

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第64号

NI-53-15-1

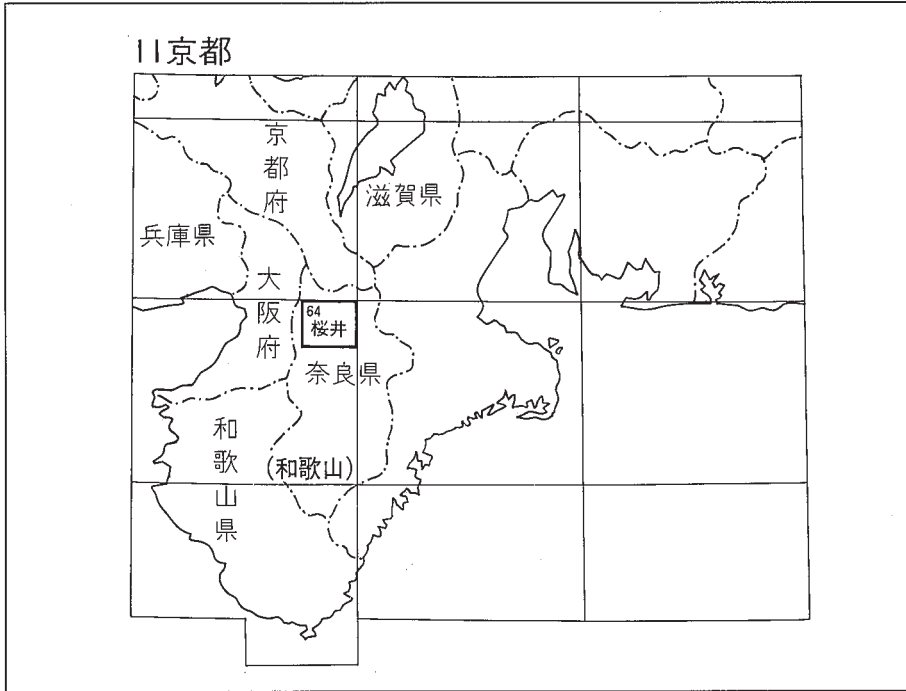
桜井地域の地質

西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典

平成13年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図

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

伏見 Fushimi 1:75,000(1932)		
11-51 大阪東北部 Ōsaka-Tōhokubu NI-53-14-8 (2001)	11-52 奈良 Nara NI-53-14-4 (2000)	11-53 上野 Ueno NI-53-8-16 (1996)
11-63 大阪東南部 Ōsaka-Tōnambu NI-53-15-5 (1998)	11-64 桜井 Sakurai NI-53-15-1 (2001)	11-65 名張 Nabari NI-53-9-13 (1998)
11-74 五条 Gojō NI-53-15-6 (未刊行, unpublished)	11-75 吉野山 Yoshinoyama NI-53-15-2 (1957)	11-76 高見山 Takamiyama NI-53-9-14 (未刊行, unpublished)
野後 Nojiri 1:75,000(1932)		

目 次

I. 地 形	(寒川 旭) 2
II. 地質概説	(西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典) 4
III. 変成岩類及び深成岩類	(西岡芳晴) 9
III. 1 研究史	9
III. 2 古期深成岩類	10
III. 2. 1 花崗閃緑岩類	12
III. 2. 2 斑れい岩類	12
III. 2. 3 細粒閃緑岩類	14
III. 3 領家変成岩類	14
III. 3. 1 分布及び構造	15
III. 3. 2 岩 相	15
III. 4 領家深成岩類	16
III. 4. 1 概 要	16
III. 4. 2 城立トーナナル岩	17
III. 4. 3 初瀬深成複合岩体	18
III. 4. 3. 1 塊状トーナナル岩類	19
III. 4. 3. 2 中粒斑れい岩類	19
III. 4. 3. 3 細粒斑れい岩類	21
III. 4. 3. 4 面構造を有する花崗閃緑岩類	22
III. 4. 4 阿保花崗岩	23
III. 4. 5 巻向山花崗岩	25
IV. 藤原層群及び山辺層群 (下-中部中新統)	(尾崎正紀) 26
IV. 1 研究史	26
IV. 2 層序区分	27
IV. 3 藤原層群	28
IV. 3. 1 岩井累層	30
IV. 3. 2 虚空蔵累層	32
IV. 3. 3 豊田累層	33
IV. 4 山辺層群	34
IV. 4. 1 藺生累層	35
IV. 4. 2 相河累層	37
IV. 4. 3 吐山累層	38
IV. 5 化 石	38

IV. 6 地質年代	43
V. 地獄谷累層, 都介野累層及び火山岩類 (中部中新統) (尾崎正紀・山元孝広)	43
V. 1 研究史	44
V. 2 層序区分	47
V. 3 地獄谷累層	47
V. 3. 1 東山礫岩層	48
V. 3. 2 鬼ヶ辻泥岩砂岩層	48
V. 3. 3 矢田原礫岩層	50
V. 3. 4 石仏凝灰岩層	50
V. 3. 5 飯盛礫岩層	51
V. 3. 6 化石	52
V. 4 都介野累層	52
V. 4. 1 白石砂岩泥岩層	52
V. 4. 2 小野味礫岩層	52
V. 4. 3 室生火砕流堆積物	56
V. 5 耳成山流紋岩	57
V. 6 三笠安山岩	57
VI. 大阪層群 (尾崎正紀・宮地良典)	58
VI. 1 研究史	58
VI. 2 奈良盆地東縁部の大阪層群	60
VI. 2. 1 白川池累層	60
VI. 2. 2 虚空蔵山礫層	63
VI. 2. 3 奈良盆地東縁部の地下の大阪層群	65
VI. 3 奈良盆地北西部の大阪層群	65
VI. 3. 1 登美ヶ丘累層東畑互層	65
VI. 3. 2 田辺累層水取礫層	66
VI. 3. 3 精華累層	66
VI. 4 奈良盆地の地下の大阪層群	66
VII. 段丘及び段丘堆積物 (寒川 旭)	77
VIII. 沖積層 (寒川 旭・宮地良典・尾崎正紀)	85
VIII. 1 地すべり及び崩積堆積物	85
VIII. 2 氾濫源, 谷底平野及び扇状地堆積物	86
VIII. 3 自然堤防及び旧河道堆積物	95
IX. 中新統-中部更新統に発達する地質構造 (尾崎正紀)	97
IX. 1 北西-南東系正断層	98
IX. 2 北東-南西系逆断層	99

IX. 3 南北系逆断層	101
X. 活断層及び地震災害 (寒川 旭)	105
X. 1 活断層	105
X. 2 地震災害	110
X. 2. 1 史料から見た地震災害	110
X. 2. 2 地震の痕跡	113
X I. 資源地質 (西岡芳晴・尾崎正紀)	116
X II. 水文地質 (尾崎正紀・西岡芳晴)	117
X II. 1 奈良盆地の地下水	117
X II. 2 温泉	126
文 献	128
Abstract	137

図・表目次

第1図 桜井図幅地域の行政区分	2
第2図 桜井図幅地域の地形区分	3
第3図 桜井図幅地域の地質総括	5
第4図 桜井図幅及び周辺地域の地質概略	6
第5図 桜井図幅及び周辺地域に分布する第三系	6
第6図 桜井図幅及び周辺地域の中生界の分布	11
第7図 桜井図幅地域の深成岩類の貫入関係	12
第8図 古期深成岩類の顕微鏡写真	13
第9図 チャート起源変成岩の露頭写真	16
第10図 領家変成岩類の顕微鏡写真	16
第11図 桜井図幅地域の深成岩類のモード組成	17
第12図 城立トーナル岩の顕微鏡写真	18
第13図 初瀬深成複合岩体の顕微鏡写真	20
第14図 面構造を有する花崗閃緑岩(Gd)に貫入する細粒斑れい岩(Gf)の露頭写真	21
第15図 細粒斑れい岩中に取り込まれている面構造を有する花崗閃緑岩のゼノリス	21
第16図 阿保花崗岩の顕微鏡写真	24
第17図 巻向山花崗岩の顕微鏡写真	25
第18図 藤原層群及び山辺層群の層序区分, 対比及び年代	28
第19図 藤原層群及び山辺層群の層序区分, 及び山粕層群との対比	28
第20図 藤原層群の地質図	29
第21図 藤原層群の露頭写真	30

第22図	藤原層群の地質柱状図	31
第23図	山辺層群の地質図	34
第24図	山辺層群の露頭写真	36
第25図	地獄谷累層と都介野累層の層序区分, 対比及び放射年代	44
第26図	地獄谷累層の地質図	45
第27図	地獄谷累層の露頭写真	49
第28図	都介野累層の地質図	53
第29図	白石砂岩泥岩層及び小野味礫岩層の露頭写真	54
第30図	白石砂岩泥岩層及び小野味礫岩層の地質柱状図	55
第31図	桜井図幅地域に分布する大阪層群の層序区分	59
第32図	奈良盆地東縁部に分布する大阪層群の地質図	61
第33図	白川池累層の露頭写真	62
第34図	帯解断層の両側におけるボーリング地質柱状図	66-67
第35図	桜井図幅地域北西部及び周辺地域に分布する大阪層群の地質図	70
第36図	奈良盆地のボーリング位置図	71
第37図	奈良盆地のボーリング地質柱状図	72
第38図	奈良盆地東縁北部地域の段丘面の分布	77
第39図	奈良市古市町から天理市街地にかけての段丘堆積物に関する地質柱状図	79
第40図	奈良市藤原町における中位段丘堆積物	80
第41図	奈良盆地東縁南部地域の段丘面の分布	81
第42図	天理市から桜井市にかけての段丘堆積物の地質柱状図	82
第43図	大和郡山市における段丘面の分布	82
第44図	大和郡山市周辺における段丘堆積物の地質柱状図	83
第45図	大和郡山市西田中町における中位段丘堆積物	84
第46図	桜井市から榛原町にかけての段丘堆積物の地質柱状図	84
第47図	奈良盆地におけるボーリング資料の位置	87
第48図	代表的な地点におけるボーリング柱状図とN値	88
第49図	奈良市南部におけるボーリング柱状図	89
第50図	天理市市街地におけるボーリング柱状図	90
第51図	天理市南部におけるボーリング柱状図とN値	91
第52図	桜井市市街地周辺におけるボーリング柱状図	92
第53図	大和郡山市におけるボーリング柱状図	93
第54図	安堵町・川合町・三宅町におけるボーリング柱状図	94
第55図	田原本町におけるボーリング柱状図	95
第56図	橿原市におけるボーリング柱状図	96
第57図	桜井図幅南東部におけるボーリング柱状図	97

第58図	桜井図幅地域の中新統-下部更新統に発達する断層及び撓曲の分布	98
第59図	反射法地震探査から求められた奈良盆地東縁部の地質断面図	102-103
第60図	奈良盆地東縁における活断層の概要	106
第61図	奈良市域における天理断層の変位地形	107
第62図	天理市域における天理断層の変位地形	108
第63図	天理断層に沿う地形断面図（北部）	109
第64図	天理断層に沿う地形断面図（南部）	109
第65図	天理断層に沿う断層露頭	110
第66図	南海地震と東海地震の発生時期	112
第67図	桜井図幅地域周辺で地震跡が検出された遺跡	113
第68図	箸尾遺跡で検出された地震の痕跡	114
第69図	液状化した砂層の粒径加算曲線	115
第70図	酒船石遺跡で検出された石垣の崩壊跡	115
第71図	榛原石の石切場跡	116
第72図	奈良盆地の地形と河川系	118
第73図	奈良盆地の深井戸における地下帯水層の状況	120
第74図	奈良盆地の等地下水位線	121
第75図	奈良盆地における水質分析試料採取地点	124
第76図	奈良盆地における地下水の水質組成	125
第1表	藤原層群の化石リスト	39
第2表	山辺層群の貝化石リスト	40
第3表	藤原層群豊田累層の浮遊性有孔虫化石	41
第4表	藤原層群から産出する花粉化石	42
第5表	藤原層群及び山辺層群の凝灰岩層のフィッション・トラック年代	43
第6表	室生火砕流堆積物及び石仏凝灰岩層のジルコンのフィッション・トラック年代	51
第7表	白川池北の大坂層群から産出する花粉化石	64
第8表	基準ボーリング試料B1, B2の ¹⁴ C年代, 火山灰及び有孔虫化石	67
第9表	基準ボーリング試料B1, B2の花粉化石	68
第10表	天理断層に関する段丘面の変位量	110
第11表	奈良盆地における地下水の水質	122
第12表	桜井図幅地域の温泉一覧	127
第13表	橿原温泉, 井谷屋温泉及び針温泉の温泉分析	127
Fig. 1	Summary of geology in the Sakurai district	138

桜井地域の地質

西岡芳晴*・尾崎正紀*・寒川 旭**・山元孝広*・宮地良典*

桜井図幅地域は、地震予知のために全国に設置された特定観測地域8箇所の1つである「名古屋・京都・大阪・神戸地区」に位置する。本報告の現地調査は平成9年度から平成11年度にかけて行われた。調査及び執筆の分担は以下のとおりである。

変成岩類及び深成岩類は西岡が、中新統のうち室生火砕流堆積物と耳成山流紋岩については山元が、それ以外は尾崎がそれぞれ担当した。なお、三笠安山岩については共同で執筆を行った。大阪層群に関しては、奈良盆地の北西部に分布するものを宮地が、地下を含めたそれ以外の地域のものを尾崎が担当した。中新統から更新統中部に発達する地質構造に関しては尾崎が担当した。段丘及び段丘堆積物は寒川が担当した。沖積層のうち氾濫源・谷底平野・扇状地堆積物は寒川が、自然堤防及び旧河道堆積物は宮地が、地すべり及び崩積堆積物は尾崎が担当した。活断層及び地震災害は寒川が担当した。水文地質については、温泉を西岡が、奈良盆地の地下水を尾崎がそれぞれ執筆した。資源地質については西岡及び尾崎が共同で執筆した。全体の取りまとめは西岡が行った。

本研究に当たり、橿原市及び都祁村の各自治体、並びに株式会社井谷屋の関係各位には、温泉成分の分析値についての資料をご提供いただいた。奈良県福祉部健康局生活衛生課、奈良保健所、葛城保健所、桜井保健所、郡山保健所の各機関には温泉資料の収集にご協力いただいた。天理市滝本町の山中規矩子氏には、桃尾の滝金山についての情報を提供していただき、また現地調査にご同行いただいた。以上記して感謝の意を表する。

本報告書作成の際、使用した岩石薄片は、地質標本館試料調整課の野神貴嗣・大和田 朗・北海道支所の佐藤卓見の各技官によって作成されたものである。

本報告で用いる<GSJ R12345/ABCD>は、地質調査所岩石標本登録番号/著者の採取番号を示す。

*地質部 **大阪地域地質センター

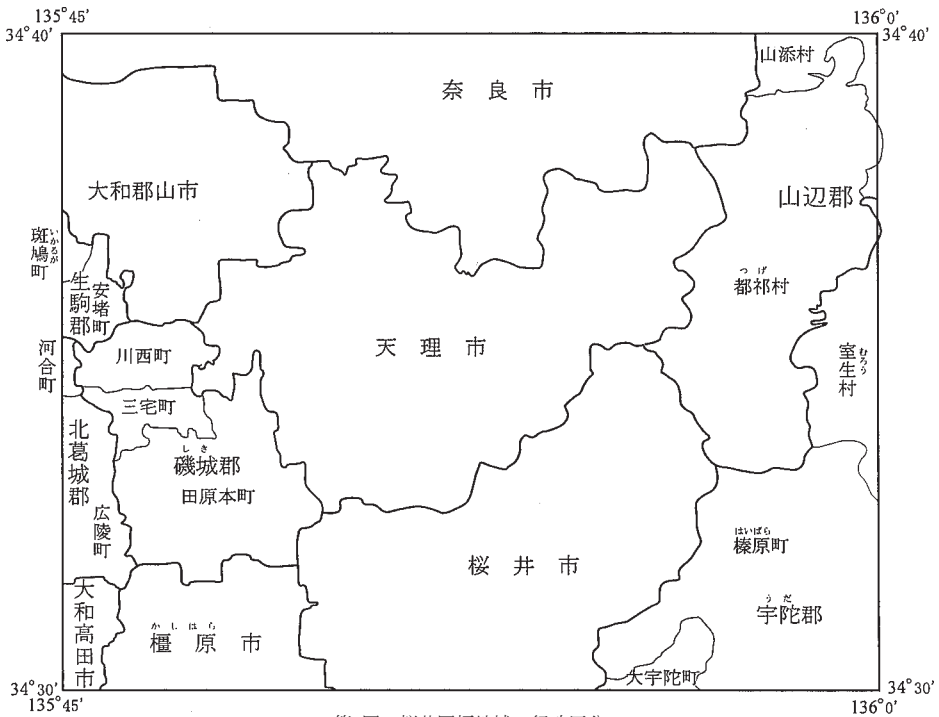
Keywords : regional geology, geological sheet map, Nara Prefecture, Sakurai, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Ryoke Metamorphic Rocks, Ryoke Plutonic Rocks, granite, granodiorite, tonalite, diorite, gabbro, Fujiwara Group, Yamabe Group, Jigokudani Formation, Tsugeno Formation, Miminashiyama Rhyolite, Mikasa Andesite, Osaka Group, terrace deposits, alluvium, active fault, hot spring

I. 地 形

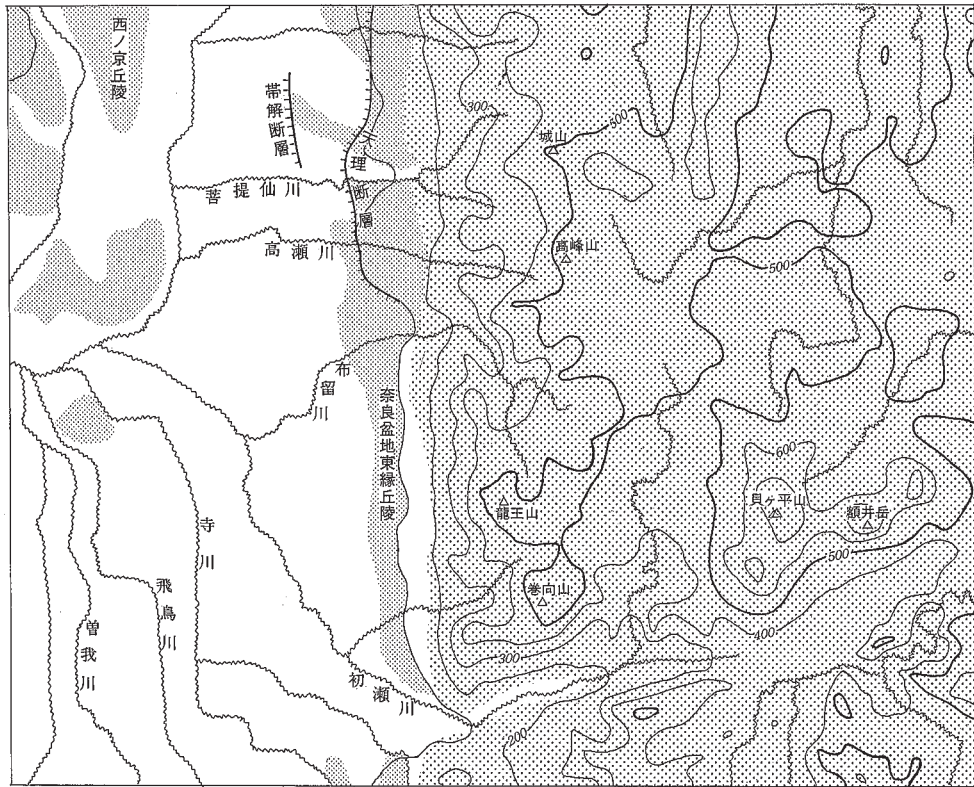
(寒川 旭)

桜井図幅地域は、北緯 $34^{\circ}30'$ - $34^{\circ}40'$ 、東経は $135^{\circ}45'$ - 136° の範囲を占め、奈良県の北西部に位置する。行政区分としては、奈良県の奈良市・大和高田市・大和郡山市・天理市・橿原市・桜井市・生駒郡(安堵町・斑鳩町)・宇陀郡(大宇陀町・榛原町・室生村)・北葛城郡(川合町・広陵町)・磯城郡(田原本町・三宅町・川西町)・山辺郡(都祁村・山添村)を含む(第1図)。

本図幅地域を概観すると、中・東部は大和高原、そして、西部は低地と丘陵に明確に分けられる。そして、この境界を限る山麓線に沿って奈良盆地東縁活断層系が発達している。山地・丘陵に関して、武久(1982)が細かく区分して解説を行っているが、以下、この区分にしたがって概説する(第2図)。なお、本図幅地域の地形に関しては、武久(1982)以外に帷子(1961)、嶋倉ほか(1971)、池田・大橋(1996)など



第1図 桜井図幅地域の行政区分
国土地理院発行5万分の1地形図「桜井」(平成7年修正版)に基づき作成。



第2図 桜井図幅地域の地形区分

等高線は、国土地理院発行5万分の1地形図「桜井」に基づき作成した、幅500m以下の谷を埋めた埋谷面図。数字は標高(m)を示す。

の研究報告がある。

山地 本図幅地域の中-東部一帯には、標高600m前後で定高性のある山地が広がっており、大和高原と呼ばれている。大和高原は主としてジュラ紀-白亜紀の変成岩・深成岩及び中新世の堆積岩・火山岩から構成されている。大和高原の西部で奈良盆地と接する地域は山がちで、城山(標高528.7m)・高峰山(632.5m)・龍王山(585.7m)・巻向山(567.1m)が南北に連なっている。それより東では、山地と小さな山間盆地がミックスした複雑な地形を呈している。そして、大和高原の低くて定高性のある形態は、新第三紀頃の浸食基準面に対応して長期間にわたる浸食作用によって形作られたものと考えられている。また、大和高原の南東縁には貝ヶ平山(822.0m)・額井岳(821.6m)などの円錐状に突出する山々が集まり、この地域は貝ヶ平山地と呼ばれている。そして、この高原の南端は、南隣する吉野山図幅地域の宇陀山地に移行する。

丘陵及び台地 大和高原の西縁を限る崖地形の西側に沿って、標高100m程度の丘陵が南北方向に点々と分布し奈良盆地東縁丘陵と呼ばれている。この丘陵は鮮新-更新統の大坂層群から構成され、奈良市から天理市にかけての地域では、活構造である天理撓曲によって西縁が限られている。この地域では大和高原を開析しながら西流して盆地に注ぐ多くの河川によって扇状地性の段丘面が形成されており、

段丘面は上位からth面・tm₁面・tm₂面・tl面に区分できる。また、奈良盆地北西部に分布する西の京丘陵も大阪層群で構成され、丘陵の周辺に段丘面が分布している。

一方、大和高原内を流れる多くの河川に沿う河岸段丘として、新旧の段丘面が発達しており、th面・tm面・tl₁面・tl₂面に区分できる。

低地 大和高原から奈良盆地に流入する、菩提仙川・布留川・初瀬川などの河川からの堆積物によって、盆地東縁で扇状地性の低地が形成されている。奈良盆地の内部を流れる多くの河川は安堵町・川西町及び河合町の境界付近に集まり、ここで大きな河川(大和川)となって、大阪平野に至っている。これらの河川に沿って、小規模ながら、自然堤防が形成され、背後には後背湿地が広がっている。

II. 地 質 概 説

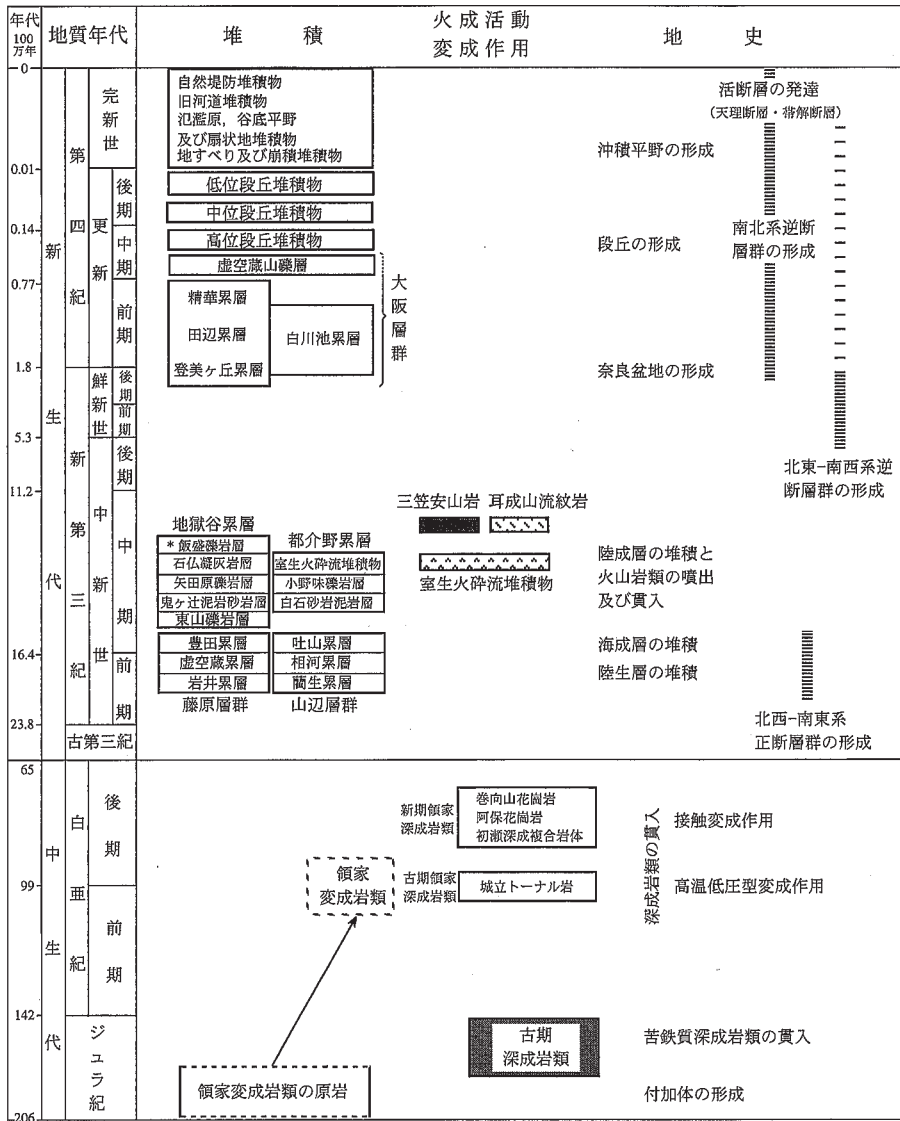
(西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典)

桜井図幅地域の地質総括を第3図に、周辺地域を含めた地質概略図を第4図に示す。桜井図幅地域は地体構造区分上、領家帯に位置し、領家変成岩類及び深成岩類が広く分布する。そしてこれら基盤岩類を覆って藤原層群及び山辺層群(下部中新統)、地獄谷累層・都介野累層・耳成山流紋岩及び三笠安山岩(中部中新統)、大阪層群(上部鮮新統-下部更新統)、段丘堆積物(中-上部更新統)、沖積層(完新統)が分布する。

変成岩類及び深成岩類 領家変成岩類は、図幅地域北部においてまとまって分布するほか、領家深成岩類中に捕獲岩として分布する。主に砂岩泥岩起源の変成岩からなり、これにチャート起源変成岩を少量伴う。

深成岩類はジュラ紀の古期深成岩類と白亜紀の領家深成岩類に大別できる。古期深成岩類は、斑れい岩類、細粒閃緑岩類、花崗閃緑岩類の3つに細分される。斑れい岩類は都祁村村神野山、桜井市三輪山、同泊、榛原町萩原に分布し、主に角閃石斑れい岩からなり、少量のノーライト、コートラングライトを伴う。細粒閃緑岩類は三輪山及び泊から萩原にかけて斑れい岩類に伴って分布し、主に細粒の黒雲母角閃石閃緑岩及び斑れい岩からなる。中粒花崗閃緑岩類は榛原町上井足において、細粒閃緑岩類に伴って分布し、主に黒雲母花崗閃緑岩及び花崗岩からなる。

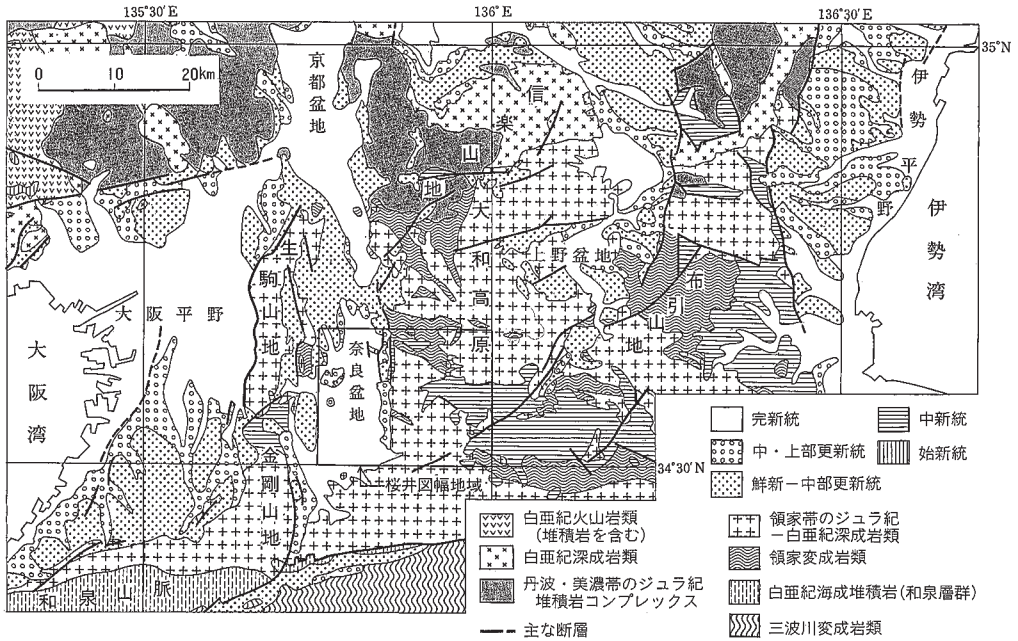
白亜紀の領家深成岩類は、城立トータル岩、初瀬深成複合岩体、阿保花崗岩、巻向山花崗岩に区分できる。この中で城立トータル岩は古期領家花崗岩類に属し、残り3者は新时期領家花崗岩類に属する。城立トータル岩は主に天理市別所付近及び榛原町山辺三から自明にかけて分布し、主に顕著な面構造を有する角閃石黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩からなる。初瀬深成複合岩体は本図幅中央部のかなりの部分を占め、斑れい岩から花崗岩まで幅広い岩相を持つ岩体であり、中粒斑れい岩、細粒斑れい岩、塊状



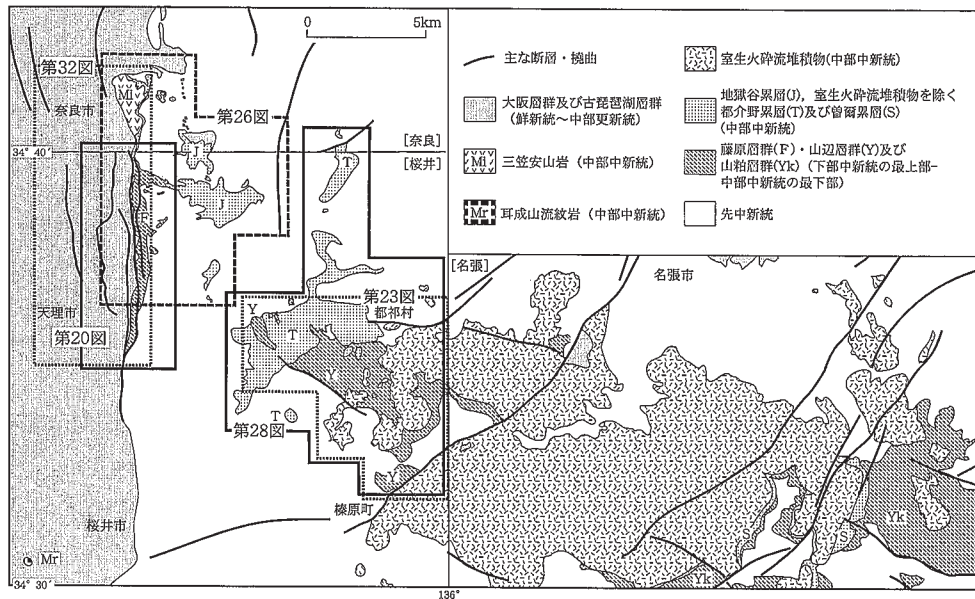
* 桜井図幅地域には分布しない 第3図 桜井図幅地域の地質総括

トーナル岩、面構造を有する花崗閃緑岩の4つの岩型に区分できる。阿保花崗岩は図幅北東部の山添村から都祁村にかけての地域に分布し、主として細-中粒白雲母黒雲母花崗岩からなる。阿保花崗岩は更に肉眼で白雲母を識別できないⅠ型と識別できるⅡ型に区分することができる。卷向山花崗岩は、桜井市卷向山付近に分布するほか、初瀬深成複合岩体を貫く岩脈として点在する。卷向山花崗岩は主として中-細粒のざくろ石を含有する優白質花崗岩からなる。

藤原層群及び山辺層群 近畿地方中央部には前期中新世後半から中期中新世初頭の海成層を主体とする地層が広い範囲に点在する。そのうち、奈良図幅地域南部から桜井図幅地域北部に分布するものは藤原層群、桜井図幅地域東部から名張図幅地域西部に分布するものは山辺層群と呼ばれる(第5図のF及び



第4図 桜井図幅及び周辺地域の地質概略



第5図 桜井図幅及び周辺地域に分布する第三系

上部更新統-完新統は省略。第三系の分布は、西岡ほか(1998)と尾崎ほか(2000)に、本報告の調査結果を加え作成。[] 内は、5万分の1図幅地域の名称。

Y).

藤原層群(層厚400m以上)は下位より岩井累層、虚空蔵累層及び豊田累層に、山辺層群(層厚350m以上)は下位より菌生累層、相河累層及び吐山累層に区分できる(第3図)。両層群は、主に礫岩層からなる岩井累層と菌生累層、主に砂岩と礫岩からなる海浜相の虚空蔵累層と相河累層、貝化石や有孔虫化石を含む沖合相からなる豊田累層と吐山累層がそれぞれ対比される。

両層群の堆積年代は浮遊性有孔虫化石やフィッション・トラック年代から前期中新世の後半から中期中新世の初め(18.5-16Ma頃; Ma: 百万年前)と推定される。

地獄谷累層及び都介野累層 本図幅地域には上記の藤原層群及び山辺層群を不整合で覆って、中期中新世の河川堆積物、火砕岩及び火山岩が分布する。このうち本図幅地域の中央北部に地獄谷累層が、東部に都介野累層が分布する(第5, 26, 28図)。

地獄谷累層は層厚30-120mの河川堆積物で、堆積時の凹地を埋めるように分布し、下位より東山礫岩層、鬼ヶ辻泥岩砂岩層、矢田原礫岩層、石仏凝灰岩層、飯守礫岩層に区分できる。石仏凝灰岩層は主に非溶結の火山礫凝灰岩からなり、都介野累層の室生火砕流堆積物に対比される。石仏凝灰岩層からは15-16Maのフィッション・トラック年代が得られている。

都介野累層は下位より白石砂岩泥岩層(層厚30m以下)、小野味礫岩層(60m以下)、室生火砕流堆積物(約250m, 上限不明)に区分される。白石砂岩泥岩層の上部は粗粒化し、細-中礫岩を多く含むようになり、小野味礫岩層へ漸移する。小野味礫岩層は堆積時の凹地を埋めるように分布し、北及び西から礫が供給された。室生火砕流堆積物は溶結したざくろ石を含む斜方輝石黒雲母流紋岩で、約14MaのK-Ar年代が得られている。

耳成山流紋岩及び三笠安山岩 みみなし 耳成山流紋岩は奈良盆地南部において比高75mの小丘を構成する流理構造を持つざくろ石黒雲母流紋岩で、溶岩ドーム様に見えるこの山の外形は浸食により形成されたものである。

三笠安山岩は奈良盆地東縁部に点在し、地獄谷累層を不整合で覆い、大阪層群に覆われる。主に角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩からなり、約13MaのK-Ar年代及びフィッション・トラック年代が得られている(第25, 26図)。

大阪層群 本図幅地域の大阪層群は奈良盆地及びその周辺の丘陵地に分布する。

奈良盆地東縁部の大阪層群は白川池累層と虚空蔵礫層に区分され、それぞれ標準層序である大阪層群下部と上部(最上部)に対比される。後述の南北走向の逆断層群によって変位を受け、西側ほどより上位の層準のものが分布し、白川池累層と虚空蔵礫層は斜交不整合で接する。

奈良盆地北西部の丘陵地及びその周辺に分布する大阪層群は、下位より登美ヶ丘累層、田辺累層、精華累層に区分され、これらのうち桜井図幅地域内の丘陵地には登美ヶ丘累層の東畑互層、田辺累層の水取礫層、精華累層が分布する。これらの地層は標準層序の大阪層群最下部から下部に対比される。

奈良盆地の地下に分布する大阪層群は厚さ最大600mに達し、大阪層群最下部から上部が分布する。ボーリング資料から、奈良盆地の東縁部と南東部では礫層及び砂礫層、西部は砂層、中央部は砂層及び泥層がそれぞれ主体となる層相が認められる。

段丘及び段丘堆積物 本図幅地域の段丘堆積物は、奈良盆地東縁に扇状地堆積物として発達するもの、

盆地西縁で丘陵地を開析する小河川に沿うもの、そして、大和高原を流れる河川に沿う河岸段丘堆積物として形成されたものに区分される。おおむね、高位段丘堆積物・中位段丘堆積物・低位段丘堆積物に区分され、低位段丘堆積物は地域によって、更に2つに区分できる。中位段丘堆積物は最終間氷期または、それに引き続く亜間氷期に堆積したものと考えられるが、この時期の堆積物より古いものは風化が進み、最上部には赤色風化殻が発達している。

奈良盆地の地下には大阪層群が厚く堆積しているが、これを覆って、おおむね低位段丘堆積物と同じ時期と考えられる砂礫が広く発達している。この上位には厚さ10m程度の、比較的細粒な地層が堆積し地表を形成しているが、完新統の大部分はこの中に含まれるものと思える。

沖積層 本図幅地域の西部を占める奈良盆地は、大半が沖積低地によって構成されている。奈良盆地全体の傾向として、大阪層群相当層と推定される固結度の高い細粒堆積物が広く分布し、これを砂礫を含む地層が覆い、この上にN値が低い細粒堆積物が卓越する地層(おおむね10m以内)が覆っている。また、奈良盆地内の河川は河道が固定され自然堤防ができ、一部は天井川化している。佐保川や葛城川、曾我川では4-5mに達する自然堤防が存在する。

中新統-中部更新統に発達する地質構造 本図幅地域に発達する断層(第58図)は、北西-南東系正断層、北東-南西系及び南北系逆断層に区分できる。北西-南東系正断層は山辺層群下部に変位を及ぼす菌生断層で、都介野累層に変位を及ぼさず、中期中新世初めには活動を終えた断層と推定される。名張断層などの北東-南西系逆断層群は大和高原に発達し、主に鮮新世に活動したと推定される。南北系逆断層は奈良盆地東縁部に発達する高桶断層、三百断層で代表され、主に鮮新世後半以降に活動したと推定される。活断層である天理断層、帯解断層などとともに、それらの活動によって奈良盆地が形成された。

活断層及び地震災害 奈良盆地の東縁は奈良盆地東縁活断層系に限られている。この中心を占める天理断層は新旧の段丘面堆積物を東上がりに変位させており、断層に近接した上盤側では、堆積物が西へ傾く撓曲構造が認められる。この断層は、最大0.3m / 千年の平均変位速度を示しており、最近の一万年に少なくとも一度活動し、奈良時代以降の活動はないことが判明している。また、ボーリングや物理探査の結果、天理断層の西側に平行する帯解断層の存在が明らかになった。

資源地質 本図幅地域には有用な鉱産資源はほとんど知られておらず、褐炭や石材がわずかに利用されていたにすぎない。現在も稼行してるのは、室生村多田の室生砕石株式会社採石場のみで、室生火砕流堆積物の溶結凝灰岩を採掘している。

水文地質 本図幅地域西部の大部分を占める奈良盆地は大和川水系からなり、奈良盆地周辺域のみを涵養域とする多くの河川が奈良盆地の中央西端で大和川に合流する。主に大阪層群の礫層及び砂層を帯水層とする。奈良盆地の地下水面は周縁部が高く盆地の中央に向かって低くなり、全体的に見れば地下水が河川に流出する形状を示す。盆地中央部の深井戸は1960年頃まではすべて自噴するなど水理水頭が高かったが、その後1980年頃までには地表面下約50mにまで低下した。その後は地下水位の大きな低下は認められない。奈良盆地南部から西部にかけて大和川に合流する葛城川の流域にかけての塩分濃度の高い地下水が認められる。

Ⅲ. 変成岩類及び深成岩類

(西岡芳晴)

Ⅲ. 1 研究史

近畿地方領家帯の変成岩類及び深成岩類の研究の歴史は古く、第二次世界大戦前にまでさかのぼることができ、例えば石井(1932)は、7万5千分の1地質図幅「伏見」の中で、京都府山城周辺の領家変成岩類を片麻岩、黒雲母片岩、石英片岩に区分した。

戦後、特に野外地質学を中心とする研究が盛んに行われた(吉澤, 1949; 有田, 1949; Yoshizawa, 1952; 中島, 1960など)。この中で有田(1949)は奈良県北部から京都府南部にかけての笠置地域の領家帯について、新旧2期の変成・深成作用があったことを示し、深成岩類との関係に着目して変成岩類を4つの型に分類した。同論文では、片状構造を持たない細粒花崗岩に関係する変成岩をK₁型、片状構造のある細粒花崗岩に関係するものをK₂型、粗粒花崗岩に関係するものをY₁型、K₂型とY₁型の両方の特徴を持つものをK₂Y₁型として分類している。

中島(1960)は笠置地域を含むより広い地域の領家帯について検討した。その結果、変成岩類を変成度の低い方から順に、含黒雲母粘板岩帯、両雲母千枚岩帯、堇青石片状ホルンフェルス亜帯、紅柱石珪線石片状ホルンフェルス亜帯及び珪線石片麻岩帯の5つに分帯した。Yoshizawa *et al.* (1966)はそれまでに蓄積されていた野外データを集大成し、近畿地方領家帯全域にわたる10万分の1地質図を作成した。この中で、苦鉄質岩類が変成度の高いところに偏って分布し、帯状配列をなすことを指摘した。この地質図以後に行われる深成岩体ごとのより詳細な研究や、貫入時期によるステージ区分のよりどころとなった。

その後、近畿地方領家帯の南部については領家研究グループ(1974)により深成岩体の区分が行われた。近畿地方領家帯の東部については端山ほか(1982)により広域的な調査に基づく岩体区分が行われ、相互関係が明らかにされた。このような近畿地方各地の地質学的、岩石学的研究成果を受けて、政岡(1984)及び田結庄ほか(1985)は近畿地方の山陰帯、山陽帯、領家帯における火成活動を総括した。その中で中部地方領家帯との総合的な対比を行い、近畿地方領家帯の火成岩類の活動を4時期に区分した。一方で河田ほか(1986)により20万分の1地質図「京都及大阪」が作成されている。

近畿地方の領家変成岩類については、1980年代に入って化学組成や歪解析を取り入れた詳細な研究が行われるようになった。Wang *et al.* (1986)は、京都府南部の和東地域の領家変成岩類における黒雲母アソグラッドを岩石学的に詳細に検討した。その結果、変成岩類を緑泥石帯、漸移帯、緑泥石-黒雲母

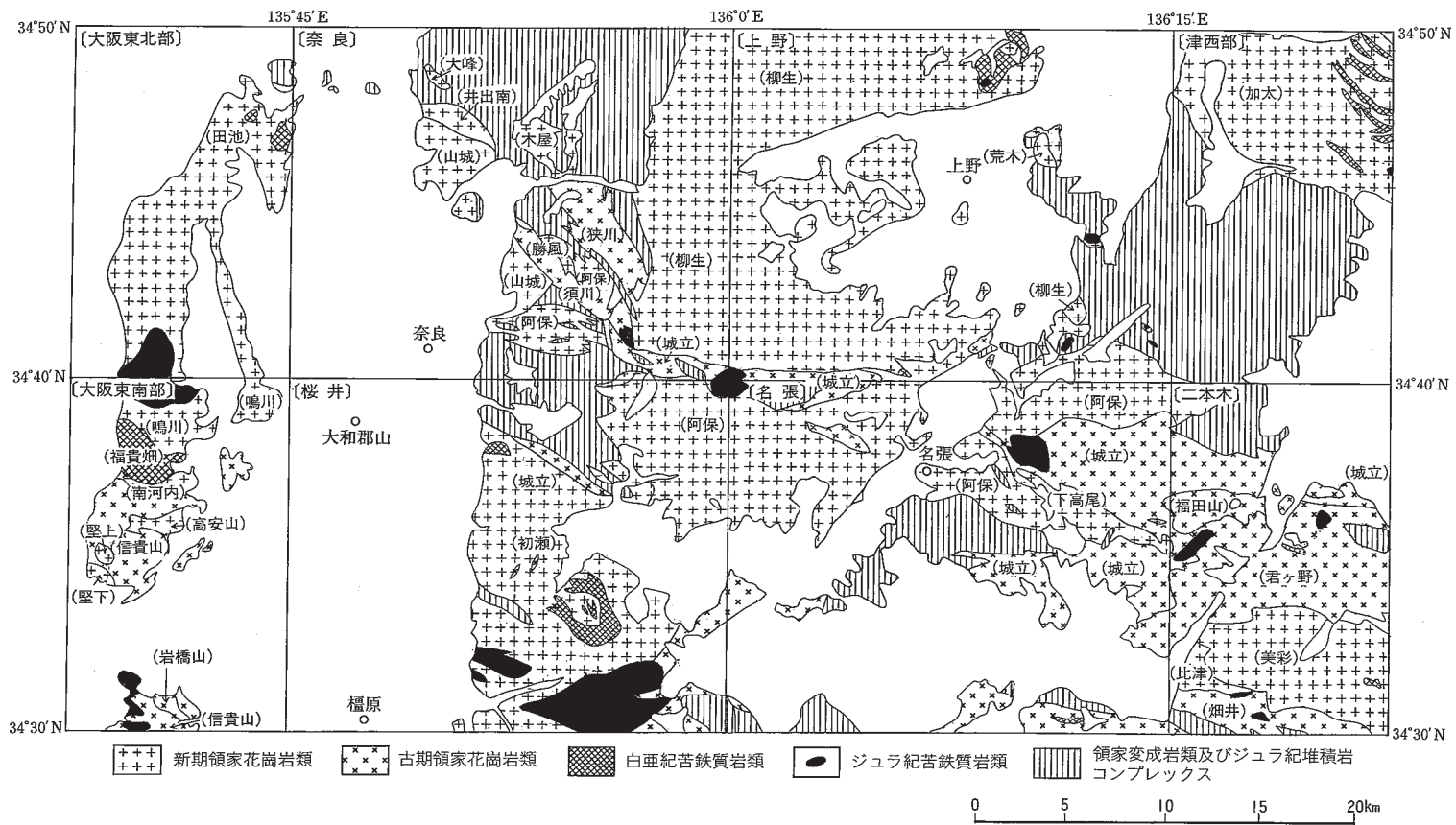
帯、黒雲母帯、珪線石帯の5つに分帯した。更に、黒雲母アイソグラッドには2種類あり、カリ長石を含む変成砂岩・変成泥岩におけるアイソグラッドとカリ長石を含まない変成泥岩におけるアイソグラッドが識別できることを示した。その後、竹内・王(1999)は更に試料を追加し黒雲母アイソグラッドを再検討した。また、尾崎ほか(2000)は、前に触れた笠置地域や和東地域を含む範囲の地域(奈良図幅地域)の地質図及び報告書を作成した。その中で、領家変成岩類を北から南へ緑泥石帯、緑泥石-黒雲母帯、黒雲母帯、珪線石帯の4つに分帯し、この順に変成度が高くなるとした。また、新时期領家花崗岩の周辺にそれらの貫入に伴い形成された堇青石帯を識別した。一方、Sakakibara(1995)は近畿地方領家帯の花崗岩マイロナイト及び片麻状花崗岩の剪断センスの決定を行った。その結果、マイロナイト帯は領家帯南縁部と領家帯内部の2つに分けられることを示し、領家帯南縁部では東西方向の左横ずれ運動が、領家帯内部では南北伸張場の運動が支配的であることを示した。

領家帯の苦鉄質岩類の成因及び時代については1970年代から精力的な研究が行われた(沓掛, 1977; 沓掛ほか, 1979など)。特に桜井図幅地域内においては、Kutsukake(1973)が桜井市初瀬北方に分布する苦鉄質岩体(本報告における初瀬深成複合岩体の一部)について詳細な研究を行っており、深成岩類を斑れい岩からアプロ花崗岩まで7つに区分し、いずれも同一マグマの分化により形成されたとした。1980年代になると、近畿地方の苦鉄質岩類について岩石学的及び年代学的研究がより活発に行われた。田結庄(1987)は、それまで変成岩類中に貫入しているとされていた神野山斑れい岩体について再検討し、実際には周囲は花崗岩類に囲まれており変成岩類を貫かないことを示した。更に田結庄ほか(1989)は近畿-瀬戸内領家帯の28の苦鉄質岩体(本報告の苦鉄質岩も含まれる)について総括的な検討を行い、変輝緑岩中にしばしばレンズ状の斑れい岩を産すること、全岩や鉱物の化学組成が類似することから、斑れい岩と変輝緑岩は同一マグマから形成されたものと結論した。苦鉄質岩の年代に関しては、ジルコンのU-Pb年代として白亜紀-古第三紀(飯泉ほか, 1993)の年代が得られた。一方でKagami *et al.* (1995)は生駒山斑れい岩についてのSm-Nd全岩アイソクロン法でジュラ紀の年代を出した。加々美ほか(1996)は生駒山斑れい岩及び変輝緑岩類は、ジュラ紀初期-中期に形成され、その原岩は ϵ Sr初生値、 ϵ Nd初生値から海洋島火山岩類とは異なり島弧、陸弧、あるいは大陸内で活動した火山岩類としている。

領家帯を含む西南日本の酸性深成岩類についても同位体研究の成果が報告されてきている(Kagami *et al.*, 1992; 沢田ほか, 1994など)。近畿地方領家帯においては、田結庄ほか(1999)が三重県加太花南閃緑岩について検討し、Rb-Sr全岩アイソクロン年代として 79 ± 10 Ma, Sr初生値 0.70831 ± 0.00021 を報告している。この年代値は加太花崗閃緑岩の北方の山陽帯酸性深成岩とほぼ同時期のものであり、Sr初生値は中国地方の深成岩類に比べて高い値となっている。

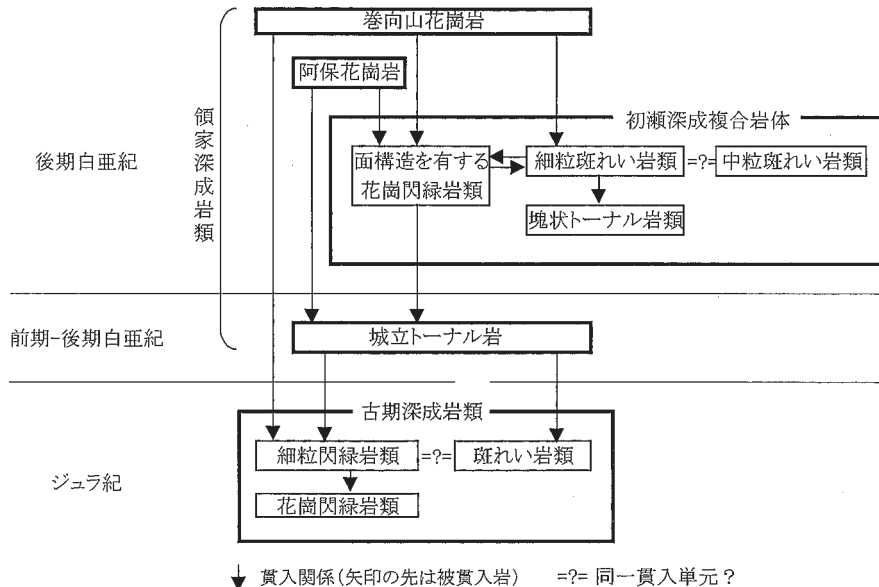
III. 2 古期深成岩類(Gn, Di, Gr)

古期深成岩類及び後述する領家深成岩類について、本図幅及び周辺地域における分布の概略図を第6図に示し、貫入関係を第7図に示す。深成岩類の分類と命名はLe Maitre(1989)に従い、和名は新版地学事典(地学団体研究会新版地学事典編集委員会編, 1996)によった。花崗岩はモンゾ花崗岩と閃長花崗岩を区別して使用している。なお、細粒・中粒・粗粒の境界は、おおむね平均粒径1mm, 5mmにおいた。



第6図 桜井図幅及び周辺地域の中生界の分布

()内は岩体名、河田ほか(1986)、栗本ほか(1998)、山田ほか(1981)、宮地ほか(1998)、川辺ほか(1996)、吉田ほか(1995)、西岡ほか(1998)、尾崎ほか(2000)及び今回の調査に基づき作成。



第7図 桜井図幅地域の深成岩類の貫入関係

古期深成岩類はジュラ紀に形成された深成岩類で、中粒花崗閃緑岩類、斑れい岩類、細粒閃緑岩類の3つに区分できる。

Ⅲ. 2. 1 花崗閃緑岩類(Gr)

分布 榛原町上井足付近において、細粒閃緑岩類を取り巻くように幅約500mの帯状に分布する。

貫入関係 古期深成岩類の細粒閃緑岩類に貫かれる。城立トータル岩との直接の関係は確認できなかった。

岩相及び産状 平均粒径2-3mmの中粒塊状の黒雲母花崗閃緑岩ないし花崗岩である。概して不均質な岩相である。隣接する城立トータル岩は面構造が発達しているので容易に区別できる。径数十cmの暗色包有岩を多く含み、しばしば細粒閃緑岩の岩脈に貫かれる。

岩石記載

中粒黒雲母花崗閃緑岩(<GSJR71070/SK025>, 大宇陀町平尾南400m, 第8-a図)

平均粒径2mm程度の等粒状の岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

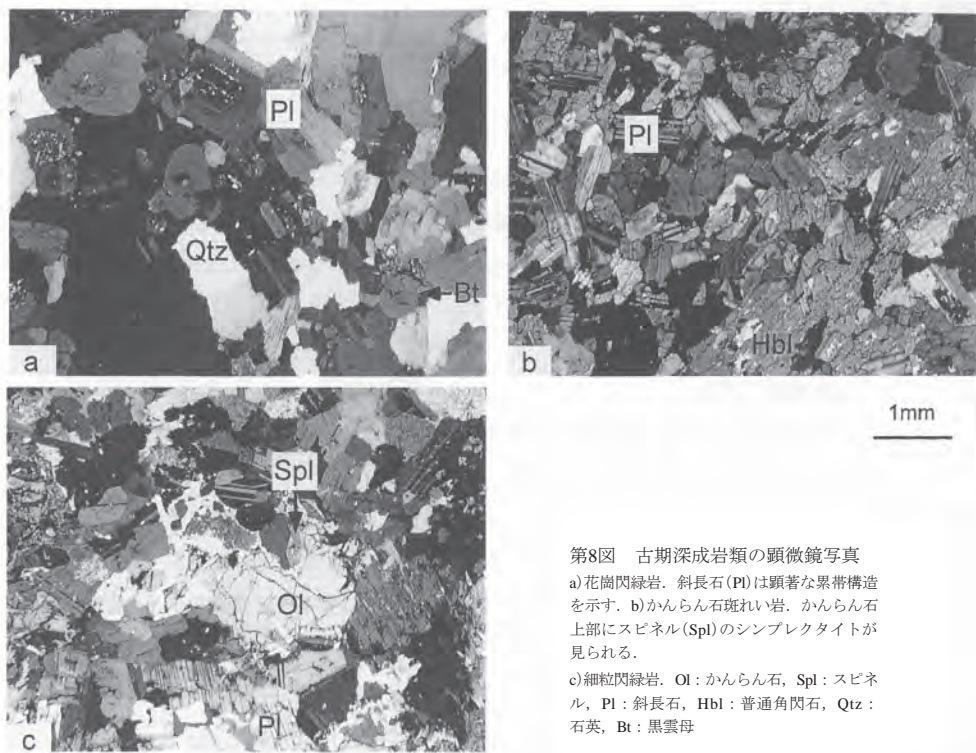
副成分鉱物：チタン石・不透明鉱物・燐灰石

斜長石は自形-半自形で顕著な累帯構造を示す。石英は弱い波動消光を示す。カリ長石はパーサイト組織を示すがラメラの大きさは比較的小さく、数も少ない。黒雲母は自形-半自形でY-Z軸色は褐色である。

Ⅲ. 2. 2 斑れい岩類(Gn)

分布 主として都祁村村神野山、桜井市三輪山、同泊、榛原町の4箇所に分布する。

貫入関係 古期深成岩類は白亜紀の深成岩類中に産するが、領家変成岩類との関係は不明である。細



第8図 古期深成岩類の顕微鏡写真
 a)花崗閃緑岩. 斜長石(Pl)は顕著な累帯構造を示す. b)かんらん石斑れい岩. かんらん石上部にスピネル(Spl)のシンプレクタイトが見られる.
 c)細粒閃緑岩. Ol: かんらん石, Spl: スピネル, Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石, Qtz: 石英, Bt: 黒雲母

粒閃緑岩類との関係は不明だが、密接に伴って分布することから同一時期に形成されたと考えられる。田結庄(1987)によれば、神野山地域において”古期花崗岩類”(本報告の城立トータル岩)が本岩を捕獲岩として取り込んでいる。

岩相及び産状 神野山地域の本岩は田結庄(1987)によって”神野山はんれい岩体”と名付けられ詳しく記載されている。風化のため良好な試料は得られなかったが、田結庄(1987)によれば、本図幅地域内においては主として角閃石斑れい岩よりなり、輝石かんらん石角閃石斑れいノーライト、コートランダイトを伴う。

三輪山における本岩は主に中粒の角閃石斑れい岩からなる。平均粒径はおおむね1-2mmであるが、まれに20-30mm大のポイキリティックな角閃石を含む。また、まれに、黒雲母・単斜輝石・斜方輝石を含む。角閃石を欠き、かんらん石を含むことがある。

岩石記載

中粒かんらん石輝石角閃石斑れい岩(<GSJ R71068/SK101>, 桜井市巻向山南西1km, 第8-b図)

平均粒径2mm程度の等粒状の岩石で、肉眼で10mm大の角閃石が確認できる。

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・かんらん石

副成分鉱物：スピネル・不透明鉱物・方解石

斜長石は自形-半自形のものが多く、累帯構造を示さない。普通角閃石のZ軸色は淡褐色-淡緑色で、他形であり、一部に核部が無色のものが見られる。単斜輝石は多くが角閃石中に認められる。かんらん石は

周囲を角閃石に取り囲まれ、斜長石との間にしばしば緑色スピネルと角閃石からなる虫食い状のシンプレクタイトを伴う。スピネルはシンプレクタイトを構成するほか、単独粒状結晶としても産する。かんらん石と斜長石との間に見られるスピネルシンプレクタイトは生駒山地の斑れい岩類にも認められ、5-6kbの高圧下で生と解釈されている(田結庄ほか, 1989)。

年代 Kagami *et al.* (1995)は近畿地方における斑れい岩類のSm-Nd同位体組成を測定し、Sm-Ndアイソクロン図において、奈良市一休山(北隣奈良図幅地域内)及び神野山の斑れい岩は、生駒山の斑れい岩の示す 192 ± 19 Ma(ジュラ紀前期)のアイソクロンの周囲にプロットされることを示し、それらが同様な起源物質から形成されたジュラ紀の岩体であるとした。

Ⅲ. 2. 3 細粒閃緑岩類(Di)

分布 桜井市三輪山周辺と、同泊から榛原町萩原にかけての地域で斑れい岩類に伴って分布する。神野山岩体周辺には認められない。

貫入関係 古期深成岩類の中粒花崗閃緑岩を貫く。城立トータル岩及び巻向山花崗岩に貫かれる。城立トータル岩に貫かれる露頭は大宇陀町五津南西800mで観察できる。ここでは城立トータル岩は厚さ約15mの小岩脈となっており貫入面と調和的な構造を有している。初瀬深成複合岩体との直接の関係は不明である。

岩相及び産状 三輪山周辺の本岩は細-中粒で平均粒径が0.5-1mm程度である。まれに斜方輝石を含む。角閃石は半自形粒状でポイキリティックなものは認められない。

泊-萩原周辺では細粒の黒雲母角閃石閃緑岩に加えて、斑れい岩質及び石英閃緑岩質の部分が認められる。平均粒径は0.5-1mm程度である。しばしば露頭スケールで不均質な岩相を示しやや優白質で粗粒な岩相を示すことがある。厚さ数cmの石英脈や優白質花崗岩に貫かれることがしばしばある。

岩石記載

細粒黒雲母角閃石閃緑岩(<GSJ R71069/SK053>, 桜井市泊南東1km, 第8-c図)

平均粒径1mm程度の等粒状の岩石でまれに長径3mm大の斜長石が認められる。

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・チタン石・緑泥石

斜長石は自形-半自形で累帯構造が認められることが多い。石英は少量含まれる。角閃石は半自形-他形でZ軸色は緑褐色である。黒雲母はほとんどが緑泥石化している。

Ⅲ. 3 領家変成岩類(Rg, Rc)

桜井図幅地域に分布する領家変成岩類は、今までに公表された地質図では縞状片麻岩(Yosizawa *et al.*, 1966)あるいは領家片麻岩(端山ほか, 1982)に区分されている。大部分は砂岩泥岩起源の変成岩であり、多くは片麻岩といえるものである。

Ⅲ. 3. 1 分布及び構造

本図幅地域の領家変成岩類は図幅北端部の奈良市白毫寺町びやくごうじから長谷町にかけての東西約8km, 南北約5kmの地域にまとまって分布し, これらは北隣の奈良図幅地域へと連続する. また, 榛原町自明から八滝にかけても分布し, 東隣の名張図幅地域や南隣の吉野山図幅地域へと連続する. このほか深成岩類中にも大小さまざまなゼノリスとして産する. 特に天理市龍王山付近では3.5km×600mの北西-南東方向に伸びたブロックとして分布する.

白毫寺町から長谷町にかけての地域のうち, 南西端を除いた地域では片麻状構造には背斜構造が想定される. すなわち, 奈良市杵掛町から同和田町にかけての東北東-南南西の背斜軸を境に, その北側では北-北西傾斜, 南側では南傾斜となっている. 南西隅の城立トータル岩の貫入面付近では, 北西-南東走向, 北東傾斜となっている. これは城立トータル岩の面構造及び貫入面の向きと調和的である.

自明から八滝にかけての地域では, 片麻状構造はおおむね北西-南東走向で北東傾斜であり, 周囲の城立トータル岩の面構造と調和的である.

上述のとおり, 領家変成岩類の片麻状構造の向きは, 城立トータル岩の面構造の向き及び城立トータル岩の貫入面の向きと調和的であるが, 本図幅内ではその関係を直接観察することはできなかった. また, 城立トータル岩の接触変成の影響も確認できなかった. 北東隣の上野図幅地域では城立トータル岩は領家変成岩類の構造に調和的に貫入しており(川辺ほか, 1996), また, 東隣の名張図幅地域では領家変成岩をゼノリスとして捕獲している城立トータル岩が報告されている(西岡ほか, 1998).

Ⅲ. 3. 2 岩相

砂岩泥岩起源変成岩(Rg)は一般に再結晶が進み, 原岩の特徴が分かりにくくなっており, 層理面の認定は困難である. しばしば珪長質の部分と雲母に富む部分とが縞状をなす片麻岩として産する. 肉眼でざくろ石や優白質な薄層が見られ, 後述のとおり珪線石を交代したと思われる白雲母が認められることから北隣の奈良図幅地域の珪線石帯(尾崎ほか, 2000)に相当すると考えられる. 通常粒度が粗く, 花崗岩に似た外観を呈する部分がある. なお, Kutsukake(1973)は初瀬複合岩体中のゼノリスとして産する本岩に堇青石を見いだしている. これは, 尾崎ほか(2000)が新期領家花崗岩類の接触変成相として記載している堇青石帯に相当すると考えられる. 領家変成岩類にはしばしば, チャート起源変成岩が見られる. ほとんど石英からなるチャート層の層間に黒雲母に富む薄層が存在する(第9図).

岩石記載

白雲母黒雲母片麻岩(泥岩起源変成岩)(<GSJ R71066/SK063>, 天理市上山田東南400m, 第10-a図)

黒雲母は定向配列し優白質部と優黒質部互層による縞状構造が顕著である.

主成分鉱物: 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・白雲母

副成分鉱物: 不透明鉱物・ジルコン

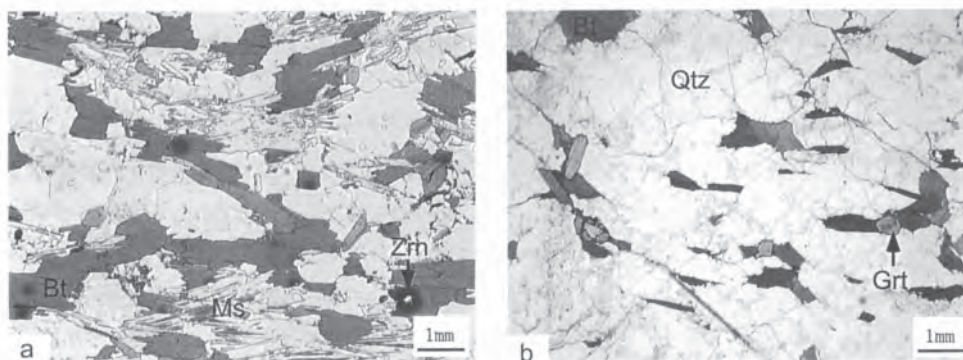
鏡下では白雲母も面構造に平行に配列している. 無色鉱物はグラノプラスチックな組織を示す. 白雲母の一部は針状となって黒雲母と集合体を形成しており, 珪線石を交代して生成された可能性がある.

珪質片麻岩(チャート起源変成岩)(<GSJ R71067/SK062>, 奈良市南田原町南500m, 第10-b図)

肉眼で黒雲母の定向性が認められる.



第9図 チャート起源変成岩の露頭写真
チャート層の間に黒雲母に富む薄層が存在する(桜井市初瀬).



第10図 領家変成岩類の顕微鏡写真

- a) 白雲母黒雲母片麻岩(下方ポーラ)。白雲母(Ms)の一部は針状で珪線石の交代による可能性が大きい。
b) チャート起源変成岩(下方ポーラ)。Bt: 黒雲母, Ms: 白雲母, Zrn: ジルコン, Qtz: 石英, Grt: ざくろ石

主成分鉱物: 石英・黒雲母

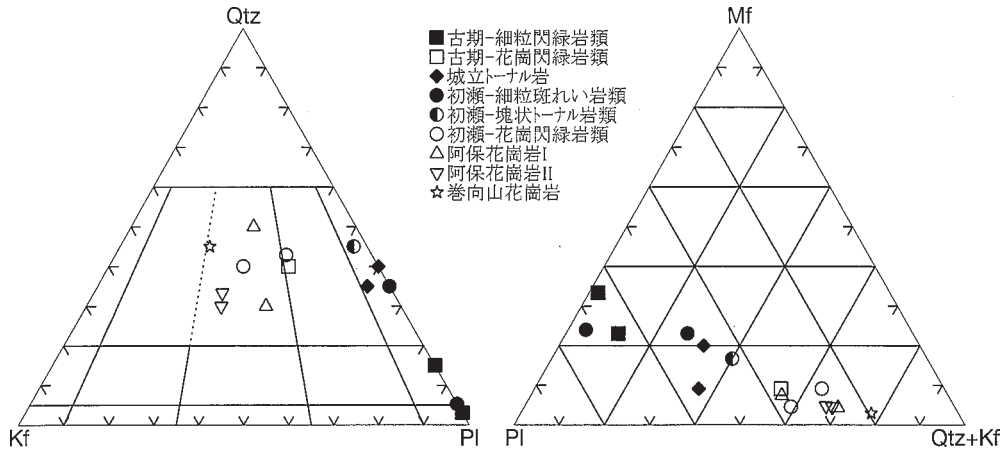
副成分鉱物: ざくろ石・ジルコン・不透明鉱物

石英どうしの境界は縫合状で、石英内部はサブグレイン化している。

Ⅲ. 4 領家深成岩類

Ⅲ. 4. 1 概要

領家深成岩類は城立トータル岩、初瀬深成複合岩体、^{あ お}阿保花崗岩、^{まきむくやま}巻向山花崗岩の4つに区分できる。領家深成岩類のモード組成を第11図に示した。本図幅及び周辺地域の深成岩類の分布概略図及び貫



第11図 桜井図幅地域の深成岩類のモード組成

初瀬：初瀬複合深成岩体，Qtz：石英，Kf：アルカリ長石，Pl：斜長石，Mf：有色鉱物区分はLe Maitre(1989)による。

入関係は既に古期深成岩類の項で示した(第6, 7図)。

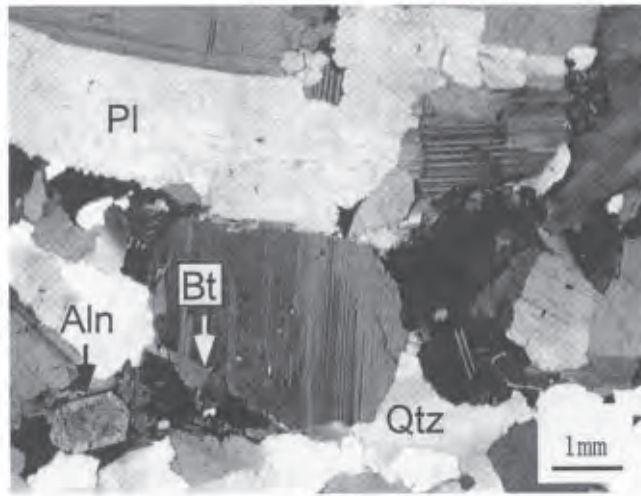
領家深成岩類のうち、城立トータル岩は古期領家花崗岩類に属し、初瀬深成複合岩体、阿保花崗岩、巻向山花崗岩は新期領家花崗岩類に属する。なお、本報告では田結庄ほか(1985)に従い、古期領家深成岩類は顕著な面構造を有し、周囲の変成岩との構造と調和的な深成岩、新期領家深成岩類は塊状ないし弱い面構造を有し、変成岩の構造と非調和に貫入している深成岩と定義して用いる。城立トータル岩は主に面構造の発達したトータル岩及び花崗閃緑岩からなる。初瀬深成複合岩体は斑れい岩から花崗岩までを含む岩相変化に富む岩体である。面構造は全く認められないものから顕著なものまで存在する。阿保花崗岩は主に細粒で白雲母を含有する概して塊状の黒雲母花崗岩からなる。巻向山花崗岩は主に中粒でざくろ石を含有する塊状の優白質花崗岩からなる。

III. 4. 2 城立トータル岩(Gj)

命名 端山ほか(1982)が二本木図幅地域内の三重県白山町城立付近に分布する片麻状トータル岩に対して命名した。川辺ほか(1996)、西岡ほか(1998)及び尾崎ほか(2000)は岩相の類似性に基づき、更に西方の奈良県奈良市水間町付近までを城立トータル岩とした。

分布 三重県白山町城立付近から奈良県水間町付近まで分布する。桜井図幅地域では天理市別所付近と榛原町山辺三から同自明にかけての2箇所と比較的まとまって分布するほか、山添村神野山西方や奈良市藤原町東方でも小規模に分布する。

貫入関係 領家変成岩の片麻状構造と調和的な面構造を有し、東隣の名張図幅地域内では領家変成岩をゼノリスとして捕獲している(西岡ほか, 1998)。古期深成岩類の細粒閃緑岩類及び斑れい岩類に貫入する。初瀬深成複合岩体や阿保花崗岩に貫入されるが、桜井図幅地域内では貫入関係は確認できなかった。北東隣の上野図幅地域内では、阿保花崗岩の城立トータル岩への貫入が確認されている(川辺ほか, 1996)。



第12図 城立トータル岩の顕微鏡写真
Pl:斜長石, Bt:黒雲母, Qtz:石英, Aln:褐れん石

岩相及び産状 大部分が面構造を有する中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトータル岩からなる。まれに角閃石を伴わず花崗岩質となる。平均粒径は2-3mmである。面構造は黒雲母クロットの走向配列によるものが主で、黒雲母の集合体はしばしばフィルム状を呈する。別所付近の面構造の向きは西北西-東南東走向、北傾斜であり、岩体の伸びの方向及び隣接する領家変成岩類の走向傾斜とおおむね一致する。山辺三周辺での面構造は北東-両西走向、北西傾斜である。自明付近ではおおむね東西走向北傾斜であり、隣接する領家変成岩類の構造と調和的である。

岩石記載

片麻状中粒角閃石黒雲母トータル岩(<GSJ R71071/SK060>, 天理市別所西方300m, 第12図)

黒雲母集合体の走向配列による面構造を有する平均粒径2-3mm程度の等粒状の岩石である。

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石

副成分鉱物: 褐れん石・ジルコン・燐灰石

斜長石は自形性が強く、伸張方向に弱い定向性がある。カリ長石との接触部でミルメカイトが発達している。石英は弱い波動消光を示す。カリ長石はパーサイト組織を示すが、ラメラの大きさは比較的小さい。黒雲母は自形性が強く、Y-Z軸色は褐色で、しばしば長径4-5mm程度のフィルム状集合体を形成する。普通角閃石のZ軸色は緑褐色である。褐れん石は自形性が強い。

年代 ジルコンの放射年代値として ^{238}U - ^{206}Pb 法の88Ma及び、 ^{235}U - ^{207}Pb 法の93Ma(石坂, 1969)が得られている(原著では霧雨花崗閃緑岩の値として報告されている)。

Ⅲ. 4. 3 初瀬深成複合岩体(Gb, Gf, Gt, Gd)

初瀬深成複合岩体は奈良市菩提山町ぼだいせんちやうから天理市、桜井市、榛原町鳥見山とみやまにかけて、南北約17km、東西約11kmの広い範囲に分布する。桜井図幅地域には南端部を除くそのほとんどが含まれる。斑れい岩から花崗岩までを含む岩相変化に富む岩体である。塊状トータル岩類、中粒斑れい岩類、細粒斑れい岩

類及び面構造を有する花崗閃緑岩類の4つの岩型に区分できる。

本複合岩体のうち、岩体東南部の桜井市初瀬周辺についてはKutsukake(1973)による詳細な岩石学的な報告がある。本報告ではより広い範囲を1つの複合岩体とし扱っており、Kutsukake(1973)の区分した岩相区分とは大きく異なっているが、両者はおおむね次のように対応する。すなわち、Kutsukake(1973)の“pegmatitic granite”は本報告の阿保花崗岩I型に対応する。同様に“aplo-granite”は巻向山花崗岩に、“coarse-grained granodiorite”、“medium-grained gneissose granodiorite”及び“coarse-grained gneissose granodiorite”の3者は面構造を有する花崗閃緑岩類に、“hornblend-gabbro”は細粒斑れい岩類または中粒斑れい岩類に対応する。また、Kutsukake(1973)は初瀬周辺における本岩において、面構造及びシート状苦鉄質岩類がドーム状構造をなすことを指摘しており、本報告の結果もおおむねそれを支持する。しかし初瀬地域以外ではそのような構造は見られない。

命名 新称。名称は、Kutsukake(1973)が、岩体南東部の初瀬北方に見られる本岩の構造を”Hatsuse Basin”と呼んだことに由来する。

以下、各岩型ごとに記載する。

Ⅲ. 4. 3. 1 塊状トータル岩類(Gt)

Kutsukake(1973)では本岩に相当する岩相は示されていないが、“coarse-grained granodiorite”の一部に相当すると思われる。

分布 細粒斑れい岩類に伴って小規模に分布する。天理市下仁興町^{しちにこうちやう}西方において最大の岩体が分布し、その径は1km×500mである。桜井市笠^{しゆりえだ}から修理枝にかけての地域では数箇所^{しゆりえだ}に点在して分布する。このほか天理市藤井町にも分布する。

貫入関係 初瀬深成複合岩体の細粒斑れい岩類に岩脈状に貫入される。笠においてはしばしばペグマタイト脈に貫入されている。

岩相及び産状 下仁興町の本岩は、平均粒径1-3mmの中粒角閃石黒雲母トータル岩-花崗閃緑岩である。笠周辺における本岩は、平均粒径2-4mmの中粒角閃石黒雲母トータル岩-花崗閃緑岩である。

岩石記載

中粒角閃石黒雲母トータル岩(<GSJ R71074/SK048>、天理市下仁興町北北西1km, 第13-a図)

平均粒径2mm程度の等粒状の岩石である。

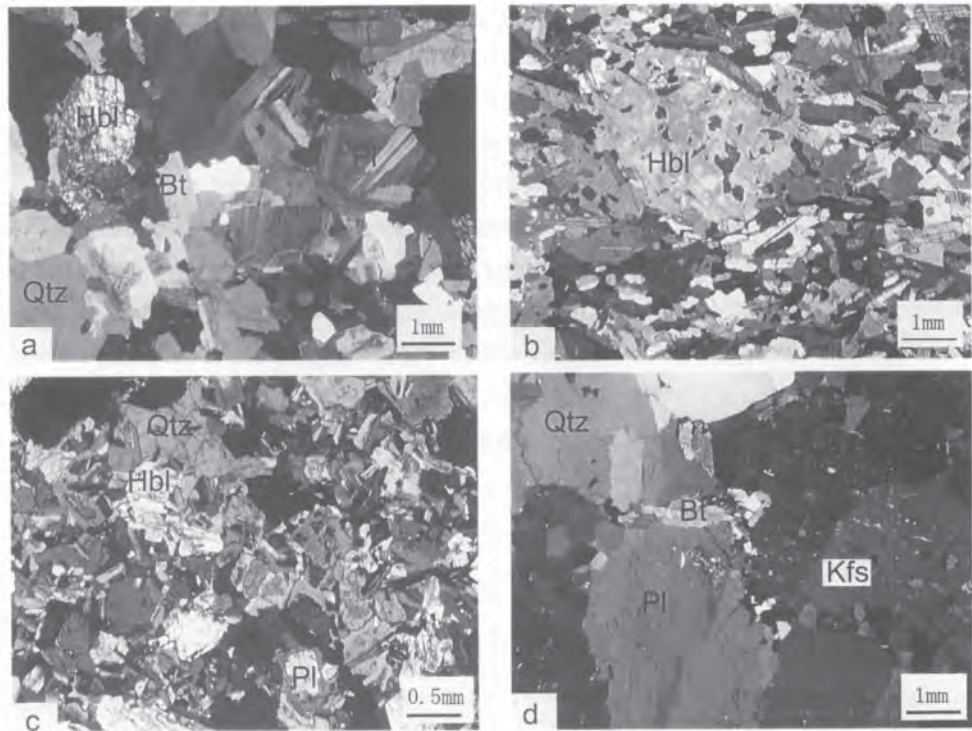
主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・ジルコン・燐灰石・褐れん石

斜長石は自形-半自形で明瞭な累帯構造が認められ、集片双晶の発達が顕著である。石英は弱い波動消光を示し、自形の斜長石や角閃石を包有することがある。カリ長石は間隙充填状ないし斜長石のアンチパーサイトとして産する。角閃石は半自形でZ軸色は緑色である。黒雲母は半自形-他形でY-Z軸色は褐色である。

Ⅲ. 4. 3. 2 中粒斑れい岩類(Gb)

Kutsukake(1973)の“hornblend gabbro”の中の“medium-grained gabbro”に相当する。



第13図 初瀬探成複合岩体の顕微鏡写真

- a) 塊状トナール岩．斜長石(Pl)は顕著な累帯構造を示す．
 b) 中粒角閃石斑れい岩．ポイキリテックに斜長石を包有する．
 c) 細粒角閃石斑れい岩．
 d) 面構造を有する花崗閃緑岩．カリ長石(Kfs)はパーサイト組織が顕著である．
 Hbl：普通角閃石，Pl：斜長石，Qtz：石英，Bt：黒雲母，Kfs：カリ長石

分布 本岩は桜井市和田^{かやもり}、同萱森東方及び奈良市北椿尾町の3箇所に分布する．いずれも長径1kmほどの小岩体である．

貫入関係 中粒斑れい岩類と他の岩石との関係は直接的には不明である．Kutsukake(1973)は“medium-grained gabbro”(本岩に相当)と“fine-grained gabbro”(細粒斑れい岩類に相当)が“hybridised gabbro”を挟んで接することを示している．本岩は地質図上でも細粒斑れい岩類と密接に伴って分布しており、また鉱物組み合わせが類似することから、両者は同一起源であると考えられ、本図幅でも初瀬複合岩体の一岩相として取り扱う．

岩相及び産状 和田及び萱森東方に分布する本岩は、細粒斑れい岩類に取り囲まれて分布する平均粒径2-3mmの中粒角閃石斑れい岩である．黒雲母を含むこともある．角閃石はしばしば5-6mm大となる．

岩石記載

中粒角閃石斑れい岩(<GSJ R71072/SK114>、奈良市北椿尾町西北西300m, 第13-b図)

平均粒径2mm程度の等粒状の岩石で、肉眼で20mm大の角閃石が確認できる．

主成分鉱物：斜長石・普通角閃石

副成分鉱物：不透明鉱物

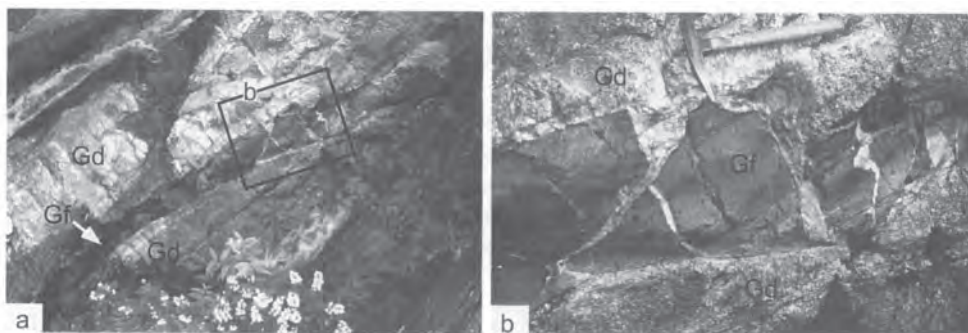
斜長石は自形-半自形で自形性が強く、累帯構造を示さない。普通角閃石のZ軸色は淡褐色で、他形であり、ポイキリティックに自形性の良い斜長石を包有する。不透明鉱物は比較的多く含まれる。

Ⅲ. 4. 3. 3 細粒斑れい岩類(Gf)

本岩はKutsukake(1973)の“hornblende gabbro”，特にその中の主要な岩相である“fine-grained gabbro”に相当すると思われるが、Kutsukake(1973)は岩相の分布を示していない。

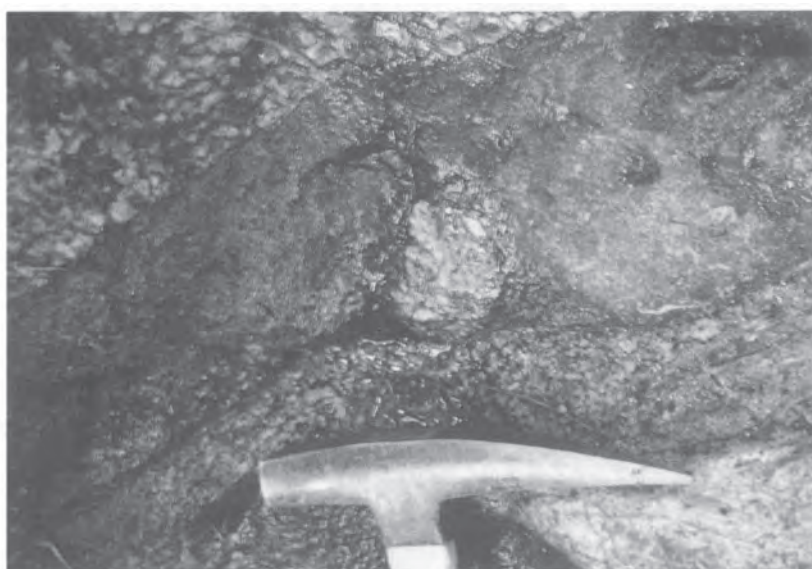
分布 主に、桜井市萱森から同小夫^{おおぶ}にかけての地域、奈良市北椿尾町、天理市^{ちしやんり}菅原町西方に分布する。

貫入関係 初瀬深成複合岩体の主岩相である面構造を有する花崗閃緑岩類に岩脈状に貫入し(第14図)、捕獲する(第15図)。一方で、面構造を有する花崗閃緑岩類中に貫入後、分断・移動されている部



第14図 面構造を有する花崗閃緑岩(Gd)に貫入する細粒斑れい岩(Gf)の露頭写真

- a) 岩脈状に貫入する細粒斑れい岩(桜井市和田北1km)。厚さは約30cmで写真の右上から左下へ伸びる(約3.5m)。
b) a)のクローズアップ。やや優白質な花崗岩脈で分断されており、貫入後にブロック化したと思われる。



第15図 細粒斑れい岩中に取り込まれている面構造を有する花崗閃緑岩のゼノリス

分もあること(桜井市芹井川沿い)から、貫入時に花崗閃緑岩は完全に固結していなかったと解釈できる。また、初瀬深成複合岩体の塊状トータル岩類にも岩脈状に貫入している(桜井市笠東方)。

巻向山花崗岩と同源と思われる細-中粒のざくろ石含有優白質黒雲母花崗岩の岩脈に貫かれる。

岩相及び産状 北椿尾町における本岩は平均粒径0.5-1mmで塊状の細粒黒雲母角閃石斑れい岩ないし閃緑岩で、単斜輝石を含むことがある。

桜井市萱森から同小夫にかけての本岩は、主に平均粒径0.5-1mmの細粒黒雲母角閃石斑れい岩からなり、黒雲母を欠くこともある。また桜井市芹井川沿いや同萱森では平均粒径1-2mm程度の中粒の岩相を示す。

斜長石のAn%は40-60が多く、特に累帯構造の核部では高くなる。なお、Kutsukake(1973)は“fine-grained gabbro”の斜長石のAn%を屈折率から求めて51-89としている。

岩石記載

細粒黒雲母含有角閃石閃緑岩(<GSJ R71073/SK037>, 桜井市萱森西北西600m, 第13-c図)

平均粒径0.5-1mm程度の等粒状の岩石であるが、まれに径4mmに及ぶ石英が認められる。

主成分鉱物：斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・チタン石・ジルコン・燐灰石・緑泥石・方解石

鏡下では斜長石、石英、角閃石がやや大きめの結晶(2-4mm程度)をなすことがあり、やや斑状の組織を示す。斜長石は自形-半自形で顕著な累帯構造が認められる。斜長石のAn%は45-60程度で核部で高くなる。石英は自形の斜長石や角閃石を包有することがある。角閃石は自形性が強くZ軸色は淡褐色-淡緑色である。黒雲母は自形性が強くY-Z軸色は褐色であるがほとんど緑泥石化している。

Ⅲ. 4. 3. 4 面構造を有する花崗閃緑岩類(Gd)

Kutsukake(1973)の“coarse-grained gneissose granodirite”, “medium-grained gneissose tonalite”及び“coarse-grained granodiorite”に相当する。Kutsukake(1973)は本岩をこのように3つに区分しており、また、“coarse-grained granodiorite”が“medium-grained gneissose tonalite”に貫入していることを報告しているが、本報告では3岩相を一括して扱う。

分布 初瀬深成複合岩体の大部分を占め、奈良市菩提山町から天理市、桜井市、榛原町鳥見山にかけて、南北約17km、東西約11kmの広い範囲に分布する。桜井図幅地域には南端部を除くそのほとんどが含まれる。

貫入関係 領家変成岩類に貫入し、それらをゼノリスとして取り込む。本岩に取り込まれる領家変成岩類のゼノリスは、例えば天理市龍王山付近の約3.5km×600mのゼノリスのように細長く伸びた外形を示す。

面構造が古期深成岩類と調和的であることから、それらを捕獲すると思われるが野外での貫入関係は確認できなかった。また、城立トータル岩との関係についても確認できなかった。地質図上では城立トータル岩との境界面は城立トータル岩の面構造と調和的である。

細粒斑れい岩のところで詳しく述べたとおり、本岩は初瀬深成複合岩体の細粒斑れい岩に貫入され、また本岩の枝脈が細粒斑れい岩に貫入している。巻向山花崗岩及び阿保花崗岩に貫入されている。

岩相及び産状 本岩は主として弱い面構造を持った中粒の黒雲母花崗閃緑岩、モンゾ花崗岩及びトー

ナル岩からなる。花崗閃緑岩やトータル岩などは概して色指数が高くなり、しばしば角閃石を含む。

角閃石を含む岩相の多くは岩体中央部の天理市苜原町から桜井市修理枝付近にかけて分布し、大局的には中心部がより優黒質になる逆累帯深成岩体といえる。しかし、岩相境界は漸移的であり、また、角閃石を含む岩相は中心部以外でもしばしば見られ、それほど明瞭な構造ではない。モンゾ花崗岩などの優白質な岩相にはしばしば径数cmのカリ長石が存在し、弱い斑状構造を示す。

面構造は黒雲母結晶や黒雲母クロットの走向配列によるものである。まれに顕著な面構造を示すこともあるが、面構造が認められない場合もある。特に岩体北部の奈良市興隆寺町から天理市福住町にかけては面構造は弱い。

本岩は顕著な面構造を示すことがあることから、古期領家深成岩類として扱われることも多い。しかし、面構造がほとんど見られない岩相もあり、また城立トータル岩を含む近畿地方の多くの古期領家深成岩類ではしばしば黒雲母クロットがフィルム状となって片麻状構造を示し、変形構造とみなせることが多いのに対し、本岩は面構造が有色鉱物の定向配列によっており、岩体固結時の結晶の配列を反映したと考えられ、新期領家深成岩類(柳生花崗岩など)と類似する。このことから、本報告では新期領家深成岩類として扱った。

岩石記載

中粒黒雲母モンゾ花崗岩(<GSJ R71075/SK010>, 桜井市小夫南300m, 第13-d図)

平均粒径4mm程度で、最大15mmのカリ長石結晶を含み、黒雲母の定向配列による弱い面構造が認められる岩石である。

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・不透明鉱物

カリ長石、石英、斜長石からなる細粒部(粒径0.5-1mm程度)を有する。石英は極めて弱い波動消光を示し、ポイキリティックに自形の黒雲母を包有することがある。斜長石は自形性が弱く、集片双晶の発達が著しく、累帯構造をほとんど示さない。カリ長石との接触部ではミルメカイトを生じている。カリ長石はパーサイト組織が顕著である。黒雲母は半自形-他形粒状でY-Z軸色は褐色である、不透明鉱物はごく少量含まれる。

Ⅲ. 4. 4 阿保花崗岩(Ga₁, Ga₂)

命名 端山ほか(1982)が三重県上野市阿保周辺に分布する細粒の黒雲母花崗岩に対して命名した。その後、川辺ほか(1996)、西岡ほか(1998)及び尾崎ほか(2000)は名張市、山添村及び奈良市に分布する同様の岩相を阿保花崗岩に含めた。都祁村深川ふかわに分布する”深川花崗岩”(政岡, 1984)も本花崗岩に属する。

分布 三重県青山町奥鹿野から上野市阿保、名張盆地周辺、山添村、都祁村を経て奈良市大慈仙町に至るまで、東西約38km、南北約7kmの範囲に断続的に分布する。本図幅地域内では岩体西南端部が山添村及び都祁村に分布する

貫入関係 北東隣の上野図幅地域内では城立トータル岩や領家変成岩を捕獲岩として取り込む(川辺ほか, 1996)。東隣名張図幅地域内では阿保花崗岩が城立トータル岩を貫く(西岡ほか, 1998)。北隣の奈良図幅地域内では領家変成岩に対し調和的に貫入している。本図幅内では岩体本体が領家変成岩に貫入

しており、また、領家変成岩中に厚さ200m以下の岩脈としても貫入している。

岩相及び産状 本花崗岩は主として細-中粒白雲母含有黒雲母花崗岩からなる。通常平均粒径1-2mm程度で等粒塊状であるが、局部的に黒雲母の走向配列による面構造が認められる。白雲母の量と粒径は地域によって変化し、全く含まれない場合もある。東隣名張図幅地域では本花崗岩は白雲母の肉眼での識別の可否により2つの岩型に区分されている(西岡ほか, 1998)。本図幅でも同様にⅠ型、Ⅱ型に区分した。Ⅰ型は肉眼で白雲母が識別できない岩型であり、Ⅱ型は肉眼で白雲母が識別できる岩型である。Ⅰ型とⅡ型の関係は確認できなかった。

本図幅内では、Ⅱ型は東西約7km、南北2-3kmの東西に細長い分布を示し、Ⅰ型はそれを挟んで南北に分布する。この帯状分布は東隣の名張図幅地域へと連続する。なお、中島(1960)は、具体的な記載はないが、地質概略図の中で阿保花崗岩(原文の“細粒花崗岩”)が上述のような帯状分布を示すことを図示している。

岩石記載

阿保花崗岩Ⅰ型(Ga₁)

中粒黒雲母モンゾ花崗岩(<GSJ R71076/N123>, 山添村^{まとの}的野南1km, 第16-a図)

平均粒径2mmの等粒状の岩石である。

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：ジルコン・燐灰石・不透明鉱物

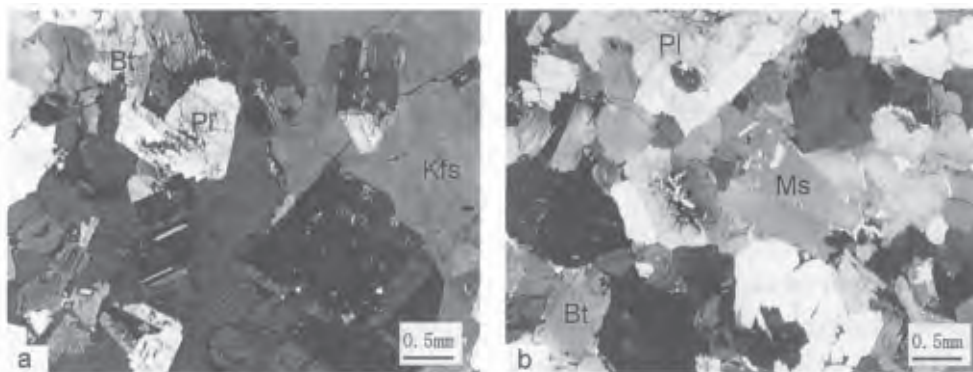
石英は弱い波動消光を示す。斜長石は自形性が強く、カリ長石との接触部でミルメカイトを生じている。カリ長石はしばしば径6-7mmの結晶となり、ポイキリティックに自形の斜長石や黒雲母、粒状の石英を包有する。黒雲母は褐色(Y-Z軸色)で自形性が強い。ジルコンは隣接する黒雲母に多色性ハローを生じさせている。

阿保花崗岩Ⅱ型(Ga₂)

中粒白雲母黒雲母モンゾ花崗岩(<GSJ R71077/SK070>, 奈良市柚ノ川町北北西1km, 第16-b図)

平均粒径2mm程度の岩石で、4mm大の斜長石や3mm大の白雲母を含む。

主成分鉱物：カリ長石・石英・斜長石・黒雲母



第16図 阿保花崗岩の顕微鏡写真

a) Ⅰ型. カリ長石(Kfs)はポイキリティックに斜長石(Pl)を包有する。

b) Ⅱ型. 白雲母(Ms)は自形性が良い。Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Ms: 白雲母

副成分鉱物：白雲母・ジルコン・不透明鉱物・燐灰石

カリ長石はパーサイト組織を示すが、ラメラの大きさは小さい。ポイキリティックに自形の斜長石・黒雲母を包有する。石英は弱い波動消光を示す。斜長石は自形性が強く、カリ長石との接触部でミルメカイトを生じている。黒雲母は褐色(Y-Z軸色)で自形性が強い。白雲母は自形性が強い。ジルコンは比較的多く含まれ、隣接する黒雲母に多色性ハローを生じさせている。燐灰石は極めて少量が黒雲母に包有されている。

放射年代 Rb-Sr法による黒雲母の放射年代値として105Ma (Ishizaka, 1966, 都祁村深川, 壊変定数 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$ /年を用いて再計算)が得られている。

Ⅲ. 4. 5 巻向山花崗岩(Gm)

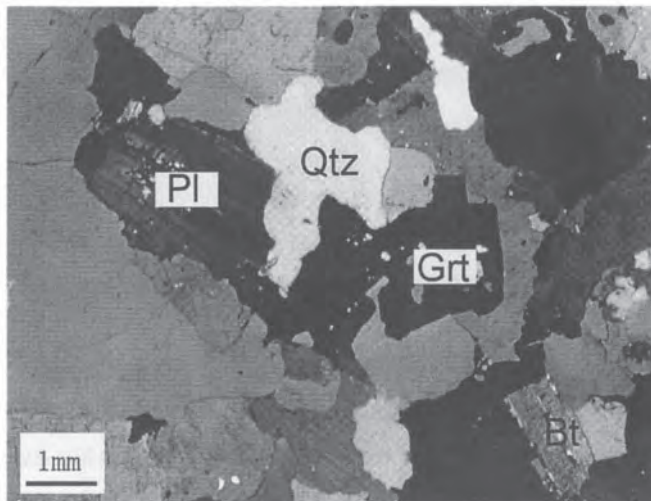
命名 新称。巻向山の名称は桜井市巻向山南方付近に分布することによる。Kutsukake(1973)の“Aplo-granite”は本岩に相当する。

分布 桜井市巻向山の南方で東西約3km, 南北最大約600mの分布を示す。このほか榛原町鳥見山南方や初生^{はじょう}、大宇陀町笠間西方などで小規模に岩脈状に分布する。

貫入関係 古期深成岩類の細粒閃緑岩類、初瀬深成複合岩体の面構造を有する花崗閃緑岩類及び領家変成岩類に貫入する。

岩相及び産状 本岩は平均粒径1-3mm程度で色指数2-3以下の中-細粒優白質花崗岩である。しばしば肉眼で識別できる程度の径1-2mm程度のざくろ石を含有することを特徴とする。そのほかに黒雲母及び白雲母を含むこともあるが、有色鉱物をほとんど含まない場合もある。

なお、以下の岩石記載にもあるように、本岩は通常完晶質等粒状であるが、Kutsukake(1973)は初瀬地域の“Aplo-granite”(本岩に相当)において、引き伸ばされた石英を含み、また砂糖状(“saccharoidal”)を示すとしている。



第17図 巻向山花崗岩の顕微鏡写真

斜長石(Pl)は累帯構造をほとんど示さない。黒雲母(Bt)は自形性が良い。
Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Grt: ざくろ石, Bt: 黒雲母

岩石記載

中粒ざくろ石含有黒雲母優白質モンゾ花崗岩(<GSJ R71078/SK115>, 内馬場町北300m, 第17図)

平均粒径2mm程度の等粒状塊状の岩石で, 肉眼で径1mm程度のざくろ石が確認できる.

主成分鉱物: 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母

副成分鉱物: ざくろ石・ジルコン・燐灰石

石英は弱い波動消光を示す. カリ長石はパーサイト組織を示し, 丸みを帯びた石英, 斜長石を包有する. 斜長石は自形性が悪く, 累帯構造をほとんど示さない. カリ長石との接触部でミルメカイトを生じている. 黒雲母は自形性が良く, Y-Z軸色は褐色である.

IV. 藤原層群及び山辺層群(下-中部中新統)

(尾崎正紀)

奈良県北部(奈良市, 天理市など)から三重県の名張地方にかけての地域(大和高原や笠置山地と呼ばれる)には前期中新世後半-中期中新世初頭の地層が分布する(第5図). 奈良盆地東沿いの奈良市から天理市にかけて分布するものは藤原層群(横山, 1931; 坂本, 1955), 奈良県山辺郡都祁村中部・宇陀郡榛原町北部及び室生村中部付近に分布するものは山辺層群(志井田・柴田, 1968), 宇陀郡室生村南部・曾爾村中南部・御杖村北部及び西部, 三重県一志郡美杉村西部に分布するものは山粕層群(君塚, 1932; 志井田ほか, 1960)と呼ばれる. これらのうち桜井図幅地域には藤原層群と山辺層群が分布する. これらの地層は, 中部中新統の地獄谷累層や都介野累層(第 V 章参照)に不整合で覆われている.

なお, 以降の記載で, 細礫, 中礫, 大礫, 巨礫は, それぞれ礫径2-4mm, 4-64mm, 64-256mm, 256mm以上を示す.

IV. 1 研究史

藤原層群 横山(1931)は, 奈良市鹿野園ろくやおんから天理市木堂付近の丘陵地に分布する中新統を, 初めて藤原層と命名し, 礫岩-粗粒砂岩及び泥岩よりなる下部と細粒砂岩よりなる上部に区分した. その後, 坂本(1955)は横山(1931)の藤原層を藤原層群と呼び, 礫岩層を主体とする下部を岩淵累層いわぶち, 凝灰質細粒砂岩-泥岩からなる上部を豊田累層とよだと命名した. なお, 岩淵累層は坂本(1955)が岩淵川とした川の名前に由来する地層名であるが, この川は岩井川と呼ばれている. 岩淵累層は, 更に岩相の違いから, 南部相, 北部相, 東部相とそれらと同時異相である鉢伏層に細分された. 南部相は天理市北部の豊田山東方のものを指し花崗岩・閃緑岩の礫のみからなる特徴を持つ. 北部相は奈良市鹿野園付近の流域の岩淵累層を指し, 花崗岩礫のほかホルンフェルスとチャートの礫を多く含む特徴を持つ. 東部相は北部相の東側の

鉢伏町へ至る地域に分布する礫岩層を指すが、岩相は北部相に類似する。鉢伏層は鹿野園東方の鉢伏町に、東西に長く分布する東部相を覆う砂岩層を指す。

その後、Ikebe and Shimakura (1968)と西田(1982)は、坂本(1955)の層序区分及びその分布をほぼ踏襲したが、嶋倉ほか(1971)では鉢伏層を地獄谷層群基底部として鉢伏砂礫岩層に位置付けた。

浮遊性有孔虫化石は、模式地である射撃場の豊田累層に産するものに関して多井(1957)及びTai(1959)の報告がある。その後、多井・加藤(1979)は豊田累層産の浮遊性有孔虫化石をBlow(1969)のN8-N9帯に対比し、更にYoshida(1991)はN8帯下部に限定できるとした。

貝化石については、槇山(1931)、坂本(1955)、嶋倉ほか(1971)で報告されている。また、糸魚川・柴田(1973)では瀬戸内中新統の古環境の変化における藤原層群産貝化石群集の位置付けが試みられている。

山辺層群 山辺郡都祁村付近(当時の都介野村)に分布する山辺層群は、最初槇山(1937)によって山辺統と呼ばれ、後期中新世とされた。その後、志井田ほか(1967)や志井田・柴田(1968)によって、山辺層群は小山戸累層おやまどと吐山累層はやまに区分され、更に小山戸累層は蘭生礫岩層らんせいと相河砂岩細礫岩層そうごに、吐山累層は外の橋泥岩層と清水砂岩層に細分された。

志井田・柴田(1968)以降、西田(1982)は志井田・柴田(1968)の層序区分に従って、分布などを一部修正した5万分1の表層地質図を作成している。また、巡検案内書として、茅原ほか(1990)と池田(1993)がある。糸魚川・柴田(1973)では、藤原層群と同様、山辺層群の貝類化石群集の瀬戸内中新統での位置付けが行われている。

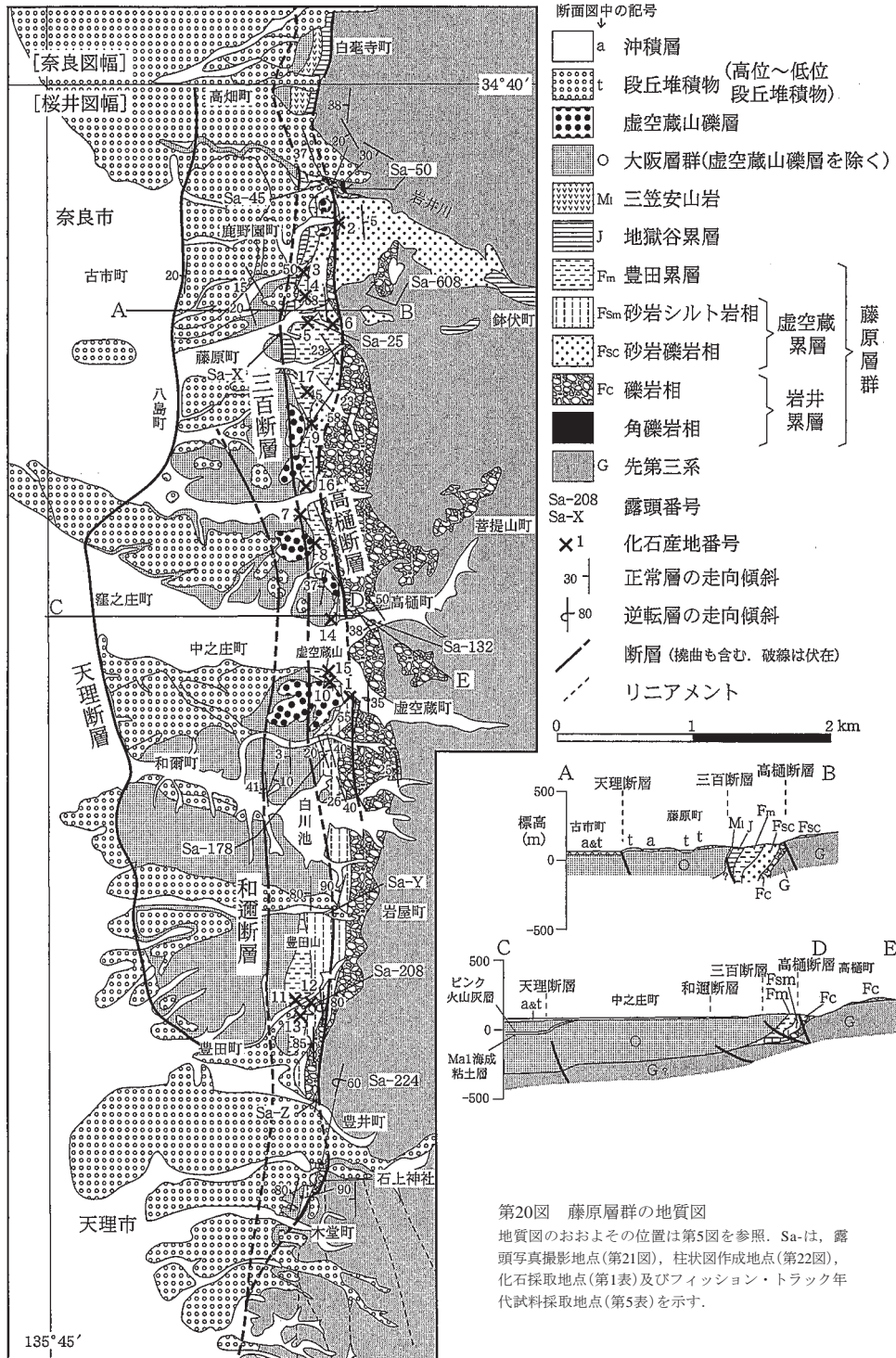
IV. 2 層序区分

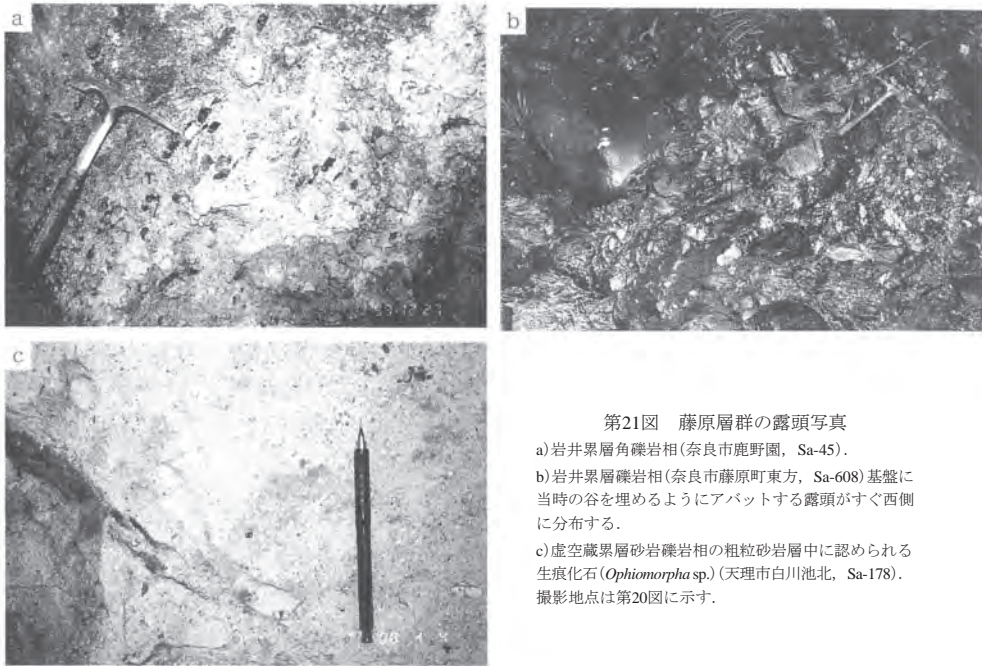
本報告では、今回の調査結果を踏まえ、従来の層序区分について下記のように修正を行った。なお、本報告との関係から尾崎(1998)による山粕層群の層序区分も修正する(第18, 19図)。

藤原層群 坂本(1955)の岩淵累層は、岩井累層と虚空蔵累層に2分した。また、岩井累層は角礫岩相と礫岩相に、虚空蔵累層は砂岩礫岩相と砂岩シルト岩相に細分した。なお、坂本(1955)の鉢伏層、嶋倉ほか(1971)の地獄谷層群鉢伏砂礫岩層あるいは尾崎ほか(2000)の地獄谷累層鉢伏礫岩層の模式地の地層は、虚空蔵累層の砂岩礫岩相に位置付けた(第 V 章参照)。

山辺層群 志井田・柴田(1968)の蘭生礫岩層と相河砂岩礫岩層は名称はそのまま、それぞれ累層とした。また、蘭生累層は角礫岩相と礫岩相に、相河累層は砂岩相と細礫岩相に細分した。吐山累層は外の橋泥岩層と清水砂岩層に細分されていたが、後述のように清水砂岩層に関しては異なる層準の砂岩層を同じ部層に含めていることが明らかとなったので、吐山累層のみを使用する。

山粕層群 志井田ほか(1960)による層序区分である塩井礫岩層、伊賀見砂岩層、中太郎泥岩層(累層は設定されていない)に対して、名張図幅(尾崎, 1998)では山粕層群を山粕層とし、全体を部層相当の礫岩相、砂岩礫岩相、砂岩泥岩相、砂岩相、泥岩相に細分して地質図に示した。しかし、上記のような藤原層群と山辺層群の層序区分とそれらとの対比を考慮すると、志井田ほか(1960)の塩井礫岩層、伊賀見砂岩層及び中太郎泥岩層をそれぞれ累層として使用し、尾崎(1998)の岩相区分をそれら累層を細分す





第21図 藤原層群の露頭写真

- a) 岩井累層角礫岩相(奈良市鹿野園, Sa-45).
 b) 岩井累層礫岩相(奈良市藤原町東方, Sa-608) 基盤に当時の谷を埋めるようにアバットする露頭がすぐ西側に分布する。
 c) 虚空蔵累層砂岩礫岩相の粗粒砂岩層中に認められる生痕化石(*Ophionorpha* sp.) (天理市白川池北, Sa-178).
 撮影地点は第20図に示す。

庄町の地下の約400m以深にも層厚約200mの中新統の存在が推定されている(第59-b図及び地質図のF; 奥村ほか, 1998).

層厚 約400m.

層序関係 本層群の大部分が高樋断層(第IX章参照)によって変成岩類や深成岩類と断層関係で接するとされた(坂本, 1955)が, 大部分は不整合関係である(第20図). これらの不整合面は西側の高樋断層に伴う変形によって約30-50°西へ傾斜し, 基盤岩と藤原層群との境界が直線的になるため, 断層関係と判断されたと考えられる. 大阪層群とは断層及び傾斜不整合関係で接する.

地質構造 藤原層群は全体としては西傾斜で, 特に高樋断層と三百断層沿いでは西への急傾斜を示し, 一部東への傾斜を示す逆転層も発達する(第IX章参照).

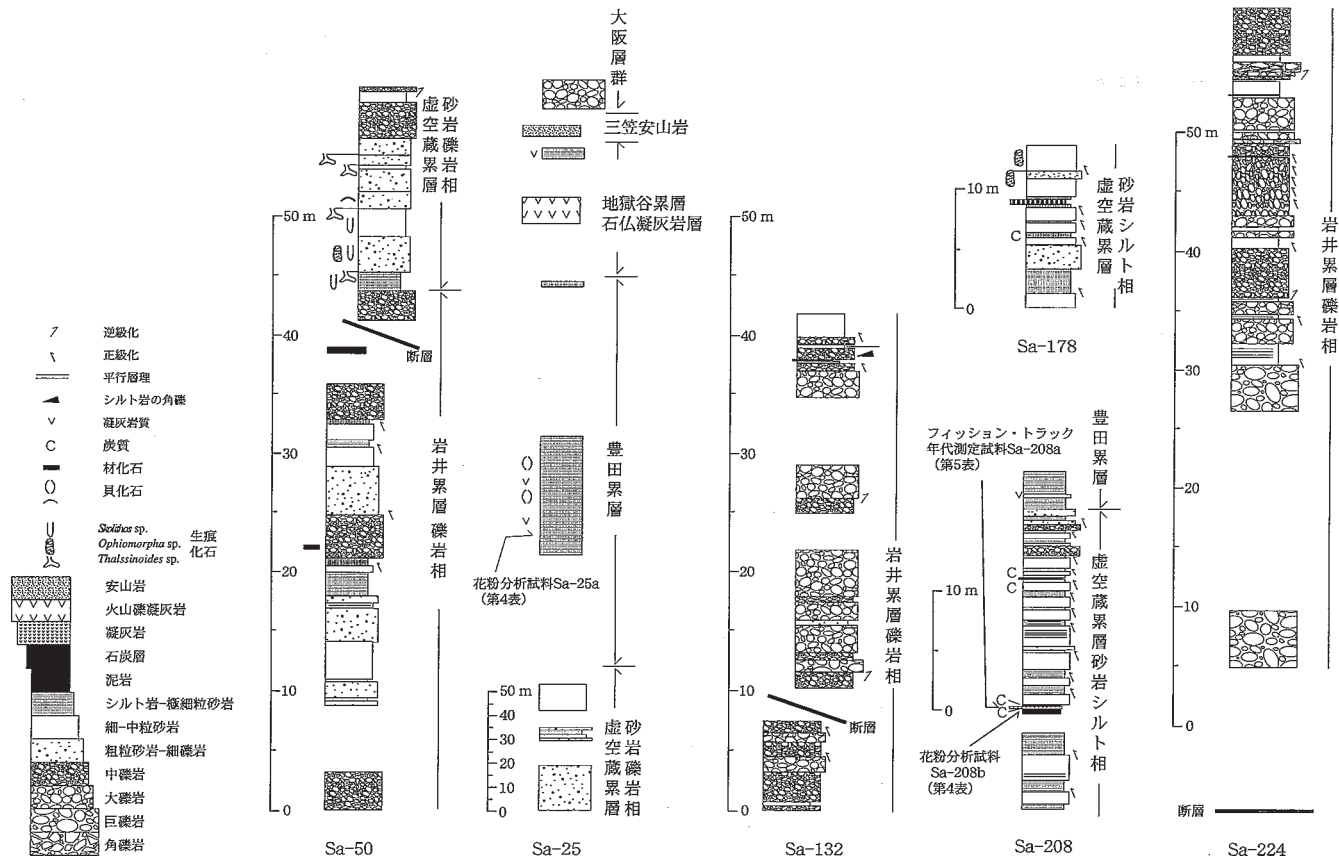
IV. 3. 1 岩井累層(Fa, Fc)

地層名 新称. 坂本(1955)の岩淵累層の下-中部を指す.

模式地 坂本(1955)の岩淵累層北部相の模式地である岩井川の谷沿い.

分布 奈良市の鹿野園町・藤原町東部・高樋町・虚空蔵町, 天理市の白川池東部(国土地理院発行の5万分1地形図では白川ダム貯水池と記されているが, 本報告では白川池と呼ぶ)・岩屋町西部・豊田町東部, 石上神宮^{いそのかみ}付近に分布する(第20図).

層厚 全体として約100m. 鹿野園町の岩井川で約70m, 鹿野園町東方で約50m, 八島町東方で約100m, 菩提山町西の山頂部で20-30m, 高樋町と白川池付近で約100m, 布留町付近で80m以上(断層のため下限不明).



第22図 藤原層群の地質柱状図

地質柱状図Sa-25のみスケールが違う点に注意。柱状図の位置は第20図に示す。

層序関係 領家変成岩類及び花崗岩類とは不整合(堆積時の凹地を埋めるように分布)及び一部断層で接する。

岩相 角礫岩相と礫岩相に区分される。

角礫岩相(Fa) 鹿野園町の岩井川沿いのみに分布する(第20図Sa-45)。層厚は約30m。角礫岩相は急激に礫岩相へ漸移する。主に片麻岩と花崗岩の中礫サイズの角礫及び亜角礫層からなる(第21-a図)。

礫岩相(Fc) 下部は巨礫を含む大礫主体の円-亜円礫岩層からなる(第22図Sa-224下部など)。中部は主に層厚1-5mの中-巨礫サイズの円礫-亜円礫岩層からなる(第22図Sa-132, Sa-224上部など)。上部はやや礫径が細粒化し、中-大礫が主体となるとともに、厚さ0.1-2mのシルト岩層、厚さ3m以下の細-中粒砂岩層、粗粒-極粗粒砂岩層を挟み、褐炭の薄層(数cm以下)を伴うこともある(第22図Sa-50など)。

下部の岩相は藤原町東の丸屋池周辺(第20図Sa-608 ; 第21-b図)などで特徴的に認められ、堆積時の谷を埋めるようにアバットした巨礫(直径最大2mの亜円礫)サイズの礫岩層が分布する。礫支持で花崗岩や片麻岩の円-亜円礫からなる。

中部の礫岩層は、基底部の一部に逆級化が認められるものの、全体としては正級化で特徴付けられる。礫岩層は下位の地層を削り込んでいることが多い。また、材化石を含むこともある。礫岩層に伴う砂岩層は平行層理が発達することが多い。礫岩層は主に礫支持で、基質は花崗岩と片麻岩が風化剝された粗粒-極粗粒砂主体の花崗岩質からなる。また、1cm以下の礫は亜角礫が多い。礫種は主に円-亜円礫の縞状片麻岩(変成チャート, 変成泥岩, 変成砂岩)。細粒及び粗粒花崗岩, 石英閃緑岩, 閃緑岩及び斑れい岩, 結晶質流紋岩からなる。

地域的に礫種を見ると、奈良市の鹿野園町や八島町東部付近では泥岩とチャート起源の片麻岩, 閃緑岩を多く含み、花崗岩類の礫が少ない。これら礫岩層は坂本(1955)の北部相に相当すると考えられる。一方、高樋町付近より南側では、中粒花崗岩と花崗岩閃緑岩の礫が増し、片麻岩が相対的に減り、花崗岩類と閃緑岩・斑れい岩を主体とする礫種からなる。これら礫岩層は坂本(1955)の南部相に相当すると考えられる。特に、白川池付近や高樋町付近に分布する礫岩相のうち、より下部のものは閃緑岩や斑れい岩が、上部のものは結晶質流紋岩が卓越する。また、天理市の石上神宮付近では、中粒花崗岩が礫として卓越する。以上の礫種構成は近接する基盤岩類を反映している。

IV. 3. 2 ^{こくぞう} 虚空蔵累層(Fsc, Fsm)

地層名 新称。ほぼ坂本(1955)の岩淵累層上部及び鉢伏層を指す。

模式地 虚空蔵町付近。

分布 奈良市の鹿野園町岩井川・藤原町東部・高樋町西方・虚空蔵町, 天理市の白川池東部・豊井町西部に分布する(第20図)。

層厚 鹿野園町及び藤原町で約100m, 八島町東部で約80m, 虚空蔵町付近で約50m, 豊田町東部で約100m, 豊井町で80m以上(上限不明)。

層序関係 岩井累層及び豊田累層とは整合関係。

岩相 砂岩礫岩相と砂岩シルト岩相に区分できる。北部で砂岩礫岩相が、南部の天理市付近で砂岩シ

ルト岩相が認められ、それぞれ坂本(1955)の北部相と南部相の上部に相当する。砂岩礫岩相と砂岩シルト岩相とは同時異相の関係にあると推定される。

砂岩礫岩相(Fsc) それぞれ層厚0.3-5mの細-中礫岩層、粗粒-極粗粒砂岩層、中粒砂岩層、極細粒砂岩-シルト岩層の累重からなる(第22図Sa-50上部, Sa-25下部など)。しばしば*Ophiomorpha* sp. などの生痕化石が認められ、貝化石も散在する。砂岩は淘汰が良い。岩井累層の礫岩相とは漸移的で明確な境界は見いだせないが、生痕化石や貝化石の産出や礫径が中礫以下となり淘汰もやや良くなった礫岩層の出現を基準として区別した。厚さ数10cmのデイサイト凝灰岩層を挟むこともある。

藤原町から鉢伏町に至る道路沿いやその南の山地の尾根の緩傾斜部分(標高195-210m)に分布するものは、粗粒砂岩層、細礫岩層、中礫岩層の累重からなり、一部シルト層を挟む。礫は主に基質支持からなる円礫から亜円主体で亜角礫、角礫を含む。礫種は花崗岩、片麻岩とともに、黒色チャート(主に中礫サイズの亜角礫-亜円礫)、黒色頁岩由来のホルンフェルス、細粒砂岩などを含む。

砂岩シルト岩相(Fsm) 砂岩層・シルト岩層・泥岩層の累重からなり、礫岩層・石炭層・凝灰岩層を挟む(第22図Sa-178, Sa-208など)。下位より細-中礫岩層→粗粒-中粒砂岩層→細粒砂岩層→シルト岩層→泥岩層及び亜炭層といった組み合わせの上方細粒化層(1ユニットの層厚0.7-3m)の累重で特徴付けられる。中礫岩層は欠くことが多い。デイサイト凝灰岩層(層厚50m以下)を挟むこともある。礫は主に粗粒花崗岩類、片麻岩の円礫からなる。礫岩層の基底部にはチャンネル構造が認められる。砂岩は花崗岩質の粗粒-細粒砂岩で、平行層理が良く発達する。白川池付近や豊田町北東などには生痕化石(第21-c図)も認められる。

IV. 3. 3 ^{とよだ}豊田累層(Fm)

地層名 坂本(1955)。

模式地 天理市豊田町北東の豊田山南の山腹付近(坂本, 1955)。

分布 奈良市鹿野園から藤原町、窪之庄町東部、虚空蔵町西部、豊田町東部に分布する(第20図)。

層厚 いずれも上限不明で、藤原町・虚空蔵町・豊田町付近で150m以上。

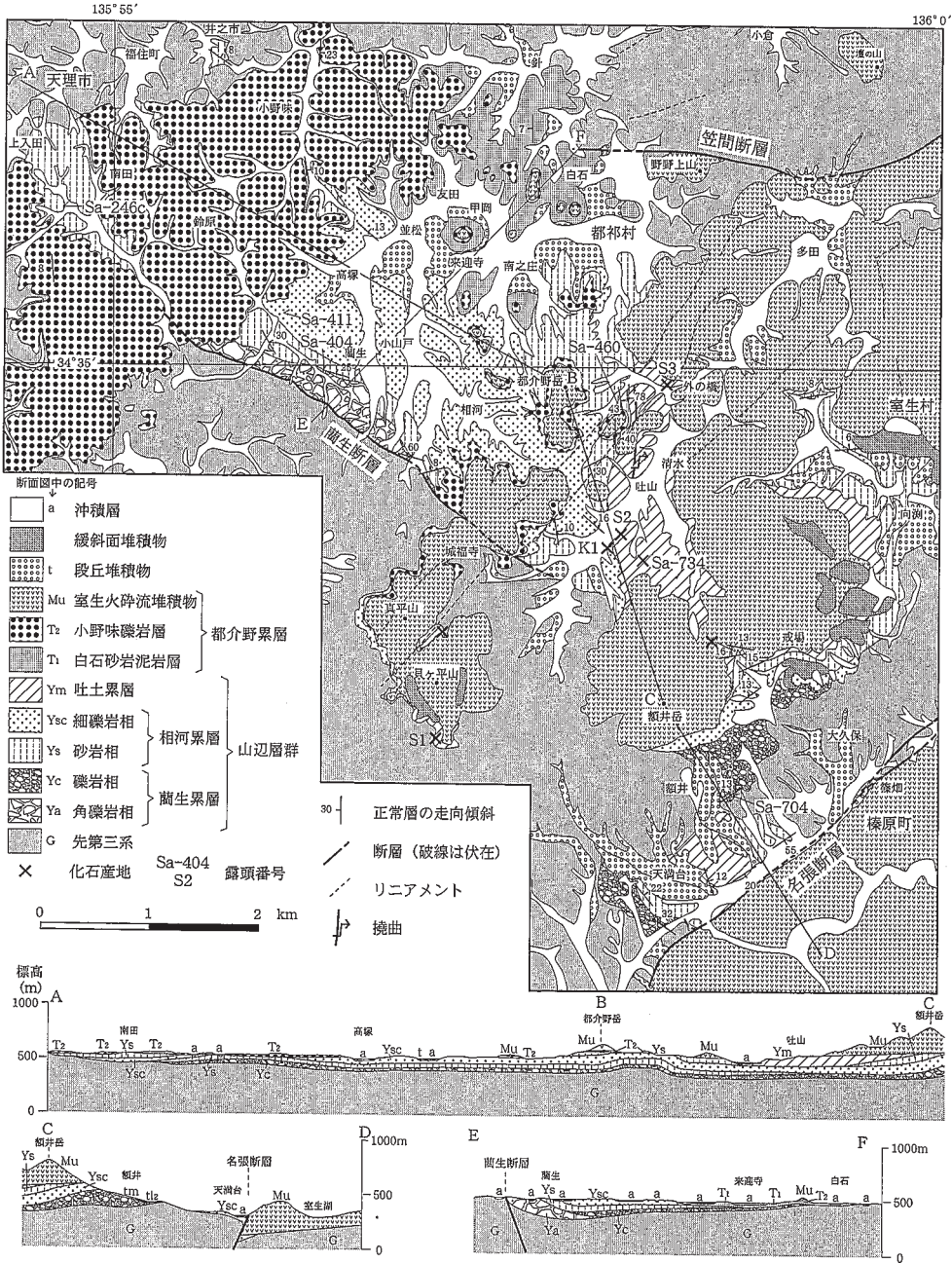
層序関係 藤原町では地獄谷累層に、ほかの地域では大阪層群に傾斜不整合関係で覆われる。

岩相 極細粒砂岩-シルト岩層からなる。藤原町付近のものは、やや細粒砂岩が卓越する。後述のように有孔虫化石、貝化石などが多産し、化石が石灰質ノジュールの核として産することもある。見かけ上は塊状であるが、平行層理が発達することもある。全体として凝灰質で、直径1mm以下の風化して黄灰色の軽石粒を多く含む。風化乾燥すると白色-灰白色を呈し、玉ねぎ状に割れる。天理市の豊田山、奈良市の虚空蔵町西部・八島町東方などで地形的な高まりを形成するなど、虚空蔵累層と比較して浸食に強い。

IV. 4 ^{やまべ}山辺層群

地層名 横山(1937)。

模式地 横山(1937)では、特に設定されていない。山辺郡都祁村の南部から榛原町の北部にかけて部



第23図 山辺層群の地質図

地質図のおおよその位置は第5図を参照。Sa-は第24図の露頭写真撮影地点を、×は第2表の化石採取地点を示す。×のうち露頭番号のないものは化石の採取が可能な露頭を示す。

分的に良好な露頭がある。

分布 都祁村の南部(藺生, 小山戸, 相河, 南之庄, 白石, 並松, 都介野岳, 吐山, 外の橋), 桜井市東端の真平山及び貝ヶ平山の山腹, 室生村西部の向瀨付近, 榛原町の北部(戒場, 大久保, 額井, 天満台)に分布する(第23図)。

層厚 上限不明で350m以上。

層序区分 小山戸累層は使用せず, 藺生礫岩層及び相河砂岩細礫岩層は藺生累層及び相河累層として再定義する。都介野岳南の清水砂岩層などは, いずれも外の橋泥岩層の下位に位置付けられ, 外の橋泥岩層中の砂岩層とは異なることから, 相河累層上部の砂岩相として扱う。

地質構造 藺生付近に発達する藺生断層沿い, 名張断層沿い, 都介野岳の500m東方に発達する40-80°東へ傾斜する急斜帯以外は, 傾斜は全体としては10-15°以下で, ほぼ水平に近い傾斜を示す地域も多い。

IV. 4. 1 ^{いう}藺生累層(Ya, Yc)

地層名 志井田・柴田(1968)の藺生礫岩層を累層として再定義。なお, 志井田・柴田(1968)では“ゆう”と呼んでいるが, 国土地理院発行の5万分の1地形図やその地域では, “いう”と呼んでいるので, 本報告では“いう”と呼ぶ。

模式地 都祁村藺生の西部付近。

分布 角礫岩相は都祁村の藺生・小山戸に, 礫岩相は都祁村の相河南部・白石南部, 榛原町の天満台南西部・大久保, 室生村向瀨に分布する。

層厚 角礫岩相は藺生で100-150m, 小山戸で層厚10m以下となり, 南東方向へ急激に薄くなる。礫岩相は小山戸付近で5-6m, 相河南部で20m程度, 南白石で5m以上(下限不明), 天満台南部で約50m, 額井で120m, 大久保で約30mである。

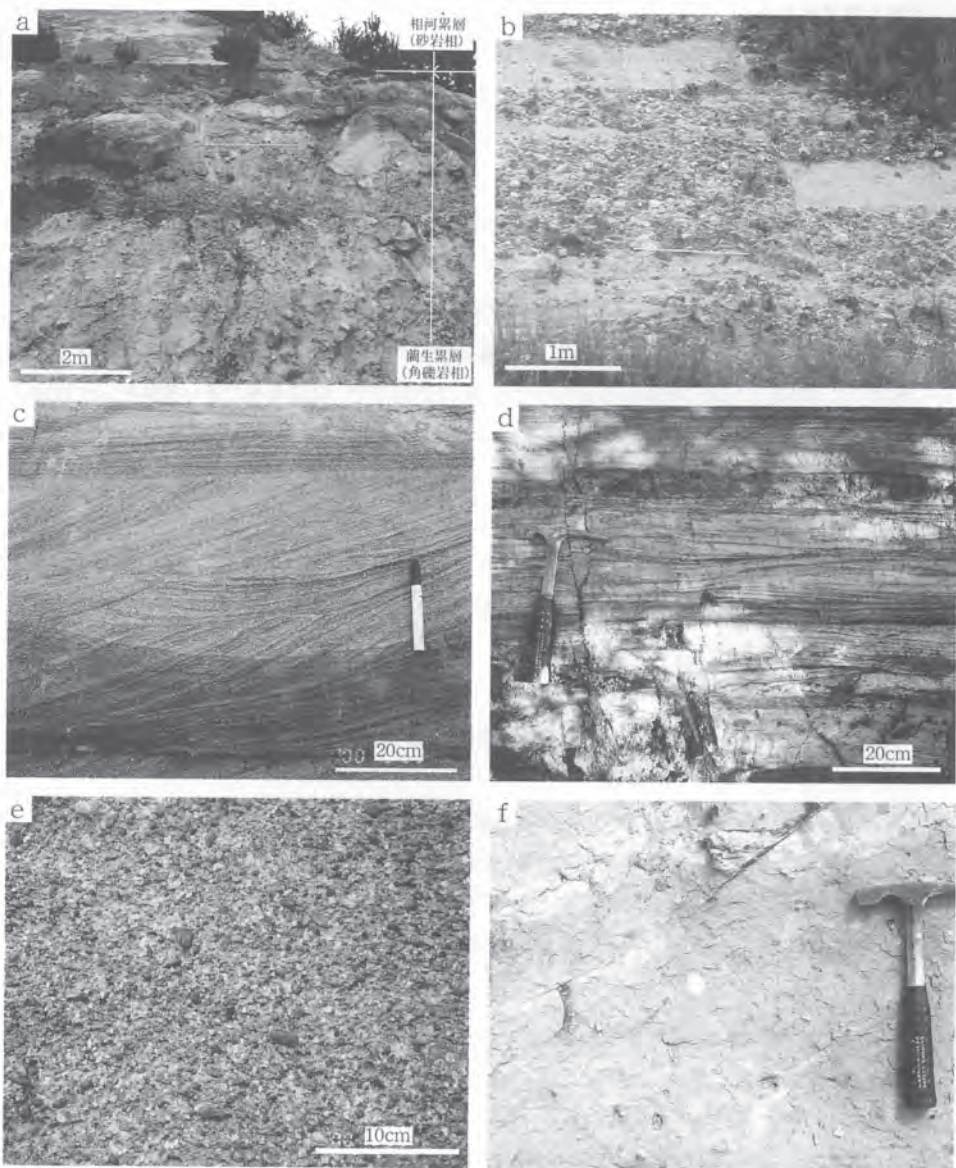
層序関係 変成岩類及び花崗岩類とは不整合関係。藺生では, 藺生断層によって領家花崗岩類と接する。

岩相 角礫岩相と礫岩相に区分される。小山戸では角礫岩相から礫岩相への漸移関係が認められる。藺生では, 角礫岩相が直接砂岩礫岩相に覆われる(第24-a図)。

角礫岩相(Ya) 藺生付近の藺生断層沿いに分布する, 亜角礫-角礫の不淘汰な巨礫岩層からなり, 直径1m以上の巨礫を多く含む(第24-a図)。礫は縞状片麻岩, 中-粗粒花崗岩などを主体とする。円磨されやすい粗粒花崗岩は亜円礫に近いこともある。赤紫色を呈した古土壌をしばしば挟む。

礫岩相(Yc) 相河南部では, 中-大礫サイズ(直径10cm以下が主)の亜円礫-円礫岩層からなる。礫岩層は礫支持で基質は花崗岩質粗粒砂からなる。礫は主に縞状片麻岩と粗粒花崗岩からなり, 縞状片麻岩はやや硬質であるが, 粗粒花崗岩は脆い。

額井や大久保では, 主に大礫サイズの円-亜円礫を主体とする礫支持礫岩層(層厚1-4mが主)の累重からなり, 砂岩層(層厚2m以下)を挟む(第24-b図)。厚さ数10cm以下の炭質細粒砂岩-シルト層を挟むこともある。礫岩層は巨礫サイズの円-亜円礫岩も含むこともあり, 礫種は特に縞状片麻岩, 花崗岩類が多い。



第24図 山辺層群の露頭写真

- a) 蘭生累層の角礫岩相と相河累層の砂岩相(都祁村蘭生の西; Sa-404).
- b) 蘭生累層の礫岩相(榛原町額井; Sa-704)中央には正断層(N85° E, 75° S)が発達する.
- c) 相河累層砂岩相に認められる斜交層理(都祁村蘭生の西; Sa-404).
- d) 相河累層最上部の砂岩凝灰岩相の露頭写真(都野岳南東; Sa-460).
- e) 相河累層の細礫岩相(都祁村高塚; Sa-411).
- f) 吐山累層の極細粒砂岩の露頭写真(都野岳南東; Sa-734). 撮影地点は第23図に示す.

天満台南西部では層厚1-4mの礫岩層の累重からなる。中-大礫の歪円礫-円礫主体で、歪角礫も含む。淘汰は悪く、花崗岩質砂岩の基質を持つ礫支持礫岩である。礫はほとんど花崗岩からなり、礫岩層の基底部はチャンネル構造を示す。個々の礫岩層は上方へ細粒化し、砂岩-炭質シルト岩(層厚1.5m以下)や石炭層の薄層(主に5cm以下)へ移化することが多い。

IV. 4. 2 ^{そうご}相河累層 (Ys, Ysc)

地層名 志井田・柴田(1968)の相河砂岩細礫岩層を相河累層として再定義。志井田・柴田(1968)の都介野岳周辺に分布する吐山累層下部を含む。

模式地 志井田・柴田(1968)の相河砂岩細礫岩層と同じ都祁村相河付近。

分布 都祁村南部(藺生・小山戸・相河・長野・南之庄・白石, 天理市上入田・南田・井之市), 榛原町北部(天満台・額井・大久保), 室生村向渕に分布する。

層厚 藺生周辺で100m以上(上限不明), 大久保で約120m, 向渕で約100m。

層序関係 藺生から相河南部にかけて藺生礫岩層を後述の砂岩相が漸移的に覆い, 藺生北部, 吐山西部, 真平山西方では細礫岩相が基盤岩類を直接不整合で覆う。

岩相 砂岩相と細礫岩相に区分できる。全体として, 砂岩相は相河累層の下部と上部を, 細礫岩相は中部を占める。ただし, 貝ヶ平山付近では細礫岩相が直接基盤岩類を覆う。下部に見られる砂岩相は40m以下で, 藺生西部で厚く, 小山戸南部や, 吐山西部では薄くなり, それより南部では消滅する。細礫岩相は20-50m。上部の砂岩相は最大40m。

砂岩相 (Ys) (細礫岩相より下位の砂岩相) 淘汰の良い花崗岩質の中粒-粗粒砂岩層の累重からなる。砂岩層の基底部には細-中礫岩を伴うことが多い。しばしば生痕化石 (*Ophiomorpha* sp. など) が認められる。砂岩層中には上位の細礫岩に特徴的に含まれる円摩されたチャートが含まれることもある。全体として平行層理や斜交層理が良く発達し, シルト層や細粒砂層の薄層 (1-2m以下) が斜交層理に沿って挟まれたり, 葉理構造に沿って重鉱物が密集する (第24-c図) こともある。

(細礫岩相より上位の砂岩相) 下位を占める砂岩相に類似するが, おおよそ以下のような岩相変化を示す。

(1) 平行葉理が良く発達する中粒砂岩層 (主に層厚30cm-1m) とシルト岩-細粒砂岩層 (主に層厚10-20cm) の互層。層厚は20m以上。炭質片を多く含む。この互層は全体として泥岩優勢の砂岩泥岩互層から砂岩優勢の砂岩泥岩互層へと変化する。砂岩層は凝灰岩質になることも多く, 特に都介野岳の東・南入田・井之市付近のものはデイサイト質凝灰岩層 (厚さ数10cm以下が主) を多く挟む (第24-d図)。

(2) 斜交層理・平行層理の良く発達する淘汰の良い中粒砂岩層。層厚は15-20m。

志井田・柴田(1968)が示した都介野岳北の模式地での外の橋泥岩層と清水砂岩層は, それぞれ上記の(1)と(2)に相当すると推定される。後述のように, 吐山累層の特徴を示す塊状で生痕化石や貝化石の多産する細粒砂岩-シルト岩はこの上位に分布する。

細礫岩相 (Ysc) 主に細礫, 中礫 (直径2-3cm以下) サイズの層厚1-5mの礫岩層 (第24-e図) からなり, 礫を含む中粒-粗粒砂岩層 (3m以下) を伴う。大久保では中粒-粗粒砂岩層中に大礫サイズの円礫を含む岩相を示すこともある。また, 真平山西では厚さ数10cmの中-大礫円礫岩層を基底部に伴う層厚約20mの細-中礫岩層が直接基盤を覆う。この細礫岩層は凝灰岩層及び凝灰岩質の砂岩層に覆われる。

礫岩層は主に塊状であるが, 級化, 斜交層理が認められることもある。礫は多くがチャートの円礫からなり, 一部灰白色の結晶質流紋岩, 片麻岩を含む。礫岩層は主に礫支持で全体として淘汰が良い。大久保における中礫層のインプリケーションは南南東方向を示す。吐山や向渕では生痕化石が観察されることもある。

IV. 4. 3 ^{はやま} 吐山累層(Ym)

地層名 志井田・柴田(1968)の定義した吐山累層のうち、都介野岳付近に分布する地層を除いたもの。

模式地 都祁村吐山。

分布 都祁村の吐山・都介野岳周辺、室生村の向渕、榛原町の天満・貝ヶ平山周辺に分布する。

層厚 いずれも上限不明で、都介野岳で100m以上、吐山・戒場付近で60m以上、向渕で30m以上、貝ヶ平山周辺で20m以上。

層序関係 下部とは漸移的であるが、向渕の北西では相河累層上部の走向傾斜と斜交して分布する。都介野岳東でも下部の中粒砂岩層とは不規則な境界で接する。多くの地点で都介野累層に不整合で覆われる。

岩相 地質図では表現していないが、戒場や吐山では、下位から上位へ以下のような岩相の垂直変化が認められる。

(1)凝灰岩や砂岩の薄層(層厚10-30cmが主)を挟む細粒砂岩-シルト層。生痕化石(*Cylindrichnus* sp.など; 第24-f図)を産し、ノジュール状に*Turritella* sp.などの貝化石を産する。また石炭の薄層(厚さ1-2cm)を不規則に含む。風化すると白色を呈し、亀甲状、玉ねぎ状に割れる。割れ目に沿って黄色の硫黄が目立つこともある。層厚約20m。

(2)淘汰のあまり良くない粗粒砂岩から淘汰の良い中粒砂岩へ級化する砂岩層。層厚10-15m。

(3)層厚30m以上の極細粒砂岩-細粒砂岩層が載る。岩相の特徴は(1)に類似する。

IV. 5 化石

貝類化石 藤原層群については、横山(1931)、坂本(1955)、嶋倉ほか(1971)の報告がある。

坂本(1955)は豊田累層からは*Acila*, *Ancistrolepis*, *Cuspidaria*, *Cyclocardia*, *Lucinoma*, *Macoma*, *Natica*, *Nuculana*, *Turritella*, *Yoldia*などの貝化石を報告している。坂本(1955)は豊田累層下部の一部は温暖な約50m以浅を、それ以外のは冷水の泥質底(約200mまたはそれより深い)の環境を推定した。嶋倉ほか(1971)では、坂本(1955)などの資料に追加して、藤原層群の産出化石をまとめている(第1表)。

一方、山辺層群の相河累層と吐山累層からは第2表で示すような貝化石が報告されている(志井田・柴田, 1968)。志井田・柴田(1968)は、海産貝類の垂直分布(大山, 1952)を適用し、相河累層産は上浅海帯以浅に、吐山累層産は亜浅海帯で泥質の底質に棲息するものが大部分を占めるとし、相河累層から吐山累層へ深化したと推定している。

以上のような貝化石の産出に対して、糸魚川・柴田(1973)は、藤原層群を*Sacella-Cultellus*群集、*Macoma-Lucinoma*群集、*Nuculana-Yoldia*群集、山辺層群を*Glycymeris-Turritella*群集、*Macoma-Lucinoma*群集、*Nuculana-Yoldia*群集としてまとめ、ほかの瀬戸内中新統との対比を試みている。

浮遊性有孔虫化石 多井・加藤(1979)は豊田累層産の*Globigerinoides sicanus*, *Globorotalia mayeri*から、Blow(1969)のN8からN9に対比したが、Yoshida(1991)は第3表のような種を同定し、豊田累層はN8帯の下部に限定できるとした。多井(1957)、Tai(1959)は、有孔虫化石個体数全体の60.6%が浮遊性有孔虫化石を占めることから、豊田累層は内海ではなく外洋性の海域に堆積したと推定した。

第1表 藤原層群の化石リスト

化石名	地点番号																	化石名	地点番号																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
軟体動物																		巻貝																	
二枚貝																		<i>Acteon nipponensis</i> YOKOYAMA																	
<i>Acila divaricata</i> (HINDS)																		<i>Ancistrolepis</i> sp.																	
<i>Acila exima</i> (YOKOYAMA)																		<i>Calyptraea mamillaris</i> (BRODERIP)																	
<i>A. sp.</i>																		<i>Cylichna</i> sp.																	
<i>Anadara</i> sp.																		<i>Fulgolaria</i> sp.																	
" <i>Cardium</i> " <i>ogurai</i> OTUKA																		<i>Nassarius simizui</i> OTUKA																	
" <i>Cardium</i> " sp.																		<i>Natica</i> sp.																	
<i>Chlamys kokawai</i> SAKAMOTO (MS.)																		<i>Neptunea</i> sp.																	
<i>C. sp.</i>																		<i>Protorotella yuantaniensis</i> MAKIYAMA																	
<i>Crassatellites makiyamai</i> SAKAMOTO (MS.)																		<i>P. ishizumensis</i> (SUGIYAMA)																	
<i>C. nanus</i> (ADAMS et REEVE)																		<i>Pupa</i> sp.																	
<i>Cyclocardia ferruginea</i> (CLESSIN)																		<i>Ringicula</i> sp.																	
<i>C. ferruginea orbicularis</i> (YOKOYAMA)																		<i>Siphonaria</i> sp.																	
<i>C. siogamensis</i> (NOMURA)																		<i>Turbo aff. coronatus coreensis</i> (RECLUZ)																	
<i>C. tokunagai</i> (YOKOYAMA)																		<i>T. sp.</i>																	
<i>Cuspidaria</i> sp. 1																		<i>Turritella</i> sp.																	
<i>C. sp. 2</i>																		<i>Vicaryella ishiiiana</i> (YOKOYAMA)																	
<i>Dosinia</i> sp.																		掘足類																	
<i>Lucinoma annulata</i> (REEVE)																		<i>Dentalium septentrionalis</i> KURODA (MS.)																	
<i>Macoma optiva</i> (YOKOYAMA)																		<i>D. yokoyamai</i> MAKIYAMA																	
<i>Macoma</i> sp.																		<i>D. sp.</i>																	
<i>Nuculana pennula</i> (YOKOYAMA)																		腔腸動物																	
<i>Ostrea mikasa</i> SAKAMOTO (MS.)																		サンゴ																	
<i>Paphia</i> sp.																		棘皮動物																	
<i>Patinopecten aff. yessoensis</i> (JAY)																		<i>Linthia nipponica</i> YOSHIWARA																	
" <i>Pecten</i> " sp.																		節足動物																	
<i>Phaxas izumoensis</i> (YOKOYAMA)																		<i>Carcinoplax antiqua</i> (RITORI)																	
<i>Pinna</i> sp. 1																		エビ																	
<i>P. sp. 2</i>																		脊椎動物																	
<i>Saccella kongiensis</i> (OTUKA)																		<i>Scoliodon krassi</i> PROBST																	
<i>Sanguinolaria minoensis</i> (YOKOYAMA)																		<i>Clupeidae</i>																	
<i>Septifer</i> sp.																																			
<i>Solamen</i> sp.																																			
<i>Solen</i> sp.																																			
" <i>Tellina</i> " sp.																																			
<i>Volsella</i> sp.																																			
<i>Yoldia sagitaria</i> YOKOYAMA																																			
<i>Y. tokunagai</i> YOKOYAMA																																			
<i>Y. sp.</i>																																			

嶋倉ほか(1971)による。地点1は虚空蔵累層(坂本(1955)の岩淵累層の上部)、ほかは豊田累層の層準に当たる。産地番号の位置は第20図に示す。

第2表 山辺層群の貝化石リスト

化石名	産地番号			
	K1	S1	S2	S3
<i>Acila</i> (s. s.) cf. <i>divaricata</i> (HINDS)	-	+	+	-
<i>Ennucula</i> sp.	-	-	+	-
<i>Nuculana</i> (s. s.) <i>pennula</i> (YOKOYAMA)	-	-	+	-
<i>Saccella miensis</i> (ARAKI)	-	-	+	-
<i>Portlandia</i> (<i>Portlandella</i>) sp. 1	-	+	-	+
<i>P.</i> (<i>P.</i>) sp. 2	-	-	+	+
<i>Yoldia</i> (<i>Orthoyoldia</i>) <i>sagittaria</i> YOKOYAMA	-	-	+	-
<i>Y.</i> (<i>Cnesterium</i>) sp.	-	-	+	-
<i>Glycymeris cisshuensis</i> MAKIYAMA	+	-	-	-
<i>G.</i> sp.	+	-	-	-
<i>Mytilus</i> sp.	+	-	-	-
<i>Chlamys</i> sp.	+	-	-	-
<i>Ostrea</i> (<i>Crassostrea</i>) <i>gigas</i> THUNBERG	+	-	-	-
<i>Periploma mitsuganoense</i> ARAKI	-	-	+	-
<i>Venericardia</i> (<i>Cyclocardia</i>) <i>sigamensis</i> NOMURA	-	+	-	-
<i>Thyasira</i> sp.	+	+	+	-
<i>Lucinoma acutilineatum</i> (CONRAD)	+	A	A	-
<i>Clinocardium</i> sp.	-	+	+	-
<i>Serripes</i> cf. <i>laperousii</i> (DESHAYES)	-	+	-	-
<i>Dosinia</i> (<i>Phacosoma</i>) <i>kawagensis</i> ARAKI	+	-	-	-
<i>Liocyra</i> cf. <i>minuta</i> NOMURA et ZINBO	-	-	+	-
<i>Macoma optiva</i> YOKOYAMA	+	A	A	-
<i>M. izurensis</i> (YOKOYAMA)	+	A	A	A
<i>Panomya simotomensis</i> OTUKA	-	+	-	-
<i>Teredo</i> sp.	-	+	+	-
<i>Cardiomya</i> (s. s.) sp.	-	-	+	-
<i>Dentalium</i> sp.	-	+	+	-
<i>Puncturella</i> sp.	-	-	+	-
<i>Minolia</i> sp.	-	-	+	-
<i>M.</i> sp.	-	+	-	-
<i>Tristichotrochus</i> sp.	-	-	+	-
<i>Turritella sagai</i> KOTAKA	+	+	+	+
<i>Cerithidea</i> ? sp.	-	+	+	-
<i>Cirsostrema</i> sp.	-	+	+	-
<i>Epitonium</i> sp.	-	-	+	-
<i>Calyptrea</i> sp.	-	-	+	-
<i>Tectonatica</i> sp. 1	+	+	+	-
<i>T.</i> sp. 2	+	-	-	-
<i>Ancistrolepis miensis</i> ARAKI	-	-	+	-
<i>Siphonalia minuts</i> ITOIGAWA	+	-	-	-
" <i>Nassarius</i> " sp.	-	-	+	-
<i>Fulgoraria miensis</i> ARAKI	-	+	-	+
<i>Riuguhdrillia</i> sp.	-	-	+	-
<i>Eoscapander corpulenta</i> (YOKOYAMA)	-	+	+	-
<i>Cavolina</i> sp.	+	-	+	-
<i>Linthia nipponica</i> YOSHIWARA	-	+	+	-
Bryozoa gen. et sp. indet.	+	-	-	-

志井田・柴田(1968)による。産地番号は第23図に示す。K1は相河累層(志井田・柴田(1968)の相河砂岩礫岩層)、S1-3は吐山累層に当たる。+は産出、Aは多産を示す。

植物化石 第4表に藤原層群の虚空蔵累層 (Sa-208b) 及び豊田累層 (Sa-25a) の花粉分析結果を示す。保存状態も悪く産出も少ないが、カリアグルミ属の産出など、浮遊性有孔虫化石、フィッション・トラック年代の示す年代の花粉化石として矛盾しない。なお、坂本(1955)で藤原層群鉢伏層産とした植物化石は、その産出地点から考えると地獄谷累層鬼ヶ辻泥岩砂岩層産と推定される。

生痕化石 生痕化石は、藤原層群虚空蔵累層の砂岩層や細礫岩層には *Ophiomorpha* sp. (第21-c図)、が豊田累層の細粒砂岩-シルト岩層中には *Skolithos* sp. や *Cylindrichnus* sp. が特徴的に観察される。同様に、山辺層群相河累層の砂岩層や一部の細礫岩層中には *Ophiomorpha* sp が産出する。また、吐山累層の細粒砂岩-シルト岩層には *Cylindrichnus* sp. (第24-f図) や *Skolithos* sp. が、一部の中粒砂岩層中には *Ophiomorpha* sp. が観察される。

その他 奈良市藤原の藤原団地の東の豊田累層からは、有孔虫、サンゴ、ウニ、カニ、エビ、サメの歯、イワシの鱗、珪藻、生痕の化石の産出が報告されている(第1表)。

第3表 藤原層群豊田累層の浮遊性有孔虫化石

種	個数
<i>Globigerina falconensis</i> Blow	2
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> Blow	27
<i>Globigerina woodi</i> Jenkins	38
<i>Globigerinoides quadrilobatus immaturus</i> LeRoy	4
<i>Globigerinoides quadrilobatus sacculifer</i> (Brady)	2
<i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i> (Reuss)	10
<i>Globigerinoides sicanus</i> De Stefani	1
<i>Globigerinoides subquadratus</i> Brönniman	3
<i>Praeorbulina transitoria</i> (Blow)	3
<i>Globorotalia mayeri</i> Cushman and Ellisor	1
<i>Globorotalia semivera</i> (Homibrook)	6
<i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow and Banner	2
<i>Globoquadrina altispira altispia</i> (Cushman and Jarvis)	12
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)	1
<i>Prosphaeroidinella disjuncta</i> (Finlay)	10
Miscellaneous	102
	全個数 224
	サンプル重量 200 g

Yoshida(1991)による。
 サンプル採集地：奈良市藤原の藤原団地の東(第20図のSa-25)。

第4表 藤原層群から産出する花粉化石

和名	学名	試料番号	
		Sa-208b	Sa-25a
木本花粉	Arboreal Pollen		
モミ属	<i>Abies</i>	1	2
ツガ属	<i>Tsuga</i>	-	2
トウヒ属	<i>Picea</i>	1	6
マツ属(不明)	<i>Pinus</i> (Unknown)	-	4
イチイ属-イヌガヤ科-ヒノキ科	Taxaceae-Cephalotaxaceae-Cupressaceae	1	-
カリアグルミ属	<i>Carya</i>	3	-
クルミ属(オニグルミ属)	<i>Juglans</i>	1	1
クマシデ属-アサダ属	<i>Carpinus</i> - <i>Ostrya</i>	4	2
ハンノキ属	<i>Alnus</i>	1	-
ブナ属	<i>Fagus</i>	1	1
コナラ属アカガシ亜属	<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i>	1	-
ニレ属-ケヤキ属	<i>Ulmus</i> - <i>Zelkova</i>	4	-
フウ属	<i>Liquidambar</i>	-	1
草本花粉	Nonarboreal Pollen		
イネ科	Gramineae	1	-
ヨモギ属	<i>Artemisia</i>	1	-
不明花粉	Unknown Pollen		
不明花粉	Unknown Pollen	1	-
シダ植物孢子	Pteridophyta Spores		
シダ植物孢子	other Pteridophyta	33	2
合計	TOTAL		
木本花粉	Arboreal Pollen	18	19
草本花粉	Nonarboreal Pollen	2	0
不明花粉	Unknown Pollen	1	0
シダ植物孢子	Pteridophyta Spores	33	2
総花粉・孢子	Total Number of Pollen & Spores	54	21
分析後残渣の観察			
分析後残渣量			
A: 多い, C: 普通, F: 少ない, Tr: 痕跡程度(微量)		Tr	Tr
花粉・孢子化石の産出傾向			
A: 多い, C: 普通, R: 稀れ, VR: 極く稀れ, N: 無化石		VR	VR
花粉・孢子化石の保存状態			
G: 良い, C: 普通, B: 悪い, VB: 非常に悪い		B	C-B

Sa-208(虚空蔵果層)及びSa-25a(豊田果層)の試料採取地点は第20図に、層準は第22図に示す。分析依頼:パリノ・サーヴェイ(株)

IV. 6 地質年代

前述のように、藤原層群豊田累層の浮遊性有孔虫化石はN8帯下部に対比される(Yoshida, 1991)。また、第5表に示すように、藤原層群虚空蔵累層の凝灰岩層のフィッション・トラック年代は17.9±1.1 Ma(地点Sa-208a; 第20図)で、外来ジルコンが多く問題もあるが山辺層群相河累層上部の凝灰岩層からは17.7±1.6Ma(地点Sa-246c; 第23図)の値が得られた。以上のことから、藤原層群及び山辺累層の地質年代は前期中新世の後半から中期の初め(18.5-16Ma頃)と推定される(第18図)。

第5表 藤原層群及び山辺層群の凝灰岩層のフィッション・トラック年代

試料名	測定鉱物	結晶数 (個)	自発核分裂片飛跡		誘発核分裂片飛跡		(1)	(2,3)	(4)	(5,6,7,8)	(9)	
			ρ_s (cm^2)	(Ns)	ρ_i (cm^2)	(Ni)	χ^2 検定 p(χ^2) (%)	ρ_d (Nd) ($\times 10^6 \text{cm}^2$)	相関 係数 r	ウラン 濃度 (ppm)	年代値(Ma) Age±1σ	測定 方法
Sa-208a (藤原層群)	ジルコン	30	1.16×10 ⁶	(525)	2.06×10 ⁶	(934)	37	8.560 (2630)	0.577	190	17.9±1.1	ED2
Sa-246c (山辺層群)	ジルコン (17粒子を除く)	13	1.12×10 ⁶	(210)	2.00×10 ⁶	(377)	85	8.565 (2631)	0.965	190	17.7±1.6	ED2

- (1) P(χ^2): χ^2 値の自由度n-1の χ^2 分布における上側確率(Galbraith, 1981)
- (2) 熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS-SRM612
- (3) 照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転資料棚
- (4) r: ρ_s と ρ_i の相関係数
- (5) 年代値: $T = \ln(1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda_D$ (ED1は $\rho_s \cdot 1/2$)
- (6) 誤差: $\sigma_t = T \cdot [1 / \sum N_s + 1 / \sum N_i + 1 / \sum N_d + (\sigma_\zeta / \zeta)^2]^{1/2}$
- (7) ²³⁸Uの全壊変定数: $\lambda_D = 1.480 \times 10^{-10} / \text{yr}$
- (8) ζ ED1=370±4; ζ ED2=372±5 (Danbara et al., 1991)
- (9) 測定方法: 外部ディテクター法(内部面: ED1, 外部面: ED2) 測定: (株)京都フィッション・トラック

測定試料の採取地点は第20図及び第22図に示す。

V. 地獄谷累層、都介野累層及び火山岩類(中部中新統)

(尾崎正紀・山元孝広)

桜井図幅及び周辺地域には、前述の藤原層群や山辺層群を不整合で覆う、中期中新世の河川堆積物、火山砕屑岩及び火山岩が分布する(第5, 25図)。このうち本図幅地域の中央北部に地獄谷累層及び三笠安山岩(第26図)が、東部に都介野累層(第28図)、奈良盆地の南部に耳成山流紋岩が分布する。

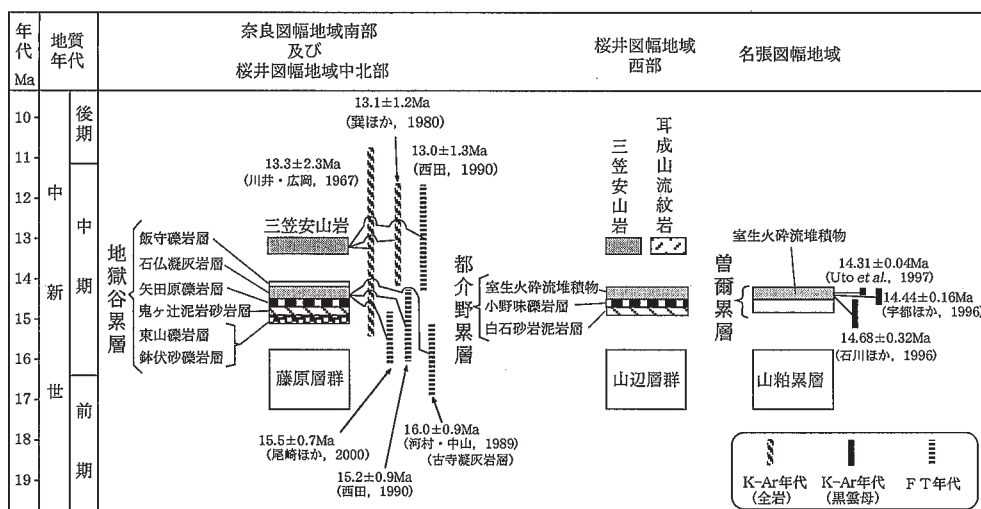
V. 1 研究史

地獄谷累層 横山(1926)は地獄谷付近に分布する下部の礫岩と上部の凝灰岩を地獄谷層と命名し、中村(1926, 1927)は古期洪積層としてその分布を示した。その後、粉川(1954a, b)によって、地獄谷累層は下位より巨礫岩、花崗岩質砂岩、石英安山岩質凝灰岩に区分された。更に、島倉(1963)、Ikebe and Shimakura(1968)、嶋倉ほか(1971)によってより詳細な岩相区分が行われた。嶋倉ほか(1971)は地獄谷層群と累層から層群へと修正し、下位より鉢伏砂礫岩層、東山礫岩層、鬼ヶ辻泥岩砂岩層、矢田原礫層(礫岩層ではなく、礫層と命名)、石仏凝灰岩層、中ノ川凝灰質砂岩層に区分した。

嶋倉ほか(1971)は地獄谷層群の地質年代を中新世末期-鮮新世初期と考えた。これに対し、横田ほか(1978)は、地獄谷累層の上位を覆う三笠安山岩の放射年代が後述のように中新世を示すことから、地獄谷累層も中部中新統と考えた。また、横田ほか(1978)は大和高原に分布する中部中新統を一括して室生層群と命名し、下位より地獄谷累層、室生火山岩類、ソノハ礫層、三笠安山岩類に区分した。このソノハ累層とは、大和高原に分かれて分布するソノハ礫層(粉川, 1954b)、小野味礫層(志井田・柴田, 1968)、矢田原礫層(島倉, 1963)の大部分を1つの累層にまとめたものである。

横田ほか(1978)以降に出版された表層地質図の「桜井」(西田, 1982)や「奈良・大阪東北部・大阪東南部」(西田, 1984)では、横田ほか(1978)の層序区分がほぼ踏襲された。ただし、西田(1984)では奈良市石切峠のソノハ礫層を石切峠礫層と命名している。

以上の層序区分に対し、尾崎ほか(2000)は地獄谷層群を地獄谷累層とし、嶋倉ほか(1971)の層序区分を一部変更し、下位より鉢伏礫岩層、東山礫岩層、鬼ヶ辻泥岩砂岩層、矢田原礫岩層、石仏凝灰岩層、飯守礫岩層に区分した。また、尾崎ほか(2000)は、横田ほか(1978)以降、中新統と扱われていたソノハ



第25図 地獄谷累層と都介野累層の層序区分、対比及び放射年代
 タイムスケールはBerggren et al. (1995)による。

礫層を2分した。すなわち、ソノハ・中ノ川と石切峠付近に分布する礫層は山城町や木津町に分布する礫層と合わせ鮮新統大福礫層に対比できるソノハ礫層とし、若草山付近のソノハ礫層については中部中新統の地獄谷累層の最上部に位置付けられるとして飯守礫岩層と呼んだ。

地獄谷累層は、地獄谷累層下部の礫岩層に含まれる湖東流紋岩(河田, 1969; 三村・河田, 1970)の礫の存在から、現在の琵琶湖地域にあった山地から奈良市東部を経て、室生地域の曾爾層群小長尾礫層や東山礫岩層に礫を供給した河谷があったと推定されている(石田, 1986)。

都介野累層 ^{つげの} 志井田ほか(1967)は都介野岳付近に分布する中部中新統を都介野層群と呼び、下部の白石累層と上部の室生火山岩(本報告での室生火砕流堆積物)に区分した。志井田ほか(1967)は更に白石累層を下部・中部・上部に細分し、そのうち上部は室生火砕流堆積物基底部の非溶結部の主体をなすとした。この上部の下部はアルコースあるいは凝灰岩質の砂岩の基質を持つ頽家変成岩、花崗岩岩類にチャートの円礫を含んだ異常堆積構造を示す礫岩層で、凝灰岩質の砂岩中に黒色のシルト岩レンズや火山岩角礫を含む。その後、志井田・柴田(1968)では、この白石累層上部は室生火山岩基底部に位置付けられ、模式地の白石累層は下位から礫岩層(層厚約10m)、砂岩層(約10m)、泥質泥岩(白色凝灰岩を伴う)(約3m)からなるとされた。

小野味礫岩層は天理市小野味付近などに分布し、白石累層や室生火山岩(本報告での室生火砕流堆積物)の上位に載る第四系として小野味礫層と命名されたものである(志井田・柴田, 1968)。その後、梅田・石賀(1976)は室生火砕流堆積物の礫を含まないことから小野味礫岩層を白石累層の上位及び室生火砕流堆積物の下位に位置付けた。これに対し、横田ほか(1978)は室生火砕流堆積物の直上に位置付けソノハ累層に含めた。一方、尾崎ほか(2000)は、室生火砕流堆積物の礫を含まないことなどから、室生火砕流堆積物の直下に位置付け、小野味礫岩層と改称した。

室生火砕流堆積物は、近畿地方の中央部に広く分布する新生代の火山岩として古くから注目され、「^{むろろ}室生火山群」の名で呼ばれていた(君塚, 1932)。この火山岩は鮮新世に多数の火道から噴出した溶岩からなるものと当初考えられていたが、その後の志井田ほか(1960)の研究により、溶結凝灰岩で構成されることが明らかにされ、下位の礫岩・砂岩・泥岩とともに曾爾層群と命名された。その後西岡ほか(1998)は、この火山岩が単一の冷却ユニットからなる火砕流堆積物のみで構成されるため室生火砕流堆積物と呼んだ。

一方、噴出年代については前期-中期中新世を示す放射年代値がいくつか報告され(Hirooka and Kawai, 1967; Matsuda *et al.*, 1986), 更に宇都ほか(1996)やUto *et al.*(1997)の研究により、火山岩の噴出年代は14.3-14.4Ma前後であることがかなりの精度で明らかになってきている。また、宇都ほか(1996)は、室生火砕流堆積物が、その南に位置する紀伊半島の中新世花崗岩類と同時代であることを明らかにし、両者の成因を一緒に考えなければならないことを指摘している。

耳成山流紋岩 ^{みみなし} 奈良盆地南東部の耳成山に分布するざくろ石黒雲母流紋岩は耳成山流紋岩と命名され、流理構造が急傾斜することから花崗岩類へ貫入したものと考えられている(春本, 1932b)。^{うねび} 畝傍山(青野山図幅地域内)にも同様な岩体が分布する。

三笠安山岩 槇山(1926)によって三笠山や春日山に分布する三笠山安山岩と初めて紹介され、中村(1926, 1927)では複輝石安山岩の火山、春本(1932a)では主に輝石紫蘇輝石安山岩からなる小溶岩丘とし

て記載された。これら火山岩体説に対し粉川(1954a, b)は、三笠安山岩は釣鐘状の火山岩体として分布するのではなく大阪層群にシート状に挟まれると解釈した。この解釈は坂本(1955)、島倉(1963)、嶋倉ほか(1971)にも踏襲された。なお、坂本(1955)は、奈良市八島町東などに分布する両輝石安山岩も三笠安山岩に対比し、八嶋安山岩と命名している。また、春本(1935, 1943)、粉川(1951)は三笠安山岩に貫入するカンラン石ドレライト岩脈について記載している。

三笠安山岩が大阪層群に挟まれるという考えに対して、横田ほか(1978)は放射年代(川井・広岡, 1967)などから三笠安山岩を中部中新統に位置付けた。中川ほか(1983)も同様にソノハ礫層及び三笠安山岩は大阪層群に覆われるとしたが、地獄谷累層とは不整合関係にあるとして、地獄谷累層と区別してソノハ礫層と三笠安山岩(三笠凝灰岩層を含む)を合わせて三笠層群と呼んだ。

V. 2 層序区分

地獄谷累層と都介野累層については下記のような層序区分を行った。なお、耳成山流紋岩と三笠安山岩は名称は従来どおりの岩体名を使用する。

地獄谷累層 前述のように、尾崎ほか(2000)は嶋倉ほか(1971)の層序区分の名を一部修正し、最上部に飯守礫岩層を付け加えるなどして、下位より鉢伏礫岩層・東山礫岩層・鬼ヶ辻泥岩砂岩層・矢田原礫岩層・石仏凝灰岩層・飯守礫岩層に区分した。しかし、今回の調査の結果、鉢伏礫岩層の模式地は、藤原層群に属するものと結論付けられた。このため本報告では、鉢伏礫岩層、すなわち奈良図幅内で地獄谷累層の基底部に部分的に認められた角礫岩層は東山礫岩層の基底部に位置付けた。

以上のことから、地獄谷累層は下位より東山礫岩層・鬼ヶ辻泥岩砂岩層・矢田原礫岩層・石仏凝灰岩層・飯守礫岩層に区分される。

都介野累層 志井田・柴田(1968)によって天理市福住付近に分布する礫岩層からなる白石累層下部や、流紋岩凝灰岩層・砂岩層からなる白石累層中部は、今回の調査の結果、いずれも山辺層群に位置付けられることが明らかとなった。本報告では、志井田・柴田(1968)の都介野層群を都介野累層とするとともに、都介野累層を下位より白石砂岩泥岩層、小野味礫岩層及び室生火砕流堆積物に区分した。

石仏凝灰岩層と室生火砕流堆積物との関係 前述の石仏凝灰岩層は非溶結の火山礫凝灰岩からなり凝灰質砂岩を伴うもので、都介野累層の主に溶結した火山礫凝灰岩からなる室生火砕流堆積物に対比される。本報告では、奈良市の矢田原付近と天理市の福住付近を隔てる水間峠から龍王山に至る北北東-南南西方向の地形的な高まりより西側に分布するものを石仏凝灰岩層、東側に分布するものを室生火砕流堆積物と呼ぶ。

V. 3 じごくだに 地獄谷累層

地層名 粉川(1954b)。

模式地 奈良市地獄谷付近。

分布 奈良市の東部や南東部(奈良市の地獄谷、矢田原町、米谷町、藤原町など)(第26図)。

層厚 30-120mで、堆積時の谷を埋める堆積形態を示すため層厚変化は著しい。

層序関係 藤原層群とは不整合関係で接し、三笠安山岩に覆われる。本層は奈良県都祁村南部に分布する白石累層、曾爾地方など(名張図幅地域内)に分布する曾爾累層(西岡ほか、1998など)に対比される(第25図)。

層序区分 尾崎ほか(2000)の地獄谷累層の層序区分の鉢伏礫岩層は破棄し、地獄谷累層基底部に認められる角礫岩層は東山礫岩層基底部の岩相とし、下位より東山礫岩層・鬼ヶ辻泥岩砂岩層・矢田原礫岩層・石仏凝灰岩層・飯守礫岩層に区分した。なお、飯守礫岩層は本図幅地域には分布しない。

地質構造 堆積時の凹地を埋めた河川堆積物で、特に奈良市地獄谷から高円山東方の地獄谷累層はほぼ南北の谷を埋めるように分布し、平均して数度北へ傾斜する。一方、奈良盆地東縁部(奈良市藤原町及び八島町の東部)に分布する地獄谷累層は、三百断層や天理断層(第 IX、X 章参照)などによって、ほぼ南北走向で西への傾斜を示し、三笠安山岩や大阪層群と傾斜不整合で接する。

V. 3. 1 東山礫岩層(J₁₋₂)

地層名 嶋倉ほか(1971)の東山礫岩層に、地獄谷累層基底部に分布する角礫岩層(尾崎ほか(2000)の鉢伏礫岩層)を含めた地層として再定義。ただし、尾崎ほか(2000)が鉢伏礫岩層の模式地とした嶋倉ほか(1971)による鉢伏礫岩砂岩層の模式地は、藤原層群に属するので除く。

模式地 奈良市の地獄谷南方の峡谷から県道東山線に沿う崖(高円山の東方及び春日宮天皇陵の北西)。

分布 奈良市の春日宮天皇陵北西部の谷及び鉢伏町、和田町南方の川底や米谷・中畑町、藤原町の三百断層沿い(以上、桜井図幅地域内)、春日山石窟仏の西の谷(奈良図幅地域内)に分布する。

層厚 最大約50m。なお、基底部の角礫岩層は和田町で約15m、矢田原西部で約20m、春日山石窟仏の西の谷沿いで5m以下。

層序関係 領家変成岩類及び花崗岩類、藤原層群を不整合で覆う。不整合面は凹凸が激しい。

岩相 本図幅地域内では鉢伏町(第27-a図)や和田町南方には本層の基底部として巨礫サイズの亜角礫-角礫岩層(層厚約10-15m)が分布する。ほかの地域の本層は主に中-巨礫サイズの亜円-円礫主体の礫層からなり(第27-b図)、一部炭質物の薄層(1-3mm)を伴い細礫が含まれる淘汰の悪い細粒-中粒砂岩(0.5-2m)が挟まれることもある。礫径は全体として上方へ細粒化する。礫岩層は礫支持主体で、基質は主に花崗岩質の粗粒砂からなる。礫種は粗粒花崗岩、花崗閃緑岩、片麻岩を主体とし、細粒凝灰岩、チャート、溶結凝灰岩、砂岩、シルト岩などを含む。上位ほどチャートの比率が増し、本部層上部では過半数(中礫個数比)を占める。

V. 3. 2 ^{おにがつじ}鬼ヶ辻泥岩砂岩層(J₃)

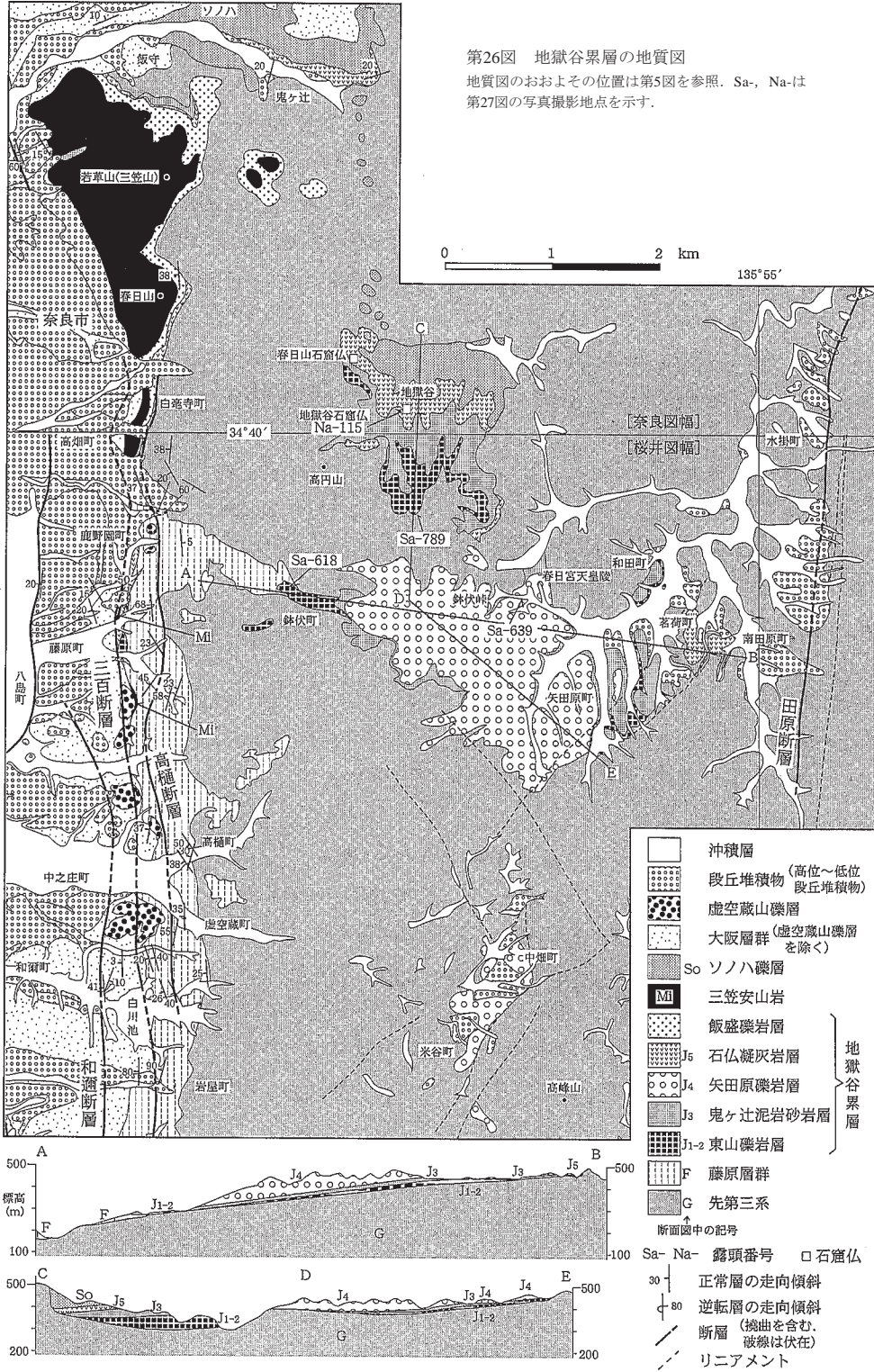
地層名 嶋倉(1963)。

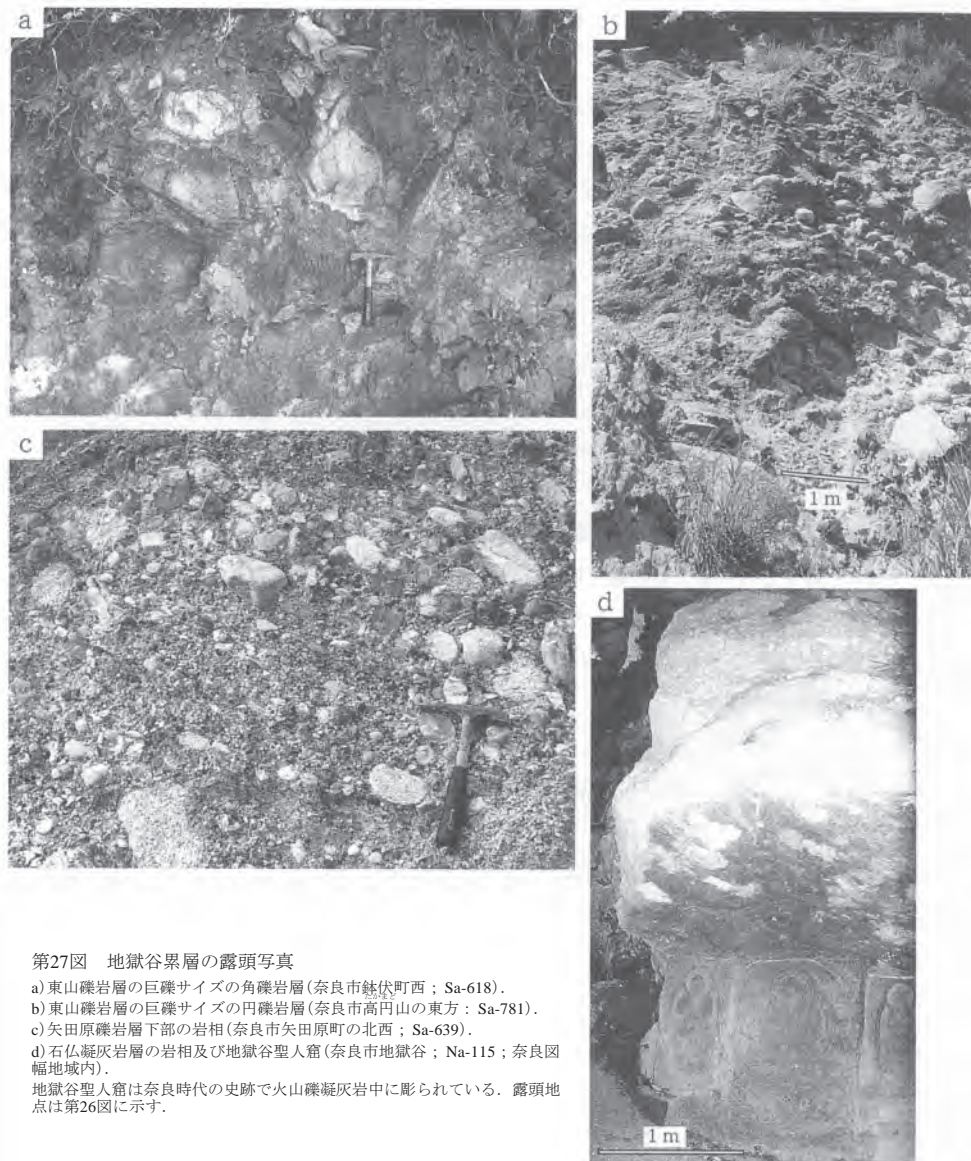
模式地 奈良市北東部の鬼ヶ辻北方の月ヶ瀬旧街道に沿う崖。

分布 地獄谷石窟仏の南から春日宮天皇陵の北西部、和田町、茗荷町、矢田原町に分布する。奈良図幅地域内では、鬼ヶ辻の佐保川沿い、花山、若草山山麓に分布する。

第26図 地獄谷累層の地質図

地質図のおおよその位置は第5図を参照。Sa-, Na-は第27図の写真撮影地点を示す。





第27図 地獄谷累層の露頭写真

- a) 東山礫岩層の巨礫サイズの角礫岩層(奈良市鉢伏町西; Sa-618).
 b) 東山礫岩層の巨礫サイズの円礫岩層(奈良市高円山の東方; Sa-781).
 c) 矢田原礫岩層下部の岩相(奈良市矢田原町の北西; Sa-639).
 d) 石仏凝灰岩層の岩相及び地獄谷聖人窟(奈良市地獄谷; Na-115; 奈良図幅地域内).
 地獄谷聖人窟は奈良時代の史跡で火山礫凝灰岩中に彫られている。露頭地点は第26図に示す。

層厚 15-30m.

層序関係 下位の東山礫岩層と漸移する。若草山北西部山腹では基盤岩に不整合で接する。若荷町では石仏凝灰岩層に覆われる。

岩相 それぞれ層厚10cm-2mの砂岩と泥岩の互層からなり、細-中礫サイズの礫岩層(層厚1m以下)や亜炭層(層厚30cm以下)を挟む。砂岩は粗粒-極細粒砂岩からなり、石英・長石・雲母粒を多く含む。泥岩は豆石(ピソライト)が含まれることもある。若草山北西部の山腹(奈良図幅地域内)では厚さ4-5m

の泥岩が認められる。和田町や茗荷町に分布する本層は堆積時の凹地を埋めるように残丘の間に分布する。

石仏凝灰岩層の直下である本部層の上部は、チャートの円礫、砂岩・泥岩の角礫、礫岩(チャート円礫主体)のブロックを含み、泥-細粒砂基質を持ち、淘汰の極めて悪い地層(厚さ10m以下)が認められる。粉川(1954b)は層間異常帯と報告している。同様な地質現象は、室生火砕流堆積物直下の白石累層最上部にも認められている(志井田・柴田, 1968)。

V. 3. 3 ^{やだわら} 矢田原礫岩層(J₄)

地層名 尾崎ほか(2000)、島倉(1963)の矢田原礫層を矢田原礫岩層と改名。

模式地 奈良市東部の矢田原鉢伏峠付近、田原盆地の矢田原西方の丘陵一帯。

分布 奈良市矢田原町、米谷町地域に分布する。

層厚 10-100m。

層序関係 東山礫岩層や鬼ヶ辻泥岩砂岩層を覆う。都介野累層の小野味礫岩層に対比される。

岩相 下部は巨礫を含む大礫主体、礫支持礫岩層である(第27-c図)。片麻岩、花崗岩類、黒色の泥質岩のホルンフェルス、白色を呈するシルト岩-粗粒砂岩及び凝灰岩(藤原層群及び鬼ヶ辻泥岩砂岩層由来)結晶質凝灰岩、チャートからなる。礫は亜円礫を主体とするが、片麻岩、シルト岩-細粒砂岩の礫は亜角礫-角礫のものも多く含む。

上部は大礫を含む中礫主体の円礫岩層で、チャートを主体とし、変成岩、堆積岩を含み、わずかに流紋岩が認められる。チャート(面積比6-8割)は主に中礫サイズの円礫からなり、大礫も含む。礫のサイズが小さい礫岩層ほどチャートの比率は大きくなる。変成岩(面積比1-2割)は縞状片麻岩が主体で、亜円礫-亜角礫の中-大礫からなる。堆積岩(面積比1-2割)は下位の鬼ヶ辻泥岩砂岩互層や藤原層群から剝されたと推定されるシルト岩、砂岩、白色細粒凝灰岩の円礫-亜円礫を主体とし、巨礫サイズのシルト岩の角礫も含む。

V. 3. 4 ^{せきぶつ} 石仏凝灰岩層(J₅)

地層名 島倉(1963)の石仏凝灰岩層と中ノ川凝灰岩質砂岩層を尾崎ほか(2000)が一括したもの。尾崎ほか(2000)は木津町鹿背山北東に点在する古寺凝灰岩層(河村・中山, 1989)も石仏凝灰岩層に含めている。

模式地 地獄谷石仏付近。

分布 本図幅地域内では奈良市藤原町・高丸山の東方・茗荷町に、奈良図幅地域内では奈良市の中ノ川・鬼ヶ辻・地獄谷石窟仏・春日山東山麓、木津町の鹿背山などに分布する。なお、春日石窟仏や地獄谷石窟仏などの磨岩崖仏は本層に彫られたものである(第27-d図)。

層厚 模式地付近で20-35m。藤原町・高丸山の東方・茗荷町などでは約20m。

層序関係 茗荷町では鬼ヶ辻泥岩砂岩層を覆い、堆積時の凹地を埋めるように分布する。矢田原礫岩層を直接覆う露頭はないが、鬼ヶ辻泥岩砂岩層の上部に存在する礫岩層が矢田原礫岩層の一部と推定されるので、矢田原礫岩層を石仏凝灰岩層の下位に位置付けた。

岩相 下部(層厚15-30m)は主に暗灰色-灰白色を呈する非溶結の軽石火山礫凝灰岩からなり、凝灰岩を含む。白-灰色の基質に、塊状及び一部成層するように火山礫凝灰岩の角礫-亜円礫の軽石(20cm以下)を多く含む(第27-d図)。径1cm以下の豆石の密集層が認められることもある。

上部(層厚5-15m)は白色の淘汰が良い極細粒凝灰岩から凝灰質シルト岩からなり、平行層理や斜交層理が良く発達する。上部は島倉(1963)の中ノ川凝灰質砂岩層に相当する。

上部、下部ともに、斑晶として石英(主に2mm以下)・斜長石(主に2mm以下)、黒雲母(2mm以下)が主で、まれに斜方輝石、ざくろ石を含む。また、石質岩片の量は少なく、中礫サイズ以下の円礫がまばらに含まれている。

室生火砕流堆積物との関係 石仏凝灰岩層は室生火砕流堆積物の縁辺相として考えられている(中村, 1927; 島倉, 1963; 横田ほか, 1978; 西田, 1992; 尾崎ほか, 2000など)。後述の室生火砕流堆積物で述べるように、石仏凝灰岩層と名張図幅地域内の室生火砕流堆積物のジルコンの類似性からも両者の対比は支持される。

放射年代 石仏凝灰岩層からは $15.2 \pm 0.9\text{Ma}$ (西田, 1990), $16.0 \pm 0.9\text{Ma}$ (河村・中山, 1989), $15.5 \pm 0.7\text{Ma}$ (尾崎ほか, 2000)のフィッション・トラック年代が得られている(第25図, 第6表)。

V. 3. 5 ^{いもり}飯守礫岩層(J₆)

地層名 尾崎ほか(2000)。

模式地 奈良市飯守の南, 若草山(三笠山)の北西200-300mの山腹付近(以上奈良図幅地域内)。

分布 奈良市若草山(三笠山)周辺, 春日山東付近, 本図幅地域には分布しない。

層厚 10-20m。

層序関係 石仏凝灰岩層を覆い, 三笠安山岩に覆われる。

岩相 淘汰の悪い中-大礫の礫岩層からなる。礫種は主にチャートの円礫と白色凝灰岩及び火山礫凝灰岩(石仏凝灰岩層起源)の亜角礫からなり、領家変成岩類と花崗岩類の亜角礫-亜円礫を含む。白色凝灰岩は大礫主体で、基質も全体として白色凝灰岩質となる。

第6表 室生火砕流堆積物及び石仏凝灰岩層のジルコンのフィッション・トラック年代

地層名/産地 試料名	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡 ps (Ns) (10^6 cm^{-2})	誘発核分裂飛跡 pi (Ni) (10^6 cm^{-2})	熱中性子線量 pd (Nd) (10^4 cm^{-2})	相関 係数 r	ウラン 濃度 (ppm)	年代値(Ma) Age $\pm 1\sigma$
石仏凝灰岩層/奈良市鬼ヶ辻東方800 m (奈良図幅; 尾崎ほか, 2000)							
Na-28	30	2.15 (1268)	4.25 (2504)	8.26 (2539)	0.820	410	15.5 ± 0.7
室生火砕流堆積物本体/室生村大野 (34°33'16.1"N, 136°0'38.2"E; 名張図幅; 山元, 未公表)							
950317-1	30	1.95 (1043)	3.98 (2124)	8.09 (1247)	0.884	390	14.8 ± 0.7
室生火砕流堆積物直下の降下堆積物/名張市百々 (34°34'51.1"N, 136°7'53.2"E; 名張図幅; 山元, 未公表)							
950302-1	29	1.80 (1430)	3.59 (2846)	8.07 (1243)	0.886	360	15.1 ± 0.7

測定方法: 外部面を用いた外部ディテクター法 ((株)京都フィッション・トラック)

V. 3. 6 化石

主に鬼ヶ辻泥岩砂岩層の炭層中から葉化石(粉川, 1955; 嶋倉ほか, 1971)や花粉化石(三木, 1948; 嶋倉, 1963)が産出する。花粉化石は*Carya-Liquidambar-Nyssa*花粉群で特徴付けられ、都介野累層(本報告の白石砂岩泥岩層)に対比されている。また、鬼ヶ辻泥岩砂岩層からは珪藻化石が産出し、中規模湖沼の沿岸で、湖岸線の変化に富んだ環境が推定され、石仏凝灰岩層に近い層準ほど湖沼の縮小した環境が推定されている(嶋倉ほか, 1971)。

V. 4 ^{つげの}都介野累層

地層名 都介野層群(志井田ほか, 1967)を下記の部層からなる累層として再定義。

分布 奈良市東部, 都祁村西南部, 天理市東部, 桜井市東北部(第28図)。

層序区分 下位より, 白石砂岩泥岩層, 小野味礫岩層, 室生火砕流堆積物に区分される。

層厚 層厚変化が激しい。各部層を参照。

層序関係 変成岩類, 深成岩類及び山辺層群とは不整合関係。堆積時の凹地に亜炭層を挟む白石砂岩泥岩層が, 更にその上位を小野味礫岩層が広く覆ったと推定される。

地質構造 全体に走向傾斜は水平に近い。

V. 4. 1 ^{しらし}白石砂岩泥岩層(T₁)

地層名 志井田・柴田(1968)の白石累層の下部を除いたものとして新称。この下部は山辺層群に位置付けられる。

模式地 都祁村白石地域。

分布 都祁村白石, 友田地域など。

層厚 10-30m。

層序関係 下位の山辺層群を不整合で覆う。

岩相 主に砂岩及び泥岩の互層からなり, 礫岩層, 亜炭層(それぞれ層厚数10cmから数m)を挟む(第29-a図及び第30図Sa-385)。礫岩層は中礫主体で基質は花崗岩質である。礫種は小野味礫岩層のそれに類似する。上位ほど砂岩層, 礫層を多く挟むようになり, 小野味礫岩層へ漸移する。

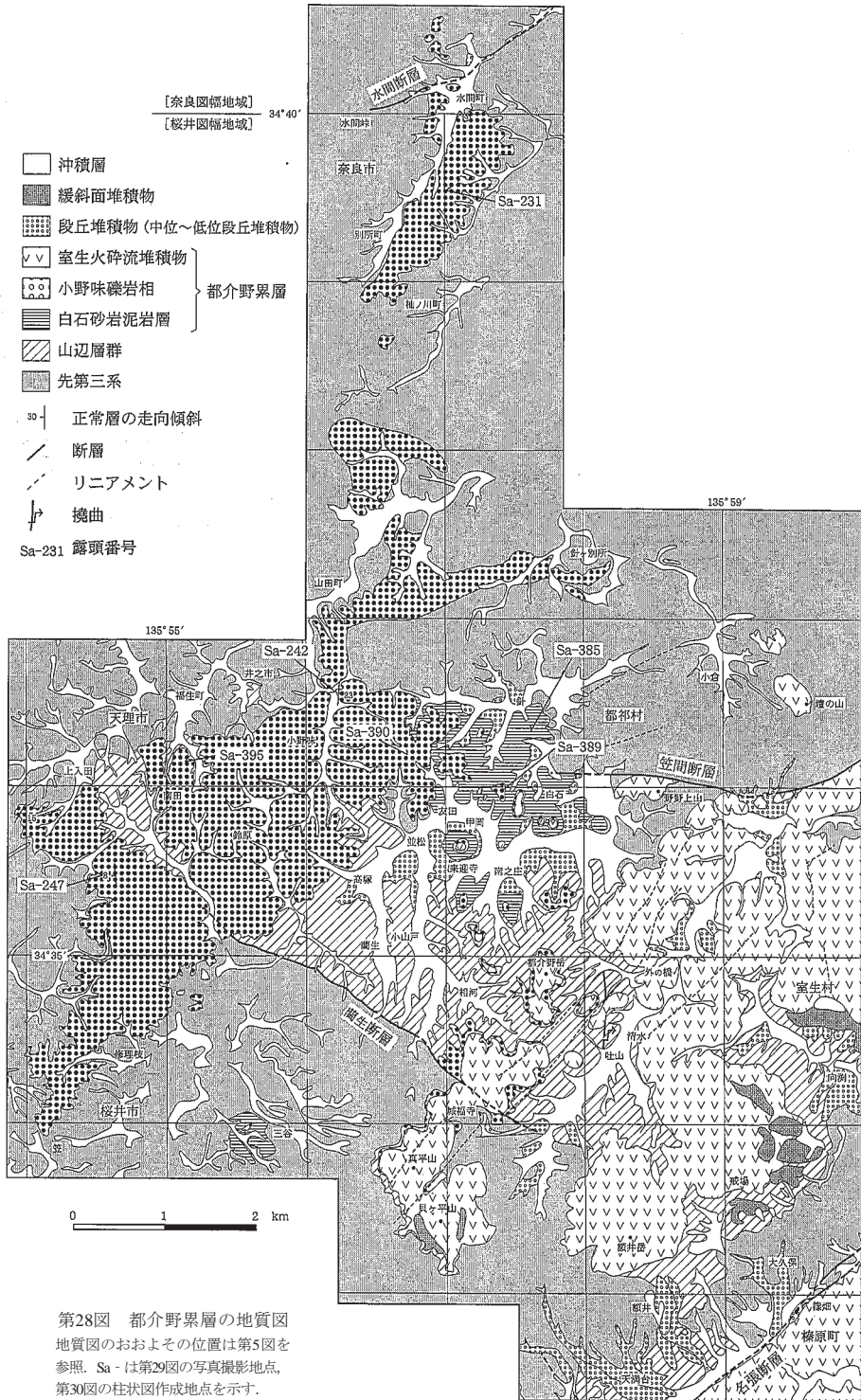
化石 本層からは*Carya-Liquidambar-Nyssa*花粉群が得られ, 地獄谷累層の花粉群集の特徴と一致する(嶋倉, 1964)。

V. 4. 2 ^{おのみ}小野味礫岩層(T₂)

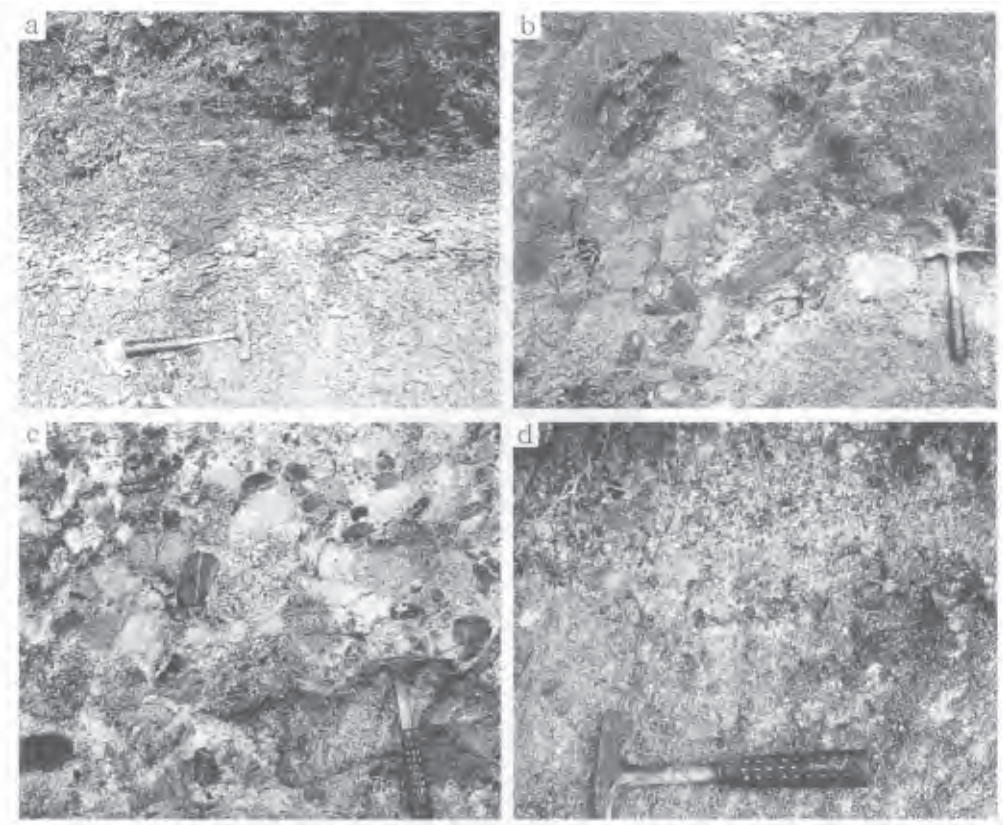
地層名 志井田・柴田(1968)の小野味礫層を尾崎ほか(2000)が小野味礫岩層と改名。なお, 全体にクサリ礫化は認められないが, チャート以外の礫は脆く, 固結度からは礫層の呼称がふさわしい。

模式地 天理市小野味付近。

分布 天理市北東部の小野味・福住町, 奈良市東部の水間・別所, 桜井市の修理枝・笠, 山辺郡都祁村白石・都介野岳・真平山付近に分布する(第28図)。奈良市水間から別所へは南北方向に延びる凹地



第28図 都介野累層の地質図
 地質図のおおよその位置は第5図を参照。Sa-は第29図の写真撮影地点、第30図の柱状図作成地点を示す。



第29図 白石砂岩泥岩層及び小野味礫岩層の露頭写真

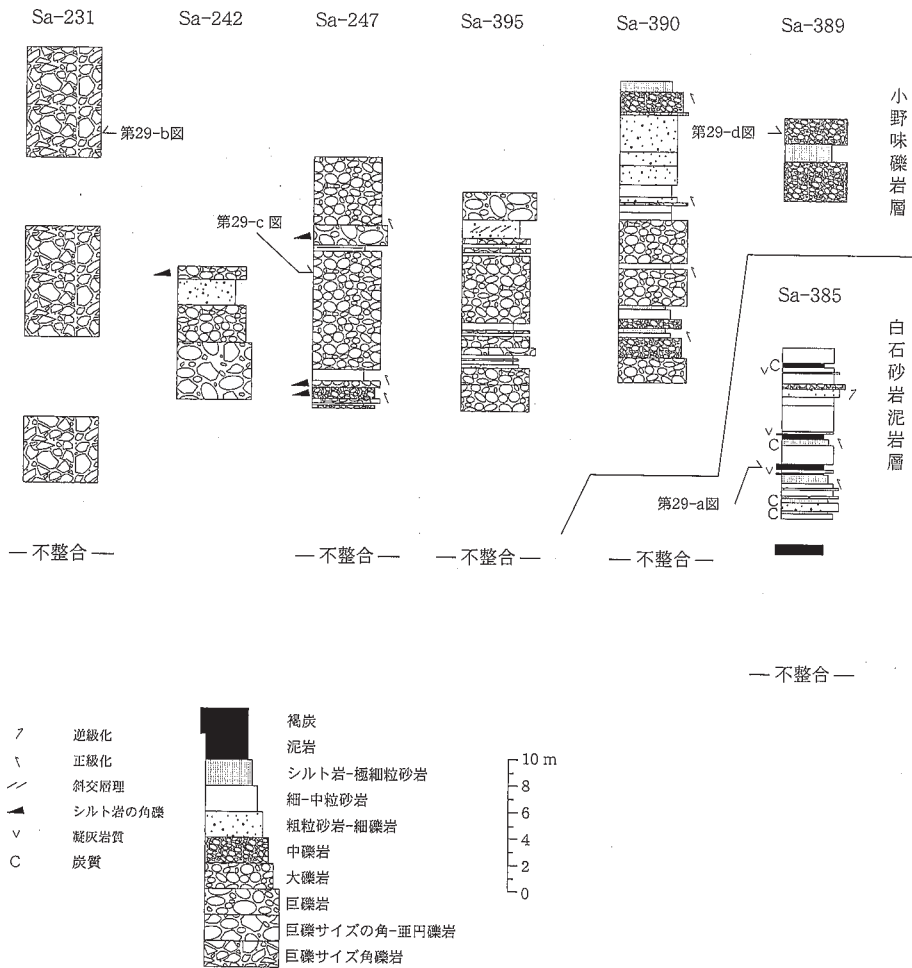
- a) 白石砂岩泥岩層の褐炭層(都祁村針, Sa - 385).
 - b) 小野味礫岩層の巨礫サイズの亜角-角礫岩層(奈良市水間町南, Sa - 231).
 - c) 小野味礫岩層の大礫サイズの亜円礫岩層(天理市上入田の南, Sa - 247).
 - d) 小野味礫岩層の中礫サイズの円礫岩層(天理市南田, Sa - 389).
- 地点は第28図, 層準は第30図に示す.

(幅0.75-1km以下の谷地形を示す)に沿って, 桜井市笠から奈良市鈴原にかけては東北東-西南西方向に連続して分布する.

層厚 小野味付近より北ないし西では30-60m. 友田や都介野岳周辺で20m以下. 段丘面のような堆積面は有しないが, 小野味付近より北ないし西では基底部が約450-460m, 頂部は490-500mと一定の高さを保ちながら凹地を埋めるような形態で分布する.

層序関係 地獄谷累層の矢田原礫岩層に対比される. 白石地域より南東側では室生火砕流堆積物に直接覆われる.

岩相 模式地の小野味付近では, 主に大礫サイズの亜円礫岩層(礫支持)からなり基底部付近に亜角礫層を伴う(第30図Sa-242). 上部ではやや礫径は小さくなり, 厚さ1-2m以下の砂岩, シルト岩の薄層を挟むようになる. 礫は主に花崗岩類, 片麻岩, 閃緑岩, 斑れい岩からなり, ほかに砂岩・シルト岩・凝灰岩(以上, 中新統)や円礫のチャートを含む. クサリ礫化は認められないが, チャート以外の礫は全体に脆い.



第30図 白石砂岩泥岩層及び小野味礫岩層の地質柱状図
柱状図の位置は第28図参照。

地域的に礫径などに大きな違いがあり、水間地域では主に花崗岩類と変成岩類の数m大の巨礫サイズの亜角礫-角礫岩(礫支持)からなり、一部亜角礫-亜円礫の山辺層群由来と推定される砂岩・シルト岩・凝灰質砂岩・シルト岩、白色凝灰岩を含む(第30図Sa-231, 第29-b図)。一方、桜井市笠付近から小野味にかけては、笠付近が大礫主体なのに対して(第30図Sa-247, 395), 小野味やその東方では大礫主体へやや礫径が小さくなるとともに、チャートの比率が増し、砂岩層を多く挟むようになる(第29-c図, 第30図Sa-390)。更に、北白石や南方の室生火砕流堆積物直下の小野味礫岩層は、円礫チャートが目立つようになる(第29-d図, 第30図Sa-389)とともに、多くの砂岩・シルト岩・亜炭を挟むようになる。

以上のように、水間町から小野味にかけては礫径が巨礫サイズの角礫主体から大礫主体の亜円-円礫主体へと細粒化し、砂岩層の挟みも増え、相対的にチャートの円礫も増す。同様に、笠付近から小野味へも礫径が小さくなり、砂岩層の挟みも増える。これらの岩相変化から、小野味礫岩層の礫は水間町付近及び笠付近から礫が供給されたと推定される。

V. 4. 3 ^{むろ}室生火砕流堆積物(Mu)

地層名 西岡ほか(1998).

模式地 奈良県曾爾村伊賀見の北東の倶留尊山に至る青蓮寺川の支沢(名張図幅地域内).

分布 本図幅地域南東部の榛原町室生湖周辺から都祁村吐山周辺には、東隣の名張図幅地域から連続する本火砕流堆積物のまとまった分布がある(第5図). 奈良市藤原町・高丸山の東方・茗荷町周辺には、本火砕流堆積物の非溶結部(地獄谷累層石仏凝灰岩層)が点在して分布する.

層厚 榛原町室生湖周辺で約250m(上限不明)の層厚を持つ. これに対し、奈良市の石仏凝灰岩層は数10m程度の層厚しか持たない.

層序関係 榛原町室生湖周辺から都祁村吐山周辺では、基盤の領家変成岩類や深成岩類、下部中新統を不整合に覆う.

岩相 図幅地域南東部の榛原町室生湖周辺から都祁村吐山周辺に分布する本火砕流堆積物は、黒色ガラス質の溶結した火山礫凝灰岩からなる下部と脱ガラス化作用を受けた白-灰色の溶結火山礫凝灰岩からなる上部に区分できる. 両者の違いは火砕流定置後の冷却過程の差を示すものであり、漸移関係にある両者の境は堆積構造と斜交している. 一方、北部の奈良市矢田原町周辺の本火砕流堆積物は非溶結の軽石火山礫凝灰岩で構成されている. 東隣の名張図幅地域では火砕流堆積物の直下に降下堆積物が確認される地点があるが(西岡ほか, 1998), 本図幅地域内では確認されていない. 火砕流堆積物の本質物は斜方輝石黒雲母流紋岩で、斑晶として斜長石・石英・サニディン・黒雲母・斜方輝石を含むほか、ごくまれにざくろ石が認められる.

図幅地域南東部に分布する下部の黒色溶結火山礫凝灰岩は、堆積物の基底から厚さ約100m以内の部分を構成している. 多くの露頭では長径10cm以下の本質レンズと石英(径4mm以下)・黒雲母(径2mm以下)の目立つガラス質基質で構成され、まれに長径20cm以上の本質レンズが濃集する場合がある. 異質岩片は径1cm以下のものがまばらに含まれる程度であるが、都祁村吐山から白石にかけての地域では基底部に下位の地獄谷累層中の非火山性碎屑物からはぎ取られたシルト岩が集まることがある. また同地域では非火山性の円礫・砂からなる碎屑岩脈が基底部に認められる. 本溶結火山礫凝灰岩は塊状の部分が多いものの、1-30cm厚の単層からなる成層部分もしばしば挟まれ、岩相変化は比較的激しい. 成層部では基質部の淘汰が良く、結晶片が濃集した単層も出現する.

図幅地域南東部に分布する上部の溶結火山礫凝灰岩は、石英(径4mm以下)・黒雲母(径2mm以下)の目立つ白-灰色の凝灰岩で、本質レンズと基質の境界は肉眼ではほとんど見分けることができない. これは堆積物が長時間高温状態であったため、本質レンズや基質の火山ガラスが再結晶作用を起こした結果(脱ガラス作用)で、鏡下では微細な結晶からなる微珪長質-微球頼構造が認められる. 異質岩片の量も下部同様に少なく、非常に均質な見かけをしている.

放射年代 宇都ほか(1996)は本火砕流堆積物の黒雲母K-Ar年代値として、 $14.44 \pm 0.16\text{Ma}$ を、また石川ほか(1996)が $14.86 \pm 0.32\text{Ma}$ を、更にUto *et al.*(1997)は同黒雲母の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代値として $14.31 \pm 0.04\text{Ma}$ を報告している. また、フィッション・トラック年代としては第6表のような値が得られている.

以上のほかに、川井・広岡(1967)及びHirooka and Kawai(1967)がK-Ar年代 $13.1 \pm 0.4\text{Ma}$ (Matsuda

et al. (1986)は再計算して $13.5 \pm 0.4\text{Ma}$ の値を得ている)を, *Matsuda et al.* (1986)が $15.3 \pm 0.6\text{Ma}$ 及び $15.7 \pm 0.7\text{Ma}$ のフィッション・トラック年代と $17.5 \pm 0.9\text{Ma}$ のK-Ar年代を報告している。

対比 北隣の奈良図幅地域や桜井図幅地域北部に分布する地獄谷累層には室生火砕流堆積物の非溶結縁辺相と考えられている石仏凝灰岩層が挟まれている(尾崎ほか, 2000)。この凝灰岩層と名張図幅地域内の室生火砕流堆積物のジルコンを比較すると, 1)晶癖・粒径に差がないこと, 2)色調において赤-淡褐色のもの(30-40%)と淡桃-無色のもの(70-60%)の2集団が識別できること, 3)ウラン濃度に差がないこと(ただし基底部の降下堆積物中の中ものはやや低い), 4)フィッション・トラック年代値が誤差の範囲で重なることが指摘できる(第6表)。これらの特徴は両者を対比することが妥当であることを示している。

V. 5 ^{みみなしやま} 耳成山流紋岩(Mr)

岩体名 春本(1932b)。

模式地 橿原市北部の耳成山一帯。

分布 本図幅地域内では耳成山にのみ分布する。東西径500m, 南北径450m, 比高75mの小丘を構成する。

層序関係 本流紋岩と基盤との関係は地表で確認できない。春本(1932a)は流理構造から基盤への貫入と推定している。

岩相 明瞭な流理構造を持ったざくろ石黒雲母流紋岩からなる。流理面の走向は東西に近く、傾斜は 60° 以上で北もしくは南に傾いている。その構造は耳成山の形態とは一致しておらず、溶岩ドーム様に見えるこの山の外形は浸食により形成されたものと判断される。

鏡下では、長径2mm以下の斜長石・黒雲母からなる流状組織の顕著な石基に、少量の斜長石(長径1.7mm以下)・黒雲母(長径0.6mm以下)と微量のざくろ石(径0.9mm以下)・石英(径0.8mm以下)の斑晶を含んでいる。

V. 6 ^{みかさ} 三笠安山岩(Mi)

岩体名 春本(1932a)。三笠凝灰角礫岩層(中川ほか, 1983)は本岩に含める。八島町東の(八島山の山頂)に分布するものは八嶋山安山岩とも呼ばれる(坂本, 1955)。

模式地 三笠温泉付近(奈良図幅地域内)。

分布 奈良市の藤原町及び八島町(以上、桜井図幅地域)、及び奈良市の若草山、春日山、飯守町南部、^{びやくごうじ}白毫寺町付近(以上、奈良図幅地域)に分布する。

層厚 藤原町及び八島町で10-30m, 若草山、春日山付近で最大約90m。

層序関係 地獄谷累層を不整合で覆い、大阪層群に不整合で覆われる。

地質構造 奈良市の藤原町及び八島町の本岩は三百断層(第IX章参照)沿いに南北方向はほぼ 90° 近い傾斜で分布する(第26図のMi)。若草山と春日山の三笠安山岩基底部の走向傾斜も北北西-南南東方向で、10

-15°西傾斜を示し、南北方向の断層群による変形を受けている、

岩相 主に角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩からなる。多くは全体に黒色を呈し、流理構造が発達することがある。風化すると赤褐色を呈し、一部タマネギ状風化も示す。

鏡下では多量の斜長石(長径2.2mm以下)・単斜輝石(長径0.8mm以下)・斜方輝石(長径0.8mm以下)と少量の角閃石(長径2.0mm以下)の斑晶が認められる。斜長石・単斜輝石・斜方輝石は径4mm以下の集斑晶を作ることが多い。また、角閃石斑晶のすべてはオパサイト化しており、一部の斑晶の中心に新鮮なものが見いだされる。石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・ガラスからなり、ハイアロオフェイック組織を持つ。

なお、奈良図幅地域内の春日山から若草山(三笠山)の東の谷沿いには、厚さ10m以下の安山岩凝灰角礫岩が安山岩溶岩の下位に認められる。この凝灰角礫岩は三笠凝灰角礫岩層とも呼ばれている(中川ほか, 1983)。

放射年代 K-Ar年代としては $13.3 \pm 2.3\text{Ma}$ (川井・広岡, 1967), $13.1 \pm 1.2\text{Ma}$ (巽ほか, 1980)が、フィッション・トラック年代としては $13.0 \pm 1.3\text{Ma}$ (西田, 1990)が報告されている。

付随岩脈 カンラン石ドレライト岩脈(幅10m以下)が若草山から春日にかけて南北方向に貫入する(春本, 1935, 1943; 粉川, 1951; Ikebe and Shimakura, 1968)。斑晶として、半自型の斜長石・アルカリ長石・カンラン石・石英が、石基として斜長石・普通輝石、磁鉄鉱が認められる。

VI. 大 阪 層 群

(尾崎正紀・宮地良典)

本図幅地域内では奈良盆地東縁部の丘陵地と奈良盆地北西部の西の京丘陵に大阪層群が分布する。奈良盆地の地下にも中部更新統-完新統に覆われて大阪層群が分布する。以下、奈良盆地東縁部及び北西部、奈良盆地の地下に分けて記載する。

VI. 1 研究史

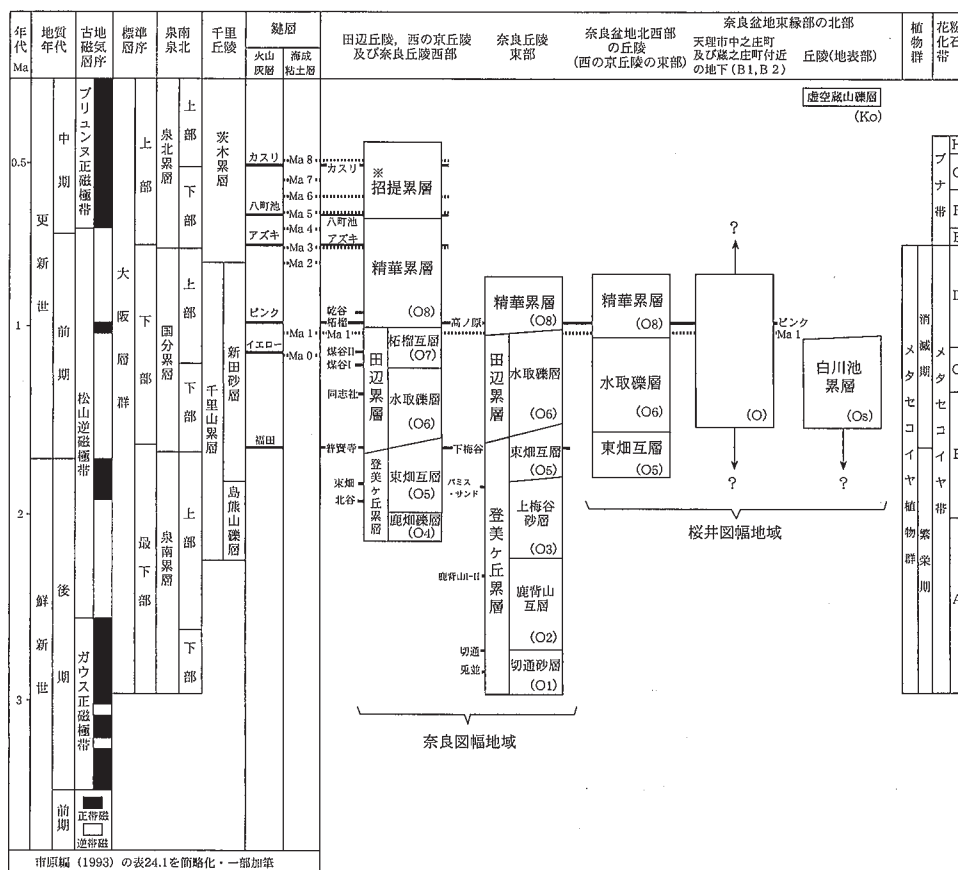
奈良盆地東縁部 奈良盆地東縁部には白川池累層(横山, 1931)と虚空蔵山礫層(志井田, 1953)が分布する。

白川池累層は、粉川(1954a, b, 1955), 坂本(1955), Ikebe and Shimakura(1968)及び嶋倉ほか(1971)によって層序や化石に関する研究が行われてきた。坂本(1955)は白川池累層全体の地質図を作成し、岩相・化石を詳細に記載した。粉川(1955)は、現在ではほとんど消失した岩井川流域の露頭における地質柱

状図や植物及び昆虫化石などを報告している。嶋倉ほか(1971)は、坂本(1955)と粉川(1955)の成果に新たな地質柱状図や化石の資料を加え、奈良丘陵の大坂層群の資料とともに大阪層群を詳細にまとめている。一方、坂本(1955)は、虚空蔵山礫層は主に三百断層沿いに点在し、三百断層を覆うとともに三百断層によって変形を受けていることを明らかにした。寒川ほか(1985)はその堆積年代を30-50万年前と推定している。

以上のほかに、奥村(1997a, b)は白川池累層や段丘堆積物など奈良東縁部の地質図などを示し、奥村(1997c)では天理市北縁部のボーリング試料からピンク火山灰層の存在を明らかにしている(第34図)。

奈良盆地北西部 京都府京田辺市、精華町、奈良市西部の丘陵地(田辺丘陵、奈良丘陵、西の京丘陵)に連続的に分布する大阪層群のうち、本図幅地域の西北部には西の京丘陵の一部が桜井図幅地域の範囲に入る(第34図)。上記丘陵地の大阪層群については多くの研究報告がある(中川, 1967, 1973; 横山ほか, 1975; 嶋倉ほか, 1971; 横山ほか, 1978; 染川・吉川, 1983; 三田村, 1992; 河村, 1993; 尾崎ほか, 2000など)が、このうち本図幅地域北西部に分布する大阪層群についての記述は嶋倉ほか(1971)が層序と化石について記述しているだけで、ほかは西田(1982)と三田村(1993)が桜井図幅地域内の大阪層群の地



第31図 桜井図幅地域に分布する大阪層群の層序区分

質図を示しているにすぎない。

大阪層群の海成粘土層(大阪市立大学理学部, 1964; 第31図)のうち, Ma1層が西の京, 奈良, 及び田辺丘陵に広く連続的に挟まれ(嶋倉ほか, 1971; 染川・吉川, 1983; 三田村, 1992; 河村, 1993など), 本図幅地域の砂茶屋付近ではMa2層の存在が報告されている(嶋倉ほか, 1971)。

奈良盆地の地下の大阪層群 奈良盆地の地下の大阪層群の層相を示すボーリング資料は, 高橋・池田(1965b), 梅田・西田(1973), 西田(1982, 1984, 1985)に多く掲載されている, 松岡(1983)は川西町のボーリング試料から, Ma1からMa3層の海成粘土層とアズキ火山灰層の挟在を報告している。また, 奈良盆地の地下構造についての研究報告には, 蔵田(1950), Hayashida(1979), 佐野(1980), 宮腰ほか(1998), 赤松ほか(1999)などがある。

VI. 2 奈良盆地東縁部の大阪層群

奈良盆地東縁部の地表に露出する大阪層群は白川池累層と虚空蔵山礫層に区分される。なお, 虚空蔵山礫層については高位段丘堆積物に含める見解もあるが, 本報告では大阪層群に位置付けた。

VI. 2. 1 ^{しらかわいけ}白川池累層(0s)

地層名 榎山(1931)。

模式地 奈良市白川池付近。

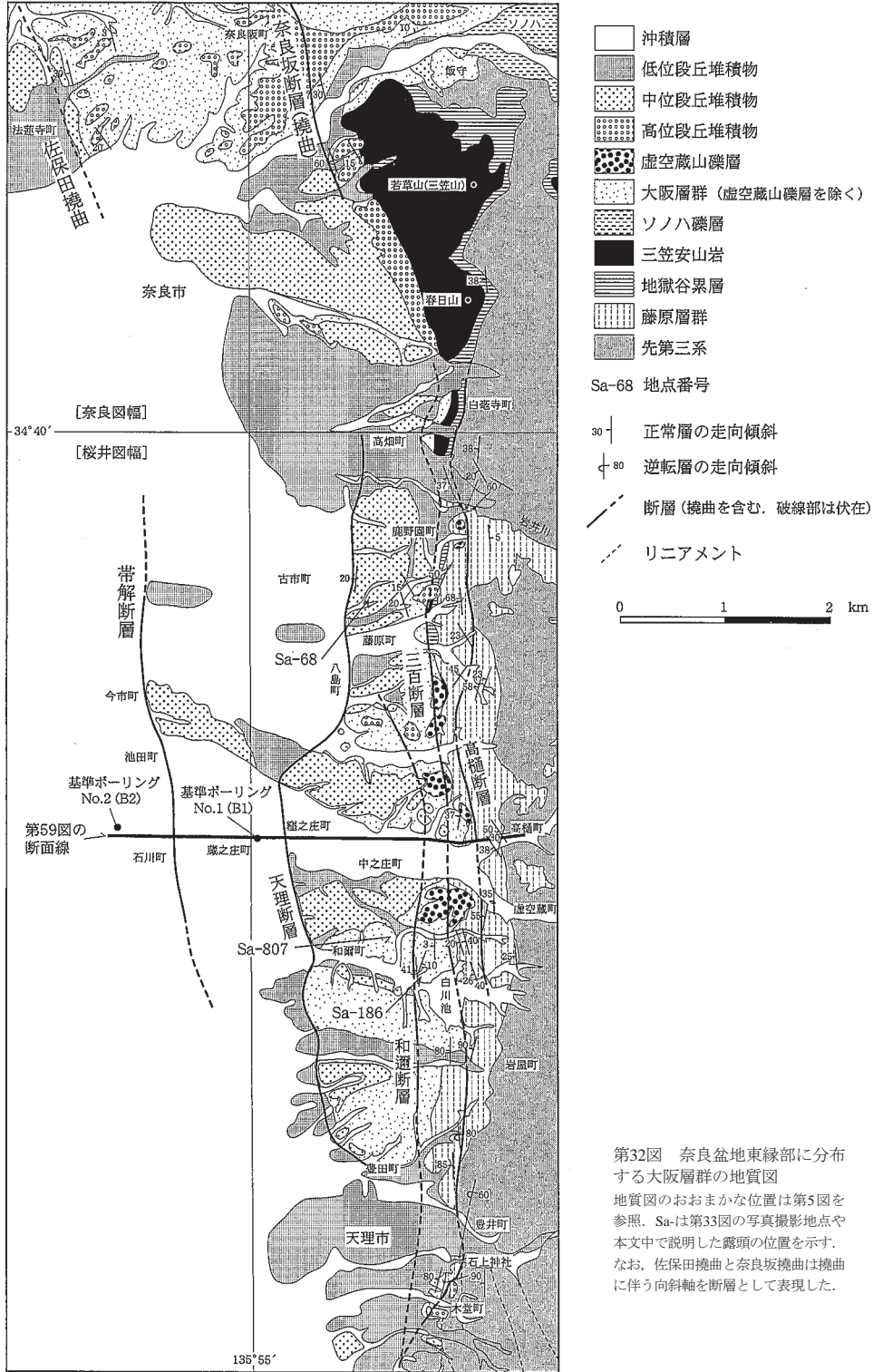
分布 奈良市鹿野園西部・藤原町・窪之庄東部, 天理市和爾町・豊田町・杣之内町など奈良盆地東縁部の丘陵地に分布する(第32図)。南北走向の逆断層(三百断層, 和邇断層, 天理断層など; 第IX章参照)によって西側落ちの変位(20-90°西傾斜で, 一部逆転する)が認められ, 西側ほど上位の地層が露出する。

層厚 地表部では100m以上。後述のように, 天理市中之庄町付近の反射法地震探査断面から判断すると, 丘陵地地下に層厚約400mの大阪層群が分布する。

層序関係 藤原層群及び地獄谷累層を不整合で覆い, 虚空蔵礫層及び段丘堆積物に傾斜不整合(第33-a図)で覆われる。

岩相 礫層-砂礫層, 中粒砂層, 極細粒砂層-シルト層の累重からなり, まれに火山灰の薄層(層厚20cm以下)を挟む。下部は礫層が, 上部はシルト-細粒砂層がやや卓越する傾向を示す。礫層-砂礫層は層厚0.5-2.5m, 中粒砂層や極細粒砂層-シルト層は0.1-1mの厚さのものを主体とする。極細粒砂層-シルト層はまれに層厚10mぐらいに達することもある。

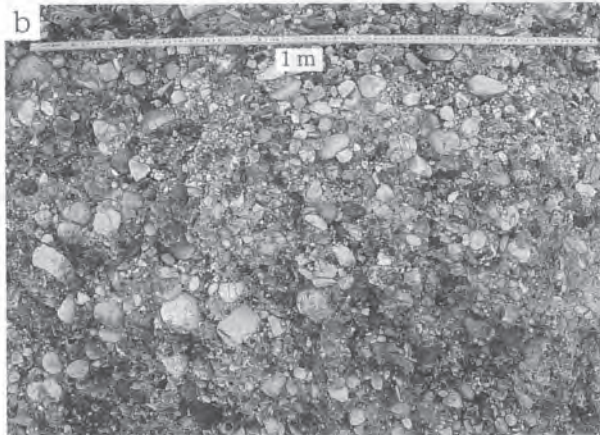
礫層は全体として正級化を示し, その上部は細粒-中粒砂層を伴うことが多い。基底部はしばしばチャネル構造を示し, 斜交層理も発達する。礫径は大-中礫主体で, 巨礫も含む。礫種は全体としてはチャート(面積比50-70%)とし, ほかに藤原層群からの極細粒砂岩及び中-粗粒砂岩, 縞状片麻岩, 中粒花崗岩, 閃緑岩, 安山岩を含む(第33-b図)。礫は全体として円礫-亜円礫主体であるが, 花崗岩や細粒-極細粒砂岩の礫は亜角礫も含まれる。なお, 白川池付近などでは, 主に藤原層群の細粒砂岩-シルト岩や凝灰質シルト岩, 中-粗粒砂岩, 凝灰岩の亜円-円礫からなる礫層が多く認められる。特に, 各々の





中位段丘堆積物

白川池累層



極細粒砂層-シルト層

藤原層群豊田累層産
シルト岩-極細粒砂岩
の円礫からなる礫層



チャートの円-歪円礫
からなる礫層

第33図 白川池累層の露頭写真

- a) 中位段丘堆積物との傾斜不整合(奈良市藤原. Sa-68).
 b) 白川池累層の岩相. 極細粒砂岩-シルト岩とチャートの円-歪円礫が混在する(天理市白川池北西; Sa-807).
 c) 藤原層群豊田累層由来の極細粒砂岩-シルト岩の円礫が密集する礫層(天理市白川池北西; Sa-807).
 下位はチャートの密集礫層からなる. 礫層は極細粒砂-シルト層に覆われる. 露頭地点は第32図に示す.

礫層上部にそれらの密集層が特徴的に認められる(第33-c図)。また、藤原層群と大阪層群との不整合関係を示す露頭は直接確認できなかったが、藤原層群や片麻岩の巨礫サイズの角礫からなる白川池累層が白川池付近に認められる。礫層の中には、上記の特徴とは全く異なり、チャートの円-亜円礫(面積比90%)とともに、片麻岩の角-亜角礫、多くの材化石を含み、下位の地層を大きく削り込む特徴を持つ礫層もまれに認められる。

シルト-極細粒砂層は基底部に中-粗粒砂層を伴い、しばしばシルト岩の中礫サイズの円礫を含む。また、シルト-極細粒砂層の上部は炭質となり、しばしば褐炭層の薄層(主に5cm以下)を伴い、材化石(流木)を含む。シルト層にはレンズ状に砂層の薄層を挟むことが多く、層理面が異常を示すこともある。まれに、直径1cm程度の生痕化石を産する。

化石 白川池の北、Sa-186のシルト層(不整合面から約25m)から得られた花粉化石は、メタセコイア属が主体で、ハンノキ属・コナラ属・コナラ属・スギ属・イチイ科・オヌガヤ科・ヒノキ科などを伴う(第7表)。スギ属を含み、フウ属をわずかに産出し、コナラ属アカガシ亜属を産しないことからメタセコイア帯のD帯(Ma0層からMa3層直下まで)(田井, 1970)に対比される。

三木(1948)は*Metasequoia*, *Juglans megacineria*などを、坂本(1955)も同様なメタセコイア植物化石の産出を報告し、白川池累層を大阪層群下部に対比している。粉川(1955)は白川池累層上部(丘陵地の西部沿いに分布する大阪層群、^{いそのから}右上町付近など)からは、*Metasequoia disticha*, *Juglans megacineria*などが発見されず、*Juglans sieboldiana*などが産出することを報告している。

対比 上記のように、白川池付近に分布する白川池累層の花粉化石は、メタセコイア帯のD帯に対比できる。白川池の北を東西に切った奈良盆地の地下の大阪層群の地質構造(第59-b図)から推定すると、天理断層以東の丘陵地ではピンク火山灰層より下位の層準の大阪層群が分布すると推定できる。以上のことから、丘陵地の白川池累層は大阪層群の標準層序である大阪層群下部(市原, 1960; 市原・亀井, 1970; 市原ほか, 1988; 市原編, 1993など)の中頃、すなわち田辺累層水取礫層上部から柘榴互層の層準に村比される(第31図)。

VI. 2. 2 ^{こくぞうやま}虚空蔵山礫層(Ko)

地層名 志井田(1953)。

模式地 奈良市虚空蔵町西部の虚空蔵山。

分布 奈良市の鹿野園・八島町東部・窪之庄東部・虚空蔵山、天理市の別所町・豊田町に分布する。分布域の頂部の標高は190-160mである。三百断層に沿う山頂部などに載り、変位を受けている(第X章参照)。

層厚 10-20m。

層序関係 下位の藤原層群とは不整合関係。白川池累層との関係を直接示す露頭は確認できなかった。

岩相 主に巨-大礫からなる礫支持礫層である。円礫-亜円主体であるが、亜角礫も含む。チャートや片麻岩を多く含むが、豊田累層と不整合で接する虚空蔵山山頂などでは豊田累層の円礫(細粒砂岩-シルト岩)や安山岩角礫のみの礫層が、鹿野園東の露頭では径1m以上の閃緑岩の礫層が認められる。花崗岩の礫も多く、いずれも近接する基盤を反映した礫種から構成される。礫層の最上部(1-2m)はトラ斑

第7表 白川池北の大阪層群から産出する花粉化石

和名	学名	個数
木本花粉	Arboreal Pollen	
モミ属	<i>Abies</i>	2
ツガ属	<i>Tsuga</i>	5
トウヒ属	<i>Picea</i>	5
トガサワラ属	<i>Pseudotsuga</i>	5
マツ属単維管束亜属	<i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxyton</i>	1
マツ属複維管束亜属	<i>Pinus</i> subgen. <i>Diploxyton</i>	2
マツ属(不明)	<i>Pinus</i> (Unknown)	5
コウヤマキ属	<i>Sciadopitys</i>	-
スギ属	<i>Cryptomeria</i>	25
メタセコイア属	<i>Metasequoia</i>	150
イテイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科	Taxaceae-Cephalotaxaceae-Cupressaceae	20
ヤナギ属	<i>Salix</i>	3
クルミ属(オニグルミ属)	<i>Juglans</i>	4
クマシデ属-アサダ属	<i>Carpinus</i> - <i>Ostrya</i>	3
ハシバミ属	<i>Corylus</i>	2
カバノキ属	<i>Betula</i>	1
ハンノキ属	<i>Alnus</i>	62
ブナ属	<i>Fagus</i>	1
コナラ属コナラ亜属	<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	34
ニレ属-ケヤキ属	<i>Ulmus</i> - <i>Zelkova</i>	7
ヤドリギ属	<i>Viscum</i>	-
マンサク属	<i>Hamamelis</i>	1
フウ属	<i>Liquidambar</i>	1
シラキ属	<i>Sapium</i>	1
カエデ属	<i>Acer</i>	9
トチノキ属	<i>Aesculus</i>	1
ツタ属	<i>Parthenocissus</i>	1
ツナノキ属	<i>Tilia</i>	-
ミズキ属	<i>Cornus</i>	1
エゴノキ属	<i>Styrax</i>	1
イボタノキ属	<i>Ligustrum</i>	1
トネリコ属	<i>Fraxinus</i>	15
アミガサキリ属近似種	cf. <i>Alchornea</i>	1
草本花粉	Nonarboreal Pollen	
ミクリ属	<i>Sparganium</i>	1
サジオモダカ属	<i>Alisma</i>	1
イネ科	Gramineae	8
カヤツリグサ科	Cyperaceae	47
サナエタデ節-ウナギツカミ節	<i>Polygonum</i> sect. <i>Persicaria</i> - <i>Echinocaulon</i>	1
ナデシコ科	Caryophyllaceae	-
カラマツソウ属	<i>Thalictrum</i>	-
キンポウゲ科	Ranunculaceae	-
バラ科	Rosaceae	1
ツリフネソウ属	<i>Impatiens</i>	2
セリ科	Umbelliferae	6
ヨモギ属	<i>Artemisia</i>	5
キク亜科	Carduoideae	12
タンポポ亜科	Cichorioideae	-
不明花粉	Unknown Pollen	
不明花粉	Unknown Pollen	30
シダ植物孢子	Pteridophyta Spores	
ヒカゲノカズラ属	<i>Lycopodium</i>	-
ゼンマイ属	<i>Osmunda</i>	4
他のシダ類孢子	other Pteridophyta	75
合計	TOTAL	
木本花粉	Arboreal Pollen	370
草本花粉	Nonarboreal Pollen	84
不明花粉	Unknown Pollen	30
シダ植物孢子	Pteridophyta Spores	79
総花粉・孢子	Total Number of Pollen & Spores	563

採取地点：天理市和爾町の Sa-186(第32図)、分析：バリノ・サーヴェイ(株)

状の縞状模様を呈し、チャート以外は大部分がクサリ礫となっている。

対比 寒川ほか(1985)は30-50万年前と推定した。

VI. 2. 3 奈良盆地東縁部の地下の大阪層群

奈良盆地東縁層系の活断層調査の際に天理市中之庄町付近で実施された基準ボーリングNo.1とNo.2(以下、B1とB2と略記；位置は第59図参照)の地質柱状図を第34図に示す。また、B1とB2の試料の¹⁴C年代、火山灰、有孔虫化石を第8表に、花粉化石を第9表に示す。

第34図のように、中之庄町付近の地下の大阪層群は砂礫層、砂層、砂混じりシルト層、シルト砂互層、シルト層、粘土層、火山灰層からなる。シルト、粘土層の多くは炭質であるが、生痕化石を産するものもある。B1では地表下53m付近の、B2では地表下130m付近の火山灰層がピンク火山灰層に対比されている。ピンク火山灰層を基準とすると、その層準付近より上位がほぼ精華累層に対比される。

VI. 3 奈良盆地北西部の大阪層群

桜井図幅北西部に分布する大阪層群の層序区分は尾崎ほか(2000)に従う。尾崎ほか(2000)は奈良図幅地域に分布する大阪層群を一括して表現するため、染川・吉川(1983)、三田村(1992)、河村(1993)による層序区分を一部再定義し組み合わせ、下位より登美ヶ丘累層(切通砂層、鹿背山互層、上梅谷砂層、鹿畑礫層、東畑互層)、田辺累層(水取礫層、柘榴互層)及び精華累層に区分した(第31図)。この層序区分に従うと、桜井図幅地域の北西端部には、下位より登美ヶ丘累層の東畑互層、田辺累層の水取礫層、及び精華累層が分布する。

なお、近接する5万分の1大阪東南部図幅(宮地ほか、1998)では、松浦ほか(1997)の大阪湾周辺地域の地質図編纂において行われた大阪層群の層序区分(下位より、下部層・中部層・上部層)を用いており、本報告による層序区分と異なる。この層序区分は前述の大阪層群の標準層序である大阪層群の最下部、下部、上部に一致する。

VI. 3. 1 登美ヶ丘累層^{ひがしばた}東畑互層(0_s)

地層名 染川・吉川(1983)。

模式地 京都府相楽郡精華町東畑(奈良図幅地域内)。

分布 京田辺市普賢寺から精華町東畑を経て本図幅地域北西端の奈良市丸山にかけての地域(第35図)。

層厚 模式地の精華町東畑では約30m、南方へ薄くなり丸山では10m以下になる。

層序関係 生駒市高山周辺(大阪東北部図幅地域)では下位の鹿畑礫層を整合で覆い、ほかの地域では直接領家帯の深成岩類を不整合に覆う。丸山には最上部のみが分布する。

岩相 主に砂層とシルト層の互層からなり、砂礫層(層厚6m以下)を挟む。互層は、厚さ20-80cmの中-粗粒砂層とシルト層の累重からなる。奈良市富雄(大阪東北部図幅地域)周辺に分布する東畑互層の中部には北谷火山灰層が、上部には普賢寺(福田)火山灰層が挟在する。

VI. 3. 2 田辺累層水取礫層(0₆)^{みずとり}

地層名 染川・吉川(1983).

模式地 京都府精華町東畑口南方の砂採取場付近(奈良図幅地域内)。現在はほとんど露出してない。

分布 京田辺市大住から精華町東畑を経て奈良市千代ヶ丘にかけての地域(以上、奈良図幅地域)、生駒市高山、南田原付近(以上、大阪東北部図幅地域)、及び大和郡山市矢田町地域(第35図)。

層厚 模式地の精華町東畑では約20m、その周辺では50-90m。本図幅地域付近にはその最下部の15m程度が分布する。

層序関係 東畑互層を整合に覆い、地域により直接領家帯の深成岩類・変成岩類を不整合に覆う。

岩相 主に中礫よりなる礫層からなり、粗粒砂層を挟在する。礫は主にチャートの円礫-亜円礫よりなる。礫の淘汰は悪く、基質は粗粒砂-細礫である。千日町ではトラフ型斜交層理が、矢田町の北方ではプラナー型斜交層理が観察され、南への古流向を示す。

VI. 3. 3 精華累層(0₈)^{せいか}

地層名 三田村(1992)。

模式地 精華町柘榴の南(奈良図幅地域内)。

分布 精華町柘榴周辺から大和郡山市城の台町及び額田部寺町周辺地域(第35図)。

層厚 模式地の精華町周辺では約60m。本図幅地域にはその一部が露出する。

層序関係 柘榴互層を漸移的に整合に覆う。

岩相 模式地などでは砂礫層とシルト層の互層からなり、礫層を挟在する。互層は厚さ20-100mの中粒砂-細礫層と厚さ5-20cmのシルト層よりなる。砂礫層はしばしば級化層理やプラナー型斜交層理が発達する。本図幅地域では本層の露頭がほとんどなく、粗粒砂-細礫よりなる砂礫層が観察されるにすぎない。

VI. 4 奈良盆地の地下の大阪層群(O)

第36図及び第37図に奈良盆地のボーリング資料の位置及び地質柱状図を示す。地表より数10m以深が大阪層群の層相を示している。

第37図から推定すると、大阪層群は、奈良盆地の東縁部や南東部(金剛山地の東縁沿い)では礫層と砂礫層が多く挟まれ、奈良盆地中央部は一部を除き主に砂層と泥層の互層からなる、また、奈良盆地の西部は砂層主体の層相が認められる。

第37図のボーリングで基盤に達しているものは、N58(基盤の標高は約-215m)、S17(約-140m)、Y27(約-65m)、N90(約-100m)、N78(約-100m)、N94(約-65m)、Y26(約-105m)及びA(約-540m)である。大和高田市のN90、N78、N94、Y26の基盤深度が標高-100m前後であるのに対し、Aは極めて深い。一方、奈良市法華寺で行われた温泉ボーリング(800m深)では、600mの深さまでが大阪層群、600-646m深が中新統、646m以深が領家変成岩類という結果が得られている(佐野、1980;市原編、1993)。また、第59図の反射法地震探査から求められた奈良盆地東縁部の地質断面図からは、大阪層群の基底部

第8表 基準ボーリング試料B1, B2の¹⁴C年代, 火山灰及び有孔虫化石

¹⁴C年代測定

試料番号	試料採取位置	測定結果
C - 1	B1 GL- 1.50 ~ 1.60 m	4,500 ± 320 yBP
C - 2	B1 GL- 2.10 ~ 2.20 m	7,200 ± 430 yBP
C - 3	B1 GL- 7.10 ~ 7.20 m	25,060 ± 450 yBP
C - 4	B2 GL- 2.10 ~ 2.20 m	2,130 ± 90 yBP
C - 5	B2 GL- 4.60 ~ 4.70 m	8,050 ± 350 yBP
C - 6	B2 GL- 6.90 ~ 7.00 m	12,420 ± 750 yBP
C - 7	B2 GL- 13.30 ~ 13.40 m	17,600 ± 620 yBP

火山灰分析

試料番号	試料採取位置	粒子含有率 (%)					火山ガラス特性	
		火山G	軽鉱物	重鉱物	岩片	その他	平均屈折率	形態
A1 - 1	B1 GL- 34.25 ~ 34.35 m	0.0	96.5	3.5	0.0	0.0	Nd	—
A1 - 2	B1 GL- 38.55 ~ 38.65 m	0.0	98.5	1.5	0.0	0.0	Nd	—
A1 - 3	B1 GL- 39.00 ~ 39.05 m	0.0	98.5	1.5	0.0	0.0	Nd	—
A1 - 4	B1 GL- 41.52 ~ 41.66 m	0.0	98.0	2.0	0.0	0.0	Nd	—
A1 - 5	B1 GL- 52.60 ~ 52.65 m	92.0	6.0	2.0	0.0	0.0	1.5007	H, C, T型
A1 - 6	B1 GL- 52.75 ~ 52.80 m	93.5	5.5	1.0	0.0	0.0	1.5006	H, C, T型
A1 - 7	B1 GL- 62.75 ~ 62.86 m	0.5	90.0	9.5	0.0	0.0	1.5006	H, C型
A1 - 8	B1 GL- 64.90 ~ 65.00 m	0.0	81.0	19.0	0.0	0.0	Nd	—
A2 - 1	B2 GL- 29.28 ~ 29.40 m	0.0	85.5	14.5	0.0	0.0	Nd	—
A2 - 2	B2 GL- 62.72 ~ 62.73 m	0.0	64.0	2.0	0.0	34.0	Nd	—
A2 - 3	B2 GL- 68.88 ~ 69.02 m	0.0	95.5	4.5	0.0	0.0	Nd	—
A2 - 4	B2 GL- 71.35 ~ 71.36 m	0.0	88.0	6.5	4.5	0.0	Nd	—
A2 - 5	B2 GL- 83.83 ~ 83.85 m	0.0	19.0	3.5	0.0	77.5	Nd	—
A2 - 6	B2 GL- 106.22 ~ 106.34 m	0.0	40.0	1.0	0.0	59.0	Nd	—
A2 - 7	B2 GL- 109.35 ~ 109.41 m	0.0	84.0	10.0	0.0	6.0	Nd	—
A2 - 8	B2 GL- 112.35 ~ 112.48 m	0.0	92.0	3.5	0.0	9.5	Nd	—
A2 - 9	B2 GL- 126.55 ~ 126.60 m	2.5	91.0	6.5	0.0	0.0	1.4989	H, C型
A2 - 10	B2 GL- 126.73 ~ 126.85 m	0.5	93.5	6.0	0.0	0.0	1.4906	H, C型
A2 - 11	B2 GL- 126.75 ~ 126.86 m	0.0	95.5	4.5	0.0	0.0	Nb	—
A2 - 12	B2 GL- 129.40 ~ 129.92 m	95.5	4.0	0.5	0.0	0.0	1.5002	H, C, T型

有孔虫化石分析

試料番号	試料採取位置
F1	B1 GL- 22.15 ~ 22.25 m
F2	B1 GL- 58.50 ~ 58.60 m
F3	B1 GL- 64.00 ~ 64.10 m
F4	B2 GL- 108.55 ~ 108.65 m
F5	B2 GL- 134.00 ~ 134.10 m

F2-5で産出する有孔虫化石

Ammonia kawachiensis

Ammonia beccarii

Ammonia beccarii tepida

Elphidium articulatum rugulosum

Elphidium excavatum

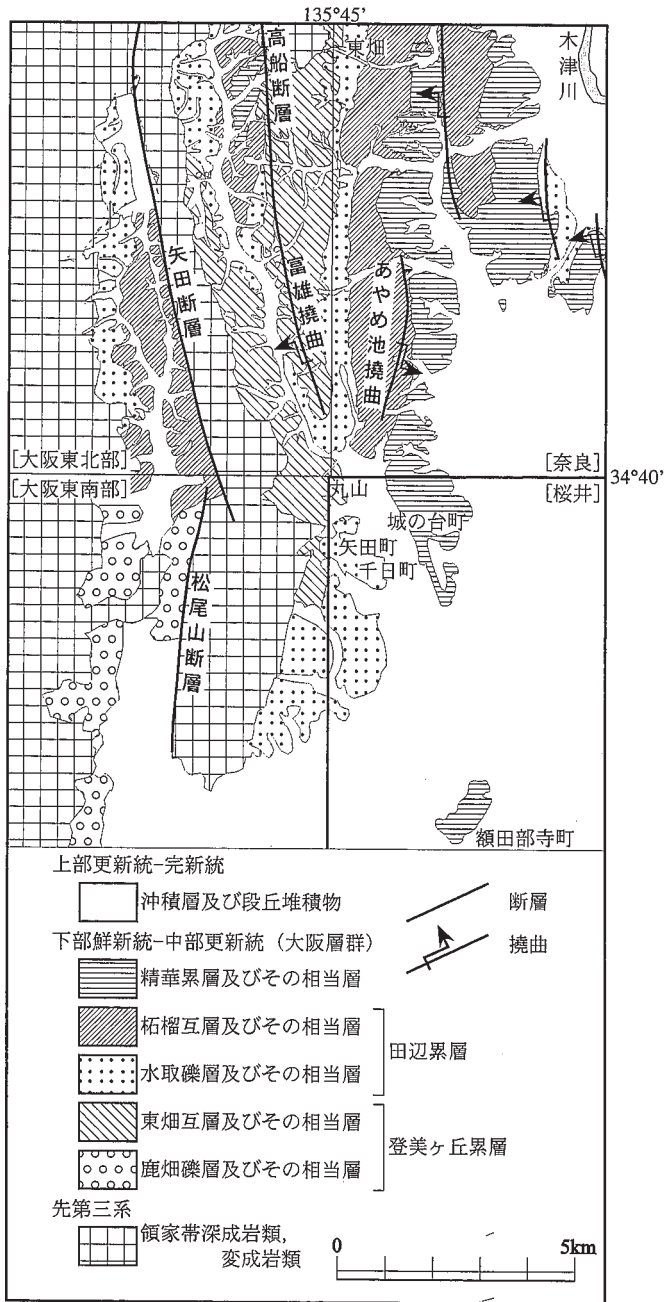
奥村(1997c)による。奥村(1997c)の試料番号は便宜上変更した。試料の層準は第35図参照。

第9表 基準ボーリング試料B1, B2の花粉化石

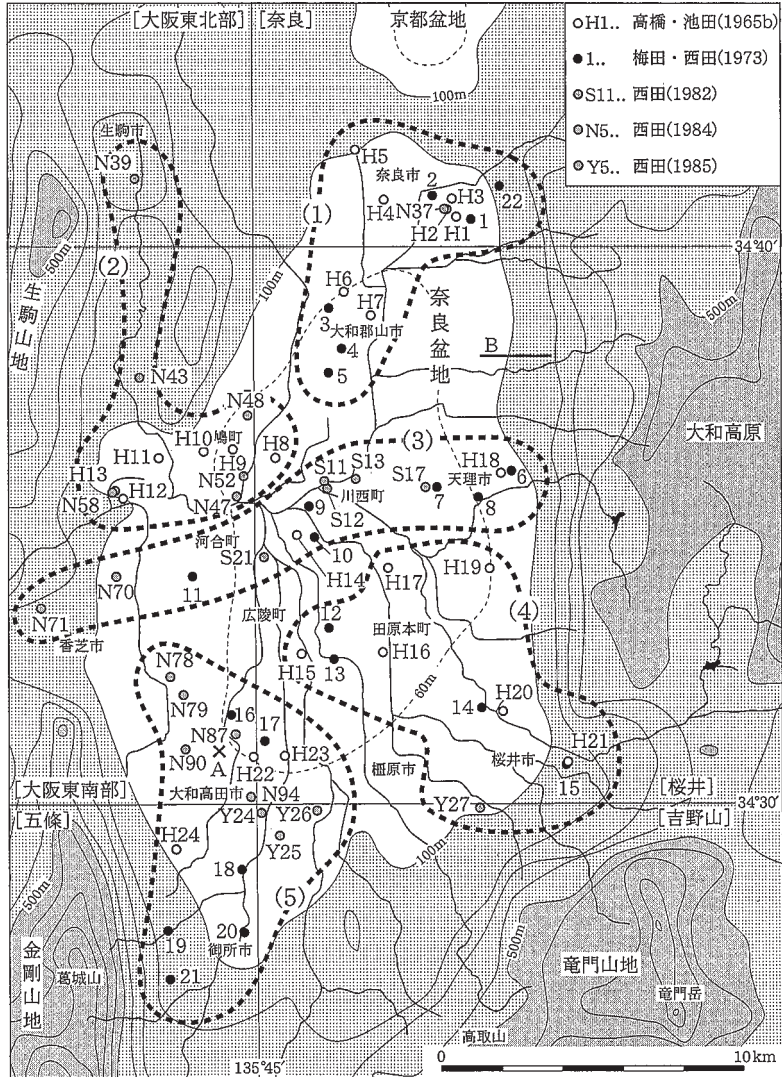
和名	学名	B1		B2		
		試料番号		P3	P4	P5
		1.50 ~ 1.60	2.10 ~ 2.20	2.10 ~ 2.20	4.50 ~ 4.60	6.48 ~ 6.60
木本花粉	Arboreal Pollen					
マキ属	<i>Podocarpus</i>	3	-	1	1	-
モミ属	<i>Abies</i>	1	-	-	16	-
ツガ属	<i>Tsuga</i>	25	15	18	2	2
トウヒ属	<i>Picea</i>	-	-	-	-	-
トガサワラ属	<i>Pseudotsuga</i>	-	-	-	-	-
マツ属単維管束亜属	<i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxylon</i>	-	-	-	1	1
マツ属複維管束亜属	<i>Pinus</i> subgen. <i>Diploxylon</i>	6	6	2	17	7
マツ属	<i>Pinus</i>	-	-	-	-	-
コウヤマキ属	<i>Sciadopitys</i>	18	10	27	21	9
スギ属	<i>Cryptomeria</i>	15	6	7	9	10
スギ科	Taxodiaceae	-	1	1	-	1
イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科	Taxaceae - Cephalotaxaceae - Cupressaceae	9	-	6	8	-
メタセコイア属	<i>Metasequoia</i>	-	-	-	-	-
ヤナギ属	<i>Salix</i>	-	-	-	-	-
ヤマモモ属	<i>Myrica</i>	2	-	2	2	-
ノグルミ属	<i>Platycarya</i>	-	-	-	-	-
サワグルミ属	<i>Pterocarya</i>	-	-	1	2	-
クルミ属 (オニグルミ属)	<i>Juglans</i>	1	-	1	1	1
クマシデ属-アサダ属	<i>Carpinus</i> - <i>Ostrya</i>	5	2	5	3	5
ハシバミ属	<i>Corylus</i>	-	-	-	1	3
カバノキ属	<i>Betula</i>	2	2	4	-	-
ハンノキ属	<i>Alnus</i>	1	3	3	3	5
ブナ属	<i>Fagus</i>	1	-	-	-	-
コナラ属コナラ亜属	<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	2	2	-	1	8
コナラ属アカガシ亜属	<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i>	91	34	100	74	1
クリ属	<i>Castanea</i>	5	8	5	1	2
シイノキ属	<i>Castanopsis</i>	7	9	21	16	2
ニレ属-ケヤキ属	<i>Ulmus</i> - <i>Zelkova</i>	6	6	4	6	14
エノキ属-ムクノキ属	<i>Celtis</i> - <i>Aphananthe</i>	14	3	3	16	18
サクラ属	<i>Prunus</i>	-	-	-	-	-
ジャケツイバラ属	<i>Caesalpinia</i>	-	-	-	-	-
キハダ属	<i>Phellodendron</i>	1	-	1	-	-
アカメガシワ属	<i>Mallotus</i>	-	-	-	-	-
シラキ属	<i>Sapium</i>	-	-	-	-	-
ウルシ属	<i>Rhus</i>	1	-	-	-	-
モチノキ属	<i>Ilex</i>	-	-	2	-	-
カエデ属	<i>Acer</i>	-	-	-	-	-
トチノキ属	<i>Aesculus</i>	-	1	1	2	5
ブドウ属	<i>Vitis</i>	-	-	-	-	-
ツタ属	<i>Parthenocissus</i>	-	2	-	-	-
ノブドウ属	<i>Ampelopsis</i>	-	-	-	-	-
シナノキ属	<i>Tilia</i>	-	-	-	-	2
ツバキ属	<i>Camellia</i>	-	-	-	-	-
グミ属	<i>Elaeagnus</i>	-	-	-	1	1
ジンチョウゲ科	Thymelaeaceae	-	-	-	-	-
ウコギ科	Araliaceae	-	-	-	-	-
アオキ属	<i>Aucuba</i>	-	-	-	-	-
ツツジ科	Ericaceae	1	-	-	-	-
ハイノキ属	<i>Symplocos</i>	-	-	-	-	-
エゴノキ属	<i>Syrax</i>	-	-	-	-	1
イボタノキ属	<i>Ligustrum</i>	-	-	-	-	1
ヒイラギ属	<i>Osmunthus</i>	-	-	-	-	-
トネリコ属	<i>Fraxinus</i>	-	-	-	-	-
クサギ属	<i>Clerodendron</i>	-	-	-	-	-
ガマズミ属	<i>Viburnum</i>	-	-	-	-	1
タニウツギ属	<i>Weigela</i>	-	-	-	-	-
スイカズラ属	<i>Lonicera</i>	-	-	-	-	-

奥村(1997c)による。奥村(1997c)の試料番号は便宜上変更した。試料の層準は第35図参照。

草 本 花 粉		Nonarboreal Pollen				
ガマ属	<i>Typha</i>	-	-	-	1	-
サジオモダカ属	<i>Alisma</i>	-	-	-	-	-
イネ科	Gramineae	4	3	1	4	41
カヤツリグサ科	Cyperaceae	5	2	-	4	4
アヤメ科	Iridaceae	-	-	-	-	-
イブキトラノオ属	<i>Polygonum</i> sect. <i>Bistota</i>	-	-	-	-	-
サナエタデ節-ウナギツカミ節	<i>Polygonum</i> sect. <i>Persicaria</i> - <i>Echinocaulon</i>	-	-	2	-	1
タデ属	<i>Polygonum</i>	-	1	-	1	1
ソバ属	<i>Fagopyrum</i>	-	-	-	-	-
アカザ科	Chenopodiaceae	-	-	-	-	-
ナデシコ科	Caryophyllaceae	-	-	-	-	-
カラマツソウ属	<i>Thalictrum</i>	-	-	-	-	-
キンボウゲ科	Ranunculaceae	-	-	-	-	-
アブラナ科	Cruciferae	-	-	-	-	-
ワレモコウ属	<i>Sanguisorba</i>	-	-	-	-	-
バラ科	Rosaceae	-	-	-	-	-
ノアズキ属	<i>Dunbaria</i>	-	-	-	-	-
ソラマメ属	<i>Vicia</i>	-	-	-	-	-
マメ科	Leguminosae	-	-	-	1	-
フウロソウ属	<i>Geranium</i>	-	-	-	-	-
スミレ属	<i>Viola</i>	-	-	-	-	-
アリノトウグサ属	<i>Haloragis</i>	-	-	-	-	-
フサモ属	<i>Myriophyllum</i>	-	-	-	-	-
セリ科	Umbelliferae	-	-	-	-	-
リンドウ属	<i>Gentiana</i>	-	-	-	-	-
ミツガシワ属	<i>Menyanthes</i>	-	-	-	-	-
シソ科	Labiatae	-	-	-	-	-
ヤエムグラ属-アカネ属	<i>Galium</i> - <i>Rubia</i>	-	-	-	-	-
アカネ科	Rubiaceae	-	-	-	-	-
オミナエシ属	<i>Pavinia</i>	-	-	-	-	-
ヒナギキョウ属	<i>Wahlenbergia</i>	-	-	-	-	-
ヨモギ属	<i>Artemisia</i>	-	1	1	2	4
オナモミ属	<i>Xanthium</i>	-	-	-	-	-
キク亜科	Carduoideae	2	1	-	-	2
タンポポ亜科	Cichorioideae	-	-	-	-	-
不 明 花 粉		Unknown Pollen				
不明花粉	Unknown Pollen	156	89	134	113	86
シダ類孢子・セン類孢子		Pteridophyta and Moss Spores				
ヒカゲノカズラ属	<i>Lycopodium</i>	-	1	-	-	-
イワヒバ属	<i>Selaginella</i>	-	-	1	-	-
ゼンマイ属	<i>Osmunda</i>	-	-	1	3	1
イノモトソウ属	<i>Pteris</i>	-	-	-	-	-
ミズニラ属	<i>Isoetes</i>	-	-	-	-	-
他のシダ類孢子	other Pteridophyta	84	118	101	101	129
ミズゴケ属	<i>Sphagnum</i>	-	-	-	-	-
その他の微化石		other microfossils				
ボトリオコッカス	<i>Borriococcus</i>	-	-	-	-	-
シュウドスチザイア	<i>Pseudoschizaea</i>	1	-	-	2	1
アクリタルクス	<i>Acritarchs</i>	-	-	-	-	-
合 計		TOTAL				
木本花粉	Arboreal Pollen	217	110	215	204	100
草本花粉	Nonarboreal Pollen	11	8	4	13	53
不明花粉	Unknown Pollen	156	89	134	113	86
シダ類・セン類孢子	Pteridophyta and Moss Spores	84	119	103	104	130
総花粉・孢子	Total Number of Pollen & Spores	468	326	456	434	369
分析後残渣の観察						
分析後残渣量						
A: 多い, C: 普通, F: 少ない, Tr: 痕跡程度 (微量)	F	F	F	F	F	F
花粉・孢子化石の産出傾向						
VA: 非常に多い, A: 多い, C: 普通, R: 稀れ, VR: 極く稀れ, N: 無化石	C	R	C-R	C-R	R	
花粉・孢子化石の保存状態						
G: 良い, C: 普通, B: 悪い, VB: 非常に悪い	G-C	C	C	C	C	C

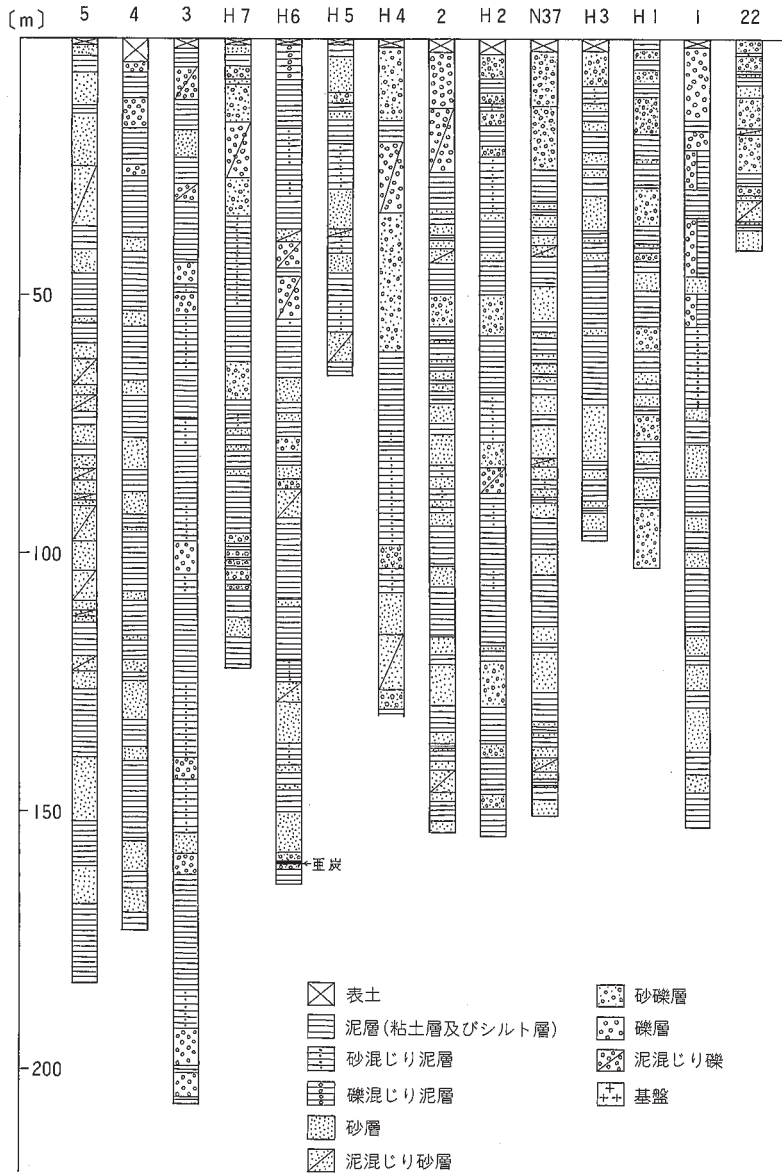


第35図 桜井図幅地域北西部及び周辺地域に分布する大阪層群の地質図



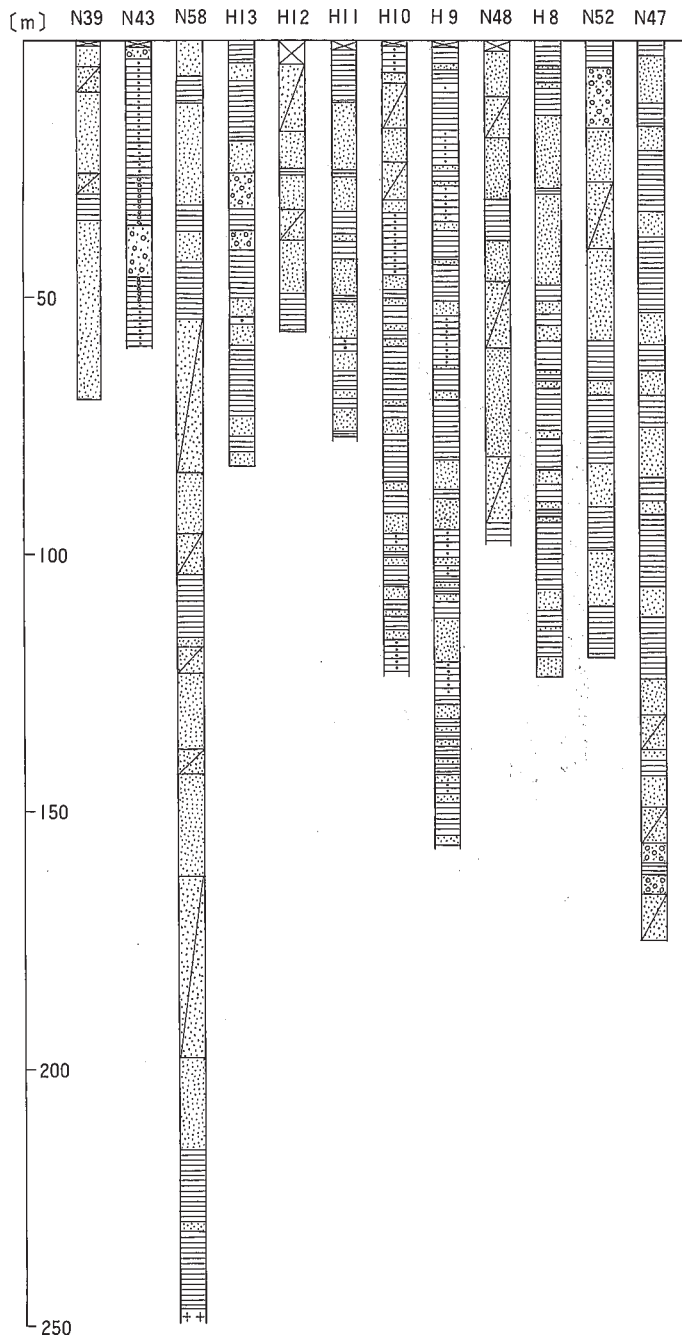
第36図 奈良盆地のボーリング位置図

ボーリング試料の番号のうち、数字だけのものは梅田・西田(1973)より引用。H,S,N,Yのついた数字は、それぞれ高橋・池田(1965b)、西田(1982)、西田(1984)、西田(1985)より引用。×Aは大和高田市のさくら荘建設の際に実施されたボーリング試料の、ラインBは第59図の地質断面線の位置を示す(本文参照)。(1)-(5)のグループ分けは第37図のその1から5に対応。等高線は、国土地理院発行20万分の1地形図「京都及び大阪」と「和歌山」に基づき作成した、幅2km以下の谷を埋めた埋谷面図(数字は標高m)。「」内は、5万分の1図幅地域の名称。なお、大和川水系の川の名称は第72図を参照。

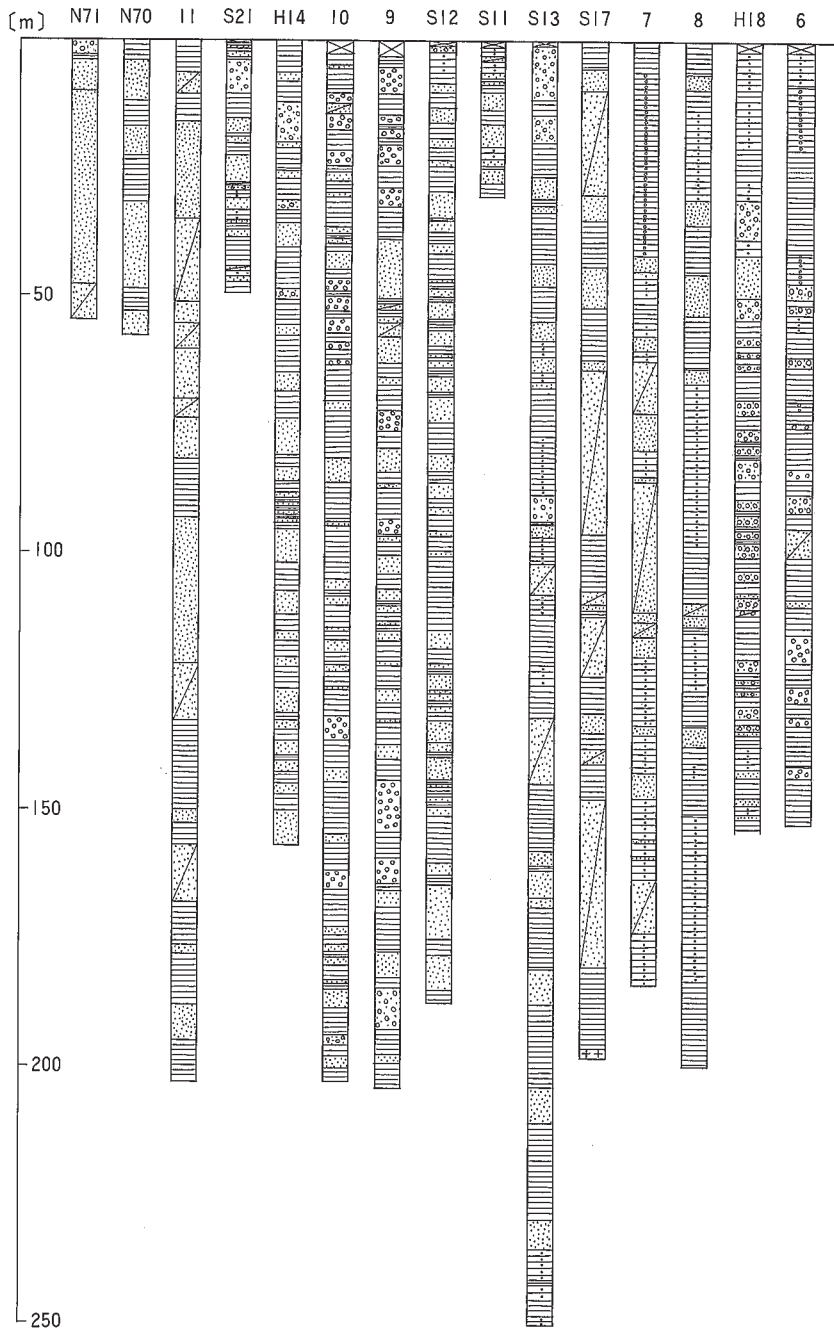


第37図 奈良盆地のボーリング地質柱状図(その1)

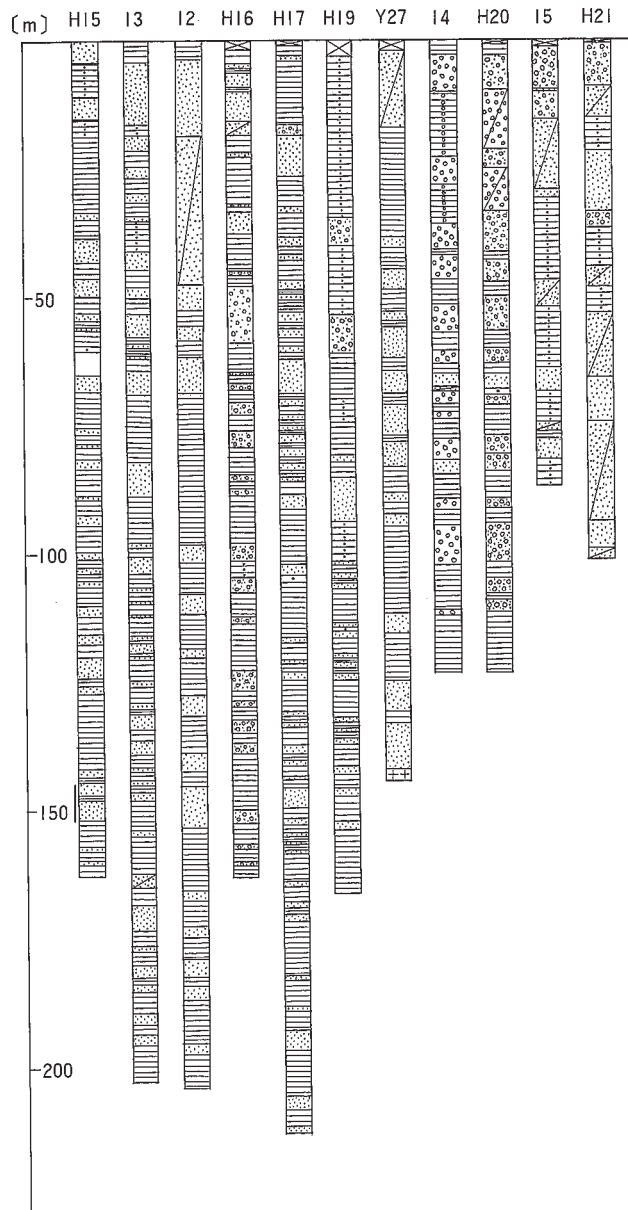
深度は地表よりの深さを示す。文献によって地質柱状図の凡例が異なるため、粘土・シルト・シルト混じりの粘土は泥層、砂・細砂・粗砂・礫混じりの砂は砂層、砂礫、粘土混じり砂礫は砂礫としてまとめ簡略化した。



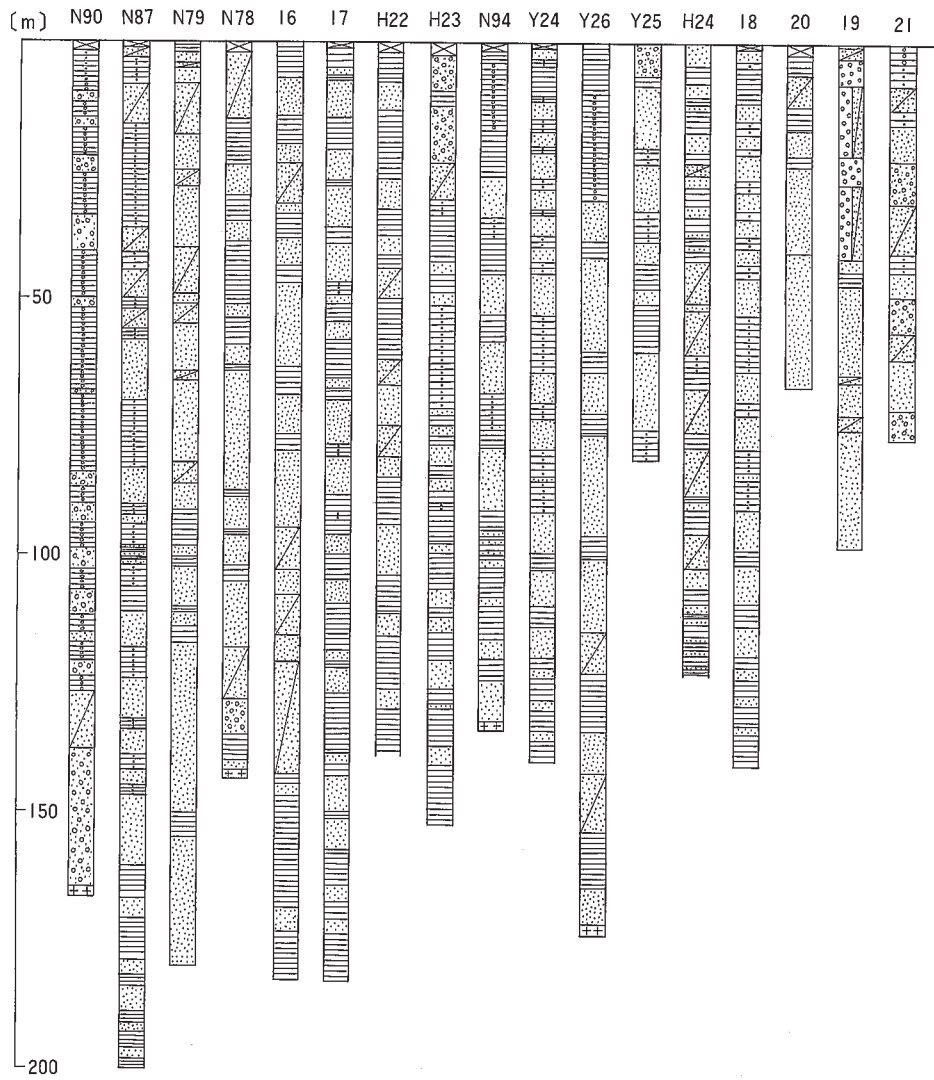
第37図 奈良盆地のボーリング地質柱状図(その2)



第37図 奈良盆地のボーリング地質柱状図(その3)



第37図 奈良盆地のボーリング地質柱状図(その4)



第37図 奈良盆地のボーリング地質柱状図(その5)

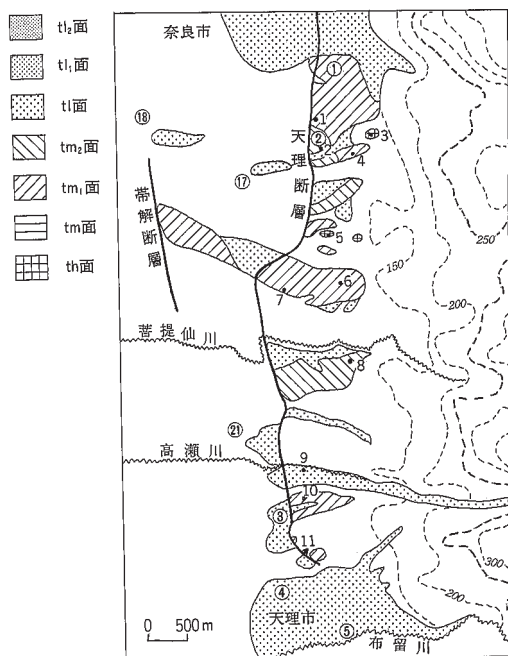
の標高約-400mが求められている。以上のことから、奈良盆地の大坂層群の層厚は最大約600mといえる。

川西町吐田^{ほんだ}のボーリング試料の植物性微化石の検討から、松岡(1983)は地皮下75-80.5m, 42.3-45.2mの海成粘土層をMa1層とMa2層に、25-28.3mを深さのアズキ火山灰層を挟む海成粘土層をMa3層に対比している。

VII. 段丘及び段丘堆積物(th, tm, tl, tl1, tl₂)

(寒川 旭)

本図幅地域に発達する段丘面は、国土地理院発行の4万分の1, 2万分の1空中写真, 1948年に米軍が撮影した1万分の1空中写真を用いて区分した。更に、野外調査において、段丘堆積物の層相、層厚及び風化程度に注目して観察を行った。風化の状態を示す指標となる赤色風化殻について、段丘堆積物中の充填物質(マトリクス)を採取して、「標準土色帖」のマンセル表示に基づいて色調を記載した。



第38図 奈良盆地東縁北部地域の段丘面の分布

数字は露頭番号で、本文中でLoc.で示したもの。○で囲んだ数字はボーリング資料の番号を示す。

この地域の段丘面はおおむね、高位(th)・中位(tm)・低位(tl)の段丘群に分類することが可能である。また、多くの小規模な扇状地が複合し、断層活動に伴う変位を受けている奈良盆地東縁部以外の地域では、面の区分が比較的容易なので、低位段丘面を更に細分して、低位段丘上位面(tl₁)・低位段丘下位面(tl₂)とした。

tl面は最近の数万年間までに形成されたもので、関東平野の立川面・武蔵野面におおむね対応している。その中で、tl₁面が武蔵野面、tl₂面が立川面に相当すると考えている。これらの段丘面の堆積物は風化程度も弱く、堆積原面の開析も進んでいない。tm面は最終間氷期(約13万年前)及び、それ以降の亜間氷期(約8万年前)に相当している。温暖な時期を経過しているため、堆積物の風化は進み、クサリ礫を含んでいる。また、堆積物の表面には赤色風化殻が発達していることが多い。th面は最終間氷期より前に形成されたもので、堆積物の風化も進み、堆積原面がほとんど残されていないことが多い。

奈良盆地東縁北部地域 奈良盆地東縁の段丘面は、菩提山川・高瀬川などの、大和高原を開析しながら西流して盆地に注ぐ、中-小規模な河川による扇状地面として形成されており、th・tm・tlの段丘群に区分できる。tm面については、更に細分可能なので、tm₁・tm₂として第38図に記載した。第38図には以下で使用するLoc.番号及びボーリング位置を合わせて示した。

この地域の段丘堆積物について、古いものから、^{こくぞう}虚空蔵山礫層(志井田, 1953)、奈良坂礫層(糸魚川ほか, 1953)、^{ろくやおん}鹿野園礫層(坂本, 1955)と名付けられている。更に、武久(1982)も段丘面を上・中・下位に3区分している。寒川ほか(1985)は段丘面を統一的に区分し、上位から虚空蔵山面・奈良坂面・鹿野園面・^{わに}和爾面・櫟本面・沖積面とした。このうち、虚空蔵山面については堆積原面が残っておらず、地形的には丘陵の形態を示している。本報告のth面は奈良坂面、tm₁面は鹿野園面、tm₂面は和爾面の大半、tl面は和爾面の一部と^{いちのもと}櫟本面に対応する。第39図は、段丘堆積物に関する柱状図を示したものである。

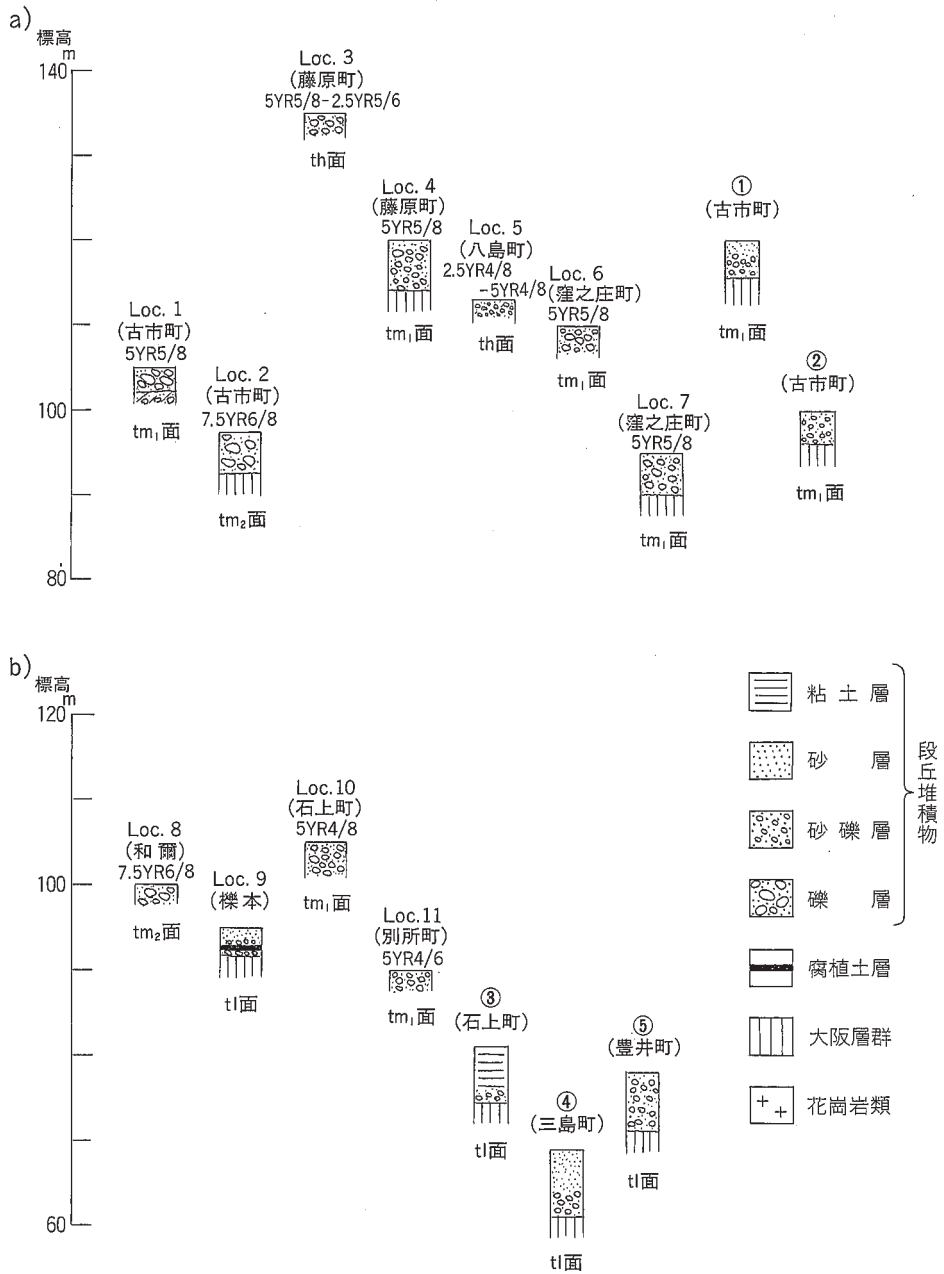
th面の堆積物はLoc.3・5で観察された。Loc.3(藤原町)では、最大径25cmの亜円-亜角礫が少なくとも2m以上の厚さで堆積している。Loc.5(八島町)では、シルト中に礫径10cm程度の亜円礫を含んだ堆積物が、2m以上の厚さで堆積している。ともにマトリクスは2.5-5YR程度の赤さを示している。

tm₁面の堆積物は多くの地点で観察できる。Loc.1(古市町)では、最大径30cmの亜円礫を含んだ扇状地性の堆積物が2.5m程度の厚さで堆積している。そして、上部の厚さ1mの部分は礫径数cm以内の礫を含むシルトより構成されており5YR5/8の色調を示している。礫は大部分がチャートで、砂岩や花崗岩の礫も少し含んでいるが、淘汰は不良で礫径はさまざまである。砂岩・花崗岩礫は風化が著しくクサリ礫化しているものも多い。この傾向はほかのtm₁面堆積物にも共通している。

Loc.4(藤原町)では10-12°西傾斜した大阪層群のシルト-砂礫層を傾斜不整合に覆って、厚さ6mのtm₁面堆積物が堆積している。大部分が最大径20cmの亜円-円礫より構成されているが、最上部の1mには5YR5/8の色調を示すシルトが堆積している(第40図)。

Loc.7(窪之庄町)では大阪層群相当層のシルト小礫を含む砂層を不整合に覆って、tm₁面堆積物が約5mの厚さで堆積している。主に最大径28cmの亜円-円礫層や砂層から構成されており、最上部の厚さ1.5mの部分は5YR5/8の色調を示している。

Loc.10・11では最大径20cmの亜円-円礫が堆積しており、地表付近は5YRの色調を示している。Loc.10(石上町)では4m以上、Loc.11(別所町)では2m程度の厚さを示している。



第39図 奈良市古市町から天理市街地にかけての段丘堆積物に関する地質柱状図

- a) 奈良市古市町-窪之庄町
- b) 天理市和爾町-天理市市街地



第40図 奈良市藤原町における中位段丘堆積物

一方、ボーリング資料からも tm_1 面堆積物の状態を考えることができる。以下、層相やN値を基にして推定した結果を述べる。まず、①(古市町)では、大阪層群の粘土層を不整合に覆って、厚さ4.5mの tm_1 面堆積物が認められる。そして、下部の厚さ3mは砂礫、上部の1.5mは砂層で構成されている。②(古市町)でも大阪層群の粘土層を覆って、 tm_1 面堆積物の砂礫(層厚約4m)が堆積している。

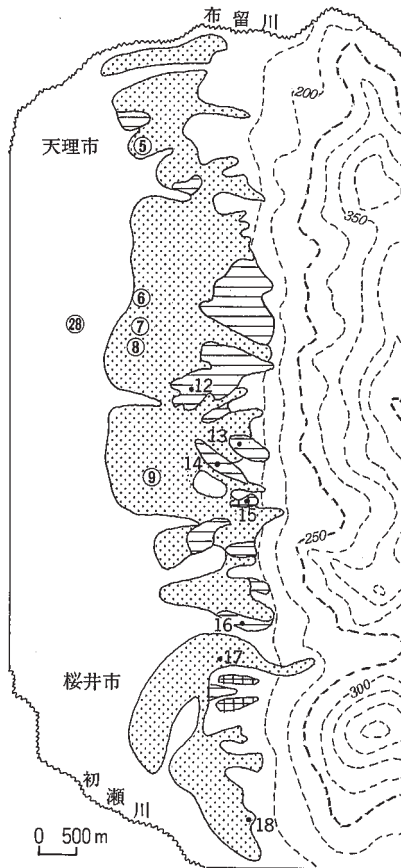
tm_2 面の堆積物はLoc.2(古市町)で認められる。ここでは、大阪層群を覆って、最大径35cmの亜円-円礫が約5mの厚さで堆積している。大半はチャートであるが、砂岩・花崗岩の風化の進んだ礫も含まれている。最上部のマトリクス(粗粒砂)は7.5YR6/8の色調を示している。

tl 面の堆積物はLoc.9で観察できる。ここでは、大阪層群のシルト層を不整合に覆って、厚さ3.5mの tl 面堆積物が堆積している。最下部の厚さ30cmの地層は、下から砂礫層(円-亜円礫)・砂層・腐植質粘土層と移り変わり、この腐植質粘土層に含まれる木片の放射性炭素年代値が $18,410 \pm 920$ y.B.P.(Gak-9707)となる(寒川ほか, 1985)。更に、この腐植土層を覆って砂礫層が堆積し、残りの厚さ3mの部分は、地表に至るまで、礫を含む粗粒砂で構成されている。

奈良盆地東縁南部地域 この地域の段丘面は、大和高原から奈良盆地に流入する小規模な河川による扇状地面として形成されたもので、おおむね th ・ tm ・ tl の3つのグループに分けられる。 th 面が奈良坂面、 tm 面が鹿野園面と和爾面、 tl 面が櫟本面に相当する(第41図)。

th 面の堆積物はLoc.15(山田)で観察できる(第42図)。ここでは、花崗岩を不整合に覆って最大径25cmの亜角礫が約4mの厚さで堆積している。礫は花崗岩由来のものが多く、風化が著しくてクサリ礫を多く含み、地表付近は5YR5/8の色調を呈している。

Loc.12(萱生町)では tm 面の堆積物が5m以上の厚さで堆積している。主に花崗岩の亜角-亜円礫(最大径25cm)より構成されるが、かなり風化を受けており、地表付近は7.5YR5/8の色調を示す。

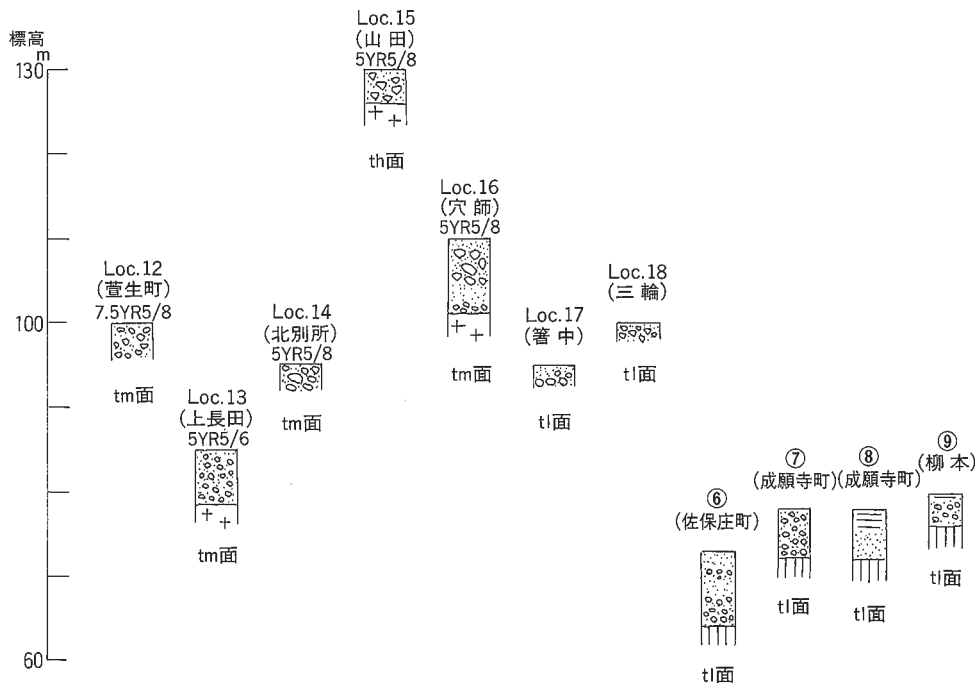


第41図 奈良盆地東縁南部地域の段丘面の分布
凡例は第38図に示す。

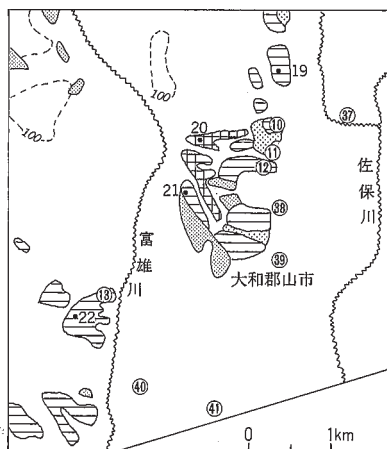
Loc.13(上長岡)では、花崗岩を不整合に覆って、花崗岩由来の亜角礫(最大径10cm)が6-7mの厚さで堆積している。Loc.14(北別所)では、花崗岩由来の亜角礫(最大径40cm)が、少なくとも3m以上の厚さで堆積している。ともに、地表付近は5YRの色調を示している。Loc.16(穴師)では、風化の著しい花崗岩を不整合に覆って、花崗岩由来の亜角礫(最大径40cm：粗粒砂層・シルト層を含む)が7-9mの厚さで堆積しており、地表付近は5YR5/8の色調を呈している。

Loc.17(箸中)では、^{はしなか}t面堆積物が観察できる。主に花崗岩の亜円礫(最大径35cm)で構成され、2.5m以上の厚さを持つが、最上部の厚さ70cmの部分は、礫(最大径3cm)をわずかに含むシルトより構成されている。堆積物はほぼ未風化で、赤色土は見られない。Loc.18(三輪)のt面堆積物は、花崗岩の亜角礫(最大径20cm)と粗粒砂で構成されており、少なくとも2m以上の厚さを持つが、わずかに風化を受けている程度で、赤色土も見られない。

また、t面の堆積物はボーリング資料からも考察できる。⑥(佐保庄町)では大阪層群の砂層を覆って、層厚9mのt面堆積物が見られる。下部の厚さ4mの部分は砂礫層、それより上位は砂層と砂礫層で構成されている。その500m南にある⑦⑧(成願寺町)では、大阪層群の砂・粘土層を覆って、層厚6mの



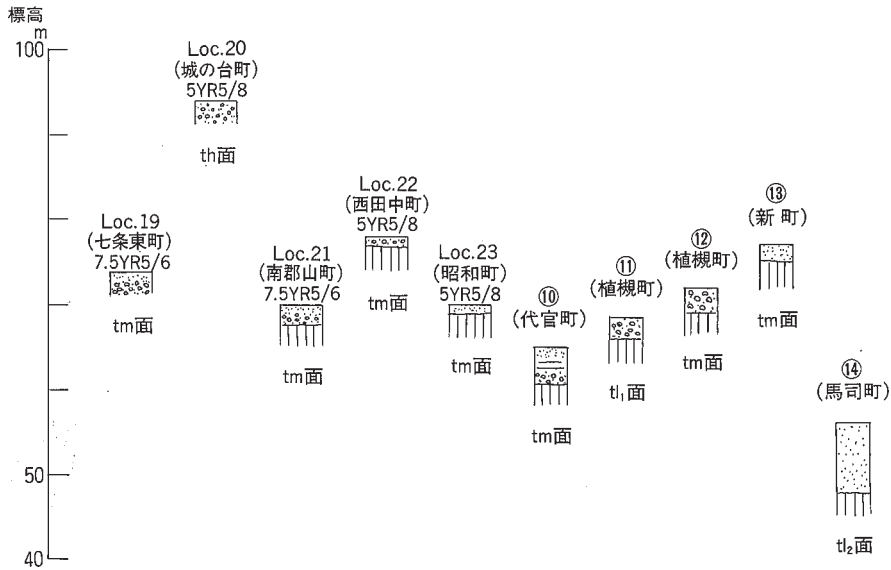
第42図 天理市から桜井市にかけての段丘堆積物の地質柱状図 柱状図の凡例は第39図に示す.



第43図 大和郡山市における段丘面の分布 凡例は第38図に示す.

tl面堆積物(砂礫または砂・粘土)が認められる. ⑨(柳本)では, 大阪層群の砂粘土層を覆って, 層厚約4mのtl面堆積物が見られる. ここでは, 地表面下1mまでに粘土が分布する以外は砂礫で構成されている.

奈良盆地西部地域 本図幅地域北西縁で丘陵地の縁辺部に, th・tm・tl₁・tl₂の各段丘面が分布する(第43図).



第44図 大和郡山市周辺における段丘堆積物の地質柱状図
柱状図の凡例は第39図に示す。

th面は大和郡山市街地の西側に面する丘陵頂部にわずかに見られる(第44図)。Loc.20(城の台町)では、この面の堆積物が3m以上の厚さで堆積しているが、主にチャートからなる亜円礫(最大径7cm)と花崗岩質の砂で構成されている。最上部の1m程度の部分を占めるシルトは5YR5/8の色調を示している。

tm面はその周囲に分布しており、Loc.19(七条東町)では、主にチャート(一部に花崗岩礫)からなる亜角-亜円礫(最大径数cm)が見られ、上部(厚さ80cm)の砂層は7.5YR5/6の色調を示している。Loc.21(南都山町)では、大阪層群の砂礫を不整合に覆って、厚さ2.5mのtm面堆積物が堆積している。この中-下部はチャート(花崗岩礫もわずかに含む)の亜円礫(最大径5cm)、上部はやや赤みを帯びた砂からなっている。

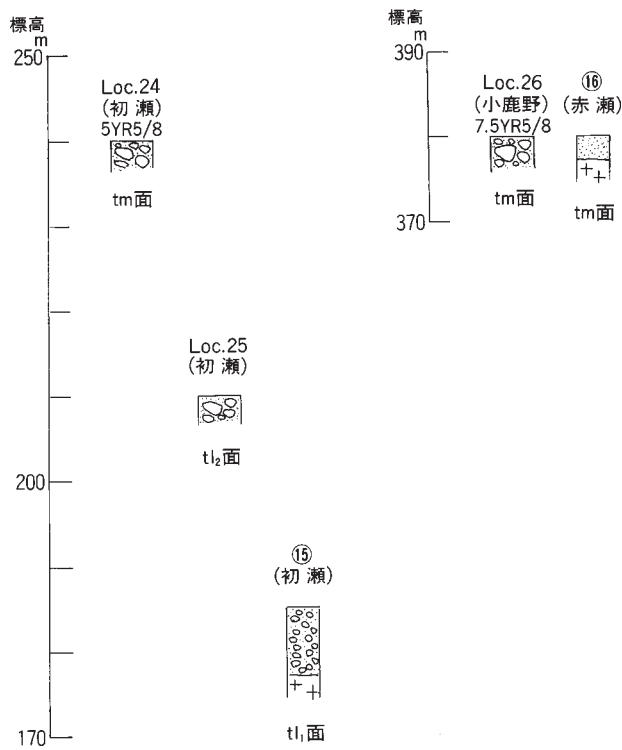
tm面堆積物はボーリング資料からも検討できる。⑩(代官町)では、大阪層群の砂層を覆って、層厚4.5mのtm面堆積物が認められる。このうち、最下部の1.2mは砂礫、それより上位は粘土-砂で構成されている。⑫(植槻町)では、大阪層群の砂層を覆う層厚mのtm面堆積物(砂礫層)が認められる。

富雄川西岸の丘陵の周囲にもtm面が発達しており、Loc.22(西田中町)では、大阪層群の粘土層を不整合に覆う厚さ1mのtm面堆積物が見られる。この中-下部は、主にチャートからなる亜角-亜円礫からなり、上部(厚さ40cm)は赤みを帯びた(5YR5/8)シルトからなっている(第45図)。⑬(新町)では、大阪層群の粘土層を覆う、厚さ2m(礫を含む砂)のtm面堆積物が認められる。また、大和川北岸にもわずかに分布し、Loc.23(昭和町)では、大阪層群の粘土-シルトを覆う厚さ1m前後の砂層が認められ、tm面の堆積物の可能性もある。

tl面群は郡山市街地が位置する丘陵で、tm面の前縁にわずかに分布している。⑪(植槻町)のボーリング資料では、大阪層群の粘土層を覆って厚さ2.5mのtl面堆積物(主に砂礫)が堆積している。



第45図 大和郡山市西田中町における中位段丘堆積物



第46図 桜井市から榛原町にかけての段丘堆積物の地質柱状図
柱状図の凡例は第39図に示す。

また、大和川北岸でも、 tm 面などが分布する大地の周囲を取り囲むように tl_2 面が広く発達しているが、⑭(松司町)のボーリング資料では、大阪層群と推定される固結度の高い粘土層(N値40以上)を覆って、厚さ8.5mの柔らかい砂層(N値30以下)が堆積しており、これが tl_2 面堆積物に相当するものと考えられる。

そのほかの地域 本図幅地域南部で、大和高原を西流して奈良盆地南部に注ぐ大和川(初瀬川)の流域には山地から合流する小さな河川による小規模な扇状地性段丘が多く発達し、 $tm \cdot tl_1 \cdot tl_2$ 面に区分できる。Loc.24(初瀬)では、最大径40cmの亜角礫からなる tm 面の堆積物が見られ、地表に堆積した厚さ約1mのシルトは5YR5/8の色調を示している(第46図)。Loc.25(初瀬)では最大径45cmの亜角礫からなる tl_1 面の堆積物が見られるが、風化の程度は弱く、赤色土も発達していない。また、⑮(初瀬)のボーリング資料では、層厚8mの tl_1 面堆積物(砂礫)が花崗岩を不整合に覆って堆積している。

初瀬川の最上流より東では、宇陀川・芳野川に沿って $th \cdot tm \cdot tl_1 \cdot tl_2$ の各段丘がわずかに発達している。Loc.26(小鹿野)では tm 面の堆積物(主に花崗岩からなる最大径50cmの亜角礫)が認められ、地表付近はわずかに赤み(7.5YR5/8)を帯びている。⑯(赤瀬)のボーリング資料には、花崗岩を覆う tm 面堆積物(小礫を含む厚さ3mの砂層)が認められる。

そのほか、都祁村の来迎寺・吐山、室生村の向瀨などでは、比較的広い河谷が発達し、 $tm \cdot tl_1 \cdot tl_2$ 面が分布している。

VIII. 沖 積 層(m, a, r, n)

(寒川 旭・宮地良典・尾崎正紀)

VIII. 1 地すべり及び崩積堆積物(m)

地すべり堆積物と崩積堆積物は漸移するので、本報告では一括した。両堆積物は奈良市白毫寺町(高円山西方)や室生村向瀨、榛原町戒場・高星・南垣内、貝ヶ平山で認められ、規模の小さなものは奈良盆地東縁部など各地に認められる。

白毫寺町のは砂岩泥岩起源の傾家変成岩からなり、奈良盆地と大和高原の地形的な変換部に位置する。一方、室生村や榛原町に分布するものは、室生火砕流堆積物の分布域において 30° 前後の急傾斜面に発達する滑落崖の下位にまず崩積堆積物として発達する。この崩積堆積物は主に直径数mの室生火砕流堆積物の岩塊と風化岩屑からなり、地形的下位へ移動し、地すべり堆積物や扇状地性段丘堆積物へと移行する。

VIII. 2 氾濫源、谷底平野及び扇状地堆積物(a)

本図幅地域の西部を占める奈良盆地は、大半が沖積低地によって構成されている。盆地の内部を流れる佐保川・大和川(初瀬川)・寺川・飛鳥川などは皆、安堵町・川西町・三宅町・河合町の境界付近で合流して大和川となり、更に大阪平野を西流して大阪湾に注いでいる。そして、これらの河川に沿って小規模ながら自然堤防が形成され、背後の後背湿地とともに、沖積低地に細やかな地形起伏を与えている。

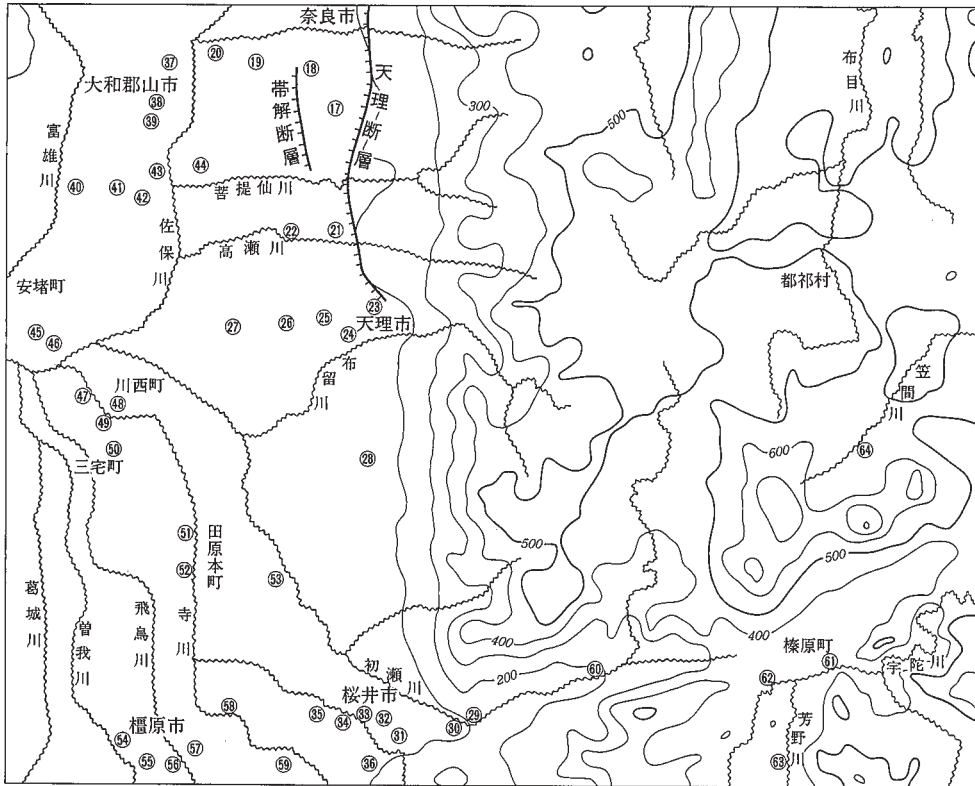
一方、奈良盆地は、2千年近く前から日本の文化・行政の中心地として栄え、古代から現代に至る人々の活動した痕跡が、考古学の遺跡発掘調査によって明らかにされつつある。そして、地下に埋積された文化遺産が豊富なため、本図幅地域は、現代の開発に伴う激しい地形変化からは免れている。この反面、地下の地質に関する情報はあまり豊富でなく、沖積低地を構成する地下の地質についてのまとまった研究は少ないが、松岡(1983)・奥村(1997c)・奥村ほか(1997)がボーリング資料を用いて完新統について言及している。松岡・西田(1980)、松岡(1983)は川西町吐田^{はんだ}における深度176.8mに及ぶボーリング試料を詳しく分析し、大阪層群の海成粘土層が3枚見られることや、深度25.0-28.3mの海成粘土層中にアズキ火山灰層が含まれることを指摘している。同時に、深度6.7mに到るシルト-粘土層が完新統(斑鳩層と命名)の可能性があると述べている。また、奥村(1997c)は奈良市南端付近の天理断層・帯解断層に近接した位置のボーリング資料から、完新統や段丘堆積物について考察しており、前者は最大6-7mの厚さ、後者も数mの厚さを持つことを示している。

本図幅地域の調査の過程では、最近の公共事業に伴うボーリング資料をいくつか収集して、盆地内の各地域ごとに若干の考察を行ったので、その概要を紹介する。第47図はボーリングの位置、第48図は主な資料についてN値を示したものである。

奈良盆地全体の傾向として、大阪層群相当と推定される固結度の高い細粒堆積物(一部は古い段丘堆積物に相当する可能性もある)が広く分布し、これを砂礫を多く含む地層が覆い、この上にN値が低くて細粒堆積物が卓越する地層(厚さはおおむね10m以内)が覆っている。現段階では、低位段丘の年代に対応する数万年内の時期に、盆地内を流れる河川によって広範囲に砂礫が供給され、その後比較的細粒な堆積物が供給されながら完新統の時期を経過し今日に至っているものと考えられる。今後、絶対年代に関する資料が得られるにつれ、それぞれの地層の堆積年代が具体的に把握できるものと思う。

奈良盆地東縁北部地域 奈良市横井町から八条町にかけての柱状図を第49図に示した。⑰(横井町)では、大阪層群相当と推定される粘土層(N値20-40)を覆って厚さ4mの砂-砂礫が見られ、これを厚さ5mの粘土-シルトが覆う(第48図)。⑱(北永井町)では、深さ1mまでが比較的柔らかい(粘土のN値15以下)細粒堆積物、それで深が砂礫層となる。⑲(西九条町)⑳(八条町)はいずれも、深さ8-13mまでが砂礫(礫混じり砂)でそれより上位がN値15以下の細粒堆積物になる。このように、大阪層群と推定される粘土層を砂礫が覆い、更に細粒堆積物が10m前後の厚さで堆積している。完新統はこの細粒堆積物に含まれるものとする。

天理市^{いたのもちよう}櫛本町付近の㉑(櫛本町)では、深さ9m以下は比較的固い粘土(N値15程度)と砂が卓越しており大阪層群の可能性が高い(第48, 49図)。一方、深さ3-9mは砂礫、それより上は柔らかい(N値10

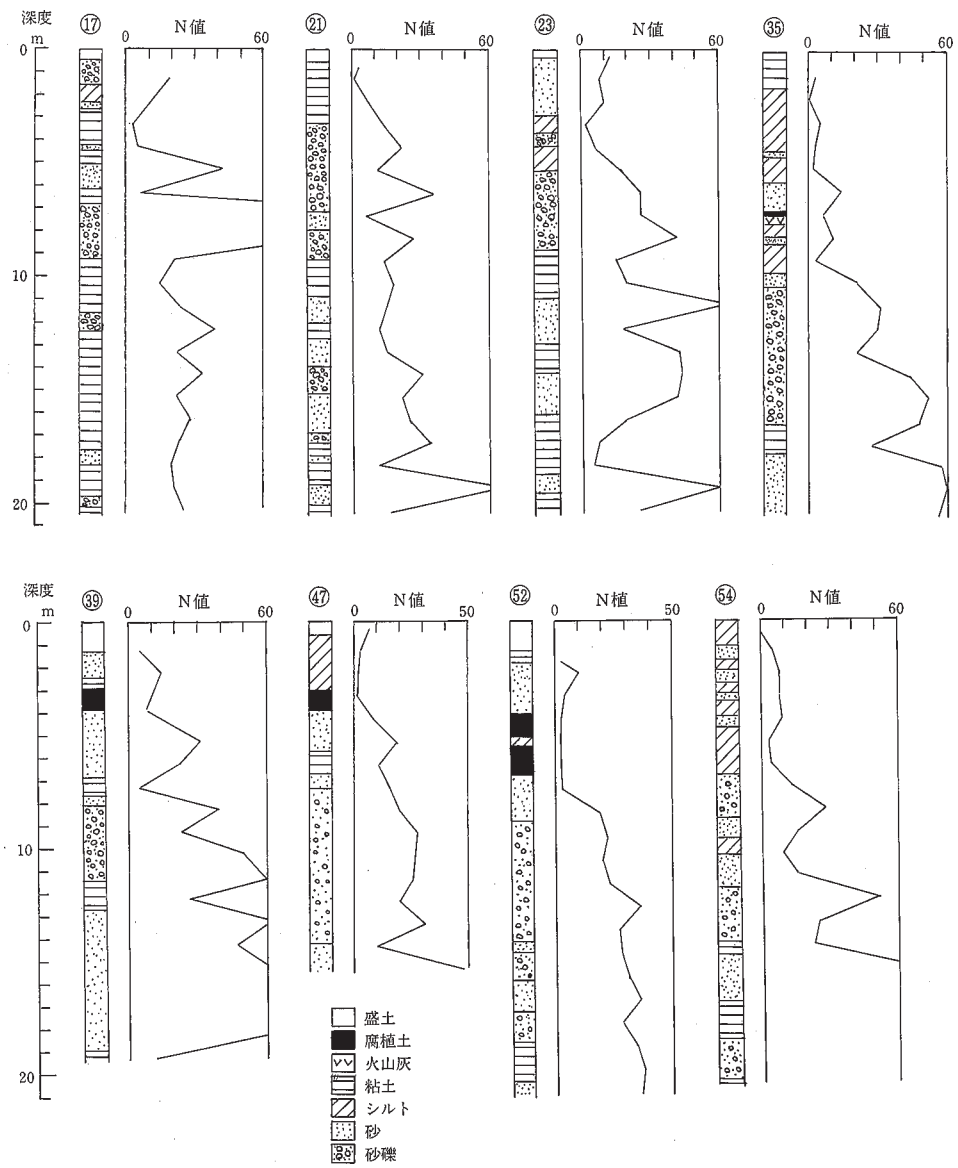


第47図 奈良盆地におけるボーリング資料の位置
丸で囲んだ数字はボーリングの位置を示す。

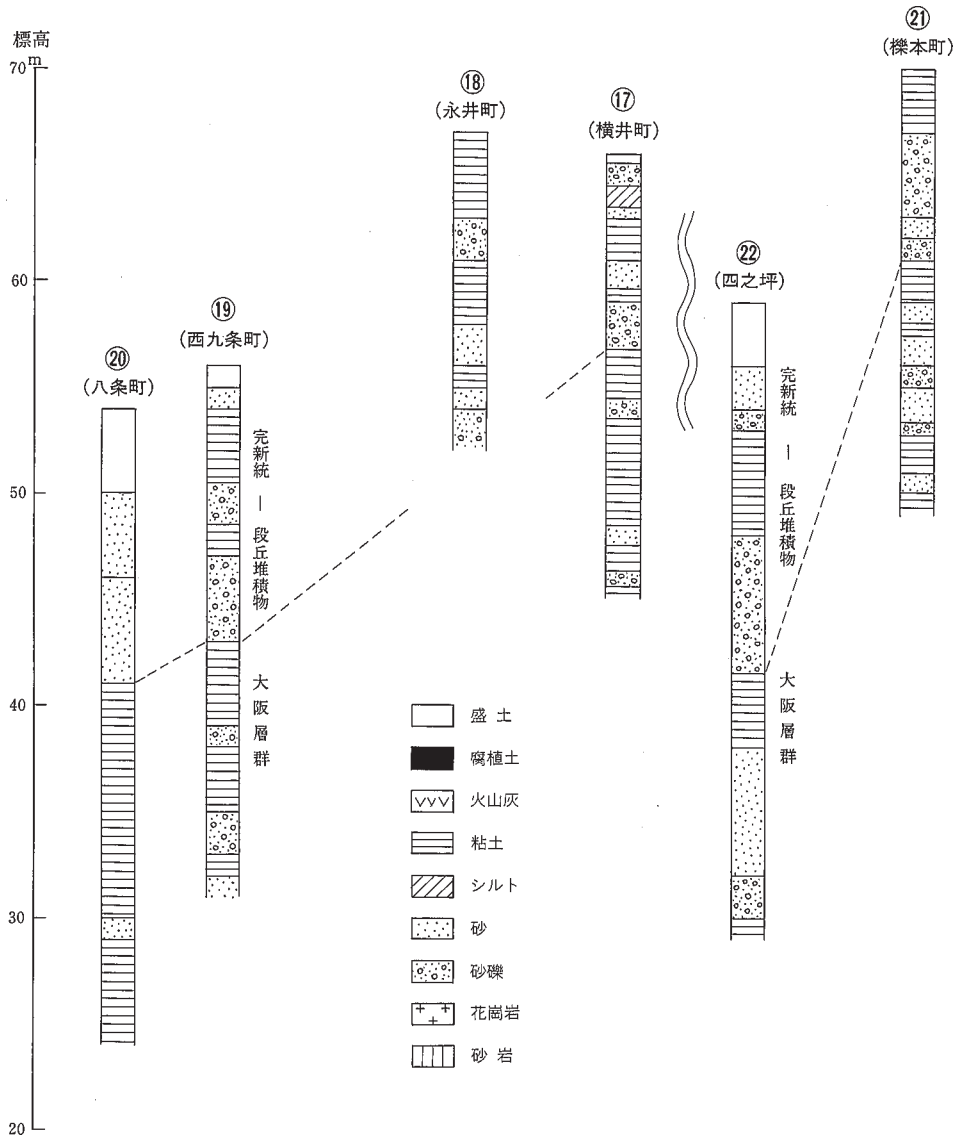
以下)粘土よりなっている。②(樺本町西方)では、深さ13m以下が固結度の高い粘土と砂、深さ8-13 mまでが砂礫、それより上の厚さ8mの部分は柔らかい粘土や砂・砂礫で構成されている。この位置から約1.5km北方(井戸野)で地質調査所によるボーリング及びトレンチ調査が実施され、厚さ6mの細粒堆積物の最下部付近から2万-2.5万年前の放射性炭素年代値が得られている(奥村, 1997c; 奥村ほか, 1997)。

天理市の市街地では、布留川に沿ってt1面が広く発達しており、この面の堆積物が、西方で沖積面に埋没するような地形形態を示している。②(三島町)-②(二階堂上ノ庄町)のうち、t1面上にある②では、大阪層群と推定される固結度の高い粘土-砂層を覆って、層厚約8mの砂礫-砂層が堆積している(第48, 50図)。沖積面上にある②-②では、深さ十数mまでは、最下部に厚さ数mの砂(一部は砂礫)層が堆積し、これを柔らかい(N値10以下)の細粒堆積物が覆う状態が認められる。この砂(砂礫)層はおおむねt1面堆積物に対応し、これを覆う細粒堆積物に完新統が含まれるものと推定される。

奈良盆地東縁南部地域 天理市南部では山麓に発達する扇状地性のt1面が、西に向かって沖積面に埋積されるような形態を示している。②(兵庫町)では深度14-18mに砂礫層があり、これを覆って柔らかい粘土-シルト層(N値10以下)が堆積しており(第51図)、埋没した段丘堆積物(t1面堆積物)とこれを覆う完新統の関係を示していると考えられる。また、深度18m以下は固結度が高く大阪層群の可能性が



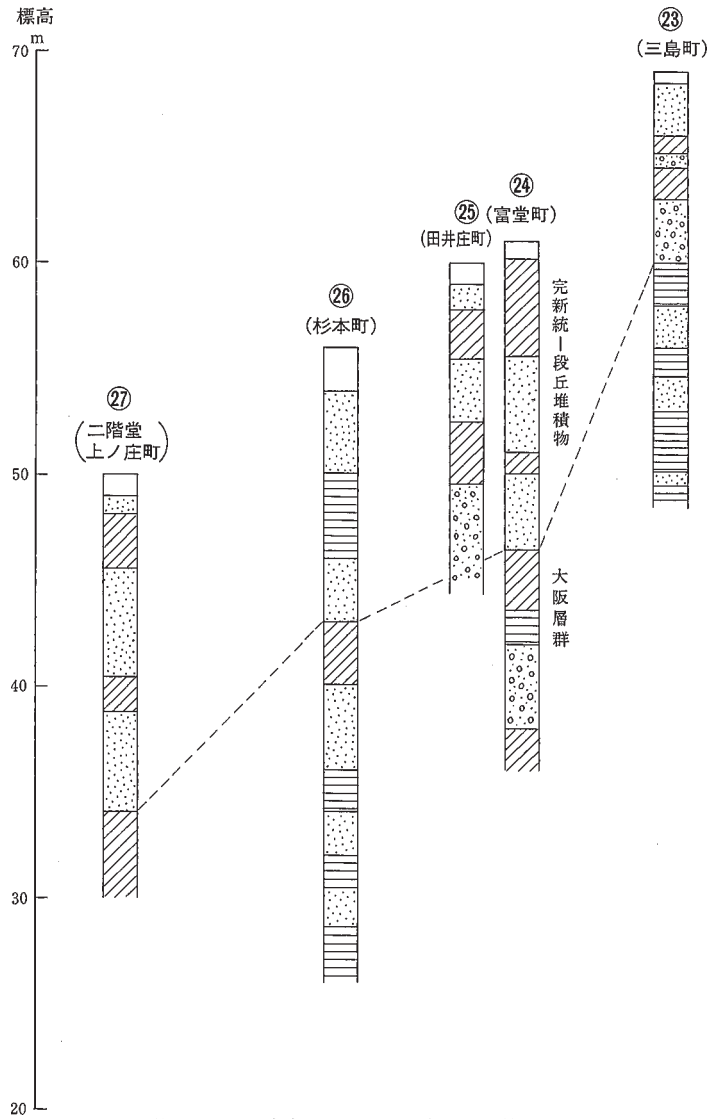
第48図 代表的な地点におけるボーリング柱状図とN値



第49図 奈良市南部におけるボーリング柱状図
柱状図間の長さは、ボーリング資料間の距離に対応している。図中の破線はおおよその地層境界を示す

高い。

桜井市の市街地は、大和川(初瀬川)・寺川が形成した沖積世の扇状地面上に発達する。②(慈恩寺)・③(外山)はともに花崗岩を不整合に覆う厚さ4-5mの砂礫から構成されており、この砂礫が扇状地を形成した完新統と考えられる(第52図)。④(桜井)では、深さ10m付近で、固結度の高い砂層を覆って、層厚4.5mの砂礫が堆積しているが、これが②・③の砂礫に対応すると考えられる。更に上位に厚さ約5mの柔らかい砂・粘土が堆積しており、これらが完新統に相当するのであろう。

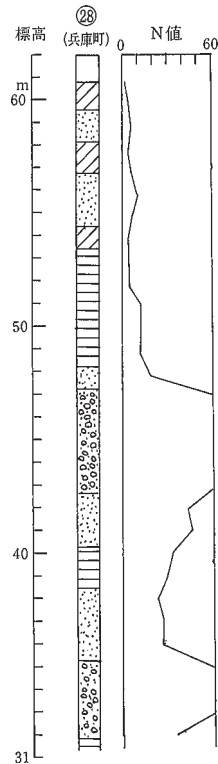


第50図 天理市市街地におけるボーリング柱状図
柱状図の凡例は第49図に示す。

㊸(大福)では、深さ16mで、固い粘土層を覆って約6mの厚さの砂礫が堆積している。更に上位に層厚4mの砂がちの地層が見られ、深さ7.5-7.2mの間に火山灰層(層厚30cm)の記載がある。奈良盆地内では、西田(1988)によって始良(AT)火山層(町田・新井1992)の存在が示されているので、これがAT火山灰層とすると、およそ2.3万年前となり、前述の砂礫や砂がちの地層が埋没した段丘(t面)堆積物で、砂がちの地層を覆う層厚6mのシルト層が完新統となる(第48, 52図)。

一方、本図幅地域南縁の㊹(阿部)では、花崗岩を不整合に覆う層厚8mの粘土-砂(N値5以下)が見られ、これが完新統と考えられる。

奈良盆地西縁北部地域 大和郡山市の市街地が発達する地域では、西側の台地に分布する段丘面のう



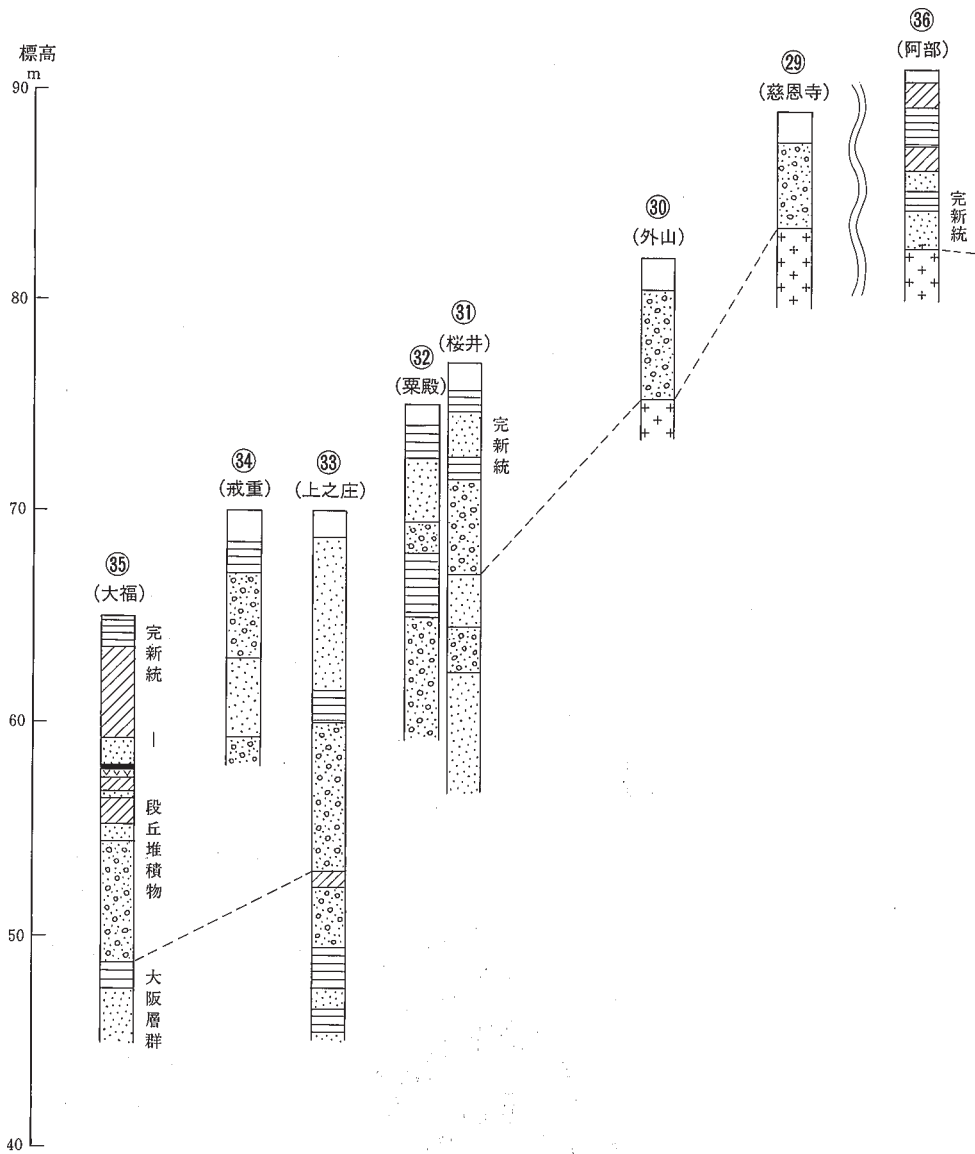
第51図 天理市南部におけるボーリング柱状図とN値柱状図の凡例は第49図に示す。

ち、t1面群が沖積低地に埋没するような地形の形態を示している。㉔(北郡山町)・㉕(南大工町)では、いずれも大阪層群と推定される粘土-砂層を覆って、厚さ3-4mの砂礫(砂)層が堆積し、この上に柔らかい粘土・砂層が堆積している(第48,53図)。d面堆積物に相当する砂礫を完新統が覆うものである。

また、やや離れた位置にある㉖(九条町)では、深さ8-14mまでが砂礫層、それより上位は粘土-シルト(N値10以下)となり、前述の㉑・㉒と似た状態を示している。

大和郡山市南部では、奈良盆地西端の㉗(池之内)では、N値の高い砂-粘土を覆って、深度7-11mまでが砂礫層、それより上位が柔らかい砂-粘土で構成されているが、深さ2-3mにも砂礫層が見られる(第48,53図)。㉘(南井町)・㉙(筒井町)・㉚(天井町)でも深さ8-9m(標高40m付近)まではN値が10以下の粘土や砂で構成され、それより下はN値の高い砂礫で構成されている。㉛-㉜は柔らかい細粒堆積物中にも層厚2-3mの砂礫層が含まれており、一時的に佐保川や富雄川の流路になったことを示している。㉝(美濃庄町)では固結度の高い砂-粘土層を覆って、深度12-15mまでが砂礫層、これより上位は柔らかい砂-粘土となっている。

安堵町における㉞(東安堵)は沖積面とわずかな比高差を持つ段丘面(t1:面)上にあるが、固結度の高いシルト砂を覆って砂礫(層厚1m)が堆積し、その上位には柔らかい粘土-砂が5mの厚さで堆積している(第54図)。安堵町・川合町・三宅町の沖積低地にある㉟-㊱では、固結度の高い細粒堆積物を覆って厚さ十数mの柔らかい堆積物が覆っている。柔らかい堆積物がおおむね完新統と考えられるが、その下部が砂礫(N値も30以下のことがある)で、上部は粘土-砂(粘土はN値10以下)となっている(第48,54

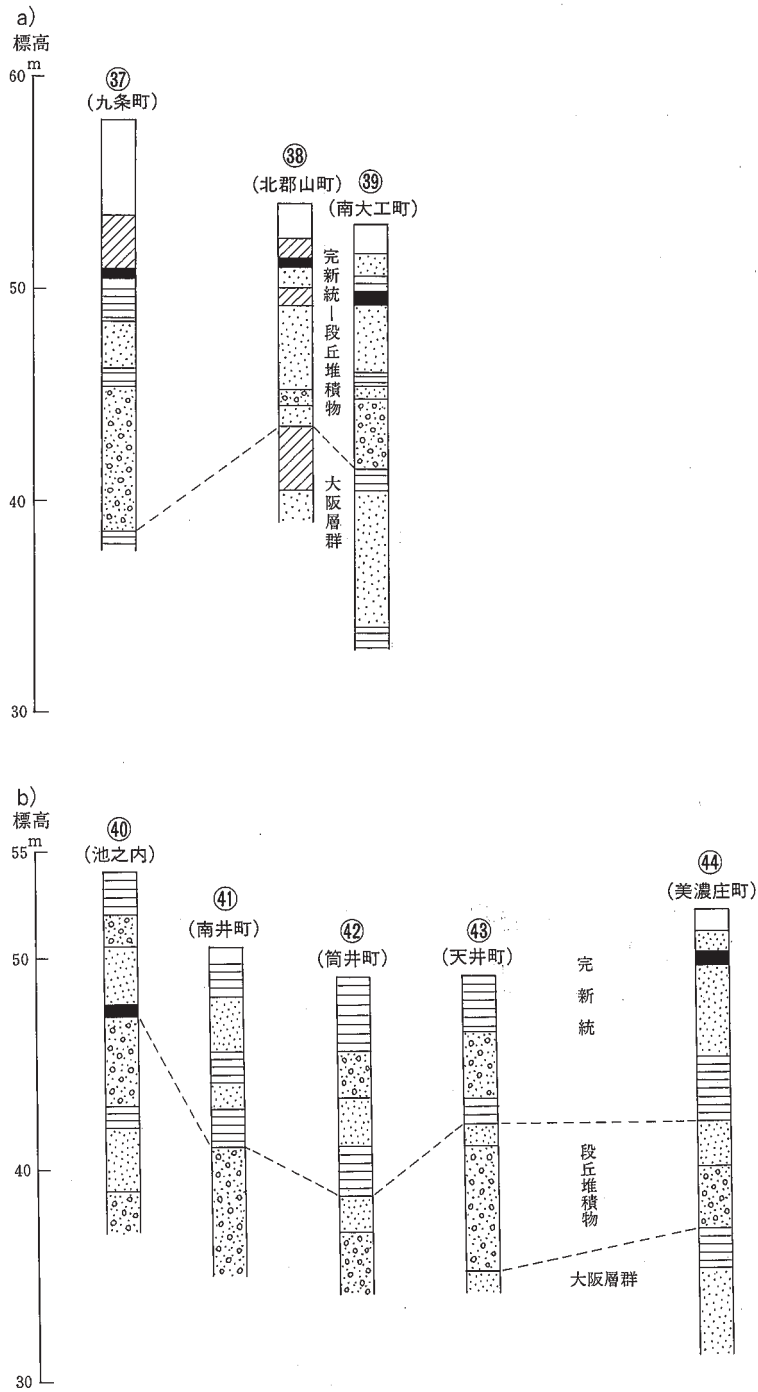


第52図 桜井市市街地周辺におけるボーリング柱状図
柱状図の凡例は第49図に示す。

図).

奈良盆地西縁南部地域 奈良盆地の中央部に当たる田原本町では⑤①-⑤③のように、深度15-19m以下はやや固結度の高い粘土・砂、それより上では、下部に層厚6-10mの砂礫と砂、中-上部にN値の低い砂・粘土が堆積している(第48, 55図)。

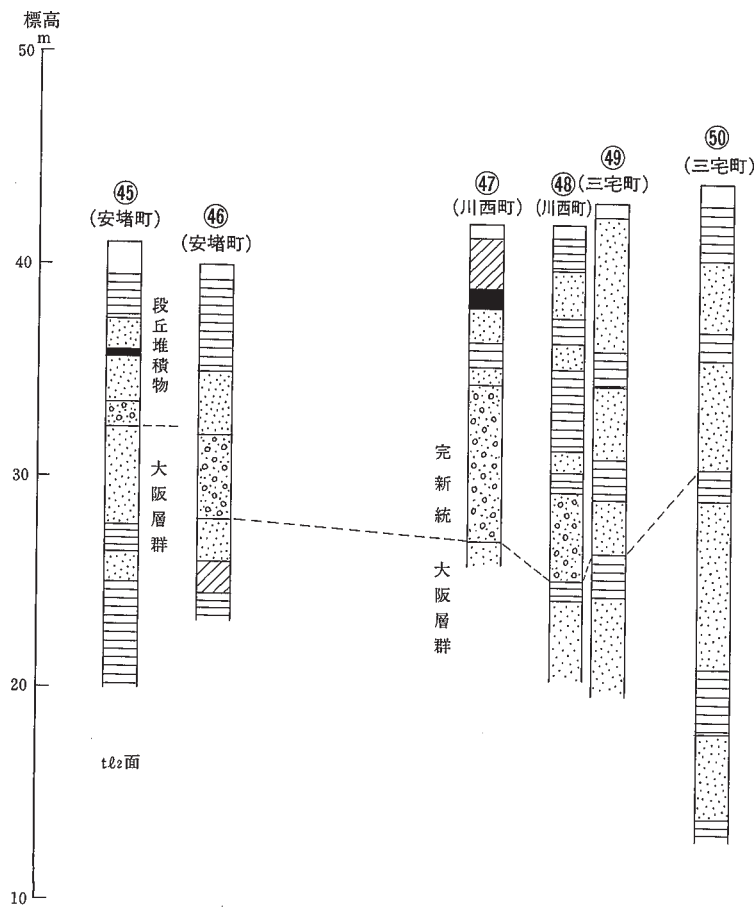
橿原市内での東西方向に並ぶ⑤④(曾我町)-⑤⑨(膳夫町)の範囲でも、深さ13-25m以下(標高44-52m



第53図 大和郡山市におけるボーリング柱状図

a) 大和郡山市北部.

b) 大和郡山市南部. 柱状図の凡例は第49図に示す.



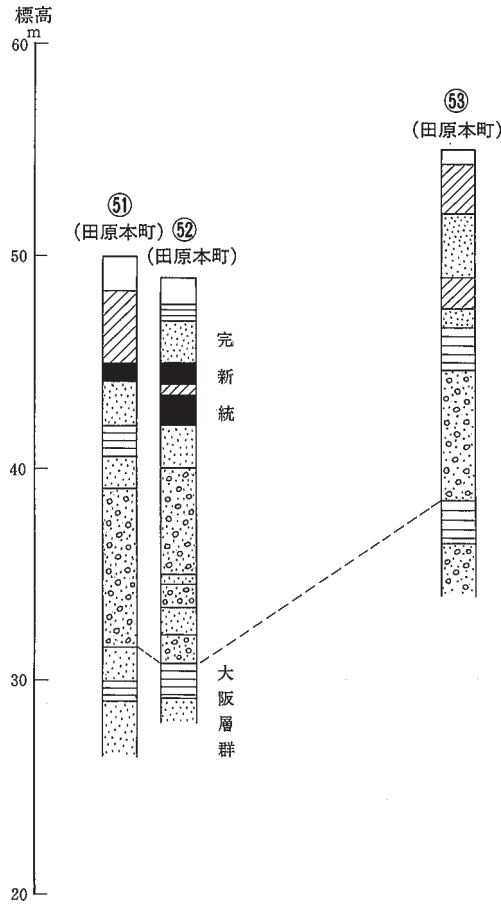
第54図 安堵町・川合町・三宅町におけるボーリング柱状図
柱状図の凡例は第49図に示す。

より下)では比較的固結度の高い地層が分布し、これを砂-砂礫層が覆い、更に上位には固結度が低い(N値で10以下)細粒堆積物が卓越する状況が見られる(第48,56図)。

桜井図幅の南東部地域 桜井市東部の大和川沿いには、沖積低地が細長く延びる。⑥(初瀬)では、花崗岩を不整合で覆って、層厚7.5mの沖積層が堆積しているが、最下部には厚さ3mの砂礫層、それより上は砂-砂礫(N値25以下)より構成されている(第57図)。

一方、榛原町域を流れる宇陀川と支流の芳野川に沿っても、沖積低地が細長く延びている。⑩(萩原)では、花崗岩を不整合に覆って層厚5mの沖積層が堆積しているが、下部の2mは砂礫、上部は砂-シルトとなる。⑫(極楽寺)では、花崗岩を不整合に覆って層厚4mの沖積層が堆積し、中-下部は砂、上部はシルトで構成されている。芳野川沿いの⑬(足立)では、花崗岩を覆って層厚4mの沖積層(砂礫)が堆積している。⑩-⑬までの沖積層のN値は、おおむね20以下である。

都祁村でも山地を開析する河谷が網の目のように発達し、これに沿う沖積低地が細長く発達している。⑭(吐山)では、泥岩を不整合に覆って層厚2mの沖積層が堆積しているが、すべて砂礫で構成されている。



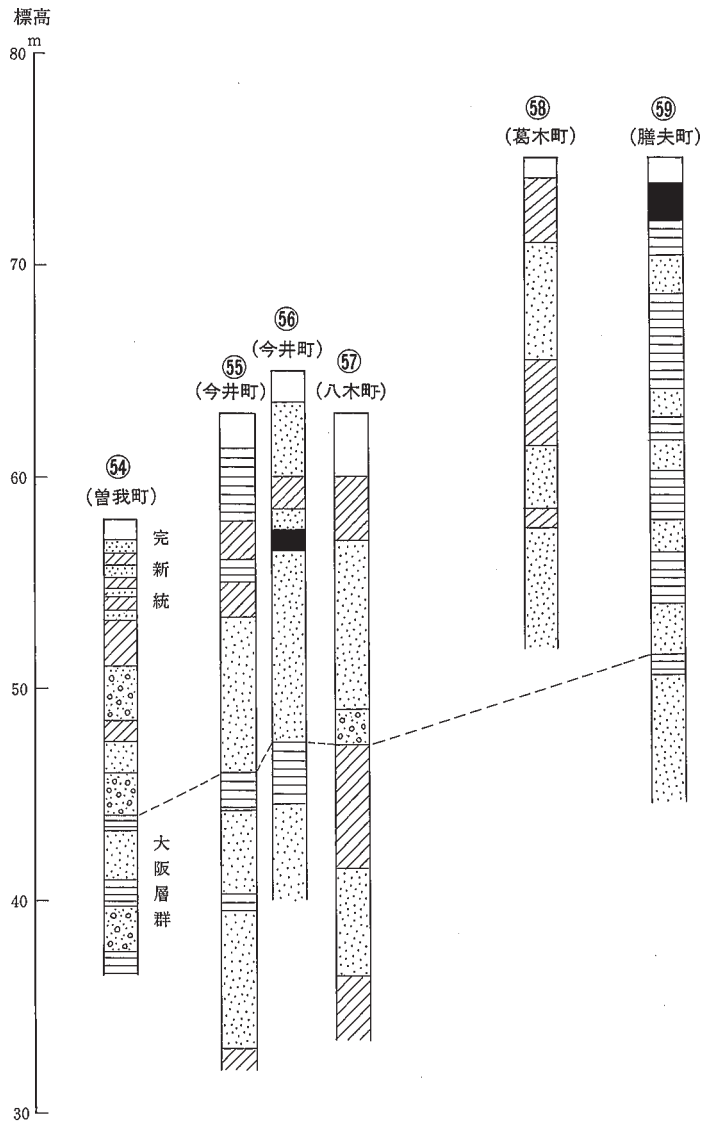
第55図 田原本町におけるボーリング柱状図
柱状図の凡例は第49図に示す。

VIII. 3 自然堤防(n)及び旧河道堆積物(r)

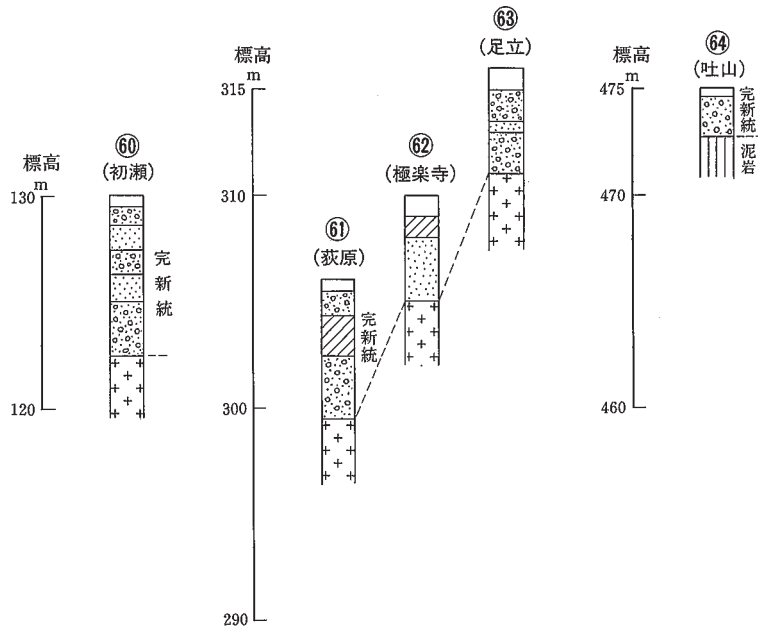
本図幅地域の西部の奈良盆地は大和川水系に属し、北から富雄川、佐保川、南から高田川、葛城川、曾我川、飛鳥川、寺川、初瀬川(大和川とも呼ばれる)などが大和川(初瀬川)に合流する(第72図)。

現在これらの河川は河道が固定され自然堤防ができ、一部は天井川化している。雄川では2-3m、佐保川では本図幅北縁部の香町付近まで4-5mの高さがある。盆地西部を北流する葛城川や曾我川は大和高田市材木町、松塚周辺まで4-5mの高さがあるが、盆地東部から中央部を北流する飛鳥川や寺川は最も高いところで2-3m程度しかなく、一部では自然堤防は見られない。また、安堵町にある岡崎川では、大和川に近い岡崎までは3m程度あるが、その北では1-2mとなる。そのほかにも小さな支流にも1-2mの自然堤防が存在する。

地質図では、これらの自然堤防のうち1mを超えるもののみを示すとともに、河川近辺に分布する旧河道も示した。なお、上記で自然堤防としたものには、厳密には防災上増築した堤防も含まれる。



第56図 樫原市におけるボーリング柱状図
柱状図の凡例は第49図に示す。



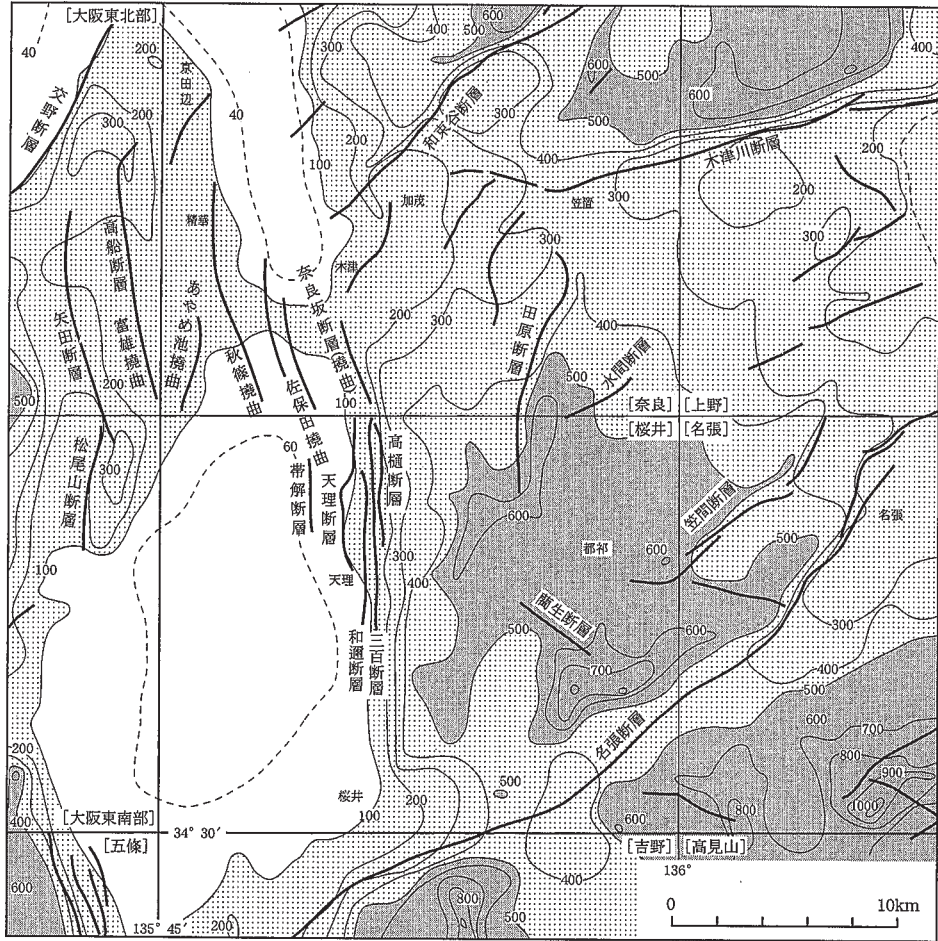
第57図 桜井区幅南東部におけるボーリング柱状図
柱状図の凡例は第49図に示す。

IX. 中新統-中部更新統に発達する地質構造

(尾崎正紀)

ここでは藤原層群から大阪層群に変位を及ぼしている断層(第58図)を中心に述べる。活断層については次章で述べる。本報告では、(1)前期中新世末頃に活動した北西-南東系正断層、(2)主に鮮新世に活動した北東-南西系逆断層及び(3)後期鮮新世以降に活動した南北系逆断層に分けて記述する。

なお、奈良市岩井川沿いには、後述の南北方向の逆断層群(高樋断層など)を切る西北西-東南東走向の断層が推定され、岩淵推定断層と命名されている(粉川, 1954b)。坂本(1955)、Ikebe and Shimakura(1968)、嶋倉ほか(1971)、西田(1982)においても地質図に描かれて、嶋倉ほか(1971)では岩淵断層、西田(1982)では岩井川断層と命名されている。しかし、今回の調査の結果、断層としての証拠が得られなかった。同様に、奈良市の窪之庄町や天理市の岩屋町に南北方向の逆断層群を切るほぼ東西走向の断層が描かれて



【桜井】5万分の1図幅地名

— 断層・撓曲

第58図 桜井図幅地域の中新統-下部更新統に発達する断層及び撓曲の分布
等高線は国土地理院発行20万分の1地形図「京都及び大阪」「和歌山」「名古屋」「伊勢」に基づき作成した、幅2km以下の谷を埋めた埋谷面図。数字は標高(m)。なお、天理撓曲は天理断層へ改名(第X章参照)。

いる(坂本, 1955; 嶋倉ほか, 1971; 西田, 1982)が、いずれも断層の確証を得ることができなかった。

IX. 1 北西-南東系正断層

本図幅地域では蘭生断層のみ発達するが、同様な断層は本図幅東接の名張図幅地域にも発達する(尾崎, 1998)。

なお、都介野岳の500m東方に分布する山辺層群には、ほぼ南北走向で40-80°東へ傾斜する急斜帯(撓曲)が発達する(第23図)。都介野累層はこの急斜帯によって変位を受けていないことから、その形成は都介野累層堆積以前と考えられる。

いう 藺生断層

〔断層名〕 新称.

〔位置〕 都祁村藺生付近において北西-南東方向に発達する長さ約4kmの断層. 更に北西方の天理市鈴原へ至る可能性がある.

〔断層露頭・変位〕 断層露頭は直接確認できなかったが, 藺生の西方では300-350m, 小山戸の南では100-50mの幅で山辺層群が断層に伴うドレイブを受け向斜が形成され, 断層側の山辺層群が30-60°北東へ傾斜する. 藺生累層の角礫岩相は本断層沿いのみ分布し, その層厚が小さいほどドレイブされる幅が狭くなる. 垂直シフトは, 北東側落ち最大約200mと推定される.

本断層による室生火砕流堆積物の変位は認められない.

〔形成時期〕 室生火砕流堆積物に本断層による変位が認められないことから, 本断層は14Ma以前に活動を終えたと推定される. また, 山辺層群藺生累層の角礫岩相は本断層沿いのみ分布することや, 貝ヶ平山などでは藺生累層の上位の相河累層が直接基盤に不整合で載ることから, 藺生断層は主に藺生累層の堆積時に形成された可能性が高い.

IX. 2 北東-南西系逆断層

大和高原に特徴的に発達する断層群で, 本図幅地域には名張断層と笠間断層が発達する(第23, 58図). なお, 矢田原断層(第26図)については, 調査の結果, 断層としての確証が得られなかったが, 下記のように従来の記述と調査結果との関係を記す.

なばり 名張断層

〔断層名〕 近藤(1968).

〔位置〕 名張市緑ヶ丘から宇陀郡榛原町上井足かみだにに至る, 断層崖を伴いほぼ直線的に発達する総延長約15kmの断層(横田ほか, 1978; 活断層研究会編, 1991). 岡田・東郷編(2000)は, 名張断層に南東への延長を榛原町荻之里で南東へ屈曲させて上井足に至るとしたが, 荻之里での屈曲部分は花崗岩と室生火砕流堆積物の分布境界における組織地形の可能性が高く, 名張断層は下井足おおぼらから桜井市の粟原おおぼらに発達する東北東-西南西方向のリニアメントに連続すると考えられる. なお, 岡田・東郷編(2000)は, このリニアメントを女寄峠(断層)と命名している.

〔変位〕 本図幅地域の額井岳付近と名張断層南東側の室生火砕流堆積物の基底面を基準とし, 名張断層に伴う北西方向の傾動の影響も考慮すると, 榛原町の名張断層は約400mの北西側隆起(垂直シフト)が推定される(第23図). 一方, 名張図幅地域における名張断層の変位は山地と平地の標高差から南東側落ち約300mが求められている(活断層研究会編, 1991). なお, 岡田・東郷編(2000)は桜井図幅地域内の名張断層は南東側隆起であるとしているが, これは誤りで, 上述のように断層北西側の花崗岩と南東側の室生火砕流堆積物との差別浸食によって南東側が山地になっているだけである.

〔断層露頭〕 今回の調査では, 榛原町の篠畑や福地で花崗岩が, 榛原町の長峯で山辺層群吐山累層が, それぞれ室生火砕流堆積物と断層で接すると推定される露頭が確認できたが, 断層そのものは観察する

ことはできなかった。

一方、額井東部から南東部の山辺層群が約15°北西へ傾斜しているのに対し、天満台付近の名張断層沿いでは逆に20-40°南東へ傾斜する(第23図)。また、真平山、額井に分布する藺生礫岩層中には北西-南東から東西走向の正断層(小断層)がいくつか観察される(第24-b図)。これらは名張断層によるドレイプに伴い形成された地質構造と推定される。

名張図幅地域では、横田ほか(1978)が1箇所、尾崎(1998)が室生村大野の2箇所、断層露頭を報告している。横田ほか(1978)は断層面がN45°E, 60°N程度で、幅十数mに達する破碎帯の中に10-20cmの断層粘土がいくつも見られると記述している。一方、尾崎(1998)の示した2つの露頭の断層は、いずれも東北東-西南西走向で約60°北北西へ傾斜する逆断層で、現在の中新統の分布から求められるセンスと整合的である。

〔活断層としての確実度及び活動度〕 活断層研究会編(1991)では確実度Iで活動度[C], 岡田・東郷編(2000)では確実度Lとされている。地形学的には明瞭なリニアメントを示すが、今回の調査も含め、これまで第四系に変位を及ぼす断層露頭は確認されていない。

〔付随する断層・リニアメント〕 名張断層に雁行して発達するように、榛原町荻原から桜井市の初瀬、黒崎方面へ、東西から東北東-西南西方向にリニアメントが存在する。5万分の1表層地質図「桜井」(西田, 1982)では初瀬^{はせ}推定断層と呼んでいる。岡田・東郷編(2000)ではこのリニアメントを「桜井-西峠」と呼び、確実度はLとしている。

笠間断層

〔断層名〕 横田ほか(1978)。

〔位置〕 山添村笠間付近、小原付近から片平に至る北東-南西方向に走る長さ約10kmの断層(横田ほか, 1978; 活断層研究会編, 1991)。尾崎(1998)は笠間断層は雁行状に発達する3つの断層から構成されるとした。本図幅地域内では笠間断層の西側部分が野野上山から白石まで発達する(第28図)。

〔断層露頭・変位〕 本図幅地域内では、笠間断層の北側(檀の山)と南側(室生町多田の北東)に分布する室生火砕流堆積物の基底部の標高差から約200mの北側隆起の垂直シフトが推定できる(第28図)。西に向かって変位量は急激に小さくなる。

名張図幅地域内では、笠間断層中央部の岩屋付近では古琵琶湖層群と花崗岩類が接すると報告されている(横田ほか, 1978)が、断層露頭の位置は示されていない。また、活断層研究会編(1991)は高度不連続から南東落ち約300mの変位を求めている。更に、尾崎(1998)は、地形から求められる垂直変位はいずれの断層も200m以下で、顕著な横ずれ変位は認められないとしている。

〔活断層としての確実度及び活動度〕 本図幅地域内では活断層として活動した証拠はない。活断層研究会編(1991)では本断層中部では確実度I, 活動度Cとされる。尾崎(1998)は、古琵琶湖層群相当層に変位を与え、中位段丘堆積物の分布を規制しているとして、後期更新世に活動した可能性が高いとしているが、具体的な露頭での証拠はない。岡田・東郷編(2000)はリニアメントとして扱っている。

やだわら 矢田原断層

〔断層名〕 横田ほか(1978)で矢田原断層と地質図に示されているが、具体的な記載はない。

〔位置〕 奈良市城山から矢田原町南部を通り、茗荷に至る北東-南西方向の断層とされるが、第26図で示すように断層の可能性のある北東-南西方向の2つのリニアメントに区分できる。

〔断層露頭・変位〕 リニアメントはあるものの、野外調査の結果、地獄谷累層の露頭から断層の露頭、断層に伴うような地層の変形、岩相変化などは確認できなかった。粉川(1955)の地質図では、東側のリニアメントにはほぼ一致する位置に長さ1km以下の断層を引いている、横田ほか(1978)では室生層群(本報告での地獄谷累層)と基盤岩類が接するとしている。しかし、2つのリニアメントとも地獄谷累層と花崗岩類の境界に一致しない。

〔活断層としての確実度及び活動度〕 岡田・東郷編(2000)は、谷・尾根から右横ずれ200mを推定し、確実度Ⅱとしている。なお、岡田・東郷編(2000)の示すこの活断層としたリニアメントの位置は第26図に示す矢田原町の2つのリニアメントのうち西側のリニアメントに一致する。

IX. 3 南北系逆断層

奈良盆地東縁部には、活断層である天理断層(撓曲を断層と改称；第 X章参照)と帯解断層の東側には、東から高桶断層、三百断層が発達するとされてきた(坂本, 1955；寒川ほか, 1985など)。しかし、今回の野外調査の結果、天理断層以東には少なくとも3つの断層(撓曲)が平行及び雁行状に発達することが明らかとなった(第20, 32図)。高桶断層及び三百断層は従来示されていた位置を修正するとともに、三百断層の西側のものは和爾断層と新称した。また、これらの結果に基づき、これら断層を横断する反射法地震探査から求められた地質断面の総合検討図(奥村, 1997d)の再検討を試みた(第59図)。なお、ここでは天理断層と帯解断層は大阪層群の変位を基準とした記述のみを行う。両断層の活断層としての記載は第 X章で行う。

以上の奈良盆地の断層群のほかに、大和高原の奈良市田原町にも南北に走る田原断層が発達する。

たかい 高桶断層

〔断層名〕 横山(1931)。ただし、横山(1931)、坂本(1955)、嶋倉ほか(1971)、横田ほか(1978)などで示された断層の位置は下記のように修正する。

〔位置〕 奈良市白毫寺町から天理市の白川池付近へ約6km。この断層は更に屈曲して北の自毫寺町の市ノ井断層(粉川, 1954b；嶋倉ほか, 1971)に連続すると推定される(第32図参照)。

〔断層露頭・変位〕 断層露頭は確認できなかったが、藤原層群の岩相及び走向傾斜の変化からその位置が推定できる。ドレイブによる藤原層群の傾斜は、藤原町東部で約70°、虚空蔵町で55°の西傾斜を示す。断層の東方300-600mでは30°西の傾斜で基盤と不整合で接するが、更に断層の東方(鹿野園町から鉢伏町に至る地域や菩提山から高桶町付近の山頂部付近)では藤原層群は水平に近くなる。また、これらの変形に伴うように、藤原層群には小断層として南北走向の逆断層や正断層が発達する。

奥村(1997d)では、高桶断層の位置は従来の見解に基づいていたため反射法地震探査断面と高桶断層と

の関係を明らかにできなかったが、第59-b図のように今回求められた断層の位置と、断層から離れるにしたがって東方では傾斜が緩くなる藤原層群の変形はこの断面図からも推定が可能である。地表では正確な変位は求めることはできないが、この反射法地震探査断面からは200m以上の垂直シフトが推定される。

【形成時代】 藤原層群の堆積以降ということしか分からないが、西側の断層群との関係から推定すると、大阪層群の堆積時、すなわち後期鮮新世以降に活動した断層と推定される。

さんびやく 三百断層

【断層名】 横山(1931)。奈良市藤原町の東、現在の自衛隊射撃練習場の東端より約300m(現在露頭は消失；地点Sa-X付近；第20図)の大阪層群と藤原層群が接する南北走向の断層に対して命名された断層。坂本(1955)では奈良市鹿野園から天理市木堂まで連続し、木堂で高桶断層と接する断層として地質図に示されたが、下記のように断層の位置を修正する。

【位置】 南北に長さ約9km、奈良市白毫寺町から天理市木堂町にかけて発達し、北方の奈良坂断層(撓曲)に連続する可能性がある(第32図)。

【断層露頭・変位】 地点Sa-X付近の横山(1931)の記載によると、露頭の大阪層群と藤原層群が断層で明確に接しているのではなく、両者が接する面から東側に分布する藤原層群の細粒砂岩が幅50mで破碎され、両者の接する断層面も小断層の規模とされている。また、この断層西側に分布する大阪層群の断層沿いの走向傾斜はN7° E, 80° E(逆転層)であるのに対して、その5m西では西に傾斜し、それらの中間では直立しているなど、断層に伴う大阪層群の逆転が認められる。

横山(1931)が示した天理市の高瀬川沿いの露頭(現在露頭は消失；地点Sa-Y付近；第20図)では藤原層群の断層角礫が3m以上確認され、大阪層群の走向傾斜N10° E, 50° Eを示す。更に、横山(1931)は豊田町から岩屋町に通ずるルートで藤原層群と大阪層群とが接して、断層角礫と直立した大阪層群を確認している。

天理市石上神宮北の布留川の露頭(地点Sa-224；第20図)では60° 東へ傾斜する逆転層(岩井累層)が観察でき、その約20m東には北北東-南南西走向で50-60° 東へ傾斜する節理(一部断層?)が発達する中-粗粒花崗岩が分布する。ここでも断層露頭は観察できないが、この間に三百断層が推定される。また、石上寺西側に分布する白川池累層は垂直で一部逆転する地層(中礫以下の礫層、砂層、シルト層の累重層)からなり、その走向傾斜に低角で斜交する小断層群(南北走向で、65-90° の東及び西傾斜)が発達する。

梅田・石賀(1976)は天理市豊井町北部において藤原層群の礫岩層が逆断層で領家変成岩と接する断層露頭(現在露頭は消失；地点Sa-Z付近；第20図)を高桶断層として報告しているが、この断層は本報告での三百断層と推定される。白川池の南から木堂町に至る三百断層沿い(特に西側300m)では、70-80° 西傾斜から60° 東へ逆転する傾斜を示す藤原層群が認められる(第20図)。

奥村(1997d)は反射法地震探査断面(第59-a図)から、高桶町西の反射法地震探査断面では三百断層は大阪層群と藤原層群の不整合面であると解釈した。しかし、上記のように連続して逆転層も存在することから、単なる不整合面とは考えられない。詳細については今後検討が必要であるが、地表での野外調

査の結果を考慮して、ここでは第59-b図で示すような断層の推定を試みた。

変位量は正確には求めることはできないが、大阪層群の分布と傾斜から、東上がり100m以上の垂直シフトを示すと考えられる。また、三百断層沿いに分布する虚空蔵山礫層は30-40mの西落ちの変位を示す。

〔形成時代〕 虚空蔵山頂で本断層は虚空蔵山礫層に覆われ、かつ同礫層は西へ30°傾斜することなどから、三百断層は白川池累層堆積後、虚空蔵山礫層の堆積以前に生じ、虚空蔵山礫層堆積後も活動していたと推定できる(坂本, 1955)。なお、虚空蔵山礫層は中部更新統と推定されるが正確な堆積年代は不明である。

わに 和爾断層

〔断層名〕 新称。天理市和邇町の東、白川池北西を模式地とする。地表では撓曲として現れる。坂本(1955)では、白川池の西部から虚空蔵山に至る南北の舟底形背斜構造として記述されている。奥村(1997a)も白川池の北西で撓曲を報告している。

〔位置〕 奈良市八島町から天理市柚之内町に至る長さ5.5km以上の断層。

〔断層露頭・変位〕 白川池の北西側の露頭(地点Sa-186; 第32図)では、最大40°西傾斜の撓曲が幅約50mで南北方向に発達し、その両側では水平に近い傾斜になる。この露頭で求められる推定垂直シフトは約30mである。坂本(1955)によると、現在は露頭がほとんど消失したが白川池の南東、豊田町の東(三百断層の延長としている)に傾斜帯が連続して発達することが記され、特に豊田町の東では逆転層も確認されている。更に、地点Sa-186の約1.25km北の反射法地震探査断面では傾斜約15°の撓曲帯(第59-a, b図)が認められる。

〔形成時代〕 Sa-186では本断層によって変位(撓曲)を受けている大阪層群からは、メタセコイア帯のD帯に対比される花粉化石が産出する(第VI章参照)。このことから、100万年前より新しい時代に活動したと推定できる。

てんり 天理断層

〔断層名〕 坂本(1955)命名の天理撓曲を本報告では天理断層と呼ぶ(第X章参照)。奥村(1997c, d)による反射法地震探査(第59図)及び基準ボーリングによってその存在が再確認された断層。

〔位置〕 奈良市高畑町から八島町、天理市窪之庄町から豊田町に至る長さ7km以上の活断層(第32, 61, 62図)。南方への延長は不明であるが、天理市南東部の兵庫町付近の地震探査(蔵田, 1950)や常時微動(Hayashida, 1979)から西落ち100-200mの基盤深度の食い違いが求められており、この南北方向の構造的ギャップが天理断層に連続する可能性がある。

〔断層露頭・変位〕 天理教墓地付近など典型的な撓曲としての露頭が観察でき、坂本(1955)では、天理市豊田町から和爾町に至る撓曲と鹿野園町西方に至る撓曲が示されている。現在天理断層に伴う断層や撓曲の露頭は限られているが、坂本(1955)や粉川(1955)では白川池累層などが20-40°西へ傾斜する撓曲が連続して発達する地質図が描かれている。

奥村ほか(1998)は、地下120mより浅い部分の鉛直変位量が、それより深い部分より見かけ上大きい

ことから、天理断層は天理断層以東の基盤岩の西傾斜の傾動運動に伴った強い東西圧縮により形成された構造で、応力解放場である地表部が層面すべりを伴いながら、上方に膨らんだ構造であると推定した。また、50-60° 東へ傾斜する逆断層で、鉛直変位は約40m、地表における水平短縮量は250-300mと見積もった。

〔形成時代〕 上記のように、ピンク火山灰層以下の大坂層群には断層を挟んでほとんど層厚変化がないことから、本断層は100万年前以降に形成されたと推定される。なお、寒川ほか(1985)は、本断層の活動を虚空蔵山礫層の堆積中あるいは堆積後としている。

おびとけ 帯解漸層

〔断層名〕 奥村(1997c, d)によってその存在が確かめられ、その後奥村ほか(1997)が命名。

〔位置〕 天理断層の約1km西側に存在する奈良市今市町から天理市石川町に至る長さ3km以上の活断層(第32図)。

〔断層露頭・変位〕 反射法地震探査断面では傾斜約60°の逆断層で、約100万年前のピンク火山灰層など大坂層群を基準とすると東側が約90mほど隆起し、幅200mの撓曲域を伴う(奥村, 1997c, d; 奥村ほか, 1998)。

〔形成時代〕 ピンク火山灰層より下位の大坂層群は断層を境にして層厚に変化はなく(奥村ほか, 1998)、その形成時期は約100万年前以降と推定される。

たわら 田原断層

〔断層名〕 横田ほか(1978)の地質図上に引かれた奈良市田原町付近の南北方向断層を、活断層研究会編(1991)が更に北方の奈良市阪原町にまで延長して田原断層と命名。なお、帷子(1961)は大柳生断層崖、西田(1984)は柳生推定断層と呼んだ。

〔位置〕 長さ約11km。白砂川沿いの狭い低地の東縁に位置し(第58図)、本図幅地域内では奈良市の水掛から南田原町へと南北方向に発達する(第26図; 断層の南部のみ示す)。

〔断層露頭・変位〕 今回の調査も含め、これまで断層露頭は確認できていない。尾崎ほか(2000)は断層沿いの地形からは100-200mの比高が求められるとしているが、領家変成岩及び領家花崗岩類の岩相分布からは顕著な横ずれ成分はないと報告している。今回の調査結果からも同様な結果が得られた。

〔活断層としての確実度及び活動度〕 活断層研究会編(1991)では確実度Ⅰ、活動度[C]、上下成分隆起側は東側約100m、延長7kmの断層と記載されている。また、八木ほか(1998)は推定活断層としている。岡田・東郷編(2000)では確実度Ⅱとしている。

X. 活断層及び地震災害

(寒川 旭)

X. 1 活断層

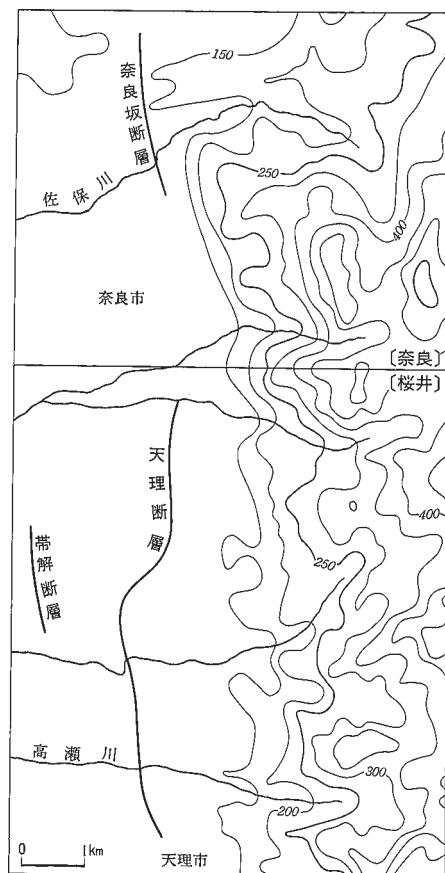
桜井図幅地域では、奈良市南部から天理市北部にかけて、天理断層と帯解断層の2本の活断層が南北方向に平行している(坂本, 1955; 寒川ほか, 1985; 活断層研究会編, 1980, 1991; 岡田・東郷編, 2000; 第60図)。

天理断層 ^{てんり} 三百断層の0.5-1.5km西に段丘堆積物や大阪層群の撓曲を示す顕著な活構造が南北に続いている。これは、天理撓曲と呼ばれ、丘陵・台地と沖積低地を境しながら、新旧の段丘面及び段丘堆積面が、いずれも西に向かって傾いている(坂本, 1955; 寒川ほか, 1985)。従来から天理撓曲と呼ばれているが、坂本(1955)・寒川ほか(1985)の記載からも、東西性の圧縮の元で地下の活断層(逆断層)が活動してきたものであることが確実なので、本報告では天理断層と呼ぶ。この天理断層の北方延長は、奈良市街地に入って不明瞭になるが、市街地の北方では、段丘面(th面)を変形させる奈良坂断層(従来の奈良坂撓曲)が認められる(坂本, 1955; 寒川ほか, 1985; 尾崎ほか, 2000)。

寒川ほか(1985)に基づき、天理撓曲の変位地形を第61, 62図に示す。A-A'断面(第63図)では、断層崖の両側でtm面が13-14m変位している。B-B'断面では、第39図のLoc.1では、約20° W傾斜を示す礫層(虚空蔵山礫層の可能性が高い)を覆うtm₁面堆積物も西へ緩く傾斜している。C-C'断面ではt₁面沖積面が約4mの比高で接している。また、D-D'断面に示したように、撓曲崖の200mほど東側に比高3-4mの崖地形が見られ、主断層の活動に伴う逆向き断層の存在が推定されている(寒川ほか, 1985)。

第64図のE-E'断面では、t₁面と沖積面の比高が約4mとなる。F-F'断面では、tm₂面と沖積面の比高が約10mになる。ボーリング資料から、沖積面下3.5mの位置にtm₂面堆積物の存在が推定されるので、面の全体の変位量は13-14mとなる。G-G'では、大阪層群と、これを覆う虚空蔵山礫層がともに西に傾斜している。傾斜角は西へ行くにつれて増加(西端では62° W)しているが、大阪層群と虚空蔵山礫層の間に傾斜不整合は認められていない。H-H'断面では、撓曲を境にしてt₁面が5-6mの変位を示している。そして、I-I'断面ではtm面が約12mの変位を受けているが、大阪層群がN-S, 48° Wの傾斜を示し、これと不整合関係のあるtm₁面堆積物がN30° W, 35° Wとなり、やや傾斜が緩やかになっている。

地形的に確認できる天理断層の末端付近に当たる天理市豊田町の露頭(第62図に黒丸印で示した)では、大阪層群を切る逆断層(走向N80° W; 傾斜80° N)が認められる(第65図)。大阪層群の垂直変位量は



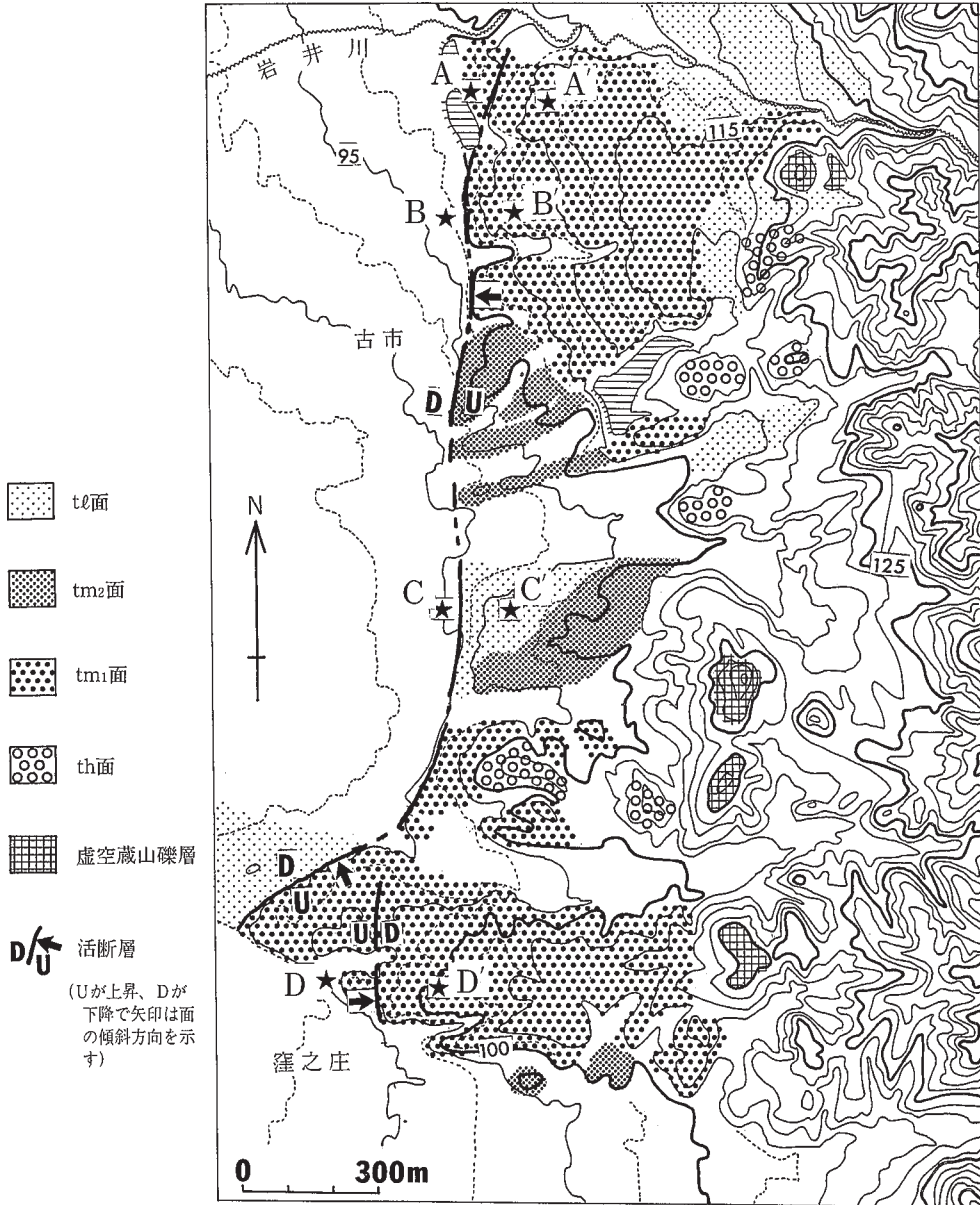
第60図 奈良盆地東縁における活断層の概要
尾崎ほか(2000)を一部修正。

2.8mで、天理断層の推定位置よりわずかに東よりの位置にあることも考え合わせると、天理断層の活動に伴って生じた副次的な断層の可能性が強い。天理断層の北に位置する奈良坂撓曲沿いにも逆断層の露頭が認められていること(寒川ほか, 1985)により、一連の断層系が、東西方向からの圧縮に伴って生じたものと推定される。

天理断層及び奈良坂撓曲に関する段丘面の変位量と平均変位速度は第10表のように示されているが、最大で0.3m/千年の値となる。また、G-G'断面のように、大阪層群と虚空蔵山礫層の変形量が、ほとんど変わらないことから、断層活動は虚空蔵山礫層の堆積中、あるいは堆積後に始まったと考えられている(寒川ほか, 1985)。

1996年度には地質調査所によって、これらの活断層(奈良盆地東縁断層系)に関する総合調査が行われている(奥村ほか, 1997)。この中で、天理撓曲に直交する測線でP波探査が行われ、第IX章の第59図に示すような反射断面が得られた。この結果、天理撓曲の存在が確認されたほか、約1km西に平行する新たな活断層が認められ、奥村ほか(1997)は帯解断層おびわけと名付けた。

天理断層上で実施された奈良市古市町のトレンチでは、約1万年前に堆積した砂・シルト層が6-8°、その下位の砂礫層の上面が10-15°、ともに西傾斜しており、累積的な変位が進行していることが分か



第61図 奈良市域における天理断層の変位地形
寒川ほか(1985)に加筆.

った。また、これらの地層を覆う奈良時代の地層や水田面に変位が認められないことにより、天理撓曲が最近一万年間に少なくとも一度活動しているものの、奈良時代以降には活動していないと解釈された(奥村ほか, 1997)。

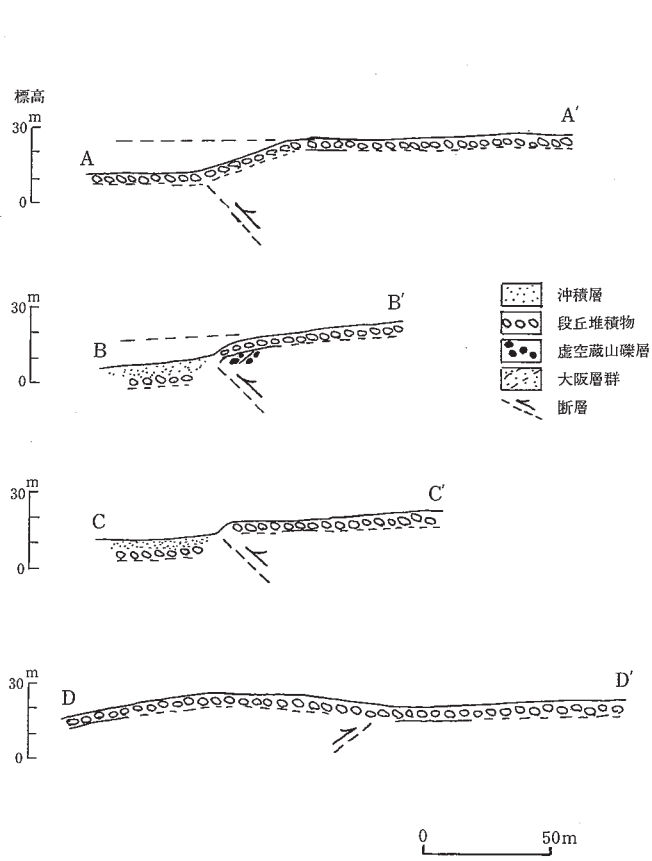
帯解断層 おびとけ 新たに発見された帯解断層について、大和郡山市井戸野町でボーリングやトレンチ調査が実施された。まず、ボーリングの結果、ピンク火山灰(約100万年前)が垂直方向に約80m変位している



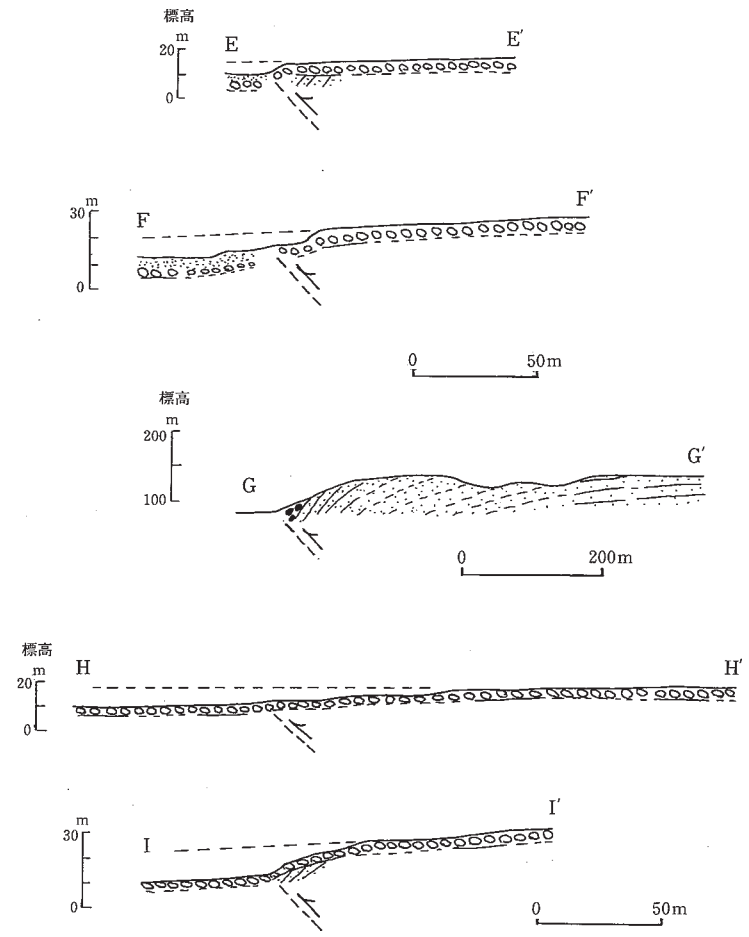
第62図 天理市域における天理断層の変位地形
寒川ほか(1985)に加筆。凡例は第61図に示す。

ことが分かった。更に、ピンク火山灰付近、及びそれより下位の地層には変位の累積が認められず、帯解断層の活動は少なくとも100万年前より後に始まったと解釈されている(奥村ほか, 1997)。また、トレンチ調査ではAT火山灰(約2.3万年前)を含む地層のやや下位で断層活動に伴う変形が認められている。このため、AT火山灰降下の少し前に最新の断層活動があったものと考えられている(奥村ほか, 1997)。

天理断層以南の活断層 奈良盆地東縁でも、天理市より南になると変位地形は不明瞭となる。それでも、山麓線の前縁に扇状地が広く発達していることにより、東の大和高原側が相対的に上昇している可能性が高い。桜井市茅原^{ちはら}でth・tm面の西縁が急崖で沖積低地に接しており、これが断層活動に伴う変位地形の可能性があると指摘されている(寒川ほか, 1985)。



第64図 天理断層に沿う地形断面図(南部)
寒川ほか(1985)に加筆. 断面の位置は第62図に示す.



第63図 天理断層に沿う地形断面図(北部)
寒川ほか(1985)に加筆. 断面の位置は第61図に示す.



第65図 天理断層に沿う断層露頭

第10表 天理断層に関する段丘面の変位量

断層名	断面	変位基準	垂直方向の変位量(m)	平均変位速度m/千年	活動度
奈良坂		th面	33(E:上昇側)	0.13-0.17	B
天理	A-A'	tm ₁ 面	13-14(E)	0.09-0.14	B-C
天理	B-B'	tm ₁ 面	11以上(E)		
天理	C-C'	tl面	4以上(E)		
天理(副次的な断層)	D-D'	tm ₁ 面	6(W)	0.04-0.06	C
天理	E-E'	tl面	4以上(E)		
天理	F-F'	tm ₂ 面	13-14(E)	0.16-0.28	B
天理	G-G'	tl面	5(E)	0.25-0.30	B
天理	H-H'	tm ₁ 面	11-12(E)	0.07-0.12	B-C

活動度は松田(1975)の基準に基づく。

X. 2 地震災害

X. 2. 1 史料から見た地震災害

伊賀上野地震 桜井図幅地域に大きな被害を与えた地震として、1854(嘉永7・安政元)年7月9日丑刻(午前2時頃)に発生した伊賀上野地震が挙げられる(以下、年月日はグレゴリオ暦で示す)。

まず、6日頃から前震が始まり、7日の午前12時過ぎと午後2時には大きな地震、そして、夕方までに27回の小さな地震があり、8日にはこれも下火になった。そして、9日の丑刻(午前2時頃)、M7クラスの大地震が発生し、伊賀上野・四日市・奈良・大和郡山が著しい被害を受けた(宇佐美, 1975, 1987, 1996など)。

池田家文書の『嘉永七年大地震ニ而郡山町中大和国内外潰家死人取急調帳』には、大和郡山市の被害が詳しく記載されている(東京大学地震研究所編, 1986)。これによると、「御城内大破損数多御座候、并家中堀庇等も倒候儀は大なり小なり損し無之所は壱軒も御座候、殊ニ町方は潰家も夥敷御座候、且又所々地割レ泥水を吹出し候所も有之候、右ニ付御家中町方共居宅ニ住居いたし候もの壱軒も無之、御家中は藪之中カ或ハ裏地江俄ニ仮小屋掛ケ、昼夜之無差別這入る居候、」とあり、更に、それぞれの町ごとに被害の状況を詳しく記載している。例えば、沖積低地にある矢田筋(現在の和和郡山市矢田町通)では「青木左馬之助殿御玄関 台所ゆり潰、御座敷向大損ニ御座候。加藤仲殿御門ゆり潰」、その東の雑穀町では「宮古屋常七居宅ゆり潰、家内三人即死。会所ゆり潰、下役壱人即死。壱軒ゆり潰、家内ハ無難」と、かなりの被害が記されている。

天理市の『西川左源太嘉永大地震記録』では「奈良・郡山・古市・長(永)井・小(神)殿・北之庄・其外大荒場所、大和郡山市の『矢田垣内邑記録略書記』には「郡山ニ而ハ家百軒程こけ、人数百五拾人はかりをしようたれ死ニ申候」と書かれている(東京大学地震研究所編, 1986)。

また、『古市村庄屋記録』では、古市村(現在の奈良市古市町)にあった、龍王池・まんどう(万土)池・龍王新池・新池が、この地震によって決壊したことが記されている(萩原編, 1982)。

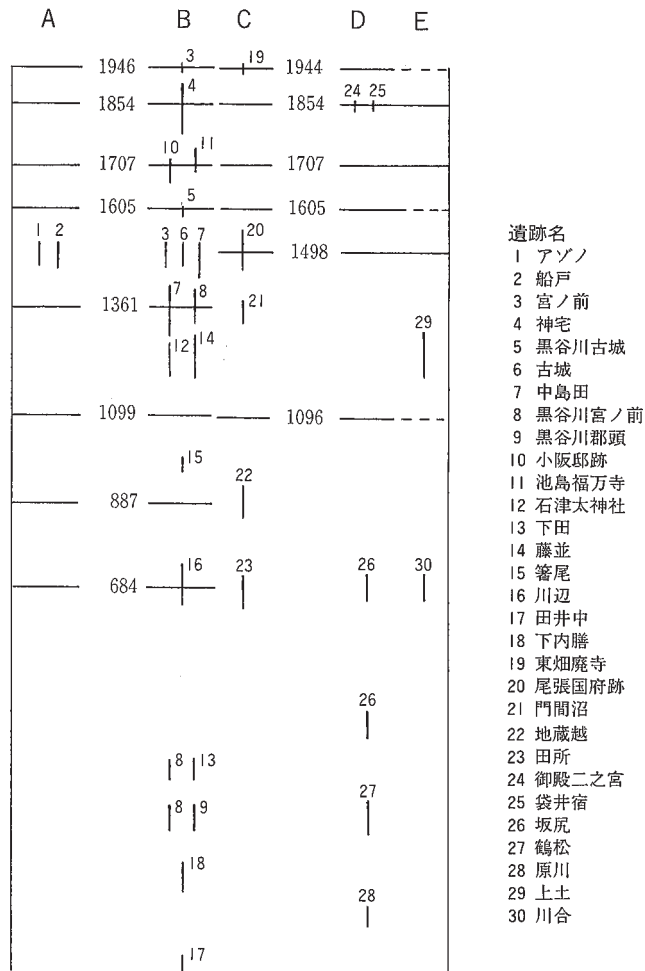
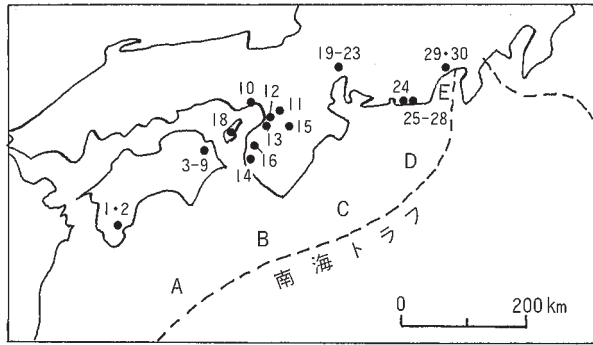
この地震は、上野盆地北縁に発達する木津川断層系の活動によると考えられてきた(今村, 1911; 横田ほか, 1976; 萩原編, 1982; 宇佐美, 1996)。そして、地質調査所が1998年度に実施した木津川断層系のトレンチ調査(荻谷ほか, 1999)において、上野市東高倉地域で、中世後期の陶磁器片や中世中期の瓦器片を含む地層を切る逆断層が確認され、木津川断層系の活動によることが確かめられた。

南海地震 太平洋海底の南海トラフから発生する南海地震によっても、本図幅地域は大きな被害を被っている。この地震は、90-150年程度の間隔で繰り返し発生しており、第66図(寒川, 1999)のように、記録に現れたものだけでも、1946年・1854年・1707年・1605年・1361年・1099年・887年・684年の8回になる。

1946年12月21日の昭和南海地震はやや規模が小さかった(M8.0)が、1854年の安政南海地震や1707年の宝永南海地震は規模が大きく(M8.4以上)、本図幅地域でもかなりの被害が生じている。

1854年12月24日の安政南海地震は申刻(午後4時頃)に発生し、大阪湾でも安治川を逆流した津波によって大きな被害が生じている。前述の『嘉永七年大地震ニ而郡山町中大和国内外潰家死人取急調帳』には、「右地震ニ而御城内も所々相損し、并御家中も相損し、町方二而五六軒ゆり潰申候、尤怪我人無御座候、御城内寅六月大地震ニ而相損し候所多分御修復ニ相成候処、又候地震ニ而相損し、」という記載がある(東京大学地震研究所編, 1987)。大和郡山に関しては、伊賀上野地震が震度VI、安政南海地震が震度V-VIで、前者の方が被害が大きかった(宇佐美, 1996など)。

1707(宝永4)年10月28日の未刻(午後2時頃)に発生した宝永南海地震は、安政南海地震より規模が大きく、本図幅地域でも震度VI程度の揺れが生じている(宇佐美, 1996など)。現在の天理市荒蒔町にある『荒蒔宮座中間村年代記』には、「大和ニ而も方々家も動崩し、当村も四五軒動崩し、其外家どもどれとも少ツハゆがみ申候」と書かれている。奈良市内の『町代高木又兵衛公用手帳文書記』にも、「宝永四年丁亥中月四日大地震奈良町損、崩家六十五軒、破損式百拾二軒、堀石塔石燈籠四十九ヶ所」という記載がある(東京大学地震研究所編, 1983)。中西(1999)は「曾我村堀内長玄覚書」にある、この地震に



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

南海地震 東海地震

第66図 南海地震と東海地震の発生時期

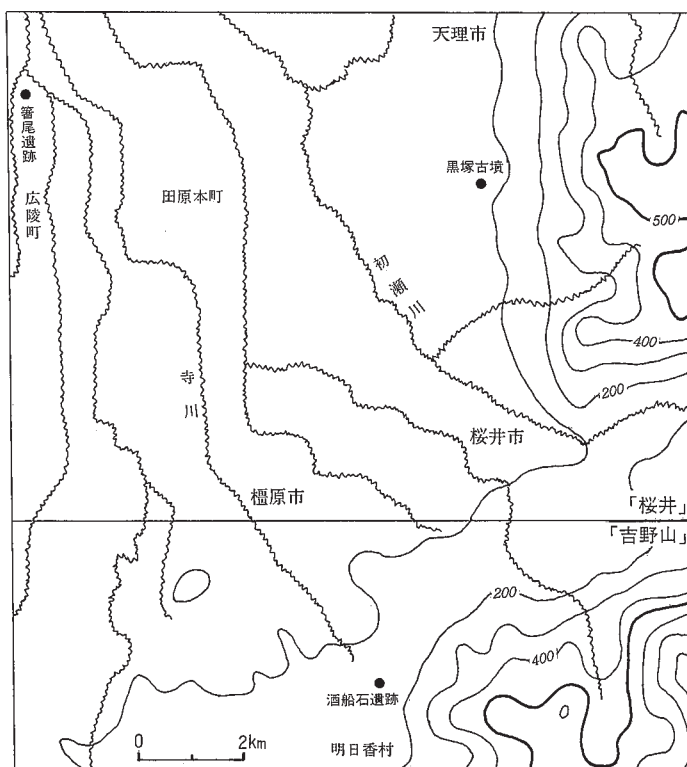
伴う液状化現象の記述を紹介し、地質構造・地層の規模・震源過程などから詳しい説明を行っている。

X. 2. 2 地震の痕跡

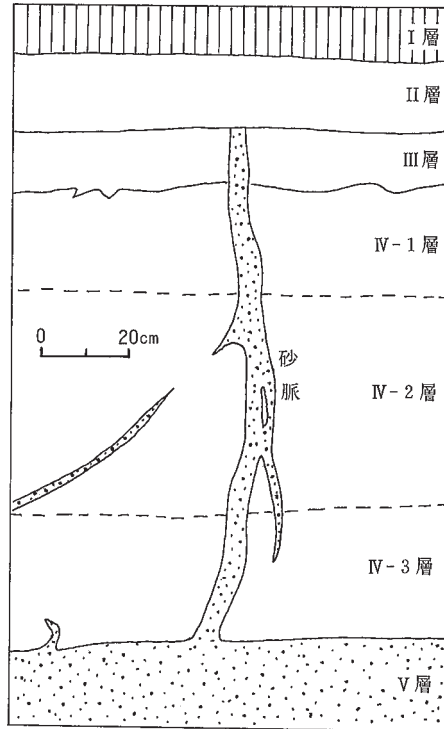
本図幅地域西縁の広陵町箸尾遺跡において、液状化現象の痕跡が検出されている(寒川, 1996)。ここでは、おおむね南北方向に延びる多くの砂脈群が発達しており、その内の一本について断面観察を行った(第67, 68図)。寒川(1996)では、観察される壁面の地層をI-V層に区分している。その概要は、I層：灰色粘土からなる水田耕作土で下部に礫(最大径8mm)を含む、II層：最大径1cmの礫を含む粗粒砂、III層：最大径8mmの礫を含む粗粒砂、IV-1層：暗褐色粘土、IV-2層：黒灰色粘土、IV-3層：細-極細粒砂、V層：粗-中粒砂となる。

第68図のように、V層で液状化が生じ、幅約5cmの砂脈を通して噴砂が上昇している。砂脈はIII層を引き裂き、II層に覆われているので、III層堆積後でII層堆積前に液状化が生じたことになる。一方、II・III層はともに、考古学的に、10世紀末-11世紀初頭に限定されるので、887年と1099年の間に存在した南海地震の可能性がある(寒川, 1996)。また、第69図に示したように、液状化したV層の粒度組成は、日本港湾協会(1979)の液状化しやすさの分類ではA(特に液状化の可能性あり)になる。

大和古墳群調査委員会が発掘した天理市柳本町の黒塚古墳では、鎌倉時代頃に盗掘を受けた痕跡が認



第67図 桜井図幅地域周辺で地震跡が検出された遺跡



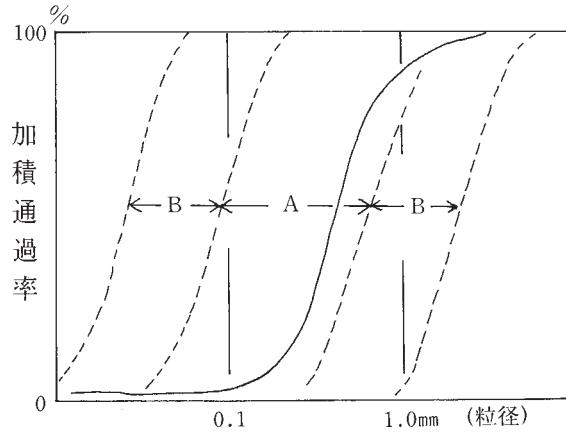
第68図 箸尾遺跡で検出された地震の痕跡
寒川(1996)に加筆.

められたものの、石室内部が側壁から落下した石材で埋められていたため、副葬品がそのまま保存されていた。そして、33面の三角縁神獣鏡を始め、画文帯神獣鏡や刀剣類・鉄鏃・槍・甲冑の小札・工具類が検出され(樫原考古学研究所編, 1998)、大きな反響を生んだ。

石室の側壁から落下した石材は、石室底を覆う砂層に突き刺さっていたが、落下した側から離れた位置では鉛直方向に、近い位置では緩い角度で刺さっていた。また、側壁に水平に積み重ねられた石材は、それぞれが水平方向に移動し、地割れ状の間隙が多く見られた。このため、水平方向からの力を受けて、個々の石材が放物線状の軌跡を描きながら落下したことが推定され、強い地震動の産物であることが予想される(寒川, 1998など)。

一方、本図幅地域の南に位置する明日香村の酒船石遺跡では、明日香村教育委員会による発掘調査が行われ(相原, 1995)、丘陵の上部の斜面に積み重ねた石垣遺構が検出された。更に、石垣の背後の版築土、及びその下位の地山(花崗岩)には、地すべりによって生じた地層の食い違いが認められた。すべり面は最大7mの幅で開口し、当時の地表を覆っていた粗-中粒砂によって埋積されていた。また、地層のずれは、それぞれのすべり面の量を積算して約60cmに達していた。

また、地すべり・地割れの生じた部分に積み重ねていた石垣には顕著な崩壊が認められたが、中部の石が“達磨落とし”の状態で飛び出し、下部の石には変化がほとんど無い状態であった(第70図)。この石垣について、『日本書紀』の斉明天皇2年(656)是歳条には「宮の東の山に石を累ねて垣とす」「石の山丘



第69図 液状化した砂層の粒径加算曲線
 日本港湾協会(1979)の分類に基づく、Aは特に液状化の可能性あり、
 Bは液状化の可能性あり、となる。



第70図 酒船石遺跡で検出された石垣の崩壊跡

を作る」と書かれており、この年に斉明天皇によって築かれた可能性が高いと考えられている(相原, 1995)。そして、石垣の崩壊は築造直後で、7世紀後半頃と考えられ、684年の白鳳南海地震による可能性が高いと考えられている(相原, 1995: 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編, 1996)。

XI. 資 源 地 質

(西岡芳晴・尾崎正紀)

桜井図幅地域には有用な鉱産資源はほとんど知られておらず、褐炭や石材などがわずかに利用されていたにすぎない。それらのほとんどは現在は稼行されていない。

褐炭 本報告での山辺層群の相河累層上部(都祁村吐山^{はやま}と室生村向湫^{むこうじ})と都介野累層の白石砂岩泥岩層(都祁村友田)に含まれる褐炭層がかつて稼行されていた(地質調査所編, 1960)。

石材・碎石 室生火砕流堆積物の溶結した流紋岩火山礫凝灰岩は古くは石材として利用されていた。榛原町周辺では榛原石の名称で知られ、榛原町船尾西方などにおいて柱状節理が発達した石切り場跡が残されている(第71図)。ほとんどが採掘を休止した中で、室生村多田の室生碎石株式会社採石場は昭和43年頃から開発され、現在も採掘している。採掘されている岩石は灰色を呈する堅硬な岩石で、鏡下では流理構造を示し、生產品は主として道路用に利用されている(通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所, 1995)。

その他 なお、天理市滝本町の山中規矩子氏によると、滝本町北の桃尾の滝において、昭和初期の頃



第71図 榛原石の石切場跡
榛原町船尾西方

金を採掘していた時期があり、その閉山後も坑口から出た水は鉱泉として利用されたい。しかし、現地調査では坑口は確認できなかった。

X II. 水 文 地 質

(尾崎正紀・西岡芳晴)

X II. 1 奈良盆地の地下水

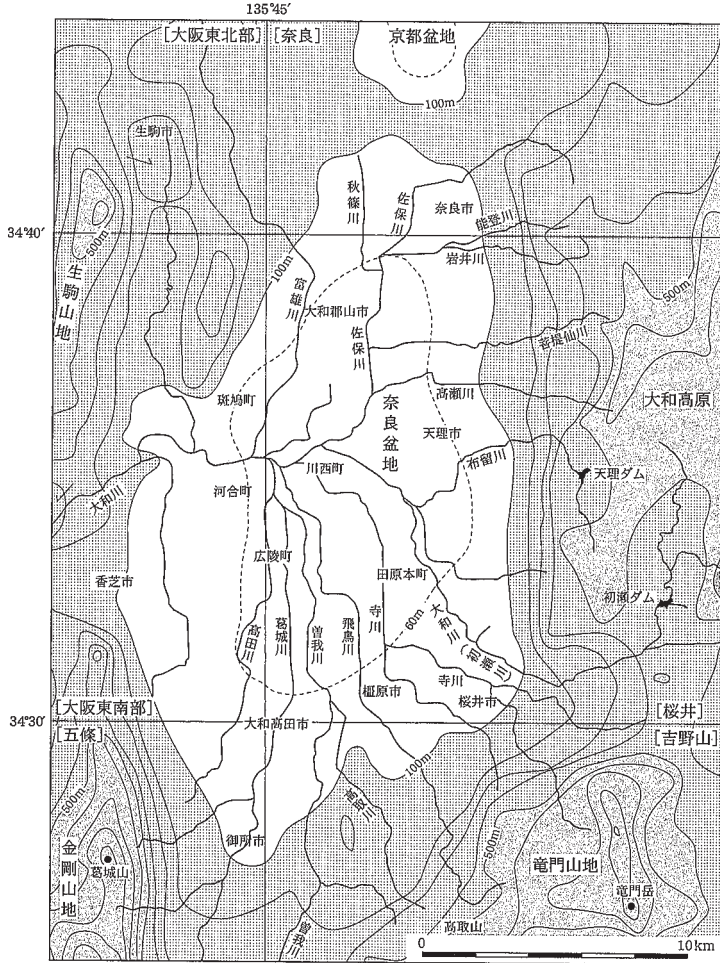
研究史 奈良盆地(大和盆地とも呼ばれる)の地下水については、多くの調査・研究が行われてきた。小林(1940)は旱害に関する地理学的研究を、Murakami(1951)は奈良盆地の地下水の基礎的な研究について、村上(1954)は奈良盆地の地下水と地下構造の関係について、村上(1964)は深層地下水について、村上(1974)は地下水資源としての特徴について言及している。また、高橋(1963)は地下水水温の総括的研究で奈良盆地を取り上げ、高橋・池田(1965a)は、奈良盆地全域における地下水の基礎データの測定によってその特徴を明らかにし、高橋・池田(1965b)は高橋・池田(1965a)に基づき水理地質図を作成した。更に田口(2000)は、奈良盆地北部の地下水について最新(1998年)の水質分析からその特徴を明らかにしている。

一方、稲垣・谷口(1994)とTaniguchi(1994)は、地下水温を用いた奈良盆地の透水係数及び地下水流動系の推定を試みている。また、沖・大野(1994)は水収支と利用状況について、沖・小林(1994)では地表水と地下水の交流関係について、沖ほか(1994)ではモデル化を行い浅層地下水に関する地下水流動シミュレーションについて述べ、奈良盆地の地下水を総合的に検討している。

以上の研究報告以外に、奈良盆地における地下水要覧として、宮島(1986)、地下水要覧編集委員会編(1988)、山本(1995)がある。また、西田(1982)では桜井図幅地域内の水路、ダムや観測所などの治水・利水構造物、水質などを示した利水現況図が作成されている。

奈良盆地の地形と水系 本図幅地域西部の大部分を占める奈良盆地は、南北方向の一辺が約20km、北東-南西方向の一辺が約15kmの平行四辺形を呈する標高40-100mの盆地である(第72図)。奈良盆地は、南北方向の断層群によって、東側は大和高原、西側は金剛山地及び生駒山地と境される(第58図)。一方、北側は丘陵によって京都盆地と境され、南側は竜門山地がそびえる。

奈良盆地は大和川水系からなり、奈良盆地周辺域のみを涵養域とする佐保川、秋篠川、富雄川、高瀬川、布留川、寺川、飛鳥川、曾我川、葛城川、高田川などが、奈良盆地の中央西端(川西町付近)で大和川に合流する(第72図)。更に、大和川は生駒、金剛山地の間を西流し大阪平野に至る。これら河川は得水河川の特徴を持ち、特に支流が合流する大和川では河川への地下水流出が著しい(沖・小林、1994)。



第72図 奈良盆地の地形と河川系

等高線は、国土地理院発行20万分の1地形図「京都及び大阪」と「和歌山」に基づき作成した、幅2km以下の谷を埋めた埋谷面図(数字は標高m)。
 []内は、5万分の1図幅地域の名称。

なお、大和川は昭和45年にはBOD75%値で28mg/lに達するなど、最も水質が悪化した一級河川の1つで、その水質は徐々に改善されているものの未だBODは平均10mg/l前後で環境基準に達していない(沖ほか, 1999)。

なお、奈良盆地の地下水域の面積は452km²と推定されている(地下水要覧編集委員会, 1988)。

奈良盆地の地質 鮮新世以降に形成された奈良盆地には、鮮新統-下部更新統(大阪層群)、中部-上部更新統(段丘堆積物)、完新統(沖積層)が堆積する。奈良盆地の周辺の山地や高原は主にジュラ紀-白亜紀の変成岩及び深成岩からなり、一部中新世の堆積岩及び火山岩が分布する。

完新統は厚さ10m以下のシルト層、砂層を主体とする細粒物質からなり、上部更新統は層厚30m以下の礫層・砂層を主体とする粗粒物質からなる(第Ⅶ, Ⅷ章参照)。なお、天理市中之庄町付近のボーリング資料(奥村, 1997c)によると、帯解断層の東では沖積層が2-3m、段丘堆積物が7-8m、帯解断層

の西側では沖積層が6-7m, 段丘堆積物が13-14m(第34図)といった層厚変化を示す。一方, 梅田・西田(1973)や西田(1982)には, 奈良盆地の完新統(表層部)の大まかな水平的な層相変化が示されている。西田(1982)によると, 奈良東縁部から南部にかけては礫層と砂層, 大和川への合流部や奈良盆地北部の丘陵付近では砂層, ほかの地域に泥層が主体となる堆積物が分布する。

奈良盆地の大坂層群は層厚最大約600mで, 主に礫層・砂礫層・砂層・シルト層・粘土層からなる(第VI章参照)。礫層, 砂礫層及び砂層が良好な帯水層となっている。奈良盆地全体のボーリング資料の地質柱状図(第36, 37図)から見ると, 大坂層群は奈良盆地の東縁部や南東部(金剛山地の東縁沿い)では礫層と砂礫層が多く, 奈良盆地中央部は一部を除き主に砂層と泥層の互層からなる。また, 奈良盆地の西部は砂層主体の層相が認められる。同様な層相変化は, 高橋・池田(1965a)のさく井地質図(第73図)にも示されている。

地下水利用 昭和49年で約5,400万 m^3 /年(工業用水が約4,900万 m^3 /年)(宮島, 1986), 昭和58年度で約3,800万 m^3 /年(生活用水は約2,600万 m^3 /年, 工業用水は約1,200万 m^3 /年)(地下水要覧編集委員会編, 1988)が利用されている。昭和58年度で地下水の依存割合は盆地全体では29%であるが, 地域差があり, 盆地西部の大和郡山市, 川西町, 田原本町, 広陵町及び河合町, 斑鳩町では50%を超える(地下水要覧編集委員会編, 1988)。

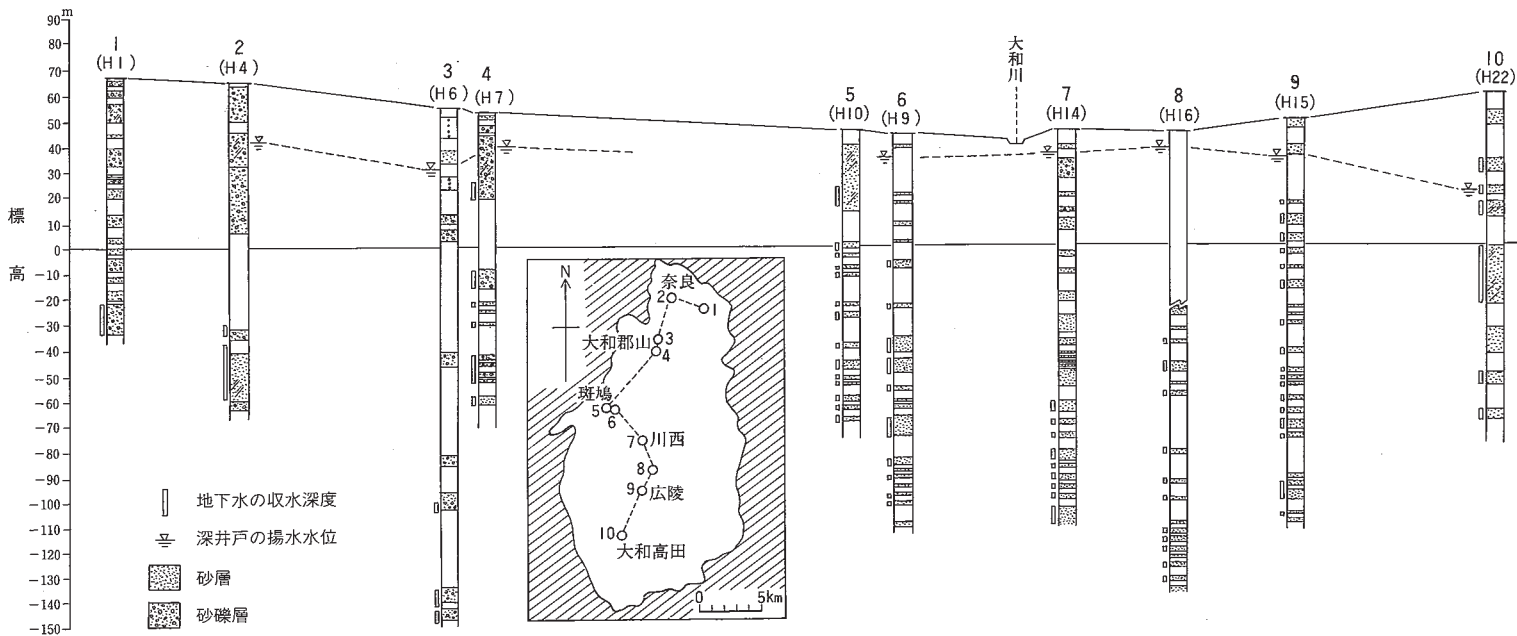
水資源開発 奈良盆地における被圧地下水の開発は, 農業用として1947年頃から, 工業用として1950年頃から, また水道用としては1954年以降から行われてきた(高橋・池田, 1965a)。

一方, 奈良盆地の大規模な水資源開発としては, 大滝ダム(総貯水量84,000千 m^3 ; 紀の川), 布目ダム(17,300千 m^3 ; 布目川), 室生ダム(16,900千 m^3 ; 宇蛇川), 天理ダム(2,500千 m^3 ; 布留川), 初瀬ダム(4,390千 m^3 ; 初瀬川)の建設が行われてきた(地下水要覧編集委員会編, 1988)。天理ダムと初瀬ダムのみが大和川水系のものである。天理ダムと初瀬ダムの貯水量は少なく, ほかの水系に大きく依存している。特に, 大滝ダムからは昭和47年から「吉野川分水」として, 昭和61-63年の資料で8,100-8,500万 m^3 /年が農業用及び上水道用として奈良盆地全体に供給されている(沖・大野, 1994)。

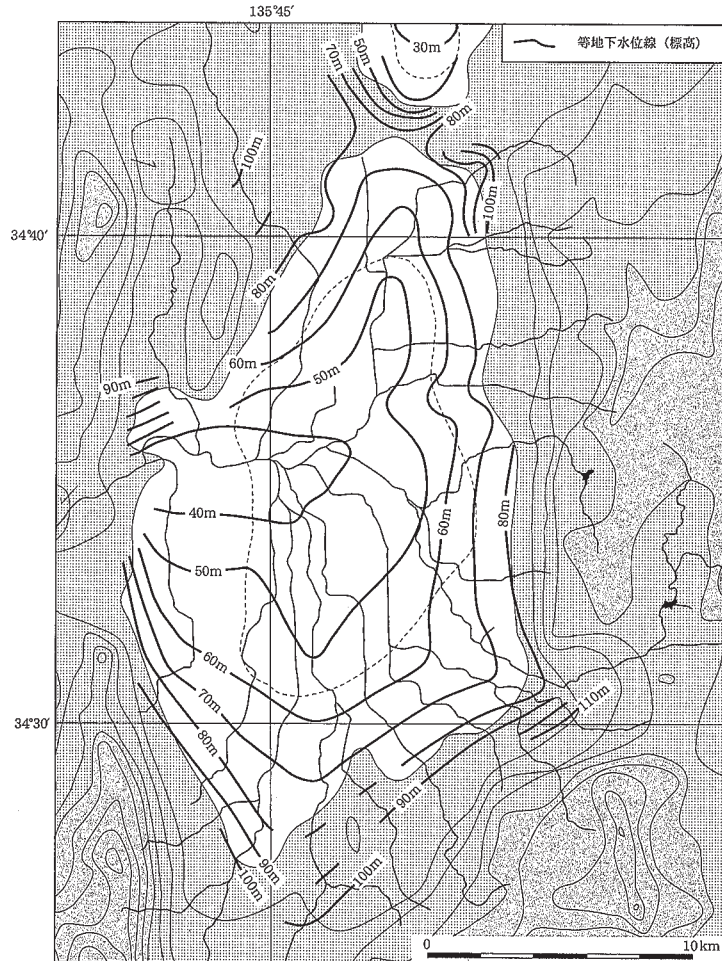
地下水の流動構造 第74図に稲垣・谷口(1994)及び田口(2000)によって求められた奈良盆地の等地下水位線を示す。

Murakami(1951)及び村上(1954)は1948年7月の地下水面の調査結果から, 奈良盆地の地下水面は周縁部が高く盆地の中央に向かって低くなり, 全体的に見れば地下水が河川に流出する形状を示した。同様に, 稲垣・谷口(1994)も, 地下水温の観測と輸送解析を行い, 奈良盆地の地下水は盆地周縁部で涵養され, 盆地中央部に向かって流下する3次元の流構造を持つことを示した。一方, 田口(2000)は, 奈良盆地北部で1998年7月の測水結果から周縁部から盆地中央部へと地下水が流動する形状とともに, 木津川水系との分水界を求めている。また, 奈良盆地北部の大和川の支流のうち能登川だけが河川が地下水に流出する形状を示すことを明らかにした。

奈良盆地の砂層帯水層への地下水涵養量に関しては, 地下水温の季節変動と, Type-curve法(Taniguchi, 1993)を用いて年間459mmと推定されている(Taniguchi, 1994)。また, 地下水温からは, 帯水層の透水係数が 2.08×10^{-3} - 2.73×10^{-3} cm/sec程度, 帯水層中の地下水流動速度が 6.34×10^{-6} - 8.32×10^{-3} cm/s程度と見積もられている(稲垣・谷口, 1994)。



第73図 奈良盆地の深井戸における地下帯水層の状況
 高橋・池田(1965a)による。
 井戸番号の()部分は第36, 37図のボーリング地質柱状図の番号に一致。



第74図 奈良盆地の等地下水水位線

奈良図幅地域内は田口(2000)、ほかの地域は稲垣・谷口(1994)に基づき作成。なお、丘陵地や山地に等線図が描かれているものに関しては省略した。基図は第72図と同じ。

水質 第11表に第75図の示す地点における昭和38年の地下水の水質分析結果を、第76図にはその水質組成を示す(高橋・池田, 1965a)。これらの結果から、(1)奈良盆地の地下水は全般に溶存酸素が少なく、盆地の周辺(特に北部及び南部)では遊離炭酸量が著しいので、鉄・マンガンが多量に存在しやすい還元環境下にある、(2)同一水質組成を示す地下水体が地域ごとに小規模な範囲で認められる、(3)奈良盆地南部から大和川に合流する葛城川の流域に HCO_3^- 、 Cl^- の濃度が高い被圧地下水が存在するなどの特徴が挙げられている(高橋・池田, 1965a)。

一方、田口(2000)は奈良盆地北部の1998年7月の調査から、奈良盆地北部の大部分は一般的な Ca-HCO_3 型の水質であるが、一部の井戸では極端に NaCl や硝酸性窒素に汚染され、能登川や佐保川の流域の一部では磷酸イオン濃度が高い井戸が多いことを明らかにしている。

地下水の温度 高橋(1963)と村上(1964)は奈良盆地内の深井戸の地下水温を測定し、深さ100mにつき

第11表 奈良盆地における地下水の水質

番号	試料採取地点	水源の種類	ストレーナの位置()は井戸深度(m)	外観	濁度	水温(℃)	pH	RpH	溶存酸素(DO)(Oppm)	酸度(epm)	アルカリ度 M-(epm)	P-(epm)
1	奈良市日本染織工業西大寺工場2号井	C	(63)	無色透明	1° >	16.2	6.2	7.5	2.17	1.39	0.85	0.00
2	◇ 積水化学工業K. K. 奈良工場	C	(128) 94.5~124.5(3層)	◇	1° >	17.5	6.6	7.8	0.37	0.80	1.47	0.00
3	◇ 大阪瓦斯K. K. 奈良営業所	C	(95) 24.5~94.5(8層)	◇	1° >	17.1	6.0	7.5	0.44	3.52	0.88	0.00
4	◇ 奈良駅国鉄機関区	C	(151) 48.4~127.8(4層)	◇	10°	19.1	6.4	7.5		1.11	1.45	0.00
5	◇ 松村製水冷蔵工場	C	(97) 90~97	◇	1° >	16.8	6.3	7.2	0.00	3.14	0.71	0.00
6	◇ テイチクK. K.	C	(121)	◇	1° >	17.3	6.5	7.2	0.00	2.51	1.12	0.00
7	大和郡山口市水道水源1号井	C	(207)137~202.3(4層)	◇	1° >	21.0	7.1	8.0	3.61	0.18	1.49	0.00
8	◇ 森田洋晒染K. K.	C	(100)	◇	1° >	18.4	6.7	7.4	0.21	0.80	1.62	0.00
9	◇ 大日本紡績K. K. 郡山工場2号井	C	(122.5)27~115 (7層)	◇	1° >	17.7	6.6	7.3	0.07	1.33	1.49	0.00
10	◇ 森永乳業K. K. 奈良集乳所	C	(100)	◇	1° >	18.7	6.8	-	-	0.67	1.36	0.00
11	◇ 東邦織工K. K.	C	(75)	◇	1° >	19.1	7.1	-	-	-	1.70	0.00
12	斑鳩町興留土地改良区井戸	C	(150)	◇	1° >	19.3	7.0	8.0	0.07	0.61	2.13	0.00
13	◇ 町水道水源2号井	C	(150)	◇	1° >	19.4	7.0	7.8	0.39	0.81	2.14	0.00
14	◇ 小吉田水利組合	C	(80)	◇	1° >	19.3	7.5	8.2	-	0.18	3.62	0.00
15	◇ 東洋アルミニウムK. K. 竜田工場	C	(75) 13.7~73.6(5層)	◇	1° >	16.9	6.0	7.7	5.03	1.29	0.89	0.00
16	王寺町町水道水源2号井	C	(90) 25.8~97 (7層)	◇	1° >	17.4	6.1	7.4	0.06	1.48	0.90	0.00
17	◇ 日本アスベストK. K. 2号井	C	(60) 25.5~48.8 (2層)	◇	1° >	17.3	6.2	7.3	0.06	1.39	1.02	0.00
18	天理市市水道川原城水源	C	(151)	◇	1° >	17.2	6.3	8.1	0.24	1.67	2.03	0.00
19	◇ 轟幡簡易水道水源	C	(200)	◇	1° >	23.5	7.9	8.2	-	0.10	2.84	0.00
20	安堵村簡易水道水源	C	(122) 100~122	◇	1° >	21.8	7.3	7.8	0.29	0.22	1.61	0.00
21	川西村保田簡易水道水源	C	(170) 70m以深の砂層	◇	1° >	20.1	7.3	7.9	0.46	0.20	3.12	0.00
22	◇ 結崎 ◇ ◇	C	(200) 100m	◇	1° >	7.6	8.1	0.27	0.09	2.60	0.00	
23	河合村大城 ◇ ◇	C	(118)	◇	1° >	18.4	7.3	8.0	0.16	0.29	4.08	0.00
24	上牧村新村 ◇ ◇	C	(121)	◇	1° >	18.8	7.0	8.1	0.37	0.65	2.40	0.00
25	広陵町箸尾 ◇ ◇	C	(200)	◇	1° >	17.4	7.8	8.2	1.76	0.15	3.37	0.00
26	◇ 野村工業K. K.	C	(27)	◇	1° >	17.0	6.0	7.7	2.09	2.16	1.57	0.00
27	◇ 町水道水源2号井	C	(160) 40m以深の砂層	◇	1° >	19.4	7.4	8.0	0.56	0.56	4.01	0.00
28	田原本町奈良県経済農業組合唐古加工場	C	(215) 17m	◇	1° >	23.9	7.9	8.2	0.16	0.05 >	3.31	0.00
29	◇ 黒田簡易水道水源	C	(180) 90m	◇	1° >	21.2	7.5	8.2	1.04	0.09	2.76	0.00
30	◇ 町水道水源2号井	C	(160)	◇	3.3°	20.2	7.5	8.2	0.19	0.13	2.41	0.00
31	◇ 阿部田簡易水道水源	C	(160) 30m以深の砂層	◇	1° >	20.3	7.8	8.4	0.43	0.00	2.24	0.00
32	◇ ◇ 大木 ◇ ◇	C	(160)	◇	1° >	21.2	8.1	8.3	0.20	0.00	1.90	0.00
33	桜井市江包 ◇ ◇ ◇	C	(144)	◇	3.8°	17.8	7.3	8.2	0.26	0.32	2.46	0.00
34	◇ 市水道大三輪水源	C	(122) 33~106.5(6層)	◇	1° >	19.2	7.3	8.1	6.07	0.29	1.10	0.00
35	◇ 市外山水源	C	(100) 30~93 (3層)	◇	1° >	20.8	6.1	7.9	0.09	1.39	2.94	0.00
36	大和高田市大日本紡績K. K. 高田工場5号井	C	(130) 26.5~128 (5層)	無色透明	1° >	19.8	6.6	8.3	0.00	2.96	5.04	0.00
37	◇ 共立毛糸紡績K. K.	C	(85)	◇	1° >	19.4	6.6	7.8	0.00	2.96	4.36	0.00
38	◇ 奈良県靴下工業協同組合染色工場	C	(151)	◇	1° >	20.9	6.9	8.1	0.00	2.03	6.46	0.00
39	◇ 浪華ゴム工場K. K. (深井戸)	C	(70) 12~38 (2層)	◇	1° >	17.0	7.3	7.7	-	0.37	1.96	0.00
40	◇ ◇ (浅井戸)	F	(7)	◇	1° >		6.1	7.7	4.43	0.93	0.64	0.00
41	◇ 市水道天満水源1号	C	(125)	◇	11.6°	17.7	6.7	8.0	0.06	1.94	3.67	0.00
42	新庄町町水道 第三水源	C	(90)	◇	5°	17.6	6.8	7.7	0.04	1.59	2.71	0.00
43	◇ ◇ ◇ 第二水源	C	(120) 31~111.5(9層)	◇	13.9°	18.4	6.4	7.9	0.04	2.04	2.27	0.00
44	御所市市水道水源	C	(130)	◇	12.5°	17.4	6.8	8.1	0.14	1.40	3.69	0.00

高橋・池田(1965a)による。採取地点は第75図に示す。

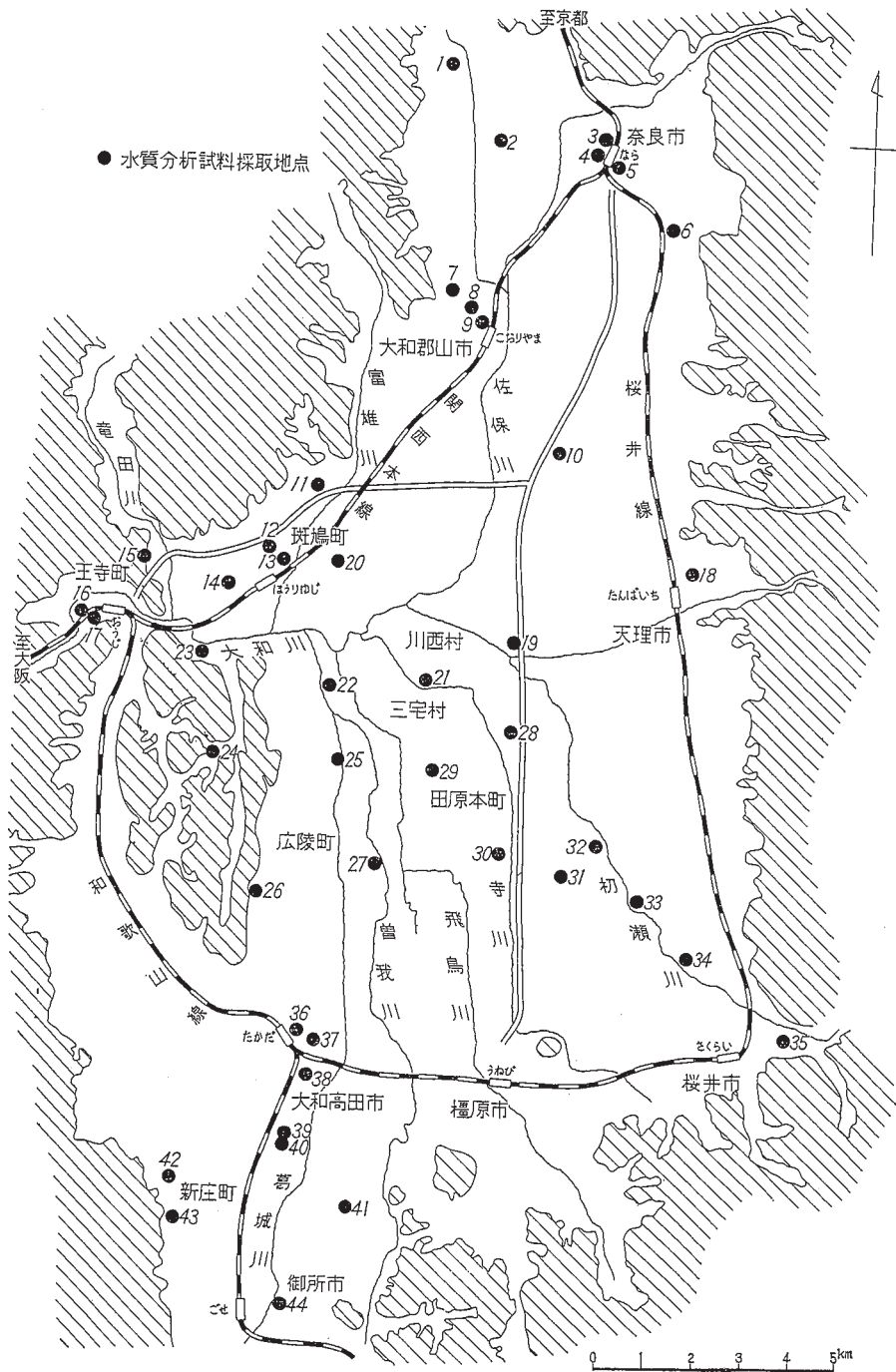
なお、Mアルカリ度とPアルカリ度とはそれぞれpH 4.3アルカリ度及びpH 8.4アルカリ度を示す。

Cl ⁻ (ppm)	NO ₂ ⁻ (ppm)	NO ₃ ⁻ (ppm)	SO ₄ ²⁻ (ppm)	NH ₄ ⁺ (ppm)	Na ⁺ (ppm)	K ⁺ (ppm)	total Fe (ppm)	Fe ³⁺ (ppm)	Mn ²⁺ (ppm)	Ca ²⁺ (ppm)	Mg ²⁺ (ppm)	CaCO ₃ (ppm)	SiO ₂ (ppm)	P (ppm)	酸 素 消費量 (COD) (Oppm)	備 考
5.6	0.00	0	6.8	0.10	9.6	2.0	4.07	4.07	0.21	8.6	2.9	33.4	47.6	0.00	1.38	
2.5	0.00	0	7.6	0.16	11.5	2.1	3.42	3.42	0.35	13.6	7.2	63.5	52.0	0.00	1.01	
61.0	0.00	0	33.9	1.82	28.7	5.2	6.29	6.29	0.33	28.2	7.3	100.3	43.5	0.00	2.00	
55.5	0.00	0	13.1	0.20	23.0	3.9	3.25	3.25	0.67	29.5	10.0	114.7	51.0	0.00	1.21	
119.1	0.00	0	21.7	0.55	34.2	6.7	6.16	6.16	1.67	35.9	13.7	145.7	42.7	0.00	7.70	
20.0	0.00	0	33.8	1.10	18.2	3.1	5.90	5.90	1.28	20.7	6.1	76.9	46.8	0.00	2.01	
2.1	0.00	0	1.6	0.50	14.9	2.8	0.99	0.62	0.36	11.1	4.1	44.6	49.5	0.48	0.85	
3.1	0.00	0	13.0	0.89	12.2	3.3	3.82	3.65	0.32	17.3	6.7	70.6	58.0	0.00	1.21	
10.2	0.00	0	2.6	1.23	15.4	2.8	5.48	5.48	0.42	15.1	4.8	57.4	52.0	0.03	2.04	
10.7	0.00	0	16.1	0.86	15.1	3.0	3.97	3.80	0.35	12.6	4.2	48.4	59.2	0.01	1.71	
6.5	0.00	0	4.9	-	17.0	3.1	1.47	-	0.41	14.9	5.0	57.8	49.0	0.53	0.84	
27.4	0.00	0	1.5	0.76	34.2	2.7	3.14	2.83	0.40	17.9	5.7	68.2	47.6	0.01	1.10	
41.9	0.00	0	1.7	1.04	42.6	3.6	3.97	3.02	0.47	17.5	6.2	69.2	49.5	0.12	1.31	
246.	0.00	0	3.0	2.40	176.6	2.7	0.45	0.45	0.00	45.0	6.9	140.6	27.0	0.58	2.60	
4.0	0.00	0	3.0	0.06	10.3	1.8	0.28	0.12	0.00	7.2	2.4	27.9	42.0	0.02	0.37	
18.6	0.00	0	37.0	-	19.3	2.1	3.98	3.98	0.00	20.2	4.5	68.8	38.1	0.00	1.16	
17.5	0.00	0	24.3	0.55	18.1	2.1	5.40	5.40	0.35	18.1	3.7	60.4	42.4	0.00	1.63	
19.6	0.00	0	7.9	0.20	17.0	1.6	0.66	0.59	0.72	32.6	4.0	97.7	42.5	0.00	0.80	貯水層に青藻が発生する。
2.5	0.00	0	2.7	0.92	27.4	1.8	0.35	0.14	0.00	28.2	2.8	86.5	28.5	0.71	1.25	
2.4	0.00	0	4.2	2.13	26.4	4.0	0.75	0.65	0.18	6.7	3.2	29.9	46.1	1.47	1.06	
9.5	0.00	0	8.2	1.54	43.7	2.3	0.60	0.53	0.00	21.6	5.4	76.1	33.3	1.47	2.20	
2.5	0.00	0	5.4	1.54	34.7	1.8	0.36	0.24	0.00	18.7	2.4	56.6	30.0	0.89	1.67	
232.	0.00	0	2.6	0.74	140.8	7.0	1.26	1.09	0.00	62.3	13.3	210.1	31.6	0.18	1.38	気泡(Gas?)多い。
16.2	0.00	0	3.0	0.66	22.8	4.6	1.14	0.85	0.00	22.8	8.6	92.2	46.6	0.16	1.08	
34.7	0.00	0	3.5	1.35	67.7	1.5	0.29	0.18	0.00	23.7	2.8	74.1	28.1	0.83	2.67	気泡(Gas?)多い。
34.6	0.00	0	2.4	0.08	23.1	1.9	0.11	0.07	0.00	23.2	5.4	80.2	62.1	0.05	0.52	
54.6	0.00	0	2.6	1.46	71.7	2.9	1.56	1.48	0.43	38.6	7.7	128.2	34.5	0.72	2.06	
1.2	0.00	0	4.2	0.96	48.6	1.1	0.29	0.28	0.00	21.6	1.9	62.3	23.4	0.57	2.34	気泡(Gas?)交る。
2.2	0.00	0	4.1	0.88	35.0	1.3	0.44	0.18	0.00	22.4	3.0	68.4	26.3	0.81	2.04	貯水層に青藻が発生する。
3.4	0.00	0	3.3	0.58	25.4	1.4	0.39	0.38	0.05	23.0	3.5	71.8	29.0	0.58	1.38	◇
2.8	0.00	0	2.8	0.45	23.8	0.9	0.23	0.18	0.00	22.3	2.9	67.5	22.2	0.29	0.76	◇
2.2	0.00	0	3.4	0.42	25.3	0.8	0.21	0.20	0.00	16.1	1.6	47.0	17.8	0.20	0.98	
8.8	0.00	0	1.2	0.50	13.3	1.3	0.44	0.38	0.53	31.0	8.1	110.7	36.2	0.08	1.14	
8.2	0.00	0	21.0	0.05	8.6	1.4	0.09	0.09	0.00	21.6	4.4	71.8	17.1	0.00	0.50	
7.1	0.00	0	1.7	0.05	15.7	1.4	1.48	1.16	0.20	38.3	7.2	125.3	33.4	0.03	0.61	
28.8	0.00	0	4.5	2.07	65.7	4.0	3.39	3.17	0.17	36.2	17.0	160.3	58.0	0.51	2.32	
73.4	0.00	0	3.8	-	70.0	3.8	5.74	5.74	0.85	44.5	17.4	182.5	52.7	0.26	3.34	
240.0	0.00	0	1.9	1.93	161.4	6.0	3.81	3.60	0.32	78.3	26.9	306.2	46.9	0.14	2.25	
4.5	0.00	0	2.2	2.06	19.6	1.5	4.30	2.60	0.59	19.3	4.9	67.9	49.6	0.46	2.23	
63.5	0.00	117	148	0.09	28.5	4.7	0.42	0.05	0.00	86.4	21.0	301.9	31.5	0.04	0.81	
84.5	0.00	0	4.3	2.36	65.7	2.5	4.88	4.88	0.57	47.7	11.7	167.2	41.1	0.17	2.50	
8.6	0.00	0	4.3	2.13	18.8	1.8	6.07	6.02	0.76	28.0	8.9	106.4	51.8	0.24	3.42	気泡(Gas?)あり。
12.9	0.00	0	20.6	2.13	15.4	2.4	4.16	3.89	0.65	30.6	8.1	109.5	49.0	0.48	3.08	
37.2	0.00	0	17.3	1.30	34.4	2.2	3.14	3.07	0.54	44.8	13.7	167.6	41.1	0.32	1.64	

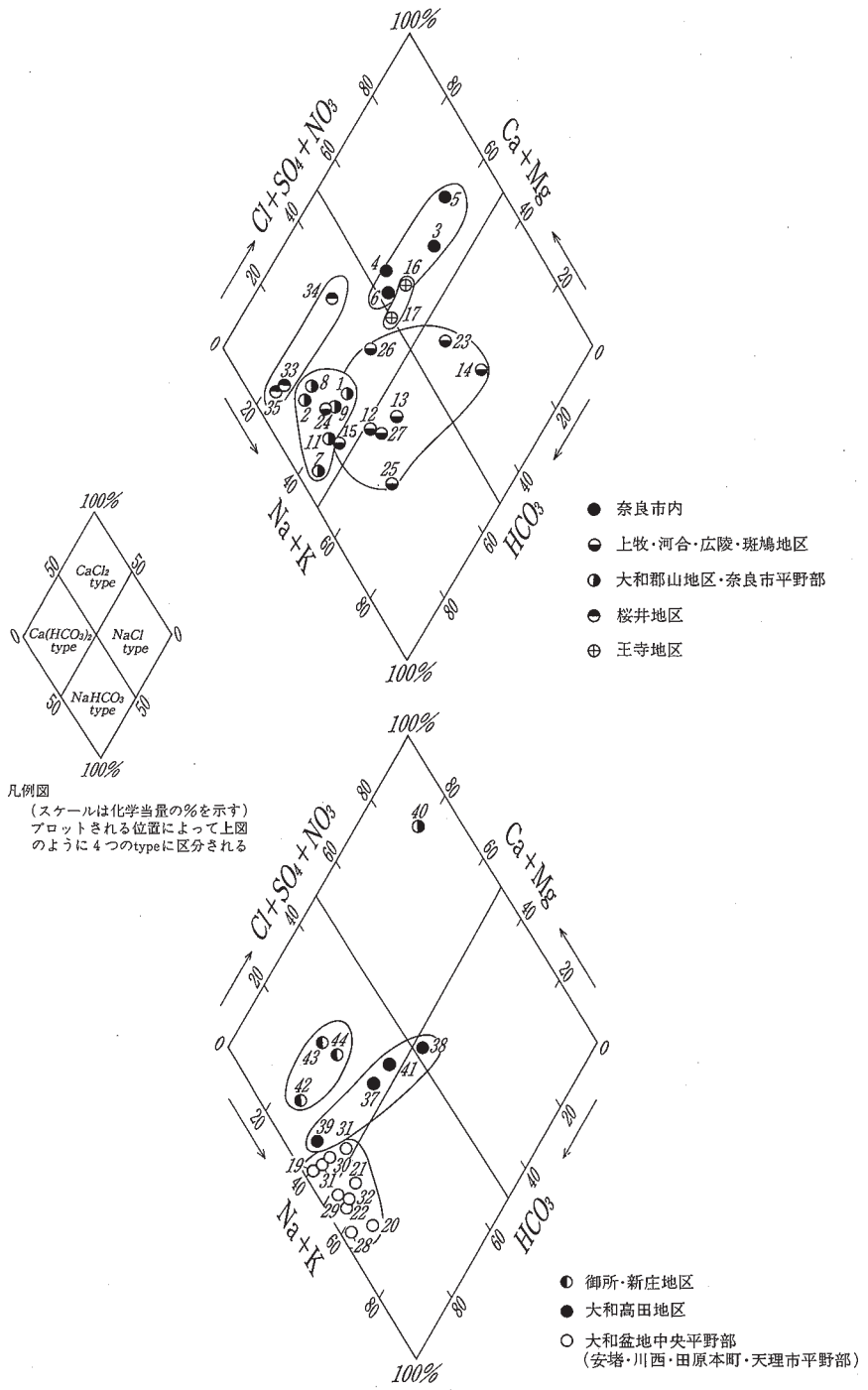
調査38年7月29日～8月15日 分析：池田喜代治

参 考 酸 度 (CaCO₃ ppm) : (epm) × 50.045 アルカリ度 (CaCO₃ ppm) : (epm) × 50.045

ドイツ硬度 (°dH) : 全硬度 (CaCO₃ ppm) × 0.056



第75図 奈良盆地における水質分析試料採取地点
 高橋・池田(1965a)による。分析値は第11表に示す。



第76図 奈良盆地における地下水の水質組成
 高橋・池田(1965a)による。採取地点は第75図、分析値は第11表を参照。

約5.2℃及び約5.6℃の温度勾配を求めた。これらの値は、日本の平均的な温度勾配(地中増温率)の2-3℃(新井・西沢, 1974)に比べてかなり高い。稲垣・谷口(1994)も同様に5.8℃の値を得ている。

地下水障害 (地下水位)川西町など盆地中央部の深井戸は1960年頃まではすべて自噴するなど水理水頭が高かったが、1965年頃には深度100m前後の深井戸の揚水水位は地表面下6-7mまで下がり、水理水頭の低下(特に、南部の大和高田市や桜井市など)が認められ深刻な状況にあった(高橋・池田, 1965a)。更に、1980年に被圧地下水の水理水頭は奈良盆地中央部で地表面下約50mにまで低下した(宮島, 1986)。しかし、その後は地下水位の大きな低下は認められないとされている(地下水要覧編集委員会編, 1988; 沖・大野, 1994)。

沖ほか(1994)は、データの不足はあるものの、地下水流動シミュレーションの結果から、現状では本盆地の深層地下水の取水量は貯留量の1/100以下であることから過剰揚水になっていないと考えた。これに対し、Taniguchi(1995)は、高橋・池田(1965a)が1963年に測定した19本の観測井の温度勾配と比較して、1993年に測定した34箇所の観測井では地下水温が数℃低下していることを明らかにし、30年間の揚水量の増加が流出域の水理水頭の低下を引き起こし、涵養域から低温の地下水の流動を促進したと推定した。

(水質汚染) 奈良盆地南部から大和川に合流する葛城川の流域(大和高田市から広陵町、河合村、斑鳩町^{いかるが})に、 HCO_3^- 、 Cl^- の濃度が高い被圧地下水が存在する(高橋・池田, 1965a)。特に、斑鳩町では792mg/lという塩分濃度の高い地下水が認められ、深層の地下水ほど高 Cl^- 濃度であると推定されている(沖・大野, 1994)。

XII. 2 温泉

本図幅地域内には11の温泉が知られている。温泉地名と源泉所在地、泉温、泉質の一覧を第12表に示した。これらのうち、正確な位置を特定できなかった城山温泉及び長谷寺温泉(日焼)を除く9温泉については源泉地を地質図に示した。なお、若草温泉、発志院温泉^{はっしん}及び長谷寺温泉(日焼)は現在利用されていない。

11の源泉地は奈良盆地内のものと山間地のものに大別できる。奈良盆地内の源泉地は若草温泉、発意院温泉、大和温泉、橿原温泉の4温泉である。これらは奈良盆地の中軸部を国道24号線に沿って南北方向に配列する。泉温は25℃以上42℃未満の範囲に入り、泉温による分類では低温泉ないし温泉に属し、後述の山間部の温泉よりも若干高い。泉質はいずれもナトリウムを含む塩化物泉で、そのほかマグネシウム、カルシウム及び鉄を多く含むことがある。橿原温泉の水素イオン濃度はpH6.6と中性泉であり、溶存物質総量は37.834g/kgでかなり多く、高張性である。なお、高張性とは浸透圧による泉質の区分であり、溶存物質総量が10g/kg以上のものを高張性、10g/kg未満で8g/kg以上のものを等張性、8g/kg未満のものを低張性と呼んでいる(環境庁自然保護局, 1978)。

山間地の源泉地は城山温泉、井谷屋温泉、長谷寺温泉(日焼)、美榛温泉、心境温泉、長峯温泉、針温泉の7温泉である。これらのうち美榛温泉、心境温泉、長峯温泉の3温泉は名張断層沿いに位置し、断層の破碎帯を上昇した地下水であると考えられる。これら3温泉と井谷屋温泉の泉温は34℃以下で泉温

第12表 桜井圏幅地域の温泉一覧

No.	温泉地名	源泉所在地	泉温(°C)			泉質
			<25	25 ≤ <34	34 ≤ <42	
1	若草温泉	奈良市 西九条町		○		ナトリウム-塩化物泉
2	城山温泉	奈良市 中畑町		○		ナトリウム-炭酸水素塩泉
3	発志院温泉	大和郡山市 発志院			○	ナトリウム・マグネシウム-塩化物泉
4	大和温泉	天理市 嘉幡町			○	ナトリウム・カルシウム-塩化物泉
5	樫原温泉	樫原市 十市町		○		含鉄・ナトリウム・カルシウム-塩化物強塩泉
6	井谷屋温泉	桜井市 初瀬	○			ナトリウム-炭酸水素塩泉
7	長谷寺温泉(日焼)*	桜井市 初瀬	○			
8	美榛温泉	榛原町 大字福地	○			ナトリウム-炭酸水素塩泉
9	心境温泉	榛原町 大字笠間		○		ナトリウム-炭酸水素塩泉
10	長峯温泉	榛原町 長峯		○		ナトリウム-炭酸水素塩泉
11	針温泉	都祁村 大字針		○		単純温泉

資料提供奈良県福祉部健康局生活衛生課 *長谷寺温泉(日焼)は療養泉ではなく、泉質に関する資料が入りできなかった
奈良県福祉部健康局生活衛生課提供。

第13表 樫原温泉，井谷屋温泉及び針温泉の温泉分析

源泉名		樫原温泉*	井谷屋温泉**	針温泉***
湧出量(l/m)		30.0	10.4	61.5
泉温(°C)		33.0	21.2	28.3
性状		淡黄白色，微金気臭	ほとんど無色透明無味無臭	無色透明で微臭
水素イオン濃度(pH)		6.6	8.9	8.2
ラドン(Rn)含有量		-	-	-
密度		0.990	0.9992	0.9990
蒸発残留物(g/kg)		41.0	0.849	0.393
陽イオン (mg/kg)	Na ⁺	9670	291.0	158.7
	K ⁺	77.0	3.7	2.71
	Mg ⁺	858	3.2	2.13
	Ca ²⁺	2930	4.9	6.58
	Al ³⁺	1.62	0.1	0.23
	Fe	22.7	1.5	0.40
	計	13623	304.4	171.41
陰イオン (mg/kg)	F ⁻	18.7	5.7	7.3
	Cl ⁻	24000	36.5	1.9
	SO ₄ ²⁻	-	12.8	-
	HCO ₃ ⁻	82.4	621.8	396.0
	CO ₃ ²⁻	-	61.2	14.4
計	24197	738	419.7	
遊離成分 (mg/kg)	H ₂ SiO ₃	4.75	45.8	3.57
	HBO ₂	9.0	24.4	2.85
	計	13.8	70.2	6.42
溶存物質総量(g/kg)		37.834	1.113	0.598
分析者		奈良県衛生研究所	中央温泉研究所	奈良県衛生研究所

-:検出限界以下を表す, *:樫原市提供 **:株式会社井谷屋提供, ***:都祁村提供

による分類では冷鉱泉ないし低温泉に属し、奈良盆地内の温泉と比べて低温である。泉質はいずれもナトリウム-炭酸水素塩泉である。井谷屋温泉の水素イオン濃度はpH8.9でアルカリ性泉であり、溶存物質総量は1.114g/kgで低張性である(第13表)。城山温泉と針温泉はいずれも花崗岩分布域に位置し、泉温は25℃以上34℃未満で泉温による分類では冷泉に属する。城山温泉の泉質はナトリウム-炭酸水素塩泉で名張断層沿いの温泉のそれと類似する。針温泉の泉質は単純温泉で、本図幅地域内には類似した泉質を示す泉源はない。針温泉の水素イオン濃度はpH8.2で弱アルカリ性泉であり、溶存物質総量は0.589g/kgとかなり少なく、低張性である(第13表)。

文 献

- 相原嘉之(1995) 飛鳥地域における地震の痕跡-酒船石遺跡と白鳳南海地震. 古代学研究, no.131, p.36-39.
- 赤松純平・盛川 仁・亀井 宏・内田昭人(1999) 鉛直アレー地震観測による奈良盆地北部の地盤構造(演旨). 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集(CD-ROM), 1999, Sh-014.
- 新井 正・西沢利栄(1974) 水温論. 共立出版, 228p.
- 有田忠雄(1949) 京都府笠置附近の花崗岩類及変成岩類. 地質雑, vol.55, p.99-104.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. - P(1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren W. A., Kent D. V., Aubry M. - P. and Hardenbol J. (ed), *Geochronology, time scales, and global stratigraphic correlation*, SEPM Spe. Pub., no.52, p.129-212.
- Blow, W. H(1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In *Bronnimann, P. and Renz, H.H. eds., Proc. First Intern. Conf Plankt. Microfossils, Geneva (1967)*, vol.1, p.199-421.
- 地学団体研究会新版地学事典編集委員会編(1996) 新版地学事典. 平凡社, 東京, 1443p.
- 地下水要覧編集委員会編(1988) 奈良盆地. 地下水要覧編集委員会編, 地下水要覧, 山海堂, p.754-761.
- 地質調査所編(1960) 日本鉱産誌 BV-a 主として燃料となる鉱石—石炭—. 290p.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T.(1991) Fission-track age calibration using internal and external surface of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.97, p.977-985.
- Galbraith, R. F.(1981) On staical models for fission track counts. *Math. Geol.*, vol.13, p.471-478.
- 萩原尊禮編(1982) 古地震—歴史資料と活断層からさぐる. 東京大学出版会, 東京, 312p.
- 春本篤夫(1932a) 奈良三笠山火山の地質. 地球, vol.17, p.216-224.
- 春本篤夫(1932b) 南大和の小火山. 地球, vol.18, p.182-189.
- 春本篤夫(1935) 奈良春日山附近に産する含石英橄欖石粗粒玄武岩質岩脈に就いて(摘要). 地質雑, vol.42, p.288-289.
- 春本篤夫(1943) 奈良春日山付近産石英橄欖石粗粒玄武岩脈と斑晶石英のエステレル双晶. 博物学会誌, no.11, p.29-34.
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・田結庄良昭・吉田 勝・河原林育朗・津村善博(1982) 近畿地方東部の領家帯の地質—特に花崗岩の岩体区

- 分と相互関係一. 地質雑, vol.88, p.451 - 466.
- Hayashida, Y. (1979) A study to drive a geological structure from microtremor data - case study in the Nara Basin -. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.22, p.141 - 150.
- Hirooka, K. and Kawai, N. (1967) Results of age determination of some late Cenozoic rocks in southwestern Japan. *1967 Annual Progress Report of Paleogeophysic Research in Japan*, Osaka, p.69 - 72.
- 飯泉 滋・Ireland, T. R.・河内洋佑・渡辺暉夫・仲井 豊・加々美寛雄・田結庄良昭・端山好和 (1993) 近畿領家帯斑れい岩類のジルコンによるU-Pb年代. 岩鉱, vol.88, p.211.
- Ikebe, N. and Shimakura, M. (1968) Environs of Nara. Ikebe N., Ichikawa K. and Huzita K. (ed), *Geologic Guide for Excursion to Several Areas in the Kinki District, Central Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.11, p.120 - 123.
- 池田 碩・大橋 健 (1996) 奈良盆地の地形学的研究. 奈良大学紀要, no.25, p.41 - 64.
- 池田 正 (1993) 巡検案内 山辺郡都祁村の山辺層群. 大和地学, no.39, p.14 - 22.
- 今村明恒 (1911) 安政元年夏ノ地震・震災予防調査会報告. no.77, p.1 - 16.
- 稲垣典子・谷口真人 (1994) 奈良盆地における地下水温をもちいた透水係数および地下水流動系の推定. ハイドロロジー, vol.24, p.171-182.
- 石田志朗 (1986) 新生代後期における近畿の古地理と地形発達. 日本地質学会関西支部報, no.100, p.21 - 23.
- 石井清彦 (1932) 7万5千分の1地質図幅「伏見」及び同説明書. 地質調査所, 42p.
- 石川尚人・阿武 賢・巽 好幸・石坂恭一・板谷徹丸 (1996) 西日本瀬戸内区, 瀬戸内火山岩類のK-Ar年代と古地磁気方位. 1996年地球惑星学会合同大会予稿集, p.650.
- Ishizaka, K. (1966) A geochronological study of the Ryoke metamorphic terrain in the Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Set. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol.33, p.69 - 102.
- 石坂恭一 (1969) 近畿地方領家帯のジルコンのU-Th-Pb年代について. 岩鉱, vol.62, p.191-197.
- 市原 実 (1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no.49, p.15 - 25.
- 市原 実編 (1993) 大阪層群. 創元社, 大阪, 341p.
- 市原 実・亀井節夫 (1970) 大阪層群—平野と丘陵の地質一. 科学, vol.40, p.282 - 291.
- 市原 実・吉川周作・亀井節夫・那須孝梯 (1988) 近畿地方の第四紀層の層序区分. 地質学論集, no.30, p.111 - 125.
- 糸魚川淳二・坂本 亨・粉川昭平 (1953) ”奈良坂礫層”について. 堆積学研究, no.4, p.1 - 2.
- 糸魚川淳二・柴田 博 (1973) 古環境の変遷と対比—瀬戸内中新統の場合—. 地質学論集, no.8, p.121 - 124.
- Kagami, H., Iizumi, S., Tainosho, Y. and Owada, M. (1992) Spatial variations of Sr and Nd isotope ratios of Cretaceous - Paleogene granitoid rocks, Southwest Japan Arc. *Contrib. Mineral Petrol.*, vol.112, p.165 - 177.
- Kagami, H., Yuhara, M., Tainosho, Y., Iizumi, S., Owada, M. and Hayama, Y. (1995) Sm-Nd isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan: Remains of Jurassic igneous activity in a

Late Cretaceous granitic terrane. *Geochemical Journal*, vol.29, p.123 - 135.

- 加々美寛雄・柚原雅樹・岡野 修・飯泉 滋・大和田正明・田結庄良昭・端山好和(1996) 領家帯に分布する変輝緑岩の形成年代と地球化学的特徴. 総合研究(A)付加体形成における緑色岩の意義, 研究報告, no.1, p.135 - 142.
- 環境庁自然保護局(1978) 鉱泉分析法指針(改訂). 温泉工学会, 75p.
- 荻谷愛彦・伏島祐一郎・宮地良典・水野清秀・佐竹健治・寒川 旭・井村隆介(1999) 木津川断層系の古地震調査. 平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告, p.103 - 113.
- 橿原考古学研究所編(1998) 黒塚古墳. 27p.
- 帷子二郎(1961) 大和高原の断層地形. 辻村太郎先生古稀記念地理学論文集, 古今書院, 東京, p.39 - 49.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 363p.
- 活断層研究会編(1991) 新編日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 川辺孝幸・高橋裕平・小村良二・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.
- 河田清雄(1969) 湖東(琵琶湖東部)で白亜紀末火山岩類の発見. 地質ニュース, no.177, p.11 - 15.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎(1986) 20万分の1地質図幅「京都及大阪」. 地質調査所.
- 川井直人・広岡公夫(1967) 西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果. 地質雑, vol.73, p.68.
- 河村善也・中山勝博(1989) 京都府木津町鹿背山の中新統. 愛知教育大研報(自然科学), vol.38, p.117 - 126.
- 河村善也(1993) 奈良丘陵の大阪層群. 地質雑, vol.99, p.503 - 523.
- 茅原芳正・岡島明保・佐藤隆春(1990) 室生火山岩と周辺の新第三系. 地団研第44会総会巡検案内書, p.77 - 91.
- 君塚康次郎(1932) 室生火山噴出区について. 火山, vol.1, p.22 - 37.
- 小林重幸(1940) 奈良盆地の旱害に関する地理学的研究(其一). 地学雑, vol.52, p.257 - 264.
- 粉川昭平(1951) 奈良三笠火山の地質(豫報)—特に新たに発見せる粗粒玄武岩脈について—. 地質雑, vol.57, p.316 - 317.
- 粉川昭平(1954a) 奈良三笠山およびその周辺の火山層序学的様相—特に三笠安山岩の噴出年代について—. 養徳社, 90p.
- 粉川昭平(1954b) 奈良三笠山附近の地質—特に火山活動の年代について—. 地質雑, vol.60, p.487 - 493.
- 粉川昭平(1955) 奈良三笠山附近の植物および昆虫化石. 地質雑, vol.61, p.93 - 102.
- 近藤善教(1968) 伊賀構造盆地の構造地質学的研究. 地調報告, no.231, p.1 - 30.
- 蔵田延男(1950) 大和盆地の地下地質. 鉱物と地質, vol.3, p.146 - 148.
- 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋裕平・駒澤正夫(1998) 20万分の1地質図幅「和歌山」. 地質調査所.
- Kutsukake, T. (1973) Structure and petrography of the Hatsuse basin in the Ryoke zone of the Kinki district, *Japan. Jour. Japan. Asoc. Min.*, vol.68, p.37 - 57.

- 杵掛俊夫(1977) 領家帯の深成・変成作用の性格. 地団研専報, no.20, p.37 - 44.
- 杵掛俊夫・白川頼子・先山 徹・岩井秀次(1979) 東中国における花崗岩類の主化学組成. 地質学論集, no.17, p.73 - 86.
- Le Maitre, RW. ed.(1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- 町田 洋・荒井房夫(1992) 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 東京, 276p.
- 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編(1996) 発掘された地震痕跡. 825p.
- 横山次郎(1926) 生駒山脈生成論. 地球, vol.6, p.87 - 94.
- 横山次郎(1931) 奈良南方の第三紀層. 地球, vol.15, p.46 - 56.
- 横山次郎(1937) 大和山邊地方の地質(要旨). 地質雑, vol.44, p.593 - 594.
- 政岡邦夫(1984) 近畿の白亜紀～古第三紀の火成活動. 地団研総会シンポジウム資料集, 第38回, p.69 - 72.
- 松田時彦(1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震 2, vol.28, p.269 - 283.
- Matsuda, T., Torii, M., Tatsumi, Y., Ishizuka, K. and Yokoyama, T. (1986) Fission-track and K-Ar ages of the Muro Volcanic Rocks, Southwest Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol.38, p.529 - 535.
- 松岡数充(1983) 奈良盆地のボーリング試料中の大阪層群について. 長崎大学教養部紀要, 自然科学篇, vol.24, p.23 - 31.
- 松岡数充・西田史朗(1980) 奈良盆地の最上部更新一完新統. 長崎大学教養部紀要, 自然科学篇, vol .21, p.35 - 47.
- 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. 地調月報, vol .48, p.13 - 18.
- 三木 茂(1948) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺體フロラに就いて. 鉱物と地質, vol .9, p.105 - 144.
- 三村弘二・河田清雄(1970) 湖東流紋岩類(演旨). 地質雑, vol.76, p.110.
- 三田村宗樹(1992) 京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造. 第四紀研究, vol.31, p.159 - 177.
- 三田村宗樹(1993) 奈良盆地. 市原 実(編), 大阪層群, 創元社, 大阪, p.87-100.
- 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.
- 宮島吉雄(1986) 奈良盆地. 農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会編, 日本の地下水, 地球社, p.560 - 563.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤沢隆士・小川安雄・清水謙司・江尻譲嗣(1998) 微動探査法による奈良盆地の地下構造探査. 物理探査学会学術講演会講演論文集, vol.98, p.130 - 134.
- Murakami, M.(1951) Groundwater geology of Yamato plain, Nara Prefecture (1). *Bull. Kyoto Gakugei Univ.*, vol.1, p.104 - 122.
- 村上政嗣(1954) 大和平野の地下構造と地下水. 測量, vol.4, p.8 - 10.
- 村上政嗣(1964) 近畿地方における地下水の分布—特に深層地下水について—. 経済企画庁総合開発局国土調査課編「全国地下水(深井戸)資料台帳近畿編」, p.5 - 30.

- 村上政嗣(1974) 奈良盆地の地下水資源. 奈良県農林部.
- 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. 第四紀総研連絡誌, no.19, p.43 - 48.
- 中川要之助・牧野内 猛・石田志朗・横山卓雄(1983) 奈良市北方丘陵の地質, とくに地獄谷層・ソノハ磯層・古大阪層群の関係について. 京都大教養地学報告, no.18, p.19 - 30.
- 中島和一(1960) 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, no.49, p.1 - 14.
- 中村新太郎(1926) 京都大阪奈良神戸四近地質図(25万分の1). 地球, vol.7, 図版第6版.
- 中村新太郎(1927) 京都大阪奈良神戸四近地質圖説明文. 地球, vol.8, p.37 - 44.
- 中西一郎(1999) 宝永地震で発生した奈良盆地内の液化化現象. 京都大学防災研究所年報, no.42B-1, p.125 - 127.
- 日本港湾協会(1979) 港湾施設の技術上の基準・同解説.
- 西田史朗(1982) 各論Ⅱ表層地質図及びⅣ利水現況図. 奈良県企画部開発調整課編, 土地分類基本調査「桜井」(5万分の1), 奈良県, p.24 - 30及びp.49 - 50.
- 西田史朗(1984) 各論Ⅱ表層地質図及びⅣ利水現況図. 奈良県企画部開発調整課編, 土地分類基本調査「奈良, 大阪東北部, 大阪東南部」(5万分の1), 奈良県, p.24 - 34及びp.49 - 50.
- 西田史朗(1985) 各論Ⅱ表層地質図及びⅣ利水現況図. 奈良県企画部開発調整課編, 土地分類基本調査「吉野山」(5万分の1), 奈良県, p.18 - 30及びp.52 - 61.
- 西田史朗(1988) 奈良盆地の始良(AT)火山灰と降下年代(演旨). 日本第四紀学会講演要旨集・シンポジウム「東アジアにおける中・後期更新世の人類と環境」, no.18, p.60 - 61.
- 西田史朗(1990) 御蓋山とその周辺の地形と地質. 史跡春日大社境内地実態調査報告及び修景整備基本構想策定報告書, 春日顕彰会, p.109 - 127.
- 西田史朗(1992) 奈良盆地とその周辺の火山灰層序と年代層序. 奈良教育大学紀要, vol.41, p.5 - 22.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸(1998) 名張地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72p.
- 岡田篤正・東郷正美編(2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 東京, 395p.
- 沖 泰三・小林正雄(1994) 奈良盆地における地下水(その2)地表水と地下水の交流関係. 地下水技術, vol.36, no.11, p.40 - 55.
- 沖 泰三・大野克己(1994) 奈良盆地における地下水(その1)賦存量と利用状況. 地下水技術, vol.36, no.10, p.50 - 63.
- 沖 泰三・中屋真司・伊藤正明(1994) 奈良盆地における地下水(その3)―涵養条件図作成と浅層地下水に関する地下水流動シミュレーション―. 地下水技術, vol.36, no.12, p.40 - 50.
- 沖 泰三・松下栄一・酒井信行(1999) 誘発涵養法による河川水質改善の可能性の検討―大和川河床土壌の水質浄化機能に関する実験―. 地下水技術, vol.41, no.2, p.42 - 58.
- 奥村晃史(1997a) 近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告No.19 奈良盆地東縁断層系地形地質調査. 地質調査所研究資料集, no.286, 69p.
- 奥村晃史(1997b) 近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告, no.20 奈良盆地東縁断層系 地形地質

- 調査付図集. 地質調査所研究資料集, no.287.
- 奥村晃史(1997c) 近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告, no.21 奈良盆地東縁断層系ボーリング調査. 地質調査所研究資料集, no.288, 68p.
- 奥村晃史(1997d) 近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告, no.22 奈良盆地東縁断層系反射法地震探査. 地質調査所研究資料集, no.289, 186p.
- 奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣(1997) 奈良盆地東縁断層系の総合調査. 地質調査研究資料集, no.303, (平成8年度活断層調査概要報告書), p.51 - 62.
- 奥村晃史・須貝俊彦・千葉達朗・横田 裕・伊藤信一・野田利一・香川敏幸(1998) 奈良盆地東縁断層系における地震探査. 物理探査学会学術講演会講演論文集, vol.98, p.1 - 5.
- 大阪市立大学理学部(1964) OD-1試錐地質資料調査報告. 大阪市総合計画局, p.97 - 134.
- 大山 桂(1952) 海産貝類の垂直分布について. 貝類雑, vol.17, p.27 - 35.
- 尾崎正紀(1998) IV. 下部中新統及びVIII. 災害地質. 西岡芳晴ほか, 名張地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, p.30 - 37及びp.55 - 60.
- 尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作(2000) 奈良地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 162p.
- 領家研究グループ(1974) 奈良県桜井南方の領家帯の地質. 地球科学, no.28, p.103 - 114.
- Sakakibara, N.(1995) Structural evolution of multiple ductile shear zone system in the Ryoke belt, Kinki Province. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol.10, p.267 - 322.
- 坂本 亨(1955) 奈良南方の新生代層. 地質雑, vol.61, p.62 - 72.
- 寒川 旭(1996) 箸尾遺跡で検出された地震の痕跡. 箸尾遺跡第16・17次発掘調査概報(分析編). 奈良県立橿原考古学研究所, p.1 - 3.
- 寒川 旭(1998) 黒塚古墳石室の崩壊と地震. 特別古代史シンポジウム「初期ヤマト王権と黒塚古墳—三角縁神獣鏡と被葬者の謎を探る」, p.4 - 6.
- 寒川 旭(1999) 遺跡に見られる液状化現象の痕跡. 地学雑誌, vol.108, p.391 - 398.
- 寒川 旭・衣笠善博・奥村晃史・八木浩司(1985) 奈良盆地東縁地域の活構造. 第四紀研究, vol.24, p.85 - 97.
- 佐野正人(1980) 奈良盆地北部の地質構造(活構造). 日本応用地質学会関西支部昭和55年度見学会案内書(奈良-京都地域の開発と応用地質学的諸問題), p.13 - 25.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聡志・周琵琶湖花崗岩体研究グループ(1994) 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン. 地質雑, vol.100, p.217 - 233.
- 志井田 功(1953) 東大和高原における新生代の地殻変動と火成活動. 地質雑, vol.59, p.321.
- 志井田 功・荒木慶雄・藤田和夫・市原 実・笠間太郎・粉川昭平・梅田甲子郎・山田 純・山本 威(1960) 室生火山区の研究—特にその南部地域について—. 地質雑, vol.66, p.1 - 16.
- 志井田 功・笠間太郎・柴田 博(1967) 室生火山と周辺地域の新第三系. 日本地質学会74年学術大会地質見学案内書, no.7, p.1 - 25.
- 志井田 功・柴田 博(1968) 東大和高原の新第三系. 地質雑, vol.74, p.295 - 302.

- 島倉巳三郎(1963) 本邦新生代層の花粉層序学的研究Ⅶ 地獄谷累層. 奈良学芸大学紀要(自然科学), vol.11, p.13 - 24.
- 島倉巳三郎(1964) 本邦新生代層の花粉層序学的研究Ⅷ 奄芸芸・曾爾・都介野の各層群. 奈良学芸大学紀要(自然科学), vol.12, p.37 - 49.
- 嶋倉巳三郎・梅田甲子郎・粉川昭平・紺田 功・野口寧世・中島和一(1971) 地質. 奈良市史編集審議会(編), 奈良市史, 自然編, 吉川弘文館, 東京, p.1 - 108.
- 相馬秀廣・八木浩司・岡田篤正・中田 高・池田安隆(1998) 1:25,000都市圏活断層図「桜井」. 国土地理院.
- 染川治実・吉川周作(1983) 京都府南部, 田辺丘陵の大坂層群. 地球科学, vol.37, p.98 - 109.
- 田口雄作(2000) XⅢ. 水文地質. 尾崎正紀ほか, 奈良地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, p.134 - 148.
- 田井昭子(1970) 千里山丘陵の大坂層群下部の花粉分析. 地球科学, vol.24, p.171 - 181.
- 多井義郎(1957) 西部瀬戸内新生界の微化石層序学的研究. 広大地学研究報告, no.5, p.1 - 58.
- Tai, Y.(1959) Miocene Microbiostratigraphy of West Honshu, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Sec.C*, vol.2, p.265 - 395.
- 多井義郎・加藤道雄(1979) 奈良地域. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p.121.
- 田結庄良昭(1987) 近畿地方領家帯の神野山はんれい岩体. 岩鉱, vol.82, p.401 - 410.
- 田結庄良昭・弘原海 清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1985) 近畿地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, vol.39, p.358 - 371.
- 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・加々美寛雄・柚原雅樹・中野 聡・澤田一彦・森岡幸三郎(1999) 高Sr同位体比初生値を有する近畿地方の白亜紀～古第三紀花崗岩類. 地質学論集, no.53, p.309 - 321.
- 高橋 稠(1963) 地下水地域調査にみられる水温の総括的研究. 地調報告, no.219, p.1 - 41.
- 高橋 稠・池田喜代治(1965a) 奈良県大和盆地の地下水. 地調月報, vol.16, p.364 - 399.
- 高橋 稠・池田喜代治(1965b) 奈良県大和川流域水理地質図. 日本水理地質図8地質調査所.
- 竹内圭史・王 革凡(1999) 京都府和東地域の低変成度領家変成岩. 地調月報, vol.50, p.527 - 534.
- 武久義彦(1982) 各論Ⅰ地形分類図. 奈良県企画部開発調整課編, 土地分類基本調査「桜井」(5万分の1), 奈良県, p.11 - 23.
- Taniguchi, M.(1993) Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Wat. Resour. Res.*, vol.29, p.171 - 179.
- Taniguchi, M.(1994) Estimating recharge rates from groundwater temperatures in the Nara basin. *Japan. Applied Hydrogeol.*, vol.2, p.7 - 13.
- Taniguchi, M.(1995) Analysing the long term reduction in groundwater temperature due to pumping. *Hydrol. Sci.*, vol.40, p.407 - 421.

- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一(1980) 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について—瀬戸内火山岩類の年代測定, その5. 火山, vol.25, p.171 - 179.
- 東京大学地震研究所編(1983) 新収日本地震史料 第3巻 別巻. 590p.
- 東京大学地震研究所編(1986) 新収日本地震史料 第5巻 別巻3. 293p.
- 東京大学地震研究所編(1987) 新収日本地震史料 第5巻 別巻5-2. 2528p.
- 通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所(1995) 平成6年度 砕石資源調査報告書—近畿地域砕石資源調査報告, その4—. p.46.
- 梅田甲子郎・石賀 敏(1976) 地理[自然]第2章二 地質. 天理市編さん委員会編, 改訂天理市史(下巻), 天理市, p.9 - 24.
- 梅田甲子郎・西田史朗(1973) 20万分の1 土地分類図(表層地質図)奈良県. 経済企画庁総合開発局.
- 宇佐美龍夫(1975) 資料日本地震被害総覧. 東京大学出版会, 東京, p.335.
- 宇佐美龍夫(1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 東京, p.434.
- 宇佐美龍夫(1996) 新編日本被害地震総覧(増補改訂版416 - 1995). 東京大学出版会, 東京, 312p.
- 宇都浩三・阿武 賢・周藤正史・内海 茂(1996) 西南日本, 中期中新世室生火山岩のK-Ar年代. 火山, vol.41, p.257 - 261.
- Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S. (1997) Laser-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating system of the Geological Survey of Japan: system outline and preliminary results. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.48, p.23 - 46.
- Wang, G. F., Banno, S. and Takeuchi, K. (1986) Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.93, p.9 - 17.
- 八木浩司・相馬秀廣・岡田篤正・中田 高・池田安隆(1998) 1:25,000都市圏活断層図「奈良」. 国土地理院.
- 山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教・須田芳郎(1981) 20万分の1地質図幅「名古屋」. 地質調査所.
- 山本荘毅(1995) 日本の地下水(369), 近畿地方3, 奈良県4, 奈良盆地の地下水4. 水, vol.37, p.79 - 81.
- 横田修一郎・松岡数充・屋鋪増弘(1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれに関わる諸問題—信楽・大和高原のネオテクトニクス研究 その1—. 地球科学, vol.32, p.133 - 150.
- 横田修一郎・塩野清治・屋鋪増弘(1976) 伊賀上野の地震断層. 地球科学, vol.30, p.54 - 56.
- 横山卓雄・中川要之助・牧野内 猛・松田高明・竹村恵二・林田 明・壇原 徹・小畑喜彦(1978) 同志社田辺校地及びその周辺の地質—南山城の自然史—. 同志社大学校地学術調査委員会調査資料, no.13, 68p.
- 横山卓雄・中川要之助・松岡長一郎(1975) 近畿地方の鮮新・更新統. 日本地質学会第81回総会巡検案内書, 24p.
- Yoshida, F. (1991) Planktonic Foraminifera from the Ichishi, Fujiwara, and Morozaki Groups in the Eastern Setouchi Geologic Province, Central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no.18, p.19 - 31.

- 吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴(1995) 津西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 吉澤 甫(1949) 西南日本領家帯に帯状配列するノーライト群. 地球科学, no.1, p.11 - 16.
- Yoshizawa, H. (1952) The metagabbroic rocks bearing feriferous minerals in the Ryoke zone, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol.20, p.55 - 59.
- Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966) The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, Southwest Japan: Accomplishment of a regional geological map. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol.32, p.437 - 454.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kyōto (11) No.64



GEOLOGY OF THE SAKURAI DISTRICT

By

Yoshiharu NISHIOKA, Masanori OZAKI, Akira SANGAWA,

Takahiro YAMAMOTO and Yoshinori MIYACHI

(Written in 2000)

(ABSTRACT)

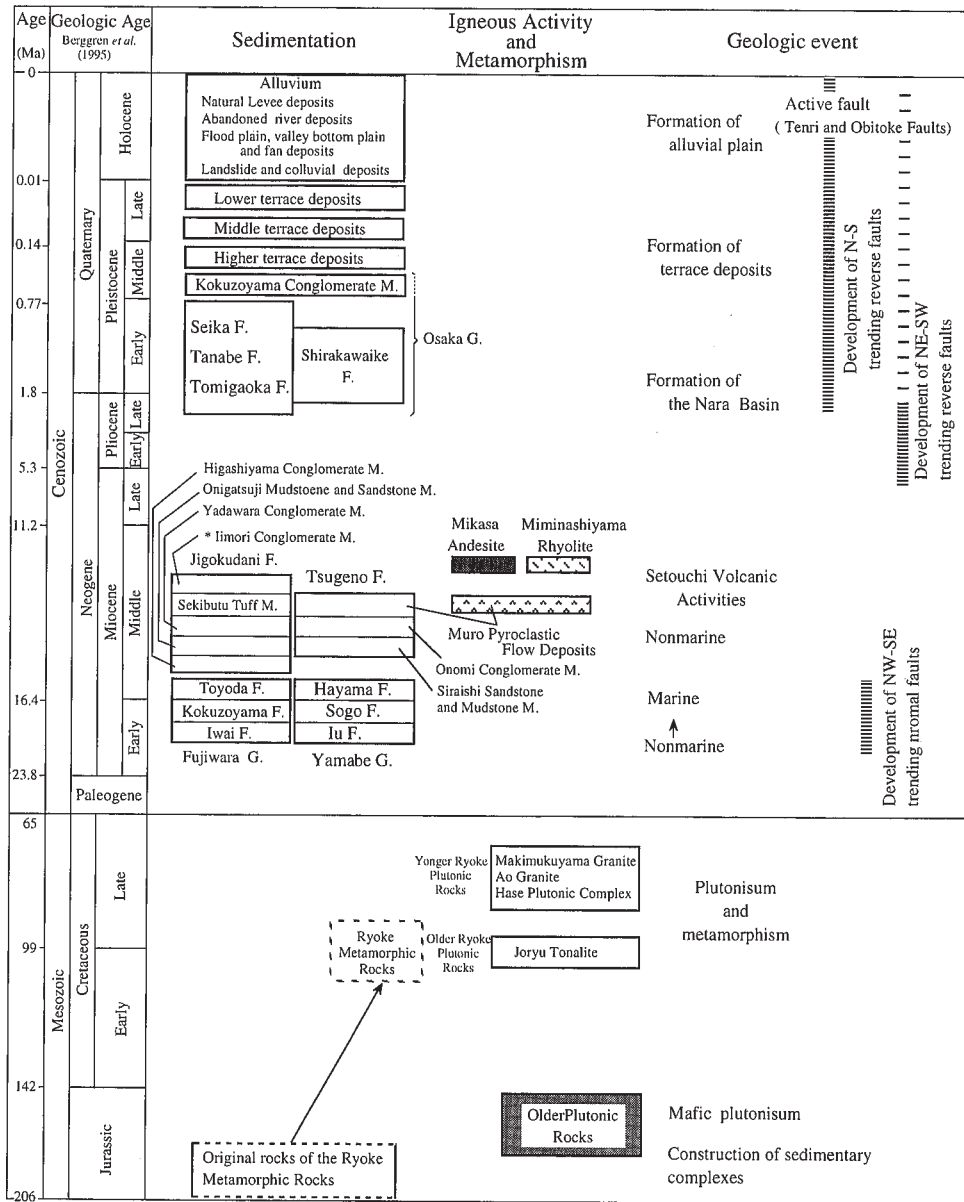
The Sakurai District is situated in the northern part of the Kii Peninsula, and occupies the area between 135° 45'-136° 0' E and 34° 30'-34° 40' N. The quadrangle includes areas of Nara Prefecture. The geology of the Sakurai district is summarized in Figure 1.

METAMORPHIC AND PLUTONIC ROCKS

The Ryoke Metamorphic Rocks underwent high-temperature and low-pressure metamorphism in the Cretaceous time, and occupies the north part of this area. The metamorphic rocks are mostly derived from sandstone, mudstone and a small amount of chert. There is also a banded gneiss with infrequent granitic layers.

Plutonic rocks can be divided into Older Plutonic Rocks (Jurassic) and Ryoke Plutonic Rocks (Cretaceous). Older Plutonic Rocks are divided into three groups : (a) gabbroic rocks, (b) fine-grained dioritic rock and (c) granodioritic rocks.

Ryoke Plutonic Rocks are divided into 4 groups : (a) Joryu Tonalite, (b) Hase Plutonic Complex, (c) Ao Granite and (d) Makimukuyama Granite. The Joryu Tonalite is mainly composed of foliated



* Not exposed in the Sakurai district

Fig.1 Summary of geology in the Sakurai district

medium-grained hornblende biotite tonalite and granodiorite. The Hase Plutonic Complex is mainly composed to medium-grained gabbro to monzogranite. The Ao Granite is mainly composed of fine- to medium-grained muscovite biotite monzogranite. The Makimukuyama Granite is mainly composed of fine- to medium-grained garnet-bearing leuco-monzogranite.

MIOCENE ROCKS

Fujiwara and Yamabe Groups

The late Early to earliest Middle Miocene Fujiwara and Yamabe Groups overlie unconformably the Ryoke Metamorphic and Plutonic rocks in the central and southeastern parts of the district. The Fujiwara Group, more than 400 m thick, is divided into the Iwai, Kokuzou, and Toyoda Formations in ascending order. The Iwai Formation is composed of conglomerate with breccia and sandstone. The Kokuzou Formation consists of sandstone, conglomerate and mudstone with thin beds of lignite. The Toyoda Formation consists of siltstones and silty sandstones..

The Yamaga Group, more than 350 m thick, is divided into the Iu, Sogo and Hayama Formations in ascending order. The Iu Formation consists of breccia and conglomerates. The Sogo Formation is composed of sandstone and fine conglomerate with a small amount of rhyolite tuffs. The Hayama Formation consists of siltstones, silty sandstones and sandstone.

The Iwai and Iu Formations are presumably alluvial fan deposits to fluvial deposits. The other formations contain marine fossils and are interpreted to have been deposited in brackish to shallow marine environments.

Jigokudani and Tsugeno Formations, Volcanic Rocks

The Middle Miocene nonmarine sequence in the district comprises the Jigokudani Formation, Tsugeno Formation, Miminashiyama Rhyolite and Mikasa Andesite. The Jigokudani Formation is correlated with the Tsugeno Formation and overlain by the Mikasa Andesite.

The Jigokudani Formation, 30 to 120 m thick, is divided into the Higasiyama Conglomerate, Onigatsuji Mudstone and Sandstone, Yadawara Conglomerate, Sekibutsu Tuff and Iimori Conglomerate Members, in ascending order.

The Tsugeno Formation is divided into the Shiraishi Sandstone and Mudstone (less than 30 m in thickness), Onomi Conglomerate (less than 60 m) and Muro Pyroclastic Flow Deposit (less than 250 m), Members in ascending order. The Muro Pyroclastic Flow Deposits consists mainly of garnet-bearing orthopyroxene-biotite rhyolite welded lapilli tuff. The Sekibutsu Tuff Member is marginal non-welded facies of the Muro Pyroclastic Flow Deposit. The K-Ar ages of the Muro Pyroclastic Flow Deposit are about 14 Ma.

The Miminashiyama Rhyolite consists of garnet-biotite rhyolite with flow structures. The Mikasa Andesite is made up of hornblende-clinopyroxene-orthopyroxene andesite lava with thin beds of ruff breccia in the basal part. A small dolerite dike intrudes the andesite. The K-Ar dating ages of the Mikasa Andesite are about 13 Ma.

PLIOCENE TO HOLOCENE SEDIMENTS

Osaka Group

The latest Pliocene to early Middle Pleistocene Osaka Group outcrops in the Nara Basin. Subsurface Osaka Group in the basin is less than about 600 m thick. There are coarse sediments along the eastern and southwestern parts of the basin. The group has a sequence of sand, mud and gravel with thin beds of volcanic ash, marine clay and lignite.

The Osaka Group in hilly lands in the eastern part of the basin constitutes the Shirakawaike Formation and Kokuzoyama Gravel Member. The Shirakawaike Formation, more than 100 m

thick, is composed of gravel, sand, and mud with thin beds of volcanic ash and lignite. The Kokuzoyama Gravel Member is composed of boulder to cobble gravels. Those gravels are characterized by containing the Ryoke Metamorphic and Granitic rocks, and the Fujiwara Group.

In the other hand, the Higashibata Alternation of the Tomigaoka formation, Mizutori Gravel Member of the Tanabe Formation, and Seika Formation are distributed in the northwestern part of the Sakurai District.

Terrace deposits

Terrace deposits in the district are divided into higher, middle and lower terrace deposits, in descending order. Higher terrace deposits were formed before the Last Interglacial age. Middle terrace deposits were formed during the Interglacial age. Lower terrace deposits were formed in several ten thousands of years. The higher and middle terrace deposits were severely weathered and generally covered by reddish soil.

Alluvium

Alluvium comprises landslide, colluvial, flood plain, valley bottom plain, fan and abandoned river natural levee deposits. According to much data of drilling survey in the Nara Basin, alluvium is composed mainly of soft, and fine deposits, and mostly less than 10 m. Angular block and sand of the Muro Pyroclastic Flow Deposits characterize the landslide and colluvial deposits in the southeastern part of the district

CENOZOIC GEOLOGIC STRUCTURES

Faults in the district are divided into NW-SE trending normal, NE-SW trending reverse, N-S trending reverse faults. One of the NW-SE trending normal faults, the Iu Fault cut the Yamabe Group and is overlain by the Tsugeno Formation. While NE-SW trending reverse faults such as the Nabari Fault, cut the Miocene deposits and are presumably formed after the Pliocene time. The eastern margin of the Nara Basin is bordered by most of N-S trending reverse faults. At least two of the N-S trending reverse faults, the Tenri and Obitoke Faults are considered to be active faults. The Tenri Fault deformed every terrace deposit, mean rate of displacement can be calculated $0.3 \text{ m} / 10^3 \text{ years}$. The last event activity of this fault was known to have occurred during the last ten thousand years by its trench excavation.

DISASTER CAUSED BY EARTHQUAKE

Some earthquakes damaged this area. Old documents reported that many houses collapsed and several people were killed in the town of Nara and Yamatokōriyama by the Iga-Uneno Earthquake in 1954. Damages of the Nankai Earthquake, which have attacked the district periodically, were also described, and traces of these earthquakes are observed at some archaeology sites.

ECONOMIC GEOLOGY

Important mineral resources are not known in the district. Lignite and building stone were once mined. Now the only working quarry is the Murō quarry at Tada in Muro village, in which the

Muro Pyroclastic Flow Deposit has been quarried.

HYDROGEOLOGY

Aquifers of the Nara Basin consist of sand and gravel beds of the Osaka Group, terrace deposits and alluvium. The underground water in the basin flows toward the central basin. There were many artesian flow wells until about 1960 in the central part of the basin. However, the level of artesian heads was from 50 m below the surface in 1980 and is steady now. Underground water of some wells in the central part of the basin shows a high salinity.

Eleven hot springs exist in the district. Most of them are located in the central part of the Nara Basin and area along the Nabari Fault. They are sodium-chloride spring or sodium-hydrogen carbonate type.

文献引用例

西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典(2001) 桜井地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 141p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Nishioka, Y., Ozaki, M., Sangawa, A., Yamamoto, T. and Miyachi, Y. (2001) *Geology of the Sakurai district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 141p. (in Japanese with English abstract 5p.)

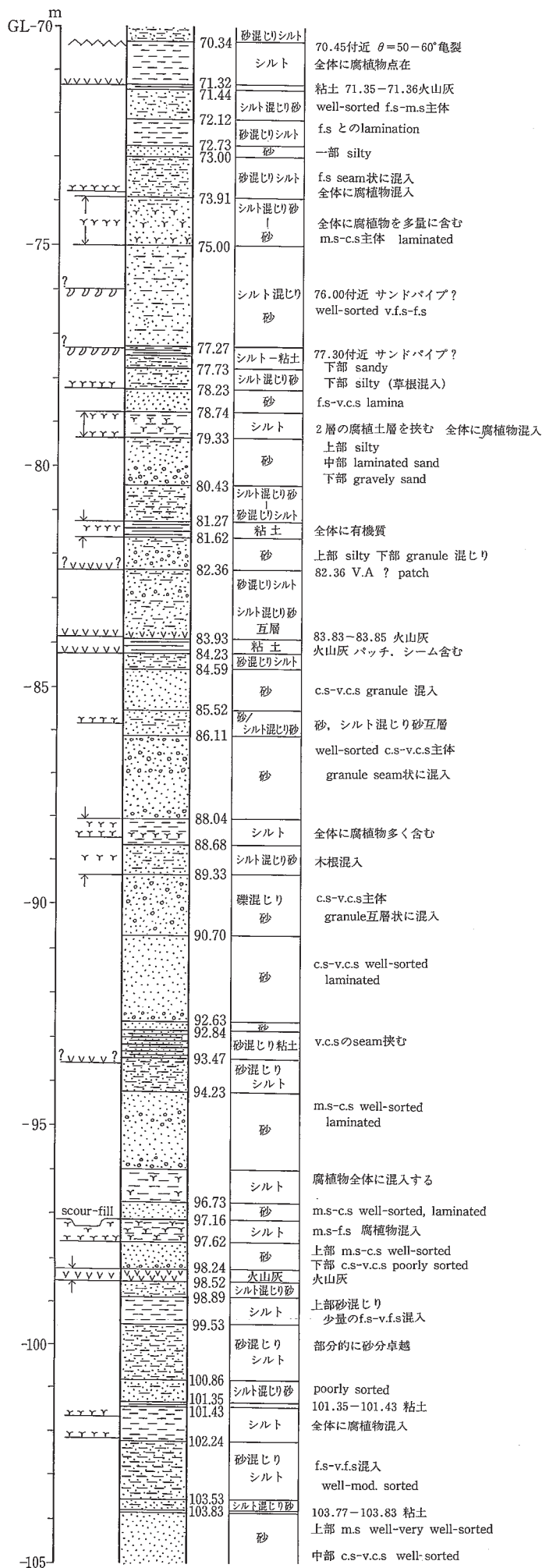
平成13年2月26日 印刷
平成13年3月1日 発行

経済産業省産業技術総合研究所 地質調査所

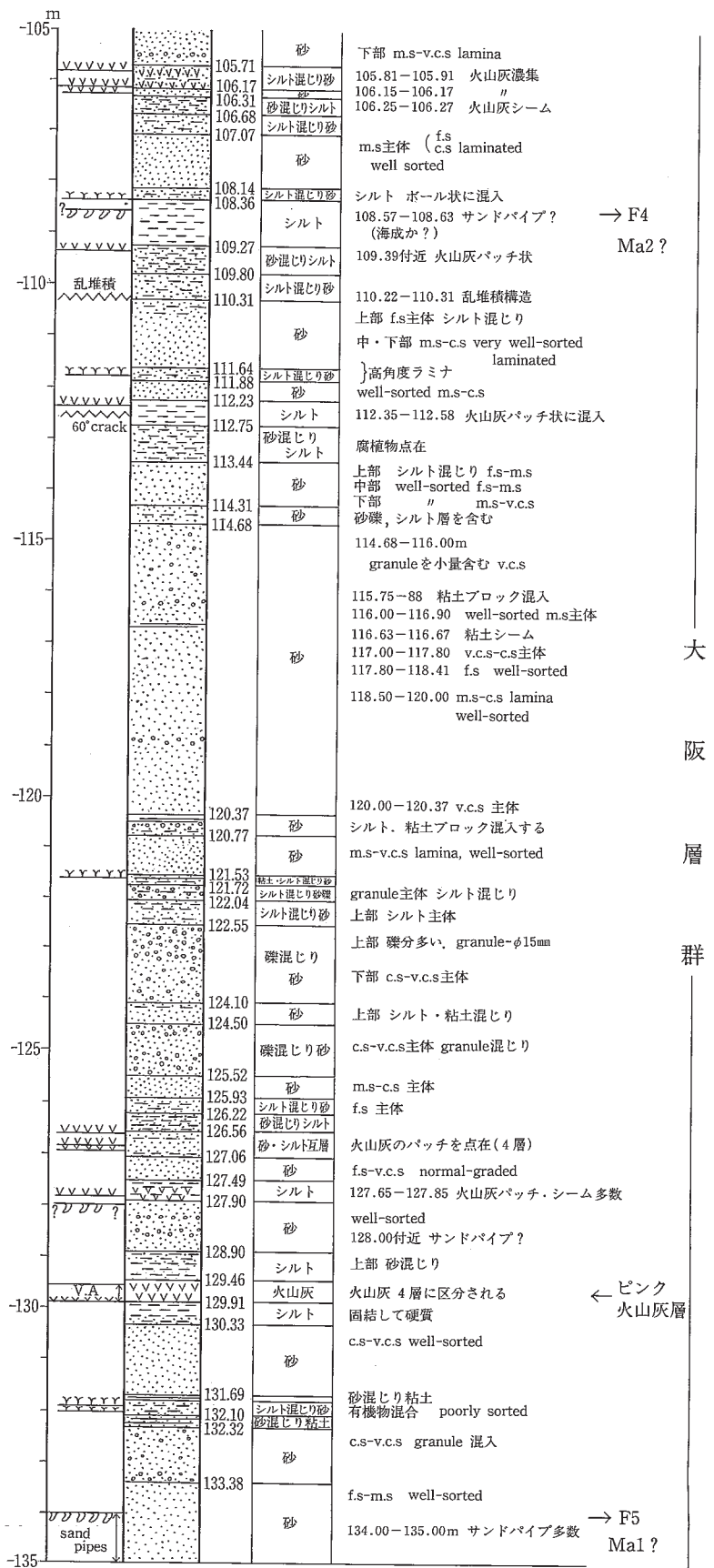
〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 飯 島 勲
印刷所 東日本印刷株式会社
茨城県つくば市上ノ室283-1

© 2001 Geological Survey of Japan



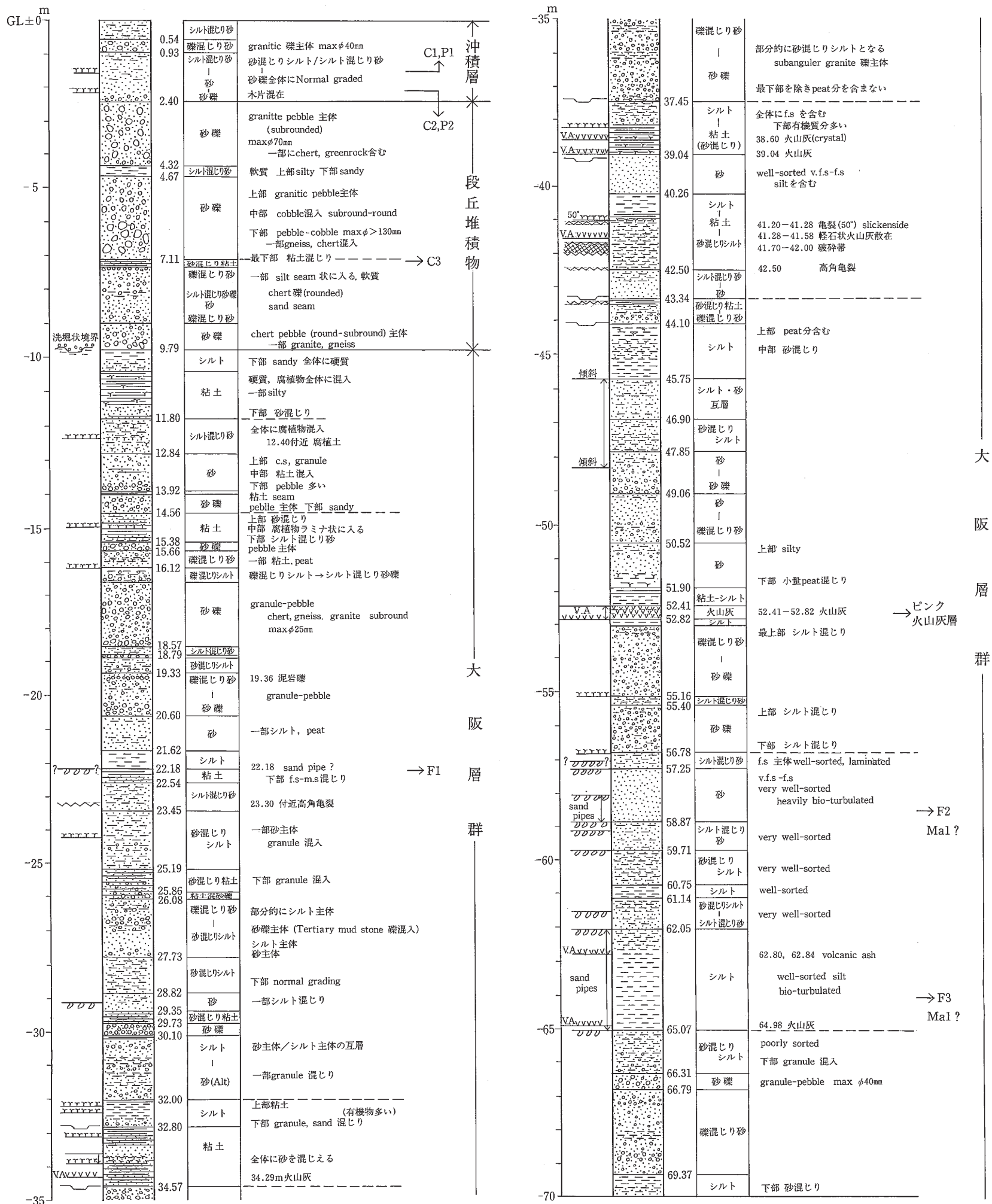
大阪層群



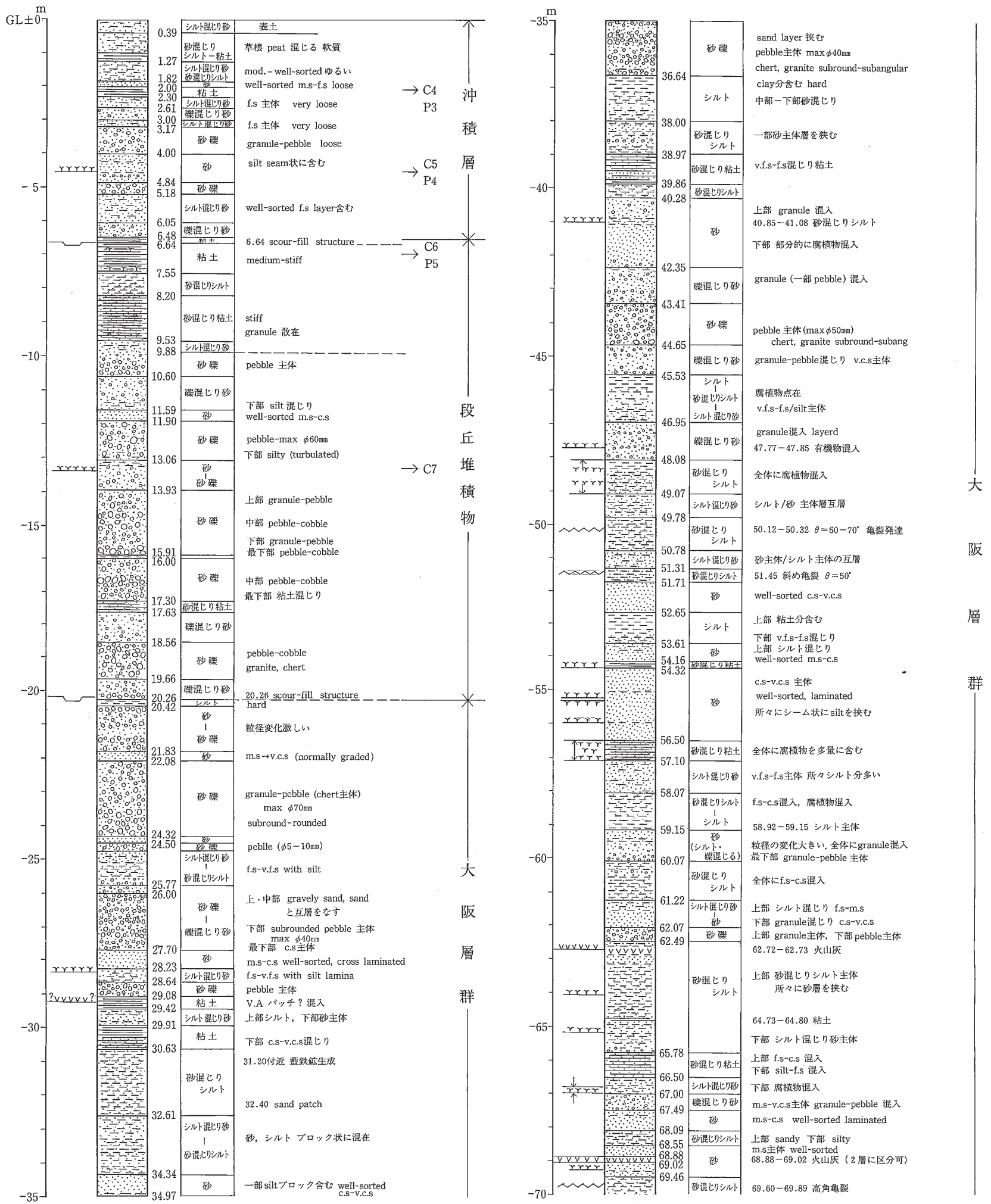
大阪層群

第34図 帯解断層の両側におけるボーリング地質柱状図 (その1)

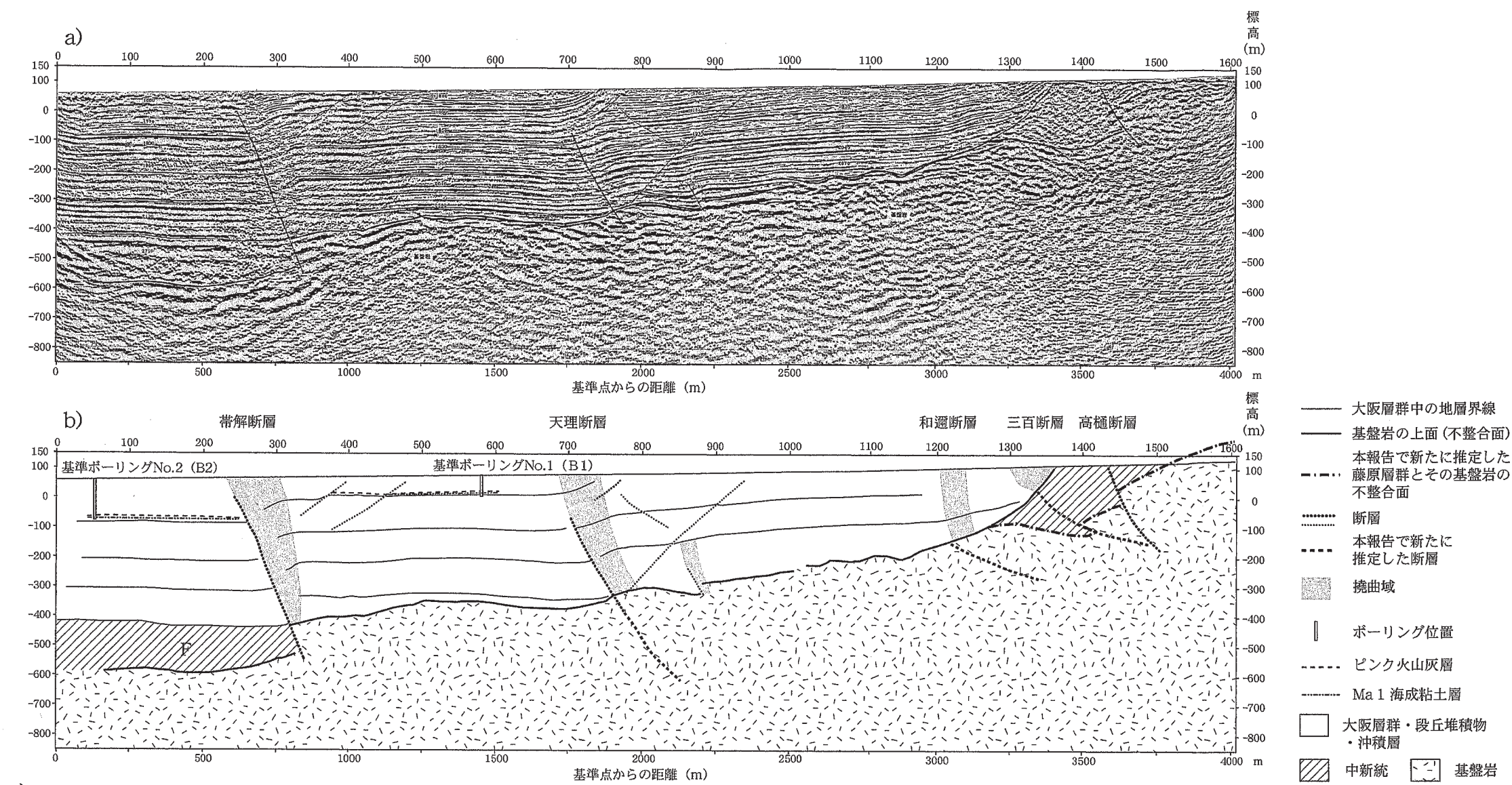
ボーリングの位置は第59-c図に示す。帯解断層の両側における基準ボーリングB1 (その1), B2 (その2・3) の地質柱状図を示す (奥村, 1997c)。B1は深度約70m, B2は約135mを掘削。C1-C5は ^{14}C 年代測定, A1-1~A1-8, A2-1~A2-12は火山灰分析, P1-P5は花粉分析, F1-F5は有孔虫分析の試料分析層準を示す。以上の分析は奥村 (1997c) によるが, 便宜上, 奥村 (1997c) で使用された試料番号は変更した。



第34図 帯解断層の両側におけるボーリング地質柱状図 (その2)



第34図 帯解断層の両側におけるボーリング地質柱状図 (その3)



第59図 反射法地震探査から求められた奈良盆地東縁部の地質断面図
 a) P3測線の反射法地震面 (奥村, 1997d) . b) 奥村 (1997d) の総合検討図に, 新たに断層, 不整合面, 撓曲域, ピンク火山灰層, Ma1海成粘土層, ボーリング位置を加えたもの. c) P3測線位置及び基準ボーリングの位置図を, 国土地理院発行の2万5千分の1地形図「大和郡山」を基図として作成.