

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第51号

NI-53-14-8

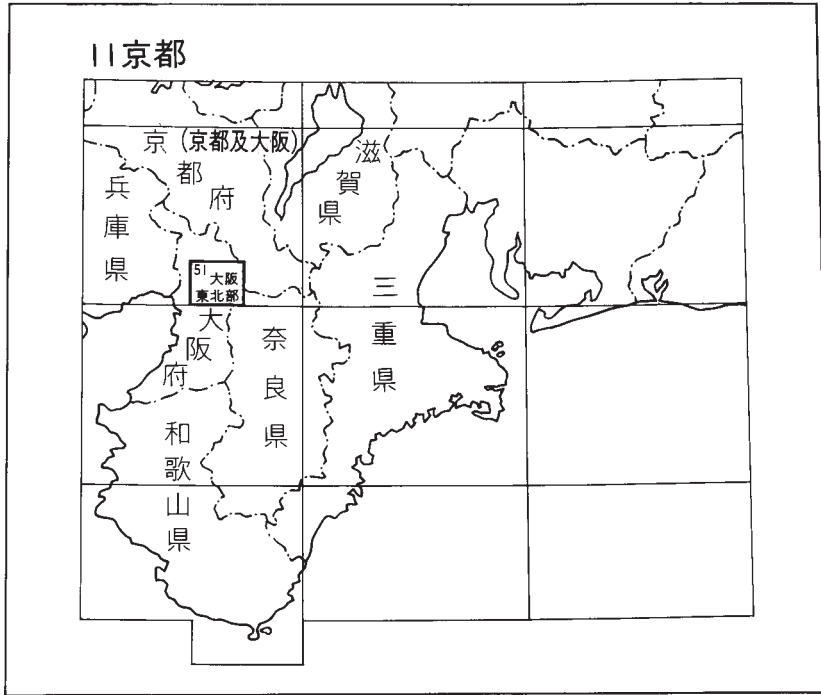
大 阪 東 北 部 地 域 の 地 質

宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭

平成13年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

5 万分の 1 地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

11-38 広根 Hirone NI-53-14-11 (1995)	11-39 京都西南部 Kyōto-Seinambu NI-53-14-7 (未刊行, unpublished)	11-40 京都東南部 Kyōto-Tōnambu NI-53-14-3 (未刊行, unpublished)
11-50 大阪西北部 Ōsaka-Seihokubu NI-53-14-12 (1982)	11-51 大阪東北部 Ōsaka-Tōhokubu NI-53-14-8 (2001)	11-52 奈良 Nara NI-53-14-4 (2000)
11-62 大阪西南部 Ōsaka-Seinambu NI-53-15-9 (1985)	11-63 大阪東南部 Ōsaka-Tōnambu NI-53-15-5 (1998)	11-64 桜井 Sakurai NI-53-15-1 (2001)

伏見 Fushimi
1:75,000 (1932)

目 次

I. 地 形	(寒川 旭・宮地良典・田結庄良昭)	2
II. 地質概説	(宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭)	5
II. 1 領家変成岩類及び深成岩類		6
II. 2 宝山寺安山岩(中新統)		9
II. 3 大阪層群(鮮新-更新統)		9
II. 4 段丘堆積物		11
II. 5 沖積層		11
II. 6 活断層		11
III. 領家変成岩類及び深成岩類	(田結庄良昭)	12
III. 1 研究史		12
III. 2 変成岩類(Mc, Mm, Ms)		13
III. 2. 1 概 要		13
III. 2. 2 分布と構造		15
III. 2. 3 岩 相		15
III. 2. 4 変成作用		17
III. 3 深成岩類		17
III. 3. 1 概 要		17
III. 3. 2 苦鉄質深成岩類		19
III. 3. 2. 1 変輝緑岩(Rd)		19
III. 3. 2. 2 生駒山斑れい岩類(Rh, Ro, Rf)		19
III. 3. 3 花崗岩類		25
III. 3. 3. 1 第1期花崗岩類(It)		26
III. 3. 3. 2 第2期花崗岩類(Gi, Gt, Go, Gk)		26
III. 3. 3. 3 第3期花崗岩類(Gs, Gy)		34
III. 3. 3. 4 第4期花崗岩(Gd)		35
III. 4 岩脈類		40
III. 4. 1 古期岩脈(D)		40
III. 4. 2 新期岩脈(P)		40
IV. 宝山寺安山岩(中新統)(Na)	(田結庄良昭)	41
V. 大阪層群(鮮新-更新統)	(宮地良典)	42
V. 1 研究史		42
V. 2 生駒山地東麓の大阪層群		45
V. 2. 1 登美ヶ丘累層(O ₄ , O ₅)		46
V. 2. 2 田辺累層(O ₆ , O ₇)		48

V. 2. 3 精華累層(O ₈)	51
V. 2. 4 招提累層(O ₉)	51
V. 3 千里丘陵の大坂層群	51
V. 3. 1 千里山累層(O _s)	53
V. 3. 2 茨木累層(O _i)	54
V. 4 枚方丘陵の大坂層群	54
V. 4. 1 伊加賀累層(O _g)	54
V. 4. 2 香里累層(O _k)	54
V. 4. 3 新香里累層(O _r)	55
V. 5 火山灰層	57
V. 6 大坂層群に発達する地質構造	58
V. 6. 1 生駒断層系	58
V. 6. 2 有馬-高槻構造線	60
V. 6. 3 上町断層系	60
V. 6. 4 その他の断層及び撓曲	60
V. 7 大阪平野地下の大坂層群	61
VI. 段丘及び段丘堆積物(th, tm, tl, tl ₁ , tl ₂)	(寒川 旭・宮地良典) 64
VI. 1 枚方丘陵から交野丘陵に至る地域	64
VI. 2 生駒山地の西麓地域	68
VI. 3 千里丘陵周辺地域	69
VI. 4 生駒丘陵及び奈良丘陵	70
VI. 5 大阪平野地下の段丘相当層	71
VII. 沖積層(a, r, l)	(寒川 旭) 73
VIII. 活断層	(寒川 旭) 90
VIII. 1 生駒断層系	90
VIII. 2 有馬-高槻構造線活断層系	97
VIII. 3 上町断層系	99
IX. 応用地質	(寒川 旭・宮地良典) 99
IX. 1 砕石	99
IX. 2 温泉	100
IX. 3 地震災害	100
IX. 4 水害	107
IX. 5 地盤沈下	111
文 献	113
Abstract	123

図・表目次

第1図 「大阪東北部」図幅地域周辺の行政区分図	3
第2図 「大阪東北部」図幅地域周辺の地形区分	4
第3図 「大阪東北部」図幅地域の層序総括図	7
第4図 近畿・東海地方の地質概略図	8
第5図 大阪層群の標準層序及び丘陵ごとの層序区分と対比	10
第6図 近畿地方領家帯の地質概略	13
第7図 生駒山地及び交野山地領家帯の深成岩類の分布と構造図	14
第8図 富雄花崗岩中の変成岩捕獲岩ブロックの産状	16
第9図 富雄花崗岩中の変成泥岩捕獲岩にみられるざくろ石の斑状変晶	18
第10図 天王花崗岩中に包有された変輝緑岩及び変輝緑岩と花崗岩の接触部の産状	20
第11図 生駒山付近の斑れい岩類と花崗岩類の分布と構造	21
第12図 生駒山斑れい岩を含む近畿地方領家帯塩基性岩類の共存鉱物の化学組成	24
第13図 本図幅地域の花崗岩類の相互関係とその放射年代	25
第14図 本図幅地域の花崗岩類相互の貫入関係	27
第15図 私市花崗岩の産状	28
第16図 花崗岩類の鉱物容量比	28
第17図 天王花崗岩と交野花崗岩の関係	30
第18図 天王花崗岩の産状	31
第19図 富雄花崗岩と変成岩類との関係	32
第20図 交野花崗岩の産状	33
第21図 四條畷花崗閃緑岩の産状	34
第22図 四條畷花崗閃緑岩体の岩相変化	35
第23図 津田花崗岩の産状	36
第24図 本図幅地域の花崗岩類のSiO ₂ -CaO, Na ₂ O図	37
第25図 生駒山地及び交野山地の花崗岩類の火成活動ステージごとにみたAl ₂ O ₃ /CaO+Na ₂ O+K ₂ Oモル比の変化	38
第26図 交野花崗岩に貫入する石英斑岩(白色部)の産状	41
第27図 大阪層群の層序区分	44
第28図 生駒山地周辺に分布する大阪層群	45
第29図 生駒山地東麓地域の大阪層群の模式地質柱状図	46
第30図 大阪層群東畑互層の地質柱状図	47
第31図 大阪層群田辺累層の地質柱状図	49
第32図 大阪層群精華累層の地質柱状図	50

第33図	千里丘陵に分布する大阪層群の模式柱状図	52
第34図	千里丘陵に分布する大阪層群の地質柱状図	53
第35図	大阪層群伊加賀累層の砂礫層中にみられるトラフ型斜交層理	55
第36図	大阪層群香里累層の模式柱状図	56
第37図	枚方丘陵に分布する大阪層群伊加賀累層の地質柱状図	56
第38図	本図幅地域及びその周辺地域の大阪層群に発達する地質構造	59
第39図	大阪平野における深層ボーリングによる地質層序	61
第40図	大阪堆積盆地の地下構造	62
第41図	枚方丘陵から交野丘陵にいたる地域の段丘面の分布	65
第42図	枚方・交野・寝屋川地域のth面堆積物に関する地質柱状図	66
第43図	枚方・交野・寝屋川地域のtm・tl面堆積物に関する地質柱状図	67
第44図	生駒山地西麓における段丘面の分布	69
第45図	生駒山地周辺の段丘堆積物に関する地質柱状図	70
第46図	千里丘陵周辺における段丘面の分布	71
第47図	千里丘陵周辺の段丘堆積物に関する地質柱状図	72
第48図	ボーリング柱状図に関する位置図	74
第49図	主な地点における柱状図とN値	76
第50図	高槻市南部から枚方市にいたるボーリング柱状図	75
第51図	茨木市中部から枚方市南部にいたるボーリング柱状図	78
第52図	高槻市南部から寝屋川市北部にいたるボーリング柱状図	79
第53図	茨木市南部から寝屋川市にいたるボーリング柱状図	80
第54図	摂津市中部から寝屋川市南部にいたるボーリング柱状図	82
第55図	摂津市西部から門真市にいたるボーリング柱状図	84
第56図	吹田市から守口市にいたるボーリング柱状図	86
第57図	生駒丘陵におけるボーリング柱状図	89
第58図	縄文海進期の海域	91
第59図	東大阪市の池島・福万寺遺跡における堆積環境復元図	92
第60図	生駒断層系に関する位置図	93
第61図	四條畷市におけるトレンチの北側壁面	94
第62図	四條畷市におけるトレンチの南側壁面	94
第63図	東大阪市における生駒断層のトレンチ	95
第64図	長尾断層と田口撓曲に直交する地形地質断面図	96
第65図	長尾撓曲による大阪層群の変形	96
第66図	有馬-高槻構造線活断層系東部の地形分類図	97
第67図	有馬-高槻構造線活断層系真上断層のトレンチ壁面	98
第68図	南海地震と東海地震の発生時期	103

第69図	池島遺跡で検出された液状化の痕跡	104
第70図	池島遺跡の液状化跡	105
第71図	大阪平野周辺の活断層と伏見地震の痕跡を検出した遺跡	106
第72図	西三荘・八雲遺跡で検出された砂脈	107
第73図	西三荘・八雲東遺跡で検出された液状化の痕跡	108
第74図	西鴻池遺跡で検出された液状化跡	109
第75図	玉櫛遺跡で検出された液状化の痕跡	109
第76図	久宝寺遺跡で検出された液状化の痕跡	110
第77図	久宝寺遺跡の液状化跡に関する粒径加積曲線	110
第78図	大阪府下の地下水位の水位	112
第1表	生駒山斑れい岩類の鉱物容量比	22
第2表	本図幅地域の花崗岩類・変成岩捕獲岩の黒雲母のK-Ar年代	39
第3表	本図幅地域の温泉の泉源・泉質及び泉温	100
第4表	本図幅地域内の主な温泉の成分	101
第5表	明治時代以降の淀川の主な水害	111
Fig. 1	Summary of geology of the Ōsaka-Tōhokubu district	124
図版 1		
a ;	変成泥岩捕獲岩の顕微鏡写真(奈良市富雄), b ; 変成砂岩の顕微鏡写真(京田辺市甘南備山)	
c ;	変輝緑岩の顕微鏡写真(京田辺市天王), d ; 天王花崗岩の顕微鏡写真(京田辺市天王)	129
図版 2		
a ;	富雄花崗岩の顕微鏡写真(奈良市富雄), b ; 交野花崗岩の顕微鏡写真(交野市交野山)	
c ;	津田花崗岩の顕微鏡写真(枚方市津田)	130

大阪東北部地域の地質

宮地良典*・田結庄良昭**・寒川 旭***

「大阪東北部」図幅地域は、平成9-11年度に特定地質図幅の研究として野外調査が行われた。野外調査及び研究報告書のとりまとめは、領家深成岩類・変成岩類及び中新世宝山寺安山岩を田結庄が、大阪層群(鮮新-更新統)を宮地が、第四系及び活構造を寒川 旭がそれぞれ分担し、全体のとりまとめは宮地が担当した。

本図幅地域は大阪平野を中心に都市化が進んでおり、特に平野・丘陵部では都市化に伴う露頭の出現・消失が著しく、調査期間中に観察できる露頭は限られるのが現状である。したがって、本報告書執筆に際しては、数多くの先人の貴重な資料を引用しまとめた。

神戸大学の井口 禅、島田和明、榛葉昌次、生駒山地領家帯研究グループの諸氏には領家変成岩・深成岩類の地質調査に当たり適切な助言や資料提供を受けた。年代測定に当たり神戸大学の森岡幸三郎、藤井宏明、新潟大学の加々美寛雄の諸氏からは資料提供と助言を受けた。三国ヶ丘高校の佐藤隆春氏には宝山寺安山岩の記載に当たって助言を受けた。大阪平野の低地及び丘陵地の主として地方自治体に保管されている公共事業に関するボーリング資料の収集に当たっては各自治体の担当課にご協力をいただいた。大阪府下の温泉については、大阪府保健衛生部環境衛生課より、地下水については大阪市環境科学研究所より資料を提供していただいた。大阪市環境保険局、ミリカスポーツ振興(株)、阪奈カントリークラブ、観光ビル大東洋、白石鉱業には、温泉の成分やボーリング資料を提供していただいた。以上の方々に記して感謝の意を表する。

*地質部, **神戸大学発達科学部, ***大阪地域地質センター

Keywords: regional geology, geological map, 1:50,000, Ōsaka, Nara, Cretaceous, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Ryoke metamorphic rocks, Granite, Osaka Group, terrace deposits, alluvial systems, active fault, natural hazard, Ikoma Mountains, Paleoequake

I. 地 形

(寒川 旭・宮地良典・田結庄良昭)

「大阪東北部」図幅地域は、北緯34°40′-50′，東経135°30′-45′の範囲を占める。行政的には、大阪府箕面^{みの}市、豊中市、吹田市、茨木市、高槻市^{ひらかた}、枚方市、摂津市、寝屋川市^{かたの}、交野市、大阪市、守口市、門真市^{かどま}、大東市、四條畷市^{しじょうなわて}、東大阪市、京都府西南部の八幡市^{きょうたなべ}、京田辺市^{せいか}、相楽郡精華町、奈良県生駒市及び奈良市から構成されている（第1図）。

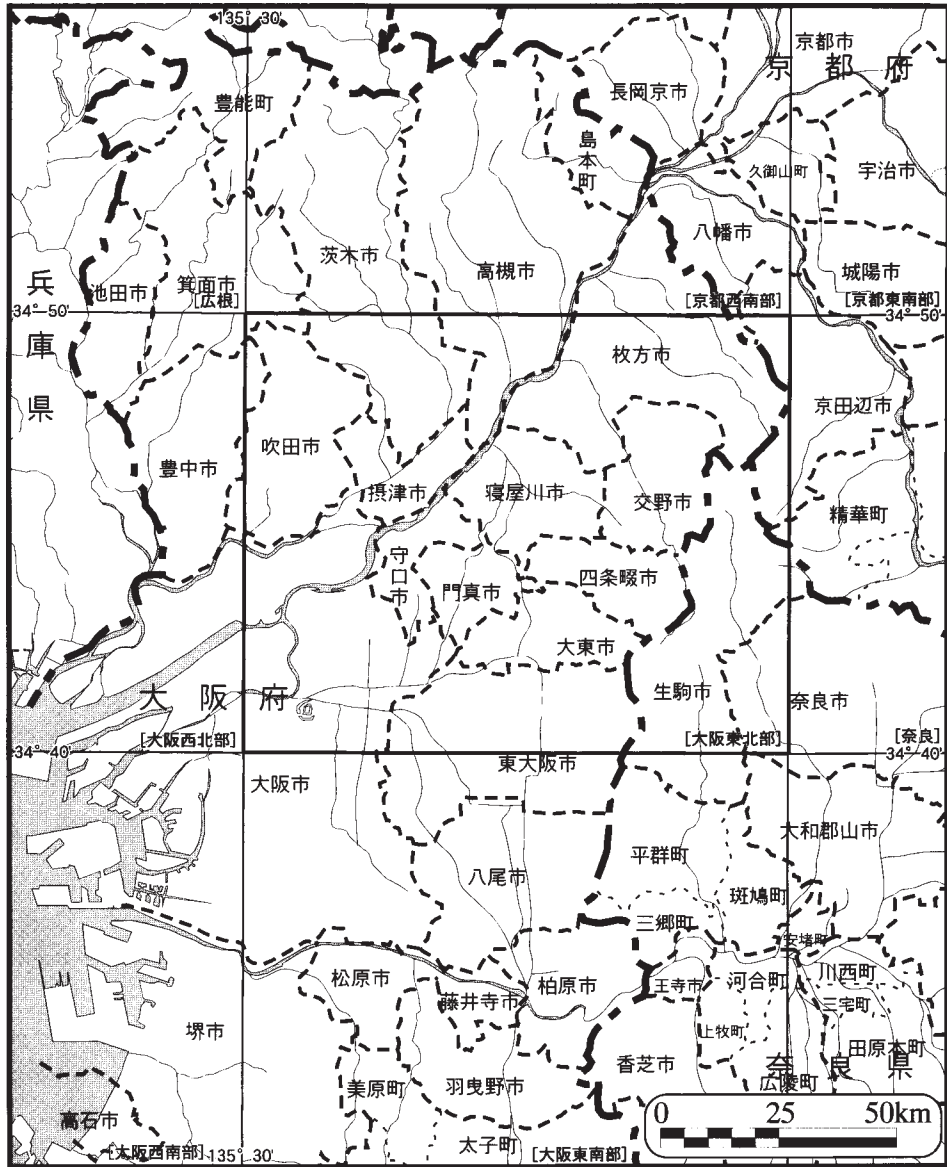
本図幅地域の地形を概観すると、東半分は標高600m前後の生駒山地を囲むように丘陵と台地が発達し、中-西部は淀川を中心とした低地が広がっている。生駒山地及びその北方延長となる交野山地は、大阪府と奈良県及び京都府を境する。生駒山地はほぼ南北に連なっている。交野山地は北北東-南南西に連なる。また、この山地の東方には数本の南北方向の断層が見られ、南隣「大阪東南部」図幅地域から続く矢田丘陵や生駒谷を作っている。生駒山地東縁はなだらかに奈良盆地北部-京都盆地南部につながり、このうち奈良盆地北部は西の京丘陵、京都盆地南部は田辺丘陵と呼ばれている。生駒山地の西縁部は生駒断層によって大阪平野と接し、扇状地性の段丘が発達する。交野山地の西北には北東-西南方向の交野断層・長尾撓曲を境に大阪層群及び段丘堆積物からなる枚方・交野・長尾の各丘陵がそれぞれ発達する。本図幅地域の北西端には高度100m以下の千里丘陵が分布している（第2図）。

山地 本図幅東部には生駒山（標高642.3m）を最高点にして、幅約4kmで南北方向に延びる生駒山地及びその延長で北北東-南南西方向に延びる交野山地が連なっている。

生駒山地は西縁を生駒断層で限られており、西側は急斜面である。一方、東側斜面はゆるやかとなる傾動地塊をなし、丘陵地に移行している。また、山頂部付近には隆起準平原面が残されている。このような面は六甲山地でも見られ、断層運動に伴って隆起した隆起準平原面である。これら山地の中で、南部に分布する生駒山周辺は斑れい岩類からなり、その周りに花崗岩類が分布する。このため斑れい岩類からなる生駒山は差別浸食を受け、お椀を伏せたような高みを形成している。

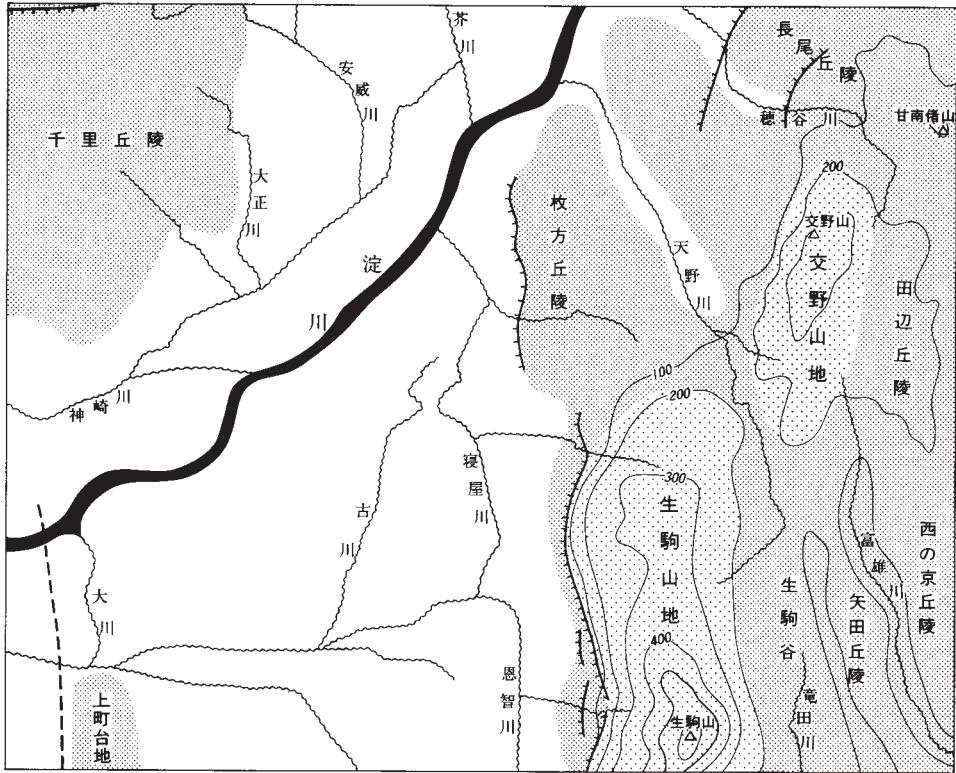
生駒山地の北端（天野川付近）から北北東-南南西方向に向かって、幅3km、長さ5kmの交野山地が発達している。この山地は交野山（標高341m）のやや南の標高345.0mの地点を最高点として、獅子吼岩^{しきうわ}（標高318m）など300m前後の平坦な山頂部が連なる。生駒山周辺や北部の交野山地は主に花崗岩類から構成されている。交野山地の北部には穂谷川をへだて、甘南備山^{かんなんびやま}（標高221m）が分布する。この山は堆積岩起源変成岩類からなり、領家帯の最北部に位置する。

丘陵及び台地 本図幅地域内には、長尾・交野・枚方・矢田・西ノ京・生駒谷・田辺及び千里の各丘陵が分布している。



第1図 「大阪東北部」 図幅地域周辺の行政区分図

まず、交野山地の北側には、北東-南西方向の交野断層を境に丘陵が発達する。この丘陵は徳谷川と天野川を境に北から長尾丘陵・交野丘陵及び枚方丘陵にわけられる。長尾丘陵は、幅約2km、長さ5kmで、長尾台周辺で標高86mの地点を最高点として大阪層群や段丘堆積物が分布する。交野丘陵は幅2-3km、長さ6kmで中位-高位段丘堆積物に覆われている。一方、生駒山地の北西方で、枚方市から寝屋川市にかけての幅3-4km、長さ7kmの範囲には、大阪層群から構成される枚方丘陵が分布している。



第2図 「大阪東北部」 図幅地域周辺の地形区分

生駒山地の東側には山地に平行して、西から生駒谷、矢田丘陵、西の京丘陵が、交野山地の東側には田辺丘陵が分布する。

生駒谷は生駒市田原から壺分にかけて幅2km、南北10kmにわたり、松見台付近の標高189.2mを最高にして分布する。生駒谷は生駒市と四條畷市の境の田原地区を境に、北の天野川、南の亀田川を分ける谷中分水嶺を作っている。天野川は北流し磐船峡谷から淀川に流入する。この丘陵の東縁部には松尾山断層（南隣「大阪東南部」図幅地域）の延長部である交野山断層が延びて、大阪層群や段丘堆積物が分布する。

矢田丘陵は生駒山地の東方に生駒谷をへだてて幅1km、長さ7km以上にわたって細長く延びている。この丘陵は、あすか野西方の標高254.6m地点を最高にして、おおむね標高20m程度の高さを保っている。丘陵の南部は花崗岩類からなり、北部は花崗岩類及びそれを不整合に覆う大阪層群からなる。

田辺丘陵は東隣「奈良」図幅地域の木津町から北流する木津川の左岸に沿って広く発達する。西の京丘陵は矢田丘陵の東側で秋篠川より西側、山田川より南側に発達する。これらの丘陵は主に大阪層群からなり、標高100-150m程度のなだらかな稜線を連ねている。

更に、本図幅地域の北西端には、大阪層群の模式地として知られる千里丘陵が広く分布している。こ

の丘陵は、万国博記念公園南西の標高80.2m地点を最高点として、おおむね定高性を保っている。千里丘陵と北摂山地の間には有馬-高槻構造線の一部である小野原断層帯（市原ほか，1955）による幅1.5-2kmの低地帯があり箕面丘陵と呼ばれている。

台地は、山地・丘陵の周囲に発達しているが、交野山地と枚方丘陵の間では特に広範囲に発達している。ここでは、穂谷川・天野川・寝屋川などの中規模な河川によって何段もの段丘面が形成されているが、地形的な連続性や堆積物の風化程度からおおむね高位（th）・中位（tm）・低位（tl）の段丘面群に区分できる。

また、生駒山地の西縁には山地から流下する小規模な河川によって形成された扇状地性の段丘面群が広く分布している。また、矢田・西ノ京・生駒谷・田辺・千里の各丘陵内を流れる多くの河川によって、新旧の河岸段丘面が形成されている。これらは、th・tm段丘面、更には、tl面を細分した低位段丘上位面（tl₁面）・低位段丘下位面（tl₂面）に区分できる。

その他、大阪市の中央で南北に伸びる、幅3kmの小高い台地は上町台地と呼ばれる。これは、tm面に相当するが、大坂城が築かれるなど、古くから行政上の中心的な施設が立地してきた。

低地 本図幅地域では、大阪平野最大の河川である淀川が、北東から南西方向に向かってゆるやかに流れ、周囲に広い沖積低地を形成している。また、生駒山地と上町台地に挟まれた幅10kmの低地部では、西または北流して淀川に注ぐ多くの河川によって生じた旧河道・自然堤防・後背湿地などの微地形が複雑に配置している。

活断層 本図幅地域の中央には南北方向に伸びる生駒断層系、北縁には東西方向の有馬-高槻構造線活断層系、西縁には南北走向の上町断層系が発達している（活断層研究会編，1980など）。

生駒山地の西縁は生駒断層によって限られ、明瞭な断層崖地形を呈している。また、枚方丘陵の西縁では大阪層群や段丘堆積物が西傾斜しており、この位置に枚方撓曲が存在することが知られている。また、この東側には、段丘面を変形させる北東-南西方向の2つの撓曲（田口撓曲・長尾撓曲）が認められる。そして、これらの活構造を一括して生駒断層系と呼ばれている。

大阪平野の北縁には有馬-高槻構造線活断層系が発達しているが、これに属する坊島断層が図幅地域北西縁に分布して、tl₂面を変位させている。一方、上町台地の西縁には上町断層が存在することが物理探査やボーリング資料から明らかになっている。

II. 地 質 概 説

（宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭）

「大阪東北部」図幅地域の地層・岩体は、大きくみると、古い方から、ジュラ紀から白亜紀の領家帯

に属する変成岩類・深成岩類とそれらを貫く岩脈類，中新世の貫入岩である宝山寺安山岩，それらを覆う鮮新-更新統の大坂層群，更新統中部-上部の段丘堆積物，及び沖積層からなる。

領家変成岩類は本図幅地域北東端の甘南備山周辺と南東部の奈良市富雄元町周辺に分布し，三疊紀-ジュラ紀に原岩が堆積し，白亜紀後期に領家変成作用を受けた。領家深成岩類は，本図幅地域東半部の生駒山地-交野山地に広く分布し，ジュラ紀末の斑れい岩類を中心とする苦鉄質深成岩類，更に白亜紀後期の花崗岩類を中心とする珪長質深成岩類からなり，この中で珪長質深成岩類がその多くを占める。

中新世には，宝山寺安山岩がこれら領家帯の深成岩類や変成岩類を貫く。

大坂層群は，生駒山地東麓の丘陵部，枚方丘陵，千里丘陵及び大阪平野地下に分布する。このうち千里丘陵は，泉南-泉北丘陵地域や学術ボーリングであるOD-1と共に大坂層群の模式地のひとつとなっている。

段丘堆積物は主に丘陵部及びその周辺の台地に分布し，大きく高位段丘堆積物，中位段丘堆積物，低位段丘堆積物に分けられる。更に本図幅地域西部の大阪平野には，淀川水系によって生じた厚い沖積層が堆積している。第3図に本図幅地域の層序総括図を，第4図に本図幅及び周辺地域の地質概略図を示す。

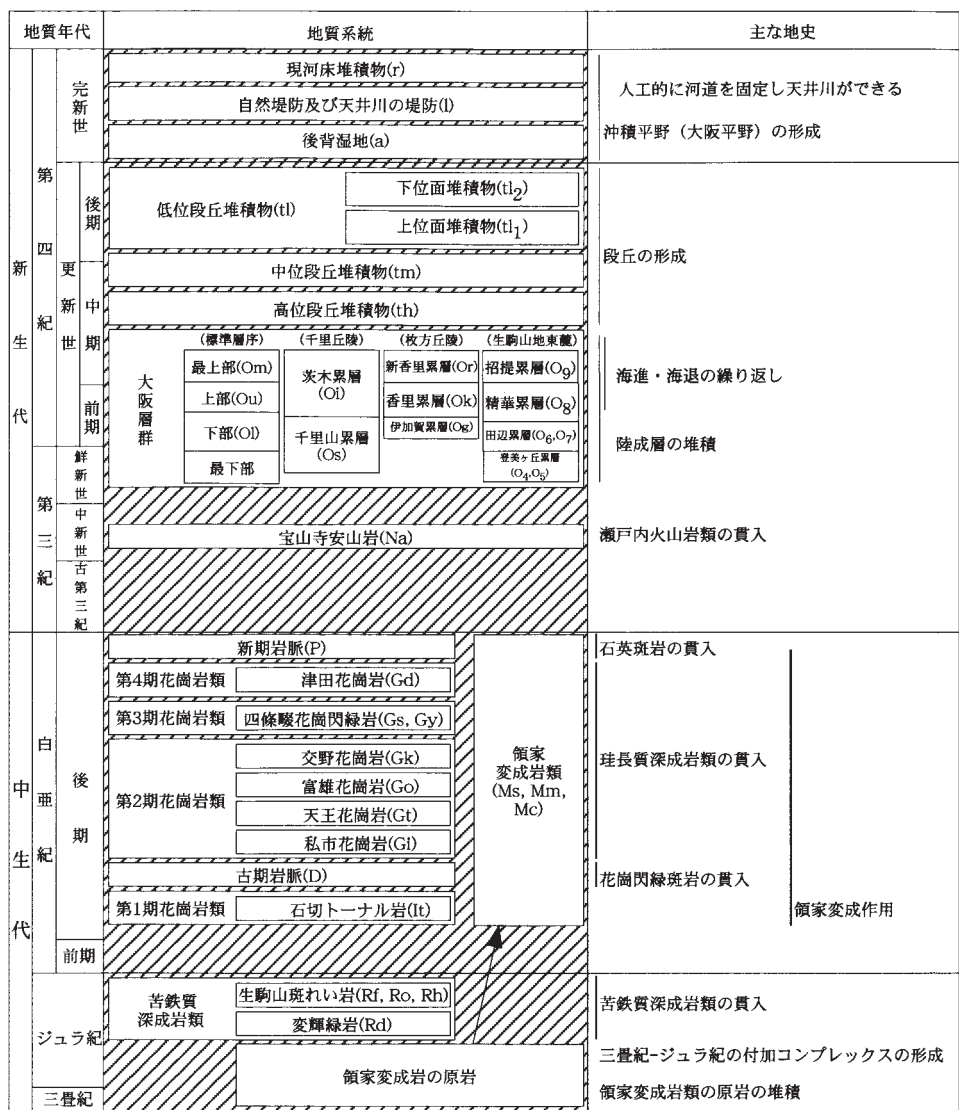
II. 1. 領家変成岩類及び深成岩類

本図幅地域は領家帯の北縁部に位置し，本図幅地域の最北部は丹波帯との境界部に当たる。この地域には中生代の堆積岩類を起源とする領家変成岩類とジュラ紀の斑れい岩類・変輝緑岩，更に白亜紀の花崗岩類が分布する。

変成岩類は本図幅地域の最北東部の甘南備山に分布する。主に変成チャートと変成泥岩からなるが，少量の変成砂岩も産する。これらは領家帯の最北部に位置する。また，変成岩類は本図幅地域東部の矢田丘陵では花崗岩類中の捕獲岩として産し，花崗岩類と複雑に反応し，ミグマタイトを形成している。甘南備山の変成岩類はほぼ東西の構造を有する。縞状構造は発達せず，片状で，変成鉱物として黒雲母・紅柱石，緑泥石からなり，変成度は低く，片状ホルンフェルスと呼ばれるものである。なお，生駒山地中部の花崗岩中の捕獲岩として産するものは珪線石を含む。

ジュラ紀の苦鉄質深成岩類は斑れい岩類と変輝緑岩類からなる。斑れい岩類は生駒山斑れい岩と呼ばれ，主に本図幅地域南部の生駒山に分布し，南隣「大阪東南部」図幅地域に続く。この斑れい岩体は近畿地方領家帯で最も規模の大きい岩体である。変輝緑岩は本図幅地域北東部，天王付近に花崗岩類の捕獲岩として産する。生駒山斑れい岩のSm-Nd年代が測定され，192Maのジュラ紀の年代が得られ，変輝緑岩もほぼ同じ年代を示す (Kagami *et al.*, 1995)。

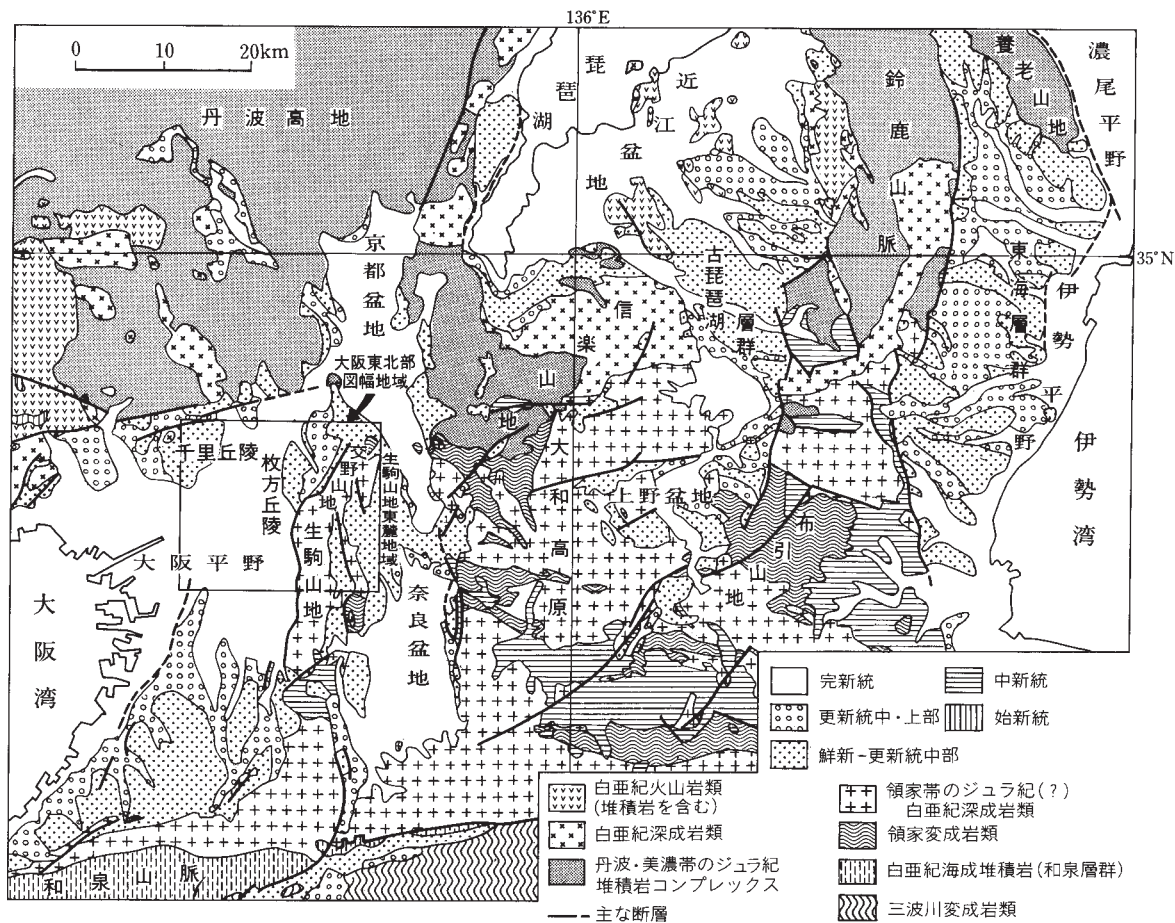
花崗岩類は野外での貫入関係，岩質，産状及び放射年代から4時期に区分できる。第1期花崗岩類は石切トータル岩と呼ばれ，東大阪市石切東部に分布する。片麻状構造を有し，斑れい岩類の西縁部にごく少量分布する。第2期花崗岩類は花崗岩類の主体をなし，私市花崗岩・天王花崗岩・富雄花崗岩・交野花崗岩の4つの岩体からなり，弱片状の粗粒-中粒の黒雲母花崗岩で，時に角閃石を含有する。このうち私市花崗岩は交野市私市周辺に分布し，カリ長石が斑状をなす花崗岩である。天王花崗岩は本図幅



第3図 「大阪東北部」 図幅地域の層序総括図

地域の北東部に分布する粗粒黒雲母花崗岩で、変輝緑岩を多数包有する。富雄花崗岩は矢田丘陵に分布し、変成岩類を捕獲するミグマタイト質な花崗岩である。交野花崗岩は本図幅地域の生駒山地中央部と交野山地に広く分布し、粗粒で黒雲母の配列による弱片状構造の認められる花崗岩である。第3期花崗岩類は四條畷^{しじょうなわて}花崗閃緑岩と呼ばれ、四條畷市の飯盛山周辺に分布する。塊状で、ストック状に領家帯の構造を切って貫入し、累帯深成岩体をなす。第4期花崗岩類は津田花崗岩と呼ばれ、細粒の黒雲母花崗岩で、生駒山地から交野山地に南北方向に岩脈状に産し、すべての花崗岩を明瞭に切って貫入する。

これら花崗岩類の年代が様々な方法で測定された。Rb-Sr全岩年代及びジルコンのU-Pb・SHRIMP



第4図 近畿・東海地方の地質概略図 (枠内が本図幅地域)

20万分の1地質図幅「京都及大阪」(河田ほか, 1986), 「名古屋」(山田ほか, 1981)「和歌山, 1998), 50万分の1地質図幅「京都」(田中ほか, 1982)を元に「奈良」図幅(尾崎ほか, 2000)において簡略化。

年代は78Maから87Maで、白亜紀末の年代を示す (Morioka *et al.*, 2000 ; Watanabe *et al.*, 2000 ; Hertig *et al.*, 1998) . 一方、黒雲母のK-Ar年代は67-78Maで、上記年代よりやや若い年代を示す (島田・田結庄, 1999, 2001) . 放射年代と火成活動ステージとの対応関係をみると、花崗岩類はほぼ同じ年代を示し、明瞭な対応関係はみられないが、詳細にみると、第4期花崗岩が有意の差で若い年代を示す. なお、私市花崗岩はRb-Sr全岩年代が108Maと、ほかの花崗岩類に比べ明らかに古く (Morioka *et al.*, 2000) , 100Ma頃にも火成活動が生じたことを示している.

岩脈類は野外での貫入関係、産状、岩質から古期と新期の2期に区分できる. 古期岩脈は花崗閃緑斑岩で、片状構造を有し、生駒山斑れい岩を貫いて分布するが、花崗岩類中にはみられない. 新期岩脈は塊状の石英斑岩で、すべての花崗岩を南北方向に貫いて分布する.

II. 2 宝山寺安山岩 (中新統)

近畿地方の新生界は下部-中部中新統の第一瀬戸内累層群、中部中新統の瀬戸内火山岩類、そして鮮新-更新統の第二瀬戸内累層群に分けられる (笠間・藤田, 1957) . 本図幅地域には第一瀬戸内累層群は分布しないが、本図幅地域南部の生駒山周辺には、領家深成岩類を貫いて中新世の宝山寺安山岩 (角閃石両輝石含有無斑晶質安山岩) が貫入している. この安山岩は火道の浸食によって露出した岩頸である. この岩脈は、東大阪市石切北東部にも分布するほか、南隣「大阪東南部」図幅地域の信貴山にも分布し、瀬戸内火山岩類に属する二上層群に関連する火山活動によって生じたと推定される.

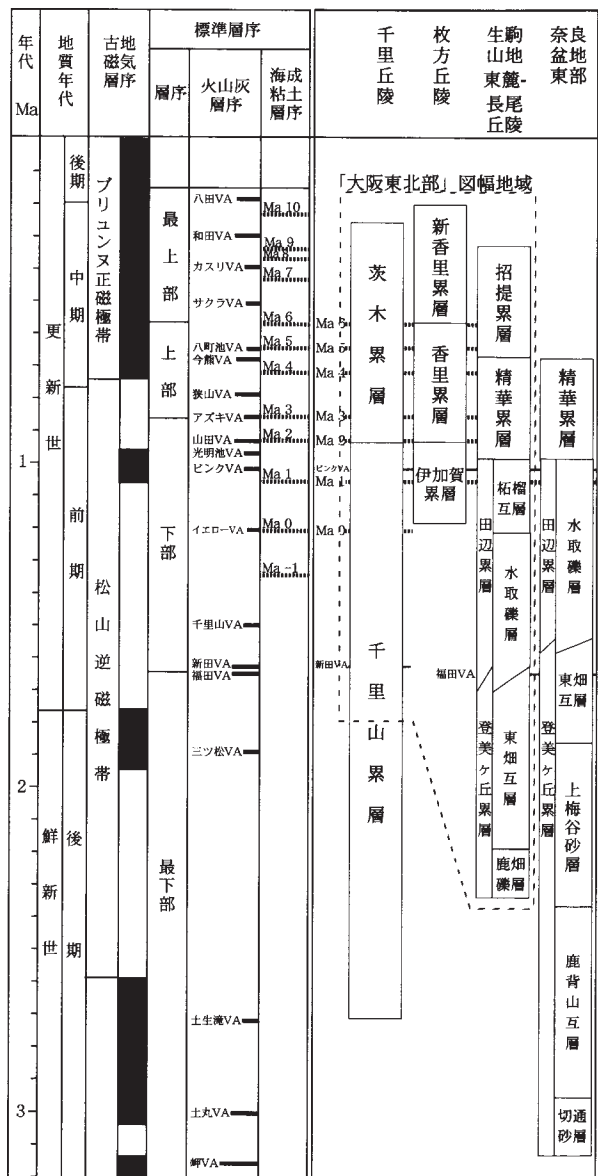
II. 3 大阪層群 (鮮新-更新統)

近畿地方に分布する第二瀬戸内累層群は主に下部鮮新統-中郡更新統からなり、大阪平野・奈良・京都盆地に大阪層群が、近江盆地と上野盆地に古琵琶湖層群が、伊勢湾周辺に東海層群が分布する (第4図) . 古琵琶湖層群・東海層群はすべて非海成の陸成層からなるのに対して、大阪層群は更新世前期の中頃から堆積盆地にしばしば海が浸入したため上半部が海成と陸成の地層の繰り返しからなることを特徴とする.

大阪層群は、河湖成層を主とし、12枚の海成粘土層を挟む. これらの海成粘土層は下位よりMa-1, Ma0, Ma1・・・Ma10と名付けられている (市原・亀井, 1970など) . また、連続性の良い火山灰層を多数挟んでいる. これらの海成粘土層や火山灰層を鍵層として大阪層群の詳細な層序が確立され、房総半島の上総層群や新潟堆積盆の魚沼層群と並んで、日本の代表的な鮮新-更新統としての地位を占めてきた (大阪層群研究グループ, 1951 ; 市原・亀井, 1970 ; 市原編, 1993など) .

大阪層群の最大層厚は1500-2000mであり、その標準層序は、第5図に示すように下位より最下部、下部、上部及び最上部に分けられている (市原編, 1993など) . 最下部は福田火山灰層の上限よりも下位の地層を指し、約160万年前より古い地層で、メタセコイア植物群繁栄期を示す植物遺体を含む河湖成層からなる. 下部は福田火山灰層の上限から、アズキ火山灰層を挟む海成粘土層 (Ma3層) 層準直下の砂礫層までを指し、約160万年前から約85万年前のメタセコイア植物群消滅期の地層である. 下部は

河湖成層からなり、下部の上部には海成粘土層を挟む。上部はアズキ火山灰層を挟む海成粘土層（Ma3層）の下限からMa6層の上限までの地層で、約85万年前から約60万年前の地層である。最上部は、Ma6層の上限より上位の地層で、約60万年前から約20万年前の地層を指す。上部及び最上部の地層は、河成・湖沼成層と海成粘土層が互層する。各地の大阪層群の層序区分や全体的な対比については市



標準層序は市原編（1993）の表24.1を簡略化 VA:火山灰層

第5図 大阪層群の標準層序及び丘陵ごとの層序区分と対比
大阪層群の標準順序は市原編（1993）の表24.1を簡略化した

原ほか（1991）や市原編（1993）にまとめられている。

本図幅地域の大阪層群は、生駒山地東麓の田辺・西の京・矢田・生駒谷及び長尾の各丘陵、交野山地北西麓の枚方丘陵、本図幅地域北西部の千里丘陵及び大阪平野の地下に分布し、大阪層群の標準層序のうち最下部から最上部のほぼすべての層準が露出している（第4，5図）。本図幅地域の大阪層群の岩相層序区分は上記3つの丘陵ごとに設定されている。すなわち、千里丘陵は千里山累層と茨木累層に（大阪層群研究グループ，1951），枚方丘陵は、伊加賀累層・香里累層及び新香里累層に（高谷・市原，1961），生駒山地東麓地域は、登美ヶ丘累層・田辺累層・精華累層及び招提累層に（三田村，1992）分けられた。

II. 4 段丘堆積物

本図幅地域の段丘及び段丘堆積物は、千里丘陵、枚方丘陵、長尾丘陵及び生駒山地の周辺に発達する。これらは、おおむね高位、中位、低位に区分できる。千里丘陵や生駒山地の周辺では低位段丘を更に上位面堆積物と下位面堆積物に区分できる。枚方丘陵から長尾丘陵にかけては段丘面の分布は複雑で、一部の段丘面は活断層による変位を受けていることが考えられるので、低位段丘を細分することはできない。高位段丘堆積物及び中位段丘堆積物は、主に砂・砂礫層からなり、風化が進んでいるので、赤色風化殻を持つことが多い。低位段丘堆積物は中位段丘を開析する浅くて広い河谷の周辺に分布し、風化の程度は弱い。生駒山地西麓地域では扇状地性の粗粒砂層からなる低位段丘が存在し、わずかに中位段丘が見られる。多くは生駒断層の断層活動の影響を受け西に急傾斜している。千里丘陵の周辺でも丘陵を開析する小河川による小規模な扇状地性段丘として中位及び低位段丘層が分布する。中位段丘堆積物は礫層から、低位段丘堆積物は砂礫層からなる。生駒谷及び西の京丘陵にも中位及び低位段丘層が見られる。

大阪平野の地下にも段丘堆積物相当層が分布する。中位段丘堆積物相当層を上町層、低位段丘堆積物相当層を天満層と呼ぶ。これらはいずれも砂・礫層からなり、海成の粘土層を挟在する。高位段丘堆積物相当層に挟在される海成粘土層をMa11、上町層中に挟まれる海成粘土層をMa12と呼ぶ。

II. 5 沖積層

大阪平野には、厚い沖積層が堆積している。砂・シルトからなる下部層、海成粘土層を主体とする中部層、砂・シルトからなる上部層に3区分されている。

II. 6 活断層

本図幅地域には、生駒断層系の北部、有馬-高槻構造線活断層系の一部及び上町断層系の一部が分布している。生駒断層は本図幅地域中央に南北に延び、大阪層群と領家帯の深成岩類が接している。地質調査所の行った活断層トレンチ調査によるとこの断層の最新イベントは約1600年前と1900年前の間と考えられている。生駒断層の北方延長には南北性の枚方撓曲が、北東には交野断層-長尾撓曲が分布する。

有馬-高槻構造線活断層系は、大阪平野の北縁を限って東北東-南南西方向に延びており、本図幅地域

内にはその一部のみが分布する。この断層系は、右横ずれ成分の卓越する活動を行っており、川西市、茨木市などで東西性の細長い低地帯を作っている。この断層系に属する断層としては、花屋敷低地帯北縁断層、坊島断層、真上断層、安威断層などからなる。

上町断層系は、上町台地の西縁に南北に延びる断層で北方延長は本図幅地域西方の仏念寺断層（「大阪西北部」図幅地域内）に連続する。また、上町断層の西に、断層と斜交する北東-南西方向の断層も見つけられている。

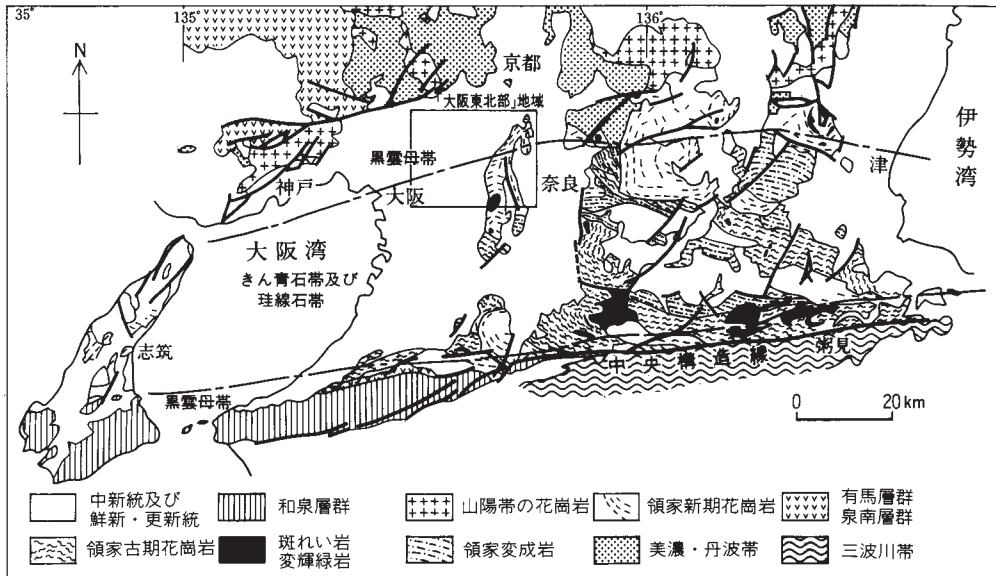
Ⅲ. 領家変成岩類及び深成岩類

(田結庄良昭)

Ⅲ. 1 研究史

本図幅地域の領家帯の変成岩類・深成岩類は、相馬（1963）によって生駒山の斑れい岩の調査が行われ、ノーライトからなり、その形態は盃状の岩体であることが報告された。その後、Yoshizawa *et al.*（1966）によって、近畿地方の領家帯全域の地質図が発行された。本図幅地域の多くは単一の花崗岩体からなり、花崗岩は斑れい岩類を取り巻くように分布する事が報告された（第6図）。端山ほか（1982）は近畿地方領家帯中央部の詳細な調査を行い、花崗岩をいくつかのステージに区分した。花崗岩類の火成活動区分については野外での貫入関係や放射年代から田結庄ほか（1985）によって、4つの火成ステージ区分が可能であることが述べられた。更に、生駒山地領家帯研究グループ（1986）によって生駒山斑れい岩とその周辺の花崗岩類の詳細が報告され、斑れい岩類は角閃石斑れい岩のほか、かんらん石輝石角閃石斑れいノーライトなど各種の斑れい岩からなり、花崗岩類も年代の異なるいくつかの花崗岩類からなることが報告された。また、斑れい岩類はその化学組成から比較的高圧で形成された集積岩であることが田結庄ほか（1989）や飯泉ほか（1990）によって述べられた。また、最近南隣「大阪東南部」図幅（宮地ほか、1998）が出版され、詳細な花崗岩の区分と貫入関係が報告された。更に、井口・田結庄（1999）によって、本図幅地域である生駒山地と交野山地の詳細な花崗岩類の区分と分布の詳細が報告された。第7図にこれら研究報告の成果の上に立った本図幅地域と南隣「大阪東南部」図幅地域全域の花崗岩の区分と分布を示す。その後、島田・田結庄（1999、2001）によって、矢田丘陵の延長部にミグマタイト質花崗岩が、北東部に変輝緑岩を包有する天王花崗岩が存在することが付け加えられた。

この地域の深成岩類の同位体年代の研究はKagami *et al.*（1995）によってSm-Ndの全岩アイソクロン年代が測定され、斑れい岩類はジュラ紀の年代を示し、従来考えられていた白亜紀花崗岩類のフォアランナーでなく、より古い活動時期のものであることが判明した。一方、花崗岩類の年代はジルコンのU-Pb年代がHertig *et al.*（1998）によって四條畷花崗閃緑岩と交野花崗岩について測定され、約80Ma



第6図 近畿地方領家帯の地質概略（日本の地質「近畿地方」編集委員会編（1987）より引用）
四角枠は「大阪東北部」図幅地域。

の白亜紀後期の年代が得られた。その後、Watanabe *et al.* (2000) によってジルコンのSHRIMP年代が測定されほぼ同じ年代を報告した。更に、Morioka *et al.* (2000) によってRb-Sr全岩アイソクロン年代が測定され、私市花崗岩は約108Ma年の古い年代であることが報告された。また、島田・田結庄 (1999, 2001) によって黒雲母のK-Ar年代が報告され、各火成ステージの花崗岩類はほぼ同じ白亜紀後期の年代であることが報告された。

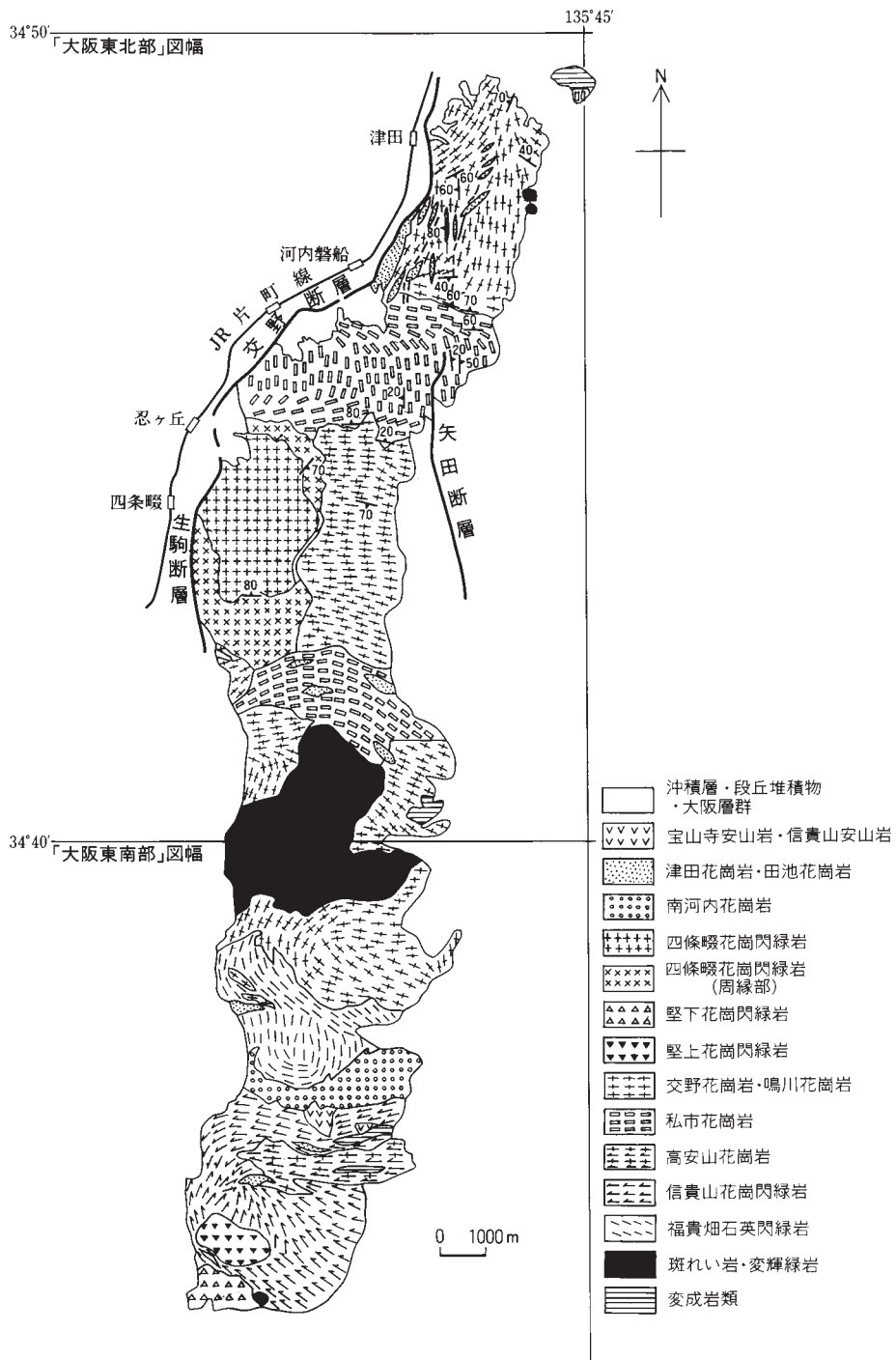
花崗岩類の化学組成については田結庄ほか (1997) , 井口・田結庄 (1999) , 島田・田結庄 (2001) によって微量元素も含め測定され、各火成活動時期ごとに花崗岩類の化学組成が異なることが明らかとなった。

本報告は、上記論文のうち、田結庄とその共同研究者による一連の成果に基づき、その後の補足資料を加えた。

III. 2 変成岩類 (Mc, Mm, Ms)

III. 2. 1 概要

領家変成岩類は本図幅地域北東部、京田辺市宋谷北部の甘南備山付近にまとまって分布している。そのほかに、本図幅地域東南部生駒市富雄元町周辺に分布する富雄花崗岩に捕獲されて少量産する。甘南備山の变成岩類は領家帯最北部に当たり、丹波帯との境界付近に相当する。変成岩類を地質図で表現するにあたり、変成度が比較的弱く、原岩の形状をよく残していることや南隣「大阪東南部」図幅地域も原岩に着目して地層としての取り扱いに重点をおいた分類したことから、原岩に基づいた分類を行った。



第7図 生駒山地及び交野山地領家帯の深成岩類の分布と構造 (井口・田結庄 (1999) の第12図及び田結庄ほか (1998) の第2図より引用) ただし、富雄花崗岩及び天王花崗岩はこの図から省いた。点線は断層。

Ⅲ. 2. 2 分布と構造

本図幅地域の領家変成岩類は変成チャート、変成泥岩を主とするが、変成砂岩も少量産する。更に、生駒市富雄元町付近では変成岩類が富雄花崗岩中に捕獲されブロック状に少量産し、花崗岩と複雑に反応し混成している。甘南備山の変成岩類はほぼ東西の走向を示し、南に40-50°傾斜する。変成泥岩が甘南備山の山頂部周辺に分布し、山麓部に変成チャートが分布する。変成砂岩は山頂部の北東部から東隣「奈良」図幅地域にまたがり、東西に延びた分布でごく少量分布する。変成岩類の片状構造は弱く、原岩の構造をよく残しており、熱変成作用の影響が大きく、寄木状構造をもち、片状ホルンフェルスと呼ばれる（例えば、Yoshizawa *et al.*, 1966）ものである。片麻状構造や鉱物の配列による線状構造はみられない。

一方、富雄元町の変成岩類は花崗岩類に捕獲され、規模は数10cmから数mで、片麻状構造が顕著である（第8図）。その構造は北北西-南南東の走向で、西に20-40°傾斜し、周囲の花崗岩と同じ構造を持つ。これら変成岩類は花崗岩と複雑に反応して、ミグマタイトや花崗岩の注入を受けた注入片麻岩を形成している。

Ⅲ. 2. 3 岩相

変成チャートは本図幅地域で変成岩類の主要な部分を構成する。甘南備山のものは片麻状構造がみられず、ホルンフェルスに近いもので、変成鉱物として黒雲母、緑泥石、時に紅柱石がみられる。一方、富雄元町付近のものは黒雲母が濃集する部分（優黒質部）と少ない部分（優白部）からなる片麻状構造を有する。富雄元町付近のものは変成鉱物として、黒雲母のほか珪線石が含まれる。変成泥岩は甘南備山の山頂部に分布する。寄木状構造をなし変成鉱物として黒雲母を含む。富雄元町付近のものは粗粒化し花崗岩の注入もみられる。変成鉱物として黒雲母のほか珪線石もよくみられる。また、ざくろ石の斑状変晶もみられる。変成砂岩は甘南備山のものは粗粒化し、黒雲母が生じている。富雄元町付近のものは花崗岩のしみこみを受け混成し、ミグマタイトを形成している。

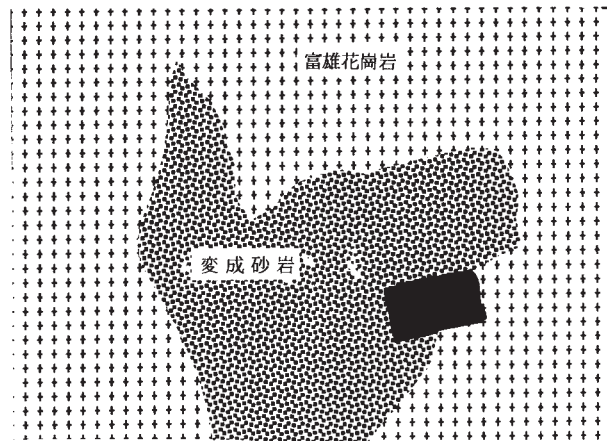
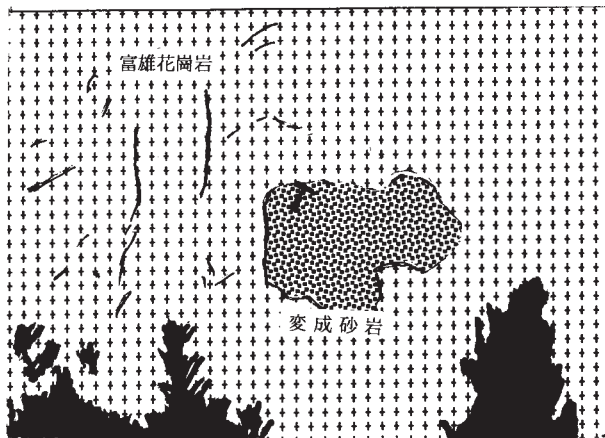
変成チャート (Mc)：京田辺市甘南備山付近に主に分布するが、生駒市富雄元町付近にも花崗岩中の捕獲岩として分布する。甘南備山付近のものは原岩の層状チャートの特徴をよく残し、石英部分が粗粒化した片状ホルンフェルスである。一方、富雄元町付近のものは花崗岩の注入を受け、花崗岩と複雑に反応し、泥質部の挟みには黒雲母や珪線石、時にざくろ石が生じ、石英部は粗粒化し、片麻状構造が顕著となる。

岩石記載

変成チャート (98101511, 京田辺市甘南備山南方0.3km)

原岩の層状チャートの構造が顕著な岩石である。石英部は再結晶が進み、モザイク組織をなす。構成鉱物は大部分石英からなるが、泥質の挟みには斜長石、黒雲母がみられる。

変成泥岩 (Mm)：本変成岩は本図幅地域の北東部京田辺市甘南備山の山頂を取り巻くように主に分布する。また、富雄元町付近にも花崗岩中の捕獲岩として小規模に分布する。甘南備山のものは再結晶作用



第8図 富雄花崗岩中の変成岩捕獲岩ブロックの産状 (奈良市富雄元町)
変成岩と花崗岩の境界は明瞭なことが多いが、漸移する場合もある。また、変成岩は花崗岩と複雑に混成している。

のため、粗粒化しているが、片麻状構造がみられず原岩の堆積構造がよく保存された片状ホルンフェルスである。富雄元町付近のものは花崗岩の注入を受け、縞状構造が顕著な片麻岩である。富雄元町付近のものは全面に再結晶作用が進行し、時にざくろ石の斑状変晶もみられる（第9図、図版1a）。変成鉱物として、定向配列をした黒雲母のほか繊維状の珪線石、更に白雲母、ざくろ石がある。ざくろ石は核部でMnが高い顕著な累帯構造を有する。

岩石記載

変成泥岩（98101603、京田辺市甘南備山南方0.2km）

再結晶作用のためやや粗粒化しているが、原岩の頁岩の構造である剝離性が保存された岩石である。主な構成鉱物は石英、黒雲母、斜長石、白雲母、緑泥石である。

変成砂岩（Ms）：京田辺市甘南備山北部付近に少量分布するほか、富雄元町付近で花崗岩の捕獲岩として産する。甘南備山付近のものは再結晶作用のため粗粒化しているが原岩の堆積構造は保存されている。片状構造はみられるが片麻状構造はみられない。富雄元町付近のものは花崗岩マグマの注入や反応のため再結晶が進み、珪長質部と黒雲母濃集部が縞状となる片麻状構造を持っている。また、花崗岩が網状に注入し、混成し、ミグマタイトを形成しているものもある。変成鉱物として珪線石を含む。

岩石記載

変成砂岩（98101609、京田辺市甘南備山北方0.4km；図版1b）

再結晶作用のため、石英の粒度は粗粒化しているが、薄い泥質部の互層など原岩の堆積構造も保存されている。主な構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母である。

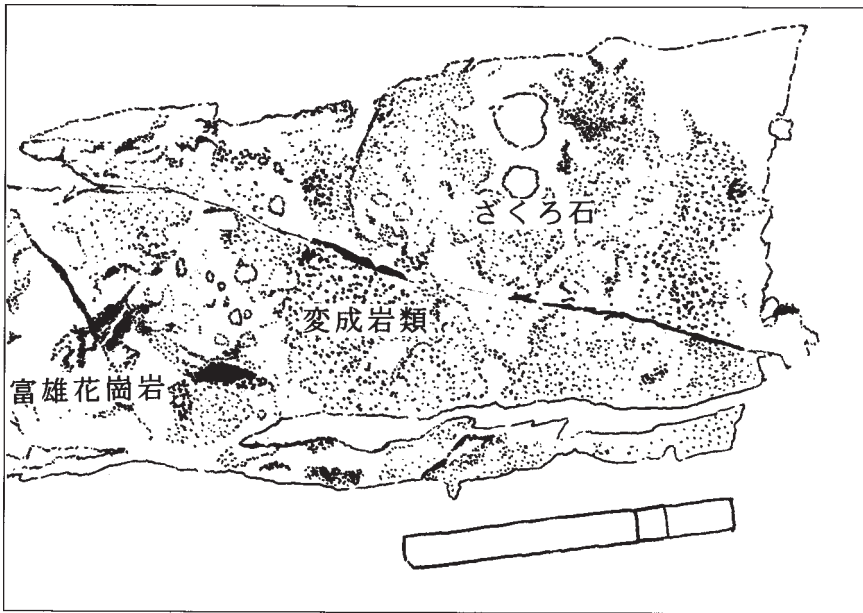
III. 2. 4. 変成作用

本地域では変成岩類は甘南備山付近のみにわずかに産し、そのほか富雄元町付近に捕獲岩として花崗岩中に産する。甘南備山付近のものは領家帯最北縁部に位置する。変成度は、変成鉱物が黒雲母、白雲母、時に緑泥石からなることから、珪線石を含む南隣「大阪東南部」図幅地域などの領家帯の変成岩類より低い。東隣「奈良」図幅地域（尾崎ほか、2000）の変成岩の緑泥石-黒雲母帯及び黒雲母帯に相当する。

III. 3 深成岩類

III. 3. 1 概要

本図幅地域の深成岩類は、苦鉄質深成岩類と花崗岩類に大きく区分できる（第7図）。苦鉄質深成岩類は花崗岩類により明瞭に貫入され、前者はジュラ紀の、後者は白亜紀の放射年代が測定されており、活動時期も異なる。苦鉄質深成岩類として、生駒山斑れい岩がみられるが、そのほかに花崗岩類の捕獲岩として産する変輝緑岩が存在する。花崗岩類は野外での産状、貫入関係から4時期の火成活動に区分される（田結庄ほか、1985）。本図幅地域は多くが第2期の花崗岩で、そのほかに、第3期の花崗岩が



第9図 富雄花崗岩中の変成泥岩捕獲岩にみられるさくろ石の斑状変晶
丸状の大きな鉱物がさくろ石、白色の富雄花崗岩が注入している。

岩株状に、第4期の花崗岩が岩脈状に産する。

III. 3. 2 苦鉄質深成岩類

苦鉄質深成岩類の中で生駒山付近に分布する斑れい岩が大部分であるが、そのほかに、変輝緑岩が本図幅地域北東部、天王付近に花崗岩類の捕獲岩として小規模に産する。斑れい岩は生駒山を中心として本図幅地域南部に南北6km、東西5kmの逆S字状に分布し、その延長は南隣「大阪東南部」図幅地域に連続する。変輝緑岩は京田辺市天王付近に密集して産しており、それらを地質図に塗色して示した。

III. 3. 2. 1 変輝緑岩 (Rd)

分布と産状 島田・田結庄 (1999, 2001) によって記載された。花崗岩類中の捕獲岩として産するが、主に本図幅地域北東部に分布する天王花崗岩中に10数cmから100数十mの捕獲岩として密集して産する (第10図)、地質図には比較的大きな岩体及び密集して産する所のみを示した。変輝緑岩は小規模なものは丸みを帯びた楕円形状で、花崗岩類の片状構造に平行に配列する。比較的規模の大きいものは角張っている。花崗岩類との境界はいずれも明瞭である (第10図)。

岩相 黒色緻密なものと同斜長石斑晶が発達するものに岩相が大きく区分されるが、両者とも花崗岩類との反応の程度に応じて、粗粒化し、また、石英や黒雲母含有量が多くなるなど岩相が変化する。

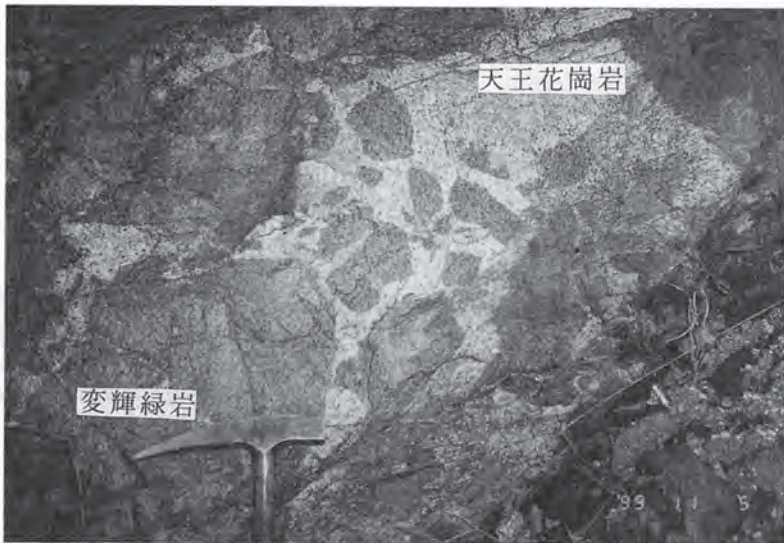
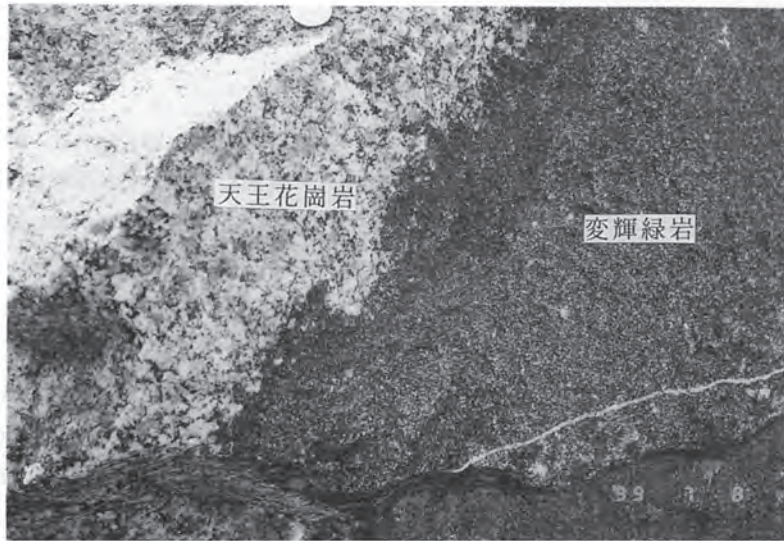
岩石記載

細粒輝緑岩 (9907234, 京田辺市天王南方1.5km ; 図版1c)

細粒、優黒質な岩相で、粒状組織をなすが、時に粗粒斜長石を有する斑状組織をなす。花崗岩類との反応の程度で構成鉱物の含有量は様々に変化する。花崗岩類との反応が軽微なものでは、主な構成鉱物は斜長石 (52.9%)、角閃石 (45.3%)、鉄鉱 (1.3%)、黒雲母 (0.5%) であるが、多くは花崗岩類と反応しており、斜長石 (53.7%)、角閃石 (38.9%)、石英 (5.6%)、黒雲母 (1.5%)、鉄鉱 (0.4%) で、更に著しく反応したものでは斜長石 (61.2%)、角閃石 (19.2%)、石英 (11.9%)、黒雲母 (7.7%) となる。斜長石は自形、累帯構造がみられ、核部はAn60-70で絹雲母化していることが多い。なお、小型のものは自形、拍子木状で、絹雲母化が顕著である。角閃石は自形から半自形で、1mm前後の緑色角閃石で、時に核部に褐色角閃石を有するほか、無色のアクチノ閃石を持つ場合がある。黒雲母は半自形-他形で、角閃石の周囲に分布する。石英は他形、間隙充填状に産する。

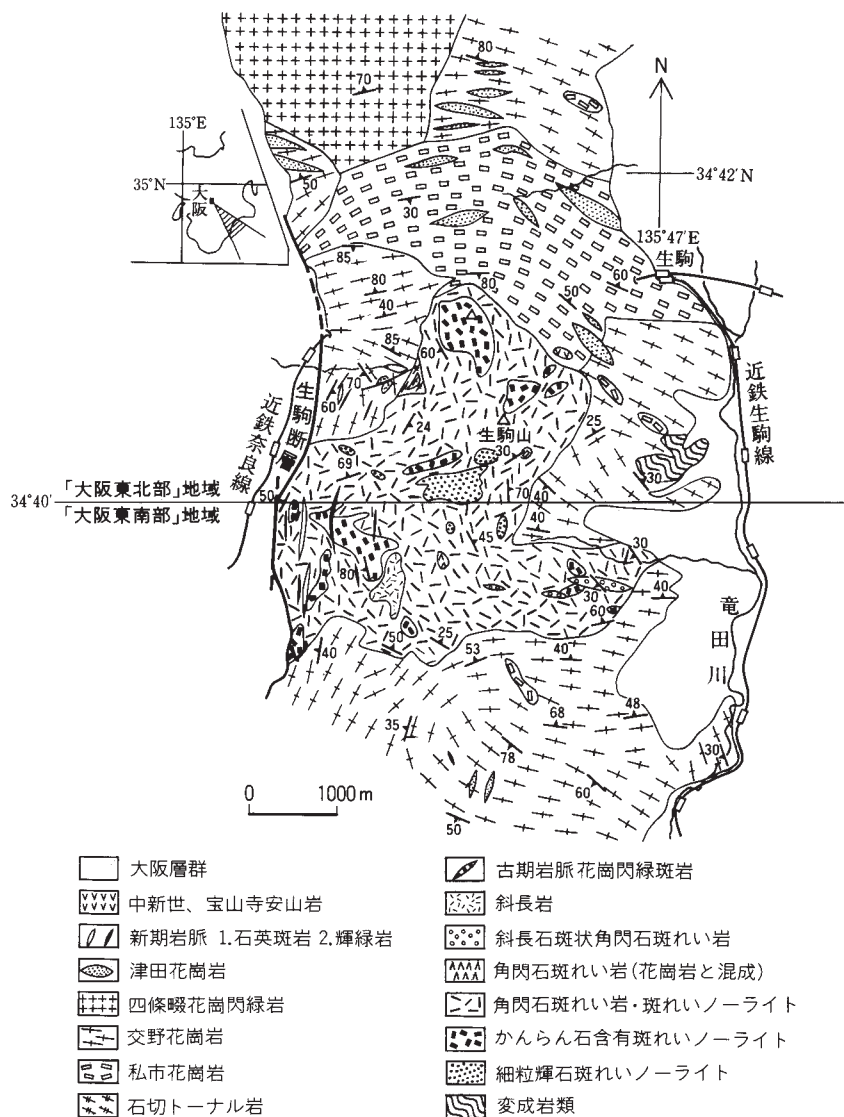
III. 3. 2. 2 生駒山斑れい岩類 (Rh, Ro, Rf)

分布と産状 本図幅地域の斑れい岩類は、生駒山を中心とする南北4.5km、東西5.2kmの逆S字状に分布する。周囲の花崗岩類によって調和的に取り囲まれ、花崗岩による貫入を受けている。生駒山斑れい岩は生駒山地領家帯研究グループ (1986) によって詳細に調査された (第11図)。斑れい岩類の中で最も古いものは角閃石斑れい岩に捕獲されて産する細粒輝石角閃石斑れいノーライトである。角閃石斑れい岩及び輝石角閃石斑れいノーライトは、斑れい岩体の主体をなす。角閃石斑れい岩は角閃石が径2-3cmにも達するポイキロ斑晶を持つもの、斜長石が1cmを越える大型となるもの、斜長石含有量が高いもの、斜方輝石を含み輝石角閃石斑れいノーライトに属するものなどであるが、野外では完全に漸移し、区別できないため、地質図上では一括表現した。その他にかんらん石含有斑れいノーライトが分布



第10図 天王花崗岩中に包有された変輝緑岩（下図）及び変輝緑岩と花崗岩の接触部の産状（上図）（京都府京田辺市天王）
 小さい変輝緑岩は楕円状で、花崗岩の構造に平行に配列し、大きな変輝緑岩は角張っている。両者の境は一般に明瞭であるが、時に花崗岩が変輝緑岩中に注入している。

する。かんらん石含有斑れいノーライトはより優黒色で、かんらん石を数%以上含むものが多いが、数%以下の少量しか含まないものも存在する（第1表）。これらは野外で区別ができないため、一括して表現した。角閃石斑れい岩及び輝石角閃石斑れいノーライトとかんらん石含有斑れいノーライトは漸移関係にある。この他に、角閃石斑れい岩を貫いて、より新期の斜長岩・優白質角閃石斑れい岩が分布する。



第11図 生駒山付近の斑れい岩類と花崗岩類の分布と構造（生駒山地領家帯研究グループ（1986）の第2図より引用）

斑れい岩類中には斜長石や角閃石の定向配列による弱い片状構造がみられ、その構造は北部では南北性、南部では東西性となり、岩体の形に調和的である。

細粒輝石角閃石斑れいノーライトは角閃石斑れい岩中に数m-数100mのブロックとして、生駒山頂南方400m付近の長尾滝に産し、1つの岩体をなさない。地質図上ではこれらのブロックが比較的大きく、かつ広く分布している所を表現した。角閃石斑れい岩とは明瞭な境界をもって接し、両者に反応関係が認められないことから、本岩相は角閃石斑れい岩貫入時すでに固結していたと考えられる。なお、

第1表 生駒山斑れい岩類の鉱物容量比(%) (生駒山地領家帯研究グループ(1986)の第2表を簡略化)
 1: 細粒輝石角閃石斑れいノーライト, 2: かんらん石輝石角閃石斑れいノーライト, 3: 輝石角閃石斑れいノーライト, 4: 輝石角閃石斑れいノーライト, 5: 斜長石斑れい角閃石斑れい岩, 6: 斜長岩・優白質角閃石斑れい岩

試料	1	2	3	4	5	6
斜長石	55.3	63.3	57.6	65.6	73.2	81.9
かんらん石	0.2	10.3				
単斜輝石	2.4	7.7	13.9		1.0	
斜方輝石	3.3	0.1		17.2	0.1	
角閃石	38.1	16.3	11.4	32.6	25.3	18.1
黒雲母					0.2	
燐灰石	0.1		0.2	0.2	0.1	
鉄鉱	0.7	0.3	0.3			0.1
スピネル		0.6				

本岩相は片状構造が発達し、一部では線構造もみられる。かんらん石含有斑れいノーライトは生駒山頂から北部に点在して分布するほか、南隣「大阪東南部」図幅地域にも分布する。角閃石斑れい岩とは漸移関係にあるため、正確な分布をおさえることは難しいが多くの楕円状で、あまり広い分布をなさない。なお、生駒山斑れい岩体の南部、すなわち南隣「大阪東南部」図幅地域では斜長岩・優白質角閃石斑れい岩がストック状に分布し、明瞭に角閃石斑れい岩を貫く。本図幅地域では生駒山頂すぐ下に数mの露頭規模で産するが、規模があまりに小さいため地質図上では表現していない。また、生駒山頂付近には転石であるがコートランダイトが見つけられている。

形成史 生駒山斑れい岩は野外での産状や岩石・鉱物の化学組成から、まず細粒斑れいノーライトが形成され、その後、主岩相である角閃石斑れい岩・輝石角閃石斑れいノーライトやかんらん石含有斑れいノーライトが貫入した。この時に先に形成されていた細粒斑れいノーライトを捕獲したと考えられる。やや遅れて斜長岩・優白質角閃石斑れい岩が貫入した。角閃石斑れい岩・輝石角閃石斑れいノーライトやかんらん石含有斑れいノーライト及び細粒斑れいノーライトは、産状、化学組成やSr同位対比初生値などから同一マグマの結晶分化作用の産物であるが、斜長岩・優白質角閃石斑れい岩はやや異なったマグマの産物の可能性がある。また、かんらん石含有斑れいノーライトは斜長石のAn組成や輝石や角閃石のMg含有量がほかの斑れい岩類より高いことなどからマグマの結晶分化作用の早期形成物と判断される。一方、斜長岩・優白質角閃石斑れい岩は斜長石のAn組成、角閃石のMg値がやや低いことから結晶分化作用の後期の形成物である。斑れい岩類は野外でまれに層状構造なすこと、顕微鏡下で累帯構造を持たない自形斜長石と他形間隙充填状の角閃石からなる集積構造を持つことから集積岩である。

岩石記載

細粒輝石角閃石斑れいノーライト (8782604, 生駒市生駒山南方500m)

細粒, 優黒質な岩相で粒状組織をなす。主な構成鉱物は斜長石 (55.3%), 角閃石 (38.1%), 斜方輝石 (3.3%), 単斜輝石 (2.4%), かんらん石 (0.2%), 鉄鉱 (0.7%) である。副成分鉱物としてりん灰石, ジルコンが含まれる。斜長石は自形, 0.5×1.0mm程度で, 拍子木状をなす。累帯構造は弱いものが時にみられ, 核部はAn90-95の灰長石で, リムAn組成は60モル%である。角閃石は他形から半自形で, 0.5-1.0cmの褐色種であるが, 周縁部が緑色となるものがある。斜方輝石は半自形粒状, 0.6×0.4mm程度, 時に角閃石の核部に包有される。単斜輝石はすべて褐色角閃石の核部にレリックとして産する。

角閃石斑れい岩・輝石角閃石斑れいノーライト (8612265, 東大阪市長尾滝西方200m)

中粒-粗粒, 暗緑色, 粒状組織をなすが, 時に角閃石がポイキロ斑晶を呈する。主な構成鉱物は斜長石 (50.8%), 角閃石 (44.6%), 単斜輝石 (4.8%), 斜方輝石 (0.2%) からなるが, 輝石角閃石斑れいノーライトでは斜長石 (62.0%), 角閃石 (25.7%), 単斜輝石 (7.5%), 斜方輝石 (3.8%) 及び鉄鉱 (0.6%) となる。副成分鉱物としてりん灰石, ジルコンが含まれる。斜長石は自形で, ほとんど累帯構造を示さない。組成はAn85-90の灰長石である。角閃石は半自形から他形の褐色種で, 時に核部に無色角閃石を持つ。また, 径2cmから5cmの斑晶状となるものでは, 斜長石をポイキリテックに包有する。斜方輝石は半自形, 粒状で弱い多色性を持つ。斜方輝石の一部は角閃石の核部に残存してみられる。単斜輝石は半自形で, 多くは変質してアクチノ閃石として角閃石の核部に産する。

かんらん石輝石角閃石斑れいノーライト (8682703, 生駒市生駒山北方400m)

粗粒, 優黒色, 粒状組織をなす。主な構成鉱物は斜長石 (47.6%), 角閃石 (17.7%), 単斜輝石 (10.3%), 斜方輝石 (14.0%), かんらん石 (8.4%) のほかスピネル (0.6%), 鉄鉱 (1.1%) を含む。副成分鉱物としてりん灰石, ジルコンが含まれる。斜長石は自形で, 累帯構造を示さず, その組成はAn90の灰長石である。角閃石は他形, 褐色種で, ポイキリテックに他の鉱物を包有する。しばしば核部に無色角閃石を持つ。斜方輝石は半自形, レリック状に産することが多く, 弱い多色性を持つ。単斜輝石は多くが角閃石の核部にレリックとして, あるいはアクチノ閃石として産する。かんらん石は半自形, 粒状である。斜長石と直接接する場合, 必ずかんらん石側に無色角閃石が, 斜長石側にスピネルと角閃石のシンプレクタイトが生じている。スピネルは草緑色のプレオネーストである。

斜長岩・優白質角閃石斑れい岩 (8682711, 生駒市霞ヶ丘南方100m)

中粒, 優白質, 主として斜長石からなり, その間を角閃石が間隙充填状に埋める。主な構成鉱物は斜長石 (78.0%), 角閃石 (22.0%) である。副成分鉱物としてりん灰石, ジルコン, 鉄鉱が含まれる。斜長石は自形で, 弱い累帯構造を示す。An組成は80-90モル%である。角閃石は斜長石の粒間を埋め, 不規則な形をなして産する。

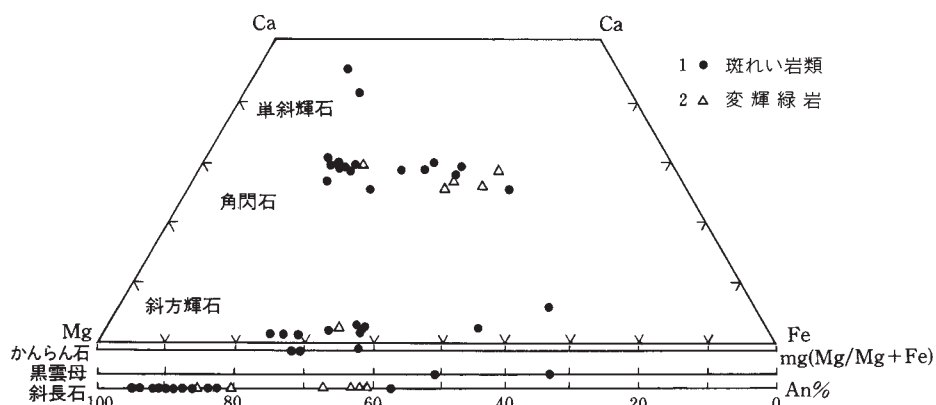
化学組成 本図幅地域に分布する生駒山斑れい岩の化学組成を蛍光X線を用いて求めた。斑れい岩類はSiO₂%で44-45%を示し, Al₂O₃やCaOに富み, 著しくK₂Oに乏しい特徴を持っている。特に, Rb含有量は数ppm以下で極端に低い。斑れい岩類はほぼ類似した化学組成を有すること, Sm-Ndアイソクロン上で明瞭に直線上にのることから, ほぼ類似した起源物質から由来したと考えられる。

斑れい岩類の造岩鉱物の化学組成が田結庄ほか (1989) によって報告されている。それによれば斜長石はAn85-95の灰長石で, 累帯構造はみられない。有色鉱物では, かんらん石は累帯構造がみられず, フォーステライト成分 (モル比) は0.6-0.7である。斜方輝石はエンスタタイト成分 (モル比) が0.5-0.6

のハイパーシムであり、角閃石のMg/(Mg+Fe)値は0.5-0.6で、マグネシオホルンブレンドに属する。このように、生駒山斑れい岩の造岩鉱物の特徴は斜長石が著しく石灰質であるのに対し、有色鉱物のMg値が高くないことである(第12図)。このような特徴は領家帯の多くの斑れい岩類と共通した特徴である。このような原因としては水に飽和した高水蒸気圧下での形成物であることを示している。また、生駒山斑れい岩は斜長石とかんらん石が直接接する場合、必ず、角閃石とスピネルのシンプクタイトがみられる。このような組織は固相反応でできやすい。そのような場合、5-6kbの中-高圧下で形成されたことになり、領家帯斑れい岩の形成の特異性を示している。

年代 生駒山斑れい岩のSm-Nd全岩年代及び全岩-鈹物年代がKagami *et al.* (1995) によって報告された。それによると、角閃石斑れい岩・輝石角閃石斑れいノーライトの全岩アイソクロン年代で192±19Ma, 初生値は0.512169±0.000021, 鈹物-全岩アイソクロン年代は97.7±5.5Ma, 初生値は0.512259±0.000005であった。一方、斜長岩・優白質角閃石斑れい岩の全岩アイソクロン年代で169±29Ma, 初生値は0.512148±0.000021であった。これら斑れい岩類の年代は花崗岩類の白亜紀の年代より明らかに古く、ジュラ紀の年代を示し、斑れい岩類の活動が従来主張されてきた花崗岩類のフォアランナーでなく(Yoshizawa *et al.*, 1966), 古い時期の火成活動の産物であることが明らかとなった。また、斑れい岩類の中で、斜長岩・優白質角閃石斑れい岩は角閃石斑れい岩を貫くが、年代差は誤差の範囲にある。しかし、初生値はやや異なり、マグマがやや異なる可能性を有する。なお、角閃石斑れい岩の全岩-鈹物年代は明らかに若く、100Ma前後の年代を示す。これは花崗岩類の貫入による若返り年代の可能性を持つ。

角閃石斑れい岩の全岩-鈹物Rb-Srアイソクロン年代が加々美ほか(1995)によって測定され、71.8±9.5Maが得られた。また、斑れい岩類を貫く花崗閃緑斑岩質の古期岩脈の全岩アイソクロン年代も測定され、111±7Maが得られた(加々美ほか, 1995)。Rb-Srの鈹物-全岩アイソクロン年代は花崗岩類のK-Ar年代とほぼ一致し、花崗岩類による若返り年代、すなわち花崗岩の貫入による熱変成の年代、リセット年代を示している。また、古期岩脈の年代は約100Ma前後の年代で、ジュラ期の斑れい岩類と

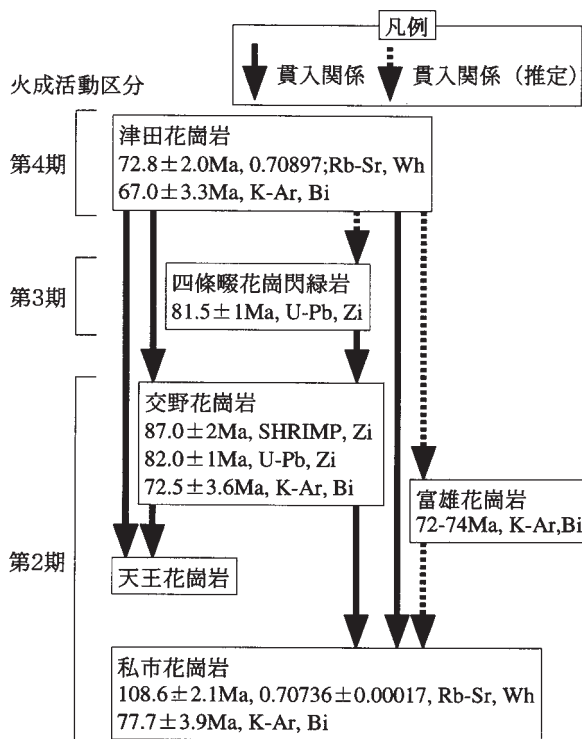


第12図 生駒山斑れい岩を含む近畿地方領家帯塩基性岩類の共存鉱物の化学組成(田結庄ほか(1989)の第6図より引用)
 ・: 斑れい岩類, △: 変輝緑岩. かんらん石・黒雲母はMg/Mg+Fe比を, 斜長石はAn組成を示す.

白亜紀の花崗岩類の間に中性-酸性の火成活動が生じた可能性を示している（田結庄ほか，2000）。

III. 3. 3 花崗岩類

近畿地方の領家帯花崗岩類は，野外での産状や貫入関係及び岩相対比などから大きく4時期の火成ステージに区分できる（田結庄ほか，1985）。第1期花崗岩類は領家帯変成作用を受け，顕著な片麻状構造を持つ。第2期花崗岩類は弱片状でパソリスをなす。第3期花崗岩類は塊状でストック状の岩体をなす。第4期花崗岩類は細粒で岩脈状に分布することが多い。本図幅地域の石切トータル岩は片麻状構造をもち，第1期花崗岩類に対比される。私市花崗岩，天王花崗岩，富雄花崗岩，交野花崗岩は粗粒-中粒，パソリス状をなし，弱片状構造を持つことから第2期花崗岩類に対比される（第13図）。四條畷花崗閃緑岩は塊状で，領家帯の変成岩類の構造を切ってストック状に産することから第3期花崗岩類に属する。津田花崗岩は細粒で，岩脈状に上記花崗岩類を南北に貫く産状からみて，第4期花崗岩類に比較される。これら花崗岩類の中で，第2期花崗岩類が大部分を占め，ついで第3期花崗岩類及び第4期花崗岩類が，第1期花崗岩類はごく少量分布するにすぎない。なお，第2期花崗岩類の中では，交野花崗岩と私市花崗岩がその多くを占める。



第13図 本図幅地域の花崗岩類の相互関係とその放射年代（井口・田結庄（1999）の第2図に加筆）
放射年代のデータの中でRb-Sr, WhはRb-Sr全岩アイソクロン年代（Morioka *et al.*, 2000），
SHRIMP, ZiはジルコンのSHRIMP年代（Watanabe *et al.*, 2000），U-Pb, ZiはジルコンのU-
Pb年代（Hertig *et al.*, 1998），K-Ar, Biは黒雲母のK-Ar年代（島田・田結庄，1999, 2001）
を示す。

III. 3. 3. 1 第1期花崗岩類 (It)

石切トータル岩 (It)

命名 生駒山地領家帯研究グループ (1986) が東大阪市石切に模式的に露出する中粒角閃石黒雲母トータル岩-花崗閃緑岩に命名した。

分布 本図幅地域南部，東大阪市上石切町西部付近に，生駒山斑れい岩と花崗岩類の境界部に南北0.5km，東西0.3kmと斑れい岩に沿うように小規模に分布する。

関係 生駒山斑れい岩を貫き，花崗岩化作用を与えている。本図幅地域に広く分布する交野花崗岩による貫入及び浸潤を受け，カリ長石の斑状変晶を有する。

岩相と構造 粗粒で，一部中粒，片麻状構造の認められるトータル岩である。構造は北北東-南南西で斑れい岩体の構造と調和的である，弱い岩相変化がある。斑れい岩付近では角閃石が増え，石英やカリ長石が減り石英閃緑岩質となる。一部中粒の優白質片麻状の花崗閃緑岩も分布する。

岩石記載

粗粒角閃石黒雲母トータル岩 (B83332809, 東大阪市石切東方0.8km)

粗粒，片麻状構造が認められる。主な構成鉱物は斜長石 (53.8%)，石英 (15.9%)，カリ長石 (0.4%)，黒雲母 (19.1%)，角閃石 (10.8%) である。副成分鉱物としてはジルコン，りん灰石，スフェーンが含まれる。斜長石は半自形卓状で，累帯構造が顕著で (コア An60, リム An30)，集片双晶を示す。石英は間隙充填状で，波動消光を示す。カリ長石は少量で間隙充填状に産する。パーサイト組織は弱い。黒雲母は5-7mmの自形で，片麻状構造に平行に集合状に産する。角閃石は半自形で，黒雲母とクロットをなす。

III. 3. 3. 2 第2期花崗岩類 (Gi, Gt, Go, Gk)

私市花崗岩 (Gi)

命名 井口・田結庄 (1999) が交野市私市付近に露出する粗粒斑状黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩に命名した。

分布 本図幅地域の中央部，交野市私市付近に，東西5km，南北3kmにわたって分布するが (第7図)，本図幅地域南部にも少量分布する。

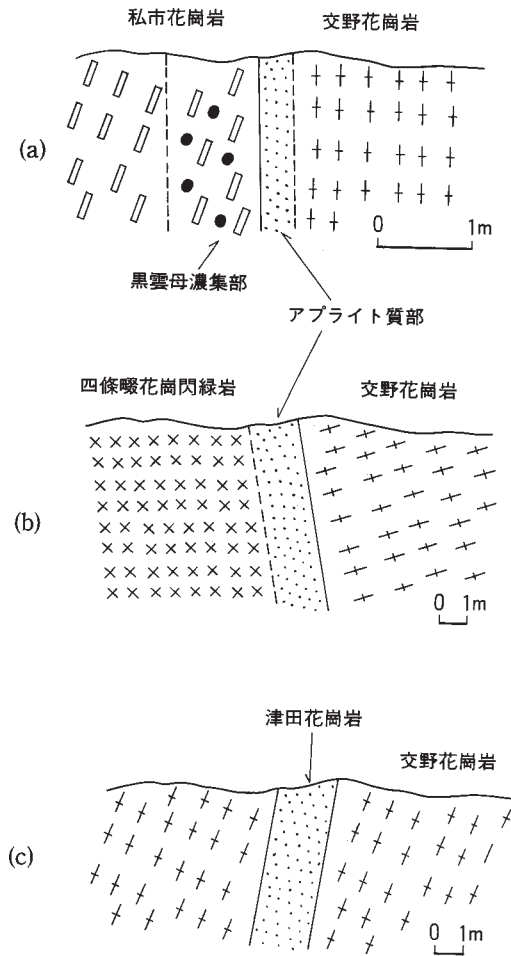
関係 交野花崗岩によって明瞭に貫かれる。接触部では交野花崗岩は細粒となり，時にアブライト質となる (第14図)。鏡下でみると寄木状組織を持つなど弱い再結晶作用を受けているものもある。しかし，場所によっては交野花崗岩と漸移するところもある。四條畷花崗閃緑岩には明瞭に貫かれる。

岩相と構造 自形性の良い大型のカリ長石や黒雲母の配列による弱片状構造が認められ (第15図)，その構造は南北から北北西-両南東の走向を示し，北東に20-50°傾斜する。岩体の北南縁部分では，東西から北北西-東南東の走向，北に60-80°傾斜し，ドーム状構造を示す。多くは花崗岩質で顕著な岩相変化はないが (第16図(a))，一部花崗閃緑岩質のものもある。なお，交野花崗岩との接触部では黒雲母が濃集している。

岩石記載

粗粒斑状黒雲母花崗岩 (980770603, 交野市私市東方0.5km)

自形，2-4cmのカリ長石が斑状をなす。主な構成鉱物は斜長石 (29.2%)，石英 (34.1%)，カリ

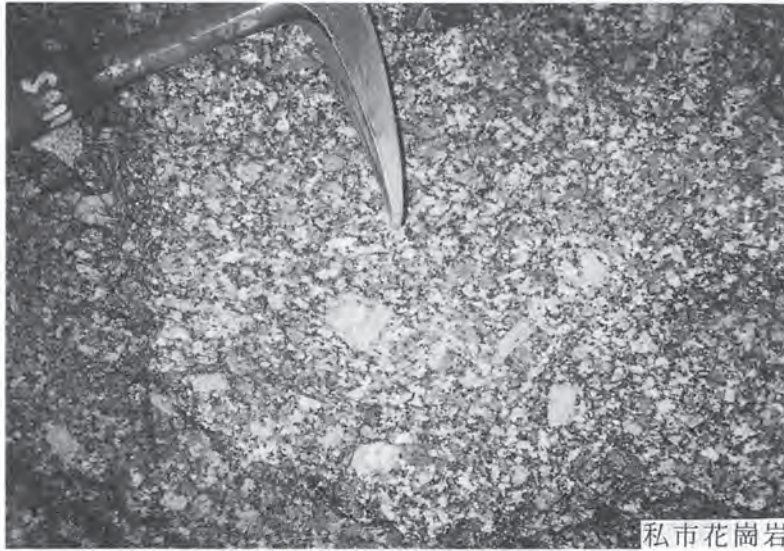


第14図 本図幅地域の花崗岩類相互の貫入関係 (井口・田結庄 (1999) の第3図-第5図より引用)
 a; 私市花崗岩と交野花崗岩の関係 (交野市傍示南方300m)。交野花崗岩は私市花崗岩との接触部でアブライト質となり、私市花崗岩は黒雲母が濃集する。b; 四條暖花崗閃緑岩と交野花崗岩の関係 (四條暖市逢坂南方150m)、四條暖花崗閃緑岩は交野花崗岩との接触部でアブライト質となる。c; 津田花崗岩と交野花崗岩の関係 (枚方市津田南方200m)。津田花崗岩が岩脈状に交野花崗岩を明瞭に貫く。

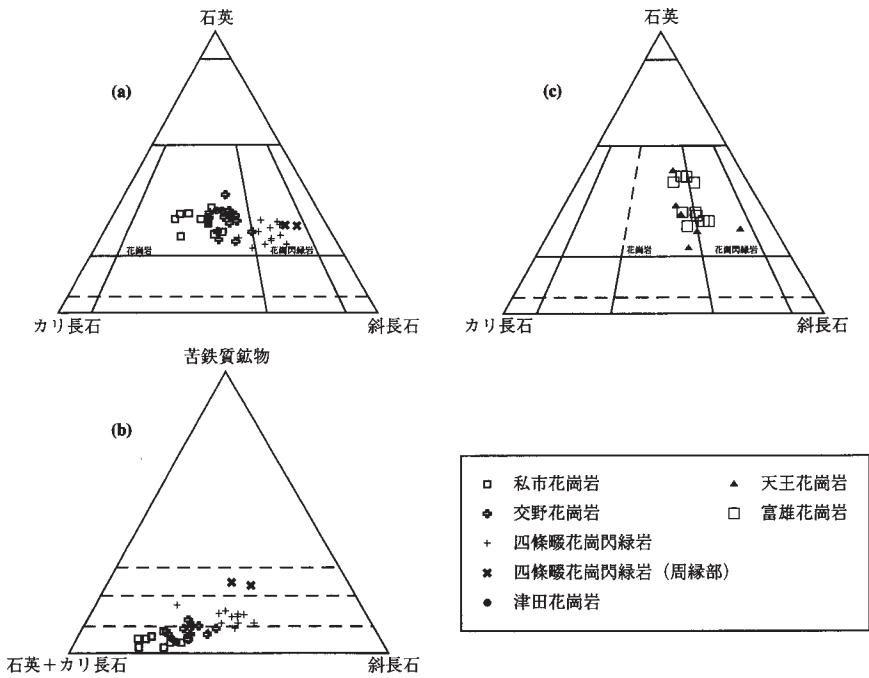
長石 (33.0%), 黒雲母 (4.7%) である。副成分鉱物としてジルコン, リン灰石, チタン鉄鉱を含む。斜長石は半自形, 弱い累帯構造をもち (コア An43, リム An23), 集片双晶が発達する。カリ長石との接触部ではミルメカイト構造が発達する。カリ長石は半自形, パーサイト構造もみられ, 部分的に微斜長石構造がみられる。カリ長石斑晶はカールスパッド双晶をしていることが多く, ポイキリティックに斜長石, 石英などの小晶を含む。石英は粒状で集合して, モザイク状に集合し集斑晶をなす。黒雲母は半自形-自形で, 細粒で集合してクロットをなす。

天王花崗岩 (Gt)

命名 島田・田結庄 (1999, 2001) が京田辺市天王付近に露出する粗粒黒雲母花崗岩に命名した。



第15図 私市花崗岩の産状，カリ長石の斑晶が発達する（交野市私市南方300m）



第16図 花崗岩類の鉍物容量比

a・bは井口・田結庄（1999）の第7図から引用，a）生駒山地・交野山地の花崗岩類の石英-斜長石-カリ長石容量比．b）生駒山地・交野山地の花崗岩類の苦鉄質鉍物-斜長石-（石英+カリ長石）容量比．c）矢田丘陵の花崗岩類の石英-斜長石-カリ長石容量比．

分布 本図幅地域北部，京田辺市天王付近から精華町にかけて南北約4km，東西約2kmわたって分布する。

関係 交野花崗岩によって貫入され，また，交野花崗岩中に径30cm位の捕獲岩として包有されており，両者の接触関係は明瞭である。また，交野花崗岩は接触部で10-20cmの幅でアブライト質となっており（第17図），天王花崗岩の固結後，交野花崗岩が貫入した可能性がある。また，岩脈状の津田花崗岩に貫かれる。

岩相と構造 中粒から粗粒の花崗岩-花崗閃緑岩である。一部，カリ長石の巨斑晶（長径約5cm）を有する。変輝緑岩（数cm-数m）を多数捕獲し，両者の境界部は複雑に入り組み，岩相が不均質となる（第18図）。変輝緑岩と接する時にやや黒雲母含有量が増加する。なお，捕獲岩である変輝緑岩は天王花崗岩と交野花崗岩との接触部付近で多産する傾向が見られる。

岩石記載

粗粒黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩（990310-4A.2，京田辺市天王南方0.2km；図版1d）

粗粒-中粒，弱い片状構造が認められる。主な構成鉱物は斜長石（38.7%），石英（33.6%），カリ長石（25.8%），黒雲母（1.9%）で，時に角閃石が含まれる。副成分鉱物として褐廉石，りん灰石，スフェーン，ジルコンである。斜長石は自形から半自形で，弱い累帯構造，アルバイト双晶を示す。カリ長石は半自形から他形で，パーサイト構造が発達し，微斜長石構造，カールスパッド式双晶も認められる。石英は他形-半自形，波動消光し，間隙充填的に産する。黒雲母は半自形から他形であり，クロットをなす。茶褐色を呈する角閃石が少量含まれることがある。

富雄花崗岩 (Go)

命名 島田・田結庄（1999，2001）が生駒市富雄元町付近に露出する堆積岩起源変成岩（数cm-数m）を包有し，混成したミグマタイト質黒雲母花崗岩に命名した。

分布 本図幅地域南部，生駒市富雄元町付近から辻町にかけて南北約4km，東西約1kmに分布している。

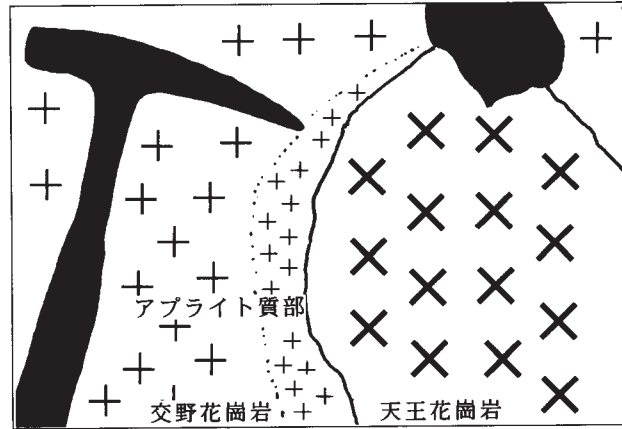
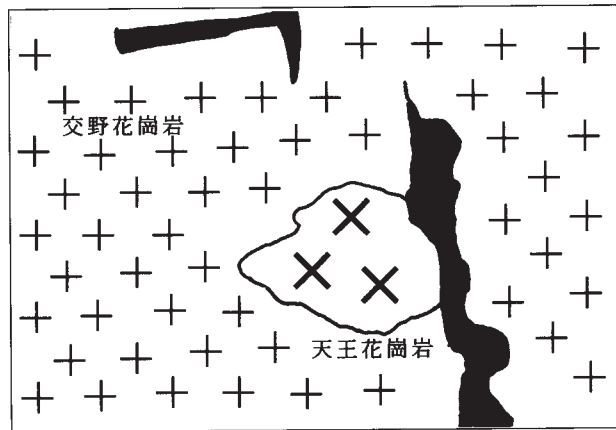
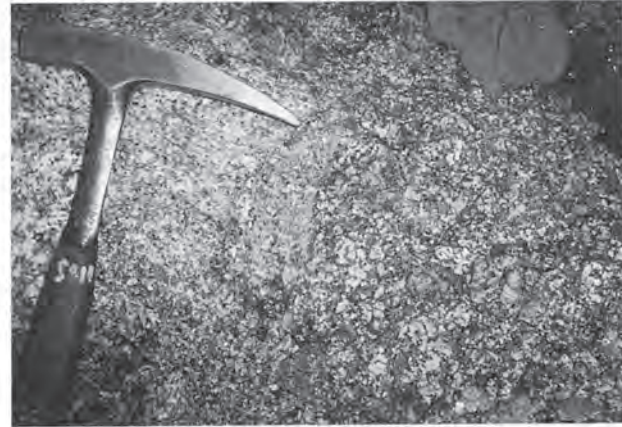
関係 南部で堆積岩起源変成岩を多く包有しているが，北部ではその量が少なくなる傾向が認められる。周囲の交野花崗岩とは漸移関係である。

岩相と構造 堆積岩起源変成岩を多く包有し，混成してミグマタイト質となっている。堆積岩起源変成岩との混成の程度に応じて岩相が優白質から花崗閃緑岩質まで複雑に変化する（第19図）。なお，岩体の南部で堆積岩起源変成岩を多く包有しているが，北部ではその量が少なくなる傾向がある。堆積岩起源変成岩の捕獲岩は片理の方向に伸びた形態を示す。また，カリ長石やざくろ石の斑状変晶が認められる（第19図）。

岩石記載

中粒白雲母含有黒雲母花崗岩（980917-9，生駒市富雄元町南方0.2km；図版2a）

中粒，弱い片状構造が認められる。主な構成鉱物は斜長石（37.9%），石英（32.2%），カリ長石（24.6%），黒雲母（5.3%），白雲母（0.2%）である。副成分鉱物としてはジルコン，りん灰石であ



第17図 天王花崗岩と交野花崗岩の関係（京田辺市天王南方200m）
 交野花崗岩は天王花崗岩との接触部でアブライト質となる（右図）ほか、天王花崗岩を捕獲する（左図）。



第18図 天王花崗岩の産状
変輝緑岩を捕獲し岩相が変化している（京田辺市天王南方200m）。

る。斜長石は半自形卓状で、累帯構造、アルバイト双晶がみられる。カリ長石は半自形から他形間隙充填状であるが、自形性の高いものはカールスパッド式双晶、ひも状パーサイトが認められる。石英は3mm程度の大きさで、間隙充填状である。波動消光やサブグレイン化が認められる。斜長石との接触部ではミルメカイトを産する。黒雲母は半自形で一部に定向配列が認められ、クロットをなす傾向がある。白雲母は半自形から他形で、黒雲母とクロットをなして産する。

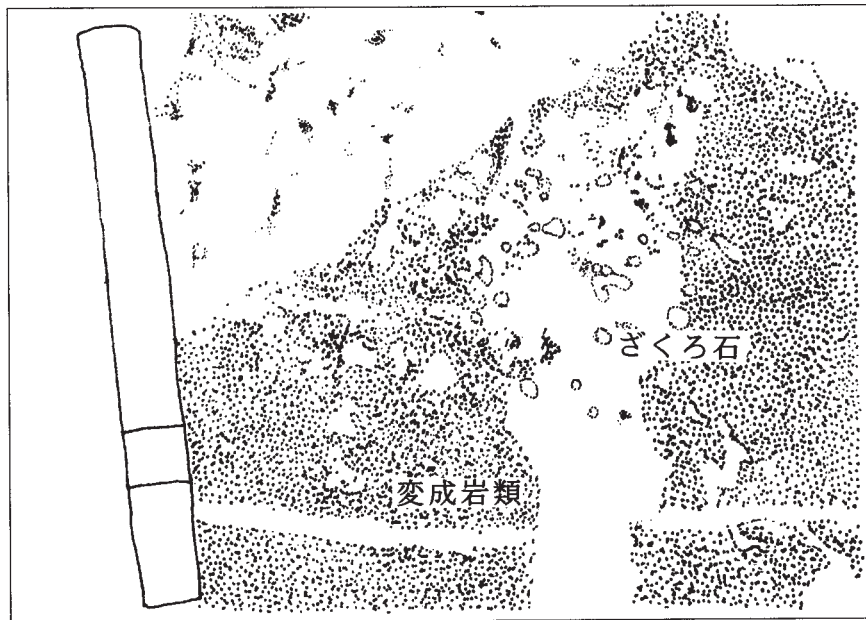
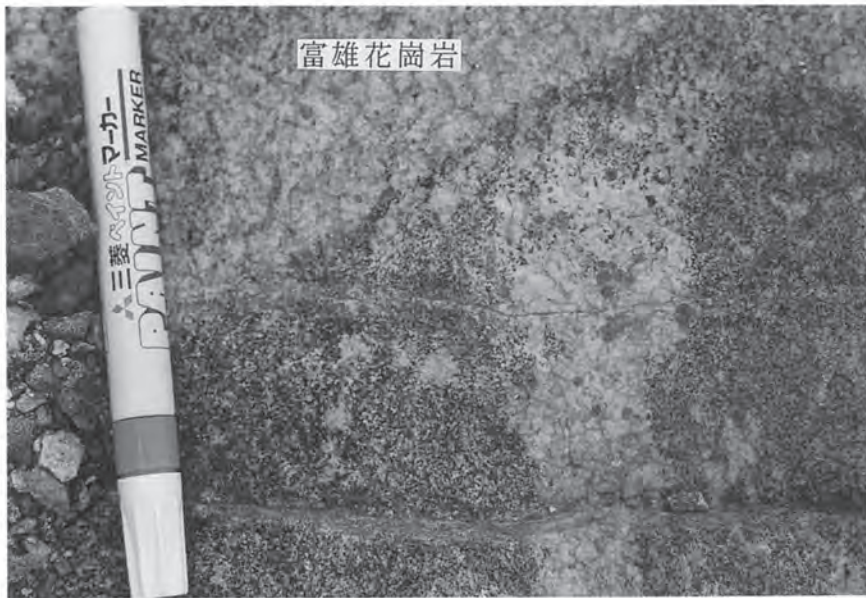
交野花崗岩 (Gk)

命名 井口・田結庄（1999）が交野市交野山付近に露出する粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩に命名した。

分布 生駒市、奈良市、四條畷市、交野市、京田辺市にかけて広く分布し、更に南隣「大阪東南部」なるかわ 図幅地域の鳴川花崗岩へと連続して分布する。本図幅地域では北部と南部にわかれて分布する。南部のものは生駒山斑れい岩を取り巻くように分布する。片状構造は領家帯の一般走向である東西性であるが、西部ではやや南北性となり、ドーム状となる。そして、南隣「大阪東南部」図幅地域の鳴川花崗岩に移行する。北部のものは交野山を中心とし、東西2.5km、南北5kmにわたって分布する（第20図）。黒雲母の配列による片状構造は南北性であるが、最南部の私市花崗岩との接触部では東西の走向に変化する。

関係 私市花崗岩に一部貫入、一部漸移の関係にあり、接触部では交野花崗岩が細粒化し、私市花崗岩は黒雲母が濃集する（第14図）。西部に分布する四條畷花崗閃緑岩には明瞭に切られるほか、津田花崗岩にも岩脈状に貫かれる。

岩相と構造 粗粒、一部中粒、黒雲母の配列による弱片状構造が認められ、その構造は北部ではほぼ南北の走向であるが、四條畷花崗閃緑岩との接触部付近では東西から北北西-南南東の走向に変化する。



第19図 富雄花崗岩と変成岩類との関係（奈良市富雄西方600m）
 富雄花崗岩が変成岩中に注入し、複雑に混成しミグマタイトを形成する。変成岩類中にはざくろ石の斑状変晶が生じている。



第20図 交野花崗岩の産状.
節理が広く均質な大きな1枚岩をなす(交野市交野山南方200m)

一方、南部では一般の傾家帯構造と調和的なほぼ東西の走向で、南に70°傾斜する。カリ長石容量の変化のため、弱い岩相変化がみられ、花崗岩から花崗閃緑岩質に近いものまで岩相が変化する(第16図(a))。

岩石記載

粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩(98021318, 交野市交野山; 図版2b)

粗粒-中粒, 弱片状構造が認められる。主な構成鉱物は斜長石(30.4%), 石英(39.7%), カリ長石(22.0%), 黒雲母(7.0%), 角閃石(0.5%)である。副成分鉱物としてはジルコン, リン灰石, 褐れん石が含まれる。斜長石は半自形卓状で, 累帯構造が発達している(コアAn48, リムAn29)。カリ長石との接触部では曹長石リムやミルメカイト構造が形成されている。カリ長石は他形から半自形, 間隙充填状のパーサイトで, 時に格子状組織がみられる。時に, 大型斑晶状となる。石英は数mmで, 波動消光を示し, サブグレイン化がみられる。黒雲母は2-4mmの自形から半自形で, 集合状をなして産する。角閃石は半自形で, 一部融食形で黒雲母とクロットをなす。

III. 3. 3. 3 第3期花崗岩類 (Gs, Gy)

四條畷花崗閃緑岩 (Gs, Gy)

命名 井口・田結庄 (1999) が四條畷市宝池付近に露出する中粒塊状角閃石黒雲母花崗閃緑岩に命名した。

分布 本図幅地域南部，四條畷市宝池付近に塊状で，東西性の構造を切って東西約2.5km，南北4kmの岩株状に分布する。

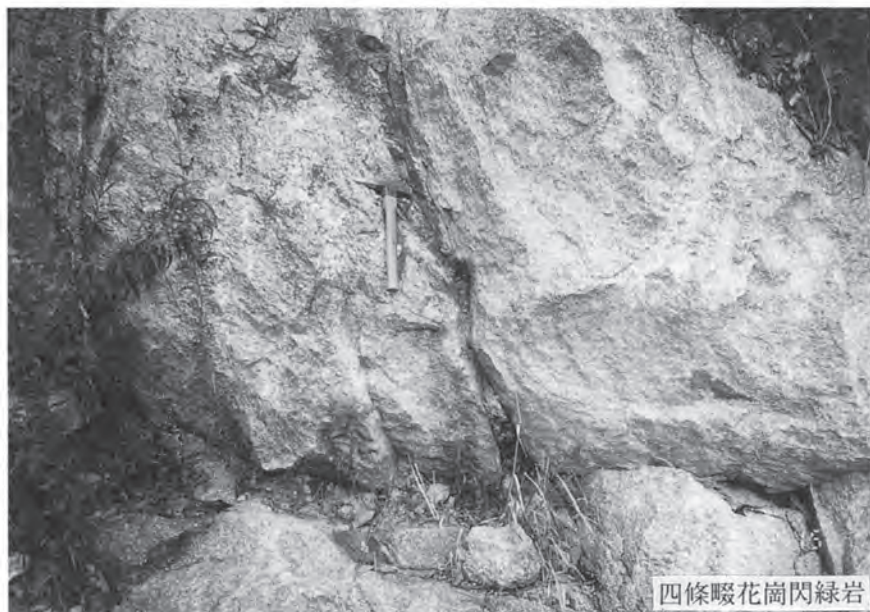
関係 交野花崗岩の構造を切って分布するほか，明瞭に舌状に切って貫入し，接触部ではアプライト質となることからみて，交野花崗岩固結後貫入したものである (第14図)。

岩相と構造 中粒，塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩-トーナル岩で (第21図)，自形角閃石で特徴づけられる。岩相変化が顕著に認められる。主岩相の中粒塊状角閃石黒雲母花崗閃緑岩は岩体中央部を占めるが，周縁部では暗色包有物が増加，カリ長石が減少し，トーナル岩質になる (第22図)。両者の岩相は漸移的に変化し，累帯深成岩体をなす。

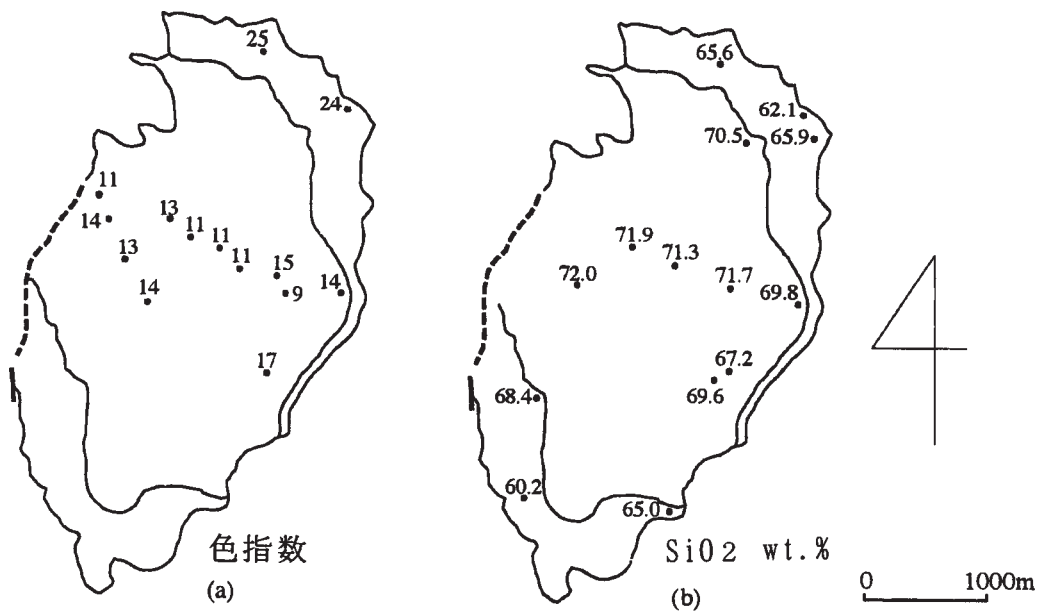
岩石記載

中粒塊状角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (9705820, 四條畷市飯盛山南方0.3km)

中粒塊状，自形角閃石で特徴づけられ，暗色包有物も多い。主な構成鉱物は斜長石 (42.6%)，石英 (23.8%)，カリ長石 (12.5%)，黒雲母 (12.3%)，角閃石 (6.9%) である。副成分鉱物はスフェーン，褐れん石，ジルコン，チタン鉄鉱である。斜長石は半自形，反復累帯構造が著しく (An56-19)，



第21図 四條畷花崗閃緑岩の産状
塊状でトーナライト質の岩相を示す (四條畷市逢坂)。



第22図 四條畷花崗閃緑岩体の岩相変化
(a) 色指数と (b) SiO₂含有量 (井口・田結庄 (1999) の第16図より引用)

一部でコア部にAn組成の高い部分 (An68-60) が島状に残存することがある。ミルメカイトが発達している。石英は半自形粒状で、弱い波動消光を示す。サブグレン化は弱い。カリ長石は他形、間隙充填状で、時に格子状組織が発達する。黒雲母は半自形、角閃石とともにクロットをなす。角閃石は自形-半自形、核部に淡緑色のアクチノ閃石を産する。

岩石記載

中粒塊状角閃石黒雲母トータル岩 (98070306, 四條畷市龍間南方0.1km)

中粒塊状、暗色包有物が多い。主な構成鉱物は斜長石 (56.8%)、石英 (14.2%)、カリ長石 (0.4%)、黒雲母 (14.5%)、角閃石 (11.5%)、普通輝石 (0.2%) である。副成分鉱物はスフェーン、褐れん石、ジルコン、チタン鉄鉱である。斜長石は半自形、累帯構造が著しい (コアAn60, リムAn20)。コア部はしばしば絹雲母化している。石英は半自形粒状、弱い波動消光を示す。カリ長石は他形、間隙充填状に産する。黒雲母は半自形、褐色-暗褐色、クロットをなす。角閃石は自形-半自形、緑色である。普通輝石は角閃石の核部にレリック状に残存している。

III. 3. 3. 4 第4期花崗岩 (Gd)

津田花崗岩 (Gd)

命名 井口・田結庄 (1999) が交野市津田付近に露出する細粒黒雲母花崗岩に命名した。

分布 本図幅地域北部、交野市津田南方付近を中心に、南北性から北北東-南南西に延びた岩脈状に分布する。

関係 すべての花崗岩を貫いて南北に岩脈状に分布することから最も新期のものである (第14図)。

領家帯の東西構造を貫く南北の構造で、より新期の構造であることから判断して、他の花崗岩よりかなり若い時期のものと判断される。

岩相と構造 細粒、塊状の黒雲母花崗岩で（第23図）、時にカリ長石のポイキロ斑晶がみられる。岩相は均質である。貫入方向は領家帯の東西の構造を切る南北方向である。

岩石記載

細粒黒雲母花崗岩（98021319，交野市津田南東方0.2km；図版2c）

細粒塊状の岩石で、粒状組織を示す。主な構成鉱物は斜長石（29.1%）、石英（36.3%）、カリ長石（29.6%）、黒雲母（4.6%）である。副成分鉱物はジルコン、チタン鉄鉱、時にざくろ石や白雲母を含む。斜長石は半自形-自形、粒状をなす。弱い累帯構造を有する。核部が絹雲母化していることが多い。時にミルメカイトがみられる。石英は半自形粒状である。カリ長石のポイキリティックな斑晶は弱いパーサイト組織をなす。小型のカリ長石は一般に格子状構造がよく見られる。黒雲母は半自形、濃褐色種で小型鱗片状をなす。一部に六角板状結晶が発達する。

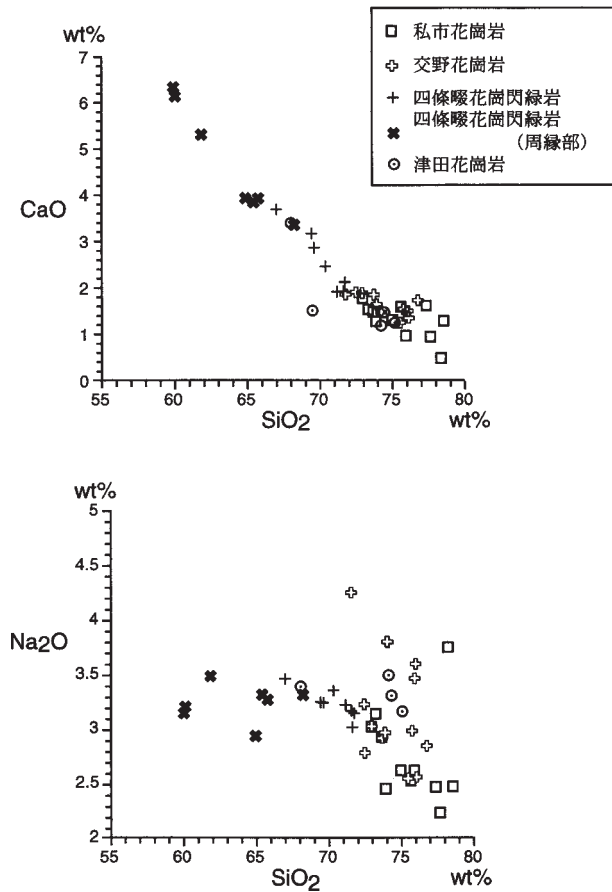
化学組成 本図幅地域の花崗岩類から約100個以上の試料を選び、蛍光X線を用いて化学分析を行った（井口・田結庄，1999）。以下に各花崗岩の化学組成の特徴を列記する。

石切トータル岩はSiO₂wt%が65.8%で、CaOが高い。私市花崗岩はSiO₂wt%が73-79%と変化が小さい。交野花崗岩もSiO₂wt%が71-77%と変化が小さく、同じく天王花崗岩もSiO₂量は69-74wt%と変化が小さい。富雄花崗岩のSiO₂量は68-75wt%で変化が小さいが、TiO₂量は他の花崗岩体に比べ、



第23図 津田花崗岩の産状
節理が狭く均質な岩相を示す（交野市津田南方600m）。

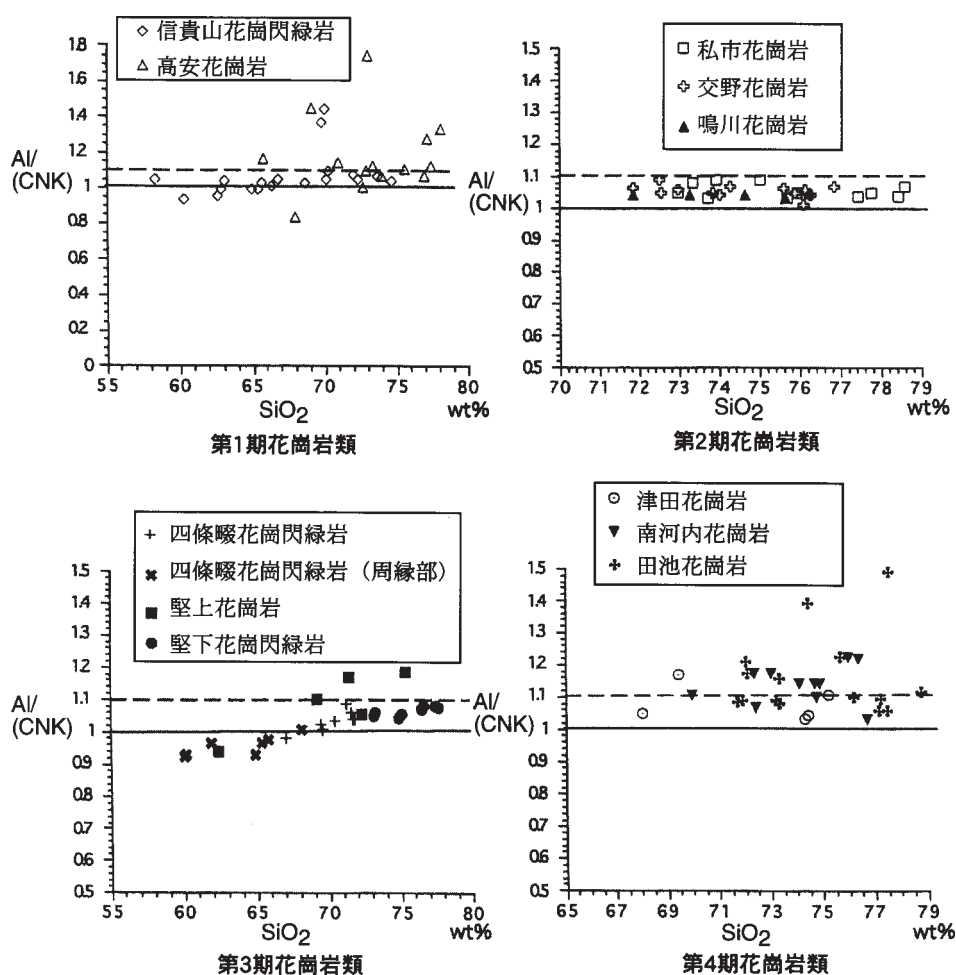
0.11-0.55wt%と幅がある。一方、四條畷花崗閃緑岩はSiO₂wt%が60-72%と変化が大きい。津田花崗岩はSiO₂wt%が68-75%と変化が小さい。第24図にSiO₂に対する各酸化物のハーカー図を示す。Na₂Owt%とSiO₂wt%の関係をみると、四條畷花崗閃緑岩ではSiO₂wt%の減少に伴って変化は小さいが、津田花崗岩や交野花崗岩では大きく、私市花崗岩ではやや小さく異なっている。Al₂O₃wt%は同じSiO₂wt%で比較すると、私市花崗岩が最も高い値を有し、次に交野花崗岩、そして四條畷花崗閃緑岩の順で低い値を示す。K₂Owt%は同じSiO₂wt%で比較すると、私市花崗岩が交野花崗岩より高い値を有し、また、私市花崗岩はSiO₂wt%が増加すると、K₂Owt%が減少するトレンドを示すのに対し、四條畷花崗閃緑岩は増加するトレンドを示し、両者でトレンドが異なる。四條畷花崗閃緑岩は、岩相変化が顕著で、岩体の中心部に向かうにつれ、SiO₂wt%が増加し、有色鉱物が減少し、累帯深成岩体をなす。そのため、岩体周辺部には結晶分化作用の初期の形成物であるトーナル岩が分布し、中心部に向かうにつれ、後期の形成物である花崗岩閃緑岩が分布する。交野花崗岩、私市花崗岩はAl₂O₃ / (CaO+Na₂O+K₂O) の分



第24図 本図幅地域の花崗岩類のSiO₂-CaO, Na₂O図 (井口・田結庄 (1999) の第8図より引用)
四條畷花崗閃緑岩と交野花崗岩及び私市花崗岩は化学組成の傾向が異なる。

子比ではパーアルミナスな領域にプロットされ（第25図），富雄花崗岩の $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ も1以上のパーアルミナスな領域にプロットされる．四條畷花崗閃緑岩は $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ が1以下でメタルミナスの領域にプロットされる．津田花崗岩の $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ は1.1を超えるものが多くパーアルミナスで，一部Sタイプ花崗岩の領域にプロットされる．このように，火成活動ステージに応じて，その化学的特徴が異なる．

微量元素（Rb, Sr, Ba）を見ると，Rbでは，私市花崗岩は SiO_2 wt%が増加しても，Rbがほぼ同じ値を持つトレンドを示すのに対し，四條畷花崗閃緑岩と津田花崗岩では増加するトレンドを有し，両者でトレンドが異なる．Baでは，私市花崗岩は SiO_2 wt%が増加すると，Baが著しく減少するトレンドを



第25図 生駒山地及び交野山地の花崗岩類の火成活動ステージごとにみた $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ モル比の変化（田結庄ほか（1998）の第8図に加筆）

$Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ のモル比が1以上がパーアルミナス，1以下はメタルミナスの領域を示す．1.1以上はSタイプ花崗岩の領域を示す．「大阪東南部」図幅地域の花崗岩類のデータもあわせて示した．

示し、交野花崗岩では顕著に増加する。一方、四條畷花崗閃緑岩は増加するトレンドを有し、そのトレンドが異なる。天王花崗岩はCo、PbにおいてSiO₂量の増加にともなって減少する。富雄花崗岩のCo、Ni、Zn、Pb、Th、Y、Nbはその含有量が幅が認められる。津田花崗岩はCo、Zn量が少ない。

年代 K-Ar年代（黒雲母）：生駒山周辺に分布する花崗岩類である私市花崗岩、交野花崗岩、津田花崗岩、富雄花崗岩及び富雄花崗岩中の変成岩ブロックの黒雲母についてK-Ar法による年代測定を行った。測定結果は私市花崗岩が77.7±3.9Ma、交野花崗岩が72.5±3.6Ma、津田花崗岩が67.0±3.3Ma、富雄花崗岩が74.3±3.7Ma及び72.1±3.6Ma、富雄花崗岩中の変成岩ブロックが75.5±3.8Maであった（第2表）。これらのことから、第4期花崗岩類である細粒黒雲母花崗岩は他の花崗岩類とは有意に若い年代値を示す。また、第2期花崗岩類は72-77Maの狭い年代幅に入る。また、変成岩類もほぼ花崗岩と同じ年代を有する。

Rb-Sr年代（全岩）：生駒山周辺の花崗岩類のRb-Sr全岩アイソクロン年代がMorioka *et al.* (2000)によって報告された。その結果は、私市花崗岩で108.6±2.1Ma、初生値が0.70736±0.00017、交野花崗岩に連続する鳴川花崗岩で79.8±10.8Ma、初生値が0.70854である。また、鳴川花崗岩のRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代では79.5±0.4Maであった。津田花崗岩に対比される南河内花崗岩のRb-Sr全岩年代は78.3±3.0Ma、初生値が0.70764±0.00014である。私市花崗岩は放射年代からみて、他の第2期花崗岩より古い時期の約108Ma前後の花崗岩の可能性があり、将来その火成ステージが再検討

第2表 本図幅地域の花崗岩類・変成岩捕獲岩の黒雲母のE-Ar年代
年代測定はテレデザインジャパン株式会社（当時）による。

岩石名	同位体年代値	40Ar	%40Ar	%K
①私市花崗岩	77.7±3.9Ma			
	76.6±3.8Ma	1.98	90.3	6.50
	78.9±3.9Ma	2.04	88.2	6.52
②交野花崗岩	72.5±3.6Ma			
	73.8±3.7Ma	2.00	93.4	6.83
	71.2±3.6Ma	1.93	89.0	6.84
③津田花崗岩	67.0±3.3Ma			
	67.0±3.3Ma	1.22	81.9	4.60
	67.0±3.3Ma	1.22	81.7	4.60
④富雄花崗岩	74.3±3.7Ma			
	74.5±3.7Ma	2.09	93.7	7.07
	74.1±3.7Ma	2.08	92.7	7.07
⑤富雄花崗岩	72.1±3.6Ma			
	72.1±3.6Ma	2.05	91.5	7.17
	72.1±3.6Ma	2.05	90.3	7.17
⑥富雄花崗岩 中の変成岩捕獲岩	75.5±3.8Ma			
	75.5±3.8Ma	2.23	94.3	7.45
	75.5±3.8Ma	2.23	94.8	7.43

同位体年代値の一番上の値は同位体年代平均値を示す

される可能性がある。また、第4期花崗岩は有意の差をもって若いことを示している。なお、私市花崗岩のSr同位対比初生値はほかの花崗岩類に比べ明らかに低く、また、交野花崗岩のものは高く、花崗岩類ごとに同位体の性質を異にしている。

U-Pb年代（ジルコン）・SHRIMP年代：生駒山周辺の花崗岩類のジルコンのU-Pb年代及びSHRIMP年代がHertig *et al.* (1998) 及びWatanabe *et al.* (2000) によって報告された。その結果、交野花崗岩に対比される鳴川花崗岩で $82.0 \pm 1\text{Ma}$ (U-Pb) , $87.0 \pm 2\text{Ma}$ (SHRIMP) , 四條畷花崗閃緑岩で $81.5 \pm 1\text{Ma}$ (U-Pb) と第2期花崗岩と第3期花崗岩が野外での貫入関係を基礎とした火成ステージ区分が異なるにもかかわらずほぼ同じ年代を示す。また、黒雲母のE-Ar年代に比べ約 0.5Ma 程度古い年代を示す。これは黒雲母のK-Ar年代の閉鎖温度が約 300°C , Rb-Srの全岩年代や、U-Rb年代の閉鎖温度が約 700°C 以上で、閉鎖温度が違っていることを反映している。すなわち冷却速度の違いを反映しているであろう。なお、この地域の花崗岩類の冷却速度は中部地方の領家帯のそれに比べ（柚原ほか、1995） , 比較的早いといえる。

Ⅲ. 4 岩脈類

本図幅地域の岩脈類は斑れい岩類を貫き、花崗岩類に貫かれ、変形作用や熱変成作用を受ける古期岩脈と、花崗岩類を貫く新期岩脈に大別される。古期岩脈は花崗閃緑斑岩や熱変成ひん岩で、熱変成作用で黒雲母が生じ、また片状組織を有する。新期岩脈は塊状の石英斑岩である。

Ⅲ. 4. 1 古期岩脈 (D)

花崗閃緑斑岩 (D)

生駒山地領家帯研究グループ (1986) が命名した熱変成ひん岩に相当する。生駒山斑れい岩体の西部に産し、片状組織を有する。

岩石記載

花崗閃緑斑岩 (8782909, 東大阪市出雲井町)

斑晶斜長石と細粒の斜長石、角閃石及び少量の黒雲母、石英からなる。斑晶斜長石は自形、細粒のものは自形-半自形、短冊状である。角閃石は半自形-自形の緑色から緑褐色の普通角閃石である。黒雲母は半自形-他形、緑褐色をなす。石英は他形、間隙充填状である。

Ⅲ. 4. 2 新期岩脈 (P)

石英斑岩 (P)

本図幅地域北部に多くみられる。この石英斑岩は幅数m規模のものが多く、貫入方向は南北性のものが多い (第26図) 。

岩石記載

石英斑岩 (991105.5, 京田辺市天王東方0.2km)



第26図 交野花崗岩に貫入する石英斑岩（白色部）の産状（交野市森南東300m）

斜長石，カリ長石，石英及び少量の黒雲母からなり，斑状組織をなす．斑晶斜長石は自形，変質が著しい．石基斜長石は短柱状で，多くは変質している．斑晶石英は自形で，一部融食形をなす．カリ長石は変質が著しい．

IV. 宝山寺安山岩（中新統）(Na)

（田結庄良昭）

本図幅地域南部の生駒山周辺には中新世の貫入岩が分布している．宝山寺では領家帯の花崗岩を貫く角閃石両輝石含有無斑晶質安山岩の岩頸が露出する．また，東大阪市石切北東部でも同岩質の岩脈がみ

られる。

命名 Kokawa (1955) が Hozanji Andesite Knoll と呼び、佐藤 (1985) が生駒市宝山寺に露出する角閃石両輝石含有無斑晶質安山岩を記載した。

分布 生駒市宝山寺付近に、東西約100m、南北60m程度の隋円状に少量分布する。石切のものはレンズ状に岩脈として産する。

関係 交野花崗岩に貫入している。風化したもろい花崗岩が浸食され、硬い安山岩の火道部分が露出した岩頸である。

岩相と構造 灰黒色の角閃石両輝石含有無斑晶質安山岩、きわめて緻密で放射状の節理が発達している。

岩石記載

角閃石両輝石含有無斑晶質安山岩 (9810351, 生駒市宝山寺)

斑晶量はごく少量で、その中で角閃石や単斜輝石は極めてわずかで、少量の斜方輝石を有する。斜方輝石及び単斜輝石は0.5mm以下で自形、短柱状である。斜方輝石は無色の紫蘇輝石で、単斜輝石の反応縁を有する。角閃石は0.5mm以下の短柱状で、暗褐色で結晶周囲はしばしばオパサイトに変質している。石基は塊間状でガラス、斜長石 (An60)、その他の結晶はごく細粒で、微細なハイアロピリティック組織を示す。なお、ガラスの一部は脱ガラス化している。また、杏仁状に方解石がみられる。

V. 大阪層群 (鮮新-更新統)

(宮地良典)

V. 1 研究史

大阪層群 (鮮新-更新統) の研究は、Nakamura (1926) が湖沼成から河成を主とする古期洪積層を後の大阪層群相当層と段丘層に分けたことに始まる。次に、山根 (1930) は大阪市の地下鉄建設のボーリングデータから、下位より大阪基盤層・上町層・天満層・梅田層に区分した。

戦後、地質調査所大阪支所長別所文吉を中心とした天然ガス開発を契機に、大阪・京都・奈良盆地の鮮新-更新統の詳細な調査が始まった。そして大阪平野周辺に分布する鮮新-更新統は、千里丘陵を模式地として大阪層群と命名され、アズキ火山灰層の下限を境にして上部と下部に分けられた (大阪層群研究グループ, 1951: 市原ほか, 1955)。その後、市原・亀井 (1970) は大阪・明石地域の大阪層群の層序をまとめ、8枚の海成粘土層を下位からMa1層・Ma2層・・・Ma8層と命名し、ピンク火山灰層、アズキ火山灰層、八町池火山灰層など主な火山灰層とこれらの海成粘土層との層序関係を明らかにした。

1960年代、大阪平野において、OD-1からOD-9の深層ボーリングが行われた (大阪市立大学理学部, 1964: 大阪市総合計画局公害対策部, 1965: 吉川ほか, 1987など)。大阪市立大学理学部 (1964) はOD

-1の試料からMa1層より下位に2層の海成粘土層を認め、下位からMa-1層、Ma0層と命名した。

Huzita (1962) は近畿・中部地方のネオテクトニクスについて論じ、大阪平野・琵琶湖・伊勢湾を囲む地域を「近畿三角地帯」と呼んだ。そして近畿・中部地方において更新世中期から卓越するようになった南北性構造をもたらした運動を「六甲変動」と呼んだ (Ikebe and Huzita, 1966: 藤田, 1968)。

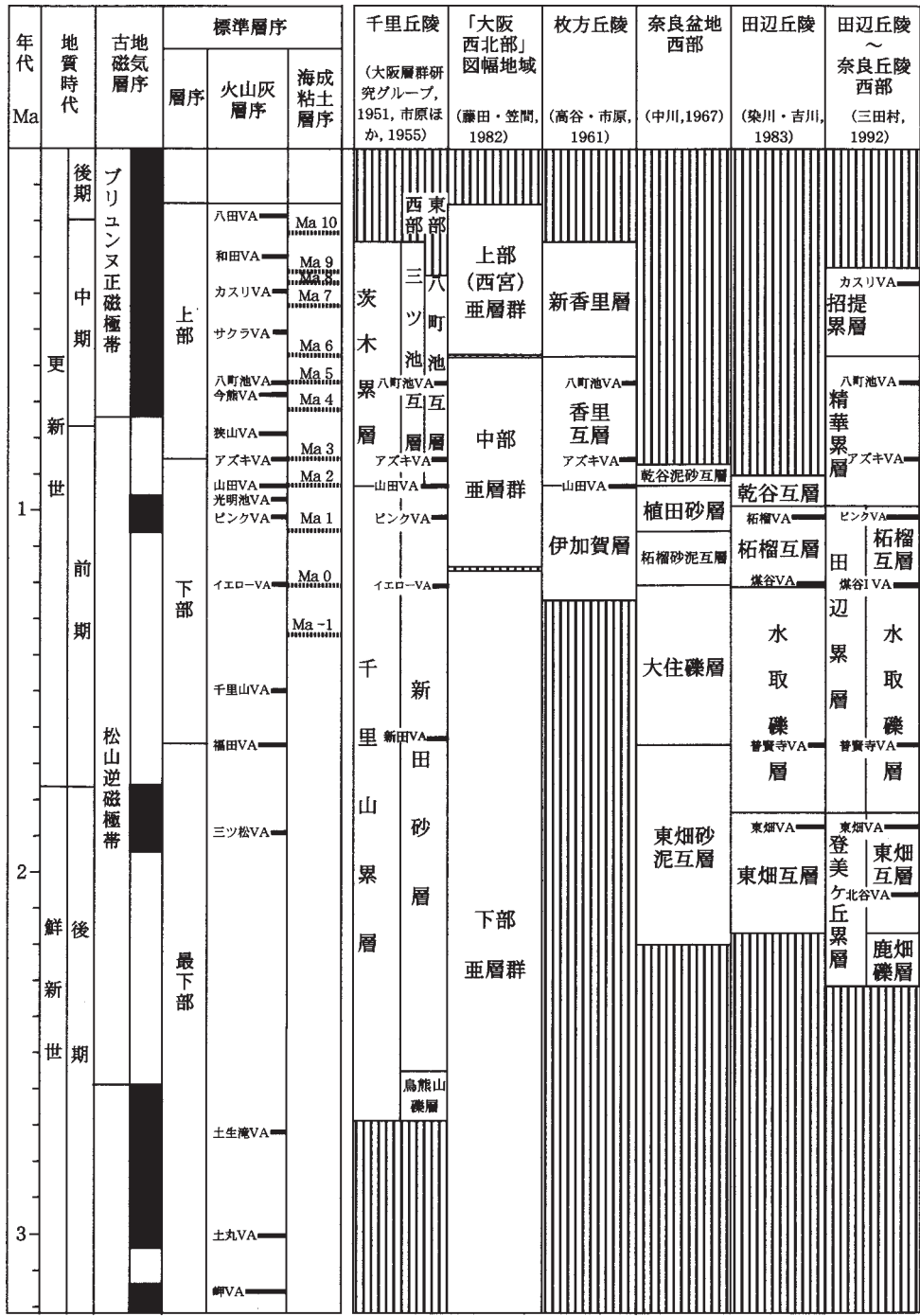
この後、大阪層群については各種 (化石, 年代測定, 古地磁気, 火山灰など) の層序学的な研究が行われた。花粉化石については那須 (1970), 田井 (1964, 1966), Furutani (1989) など, 植物遺体についてはNirei (1968) やMomohara (1992), 珪藻化石については野口 (1967), 魚類の化石については久家 (1983), 火山灰層については, 横山・楠木 (1969), 石田・横山 (1969), Yokoyama (1969), 吉川 (1973, 1976) など, 哺乳類化石については, Kamei (1966), 亀井・瀬戸口 (1970), 古地磁気層序についてはIshida *et al.* (1969), Torii (1973), Torii *et al.* (1974), 伊藤ほか (1989), フィッション・トラック年代については, 西村・笹嶋 (1970), 市原ほか (1984), 横山ほか (1984), 檀原ほか (1997), 加藤ほか (1999) などがある。これらの一連の研究は, 市原・亀井 (1970), 日本の地質「近畿地方」編集委員会編 (1987) や市原編 (1993) などにまとめられている。

1990年代からは, 火山灰層による大阪層群と古琵琶湖層群・東海層群, 上総層群・魚沼層群や掛川層群などとの広域対比が進められている (吉川ほか, 1996: 里口, 1997; 里口ほか, 1999; 長橋ほか, 2000 など)。一方, 堆積シーケンズの解析が進められ, Ma6層からMa8層の層準は氷河性海水準変動を反映している可能性を示唆した研究 (坂本ほか, 1991: 増田, 1997) や, Ma1層-Ma2層準では地震断層の活動に伴ったデルタ面の急激な沈水現象が考えられている研究 (増田ほか, 1991) がある。地球規模の気候変動と大阪平野の深層ボーリングにおける海成粘土層の年代の対比 (吉川・三田村, 1999) や, 大阪層群と上総層群や魚沼層群・掛川層群の堆積シーケンズと対比し, 第3オーダーの海水準変動と対比する (卜部, 1999) などの研究が行われている。

大阪層群については, 満地谷と芝の不整合の在否が議論されている。Huzita (1954) は, 西宮市 (西隣「大阪西北部」図幅地域) でMa5層層準を不整合に覆う地層を満池谷累層と命名した。市原ほか (1966) は枚方丘陵地域で満池谷不整合の再検討を行い, 満池谷累層と枚方丘陵の新香里層を対比し, 新香里層中に削り込み面はあるが, 千里丘陵の模式的な大阪層群の層序と対比できることから不整合を否定した。

その後, Yokoyama *et al.* (1976), 中世古ほか (1977), 横山ほか (1981), 中川ほか (1982) などはMa0層直下に芝の不整合を, 藤田・笠間 (1982) などはMa5層とMa6層の間に満池谷不整合を認めた。藤田・笠間 (1982), 藤田 (1983) は, 満池谷及び芝の不整合を境界として, 大阪層群を下部亜層群・中部亜層群・上部亜層群に区分し, 上部亜層群の堆積面が高位段丘面であるとした。また, 大阪湾のボーリングコアの記載などからも満池谷不整合について議論されている (中世古編, 1984)。しかし, 市原 (1983), 市原ほか (1984, 1986), 大阪層群最下部団体研究グループ (1992) は千里丘陵や泉南-泉北丘陵の大阪層群について詳しく再調査を行い, 標準層序と対比して削り込みは見られるが, 堆積時間間隙がないことからこれらの不整合を否定した。

大阪層群の層序は標準層序以外に各丘陵ごとに行われてきた。本図幅地域については, 生駒山地東麓では中川 (1973), 染川・吉川 (1983), 三田村 (1992), 千里丘陵では, 大阪層群研究グループ (1951), 市原ほか (1955), 藤田・笠間 (1982) など, 枚方丘陵では高谷・市原 (1961) などの研究がある (第27図)。



標準層序は市原編 (1993) の表24.1を簡略化 VA: 火山灰層

第27図 大阪層群の層序区分

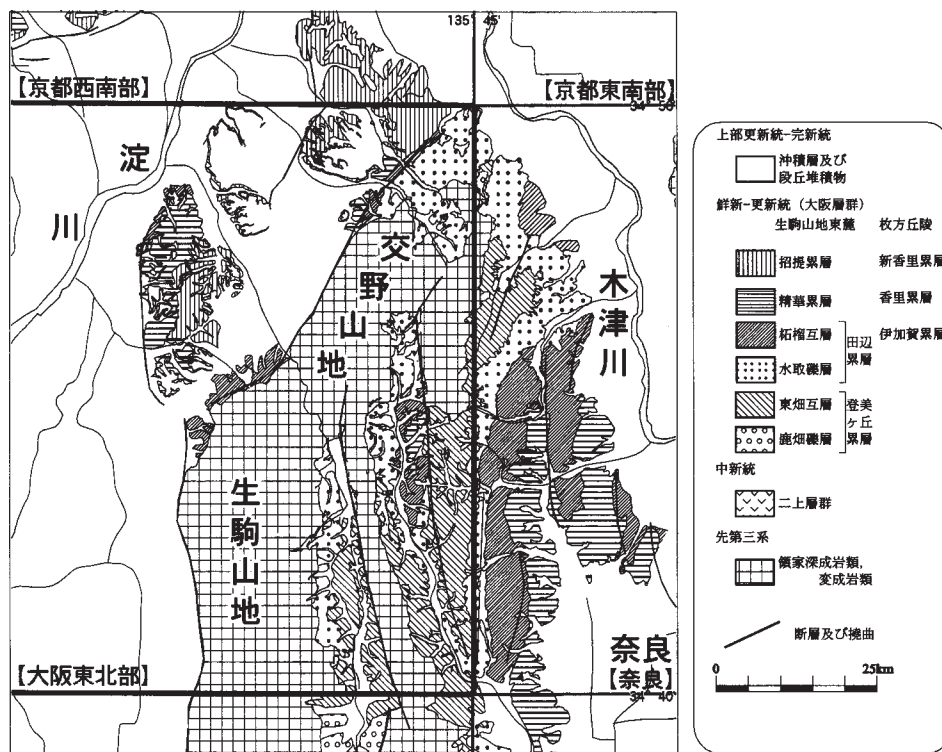
千里丘陵は大坂層群研究グループ, 1951; 市原ほか, 1955; 藤田・笠間, 1982, 枚方丘陵は, 高谷・市原, 1961, 牛駒山地東麓地域は中川, 1967; 染川・吉川, 1983, 三田村, 1992の層序を対比.

V. 2 生駒山地東麓の大坂層群

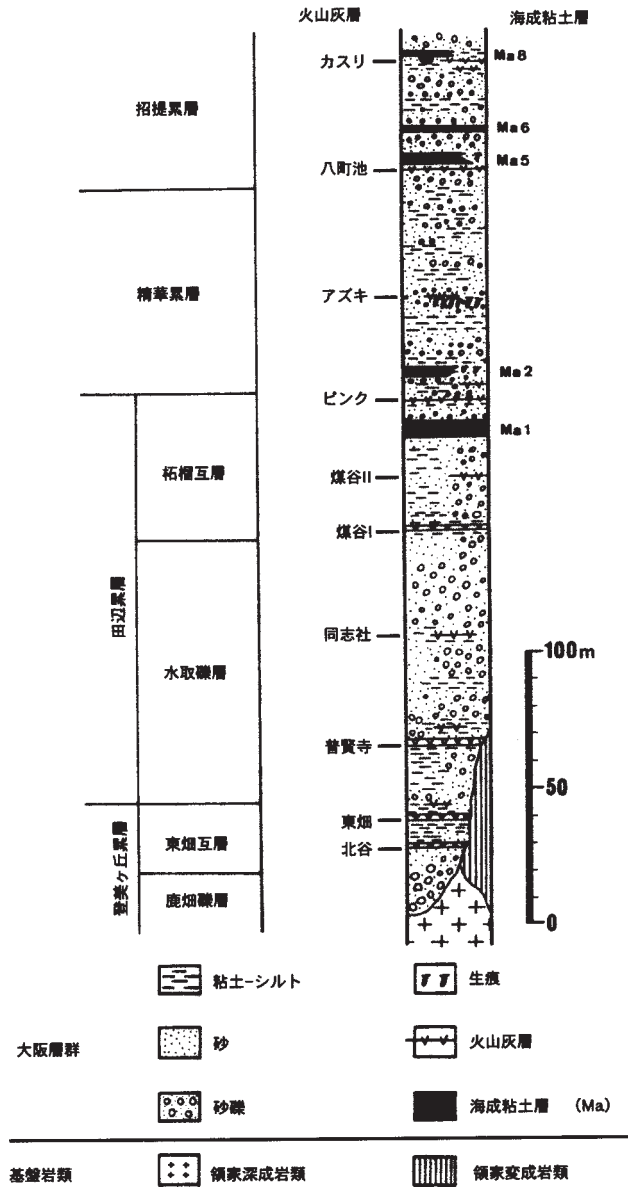
生駒山地東産地域の田辺、西の京、矢田、生駒谷の各丘陵部の層序については、東隣「奈良」図幅（尾崎ほか，2000）において、染川・吉川（1983），三田村（1992），河村（1993）による層序区分を一部再定義し，下位より登美ヶ丘累層（鹿畑礫層，東畑互層），田辺累層（水取礫層，柘榴互層），及び精華累層に区分した．本図幅地域にはこれらに連続する，または対比される地層が分布する．また交野山地北麓の長尾丘陵には精華累層の上位に招提累層が累重する．生駒山地東麓地域の本図幅地域から東隣「奈良」図幅地域にかけての大坂層群の地質図を第28図に，三田村（1992）の京阪奈良丘陵の模式的な柱状図を第29図に示す．

なお，東隣「奈良」図幅では登美ヶ丘累層を再定義し，奈良丘陵東部に分布する切通砂層・鹿背山互層・上梅谷砂礫層（河村，1993）を同累層の下部に位置づけ，これらの地質図の記号をそれぞれO₁，O₂，O₃とした．本図幅の登美ヶ丘累層は東隣「奈良」図幅地域のこれら3部層の上位に当たることから，鹿畑礫層から上位の部層をO₄，O₅・・・O₉とした．

生駒山地東麓地域の^{すだに}大坂層群には，北谷・東畑・普賢寺（福田）・同志社・^{すだに}煤谷・ピンク・アズキ・八



第28図 生駒山地周辺に分布する大坂層群（市原ほか，1991；高谷・市原，1961；尾崎ほか，2000及び本報告に基づく）



第29図 生駒山地東麓地域の大阪層群の模式地質柱状図（三田村，1992を一部修正）

町池及びカスリ火山灰層を挟む。これらの火山灰層のうち地質図では、北谷・普賢寺（福田）及びピンク火山灰層を示した。本丘陵の大阪層群の層厚は約300m以上である。

V. 2. 1 登美ヶ丘累層 (O₄, O₅)

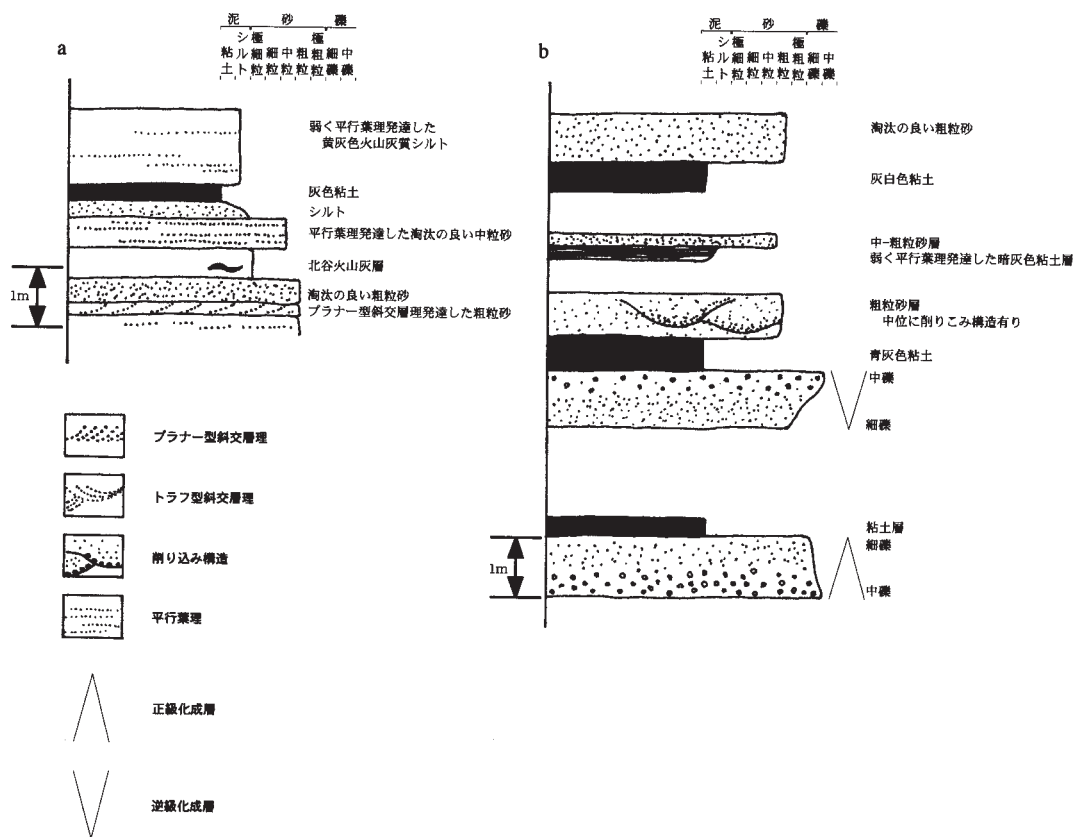
登美ヶ丘累層は、三田村（1992）によって定義され、尾崎ほか（2000）によって再定義された。本図

幅地域においては下部の鹿畑礫層と上部の東畑互層に分けられる。最大層厚は50mである。

^{しかはた}
鹿畑礫層 (O₄) 鹿畑礫層は、三田村 (1992) によって定義され、甘南備山北東及び奈良市西登美ヶ丘に分布する。今回の調査において本部層が定義された生駒市鹿畑周辺では礫層は確認できなかった。基盤の凹地を埋積する基底礫層で層厚は数m以下である。登美ヶ丘では撓曲の背部部に露出するため数m以上 (下限不明) である。

模式地の生駒市鹿畑では、現在露頭が覆われているため観察できなかったが、三田村 (1992) によれば花崗岩や溶結凝灰岩の垂円礫及びチャート、ホルンフェルスの垂角礫の中礫からなる。甘南備山北東では、チャートの円礫を主とする中礫からなり、まれに傾家変成岩類の垂角礫を含む。甘南備山の登山道沿いでは厚さ3-5mごとに中礫から極粗粒砂へと級化成層する礫層の累重からなる。また、しばしばプランナー型斜交層理が見られる。

東畑互層 (O₅) 東畑互層は、染川・吉川 (1983) によって定義され、東隣「奈良」図幅 (尾崎ほか, 2000) によって普賢寺火山灰層付近の礫層より下位の地層と再定義された。甘南備山北東、精華町東畑から奈良市富雄周辺にかけての地域に分布し、模式地は精華町東畑である。層厚は30-40mである。鹿畑礫層を整合に覆い、生駒市あすか野や田辺丘陵地域の京田辺市普賢寺 (東隣「奈良」図幅地域) では



第30図 大阪層群東畑互層の地質柱状図 (a; 奈良市霊山寺北, b; 奈良市学園大和町)

基盤岩を直接不整合に覆う。

主に厚さ20-80cmの中-粒粒砂層とシルト層の互層からなり、砂礫層（厚さ6m以下）を挟む。砂礫層は極粗粒砂-中礫からなり、斜交層理が発達する。斜交層理はトラフ型を主とし、プラナー型も認められる。砂層中にはしばしば炭質物が含まれる。第30図aに霊山寺北の、同図bに学園大和町の地質柱状図を示す。

奈良市富雄から^{りょうざんじ}霊山寺にかけて北谷火山灰層が、精華町東畑から奈良市富雄にかけて福田（普賢寺）火山灰層が挟まれる。

V. 2. 2 田辺累層 (O₆, O₇)

田辺累層は、東畑火山灰層の挟まれるシルト層の上限からピンク火山灰層の上限までの地層として定義された（三田村，1992）。しかし、本報告では、東隣「奈良」図幅（尾崎ほか，2000）に従い、福田（普賢寺）火山灰層が挟まれる層準付近の礫層が卓越する層準から、ピンク火山灰層が挟まれる層準付近の砂泥互層が卓越する層準までとする。

本累層は下部の水取礫層と上部の柘榴互層に区分される（三田村，1992）。本累層の模式地は、精華町東畑の煤谷川沿い（東隣「奈良」図幅地域）で、層厚は約80mである（三田村，1992）。

^{みづとり}水取礫層 (O₆) 水取礫層は、染川・吉川（1983）によって精華町東畑口南方の砂採取場（東隣「奈良」図幅地域）を模式地として定義され（染川・吉川，1983），「奈良」図幅（尾崎ほか，2000）では福田（普賢寺）火山灰層付近の礫層が卓越する層準として再定義された。京田辺市大住から尊延寺周辺、生駒市高山及び生駒市登美ヶ丘から奈良市千代ヶ丘周辺地域に分布する。層厚は精華町東畑や生駒市高山で約20mを有し、南に向かうと薄くなり、本図幅地域南縁の奈良市富雄元町でせん滅する。一方、奈良市街地（東隣「奈良」図幅地域）では厚さ50-80mである。

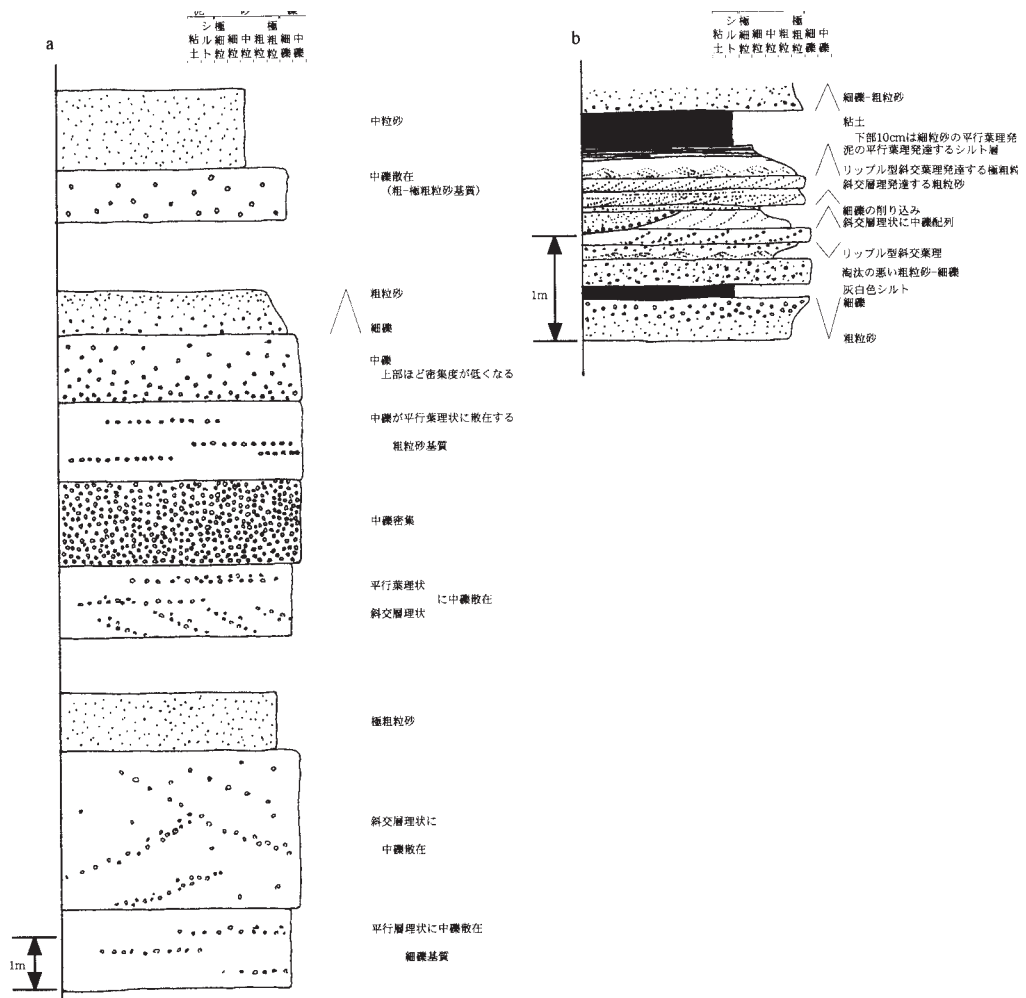
水取礫層は東畑互層の上位に整合に重なる。枚方市尊延寺、生駒市高山及び四條畷市南田原では領家深成岩・変成岩類を不整合に覆う。

中礫からなる礫層を主とし、粗粒砂からなる砂層を挟在する。礫層は厚さ数10cm-15mごとに成層し、トラフ型斜交層理が卓越し、まれにプラナー型斜交層理も見られる。礫はチャートの円礫を多く含む。京田辺市の甘南備山周辺では、変成岩類の角礫を多く含む。生駒市高山では、級化成層やトラフ型斜交層理を持つ礫層が累重しているのが観察される（第31図a）。

田辺丘陵では基底部付近に福田（普賢寺）火山灰層を挟む。生駒市域水利地質図作成委員会編（1989）では、生駒市高山に福田（普賢寺）火山灰層が挟まれると記載されているが、本図幅調査では確認できなかった。

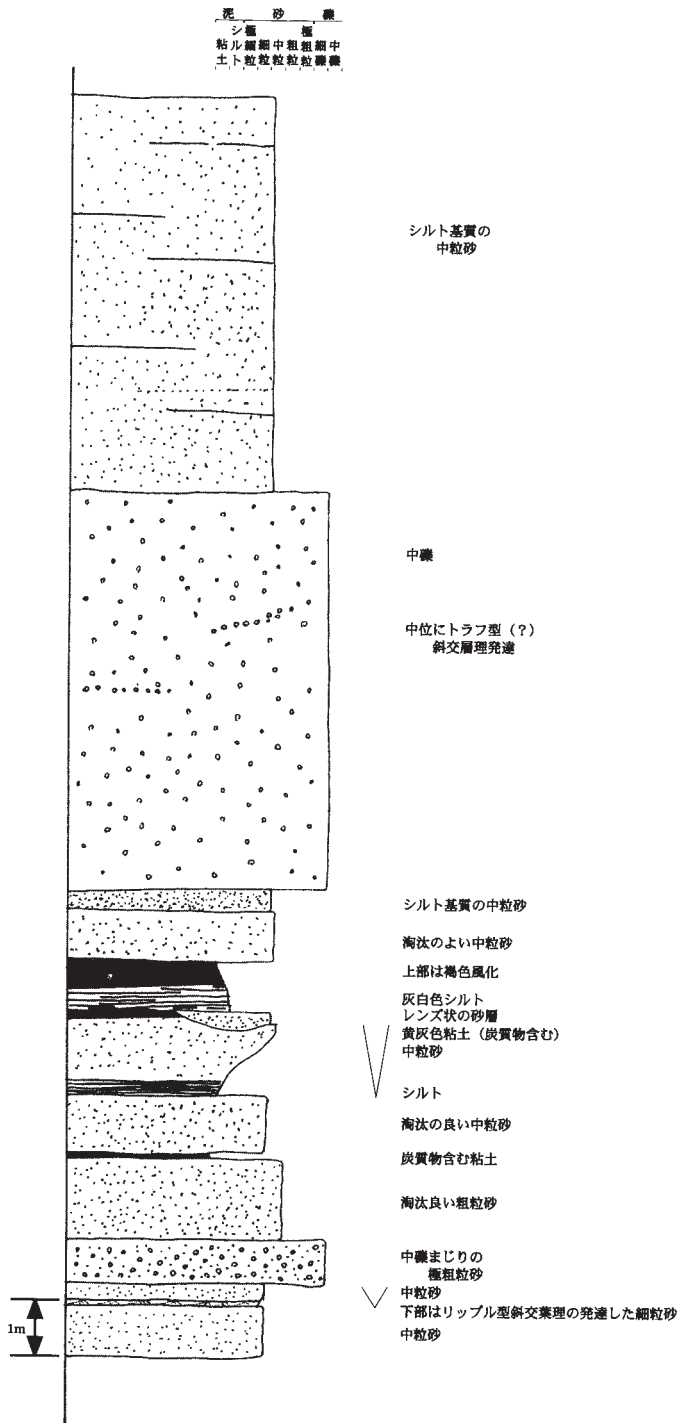
^{ざくろ}柘榴互層 (O₇) 柘榴互層は、染川・吉川（1983）によって精華町東畑口南方の砂採取場（東隣「奈良」図幅地域）を模式地として定義された。「奈良」図幅（尾崎ほか，2000）ではピンク火山灰層を上限としたが、本報告では、ピンク火山灰層付近に累重する礫層の下限までを柘榴互層として再定義する。

八幡市松井山手から枚方市杉山手にかけての地域及び生駒市高山周辺に分布する。層厚は模式地の精華町柘榴付近（東隣「奈良」図幅地域）で約60m、枚方市杉山手周辺で約50-60mである。生駒市高山周辺で薄く30-40mである。



第31図 大阪層群田辺累層の地質柱状図 (a; 生駒市高山の水取礫層, b; 高山の柘榴互層)
凡例は第30図に同じ

砂層と泥層の互層からなり、やや厚い砂層や礫層を伴う。砂層と泥層は、それぞれ厚さ20-50cmである。砂層にはしばしば平行葉理が認められ、上部にはリップル型斜交葉理が認められることもある。シルト層は主に灰白色シルトからなり、しばしばリップル型斜交葉理が認められる。厚い砂層は主に粗粒砂、礫層は中礫の円礫からなり、基質は粗粒砂である。これらの砂層及び礫層にはトラフ型斜交層理が卓越する。生駒市高山周辺では級化成層や逆級化成層する粗粒砂-細礫からなる砂礫層が見られ、砂層にはリップル型斜交葉理、トラフ型やブラナー型の斜交層理が発達する(第31図b)。



第32図 大阪層群精華累層の地質柱状図(枚方市津田元町)
凡例は第30図に同じ

V. 2. 3 精華累層 (O₈)

精華累層は、三田村（1992）によってピンク火山灰層の上限から八町池火山灰層を挟むシルト層下限までの砂礫層と定義され、模式地は精華町柘榴の南（東隣「奈良」図幅地域）が指定されていた。本報告では、「奈良」図幅（尾崎ほか、2000）に従い、ピンク火山灰層を挟む砂礫層が卓越した部分を精華累層とする。八幡市松井山手から枚方市津田にかけての地域と生駒市高山周辺に分布する。層厚は、八幡市から枚方市で約80m、生駒市で30m以上（上限不明）である。柘榴互層の上位に漸移整合に重なる。

砂礫層とシルト層の互層からなり、礫層を挟在する。互層は厚さ20-100cmの中粒砂-細礫からなる砂礫層と厚さ5-20cmのシルト層からなる。砂礫層にはしばしばプラナー型斜交層理が発達する。シルト層は平行葉理を持つことがある。礫層はほとんどが中礫サイズのチャート、ホルンフェルスなどの亜円礫-亜角礫からなる。枚方市津田元町では厚さ数10cm-7mの砂層や礫層が累重し、連続性の悪い灰白色シルト層を挟む（第32図）。しばしば逆級化した砂層を挟在する。

V. 2. 4 招提累層 (O₉)

招提累層は、三田村（1992）によって八町池火山灰層を含むシルト層の下限より上位の地層と定義された。本報告では、八町池火山灰層層準当たりの礫層が卓越した地層より上位を招提累層として再定義する。模式地は枚方市長尾播磨谷周辺である（三田村、1992）。枚方市長尾荒坂から山田池周辺にかけて分布し、層厚は60m以上である。精華累層の上位に漸移整合に重なる。

礫層・砂層及びシルト層からなり、3層の海成粘土層（Ma5層、Ma6層、Ma7層）を挟む。下部は礫が密集した礫層が卓越する。長尾東町の北では礫層は上位に向かって、粗粒砂基質が増し、逆に礫が少なくなる。礫はほとんどがチャートの円礫-亜円礫の中礫からなる。上部では厚さ20-100cmごとに成層した極粗粒砂-粗粒砂とシルトの互層からなる。礫層の基底には、しばしば下位層を数m削り込むチャンネル構造が観察できる。

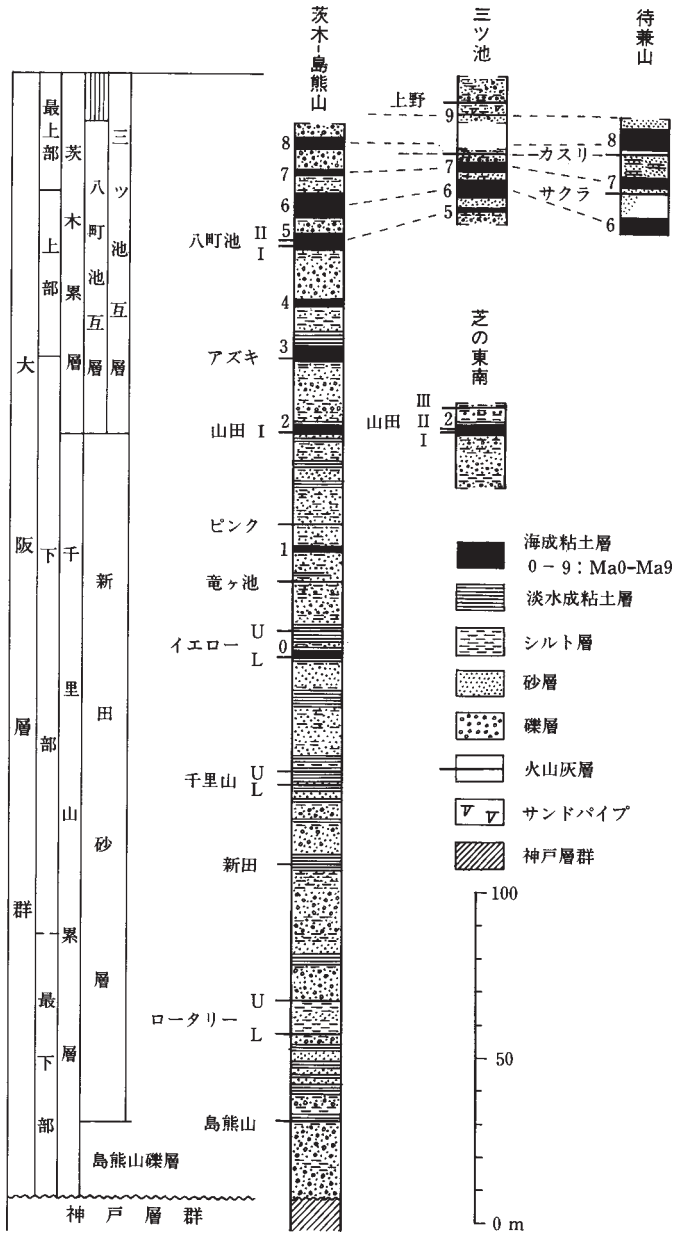
下部に挟まれるMa5層は枚方市藤阪周辺に露出している。中・上部に挟まれるMa6層、Ma7層は観察できなかった。

V. 3 千里丘陵の大阪層群

千里丘陵の大阪層群は、丘陵西部（西隣「大阪西北部」図幅地域；藤田ほか、1982）で始新統の神戸層群を不整合に覆う。市原（1991）は、本丘陵の詳細な地質図を公表している。本丘陵は宅地化が進み現在は北東部を除きほとんど露頭がない状況で、今回の調査では市原（1991）の地質図を確認することどまった。

市原（1991）では大阪層群の標準層序にあわせ、千里丘陵の大阪層群を最下部・下部・上部及び最上部に4分している。しかし本報告は、大阪層群研究グループ（1951）、市原ほか（1955）に従い、岩相の特徴に基づきMa2層を境に下部の千里山累層と上部の茨木累層に分けた。地質図ではこれに、新田火山灰層とピンク火山灰層及び海成粘土層（Ma0層、Ma1層、Ma2層、Ma3層、Ma4層、Ma5層、Ma6層）を示した。本丘陵の大阪層群の層厚は約340mである。市原ほか（1955）による本丘陵の大阪

層群の模式柱状図を第33図に示す。

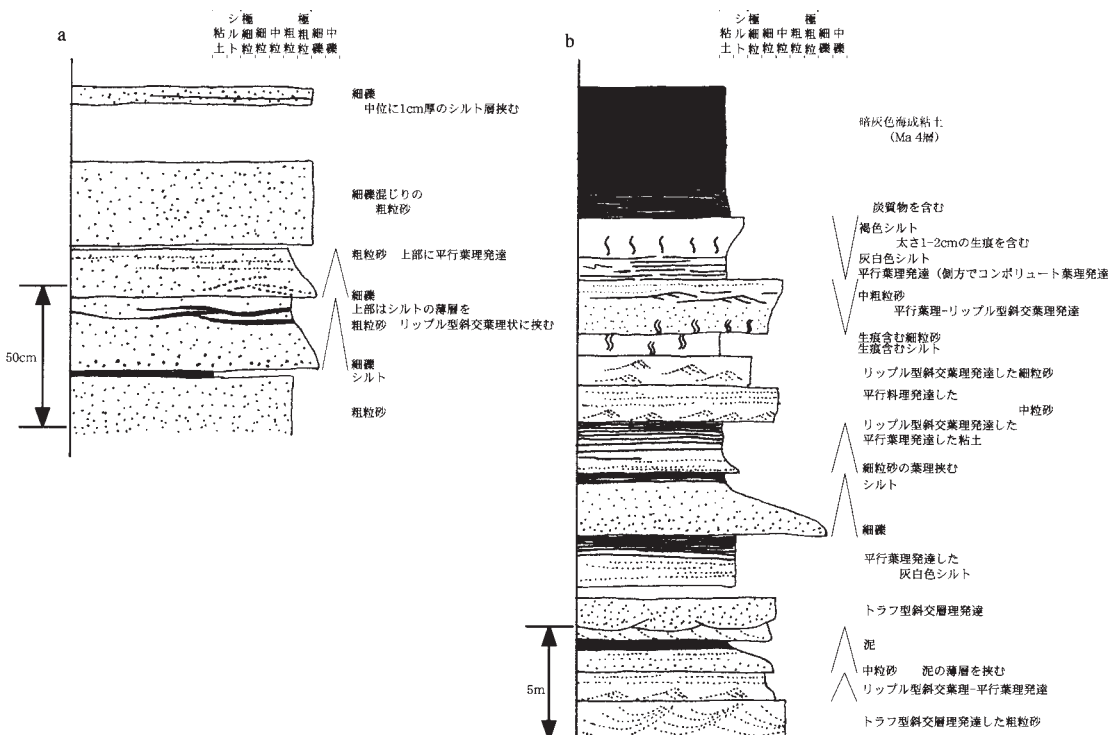


第33図 千里丘陵に分布する大阪層群の模式柱状図
市原編 (1993) に一部加筆。市原 (1991) に基づき、上部を最上部と上部に区分した。

V. 3. 1 千里山累層 (0s)

千里山累層は、大阪層群研究グループ（1951）や市原ほか（1955）によって命名された。主に河川成の砂層・砂礫を主とし、湖沼成の連続性の悪い粘土・シルト層を挟む。本累層の層厚は約230mである（市原ほか、1955）が、本図幅地域にはそのうち上部の約150mが分布する。また、上半部に3層の海成粘土層（Ma0, Ma1, Ma2層）を挟在する。砂礫層は細礫と砂からなる。吹田市片山町の片山公園では、20-25cmの厚さで細礫から粗粒砂に級化する砂層と、1cm程度のシルト層が互層している（第34図a）。級化した砂層の上部には平行葉理が見られる。千里中央公園では平行葉理の発達する砂層・砂礫層と粘土層がみられる。本累層中には、鳥熊山火山灰層、新田火山灰層、イエロー火山灰層及びピンク火山灰層が挟在される。

本図幅地域西方の鳥熊山では、神戸層群を不整合に覆う。本累層基底部の約20mは鳥熊山礫層と呼ばれ（大阪層群研究グループ、1951）、基底部には、しばしばオーソコーツアイト礫が含まれる（山城Oq礫研究グループ、1980）。



第34図 千里丘陵に分布する大阪層群の模式柱状図

a; 吹田市片山町の片山公園における千里山累層, b; 吹田市南春日野沢池小学校西の茨木累層
 凡例は第30図に同じ

V. 3. 2 茨木累層 (0i)

茨木累層は大阪層群研究グループ（1951）や市原ほか（1955）によって命名された。茨木累層は千里丘陵の東部と西部でそれぞれ八町池互層と三ツ池互層に分けられ、本図幅地域には八町池互層が分布する。千里丘陵の詳細な地質柱状図は市原ほか（1955）などに記載されている。本累層は、砂層・砂礫層と海成粘土層が互層し、淡水性のシルト層を挟在する。本累層の層厚は、約110mである。

本累層下部のMa2層とMa3層の間には中礫からなる礫層がみられる。Ma3層より上位は厚さ数m-10数mの砂層、砂礫層とそれらに挟まれるシルト層と、厚さ2-10mの海成粘土層が互層する。Ma3層からMa4層の層準とMa6層からMa7層までの層準は砂層・泥層を、Ma4層からMa5層の層準、Ma5層からMa6層の層準及びMa7層からMa8層までの層準は砂礫層を主体とする（市原編，1993）。吹田市南春日野沢池小学校西では砂層が卓越し、最上部に海成粘土層（Ma4層）が見られる（第34図b）。砂層は、リップル型斜交葉理や平行葉理が卓越し、級化あるいは逆級化層も見られる。下部ではトラフ型斜交層理を持つこともある。箕面市では砂・シルトからなるトラフ型斜交層理が発達する。

V. 4 枚方丘陵の大阪層群

枚方丘陵の大阪層群は、丘陵西部の寝屋川市寝屋から枚方市枚方公園町にかけて分布し、宮の坂周辺の段丘崖にも露出している。本地域の大阪層群は、Ma2層下限と、Ma6層上限を境に、下位より伊加賀層、香里互層及び新香里層に分けられた（高谷・市原，1961）。これらは累層に相当するので、本図幅ではこれらを伊加賀累層、香里累層及び新香里累層と再定義する。

V. 4. 1 伊加賀累層 (0g)

伊加賀累層は、高谷・市原（1961）によって枚方市伊加賀を模式地として伊加賀層と命名された。伊加賀累層は、Ma2層の下限よりも下位の地層を指す。枚方市枚方から香里園町にかけての地域と、枚方市星田周辺に分布し、層厚は約30m以上である。枚方市星田周辺に分布する伊加賀累層は、交野断層の影響を受け20-60°北西に傾斜している。

厚さ20cm-50cmごとに成層した砂層、砂礫層及び礫層からなり、連続性の悪いシルト層を挟む。礫層はほとんどチャート礫からなる。枚方元町では砂層・砂礫層からなる。礫層は中礫しきないからなり、砂層・砂礫層はトラフ型斜交層理やプラナー型斜交層理を持つこともある。枚方市の式内伊賀美神社北では、厚さ50cm程度の淘汰の良い中粒砂層が観察され、砂層中にはプラナー型斜交層理が発達する。また、中礫が散在する極粗粒砂からなるトラフ型斜交層理も見られる（第35図）。一方、枚方市星田周辺では中礫を主とした礫層が優勢であり、砂層・砂礫層を伴う。砂層・砂礫層には、しばしばトラフ型斜交層理が発達している。枚方市星田周辺では海成粘土層（Ma1層）を挟む。

V. 4. 2 香里累層 (0k)

香里累層は、高谷・市原（1961）によって枚方市香里を模式地として香里互層と命名された。香里累層はMa2層からMa6層までの地層で、きんやほんまち禁野本町から国松町にかけて分布する。層厚は約50mである。



第35図 大阪層群伊加賀累層の砂礫層中にみられるトラフ型斜交層理
枚方市枚方元町の式内伊賀美神社；折尺の長さ；1m

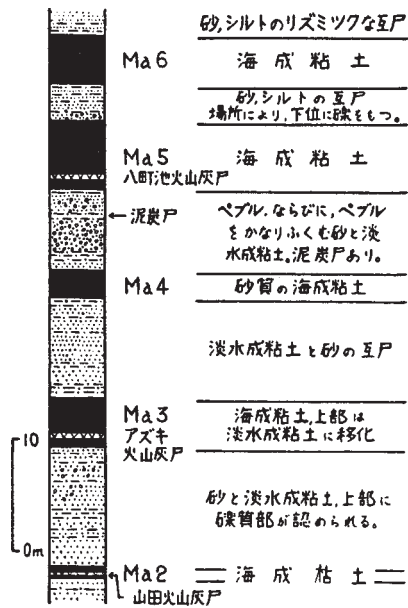
砂礫層と海成粘土層（Ma2層-Ma6層）の互層からなり、淡水性のシルト層を挟む。香里累層の模式柱状図は高谷・市原（1961）に示されている（第36図）。分布最北部の禁野では本累層下部が露出し、ここでは中礫以下のチャートをもつ円礫を含む礫層からなり、粘土層を挟む。分布中部の枚方市大垣内町では、厚さ約2mの海成粘土層（Ma2層）が露出し、平行葉理の発達するシルト層と指交関係になっている。海成粘土層の最上部には、厚さ数cmの白色火山灰層（山田火山灰層）が挟まれる。禁野本町周辺や香里園周辺では礫層が卓越する。この礫層に挟まれて海成粘土層（Ma3）が見られ、Ma3層中位にアズキ火山灰層を挟在する。分布南部の香里園町周辺では、本累層上部が露出し、細礫-粒粒砂からなる砂礫層が卓越する。

V. 4. 3 新香里累層（Or）

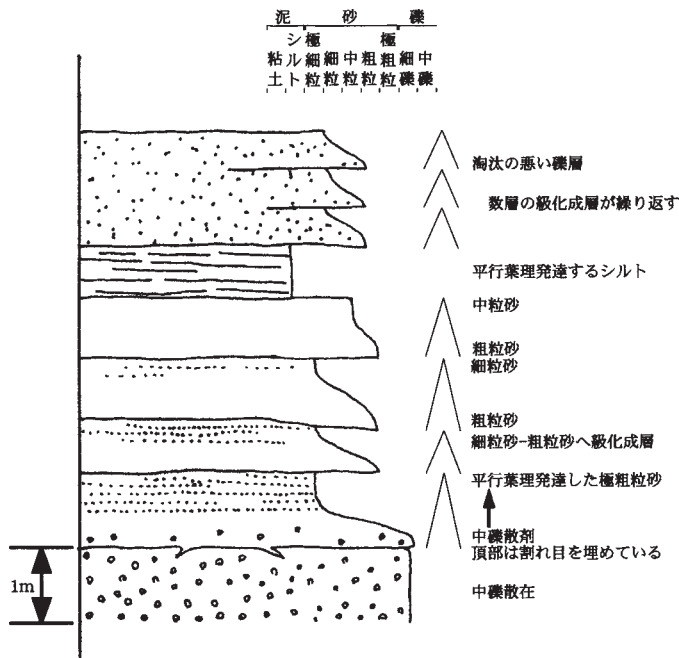
新香里累層は、高谷・市原（1961）によって枚方市新香里を模式地として新香里層と命名された。新香里累層は、Ma6層上限より上位の地層で、東香里周辺に分布する。層厚は約30mである。

粗粒砂層や礫層・シルト層からなり、海成粘土層（Ma7層、Ma8層及びMa9層）を挟在する。粗粒砂層は、厚さ約1mごとに成層する。礫は、中礫のチャートの円礫からなる。礫層の基底にはチャンネル構造が発達する。香里ヶ丘では砂層とシルト層は平行葉理を持つ。枚方市高塚町では、粗粒砂からシルトへ級化する地層が累重している（第37図）

本累層は、Ma7層とMa8層の海成粘土層を挟む（高谷・市原，1961）。両層は数地点でしか露頭を確認できなかったが、高谷・市原（1961）によると、Ma7層は中粒砂に側方変化し、粘土層自体も厚



第36図 大阪層群香里累層の模式柱状図
高谷・市原 (1961) より引用



第37図 枚方丘陵に分布する大阪層群伊加賀累層の地質柱状図 (四條畷市清滝)
凡例は第30図に同じ

さが変化する。また、Ma8層は厚さ3m以下で連続性は良いが、層相や厚さが側方に変化する。これらの海成粘土層にはサンドパイプが認められる。

V. 5 火山灰層

大阪層群中には主な火山灰層として下位から、岬、土丸 I・II、水間 I・II、土生滝 I-III、朝代、間ノ池、三ツ松、福田、千里山 I・II、イエロー I-IV、竜ヶ池、ピンク、光明池 I-IV、山田 I・II、アズキ、狭山、今熊 I・II、八町池 I・II、梅、サクラ、茱萸木、カスリ、和田、八田などの火山灰層が挟まれている（第27図）。本図幅地域に分布する火山灰層は、生駒山地東麓地域では染川・吉川（1983）、千里丘陵は市原ほか（1955）や市原（1975）、枚方丘陵では高谷・市原（1961）などによって報告されている。また、広域対比の基礎となる主な火山灰層の記載岩石学的な特徴は、吉川（1976）などによって記載されている。

千里丘陵 下位より千里山累層には、烏熊山・下位・上位ロータリー・新田・下位・上位千里山・下位・上位イエロー・竜ヶ池・ピンクなどの火山灰層が、茨木累層には、山田 I、II、III・アズキ・八町池・サクラ・カスリなどの火山灰層が挟在される（大阪層群研究グループ，1951；市原ほか，1955など）。このうち新田火山灰層は、泉南地域で福田火山灰層の15-20m上位にある上福田火山灰層に対比されている（市原編，1993）。

枚方丘陵 下位より、香里累層には山田・アズキ及び八町池火山灰層が、新香里累層中には寝屋及びカスリ火山灰層が挟まれる（高谷・市原，1961）。

生駒山地東麓地域 下位より、東畑互層中に北谷・東畑火山灰層が、水取礫層中には普賢寺・同志社火山灰層が、柘榴互層中には煤谷 I・II 及び柘榴火山灰層が、精華累層中には乾谷・八町池火山灰層が挟まれる。このうち普賢寺火山灰層は福田灰層に、柘榴火山灰層はピンク火山灰層に対比される（染川・吉川，1983；三田村，1992）。

このように本図幅地域の大阪層群からは多くの火山灰層が報告されているが、いずれの地域も宅地化が進み既知の火山灰層の確認もままならない状況である。そのため地質図には、比較的連続性が良い北谷・福田・新田及びピンク火山灰層のみを示した。

以下、広域テフラとして重要視されている福田火山灰層、ピンク火山灰層及びアズキ火山灰層について記載する。

福田火山灰層 (f) 大阪層群の標準層序において、最下部と下部を画する火山灰層である。命名は、Itihara *et al.* (1975) による。模式地は泉南丘陵（南西隣「岸和田」図幅地域）で、田辺丘陵では普賢寺火山灰層（横山ほか，1978）と呼ばれている。

生駒山地東麓では京田辺市普賢寺（東隣「奈良」図幅地域）から生駒市富雄にかけて良く連続する。層厚は、普賢寺北方では250-300cm（東隣「奈良」図幅地域）、東畑付近では180cm、富雄周辺では100-150cmと南部ほど薄くなる。下部は灰白色中粒火山灰（10-30cm）、中部は暗灰-暗紫色、中-細粒火山灰（20-30cm）、上部は5cm以下の白色軽石を含む白-灰白色細粒火山灰（130cm）からなる。上部の下部には平行葉理が見られることがある（横山ほか，1978；染川・吉川1983）。

東隣「奈良」図幅地域の普賢寺火山灰層からは $1.62 \pm 0.04\text{Ma}$ (横山ほか, 1978), $1.60 \pm 0.25\text{Ma}$ (鈴木, 1988) などのフィッシュン・トラック年代が得られている。吉川ほか (1996) は関東平野まで含めた広域対比から福田火山灰層の堆積年代を約 1.75Ma と見積もっている。福田火山灰層は古琵琶湖層群の五軒茶屋火山灰層 (古琵琶湖団体研究グループ, 1981), 蒲生堂火山灰層 (古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 1981) 及び北脇火山灰層 (Ishida *et al.*, 1969) 東海層群の嘉例川火山灰層 (森, 1971) に対比される (吉川, 1983; 吉川ほか, 1988, 1991)。

ピンク火山灰層 (p) 大阪平野や奈良盆地西縁部では大阪層群下部のMa1層の上位に挟まれる (Ithara *et al.*, 1975)。灰白色-淡桃色を呈するガラス質の細粒火山灰層で、田辺丘陵では柘榴火山灰層 (染川・吉川, 1983) と呼ばれている。本図幅地域では、千里丘陵の藤白台や生駒市高山周辺で観察された。高山では層厚20cm程度である。全体に白色-淡桃色で細粒-中粒で、下部に生痕化石を含むことがある。

本図幅地域のピンク火山灰層から放射年代は得られていないが、大阪府南部のピンク火山灰層から $1.0 \pm 0.2\text{Ma}$ (横山ほか, 1984), $0.92 \pm 0.52\text{Ma}$, $1.03 \pm 0.25\text{Ma}$ (鈴木, 1988), $1.00 \pm 0.04\text{Ma}$ (檀原ほか, 1997) のフィッシュン・トラック年代が得られている。大分県の耶馬溪火砕流に対比され (吉川ほか, 1991), 給源は猪牟田周辺に想定される猪牟田カルデラと考えられている (Kamata, 1989)。

アズキ火山灰層 (Az) 大阪層群の標準層序では下部と上部の境界に当たる。赤紫-白色を呈するガラス質の粗粒-細粒火山灰で、大阪平野ではMa3層の中部に挟まれている。下部から、白色部 (2-3cm), 赤紫色部 (5-10cm), 黄褐色粗粒部 (10-30cm), 赤紫色部 (10-30cm) に分けられている (Ithara *et al.*, 1975)。

Takaya (1963), 林 (1974), 吉川 (1983) などによって古琵琶湖層群の喜撰火山灰層に対比された。

V. 6 大阪層群に発達する地質構造

本図幅地域の大阪層群に発達する断層及び撓曲の分布を第38図に示す。本報告では、これらの地質構造を、生駒断層系、有馬-高槻構造線、上町断層系及びその他の断層・撓曲群に分けて記載する。

生駒断層系は、四條畷市清瀧より南に南北方向の生駒断層が伸びている。清瀧より北方では、北東-南西方向の交野断層及び長尾撓曲と南北方向の枚方断層に分かれる。

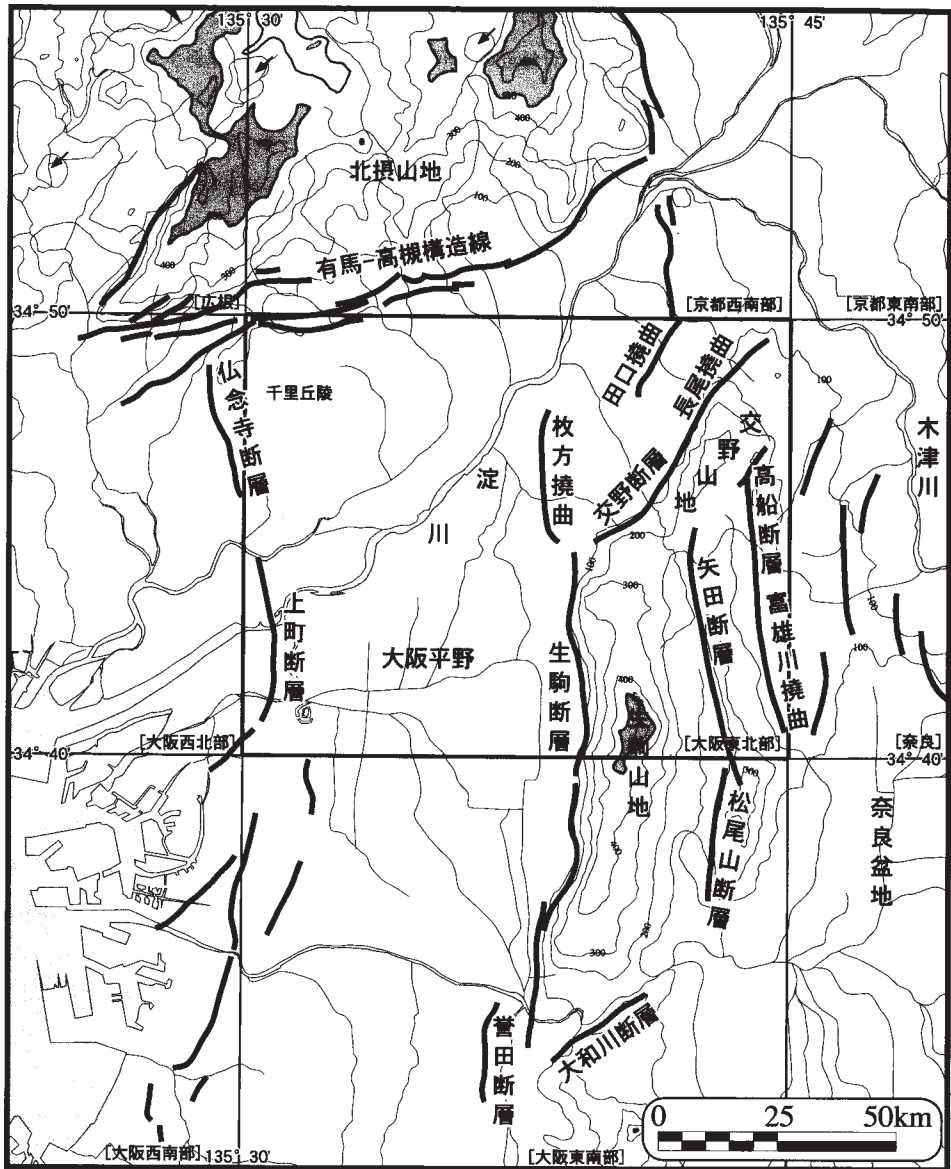
有馬-高槻構造線は本図幅地域では北西端にあり、千里丘陵に分布する大阪層群と北摂山地に分布する丹波帯の地層群の境界をなす東北東-西南西方向の断層系である。並行する2列の断層系からなり、小野原断層帯 (市原ほか, 1955) をつくっている。

上町断層は、本図幅地域西縁を南北に延びる断層で、大阪平野を東西に2分する上町台地を作っている。

この他、生駒山地東麓の矢田丘陵西縁には矢田断層が、西の京丘陵西縁には高船断層-富雄川撓曲がある。これらの断層はいずれも南北方向に延びる。

V. 6. 1 生駒断層系

生駒断層 生駒断層は、生駒山地の西縁をなす南北方向の断層で生駒山地と大阪平野を境する東上が



第38図 本図幅地域及びその周辺地域の大阪層群に発達する地質構造

りの断層である。ほとんどの地域で扇状地性の段丘堆積物に覆われているため断層面の観察はできなかつたが、四條畷市清滝では大阪層群が西に30°傾いていることが観察された。段丘堆積物の変位については第七章に記載する。

交野断層及び長尾撓曲 交野断層は交野市星田から枚方市津田にかけて北東-南西方向に延びる断層で、長尾撓曲は交野断層の北東延長に当たる。共に南東上がりの構造である。

交野断層は、前田（1966）によって命名され、大阪層群と領家帯の深成岩類が接する断層である。断層の延長は約10kmである。一般には、断層付近の大阪層群は20-30°北西に傾斜するが、津田元町の東方では大阪層群がほぼ垂直に傾斜する。

長尾撓曲は、枚方市藤阪から八幡市松井山手にかけて北東-南西に延びる。撓曲の延長は約3kmで、撓曲帯の幅は1-1.5kmである。撓曲部の大阪層群は、北西方向へ30-50°の傾斜を呈する。

田口撓曲 枚方市招提から八幡市北山（北隣「京都西南部」図幅地域）にかけて北東-南西方向に延びる南東上がりの撓曲である。撓曲部では大阪層群は北西方向へ20-30°傾斜する。

枚方断層 枚方丘陵の西縁をなす南北方向に延びる東上がりの断層である。高谷・市原（1961）によると、寝屋川以北の枚方撓曲沿いでは大阪層群は西に30°程度傾く。

V. 6. 2 有馬-高槻構造線

有馬-高槻構造線は丹波帯の地層群からなる北撰山地と大阪平野を分ける断層帯でA級の活断層である（藤田・奥田，1973；活断層研究会編，1991）。千里丘陵の北縁と北撰山地の間は小野原断層帯と呼ばれ、並走する2列の断層からなり、幅0.5-1kmの低地帯を作っている（市原ほか，1955）。小野原断層帯の北縁は東北東-西南西方向に延びる南落ちの坊島断層によって、南縁は北落ちの豊川断層・野畑断層によって画され、豊川断層は大阪層群を北に20-40°傾斜させている（市原ほか，1955など）。野畑断層は西隣「大阪西北部」図幅地域から東北東-西南西方向に延びる断層である、これらの北落ちの断層の変位量は数10mから200mと見積もられている（市原編，1993）。

V. 6. 3 上町断層系

上町断層系は、本図幅地域西縁付近を南北に延び、大阪層群を西に急傾斜させている。神崎川、淀川、堂島川で断層を東西に横切る反射法探査が行われており（吉川ほか，1987；山本ほか，1992；杉山，1997）、杉山（1997）によれば神崎川で幅500m程度の撓曲帯があり、地下300mの層準での上下変位量は150m以上と見積もられた。本断層の北方延長は、千里丘陵の仏念寺断層（西隣「大阪西北部」図幅地域）に連続すると考えられている（杉山，1997）。仏念寺断層の変位量は200-300mである（市原ほか，1955；藤田・笠間，1982）。

阪神高速道路東大阪線や大阪市営地下鉄千日前線などの建設に当たっての地質調査や放射能探査法による調査の結果、上町台地東縁部にも東落ちの断層が存在していることが判明した（柴山・加藤，1991）。

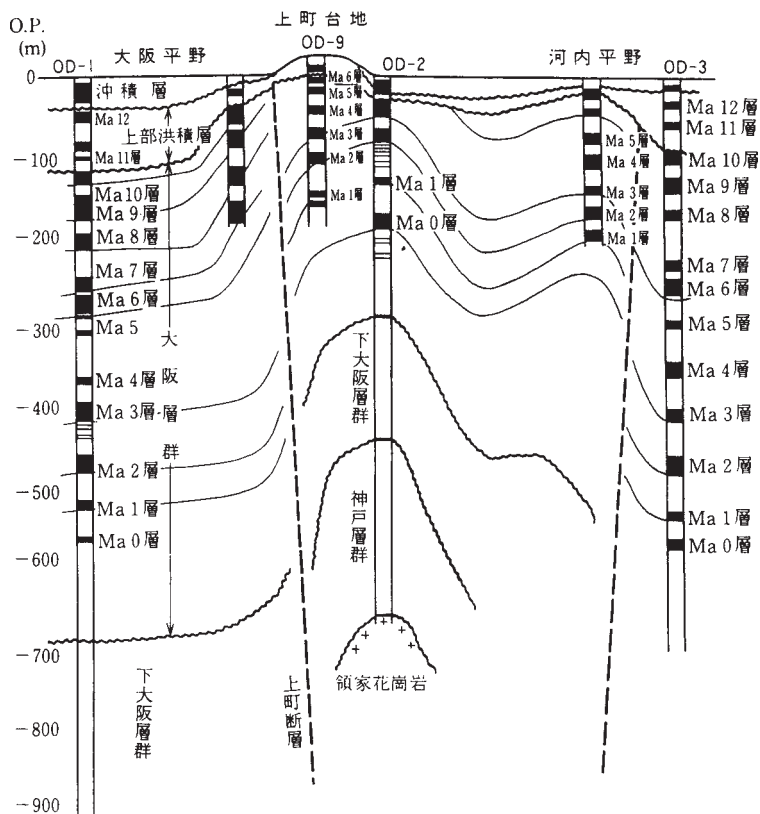
V. 6. 4 その他の断層及び撓曲

高船断層及び富雄川撓曲 高船断層は生駒市高山周辺を約6.5kmに渡って南北方向に延びる東上がりの断層で、高山以北では領家深成岩類と大阪層群が接している。高山以南では、大阪層群東畑互層を切る。断層近傍の大阪層群は60-90°西に傾斜している。生駒市真弓以南では南北方向に延びる富雄川撓曲として出現する。撓曲軸近傍の大阪層群は、20-50°西に傾斜する。本図幅調査では確認できなかったが、奈良市二名町でも撓曲が報告されている（奈良市教育委員会文化財保存課，1998）。この撓曲軸は、富雄川撓曲より東に位置するが、いずれも南北方向に延びる。

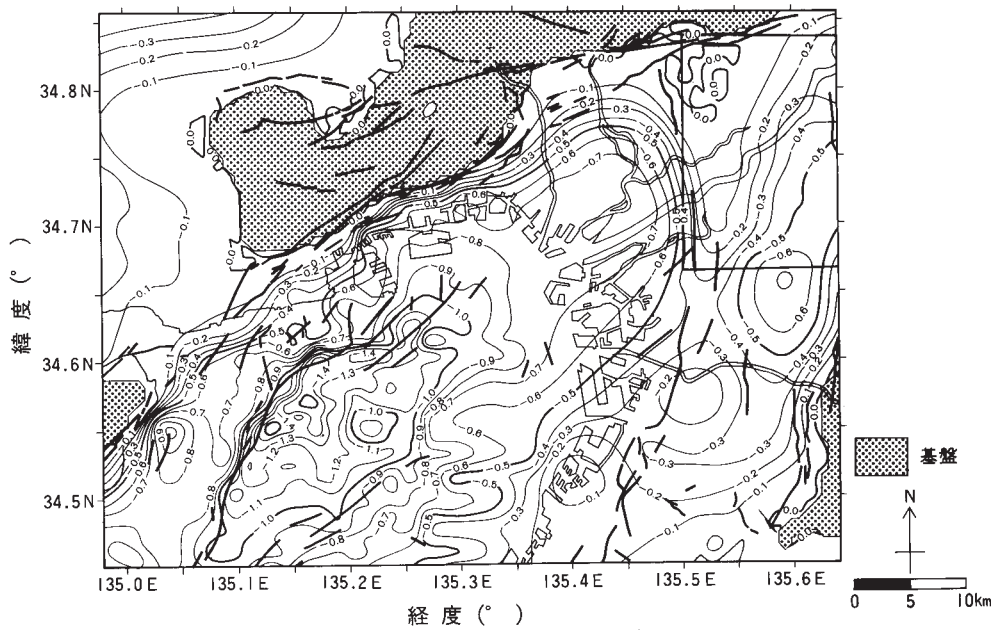
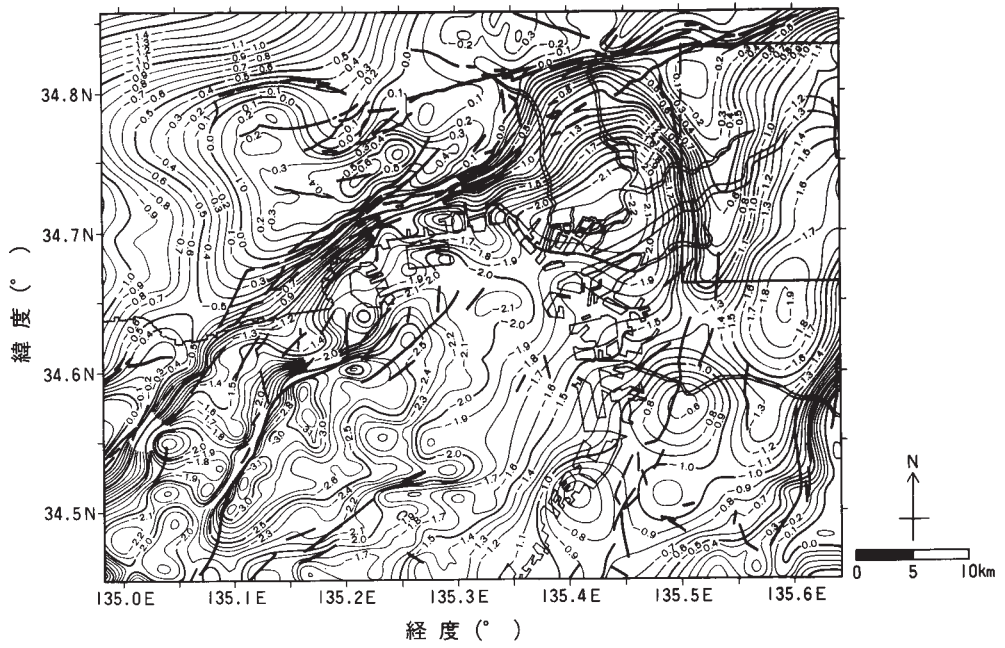
矢田断層 生駒市北田原町からさつき台にかけての約10kmに渡って南北方向に延びる東上がりの断層で、領家深成岩類と大阪層群が接している。三田村（1992）によると、生駒市こみょうちやう小明町付近では大阪層群が西に急傾斜（一部逆転）している。

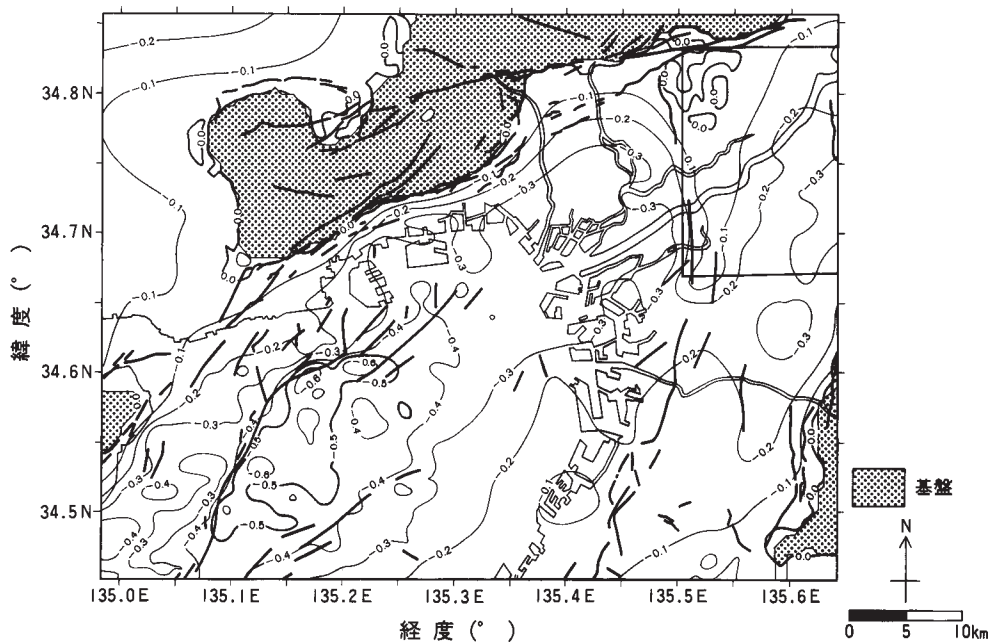
V. 7 大阪平野地下の大阪層群

大阪平野の地下地質に関する資料は、地盤対策のための学術ボーリング（OD-1, OD-2, … OD-9）を始め（大阪市立大学理学部, 1964, 吉川ほか, 1987など）、温泉ボーリングや浅層地震反射法や重力探査などから得られている。大阪平野地下の大阪層群のボーリングデータはIkebe *et al.* (1970)、土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編（1987）及び社団法人土質工学会関西支部・関西の大深度地盤の地質構造とその特性の研究委員会・地下空間の活用と技術に関する研究協議会編（1992）などにまとめられている（第39図）。吉川ほか（1987）や山本ほか（1992）・杉山（1997）などは大阪平野を横切る浅層地震反射法探査を行った。これらの資料を総合すると、平野地下の大阪層群の基盤は領家深成岩類



第39図 大阪平野における深層ボーリングによる地質層序
土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編（1987）による





第40図 大阪堆積盆地の地下構造

各層準の等深線図. a; 基盤岩の上面, b; Ma-1層, c; Ma6層 (枠内が本図幅地域, 単位はkm; Inoue and Nakagawa (2000) より引用)

から構成され、一部に神戸層群相当層が存在する。

Inoue and Nakagawa (2000) によると、基盤岩の上面深度は東大阪市から寝屋川市で最も深く-1.9 kmであり、町台地では浅く、0.2-1.3kmで基盤岩に達する (第40図a)。温泉ボーリングでも上町台地では、本図幅地域南部で最も深く-1300m、北部の千里丘陵では-100m程度の深さである。上町台地の東側の大阪市城東区旭区周辺で、-856m- -930m程度の深さである。

同様にMa-1層、Ma6層の深度も計算されている (第40図b, c)。深層ボーリングによるとMa3層は、OD-1 (港区田中元町; 西隣「大阪西北部」図幅地域) では-414m, OD-2 (豊島区都島) では-47 m, OD-3 (東大阪市御厨^{みくりや}) では-413mである。こちらも、東大阪市から寝屋川市にかけての地域で深く、上町台地では浅くなっている。

VI. 段丘及び段丘堆積物 (th, tm, tl, tl₁, tl₂)

(寒川 旭・宮地良典)

(更新統中部-完新統)

本図幅地域に発達する段丘面について、国土地理院発行の4万分の1空中写真、及び、1948年に米軍が撮影した1万分の1空中写真を用いて区分した。更に、野外調査において、段丘堆積物の層相、層厚及び風化程度に注目して観察を行った。風化の状態を示す指標となる赤色風化殻について、段丘堆積物中の充填物質（マトリクス）を採取して、直射日光を避けた状態で「標準土色帖」のマンセル表示に照らし合わせて色調を記載した。

本図幅地域の段丘堆積物は、おおむね、高位 (th) ・中位 (tm) ・低位 (tl) に区分したが、地域によっては低位段丘堆積物を更に上位面堆積物 (tl₁) と下位面堆積物 (tl₂) に細分した。

VI. 1 枚方丘陵から交野丘陵に至る地域

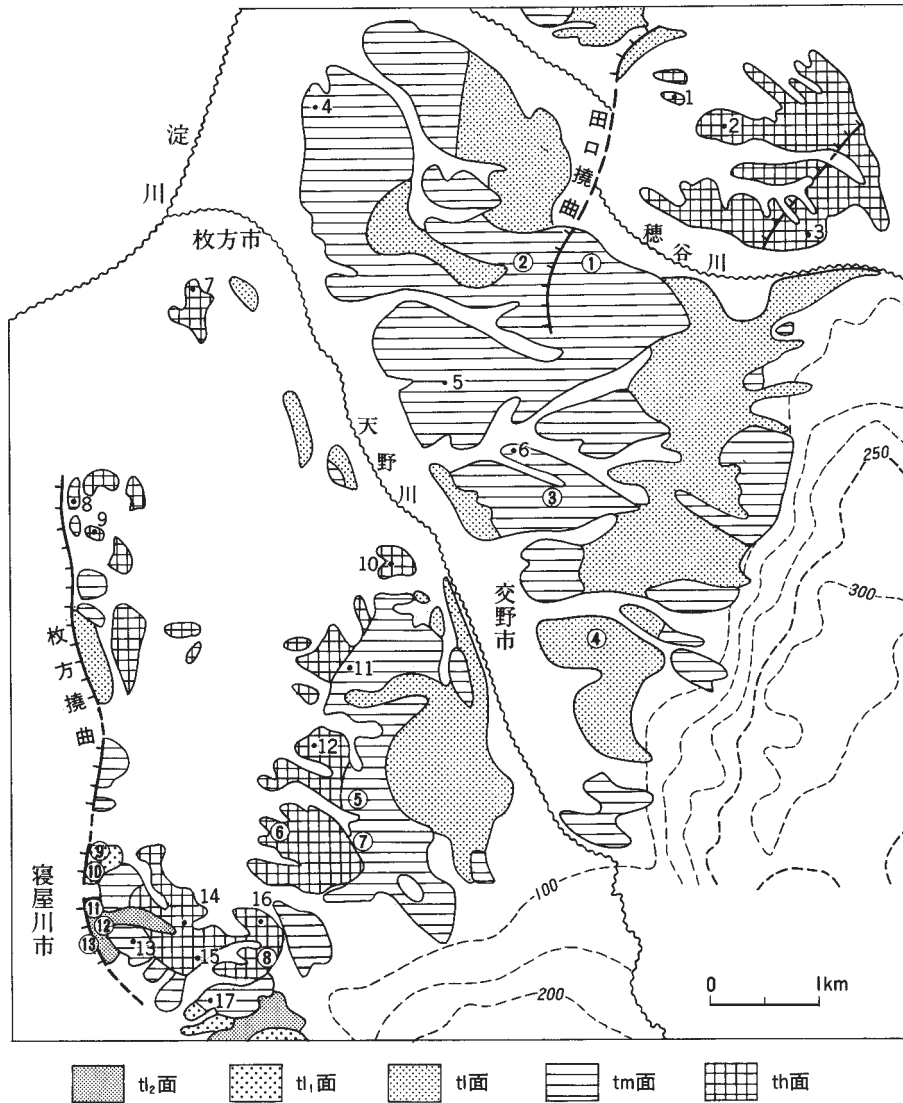
この地域では、舟橋川・穂谷川・天野川・寝屋川などの中規模な河川の周辺に新旧の段丘面が広く発達しており、高谷・市原 (1961) ・三田村 (1992) によって、高位・中位・低位の3つに区分されている、それぞれの段丘面は、実際には更に多くの段丘面に分かれ、その上、断層活動に伴うゆるやかな変形を受けており、各段丘の境界も決して明瞭ではない。

本報告でも高谷・市原 (1961) の区分におおむね対応するth・tm・tlの3グループに区分したが、各グループは多くの段丘面の集合体である (第41図)。

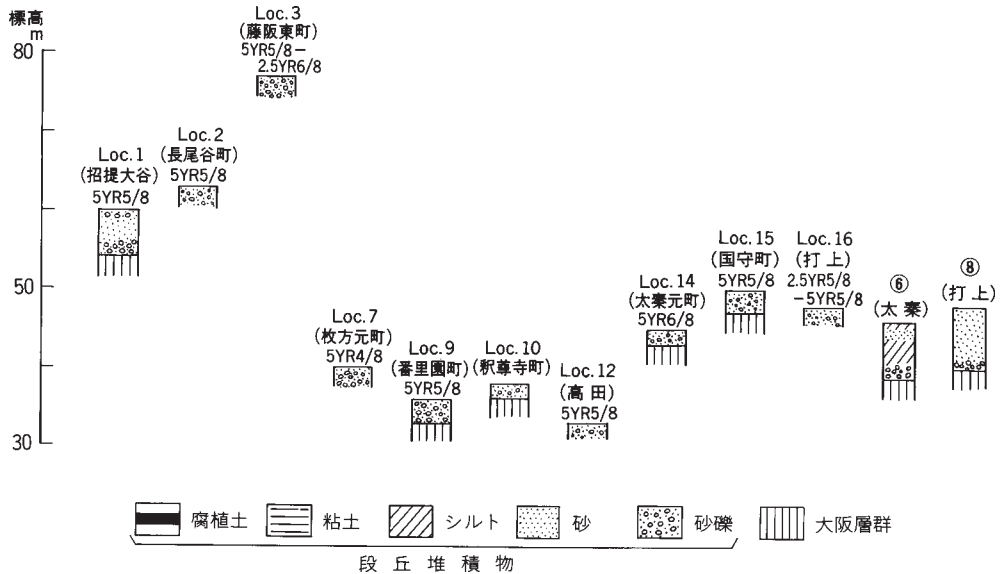
まず、th面堆積物は枚方市中部のJR長尾駅周辺に広く分布し、大阪層群を不整合に覆う礫がちの堆積物 (高谷・市原, 1961の長尾層) から構成されている。

Loc.1 (招提大谷) では、大阪層群の海成粘土層及びこれを覆う厚さ約6mの砂・シルト・礫層を不整合に覆って、厚さ約6mの砂礫層が堆積しており、これがth面堆積物である。最大径14cmで主にチャートからなる亜円-亜角礫から構成され、最上部の厚さ2mの範囲は5YR5/8の色調を示している (第42図)。

Loc.2 (長尾谷町) でも、大阪層群を覆うth面堆積物 (最大径10cmの亜円礫) が少なくとも2.5m以上の厚さで堆積しており、色調5YR5/8の赤色風化殻が見られる。また、Loc.3 (藤阪東町) でも、厚さ3m以上のth面堆積物 (最大径8cmの亜円礫) が見られる。堆積物の最上部では厚さ1mの砂-シルト層 (フラッドローム) が5YR5/8-2.5YR6/8の色調を示している。



第41図 枚方丘陵から交野丘陵にいたる地域の段丘面の分布



第42図 枚方・交野・寝屋川地域のth面堆積物に関する地質柱状図

枚方丘陵の周辺にもth面が分布している。特に、丘陵の南部で開析が著しいものの、かなり広範囲に分布している。一方、丘陵内でもth面が点在するが、堆積原面が残されている範囲は少ない。

Loc.7 (枚方元町) では、市原編 (1993) に、1959年当時の露頭状態が詳しく記載されている。これによると、大阪層群を不整合に覆う厚さ12-13mの段丘堆積物が認められ、下位から砂礫層・海成粘土層・砂礫層となり、海成粘土はMa12相当と考えられている。現在、砂礫層の一部が観察できるが、最大径10cmの亜円礫から構成され、マトリクスは5YR4/8の色調を示している。

Loc.9 (香里園町) でも、th面堆積物に属する砂礫層 (最大径15cmの亜円礫) が大阪層群を不整合に覆って3m程度の厚さで堆積している。チャートの他花崗岩礫・砂岩礫をわずかに含む堆積物は、5YR5/8の色調を示している。丘陵東部のLoc.10 (釈尊寺町) では、大阪層群の粘土層を不整合に覆って、厚さ約2mのth面堆積物 (最大径2cmの亜円礫と砂) が堆積し、5YR6/8の色調を示している。

一方、丘陵南部のLoc.12 (高田) では、最大径3cmの礫を含む粗粒砂層が見られ、5YR5/8の色調を示している。Loc.14 (太秦元町) では、大阪層群の海成粘土層 (厚さ4m) とそれを覆う砂層 (5m) を不整合に覆って、厚さ約2mの砂礫層 (th面堆積物) が見られる。この砂礫は最大径5cmの亜円礫で主にチャートからなり、わずかに花崗岩や砂岩の礫を含んでいる。そして、マトリクスは5YR5/8の色調を示す。また、Loc.15 (国守町) では、大阪層群の粘土-砂礫層をゆるやかな谷状に浸食して、厚さ3mのth面堆積物が堆積している。これは、最大径5cmの礫を含む花崗岩質の砂層から構成され、5YR5/8の色調を持っている。Loc.16 (打上) でも類似の堆積物が見られ、2.5YR5/8-5YR5/8の赤さを示している。

ボーリング資料からもth面堆積物の情報が得られる。以下ボーリング資料については、層相とN値から解釈した結果をのべる。まず、⑥ (太秦) では層厚 7mのth面堆積物が大阪層群の粘土-シルト層

を覆っているが、th面堆積物の最下部には厚さ1.7mの砂礫層があり、それより上位はシルト-砂層で構成されている。⑧（打上）では、層厚8mのth面堆積物が大阪層群のシルトを覆っているが、最下部の1.2mは砂礫層、それより上位は砂層で構成されている。

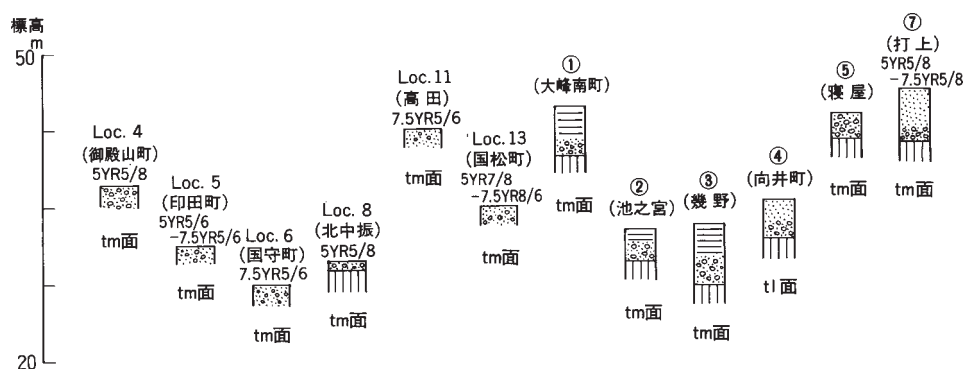
tm面は枚方丘陵と交野丘陵の間の地域に広く発達している。この範囲では、小河川による開析を受けているものの、堆積原面はよく保存されている。そして、この中でも多くの面に分かれ、おおむね北西部が古く、南東部ほど新しくなる傾向にある。

このグループの中でも最も高位にあるLoc.4（御殿山町）でのtm面堆積物は、厚さ3m以上の砂礫層（最大径10cmの亜円-亜角礫）から構成され、マトリクスは5YR5/8の色調である（第43図）。Loc.5（印田町）では、最大径6cmの礫及び砂層からなり、5YR5/6-7.5YR5/6の色調を示している。近接するLoc.6（国守町）では、最大径5cmの礫を含む砂層（3m以上）からなり、7.5YR5/6の色調を示す。

枚方丘陵西部のLoc.8（北中振）^{なかつぶり}では、大阪層群の砂-シルト層を不整合に覆って約1mのtm面堆積物が見られる。これは、最大径8cmの亜角-亜円礫から構成されており、全体に5YR5/8程度の赤みを帯びている。また、Loc.13（国松町）では、最大径7cmの亜角-亜円礫を含む粗粒砂層が2.5m以上の厚さで認められるが、礫の大半はチャートで花崗岩や砂岩礫もわずかに認められる。そして、上部の1mには少し赤み（5YR7/8-7.5YR8/6）が見られる。同東部のLoc.11（高田北方）では最大径3cmの礫を含む粗粒砂層が2m以上の厚さで堆積しており、上部1mは7.5YR5/8を示す。

ボーリング資料からも、tm面堆積物の情報が得られる。①（大峰南町）と②（池之宮）では、大阪層群の粘土層を覆って、層厚4-5mのtm面堆積物が認められ、いずれも、下部は砂礫層、上部は粘土層で構成されている。また、③（幾野）では大阪層群の粘土層を覆って、層厚8mのtm面堆積物が見られ、下部は砂礫層、上部は粘土層で構成されている。

一方、⑤（寝屋）では大阪層群の砂層を覆って、tm面堆積物と考えられる厚さ3.4mの砂礫層が認められる。また、⑦（打上）では、大阪層群の粘土層を覆う厚さ7mのtm面堆積物が見られるが、最下部は砂礫層、中-上部は砂-シルト層で構成されている。この近くの露頭ではtm面堆積物最上部の砂



第43図 枚方・交野・寝屋川地域のtm・tl面堆積物に関する地質柱状図

層（地表下1mまで）が観察できるが5YR5/8-7.5YR5/8の色調を示している。

一方、t1面は、多くの場合tm面を開析する浅くて幅の広い河谷の周囲に発達している。また、交野丘陵の西縁では、丘陵縁辺のtm面を開析する扇状地面として広く発達している。t1面はほとんど開析を受けておらず、堆積物も赤色風化殻を持たない。

t1面堆積物についてもボーリング資料から情報が得られる④（向井田）では、厚さ 5mのt1面堆積物が大阪層群の砂層を覆って堆積しており、下部は砂礫層、上部は砂層で構成されている。

この地域の段丘面について、t1面は赤色風化を受けていないことなどより、約8万年前の最終亜間氷期より後に形成された可能性が高い。tm面は、約13万年前の最終間氷期から最終亜間氷期にかかる頃（13万年前-8万年前）に、th面はそれ以前に形成されたものと思える。一方、市原編（1993）は、Loc.7付近の堆積物（本報告のth面グループで最も低位にある）中の海成粘土層をMa12に相当すると考えている。この説に従えば、本報告でのth面は最終間氷期を含めて、これ以前に形成されたことになる。

VI. 2 生駒山地の西麓地域

この地域では、山地西縁の断層崖を流下する多くの小河川によって形成された扇状地面が、山麓線から2kmの範囲内に連続している。大半がt1面に相当するが、更にt1₁・t1₂面に区分が可能である。また、tm面もわずかに分布している（第44図）。

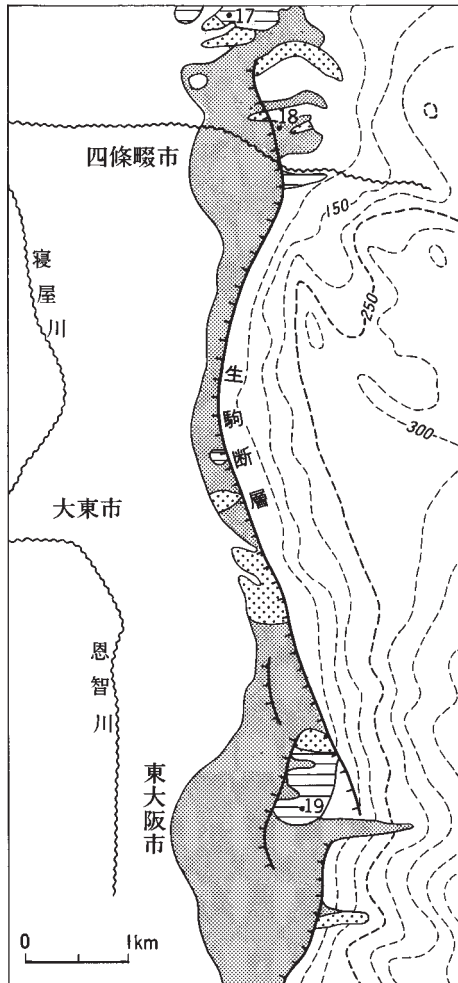
Loc.18（四條畷市清瀧）では、t1₂面堆積物の最上位には、大阪層群の粘土・砂層を覆って、最大径3cmの礫を含む粗粒砂層が1.2mの厚さで堆積し、これを厚さ45cmの腐植土層（層厚13cmの粗粒砂層をレンズ状に含む）が覆い、更に上位に厚さ80cmのシルト層が認められた。これらは一連のt1₂面堆積物で腐植土から得た試料の放射線炭素年代測定値は28,270±250年B.P.（Beta-112395：補正年代）である（第45図）。

生駒山地の北端付近に分布するtm面堆積物は、Loc.17（国守町）では、シルト・粗粒砂・砂礫層（5cm以下の細礫）からなり、2m以上の厚さで堆積しており、上部は5YR5/8の赤みを呈している。

生駒山地の西縁でも扇状地性のtm面がわずかに分布しているが、多くは断層活動の影響を受けて西に向かって急傾斜している。Loc.19（東石切4丁目）では、最大径40cmの花崗岩由来の亜円-亜角礫から構成されるtm面堆積物が3m以上の厚さで堆積しており、上部のマトリクス（砂）は5YR5/8の色調を呈している。

寝屋川市太秦-高宮地域では、ボーリング資料からの情報が得られている。⑨・⑩（太秦）では厚さ5-8mのt1₁面堆積物（ほとんど砂-砂礫層）が大阪層群の粘土層を覆って堆積している。⑪・⑫（高宮）では層厚4-5mのt1₂面堆積物が大阪層群のシルト層を覆って堆積しているが、いずれも下部は砂礫層、上部は粘土-砂層となる。これが、わずかに西方⑬より 50m西の⑬（高宮）では、層厚7mの砂層となる。この位置からはt1₂面堆積物が沖積面堆積物の下に埋没していると見られ、最上部の2m程度は沖積層に相当すると考えられる。

この地域において、t1₂面は2-3万年前で関東地域の立川面相当、t1₁面は5-6万年前で武蔵野面相当、そして、赤色風化殻を伴うtm面は最終間氷期あるいはその後の亜間氷期前後の形成で8-13万年前頃



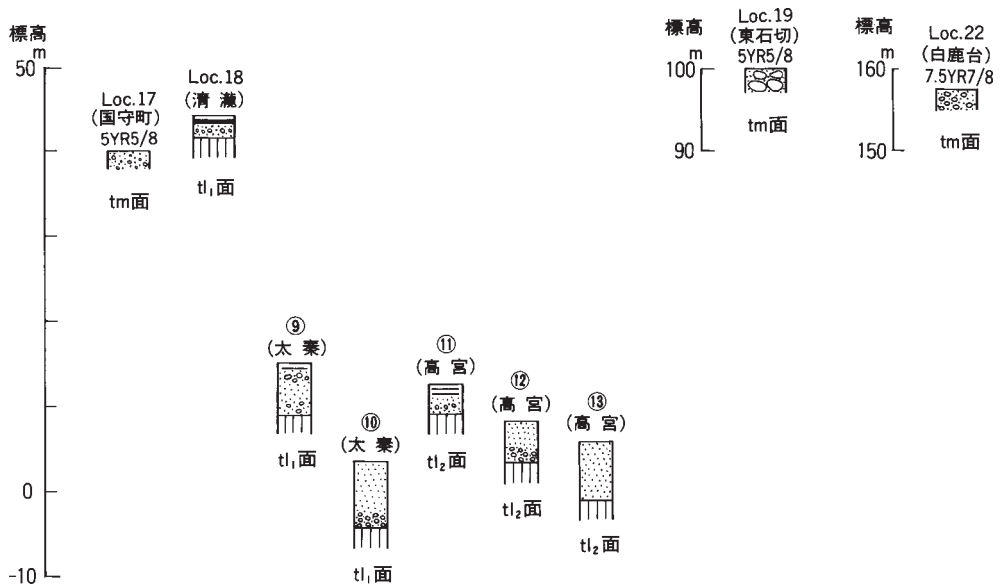
第44図 生駒山地西麓における段丘面の分布
凡例は第41図に同じ

と推定される。

VI. 3 千里丘陵周辺地域

千里丘陵の東縁付近には丘陵を開析する小河川による小規模な扇状地性段丘面として、 $t_m \cdot t_{l_1} \cdot t_{l_2}$ の各段丘面がわずかに分布している（第46図）。

丘陵の北縁は勝尾寺川やその支流による河岸段丘面が発達している。また、安威川の東側にも扇状地性の段丘面が広く分布している。寒川（1978）は、これらを $t_h \cdot t_m \cdot t_{l_1} \cdot t_{l_2}$ の段丘面に区分しており、各段丘面の形成年代を、 t_h 面は20万年前前後、 t_m 面は 10 ± 2 万年前、 t_{l_1} 面は5-6万年前、 t_{l_2} 面は2-3



第45図 生駒山地周辺の段丘堆積物に関する地質柱状図
凡例は第42図に同じ

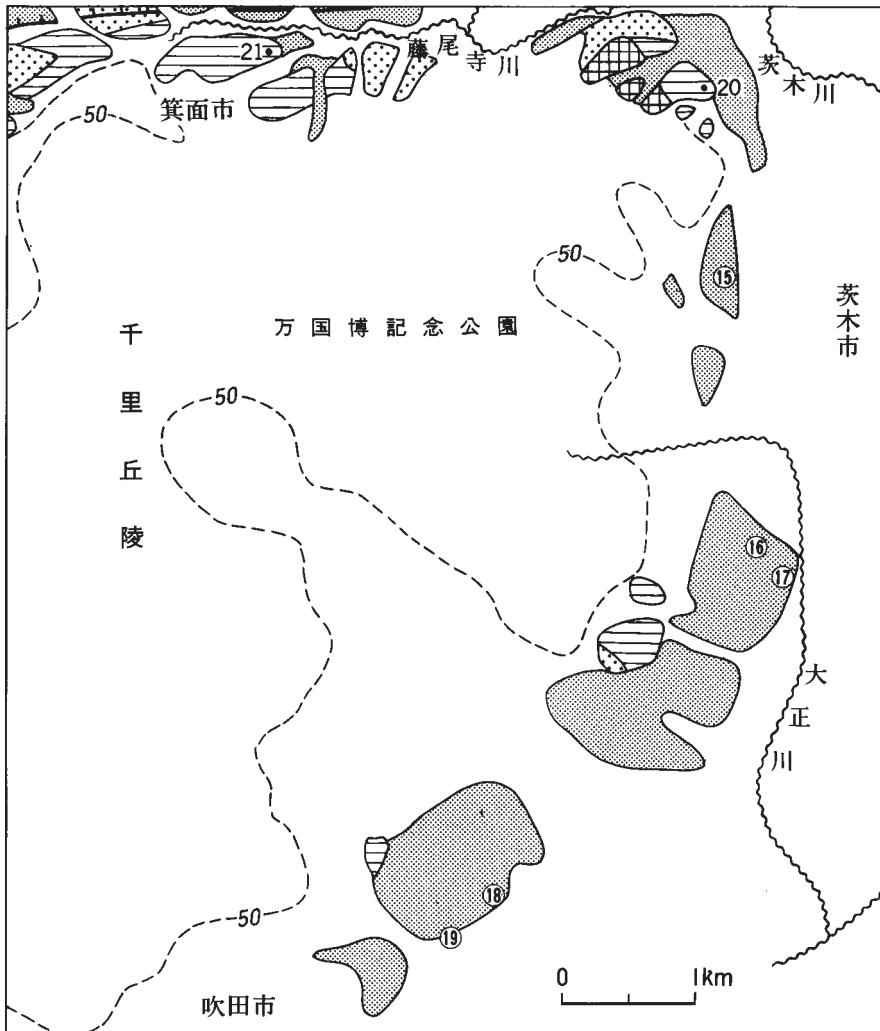
万年前としている。本稿でのこの地域の段丘面区分もこれとほぼ一致している。

tm面について2箇所堆積物が観察できる(第47図)。まず、Loc.20(郡)では、最大径10cmの亜円-亜角礫からなる堆積物が2m以上の厚さで堆積しており、マトリクスの砂は7.5YR5/6-5YR5/6の色調を示している(第47図)。Loc.21(小野原)では、最大径26cmの亜円-亜角礫からなるtm面堆積物(砂岩礫が多い)が、大阪層群の粘土-砂層を不整合に覆って2.5mの厚さで堆積しており、地表付近は7.5YR5/6の赤みを持っている。

tl面堆積物についてはボーリング資料から検討できる。まず、安威川の東側に広く分布するtl1面について⑭(昭和台町)では、厚さ8mの砂礫層が認められ、この上位に層厚4mの粘土層が堆積している。千里丘陵東縁に位置する⑮(見付山)では、層厚7mのtl2面堆積物が認められ、下部は砂-砂礫層、上部は粘土層で構成されている。また、⑯・⑰(天王)でも、層厚6-7mのtl2面堆積物が見られ、下部は砂礫層、上部は砂層で構成されている。更に、⑱(岸部)では、層厚6mのtl2面堆積物が大阪層群の砂層を覆っており、下部は砂礫層、上部は砂層で構成されている。この西にある⑲(岸部)ではtl2面が沖積面下にやや埋没しており、砂礫層を覆って約2mの粘土層(沖積層)が堆積している。

VI. 4 生駒丘陵及び奈良丘陵

この地域では丘陵内を南及び北流する富雄川・天野川・竜田川などに沿う河岸段丘としてtm・tl1・tl2面が形成されている。この中でtm面になると赤色風化殻が認められるようになり、Loc.22(白鹿台)では、最大径10cmの亜円-亜角礫からなるtm面堆積物が3m以上の厚さで堆積しており、最上部のマト



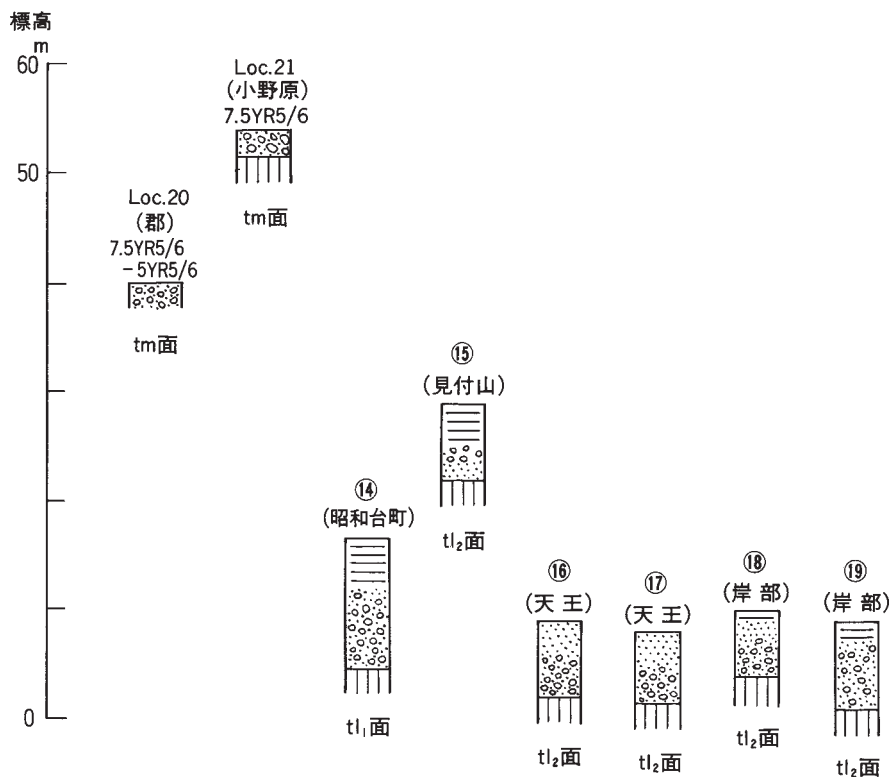
第46図 千里丘陵周辺における段丘面の分布
凡例は第41図に同じ

リクスの砂が7.5YR7/8の色調を示している（第45図）。

段丘面の区分の他、段丘面の形成年代も生駒山地西縁や千里丘陵周辺と同じである。

VI. 5 大阪平野地下の段丘相当層

平野の地下では、大阪層群から連続して上部更新統-完新統が重なっている (Ikebe *et al.*, 1970) 。これらは下位から上町層、天満層及び難波累層に区分され (山根, 1930 ; 古谷, 1978) , 上町層は中位段丘相当、天満層は低位段丘相当、難波累層は沖積層に相当する。これら上部更新統-完新統中にも3層



第47図 千里丘陵周辺の段丘堆積物に関する地質柱状図
凡例は第42図に同じ

の海成粘土層が挟まれる。高位段丘相当層中にMa11層が挟まれる。

上町層は上町台地の地下を模式地とし、下位より厚さ5-7mの礫層、厚さ0-11mの貝殻を含む海成粘土層 (Ma12)、及び厚さ4-12mの砂・礫層からなる (市原, 1970; 西垣・藤田, 1985)。

天満層は、大阪市北区天満を模式地とし、山根 (1930) により命名され、Ma12層を含む地層を不整合に覆い、下位より厚さ5-12mの砂・礫層、厚さ6-14mの粘土・シルト層、厚さ12-20mの砂・礫層からなる (梶山・市原, 1972)。

主に完新統の難波累層 (池辺, 1952; 梶山・市原, 1972) は、下部は主に砂層から、中部は粘土層から、上部はシルト層や礫層を挟む厚さ5-10mの砂層から成る。中部の粘土層はMa13 (梶山・市原, 1972; 前田, 1977) と呼ばれ、縄文海進期の堆積物と考えられている (前田, 1977)。

VII. 沖積層 (a, r, l)

(寒川 旭)

大阪平野に広く発達する沖積低地には、低位段丘堆積物に相当する天満層（山根，1930）を覆って、沖積層（池辺，1952の難波層）が厚く堆積している。

日本建築学会近畿支部・土質工学会関西支部編（1966）と土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編（1987）は、主に淀川以南の地域について、膨大な量のボーリング資料を用いて、沖積層の深度分布や層相を明らかにした。

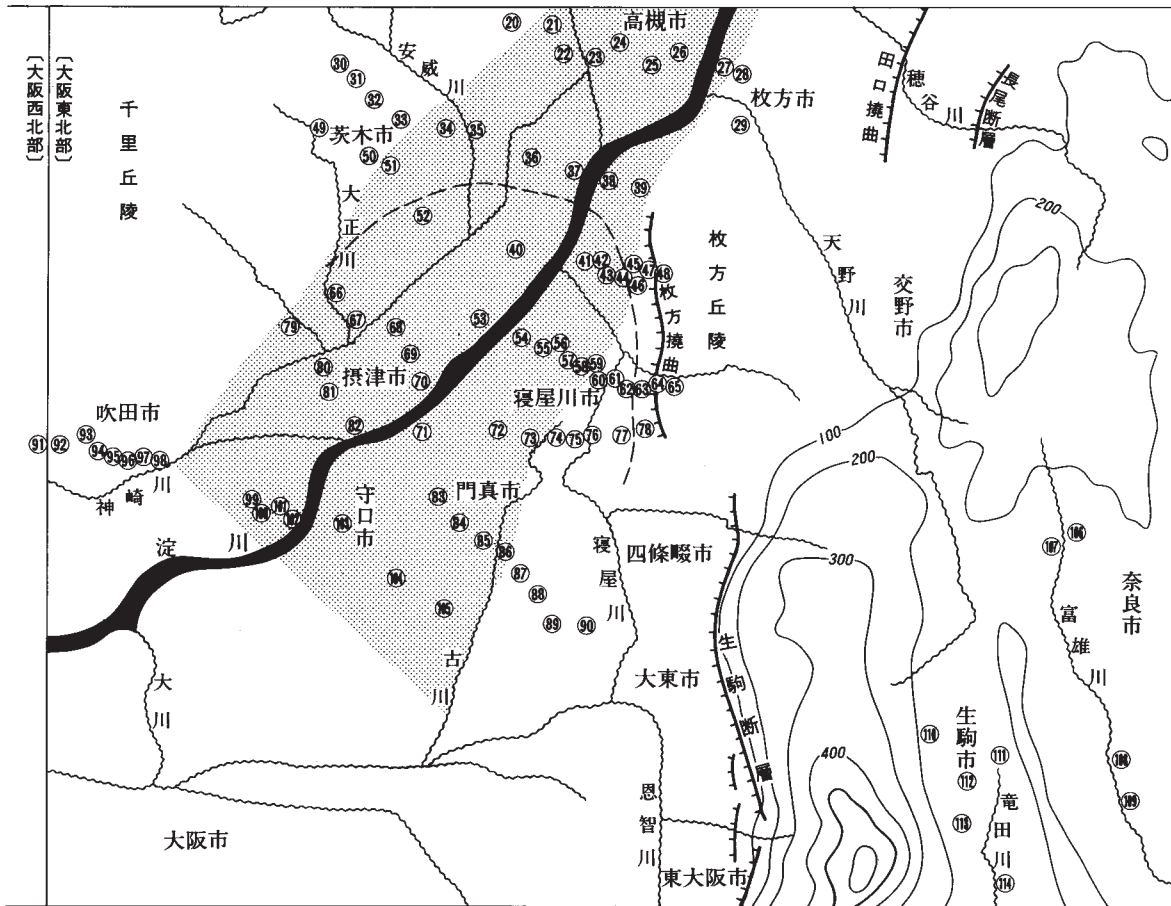
これによると、本図幅地域中・南部地域では深さ15-20mまで沖積層が堆積していることがわかる。また、沖積層も砂・シルト層からなる下部層，海成粘土層を主体とする中部層（古谷，1978の難波累層中部層；藤田・前田，1969の中部粘土層），砂・シルト層からなる上部層に3区分されている。

本報告では、上記の文献であまり詳しく取り上げられていない淀川以北の地域について、公共の建築物に関するボーリング資料を収集し、地下地質の概要を紹介したい。第48図にはボーリング資料の位置を示し、第49図では代表的なボーリング資料にN値を表示したものを示した。

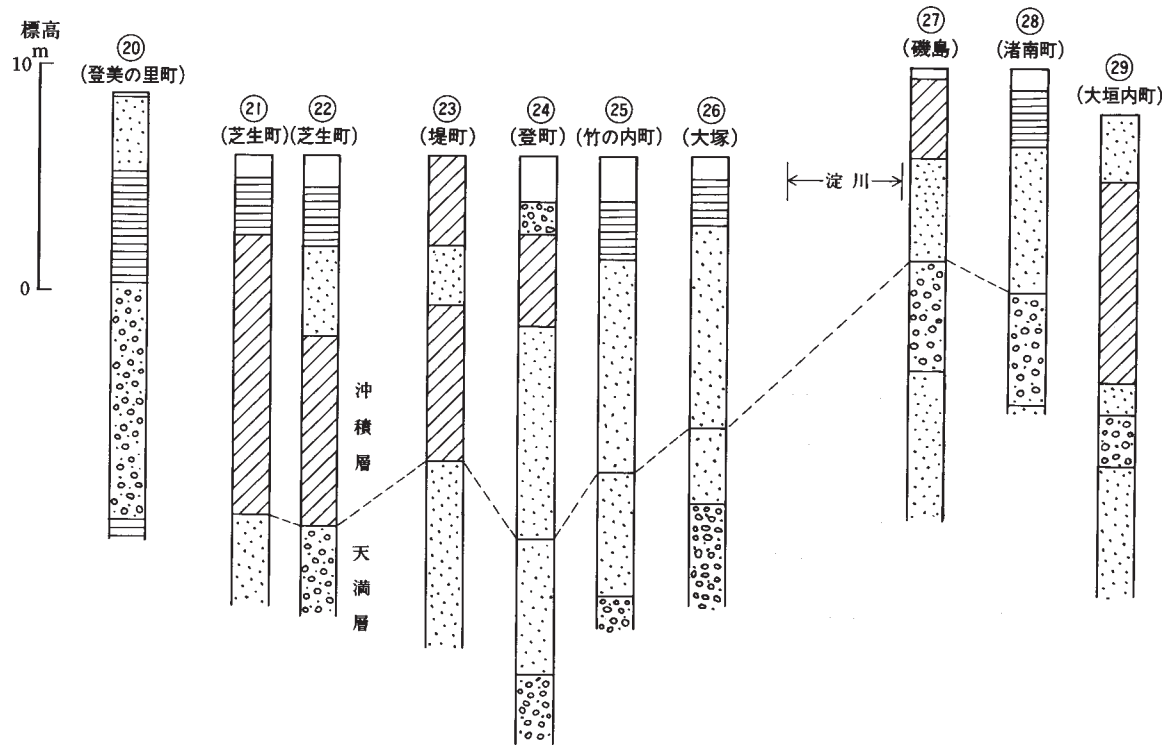
高槻市南部から枚方市にかけて、西北西-東南東方向の柱状図を示した（第50図）。淀川以西の高槻市域では、㊶（登美の里町）を除いて、㊴（芝生町）- ㊵（大塚町）の区間は、地表からの深さ10数m（海拔-10m付近）までは、細粒でN値の小さい（粘土-シルトでN値が5以下，砂で15以下）堆積物が堆積している。そして、その下に固結度の高い（N値が50以上の）砂・砂礫層が見られる（第49図）。淀川を越えて枚方市域の㊷（磯島）・㊸（渚南町）では、柔らかい細粒堆積物の下限が海拔0m付近になる。上述のN値の高い砂・砂礫層は旧淀川によってもたらされたものと考えられ、前述の天満層に対応するものと思える。これを覆う細粒堆積物が沖積層に相当するのであろう。

一方、㊹（大垣内町）は、淀川の支流である天野川に沿う沖積低地に位置しているが、深さ15m以下が大阪層群と思える砂層（N値50以上），これを覆う沖積層は、最下部の厚さ1.5mの砂礫層，更に層厚12mの細粒堆積物（N値10以下）である。

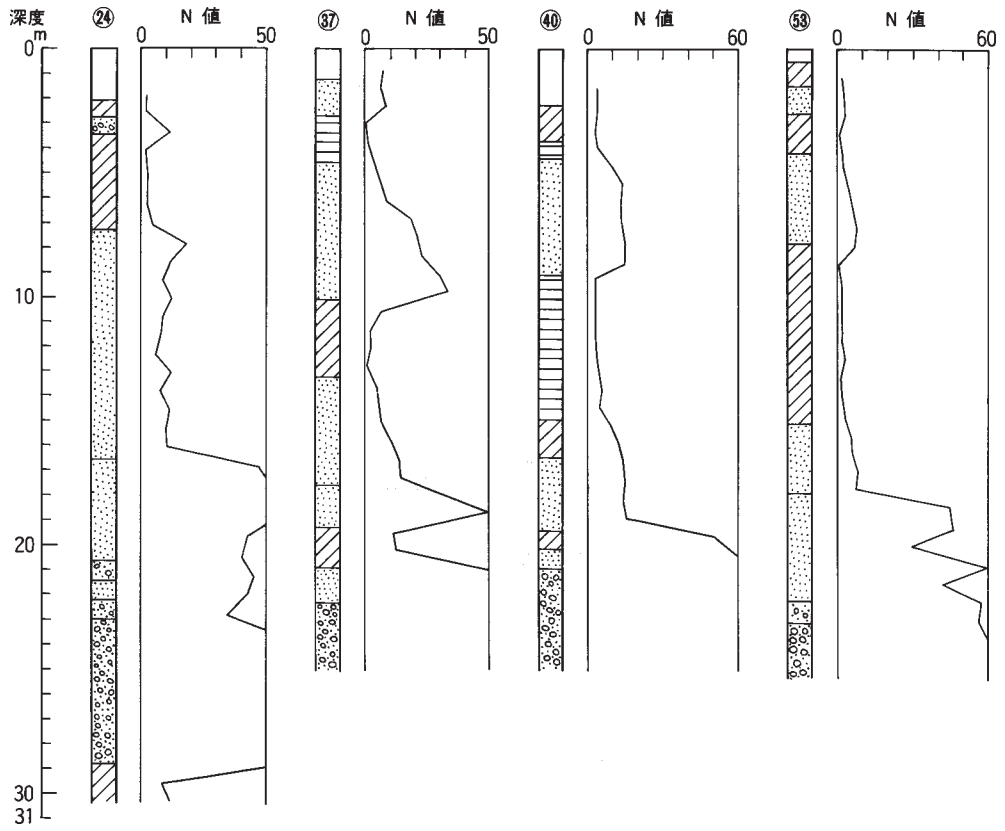
茨木市中部から高槻市南部を経て枚方市南部にいたる西北西-東南東方向の柱状図を第51図に示した。㊺（上穂積）- ㊻（舟木町）では、固結度の高い粘土（大阪層群の可能性が高い）を覆って砂・砂礫が堆積し、これが上位の柔らかくて細粒堆積物の多い地層（沖積層）に移行している。そして、㊼（桑田町）- ㊾（三島江），及び淀川の東にある㊽（光善寺）・㊿（出口）では、海拔-10- -13mまで比較的柔らかい地層（粘土のN値が5以下，砂が30以下，砂礫が40以下）が卓越しており、その下位に固結度の高い砂-砂礫層が厚く堆積している（第49図）。㊼- ㊿が古淀川の流れた範囲に当たる可能性が高く、



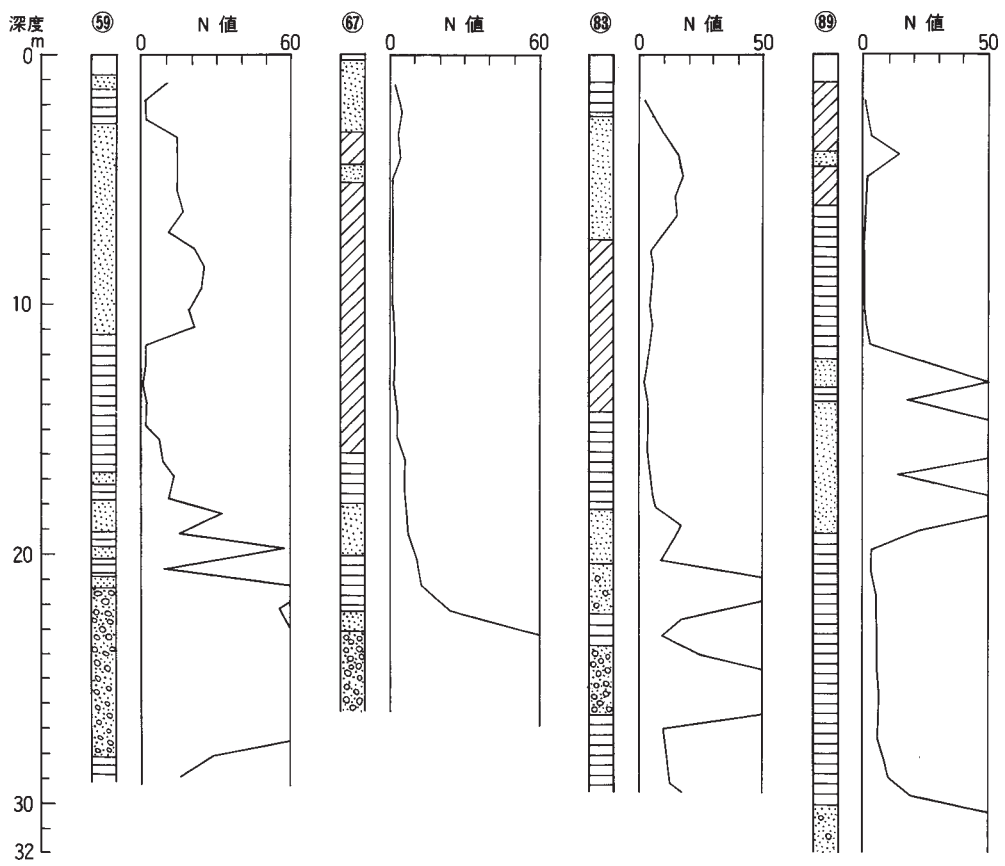
第48図 ボーリング柱状図に関する位置図

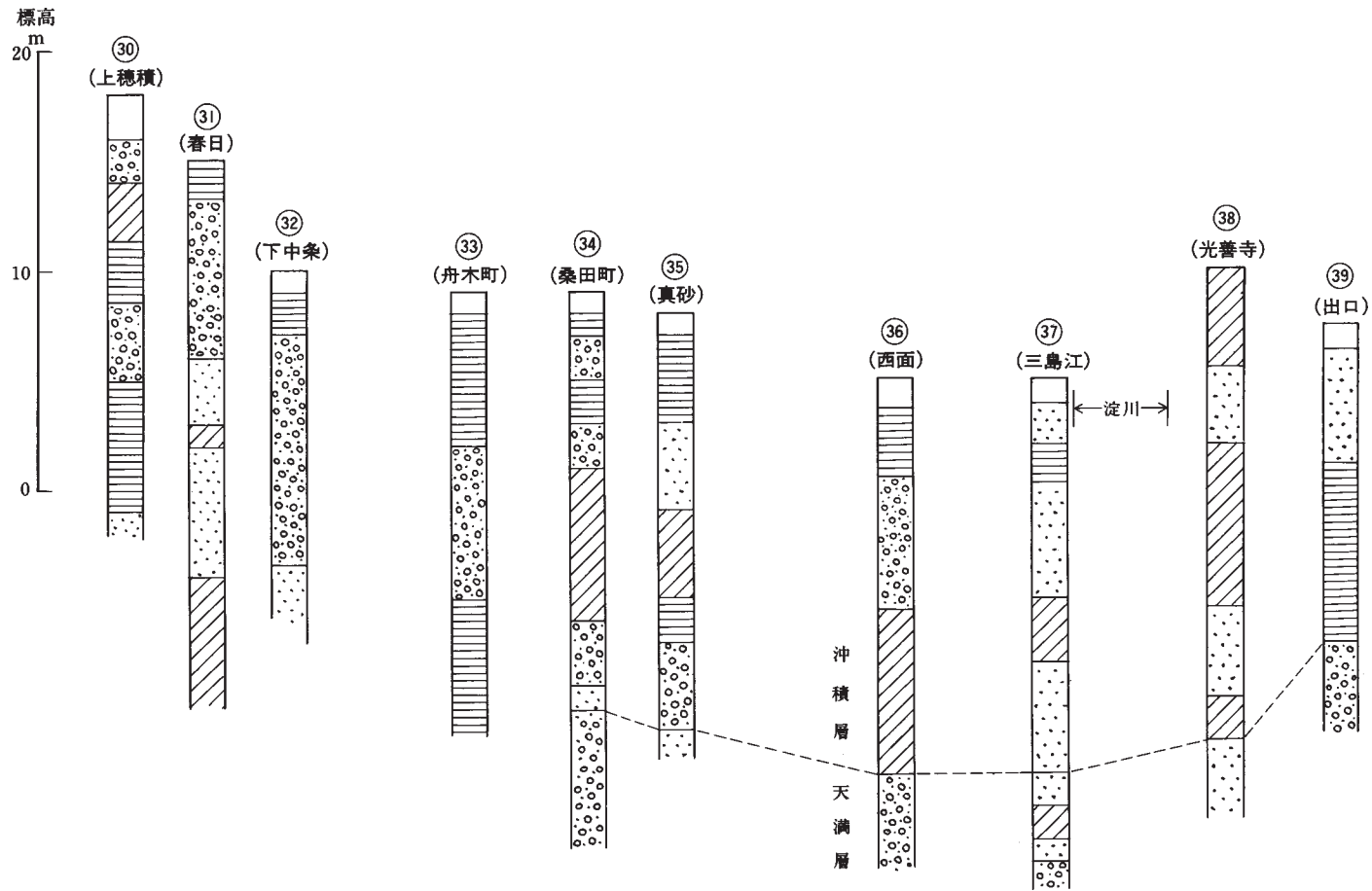


第50図 高槻市南部から枚方市にいたるボーリング柱状図
 凡例は第42図に同じ



第49図 主な地点における柱状図とN値





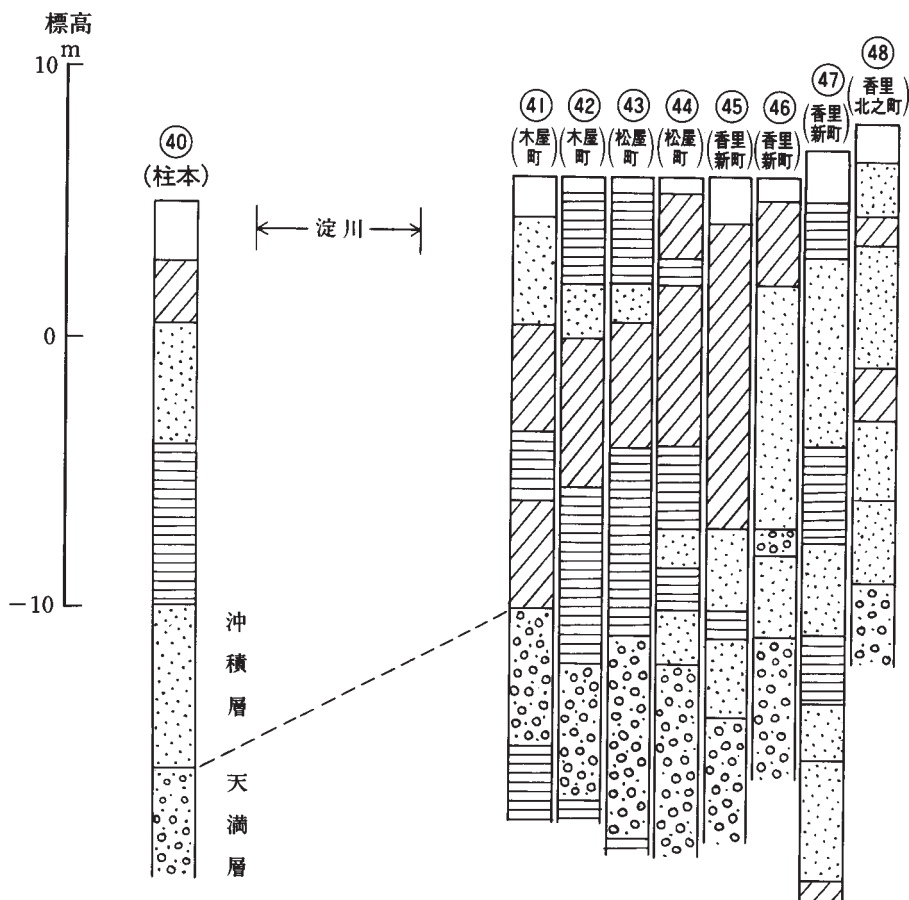
第51図 茨木市中部から枚方市南部にいたるボーリング柱状図
凡例は第42図に同じ

柔らかい地層が沖積層，下位の砂礫層が天満層に相当するものと思える。

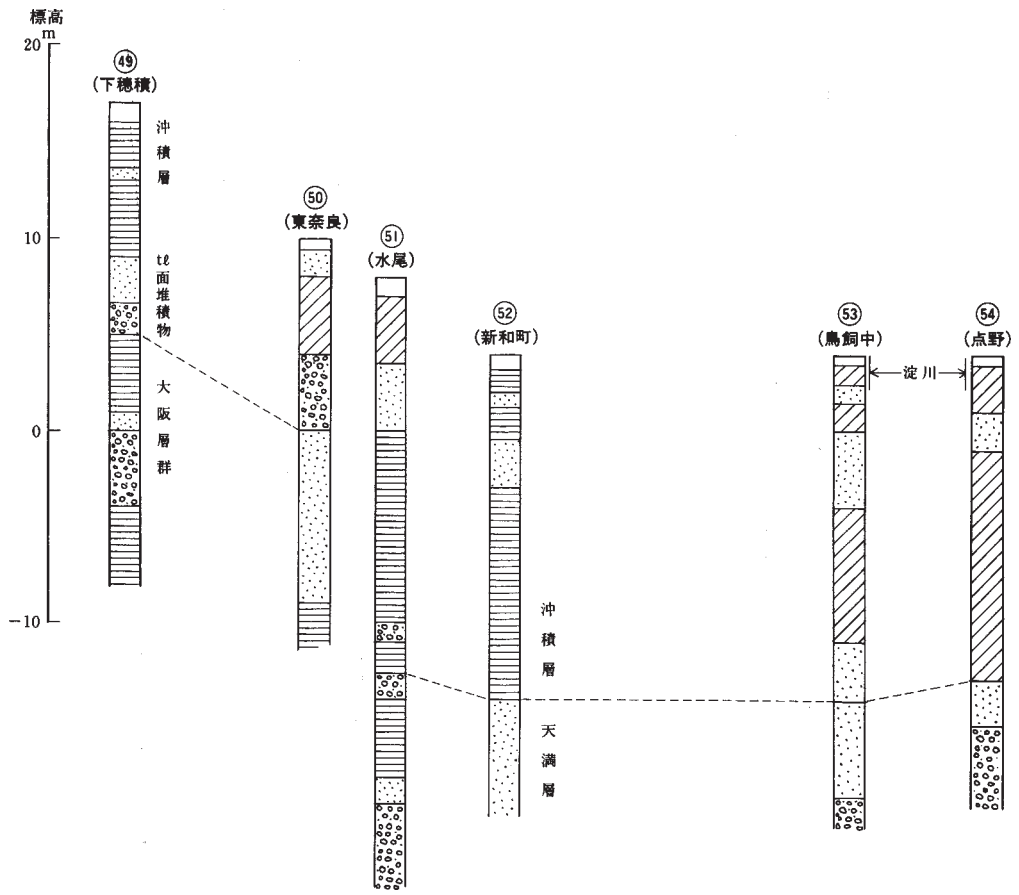
高槻市南端から寝屋川市の北部に至る柱状図を第52図に示した。高槻市の④⑩（柱本）では、海拔-16mを境にして下位はN値の高い砂礫層，上位は柔らかい砂層と粘土層から構成されている（第49図）。淀川を挟んで、寝屋川市の④①（木屋）-④⑥（香里新町）に至る区間では、海拔-10- -12mまでがN値の低い細粒堆積物，それより下位に固結度の高い砂礫層が堆積している。④⑦（香里新町）と④⑧（香里北之町）の間に枚方撓曲が存在するが、砂礫層と細粒堆積物との境界は、④⑦で海拔-16m，④⑧で-6mとなる。

第49図の④⑩は、海拔-16m以下に天満層，-10m- -16mが沖積層の下部層，-4m- -10mが中部粘土層，-4mより上が上部層に相当すると考えられ、大阪平野における地下地質の基本層序に模式的に対応している。しかし、淀川以東になると、沖積層は粘土・シルト層が卓越している。

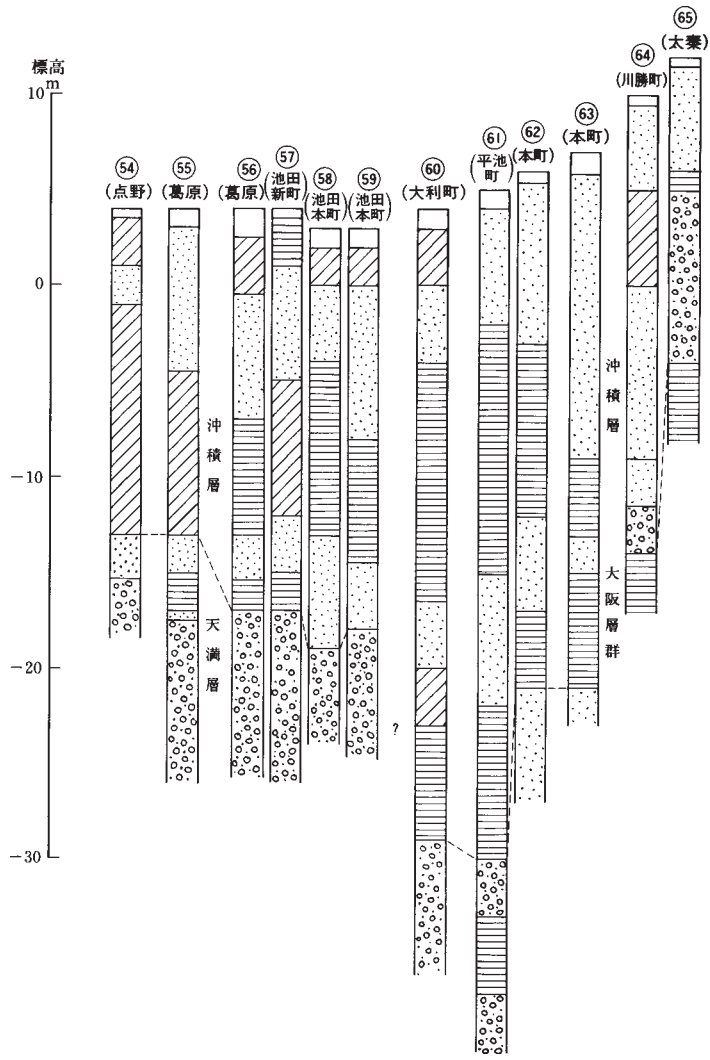
茨木市南部から摂津市の東部を経て、寝屋川市に至る柱状図を第53図に示した。④⑨（下穂積）では、

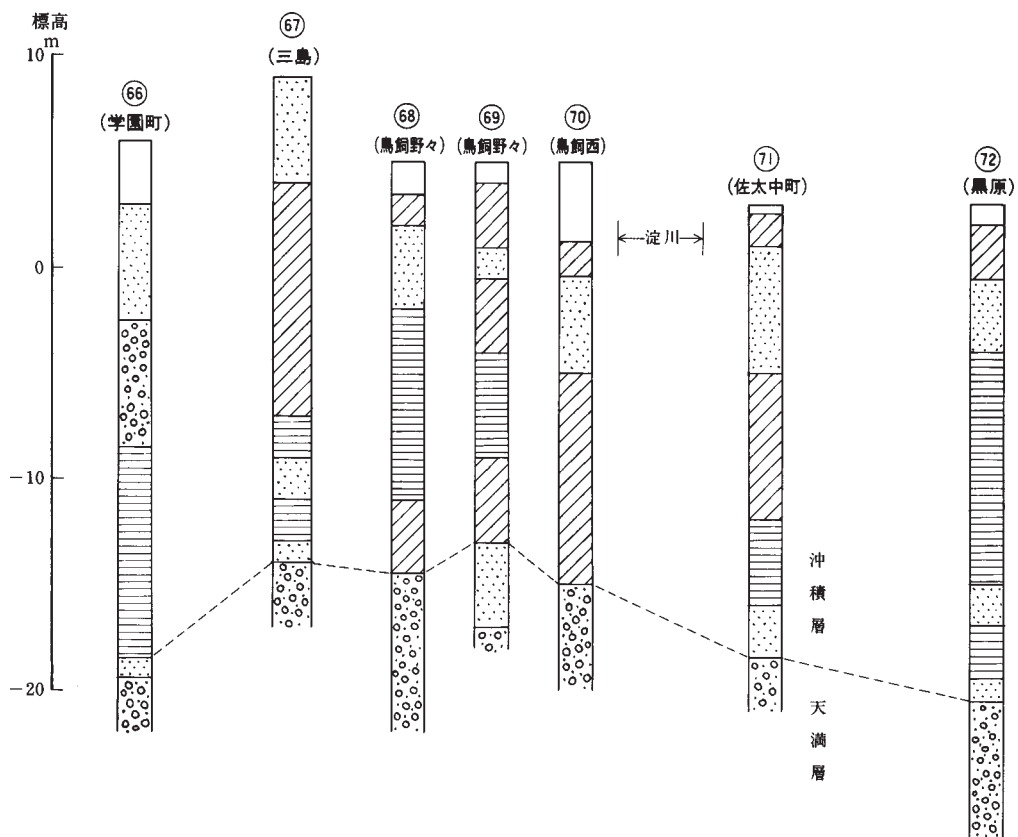


第52図 高槻市南部から寝屋川市北部にいたるボーリング柱状図
凡例は第42図に同じ

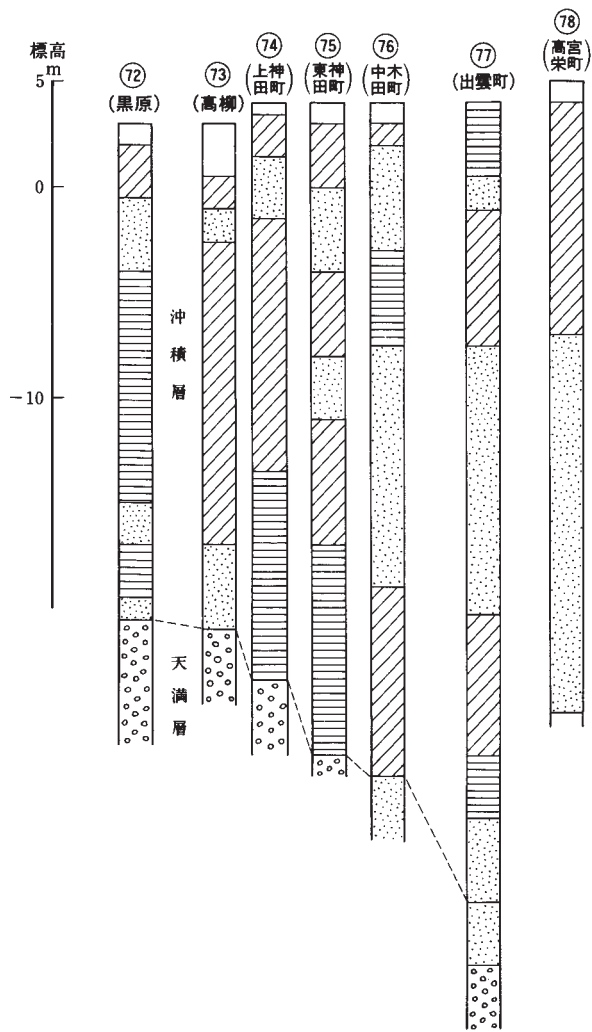


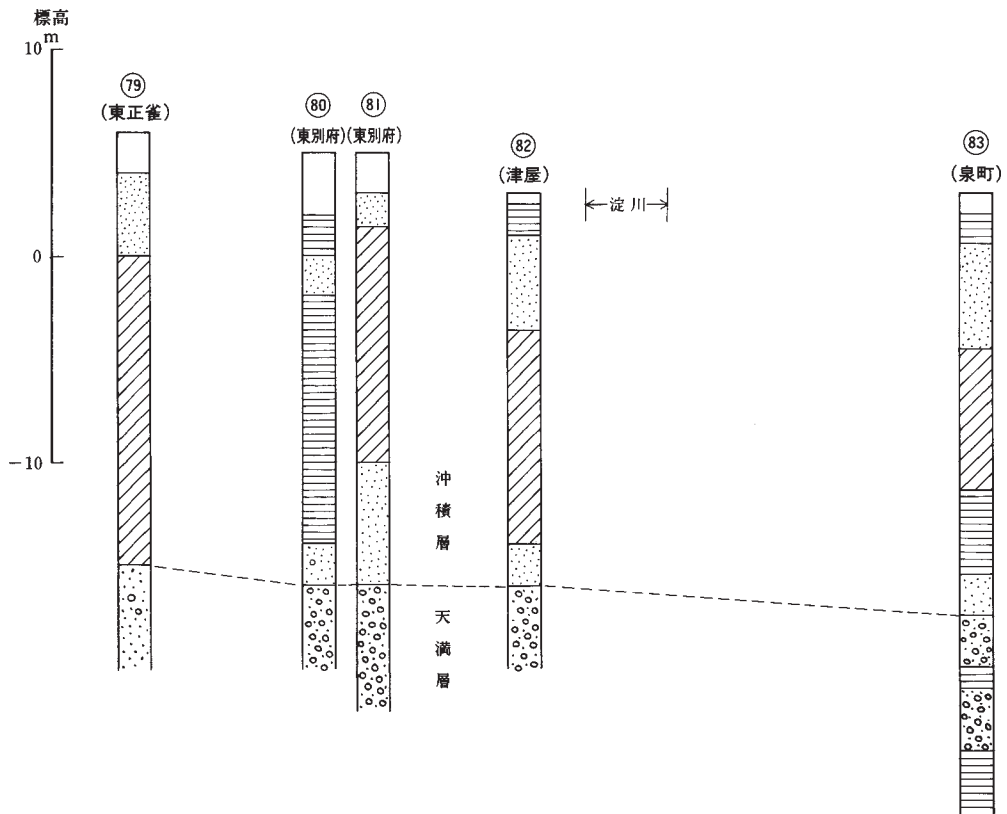
第53図 茨木市南部から寝屋川市にいたるボーリング柱状図
 凡例は第42図に同じ



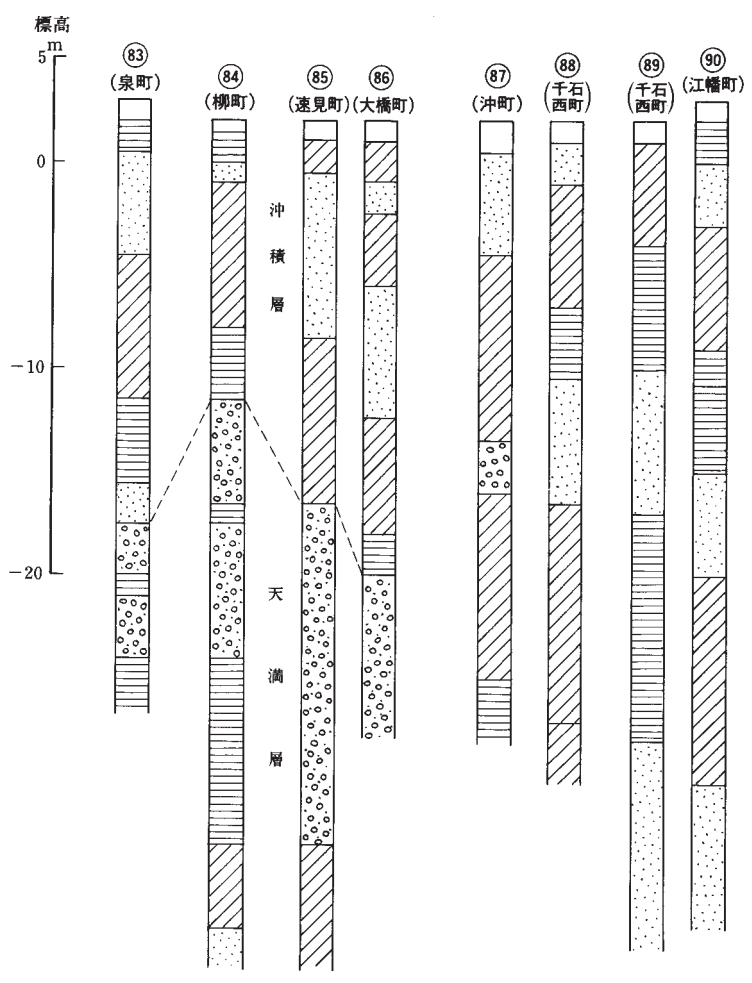


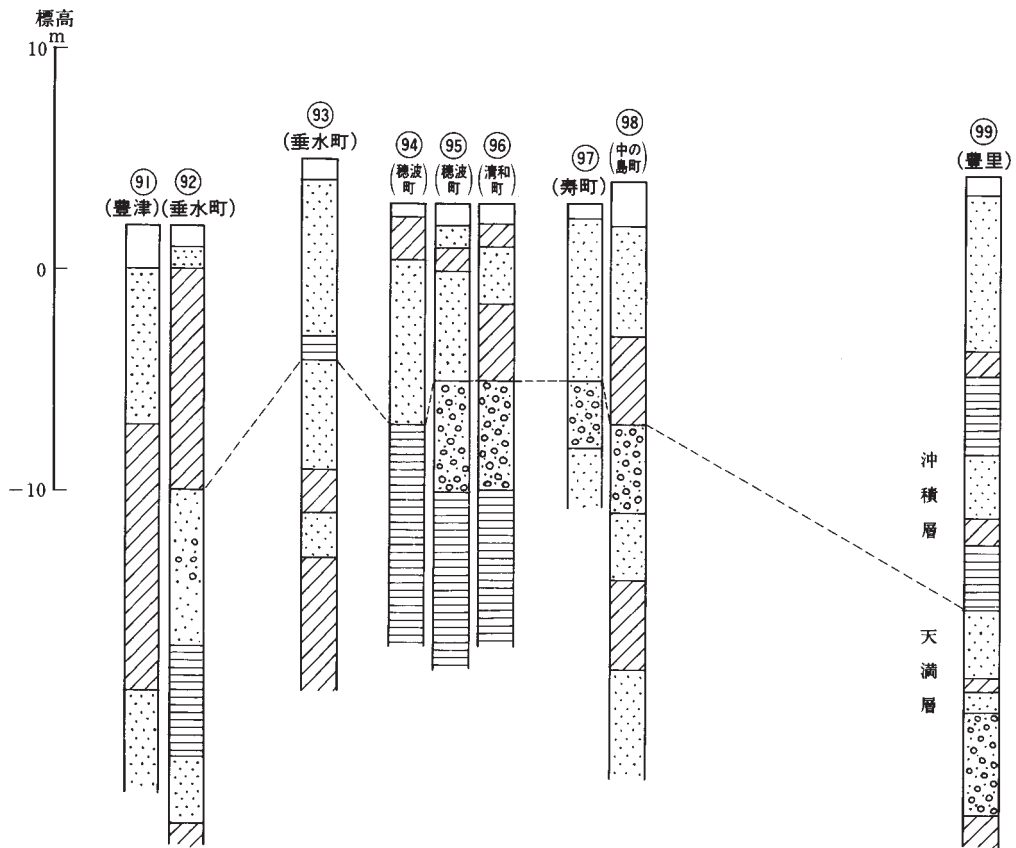
第54図 摂津市中部から寝屋川市南部にいたるボーリング柱状図
凡例は第42図に同じ



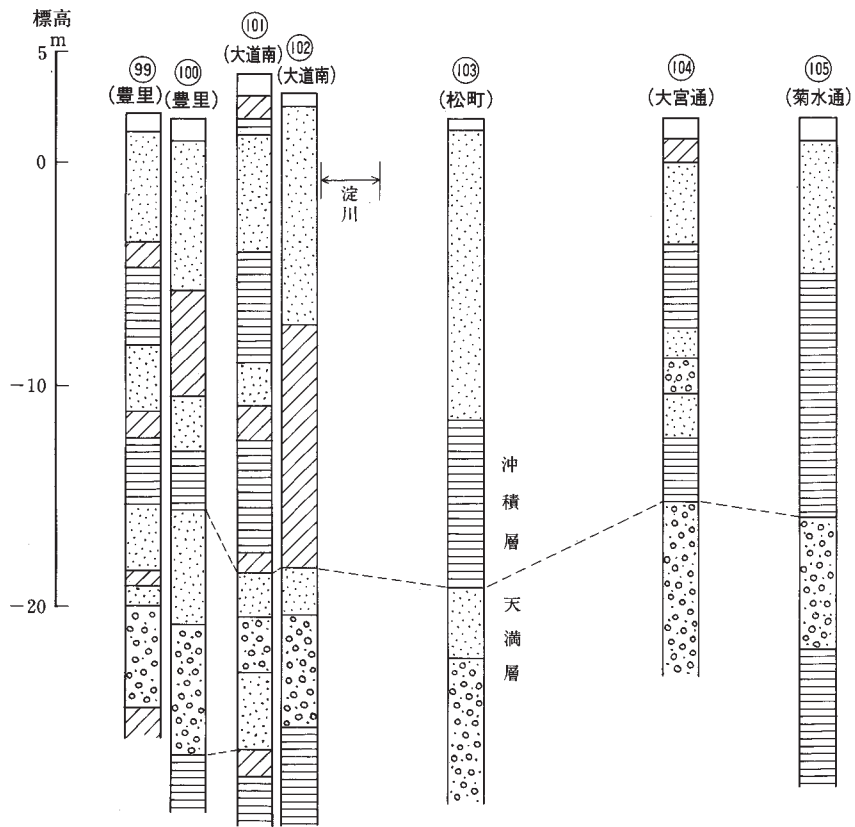


第55図 摂津市西部から門真市にいたるボーリング柱状図
凡例は第42図に同じ





第56図 吹田市から守口市にいたるボーリング柱状図
 凡例は第42図に同じ



深さ8-12m（海拔5-9m）までが砂-砂礫層で、それより上位はN値10以下の粘土層で構成されている。地形的に西側に分布する扇状地性の t_2 面が沖積面に埋没する位地にあるので、この砂-砂礫層が t_2 面の堆積物で、それより下に大阪層群が堆積している可能性が高い。㉔（東奈良）では、海拔0mより下位は固結度の高い砂層と粘土層が見られ大阪層群と考えられる。これを覆って砂礫層、更にシルト-砂層が堆積しているが、これらは古茨木川に沿って堆積した沖積層と考えられる。

㉕（水尾）から、淀川を挟んだ㉖（池田本町）に至る範囲では、海拔-14m- -18m付近まで、主として柔らかい粘土層（N値5以下）と砂層で構成され、それより下位には固結度の高い（N値60以上）の砂・砂礫層が厚く堆積している。柔らかい細粒堆積物はおおむね最下部が砂層、中-下部が粘土層、上部が砂層で構成されており、沖積層の下部層・中部粘土層・上部層に対比される。

㉗（^{おおとし}大利町）・㉘（平池町）では、N値が10以下の細粒堆積物が深さ33-35m（海拔-30m）まで厚く堆積し、その下位には固結度の高い砂礫層が堆積している。㉙・㉚（本町）でも、同じ傾向を示すが、柔らかい細粒堆積物の下限の高度が海拔-21m程度となって少し浅くなる。

枚方撓曲の推定位置付近の㉛（川勝町）では海拔-14mより下に大阪層群と思える固結度の高い（N値30以上）粘土層が堆積し、これを層厚7mの砂礫層が覆い、更に上位に柔らかい砂・粘土層が堆積している。撓曲の上盤側に位置する㉜（太秦）では、海拔-4mより下に大阪層群と見られる固結度の高い粘土層が堆積し、これを覆って礫を含む砂層（沖積層）が厚く堆積している。㉝から㉞にかけて沖積層の下限の高度が少し高くなるが、断層活動の影響による可能性がある。

摂津市中部から淀川を越えて寝屋川市南部にいたる柱状図を第54図に示す。㉟（学園町）から㊱（鳥飼西）、更に、守口市の㊲（佐太中町）や寝屋川市の㊳（黒原）・㊴（高柳）に至る範囲では、海拔-13m- -20mより上位ではN値の低い粘土層（5以下）・砂層（20以下）で構成されており、その下位に厚い砂・砂礫層が堆積している。

㊵（上神田町）から東では、柔らかい細粒堆積物と固結度の高い砂・砂礫層の境界の高度が急激に低くなる。㊶（出雲町）では海拔-34mになり、深度15-24mまでが砂層、その上下に柔らかな粘土層が堆積し、深度41m以下は砂礫層になる。㊷より東では、早い段階で古淀川の影響が及ばなくなった可能性が高い。

㊸（高宮栄町）では深さ11mまで柔らかな粘土層、それ以下が砂層となる。すぐ東では、 t_2 面堆積物の砂礫層が、厚さ約2mの沖積層に埋積されているので、この柱状図では、厚さ11mのシルト層が沖積層に対応し、 t_2 面堆積物である砂層を覆っている可能性もある。

摂津市西部から淀川を挟んで門真市にいたる柱状図を第55図に示す。摂津市の^{ひがししょうじゃく}㊹（東正雀）から門真市の㊺（大橋町）の範囲では、類似の状態を示しており、海拔高度-17- -18mにいたるまでは柔らかい粘土層（N値5以下）と砂層、それ以下は砂礫層となっている。

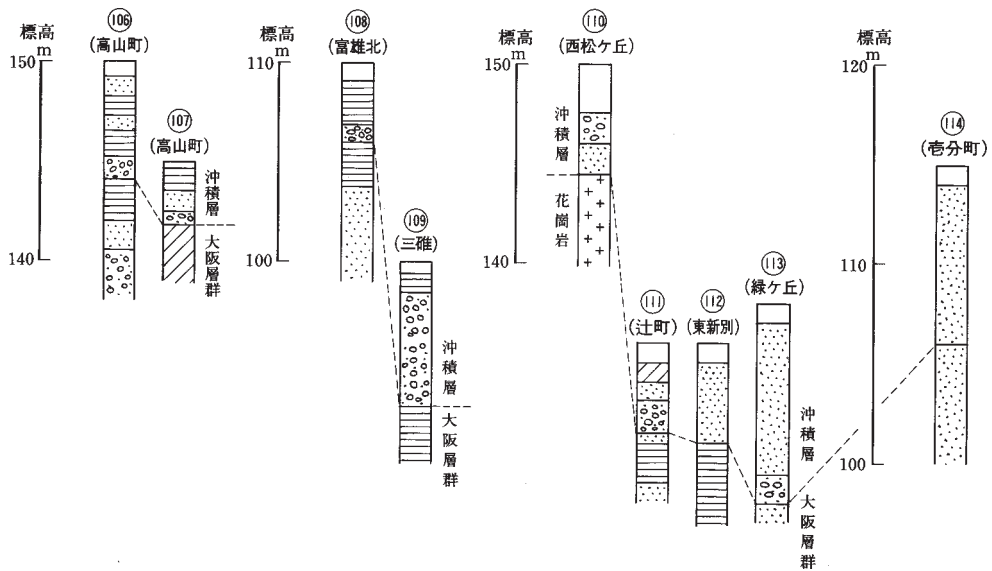
㊻（沖町）-㊼（江端町）では顕著な砂礫層は姿を消し、砂礫などを運搬する河川の範囲からはずれていたことが考えられる。海拔-18m- -20mまでは、厚さ数m以内の砂層を挟みながら、柔らかい細粒堆積物が厚く堆積し、それ以下では固結度の高い（N値50を越える）シルト-砂層となる。

吹田市から大阪市東淀川区を経て守口市にいたる、ほぼ東西方向の区間における柱状図を第56図に示す。吹田市内の㊽（豊津）では、海拔-19m以深に固結度の高い砂層（N値50以上）があり、これを

覆って層厚12mのシルト、及び、層厚7mの砂層（いずれもN値10以下）が堆積している。⑨（垂水町）では、⑩で見られた固結度の高い砂層と柔らかい細粒堆積物の境界の位置が海拔-10mと高くなり、⑬（垂水町）では海拔-4mとなる。更に、⑭（穂波町）-⑮（中の島町）にかけては、海拔-5- -7mを境にして、これより上位は柔らかい砂・シルトで構成されている。東淀川区の⑯（豊里）-⑰（大道南）、更に、淀川を越えた守口市域の⑱（松町）-⑲（菊水通）では地表下数-10m余までが柔らかい砂層、更に標高-16- -19mまでが柔らかい（N値5以下）粘土層、それより下位が厚さ数mの砂礫層となっている。ちょうど、上町台地の北への延長に当たる⑳-㉑の区間での地層境界（柔らかい細粒堆積物と固い砂-砂礫層）が、⑨より12m、⑯-⑲より10-12m高い位置に現れることになっている。

生駒山地の東方に発達する生駒丘陵を流れる河川の周囲にも、沖積低地が細長く発達している。このうち、生駒市から奈良市に向かって南流する富雄川に沿う㉒（高山）-㉓（三碓^{みつがらす}）の柱状図を第57図に示したが、いずれも大阪層群の粘土・シルト層（N値が30以上）を不整合に覆って層厚3-7mの沖積層が堆積しており、沖積層の最下部は砂礫層で構成されている。一方、富雄川の西側に平行して南流する竜田川に沿う低地について㉔（西松ヶ丘）-㉕（老分町）に示した。㉔では花崗岩を不整合に覆って厚さ3mの砂礫層が堆積している。㉖（辻町）-㉗では、大阪層群の砂-粘土層を不整合に覆って層厚5-9mの沖積層が堆積しているが、㉖と㉗は沖積層の最下部が砂礫層となっている。

これらの資料の中で、第48図にアミで示したように、淀川現流路を挟んで幅4-7kmの範囲内では、大阪層群を覆う厚い砂礫層（天満層：t面堆積物に相当）と、これを覆う柔らかい細粒堆積物（沖積層に相当）というパターンが共通して認められる。また、砂礫層の上限高度もかなり連続しており、南西に向かって少しづつ高度を下げる傾向にある。たとえば、高槻市の㉘付近では-10mであったのが、守口市



第57図 生駒丘陵におけるボーリング柱状図
凡例は第42図に同じ

の㊸付近では-20m付近になっている。この範囲内が、最近の数万年間に古淀川の流域であった地域を示すものと思える。

一方、摂津市の㊸や寝屋川市の㊸付近（第48図の破線）から南になると、砂礫層を覆う柔らかい細粒堆積物のなかでも、粘土層の占める割合が多くなる。全体として、下部が粘土層でも上部に向かってシルト層や砂層が多くなる傾向もあり、完新世になって大阪平野に海域が進入した範囲を考える上で興味深い。

今回示したボーリング資料には、絶対年代を示すものが含まれていないが、今後、広域火山灰や、放射性炭素年代値が得られれば、古地理変化についての詳しい状況が判明するであろう。

完新世における大阪の古地理変遷については、梶山・市原（1986）による詳しい報告があり、縄文時代になって大阪平野北部の河内潟に海域が浸入し、その後、海域の範囲が徐々に縮小し、古墳時代頃までにおおむね消滅する様子が描かれている（第58図）。

最近、考古学の発掘調査の現場で、このような古地理変遷が、限られた地域で特に詳しく検討されるようになった。中でも、別所ほか（2000）は、東大阪市の福万寺遺跡の地層を精査して堆積環境が移り変わる様子を詳しく復元している。これによると、この地域では、海面上昇に伴って約7000年前から沈水が始まり、5500年前までには浅海底の状態になった。その後、海面低下とともに干潟の状態になり、3000年前までにはおおむね離水したという一連のシリーズが描かれている（第59図）。

VIII. 活断層

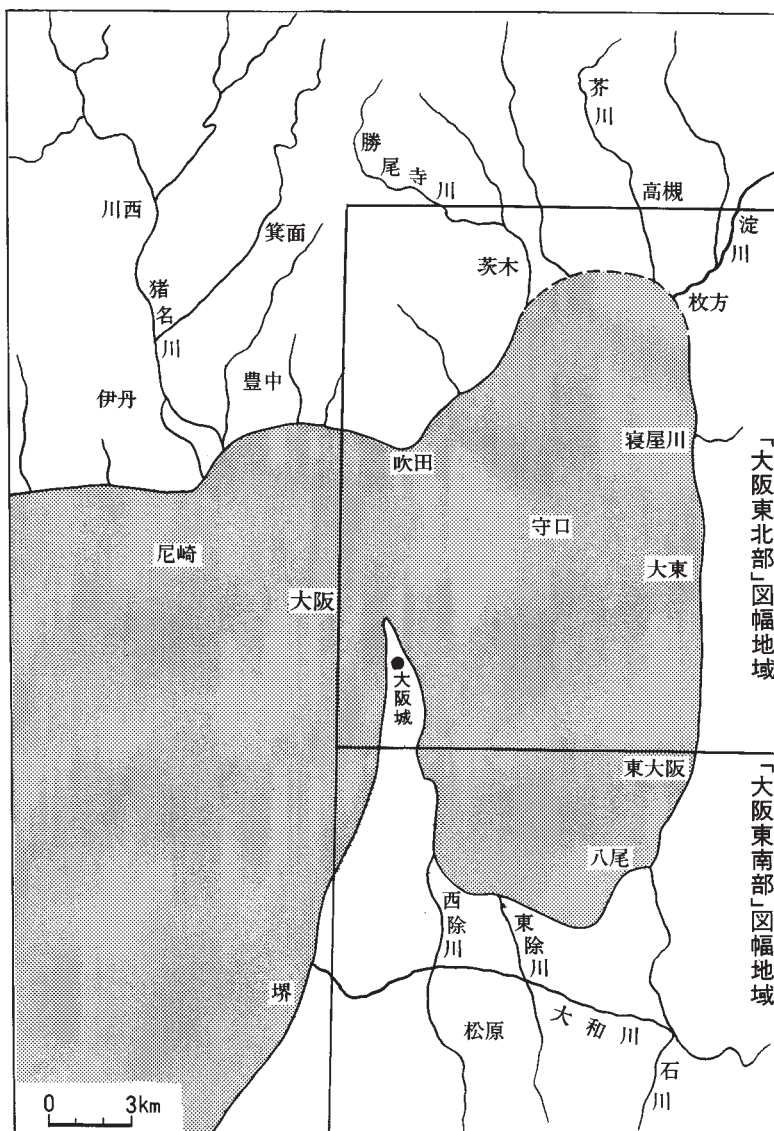
（寒川 旭）

本図幅地域には、生駒断層系の北部、及び、有馬-高槻構造線活断層系や上町断層系の一部が分布している（活断層研究会編，1980；岡田・東郷，2000など）。そして、四條畷市から東大阪市にかけての地域では、生駒山地西縁の急崖に沿って生駒断層系の中心をなす生駒断層（前田，1966など）が発達している。

VIII. 1 生駒断層系

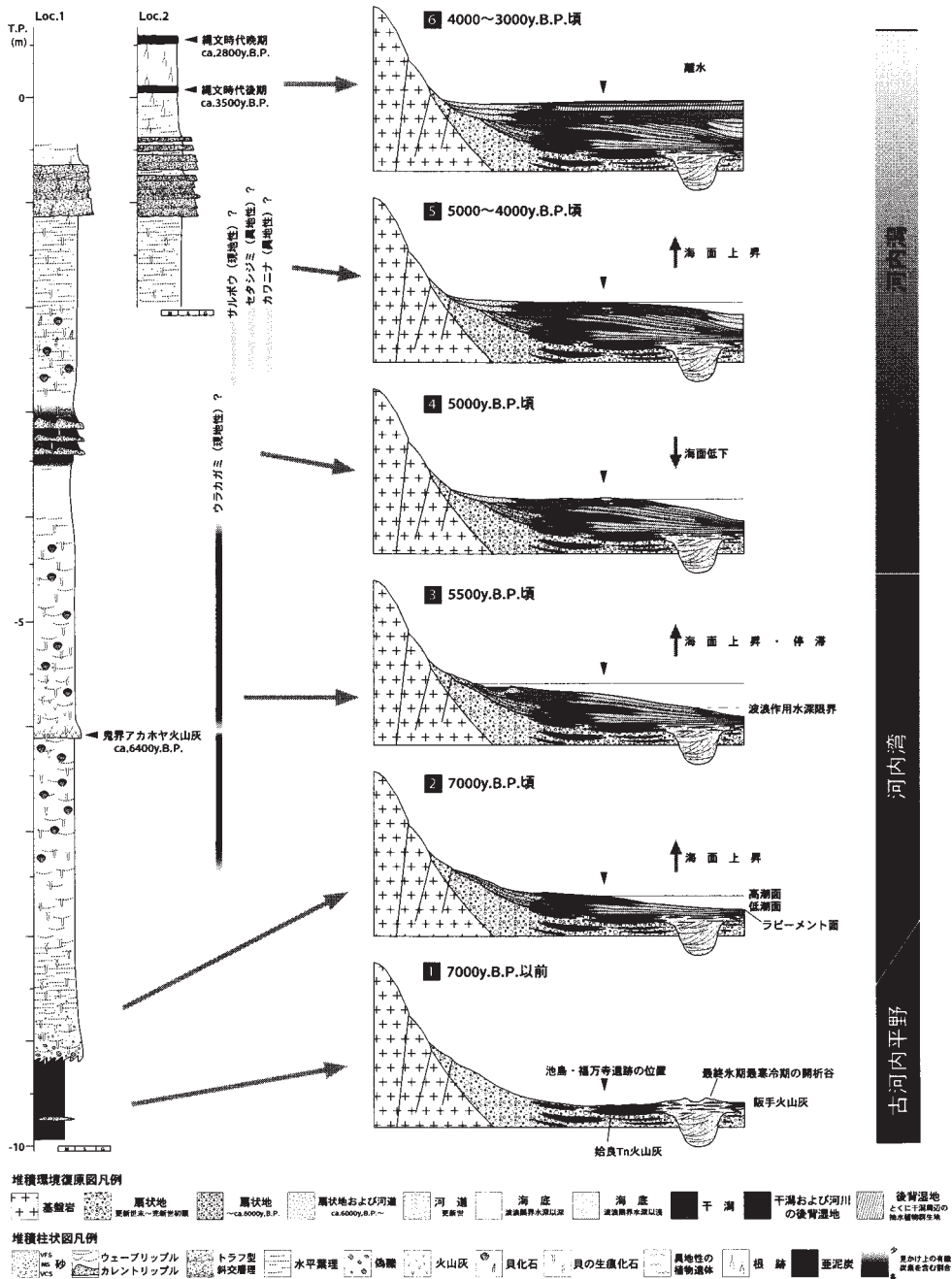
生駒断層については、東大阪市石切で花崗岩と大阪層群がN-S、60°Eで接する逆断層の露頭が認められており（前田，1966）、南接「大阪東南部」図幅地域でも、逆断層の露頭が確認されている（宮地ほか，1998）。本図幅地域の生駒断層系を第60図に示す。

一方、地質調査所が1996年度に、四條畷市教育委員会の協力を得て、同市南野六丁目目、実施したトレンチ調査（第60図のLoc. 1）では、第61、62図に示すような低角逆断層が観察された。

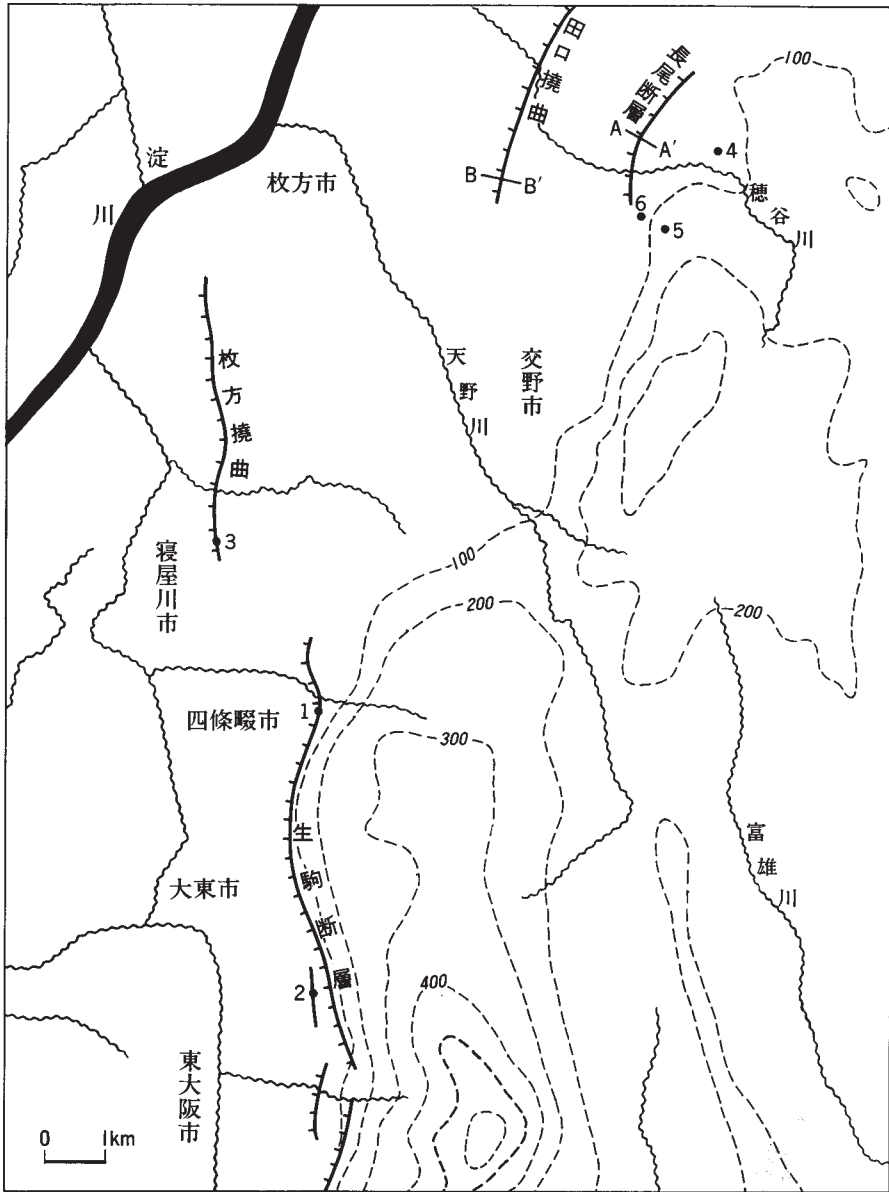


第58図 縄文海進期の海域（梶山・市原，1986を簡略化）

トレンチの北側壁面（第61図）では、大阪層群と考えられる花崗岩質の粗-細粒砂層が、 15° Eで沖積層（シルト-砂層）と接しており、断層面沿いの幅1-3cmの部分は断層粘土化していた。また、トレンチの南側壁面（第62図）では断層面は2本に枝分かれして、それぞれ 13° E, 9° Eの傾斜を示していた。枝分かれした2本の断層面のいずれも幅1cm程度で断層粘土化していた。いずれの断層も上端が削られており、それを奈良時代の土器片を含む地層、更に鎌倉時代の地層が覆っていた。トレンチ内の地層からは、放射性炭素年代値がいくつか求められており、おおむね1600年前と1900年前の間に最新の活



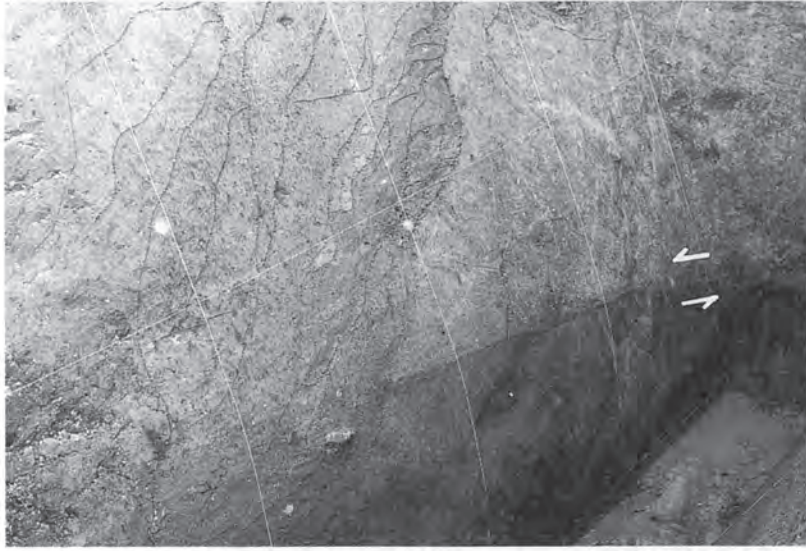
第59図 東大阪市の池島・福万寺遺跡における堆積環境復原図 (別所ほか, 2000より引用)



第60図 生駒断層系に関する位置図
 数字は露頭番号，A,Bは地形・地質断面図（第64図）の位置を示す。

動が存在したと考えられている（下川ほか，1997）。

一方，東大阪市善根寺町から額田町に至る約3kmの区間では，生駒断層から約500m西側に平行して，段丘面が西へ向かってわずかに撓曲しているゾーンが認められる。そして，東大阪市池之端町（Loc.2）ではトレンチ調査が行われ（第63図），地下1mの深さに堆積した腐植土と，その下位の砂



第61図 四條畷市におけるトレンチの北側壁面



第62図 四條畷市におけるトレンチの南側壁面

層が共に約 10° 西傾斜した状態が認められた。この腐植土の年代は13,850年前なので、これ以降に少なくとも1回、撓曲を生じさせる断層活動が生じたことが推定されている（下川ほか，1997）。

生駒断層の北方延長上には、長さ7kmにわたって、北北西-南南東に延びる枚方撓曲（活断層研究会編，1980：中田ほか，1996）が発達する。これは、高谷・市原（1961）が示した大阪層群の西への急

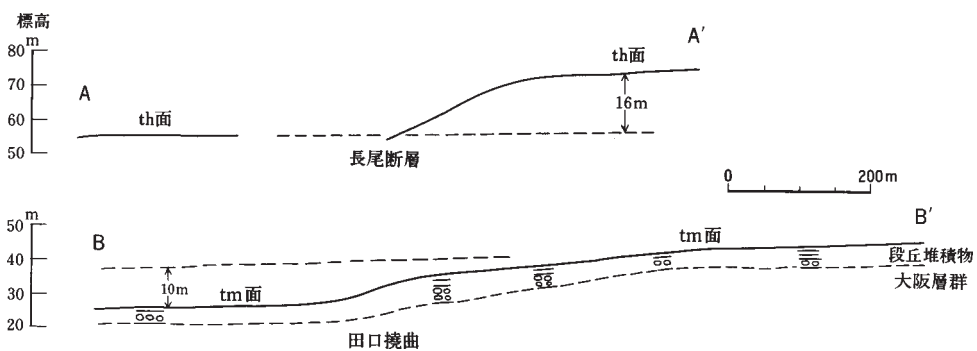


第63図 東大阪市における生駒断層のトレンチ
トレンチの一番奥で地層の撓曲が始まっている。背後の崖は撓曲崖を人工改変した地形。

傾斜の他に、段丘面群の撓曲も伴うものである。特に、本図幅地域内の寝屋川市香里園町から高宮に到る範囲（Loc. 3付近）では、tl-tm面がいずれも西に向かって傾斜しており、撓曲変形を受けたことが考えられる。また、この東の寝屋川市高宮から打上の区間では、th面上に南北方向で幅1.5kmの背斜状の変形が認められている（中田ほか，1996）。

一方、枚方市春日西町から北山（北隣「京都西南部」地域）にかけて、大阪層群や段丘面を变形させる田口撓曲が知られている（活断層研究会編，1980；中田ほか，1996など）。三田村（1992）は、この撓曲に沿う大阪層群が幅約50mで西へ20-30°傾斜していることを指摘している。大峰から春日西町に至る1.5kmの区間では、tm面上に南北方向に延びる斜面状の地形（東上り）が認められる。この斜面に直交する地形・地質断面（第64図）によると、両側の堆積物は層相が良く似ており、一連または近接した時代の段丘堆積物の堆積後に、垂直方向に約10mの変位を受けた可能性がある。

一方、交野丘陵の西縁沿いに交野断層が存在することが、前田（1966）によって指摘されている。三田村（1992）は津田南方で大阪層群と花崗岩がN20° E、90° Wの断層面で接し、下盤側の大阪層群がほぼ直立していることを報告している。また、この北東方向への延長は、大阪層群を幅80-150mにわたっ



第64図 長尾断層と田口撓曲に直交する地形地質断面図
ボーリング資料によって段丘堆積物が確認できたものは図中に記した。



第65図 長尾撓曲による大阪層群の変形

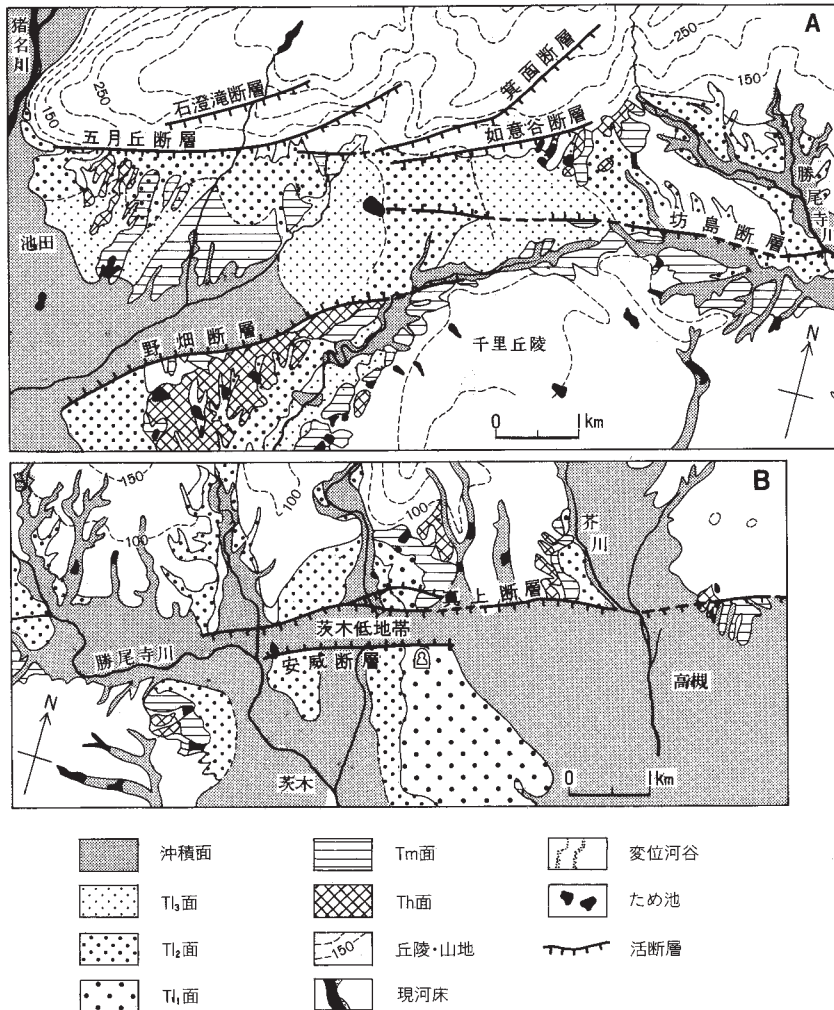
で急斜（北西方向へ 30° - 70° ）させる撓曲帯（長尾撓曲）に移行している（三田村，1992）。また，第60図のLoc. 4（杉山手）では，大阪層群が $N30-45^{\circ} E$ ， $40-80^{\circ} N$ に傾斜し（第65図），Loc. 5（津田）で， $N65-80^{\circ} E$ ， $70-80^{\circ} N$ に傾斜している（第65図）。

このような大阪層群の急斜帯に沿って地形的な高度差はほとんど認められないが，これより約1km北西側に平行して，th面上に地形的な食い違いが認められ，長尾断層と呼ばれている（活断層研究会編，1980，中田ほか，1996など），そして，この崖（急斜面）に沿う地形断面（第64図）によると，東側が約16m相対的に上昇していることになる。また，Loc. 6（津田元町）で，大阪層群が $N20^{\circ} W$ ， $63^{\circ} W$ の傾斜を示していることもあり，前述の顕著な撓曲帯の前縁に新たな撓曲が生じて，これがth面を変形させた可能性が高い。

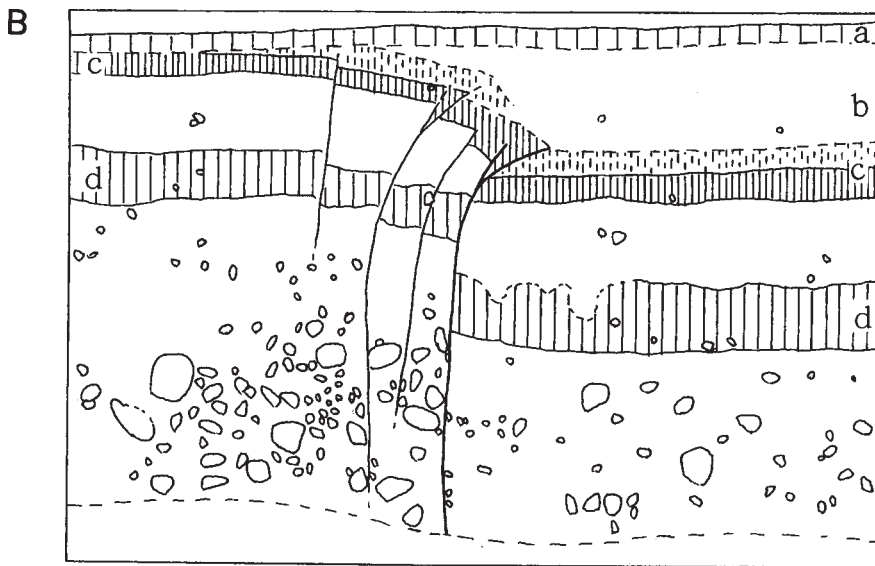
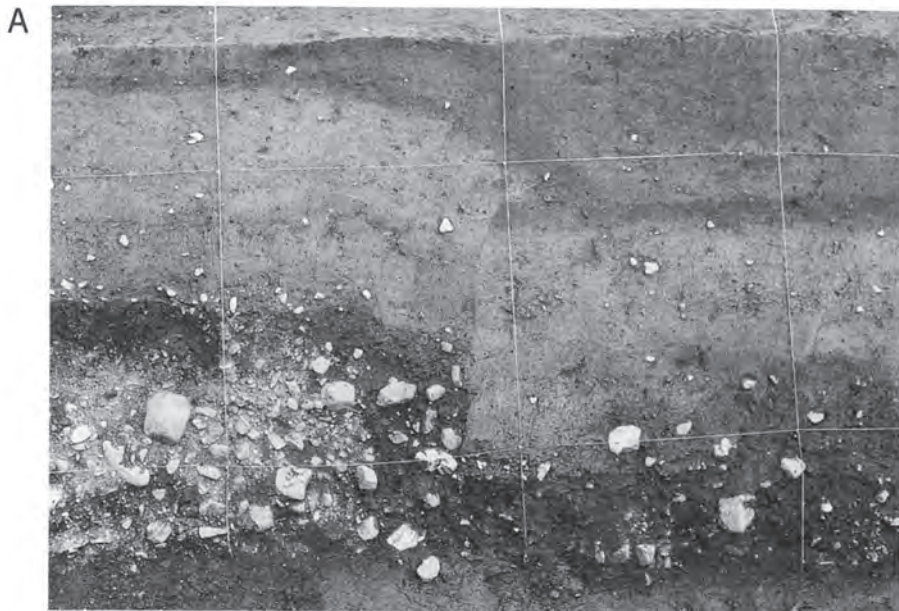
VIII. 2 有馬-高槻構造線活断層系

大阪平野の北縁には有馬-高槻構造線活断層系が分布している（寒川，1978など；第66図）。寒川（1978）はこの断層系を構成する個々の活断層の位置と変位の性格を報告し、右横ずれ方向に $0.5-1.5\text{ m}/10^3\text{ 年}$ 、垂直方向に $0.8\text{ m}/10^3\text{ 年}$ の平均変位速度を求めている。

1995年度に、地質調査所が、この断層系を構成する花屋敷低地帯北縁断層（川西市）・坊島断層（箕面市）・真上断層・安威断層（茨木市）でトレンチ調査を行い、これらの断層が室町時代から江戸時代に移行する時期に活動を行ったことが確認された（第67図）。そして、1596年9月5日に大地震が発生



第66図 有馬-高槻構造線活断層系東部の地形分類図



第67図 有馬-高槻構造線活断層系真上断層のトレンチ壁面

A写真、B説明図；a：江戸時代の耕作土（発掘の過程で大半を取り除いたので写真では床土の一部が残っている。） b：断層活動の後で運ばれた盛土 c：鎌倉-室町時代の水田耕作土 d：奈良-平安時代の水田耕作土

して京阪神、淡路地域に著しい被害を与えたことが多くの古文書に記載されており、この地震（慶長伏見地震）の際に活動したと考えられている（寒川ほか，1996；寒川，1997など）。

また、安威断層では、更に一つ前の活動が認められており、放射性炭素年代値や、考古学遺物から、その活動時期は縄文時代晩期に当たる2800-3000年前と考えられている（寒川ほか，1996）。

本図幅地域において、有馬-高槻構造線活断層系のうち、千里丘陵の北縁に位置する坊島断層が含まれる。この断層は図幅地域内の石丸1丁目から豊川3丁目にかけて東西方向に直線的に延びている。また、坊島断層は右横ずれ成分が卓越するため、垂直変位の方向は場所によって異なり、概ね、断層全体の西半分では北側、東側では南側が相対的に低下している。坊島断層の東端にある箕面市清水（本図幅と「京都西南部」図幅地域の境界）では t_2 面が垂直方向に約2m変位している（寒川，1978）。

VIII. 3 上町断層系

一方、本図幅地域の西端に南北方向に延びる上町台地（ t_m 面）の西縁に沿って上町断層が存在することが知られている（大阪市総合計画局，1964など）。その後、多くのボーリング資料から、大阪層群のMa12堆積以降まで変位が進行していることが確認された（Ikebe *et al.*，1970；土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編，1987など）。

更に地形・地質学的な調査から、この断層の位置が検討され（活断層研究会編，1980；大阪府地域活断層調査委員会，1998など）、北は豊中市から吹田市にかけて南北方向に延びる仏念寺断層に始まり、南は上町台地などの段丘群の西縁を限りながら岸和田市にまで続く長さ40kmの断層系であることがわかった。また、本図幅地域の南西縁に見られる桜川撓曲などの、上町断層に斜交する北東-南西方向の活構造の存在も把握されている（中田ほか，1996など）。

一方、この断層系を横切って多くの反射波地震探査が実施され、断層の位置や地層の変形の状態が詳しくわかるようになった（吉川ほか，1987；山本ほか，1992；杉山，1997など）。

IX. 応用地質

（寒川 旭・宮地良典）

IX. 1 砕石

四條畷市逢坂には珪石や長石の鉱山があり、白石鉱山と呼ばれていた。これは領家深成岩の四條畷花崗岩を採掘していた。現在は休山している。

IX. 2 温 泉

本図幅地域では、多数の温泉が掘削されているが、それらのほとんどは、大阪平野及びその周辺の丘陵地において500-1500mの深さまで掘削されたものである。それらの位置及び泉温及び泉質を第3表に、主な温泉の成分を第4表に示す。

生駒山地及び交野山地には、白石温泉（四條畷市下田原）、星田温泉（交野市星田）、及び生駒山龍間温泉（大東市龍間）がある。これらの温泉ボーリングは、領家深成岩類を掘削している。泉質は、白石温泉・星田温泉は単純弱放射能冷鉱泉、龍間温泉は単純温泉である。白石温泉は飲用として利用されている。ちなみに白石温泉はIX. 1 採石の白石鉱山と同じ場所である。

丘陵部にある温泉としては、枚方丘陵では寝屋川市に寝屋川温泉が掘削されている。千里丘陵では小野原平成の湯、千里の湯があり、泉質はいずれもナトリウム-塩化物泉である。小野原平成の湯でのボーリングでは深度約400mの地点で丹波帯の頁岩に達している。

上町台地の東では、志宜野華厳温泉や吹田湯～トビア温泉、大阪市北区の大東洋温泉、城北高殿温泉などがある。これらも、ナトリウム-塩化物泉がほとんどで、一部に、単純温泉やナトリウム・カルシウム-塩化物塩温泉がみられる。

IX. 3 地震災害

(史料から見た地震災害)

本図幅地域は、太平洋沿岸の南海トラフから発生する南海地震によって、繰り返し被害を蒙っている

第3表 本図幅地域の温泉の泉源・泉質及び泉温

源泉名	市町村名	所在地	泉温 (°C)	泉質
今宮温泉観音湯	箕面市	今宮	29.7	ナトリウム・カルシウム-塩化物温泉
小野原平成の湯	箕面市	小野原東	27.2	ナトリウム-塩化物温泉
千里高熊山竹取の湯	豊中市	新千里南町	27.5	ナトリウム-塩化物・炭酸水素塩泉
千里丘温泉(石亭)	吹田市	尺谷	16.0	鉱泉
大阪サンパレス1号	吹田市	千里万博公園	34.3	含鉄-ナトリウム・塩化物温泉
千里の湯	吹田市	千里丘北	31.0	ナトリウム-塩化物温泉
吹田湯～トビア	吹田市	高浜町	37.5	ナトリウム-塩化物・炭酸水素塩泉
清春温泉	茨木市	大字福井	28.3	単純弱放射能温泉
寝屋川温泉	寝屋川市	国守町	26.5	単純温泉
四条畷白石温泉新1号線	四条畷市	下田原	15.7	単純放射能泉
星田温泉	交野市	星田	24.8	単純弱放射能冷鉱泉
生駒山龍間温泉	大東市	竜磨	31.1	単純温泉
濟生乃湯	大阪市	北区芝田	53.7	ナトリウム-塩化物強塩温泉
大東洋温泉	大阪市	北区中崎西	37.7	単純温泉
湯-トビア温泉	大阪市	中央区谷町	41.8	ナトリウム-塩化物温泉
イゾールゾイス	大阪市	中央区高津	44.6	ナトリウム-塩化物温泉
温泉O.D.Uやすらぎの泉	大阪市	中央区大手前	47.6	ナトリウム-塩化物温泉
なにわ七幸の湯	大阪市	浪速区桜川	37.8	単純温泉
城北・高殿温泉	大阪市	旭区高殿	45.4	ナトリウム・カルシウム-塩化物塩温泉
志宜野華厳温泉	大阪市	城東区嶋野東	40.5	ナトリウム-塩化物温泉
不動温泉	大阪市	城東区天王田	37.0	単純温泉
白梅温泉	大阪市	鶴見区緑	36.1	単純温泉
石切温泉	東大阪市	石切	17.05	単純弱放射能泉

第4表 本図幅地域内の主な温泉の成分

白石温泉は白石鉱業，生駒山龍間温泉は阪奈カントリークラブ，千里の湯はミリカスポーツ倶楽部
大東洋温泉は観光ビル大東洋より資料提供いただいた。

源泉名	千里の湯	小野原平成の湯	大東洋温泉	志宜野華厳温泉	城北・高殿温泉	白石温泉2号泉	龍間温泉
湧出量(l/m)	177.5	96.8	130.0	132.7	401.0	24.3	298.0
泉温	31.0	27.2	37.7	40.5	45.4	16.5	31.1
掘削井の深さ	1005	1000	1000	935	900	63	1500
性状	外観はほとんど無色澄明，僅かに硫化水素臭あり，塩味及び金気味を有する	外観は微黄褐色，微蛋白濁を呈し，鉄味及び塩味を有し，微硫化水素臭を認め	殆ど無色澄明無味無臭	外観は弱黄褐色，混濁を呈し鉄味及塩味を有し，ほとんど無臭である。	ほとんど無色，澄明で塩味を有し，微硫化水素臭を認める。	ほとんど無色，澄明で，無味無臭である	ほとんど無色澄明で，微硫化水素臭を有し，無味である
水素イオン濃度(pH)	7.4 (比色法)	7.21 (硝子電極法)	8.12 (ガラス電極法)	7.32 (硝子電極法)	7.43 (硝子電極法)	7.50 (硝子電極法)	8.68 (硝子電極法)
ラドン含有量 (キユリー/kg)	1.6×10^{10}	1.1×10^{10}	---	1.4×10^{10}	1.46×10^{10}	62.5×10^{10}	4.0×10^{10}
密度	1.0041 (20℃)	1.0057 (20℃)	0.9986 (4℃)	1.0026 (20℃)	1.0015 (20℃)	0.9983 (20℃)	0.9988 (20℃)
蒸発残留物(mg/kg)	7930 (130℃)	10100 (130℃)	0.134 (110℃)	5750 (130℃)	9355 (180℃)	110 (130℃)	506 (130℃)
陽イオン (mg/kg)	Na ⁺	4.3	2.2	76.5	0.1	0.1	172.2
	K ⁺	2379.0	3598.0	1.5	1827.0	2744.0	0.5
	NH ₄ ⁺	64.1	54.3	2.7	35.6	27.6	0.4
	Mg ²⁺	4.9	2.2	4.5	7.2	7.8	4.1
	Ca ²⁺	137.5	97.8	0.1	59.2	93.0	1.2
	Mn ²⁺	169.3	93.2	0.1	301.2	660.3	19.7
	Al ³⁺	0.1	0.1	0.1	0.4	0.5	0.06
	Fe ²⁺	4.0	4.2	0.5	4.0	1.1	0.06
	Zn ²⁺	0.5	0.2	0.1	0.1	0.1	0.06
	計	2764.0	3852.0	85.8	2235.0	3534.0	36.1
	陰イオン (mg/kg)	F ⁻	0.2	0.4	<0.05	0.3	0.1
Cl ⁻	4095.0	5638.0	10.8	3431.0	5523.0	8.0	6.1
SO ₄ ²⁻		3.0	5.7			13.1	
HPO ₄ ²⁻				0.1			
HCO ₃ ⁻	627.3	710.2	200.7	236.7	242.0	73.8	425.9
HCO ₃ ⁻	1.2	0.9	2.1	0.3	0.4	0.2	15.6
NO ₃ ⁻						1.6	
計	4724.0	6353.0	219.3	3668.0	5765.0	96.8	449.9
浮遊成分 (mg/kg)	H ₂ SiO ₃	109.3	100.4	75.6	35.8	30.4	32.1
	HBO ₂	221.3	41.6	<0.05	5.0	4.6	5.1
非解離成分計	330.6	142.0	75.6	40.8	35.0	30.6	37.2
溶解物質総量(mg/kg)	7819.0		0.381	5944.0	9349.00	163.5	664.8
分析者	大阪府公衆衛生研究所	大阪府公衆衛生研究所	中央温泉研究所	大阪府公衆衛生研究所	大阪府公衆衛生研究所	大阪府公衆衛生研究所	大阪府公衆衛生研究所

(宇佐美, 1996など)。

最も新しいのは1946年12月21日の昭和南海地震 (M8.0) で、大阪平野は震度Vの強震に見舞われている。

1854 (嘉永7・安政元) 年12月24日の安政南海地震 (以下、年月日はグレゴリオ暦で示す) は、更に大きな被害をもたらした。まず、大阪湾沿岸に激しい津波が押し寄せ、これが安治川を遡ったため「海口より二丈余の高さにて潮水上陸し、大小船舶一時に押し上げられ、大船の橋は橋を衝き破り、其の勢い猛烈なる。実に恐るべき景況にて、道頓堀大黒橋まで千五百石積の大船を打ち上げ、諸船積み重り山の如し」(『住友家史垂裕明鑑抄』) という大惨事となった。『末代控』にも「くれ方より二丈余りの大つなみ打来り、大ぶね・小ふねのきらいなく、津波の為に打あげられ、或ハ打ハれ、みじんと成、又内川は押こまれ、大船の帆柱にて、橋々を打おとし、道頓堀川大黒ばし迄、千四百艘の大ぶね押登り、船の上^{せき}にふね、二重三重にかさなり、亀の甲おほすが如く」と書かれている (東京大学地震研究所編, 1987)。

門真市稗島の『成覚寺過去帳』には「是所に家二軒たおれ、大破損の家十二軒、この近在大破損の家多し、別寺道場凡そ三十五ヶ寺たおれる事、別して但国大破、人死不知数」と記されている (東京大学地震研究所編, 1987)。

1707 (宝永4) 年10月28日の宝永南海地震でも、激しい地震動に続いて津波が押し寄せ、『大坂大地震之日記帳』には「西横堀・西南江戸堀・ふし見堀・立売堀辺、堀江北新地辺建家分不残ゆりこハれ、心齋はし筋北より南迄建家不残こハれ、其外ニ家屋舗損し不申家壺軒も無之、扱々恐敷生たる心チ之者老人茂無御座候、大地震之跡ハ大津波ニて大船道頓堀・日本橋迄押込、其外安治川長ほり百間程ハ申不及、橋数凡五拾橋落し申候、損じ橋数不知、死人ハ未かづ不知、地震後道頓堀千日墓所ニハ死人之焼場無之片岸ニ積重ね有之、凡死人之数七八千人」と書かれている (東京大学地震研究所編, 1983)。

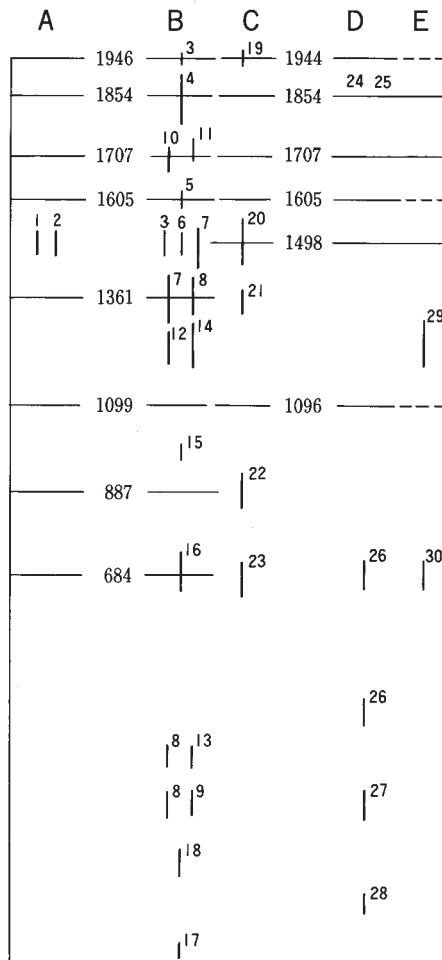
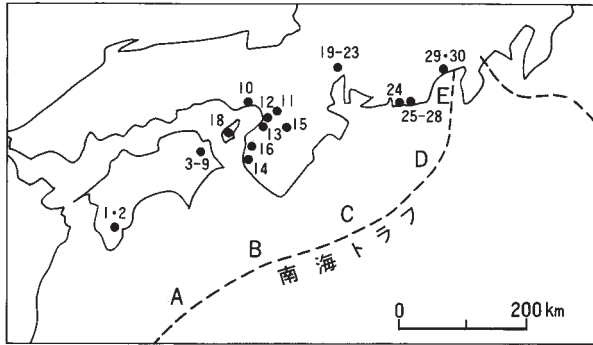
この他、1361年・1099年・887年・684年にも南海地震が発生したことが、史料から判明している (宇津, 1977 : 宇佐美, 1996など)。

内陸地震として顕著なのは、1595 (文禄5・慶長元) 年9月5日の子刻 (午前零時) に発生した慶長伏見地震で、京阪神・淡路地域に著しい被害をもたらしたことが多くの史料に善かれている (宇佐美, 1996など)。

大阪平野では、山科言経 (1507-1579) の日記である『言経郷記』に「和泉塚、事外相損、死人余多有之云々。大坂ニハ御城不苦了、町屋共大略崩了、死人不知数了」と激しい被害が記されている (文部省震災予防評議会編, 1941)。

また、茨木市内の名刹「総持寺」については、隣接する常称寺の記録に「文禄五 (丙申) 年閏七月十二日子時大地震総持寺観音堂破滅。慶長八 (寅卯) 年正月十六日総持寺観音堂柱立」と地震による倒壊と、7年後の再建について書かれている (寒川, 1997)。一方、箕面市の山麓にある龍安寺が伏見地震で「全く瓦解崩落し」の状態になり、慶長8年に現在の位置で再建されたことが知られている (寒川, 1997)。
(地震の痕跡)

第68図では、南海トラフから発生する南海地震と東海地震について地震史料からわかる発生時期 (宇津, 1977 : 宇佐美, 1966など) を示している。更に、遺跡から検出された地震の痕跡の中で、両地震によって形成された可能性の高いものを書き加えている (寒川, 1999など)。



- 遺跡名
- 1 アゾノ
 - 2 船戸
 - 3 宮ノ前
 - 4 神宅
 - 5 黒谷川古城
 - 6 古城
 - 7 中島田
 - 8 黒谷川宮ノ前
 - 9 黒谷川郡頭
 - 10 小阪邸跡
 - 11 池島福万寺
 - 12 石津太神社
 - 13 下田
 - 14 藤並
 - 15 箸尾
 - 16 川辺
 - 17 田井中
 - 18 下内膳
 - 19 東畑廃寺
 - 20 尾張国府跡
 - 21 門間沼
 - 22 地藏越
 - 23 田所
 - 24 御殿二之宮
 - 25 袋井宿
 - 26 坂尻
 - 27 鶴松
 - 28 原川
 - 29 上土
 - 30 川合

南海地震 東海地震

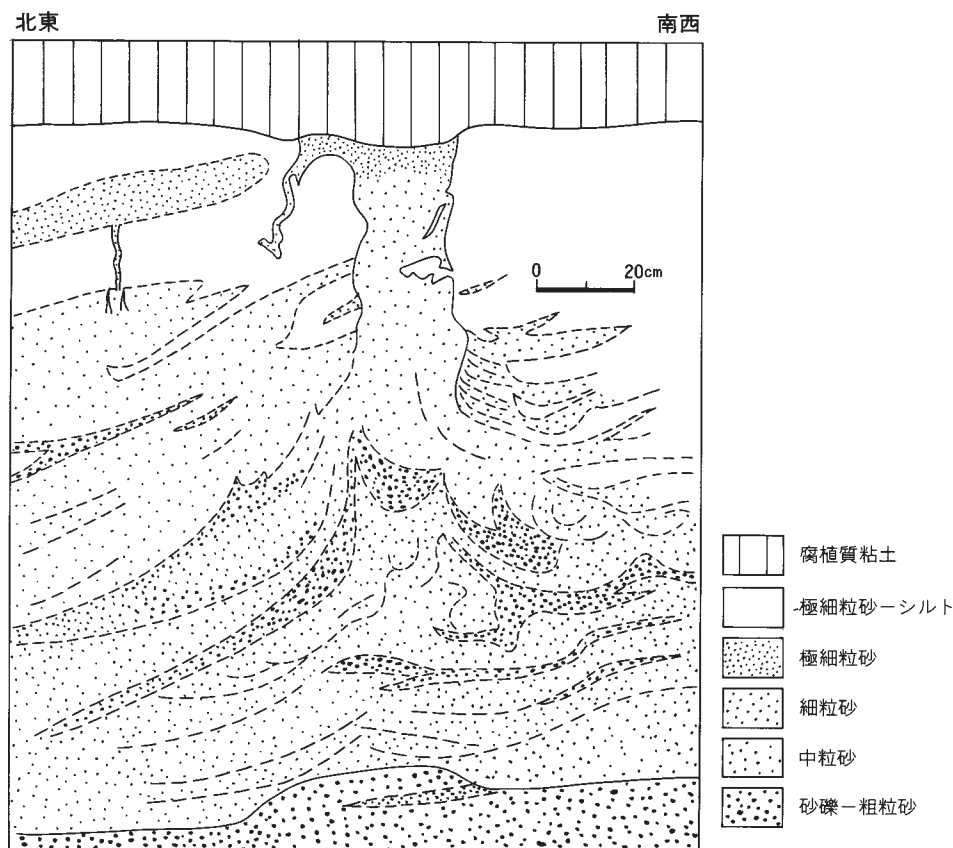
第68図 南海地震と東海地震の発生時期
西暦は史料から求めた発生年・縦線は遺跡の地震跡の年代幅を示す

本図幅及び周辺地域では、大阪府文化財調査研究センターによる東大阪市の池島福万寺遺跡で1707年の宝永南海地震の液状化跡が検出されている（埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会，1996）。

最近、同センターが発掘した池島遺跡で第69，70図に示したような液状化の痕跡が発見されている。ここでは、当時の地表面から60cm-1.5mの範囲に堆積していた砂層（様々な粒子から構成される）で液状化が生じ、上を覆う極細粒砂-シルト層を20cmの幅で引き裂きながら噴砂が流出している。液状化した地層には第69，70図に示したような変形構造がはっきりと刻まれている。

一方、砂脈は上端を少し浸食された後に腐植質粘土層に覆われている。この粘土層は3黒と呼ばれ、出土した遺物から弥生時代前期末（2200-2300年前）に堆積したと考えられている。また、上述の極粗粒砂-シルト層からも弥生時代前期後半の遺物が検出されているので、液状化の生じたのが弥生時代前期の終わりに近い時期と推定される。この時期の断層活動に関する史料がほとんど得られていないが、古い南海地震の可能性もある地震跡である。

伏見地震による地震の痕跡である可能性の高いものについて第71図に示した（寒川，1998など）。本図幅地域内では、門真市・守口市が共同で発掘した西三荘・八雲東遺跡，大阪府教育委員会が発掘した



第69図 池島遺跡で検出された液状化の痕跡

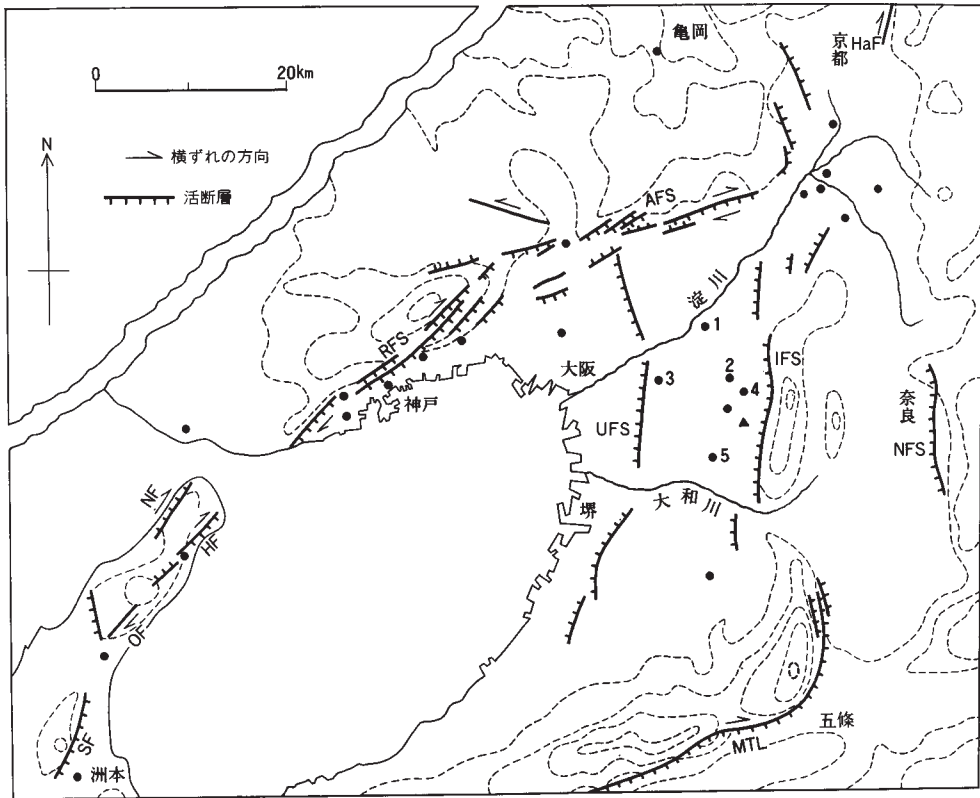


第70図 池島遺跡の液状化跡

西鴻池遺跡，大阪府文化財調査研究センターが発掘した大坂城跡，東大阪市教育委員会が発掘した水走遺跡などで，この地震の痕跡が検出されている．更に，本図幅地域の周辺でも，大阪府文化財調査研究センターによる茨木市の玉櫛遺跡や八尾市の久宝寺遺跡で伏見地震に伴うものと思える痕跡を検出しているので，これらを紹介したい。

西三荘・八雲東遺跡では，最大幅12cm，長さ最大3mの砂脈が検出された（第72図）が，砂脈内部は均質な粒径を持つ粗粒-細粒砂で構成されていた．第73図は断面形態を示したものであるが，Ⅱ層で液状化が生じてⅠ層（粘土-極細粒砂層）を引き裂きながら，噴砂が上昇していた．Ⅱ層の上部（Ⅱ₁層）では，変形が激しく，擾乱構造・柱状構造・皿状構造など，液状化に伴う地層の流動を示す特徴的な構造が多く刻まれていた．Ⅰ層は15世紀の遺物を大量に含んでおり，Ⅰ層を引き裂く砂脈は，Ⅰ層の上位に堆積していた黒色粘土層（江戸時代の堆積物）には完全に覆われていた．このため，液状化の発生時期は，15世紀より後で17世紀までの間に限定された．このため，前述の伏見地震による可能性が大であると判断した（寒川・宇治原，1989；寒川，1992）．

西鴻池遺跡では，最大幅12cmの砂脈が北西-南東方向に多数平行している状態が検出された．第74



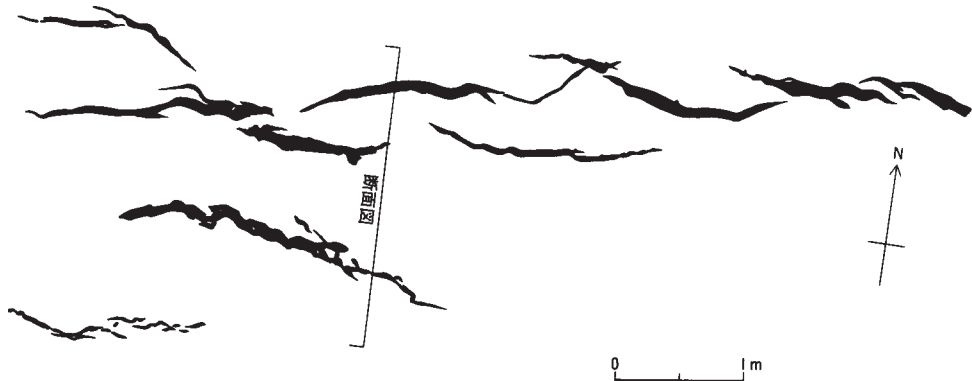
- | | | | |
|------------------|---------------|----------|-------------|
| AFS 有馬-高槻構造線活断層系 | NFS 奈良盆地東縁断層系 | HF 東浦断層 | 1 西三荘・八雲東遺跡 |
| RFS 六甲断層系 | MTL 中央構造線活断層系 | OF 野田尾断層 | 2 西鴻池遺跡 |
| UFS 上町断層系 | NF 野島断層 | SF 先山断層 | 3 大坂城跡 |
| IFS 生駒断層系 | KF 楠本断層 | HaF 花折断層 | 4 水走遺跡 |
| | | | 5 久宝寺遺跡 |

第71図 大阪平野周辺の活動層と伏見地震の痕跡を検出した遺跡
 ●印は伏見地震と考えられる痕跡を検出した遺跡。▲印は池島遺跡

図に示したⅠ層（粘土・極細粒砂）とⅡ層（中粒砂）において、Ⅱ層で激しい液状化が生じ、Ⅰ層を引き裂く多くの砂脈が生じていた。Ⅰ層は南北朝時代以降の土器を含んでおり、伏見地震の痕跡と考えられている（寒川，1989；1999）

大阪城跡でも、旧地形を利用した溝の斜面で地滑りの痕跡が検出された。おおむね水平に堆積していた大阪層群の砂・礫・粘土の互層が、50-75°の傾斜を持つ2つの滑り面にそって滑り落ち（谷側が下がるように）ていた。それぞれの滑り面に沿う落下量は60-70cmなので、積算すると1.3m程度になる。三の丸築造（1598年）以前の生活面形成後に地滑りが生じており、伏見地震の震動で形成された可能性が高い（鋤柄・寒川，1998）。

水走遺跡では、最大幅70cmの砂脈が11箇所確認されたが、いずれも14世紀前半から18世紀初頭までの間に特定されている（勝田，1988）。



第72図 西三荘・八雲遺跡で検出された砂脈（寒川・宇治原，1989に加筆）

玉櫛遺跡でも，小規模ながら液状化の痕跡が多く検出されている．第75図に示した砂脈は最大幅5cmで，ゆるやかな曲線を描きながら南北方向に伸びており，室町時代前半の地層を引き裂き，江戸時代の地層に覆われていた（埋文関係係援連絡会議・埋蔵文化財研究会，1996）．当時の地表面下40cm以深に堆積していた砂層（粗粒砂から極細粒砂までの様々な粒子を含む）が液状化して噴砂を供給していた．

久宝寺遺跡でも，室町時代の地層を引き裂き，江戸時代の地層に覆われる砂脈が多く検出された（第76図）．図は上位からⅠ層（シルト），Ⅱ層（粘土-極細粒砂），Ⅲ層（中-粗粒砂），Ⅳ層（最大径1cmの礫を含む粗粒砂）と区分されるが，Ⅲ層で液状化が生じ，幅 25cmの砂脈から噴砂が上昇している．また，Ⅳ層でも液状化が生じ，Ⅲ層とⅣ層の境界にレンズ状（厚さ 3cm前後）に堆積した粘土-極細粒砂の一部を引き裂く柱状構造が観察される．Ⅲ及びⅣ層の粒度組成を第 77図に示したが，日本港湾協会（1979）による液状化しやすさの分類では，Ⅲ層が A（特に液状化の可能性あり），Ⅳ層が B（液状化の可能性あり）となる．

慶長伏見地震は史料（宇佐美，1996など）や，地質調査所が実施した有馬-高槻構造線活断層系・東浦断層・野田尾断層・先山断層などのトレンチ調査（地質調査所，1996など）から，京阪神・淡路地域に大被害をもたらせた超大型地震であることがわかっているが，本図幅地域周辺の遺跡から検出された地震跡もこれを裏付けている．

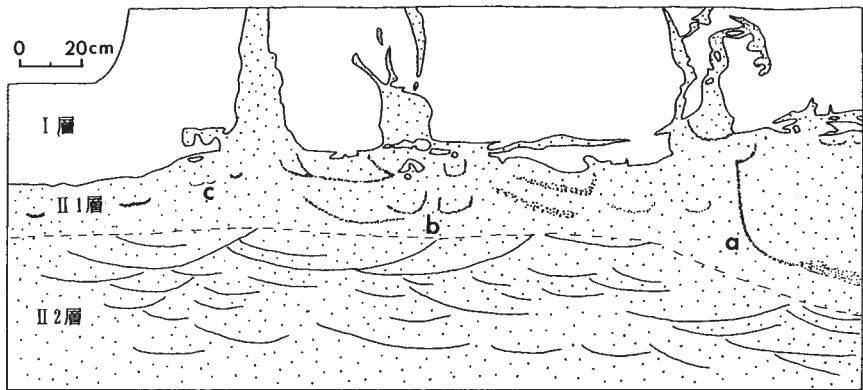
IX. 4 水 害

大阪平野は，淀川と大和川（1704年に現在の河道に付け替えられたが，もともとは河内平野を北流し，現在の安治川から大阪湾に流出していた）によって運搬された堆積物でできている．淀川の流域はひろく，本図幅地域の北東で宇治川・桂川及び木津川が合流し，琵琶湖や上野盆地まで含まれている．したがって，これらの河川は，氾濫をくり返している．これらの水害に対する対策は，古く323年に難破の堀江で砂州の基部を開く工事が行われたとあり，これ以来掘削，堤防の築造，運河の開削など多くの

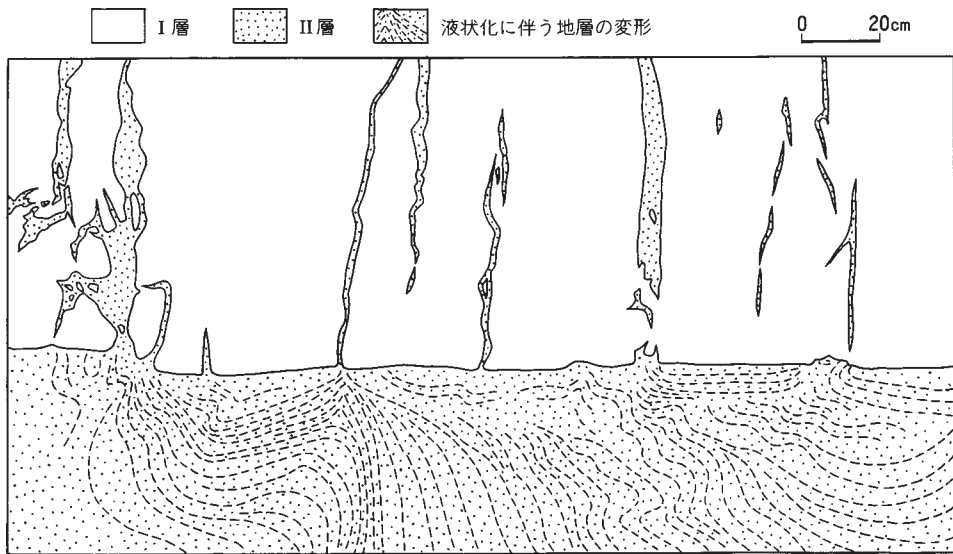
A



B



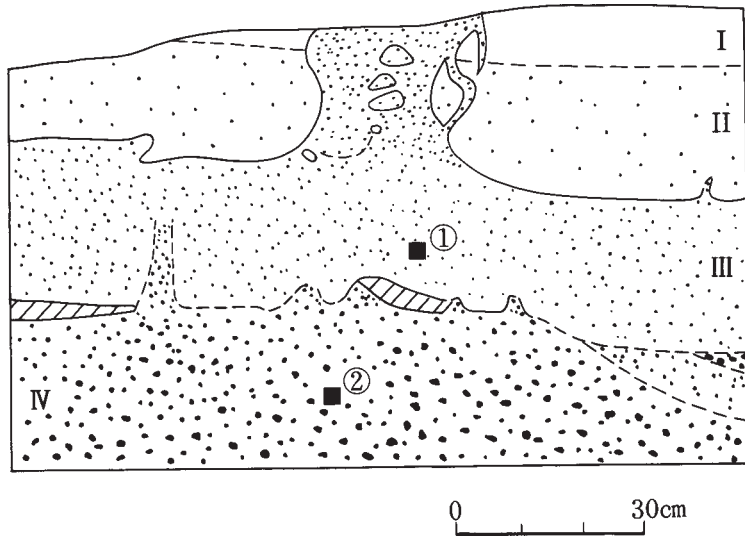
第73図 西三荘・八雲東遺跡で検出された液状化の痕跡（寒川・宇治原，1989に加筆）
A写真、Bスケッチ



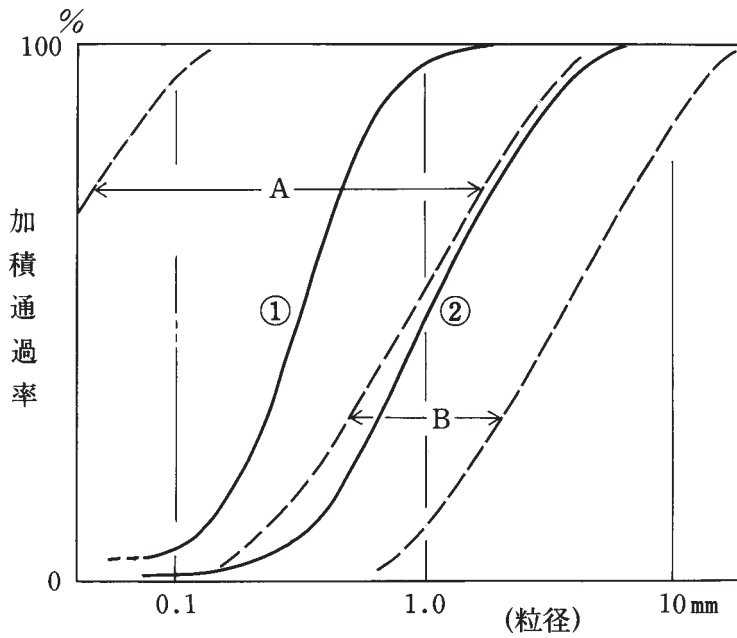
第74図 西鴻池遺跡で検出された液状化跡（寒川，1979より引用）



第75図 玉櫛遺跡で検出された液状化の痕跡



第76図 久宝寺遺跡で検出された液状化の痕跡
 ■は粒度分析試料採取位置を示す。
 I層より上位にはさらに15cm程度の厚さの中世の地層（シルト）が見られ、砂脈に引き裂かれていたが発掘の過程で取り除かれた。



第77図 久宝寺遺跡の液状化跡に関する粒径加積曲線
 A・Bは日本港湾協会（1979）による液状化しやすさの分類を示す

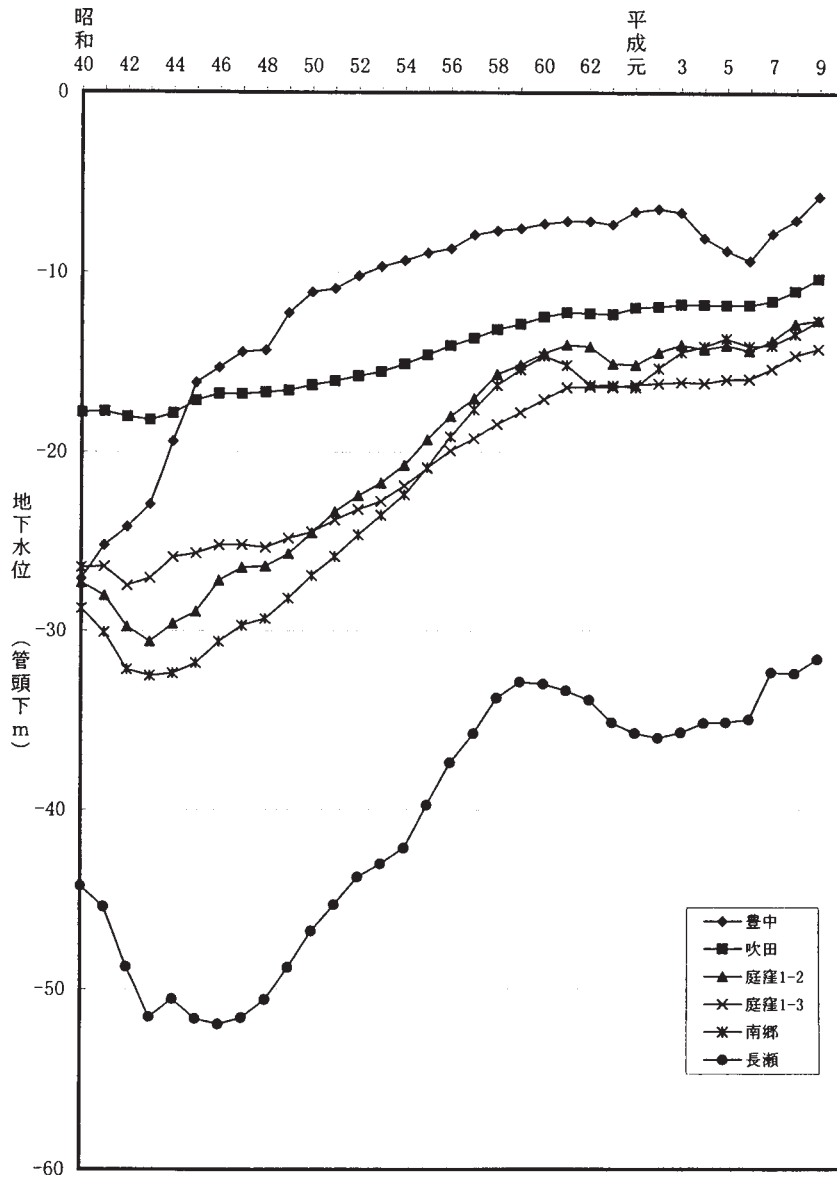
第5表 明治時代以降の淀川の水害（大矢・久保編，1993より引用）

時代	年、月、日	西暦	原因	枚方水位	被害	参考
明治	1. 5. 12	1868		14尺 4.24m	前島村堤防決壊68間、広瀬村堤防247間、決壊、他決壊多数被害面積7,500ha	現在の枚方警戒水位は4.50m
	3. 9. 18	1870		4.34m	右岸島上郡広瀬村字冠(島本町)の堤防90mが決壊、高浜村12集落被害甚大、他支川多数決壊	
	4.	1871			宇治川左岸横島村堤防決壊	
	9. 10	1876			島上郡前島字一貫島(高槻市)の堤防決壊、耕地地99ha浸水、農作物の被害大	
	18. 6. 17	1885	台風 前線	4.48m	左岸枚方駅北岡新町(現在枚方市)の支川天の川堤防決壊、本川三矢村(枚方市)堤防決壊、濁水は大阪市まで達す、7月1日には、前記洪水に追い打ちをかける出水となり、「水の都」大阪の橋、30余橋が流れ落ちる、浸水戸数71,249戸、家屋流山7,631、浸水田畑15,142ha	明治大洪水 氾濫水排除 の為本川堤 切開 「わざと切れ」
	22. 8. 20	1889	台風		広瀬標(三川合流点下流)5.10m淀御牧、横島、八幡、大山崎にて決壊	
	29. 7. 21	1896			島本水位3.90m、三ヶ牧、大冠堤防決壊	
	8. 30	1896	台風		宇治川向島庚申塚決壊、太閤堤決壊、島本水位5.03m	
	9. 6	1896	台風		島本水位5.48m、唐島外島堤、大塚外島、三矢、広瀬堤決壊、右岸一帯浸水	琵琶湖大水害
	36. 7. 9	1903	台風		島本水位5.08m、右岸諸支川に決壊続出、宇治川西口で決壊	
大正	6. 10. 1	1917	台風	5.58m	右岸大塚堤110間決壊、芥川、山科川、三栖堤防、網所、木津等決壊多数	大正大洪水
昭和	9. 9. 21	1934	台風		室戸台風、天保山潮位4.50m、河口部、伝法、護岸部崩壊、死者1,678名、全壊家屋13,642戸、流出家屋726戸(大阪府下)	
	28. 9. 25	1953	台風	6.97m	13号台風(5313)、向島堤、小畑川、檜尾川、芥川等決壊、島居川水位102cm、湖岸4,500ha浸水	
	34. 9. 27	1959	台風	6.69m	8月、7号台風(5907)、9月、伊勢湾台風(5915)木津川上流に大被害、死者931名、全壊家屋3,981戸、流出家屋1,007戸(三重県下)	
	36. 9. 16	1961	台風	2.95m	第2室戸台風、天保山最高潮位4.12m、浸水家屋117,645戸(大阪府下)	
和	40. 9. 17	1965	台風	6.75m	24号台風、大谷川、巨椋池、山科川に内水被害、浸水面積1,130ha、浸水家屋786戸	天ヶ瀬ダム初の洪水調節
	47. 9. 17	1972	台風	4.64m	20号台風、寝屋川水系に被害	
	57. 8. 2	1982	台風	4.65m	10号台風、淀川水系、大和川水系に被害	
	61. 7. 21	1986	前線	2.12m	梅雨前線、古川流域に被害、浸水家屋3,274戸	

工事がなされている。これらの水害と地形の関係については大矢・久保（1993）に詳しくまとめられている。大阪平野の明治時代以降の水害を第5表に示す。

IX. 5 地盤沈下

昭和3年に当時の陸地測量部の水準測量において大阪市の西北部において地盤沈下がおこっていることが指摘された。第2次世界大戦以降一時地盤沈下は鈍化した。産業の復興とともに再び激しくなった。このため、昭和26年からの工業用水道の建設や、昭和34年に制定された「大阪市地盤沈下防止条例」などにより、大阪市の北部において地下水の汲み上げが規制され、地盤沈下の被害は周辺都市へ拡がり、平成9年現在、「工業用水法」指定地域は大阪市、北摂地域、東大阪地域、泉州地域の16市1町



第78図 大阪府下の地下水位の水位（大阪地盤沈下総合対策協議会，1998より引用）

に及んでいる。昭和36年の第2室戸台風による高潮被害を契機に大阪府・大阪市・大阪商工会議所は「大阪地盤沈下総合対策協議会」を結成した。大阪市内に、観測所11箇所、観測井16本、府下に観測所20箇所、観測井35本（平成10年現在）で地下水位の観測を行っている。このため、昭和50年頃以降大阪府内での地盤沈下は沈静化の傾向を示している（大阪地盤沈下総合対策協議会，1998）。むしろ、

昭和40年代を境に地下水位が上昇している（第78図）。このため液状化の被害なども心配されている（中川・三田村，1991）。

文 献

- 別所秀高・朝田公年・秋山浩三（2000） 大阪府池島・福万寺遺跡でみられた更新世末～完新世の堆積環境. 日本文化財科学会第17回大会研究発表要旨集, 56-57.
- 地質調査所（1996） 平成7年度活断層研究調査概要報告書. 98p.
- 檀原 徹・鎌田浩毅・岩野秀樹（1997） 中部九州の耶馬溪火砕流堆積物と大阪層群ピンク火山灰のジルコンのフィッシュトラック年代. 地質学雑誌, vol. 103, p. 994-997.
- 土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編（1987） 新編大阪地盤図. コロナ社, 285p.
- 古谷正和（1978） 大阪平野西部の上部更新統. 地質学雑誌, vol. 84, p. 341-358.
- Furutani, M.（1989） Stratigraphical Subdivision and Pollen Zonation of the Middle and Upper Pleistocene in the Coastal Area of Osaka Bay, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 32, p. 53-83
- 端山好和・山田哲夫・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. 地質学雑誌, vol. 88, p. 451-466.
- 林 隆夫（1974） 壱田丘陵の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, vol. 80, p. 261-276.
- Hertig, C. T., Kimbrough, D. L., Tainosho, Y., Kagami, H., Iizumi, S. and Hayasaka, Y.（1998） Late Cretaceous U/Pb zircon ages and Precambrian crustal inheritance in Ryoko granitoids, Kinki and Yanai districts, Japan. *Geochemical Journal*, vol. 32, p. 21-31.
- Huzita, K.（1954） Stratigraphical significance of the plant remains contained in the Late Cenozoic formations in Central Kinki. *Jour. Inst. Polytech Osaka City Univ.*, vol. 2, p. 75-88.
- Huzita, K.（1962） Tectonic development of the median zone (Setouchi) of Southwest Japan, since Miocene. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 2, p. 103-144
- 藤田和夫（1968） 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻運動—. 第四紀研究, vol. 7, p. 248-260.
- 藤田和夫（1983） 日本の山地形成論—地質学と地形学の間—. 蒼樹書房, 466p.
- 藤田利夫・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, 112p.
- 藤田和夫・奥田 悟（1973） 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, p. 97-109.
- 藤田和夫・前田保夫（1969） 大阪湾の“沖積層”とその基底, 第四紀研究, vol. 8, p. 89-98.
- 池辺展生（1952） 地質学的立場から見た日本のいわゆる第四紀の編年について. *INQUA 日本支部連絡誌*, no. 1, p. 3-11.

- Ikebe, N. and Huzita, K (1966) The Rokko Movements, the Pliocene - Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria*, vol. 8, p. 277-287.
- Ikebe, N., Iwatsu, J. and Takenaka, J. (1970) Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 14, p. 53-70.
- Inoue, N. and Nakagawa, K. (2000) Modeling of the underground structure in the Osaka sedimentary basin based on geological interpretation of gravity anomalies and seismic profiles. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 43, art. 5 p. 97-110.
- Ishida, S., Maenaka, K. and Yokoyama T. (1969) Palaeomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 75, p. 183-197
- 石田志朗・横山卓雄 (1969) 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題 —近畿地方の新时期新生代層の研究, その10—, 第四紀研究, vol. 8, p. 31-43
- 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.
- 市原 実 (1970) 大阪平野の最近の諸問題. 第四紀総合研究会連絡誌, no. 15, p. 17-19
- 市原 実 (1975) 最近の第四紀地質学6. 大阪層群とその相当層 —鮮新世-前期洪積世の地層群—, 土と基礎, 23-12, p. 65-72.
- 市原 実 (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”問題, 及び大阪層群と高位段丘層の関係について—. 日本の鮮新-更新統, 地団研専報第25号, p. 1-11.
- 市原 実 (1991) 2万5千分の1「千里丘陵とその周辺の地質図」. アーバンクボタ, 30号
- 市原 実編 (1993) 大阪層群, 創元社, 340p.
- 市原 実・藤田和夫・森下 晶・中世古幸次郎 (1955) 千里山丘陵-大阪層群の研究 (その1) . 地質学雑誌, vol. 61, p. 433-441.
- 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, 148p.
- 市原 実・亀井節夫 (1970) 大阪層群 —平野と丘陵の地質—. 科学, vol. 40, p. 282-291
- 市原 実・駿河 進・佐藤光男 (1991) 12万5千分の1「大阪・奈良地域の地質断面図」. アーバンクボタ, 30号
- 市原 実・横山卓雄・石田志朗 (1966) 満地谷累層について. 第四紀研究, 5, 65-72
- Iihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio- Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan —A standard stratigraphy of the Osaka Group—. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 1-29.
- 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ュン・トラック年代—. 地球科学, vol. 38, p. 1-16.
- 井口 禪・田結庄良昭 (1999) 大阪・京都・奈良県境, 交野山付近の領家花崗岩類の地質学的, 岩石学的研究. 神戸大学発達科学部研究紀要, vol. 7, p. 77-96.

- 飯泉 滋・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和（1990） 領家帯塩基性岩類の成因. 月刊地球, vol. 12, p. 424-429
- 生駒市域水理地質図作成委員会編（1989） 生駒市域水理地質図及び同説明書, 76p.
- 生駒山地領家帯研究グループ（1986） 生駒山はんれい岩体について. 地球科学, vol. 40, p. 102-114.
- 伊藤康人・竹村恵二・中世古幸次郎（1989） 大阪府千里丘陵西部に分布する大阪層群の古地磁気, 地質学雑誌, vol. 95, p. 615-618.
- 加々美寛雄・柚原雅樹・飯泉 滋・田結庄良昭・大和田正明・端山好和・濡木輝一（1995） 瀬戸内・近畿領家帯地域に分布するジュラ紀～中新世火成岩類のSr・Nd同位体比の変遷, 地質学論集, No. 44, p. 309-320.
- Kagami, H., Tainosho, Y., Iizumi, S., Owada, M. and Hayama, Y. (1995) Sm-Nd isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan: Remains of Jurassic igneous activity in a late Cretaceous granitic terrane. *Geochemical Journal*, vol. 29 p. 123-135.
- 梶山彦太郎・市原 実（1972） 大阪平野の発達史. 地質学論集, No. 7, p. 101-112
- 梶山彦太郎・市原 実（1986） 大阪平野のおいたち. 青木書店, 138p.
- Kamata, H. (1989) Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in the Hohi volcanic zone, Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 51, p. 41-50.
- Kamei, T. (1966) Notes on *Elephas shigensis* (Matsumoto and Ozaki) from Osaka Group and the Paleo-Biwa Group, Mem. *College of Sci. Univ. Kyoto*, Ser. B, Vol. XXXII, p. 381-394
- 亀井節夫・瀬戸口烈士（1970） 前期更新世の哺乳動物. 第四紀研究, vol. 9, p. 158-163
- 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)―瀬戸内地質区の特性と変遷―. 新生代の研究, 24-25, p. 11-19
- 加藤茂弘・佐藤裕司・松原尚志・兵頭政幸・檀原 徹（1999） 六甲山地西麓に分布する高塚山火山灰層のフィッション・トラック年代とその対比, 第四紀研究, vol. 38, p. 411-416.
- 活断層研究会編（1980） 日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 359p.
- 活断層研究会編（1991） 新日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 勝田邦夫（1988） 水走遺跡にみられる地震の痕跡. 東大阪市文化財協会ニュース, 3, p. 25-28.
- 河村善也（1993） 奈良丘陵の大阪層群. 地質学雑誌, vol. 99, p. 503-523
- 建設省国土地理院地理調査部編（1988） 全国の主要地域における地盤沈下の水位 一地域別地盤沈下量図の集成一. 国土地理院技術資料D-1-No. 292.
- 吉川清志・水野清秀・杉山雄一（1991） 関東-九州における前-中期更新世テフラの広域対比. 月刊地球, vol. 13, p. 228-233.
- 木村春彦・田久保成人（1958） 奈良県西部の生駒累層について. 京都学芸大学学報, Ser. B, No. 12, p. 76-82
- Kokawa S. (1955) On the radial arrangement of joint-prisms and fluidal structure of served in the Hozanji Volcanic Knoll, Nara Pref., Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 61, p. 189-194
- 小村良二（1995） 平成6年度砕石資源調査報告書, 近畿地域砕石資源調査報告, その2. 通商産業省

- 生活産業局, 46p.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1977) 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.31, p.115-129
- 古琵琶湖団体研究グループ (1981) 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.35, p.26-40.
- 久家直之 (1983) 大阪層群より軟骨魚類楯鱗および硬骨魚類脊椎骨の発見, 大阪微化石研究会機関誌, 11, 63-67
- 前田 昇 (1966) 生駒山地の地形と断層線との関係について. 大阪学芸大学報, no.14, p.211-219
- 前田保夫 (1977) 大阪湾の自然史. 科学, no.47, p.514-523.
- 増田富士雄 (1997) 上総・下総層群—酸素同位体比曲線—大阪層群: 対比 (案), 地球, 19, p.474-479.
- 増田富士雄・横川美和・岡坂裕美 (1991) 千里丘陵の大阪層群に見られるデルタ累重シーケンズ. 堆積学研究会報, no.35, p.109-114.
- 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会 (1996) 発掘された地震痕跡. 埋文関係救援連絡会議埋蔵文化財研究会, 825p.
- 松浦浩久・吉岡敏和・宮地良典・水野清秀 (1997) 大阪湾周辺地域の地質図の編さん. 地質調査所月報, no.48, p.13-18
- 三田村宗樹 (1992) 京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造. 第四紀研究, vol.31, p.159-176.
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭 (1998) 大阪東南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1地質図幅), 地質調査所, 113p.
- Momohara, Arata (1992) Late Pliocene Plant Biostratigraphy of the Lowermost Part of the Osaka Group, Southwest Japan, with Reference to Extinction of Plants, *Quaternary Research*, vol. 31, p.77-89.
- 文部省地震予防評議会編 (1941) 増訂 大日本地震史料. 1. 鳴鳳社, 945p.
- 森 忍 (1971) 瀬田層群, 奄芸層群の火山灰層について—瀬田層群の研究 その3—. 竹原平一教授記念論文集, p.99-111.
- Morioka, K., Tainosho, Y. and Kagami, H. (2000) Rb-Sr isochron ages of the Cretaceous granitoids in the Ryoke belt, Kinki district, Southwest Japan. *The Island Arc*, vol. 9, p. 46-54
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新—更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌, vol.106, p.51-69.
- 中川康一・三田村宗樹 (1991) 大阪の地下水上昇とその問題点. *Proceedings of 1st Symposium on Geo-Environments*, 227-232.
- 中川要之助 (1967) 奈良盆地西部の大阪層群. 大阪層群総研連絡誌, 1, p.12-16
- 中川要之助 (1973) 京都府南部木津川左岸地区の大阪層群. 第四紀総合研究会連絡誌, no.19, p.43-48
- 中川要之助・中世古幸次郎・横山卓雄 (1982) 芝の不整合について (II) —特に千里山丘陵の鮮新・更新統の層序と「古大阪層群 (新称)」について—. 九十九地学, no.17, p.52-63
- Nakamura, S. (1926) *Guide book of excursion D —Geography and Geology of Kyoto, Nara Osaka and Kobe—*, 3rd Pan Pacific Congr., Tokyo

- 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, 285p.
- 中世古幸次郎・中川要之助・柴山元彦（1977） 大阪西北部・大阪東北部. 土地分薄墨本調査（5万分の1図幅）, 大阪府, 21-32.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆（1996） 1:25,000都市圏活断層図「大阪東北部」. 国土地理院.
- 那須孝梯（1970） 大阪層群上部の花粉化石について 一堺港のボーリングコアを試料として一. 地球科学, vol. 24, p. 25-34
- 奈良県教育委員会文化財保存課（1998） 奈良県地質鉱物緊急調査報告書. 149p.
- 日本建築学会近畿支部・土質工学会関西支部編（1966） 大阪地盤図. コロナ社, 332p.
- 日本港湾協会（1979） 港湾施設の技術上の基準・同解説.
- 日本の地質「近畿地方」編集委員会編（1987） 日本の地質6: 近畿地方（代表編集委員, 中沢圭一・市川浩一郎・市原実）, 共立出版, 297p.
- Nirei H. (1968) Plio-Pleistocene Florae of Takatsuki Region, Osaka Prefecture, Central Japan, with Preliminary Remarks on the Evolution of the Genus Juglans. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol 11, p. 53-79
- 西垣好彦・藤田和夫（1985） 天満砂礫層と伊丹礫層. 地質ニュース, no. 368
- 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.
- 野口寧世（1967） 堺第6区300mボーリングコア中の珪藻について. 堺泉北臨海工業地帯総合地質報告書, p. 19-29
- 岡田篤正・東郷正美（2000） 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395p.
- 大阪府地域活断層調査委員会（1998） 上町断層帯に関する調査. 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, p. 305-313.
- 大阪地盤沈下総合対策協議会（1998） 大阪における地盤沈下の概況. 33p.
- 大阪市立大学理学部（1964） OD-1試錐地質資料調査報告. 大阪市総合計画局, p. 97-134
- 大阪市総合計画局（1964） 大阪市地盤沈下調査報告書. 152p.
- 大阪市総合計画局公害対策部（1965） 大阪市地盤沈下調査（OD-2）報告書. 大阪市総合計画局, 45p.
- 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, vol. 46, p. 209-220.
- 大阪層群最下部団体研究グループ（1992） 大阪層群中の「不整合」について—松尾丘陵北部の大阪層群—. 地球科学, vol. 46, p. 209-220.
- 大矢雅彦・久保純子編（1993） 淀川水害地形分類図および同説明書. 建設省淀川工事事務所・日本建設コンサルタント株式会社, 130p.
- 尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作（2000） 奈良地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 162p.
- 坂本隆彦・横井 定・吉村敬司・藤岡達也（1991） 大阪層群の海成砂質堆積物: 寝屋川市付近の堆積相解析. 堆積学研究会報, no. 35, p. 101-108.

- 坂本隆彦・増田富士雄・横川美和（1992） 扇状地で氾濫寺に形成されたクライミングリップル砂層
—京都府田辺町の大坂層群—。月刊地球, no. 8, p. 158-164.
- 寒川 旭（1978） 有馬-高槻構造線中・東部地域の断層変位地形と断層運動。地理学評論, vol. 51, p. 760-775.
- 寒川 旭（1979） 地震考古学の展望。考古学研究, vol. 36, p. 95-112.
- 寒川 旭（1986） 誉田山古墳の断層変位と地震。地震第2輯, vol. 39, p. 15-24.
- 寒川 旭（1989） 地震考古学の展望。考古学研究, 36, p. 95-112.
- 寒川 旭（1992） 地震考古学 遺跡が語る地震の歴史。中公新書, 252p.
- 寒川 旭（1997） 揺れる大地 日本列島の地震史, 同朋舎出版, 272p.
- 寒川 旭（1998） 考古遺跡にみる地震と液状化の歴史。科学, 58, p. 20-24.
- 寒川 旭（1999） 過去2千年の遺跡に刻まれた地震の痕跡。月刊地球, 24, p. 56-63
- 寒川 旭・杉山雄一・宮地良典（1996） 有馬-高槻構造線活断層系の活断層履歴及び地下構造調査。
平成7年度活断層研究調査概要報告書。p. 33-46
- 寒川 旭・宇治原靖泰（1989） 地震の液状化跡-大阪府西三荘・八雲東遺跡。考古学, 29, 83-86.
- 佐藤隆春（1985） 大阪周辺から和歌山市東方に分布する新第三紀火山岩類。瀬戸内区の特長, 地団
研専報, no. 29, p. 143-151.
- 里口保文（1997） 上総層群の火山灰層序及び上総・大阪・魚沼層群のテフロゾーンとの比較。地球科
学, vol. 51, p. 104-116.
- 里口保文・長橋良隆・黒川勝己・吉川周作（1999） 本州中央部に分布する鮮新-下部更新統の火山灰層
序。地球科学, vol. 53, p. 275-290.
- 柴山元彦・加藤雅一（1991） 放射能探査法による上町台地東縁部の団層群についての研究—大阪地下
地盤構造の研究（その7）—。大阪教育大学紀要, 第 III部門, vol. 39, p. 171-181
- 島田和明・田結庄良昭（1999） 生駒山地東部領家帯に分布する花崗岩類の黒雲母のK-Ar年代。第
101回日本地質学会講演予稿集, 245.
- 島田和明・田結庄良昭（2001） 大阪-奈良県境, 生駒山地北東部の領家花崗岩類。神戸大学発達科学
部研究紀要, vol. 8, p. 147-163.
- 下川浩一・荻谷愛彦・宮地良典・寒川 旭（1997） 生駒断層系の活断性調査。地質調査書研究資料集
No. 303（平成8年度活断層研究調査概要報告書）, p. 37-49.
- 染川治実・吉川周作（1983） 京都府南部, 田辺丘陵の大坂層群。地球科学, vol. 37, p. 98-109.
- 相馬恒雄（1963） 生駒斑れい岩体。地質学雑誌, vol. 69, p. 211-218.
- 榛葉昌次・田結庄良昭（1997） 大阪-奈良県境, 二上山南部地域の領家帯花崗岩類の地質学的, 岩石
学的研究。神戸大学発達科学部研究紀要, vol. 5, p. 121-136.
- 杉山雄一（1997） 上町断層系の反射法弾性波探査。地質調査所研究資料集, no. 303（平成8年度活断
層研究調査概要報告書）, p. 105-113.
- 鈴木正男（1988） 第四紀火山灰層のフィッシュトラック年代について。地質学論集, no. 30, p. 219
-221.

- 社団法人土質工学会関西支部・関西の大深度地盤の地質構造とその特性の研究委員会・地下空間の活用と技術に関する研究協議会編（1992） 関西地盤. 社団法人土質工学会関西支部, 212p.
- 鋤柄俊夫・寒川 旭（1998） 大坂城6A調査区検出の地震痕跡について. 大阪文化財研究, no. 14, p. 57-65.
- 田井昭子（1964） 枚方丘陵の大坂層群の花粉分析. 地球科学, no. 64, p. 8-17.
- 田井昭子（1966） 大阪市におけるボーリング（OD-1）コアの花粉分析（1・2）. 地球科学, no. 83, p. 25-33, no. 84, p. 31-38
- 田結庄良昭・飯泉 滋・加々美寛雄・端山好和（1989） 近畿-瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因. 地球科学, vol. 43, p. 16-27.
- 田結庄良昭・榛葉昌次・佐藤知子・納 三生・垣内貴志（1997） 大阪-奈良県境, 信貴山地の領家帯花崗岩類. 神戸大学発達科学部研究紀要, vol. 5, p. 137-148.
- 田結庄良昭・森岡幸三郎・井口禪・島田正明・榛葉昌次・藤井宏明・加々美寛雄（2000） 近畿地方領家帯深成岩類の火成活動区分と放射年代. 月刊「地球」, 30, 196-203.
- 田結庄良昭・弘原海清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩体研究グループ（1985） 近畿地方における白亜紀-古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, vol. 39, p. 358-371.
- 高谷好一・市原 実（1961） 枚方丘陵の第四紀層-とくに新香里層・枚方層にみられる気候変化について. 地質学雑誌, vol. 67, p. 584-592.
- Takaya, Y. (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the paleogeography of Lake Biwa with the special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 30, p. 81-118.
- 東京大学地震研究所編（1983） 新収日本地震史科. 第三巻別巻, 日本電気協会, 590p.
- 東京大学地震研究所編（1987） 新収日本地震史科. 第五巻別巻, 5-2, 日本電気協会, 2528p.
- Torii, M. (1973) Paleomagnetic investigation of a water-laid volcanic ash layers in the Osaka Group. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, vol. 1, p. 65-70.
- Torii, M., Yoshikawa, S. and Itihara, M. (1974) Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in Osaka Group, Sennan and Senpoku Hills, Southwestern Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, vol. 2, p. 34-37.
- ト部厚志（1999） 鮮新-更新統に認められる相対的海水準変動とその対比—大阪・掛川・魚沼・上総層群を例として—. 地球科学, vol. 53, p. 247-257.
- 宇佐美龍夫（1996） 新編日本被害地震総覧, 増補改訂版416-1996, 東京大学出版会, 493p.
- 宇津徳治（1977） 東海沖の歴史上の大地震. 地震予知連絡会議地域部会報告, 1, p. 1-8.
- Watanabe, T., Ireland, T., Tainosho, Y. and Nakai, Y. (2000) SHRIMP dating of granitoids in the Ryoke metamorphic belt, Kinki district, central Japan. *The Island Arc*, vol. 9, p. 37-45.
- 山本栄作・中川康一・三田村宗樹・戸田 茂・西田智彦・寺田裕司・宇田英雄・横田 裕（1992） 大阪平野中央部における反射法地震探査・一淀川（十三-柴島）測線一. 日本応用地質学会発表会講演論文集, 1992, p. 185-188.

- 山根新次 (1930) 大阪市地質概観. 小川博士還暦記念学論叢, p. 180-273.
- 山城O_q礫研究グループ (1980) 大阪府千里山丘陵の大阪層群から多量のオーソコーツアイト質礫の発見. 地球科学, vol. 34, p. 279-282.
- Yokoyama Takuo (1969) Tephrochronology and Paleogeography of the Plio- Pleistocene in the Eastern Setouchi Geologic Province, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. & Mineral.*, vol. 36, p. 19-85
- 横山卓雄・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.
- 横山卓夫・楠木幹造 (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.
- 横山卓雄・中川要之助・壇原徹・竹村恵二 (1981) 芝の不整合 (1) —千里山丘陵北縁部の大阪層群の層序および大阪層群中における不整合の発見と意味について—. 同志社大学理工学研究報告, 21, p. 301-320
- Yokoyama, T., Nakagawa, Y., Makinouchi, T. and Ishida, S. (1976) Subdivision of Plio- Pleistocene in Kinki and Tokai district, Japan. *Proc. First CPNS*, p. 408-412.
- 横山卓雄・中川要之助・牧野内 猛・松田高明・竹村恵二・林田 明・壇原 徹・小畑喜彦 (1978) 同志社田辺校地及びその周辺の地質—南山城の自然史—同志社大学校地学術調査委員会調査資料, no. 13, 68p.
- 横山卓雄・中川要之助・松岡長一郎 (1975) 近畿地方の鮮新・更新統. 日本地質学会第81回総会巡検案内書, 24p.
- 吉川宗治・町田義之・寺本光雄・横田 裕・長尾英孝・梶原正章 (1987) 大阪市内における反射法地層探査. 物理探査学会77回学術講演会講演論文集, p. 114-117.
- 吉川周作 (1973) 大阪市南東部の大阪層群. 地質学雑誌, vol. 79, p. 33-45.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, vol. 82, p. 131-140
- 吉川周作 (1983) 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比. 地団研専報, vol. 25, p. 45-61
- 吉川周作 (1989) 大阪層群の火山灰層序. 日本応用地質学会関西支部編「大阪層群の諸問題」, p. 119-135.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質学雑誌, vol. 105, p. 332-340
- 吉川周作・中川康一・川辺孝幸・古谷正和・大四雅弘 (1987) 大阪市真相ボーリング, OD-2・OD-1コアの再検討
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆 (1996) 第三紀. 第四紀境界層準の広域火山灰層—福田・辻又川・Kd38火山灰層—. 地質学雑誌, vol. 102, p. 258-270
- 吉川周作・吉田史郎・服部俊之 (1988) 三重県員弁郡付近の東海層群の火山灰層. 地調月報, vol. 39, p. 615-633.
- 吉川周作・吉田史郎・須川栄司 (1991) 東海層群の火山灰層とその対比. 地球科学, vol. 45, p. 453-467.

Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966) The Ryoke Metamorphic Zone of the Kinki District, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci. University Kyoto, Ser B.* vol. 32, p. 437-454.

柚原雅樹・加々美寛雄 (1995) 勝間石英閃緑岩体の冷却史. *地質学雑誌*, vol. 101, 434-442.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kyoto (11) No. 51



GEOLOGY

OF THE

ŌSAKA-TŌHOKUBU DISTRICT

By

Yoshinori MIYACHI, Yoshiaki TAINOSHO and Akira SANGAWA

(Written in 2000)

(ABSTRACT)

The Ōsaka-Tōhokubu District, which is a quadrangle between latitudes 34° 40'-34° 50' N and longitudes 135° 30'-135° 45' E, is situated among Osaka, Nara and Kyōto Prefectures. Topologically, the district includes the Ikoma and Katano Mountains, which separate the Osaka Plain to the west and the Nara Basin to the east.

The Ōsaka-Tōhokubu district geotectonically belongs to Ryoke Belt in the Inner Zone of Southwest Japan. The main lithologic units of the Ikoma and Katano Mountains in the Ōsaka-Tōhokubu District are composed of metamorphic rocks derived from Jurassic complex, Jurassic gabbroic rocks and Late Cretaceous granitic rocks. The Miocene Hozanji andesite intrude into the granitic rocks. Ōsaka Plain is in the western part of the District. Ōsaka Plain are underlain by a thick sequence of upper Cenozoic sediments. Many hills develop on the east of the Ikoma Mountains (Tanabe, Nishinokyo, Yata and Ikomadani Hills), northwest of the Katano Mountains (Hirakata, Katano and Nagao Hills), and Senri Hill in the northwestern part of this District. Many hills are composed of the Late Pliocene - Middle Pleistocene Osaka Group with Pleistocene terrace deposits, while the basins are filled with alluviums.

The geology of this district is summarized in Figure 1.

Geologic Age		Geologic Unit		Geological event												
Cenozoic	Holocene	Modern river bed deposits		Alluvial plain (Osaka plain)												
		Natural levee deposits														
		Back marsh deposits														
	Quaternary	Late	Lower terrace deposits	Lower plane	Terrace deposits											
				Higher plane												
		Middle terrace deposits														
		Higher terrace deposits														
	Pleistocene	Middle	(Standard Stratigraphy) (Senri Hills) (Hirakata Hill) (Hills on the east of the Ikoma Mountains)		transgressive and regressive cycles											
		Early	Osaka Group	<table border="1"> <tr> <td>Upper Most part</td> <td rowspan="2">Ibaraki Formation</td> <td rowspan="2">Shinkori Formation Kori Formation</td> <td>Shodai Formation</td> </tr> <tr> <td>Upper part</td> <td>Seika Formation</td> </tr> <tr> <td>Lower part</td> <td rowspan="2">Senriyama Formation</td> <td rowspan="2">Ikaga Formation</td> <td>Tanabe Formation</td> </tr> <tr> <td>Lower Most part</td> <td>Tomigaoka Formation</td> </tr> </table>		Upper Most part	Ibaraki Formation	Shinkori Formation Kori Formation	Shodai Formation	Upper part	Seika Formation	Lower part	Senriyama Formation	Ikaga Formation	Tanabe Formation	Lower Most part
	Upper Most part	Ibaraki Formation	Shinkori Formation Kori Formation	Shodai Formation												
Upper part	Seika Formation															
Lower part	Senriyama Formation	Ikaga Formation	Tanabe Formation													
Lower Most part			Tomigaoka Formation													
Tertiary	Pliocene			Setouchi Volcanism (dikes)												
	Miocene	Hozanji andesite														
Mesozoic	Cretaceous	Late	Younger dikes	Ryoke Metamorphic Rocks												
			Stage 4 Granitic rocks		Tsuda Granite											
			Stage 3 Granitic rocks		Shijonawate Granodiorite											
	Stage 2 Granitic rocks	Katano Granite														
		Tomio Granite														
		Tenno Granite														
Older dikes																
Stage 1 Granitic rocks	Ishikiri Tonalite															
Early																
Jurassic		Mafic plutonic rocks	Ikomayama Gabbro Metadiabase	Mafic plutonism												
		Original rocks of the Ryoke Metamorphic Rocks		Construction of sedimentary complex Deposition of original rocks of the Ryoke Metamorphic Rocks												
Triassic																

Fig.1 Summary of geology of the Ōsaka-Tōhokubu district

RYOKE METAMORPHIC ROCKS

The Ryoke Metamorphic Rocks occupies the northern part of this area, Kannabi Mountain. The metamorphic rocks are derived from chert, mudstone and small amount of sandstone. The rocks are characterized by the metamorphic minerals such as biotite and chlorite. There is weak banded gneissose structure. The primary sedimentary structures in the rocks are well observed. Metamorphic grade of this district is weak

compared with that of the another Ryōke Belt area.

PLUTONIC AND DIKE ROCKS

The plutonic rocks are exposed in the Ikoma and Katano Mountains. The plutonic rocks of this district can be divided into two age groups ; Jurassic mafic plutonic rocks and Cretaceous felsic plutonic rocks.

The gabbroic rocks forming the Ikoma Mountains can be divided into three rock types on the basis of their field occurrences and petrographical features. The first is the hornblende gabbro and gabbro-norite which is the main type of the gabbroic rocks in the uplifted Ikoma Mountains. It is coarse-grained and dark-colored hornblende gabbro with orthopyroxene, and is often penetrated by late intrusion of granitic rocks. The second is fine-grained gabbro-norite and is included in the hornblende gabbro. The third is olivine bearing gabbro-norite. The Sm-Nd whole rock isochron age of the hornblende gabbro and norite is 192 ± 19 Ma. These gabbroic rocks belong to Jurassic igneous activity. The major elements of the gabbroic rocks vary systematically with the SiO₂ content. The study of the chemical compositions and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios suggest that the gabbroic rocks are the products of magmatic differentiation from single tholeiitic magma. Plagioclase has high anorthite contents, but forsterite contents of olivine are rather low ranging from 0.6 to 0.7. These facts suggest the crystallization under the high vapor pressure. The metadiabase occurs as xenoliths in the granitic rocks and shows metamorphic granular texture, and is usually called metadiabase in the Ryōke Belt.

The Cretaceous granitic rocks can be divided into four stages based on field occurrences and their structural relationships. The first stage granite is the Ishikiri tonalite. This tonalite is gneissic in texture. The second stage granites in this district are weakly foliated and widely distributed. The Kisaichi granite, Tenno granite, Tomio granite and Katano granite belong to the second stage granite. Among them, the Katano granite is the main rock type. The third igneous stage granite is massive and occurs as a stock-like body, cross-cutting the general east-west trend of the Ryōke Belt. The third stage granite comprise the Shijyonawate granodiorite. The fourth stage granite occurs as a dike-like body which intruded discordantly into the second and third stage granites. The fourth stage granite include the Tsuda granite. This granite is fine-grained and sometimes contains muscovite. The fine-grained granite intrude all the the other stage granites. These ages indicate that the igneous activity in these granites of this district occurred between 85Ma and 70Ma, except for the Kisaichi granite.

The dike rocks divided into older and younger dikes based on field occurrences. The older dikes are composed of diorite to granodiorite, which intrude into the Ikomayama gabbro. The younger dike is composed of quartz porphyry dike. Most of them intruded into the granitic rocks with a N-W strike orientation.

HŌZANJI ANDESITE (MIOCENE)

The Tertiary rocks in this district consist of Miocene intrusive rocks (Hozanji andesite), and they are distributed as a volcanic knoll in the vicinity of Ikoma Mountain.

This volcanic knoll consists of aphanitic hornblende-two pyroxenes andesite. These rocks are correlated with the Nijo Group based on similarities in their composition and occurrence.

OSAKA GROUP (LATE PLIOCENE TO MIDDLE PLEISTOCENE)

The Osaka Group, which is more than 1,700m in thickness, is composed of the unconsolidated gravel, sand and clay beds with more than 50 volcanic ash layers. The standard stratigraphy of the Group is divided into four parts, that is the lower most part, lower part, upper part and upper most part, in ascending order.

The Lower most part is mainly composed of gravel and sand layers. The Lower most part is characterized by plant remains rich in the Metasequia flora, and was deposited more than 1.6million years ago.

The Lower part is mainly composed of gravel, sand and mud with four marine clay beds, named Ma -1, Ma 0, Ma 1 and Ma 2.. The survival of Metasequia flora, and the new appearance of the flora from the Quarternary are recognized in this part. It was deposited between 1.6 million years and 0.85 million years ago.

The upper part and upper most part are composed of the gravel, sand, silt and is intercalated with four marine clay beds respectively. The marine clay beds in the upper part is named Ma 3, Ma 4, Ma 5 and Ma 6, and in the upper most part is Ma 7, Ma 8, Ma 9 and Ma 10. The upper part was deposited between 850 thousand years to 600 thousand years ago. The upper most part was deposited between 600 thousand years to 200 thousand years ago.

The Group is distributed in the hills in this district. The stratigraphy of the group is established in 3 hills groups, the hills on the east of the Ikoma Mountains, Senri Hill, Hirakata Hill, and underground of the Osaka Plain. The correlation between the standard stratigraphy and stratigraphy in the hills groups in this district is shown in Fig. 1.

The Osaka Group in the hills on the east of the Ikoma Mountains, the eastern part of the district, around Nara, Ikoma, Seika, Kyō-Tanabe and Yahata Cities, was subdivided into four Formations, the Tomigaoka Formation, the Tanabe Formation, the Seika Formation and Shōdai Formation in ascending order. The Tomigaoka Formation, 50m thick or less, is subdivided into two members : Shikahata Gravel Member in the lower part and Higashibata Alternation Member in the upper part. The Tanabe Formation, 80m thick, is subdivided into two members : Mizutori Gravel Member in the lower part and Zakuro Alternation Member in the upper part. The Seika Formation, 30-80m thick, is mainly alternation of gravel and sand, and silt. The Shōdai Formation, 60m thick, is mainly consist of gravel, sand and mud, and intercalated with three Marine Clay beds (Ma 5, Ma 6 and Ma 7).

The Osaka Group in the Senri Hill was subdivided into two Formations, the Senriyama Formation in the lower part and the Ibaraki Formation in the upper part. The Senriyama Formation, 230m thick, is mainly composed of gravel, sand and mud and is intercalated with three Marine Clay beds (Ma 0, Ma 1 and Ma 2) in the upper part. The Ibaraki Formation, 110m thick, is mainly composed of alternation of gravel and

Marine Claybeds (Ma 3, Ma 4, Ma 5 Ma 6 Ma 7 and Ma 8).

The Osaka Group in the Hirakata Hill was subdivided into three Formations, the Ikaga Formation, Kōri Formation and Shinkōri Formation, in ascending order. The Ikaga Formation, 30m thick or more, is mainly composed of gravel and sand and is intercalated with a Marine Clay layer named Ma1. The Kōri Formation, 30m thick, is mainly composed of the alternation of the gravel and Marine Clay beds (Ma 2-Ma 6). The Shinkōri Formation, 30m thick, is mainly composed of the alternation of gravel and Marine Clay beds (Ma7 and Ma 8).

TERRACE DEPOSITS AND ALLUVIUM

Terrace deposits in this area are divided into the Higher, Middle and Lower Terrace Deposits. The Lower Terrace Deposits are further subdivided into upper and lower surfaces. The Terrace deposits develop at the Senri, Hirakata, Katano Hills and around the Ikoma Mountains in this district. The Higher Terrace deposits formed before the last glacial age. The Middle Terrace Deposits formed during the last interglacial age. The upper Lower Terrace Deposits formed several ten of thousands of years ago. The lower Lower Terrace Deposits formed last glacial age. The Lower Terrace Deposits in the Hirakata and Katano Hills are undivided because there are many plains and they are tilted by the fault and flexures.

The alluvium is distributed on the Osaka Plain. The abandoned river deposits and natural levee deposits are distributed along the rivers.

ACTIVE FAULT

There are several active faults in and around this district. There are Ikoma Fault, Arima- Takatsuki Tectonic Line Active Fault systems and Uemachi Fault.

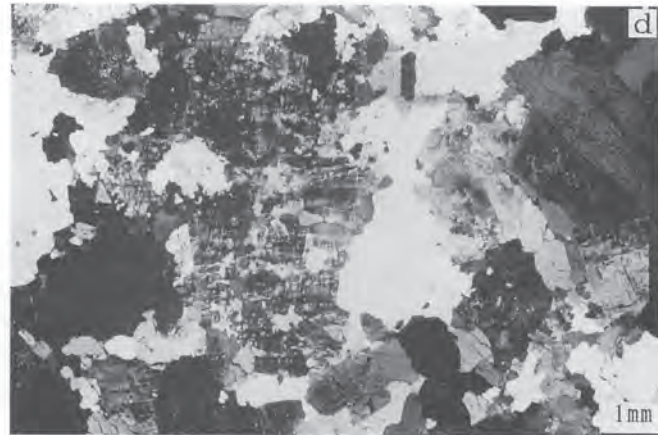
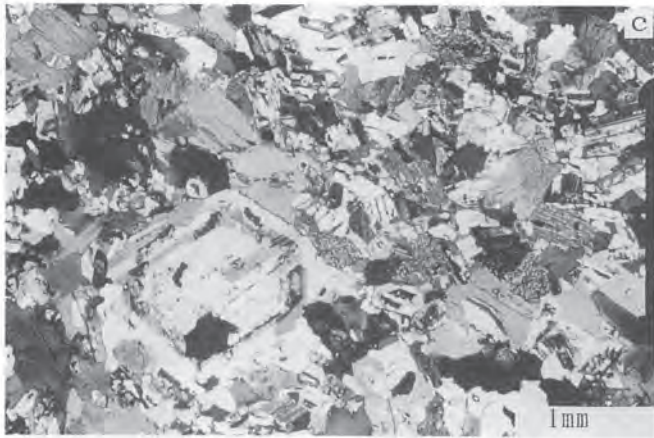
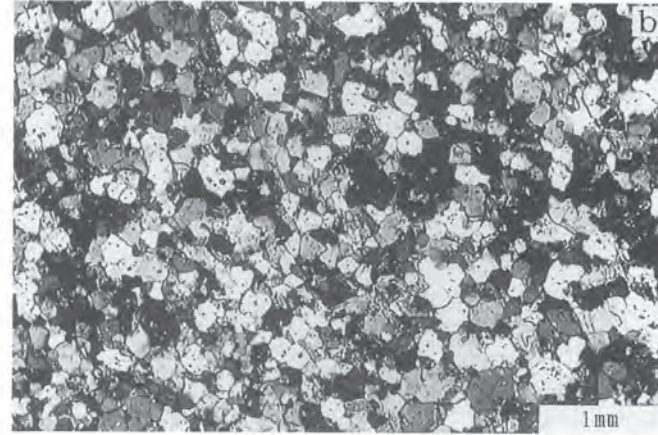
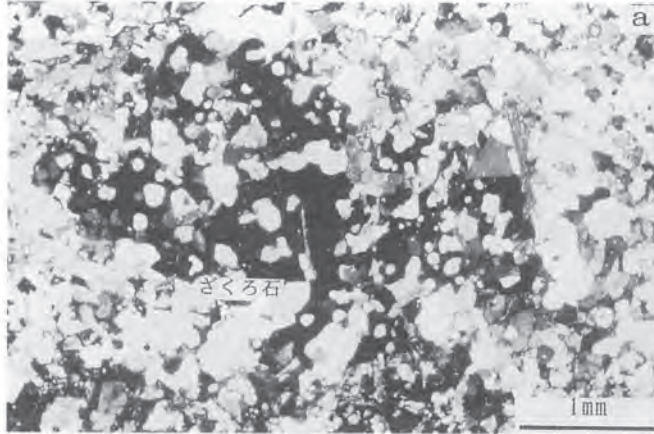
The Ikoma Fault system runs around the margin of the Ikoma Mountains. This active fault moved between 1.6 and 1.9 thousand years ago. This fault system separates at the northern part. There are Hirakata Flexure, Taguchi Flexure, Katano Fault and Nagao Flexure. Hirakata Flexure runs NNW-SSE along the western margin of the Hirakata Hill. The Lower Terrace Deposits tilt to the west by the Flexure. The Taguchi Flexure, Katano Fault and Nagao Flexure runs NE- SW trends that is parallel to the northwestern margin of the Katano Mountain.

The Arima- Takatsuki Tectonic Line Active Fault system runs along the northern margin of the Osaka Plain and in the northwestern margin of this district. The Bōjima, Magami and Ai Fault belong to this fault system. The last activity of this fault system is the Fushimi earthquake occurred in 1595 A.D.

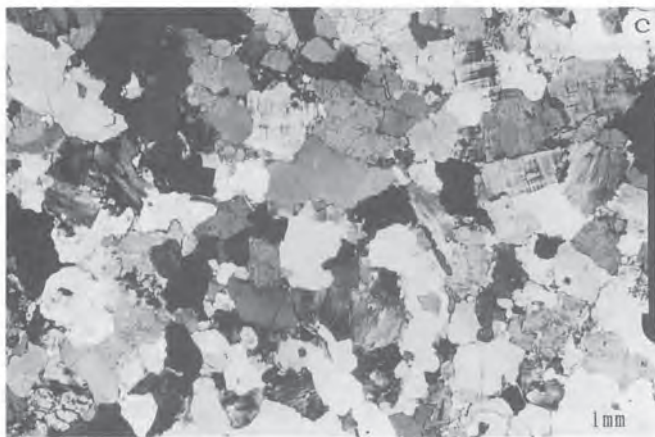
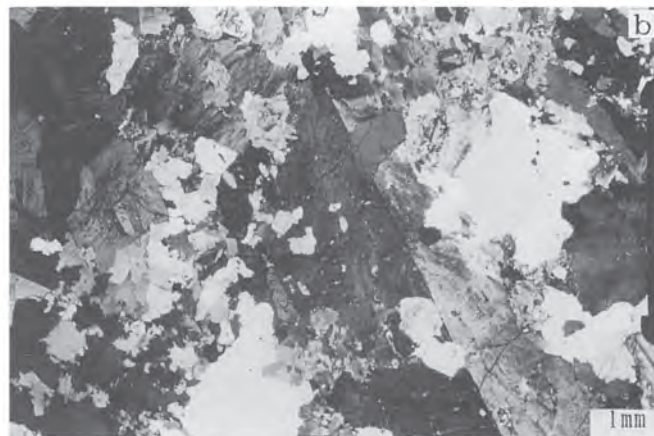
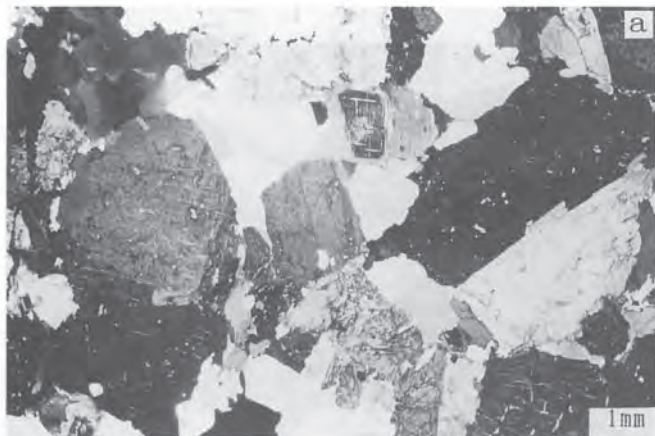
The Uemachi Fault runs N-S trend along the western margin of this district. This Fault has off-set to the SW in the alluvium.

DISASTER CAUSED BY THE EARTHQUAKES

This district was damaged many times caused by the earthquakes. Some of them moved at the Nankai Trough. There are Showa Nankai Earthquake (1946), Ansei Nankai Earthquake (1854) and so on. Others caused by the active faults. The Fushimi Earthquake are by the activity of the Arima- Takatsuki Tectonic Line Active Fault system.



図版1 a ; 変成泥岩捕獲岩の顕微鏡写真(奈良市富雄) b ; 変成砂岩の顕微鏡写真(京田辺市甘南備山)
c ; 変輝緑岩の顕微鏡写真(京田辺市天王) d ; 天王花崗岩の顕微鏡写真(京田辺市天王)



図版2 a ; 富雄花崗岩の顕微鏡写真 (奈良市富雄)
b ; 交野花崗岩の顕微鏡写真 (交野市交野山)
c ; 津田花崗岩の顕微鏡写真 (枚方市津田)

文献引用例

宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭 (2001) 大阪東北部地域の地質. 地域地質研究報告
(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 130p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Miyachi, Y., Tainosho, Y. and Sangawa, A. (2001) *Geology of the Ōsaka-Tōhokubu District*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 130p. (in Japanese with English abstract 6p.) .

平成13年3月5日 印刷

平成13年3月12日 発行

経済産業省産業技術総合研究所 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 前田 典千代

印刷所 前田印刷株式会社

茨城県つくば市東新井14-3

© 2001 Geological Survey of Japan