

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第63号

NI-53-15-5

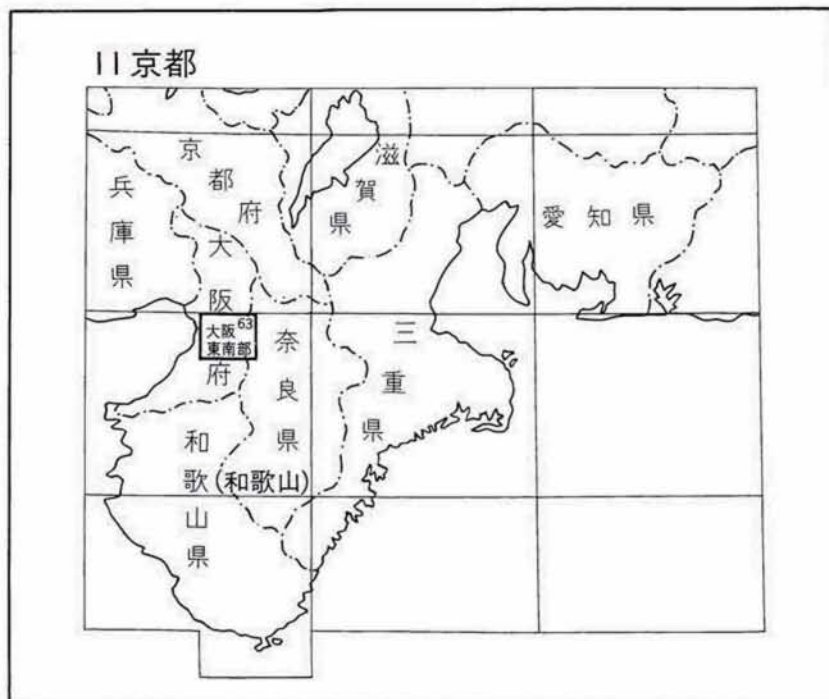
大阪東南部地域の地質

宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭

平成10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

		伏見 Fushimi 1:75,000 (1932)	
11-50 大阪西北部 Osaka-Seihokubu NI-53-14-12 (1982)	11-51 大阪東北部 Osaka-Tohokubu NI-53-14-8 (未刊行, unpublished)	11-52 奈良 Nara NJ-54-14-15 (未刊行, unpublished)	
11-62 大阪西南部 Osaka-Seinambu NI-53-15-9 (1985)	11-63 大阪東南部 Osaka-Tonambu NI-53-15-5 (1998)	11-64 桜井 Sakurai NI-53-15-1 (未刊行, unpublished)	
11-73 岸和田 Kishiwada NI-53-15-10 (1986)	11-74 五条 Gojō NI-53-15-6 (未刊行, unpublished)	11-75 吉野山 Yoshinoyama NI-53-15-2 (1958)	

目 次

I. 地 形	(寒川 旭・宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之)	1
I. 1 山地.....		2
I. 2 丘陵及び台地.....		3
I. 3 低地.....		5
II. 地質概説.....	(宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭)	5
II. 1 変成岩類及び深成岩類.....		8
II. 2 第三系.....		10
II. 3 大阪層群.....		11
II. 4 段丘堆積物.....		11
II. 5 沖積層・人工改変地.....		12
II. 6 活断層.....		12
III. 変成岩類及び深成岩類	(田結庄良昭)	12
III. 1 研究史.....		12
III. 2 領家変成岩類(Mc, Mg, Ms)		14
III. 2. 1 概要		14
III. 2. 2 層序及び構造		14
III. 2. 3 岩相		14
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-中性深成岩類(Rd, Rh, Ro, Rf, Rp, Qf)		17
III. 3. 3 花崗岩類		26
III. 3. 3. 1 第1期花崗岩類(Gs, Gp, Gi, Gt, Gf)		30
III. 3. 3. 2 第2期花崗岩類(Gn, Gm)		33
III. 3. 3. 3 第3期花崗岩類(Gk, Gg, Gb, Go, Gc, Ge)		35
III. 3. 3. 4 第4期花崗岩(Gh, A)		37
III. 3. 4 岩脈類.....		42
III. 3. 4. 1 古期岩脈類(D)		43
III. 3. 4. 2 新期岩脈類(P)		43
IV. 第三系	(吉川敏之)	43
IV. 1 研究史及び概要.....		43
IV. 2 二上層群.....		44
IV. 2. 1 ドンズルホー累層(Dl, Da, Dm, Dh, Dr, Du)		44

IV. 2. 2	原川累層 (Hc, Hs, Ha, Hb)	51
IV. 2. 3	定ヶ城累層 (Jd, Jt, Jc)	54
IV. 3	貫入岩類 (Na, Nr, Nb, Ns)	56
V.	大阪層群 (宮地良典)	58
V. 1	研究史	58
V. 2	大阪層群の層序	62
V. 2. 1	概説	62
V. 2. 2	下部層 (Ol)	62
V. 2. 3	中部層 (Om)	62
V. 2. 4	上部層 (Ou)	63
V. 3	火山灰層	63
V. 4	産出化石と地質年代	67
V. 4. 1	植物化石	67
V. 4. 2	哺乳動物化石	68
V. 4. 3	古地磁気層序・フィッシュン・トラック年代	68
V. 5	大阪層群の構造	68
V. 6	大阪平野の地下構造	69
VI.	段丘及び段丘堆積物 (th, tm, t11, t2, t12, t1) (寒川 旭・宮地良典)	69
VII.	沖積層 (f, vf, ar, a, rb) (寒川 旭・宮地良典)	71
VIII.	活断層 (寒川 旭)	74
VIII. 1	生駒断層	74
VIII. 2	誉田断層	80
VIII. 3	羽曳野撓曲	81
VIII. 4	(上町断層系)	81
VIII. 5	(金剛断層系)	83
IX.	採石 (吉川敏之)	84
X.	自然災害 (宮地良典・吉川敏之・寒川 旭)	84
X. 1	地震災害	84
X. 2	亀の瀬地すべり (KM)	94
X. 3	地盤沈下	95
	文献	97
	Abstract	105

図・表目次

第 1 図	大阪東南部地域の位置図	2
第 2 図	大阪東南部地域周辺の地形概略図	3
第 3 図	大阪東南部地域の地形区分図	4
第 4 図	「大阪東南部」図幅地域の地質総括図	6
第 5 図	「大阪東南部」図幅地域の地質概略図	7
第 6 図	「大阪東南部」図幅及び周辺地域の先第三系地質概略図	9
第 7 図	チャート起源変成岩	15
第 8 図	縞状構造をもつ砂岩泥岩起源変成岩	15
第 9 図	花崗岩質脈を伴う砂岩泥岩起源変成岩	16
第 10 図	信貴山花崗閃緑岩と変輝緑岩の関係	18
第 11 図	かんらん石含有斑れいノーライトと角閃石斑れい岩の関係	19
第 12 図	角閃石斑れい岩と細粒斑れいノーライトの関係	19
第 13 図	生駒山斑れい岩体の岩相相互の関係	20
第 14 図	生駒山斑れい岩の鉱物容量比	20
第 15 図	レイアリング構造を示す斑れい岩の転石	21
第 16 図	かんらん石(O1)と斜長石(P1)の接触部にみられるスピネルシンプレクタイト(Sp)(虫食い状部)の顕微鏡写真	21
第 17 図	生駒山地の花崗岩類の分布と構造	22
第 18 図	福貴畑石英閃緑岩と田池花崗岩の関係	23
第 19 図	福貴畑石英閃緑岩の南北方向の SiO ₂ 含有量の変化	24
第 20 図	生駒山斑れい岩及び周辺の領家帯苦鉄質岩類の Rb-Sr の関係	28
第 21 図	本図幅地域の深成岩類の相互関係と近畿領家帯及び淡路島領家帯の花崗岩との対比	29
第 22-1,2 図	生駒山地及び二上山地の花崗岩類のモード組成	30
第 23 図	信貴山花崗閃緑岩と高安山花崗岩の関係	32
第 24 図	岩橋山花崗岩と信貴山花崗閃緑岩の関係	34
第 25 図	信貴山花崗閃緑岩と堅下花崗閃緑岩及び堅上花崗岩の関係	35
第 26 図	生駒山地の第 1, 3 期の花崗岩類の SiO ₂ -Na ₂ O+K ₂ O 図及び SiO ₂ -FeO/MgO 図	40
第 27 図	図幅地域の花崗岩類の Al ₂ O ₃ -(Na ₂ O+K ₂ O)-CaO-(FeO+MgO) 図	41
第 28 図	図幅地域の花崗岩類のノルム Or-Ab-An 図	41
第 29 図	ドンズルボー累層下部, ザクロ石黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩の溶結凝灰岩	46
第 30 図	ドンズルボー累層中部, ザクロ石黒雲母安山岩凝灰角礫岩	47
第 31 図	ドンズルボー累層上部, ザクロ石黒雲母流紋岩火砕岩の産状と堆積構造	48
	A. 成層したザクロ石黒雲母流紋岩火砕岩	

	B. 火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩の基底部	
	C. 火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩の上部 垂直方向に脱ガス構造が見られる	
	D. 火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩を覆う成層した細粒な凝灰岩	
	E. 成層した細粒な凝灰岩の bomb sag 構造	
	F. 細粒な凝灰岩に含まれる火山豆石	
	G. 細粒な凝灰岩中の気泡 (vesiculated tuff)	
	H. 細粒な凝灰岩層理面に見られる乾裂(?)とその変形構造	
	I. 細粒な凝灰岩断面に見られる重力変形構造	
第 32 図	ドンズルポー累層の火山岩類の薄片写真	50
	A. ザクロ石黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩の溶結凝灰岩	
	B. ザクロ石黒雲母安山岩	
	C. 含ザクロ石角閃石斜方輝石安山岩溶岩	
	D. ザクロ石黒雲母流紋岩	
第 33 図	原川累層の無斑品質安山岩	52
第 34 図	原川累層の火山岩類の薄片写真	55
	A. 無斑晶安山岩	
	B. カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩	
	C. カンラン石単斜輝石玄武岩	
第 35 図	定ヶ城累層黒雲母流紋岩-デイサイト凝灰岩の脱ガス構造	55
第 36 図	定ヶ城累層黒雲母斜方輝石デイサイト溶岩の薄片写真	56
第 37 図	信貴山に分布するザクロ石黒雲母流紋岩の薄片写真	57
第 38 図	大阪層群の層序総括図	59
第 39 図	大阪層群の火山灰層の層相・岩石記載的性質	64
第 40 図	ピンク火山灰の層相	65
第 41 図	アズキ火山灰の層相	66
第 42 図	沖積層の下限深度分布と沖積中部粘土層の層厚	72
第 43 図	縄文海進期の海域	73
第 44 図	大阪平野周辺の主要な活断層	75
第 45 図	生駒断層の位置	76
第 46 図	撓曲地形に関する地形断面図	76
第 47 図	八尾市内の伏在断層に関する地質断面図	77
第 48 図	北に隣接する「大阪東北部」図幅内の四条畷市南野六丁目でのトレンチに現れた断層	78
第 49 図	誉田断層周辺の段丘面の分布	79
第 50 図	誉田断層の活動の累積によって急傾斜した大阪層群	80
第 51 図	上町断層と第 52 図に示す反射断面図の位置	81
第 52 図	大和川南岸に沿う反射断面図	82

第 53 図	河内大和地震の被害域	85
第 54 図	プレート境界の地震の発生時期	86
第 55 図	地震跡の位置図	87
第 56 図	東大阪市池島・福万寺遺跡で検出された液状化跡	88
第 57 図	八尾市志紀遺跡で検出された杭の切断跡	89
第 58 図	堺市下田遺跡で検出された砂脈	89
第 59 図	八尾市田井中遺跡で検出された液状化跡	90
第 60 図	八尾市田井中遺跡における粒度分析結果	90
第 61 図	堺市小阪遺跡で検出された液状化跡	91
第 62 図	東大阪市西岩田遺跡で検出された液状化跡	92
第 63 図	松原市東新町遺跡で検出された液状化跡	93
第 64 図	亀の瀬地すべりの概要と被害	94
第 65 図	大阪平野の地盤沈下	96
第 1 表	生駒山斑れい岩の代表的な岩相の全岩化学組成	26
第 2 表	図幅地域の代表的な花崗岩類の全岩化学組成	27
第 3 表	図幅地域の代表的な花崗岩類の全岩化学組成	39
第 4 表	二上層群の層序対比表	45
第 5 表	大阪層群の層序対比表	61
第 6 表	大阪平野と奈良盆地の段丘層及び地下の層序の対比	72
Fig. 1	Summary of geology of the Ōsaka-Tōnambu district	106
第 I 図版	a 福貴畑石英閃緑岩の顕微鏡写真	111
	b 信貴山花崗閃緑岩の顕微鏡写真	111
第 II 図版	a 高安山花崗岩の顕微鏡写真	112
	b 岩橋山花崗岩の顕微鏡写真	112
第 III 図版	a 大道花崗岩の顕微鏡写真	113
	b 南河内花崗岩の顕微鏡写真	113

大阪東南部地域の地質

宮地良典*・田結庄良昭**・吉川敏之*・寒川 旭***

大阪東南部地域は、平成6-8年度に特定地質図幅の研究として野外調査が行われた。野外調査は、花崗岩類・変成岩類を田結庄良昭、第三紀の二上層群を吉川敏之、鮮新-更新統大阪層群を宮地良典、その他の第四系及び活構造を寒川旭がそれぞれ担当した。

本地域は、大阪平野を中心に都市化が進み、特に平野部では調査年次に地表で観察できるものは非常に限られたもののみである。しかし、この地域の地下地質は、第四紀地質学的、土木工学的に多くの問題を抱え、災害も含め人間生活と大きく関わってくる。

したがって、本図幅執筆に際し、数多くの先人の貴重な資料をまとめることも重要であり、数多くの先人の資料の引用が必要となった。ここに改めて、これらの方々の努力に敬意を表し感謝する。本研究のために使用した薄片は、地質標本館の阿部正治、大和田朗両技官の製作による。

I. 地 形

(寒川 旭・宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之)

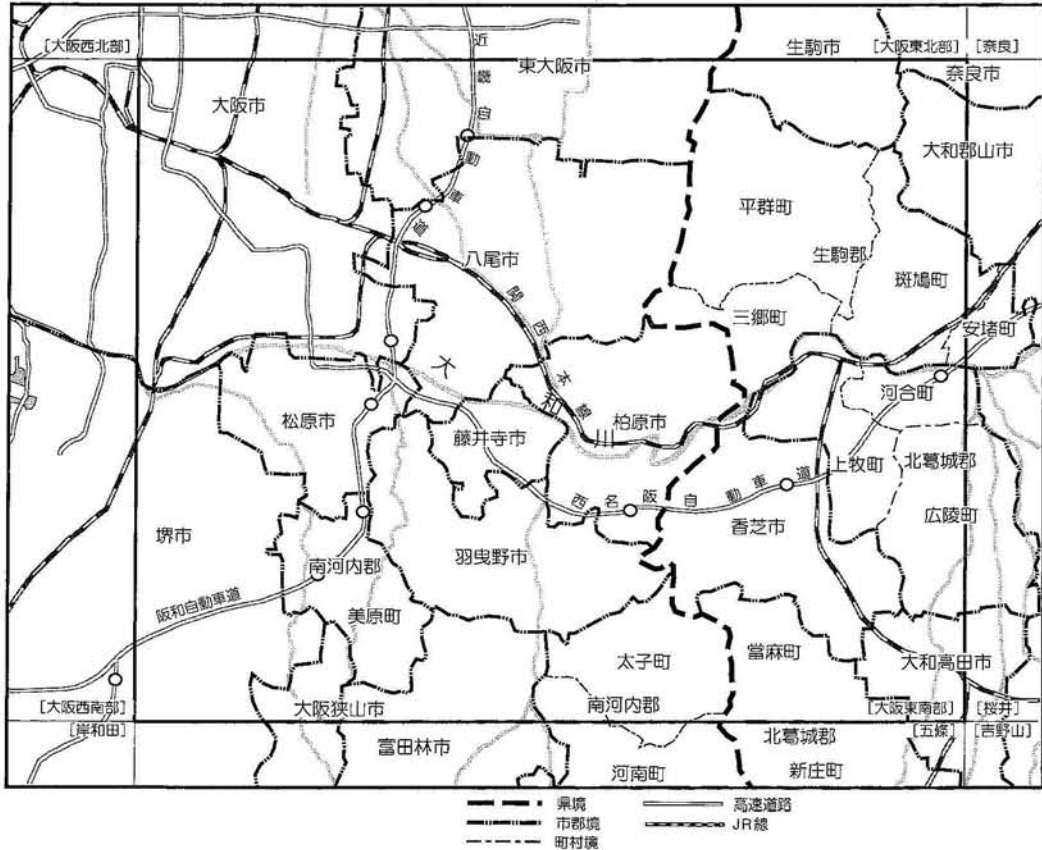
「大阪東南部」図幅地域は、北緯34°30'-34°40'、東経135°30'-135°45'の範囲を占め、行政的には大阪府の南東部の大阪市、東大阪市、八尾市、柏原市、藤井寺市、羽曳野市、富田林市及び奈良県南西部の大和郡山市、生駒市、平群町、三郷町、王寺町、香芝市、大和高田市、當麻町から構成されている(第1図)。

本図幅地域の中央からやや東寄りの位置には大阪府と奈良県を境する生駒山地と金剛山地が南北に連なっている。山地の西縁は、大阪平野東端に相当し、南部では丘陵・段丘群が卓越し、北部では沖積低地が広く発達している。そして、丘陵部には、鮮新-更新統の大阪層群が分布する。一方、山地の東側には、小規模な山地と丘陵及びこれらを開析しながら発達した段丘、沖積低地が分布している(第1図)。

生駒・金剛両山地は、第四紀後半の地殻変動によって激しい隆起を続けており、山地の片側には顕著

*地質部 **神戸大学発達科学部 ***大阪地域地質センター

Key words: areal geology, geologic map, 1:50,000, Osaka, Nara, Pliocene, Miocene, Pleistocene, Ryoko metamorphic rocks, Granite, Nijo Group, Osaka Group, terrace deposits, alluvial systems, active fault, Natural hazard, Ikoma mountains, Paleoeearthquake



第1図 大阪東南部地域の位置図

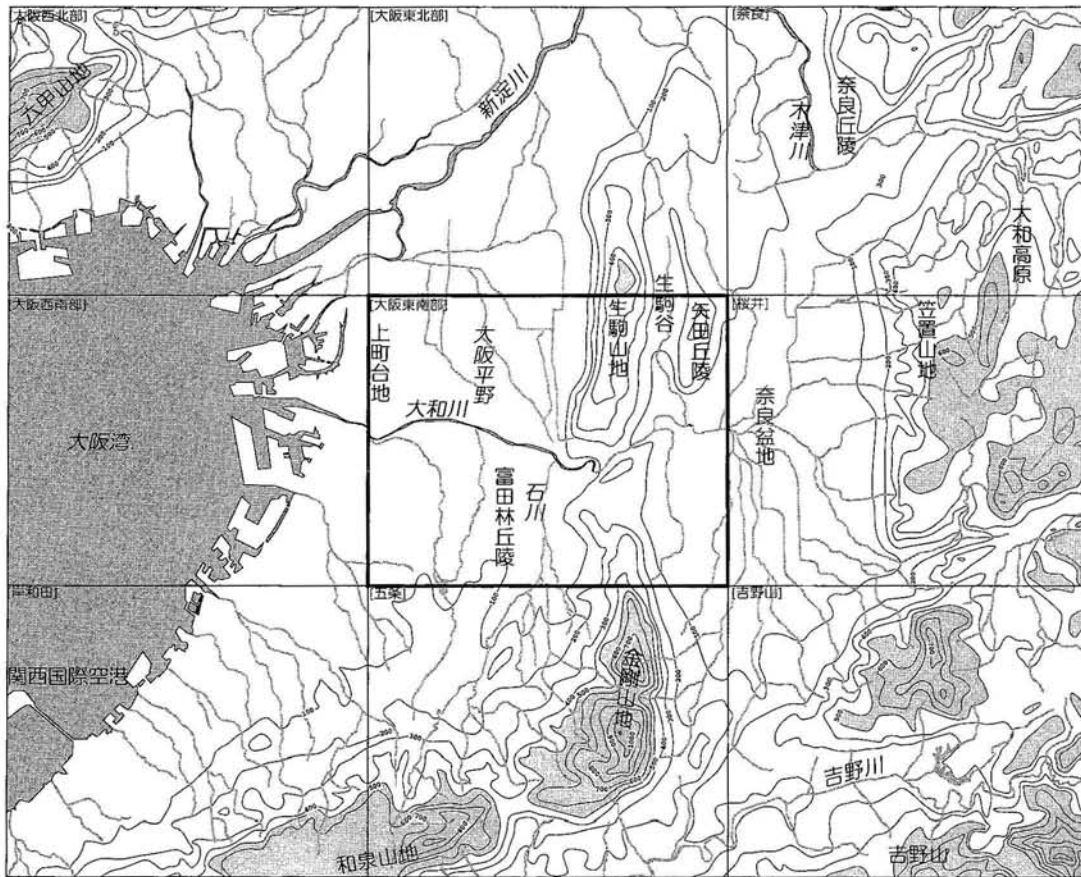
な活断層系が発達し、平野の北縁部は六甲山地に接している(第2図)。したがって、山地周辺の地形も、近畿地域の第四紀の地殻変動、とりわけ両山地の形成と大阪平野の沈降に、強い影響を受けながら形造られている。

本図幅地域の地形を山地、丘陵及び台地、低地に区分し、以下その概要を述べる。

I. 1 山 地

本図幅地域の北東部には幅約5kmの生駒山地が南北方向に延びている。図幅地域内では、北端の府民の森(標高522m)、中部の十三峠(標高462m)、南部の高安山(標高487.5m)を連ねる稜線の高さがほぼ一定している。この稜線は山地の西側に寄っており、西が高く東に緩やかに高度を減じる東傾斜の傾動山地の形を示し、西縁は生駒断層によって大阪平野と境されている。この山地は主に領家深成岩類によって構成される。信貴山は第三紀中新世のザクロ石黒雲母流紋岩の岩類からなる。

生駒山地の南には、大和川をへだてて金剛山地(幅約4km)が南北に連なっている。この山地は本図幅地域内では北端付近の二上山(標高517m)が最高点である。生駒山地とは逆に、山稜線が山地の東寄



第2図 大阪東南部地域周辺の地形概略図

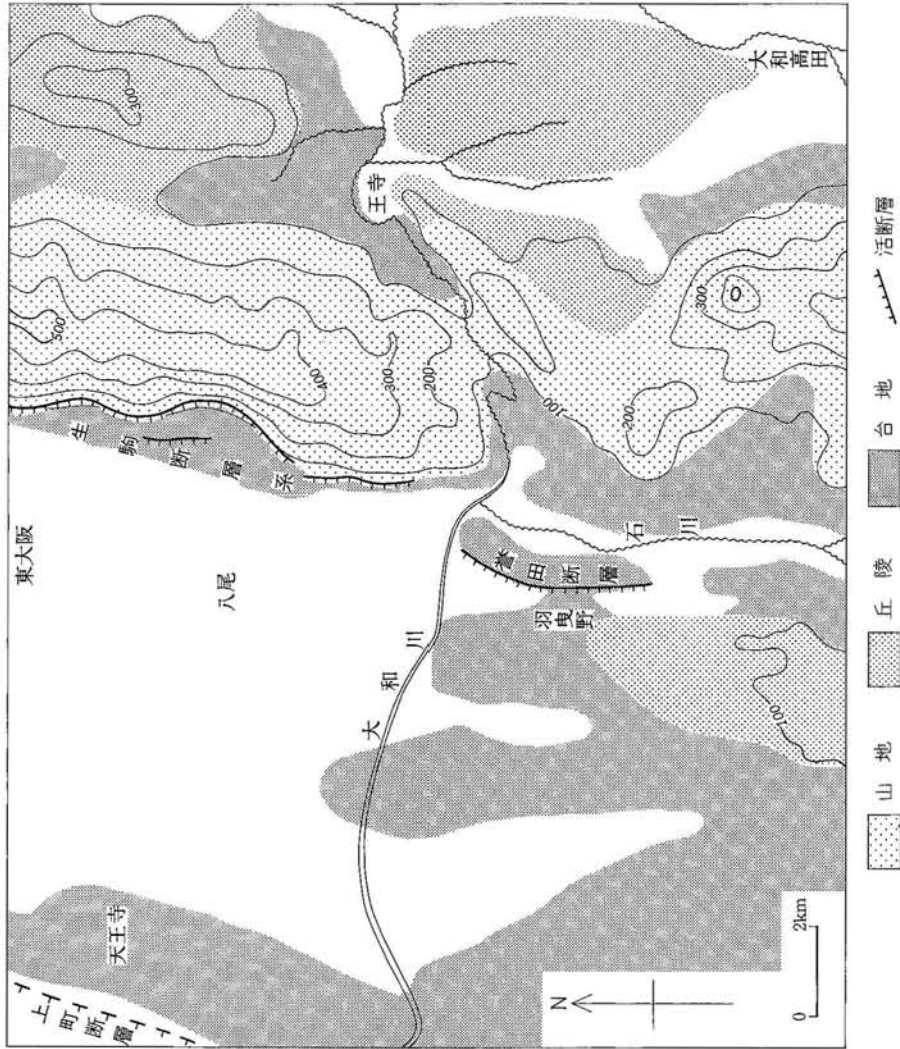
りの位置に少し片寄った形態を示し、本図幅地域南方では、山地東縁部を金剛断層によって奈良盆地と区切られている。

I. 2 丘陵及び台地

生駒山地の東には、標高最大 331.8 m で幅 2.5 km の矢田丘陵が平行している。この山地の北半部は領家変成岩からなり、南半部は領家花崗岩からなる。この丘陵の西部には松尾山断層が、中央部には龍田断層が南北に延びている。そのため山地西側斜面は東側に比べやや急傾斜である。

金剛山地東麓では、標高 70 m 前後に定高性のある丘陵(馬見丘陵)が幅 3.5 km、長さ 8 km で南北に延びている。丘陵を開析する河谷はすべて、必従河谷として南から北へ流れて大和川へ注いでおり、主な開析が始まる段階で、地表面が北へ向って緩やかに傾いていたことを示唆する(第3図)。

金剛山地西麓の南河内郡太子町には、河南丘陵が、金剛山地北縁部の東麓の奈良県香芝市には、香芝丘陵がある。これらの丘陵はいずれも最大標高 100 m 程度で、大阪層群よりなる。



第3図 大阪東南部地域の地形区分図

金剛山地西方の富田林市域でも、最大標高 100 m 程度の丘陵(富田林丘陵)が、幅約 3 km で南北に延びている。丘陵頂部は東へ著しく片寄っており、全体として東から西(または北西)へゆっくりと高度を下げている。そして、高度の最も低下した部分には、わずかに平坦面が分布、高位段丘堆積物が分布している。

台地は 3 つのタイプに区分できる。まず、(1)生駒山地東麓及び金剛山地西麓に見られるもので、山地を開析する小河川に沿って新旧の段丘が細長く発達している。次いで(2)、生駒山地西縁や金剛山地東縁に見られるもので、山地から流下する小河谷が広汎に扇状地を形成している。ここでは低位の扇状地性段丘面が広く発達しているが、古い扇状地性段丘面は、浸食を受けて山地直下でごくわずかに残っているのみである。山麓を限る断層活動に伴って形成された特徴的な地形と考えられる。最後に(3)大阪平野南部では、南から北流する大きな河川に沿って、新旧の段丘面が広く形成されている。

I. 3 低地

本図幅地域の北西部には沖積低地が広がっている。大阪平野は生駒断層系の活動により沈降した平野部に、沖積層が厚く堆積して形成されたものである。大阪平野は、上町台地を境に東西に分かれ、それぞれ東大阪平野、西大阪平野と呼ばれている(東大阪平野は河内平野とも呼ばれている)。

現在、低地の南縁を大和川が東西に横切っているが、この流路は 1704 年に人為的に掘削されたものである。そして、柏原市安堂町付近で石川と合流し、現大和川流路から分かれて低地内を南から北へ流れる 2 本の旧流路の存在が、1948 年撮影の空中写真でもはっきりと把握できる。また、現在もこの河道に沿って、小河川が流れている。

II. 地質概説

(宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭)

本図幅地域に分布する地質系統及び地史の内容を第 4 図に、地質の概要を第 5 図に示す。本図幅地域の地層・岩体は、大きくみると古い方から、領家帯の変成岩類、深成岩類、二上層群、大阪層群段丘堆積物及び相当の堆積物、そしてそれらを沖積層が覆っている。領家帯は、主に三疊紀-ジュラ紀に原岩が形成され、白亜紀後期に広域的な領家変成作用を受けた堆積岩起源の領家変成岩類、ジュラ紀の苦鉄質-中性深成岩類、そして白亜紀後期の深成岩類からなっている。二上層群は、新第三紀中新世の火山岩及び堆積岩からなる。大阪層群は、鮮新-更新世の陸生、内湾性の堆積物からなり多くの火山灰層を挟む。そして段丘堆積物は、中期更新世以降に段丘地形を作る堆積物である。本地質図には表現されな

いが、大阪平野地下には、この時代の河川成や、内湾成の堆積物が堆積しており、これらを沖積層が覆っている。沖積層は、大阪平野や奈良盆地に広く分布する。本図幅では、旧河道及び自然堤防堆積物、現河床及び自然堤防堆積物、亀の瀬地すべりなどの地すべり岩塊に区分した。また、この地域は、都市化が進み、人工改変地も数多く見られる。このうち、5万分の1地質図に表現できるスケールの改変地を、古墳時代のもと、昭和以降のものに区分した。古墳時代ものは、古市古墳群に代表される巨大

地質時代		地質区分			主な地質事象	
新 生 代	第 四 紀	完新世	人工改変地 沖積層			
		中期-後 期更新 世	段丘堆積物	低位段丘堆積物	下位面	段丘の形成
				中位段丘堆積物	上位面	
				高位段丘堆積物		
	前期更 新世	大阪層 群	上部層 中部層 下部層	河川-海成層の堆積 生駒山地の隆起		
	新 第 三 紀	中新世	二 上 層 群	定ヶ城 累層	礫岩 黒雲母流紋岩-アイサイト凝灰岩 黒雲母斜方輝石アイサイト溶岩	砂・礫の堆積 黒雲母アイサイト- 流紋岩火山活動
				原川 累層	カンラン石単斜輝石玄武岩溶岩及び貫入岩 カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩 無斑晶安山岩溶岩及び貫入岩 礫岩・砂岩・シルト岩	カンラン石玄武岩-安山岩火 山活動 無斑晶安山岩火山活動
				ドン ズル ボー 累層	ザクロ石黒雲母流紋岩溶岩・貫入岩及び火砕岩 ザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩溶岩 ザクロ石黒雲母安山岩溶岩及び火砕岩 ザクロ石黒雲母流紋岩火山凝灰岩	ザクロ石黒雲母流紋岩火山活動 ザクロ石角閃石斜方輝石安山岩- ザクロ石黒雲母安山岩火山活動 ザクロ石黒雲母流紋岩火山活動
	中 生 代	白 亜 紀	後期	新期岩脈		花崗閃緑斑岩・ 花崗岩質岩脈の貫入
				第4期花崗岩類	田池花崗岩 南河内花崗岩	珪長質深成岩類の貫入
第3期花崗岩類				堅上花崗岩 大道花崗岩 堅下花崗閃緑岩		
第2期花崗岩類				鳴川花崗岩		
古期岩脈類				花崗閃緑斑岩の貫入		
第1期花崗岩類				高安山花崗岩 岩橋山花崗岩 信貴山花崗閃緑岩	領家変成作用 珪長質深成岩類の貫入	
前期						
代	ジュラ紀	苦鉄質- 中性深成岩類	福貴畑石英閃緑岩 生駒山斑れい岩 変輝緑岩	苦鉄質及び 中性深成岩類の貫入		
		領家変成岩類の原岩		領家変成岩類原岩の堆積		
	三疊紀					

第4図 「大阪東南部」図幅地域の地質総括図

古墳や、生駒山地西縁の山麓、馬見丘陵東縁に見られる。以下にそれぞれの岩体・地層の特徴を概説する。

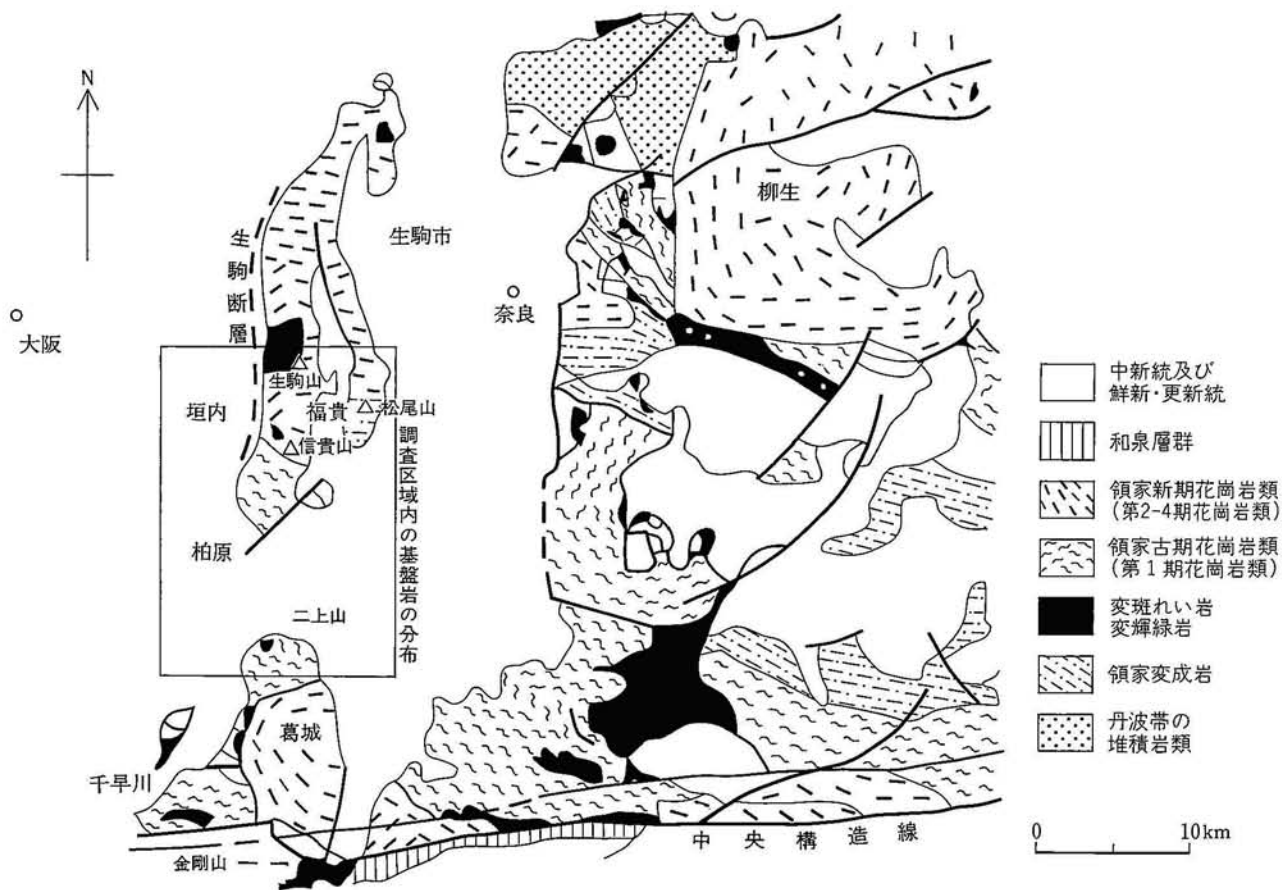
II. 1 変成岩類及び深成岩類

本図幅地域は近畿地方領家帯の西縁部に位置し、広域的な領家変成作用により形成された変成岩類とジュラ紀の苦鉄質-中性深成岩類及びそれらを捕獲する白亜紀後期の深成岩類が広く分布している(第6図)。

領家変成岩類は主に図幅地域東部の矢田丘陵に分布する。チャート起源変成岩を主とし、砂岩泥岩起源変成岩を伴う。周辺の「奈良」図幅内の笠置地域や「上野」図幅内の布引山地の中生界と同様に、変成岩類の原岩はジュラ紀に堆積したものと考えられる。花崗岩類の放射年代から領家変成作用は白亜紀後期と推定できる。領家変成岩類は東西から西北西-東南東の構造を有し、本図幅東部松尾山付近に背斜軸をもつ。松尾山より北部の変成岩は、珪線石の斑状変晶をもつ。一方、南半部のもは変成岩類の構造に調和的に花崗岩質脈が貫入し、縞状片麻岩をなす。一部は花崗岩と複雑に混成し、ミグマタイト様となる。チャート起源変成岩は原岩の層状チャートの構造をよく残す。また、信貴山南部では変成岩類は花崗岩中に捕獲岩体様に分布し、花崗岩と混成しミグマタイトとなっている。

ジュラ紀の苦鉄質-中性深成岩類は主として斑れい岩、変輝緑岩、石英閃緑岩からなる。斑れい岩は生駒山付近の比較的大きな斑れい岩体をなすものと、花崗岩類中に小規模な捕獲岩として産するものとに区分される。変輝緑岩は花崗岩類中に小規模な捕獲岩としてのみ分布する。生駒山斑れい岩のSm-Nd全岩年代は192 Maのジュラ紀の年代を示し、変輝緑岩もほぼ同じ年代を示す(Kagami *et al.*, 1995)。福貴畑石英閃緑岩は変石英閃緑岩と称されていたもので(Yoshizawa *et al.*, 1966)、その苦鉄質部は生駒山斑れい岩と岩質が似ているだけでなく、未発表であるが、ジュラ紀の年代を示す。

白亜紀後期の深成岩類の大部分は花崗岩類からなる。花崗岩類は貫入関係や岩質上の特徴から、第1期花崗岩から第4期花崗岩に区分できる。第1期は信貴山花崗閃緑岩、岩橋山花崗岩及び高安山花崗岩；第2期は鳴川花崗岩；第3期は堅下花崗閃緑岩、大道花崗岩及び堅上花崗岩；第4期は南河内花崗岩と田池花崗岩である(第4図)。第1期の花崗岩類は片麻状構造が顕著で、変形作用を受けていることから古期花崗岩(Yoshizawa *et al.*, 1966)とされてきたものである。信貴山花崗閃緑岩は中粒片麻状の黒雲母花崗閃緑岩が主体であるが、第4期の南河内花崗岩との接触部ではカリ長石が斑状を呈する斑状黒雲母花崗閃緑岩へと岩相が変化する。高安山花崗岩は中粒片麻状の黒雲母花崗岩が主体であるが、優白質で片麻状の細粒花崗岩が南部にみられ、信貴山花崗閃緑岩を貫く。第2期の鳴川花崗岩は本地域北部に分布する粗粒弱片状の角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩で、北部の生駒山斑れい岩を取り巻くように分布する大きな岩体である。この花崗岩中には、カリ長石が斑状の岩相もみられる。第3期の花崗岩は塊状、一部弱片状のストック状の花崗岩体で、領家帯の東西方向の構造を切って貫入している。堅下花崗閃緑岩は図幅南西部に分布する中粒-細粒花崗閃緑岩-石英閃緑岩で、岩相変化があり、主体をなす中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩のほか細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及び中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩の3岩相からなる。大道花崗岩は二上山南部に岩株状に少量分布する花崗岩で、中-細粒黒雲母花崗岩であ



第6図 「大阪東南部」図幅及び周辺地域の先第三系地質概略図 (日本の地質「近畿地方」編集委員会編(1987)による) 四角枠は「大阪東南部」図幅地域の範囲を示す。

る。堅上花崗岩は主体をなすのは粗粒角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩であるが、岩体周縁部ではカリ長石が斑状となる岩相へ移化する。第4期の花崗岩は細粒花崗岩で、南河内花崗岩が信貴山の北部に東西方向に分布する。この花崗岩は弱片状で、ざくろ石を含むのを特徴とする。一方、田池花崗岩は岩脈状をなして産出し、本地域全域に分布する塊状の細粒花崗岩である。

この地域の花崗岩体の放射年代は得られていないが、いままで報告されてきた近畿地方領家帯花崗岩類のK-Ar・Rb-Sr 鉱物年代は、多くが95-75 Maであることを示している(日本の地質「近畿地方」編集委員会編, 1987)。なお、生駒山斑れい岩の鉱物-全岩 Sm-Nd 年代は約98 Ma, 同じく Rb-Sr 年代は約72 Ma (Kagami *et al.*, 1995)で、これら年代は周囲の花崗岩(主に鳴川花崗岩)の貫入による斑れい岩の若返り年代、つまりリセット年代とされている(Kagami *et al.*, 1995)。また、斑れい岩中のジルコンの SHRIMP 年代も72 Ma から85 Ma(飯泉ほか, 1993)で、やはり花崗岩の貫入によるリセット年代を示す(飯泉ほか, 1995)。すなわち、これら白亜紀末の年代がこの地域の花崗岩の年代とみなされる。

岩脈類は斑れい岩を貫き、変形作用や花崗岩の熱変成を受ける古期岩脈と、すべての時期の花崗岩を貫く新期岩脈に区分される。古期岩脈は熱変成ひん岩で斑れい岩中のみ産し、南北の貫入方向をもち、片状構造をもつ。新期岩脈はひん岩で、塊状であり、一般に南北方向に貫入する。なお、花崗岩質岩脈も多数みられるが、これらは田池花崗岩に属する。

II. 2 第三系

本図幅地域の第三系は、二上層群(森本ほか, 1953)と貫入岩類からなる。二上層群は時代を決定できる化石を産出しないが、火山岩の放射年代が13-16 Maと報告されており、中新世中期の地層である。貫入岩類の年代の報告はないが、その岩質は二上層群の火山岩の岩質とほぼ同じであり、活動時期は二上層群とほぼ同時代と考えられる。

二上層群は、下位よりドンズルポー累層、原川累層、定ヶ城累層に区分され、いずれも陸成層である。

ドンズルポー累層は図幅南東部地域の山地及び丘陵地に分布し、先第三系とは不整合または断層関係で接している。大別して下部、中部、上部に区分される。下部はザクロ石黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩からなり、一部は溶結している。中部はザクロ石黒雲母安山岩質の溶岩及び火砕岩と、変質の進んだザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩の溶岩である。上部はザクロ石黒雲母流紋岩質の火砕岩、溶岩及び貫入岩である。

原川累層は図幅中-南東部地域の丘陵地及び山地に点在して分布し、ドンズルポー累層を整合に、先第三系を不整合に覆っている。岩相により礫岩・砂岩・シルト岩、無斑晶安山岩溶岩及び貫入岩、カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩、カンラン石単斜輝石玄武岩溶岩及び貫入岩に区分される。各岩相は基本的に互層関係にあり、その組み合わせは点在する分布地域ごとに異なる。礫岩・砂岩・シルト岩は各所に分布し、淡水棲の珪藻化石を産する(二上山地学研究会, 1986)。無斑晶安山岩溶岩及び貫入岩はいわゆるサヌキトイドで、わずかに角閃石、単斜輝石を含むが斑晶のごく少ない安山岩である。斑晶量は岩体ごとに差があり、また角閃石を含まない(または非常に少ない)岩体もある。カンラン石斜方輝

石単斜輝石安山岩溶岩は亀の瀬地すべり地域に分布し、礫岩・砂岩・シルト岩と互層する。カンラン石単斜輝石玄武岩溶岩及び貫入岩は小岩体として二上層群分布域に点在している。

定ヶ城累層は黒雲母斜方輝石デイサイト溶岩、黒雲母流紋岩-デイサイト凝灰岩、礫岩からなる。各岩相はそれぞれ異なる場所に分布するが、いずれも原川累層を整合に覆う。黒雲母斜方輝石デイサイト溶岩は、寺山を中心とした山体をなして分布している。黒雲母流紋岩-デイサイト凝灰岩は柏原市国分周辺に分布している。礫岩は二上層群の最上部にあたり、柏原市田辺及び香芝市穴虫付近に分布する。花崗岩、明神山火山岩、寺山火山岩の巨礫を含む。

貫入岩類は信貴山-高安山周辺に分布する。岩質からザクロ石黒雲母安山岩、ザクロ石黒雲母流紋岩、角閃石斜方輝石含有無斑晶質安山岩、カンラン石単斜輝石玄武岩に区分され、ザクロ石黒雲母流紋岩は岩類及び岩脈、その他は岩脈である。

II. 3 大阪層群

大阪層群は、鮮新-更新世に堆積した河湖成堆積物で、12枚の海成粘土層や多くの火山灰層を挟む。大阪層群は大阪平野や奈良盆地の丘陵部に広く分布する。本図幅地域では、大阪平野南部の富田林丘陵や河南丘陵、奈良盆地では馬見丘陵に分布し、ほかに生駒山地西縁に沿った地域や香芝市の関屋地域や生駒市の山地間の盆地に分布する。また、大阪平野や奈良盆地の地下にも厚く堆積している。大阪層群の層序は各丘陵毎にたてられ、深層ボーリングとあわせて火山灰層や海成粘土層などで対比されている。本図幅では松浦ほか(1997)にしたがって、大阪層群を下位より下部層、中部層、上部層に三分した。

下部層は富田林丘陵の西部と、河南丘陵、馬見丘陵の西縁部及び生駒地域東部に分布し、約200万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化石を含む河成・湖沼成層からなる。中部層は富田林丘陵中部、関屋地域、馬見丘陵及び生駒地域に分布し、約200万年前から80万年前までの、メタセコイア植物群消滅期の地層である。中部層の下部は河成・湖沼成で、中部層の上部には4層準の海成粘土層を挟む地層である。上部層は、富田林丘陵東南部、生駒地域西部に分布し、河成・湖沼成と海成粘土層の互層からなり、メタセコイア等が消滅した後の地層である。

II. 4 段丘堆積物

本図幅地域の段丘は、大きく大阪平野・生駒山地西縁や金剛山地東縁・奈良盆地西縁にわけられ、それぞれが様々な形態で発達している。本図幅ではこの段丘を細かく対比することは不可能なので高位・中位・低位(更に上位面と下位面)の4つに区分した。低位段丘下位面堆積物は最終氷期に、上位面堆積物は数万年前に、中位段丘堆積物は最終間氷期及びそれ以降の亜間氷期に、高位段丘堆積物は最終氷期以前に堆積したものである。

本図幅地域の高位段丘堆積物は、大阪平野南部では信太山台地や富田林丘陵に、中位段丘堆積物は信太山台地や富田林丘陵の縁辺部及び上町台地に、低位段丘堆積物は、図幅内の山地・丘陵・台地の縁辺に主に分布する。

II. 5 沖積層・人工改変地

地形の項目でも述べられているが、本図幅地域は大阪平野東部の東大阪市、八尾市及び大阪市西部に広く沖積層が堆積している。生駒山地の隆起に伴って沈降した平野部に、沖積層が厚く堆積したものである。

東大阪平野は、一部は縄文時代まで海が浸入し(梶山・市原, 1986), またそれ以降は、柏原市で大和川が石川と合流した地点付近から、北へこの盆地を北流する旧流路の堆積物が見られる。

本図幅地域中央部の羽曳野市・藤井寺市周辺には古市古墳群と呼ばれる古墳群が存在する。そのほかにも、生駒山地西縁部や馬見丘陵東縁部にもいくつかの古墳群が見られる。また、大阪平野の南部の丘陵部や馬見丘陵付近の溜池は、近年になって埋め立てられている。これらの埋立地についても、昭和初期の地形図や米軍の1/10,000の空中写真を元に地質図上に表せるもののみ表した。

II. 6 活断層

本図幅地域周辺には、大阪平野をとりまくように、いくつかの活断層が見られる。

沖積低地の中央を南北に貫くように、細長い台地(上町台地)が発達している。地下構造の開析により、この台地の西縁に上町断層系(活断層研究会編, 1980など)が発達し、沖積世に入っても活動を続けていることが推定されている。

生駒山地の西縁は、複数の活断層(生駒断層系; 活断層研究会編, 1980など)によって限られており、山麓に広く分布する扇状地性段丘面も変位を受けている。この活断層系の南端は大和川の南にも延び(誉田断層; 寒川, 1986)、段丘面や沖積面、古墳などを変位させている。

金剛山地東縁にも、中央構造線活断層系の一部をなす金剛断層系が発達しているが、本図幅地域に至って、その存在が不明瞭になる。

III. 変成岩類及び深成岩類

(田結庄良昭)

III. 1 研究史

本図幅地域の変成岩類及び深成岩類は領家帯に属する。この地域の深成岩類と変成岩類は、山下(1893)による20万分の1「大阪」図幅により、大まかな岩石の分布が報告された。その後、Yoshizawa

et al. (1966)により、近畿地方領家帯のまとめがなされ、この地域を含む近畿地方領家帯の地質図が示された。それによると、この地域には領家帯の深成岩類が生駒山地に分布し、変成岩類が松尾丘陵に分布する。深成岩類のなかで、斑れい岩と新期の花崗岩類が生駒山地の北部に、南部には古期の花崗岩類が分布することが明らかにされた。その後、相馬(1963)により、生駒山斑れい岩の調査が行われ、構造要素が検討され、東に厚い扁平な盃状の岩体であることが明らかにされた。更に、生駒山地領家帯研究グループ(1986)により、生駒山斑れい岩体の詳しい岩層区分や化学組成から、生駒山斑れい岩が高圧で形成されたこと、層状岩体であることなどが報告された。なお、生駒山の斑れい岩体はこれまで、生駒斑れい岩体と名づけられてきたが、この岩体は生駒山付近にのみ分布することから、生駒山斑れい岩と命名する。

最近、生駒山地領家帯研究グループ(1997)により、生駒-信貴山地の詳しい地質図が公表され、深成岩類の産状、貫入関係の詳細が報告され、この地域の花崗岩類が第1期から第4期に区分されることが明らかにされた。本報告はこの研究成果に大きく依拠している。更に、この地域の花崗岩類の化学組成の特徴とそれに基づく成因が田結庄ほか(1997)により報告された。

本図幅南部、二上山南部付近の領家帯深成岩類は政岡(1982)により金剛-葛城山地の北縁部として、岩相区分と地質図が示され、古期花崗岩が南部に、新期花崗岩が北部に分布することが示された。更に、榛葉・田結庄(1997)により、この地域の詳細な地質図と花崗岩類の相互関係及び化学組成が示された。

この地域の深成岩類の同位体年代の研究は少ないが、Kagami *et al.* (1985, 1995)及び加々美ほか(1995)により生駒山斑れい岩を中心として、精力的に測定された。生駒山斑れい岩の角閃石斑れい岩のSm-Nd 全岩アイソクロン法による年代は 192 ± 19 Ma、優白質角閃石斑れい岩-斜長岩の年代は 169 ± 29 Maと、予想された白亜紀の年代よりかなり古いジュラ紀の年代が得られた。一方、近畿地方領家帯の花崗岩類のSm-Nd、Rb-Sr 全岩アイソクロン法による年代はほとんど報告されていないが、近畿地方領家帯の北縁部に隣接する琵琶湖周辺の花崗岩類のRb-Sr 全岩年代から推察すると、75-80 Ma及び95-100 Maと考えられる(沢田・板谷, 1993)。事実、生駒山斑れい岩を貫く古期岩脈のRb-Sr 全岩アイソクロン年代が測定され、 111 ± 7 Maと白亜紀前期の年代が示された(加々美ほか, 1995)。更に、周囲の花崗岩類の影響を受けた斑れい岩のRb-Sr 鉱物-全岩アイソクロン年代は72 Maである。なお、本地域より更に東南部の桜井地域の斑れい岩の斜長岩のフィッシュン・トラック年代が沓掛・仲井(1983)により測定され、101 Maの冷却年代が得られた。飯泉ほか(1993)は近畿地方領家帯のはんれい岩体のジルコンのSHRIMP年代を測定し、95-72 Maを得た。これら年代は近畿地方領家帯の花崗岩類のK-Ar年代、Rb-Sr 鉱物年代とほぼ一致し、いずれも花崗岩の熱によるリセット年代を示している。このように、領家帯の火成活動は従来白亜紀から始まると考えられていたが、斑れい岩はジュラ紀の火成活動の産物で、白亜紀末の花崗岩活動とは異なった火成活動のものであることが明らかとなってきた。

III. 2 領家変成岩類 (Mc, Mg, Ms)

III. 2. 1 概要

本図幅地域の変成岩類は図幅東部、大和郡山市山田町の松尾山付近にまとまって分布しているほか、信貴周辺の花崗岩類に捕獲されて少量分布する。変成岩類を地質図で表現するにあたり、東方の「上野」地域と同様、原岩に着目して地層としての取扱いに重点をおいた分類をしたが、必要に応じて片状あるいは片麻状といった岩石構造にも注目して記載した。

III. 2. 2 層序及び構造

本図幅地域の変成岩類はチャート起源変成岩を主とするが、砂岩泥岩起源変成岩も産し、更に砂岩泥岩起源変成岩中に花崗岩質脈が複雑に侵入し、混成した変成岩類もみられる。

領家変成岩類はほぼ東西の領家帯の一般走向を示し、松尾山頂付近を境に、北部の変成岩類は北に、南部の変成岩類は南に傾斜し、背斜軸が山頂付近を通る。背斜軸の方向はほぼ東西である。更に、背斜軸西部の岩石は南北の走向を有し褶曲しており、背斜軸は東にゆるくプランジしていると思われる。なお、背斜軸は松尾山西部を通る龍田断層により切られるため、変成岩類はブロック化している。

本図幅地域の領家変成岩類には微細な褶曲構造(ちりめんじわ褶曲)や黒雲母や珪線石の配列による線構造がみられ、その方向はほぼ東西である。

III. 2. 3 岩相

チャート起源変成岩(Mc)は本地域の領家変成岩類の主要な部分を構成する。本岩のうち松尾山より北部付近のものは片麻岩的で、はさみの泥質部の再結晶が進み、黒雲母、時に珪線石が含まれる。砂岩泥岩起源変成岩(Ms)は松尾山付近から矢田付近に分布する。この変成岩は変成作用が進み、粗粒化しているほか、珪線石がよく見られる。また、ちりめんじわ褶曲による線構造もみられる。砂岩泥岩起源変成岩中に数10 cm程度の花崗岩質脈が網状に層面に沿って侵入した砂岩泥岩起源変成岩(花崗岩質脈を伴う)(Mg)が見られる。この岩石は変成岩と花崗岩が接する付近によく分布する。信貴山南部三郷町の国民宿舎付近には変成岩類が花崗岩類に捕獲され、花崗岩のしみ込みを受け、複雑に混成し、ミグマタイト状になった岩石が存在する。

チャート起源変成岩 (Mc)：松尾山周辺に広く分布する。特に、大和郡山市山田町松尾寺付近のものが典型的である。肉眼的には原岩の層状チャートの特徴をよく残し(第7図)、泥質部の挟みが見られ、黒雲母などの変成鉱物が生じている。より北部のものは再結晶作用が進行し、石英粒が粗くなり、層状構造もやや弱くなっている。

岩石記載

チャート起源変成岩 (9632803, Loc. 大和郡山市矢田山町西 1.2 km)

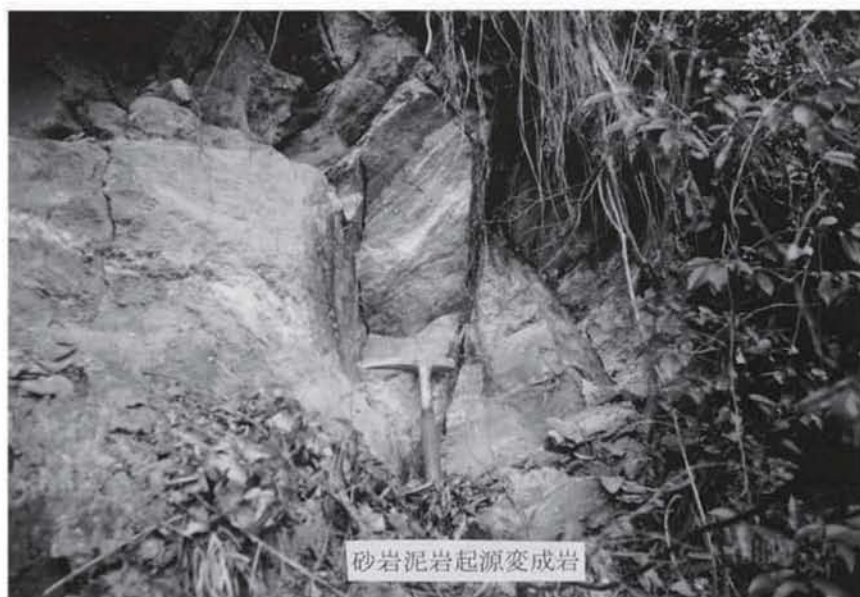
厚さ 5-10 mm の珪質部と 1-2 mm の黒色、泥質薄層からなる層状チャート起源のものである。構

成鉱物は石英から大部分なるが斜長石，黒雲母，緑泥石，時にざくろ石，珪線石からなる。

砂岩泥岩起源変成岩 (Ms)：本変成岩は本図幅の大和郡山市松尾山の北部から矢田山町にかけて南北に，そこから東西に褶曲するように細長く分布する。特に，北部のものは縞状構造が顕著で片麻岩とい



第7図 チャート起源変成岩 (大和郡山市松尾山)原岩の層状チャートの構造をよく残す。



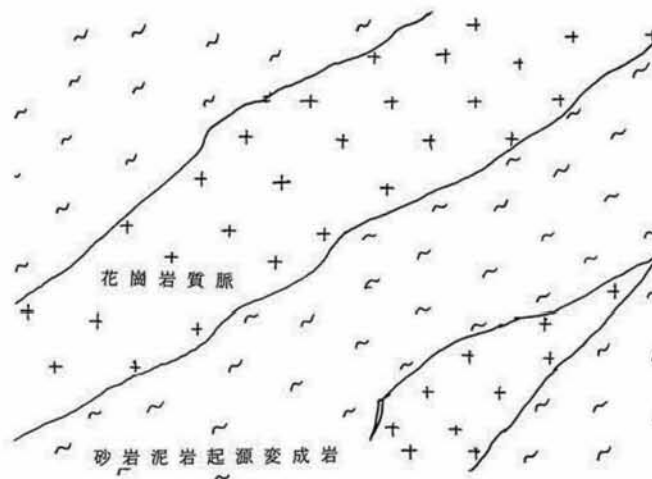
第8図 縞状構造をもつ砂岩泥岩起源変成岩 (大和郡山市矢田西1 km)葉理などの初生的堆積構造が残っている。

えるものである(第8図)。更に北部では、再結晶作用のため粗粒化し、斑状変晶も発達し、調和的に花崗岩の細脈が侵入している。

岩石記載

砂岩泥岩起源変成岩(95080401, Loc. 大和郡山市矢田山町西1.2 km)

原岩は砂岩と泥岩互層の原岩の岩石である。砂岩部は細粒で優白質の石英質の岩石である。一方、泥岩部は全面に再結晶し、時に斑状変晶が生じている。構成鉱物は石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、白雲母、まれに珪線石である。



第9図 花崗岩質脈を伴う砂岩泥岩起源変成岩(斑鳩町龍田北0.5 km)
再結晶が進み、粗粒化し、原岩の構造が不鮮明である。

砂岩泥岩起源変成岩(花崗岩質脈を伴う)(Mg)：松尾山の最南部，大和郡山市龍田付近によく分布するほか，松尾山北部で，砂岩泥岩起源変成岩が鳴川花崗岩と接する付近でもよくみられる。更に，三郷町国民宿舎付近の道路沿いで，花崗岩中の捕獲岩としても見られる。砂岩泥岩起源変成岩の層中に花崗岩質細脈が複雑に侵入している。再結晶が進み，粗粒化し，原岩の構造が不明瞭となっているほか，珪長質の部分と黒色の黒雲母部分が縞状となっている(第9図)。また，時に，数メートルの花崗岩質脈が調和的に貫入している。花崗岩質脈と反応しているため，粗粒化し，原岩の堆積構造がやや不明瞭である。一部のものは花崗岩化作用を受け，原岩の堆積構造がみられないものもある。

岩石記載

砂岩泥岩起源変成岩(花崗岩質脈を伴う)(96032101, Loc. 大和郡山市矢田町西 1.3 km)

砂岩泥岩互層の堆積岩の特徴を残すが，変成岩中に数十 cm の程度の厚さの花崗岩質脈が層面に沿って網状に侵入し，時に複雑に変成岩と混成し，ミグマタイト様をなす。構成鉱物は石英，カリ長石，斜長石，黒雲母，白雲母，ときに珪線石である。

III. 2. 4 変成作用

本地域では変成岩類が断片的に，ブロック化してしか産しない。そのため砂岩泥岩起源変成岩の変成鉱物の組み合わせに基づく変成分帯を検討することはできない。変成条件の指標となる珪線石は松尾山北部の鳴川花崗岩に接する付近に多く産する。しかし，白雲母の消失に伴って珪線石が生じるなどの系統的な変成鉱物による分帯はみられない。

III. 3 深成岩類

III. 3. 1 概要

本図幅地域の深成岩類は，斑れい岩を主とする苦鉄質-中性深成岩類と花崗岩類に大きく二分できる。苦鉄質-中性深成岩類はジュラ紀火成活動の産物であり，花崗岩類は白亜紀後期の火成活動の産物である。苦鉄質-中性深成岩類は斑れい岩，変輝緑岩及び石英閃緑岩からなる。花崗岩類は野外での産状，貫入関係から4時期に区分される。この中で，第1期のものが従来の古期花崗岩，それ以降の第2, 3, 4期の花崗岩が新期花崗岩に属する。本図幅では第1期の花崗岩が最も広く分布する。

III. 3. 2 苦鉄質-中性深成岩類 (Rd, Rh, Ro, Rf, Rp, Qf)

苦鉄質-中性深成岩類の中で，斑れい岩類が大部分をなす。斑れい岩類は生駒山斑れい岩として生駒山付近に大規模に分布するが，そのほかに，花崗岩類中に捕獲岩状に小規模に産する。これら小規模斑れい岩の多くは図幅南部柏原市付近と二上山南部に分布する。変輝緑岩は花崗岩類や斑れい岩類の捕獲岩としてのみ産する。二上山南部付近に特によくみられる。これら変輝緑岩はいずれも径数十 cm 前後のものが多く，二上山南部地域のものは，これらが密集している地域である。なお，福貴畑石英閃緑岩はこれまで変石英閃緑岩と呼ばれてきた岩石であるが(Yoshizawa *et al.*, 1966)，斑れい岩からトーナ

ライトまで岩相が変化すること、未公表であるが、ジュラ紀の年代を示すことから、成因的には斑れい岩に関連すると考えられる。

変輝緑岩 (Rd)

分布と産状 Yoshizawa *et al.* (1966)により記載された。本図幅地域の変輝緑岩は花崗岩や石英閃緑岩、ときに斑れい岩中に径10数cm、ときに10数mから200十数mの捕獲岩として産する。地質図には、比較的大きな捕獲岩体のみを示した。変輝緑岩は福貴畑石英閃緑岩や信貴山花崗閃緑岩中に比較的多くみられる。特に二上山南部の太子町山田付近の信貴山花崗閃緑岩中にまとまって分布する(第10図)。変輝緑岩の形は角張っており、花崗岩との境界は明瞭である。

岩相 周囲の花崗岩からの残液成分である石英成分やカリ長石成分の浸み込みを受け、結晶粒間に様々な割合で石英が生じているほか、粒度も粗くなり、斜長石が斑晶をなすなど、まわりの花崗岩との反応の程度によって岩相が変化する。

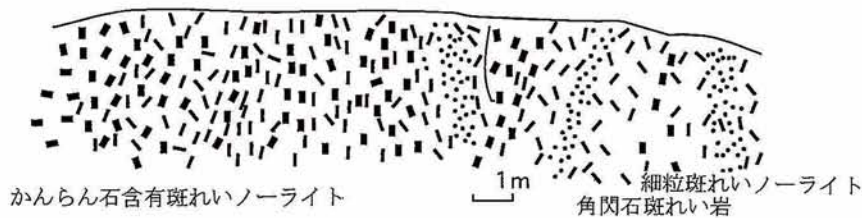
岩石記載

細粒輝緑岩 (9508251, Loc. 平群町福貴畑西方0.8 km)

主に斜長石(63%)と角閃石(30%)よりなるが、黒雲母(3.4%)や石英(3.6%)も含む。斜長石は径1mm前後の小型のものと、径5mm前後の斑晶状のものがある。小型のものは拍子木状で、核部は絹雲母化している。斑晶状のものは顕著な累帯構造を示す。角閃石は径1mm前後の緑色角閃石で、時に、核部に無色角閃石をもつ。花崗岩による影響が弱い岩相では斜方輝石や単斜輝石が残っている。これらの輝石はレリック状で、角閃石の火成作用源の反応縁に取り巻かれるものが多い。石英は他形で、間隙充填状に産する。黒雲母は半自形-他形で、角閃石の周囲に産することが多い。



第10図 信貴山花崗閃緑岩と変輝緑岩の関係 (羽曳野市山田) 信貴山花崗閃緑岩(白色部)がブロック状に変輝緑岩(黒色部)を包有している。両者の境界は明瞭である。



第 11 図 かんらん石含有斑れいノーライトと角閃石斑れい岩の関係 (生駒山地領家帯研究グループ(1986)の第 4 図)
かんらん石含有斑れい岩ノーライト(黒四角)と角閃石斑れい岩(ハッチ)は複雑に入り組み明瞭な境はない。
細粒斑れいノーライト(黒点)が捕獲岩状に包有される。

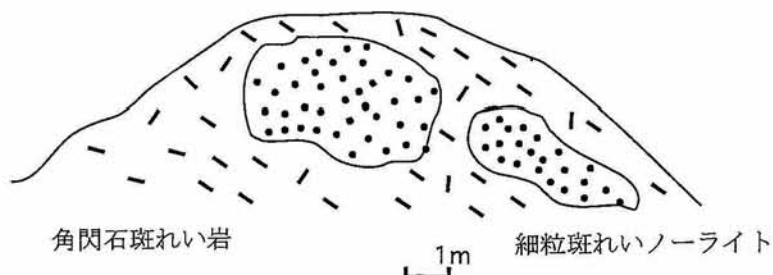
生駒山斑れい岩 (Rh, Ro, Rf, Rp)

分布と産状 本図幅地域の斑れい岩類は、地質図上の分布から生駒山のように斑れい岩体をなすものと、花崗岩類分布地域に小規模な捕獲岩として産するものに分けられる。

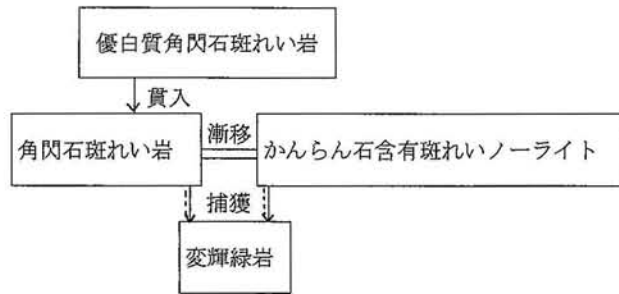
生駒山斑れい岩は、図幅地域北部の生駒山南部、奈良県生駒市西畑町及びその西部に分布する。この斑れい岩は生駒山地領家帯研究グループ(1986)により詳しく調べられた。今回の調査では、更に詳しい岩層の分布が確認された。生駒山斑れい岩体は角閃石斑れい岩・ノーライトを主体とし、それらと漸移して、東豊浦町を中心としてかんらん石含有斑れいノーライトが見られる。両者は明瞭な境界を有せず、複雑な関係を示す(第 11 図)。また、細粒斑れいノーライトが東大阪市牧岡付近で角閃石斑れい岩中に捕獲岩状に産する(第 12 図)。両者の境界は明瞭である。また、優白質角閃石斑れい岩及び斜長岩が図幅北方の東大阪市豊浦町南部に径 800 m の南北に延びた岩体として、角閃石斑れい岩を明瞭に貫いて分布する。斑れい岩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、本図幅地域では東西性であるが、北に隣接する大阪東北部地域では南北性となり、岩体の形に調和的である。

花崗岩類に伴う斑れい岩類は八尾市高安山南方や二上山南部で 100-300 m 規模の岩体をなすが、多くは数十 m の捕獲岩として花崗岩類中に産する。これら小規模斑れい岩は大部分角閃石斑れい岩である。

岩相 生駒山斑れい岩は貫入や捕獲関係などの野外での産状からまず細粒斑れいノーライトが形成され、その後角閃石斑れい岩、かんらん石含有斑れいノーライトの主岩相が貫入し、細粒斑れいノーライ

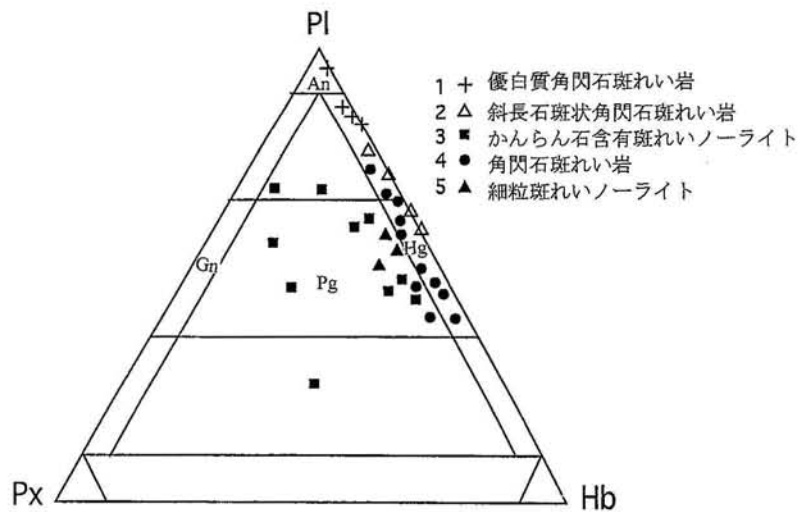


第 12 図 角閃石斑れい岩と細粒斑れいノーライトの関係 (生駒山地領家帯研究グループ(1986)の第 5 図)
角閃石斑れい岩(ハッチ)は細粒斑れいノーライト(黒点)を捕獲岩状に含む。

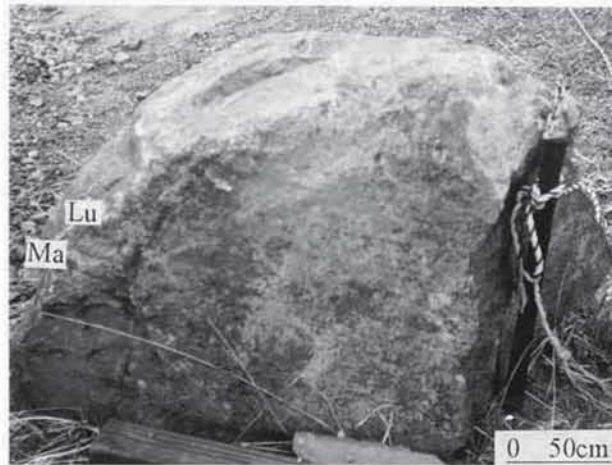


第 13 図 生駒山斑れい岩体の岩相相互の関係 (生駒山地領家帯研究グループ(1986)の第 3 図を修正)

トが捕獲された。最後に、分化作用末期の残液からの形成物である優白質角閃石斑れい岩が貫入した(生駒山地領家帯研究グループ, 1986)。これら生駒山斑れい岩の岩相相互の関係を第 13 図に示し、そのモード組成を第 14 図に示した。これら斑れい岩は顕微鏡下で集積構造を示し、野外で時に層状構造もみられることから(第 15 図)、層状岩体である。角閃石斑れい岩は大部分斜長石と角閃石よりなる岩相であるが、斜長石が 1 cm を超える大型斑晶となる斜長石斑状角閃石斑れい岩や、時に斜方輝石含有量が 5% に達し、輝石-角閃石-斑れいノーライト質となる岩相も存在する。これら岩相は漸移し、野外では区別が難しい。かんらん石含有斑れいノーライトはかんらん石を約 10% 程度含むが、かんらん石がごく少量しかみられない輝石-角閃石-斑れいノーライトや優白質かんらん石含有斑れいノーライトもみられ、岩相が変化する(第 14 図)。これらは野外で区別ができず、地質図上では一括して表現した。優白質角閃石斑れい岩は大部分斜長石からなるが、斜長石容量が 90% を超え、斜長岩の範囲に入るものもある(第 14 図)。

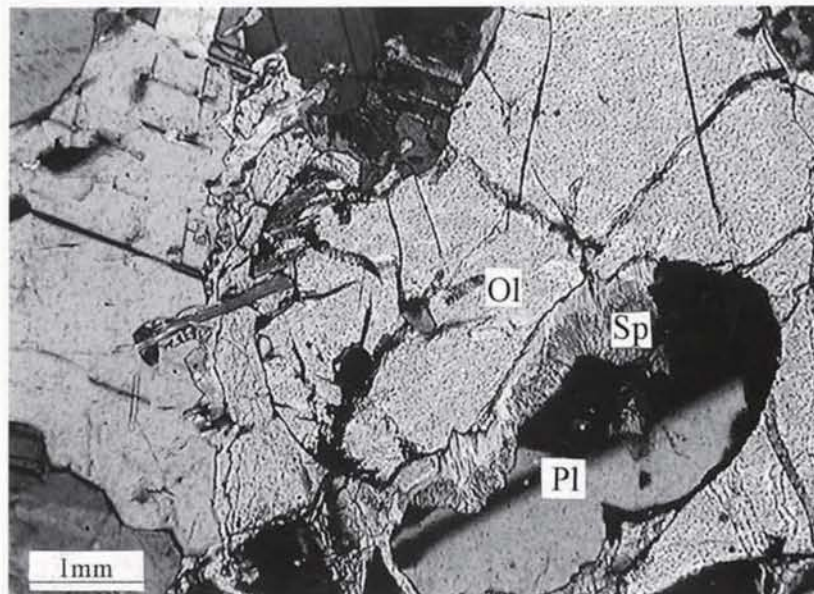


第 14 図 生駒山斑れい岩の鉱物容量比 (生駒山地領家帯研究グループ(1986)による)
 PI: 斜長石, Px: 輝石, Hb: 角閃石 分類は IUGS subcommission (1973) による。
 斜長石斑状角閃石斑れい岩は 1 cm を超える大型斜長石斑晶を含む角閃石斑れい岩。
 An: 斜長岩, Hg: 角閃石斑れい岩, Pg: 輝石-角閃石斑れい岩及び斑れいノーライト, Gn: 斑れいノーライト



第15図 レイアリング構造を示す斑れい岩の転石（東大阪市東豊浦町）
有色鉱物濃集部(Ma：黒色部)と斜長石濃集部(Lu：白色部)がリズムミミックな層をなす。

小規模斑れい岩類は図幅中央部堅上付近に径 300 m 前後のレンズ状に信貴山花崗閃緑岩に捕獲されて産する。また、高安山西方の信貴山花崗閃緑岩中にも径 100 m 前後の捕獲岩体として分布する。更に、柏原市堅下北部の信貴山花崗閃緑岩中にも径 150 m 前後の捕獲岩がみられるほか、二上山南部地域には径 300 m 以上と比較的まとまって分布する。これら小規模斑れい岩は大部分褐色角閃石、斜長石よりなる角閃石はんれい岩である。花崗岩質脈の侵入や花崗岩岩化作用により、黒雲母を含む場合がある。斜長石は径 7-8 mm 前後の自形結晶で、累帯構造はほとんどみられない。組成は An 80-90 前後



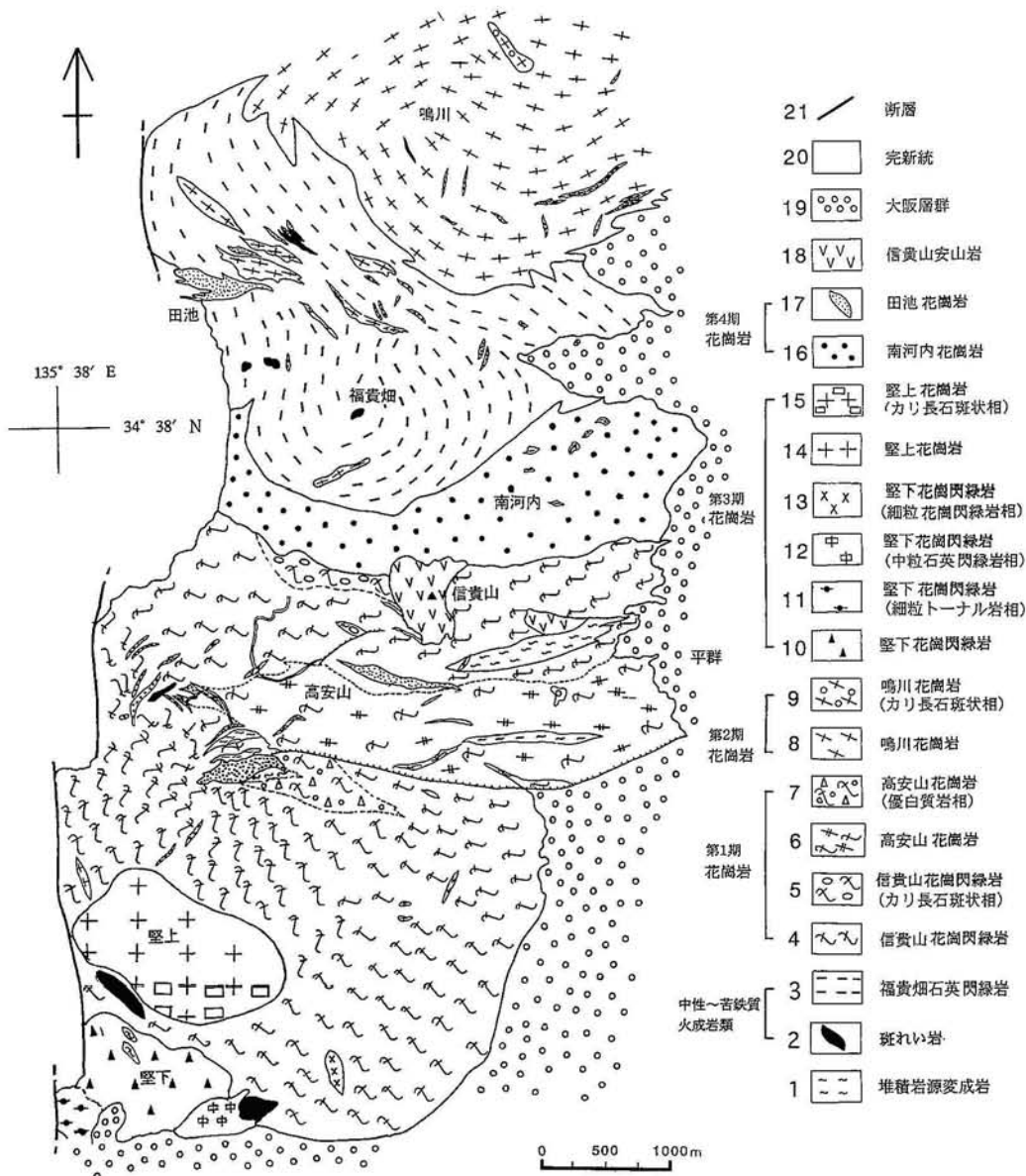
第16図 かんらん石(Ol)と斜長石(Pl)の接触部にみられるスピネルシンプレクタイト(Sp)
(虫食い状部)の顕微鏡写真

である。角閃石は半自形-他形で、斜長石結晶の間に埋めるように産する。褐色で、一部核部に無色角閃石をもつ。

岩石記載

角閃石斑れい岩・輝石-角閃石-斑れいノーライト (8708241, 東大阪市東豊浦)

中粒-粗粒, 粒状組織をなす。主成分鉱物は斜長石(65.6%), 褐色角閃石(32.1%), 斜方輝石(0.6%), 単斜輝石(0.4%)からなる。副成分鉱物としてりん灰石, チタン鉄鉱を含む。斜長石は半



第17図 生駒山地の花崗岩類の分布と構造 (生駒山地領家帯研究グループ, 1997の第2図)

自形でほとんど累帯構造を示さない。組成は An 85-90 の灰長石である。角閃石は褐色種で単斜輝石を交代して産する。斜方輝石は半自形、粒状で弱い多色性をもち、しばしば角閃石中に包有される。単斜輝石は分解してアクチノ閃石質の残存物が角閃石中にみられる。

かんらん石含有斑れいノーライト (8612261, Loc. 東大阪市豊浦町南方 0.5 km)

粗粒、暗黒色な岩相で、粒状組織をなす。主成分鉱物は斜長石 (63.3%)、かんらん石 (10.3%)、単斜輝石 (7.7%)、角閃石 (8.7%)、斜方輝石 (8.9%) であり、副成分鉱物として、チタン鉄鉱、リン灰石がみられる。斜長石は半自形粒状で累帯構造を示さず、その組成は An 90 の灰長石である。角閃石は大型でポイキリチックに他鉱物を包有する。褐色種で、コア部には残存単斜輝石を交代したと思われる無色角閃石がみられる。輝石類は多くが、レリック状に産し、累帯構造は認められない。かんらん石は角閃石に包有されることが多いが、斜長石と直接接する場合、必ずかんらん石側



第 18 図 福貴畑石英閃緑岩と田池花崗岩の関係 (平群町福貴畑) 田池花崗岩 (白色部) が岩脈状に福貴畑石英閃緑岩 (暗緑色部) を貫く。

に斜方輝石や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(第16図)。このようなシンプレクタイトは他地域の領家帯斑れい岩類にも必ずみられる(手塚, 1979; 田結庄ほか, 1989)。

細粒斑れいノーライト(86871, Loc. 東大阪市豊浦町)

細粒, 優黒質な岩相で, 粒状組織をなす。斜長石(57.8%), 褐色角閃石(30.5%), 斜方輝石(5.8%), 単斜輝石(3.4%)を主とし, 時に少量のかんらん石からなる。斜長石は0.5×1mm程度で, 比較的自形性のよい拍子木状をなす。核部はAn 90-95の灰長石で, 周縁部はAn 60である。核部は周縁部と明瞭に区分され, 結晶の大部分を占める。褐色角閃石は一般に0.5-1cm程度で, 周縁部が緑色となるものがある。また, 2cm程度の粗粒大型となるものもある。斜方輝石は半自形粒状, 累帯構造はみられない。単斜輝石はすべて褐色角閃石の核部にレリック状にみられる。

優白質角閃石斑れい岩及び斜長岩(8708267, 東大阪市東豊浦町南方, 0.5 km)

中粒優白質で, 主として斜長石(81.9%)からなり, その間を充填状に少量の角閃石(13.7%)が埋める。肉眼では灰白色で花崗岩のような概観を示す。副成分鉱物としてチタン鉄鉱, りん灰石を含む。斜長石は自形で, 弱い累帯構造を示す。An組成は80-90である。角閃石は褐色角閃石と無色及び淡緑色の角閃石からなる。無色及び淡緑色角閃石は輝石を交代して生じたもので, 前者は集片双晶をすることが多い。

福貴畑石英閃緑岩(Qf)

命名 生駒山地領家帯研究グループ(1997)が平群町福貴畑付近に露出する石英閃緑岩に対し命名した。

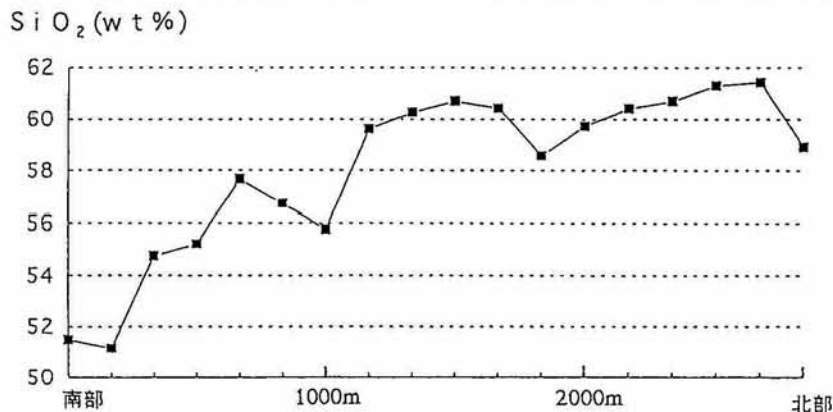
分布 本図幅の中央部から北部, 福貴畑付近に分布し, 角閃石の配列による弱片状構造をもち, ベースン状構造をなす(第17図)。

関係 本岩石は鳴川花崗岩や田池花崗岩に貫かれ(第18図), 斑れい岩や変輝緑岩を捕獲する。

岩相と構造 岩相変化が激しい。有色鉱物の含有量は北部で少なく, 南部で多く, 輝石を含む。すなわち, 北部の岩石はSiO₂が高く, 南部の岩石はSiO₂が低い(第19図)。これら変化は漸移的である。

岩石記載

中粒弱片状, 褐緑色の角閃石で特徴づけられる。主成分鉱物は斜長石(46.3%), 石英(20.5%), カ



第19図 福貴畑石英閃緑岩の南北方向のSiO₂含有量の変化 (田結庄ほか, 1997による)

り長石(1.0%)、黒雲母(17.5%)、角閃石(13.7%)、単斜輝石(1.0%)からなる。副成分鉱物としてジルコン、くさび石、りん灰石を含む。斜長石は5 mm 前後の自形-半自形の結晶で、弱い累帯構造がみられる。カリ長石は他形、間隙充填状に少量産するが、南部ではほとんどみられない。弱いパーサイト組織が存在する。石英は他形-半自形、波動消光が著しい。黒雲母は3-4 mm 前後、半自形-自形結晶で、集合してクロット状に産し、圧砕作用が顕著なものでは方向性のある鱗片状結晶の集合体となっている。角閃石は半自形-自形、緑色柱状の普通角閃石であるが、核部に輝石から変わった淡緑色のアクチノ閃石を有する。単斜輝石は優黒色岩相の角閃石の核部に残存して見られ、結晶周囲や劈開にそってアクチノ閃石化している。

年代 領家帯の斑れい岩類の年代についてはKagami *et al.* (1995)、加々美ほか(1995, 1997)、飯泉ほか(1990, 1993)などにより、同位体年代の研究が精力的に行われた。

Kagami *et al.* (1995)は生駒山斑れい岩体から20個の試料を採取し、それらについてSm-Nd全岩アイソクロン法による年代測定を試みた。その結果、主岩相である角閃石斑れい岩、かんらん石含有斑れいノーライト、変輝緑岩は 192 ± 19 Maのほぼ同一のアイソクロンにプロットされた。優白質角閃石斑れい岩-斜長岩は 169 ± 29 Maの年代を示す。斑れい岩類の K_2O 含有量が0.05-0.44 wt.%ときわめて低いことから判断して、斑れい岩類は花崗岩の影響をあまり受けていないと考えられる。それゆえ、上記年代は斑れい岩類の形成年代を示す。いずれにしろ、斑れい岩類はこれまで信じられてきた白亜紀末の花崗岩類に先立つ火成活動の産物(フォアランナー)でなく、ジュラ紀の火成活動の産物で、ジュラ紀にも火成活動があったと考えられる。なお、角閃石斑れい岩の全岩-鉱物アイソクロン年代はSm-Nd法で 97.7 ± 5.5 Ma、Rb-Sr法で 71.8 ± 9.5 Maとなる。これらは花崗岩類の貫入により若返ったものと解釈されている(Kagami *et al.*, 1995)。

飯泉ほか(1993)は近畿地方領家帯の幾つかの苦鉄質火成岩体より分離されたジルコンについてSHRIMPにより95-72 Maの年代を報告した。これら年代も花崗岩類の貫入によるリセット年代を示している。

化学組成 本図幅の変輝緑岩、斑れい岩、福貴畑石英閃緑岩の代表的な試料を選び、蛍光X線による化学分析を行った。第1, 2表にこれら化学組成を示した。斑れい岩類の全岩化学組成をみると、 SiO_2 %で45-47%の範囲にあり、 Al_2O_3 、MgO、CaOに富み、 Na_2O 、 K_2O に乏しい。この特徴は斑れい岩類の多くが主として斜長石と角閃石からなっていることに起因する。また、Rbは大部分数ppm以下ときわめて低い特徴をもっている(第20図)。特に、かんらん石含有斑れいノーライトで低いRb値を示す。Srは約200-700 ppmで、400-600 ppmのものが多く、やや高い値をもつ。生駒山斑れい岩の各岩相はきわめて類似した化学組成を示すことや同じSm-Ndアイソクロン上にプロットされる(Kagami *et al.*, 1995)ことから、これらがほぼ同じマグマから形成されたと考えられる。花崗岩類に捕獲された小規模斑れい岩類も生駒山斑れい岩のものとはほぼ同じ化学組成をもつ(田結庄ほか, 1997)。

変輝緑岩の化学組成は角閃石斑れい岩の化学組成に比べ、ややRbや K_2O 含有量が高いが、類似した値をもつ(田結庄ほか, 1997)。更に、同じSm-Nd全岩アイソクロン上にプロットされ、これらが同じ起源物質に由来することを示している(Kagami *et al.*, 1995)。このような化学組成の特徴は生駒山斑れい岩だけでなく、近畿-瀬戸内領家帯の共通の特徴でもある(飯泉ほか, 1990)。斑れい岩類の母マグマとしてはソレライト質で、変輝緑岩は大陸性の洪水玄武岩のものと類似した化学組成をもつ(飯泉ほ

か, 1990; 加々美ほか, 1997). なお, 斑れい岩類の斜長石成分は灰長石であるのに対し, 共存する有色鉱物はそれほど Mg 値に富まない(田結庄ほか, 1989). この現象はこれら鉱物が高水蒸気圧下で形成されたことを示している. 更に, かんらん石と斜長石間には必ず固相反応で形成されたスピネルシニプレクタイトを有し, やはり高圧下で形成されたことを示す(Nicholes and Lorentz, 1973).

福貴畑石英閃緑岩は化学組成に変化があり(第2表), 北部のものは SiO₂が 59-62%, 中央部が 58-61%, 南部が 51-58%である. また, 北部から南部に向かって, FeO は 6%から 10%へ, MgO は 2%から 5%へと系統的に増加する(田結庄ほか, 1997).

III. 3. 3 花崗岩類

本図幅地域の花崗岩類は岩体間の相互関係などから 4 時期に区分される(生駒山地領家帯研究グループ, 1997). 第 1 期は信貴山花崗閃緑岩, 岩橋山花崗岩及び高安山花崗岩; 第 2 期は鳴川花崗岩; 第 3

第 1 表 生駒山斑れい岩の代表的な岩相の全岩化学組成 (生駒山地領家帯研究グループ(1986)による)

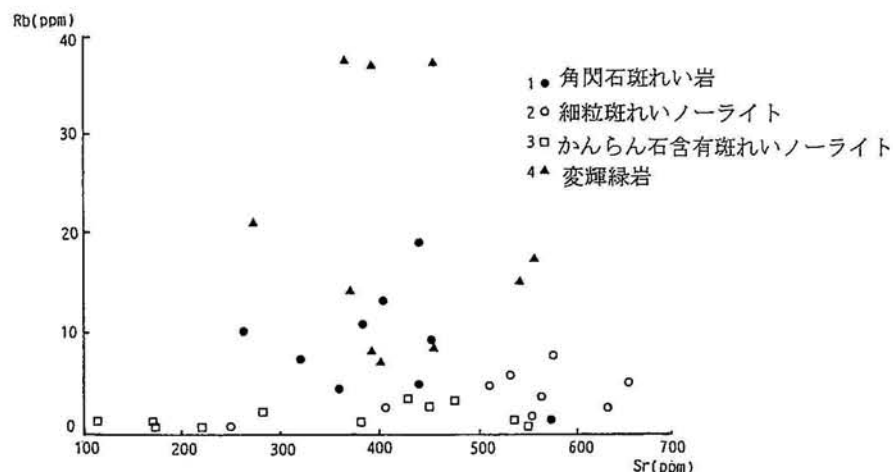
	1	2	3	4	5
SiO ₂	44.94	47.03	46.44	46.77	45.57
TiO ₂	1.10	0.60	0.90	0.42	0.35
Al ₂ O ₃	19.99	25.69	24.70	21.49	20.81
Fe ₂ O ₃	1.22	0.65	0.86	0.62	0.98
FeO	7.69	3.66	6.55	3.84	6.33
MnO	0.19	0.08	0.13	0.09	0.13
CaO	13.40	14.64	13.86	16.82	13.56
Na ₂ O	1.81	1.23	1.41	0.75	0.99
K ₂ O	0.20	0.23	0.15	0.18	0.15
H ₂ O+	1.44	1.47	1.06	1.68	1.12
H ₂ O-	0.32	0.03	0.05	0.18	0.04
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.38	tr.	0.06
total	99.76	99.72	100.25	99.20	99.53
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70731	0.70791	0.70837	0.70776	0.70767
Rb (ppm)	—	5.8	2.6	4.7	19.1
Sr (ppm)	402	396	518	393	367
An%	93	92	88	90	95
plagioclase					

1: 細粒斑れいノーライト, 2: かんらん石含有斑れいノーライト, 3: 角閃石斑れい岩(輝石-角閃石斑れいノーライト相), 4: 角閃石斑れい岩, 5: コートラングイト

第2表 図幅地域の代表的な花崗岩類の全岩化学組成 (田結庄ほか, 1997; 榛葉・田結庄, 1997による)

NUMBER	福貴畑石英閃緑岩相				信貴山花崗閃緑岩					高安山花崗岩			岩橋山花崗岩	
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
	103006	51221	112007	112005	060204	070305	060201	95111308	95111309	042204	091516	190208	95050501	96101802
SiO ₂	61.29	58.60	54.75	51.15	65.59	65.74	68.67	70.55	67.71	74.04	75.69	73.49	72.48	75.32
TiO ₂	0.84	1.20	1.40	1.15	0.52	0.65	0.42	0.26	0.31	0.03	0.06	0.17	0.31	0.14
Al ₂ O ₃	16.82	14.80	17.68	17.53	16.05	15.68	15.67	14.82	15.05	14.71	13.22	15.11	14.54	13.81
FeO	6.60	8.64	8.75	9.97	4.38	4.96	3.59	2.63	3.42	0.43	0.61	1.07	3.07	1.71
MnO	0.10	0.15	0.15	0.19	0.08	0.10	0.06	0.06	0.08	0.02	0.02	0.03	0.06	0.02
MgO	2.44	3.45	4.15	5.03	0.98	1.40	0.77	0.46	0.61	0.03	0.08	0.36	0.50	0.17
CaO	5.65	5.35	8.32	9.87	4.53	3.74	4.24	2.35	3.06	1.27	1.07	1.95	2.07	1.47
Na ₂ O	2.94	2.34	2.63	3.03	3.78	3.90	3.75	3.63	4.17	3.00	1.72	3.36	3.20	3.50
K ₂ O	2.83	3.33	1.54	0.94	1.72	1.93	1.29	4.16	2.32	6.14	6.64	4.08	3.97	4.27
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.23	0.13	0.14	0.16	0.12	0.07	0.09	0.04	0.05	0.03	0.07	0.04
TOTAL	99.67	98.79	99.60	98.99	97.77	98.27	98.58	98.99	96.82	99.71	99.16	99.15	100.28	100.76

A: 石英閃緑岩(北部地域), B: 石英閃緑岩(中部地域), C: 石英閃緑岩(南部地域), D: 石英閃緑岩(斑れい岩質相), E: 中粒黒雲母花崗閃緑岩(角閃石含有相), F: 中粒黒雲母花崗閃緑岩(主岩相), G: 斑状黒雲母花崗閃緑岩, H: 中粒黒雲母花崗閃緑岩(二上山南部地域), I: 中粒黒雲母花崗閃緑岩(二上山南部地域), J: 中粒黒雲母花崗岩, K: 中粒黒雲母花崗岩(主岩相), L: 細粒黒雲母花崗岩, M: 中粒黒雲母花崗岩(角閃石含有相), N: 中粒黒雲母花崗岩(主岩相)

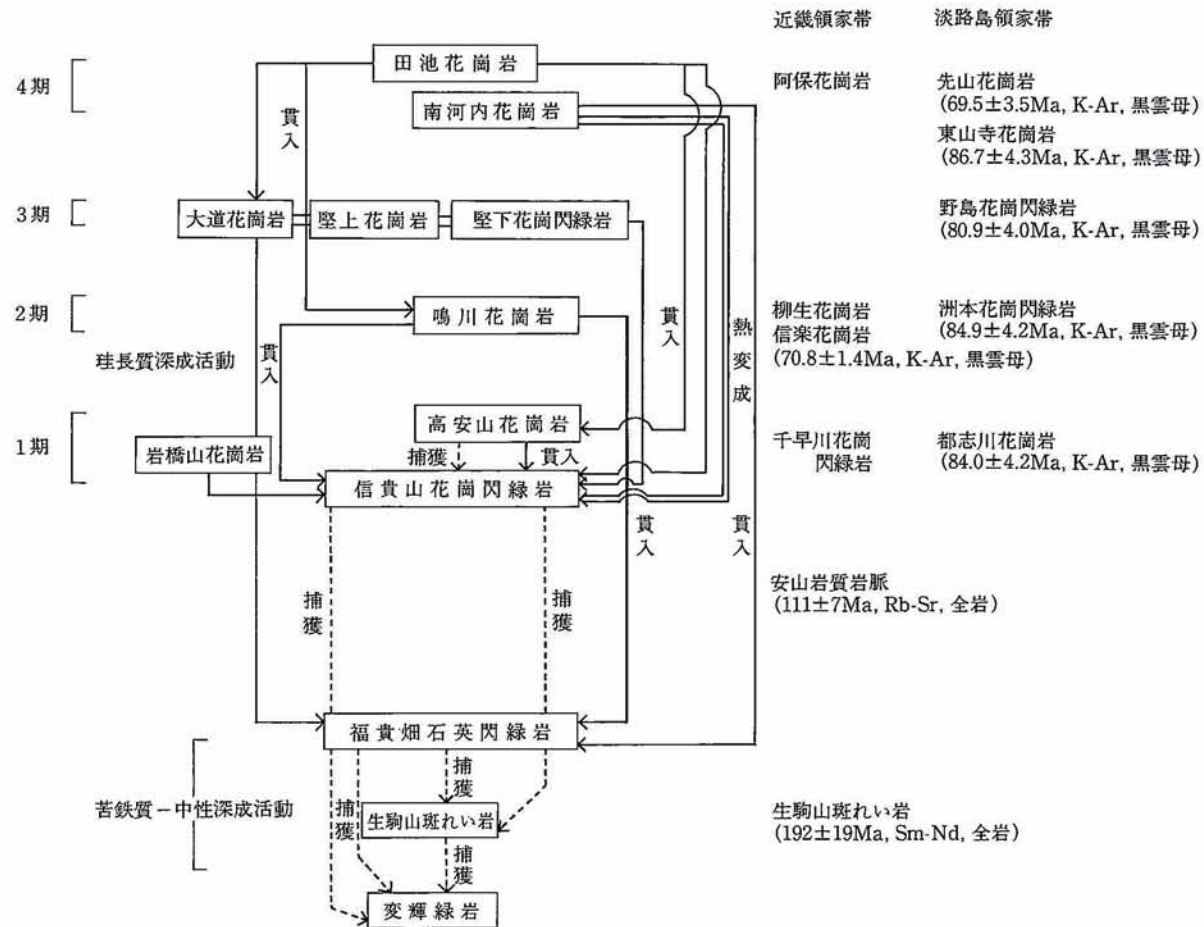


第 20 図 生駒山斑れい岩及び周辺の領家帯苦鉄質岩類の Rb-Sr の関係
(田結庄ほか, 1989 による)

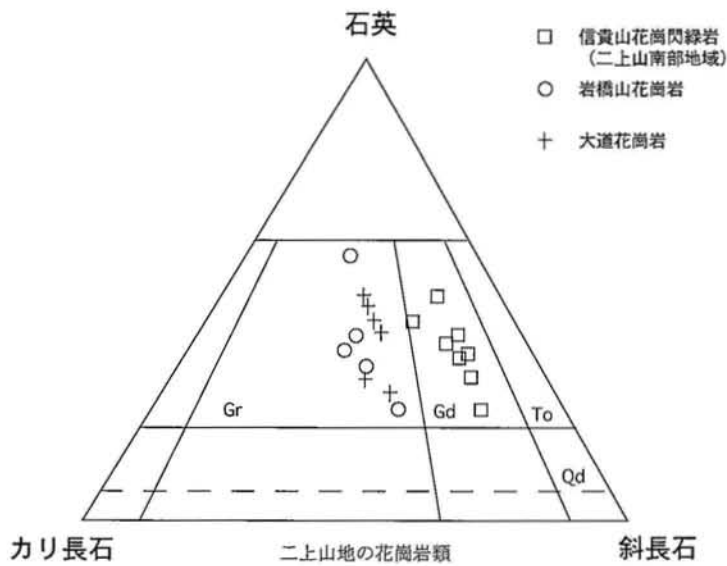
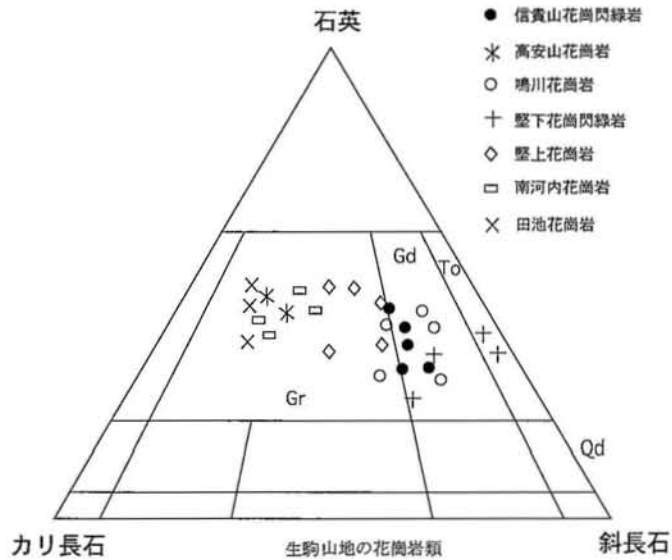
期は堅下花崗閃緑岩、大道花崗岩及び堅上花崗岩；第 4 期は南河内花崗岩と田池花崗岩である。

第 1 期の花崗岩類は片麻状構造が顕著で、変形作用を受けており、古期花崗岩(Yoshizawa *et al.*, 1966)に相当する。信貴山花崗閃緑岩は中粒片麻状の黒雲母花崗閃緑岩が主体であるが、南河内花崗岩との接触部ではカリ長石が斑状を呈する。岩橋山花崗岩は中粒の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩である。高安山花崗岩は中粒片麻状の黒雲母花崗岩が主であるが、細粒、優白質、片麻状の黒雲母花崗岩が南部にみられ、信貴山花崗閃緑岩を貫く。第 2 期の鳴川花崗岩は本地域北部に分布する粗粒弱片状の角閃石黒雲母花崗岩から花崗閃緑岩で、北部の生駒山斑れい岩を取り巻くように分布する。この花崗岩には、カリ長石が斑状の岩相もみられる。第 3 期の花崗岩は塊状、一部弱片状のストック状の花崗岩体で、領家帯の一般構造を切って貫入している。堅下花崗閃緑岩は南西部に分布する中粒-細粒の花崗閃緑岩-石英閃緑岩で、岩相変化がある。主体をなす中粒塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩のほか細粒塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩、中粒塊状の角閃石黒雲母石英閃緑岩の 3 岩相からなる。大道花崗岩は中-粗粒の黒雲母花崗岩で岩株状に分布する。堅上花崗岩は主体をなす粗粒塊状の角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩のほか、岩体周縁部にはカリ長石が斑状となる岩相へ移化する。第 4 期の花崗岩は細粒花崗岩で、南河内花崗岩が信貴山の北部に東西方向に分布する。この花崗岩は弱片状で、ざくろ石を含む。一方、田池花崗岩は岩脈状をなして、本地域全域に分布する塊状の細粒花崗岩である。

本図幅地域のこれら花崗岩類の地質学的関係のまとめを淡路島領家帯及び近畿地方領家帯の花崗岩類の時期区分とともに第 21 図に示した。また、あわせて、この地域の放射年代資料も示した。また、花崗岩類の内部構造を理解しやすいよう、生駒山地領家帯研究グループ(1997)による生駒-信貴山地の花崗岩類の分布と構造を第 17 図に示した。花崗岩類のモード組成を第 22 図に生駒山地域と二上山地域に分けて示した。



第21図 本図幅地域の深成岩類の相互関係と近畿領家帯及び淡路島領家帯の花崗岩との対比 (生駒山地領家帯研究グループ, 1997の第5図に加筆) 近畿領家帯の資料は端山ほか(1982), 政岡(1982), 生駒山地領家帯研究グループ(1986; 1997)による。淡路島の資料は中島ほか(1985, 1986)及び水野ほか(1990)による。放射年代の資料はKagami *et al.* (1995), 加々美ほか(1995), 沢田・板谷(1993), 水野ほか(1990)による。



第 22-1, 2 図 生駒山地及び二上山地の花崗岩類のモード組成生駒山地(18-1 図)：生駒山地領家帯研究グループ(1997)；二上山地(18-2 図)：棟葉・田結庄(1997)による。
区分は IUGS subcommission (1973) による。Gr：花崗岩，Gd：花崗閃緑岩，To：トーンナル岩，Qd：石英閃緑岩

III. 3. 3. 1 第 1 期花崗岩類 (Gs, Gp, Gi, Gt, Gf)

信貴山花崗閃緑岩 (Gs, Gp)

命名 生駒山地領家帯研究グループ(1997)が生駒-信貴山地付近に模式的に露出する片麻状花崗閃緑岩に命名した。Yoshizawa *et al.* (1966) の古期花崗岩に対応する。

分布 信貴山の南部から柏原市にかけて広く分布するほか、大和郡山市松尾山付近にも分布する。また、二上山南部の當麻町にかけても広く分布する。

関係 本図幅東部、松尾山付近において信貴山花崗閃緑岩は、領家変成岩の構造に調和的に貫入している。また、変成岩に縞状にしみ込んでいる。後述の高安山花崗岩、岩橋山花崗岩は信貴山花崗閃緑岩の構造に調和的及びやや斜交して貫入している(第 23, 24 図)。一方、堅上及び堅下花崗閃緑岩は明瞭に信貴山花崗閃緑岩の構造を切って貫入している(第 25 図)。

岩相と構造 中粒、片麻状の黒雲母花崗閃緑岩を主とするが、時に角閃石を含む。また、輝緑岩質の捕獲岩もみられる。北部の南河内花崗岩との接触部付近では南河内花崗岩からのアルカリ成分の添加を受け、カリ長石が斑状となり、岩相が変化する。また、信貴山すぐ下の岩石は変成岩と複雑に混成し、ミグマタイト様となっている。

岩石記載

中粒黒雲母花崗閃緑岩(050701, Loc. 三郷町雁多尾畑北東 0.5 km; 第 I 図版 b)

主成分鉱物は 3-6 mm 程度で、片麻状構造をなす。主成分鉱物は石英(37.2%)、斜長石(37.7%)、カリ長石(17.6%)、黒雲母(7.5%)からなり、更に副成分鉱物としてジルコン、りん灰石、チタン鉄鉱を含む。圧砕作用を受けており、半自形粒状組織を示す。斜長石は数 mm 程度の半自形で、累帯構造はほとんどみられず、双晶面が曲がったりしている。また、石英との接触部ではミルメカイトが発達する。カリ長石は半自形-他形で、パーサイト構造はあまり発達せず、格子構造が見られる。石英はサブグレイン化が著しく、一部扁平化している。黒雲母は鱗片状で、集合して産し、葉理に平行な定向配列が見られる。まれに含まれる角閃石は緑色で、黒雲母とクロットをなして産する。

斑状黒雲母花崗閃緑岩(062618, Loc. 三郷町信貴山西方 0.3 km)

径 10 mm を越えるカリ長石斑晶を有することを特徴とする。主成分鉱物は斜長石(37.4%)、カリ長石(17.6%)、石英(40.0%)、黒雲母(5.0%)からなり、副成分鉱物としてジルコン、りん灰石、チタン鉄鉱からなる。斜長石は 5 mm 前後の半自形の結晶で、折れ曲がりやキンクバンドが見られる。累帯構造は発達せず、石英との接触部でミルメカイトが見られる。カリ長石はポイキリチックに斜長石などを取り込み、弱いパーサイト組織を示す。その配列には定向性はない。石英は一般に 3-4 mm 前後の小型結晶で、サブグレイン化が顕著で、扁平化している。黒雲母は半自形で、小型鱗片状集合をなし、定向配列が顕著である。

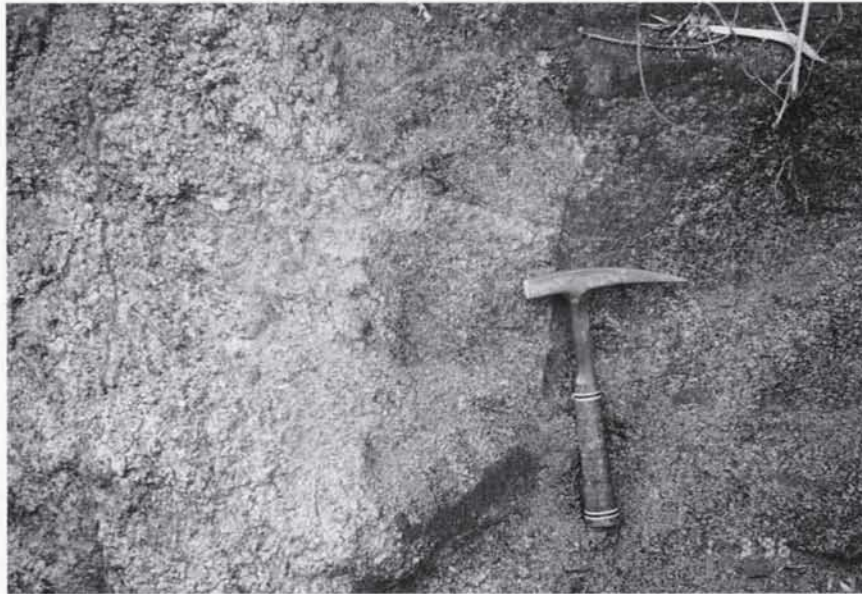
岩橋山花崗岩 (Gi)

命名 榛葉・田結庄(1997)が當麻町竹内峠付近に露出する花崗閃緑岩に対し命名した。

分布 本図幅南部、竹内峠を中心とし、東南東-西北西に延びる東南東約 3 km、南北約 1 km の小規模な岩体である。

関係 岩橋山花崗岩は周辺の信貴山花崗閃緑岩と明瞭な関係で接しており、漸移しない。竹内峠周辺では岩橋山花崗岩が信貴山花崗閃緑岩中に岩脈状に貫入する(第 23 図)。

岩相と構造 中粒の黒雲母花崗岩である。片麻状構造が認められ、その走向は東西から西北西-東南東で、信貴山花崗閃緑岩と調和的である。顕著な岩相変化はみられないが、岩体周縁部でやや細粒となる。石英の含有量や有色鉱物の量は変化する。石英のサブグレイン化や黒雲母の定向配列がみられるほか、斜長石は角がとれ、卵型になっている。



第23図 信貴山花崗閃緑岩と高安山花崗岩の関係 (三郷町南畑南500 m)
高安山花崗岩は信貴山花崗閃緑岩との接触部でアプライト質となり、舌状突起が貫入する。

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 (95050501, 當麻町竹内峠; 第II図版 b)

片麻状構造を有する。主成分鉱物は斜長石(31.6%), 石英(31.0%), カリ長石(29.0%), 黒雲母(8.3%)からなる。ジルコン, リン灰石を副成分鉱物として含む。石英は他形, 粒状で, 変形作用のため, 伸長構造を持つほか, 顕著な波動消光がみられる。斜長石は半自形-自形で, アルバイト双晶がよくみられるほか, 累帯構造も認められる。石英との接触部ではミルメカイト組織をなす。カリ長石は半自形-他形, パーサイト組織をもち, 格子構造が発達する。黒雲母は半自形-自形, 長柱状で, 一部クロットをなすが, 多くは散点状に産する。

高安山花崗岩 (Gt, Gf)

命名 生駒山地領家帯研究グループ(1997)が三郷町本堂付近に模式的に露出する中粒片麻状花崗岩に命名した。

分布 本図幅の中央部、三郷町信貴山の南方約 800 m の所に東西に分布する。南限は立野断層で区切られる。

関係 信貴山花崗閃緑岩に貫入し、高安山花崗岩から派生したアブライト質の舌状突起が信貴山花崗閃緑岩を貫く(第 24 図)。

岩相と構造 中粒片麻状黒雲母花崗岩を主とするが、南部には細粒、一部中粒の優白質片麻状の黒雲母花崗岩が分布する。両者の関係は漸移関係である。

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩(963216, Loc. 三郷町本堂西方 0.5 km; 第II図版 b)

片麻状構造を有する。主成分鉱物は石英(41.0%)、カリ長石(37.0%)、斜長石(23.0%)、黒雲母(5.0%)である。副成分鉱物として白雲母、ジルコン、りん灰石を含む。斜長石は小型で半自形、累帯構造はほとんどみられず、核部は絹雲母化していることが多い。変形作用を受け、折れ曲がりが見られる。石英との接触部でミルメカイトが発達する。カリ長石は大型で斑晶状である。パーサイト構造がみられ、他の鉱物をポイキリチックに包有する。石英は小型で、サブグレイン化がめだち、扁平化している。黒雲母は小型葉片状でクロット状に集合するほか、葉理面に沿って定向配列する。

細粒黒雲母花崗岩(100206, 八尾市高安山南西 1 km)

細粒で、一部アブライト質組織を示す。主成分鉱物は斜長石(19.0%)、カリ長石(30.0%)、石英(49.0%)、黒雲母(2.0%)である。副成分鉱物としてジルコン、りん灰石を含む。斜長石は半自形、累帯構造はみられず、核部の絹雲母化が著しい。カリ長石は比較的大型で、パーサイト構造が認められる。石英はサブグレイン化が著しい。黒雲母はクロットをなして産する。

III. 3. 3. 2 第 2 期花崗岩類 (Gn, Gm)

鳴川花崗岩 (Gn, Gm)

命名 生駒山地領家帯研究グループ(1997)が生駒市鳴川付近に露出する粗粒角閃石黒雲母花崗岩に命名した。

分布 本図幅北部、奈良県生駒市鳴川付近から大和郡山市にかけて広く分布し、さらに「大阪東北部」図幅地域へと連続して分布する。

関係 南部に分布する福貴畑石英閃緑岩を岩脈状に貫き、岩脈状の田池花崗岩に貫かれる。

岩相と構造 粗粒で、一部中粒、弱片状構造の認められる花崗岩-花崗閃緑岩である。斑状のカリ長石で特徴づけられる斑状弱片状の黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩も分布する。主岩相とカリ長石斑状岩相は漸移関係である。変輝緑岩を捕獲することも多い。この捕獲岩は片理の方向に延びた形態を示す。

岩石記載

粗粒角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩(B 8332803, 生駒市鳴川南方 0.3 km)



第 24 図 岩橋山花崗岩と信貴山花崗閃緑岩の関係 (當麻町竹内峠)
 岩橋山花崗岩(左側)は信貴山花崗閃緑岩(右側)中に岩脈状に貫入する。両者の境は
 明瞭で漸移せず、岩橋山花崗岩の一部が信貴山花崗閃緑岩に貫入している。

粗粒，弱片状構造が認められる。主な構成鉱物は斜長石(32.2%)，石英(39.0%)，カリ長石(22.2%)，黒雲母(5.6%)，角閃石(1.0%)である。副成分鉱物としてはジルコン，りん灰石，褐れん石が含まれる。斜長石は半自形卓状で，1 cm 大に達する。累帯構造が見られる。西部では双晶面が折れ曲がるなどの変形構造がみられる。カリ長石は半自形から他形間隙充填状であるが，1 cm を越す斑晶状のものも多い。一般にパーサイト構造が発達し，格子構造もみられる。石英は 5-7 mm で，集合して集班状をなすことが多い。波動消光は見られるが，サブグレイン化は弱い。黒雲母は 2-4 mm の自形で，集合をなす傾向がある。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。

斑状黒雲母花崗閃緑岩(83328-16, 生駒市鳴川西方0.5 km)

カリ長石が斑状をなす。主な構成鉱物は斜長石(31.8%), 石英(32.8%), カリ長石(32.4%), 黒雲母(3.0%)である。副成分鉱物としてジルコン, リン灰石を含む。斜長石は半自形, 弱い累帯構造を示す。カリ長石は半自形, パーサイト構造が発達する。石英は集合して, 集斑晶をなす。黒雲母は半自形-自形で, クロットをなす。

III. 3. 3. 3 第3期花崗岩類 (Gk, Gg, Gb, Go, Gc, Ge)

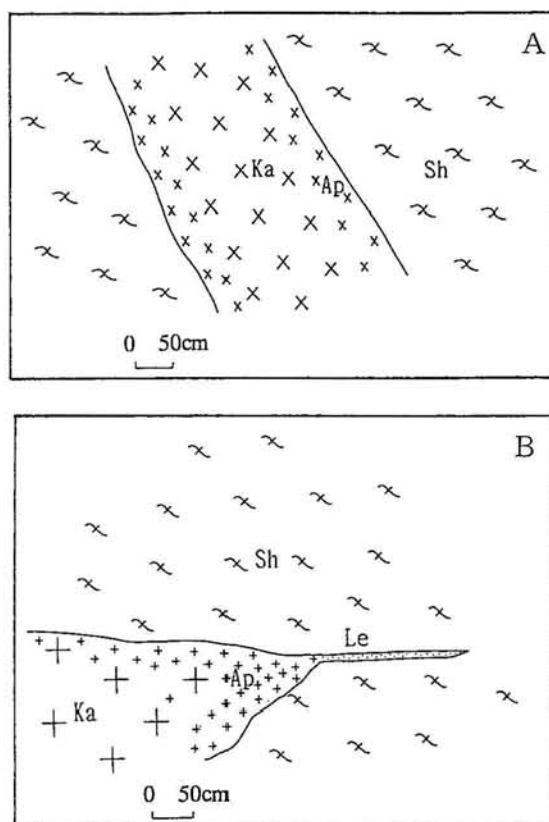
堅下花崗閃緑岩(Gk, Gg, Gb)

命名 生駒山地領家帯研究グループ(1997)が柏原市高井田付近の花崗閃緑岩に命名した。

分布 本図幅中部, 柏原市の和利川沿い付近に岩株状に少量分布する。

関係 堅下花崗閃緑岩は信貴山花崗閃緑岩を捕獲するほか, 岩脈状に信貴山花崗閃緑岩を貫く(第25図A)。

岩相と構造 中-細粒, 塊状の花崗閃緑岩-石英閃緑岩で, 短柱状の角閃石で特徴づけられる。岩相変化が著しく, 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, 中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩, 細粒角閃石黒雲母花崗閃緑



第25図 信貴山花崗閃緑岩と堅下花崗閃緑岩及び堅上花崗岩の関係 (生駒山地領家帯研究グループ(1997)による)

A: 堅下花崗閃緑岩(Ka)は岩脈状に信貴山花崗閃緑岩(Sh)を貫き, アプライト質(Ap)となる。

B: 堅上花崗岩(Ka)は信貴山花崗閃緑岩(Sh)との接触部でアプライト質(Ap)となり, 脈状優白質部(Le)が信貴山花崗閃緑岩を貫く。

岩の3岩相からなる。これら各岩相はすべて狭い範囲で漸移する。主岩相の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、一般に塊状であるが、岩体周縁部で弱片状の岩石で、変輝緑岩の捕獲岩を含む。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (101806, 柏原市高井田北方 0.5 km)

塊状である。主成分鉱物は斜長石(38.5%), 石英(22.0%), カリ長石(15.5%), 黒雲母(14.0%), 角閃石(9.5%)である。副成分鉱物としてジルコン, りん灰石を含む。斜長石は双晶が顕著で, 累帯構造が認められる。石英は半自形-他形で, 波動消光を呈するが, サブグレイン化は弱い。カリ長石は他形でパーサイト構造が発達し, 一部に格子構造が認められる。黒雲母の多くは自形-半自形, 緑褐色で, クロット状に集合して産し, 時に, 弱い定向配列をなす。角閃石は短柱状の自形結晶で, 青緑色で黒雲母とクロットをなす。

細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (073111, 柏原市安堂町)

細粒, 塊状, 不均質で, 一露頭内でも岩相が大きく変化する。主成分鉱物は斜長石(38.5%), 石英(26.0%), カリ長石(11.0%), 黒雲母(15.5%), 角閃石(9.0%)である。副成分鉱物としてジルコン, りん灰石を含む。斜長石は自形-半自形で, 一部大型結晶となり, 累帯構造を示す。石英は他形-半自形で, 波動消光を示す。カリ長石は他形で, 弱いパーサイト構造をなす。黒雲母は自形で, クロット状に産する。角閃石は自形の緑色角閃石である。

中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩 (101811, 柏原市高井田東方 1 km)

中粒, 塊状, 時に, 弱い片状構造が認められる。変輝緑岩の包有物を含む。主成分鉱物は斜長石(43.5%), 石英(25.5%), カリ長石(5.0%), 黒雲母(15.0%), 角閃石(11.0%)である。副成分鉱物はジルコン, りん灰石からなる。斜長石は5 mm程度の半自形結晶で, 累帯構造が見られる。石英は他形で, 間隙充填状に産し, 波動消光がみられる。カリ長石は少量で, 他形を示し, 間隙充填状に産する。黒雲母は2-3 mmの自形で, クロット状に産し, 時に, 弱い定向配列をなす。角閃石は短柱状, 淡緑色, 自形で, 黒雲母とクロットをなす。

堅上花崗岩 (Ge, Ge)

命名 生駒山地領家帯研究グループ(1997)が柏原市横尾付近に模式的に露出する, 粗粒角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩に命名した。

分布 本図幅南西部, 大阪府柏原市の横尾付近に岩株状に少量産する。

関係 この花崗岩に由来するアプライト質岩相が信貴山花崗閃緑岩を貫く(第25図B)。

岩相と構造 粗粒, 一部中粒で, 塊状の花崗岩-花崗閃緑岩であり, 石英プールの特徴づけられる。岩体周縁部はカリ長石が斑状となる角閃石黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩である。

岩石記載

粗粒黒雲母花崗岩 (092506, 柏原市横尾西方 0.5 km)

主成分鉱物は斜長石(35.0%), 石英(40.5%), カリ長石(20.0%), 黒雲母(4.5%)からなり, 褐れん石, ジルコン, りん灰石を副成分鉱物として含む。斜長石は7-10 mm前後の半自形, 卓状結晶で, 累帯構造が見られる。核部はしばしば絹雲母化している。石英は7-10 mm程度のプールをなし, 集斑状をなす。弱いサブグレイン化がみられる。カリ長石は半自形-他形で, 弱いパーサイト組織をなし, 格子構造がみられる。黒雲母は自形, 褐色で, 集合してクロット状に産する。

斑状角閃石黒雲母花崗岩 (092511, 柏原市横尾南方 1.3 km)

カリ長石斑状,塊状の花崗岩で,径 10 mm を越える大型,自形のカリ長石斑状で特徴づけられる。主な構成鉱物は斜長石(30.0%),石英(35.0%),カリ長石(31.5%),黒雲母(4.0%),角閃石(0.5%)からなり,副成分鉱物としてジルコン,りん灰石からなる。斜長石は通常 5-8 mm 前後,半自形で,弱い累帯構造がみられ,核部は絹雲母化している。石英はプール状に集合して産する。カリ長石は斑状で,ポイキリチックに他の鉱物を包有する。パーサイト構造を有し,格子構造も認められる。黒雲母は 5 mm 前後の自形結晶で,集合して産することが多い。角閃石は緑色,半自形で,黒雲母とクロットをなす。

大道花崗岩 (Go)

命名 榛葉・田結庄(1997)が羽曳野市太子町付近に模式的に露出する中粒-粗粒黒雲母花崗岩に命名した。

分布 大阪府羽曳野市太子町付近に東西約 1 km,南北約 1 km の小規模に分布するが,周囲を二上山の安山岩類に覆われる。

関係 この花崗岩と他の花崗岩類との接触露頭がないため貫入関係は不明であるが,その分布は信貴山花崗閃緑岩及び岩橋山花崗岩の構造を切る。

岩相と構造 中-粗粒の黒雲母花崗岩で弱い片状構造をもつ。その走向は北西-南東から北北西-南南東で西に傾斜している。岩相は比較的均質である。部分的に,黒雲母が緑泥石化したり,カリ長石がやや桃色を呈するなど変質を受けている。

岩石記載

中-粗粒黒雲母花崗岩 (95062108, 羽曳野市太子町大道) (第III図版 a)

主成分鉱物は斜長石(31.3%),石英(38.3%),カリ長石(23.6%),黒雲母(6.7%)である。副成分鉱物はりん灰石,ジルコンである。石英は半自形,粒状,変形作用によるサブグレイン化が認められる。斜長石は半自形-自形で,アルバイト双晶がよく見られ,累帯構造を有する。一部,カリ長石との接触部でミルメカイト組織をなす。カリ長石は半自形,時に,間隙充填状に産し,パーサイト組織がよく発達し,格子構造もよくみられる。黒雲母は半自形,短柱状-長柱状でクロットをなして産するものと,散点状に産するものがある。

III. 3. 3. 4 第4期花崗岩 (Gh, A)

南河内花崗岩 (Gh)

命名 生駒山地領家帯研究グループ(1997)が平群町信貴畑付近に模式的に露出する細粒ざくろ石含有花崗岩に命名した。

分布 本図幅中央部,奈良県平群町信貴畑付近にまとまって東西に細長く分布する。

関係 北部の福貴畑石英閃緑岩を明瞭に貫くほか,南部の信貴山花崗閃緑岩に花崗岩化作用を与え,カリ長石斑晶を生じさせている。

岩相と構造 細粒弱片状花崗岩で,西部では片状構造が顕著となる。少量のざくろ石と白雲母を含むことを特徴とする。岩相は全体として均質であるが,北部に分布するものは,やや有色鉱物が多い。南部の信貴山花崗閃緑岩との接触部付近ではアブライト質,ペグマタイト質岩相となる。

岩石記載

細粒ざくろ石含有黒雲母花崗岩(51406, 平群町信貴畑; 第III図版 b)

主な構成鉱物は斜長石(20.5%), 石英(42.5%), カリ長石(33.0%), 黒雲母(3.0%), ざくろ石(0.5%), 白雲母(0.5%)である。副成分鉱物としてジルコン, りん灰石を含む。斜長石は半自形-自形, 双晶がめだち, 累帯構造が発達する。カリ長石は径1cmを越える大型のポイキロ斑晶と2mm前後の小型のものからなる。ポイキロ斑晶はパーサイト構造が発達し, 小型のものは格子構造が見られる。石英は1-3mmで, 波動消光が顕著でサブグレイン化が目だつ。黒雲母は1-2mm, 自形-半自形で散在して産する。ざくろ石は1mm前後の粒状で, 散在して産する。白雲母は1mm前後で, 半自形である。

田池花崗岩 (A)

命名 生駒山地領家帯研究グループ(1997)が東大阪市田池付近に模式的に露出する細粒花崗岩に対し命名した。

分布 一般に大きな岩体をなさず, 花崗岩質岩脈として本図幅内に広く分布する。本図幅中央部, 東大阪市神立付近では比較的まとまって分布する。本図幅の花崗岩質岩脈はすべてこの田池花崗岩に属する。

関係 他のすべての花崗岩類を岩脈状に貫く。

岩相と構造 塊状の細粒花崗岩で, 時にアプライト質となる。貫入方向は南北方向が大部分である。

岩石記載

細粒黒雲母花崗岩(100902, 東大阪市神立)

細粒で, カリ長石のポイキロ斑晶を含む。主な構成鉱物は斜長石(17.3%), 石英(41.5%), カリ長石(40.0%), 黒雲母(1.0%)である。副成分鉱物として白雲母, ジルコン, りん灰石からなる。斜長石は2mm以下の半自形結晶で, 累帯構造が顕著である。カリ長石は時に, 1cm前後の斑晶となり, パーサイト構造が発達し, 他の鉱物をポイキリチックに包有する。石英は1-2mm前後の粒状結晶で, 波動消光が顕著である。黒雲母は1-2mm前後の自形結晶で, 散在して産する。

化学組成

本図幅地域の花崗岩類の中から約110個を選び, 蛍光X線分析による化学分析を行った(田結庄ほか, 1997; 榛葉・田結庄, 1997)。第2, 3表に各花崗岩の代表的な化学分析値を示した。以下に各時期の花崗岩類の化学組成の特徴を列記する。

第1期花崗岩: 信貴山花崗閃緑岩は SiO_2 が58-75%と広い範囲にわたり, Al_2O_3 は14-18%前後のもの, K_2O は1-4%のものも多く, 全体に低い値を示す。

岩橋山花崗岩は SiO_2 が69-79%と変化するが, 70-75%のものも多く, 信貴山花崗閃緑岩より SiO_2 含有量に富む。

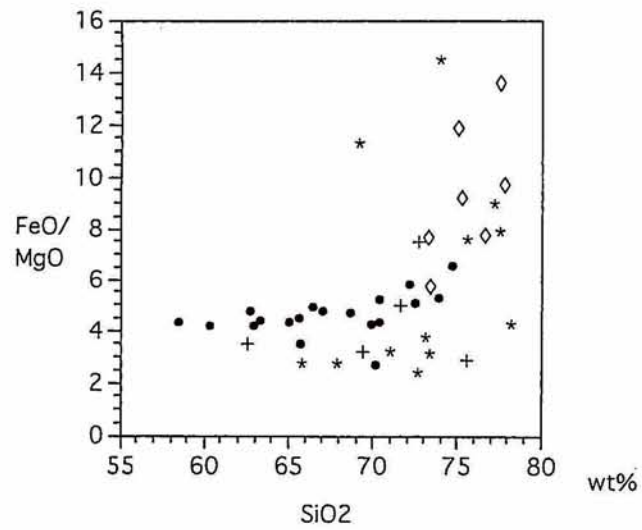
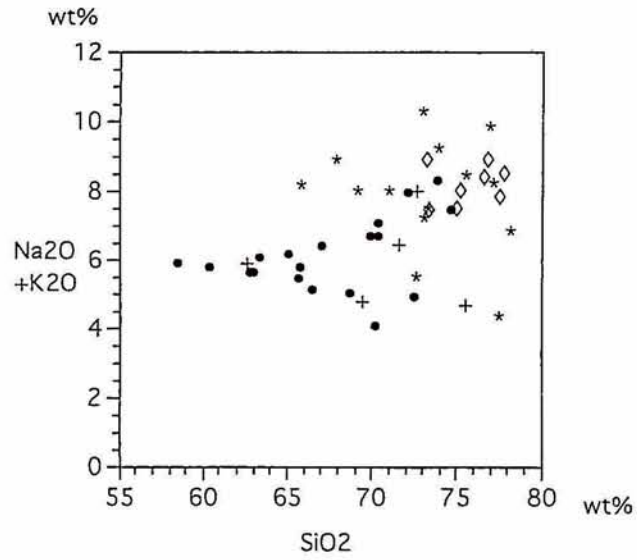
高安山花崗岩は SiO_2 が66-78%で, 多くが73%前後と高い値を有する。 Al_2O_3 も13-17%と比較的高く, また, K_2O が4-8.5%と高いものが多い。高安山花崗岩の細粒黒雲母花崗岩相は主岩相に比べ, やや Na_2O に富む。高安山花崗岩は一般に信貴山花崗閃緑岩に比べ高い K_2O をもつ。

第2期花崗岩: 鳴川花崗岩は SiO_2 が69-74%前後, Al_2O_3 は14-17%前後, K_2O が2-5%と高く,

第3表 図幅地域の代表的な花崗岩類の全岩化学組成 (田結庄ほか, 1997; 椿葉・田結庄, 1997による)

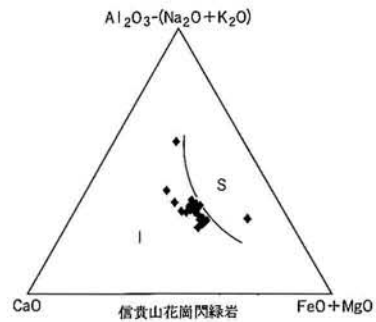
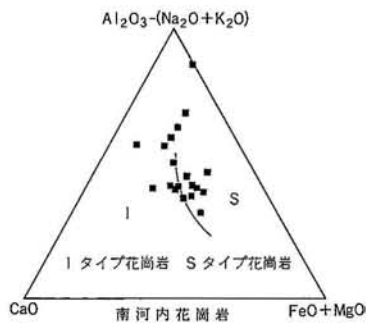
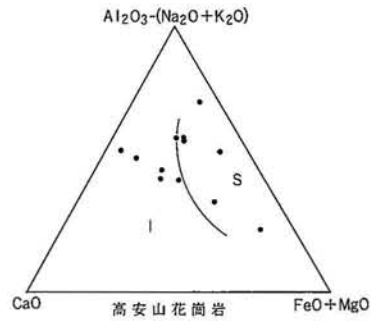
NUMBER	鳴川花崗岩			堅上花崗岩		堅下花崗閃緑岩			大道花崗岩		南河内花崗岩		田池花崗岩	
	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y1	Y2	Z1	Z2
	053271	620510	315270	092508	101816	101806	060505	101811	95092902	95092902-02	52208	52209	91507	100902
SiO ₂	70.21	71.07	73.57	77.59	76.81	69.36	71.57	62.52	76.51	73.86	72.48	74.85	76.68	76.34
TiO ₂	0.15	0.11	0.09	0.08	0.06	0.57	0.33	0.74	0.18	0.20	0.14	0.18	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	16.70	16.42	15.01	12.96	13.49	15.34	15.11	16.25	13.28	14.71	14.23	13.95	13.44	13.61
FeO	2.01	1.81	1.01	1.08	0.75	3.78	2.43	6.42	2.06	2.22	2.11	1.44	0.86	0.90
MnO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.04	0.12	0.04	0.04	0.30	0.04	0.04	0.09
MgO	0.95	0.51	0.31	0.08	0.03	1.14	0.48	1.80	0.33	0.36	0.30	0.38	0.10	0.09
CaO	2.65	2.45	1.57	0.94	0.56	3.75	2.16	5.00	2.39	2.44	1.22	1.46	0.87	1.29
Na ₂ O	3.25	3.25	3.01	3.23	3.23	3.37	3.52	3.34	3.87	4.06	3.29	3.60	3.24	3.34
K ₂ O	3.53	4.01	4.78	4.64	5.69	1.53	3.01	2.65	1.76	2.72	4.20	3.82	2.98	4.28
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.14	0.08	0.15	0.05	0.05	0.07	0.04	0.01	0.02
TOTAL	99.48	99.78	99.38	100.63	100.67	99.04	98.74	98.99	100.47	100.67	98.34	99.76	98.26	100.00

O:粗粒黒雲母花崗岩(角閃石含有相), P:粗粒黒雲母花崗岩(主岩相), Q:斑状黒雲母花崗岩, R:粗粒黒雲母花崗岩, S:斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩, T:中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, U:細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩, V:中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩, W:中粒黒雲母花崗岩(主岩相), X:中粒黒雲母花崗岩, Y1:細粒ざくろ石含有黒雲母花崗岩(主岩相), Y2:細粒ざくろ石含有黒雲母花崗岩, Z1:細粒黒雲母花崗岩(主岩相), Z2:細粒黒雲母花崗岩

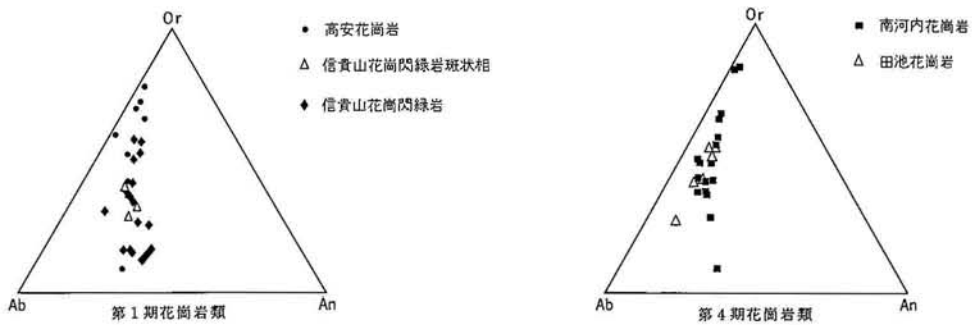


- 信貴山花崗閃緑岩
- * 高安山花崗岩
- + 堅下花崗閃緑岩
- ◇ 堅上花崗岩

第 26 図 生駒山地の第 1, 3 期の花崗岩類の $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図及び $\text{SiO}_2\text{-FeO/MgO}$ 図
(田結庄ほか, 1997 による)



第 27 図 図幅地域の花崗岩類の $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)-CaO-(FeO+MgO)$ 図 (田結庄ほか, 1997 による)
I タイプ花崗岩類と S タイプ花崗岩類の境界線は Chappell and White (1977) による。



第 28 図 図幅地域の花崗岩類のノルム Or-Ab-An 図

CaO が 1.5-2.7% と低い傾向にある。

第 3 期花崗岩：堅下花崗閃緑岩は SiO_2 が 62.5-76% と広い範囲にわたり、 Al_2O_3 や K_2O はそれぞれ 12-16%、1.5-5% のものが多く、やや低い値をもつ。

大道花崗岩は SiO_2 が 73-77% と大きな組成変化がない。第 1, 2 期の花崗岩に比べ、同じ SiO_2 含有量の岩石で比べると、 Na_2O がやや高く、 MgO や K_2O が低い。

堅上花崗岩は SiO_2 が 73-78% に集中し、高い値をもつ。 Al_2O_3 や K_2O はそれぞれ 12-15% 前後、4-6% と高い値をもつ。

第 4 期花崗岩：南河内花崗岩は SiO_2 の多くが 72-77% で、 Al_2O_3 と K_2O の多くが、それぞれ 13-16% と 2-7% と高い。南河内花崗岩は田池花崗岩に比べ、 Al_2O_3 含有量が高く、S タイプ花崗岩に属する。

田池花崗岩は SiO_2 が 76-79% と著しく高く、 Al_2O_3 が 13.5% 前後、 K_2O が 4-6% 前後のものが多い。微量元素をみると、信貴山花崗閃緑岩は低い Rb 含有量、岩橋山花崗岩は高い Zr 含有量をもつほか、大道花崗岩は低い Sr 含有量を有する。第 2 期と第 4 期花崗岩はやや高い Ba 含有量をもつ。

第 1 期花崗岩から第 4 期花崗岩に至る化学組成の推移をみると、第 1 期の信貴山花崗閃緑岩はやや低い K_2O 、アルカリ及び FeO/MgO 比をもつ(田結庄ほか, 1997; 第 26 図)。第 2 期花崗岩の鳴川花崗岩はやや低い FeO/MgO を有する。第 3 期花崗岩の堅下花崗閃緑岩は同じ SiO_2 を有する花崗岩に比べ、明らかに低い K_2O 、アルカリ、 FeO/MgO で他の時期の花崗岩類と異なる性質をもつ。大道花崗岩はやや高い Na_2O をもつ。堅上花崗岩は高い K_2O 、 FeO/MgO 比をもち、他の花崗岩と異なる(第 26 図)。

第 4 期花崗岩の南河内花崗岩及び田池花崗岩はともに高い K_2O で、他の時期の花崗岩と異なっている。このように、花崗岩類は各時期によってその化学的特徴を異にする。

これら花崗岩類のうち、南河内花崗岩は Al_2O_3 が高く、 FeO や MgO に乏しく、Chappell and White (1974) の S タイプ花崗岩に属する(第 27 図; 田結庄ほか, 1997)。また、高安山花崗岩は多くが S タイプ花崗岩に、一部 I タイプ花崗岩に属する。一方、他の花崗岩類は I タイプに属する。このように、領家帯の花崗岩類の中にも南河内花崗岩のように S タイプ花崗岩が存在することが明らかとなった。また、ノルム Or-Ab-An 組成をみると、高安山花崗岩や南河内花崗岩は著しく Or 組成に富み(第 28 図)、信貴山花崗閃緑岩は An 組成に富むなど、各時期の花崗岩によって化学組成が異なり、それぞれ異なったマグマから形成されたことを示している。

III. 4 岩脈類

本図幅の岩脈類は斑れい岩を貫き、花崗岩により熱変成を受けている花崗閃緑斑岩(古期岩脈)と第 1-3 期の花崗岩類を貫く花崗閃緑斑岩や田池花崗岩(花崗岩質岩脈)(新期岩脈)に大きく分けられる。なお、田池花崗岩(A)は花崗岩の項で既に記載した。

III. 4. 1 古期岩脈類 (D)

花崗閃緑斑岩 (D)

生駒山地領家帯研究グループ(1997)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

のみ産し、片状組織を有し、再結晶作用をうけている。岩相は花崗閃緑斑岩-石英閃緑斑岩である。岩脈の幅は10 m程度のものであるが、東大阪市出雲町付近のものは比較的規模が大きく、最大100 mほどに達する。岩脈の方向は南北方向のものが卓越する。岩脈中の片状構造は北西-南東で、領家帯の一般的構造の方向である。この岩脈の Rb-Sr 全岩年代が加々美ほか(1997)により行われ、約 111 ± 7 Ma の白亜紀前期-中期の年代が得られた。

岩石記載

花崗閃緑斑岩 (9308671, 東大阪市出雲町南)

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。副成分鉱物及び二次鉱物として、りん灰石、チタン鉄鉱、緑泥石からなる。斜長石斑晶は自形であるが、石基のものは半自形-自形である。角閃石は半自形-自形、淡緑色で、緑泥石に変質しているものが多い。黒雲母は半自形-他形、茶褐色を呈する。石英は他形で、間隙充填状に産する。

III. 4. 2 新期岩脈類 (P)

新期岩脈に属する花崗閃緑斑岩 (P)

花崗閃緑斑岩は鳴川花崗岩の西端に多くみられる。塊状の角閃石花崗閃緑斑岩である。この花崗閃緑斑岩の幅は10数 m のものが多く、その方向は南北性のものが多い。変形、再結晶はみられない。

岩石記載

花崗閃緑斑岩 (9301205, 東大阪市六方寺東方 0.5 km)

斜長石、角閃石及び少量の単斜輝石、石英からなる。副成分鉱物として不透明鉱物、緑泥石を含む。斜長石は自形、短冊状の斜長石が石基をなす。角閃石は半自形-自形、褐緑色で、短冊状斜長石の粒間を埋める。単斜輝石は半自形で斜長石の粒間を埋める。石英は他形で、間隙充填状に産する。

IV. 第三系

(吉川敏之)

IV. 1 研究史及び概要

二上層群を含む本地域の最初の地質図は、20万分の1「大阪」図幅(山下, 1893)である。その後、大湯(1910)がはじめて詳しい調査を行った。Koto (1916)は日本の火山についてまとめた報告の中で本地域も考察し、地層断面図を載せている。また、吉澤(1930)が本地域の層序の研究を行っている。ただし、この頃の研究ではまだ二上層群と大阪層群の間に大きな時代の違いがあることは認識されておらず、二

上山自体もその山容から比較的新しい(第四紀の)火山と考えられていた。更にこの時期の二上層群での研究対象は火山岩に含まれるザクロ石の成因に集中しており、層序の解明を目的とした研究は少ない。

第二次世界大戦後になって、森本ほか(1953)により二上層群の層序がほぼ確立された。森本ほか(1953)は大阪層群と二上層群とを明瞭に区分し、二上層群が大阪層群より有意に古いことを明らかにした。また、初めて累層・部層の区分と命名を行った。森本ほか(1953)以降、二上層群の層序に関する総合的な研究は、二上山地学研究会(1986)のみで、その区分も森本ほか(1953)とほぼ変わらない。二上山地学研究会(1986)は原川累層・定ヶ城累層に関して重点的に調査を行い、地層の細分を行っている。例外的に亀の瀬地すべり地域の地質に関しては、地すべり発生直後の調査による詳細な報告がなされている(横山, 1932; 藤田, 1967 など)。

二上層群は、下位よりドンズルポー累層、原川累層、定ヶ城累層とする区分が森本ほか(1953)により確立されており、本報告もこれを踏襲する。しかし、部層区分については本報告では5万分の1という縮尺を考慮してなるべく簡略化することを主眼におき、従来の部層区分は使わず、岩相による区分を用いる。二上層群の岩相は、火山岩(火砕岩・溶岩・貫入岩)と礫岩・砂岩からなる。ドンズルポー累層は主に溶岩及び貫入岩と火砕岩からなっており、砕屑性の通常の堆積岩をほとんど含まない。一方、これを覆う原川累層は主に礫岩、砂岩と溶岩及び貫入岩からなっており、火砕岩をほとんど含まない。定ヶ城累層は、礫岩と溶岩、火砕岩からなっている。二上層群から海成の証拠は見つかっておらず、すべて陸成層と考えられる。

ドンズルポー累層最上部のザクロ石黒雲母流紋岩火砕岩に関しては、火砕流堆積物の運搬・堆積メカニズムと堆積環境をめぐって Kato *et al.* (1971), Yamazaki *et al.* (1973), 佐藤・茅原(1990), 鎌田ほか(1995)などの研究がある。

二上層群の火山岩については、瀬戸内火山岩類の一部として Morimoto *et al.* (1957), 山崎・大貫(1969)が岩石学的研究を行っている。また、火山岩の放射年代を河野・植田(1964), 巽ほか(1980), 横山ほか(1984), 吉川(1997)が報告している。

八尾市高安山から平群町信貴山付近には貫入岩が点在し、佐藤(1985)の研究がある。これらの貫入岩の岩質は二上層群の火山岩の岩質とほぼ同じであり、同時期の活動と考えられる。

IV. 2 二上層群

IV. 2. 1 ドンズルポー累層 (Dl, Da, Dm, Dh, Dr, Du)

命名 森本ほか(1953)による。森本ほか(1953)や二上山地学研究会(1986)は本層を更に部層区分しているが、本報告では本層を下部、中部、上部に区分する。本報告の岩相区分と森本ほか(1953)及び二上山地学研究会(1986)の部層との対応は第4表に示した。

模式地 穴虫峠を中心とする原川、飛鳥川上流地域(森本ほか, 1953)。

分布・層厚 本層は二上山周辺の山地及び丘陵地に分布している。層厚は二上山付近で最大750 m以上である。

層位関係 先第三系を不整合に覆うほか、二上山南西部では一部断層で接している。

第4表 二上層群の層序対比表

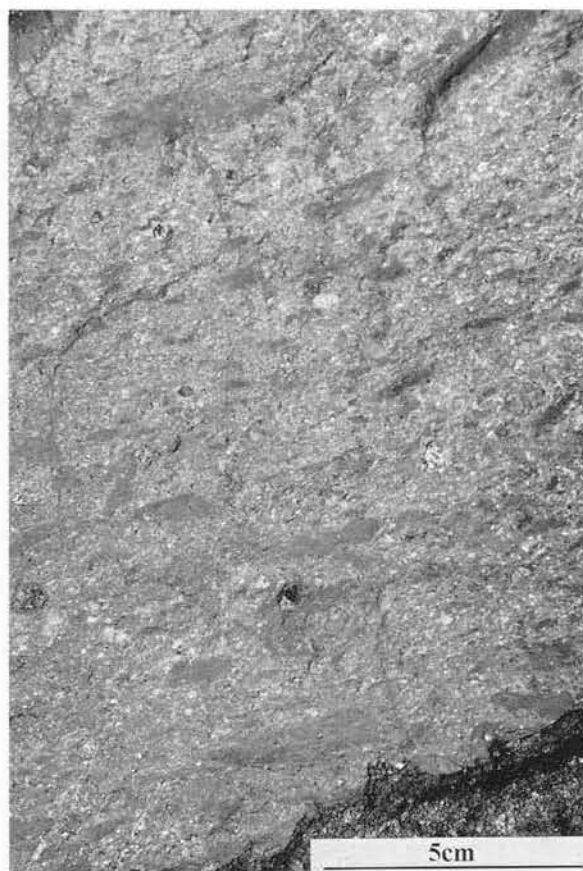
		本図幅	二上山地学研究会(1986)	森本ほか(1953)
二上層群	定ヶ城累層	礫岩 黒雲母流紋岩—デイサイト凝灰岩 黒雲母斜方輝石デイサイト溶岩	定ヶ城累層 関屋部層／田辺部層 玉手山凝灰岩 寺山火山岩	定ヶ城累層 玉手山凝灰岩層 (*) 寺山火山岩
	原川累層	カンラン石単斜輝石玄武岩溶岩及び貫入岩 カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩 無斑晶安山岩溶岩及び貫入岩 礫岩・砂岩・シルト岩	原川累層 東条火山岩／芝山火山岩／ 藤井火山岩／雁多尾畑火山岩 旧期ドロコロ火山岩／ 新期ドロコロ火山岩 雄岳火山岩／明神山火山岩／ 春日山火山岩／柏峰火山岩／ 石まくり火山岩 田尻部層／明神部層／ トメショ山部層／東山部層	原川累層 芝山火山岩 (*) 雄岳火山岩／明神山火山岩／ 春日山火山岩／太子火山岩
	ドンズルポー累層	上部 ザクロ石黒雲母流紋岩火砕岩 ザクロ石黒雲母流紋岩溶岩及び貫入岩 中部 ザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩溶岩 ザクロ石黒雲母安山岩火砕岩 ザクロ石黒雲母安山岩溶岩 下部 ザクロ石黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩	ドンズルポー累層 上部ドンズルポー層／穴虫峠礫岩層 雌岳火山岩 畑火山岩 中部ドンズルポー層 石切場火山岩 下部ドンズルポー層	ドンズルポー累層 上部ドンズルポー層／穴虫峠礫岩層 雌岳火山岩 畑火山岩 中部ドンズルポー層 石切場火山岩 下部ドンズルポー層／鹿谷火山岩

(*) 森本ほか(1953)では玉手山凝灰岩層を原川累層に、芝山火山岩を定ヶ城累層に含めている。

岩相 本層は大きく下部，中部，上部に区分される。

下部はザクロ石黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩からなり，一部は溶結している(第29図)。溶結凝灰岩は二上山南方に多く，一方，その側方延長の當麻町加守や太子町牡丹洞などには分布しない。下部自体の層厚も二上山南方で150 m以上なのに対し，太子町牡丹洞西方では約20 mと薄くなる。二上山南部では溶結凝灰岩は非溶結凝灰岩を挟んで2層認められ，上位の溶結凝灰岩の方が溶結度が強い。軽石，石質岩片，細粒火山灰からなり，一般に淘汰は悪い。軽石の発泡はよく，岩片には長径数 cm 未満の黒雲母流紋岩，花崗岩類を含む。非溶結部には炭化した木片が含まれることがある。太子町太子温泉東方の小川では，基底に花崗岩起源の碎屑物からなる礫岩が認められる。

中部はザクロ石黒雲母安山岩溶岩及び火砕岩，ザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩溶岩からなる。分布からみて，後者が前者に整合的に重なりとみられる。岩屋峠及び鹿谷寺跡西方で，ザクロ石黒雲母安山岩溶岩及び火砕岩がドンズルポー累層下部を整合に覆っているのが観察される。いずれも著しい削り込みなどはなく，ドンズルポー累層下部と中部との間に大きな時間間隙はなかったと推定される。ザクロ石黒雲母安山岩溶岩は，多くの苦鉄質岩石の捕獲岩を含む(森本ほか，1953)。基底部には火山角礫岩

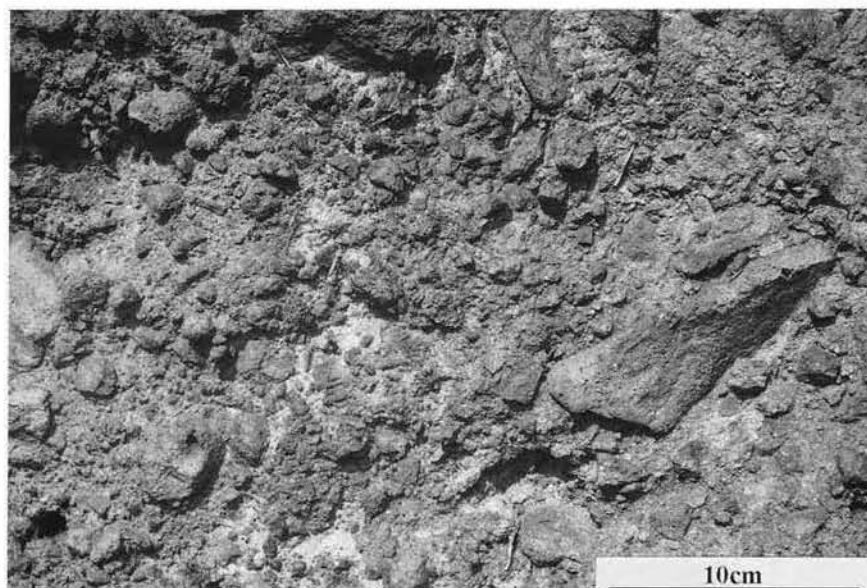


第29図 ドンズルポー累層下部，ザクロ石黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩の溶結凝灰岩
(太子町太子温泉東方の採石場跡)

を伴い、それに重なる塊状部にはしばしば柱状節理が発達する。ザクロ石黒雲母安山岩火砕岩は溶岩と密接に伴っており、溶岩に近い地域では岩塊は粗粒で、基質に乏しい。また岩塊の発泡は不良で、円磨の程度も低いことから、これらは溶岩から崩れた崩壊堆積物やその再堆積物と考えられる(第30図)。一方、溶岩から離れた地域では、岩塊の円磨が進み、礫岩に近い岩相を呈する。このような岩相では、成層構造がよく発達し、正または逆級化構造が認められる。ザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩溶岩は主に二上山北方に分布し、多くは火山角礫岩の産状を示す。新鮮なときは青灰色を呈するが、一般に変質が進んでおり、淡褐色-淡赤灰色を呈する。斑晶量や基質の粒度は、地域によるばらつきがやや大きい。

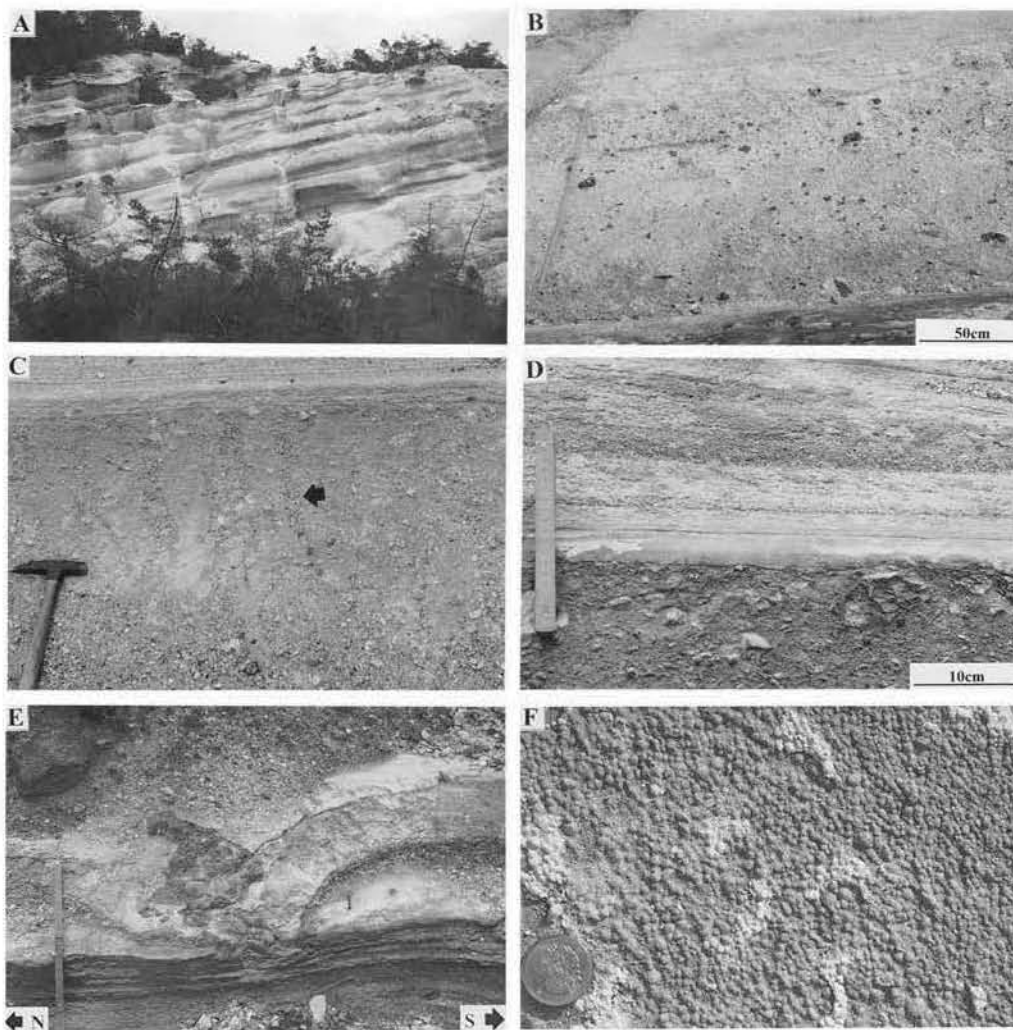
上部はザクロ石黒雲母流紋岩溶岩・貫入岩及び火砕岩からなる。溶岩及び貫入岩は二上山付近に、火砕岩は香芝市屯鶴峯付近を中心に東北東-西南西に連続して分布する。下位のドンズルポー累層下部・中部の分布とはやや斜交し、穴虫ではドンズルポー累層中部のザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩角礫岩にアバットする(佐藤・茅原, 1990)。

ドンズルポー累層上部の火砕岩は、香芝市屯鶴峯周辺に好露出を見せ、主に火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、成層した細粒な凝灰岩の互層からなる(第31図A)。火砕岩に含まれる本質岩片と考えられる岩片の多くはザクロ石含有黒雲母流紋岩で、発泡していない(Kato *et al.*, 1971; Yamazaki *et al.*, 1973)。香芝市田尻峠付近では、最下部にドンズルポー累層中部のザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩のブロックに富む凝灰角礫岩がみられる。また上部では塊状凝灰岩-凝灰質砂岩が主体となる。火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩は一般に塊状で、層厚1-4m程度のことが多い。石質岩片、軽石、細粒火山灰からなり、淘汰は悪い(第31図B)。最上部にはときに脱ガス構造が見られることがある(第31図C)。また、含まれる岩塊の残留磁化方位が一定している(Kato *et al.*, 1971; 鎌田ほか, 1995)ことから、堆積物は高温で



第30図 ドンズルポー累層中部、ザクロ石黒雲母安山岩凝灰角礫岩(太子町二上山西方)

定置したと推定される。これらの特徴から火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩は火砕流堆積物と考えられる。成層した細粒な凝灰岩は下位層を平滑に覆い、ほぼ平行な葉理が発達する(第31図D)。ときに bomb sag 構造が認められることがある(第31図E)。また、しばしば火山豆石が含まれている(第31図F)ほか、vesiculated tuff (Lorentz, 1974)が認められる(第31図G)。これらの特徴から成層した細粒な凝灰岩はサージ堆積物と考えられている(鎌田ほか, 1995)。屯鶴峯北端では、細粒凝灰岩の表面に乾裂とみられる割れ目が発達し、かつ「しわ」が寄ったように変形している(第31図H)。その断面では地層が破断して thrust up しているのが観察される(第31図I)。



第31図 ドンズルポー累層上部、ザクロ石黒雲母流紋岩火砕岩の産状と堆積構造(香芝市屯鶴峯)

- A. 成層したザクロ石黒雲母流紋岩火砕岩
- B. 火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩の基底部
- C. 火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩の上部。垂直方向に脱ガス構造が見られる(矢印ほか)。
- D. 火山礫凝灰岩-凝灰角礫岩を覆う成層した細粒な凝灰岩
- E. 成層した細粒な凝灰岩の bomb sag 構造
- F. 細粒な凝灰岩に含まれる火山豆石。層理面のクローズアップ。

ドンズルポー累層上部のザクロ石黒雲母流紋岩は、雄岳南麓の分布の最も北側はほぼ垂直に近い貫入岩で、原川累層の無斑晶安山岩に平行している。雌岳周辺では一般に流紋岩火山角礫岩で、下部に凝灰角礫岩を挟在する。雌岳南方ではドンズルポー累層中部を覆うが、境界は起伏が大きく、谷部の基底にはザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩のブロックに富む凝灰角礫岩がある。當麻町新在家西方ではほとんどが発泡の悪いブロックからなる火山角礫岩で、まれに砂岩を挟在する。雄岳北方では、小岩脈がドンズルポー累層中部のザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩を貫いている。

岩石記載

ザクロ石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (第 32 図 A/GSJ R 65935)

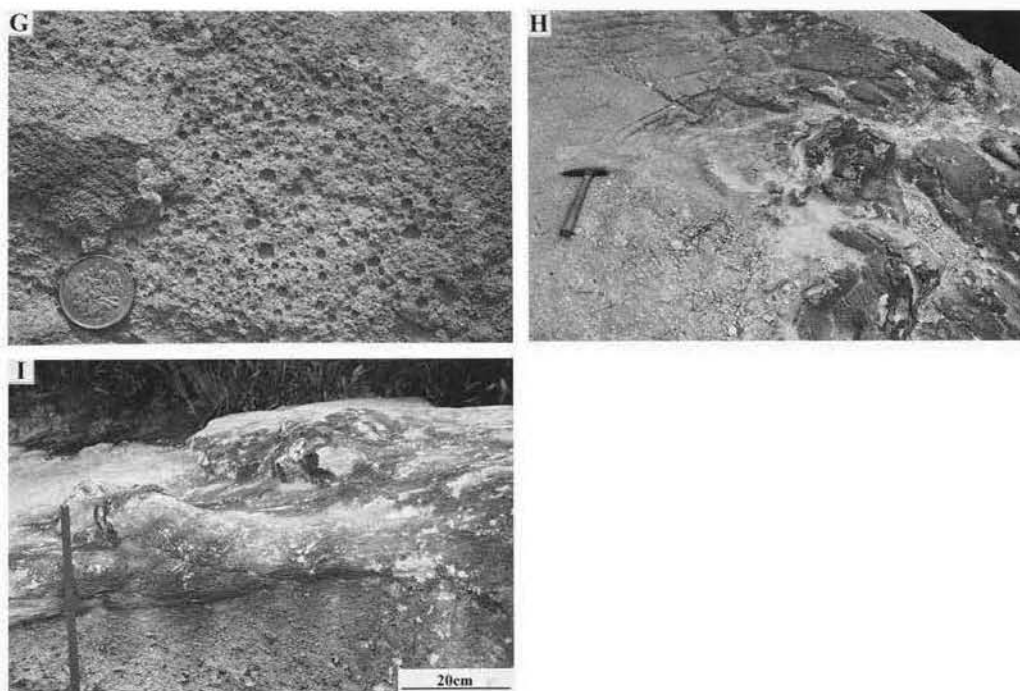
産地・産状：太子町太子温泉東方の採石場跡に産する強溶結の火砕流堆積物。

結晶：斜長石、石英、黒雲母、ザクロ石。

基質：ガラス片、ガラスレンズ、微小な結晶片及び岩片。

岩片：流紋岩、黒雲母花崗岩。

結晶はいずれも破碎されており、細粒な結晶の一部に自形の形態をとどめる。斜長石は長径 2 mm 以下で、顕著なアルバイト双晶を示すものがある。それ以外の結晶は長径 1 mm 以下で、黒雲母は一部変質している。ガラスはやや脱ガラス化し、軽石はつぶれて長径 1.5 cm 以下のガラスレンズ化している。石質岩片の量は少ない。ユータキシティック組織を示す。

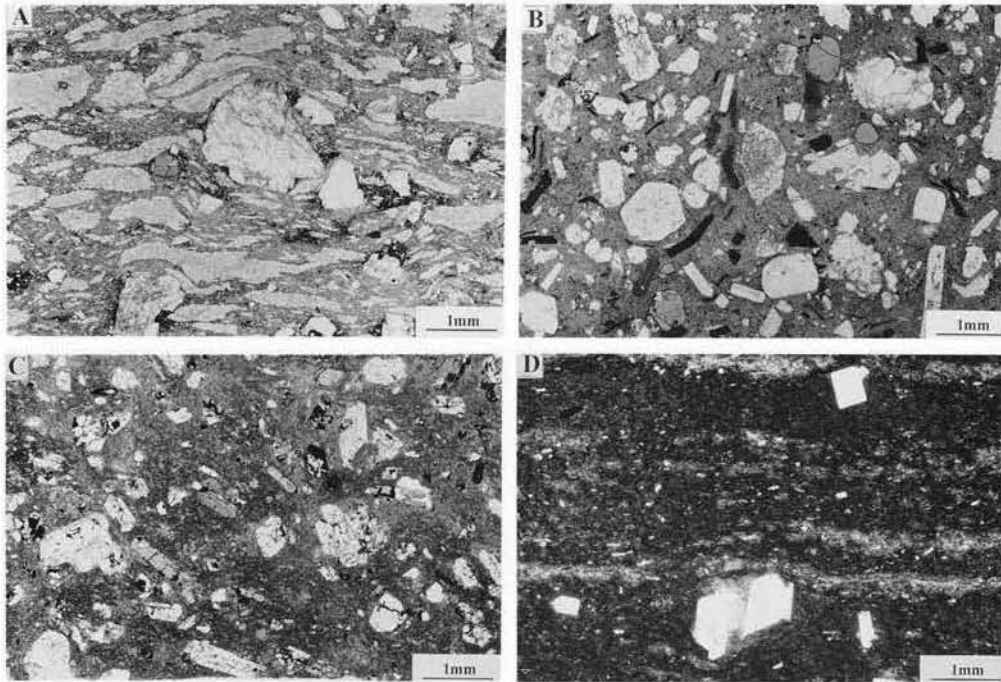


第 31 図 (続き)

G. 細粒な凝灰岩中の気泡 (vesiculated tuff)

H. 細粒な凝灰岩層理面に見られる乾裂 (?) とその変形構造

I. 細粒な凝灰岩断面に見られる重力変形構造。右側から左側へ向かって thrust up している



第 32 図 ドンズルボー累層の火山岩類の薄片写真

- A. ザクロ石黒雲母流紋岩火山礫凝灰岩の溶結凝灰岩(太子町太子温泉東方の採石場跡, GSJ R65935)
 B. ザクロ石黒雲母安山岩(太子町穴虫峠南方, GSJ R65961)
 C. 含ザクロ石角閃石斜方輝石安山岩(當麻町畑西方, GSJ R65917)
 D. ザクロ石黒雲母流紋岩(太子町二上山雌岳南麓, GSJ R65915)
 いずれも下方ボーラーのみ

ザクロ石黒雲母安山岩 (第 32 図 B/GSJ R 65961)

産地・産状：太子町穴虫峠南方の二上山への登山道脇に露出する溶岩で、柱状節理が発達する。

斑晶：斜長石，黒雲母，ザクロ石

斜長石は長径 2 mm 以下の短柱状-粒状で、自形-半自形を呈する。黒雲母は径 2 mm 以下の厚板状で、Y=Z=褐色を呈する。ザクロ石は径 1.5 mm 以下の粒状で、やや丸みをおびた粒状を示す。

石基：ガラス，斜長石，不透明鉱物

斜長石は長径 0.05 mm 以下，その他の結晶はごく微細で，ハイアロピリティック組織を示す。

モード組成：斜長石=28.2%，ザクロ石=1.9%，黒雲母=7.8%，石基=62.1%

角閃石斜方輝石安山岩(第 32 図 C/GSJ R 65917)

産地・産状：當麻町畑西方の二上山への登山道脇に露出する塊状の溶岩。

斑晶：斜長石，斜方輝石，不透明鉱物，角閃石(粘土鉱物に変質)

斜長石は長径 2 mm 以下の長-短柱状で，中性長石に属する。斜方輝石は長径 2 mm 以下で，長-短柱状を呈する。不透明鉱物は径 0.7 mm 以下の粒状である。角閃石は長径 0.4 mm 以下の短柱状で，完全に変質しており，ごく少ない。

石基：ガラス，斜長石，斜方輝石

ガラスはやや脱ガラス化を受けている。斜長石は長径 0.1 mm 以下，その他の結晶は微細で，

ハイアロピリティック組織を示す。

モード組成：斜長石=18.7%，斜方輝石=7.9%，不透明鉱物=0.6%，石基=72.8%

黒雲母流紋岩(第 32 図 D/GSJ R 65915)

産地・産状：太子町二上山雌岳の南麓の登山道に露出する溶岩。

斑晶：斜長石，黒雲母

斑晶量は少ない。斜長石は長径 1.5 mm 以下の短柱状を呈する。黒雲母は径 0.3 mm 以下の板状で，Y=Z=暗褐色を呈する。

石基：ガラス，斜長石

斜長石は長径 0.03 mm 以下で，ハイアロピリティック組織を示す。また，流理構造が認められる。

モード組成：斜長石=2.7%，黒雲母=0.3%，石基=97.0%

年代 ドンズルポー累層の火山岩からは，中部のザクロ石黒雲母安山岩溶岩の黒雲母 K-Ar 年代として 16 Ma(河野・植田，1964)，またザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩溶岩の全岩 K-Ar 年代として 15.4±0.3 Ma(吉川，1997)の放射年代が報告されている。

IV. 2. 2 原川累層 (Hc, Hs, Ha, Hb)

命名 森本ほか(1953)による。森本ほか(1953)や二上山地学研究会(1986)は本層を更に部層区分しているが，本報告では本層を岩相で区分する。本報告の岩相区分と森本ほか(1953)及び二上山地学研究会(1986)の部層との対応は第 4 表に示した。

模式地 香芝市田尻より田尻峠に至る街道周辺(森本ほか，1953)。

分布・層厚 本層は香芝市田尻から穴虫にかけての丘陵地，二上山雄岳周辺，羽曳野市から太子町の山地及び丘陵地，明神山周辺の山地及び丘陵地，柏原市国分周辺に点在して分布している。層厚は分布地ごとにまちまちで，厚いところでは明神山付近で 200 m 以上である。

層位関係 ドンズルポー累層を整合に覆うほか，基盤の先第三系を不整合に覆う。二上山雄岳周辺や柏峰では無斑晶安山岩がドンズルポー累層及び先第三系を貫いている。

岩相 本層は岩相により，礫岩・砂岩・シルト岩，無斑晶安山岩溶岩及び貫入岩，カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩，カンラン石単斜輝石玄武岩溶岩及び貫入岩に区分される。これらの岩相は基本的に互層関係にあり，その組合せは点在する分布地域ごとに異なる。

礫岩・砂岩・シルト岩は，ドンズルポー累層分布域ではこれを覆い，それ以外では基盤の先第三系を直接覆って原川累層分布域各所に点在する。地表では模式地付近に最も厚く分布し，層厚約 90 m に達する。香芝市屯鶴峯北方では下位のドンズルポー累層上部から漸移する。礫岩・砂岩・シルト岩は分布域によって岩相や礫種などが少しずつ異なる(二上山地学研究会，1986)。屯鶴峯北方ではドンズルポー累層起源の碎屑物に富み，基底はザクロ石黒雲母流紋岩礫に富む礫岩，砂岩からなるが，層準によってはザクロ石含有角閃石斜方輝石安山岩の礫に富むこともあり，後背地からの流系が複数あったことを示唆する。柏原市田尻では凝灰質砂岩が卓越し，礫岩，凝灰質シルト岩を挟在する。この他の地域では，礫岩，粗粒砂岩を主とする。礫岩の基質，砂岩などの細粒の碎屑物はほとんど花崗岩起源の結晶片及び岩片からなり，淘汰がよい。礫種は花崗岩が主で，場所により無斑晶安山岩やカンラン石単斜輝石玄武

岩を伴う。特に太子町太子ヶ丘東方に分布する原川累層の礫岩は、ドンズルポー累層を直接覆っているにもかかわらず、礫種がほぼ花崗岩のみからなりドンズルポー累層の礫をほとんど含まない。なお、原川累層の堆積岩からは植物化石及び淡水棲の珪藻化石が産している(二上山地学研究会, 1986)。

無斑晶安山岩は春日山, 太子町石まくり, 柏峰, 二上山雄岳周辺, 明神山周辺の山地及び丘陵地に分布している。従来は, これら分布の離れた岩体ごとに部層として区分されていた(森本ほか, 1953; 二上山地学研究会, 1986)。岩体ごとに産状や石基の粒度, まれに含まれる斑晶の種類は少しずつ異なる。春日山ではきわめてまれに斜方輝石, 単斜輝石斑晶を含む安山岩溶岩である。暗青灰色を呈し, しばしば板状節理が発達する。一部では著しくガラス質で, 鋭利な貝殻状の断面に割れる。石まくりではまれに斜長石, 斜方輝石斑晶を含む安山岩で, 著しい流理構造を呈し, 変質が進んでいる。柏峰ではまれに斜長石, 角閃石, 斜方輝石斑晶を含む安山岩の貫入岩で, 青灰色を呈し, 板状節理が認められる。花崗岩及びドンズルポー累層上部を切る断層に沿って貫入しており, 柏峰南方で観察される貫入面は凹凸が激しい。明神山周辺ではまれに斜長石, 斜方輝石, 角閃石斑晶を含む安山岩である。淡-暗紫灰色を呈するが, しばしば変質して淡紫白色を呈する。普通は塊状で(第33図), 一部で角礫岩化している。塊状部にはやや不明瞭な流理が認められる。流理の向きは場所によりさまざまだが, 高角度であることが多い。柏原市国分東条町の岩体は花崗岩に貫入しているのが認められ, 貫入面はほぼ垂直である。二上山雄岳周辺では, 雄岳から続く峰に環状岩脈として分布するほか, 當麻町加守西方に小岩脈が認められる。まれにごく細粒な斜長石, 普通角閃石, 斜方輝石斑晶を含む安山岩で, しばしば流理が認められ, 流理に平行に板状節理が発達することがある。暗青灰色, ときに淡赤紫灰色-紫褐色を呈する。野外での産状は塊状で, 角礫岩状になることはない。例外的に, 當麻町加守西方の小岩脈のうち, 北側に位置する岩脈は一部角礫岩化している。

カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩は柏原市亀の瀬及びその北方に分布し, 分布地の多くは亀の瀬地



第33図 原川累層の無斑晶質安山岩(柏原市国分東条町の採石場)

すべり地域である。カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩については藤田(1967)がドロコロ溶岩として一括しているのに対し、横山(1932)、建設省近畿地方建設局大和川工事事務所(1982)、二上山地学研究会(1986)は古期(または旧期)ドロコロ溶岩、新期ドロコロ溶岩とに区分している。本報告では岩質の大きな違いが認められないことから藤田(1967)と同様に一括する。現在地表で観察できるカンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩は原川累層の礫岩・砂岩・シルト岩と互層する溶岩である。斑晶に乏しく、一般に変質が著しい。暗青褐色-青灰色を呈する。野外での産状は塊状または角礫岩状で、やや発泡し、塊状部には顕著な板状節理が発達することがある。二上山地学研究会(1986)によれば、斜方輝石単斜輝石安山岩、角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩の溶岩も含まれ、雁多尾畑ではカンラン石単斜輝石玄武岩を挟んでいる。

カンラン石単斜輝石玄武岩は二上層群分布域に点在し、柏原市芝山、柏原市田辺東方、王子町藤井南方、柏原市ドロコロ山、香芝市二上山北西麓(烏岳)にそれぞれ小岩体として分布する。また、屯鶴峰南方に幅2m未満の岩脈が認められる。二上山地学研究会(1986)はこれらを芝山火山岩、東条火山岩、^{ひがしじょう}雁多尾畑火山岩、藤井火山岩の4部層に区分している。一般に原川累層の礫岩・砂岩・シルト岩に挟み込むカンラン石単斜輝石玄武岩の溶岩で、複数の層準に存在する(二上山地学研究会, 1986)。芝山の北西麓では花崗岩礫に富む原川累層の礫岩を覆っており、境界面付近には顕著な板状節理が見られる。一般に塊状、緻密で、暗青褐色-暗青灰色を呈する。風化に対する抵抗力も大きいと考えられ、芝山、ドロコロ山、烏岳などでは地形的に突出した高まりをなしている。田辺東方では、他よりも変質が進んでいる。

岩石記載

無斑晶安山岩(第34図A/GSJ R 65941)

産地・産状：羽曳野市春日山の採石場に露出する溶岩で、板状節理が発達する。

斑晶：斜方輝石、単斜輝石

斑晶量は極めて少ない。斜方輝石は長径0.3mm以下の短柱状で、自形-半自形を呈する。単斜輝石は長径0.8mm以下の長-短柱状で、やや丸みをおびていることがある。

石基：ガラス、斜長石、不透明鉱物

斜長石は長径0.08mm以下、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。

モード組成：斜長石=0.1%、単斜輝石=0.6%、石基=99.3%

カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩(第34図B/GSJ R 65938)

産地・産状：柏原市峠北方の道路脇に露出する溶岩。

斑晶：斜長石、斜方輝石、カンラン石、単斜輝石

斜長石は長径0.6mm以下の長柱状を呈する。斜方輝石は長径1mm以下の長-短柱状-粒状を呈する。カンラン石は径0.4mm以下の粒状-短柱状で、完全に変質している。単斜輝石は径0.3mm以下の短柱状-粒状である。また、石英の捕獲結晶を含む。

石基：ガラス、斜長石、斜方輝石、不透明鉱物、単斜輝石

ガラスは脱ガラス化が進んでいる。斜長石は長径0.2mm以下、その他の結晶は細粒で、不透明鉱物には針状、粒状及び他の鉱物の粒間を充填した形態のものがある。ハイアロピリティック-インターサータル組織を示す。

モード組成：斜長石=6.8%、斜方輝石=1.7%、単斜輝石=3.7%、カンラン石=4.6%、不透明鉱

物=0.1%, 石基=83.1%

カンラン石単斜輝石玄武岩(第34図 C/GSJ R 65925)

産地・産状：柏原市芝山の北斜面に露出する溶岩。

斑晶：カンラン石、斜長石、単斜輝石、斜方輝石

カンラン石は径1.6 mm以下の粒状-短柱状で、割れ目が発達している。斜長石は長径0.5 mm以下の長柱状を呈する。単斜輝石は径1 mm以下の短柱状-粒状である。斜方輝石は径0.6 mm以下の短柱状-粒状を呈する。

石基：斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、ガラス、斜方輝石

斜長石は長径0.3 mm以下、その他の結晶は細粒で、不透明鉱物には粒状及び針状のものがある。インターグラニューラー-インターサータル組織を示す。

モード組成：斜長石=3.7%、斜方輝石=0.2%、単斜輝石=3.3%、カンラン石=13.6%、不透明鉱物=0.6%、石基=78.6%

年代 原川累層の堆積岩からは、時代を特定できる化石の報告はない。火山岩の放射年代は、石まくりの無斑晶安山岩から全岩 K-Ar 年代として 13.0 ± 0.7 Ma(巽ほか, 1980)が、芝山のカンラン石単斜輝石玄武岩から全岩 K-Ar 年代として 14.8 ± 0.3 Ma(吉川, 1997)が報告されている。

IV. 2. 3 定ヶ城累層 (Jd, Jt, Jc)

命名 森本ほか(1953)による。

模式地 明神山より南西にのびる尾根の末端(森本ほか, 1953)。すなわち柏原市田辺周辺に相当する。

分布・層厚 本層は柏原市田辺南東方及び香芝市穴虫-関屋付近、羽曳野市寺山及び鉢伏山の山地及び丘陵地、柏原市玉手山の丘陵及び高井田付近に分布する。層厚は寺山で200 m以上である。

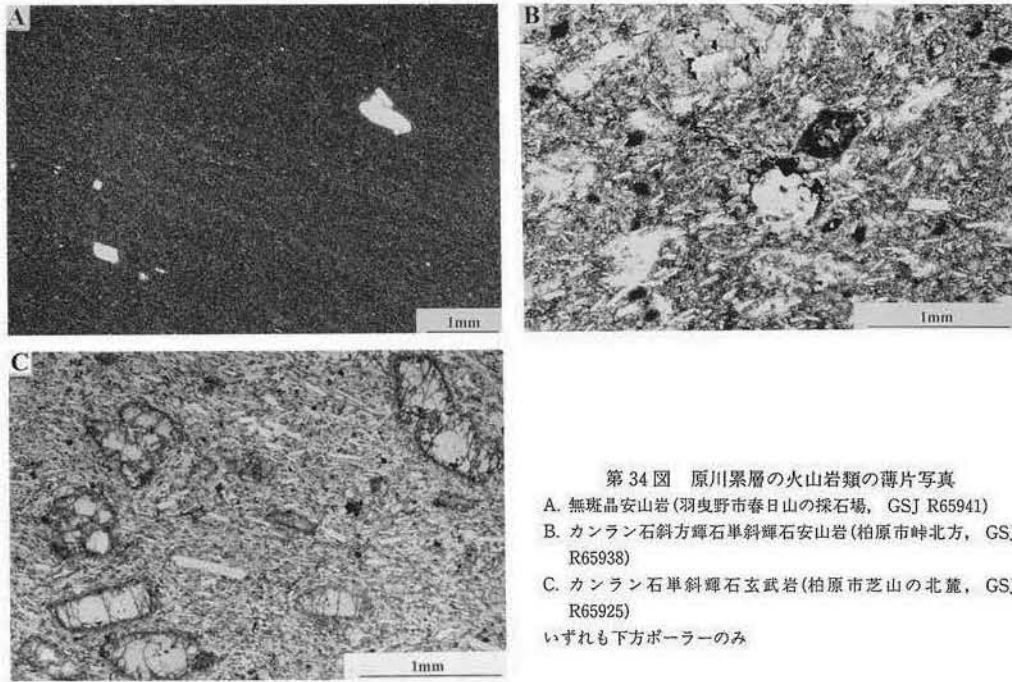
層位関係 原川累層を整合に覆う。上位は大阪層群に不整合に覆われる。

岩相 本層は岩相により、礫岩、黒雲母斜方輝石デイサイト溶岩、黒雲母流紋岩-デイサイト凝灰岩に区分される。礫岩については二上山地学研究会(1986)は更に関屋部層、田辺部層に区分している。

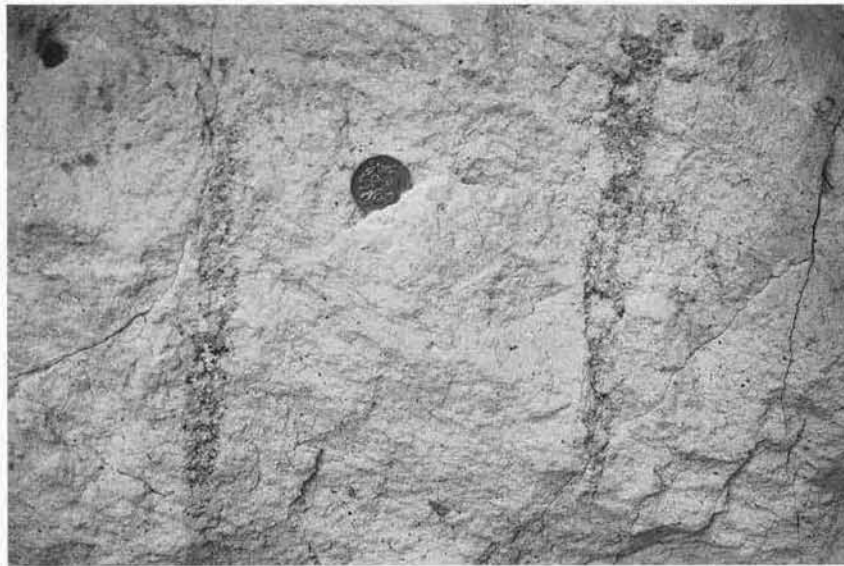
礫岩は、柏原市田辺南東方及び香芝市穴虫-関屋付近に分布し、層厚は最大約40 mである。淘汰は悪く、花崗岩、無斑晶安山岩、黒雲母斜方輝石デイサイトの巨礫を含む。基質は凝灰質細粒-粗粒砂岩で、通常は基質支持である。原川累層の礫岩とは黒雲母斜方輝石デイサイト礫を含むことで区別できる。また大阪層群とは巨礫を含むこと、チャートの礫を含まないことで区別できる。化石の産出の報告はない。

黒雲母斜方輝石デイサイトは羽曳野市寺山及び鉢伏山周辺に分布する。斜長石、石英、黒雲母の粗粒な斑晶に富む溶岩で、原川累層を整合に覆う。寺山南東方ではやや変質した塊状の溶岩が原川累層の礫岩-岩礫砂岩を覆っている。分布の南限及び北限の整合面の走向傾斜から、東西方向の軸を持つ緩い向斜構造をなしていると推定され、地形からみて層厚は200 m以上に及ぶとみられる。野外での産状は塊状または角礫岩状で、塊状部には柱状節理が見られることもある。流理などの明瞭な内部構造は認められない。灰色、淡褐色-淡緑褐色、淡紫褐色など多様な色を呈する。風化していることが多い。

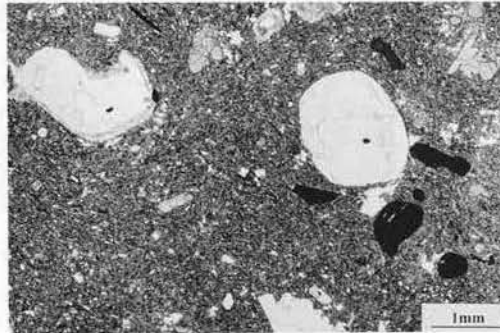
黒雲母流紋岩-デイサイト凝灰岩は、柏原市玉手山の丘陵及び高井田付近に分布し、原川累層の礫岩を整合に覆う。層厚は高井田付近で30 m以上である。塊状の黒雲母流紋岩-デイサイト凝灰岩で、白



第34図 原川累層の火山岩類の薄片写真
 A. 無斑晶安山岩(羽曳野市春日山の採石場, GSJ R65941)
 B. カンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩(柏原市峠北方, GSJ R65938)
 C. カンラン石単斜輝石玄武岩(柏原市芝山の北麓, GSJ R65925)
 いずれも下方ポーラーのみ



第35図 定ヶ城累層黒雲母流紋岩-デイサイト凝灰岩の脱ガス構造(柏原市高井田)



第36図 定ヶ城累層黒雲母斜方輝石デイサイト溶岩の薄片写真(香芝市田尻, GSJ R65911)
下方ボーラーのみ

色を呈し、淘汰のよい数mm大未満の軽石片と火山ガラスからなる。固結度はやや弱く、風化にはあまり強くない。新鮮な面には明瞭な脱ガス構造が認められることがある(第35図)。しばしば径数cmの花崗岩、片麻岩の異質岩片を含む。

岩石記載

黒雲母斜方輝石デイサイト(第36図/GSJ R 65911)

産地・産状：香芝市田尻の大阪府との府県境付近の道路脇に露出する溶岩。

斑晶：石英，斜長石，黒雲母，斜方輝石

斑晶は全体に粗粒で，量も多い。石英は径3mm以下の粒状で，丸みをおびた形態を呈し，一部融食形をなす。斜長石は長径4mm以下の長柱状-粒状で，丸みをおびた形態を呈する。黒雲母は径1mm以下の板状で，やや丸みをおびた形態を呈する。斜方輝石は長径0.7mm以下の長-短柱状-粒状を呈する。

石基：ガラス，斜長石，斜方輝石

ガラスはやや脱ガラス化している。斜長石は長径0.2mm以下，斜方輝石は長径0.3mm以下の長-短柱状-粒状を呈する。ハイアロピリティック組織を示す。

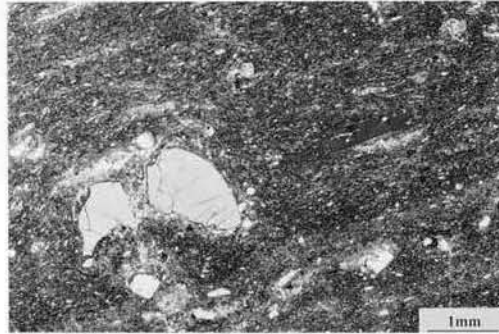
モード組成：石英=6.7%，斜長石=12.8%，黒雲母=2.3%，斜方輝石=3.1%，石基=75.1%

年代 定ヶ城累層からの化石の産出は報告されていない。火山岩の放射年代は，黒雲母斜方輝石デイサイトの全岩K-Ar年代として 15.1 ± 0.3 Ma(吉川, 1997)が，また黒雲母流紋岩-デイサイト凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代として， 14.0 ± 0.6 Ma(横山ほか, 1984)が報告されている。

IV. 3 貫入岩類 (Na, Nr, Nb, Ns)

大阪府と奈良県の府県境をなす高安山-信貴山周辺には，多数の貫入岩が認められる(佐藤, 1985)。

信貴山にはザクロ石黒雲母流紋岩岩類が基盤の花崗岩類に貫入している。雌岳火山岩に似たガラス質の流紋岩で，流理の明瞭な塊状部とそれが破碎された火山角礫岩が混在して認められる。南東縁及び南西縁には火道角礫岩が分布する(佐藤, 1985)。



第 37 図 信貴山に分布するザクロ石黒雲母流紋岩の薄片写真 (平群町信貴山, GSJ R65945)
下方ボーラーのみ

信貴山-高安山周辺には、ザクロ石黒雲母安山岩、ザクロ石黒雲母流紋岩、角閃石斜方輝石含有無斑晶質安山岩、カンラン石単斜輝石玄武岩の岩脈が基盤の花崗岩類に貫入している。貫入方向はいずれも東西ないし北東-南西方向である。信貴山の山頂付近で、角閃石斜方輝石含有無斑晶質安山岩とカンラン石単斜輝石玄武岩がザクロ石黒雲母流紋岩を貫く(佐藤, 1985)。ザクロ石黒雲母安山岩には1-2 mm 大の自形のザクロ石が含まれ、ときに密集して産することがある。二上層群の火山岩の岩相と対比すると、ザクロ石黒雲母安山岩はドンズルポー累層中部のザクロ石黒雲母安山岩に、ザクロ石黒雲母流紋岩はドンズルポー累層上部のザクロ石黒雲母流紋岩に、角閃石斜方輝石含有無斑晶質安山岩は原川累層の無斑晶質安山岩に、カンラン石単斜輝石玄武岩は定ヶ城累層のカンラン石単斜輝石玄武岩に相当すると考えられる。いずれも放射年代などは報告されていないが、上述の貫入関係は、二上山付近の火山岩の共通する岩相の前後関係と調和的である。この地域の岩脈には外側が角閃石斜方輝石含有無斑晶質安山岩、内側がザクロ石黒雲母安山岩からなる複合岩脈が幾つか見られる。佐藤(1985)は三郷町南畑の複合岩脈について、その境界部が漸移することを報告している。

平群町龍田西では幅約7mの角閃石単斜輝石含有無斑晶質安山岩岩脈が、基盤をなす花崗岩のフォリエーションに調和的に貫入している。地質図では角閃石斜方輝石含有無斑晶質安山岩に含めた。

岩石記載

ザクロ石黒雲母流紋岩(第37図/GSJ R 65945)

産地・産状：平群町信貴山の朝護孫寺から信貴山頂への歩道脇に露出する岩頭。

斑晶：斜長石、黒雲母、ザクロ石、石英

斜長石は長径1 mm以下の短柱状-粒状である。黒雲母は径1.5 mm以下の板状で、 $Y \approx Z =$ 赤みをおびた褐色を呈する。ザクロ石は径1.8 mm以下の粒状で、やや丸みをおびた形態を呈する。石英は径0.5 mm以下の粒状で、丸みをおびた形態を呈する。

石基：ガラス、斜長石、黒雲母、不透明鉱物

ガラスはやや脱ガラス化している。結晶は長径0.15 mm以下で、ハイアロピリティック組織を示す。

モード組成：石英=0.1%、斜長石=5.4%、黒雲母=1.9%、ザクロ石=0.5%、石基=92.1%

V. 大阪層群

(宮地良典)

大阪層群は大阪平野、奈良・京都盆地、播磨盆地、淡路島などに分布する鮮新-更新統である(第5図)。大阪層群の堆積した環境としては、湖沼成、河成層を主とし、12枚の海成粘土層を挟む、最大層厚は1500-2000mである。大阪層群は下位より下部層、中部層、上部層に分けられた(松浦ほか、1997)。大阪層群の層序と産出化石編年、火山灰や古地磁気による層序を、第38図にまとめる。

本図幅地域の大阪層群は、大きく大阪平野南部と奈良盆地縁辺部の丘陵に分布し、従来よりそれぞれの堆積盆地毎に層序がたてられ、それぞれは、火山灰層や海成粘土層などの鍵層によりそれぞれの関係が明らかにされてきた。

大阪層群は、大阪平野南部では主に富田林丘陵と河南丘陵に、奈良盆地では、馬見丘陵、香芝丘陵及び生駒谷などに分布する。

下部層は、約200万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成・湖成層からなる。三松火山灰を挟むシルト層の上限よりも下位の地層で、泉南地域に広く分布し、泉南累層(原田ほか、1963)に相当する。図幅地域では大和川と石川が合流する柏原市玉手山周辺、奈良盆地では、香芝市関屋から王寺町王寺にかけての香芝丘陵地域、馬見丘陵西部及び生駒市の生駒谷地域に分布する(第5図)。

中部層は、約200万年前から約80万年前の、メタセコイア植物群消滅期の地層で、下部は河成・湖沼成、上部は、海成粘土層を挟む。三松火山灰層を挟むシルト層の上限から、アズキ火山灰を挟む海成粘土層(Ma3)層準直下の砂礫層までを指す。泉南地域では、国分累層と呼ばれ(原田ほか、1963)、図幅南方の松尾丘陵から富田林丘陵南東部、河南丘陵に、奈良盆地では香芝丘陵、馬見丘陵及び矢田丘陵周辺に分布する。

上部層は、約80万年前以降の地層で、河成・湖沼成層と海成粘土層が互層する。アズキ火山灰層を挟む海成粘土層より上位の地層を指し、泉南地域では、泉北累層と呼ばれ(原田ほか、1963)、松尾丘陵北部、泉北丘陵北部、富田林丘陵北西部、河南丘陵に、奈良盆地では生駒地域に一部が分布する。

V.1 研究史

大阪周辺の第四系の研究は、Nakamura (1926)が湖沼成、河成を主とする古期洪積層を大阪層群と段丘層にわけたことにはじまる。次に、山根(1930)は大阪市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。現在でも平野地下ではこの層序区分が使われている(第38図)。

戦後、地質調査所大阪支所長・別所文吉らを中心として、天然ガス開発がはじまり、大阪・京都・奈良盆地の鮮新-更新統の詳細な調査が行われた。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・下部に分けられた(大阪層群研究グループ, 1951)。

1960年代以降、高度経済成長期にかけて、大阪平野の都市化が進み、宅地開発や高速道路その他の造成がすすんだ。これに伴って地盤沈下等の問題が発生した。このころ、平野地下の学術ボーリングとして、OD-1からOD-9の深層ボーリングが行われた。池辺ほか(1964)はOD-1の試料から海成粘土層を14枚認識し、Ma 0, 1, 2, …13と命名した。現在も大阪層群の層序は、多くの火山灰層とこの海成粘土層の組み合わせとで議論されている。

図幅関連の地域では、原田ほか(1963)が泉南・泉北丘陵の大阪層群の層序を確立し、その後吉川(1973)が大阪平野南部の地質としてまとめた。奈良盆地では、木村・田久保(1958)が生駒市水理地質図において生駒地域の、中川(1967)が奈良盆地西部の地質図を出した。関屋地域は二上層群を基盤とし、大阪層群の下部・中部層が分布する。横山・中川(1974)では、下位より、送迎累層、瑞宝園粘土礫層、関屋砂層に3区分される(第5表)。また馬見丘陵地域の大阪層群は、層厚約280mで下部層から中部層が分布するとし、この地域の大阪層群を、4区分した(池辺ほか, 1971)。

また大阪層群の層序学的な検討として、花粉(那須, 1970)、植物遺体(Nirei, 1968)、珪藻(野口, 1967)、火山灰層(横山・楠木, 1969; 石田・横山, 1969; Yokoyama, 1969など)哺乳類化石(Kamei, 1966; 亀井・瀬戸口, 1970)、古地磁気層序(Ishida *et al.*, 1969)、フィッシュン・トラック年代(西村・笹嶋, 1970)など、数多くの手法で層序学的な研究がなされた。これらの一連の研究は、市原・亀井(1970)にまとめられている。

不整合問題

大阪層群の研究を論じる上で、最も重要でかつ議論のたえない問題として、不整合問題がある。これは、千里丘陵でMa 0の下位の層準が(Yokoyama *et al.*, 1976; 横山ほか, 1981; 中川ほか, 1982など)、泉南地域の津田川でMa 5層直上の地層が(飯田, 1980)、幾つかの鍵層を削り込んでいることから、不整合であると考えられた。前者が芝の不整合、後者は満池谷不整合とよばれている。藤田・笠間(1982)、藤田(1983)などは満池谷不整合などの不整合を基準として大阪周辺の構造運動によるものと考え、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とした。飯田(1980)などは古地磁気層序に基づきオールドバイイベントが、Ma 0の下位で欠如しており、これが芝の不整合によって削割されたと考えた。中瀬古編(1984)でも大阪湾のボーリングコアの記載などから、満池谷不整合が存在するとしている。

これに対し、市原(1983)、市原ほか(1984, 1986)は芝の不整合を、大阪層群最下部団体研究グループ(1992)では満池谷不整合に対して否定的な見解である。また、古地磁気層序学的な検討からも、泉南・泉北丘陵(Torii *et al.*, 1974)、光明池周辺(Nishida and Ishida, 1975)などが否定的である。飯田, 1980bは、津田川流域の火山灰層と粘土層の古地磁気層序から、下垣内火山灰層の2m上位から、三

第5表 大阪層群の層序対比表

本報告	火山灰・海成粘土層序	大阪層群研究グループ(1951)	馬見丘陵池辺ほか(1971)	生駒谷地域生駒市域水理地質図(1989)	香芝丘陵横山・中川(1974)	市原ほか(1977)		飯田(1980)	藤田・笠間(1982)	
						標準層序	泉南地域			
上部層	八田T	上部層				上部層	泉北累層	熊取累層	上部(西宮)亜層群	
	Ma 10									
	和田T									
	Ma 9									
	Ma 8									
	カスリT									
	Ma 7									
	サクラT									
	Ma 6									
	Ma 5, 八丁池T									
中部層	今熊T	下部層	IV			下部層	国分累層	流木累層	中部亜層群	
	Ma 4									
	狭山T									
	Ma 3, アズキT									
	Ma 2, 山田T									
	光明池T									
	ピンクT									
	Ma 1									
	Ma 0, イエローT									
	Ma -1									
下部層	千里山T		II	山崎累層	送迎礫層	最下部層	水間累層	天祥山シルト層	下部亜層群	
	福田T									
	三ツ松T									
	朝代T									
	土生滝T									
	水間T									
	土丸T									
		I	小瀬累層 乙田累層 生駒東山累層				福田砂層	真ノ池互層	土生滝シルト層	阿間ヶ滝礫層

ツ松火山灰の5 m 上位までがオールドバイ事件であるとし、オールドバイ事件の層準の欠如はないと考えられた。近年、図幅南方の岸和田市三田町付近において、この層準の堆積学的検討から、満池谷不整合は海退時の浸食面であると考え、構造的運動を伴うような不整合ではなく、海水準変動などによる削り込み面である事を明らかにした(宮地・田中, 1994)。

V. 2 大阪層群の層序

V. 2. 1 概説

本図幅地域の層序学的研究としては、大阪平野南部では吉川(1973)が、奈良盆地では、木村・田久保(1958)が生駒市水理地質図において生駒地域の、中川(1973)が奈良西方丘陵で、池辺ほか(1971)が馬見丘陵で、森本ほか(1953)、横山・中川(1974)が関屋地域においてそれぞれ報告されている。関屋地域は岩相層序により、下位より送迎累層、瑞宝園粘土礫層、関屋砂層の3部層にわけられた。馬見丘陵は、池辺ほか(1971)などで4部層に分け、それぞれ、大阪平野や他の丘陵部と対比されている。

V. 2. 2 下部層 (O1)

本図幅地域内の大阪平野では、河南丘陵の北部に、奈良盆地では関屋地域の二上山に沿った地域に二上層群を不整合に覆って分布する。また、馬見丘陵西部や、生駒谷において領家帯の深成岩類や花崗岩類を不整合に覆って分布する。矢田丘陵の西縁は、松尾山断層によって、丘陵部と盆地部が分けられているが平群町緑が丘東方で領家帯と大阪層群との関係は直接確認されていない。層厚は河南丘陵の北部で約80 m 以下、関屋地域では約70 m 以下、馬見丘陵では約80 m 以下、生駒谷では約45 m 以下である。いずれの地域も、中礫大の礫層を主とし、粗粒砂層や灰色の粘土層を挟在する。礫層中に含まれる礫は、チャート、頁岩、砂岩の円礫-亜円礫よりなり、関屋地域においては、二上層群起源の礫を含む。しばしば、トラフ状斜交層理をなす。

古流系は、生駒谷においてトラフの壁が東西性であることから、東西方向の流向をもつ河川の堆積物であると考えられる(宮地, 1997)。下部層堆積時には、生駒山地を横断する多数の河川が存在していたことを示唆する。

V. 2. 3 中部層 (Om)

三松火山灰層を挟むシルト層の上限から、アズキ火山灰を挟む海成粘土層(Ma3)層準直下の砂礫層までを指す。層厚約160 m で、下半部は河湖成の砂層、シルト層、砂礫層を主とし、上半部には4枚の海成粘土層と16枚の火山灰層を挟む。

富田林丘陵では、中部層下部は層厚約80 m、上部は約80 m である。下部は淘汰のよい砂層主体の地層。砂礫層や連続性の乏しいシルト層・粘土層を伴う。下部は福田・天神山など4層の火山灰層を含む。上部は、下位から、千里山層準(熊取、千石橋)、イエロー、ピンク、山田などの火山灰層がよく連続する。砂層は厚さ3-10 m、淘汰のよい細から中粒砂からなり、上部は、粗粒砂が卓越する。砂層にはリップル斜交葉理やトラフ状斜交層理が発達する。砂礫層は厚さ1-3 m で、一般に細-大礫大の亜円礫

からなり、砂岩・チャートが多く、流紋岩類(泉南)を伴う。花崗岩はほとんど含まれない。上部は、一般にシルト層・粘土層主体の地層からなる。厚さ1-10 m、青灰-灰色を呈し、比較的良好に連続する。海成粘土層のうちMa-1, Ma0は本図幅地域の地表には分布しない。一方Ma1層は2-7 m, Ma2層は1-4 mである。

奈良盆地においては、香芝丘陵、馬見丘陵、矢田丘陵の周辺に分布する。花崗岩質な砂層を主とし、粘土層や礫層を挟む。本図幅地域内の奈良盆地の中部層には連続性のよい海成粘土層は見られなかった。生駒谷に分布する中部層の古流系は、トラフの壁が南北性であることから、南北方向の流向をもつ河川の堆積物であると考えられる(宮地, 1997)。また、香芝丘陵では全層準に渡り西向きが卓越する(横山・中川, 1974)。大阪層群堆積時には、関屋付近が奈良盆地の水系の出口として固定されてきたと考えられる。

V. 2. 4 上部層 (Ou)

アズキ火山灰を含む海成粘土層(Ma3)の下面より上位の地層で、中部層を整合に覆う。羽曳野丘陵北西部、河南丘陵などに分布する。層厚約90 mで、河湖成の砂礫層、砂層、シルト層と8枚の海成粘土層からなる。12層の火山灰を挟在する。Ma6の上限で、上部と下部に分かれる。

河南丘陵の太子町太子付近には礫層が分布しており、吉川(1973)では中部層に対比しているが、この周辺の地質構造が東南に傾斜していることから考えて、上部層であると考えられる。

下部は層厚約40 m、河湖成の砂礫層、砂層、シルト層と、比較的厚い4層の海成粘土層(Ma3-6)と、互層する。アズキ、狭山、八丁池、火山灰層などを含む。一般に砂層・砂礫層と粘土層の互層が発達するが、河南丘陵では砂層が優勢となる。

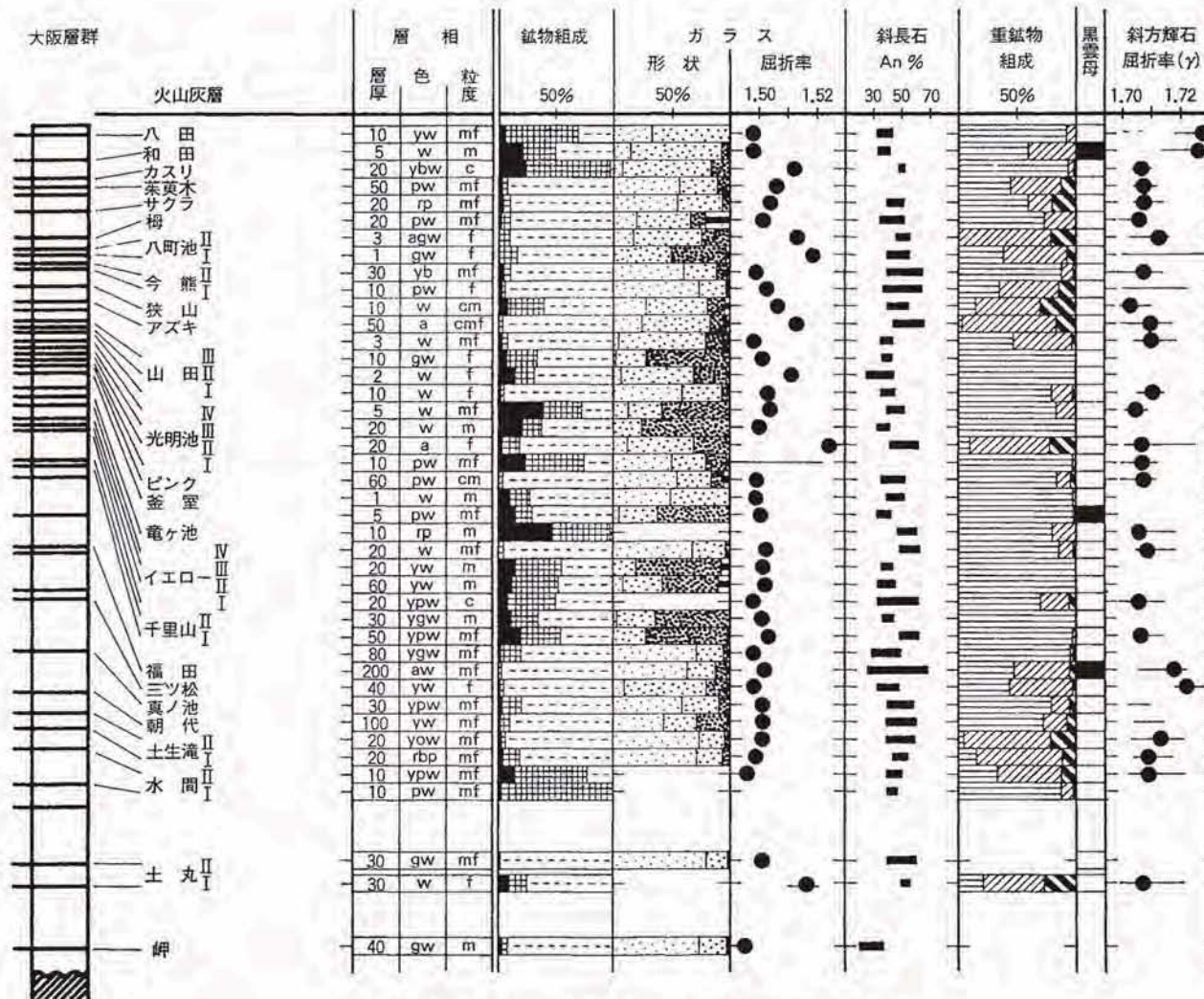
海成粘土層は、暗青灰色の粘土層からなり、しばしば硫黄を析出して露出している。Ma3にはしばしば炭質物を含むこともある。それぞれの海成粘土層の層厚はMa3は1-10 m, Ma4は2-6 m, Ma5は1-5 m, Ma6は1-4 mである。泉南丘陵に向けて厚さは減じる。砂層は単層の厚さ1-3 mで、砂礫層は1-5 m細礫から大礫の重円礫主体である。礫種は砂岩、チャート礫岩からなり、花崗岩礫を含むこともある。太子町においては、花崗岩質な砂層を主とし、西向きのスランプ構造がしばしば見られる。

上部は厚さ約50 mで4層の薄い海成粘土層(Ma7-10)と河湖成の砂礫層・砂層・シルト層からなる。全体に砂礫層が卓越する。サクラ・カスリなど6層の火山灰層を挟む。本層は、大阪狭山市今熊、羽曳野丘陵北西部の美原町平尾周辺に分布する。礫層は厚さ1-8 mで、中-大礫大の円-重円礫を含み、花崗岩・砂岩・チャート礫岩からなる。砂層は厚さ1-5 mで、細-粗粒砂からなる。各海成粘土層は薄く、富田林丘陵の北-西部に分布する上部層中に断片的である。Ma10はサンドパイプを含むシルト層よりなる。

V. 3 火山灰層

本図幅域を含む泉南・泉北地域は、標準的な火山灰層が見られる地域の一つで、約50枚の火山灰層が見られる。これらの火山灰層はこれまでに詳細に報告されている(吉川, 1973, 1975など)。大阪層

大阪層群

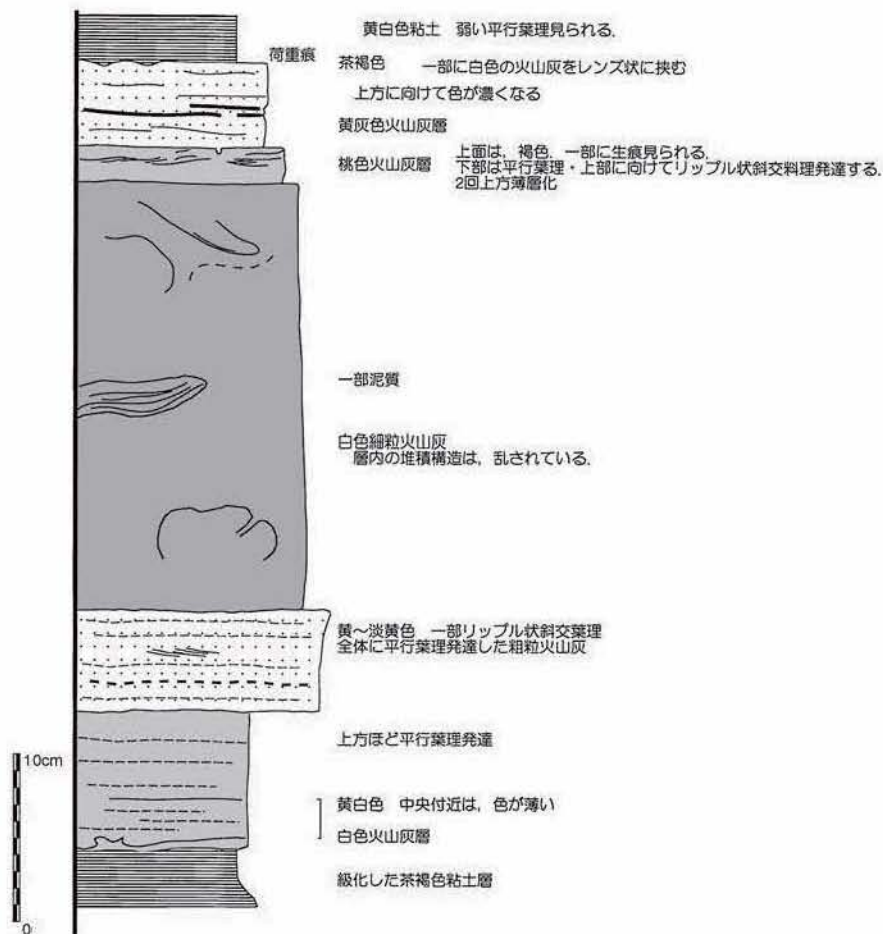


第 39 図 大阪層群の火山灰層の層相・岩石記載的性質 (吉川, 1983)

群の下位より、岬・土丸I・II, 水間I・II, 土生滝I・II・III, 朝代, 真ノ池, 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, 栂, サクラ, 菜萁木^{じみのき}, カスリ, 和田, 八田などの火山灰層を挟む(Itihara *et al.*, 1975). 以下の記載等は吉川(1973)などによる。また、それぞれの火山灰の特徴は第39図にまとめられている。

福田火山灰層：本図幅域には分布しないが、大阪層群の中で特に重要なものの一つなので特記する。中部層の下部にある。堺市新家から堺市福田の南に分布する。層厚100-300 cmの細粒-中粒のガラス質火山灰。全体に白色から黄白色で、中部に赤紫色の部分を含む。

ピンク火山灰層：Ma1層の3-5 m上位にあり、層厚10 cm程度である。淡桃色から白色を呈し、細粒-中粒のガラス質火山灰である。図幅外の石津川沿いでは、第40図のように4つの部分に分けられる。すなわち1. 下部は白色から黄白色で上部ほど平行葉理が発達する部分、2. 黄色から淡黄色の逆グレーディングした部分、3. 白色細粒で生物擾乱の発達した部分、そして4. 桃色で平行葉理の発達す



第40図 ピンク火山灰の層相

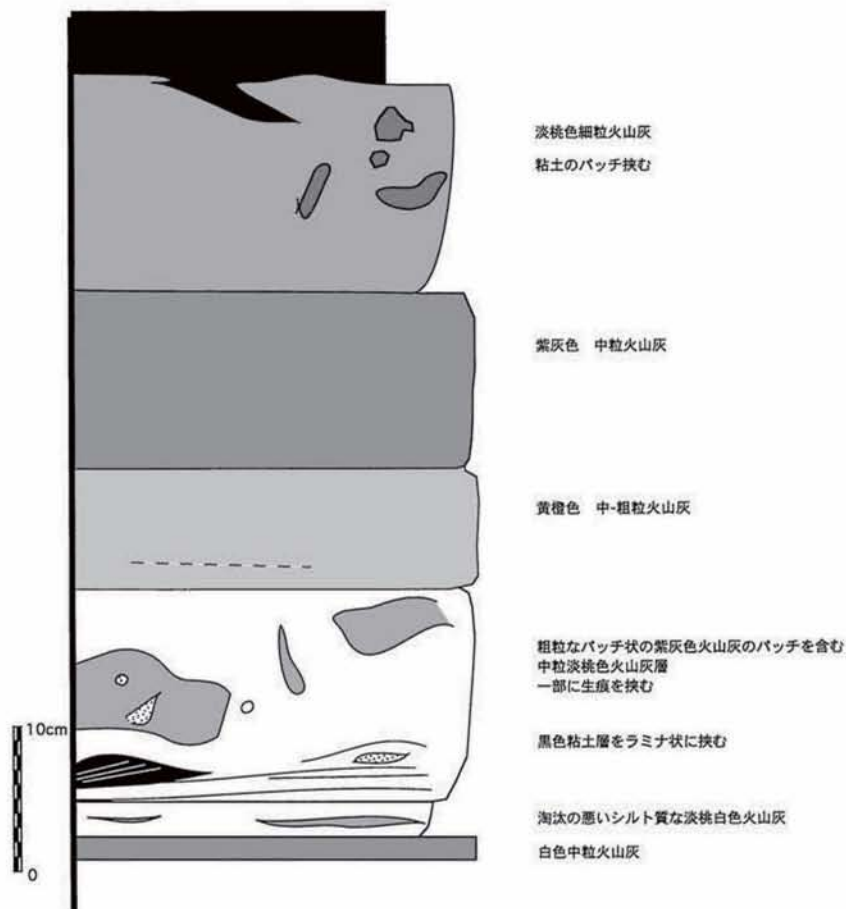
る部分に分けられる。この火山灰層は上総層群の O7 火山灰などと対比され、噴出源は、中部九州の耶馬溪火砕流堆積物とされている(鎌田, 1997)。

光明池火山灰層 I-IV：ピンク火山灰の 3-12 m 上位に数層準見られる。層厚 5-20 cm の白色、細粒から中粒の火山灰層。

山田火山灰層 I-III：Ma2 層中に 2 m 間隔で 2 層準(I, II), 3 m 上位に 1 層準(III)あり, III は図幅域では観察できなかった。10 cm 以下, 白色細粒のガラス質火山灰である。

アズキ火山灰層：Ma3 層中に挟まれる。層厚 30-70 cm の赤紫色の粗粒-細粒ガラス質火山灰である。特徴的な紫灰色の岩相を示し、大阪層群の中部層と上部層の区分に使われている。大阪狭山市の狭山池の改修中に池床で見られた火山灰層は、第 41 図のような層相を示す。すなわち、下部より、淘汰の悪いシルト質な淡桃白色火山灰、黒色粘土などの偽礫を含む紫灰色火山灰そして、その上は、色調と生物擾乱により 3 区分される。この火山灰層は上総層群の Ku6C 火山灰層と対比され、供給源は猪牟田カルデラの今市火砕流から噴出したと考えられている(鎌田, 1997)。

狭山火山灰層：Ma3 の 3 m 程度上位にある。層厚は 10 cm 以下で、白色、中-粗粒のゴマシオ状のやや



第 41 図 アズキ火山灰の層相

結晶質火山灰である。

今熊火山灰層：Ma5の5m, 3m下位にそれぞれ1枚ずつ存在し、層厚20-25cm下位のものは淡桃白色、上位のものは黄褐色、中-細粒の火山灰である。

八丁池火山灰層：Ma5層中に挟まれる。1m間隔で2枚存在し、共に層厚10cm以下、灰白-白色、細粒の火山灰である。

梅火山灰層：Ma6層の直下、層厚20-7cm、淡桃色-黄白色、中-細粒のガラス質火山灰である。

サクラ火山灰層：Ma7層準の直下、層厚20-5cm、淡赤色、中-細粒のガラス質火山灰である。

美木多火山灰層：Ma7層の上約5m上位にあり、光明池の北に分布。層厚1cm、白色細粒である。

茱萸木火山灰層：カスリ火山灰層の約1m下位に、堺市伏屋や今熊に分布する。層厚90-10cm、淡桃色、中-細粒のガラス質火山灰である。

カスリ火山灰層：Ma8層中、Ma7層の約10m上位にみられ、堺市和田周辺に分布する。層厚5cm白色、ゴマシオ状で、結晶質な火山灰である。径2mm前後の角閃石を含む。

和田火山灰層：Ma8層の約10m上位にみられる。層厚5cmで、白色ゴマシオ状で、結晶質火山灰である。

八田火山灰層：Ma8層の約20m上位にみられる。層厚10cmで、黄白色、中-細粒のやや結晶質火山灰である。

V. 4 産出化石と地質年代

V. 4. 1 植物化石

大阪平野南部の植物化石は、三木(1948)、Miki (1957)、引田(1954)などによって報告され、市原(1960)、市原ほか(1966)、光明池団体研究グループ(1971)、吉川(1973)、Itihara *et al.* (1975)などによって報告された。

下部層からは、第三紀型植物群であるメタセコイア植物群に属する植物化石が多産する。

中部層からは、メタセコイア植物群の *Juglans cinerea* var. *Megacineria*, *Metasequoica disticha*, *Picea koribai*などを産する。これらは中部層上部の下部にのみ産する。*Juglans cinerea* var. *Megacineria*は千里山火山灰層から、イエロー火山灰層までの層準に、*Metasequoica disticha*, *Picea koribai*は、Ma2までの層準に産する。また、*Picea maximowiczii* (ヒメバラモミ)や *Menyanthes trifoliata* (ミツガシワ)などは、第四紀寒冷型の植物化石が福田火山灰よりも上位の地層から産出する。また、*Juglans mandschurica* (マンシュウグルミ)もピンク火山灰層より上位から産出する。

泉北累層からは、*Pinus koraiensis* (チョウセンマツ)などの寒冷気候を示す化石が、Ma6-7間、Ma8-9間、Ma10以上など上位の地層から産出する。一方、*Paliurus nipponicus* (シキシマハマナツメ)、*Sapium sebiferum* var. (コナンキンハゼ)など比較的温かな気候を示す化石は、海成粘土層から一般に産し、Ma8層中からは温暖型の *Melia azedarach* (センダン)が産出する。

V. 4. 2 哺乳動物化石

奈良県上牧町から、福田火山灰層の8 m 下位の地層から *Stegodon sugiyamai* (スギヤマゾウ) の左下第3 真臼歯化石が産出している(池辺ほか, 1971)。Ma1 層の50-60 m 下位の粘土シルト層から、*Mammuthus paramammones sigaensis* (シガゾウ) の右上門歯、*Elaphurus shikamai* (シカマシフゾウ) の角が産出している(奈良県立橿原考古学研究所, 1985)。

図幅地域外の五条図幅内の富田林市のイエロー火山灰層準から、*Stegodon cf. akashiensis* (アカシゾウ) の臼歯・切歯(富賀・石上, 1984) や、*Elaphurus cf. shikamai* (シカマシフゾウ) の角(富賀・石上, 1987) が産出している。

また、岸和田図幅内の和泉市光明池のMa2 層準から *Mammuthus shigensis* (シガゾウ) の右下顎臼歯が、Ma5 層準直下から、*Mammuthus shigensis* の左上顎臼歯が産出している(市原ほか, 1966)。

V. 4. 3 古地磁気層序・フィッシュン・トラック年代

大阪層群の層序については、そのほかに古地磁気層序やフィッシュン・トラックなどさまざまな手法で行われてきた。これらの層序を第38 図にまとめた。

大阪層群の古地磁気層序学的研究は、Ishida *et al.* (1969) にはじまり、Torii *et al.* (1974), Nishida and Ishida (1975), Maenaka (1979, 1983), 横山・林田(1980), 市原ほか(1984) などによって進められてきた。すなわち、Torii *et al.* (1974) はガウス・松山・ブリュンヌ界の層序を火山灰層準とともに記載した。

また、火山灰資料を使うフィッシュン・トラック法(西村・笹嶋, 1970) や K-Ar 法(兼岡・小嶋, 1970)。これらのうち代表的なものは第38 図に示したとおりである。広域火山灰でもあるピンク火山灰は、約1.0 m.y.(鈴木, 1988; 横山ほか, 1984; など)、大阪層群の中部層と上部層を境するアズキ火山灰はフィッシュン・トラック年代で0.87 m.y.(西村・笹嶋, 1970) の値が得られている。

V. 5 大阪層群の構造

大阪盆地南部では、全体として大阪湾の方向へ緩く傾斜、図幅域の南方では基盤の和泉山脈に向けて急傾斜になる。基盤岩類との関係は、領家帯とは山地・丘陵の西麓では生駒断層や松尾山断層など断層で、東麓ではアバット不整合で接している。図幅の範囲内には、太子背斜、羽曳野撓曲などの褶曲が見られ、生駒山地西縁を限る生駒断層、菅田断層や矢田丘陵西縁の松尾山断層などの南北性の断層によって切られている。

太子背斜は羽曳野市大黒周辺から、太子町春日の東にかけて、N 30°-40°S 方向へ伸びる。背斜の東側で N 5°-10°E で緩く東傾斜、西側では、N 5°-30°W で 30-60°西に傾斜する。

富田林撓曲は、羽曳野市尺度から富田林市を南北にとおり、ここから南では N 20°E 方向とつづく撓曲構造である。背斜軸の東側では、大阪層群が 30°-90°E 方向に急斜し、西側では、3°-30°に緩傾斜する非対称な撓曲構造である。

馬見丘陵の大阪層群は、東に緩く傾斜する単斜構造を示すが、丘陵西部に NNE-SSW 性の一対の褶

曲構造が見られる。また、関屋地域では、東に緩く傾斜、生駒地域では西に緩く傾斜している。

V. 6 大阪平野の地下構造

大阪平野の基盤深度は東大阪市の OD-2 ボーリングでは 656 m, Ma0 以下に 480 m の大阪層群が見られるとされている。市原ほか(1991)によると、大阪平野の基盤深度は、上町断層沿いの大阪市中央区高津で 1063 m, 生野区桃谷で 1034 m とされ、東大阪平野で、松原市別所で 1398 m, 堺市南野田で 990 m 同地質断面図では 1600 m 程度の深度を持つ。大阪平野地下の深層ボーリングコアとしては、OD-1, OD-2 と 1996 年度に地質調査所で行ったボーリングがあり、それぞれの火山灰層や海成粘土層が対比されている(吉川ほか, 1997)。西大阪では大阪市西区江戸堀で 1475 m, また、大阪湾で行われた音波探査(岩崎ほか, 1990)によると、基盤深度は、最大 2500 m に及ぶ。

上町台地西縁には、上町断層があり、北方には千里丘陵の仏念寺断層に地下でつながっていることが確認されている。また、図幅西方の住之江周辺で南西に枝分かれていることが確認された(杉山ほか, 1997)。大阪層群の傾斜は、上町断層の東側では緩傾斜、西側では、断層を境に急傾斜になり、非対称な背斜構造であるとされている。しかし、最近の音波探査などのデータでは、東側も急激に基盤深度が増している事が判明している。

VI. 段丘及び段丘堆積物 (th, tm, tl1, t2, tl2, tl)

(寒川 旭・宮地良典)

本図幅地域には、様々な形態の段丘が発達している。大阪平野では、北流する比較的規模の大きな河川に沿って河岸段丘が広く発達している。生駒山地西縁や金剛山地東縁では、山地を開析して流下する急勾配の河川による扇状地性の段丘面。そして、奈良盆地西縁では、丘陵を開析する小さな河川に沿う河岸段丘が発達する。

多くの地域は、戦後の土地改変が著しく、原地形の大半は消失し、露頭も極めて少ないので 1948 年に米軍が撮影した 1 万分の 1 及び 4 万分の 1 空中写真を活用して段丘区分を行った。また、様々な地形環境で形成された段丘で、個々の段丘を細かく対比することは不可能なので、高位(th)・中位(tm)・低位(tl)(更に上位と下位に区分)という 4 つのグループとして把握した。

低位段丘下位(tl2)面は最終氷期(2 万年前頃)に形成されたもの(関東平野の立川面相当)、上位(tl1)面は数万年前に形成されたもの(関東平野の武蔵野面相当)、中位段丘面は最終間氷期(約 13 万年前)及びそれ以降の亜間氷期(8 万年前まで)前後に相当、高位段丘面は最終間氷期以前に形成されたものと考え

た。

大阪平野

現大和川以南の地域の段丘堆積物は、吉川(1973)が高位・中位・低位に3区分している。いずれも大阪層群を不整合に覆って厚さ数mの段丘堆積物が堆積しており、高位段丘堆積物は風化が著しく、多くが赤みを帯びている。本図幅地域のth面は吉川(1973)の高位段丘面とほぼ一致しているが、中位・低位段丘面についてはtm・t1・t2の3面に細分した。

th面は大阪狭山市から堺市土師町に到る範囲で扇状地性の段丘として広く発達しており、堆積原面は北東方向に流れる多くの河川によってかなり開析を受けている。また、石川と東除川の間に発達する丘陵(富田林丘陵)では、丘陵の西縁及び北縁付近にのみth面が分布している。これは、この段丘が形成されてからも西又は北西へ向かって傾動するような変形を受けていることを反映したものである。ここでのth面は開析が著しく、丘陵の頂部にごくわずかに堆積原面が残存する状態である。

tm面は、石川・東除川・西除川に沿って、th面の下位(東除川・西除川では比高差20m前後)に分布している。tm面堆積物はかなり風化が進んでおり、一部に赤色風化殻も見られる。t1・t2面も前述の3河川に沿って分布している。t1面はt2面や沖積面と段丘崖で境されているが、t2面は沖積面下へ埋没し、沖積面との境界が不明瞭な場合が多い。

本図幅地域の北西部には、南北方向にのびる上町台地が含まれており、この台地を構成する上町層(山根, 1930)や、周辺の相当層を含めた上町累層(市原, 1960)は、最終間氷期頃に形成されたものと考えられている。

上町台地は西部と東部に区分できる。西部は最大幅約1.2kmで北北東-南南西方向に細長くのびており、海拔高度は15-20mである。地形面の開析も進んでおり、土質工学会・関西支部地質業協会(1987)の断面図でも上町層の堆積面として形成されたことが示されており、tm面に相当すると考えられる。

東部は、最大幅2.5mで西部にはほぼ平行している。海拔高度は10m以下で、東に向かってゆるやかに沖積面下に埋没するような形態を示している。土質工学会・関西支部地質業協会(1987)の断面図からもtm面より更に新しい段丘とわかる。この段丘は他地域のようにt1・t2面に細分することが難しいので、t1面と一括して表示した。

その他の地域

生駒山地は西縁に発達する生駒断層系の活動によって激しい隆起を続けているため、西麓には礫・砂で構成される扇状地堆積物が広く分布している。これらの堆積物の多くは風化の程度が弱く、t1面堆積物に相当する。

本図幅地域では扇状地面の形態からt1・t2面に分類することが可能である。t1面は、東大阪市上四條町周辺、同市、神立周辺、八尾市恩智中町などに分布しており、小河谷による開析が進んでいる。全域にわたって、t1面の下位にt2面が広く発達しているが、t2面の場合、ほとんど開析を受けておらず、西に向かって沖積低地に埋没している。

金剛山地も東縁に発達する金剛断層系の活動によって、第四紀後半に著しい隆起を行っており、山地東麓には新旧の扇状地が広く発達している。

岡田・寒川(1978)、水野ほか(1994)は紀伊半島西部の中央構造線活断層系に沿う、金剛山地東縁と和見山脈南麓の段丘面を H・M1・M2・L1・L2 面に区分しているが、本図幅地域の t12・t11 面は、それぞれ L1・L2 面に対比され、tm 面は M1・M2 面のいずれかに相当する。

本図幅地域では金剛断層系による断層変位地形は不明瞭になるが、地形発達の特徴は金剛山地東縁の他地域(「五条」図幅地域)とほとんど変わらず、扇状地性の t12 面が広く分布し、山麓線の付近に、浸食をまぬがれた t11・tm 面がわずかに残存している。

本図幅地域の北東端を占める地域では、丘陵を流れる大和川、竜田川沿いに th から t12 の各段丘が連続的に発達している。

VII. 沖積層 (f, vf, ar, a, rb)

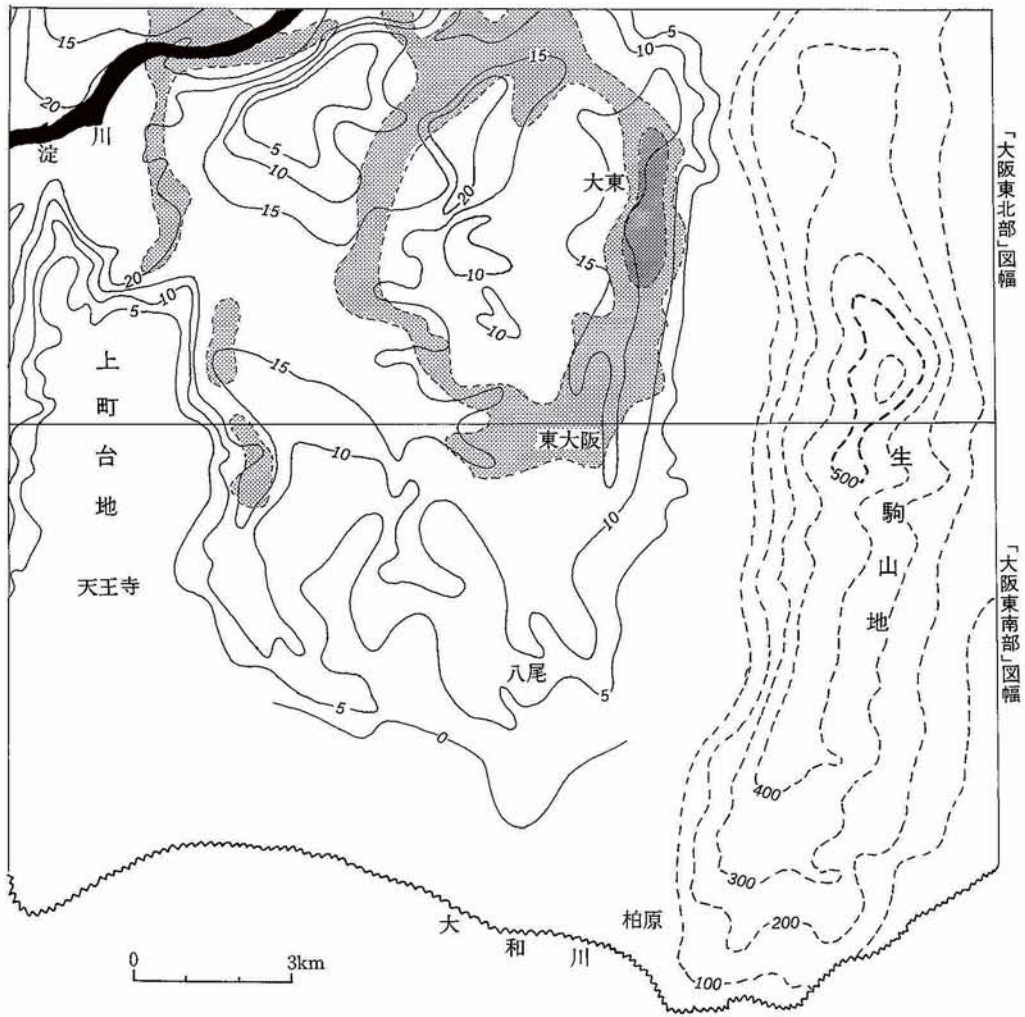
(寒川 旭・宮地良典)

大阪平野の北部を南北に貫く上町台地を取り囲むように、沖積低地が発達している。ここでは、難波累層(池辺, 1952)と呼ばれる沖積層が、低位段丘堆積層(天満層・山根, 1930)を覆って厚く堆積している。

日本建築学会近畿支部・土質工学会関西支部編(1966)・土質工学会関西支部・関西地質調査業協会(1987)は、多くのボーリング資料を用いて、沖積層の深度や層相変化を明らかにした。これによると、大阪平野における沖積層の下限は、安治川河口部で、35 m と最大の値をとり、内陸に向かうにつれて、その深度を減じている。本図幅地域内では、北端にあたる東大阪市御蔵付近で-15 m 前後の値を示す。そして、南に向かって深度がゆるやかに減じ、八尾市田井中付近では 0 に近い値となっている(第 42 図)。

沖積層は、砂・シルトからなる下部層、海成粘土を主体とする中部層、砂・シルトからなる上部層から構成されている。そして、最も特徴的な中部層については、難波累層中部層(古谷, 1978)、中部粘土層(藤田・前田, 1969)などの呼び方が用いられている。これら大阪平野地下と奈良盆地の沖積層の層序の対比を第 6 表にまとめる。

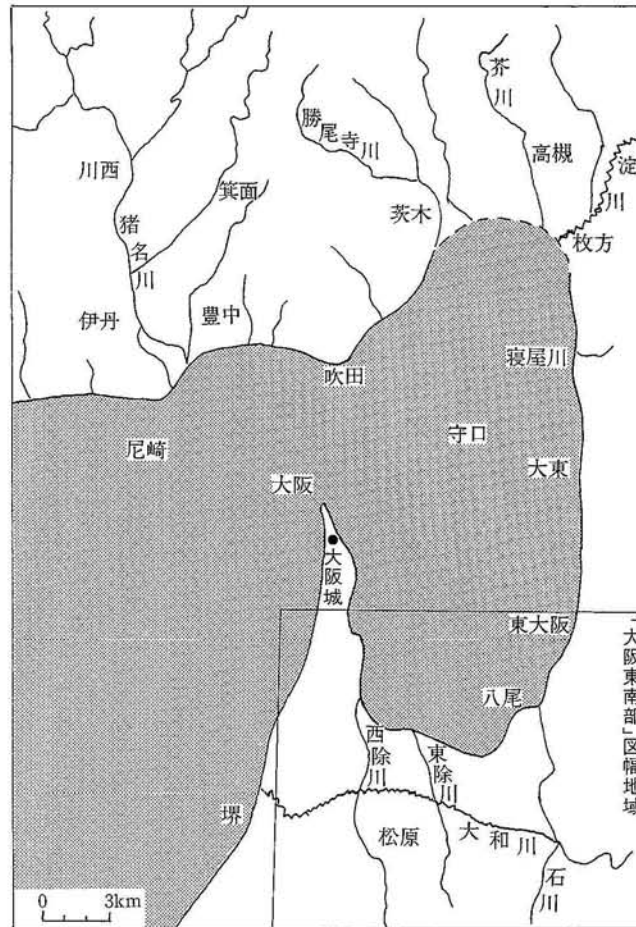
土質工学会関西支部・関西地質調査業協会(1987)は中部粘土層の層厚を求めているが、生駒山地西麓北部の大東市深谷から東大阪市加納にかけての南北 3 km の細長い地域で、最大値(15 m)を示している(第 42 図)。更に、南へ向かって層厚は減じ、本図幅地域では、八尾市弓削以西で 0-5 m の層厚を示している。



第42図 沖積層の下限深度分布と沖積中部粘土層の層厚 (土質工学会関西支部・関西地質調査業協会, 1987に基づく)
 実践は沖積層下限深度, 中部粘土層の層厚について, 濃いアミ(15m以上)と薄いアミ(10-15m)で示した。

第6表 大阪平野と奈良盆地の段丘層および地下の層序の対比

年代	層序	大阪平野地下	周辺部	奈良盆地
完新世	沖積層	難波累層 Ma 13	難波累層	沖積層
後期更新世	低位段丘下位面構成層	天満層	伊丹礫層	法隆寺- 田原本挟炭層
	低位段丘上位面構成層			
	中位段丘構成層	上町累層 Ma 12	上町層	鹿野園礫層
中期更新世	高位段丘構成層	高位段丘相当層 Ma 11	信太山礫層など	奈良坂礫層
	大阪層群上部層 Ma 10, Ma 9 . . .			虚空蔵山礫層



第 43 図 縄文海進期の海域 (梶山・市原, 1986 を簡略化) アミの部分か海の範囲

このような沖積層の分布は、完新世に入って急速に変化した大阪平野の古地理変遷を反映している。約 2 万年前の最終氷期には紀伊水道沖にあった海岸線は、完新世における海水準上昇に伴って、現在の大阪湾を形作るように急速に広がっている。そして、海水準が最高に達した縄文海進期(約 6 千年前)には、第 43 図のように、本図幅地域北部の東大阪市から八尾市北部にかけての地域が海域となっている(梶山・市原, 1986)。これが先述の中部粘土層の分布域を決めたのである。

梶山・市原(1986)は、5000-4000 年前, 3000-2000 年前, 1800-1600 年前(弥生中-後期)の古地理図を作成し、海域が後退するとともに、周辺から流れ込む河川によって新たな陸域が生じる課程を詳しく再現している。

本図幅地域中央部の羽曳野市・藤井寺市周辺には古市古墳群と呼ばれる古墳群が存在し、菅田山古墳(応神天皇陵)に代表される巨大古墳が見られる。また、そのほかにも、生駒山地西縁部や馬見丘陵東縁部にもいくつかの古墳群が見られる。本図幅では、そのうち地質図上に表すことのできるものについてのみ史跡として表した。

また、大阪平野の南部の丘陵部や馬見丘陵付近には灌漑のため多くの溜池が作られていたが、近年になってそれらを埋め立てて土地を有効利用している。これらの埋立地についても、昭和初期の地形図や米軍の1/10,000の空中写真を元に地質図上に表せるもののみ表した。

VIII. 活断層

(寒川 旭)

大阪平野の周辺には多くの活断層¹⁾が発達し、この地域における地形の骨組みを形造っている(活断層研究会編, 1980, 1991; 寒川ほか, 1983 など; 第44図)。

平野の北縁に沿って、有馬-高槻構造線活断層系(寒川, 1978)と、六甲断層系(藤田, 1961 など)が位置し、右横ずれ成分が卓越する活動を行っている。東縁に位置するのは生駒断層系(活断層研究会編, 1980 など)で、生駒山地と大阪平野北東部を境している。

大阪平野の中央を南北に縦断する上町断層系(山根, 1930 など)は、地形的には、上町台地などのわずかな高まりを造るだけであるが、地下構造の解析から顕著な活断層の存在が認められ、「大阪山脈」と呼ばれる地形起伏が地下に埋もれていることがわかった(Ikebe *et al.*, 1970; 藤田, 1982 など)。

和泉山脈と金剛山地は、共に右横ずれを伴う中央構造線活断層系(岡田・寒川, 1978 など)の活動によって第四紀に形成された山地である。この活断層系は和泉山脈の南麓、金剛山地の東縁に位置し、両山地の大阪平野側には顕著な活断層が見られない。

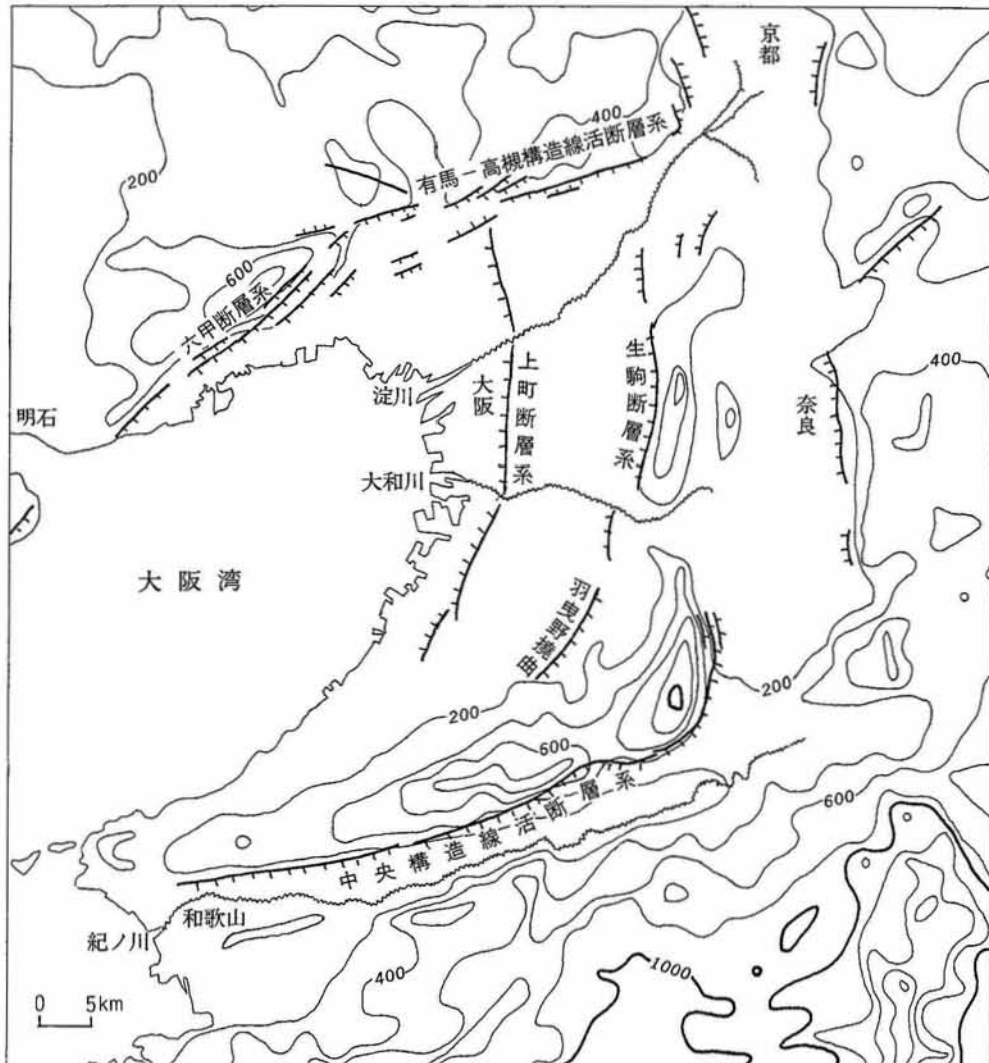
大阪平野の南東部には丘陵や段丘面の変形から羽曳野撓曲(岡, 1961; 吉川, 1973; 活断層研究会編, 1980)の存在が考えられている。また、奈良盆地は東縁に明瞭な活断層系(寒川ほか, 1985 など)が存在し、盆地の形成に大きく関与している。

VIII. 1 生駒断層

前田(1966)は生駒山地の西縁に沿って活断層が存在することを指摘し、東大阪市石切(「大阪東北部」図幅)で、大阪層群と花崗岩がN-S, 60°Eの逆断層で接していることを述べた。

その後、活断層研究会編(1980, 1991)などによって、生駒山地西麓地域での活断層の分布の概要が示されるようになった。これによると、山地西縁の四条畷市から八尾市にかけての20 kmの区間に最も大きな断層(生駒断層)が示されている。更にこの断層の北方では、枚方市・寝屋川市・交野市にかけて、

1) 活断層：第四紀後期に活動し、今後も繰り返し活動する可能性のある断層。また、このような活動をし、地表での断裂を伴わないものを撓曲(活褶曲)とし、地質図上に示す。

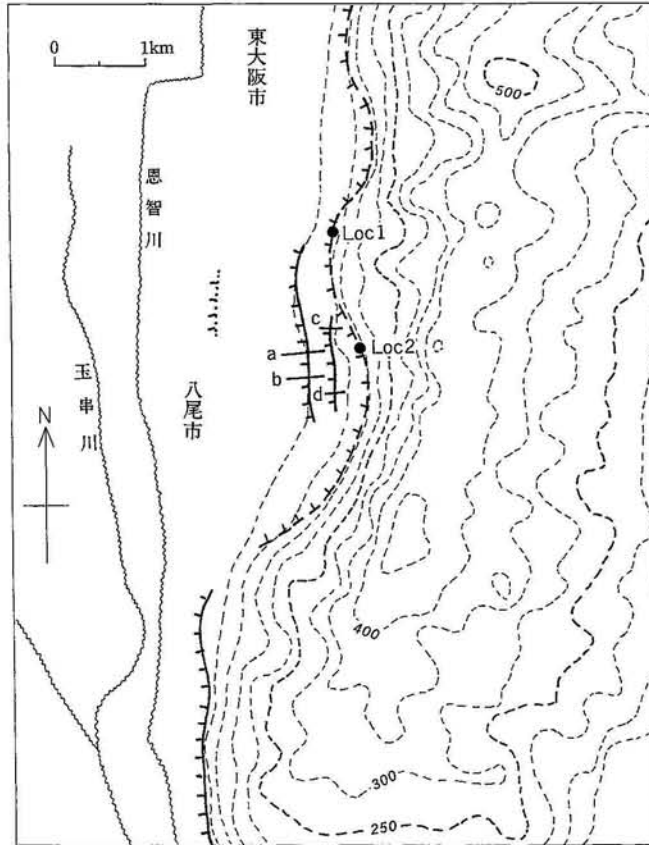


第 44 図 大阪平野周辺の主要な活断層 (大実線が活断層：ケバで示した側が相対的に低下)

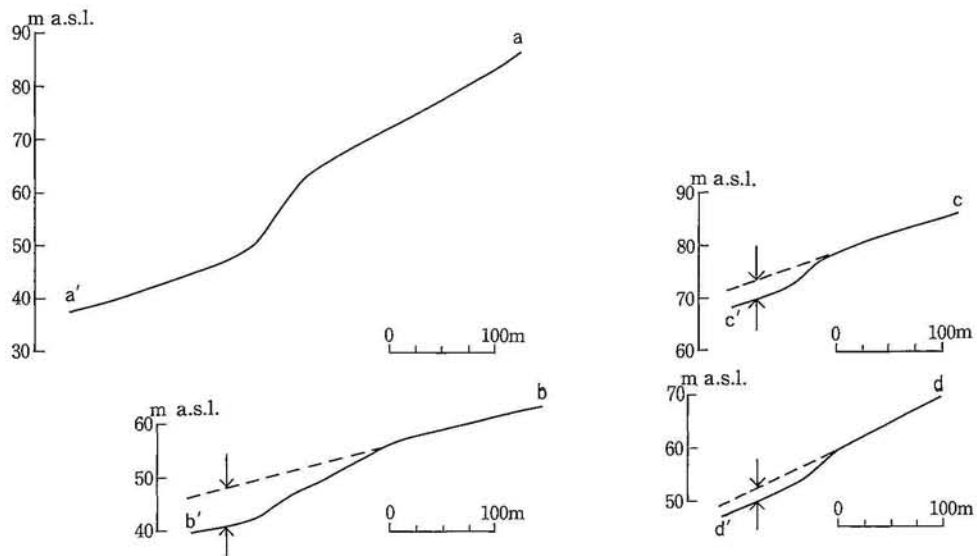
枚方撓曲・田口断層・長尾断層が分布し、南方延長上には藤井寺市から羽曳野市にかけて誉田断層が示されている。これらの活断層群が一括して生駒断層系と呼ばれている。

本図幅地域には生駒断層の南半部が含まれている。東大阪市の出雲井町から相原市の安堂町に至る 10 km の範囲では、生駒山地西縁の地形境界は、ゆるやかな曲線を描きながら南北にのび、山麓に広がる扇状地性の段丘面群とは急崖で接している(第 45 図)。しかしながら、生駒断層はその大阪平野側でいくつかに分かれしており(下川ほか, 1997)、それぞれの断層を 5 万分の 1 スケールで表現することはできない。したがって、本図幅ではそのうち明らかに第四紀層を切っている断層のみを生駒断層として表現した。

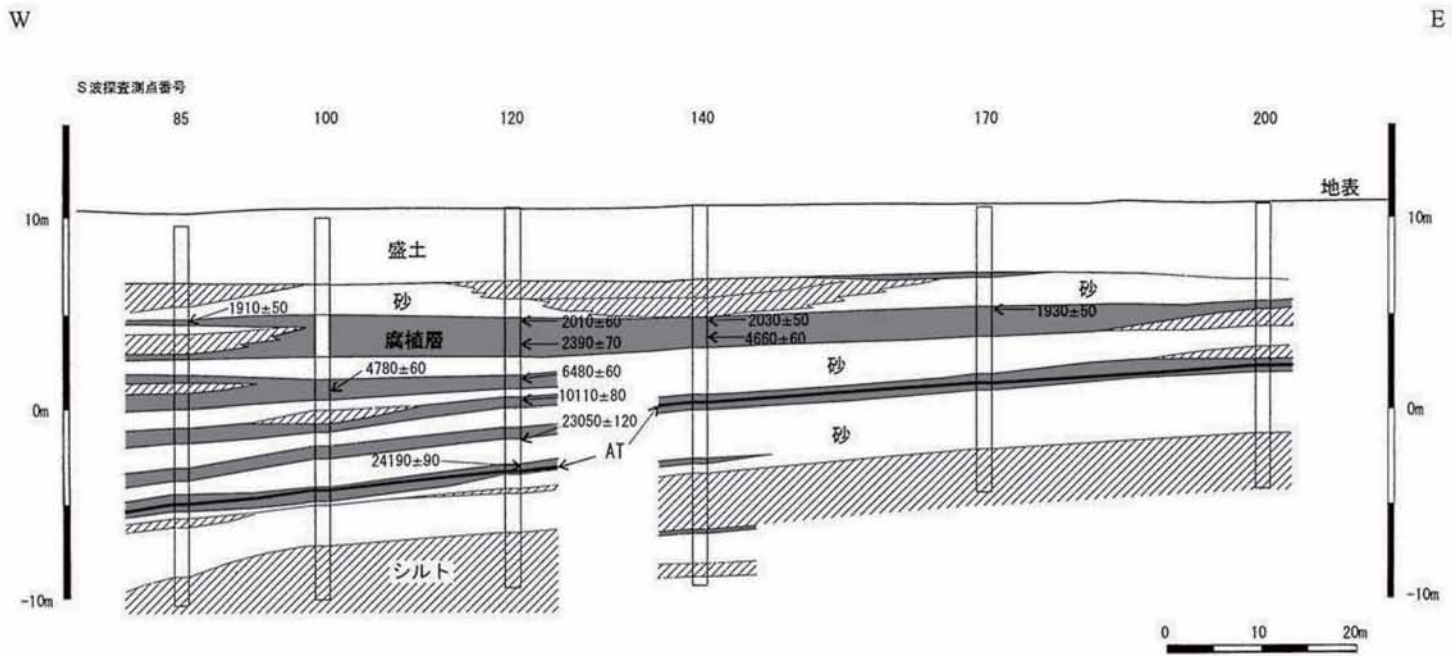
この急崖に沿って大阪層群と花崗岩が逆断層で接する露頭がいくつか認められている。東大阪市横小



第 45 図 生駒断層の位置



第 46 図 撓曲地形に関する地形断面図 (大阪府作成の 1 : 2,500 地形図に基づく)
矢印は変位量の測定位置を示す



ボーリング柱状中の数値は ^{14}C y. B. P

第 47 図 八尾市内の伏在断層に関する地質断面図 (下川ほか, 1997)

路町では、花崗閃緑岩が大阪層群下部相当層(砂礫)と N 17°E, 75°E の逆断層で接し(第 45 図の Loc.1), 下盤側の砂礫も断層近傍で急傾斜(ほぼ垂直)している。八尾市神立では、花崗閃緑岩と大阪層群下部相当層が N 14°W, 65-85°E の逆断層で接しており(第 45 図の Loc.1), 断層面から 1 m 以内の砂礫は急傾斜(ほぼ垂直)している(地質調査所, 未公表資料)。

このように、山麓線にはほぼ一致する急崖に沿って東傾斜の逆断層が存在し、少なくとも大阪層群下部層堆積以降に活動を行っていることは確実である。

一方、地形学的に、扇状地面が断層変位を受けたと考えられる地域もあり、建設省国土地理院編(1996)にも図示されている。

東大阪市花岡山から八尾市神立一丁目にかけて、山麓線から 800-1300 m 西の位置で、新旧の扇状地表面上に南北方向に走る撓曲崖が認められる。この北-中部では t11 面が相対的に東側が上昇するような変形を示しており、下盤側に発達する t12 面との間に比高約 8 m の急斜面が見られる。南部では t12 面が 5-6 m の食い違いを生じている(第 46 図)。

この撓曲崖の東側に平行するように、規模の小さい撓曲崖が認められ、t11 面が 3-4 m, t12 面が 5-6 m の食い違いを示している。どちらも、t11 面の変位量が t12 面より大きく、変位が累積していることがわかる(第 46 図)。

八尾市恩智では、t11 面の分布の西縁が撓曲(東側上昇)しており、下盤側の t12 面との間に比高約 15 m の急崖が生じている。この崖の北端において、t12 面上に約 4 m の変位(東側上昇)が認められる。

八尾市大県でも、山麓線に沿って t11 面の扇頂部が数 m 変位している。

恩智・大県の両地域では、山麓線に沿う活断層によって段丘面の変位が生じているが、花岡山から神

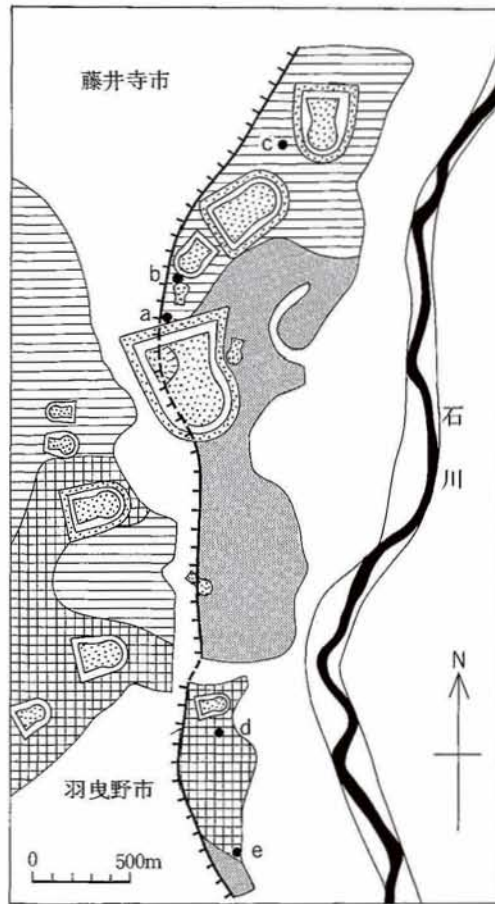


第 48 図 北に隣接する「大阪東北部」図幅内の四条驛市南野六丁目でのトレンチに現れた断層(大阪層群と考えられる地層が沖積層と 10-15°の低角度逆断層で接し、これを奈良時代の地層が覆っている)

立にかけての地域では、更に山麓線より少し平野側で変位が認められる。このため、生駒断層は、南北方向に平行する活断層の集合体であることが考えられる。

地質調査所が1996年度に実施した浅層反射及びボーリング調査資料によると山麓線から1.5 km 西に位置する八尾市福栄町でAT火山灰層(約24000-25000年前に降下)が、相対的に東側が上昇するような変位(約3 m)を受けていることが確認できた。したがって、この位置に存在する活断層の最近2万年間の平均変位速度は0.12 m/千年と算定されている(下川ほか, 1997; 第47図)。

また、同様に1996年度に四条畷市南野六丁目四条畷市教育委員会の協力を得て実施した生駒断層のトレンチ調査では、第48図のような低角逆断層が認められ、その活動時期も2000年前頃より新しく奈良時代よりは古いと限定されることになった(下川ほか, 1997)。



1 2 3 4 5

第49図 誉田断層周辺の段丘面の分布 (寒川, 1986に加筆)
 1. 誉田面(tl2面), 2. 道明寺面(tl1面), 3. 野中面(tm面), 4. 古墳,
 5. 誉田断層 a. 大阪層群の急斜(第8-7図), b. 段丘堆積物が傾斜, c. 段
 丘堆積物中の正断層, d. 大阪層群が急斜(46°W), 土塁の地震跡

生駒山地の山麓に分布するすべての断層が同時に活動するものかどうかについては検討を要するが、このトレンチで得られた活動年代が生駒断層の最新の活動時期を示す可能性が高い。

VIII. 2 誉田断層

生駒断層の南端から1 kmほど平野よりの位置に、誉田断層がある(第49図)。南北4 kmの長さで段丘面と沖積面の境界を限る急崖地形が続いており、断層崖に近接した上盤側に分布する大阪層群が最大58°Wの傾斜を示している(大阪府教育委員会, 1989; 第50図)。更に、断層崖の近傍で段丘堆積物が西へ最大25°傾斜していることや、小断層(正断層)の存在(高山・寒川, 1990)から断層の存在が認定されている。また、既存のボーリング資料よりt11面堆積物が約12 m(日下, 1973)、t12面が約6 m(寒川, 1986)東上がりに変位していることが述べられている。

1996年度に地質調査所が実施したボーリング調査では、この断層に沿ってt11面とt12面の堆積物がそれぞれ7 mと4 m変位していることが確認されていた。この結果に基づくとこの断層の垂直方向の平均変位速度は約0.2 m/千年となる(下川ほか, 1997)。

この断層上に築造されている誉田古墳の中堤に、断層上で約1.2-1.8 m東側が高くなるような段差があり、南側に位置する白鳥神社古墳にも西側が低下するような変形が考えられる(寒川ほか, 1987)ことより、この段層が古墳築造後に活動した可能性が指摘されている(寒川, 1986など)。

一方、誉田山古墳の後円部が、誉田断層上で大きく崩れ落ちており、激しい地震動に伴う現象と考えられている(寒川, 1986)。古墳の変形について、1510年の摂津河内地震(寒川, 1986)や734年の畿内の地震(萩原編, 1989など)が候補にあげられている。



第50図 誉田断層の活動の累積によって急傾斜した大阪層群

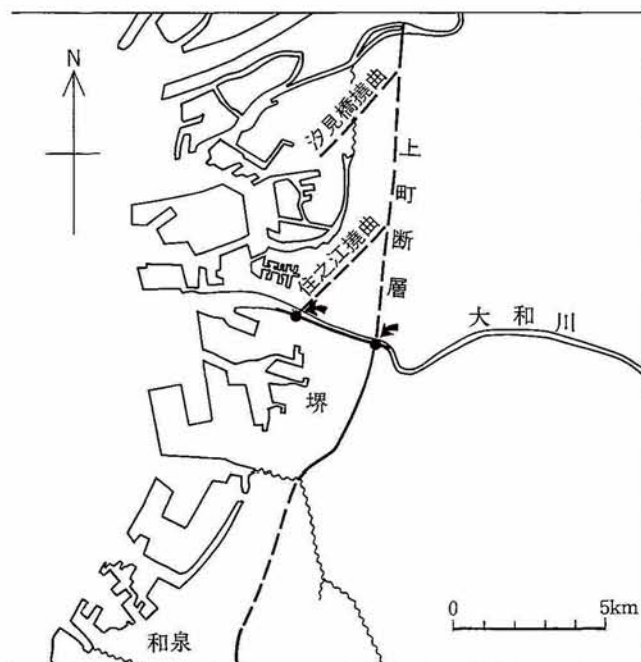
VIII. 3 羽曳野撓曲

羽曳野市羽曳が丘付近から、南西方向に向かい(本図幅地域では富田林向陽台付近を通り)、長さ10 kmにわたって大阪層群中に顕著な背斜構造が認められている(岡, 1961; 吉川, 1973)。この構造は、東へ向かって急傾斜し、西へ向かってゆるく傾斜する非対象の背斜で、東縁部の地下に西傾斜の逆断層が存在すると考えられており(岡, 1961)、活断層研究会編(1980)では「羽曳野撓曲」と名づけられている。

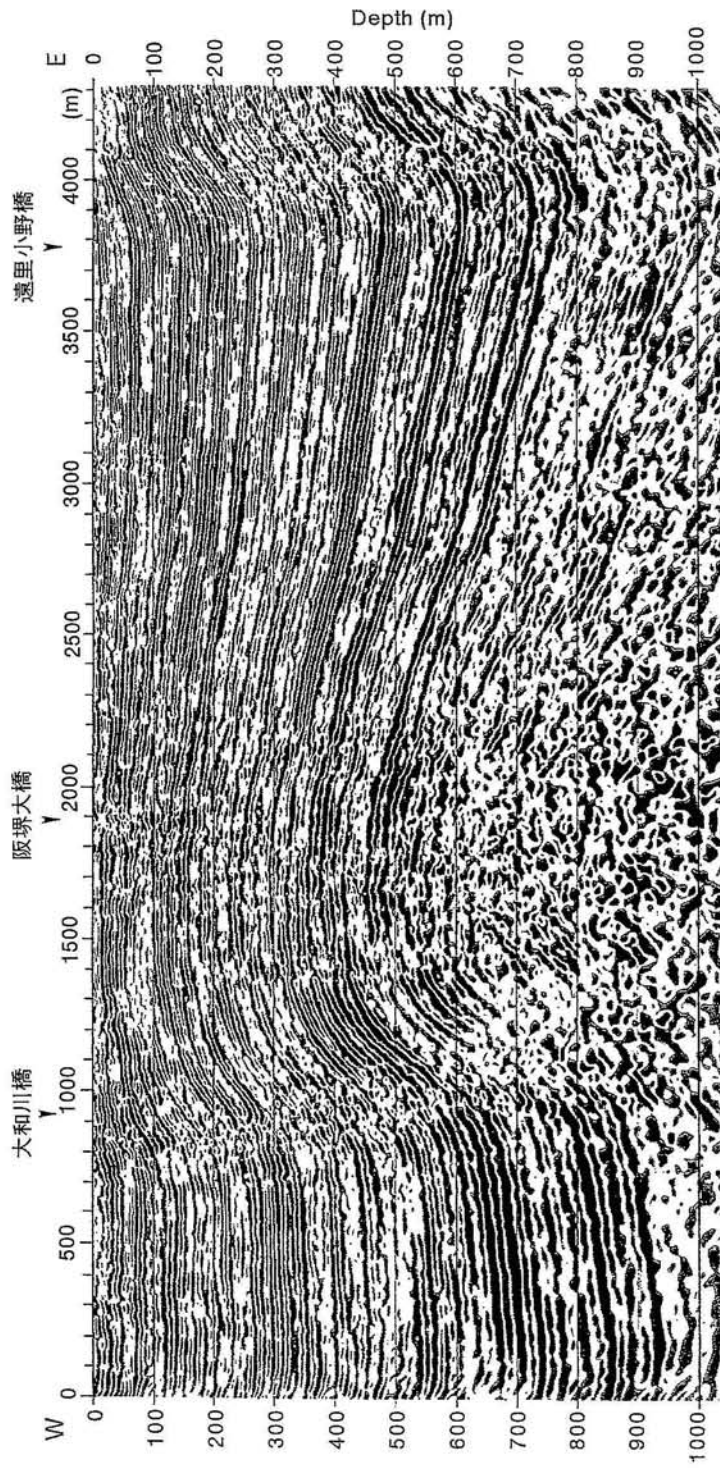
岡(1961)は、河内長野市周辺で、石川と天野川が形成した段丘面の分布から、当地域の地形発達過程を検討し、背斜を形成するような活動が少なくともL2面(本稿のt11面相当)形成以降にも継続していることを述べている。したがって、このような変形をもたらしている断層活動は将来も活動する可能性の高い「活構造」と考えられる。

VIII. 4 上町断層系

大阪平野の中央を南北に延びる台地(上町台地)の西縁に上町断層が存在し、大阪層群・神戸層群・花崗岩に変位が生じていることが、地盤沈下調査のために実施された深層ボーリング(大阪市総合計画局, 1964)によって明らかになった。



第51図 上町断層と第52図に示す反射断面図の位置(杉山, 1997)



第52図 大和川南岸に沿う反射断面図 (垂直誇張2倍) (杉山, 1997)

その後、近鉄線乗り入れ工事のボーリング調査などから、断層の位置や、大阪層群の Ma6 以深の地層の変形の状況(西に急傾斜し東に緩く傾斜)が明らかになった(Ikebe *et al.*, 1970)。また、土質工学会関西支部・関西地質業協会編(1987)は多くのボーリング資料を用いて解析を行い、大阪層群中の Ma12 堆積以降にまで変形が及んでいることを明らかにし、上町台地の北部と南部での変形の状況を図示している。

その後、堂島川・淀川・大和川沿いで反射波地震探査が行われ、逆断層活動に伴う地層の変動の様子(西へ向かって急傾斜する明瞭な撓曲構造)が把握されるようになった(吉川ほか, 1987; 山本ほか, 1992; 杉山ほか, 1997)。更に、杉山ほか(1997)は西に向かって分岐する住之江撓曲の存在も把握している(第 51, 52 図)。

一方、この断層の分布についても、地形・地質学的な吟味がなされ(活断層研究会編, 1980)、最近では、北では豊中市から吹田市にかけてのびる仏念寺山断層(市原ほか, 1955)に連続し、南では多くの断層からなる断層帯を形成しながら堺市の百舌鳥古墳群の西縁を通り、岸和田市にまで達する大きな活断層系をなすことが示されている(国土地理院, 1996)。

本図幅地域の北西端に、上町断層系の上盤側の「たわみ」を反映した上町台地が北北東-南南西方向にのびている。これらは、中位段丘面からなる海拔高度 20 m 前後のやや高い台地と、その東(南東側)に分布する海拔高度 10 m 以下の低い台地に区分できる。土質工学会関西支部・関西地質業協会編(1987)の地質断面図から、これらの分布が中位段丘面形成後も活動を続けて上町断層系の変位・変形を反映したものとわかる。

VIII. 5 金剛断層系

紀伊半島における中央構造線活断層系は根来断層・五条谷断層・金剛断層から構成され、第四紀の後半の活動によって、和泉山脈と金剛山地の形成をもたらしている(岡, 1978; 岡田・寒川, 1978)。

この中の金剛断層は、金剛山地の東縁を限っており、北端の新庄町榊羅以北では、東西両側に山田断層(東側)、山口断層(西側)が並行している(水野ほか, 1994 など)。

1996 年度に地質調査所が実施した金剛断層系(金剛・山田・山口断層を一括したもの)の総合調査によると、これらの断層は西傾斜の低角度の逆断層で、少なくとも金剛断層については、2000 年前以降に最新の活動を行ったことが明らかになった(佐竹ほか, 1997)。

本図幅地域は金剛断層系の北端付近にあたり、はっきりと認定できる変位地形は認められない。しかし、山地東縁には急斜面が発達し、最近の数万年間に形成された扇状地面が広く発達することから、この断層系の活動と山地の隆起が地形発達に強く関与していることがわかる。

IX. 砕 石

(吉川敏之)

大阪東南部図幅地域では、平成9年現在、信貴山から二上山にかけての地域で4箇所の採石場が稼働している。以下、小村(1995)に基づいて述べる。柏原市青谷では、白亜紀後期の信貴山花崗閃緑岩が坂上建設により採掘されている。二上山北西方では、ドンズルボー累層中部のザクロ石黒雲母安山岩溶岩が正田建設により採掘されている。羽曳野市の春日山北方では、原川累層の無斑晶安山岩が(株)尺松組により採掘されている。柏原市国分東条町及び王子町藤井でも、同じく原川累層の無斑晶安山岩が(株)森組により採掘されている。いずれの採石場でも生産品は道路用、コンクリート用、鉄道道床用などの用途に出荷している。

かつて二上山北部では、沖積層中に含まれるザクロ石を盛んに採掘していた。このザクロ石は、ドンズルボー累層中部のザクロ石黒雲母安山岩溶岩及び火砕岩に含まれていたものが風化・浸食により再堆積したもので、「金剛砂」と呼ばれていた。現在では採掘は中断されている。

X. 自然災害

(宮地良典・吉川敏之・寒川 旭)

X. 1 地震災害

史料から見た地震災害

本図幅地域に大きな被害を与えた地震として、南海トラフ沿いのプレート境界で繰り返し発生している南海地震があげられる(宇佐美, 1996など)。

最も新しい昭和南海地震は1946年12月21日に発生し、大阪平野南部は震度の強震に見舞われている。

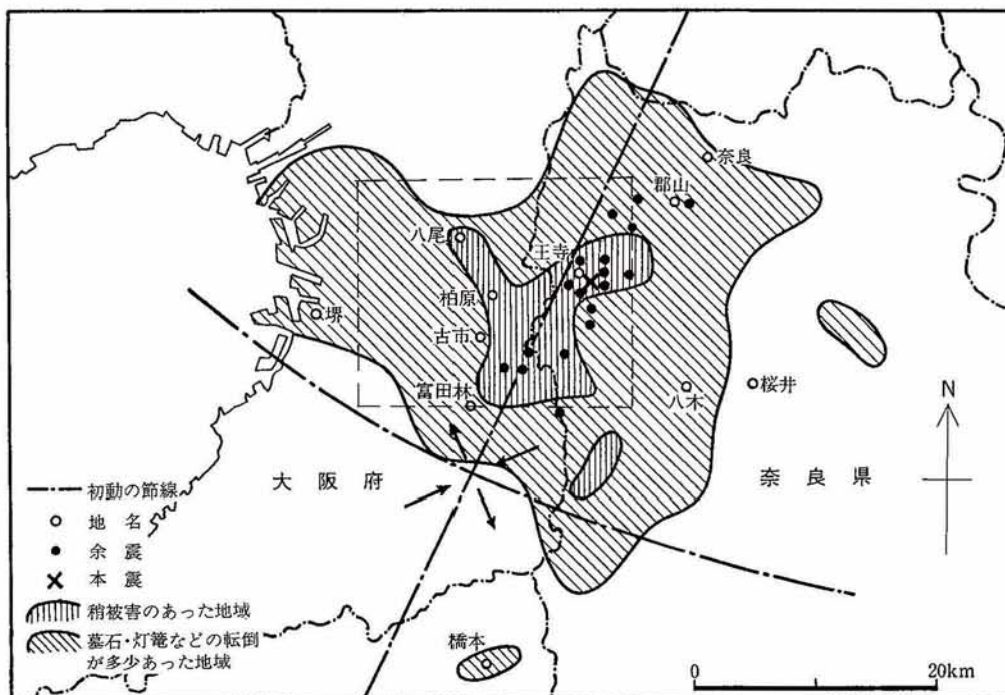
もう一つ前は、1854(安政元・嘉永7)年12月24日の安政南海地震である。大阪湾沿岸では、津波が河川をさかのぼり、安治川でも「海口より二丈余の高さにて潮水上陸し、大小船舶一時に押し上げられ、

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」と書かれているが、停泊中の大小合わせて八千近い船が壊れ、多くの死者が出たと伝えられる（宇佐美，1996）。

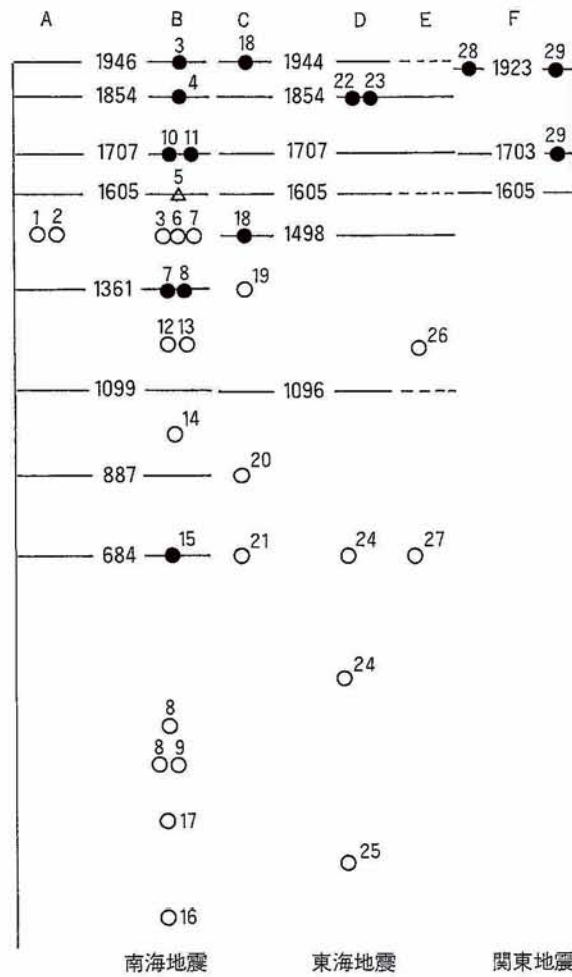
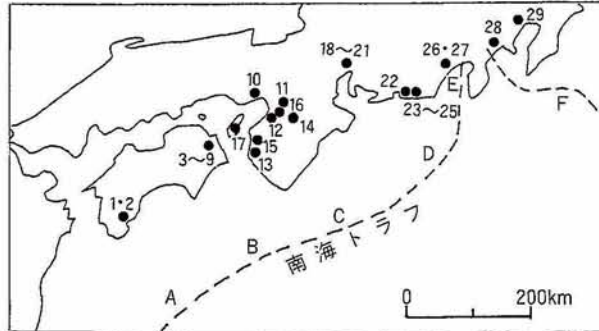
地震動に伴う被害も大きく、本図幅地域内の近江堂村（現・八尾市内）でも、8軒が全潰、11軒が大破した記録（「木田家文書」）がある。また、奈良県の郡山町（現・大和郡山市）でも、「御城内も所々相損し、ならびに御家中も相損し、町方二而五六軒ゆり潰申候」（「池田末則家文書」）と書かれている。（東京大学地震研究所編，1987）。

1707（宝永4）年10月28日には宝永南海地震が発生した。この時も、大津波が大坂湾沿岸を襲い「道頓堀日本橋まで迎船六七拾艘、飛込五拾石、三拾石の船は大船に押倒される事数知」（「今昔地震津波記」）と書かれている。

本図幅地域内でも、「久宝寺（現・八尾市内）の本堂御座間崩、久宝寺七百軒ノ在家三百余崩、無事成家六七十軒、其外大曲小曲、八尾（現・八尾市）ノ御坊ノ台所崩火事ニ而焼、慈願寺不残崩、カヤホリ（八尾市萱振）の寺不残崩、弓削（現・八尾市内）ニテ無事成家十軒、六十二軒崩、其外大曲小曲、柏原（現・柏原市）四十六軒崩、其外大曲小曲、菅田（現・羽曳野市内）ニテ三十六軒崩、其外不残曲申候、古市（現・羽曳野市内）、大破、広瀬（現・羽曳野市内）、壺井（現・羽曳野市内）通法寺不曲家一宅モナシ、崩家数不知、泉州堺（現・堺市）崩家合三百八十一軒」（「河内屋可正日記」）という惨状が示されている（東京大学地震研究所編，1983）。



第 53 図 河内大和地震の被害域（宇佐美，1996）に加筆（破線は本図幅地域を示す）



第54図 プレート境界の地震の発生時期 (●は遺跡で地震跡が検出されて史料に対応するもの、○は史料の空白を埋めるもの、△は内陸地震の可能性のあるもの)(寒川, 1997より)

1. アゾノ遺跡(以下遺跡省略), 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. 藤並, 14. 箸尾, 15. 川辺, 16. 田井中, 17. 下内膳, 18. 東寺魔寺, 19. 門間沼, 20. 地蔵越, 21. 田所, 22. 御殿二之宮, 23. 袋井宿, 24. 坂尻, 25. 原川, 26. 上土, 27. 川合, 28. 東町, 29. 汐留

このほか、1605年、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(文部省震災予防評議会、1941など)。

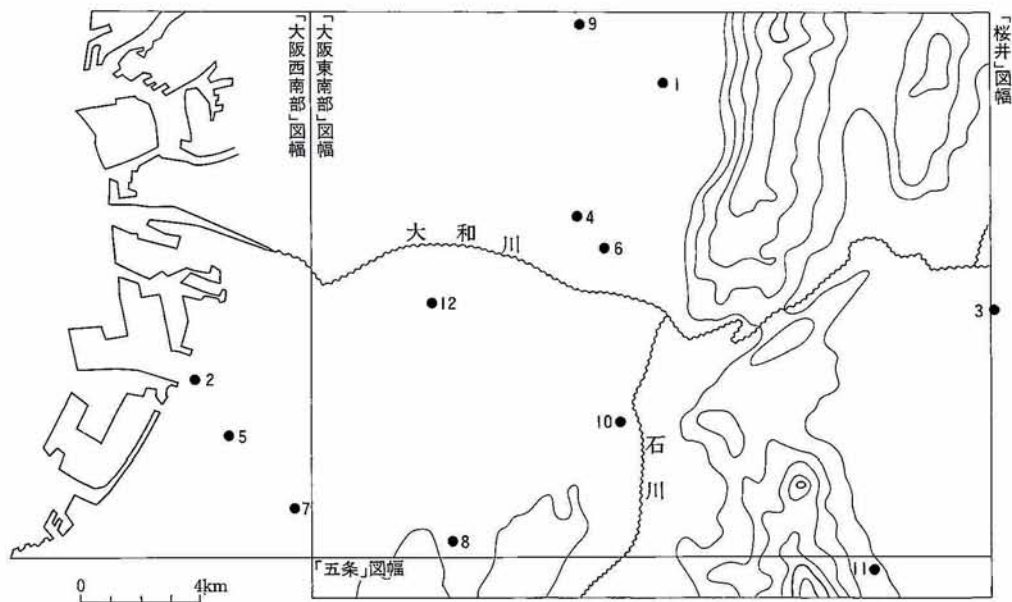
本図幅地域に被害を及ぼした大きな内陸地震の中で、最も新しいのは1936年2月21日の午前10時07分に発生した河内大和地震(M6.4)である。第53図のように、被害の大きかったのは、生駒山地と金剛山地の境界にあたる南北・東西ともに10kmの範囲で、死者4名、全壊家屋28であった。また、道明寺村(現・藤井寺市内)や山田村(現・大和郡山市内)では、噴砂・湧水現象が見られた(宇佐美、1996など)。

1596(慶長元)年9月5日に発生した「伏見地震」は、京都盆地南西部から淡路島に到る一連の活断層系(有馬-高槻構造線活断層系など)がひきおこした超大型の内陸地震(M8.0近い規模)で、大阪平野中部でも「大阪ニハ御城不苦了町屋共大略崩了、死人不知数了」(「言経卿記」)と書かれ、沖積低地にある一般家屋の多くが倒壊したことがわかる。また、「和泉堺、事外相損、死人余多有之云々」(「言経卿記」)という記述もある。本図幅地域内にある狭山池(現・大阪狭山市)でも、1608(慶長13)年に、摂河泉三国の入夫と多大の資材を投じて修復した記録があり、この地震で被害を受けた可能性が大である。

1510(永正7)年9月21日には、「摂津河内地震」が発生し、藤井寺(別称葛井寺・剛琳寺)周辺の地域が大きな被害を受けたことが、「永正七年八月八日暁、依大地震、一寺滅亡、万民之愁歎不能言詞」(「剛琳寺文書」)、「天王寺石ノ鳥居崩、藤井寺モクツル」(「多聞院日記」)という記録からわかる。

地震の痕跡

本図幅地域では、考古学の遺跡調査の折に地震の痕跡が多く検出されている。以下、隣接の「桜井」「大阪西南部」「五条」の資料も一部含めながら、代表的なものを紹介する。



第55図 地震跡の位置図(1. 池島福万寺遺跡, 2. 石津太神社遺跡, 3. 箸尾遺跡, 4. 志紀遺跡, 5. 下田遺跡, 6. 田井中遺跡, 7. 小阪遺跡, 8. 狹山池北堤, 9. 西岩田遺跡, 10. 高屋城跡, 11. 太田遺跡, 12. 東新町遺跡)

(1) 南海地震による可能性の高い痕跡

第54図に示したように、史料より、過去8回にわたる南海地震の発生時期が判明している。更に、多くの遺跡で南海地震に伴うと思われる地震の痕跡が検出されている。これに、東海地震に関する資料も含めて考えると、南海地震と東海地震の間には、「ほぼ同時に発生し、その間隔は90-150年」という規則性が認められる。

大阪府文化財センターが発掘した東大阪市の池島・福万寺遺跡では、18世紀前半に限定される液状化の痕跡が見出されている(埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会、1996；第55、56図：以下遺跡の位置は第55図に示す)。江戸時代以降は史料が豊富で、大阪平野で生じた大きな地震については何らかの形で記録に残っているはずである。そして、18世紀前半で当地域に液状化現象を引き起こすような地震は宝永南海地震に限られることより、1707年10月28日に生じた液状化の痕跡とほぼ断定できる。

堺市立埋蔵文化財センターが堺市浜寺石津町で発掘した石津太神社遺跡では、幅2cmの砂脈が13世紀前半の整地層を引き裂き、13世紀中頃の溝を埋めた粘土に覆われる痕跡が見出された(寒川、1991)。これは、史料で判明している1099年と1361年の間を埋める時期に生じた南海地震の爪痕の可能性がある。

橿原考古学研究所が奈良県北葛城郡広陵町で発掘した箸尾遺跡では、10世紀末頃に限定される砂脈群が発見された(寒川、1996)。これも、887年と1099年の間の時期に生じた南海地震の痕跡である可



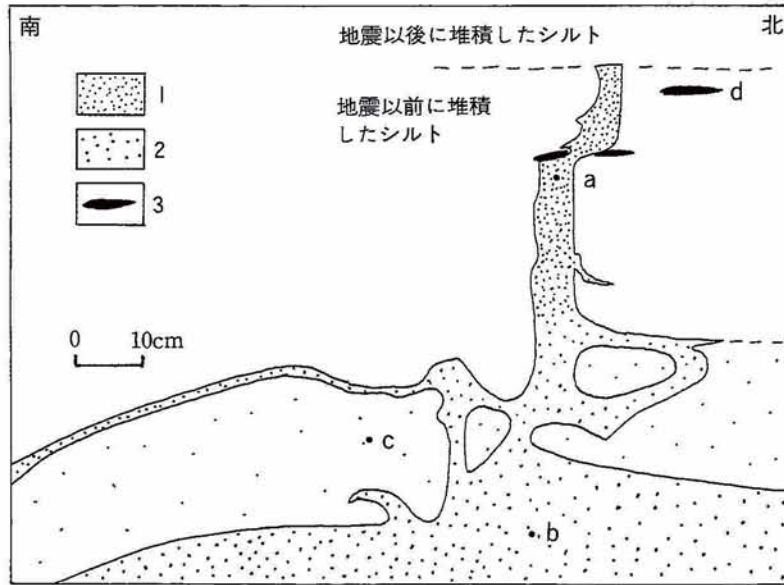
第56図 東大阪市池島・福万寺遺跡で検出された液状化跡 (大阪府文化財研究センター提供)



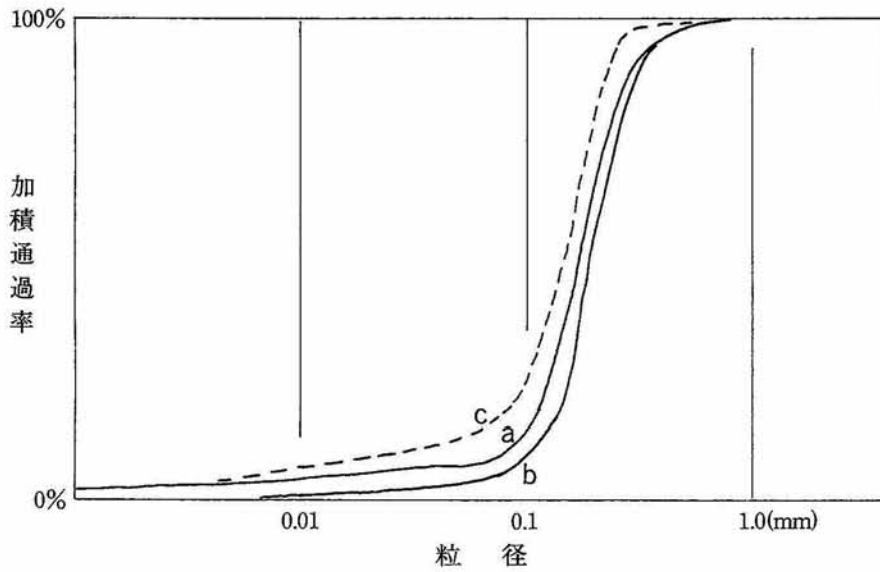
第 57 図 八尾市志紀遺跡で検出された杭の切断跡



第 58 図 堺市下田遺跡で検出された砂脈



第 59 図 八尾市田井中遺跡で検出された液状化跡
 1. 極細-細粒砂 2. 細-中粒砂 3. 腐植土 (a-c は粒度分析用試料, d は年代測定用資料)



第 60 図 八尾市田井中遺跡における粒度分析結果

能性が考えられる。

おおむね、弥生時代の末から古墳時代初頭の時期に生じた地震の痕跡も八尾市や堺市で見出されている。

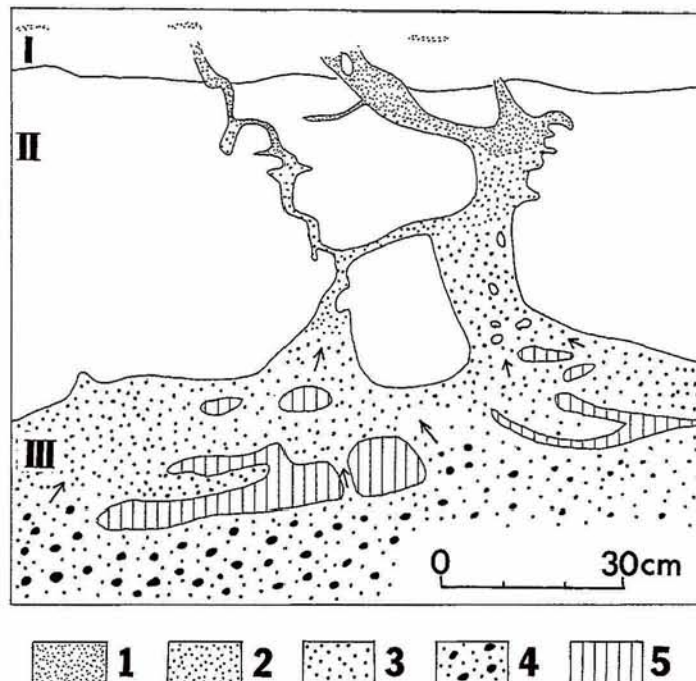
八尾市志紀町の志紀遺跡では大阪府教育委員会の発掘調査で多くの地震跡が検出されている(寒川, 1992, 1993, 1995)。これらは、液状化現象に伴う正断層群と砂脈跡であるが、弥生時代中期に水田の境界に打たれた112本の木杭がすべて中央で切断され、上部が南へ向かって約10cm移動した痕跡(側方流動に伴うもの)も認められた(第57図)。

堺市下田町の下田遺跡でも、大阪府埋蔵文化財協会の調査で液状化跡が見出された。幅約数cmで北東-南西方向にのびる砂脈は、弥生時代中期の生活面と、これを覆う無遺物層を引き裂き、古墳時代初頭の遺物を多く含む地層に覆われていた(第58図)。

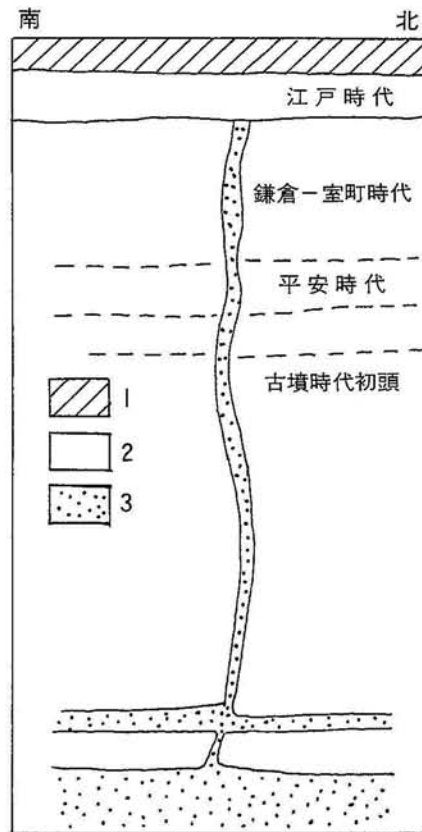
志紀遺跡と下田遺跡の地震跡は、徳島県板野郡で検出された黒谷川宮ノ前遺跡(徳島県埋蔵文化財センター, 1991)と年代的にほぼ合致しており、四国から近畿にかけて広域的な震動を与える南海地震に伴った痕跡の可能性がある。

八尾市の田井中遺跡でもさまざまな時代の液状化跡が大阪府教育委員会や大阪府文化財センターの発掘調査で認められている。多くの砂脈の一部(第59, 60図)について出土遺物から弥生時代の前期(または中期のはじめ)に形成されたことがわかった。そして、砂脈先端部の腐植土の年代値も、2,270年B.P.±70年(GEO-1604 Beta-88851CAMS)と、この年代に矛盾しない値となっている。

堺市小阪の小阪遺跡(大阪文化財センターが発掘)でも第61図のような液状化跡が数箇所で見出され、



第61図 堺市小阪遺跡で検出された液状化跡
(1. 細-中粒砂, 2. 粗粒砂, 3. 細礫を含む粗粒砂, 4. 砂礫, 5. 細粒砂)



第 62 図 東大阪市西岩田遺跡で検出された液状化跡 (1. 攪乱 2. 粘土-シルト 3. 中-細粒砂)

少なくとも、弥生時代から古墳時代の間で、2度液状化が生じるような激しい地震動に見舞われたことが判明している(寒川, 1989)。

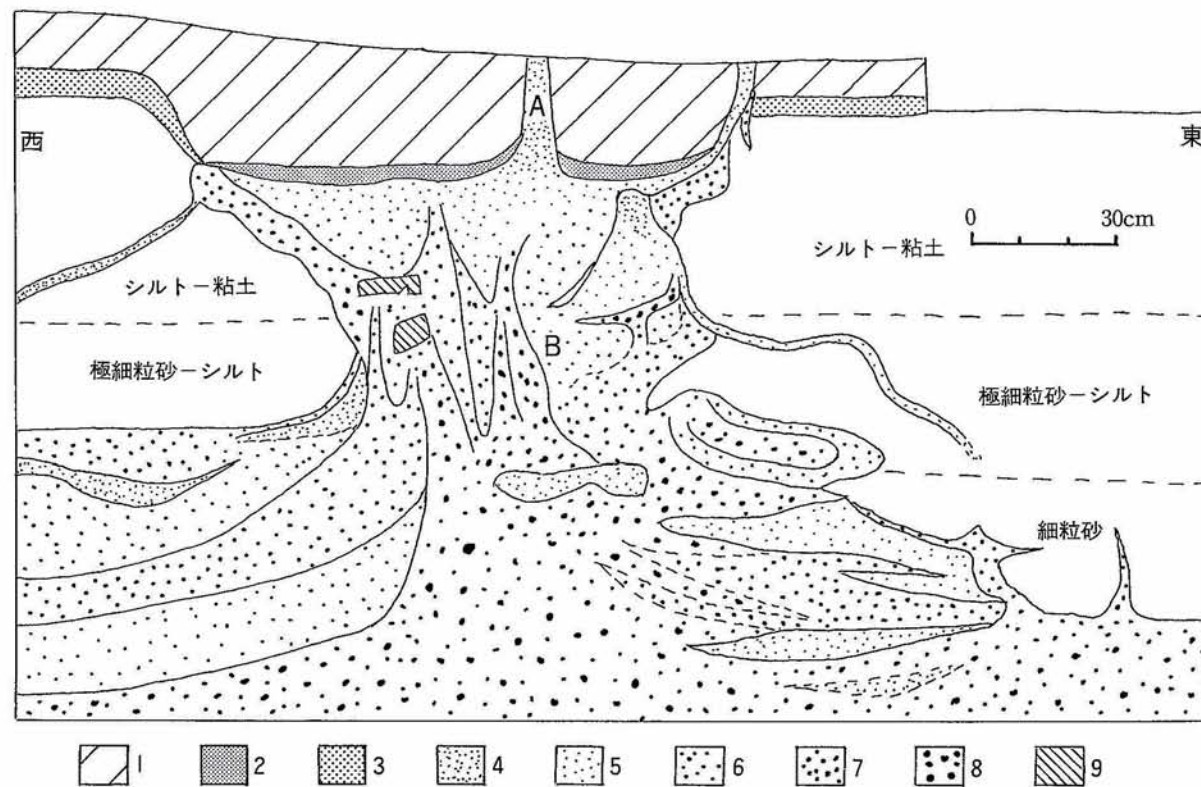
(2)内陸地震によると考えられる痕跡

大阪狭山市教育委員会が発掘した狭山池北堤では、幅 3 cm 程度の砂脈が約 3 m 上昇し、慶長 13 年の改修(前述)に伴う埋土より下位の地層を引き裂いていた。1596 年の伏見地震による液状化の痕跡と思える。

東大阪市西岩田三丁目の西岩田遺跡では東大阪市文化財協会の発掘調査で、北西-南東方向にのびる砂脈群が検出された(埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会, 1996)。第 62 図のように、鎌倉・室町期の遺物包含層を引き裂き、近世以降の地層に覆われるので伏見地震に伴う可能性が高い。

羽曳野市教育委員会による羽曳野市古市六丁目の高屋城跡(1479 年築城・1575 年廃城)では、土塁を引き裂く砂脈(高山・寒川, 1990)が検出されたが、1510 年又は 1596 年の地震によると考えている。

橿原考古学研究所が発掘した奈良県北葛城郡当麻町の太田遺跡でも、3 世紀後半または 4 世紀前半以降で近世までの間に生じた液状化の痕跡が見出されている(今尾, 1995)。南海地震または当地域に激し



第 63 図 松原市東新町遺跡で検出された液状化跡 (1. 黄褐色シルト-粘土, 2. 薄灰色粘土(Bの砂脈発生後), 3. 濃褐色シルト-粘土(Bの砂脈発生前), 4. 極細粒砂, 5. 細粒砂, 6. 中粒砂, 7. 粗粒砂, 8. 粗粒砂と礫, 9. シルトのブロック)

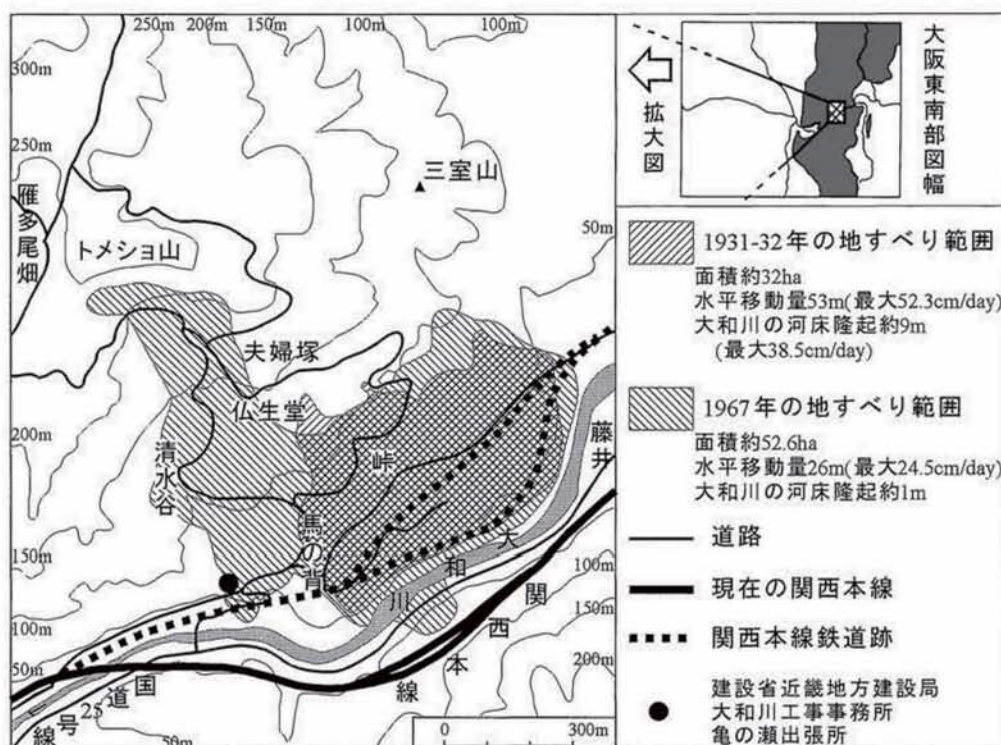
い震動を与えるような内陸地震によるものであろう。

松原市教育委員会が松原市東新町で発掘した東新町遺跡では、縄文時代晩期から弥生時代前期までの間(3,000年前-2,000年前)に生じた、2時期にわたる液状化の痕跡が認められた。第63図のように古い時期の液状化跡は規模が大きく、最大幅1mに及ぶ砂脈内を細-粗粒砂が複雑に上昇している。砂脈内は噴砂発生の末期に、地震当時の地表面より15cm沈降して、頂部には厚さ数cmの粘土が堆積している。新しい時期の砂脈は幅10cm程度で、古い砂脈内から上昇している。古い時期の液状化跡は規模が大きく、有馬-高槻構造線活断層系や生駒断層系などの大阪平野周辺の活断層の活動に伴う可能性がある。

上述のように、本図幅地域は、何度も大きな地震に見舞われ、沖積低地では広範囲に液状化現象が発生している。特に、南海地震は、かなり古くから、90-150年の間隔で規則的に発生したと思えるので、21世紀の中頃に次のサイクルが訪れる可能性が高い。このため、液状化を含めた、沖積地盤の防災対策は早急に取り組みねばならない重要なテーマと言えよう。

X. 2 亀の瀬地すべり (KM)

柏原市亀の瀬地域では、1931-32年(昭和6-7年)及び1967年(昭和42年)の2度に渡り、大規模な地



第64図 亀の瀬地すべりの概要と被害

すべりが発生している。これらの概要については、それぞれの地すべり発生直後に横山(1932)、藤田(1967)などの報告があるほか、総括的な記録を建設省近畿地方建設局大和川工事事務所(1982、1987)が報告している。また、多くの地すべり関係の文献にもその概要が記載されており、以下これらの資料にもとづいて述べる(第64図)。

記録に残されている亀の瀬地すべりの活動は、明治時代以降に限られる。しかし、周辺には古い地すべりの痕跡と思われる地形も認められ、その活動と被害の歴史はかなり古いものと想像されている。

1931-32年の地すべりは、1931年11月から始まり、ほぼ1年にわたって継続した。地すべりは峠地区を中心とした地塊が大和川に向かって移動したもので、面積約32ha、水平移動量53mで、1日の最大移動距離は52.3cmを記録した。また、この地すべりにより大和川の河床は約9m隆起している(1日の最大隆起量は38.5cm)。この河床隆起により大和川は閉塞され、上流の奈良県側に浸水の被害をもたらした。隆起した土砂を取り除く工事はおよそ1年間に渡り、その結果、大和川は左岸側斜面を削り取って新設した現在の水路を流れることになった。更に、当時大和川右岸を走っていた関西本線はトンネルの崩壊のため不通となり、大和川左岸の現在の線路に移し替えられた。

1967年の地すべりは、1967年2月から始まり、7月まで顕著な活動が続いた。地すべりは、初め清水谷地区と呼ばれる亀の瀬地域西側で発生し、約1か月後、1931-32年の地すべりを起こした峠地区にまで拡大した。全体の規模は、総面積約52.6ha、水平移動量約26m、1日の最大移動距離は24.5cmを記録した。この地すべりにより大和川の河床は約1m隆起している。また、対岸の国道25号線も約1m隆起した。

亀の瀬地すべりのメカニズムは完全に解明されたわけではないが、変質した火砕岩などの帯水層の上に荷重の大きい厚い溶岩がのっている不安定な地盤条件と、全体が大和川に向かって傾斜している地質構造が主因であると考えられている。地すべり地塊を構成するのはほとんどが原川累層のカンラン石斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩で、すべり面は溶岩の基底(清水谷地区)と溶岩に挟在する礫岩・砂岩(峠地区)とに認められている。

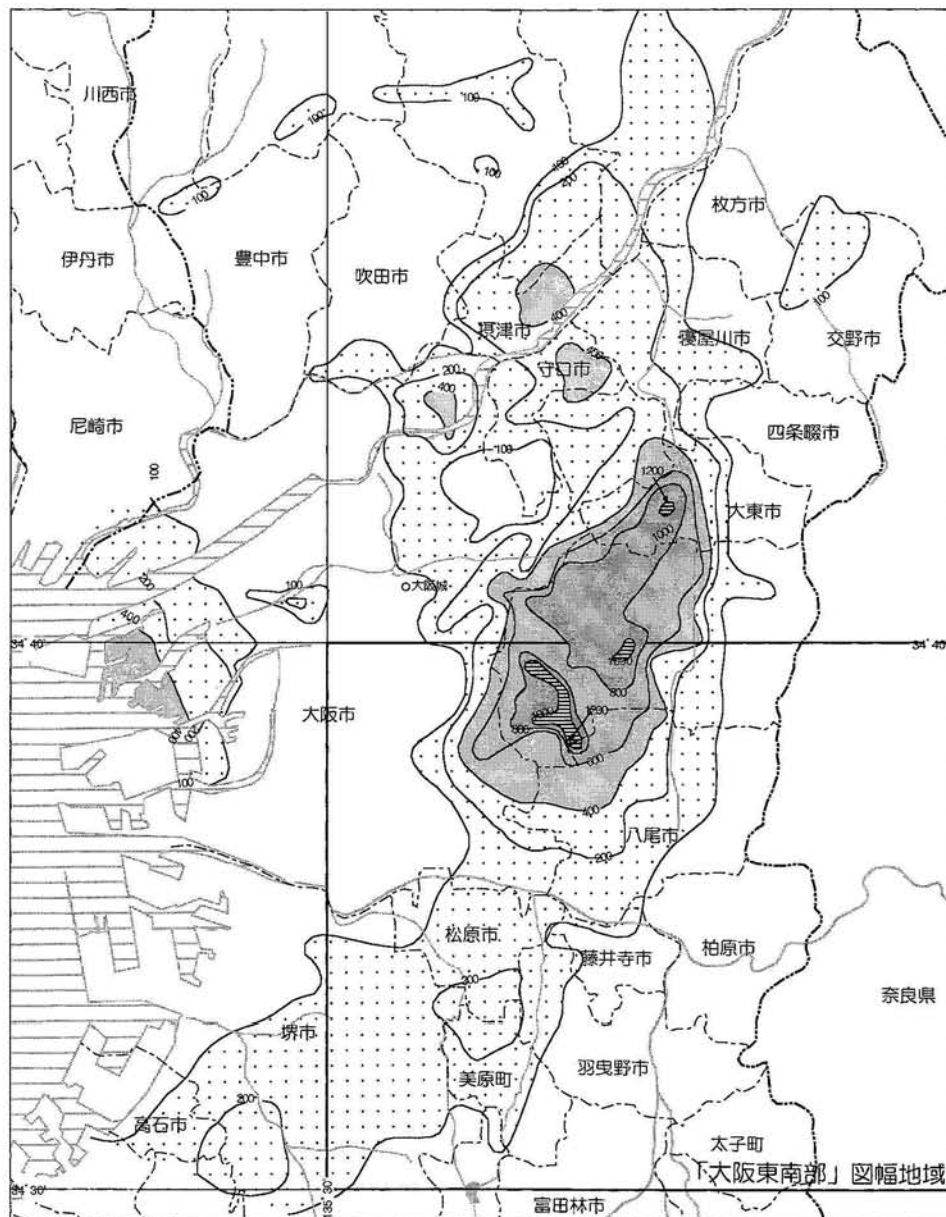
亀の瀬地すべりの対策は、1931-32年の地すべりでは復旧工事が主で、地すべりそのものを止める手段はとられなかった。その後、建設省による地すべり防止区域の指定を受けて1963年から排土工事が着手された。更に1967年の大規模な地すべりを経て、本格的な地すべり対策が始まった。主な対策工事としては、地すべり地塊を安定させるための排土工、地すべりの原因となる水を排水するための表面排水路工、集水井工、排水トンネル工、地すべりの動きを止めるための杭工、深礎工などがとられてきた。なお、亀の瀬地すべり地域における地すべり対策工事は現在でも継続中である。

X. 3 地盤沈下

大阪平野の地盤沈下は地下数10から数100m深からの地下水の汲み上げによって、地下水圧が下がり、粘土層が圧密を受け、地表面が沈下する現象で、西大阪平野で、昭和7年から40年頃までに2.6m以上の沈下が記録された。また、この地域は古くから台風などの際、高潮の被害も被った。この地域は、沖積層が薄く砂質なところで以外ではN値が低い事が一般に言われている。

ここでは、沖積層中部層の粘土層すなわち Ma12 層と呼ばれる地層が、いわゆる軟弱地盤になっている。東大阪平野では深度 20 m 以浅にこの地層が広く分布している。

1962 年頃まで、不等沈下の問題が多かった。地下水の汲み上げによる(西垣, 1982)、OD-1 などで、200 m 以深でも不等沈下(Ma4-5 でも)が起こったことがわかっている。地盤沈下は 1960 年代前半までは大阪市北東部を中心としていたが、昭和 37 年に大阪市は 500-600 m 以浅の地下水採取の法的規制、



第 65 図 大阪平野の地盤沈下 (建設省国土地理院地理調査部編, 1988)

工業用水道設備の拡充により、沈静化の傾向にある(大阪市地盤沈下対策協議会, 1972)。この結果, 昭和48年以降地表面は, 年間0.5-2.2cm程度隆起し, 地下水位の回復も見られている。しかし, 1960年代後半以降地下水の採取規制が遅れている東大阪地域や, 上水道を地下水に頼っている泉州地域では, 地盤沈下はすすんでいる(建設省国土地理院地理調査部編, 1988)。大阪府の地盤沈下等量線を第65図に示す。

文 献

- Chappel, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, vol. 8, p. 173-174.
- 地質調査所編(1992) 100万分の1日本地質図 第3版。地質調査所, 4sheets.
- 土質工学会関西支部・関西地質業協会編(1987) 新編大阪地盤図。コロナ社, 285p.
- 藤田 崇(1967) 亀の瀬地すべりの研究(3)―亀の瀬地域の地質について―。地すべり, vol. 4, p. 29-38.
- 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.
- 原田哲朗・石田志朗・大西郁夫・徳岡隆夫(1963) 近畿地方の新期新生代層の研究 III―大阪南方, 和泉地域の大阪層群―。地球科学, No. 66, p. 1-8.
- 藤田和夫(1922) 大阪地盤と地殻変動。日本応用地質学会大阪支部, p. 143-152.
- 藤田和夫(1961) 六甲山地のスラスト系―近畿中部における第四紀の地殻変動量―。横山教授記念論文集, p. 23-30.
- 藤田和夫(1982) 大阪地盤と地殻変動。応用地質学の最近の研究 日本応用地質学会関西支部, p. 143-152.
- 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 和夫・笠間 太郎(1982) 5万分の1地質図幅「大阪西北部」及び同説明書, 地質調査所, 112p.
- 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.
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・田結庄良昭・吉田 勝・河原林育郎・津村善博(1982) 近畿地方東部の領家帯の地質―特に花崗岩の岩体区分と相互関係―。地質学雑誌, vol. 88, p. 451-466.
- 引田 茂(1954) 大阪湾周辺に於ける遺体植物の研究。大阪府立学校教員研究報告書, 1, p. 1-17.
- 飯田義正(1980) 泉南地域の大阪層群内に認められる前期更新世の不整合。大阪微化石研究会誌, No. 8, p. 1-15.
- 飯泉 滋・Ireland, T. R.・河内洋佑・渡辺暉夫・仲井 豊・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和(1993) 近畿地方領家帯斑れい岩類のシルコンによるU-Pb年代。岩鉱, vol. 88, p. 211.
- 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.
- 池辺展生(1952) 地質学的立場からみた日本のいわゆる第四紀の編年について。INQUA日本支部連絡誌, no. 1, p. 3-11.

- 池辺展生ほか (1964) 大阪市地盤地下調査(中間)報告書(OD-1). 第2編, 大阪市, p. 1-33.
- 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.
- 池辺展生・石田志朗・千地万造 (1971) 奈良県北葛城郡馬見丘陵から *Stegodon* の発見. 竹原平一教授記念論文集, p. 163-172.
- 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.
- 生駒山地領家帯研究グループ (1997) 生駒-信貴山地領家帯の火成活動史. 地球科学, vol. 51, p. 60-71.
- 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(1万分の1)及び同説明書. 生駒市域水理地質図編集委員会, 76p.
- 今尾文昭 (1995) 太田遺跡における地震痕跡. 古代学研究, no. 131, p. 33-25.
- 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 (1983) 大阪層群の研究における現在の問題点—いわゆる“芝の不整合”の問題及び大阪層群と高位段丘層の関係について—. 地団研専報, no. 25, p. 1-12.
- 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・横山卓雄・石田志朗 (1966) 滴池谷累層について. 第四紀研究, no. 5, p. 65-72.
- 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.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in the 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・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.
- IUGS Subcommission (1973) Plutonic rocks, Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, no. 18, p. 26-30.
- Kagami, H., Tainosho, Y., Iizumi, S. and Hayama, Y. (1985) High initial Sr-isotopic ratios of gabbro and metadiabase in the Ryōke Belt, Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 19,

p. 237-243.

- Kagami, H., Yuhara, M., Tainosho, Y. and Iizumi, S. (1995) Sm-Nd isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan Arc: initial age of intense Late Cretaceous felsic igneous activity. *Geochem. Jour.* vol. 29, p. 123-135.
- 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・瀧木輝一 (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 同位対比の変遷. 地質学論集, no. 44, p. 309-320.
- 加々美寛雄・柚原雅樹・大和田正明・岡野 修・飯泉 滋・田結庄良昭・端山好和・瀧木輝一 (1997) 領家帯に産する変輝緑岩と下部地殻源若鉄質グラニュライトの地球化学的, Sr・Nd 同位体的類似性. 基盤研究(A)付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告, no. 22, p. 57-63.
- 梶山彦太郎・市原 実 (1986) 大阪平野のおいたち. 青木書店, 138p.
- 鎌田弘毅 (1997) 宮原地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 127p.
- 鎌田桂子・中村芳貴・井口博夫 (1995) マグマ水蒸気爆発におけるマグマ噴出速度の役割. 文部省科研費補助金研究成果報告書「蒸気爆発の動力学」, p. 49-58.
- 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.
- 兼岡一郎・小嶋 稔 (1970) 大阪層群の K-Ar 年代測定. 科学, 40, p. 289.
- Kato, I., Muroi, I., Yamazaki, T., Abe, M. (1971) Subaqueous pyroclastic flow deposits in the upper Donzurubo Formation, Nijō-san District, Osaka, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 193-206.
- 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) 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 川辺孝幸・高橋祐平・小林良二・田口雄作 (1996) 上野地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 99p.
- 河野義礼・植田良夫 (1964) 本邦産火成岩の K-Ar dating (I). 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 51, p. 127-148.
- 建設省近畿地方建設局大和川工事事務所 (1982) 亀の瀬地すべり, 30p.
- 建設省近畿地方建設局大和川工事事務所 (1987) 亀の瀬地すべり対策事業 直轄施行 25 年間の歩み, 58p.
- 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 —地域別地盤沈下量図の集成—. 国土地理院技術資料, D-1-No. 292, 74p.
- 木村春彦・田久保威人 (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.
- 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, no. 2. 通商産業省生活産業局, 46p.

- 国土地理院 (1996) 1:25000 都市圏活断層図「大阪東南部」。
- Koto, B. (1916) On the volcanoes of Japan V. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 23, p. 95-127.
- 沓掛俊夫・仲井 豊 (1983) 領家帯のはんれい岩体のフィッション・トラック年代. 地球科学, vol. 37, p. 229-232.
- Lorentz, V. (1974) Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, vol. 21, p. 273-291.
- 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.
- Maenaka, K. (1979) Paleomagnetic Study of sediments around the Komyoike volcanic ash horizon in Osaka Group, Senpoku area, Osaka Prefecture, Japan. *Geophy. Res. Letters*, no. 6, p. 257-260.
- Maenaka, K. (1983) Magnetostratigraphic study on the Osaka Group, with special reference to the existence of Pre- and Post- Jaramillo Episodes in the Late Matsuyama Polarity Epoch. *Kenkyu-kiyo, Hanazono Univ.*, no. 14, p. 1-65.
- 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.
- 横山次郎 (1932) 大阪府中河内郡壱上村地回り見学案内. 地球, vol. 17, no. 4, p. 254-261.
- 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.
- 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.
- 政岡邦夫 (1982) 近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類. 地質学雑誌, vol. 88, p. 483-497.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フロラについて. 鉱物と地質, 9, p. 105-144.
- Miki, S. (1957) Pinaceae of Japan, with special reference to the remains., *Jour. Inst. Polytech., Osaka City Univ. Ser. D.*, p. 221-272.
- 宮地良典・田中里志 (1994) 大阪層群上部層(泉北累層)の河川の復元—岸和田市三田町付近の例—. 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, p. 135.
- 宮地良典 (1997) 生駒地域の大阪層群の古流系からみた奈良盆地の形成. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨, p. 361.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩 (1990) 明石地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 94p.
- 水野清秀・寒川 旭・佃 栄吉 (1994) 中央構造線活断層系(近畿地域)ストリップマップ 1:25000. 構造図(9), 地質調査所.
- 森本良平・藤田和夫・吉田博直・松本 隆・市原 実・笠間太郎 (1953) 二上山の地質. 地球科学, vol. 11, p. 1-12.
- Morimoto, R., Huzita, K. and Kasama, T. (1957) Cenozoic volcanism in southwestern Japan with special reference to the history of the Setouchi (Inland Sea) Geologic Province. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tōkyō Univ.*, vol. 35, p. 35-45.
- 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, no. 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.
- 中島和一・政岡邦夫・田結庄良昭・杭田康弘 (1985) 淡路島中央部の領家帯―特に花こう岩類の区分と相互関係について―. 地球科学, vol. 39, p. 124-135.
- 中島和一・政岡邦夫・小笹誠二・森鼻隆夫・田結庄良昭・天野啓三 (1986) 淡路島北部の領家花こう岩類. 地球科学, vol. 40, p. 227-237.
- Nakamura, S. (1926) Guide book of excursion D ―Geography and Geology of Kyōto, Nara Osaka and Kōbe―. *3rd Pan Pacific Congr., Tokyo.*
- 中瀬古幸次郎編 (1984) 関西国際空港地盤地質調査. 災害科学研究所報告, 285p.
- 奈良県立橿原考古学研究所 (1985) 奈良県北葛城郡河合町「穴闇」―西大和ニュータウン建設にともなう化石発掘調査報告書―. 奈良県遺跡調査概要報, 1984年度, 50p.
- 那須孝梯 (1970) 大阪層群上部の花崗化石について―堺港のボーリングコアを試料として―. 地球科学, vol. 24, p. 25-34.
- 二上山地学研究会 (1986) 二上層群の原川累層・定ヶ城累層の層序とサヌキトイドの活動時期. 地球科学, vol. 40, p. 89-101.
- 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, 337p.
- 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, 中沢圭二, 市川浩一郎, 市原 実). 共立出版, 297p.
- Nicholes, I. A. and Lorentz, V. (1973) Origin and crystallization history of Permian tholeiites from the Sear-Nahe trough, SW Germany, *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 40, p. 327-344.
- Nirei H. (1968) Plio-Pleistocene Florae of Takatsuki Region, Ōsaka Prefecture, Central Japan, with Preliminary Remarks on the Evolution of the Genus Juglans. *Journal of Geosciences, Ōsaka City University*, vol 11, p. 53-79.
- Nishida, J. and Ishida, S. (1975) Paleomagnetic study of Ōsaka Group using marine and nonmarine clays near Komyoike, Ōsaka Prefecture. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, 3, p. 32-35.
- 西垣好彦 (1982) 大阪近辺の地盤沈下. 応用地質学の最近の研究, 日本応用地質学会関西支部編, p. 153-164.
- 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.
- 萩原尊禮編著 (1982) 古地震―歴史資料と活断層からさぐる. 東京大学出版会, 312p.
- 岡 義記 (1961) 大阪平野南東部の地形と地殻運動. 地理学評論, vol. 34, p. 523-535.
- 岡 義記 (1978) 和泉山脈の形成と大阪層群. 第四紀研究, vol. 16, p. 201-210.
- 岡田篤正・寒川 旭 (1978) 和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変位地形と断層運動. 地理学評

- 論詳論, vol. 51, p. 385-405.
- 大阪府 (1988) 地下水利用等基礎調査報告書 一大阪府における地下水問題の状況一. 大阪府, 61p.
- 大阪市総合計画局 (1964) 大阪市地盤沈下調査報告書. 152p.
- 大阪市教育委員会 (1989) 大水川改修にともなう発掘調査概要 VI, 100p.
- 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
一. 地球科学, vol. 46, p. 209-220.
- 大湯正雄 (1910) 二上火山調査報文. 震災予防調査会報告, no. 72.
- 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 (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) 地震跡. 小阪遺跡(その8, 8-2)一調査の概要. 大阪府教育委員会・大阪文化財セン
ター, p. 24-27.
- 寒川 旭 (1991) 石津太神社遺跡で検出された地震跡. 堺市文化財調査概要報告第21冊, 堺市教育委
員会, p. 21-14.
- 寒川 旭 (1992) 志紀遺跡で検出された正断層群. 志紀遺跡発掘調査概要・II, 大阪府教育委員会,
p. 59-63.
- 寒川 旭 (1993) 志紀遺跡で検出された地層の流動と遺構の変形跡. 志紀遺跡発掘調査概要・III, 大阪
府教育委員会, p. 59-63.
- 寒川 旭 (1995) 志紀遺跡で検出された正断層群. 志紀遺跡発掘調査概要・IV, 大阪府教育委員会,
p. 45-47.
- 寒川 旭 (1996) 箸尾遺跡で検出された地震の痕跡. 北葛城郡広陵町・河合町 箸尾遺跡第16・17次発
掘調査概報(分析編). p. 1-3.
- 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・衣笠善博・奥村晃史・八木浩二司 (1985) 奈良盆地東縁地域の活構造. 第四紀研究, vol.
24, p. 85-97.
- 寒川 旭・杉山雄一・衣笠善博 (1983) 活構造図「京都」1:500000 活構造図 no. 11. 地質調査所.
- 寒川 旭・安田 聡・渡辺利明・橋本知昌 (1987) 白鳥神社古墳の断層変位と大縮尺地形図. 地質
ニュース, no. 397, p. 56-59.
- 佐竹健治・寒川 旭・須貝俊彦 (1997) 金剛断層系の総合調査. 平成8年度活断層研究調査概要報告書,
地質調査所研究資料集, no. 303, p. 63-72.
- 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. 地団研専報, no. 29,
p. 143-151.
- 佐藤隆春・茅原芳正 (1990) 上部ドンズルボー層にみられる流紋岩質火砕流堆積物の産状と岩相. 地球
科学, vol. 44, p. 337-344.
- 沢田順弘・板谷徹丸 (1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代—巨大コールドロン

- における冷却史一. 地質学雑誌, vol. 99, p. 975-990.
- 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. 28-43.
- 下川浩一・苅谷愛彦・宮地良典・寒川 旭 (1997) 生駒断層系の活動性調査. 平成 8 年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, no. 303, p. 37-49.
- 相馬恒雄 (1963) 生駒はんれい岩体. 地質学雑誌, vol. 69, p. 211-218.
- 杉山雄一 (1997) 上町断層系の反射法弾性波探査. 平成 8 年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, no. 303, 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.
- 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, 信貴山地の領家花崗岩類. 神戸大学発達科学部研究紀要, vol. 5, p. 15-27.
- 高山正久・寒川 旭 (1990) 誉田断層周辺の地震跡. 地質ニュース, no. 430, p. 14-16.
- 巽 好幸・横山卓雄・鳥居雅之・石坂恭一 (1980) 大阪周辺及び山口県東部に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 75, p. 102-104.
- 手塚恒人 (1979) 長野県飯田市, 卯月山苦鉄質複合岩体について. 下伊那教育会自然研究紀要, no. 2, p. 85-129.
- 徳島県埋蔵文化財センター (1991) 徳島県埋蔵文化財センター年報, 2, p. 132.
- 東京大学地震研究所編 (1983) 新収日本地震史料. 第三巻別巻, 日本電気協会, 590p.
- 東京大学地震研究所編 (1987) 新収日本地震史料. 第五巻別巻, 5-2, 日本電気協会, 2528p.
- 富賀 肇・石上 知良 (1984) 大阪府富田林市の大阪層群より発見された長鼻類化石について. 地球科学, vol. 38, p. 84-88.
- 富賀 肇・石上知良 (1987) 大阪府富田林市よりシフゾウ(ELAPHURUS)化石の産出, 地球科学, vol. 41, p. 320-322.
- Torii, M., Yoshikawa, S., Itihara, M. (1974) Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in the Ōsaka Group. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, I, p. 65-70.
- 土谷正和 (1978) 大阪平野西部の上部更新統. 地質学雑誌, p. 341-358.
- 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.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, vol. 43, p. 7-22.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachian Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.* no. 159, Circum Pacific Plutonic Terranes, J. A. Raddick ed., p. 21-34.
- 山本栄作・中川康一・三田村宗樹・戸田 茂・西田智彦・寺田祐司・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 I—淀川(十三-柴島)測線—。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.
- 山下伝吉 (1893) 20 万分の 1 地質図幅「大阪」及び同説明書。地質調査所, 93p.
- Yamazaki, T., Kato, I., Muroi, I., Abe, M. (1973) Textural analysis and flow mechanism of the Donzurubo Subaqueous Pyroclastic Flow Deposits. *Bull. Volcanol.*, vol. 37, p. 231-244.
- 山崎貞治・大貫 仁 (1969) 大阪府二上山地域におけるカルク・アルカリ岩系マグマの分化。岩鉱, vol. 62, p. 249-263.
- 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.
- Yokoyama Takuo (1984) Correlation Among the Plio-Pleistocene Sediments in Parts of Asia by Magnetostratigraphy and Chronostratigraphy and Some Comments for Quaternary Geologic Events. Recent Research of Loess in China, Stratigraphy, Magnetostratigraphy, Chronology, Pedology, Paleontology and Paleoclimatology. p. 197-2104.
- 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.
- 横山卓雄・林田 明 (1980) 大阪層群の古地磁気層序研究の現状と問題点。九十九地学, vol. 15, p. 68-76.
- 横山卓雄・楠木幹浩 (1969) 鍵層としての火山灰層, 特に大阪層群の火山灰層について。同志社大学理工学研究報告, vol. 9, p. 270-305.
- Yokoyama T., Nakagawa, Y., 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 (1974) 關屋地域の大阪層群の層序と古水流から見た“奈良湖”の水の出口について。地質学雑誌, vol. 80, p. 277-286.
- 横山卓雄・中川要之助・檀原 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.
- 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震探査。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.
- 吉川敏之 (1997) 大阪東南部, 二上層群の中新世火山岩の放射年代。地質学雑誌, vol. 103, p. 998-1001.
- 吉澤 甫 (1930) 二上火山研究概報。地質学雑誌, vol. 14, p. 344-362.
- Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966) The Ryoke Metamorphic Zone of the Kinki District, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B.* vol. 32, p. 437-454.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kyōto(11) No.63



GEOLOGY

OF THE

ŌSAKA-TŌNAMBU DISTRICT

By

Yoshinori MIYACHI, Yoshiaki TAINOSHO, Toshiyuki YOSHIKAWA

and Akira SANGAWA

(written in 1998)

(ABSTRACT)

The Ōsaka-Tōnambu District, which is a quadrangle between latitudes 34°30′-34°40′N and longitudes 135°30′-135°45′E, is situated in Osaka and Nara Prefectures. Topographically, the district includes the Ikoma and Kongo Mountains with highest altitudes between 450m to 500m. The mountains separate the Nara Basin to the east and the Osaka Plain to the west.

Geologically, the district belongs to Ryōke metamorphic Belt in the Inner Zone of southwest Japan. The main lithologic units of Ryōke Belt in the Ōsaka-Tōnambu district include metamorphic rocks derived from Jurassic accretionary complex, basic to intermediate plutonic rocks also of Jurassic age, granitic rocks of Cretaceous age. The northern part of the Kongō Mountain, Nijō-San (517m maximum altitude) includes Middle Miocene volcanic and sedimentary rocks. The Osaka and Nara Plain are underlain by a thick sequence of upper Cenozoic sediments. Many hills in this district are composed of the Pliocene - Pleistocene Osaka Group. The lowland is occupied by terrace deposits and alluvium. The terrace deposits are divided into the Higher, the Middle and the upper and lower Lower terrace deposits. The alluvium is distributed largely within the Osaka Plain. Abandoned river and levee deposits are distributed in the alluvium along the present small rivers. Natural levee deposits, in addition to an artificial levee, are distributed along the Yamato-Gawa and Ishi-Kawa River. The geology of the district is summarized in Figure 1.

RYOKE METAMORPHIC ROCKS

The Ryoke metamorphic rocks, which occupy Yata Hill, were derived from bedded chert with sandstone and mudstone, and are characterized by the metamorphic minerals such as biotite, sillimanite and garnet. The rocks, derived from chert, have their primary sedimentary structures preserved, for example parallel lamination. The rocks derived from sandstone and mudstone, include sillimanite and consists of banded gneiss with infrequent granitic veins. These rocks were most probably originally deposited during Triassic and Jurassic.

PLUTONIC AND DIKE ROCKS

The plutonic rocks outcrop largely in the central part of the Ikoma Mountains and Nijyo Mountains. The plutonic rocks in the Ōsaka-Tōnambu can be divided into two age groups; Jurassic mafic to intermediate plutonic rocks and Cretaceous granitic rocks, based on their

Geologic age		Geologic system		Major geologic events		
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Artificially flatted areas Alluvium		Artificially flatted Formation of coastal plain	
		Middle-Late Pleistocene	Terrace deposits	Lower terrace deposits	upper plane	Formation of terrace in uplifts
					lower plane	
				Middle terrace deposits		
	Higher terrace deposits					
	Early Pleistocene	Osaka Group	Upper Formation	Uprift of the Ikoma Mountains Sedimentation of the fluvial - marine deposits		
	Late Pliocene		Middle Formation Lower Formation			
	Tertiary	Middle Miocene	Nijo Group	Jogashiro Formation		Sedimentation of the sandstone and conglomerate Volcanic activities of the biotite rhyolite to dacite Volcanic activities of the olivine basalt to andesite Volcanic activities of the aphyritic andesite
				Harakawa Formation		
				Donzurubo Formation		
Volcanic activities of the garnet-biotite rhyolite- andesite						
Mesozoic	Late Cretaceous	Younger dikes		Intrusion of granodiorite porphyry and granitic dikes		
		Stage 4 Granitic rocks	Taike Granite Minamikawachi Granite			
		Stage 3 Granitic rocks	Katagami Granite Omichi Granite Katashimo Granodiorite			
		Stage 2 Granitic rocks	Narukawa Granite			
		Older dikes		Intrusion of granodiorite porphyry		
	Stage 1 Granitic rocks	Takayasuyama Granite Iwahashiyama Granite Shigisan Granodiorite				
	Jurassic Triassic	Mafic-intermediate plutonic rocks	Fukihata Quartz Diorite Ikoma-yama Gabbro Metadiabase	Intrusion of mafic-intermediate plutonic rocks		
Original rock of the Ryoke Metamorphic Rocks		Sedimentation of the original rock of the Ryoke Metamorphic Rocks				

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

composition, radiometric age, and intrusion structures.

Jurassic mafic to intermediate plutonic rocks in the Ōsaka-Tōnambu district, is composed mainly of gabbroic rocks, metadiabase and quartz diorite (Fukihata Quartz Diorite). The gabbroic rocks (Ikoma Gabbro) are exposed in the Ikoma Mountains. The gabbroic rocks are divided into the following four rock-types; hornblende gabbro (including gabbro-norite), olivine bearing gabbro-norite, fine-grained gabbro-norite and leucocratic hornblende gabbro. Among them, the hornblende gabbro is the commonest. These gabbroic rocks are intruded by later granitic rocks. Geochemical studies suggest that the gabbroic rocks are products of magmatic differentiation from a tholeiitic magma. The plagioclase in the gabbroic rocks has a high anorthite content, but forsterite contents in the olivine are rather low. The minerals constituting the gabbros crystallized under the high vapor pressure of about 6 to 8 kb, corresponding to lower crustal conditions. The Sm-Nd whole rock isochron age of the hornblende gabbro, norite and metadiabase is 192 ± 19 Ma. An age of 169 ± 29 Ma has been determined for the leucocratic hornblende gabbro. The metadiabase occurs as xenoliths in the granitic rocks. The Fukihata Quartz Diorite is intruded by granitic rocks. Petrographically, it is correlated to the Ikoma Gabbro of Jurassic age, which pre-dates the granites of Cretaceous age.

The Cretaceous granitic rocks can be divided into four stages based upon their composition and intrusive relationships. The first stage comprises the Shigisan Granodiorite, Iwahashiyama Granite and Takayasuyama Granite. They are gneissic in texture and are correlated to the Ryōke older granite. The second stage includes the Narukawa Granite which is a medium-grained and weakly schistose granite to granodiorite. This granite is widely distributed in this area, and is correlated to the Yagyū Granite. The third stage comprises the Katashimo Granodiorite, Omichi Granite and Katakami Granite which occur as discordant intrusions in the Shigisan Granodiorite of the first stage. These are massive, and occur as small stocks. The fourth stage granites include the Minamikawachi Granite and Taike Granite. These can be clearly seen to intrude all the other stages. They are fine grained, bearing muscovite and garnet, and are correlated to the fine-grained Ryōke granite.

Igneous activity in this area is classified into two stages: early to middle Jurassic and late Cretaceous. The first stage of igneous activity commenced with mafic magmatism, followed by a small amount of intermediate magmatism. The second stage of igneous activity is characterized by voluminous granitic plutonism. These mafic rocks occur as xenoblocks, mean tectonic blocks that were incorporated during granitic emplacement. The granitic activity is subdivided into four substages; 1: older gneissose granitic rocks which were deformed by the Ryōke metamorphism, 2: younger granitic rocks were formed by voluminous plutonism, 3: small-scale stock-like granitic rocks which occur as discordant intrusions in the Ryōke Belt with an east-west trend, 4: fine-grained granitic dike activity. This igneous activity may have started in the narrow Ryōke Belt.

The small dikes can be further classified into older and younger dikes. The older dikes are composed of granodiorite to quartz dolerite porphyry, whereas the younger dikes are composed of the Taike Granite (granitic dike) and granodiorite porphyry. Most of them intruded into the gabbroic and granitic rocks with a N-W strike orientation.

TERTIARY

The Tertiary rocks in this district consist of Miocene volcanic and sedimentary rocks (Nijo Group) and intrusive rocks.

The Nijo Group is subdivided into three formations, the Donzurubo Formation, Harakawa Formation and Jogashiro Formations in ascending order. The Nijo Group is determined in middle Miocene age by radiometric dating.

The Donzurubo Formation is distributed around Nijosan, and is subdivided into three part, namely the lower, middle and upper parts. The Lower part consists of garnet-biotite rhyolite lapilli tuff showing dense welding in some part. The Middle part includes a garnet-biotite andesite lava and volcanoclastic rocks and a garnet-bearing hornblende-orthopyroxene andesite lava. The Upper part is composed of a garnet-biotite rhyolite lava, intrusive rocks and volcanoclastic rocks.

The Harakawa Formation includes four lithologies which alternate with each other. Conglomerate, sandstone and siltstone show a wide distribution, and include fresh water species diatoms. The aphyric andesite lava and intrusive rocks are so-called Sanukitoids, which have scarce or almost no phenocryst. The olivine-orthopyroxene-clinopyroxene andesite lava occurs in The Kamenose Landslide area. The olivine-clinopyroxene basalt lava and intrusive rocks are distributed in some area as small dykes and lava.

The Jogashiro Formation includes three lithologies including a biotite-orthopyroxene dacite lava which forms the Terayama Mountain, a biotite rhyolite to dacite tuff distributed in a limited area around Kokubu, and a poorly-sorted conglomerate which includes boulders of the biotite-orthopyroxene dacite.

Some intrusive rocks are distributed in the vicinity of Shigisan and their formation is thought to have occurred at almost the same time as the Nijo Group based on similarities in their composition.

OSAKA GROUP

The Osaka Group, which is more than 1,700m in thickness, is composed of unconsolidated gravel, sand, silt and clay beds with more than 50 volcanic ash layer. The Group is divided into the lower, middle and upper Formations in ascending order. The Group has a gentle dip toward the northeast in the Tondabayashi Hill, and dips gently basinwards at the margin of the Ikoma and Kongo Mountains and the Yata Hills. It includes several folds and flexure zones with a N-S trend.

The Lower Formation unconformably overlies the Ryoke Complex in this district. The Lower Formation, which is more than 80m thick in this district, is mainly composed of gravel and sand layers. This Formation is distributed in the western side of the Tondabayashi, Kanan and Mami Hills and in the Ikomadani area. The Lower Formation is characterized by plant remains rich in the *Metasequia* flora, and was deposited more than 2 million years ago.

The Middle Formation, which is about 160m thick, and is mainly composed of gravel, sand, silt with intercalations of four marine clay beds, named Ma-1, Ma 0, Ma 1 and Ma 2. The Middle Formation is distributed in the Tondabayashi, Kashiba and Mami Hills and Ikomadani area. The survival of *Metasequia* flora, and the new appearance of the flora from the Quaternary

are recognized in this formation. It was deposited between 2 million years to 800 thousand years ago.

The Upper Formation, which is more than 90m thickness, is mainly composed of gravel, sand, silt and is intercalated with eight marine clay beds, named Ma 3 - Ma 10. They show eight sedimentary cycles of marine to fluvial sediments, which show successive climatic change. The Upper Formation is exposed at Tondabayashi Hill.

TERRACE DEPOSITS

Terrace deposits in this area are divide into the Higher, Middle and Lower Terrace Deposits. The Lower Terrace Deposits are further subdivided into upper and lower. 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 ages. The lower Lower Terrace deposit formed last glacial age.

The alluvium is distributed on the Osaka Plain. The abandoned river deposits and natural levee deposits are distributed along the rivers. Several artificially flattened areas are distributed within this district.

ACTIVE FAULT

In and around this map district, there are several active faults. Along the western margin of the map, a narrow hill is located with a N-S trend, where the Uemachi Fault forms the western margin. This fault has off-set the alluvium.

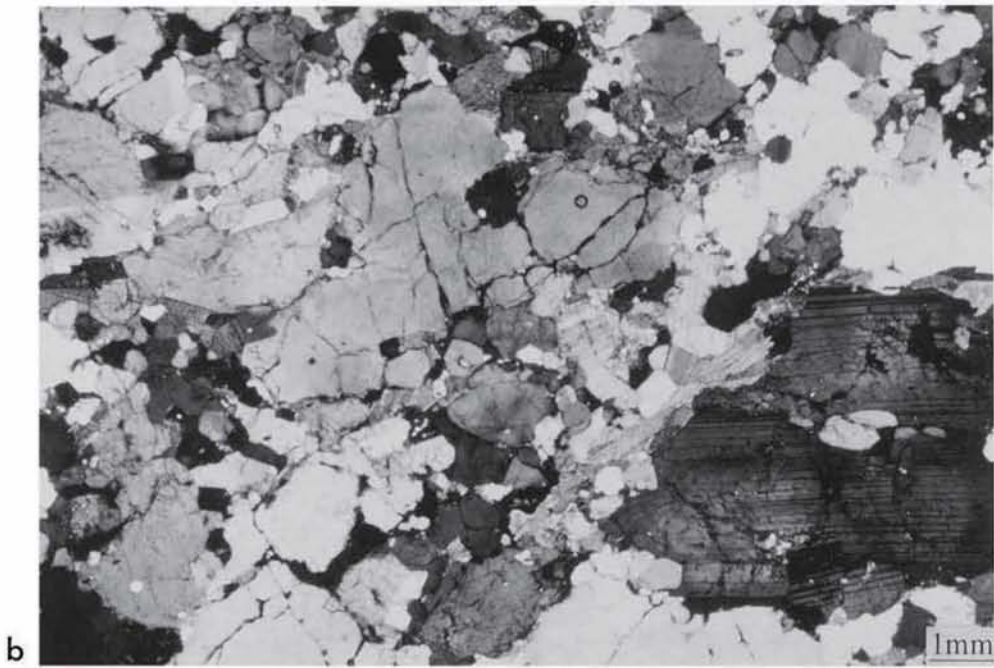
The Ikoma Fault runs around the western margin of the Ikoma Mountains. The southern tip of this fault extends to the south of the Yamato river where it cuts the historical site.

The Kongo Fault, which is part of the Medium Tectonic Line, runs around the eastern margin of the Kongo Mountains. However, it has an unclear appearance in this district.

ECONOMIC GEOLOGY

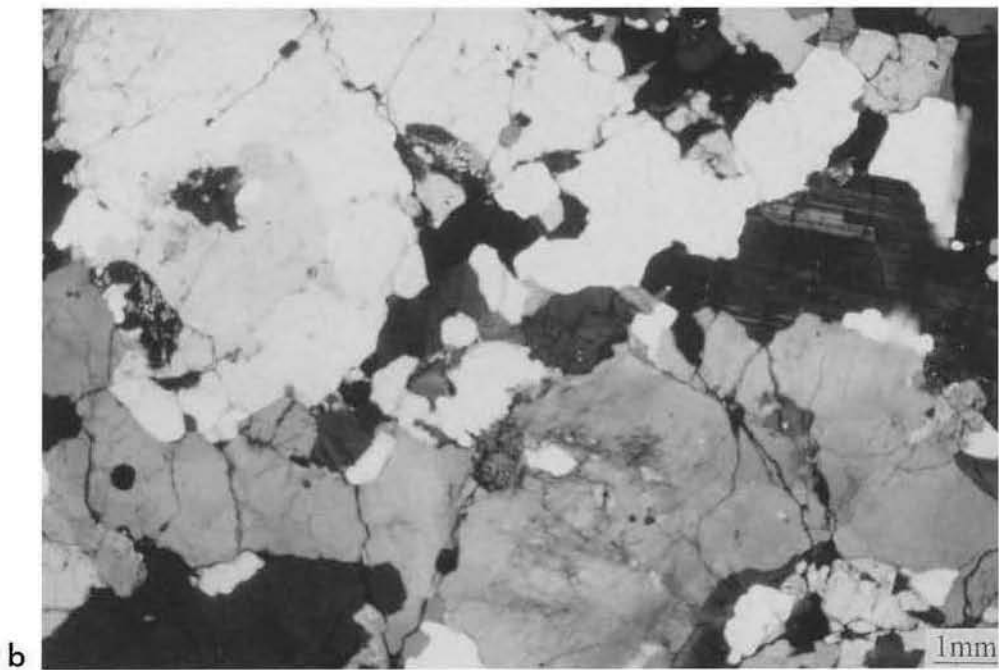
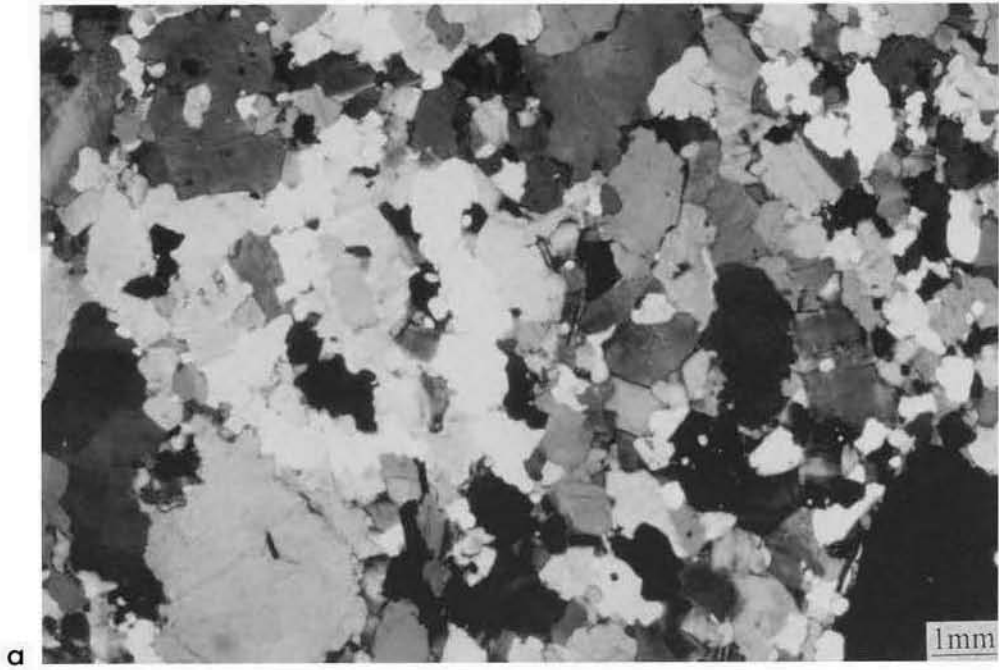
The Shigisan Granodiorite, and the garnet-biotite andesite and aphyric andesite of the Nijo Group are quarried for crushed stone at several locations in this district.

In the Kamenose area (middle eastern part of this district), large landslides occurred in 1931-1932 and 1967. At present observation system has been arranged and control works for landslide prevention are in progress in this area.

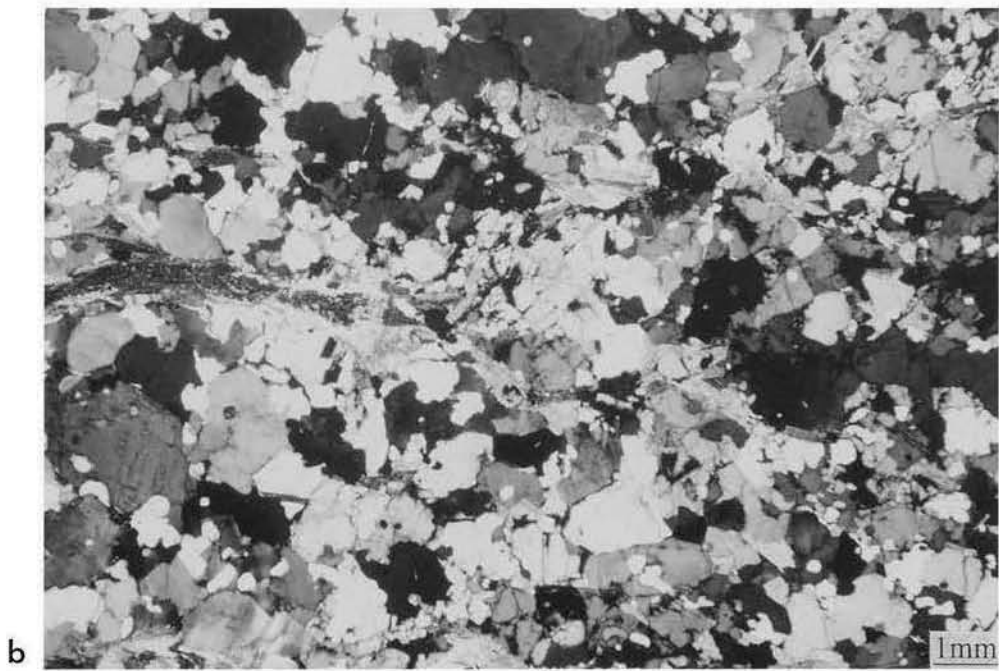
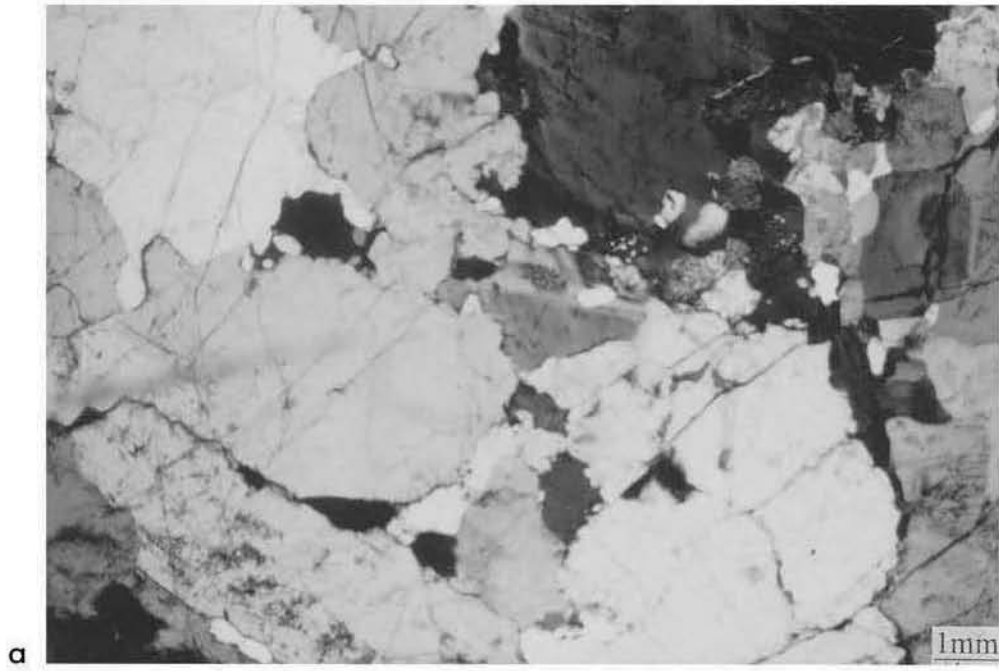


a. 福貴畑石英閃緑岩の顕微鏡写真 (生駒郡平群町福貴畑)
b. 信貴山花崗閃緑岩の顕微鏡写真 (生駒郡三郷町雁多尾畑)

第II図版



a. 高安山花崗岩の顕微鏡写真（生駒郡三郷町雁多尾畑）
b. 岩橋山花崗岩の顕微鏡写真（大和高田市當麻町）



a. 大道花崗岩の顕微鏡写真 (南河内郡太子町)
b. 南河内花崗岩の顕微鏡写真 (生駒郡平群町信貴畑)

文献引用例

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.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Miyachi, Y., Tainosho, M., Yoshikawa, T. and Sangawa, A. (1998) *Geology of the Ōsaka-Tōnambu District*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 113p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成10年3月20日 印刷

平成10年3月25日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 和田 信一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西が丘2-9-13

© 1998 Geological Survey of Japan

平成20年2月29日 第2刷発行

印刷者 坂 三義

印刷所 谷田部印刷株式会社

茨城県つくば市谷田部1979-1