる傾向がある。これらは更に花崗岩質物質の注入を受け、それらとの中間的岩相を生じていることもある。鏡下では、斜長石の累帯構造が



第17図 神於山花崗岩のほぼ水平な露頭面に見られるカリ長石ポーフィロクラストの形態  
矢印の先の結晶はいずれも左ずれセンスの剪断による回転と微少変位を示している。片理面は左右(=ほぼ東西)の方向でほぼ垂直(岸和田市神於山南方約150 m、露頭写真をやや誇張)

顕著で、ラブラドライト組成の中核部がアンデシ組成の外縁部に縁取られているのが特徴である。

以下に、本花崗岩の代表的岩石について鏡下の性質を記載する。

#### 片状中粒黒雲母花崗岩

(岸和田市神於山西方約500m, 林道切割, GSJ R34032, 第15図のE)

石英(容量比39%), 斜長石(31%), カリ長石(24%)及び黒雲母(6%)からなる。マイロナイト化作用が著しい。

石英はレンズ状あるいはフィルム状(長さ2-4mm)に伸長し, 内部はサブグレイン化した微粒葉片状石英の集合体となっている。斜長石やカリ長石を取り巻いてうねりながら, 黒雲母と共に著しい定向配列を示す。

斜長石は, 径2mm以下, 他形-半自形で角がとれている。オリゴクレーヌ組成を示し, 累帯構造は不明瞭である。

カリ長石は, 長径5mm以下, 他形, ポーフィロクラスト状で, 著しい波動消光(一部は微斜長石構造)を示し, パーサイト構造を有している。

黒雲母は, やや大型(長径1mm前後)結晶から, 非常に微粒(長径0.1mm以下)まで種々の大きさのものがあリ, これらが一定方向に伸びた鱗片状集合体をなしている。多色性は, X=淡黄色, Y=Z=褐色である。緑泥石化作用はほとんど認められない。褐れん石(メタミクト化), 燐灰石, ジルコン, 緑れん石(変質鉱物)などを伴っている。

### III. 4. 3 水間花崗閃緑岩 (Gd)

水間花崗閃緑岩は, 貝塚市水間地域を模式地として, 西は熊取町から東は和泉市まで, 幅1-2km, 東西12km以上にわたって分布する。本岩は, 山田哲雄ほか(1979)による「神於山片麻状花崗閃緑岩類」のうち「粗粒斑状アダムロ岩-花崗閃緑岩」とされているものにほぼ相当する。

本岩は, カリ長石の斑状結晶(長径2-3cm)に富む粗粒片状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とする(第18図)。角閃石は比較的少量(1%以下)で, ときには角閃石を含まない花崗岩質の岩相も存在し,



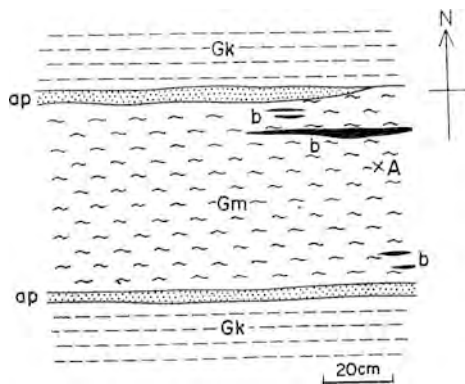
第18図 水間花崗閃緑岩の片状構造

カリ長石(重状)及び斜長石の変形様式は第17図の場合と同様である(岸和田市河合町北方, 津田川河床)



第19図 岸和田市河合町南方地域のルートマップ

Tc: 交鬼川トナール岩, Gm: 水間花崗閃緑岩, Mk: 河合マイロナイト, Gg: 近木川花崗岩, A, B, C: 第21図参照



第20図 神於山花崗岩と水間花崗閃緑岩の関係を示すスケッチ

(岸和田市河合町北方、津田川河床のほぼ水平な露頭)  
 優白質中粒の神於山花崗岩 (Gk) 中に、やや優黒質で塩基性包有物 (b) に富む斑状の水間花崗閃緑岩 (Gm) が、アプライト質周縁相 (ap) を伴って岩脈状に貫入し、内部に Gk に類似した小捕獲岩 (A) を含む。全体として、貫入面の方向に平行な片状構造 (E-W, 75°N) が顕著。

主岩相に漸移する。小型、レンズ状の塩基性包有物（長径数cm-10数cm）に富み、まれに10m前後の塩基性包有岩（細粒-中粒石英閃緑岩）を伴う。一般に片状構造が著しく（図版Ⅱ-2）、河合マイロナイト帯に近接する地域ではそれが特に顕著であるが、本岩体西部の熊取町小谷や和田地域では片状構造が弱まる傾向がある。本岩はしばしばアブライト脈を、またまれにペグマタイト脈を伴う。岸和田市河合町南方（第19図）では、本岩中のペグマタイト脈が母岩の片理面の方向に引き伸ばされ、ペグマタイト脈内部の石英・長石の結晶もそれぞれ細長いレンズ状の集合体を作っている（図版Ⅲ-1）。斑状のカリ長石も引き伸ばされて、細長いレンズ状の集合体（長さ5-10cm）を作ることもある。片理面は走向ほぼ東西で、北へ60-70°前後傾斜する。線構造は、走向ほぼ東西で、一般に緩傾斜（20°以下）である。

本岩は父鬼川トータル岩中に東西方向に伸びた幾つかのレンズ状岩体として貫入し、また本岩内部にも父鬼川トータル岩の小岩体を捕獲している。本岩と父鬼川トータル岩との関係は、明瞭な岩相の不連続面をもつ場合（第19図参照）と、移化的に見える場合（松尾川筋など）とがある。本岩と神於山花崗岩との境界部には、両者の接触関係を示す露頭は見られないが、河合町北方の津田川河床では、本岩に岩相上類似する斑状花崗閃緑岩が神於山花崗岩（中粒片状黒雲母花崗岩）中に小岩脈として貫入している関係が観察され（第20図）、これに基づいて両者の前後関係を決定した。

以下に、本岩の代表的岩石について鏡下の性質を記載する。

#### 片状斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩

（貝塚市木積南方，近木川河床，GSJ R34033，第15図のF）

斜長石（容量比47%）、石英（36%）、カリ長石（10%）、黒雲母（6.7%）及び角閃石（0.3%）からなる。水間花崗閃緑岩のうち、マイロナイト化作用の比較的弱い岩相である。

斜長石は、長径5mm前後の半自形粒状の結晶で、ほぼオリゴクレス組成を有する。双晶面の屈曲は顕著であるが、結晶内部の破断・変位等はほとんど認められない。

石英は、長径5-10mmでやや伸長した外形を示すが、内部はサブグレイン化して、葉片構造を示す細かい石英の集合体となっている。

カリ長石は淡紅色を呈し、長径2cm前後で、斜長石結晶の間隙を充填している。パーサイト構造を有し、波動消光が著しく、また、結晶内の微小割目に沿う変位により、全体として片理面の方向にやや伸びたレンズ状の形態をとるものが多い。

黒雲母は、長径1-2mmの結晶が多いが、劈開面の屈曲、キンクバンドの発達が発著で、幾つかの結晶が連なってフィルム状の集合体を作り、その一部は微細な黒雲母の集合体に再結晶している。多色性は、X=淡黄色、Y=Z=褐色である。スフェン・ジルコン・褐れん石などを伴い、一部は緑泥石・緑れん石・方解石・ぶどう石などの変質鉱物によって交代されている。

角閃石は、緑泥石化作用のため、その一部が残存しているにすぎない。多色性は、X=淡黄褐色、Y=褐色、Z=緑色である。

### Ⅲ. 4. 4 成合花崗岩 (Gj)

成合花崗岩は、熊取町成合付近及び岸和田市相川町付近にやや広く分布するほか、熊取町下高田付近、和泉市大野町など、片状花崗岩類の分布地域の南縁部にも散点的に分布する。本岩は、山田哲雄ほか（1979）の「粗粒アダメロ岩」にほぼ相当する。

模式地の成合付近では、東西約2km、南北約1kmの範囲に分布する。主として、灰白色、片状、粗粒の黒雲母花崗岩からなるが、成合西方の大池北岸には、片状細粒の黒雲母花崗岩が東西方向に50

m にわたって露出し、本岩体の一部を構成している。片状構造は、粗粒相、細粒相ともに走向ほぼ東西で、北へ60-90°傾斜している。熊取町和田南東の山腹には、粗粒黒雲母花崗岩を貫く幅約20cmのアプライト脈（貫入面の走向ほぼ東西、傾斜50°北）が、貫入面と斜交し母岩と共通の片状構造（N60°N、ほぼ垂直）を示しているのが観察される。本岩と水間花崗閃緑岩との貫入関係は不明であるが、両岩は岩相の不連続面で境されており、断層関係ではない。東側の近木川花崗岩とは北東-南西方向の土丸断層で境される。

熊取町下高田東方では、上記の細粒相に類似する片状細粒黒雲母花崗岩の幅約10mの岩脈が水間花崗閃緑岩中に貫入している。本岩脈は周囲の花崗閃緑岩と調和的なN65°W50°Nの片状構造を示している。

岸和田市相川町北方の津田川沿いでは、灰白色、細粒-中粒で、顕著な片状構造を有する黒雲母花崗岩が、父鬼川トータル岩の小岩体を幾つも捕獲している。この花崗岩の片状構造は父鬼川トータル岩のそれと調和的で、N60-90°W、60-80°Nの走向傾斜を示している。

成合花崗岩は、上記のように粒度は粗粒-細粒と変化するが、色指数が1-2で、石英とカリ長石に富み、本地域の片状花崗岩類中では最も珪長質の組成を有している。

#### 片状粗粒黒雲母花崗岩

(熊取町朝代、採石場跡、GSJ R34034、第15図のF)

カリ長石（容量比41%）、石英（32.5%）、斜長石（24%）及び黒雲母（2.5%）からなる。

カリ長石は、長径1-2cmで、斜長石の間隙を充填し、パーサイト構造を有し、波動消光が著しく、部分的に微斜長石構造を示す。

石英は、外形がやや伸長し、内部は葉片状石英の集合体となっている。

斜長石は、径5mm前後、半白形、粒状で、オリゴクレーズ組成を示す。

黒雲母は、大型結晶が多いが、変形により薄板状（長径5-10mm、厚さ1-2mm）となっている。劈開面の屈曲、キンクバンドの形成などが顕著である。多色性は、X=淡黄色、Y=Z=褐色である。変質により、緑泥石・白雲母・リュウコクシンなどが生じている。

その他、副成分鉱物として螢石を含む。螢石は他形、粒状で、径約1mm、斜長石を交代している。

#### 片状中粒黒雲母花崗岩

(岸和田市相川町、津田川河床、GSJ R34035、第15図のH)

石英（40%）、カリ長石（34%）、斜長石（25%）及び黒雲母（1%）からなる。

石英は径2mm前後で、片理面の方向に伸長し、その内部は葉片状石英の集合体からなる。

カリ長石（パーサイトは、径4mm前後で、半白形・粒状を呈し、波動消光が顕著である。

斜長石（オリゴクレーズ）は、径2-3mmで、半白形・粒状を呈し、双晶面の屈曲や結晶内部の破断が認められ、絹雲母化作用を受けている。

黒雲母は、径1mm以下で、劈開面の屈曲が著しく、現在は絹雲母・炭酸塩鉱物などの変質鉱物に置き換えられている。

### III. 4. 5 河合マイロナイト<sup>5)</sup> (Mk)

岸和田図幅地域の片状花崗岩類は、程度の差はあれ、すべてマイロナイト化作用を被っているが、そ

5) マイロナイトには種々の分類・命名法があるが、本報告ではWise *et al.* (1984) の提唱に従い、主として残存するポーフィロクラストの容量比によって、プロトマイロナイト（50%以上）、オーソマイロナイト（50-10%）、ウルトラマイロナイト（10%以下）の3つに区分した。

のうちでも特に細粒・強片状のマイロナイト（主にウルトラマイロナイト）が岸和田市河合町付近に帯状に分布しており、これを河合マイロナイトと呼ぶ。これは、山田哲雄ほか（1979）による「神於山片麻状花崗閃緑岩類」のうち「ポーフィロイド様マイロナイト」と呼ばれたものにほぼ相当する。

河合マイロナイトは、河合町南方から内畑町にかけて、ほぼN70°E方向に、約5kmにわたって連続し、幅は200-300m程度である。北側及び南側に分布する水間花崗閃緑岩や父鬼川花崗岩とは移化関係にある（第21図）。西方延長部は大坂層群及び段丘堆積層に覆われて不明であるが、近木川以西の片状花崗岩類中にはこれに相当するマイロナイトは見いだされていない。一方、東方延長部は内畑断層で切られるが、大坂層群の下位に伏在して更に東北東方向に連続するものと推定される。

河合マイロナイトは、主に父鬼川トータル岩や水間花崗閃緑岩を原岩とするウルトラマイロナイトからなるが、部分的に、斜長石や角閃石のポーフィロクラストをかなり含むオーソマイロナイトを伴っている。また、これらのウルトラマイロナイト中に、著しく珪質・緻密な部分が帯状に含まれることがあり、有色鉱物に乏しいアブライト質花崗岩に由来するものと推定される。父鬼川トータル岩起源のウルトラマイロナイトは、一般に暗灰色で、極めて剥離性に富み、泥質岩起源の黒雲母片岩と誤認されやすい場合がある。水間花崗閃緑岩起源のウルトラマイロナイトは、これに比べて、やや明るい色調を呈する。

河合マイロナイトは、全域を通じて顕著な片状構造と線構造を有している。片理面は、全体の伸びの方向と平行なN60-90°Eの走向を持ち、北へ50-70°程度傾斜する。線構造はN65-80°Eの走向で、東あるいは西へ10°内外の傾斜を示す（第12図）。これらの走向は、河合町・内畑町周辺地域の父鬼川トータル岩及び水間花崗閃緑岩の岩体の伸びの方向や片理面の方向（ほぼ東西、一部で西北西-東南東）と、やや斜交している。この傾向は津田川筋で最も顕著であり、父鬼川トータル岩の西北西-東南東方向の構造が、河合マイロナイト帯に入ると東北東-西南西方向に急変する。

河合マイロナイト中の石英は、片理面に対して30°前後斜交する葉片状石英の集合体をなしているのが普通であり、定方位薄片の観察（後述）によれば、この構造は、水平左ずれのセンスの剪断作用によるものと解釈される。このことは、河合マイロナイトの線構造がほぼ水平であることも調和的であり、河合マイロナイト帯がN70°Eの方向の剪断帯に沿う左横ずれ運動による強変形帯であることを示唆する。

なお、河合マイロナイトは、しばしばカタクラスティックな重複変形を受けている。これらのカタクラサイトでは、微小割れ目に沿う粉碎化が著しく（図版IV-2）、また、有色鉱物はすべて変質して、緑れん石、緑泥石、絹雲母・炭酸塩鉱物などに置き換えられている。

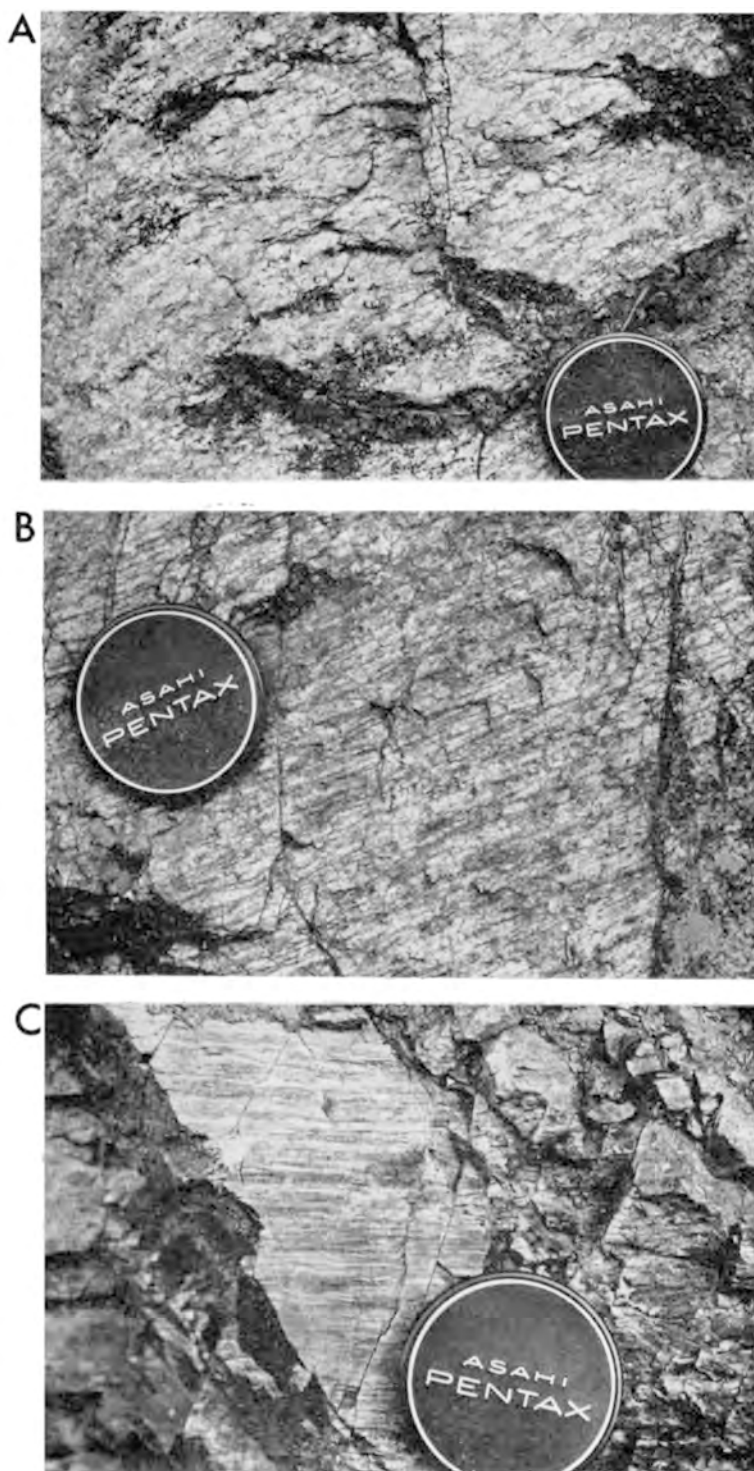
以下に河合マイロナイトの代表的岩石について記載する。

#### ウルトラマイロナイト

（岸和田市河合町南方約700m, GSJ R34036, 第19図のD, 図版IV-1）

非常に細粒・緻密で、暗灰色-緑灰色を呈し、千枚岩様の外観を示す。組成の異なる葉層（厚さ0.5mm以下）の集合体からなる。これらの葉層は鏡下では、石英に富むもの、黒雲母や斜長石に富むもの、角閃石に富み黒雲母や緑れん石を伴うもの、褐れん石に富むものなどが識別される。少量の斜長石のポーフィロクラスト（長径1mm以下）を含んでいる。これらの鉱物組合せから、このウルトラマイロナイトの原岩は角閃石黒雲母トータル岩（父鬼川トータル岩）と推定される。石英に富む葉層は、全体の葉理面に20-30°斜交する方向に伸びた葉片状石英の集合体であり、定方位薄片を鉛直方向からみて「ミ」型（右雁行型）のパターンを示している。





第21図 水間花崗閃緑岩起源のマイロナイト（摩和田市河合町南方，第19図の地点A, B, C  
 に対応）。A：プロトマイロナイト，B：オーツマイロナイト，C：ウルトラマイロナイト

## ウルトラマイロナイト

(岸和田市河合町南東約0.5kmの小沢, GSJ R34037, 第19図C)

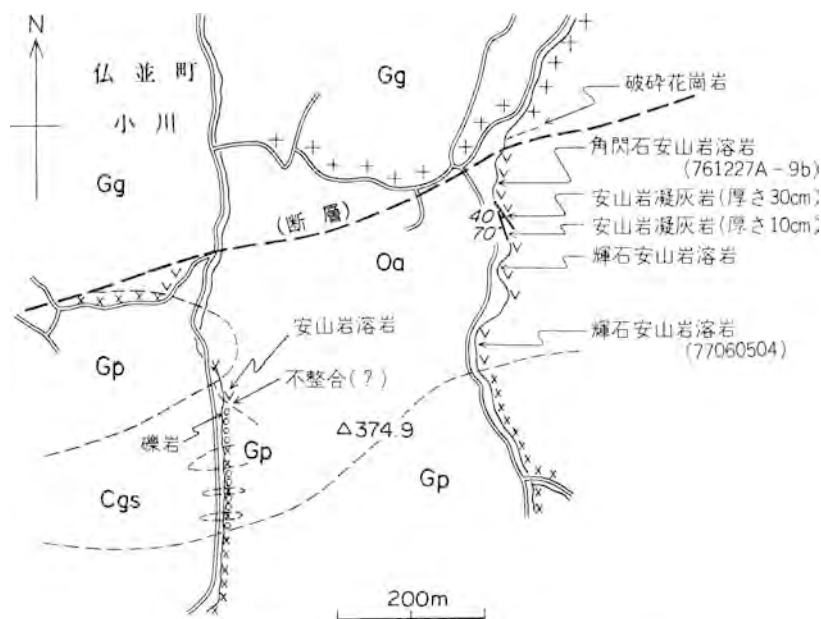
非常に細粒・緻密で、灰色あるいは緑灰色を示し、珪質千枚岩様の外観を示す。北側に分布する水間花崗閃緑岩に移化する。石英に富む葉層、カリ長石に富む葉層及び黒雲母・緑泥石・リュウコクシンなどに富む葉層が、0.5mm前後の厚さをもって繰り返している。ポーフィロクラストはほとんど認められない。石英質葉層の内部構造の特徴は、上記の標本の場合と同様である。

## III. 5 小川安山岩

小川安山岩は、岸和田図幅地域東縁部の和泉市<sup>ぶつなみ</sup>仏並町小川付近及びその西方の春木川町付近に小規模に分布し、山田直利ほか(1979)によって命名された。なお、山田直利ほか(1979)は、「小川安山岩層」を「泉南層群」の最下部としたが、本報告では、「泉南層群」を小川安山岩と泉南流紋岩類とに大別し、両者を別個の岩体として記述する。

本岩は、八ヶ丸山層・泉南流紋岩類及び近木川花崗岩と主に断層関係で接し、また花崗斑岩-石英斑岩によって貫かれる。

本岩は、主として塊状緻密暗灰色-暗緑色の安山岩溶岩からなり、安山岩凝灰岩の薄層を数箇所で見ている。仏並町小川東方の谷筋(第22図)では、これらの凝灰岩薄層(厚さ30cm及び10cm)がそれぞれN35°W40°W及びN20°W70°Wの方向の層理を示しており、見掛け上西側が上位である。本岩は東側に分布する八ヶ丸山層を覆っていたもので、その厚さは最低でも200m、多分400-500m



第22図 和泉市仏並町小川付近のルートマップ

Oa: 小川安山岩, Cgs: 側川礫岩層, Gg: 近木川花崗岩, Gp: 花崗斑岩

第2表 小川安山岩の化学組成及び Sr 同位体組成  
山田直利ほか(1979)及び白波瀬(1981)より引用

	1	2
SiO <sub>2</sub>	59.42	55.67
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.68	17.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.29	1.35
FeO	3.70	6.14
MnO	0.08	0.16
MgO	6.18	4.50
CaO	4.44	6.47
Na <sub>2</sub> O	3.10	3.42
K <sub>2</sub> O	1.53	0.84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.26
H <sub>2</sub> O(+)	2.52	2.66
H <sub>2</sub> O(-)	1.01	0.48
Total	99.70	99.78
(分析者:村上允英)		
Rb(ppm)	65	48
Sr(ppm)	323	564
Rb/Sr	0.20	0.08
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>F</sub>	0.70606	0.70712
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>I</sub>	0.70524*	0.70677*
(分析者:白波瀬輝夫)		

1. 輝石安山岩 (和泉市仏並町小川  
東方, GSJ R 34038, 77060504)  
2. 角閃石安山岩 (同上, GSJ R  
34039, 761227A-9b)  
\* 年代を 100 Ma と仮定して求  
めた。

程度であろう。

安山岩溶岩は、主として輝石安山岩からなり、まれに角閃石安山岩を含む。苦鉄質鉱物の多くは、変質作用及び熱変成作用（近木川花崗岩による）のため、アクチノ閃石・緑泥石・緑れん石などに置き換えられている。また、曹長石石英脈、緑れん石脈、方解石脈などを伴う。

輝石安山岩は、単斜輝石及び斜方輝石（仮像のみ）の斑晶（長径 1mm 以下）と斜長石の微斑晶を含む。単斜輝石は褐色角閃石によって縁取られることがある。単斜輝石はアクチノ閃石によって一部あるいは大部分置き換えられている。石基は、拍子木状斜長石、苦鉄質鉱物（現在はアクチノ閃石）及び少量の石英からなる。本岩の全岩化学組成（第2表）は、MgO に富み、高マグネシア安山岩の特徴を有している（山田・村上, 1978）。斑晶単斜輝石の EPMA 分析値（第3表）は、大部分、Wo<sub>42</sub>En<sub>49-50</sub>Fs<sub>8-9</sub> の endiopside 組成を示し、Cr に富む点など、全岩化学組成の特徴と調和的である。このような全岩組成及び鉱物組成の特徴は、西南日本内帯の白亜紀火山岩類のうちでは、関門層群中の安山岩（今岡・村上, 1979）に最もよく類似している。本岩の Sr 同位体比初生値（第2表）は 0.70524 で、泉南流紋岩類（第7表）よりもかなり低い。

角閃石安山岩は、1箇所で見いだされたのみである（第22図）。斜長石（卓状で長径 2mm 以下）及び褐色角閃石（長柱状で長径 1mm 以下）の斑晶を含み、石基は、拍子木状斜長石、褐色及び緑色角閃石及び少量の石英からなり、2次的にアクチノ閃石・緑れん石・緑泥石などを生じている。本岩の化学

第3表 小川安山岩（輝石安山岩；GSJ R34038）中の単斜輝石斑晶及びそれを交代したアクチノ閃石の化学組成

	単 斜 輝 石				ア ク チ ノ 閃 石	
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO <sub>2</sub>	53.7	51.3	53.0	53.7	53.8	53.4
TiO <sub>2</sub>	0.3	0.6	0.3	0.3	0.3	0.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.4	3.3	2.0	1.9	2.4	2.8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2	0.1	0.3	0.4	—	—
FeO*	5.1	7.1	5.4	5.5	9.5	9.8
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.4
MgO	17.6	16.1	17.5	17.2	17.6	17.1
CaO	20.8	20.4	20.9	20.6	12.3	12.5
Na <sub>2</sub> O	0.2	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3
K <sub>2</sub> O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.1
H <sub>2</sub> O**	—	—	—	—	2.1	2.1
Total	99.5	99.3	99.9	100.0	99.2	98.8
Si	1.968	1.905	1.941	1.960	7.703	7.678
Al <sup>N</sup>	0.032	0.095	0.059	0.040	0.297	0.322
Al <sup>M</sup>	0.029	0.049	0.028	0.042	0.108	0.152
Ti	0.008	0.017	0.008	0.008	0.032	0.032
Cr	0.006	0.003	0.009	0.012	0.000	0.000
Fe	0.156	0.220	0.165	0.168	1.138	1.178
Mn	0.006	0.006	0.006	0.006	0.049	0.049
Mg	0.961	0.891	0.955	0.936	3.756	3.664
Ca	0.817	0.812	0.820	0.806	1.887	1.926
Na	0.014	0.014	0.021	0.014	0.111	0.084
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.073	0.018
OH	—	—	—	—	2.000	2.000
Ca	42.2	42.2	42.3	42.2	27.8	28.5
Mg	49.7	46.3	49.2	49.0	55.4	54.1
Fe	8.1	11.5	8.5	8.8	16.8	17.4
mg					0.76	0.75

EPMA 分析：奥村公男・山田直利

\* 全鉄を FeO で表現

\*\* 分子式から逆算

輝石の陽イオン数は O=6, アクチノ閃石の陽イオン数は O=23, OH=2 として計算

組成は、上記の輝石安山岩より FeO に富み、MgO に乏しく（第2表）、高マグネシア安山岩の特徴を示さない。斑晶の褐色角閃石は、TiO<sub>2</sub> に富むパーガス閃石の化学組成を示す（第4表）。Sr 同位体比初生値（第2表）は0.70677で、輝石安山岩よりかなり高い。

安山岩凝灰岩は、上記の小川東方の薄層（第22図）のほか、八ヶ丸山北西方及び東方に小規模に分布する。八ヶ丸山北西方に分布するものは、ややデイサイト質で、黒雲母を含み、一部溶結しており、異質岩片として変質した玄武岩及び千枚岩質泥岩（いずれも八ヶ丸山層起源）を含んでいる。

第4表 小川安山岩(角閃石安山岩;GSJ R34039)中の角閃石斑晶の化学組成

	角 閃 石			
	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO <sub>2</sub>	40.3	40.9	41.4	41.4
TiO <sub>2</sub>	4.0	3.5	4.0	4.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.5	12.3	11.3	10.8
FeO*	13.8	14.1	13.1	15.9
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	12.5	12.8	13.4	11.3
CaO	11.1	10.9	11.4	10.8
Na <sub>2</sub> O	2.3	2.4	2.4	2.4
K <sub>2</sub> O	0.3	0.2	0.2	0.3
H <sub>2</sub> O**	2.0	2.0	2.0	2.0
Total	99.0	99.3	99.4	99.3
Si	6.043	6.109	6.161	6.239
Al <sup>IV</sup>	1.957	1.891	1.839	1.761
Al <sup>VI</sup>	0.253	0.275	0.143	0.158
Ti	0.451	0.393	0.448	0.476
Fe	1.731	1.761	1.630	2.004
Mn	0.025	0.025	0.025	0.026
Mg	2.794	2.849	2.972	2.538
Ca	1.784	1.744	1.818	1.744
Na	0.669	0.695	0.692	0.701
K	0.057	0.038	0.038	0.058
OH	2.000	2.000	2.000	2.000
mg	0.63	0.61	0.64	0.55

EPMA 分析: 奥村公男・山田直利  
\* 全鉄を FeO で表現  
\*\* 分子式から逆算  
角閃石の陽イオン数は O=23,  
OH=2として計算

### III. 6 泉南流紋岩類

#### III. 6. 1 概 説

**命名** 山田直利ほか(1979)は、従来の「泉南酸性火砕岩類」(市川・大橋, 1965)を「泉南層群」と改称し、層序的に下位から、「小川安山岩層」、側川礫岩層及び、主として酸性の溶結凝灰岩からなる「泉南層群主部」とに区分した。しかし、「泉南層群」という地層名は、大阪層群の最下部である泉南累層(IHARA *et al.*, 1975)と混同される恐れがある。また、「小川安山岩層」とそれより上位の地層との間には、前者の礫や岩片が後者の中に含まれることなどから、かなりの浸食間隙が予想され(山田直利ほか, 1979)、構成岩石の性質も全く異なるので、両者を一括するのは適当でない。したがって、本報告では「泉南層群」を「小川安山岩層」とそれより上位のものにと大別して、それぞれを小川安山岩及び泉南流紋岩類と呼び、「泉南層群」という名称は使用しないことにする。泉南流紋岩類の命名に関連する上記の経過を簡略化して第5表に示した。

第5表 泉南流紋岩類の名称と区分の変遷

市川 (1960)	市川・大橋 (1965)	山田直利ほか(1979)	本報告 (市原ほか, 1976)
泉南酸性岩類	泉南酸性火砕岩類	泉南層群 { 泉南層群上部 { T <sub>1</sub> -T <sub>3</sub> 層 { Wu, W <sub>1</sub> , W <sub>30</sub> 層 側川礫岩層 小川安山岩層	泉南流紋岩類 { W <sub>1</sub> -W <sub>10</sub> 溶結凝灰岩 など 側川礫岩層 小川安山岩

第6表 泉南流紋岩類の層序・岩相一覧表

層序区分	層厚 (m)	組成	山田直利ほか (1979) の層序区分との対応
W <sub>10</sub> 溶結凝灰岩	>50	Rd	W <sub>10</sub> 層
岡中凝灰岩層 (To)	250-50	—	T <sub>9</sub> 層
W <sub>9</sub> 溶結凝灰岩	250	R	W <sub>9</sub> 層
W <sub>8</sub> 溶結凝灰岩	300	R-Rd	W <sub>8</sub> 層
下大木凝灰岩層 (Ts)	> 150	—	T <sub>8</sub> 層
W <sub>7</sub> 溶結凝灰岩	500	R	W <sub>7</sub> 層 (+T <sub>8</sub> 層)
稚谷川凝灰岩層 (Tk)	300-150	—	T <sub>8</sub> 層
W <sub>6</sub> 溶結凝灰岩	150	R	W <sub>6</sub> 層 (+T <sub>8</sub> 層)
W <sub>5</sub> 溶結凝灰岩	250	Rd	W <sub>5</sub> 層
奥水間凝灰質砂岩層 (Tm)	50-5	—	T <sub>4</sub> 層
W <sub>4</sub> 溶結凝灰岩	200-100	R-Rd	W <sub>4</sub> 層
畑凝灰質砂岩層 (Th)	150-5	—	T <sub>3</sub> 層
W <sub>3</sub> 溶結凝灰岩	250	Rd	W <sub>3</sub> 層
W <sub>2</sub> 溶結凝灰岩	250	R	W <sub>2</sub> 層 (+T <sub>1</sub> 層)
牛滝川流紋岩溶岩 (Rh)	300-20	R	牛滝川流紋岩溶岩
W <sub>1</sub> 溶結凝灰岩	300-200	Rd	W <sub>1</sub> 層 (+Wu, T <sub>1</sub> 層)
側川礫岩層 (Cgs)	300-200	—	側川礫岩層

R: 流紋岩

Rd: 流紋デイサイト

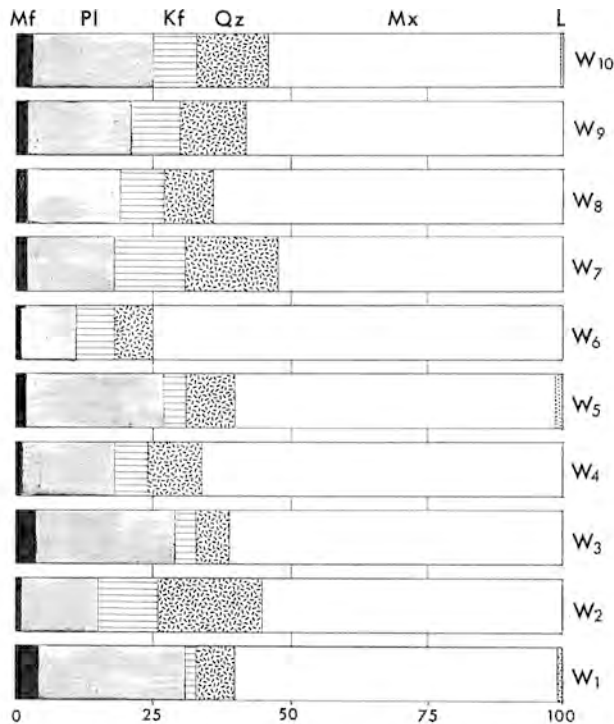
**分布** 泉南流紋岩類は、岸和田図幅地域の西端に近い泉南市から、河内長野市岩湧山付近（五條図幅地域）まで延長25kmにわたって連続的に分布する（第5図）。更に、東方の河内長野市天見付近及び中央構造線に近接する五條市北山付近にも本岩類の断片的な分布が知られている（政岡, 1982）。恐らく、和泉層群の下位には和泉山脈の全地域にわたって本岩類が伏在しており、また和泉層群堆積時にもその碎屑物の主要な供給源は本岩類及びこれに伴う石英斑岩であった（IV章参照）。

**層序関係** 泉南流紋岩類の層序関係を総括して第6表に示した。この層序関係は、山田直利ほか(1979)と基本的には同じであり、その一部を修正した。また、本岩類の主体をなす溶結凝灰岩（W<sub>1</sub>-W<sub>10</sub>）の間に介在する碎屑岩及び非溶結火砕岩に対して、新たに地層名を付けた。第5表に示されたもののほかに、W<sub>1</sub>とW<sub>2</sub>、W<sub>2</sub>とW<sub>3</sub>及びW<sub>5</sub>とW<sub>6</sub>の間にも碎屑岩や非溶結火砕岩の薄層が介在するが、

連続性に乏しいために地質図には示していない。以上のことから明らかなように、 $W_1$ - $W_8$ の各溶結凝灰岩及び $W_9$ 、 $W_{10}$ の両溶結凝灰岩は、それぞれクーリングユニット (SMITH, 1960) を異にしている。 $W_8$ と $W_9$ については、若干の岩相の違いがあるものの、別個のクーリングユニットであるかどうかは不明である。

**層厚** 第6表に示された各ユニットの積算全層厚は、3,000-4,000mに達する。各ユニットの分布が地域的に偏っている(上位のユニット程、より西方の地域に分布する)ことを考慮しても、真の厚さが2,000mを超えることは確実である。

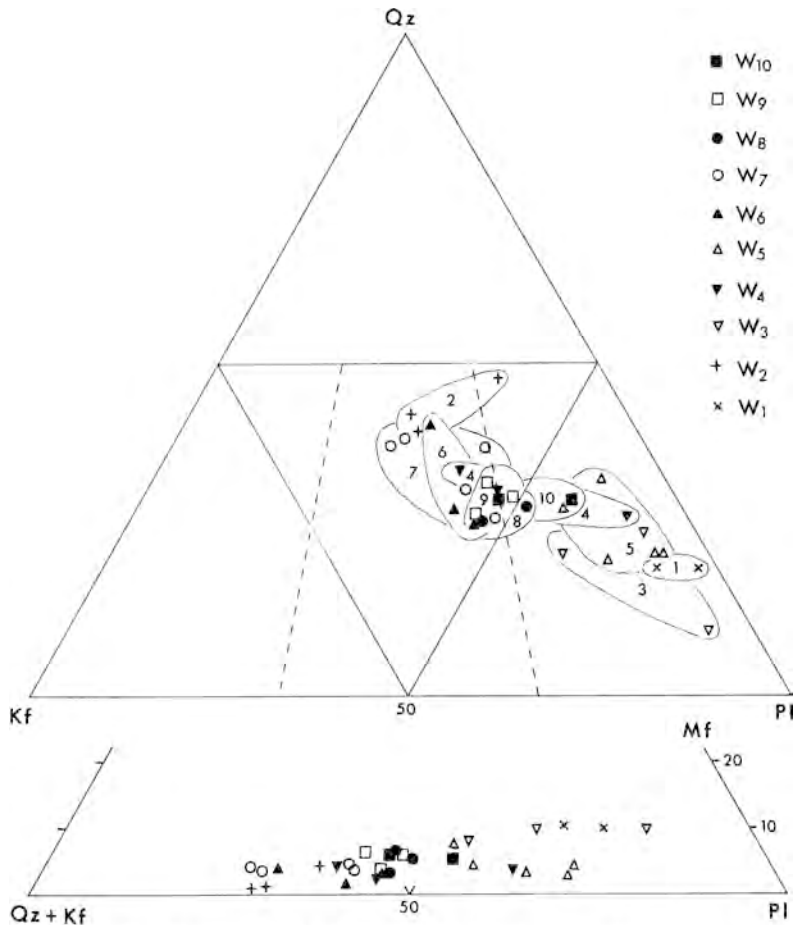
**岩相** 泉南流紋岩類の主体をなす溶結凝灰岩は、一般に25-50% (容量比) の結晶片を含んでおり、火砕岩の分類ではすべて、ガラス質結晶凝灰岩 (vitric-crystal tuff) である (第23図)。このうち、 $W_6$  終結凝灰岩が結晶量25%前後でやや結晶片に乏しいことを除けば、他のほとんどは35-45%の結晶片を含む溶結凝灰岩からなる。これらの結晶片は、普通径5mm以下で、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母及びしばしば角閃石・輝石 (いずれも仮像のみ) からなり、それらの相互容量比は全体として幅広い変化領域を持っている (第24図)。この岩相変化と層序との関連をみると、 $W_1$ から $W_6$ までは、流紋岩組成<sup>6)</sup>のものと流紋デイサイト組成<sup>6)</sup>のものが交互に出現するという傾向がある (第23図)。溶結凝灰岩中の本質レンズは一般に小型で、しかも全般的に破砕作用が著しいために、本質レンズのみ



第23図 岸和田図幅地域の泉南流紋岩類(溶結凝灰岩)のモード組成(各溶結凝灰岩ごとの平均値)

Mx: 基質(溶結したガラス片の脱ガラス化したもの), L: 石質岩片, 他の記号は第15図と同じ

6) 本報告では、斜長石/(石英+カリ長石+斜長石)が $\frac{1}{2}$ 以上のものを流紋デイサイト (rhyodacite),  $\frac{1}{2}$ 以下のものを流紋岩とよぶ。



第24図 岸和田岡幅地域の泉南流紋岩類（溶結凝灰岩）中の結晶片の容量比

山田直利ほか（1979）の第5図に一部追加，修正した。図中の1-10は， $W_1$  -  $W_{10}$ の各溶結凝灰岩に対応。鉱物の略号は第15図と同じ

を取り出すことが困難であるが，本質レンズ内の鉱物組合せと母岩のそれとはほとんど一致しており，上記の組成変化は火砕流マグマの組成変化を反映したものと見られる．基質のガラス片は強く溶結し，かつ脱ガラス化して隠微晶質ないし微晶質の組織を示す．

溶結凝灰岩に含まれる石質岩片は，通常は径1cm以下で，その量も少ない．その種類は，類質岩片として，溶結凝灰岩・非溶結凝灰岩（主にガラス質凝灰岩）・流紋岩溶岩など，異質岩片として，砂岩・泥岩・凝灰質泥岩・チャート・安山岩・石英斑岩などであり，ごくまれに細粒花崗岩の岩片が含まれる．

**地質構造** 溶結凝灰岩の葉理面，碎屑岩類の層理面及び溶岩の流理面の測定によれば，泉南流紋岩類は走向ほぼ東西で，北又は南へ急斜する構造を呈している．これを層序との関係で見ると，岸和田岡幅地域東半部では南へ50-80°前後傾斜する正常層，西部の熊取町・泉佐野市では北へ50-80°傾斜する逆転層<sup>7)</sup>，西端部の泉南市では南へ50-70°傾斜する正常層である．また走向の変化を見ると，東部の

7) 土丸付近及び稲倉池付近の2箇所で，稲谷川凝灰岩層中の級化層理から，南側上位であることが確かめられている（Ⅲ. 6. 12項参照）．





第25図 側川礫岩層の露頭  
 (和泉市大野町, 父鬼川・側川合流点付近) 赤紫色-暗緑色の玄武岩・安山岩, 灰白色-淡緑色のチャート等, ハヶ丸山層及び小川安山岩起源の亜円礫-亜角礫に富む。

正常層から西部の逆転層に変わる付近ではN70°W前後からN70°E前後に急変する。これら構造の変換部には、かなり大きな花崗斑岩・石英斑岩の岩体が貫入しており、また泉南流紋岩類の一般走向を切る断層も多い。

### III. 6. 2 側川礫岩層 (Cgs)

側川礫岩層 (山田直利ほか, 1979) は, 和泉市大野町の父鬼川・側川合流点付近を模式地とし, その東方の仏並町小川南方にかけて, 東西方向に細長く分布する。

本層は, 礫岩を主体とし, しばしば凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩を挟有する。礫岩は暗緑色ないし赤紫色を呈し, 径数mm-3cmの亜円礫-亜角礫と少量の基質とからなる (第25図)。礫種は, 安山岩溶岩・同凝灰岩 (緑泥石化), 玄武岩 (緑泥石化), チャート (白色-赤褐色, 再結晶), 珪質頁岩 (放散虫化石を含む), 砂岩, 泥岩, 泥質千枚岩, 白雲母石英片岩, 圧砕性石英集合体, 圧砕性曹長石石英集合体, 細粒流紋岩凝灰岩などである (図版VI-1)。これらの礫は, ハヶ丸山層及び小川安山岩に由来するものが多く, 明確に花崗岩起源とよべるものは全く発見されない。基質は, 上記の礫の細片のほか, 石英・方解石などから構成されている。

凝灰質砂岩及び泥岩は, 砂質あるいは泥質の基質中に, 一部自形結晶面を残した石英及び斜長石, カ

リ長石などの結晶破片を含んでいる。

本層は、北側の近木川花崗岩とは断層で接する。小川安山岩とは仏並町小川南方で接触し（第22図）、接触部付近の本層にはN-S、65°Wの層理面が発達するが、両者の直接の関係は観察できない。模式地においては、本層はN55°W60°Sの層理面を有する。本層は、上記のように、見掛け上西側あるいは南西側が上位であり、東側に分布する小川安山岩層を覆っていたものであろう。本層の層厚は200-300m程度と見積られる。

### III. 6. 3 W<sub>1</sub> 溶結凝灰岩 (W<sub>1</sub>)

W<sub>1</sub> 溶結凝灰岩は、岸和田市相川町の津田川筋を模式地とし、相川町から東方の和泉市大野町・仏並町地域にかけてほぼ東西方向に分布し、東隣の五條図幅地域へ続く。山田直利ほか（1979）のW<sub>1</sub>層及びWuの主要部に相当する。

本岩は、流紋デイサイト組成（第24図）の溶結凝灰岩からなる。苦鉄質鉱物として、緑泥石化した輝石あるいは角閃石（いずれも仮像のみ）の結晶をかなり多量に含んでいる。異質岩片は、主に砂岩・泥岩からなり、長径1cm以下である。

模式地付近では、本岩は断層により北側の近木川花崗岩と接しているため、下位層との関係は不明である。大野町より父鬼町に至る道路切割では、側川礫岩層の最上部である凝灰質砂岩層と本岩の溶結凝灰岩とが連続して露出しており、本岩は側川礫岩層の上に整合的に重なっていたものと推定される。本岩の厚さは200-300m程度である。

### III. 6. 4 牛滝川流紋岩溶岩 (Rh) (図版VI-2)

本岩は、岸和田市大沢町南方の牛滝川筋に模式的に分布し、そのほか、岸和田市相川町南方及び和泉市父鬼町高塚山付近にも小規模に分布する。山田直利ほか（1979）命名。

模式地付近では、周囲の溶結凝灰岩（W<sub>2</sub>）、近木川花崗岩及び和泉層群に対して、すべて断層関係にある。

本岩は、この付近では一般に淡緑色-灰白色を呈し、小型の斜長石（長径2mm以下）及び石英（長径1mm以下）の斑晶を含み、明瞭な流理構造（走向ほぼ東西、傾斜70-90°S）並びに微球顆構造を示す。本岩の顕微鏡写真を図版VI-2に示した。高塚山南方では、本溶岩の一部に、自破砕溶岩と思われる流紋岩質角礫岩が発達する。模式地における厚さは200-300m程度である。

相川町南方に分布する流紋岩溶岩は厚さ20m前後で、径5mm前後の球顆を多量に含んでおり、他の性質も模式地のものに類似している。本岩は、W<sub>1</sub>溶結凝灰岩とW<sub>2</sub>溶結凝灰岩の境界部に挟有されている。

高塚山山頂付近に分布する流紋岩溶岩は、近木川花崗岩上のルーフペンダントをなし、同花崗岩による熱変成作用を受け、ホルンフェルスになっている。

本岩の化学組成及びSr同位体比を第7表に示した。

第7表 泉南流紋岩類の化学組成及び Sr 同位体組成  
山田直利ほか(1979)及び白波瀬(1981)より引用

	1	2
SiO <sub>2</sub>	74.80	72.62
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.59	14.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.82
FeO	0.42	1.27
MnO	0.04	0.03
MgO	0.12	0.30
CaO	1.26	1.13
Na <sub>2</sub> O	3.77	3.48
K <sub>2</sub> O	3.61	3.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.10
H <sub>2</sub> O(+)	1.76	1.45
H <sub>2</sub> O(-)	0.29	0.12
Total	99.57	99.49

(分析者:村上允英)

Rb(ppm)	108	
Sr(ppm)	106	
Rb/Sr	1.02	
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>P</sub>	0.71113	
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>I</sub>	0.70736*	

(分析者:白波瀬輝夫)

1: 牛滝川流紋岩溶岩 (和泉市春木川町南方 GSJ R 34040, 741019 A-8)  
2: 流紋岩溶結凝灰岩 (W<sub>2</sub>) (泉南市高倉山西方, GSJ R 34041, 741020C-1)  
\* 年代を 90 Ma と仮定して求めた。

### III. 6. 5 W<sub>2</sub> 溶結凝灰岩 (W<sub>2</sub>)

W<sub>2</sub> 溶結凝灰岩は、貝塚市畑の近木川筋を模式地とし、畑付近から東方の塔原町・大沢町及び和泉市大野町 (側川流域) にかけて、W<sub>1</sub> 溶結凝灰岩分布地域の南側に分布する。山田直利ほか (1979) の W<sub>2</sub> 層にほぼ相当する。

本岩は、石英の粗粒結晶に富む流紋岩組成 (第 24 図) の溶結凝灰岩からなる。異質岩片として径 5 mm 前後の安山岩を含む。

側川上流では、本層の下位に、成層構造をもつ細粒ガラス質凝灰層 (厚さ 5 m 程度) が発達し、N85° W30° S の走向傾斜を示している。このガラス質凝灰層の北側には、その下位層である W<sub>1</sub> 溶結凝灰岩が分布している。このガラス質凝灰層は水底堆積層とみられるので、W<sub>2</sub> 溶結凝灰岩は W<sub>1</sub> 溶結凝灰岩とは別個のクーリングユニットに属する。本層の厚さは約 250 m である。

本層は畑付近で近木川花崗岩と断層で接するが、大沢町では同岩の小岩体に貫かれ、また各地で石英斑岩 - 花崗斑岩に貫かれる。

### III. 6. 6 W<sub>3</sub> 溶結凝灰岩 (W<sub>3</sub>)

W<sub>3</sub> 溶結凝灰岩は、貝塚市柮谷川筋を模式地とし、東は貝塚市蕎原北方から、西は熊取町上高田付近

まで、 $W_2$  溶結凝灰岩層の南側に、東西方向に細長く分布する。模式地付近及びその西方のものは、北側に分布する近木川花崗岩によって貫入され、同花崗岩による熱変成作用を受けている。本岩は、山田直利ほか（1979）による  $W_3$  層と同一である。

本岩は、暗緑灰色を呈する流紋デイサイト組成（第24図）の溶結凝灰岩からなる。苦鉄質鉱物は、全結晶量の約10%（第23図）を占め、黒雲母及び斜方輝石（仮像のみ）が主体である。異質岩片として、安山岩（径4mm前後）及びこれより少量の泥岩・砂岩を含む。近木川筋における本岩の厚さは約250mである。

畑南方の近木川河床（畑橋上流約5m）には、本岩と  $W_2$  溶結凝灰岩との境界部に黒色ないし暗灰色を呈する凝灰質泥岩・凝灰質砂岩<sup>8)</sup>〔厚さ約10m、山田直利ほか（1979）による  $T_2$  層〕が挟まれている。このことは本岩と下位の  $W_2$  溶結凝灰岩とが、異なったクーリングユニットに属することを示している。

### Ⅲ. 6. 7 畑凝灰質砂岩層 (Th)

畑凝灰質砂岩層は、貝塚市畑南方の近木川筋を模式地とし、 $W_3$  溶結凝灰岩の南側に沿って東西方向に細長く分布する。山田直利ほか（1979）の  $T_3$  層に相当する。

本層は、凝灰質砂岩を主体とし、流紋岩凝灰岩-凝灰角礫岩を混じえる。稲谷川筋では、 $N 55^\circ W 50^\circ S$  の層理面が発達する凝灰質砂岩と凝灰岩の互層が、 $W_3$  溶結凝灰岩を覆っているのが見られる。本層の厚さは、近木川筋で約150mであるが、西方へ向かって薄くなり、稲谷川筋で約20m、上高田付近では約5mとなる。

### Ⅲ. 6. 8 $W_4$ 溶結凝灰岩 ( $W_4$ )

$W_4$  溶結凝灰岩は、貝塚市蓄原西方の旧採石場（現在奥水間霊園）を模式地として、畑凝灰質砂岩層の南側に沿って、近木川筋、稲谷川筋及び上高田付近に分布する。山田直利ほか（1979）の  $W_4$  層に相当する。

本岩は、淡緑灰色を呈する流紋岩質組成（第24図）の溶結凝灰岩を主体とするが、稲谷川筋では流紋デイサイト組成の溶結凝灰岩を一部に含んでいる。斑状結晶が比較的小型（径1-2mm）であり、また強く偏平化した淡緑色の本質レンズ（長径10cm以下）が比較的容易に識別できるなどの特徴をもつ。異質岩片として径4cm以下の泥岩を、また類質岩片としてガラス質凝灰岩や溶結凝灰岩（2cm以下）をかなり多量に含む。本岩の厚さは、近木川筋では約200m、稲谷川以西では100m程度である。

### Ⅲ. 6. 9 奥水間凝灰質砂岩層 (Tm)

奥水間凝灰質砂岩層は、貝塚市畑南方の奥水間温泉南方の近木川支流を模式地として分布し、西方の稲木川筋及び上高田付近にも分布する。山田直利ほか（1979）の  $T_4$  層に相当する。

本層は、模式地付近では、凝灰質砂岩を主とし、泥岩・凝灰岩を伴う。厚さは約50mである。泥岩

8) 小分布のため地質図では省略した。

は凝灰質砂岩中にレンズ状に産することが多い。柵木川以西は、厚さ5m以下で、主に成層した凝灰岩からなる。

### Ⅲ. 6. 10 W<sub>5</sub> 溶結凝灰岩 (W<sub>5</sub>)

W<sub>5</sub> 溶結凝灰岩は、貝塚市柵谷川筋を模式地とし、それより西方の上高田付近にかけて、水間温泉凝灰岩層の南側に分布する。また、これらよりはるか西方の泉佐野市新旭北方にも本岩の小分布がある。本岩は、暗青灰色-暗緑灰色を呈し、斜長石及び苦鉄質鉱物の結晶片に富む流紋デイサイト組成（第24図）の溶結凝灰岩からなり、岩相はW<sub>3</sub> 溶結凝灰岩に類似する。本岩の厚さは、柵谷川流域で約250mである。なお、柵谷川筋には、本岩中に厚さ約15mの凝灰質砂岩（ガラス質凝灰岩を挟む）が挟有されており、本岩が複数のクーリングユニットからなることを示しているが、この凝灰質砂岩は、側方への連続が確認されていないので、便宜上W<sub>5</sub> 溶結凝灰岩に一括した。

### Ⅲ. 6. 11 W<sub>6</sub> 溶結凝灰岩 (W<sub>6</sub>)

W<sub>6</sub> 溶結凝灰岩は、貝塚市柵谷川流域から、西方の熊取町永楽ダム付近、雨山北方及び泉佐野市小富士山付近にかけて分布する。山田直利ほか（1979）のW<sub>6</sub>層及びT<sub>6</sub>層（一部のみ）に相当する。

本岩は、灰色-淡緑灰色を呈し、結晶量が比較的少ない（20-30%）、流紋岩組成（第24図）の溶結凝灰岩からなる。柵谷川河床では本岩中に数枚の細粒ガラス質凝灰岩の薄層（厚さ数10cm）が挟有される。なお、雨山北方の土丸断層沿いに分布するものは、非溶結の流紋岩凝灰岩であり、本岩と若干異なるが、便宜上本層に一括した。

柵谷川筋では、本岩の北側に、厚さ約15mのガラス質凝灰岩層〔山田直利ほか（1979）によるT<sub>6</sub>層<sup>9)</sup>〕が分布し、N60°W走向で南落ちの傾斜をもって、W<sub>5</sub> 溶結凝灰岩の上に重なっているが、他地域では、W<sub>5</sub> 溶結凝灰岩の上に本岩が直接重なっている。

柵谷川筋における本岩の厚さは約150mと見積られる。

### Ⅲ. 6. 12 柵谷川凝灰岩層 (Tk)

本層は、貝塚市柵谷川中流部を模式地として、西方の熊取町雨山東方及び泉佐野市稲倉池付近にかけて分布する。山田直利ほか（1979）によるT<sub>6</sub>層にほぼ相当するが、樫井川流域のT<sub>6</sub>層は大部分次項のW<sub>7</sub> 溶結凝灰岩に変更されている。

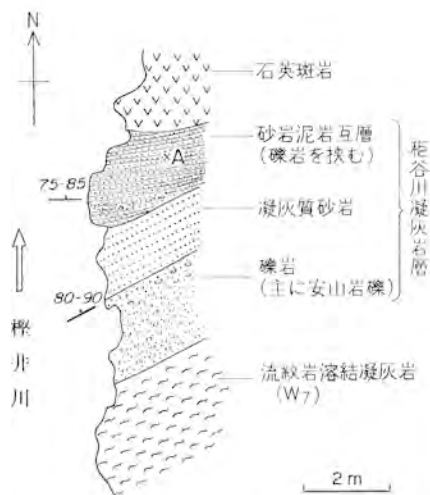
本層は、模式地において、流紋岩凝灰岩を主体とし、流紋岩火山礫凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質泥岩などを挟む。主体をなす流紋岩凝灰岩は、結晶ガラス質凝灰岩-結晶凝灰岩からなり、一般に非溶結、一部弱溶結で、いずれも著しくカリ長石結晶に富む点を特徴としている。

柵谷川筋では、本層はN75°W50°Sの層理面を有し、見掛け上、北側に分布するW<sub>6</sub> 溶結凝灰岩の上に整合的に載っている。

本層の厚さは、柵谷川中流部で約300m、稲倉池北方で約150mである。

本層のうち、土丸南東約300mの樫井川河東に露出するものは、砂岩（褐灰色）、泥岩（暗灰色）及

9) 小分布のため地質図では省略した。



第26図 泉佐野市土丸南方の樫井川右岸における稲谷川凝灰岩層の露頭スケッチ(平面図)  
説明は本文。Aは第27図の地点。



第27図 稲谷川凝灰岩層中の凝灰質砂岩泥岩互層(第26図の地点A)

級化構造から右側(南側)が上位である

び礫岩(緑灰色)からなり、厚さ6mで、東西走向、 $80^{\circ}$ 北傾斜の層理面を示すが、級化層理がよく発達しており、それによると南側が上位で、地層は逆転している(第26, 27図)。砂岩や礫岩は、著しく変質した安山岩の礫及びその碎屑物を主材としており、模式地の本層とは岩相が異なる。上記の地層は、北側で石英斑岩によって貫かれており、南側では上位の流紋岩溶結凝灰岩(W<sub>7</sub>層)に移化する。また、稲倉池北方に分布する本層は、成層した軽石質凝灰岩層で、 $N80^{\circ}E60^{\circ}N$ の層理を示すが、級化構造は逆転(南側上位)を示している。

### Ⅲ. 6. 13 **W<sub>7</sub>溶結凝灰岩**

W<sub>7</sub>溶結凝灰岩は、泉佐野市土丸南方の檜井川筋を模式地とし、東は永楽ダム付近、西は泉南市別所付近及び阪和線と泉砂川駅周辺まで、広い地域に分布する。山田直利ほか（1979）のW<sub>7</sub>層及びT<sub>6</sub>層の一部に相当する。

本岩は、淡緑灰色－淡灰色を呈し、石英・カリ長石・斜長石をほぼ等量に含む流紋岩組成（第24図）の溶結凝灰岩からなる。肉眼的に粗粒石英斑晶（径2-4mm）が目立ち、斑晶量も多い（50%前後）ことを特徴としている。

本岩は檜井川河床で、稲谷川凝灰岩層に対比される砂岩・泥岩・礫岩層の上に整合的に重なる（第26図）。他地域では本岩と下位層との関係は不明である。本岩の厚さは檜井川筋で約500mである。本岩は内部に非溶結部を挟まないで、本地域の溶結凝灰岩のうち、最も厚いクーリングユニットを構成するものである。

### Ⅲ. 6. 14 <sup>しもおおぎ</sup>下大木瀨灰岩層 (T<sub>6</sub>)

下大木凝灰岩層は、泉佐野市下大木北方の檜井川筋に分布する。山田直利ほか（1979）のT<sub>6</sub>層の一部に相当する。

本層は、褐色－褐灰色を呈し、黒雲母流紋岩質の結晶ガラス質凝灰岩－ガラス質凝灰岩からなる。主として塊状であるが、粒径の差による弱い層理を示すことがあり、層理面の走向はN55°Eで、ほとんど直立している。本層に含まれる軽石片はやや偏平化していることが多いが、基質のガラス片は溶結していない。W<sub>7</sub>溶結凝灰岩との境は明確でない。本層の厚さは150m以上で、南限を和泉層群により覆われるため、確定できない。

### Ⅲ. 6. 15 **W<sub>8</sub>溶結凝灰岩**

W<sub>8</sub>溶結凝灰岩は、岸和田図幅地域の西端に近い泉南市信達の高倉山（海拔158.7m）及びその周辺地域にはば東西方向に伸びた分布を示す。山田直利ほか（1979）のW<sub>8</sub>層に相当する。

本岩は、暗灰色－暗緑灰色を呈し、流紋岩と流紋デイサイトの中間的組成を示している（第24図・第6表）。一般に斑晶が小型（径1-2mm）かつ比較的少量（35%前後）で、本質レンズによる葉理面がよく観察できる。

本岩の厚さは高倉山付近で厚さ約300mである。下位層（W<sub>7</sub>溶結凝灰岩）との境界部は、露出不良のため観察できない。

### Ⅲ. 6. 16 **W<sub>9</sub>溶結凝灰岩**

W<sub>9</sub>溶結凝灰岩には、泉南市金熊寺川筋（根来街道）を模式地として、W<sub>8</sub>溶結凝灰岩の南側に帯状に分布する。

本岩は、淡緑灰色－淡褐灰色を呈し、比較的大型の石英（径3-4mm）に富む流紋岩組成（第24図）の溶結凝灰岩からなる。カリ長石（サニディン?）は清澄で、パーサイト構造を示さない。

本岩の厚さは模式地で約250mである。本岩と下位のW<sub>8</sub>溶結凝灰岩の境界部は露出不良のため、

両層が異なったクーリングユニットに属するかどうかは不明である。

本岩の溶結凝灰岩 (GSJ R 34042) 中のジルコンのフィッシュントラック年代は、 $75.3 \pm 2.5\text{Ma}$ を示す (III-12 節参照)。

### III. 6. 17 岡中凝灰岩層 (To)

岡中凝灰岩層は、泉南市岡中の愛宕山南麓部を模式地とし、金熊寺川東方から笠山南方にかけて、 $W_9$  溶結凝灰岩の南側に帯状に分布する。山田直利ほか (1979) の  $T_9$  層に相当する。

本層は、粗粒-細粒の流紋岩凝灰岩 (非溶結) 及び凝灰質砂岩からなるが、層理は明瞭でない。厚さは、模式地付近では約 50m、笠山付近で約 250m である。

### III. 6. 18 $W_{10}$ 溶結凝灰岩

$W_{10}$  溶結凝灰岩は、泉南市岡中の金熊寺川河床及びその付近の道路沿いにわずかに分布する。山田直利ほか (1979) の  $W_{10}$  層に相当する。

本岩は、緑灰色-暗灰色を呈し、比較的大型の石英 (径 2-4mm) が目立つ流紋デイサイト組成 (第 24 図) の溶結凝灰岩からなる。カリ長石 (サニディン?) は清澄で、パーサイト構造を示さない。異質岩片として、安山岩 (径 2cm 以下) 及び泥岩 (径 5mm 以下) を含む。

本岩は  $N85^\circ E55^\circ S$  の葉理面をもち、その構造から厚さ 50m 以上と推定される。本岩の上限は大坂層群に覆われるため、不明である。

本岩の溶結凝灰岩 (GSJ R34043) 中のジルコンのフィッシュントラック年代は  $77.5 \pm 2.7\text{Ma}$  を示す (III-12 節参照)。

## III. 7 花崗斑岩類 (I) (Gdp)

ここで花崗斑岩類 (I) と呼んだのは、泉南流紋岩類より新期で、かつ、近木川花崗岩より古期であることが確実な花崗閃緑斑岩及び花崗斑岩である。これらは、熊取町上高田東方のミカン栽培地に分布する岩体 (A)、上高田南東方の山稜部に分布する岩体 (B)、及び貝塚市畑北方の近木川左岸に分布する岩体 (C) からなり、いずれも小岩体である。

A 岩体は、泉南流紋岩類 (この付近では  $W_3$  溶結凝灰岩) を貫き、近木川花崗岩に貫かれる長径約 100m の小岩体で、主に黒雲母花崗閃緑斑岩からなり、一部に細粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩を伴っている。花崗閃緑斑岩は、径 2-5mm の斜長石・石英・黒雲母などの斑晶及び細粒花崗岩質の石基とからなり、2 次的に微細な黒雲母・石英などが晶出している。本岩と類似の花崗閃緑斑岩の小岩体は、この地点より南東方にも分布する。

B 岩体は、泉南流紋岩類 (梶谷川凝灰岩層及び  $W_6$  溶結凝灰岩) を貫き、石英斑岩に貫かれる長径約 200m の小岩体で、黒雲母花崗閃緑斑岩からなる。本岩は、径 2-3mm の斜長石・石英・カリ長石 (少量)・苦鉄質鉱物の斑晶及び微晶質の石基から構成されるが、熱変成作用のため、斑晶の苦鉄質鉱物はすべて 2 次的黒雲母の集合体に、また、石基はグラノプラスチックな組織を示す石英・アルカリ長

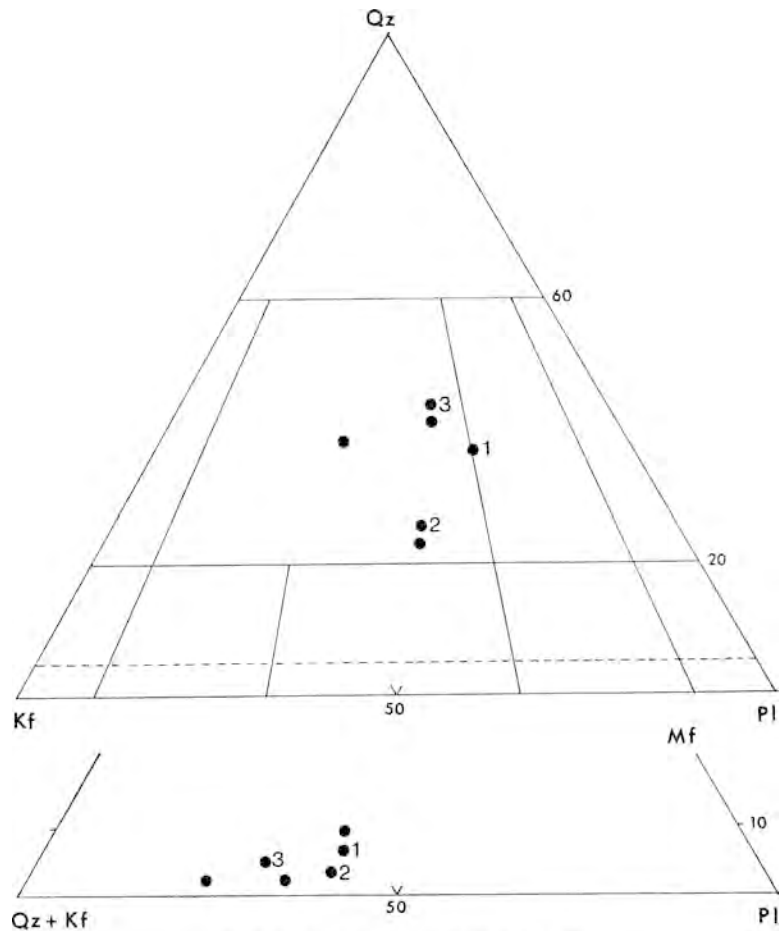


石及び黒雲母の集合体に変化している。この熱変成作用は、この地域の地下比較的浅所に伏在する近木川花崗岩によるものであろう。

C岩体は、近木川花崗岩中の捕獲岩体（径約250m）であり、黒雲母花崗斑岩からなる。径3-5mmの石英・斜長石及びびかり長石（パーサイト）の斑晶に富む。全般的に熱変成作用を受け、2次的に微細な黒雲母が再結晶し、石基はグラノプラスチックな組織を示している。

### III. 8 <sup>こきがわ</sup> 近木川花崗岩 (Gg, Ggd)

近木川花崗岩は、貝塚市畑北方の近木川筋を模式地として、東北東-西南西方向に帯状に分布し、東隣の五條図幅地域内に続く。南北幅は平均約1kmであるが、岸和田図幅地域東端部では約200mに狭まる。分布の西端は泉南市別所付近であるが、阪和線と泉砂川駅付近の泉南流紋岩類が明瞭な熱変成作



第28図 近木川花崗岩のモード組成

記号は第15図と同じ。1-3: 本文参照

用を受けていることから、この付近の地下浅処にまでこの花崗岩が伏在していることは確かであろう。

本岩は、山田哲雄ほか（1979）による滝尻アダメロ岩の一部に相当するが、模式地とされた河内長野市滝尻（五條図幅地域内）付近の「滝尻アダメロ岩」と岸和田図幅地域の花崗岩との間には上記のような狭隘部が存在すること、滝尻東方の「滝尻アダメロ岩」中には花崗閃緑岩質の岩相が広く発達することなどにより、本報告では岸和田図幅地域のほぼ中央部に当たる近木川の地名をとって新たに命名した。

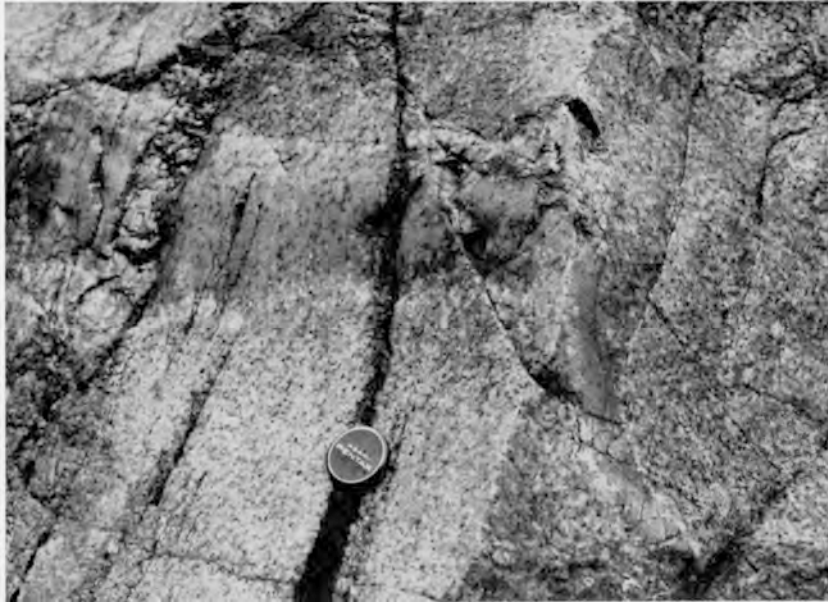
本岩は、主として、灰白色ないし淡紅色を呈する塊状、中粒-粗粒の黒雲母花崗岩からなり、部分的に少量の角閃石を含む。和泉市父鬼町付近や岸和田市大沢町付近には、細粒-中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩（Ggd）が局部的に分布し、泉南流紋岩を貫いているが、主岩相との関係は不明である。

主岩相は、モード組成（第28図）において、花崗岩の領域の中でかなりの岩相変化を示し、色指数も2-10の間で変化する。カリ長石はしばしば斑状（長さ1-2cm）を呈する（第29図）。塩基性包有物をほとんど含まない。小規模のペグマタイト脈を伴う（第30図）。一般に風化作用が著しく、新鮮な露頭は近木川筋及びその周辺に限られる。

本岩と北側の片状花崗岩類の境界はすべて断層であり、断層に近接した部分の本岩はカタクラサイト化が著しい。断層の北側の片状花崗岩類に対して本岩が熱変成作用を与えた証拠はない。一方、南側の泉南流紋岩類に対しては、大部分の地域で断層関係（カタクラサイトを伴う）にあるが、貝塚市稲谷川筋以西では、本岩が流紋岩類を貫き、これらに明瞭な熱変成作用を与えている。貫入関係がよく観察されるのは、熊取町上高田永楽ダム北西の山腹（A地点）及び上高田東方ミカン栽培地内の露頭（B地点）である。A地点では近木川花崗岩から南東方に派生した細粒アプライト質黒雲母花崗岩（幅10-20m）の岩枝が流紋デイサイト溶結凝灰岩（W<sub>5</sub>溶結凝灰岩）中に貫入し、溶結凝灰岩は苦鉄質鉱物や基質が完全に再結晶して、黒雲母ホルンフェルスになっている（図版VII-2）。B地点では、近木川花崗岩の



第29図 淡紅色、斑状のカリ長石に富む近木川花崗岩（貝塚市道隆神社北方，近木川河床）



第30図 近木川花崗岩中のペグマタイト脈（貝塚市道陸神社北方，近木川河床）  
全く変形を受けていない

主岩相である粗粒黒雲母花崗岩が，ほぼ東西性の接触面をもって，流紋デイサイト溶結凝灰岩（ $W_3$  溶結凝灰岩）及び花崗閃緑斑岩を貫いている（III-7 節参照）。一般に，近木川花崗岩による泉南流紋岩類の熱変成作用は，接触部から約500mの範囲にまで及んでいる。

岸和田図幅地域には，東西に伸びる近木川花崗岩に左ずれの変位を与えている北東-南西方向の断層（春木川断層及び土丸断層）が発達し，これらの断層に伴って，本岩のカタクラサイト化が顕著である。一方，岸和田市大沢町付近の牛滝川筋には，上記の断層と斜交する西北西-東南東方向に伸びるカタクラサイト帯がある。これらのカタクラサイト帯では，本岩はカオリン・絹雲母・方解石・菱鉄鉱など<sup>10)</sup>からなる灰白色・緻密な変質岩となっている。

泉佐野市母山南方で採取した近木川花崗岩（GSJ R34046）中のジルコンのフィッシュントラック年代は  $65.7 \pm 2.3\text{Ma}$  である（III-13 節参照）。

以下に本岩の代表的試料について鏡下の性質を記載する。

#### 粗粒斑状，角閃石含有黒雲母花崗岩

（貝塚市道陸神社北方約500mの近木川河床，GSJ R34044，第28図の1）

本岩は，斜長石（容量比39%），石英（34%），カリ長石（20%），黒雲母（7%）及び微量の角閃石（0.1%）からなり，花崗岩と花崗閃緑岩の中間的組成を示す。近木川花崗岩の主岩相のうちではやや苦鉄質の岩石である。

黒雲母は，径2-3mmで単独の結晶をなすものと，細粒でクロットをつくるものがある。X=淡黄色，Y $\approx$ Z=暗褐色の多色性を示すが，部分的に緑泥石化している。劈開面の屈曲が認められる。

10) 須藤定久技官のX線解析による。

角閃石は長径1mm前後で、黒雲母とともにクロットをなし、X=淡褐色、Y=褐緑色、Z=青緑色の多色性を示す。肉眼ではほとんど分からない。

斜長石は長径5-10mmの自形卓状ないし半白形の結晶をなし、オリゴクレース組成で、弱い累帯構造を示す。

石英は長径5-8mmの楕円体状をなし、波動消光が著しく、サブグレイン化しているものもある。

カリ長石は長径1-2.5cmの斑状結晶で、パーサイト構造を示す。微斜長石構造は認められない。

#### 粗粒斑状、角閃石含有黒雲母花崗岩

(貝塚市釘無堂南方の近木川河床、水間花崗閃緑岩との境界から50m以内、GSJ R34045、第28図の2)

本岩は、斜長石(容量比39%)、カリ長石(33%)、石英(24.5%)、黒雲母(3.5%)及び微量の角閃石からなる。

本岩は、上記の標本(GSJ R34044)よりやや粗粒であることを除けば、他の性質は大差はない。黒雲母は劈開面の屈曲やキンクバンドの形成が認められ、緑泥石化が著しく、一部にパンペリー石<sup>11)</sup>を生じている。石英はほとんどサブグレイン化している。

#### 粗粒黒雲母花崗岩

(泉佐野市母山南方約500mの地点、GSJ R34046、フィッシュントラック年代測定試料、第28図の3)

本岩は、石英(容量比42.5%)、斜長石(30.5%)、カリ長石(22%)、黒雲母(5%)からなる。

黒雲母は、径2-3mmの結晶が幾つか集まってクロットをなすものが多い。ほとんど完全に緑泥石化している。褐れん石(メタミクト化)、ジルコン、燐灰石などを伴う。

斜長石は、長さ5mm前後の卓状自形-半自形を示し、絹雲母化作用が著しく、肉眼では黄色味を帯びている。

石英は長径1cm前後の半白形を示し、波動消光が著しく、またサブグレイン化しているものもある。

カリ長石は、径1cm前後、半白形-他形で、黒雲母や斜長石を包有する。パーサイト構造を示し、また微斜長石構造を示す部分が多い。

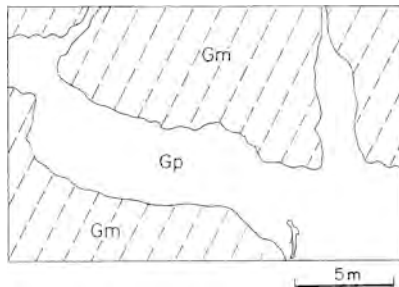
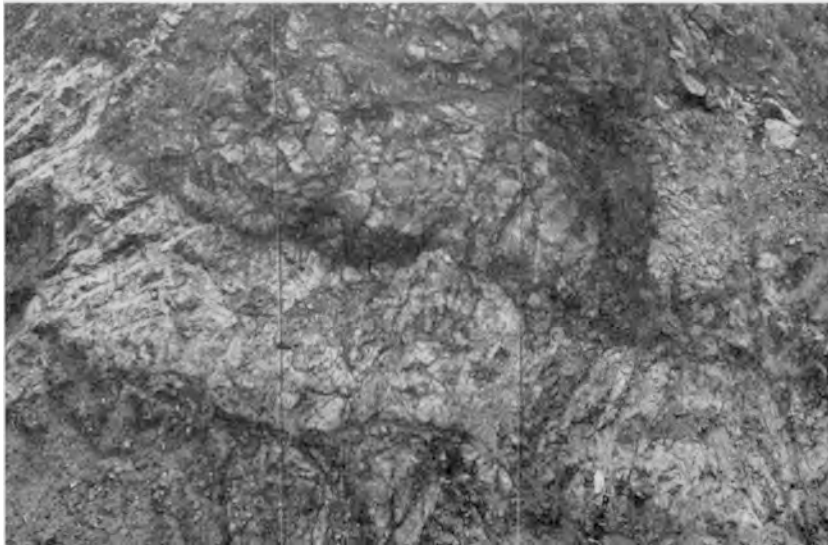
### III. 9 花崗斑岩類(II)(Gp)

ここで花崗斑岩類(II)と呼ぶものは、片状花崗岩類・泉南流紋岩類などを貫く岩株状ないし岩脈状の花崗斑岩-石英斑岩で、そのうち、明らかに近木川花崗岩よりも古期の岩体〔花崗斑岩類(I)〕を除外したものである。以下、主として泉南流紋岩類分布地域に分布する岩株状-岩脈状の花崗斑岩-石英斑岩と、主として片状花崗岩類を貫く岩脈状の花崗斑岩とに分けて記述する。

#### 泉南流紋岩類分布地域の花崗斑岩-石英斑岩

本岩類は比較的大きな(径1-3km)岩株状岩体をなすものも多く、東から西へ、和泉市父鬼町東方の岩体、岸和田市大沢町付近の岩体、貝塚市稲谷川東方の岩体、泉佐野市小富士山周辺の岩体、同滝ノ池北方の岩体、泉南市高野南方の岩体などが主要なものである。これらの岩体は、泉南流紋岩類及びその下位の小川安山岩・ハヶ丸山層などを貫いており、また、大沢町や滝ノ池付近の岩体は近木川花崗岩をも貫いている。貫入方向は一定しないが、北東-南西方向をとるものが多い。これらのうち、父鬼岩

11) 近畿地方領家帯では、マイロナイト化した今木石英閃緑岩(第11図参照)中の黒雲母から2次的にパンペリー石が生じている(吉田・政岡, 1973)。



第31図 水間花崗閃緑岩 (Gm) を貫く花崗斑岩岩脈 (Gp)

(貝塚市水間観音南西約0.5km, 採石場跡). 貫入面はほぼN-S, 60°Eで, Gmの片理面(破線の方向, N 60° E, 60-70°NE)にはほぼ直交

体は北東-西南西方向の左横ずれ断層(大野断層)によって大沢岩体の一部が転位した可能性があり, また滝ノ池岩体も土丸断層によって小富士山岩体の一部が転移した可能性が強い. 一般にこれら北東-南西系の断層に伴って本岩類は著しく破碎されており, 溶結凝灰岩との識別が困難な場合も少なくない.

本岩類の主体をなすものは黒雲母花崗斑岩と角閃石黒雲母花崗斑岩で, 石英斑岩はこれら花崗斑岩の周縁相あるいは花崗斑岩周辺の小岩体として産出することが多い. 石英斑岩の周縁部には, 母岩との接触面に平行な流理構造が発達する.

花崗斑岩は, 灰白色ないし灰色を呈し, 径5mm前後の自形ないし融食形の石英・斜長石・カリ長石(パーサイト並びに径1-2mmの黒雲母及び角閃石(少量, 仮像のみ))を斑晶として含む. 石基は場所によって粒度が著しく異なり, 微晶質・微文象質・細粒花崗岩質など様々な組織を示す.

石英斑岩は, 淡緑灰色ないし淡青灰色を呈し, 径1-3mmの自形ないし融食形の石英・斜長石・カリ長石(少量)・黒雲母(少量)を斑晶として含み, 石基は微晶質ないし隠微晶質である.

#### 片状花崗岩類分布地域の花崗斑岩

本岩は, 和泉市坪井町南方, 岸和田市津田川筋, 貝塚市水間南方(第31図), 熊取町和田東方などに分布する. 幅数m-10数m程度の岩脈をなし, そのうちの大部分は北東-南西方向に伸び, 一部は南北方向を示す. いずれも母岩の片状構造を切って貫入している.

上記のうち、坪井町南方の岩脈は、淡青灰色を呈する角閃石黒雲母花崗斑岩からなるが、他の岩脈は灰白色を呈する黒雲母花崗斑岩からなる。

角閃石黒雲母花崗斑岩は、石英（径 $\leq 5\text{mm}$ ）、斜長石（長径 $\leq 8\text{mm}$ ）、カリ長石（少量）、黒雲母（径 $\leq 2\text{mm}$ ）及び角閃石（長径 $\leq 5\text{mm}$ ）を斑晶として含み、石基は細粒花崗岩質、一部微文象質である。斑晶の斜長石はしばしば絹雲母と炭酸塩鉱物の集合体に置き換えられる。また、黒雲母はほとんど緑泥石化し、角閃石は仮像を残したまま完全に緑泥石と炭酸塩鉱物の集合体になっている。

黒雲母花崗斑岩は、石英（径 $\leq 8\text{mm}$ ）、斜長石（長径 $\leq 8\text{mm}$ ）、カリ長石（パーサイト、長径 $\leq 8\text{mm}$ ）及び黒雲母を斑晶とし、石基は細粒花崗岩質ないし微文象質である。斑晶の斜長石は絹雲母によって置き換えられ、また黒雲母は絹雲母・緑泥石及びリューコクシンの集合体になっている。

### III. 10 角礫岩岩脈 (Br)

角礫岩岩脈は、泉佐野市土丸南東方の樫井川河床に露出し、幅約20mで、N70-80° E方向に伸びるほぼ直立した接触面をもって石英斑岩（花崗斑岩類（II）の一部）を貫いている（第32図）。本岩は、暗灰色の基質の中に、径数mm-10cm前後の灰白色の石英斑岩及び流紋岩溶結凝灰岩（W<sub>6</sub>及びW<sub>7</sub>終結凝灰岩に類似）の角礫を多量に含む角礫岩（第33図）である。石英斑岩との接触面は、直線的ではなく、かなり凹凸に富んでいる。基質は、上記の角礫の細片、石英・斜長石・カリ長石などの細片及び微細な塵埃状物質からなる。本岩は母岩の石英斑岩と同様、かなり破碎作用を受けており、鏡下でも、石英の波動消光や小剪断面による変位が認められる。これは、本岩脈の北西側約50mの地点を通過する土丸断層の影響を受けたものであろう。

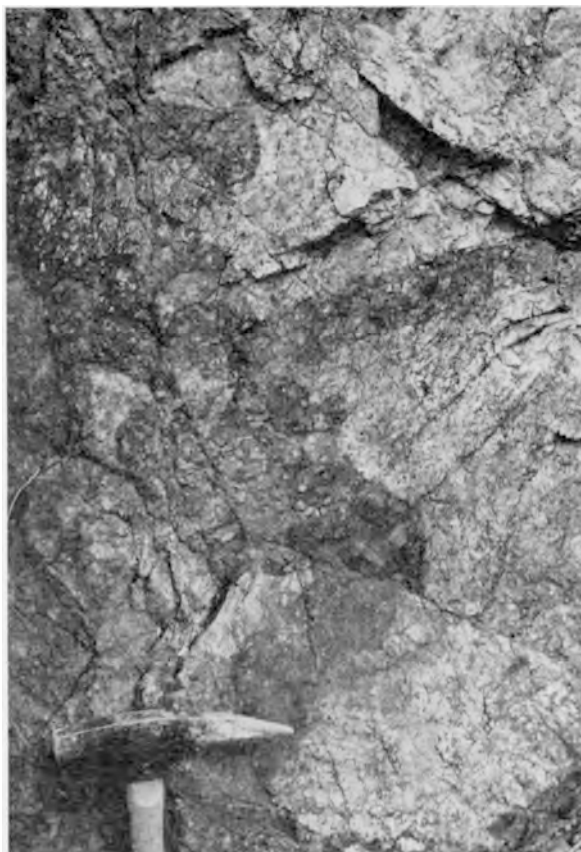
本岩は、吉田（1963）により「泉南酸性岩類」中に挟在する「礫岩層」とされ、「径1cmにも達する斜長石、波動消光を呈する石英が混在する」ことから、「泉南流紋岩類」が領家花崗岩類を不整合に被覆していたことの1つの証拠とされた。しかし、本岩は、石英斑岩を貫く岩脈であること、包有される岩片や結晶片はすべて石英斑岩あるいは流紋岩溶結凝灰岩に由来するもので、花崗岩の岩片は全く見いだされないことなどから、上記の「不整合説」の証拠とはなり得ない。本角礫岩は、恐らく、本地域の酸性火成作用の最末期に生じた局所的な火山活動の産物（火道角礫岩の一種か?）であろう。

### III. 11 閃緑ひん岩<sup>12)</sup> (P)

閃緑ひん岩は、幅数mないし10数mの岩脈として、片状花崗岩類・泉南流紋岩類・近木川花崗岩及び花崗斑岩類（II）を貫く。岩脈の方向は、北東-南西方向のものが最も多く、北西-南東方向のものがこれに次ぎ、まれに南北方向のものがある。これらの岩脈の中には、岩脈形成後の小断層による変位を示している例がある（第34図）。

本岩は一般に緑灰色ないし暗灰色を呈し、斜長石のほかの苦鉄質鉱物の斑晶を含み、斑晶の種類から、角閃石閃緑ひん岩、輝石角閃石閃緑ひん岩及び黒雲母角閃石閃緑ひん岩に大別される。しかし、変質作

12) 地質図には、幅10m以下の小岩脈もかなり誇張して記入した。



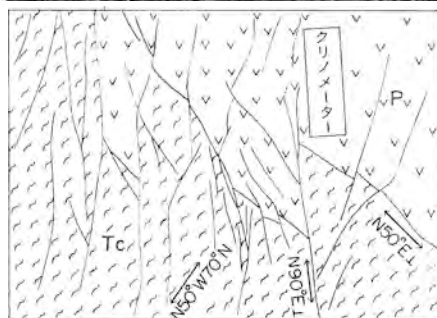
第32図 石英斑岩を貫く角礫岩岩脈（崩灰色）

（泉佐野市土丸南東約0.3 km，櫻井川右岸）。貫入面は大局的には垂直であるが，二次的な剪断作用により凹凸に富んでいる



第33図 角礫岩岩脈の内部

礫はすべて角ばっており，石英斑岩と流紋岩薄結核灰岩のみからなる。第32図と同一地点



第34図 父鬼川トータル岩 (Tc) の片状構造(波印)を切って貫入する閃緑ひん岩岩脈 (P)とこれらを切る小断層 (岸和田市河合町南東, 津田川河床)

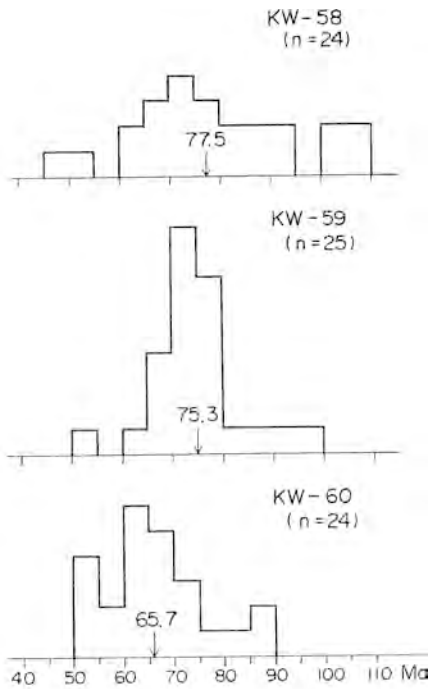
用により苦鉄質鉱物の種類が不明なものもある。まれに、ほとんど斑晶鉱物を含まないひん岩の岩脈も認められる。

斑晶の角閃石は、一般に長柱状の褐色角閃石であるが、その周縁部が緑色角閃石ないしアクチノ閃石になっているものが多い。輝石は、普通輝石と紫蘇輝石（あるいはいずれか）からなり、角閃石中の包有結晶の場合と、単独結晶の場合とがある。これらの苦鉄質鉱物は、しばしば、緑泥石・アクチノ閃石・炭酸塩鉱物・リューコクシンなどによって置き換えられ、また斜長石斑晶も絹雲母や炭酸塩鉱物によって一部置き換えられる。石基は斜長石・角閃石・石英・黒雲母などからなる。

### III. 12 領家-泉南コンプレックスの放射年代

岸和田図幅地域の泉南流紋岩類（溶結凝灰岩）2試料及び近木川花崗岩1試料について、ジルコンのフィッシュントラック年代を測定した。測定は、**grain-by-grain EDM**（外部ディテクター）法によった。測定試料のフィッシュントラック年代値を第8表に、また粒子ごとの年代値の頻度分布を第35図





第35図 泉南流紋岩類 (KW-58, KW-59) 及び近木川花崗岩 (KW-60) のジルコンのフィッシュントラック年代値頻度分布図 (第8表参照)

に示した。

泉南流紋岩類2試料のうち、KW-59 (W<sub>9</sub>溶結凝灰岩) 中のジルコンの粒子年代は、55-97Maの範囲にまたがるものの、70-80Maに顕著なモードを持ち、全体としてのまとまりは良好である。測定粒子の自形度・晶癖の均一性も高いことから、全測定粒子25個のΣNs/ΣNi比から求めた年代値 T = 75.3 ± 2.5 Maの信頼度は高いと判断される。

一方、KW-58 (W<sub>10</sub>溶結凝灰岩) については、測定粒子中に自形度のやや劣るものが含まれるが、全体としてほぼ同様の晶癖をもつ粒子群から構成される。粒子年代は、48-109Maと、かなり広い範囲に及ぶが、70-80Ma前後にモードを持つ1つのまとまりを示すと判断される。したがって測定全24粒子のΣNs/ΣNi比から年代値 T = 77.5 ± 2.7Maを算出した。なお、この試料は少量(1%前後)ながら、安山岩・泥岩などの異質岩片を含んでいる。しかし、これらはほとんどジルコンを含まないので、それら異質岩片からのジルコンの混入の可能性は少ないと思われる。

第8表 泉南流紋岩類及び近木川花崗岩のフィッシュントラック年代

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡数 ΣNs		誘導核分裂飛跡数 ΣNi		フラックス ϕ		注1	注2	注3	
		飛跡数	$\rho s = \frac{\Sigma N_s}{\Sigma N_s / \Sigma S}$	飛跡数	$\rho s = \frac{\Sigma N_i}{\Sigma N_i / \Sigma S}$	中性子線量 ϕ = n/cm <sup>2</sup>	飛跡数 ϕ = n/cm <sup>2</sup>	T (Ma)	±ε (Ma) (ε/T%)	結晶面積 ΣS (cm <sup>2</sup> )	結晶ウラン濃度 U (ppm)
KW-58	Zircon	6898	5.00 × 10 <sup>6</sup>	3121	2.26 × 10 <sup>6</sup>	5.88 × 10 <sup>14</sup>	1394	77.5	2.7 (3.4%)	24 × 10 <sup>-3</sup>	192
KW-59	Zircon	8732	5.14 × 10 <sup>6</sup>	4071	2.39 × 10 <sup>6</sup>	5.89 × 10 <sup>14</sup>	1394	75.3	2.5 (3.3%)	25 × 10 <sup>-3</sup>	203
KW-60	Zircon	6191	4.80 × 10 <sup>6</sup>	3308	2.56 × 10 <sup>6</sup>	5.89 × 10 <sup>14</sup>	1395	65.7	2.3 (3.4%)	24 × 10 <sup>-3</sup>	217

測定：東京都フィッシュントラック

注1. λf = 7.03 × 10<sup>-17</sup> y<sup>-1</sup>

注2. ε = { (1/√ΣNs)² + (1/√ΣNi)² + (1/√ΣNϕ)² } ½

注3. U = 5 × 10<sup>10</sup> × ρi/ϕ (ただし、ジルコン結晶中でエッチングされる平均飛跡長を4μmと仮定)

KW-58: 流紋デイサイト溶結凝灰岩 (泉南流紋岩類, W<sub>10</sub>溶結凝灰岩), 泉南市岡中, 金熊寺川河床 (GSJ R 34043)

KW-59: 流紋岩溶結凝灰岩 (同上, W<sub>9</sub>溶結凝灰岩), 泉南市六尾, 金熊寺川河床 (GSJ R 34042)

KW-60: 粗粒黒雲母花崗岩 (近木川花崗岩), 泉佐野市母山 (GSJ R 34046)

近木川花崗岩 (KW-60) の粒子年代は51-87Ma間に分布するが、60-70Ma付近に顕著なモードを持ち、全体としてのまとまりは良い。測定粒子の自形度・晶癖の均一性は高く、岩質から考えても異種粒子の混入の可能性は無視してよい。したがって、測定全粒子24個の $\Sigma \text{Ns} / \Sigma \text{Ni}$ 比から求めた年代値 $T = 65.7 \pm 2.3$ は信頼性の高い値と判断される。

さて、泉南流紋岩類は白亜紀後期マストリヒチアン期 (72-65Ma) の和泉層群に傾斜不整合の関係で覆われており、また、近木川花崗岩も岸和田図幅地域の東方隣接地域で和泉層群に不整合に覆われることが分かっている (政岡, 1982)。岸和田図幅地域の泉南流紋岩類の最上部に近い部分から得られた上記の $75.3 \pm 2.5\text{Ma}$ 及び $77.5 \pm 2.7\text{Ma}$ というほとんど一致する年代値は、上記の地質関係から溶結凝灰岩の固結年代と考えて矛盾はない。泉南流紋岩類は何回かの休止期を挟む溶結凝灰岩の厚層であるから、その下限の年代は上記の値より若干古くなる可能性があるが、泉南流紋岩類の生成年代はほぼ白亜紀後期カンパニアン期 (83-72Ma) に当たるとみてよいであろう。なお、牛滝川流紋岩溶岩のK-Ar年代 (全岩) は $59.4 \pm 2.4\text{Ma}$  (SHIBATA *et al.*, 1978) と報ぜられているが、この年代は和泉層群よりもかなり若く、噴出・固結の時代を示すものとは考えられない。

一方、近木川花崗岩の $65.7 \pm 2.3\text{Ma}$ という年代値は、上に述べた和泉層群との不整合関係とは明らかに矛盾するので、この年代を近木川花崗岩の固結年代とすることはできない。和泉層群中に含まれる火成岩礫は、泉南流紋岩類や花崗斑岩・石英斑岩などの表成あるいは浅成の火成岩が大部分である (IV章参照) ので、近木川花崗岩を含めた領家帯の花崗岩類が広く地表に露出するようになったのは、和泉層群堆積後のことであろう。岸和田図幅地域内でも近木川花崗岩と泉南流紋岩類とは、一部の地域を除いて断層関係で接している。 $65.7 \pm 2.3\text{Ma}$ という年代は、和泉層群堆積後、その北側の地帯が断層運動を伴って急激に隆起し、それにより地下の花崗岩体が常温近くまで冷却した時点を示している可能性が大きい。

なお、近木川花崗岩の東方延長部 (河内長野市、岩湧山北方) から採取されたアプライト質黒雲母花崗岩のK-Ar年代は $72.9 \pm 2.3\text{Ma}$  (カリ長石) と $97.8 \pm 10.2\text{Ma}$  (黒雲母) である (柴田ほか, 1979)。このうち、黒雲母は緑泥石化作用が著しく、そのK-Ar年代には問題がある。本岩は、近木川花崗岩が泉南流紋岩類中に貫入したときの周縁相であり、恐らく、貫入後急速に冷却した部分であるから、カリ長石の $72.9 \pm 2.3\text{Ma}$ という年代は、ほぼ貫入の時代と考えてよい。この年代値は、上記の泉南流紋岩類の年代値と誤差の範囲内でおおよそ一致しており、泉南流紋岩類と近木川花崗岩がほぼ同じ時期に生成した「火山-深成複合岩体」であったことを示唆している。

一方、片状花崗岩類の放射年代については、岸和田図幅地域内では資料がない。東隣の五條図幅地域の千早川花崗閃緑岩 (政岡, 1982; 第11図参照) からは、103MaのRb-Sr年代 (黒雲母) と、115MaのK-Ar年代 (角閃石) が報告されている (ISHIZAKA, 1966)。千早川花崗閃緑岩は本図幅地域の片状花崗岩類のうち、水間花崗閃緑岩に岩相が類似しているので、岸和田図幅地域の片状花崗岩類も、115-103Ma (白亜紀前期アルビアン期) あるいはそれ以前に貫入、固結した可能性が大きく、泉南流紋岩類や近木川花崗岩の活動時期とは大きな隔りが存在する。

## IV. 和泉層群

### IV. 1 研究史と地層区分の大綱

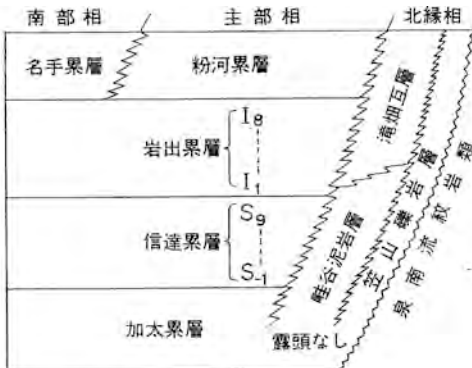
和泉山脈を構成する中生層は、和泉砂岩層（原田豊吉，1890 命名）としてよく知られていた。以下岸和田図幅を部分的に含む地域の諸研究について言及する。小林（1931）は貝塚市蓄原西方の秋山で和泉砂岩層が北側の「花崗岩類」（本報告の泉南流紋岩類）を不整合に覆うことを報告し、また泉南市から南下する根来街道を基準とする層序区分を行い、下位より、笠山基底礫岩層、汗ノ谷頁岩層、金熊寺砂岩礫岩層、童子畑砂岩頁岩層、葛畑砂岩礫岩層という地層名を提案した。MATSUMOTO（1953）はそれを訂補した。また堀井（1958，1959）は岸和田図幅地域東部の葛城山北部及び図幅西端部地域の地質を記述した。その後、和泉層群主部相が多数の小堆積サイクル層に細分されること、並びにそれらが東北東方に向かって畦谷型の泥岩層に移化し、和泉層群の基底礫岩は東方に年代が若化することが指摘された（市川，1960）。そして多数の酸性凝灰岩を鍵層として追跡することにより、この層相側方変化が具体的に示された（市川・大橋，1965；田中，1965）。また MIYATA（1980）及び近畿西部 MTL 研究グループ（1981）の地質図には岸和田図幅地域のそれぞれ西端部と東端部とが含まれている。これら 1960 年代以降の研究では累層以下の地層細分は記号で表現されている。和泉層群については層序・層相の研究に加え、種々の産出化石、沸石変質等に関する多数の研究がある。そのほか和泉層群の砂岩の力学的特性に関する諸研究（林田，1969，1970；SUZUKI，1975）や泥岩の化学組成の報告（市原優子，1962）がある。

和泉層群は上述のように層相の側方変化が著しく、北縁相、主部相、南部相の 3 相に大別され、地層名はそれぞれに付するのが適当である。和泉山脈では市川ほか（1979）が大綱的な層序区分を提唱した。これは市川・大橋（1965）、田中（1965）、市川・宮田（1973）等の区分を適用してまとめたもので、その後和泉山脈東部の調査結果をも取り入れて改訂された（近畿西部 MTL 研究グループ，1981）。第 36 図はこの区分大綱を図式的に示したものであり、第 7 図はそれに基づく地質分布図である。第 7 図には一般走向を示すため数枚の凝灰岩の分布を記入してあるが、これからも層相の側方変化が読み取られる

であろう。岸和田図幅地域には和泉山脈中央部の北縁相及び主部相の北部が含まれている。

**北縁相：**北縁相は東部と西部で更に異なる。西部地域（牛滝川以西）では下位より笠山礫岩層、畦谷泥岩層という層序が典型的に発達するが、東部地域では畦谷型の塊状泥岩層が発達せず、代わって滝畑互層（礫岩を伴う）が発達する。

**主部相：**和泉層群の主体をなし、基本的にはタービダイトを主体とする（礫岩）・砂岩・泥岩の律動的な交互層からなる。和泉山脈では第 7 図に示したように 4 累層からなる。このうち



第 36 図 和泉山脈の和泉層群の層序区分  
近畿西部 MTL 研究グループ (1981) に加筆

最上部の粉河累層の主部を除いて、諸累層は巨視的に上方薄層化、上方細粒化の傾向をもつ向斜北翼部での厚さ100-500m オーダーの小堆積サイクル層の繰り返しからなっている。各累層は層相側方変化の傾向に特徴がある。従来、信達、岩出累層の細分単位である小堆積サイクル層に対し、それぞれ下部亜層群、中部亜層群と称したときのIZL, IZM記号を付していたが、本報告では累層名に基づいてS, I記号を用いる。すなわち信達累層はS<sub>1</sub>-S<sub>9</sub>に、岩出累層はI<sub>1</sub>-I<sub>8</sub>に細分される。

南部相：岸和田図幅地域には分布していないので省略する（近畿西部MTL研究グループ、1981参照）。

## IV. 2 北縁相の和泉層群

和泉層群の基底礫岩をなす笠山礫岩層は、東方に向かって年代が若化し、下位の泉南流紋岩類を巨視的にはアバット状に不整合に覆う、不整合関係を示す露頭地点は（1）貝塚市菫原西方、（2）泉佐野市稲倉池北西端、（3）泉佐野市滝ノ池北西方等である。このうち地点（1）は小林（1931）の秋山不整合の地域に当たり、1960年代以来造成により大規模に露出している（第37, 38図）。地点（1）、（2）では下位の泉南流紋岩類中の葉理面や層理面がほぼ垂直ないし高角度逆転しているのに対し、和泉層群は南へ35°前後傾斜し、傾斜不整合関係が明確に理解される（地質断面図参照）。

なお、稲倉池北東岸の泉南流紋岩類（W<sub>7</sub>）中に黒色の泥質砕屑岩脈（幅1-2m）が2箇所認められるが、和泉層群起源であるかどうかは不明である。

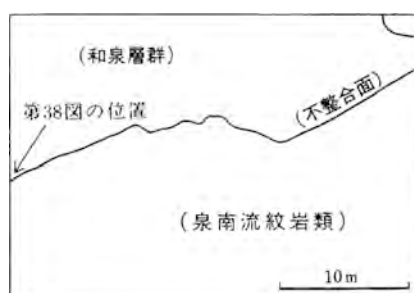
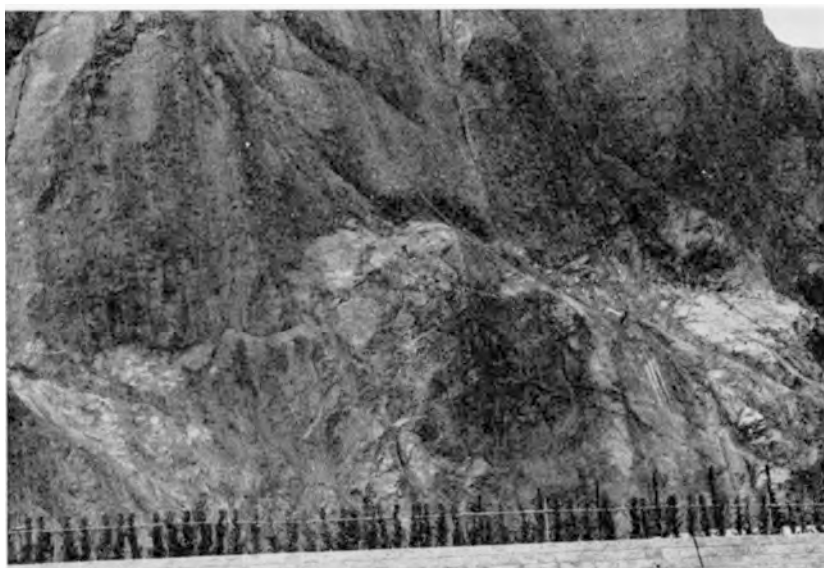
### IV. 2. 1 西部の六尾累層 (Nk, Na)

六尾累層（田中、1965）の名称は根来街道東側の泉南市六尾に由来する。本累層は笠山礫岩層（Nk）とその上位の畦谷泥岩層（Na）からなる。笠山は国鉄阪和線新家駅南方2kmにあり、畦谷（小林、1931提唱の際の“汗ノ谷”）は笠山西南西方約0.6kmに位置し、共に泉南市内で六尾に比較的近い。

笠山礫岩層は、地域により層厚及び平均礫径に相違があるが、層厚10-150m、主として礫岩からなり、砂岩を挟む。礫岩は塊状無層理で、礫は一般に密集し、中-大礫で、場所により巨礫を含み、円磨度は高い。礫は酸性火砕岩・石英斑岩を主とする。基質は中・粗粒砂岩質である。本層と畦谷泥岩層との漸移部には青灰色厚層理砂岩（石質アレナイト）が発達する。

畦谷泥岩層は、畦谷より南に伸びる沢を模式地とし、暗灰-黒色無層理の細砂質シルト岩を主とする。層厚300-500m程度である。泥岩は露頭では風化による玉葱状構造<sup>たまねぎ</sup>をしばしば呈する（第39図）。下部は場所により石灰質団塊に富み、その下位に来る既述の砂岩とともに化石を産出する。一方最上部10数mは、砂岩の厚さ15cm以下の砂岩泥岩薄互層となることがある（第40図参照）。

六尾累層中には貝塚市稲倉・岸和田市牛滝間で計4ないし5枚の酸性凝灰岩が挟まれる。これらは主として砂岩層に含まれ、泥岩中では連続が悪い。信達累層S<sub>6</sub>-S<sub>8</sub>層準の凝灰岩に対応するものとみられる。岸和田市牛滝町西方の林道沿いでは、例外的に泥岩中に凝灰岩が挟まれている。これは岩出累層I<sub>2</sub>に対応するものとみられる。



第37図 泉南流紋岩類と和泉層群との不整合関係を示す露頭

(貝塚市養原西方, 奥水間遊園用地)。泉南流紋岩類(W<sub>4</sub>:溶結凝灰岩)の葉理面は70-80°の急傾斜を示し、和泉層群(笠山礫岩層)は南へ30-35°傾斜の不整合面をもってこれを覆っている。



第38図 和泉層群基底部の露頭(第37図参照)

笠山礫岩層は泉南流紋岩類、石英斑岩及び閃緑ひん岩の中一巨礫(亜円礫-亜角礫)からなる



第 39 図 和泉層群畦谷泥岩層の露頭（泉佐野市稲倉池東岸）。玉葱状構造が発達する

#### IV. 2. 2 東部の“六尾”累層（Nk, Ntc, Nta）

模式地を含む西部の六尾累層が主部相の信達累層にほぼ同時異相関係にあるのに対し，東部の北縁相は巨視的には主部相の岩出累層・粉河累層と同時異相の関係にあり，既述のように六尾累層プロパーとは構成メンバーが一致していない（畦谷泥岩層の欠如）。しかしこの東部の北縁相が模式的に認定されるのは岸和田図幅東隣の五條図幅地域においてである。本地質図では一括して六尾累層として示したが，本研究報告で東部に関して“六尾”としたのは以上の事情による。

東部の“六尾”累層は笠山礫岩層（Nk）と滝畑互層（Ntc, Nta）からなる。

下部の笠山礫岩層は，西部の笠山礫岩層と異時同相で，岩相は同様である。ただし礫径は，横尾山南方では大きくなり，最大 80cm に達する。礫の円磨度は高いが，分級は良くない。礫種としては，酸性火砕岩・石英斑岩が主で，ときに花崗岩・チャートを含んでいる。

滝畑互層（近畿西部 MTL 研究グループ，1981 命名：滝畑累層）は隣接する五條図幅地域の石川沿いに滝畑南部から光滝寺までを模式地とする。岸和田図幅地域内では滝畑互層は岸和田市牛滝町から和泉市父鬼町，横尾山南西方にかけて分布する。下位の笠山礫岩層から漸移し，六尾累層プロパーの畦谷泥岩層の一部とは側方関係にある。本互層は主として礫岩及び礫岩砂岩（泥岩）互層からなる。層厚は 300m 前後，礫岩の礫は細礫 - 大礫で，時に巨礫（径 30-40cm）が含まれ，酸性火砕岩・石英斑岩・花崗斑岩・チャートなどからなる。礫の円磨度は高く，分級は良い。礫岩層にしばしば正級化を示すものがみられる。砂岩は層厚平均 1-2m で，中粒 - 粗粒塊状である。

また父鬼町南方，岩雄山付近に典型的な滝畑互層と異なる層相が分布し，地質図では Nta として表現した。主として砂岩泥岩中 - 厚互層からなり，後述する主部相の層相と類似している。層厚 70-90 m。父鬼川のルートでは典型的な滝畑互層（Ntc）の上位に重なるが，それより東方では両者は互いに

側方移化する。なお父鬼川沿いのルートでは緩やかな向斜背斜が繰り返していてその背斜部には一部に礫岩砂岩互層が分布しており、Ntc とすべきかもしれないが、分布が小規模なので省略してある。

#### IV. 3 主部相の和泉層群

##### IV. 3. 1 岩相と堆積サイクル

主部相は（礫岩）砂岩泥岩の律動的な交互層を主体とする。本相は垂直的にも水平的にも層相変化が著しいが、この記述のために、まず用語の説明を行う。

主体をなす砂岩泥岩互層を次のように3分する。

- 1) 砂岩泥岩薄互層：砂岩単層の厚さ 15cm 以下のものが優勢な互層（第 40 図）。
- 2) 砂岩泥岩中互層：砂岩単層の厚さ 15-30cm のものが優勢な互層（第 41 図）。
- 3) 砂岩泥岩厚互層：砂岩単層の厚さが 30-200cm のものが優勢な互層（第 42 図）。

厚さ 200cm 以上の砂岩は泥岩と互層していても砂岩層ないし交互層として扱う。このような砂岩層の多くは級化成層していない。例示した写真からも分かるように、例えば中互層の中に厚さ 30cm 以上の砂岩層が挟まれることはしばしばあることで、露頭で優勢なものを基準として判断する。なお、この区分基準は経験的なもので、おおよその目安である。泥岩単層の厚さは一般に 1-10 数 cm 程度で、大部分が 10cm 以下である。砂岩礫岩互層は大部分が厚互層に属する。上記の目安よりも厚い交互層は規則的な律動性が弱く、交互層として記述する。

主部相には種々のオーダーの堆積サイクルが認められる。和泉山脈中央部のそれらの実態については田中（1965）が詳しく検討している。そのうち比較的大きいオーダーのものに着目して、和泉山脈では下位より加太、信達、岩出及び粉河累層の累層区分がなされている（第 7 図、第 36 図）。岸和田図幅地



第 40 図 和泉層群中の砂岩泥岩薄互層の例 難谷組岩層最上部（兵庫県産記）



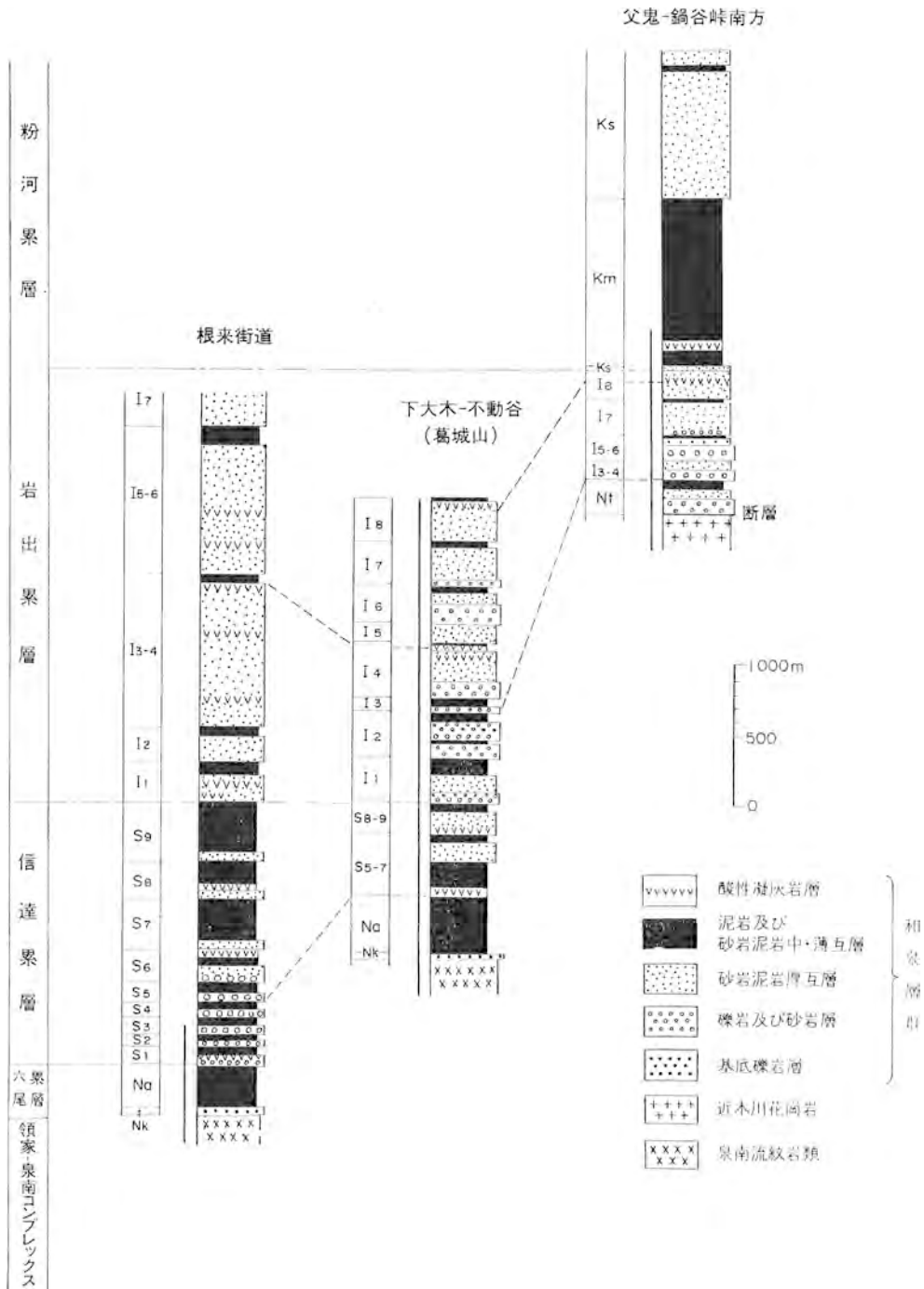
第41図 和泉層群中の砂岩泥岩中互層の例  
信達累層, S<sub>87</sub> (原佐野市上大木, 二瀬川沿い), スケールの長さ2m, 下部に厚い砂岩を伴う



第42図 和泉層群中の砂岩泥岩厚互層の例  
岩出累層, I<sub>8</sub> (原佐野市犬鳴温泉東方, 不動谷, 林道沿い)

域ではこのうち後三者の一部が分布している。信達・岩出累層は、より小さいオーダーの小堆積サイクルからなる。個々の小堆積サイクルは、向斜北翼で100-500m オーダーの層厚をもち、上方薄層化、上方細粒化の巨視的傾向をもつ。それは向斜軸部（後述の葛畑型層相部）では厚くなり、1,000m以上に及ぶことがあるが、岸和田図幅地域には後者の部分は分布していない。本研究報告では、小堆積サイクルを信達累層についてはS<sub>1</sub>-S<sub>9</sub>、岩出累層についてはI<sub>1</sub>-I<sub>8</sub>と記号で表現する（第43図）。個々の小





第 43 図 岸和田図幅地域及びその近傍における和泉層群の柱状図  
柱状図左側の太線は岸和田図幅地域内に分布する層準を示す

堆積サイクルは更に数  $m$  ないし数  $10m$  オーダーの堆積サイクルを内包することがある。しかし、本地質図では 5 万分の 1 縮尺での表現を考慮して、小堆積サイクル中を次の 3 型に大別して色分けした。信達累層を例にとると、

**Sc** : 砂岩・礫岩が優勢な礫岩砂岩泥岩互層（砂岩礫岩厚互層を主とし、従属的に礫岩層、砂岩層、砂岩泥岩互層、含礫泥岩などを伴う）

**Ss** : 砂岩が優勢な砂岩泥岩互層〔砂岩層（ときに硬質ないし含礫）、砂岩泥岩厚互層を主とし、従属的にその他の粒度の碎屑岩層を伴う〕

**Sm** : 泥岩が優勢な砂岩泥岩互層（砂岩泥岩中互層、同薄互層を主とし、従属的にその他の碎屑岩層を伴う）。

ただし粉河累層の **Km** は泥岩層を主とする。

地質図では、信達累層については上記の **Sc**, **Ss**, **Sm** と小堆積サイクルの番号 1, 2, 3……を併用して、**Sc<sub>1</sub>** のように示した。岩出累層についても同様に表現してある。例えば、**S<sub>1</sub>** 小堆積サイクルは下部の **Sc<sub>1</sub>** と上部の **Sm<sub>1</sub>** からなり、**I<sub>4</sub>** 小堆積サイクルは下部の **Ic<sub>4</sub>**、中部の **Is<sub>4</sub>**、上部の **Im<sub>4</sub>** からなる。和泉層群主部相のような一見単調な碎屑性互層を主とする地層では、岩相の垂直並びに側方変化の大勢を示すには以上のような二元的な表現が必要である。

累層オーダーでの垂直変化（第 43 図）についてみると、信達累層は向斜北翼部での模式ルート（根来街道）及びその付近では、下部の **S<sub>1</sub>-S<sub>6</sub>** は **Sc** と **Sm** からなり比較的粗粒相が目立つが、上部の **S<sub>7</sub>-S<sub>9</sub>** では **Ss** と **Sm** の組合せとなり細粒相となり、累層オーダーの大局的な上方薄層化・細粒化の傾向が読み取れる。岩出累層についても、向斜北翼部の下大木-不動谷、葛城山ルートで同様な垂直変化傾向が認められる。上位の粉河累層は、和泉層群主分布域の最東部・最上部に当たる特徴ある累層で、上記のような垂直変化傾向は認められない。

次に、信達累層、岩出累層について岸和田、粉河、和歌山図幅地域にわたる側方変化の特徴を概観し、岸和田図幅地域内の和泉層群の層相側方変化上の位置付けを行う。和泉層群は根来街道を基準として下位より、笠山、畦谷、金熊寺、童子畑、葛畑の諸層に区分された（小林, 1931）。各層はそれぞれ特徴ある岩相を持っている。多数の酸性凝灰岩を鍵層としてこれら地層を側方に追跡してみると（MIYATA, 1980 の層相変化図参照）、模式地の金熊寺層（**S<sub>1</sub>-S<sub>6</sub>** 下部に相当）は東北東方向には畦谷型泥岩相に移化し（市川・大橋, 1965）、南西方向（和歌山図幅地域内）へは童子畑型の砂岩泥岩互層に移化する（MIYATA, 1980）。同様に模式地の童子畑層（**S<sub>6</sub>** 上部 - **S<sub>9</sub>** に相当；粉河図幅地域内）は東北東方向の岸和田図幅地域内では砂岩泥岩厚互層を伴い、砂岩優勢の金熊寺型ともいべき層相に移化する。一方西南西方向（和歌山図幅地域）へは葛畑層に移化する。このような実態に基づき、古典的な金熊寺、童子畑、葛畑と言う名称は側方変化の層相名として活用する（MIYATA, 1980 参照）。金熊寺型は砂岩・礫岩が優勢な粗粒相、童子畑型は砂岩泥岩中互層を主とする細粒相、葛畑型は砂岩泥岩厚互層、厚さ数  $m$  オーダーの砂岩層と泥岩層ないし砂岩泥岩薄互層の交互する層相で特徴付けられる。葛畑型は向斜軸部を中心に広く分布し、層厚も大きい。信達累層ではこの向斜軸部から東北東方向へ葛畑型から童子畑型、金熊寺型、更に北縁相の畦谷型へと層相が側方変化している。同様の側方変化傾向は和泉山脈西部の加太累層でも認められ、層相の分布方向は時間面（凝灰岩鍵層）と斜交している。

累層オーダーの上方薄層化・細粒化の巨視的傾向は向斜北翼部の金熊寺型、童子畑型層相の発達する部分で認められる。向斜軸部付近の葛畑型層相や北縁相への移行部では個々の小堆積サイクルの認定は困難となり、複数のサイクルを併せた表現となる。岸和田図幅地域でも北縁相に移化する部分ではそのように表現している場合がある (S<sub>8-9</sub> など)。

以上のように、主部相では層相の垂直・側方変化が顕著であるが、これに個々の局部的層名を付することは避けたい。四国から和泉山脈までに100程度の層名が必要となるからである。

#### IV. 3. 2 構成岩類

主部相を構成する礫岩・砂岩・泥岩・凝灰岩は比較的共通した特徴を持っているので、累層ごとの記述の重複を避けて、本項に一括して共通特徴を記しておく。

**礫岩** 一般に砂岩礫岩厚互層 (第44図) の一員として出現するが、ときに数mの厚さの礫岩層をなすこともある。礫は一般に大-細礫で、円磨度は比較的良い。基質は一般に砂質である。級化成層の良いものとそうでないものがある。礫種は酸性火砕岩・石英斑岩が主であり、そのほか花崗斑岩・ひん岩・脈石英・砂岩・泥岩・珪質泥岩 (放散虫化石を含む)・チャート等で、東部では赤色チャートも含まれる。

**砂岩** 互層の一員として産するものと厚さ数mオーダーの塊状無層理ないし極厚層理の砂岩層をなすものがある。共に新鮮なものは青灰色である。前者は種々の粒度のものがあり、一般に級化成層を示し、砂岩泥岩厚互層の場合は特に東部では基底部に中・細礫礫岩を伴うことが多い。互層基底部にはしばしば荷重痕が発達し、そのほか、scour marking, tool markingなどの底痕が印されている。ま

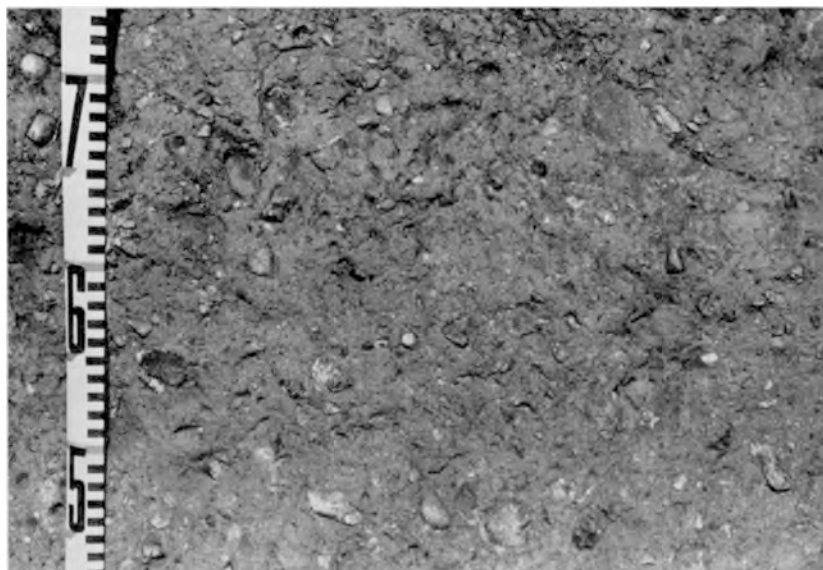


第44図 和泉層群信達累層中の砂岩礫岩互層 (Sc<sub>2</sub>) (京南市笠山南力)

たときにフレーム構造などが認められる。厚互層をなす厚層理砂岩の上部は細粒化し、しばしば平行層理が発達し、ときに炭質物破片が縞状をなして配列している。また含礫質のものや泥岩破片（いわゆる偽礫）を多数含むものもある。中粒砂岩はアレナイト質のものも若干あるが、一般に泥質基質が多く、石質ワッケに属し、鏡下では岩片と基質との境界がしばしば不明瞭となっている。

**泥質岩** 砂岩泥岩互層の一員をなす薄層理のものとして厚い塊状泥質岩とがある。後者は粉河累層に顕著に発達し（Km）、砂岩泥岩薄互層を伴う。畦谷泥岩に類似するが、石灰質団塊は見られない。前者は細砂質シルトないしシルト質のものが多く、上位の砂岩単層との境界は明瞭である。ときに平行葉理が発達する。含礫泥質岩は、厚さは一般に2m以下で、塊状、粒径淘汰が悪く、散在する礫の礫径も不揃いである。スランプ構造を伴うことがある。含礫泥岩は一般に泥岩ないし泥岩優勢互層（Sm, Im, Km）に伴って産出するが、金熊寺型砂岩礫岩層（Sc）中にも見いだされる（第45図）。

**酸性凝灰岩** 淡緑灰色・暗灰色・灰白色など灰色系統の色で、多くは細粒・堅硬で、一見チャート状で、粗粒部も伴われ、しばしば細かい層理、平行葉理が発達する（第46図）。層面に直交する割れ目が発達し、短冊状に割れやすい。凝灰質泥岩ないし凝灰質砂岩を伴うことがある。厚さは岸和田図幅地域内では0.5-5m程度であるが、更に薄いものもある。ガラス質凝灰岩-ガラス質結晶凝灰岩に属するものが多いが、まれに、結晶破片に富むものがある。結晶破片として、石英（融食形を示すものが多い）、斜長石、カリ長石、黒雲母（変形）などが含まれ、また、石質岩片として、流紋岩-デイサイトの溶岩及び溶結凝灰岩、流紋岩凝灰岩、泥岩などが含まれる。ときに小型の軽石片（変形）も含まれる。MIYATA（1980）は蛍光X線法により酸性凝灰岩のRb/Sr比を検討し、岩出累層I<sub>3</sub>-I<sub>7</sub>の凝灰岩がそれ以下の層準の凝灰岩よりもこの比がやや低いことを示した。なお、凝灰岩は個々のサイクルの基底近く及び最上部に伴われることが多いが、ときに中間部にも見られる。



第45図 和泉層群信達累層中の含礫泥岩（Sc<sub>1</sub>）（鳳南市信達金熊寺，金熊寺川沿い）



第46図 和泉層群信達累層 (S<sub>ss</sub>) 中の酸性凝灰岩層  
層理とそれに直交する割れ目がよく発達。右下は砂岩。(泉佐野市上大木、二瀬川沿い)

#### IV. 3. 3 信達累層 (Sc, Ss, Sm)

信達累層 (田中, 1965) は, かつての大阪府泉南郡信達村, 現在の泉南市大字信達に由来し, 模式的ルートは根来街道沿いの金熊寺川である。ここでは下部 (S<sub>1</sub>-S<sub>3</sub>) を除き, 主部は粉河図幅地域内にある。本累層を市川 (1960) は下部亜層群 (IZL) の主部として小堆積サイクルに基づき8分し, 田中 (1965) も8分した (B<sub>1</sub>-B<sub>8</sub>)。その後, 隣接地域での地層発達状態をも考慮して9分され (市川・大橋, 1965), さらに根来街道より西の知見に基づき, 下位に2サイクルが追加され (両者とも根来街道では畦谷泥岩層に移化), 都合 IZL<sub>-1</sub> から IZL<sub>9</sub> までが認定された (MIYATA, 1980)。本地図幅ではこれを S<sub>-1</sub><sup>13)</sup>-S<sub>9</sub> とした。根来街道での全層厚は約 2,200m である。

岸和田図幅地域内の信達累層を上下に2大別して記述する。

##### S<sub>-1</sub><sup>13)</sup>-S<sub>6</sub>

西部の根来街道を中心とする部分では, 個々の小構成サイクルは下部の砂岩礫岩優勢の礫岩砂岩泥岩互層 (Sc, 第45図) と上部の砂岩況岩中互層の優勢な互層 (Sm) からなる。下部の礫岩には基質が砂質のものと泥質なものがあり, 礫の円磨度は比較的良好。礫が密集しているものとそうでないものがあり, 後者では円礫のほかに数 10cm-2m 程度の砂岩の層状ブロックを含むもの (第47図) がある。また泥質質“偽礫”を含むこともある。砂岩は石質砂岩で, 基質は, 下部の比較厚い中粒砂岩で 14-16% 前後を占め, その他の砂岩ではより泥質なものがある。礫岩砂岩互層はしばしば級化成層し, 底痕を伴う。粗粒相でも斜層理は認められない。このことは主部相一般に共通した特徴である。しばしば厚さ数 10cm の含礫泥岩 (第45図) や泥質基質の礫岩を伴い, スランプ構造も認められる。含礫泥

13) S<sub>-1</sub> と S<sub>0</sub> とは加太累層最上部に属する可能性がある。MIYATA (1980) は IZL<sub>-1</sub>, IZL<sub>0</sub> (本報告の S<sub>-1</sub>, S<sub>0</sub>) を信達累層に含めていない。S<sub>-1</sub> と S<sub>0</sub> は, 岸和田図幅地域ではその西端部に局地的に分布するのみであり, かつ北縁相に移化する金熊寺型層相のみで代表されているので, 本報告ではこれらを便宜上, 信達累層に含めて記述した。



第47図 和泉層群信達累層中の金熊寺型礫岩 (Sc<sub>1</sub>)  
 右上の砂岩は層状のブロックとして含まれる。(泉南市信達金熊寺, 金熊寺川沿い)

岩は1サイクルの下部からも上部からも産出する。ところにより小規模なチャネル構造も見られる。流痕は層面を水平に復元した場合北西-南東あるいは北東-南西方位を示すものが少なくなく、上記の金熊寺型層相粗粒部の流向方位には主部相主部の大勢（東から西への軸流方向）とは異なるものがある。個々のサイクルの上部 (Sm) の砂岩泥岩互層の砂岩は級化成層し、上位の S<sub>7</sub>-S<sub>9</sub> と同様な岩相である。

S<sub>1</sub>-S<sub>6</sub> は東方に向かい、Sm が優勢となり、畦谷泥岩層へ指交の関係で移行する。模式地の金熊寺礫岩砂岩層は東方3km以内で主なものは消失する (Sc<sub>1</sub>-Sc<sub>4</sub>)。

#### S<sub>7</sub>-S<sub>9</sub>

根来街道の童子畑を中心とするモードルートの S<sub>7</sub>-S<sub>9</sub> は、Sm が卓越した童子畑型層相のモードであるが、岸和田図幅地域内では砂岩優勢の砂岩泥岩互層 (Ss) が卓越し、ときに上述の金熊寺型の砂岩礫岩互層が挿入され、いわば金熊寺型に準じる（砂岩優勢の）層相で代表される。含礫泥岩もときに挟まれている。砂岩泥岩互層の砂岩の多くは級化成層がよく発達し、また種々の底痕を伴っている。

#### 凝灰岩の層準

岸和田図幅地域の信達累層中の主な凝灰岩は S<sub>-1</sub>, S<sub>1</sub>, S<sub>6</sub>, S<sub>7</sub>, S<sub>8</sub> に含まれる（地質図参照）。このうち S<sub>1</sub>, S<sub>6</sub>, S<sub>8</sub> に含まれる凝灰岩は比較的連続性がよく、粉河・和歌山両図幅地域内での凝灰岩層準番号 (MIYATA, 1980) の t<sub>8</sub>, t<sub>11</sub>, t<sub>12</sub> にそれぞれ対比される。特に S<sub>8</sub> 下部の t<sub>12</sub> は岸和田図幅地域内で最も連続性のよい凝灰岩であり、2-3m の厚さを有し、和歌山図幅地域の阪和線紀伊駅北方の中央構造線近くまで22km にわたり追跡される。

#### IV. 3. 4 岩出累層 (Ic, Is, Im)

岩出累層（田中, 1965）は和歌山県那賀郡岩出町に由来し、根来街道沿いの模式的な葛畑型層相で代



第48図 和泉層群岩出累層中の小堆積サイクル基底の例

スケール（長さ2m）下端より上位は礫岩砂岩互層（Ic<sub>2</sub>），下位は泥岩層及び泥岩優勢砂岩泥岩薄互層（Im<sub>1</sub>）．  
ここでは基底面はチャネル状である（泉佐野市犬鳴温泉東方，不動谷，林道沿い）

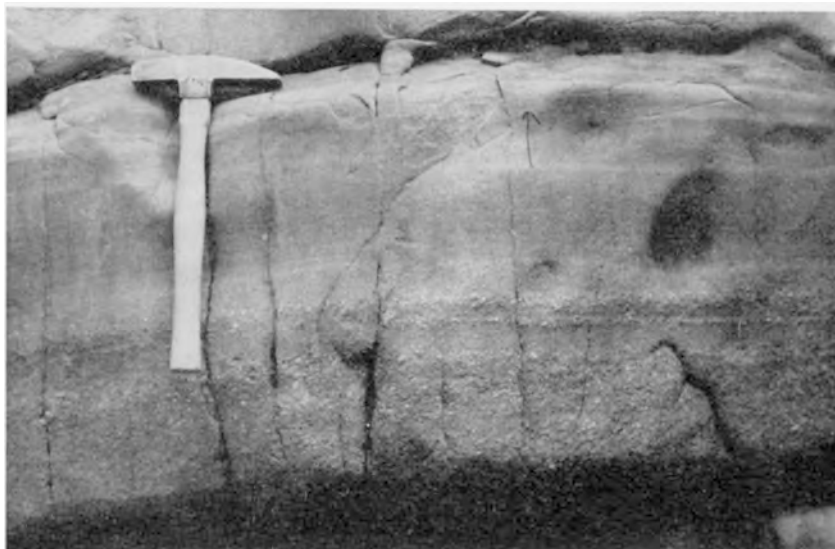
表される．それは向斜中心部の厚い堆積物で砂岩優勢の砂岩泥岩互層が卓越し，小堆積サイクルの識別分離も良くない（第43図の左側柱状図参照：MIYATA, 1980）．本累層の標準的な小堆積サイクルは向斜北翼部の岸和田図幅地域の二瀬川（樫井川上流）沿いに犬鳴から南下し，粉河図幅地域に入り那賀郡打田町志野峠に至る間で識別される（I<sub>1</sub>-I<sub>8</sub>）．しかし，その大部分は岸和田図幅地域外であるので，ここでは上記ルートの東側，すなわち犬鳴から東に入る二瀬川支流不動谷沿い及び，上半部については葛城山付近以南の南北ルート（共に岸和田図幅地域内）の層序について述べる（第43図中央の柱状図）．ここでは本累層の全層厚は約2,100mである．このルートでもI<sub>1</sub>-I<sub>8</sub>の小堆積サイクルが認められるが，これを上下に二大別して説明する．

#### I<sub>1</sub>-I<sub>6</sub>

不動谷沿いの好露頭ルートでは，下部のI<sub>1</sub>-I<sub>8</sub>の個々の小堆積サイクルは，砂岩礫岩の優勢な礫岩砂岩泥岩互層（Ic）とその上位に重なるより薄い泥岩の優勢な砂岩泥岩中ないし薄互層（Im）からなる．I<sub>1</sub>基底部の互層中の砂岩は幾分石灰質である．第48図に小堆積サイクル境界の例を示した．I<sub>2</sub>は2亜サイクルよりなるが，この2分は二瀬川より西では適用できない．葛城山以西のI<sub>4</sub>-I<sub>6</sub>は上位のI<sub>7</sub>との移行岩相を示し，砂岩泥岩厚互層の優勢な部分（Is）（第49図）が挟まれてくる．

#### I<sub>7</sub>-I<sub>8</sub>

葛城山ルートやさらに東方の父鬼川上流ルートで示されるように，I<sub>7</sub>の基底部（Ic<sub>7</sub>）を除いては礫岩は劣勢となり，小堆積サイクルはIsが主体となり，最上部にImを多少伴っている．上記のルートでは，岩出累層には全体として上方細粒化の巨視的傾向が認められる．



第49図 和泉層群岩出累層 (Is<sub>4</sub>) 中の級化砂岩層 (泉佐野市大鳴温泉東方, 不動谷沿い)

#### 東方への側方変化

I<sub>1</sub>-I<sub>2</sub> は二瀬川ルートより東方3km弱で礫岩が劣勢となり、代わってImが卓越する。近木川上流・津田川上流で地質図でIm<sub>2</sub>とした部分の上半は泥質岩を主体とし、北縁相畦谷泥岩層が牛滝から西方へ指交してI<sub>2</sub>・I<sub>3</sub>間に入り込んだような畦谷泥岩類似の岩相となる。このため、近木川上流葛城山北方から東方岩雄山、父鬼川上流にかけての地域に関する限りは、I<sub>2</sub>・I<sub>3</sub>間に累層の境界を置くのが自然である。東方に向かうにつれ主部相の累層が下部から次第に北縁相に移化して行き、より上位の小堆積サイクル層が北縁相と接するのは一般的傾向である。

I<sub>3</sub>-I<sub>6</sub>の砂岩礫岩優勢の礫岩砂岩泥岩互層 (Ic) は上述の岩雄山を中心とする地域では非常に卓越し、信達累層のScよりはるかに厚い。それは礫岩砂岩厚互層、礫岩砂岩泥岩厚互層、厚い砂岩層を主構成とし、礫岩砂岩互層は級化成層する一方、砂岩層は級化成層しないものが多く、泥質岩パッチを含むことがあり、下底面は一般に流痕を伴わない。一部の礫岩砂岩層は、小チャネル構造を伴っている。北縁相の滝畑互層とは同様の岩相で、分布も連続し、北縁相と主部相とが同様の岩相で続く特徴ある層相である。篠原 (1977MS.) はこれを父鬼型層相と称し、WALKER (1975) の礫岩モデルの分類で *graded stratified model* に属するとして、これに対応する堆積場として *inner fan* から *middle fan* を想定した。上位のI<sub>7</sub>-I<sub>8</sub>の岩相は東部でも西部と顕著な変化がない。

#### 凝灰岩の層準

岸和田図幅地域の岩出累層では、主な凝灰岩はI<sub>3</sub>, I<sub>4</sub> (3層準), I<sub>7</sub>, I<sub>8</sub>に認められ、それぞれ粉河図幅地域内における凝灰岩層準 (MIYATA, 1980) のt<sub>15</sub>, t<sub>16</sub>-t<sub>17</sub>, t<sub>21</sub>, t<sub>23</sub>にほぼ対比される。粉河図幅地域ではこれらの凝灰岩層準は多少断続しながらも中央構造線近くまで追跡される。一方岸和田図幅地域内の北縁相畦谷泥岩層及び上述の岩尾山地域の砂岩礫岩卓越部では追跡が困難となる。



#### IV. 3. 5 粉河累層 (Ks, Km)

粉河累層（近畿西部 MTL 研究グループ, 1981）は、岸和田図幅地域では、その南東隅に分布する。隣接する粉河・五條図幅地域に主として分布し、和泉山脈の和泉層群主分布域の主部相最東部に位置する。本累層には西南西から東北東へと走向方向に岩相が急激に移化する3相（I, II, III相）が識別される（近畿西部 MTL 研究グループ, 1981）。

I 相は粉河図幅地域的那賀郡粉河町西川原から北方への名手川ルートや那賀町葛谷-成高峰ルートに典型的に露出している。I 相には、砂岩泥岩厚互層を主とし、最上部に砂岩泥岩中互層が薄く重なる小堆積サイクルが3回認められている。岸和田図幅地域では Km として塗色された部分の西側、葛城山南東方にわずかに分布し (Ks), それは本累層最下部の小堆積サイクルに属する。

II 相は主として塊状泥質岩及び砂岩泥岩薄互層からなり、主部相としては特異な岩相である。岸和田図幅地域に分布する粉河累層の主体をなし、那賀郡かつらぎ町東谷・平を中心として Km として塗色した部分である。層厚は岸和田図幅地域内で1,500mに及ぶ。岩相の垂直変化に乏しく、I 相をなす小堆積サイクルに相当するものは認められない。泥質岩は暗灰色ないし黒色で一般に塊状であるが、砂岩泥岩薄互層を挟む部分は葉理が認められる。上記薄互層は細粒砂岩ないし細砂質シルト岩と塊状泥岩との互層で、細砂質シルト岩には平行葉理が発達する。本相の側線部、特に東縁部にはスランプ堆積物や含礫泥岩がしばしば観察される。本相はより広く側方分布するI・III相間に挟在する特異な細粒相で、層位的に上位に向かい東方へと分布位置を変えながら中央構造線近くまで狭く発達している（近畿西部 MTL 研究グループ, 1981の地質図参照）。II相は畦谷泥岩層と岩相が類似し、畦谷泥岩層の分布が東方に消失するあたりから主部相内で発達を始める。和泉海盆主分布域東端近くの特異な古地理変化を反映したものであろう。

III相は砂岩泥岩厚互層と礫岩砂岩互層で特徴づけられ、泥岩層を挟む。本相は五條図幅地域の岩湧山・三石山地域に広く分布し、更に北縁相に移化する。岸和田図幅地域内ではその西端部がわずかに分布している（三国山-神野以東の Ks）。II相との側方変化は指交しつつも急激である。

粉河累層には8枚以上の凝灰岩層が挟まれている（近畿西部 MTL 研究グループ, 1981）。岸和田図幅地域内ではそのうち下部に当たる1枚が比較的連続して追跡され、最大5mの層厚をもつ。この凝灰岩層準は、I相の最下部小堆積サイクル中の上部に当たり、粉河図幅地域では中央構造線近傍の粉河町接地東方まで追跡される。

#### IV. 4 産出化石と地質年代

和泉山脈の和泉層群では、北縁相の畦谷泥岩層下部及び、それと笠山礫岩層との移化部分の塊状厚層理砂岩が主な大型化石産出地帯で、主部相では大型化石の産出は少なく散点的で、それも破片状の場合が多い。

和泉山脈の和泉層群産大型化石の研究は多く、本図幅地域内の産出化石を扱ったものとしては、二枚貝では ICHIKAWA and MAEDA (1958a, b; 1963, 1966), 市川・前田 (1960), 両角ほか (1981), TASHIRO and MOROZUMI (1982) など、アンモナイト類では MATSUMOTO (1936), MATSUMOTO and

MOROZUMI (1980), OBATA and MATSUMOTO (1963) など, オウム貝類では MOROZUMI (1979), 板鰐類 (サメの歯) については西本・両角 (1979) がある. その他, 二枚貝のイノセラムス類・カキ類・一部の異歯類, 巻貝類, ウニ類, エビ類, 単体サンゴ等々の化石が諸文献にリストされており, 更に未研究ないし未報告の化石種も少なくない. また, 岸和田図幅地域外の和泉山脈産大型化石については, 上記のほか, ウニ類では TANAKA (1984), 植物化石では MATSUO (1966) の研究などがある. コダイアマモ (*Archaeozostera*) は郡場・三木 (1931), KORIBA and MIKI (1958) により水生植物化石として記載されたが, 市川・A. SEILACHER は生痕化石とみなした<sup>14)</sup>. 和泉山脈では和歌山図幅地域の岬町・和歌山市の大阪湾沿い及び友ヶ島の金熊寺型層相から多産するが, 岸和田図幅地域内の信達累層下部 (かつての金熊寺層) からは未報告である.

岸和田図幅地域の和泉層群産大型化石の産出層準を, 異時同相の畦谷泥岩層を中心に以下に述べる. 畦谷泥岩層で大型化石の産出は最下部の厚さ約 20 m の範囲内に主として限られる. しかし, この部分でも特に多産する部分が 2 箇所あり (下記の 1 と 2), その間は比較的産出が少ない.

1) 岸和田図幅地域西部の泉南市高倉山南方 (砂川国際ゴルフ場の西端), 畦谷 (笠山の南東方, 新家より南に上る沢), 別所南方, 泉佐野市滝ノ池北縁, 新池など (地質図の化石産地印参照). これら

第 9 表 和泉層群畦谷泥岩層産化石リスト

	(1)	(2)
二枚貝類		
<i>Nucula izumensis</i> ICHIKAWA & MAEDA	×	
<i>Leionucula azenotanensis</i> I. & M.	×	
<i>Acila (Truncacila) hokkaidoensis</i> (NAGAO)	×	×
<i>Portlandia furcata</i> I. & M.	×	
<i>P. izumensis</i> I. & M.	×	
<i>P. sp.</i>	×	
<i>Jupiteria (Ezonuculana) mactraeformis</i> (NAGAO)	×	
<i>Pleurogrammatodon splendens</i> I. & M.	×	×
<i>Nanonavis sachalinensis brevis</i> I. & M.	×	×
<i>Inoceramus cf. I. orientalis nagaoui</i> MATSUMOTO & UEDA	×	
<i>Micronectes bellaturus</i> I. & M.	×	
<i>Ostrea sp.</i>	×	
<i>Apiotrigonia minor nankoi</i> NAKANO	×	
<i>Yaadia obsoleta</i> (KOBAYASHI & AMANO)	×	
<i>Y. tanii</i> TASHIRO & MOROZUMI	×	
<i>Periplomya nagaoui</i> I. & M.		×
<i>P. grandis</i> I. & M.	×	×
<i>Eriphyla japonica</i> I. & M.	×	
<i>Izumia trapezoidalis</i> I. & M.	×	
<i>Tenea japonica</i> I. & M.	×	
<i>Clisocolus japonicus</i> I. & M.		×
<i>Leptosolen japonicus</i> I. & M.	×	×

14) 日本古生物学会 1984 年年会でも頭発表 (1984 年 1 月, 京都)

第9表つづき

	(1)	(2)
アンモナイト類		
<i>Hypophylloceras</i> ( <i>Neophylloceras</i> ) sp. cf. <i>H. (N.) hetonaiense</i> MATSUMOTO	×	×
<i>Canadoceras tanii</i> MATSUMOTO & MOROZUMI	×	
<i>Pachydiscus</i> ( <i>Pachydiscus</i> ) <i>kobayashii</i> (SHIMIZU)	×	
<i>P. (P.)</i> sp. cf. <i>P. (P.) kobayashii</i> (SHIMIZU)	×	
<i>P. (P.)</i> sp. aff. <i>P. (P.) flexuosus</i> MATSUMOTO		×
<i>P. (Neodesmoceras)</i> sp. cf. <i>P. (N.) gracilis</i> MATSUMOTO		×
<i>Gaudryceras izumiense</i> MATSUMOTO & MOROZUMI	×	×
<i>Pseudophyllites</i> (?) sp.	×	×
<i>Nostoceras</i> sp. A, aff. <i>N. kernense</i> (ANDERSON)		×
<i>N.</i> sp. B, aff. <i>N. hetonaiense</i> MATSUMOTO	×	
<i>Neocrioceras</i> ( <i>Schlueterella</i> ) (?) sp.	×	
<i>Pseudoxybeloceras</i> ( <i>Parasolenoceras</i> ) sp.	×	
<i>Solenoceras</i> ( <i>Oxybeloceras</i> ) sp. A, aff. <i>S. (O.) crassum</i> (WHITFIELD)	×	
<i>S. (Solenoceras)</i> sp. B, aff. <i>S. (S.) reesidei</i> STEPHENSON	×	
<i>Exiteloceras</i> (?) sp.	×	
<i>Diplomoceras</i> sp. cf. <i>D. notabile</i> (WHITEAVES)	×	
<i>Baculites regina</i> OBATA and MATSUMOTO	×	
<i>B.</i> sp. cf. <i>B. regina</i> OBATA & MATSUMOTO	×	
<i>B.</i> sp.		×
<i>Hoploscaphites</i> (?) sp.		×
その他		
<i>Eutrephoceras</i> sp.	×	
" <i>Brunonia</i> " <i>problematicus</i> (NAGAO & OTATSUME)	×	×
<i>Gyrodes</i> sp.	×	
<i>Pseudamaura</i> sp.	×	
<i>Pyropsis</i> sp.	×	
<i>Linuparus</i> sp.	×	
<i>Niponaster</i> sp.	×	
<i>Hexanchus</i> sp. aff. <i>H. microdon</i> (AGASSIZ)	×	
<i>Odontaspis</i> (?) sp.	×	
<i>Scapanorhynchus texanus</i> (ROEMER)		×
<i>Scapanorhynchus</i> sp.	×	
<i>Plicatolamna</i> sp.		×
<i>Pristiophorus</i> sp.		×

諸文献(本文参照)から編集 (1) 六尾-新池間 (2) 大川-善原間

はすべて主部相信達累層 S<sub>1</sub> よりも下位の層準で、畦谷泥岩層プロパーに属する。これら諸地点よりの産出化石を一括して第9表 (1) に示した。これらのうち比較的小型の二枚貝や *Baculites* は主として石灰質団塊から産出する。これら団塊は1960年代頃までは数多く見いだされたが、多人数による採集の結果今では少なくなった。比較的大型の化石は細砂質シルト岩からも産出する。また大型三角貝 *Yadadia* は滝ノ池で笠山礫岩へ移行する層準に当たる厚層理砂岩から産出する。

以上の化石産地群より東方の、泉佐野市稲倉池から貝塚市稲谷にかけては大型化石の産出はむしろまれで、石灰質団塊の発達も悪い。これらは信達累層下部 ( $S_1$ - $S_5$ ) (かつての金熊寺層) にほぼ相当する層準の畦谷泥岩層である。

2) 岸和田図幅地域東部の貝塚市大川東方、藩原西方 (いずれも化石産地印あり) など。化石は畦谷泥岩層最下部の陶汰の悪い細砂質シルト岩から主に産し、その上位に含まれる石灰質団塊からも産するが、団塊は1) よりは産出が少ない。この層準のすぐ下位の凝灰岩は既述のように信達累層  $S_6$  中の凝灰岩層準にほぼ対比され、化石産出層準は信達累層の比較的上部 ( $S_6$ - $S_7$ ) に相当する。産出化石を第9表 (2) に示す。

3) 牛滝川沿いの大威徳寺裏。畦谷泥岩層最上部より *Acila (Truncacila) hokkaidoensis* などの二枚貝化石を産出した。この層準は岩出累層  $I_2$  最上部に相当する。なお近木川上流藩原南南東方約 1.5 km の  $I_2$  最上部からも同一種の二枚貝化石を産する。

この他、次の化石が主部相から報告されている。

4) 根来街道沿いの金熊寺川及びその付近。信達累層  $S_3$  上部からイノセラムス、ウニ、植物化石が、 $S_6$  下部からアンモナイト破片が、 $S_7$  から二枚貝 *Portlandia izumiensis* が、 $S_8$  から小型のカキ類化石がまれに発見されている (市川・大橋, 1965)。

5) 粉河累層の泥質岩 (Km) からも二枚貝化石がときに見いだされる。かつらぎ町下津川南方 800 m の道路沿い (2 地点, 地質図参照)。イノセラムスなどが産出する (近畿西部 MTL 研究グループ, 1981)。その他粉河図幅地域の粉河累層からは二枚貝、腕足貝化石が産出する。

以上のうち主産出層準である (1) と (2) について年代に触れる。MATSUMOTO and MOROZUMI (1980) は両層準のアンモナイトを詳しく研究して 16 種を識別し、それぞれ別個の組合せを識別した。すなわち、(1) は *Pachydiscus (Pachydiscus) kobayashii*, *Canadoceras tanii*, *Nostoceres aff. hetonaiense*, *Baculites regina* で特徴づけられる。MOROZUMI (1985) はこれを淡路島の *Nostoceres hetonaiense* 帯の一部に対比して、ヘトナイ統上部階の K6b1, 恐らく下部マストリヒチアンとした。この層準は岸和田図幅地域では二枚貝その他を多産する。

一方、(2) は *Pachydiscus (Pachydiscus) aff. flexuosus*, *P. (Neodesmoceras) cf. gracilis*, *Gaudryceras izumiense* などの特徴づけられ、北海道のヘトナイ統上部階の K6b2 すなわちマストリヒチアンに対比される (MATSUMOTO and MOROZUMI, 1980)。MOROZUMI (1985) はこれを淡路島の *Pachydiscus (Pachydiscus) aff. compressus zone* にほぼ対比させた。(2) からの二枚貝類には (1) 程多くの種が知られていないが、これは石灰質団塊からの比較的小型の二枚貝種が代表されていないためである。*Clisocolus* は特異な属で、今の所 (2) にしか産出してない。

(1), (2) から見て、岸和田図幅地域内の和泉層群は白亜系最上部のマストリヒチアンに属し、淡路島・四国のように明らかにカンパニアンとみなされる層準を含んでいない (第 50 図)。一方、(3), (4), (5) からみて、その上限は古第三紀にはさかのぼらない。なお、MATSUMOTO and MOROZUMI (1980) は、(1), (2) のアンモナイト群集が科・属レベルの組合せから判断すると北海道のヘトナイ統のそれと類似し、outer neritic 相を代表するものと推定した。

微化石としては、最近、井宮 (1984) が岸和田図幅地域東部の三国山付近の和泉層群の堆積学的研究

について報告し、その際、浮遊性有孔虫の産出を報じた。それは *Globigerinelloides sosebudensis* を特徴種とし、中部マストリヒチアンを示すという。そのほか、放散虫化石が和泉層群から産出するが、和泉山脈産のはまだ記載されていない。

#### IV. 5 地質構造

岸和田図幅地域の和泉層群の地質構造は比較的単調で、一般に東北東-西南西の走向を示し、南南東方向に中角度で傾斜している。しかし、この構造は和泉層群分布地帯の大向斜構造の一部分である。本節では、まず和泉層群の大局的な褶曲構造を概観し、その中で岸和田図幅地域の和泉層群の構造的位置付けを行い、更に岸和田図幅地域内での東部と中西部の対照について言及する。

##### IV. 5. 1 褶曲

和泉層群は、大局的には東西に延長した褶曲軸を持ち、東に開く非対称的な向斜構造をなし、その南翼は中央構造線断層系によって切断され、その大部分が現在は保存されていない。しかし、具体的に検

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
			マストリヒチアン
		K6b2	上 部 階
	<i>Pachydiscus</i> aff. <i>subcompressus</i>		ト
	<i>Nostoceras hetaniense</i>	K6b1	
	<i>Pachydiscus awajiensis</i>	?	ナ
	<i>Pravitoceras sigmoidale</i>		
	<i>Didymoceras awajiense</i>		
	<i>Didymoceras</i> sp.		イ
	<i>Baculites kotanii</i>	?	
		<i>Metaplacentoceras subtilistriatum</i>	K6a3
	<i>Sphenoceramus schmidti</i>	K6a2	中部カンパニアン

第 50 図 和泉層群の年代とアンモナイト化石帯

MOROZUMI (1985) を簡略化。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。*Sphenoceramus schmidti* はイノセラムス化石帯

討すると、向斜軸は四国から淡路島・和泉山脈にかけて1本で表現されるものではなく、東方に向かい西北西-東南東方向に中央構造線主断層に近づく左雁行配列をなす多数の向斜軸からなっている。この配列は例えば寺岡（1977）が示している。雁行向斜軸は平均して10数kmのオーダーの東西間隔をもっている。かつ、個々の向斜は東に向かい開いて、東に隣接する向斜の北翼へと解消する場合がある。このような向斜構造の解消・転換部は、和泉山脈では岸和田図幅地域の南西に隣接する和歌山図幅地域東部の国鉄阪和線南北ルート付近で典型的に認められる（第7図の岩出累層下部付近の構造転換：詳しくはMIYATA, 1980の地質図を参照）。それより東の岸和田・粉河両図幅地域では和泉層群は向斜北翼部しか発達していない。更に岸和田図幅地域東隣の五條図幅地域に入ると、和泉層群の分布幅は減少する。また、中央構造線断層系は右雁行性断層群の発達で特徴づけられ（第7図の東端部）、近畿中央部の中央構造線のⅡ区（四国中部-近畿西部）とⅢ区（近畿東部-中部地方中部）との転換部に近づく（ICHIKAWA, 1980；第6図参照）。

岸和田図幅地域に分布する和泉層群は、和泉層群全般からみると、上記のような転換部にさしかかる部分の向斜北翼部の北半を代表している。和泉層群の向斜構造は、そのよく発達している部分では向斜軸に近づくにつれて地層が急傾斜となり、高角度逆転することもあり、全体として深いV字型舟底構造を呈する。前述の和歌山図幅地域の向斜では、この特異な形態は同図幅地域中央部を南北に通過する国道26号線の孝子峠北方でよく観察される。同様に岸和田図幅地域南隣の粉河図幅地域でも中央構造線に近づくにつれ向斜北翼部はしばしば急斜し高角度逆転も認められる（葛城山南方-和歌山県那賀町ルートなど）。しかし、岸和田図幅地域内では向斜北翼の比較的北縁に当たるので、和泉層群は大勢としてはN50-60°E, 25-40°SE程度の走向・傾斜をもつ比較的安定した同斜構造を呈する。

しかし例外的に緩やかな背斜・向斜が繰り返している部分がある。岸和田図幅地域東部の父鬼川を中心とする北縁相滝畑互層の部分である。この部分の層相は既述のようにやや特異で、地質図ではNtaとして識別されている。大局的には四国から淡路島を経て和泉山脈中部にまで延々と続く畦谷型の異時同相泥岩層が滝畑互層へと転換する部分に相当する。滝畑互層堆積域では、和泉海盆形成当時の基盤の沈降特性が畦谷型泥岩堆積域と異なり、畦谷型泥岩相を形成する堆積環境が準備されず、この基盤特性が上記の緩やかな背斜・向斜構造の形成に関与していたことが示唆される。基盤の泉南流紋岩類も、ほぼ父鬼川ルート付近で、東西の分布状況が大きく変化し、近木川花崗岩が和泉層群に異常に接近して分布しており、基盤構造の転換を示している。一方、和泉層群内でも、本背斜・向斜部の南方では粉河累層は例外的に一見畦谷泥岩に類似した泥岩層（Km）で代表されている。この泥岩層の粉河累層中の特異な分布は、近畿西部MTL研究グループ（1981）の地質図に示されている。

#### IV. 5. 2 断層

岸和田図幅地域で和泉層群を切る断層には大別して2種類がある。

第1は和泉層群分布域の北限を東北東-西南西方向に切る一連の右雁行断層群である。東より父鬼断層、土丸断層及び根来街道東側の砂川国際ゴルフ場を通過する断層群である。これらは急斜した断層面をもつ直線状の断層で、境界には幅0.5-2mオーダーの断層ガウジ（gouge）帯が発達する（第51図、第52図）。このガウジは泉南流紋岩類起源の破砕物を主としている。泉南流紋岩類中を切る隔離量



第51図 父鬼断層の露頭

ハンマーのある部分は泉南流紋岩類（牛滝川流紋岩溶岩）で、破砕が著しい。それより左側は和泉層群笠山礫岩層（和泉市春木川町南方）



第52図 土丸断層の露頭

左側は泉南流紋岩類（W<sub>5</sub> 凝結凝灰岩）、右側は和泉層群笠山礫岩層の砂岩、中央部は泉南流紋岩類の破砕物からなる断層破砕帯、スケールの長さ2 m（泉佐野市新池北岸）

は大きく（II-1節参照）、これらの断層は和泉層群堆積前に主として活動したものが、その後にも再動したもののみられ、これらは和泉層群分布域に入ると間もなく西方に消失する。和泉層群を切る時期の断層運動の水平運動センスは確定できないが、この雁行性直線状断層の配列パターンは、中央構造線沿いの和泉層群に発達する左横ずれリーデルシア型断層群（根来断層・五條谷断層など）（MIYATA, 1980

参照) と調和的であり、後者は中央構造線の後白亜紀-先・中期始新世(先・久万層群)の左横ずれ断層運動の産物である。

そのほか、和泉層群と泉南流紋岩類とが小規模な断層で接している例が幾つかあるが、地質図では省略した。

第2の種類断層は北北西-南南東ないし北西-南東系統及びところにより北北東-南南西系統のものである。そのうち岸和田市牛滝川・塔原間の北西-南東断層は、上述の父鬼断層を西端近くで切っている。一方、泉南市愛宕山南方の北北西-南南東断層は、和泉層群・泉南流紋岩の境界を水平隔離量で約0.5kmずらしているにもかかわらず、大阪層群には影響を与えていないようである。鮮新世以前に活動を終えたと見られる。この系統の断層では多くの場合、和泉層群の基底礫岩が断層の西側で北へずれており、断層のセンスは西盤落ちないし右横ずれである。例外的には鍵層が東側で北にずれる場合もある(貝塚市稲谷西方)。

#### IV. 6 沸石変質など

日本の中生層から沸石が最初に報告されたのは、和泉山脈と四国西部の和泉層群からである(中島ほか, 1962)。それは酸性凝灰岩中の方沸石と斜ブチロル沸石である。次いで、中島・田中(1967)は、和泉山脈中部の酸性凝灰岩からモルデン沸石・濁沸石をも発見し、それら沸石分布の帯状性と沸石化に関する諸問題を検討した。AIKAWA *et al.* (1972) は和泉山脈中部において北から南へ、I. 曹長石帯、II. 方沸石-モルデン沸石帯、III. モルデン沸石-斜ブチロル沸石帯を予察的に識別し、かつそれらの境界が下部重層群(北縁相及び信達累層を含む)と中部重層群(岩出累層と粉河累層)の境界など主部相の諸地層境界と明らかに斜交する一方、和泉層群と泉南流紋岩類との境界線とはほぼ平行していることを示した。また濁沸石がII, IIIの両帯にわたり凝灰岩・碎屑岩中の細脈としてしばしば出現し、その形成は広域的な沸石帯形成後の段階であるとした。上述した沸石帯配列方向の特徴については中島・田中(1965)も、分帯の仕方に相違があるものの、同様な指摘を行っている。和泉層群の東に開く向斜構造形成後期ないしその後、凝灰岩層準とは斜交して、基底からの積算層厚のほぼ同様な位置に同一沸石帯が形成されたことをうかがわせる。

岸和田図幅地域の和泉層群は、大部分がAIKAWA *et al.* (1972)の曹長石帯に入る。沸石(モルデン沸石)が検出されるのは、現在のところ岸和田図幅地域では東半の南縁近くに限られている。AIKAWA *et al.* (1972)は曹長石帯の南限を予察的に示しており、それは地層境界とは斜交している。例えば、信達累層S<sub>8</sub>の凝灰岩は岸和田図幅地域の上大木では曹長石帯に属するが、西南西に向かって粉河図幅地域内の童子畑南端では方沸石帯に入っている。

なお、西村ほか(1980)は、四国西部[中央構造線桜樹屈曲より西の南部地塊(西村, 1984)を除く]から淡路島にかけて、和泉層群の下部(西方)から上部(東方)に向かい、ほぼ同様な沸石分帯を行い、現地表レベルに見られる地層の続成作用当時の埋没深度は西から東へ浅くなっているとした。下位の曹長石帯は四国中・西部には発達しているが、阿讃山脈東部から淡路島東部にかけては報告されていない。和泉山脈北縁における曹長石帯の存在は西村ほかによる上記の解釈では律しきれない問題点で、今後の



検討課題である。

その他の自生鉱物としては、粉河図幅地域内の和泉層群砂岩から鉄に富む緑泥石（delessite）が報告されている（八木，1932a, b）。また Aikawa *et al.* (1972) は、岸和田図幅地域の畦谷泥岩層中の白色細脈から炭酸塩鉱物ドーソナイトとアルモハイドロカルサイトを報告した。この細脈は六尾から塔原にかけて多くの地点で見いだされる。この細脈は、しばしば既存の石英・方解石脈を切り、かつ相伴っている。産出は曹長石帯内の上記泥岩からであり、沸石細脈の形成とは関係がないとみられている。

## V. 甘南備累層及び鍋山安山岩（付：大沢礫岩）

### V. 1 甘南備累層の分布と研究史

甘南備累層は、第8図に示したように、岸和田図幅地域の岸和田市内畑町の西方及び和泉市国分付近から、その東方の岸和田図幅地域外の和泉市南面利・河内長野市三日月町・富田林市嶽山周辺・同市甘南備に局部的に分布している。

吉川（1973）は、三日月町・嶽山・甘南備付近を調査し、領家花崗岩類の礫からなる礫層と花崗岩質の砂層を主体とするやや固結度の高い地層が、大阪層群に不整合に覆われていることを明らかにし、甘南備にその模式地を設定して、同層を甘南備累層と名付け、二上層群に属するものとした。三日月町・嶽山・甘南備付近の甘南備累層は、層厚50m以上で、その下半部約30mでは最大径100cm以上の領家花崗岩類の巨円礫を伴う礫層が卓越し、上半部約20mでは花崗岩質の砂層が優勢で、シルト層を挟有している。なお、嶽山周辺では、甘南備累層は瀬戸内火山岩類に属する嶽山火山岩に覆われ、一方、同火山岩礫は大阪層群中に含有されている。

岸和田図幅地域では、光明池団体研究グループ（1971）が、和泉市国分の槇尾川河床で、花崗岩類の巨礫を含む地層が、基盤岩類を不整合に覆っていることを最初に報告した。

その後、中世古ほか（1973）は国分町の南海バス横山高校前付近、Itihara *et al.* (1975) は国分付近と内畑町西方、岡（1978）は国分付近、内畑町西方のほか本図幅地域外の南面利に、二上層群相当層すなわち甘南備累層が分布することを報告した。更に、吉川・古谷（1978）は、甘南備累層の花粉化石について報告している。以下これらの研究・報告に基づいて説明する。

### V. 2 国分町付近の甘南備累層 (Kb)

国分の槇尾川沿い（第8図，Loc.1）では、花崗岩類の巨礫を含む礫岩（礫径は50-100cm，時に100cm以上）、花崗岩質の砂岩及び薄い炭質のシルト岩からなるよく固結した層厚約40mの地層が、基盤岩類の領家花崗岩類（父鬼川トーナル岩）を不整合に覆っていて、大阪層群の砂礫層に不整合に覆われている（第53図）。

一方、国分町の南海バス横山高校前付近（第8図，Loc.2）では、甘南備累層と基盤岩類の不整合は観察できない。ここでは、甘南備累層は、北西に10°内外傾斜し、層厚約10m、花崗岩の小角礫を含

むアルコース砂岩、花崗岩や和泉層群の砂岩の径5-20 cm の円礫を含む礫岩及び炭質砂岩・泥岩から構成されていて、大阪層群の礫層に不整合に覆われている。横山高枝前付近の甘南備累層は、横尾川沿いの同累層の上部あるいはそれより上位の層準の地層である。

吉川・古谷（1978）は、横尾川沿いの甘南備累層中の炭質層（P-1, 2, 3）と模式地の同累層の炭質層の花粉分析を行って、*Carya*, *Liquidambar*, *Hemitrapa* を高率に含有する甘南備累層は、二上層群（原川累層）や地獄谷累層に対比されるとした。また、光明池団体研究グループ（1971）も、横尾川沿いの甘南備累層中の材化石にアセチルブロマイド処理—材化石のアセチルブロマイドに対する溶解度から、材化石の埋没年代を推定する手法—（市原優子ほか、1966；景守、1967）を施して、この材化石がアセチルブロマイドに溶解しないことから、それが二上層群のものであると推定した。

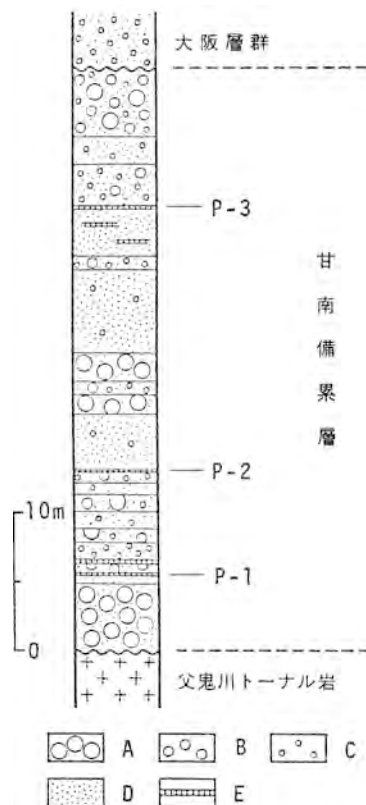
### V. 3 内畑町西方の甘南備累層 (Kb)

内畑町西方（第8図，Loc. 3）の甘南備累層はITIHA-RA *et al.*（1975）によって報告された。その分布は、南海バス停西堂の西方から白原車庫、更に車庫から南に伸びる谷の東側と、かなり広い範囲にわたっているが、露出が悪いために、その詳細は不明である。西堂に近い谷底では、マイロナイト化した花崗岩類の大礫・中礫を含む花崗岩質の砂岩礫岩層が、またそのすぐ北北東の道路沿いでは、花崗岩質の砂岩と泥岩の層が見られるので、地層の傾斜が緩やかなこととあわせて、基底に近いほど巨礫が卓越すると推定される。

### V. 4 鍋山安山岩 (N)

鍋山安山岩は、岸和田市鍋山（標高約180 m）に分布するほか、小規模な岩脈として泉南流紋岩類及び和泉層群を貫いている。それと類似した安山岩は東方の河内長野市嶽山（五條区幅地域）及びその周辺に点々と分布している（原田ほか、1963；吉川、1973；第8図参照）。嶽山の安山岩は甘南備累層の上に載っており、また、大阪層群中に礫として入ることから、大阪層群より古い火山岩とされている（吉川、1973）。

鍋山を構成する安山岩は、片状花崗岩類を基盤とし、山頂部で大阪層群泉南累層に覆われている。火



第53図 和泉市国分町，横尾川沿い（第8図のLoc. 1）の地質柱状図  
（吉川・古谷，1978）

A：巨礫層，B：大礫層，C：中礫層，D：砂層，E：泥層層，P-1, 2, 3：花粉分析用試料採取層準

山地形は認められない。恐らく小規模な溶岩円頂丘が浸食されたものであろう。本岩の自然露頭はなく、大きな岩塊の観察によると、本岩は風化面で黄褐色、新鮮な破面で黒色-暗灰色を呈する緻密な溶岩で、鏡下の性質は下記のとおりである。

斜方輝石単斜輝石かんらん石安山岩 (図版 VIII-2)

(岸和田市鍋山南西斜面の岩塊, GSJ R34056)

微斑晶 (長さ 0.5-1 mm) : かんらん石・斜方輝石・単斜輝石

石基 : 短冊状斜長石, 微粒の輝石及び少量のガラス

捕獲結晶 (径 1 mm 以下) : 石英 (単斜輝石の反応縁を持つ) 及び斜長石

安山岩の岩脈は下記の3箇所に見いだされた。

1) 貝塚市畑南方の近木川河床 (奥水間温泉旅館裏)。東西方向で幅 20 m の岩脈と、N45°W 方向で幅 12 m の岩脈 (いずれも垂直) が、泉南流紋岩類の畑凝灰岩層を貫いている。これらの岩脈は灰色を呈する緻密な無斑晶質安山岩で、貫入方向に平行な流理構造が発達し、泉南流紋岩類の捕獲岩片 (径 1 cm 以下) を包有する。鏡下では斜長石の微斑晶を含み、石英の苦鉄質鉱物はすべてリューコクシンや炭酸塩鉱物に変質している。これより北東約 250 m の地点 (畑上橋下) にも同様な岩質の小岩脈が認められる。

2) 泉佐野市、泉佐野ゴルフ場用地内。N40°E 方向、ほぼ垂直、幅 2-3 m の岩脈で、泉南流紋岩類の柮谷川凝灰岩層を貫いている。暗灰色、緻密な安山岩で、斜長石・単斜輝石・かんらん石 (仮像のみ) の微斑晶を含み、石基は微晶質で斜長石・単斜輝石・及び鉄鉱 (チタン鉄鉱) からなる。

3) 泉南市笠山南方山地。N60-70°W 方向に延びる幅約 5 m 前後の岩脈で、和泉層群信達累層の砂岩泥岩互層 (Sm<sub>4</sub>) を貫いている。灰色・緻密な安山岩で、斜長石の微斑晶を有し、石基は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱及びガラスからなり、斜長石の破片を捕獲結晶として含んでいる。

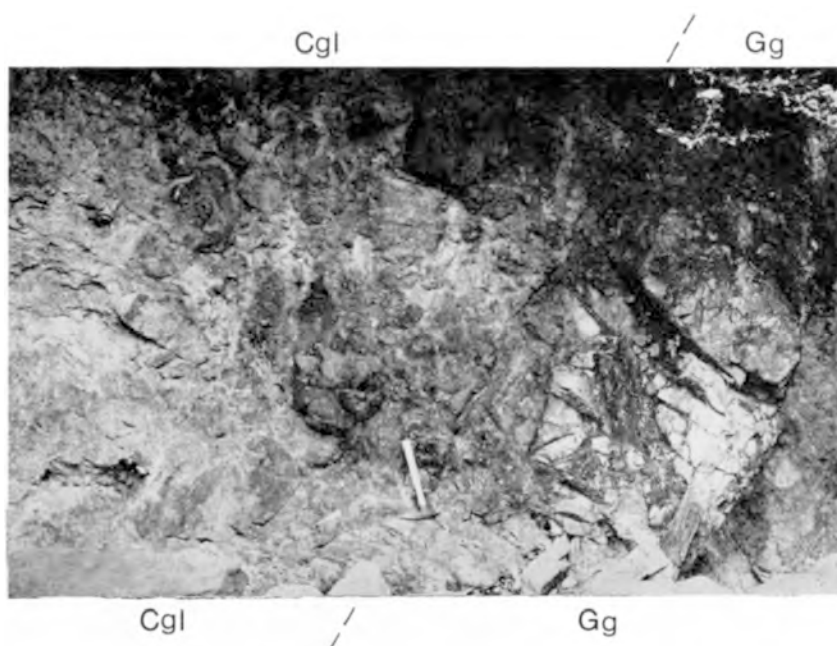
## V. 5 大 沢 礫 岩<sup>15)</sup> (Cgl)

大沢礫岩は、岸和田市大沢町南東の牛滝川左岸に露出する時代未詳の礫岩であるが、便宜上本項において記述する。

本岩は、近木川花崗岩を不整合に覆う淘汰不良の礫岩で (第 54 図)、水平及び垂直方向に約 10m にわたって露出する。本岩のすぐ南側には泉南流紋岩類の牛滝川流紋岩溶岩が分布しているが、本岩との関係は露出不良のため不明である。本岩の礫は、径数 cm から最大 1m に達する円礫ないし壺形礫で、礫種は、泉南流紋岩類 (溶結凝灰岩) が最も多く、花崗斑岩・石英斑岩・近木川花崗岩 (塊状花崗岩) などがこれに次ぐ。基質はアーコース質で、淡緑灰色を示し、かなりよく固結しており、固結度は和泉層群と甘南備累層の中間位である。

本岩は、かつて、市川・大橋 (1965) や上井・阿部 (1977) により、「泉南酸性火砕岩類」の一員とされ、同岩類が領家帯の花崗岩類の一部を不整合に覆うものと解釈された。しかし、本礫岩は泉南流紋岩類の

15) 本岩は1箇所に出露しているのみであり、地質図には×印で示してある。



第54図 近木川花崗岩（Gg）を不整合に覆う大沢礫岩（Cgl）の露頭（岸和田市大沢町，牛滝川左岸）

礫を主とし、基質が凝灰質でないことから、同岩類よりも新期の堆積物であり、その固結度から見て、古第三紀の河川堆積物である可能性が大きい。

## VI. 大阪層群

### VI. 1 研究史—泉南—泉北地域の大阪層群を中心にして—

戦後の1948年に、地質調査所大阪支所長・別所文吉は天然ガス開発計画をたて、約3年間にわたって、大学の研究者の協力を得て、大阪・京都・奈良盆地の鮮新—更新統の調査を行った。天然ガスの開発は不成功に終わったけれども、この調査結果に基づいて、大阪・京都・奈良盆地の鮮新—更新統は、千里丘陵を模式地として、大阪層群と命名され、また同層群は、アズキ火山灰層の下限を境にして、上部・下部に分けられた（大阪層群研究グループ、1951）。大阪層群の層厚が、千里丘陵では300m以上、平野下では500m以上に達すること、同層群が、少なくとも7層の海成粘土層、八町池・アズキ・山田・ピンク火山灰層などの多くの火山灰層を挟有することは、大阪・京都・奈良盆地の鮮新—更新統に関するそれまでの知識を一新するものであった。MAKIYAMA (1956) の基盤褶曲、IKEBE (1956) の六甲変動といった概念は、いずれも上記の新しい知識に基づいて提唱されたものである。

岸和田図幅地域とその東方の大阪層群は、1949年に、天然ガス開発計画の一環として調査されたけれども、アズキ火山灰層やピンク火山灰層の分布の概要が明らかにされたにすぎなかった。その後、市原は、岸和田図幅地域からその西方の大阪層群を調査し、更に、大阪・明石地域の広範囲にわたる同層群

の調査結果を総括して、海成粘土層を下位から順に、Ma 1 層 (Marine clay bed no. 1, 第 1 海成粘土層), Ma 2 層, ……Ma 8 層と名付け、ピンク火山灰層 Ma 1 層・Ma 2 層間, 山田火山灰層は Ma 2 層中, アズキ火山灰層は Ma 3 層中, 八町池火山灰層は Ma 5 層中に挟有されていることを明らかにした (市原, 1960)。また, 市原は, 同総括中で, 第三紀型のメタセコイア植物群が, 同植物群繁栄期—大阪層群最下部—から同植物群消滅期—同層群下部 (狭義) —に入るとともに, その構成種を減じ, 第四紀型の寒冷気候を示す植物群の出現とあいまって, アズキ火山灰層直下の層準—大阪層群下部の上限—までに消滅すること, 大阪層群では第三紀・第四紀境界 (鮮新・更新世境界) はメタセコイア植物群繁栄期・消滅期境界すなわち最下部・下部 (狭義) 境界に求められることを示した。

さて, 岸和田図幅地域の大阪層群は, 大阪ガスが企画した地下ガス貯蔵タンク探査のための調査を担当した原田ほか (1963) が作成した泉南・泉北地域東部地質図 (1/25,000), 同地域西部地質図 (1/50,000) に初めてその詳細が示された。同地質図では, 大阪層群下部の火山灰層, 例えばピンク火山灰層が西部ではより下位の火山灰層に対比されているほか, 満池谷累層 (HUZITA, 1954) が大阪層群をその下部まで広く不整合に覆って分布するとされている。満池谷累層の問題は, 市原ほか (1966) によって再検討され, 同累層基底に不整合の存在しないこと, 同累層は大阪層群上部に属することが明らかにされた。

1967 - 1969 年には, 大阪層群とその相当層に関する総合研究が実施された。この総合研究の過程で, 岸和田図幅地域の大阪層群からも多くの試料が採取され, 古地磁気層序 (ISHIDA *et al.*, 1969), 火山灰層序 (横山・楠木, 1969), フィッショントラック年代 (西村・笹嶋, 1970), 花粉化石 (田井, 1970) など多くの研究が行われた。これらの研究は市原・亀井 (1970) によて総括されている。

上記総合研究終了後, 岸和田図幅地域を含む泉南・泉北地域の大阪層群は, 光明池団体研究グループ (1971), 吉川 (1973) により, 同古地磁気層序は TORII *et al.* (1974), 同火山灰層は吉川 (1976) によって研究された。これらの研究と大阪市立大学理学部地学科卒業研究の資料をあわせて, ITIHARA *et al.* (1975), 市原ほか (1977) は泉南・泉北地域の大阪層群の層序をとりまとめ, その層序が千里丘陵の大阪層群の層序より上位・下位にわたっていることから, 泉南・泉北地域の大阪層群の層序もまた大阪層群の標準層序の一つであるとした。

上記の ITIHARA *et al.* (1975), 市原ほか (1977) の研究結果に基づいて, 吉川 (1978) は大阪層群の火山灰層中の火山ガラスの化学組成について研究し, 岡 (1978) は和泉山脈の形成と大阪層群について論議した。

その後, 飯田 (1980) は, 泉南地域の大阪層群を調査し, YOKOYAMA *et al.* (1977) が千里丘陵でその存在を主張したいわゆる“芝の不整合”を, 同地域でも Ma 0 層の下位に発見できたとした。彼によれば, 泉南地域の大阪層群は同不整合のためにオールドバイ事件の層準が欠如していて, その時間間隙は 2.0-1.1 Ma 前の約 90 万年間にわたるとみなされている。また, 横山ほか (1980) は, 岸和田図幅地域北方の堺市八田での露頭観察から, 大阪層群最上部層の堆積面が高位段丘面であるとした。更に横山ほか (1984) は, 岸和田図幅地域の松尾寺付近の大阪層群の火山灰層のフィッショントラック年代を測定して, その結果に基づいて, 松尾寺付近では Ma 1 層の下位にいわゆる“芝の不整合”が存在すると主張している。これに対して, 市原 (1983), 市原ほか (1984, 1985) は, 飯田や横山ほかのこれらの主張が事実と反することを説明している。

なお、ボーリングによる大阪層群の調査には、土質工学会関西支部(1975-1981b)による泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する研究、並びに中世古編(1984)による関西国際空港地盤地質調査がある。

## VI. 2 大阪層群の層序

### VI. 2. 1 概 説

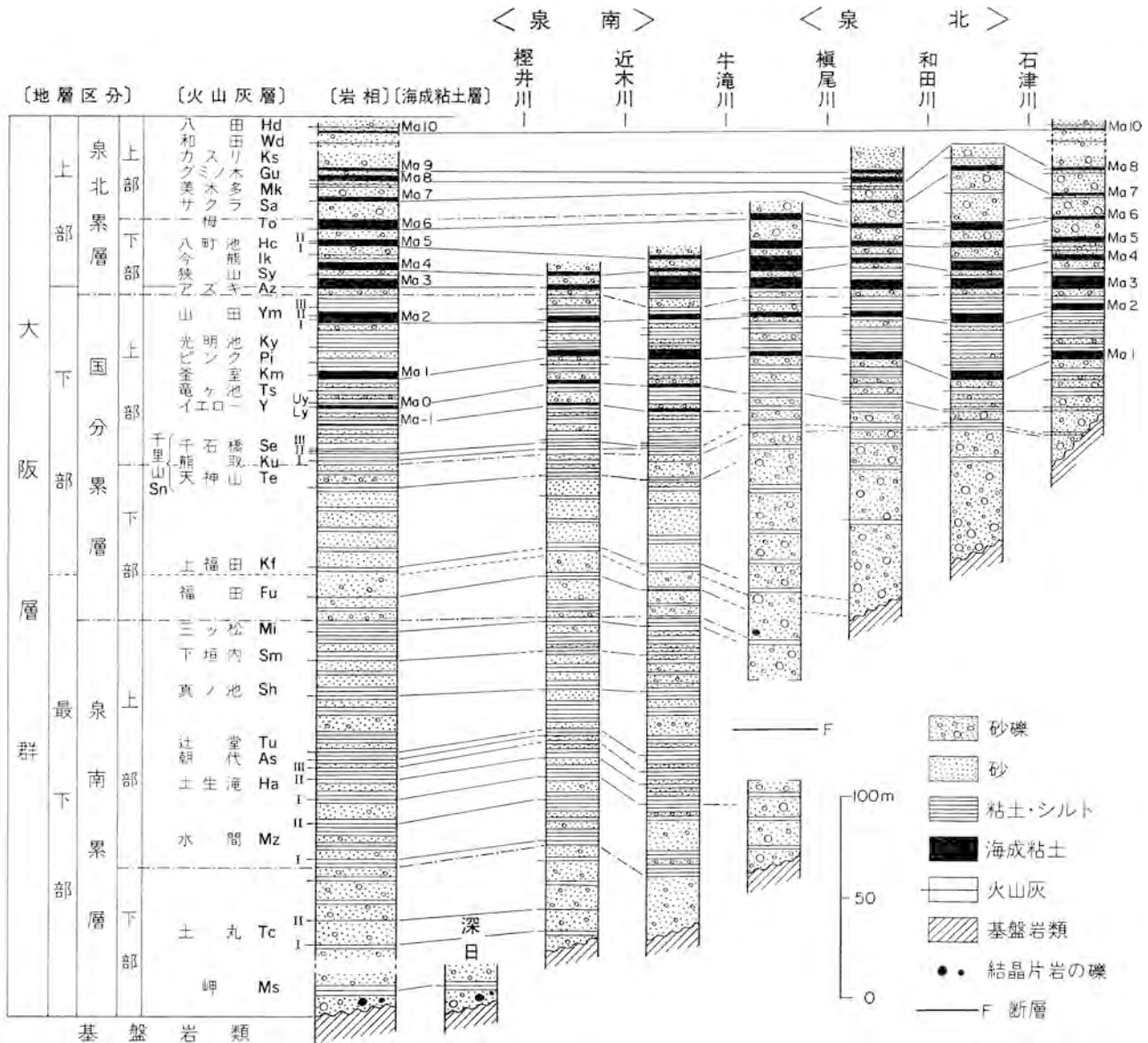
岸和田図幅地域は泉南・泉北地域の中央部を占めている。泉南・泉北地域の大阪層群は、積算層厚440m以上で、岬火山灰層の約20m下位の層準から八田火山灰層の10数m上位の層準にわたっており、主に河湖成の未固結の砂礫層・砂層・シルト層・粘土層から構成されていて、12層の海成粘土層（下位よりMa-1, Ma 0, Ma 1, ……Ma 10層; MaはMarine clay bedの略, 数字はそのナンバー）と40層以上の火山灰層を挟有している。

これらの火山灰層や海成粘土層を鍵層として立てられた泉南・泉北地域の大阪層群の層序は、現在までの研究を通して明らかにされた同層群の最も下位の層準から最も上位の層準までを含んでいて、千里丘陵の同層群の層序とともに、大阪層群の標準層序を示すものとみなされている。泉南・泉北地域の大阪層群は、その層相に基づいて、下位より泉南累層・国分累層・泉北累層に分けられ、また各累層はそれぞれ上部・下部に2分されている (ITIYARA *et al.*, 1975)。泉南累層は河湖成層からなり、その下部は砂・礫層優勢、上部はシルト・粘土層優勢である。国分累層は主に河湖成層からなり、下部は砂・礫層優勢、上部は海成粘土層を伴っている。泉北累層は河湖成の砂礫層を主とする地層と海成粘土層の互層からなり、その上部は砂・礫層が優勢である。泉南・泉北地域の大阪層群は、基盤岩類—領家花崗岩類・泉南流紋岩類・和泉層群・甘南備累層・鍋山安山岩など一を一般に不整合に覆っているが、領家花崗岩類とはしばしば断層で接している。

岸和田図幅地域の大阪層群の層序は、岬火山灰層・土丸I火山灰層間の層準からMa 9層・和田火山灰層間の層準にまでわたっていて、泉南・泉北地域の大阪層群の標準層序のほとんどを含んでいる。岸和田図幅地域の大阪層群は、泉南市岡中以西では和泉層群を、同市岡中・別所間では泉南流紋岩類・石英斑岩を、泉南市別所・泉佐野市土丸間では近木川花崗岩・泉南流紋岩類・石英斑岩を、熊取町成合以東では領家花崗岩類・甘南備累層・鍋山安山岩を不整合に覆っている。また、熊取町成合以東では、成合・神於山山塊の南縁に成合断層・神於山断層、内畑付近の前衛山地北縁には内畑断層があって、これらの断層沿いでは領家花崗岩類が大阪層群に衝上している。

岸和田図幅地域の大阪層群の各累層の説明に入る前に、泉南・泉北地域の各丘陵の大阪層群の層序、同地域の大阪層群の標準層序と累層区分を示す図（第55図、ITIYARA *et al.*, 1975；市原ほか, 1977, 1984）を挙げておこう。同図の泉南地域<sup>ふな</sup>深日及び泉北地域石津川以東の地質柱状図は岸和田図幅地域外のものであり、槇尾川・和田川間と和田川・石津川間の地質柱状図の下部もまた岸和田図幅地域外のものである。

各累層の記載は、岸和田図幅地域を北流する多くの河川によって分けられている各丘陵ごとに行うのではなく、岸和田図幅地域全体について、ときには岸和田図幅地域外も含めて、一括して行う。もち



第55図 岸和田区幅地域  
の大阪層群の地質柱状  
図

ろん、必要に応じて、特定の地域の各累層の層序・層相についても述べる。

## VI. 2. 2 泉南累層 (O<sub>2</sub>)

泉南累層は、三ッ松火山灰層を挟むシルト層の上限より下位の地層で、層厚 200m 以上、河湖成の砂礫層・砂層・シルト層・粘土層から構成されている。一般にその層相は側方変化が激しく、地層の連続性はよくない。本累層は、14 層以上の火山灰層を挟有していて、水間 I 火山灰層を挟むシルト層の下限を境にして、下部・上部に 2 分されている。

泉南累層は岸和田図幅地域では西端の和泉鳥取から東端の<sup>ぶつなみ</sup>仏並にかけて分布している。しかしながら、本累層の最下位の岬火山灰層を含む層準の地層は、岸和田図幅地域西方の泉南郡岬町に分布するにすぎない。したがって、岸和田図幅地域には泉南累層の最下位の層準の地層を見ることはできないが、以下にはこの最下位の地層までを含めて記述しよう。

泉南累層下部は、層厚約 80m の河湖成の地層で、砂礫層・淘汰のよい砂層が優勢で、連続性に乏しいシルト層・粘土層を伴い、岸和田図幅地域外の岬火山灰層をも含めて、少なくとも 4 層の火山灰層一岬・土丸 I - II 火山灰層などを挟有している。砂礫層中の礫は一般に中礫大の円礫 - 亜円礫で、その礫種は和泉層群起源の砂岩・礫岩、チャート、泉南流紋岩類 (第 56 図)、花崗岩類などであるが、岸和田図幅地域外の岬町深日では三波川変成岩類起源の石英片岩・紅れん石片岩の中 - 大礫大の円礫を比較的多く混じえている。また、和泉層群に本累層下部が不整合で接している和泉鳥取付近では、和泉層群起源の砂岩・礫岩の中礫大の角礫が部分的に発達し、土丸・成合付近でも同様に基盤の泉南流紋岩類・花崗岩類を覆ってそれら岩類の角礫が部分的に発達している (第 57 図)。

泉南累層上部は、層厚約 120 m、シルト層・粘土層が優勢で、砂層・砂礫層を伴う河湖成層であって、少なくとも 10 層の火山灰層一水間 I - II・土生滝 I - III・朝代・辻堂・真ノ池・下垣内・三ッ松火山灰層などを挟有している。砂礫層中の礫は中 - 大礫大の円礫 - 亜円礫で、礫種は和泉層群の砂岩・礫岩、チャート、泉南流紋岩類、花崗岩類である。上記の層相は<sup>しんげ</sup>新家付近から牛滝川にかけて典型的に分布しているが、それより東方の仏



第 56 図 大阪層群泉南累層下部の礫層  
泉南流紋岩類(白色)やチャート(黒色)の礫が目立つ(熊取町成合南方)





第57図 大阪層群泉南累層基底の角礫層  
礫はすべて泉南流紋岩類で、不淘汰（熊取町成合南方）

並にかけての丘陵地では、中礫-大礫を含有する砂礫層が優勢となって、火山灰層の追跡は困難で、その層序の詳細は明らかにされていない。

### VI. 2. 3 国分累層 (O<sub>2</sub>)

国分累層は、三ッ松火山灰層を挟むシルト層の上限から Ma3 層の下位の砂礫層の下限までの地層で、樫井川左岸とそれより東方に分布している。本累層は、層厚約 160 m、主に河湖成の砂礫層・砂層・シルト層・粘土層から構成されていて、4 層の海成粘土層一下位より Ma-1・Ma0・Ma1・Ma2 層一と 16 層以上の火山灰層—福田・上福田・千里山層準（天神山・熊取・千石橋 I-III）・イエロー（上位・下位イエロー）・竜ヶ池・釜室・ピンク・光明池・山田 I-III 火山灰層などを挟有している。国分累層は、熊取・千石橋火山灰層を挟むシルト層の下限を境にして、同累層上部・下部に分けられている。

国分累層下部は、層厚約 80m、シルト層を伴う砂層・砂礫層から構成されていて、少なくとも 3 層の火山灰層—福田・上福田・天神山火山灰層などを挟有していて、牛滝川より西では砂が、東では砂礫が卓越している。砂礫層中の礫は中-大礫大の円礫-亜円礫で、礫種は和泉層群の砂岩・礫岩、チャート、泉南流紋岩類、花崗岩類である。

内畑町北東部（沢峰の東方）の砂礫層は、三波川変成岩類起源の石英片岩・紅れん石片岩の中-大礫大の円礫を多数含有している。この結晶片岩礫を多く含む砂礫層は、国分累層下部の福田火山灰層より下位の層準の地層と推定されている（ITIHARA *et al.*, 1975）。しかし、牛滝川以東では、地層が砂礫勝ちとなって、福田火山灰層の存在は確認されていないから、この結晶片岩礫を含む砂礫層の層準については、今後の検討が必要である。

国分累層上部は、層厚約80m、河湖成の粘土層・シルト層・砂層・砂礫層と4層の海成粘土層一下位よりMa-1・Ma0・Ma1・Ma2層一から構成されていて、少なくとも13層の火山灰層一下位より熊取・千石橋I-III・イエロー(下位)・竜ヶ池・釜室・ピンク・光明池・山田I-III火山灰層などを挟んでいる。なお、下位・上位イエロー火山灰層とMa1層に挟有される釜室火山灰層は、岸和田図幅地域外の石津川以東でよく追跡されている。国分累層上部は、同累層下部に比べて、シルト層・粘土層が卓越していて、河成の砂礫層に始まり海成の粘土層や湖成のシルト層・粘土層に至る幾つもの堆積サイクルで構成されている。砂礫層の礫は中-大礫大の円礫-亜円礫で、礫種は和泉層群の砂岩・礫岩、チャート、花崗岩類などである。砂礫層は牛滝川以東で優勢になり、松尾寺付近からその東方の岸和田図幅地域外の上別所・南面利付近にかけては、Ma1層より下位の層準に中-大礫大の礫を含む砂礫層の発達が著しい。

Ma-1層を含む堆積サイクルは、大阪層群での最初の河成-海成の堆積サイクルである。Ma-1層は、津田川流域及び近木川河床から、その西方の丘陵にも薄層として分布している。その層厚は1mを超えない。Ma0層は、津田川沿いで、層厚約2m、その基底部に厚さ約20cmの下位イエロー火山灰層を挟んでいる。Ma0層は熊取町大原西方の丘陵にも分布している。Ma1・Ma2層は、Ma-1・Ma0層より顕著な海成粘土層であって、ピンク・光明池・山田火山灰層などとともに広く分布している。しかし、Ma1層は砂礫層が優勢となる東方の松尾寺付近では薄層となって砂礫層中に尖滅していて、その尖滅の地点はMa1層堆積時の海岸線を示していると推定される。Ma1層の層厚は7-6m以下、Ma2層のそれは4-3m以下である。

#### VI. 2. 4 泉北累層 (O<sub>3</sub>, O<sub>4</sub>)

泉北累層は、Ma3層直下の砂礫層の下限より上位の地層で、近木川から東方に分布している。本累層は、層厚約90m、河湖成の砂礫層・砂層・シルト層・粘土層と8層の海成粘土層—Ma3・Ma4……Ma10層一で構成されていて、12層以上の火山灰層—アズキ・狭山・今熊・八町池I-II・梅・サクラ・美木多・<sup>くみのき</sup>茶葉木・カスリ・和田・八田火山灰層などを挟有している。各海成粘土層やアズキ・八町池・サクラ・カスリ火山灰層は、連続性に富んでいて、鍵層として有効である。上記の海成粘土層と火山灰層のうち、Ma10層・八田火山灰層は岸和田図幅地域北方の堺市八田に、和田火山灰層は同じく堺市和田に、またMa4層・Ma5層間の今熊火山灰層は岸和田図幅地域外の狭山町今熊からその東方に分布している。泉北累層は、Ma6層の上限を境にして、同異層下部・上部に分けられている。

泉北累層下部 (O<sub>3</sub>) は、層厚約40m、河湖成の砂礫層・砂層・シルト層・粘土層と4層の海成粘土層(層厚10-1m)—Ma3・Ma4・Ma5・Ma6層一で構成されていて、少なくとも6層の火山灰層—アズキ・狭山・今熊・八町池I-II・梅火山灰層などを挟有している。泉北累層下部には、河成の砂礫層に始まり海成の粘土層 (Ma3層) から湖成のシルト・粘土層に至る堆積サイクル、河成の砂礫層に始まり海成の粘土層 (Ma4・Ma5・Ma6層) に至る3つの堆積サイクルの計4つの堆積サイクルが認められる。これらの各堆積サイクルはいずれも連続性に富んでいる。各海成粘土層は、一般に、北から南へその厚さが減小するために、泉北累層下部はその分布域の南部では砂礫層が優勢になっている。砂礫層の礫は中礫大の円礫-亜円礫で、礫種は和泉層群の礫岩・砂岩、チャート、花崗岩類などである。

泉北累層上部 ( $O_4$ ) は、層厚約 50 m、河湖成の砂礫層・砂層・シルト層・粘土層と 4 層の海成粘土層—Ma7・Ma8・Ma9・Ma10 層—から構成されていて、砂礫層が優勢で、少なくとも 6 層の火山灰層—サクラ・美木多・葉萁木・カスリ・和田・八田火山灰層など—を挟有している。前に述べたように、和田火山灰層より上位の地層は岸和田図幅地域内には分布していない。泉北累層上部も、同累層下部と同様に、海成粘土層を伴う 4 つの堆積サイクルから構成されている。各海成粘土層は、一般に、その層厚は 1 m 以下と薄く、しばしば南に向かってサンド・パイプの密集した砂礫層からサンド・パイプを伴わない砂礫層へと移化、また北に向かってその層厚を増して、6-7 m 以上の厚さをもつようになる。砂礫層の礫は中-大礫大の円礫-亜円礫で、礫種は和泉層群の砂岩・礫岩、チャート、花崗岩類などである。

### VI. 3 大阪層群の火山灰層

大阪層群には 40 層以上の火山灰層が挟有されていて、それらは地質調査に当たって鍵層として有用である (第 55 図)。これら多数の火山灰層のうち、大阪層群を大区分するに当たって、特に有用な火山灰層は、アズキ火山灰層・ピンク火山灰層・福田火山灰層の 3 火山灰層である。Ma 3 層の下部に挟有されているアズキ火山灰層と Ma1 層の数 m 上位に挟有されているピンク火山灰層は、いずれも特徴のある色調をもっている上に、両者の層準がやや接近しているから、野外で容易に発見できる。アズキ火山灰層とピンク火山灰層は、岸和田図幅地域でも広域にわたってよく連続している。アズキ火山灰層下限を境にして、大阪層群を上部・下部 (広義) に分けることについては、既に述べた。福田火山灰層は、大阪層群下部 (広義) の火山灰層中で最も特徴のあるもので、径数 cm あるいはそれ以上の軽石を含有していて、その下部にはアズキ-チョコレート色の厚さ 10-20 cm の層を伴っている。福田火山灰層は、その上位の砂礫層の堆積時に浸食を受けているために、連続性に欠けるけれども、岸和田図幅地域の牛滝川以西ではよく追跡できる。しかし、牛滝川以東では、大阪層群下部 (広義) が砂礫勝ちになっているために、同火山灰層を追跡できなかつた。福田火山灰層は、古地磁気層序のオールドパイ事件の層準上限の約 10-15 m 上位にあつて、ほぼ大阪層群最下部・下部 (狭義) の境界に対応している (第 9 図及び第 64 図参照)。

まず、福田火山灰層よりも下位の層準の火山灰層、すなわち泉南灰層の火山灰層について説明しよう。岸和田図幅地域の泉南累層には、全域にわたって追跡できる火山灰層はないが、見出川から東に牛滝川までよく連続する土生滝 I・II 火山灰層、土生滝 II 火山灰層の上位約 10 m にあつて見出川から西によく連続する朝代火山灰層が最も重要な火山灰層である。以下に、岸和田図幅地域の泉南累層の主要な火山灰層について下位より順に記述する。これらの火山灰層はいずれも牛滝川以東では発見されていない。

土丸火山灰層 (Te) : 土丸火山灰層は土丸付近からその西方に分布している。土丸 I 火山灰層は、厚さ 30 cm、白色-淡青色・細粒の火山灰層であつて、岬火山灰層の約 30 m 上位にあると推定されている。土丸 II 火山灰層は、土丸 I 火山灰層の 12 m 上位にあり、厚さ 30 cm、灰白色・中粒の葉理の発達した火山灰層である。

水間火山灰層 (Mz) : 水間 I 火山灰層は、土丸 II 火山灰層の 30-40m 上位にあり、水間の近木川に分布し、厚さ 8 cm。淡桃色・中粒 - 細粒である。水間 II 火山灰層は、水間 I 火山灰層の約 20 m 上位にあり、水間の近木川から小谷付近<sup>おたに</sup>に分布し、厚さ約 10 cm で、上部 3 cm は淡桃色・細粒、中部 1 cm は灰白色・中粒、下部 6 cm は黄白色・中粒の火山灰層である。

土生滝火山灰層 (Ha) : 土生滝 I 火山灰層は、水間 II 火山灰層の約 10 m 上位にあり、水間の近木川から福田の南に分布し、厚さ約 20 cm で、上部 10 cm は白色・細粒、下部 10 cm は淡桃色・中粒である。土生滝 II 火山灰層は、土生滝 I 火山灰層の約 10 m 上位にあり、小谷の見出川から福田の南に分布し、厚さ約 15 cm で、灰色 - 黄白色 - 橙色・粗粒 - 中粒の火山灰層である。土生滝 III 火山灰層は、土生滝 II 火山灰層の約 6 m 上位にあり、土生滝の津田川と福田の南に分布し、厚さ約 5 cm、ピンク色・粗粒 - 中粒で、重鉱物をゴマシオ状に含んでいる。

朝代火山灰層 (As) : 朝代火山灰層は、土生滝 II 火山灰層の約 10 m 上位にあり、新家から水間の西にかけて分布している。本層は、京大原子炉研究所内で厚さ 2-3 m に達するが、一般には厚さ 70-90 cm で、下部は灰白色・中粒 - 細粒。中部は白色・細粒、上部は黄白色・中粒 - 細粒である。

辻堂火山灰層 (Tu) : 辻堂火山灰層は、土生滝 III 火山灰層の 7.5 m 上位にあり、土生滝の辻堂付近に分布している。本火山灰層は、40-50 cm の間隔で粘土層中に挟有されている厚さ 2-3 cm の黄白色・中粒の火山灰層からなっていて、その層準はほぼ朝代火山灰層の層準に対比できる。しかし、本火山灰層と朝代火山灰層との層序関係については更に今後の検討が必要である。

真ノ池火山灰層 (Sh) : 真ノ池火山灰層は、朝代火山灰層並びに辻堂火山灰層の約 30 m 上位にあつて、朝代の北西から三ッ松の東を経て、牛滝川まで分布している。本火山灰層は、厚さ約 30 cm。黄白色・中粒 - 細粒の火山灰層で、千里丘陵の島熊山火山灰層に対比されている。

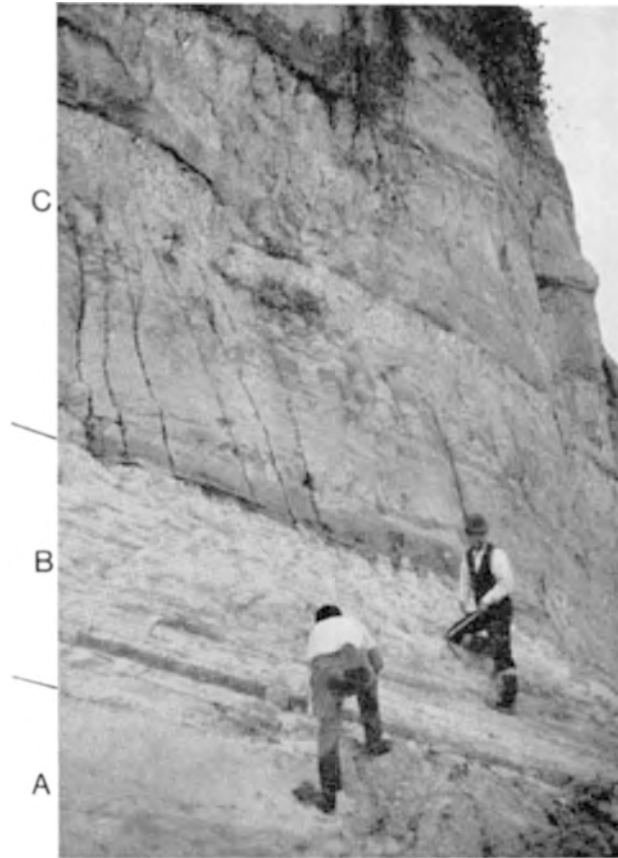
下垣内火山灰層 (Sm) : 下垣内火山灰層は、真ノ池火山灰層の約 17 m 上位にあつて、津田川に分布している。本火山灰層は、厚さ 10 cm 以下、黄白色・細粒である。

三ッ松火山灰層 (Mi) : 三ッ松火山灰層は、下垣内火山灰層の上位約 15 m にあつて、新家・三ッ松付近と津田川に分布している。本火山灰層は、厚さ 20-50 cm、灰白色 - 黄白色・細粒である。

つぎに、福田火山灰層から Ma 1 層下位にかけての層準の火山灰層すなわち国分累層下部 - 同累層上部下半の火山灰層について説明しよう。福田火山灰層から Ma 1 層下位にかけての層準には、従来、千里山・イエロー両層準の火山灰層が知られていたが、最近、連続性には欠けるけれども 2 層準に Ma 0・Ma-1 層の存在することが明らかになった。そして、これらの海成粘土層との関係から火山灰層の層準が検討された。以下に、下位の火山灰層より順に述べる。

福田火山灰層 (Fu) : 福田火山灰層は、三ッ松火山灰層の 17.5 m 上位にあつて、新家から福田の東南を経て牛滝川沿いまで分布している。本火山灰層は、層厚 300- 数 10 cm と膨縮が著しくて、しばしば上位の砂礫層による浸食のために尖滅する。本層の基底部は白色・中粒 - 細粗、下位は赤褐色・細粒、中部 - 上部は最大径 5 cm の軽石を含む白色・中粒 - 細粒の火山灰で構成されている (第 58 図)。ISHIDA *et al.*, (1969), 横山・楠木 (1969) の泉南のパミス火山灰層は福田火山灰層に相当するものである。

上福田火山灰層 (Kf) : 上福田火山灰層は、福田火山灰層の約 15 m 上位にあつて、福田と今池の西方に分布している。福田では、本火山灰層は、厚さ 85 cm で、下部の 10 cm は黄白色・中粒、中部の 55



第58図 福田火山灰層 (Fu) の露頭 (岸和田市福田町南方の土採場)  
A: シルト層・砂礫層, B: 福田火山灰層 (説明本文), C: シルト層を挟む砂礫層

cm は白色・細粒, 上部の 20 cm は灰白色・中粒である。

千里山層準の火山灰層 (Sn) : 千里山層準の火山灰層 (ITHARA *et al.*, 1975) には, 下位より天神山火山灰層 (Te), 熊取火山灰層 (Ku) と千石橋火山灰層 (Se) がある。これらの火山灰層を岸和田図幅地域全域にわたって追跡することはできなかったので, 地質図ではこれらの火山灰層を特定できないときは, 千里山層準の火山灰層 (Sn) として示すことにする。

天神山火山灰層 (Te) : 天神山火山灰層は, 津田川沿いでは, 福田火山灰層の約 55 m 上位にあって, 厚さ約 10 cm で, 白色・粗粒-中粒のガラス質の火山灰層である。本火山灰層は, 熊取町の平見から東方に, 断続的に分布している。

熊取火山灰層 (Ku) : 熊取火山灰層は, 熊取町大原の北東の柿木池西端で, 千石橋火山灰層の下位 3.3 m にあって, 厚さ 10 数 cm 以下, 黄灰色・細粒の火山灰層で, 湖成粘土層中にレンズ状に挟有されている (飯田, 1980)。本火山灰層は熊取町大原付近から福田の東まで, 断続的に連続する。

千石橋火山灰層 (Se) : 千石橋火山灰層は, 津田川沿いで, 天神山火山灰層の約 17.5 m 上位にあって, 約 50 cm の間隔で, 湖成粘土層中の 3 層準にそれぞれ数 cm 以下の薄層として存在している。これ

らの火山灰薄層は下位から順に千石橋 I・II・III火山灰層と呼ばれている。これらの火山灰層は白色・粗粒で結晶粒に富んでいる。千石橋火山灰層は、熊取町大原付近から津田川流域にかけて分布している。

イエロー火山灰層 (Y) : イエロー火山灰層の典型的なものとしては、津田川沿いで千石橋火山灰層の約 30 m 上位、Ma 1 層の約 10 m 下位にある Ma 0 層の基底部に挟有されている下位イエロー火山灰層 (Ly) がある。一般に、大阪層群のイエロー火山灰層には、数 m の間隔で、下位と上位の 2 層の火山灰層が存在するが、ここでは上位イエロー火山灰層 (Uy) は認められない。津田川沿いの下位イエロー火山灰層は、厚さ 15 cm 以下、黄白色・粗粒-中粒の火山灰層である。熊取町大原の西方の Ma 0 層にはイエロー火山灰層は認められない。

岸和田図幅地域では、イエロー火山灰層は一般に河湖成層中に挟有されて、その連続性はまだ十分に確かめられていない。イエロー火山灰層は、熊取町大原付近から東方に分布している。

竜ヶ池火山灰層 (Ta) : 竜ヶ池火山灰層は、Ma 1 層の数 m 下位にあつて、光明池南、熊取町の中庄の南に分布している。本火山灰層は、白桃色・中粒の火山灰層で、厚さは 50 cm 以下である。

Ma 1 層より上位の地層すなわち国分累層上部上半-泉北累層の火山灰層は、海成粘土層と組み合わせて、鍵層として追跡できる。したがって、砂礫層が卓越し、海成粘土層・火山灰層の連続性が良くない泉北累層上部-Ma 6 層よりも上位の層準—を除けば、これらの火山灰層の野外での識別はそれほど難しくはない。Ma 1 層より上位の火山灰層のうち、主要なものについて下位より順に説明しよう。

ピンク火山灰層 (Pi) : Ma 1 層の 2-5 m 上位にあつて、中庄より東に広く分布している。本火山灰層は、厚さ 40-70 cm、下部の数 cm は白色・粗粒-中粒、中部は粗粒-中粒、上部は細粒で、中・上部はしばしば淡桃色を呈している。

光明池火山灰層 (Ky) : 光明池火山灰層は、ピンク火山灰層の約 9 m 上位にあつて、東佐野付近、松尾寺付近と光明池より東に分布している。本火山灰層は、厚さ約 10 cm、白色・中粒である。

山田火山灰層 (Ym) : 山田火山灰層には、下位より I・II・IIIの 3 火山灰層がある。山田 I・II 火山灰層は Ma 2 層の中部に約 1 m の間隔で挟有されていて、牛滝川より東に分布している。両火山灰層ともに厚さ 1-10 cm、白色・細粒である。山田 III 火山灰層は山田 II 火山灰層の 3-4 m 上位にあつて、春木町の北と光明他の東に分布し、厚さ 10 cm、灰白色-黄白色、中粒-細粒である。

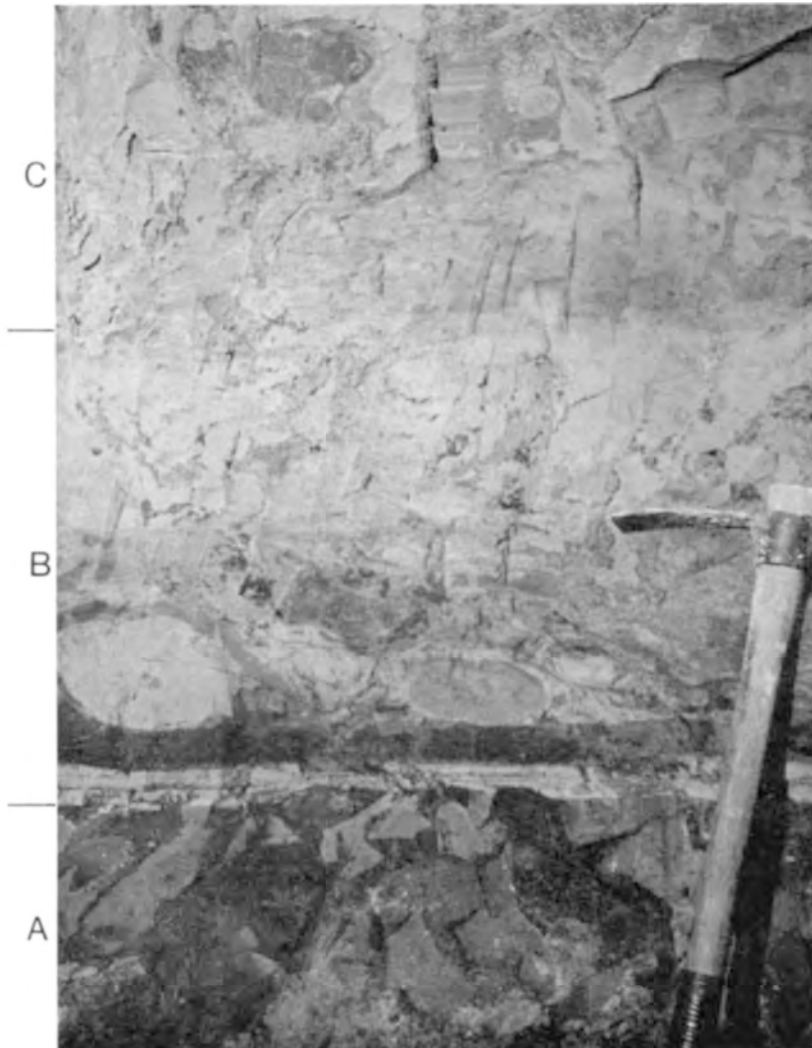
アズキ火山灰層 (Az) : アズキ火山灰層は、Ma 3 層の下部に挟有されていて、近木川より東に分布している。本火山灰層は、厚さ 30-70 cm、下部の数 cm は白色・中粒、中部はアズキ色・粗粒-中粒、上部はアズキ色・細粒である (第 59 図)。

狭山火山灰層 (Sy) : 狭山火山灰層は、Ma 3 層の約 2 m 上位にあつて、松尾川より東に分布している。本火山灰層は、厚さ 3-10 cm、白色・粗粒のゴマシオ状の火山灰層である。

八町池火山灰層 (Hc) : 八町池火山灰層には、下位より I・IIの 2 火山灰層がある。八町池 I・II 火山灰層は Ma 5 層の中部に約 1 m の間隔で挟有されていて、箕形より東に分布している。八町 I・II 火山灰層は、いずれも厚さ 5 cm 以下、灰白色-白色・中粒-細粒である。

梅<sup>とが</sup>火山灰層 (To) : 梅火山灰層は、Ma 6 層の直下にあつて、梅に分布している。本火山灰層は、厚さ 7-20 cm で、淡桃色-黄白色・中粒-細粒の火山灰層である。

サクラ火山灰層 (Sa) : サクラ火山灰層は、Ma 7 層の直下にあつて、榎尾川より東に分布している。



第59図 アズキ火山灰層 (Az) の露頭 (和泉市箕形町、三宝仲瀬社宅脇の崖)  
 A: 海成粘土層 (Ma 3 層), B: アズキ火山灰層 (白・黒の模様は風化による), C: 海成粘土層 (Ma 3 層)

本火山灰層は、厚さ5-20 cm、淡赤色・中粒-細粒の火山灰層である。

美木多火山灰層 (Mk)：美木多火山灰層は、Ma 7層の約5 m上位にあって、光明池の北方に分布している。本火山灰層は、厚さ約1cm、白色・細粒である。

茱萸木<sup>ぐみのき</sup>火山灰層 (Gu)：茱萸木火山灰層は、カスリ火山灰層の約1 m下位にあって、伏屋の西の馬事公園に露出している。本火山灰層は、厚さ約10cmで、淡桃色・中粒の火山灰層である。

カスリ火山灰層 (Ks)：カスリ火山灰層は、光明池と伏屋付近からその北方に分布していて、Ma 8層中に挟有されている。本火山灰層は、厚さ1-10 cmで、白色の風化の進んだ火山ガラス中に角閃石が散在する火山灰層である。光明池では、厚さ約1.3 mのMa 8層の上に、厚さ60 cmの砂礫層、更に

その上に厚さ数 10 cm のシルト層があって、このシルト層中にも淡桃色 - 白色のごく薄い火山灰層が挟有されている。

## VI. 4 地質構造

岸和田図幅地域からその東方隣接地域にかけての泉南・泉北地域の大阪層群の地質構造は、福田火山灰層とピンク火山灰層の構造等高線図（第 60 図）にその概要が示されている。

第 60 図に示されているように、岸和田図幅地域の大阪層群は、一般に北北西に 3-5° 傾斜し、基盤に近づくほど次第に傾斜が急になる傾向をもっている。主要な褶曲構造としては、別所背斜、春木撓曲、神於山ノーズ構造、神於山撓曲、津田川・三ッ松撓曲がある。南縁の基盤沿いに認められる東西方向又は東北東 - 西南西方向の断層には、内畑断層、若樫断層、九鬼断層、神於山断層、久井断層、成合断層がある。

**別所背斜**：別所背斜は、本図幅地域東端にあつて、その背斜軸は、国分から別所北方にかけては南北方向、それより北では北北東にその方向を変えて鉢峯盆状構造の北縁にまで伸びている。本背斜は、その東翼は東に 15-70° 傾斜、西翼は西に 3-30° 傾斜し、東に急傾斜した非対称な背斜である。別所背斜の北縁には、南東側に鉢峯盆状構造、北縁延長線の北西側には片蔵撓曲帯があり、更に同背斜の東方には、羽曳野丘陵にまで北北東に連なる羽曳野背斜がある。別所より東方にかけてのこれらの複雑な構造は、基盤岩類の南北ないし北北東 - 西南西方向の断裂によつてもたらされたものである。巨視的にみるならば、この地域は上町上昇帯の南縁に相当する。

**春木撓曲**：春木撓曲帯は、春木町と稲葉町を結ぶ道路沿いで観察できる。本撓曲帯の地層の走向は N 40-50° W、傾斜は 40-50° E で、地層の急傾斜帯の幅は水平距離にして約 100 m、その長さ（走向方向の伸び）は約 400 m である。

**神於山ノーズ構造**：神於山ノーズ構造は、神於山山塊北方の牛滝川・近木川間の丘陵地に認められるもので、同山塊の上昇に伴つて形成された構造である。本ノーズ構造の東端には神於山撓曲帯、同西端には津田川・三ッ松撓曲帯が認められる。

**神於山撓曲**：神於山撓曲帯は、蜻蛉池付近から神於山塊東縁にかけて北北西 - 西南東に伸びる急傾斜帯であつて、地層は水平幅約 100 m にわたつて、東に 50-60° 傾斜している。

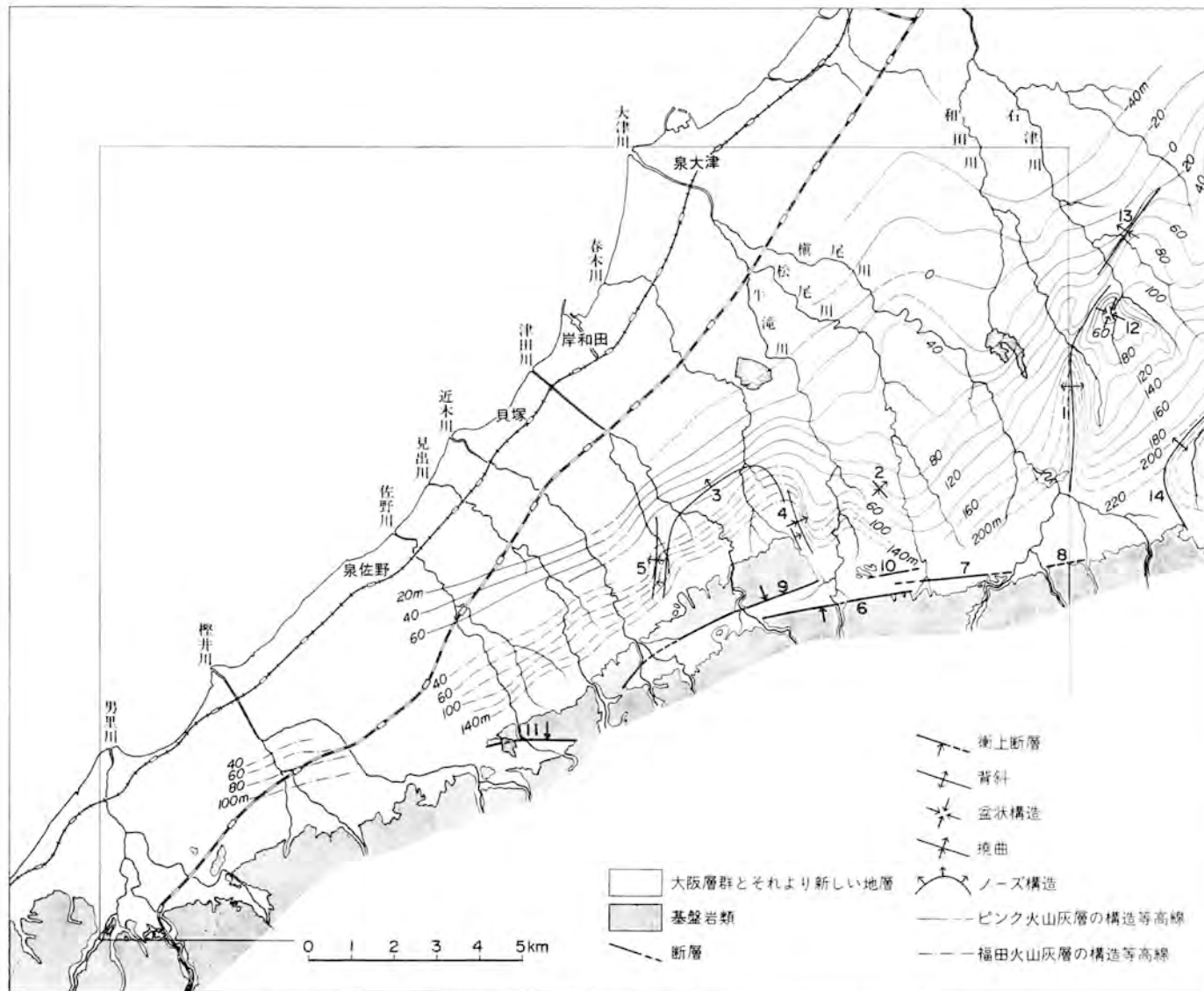
**津田川・三ッ松撓曲**：津田川・三ッ松撓曲帯は、三ッ松の東から津田川沿いの流木の南にまで、西南西 - 北北東に伸び、地層はこの撓曲帯では西に 20° 内外傾斜している。

**内畑断層**：内畑断層は河合町から内畑の東にまで伸びる。内畑では、基盤の傾家花崗岩類（河合マイロナイト）がシルト層を伴う中礫混じりの砂層から構成されている大阪層群上に衝上している。その断層面の走向は N70-90° E、傾斜は 60-70° S であつて、断層沿いでは、大阪層群は一般に北に 40-70° 傾斜している。

**九鬼断層**：内畑断層の延長線上の坪井 - 九鬼間でも、大阪層群の砂礫質の地層が北に 40° 傾斜することから断層の存在が推定される。この推定断層を九鬼断層と呼ぶことにする。

**若樫断層**：内畑断層と九鬼断層の間には、両断層と雁行して、若樫町から坪井町の西にかけて、若樫





第60図 岸和田図幅地域及びその近傍の大阪層群の構造等高線図 (ITIHARA *et al.*, 1975 に加筆)

1. 別所背斜, 2. 春木拗曲, 3. 神於山ノーズ構造, 4. 神於山拗曲, 5. 津田川・三ツ松拗曲, 6. 内畑断層, 7. 若徑断層, 8. 九鬼断層, 9. 神於山断層, 10. 久井断層, 11. 成合断層, 12. 鉢峯盆状構造, 13. 片蔵拗曲, 14. 羽曳野背斜。内側の枠は岸和田図幅地域を示す。

断層がある。断層の露頭は明らかでないが、シルト層を伴う砂・礫層を主とした地層が一般に北に50-80°傾斜、また一部では南に約50°傾斜している。この急傾斜帯の幅は10m以上に達しているが、その南側・北側ではともに地層の傾斜は水平に近くなる。本急傾斜帯は南からの基盤岩類の衝上による断層に伴って形成されたもので、急傾斜帯の南縁に断層が推定される。若樫断層と内畑断層・九鬼断層は南側上りの一連の断層帯に属するものであろう。

**神於山断層**：神於山断層は、神於山山塊南縁に馬場・木積<sup>こづみ</sup>から内畑にかけて、東北東-西南西方向に伸びている。河合町西方の本断層沿いでは、基盤の領家花崗岩類(水間花崗閃緑岩)が砂・礫層で構成されている大阪層群に衝上している。ここでは、断層面の傾斜は北へ54°で、大阪層群は逆転している。また木積の本断層沿いでも、大阪層群は南へ急傾斜、一部では北傾斜していて、地層の逆転が認められる。

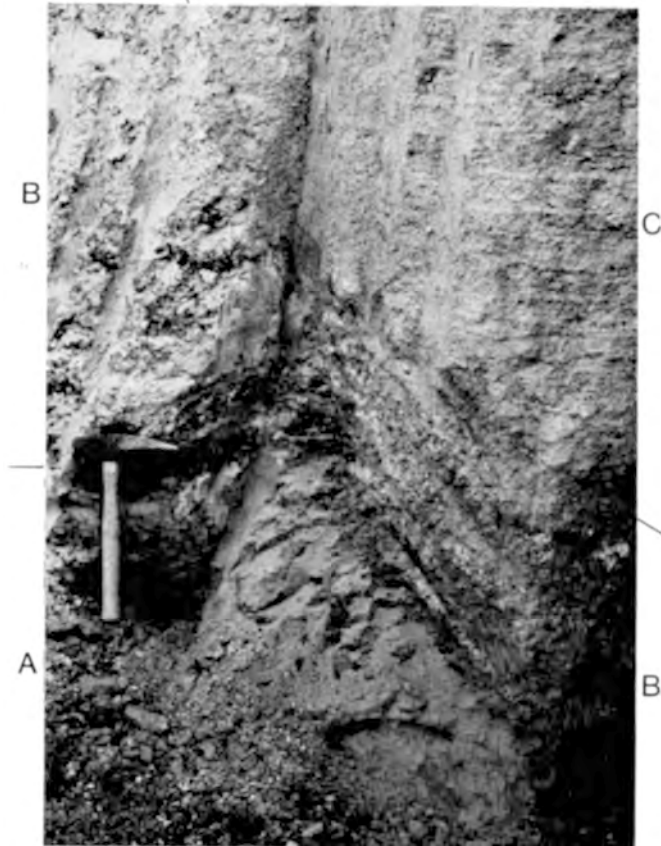
**久井断層**：内畑町の東には、領家花崗岩類(水間花崗閃緑岩)が分布している。この領家花崗岩類を覆う大阪層群がつくっている丘陵の南縁の鞍部では、砂礫層とシルト層から構成されている地層がN80°Eの走向と74°Nの傾斜をもって、少なくとも幅5m以上の急傾斜帯が認められる。この急傾斜帯沿いに推定されるのが久井断層である。久井断層は神於山断層の東方延長線上にあるから、本断層も神於山断層と同様に北側からの基盤岩の衝上によって形成されたものと考えられる。

**成合断層**：成合断層は、成合山塊の南縁に沿って、土丸の北の大池北岸から東方の成合まで、ほぼ東西方向に伸びている。断層面の走向は東西、傾斜は北に50-90°である。本断層は逆断層であって、領家花崗岩類(成合花崗岩)がシルト層・砂礫層から構成されている大阪層群に衝上し、断層沿いでは大阪層群は急傾斜している。成合の北では、大阪層群のシルト層と同シルト層に衝上した圧砕花崗岩を段丘堆積層(恐らく低位段丘堆積層)が不整合に覆っている。この段丘堆積層は成合断層による変位を受けていない(第61図)。

岸和田図幅地域に見られる断層は、いずれもほぼ東西方向に走る逆断層で、南北性の圧縮によって形成されたものである。成合断層の南には土丸・成合の窪地帯、また神於山断層・久井断層と内畑断層の間には水間-内畑窪地帯が形成されている。神於山山塊の北側に発達している神於山ノーズ構造とその東・西両側に認められる神於山撓曲、津田川・三ッ松撓曲は南北性の圧縮に伴って、神於山断層とともに形成されたものである。春木川撓曲もその方向性からみて、同様の形成過程をもつものと推測される。

別所背斜以東の地質構造は、一般に南北方向ないし北北東-南南西方向に伸びる構造で、東西性圧縮による基盤の断裂・変位に伴って、基盤を覆う大阪層群に生じたものである。これらの構造は、大阪北部の千里丘陵から上町台地を経て、泉北丘陵に伸びる上町上昇帯の南端に発達した構造である。

中位・低位段丘堆積層はいずれも断層による変位を受けていない。一方、高位段丘堆積層と断層との関係は直接には観察できない。しかし、高位段丘堆積層も、中位・低位段丘堆積層と同様に、大阪層群の構造と斜交し、同層群を不整合に覆っているから、上記の地質構造形成の最盛期は、大阪層群堆積後一段丘堆積層堆積前であると結論できる。



第61図 大阪層群(A)の上に衝上する圧砕花崗岩(B; 成合花崗岩)とこれを覆う段丘堆積層(C) (熊取町成合北方)

## VI. 5 産出化石

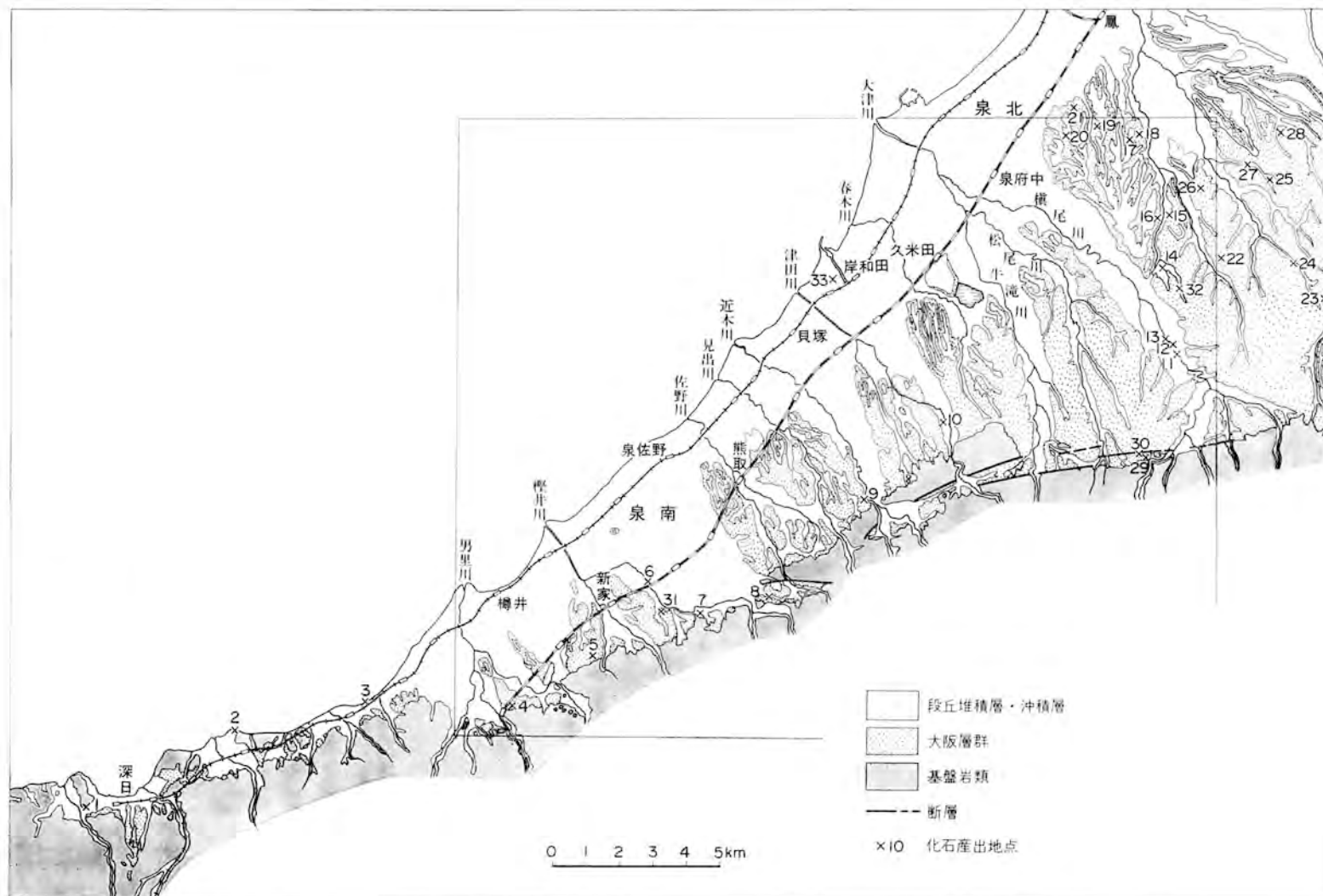
### VI. 5. 1 植物遺体

泉南・泉北地域の大阪層群から産出する植物遺体は、最初、三木 (1948), MIKI (1957) によって研究され、また引田 (1954) も植物遺体産地を報告した。

その後、泉南・泉北地域の大阪層群の地質調査が進むとともに、市原 (1960), 市原ほか (1966), 光明池団体研究グループ (1971), 吉川 (1973), ITIHARA *et al.* (1975, 1984) によって、植物遺体産地が追加された。ここでは、主に ITIHARA *et al.* (1975) に基づいて、本図幅地域に限らず、泉南・泉北地域を中心にして、その隣接地域をも含めて、植物遺体産出地点・同産出層準について説明する。

植物遺体産出地点は次のとおりである (第62図)。なお、ローマ数字で示した地点は第62図の東及び北に隣接する地域にある。

地点1 : 峠, 三木 (1948) の産地32 ; 地点2 : 淡輪, 三木 (1948) の産地31' ; 地点3 : 箱作, 引田 (1954) の産地24 ; 地点4 : 山中新家 (現在の和泉鳥取), 三木 (1948) の産地31 ; 地点5 : 和泉砂川,



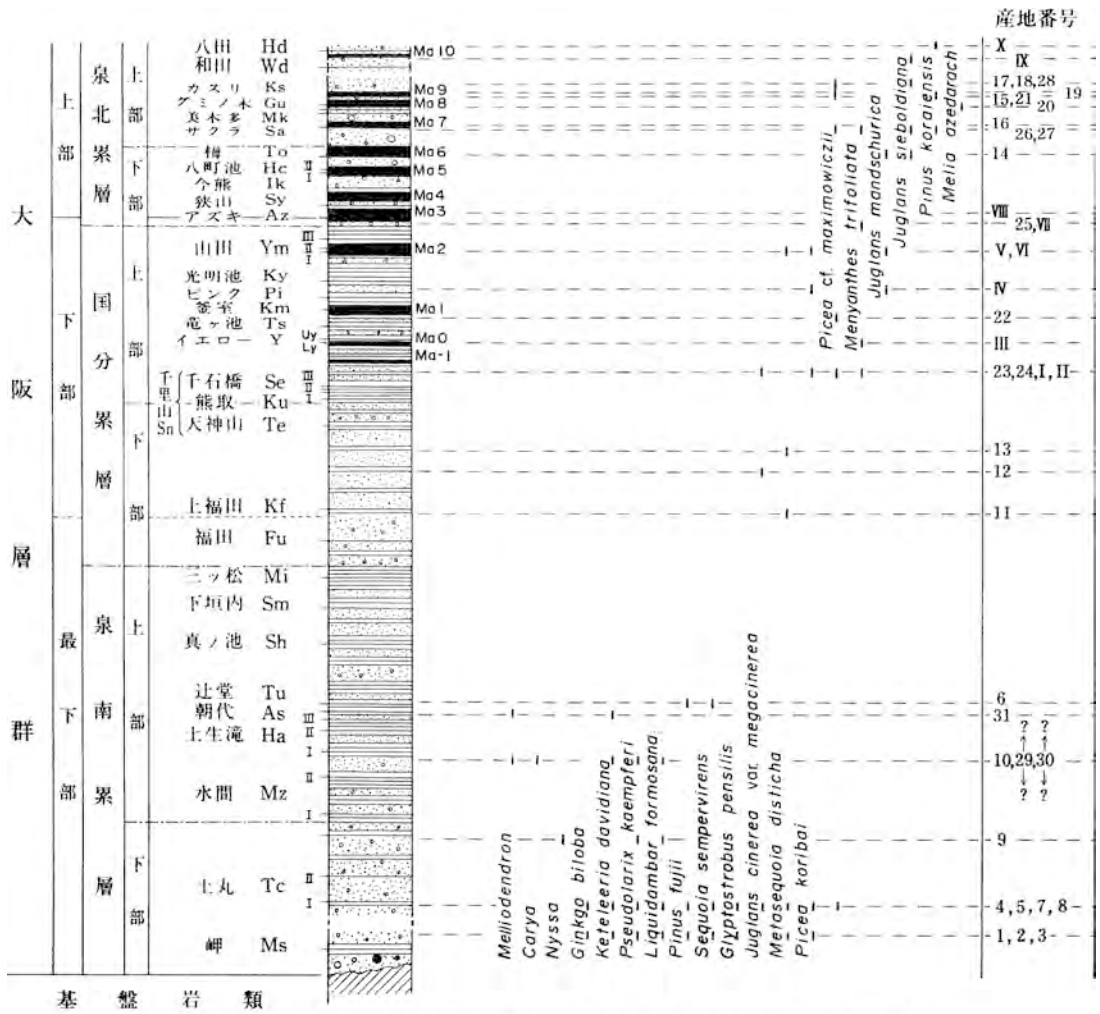
第 62 図 岸和田図幅地域及びその周辺地域の大阪層群中の化石産地 内側の枠は岸和田図幅地域を示す。ITIHARA *et al.* (1975) に加筆

引田 (1954) の産地 21 ; 地点 6 : 兎田 <sup>うさいだ</sup> MIKI (1957) ; 地点 7 : 意賀美神社, 引田 (1954) の産地 22 ; 地点 8 : 土丸, 三木 (1948) の産地 30 ; 地点 9 : 水間, 引田 (1954) の産地 19 ; 地点 10 : 阿間滝 <sup>あまがたき</sup>, 引田 (1954) の産地 18 ; 地点 11 : 国分, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 11 ; 地点 12 : 国分の北西, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 10 ; 地点 13 : 国分の北西, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 9 ; 地点 14 : 光明池, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 8 ; 地点 15 : 檜尾の南, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 7 ; 地点 16 : 光明池の北, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 6 ; 地点 17 : 狐池の西, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 5 ; 地点 18 : 狐池の北, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 4 ; 地点 19 : 大野池の東岸, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 3 ; 地点 20 : 信太山駅の東, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 2 ; 地点 21 : 北信太山駅の南東, 光明池団体研究グループ (1971) の産地 1 ; 地点 22 : 庭代 <sup>にわだ</sup>, MIKI (1957) ; 地点 23 : 大正池の東, ITIHARA *et al.* (1975) ; 地点 24 : 大正池の北北東, ITIHARA *et al.* (1975) ; 地点 25 : 東片蔵の東南東, ITIHARA *et al.* (1975) ; 地点 26 : 梅の西北西, ITIHARA *et al.* (1975) ; 地点 27 : 豊田の東, 吉川 (1973) ; 地点 28 : 高蔵寺の北, 市原ほか (1966) ; 地点 I : 河内長野市栄町, 吉川 (1973) ; 地点 II : 富田林市南大伴, 吉川 (1973) ; 地点 III : 富田林市金剛団地の南, 吉川 (1973) ; 地点 IV : 千早赤坂町森屋, 吉川 (1973) ; 地点 V : 太子町葉室・小田原, 藤田 (1949)・吉川 (1973) ; 地点 VI : 羽曳野市大黒町の東 <sup>おぐろ</sup>, ITIHARA *et al.* (1975) ; 地点 VII : 富田林市五軒家の南東, 市原 (1960) ; 地点 VIII : 羽曳野市駒ヶ谷, 三木 (1948)・吉川 (1973).

岸和田図幅地域内で最近に発見された植物遺体産地には, *Meliiodendron*, *Carya* を産出した地点 29 : 和泉市若樫町の東, 七野正雄発見・百原 新同定<sup>16)</sup> ; *Pseudolarix*, *Keteleeria*, *Liquidambar* を産出した地点 30 : 和泉市若樫町の東, 七野正雄発見・百原 新同定<sup>16)</sup> ; 同じく *Meliiodendron*, *Keteleeria* を産出した地点 31 : 泉南市タブサ池の北東, 百原 新発見・同定<sup>16)</sup>がある. 更に岸和田図幅地域外の重要な植物遺体産地としては, *Juglans sieboldiana*, *Picea* sp. を産出した地点 IX : 堺市津久野駅の東, 市原 実発見・粉川昭平同定 ; *Pinus koraiensis* を多産した地点 X : 堺市北条町, 市原 実発見 (北条寒冷時を示す植物遺体層), ITIHARA *et al.* (1984) を挙げる事ができる.

上に述べた植物遺体産地の遺体含有層の層準と各層準の主要な植物遺体名は, 第 63 図に示したとおりである. メタセコア植物群は第三紀型の植物群であって, 泉南・泉北地域の大坂層群泉南累層の同植物群構成種は, *Nyssa* sp., *Ginkgo biloba*, *Keteleeria davidiana*, *Pseudolarix kaempferi*, *Liquidambar formosana*, *Pinus fujii*, *Sequoia Sempervirens*, *Glyptostrobus pensilis*, *Juglans cinerea* var. *megacineria*, *Metasequoia disticha*, *Picea koribai* などとされてきた. しかし, 前に述べたように, 地点 29 (和泉市若樫町の東) で *Meliiodendron*, *Carya* を, 地点 30 (和泉市若樫町の東) で *Pseudolarix*, *Keteleeria*, *Liquidambar* を, また地点 31 (泉南市タブサ池の北東) では *Meliiodendron*, *Keteleeria* を産出することが明らかになってきた. *Meliiodendron* や *Carya* は, 三木 (1948) によれば, *Metasequoia* 層の下位の *Pinus trifolia* 層 (瀬戸陶土層) を特徴づけるものであって, 大阪層群からのそれらの産出は知られていなかった. 地点 31 の遺体産出層準は朝代火山灰層より下位にある. 地点 29・30 の遺体産出層準は泉南累層中にあり, 両地点の北側には東西に走る北落ちの若樫断層が存在する. この

16) これらの化石は百原 新の未公表資料 (公表準備中) による.



第 63 図 岸和田図幅地域及びその周辺地域の大阪層群から発見された植物遺体の産出層準

ITIYARA et al. (1975) に加筆

断層の落差を約 50 m と見積ると、地点 29・30 の遺体産出層準は土生滝火山灰層より下位の層準となる。

*Meliiodendron*, *Carya*, *Nyssa*, *Pseudolarix*, *Keteleeria*, *Liquidambar* などを含む泉南・泉北地域の第三紀型のメタセコイア植物群は、時間の経過とともにその構成種を減じ、*Metasequoia disticha*, *Juglans cinerea* var. *megacineria*, *Picea koribai* が残存種として後まで生き残るが、第 63 図に示されているように、Ma 3 層下部に挟有されているアズキ火山灰層の直下の層準（五軒家寒冷時）までには消滅した。

メタセコイア植物群の消滅に伴って、*Picea* cf. *maximowiczii* や *Menyanthes trifoliata* といった第四紀型の種が、千里山層準の火山灰層とイエロー火山灰層間の層準（上村寒冷時）から、連続的に出現し始める。*Juglans* 属では、*Juglans cinerea* var. *megacineria* に代わって、Ma 1 層・Ma 2 層間の層準から、第四紀型の *Juglans mandschurica* が、また *Juglans mandschurica* に代わって、Ma 6 層

準から *Juglans sieboldiana* が出現している。 *Pinus koraiensis* のような亜高山種は、Ma 6・Ma 7 間の層準（満池谷寒冷時）、Ma 8・Ma 9 間の層準（北信太寒冷時）と Ma 10 層の上位の層準（北条寒冷時）から、また *Melia azedarch* のような温暖型の種は、Ma 8 層準（新香里温暖時）から出現している。また海成粘土層からは一般に *Paliurus nipponicus* や *Sapium sebiferum* var. などの温和な気候を示す遺体を産出することから、大阪層群の海成粘土層と河湖成層の互層では、海成粘土層が間氷期に、河湖成層が氷期に対応するものであることが分かる（第9図参照）。

大阪層群では、メタセコイア植物群の繁栄期と消滅期の境すなわち気候寒冷化の始まりをもって、同層群下部（広義）を最下部と下部（狭義）に分け、同境界を鮮新統・更新統境界とみなしてきた（市原，1960）。大阪層群の植物遺体について現在までに集積された知識によれば、同境界は国分累層下部中に引かれることになる。

### VI. 5. 2 ゾウ化石

泉南・泉北地域の大阪層群からのゾウ化石産出の報告は少ない。岸和田図幅地域内では、光明池東岸の Ma 2 層中（地点 32）から *Elephas shigensis*—シガゾウ—の右下顎臼歯（M<sub>1</sub>）が、また岸和田図幅地域の東方の狭山町今熊では、Ma 5 層直下から *Elephas shigensis* の左上顎臼歯（M<sub>2</sub> 又は M<sub>3</sub>）が発見されている（市原ほか，1966；KAMEI, 1966）。

*Elephas shigensis* は、大阪層群では、Ma 0 層直上から Ma 5 層直下にかけての層準から産出し、同層準は *Elephas shigensis* 帯と名付けられてきた。しかし最近の KAMEI and OTSUKA (1981) の研究によれば、*Elephas shigensis* は *Mammuthus* に属するもので、古型の *Mammuthus paramammon-teus shigensis*—シガゾウ—と新型の *Mammuthus armeniacus proximus*—プロクシムスゾウ—に分けられ、従来の *Elephas shigensis* 帯は、Ma 0 層直上・Ma 3 層下限間の層準の *M. p. shigensis* 帯と Ma 3 層・Ma 5 層直下間の層準の *M. a. proximus* 帯に2分されている。*Mammuthus* は、第9図に示されているように、インド・マレー系の *Stegodon sugiyamai*—スギヤマゾウ—や *Stegodon akashiensis*—アカシゾウ—に代わって出現した北方草原型のゾウである。

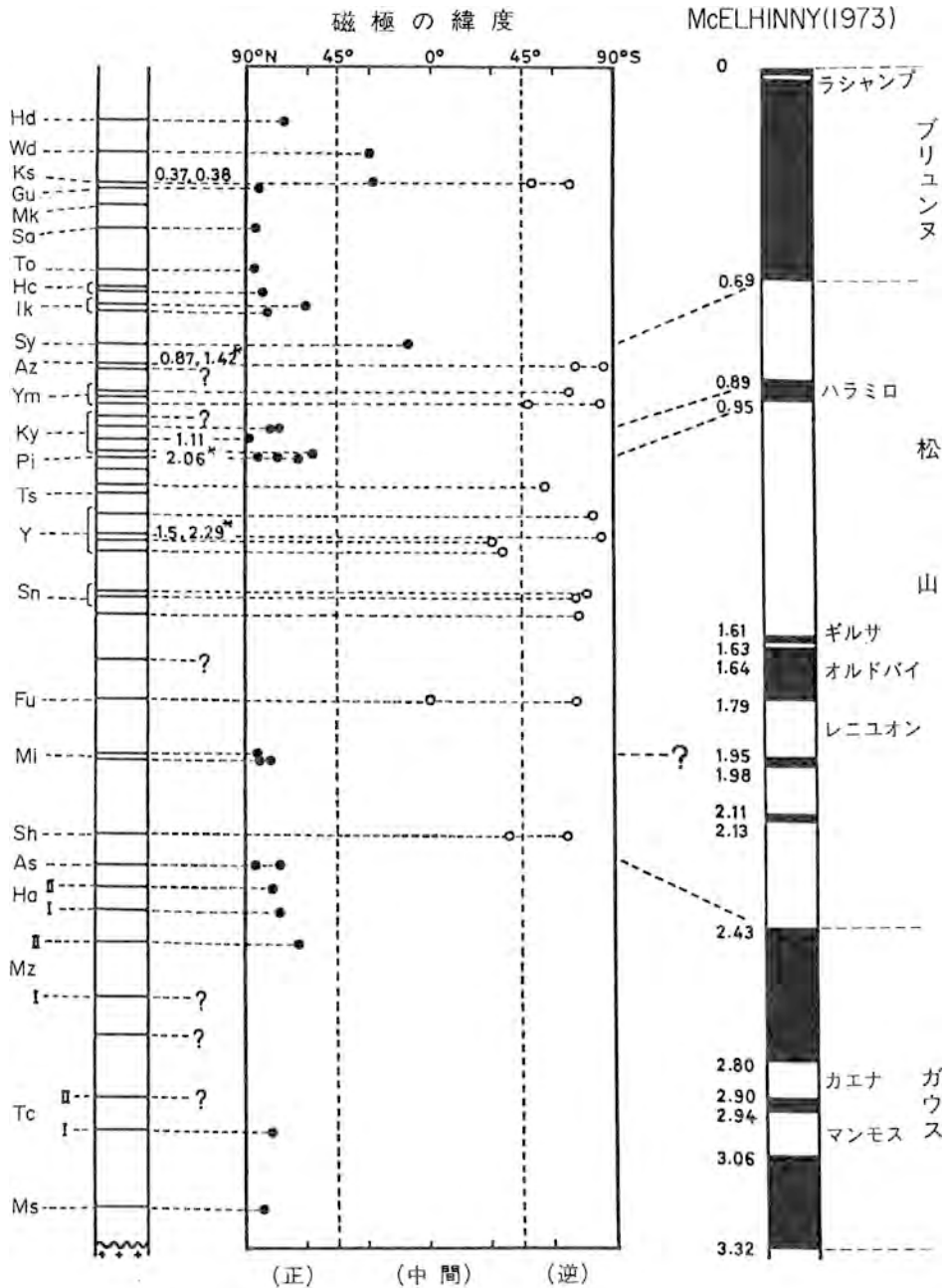
## VI. 6 古地磁気層序とフィッシュントラック年代

大阪層群の古地磁気層序とフィッシュントラック年代については、大阪層群の国際対比と関連して、多くの研究が行われてきた。そして、大阪層群の全層準が分布している泉南・泉北地域で行われた研究には、基本的に重要な研究が少なくない。

ここでは、岸和田図幅地域を中心として、泉南・泉北地域の大阪層群の古地磁気層序とフィッシュントラック年代についてその概要を説明しよう。

### VI. 6. 1 古地磁気層序

泉南・泉北地域の大阪層群の古地磁気層序は、最初 ISHIDA *et al.* (1969) や光明池団体研究グループ (1971) によって主要な火山灰層を対象として、その後 TORII *et al.* (1974) によってほとんどすべて



第 64 図 泉南・泉北地域の大坂層群中の火山灰層の古地磁気 (TORII *et al.*, 1974)

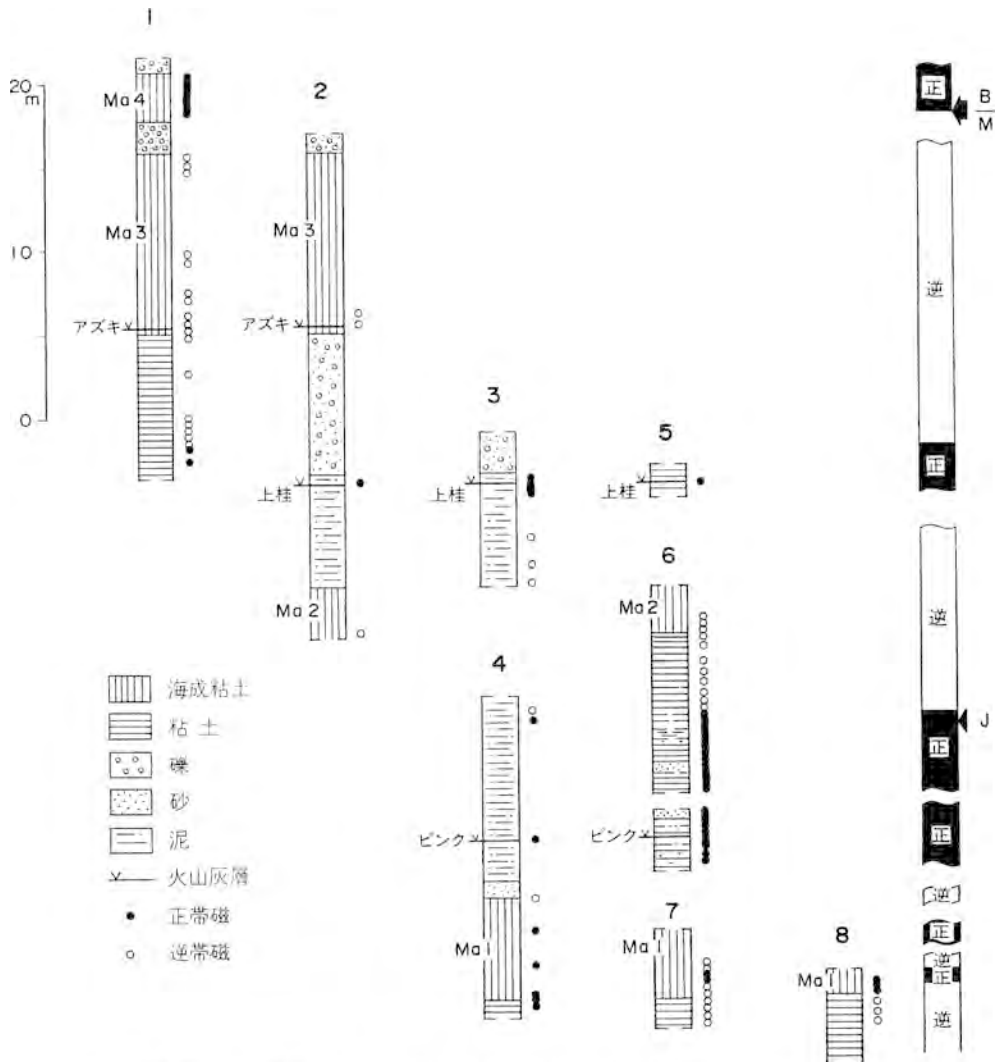
火山灰層の略号は第 55 図と同じ。柱状図の右側の数字はフィッシュントラック年代 (100 万年) を、\* 印つきの数字は K-Ar 全岩年代 (100 万年) を示している



の火山灰層を対象として研究された。TORII *et al.* (1974) の研究は、 Gauss・松山境界が朝代火山灰層・真ノ池火山灰層間の層準，松山・ブリュンス境界が Ma 3 層・Ma 4 層間の狭山火山灰層の層準，ハラミロ正磁極事件はピンク火山灰層から光明池火山灰層にかけての層準，またオールドバイ又はレユニオン正磁極事件は三ツ松火山灰層の層準にあることを明らかにした (第 64 図)。

このようにして，次には，火山灰層だけでなく，古地磁気方位の測定が可能なシルト層・粘土層をも対象として，より詳細な古地磁気層序の研究が行われるようになった。

まず Ma 1 層から Ma 4 層にかけての古地磁気層序について，MAENAKA (1983) の総括に従って説明



第 65 図 大阪層群の Ma 1 層から Ma 4 層にかけての古地磁気層序 (MAENAKA, 1983)

1. 光明池の南西 (NISHIDA and ISHIDA, 1975), 2. 千里丘陵の芝付近\* (横山, 1977), 3. 同左\* (横山・林田, 1980), 4. 泉北ニュータウンL住区\* (横山・林田, 1980), 5. 京都市上桂の西方\* (MAENAKA, 1983), 6. 光明池の東 (MAENAKA, 1979, 1983), 7. 流木浄水場の北西 (MAENAKA, 1983), 8. 同左 (飯田, 1980), B/M:ブリュンス/松山境界, J:ハラミロ事件, \*:岸和田図幅地域以外

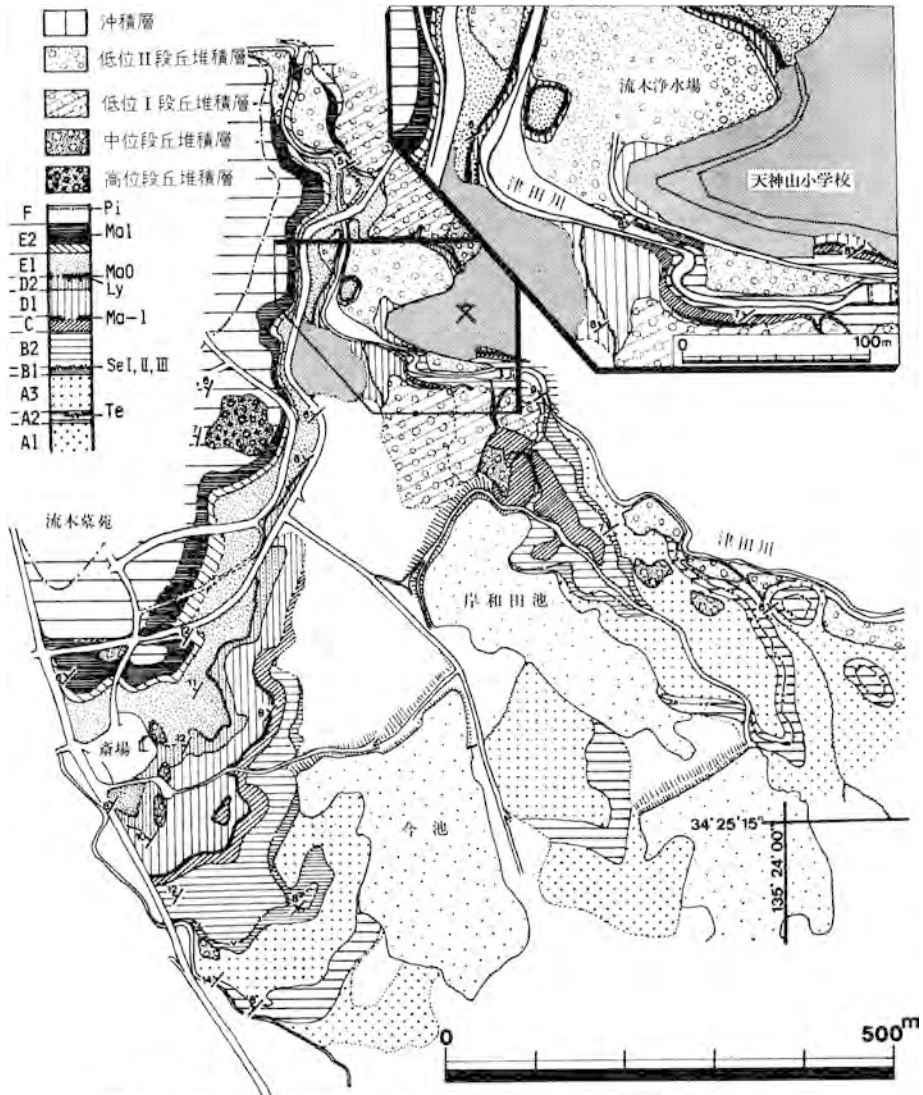
しよう。NISHIDA and ISHIDA (1975) は、光明池の南西の道路沿い西側の崖で、アズキ火山灰層の約 8 m 下位から Ma 4 層にかけての層準から試料を採取して、古地磁気方位を測定した。その結果 (第 65 図, 柱状図 1) によれば、松山・ブリュンヌ境界は Ma 4 層の下部にあり、アズキ火山灰層の約 7-8 m 下位の正磁極帯は、大阪北部・京都西南部の上桂火山灰層 (山田Ⅲ火山灰層に相当する) が示す正磁極帯 (第 65 図, 柱状図 2・3・5) に対応するものとみなされている。

MAENAKA (1979, 1983) も、光明池の東方の城山台・美木多間の道路沿いの崖 (第 65 図, 柱状図 6) で、ピンク火山灰層の約 2 m 下位から Ma 2 層にかけての層準から、また流木浄水場の北西の津田川沿いの崖 (第 65 図, 柱状図 7) で、Ma 1 層の約 2.5 m 下位から Ma 1 層にかけての層準から試料を採取し、古地磁気方位を測定した。MAENAKA は、Ma 2 層の下位数 -10 m からピンク火山灰層の下位約 2 m にわたる顕著な正磁極帯をハラミロ正磁極事件に対比し、更に Ma 1 層中にも正磁極の層準を認めた。しかし、横山・林田 (1980) が岸和田図幅地域の東に隣接する泉北ニュータウン L 住区 (第 65 図, 柱状図 4) で、また飯田 (1980) が津田川 (第 65 図, 柱状図 8) で行った研究によれば、Ma 1 層は最上部を除いて正帯磁しているから、Ma 1 層もハラミロ正磁極事件の層準に含まれるとするのが妥当である (第 65 図)。

さて、大阪層群の古地磁気層序に関する最大の問題点は、Ma 0 層の下位のいわゆる“芝の不整合”のために、大阪層群ではオールドバイ正磁極事件を含む層準が欠如するとされていたことである (YOKOYAMA *et al.*, 1977)。泉南地域の大阪層群を調査し、津田川沿い流木南方地域の同層群の古地磁気層序を調べた飯田 (1980) も、Ma 0 層の下位にいわゆる“芝の不整合”が存在するとし、MANKINEN and DALRYMPLE (1979) の古地磁気タイムスケールに基づいて、同不整合のために約 200 万年前から 110 万年前の 90 万年間の地層が欠如するとした。

市原ほか (1984) による津田川沿い流木南方地域の地質図を第 66 図に示した。飯田 (1980) は、Ma 0 層の下位約 3 m に存在するいわゆる“芝の不整合”のために、津田川に露出する千石橋火山灰層を挟む天神山シルト層が、今池の西方では浸食され欠如するとしたが、第 66 図に示されるように、千石橋火山灰層を挟む天神山シルト層は今池の西方まで連続している。市原ほかは、更に、下位イエロー火山灰層を挟む Ma 0 層の下位に、新たに Ma - 1 層を発見し、また砂礫層に始まり海成あるいは湖成の粘土層に終る幾つもの堆積サイクルを識別している (第 67 図・第 68 図)。以上の事実から明らかなように、岸和田図幅地域では、いわゆる“芝の不整合”は存在しない。飯田が不整合とした層準を市原ほかの地質柱状図中に \* 印で示すと、それらは C・D2・E2 堆積サイクルの下底面にあつて、これらの下底面を不整合面としてつなぐことはできない。

次に、流木南方地域の大阪層群の古地磁気層序についてみてみよう。ピンク火山灰層の層準から基底より約 40 m 上位の層準間の地質柱状図と古地磁気方位測定結果を第 69 図に示した。第 69 図に示されているように、下垣内火山灰層の上位約 2 m の層準から三ッ松火山灰層の上位約 5 m の層準にかけての層厚約 20 m の間の顕著な正磁極帯は、後で述べる火山灰層のフィッシュントラック年代値の測定結果とあわせて、オールドバイ正磁極事件に対比される。また、ハラミロ正磁極事件の層準の下限は Ma 1 層の下限にあり、松山・ガウス境界は辻堂火山灰層の上位数 m の層準にある。現在までに明らかにされている大阪層群の古地磁気層序は第 9 図にとりまとめている。



第66図 岸和田市流木町南方の地質図 (市原ほか, 1984). 火山灰層の略号は第55図と同じ

## VI. 6. 2 フィッショントラック年代

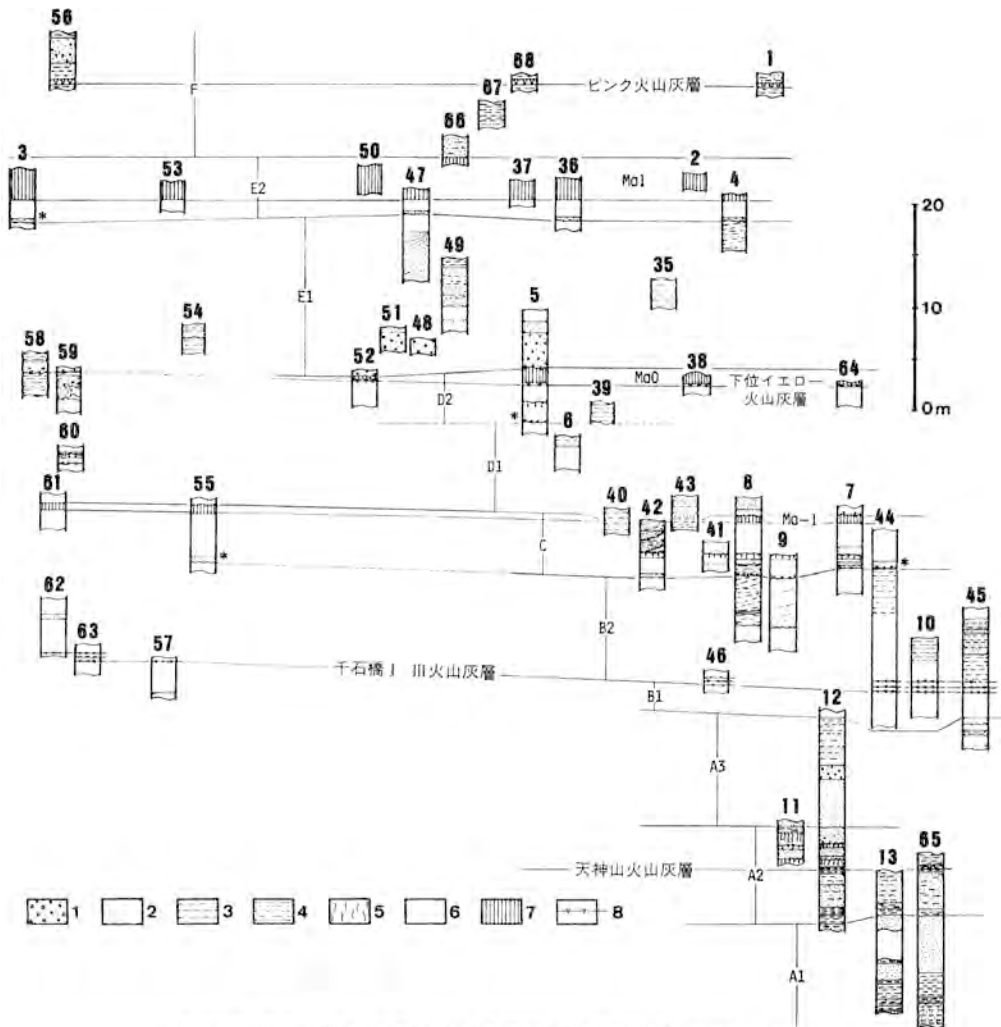
大阪層群の火山灰層のフィッショントラック年代値については、西村・笹嶋 (1970) の研究以後、かなりの測定結果が報告されてきている。ここでは、今までに報告された年代値のうち、泉南・泉北地域に関するものを中心にして述べる。

西村・笹嶋 (1970) は、光明池の池尻に露出する光明池火山灰層のジルコンのフィッショントラック年代値を  $1.1 \pm 0.1 \text{ Ma}$ 、岸和田図幅地域の東に隣接する明正付近のグレー火山灰層 (市原ほかの下位イエロー火山灰層) の同年代値を  $1.5 \pm 0.2 \text{ Ma}$  と測定した。

その後、横山 (1979) は、千里丘陵北西部の芝のグレー火山灰層のジルコンのフィッショントラック

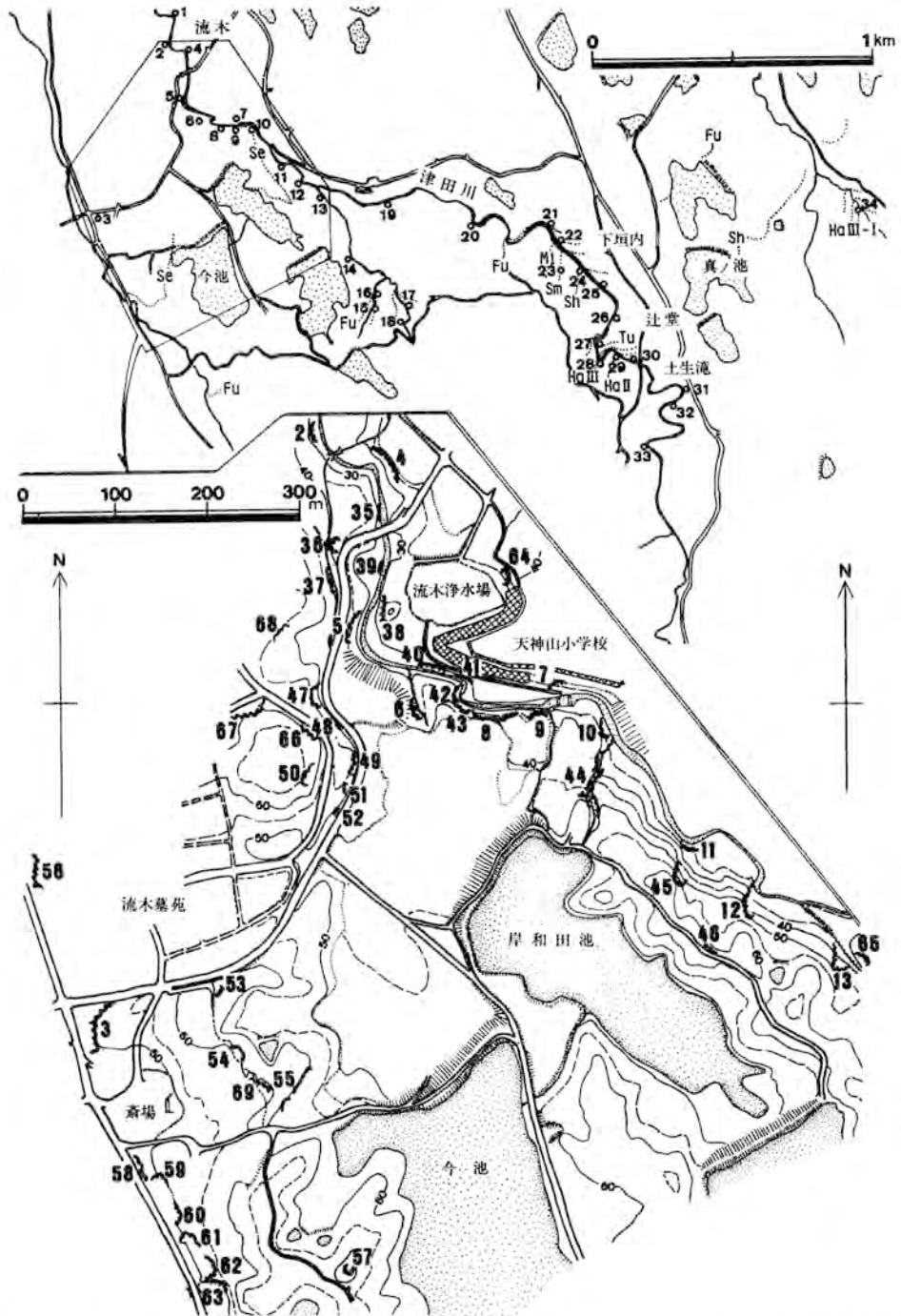
年代値を個体識別法によって  $1.2 \pm 0.2 \text{ Ma}$  と測定し、この値が西村・笹嶋のグレー火山灰層の年代値— $1.5 \pm 0.2 \text{ Ma}$ —より合理的な値であるとした。また、飯田（1980）は、熊取ニュータウン南のパミス火山灰層（市原ほかの福田火山灰層）の個体識別法によるジルコンのフィッシュトラック年代値を  $2.2 \pm 0.4 \text{ Ma}$  と報告、横山（1980）も熊取ニュータウンの千石橋火山灰層の下部約  $3 \text{ m}$  にある熊取火山灰層の同年代値を  $1.9 \pm 0.4 \text{ Ma}$  と報告した（パミス・熊取両火山灰層の年代値は、いずれも松田高明が測定したものである）。飯田（1980）のいわゆる“芝の不整合”に関する論述は、上に挙げた年代値に大きく依存していたわけである。

市原ほか（1984）は、鈴木正男の協力を得て、岸和田図幅地域の土生滝Ⅰ・福田・千石橋Ⅲ火山灰層、同隣接地域のピンク・狭山・和田火山灰層、そのほかに千里丘陵古江台の下部イエロー火山灰層・京阪

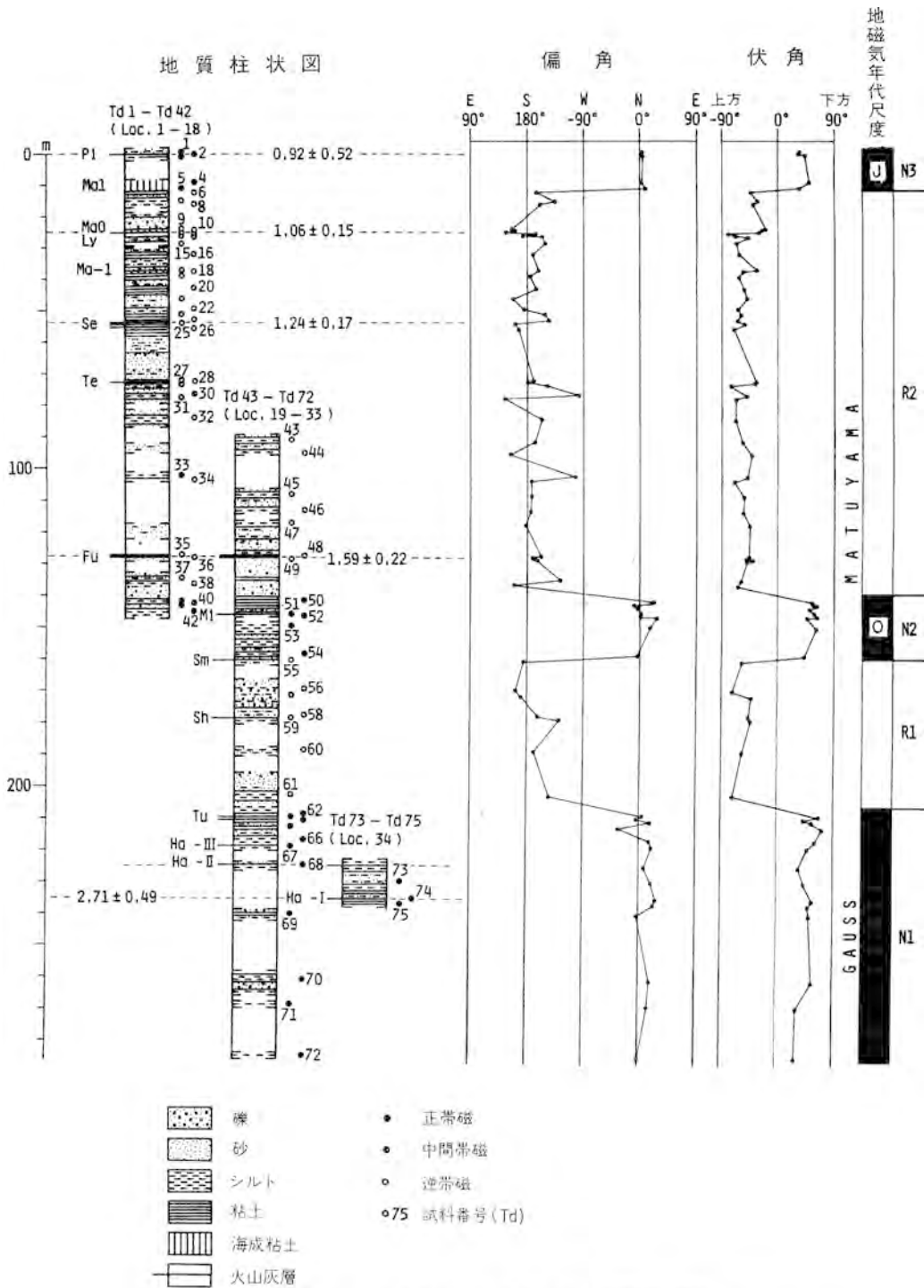


第67図 岸和田市流木町南方地域の大阪層群の地質柱状図（市原ほか，1984）

1：砂礫，2：砂，3：シルト・砂，4：シルト，5：生泥，6：粘土，7：海成粘土，8：火山灰層，\*：飯田（1980）の不整合の層準。柱状図の番号は第68図の柱状図作成地点番号に対応



第 68 図 岸和田市流木町南方の津田川流域の地質柱状図作成地点(市原ほか, 1984)並びに古地磁気測定用試料採取地点  
 Se: 千石橋火山灰層, Fu: 福田火山灰層, Mi: 三ノ松火山灰層, Sm: 下垣内火山灰層, Sh: 真ノ池火山灰層, Tu: 辻堂火山灰層,  
 Ha III - I: 土生滝 III - I 火山灰層



第 69 図 津田川周辺の大阪層群の古地磁気層序 (市原ほか, 1984)

火山灰層及び海成粘土層の記号は第 63 図と同じ。絶対年代 (単位 100 万年) はフィッシュトラック年代を示す。Loc. 1: 第 68 図参照。J: ハラミロ事件, O: オールドバイ事件

第10表 大阪層群中の火山灰層のフィッシュントラック年代 (市原ほか, 1984)

試料採取地点	火山灰層	年代(Ma)*
大阪府堺市和田	和田火山灰層	0.34 ± 0.09
大阪府富田林市喜志	狭山火山灰層	(0.77 ± 0.31)
大阪府堺市茶山台 (泉北ニュータウン)	ピンク火山灰層	(0.92 ± 0.52)
大阪府吹田市古江台 (中央環状線ぞい)	下位イエロー火山灰層	1.06 ± 0.15
大阪府岸和田市流木 (津田川ぞい)	千石橋Ⅲ火山灰層	1.24 ± 0.17
大阪府泉南郡熊取町五門	福田火山灰層 (軽石)	1.59 ± 0.22
京都府相楽郡精華町東畑	普賢寺火山灰層 (軽石)	1.60 ± 0.25
同上	同上 (火山灰)	(1.99 ± 0.31)
大阪府岸和田市三ヶ山町 (福田の南)	土生滝Ⅰ火山灰層	2.71 ± 0.49

\* 年代値の誤差は2σ

( ) 内の年代値は、トラックの計測数が少ないため、あるいは外来性ジルコン粒の混入のためその信頼度は低い。

奈丘陵東畑の普賢寺火山灰層のジルコンのフィッシュントラック年代値を、S2 π ES-I2 π ES・ED procedure (SUZUKI, 1983) によって求めた (第10表)。

最近、横山ほか (1984) は、個体識別ポアソン検定計算法 (GGPT 計算法) によって、岸和田図幅地域内の松尾寺付近のピンク・松尾・パミス火山灰層並びに熊取町京大原子炉実験所内の朝代火山灰層のジルコンのフィッシュントラック年代値を求め、ピンク火山灰層は1.1 ± 0.2 Ma, 松尾火山灰層は1.5 ± 0.4 Ma, パミス火山灰層は2.3 ± 0.4 Ma, 朝代火山灰層は2.9 ± 0.6 Ma と報告した。更に横山ほかは、松尾寺付近のピンク火山灰層と松尾火山灰層の間にいわゆる“芝の不整合”が存在し、この不整合のために約30万年間の地層が欠如しているとした。しかしながら、市原ほか (1985) によれば、横山ほかの松尾寺付近の松尾火山灰層はピンク火山灰層そのものであり、同付近のパミス火山灰層は千里山層準の火山灰層あるいはイエロー火山灰層である。市原ほか (1985) は、松尾寺付近の“芝の不整合”が否定されること、横山ほか (1984) の個体識別ポアソン検定計算法 (GGPT 計算法) によるフィッシュントラック年代値の信頼性が低いことを指摘した。

市原ほか (1984) の年代値と古地磁気層序などとの関係は大阪層群の層序表 (第9図) にとりまとめている。2.71 ± 0.9 Ma の土生滝Ⅰ火山灰層はガウス正磁極帯に属している。福田火山灰層と普賢寺火山灰層は同層準の火山灰層であって、両火山灰層に含有される軽石中のジルコンによる年代値は、福田火山灰層が1.59 ± 0.22 Ma, 普賢寺火山灰層が1.60 ± 0.25 Ma とよい一致を示している。普賢寺火山灰層の火山灰中のジルコンによる年代値が1.99 ± 0.31 Ma を示すのは、外来性ジルコン粒の混入に基づくものである。福田・普賢寺火山灰層はオルドバイ正磁極事件のすぐ上位の層準にある。Ma - 1 層の下位の千石橋Ⅲ火山灰層の年代値—1.24 ± 0.17 Ma—と Ma 0 層中の下位イエロー火山灰層の年代値—1.06 ± 0.15 Ma—は、大阪堆積盆地への海の進入が約120万年前に始まったことを示している。

ピンク火山灰層の年代値—0.92 ± 0.52 Ma—と狭山火山灰層の年代値—0.77 ± 0.31 Ma—は、いずれもトラックの計測数が少ないために、その信頼度が低い。ピンク火山灰層がハラミロ正磁極事件の層準に属すること、狭山火山灰層がプリュヌヌ・松山境界のすぐ下位の層準にあることと矛盾しない。更に、土生滝Ⅰ火山灰層の年代値—2.71 ± 0.49 Ma—と和田火山灰層の年代値—0.34 ± 0.09 Ma—は、大

阪層群が 300 万年以上前から約 30 万年前にかけての地層群であることを示している。

### VI. 7 大阪湾岸地域と大阪湾海底下の大阪層群

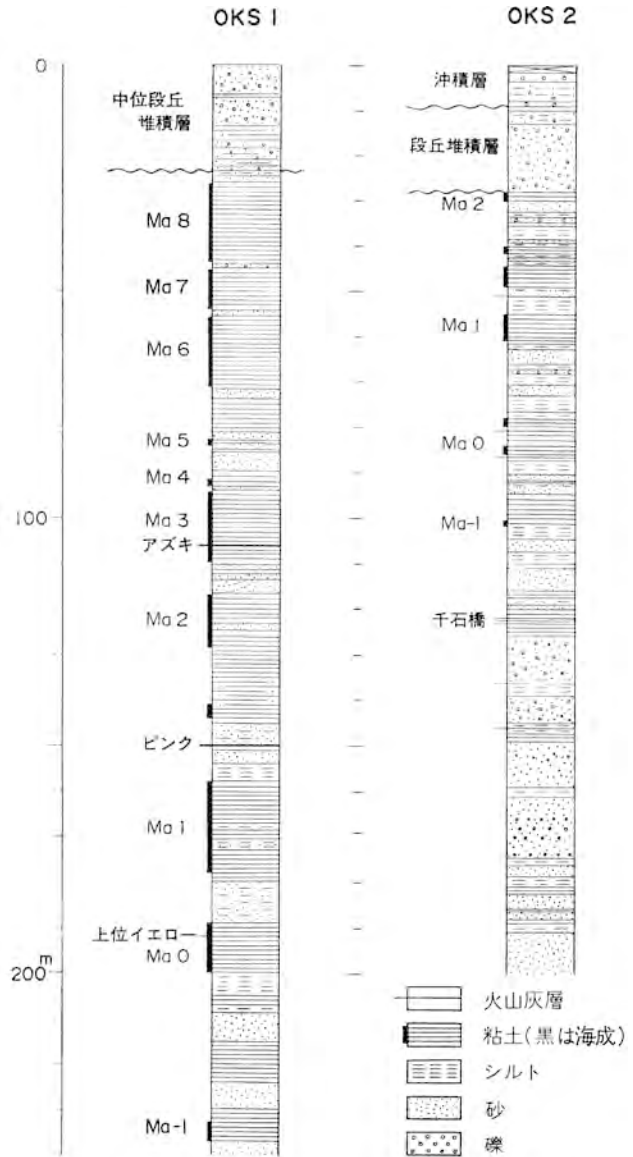
大阪湾岸地域や大阪湾海底下の大阪層群についての主要な調査・研究としては、泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究報告書（土質工学会関西支部受託研究委員会, 1975, 1976 a, b, 1978, 1979, 1980, 1981 a, b）及び関西国際空港地盤地質調査に関する災害科学研究所の報告書（中世古編, 1984）を挙げることができる。主にこれらの報告書と応用地質株式会社から提供された資料に基づいて、大阪湾岸地域と大阪湾海底下の地質について、大阪層群を中心にして述べる。

#### VI. 7. 1 大阪湾岸地域の大坂層群

大阪湾岸の代表的な深層ボーリングは、泉州地域の地盤沈下対策のために実施された岸和田市岸城町の 240m ボーリング

(OKS 1) と泉佐野市瓦屋町の 200 m ボーリング (OKS 2) である（土質工学会関西支部受託研究委員会, 1975-1981 b）。

OKS1 ボーリングの地質柱状図は第 70 図に示したとおりで、アズキ・ピンク・イエロー火山灰層及び Ma 0・Ma 1・Ma 2・Ma 3 層の層準が決定されている。当初、Ma 3 層より上位の 5 層の海成粘土層は Ma 4・Ma 5・Ma 6・Ma 7・Ma 8 層に対比され、また Ma 0 層より下位の汽水性珪藻化石や放散虫化石を含む粘土層は Ma -1 層と名付けられたが、その後、これらの対比や命名は更に検討を要する



第 70 図 泉州地域ボーリングによる地質柱状図  
 説明：本文。ボーリング地点は地質図に示してある



として保留された。地表から20-24m深までの砂礫勝ちで粘土層を伴う地層は、ボーリングが中位段丘面上で実施されたこと、ボーリング地点と同一敷地内で1931年に*Palaeoloxodon naumanni*—ナウマンゾウ—化石が地表下約2m深から産出 (IKEBE *et al.*, 1966) していることから、上町層相当層すなわち中位段丘層とみなされている。

OKS2 ボーリングの地質柱状図も第70図に示されている。本ボーリングの地層の層準は、海成粘土層の識別、古地磁気方位測定、花粉分析、火山灰層の分析に基づいて検討され、地表—9.2m深は沖積層、9.2-28.0m深は段丘相当層とされたが、28.0m以深の大阪層群の地層の層準については調査担当者間で意見の一致をみるに至らなかった。中川要之助は泉州地域地盤沈下調査研究の最終報告書 (土質工学会関西支部受託研究委員会, 1981a) の中で、飯田 (1980) の津田川流域の大阪層群の調査結果を引用して、第70図に示したようにMa 0・Ma 1・Ma 2層と火山灰層の層準を決定し、Ma 0層の約7m下位にいわゆる“芝の不整合”を置いた。しかしながら、市原 (1983)、市原ほか (1984) の研究によれば、“芝の不整合”は存在しないこと、Ma-1層が追加されること、中川がMa 2層準とした海成粘土層についてはなお検討が必要であることを指摘しておこう。

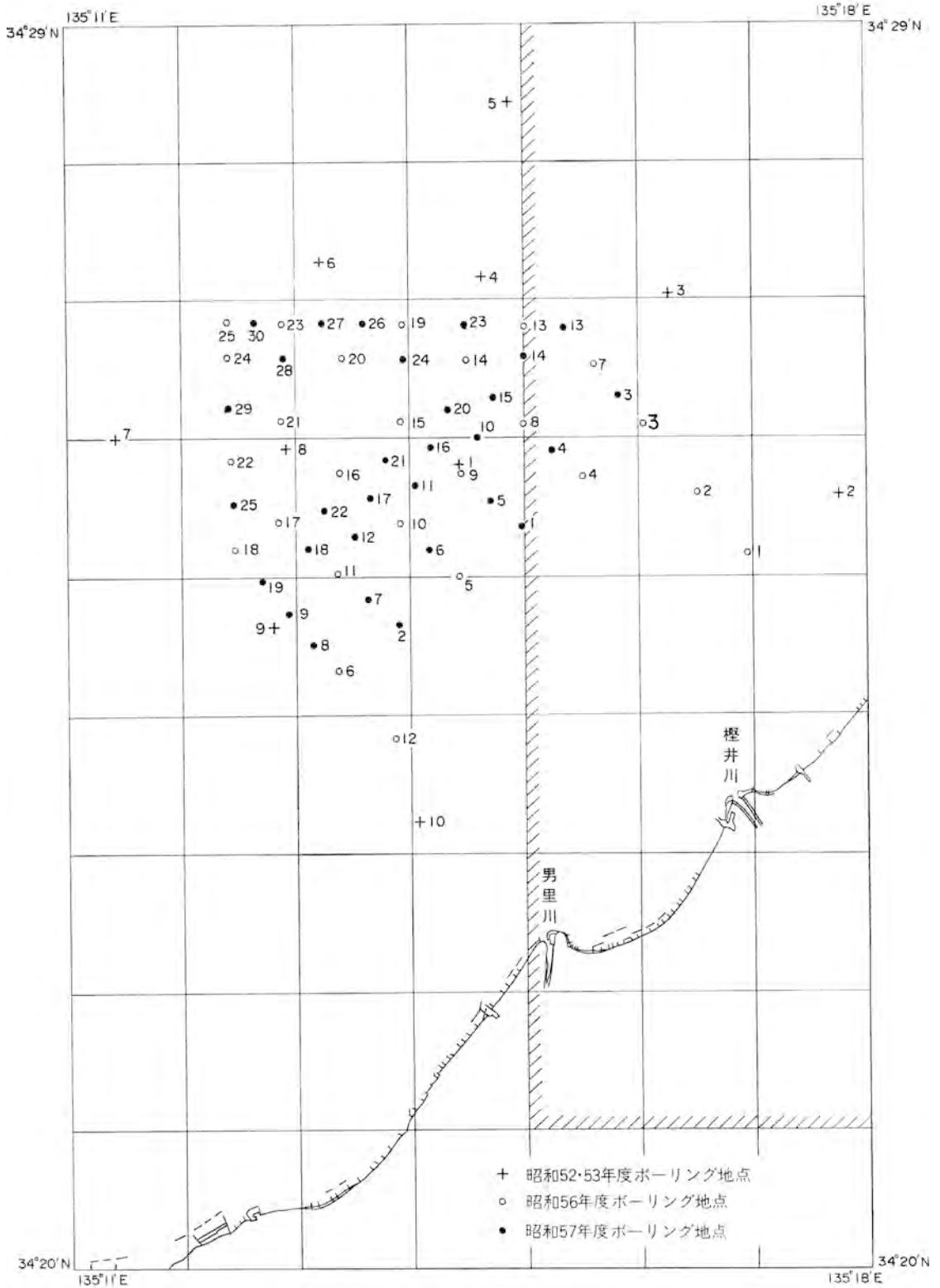
#### VI. 7. 2 大阪湾海底下の大阪層群

次に、大阪湾底下の関西国際空港予定地の地盤地質について説明しよう。第71図に示したように、岸和田図幅地域の西端からその西側の尾崎図幅地域にまたがっている関西国際空港予定地には、昭和52・53年度に10本、昭和56年度に25本、昭和57年度に30本の計65本 (掘削深度100-400m) のボーリングが実施された。これらのボーリング・コアについては、ナンノ・有孔虫・貝形虫・珪藻・放散虫・ダイノ・花粉の化石や火山ガラスなどが検定・分析され、層序と堆積環境が総括されている。

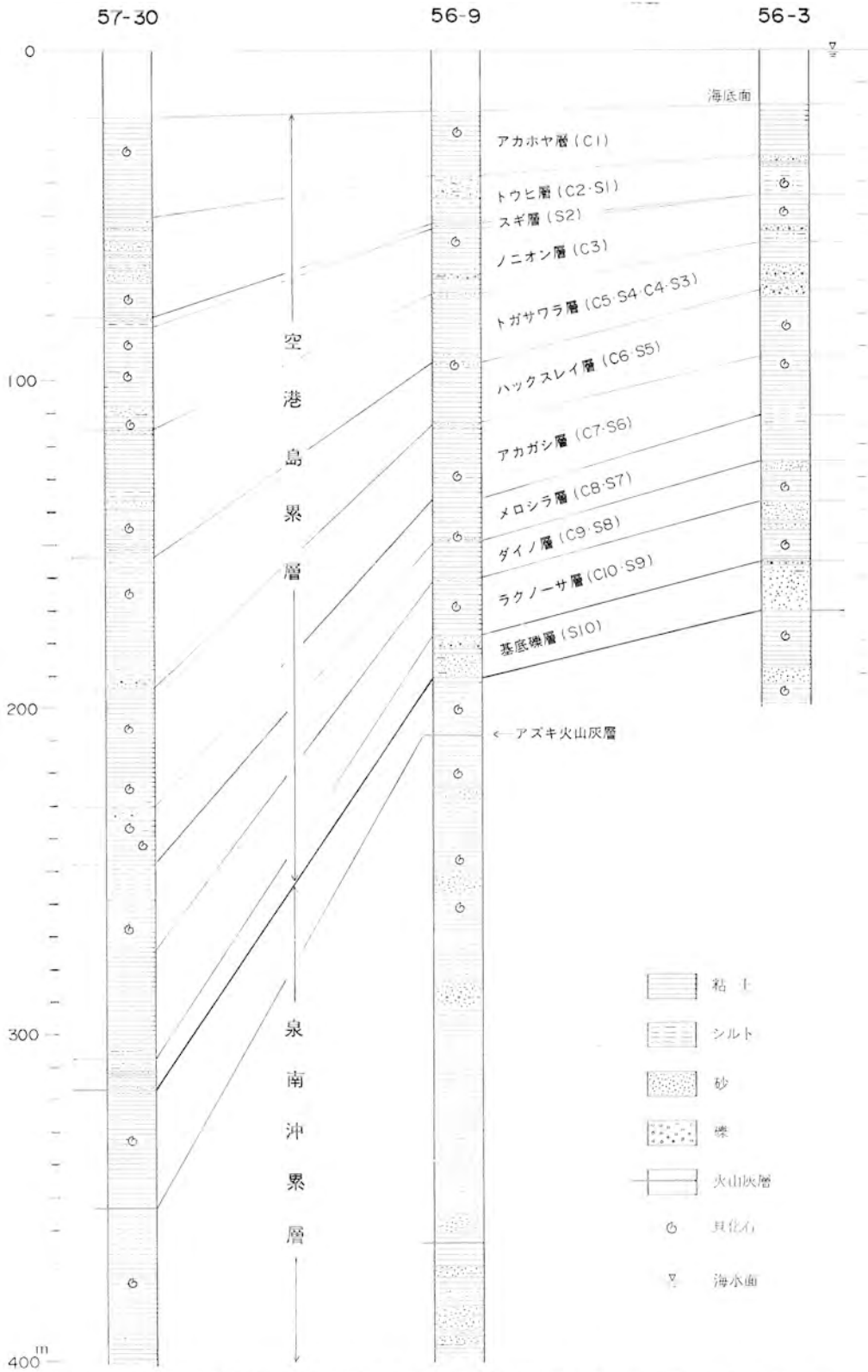
中世古編 (1984) の総括報告書によれば、空港建設予定地の海底下には、層厚380m以上の粘土・砂・礫層からなる地層群が広く分布していて、同地層群は泉州沖層群と命名されている。泉州沖層群は大阪層群のほか段丘相当層や沖積層を含んでいる。また、泉州沖層群中のアズキ火山灰層を含有する地層とその上位にのる粗粒堆積層との間には不整合の存在が推定されていて、この不整合を境にして、泉州沖層群は上部の空港島累層と下部の泉南沖累層に分けられている。

ここでは、数多いボーリングのすべてを説明することはできないので、岸和田図幅地域外の56-9・57-30の両基準ボーリング (掘削深度はいずれも約380m) と岸和田図幅地域内の56-3ボーリング (掘削深度約180m) を取り上げることにしたい。

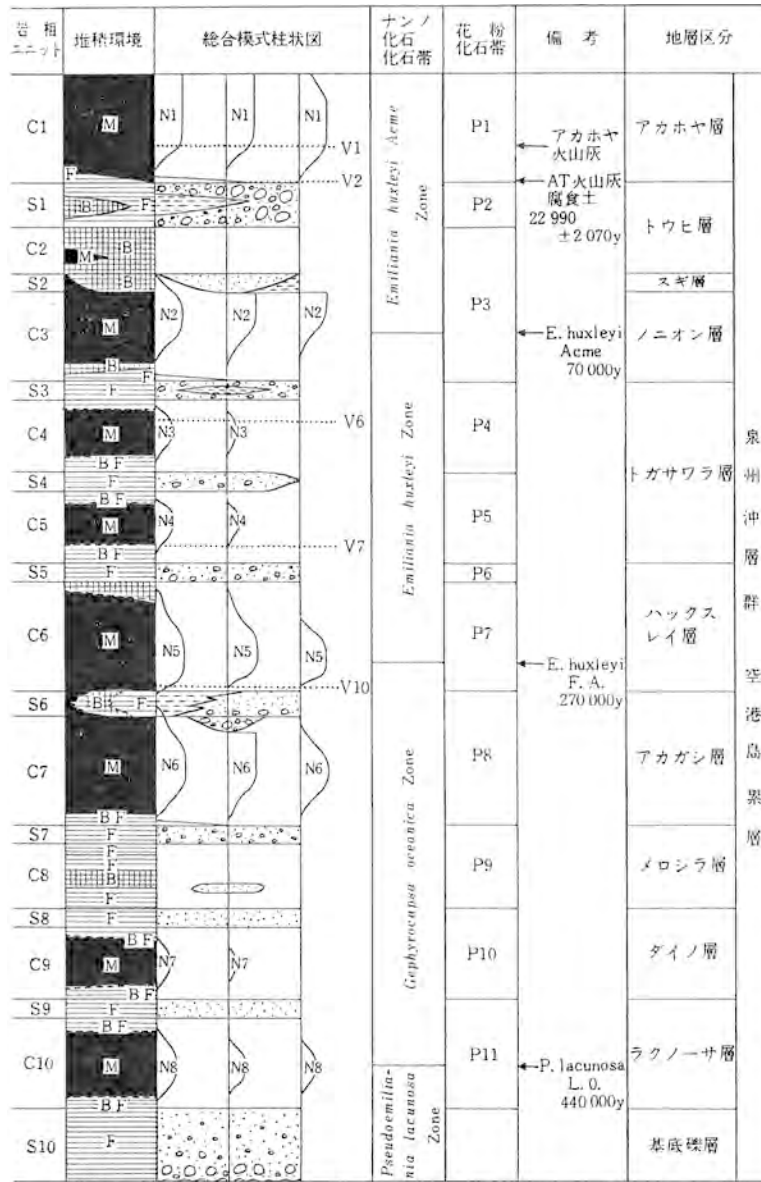
56-3・56-9・57-30ボーリングのそれぞれの地質柱状図は第72図に示した。大阪層群の層準決定に有効な火山灰層としては、65本の全ボーリングのうち、56-9ボーリングの海水面下208.5-209.0m (海底面下190.0-190.5m深) と57-30ボーリングの海水面下353.1-353.4m (海底面下331.9-332.2m深) にアズキ火山灰層が発見されているにすぎない。したがって、各ボーリング間の対比、特に各ボーリング間の空港島累層の対比は、岩相ユニット—C1・S1・C2・S2……C10・S10—と微化石—ナンノ化石による分帯 (N1-N8) など—に基づいて行われている (第73図)。空港島累層は下位より基底礫層 (S10)、ラクノーサ層 (C10・S9)、ダイノ層 (C9・S8)、メロシラ層 (C8・S7)、アカガシ層 (C7・S6)、ハツクスレイ層 (C6・S5)、トガサワラ層 (C5・S4・C4・S3)、ノニオン層



第71図 関西国際空港予定地の海底ボーリング地点図 太字は地質図に示した地点、ケバをつけた範囲は岸和田図幅地域



第72図 関西国際空港予定地域の代表的な海底ボーリングの地質柱状図 (地層の区分は中世古編, 1984による)



M：海成層， B：汽水成層， BF：汽水成または非海成層， F：非海成層．

第 73 図 泉州沖層群空港島累層の層序 (中世古編, 1984)

(C3), スギ層 (S2), トウヒ層 (C2・S1), アカホヤ層 (C1) に分けられていて, ラクノーサ層はナンノ化石の *Pseudoemiliana lacunosa*, ダイノ層はダイノフラゲラータ (渦鞭毛藻) 化石, メロシラ層は淡水生珪藻化石の *Melosira italica*, アカガシ層はアカガシ花粉化石, ハックスレイ層はナンノ化石の *Emiliana huxleyi*, トガサワラ層はトガサワラ花粉化石, ノニオン層は有孔虫化石の *Nonion japonicum*, スギ層はズギ花粉化石, トウヒ層はトウヒ花粉化石, アカホヤ層はアカホヤ火山灰層 (約

6,000年前)と始良(AT)火山灰層(約21,000年前)によって特徴づけられている(中世古編, 1984).

中世古らは、65本のボーリング・コアを調べて、そのまとめとして、次のように述べている。“アカホヤ層は沖積層でOD-1(大阪市港区田中元町の900mボーリング; IKEBE *et al.*, 1970)のMa 13を含む粘土層に、ノニオン層はMa 12を含む粘土層に、トガサワラ層はMa 11及び下位の海成粘土層を含む層に、ハックスレイ層はMa 10を含む粘土層に、ラクノーサ層はMa 7を含む粘土層にほぼ対比される。空港島累層と泉南沖累層の間に不整合が存在し、その不整合は陸域の満池谷不整合に相当する可能性が高い。泉南沖累層の上部の粘土層にはMa 3及びMa 2に対比されるものがみられる。陸域の大阪層群上部(Ma 6-Ma 8層準)の層準については、今後充分に検討を行うべきであろう。”

しかしながら、大阪湾海底下の地層の層準の決定については、火山灰層の認定を含めて、更に今後の検討が必要であろう。

## VI. 8 大阪堆積盆地の後背地—和泉山脈の形成に関連して—

大阪堆積盆地の後背地に関連して、ここでは、泉南・泉北地域の大阪層群と関係の深い和泉山脈の形成問題に限って述べることにする。

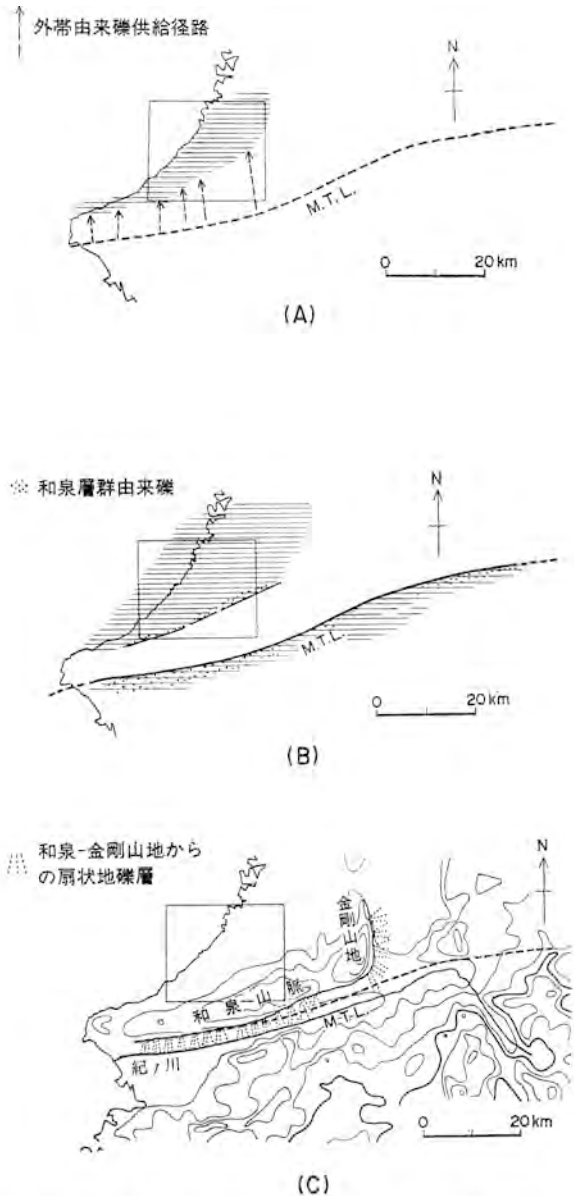
大阪層群最下部には紅れん石片岩などの外帯由来の結晶片岩類の礫が含有されている。市原(1966)は泉南地域西端の岬町付近・淡路島西岸五色浜・同島北端松帆岬の大阪層群中に結晶片岩類の礫が含有されていることに注目し、大阪層群最下部の時代(鮮新世)には、紀伊山地脊梁部と四国山地脊梁部を結んだ現在の紀伊水道中央部に当時の分水嶺があって、その分水嶺に源をもち北流する河川が、外帯由来礫を大阪堆積盆地や淡路島地域に運搬したと述べた。特に、岬町からその南の紀ノ川域にかけての和泉層群で構成されている標高100-200mの低平な山地の尾根上には、標高150m近くまで大阪層群の砂礫層が分布していて、この砂礫層は紀ノ川域から北流していた河川の跡を示すものと推定される。

岸和田図幅地域では、内畑町北東部(沢峰の東方)の大阪層群最下部に紅れん石片岩の大礫-中礫が分布していることを、ITIHARA *et al.* (1975)が最初に報告した。その後、岡(1978)は、水間から岸和田図幅地域東方の南面利付近(なめり)にかけての大阪層群下部・最下部を、含有礫の礫種に注目して調べて、外帯に由来する結晶片岩類の礫及びそれと共産するチャート礫を含む地層を内畑層と呼んだ。彼によれば、内畑層は水間II火山灰層の2.3m下位の層準より下位の地層であって、その模式地は内畑町北東部に設定されているけれども、模式地の地質柱状図は示されていない。ITIHARA *et al.* (1975)が水間II火山灰層を追跡した範囲は、水間からその西方の朝代までであるから、模式地の内畑層の層準については、VI. 2大阪層群の層序で述べたように、今後の検討が必要である。

しかしながら、内畑町北東を中心にして、その東西に分布している外帯由来の礫も、紀ノ川域から北流する河川によって運ばれたものと考えねばならない。岡(1978)の和泉山脈形成についての記述を要約すると次のとおりである。1) 前衛山地の頂部に認められる平坦面(標高100-400m)すなわち善正面(第2図)上を、紀ノ川筋から北流する河川が流れていた。結晶片岩類の礫を含む内畑層の堆積すなわち大阪盆地の沈降は紀ノ川筋の沈降より先に始まった。2) やがて中央構造線の活動の活発化に伴って、和泉山脈・紀ノ川谷が形成され始めた。大阪盆地では天野層(内畑層より上位の大阪層群下部の地層)

が、紀ノ川谷では菖蒲谷層が堆積した。3) その後、前衛山地を含め和泉山脈が形成されるが、一方、東西圧縮による構造も発達する。中央構造線の右横ずれはこの時代に始まった。大阪盆地では盆地は縮小し、泉北累層（大阪層群上部の地層）が堆積した。

岡の上記の考えは、寒川（1978）の古地理図（第74図）に端的に示されている。そして、最近の和泉市若樫町の東の泉南累層からの *Meliiodendron*, *Carya*, *Pseudolarix*, *Keteleeria*, *Liquidambar* の発見は、岡や寒川の説を支持しているようにみえる。しかし、奈良県吉野町香束の菖蒲谷累層は *Carya*, *Nyssa*, *Pseudolarix* を、更に和歌山県桃山町神田の菖蒲谷累層も *Pseudolarix*, *Sequoia* を産出している（三木，1948）。また、一方、北流する河川が流れたとされる善正面上からは、今までに、岬町付近を除いて外帯由来礫を含む大阪層群は発見されていない。したがって和泉山脈の形成はより時代がさかのぼる可能性がある。善正面・和泉山脈主峰部の形成期の問題は、なお今後の検討を待たねばならない。



第74図 紀伊半島中・西部の鮮新世以降の古地理変遷（寒川，1978）に加筆  
 横線部：大阪層群堆積域、枠内は岸和田図幅地域。A：200-250万年以前，B：200-250万年前から50-100万年前，C：50-100万年前から現在，M.T.L.：中央構造線

## VII. 段丘堆積層

岸和田図幅地域の段丘堆積層は高位・中位・低位段丘堆積層に3大別することができる。高位段丘堆積層は主に各丘陵地の前縁部に、また中位・低位段丘堆積層は和泉山脈から北流して大阪湾に注ぐ各河川一特に丘陵地間の幅の広い谷一沿い、並びに大阪湾岸沿いに分布している。

### VII. 1 高位段丘堆積層 (t<sub>1</sub>)

岸和田図幅地域の高位段丘堆積層は和泉市信太山付近を模式地として信太山礫層と名付けられている (HUZITA, 1954)。高位段丘堆積層 (信太山礫層) は高位高位段丘堆積層 (旧期信太山礫層) と低位高位段丘堆積層 (新期信太山礫層) に分けられ、前者の堆積面が高位高位段丘面 (高位信太山面)、後者の堆積面が低位高位段丘面 (低位信太山面) である。高位高位段丘面が一般に広く分布しているのに対して、低位高位段丘面は高位高位段丘の縁辺に局部的に分布しているにすぎない。

#### VII. 1. 1 高位高位段丘堆積層

高位高位段丘堆積層 (旧期信太山礫層) は、大阪層群を不整合に覆って、岸和田図幅地域のすべての丘陵の前縁部に分布していて、信太山台地とその周辺及び久米田池周辺でその発達が著しい。丘陵地南縁部でも、本層は基盤岩類や大阪層群を不整合に覆って分布しているが、その分布は土丸や国分付近に限られている。

高位高位段丘堆積層は、層厚数-10 mで、主に中礫-大礫を含む砂礫層から構成されていて、しばしばシルト層を挟有している。本層は化石を産出しないが、その層相からみて河成層と推定される。シルト層を挟有することの多い本層の表層部は強い赤色土化作用を受けていて、そこには赤白模様を呈する酸性土壌—いわゆるトラ斑土壌 (三土, 1972) —が典型的に発達している。高位高位段丘堆積層 (高位信太山面) は、標高30-200m、河床面からの高度は30-50mである。

岸和田図幅地域の高位高位段丘堆積層は、大阪層群基底からMa 9層の上位にかけての層準を不整合に覆っている。また、岸和田図幅地域の北方の堺市八田町付近には、Ma 10層やその上位の八田火山灰層を挟有する大阪層群の最上位の地層が分布していて、高位高位段丘堆積層はこの最上位の地層を不整合に覆っている (吉川, 1973 ; ITHARA *et al.*, 1975 ; 市原, 1983)。

満池谷累層 (大阪層群上部亜層群) —西宮市満池谷のMa 5層上面に認められる浸食面上に重なる地層群—の堆積面が高位 (高位) 段丘面であるとする説 (藤田・笠間, 1982 ; 藤田, 1983) は、本図幅地域の大阪層群・高位高位段丘堆積層の調査結果とは矛盾している。

#### VII. 1. 2 低位高位段丘堆積層

低位高位段丘堆積層 (新期信太山礫層) は、岸和田図幅地域では和泉市山手町・同東阪本町・同黒石町付近、岸和田市久米田駅付近、泉佐野市新家の西方などに局部的に分布していて、大阪層群を不整合

に覆っている。本層は主に中礫を含む河成の砂礫層から構成されていて、層厚は一般に2-3 m 以下で、高位高位段丘堆積層と同様に赤色土化作用を受けている。その堆積面は低位高位段丘面(低位信太山面)であって、高位高位段丘面(高位信太山面)より5-15 m 低位に位置している。本段丘面は、ところによっては、2-3段の段丘面に細分される。

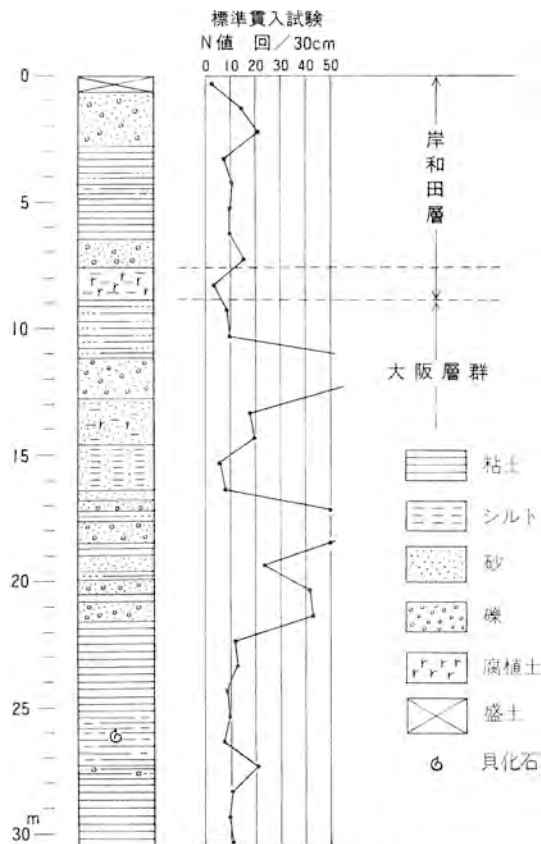
## VII. 2 中位段丘堆積層 ( $t_2$ )

岸和田図幅地域の中位段丘堆積層は、大阪市上町台地に模式的に分布している上町層の相当層(市原, 1960)であって、その堆積面は上町面に相当する。中川久夫(1961)は、岸和田付近の中位段丘面と低位段丘面には識別の困難なところがあるとして、両段丘面をあわせたものを岸和田面と呼んだ。しかし、ここでは、岸和田図幅地域の中位段丘堆積層を岸和田層、その堆積面を岸和田面と呼ぶこととする。中位段丘層(岸和田層)は、大阪湾岸沿いの岸和田・貝塚・泉佐野・樽井付近と槇尾川中流沿いにその発達が著しい。

中位段丘堆積層(岸和田層)は、大阪層群や基盤岩類を不整合に覆い、層厚10 m 以下、主として中礫-大礫を含む砂礫層から構成されていて、その層相からみて河成層で、海成層を伴わず、また高位段丘堆積層に見られるような強い赤色土化作用を受けていない。本層の堆積面(岸和田面)は、標高10-100 m, 河床からの高度は10-20 m であって、海岸・河岸・扇状地段丘面として分布している。

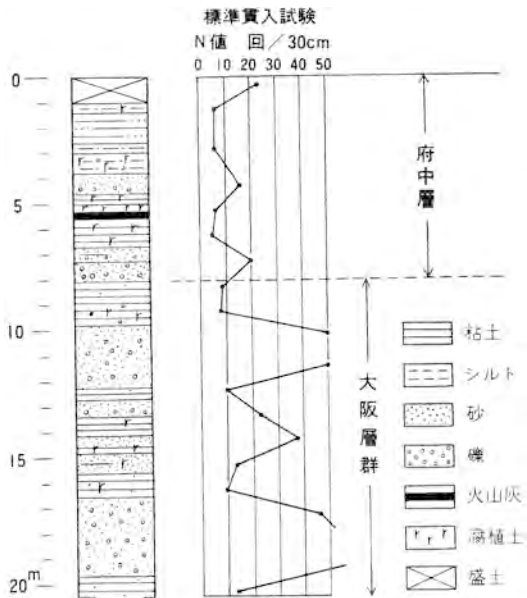
岸和田市岸城町(第62図・地点33)では、地表(岸和田面)下約2 m から *Palaeoloxodon naumanni* の右上顎臼歯片が発見されていて(IKEBE *et al.*, 1966), 同臼歯片が発見された地点と同じ敷地内ではまたOKS 1ボーリングが実施されている。OKS 1ボーリング調査研究報告書(土質工学会関西支部受託研究委員会, 1976 a)によれば、中位段丘堆積層(岸和田層)は地表から深度20-24 m に達するものと考えられている(第70図)。

しかし、同じ岸城町で実施された地盤調査ボーリングの地質柱状図(第75図)では、砂礫層の標準貫入試験から判断して、



第75図 岸和田市岸城町で実施された地盤調査ボーリングの地質柱状図(地質図のボーリング地点1)





第76図 和泉府中駅西方で実施された地盤調査ボーリングの地質柱状図（地質図のボーリング地点2）

中位段丘堆積層の基底は7.6 - 8.9 m深にあると推定される。

### VII. 3 低位段丘堆積層 (t<sub>3</sub>)

岸和田図幅地域の低位段丘堆積層は、大津川（槇尾川・牛滝川）・佐野川・樫井川沿いに顕著に発達している。本層を和泉府中町の名をとって府中層と呼ぶことにする。府中層は、大阪平野北東部の攝津富田付近に分布する富田礫層（市原，1960）に相当する地層で、その堆積面が府中面（岡，1972）である。

低位段丘堆積層（府中層）は、大阪層群や基盤岩類を不整合に覆っていて、層厚数 m 以下、主として中礫 - 大礫を含む砂礫層から構成されている河成層であ

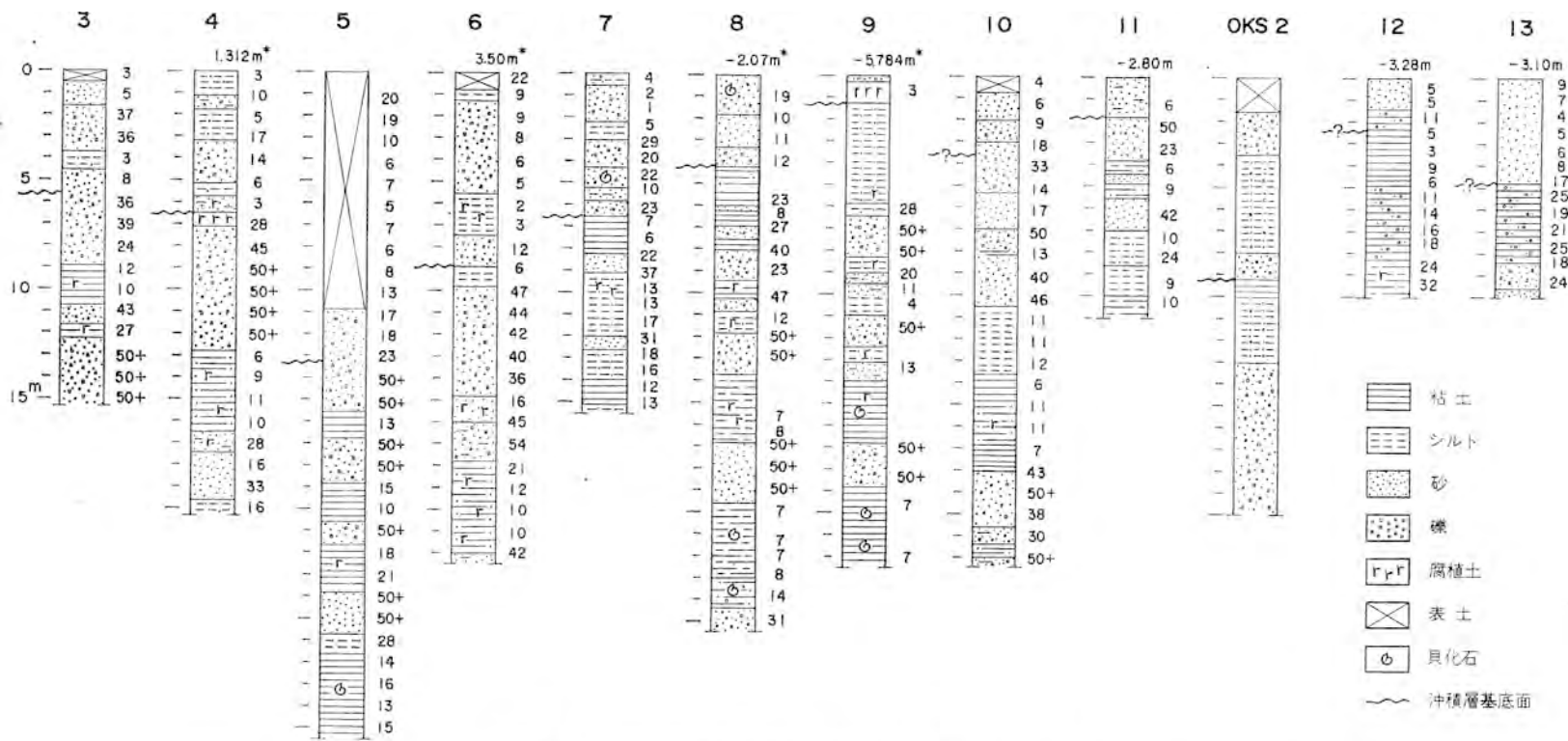
る。本層の堆積面（府中面）は、標高数-100 m，河床からの比高は10 m 以下で、河成・扇状地段丘として分布している。

和泉府中駅西方約400 mの第2阪和国道高架橋工事に伴うボーリング（第76図）によれば、本層は腐植物を多量に含む粘土層や火山灰層を挟有していて、その層厚は7-8 mである。このように多量の腐植物を含む粘土層の卓越する地層は、氾濫原の池・沼成堆積物である。本層に挟有されている茶灰色の火山灰層は、層厚20-25 cmで、富田礫層中に挟有される火山灰層（<sup>あいら</sup> 哈良火山灰層）に対比されるものである。

低位段丘堆積層は河川の中・上流部では第66図に見られるように、更に高位・低位に分けられることがあり、後者は完新世に形成された可能性がある。

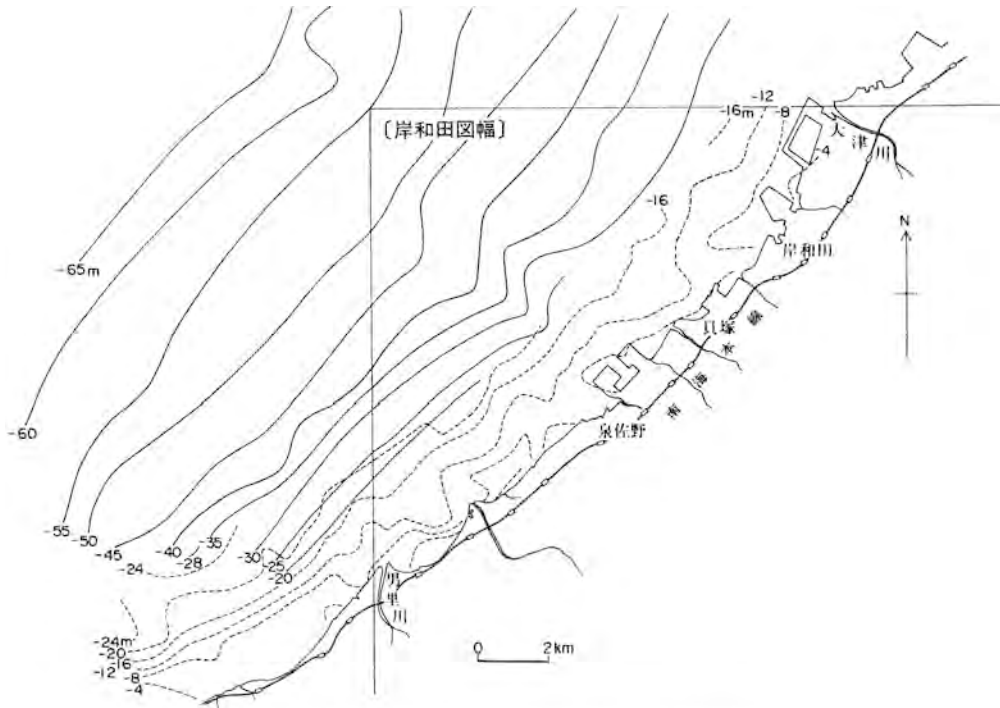
## VIII. 沖積層 (a)

岸和田図幅の陸域の沖積層は、大阪湾岸と各河川沿いの沖積低地を構成しているが、中位・低位段丘層の発達が著しいために、その分布はごく狭い範囲に主に湾岸に限定されている。湾岸の沖積層は、層厚10 m以下で、砂・礫層を主とし、ところどころにシルト層・腐植土層を挟む地層であって、砂・礫層中にはまれに海生貝化石が含まれている。本層は、その層相から判断して、大阪市域に典型的に発達する沖積層すなわち難波累層（池辺，1952）の海岸沿いの縁辺相に当たるもので、難波累層の中核部を占める海成粘土層である梅田粘土層（第10図）の発達はみられない。川崎地質株式会社から提供された資料と中世古・中川（1970）などに基づいて岸和田図幅地域湾岸の主要なボーリングの地質柱状図を

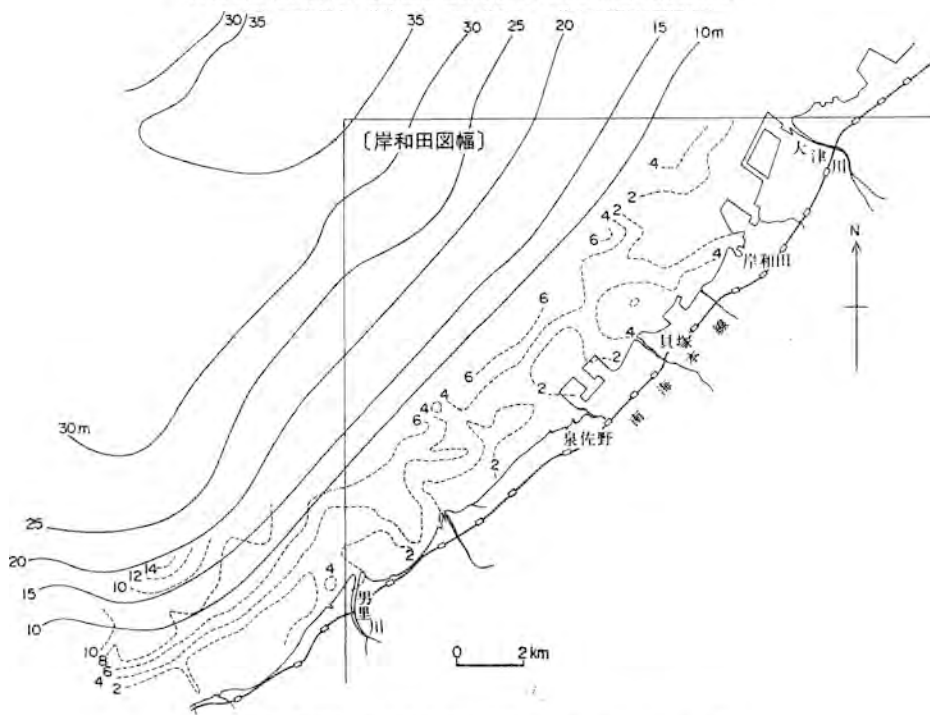


第 77 図 岸和田図幅湾岸地域の沖積層の地質柱状図 柱状図の右側の数値は N 値

ボーリング地点の標高は、標高値に\*印のあるものは O.P. ± 0 m = 東京湾中等潮位 -1.30 m を基準とし、標高値のみの場合は C.D.L. ± 0 m = O.P. + 0.43 m を基準としている。標高値の記入のないボーリングについては、その正確な標高は不明である。ボーリング地点は地質図に示してある



第 78 図 泉州沖の沖積層基底面深度図 (中世古・中川, 1970 に加筆)



第 79 図 泉州沖の沖積層等層厚線図 (中世古・中川, 1970 に加筆)

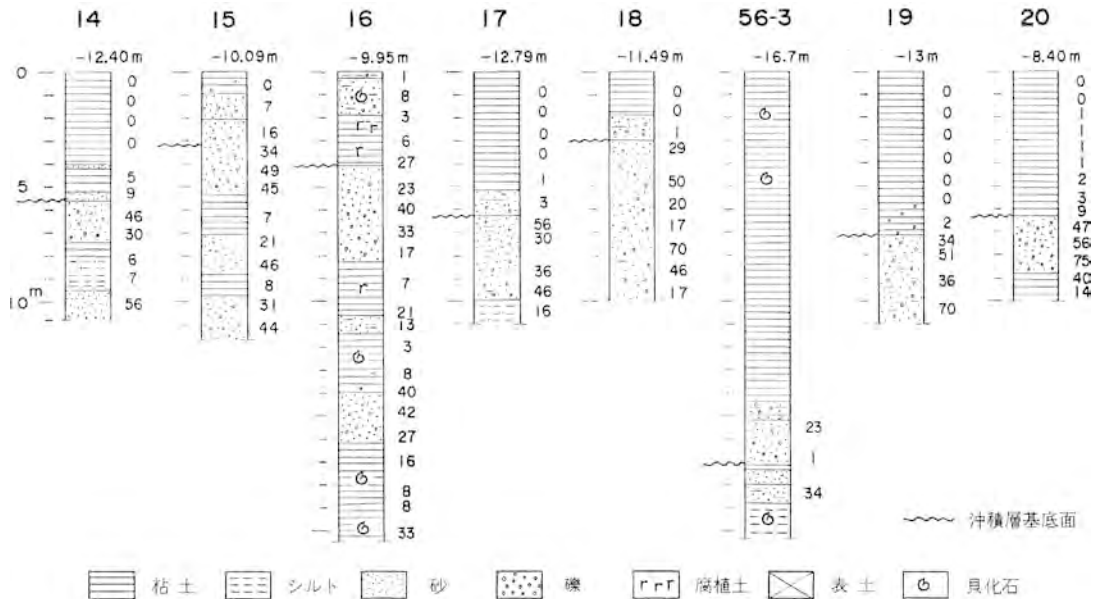
実線は音波探査, 破線はボーリングによる, 枠内は岸和田図幅地域

第77図に示した。

大阪湾海底下に広く分布している沖積層についての調査・研究としては、大阪湾音波探査委員会の報告書（藤田・鎌田編，1964），泉南臨海部の地盤条件研究（中世古・中川，1970）がある，これらの報告書に基づいて，大阪湾海底下の沖積層について，その概要を述べることにする。

藤田・鎌田らは，大阪湾全域にわたる音波探査を行って，沖積層すなわち難波累層を a・b の 2 層（第10図）に分けた．a層は難波累層の中核部を構成している海成の梅田粘土層の下限—海水面下20-20数 m 深—より上位の地層であり，その年代は約 10,000 年前から現在にわたっている．一方，b層は上述の梅田粘土層の下限より下位の砂・礫質の地層で，層厚は数 m-10 数 m，その年代は約 20,000 年前から約 10,000 年前にわたるものとみられている。

中世古・中川（1970）は，大阪府企業局が1961年に実施した海底ボーリングに基づいて，泉南から泉北にかけての海底下の沖積層について検討し，沖積層の基底面等深線と等層厚線を描き，藤田・鎌田らの基底面等深線・等層厚線とあわせて第78図・第79図を作成している．岸和田図幅地域の大阪湾海底下の沖積層は，海岸線近くでは陸域の沖積層と同様に，層厚が薄く，砂・礫層を主としているが，海岸から離れるに従って一般に層厚が厚くなり，海成粘土層（梅田粘土層）を主体とするようになる．そうして，泥質の湾底では現在もこの海成粘土層の堆積が続いている．岸和田図幅地域の大阪湾海底下の沖積層のボーリングのうち，その代表的なものの地質柱状図を第80図に示した。



第80図 岸和田図幅地域海底下の沖積層の地質柱状図

柱状図の右側の数値はN値，柱状図の上の数字はボーリング地点の標高，標高はC. D. L. ± 0 mを基準としている．ボーリング地点は地質図に示してある

## IX. 応用地質

### IX. 1 鉱物資源及び燃料資源

現在、本図幅地域内での金属及び非金属鉱床、燃料鉱床を採掘稼行している鉱山はない。以前、試掘の対象になった鉱種は、亜炭、天然ガス、珪石、長石、耐火粘土である。このうち亜炭は第二次大戦後に和泉市、岸和田市、貝塚市、泉佐野市などの大阪層群分布地域において、また、天然ガスは昭和30年代に和泉市、泉大津市、岸和田市、貝塚市の市街地下の第四系中に賦存すると考えられ、それぞれ探鉱がなされた。珪石、長石、耐火粘土類は昭和40年代中頃に岸和田市、貝塚市、泉佐野市、泉南市などに分布する泉南流紋岩類及び和泉層群において探鉱された。

### IX. 2 地下水

第81図に大阪・泉州地域<sup>17)</sup>の8地点の地下水位観測所<sup>18)</sup>における地下水位の変動を示す。本図幅地域の大半を占める泉州地域の地下水位は、昭和40年代末に著しく低下したが、地下水採取規制などにより、昭和51年以降は次第に回復しつつある。とくに、泉大津観測所及び岸和田第1・第2・第3観測所における地下水位の上昇は顕著である。このような地下水位の推移は、地盤沈下の進行状況とよく対応しており、第IX.5.3項に詳述する。

次に地下水の採取量<sup>19)</sup>は、地下水採取規制などにより、昭和43年は年間7,472万 m<sup>3</sup>であったものが、昭和54年には年間3,926万 m<sup>3</sup>へと大幅に減少した。これを用途別日平均採取量にみると工業用45%、上水用44%、公共用8%、農業用1%、一般用2%（昭和57年年間）であるが、市町ごとで相違がある。第82図にみられるように泉大津市、岸和田市、貝塚市、阪南町では上水用水の採取量が多いが、泉佐野市、泉南市、田尻町では工業用水の採取量が多い。また、忠岡町は公共用水が100%を占める。

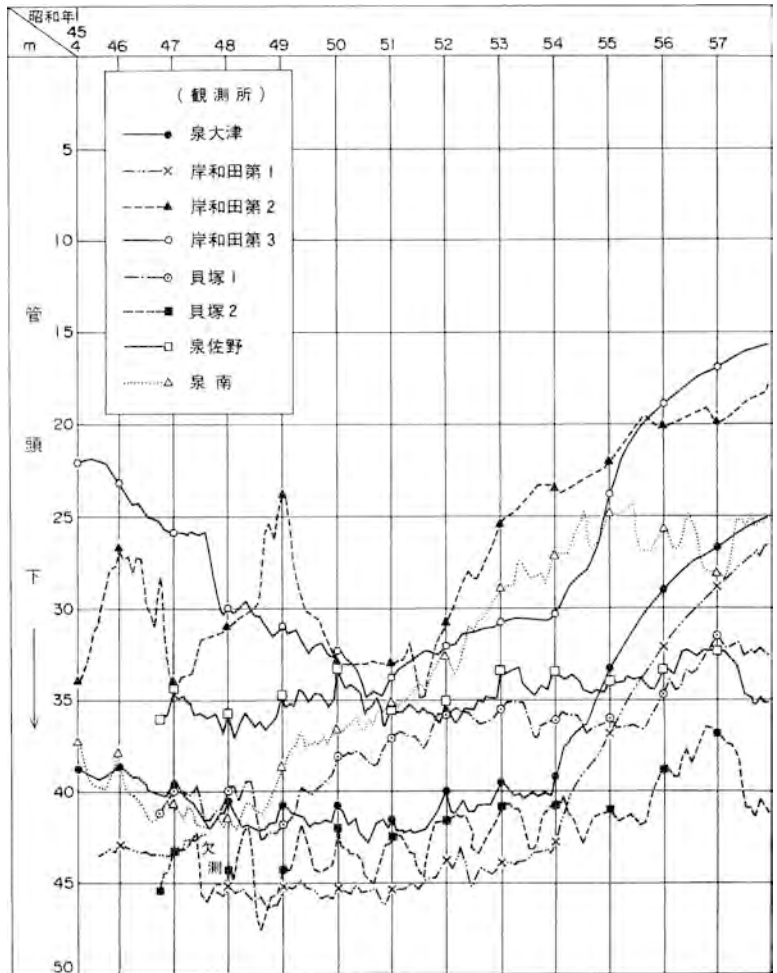
水質は竹味ほか（1966）、前田ほか（1967）が泉州地域の坑井124点の水質分析を行い、その特徴として1)成分の分布に地域的な偏在がみられること、特にMn<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>、NH<sub>4</sub><sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>成分が忠岡町及び泉大津市以北の臨海地区において高濃度を示すこと2)Cl<sup>-</sup>は深度との間に相関関係がみられ、深層地下水になるほど減少すること、などを明らかにした。彼らは、水質が収水深度、収水地点、収水年度によって少しずつ変動するものの、これらの特徴が地域的な地盤沈下による海水の浸入の結果生じた、と結論づけた。Cl<sup>-</sup>とHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>成分に地域的な偏在性が認められることについては、ほぼ同様の指摘が村下ほか（1958）、土質工学会関西支部受託研究委員会（1981）によっても行われている。水質組成をキヤダイグラムに示すと、泉大津市から泉佐野市に至る地区においてCa(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>型に属するものが62.5%、NaHCO<sub>3</sub>型3.1%、NaCl型14.3%、中間型<sup>20)</sup>20.1%である

17) 大阪府泉州地域は、大阪府行政区画のうちの堺市を除く泉北・泉南7市5町を指すが、高石市と岬町は本図幅地域外にあるため、本文でいう泉州地域とはこれらを除く6市4町を指す。

18) 第82図及び第14表参照。

19) 地下水採取量測定義務地域内に限定。

20) Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>とNaHCO<sub>3</sub>の区分に属する中間的なもの。



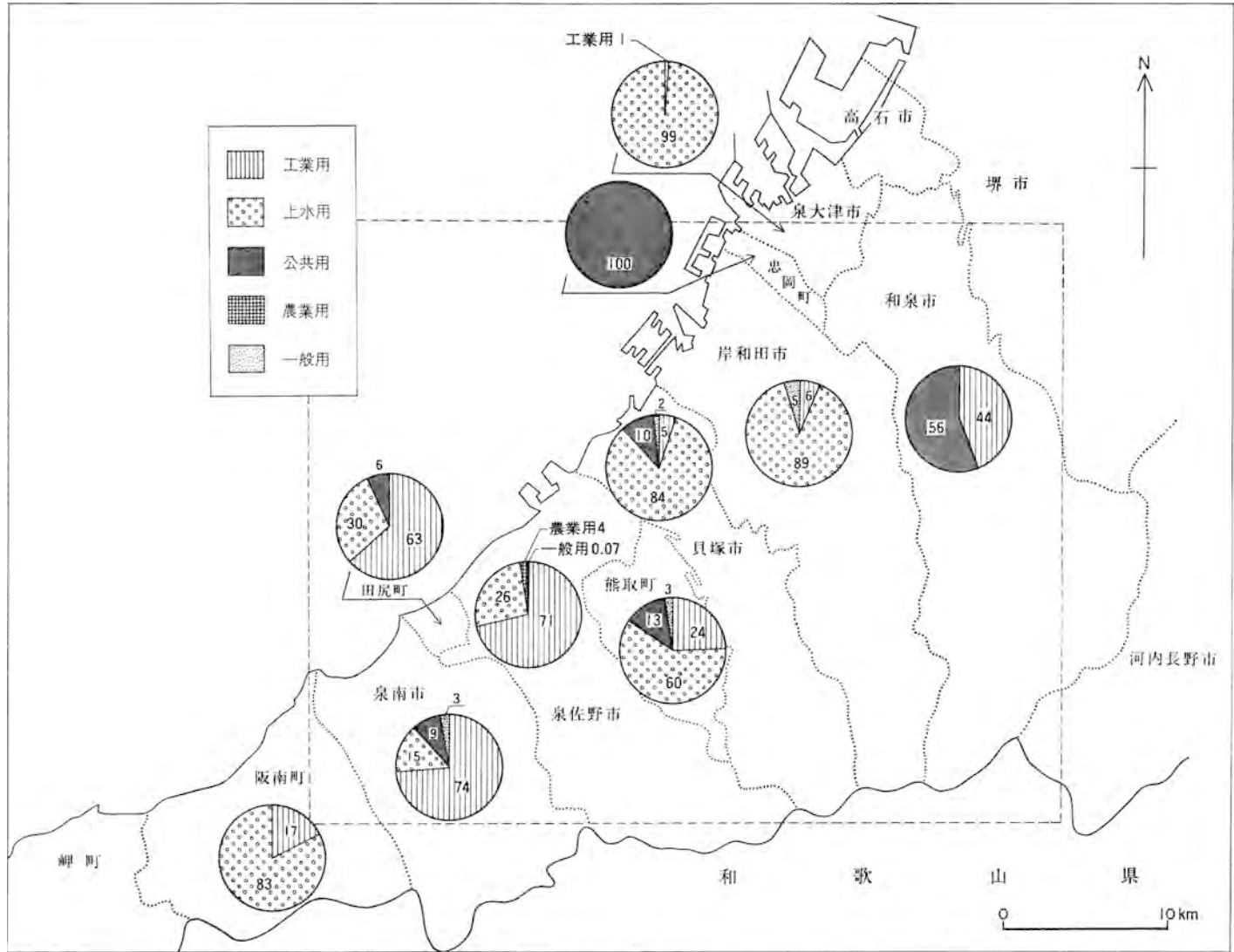
第81図 昭和45年4月-昭和57年の泉州地域の地下水位経年変化図  
 大阪府生活環境部（1982）による。観測所の位置及び諸元は第83図及び第14表を参照

が、NaCl型は臨海地区に多く、泉大津市では50%がこの型に属する（竹味ほか、1966）。一方泉南市及び阪南町地区では、中間型に属するものが大部分である（前田ほか、1967）。なお、水質や水収支の研究は宇野沢（1966）、尾原ほか（1967）及び鶴巻（1982）によっても行われている。

泉州地域の地下水涵養地帯は、大阪平野地下の大阪層群とその上位にのる段丘堆積物である。収水している坑井<sup>21)</sup>の深度は0-100 mのもの17%，101-200 m 47%，201-300 m 27%，300 m以上の深度のもの8%，深度不明1%であり、主要な被圧帯水層が下部-上部の大阪層群の砂礫層と考えられる。

その湧出能力（比湧出量）は、大阪通商産業局用水公害課（1970）が地下水調査の結果から、泉大津市-貝塚市の臨海地区が50 m<sup>3</sup>/日/m以下、貝塚市-阪南町の臨海地区が100 m<sup>3</sup>/日/m-200 m<sup>3</sup>/日/m、和泉市-貝塚市の丘陵地が50 m<sup>3</sup>/日/m-100 m<sup>3</sup>/日/m、熊取町以西の丘陵地が200m<sup>3</sup>/日/m以上、

21) 地下水採取量測定義務地域内の坑井に限定。



第 82 図 昭和 57 年間の地下水用途別採取量比 (大阪府水質課の資料に基づき作成)。市・町内の地下水採取量測定義務地区のみに限定したもの、破線枠内は岸和田圏域の範囲を示す

している。

### IX.3 鈹 泉

岸和田図幅地域内には、貝塚市<sup>こつみ</sup>木積の奥水間温泉と泉佐野市<sup>いぬなき</sup>大木の犬鳴温泉がある。

奥水間温泉は泉温16.5℃の純重曹泉（pH値分類では中性泉）で、加温して浴用及び飲用に利用して

第11表 岸和田図幅地域鈹泉分析表

成分	鈹 泉	奥水間温泉	犬 鳴 温 泉
湧 出 地		大阪府貝塚市木積	大阪府泉佐野市大木
試 験 年 月 日		昭和57.11.16	昭和52.3.30
さく泉の深度		275 m	300 m
湧 出 量 (l/min.)		9.06	3
気 温 (°C)		16.7	0
泉 温 (°C)		16.5	16
性 状		ほとんど無色透明，弱塩味	無色透明，硫化水素臭
Rn ( $\times 10^{-10}$ Ci/kg)		9.7	0.98
pH (湧出地)		7.19	8.6
(試験室)		7.3	8.8
比 重 (20°C)		0.9990	0.9997
蒸発残留物(mg/kg)		932.9	872
Na <sup>+</sup> ( " )		339.3	372.6
K <sup>+</sup> ( " )		8.0	23.01
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> ( " )		0.1	0.540
Mg <sup>2+</sup> ( " )		5.4	0.270
Ca <sup>2+</sup> ( " )		27.8	2.281
Fe <sup>2+</sup> ( " )		1.9	0.060
Mn <sup>2+</sup> ( " )		0.03	
F <sup>-</sup> ( " )		3.4	5.502
Cl <sup>-</sup> ( " )		30.8	21.61
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ( " )			1.662
HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ( " )		0.4	0.259
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ( " )		946.9	910.4
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> ( " )		1.2	33.58
HS <sup>-</sup> ( " )			0.602
HSiO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ( " )			1.811
BO <sub>2</sub> <sup>-</sup> ( " )			0.625
OH <sup>-</sup> ( " )			0.107
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> ( " )		119.1	14.67
HBO <sub>2</sub> ( " )		44.6	1.701
CO <sub>2</sub> ( " )		102.5	3.504
H <sub>2</sub> S ( " )			0.010
成 分 総 計		1,631.43	1,394.804

分析：大阪府立公衆衛生研究所



いる。近木川沿いの深度275mの坑井を泉源として揚水しており、湧出量は毎分9.06ℓ、湧出母層は深度110-120m付近の泉南流紋岩類である（鶴巻ほか、1974）。これは、坑井の比抵抗・温度検層図中にみられる低比抵抗部が110-120mの深度であったことに基づいている。鉱泉の成分を第11表に示す。

犬鳴温泉は、二瀬川右岸の河川敷における深度300mの坑井から採水されている。湧出量は毎分3ℓ、泉温16.0℃の純重曹泉（pH値分類では弱アルカリ性泉）で、加温して浴用及び飲用に供している。鉱泉の成分を第11表に示す。犬鳴温泉周辺には、和泉層群岩出累層が分布し、鉱泉湧出地の二瀬川川岸及び河川敷では、薄い礫岩層を挟む泥岩の卓越した砂岩泥岩互層が露出している。

## IX. 4 土木建築材料

### IX. 4. 1 骨 材

昭和59年3月現在、岸和田市河合町、熊取町小谷及び同町久保の3地区において花崗岩質岩石を採石している。岩質はそれぞれ水間花崗閃緑岩（マイロナイト化）、水間花崗閃緑岩、花崗斑岩であり、これらを砕いてまき土として昭和57年1年間に153,900tを産出している。

### IX. 4. 2 粘 土

阪南町和泉鳥取の和泉山脈山麓丘陵地において、瓦用粘土を採土している。この粘土採掘場は、三木（1948）による植物化石採集地リストに記載されているので、大阪府下では唯一の粘土採掘場として36年の歴史があることになる。

和泉山脈の山麓丘陵地は、大阪層群泉南累層の礫・砂・粘土の互層からなる。粘土採掘場では、稼行対象の層厚約10mの灰白色粘土層中に木片や炭化物、薄いレンズ状の砂層、後背地の和泉層群に由来する砂岩ボールや頁岩ボールなどが挟在する。粘土層の直上には層厚約4mの灰白色極細粒砂層があり、更にその上部には灰白色-灰黄色シルト質粘土層がのる（小村、1979の第2図参照）。

瓦用粘土の鉱物組成は、disorder型カオリナイト、イライト、モンモリロナイト、石英、長石のほか菱鉄鉱や方解石からなる（小村、1979）。化学組成、耐火度（SK）などは第12表に示した。なお、採掘された粘土は周辺地域に点在する製瓦工場へ搬出され、製品名称「泉州瓦」として生産されている（小村、1980）。

第12表 大阪府阪南町の瓦粘土の化学組成（小村、1979）

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O(+)	H <sub>2</sub> O(-)	Total	Ig.loss	耐火度 SK	pH
													%	%		
61.66	0.64	16.65	3.44	2.60	0.03	0.71	0.26	0.56	2.26	<0.01	6.45	3.38	98.64	10.75	16	5.55

## IX. 5 地盤災害

## IX. 5. 1 地すべり地

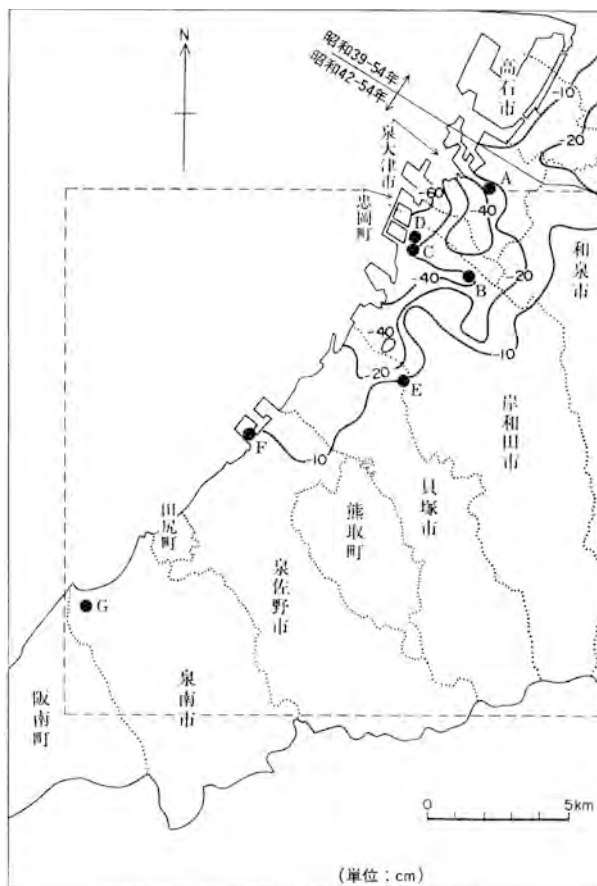
岸和田図幅地域内では、第13表に示した2箇所の地すべり防止区域指定地がある。

樫井川地すべり地は、泉佐野市の樫井川左岸上約5ha域の小規模な地すべりで、基盤の近木川花崗岩直上の斜面をなす大阪層群が崩落したものと考えられる。すべり面は現在は植生に覆われて地すべり地形を認め難い。防止工事として排水溝や集水井の施設、コンクリートブロック擁壁の設置などが行われている。

水間地すべり地は、貝塚市水間の近木川左岸約7ha域の地すべりで、指定地内を府道枚方富田林泉佐野線が通過する。基盤は著しく風化・変質を被った水間花崗閃緑岩で、その直上の斜面を形成する大阪層群が地すべりを生じたものと考えられるが、一部では花崗岩類が崩壊した可能性も見受けられる。防止工事として集排水溝や防止柵の施設、杭留などがなされている。

## IX. 5. 2 砂防地

岸和田図幅地域内の砂防指定地は、和泉層群分布地域に40%、泉南流紋岩類分布地域に14%、領家花崗岩類分布地域に30%、鮮新統・更新統分布地域に17%の分布を示し、また、地区別では貝塚市と熊取町の山地部に大部分の指定地が集中する（昭和53年3月現



第83図 泉州地域の累積地盤沈下等量線図

大阪府生活環境部（1981）による、各地に固定された水準点の変動量を結んである。A-Gは地下水位・地盤沈下観測所の位置。その詳元は第14表を参照。破線枠内は岸和田図幅地域の範囲を示す

第13表 岸和田図幅地域内の地すべり防止区域

地すべり防止区域名	所在地	面積 (ha)	地すべり発生年	防止区域指定日
樫井川	泉佐野市上之郷町中村	5.30	昭和27年	昭和34年10月23日（建設省）
水間	貝塚市水間	6.82	昭和35年	昭和48年2月14日（建設省）

在)。

### IX. 5. 3 地盤沈下

大阪・泉州地域では、昭和40年代に入って、堺・泉北臨海工業地帯の造成や重化学など諸産業の地下水汲み上げが盛んになり、地下水位の低下を招いたが（IX-2節参照）、これに呼応するように泉大津市、忠岡町、岸和田市、貝塚市などの臨海地区において地盤沈下が激化した。第83図のように昭和42年から昭和54年の12年間に最も著しい沈下量を示したのは、泉大津市と忠岡町の大津川河口周辺で、-60cmにも達した。沈下等量線は泉佐野市北部や岸和田市中部にも及び、地盤沈下が臨海部から平野部に拡大・進行したことが明らかである。しかし、泉佐野市南部や田尻町、泉南市、阪南町には沈下等量線が及んでおらず、泉州地域の地盤沈下は地域的に偏在している。一方、地盤沈下と強い因果関係を示す日平均地下水採取量は、地盤沈下地区の泉大津市、和泉市西北部、忠岡町、岸和田市と貝塚両市の臨海部が1km<sup>2</sup>当たり1,600m<sup>3</sup>（昭和43年-昭和47年の5年間）と推定され、これに対して非地盤沈下地区の泉佐野市以南ではその約1.4倍の1km<sup>2</sup>当たり2,270m<sup>3</sup>（同期間）と推定されている（土質工学会関西支部受託研究委員会、1981）。したがって、泉州地域の地盤沈下の原因を地下水の過剰揚水だけに限定することはできない。このため大阪府は、地盤沈下機構の解明などを目的として、昭和49年-昭和52年に地盤沈下地区の岸和田市岸城町（OKS1）と非地盤沈下地区である泉佐野市下瓦屋町（OKS2）において、深度各々230m、200mの2本のボーリングを実施した。中川(1975)及び土質工学会関西支部受託研究委員会（1981）は、花粉分析や火山灰分析などの結果に基づいて、対比上幾つかの問題点は

第14表 泉州地域の地下水位・地盤沈下観測所一覧表（大阪府生活環境部、1982）

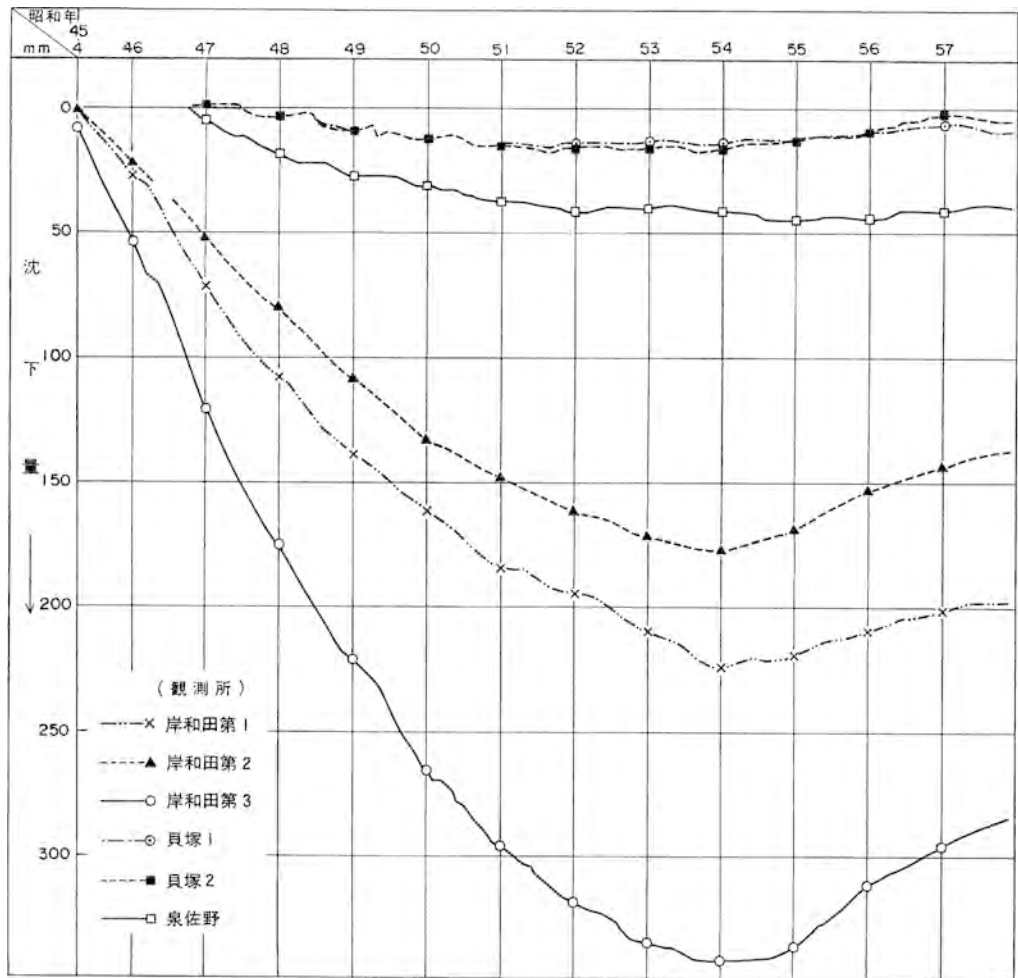
観測所の位置は第83図参照

第4図の位置記号	観測所名	所在地	深度(m)	観測種別	沈下計、水位計の型式	沈下計の倍率	水位計の倍率	観測開始年(昭和)
A	泉大津	泉大津市東雲町9-12, 東雲公園内	400	水位	長期巻K式	—	5:1	45.4
B	岸和田第1	岸和田市中井町100, 大阪府水道部岸和田ポンプ場内	154	沈下・水位	"	1:20	5:1	"
C	岸和田第2	岸和田市大岡町8-20, 岸和田市天の川下水ポンプ場内	150	"	"	1:20	25:1	"
D	岸和田第3	岸和田市磯之上町670-1, 岸和田磯之上下水終末処理場内	300	"	"	1:20	5:1	"
E	貝塚1 2	貝塚市半田464, 岸和田貝塚清掃工場内	140	"	"	1:20	25:1	45.10
			202	"	"	1:20	25:1	"
F	泉佐野	泉佐野市住吉町5-4, 泉佐野・住吉汚水処理場内	156	"	"	1:20	25:1	"
G	泉南	泉南市樽井1910, 泉南市立樽井小学校内	200	水位	"	—	5:1	

(昭和57年12月現在)

残るとしつつも、2本のボーリングの層序を定めた。それによれば、岸和田市のOKS1ボーリングは、大阪層群北累層から国分累層（Ma8からMa0の下位30m）まで存在するのに対し、泉佐野市のOKS2ボーリングでは大阪層群の上部が欠如し、国分累層（Ma2より下位）に限定された層準、としている。この結果、泉州地域の地盤沈下に地域的な偏在性があるのは、大阪層群の上部と下部のそれぞれの圧縮量や地下水循環の差違であって、それは地下水位の低下によって地層が圧縮し、地下水循環に変化が生じたことに起因するもの、と考えられた。なお、地盤沈下はIX-2節でも述べたように地下水の水質にも悪影響を与えている（前掲第2項）。

次に、第14表に示した地下水位・地盤沈下観測所における累積沈下量は、第84図にみられるように昭和54年-昭和55年に最大値を示して以後、沈静化又は地盤隆起に転じている。これは地盤沈下防止対策による効果とみることができる。防止対策の主なものは、昭和50年1月に大阪府公害防止条例による工業用地下水採取規制区域の指定（泉大津市及び忠岡町の全域、岸和田市と和泉市及び貝塚市の一部地



第84図 昭和45年4月-昭和57年の泉州地域の地下水位・地盤沈下観測所における累積地盤沈下量経年変化図  
 大阪府生活環境部（1982）による。観測所の位置及び諸元は第83図及び第14表を参照。

区), 続いて昭和53年1月から同地域の工業用水法による指定地域への切り替えとそれに伴う規制区域内の工業用水道への水源転換奨励, 更に水源転換地区における許可基準外の工業用坑井の廃止措置, などである。規制区域内の工業用坑井の許可基準は, 揚水機の吐出口断面積が $21\text{cm}^2$ 以下, ストレーナーの位置が地表面下300m以深であること, となっており, 昭和59年3月現在の許可された工業用坑井は1本である(大阪通商産業局, 1984)。こうした諸防止対策が講じられた結果, 第2項で述べたように昭和51年以降, 地下水位が漸次回復し(第81図), 昭和55年に至って地盤隆起に転じた, と考えられる。

## 文 献

- AIKAWA, N., MASAOKA, K. and MAENO, S. (1979) Rhodonite, spessartine and manganoan amphiboles from the Ryoike metamorphic rock at Wakagashi, Osaka Prefecture, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 22, p. 1-20.
- , YOSHIDA, M. and ICHIKAWA, K. (1972) Discovery of dawsonite and alumohydrocalcite from Cretaceous Izumi Group in Osaka Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 67, p. 370-385.
- 土質工学会関西支部受託研究委員会 (1975) 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究報告書. 大阪府, 48 p.
- (1976 a) 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究報告書. 大阪府, 81p.
- (1976 b) 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究報告書に関する補足と訂正書. 大阪府, 6 p.
- (1978) 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究報告書. 大阪府, 106p.
- (1979) 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究報告書. 大阪府, 73p.
- (1980) 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究報告書. 大阪府, 102p.
- (1981 a) 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究. 大阪府, 349p.
- (1981 b) 泉州地域の洪積層における地盤沈下に関する調査研究 (第2冊) —考察・今後の課題—. 大阪府, 45p.
- 越後格之・木村敏雄 (1973) 中央構造線に沿う破碎岩の小構造解析—紀伊半島東部の粥見付近における例—. 中央構造線, p. 115-137, 東海大学出版会.
- 50万分の1地質図編纂委員会 (1951) 50万分の1地質図幅「京都」(第1版). 地質調査所.
- HARA, I., SHYOJI, K., SAKURAI, Y., YOKOYAMA, S. and HIDE, K. (1980) Origin of the Median Tectonic Line and its initial shape. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, p. 27-49.
- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三 (1977) 領家南縁剪断帯の研究—中央構造線発生時の運動像—. 地球科学, vol. 31, p. 204-217.
- 原田哲朗・石田志朗・大西郁夫・徳岡隆夫 (1963) 大阪南方, 和泉地域の大阪層群. 地球科学, vol. 66, p. 1-8.
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・田結庄良昭・

- 吉田 勝・河原林育朗・津村善博 (1982) 近畿地方東部の領家帯の地質—特に花崗岩の岩体区分と相互関係—。地質学雑誌, vol. 88, p. 451-466.
- 林田精郎 (1969) 和泉砂岩の力学的性質 (I)。応用地質, vol. 10, p. 31-37.
- (1970) 和泉砂岩の力学的性質 (II)。応用地質, vol. 11, p. 1-5.
- 引田 茂 (1954) 大阪湾周辺に於ける遺体植物の研究。大阪府立学校教員研究報告書, ser. 1, p. 1-17.
- 堀井 篤 (1958) 葛城山北部の和泉層群の層序と構造—和泉山脈の地質—。立命館大学理工学研究所紀要, no. 3, p. 73-82.
- (1959) 和泉山脈西部, 雄ノ山峠周辺の和泉層群について。立命館大学理工学研究所紀要, no. 4, p. 127-134.
- HUZITA, K. (1954) Stratigraphical significance of the plant remains in the late Cenozoic formation in central Kinki. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ.*, ser. G, vol. 2, p. 75-88.
- 藤田和夫 (1959) 西宮地方の地質と構造。西宮市史, 第1巻, p. 216-237.
- (1983) 日本の山地形成論—地質学と地形学の間—。蒼樹書房, 東京, 466 p.
- (1984) 須磨地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 101p.
- ・鎌田清吉編 (1964) 大阪湾の地質。大阪湾音波探査委員会, 62 p.
- ・笠間太郎 (1982) 大阪西北部地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112 p.
- ・——— (1983) 神戸地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115 p.
- ・岸本兆方 (1972) 近畿のネオテクトニクスと地震活動。科学, vol. 42, p. 422-430.
- ・前田保夫 (1971) 伊丹段丘。伊丹市史, 第1巻, p. 8-70.
- 兵庫県 (1961) 20万分の1兵庫県地質鉱産図及び同説明書。171 p.
- 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)。地質学雑誌, vol. 66, p. 466.
- ICHIKAWA, K. (1980) Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, p. 187-212.
- and MAEDA, Y. (1958a) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, Part 1. Cucullaeidae (*Pleurogrammatoden*, nov., *Nanonavis* and *Indogrammatoden*). *Jour. Inst. Polytech., Osaka City Univ.*, vol. 3, p. 61-74.
- and ——— (1958b) Ditto, Part 2. Orders Taxodontida, Prionodontida, Dysodontida, Desmodontida and Adapedontida. *Jour. Inst. Polytech., 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

3. Order Hetrodontida (1). *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 7, p. 113-145.
- ICHIKAWA, K. and MAEDA, Y. (1966) *Clisocolus* (Bivalvia, Late Cretaceous) from the Izumi Group of the Kinki District, Japan. *Prof. S. Matsushita Memorial Volume*, 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, p. 87-95, 東海大学出版会.
- ・————— ・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.
- ・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, 19 p.
- ・弘原海 清・笠間太郎・山田直利・河田清雄 (1967) 淡路島の泉南酸性火砕岩類と州本花崗閃緑岩との関係(演旨). 地質学雑誌, vol. 73, p. 137.
- ・吉田博直 (1962) 泉南酸性岩類と和泉層群との関係およびその地史的意義, 地質学雑誌, vol. 68, p. 417.
- 飯田義正 (1980) 泉南地域の大阪層群内に認められる前期更新世の不整合. 大阪微化石研究会機関誌 (NOM), no. 8, p. 1-15.
- 池辺展生 (1952) 地質学的立場からみた日本のいわゆる第四紀の編年について. 国際第四紀研究連合 (INQUA) 日本支部連絡紙, no. 1, p. 3-11.
- IKEBE, N. (1956) Cenozoic geohistory of Japan. *Proc. 8 th Pacific Sci. Congr.*, vol. 2, p. 446-456.
- 池辺展生 (1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—. 新生代の研究, no. 24-25, p. 1-10.
- IKEBE, N., CHIJI, M. and ISHIDA, S. (1966) Catalogue of the late Cenozoic Proboscidea in the Kinki District, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 9, p. 47-87.
- , IWAMATSU, J. and TAKENAKA, J. (1970) Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 13, p. 29-36.
- 今岡照喜・村上允英 (1979) 西中国地域の後期中生代〜古第三紀火山岩類の岩石化学. 地質学論集, no. 17, p. 259-272.
- 井宮 裕 (1984) 和泉山脈三国山付近の和泉層群の堆積学的研究. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 217.
- ISHIDA, S., MAENAKA, K. and YOKOYAMA, T. (1969) Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene Series in Kinki District, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 75, p. 183-197.
- ISHIZAKA, K. (1966) A geochronological study of the Ryoike metamorphic terrain in the Kinki district, Japan, *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ.*, ser. B, vol. 33, p. 69-102.
- 石坂恭一 (1969) 近畿地方領家帯のジルコンの U-Th-Pb 年代について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 62, p. 191-197.

- 市原 実 (1960) 大阪・明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no.49, p.15-25.
- (1966) 大阪層群と六甲変動. 地球科学, no. 85・86, p.12-18.
- (1983) 大阪層群の研究における現在の問題点—いわゆる“芝の不整合”の問題, 及び大阪層群と高位段丘層の関係について—. 地団研専報, no. 25, p. 1-11.
- ・亀井節夫 (1970) 大阪層群. 科学, vol. 40, p. 282-291.
- ・横山卓雄・石田志朗 (1966) 満池谷累層について. 第四紀研究, vol.5, p. 65-72.
- ITIYHARA, 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. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 1-29.
- 市原 実・吉川周作・林 隆夫 (1977) 泉南・泉北地域の大阪層群と大阪層群の標準層序. 地質学論集, no. 14, p. 209-220.
- ITIYHARA, M., YOSHIKAWA, S. and KAMEI, T. (1984) The Pliocene-Pleistocene boundary in the Osaka Group. *Proc. 27th International Geol. Congr.*, vol. 3, p. 23-34.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹 (1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について—大阪層群の古地磁気層序とフィッション・トラック年代—. 地球科学, vol. 38, p. 1-16.
- ・——— ・——— ・大四雅弘 (1985) 大阪府和泉市松尾寺付近のいわゆる芝の不整合. 日本地質学会関西支部会報, no. 98, p. 6-7.
- 市原優子 (1962) 海成粘土層にみられる粘土鉱物の風化(その2). 粘土科学の進歩, no. 4, p. 157-162.
- ・黒田紀子・市原 実 (1966) アセチルブロマイド処理による材化石の研究. 地球科学, vol. 20, p.1-5.
- 景守紀子・市原 実 (1967) 材化石のアセチルブロマイド処理法. 第四紀研究, vol. 6, p. 172-174.
- KAMEI, T. (1966) Notes on *Elephas shigensis* (MATSUMOTO and OZAKI) from the Osaka Group and the Paleo-Biwa Group. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, ser. B, vol. 32, p. 381-399.
- and OTSUKA, H. (1981) The Plio-Pleistocene stratigraphy of Japan in relation to Proboscidean evolution. In SASTRY, M. V. A. et al., eds. *Proc. Field Conf. Neogene-Quaternary, India, 1979*, Geol. Surv. India, p. 83-88.
- 金原信泰 (1902) 20 万分の 1 地質図幅和歌山及び同説明書. 地質調査所
- 笠間太郎・藤田和夫 (1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷(1). 新生代の研究, nos. 24-25, p. 11-19.
- 河名俊男 (1973) 兵庫県加古川中下流域の段丘地形. 第四紀研究, vol. 12, p. 38-47.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦花崗岩類の K-A dating (V)—西南日本の花崗岩類—. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 191-211.
- 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. 地質学雑誌, vol. 38, p. 629-640.



- 小村良二 (1979) 大阪府阪南町の瓦粘土の産状と性質. 地調月報, vol. 30. p. 459-467.
- (1980) 近畿地方の粘土瓦の変遷と瓦粘土—奈良県, 大阪府—. 地質ニュース, no. 305, p. 20-29.
- 光明池団体研究グループ(1971) 光明池周辺の大阪層群. 地球科学, vol. 25, p. 201-210.
- 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.
- 前田吉門・布浦雅子・奥野雅和 (1967) 大阪府の地下水水質 (第3報)—統泉南泉北地区の成績. 大阪府立公衆衛生研究所研究報告 (公害編), no. 4, p. 1-4.
- MAENAKA, K. (1979) Paleomagnetic study of sediments around the Komyoike volcanic ash horizon in the Osaka Group, Senpoku Area, Osaka Prefecture, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 6, p. 257-260.
- (1983) Magnetostratigraphic study on the Osaka Group, with special reference to the existence of pre- and post-Jaramillo episodes in the late Matuyama polarity epoch. *Kenkyu-kiyo (Res. Jour.)*, *Hanazono Univ.*, vol. 14, p. 1-65.
- MAKIYAMA, J. (1956) Cyclic nepton group of Kinki Area, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*, Ser. B, vol. 23, p. 169-176.
- MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, G. B. (1979) Revised Geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m. y. B. P. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 615-626.
- 政岡邦夫 (1982) 近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類. 地質学雑誌, vol. 88, p. 483-497.
- 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.
- (1953) The Cretaceous system in the Japanese Islands. *Japan Soc. Prom. Sci.*, 324 p.
- and MOROZUMI, Y. (1980) Late Cretaceous Ammonites from the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. History*, no. 33, p. 1-31, pl. 1.
- 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, pl. 1.
- 松下 進 (1953) 日本地方地質誌 近畿地方. 朝倉書店, 293 p.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて. 鉱物と地質, ser. 10, p. 3-42.
- MIKI, S. (1957) Pinaceae of Japan, with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytech., Osaka City Univ.*, ser. D, vol. 8, p. 221-272.

- 三土正則 (1972) 東播台地のトラ斑土壤. トラ斑土壤と地形及び植物, ペドロジスト懇談会, 東京, p. 19-26.
- MIYATA, T. (1980) Wrench fault tectonics of the Median Tectonic Line and deformation of the Cretaceous Izumi Group in west Kinki, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 65-114.
- 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. *Ibid.*, 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究報告, no. 34, p. 1-5.
- 村下敏夫・森 和雄・後藤肇次 (1958) 大阪府下工業用水源地域調査報告—淀川水系地域調査第4報一. 地調月報, vol. 9, p. 865-884.
- 長浜春夫・片田正人・対馬坤六 (1959) 淡路島南西部 (西淡町) の和泉層群に不整合に覆われる石英斑岩類. 地調月報, vol. 10, p. 697-700.
- 中川久夫 (1961) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大学地質古生物邦文報告, no. 54, p. 1-61.
- 中川要之助 (1975) 大阪府泉州地域の地下地質構造. 同志社大学理工学研究報告, vol. 16, p. 107-116.
- 中島和一・小泉光恵・中川衷三 (1962) 和泉層群からの沸石の発見. 地質学雑誌, vol. 68, p. 173-175.
- ・政岡邦夫・田結庄良昭・杭田康弘 (1985) 淡路島中央部の領家帯—特に花崗岩類の区分と相互関係について. 地球科学, vol. 39, p. 124-135.
- ・中中啓策 (1967) 和泉山脈中部の和泉層群における含沸石凝灰岩, とくに含モルデン沸石凝灰岩および濁沸石凝灰岩. 地質学雑誌, vol. 73, p. 235-245.
- 中世古幸次郎編 (1984) 関西国際空港地盤地質調査. 災害科学研究所報告, 285 p.
- ・中川要之助 (1973) 泉南臨海部の地盤条件研究. p. 1-36.
- ・——— ・柴山元彦 (1973) 大阪府下の二上層群に関する新知見. 地質学雑誌, vol. 79, p. 237-239.
- NISHIDA, J. and ISHIDA, S. (1975) Paleomagnetic study of Osaka Group using marine and non-marine clays near Komyoike, Osaka Prefecture. *Rock Magnetism and Paleogeophys.*, vol. 3, p. 32-35.
- 西本博行・両角芳郎 (1979) 和泉山脈の後期白亜紀板鰐類化石. 瑞浪市化石博物館研報, no. 6, p. 133-139, pls. 24-25.
- 西村 進・笹嶋貞雄 (1970) Fission-Track 法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, vol. 24, p. 222-224.

- 西村年晴(1984) 四国西部の上部白亜系和泉層群の堆積盆解析. 地質学雑誌, vol. 90, p. 157-174.
- ・飯島 東・歌田 実(1980) 四国・淡路島の和泉層群の沸石続成帯と堆積盆解析. 地質学雑誌, vol. 86, p. 341-351.
- 尾原信彦・渡辺和衛・松野久也・安藤高明・相原輝雄・金井孝夫・小鯛桂一・宇野沢 昭(1967) 泉州地区産業地質調査報告書. 地調月報, vol. 18, p. 75-117.
- OBATA, I. and MATSUMOTO, T. (1963) Some baculitids from Honshu. In MATSUMOTO, T. and OBATA, I. : *A monograph of the Baculitidae from Japan. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D (Geol.)*, vol. 13, p. 75-92.
- 大平芳久(1982) 紀伊半島中央部・高見山北方地域の領家帯の地質. 地質学雑誌, vol. 88, p. 467-481.
- 岡 義紀(1972) 槇尾川流域の地形発達史. 船越謙策教授記念論文集, 広島大学, p. 159-166.
- (1978) 和泉山脈の形成と大阪層群. 第四紀研究, vol. 16, p. 201-210.
- 大阪府生活環境部公害水質課(1981) 大阪府地下水採取規制図・累積沈下等量線図(7万5千分の1).
- 大阪府生活環境部(1982) 昭和57年地盤沈下・地下水位観測年報. 101p.
- 大阪層群研究グループ(1951) 大阪層群とそれに関連する新生代層. 地球科学, no. 6, p. 49-62.
- 大阪通商産業局用水公害課(1970) 大阪府泉州地区地下水利用適正化調査報告. 工業用水, no. 137, p. 66-77.
- 大阪通商産業局(1984) '84近畿地域通商産業統計要覧. (財)通商産業調査会大阪本部, p. 190.
- 領家研究グループ(1974) 奈良県桜井南方の領家帯の地質. 地球科学, vol. 28, p. 103-114.
- 桜井康博・原 郁夫(1979) 花崗岩組成の研究—とくに石英について. 地質学論集, no. 17, p. 287-294.
- 寒川 旭(1976) 紀ノ川流域の地形形成と地殻変動. MTL(中央構造線)総研連絡紙, no. 1, p. 49-60.
- (1978) 紀伊半島中・西部と四国北東部(讃岐山脈北麓域)の断層活動と地形発達について. 中央構造線(MTL)総研連絡紙, no. 3, p. 49-60.
- SHIBATA, K., MATSUMOTO, T., YANAGI, Y. and HAMAMOTO, R. (1978) Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. *Contributions to the geologic time scale*, p. 143-164, Am. Assoc. Petr. Geol.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫(1979) K-Ar年代測定結果—1. 地調月報, vol. 30, p. 675-686.
- 篠原正男(1977) 和泉山脈中東部の和泉層群の堆積学的解析—その堆積相と堆積環境について—. 大阪市立大学理学研究科修士論文(MS.).
- 白波瀬輝夫(1981) 濃飛流紋岩中の安山岩のSr同位体比. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 245.
- SMITH, R. L. (1960) Ash flows. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, p. 795-842.
- STRECKEISEN, A. L. et al. (1973) Plutonic rocks—Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission of the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol. 18,

- no. 10, p.26-30.
- SUWA, K. (1961) Petrological and geological studies on the Ryoke metamorphic belt. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 9, p. 224-303.
- 諏訪兼位・瀧木輝一(1968) 淡路島の領家帯. 地球科学, vol. 22, p. 11-19.
- SUZUKI, H. (1975) Mechanical properties of flysch sandstones in Southwest Japan in uniaxial compression tests. *Science and Engineering Review of Doshisha Univ.*, vol. 15, p. 27-35.
- SUZUKI, M. (1983) Fission track dating—Current argument on dating younger zircon crystals —. *Hoshasen (Ionizing Radiation)*, vol. 10, p. 68-75.
- 田井昭子(1970) 大阪府泉佐野市土丸の新生代層から検出される花粉化石について. 地球科学, vol. 24, p. 43-48.
- 高木秀雄(1985) 紀伊半島東部粥見地域における領家帯の圧砕岩類. 地質学雑誌, p. 91, p. 637-651.
- 竹味忠二・上出小弥太・前田吉門・布浦雅子・奥野雅和(1966) 大阪府下の地下水の水質(第2報) —泉南泉北地区の成績. 大阪府立公衆衛生研究所研究報告(公害編), no. 3, p. 35-43.
- 田中啓策(1965) 和泉山脈中部の和泉層群, とくにその堆積層と堆積輪廻について. 地質調査所報告, no. 212, p. 1-13.
- TANAKA, K. (1984) Some Cretaceous echinoids from Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 35, p. 189-202.
- 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, pls. 1-3.
- 寺岡易司(1977) 領家・三波川両帯における白亜紀堆積盆. 秀敬編三波川帯, p. 419-431, 広島大出版会.
- TORII, M., YOSHIKAWA, S. and ITHARA, M. (1974) Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in the Osaka Group, Sennan and Sepoku Hills, Southwestern Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophys.*, vol. 2, p. 34-37.
- 鶴巻道二(1982) 大阪府泉州地域の被圧地下水の水質—とくに水質と地盤沈下量との関連性—. 日本地下水学会誌, vol. 24, p. 103-114.
- ・林敬次郎・四方俊郎(1974) 大阪府南部の鉱泉について. 応用地質学の進歩, 岩津潤教授定年退職記念事業会, p. 91-119.
- 対馬坤六・片田正人編(1961) 20万分の1地質図幅「徳島」. 地質調査所.
- 上井太兵衛・阿部正宏(1977) 泉南酸性火砕岩類で二分される領家花崗岩類(1). 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 72, p. 354-360.
- 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, p. 139-147, 東海大出版会.
- 宇野沢 昭(1966) 泉州地区の地表水, 地下水の水質について. 泉州地区産業地質調査報告書, 地質調査所, p. 44-55.

- 内海啓二 (1972) 泉南酸性岩類の層序と構造. 大阪市大卒論 (MS.)
- ・市川浩一郎 (1973) 大阪府泉南地方の泉南酸性火砕岩類. 日本地質学会第 80 年学術大会講演要旨, p. 75.
- WALKER, R. G. (1975) Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 86, p. 737-748.
- WISE, D. U., DUNN, D. E., ENGELDER, J. T., GEISER, P. A., HATCHER, R. D., KISH, S. A., ODOM, A. L. and SCHAMEL, S. (1984) Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*, vol. 12, p. 391-394.
- 八木次男 (1932) 和泉砂岩の研究 (予報). 岩鉱, vol. 7, p. 220-228, 267-274.
- 山田直利・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上充英・吉田久昭・吉倉伸一・赤羽久忠 (1979) 泉南層群—領家帯南部における後期中生代酸性火山作用一. 地質学論集, no. 17, p. 195-208.
- ・村上充英 (1978) 泉南層群産高マグネシア安山岩. 三鉱学会昭和 53 年秋季連合学術講演会演旨集, p. 108.
- 山田哲雄・端山好和・加々美寛雄・沓掛俊夫・前野伸一・政岡邦夫・仲井 豊・吉田 勝 (1979) 泉南地域の領家帯. 地質学論集, no. 17, p. 209-220.
- 山根新次 (1930) 大阪市地質概観. 小川博士還暦祝賀地学論叢, p. 187-203.
- 横山卓雄 (1979) 大阪層群グレー火山灰層のフィッシュン・トラック年代についての再検討. 九十九地学, no. 14, p. 32-37.
- ・檀原 徹・中川要之助 (1984) 大阪府南部地域の第四系・第三系中の火山灰層のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌, vol. 90, p. 781-798.
- ・林田 明 (1980) 大阪層群の古地磁気層序研究の現状と問題点. 九十九地学, vol. 15, p. 68-76.
- ・楠木幹浩 (1969) 鍵層としての火山灰層, とくに大阪層群の火山灰について. 同志社大学理工学研究報告. vol. 9, p. 270-305.
- YOKOYAMA, T., NAKAGAWA, Y., MAKINOCHI, T. and ISHIDA, S. (1977) Subdivision of Plio-Pleistocene Series in Kinki and Tokai Districts, Japan. *Proc. First Congr. Pacific Neogene Stratigraphy*, p. 408-412.
- 横山卓雄・中川要之助・竹村恵二・林田 明 (1980) 琵琶湖深層試錐からみた中期更新世. 第四紀研究, vol. 19, p. 185-201.
- 吉田博直 (1963) 近畿・中国地方の後期中生代酸性火山岩類と“領家花崗岩類”との一, 二の地域における関係. 広島大地球学研報, no. 12, p. 213-219.
- 吉田 勝・政岡邦夫 (1973) 近畿地方・中央構造線付近の圧砕性岩類 (第一報) 圧砕岩類の種類とその地質学的位置. 杉山隆二編 中央構造線, p. 149-178, 東海大学出版会.
- 吉川周作 (1973) 大阪南東部の大阪層群. 地質学雑誌, vol. 79, p. 33-45.
- (1975) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, vol. 82, p. 497-515.

吉川周作 (1978) 大阪層群火山灰層中の火山ガラスの化学組成について. 地質学雑誌, vol. 84, p. 131-140.

吉川周作・古谷正和 (1978) 大阪府南部の甘南備累層より花粉化石の産出. 地質学雑誌, vol. 84, p. 694-696.

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1 : 50,000

**Kyōto (11) No. 73**

---

**GEOLOGY**  
**OF THE**  
**KISHIWADA DISTRICT**

By

Minoru ITOHARA, Koichiro ICHIKAWA and Naotoshi YAMADA

(Written in 1985)

---

**(Abstract)****GENERAL REMARKS**

The Kishiwada District is located at the just south of Ōsaka Shi (city), western Honshu, and occupies an area between the 135° 15'E and 135° 30'E latitudes and between the 34° 20'N and 34° 30'N longitudes. It belongs to Ōsaka Prefecture except for the southernmost part belonging to Wakayama Prefecture. Topographically, the district ranges from the Izumi Mountain Range with 800m to 900m top altitudes to the lowland fringing Ōsaka Bay (Wan) through the hilly lands called Sennan and Sempoku Hills. The main rivers of the district originate in the Izumi Mountain Range, run with a NNW direction, and flow into Ōsaka Bay, except for the rivers in the southernmost part of the district.

The Izumi Mountain Range is topographically divided into the two: the main ridge part and the northern frontal part. The main ridge part is made up exclusively of the latest Cretaceous marine strata named the Izumi Group. The northern frontal part is composed of the granitic and rhyolitic rocks named collectively the Ryōke-Sennan Complex, and partly of the Izumi Group, especially its northern marginal facies.

The Sennan and Sempoku Hills are composed largely of the Pliocene to Middle

Pleistocene Ōsaka Group, locally of the Miocene strata named the Kannabi Formation and of overlying andesite lava dome(?) named the Nabeyama Andesite.

The lowland is occupied with the terrace deposits and the Alluvium. The terrace deposits are divided into the Higher, the Middle and the Lower Terrace Deposits. The Alluvium is distributed along the rivers and the coast facing Ōsaka Bay.

Geotectonically, the mapped district belongs to the Ryōke Belt, a southernmost belt of the Inner Zone of Southwest Japan. The Median Tectonic Line, a large fault which divides the Ryōke and the Sambagawa Belt, runs about 10 km south of the mapped district.

Geologic units and remarkable events in the mapped district are summarized in Table 1.

### RYŌKE-SENNAN COMPLEX

The Ryōke-Sennan Complex is a major geologic unit underlying the latest Cretaceous Izumi Group. It is composed principally of the Ryōke Granitic Rocks and the Sennan Rhyolites, and subordinately of sedimentary, metamorphic and hypabyssal igneous rocks. The complex crops out forming an E-W trending zone in the central part of the mapped district, and is probably developed below the Izumi Group in the southern part of the mapped district and further to the south.

The constituents of the Ryōke-Sennan Complex are shown in Table 1 in terms of the geologic age. But the geologic relation between the schistose granitoids and the Ogawa Andesite plus the Sennan Rhyolites can not be determined because the both are separated by the intrusion of the Kogigawa Granite, one of the Younger Ryōke Granites.

#### **Yatsugamaruyama Formation**

The Yatsugamaruyama Formation crops out around Yatsugamaru Yama(mountain) at the eastern corner of the mapped district with less than  $1 \times 1$  km<sup>2</sup> area. It is composed of mudstone, sandstone and a small amount of basalt, and thermally metamorphosed by the Kogigawa Granite. It is thought to be the Jurassic(?) marine formation correlatable to the Tamba Group which is widely distributed to the north of the Ryōke Belt.

#### **Ryōke Metamorphic Rock**

Ryōke Metamorphic Rock is only found as small lenticular bodies less than 5m thick within the schistose granitoids. It is pelitic and psammitic gneiss, well foliated and frequently injected by granitic veins. It probably belongs to the higher grade part of the Ryōke Metamorphic Belt.

#### **Schistose granitoids**

Schistose granitoids occupy the northern part of the Ryōke-Sennan Complex. They are divided, according to their intrusive relations, into the Chichionigawa Tonalite, the Kōnoyama Granite, the Mizuma Granodiorite and the Jōgō Granite, from older to younger. In addition, the Kawai Mylonite occurs as a narrow east-west trending zone within the complex.

The Chichionigawa Tonalite is distributed in the eastern part of the mapped district and further to the east. It is made up of coarse-grained schistose hornblende-biotite tonalite accompanied with abundant basic inclusions of dioritic to quartz dioritic com-



Table 1 Summary of geology in the Kishiwada District.

Geologic age		Geologic units	Igneous and tectonic events		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium (a)		
		Pleistocene	Late	Lower Terrace Deposits (t <sub>3</sub> ) Middle Terrace Deposits (t <sub>2</sub> )	
			Middle	Higher Terrace Deposits (t <sub>1</sub> )	
		Early	Osaka Group { Sempoku Fm (O <sub>3</sub> , O <sub>4</sub> ) Kokubu Fm (O <sub>2</sub> ) Sennan Fm (O <sub>1</sub> ) }	Third Setouchi SG. Folding, flexuring and faulting (Rokkō Movement)	
		Tertiary	Pliocene		Second Setouchi SG. Upheaval and erosion
	Miocene		Nabeyama Andesite (N) Kannabi Fm (Kb)	First Setouchi SG. Setouchi Volcanism	
	Mesozoic	Cretaceous	Paleogene	Upheaval and erosion Strike-slip fault (left lateral)	
			Late (Maastrichtian)	Izumi Group { [Main facies] Kokowa Fm (Ks, Km) [Northern marginal facies] Mutsuo Fm (Nk, No, Ntc, Nta) Iwade Fm (Ic, Is, Im) Shintachi Fm (Sc, Ss, Sm) }	Synclinal structure ↑ Formation of Izumi marine basin and its eastward migration
				Diorite porphyrite dike (D) Breccia dike (Br) Granite porphyries II (Gp) Kogigawa Granite (Gg) Granite porphyries I (Gdp) Sennan Rhyolites (W <sub>1</sub> - W <sub>10</sub> , etc.)	Strike-slip fault, upheaval  Younger Ryōke Plutonism
				Ogawa Andesite (Oa)	Formation of vertical structure Large-scale felsic pyroclastic flow eruption Andesite volcanism
?		Schistose granitoids { Kawai Mylonite (Mk) Jōgō Granite (Gj) Mizuma Granodiorite (Gm) Kōnoyama Granite (Gk) Chichionigawa Tonalite (Tc) Biotite gneiss (Gn) }	Ryōke - Sennan Complex Mylonitization Older Ryōke plutonism Ryōke Metamorphism		
Jurassic	Yatsugamoruyama Fm (Ym, Yb)				

Fm.: Formation, SG.: Supergroup.

positions, and usually shows a banded structure.

The Kōnoyama Granite is distributed around Kōno Yama (mountain) in the central part of the mapped district. It is made up of medium-grained schistose biotite granite accompanied with several lenticular masses of fine-grained diorite to quartz diorite.

The Mizuma Granodiorite is distributed around Mizuma and further to the east. It is composed of coarse-grained schistose hornblende-biotite granodiorite and biotite granite, and shows a porphyritic texture due to the existence of large K-feldspar crystals for the most parts.

The Jōgō Granite is distributed near Jōgō, Kumatori Chō (town). It is fine- to coarse-grained schistose biotite granite.

Generally, these granitoids have marked schistosity of an E-W trend with a steep dip and also marked lineation of an E-W trend with low inclination. The field and microscopic observations of these granitoids indicate that they have been deformed and recrystallized under the regional shear stress of a left-lateral sense and consequently the mylonitized rocks in varying degree from the slightly mylonitized granitoids to the ultramylonite (the Kawai Mylonite) were formed.

Age of the schistose granitoids is assumed to be about 100 Ma or older based upon the radiometric age of the granitoids in the western-neighboring district which are correlative to those in the mapped district.

#### **Ogawa Andesite**

The Ogawa Andesite is narrowly distributed in the eastern part of the mapped district and overlies the Yatsugamaruyama Formation. It is composed of pyroxene andesite lava, hornblende andesite lava and andesite tuff. Pyroxene andesite contains the chromian endiopsid phenocrysts and has high-magnesian composition in bulk chemistry.

#### **Sennan Rhyolites**

The Sennan Rhyolites occupy the southern part of the Ryōke-Sennan Complex. They are composed principally of rhyolite to rhyodacite welded tuffs ( $W_1$ - $W_{10}$  units) and subordinately of non-welded rhyolite tuff to lapilli tuff, tuffaceous sandstone, shale, rhyolite lava and others. The rhyolites attain to 2,000m or more in thickness and overlie the Ogawa Andesite with the basal conglomerate (the Sobakawa Conglomerate).

The Sennan Rhyolites are to be Late Cretaceous (Campanian?) in age based upon the fission-track ages (75-78 Ma) of zircons from the welded tuffs ( $W_9$ ,  $W_{10}$ ) occupying the upper horizons of the rhyolites.

The Sennan Rhyolites have generally a steeply inclined or almost vertical structure with an E-W trend. They have been intruded and thermally metamorphosed by the later granite (the Kogigawa Granite) in some places, but are in fault contact with the granite for the most parts.

#### **Kogigawa Granite**

The Kogigawa Granite occupies the central part of the Ryōke-Sennan Complex. It is massive, non-mylonitic, and is composed principally of medium- to coarse-grained biotite granite and subordinately of hornblende-biotite granodiorite. It is in fault contact with the schistose granitoids on the northern margin. Radiometric ages of the granite are 73 Ma (K-Ar age of K-feldspar) and 66 Ma (fission-track age of zircon), suggesting the age of emplacement and upheaval of the granite, respectively. Accordingly, the Kogigawa

Granite is nearly coeval with the Sennan Rhyolites.

#### **Granite porphyries and diorite porphyrite**

Several stocks and dikes of granite porphyry intrude the schistose granitoids, the Sennan Rhyolites and the Kogigawa Granite, and they often grade into quartz-porphyry as marginal facies. In addition, there are found small stocks of granodiorite porphyry and granite porphyry which are captured and thermally metamorphosed by the Kogigawa Granite. Furthermore, diorite porphyrite dikes intrude into the above all rocks, suggesting the final stage of the Ryōke-Sennan Complex in the mapped district.

### IZUMI GROUP

The latest Cretaceous (Maastrichtian) Izumi Group unconformably overlies the Sennan Rhyolites. It is a thick clastic sequence of mainly coarse turbidite facies. In the Izumi Mountain Range, it is composed of (1) northern marginal facies, (2) main turbidite facies and (3) southern facies. The northern marginal facies (1) is represented by the Mutsuo Formation consisting of the basal Kasayama Conglomerate Member and Azenotani Mudstone Member, containing molluscan fossils in abundance. It is a diachronous overlapping sediment becoming younger in age eastwards. In the eastern part the Azenotani Mudstone is replaced by the Takihata Alternation Member composed of alternating conglomerate, sandstone and mudstone. The main facies (2) consists of, in ascending order, the Kata, Shintachi, Iwade and Kokawa Formations arranged from west to east in an eastward plunging syncline. The southern facies (3), composed of conglomerate and mudstone, is found sporadically along the Median Tectonic Line.

In the Kishiwada District, northern part of the northern wing of the syncline is distributed. It is composed of the northern marginal facies and a part of the Shintachi, Iwade and Kokawa Formations of the main facies. The latter facies grades laterally into the former facies. The Shintachi and Iwade Formations are composed of 9 and 8 cycles of sedimentation, respectively. Each cycle is 150 - 500 m thick in this district and is composed of thinning-upward and fining-upward sequence of bedded conglomerate, sandstone and mudstone, alternating in various thickness. Dominant paleocurrent direction is from east to west, showing a longitudinal supply.

The Izumi Group forms a narrow belt of an E-W trend along the northern margin of the Median Tectonic Line. Generally speaking, it forms a synclinal structure with eastward plunge of fold axes. The age of the strata becomes younger eastwards from western Shikoku (Campanian) through Awaji Shima (island) (Campanian and Maastrichtian) to the Izumi Mountain Range (Maastrichtian). Formation of the synclinal structure proceeded with the eastward migration and filling of the trough-like basin. The zeolitic burial diagenesis took place subsequent to the folding. Still younger left-lateral strike-slip of the Median Tectonic Line (second phase) proceeded before middle Eocene time, prior to the sedimentation of the middle Eocene Kuma Group in western Shikoku.

### CENOZOIC

The Cenozoic strata in the mapped district are divided into the three supergroups,

namely the First Setouchi Supergroup (late Early Miocene to Middle Miocene), the Second Setouchi Supergroup (Pliocene to Middle Pleistocene), and the Third Setouchi Supergroup (late Middle Pleistocene to Holocene).

The First Setouchi Supergroup in the mapped district consists of the Kannabi Formation and the Nabeyama Andesite.

**The Kannabi Formation**, narrowly cropping out west of Uchihata and at Kokubu, is composed of non-marine siltstone, sandstone and conglomerate containing pebble-boulder gravels of granitoids.

**The Nabeyama Andesite**, a dissected lava dome (?) at Nabe Yama (mountain), is made up of pyroxene-olivine andesite. It is probably younger than the Kannabi Formation, because the allied volcanic rock intrudes the Kannabi Formation at Dake Yama east of the mapped district.

Following the upheaval and erosion after the First Setouchi period, the Ōsaka Group which belongs to the Second Setouchi Supergroup was deposited.

**The Ōsaka Group** in the mapped district, more than 440 m thick, is composed of unconsolidated gravel, sand, silt and clay beds of fluviolacustrine and marine origin, with more than 40 volcanic ash layers, and is divided into the Sennan, the Kokubu and the Sempoku Formations in ascending order. This group generally dips gently north to north-northwest, except for several flexure and fold zones of a N-S trend, and several fault zones of an E-W trend.

The Sennan Formation unconformably overlies the Ryōke-Sennan Complex and the Izumi Group. It is more than 200 m thick, and is composed of gravel, sand, silt and clay beds of fluviolacustrine origin with more than 14 volcanic ash layers. The Sennan Formation is characterized by plant remains of the flourish age of *Metasequia* flora. Olduvai event is recognized in the top horizon of this formation.

The Kokubu Formation, more than 160 m thick, is mainly composed of gravel, sand, silt and clay beds of fluviolacustrine origin, with 4 marine clay beds (Ma-1, Ma0, Ma1 and Ma2) and more than 16 volcanic ash layers. Survival of *Metasequia* flora and new appearance of the flora of Quaternary type are recognized in this formation.

The Sempoku Formation, more than 90 m thick, is composed of gravel, sand, silt and clay beds of fluviolacustrine origin, and 8 marine clay beds (Ma3, Ma4, . . . . Ma9 and Ma10) with more than 12 volcanic ash layers.

Twelve sedimentary cycles in the Ōsaka Group, which are of fluviolacustrine origin in the lower and of marine origin (Ma-1, Ma0, Ma1, . . . . Ma9 and Ma10) in the upper, show successive climatic changes from the glacial age to the interglacial age.

After the Second Setouchi period, the terrace deposits and the Alluvium which belong to the Third Setouchi Supergroup, were deposited.

**The terrace deposits** in the mapped district are divided into the Higher, Middle and Lower Terrace Deposits. They are mainly composed of gravel and sand of fluvial origin, and attains a few to ten meters in thickness.

The Higher Terrace Deposits (the Shinodayama Gravel Bed) are divided into the high and low ones, and mainly distributed in the front of each hill. They unconformably overlie the Ōsaka Group and are characterized by red soil formation.

The Middle Terrace Deposits (the Kishiwada Bed) and the Lower Terrace Deposits (the

Izumifuchū Bed) are distributed along the rivers and the coast facing Ōsaka Bay (Wan). *palaeoloxodon naumanni* is found in the former at Kishiwada, and AT (Aira Tuff) layer is found in the latter at Izumi Fuchū.

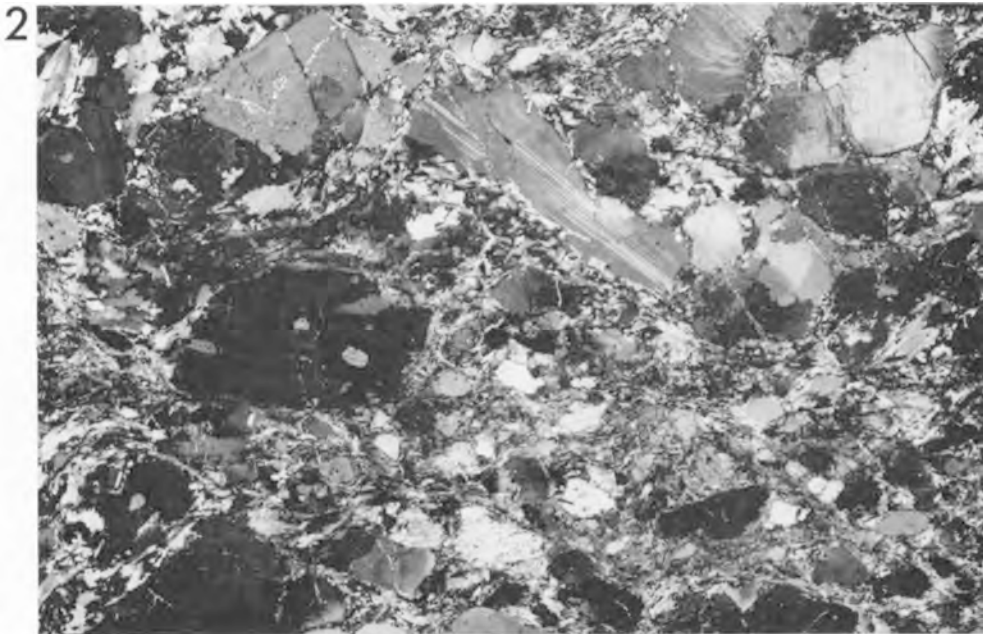
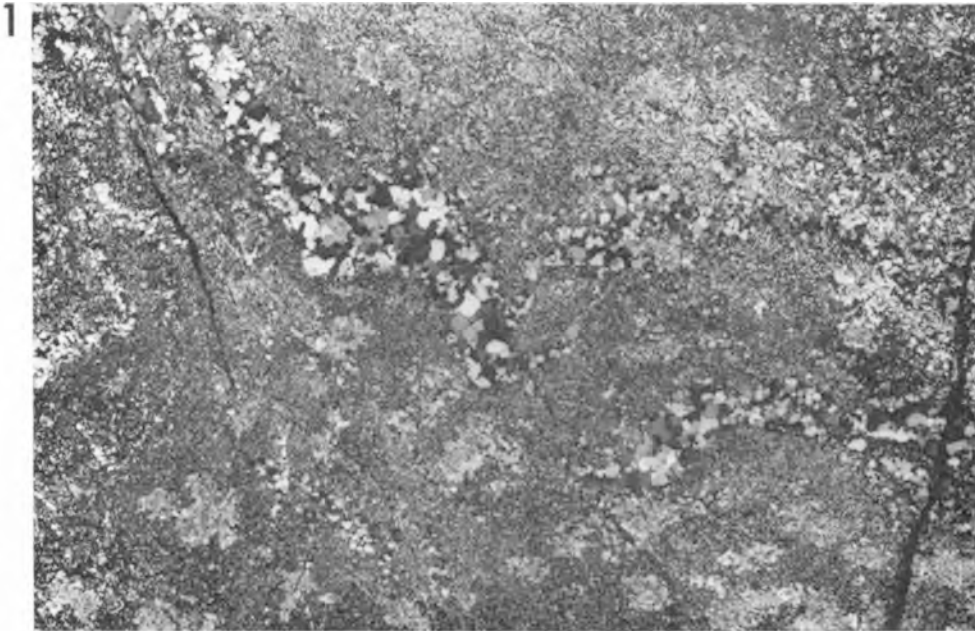
The Alluvium are distributed along the rivers and the coast facing Ōsaka Bay. Marine coastal deposits are intercalated in the Alluvium along the coast. Under the bottom of Ōsaka Bay, the Alluvium is made up mainly of marine (inner bay) clay.

#### ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

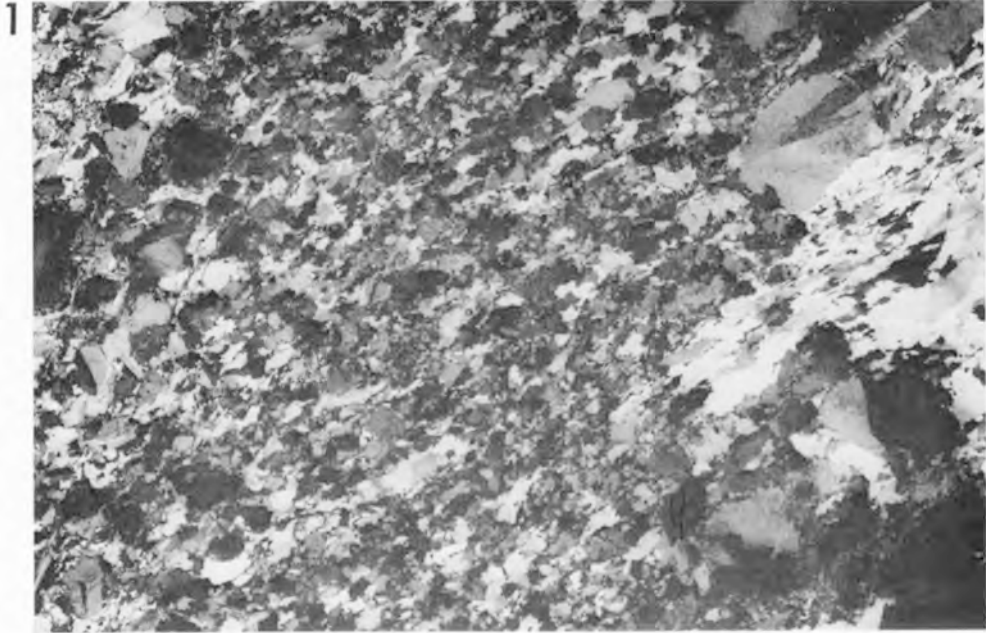
In the mapped district, there are no working mines for metallic, non-metallic or fuel resources. A small-scale clay deposit intercalated within the Sennan Formation of the Ōsaka Group is quarried for the resources of roofing tile. In the central part of the district, granodiorite (Mizuma Granodiorite) and granite porphyry are quarried for aggregate.

Two mineral springs called Okumizuma Onsen and Inunakiyama Onsen are used for bathing and medical purposes. The former is taken from the Sennan Rhyolites and the latter from the Izumi Group.

The most important problem on the economic and environmental geology of the district is land subsidence in relation to pumping of groundwater for industrial and other purposes. The water is taken mainly from the underground Ōsaka Group and subordinately from the underground terrace deposits. The land subsidence of the coastal area has progressed during 1960-1970s with maximum 60 cm subsidence at Izumi Ōtsu Shi (city) in accordance with lowering of ground water surface. Since 1970 the pumping has been regulated by the ordinance and the ground surface of the area has become stationary or gradually turned to rise.



1. ハケ丸山層の泥質岩起源のホルンフェルス (和泉市ハケ丸山, GSJ R 34046)  
剪断されたプログマティック脈が再結晶して、グラノプラスチックな石英集合体となっている。直交ボラー、スケールの長さ1 mm
2. 父鬼川トータル岩 (摩和田市河合町南東, 津田川河床, GSJ R 34039)  
斜長石ポーフロクラストの周りを、細粒の石英・黒雲母が縁どり、片状構造を形成。直交ボラー、スケールの長さ1 mm

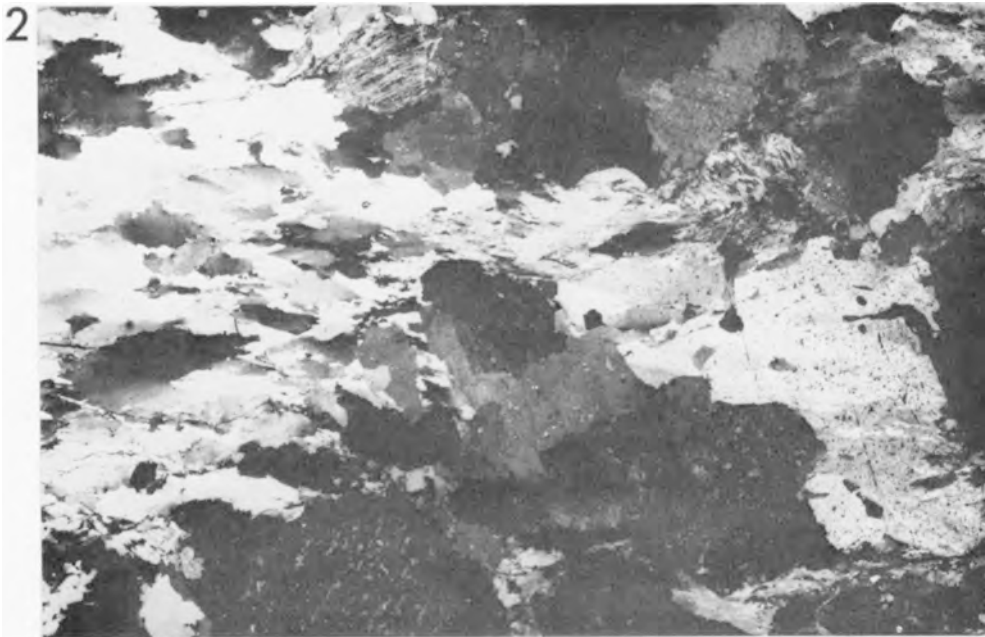
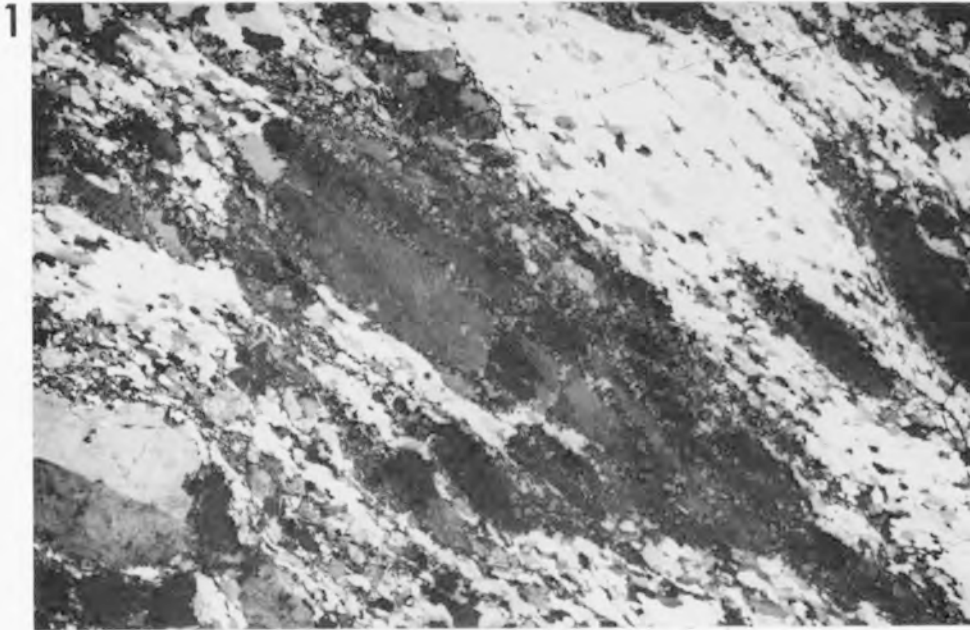


1. 神於山花崗岩（右端）を貫くアブライト脈（岸和田市河合町北方，GSJ R 34048）

貫入面に斜交する片理面（左下-右上）が発達。直交ボーラー。スケールの長さ1mm

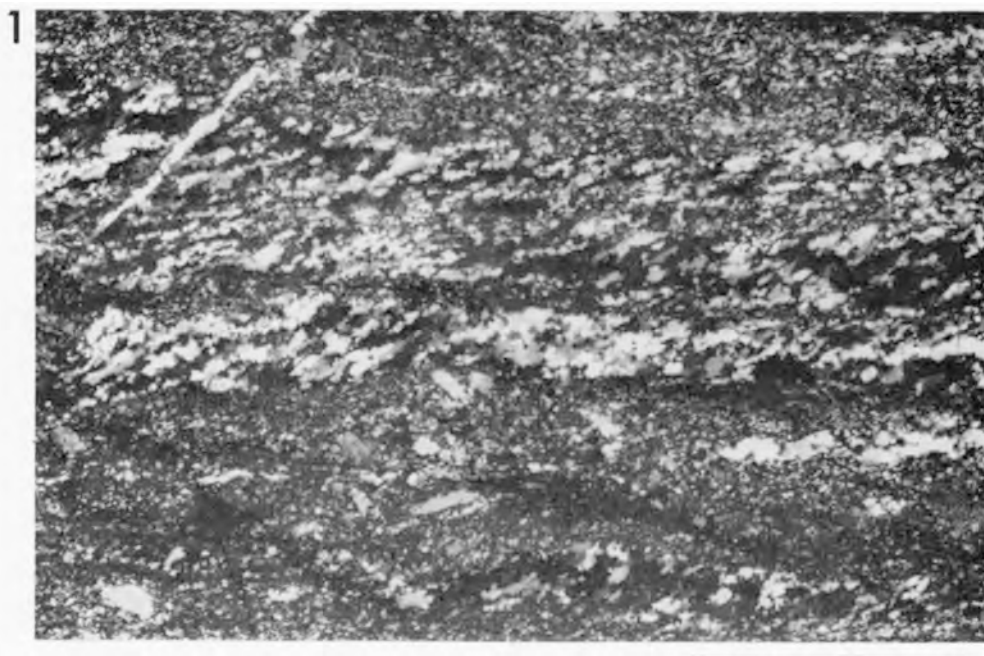
2. マイロナイト化した水間花崗閃緑岩（貝塚市三ヶ山南東，GSJ R 34049）

斜長石ボーフィロクラスト（中央）の破断・屈曲・微小変位並びに片理面に直交する割れ目（石英が充填）の発達が見られる。直交ボーラー。スケールの長さ1mm



1. 水間花崗閃緑岩中のマイロナイト化したペグマタイト脈 (岸和田市河合町南方, GSJ R 34050)  
石英 (左上) は再結晶し, レンズ状に伸長するが, カリ長石 (中央) は破断により引き伸ばされる, 直交ポーラー, スケールの長さ 1 mm
2. 成合花崗岩 (熊取町大池北方, GSJ R 34051)  
石英 (左) はやや伸長し, 葉片状結晶の集合体となる, 黒雲母 (上及び右上) は緑泥石化, 直交ポーラー, スケールの長さ 1 mm



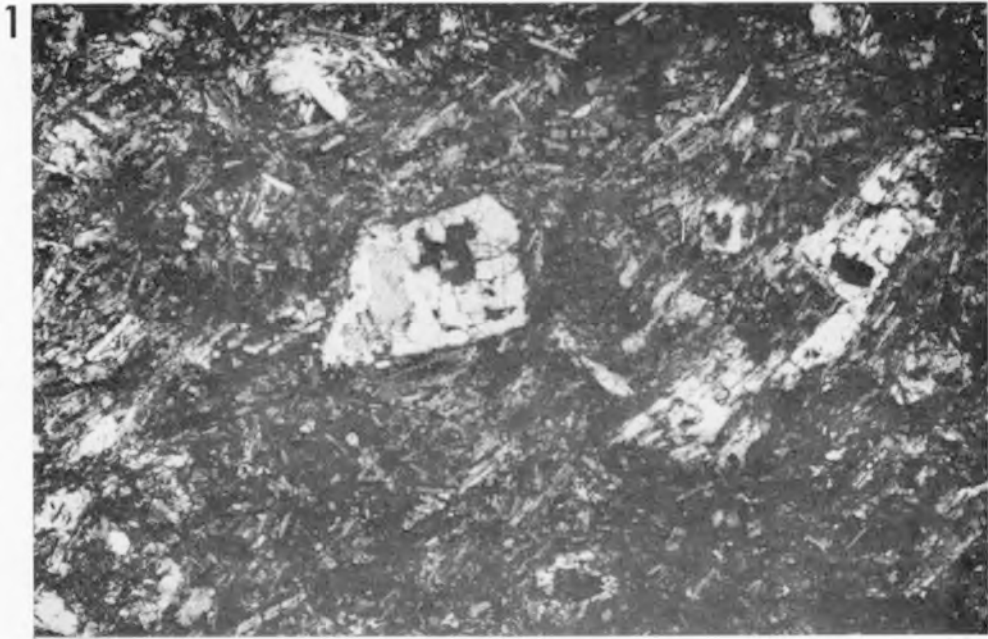


1. ウルトロマイロナイト（定方位薄片）（岸和田市河合町南方，GSJ R34036）

左→右（北西）の方向に延びる石英葉層は、この方向と $30^\circ$ 前後斜交する「ミ型」の葉片状石英の集合体である。ホーフィロクラストはほとんど残っていない。直交ポーラー、スケールの長さ1mm

2. ウルトロマイロナイト起源のカタクラサイト脈（岸和田市河合町南方，GSJ R34052）

下方ポーラーのみ、スケールの長さ1mm



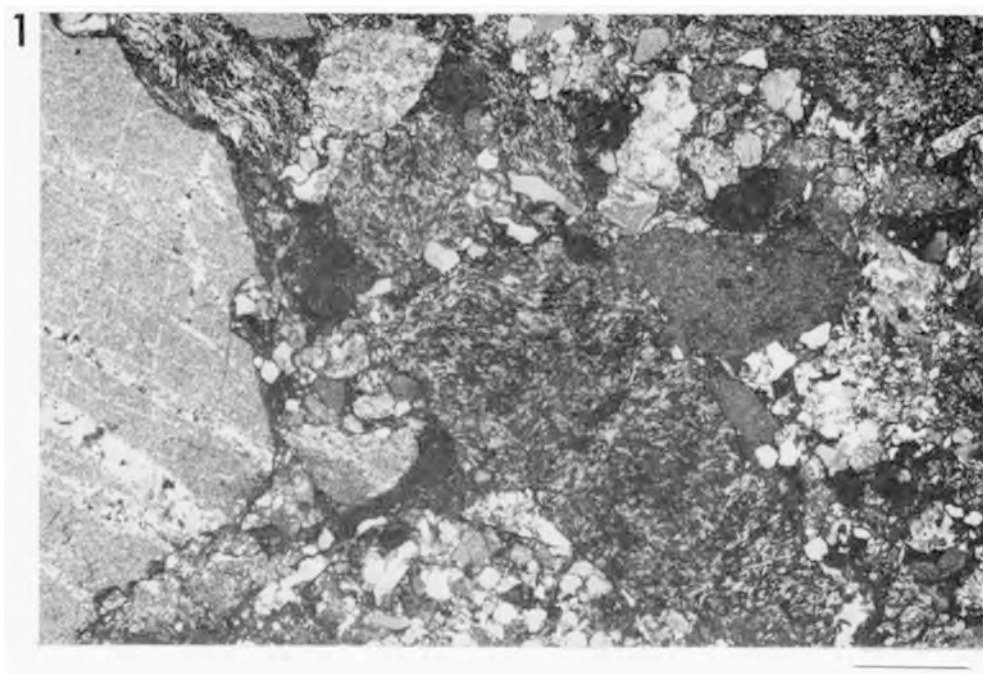
1. 小川安山岩（輝石安山岩）（和泉市仏並町小川東方，GSJ R 34038）

斑晶は Cr に富むエンディオプサイドからなるが、一部を残してアクチノ閃石に交代されている。直交ポラーラ。スケールの長さ 1 mm

2. 小川安山岩（角閃石安山岩）（和泉市仏並町小川東方，GSJ R 34039）

斑晶は Ti に富むパーガス閃石で、そのほか、斜長石微斑晶が多く含まれている。直交ポラーラ。スケールの長さ 1 mm

第VI図版

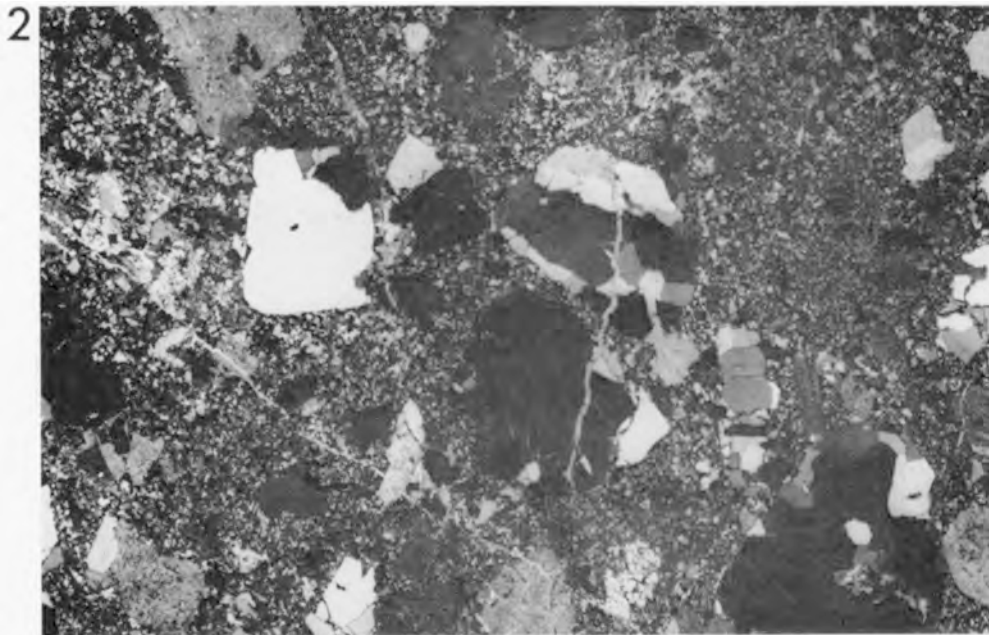
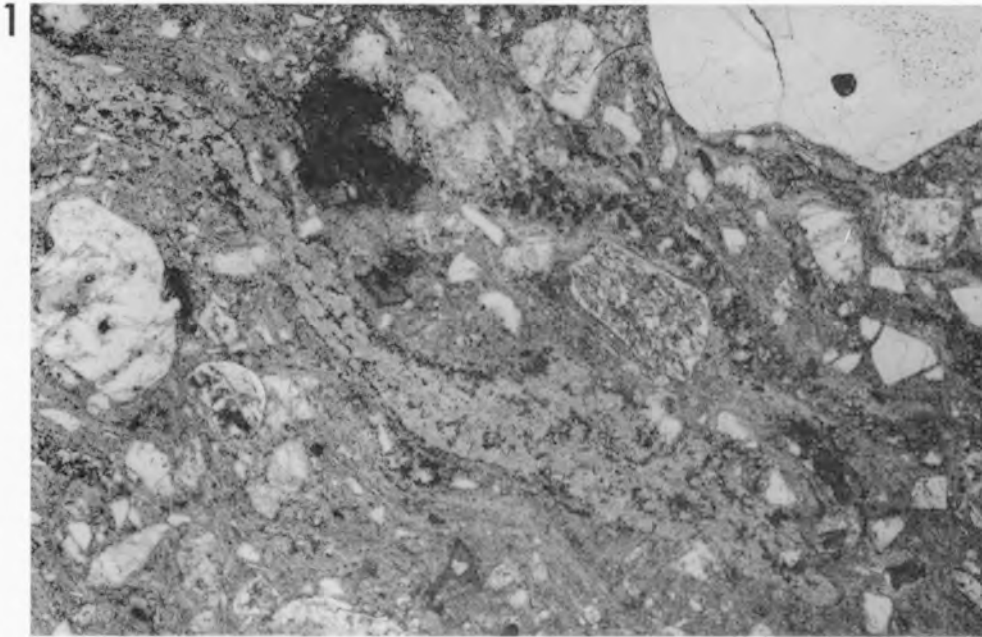


1. 側川礫岩層 (和泉市大野町, 交鬼川・側川合流点付近, GSJ R 34053)

変質玄武岩 (中央), 結晶質チャート (左), 砂岩 (下端中央), 泥岩 (中央右寄り) などの礫からなり, 基質は少量である. 直交ボーラー. スケールの長さ 1 mm

2. 牛滝川流紋岩溶岩 (和泉市春木町南方, GSJ R 34054)

重晶は少量で主にオリゴクレス (中央左). 左上-右下の方向に流理構造が見られる. 直交ボーラー. スケールの長さ 1 mm

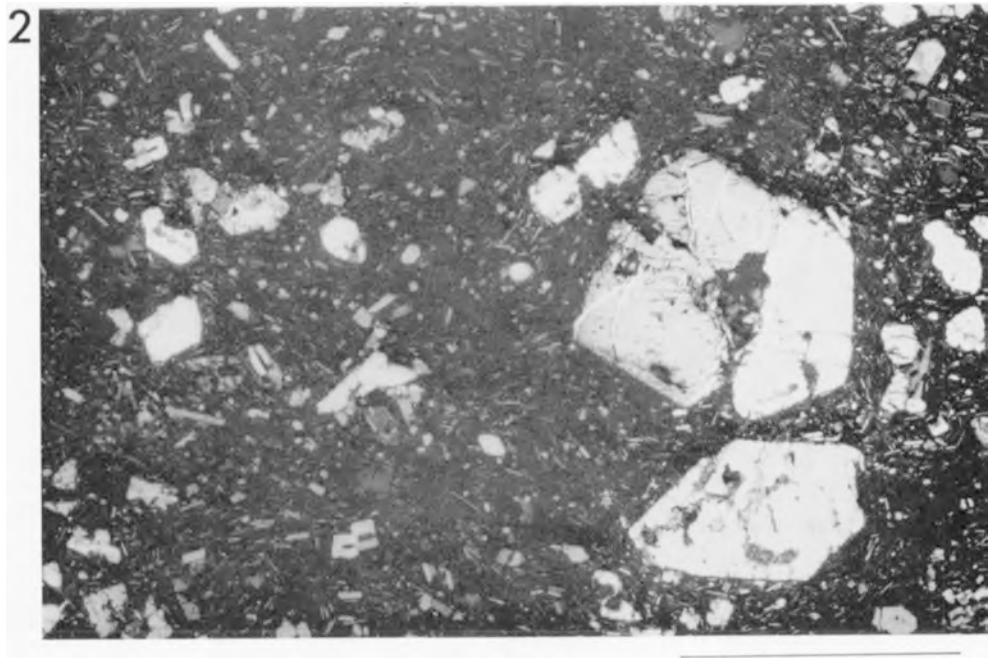


1. W<sub>0</sub>溶結凝灰岩（泉南市高倉山西方，GSJ R 34041）

溶結作用による葉理面（左上－右下）が明瞭。中央に木質レンズ（脱ガラス化）、下方ポーラーのみ。スケールの長さ1mm

2. 熱変成作用を受けた W<sub>0</sub>溶結凝灰岩（熊取町永楽ダム北岸，GSJ R 34055）

斑状の石英は外形を残してグラノプラスチックな石英集合体に再結晶、斑状の苦鉄質鉱物（左隅，右上）も再結晶黒雲母の集合体に交代される。基質も著しくホルンフェルス化している。直交ポーラー。スケールの長さ1mm



1. 斑状のカリ長石（右，パーサイト）に富む近木川花崗岩（貝塚市木積南方，近木川河床，GSJ R 34045）  
石英は粒状（一部サブグレイン化）で，マイロナイト化作用を受けていない。直交ポーラー。スケールの長さ1mm
2. 鍋山安山岩（岸和田市鍋山，斜面上のブロック，GSJ R 34056）  
斑晶（右中央，右下）はかんらん石，微斑晶はかんらん石・単斜輝石・斜方輝石からなる。直交ポーラー。スケールの長さ1mm.

文献引用例

市原 実・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, 148 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

ITIHARA, M., ICHIKAWA, K. and YAMADA, N. (1986) *Geology of the Kishiwada district. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 148 p. (in Japanese with English abstract 7p.)*.

---

昭和 61 年 3 月 20 日 印刷

昭和 61 年 3 月 24 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

東京都墨田区両国 3-1-12

---

© 1986 Geological Survey of Japan