

55(521.71+521.72)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1 図幅

京都(11) 第42号

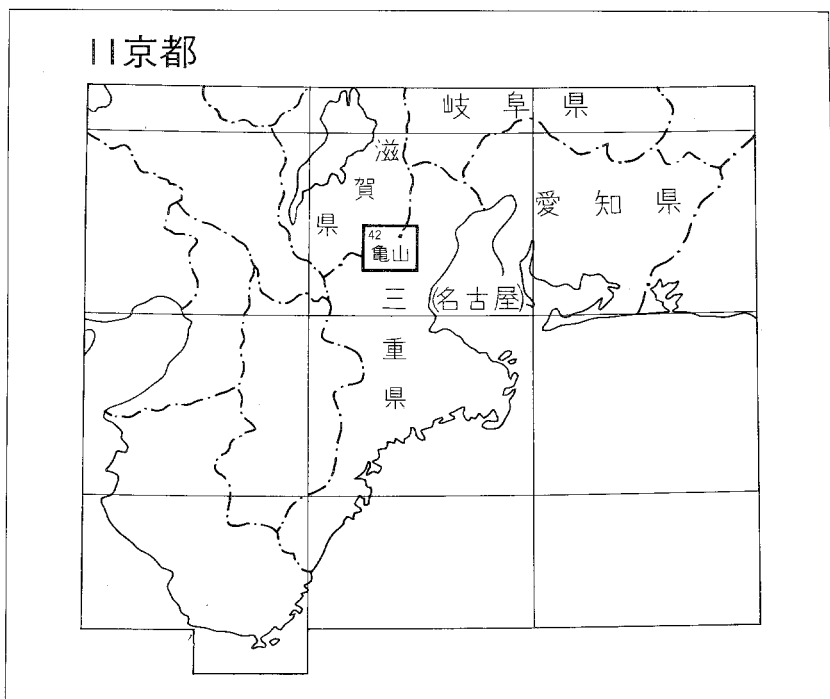
亀山地域の地質

宮村 学・吉田史郎
山田直利・佐藤岱生・寒川 旭

昭和56年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	3
II. 1 秩父地向斜の堆積層	3
II. 2 領家深成変成作用及び白亜紀後期酸性火成作用	6
II. 3 新生界の地史と鈴鹿山脈の形成	7
III. 古生界（二畳系？）	9
III. 1 野洲川層群	9
III. 2 武平峠層	14
III. 3 菰野層群	14
III. 4 柘植層	17
IV. 領家変成岩及びホルンフェルス	18
IV. 1 領家変成岩	18
IV. 2 ホルンフェルス	19
V. 深成岩類	20
V. 1 研究史及び概要	20
V. 2 青土トータル岩	23
V. 3 猪ノ鼻トータル斑岩	24
V. 4 斑れい岩	24
V. 5 閃緑岩類	25
V. 6 雨引山花崗岩	26
V. 7 加太花崗閃緑岩	27
V. 8 金場トータル岩	28
V. 9 野登山花崗閃緑岩	30
V. 10 鈴鹿花崗岩	31
V. 10. 1 粗粒黒雲母花崗岩	32
V. 10. 2 斑状黒雲母花崗岩	33
V. 10. 3 細粒黒雲母花崗岩	34
V. 10. 4 アブライト質花崗岩	34
V. 11 鮎河花崗岩	35
V. 12 油日岳花崗閃緑岩	35
V. 13 深成岩類の化学組成	35
V. 14 花崗岩類のカリウム—アルゴン年代	39
VI. 岩 脈	40

VI. 1	ひん岩・石英ひん岩及び珪長岩	40
VI. 2	アルカリ玄武岩及びランプロファイアー	40
VII.	新生界	41
VII. 1	瀬戸内中新統	41
VII. 1. 1	鈴鹿層群	41
VII. 1. 1. 1	下部累層	44
VII. 1. 1. 2	中部累層	45
VII. 1. 1. 2. 1	加太盆地	46
VII. 1. 1. 2. 2	関地域	49
VII. 1. 2. 3	上部累層	52
VII. 1. 2	鮎河層群	54
VII. 1. 2. 1	土山累層	55
VII. 1. 2. 2	黒川累層	56
VII. 1. 2. 3	丸田谷累層	58
VII. 1. 3	千種層	59
VII. 1. 4	仏峠層	60
VII. 1. 5	瀬戸内中新統の年代と対比	62
VII. 2	鮮新—更新統	64
VII. 2. 1	奄芸層群	64
VII. 2. 1. 1	西行谷礫層	66
VII. 2. 1. 2	楠原夾炭層	68
VII. 2. 1. 3	亀山累層	70
VII. 2. 1. 4	桜村累層	72
VII. 2. 1. 5	湯の山礫相	75
VII. 2. 1. 6	火山灰層	77
VII. 2. 2	古琵琶湖層群	79
VII. 2. 2. 1	下部	80
VII. 2. 2. 2	上部	81
VII. 2. 2. 3	平子—熊野地域の古琵琶湖層群	84
VII. 2. 2. 4	火山灰層	86
VII. 3	第四系	88
VII. 3. 1	見当山累層相当層	88
VII. 3. 1. 1	北白木礫層	89
VII. 3. 1. 2	大谷池礫層	90
VII. 3. 1. 3	笹尾峠礫層	90
VII. 3. 2	水沢扇状地堆積物	92

VII. 3. 2. 1	最古期扇状地堆積物	92
VII. 3. 2. 2	古期扇状地堆積物	94
VII. 3. 2. 3	中期扇状地堆積物	95
VII. 3. 3	段丘堆積物及び新时期・中期・古期扇状地堆積物	95
VII. 3. 3. 1	鈴鹿山脈東方地域	95
VII. 3. 3. 2	鈴鹿山脈西方地域	98
VII. 3. 4	崖錐・沖積扇状地堆積物及び沖積層	100
VII. 4	新生界の地質構造	102
VII. 4. 1	瀬戸内中新統を变形させる断層	102
VII. 4. 1. 1	東西方向	102
VII. 4. 1. 2	南北方向	103
VII. 4. 1. 3	北東—南西方向	103
VII. 4. 2	鮮新—更新統を变形させる断層及び褶曲・撓曲構造	104
VIII.	応用地質	106
VIII. 1	マンガン	106
VIII. 2	石灰石	106
VIII. 3	長石	106
VIII. 4	骨材	107
VIII. 5	珪石	107
IX.	活断層	107
IX. 1	一志断層系	107
IX. 2	本図幅地域の活断層	110
IX. 2. 1	段丘面・段丘堆積物を変位・变形させるもの	111
IX. 2. 2	鮮新世末期から更新世前期にかけての堆積物を変位・变形させるもの	113
IX. 2. 3	本図幅地域の活断層の特徴	114
文献		114
Abstract		120

図・表・図 版 目 次

第1図	亀山図幅地域の埋谷面図と活断層の分布	2
第2図	近畿地方領家帯東部及びその北方地域の先新第三系地質概略図	5
第3図	近畿中部の新生界分布図	8
第4図	野洲川層群の柱状図	10
第5図	猪足谷頭部付近で見られる土山層と花崗岩の境界を示す露頭	11
第6図	深山谷における層理がよく発達した緑色粘板岩の露頭	11
第7図	田村川上流域に見られる含礫粘板岩の露頭	12

第8図	田村川層のスランブ堆積層	12
第9図	野洲川層群の模式地質構造図	13
第10図	菰野層群の柱状図	15
第11図	小岐須溪谷に見られるブーディン構造の露頭	15
第12図	菰野層群の模式地質構造図	16
第13図	柘植層の含礫泥岩	17
第14図	加太花崗閃緑岩に捕獲された片状ホルンフェルス	18
第15図	古生層(入道ヶ岳層)の砂岩・粘板岩互層	19
第16図a	亀山図幅地域の深成岩類の分布概略図	21
第16図b	亀山図幅地域の深成岩類の貫入関係及び周辺地域との対比	21
第17図	亀山図幅地域の深成岩類のモード組成	23
第18図	粗粒角閃石斑れい岩の露頭	25
第19図	粗粒角閃石斑れい岩をネットワーク状に貫く石英閃緑岩	26
第20図	加太花崗閃緑岩と雨引山花崗岩の接触部のスケッチ	27
第21図	片状ホルンフェルス中に貫入する金場トータル岩	29
第22図	閃緑岩を貫く金場トータル岩の岩脈	29
第23図	加太花崗閃緑岩を貫く金場トータル岩	30
第24図	金場トータル岩中の加太花崗閃緑岩の捕獲岩	30
第25図	野登山花崗閃緑岩を捕獲する鈴鹿花崗岩のスケッチ	32
第26図	斑状黒雲母花崗岩のカリ長石斑晶の定向配列	33
第27図	油日岳花崗閃緑岩中の鈴鹿花崗岩の捕獲岩	35
第28図	亀山図幅地域の深成岩類の酸化物-D.I. 図	37
第29図	亀山図幅地域の深成岩類の $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図	38
第30図	亀山図幅地域の深成岩類の $\text{MgO} - \text{Total Fe as FeO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図	38
第31図	亀山図幅地域の深成岩類のノルム $Q - Ab - Or$ 図	38
第32図	東部瀬戸内地質区の瀬戸内中新統分布図	41
第33図	加太盆地の鈴鹿層群層序断面図	42
第34図	加太盆地の鈴鹿層群地質図	43
第35図	一ツ家角礫岩層の露頭	44
第36図	虻谷夾炭層(加太盆地東部)の模式柱状図	45
第37図	大杉池礫岩相の露頭	47
第38図	向井巨礫岩相の露頭	48
第39図	筆捨礫岩層と基盤の不整合面スケッチ	49
第40図	筆捨礫岩層上部一観音山含礫砂岩層の柱状図	50
第41図	萩原砂岩泥岩互層の堆積相区分図	51
第42図	鮎河層群総合柱状図	53

第43図	千谷層上部の凝灰岩層	55
第44図	上の平層にみられる斜交葉理	57
第45図	仏峠層の露頭	61
	a 宮指路岳北方約1kmの稜線東側斜面	
	b 無線中継所東方約200m	
第46図	仏峠層柱状図	62
第47図	瀬戸内中新統の対比図	63
第48図	奄芸層群分布地域の丘陵名	64
第49図	奄芸層群層序概念図	65
第50図	鈴峰—鈴鹿丘陵間の奄芸層群模式柱状図	66
第51図	西行谷礫層と基盤との不整合の露頭	67
第52図	鈴鹿層群砂岩礫を含む西行谷礫層	68
第53図	楠原夾炭層個別柱状図	69
第54図	奄芸層群構造模式図	70
第55図	三滝川—鈴鹿川間の奄芸層群層序区分と標準層序との対比	73
第56図a	桜・水沢丘陵の桜村累層の岩相変化を示すパネルダイアグラム	74
	b 桜・水沢丘陵の宿野火山灰層分布とその構造等高線図	74
第57図	湯の山礫相の露頭	76
第58図	四日市丘陵奄芸層群層序区分対比図	77
第59図	阿漕火山灰層基底部にみられるコンポリュート・ラミネーション	78
第60図	鎌掛池礫層柱状図	80
第61図	古琵琶湖層群上部と下部の整合関係を示す露頭	81
第62図	平子—熊野地域の地質略図	83
第63図	平子—熊野地域の古琵琶湖層群個別柱状図	84
第64図	法蔵院 I, II 火山灰層を挟む佐山粘土層の露頭	87
第65図	笹尾峠礫層と古琵琶湖層群の不整合を示す露頭スケッチ	90
第66図	笹尾峠礫層の露頭	91
第67図	水沢最古期扇状地堆積物(北谷礫層)の分布及び背面高度分布図	93
第68図	水沢最古期扇状地堆積物(北谷礫層)と湯の山礫相の不整合露頭	93
第69図	伊勢湾西岸の段丘区分図	96
第70図	低位段丘堆積物の露頭	98
第71図	頓宮地域の段丘堆積物柱状図	99
第72図	新生界地質構造図	101
第73図	近畿地域の埋谷面図と主要活断層	108
第74図	鈴鹿山脈東麓地域の活構造と段丘面の分布	109
第75図	鈴鹿山脈東麓地域(本図幅地域北方)の模式断面図	110

第76図	菰野—小岐須断層による段丘面の変位	111
第77図	白木断層による段丘面の変位	112
第78図	H ₂ 面を切る白木断層沿いの地形地質断面図	113
第1表	亀山図幅地域の地質総括表	4
第2表	亀山図幅地域の古生界の対比表	9
第3表	亀山図幅地域の深成岩類の化学組成, CIPWノルム, モード及び帯磁率	36
第4表	亀山図幅地域の花崗岩類のカリウム—アルゴン年代	39
第5表	鈴鹿層群層序区分表	42
第6表	鮎河層群層序区分表	54
第7表	鮎河層群より産出する主要化石	54
第8表	千種層より産出する主要化石	59
第9表	奄芸層群層序区分表	65
第10表	古琵琶湖層群層序区分表	82
第11表	本図幅地域の古琵琶湖層群の主要火山灰層の重鉱物組成, F. T. 年代表	86
第12表	段丘面对比表	110
第I図版1	鈴鹿山脈の入道ヶ岳東麓付近の菰野—小岐須断層による断層崖と内部川の扇状地面	
2	鈴鹿山脈の明星ヶ岳東麓付近の一志断層による断層崖と前田川の開析扇状地面	
第II図版1	片状白雲母黒雲母ホルンフェルス	
2	堇青石黒雲母ホルンフェルス	
第III図版1	青土トータル岩	
2	猪ノ鼻トータル斑岩	
第IV図版1	角閃石斑れい岩	
2	雨引山花崗岩	
第V図版1	加太花崗閃緑岩	
2	加太花崗閃緑岩	
第VI図版1	金場トータル岩	
2	野登山花崗閃緑岩	
第VII図版1	粗粒黒雲母花崗岩 (鈴鹿花崗岩)	
2	斑状黒雲母花崗岩 (鈴鹿花崗岩)	
第VIII図版1	北谷礫層に不整合に覆われる奄芸層群湯の山礫相	
2	北谷礫層と奄芸層群湯の山礫相との不整合の露頭	
第IX図版1	綿向山断層の露頭	
2	鎌掛断層により古琵琶湖層群が急傾斜している露頭	
第X図版	H ₂ 面を切る白木断層の断層崖	

亀山地域の地質

宮村 学*¹⁾・古田史郎*¹⁾
山田直利*²⁾・佐藤岱生*³⁾・寒川 旭*⁴⁾

亀山地域の地質調査は、昭和54年度特定地質図幅の研究として行われたもので、宮村が古生界を山田・佐藤が深成岩及び変成岩を、吉田が新生界を、寒川が活断層を担当し、全体のまとめは宮村が行った。

本図幅地域の調査研究に当って、土山中学校の松岡長一郎氏、日野高校の西川一雄氏及び愛知教育大学の仲井豊氏から有益な御助言を賜わった。岩石の化学分析には技術部川野昌樹技官、帯磁率の測定には物理探査部金谷宏技官、顕微鏡観察(脈岩)には地質部一色直記技官、薄片の作製には技術部安部正治技官・同佐藤芳治技官・北海道支所谷津良太郎技官・同渡辺貞治技官・同木村享技官、図版の作成には総務部正井義郎技官をわずらわせた。野外調査に際しては、滋賀県土山町・三重県関町及び菰野町の関係職員の方々に諸般の便宜をお計りいただいた。上記の方々に心から感謝の意を表したい。

I. 地 形

本図幅地域の中央部には、主として古生界と花崗岩類からなる鈴鹿山脈が南北に走り、稜線部は花崗岩類の露出により峨々たる峻険な地形を呈している。

北部ではこの稜線部の両側に古生界から構成される山地が連なる。西側の山地は西ほど高度が低くなり、谷は比較的緩傾斜で、野洲川水系の発達が見られる。これに対し、東側の山地は急峻で、谷は急傾斜し、宮妻峽及び小岐須溪谷などのV字谷を刻み、山麓には崖錐及び扇状地が発達している。

南部では花崗岩類が広く分布し、北部に見られるような地形の対照性は顕著でない。しかし、鈴鹿峠付近で見られるように、西に緩く東に急な地形を呈している。

したがって、全体として鈴鹿山脈は分水嶺が東に片寄り西に緩く東に急傾斜する傾動地塊を示している。

この鈴鹿山脈の西側には近江盆地、東側には伊勢平野が広がる。新生界の作る地形は海拔高度450m以下の比較的小起伏の山地、100-200mの丘陵地、台地(段丘・扇状地)及び沖積低地に分かれる。

小起伏の山地は、主として瀬戸内中新統の固結した泥岩・砂岩・礫岩から構成されている。土山町・甲賀町地域の野洲川流域の山地は鮎河層群の、関町の羽黒山・筆捨山・観音山などは鈴鹿層群中部累層の、関町の加太川流域のものは鈴鹿層群中部・下部累層の分布する地域である。これらは第1図・第73図に示されるように、鈴鹿山脈本体とは断層によって画されており、山脈本体に対し相対的に落ち込ん

* 1) 大阪出張所 * 2) 地質部 * 3) 鉱床部 * 4) 環境地質部

日市」図幅地域にまたがって分布しており、本図幅地域にはその西半分がみられる。本扇状地は、中期・古期扇状地堆積物からなる複合扇状地であり、同時に隆起扇状地である。古期扇状地面は本扇状地の左翼を、中期扇状地面は右翼をそれぞれ構成する。古期扇状地面は本図幅地域では一部しか分布しておらず、大部分は中期扇状地面である。中期扇状地面はほとんど開析されておらず、宮妻峠付近を扇頂として南東に高度を低下させ、直接鈴鹿川に望むが、古期扇状地面は「四日市」図幅地域で奄芸層群から構成される丘陵を被覆している。そのほか、小規模ながら鈴鹿山脈東麓では菰野町瀬戸川源流付近・鈴鹿市庄内町に、同山脈西麓では油日岳西麓にそれぞれ隆起扇状地がみられる。これらの扇状地面及び段丘面には、活断層による断崖層が認められる²⁾ (第 I 図版)。

崖錐地形は、山脈東部の雲母峰—野登山東麓に良く発達する。また山脈西側でも綿向山西麓・油日岳西麓にわずかに分布する。これらの堆積物は、いずれも礫・砂から構成され、ほとんど固結していない。これらの地域には、多くの場合、活断層が伏在している。

沖積低地は、各河川沿いに小規模な谷底平野が発達するのみである。

II. 地 質 概 説

本図幅地域の地質を総括して第 1 表に示す。

II. 1 秩父地向斜の堆積層

本図幅地域の古生界は美濃帯西縁部に属し、非石灰岩相からなる。美濃帯西縁部の古生界は石灰岩相と非石灰岩相に大きく 2 相に分けられる。石灰岩相はおおよそ南北に連なり、二疊紀前期から二疊紀後期にかけての海底火山活動により形成されたと思われる伊吹—鈴鹿 barrier (MIYAMURA, 1973) をなしている。非石灰岩相はこの barrier 周辺部に分布し、一般に粘板岩相、チャート・粘板岩相、フリッシュ型相に分けられる。鈴鹿山地北部ではフリッシュ型相は barrier の東側に分布する傾向があり、特に養老山地に著しく分布している。それに対して粘板岩相、チャート・粘板岩相はどちらかといえば barrier の西側に分布し、フリッシュ型相とは対照的である。一方、御在所山を中心とする鈴鹿山脈南部では北部で見られるような対照性は見られず、一般に粘板岩相、チャート・粘板岩相が卓越し、特に本図幅地域ではフリッシュ型相は見られない。むしろ卓越した粘板岩中に石灰岩レンズを所々に挟む barrier 縁辺部の堆積相を示している。

本図幅地域の古生界は粘板岩相及びチャート・粘板岩相から成り立ち、無化石のため時代は明らかでない。しかし、おそらく古生代後期を通じて堆積した地向斜堆積物と考えられ、一般に砂岩に乏しく粘板岩の優勢な岩相を示す。

本図幅地域の西部に分布する古生界のうち野洲川流域に広く分布するものを野洲川層群として一括し、野洲川上流域に分布するものを武平峠層として区別した。

野洲川層群は岩相により上位から次のように分ける。

2) 第 IX 章参照。

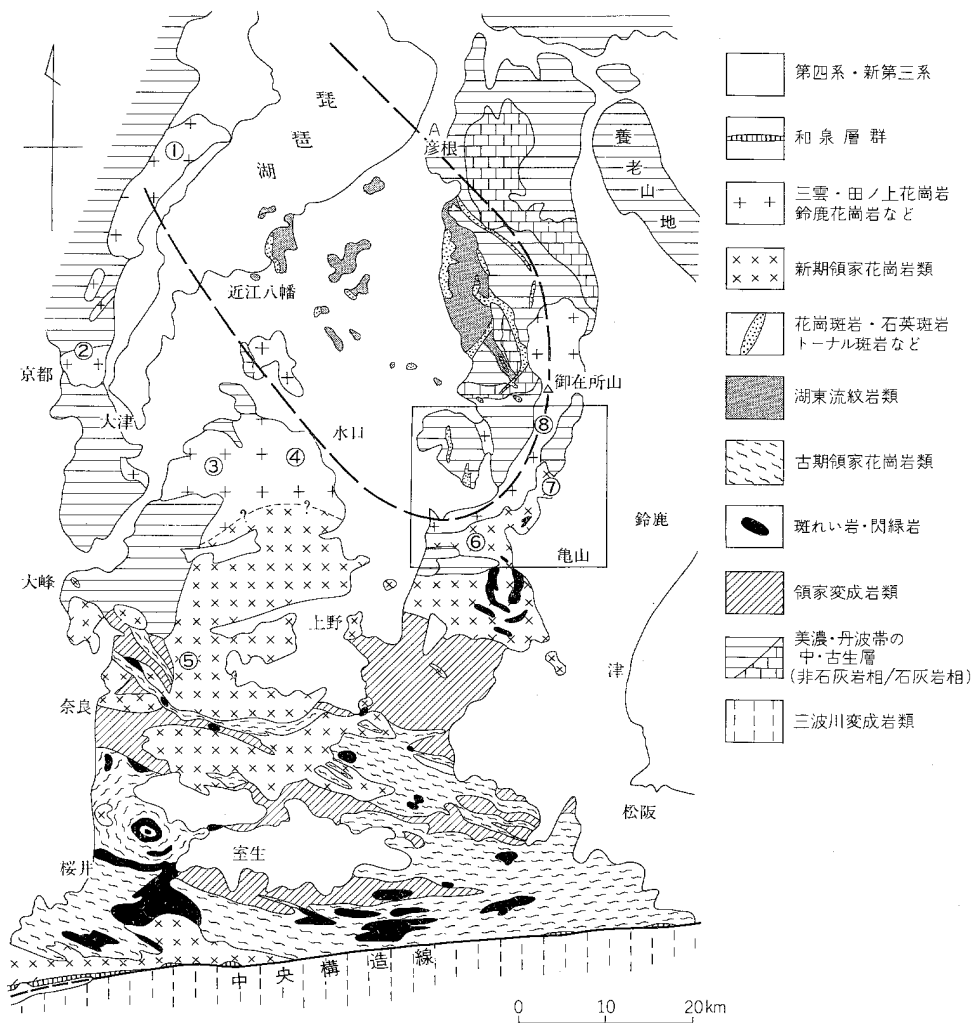
第1表 亀山図幅地域の地質総括表

地質時代		地質系統		地史	
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖積層、扇状地・崖錐堆積物		隆 起
		更 新 世	段丘・扇状地堆積物 笹尾峠・北白木礫層など	水沢扇状地堆積物	
	新 第 三 紀	鮮 新 世	古琵琶湖層群・奄芸層群		沈 降 運 動 (東海湖 古琵琶湖) 内陸盆地
		中 新 世			陸 化
		瀨戸内中新統	千種層 鮎河層群 鈴鹿層群	沈 降 (第1瀨戸内海)	
	古第三紀			隆 起	
	中 生 代	白 垂 紀	後 期	鈴鹿花崗岩など 新期領家花崗岩類 青土トータル岩・猪ノ鼻トータル斑岩	
前 期			領家変成岩		領家変成作用
ジュラ紀					
三疊紀			?		
古 生 代	二 疊 紀	野 洲 川 層 群	武平峠層 柘植層	菰 野 層 群	地 向 斜 海

野洲川層群 { 田村川層 (主として粘板岩)
青土層 (主として粘板岩・チャート)
土山層 (主として粘板岩・砂岩)

野洲川上流域に分布する武平峠層は主として粘板岩・砂岩からなり、岩相からは土山層に対比される(第2表)。

本図幅地域の東部に分布する古生界を菰野層群として一括し、岩相により上位から次のように分ける。



第2図 近畿地方領家帯東部及びその北方地域の先新第三系地質概略図 太い破線は湖東流紋岩の推定分布範囲を、四角の枠は龜山図幅の範囲を示す
 ①-⑧は花崗岩体の名称：①比良，②比叡山，③田ノ上，④三雲，⑤柳生，⑥加太，⑦野登山，⑧鈴鹿
 YOSHIZAWA *et al.* (1965, 1966)，西川ほか(1979)，領家研究グループ(1974)などの文献及びその他の未公表資料に基づいて作成

孤野層群 { 雲母峰層 (主として粘板岩・チャート)
 入道ヶ岳層 (主として粘板岩・砂岩)

岩相からいえば入道ヶ岳層は土山層に，雲母峰層は青土層に対比される(第2表)。

本図幅地域の南部の柘植付近一帯に分布する主として粘板岩・砂岩からなる古生界を柘植層とし，岩相から土山層に対比した(第2表)。

本図幅地域の古生界は白亜紀末期に貫入した花崗岩類の熱変成作用を受け，接触部付近の古生界はホルンフェルスになっている。本図幅地域南部にはホルンフェルス化した古生界(土山層)が花崗岩類の

上に取り残され、ルーフ・ペンダントとして点在している。

本図幅地域の古生界を地質時代の推定が可能な「彦根東部」及び「津島」図幅地域の古生界と岩相により対比すると、本図幅地域の青土層(粘板岩・チャート)は米原層(宮村ほか, 1976)と一之瀬層(高田ほか, 1979)に対比される。米原層、一之瀬層はいずれも中部二畳系に相当する地層と考えられるので、本図幅地域の青土層もおそらく中部二畳系に相当するものと考えられる。したがって、本図幅地域の古生界は前述した層序及び対比からおそらく二畳系に相当する地層と考えられる。

II. 2 領家深成変成作用及び白亜紀後期酸性火成作用

第2図に示すように、本図幅地域は近畿地方領家帯の北縁部に位置しており、図幅地域の南東部は領家帯の深成・変成岩類により、また北西部は非変成古生層とそれに貫く花崗岩類によって、それぞれ占められている。

ここで、近畿地方領家帯を概観すると、その主要部は、泥質・砂質・珪質堆積岩を源岩とする縞状片麻岩類(主として珪線石帯に属する)、斑れい岩・閃緑岩などの苦鉄質岩類及び片麻状構造の顕著な花崗閃緑岩—トータル岩(古期領家花崗岩類)によって構成され、これらが西北西—東南東のトレンドをもって幅30-40kmにわたって広く露出している。変成岩類の変成度は北方及び南方に向かって低下し、北方へは、片状ホルンフェルス帯(主として堇青石帯)、黒雲母千枚岩帯、含黒雲母粘板岩帯³⁾を経て、非変成古生層帯に移化する(中島, 1960)。これらの深成・変成岩類の構造に対して非調和的(一部亜調和的)に、塊状—弱片状の花崗岩類(新期領家花崗岩類)が貫入している。その代表的なものが柳生花崗岩(粗粒角閃黒雲母花崗閃緑岩—花崗岩)で、20×25km²以上の広がりをもつ底盤状岩体(ただし北縁は未確定)をなし、南部では領家変成岩を、北部では非変成古生層を、それぞれ貫いて、これらに接触変成作用を与えている。柳生花崗岩の東方延長は本図幅地域及び南隣の「津西部」図幅地域にも広く分布し、加太花崗閃緑岩とよばれ、その内部に片状ホルンフェルス・斑れい岩・閃緑岩などの小岩体を捕獲している。本図幅地域には、このほか、東部の野登山付近に細粒塊状の花崗閃緑岩類(野登山花崗閃緑岩)、南東部の雨引山付近に中粒塊状の黒雲母花崗岩(雨引山花崗岩)などの岩体が分布し、貫入時期はそれぞれやや異なるが、いずれも新期領家花崗岩類の一員であろう。

一方、領家帯北方に眼を転ずると、琵琶湖東方地域には白亜紀後期の湖東流紋岩類が分布し、また、これを取り囲むようにして、多くの花崗岩体が分布している。湖東流紋岩類は、かつては石英斑岩—花崗斑岩として一括されていたが、最近の研究により、中部地方の濃飛流紋岩と同様に、その大部分が珪長質の火砕流堆積物(溶結凝灰岩)であることが判明している(河田ほか, 1969; 三村・河田, 1970; 宮村ほか, 1976; 西川ほか, 1979など)。その点在する露出らが推定されるかつての広がり、南北55km、東西45kmに達する(三村ほか, 1976)。湖東流紋岩類の活動に伴って、花崗斑岩・斑状花崗岩・石英斑岩などの岩脈群⁴⁾が湖東流紋岩類及び周辺古生層を貫いているが、これらの多くは、東方に張り出した弧状の配列(2列以上あり)をなしており、湖東流紋岩類の活動に伴う巨大な環状岩脈の一部

3) 第2図では非変成古生層に含めた。

4) 宮村ほか(1976)によれば、これらの岩脈群には、湖東流紋岩類の下部層を貫き上部層におおわれるもの(秦荘石英斑岩)と、上部層まで貫くもの(犬上花崗斑岩)とがあり、後者の方が分布が広い。

を示している可能性がある。本図幅地域には湖東流紋岩類そのものは現在露出していないが、本図幅地域北西部の古生層を貫く南北性の岩脈（青土トータル岩・猪ノ鼻トータル斑岩）は上記の岩脈群と一連のものと思われる。ただし組成的にはそれらよりやや苦鉄質なものが多い。

さて、湖東流紋岩類をとりまいて分布する花崗岩類は、反時計回りに、比良花崗岩類、比叡山花崗岩類、田ノ上・三雲花崗岩類、鈴鹿花崗岩類、諸家花崗岩類、江若花崗岩類とよばれている（YOSHIZAWA *et al.*, 1965；藤本, 1979）。これらは一部の例外を除いて、浅所進入の粗粒—中粒黒雲母花崗岩からなり、細粒相・斑状相などを周縁相としてもち、ペグマタイトに富み、石英斑岩—石英ひん岩の岩脈に貫かれるという共通性をもっており、本図幅地域に分布する鈴鹿花崗岩も例外ではない。田ノ上・三雲花崗岩及び鈴鹿花崗岩と領家花崗岩類の境界及びそれらの貫入関係については、これまで明確にされていなかったが、今回の調査により鈴鹿花崗岩が新期領家花崗岩類を貫くことが確認された。

なお、今回実施したカリウム—アルゴン年代測定によれば、本地域の新期領家花崗岩類及び鈴鹿花崗岩は67-69Ma（白亜紀末期）の年代を示し、これらに有意の差が存在しない。また、SEKI（1978）によって報告されている湖東流紋岩類上部層の76Maという年代（全岩、ルビジウム—ストロンチウム法）もこの値に近い。湖東流紋岩類と鈴鹿花崗岩の野外での関係は明らかにされていないが、上述の資料に従えば、湖東流紋岩類とほぼ同時期か、あるいはそれより若干遅れて、本地域の花崗岩類が短期間のうちにあいついで貫入した可能性が大きい。

II. 3 新生界の地史と鈴鹿山脈の形成

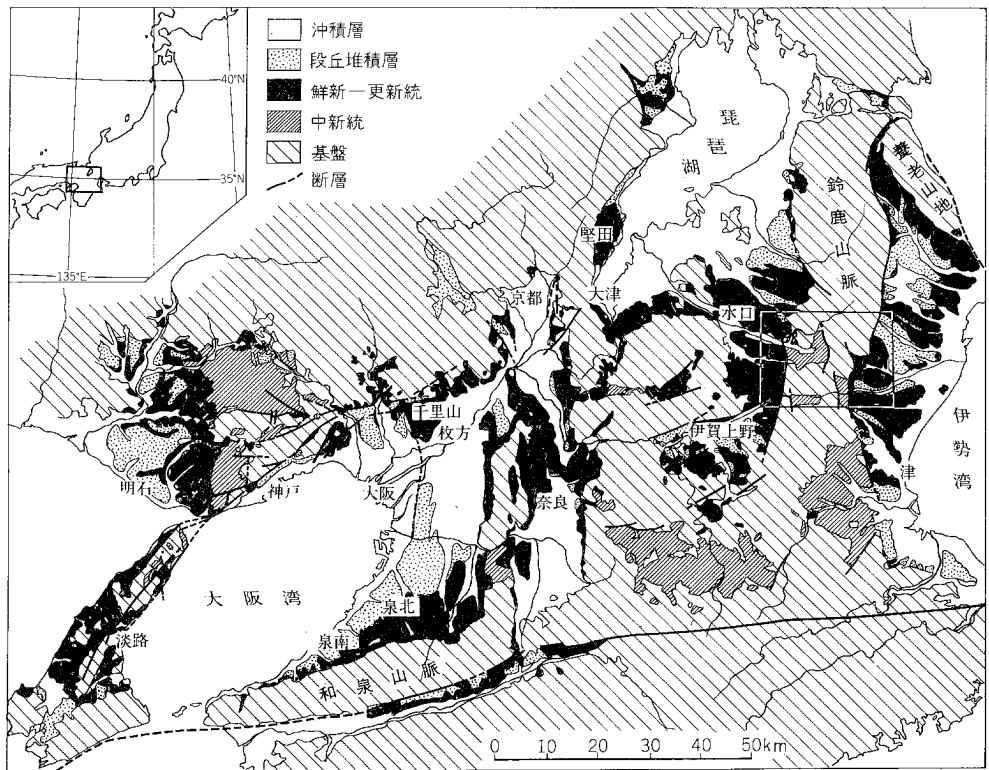
本図幅地域は、新第三紀以降の地質区区分の瀬戸内地質区（池辺, 1957）の東部寄りに位置する。瀬戸内区は、長野県南部から瀬戸内海ぞいに中部九州まで、ほぼ東西に帯状に延びる地質区である。近畿地方の瀬戸内区は、その南縁がほぼ中央構造線にあり、その北域の先新生界の領家帯上に、大きくみて前期—中期中新世と鮮新世—前期更新世の2度にわたって沈降帯が生じ、それぞれに対応する地質系統が堆積した（第3図）。

中新世の沈降帯は、第1瀬戸内海とよばれる。第1瀬戸内海は、太平洋側と日本海側とに連結した沈降帯で、そこに堆積した地層群が第1瀬戸内累層群あるいは瀬戸内中新統（以後、本報告ではこの名称を使用する）である。瀬戸内中新統は、大部分が海成堆積物からなり、長野県の富草層群から中国山地の備北層群まで、東西約450kmにわたって約18層群が各地に点在する。本図幅地域では、鈴鹿・鮎河層群及び千種層が瀬戸内中新統に属しており、仏峠層もこれに相当すると思われる。浮遊性有孔虫化石や各層群の岩相及び層序的關係からみて、鈴鹿層群が初めに堆積し、鮎河層群・千種層が後に堆積している。ただし、いずれも前期中新世のものである。

第1瀬戸内海の後退後、瀬戸内区は中期中新世—鮮新世初め頃にかけて陸地侵食の場となった。この時期には、“瀬戸内火山岩類”の活動が各地であった。しかし、本図幅地域内にはそれらに対応する火山岩類の分布は知られていない⁵⁾。

その後、鮮新世—前期更新世には瀬戸内区は再び沈降の場に転じ（第2瀬戸内海）、第2瀬戸内累層群

5) 本地域の花崗岩類を貫く苦鉄質岩脈がこの時期のものかも知れない。



第3図 近畿中部の新生界分布図（竹村ほか，1980 a より）四角の枠は亀山図幅の範囲を示す

（鮮新一更新統）が堆積した。当時は，第1瀬戸内海とは異なり，近畿・東海地方に大きくみて3地域に内陸盆地状の沈降域が生じた。東より，伊勢湾周辺，近江—伊賀盆地，大阪盆地とその周辺地域である。それぞれの内陸盆地に生じた湖は，伊勢湾周辺地域のものは東海湖と，近江—伊賀盆地のものは古琵琶湖とよばれ，またその堆積物は東海層群（石田・横山，1969），古琵琶湖層群とよばれる。両層群とも，すべて湖盆に堆積した淡水成地層から構成されている。本図幅地域では，そのうち奄芸層群・古琵琶湖層群のそれぞれの一部が分布する。両層群とも全体からみれば，中部—下部層準のものがみられ，粘土・シルト・砂・礫から構成され，薄い火山灰層を10枚以上挟んでいる。

奄芸層群や琵琶湖東岸地域（湖東丘陵）の古琵琶湖層群の堆積が終了するころから，伊勢湾周辺では，それまでの東海湖を形成した鮮新世の変動（知多変動）から更新世の変動（六甲変動・猿投変動）への転換があった（牧野内，1976；MAKINOCHI，1979）。知多変動の運動様式はゆるやかなたわみ（Warping）であったが，伊勢湾周辺の六甲変動は断層による地塊ブロック化と，ブロック化された地塊の個別の運動—すなわち，堆積盆地の深化縮少と後背地の隆起—であり，その運動により現在の高起伏地形が決定された，と考えられている（牧野内，1976）。

ネオテクトニクスの地質構造区である近畿三角帯（HUZITA，1962）（あるいは近畿三角地域）の東縁に位置する本図幅地域でも，この時期に本図幅中央を縦断する現在の鈴鹿山脈の著しい隆起運動がみら

れる⁶⁾。すなわち、鈴鹿山脈東西縁をふちどる一志断層系・頓宮断層系の南北性活断層の運動がそれである。

この鈴鹿山脈上昇期に、当時六甲変動の影響で陸地化していたと思われる湖東丘陵の古琵琶湖層群、奄芸層群の上に、山脈部から砂礫が供給される形で山脈東西両域に扇状地が広がった。古琵琶湖層群側では笹尾峠礫層、奄芸層群側では北谷・北白木礫層（あるいは大谷池礫層も）が当時の堆積物である。これらは、いずれも粗大な礫質堆積物であり、その形成条件から伊勢湾周辺の見当山累層や武豊層などの、いわゆる中部更新統に対比される。

その後、本図幅地域は段丘堆積期に入る。伊勢湾地域では、この時期に“熱田海進”と呼ばれる海進があったが、本図幅地域内には海成の証拠を示す段丘堆積物は知られていない。伊勢湾西岸の段丘は、KIMURA (1971-1972) などにより最高位⁷⁾・高位・中位・低位段丘に区分され、一方、琵琶湖側では植村 (1979 a) により最高位⁷⁾・高位・中位・低位段丘に区分されている。本図幅地域でも、それらの段丘堆積物、またそれらに対比される扇状地堆積物が分布する。

完新世には、南北性活断層の通過する地域に崖錐堆積物が堆積し、また各河川ぞいに小範囲に沖積層が堆積している。本図幅地域内の活断層は、すでに述べたように鮮新-更新統に変形を与えているが、さらに中位段丘面（第IX章のM₂面）にまで変位変形を与えている。

III. 古 生 界 (二畳系?)

III. 1 野洲川^{やす}層群

本層群は鈴鹿山地西側の野洲川流域に広く分布し、東は北西-南東方向の断層により武平峠層に接し、西は鮮新-更新統の古琵琶湖層群に不整合に覆われ、南は東部では鈴鹿花崗岩と主として断層で接し、西部では中新統の鮎河層群に不整合に覆われる。本層群は岩相により土山層(下部)、青土層(中部)、田村川層(上部)に分けられ(第2表・第4図)、岩相は互いに漸移している。鮎河付近では鮎河花崗岩によりその周辺部の本層群の粘板岩はホルンフェルス化している。

土山層 本層は野洲川ダム貯水池北方、猪足谷上流域及び土山地区一帯に広く分布しており、主とし

第2表 亀山図幅地域の古生界の対比表

	西 部			東 部		岩 相
	野洲川層群	青土層	土山層	菰野層群	雲母峰層 入道ヶ岳層	
古	田村川層					主として粘板岩からなり砂岩を伴い、まれにチャート・石灰岩レンズを含む
生	青土層			菰野層群	雲母峰層	主として粘板岩・チャートからなり、砂岩を伴う
界	土山層	武平峠層	柘植層		入道ヶ岳層	主として粘板岩・砂岩からなり、チャート・石灰岩を伴う

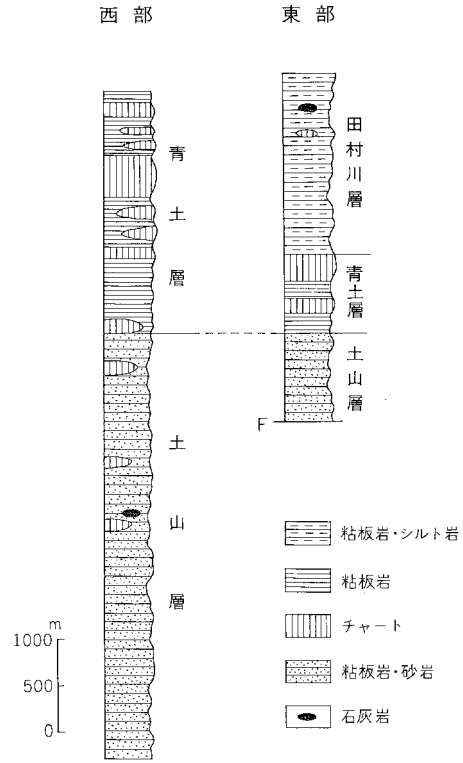
6) この点に関しては、奄芸層群西行谷礫層に背後の基盤岩礫が含まれ(VII. 2. 1. 1を参照)、さらに古琵琶湖層群にも鮎河層群礫が報告されている(横山ほか、1968)点を考えれば、六甲変動期前にも現在の鈴鹿山脈地域に小起伏の山地が存在していたことは充分考えられる。

7) 本報告では「見当山累層相当層」の名称を使う。

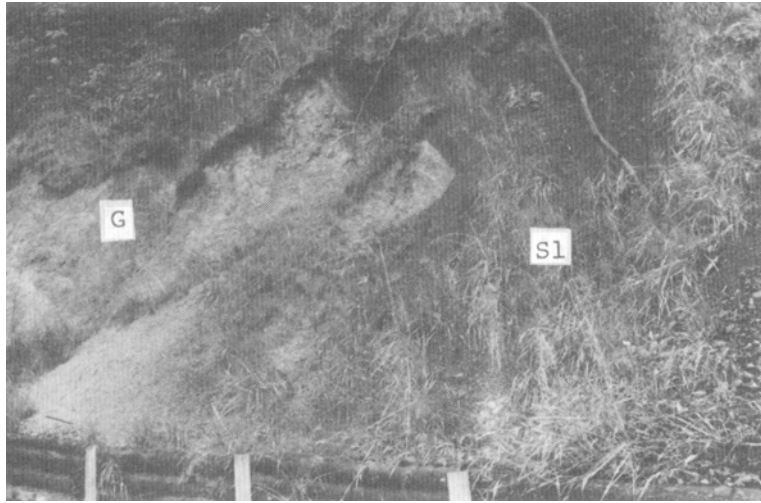
て粘板岩・砂岩からなり、まれにチャート又は石灰岩レンズを挟む。粘板岩は砂岩に比べて優勢であり、粘板岩と砂岩は単独でそれぞれ数m以上の厚さをなす場合が多く、数cm以下の細かい互層をなす場合はまれである。砂岩は一般に中粒又は細粒質で下部に比べ上部に多く伴われる傾向がある。粘板岩は比較的層理が発達し、シルト岩又は細粒質砂岩に移化する。チャートは灰黒色又は灰白色で、厚さおよそ数10mの層状をなすものと厚さ数mほどのレンズ状をなすものがある。また蟹が坂付近で見られるようなチャートと粘板岩が単独でそれぞれの厚さ数mほどの互層をなす場合もある。チャートはむしろ下部に多く伴われる傾向が見られる。石灰岩は厚さ数mほどのレンズ状をなし、一般に灰黒色を示し、スバライト質でマイクライト-石灰泥の泥質岩を含み無化石である。本層は猪足谷頭部で鈴鹿花崗岩と断層で接し、数m幅の破碎帯が見られ、接触部における粘板岩はほとんどホルンフェルス化していない(第5図)。本層の積算層厚は4,500mほどである。

なお、笹路^{ささろ}に分布する古生界及び上の平に点在するチャートを分布位置及び地質構造から土山層に含めた。また、本図幅地域南部の三子山-油日岳間の鈴鹿花崗岩の上にルーフ・ペンダントとして点々と取り残された古生界はホルンフェルス化した粘板岩からなり、一部にチャートを伴うので、本図幅では土山層に含めた。これらは土山層の下部を示すものと思われる。

青土層 本層は野洲川支流の音羽谷沿いに模式的に露出し、鎌掛^{かまがけ}付近一帯、野洲川ダム貯水池周辺、猪足谷にも分布し、土山層の上に整合に重なる。本層は主としてチャート・粘板岩からなり、砂岩を含む。チャートと粘板岩は、それぞれの厚さ数cm以下で互層するものはまれであり、一般にそれぞれ単独で数m以上の層厚をなすものが多い。チャートは一般に灰黒色又は灰白色であるが、まれに赤色を呈する。厚さ100m以上の厚層のチャートは数cm以下の間隔で層理を示し、多くの場合厚さ数mmほどの粘板岩の薄層を挟み、複雑な小褶曲を繰り返している。粘板岩は一般に黒色で厚さ数m以下の砂岩を挟み、しばしば珪質粘板岩に移化する。野洲川ダム貯水池の北岸沿いと深山谷^{みやま}から猪足谷にかけて緑色又は薄紫色を呈する層理の発達した粘板岩があり、深山谷で見られるものは厚さおよそ100mで層理に平行して厚さ数mmの葉理が発達するのが見られる(第6図)。猪足谷においては、厚さ50mほどの緑色粘板岩が見られ、層理におおよそ平行して数枚の厚さ1mほどの安山岩が挟まれる(MIZUTANI, 1964)。なお、深山谷においては、本層の最上位を占める厚さおよそ300mのチャート中に厚さ5mほどの多孔



第4図 野洲川層群の柱状図



第5図 猪足谷頭部付近で見られる土山層と花崗岩の境界を示す露頭 G: 鈴鹿花崗岩
S1: 土山層の粘板岩 数条の割れ目が見られ、花崗岩・粘板岩とも破碎されている



第6図 深山谷における層理がよく発達した緑色粘板岩の露頭（青土層）

質玄武岩が挟まれる。粘板岩はまれに砂岩とそれぞれの厚さ数10cmほどの互層をなす場合もある。青土付近において青土トータル岩と接する粘板岩はホルンフェルス化していることがあるが、水沢峠道で見られるように鈴鹿花崗岩と接する粘板岩にはホルンフェルス化がほとんど見られない。本層の厚さは西部ではおよそ2,500m、東部では800mほどである。

田村川層 本層は田村川上流域に模式的に露出し、^{うぐい} 鹹川・太郎谷川流域及び日野川上流域に分布する。本層は主として粘板岩からなり、砂岩に乏しく、まれに砂岩・チャート及び石灰岩レンズを挟み、青土層の上に整合に載る。粘板岩はシルト岩質に移化することもまれでなく、比較的層理がよく発達す

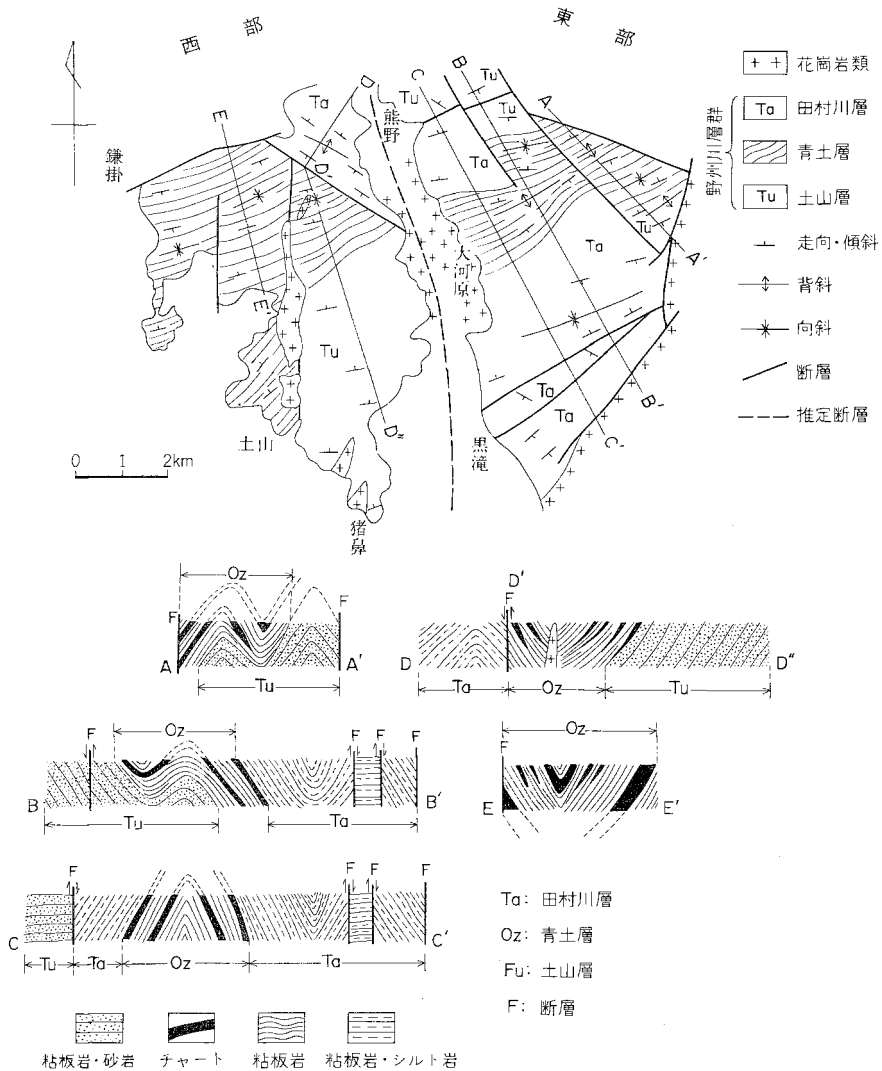


第7図 田村川上流域に見られる含礫粘板岩の露頭（田村川層）



第8図 田村川層のスランプ堆積層（土山町田村川流域の転石）

る場合と無層理塊状で節理が発達する場合とがある。無層理塊状のものは田村川上流域に見られるように礫径6-1cm，最大礫径15cmほどのチャートをもつ垂円礫を含む厚さ1mほどの含礫粘板岩になる場合もある（第7図）。なお、礫はチャートの他に、石灰岩・砂岩・塩基性火山岩などが見られる（MIZUTANI, 1964）。これらの含礫粘板岩の分布は田村川上流域のごく限られた局所的なもので、本層の分布する他の地域には見られない。チャートはごくまれで、粘板岩中に厚さ数mの層状又はレンズ状に挟まれる場合とチャートと粘板岩とがそれぞれの厚さ数cmで細互層をなす場合とがあるが、前者の場



第9図 野洲川層群の模式地質構造図

合の方が多。砂岩は中粒質又は細粒質で、厚さ数mの層状又はレンズ状をなして粘板岩中に挟まれる。石灰岩は灰黒色を呈し、厚さ10mほどのレンズをなし、マイクライト質で同時侵蝕の石灰岩片（内砕屑物）を含み、無化石である。また、本層には不規則な流状構造を示し偽礫化したスランプボールを含むスランプ構造が見られることがある（第8図）。本層の東端は鈴鹿花崗岩に接するが、粘板岩のホルンフェルス化はほとんど見られない。本層の厚さはおよそ2,000mである。

なお、^{あけびはら}山女原東方の鈴鹿花崗岩中に取り残された古生界はホルンフェルス化した粘板岩からなり、その分布位置と岩相から本図幅では田村川層に含めた。

野洲川層群の地質構造 本層群の地質構造は熊野—大河原—黒滝を結ぶ南北の線を境にして東部と西

部で異なり、両者の間に南北方向の断層が推定される(第9図)。

東部は北西-南東方向の断層により地塊化し、地塊ごとに若干構造を異にしている。第9図のA-A'断面では1向斜2背斜が見られ、南から北へ行くほど上位層が現われ全体として複向斜の南翼を、B-B'断面では2向斜1背斜が見られ、北から南へ行くほど上位層が現われ全体として複向斜の北翼をそれぞれ示すと考えられる。C-C'断面では上部2層(青土層・田村川層)の1向斜1背斜の褶曲構造が見られ、北で下位の土山層と断層で接する。C-C'断面において土山層と接する断層はB-B'断面において土山層と青土層とが向斜構造を示す位置付近に当たると考えられ、C-C'断面においても本来複向斜構造の北翼を示していたと考えられる。したがって、本層群の東部の地質構造は本来複向斜構造を示すものと考えられる。

一方西部の地質構造は、D-D'', E-E'断面で見られるように、田村川層(上部)を除く下部層が向斜構造を示し、東部の構造と異なっている(第9図)。

以上のことから東部と西部の間を通る南北方向の断層が推定され(第9図)、鮎河花崗岩はこの断層沿いに貫入したものと思われる。

III. 2 武平峠層

本層の大部分は本図幅地域の北方に隣接する「御在所山」図幅地域の武平峠以西に分布し、その一部が本図幅地域の北部に見られる。本図幅地域内では、本層の西は北西-南東方向の断層で野洲川層群に接し、東は鈴鹿花崗岩に断層で接している。

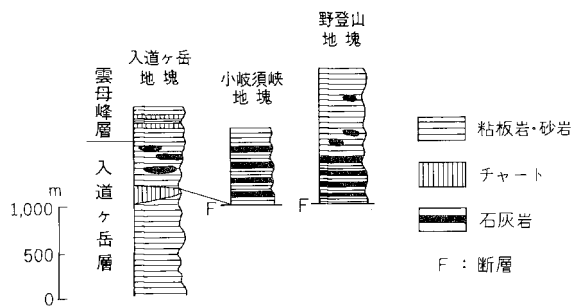
本層は主として粘板岩からなり、砂岩とチャート及び石灰岩レンズを挟む。粘板岩は一般に層理が発達し、しばしば厚さ数mほどのチャートレンズを挟む。まれに、粘板岩はチャートとそれぞれの厚さ数cmほどの細互層をなす場合もある。砂岩は中粒質-細粒質であるが、一般に乏しく、厚さ数mほどの層状又はレンズ状をなして粘板岩中に挟まれる。石灰岩はごくまれに、厚さ数mのレンズで挟まれ、灰白色を呈し、マイクライト質で1mmほどの大きさの楕円体のペレットを含み、無化石である。本層は走向北西-南東で、60-40°南に傾斜する同斜構造を示す。本層は岩相からいえば土山層に似ているが、土山層に比べチャートが多く、砂岩に乏しい点で異なる。

III. 3 ^{こもの}菰野層群

本層群は本図幅地域東部に位置する入道ヶ岳及び雲母峰に分布し、その一部は本図幅地域の北に隣接する「御在所山」図幅地域に分布する。本層群は入道ヶ岳層(下部)と雲母峰層(上部)に分けられ(第10図)、岩相は互に漸移する。

入道ヶ岳層 本層は入道ヶ岳を中心に分布し、南と西はそれぞれ野登山花崗閃緑岩と鈴鹿花崗岩に接し、粘板岩はホルンフェルス化し、断層により地塊化している(第12図)。

本層は主として粘板岩・砂岩からなり、上部には石灰岩及びチャートを挟むが、一般にチャートに乏しい(第10図)。粘板岩は砂岩に比べ優勢で、一般に層理が発達し、珪質粘板岩に移化することがある。



第10図 菰野層群の柱状図



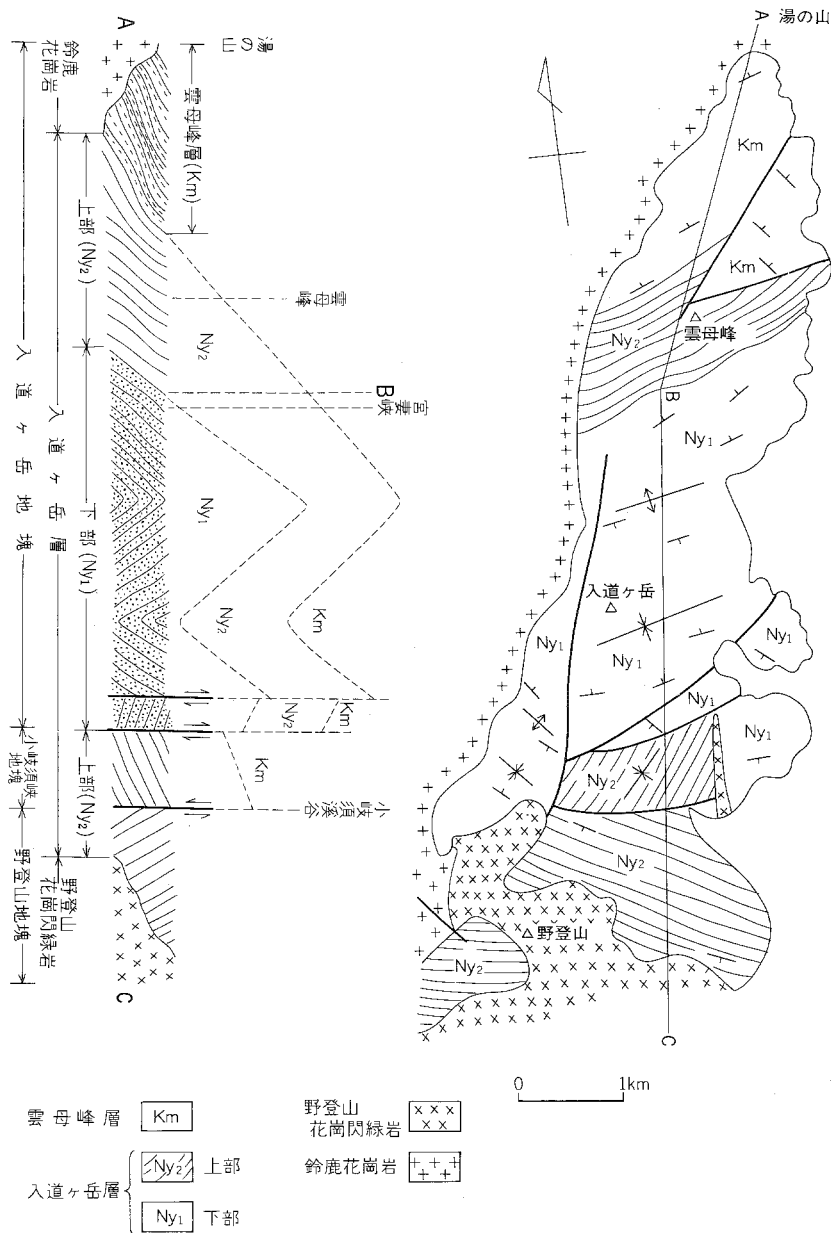
第11図 小岐須溪谷に見られるブーディン構造の露頭（入道ヶ岳層）

砂岩は中粒質—細粒質で、粘板岩とそれぞれの厚さ数cm以下の細互層をなす場合と、単独でそれぞれ数m以上の厚さを示す場合とがあり、一般に後者の場合が多い。また、砂岩はまれに数m以下のレンズ状をなして粘板岩中に挟まれる場合もある。小岐須溪谷においては第11図に示すようなブーディン構造が幅20mほどにわたって見られ、粘板岩中に挟まれた細粒質砂岩はおおよそ層理に平行に伸長し、膨縮構造を示すものもある。チャートは雲母峰南斜面に分布し、層厚100m以上で、複雑な小褶曲を繰り返している。石灰岩は一般に灰白色又は灰黒色を呈し、厚さ10m以上の層状又は厚さ数mほどのレンズ状をなす場合と、粘板岩とそれぞれの厚さ数mほどの互層をなす場合とがある。石灰岩は花崗岩類による熱変成作用を被り、一般に微晶質で、なかには糖状を示すものもあり、化石は見られない。

本層は岩相からいえば土山層上部に似ているが、チャートが非常に乏しい点と上部に石灰岩を多く伴う点で土山層上部と異なる。本層の厚さはおよそ2,500mである。

なお、野登山南西斜面において野登山花崗閃緑岩の上に取り残された古生界は、主としてホルンフェルス化した粘板岩からなり、石灰岩レンズを含むことから、入道ヶ岳層の上部が取り残されたものと思われる。

雲母峰層 本層の大部分は本図幅地域の北に隣接する「御在所山」図幅地域に分布し、本図幅地域内



第12図 蕨野層群の模式地質構造図

には雲母峰の北部において一部が分布する。本層は主として粘板岩・チャートからなり、ごくまれに砂岩を伴い、入道ヶ岳層の上に整合に載る。チャートと粘板岩はそれぞれの厚さ数10cm以下の互層をなす場合もあるが、一般に単独でそれぞれの厚さ数m以上をなす場合が多い。砂岩は一般に細粒質で粘板岩とそれぞれの厚さ数cm以下の細互層をなすか、厚さ数mほどのレンズをなして粘板岩中に挟まれることもある。木層の西縁部は鈴鹿花崗岩に接し、粘板岩はホルンフェルス化している。なお本図幅地域

北方に隣接する「御在所山」図幅地域内にはまれに石灰岩レンズが挟まれる。本層は岩相からいえば青土層に似ている。

菰野層群の地質構造 本層群は東西方向の断層により、入道ヶ岳、小岐須峽、野登山の3地塊に分けられ、地塊ごとに構造を異にするが、入道ヶ岳層の上部層を鍵層として大きく見ると、東西方向の軸を持つ3背斜2向斜の複背斜構造が考えられる(第12図)。小岐須溪谷の北側に分布する石灰岩を含む小岐須峽地塊は、小岐須溪谷沿いのプーディン構造(第11図)を示す破碎帯を伴う断層(本来の背斜部を通る断層)により落ち込んだものと考えられ、小岐須溪谷南側に分布する野登山地塊の一部と反復する(第12図)。

III. 4 柘植層

柘植層は国鉄関西本線柘植駅付近から東方の関町加太川上流域にかけて分布し、南方の「津西部」図幅地域に続く。西側に分布する古琵琶湖層群とは頓宮断層で接し、南側に分布する鈴鹿層群により不整合に覆われる。本層は北方に広く分布する加太花崗閃緑岩(及び一部では鈴鹿花崗岩)に貫かれ、これらによる熱変成作用を全域にわたって被っている(第IV章参照)。

本層は、主として砂岩及び粘板岩からなり、少量の石灰岩レンズを挟む。砂岩と粘板岩は、リズムミクな互層をなす部分もあるが、しばしばスランブ構造を呈し、泥質の基質の中に角礫状、レンズ状、パッチ状などさまざまな形態を示す砂岩が多数包有されている(第13図)。

本層は、走向東西ないし北西-南東で、北方へ急斜あるいはほとんど直立している。層序関係等は不明である。岩相からいえば土山層に似ており、チャートが伴わない点で土山層と多少異なる。



第13図 柘植層の含礫泥岩 (関町不動滝入口転石。説明は本文中)

IV. 領家変成岩及びホルンフェルス

IV. 1 領家変成岩

緒方 (1959) は、本図幅地域南部の関町加太金場付近及び野登山付近⁸⁾ に黒雲母片麻岩を見だし、これを領家変成岩とした。しかし、その後出版された YOSHIZAWA *et al.* (1966) の地質図では、金場付近を含めて本図幅地域はすべて塊状のホルンフェルス及び粘板岩とされ、領家帯プロパーの片状ホルンフェルス—縞状片麻岩は本地域南方の布引山地 (第73図参照) に広く分布するように表現されている。

今回の調査によれば、加太金場付近の加太花崗閃緑岩に含まれる変成岩類は、片理がよく発達し、ときに微褶曲構造を呈し、再結晶作用も完全に行われている。したがって、これらは加太一柘植地域のホルンフェルス (加太花崗閃緑岩による接触変成岩) とは異なり、片状ホルンフェルス (領家変成岩) とするのが適当であろう。しかし、これらはいずれも幅数m-100m程度の捕獲岩体であり (第14図)、本来の変成作用の内容については確実なことは不明である。

これらの片状ホルンフェルスは、主に泥質岩・砂質岩からなり、少量の石灰質岩及び苦鉄質岩を伴う。泥質岩源の片状ホルンフェルスは黒雲母・白雲母・石英・斜長石などからなり、黒雲母は鱗片状に集合し、他はグラノプラスチック組織をつくる (第II図版1)。堇青石の仮像 (白雲母に交代される) を



第14図 加太花崗閃緑岩に捕獲された片状ホルンフェルス (関町加太金場, 加太川転石)

8) 今回の調査では、野登山付近の古生層はすべて塊状のホルンフェルスであり、黒雲母岩片麻岩は発見されなかった。

含むことがある。

砂質岩源の片状ホルンフェルスは、黒雲母・角閃石（アクチノ閃石質）・石英・斜長石・カリ長石からなり、黒雲母はやや鱗片状をなすが、他はグラノプラスチック組織をつくる。

苦鉄質岩（凝灰岩？）源のホルンフェルスは金場東方約800mの道路沿いに露出し、角閃石（カミングトン閃石質）・黒雲母・石灰質斜長石・石英・スフェン・鉄鉱などからなり、グラノプラスチック組織をつくる。

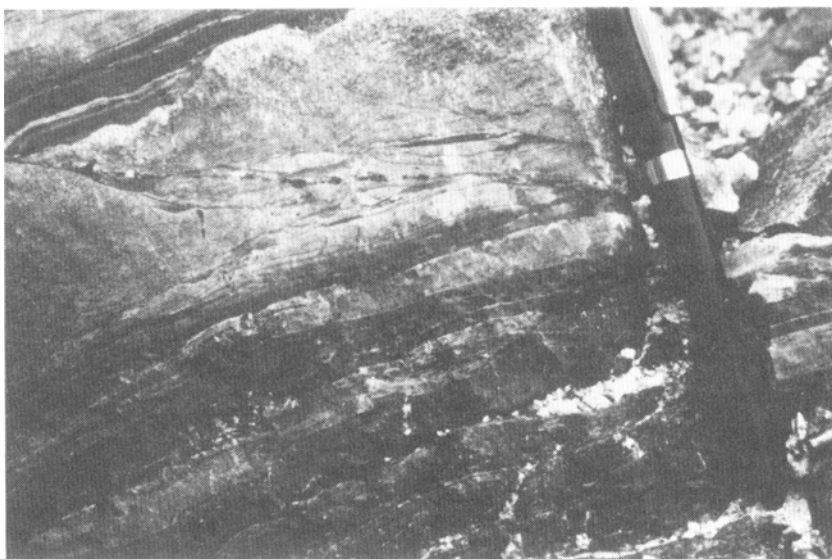
石灰質岩源のスカルンは、関西本線加太駅北東方約1kmの旧採石場崖に露出し、スカポライト・スフェン・方解石・ざくろ石・角閃石・斜長石・微斜長石などを含んでいる。

IV. 2 ホルンフェルス

本図幅地域の古生層は、白亜紀末期に貫入した花崗岩類により、かなり広い範囲にわたってホルンフェルスとなっている。泥質岩についてみると、花崗岩体に向かって、黒雲母粘板岩→点紋粘板岩→堇青石ホルンフェルスと変化している。以下、本地域のホルンフェルスについて、北部地域から南部地域へ順次記述する。

鈴鹿山脈東部地域（四日市市・鈴鹿市）

この地域では、古生層（入道ヶ岳層・雲母峰層）の砂岩・粘板岩・チャート及び石灰岩が、鈴鹿花崗岩による接触変成作用を全域にわたって被っている。泥質岩を基準にとると、花崗岩との接触部から約500mの範囲が堇青石ホルンフェルス帯で、それより東方の地域が点紋粘板岩帯である。点紋粘板岩帯では、黒色の粘板岩中に径0.5-1mmの灰色の点紋を含む。点紋は、微粒の白雲母・黒雲母・電気石・炭質物・石英（砕屑粒）などの集合体である。点紋以外の部分は再結晶作用が不完全で、石英・長石・



第15図 古生層（入道ヶ岳層）の砂岩・粘板岩互層 泥質層中の黒色斑点は堇青石（鈴鹿市入道ヶ岳北方）

炭質物等の碎屑性粒子を主とし、少量の黒雲母・白雲母が再結晶している。

堇青石ホルンフェルス帯では、径1-2mmの堇青石の斑状変晶に富み(第15図)、基質はグラノブラスティックな組織の黒雲母・石英・長石・電気石・不透明鉱物からなる。堇青石は擬六方双晶を示し、炭質物・黒雲母などの微細な包有物の平行配列が原岩の構造をよく保存している(第II図版2)。まれに、長径1-2cmに成長した堇青石の密集帯がみられる。なお、花崗岩との接触部では堇青石は不安定となり、白雲母の斑状変晶によっておきかえられる。

なお、本地域南部の小岐須溪谷以南の地域は、野登山花崗閃緑岩による接触変成作用を強く受けている。この地域には石灰岩(入道ヶ岳層)が多産し、これらが晶質石灰岩やスカルン(珪灰石・透輝石・灰ばんざくろ石など)に変化している。

鈴鹿山脈西部地域 (土山町)

この地域では、鈴鹿花崗岩と古生層(北から、武平峠層・青土層・土山層・田村川層)とは主として断層関係で接しており、古生層の変成度は東部地域よりも低い。この地域の粘板岩及び礫質泥岩の基質部は、ほとんど原岩の鉱物・組織をそのまま残しており、微細・少量の黒雲母が再結晶しているにすぎない。ただし、本地域南部の、山女原東方地域では、鈴鹿花崗岩が古生層(田村川層)に貫入しており、古生層の泥質岩は完全に再結晶して、堇青石・黒雲母・白雲母を多量に含むホルンフェルスになっている。

鈴鹿山脈南部地域 (土山町・伊賀町・関町)

この地域では、鈴鹿花崗岩中に古生層(土山層)の砂岩・粘板岩・チャートがルーフ・ペンダント状に捕獲されている。泥質岩は、完全に再結晶しており、白雲母・黒雲母・堇青石(ピナイト化)を多量に含むグラノブラスティック組織のホルンフェルスになっている。

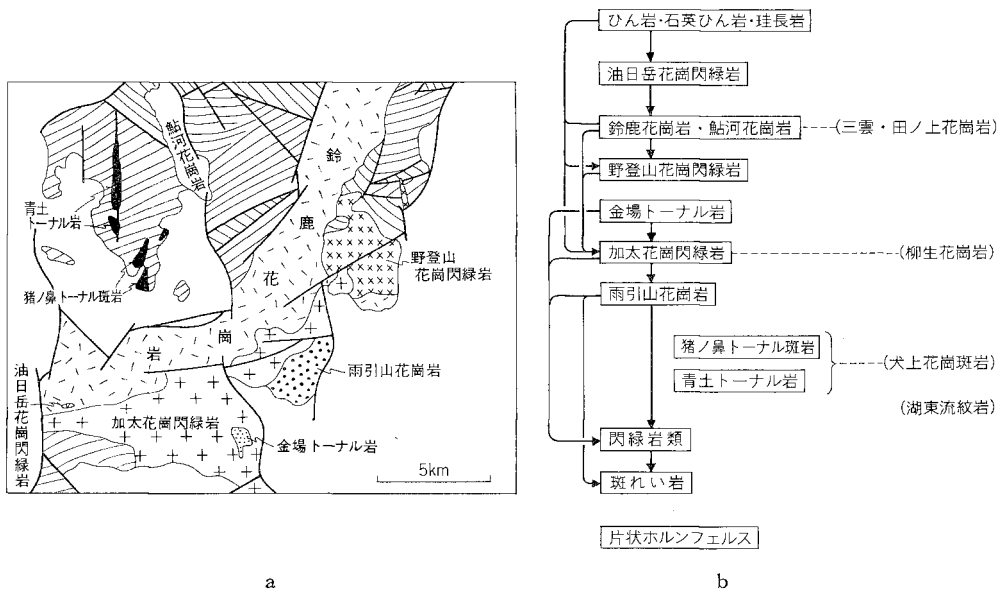
柘植—加太地域 (伊賀町・関町)

この地域のホルンフェルスは、柘植層の砂岩・粘板岩を源岩としている。このうち、粘板岩源の岩石(礫質泥岩の基質部も含む)は、堇青石白雲母黒雲母ホルンフェルス、白雲母黒雲母ホルンフェルス、まれにざくろ石白雲母黒雲母ホルンフェルスなどとなっている。これを地域的にみると、加太花崗閃緑岩との境界から500m位の範囲は、主に堇青石白雲母黒雲母ホルンフェルスからなり、再結晶作用もほぼ完全に近いが、これより南方の地域(伊賀町一ツ家付近)では再結晶作用の程度の低い白雲母黒雲母ホルンフェルスからなる。したがって、この地域のホルンフェルスは、主として加太花崗閃緑岩の貫入による接触変成岩であると考えられる。なお、同花崗閃緑岩との接触部近く(加太川不動滝付近など)では、再結晶した堇青石や黒雲母が原岩の層理にほぼ平行に配列して、全体として弱い片状構造を呈することがある。

V. 深成岩類

V. 1 研究史及び概要

本図幅地域の深成岩類については、山下(1893)による20万分の1地質図幅「四日市」の出版以後、



第16図 a 亀山図幅地域の深成岩類の分布概略図 (苦鉄質岩・変成岩は省略。斜線は古生層の一般走向を示す)
 b 亀山図幅地域の深成岩類の貫入関係及び周辺地域との対比 矢印の先は被貫入岩を、破線は岩相の類似による対比を、カッコ内は本地域以外に分布するものを、それぞれ示す

長期にわたって研究の対象にされることがなかった。戦後にいたって、緒方 (1959) は、本地域を含む鈴鹿山脈全域の花崗岩類を主題として研究し、花崗岩類を、最も広域に分布する粗粒黒雲母花崗岩 (鈴鹿花崗岩) と、その南東側に分布する斑状粗粒黒雲母花崗岩・粗粒閃雲花崗岩及び中粒花崗閃緑岩 (野登山型) とに区分し、かつ、黒雲母片麻岩や角閃石斑れい岩などの存在から、鈴鹿山脈の南端部は領家帯に含まれるべきとした。ただしこの報告では、花崗岩類相互の野外での関係が、一部を除いて具体的にのべられておらず、地質図上でもそれらの境界は半然としていない。その後出版された YOSHIZAWA *et al.*, (1966) 及び三重県地質鉱産図 (三重県, 1964) においても、おおむね緒方の区分が踏襲されている。なお、YOSHIZAWA *et al.*, は、鈴鹿峠の南方を東西方向に走る幅数10mの microbreccia zone⁹⁾ をもって鈴鹿花崗岩と領家花崗岩の境界とし、その西方延長が大和高原の領家帯プロパーと領家外縁帯とを境する木津川構造線 (中島, 1960) にまで追跡されるとのべている。

本図幅地域の深成岩類の分布の概要とそれらの相互関係を簡略化して第16図に示した。この図で固有名詞を付けて命名された各岩体は、明瞭な貫入関係¹⁰⁾ をもって他の岩体から区別される。それぞれの岩体の内部ではかなりの岩相変化を示すことが多いが、そのような場合には主要な岩相名をもって岩体名としている。

さて、このようにして区分された本図幅地域の深成岩類は、以下にのべるように大きく、4つのグループにまとめられる。

9) これに相当する断層破砕帯 (鈴鹿坂下断層) は中新世の鈴鹿層群をも切っており、中新世以後の断層運動によるものである。両花崗岩の境界は直線的でなく、入りこんでおり、貫入関係もみとめられる (後述)。

10) 貫入関係の記載は、貫入している方 (新期) の深成岩体の項目のなかで行う。

① 斑れい岩及び閃緑岩類：本図幅南東部の比較的狭い範囲に相互に密接に相伴って分布し、同地域に分布する片状ホルンフェルスとともに、②の深成岩類により貫入捕獲されている。これらは領家帯に特有な苦鉄質岩類（中島，1960；YOSHIZAWA *et al.*, 1966ほか）に属し、近畿地方領家帯の北縁部が本地域南東部の加太金場—雨引山地区に及んでいることを示すものである。

② 領家花崗岩類：雨引山花崗岩・加太花崗閃緑岩・金場トータル岩・野登山花崗閃緑岩の4岩体からなる。これらは、本図幅南部から東部にかけて、おおよそ北東—南西方向に分布する。このうち、もっとも広い分布を示す加太花崗閃緑岩は、近畿地方の柳生(型)花崗岩(中島，1960)、中部地方の伊奈川花崗岩などの、領家変成帯の北部から非変成古生層地帯にかけて分布する底盤状花崗質岩体(新时期領家花崗岩)と組成・組織・産状等がきわめて類似している(第2図)。一方、野登山花崗閃緑岩は、北西—南東方向に伸びる岩株状岩体をなし、岩相は大和高原領家帯北縁部の大峰花崗閃緑岩(中島，1960)に似ている。雨引山花崗岩及び金場トータル岩はいずれも小岩体である。

③ 鈴鹿花崗岩及びその類似岩：鈴鹿花崗岩及び鮎河花崗岩は、いずれも優白質の黒雲母花崗岩からなり、古生層を貫いて熱変成作用を与え、また、②のグループの花崗岩類を貫く。これらは、西方の三雲・田ノ上花崗岩(第2図)に類似し、さらに広くみれば、苗木—上松花崗岩・六甲花崗岩・広島花崗岩などの山陽帯花崗岩類(ISHIHARA, 1971)の一員である。油日岳花崗閃緑岩は、鈴鹿花崗岩固結以後の貫入岩体であるが、小分布のため他地域の深成岩類との関係は不明である。

④ 青土トータル岩及び猪ノ鼻トータル斑岩：古生層を南北性の岩脈状岩体として貫くトータル質岩で、いずれも半深成岩的性質を有している。猪ノ鼻トータル斑岩は明瞭な熱変成作用をうけており、おそらく鈴鹿花崗岩より古期のものであろう。これらは、北方の湖東流紋岩に伴う犬上花崗斑岩(宮村ほか，1976；三村ほか，1976；西川ほか，1979)の一部に岩相が似ているが、それよりやや苦鉄質成分に富む。第2図に示したように本地域は湖東流紋岩の推定分布地域の南縁部に相当しており、本岩類の伸びの方向も湖東流紋岩の一般的構造方向(北北西—西南東ないし北—南)に一致している。化学組成(後述)からみても、本岩類は、上記の②—③のグループに較べてアルカリに乏しく、犬上花崗斑岩のトレンドに近い(第29図参照)。上記の事実から、本岩類は、湖東流紋岩の活動の末期に進入した花崗斑岩類の一部と考えるのが妥当であろう。本岩類は③のグループよりも古期と思われるが、②のグループとの関係は分布が離れているために確認できない。湖東流紋岩に対比される中部地方の濃飛流紋岩(花崗斑岩類を伴う)が加太花崗閃緑岩に対比される伊奈川花崗岩に貫かれる(山田・仲井，1969)ことから、本岩類は加太花崗閃緑岩よりも古期である可能性が大きい。以下の記述では、便宜上まず④のグループを記載し、つづいて、①，②，③，の順に記載する。

ここで、深成岩類と古生層の構造的関係について簡単に触れておく。第三章で述べたように、本地域の古生層の基本的構造は、北東—南西ないし東北東—西南西方向の軸をもつ褶曲構造及び同方向の断層であり、これが南北性ないし北西—東南方向の多くの断層によって分断され、古生層はブロック化している。本地域の深成岩類のうち、上記の①，②のグループ及び③グループの一部(鈴鹿花崗岩南部)は、古生層の基本的構造と調和的な分布形態を持っている。一方、③グループの鮎河花崗岩、④グループの青土トータル岩などは古生層のブロックを境する断層に沿って貫入しており、それら自身は断層による変位・変形をほとんど受けていない。鈴鹿花崗岩北部についても、花崗岩体の両側で古生層は大き

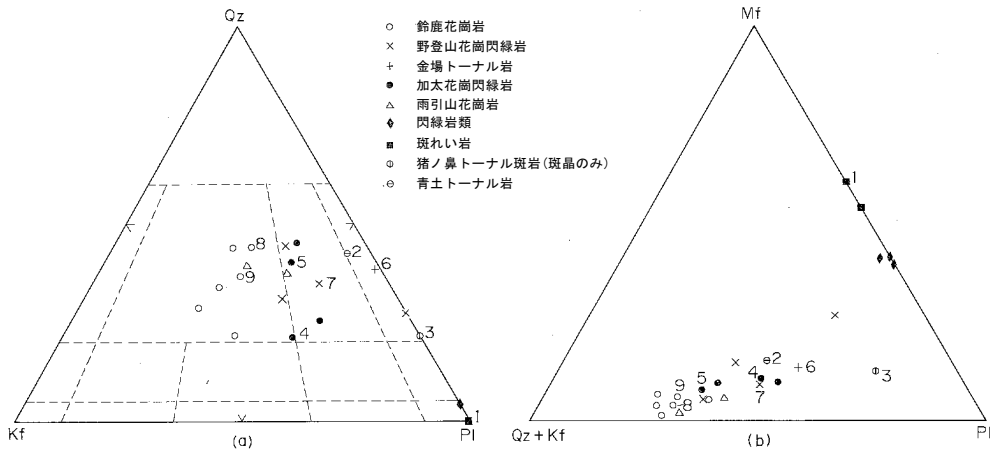
く食い違っており、この付近に南北性の大きな断層が存在していた可能性が大きい。入道ヶ岳西方を通る南北性の断層もそのような性格のものかも知れない。

V. 2 ^{おおづち}青土トータル岩

青土トータル岩は、土山町青土東方に分布し、幅0.5km、長さ3kmの、南北に伸びた岩体として古生層を貫く。これと類似の岩石の小分布がこの岩体の南北延長方向にみられるが、いずれも南北性の伸びを示している。本岩は、暗灰色、中粒、やや斑状を呈し、色指数は約15で、径1-数cmの楕円体状の暗色包有物に富んでいる。石英の多い割合にはカリ長石が少なく、化学組成もアルカリに乏しく、トータル岩の特徴を有している(第2表, 第17図参照)。つぎに、本岩の代表的標本(化学分析試料)の鏡下の性質をのべる。

単斜輝石角閃石黒雲母トータル岩(土山町青土東方の道路切割, KA-7)(第III図版1)

黒雲母は、比較的新鮮で、単独結晶をなすか、輝石又は角閃石を交代して生じており、その多色性は、X=淡黄色、Y≠Z=赤褐色で、一部緑泥石化作用を受けている。これに対して、単斜輝石・角閃石(緑色及び褐色普通角閃石)は一部にレリクトとして存在するのみで、大部分は繊維状の淡緑色角閃石・緑泥石・黒雲母・炭酸塩鉱物などの集合体によって交代されている。斜長石は自形短柱状で、大きさはさまざま(長径、1cm-1mm以下)であるが、著しい累帯構造を示しており、ラブラドライト-オリゴクレースの組成範囲をもち、ラブラドライト組成のコアは変質(絹雲母化など)を被っている。石英は、自形・斑晶状のもの(径5-2mm)と、他形で斜長石や有色鉱物の間隙を充填するものがある。カリ長石は上記の鉱物間隙に少量存在するにすぎない。これらのほか、副成分鉱物として、不透明鉱物・ざくろ石(緑泥石の反応線をもつ)・褐れん石・ジルコン・燐灰石スフェンなどが含まれる。



第17図 亀山図幅地域の深成岩類のモード組成 a: Qz-Kf-Pl 図 b: Mf-(Qz+Kf)-Pl 図 Qz:石英 Kf:カリ長石 Pl:斜長石 Mf:苦鉄質鉱物 1-9は第3表の試料番号に対応、深成岩類の分類・命名は STRECKEISEN *et al.* (1973) による

V. 3 猪ノ鼻トーナル斑岩

土山町猪ノ鼻付近及びその北方に分布するトーナル斑岩及びその類似岩を、猪ノ鼻トーナル斑岩とよぶ。本岩は、ほぼ南北方向に伸びる幅数100mの小岩体及び岩脈として、古生層を貫く。猪ノ鼻北西方の採石場の露頭では、古生層のチャート・粘板岩の層理 (E-W, 35° S) を切って、トーナル斑岩の岩脈 (幅約10m, 平行に2本) がN60° Eの方向に貫入し、これらが鈴鹿層群の基底礫岩によりほぼ水平な不整合面をもって覆われているのが観察される。

本岩は、灰色一灰褐色を呈する半深成岩で、主に角閃石黒雲母トーナル斑岩 (カリ長石をほとんど含まない) からなるが、採石場北方の岩体はこれよりやや珪長質の黒雲母花崗閃緑斑岩である。本岩の多くは、顕著な熱変成作用を被っており、その熱源となった花崗岩体 (鈴鹿花崗岩) が猪ノ鼻地区の地下比較的浅処に伏在するものと考えられる。

つぎに、本岩の代表的標本 (化学分析試料) について、鏡下の性質を記述する。

(角閃石) 黒雲母トーナル斑岩 (土山町猪ノ鼻, 湖国興業 KK 採石場露頭, KA-36) (第III図版2)

斑晶鉱物は、斜長石 > 石英 > 黒雲母 > 角閃石で、全体で約50% (容量比) を占める。黒雲母は六角薄板状結晶 (長径2-5mm) をなし、しばしば劈開面がキンクバンド状に屈曲する。多色性はX = 淡黄色, Y = Z = 赤褐色である。角閃石は長柱状結晶 (長さ1cm以下) をなすが、外形を残すのみで、熱変成作用により微細な黒雲母 (斑晶黒雲母よりやや淡色, 鱗片状) や炭酸塩鉱物・不透明鉱物などの集合体に変化している。斜長石は、自形短柱状 (長さ5mm以下) を呈し、しばしば集斑晶状に集合し、累帯構造が顕著で、アンデシノーオリゴクレーヌ組成をもつ。石英は、自形又は融食形を示し、径2-3mmのものが多い。石基は、微粒の斜長石・石英・黒雲母からなり、グラノプラスチック組織を示している。

V. 4 斑れい岩

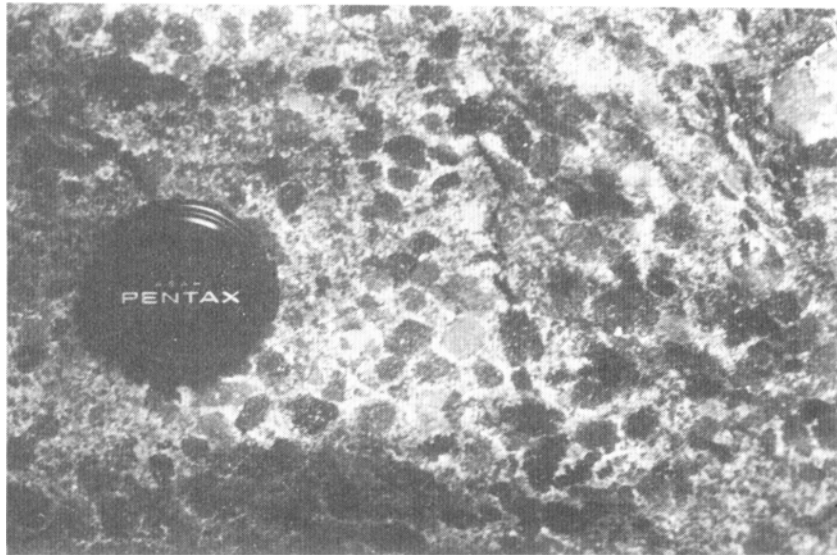
斑れい岩は、亀山市明星ヶ岳 (海拔549m) 一雨引山一帯に分布し、通常は径10m前後の小岩体として閃緑岩類又は雨引山花崗岩中に包有されている。最大の岩体は、前田川 (安楽川支流) から雨引山にかけて、北東-南西方向に500m以上にわたって分布する。これらのほか、明星ヶ岳北西方の加太花崗閃緑岩分布地域にも斑れい岩の転石が認められるが、露頭は確認していない。

本岩は、優黒質、粗粒の角閃石斑れい岩¹¹⁾ からなり、少量の単斜輝石・黒雲母を含む。ポイキリティックな角閃石 (最大長径約2cm, 普通は1cm前後) に富むのが特徴である (第18図)。

つぎに、本岩の代表的標本 (化学分析試料) について、鏡下の性質を記述する。

単斜輝石黒雲母含有粗粒角閃石斑れい岩 (亀山市前田川, KA-38) (第IV図版1)

角閃石は他形で、斜長石・単斜輝石・チタン鉄鉱などの結晶を数多く包有しており、多色性は、X = 淡黄色, Y = 淡褐色, Z = 褐色一褐緑色で、縁辺部はしばしば淡緑色角閃石によって置き換えられている。斜長石は、角閃石中に包有される小型、短冊状結晶のほかに、やや大型で卓状の結晶があり、後者はとくに累帯構造が著しく、パイトーナイトーラブライト組成のコアと、それを



第18図 粗粒角閃石斑れい岩の露頭 ポイキリティックな角閃石に富む. レンズキャップの径 5cm (亀山市前田川)

不連続に取り囲むアンデシン組成のリムから構成される. 単斜輝石は少量で, レリクト状に角閃石中に包有される. 黒雲母は他形で, 角閃石を置き換えて生じているものが多く, その多色性は, X = 非常に淡い黄色, Y = Z = 金色を帯びた黄色で, フロゴパイト様であるが, 緑泥石化しているものが多い.

V. 5 閃 緑 岩 類

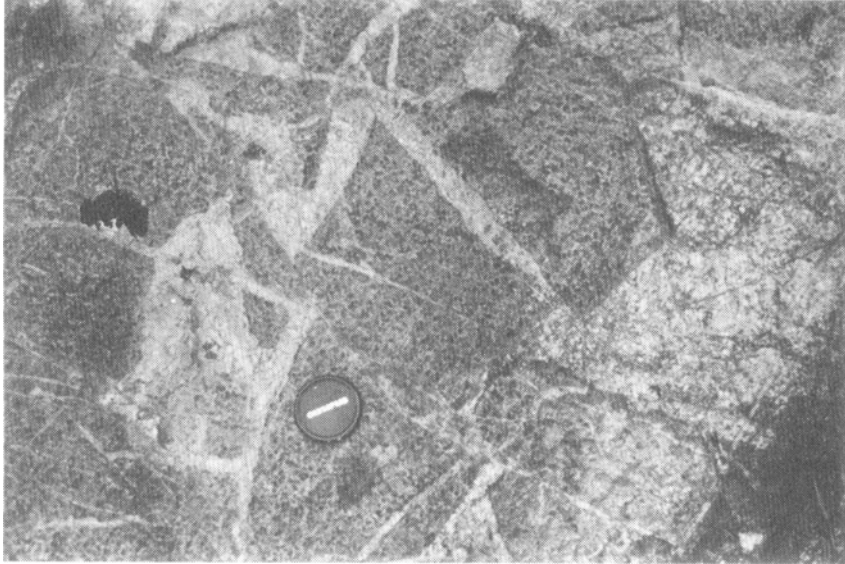
本図幅地域の閃緑岩類(閃緑岩—石英閃緑岩)は, 分布・産状から, ①関町加太金場付近に分布し, 加太花崗閃緑岩に包有されるレンズ状小岩体, ②亀山市明星ヶ岳—雨引山付近に分布し, 雨引山花崗岩に包有されるレンズ状岩体, ③鈴鹿花崗岩中及び野登山花崗閃緑岩中の小岩体, の3つのグループに分けられる.

①は, 片状ホルンフェルスや加太花崗閃緑岩の片理に平行して, ほぼ北西—南東方向に伸び, 幅は普通10数mであるが, 100m近いものもある. 加太花崗閃緑岩及び金場トータル岩に貫かれる(後述).

②は, 斑れい岩と密接に相伴って分布し, 北東—南西方向に伸び, 最大の岩体は幅0.3km, 長さ3kmの分布を示す. 明星ヶ岳南方では, 細粒優黒質の部分と粗粒やや優白質の部分とが0.5-1mの幅で繰り返す縞状構造(N10°E, 70°E)を呈しており, この構造を明瞭に切って, 雨引山花崗岩(中粒黒雲母花崗岩)が貫いている. また, 雨引山南西方では, 石英閃緑岩(やや優白質)が, 粗粒角閃石斑れい岩をネットワーク状に貫いている(第19図).

③は, 高畑山南方, 安楽北西方, 池山北方などに分布する. 周囲の花崗岩類との関係は不明である. 上記の閃緑岩類は優黒質, 細粒—中粒で, 有色鉱物は主に角閃石・黒雲母からなり, 石英を含むもの

11) YOSHIZAWA *et al.* (1966) の地質図では meta-norite として一括されているが, 本地域には斜方輝石を含む斑れい岩は見出されなかった.



第19図 粗粒角閃石斑れい岩をネットワーク状に貫く石英閃緑岩 (亀山市雨引山南西)

と含まないものがある。色指数は、30-50の範囲で変化する。

鏡下では、角閃石は緑色—淡緑色 (Z軸) を呈する普通角閃石であるが、縁辺部ではほとんど無色の角閃石に移り変り、また結晶内部でしばしばアクチノ閃石や緑泥石によって置き換えられている。黒雲母は、角閃石と共生していることが多く、多色性は、X=淡黄色、Y≒Z=赤褐色である。斜長石は、自形卓状で累帯構造の著しい結晶 (ラブラドライト—アンデシン) を主とするが、他形粒状で累帯構造のあまり著しくないもの (アンデシン—オリゴクレス) も存在し、後者の多い部分はグラノプラスチック組織を示す。このような部分は、花崗岩類の影響を受けて再結晶した部分であろう。石英は他形で、上記の鉱物粒の間隙を充填している。このほか、副成分鉱物として、不透明鉱物・スフェン・緑れん石・燐灰石などが存在する。

V. 6 雨引山花崗岩

雨引山花崗岩は、亀山市雨引山付近から、南西方の前田川流域及び小野川流域にかけて分布し、全体として北東—南西方向に伸びた幅2km、長さ4kmの岩体をなす。本岩は、東縁で新第三系と断層で接し、南縁で新第三系により不整合に覆われ、また、西縁で加太花崗閃緑岩に貫かれる (後述)。

本岩は細粒—中粒で、ほぼ等粒状の黒雲母花崗岩を主体とするが、花崗閃緑岩質の部分もあり、両者は相互に移化する。本岩の色指数は2-6の範囲で変化する (第17図)。

本岩は、斑れい岩・閃緑岩類の大小の岩体を捕獲しており、また、それらの岩体中に細脈となって貫入している。これら苦鉄質岩類との境界部では、本岩の周縁部に黒雲母が濃集して、優黒質岩相を呈することが多い。

以下に、本岩体の主岩相である中粒黒雲母花崗岩について、鏡下の性質を記載する（第IV図版2）。

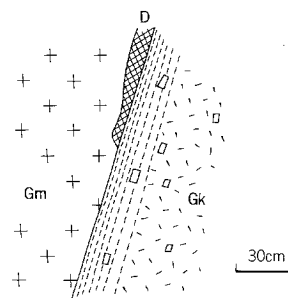
黒雲母は、小型（長径0.5mm前後）で、葉片状集合体をつくるものが多く、その多色性は、X＝淡黄褐色、Y≒Z＝暗褐色である。斜長石は一般に長径2-5mm、半自形卓状-長柱状を呈し、オリゴクレス組成で、累帯構造は弱い。このほか、より細粒で等粒状集合体をつくる斜長石もある。石英は、斜長石の間隙を充填するプールの集合体（長径5mm前後）をなし、各集合体は波動消光を示すいくつかの石英粒子（sub-grain）が縫合組織をもって集まっている。カリ長石は、斜長石・石英の間隙を充填し、また、それらの結晶をポイキリティックに包有し、一般にパーサイト構造を示し、また格子状双晶を示す部分もあるが、一般にはモヤモヤした消光を示すに止まる。

V. 7 ^{かぶと} 加太花崗閃緑岩

加太花崗閃緑岩は、関町加太川流域（旧加太村）から、亀山市安楽川流域にかけて広く分布し、南方の「津西部」図幅地域にも続いている。本岩分布地域の東部（金場地区）には、片状ホルンフェルス・斑れい岩・閃緑岩類などの、領家帯に特徴的な岩石が、捕獲岩状に数多く存在するが、それより西方の地域にはこれらを欠き、非変成古生層及びそのホルンフェルスが分布している。したがって、本岩は、領家変成帯と美濃帯（非変成帯）の両帯にまたがって分布していることになる。本岩と類似の岩相を示す花崗閃緑岩-花崗岩は、本地域西方の上野市周辺にも広く分布し、柳生花崗岩（中島，1960；YOSHIZAWA *et al.*, 1966；桜井・原，1979）とよばれている。加太花崗閃緑岩と柳生花崗岩は、現在は古琵琶湖層群によって互いに分布を隔てられているが、本来は一続きの岩体で、領家変成帯と美濃帯の境界部に位置しており、新期領家花崗岩の代表的な岩体である。

本岩は、一般に粗粒・斑状で、暗色包有物を含み、色指数は6-11で、ときに弱い片理を示す。モード組成からは花崗閃緑岩のうちでも花崗岩寄りの領域に入るものが多い（第17図）。本岩は特に、斑晶状のカリ長石（長径2cm内外、最大4cm）に富むこと、有色鉱物として、黒雲母と角閃石の両方を含むこと（ただし、角閃石は比較的少量で、かつ変質され易いため、露頭で見落されることが多い）、石英が独立した結晶をつくらず、プール状集合体¹²⁾（径1cm前後）をなすことなどで、他の花崗岩類（とくに鈴鹿花崗岩）から識別される。ただし、本地域南縁部の加太金場-久我地区では中粒、やや優黒質で、カリ長石があまり斑状でない岩相が卓越し、かつ弱い片理（北西-南東走向で、南または北に50-60°傾斜）を呈するが、これは、この地区に片状ホルンフェルスや閃緑岩類の捕獲岩が多いために混成作用をうけた部分であろう。一方、本地域南西部では、本岩が古生層（ホルンフェルス）に貫入、接触するが、上記のような岩相変化は示さない。

本岩が雨引山花崗岩を貫いている露頭は、前田川（安楽川支



第20図 加太花崗閃緑岩(Gk)と雨引山花崗岩(Gm)の接触部のスケッチ(平面図) Gkの周縁部に黒雲母が濃集し斑状カリ長石も接触面に平行に配列する。DはGmに捕獲された細粒石英閃緑岩。(亀山市前田川河床)

12) 桜井・原(1979)は、柳生花崗岩・広島花崗岩中の石英プールの存在から、冷却過程における変形再結晶作用による石英の sub-grain化を指摘した。

流) 河床で観察される(第20図)。この露頭では、中粒黒雲母花崗岩(雨引山花崗岩)及びそれに捕獲された細粒石英閃緑岩が、北東-南西方向のほぼ垂直の接触面をもって、斑状花崗閃緑岩(加太花崗閃緑岩)と接触している。斑状花崗閃緑岩の周縁部には黒雲母の濃集帯がみられ、斑晶状のカリ長石は接触面に平行に配列している。

本岩は、金場トータル岩・野登山花崗閃緑岩及び鈴鹿花崗岩によって貫かれるが、これらについてはそれぞれの項目の中で記述する。

以下に、本岩の代表的標本2個(いずれも化学分析試料)について、鏡下の性質を記載する。

粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(関町峠, 大滝谷林道切割, KA-20)

黒雲母は容量比約5%で、長径2-4mmであるが、クロットをつくることが多く、また微粒の褐れん石・ジルコン・燐灰石・不透明鉱物を伴う。多色性は、X=淡黄色、Y≠Z=濃褐色である。緑色普通角閃石は、容量比約1%で、黒雲母と共生することが多い。斜長石は、長径0.5-1cmの自形卓状-柱状又は半自形を呈し、オリゴクレーズ組成であるが、変質したコアをもつことがある。石英は、いくつかの粒状のsub-grainが集まって、プールの状集合体をつくり、それぞれのsub-grainは弱い波動消光を示している。カリ長石は、上記の鉱物の間隙を充填し、かつこれらをポイキリティックに包有する。パーサイト構造を示すが、格子状双晶は認められない。斜長石との接触部にミルメカイトを生じている。(第V図版2)

中粒弱片状角閃石黒雲母花崗閃緑岩(関町加太金場, 旧採石場, KA-56)

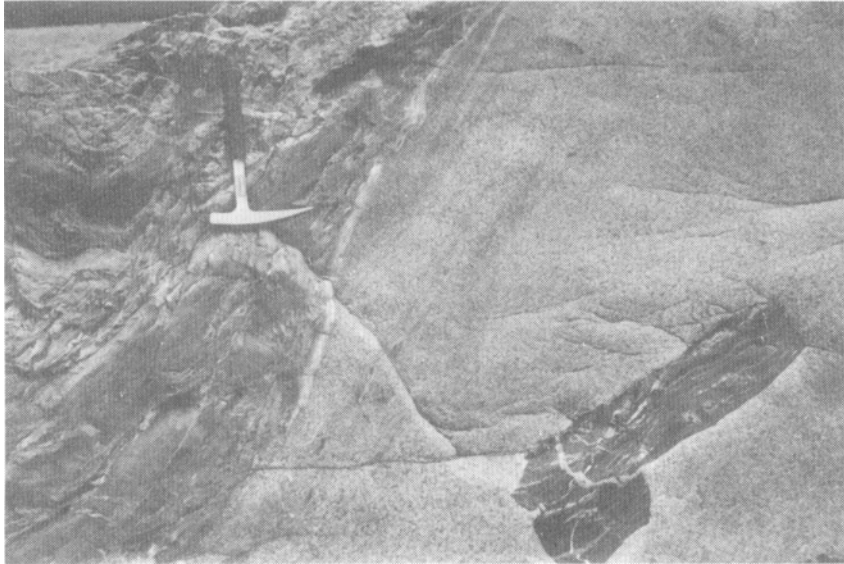
黒雲母は容量比約7%で、葉片状集合又はクロットをつくって、ほぼ平行に配列するキンク・バンド状の変形を示しているものが多い。多色性は、X=淡黄色、Y≠Z=赤褐色である。緑色普通角閃石は容量比約3%で、黒雲母と共生している。斜長石は主に自形柱状-半自形で弱い累帯構造を示す大型結晶(長さ0.5-1cm, オリゴクレーズ)であるが、これらの結晶間を埋めて他形粒状の小型結晶(径1-2mm, オリゴクレーズ)も生じている。石英は、他形で主に斜長石の間隙を充填するプール状集合体をなし、集合体内部は石英のsub-grainが縫合組織ないシグラノプラスチック組織を示している。カリ長石は長径1cm以下で、上記の鉱物の間隙を充填し、あるいはこれらをポイキリティックに包有し、顕著な格子状双晶を示す(第V図版1)。

V. 8 金場トータル岩

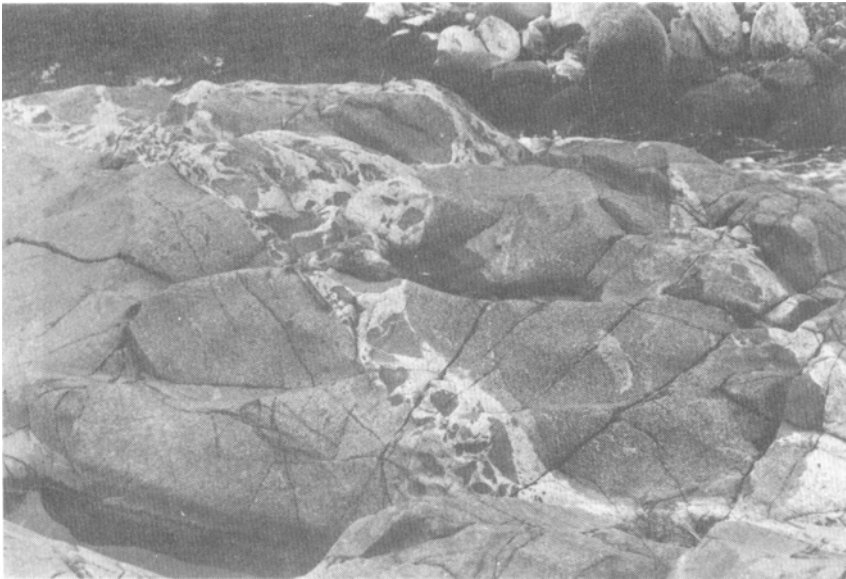
金場トータル岩は、関町加太金場地区の加太川河床及びその北方山地に小規模に分布する。このうち、海拔461.1mの山頂部を占める岩体(0.8km×0.8km)がやや大きい。他は幅数m-数10m程度の岩脈(北西-南東方向に伸長)である。

本岩は、細粒・灰色で、黒雲母に富むトータル岩(色指数約13)を主体とし、花崗閃緑岩-花崗岩質の部分もある。

本岩が片状ホルンフェルス・閃緑岩類及び加太花崗閃緑岩を貫いている状況は、金場付近の加太川河床でよく観察される。片状ホルンフェルスに対しては、シャープな境界をもってこれを貫き、周辺部に流理構造が発達し、また片状ホルンフェルスのブロックを捕獲している(第21図)。閃緑岩に対しては、



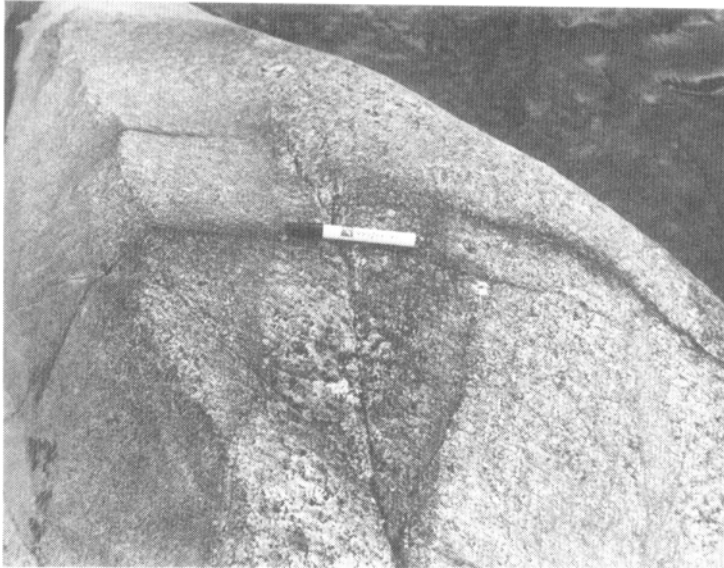
第21図 片状ホルンフェルス中に貫入する金場トータル岩 貫入面に平行な流理構造を示す
(関町金場, 加太川転石)



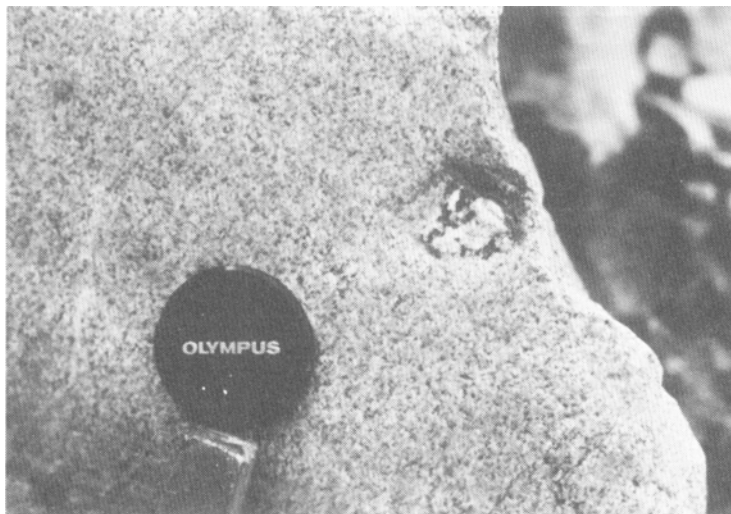
第22図 閃緑岩を貫く金場トータル岩の岩脈 (関町金場, 加太川河床)

枝分れした岩脈として貫入し、岩脈内部に多量の閃緑岩のブロックを捕獲している(第22図)。加太花崗閃緑岩に対しては、その片理面とほぼ直交する岩脈としてこれを貫き、貫入面と平行な片理が発達する(第23図)。他の地点では、本岩中に加太花崗閃緑岩の小岩片を捕獲している(第24図)。

以下に本岩の代表的標本(化学分析試料)について、鏡下の性質を記述する。



第23図 加太花崗閃緑岩（右側）を貫く金場トーナナル岩 貫入面は前者の片状構造（マジックインキの方向）にはほぼ直交している（関町金場，加太川河床）



第24図 金場トーナナル岩中の加太花崗閃緑岩の捕獲岩（関町金場，加太川転石）

細粒黒雲母トーナナル岩（関町金場，加太川河床，KA-180）（第VI図版1）

黒雲母は容量比約13%を占め，長径1mm前後で，葉片状集合体をつくり，ほぼ平行に配列する．多色性は，X＝淡黄色，Y≠Z＝赤褐色である．斜長石は，長径1-2mmで，卓状一半自形・粒状をなし，黒雲母によって縁どられるものも多く，オリゴクレーヌ組成で，黒帯構造は不明瞭である．石英は，径2mm前後で，他形・粒状である．カリ長石は少量で，上記の鉱物の間隙を埋めている．副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・燐灰石・不透明鉱物が，また変質鉱物として方解石・白雲母が存在する．

V. 9 野登山花崗閃緑岩

野登山花崗閃緑岩は、亀山市と鈴鹿市の境界をなす野登山（海拔851.6m）付近から南方の安楽川流域にかけて、東西約3.5km、南北約5kmのやや南北に伸びた岩株状岩体をなす。このほか、野登山東方の鈴鹿市小岐須町地区にも、本岩と類似した花崗閃緑岩が南北に伸長した小岩体として分布するが、この岩体は著しく圧砕作用を被っている。

本岩は、細一中粒、塊状で、灰色を呈する黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、黒雲母花崗岩及び角閃石黒雲母トータル岩などの岩相を含む(第17図)。色指数で言えば、10-25の範囲の岩相変化がみとめられる。これら各岩相の分布状況は明らかでないが、これらは相互に移化するものと思われる。本岩中には長径30cm以下の暗色包有物が含まれていることが多い。

本岩は、池山部落北東方約1.5kmの沢沿いの露頭（海拔240m）で加太花崗閃緑岩を貫いている。貫入面は全体としてほぼ垂直であり、本岩の周縁相として幅数mmの黒雲母濃集帯が生じているが、加太花崗閃緑岩の方にはまったく周縁相を生じていない。本岩は各地で鈴鹿花崗岩類によって貫かれている(後述)。

以下に本岩の代表的な標本（化学分析試料）について、鏡下の性質を記述する。

細粒黒雲母花崗閃緑岩（野登山無線中継所に通じる道路切割，KA-49）（第V図版2）

黒雲母は、容量比9%を占め、長径1-2mmで、c軸方向に厚い。不透明鉱物をほとんど包有していない。多色性は、X=淡黄色、Y≠Z=濃褐色である。斜長石は、長径2-4mmで、自形長柱状を呈し、組成はオリゴクレーズ（一部ソーダ質アンデシン）で、累帯構造は顕著でない。石英は、径1-3mmで、他形粒状を呈する。カリ長石は、長径5mm以下で、上記の鉱物粒間を充填し、これらをポイキリティックに包有し、パーサイト構造を呈する。

V. 10 鈴鹿花崗岩

鈴鹿花崗岩は、御在所山（海拔1,210m）をピークとする鈴鹿山脈の山稜部を構成する黒雲母花崗岩であり、緒方（1960）によって命名された。この花崗岩は、鈴鹿山脈の配列に沿って、全体として南東方に張り出した弧状の形態を示しており、本図幅地域に分布するものは、岩体南半部の、ほぼ北東-南西方向に伸長する部分にあたる（第2図）。

鈴鹿花崗岩は、本図幅地域の北端から南西端近くまで連続的に分布するが、その産状は、以下にのべるように本図幅中央部（安楽峠付近）をおおよその境として、その北側と南側とで若干異なっている。

本図幅北部地域の鈴鹿花崗岩は、北北東-南南西方向に伸びた岩体として古生層中に貫入し、貫入面は垂直に近い。花崗岩中に古生層のルーフ・ペンダントは分布しない。両側の古生層は黒雲母・白雲母・堇青石などを含むホルンフェルスに変化している。ただし、岩体西縁に沿って岩体の伸びと平行する断層が走っており、この付近の変成度は東縁より低い(第IV章参照)。本地域には、主岩相の粗粒黒雲母花崗岩のほかに、岩体西縁部には斑状黒雲母花崗岩（一花崗斑岩）が、中央部の仙ヶ岳（海拔961m）

山頂部付近には細粒黒雲母花崗岩が、また東縁部にはアブライト質花崗岩の小岩体群が、それぞれ分布している。これらのうち、斑状黒雲母花崗岩と細粒黒雲母花崗岩は主岩相よりもやや早期に進入したもので、他はやや晩期の進入によるものと思われる（後述）。

本図幅南部地域の鈴鹿花崗岩は、北側で中新世の鮎河層群と断層により接触し、南側では貫入又は断層関係で加太花崗閃緑岩と接しており、ほぼ東西方向にのびた分布形態を示している。本岩中には古生層（ホルンフェルス）の大小の捕獲岩が多数包有され、とくに、三子山、那須ヶ原などの山稜部に分布するものはルーフ・ペンダント状である。したがって、本地域の鈴鹿花崗岩は、北部地域に比べて、岩体のルーフにより近い部分を示すものである。

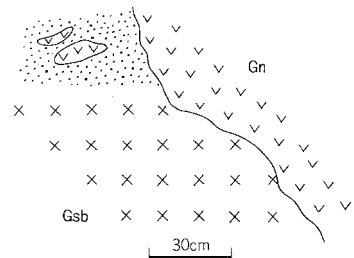
上記の両地域の境界部には、北東-南西方向の数条の断層が走り、これらに沿って破砕帯が幅広く発達している。これらの断層の活動に伴って、北部地域がより多く隆起し、より深く削剝されたために、上記のような産状の違いをもたらしたと思われる。

V. 10. 1 粗粒黒雲母花崗岩

本岩は鈴鹿花崗岩の主岩相として全域にわたって分布する。塊状・灰白色を呈し、色指数は1-7の間で変化するが、3-4のものが多く、石英や長石の粒度は、普通1cm前後であるが、ときに中粒相（平均粒度0.5cm前後）あるいは粗粒・斑状相（カリ長石の長径2cm前後）に移り変る。暗色包有物はほとんど含まれない。小規模な脈状あるいは晶洞状ペグマタイト¹³⁾を各所で伴い、しばしばアブライト脈に貫かれ、まれに、石英脈・方解石脈を伴う。本岩は一般に深部まで風化作用がおよんで、マサ化しており、新鮮な標本をとるのが容易でない。

本岩は古生層を貫く（前述）ほか、加太花崗閃緑岩及び野登山花崗閃緑岩をも貫いている。本岩と加太花崗閃緑岩との接触部は、亀山市小野川河床（坂下部落東方約1km、海拔約280mの地点）や関町大滝谷河床（峠部落西方約1.5km、海拔約340mの地点）などの露頭で観察され、両者はほとんど周縁相を伴わず、シャープで直立した境界面（断層ではない）で接触している（ここでは前後関係は不明）。関町加太川上流の不動滝北方では、黒雲母花崗岩の小岩体が加太花崗閃緑岩中に貫入しており、黒雲母花崗岩は黒雲母のクロットやシュリーレンを多く含み、やや混成作用を被っているように見える。本岩は、亀山市安楽北東において野登山花崗閃緑岩を貫入、捕獲し（第25図）、また鈴鹿市御幣川上流河床（仙ヶ岳北東方約1km、海拔約620mの地点）において、野登山花崗閃緑岩に岩相の酷似した灰色の細粒黒雲母花崗閃緑岩の径約2mの岩塊を捕獲しており、それに接する部分は本岩もやや細粒、優黒質になっている。

つぎに、本岩の代表的標本（化学分析及び年代測定用試料）について鏡下の性状を記述する。



第25図 野登山花崗閃緑岩 (Gn) を捕獲する鈴鹿花崗岩 (Gsb) のスケッチ
打点部はアブライト質(亀山市安楽北東)

粗粒黒雲母花崗岩（四日市市宮妻峽，林道切割，KA-61）（第VII図版1）

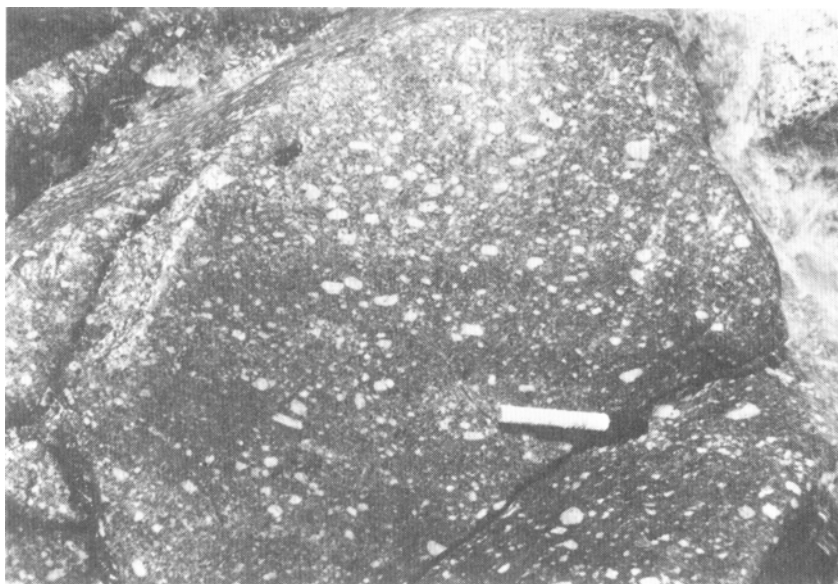
13) 鎌ヶ岳南東方の山腹(通称水晶山)の本花崗岩中の晶洞状ペグマタイトからは、トパーズの巨晶(桜井ほか, 1940)やチンワルド雲母(下田, 1955)の産出が知られている。

黒雲母は、新鮮で、約4%（容量比）を占め、長径2mm前後の単独結晶をなすほか、クロットをつくるものもある。多色性は、X=淡黄色、Y≠Z=帯赤褐色で、ジルコン・褐れん石・燐灰石不透明鉱物（微量）などを包有又は随伴する。斜長石は、長さ5mm前後の自形長柱状を呈し、オリゴクレス組成で、累帯構造は著しくない。カリ長石と接する縁辺部はミルメカイトとなっている。斜長石中には螢石¹⁴⁾の微細な他形結晶が含まれることがある。石英は径5-10mm前後で、自形一半自形で、sub-grain化していないものが多い。カリ長石は、長径10-15mm、他形で、上記の鉱物の間隙を充填する。一般にパーサイト構造が顕著であるが、格子状双晶は認められない。

V. 10. 2 斑状黒雲母花崗岩

本岩は、鈴鹿花崗岩西縁の周縁相として、土山町田村川上流から山女原東方にかけて、幅500m前後の細長い分布形態を示し、またその近傍の粗粒黒雲母花崗中の小岩体としても点々と露出している。古生層との境界は断層である場合が多いが、本図幅地域最北端（野洲川上流、ここでは単独の岩脈をなす）、猪足谷上流、山女原北東などの地点では古生層をほぼ南北方向で垂直な接触面をもって貫いているのが観察される。本岩と粗粒黒雲母花崗岩との関係は、1) シャープな接触面をもって前者が後者に貫かれ、前者が軽度の熱変成作用を被る（田村川上流）、2) 前者が後者の中にやや優黒質のレンズ状又は不規則形の包有岩として捕獲され、両者の境界は不鮮明となる（安楽峠付近）、3) 両者の境界に沿い幅数m-10数cm程度のマイロナイト帯が発達する（猪足谷よりマイクロウェーブ中継所にいたる道路切割）などの場合が観察され、これらのことから、斑状黒雲母花崗岩は粗粒黒雲母花崗岩よりもやや早期に貫入・固結したものと判断される。

斑状黒雲母花崗岩は、一般に、長径1-2cmのカリ長石とこれより細粒（径5mm前後）の石英・斜



第26図 斑状黒雲母花崗岩のカリ長石斑晶の定向配列 (N50° E, 70° NW) (土山町田村川上流)

14) 螢石は本標本以外の粗粒黒雲母花崗岩中にも副成分鉱物としてしばしば含まれており、その産状は斜長石中の包有物か、黒雲母と共生しているかのいずれかである。

長石・黒雲母からなり、これらの間を灰白色で微粒花崗岩質の石基（容量比10-20%）が埋めている。斑晶カリ長石はしばしば定向配列を示す(第26図)。この岩石は、全岩の化学組成でみるかぎり、鈴鹿花崗岩の主岩相である粗粒黒雲母花崗岩とほとんど違いがない(第3表)。一方、古生層との接触部付近の岩石や古生層中の単独の岩脈をなすものは、肉眼的には、斑状花崗岩というよりは花崗斑岩状であり、石基が多量（容量比50%前後）で、かつ灰色—暗灰色、微晶質—隱微晶質であり、斑晶はやや小型（径0.5-1cm程度）である。

つぎに、本岩の代表的標本（化学分析試料）について、鏡下の性状を記述する。

斑状黒雲母花崗岩（土山町田丸川上流、河床の露頭、KA-161）（第VII図版2）

斑晶は容量比で約90%を占める。黒雲母は容量比で約6%を占め、長径1mm前後で、しばしば劈開面がキンクバンド状に屈曲し、多色性は、X=淡緑色、Y≠Z=濃褐色であるが、緑色—緑褐色黒雲母によつて縁どられることが多い。斑晶の斜長石・石英・カリ長石はほぼ等量であるが、カリ長石が最も粗粒で、長柱状（長径2cm前後）を呈し、パーサイト構造を示す。斜長石は、自形短柱状（長径0.5-1cm）をなし、オリゴクレス組成で、累帯構造は不鮮明である。石英は自形—半自形粒状（径5mm前後）の単独結晶（sub-grain 化していない）である。

石基は微粒花崗岩組織（平均粒径約0.2mm）を示す斜長石・石英・カリ長石・黒雲母（緑色種）からなる。

V. 10. 3 細粒黒雲母花崗岩

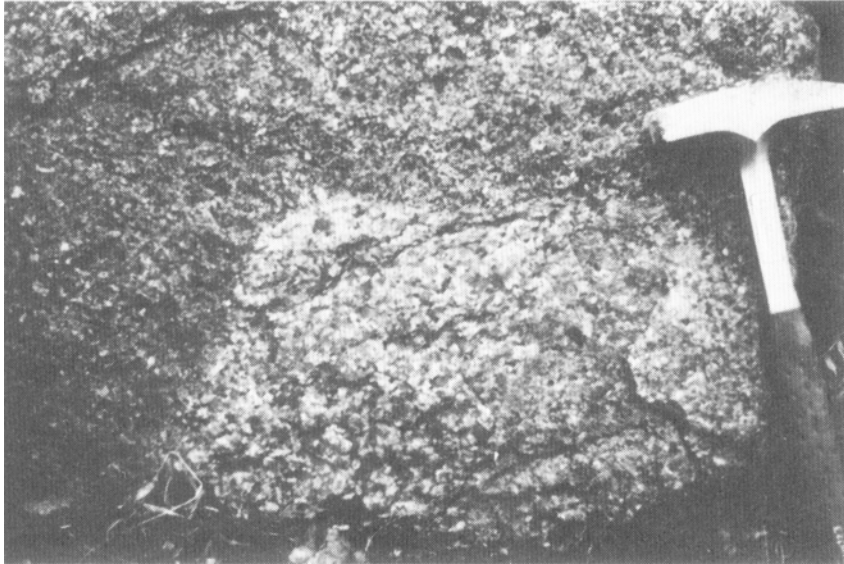
本岩は、仙ヶ岳山頂部から野登山へつづく山稜部に分布する。本岩は野登山西方で古生層の小岩体を捕獲しているが、粗粒黒雲母花崗岩や斑状黒雲母花崗岩との関係は確認されていない。本岩はこれらの花崗岩よりも地形的高所を占めているので、鈴鹿花崗岩のルーフに近い部分であるかも知れない。なお、本岩と岩相の酷似した細粒黒雲母花崗岩が、水沢峠西方の粗粒黒雲母花崗岩中に、長径15m程度の小岩体として捕獲されており、境界部はシャープで、粗粒花崗岩からの分枝が細粒花崗岩の中に貫入しているところがある。この場合には細粒黒雲母花崗岩の固結が粗粒黒雲母花崗岩の貫入以前であることは明らかであり、本報告では、仙ヶ岳付近の岩体もこれと同様な時期のものとして扱う。

細粒黒雲母花崗岩（仙ヶ岳山頂より南西へ約100mの地点、KA-155）

淡紅色を呈し、比較的堅硬で、ほとんどマサ化していない。長径2-3mmの薄板状黒雲母に富み、石英・長石は等粒状組織（粒径1-2mm程度）をつくっている。鏡下では、黒雲母は、X=淡黄色、Y≠Z=赤褐色の多色性を示すが、縁辺部で緑色—緑褐色を示すものが多い。斜長石は自形—半自形（長径1-2mm）のオリゴクレスであるが、かなり絹雲母化作用を被っている。石英・長石は半自形—他形で、局部的に両者が微文象状の共生関係を示している。

V. 10. 4 アブライト質花崗岩

本岩は、主に鈴鹿花崗岩の東縁部付近に分布し、古生層(ホルンフェルス)又は粗粒黒雲母花崗岩を貫く幅10数m-数10mの岩脈をなしている。一般に細粒・灰白色で、有色鉱物として少量の黒雲母・ざくろ石を、また少量の白雲母を含んでいる。ざくろ石は径0.5-1cmの淡紅色集合体をつくるものが多い。



第27図 油日岳花崗閃緑岩中の鈴鹿花崗岩(粗粒黒雲母花崗岩)の捕獲岩 (伊賀町油日岳南西の転石)

V. 11 鮎河花崗岩

鮎河花崗岩は、土山町鮎河から日野町平子にかけて、北西-南東方向に伸びる $1\text{km} \times 4\text{km}^2$ の岩体をなし、古生層を貫いている。岩質は、鈴鹿花崗岩の主岩相とほぼ同じで、粗粒-中粒、灰白色の黒雲母花崗岩で、カリ長石がやや斑状(長径 2cm 前後)を呈する。古生層との境界付近では、細粒でやや斑状の周縁相が発達する。また、これと類似した黒雲母花崗岩の小岩体が平子西方の古生層地域に点在している。

V. 12 油日岳花崗閃緑岩

あぶらひだけ油日岳花崗閃緑岩は、油日岳(海拔約 690m)南方の伊賀町・甲賀町境界部に分布する小岩体($150\text{m} \times 500\text{m}$)で、鈴鹿花崗岩(粗粒黒雲母花崗岩)を貫き、またそれを捕獲岩としてとりこんでいる(第27図)。中粒・斑状・灰色を呈し、かなり有色鉱物(角閃石・黒雲母)に富み、微粒花崗岩質の石基部(容量比 $20\text{-}30\%$)をもっている。鏡下では、斑状斜長石の累帯構造が顕著で、アンデシン組成のコアを不連続的にとりまいてオリゴクレス組成のリムが発達している。

V. 13 深成岩類の化学組成

本図幅地域の深成岩類の各岩体から代表的な標本(合計9個)を採取し、化学分析を行った。第3表にこれらの岩石の化学組成、CIPWノルム組成及び同一岩石のモード組成を一括して示し、また、これ

第3表 亀山図幅地域の深成岩類の化学組成, CIPW ノルム, モード及び帯磁率

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46.29	67.07	69.13	67.09	70.68	65.32	68.73	73.43	73.31
TiO ₂	1.45	1.26	0.55	0.39	0.30	1.03	0.31	0.16	0.20
Al ₂ O ₃	17.74	13.76	15.08	16.41	14.27	16.09	15.90	13.79	14.16
Fe ₂ O ₃	2.47	0.60	0.99	0.79	0.71	0.80	0.71	0.59	0.55
FeO	7.90	4.31	2.71	2.52	2.16	3.70	2.01	1.11	1.25
MnO	0.21	0.11	0.10	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.05
MgO	7.40	1.82	0.71	0.79	0.75	0.85	0.89	0.33	0.32
CaO	11.53	4.27	3.49	3.99	2.65	3.78	2.56	1.58	1.63
Na ₂ O	2.17	2.81	3.34	3.90	3.28	4.21	3.74	3.32	3.11
K ₂ O	0.81	2.05	2.22	2.37	3.83	2.12	3.73	4.53	4.47
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.07	0.11	0.11	0.22	0.13	0.06	0.05
H ₂ O(+)	1.65	1.40	0.93	0.69	0.57	1.22	0.61	0.31	0.62
H ₂ O(-)	0.08	0.20	0.12	0.16	0.12	0.11	0.16	0.26	0.10
CO ₂		0.13	0.40			0.32			0.04
Total	99.83	99.95	99.84	99.27	99.50	99.85	99.55	99.53	99.86
CIPW norm									
Q	—	29.22	31.30	24.35	29.08	21.89	25.01	32.44	33.55
C	—	—	1.00	0.44	0.17	0.52	1.37	0.70	1.36
or	4.79	12.11	13.12	14.01	22.63	12.53	22.04	26.77	26.41
ab	18.36	23.78	28.26	33.00	27.75	35.62	31.65	28.09	26.32
an	36.27	18.88	16.86	19.08	12.43	17.32	11.85	7.45	7.76
di { wo	8.38	0.53	—	—	—	—	—	—	—
en	5.06	0.24	—	—	—	—	—	—	—
fs	2.87	0.29	—	—	—	—	—	—	—
hy { en	1.16	4.30	1.77	1.97	1.87	2.12	2.22	0.82	0.80
fs	0.66	5.25	3.44	3.44	3.01	4.58	2.72	1.40	1.60
ol { fo	8.56	—	—	—	—	—	—	—	—
fa	5.35	—	—	—	—	—	—	—	—
mt	3.58	0.87	1.44	1.15	1.03	1.16	1.03	0.86	0.80
il	2.75	2.39	1.04	0.74	0.57	1.96	0.59	0.30	0.38
ap	0.30	0.37	0.16	0.25	0.25	0.51	0.30	0.14	0.12
Salic	59.42	83.99	90.54	90.87	92.07	87.88	91.92	95.44	95.41
Femic	38.68	14.24	7.85	7.55	6.74	10.32	6.86	3.52	3.69
D.I.	23.15	65.11	72.68	71.36	79.47	70.04	78.70	87.30	86.29
{ Tot. FeO	49.37	42.06	36.48	31.40	26.26	38.10	24.06	16.71	18.09
{ MgO	36.09	15.79	7.19	7.68	7.04	7.33	8.08	3.36	3.32
{ Na ₂ O+K ₂ O	14.53	42.15	56.33	60.93	66.71	54.57	67.85	79.93	78.59
{ Q	—	44.87	43.07	34.12	36.60	31.25	31.78	37.15	38.89
{ Or	20.68	18.61	18.05	19.63	28.48	17.89	28.01	30.67	30.61
{ Ab	79.32	36.52	38.88	46.25	34.92	50.86	40.21	32.18	30.50
{ Q	—	34.79	34.96	26.93	31.65	25.05	27.62	34.23	35.68
{ Or	8.06	14.42	14.65	15.49	24.63	14.34	24.34	28.26	28.09
{ Ab + An	91.94	50.79	50.39	57.59	43.72	60.60	48.03	37.51	36.23
Mode									
Quartz	—	35.5	9.2	18.5	41.5	33.0	31.2	42.2	35.0
K-feldspar	—	4.7	—	25.5	17.1	1.3	13.7	24.6	29.2
Plagioclase	36.6	44.6	34.9	45.7	33.6	52.2	45.9	29.5	30.3
Biotite	1.8	9.5	5.9	6.8	6.3	13.5	9.2	3.7	5.5
Hornblende	61.1	5.4*	—	3.5	1.4	—	—	—	—
Opaque	0.5	0.3	0.1	—	—	—	—	—	—
others	—	—	49.8**	—	0.1	—	—	—	—
χ (emu/g × 10 ⁻⁶)	21			12	12		11	8	

*including pyroxene

** groundmass

第3表説明

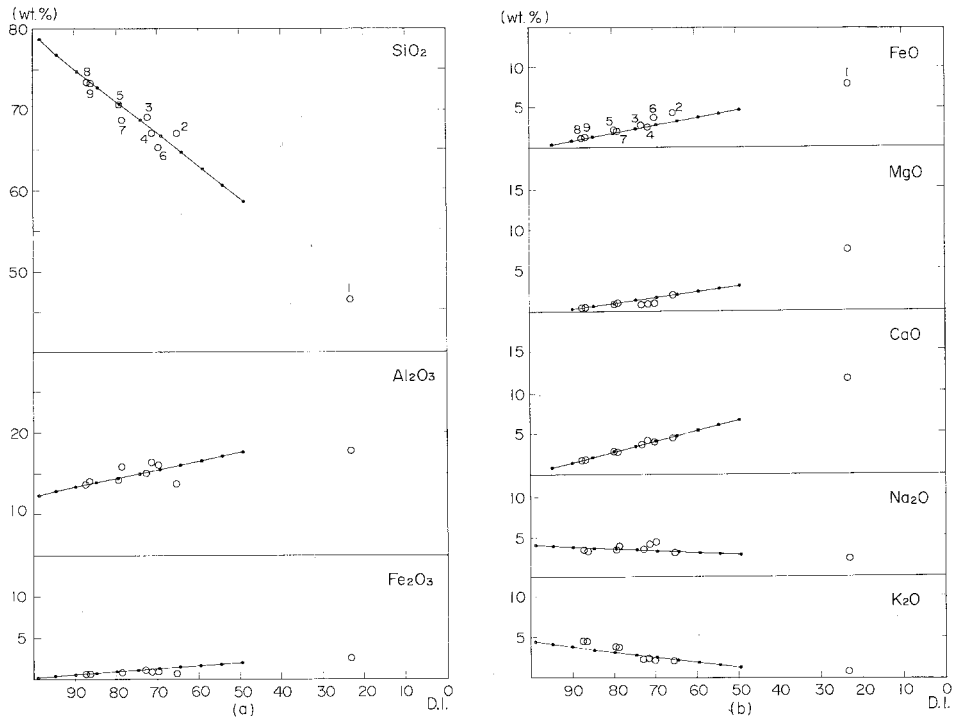
- 1 角閃石斑れい岩（亀山市前田川，KA-38）
- 2 単斜輝石角閃石黒雲母トーナル岩〔青土トーナル岩〕（土山町青土，KA-7）
- 3 角閃石黒雲母トーナル斑岩〔猪ノ鼻トーナル斑岩〕（土山町猪ノ鼻，KA-36）
- 4 角閃石黒雲母花崗閃緑岩〔加太花崗閃緑岩〕（関町加太金場，KA-65）
- 5 角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩〔加太花崗閃緑岩〕（関町大滝谷，KA-20）
- 6 細粒黒雲母トーナル岩〔金場トーナル岩〕（関町加太金場，KA-180）
- 7 細粒黒雲母花崗閃緑岩〔野登山花崗閃緑岩〕（亀山市野登山南方，KA-49）
- 8 黒雲母花崗岩〔鈴鹿花崗岩〕（四日市市宮妻峡，KA-61）
- 9 斑状黒雲母花崗岩〔鈴鹿花崗岩〕（土山町田村川上流，KA-161）

分析者 1, 4, 5, 7, 8: 東京石炭鉱物研究所

2, 3, 6, 9: 川野昌樹技官（技術部化学課）

分析標本1-9の採取地点は地質図に示されている

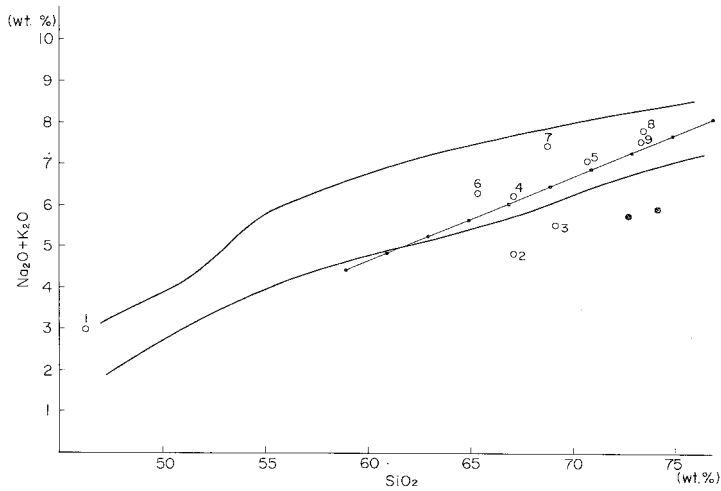
帯磁率 (χ) の測定は物理探査部金谷宏技官による



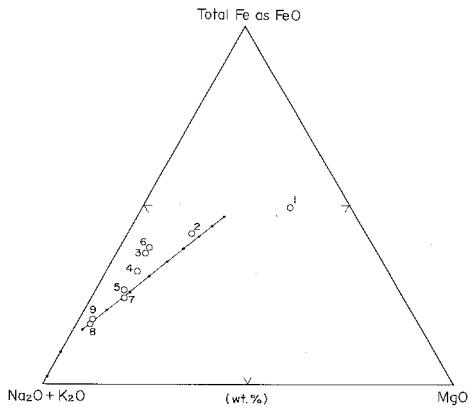
第28図 亀山図幅地域の深成岩類の酸化物-D.I. 図 1-9の番号は第3表の試料番号に対応。細い実線は ARAMAKI *et al.* (1972) による日本の花崗岩類の平均的な変化トレンド（第29-30図も同じ）

を各種の変化図にプロットして第28-31図に示した。

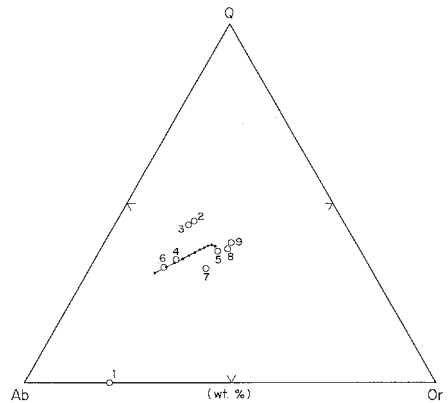
本地域の深成岩類は、斑れい岩—閃緑岩類を除くと、おおむねSiO₂67-74%の組成範囲内にある。このうち本地域の代表的花崗岩体である加太花崗閃緑岩と鈴鹿花崗岩とを比較すると、前者はSiO₂65-



第29図 亀山図幅地域の深成岩類の SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図 黒丸は三村ほか(1976)による犬上花崗斑岩の組成. 太い実線は Kuno (1966) によるソレイト系列・高アルミナ玄武岩系列及びアルカリ岩系列の境界を示す



第30図 亀山図幅地域の深成岩類の MgO - Total Fe as FeO - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図



第31図 亀山図幅地域の深成岩類のノルム Q - Ab - Or 図

71%の組成変化があるが、後者は組成変化が少なく、 SiO_2 ($\cong 73\%$) 及びアルカリに富んでいる。このような化学組成の特徴は、第17図に示されたモード組成の特徴とよく対応している。この両花崗岩の組成は、 SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図で、日本の花崗岩類の平均的变化トレンドにほとんど一致しており、KUNO (1966) の分類による高アルミナ玄武岩系列 (又は高アルカリソレイト系列) に入る。

これに対して、青土トータル岩及び猪ノ鼻トータル斑岩は、 SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図で日本の花崗岩類の平均的变化トレンドより著しく $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ に乏しく、ソレイト系列 (又は低アルカリソレイト系列) の領域に入る。ノルム組成でみると、著しく Or に乏しく (第31図)、モードでカリ長石をほとんど含まないこととよく対応する。湖東流紋岩活動末期の貫入岩類である犬上花崗斑岩がこれと似た性質をもっている (三村ほか, 1977)。

なお、第3表には、上記と同一試料の帯磁率測定値 (粉末法) が示されている。これらの帯磁率は、

D. I. (分化指数)の大きいものほど相対的に低くなる傾向があるが、全体としてきわめて低く、モード分析で不透明鉱物がほとんど検出されないこととよく対応している。ISHIHARA (1979)は、チタン鉄鉱系と磁鉄鉱系の花崗岩類の境界を $\chi = 50 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ に置いており、本地域のものはいずれも典型的なチタン鉄鉱系の花崗岩類である。

V. 14 花崗岩類のカリウム—アルゴン年代

本図幅地域の花崗岩類(4個)についてカリウム—アルゴン年代測定を行った(第4表)。試料はいずれも新鮮で、顕微鏡下でも黒雲母はほとんど変質していない。測定試料の記載は本文中の該当する項目のなかで行い、試料採取位置は地質図上に示してある。

測定結果は、ほぼ67-69Ma(白亜紀ヘトナイ世後期)を示し、試料ごとの年代値の差異は、測定誤差の範囲内にある。野外調査では、古い方から、加太花崗閃緑岩—野登山花崗閃緑岩—鈴鹿花崗岩という貫入順序が認められるが、これらの貫入の時間差は上記の測定誤差よりも小さいと考えねばならない。

なお、本地域及び近傍の鈴鹿花崗岩中の黒雲母のカリウム—アルゴン年代については、これまでに、58Ma(関町鈴鹿峠、やや変質)と65Ma(菰野町湯ノ山)という数値が報告されている(河野・植田, 1966)。前者は変質を受けているので除外すると、後者は今回の測定値に近い。なお、鮎河花崗岩の黒雲母のルビジウム—ストロンチウム年代は79Maで、上記の値よりかなり古い(早瀬・石坂, 1967)。また、加太花崗閃緑岩の西方延長と思われる柳生花崗岩については、69Maという黒雲母のルビジウム—ストロンチウム年代(三重県阿山郡島ヶ原村)が得られており(早瀬・石坂, 1967)、本地域のカリウム—アルゴン年代とよく一致している。

第4表 龜山図幅地域の花崗岩類のカリウム—アルゴン年代

岩 体	試料番号	産 地	岩 石	鉱物	K(%)	$^{40}\text{Ar rad}$ (10^{-5}ml STP/g)	Atm. ^{40}Ar (%)	年 代 (Ma)
加太花崗閃緑岩	KA-20	関町大滝谷	角閃石含有黒雲母 花崗閃緑岩	黒雲母	6.49	1.69	83.3	66.9±3.3
					6.50	1.75	86.3	
同 上	KA-65	関町加太金場	角閃石黒雲母花崗 閃緑岩	黒雲母	6.33	1.72	82.6	69.1±3.5
					6.35	1.75	86.6	
野登山花崗閃緑岩	KA-49	龜山市野登山	黒雲母花崗閃緑岩	黒雲母	6.75	1.78	86.7	67.7±3.4
					6.73	1.84	87.6	
鈴鹿花崗岩	KA-61	龜山市宮妻峽	黒雲母花崗岩	黒雲母	6.36	1.73	87.4	69.0±3.5
					6.40	1.76	90.9	

$$\lambda_B = 4.962 \times 10^{-10} \text{ /yr}$$

$$\lambda_E = 0.581 \times 10^{-10} \text{ /yr}$$

$$^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{ atom.}$$

測定: Teledyne Isotopes, U.S.A.

VI. 岩 脈

本図幅地域の岩脈はひん岩・石英ひん岩・珪長岩などの中性一珪長質岩石と、アルカリ玄武岩・ランプロファイアーなどの苦鉄質岩石とに大別される。前者は組成、変質の程度からみて、鈴鹿花崗岩に代表される白亜紀後期の火成作用に付随する活動の産物であろう。これに対して、後者に類似した岩石は近畿地方ではこれまで発見されていない。本地域の東方約100kmに位置する愛知県設楽地方には中新世中期のかんらん石玄武岩の岩床群（Kuno, 1960）が知られているが、本地域のものは著しく変質している点でこれと異なる。

VI. 1 ひん岩・石英ひん岩及び珪長岩

ひん岩岩脈は、土山町鹹川上流で古生層を、また田村川上流で鈴鹿花崗岩を、それぞれ貫いている。暗灰色・斑状を呈し、斑晶は斜長石及び角閃石（緑泥石化）からなり、石基は隠微晶質—微晶質である。

石英ひん岩岩脈は、土山町猪足谷で古生層を、甲賀町櫛野川^{いちょうの}沿い及び同油日岳西方で鈴鹿花崗岩を、また伊賀町油日岳南方で油日岳花崗閃緑岩を、それぞれ貫いている。灰色—暗灰色、斑状を呈し、斑晶は、斜長石・石英（融食形）・角閃石（緑泥石・炭酸塩鉱物などに変化）及びまれに黒雲母からなり、石基は微晶質—隠微晶質である。

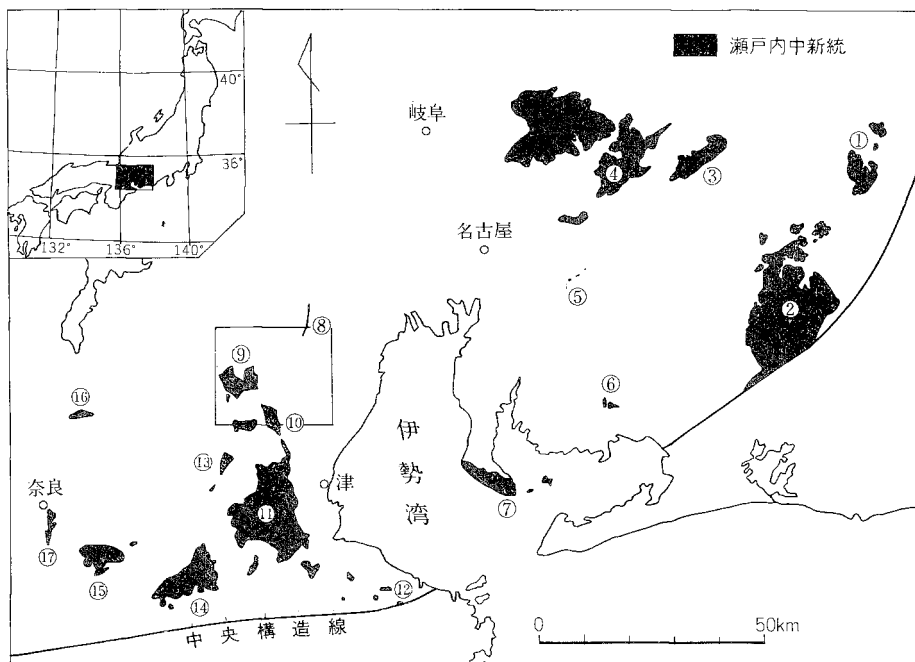
珪長岩岩脈は、鈴鹿市入道ヶ岳北方で鈴鹿花崗岩を、また同市矢原川沿いで野登山花崗閃緑岩を、それぞれ貫いている。灰白色・緻密な珪長質岩石である。

VI. 2 アルカリ玄武岩及びランプロファイアー¹⁵⁾

アルカリ玄武岩の岩脈が亀山市前田川流域の2個所で見いだされた。これはいずれも幅1m前後で、加太花崗閃緑岩を貫いている。暗緑色、緻密、無斑晶質の岩石で、微斑晶として、単斜輝石（新鮮）、かんらん石（仮像のみ、蛇紋石・タルク・アクチノ閃石等に変化）を多量に含み、石基は完晶質で、主に斜長石・単斜輝石・鉄鉱及び緑泥石（変質鉱物）からなる。石基には孔隙を埋めて2次的に生じた少量の石英と炭酸塩鉱物が存在するが、このような部分に少量の褐色角閃石（アルカリ角閃石の一種か？）が生じていることがある。かんらん石微斑晶は輝石の反応縁をもたない。以上の特質から本岩はアルカリ玄武岩の一種と思われる。

ランプロファイアーの岩脈は、亀山市雨引山北西方に分布し、北西—南東方向に伸びる幅約1mの岩脈で、加太花崗閃緑岩を貫いている。暗灰色、緻密、無斑晶質の岩石で、鏡下では、微斑晶として、斜長石（ラブラドライト組成）と苦鉄質鉱物（かんらん石の仮像を残すものあり、緑泥石・アクチノ閃石等に変化）を含み、石基は完晶質で、斜長石と長柱状の褐色角閃石（アルカリ角閃石の一種）を主とし、2次的に生じた石英・緑泥石・炭酸塩鉱物を含んでいる。本岩はランプロファイアーのうちカンプトナイトといわれるものに類似するが、変質が著しいため確実なことは言えない。

15) 本岩類の記述には、地質部一色直記技官の協力を受けた。



第32図 東部瀬戸内地質区の瀬戸内中新統分布図 (SHIBATA, 1978 より)
 1 富草層群 2 設楽層群 3 岩村層群 4 瑞波層群 5 品野層 6 阿崎層 7 師崎層群 8 千種層 9 鮎河層群 10 鈴鹿層群 11 一志層群 12 高倉層 13 阿波層群 14 山粕層群 15 山辺層群 16 綴喜層群 17 藤原層群
 (枠内は本図幅地域)

VII. 新生界

VII. 1 瀬戸内中新統

本図幅地域には瀬戸内中新統として、鈴鹿層群・鮎河層群・千種層が分布している(第32図)。また、鈴鹿山脈稜線部にみられる仏峠層も、鮎河層群相当層と判断されるので、本項で記載する。

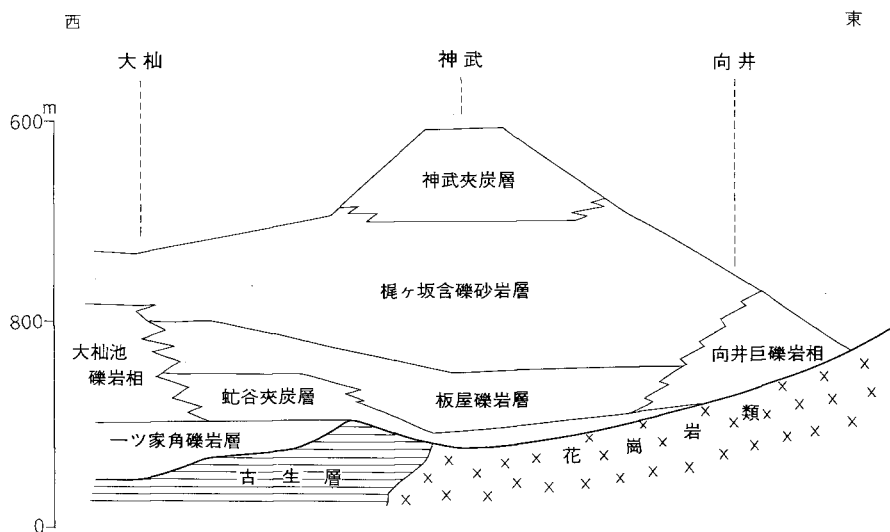
VII. 1. 1 鈴鹿層群

鈴鹿層群は、本図幅地域と南隣の「津西部」図幅地域にまたがって分布する。堆積盆としては、関町久我を境にその西方の加太盆地と、その東方の関地域(筆捨山—忍田の地域)の2つに分かれている。分布形態は、加太盆地では東西方向の帯状に、関地域では南北方向に底辺を持つ直角三角形形状の形を示す。しかし、両地域共に北に下部層が南に上部層が堆積している。

鈴鹿層群の本格的な研究は、鈴木ほか(1948 b, c)により行なわれ、加太盆地・関地域の層序区分がほぼ確立された。その後、大草・安倍(1966)の加太盆地の構造地質学的研究、荒木・北村(1963)の関地域の層序・具化石についての研究が行なわれた。そのほか、SHIBATA(1978)により鈴鹿層群姫谷層産出の海棲貝化石が報告されている。

第5表 鈴鹿層群層序区分表*

年代	累層	地域	
		加太盆地	関地域
↑ 17Ma	前期	上部累層	姫谷砂岩泥岩層 石山粗粒砂岩層
		中部累層	神武夾炭層 萩原砂岩泥岩互層
	中新世	梶ヶ坂含礫砂岩層	観音山礫岩砂岩互層
		大杣池礫岩相 板屋礫岩層	筆捨礫岩層
	下部累層	虹谷夾炭層 一ツ家角礫岩層	?
↓ 20Ma	基盤	古生層・花崗岩類	花崗岩類

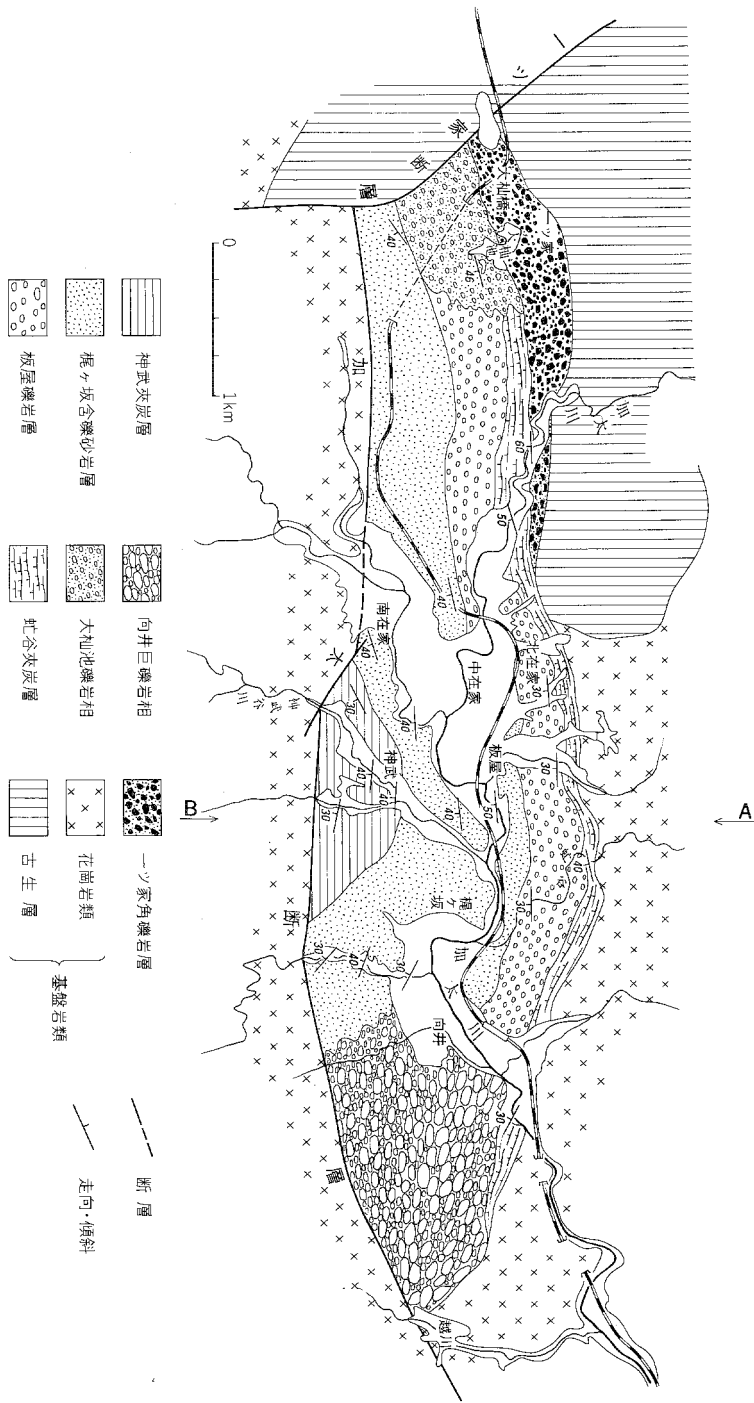


第33図 加太盆地の鈴鹿層群層序断面図

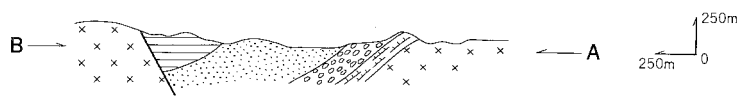
鈴鹿層群は第5表に示すように岩相から上部・中部・下部累層に区分される。それぞれの累層から産出する貝化石（鈴木ほか，1948 b, c；鈴木・大山，1948；荒木・北村，1963；SHIBATA，1978）から，中部・下部累層は湖成堆積物，上部累層は海成堆積物とみなされる。中部/下部累層の関係は漸移整合であるが，上部/中部累層の関係は非整合と推定される。一般に，上部累層は岩相が安定しているが，中部・下部累層は岩相の横への変化が激しく，特に加太盆地では東西両端で基盤付近に近づくと礫相が発達し，例えば東端では中部累層の層準に巨礫が密集した向井巨礫岩相が，一方西端では中一下部累層の層準に特異な大杣池礫岩相が堆積している（第33，34図）。中部・下部累層には凝灰岩層はみられない。

鈴鹿層群は，加太盆地ではその南縁は加太断層により分布が断たれる。関地域では，西縁は弁天一久

*）表中の“観音山礫岩砂岩互層”は“観音山含礫砂岩層”の誤り（第40，41図も同じ）。



第344図 加太盆地の鈴鹿層地群図



我断層により基盤と接し、東側では会下^{えげ}以北で一志断層により奄芸層群と接し、萩原以南では一志層群以降の地層に不整合に覆われている。なお、上部累層は「津西部」図幅地域に分布しているので、本報告では簡略に記載する。

VII. 1. 1. 1 下部累層

地層名 新称・鈴木ほか（1948 c）の加太層下部に相当する。

模式地 北在家西方の加太川上流の河床。

層序関係 基盤とは不整合である。中部累層とは漸移整合。

層厚 加太盆地西部では約400m。東部では薄くなり、加大川河床で約40m。その東方で消滅する。

層序区分・岩相 下部の**一ツ家角礫岩層**と上部の**虻谷夾炭層**に区分される。一ツ家層は角礫から構成される鈴鹿層群の基底礫岩層。虻谷層は石炭を挟有することで特徴づけられる砂岩・泥岩・礫岩の互層。

一ツ家^{ひとつや}角礫岩層

地層名 鈴木ほか（1948 c）命名・記載。ただし、その記載には大杣池相とみられる事柄も述べられている。

模式地 原記載では一ツ家南方の大杣池周辺である。しかし、ここでは本層及びその上位の大杣池相も分布しているので、厳密に大杣橋周辺(第34図)とする。そのほか、国道25号線にも良い露頭がある。

層序関係 基盤の古生層とは不整合。さらにアバットしている可能性もある。上位の虻谷層や大杣池相とは漸移整合。

層厚 西から東へ厚さは薄くなる。すなわち、一ツ家では約200m、碎石場南方では約120mで、その東方で消滅する。

岩相 淘汰不良の角一亜角礫の密集した礫岩層(第35図)。礫径は数cm-1mと変化しているが、おお



第35図 一ツ家角礫岩層の露頭（伊賀町一ツ家西方約700m）

むね径10-15cmのものが多い。礫種は熱変成作用を強く受けた粘板岩ホルンフェルスが圧倒的に多く、他に少量のチャートや花崗岩質岩を混じえる。マトリックスは古生層起源の黒味を帯びる砂ないし泥。本層の新鮮面は黒灰色であるが、一部の露頭では赤紫色を呈している。新鮮な露頭では強く固結しているが、風化するとルーズになり、ハンマーで礫を楽に取り出せる。上位の蛇谷層に近づくと細粒層が挟まれる。上記の粘板岩ホルンフェルス礫は、背後の古生層（柘植層）から由来したと考えられる。また、淘汰不良の角礫岩であることもそのことを支持する。

虹谷夾炭層

地層名 鈴木ほか（1948 c）命名・記載。しかし、盆地西端では本報告の大杣池相も一括されている。

模式地 梶ヶ坂北方を流れる蛇谷川¹⁶⁾河床とされている。そのほか、加太川河床の北在家一碎石場の間、ならびに盆地北東端の加太川河床でも連続的な露頭がある。

層序関係 一ツ家層とは盆地西部で漸移するが、北在家以東では直接基盤に不整合に載る。大杣池相とは大杣池東方で指交する。

基盤との不整合は模式地でみられる。そこでは、南方では約40°南傾斜で続く本層が不整合付近で20°以下の緩い傾斜となり、砂岩層が基盤を覆おう。顕著な基底礫岩はみられない。

中部累層とは漸移整合。

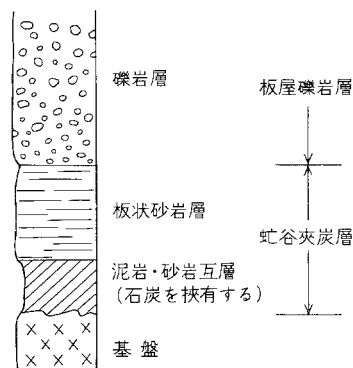
層厚 一ツ家層同様に東方ほど薄くなっている。すなわち、北在家西方では約200m、模式地付近で約30-40mであり、その東方で消滅する。

岩相 基盤に直接載る盆地東部と、一ツ家層の上位に重なる盆地西部とでは岩相が異なっている。第36図は盆地東部の本層の岩相を模式化したものである。不整合面上には、一枚の厚さが50cm-1mの砂岩・泥岩の互層が載り、その上位には淡緑色味を帯びる板状の中粒砂岩層がみられる。一方、西部では花崗質含礫極粗-粗粒砂岩、板状の中粒砂岩、礫岩の厚さ数mの互層で、一部の層準には泥岩の薄層が挟まれる。すなわち、西部の本層は上位の板屋層への漸移層である。なお、本層には蛇谷川（厚さ約1m）、碎石場南（厚さ約20cm以下のものが数枚）などで石炭層が挟まれている。

VII. 1. 1. 2 中部累層

地層名 新称。加太盆地では鈴木ほか（1948 c）の梶坂層及び神武層に、関地域では鈴木ほか（1948 b）の加太層に相当する。

模式地 加太盆地では蛇谷川から加太川を通り、神武谷川にわたって模式的に露出している。一方、関地域では小野川から観音山を抜け、さらに中の川から萩原谷（萩原南西の谷）にかけて模式的に観察される。



第36図 蛇谷夾炭層（加太盆地東部）の模式柱状図

16) 国土地理院発行2万5千分の1「鈴鹿峠」の蛇谷川であろう。地元の人はこの川を蛇谷川と呼んでいる。

構造 加太盆地では、盆地西部で東北東—西南西、盆地東部で西北西—東南東の走向を示し、やや南側に湾曲した構造。傾斜はほぼ30–40°の南傾斜が南北方向に連続して続く。すなわち、南に上位の地層が堆積する同斜構造である。南縁は加太断層で断たれ、西縁は一つ家断層で古生層（柘植層）と接する。

関地域では、基盤との境界である弁天一久我断層と分布地域中央を南北に走る萩原背斜構造（鈴木ほか、1948b）により、地質構造のあらましが決定されている。加太盆地同様に、南に上部層が堆積するのは変わらないが、その走向傾斜は場所により変化する。まず、鈴鹿川以北では萩原背斜軸東翼で南北方向の70°東傾斜、西翼ではほぼ南北方向の20–30°西傾斜の一般的走向傾斜を示す。鈴鹿川以南では、萩原背斜軸の東翼で南北方向の20–40°東傾斜、西翼で東西方向の30–40°南傾斜である。このように鈴鹿川を境界として、萩原背斜の西翼ではその一般的な走向に違いがある。萩原背斜構造より南方の萩原谷では、ほぼ東西性の走向で20–30°の南傾斜である。

層序区分・岩相 加太盆地では、下位より板屋礫岩層・梶ヶ坂含礫砂岩層・神武夾炭層に区分される。しかし、盆地東端では向井巨礫岩相が、盆地西端では大杣池礫岩相が発達する。一方、関地域では、下位より筆捨礫岩層・観音山含礫砂岩層・萩原砂岩泥岩互層に区分される。

このように、中部累層は下部から上部に向って粗粒→細粒層が累積する1つの堆積サイクルを示している。一括して中部累層にまとめた。なお、加太盆地の中部累層と関地域の中部累層の直接の関係は両地域に分離して分布するため明らかでない。しかし、両地域の堆積サイクルの類似と、とくに神武層・萩原層の岩相が似ている点を考慮して、本報告では第5表のように対比した。

層序関係 下部累層とは漸移整合である。一方、上部累層とは非整合と推定される。

層厚 加太盆地では最大層厚部で約1,200m。一方、関地域では積算層厚で約1,500m。

VIII. 1. 1. 2. 1 加太盆地

板屋礫岩層

地層名 新称。本層は鈴木ほか（1948c）の梶ヶ坂層の下部にみられる礫質層を独立させたものである。

模式地 蛇谷川河床とする。北在家北方の各小支谷や、林道水梨線沿いにも良い露出がある。

層序関係 下位の蛇谷層、上位の梶ヶ坂層とはいずれも漸移整合。盆地東部で向井相と、盆地西部では大杣池相といずれも指交する。

層厚 模式地で約230m。

岩相 模式地では、礫径が下部から上部に向い、中礫→大—巨礫→中礫→細—中礫（梶ヶ坂含礫砂岩層）の順に変化している。このうち、大—巨礫から構成される礫岩は一定の層準で連続しないことから、レンズ状に挟まれているらしい。巨礫のうちでは径1m以上のものがある。これらは大部分が加太花崗閃緑岩の礫である。その他では粘板岩ホルンフェルスが含まれる。淘汰は一般に不良で、亜角—亜円礫が多い。以上の岩相は、本層の礫が近くの基盤岩から由来していることを示している。

梶ヶ坂含礫砂岩層

地層名 鈴木ほか（1948c）の梶ヶ坂含礫砂岩層の上部に相当する。

模式地 梶ヶ坂北方の加太川河床が模式地に指定されている。そのほかの分布地域でも至る所に好露出がみられる。



第37図 大杣池礫岩相の露頭 (大杣橋の東方約700mの地点)

層序関係 下位の板屋層，上位の神武層とはいずれも漸移する．本層の下部は盆地東部で向井相と，盆地西部で大杣池相と指交している．

層厚 梶ヶ坂で最も厚く，約650m．その東西両域では，南限が加太断層によって断たれるため，下部の約300-400mの部分が露出する．

岩相 無層理塊状の花崗質含礫粗粒砂岩層からなる．しかし，所により砂岩・泥岩の薄層を挟み，著しい場合には前記の粗粒砂岩層とこれら薄層が互層したりする．

粗粒砂岩には，全層にわたって径数cm以下の円礫が散在している．また，所々にレンズ状，ポケット状に淘汰不良の礫が密集する．このような礫は，径数cm-10cmの亜角礫であり，粘板岩ホルンフェルス・砂岩ホルンフェルス・加太花崗閃緑岩・細粒黒雲母花崗岩を主とする．また，粗粒砂岩には，肉眼で認められる大きさの石英・長石粒が散在している．さらに，向井の小神武谷川などでは，石英・長石粒が密集固結したアルコーズ質極粗粒砂岩が挟まれている．

本層の露頭は，新鮮面で灰白色，風化すると茶褐色または青緑色となる．なお，盆地西端の名阪国道トンネル上では本層に径1m以上に達する角礫が含まれている．

神武夾炭層

地層名 鈴木ほか(1948c)命名・記載．

模式地 神武谷川河床．

層序関係 加太盆地の最上部層であるが，大部分は南隣の「津西部」図幅地域に分布する．南限は加太断層で断たれる．下位の梶ヶ坂層とは漸移するが，本層の東西両端の下部層準では梶ヶ坂層と指交しているらしい．

層厚 360m以上．

岩相 神武谷川河床では中一下部層準の岩相が露出する．下部層準は含礫砂岩泥岩互層．中部層準では砂岩優勢の砂岩泥岩互層．各1枚の地層の厚さは数10cm-数mである．砂岩はノジュールを含み平行



第38図 向井巨礫岩相の露頭 (林道袖ノ木越線沿いの河床)

葉理が発達している。また、ときには葉理に沿って小さな円礫を含んでいる。一方、泥岩はやや炭質の黒灰色泥岩で、風化すると径数cmの紙片に砕けやすい。石炭の薄層が挟まれている。

上部層準は神武から南在家へ抜ける新道で模式的に露出する。ここでは、よく円磨された細礫が砂岩に含まれ、また無層理塊状のアルコーズ質極粗粒砂岩層が出現する。すなわち、上部層準では粗粒化している。

化石 鈴木・大山 (1948) ; 鈴木ほか (1948c) により、次のような淡水貝化石が報告されている。

Viviparus uryuensis kosasanus, *Cristaria kuboii*, *Arconia hosonoi*.

おおすまいけ
大杣池礫岩相

地層名 新称。

模式地 大杣池野外キャンプ場周辺。

層序関係 大杣池周辺にのみ分布しており、下位のツツ家層とは漸移している。一方、大杣池東方では蛇谷層や板屋層下部と指交する。

層厚 約350mと推定される。

岩相 淘汰良好の円一亜円礫から構成される礫岩層(第37図)。マトリックスは花崗質砂で、風化すると赤褐色一黄褐色を呈する特徴的な礫岩層。ツツ家層や板屋層とは礫の淘汰度・円磨度・礫種・礫径・マトリックスの量と性質に違いがあるので区分した。

マトリックスの量は下位のツツ家層よりもはるかに多く、さらに砂岩・泥岩レンズも挟まれている。これらのレンズには葉理が発達している。礫径は5cm平均であるが、10-15cmのものもみられる。量的にはチャート礫が圧倒的に多く、ほかに粘板岩及び砂岩ホルンフェルス・花崗岩類・アブライトなどの礫が含まれている。注目すべき点は、上部になるといわゆる“石英斑岩”礫¹⁷⁾が入り出すことであ

17) VII章で記す“石英斑岩”礫とは、そのほとんどが溶結凝灰岩であり、一部に花崗斑岩を含んでいる。ここでは従来からの慣習にしたがって一括して“石英斑岩”とよんでおく。

る。固結度は、下位のツツ家層よりも低く、容易に風化してルーズになる。大杣池南方では上位の梶ヶ坂層とも指交している。以上のことから、本層はおそらく西方から加太盆地に流入していた河川の河口堆積物と推定される。

向井巨礫岩相

地層名 新称。

模式地 加太向井東方約200mの崖。そのほか、向井南の林道袖ノ木越線にも露頭がある。

層序関係 加太川河床で観察されるように、下位の蛇谷層とは漸移する。西方では板屋層及び梶ヶ坂層下部と指交する。

層厚 上限が加太断層により断たれるが、見られる限りの層厚は約350m。ただし、この値は本層に走向傾斜を測定できる露頭がみられないため、板屋層及び梶ヶ坂層との関係から推定した。

岩相 本相は、基盤の加太花崗閃緑岩に由来する斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩の大巨礫が密集した特徴的な礫岩層である(第38図)。花崗閃緑岩礫は径1m以上に達するものも珍らしくない。時には径2mに及ぶものもみられる。この巨礫の間を埋めて、粘板岩ホルンフェルス・片状ホルンフェルス・閃緑岩類・細粒黒雲母花崗岩などの細一中礫がマトリックスと共に充填している。マトリックスは花崗岩が風化分解してきた石英・長石の粗粒砂。花崗閃緑岩礫は円磨されている。

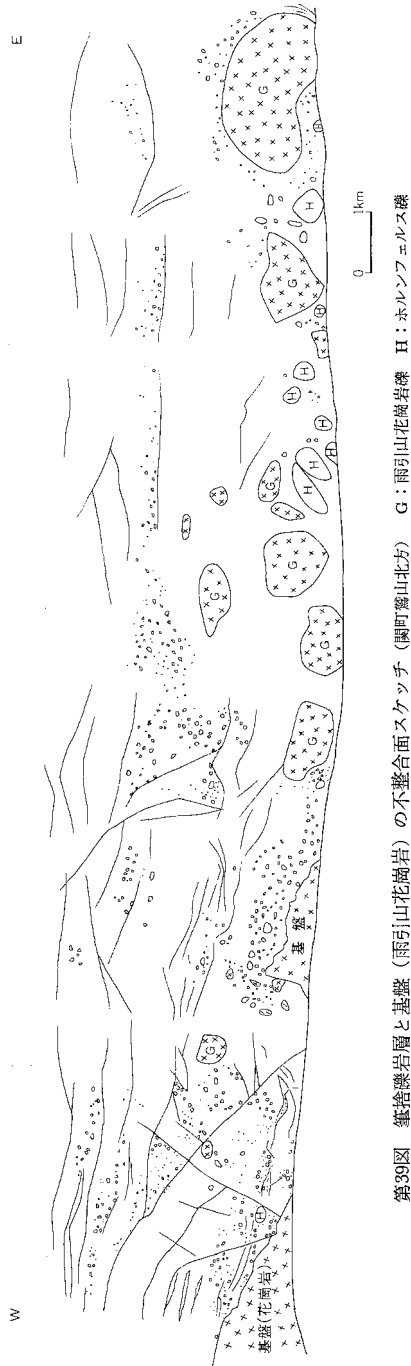
VII. 1. 1. 2. 2 関地域

筆捨礫岩層

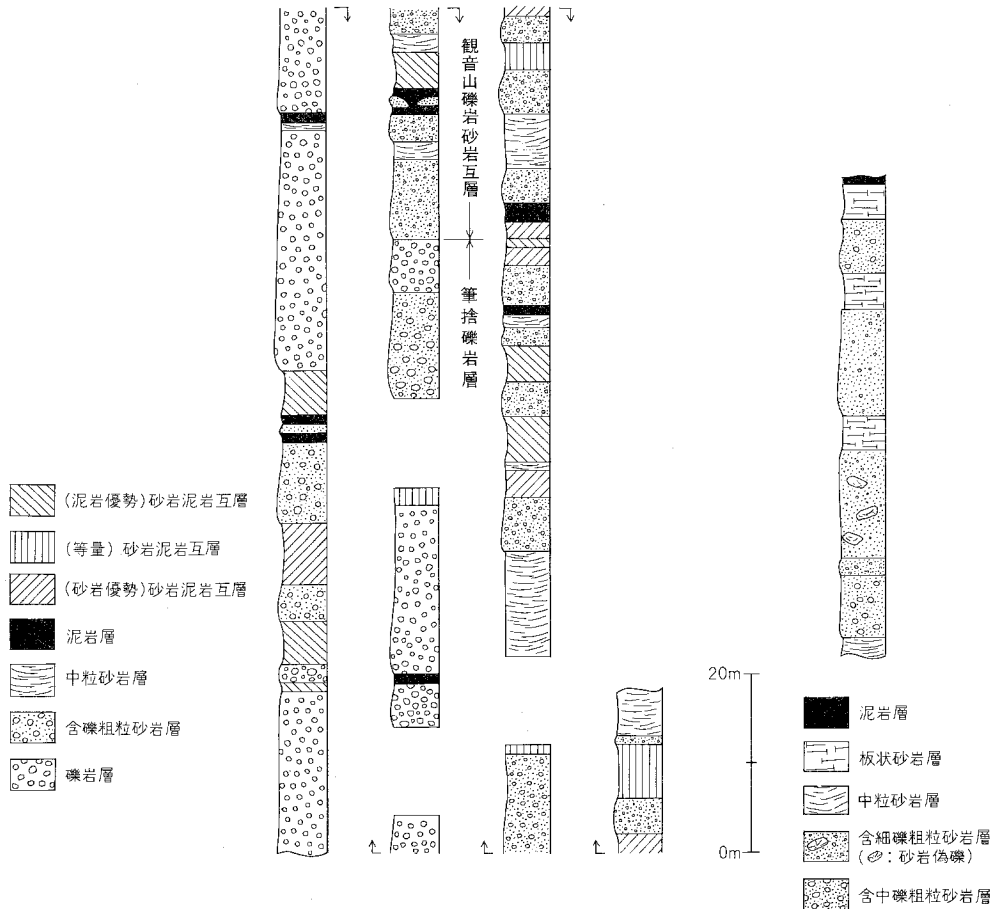
地層名 鈴木ほか(1948b)命名・記載。

模式地 筆捨山。

層序関係 関地域の最下部層で、直接基盤に接する。本層と基盤との関係は、沓掛付近では断層の可能性がある。一方、羽黒山以東ではアバットの関係にある。その状態は鷲山北方の関不燃物処理センターの崖(第39図)で観察できる。そこでは、基盤の雨引山花崗岩との間の不整合面は20°前後の傾斜があり、その傾斜面に本層が



第39図 筆捨礫岩層と基盤(雨引山花崗岩)の不整合面スケッチ(關野鷲山北方) G:雨引山花崗岩 H:ホルンフェルス



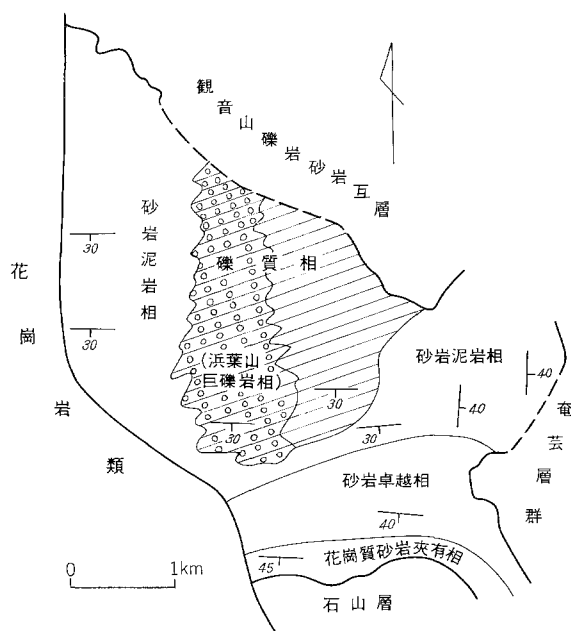
第40図 筆捨礫岩層上部—観音山含礫砂岩層の柱状図

アバットしている。礫は一ツ家層のように密集していないが、礫及びマトリックスの淘汰作用は全く見られない。礫は最大径3mに達するものが含まれているが、このような巨礫は少なく、径10cm以下のものが大部分である。花崗岩は亜円礫、そのほかの種類は角—歪角礫と円磨度は低い。礫種は花崗岩、チャート及びチャート・粘板岩・砂岩源のホルンフェルスである。マトリックスは極粗粒—細粒と粒度変化するアルコーズ質の砂。

上位の観音山層とは漸移整合。

層厚 約300mと推定される。

岩相 中—細礫よりなる礫岩層・礫の密集度は中—下部層準が分布する筆捨山—羽黒山で高い。一方、上部層準の観音山北部では砂岩層及び泥岩層を挟み、礫径も小さくなる。礫種は古生層源（歪角礫）、花崗岩類（亜円礫），“石英斑岩”（歪円礫）の3種類が含まれる。“石英斑岩”礫は加太盆地の大杣池相と同じく、基盤近くの層準には含まれず、中—上部層準にみられる。また、その量は萩原背斜軸付近に多い。本層は風化すると茶褐色を呈する。マトリックスはアルコーズ質の砂。



第41図 萩原砂岩泥岩互層の堆積相区分図

観音山含礫砂岩層

地層名 鈴木ほか (1948b) 命名・記載。

模式地 観音山。露出は極めて良く、連続的な断面が観察できる。

層序関係 下位の筆捨層とは漸移整合。その境界は鷺山から観音山へ向う道路では礫岩層が消失し、含礫砂岩層のみが挟まれるようになる層準とする (第40図)。

層厚 約500m。

岩相 厚さ数mの含礫砂岩層・砂岩層・砂岩泥岩互層が互層しているが、前2者が卓越する。一般に上部では岩相の側方変化が激しい。

1) **含礫粗粒砂岩層**：アルコーズ質。一般に厚さは5m以下であるが、12mに達するものもある。級化成層して、基底部で粗粒、上部で中粒の砂岩となることや、斜交葉理が観察される場合がある。礫はチャート・ホルンフェルス・砂岩・粘板岩が多く、それに少量の花崗岩・“石英斑岩”の歪円一歪角礫から構成される。礫径は、数cm以下であるが、本部層の中一上部ではその中に中礫が混じる。観音山西部では数10cm大のブロック状の砂岩偽礫を取り込んでいる。新鮮面では白色、風化すると赤褐—黄褐色。

2) **砂岩層**：厚さ2-6m。無層理塊状のものと、葉理の発達するものがある。これらはいずれもアルコーズ質中粒砂岩であるが、そのほかに本層の中一上部では、板状の砂岩層が挟まれる。この砂岩層は、上位の萩原砂岩泥岩互層を構成する岩相のひとつである。新鮮面で灰白色、風化すると褐色。

3) **砂岩泥岩互層**：厚さ2-6m。量的には中一下部層準に多い厚さ10-数10cmの砂岩と泥岩がリズムカルに互層しているが、両者の量比は本層の上下層準で大差はない。ただ、ひとつの互層をとった場合、その互層の下部の泥岩単層は砂質で、上部のそれは細粒となる。

4) そのほか、青灰色砂質シルト層と、1m以下のやや厚い泥岩層がある。

萩原砂岩泥岩互層

地層名 鈴木ほか(1948 b) 命名・記載。

模式地 萩原南西の萩原谷下流。

層序関係 下位の観音山層とは漸移整合。一方、上位の石山層とは非整合。

層厚 約600m。

岩相 大別して、砂岩層と泥岩層がほぼ等量に互層する相(砂岩泥岩相と略称する。以下同様)、礫質化する相(礫質相)、砂岩泥岩互層であるが、前者が卓越する相(砂岩卓越相)、花崗質粗粒砂岩層が砂岩泥岩互層に挟有される相(花崗質砂岩挟有相)の4つの堆積相に区分できる(第41図)。

1) **砂岩泥岩相**：本部層の下部にみられる。久我北方や萩原西方の中の川河床に良い露出がある。1枚の厚さ数10cm-2mの砂岩・泥岩層が単調に繰り返しているが、萩原北東の一志断層付近や久我南方の福徳では、ややリズムカルに互層している。砂岩は白色のアルコーズ質で、葉理にそって粗い石英・長石粒が帯状・レンズ状に密集することがある。

2) **礫質相**：萩原西方の浜葉山(標高231m山地)から関ニュータウン西部にかけて分布する。浜葉山周辺には礫岩層が露出する(鈴木ほか, 1948 b の浜葉山巨礫岩層)。N80° E, 30° Sの走向傾斜を示すことから、構造的には砂岩泥岩相と調和している。一方、関ニュータウン西部では全般的に粗粒化しており、砂岩は極粗-粗粒砂岩に、泥岩は砂質-シルト質となる。ここでは、加太盆地の梶ヶ坂層のように全層に石英・長石粒が散在する。また、礫がレンズ状・ポケット状に入っている。礫種は花崗岩・粘板岩ホルンフェルス・粘板岩・チャート。

3) **砂岩卓越相**：1)及び2)の上位にあり、萩原谷下流に模式的に露出する。厚さ数m-5mの板状の中粒砂岩層の間に10cm-1m以下の泥岩層が挟まれている。ただし、泥岩層は4)に近くなるとその量を増す。

4) **花崗質砂岩挟有相**：萩原谷中流に模式的に露出する。3)の上位にあり、砂岩泥岩互層中に、本部層の上位に重なる石山層の主体を構成するものと同一岩相の花崗質粗粒砂岩層が挟まれることが特徴である。一方、砂岩層と泥岩層の量比は上部になるにつれ、等量から泥岩層優勢となる。さらに、泥岩自体もシルト岩→砂質シルト岩と粗粒化し、同時に炭質部を含む。いわば、本相は上位の石山層への漸移相と考えられる。

このように、萩原層は細かく見れば4つに区分でき、しかも1)→3)→4)と碎屑物は粗粒化していることから、湖の深度は次第に浅くなっていったことがうかがえる。

化石 鈴木ほか(1948 b)により、植物化石が9属9種、淡水二枚貝2属2種が報告された。産地はすべて萩原谷周辺である。

植物化石：*Sequoia langsdorfii*, *Taxodium distichum miocenium*, *Ficus tiliaefolia*, *Glyptostrobus europaeus*, *Quercus*
cf. *lyelli*, *Populus* sp., *Daurus* sp., *Alnus japonicus*, *Cercidiphyllum japonicum*,
淡水二枚貝：*Arconcia hosoni*, *Cristaria kuboi*.

VII. 1. 1. 3 上部累層

地層名 新称. 鈴木ほか (1948 b) の明層^{あきら}に相当する.

模式地 姫谷上流(「津西部」図幅地域内). 石山層は萩原谷上流で, 姫谷層は忍田北方から石山観音へ至る道路で露出が良い.

層序関係 下位の中部累層との関係は, 鈴木ほか (1948 b) では整合, 一方, 荒木・北村 (1963) は整合としながらも不整合の可能性を指摘している. 本報告では, 下記の理由から非整合と推定する.

1) 萩原谷における上位の石山層と下位の萩原層の関係は, (a) 石山層の基底面はかなりの凹凸を持って萩原層の泥岩に載る. (b) 石山層の基底面には礫が散在している. (c) しかし, 石山層の基底面が下位の萩原層の泥岩を大きく削削した形跡はない. (d) また基底面を境にしてのその上下の両層に大きな構造上の違いはない.

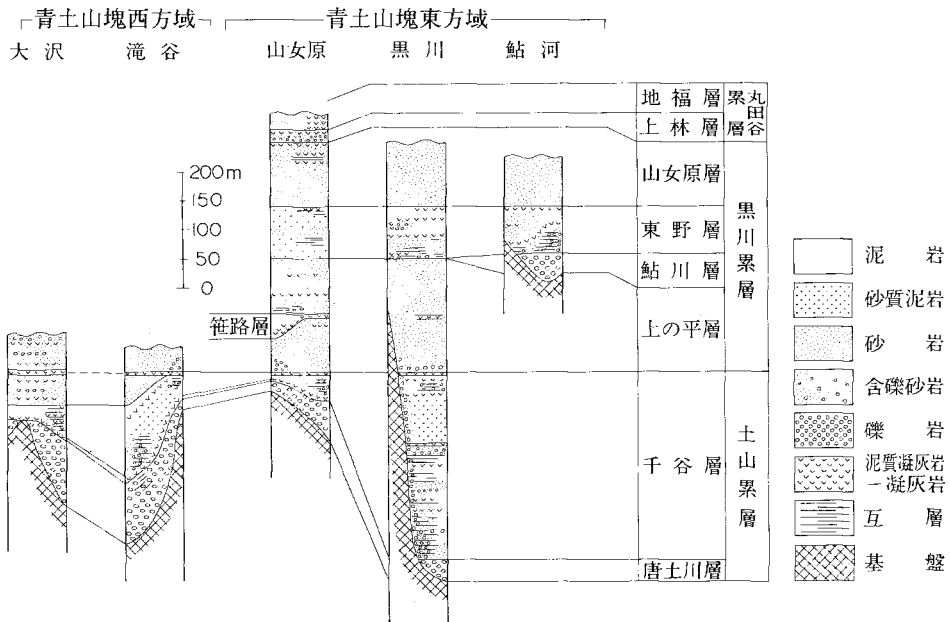
2) 萩原層の堆積相は前項に述べたように湖が浅化したことを示す. さらに萩原層最上部の花崗質砂岩挟有相は石山層堆積への前駆的現象を示すものとみられる.

以上の点は両層の関係が堆積盆地を更新するような不整合ではなく, 堆積の間隙が小さい非整合であることを示すと考えられる.

本層の上限は弁天一久我断層により断たれる. また, 和田 (1979) により芸濃町忍田北方^{かきねが}の二重池(「津西部」図幅地域内) で一志層群に不整合に覆われることが報告されている.

層厚 約400mと推定される.

層序区分・岩相 下部の石山粗粒砂岩層と上部の姫谷砂岩泥岩層に2分される. 層厚は共に200mと推定される. 石山層は花崗質粗粒砂岩層を主体とする. 一般に岩相は安定しており, 新鮮面で青灰一灰白色, 風化すると黄褐色となって特有の柔らかな地肌を示す. 姫谷層は, 厚さ数mごとの砂岩泥岩互層で石炭の薄層を挟む. 本層からは多数の海棲貝化石を産する.



第42図 鮎河層群総合柱状図 (吉田, 1978)

Ⅶ. 1. 2 ^{あゆがわ} 鮎河層群

鈴鹿山脈西側の野洲川流域に東西約10km, 南北約8kmの範囲で分布する。鮎河層群は池辺 (1934 a, b) により命名・記載された。その後, 吉田 (1978), SHIBATA (1978), 石田ほか (1979) などにより, 層序・古生物・古地理などが研究された¹⁸⁾。

鮎河層群は北縁を除く3方がすべて断層で断たれる。東縁と南縁では基盤の鈴鹿花崗岩・古生層と, 西縁では古琵琶湖層群とそれぞれ断層

第6表 鮎河層群層序区分表 (吉田, 1978)

年代	地層区分	
前期中新世	丸田谷累層	地福砂岩泥岩層
		上林礫岩層
	黒川累層	山女原砂岩層
		東野砂岩泥岩層
		鮎川礫岩層 上の平砂岩層 ①
	土山累層	千谷砂岩泥岩層
唐土川礫岩層		
先中新世	基盤岩類(花崗岩類・古生界)	

① 笹路泥岩層

第7表 鮎河層群より産出する主要化石

貝類

Acala submirabilis
Saccella miensis
Glycymeris ikebei
Patinobecten egregius
Crassostrea gigas
Ostrea sp.
Cyclocardia siogamensis
Tropezium modiolaeforme
Felaniella usta
Lucinoma acutilineatum
Anomalodiscus sp.
Doisina nomurai
Dosinia kawagensis
Nipponomarcia nakamurai
Siratoria siratoriensis
Cyclina japonica
Maetra spp.
Hiatula minoensis
Moerella sp.
Fabulina sp.
Cultellus izumoensis
Solen sp.
Siliqua minoensis
Panomya simotomensis
Mya japonica
Thracia watanabei
Periploma mitsuganoensis
Pandora otukai
Dentalium sp.
Turritella sagai
Vicarya yokoyanai
Vicaryella bacula
Crepidula jimboana
Esupira meisensis
Boreotrophon osawanoensis
Phos minoensis
Ringicula sp.
Cavolinia sp.
Vaginella depressa

こけ虫類

Membranipora sp.
Moroporella sp.
Microporella sp.

甲殻類

Balamus spp.
Dorippe sp.
Philyra sp.
Callianassa sp.

腕足類

Lingula sp.
Terebratalia sp.
Disciniscia stella

うに類

Echinocyamus crispus
Kewia minoensis

軟骨魚類

Carcharhinus priscus
Negaprion sp.

硬骨魚類

Pterotrisus spp. (の耳石)

哺乳動物類*

?*Delphindae*, gen. et sp. indet.
Pinipedia, gen. et sp. indet.

有孔虫類**

Globigerinoides spp.

植物化石

Metasequoia occidentalis
Pinus sp.
Abies sp.
Comptonia naumanni
Juglans sp.
Quercus sp.
Zelkova sp.
Spondias axillaris

(石田ほか, 1979より抜粋, ただし *は岡崎・松岡(1979), **は吉田(1978))

18) 本項の記載は石田ほか (1979) の記述を参考に, 現地での再調査を踏まえ, 吉田(1978)の記載と。鮎河層群の地質図を一部修正したものである。その主要な点は「山中背斜構造」の否定で, 本構造地域は石田ほか (1979) の述べるように背斜構造ではなく, 単なる同斜構造であることが確認された。

で接する。北縁では不整合に基盤上に載るが、黒川西方ではアバットが著しい。また、笹尾峠周辺では古琵琶湖層群以降の地層に不整合に覆われている。

岩相的に、下位より土山・黒川・丸田谷累層の3つに区分される(第6表)。各累層の関係は整合である。本層群の層厚は、北から南へ基盤山地としての青土山塊(池辺, 1934 b)がくさび状に突出しており、その東西地域で分布する地層の厚さが異なる。山塊西方では最大350m、山塊東方では最大750mの厚さである(第42図)。

鮎河層群は貝化石を主として、多くの動物・植物化石を産出する(池辺, 1934 b; SHIBATA1978; 石田ほか, 1979など)。第7表は石田ほか(1979)により報告されたものを中心に、その主要な種類をまとめたものである。

VII. 1. 2. 1 ^{つちやま}土山累層

地層名 吉田(1978)命名・記載。

模式地 下部は唐土川—藤木間、上部は黒川の田村川河床(大宮—上の平間)とする。

層序区分・岩相 下部の**唐土川礫岩層**と上部の**千谷砂岩泥岩層**に区分できる。唐土川層は礫岩層、千谷層は岩相の側方変化が激しいが、基本的には砂岩・泥岩の互層。

層序関係 基盤とは不整合。上位の黒川累層とは整合。不整合面がみられるのは、唐土川西方の唐土川河床、蟹が坂、笹尾峠北西。

層厚 青土山塊の西方では滝谷で最も厚く約250m。一方、山塊の東方では黒川で最も厚く約350m。

唐土川礫岩層

地層名 池辺(1934 a・b)命名・記載。吉田(1978)再定義。

模式地 唐土川—大原貯水池間。

層序関係 基盤と不整合。千谷層とは漸移整合。



第43図 千谷層上部の凝灰岩層(t) (土山町黒川市場東方約500mの林道沿い)

層厚 模式地で100m以上。

岩相 主として、青土山塊の西方に分布する。一方、山塊の東方でも市場断層南側の一部や、熊野断層に挟まれた小範囲の地域に露出している。これらは断層により相対的に基盤が上昇した部分に相当する。

岩相は、大一中礫からなる礫岩層で、礫種はチャート・粘板岩・同ホルンフェルス・砂岩・黒雲母花崗岩・その他の花崗岩質岩（田村神社付近の田村川河床では青土トータル岩及び猪ノ鼻トータル斑岩が含まれる）、それに少量の“石英斑岩”から構成される。しかし、場所によりこれら礫の礫径・礫種組成・円磨度等は変化を示す(吉田, 1978)。

熊野断層の北側に露出する地域では花崗岩礫は少ない。特に、熊野断層のすぐ北側では背後の鈴鹿花崗岩礫はほとんど含まれていない。なお、本地域の岩相は仏峠層（後述）の宮指路岳—水沢峠間の火成岩礫の乏しい層準（第45a図の下部）に酷似する。

千谷砂岩泥岩層

地層名 池辺（1934a, b）命名・記載。

模式地 黒川中村橋下の田村川河床。

層序関係 唐土川層とは漸多整合。上位の上の平層とも整合。黒川西方では本層が基盤にアバットし、基盤の古生層に接近した場所では礫質層（池辺, 1934a, bの“川西礫岩”）となる。

層厚 頓宮一大原池では約20m。滝谷付近で約60m。山中では約40m。黒川では最大層厚を示し、約320m。

岩相 場所により岩相は大きく変化する。頓宮一大原池では黒灰色泥岩層・藤木では砂岩泥岩互層。黒川では下部で礫岩・砂岩・泥岩の互層、中部で礫岩は減少し砂質泥岩が優勢、上部では凝灰質となつて、さらに最上部に厚い凝灰岩層がくる。本層の特徴は、一般に凝灰質層の挟みが多いこと、特に上部では凝灰岩層が量を増すことである¹⁹⁾（第43図）。

なお、本層に相当する地層が山地凹所に孤立して分布する。すなわち、①田村神社から北東へ向う新しい林道ぞい、②甲賀町油日川上流、③甲賀町上ノ組東方の仏生寺池周辺（地質図では省略）、④笹路北の標高407m山地上に載る地層²⁰⁾。これらは岩相がいずれも凝灰質であること、近接の地層との関係から判断して千谷層に対比した。

VII. 1. 2. 2 黒川累層

地層名 吉田（1978）命名・記載。

模式地 笹路東方—山女原間の笹路川河床。

層序区分・岩相 下位より、上の平砂岩層・東野砂岩泥岩層・山女原砂岩層に区分される。上の平層中には笹路泥岩層が挟まれ、鮎河南方では東野層の下位に鮎川礫岩層がくる。全体として、砂岩層が優勢な岩相を示す。

19) 和田（1979）により報告された芸濃町忍田北方で鈴鹿層群を不整合に覆う一志層群相当層は、岩相的に千谷層上部に酷似する。恐らく、一志層群分布域から北方へその海域を拡大してきた第1瀬戸内海が鮎河湾（池辺, 1934b）へ本格的に浸入し始めた頃の同時期の堆積物であろう。

20) 吉田（1978）で唐土川層としたものである。

層序関係 下位の土山累層と、上位の丸田谷累層といずれも整合。

層厚 笹路川断面で約450m.

上の平砂岩層

地層名 池辺(1934 a, b) により命名。記載されたもののうち、吉田(1978)はその下部を本層とした。

層序関係 下位の千谷層とは整合。上位の東野層とは漸移整合。

層厚 約200m.

岩相 厚い中粒砂岩を主体とし、所により凝灰岩を挟む。黒川や山中付近では基底に礫がみられ、大沢西方では本層の上部にまで礫が散在する。新鮮面で青灰色、風化すると茶褐色となり、葉理の発達する砂岩層である(第44図)。

笹路泥岩層

地層名 吉田(1978) 命名・記載。

模式地 笹路東方の笹路川河床。

層序関係 上の平層中に挟まれる。

層厚 模式地で最も厚く約20m.

岩相 模式地では、下部で凝灰岩、上部で凝灰質泥岩となる。

鮎川礫岩層

地層名 池辺(1934 a, b) 命名・記載。

模式地 鮎河南方の床鍋橋下の河床。

層序関係 基盤とは不整合と推定される。上位の東野層とは漸移整合。

層厚 約40m.

岩相 径10cm以下の垂角一亜円礫から構成される礫岩層。下部ではチャート・粘板岩・同ホルンフ



第44図 上の平層にみられる斜交葉理 (土山町黒川上の平北の田村川河床)

エルス礫であるが、模式地では、わずかに花崗岩礫（最大径20cm）が含まれる。

東野砂岩泥岩層

地層名 吉田（1978）命名・記載。池辺（1934 a, b）の上の平層上部が本層に相当する。

模式地 鮎河東野の鮎川河床。

層序関係 下位の上の平層及び鮎川層とは漸移整合。上位の山女原層とも整合。

層厚 約60m。

岩相 鮎河一上の平では砂岩・泥岩の厚さ数mごとの互層で、凝灰質泥岩・凝灰岩層を挟む。下部では細礫まじりの砂岩層が、上部では泥岩層が優勢。一方、山女原周辺では全般的に泥質となり、下部には凝灰岩層が、最上部には黒灰色泥岩層がみられる。本層には特に石灰質ノジュールが多い。

山女原砂岩層

地層名 池辺（1934 a, b）命名・記載。

模式地 山女原丸田谷川河床。

層序関係 下位の東野層、上位の上林層といずれも整合。

層厚 約100m。

岩相 やや塊状の中粒砂岩層から構成され、一部の層準に凝灰岩・泥岩層を挟む。しかし、その数は上の平層・東野層に比較してはるかに少ない。本層の基底面は鮎河南方では明瞭な層理面で下位の東野層の泥岩上に載る。一方、山女原では両者の境界を示す露頭はないが、最下部付近の本層は花崗質粗粒砂岩層となっている。

VII. 1. 2. 3 丸田谷累層

地層名 吉田（1978）命名・記載。

模式地 山女原丸田谷川河床。

層序区分 下部の上林礫岩層と上部の地福砂岩泥岩層に区分される。

層序関係 黒川累層とは整合。東縁は黒滝断層により断たれる。

層厚 模式地で約50m。

上林礫岩層

地層名 吉田（1978）命名・記載。

模式地 丸田谷川上流のダムサイト西方約250mの河床。

層序関係 下位の山女原層、上位の地福層といずれも整合。本層の直下にくる凝灰岩層により山女原層から区分される。

層厚 模式地では約10m。その北方では約20m。

岩相 よく円磨された淘汰良好の径数cmの粘板岩・チャート礫から構成される礫岩層。海浜礫層と考えられている（石田ほか，1979）。分布北部では含礫砂岩層となる。

地福砂岩泥岩層

地層名 吉田（1978）命名・記載。

模式地 丸田谷川上流ダムサイトの下。

層序関係 鮎河層群最上部層。上林層上の凝灰岩層から上位を本層とする。東縁は黒滝断層により断たれる。

層厚 40m以上。

岩相 山女原東方では砂岩層が主体。しかし、模式地や分布北部では砂岩・シルト岩・泥岩の厚さ数mごとの互層である。

VII. 1. 3 千種層

本層は一志断層系の2本の並列する断層により、古生層と奄芸層群間に挟まれて露出する。分布地域は本図幅地域と北隣の「御在所山」図幅地域にまたがっている。

第8表 千種層より産出する主要化石

二枚貝	浮遊性有孔虫化石
<i>Acila submirabilis</i>	<i>Globigerinoides sicanus</i>
<i>Malletia</i> sp.	<i>quadrilobatus immaturus</i>
<i>Sacella minensis</i>	<i>quadrilobatus trilobus</i>
<i>Portolandia</i> sp.	<i>japonicus</i>
<i>Yoldia</i> sp.	<i>obliquus</i>
<i>Glycymeris</i> sp.	<i>subquadratus</i>
<i>Patinopecten egregius</i>	<i>Globigerina angustiumbilocata</i>
<i>Venericardia siogamensis</i>	<i>falconensis</i>
<i>Nipponomarcia nakamurai</i>	<i>praebulloides praebulloides</i>
<i>Macoma optiva</i>	<i>praebulloides pseudociperoensis</i>
<i>Macoma</i> spp.	<i>woodi woodi</i>
<i>Cultellus izumoensis</i>	<i>Globorotalia mayeri</i>
<i>Periploma mitsuganoensis</i>	<i>scitula praescitula</i>
ツノ貝	<i>siakensis</i>
<i>Dentalium</i> spp.	<i>Globoguardina venezuelana</i>
巻貝	<i>dehiscens</i>
<i>Turritella s-hataii</i>	<i>Prosphaeroidinella disjuncta</i>
<i>Euspira meisensis</i>	
<i>Doliocassis</i> sp.	
<i>Hiania simizui</i>	
<i>Tritia hongoensis</i>	
<i>Eoscapander corpulenta</i>	
ウニ	
<i>Brissopsis</i> sp.	
<i>Linthia</i> sp.	
<i>Schizaster</i> sp.	
フジツボ	
<i>Balanus</i> sp.	
(以上, 秦, 1967より抜粋)	

地層名 松井 (1943) 命名・記載.

模式地 菰野町朝明川の千種発電所下流500mの千種不動尊北東の崖 (松井, 1943; 秦, 1967).

分布 北は菰野町尾高高原西方から, 南は四日市市宮妻町北方にかけて, 約20ヵ所の露頭が報告されている (秦, 1967). 本図幅地域では次の4ヵ所で小露頭が確認された 1) 瀬戸橋下流約150m (黒灰色砂質泥岩). 2) 金溪山^{かんだん}砕石工場跡入口の東方 (やや凝灰質の細粒砂岩—泥岩). 3) 蔭谷橋上流約350m (黒灰色泥岩). 4) 第3地点西方約200mの林道沿い (灰色泥岩).

岩相 本層が模式的に露出するのは大祖谷ルート (秦, 1967の㊦及び㊧. 共に「御在所山」図幅地域) で, 厚さ約50mの青緑—黒緑色の均質塊状の泥岩層が連続的にみられる. また, 前記のように本図幅地域内でも同様の泥岩層である. これらの岩相は阿波層群横野層及び一志層群薬王寺層に類似する.

化石 秦 (1967) は, 本層から50種の二枚貝, 6種のツノ貝, 32種の巻貝, 6種のウニ化石を報告し, 全体として瑞浪層群・一志層群との共通性がみられるが, 分布北部と南部 (本図幅地域内) では群集構成に若干の違いがあることを指摘した. 第8表は, その南部の群集のうち主要なものを示したものである. このほか, SHIBATA (1978) は浮遊性腹足類の *Vaginella depressa* を報告した. 一方, 微化石としては少数の貝形虫化石と豊富な有孔虫化石が含まれている (第8表). 浮遊性有孔虫化石群集は横野層 (吉田, 1979), 薬王寺層と強い共通性を示す.

対比 浮遊性有孔虫化石が横野・薬王寺層と共通性を示し, また岩相も両層と類似することから, 本層は前期中新世末期 (*Globigerinoides sicanus* Datum—*Orbulina* Datum 間) に対比される.

VII. 1. 4 仏峠層

地層名 西川ほか (1979) 命名・記載.

模式地 西川ほか (1979) では指定されていないので, 野洲川ダム上流の猪足谷^{いのあしだに}から無線中継所へ至る道路ぞいの崖とする.

分布 分布地域は模式地と, 宮指路岳—水沢峠間の稜線部との2つに分かれている. 模式地では標高850m以上に露出する.

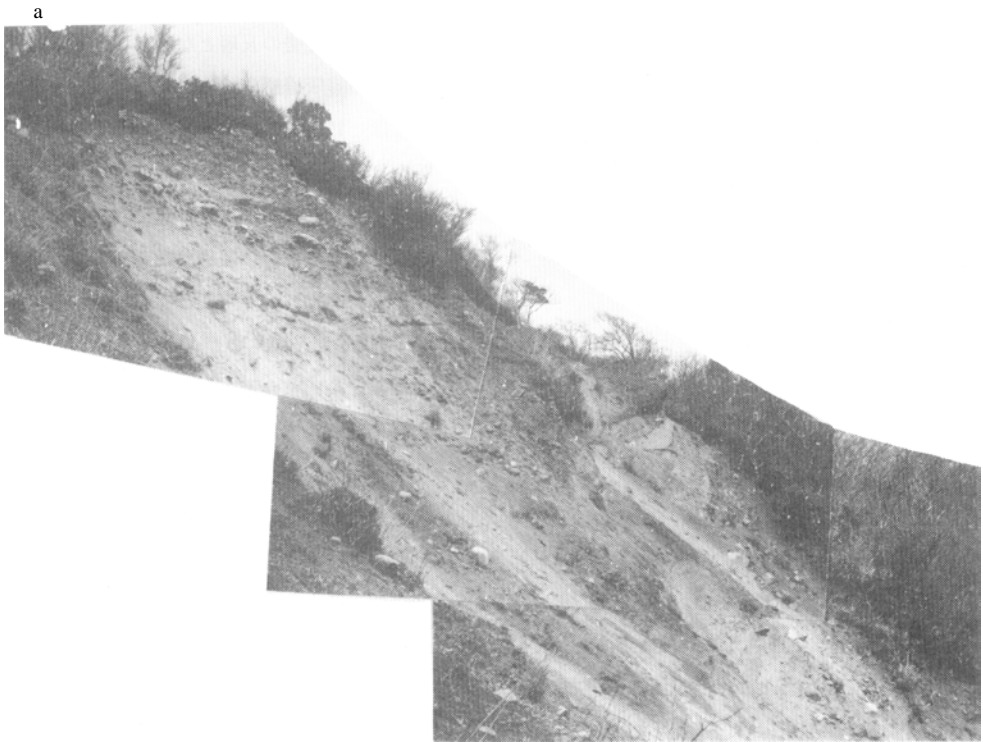
構造 両分布地域の中間にある谷筋に向って傾斜する. 模式地では一般に走向北西—北北西で20°東傾斜, 宮指路岳—水沢峠では走向北東—東北東で20—30°北傾斜.

層序関係 基盤を不整合に覆う.

層厚 みかけでは約60m.

岩相 1) 宮指路岳—水沢峠間 (第45a図) ここでは含礫粗粒砂岩と礫岩の互層状の地層であり, 両層は明瞭な層界面を示さずに漸移する. 礫は粘板岩・チャートなどの古生層起源の亜角—一角礫, それに花崗岩類, “石英斑岩”の亜円礫からなる. 大一巨礫を含むが, 密集度は低く, 配列に方向性がみられる. 下部は亜角—一角礫, 上部になると亜円礫が目立つが, これは上部に火成岩礫が多くなることに対応する. 稜線付近では風化して褐色となりルーズになっている. しかし, 新鮮な個所では青緑色の固結した礫岩がみられる.

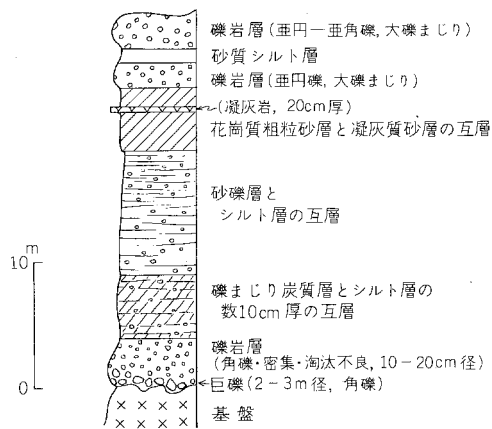
2) 模式地 (第46図) 大一巨角礫 (長径3mに及ぶものが含まれる) の花崗岩を混えた礫岩層が基盤



第45a図 仏峠層の露頭
 (宮指路岳北方約1kmの稜
 線東側斜面) 稜線あたり
 の円礫は火成岩礫



第45b図 仏峠層の露頭
 (無線中継所東方約200m)
 円礫は主に“石英斑岩”



第46図 仏峠層柱状図 (模式地)

に不整合に載る。その上位では第46図に示すように礫質層優勢の互層となる。この層準付近には一枚の凝灰岩層(後述)が挟まれる。また礫としては 1)と同様に古生層起源礫のほか“石英斑岩”の亜円礫の大礫が入りだす(第45b図)。山頂に向うと基盤の斑状黒雲母花崗岩が露出する。その上位に再び礫岩層が現れ、山頂平坦面手前まで礫岩が続く。花崗岩の大一巨角礫(長径 170 cm に及ぶものが含まれる)がみられるのは前記の不整合面上と同様であるが、主体は斑状黒雲母花崗岩礫である。最上部付近ではマトリックスは赤色を帯びている。本域では全般的に風化しており、堆積物はルーズになっている。

対比 西川ほか(1979)では、時代未詳としながらも古琵琶湖層群より古く、海成中新統(瀬戸内中新統:注)より新しいと考えるのが妥当、としている。

地質構造で述べたように、本層は両分布地域の中間の谷筋に向って傾斜する。また、宮指路岳山頂の平坦面にも、無線中継所のある平坦面にも堆積物は載っていない。しかも、後者の平坦面により本層は切られている。以上のことは、本層が基盤凹地を埋める形で分布しており、その堆積時代が平坦面形成期より古いことを示している。

一方、岩相的にみると宮指路岳一水沢峠間の下部の新鮮部は鮎河層群唐土川礫岩層に酷似している²¹⁾²²⁾。また、第46図に示す凝灰岩は鮮新—更新統の火山灰層よりも瀬戸内中新統にみられる白色凝灰岩に岩相が一致する。以上の点は、本層が鮎河層群に対比される可能性が強いことを示している。したがって、本報告では本層を鮎河層群相当層と判断した。

本層は、基盤の凹地に堆積したために、その後の陸化侵食期(宮指路岳山頂等の平坦面形成期)の削剝を免かれ、その後の鈴鹿山脈形成の結果、現在みられる山地高所に位置するに至ったものであろう²³⁾。

Ⅶ. 1. 5 瀬戸内中新統の年代と対比

第47図に本図幅地域内及び近接して分布する瀬戸内中新統の対比を示す。この対比は、阿波層群(吉田, 1979)、一志層群²⁴⁾の浮遊性有孔虫化石群集及び各層群の岩相と当時の古地理の推定に基づく。

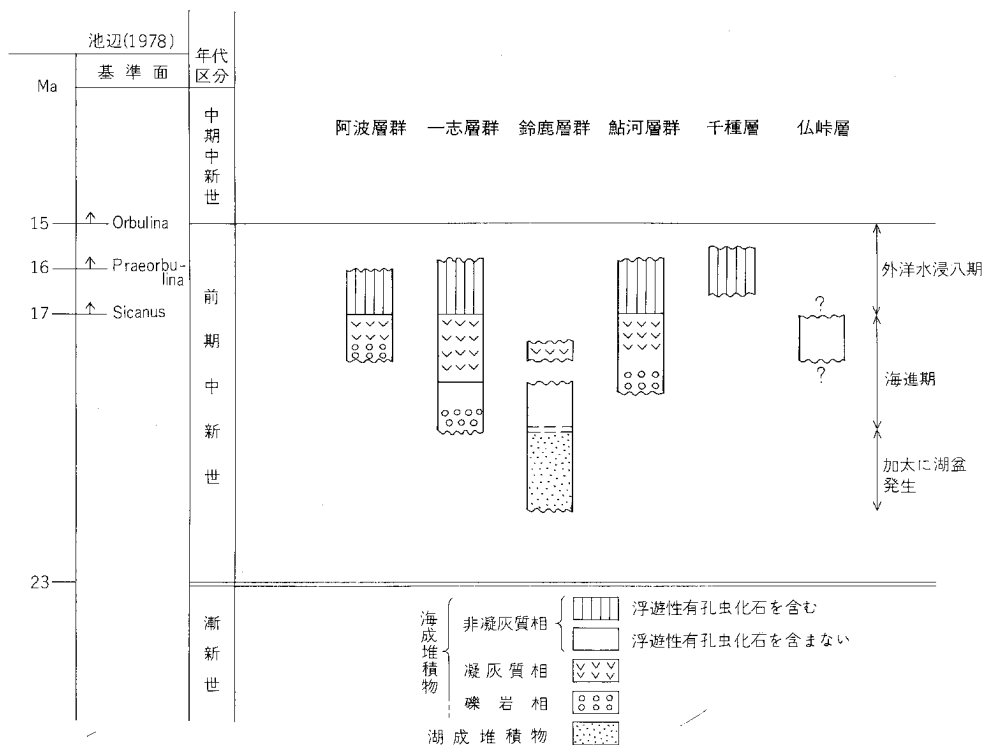
年代は阿波層群榎野層・一志層群片田累層が、下部中新統最上部の*Globigerinoides sicanus* Datum から *Orbulina* Datum の間 (*Globigerinoides sicanus*—*Praeorbulina* Zone プラス *Praeorbulina glomerosa*—*Orbulina sutulalis* Zone (池辺, 1978))に対比されることに基づいている。千種層も第8表の群集からみ

21) Ⅶ. 1. 2. 1「土山累層」の「唐土川礫岩層」の「岩相」の項を参照。

22) 本層全体を通じて、唐土川層と異なるのは花崗岩礫が多い点と“石英斑岩”礫が目立つ点である。模式地で花崗岩礫が多いのはその岩相から判断して不整合面直上の現象として解釈できる。“石英斑岩”礫は、遠地性の礫とみなされるが、唐土川層と本層の量的な違いは当時の古地理から説明できる可能性がある。

23) このような山地高所での瀬戸内中新統の分布は中国山地でも海拔1000m付近まで認められている(多井, 1975など)。

24) 一志層群の浮遊性有孔虫化石の研究結果を予察的に本項で記述する。



第47図 瀬戸内中新統の対比図

て、前記の両 Datum の間に対比される。また、槇野層・千種層・片田累層などはいずれも非凝灰質泥岩が主体の岩相を示す点、浮遊性有孔虫化石を多産するという点で、共通性を示す。鮎河層群では、山女原層より上位の地層がやや非凝灰質な点及び浮遊性有孔虫化石が産出する(吉田, 1978) 点からみて、これらの Zone に対比されると考えられる。この時期は浮遊性有孔虫を伴う外洋水浸入期とみられ、当時の第1瀬戸内海で周縁部に位置していた鮎河層群では、やや粗粒の山女原層以降の地層が堆積し、千種層・一志層群・阿波層群などの非周縁域では塊状の泥岩層が堆積するような環境にあったと考えられる。期間としては、前記両 Datum の年代値(池辺, 1978)に基づけば、約200万年以下に限定される²⁵⁾。

次に一志層群大井累層三ヶ野層(柴田, 1967)で代表される凝灰質泥岩—凝灰岩に富む地層が各層群にみられる。一志層群の浮遊性有孔虫化石から年代的に *Globigerinoides sicanus* Datum より下位に位置すると推定される。鮎河層群では岩相から判断して東野層より下位の地層が相当すると考えられる。また、一志層群は芸濃町忍田北で鈴鹿層群を不整合に覆う(和田, 1979)。その一志層群の層準は和田(1979)により、大井累層三ヶ野層相当層²⁶⁾と指摘されている。したがって、鈴鹿層群の上限は三ヶ野層よりも下位である。

鈴鹿層群の年代は別の面から検討が必要であるが、上部累層に関しては、それが海成堆積物であること、三ヶ野層相当層に不整合に覆われている点を考慮して、一志層群波瀬累層に対比したい。したがっ

25) 陸化期の侵食量はここでは考えていない。

26) 脚注19)を参照

で、中部・下部累層は波瀬累層よりも古くなると思われる仏峠層は、一応鮎河層群千谷—東野層あたりに対比した。正確な対比は今後に残されている。

VII. 2 鮮新一更新統

VII. 2. 1 奄芸層群

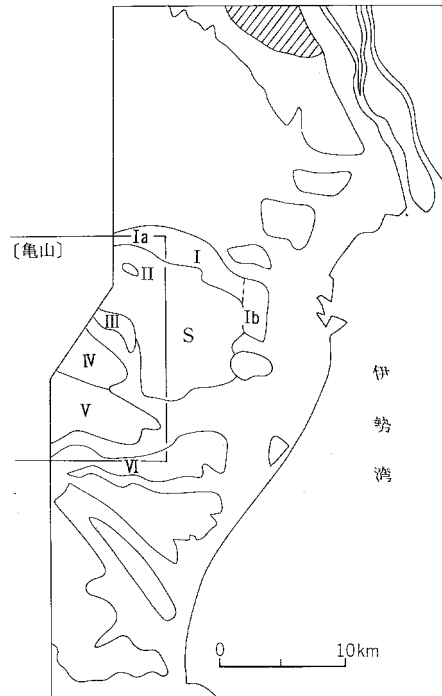
奄芸層群は、鈴鹿—布引山地と伊勢平野の間にみられる標高100m前後の緩やかな丘陵を構成する地層で、伊勢湾西岸にはほぼ南北方向に帯状に分布する。本図幅地域は奄芸層群全体の分布地域のほぼ中央に位置している。層準としては最下部—上部に相当する地層が分布する。竹原（1961）の標準層序で言えば、小山礫層から大泉累層中部までに相当する部分である。分布地域は、本図幅地域北東部の水沢扇状地を挟んで、その北側の桜丘陵と南西側の鈴峰丘陵—鈴鹿丘陵とに分かれている（第3，48，69図）。

層序区分の主要な研究としては、全域のものとしては三重県（1964）があり、桜丘陵では松井（1943）、秦（1967）が、鈴峰—鈴鹿丘陵地域では赤嶺（1961）がある。また赤嶺（1959）は本図幅地域の奄芸層群全域を含む北勢地方の奄芸層群の研究を総括した。

奄芸層群は、これまでの多方面の研究から鮮新世—前期更新世にまたがる一連整合の堆積物と考えられており、鮮新世—更新世境界は大泉累層中部あたりに引かれている（例えば、宮村ほか，1976；竹村ほか，1980b）。本図幅地域の奄芸層群は、すでに述べたように、大泉累層中部よりも下位の地層のみが分布しているので、すべて鮮新統に属すると思われる。しかし、桜丘陵の最上部の地層は更新統に属する可能性がある。

本図幅地域の奄芸層群の層序概念図を第49図に示す。すなわち、奄芸層群は古生層・花崗岩類・鈴鹿層群を基盤とし、中・上部更新統に不整合に覆われ、西行谷—桜村層の積算層厚は約1,200mに達する。大局的に下部は南に、上部は北に分布する（第49，50，54図）。岩相層序区分としては、下位より、西行谷礫層・楠原夾炭層・亀山累層・桜村累層に大分される（第9表）。

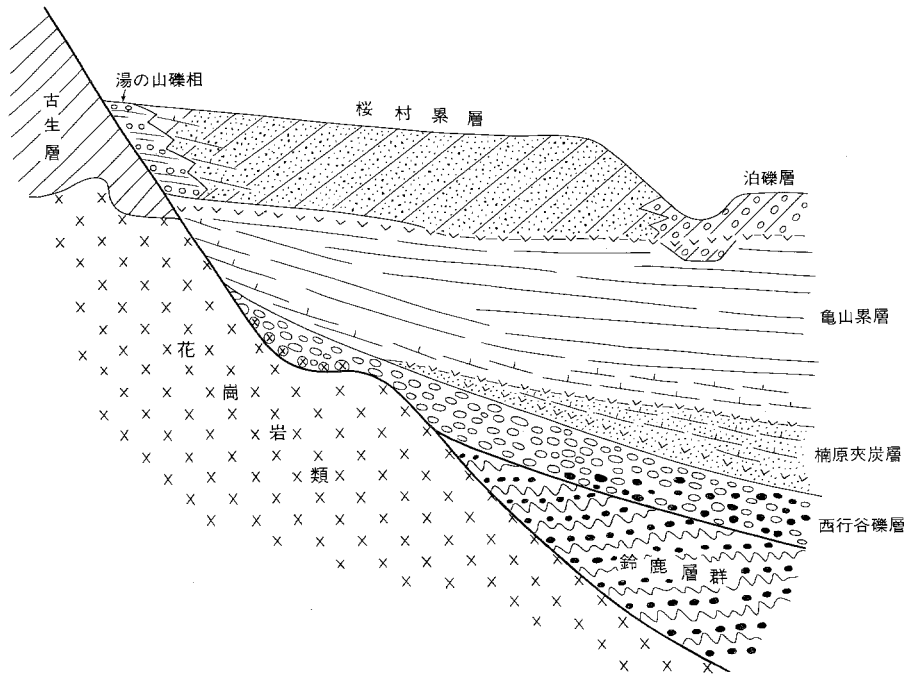
西行谷礫層は奄芸層群最下部を占める礫層で、背後の基盤由来の礫を含む相と、遠地性の礫と推定される“石英斑岩”礫で特徴づけられる相の2つに区分が可能である。**楠原夾炭層**は粘土・砂・礫から構成され、亜炭の薄層を挟む。**亀山累層**は



第48図 奄芸層群分布地域の丘陵名（本報告で使用するもの）
I：四日市丘陵 Ia 桜丘陵 Ib 泊丘陵 II：水沢丘陵
III：鈴峰丘陵 IV：平尾丘陵 V：亀山丘陵 VI：鈴鹿丘陵
S：水沢扇状地 枠内は本図幅地域

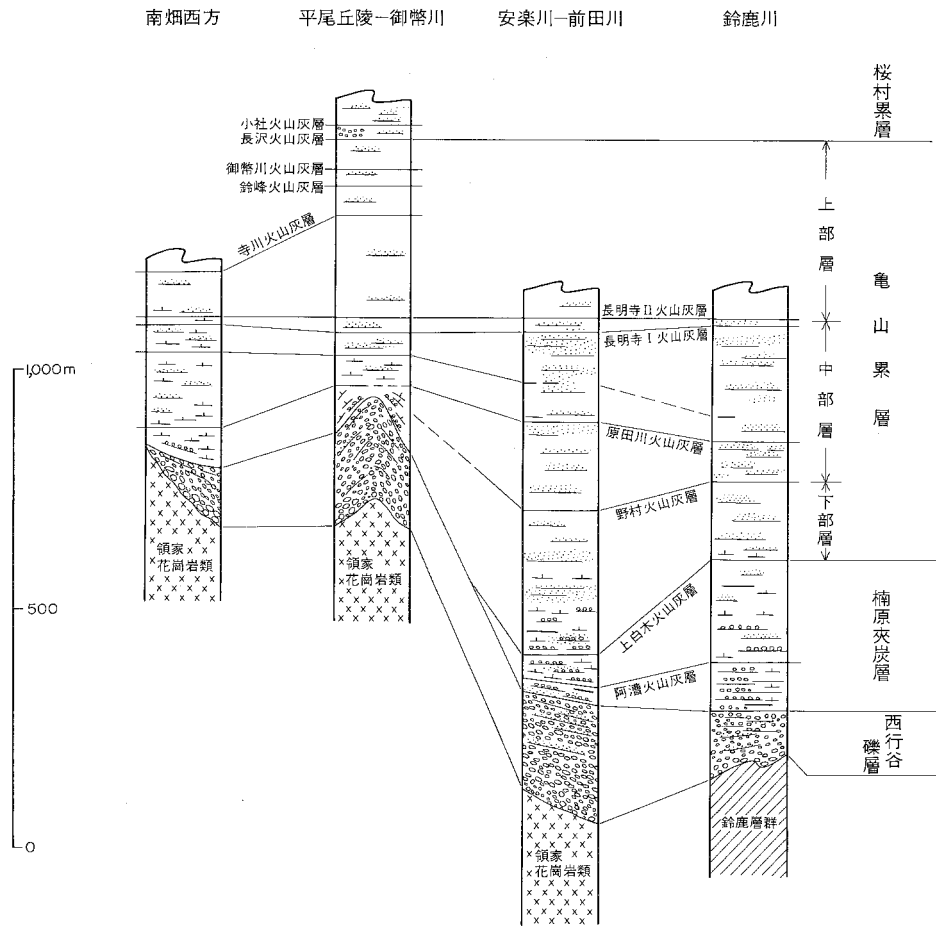
第9表 奄芸層群層序区分表

年代区分		地 質 系 統		
完新世	沖積層・崖錐堆積物			
更新世	河岸段丘群	低位段丘堆積物	水沢扇状地	
		中位段丘堆積物		中期扇状地堆積物(石薬師礫層)
		高位段丘堆積物		古期扇状地堆積物(青木川礫層)
		北白木・大谷池礫層		最古期扇状地堆積物(北谷礫層)
鮮新世	奄芸層群	桜村累層 (240m±)	湯の山礫相	
		亀山累層 (500~700m)	上部層 中部層 下部層	
		楠原夾炭層 (0~200m)		
		西行谷礫層 (0~280m)		
先鮮新世	鈴鹿層群・花崗岩類・古生層			



第49図 奄芸層群層序概念図

粘土優勢の粘土・シルト・砂の互層でありさらに岩相的に上部・中部・下部の3部層に区分できる。最上部の**桜村累層**はその下部が鈴峰丘陵北部に、その上部が桜丘陵に露出する。岩相的に砂優勢の粘土・



第50図 鈴峰—鈴鹿丘陵間の奄芸層群模式柱状図

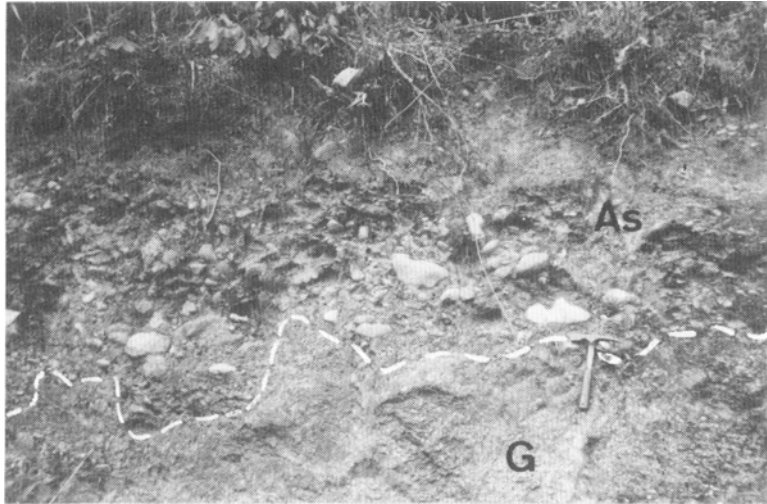
シルト・砂互層であることから、下位の亀山層と区分される。また、基盤近く（鈴鹿山脈寄り）になると異なる礫質相を発達させる。この礫質相は桜丘陵西端で松井（1943）が“湯の山礫層”と命名したものである。

VII. 2. 1. 1 西行谷礫層

地層名 鈴木ほか（1948 a）命名。赤嶺ほか（1951）記載。

模式地 楠原南方の西行谷上流（「津西部」図幅地域内）が指定されている（赤嶺ほか，1951）。本図幅地域では露出が良く、南畑西方・平尾北方の各小支谷，安楽南方の安楽川の各小支谷，前田川上流，上白木—白木一色間，萩原南方などに模式的に露出する。

層序関係 白木一色南で鈴鹿層群と，雨引山東縁では領家花崗岩類とそれぞれ一志断層で接する。安楽—南畑西方では鈴鹿花崗岩・領家花崗岩類と不整合。そのうち，南畑西方ではアバットしている。上位の楠原層とは漸移整合。



第51図 西行谷礫層 (As) と基盤 (加太花崗閃緑岩G) との不整合の露頭
(亀山市安坂山町池山北方)

基盤との不整合は、^{おらび}原尾西方の小支谷や安楽北方の数ヵ所で観察される(第51図)。いずれも、基盤の花崗岩の緩い凹凸面上に本礫層が不整合に載る。礫は歪円一円礫が多く、さほど密集していない。“石英斑岩”礫は含まれるが、基盤の花崗岩礫はほとんどみられない²⁷⁾。安楽西方の^{のぼり}野登小学校北の尾根筋林道では、これとは異なり、礫層の下位に厚さ数mの炭質粘土層と黄土色のシルト層があり、シルト層が花崗岩上に不整合で載る。この不整合付近では、礫層自体も他地域と異なり、層準が下位になると中礫から細礫を含むようになる。ここでも、安楽や原尾西方同様に花崗岩礫はみられない。

層厚 150-280mと変化する。しかし、平尾丘陵北部では薄くなって消滅する。

岩相 厚い礫層が主体であるが、所々の層準に石英粒に富む灰白-青灰色の中一粗粒無層理塊状砂層及び炭質粘土層を挟む。これら挟有層は安楽南と萩原南に多い。

礫径は、一般に基盤近くの層準で中一大礫で、上位になると中礫以下となる。全層準を通じて歪円一円礫からなり、淘汰・配列の規則性が上部になるほど良好になる。礫種はチャート・粘板岩・同ホルンフェルスの礫が普遍的に含まれている。そのほかには“石英斑岩”や少量の花崗岩・古生層砂岩の礫があり、さらに背後の基盤から由来した礫が含まれる。この種の基盤の礫が多い地域は平尾丘陵北部と白木一色以南であり、安楽周辺ではすでに述べたようにほとんど含まれない。

平尾丘陵北部では野登山花崗閃緑岩礫や斑れい岩礫が不整合面上数m-10数mにわたって含まれる。基底では径40cmに達するものがあり、その量は多い場所で約20%に達する。不整合面上では淘汰不良ながら円磨の良い大一中礫が密集して基盤にアバットする。

白木一色以南では、鈴鹿層群源の砂岩礫がかなりの上部層準まで含まれており、量的にも多い²⁸⁾ (第

27) ただし坂本北東のものは花崗岩礫が30%近く含まれる。もっとも地質図では西行谷層としたが、その岩相からみると本地域のものは瀬戸内中新統の礫岩層の可能性もある。

28) 萩原南の砂利採取場の鈴鹿層群との不整合面上の角礫からなる礫岩層は和田(1979)により、一志層群の礫岩層であると指摘された。



第52図 鈴鹿層群砂岩礫 (S) を含む西行谷礫層 (萩原南の砂利採取場)

52図). これらの砂岩礫は観音山層・萩原層のアルコーズ質砂岩と岩質が一致する. 径5-10cmのものが多く, 円礫である.

VII. 2. 1. 2 楠原夾炭層

地層名 鈴木ほか (1948 a) 命名. 赤嶺ほか (1951) 記載.

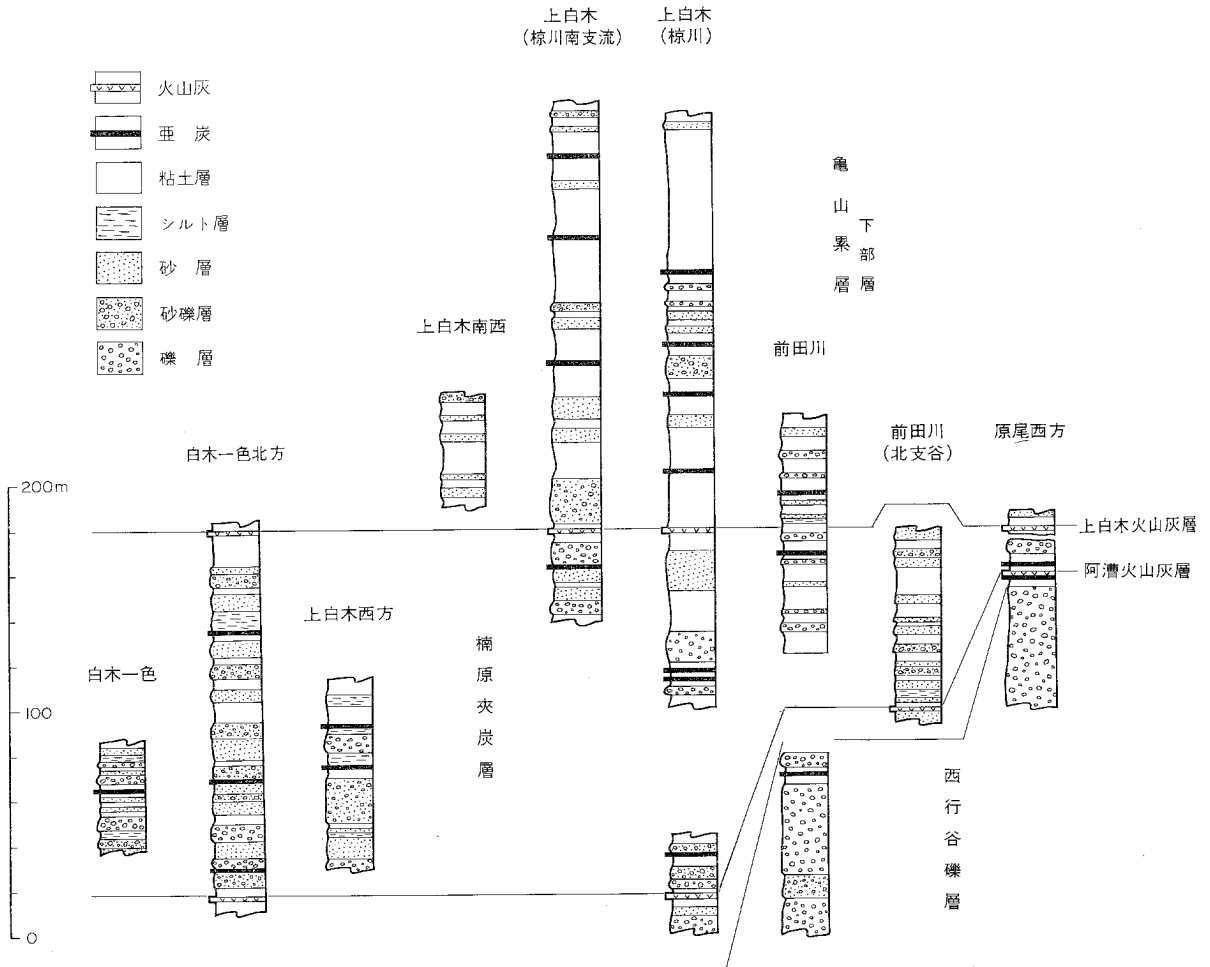
模式地 楠原南方の西行谷中流 (「津西部」図幅地域). 本図幅地域では, 白木一色一上白木西方間及び前田川河床に好露出がある. 分布としては, 西行谷層の東側に南北に帯状に分布するほか, 朝明山背斜軸部の朝明山, 鈴鹿丘陵木下町一楠平尾及び芸濃町周辺にも露出する.

層序関係 下位の西行谷層, 上位の亀山層といずれも漸移整合. その境界は, 岩相変化と必ずしも一致しないが, 便宜的に下限を西行谷層の厚い礫層の上限とし, 上限を上白木火山灰層層準とする.

層厚 南から北へ収斂する(第53図). すなわち, 白木一色一上白木間で180-200m, 前田川で80m, 原尾西方で約20mとなり, その東方で下位の西行谷層にアバットするらしい.

岩相 基本的に粘土・砂・礫の厚さ数mごとの互層であるが, 細かく見れば下記の種類の地層より構成される.

1. 西行谷層の礫層と同質の径数cm以下の礫からなる礫層 (淘汰・円磨度・配列の規則性はより良好になる).
2. 砂礫層
3. 葉理の発達する中一粗粒褐色砂層
4. 中一粗粒無層理塊状砂層
5. シルト層
6. 青灰色一青緑色粘土層



第53図 楠原夾炭層個別柱状図

7. 炭質粘土層

8. 亜炭層

このうち、1及び4の岩相は下位の西行谷層の構成要素、3、5及び6は上位の亀山層の主要な岩相である。したがって、本累層は両累層の漸移層とみなされる。

ここで炭質層について述べると、奄芸層群の周縁相として基盤付近では層準にかかわらず挟まれる。しかし、楠原層の場合では、基盤から離れた朝明山背斜軸部にも炭質層がみられる。

楠原層では礫・砂礫層が下位の地層を wash out していたり、厚さ数mの1枚の地層で基底から上位に向い粗粒砂→シルトの粒度変化を示すことがある。また、砂層中には粘土偽礫が数多くみられる。

化石 本累層（一亀山累層下部層）からは次のような化石が報告されている。

(1) 植物化石：三木(1948)により、*Glyptostrobus pensilis*, *Quercus roboidea*, *Liquidamber formosana*, *Buxus japonica*, *Sequoia sempervirens*.

赤嶺ほか(1951)により、*Fagus crenata*, *Ficus tiliacifolia*, *Glyptostrobus europaeus*, *Corylus* sp.

(2) 貝化石：鈴木・大山(1948), 赤嶺ほか(1951)により, *Viviparus uryuensis kosasanus*.

(3) 花粉：島倉(1964)により *Carya-Liquidamber-Nyssa* 群.

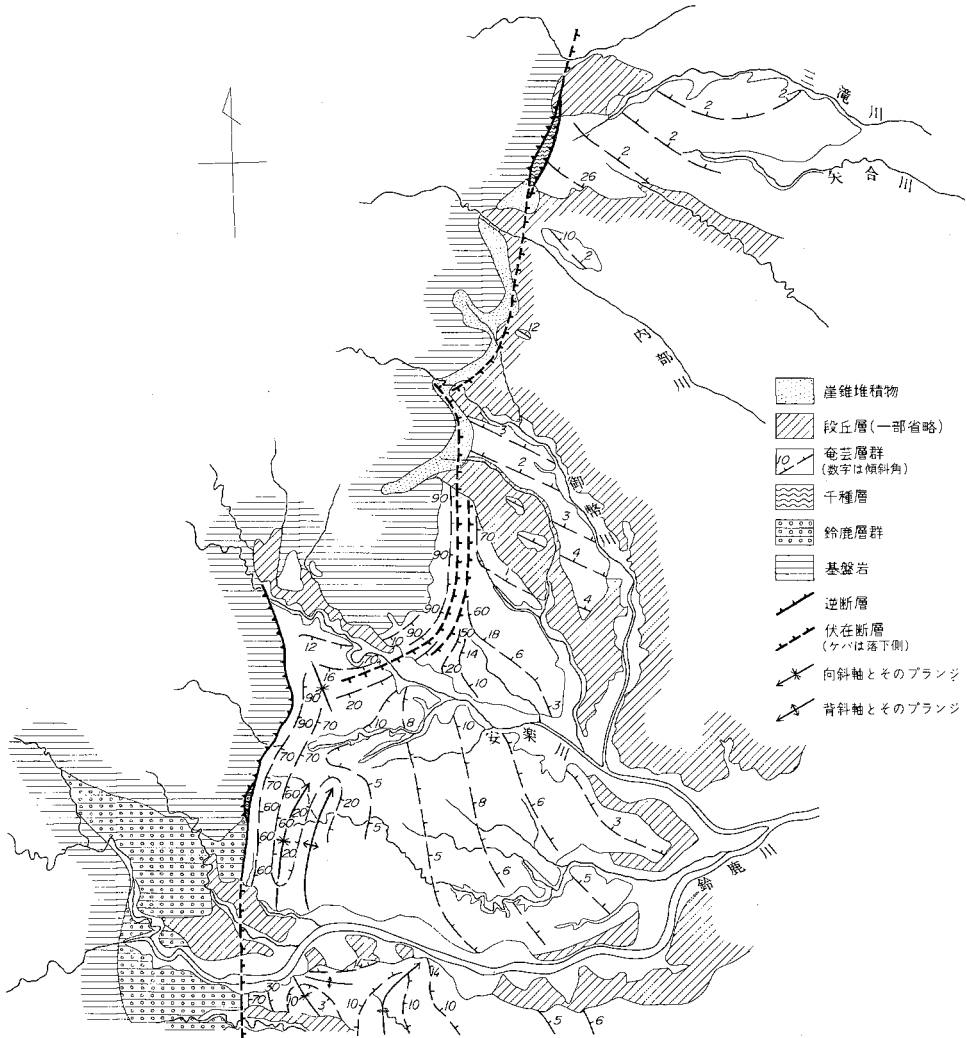
VII. 2. 1. 3 亀山累層

地層名 鈴木ほか(1948 a) 命名. 赤嶺ほか(1951) 記載.

模式地 亀山市付近(赤嶺ほか, 1951).

構造 断層・褶曲構造が発達する部分を除くと, 10° 以下である. さらに伊勢平野寄りでは $2-3^\circ$ 北東傾斜の非常に緩やかな, 伊勢湾に向って傾く同斜構造を示す(第54図).

層序関係 下位の桶原層, 上位の桜村層とはいずれも漸移整合. それぞれの境界と岩相変化は必ずしも一致しないが, 便宜上下限は上白木火山灰層層準に, 上限は鈴峰丘陵では長沢火山灰層層準とした.



第54図 奄芸層群構造模式図

層序区分 本累層は岩相的にさらに**上部・中部・下部部層**に細分される。

層厚 500-700mである。

岩相 粘土優勢の粘土・シルト・砂の厚さ数m-10数mごとの互層。下位の楠原層，上位の桜村層とは粘土層が優勢なことから区分される。

粘土層は青灰色・青緑色粘土層が主体であり，いずれも風化すると径数cmのブロック状に割れやすい。このほか，オリーブ色の砂質粘土層や凝灰質灰白色粘土層が挟まれる。後者は各火山灰層層準の上下に発達している。砂層は中粒砂層と粗粒砂層に大別されるが，一部（特に中部層）に砂礫層が挟まれる。このような砂礫層では斜交葉理が観察されるが，上位の桜村層と比べればその数ははるかに少ない。

本層は，南畑撓曲地域で周縁相の様相を示すことを除き，岩相の側方変化はほとんどみられない。しかし，より小さなオーダーでは，砂層と粘土層が指交したり（例えば，長明寺町南），1枚の地層を横へ追跡すると砂→シルト→粘土と側方変化を示す場合（例えば，亀山市小川町前田川のひとつ南の谷筋）がある。

化石 赤嶺ほか（1951）により，*Fagus crenata*，*Phyllites* sp.，*Quercus* ? sp.，*Salix* ? sp.，*Ulmus londi-folia* ?などの植物化石が報告されている。

下部部層

地層名 新称。

定義 下限は上白木火山灰層層準，上限は野村火山灰層層準。

模式地 前田川河床の上白木—野村火山灰層層準間（ほぼ，小川町東条南から西へ高圧線の下付近まで）。

層厚 模式地で約200m。

岩相 模式地でほぼ連続断面が露出する。そこでの中・下部はすべて東へ急傾斜するが，逆に上部は朝明山背斜軸及び白木向斜軸の沈下部に位置するため，傾斜は緩やかになる。中・下部では本層は粘土優勢の粘土・シルト・砂互層で，そのほか，下位の楠原層同様に礫層・塊状砂層・炭質層を挟む。しかし，上部では礫層・塊状砂層・炭質層は消失し，粘土優勢の粘土・砂互層または粘土・砂がほぼ等量の互層である。ここでの粘土・砂層は共に10数mの厚さがある。原尾西方や^{もく}椋川でも同様の岩相を示すが，平尾丘陵では周縁相となる。

化石 椋川河床の本部層上部（野村火山灰層下位約25m）より *Stegodon* cf. *elephantoides* が発見された（竹村ほか，1978）。

中部部層

地層名 新称。

定義 下限は野村火山灰層層準，上限は長明寺Ⅱ火山灰層層準。

模式地 亀山市椿亀川北方にある農耕平坦化地。

層厚 模式地周辺で約400m。

岩相 原田川火山灰層下位の層準から農耕平坦化地あたりの層準まで砂礫層—砂層が優勢になる点が特徴。その上下の部分では粘土優勢の粘土・シルト・砂互層である。平尾丘陵では周縁相となる。

上部部層

地層名 新称.

定義 下限は長明寺Ⅱ火山灰層層準，上限は長沢火山灰層層準.

模式地 御幣川^{おんべ}御幣橋西側の崖（鈴峰火山灰層の模式地でもある）.

層厚 御幣川断面で約400m. しかし，基盤に近くなると薄くなり約250m.

岩相 全層を通じて厚さ数m-10数mの粘土が優勢の粘土・シルト・砂互層. 長明寺Ⅱ—長沢火山灰層の間に，下位より寺川・鈴峰・御幣川火山灰層が挟まれる. 南畑東の孤立丘陵は，鈴峰火山灰層を挟むので同火山灰層層準に，南畑北の孤立丘陵は御幣川火山灰層を挟むので同火山灰層層準に対比される. 同孤立丘陵では，御幣川火山灰層の上位に砂礫層がみられる. しかし，これは周縁相としての砂礫層であろう.

VII. 2. 1. 4 桜村累層²⁹⁾

地層名 松井（1943）により，四日市丘陵全体を構成する奄芸層群に対し，命名・記載された. その後，赤嶺（1959）は岩相から前記の桜村層を東西に2分し，四日市丘陵東部の泊丘陵にみられる礫質層を泊礫層，同丘陵西部の桜丘陵を構成する砂質層を桜村互層とした.

層序関係 赤嶺（1959）は，彼の桜村層を泊礫層の下位の地層とした. 本報告では下記の通りに再定義する.

「亀山累層に漸移整合に載る砂優勢の砂・シルト・粘土互層. 砂礫層も多く挟む. 泊礫層とは同時異相の関係にあり，桜丘陵全域を構成する. 泊礫層とは礫層が貧弱な点で，一方，下位の亀山層とは砂・砂礫層の粗粒層が優勢なことから区分される. 亀山累層との境界は鈴峰丘陵では長沢火山灰層に引かれる. 一方，泊丘陵では厳密には斜交するがほぼ川島火山灰層（森，1971）の層準に一致する. 基盤付近（桜丘陵西端）で特異な周縁礫相（湯の山礫相）が発達する. また，かつて松井（1943）により命名された茶屋上夾炭層は本層に含められる」.

このように再定義した桜村累層は，竹原（1961）の標準層序の暮明層^{くらがり}—大泉累層中部に相当する（第55図）. したがって，本累層はそれぞれの相当層に区分される可能性があり，また岩相的にもその可能性を示している. しかし，正確なことは不明なので本報告は一括して松井（1943）の桜村層の名称を使用する.

模式地 松井（1943）では四日市市智積南方の崖（「四日市」図幅地域）である. しかし，現在では消失しているので赤嶺（1959）の本図幅地域内の坊主尾西方の谷（矢合川上流）とする. 本層は，四日市丘陵西部の桜丘陵を構成するさらに鈴峰丘陵北部及び水沢丘陵にも露出する.

層厚 鈴峰丘陵北部で約80m. 桜丘陵では約240m. そのうち，本図幅地域では宿野火山灰層より上位約140mが露出する.

岩相³⁰⁾ 1) **鈴峰丘陵北部** 御幣川・八島川河床に露出する. 御幣川では長沢・小社両火山灰層が挟

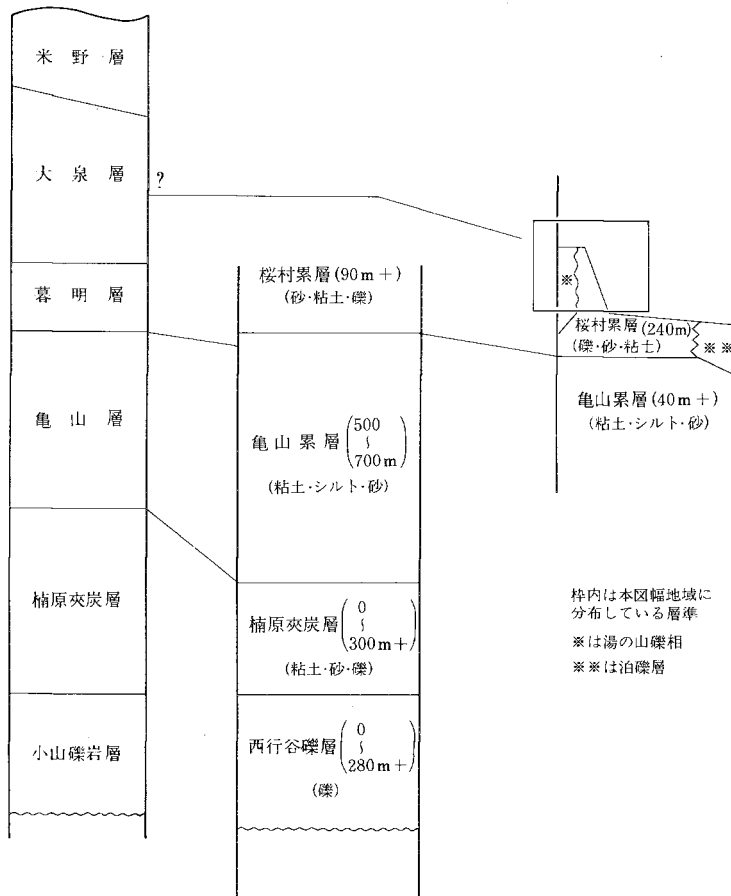
29) 本図幅地域には，桜丘陵西域の本層が分布するのみである. しかし，その正確な層準を知るため，四日市丘陵全域の奄芸層群の火山灰層序の概査を行なった. その結果，泊丘陵中央部のこれまで背斜・撓曲の2説に分かれていた四日市背斜（撓曲）構造は，三滝川に直交する方向に軸がブランジする南北性非対称背斜構造の形態を示し，泊・桜村層は同構造の東西両翼をそれぞれ構成する同時異相の地層であることが判明した. 本項の記載はこれを踏まえている.

30) 湯の山礫相はVII. 2. 1. 5で別に記載する.

竹原(1961)の
標準層序

鈴峰-鈴鹿丘陵の
層序区分

四日市丘陵の
層序区分



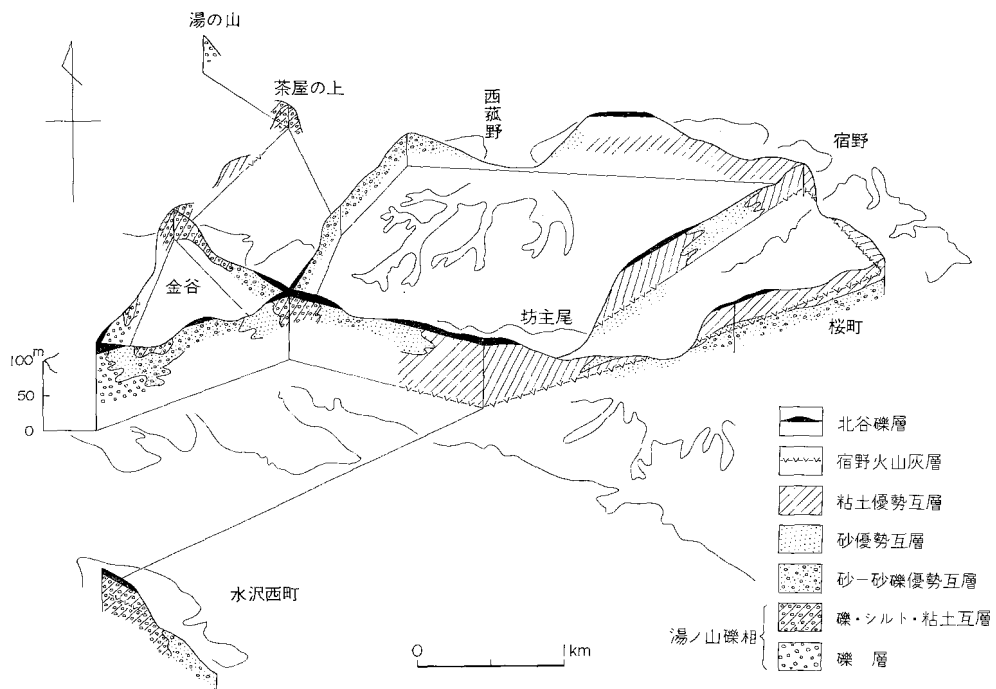
第55図 三滝川-鈴鹿川間の奄芸層群層序区分と標準層序との対比

まれ、両火山灰層間では厚さ約30mの粘土優勢の粘土・シルト・砂互層があり、その上位では湯の山礫相がみられる。八島川では長沢-小社火山灰層間は礫層及び砂礫層が、その上位では粘土優勢の粘土・シルト・砂互層が載る。

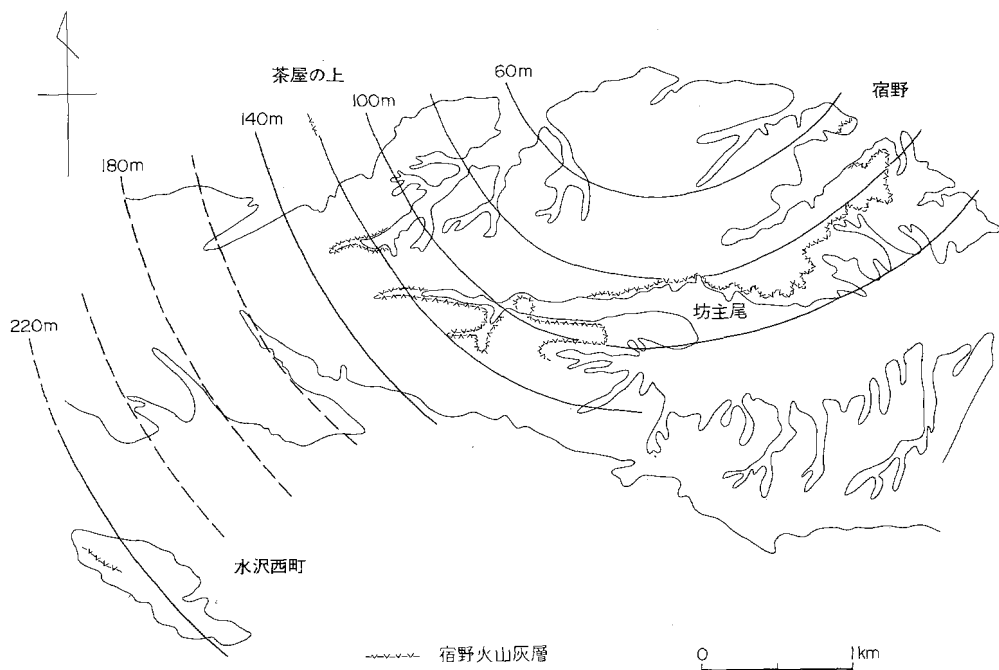
2) 桜丘陵西部³¹⁾ 第56 a, b 図は宿野火山灰層を鍵層としたパネルダイアグラム及び同火山灰層による構造等高線図である。両図から示されるように、本地域では基盤付近での岩相の側方変化が激しく、また北方に沈下する軸を持つ非常に緩やかな向斜構造を呈する。

坊主尾-宿野-桜町で囲まれる三角形の地域では、ほぼ宿野火山灰層を境としてその上位には粘土優勢の粘土・砂互層が、その下位に砂-砂礫優勢の砂礫・砂・粘土互層が露出する。上位の粘土・砂互層は国道306号線沿いに、下位の砂礫・砂・粘土互層は宿野東方から南へ抜ける道路(ミルク・ロードと呼ばれる)で露出が良い。金溪川-瀬戸川断面では宿野火山灰層を挟む粘土優勢互層とその上位に載る

31) 一部本図幅地域をはずれるが、層序的にひとつのまとまりを示すので標題地域で記述する。



第56 a 図 桜・水沢丘陵の桜村累層の岩相変化を示すパネルダイアグラム



第56 b 図 桜・水沢丘陵の宿野火山灰層分布とその構造等高線図

砂—砂礫優勢の砂礫・砂・粘土互層が露出する。しかし、第56b図で示すように本断面は向斜軸の方向に直交するため、粘土優勢互層は宿野から西菰野へ向うにつれ地表面下にもぐり、茶屋の上南方の谷口橋付近で宿野火山灰層を挟み再び地表に現れる³²⁾。上位の砂—砂礫優勢互層は、西菰野—金谷川間に露出する。模式地の坊主尾から矢合川源流では、河床付近に宿野火山灰層を挟む粘土優勢互層が、その南側の丘陵頂部付近に前記の砂—砂礫優勢互層が露出する。以上を要約すると、本地域では宿野火山灰層を挟む粘土優勢互層とその上下にある砂—砂礫優勢互層の3つに岩相が細分できる。

本地域の粘土・砂—砂礫層は、共に厚さが数m-10mあり、両者が単調に繰り返して堆積している。粘土層は主として青緑色粘土であり、宿野南で宿野火山灰層上位約5mに植物化石を含む炭質層がある。三木(1948)が宿野瓦採土場から報告した *Metasequoia Bed* はこのあたりに位置するのであろう。一方、砂—砂礫層は斜交葉理に富む。

化石 三木(1948)により *Metasequoia japonica*, *Cunninghamia* sp. が、安田(1958)により、金谷・宿野から *Metasequoia disticha*, *Quercus variabilis*, *Q. dentata*, *Juglans megacineria*, *Fagus japonica*, *F. hayatae*, *Paliurus nipponicus*, *Rosa* sp., *Sarex* sp. (これらは、桜村層(赤嶺, 1959の定義)及び湯の山層(松井, 1943の定義)産を一括したものである)。

VII. 2. 1. 5 湯の山礫相

桜村累層は基盤寄りになると粘土・礫互層から礫優勢の礫・シルト・粘土互層さらに礫層に漸移する。さらに、この礫質層は桜丘陵だけでなく、その南の水沢丘陵西部や鈴鹿市山本町西岸寺の小露頭、及び鈴峰丘陵小社火山灰層より上位の御幣川河床にも露出する。したがって、これらの礫質層は桜村層の周縁礫相である。その意味から、本報告では松井(1943)が“茶屋上夾炭層”の下位に区分した“湯の山礫層”を、桜村累層の周縁礫相として再定義する。

地層名 松井(1943)の“湯の山礫層”を改称。

模式地 近鉄湯の山駅西方約100mの崖。そのほか、宮妻町北方の野外活動センター周辺や、水沢丘陵の水沢病院裏の崖に好露出がある(第VIII図版)。

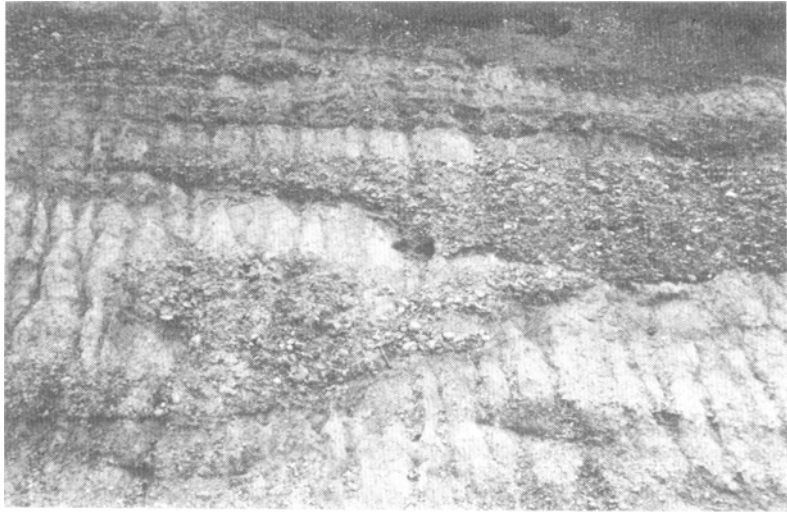
層序関係 桜村累層の周縁礫相。層準的には、小社火山灰層上位—宿野火山灰層上位約140mまでの間にわたる。

層厚 正確には不明である。しかし、少なくとも250m以上には達する。

岩相 1) 桜丘陵西端 (第56a図)。2種の岩相が識別される。ひとつは、礫・シルト・粘土の1m-数mの厚さの地層が互層するもので、基盤からやや離れた所に分布する(模式地の菰野—小岐須断層寄り。茶屋の上から湯の山スカイラインへ通じる道。金谷川北の標高220m丘陵北側の河床・金谷川源流から青少年野外活動センターへ至る林道沿い)。粘土層は青緑色粘土層及び炭質粘土層の2種があり、シルト層は灰白色。いずれも不均質で縞状の葉理が発達し、礫(中—細礫)を混じえる。礫層は、数m-数10m追跡すると尖滅するものや(第VIII図版)、粘土・シルト層中に礫の密集部がレンズ状・ポケット状に挟まれる(第57図)ものがある。

もうひとつの相は、基盤に接して見られるもので、野外活動センター周辺に露出する。中—大礫より

32) 松井(1943)の“茶屋上夾炭層”は、この粘土優勢互層のことであろう。



第57図 湯の山礫相の露頭 (四日市市青少年野外活動センター入口付近)

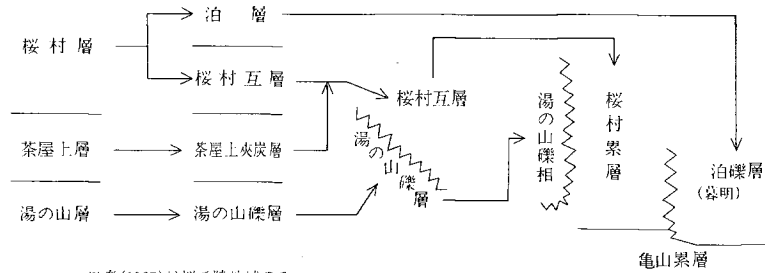
なる礫層で細粒層の挟みはみられない。

以上の両相を通じ、礫径は基盤から離れるにつれて小さくなる。淘汰は良好（本礫相に類似する北谷礫層よりも明らかに良好である）で、円一亜円礫が大部分である。礫種はチャートが70%以上を占め、そのほかに、“石英斑岩”・粘板岩・同ホルンフェルスを混じえ、少量の中新統及び古生層の砂岩並びに花崗岩を伴う。一般に、火成岩礫は円一亜円礫、古生層礫は亜円礫。また、露頭ごとでは“石英斑岩”礫は古生層礫に比べひと回り大きい。2) **水沢丘陵**（第Ⅷ図版）西部では湯の山相が東部では砂礫層が分布する。水沢病院裏の大露頭では、水沢最古期扇状地堆積物（北谷礫層）に不整合に覆われた本層が露出する。この中に1枚の火山灰層がレンズ状に挟まれている。桜・水沢丘陵の地質構造からみて宿野火山灰層と判断される。3) **鈴鹿市山本町西岸寺東の小露頭** 小岐須町から大久保町へ向う途上の西岸寺の崖及び椿郵便局東約100mの民家の庭の崖に湯の山礫相の小露頭がある。いずれも、厚さ1m前後の粘土層と厚さ数10cmの礫層との互層であり、 $N40^{\circ}W, 12^{\circ}E$ の走向・傾斜を示す。この付近の層準は、小社・宿野火山灰層のほぼ中間にある。4) **小岐須町南東** 御幣川河床の葉奈支橋周辺及び鈴峰丘陵東斜面の小社火山灰層より上位の部分が露出する。岩相は含礫粘土層あるいは粘土・礫互層である。葉奈支橋では、菰野—小岐須断層により変形を受け、 $N40^{\circ}E, 40^{\circ}S$ の走向・傾斜を示している。しかし、橋の下流ですぐ水平になり、さらにより下流では北傾斜になる。

対比 四日市丘陵の奄芸層群の層序及び他地域との対比についてはこれまで不明な点が多く、ある場合には、松井（1943）、赤嶺（1959）の層序区分に基づき奄芸層群下部—最下部（亀山—西行谷層）に対比されている。しかし、大型植物化石及び花粉化石の研究（安田、1958；島倉、1964）では奄芸層群上部（大泉—暮明層）になる可能性が指摘された。また、竹原（1961）も「四日市地区の桜村層中には上部要素（暮明・大泉・米野各層中の植物化石）が多い」と述べている。本報告の層序区分及び対比（第55、58図）では、四日市丘陵の奄芸層群は暮明—大泉累層中部³³⁾に相当する。したがって、岩

33) 泊礫層と桜村層の層厚と両者の火山灰層の対比から、本図福地域内の桜村層は泊層より上部になると思われる。

松井(1943)	赤嶺(1959)	秦(1967)*	本報告
----------	----------	----------	-----



第58図 四日市丘陵奄芸層群層序区分対比図

相層序区分と化石層序の結果は一致することになる。

VII. 2. 1. 6 火山灰層

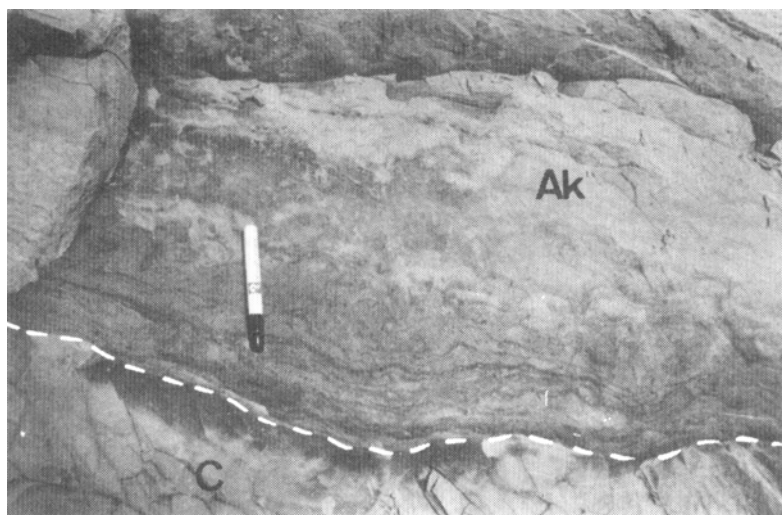
本図幅地域の奄芸層群には、少なくとも14枚の火山灰層が挟まれているが、そのうち、鍵層として有効なものを、野外の産状を中心として記載する³⁴⁾。

阿漕火山灰層 あこぎ 岩相と連続性からみて「津西部」及び「津東部」図幅地域に分布する阿漕火山灰層の北方への延長と考えられる。青谷凝灰岩 (ARAKI, 1960) とも呼ばれる。本図幅地域の模式地は、白木一色の北方約400mから東に向う道の入口。本図幅地域内では楠原夾炭層最下部にある(第53図)。萩原南方の河床(第59図)、会下、模式地、上白木西方、原尾西方などに露出する。安楽川以北には分布していないようである。津市半田では厚さ15mに達し、大きな軽石がみられるというが(森, 1971)、本図幅地域内では、厚さ70-150cmで、顕著な軽石はみられない。一般的に砂質であり、暗オリーブ-淡緑色を呈し、乾燥すると石膏状の白色堅固の火山灰層となることがある。3層に分けられ、そのうち上部が最も厚い。一般に上部は中粒みがき砂質火山灰層である。原尾西方の安楽川小支谷の露頭では保存良好の大型植物化石を多産する。

上白木火山灰層 かみしらき 木村(1959)の大谷池火山灰層、あるいは森(1971)の観音寺IまたはII火山灰層に連続すると推定されるが、確証が得られなかったので、模式地の名称を与えることにした。模式地は上白木北西約1kmの道にある崖。定義上、楠原層と亀山層を境する。楠平尾北西の新農道の切割り、山下町南、朝明山周辺、白木一色一模式地及び原尾西方に露出する。阿漕火山灰層同様に安楽川以北では発見できない層厚は、鈴鹿川以南では5-10cm、以北では10-40cmである。黄オリーブ-暗オリーブ色を示し、細粒である。軟らかく、粘土化している所が多い。

野村火山灰層 模式地は亀山市野村町日東電工野村社宅北側の露頭。鈴鹿丘陵では上白木火山灰層上位約150mにあるが、亀山丘陵では層厚が北方へ収斂するため次第に上白木火山灰層に近づく。定義

34) 阿漕火山灰層は森(1971)命名。長明寺I, II, 寺川火山灰層は和田(1978)命名。ほかは新称。



第59図 阿漕火山灰層 (Ak) 基底部にみられるコンポリュート・ラミネーション
(萩原南南東約800mの河床) C: 粘土層

上、亀山累層下部層と中部層の境界となる。鈴鹿丘陵の国道306号線沿い、野村町南から原尾東方にかけて連続的に追跡できる。安楽川以北では発見できない。ただ、南畑西方では原田川火山灰層下位約100mに1枚の火山灰層がみられる地点があり、野村火山灰層に相当する可能性がある。模式地では、厚さ90cmで3層に分けられ、下部20cmは中一細粒みがき砂質、中部30cmは堅く白色細粒で乾燥すると石膏状になる。上部40cmは淡黄—淡緑色で軟らかい軽石質—粗粒の火山灰層である。

原田川火山灰層 模式地は亀山市辺法寺町南の原田川左岸にある道沿いの崖。亀山累層中部層に挟み込まれ、鈴鹿丘陵では野村火山灰層約60m上位に、亀山丘陵では約100-150m上位にある。鈴鹿丘陵から平尾丘陵北端の南畑西方まで、一部地域を除きほぼ連続的に追跡できる。層厚は約50cmで細粒のやや固い火山灰層。暗オリーブ色であり、風化面は黄白色を呈する。なお、本火山灰層約50m上位に軽石質火山灰層が椿世町南西や辺法寺不動院西側の崖に露出するが連続しないようである。

長明寺 I 火山灰層 模式地は亀山市長明寺町本田モーターズ工場裏の崖。亀山累層中部層最上部に挟み込まれ、長明寺町で約230m、名阪国道あたりで約200m、南畑西方で約100-120m、それぞれ原田川火山灰層の上位にある非常に連続性が良く、長明寺町から上野南の平尾丘陵最北端部まで追跡できる。模式地では厚さ20cmの炭質粘土層を挟んで下位に厚さ30cm、上位に厚さ20cmの火山灰層が挟み込まれている。下位のものは淡黄色の細粒火山灰層、上位は淡オリーブ色中粒の火山灰層である。

長明寺 II 火山灰層 模式地は亀山市井田川町井田川団地西端の崖。定義上、亀山累層中部層と上部層の境界となる。長明寺町では約20m、名阪国道あたりで約50m、南畑西では15m、それぞれ長明寺 I 火山灰層の上位にある。長明寺 I 火山灰層と同様に連続性が非常に良く、模式地から平尾丘陵北端まで全域にわたって追跡できる。層厚は長明寺町—井田川町では厚さ30-150cm、名阪国道東あたりでは厚さ7-20cm、国道西—南畑西方では厚さ30-80cmである。白色—淡緑色を示し風化すると淡黄色を呈する

中一細粒みがき砂質火山灰層。長明寺町では保存良好の植物化石が含まれている。

寺川火山灰層 てらかわ 模式地は鈴鹿市東庄内町北条西の寺川右岸の丘陵脚部とするが、御幣川左岸にも良い露頭がある。亀山累層上部層下位にあり、御幣川では約250m、東庄内町では約200m、南畑西方では90m、それぞれ長明寺Ⅱ火山灰層の上位にある。連続性は良好で御幣川左岸、鈴峰ゴルフ場内、寺川沿い及びその南側の丘陵、南畑西に露出している。厚さ60-130cmで、中一粗粒のみがき砂質火山灰層が主部を占めている。灰白色を呈し、風化面は暗オリーブ色を呈する。

鈴峰火山灰層 れいほう 御幣川御幣橋西側の崖を模式地とする。亀山累層上部層上部に挟在し、寺川火山灰層上位約60mに挟在する。模式地、伊船から北条へ至る道路、八島川東側丘陵脚部、南畑南の孤立丘陵に露出する。模式地では厚さ約60cm、そのほかの地域では厚さ20-30cmである。新鮮面で灰白-淡緑色、風化するると淡黄色を呈する。一般に2サイクルの層よりなり、下部は中一粗粒、上部は中粒の堅い火山灰層である。

御幣川火山灰層 おんべがわ 模式地は御幣川鈴峰橋下の河床。亀山累層上部層最上部にあり、鈴峰火山灰層上位約35mに挟在している。露出地点は、模式地、伊船から北条へ至る道路、八島川東側丘陵脚部、南畑北東の孤立丘陵。正確な層厚は不明であるが、最も厚い火山灰層³⁵⁾で、少なくとも2m以上はあり、オリーブ色-淡黄色を呈する。中一粗粒のみがき砂質火山灰層で葉理が観察される。

長沢火山灰層 模式地は鈴鹿市長沢西方の御幣川左岸の扇状地面下の崖。定義上、亀山累層と桜村累層の境界となる。御幣川火山灰層上位約55mに挟在する。露出地点は、模式地、長沢から北畑へ抜ける道の峠、八島川左岸³⁶⁾である。厚さは10-30cmと薄く、細粒のうすいアズキ色-淡黄色を呈する軟らかい火山灰層。

小社火山灰層 こやしろ 模式地は鈴鹿市小社町御幣川右岸の鈴峰丘陵東側斜面。桜村累層最下部に、長沢火山灰層上位約30mに挟在している。模式地や上野北方に露出する。模式地では厚さ150cmで白色を呈し、風化すると黄土色となる。細粒で軟らかく葉理がみられる。

宿野火山灰層 しゅくの (第56b図) 模式地は菰野町宿野老人ホームみづほ寮にある崖(「桑名」図幅地域内)とする。桜村累層中部に挟在し、川島火山灰層(森, 1971)の上位約100mにある。模式地、桜町西の北方、矢合川源流(坊主尾西方)の河床、そのひとつ北側の谷、ちやや茶屋うえの上方の谷口橋下の河床(秦, 1967)、さらに水沢丘陵水沢病院裏の崖に露出している。模式地、谷口橋では黄白色-オリーブ色の硬い細粒-中粒みがき砂質火山灰層。桜町西では砂質に、矢合川源流ではシルト質からシルト層状へ変質している。さらに矢合川では1枚の粘土層を挟み、上下2枚の層が認められる。ほかの露出地域では地表面直上に露出しており、また桜町西ではほかの粗粒層により削られてしまった可能性も考えられるので、本火山灰層がペアで挟有されているのか明らかでない。厚さは30-200cmと変化する³⁷⁾。

Ⅶ. 2. 2 古琵琶湖層群

近江-伊賀盆地に分布する古琵琶湖層群は、粘土・シルト・砂・礫から構成され、薄い火山灰層を数

35) 本火山灰層は1枚ではなく、数枚の火山灰層が間に粘土層を挟んでいる。

36) その後、河川改修工事のため、露頭は消失した。

37) ここで宿野火山灰層としたものは、各地点で岩相が非常に異なっている。しかし、各露出地点高度にもとづき、構造等高線図(第56b図)を描いてみると、水沢・桜丘陵地域の奄芸層群の地質構造を矛盾なく説明できるので、同一の火山灰層が横へ岩相変化しているものと判断した。

10枚挟んでいる。その層序学的研究は、火山灰層序を基本とし、これまで多くの詳細な研究がなされている³⁸⁾。それらによると、南の伊賀盆地には下部層準の、湖東（琵琶湖東岸地域）の日野・甲賀町一帯には中部一上部層準の、湖西の堅田丘陵では最上部層準のものが堆積していることが明らかにされている。

古琵琶湖層群全体の累層区分としては、TAKAYA (1963) 及びYOKOYAMA (1969) のふたつがある。TAKAYA (1963) では、下位より伊賀・甲賀・堅田の3累層に区分され、一方、YOKOYAMA (1969) では、下位より島ヶ原・伊賀一油日・佐山・蒲生・八日市・堅田累層の6つに区分された。横山ほか (1979b) は、堅田累層の上位に新たに高島累層を設定した。本報告では、図幅地域内の岩相変化から判断して、上部・下部に2分する。そのうち、下部はTAKAYA (1963) の伊賀累層上部に、YOKOYAMA (1969) の伊賀一油日累層上部に相当する。一方、上部はTAKAYA (1963) の甲賀累層一堅田累層最下部に、YOKOYAMA (1969) の佐山累層一蒲生累層中部に相当する。古琵琶湖層群全体からみればほぼ中一下部層準の地層である。

古琵琶湖層群の年代は、これまでの多方面の研究から鮮新世から更新世にまたがる堆積物であることが明らかにされている。本図幅地域内にはそのうち、鮮新統が分布する (VII. 2. 2. 4で後述)。

本図幅地域の古琵琶湖層群の層序学的研究としては、池辺 (1934a) を初めとして、甲賀町地域では近藤 (1968)、横山ほか (1968) が、鎌掛地域では鎌掛団研グループ (1972) がある。また、本図幅地域外ではあるが、層序的に関連のある水口丘陵では田村ほか (1977)、古琵琶湖団研グループ (1977) がある。全域としてはTAKAYA (1963) 及び松岡ほか (1979) がある。

なお、説明上野洲川を境にして分布地域を南北に分け、南側を**甲賀町地域**と、北側を**鎌掛地域**と以後略称する。

VII. 2. 2. 1 下部

本図幅地域では^{かむら}神から油日岳西麓沿いに分布する。また、鎌掛地域でも基盤凹地や北砂川河床に小範囲に分布する。基盤との関係は、甲賀町地域では断層、鎌掛地域では不整合。

^{あぶらひ}油日砂層

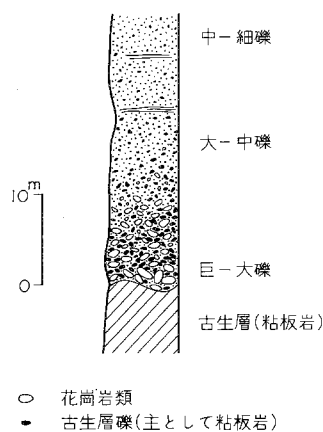
地層名 池辺 (1934a) 命名、横山ほか (1968) 記載。

模式地 甲賀町油日東方。甲賀町地域にのみ分布する。

層厚 250m以上 (横山ほか, 1968)。

層序関係 基盤とは頓宮断層で接する。一方、上位の佐山粘土層とは整合。

岩相 主として厚さ数mの中粒砂層を主体とする砂・シルト・粘土互層。一部に砂礫・亜炭層を挟む。砂層は淘汰良好の白色及び褐色の中粒砂。粘土層は青灰色を呈するものと、炭質のものがある。本層の最下部、すなわち頓宮断層沿いの大甲賀



第60図 鎌掛池礫層柱状図 (鎌掛池北北東約1.5kmの林道)

38) 横山ほか (1979b) に、これまでの古琵琶湖層群の研究が総括されている。

ゴルフ場—長野間の道路沿いには花崗質の礫層—含礫砂層が露出する。

化石 本図幅地域外であるが、伊賀町小杉奥谷から *Stegodon?* sp. が発見された（岡崎・松岡、1979）。

鎌掛池礫層

地層名 新称。

模式地 鎌掛池北北東約1.5kmの林道沿い。鎌掛地域のみ分布する。同地域の鎌掛池北側林道、模式地、北砂川河床と分かれて分布する。

層序関係 基盤とは不整合。上位の鎌掛砂層との関係は不明（ただし、北砂川では整合）。

層厚 模式地で約30m。北砂川河床で約25m。

岩相 第60図に模式地の柱状図を示す。下部10mは花崗岩礫に富むが、上部20mは大部分古生層礫（粘板岩及び少量のチャート）からなる。基底では淘汰不良の角礫の密集した礫層が基盤にアバットする。一方、鎌掛池でもこれと類似した礫層があるが、礫径が小さいこと、細粒層の挟みがあること、花崗岩礫が微量なことから、模式地での上部に相当する地層と考えられる。北砂川河床では、湯舟火山灰層の下位（鎌掛団研グループ、1972）に約25mの厚さの類似した礫層が基盤に不整合に載る。

対比 上記の礫層は、分布が離れているために直接その関係を知ることはできない。しかし、岩相の類似性と北砂川河床の湯舟火山灰層との関係から、本報告では一括して下部相当層とした。

VIII. 2. 2. 2 上 部

本報告の古琵琶湖層群上部は下部を整合に覆う（第61図）。甲賀町地域では**佐山粘土層**が分布し、鎌掛地域では下位より**鎌掛砂層**・**追粘土層**・**清田互層**が堆積する。本図幅地域の層厚は、甲賀町地域で約150m、一方、鎌掛地域では450m以上に達する。甲賀町地域と鎌掛地域の本報告の古琵琶湖層群上部



第61図 古琵琶湖層群上部と下部の整合関係を示す露頭（Kk：佐山粘土層 Ki：油日砂層）
（甲賀町神西方の石節池の北）

第10表 古琵琶湖層群層序区分表

TAKAYA (1963)	YOKOYAMA (1969)	本図幅	甲賀町地域	主な火山灰層	鎌掛地域
Katata Formation	Gamō Formation	上	[Stratigraphic Column]	虫生野	清田互層(110m+) (砂・シルト・粘土)
				駒月 追	追粘土層(140m) (粘土・シルト・砂)
Kōga Formation	Sayama Formation	部	佐山粘土層(150m) (粘土・砂)	小佐治 岩室	鎌掛砂層(170m) (砂・砂礫・シルト・粘土)
				法蔵院ⅠⅡ 相模 馬杉	
Iga Formation	Iga-Aburahi Formation	下部	油日砂層(250m) (砂・シルト・礫)	湯舟	鎌掛池礫層(礫)(30m±)
					古生層
		基盤	鮎河層群・花崗岩類・古生層		

は、横山ほか (1968), 鎌掛団研グループ (1972) により共通して挟まれる火山灰層が明らかにされており、対比は明確になされている。しかし、岩相的にみれば甲賀町地域では粘土優勢互層 (佐山層) が、鎌掛地域では砂優勢互層 (鎌掛層) が堆積しており、両分布地域に明瞭な違いがある (第10表)。

佐山粘土層

地層名 横山ほか (1968) の佐山累層に相当する。

模式地 横山ほか (1968) では累層としての模式地は指定されていない。本図幅地域では甲賀町地域の和田川ぞいに模式的に露出する。主要分布地域は西隣「水口」図幅地域の甲賀・甲南丘陵である (横山ほか, 1968)。

層序関係 下位の油日砂層と整合。上限は本図幅地域には分布しないが、「水口」図幅地域では横山ほか (1968) の蒲生累層と整合。

層厚 本図幅地域内では約150m。

岩相 粘土優勢互層。厚さ数m-10数mの粘土層と厚さ数mの砂層が単調に繰り返す。粘土層は均質塊状、砂層は葉理のみられる中粒砂層で、一部細礫を混じえる部分がある。本図幅地域では、粘土層中に下位より湯舟 (柘植周辺にのみ分布する)、櫛野、馬杉、相模、法蔵院Ⅰ及びⅡ、岩室、小佐治各火山灰層が挟まれる。また、本層は下位より和田粘土層・葛木砂層・櫛野粘土層・野尻粘土層・砂坂砂層・岩室粘土層・岩室砂層・小佐治粘土層に細分されている (横山ほか, 1968)。

鎌掛砂層³⁹⁾

地層名 鈴鹿 (1948)。

39) 鈴鹿 (1948) の鎌掛層とおおむね等しいと思われるが、記載不明瞭なので本報告で再定義する。

模式地 鎌掛の南砂川葉師前橋そばの農場の崖。鎌掛地域にのみ分布し、南砂川左岸から上駒月西方及び笹尾峠周辺、鎌掛池北方にも分布する。

層序関係 下位の鎌掛池礫層とは北砂川では整合。上位の迫粘土層とも整合で、その上限は鎌掛火山灰層を挟む厚い粘土層の基底。

層厚 約170m。

岩相 砂優勢互層。下部では砂礫層、上部では砂優勢の砂・シルト・粘土互層。下部の砂礫層は鎌掛池礫層とは異なり、花崗質砂で、礫としては花崗岩“・石英斑岩”に富み、それにチャート、粘板岩を混じえている。本層からは鎌掛団研グループ（1972）により、下位より湯舟、櫟野、馬杉、磯尾Ⅰ及びⅡ、相模、岩室、小佐治の各火山灰層が報告されている。そのうち、相模・岩室・小佐治火山灰層は連続性が良い。

笹尾峠周辺や鎌掛池北方など基盤山地中の凹地にも、本層が分布する。前者は約20mの厚さを持ち、笹尾峠礫層に不整合に覆われる。基盤にアバットする所では径1-5cmのチャート・粘板岩角礫が粘土層中に混じる。亜炭の薄層及び1枚の火山灰層を挟む。後者でも数枚の火山灰層が挟まれ、瀬の音断層付近では40°西傾斜の変形を受けている。両地域共に本層の上部層準に類似した岩相である。

対比 挟在する火山灰層から、本層は佐山層に対比される（鎌掛団研，1972）。

はざま 迫粘土層⁽⁴⁾

地層名 古琵琶湖団研グループ（1977）命名・記載。

模式地 日野町迫南方（「水口」図幅地域内）。本図幅地域では鎌掛西方の日吉神社から小嶽山東側にかけて模式的に露出する。

層序関係 下位の鎌掛層、上位の清田層とはいずれも整合。

層厚 本図幅地域内で約140m。

岩相 古琵琶湖団研グループ（1977）では、「模式地では層厚80m以上で、粘土・シルト・砂から構成され、3層以上の火山灰層を挟在する粘土・シルト優勢層である」と記載されている。鎌掛西方でも同様の岩相を示すが、鎌掛峠以西ではやや砂の量を増す。本層には鎌掛団研グループ（1972）により、下位より内貴・南比都佐・鎌掛・迫・駒月の各火山灰層が報告されている。そのうち、鎌掛・迫・駒月の各火山灰層は連続性が良い。

化石 古琵琶湖団研グループ（1977）により、模式地付近から植物化石 *Trapa macropoda* が報告されている。

きよた 清田互層

地層名 古琵琶湖団研グループ（1977）命名・記載。

模式地 日野町迫付近（「水口」図幅地域内）本図幅地域では全般的に露出不良で、大正池西の日野クレー射撃場周辺にやや良い露出がみられる。

層序関係 下位の迫層とは整合。上限は、古琵琶湖団研グループ（1977）により、青谷火山灰層の下位と定義されている。しかし、露出が不良のため、鎌掛地域にその上限が存在するかどうかは明らかで

40) 迫粘土層・清田互層は「水口」図幅地域の水口丘陵に模式的に露出する。その火山灰層序は田村ほか（1977）、古琵琶湖団研グループ（1977）により明らかにされている。ただ、岩相区分は別個に設定されているので、本報告では鎌掛地域の岩相から判断して古琵琶湖団研グループ（1977）の区分にしたがった。

ない。

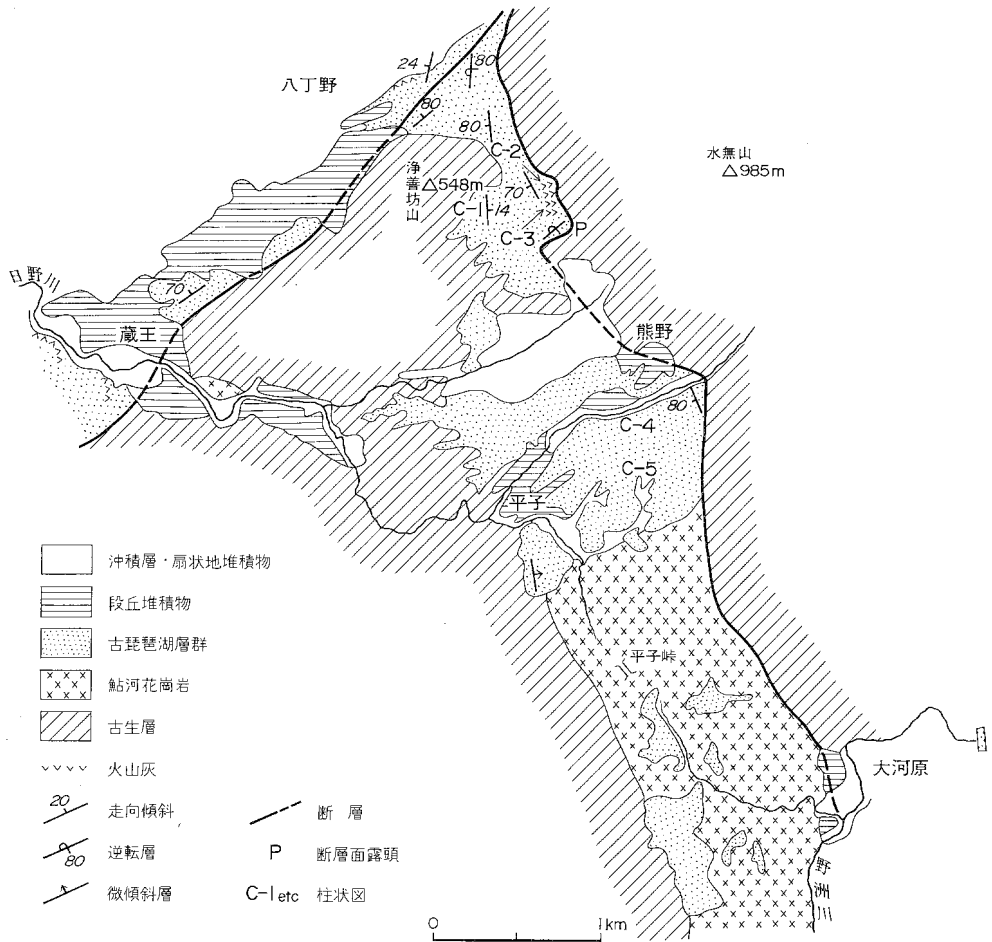
層厚 模式地付近では約100m（古琵琶湖団研グループ，1977）。本図幅地域では約110mの厚さの部分が露出する。

岩相 古琵琶湖団研グループ（1977）では「模式地あたりでは粘土・シルト・砂・礫から構成され、5層の火山灰層を挟在する砂優勢な砂・シルト・粘土の互層」と記載されている。本図幅地域内のは、その東方への延長で、模式地同様の岩相を示している。最下部には、虫生野火山灰層が有効な鍵層として挟まれる。

化石 古琵琶湖団研グループ（1977）により植物化石、*Glyptostrobus pensilis*, *Metasequoia disticha*, *Fagus* sp., *Quercus (Lepidobalanus)* sp., *Styrax japonica* が報告された。

VII. 2. 2. 3 ^{ひらこ} ^{くまの} 平子—熊野地域の古琵琶湖層群

鎌掛地域東方の平子—熊野を中心に、その北方の水無山西側、その南方の平子峠—大河原間に古琵琶



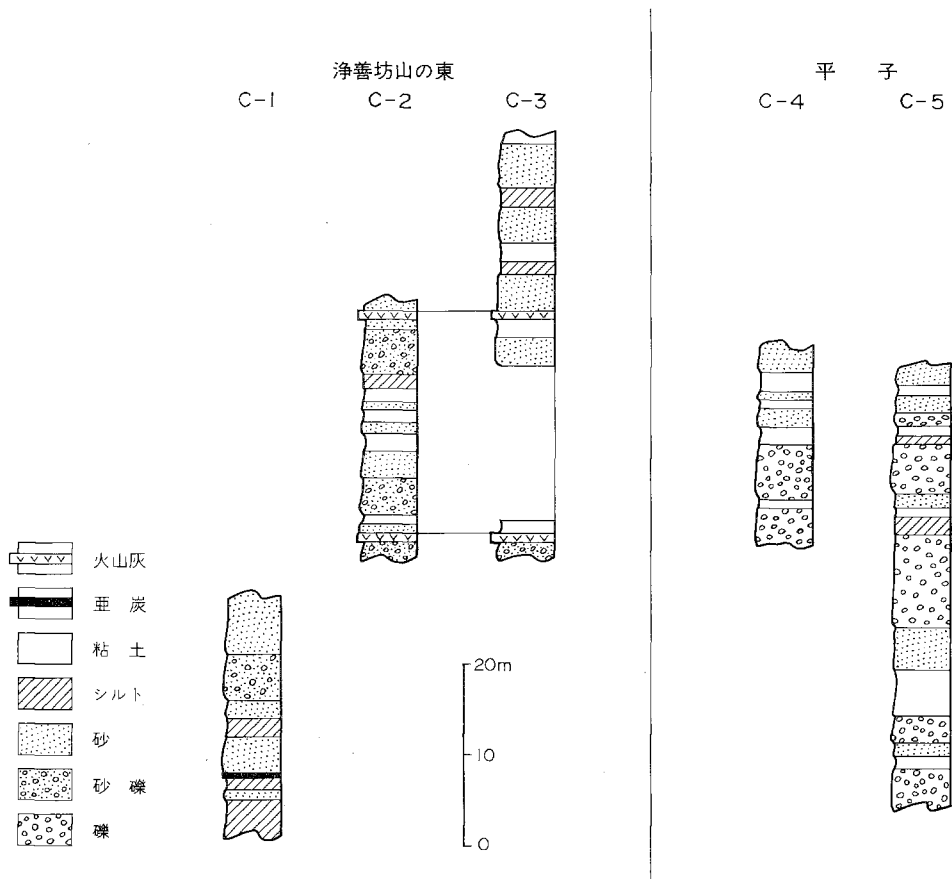
第62図 平子—熊野地域の地質略図

湖層群が断片的に分布する(第62図)。平子周辺は山間盆地の形態を示しており、盆地内の古琵琶湖層群の分布で、最も低い所は盆地中心部の平子付近(平子地域と略称)であり、一方、最も高い所は水無山—浄善坊山間の鞍部(鞍部地域と略称)であり、その高度差は100m以上ある。

ここで、当盆地内の古琵琶湖層群の地質構造を述べると、東端の綿向山断層付近及び基盤にアバットする付近を除き、ほとんどが水平に近い。一方、平子地域と鞍部地域の岩相を比較すると(第63図)、平子地域では礫優勢の粘土・砂・礫互層、一方、鞍部地域では砂・シルト・粘土互層である。すなわち、地質構造・岩相さらに位置(高度)からみても、鞍部地域のものは平子地域のものよりも上位の層準の地層と判断される。

平子地域の礫は、径5cm以下であり配列の規則性がみられる。礫種はよく円磨されたチャート・砂岩・花崗岩礫からなり、粘板岩礫は少ない。粘土層は均質塊状の青灰色粘土層。一方、鞍部地域では2枚の火山灰層を挟む。

本地域の古琵琶湖層群からは、鎌掛・甲賀町地域にみられる火山灰層が発見されないで、それらの地域との対比は困難である。しかし、島倉(1966)、那須(1977)の花粉化石の研究及び当地域の古琵琶



第63図 平子—熊野地域の古琵琶湖層群個別柱状図

琵琶湖層群の岩相から判断して、平子地域のものは本報告の古琵琶湖層群下部に、鞍部地域及び平子峠—大河原間のものは古琵琶湖層群上部に対比した⁴¹⁾。

VII. 2. 2. 4 火山灰層

本図幅地域内の古琵琶湖層群には20枚近い火山灰層が挟まれる。これらの火山灰層については、その岩相（産状・重鉱物組成）が詳しく研究され（横山ほか, 1979b), さらにフィッション・トラック (F. T.) 年代や古地磁気の計測がなされており、近畿・東海地方の鮮新—更新統の年代層序を編む上での基礎データとなっている(石田・横山, 1969; YOKOYAMA, 1969; 西村・笹島, 1970; ISHIDA *et al.*, 1969; MAENAKA *et al.*, 1977; 古琵琶湖団研グループ, 1977など)。

以下、本図幅地域にみられる火山灰層のうち鍵層として有効なものについて、野外の産状を記述する。また、それら各火山灰層の重鉱物組成、F. T. 年代については、まとめて第11表に示した。

湯舟火山灰層 (TAKAYA, 1963) 模式地⁴²⁾ は三重県阿山郡阿山村東湯舟(「水口」図幅地域内)。本図幅地域では伊賀町柘植周辺に露出するが、それ以北では発見されない。鎌掛地域では北砂川河床に露出し、本火山灰層下位約25mに砂川火山灰層が挟まれる(鎌掛団研グループ, 1972)。甲賀町地域では佐山粘土層最下部の粘土層中に挟まれる。柘植上野北で厚さ約100cm, 上下2層に分けられ、下部30cmは白色細粒石膏状、上部70cmは黄白色中粒火山灰層。

第11表 本図幅地域の古琵琶湖層群の主要火山灰層の重鉱物組成、F. T. 年代表

火山灰名	地点	重 鉱 物 組 成 (%)							ガラスの 屈折率	F.T.年代 Ma
		斜方輝石	単斜輝石	角閃石類	黒雲母	リン灰石	ジルコン			
虫生野	中部	虫生野	5.5	1.0	53.0	17.5	0.0	23.0	1,498	2.9±0.4**
	最下部		1.5	0.0	86.5	8.0	0.0	4.0		
駒月	鎌掛	23.0	1.5	75.5	0.0	0.0	0.0	1,504		
迫*	迫(?)	0.6	0.0	8.9	88.3	0.0	2.2	1,497		
鎌掛	鎌掛	8.0	0.0	89.0	0.0	0.0	3.0	1,504		
小佐治	水口橋	29.5	0.0	70.0	0.0	0.0	0.5	1,500		
岩室	岩室	36.5	16.5	22.5	0.0	25.5	0.0	1,505		
法蔵院	II 稗谷	3.0	0.0	21.5	22.5	0.0	53.0	1,497		
	I 隠岐	29.0	0.0	67.0	3.0	0.5	0.5	1,500		
相模	下部	相模	78.5	0.0	13.0	0.0	8.5	0.0	1,500	
	最下部		83.5	0.0	5.5	0.0	9.0	2.0	1,501	
馬杉	上馬杉	2.5	0.0	3.0	88.0	4.5	2.0	1,469	3.1±0.5**	
湯舟	和田	14.5	2.5	66.0	0.0	15.5	1.5	1,505		

(横山ほか, 1979より抜粋, ただし *は古琵琶湖団研, 1977, **は西村・笹島, 1970より)

41) 第63図の柱状図C-1の亜炭層の花粉分析結果は次の通り。主要な属としては、*Pinus* (16.6) *Taxodiaceae* (12.1), *Tsuga* (1.5), *Fagus* (8.5), *Lepidobalanus* (7.0), *Liquidamber* (4.5), *Corylus* (3.0), *Alnus* (2.5), *Carpinus* (2.5), *Cyclobalanopsis* (2.0), *Celtis* (2.0), *Procaraya* (1.5), *Castanea* (1.5), NAP (3.0), *Carya*, *Nyssa* は含まれない。この結果は、伊賀累層(本報告の古琵琶湖層群下部)の花粉群集よりも、甲賀累層(同じく上部)のそれに類似すると考えられる。()内は%。分析: バリノ・サーベイ(株)。

42) 各火山灰層の本図幅地域内の模式地は地質図に示してあるので、記述は省略した。



第64図 法蔵院 I, II 火山灰層を挟む佐山粘土層の露頭 (甲賀町大原上田, 町道上田線の北側)

馬杉火山灰層 (横山ほか, 1968) 模式地は甲賀町上馬杉南方の峠(「水口」図幅地域内)。本図幅地域では、和田川周辺に連続的に露出する。また、鎌掛地域でも鎌掛団研グループ(1972)により北砂川河床から報告された。和田川では厚さ5-20cmで2層に分けられ、下部数cmは白色細粒みがき砂質の、上部10数cmは白色中一細粒みがき砂質で黒雲母が目立つ火山灰層。本層の下位には櫛野火山灰層が報告されている。

相模火山灰層 (横山ほか, 1968) 模式地は甲賀町相模(「水口」図幅地域内)。本図幅地域内ではほぼ連続的に追跡できる。甲賀町地域では佐山層中部(馬杉火山灰層の20-30m上位)に、鎌掛地域では鎌掛層中部(馬杉火山灰層の45m上位)にある。厚さ10-30cm、2層に分けられ、下部は白色で中粒→細粒に級化成層する。上部も同様に級化成層している。本層の下位には磯尾I, II 火山灰層が報告されている。

法蔵院 I, II 火山灰層 (TAKAYA, 1963) 模式地は甲賀町隠岐砂坂(「水口」図幅地域内)。甲賀町地域にのみ分布し、同地域では連続的に露出する。佐山層上部(相模火山灰層の35m上位)に挟まれる。下位の法蔵院 I と上位の法蔵院 II の間隔はほぼ1m(第64図)。法蔵院 I は厚さ8-10cmで中→細粒に級化成層する。法蔵院 II は厚さ30cmで2層に分けられ、下部15cmは粗粒→中粒に級化成層する。上部15cmは黄白色で葉理のあるシルト質火山灰層。本層の下位には砂坂火山灰層が報告されている。

岩室火山灰層 (横山ほか, 1968) 模式地は本図幅地域内の岩室。甲賀町地域では野洲川右岸の低位段丘面下の崖にもみられる。一方、鎌掛地域では上位の小佐治火山灰層の下位約5mに挟まれる。佐山層上部(法蔵院火山灰層の8m上位)に、また鎌掛層上部(相模火山灰層の約45m上位)にそれぞれ挟まれる。厚さは5cmで白色一淡紫色を呈する中一粗粒の軟らかいみがき砂質火山灰層である。

小佐治火山灰層 (TAKAYA, 1963) 模式地は甲賀町佐治西出(「水口」図幅地域内)。甲賀町地域では岩室周辺、一方鎌掛地域では鎌掛西方に露出。佐山層最上部(岩室火山灰層の上位15m)に、鎌掛層最上部(相模火山灰層の約50m上位)にある。厚さ20-25cmで、白色一灰色を呈し、新鮮な露頭では

細粒堅固な火山灰層。

鎌掛火山灰層（鎌掛団研グループ，1972） 模式地は鎌掛南方の南砂川の川岸。模式地から西方に連続する。追粘土層最下部の厚い粘土層に挟まれる。小嶽山東に良い露頭があり，そこでは厚さ110cmで，厚さ10-40cmの中一細粒火山灰層が繰り返し堆積している白色みがき砂質火山灰層。本火山灰層と小佐治火山灰層の間には内貴・南比都佐火山灰層が報告されている。

迫火山灰層（鎌掛団研グループ，1972） 模式地は日野町上迫の道路東側の家の裏の崖（「水口」図幅地域内）。鎌掛地域内で連続的に追跡できる。追粘土層上部（鎌掛火山灰層の約40m上位）に挟まれる。厚さ約30cmで，3層に分けられ，下部15cmは白色中粒，中部3cmは淡緑色細粒，上部15cmは白色堅固な石膏状を呈する。

駒月火山灰層（鎌掛団研グループ，1972） 日野町上駒月西端の家の横の崖（「水口」図幅地域内）が模式地。鎌掛地域で連続的に追跡できる。追粘土層上部（迫火山灰層の約20m上位）に挟まれる。厚さ約30cmで，下部10cmは葉理のみられるシルト質の，上部20cmは白色中粒みがき砂質火山灰層。

虫生野火山灰層（TAKAYA，1963） 模式地は貴生川町虫生野北東農場の入口（「水口」図幅地域内）。古琵琶湖層群を通じて重要な火山灰層の1つであり，「彦根東部」図幅地域の奄芸層群大泉累層に挟まれるPumice火山灰層に対比されている（宮村ほか，1976）。清田互層下部（駒月火山灰層上位約25m）に挟まれる。本図幅地域では典型的な露頭がみられないので，鎌掛団研グループ（1972）の迫における記載を引用する。

「最下部3cmが粗粒な火山灰で角閃石を多く含む部分，下部120cmが灰色と白色の細粒火山灰が層理や葉理をなしている部分，中部2mが火山砂で下半部に大型の軽石を含む部分，上部は50cmだけしかみられないが，凝灰質粘土である。中部にはコンボリュートラミナがよく発達している」。

湖東丘陵地域の火山灰層については，F. T. 年代及び古地磁気による編年がなされている。

F. T. 年代は，相模火山灰層が $2.9 \pm 0.4\text{Ma}$ ，馬杉火山灰層が $3.1 \pm 0.5\text{Ma}$ の値を示す（西村・笹島，1970）。また，虫生野火山灰層より上位の小野Ⅱ火山灰層（石田・横山，1969）は， $2.2 \pm 0.3\text{Ma}$ （西村・笹島，1970⁴³）と $2.4 \pm 0.4\text{Ma}$ （YOKOYAMA *et al.*，1977）の値が，小野Ⅲ火山灰層（石田・横山，1969）は $2.2 \pm 0.4\text{Ma}$ （YOKOYAMA *et al.*，1977）の値が，紫火山灰層（田村ほか，1977）は $2.1 \pm 0.4\text{Ma}$ （YOKOYAMA *et al.*，1977）の値がそれぞれ得られている。**古地磁気層序**は，ISHIDA *et al.*，（1969），MAENAKA *et al.*，（1977），田村ほか（1977），古琵琶湖団研グループ（1977）により研究されている。

以上のF. T. 年代値と古地磁気層序の研究から，湖東丘陵の古琵琶湖層群は，鎌掛火山灰層の下位層準付近を境界として，それより下部がガウス期に，それより上部が松山期にあたとされている。

Ⅶ. 3 第四系

Ⅶ. 3. 1 見当山泉層相当層

伊勢湾周辺には，東海層群などの上に不整合に重なり，高位段丘層よりは古い中期更新世に対比され

43) 横山ほか(1979a)により再測定がなされている。

ている地層が渥美半島(渥美累層), 知多半島(武豊層), 名古屋東部(唐山・八事層)などに分布し, ひとつのまとまった地層群として取扱われている。これらの中部更新統については, 年代や相互の細かな対比, あるいは構造発達史における位置づけなど, いまだ不明確な点も多く残されている(第四紀学会, 1979)。

このような地層は伊勢湾西岸にも点在し, 津市北西の丘陵頂部に載る**見当山累層**を代表として, 「高位礫層」, 「最高位段丘堆積層」, 「見当山累層とその相当層」などとよばれて一括されている(竹原・木村, 1962; 木村・竹原, 1969)。これに含まれている地層は, 北より蓮花寺累層(桑名市), 東禅寺層(藤原町一菰野町の鈴鹿山脈東麓), 北谷礫層⁴⁴⁾(桜丘陵), 北白木礫層(亀山丘陵), 大谷池礫層(鈴鹿川下流右岸鈴鹿丘陵頂部), 本城松層(河芸町), 見当山累層, 松阪累層⁴⁵⁾(松阪市), 大三礫層(一志郡)などがある(第69図)。これらは一部を除き, いずれも奄芸層群から構成される丘陵頂部に載る礫質堆積物である。

木村・竹原(1969)はこれらを谷埋積型(見当山累層で代表), ペニア型の扇状地性ないし氾濫原性の河川堆積物(大谷池礫層で代表)及び崩積型の堆積物(東禅寺層で代表)の3つの堆積型に分類した。

本図幅地域内では, 桜丘陵頂部に載る**北谷礫層**の一部, 亀山丘陵頂部に載る**北白木礫層**及び鈴鹿丘陵先端部に載る**大谷池礫層**の一部が分布する。ただ, 北谷礫層は同時に水沢扇状地系の最古期扇状地堆積物とも解釈されるので, VII. 3. 2の「水沢扇状地堆積物」の項目で記載する。

一方, 琵琶湖側にも見当山累層相当層とみられる地層が存在する。土山町・日野町境界の笹尾峠周辺に分布する**笹尾峠礫層**がそれであり, 本礫層はかつて池辺(1934a)により, 古琵琶湖層群を不整合に覆い, 段丘層より旧期のいわゆる“山砂利層”に相当する地層とされたものである⁴⁶⁾。

VII. 3. 1. 1 北白木礫層

地層名 赤嶺ほか(1951)命名・記載。

模式地 亀山市白木町上白木北の尾根筋。

分布 上白木—亀田町の北方尾根筋にペニア状に載る。その背面の分布高度は最高180m(上白木北), 最低85m(椿世町西方)であり, 約100mの高度差がある。亀山丘陵の高位段丘面とは18-30mの, 中位面とは25-30mの高度差がある。

層序関係 奄芸層群を不整合に覆う。

層厚 数m以下である。

岩相 層序断面は, 亀田町北の県道石水溪線でみられる。上部はシルト質—粘土質の赤褐色土で, その下部は礫層である。礫は淘汰不良で花崗質粗砂によりルーズに固結されている。礫種はチャートが50%近く占め, ほかに粘板岩・同ホルンフェルス・花崗岩類・“石英斑岩”・中新統(鈴鹿層群源?)砂岩がそれぞれ数-10数%づつ含まれる。粘板岩・同ホルンフェルス・チャートは亜角礫, 他種は亜円礫が多い。チャート礫を除き, 大部分は“くさり礫”であるが, 笹尾峠礫層(後述)よりも新鮮である。礫径は鈴鹿山脈に近づくほど大きくなり, 例えば粘板岩礫では亀田町北で平均径7cm, 亀山ゴルフ場入口

44) 開出・竹原(1967)により否定されたため見当山累層相当層から除外された(木村・竹原, 1969)。

45) 奄芸層群下部の礫質部とする異論がある(森, 1970)。

46) 鎌掛団研(1972)では古琵琶湖層群に含めている。

では平均径12cmである。さらに山脈寄りでは大一巨角礫が混じる。以上の岩相から赤嶺ほか（1951）も述べるように、本層は鈴鹿山脈から東方に広がった扇状地の堆積物とみなされる。

VII. 3. 1. 2 ^{おおたにいけ}大谷池礫層

地層名 荒木（1953）命名。詳しい記載は木村・竹原（1969）。

模式地 鈴鹿市道伯丘陵南西750mの丘陵頂部（「四日市」図幅地域内）（KIMURA, 1971）。

分布 大部分は「四日市」及び「津東部」図幅地域に分布する。本図幅地域にはその一部が分布し、^{すがうち}菅内一八野町南の丘陵頂部に平坦面（標高96m-70m）を残す。中位段丘面とは20-25m、鈴鹿川現河床面とは30-35mの高度差をそれぞれ有す。

層序関係 奄芸層群を不整合に覆う。

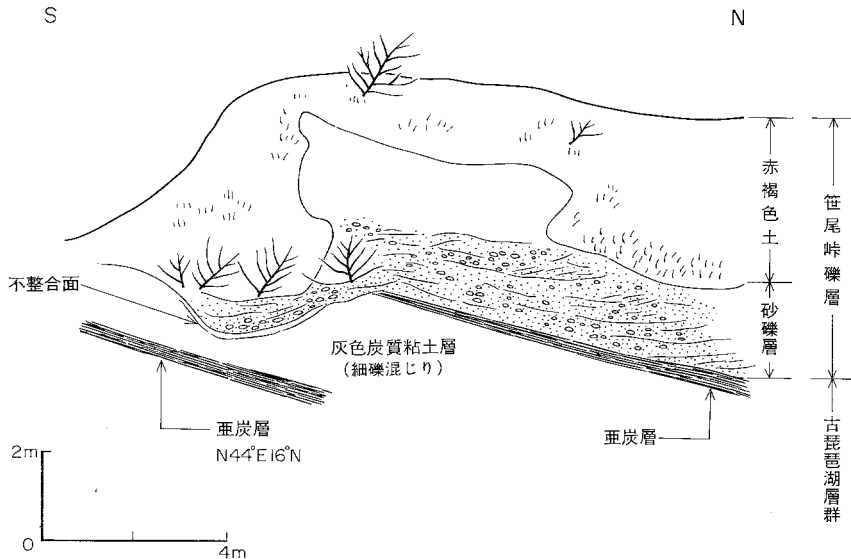
層厚 本図幅地域では約5m。

岩相 「堆積物は大部分が花崗岩やチャートの礫を主とする礫層で、レンズ状のシルト・砂層は存在するが、厚い泥質部は認められない。堆積物の岩相変化は漸移的で、上流（鈴鹿山脈寄り）では円磨度の低い粗大礫（最大径は30cm程度）であり下流（伊勢湾寄り）では礫は小さく（10-5cm）、基質の粗砂の量が多くなる。円磨度も僅かに高くなる傾向が認められる」（木村・竹原，1969）。

VII. 1. 3. 1 笹尾峠礫層⁴⁷⁾

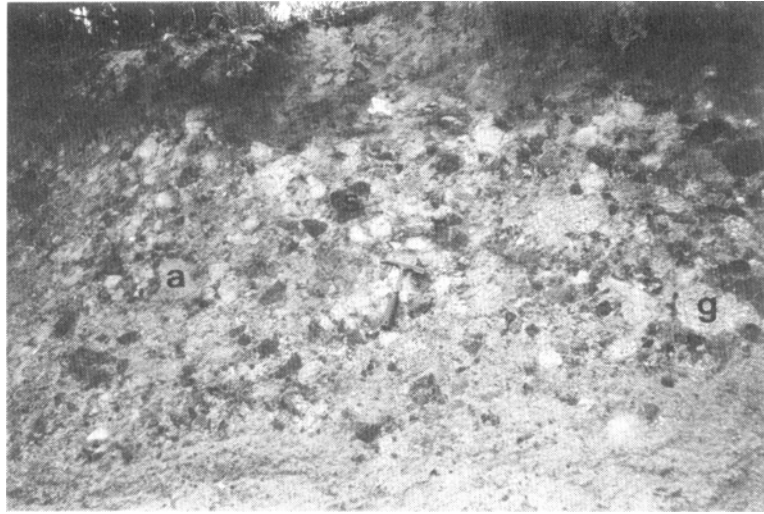
地層名 池辺（1934 a）命名。

模式地 瀬の音西方の笹尾峠東にある「緑ヶ丘」宅地造成地の頂上付近の崖。そのほか、鎌掛池東端から笹尾橋へ一周する林道頂上付近、名神栗東ゴルフ場北側の尾根筋林道及びその北方の「第3緑ヶ丘



第65図 笹尾峠礫層と古琵琶湖層群の不整合を示す露頭スケッチ（鎌掛池南方約700mの林道沿い）

47) これまで詳しく記載されていないので、本報告で再定義する。



第66図 笹尾峠礫層の露頭 (名神栗東ゴルフ場北側の尾根筋林道)
 S: 粘板岩 g: 花崗岩 a: 鮎河層群礫

宅地造成地奥に良い露出がある。

分布 笹尾峠東方の標高381mを最高度とし、西方に高度を減少させて「第3緑ヶ丘」の標高298m丘陵頂部にまで、約80mの背面分布高度差を持つ。その平坦面は野洲川右岸に発達する高位段丘面より開析が進んでいる。しかし、鈴鹿山脈東側の北谷・北白木面よりも保存は良い。野洲川右岸に模式的に発達する高位段丘面とは30-35m、中位段丘面とは80-100m、低位段丘面とは100-130mの高度差をそれぞれ有している。

層序関係 古琵琶湖層群を不整合に覆い、一部では鮎河層群唐土川礫岩層及び古生層を直接不整合で覆う。古琵琶湖層群との不整合面は「第3緑ヶ丘」の標高298m丘陵頂部、鎌掛南の林道などで数カ所観察できる。その1例を第65図に示すが、ほかの場所でも露頭レベルでの古琵琶湖層群との構造上の違いは認めにくい。

層厚 「第3緑ヶ丘」東端から栗東ゴルフ場北の林道で厚く、約15mに達する。一方、笹尾峠北側では薄く数m以下。

岩相 下部は礫層、上部は厚さ数mのシルト質赤褐色土。下部の層厚は薄い所で数mであるが、厚い場所では10m以上に達する。

礫の密集度は北谷層（後述）よりも明らかに低い。礫とマトリックスの量比も場所により変化する。例えば模式地、名神ゴルフ場北側の林道では密集した礫層（第66図）であるが、鎌掛池南では砂礫層となる。また、礫層中には、粘土・シルトなどレンズ状の細粒層の挟みが普通にみられる。マトリックスは、やや赤褐色の花崗質砂で、その色調は、灰黒・青灰・赤紫色を呈する鮎河層群唐土川礫岩層や褐色を呈する古琵琶湖層群鎌掛池礫層及び鎌掛層下部とは明らかに異なる。さらに、野洲川右岸の高位段丘層（後述）とは礫種組成、“くさり礫”の存在など両層の岩相から明瞭に区分できる。一方、礫は大礫以下のものがほとんどで、北谷層の基底にみられるような巨礫は全く見られない。淘汰は不良ながら

も、北谷層よりは良好である。礫種は多いものから、粘板岩、鮎河層群源の砂岩及び泥岩、チャート、花崗岩類であり、微量の“石英斑岩”が含まれる⁴⁸⁾。粘板岩は亜角礫、それ以外の礫は亜円礫が多い。また、チャート以外の礫は“くさり礫”となっている。特に粘板岩・鮎河層群・花崗岩類の礫は楽にハンマーで削ることができる。

対比 本層は、粘土—シルトのレンズ状の細粒層を挟むことから、氾濫原性の扇状地堆積物と思われる。このことは、北谷層に比べ礫の密集度が低く、礫径が小さい点からも暗示される⁴⁹⁾。また、礫種組成において、鮎河層群起源の礫が普通にみられる（2地点で計測した結果、11%及び31%であった）ことから、その供給源は鮎河層群分布地域（鈴鹿山脈側）にあったとみてよい。同時にこのことは、笹尾峠層堆積期に鈴鹿山脈が上昇隆起したことを示している。一方、山脈東側ではこの上昇期に対応する堆積物として北谷層（VII. 3. 2. 1で記載）及び北白木層などの扇状地堆積物がある。すなわち、これらの堆積物は鈴鹿山脈上昇期のものととらえるのが妥当であろう。したがって、本報告では、本層をこの観点から、北谷・北白木層などの見当山累層相当層と同時期の堆積物と解釈した⁵⁰⁾。

VII 3. 2 ^{すいざわ}水沢扇状地堆積物

本扇状地の地質は、松井（1943）が初めてふれたが、その後も伊勢湾西岸の第四系の一部として簡単にふれられるに過ぎなかった。しかし、山田・森（1970）及び山田・打田（1978）により、詳しい地形学的・地質学的研究が行なわれた。山田・森（1970）は、本扇状地堆積物を古期・中期・新时期扇状地堆積物に区分した。各堆積物を作る地形面を古期扇状地面・中期扇状地面・新时期扇状地面と呼び、各地形面を本扇状地周辺に分布する河岸段丘面の高位・中位・低位段丘面群に対比した。

本報告では、水沢扇状地堆積物を**最古期・古期・中期扇状地堆積物**に区分する。

VII. 3. 2. 1 最古期扇状地堆積物

地層名 赤嶺（1959）の北谷礫層⁵¹⁾に相当する。

模式地 水沢町北谷北方の台地（赤嶺，1959）であるが、本報告では水沢丘陵水沢病院裏の崖とする（第VIII図版）。

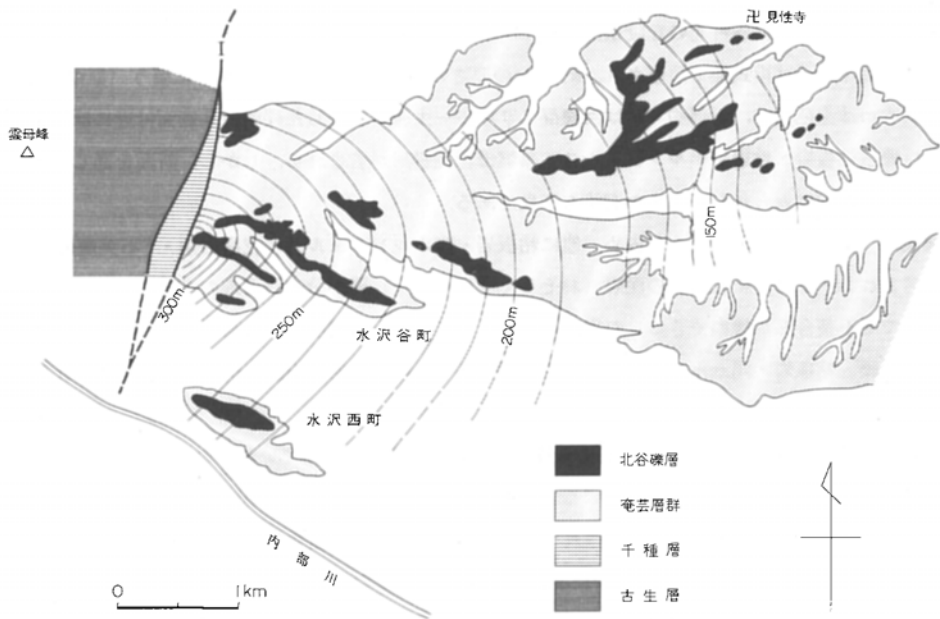
分布 背面分布高度は菰野—小岐須断層東方約120mにある丘陵頂部から、菰野町^{けんしやう}見性寺裏の丘陵頂部まで、標高330-100.9mの間、約230mの高度差を持つ。桜丘陵では、北谷面と古期扇状地面とは30-45m、矢合川河床面とは60-85mの高度差をそれぞれ有している。一方、水沢丘陵では中期扇状地面とは35-45m、^{うつべ}内部川河床面とは約60mの高度差をそれぞれ示す。分布形態は第67図に示されるように、背面高度分布図はほぼ現在の水沢扇状地の扇頂に一致し、そこから東側に扇端がひろがる扇状地の形態を示す。

48) 一部に古琵琶湖層群源とみられる粘土ボールが観察される。

49) この違いは、鈴鹿山脈が東高西低の傾動地塊であることに起因する可能性がある。

50) すでに、植村（1977, 1979a, b）は地形学的研究から湖東丘陵で最高位段丘層を設定し、これらの堆積物は鈴鹿山脈上昇期の堆積物であることを明らかにしている。地質学的資料からもそのことは支持され、琵琶湖側のみならず山脈東方（伊勢湾西岸）のいわゆる「見当山累層及びその相当層」もすべて鈴鹿山脈隆起に伴う堆積物である、という観点からとらえなおす必要がある。

51) これまで詳しく記載されていないので本報告で定義する。



第67図 水沢最古期扇状地堆積物（北谷礫層）の分布及び背面高度分布図



第68図 水沢最古期扇状地堆積物（北谷礫層）(Kd)と湯の山礫相（Ay）の不整合露頭（第Ⅷ図版2の一部）

層序関係⁵²⁾ 奄芸層群桜村累層を不整合に覆う。ただし、両者の構造的な違いは露頭レベルでは認め

52) 基盤の湯の山礫相と岩相が類似するため、これまで両層は混同されてきた。基本的には、北谷礫層は丘陵頂部に載るベニア礫層であるが、岩相上の違いを列挙すると次のような点がある。1) 湯の山相は礫層と細粒層の互層あるいは指交、一方、北谷層は密集した礫層。2) 礫の淘汰・円磨度は湯の山相が良好、一方、北谷層は“くさり礫”を持つ淘汰不良の礫層で粘板岩の亜角礫が目立つ。3) 両者の露頭は、湯の山相が褐色～灰白色、北谷層が赤褐色を示す。4) “石英斑岩”礫の含有率は北谷層では湯の山相の1/2程度に過ぎない。

にくい（第68図）。

層厚 模式地や水沢谷町北の丘陵頂部で約10m、分布先端ではそれより薄くなる。

岩相 層序断面は模式地で観察され、約10mの厚さの本層が湯の山相を不整合に覆う（第Ⅷ図版）。上部約1mは赤色土で、下部約9mは巨礫混じりの中一大礫が密集した礫層。基底面付近には径1m以上の巨礫（粘板岩・粘板岩ホルンフェルス・黒雲母花崗岩）が含まれる。しかし、断面を通じて礫の粗→細粒化の傾向はみられない。また淘汰も不良である。

礫種は、チャートが80%近くを占め、他に粘板岩・同ホルンフェルス・花崗岩類・“石英斑岩”が各数%含まれる。また中新統起源の泥岩（おそらく千種層由来）礫が分布最西端の330m丘陵頂部の南側（ここでも不整合面が観察できる）の露頭には含まれている。円磨度は火成岩礫は亜円―円礫、チャートは亜円礫、粘板岩・同ホルンフェルスは亜角礫が多く、西方の鈴鹿山脈を構成する古生界・花崗岩類の分布位置と対応している。

花崗岩礫は“くさり礫”となり、風化分解して石英・長石粒となっているものも多い。“石英斑岩”礫及び粘板岩・同ホルンフェルス礫も“くさり礫”となり、後者では表面が赤色風化を受けているものがある。さらに、チャート礫は漂白化されている。マトリックスは古生層起源とみられる灰黒色の砂。

本層は、開析が著しく進んでおり、丘陵頂部に礫が散在しているだけの所（金谷川南の丘陵など）や、丘陵斜面及び脚部に本堆積物が匍行している所（矢合川南の丘陵や、見性寺南の丘陵）が数多くみられ、本層の元々の分布は第67図に示すより広く、桜丘陵全域を覆って堆積していたことがうかがえる。

対比 本層は木村・竹原（1969）の「見当山累層及びその相当層」に該当し、そのうちのベニア型の扇状地堆積物に相当する。同時に、第67図に示されるように、本層を堆積した扇状地は宮妻峡付近に扇頂を持つ。すなわち、現在の水沢扇状地に一致しており、さらに東方に扇端がひろがる点でも一致する。いわば、水沢扇状地の古期扇状地堆積物を供給した扇状地に先行する形で形成されたことを示す。以上の点から本報告では、北谷礫層を水沢扇状地系の堆積物と判断し、これを**最古期扇状地堆積物**と呼ぶ。なお、本堆積物は以上の記載及び前項の笹尾峠礫層の対比の項で述べた観点から、鈴鹿山脈上昇期に伴う扇状地堆積物と判断される。

VII. 3. 2. 2 古期扇状地堆積物

水沢扇状地の左翼を構成する。山田・森（1970）により命名。記載されたが、松井（1943）の**青木川礫層**に相当する。「四日市」図幅に連続するが、本図幅地域内では内部川左岸地域の足見川・鎌谷川流域に分布し、古期扇状地面を形成する。本図幅地域内では190-130mの高度を持ち、南側の中期扇状地面との高度差は北西側で大、南東側で小となり、水沢谷町で5m、水沢東町では2-3mである。

古期扇状地面は、ごく緩やかなうねりを持ち、表面は赤色土が発達する。しかし、その上に黒色土が載る場所もある。

層厚は、扇端で約10-15mに達する。赤色土の下位は淘汰不良の亜角―亜円礫が密集した礫層である。礫は径10-20cmのものが多い。しかし、時には径30cmに達するものもある。礫種は、チャート・粘板岩・同ホルンフェルス・古生層砂岩及び少量の“石英斑岩”・花崗岩類が混じり、所により中新

統泥岩が含まれる。火成岩礫は“くさり礫”であり、粘板岩・同ホルンフェルス礫も一部“くさり礫”である。マトリックスはやや赤褐色味を帯びる花崗質粗粒砂。礫はルーズに固結されている。

Ⅶ. 3. 2. 3 中期扇状地堆積物

水沢扇状地の右翼を構成する。山田・森（1970）命名・記載であるが、荒木（1953）の**石薬師礫層**に相当する。「四日市」図幅地域に連続するが、本図幅地域では内部川左岸の水沢町一水沢東町及び内部川—御幣川間に広がり、平坦な中期扇状地を形成する。

本面は、内部川溪口付近から南々東に高度を下げ鈴鹿川に望む。本図幅地域では260-50mの高度を持ち、沖積面との高度差は小社町付近で15-18m、伊船—長明寺町付近では6-10mである。

堆積物は下位より礫層→黄褐色土→黒色土の順に堆積する。古期扇状地堆積物に比べて礫が全般的に新鮮なこと、マトリックスが黄褐色であること、よりルーズに固結されていることが特徴。礫種組成・マトリックスは内部川と御幣川左岸とは違いがあるが、一部に“半くさり礫”が含まれる点が共通する。

最下部の礫層は、内部川では粘板岩・同ホルンフェルス・チャートの径5-10cmの亜角一角礫から構成され、淘汰は不良。粘板岩・同ホルンフェルスの一部に“半くさり礫”が含まれる。マトリックスは、やや褐色味を帯びた砂・泥混じりのシルトで、礫のしまりは御幣川左岸に比べて良好である。一方、御幣川左岸では、チャート・粘板岩・同ホルンフェルスのほか、花崗岩類の礫が混じり、まれに“石英斑岩”の礫が含まれる。淘汰作用・円磨度は下流ほど良好である。古生層礫は新鮮であるが、花崗岩の一部に“半くさり礫”が含まれる。本堆積物は、礫層中にシルト—泥のレンズを挟んでおり、氾濫原的性格の一部を示している（山田・森，1970）。

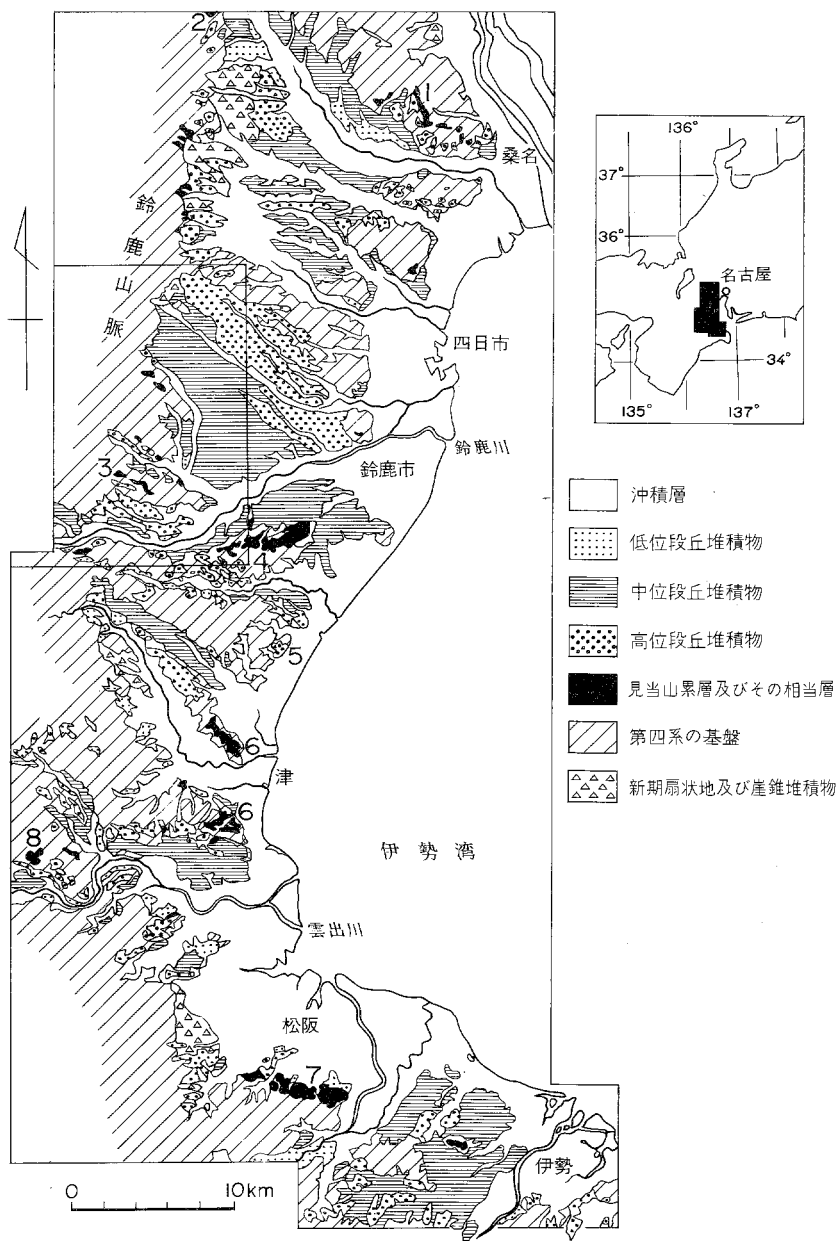
Ⅶ. 3. 3 段丘堆積物及び新期・中期・古期扇状地堆積物

本図幅地域の段丘・扇状地群の分布は、大きくみて、鈴鹿山脈東方地域（伊勢湾水系）と同山脈西方地域（琵琶湖水系及び柘植川水系）に分かれ、それぞれ水系を別にするものが分布する。東方地域では、KIMURA（1971-1972）などにより段丘区分が行なわれており、一方、西方地域ではTAKAYA（1963）、植村（1979a）により段丘群の研究が行なわれている。本項の段丘区分は、これらの諸研究にほぼ一致し、各水系内の地形面名称（“高位”・“中位”・“低位”）もほぼ一致する。ただし、海面変動の影響を直接受ける伊勢湾水系に発達する段丘群と、間接的にしか影響を受けない琵琶湖・柘植川水系の段丘群との間の相互の対比は厳密なものではない。すなわち各水系で区分命名された“高位”・“中位”・“低位”段丘は必ずしも全地域を通じて同時期に形成されたものとはいえない。

Ⅶ. 3. 3. 1 鈴鹿山脈東方地域

基本的に高位・中位・低位段丘群に区分される（第69図）（竹原・木村，1962；木村・竹原，1965；名古屋グループ，1969；KIMURA，1971-1972など）。

桜丘陵 金谷川に低位段丘がみられる。沖積面との高度差は3-5m。堆積物は巨礫混じりの密集した礫層。礫は亜角一角礫で、奄芸・北谷層から再堆積したと思われる“石英斑岩”が少数含まれる。礫



第69図 伊勢湾西岸の段丘区分図 (木村・竹原, 1968より) 枠内は本図幅地域

1. 蓮花寺累層 2. 東禅寺層 3. 北白木礫層 4. 大谷池礫層 5. 本城松層 6. 見当山累層
7. 松阪累層 8. 大三礫層

はルーズに固結されている。層厚は約5m.

瀬戸川及び金谷川源流には扇状地面が発達する。地形面は新期・中期面に区分される本図幅地域には、そのうち中期のものが分布する。高度は340-150mにまたがり、その表面には黒色土が発達する。

下部は密集した礫層であり、湯の山駅西方（奄芸層群湯の山相の模式地）では、花崗岩を混じえた巨礫が湯の山相を不整合に覆う。しかし、その南方の茶屋の上では粘板岩・同ホルンフェルスと少数のチャートよりなる。マトリックスは古生層起源の砂混じりの泥で、やや褐色味を帯びる。層厚は10m以下。

本中期扇状地面は、水沢扇状地の中期扇状地面に対比されよう。

鈴峰—鈴鹿丘陵地域 高位・中位・低位段丘群が発達する。高位・中位段丘はさらに上位・下位に区分されている（木村・竹原，1965）。本地域では、高位段丘の発達が良く、中位・低位の順にこれに次ぐ。なお、鈴峰丘陵頂部の段丘面及び平尾丘陵辺法寺不動院背後の段丘面は、共に現河床との高度差から判断すると亀山丘陵の北白木面に対比される。しかし、堆積物は北白木層よりも新鮮であり、礫種組成も異なるので、本報告では一応高位段丘とした。

高位段丘の主要な分布地域、高位面の高度及び中位面との高度差は次の通りである。

分 布	高 度	高度差
1) 池山—辺法寺町（安楽川左岸）	70-160m	10-30m
2) 小川町—辺法寺町南部（安楽川右岸—前田川）	90-155m	10-25m
3) 住山町—亀田町	60-100m	10-15m
4) 朝明山—布気町及び亀山市街	100-115m, 55-80m	15m及び15m
5) 木下町—和賀	70-100m	5-20m

高位段丘堆積物は、下位より礫層→細粒層（砂礫—シルトと場所により変化）→赤色土の順であるが、中部の細粒層は欠如している所がある。層厚は朝明山で厚いが、そこでも10mは超えない。礫は、チャート・粘板岩・同ホルンフェルス・花崗岩質岩（花崗岩及びそれより塩基性の深成岩類）が主体で、まれに再堆積性の“石英斑岩”を含む。円磨度及び淘汰は下流ほど良好である。礫径は、上流で大、下流で小となり、例えば朝明山では径15cm平均であるが分布先端の和田町では径5cm平均となる。花崗岩質岩は“くさり礫”である。礫は細礫混じりの花崗質中—細粒砂マトリックスにより、ルーズに固結されている。

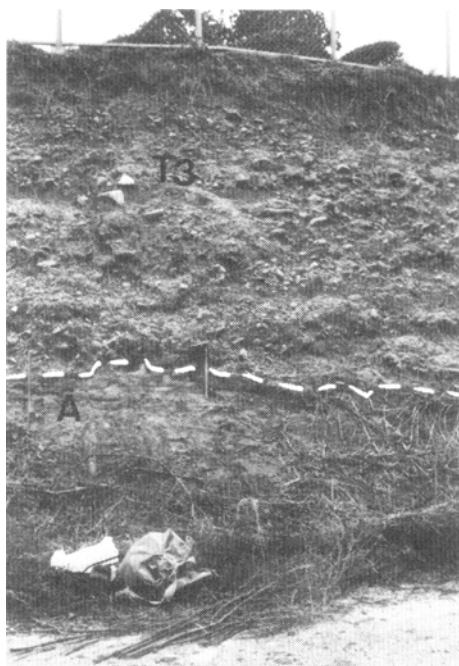
中位段丘の主要分布地域、中位面の高度及び低位面との高度差は次の通りである。

分 布	高 度	高度差
1) 庄内町（上野—北条）	65-210m	10m
2) 亀淵川	70-100m	/
3) 椋 川	40-180m	7-12m
4) 鈴鹿川左岸（井尻—関）	45-105m	10-20m
5) 鈴鹿川右岸（木下町—国府町）	45-80m	5-10m

このうち、1)の庄内町のは地形から扇状地性と判断され、水沢扇状地の中期扇状地面に対比されよう。また、5)の鈴鹿川右岸のものは、「四日市」図幅地域の国府町—鈴鹿市街に広がる海成堆積物を含む中位段丘に連続する。中位段丘堆積物は、下位より礫層（下部：中礫大→上部：細礫大）→砂礫—礫層（約1cm径。配列の規則性あり。淘汰良好。シルト—炭質層レンズを挟む）→表層（下部：砂礫、上部：黒色土）の順に堆積するが、中部は欠如している所もある。礫は、チャート・粘板岩・同ホルンフェルス・花崗岩質岩より構成される。花崗岩質岩の一部に“半くさり礫”がみられるが、他は新鮮で

ある。花崗質中一粗粒砂マトリックスにより礫はルーズに固結されている。層厚は、^{表層}会下で厚く6m以上に達している。

低位段丘は、中位段丘に付随して断片的に分布する。そのうち、安楽川及び鈴鹿川にやや連続して発達する。安楽川では30-170mと低位面の高度は変化し、沖積面との高度差は数m-10mである。一方、鈴鹿川では井田町の35mから坂下の210mまで、分布高度は変化している。沖積面との高度差は3-15mである。本堆積物を観察できる露頭は極めて少ない。しかし、木下町北の新道では厚さ3mの礫層が奄芸層群を不整合に覆うのが観察できる(第70図)。ここでは、礫はチャート・粘板岩・同ホルンフェルス・花崗岩質岩(鈴鹿花崗岩及び加太花崗閃緑岩類)の円礫から構成される。平均径10-15cmであるが、最大径70cmに達するものが含まれる。礫は、細礫混じりの花崗質中一粗粒砂マトリックスにより、指でかき出せる程度にルーズに固結されている。礫はすべて新鮮である。



第70図 低位段丘堆積物(T₃)の露頭
(亀山市木下町) A:奄芸層群

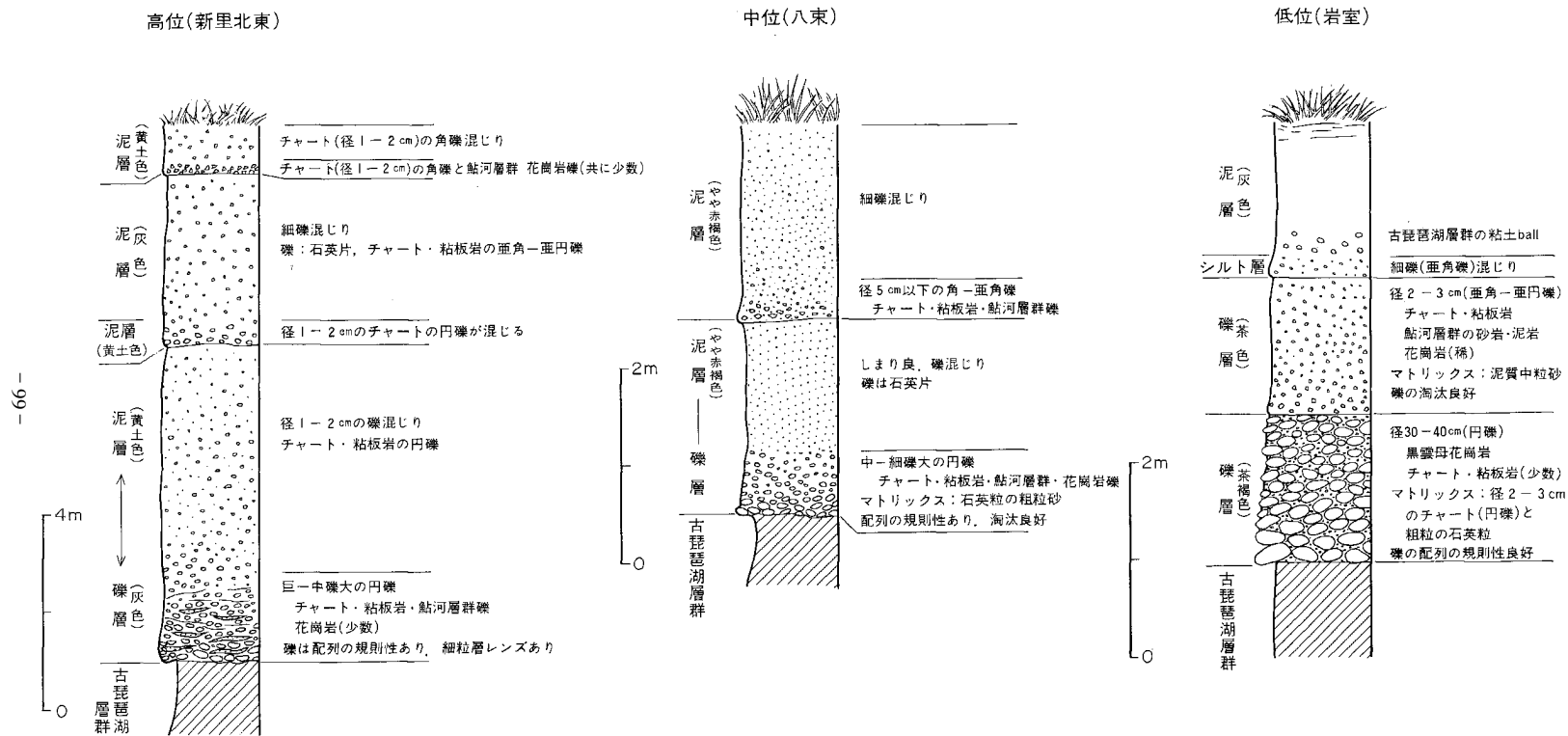
このほか、南隣の「津西部」図幅地域からの延長である中の川流域には低位段丘が発達する。本図幅地域では、低位段丘は上位・下位に分けられる。下位低位段丘面は60-80m、上位低位段丘面は65-90mの高度を示し、両者の高度差は10-15mである。堆積物は礫種組成をのぞき、木下町のものと同様の岩相を示す。

加太盆地 少なくとも、4段以上の段丘面がある。本報告では、それらを中位・低位段丘に2分したが、中位段丘は伊勢湾側の低位段丘に、低位段丘の一部は沖積段丘に相当する可能性がある。中位段丘は中在家周辺に分布し、高度180-190m、低位面との高度差10mの値を示す。低位段丘には少なくとも3段の平坦面が発達する。加太川ぞいに広く分布し、100-250mの高度及び5-15mの現河床面との高度差をそれぞれ示す。段丘堆積物は、領家花崗岩類・古生層及び鈴鹿層群に由来する礫からなり、中一粗粒の花崗質マトリックスによりルーズに固結されている。

Ⅶ. 3. 3. 2 鈴鹿山脈西方地域

琵琶湖水系の段丘については、その地質学的側面を考慮して研究を行なったものには、TAKAYA (1963)、植村(1979a)の2つがある。本報告では後者の段丘区分に従って、高位・中位・低位に3分して記述する。

日野川水系 大正池北方の青葉台地と、その東方の音羽城跡に高位面がある。前者では260-270m、後者では280mの高度を持ち、低位面との高度差は約40mである。堆積物は、厚さ約2.5m、下部1.5m



第71図 頓宮地域の段丘堆積物柱状図

は礫層，上部1mは赤色土である。礫層は細一中礫のチャート・粘板岩・同ホルンフェルス・砂岩の円礫からなり，褐色中一粗粒砂のマトリックスによりルーズに固結されている。

中位面は鎌掛正方寺周辺にのみ見られ，高度230m前後と約10mの低位面との高度差を持つ。露頭が発見されないで，堆積物は明らかでない。

低位面は，平子一蔵王及び鎌掛のふたつに分かれて分布する。前者では260-380mの高度を示し，沖積面との高度差は5-15m，後者では190-220mの高度，数m-5mの高度差を示している。厚さは数m以下で，主として中一大礫の古生層起源の新鮮な円礫がルーズにつまっている。

野洲川水系 頓宮から八束の野洲川右岸に高位・中位・低位段丘が模式的に発達する。

高位段丘は，東瀬音・北土山・頓宮北から新城にかけて（大部分「水口」図幅地域に分布する）平坦面を保存する。高度は230-300mにわたるが，本図幅地域内では280-300mである。中位面との高度差は15-45m（頓宮一八束間）。当地域の高位段丘はTAKAYA（1963）の高位旧期段丘に相当する。なお，鈴鹿峠北にみられる隆起扇状地は，赤色土が発達し，“くさり礫”が含まれるので古期扇状地とした。

中位段丘は，頓宮北一八束間をのぞくと，野洲川本流及び各支流に断片的に分布する（地質図では一部省略した）。高度は，頓宮一八束間で230-260mである。低位面との高度差は東で大，西で小で，頓宮北では約30mであるが，八束付近で低位段丘面と交差する。

低位段丘は野洲川本流及びその各支流に連続的に発達する。所により，数段の面がみられる。本図幅地域では，大河原の350mが最高度に位置する。各河川の低位面の高度は，野洲川本流で220-350m，田村川で240-340m，大原川で240-260m，油日川で240-270mである（以上，いずれも本図幅地域内）。現河床面との高度差は5-20mにまたがる。平坦面には黒色土が発達する。本地域の低位段丘に対比されている各地の段丘堆積物からは，30,000-33,200年前という¹⁴C年代（市原・高谷，1965）や寒冷気候を示す植物遺体（市原・高谷，1965；古琵琶湖団研グループ，1977）が報告されている。なお，各段丘堆積物が模式的に観察できる地点の柱状図を第71図に示す。他地域では，各堆積物の一部が欠如している場合が多い。

油日岳西麓には，扇状地が発達する。平畑のものは高度250-300m，余野のものは高度250-290m，柘植駅北方のものは260-310mの高度をそれぞれ示している。近接の段丘面と各扇状面との関係及び各段丘・扇状地堆積物との比較から，平畑・柘植駅北方のものは中期扇状地に，与野のものは新期扇状地に対比した。

柘植川水系 中位面と低位面が発達する。中位面は柘植川左岸に分布する。230-250mの高度を持ち，低位面との高度差約10mを示す。低位面は柘植川ぞいに広く平坦面を残している。230-280mの高度，約5mの現河床面との高度差を示している。共に，礫・砂より構成される厚さ数mの堆積物である。一ツ家には，新期扇状地がある。

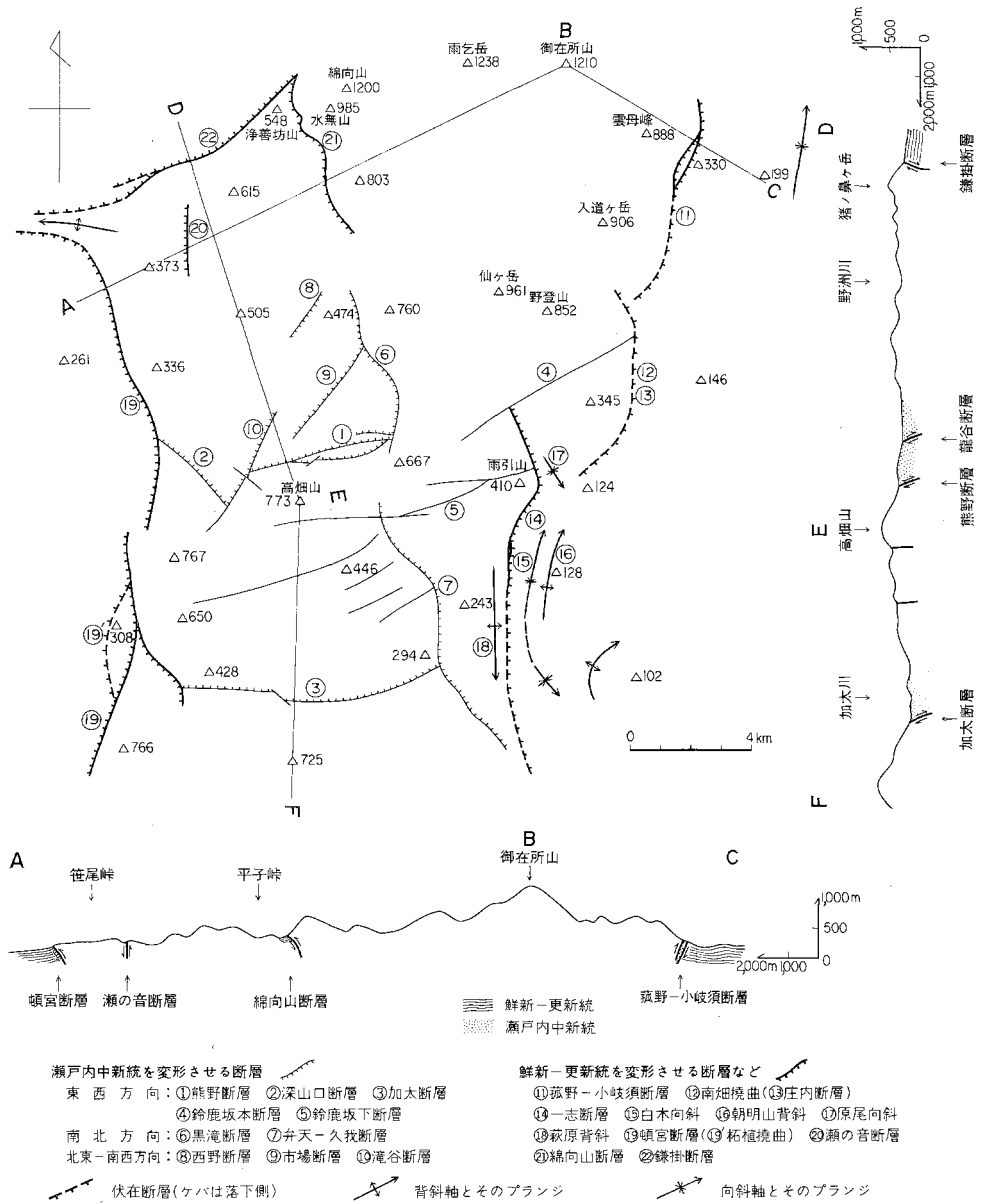
Ⅶ. 3. 4 崖錐・沖積扇状地堆積物及び沖積層

崖錐・沖積扇状地堆積物 伊勢湾側では，雲母峰一野登山東麓に崖錐が発達する。堆積物は，いずれも淘汰不良の中一大礫の角礫が密集したもので，奄芸層群・水沢扇状地堆積物などを不整合に覆っている。礫・マトリックスの性質は，背後の基盤岩の分布に対応する。宮妻町北方一小岐須町では古生層源

の、源明寺川上流では花崗岩源の礫・マトリックスから構成される。

琵琶湖側では、綿向山断層及び頓宮断層ぞいに崖錐が発達する。綿向山断層の走る熊野北西では、崖錐及び沖積扇状地堆積物が分布し、古琵琶湖層群や古生層を不整合に覆っている。堆積物は、主として花崗岩・粘板岩・石灰岩などの大巨礫の角礫から構成される。一方、頓宮断層の走る油日岳西麓では、古生層・花崗岩起源の中一巨礫の角礫からなり、古琵琶湖層群・扇状地堆積物を不整合に覆っている。

沖積層 本図幅地域内では現河床沿いに狭く発達するのみである。堆積物は礫・砂・泥からなり、厚さは数mと薄い。



第72図 新生界地質構造図

Ⅶ. 4 新生界の地質構造

本図幅地域にみられる断層及び褶曲・撓曲構造を、先中新世基盤、瀬戸内中新統、鮮新—更新統との関係から分類すると次のように分けられる（第72図）。

a) 瀬戸内中新統と基盤を画すもの（瀬戸内中新統を切るが、鮮新—更新統との関係は不明）。b) 鮮新—更新統を切る断層及び鮮新—更新統を変形させて形成された褶曲・撓曲構造。このうち、a)はその方向性から、1) 東西方向、2) 南北方向、3) 北東—南西方向、に細分される。b)は南北方向が大部分である。

上記のように分類された諸構造の活動（形成）時期は、b)がa)よりも新期のものである。すなわち、b)の諸構造は HUZITA（1962）の鈴鹿方向の構造を形作るものである。そのうち、鈴鹿山脈東麓のものは森・山田（1976）の一志断層系⁵³⁾に属している。これらの活動は六甲変動（IKEBE & HUZITA, 1966）の時期にあり、その活動期は前期更新世以後と考えられている（藤田, 1968）。

次に、a)の構造では、東西方向のものが最初に活動を開始したと思われる。加太盆地では東西性構造は、前期中新世まで、すなわち鈴鹿層群を堆積した当時の加太盆地を形成したとみられる。また、東西性構造は、瀬戸内中新統を切り、b)の南北性断層に切られているから、その活動は瀬戸内中新統堆積後も継続し、さきの六甲変動期より以前のある時期に停止したと考えられる。もっとも、鈴鹿坂下・鈴鹿坂本断層などはa)に属する断層と考えられるが、これらは基盤の古傷として利用され、六甲変動期に再活動したものであろう。一方、a)の南北方向、北東—南西方向の構造についての活動期は明らかでない。特に、南北方向の黒滝断層、弁天—久我断層が、はたして六甲変動期に活動したのか、あるいは若干のズレを持つものか、今後慎重に検討する必要がある。

Ⅶ. 4. 1 瀬戸内中新統を変形させる断層

Ⅶ. 4. 1. 1 東西方向

熊野断層⁵⁴⁾（池辺, 1934b） 笹路川西方から滝谷まで約5kmにわたる。西端は滝谷断層により、東端は黒滝断層によりそれぞれ切られている。本断層は、中央部で南北2本に分岐（南側が池辺, 1934bの熊野断層、北側が笹路第1断層）しており、両断層の間に鮎河層群唐土川層が露出する。また、礫岩層と花崗岩との不整合面は西から東に低下しており、熊野神社西方では、礫がベニア状に花崗岩に載っている。本断層は、鈴鹿花崗岩と鮎河層群を画し、断層面は笹路川河床で70°北落ち、滝谷西方でN70°E, 60°N（石田ほか, 1979）を示す。

深山口断層⁵⁴⁾（池辺, 1934b） 鮎河層群南西縁を画し、那須ヶ原山から深山口まで約3km追跡できる。東端を滝谷断層で、西端を頓宮断層でそれぞれ切られている。断層面は大原池で観察され、そこでは50°北落ちの傾斜を示す。

加太断層（鈴木ほか, 1948c） 名阪国道加太トンネルから東方へ、越川まで約8km追跡できる。越川—久我間では、基盤岩中に破碎帯がみられる。西端は一ツ家断層（鈴木ほか, 1948c）で切られるが、

53) 本報告では、一志断層系を“鈴鹿山脈東縁を画す南北性断層”という広義の意味で使用し、一志断層は滝木(1935)が記載した。一志郡（「津西部」図幅地域内）から本図幅地域の雨引山東縁まで連続する断層という狭義の意味で使用する。

54) 笹路第1・第2断層(吉田, 1978)は熊野断層(池辺, 1934b)と同性格なので、一括して本項で記述する。

東端の弁天一久我断層との関係は明らかでない。本断層は、鈴鹿層群の南縁と傾家花崗岩を画すが、断層面（神武一南在家間の新道敷設中に断層面が露出した）は東西方向で60°北落ちを示している。ここでの断層面の破碎帯は固結しているので、古い時期に活動が停止したと考えられる。

鈴鹿坂本断層（活断層研究会，1980） 北東—南西約5km連続する。岩坪川付近の鈴鹿花崗岩中から、坂本を通り、野登山花崗閃緑岩中を走るが、その東方では崖錐堆積物に覆われているため不明になる。坂本北東では、高度344m峠北側の農道沿いに、西行谷礫層（中新統礫岩層の可能性もある：脚注27）を参照）と、破碎され粘土化した野登山花崗閃緑岩が、ほぼ垂直な断層面で接する露頭がみられる。

鈴鹿坂下断層（活断層研究会，1980） 那須ヶ原山北東から雨引山西方まで約7.5km連続する。坂下以西では、鈴鹿花崗岩と加太花崗閃緑岩を画すが、坂下以東では後者の中を走る。

VII. 4. 1. 2 南北方向

黒滝断層（池辺，1934b） 鮎河層群東縁と鈴鹿山脈本体を画し、鮎河—黒滝—山女原東方にかけて、S字形に屈曲しながら約5.5km連続する。北端は鮎河で消滅、南端での熊野断層との関係はすでに述べた。断層面は、鮎河東野の鮎川河床で70°西傾斜、同じく山女原東方で石田ほか（1979）によれば70°西傾斜である。

弁天一久我断層（鈴木ほか，1948b） 関地域の鈴鹿層群西縁と、その基盤岩とを画し、坂下一久我一忍田北方まで逆S字形に屈曲しながら約8km連続する。北端は坂下で、南端も忍田北方で消滅する。本断層は、北西—南東方向の断層と南北方向の断層が組み合わさって形成されたとし、各方向の断層の延長方向に位置する鈴鹿層群や基盤岩の中には、多くの小断層及び破碎帯がある。

VII. 4. 1. 3 北東—南西方向

西野断層（吉田，1978） 鮎河南西方向に約2kmにわたり連続する南東側が落込んだ断層。北端は鮎河で消滅、一方、南端もその延長方向に位置する鮎河層群千谷層に変形がみられないことから、その北で消滅するのであろう。

市場断層（吉田，1978） 黒滝—市場—山中北方まで約4kmにわたって鮎河層群中を走り、同層群の構造に大きな影響を与える。その明確な断層面は観察できないが、鮎河層群の分布状況から判断すると、本断層を境として北側が落込み、かつ、その落差は北東部で大、南西部で小となって国道1号線付近で消滅することがわかる。

滝谷断層（池辺，1934b） 南部では鮎河層群とその基盤岩を画し、北部では鮎河層群中を走って猪ノ鼻まで約4km連続する。深山口断層を切り、同様に熊野断層を切る。断層面は南部では垂直に近いが、北部では西傾斜となり、猪ノ鼻では50°西傾斜で唐土川層と花崗岩を境する。本断層は、西側が落込んだものであるが、その落差は南西部で大、北東部で小になっており、市場断層とは逆になっている。

VII. 4. 2 鮮新—更新統を变形させる断層及び褶曲・拗曲構造

菰野—小岐須断層（太田・寒川，1980） 湯の山駅西方から小岐須町西方まで約7km追跡できる。湯の山—宮妻町間では東西2本に分岐し、両断層間に中新統千種層が挟み込まれている。いずれも、その

断層面が西傾斜を示す逆断層である（湯の山一宮妻町間の本断層については秦（1967）に詳しく記載されている）。桜丘陵以南では、水沢丘陵西端の奄芸層群が北東へ10°傾斜、その南方の西岸寺の奄芸層群が12°北東傾斜（VII. 2. 1. 5の鈴鹿市山本町西岸寺東の小露頭の項を参照）であり、これらは本断層の影響とみなせるので、これらの西方を本断層が走る。本断層とその南の庄内断層（後述）は雁行する。すなわち、小岐須町南の御幣川河床に露出する奄芸層群の地質構造（VII. 2. 1. 5の小岐須町南東の項を参照）から、本断層は小岐須町北で南西方向に屈曲し、基盤に入り込み消滅することがわかる。

南畑撓曲（新称） 南畑西方から安楽川右岸の河内まで、約5km連続し、伊勢湾へ向って湾曲している。本撓曲の横断面は次のようなものである。すなわち、基盤付近の西行谷層は緩く東に傾斜する。しかし、それから平野寄りに数100m行くと、急激に地層が傾くようになり（逆転している所もある）、そのまま幅300-500mにわたって急傾斜部が連続する。この急傾斜部は帯状に延びており、その方向は、平尾丘陵の鈴鹿市地域では地層の走向と一致しているが、亀山市地域では走向方向と斜交するようになる。本撓曲を形成する庄内断層（赤嶺ほか、1951）は地質図では1本で示したが、数本の断層からなる伏在断層であることが奄芸層群の構造から推定される（第54図）。

一志断層（滝本、1935） 滝本（1935）が「津西部」図幅地域内で記載した、一志断層の本図幅地域内への延長。本図幅地域内では、関町会下以南では伏在断層であり（萩原北では奄芸層群と鈴鹿層群を画すか？）、会下以北では鈴鹿層群と奄芸層群を画し、雨引山東縁では花崗岩と奄芸層群を境して北西に延び、花崗岩中に入り込んで消滅する。白木一色の北北西では、東西2本に分岐し、幅50mにわたって鈴鹿層群観音山層を挟み込んでいる。断層面は、河内西方の谷で観察され、60°西傾斜で花崗岩が西行谷層に衝上する逆断層面を示す。

白木向斜（赤嶺ほか、1951） 向斜軸は鈴鹿川以北では、一志断層とほぼ平行して南北に走り、前田川河床付近で軸は沈下する。一方、鈴鹿川以南は「津西部」及び「津東部」図幅地域の志登茂向斜（ARAKI, 1960）の延長で、ほぼ中の川にそって北西-南東方向に走り、向斜軸は南東方向に向って緩やかに沈下する。

朝明山背斜（赤嶺ほか、1951） 鈴鹿川を境にして、背斜軸の方向に違いがある。鈴鹿川以北では、一志断層及び白木向斜とほぼ平行して南北に走り、背斜軸は前田川河床付近で沈下する。鈴鹿川以南はARAKI（1960）の高野尾背斜の延長で、背斜軸の方向は「津西部」図幅地域では北西-南東方向であるが、中の川あたりから南北方向から北東-南西方向に屈曲し、背斜軸は鈴鹿川に向って沈下している。このように、鈴鹿川付近で背斜軸の方向に乱れがみられることから、赤嶺（1959）も述べるように、鈴鹿川の線に沿う東西方向の伏在断層が推定されよう。

原尾向斜（赤嶺ほか、1951） 河内周辺に発達する。向斜軸は北北西-南南東方向で、軸は南に沈下する。東翼は南畑撓曲の延長の急傾斜帯（60-70°南傾斜）、西翼は一志断層によって形成された急傾斜帯（60-90°東傾斜）で形成されている。これに対し、軸部は10°内外の緩やかな傾斜を示す。したがって、東西両翼の急傾斜帯は連続せず、軸部で断たれる。

萩原背斜⁵⁵⁾ (鈴木ほか, 1948b) 一志断層の西側に、これと平行して鷲山から萩原谷入口まで約3.5 kmにわたり南北に走る。本背斜は鈴鹿層群中に形成されたものであるが、東翼はすべて南北走向で東に急傾斜しており、一志断層の活動により形成されたものであることを示している。背斜軸は萩原谷で南に沈下する。

頓宮断層 (池辺, 1934b) 鈴鹿一布引山地と伊賀一甲賀盆地を画し、北は日野町上駒月から南は伊賀上野市東方まで約30kmにわたって連続する。本図幅地域では、油日岳西麓で基盤岩と古琵琶湖層群を、それより北では鮎河層群と古琵琶湖層群をそれぞれ境する。

油日岳西麓では、東西2本に分岐しており、東側のものはさらに古生層と古琵琶湖層群を画すものと、古生層中に入り込んで加太盆地の鈴鹿層群西縁を画す一ツ家断層に連続するものに分かれる。一方、西側のものは伏在断層となり、古琵琶湖層群を撓曲(これを、**柘植撓曲**とよぶ)させている。伊賀塗料工場の崖で見事な露頭がみられる(湯舟火山灰層を挟む)。北端は「水口」図幅地域内にあり、上駒月付近から古琵琶湖層群下に伏在して急傾斜帯を形成し、その西方で消滅する(鎌掛団研グループ, 1972; 田村ほか, 1978)。

本断層の断層面そのものは本図幅地域内で認められない。しかし、鮎河・古琵琶湖層群をともに逆転させるので東傾斜の逆断層である。

瀬の音断層 (植村, 1977) 瀬の音から鎌掛峠南方まで南北方向に走る。瀬の音では断層付近の鮎河層群唐土川層の礫が破碎され、その北では古琵琶湖層群を变形させる(VII. 2. 2. 2の「鎌掛砂層」の「岩相」の項を参照)。しかし、その北方へは連続しないらしい。

綿向山断層 (活断層研究会, 1980) 第62図に示されるように綿向山西麓から熊野を通り大河原まで約5km追跡される。南部では古生層と花崗岩を画すが、北部では古生層と古琵琶湖層群を境する。その関係は水無山西側の山腹林道でよく観察される。ここでは、本断層が幅100mにわたり古琵琶湖層群を变形させている。断層面では、古生層が古琵琶湖層群の砂層に50°東落ちで衝上しており(第IX図版)、また同林道ぞいの古生層と古琵琶湖層群の分布からみて、本断層は西へ衝上する逆断層である。

鎌掛断層 (TAKAYA, 1963; 第IV図版) 八丁野から下駒月まで、ほぼ東西方向に約10km連続する。八丁野南では、古琵琶湖層群を切り、蔵王一鎌掛峠間は古生層と古琵琶湖層群を境し、鎌掛一駒月間は伏在断層となり、急傾斜帯を形成して下駒月で消滅する。本断層は、八丁野南で古琵琶湖層群を連続的に逆転させているので、北落ちの逆断層であろう。

その他の構造 奄芸層群の寺川火山灰層が挟まれる寺川南の丘陵では、奄芸層群がほとんど水平になっており、両側地域の本層との構造的差異からみて、庄内断層から派生した伏在断層が推定される。桜丘陵では中菰野付近で金溪川に直交する方向に軸を持つ緩やかな向斜構造がある(VII. 2. 14の「岩相」の項を参照)。また、頓宮断層と鎌掛断層に挟まれた部分に背斜構造がある。

55) VII. 1. 2「中部累層」の「構造」の項参照。

VIII. 応用地質

VIII. 1 マンガン

本図幅地域におけるマンガン鉱床は、主として野洲川上流域に分布する青土層のチャート中に賦存する層状マンガン鉱床で、炭酸マンガン・珪酸マンガン鉱を主とし、弥栄^{やえい}鉱山を始めとして3鉱山が知られている。しかし、現在いずれも稼行していない。ここでは代表的なものとして弥栄鉱山について述べる。

弥栄鉱山⁵⁶⁾ は滋賀県甲賀郡土山町大河原東方の猪足谷にある。鉱床は厚さ100-300mのチャート層又は珪質粘板岩を挟んで2層準にある。上位層準に属する鉱床は2鉱床、下位層準に属する鉱床は旭・巴など4鉱床ある。そのうち旭鉱床が最も大きく、走向延長200m以上、傾斜延長50m以上、平均幅15m、最大幅4mを示す大鉱床である。走向は一般に東-西で60-80°北に傾斜する。昭和43年頃までに5万t前後採掘している。旭鉱床の東部延長と考えられる巴鉱床は走向延長50m以上、傾斜延長2m、最大幅3-4mで、断層により旭鉱床と区別されており、走向は北北西-南南東で東へ75°傾斜する。

本鉱山の稼行歴は古く明らかでないが、昭和44年に閉山している（中央電気工業K. K.）。

VIII. 2 石灰石

本図幅地域における石灰石鉱床は小岐須溪谷及び野登山東南麓に分布しており、入道ヶ岳層上部に挟まれる石灰岩を対象に採掘されている。昭和54年現在この地区での採掘量は約8万t/年で、主に道路工事用、飼料中和剤などのタンカルとして出荷している。

石灰石は一般に灰白色で微晶質又は結晶質で、なかには糖状を呈するものもある。石灰石の平均分析値は、 SiO_2 : 0.24%、 CaO : 55%、 Al_2O_3 : 0.17%、 Fe_2O_3 : 0.12%、 MgO : 0.56%、 P_2O_5 : 0.014%である。

鈴峯鉱床

本鉱床は小岐須溪谷の南側に位置し、おおよそ北西-南東方向にのびるおよそ4鉱体がある。現在南端に位置する延長200m、幅160mほどの鉱体を対象に採掘されている（近藤石灰工業K. K.）。

庄内鉱床

本鉱床は野登山南東麓に位置し、野登山花崗閃緑岩中に取り残された入道ヶ岳層上部の石灰岩であり、3鉱体ある。現在東端部に位置する延長200m、幅100mほどの鉱体を採掘している（日東粉化K. K.）。

VIII. 3 長石

長石は鈴鹿花崗岩中のペグマタイト脈及びアプライト脈を対象に稼行されていた。

56) 本鉱山の記述は、主として山本ほか(1967)による。

鈴鹿鉱床

本鉱床は高畑山北方に位置し、南北方向に50m、東西方向に10mほどのペグマタイト脈を対象に昭和44年-昭和49年の間2,000t/年を採掘し、釉薬原料として東海方面へ出荷していたが、現在休止している。

滋賀甲賀鉱床

那須ヶ原山北方に位置し、径50mほどの塊状アブライト鉱体を採掘し、最盛期の昭和45年には数万t/年を産出していたが、その後昭和53年に閉山している。

VIII. 4 骨 材

本図幅地域内における骨材は滋賀県下の土山、日野の両地区と三重県下の伊賀地区で採掘されている。土山地区では土山層の砂岩・粘板岩・ホルンフェルス化した粘板岩、日野地区では田村川層の粘板岩をそれぞれ対象に、昭和54年現在両地区併わせておよそ90万t/年を採掘している。一方伊賀地区では柘植層の砂岩・ホルンフェルス化した粘板岩を対象に昭和54年現在およそ55万t/年を産出している。これらの骨材はコンクリート用、道路用に使用されている。

VIII. 5 珪 石

窯業用ボールミルの内張石と玉石の原料として、那須ヶ原山及び油日岳北方で鈴鹿花崗岩の上に取り残された土山層の珪化作用を受けたチャートが注目を浴びたことがある（安斉，1950）。

昭和24年に那須ヶ原山にある延長約70m、幅約40mの**大原鉱床**と油日北方にある延長約100m、幅約30m弱の**油日鉱床**を対象に玉石50t/月、張石若干を採掘する計画があった。

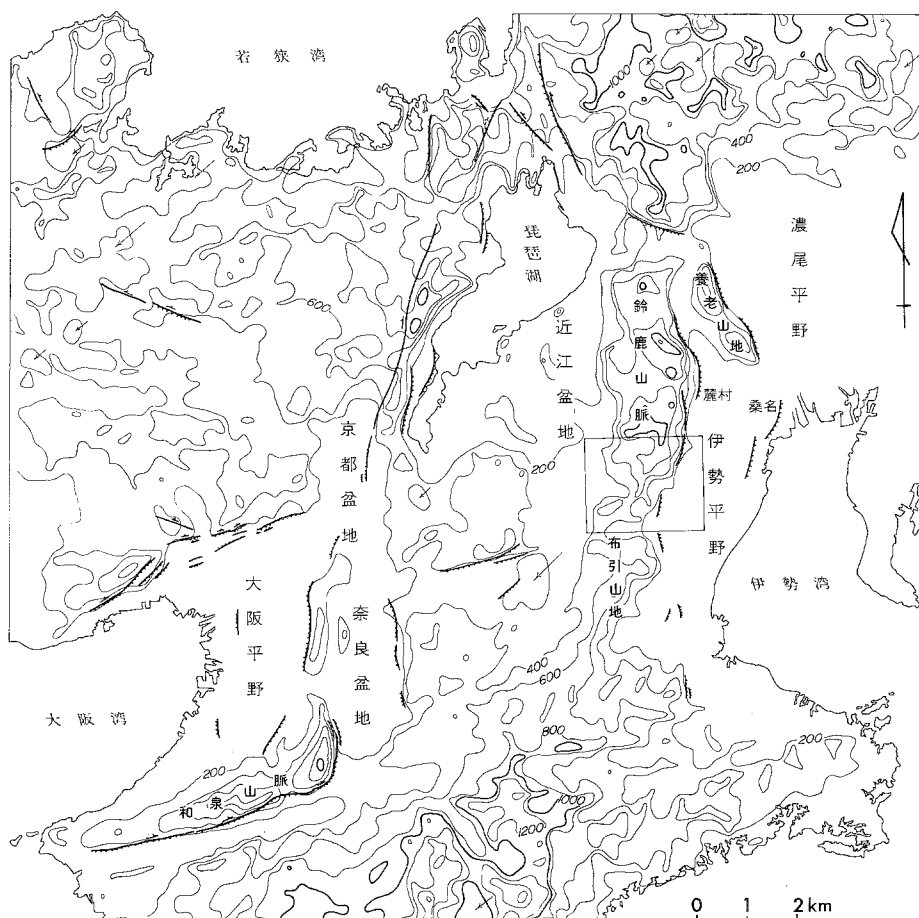
品質としては良好で粉碎して人造珪砂に十分使用しうるものである（共立窯業原料K. K.）。

IX. 活 断 層

本図幅地域がその南部を占めている鈴鹿山脈は、近畿三角帯東縁の中央部に位置し（第73図）、第四紀に著しい隆起を行っている。そして、山脈の東西両縁は活断層群で限られている（藤田，1968，1974；森・山田，1977；岡田，1979；活断層研究会，1980）。これらの活断層群の中で、鈴鹿山脈東縁沿いに分布し、山脈形成に最も関与しているのが一志断層系である。本章では、まず一志断層系の概要を述べ、次いで本図幅地域内の個々の活断層の記載を行う。

IX. 1 一志断層系

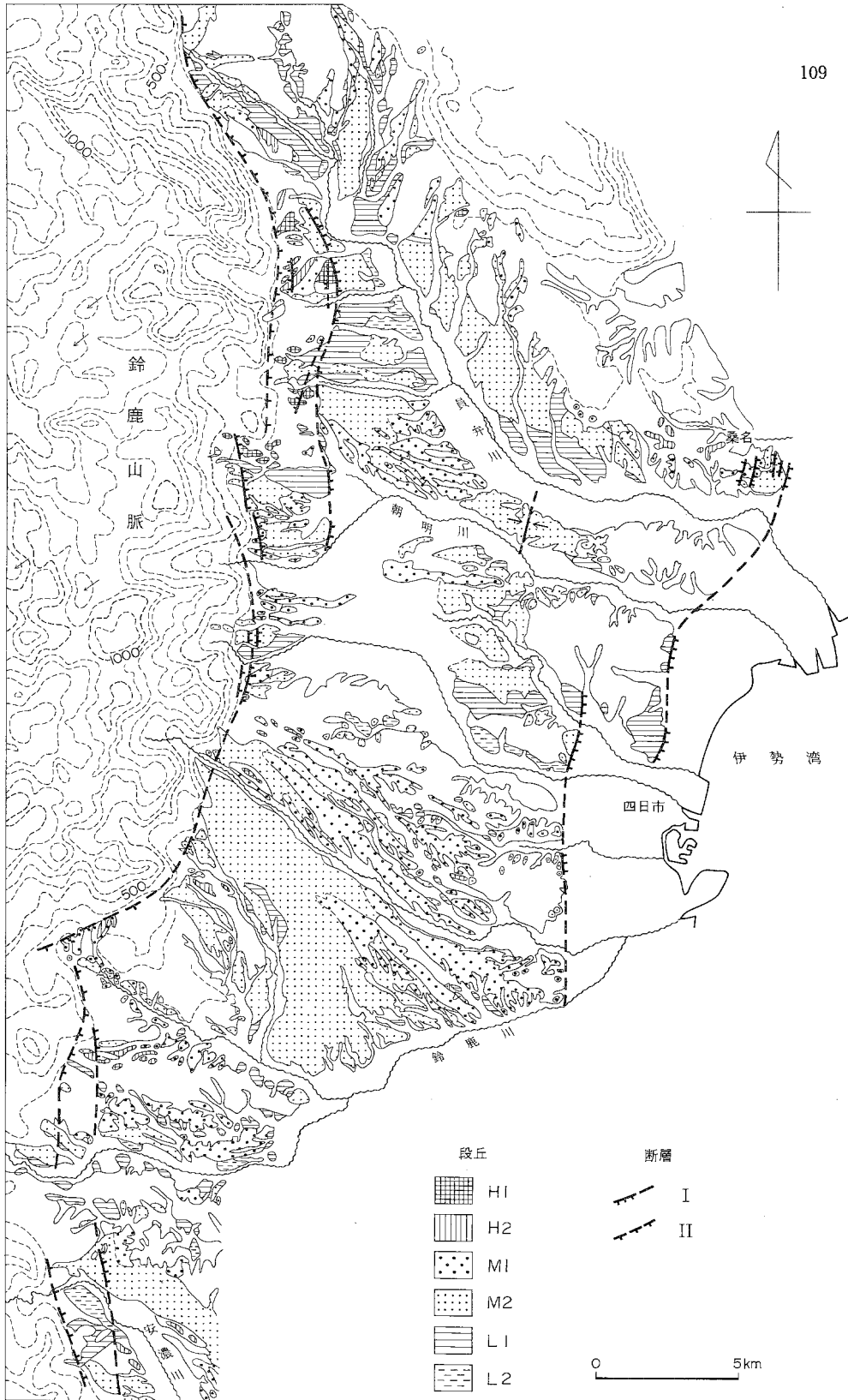
鮮新-更新統の奄芸層群を切る断層系については、多くの研究がなされており、一般に花崗岩類・古生界・中新統と奄芸層群とが西傾斜の逆断層で接している（滝本，1935；秦，1967など）ことが知られ



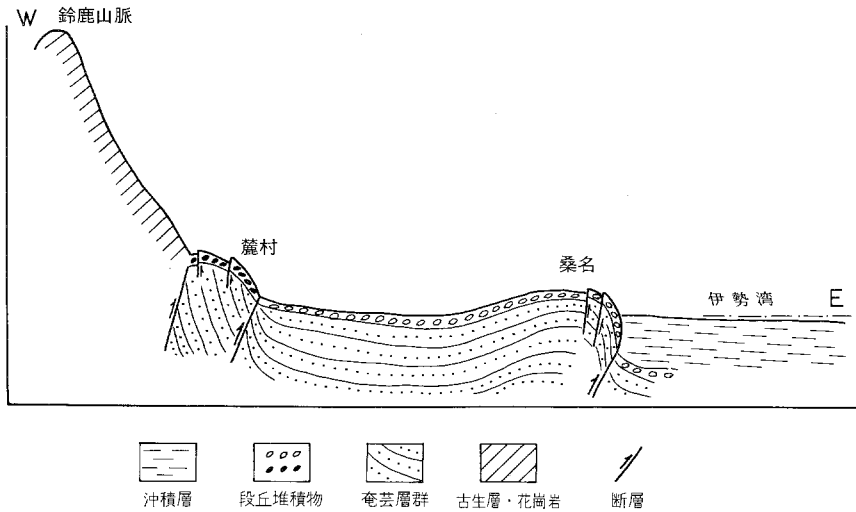
第73図 近畿地域の埋谷面図と主要活断層（枠内は本図幅地域）

ている。また、鈴鹿山脈の山麓線などに広く分布する新旧の扇状地面を変位・変形させる断層崖・撓曲崖が多く認められ、扇状地面の堆積物の変位の報告もあり、この断層系が第四紀後半にも活動的であることを示している（恒石，1970；木村，1971；森・山田，1977；岡田，1979；武久，1979；太田・寒川，1980；八木・寒川，1980）。

この断層系を構成する個々の断層の長さは20km以内で、北は岐阜県養老郡上石津村から南は三重県松阪市西方に至るまでの約90kmの区間において、平行又は雁行しながら断続的に認められる。各断層の位置について、(1) 山麓線沿いに走るもの、(2) 山麓線と平行して平野寄りの位置にあるもの、の2つの場合がある(第74図)。(1) の場合には山麓線・段丘面の変位及び断層露頭が一致した位置に認められ、多くの場合、基盤岩類と奄芸層群の分布の境界にもほぼ一致している。(2) の場合は、山麓線沿いに奄芸層群の変位・変形が存在しても段丘面はほとんど変位をうけておらず、対照的に、平野寄りの位置での段丘面の変位が顕著である。第75図に示したように、山麓から段丘面が変位している位置に至るまで奄芸層群が変形をうけており、第四紀の期間内に山麓線沿いから平野寄りへと断層活動の位置が移動したものと解釈できる。



第74図 鈴鹿山脈東麓地域の活構造と段丘面の分布 (太田・寒川, 1980)



第75図 鈴鹿山脈東麓地域（本図幅地域北方）の模式断面図（太田・寒川，原図）

各段丘面の変位量を比較すると，同一断層上で近接した位置にある場合は，一般に，古い段丘面ほど変位量が大きく，第四紀後期には断層運動は累積的に進行していると思われる．太田・寒川（1980）による各段丘面⁵⁷⁾の変位量より推定した断層運動速度は，松田（1975）による基準でB級の中でも低い値の活動度を示している．ほぼ全域にわたって変位の認められるM₂面の変位量は，背後山地との比高が最も大きい鈴鹿山脈東縁中部で大きな値を示しており，一志断層系の活動と鈴鹿山脈の形成の対応関係を示している．

IX. 2 本図幅地域の活断層

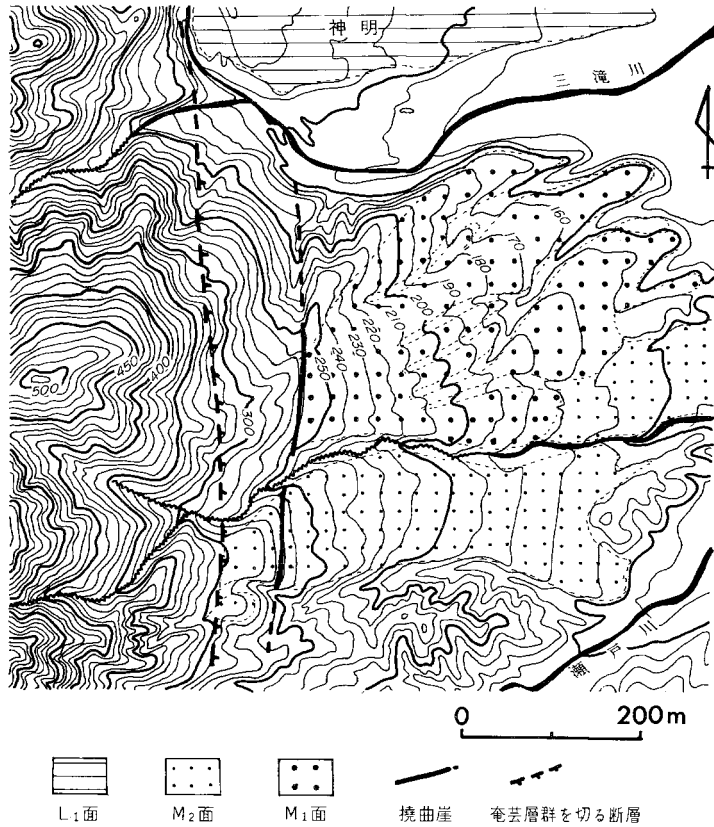
活断層認定の目安として，一般に，第四紀に活動した断層であることがあげられている（例えば，活断層研究会，1980）．しかし，一志断層系の例にあるように，互いに近接し，ほぼ平行して存在する2つの断層のうち，片方が第四紀の前期のみ，もう一方が後期のみに活動しているような場合には，第四紀の中でも断層活動の位置が移動したと見なしてよいであろう．この場合は，第四紀の中でもより後期に活動したものが，将来も活動しうる断層，すなわち本来の意味での活断層と言えよう．

本図幅地域には，前述のように，更新世中・後期の段丘面を変位・変形させている断層と，鮮新—更新統のみを変位・変形させている断層が認められるので，以下にはこの両者を区別して扱う．

第12表 段丘面对比表

太田・寒川（1980）		名古屋グループ（1969）など	
沖	積面	沖	積面
t ₂ 面	低位段丘面		
t ₁ 面			
M ₂ 面	中位段丘面		
M ₁ 面	高位段丘面		
H ₂ 面	最高位段丘面		
H ₁ 面			

57) 本章での段丘面の名称は太田・寒川（1980）に従う（第12表参照）．



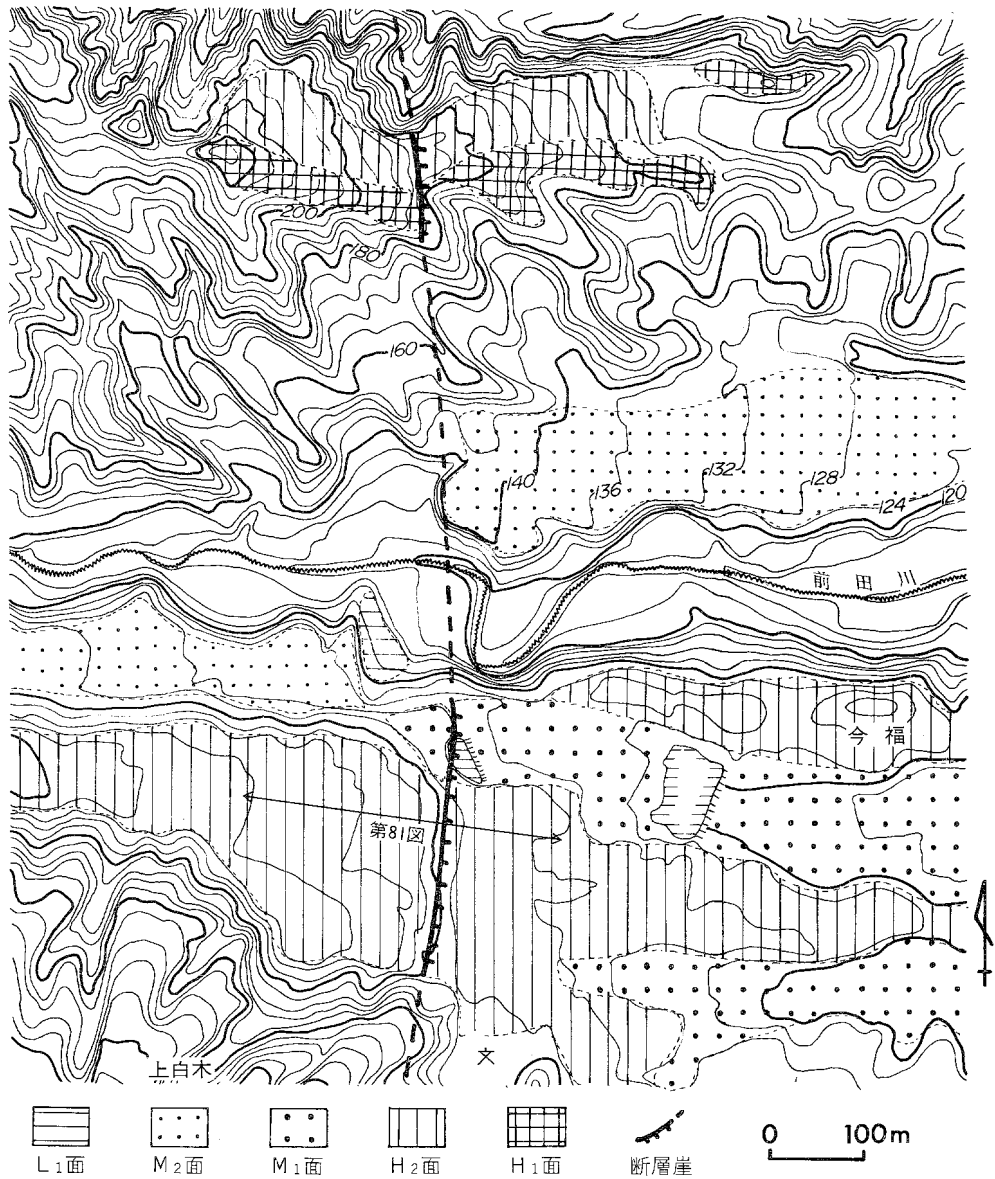
第76図 孤野一小岐須断層による段丘面の変位

IX. 2. 1 段丘面・段丘堆積物を変位・変形させるもの

孤野一小岐須断層・白木断層・頓宮断層が挙げられる。

孤野一小岐須断層は孤野町北部から鈴鹿市小岐須町に至る約7kmの範囲で認められる。そして、雲母峰（海拔888m）・入道ヶ岳（海拔906m）からなる山脈部と新旧の段丘面群を境する南北性東向きの断層崖を呈している。断層の北部の三滝川—内部川間では、秦（1967）によって多くの西傾斜の逆断層露頭が見出されている。ここでは山麓線を限る断層崖沿いだけでなく、200-300mほど平野寄りの位置にも逆断層の露頭が認められており、扇状地性のM₂面が扇頂付近で撓曲している（第76図：垂直変位量は15m前後）。内部川—小岐須間では段丘面を切る変位地形はほとんど認められないが、小岐須町西方で山麓沿いの段丘面が東へ急傾斜しており、奄芸層群も走向N45°E、傾斜51°Eと変形をうけており、この付近を活断層が通過するものと思える。

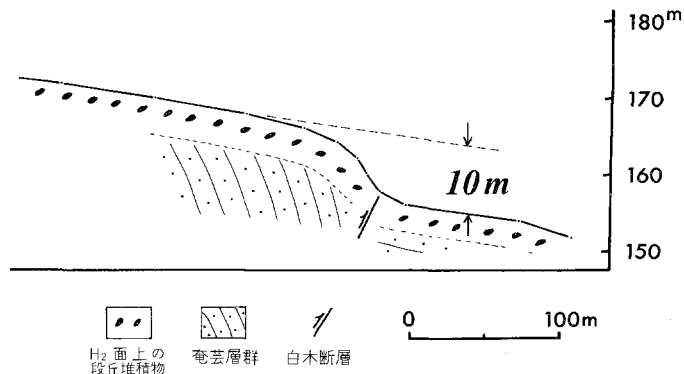
白木断層は山麓線より約1km東側で段丘面を変位させている。亀山市白木町の白川小学校の北側に、H₂面を切断する東向き断層崖が明瞭に認められる（第77図、第X図版）。ここでの垂直変位量は第78図より約10mと算定される。さらにH₂面の北側にわずかに分布しているM₁面が西上りの変位をうけており、500m北方ではH₁、H₂面が西上りの変位をうけている（第77図）。この断層を境にして、西側で



第77図 白木断層による段丘面の変位

は奄芸層群が東へ急傾斜しているが、東側では傾斜が緩くなり 20° 以下になっている。この断層の南の延長にあたる芸濃町椋本では M_2 面を切る断層崖が認められる(活断層研究会, 1980; 太田・寒川, 1980)。

頓宮断層は主に布引山地の西縁を限る南北性の断層で、20数kmにわたり西向き断層崖地形が認められる(活断層研究会, 1980)。北端の土山町新里から頓宮にかけて断層が通過と思われる位置の古琵琶湖層群は、北北西—南南東の走向で急傾斜している。また、古琵琶湖層群を不整合に覆って分布する河成段丘面上に雁行する崖地形がみられ、その周辺に段丘堆積物などを切る逆断層露頭が見られるこ



第78図 H₂面を切る白木断層沿いの地形・地質断面図

とから、断層崖の可能性があると思われる⁵⁸⁾。甲賀町岩室から櫛野にかけて、東側の鮎河層群の丘陵(海拔420m)と西側の古琵琶湖層群の丘陵を限る断層崖がみられ、断層崖の西側沿いの古琵琶湖層群が急傾斜し、逆転している露頭も見られる。櫛野から伊賀町岡鼻にかけては、東側の花崗岩・古生界からなる山地(油日岳:海拔690m)と西側の古琵琶湖層群の丘陵を境する西向き断層崖が認められ、断層崖沿いの古琵琶湖層群が西へ急傾斜、さらに、逆転している。古琵琶湖層群及び鮎河層群が逆転していることから、この断層は東傾斜の逆断層であると考えられている(吉田, 1978)。

IX. 2. 2 鮮新世末期から更新世前期にかけての堆積物を変位・変形させるもの

一志断層・綿向山断層・鎌掛断層・瀬の音断層等が挙げられる⁵⁹⁾。

一志断層は鈴鹿山脈南端の明星ヶ岳(海拔549m)・雨引山(海拔410m)とその東側の丘陵・段丘面群を境する断層崖を形成している。崖地形は南北方向に約4kmの範囲で認められる。断層の北部では花崗岩と奄芸層群の逆断層露頭が認められており、南部では鈴鹿層群と奄芸層群が断層で接している⁶⁰⁾。鈴鹿川北岸の関町関神社付近では断層上のM₂面に比高3m程度の崖地形がみられるが、この地域では河食の可能性もあり、段丘面の変位を示す地質資料もないので、M₂面形成後の活動の証拠としてあげ難い。

綿向山断層は鈴鹿山脈西縁を限る南北方向の断層崖地形を呈している。本図幅地域の北方の綿向山(海拔1,100m)西縁では古琵琶湖層群が東傾斜の低角度の逆断層で古生界と接しており、断層の西側に分布する古琵琶湖層群が幅200m以内で西へ急傾斜している。

鎌掛断層は本図幅地域内では日野町蔵王から鎌掛にかけて約4kmの区間で認められる。南側の古生界の丘陵(海拔500-600m)と北側の古琵琶湖層群の丘陵を境する東北東-西南西方向で北向きの崖地形を示している。断層の北側に分布する古琵琶湖層群は北へ急傾斜している。

瀬の音断層は丘陵地を境する西向きの崖地形として南北方向に約2.5kmの長さで認められる。崖の

58) Loc. 1は鮎河層群中の逆断層(N51°W, 60°Eで、幅5cmの軟弱な黒灰色断層粘土を伴っている。Loc. 2ではN14°E, 60°Wで古琵琶湖層群と段丘堆積物が逆断層で接しており、約90cmの変位量を示す(植村, 1979a)。

59) 綿向山断層などは断層沿いに低位段丘面がごくわずかに分布しているのみであるが、より古期の段丘面が広く断層沿いに分布していれば段丘面を切る変位地形が存在する可能性もある。

60) VII. 4. 2の一志断層の項を参照。

西側の古琵琶湖層群は西へ傾斜している。

その他、南畑撓曲を形成する庄内断層も鈴鹿市西庄内町から亀山市両尾町にかけて奄芸層群を變形させているが、変位地形は不明瞭である。

また、鈴鹿坂本断層は東北東—西南西走向で南向きの急崖を形成し、北西部の野登山（海拔852m）と丘陵・段丘面群を境している。ここでは花崗閃緑岩と礫岩（西行谷礫層）の断層露頭が崖の約200m前方で認められている⁶¹⁾。段丘面・段丘堆積物や鮮新—更新統の変位は見られないが、崖地形の明瞭さや地形の境界を画している点、断層露頭が存在などを考えて、第四紀に活動した可能性があると考えた。

IX. 2. 3 本図幅地域の活断層の特徴

最近数10万年間に活動した証拠のある菰野—小岐須断層、白木断層、頓宮断層などは、ほぼ南北走向の逆断層である。また、第四紀に活動したと思われる他の断層も南北方向の逆断層が卓越している。そして、これらの諸断層は山麓線沿い、及び、山麓線に平行した位置にあるものが多く、垂直変位の向きも山脈の形成と調和的である。この地域では、第四紀に東西圧縮の下でこれらの断層が活動し、鈴鹿山脈・布引山地の隆起をもたらしたものと思われる。

菰野—小岐須断層、白木断層とも段丘面の変位が明瞭であるが、前者の方がより新しい面を多く変位させており、活動度は大きい。両断層の平均変位速度の概略は⁶²⁾、菰野—小岐須断層が $0.1-0.3\text{m}/10^3\text{y}$ でB級の活動度を示し、白木断層は $0.05\text{m}/10^3\text{y}$ 前後でC級の活動度になる。

文 献

- 赤嶺秀雄(1959) 三重県北部地方の新生代層。資源綜合開発研報, no. 1, p. 51-60.
———・細野 実・久保恭輔(1951) 三重県亀山地方の亜炭をふくむ第三系。資源科学研究所彙報, 19-21, p. 149-158.
安斉俊男(1950) 滋賀県大原玉石・張石珪石鉱床概査報告。地調速報, no. 105, 11 p.
荒木慶雄(1953) 鈴鹿川下流域の新生界(演旨)。地質雑, vol. 59, p. 354.
ARAKI, Y. (1960) Geology, paleontology and sedimentary structures (including problematica) of the Tertiary formations developed in the environs of Tsu City, Mie Prefecture, Japan. *Bull. Liberal Arts Dep., Mie Univ. Spec.*, vol. no. 1, 118 p.
荒木慶雄・北村治郎(1963) 三重県関地方の鈴鹿層群。三重大教育学部研究紀要, vol. 27, p. 89-95.
ARAMAKI, S., NOZAWA, T., and HIRAYAMA, K. (1972) Chemical composition of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 39-49.
第四紀学会(1979) 「中期更新世・その時代と環境——東海・伊勢湾周辺地域を例として——」。第四紀

61) VII. 4. 2の鈴鹿坂本断層の項を参照。

62) 段丘面の推定形成年代で垂直変位量を割算して求めた。この地域の段丘面の形成年代について確実な資料はまだ得られないが、従来の諸研究より(名古屋グループ, 1969: 岡田, 1979: 武久, 1979), M₂面は5-13万年前, H₂面は20万年前後と仮定して概略の値を求めた。

- 学会講演要旨集, no. 9, 81 p.
- 藤本秀弘(1979) 滋賀県の花崗岩類. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 205-227.
- 秦 好利(1967) 三重県菟野地方の新生代層・資源総合開発研究所研報, no. 4, p. 77-107.
- 早瀬一一・石坂恭一(1967) Rb-Srによる地質年令(I), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
- HUZITA, K.(1962) Tectonic development of the Median Zone (Setouti) of Southwest Japan, since the Miocene with special reference to the characteristic structure of Central Kinki Area. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 2, p. 103-144.
- 藤田和夫(1968) 六甲変動, その発生前後——西南日本の交差構造と第四紀地殻運動——. 第四紀研究, vol. 7, p. 248-260.
- (1974) 第四紀地殻変動図「近畿」(50万分の1). 地質調査所.
- 池辺展生(1934a) 鈴鹿山脈西側近江甲賀郡下の新生界(演旨). 地質雑, vol. 41, p. 399-401.
- (1934b) 滋賀県甲賀郡東部の中新統. 地球, vol. 22, p. 110-123.
- (1957) 日本の新生代の積成盆地——特に中新世の積成区——. 新生代の研究, 24-25, p. 508-517.
- (1978) 日本の新第三系—生層序・年代層序と古地理. 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), p. 13-34.
- IKEBE, N. and HUZITA, K.(1966) The Rokko movements, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria*, vol. 8, p. 277-287.
- 石田志朗・横山卓雄(1969) 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序, 及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題——近畿地方新期新生代層の研究, その10——. 第四紀研究, vol. 8, p. 31-43.
- ISHIDA, S., MAENAKA, K. and YOKOYAMA, T.(1969) Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, Japan—The research of younger Cenozoic strata in Kinki District—Part 12. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 75, p. 183-197.
- 石田志朗・岡村喜明・松岡長一郎(1979) 鮎河層群の地層と化石. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 251-300.
- ISHIHARA, S.(1971) Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 441-452.
- (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 85, p. 509-523.
- 市原 実・高谷好一(1965) 甲津畑植物遺体層の絶対年代. 地球科学, no. 76, p. 41.
- 開出尚文・竹原平一(1967) 四日市湯ノ山間の丘陵に分布する奄芸層群の層序(演旨). 地質雑, vol. 73, p. 119.
- 鎌掛団研グループ(1972) 滋賀県蒲生郡鎌掛・駒月付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol. 78, p. 601-609.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層——分布図と資料. 東大出版会, 363 p.
- 河田清雄・三村弘二・須藤定久(1969) 琵琶湖東部の白亜紀火成活動. *MAGMA*, no. 16, p. 11-12.

- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-A dating(V)——西南日本の花崗岩類——. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 木村一郎(1959) 三重県津市北西方の第三紀層について. 愛知学芸大研報, no. 8, p. 47-58.
- (1971) 伊勢湾西岸地域の中位段丘. 竹原平一教授記念論文集, p. 1-12.
- ・竹原平一(1965) 伊勢湾西岸の段丘面. 名古屋地学, no. 19, p. 15-22.
- ・———(1969) 伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位. 第四紀研究, vol. 8, p. 73-80.
- KIMURA, I. (1971, 1972a, 1972b) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan, Part 1. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no. 20 (Nat. Sci.), p. 165-181, Part 2. *Ibid.*, no. 21, p. 125-155, Part 3. *Ibid.*, no. 22, p. 109-131.
- 古琵琶湖団研グループ(1977) 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, vol. 31, p. 115-129.
- 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, 30 p.
- KUNO, H. (1960) High-alumina basalt. *Jour. Petrology*, vol. 1, p. 121-145.
- (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, vol. 29, p. 195-222.
- MAENAKA, K., YOKOYAMA, T. and ISHIDA, S. (1977) Paleomagnetic stratigraphy and biostratigraphy of the Plio-Pleistocene in Kinki district, Japan. *Quat. Res.*, vol. 7, p. 341-362.
- 牧野内 猛(1976) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺地域の構造運動. 地質雑, vol. 82, p. 311-325.
- MAKINOCHI, T. (1979) Chita Movements, the tectonic movements preceding the Quaternary Rokko and Sanage Movements. *Mem. Fac. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 46, p. 61-106.
- 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, vol. 28, p. 269-283.
- 松井 寛(1943) 三重県四日市・桑名地方の地質. 京大地鉱学術報告, no. 2, p. 1-11.
- 松岡長一郎ほか編(1979) 10万分の1 滋賀県地質図. 滋賀県自然保護財団.
- 三重県(1964) 20万分の1 三重県地質鉱産図.
- 三木 茂(1948) 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フロラについて. 鉱物と地質, no. 9, p. 1-42.
- 三村弘二・片田正人・金谷 弘(1976) 琵琶湖南東八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩鉱, vol. 71, p. 327-338.
- ・河田清雄(1970) 湖東流紋岩類 (演旨). 地質雑, vol. 76, p. 110.
- MIYAMURA, M. (1973) Geologic structure of the Permian formations in the Suzuka Mountains, central Japan. *Bull. Gelo. Surv. Japan*, vol. 24, p. 495-511.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄(1976) 彦根東部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1 図幅), 地質調査所, 49 p.
- MIZUTANI, S. (1964) Superficial folding of the Palaeoecic system of Central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 12, p. 17-83.
- 森 一郎(1970) 奄芸層群基底礫層 (とくにその供給経路). 名古屋地学, no. 26-27, p. 49-60.

- ・山田 純(1977) 一志断層系による段丘変位(予報). 三重大教育学部研究紀要, vol. 28, p. 27-33.
- 森 忍(1971) 瀬戸層群, 奄芸層群の火山灰について——瀬戸層群の研究, その3——. 竹原平一教授記念論文集, p. 99-111.
- 名古屋グループ(1969) 伊勢湾周辺の第四系. 日本の第四系, p. 319-329.
- 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.
- 那須孝悌(1971) 古琵琶湖層群の *Pediastrum* (緑藻) および花粉化石. 第四紀, no. 16, p. 88-92.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・横山卓雄(1979) 時代未詳の新第三紀礫層——鈴鹿山脈高所及び山麓に分布する先古琵琶湖層群と考えられる礫層について——. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 301-308.
- ・———・———・———・辻 一信・佐藤義成(1979) 湖東流紋岩類. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 229-244.
- 西村 進・笹島貞雄(1970) Fission track 法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, vol. 24, p. 222-224.
- 緒方正虔(1959) 鈴鹿山脈の深成岩類. 地球科学, no. 43, p. 1-10.
- 岡田篤正(1979) 愛知県の地質・地盤(その4) [活断層]——愛知県とその周辺における活断層と歴史地震——. 愛知県防災会議地震部会, 122 p.
- 岡崎美彦・松岡長一郎(1979) 滋賀県産の哺乳動物化石. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 391-468.
- 太田陽子・寒川 旭(1980) 鈴鹿山脈東麓地域の活構造. 日本地理学会予稿集, no. 18, p. 76-77.
- 大草重康・安部 明(1966) 三重県加太盆地の地質構造. 松下進教授記念論文集, p. 97-104.
- 領家研究グループ(1974) 奈良県桜井南方の領家帯の地質. 地球科学, vol. 28, p. 108-114.
- 桜井欽一・小出五郎・松山外治郎(1940) 三重県水沢産トバズ. 我等の鉱物, vol. 9, p. 2-33.
- 桜井康博・原 郁夫(1979) 花崗岩組織の研究——とくに石英について. 地質学論集, no. 17, p. 287-294.
- SEKI, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petrogenesis of the late Mesozoic igneous rocks in the Inner Zone of the Southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. B*, vol. 45, p. 75-110.
- 柴田 博(1967) 三重県中部の中新統一志層群. 地質雑, vol. 73, p. 337-346.
- SHIBATA, H. (1978) Molluscan paleoecology of the Miocene First Setouchi Series in the Eastern Part of the Setouchi Geologic Province, Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no. 5, p. 23-110.
- 島倉己三郎(1964) 本邦新生代層の花粉層序学的研究Ⅷ——奄芸・曾爾・都介野の各層群——. 奈良学芸大紀要(自然), vol. 12, p. 37-50.
- (1966) 本邦新生代層の花粉層序学的研究Ⅸ. 古琵琶湖層群. 奈良学芸大紀要, vol. 14, p. 25-39.
- 下田信男(1955) 三重県水沢産チンワルド雲母(短報). 趣味の地学, vol. 8, p. 58.

- STRECKEISEN, A. L. *et al.* (1973) Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol. 18, p. 26-30.
- 鈴鹿恒茂(1948) 滋賀県蒲生炭田の夾炭層(演旨). 地質雑, vol. 53, p. 88-89.
- 鈴木好一・細野 実・久保恭輔・中世古幸次郎(1948a) 三重県関町地方の夾炭第三系について(演旨). 地質雑, vol. 53, p. 80-90.
- ・———・———(1948b) 三重県鈴鹿郡関地方の石炭を含む第三系. 地質雑, vol. 54, p. 50-55.
- ・———・———(1948c) 三重県鈴鹿郡加太地方の石炭を含む第三系の加太層について. 資源研彙報, no. 12, p. 33-36.
- ・大山 桂(1948) 三重県鈴鹿地方の石炭を含む第三紀層から出た貝の化石. 貝類学雑, vol. 15, p. 1-4.
- 多井義郎(1975) 中新世古地理からみた中国山地の準平原問題. 地学雑, vol. 84, p. 134-139.
- TAKAYA, Y. (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the paleogeography of Lake Biwa, with the special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 30, p. 81-118.
- 竹原平一(1961) 伊勢湾西岸の奄芸層群層序. 横山次郎教授記念論文集, p. 45-50.
- ・木村一朗(1962) 伊勢湾西岸の段丘と第四系(予報). 第四紀研究, vol. 2, p. 188-195.
- 武久義彦(1979) 鈴鹿山脈東麓の活断層. 奈良女子大地理学研究報告, p. 119-137.
- 竹村恵二・石田 克・亀井節夫ほか8名(1978) 亀山市椋川で発見された旧象牙化石とその層準. 日本地質学会関西支部報, no. 84, p. 16.
- ・林田 明・西脇二一(1980a) 近畿の第四系の文献目録とデータベース. 大阪微化石研究会特別号, no. 4, p. 1-77.
- ・松田 明・横山卓雄(1980b) 三重県北部地域の奄芸層群の古地磁気層序とフィッシュントラック年代(演旨). 日本地質学会第87年学術大会講演要旨集, p. 51.
- 滝本 清(1935) 三重県一志郡地方の新生界. 地球, vol. 23, p. 6-18.
- 田村幹夫・松岡長一郎・横山卓雄(1977) 滋賀県水口町北方丘陵の古琵琶湖層群, 特に蒲生累層の層序について. 地質雑, vol. 83, p. 749-762.
- 高田康秀・近藤善教・宮村 学(1979) 津島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 56 p.
- 恒石幸正(1970) 三重県松阪およびその周辺地域の地質構造. 東大地震研報彙, vol. 48, p. 645-667.
- 植村善博(1977) 鈴鹿山地西縁の地形面と地形発達. 日本地理学会予稿集, no. 13, p. 212-213.
- (1979a) 湖東丘陵の古地理と地形発達史. 立命館文学, no. 410-411, p. 777-808.
- (1979b) 湖東丘陵の最高位段丘と丘陵地形. 第四紀学会講演要旨集, no. 9, p. 67-68.
- 和田幸雄(1978) 三重県亀山市周辺の奄芸層群(演旨). 日本地質学会第85年年会講演要旨集, p. 105.
- (1979) 三重県津市北西方に分布する中新統一志層群と鈴鹿層群に関する新知見について. 地球科学, vol. 34, p. 53-56.

- 山田 純・森 一郎(1970) 三重県における水沢扇状地について. 三重大教育学部研究紀要, vol. 21, p. 13-17.
- ・打田明裕(1978) 三重県鈴鹿扇状地堆積物の基質の粒度分布. 三重大教育学部研究紀要, vol. 29, p. 65-70.
- 山田直利・仲井 豊(1969) 濃飛流紋岩と領家花崗岩との地質学的諸関係. 地質学論集, no. 4, p. 51-60.
- 山下伝吉(1893) 20万分の1地質図幅「四日市」及び同説明書. 地質調査所.
- 八木浩司・寒川 旭(1980) 津市西方における一志断層系の新期断層活動. 東北地理, vol. 32, p. 211-216.
- 山本重幸・白髭太郎・井本伸広(1967) マンガン鉱床. 弥栄鉱山. 国内鉄鋼原料調査, 第6報, p. 55-58, 通商産業省鉱業審議会鉱山部.
- 安田敏夫(1958) 北伊勢地方第三紀層の植物化石. 北伊勢地方の古生物と地質, p. 63-72.
- 横山卓雄・松岡長一郎・那須孝悌・田村幹夫(1968) 古琵琶湖層群下部. 特に佐山累層について. 地質雑, vol. 74, p. 327-341.
- YOKOYAMA, T. (1969) Tephrochronology and paleogeography of the Plio-Pleistocene in the Eastern Setouchi Geologic Province, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 36, p. 19-85.
- , DANHARA, T., KOBATA, Y. and NISHIMURA, S. (1977) Fission-track ages of volcanic ashes of core sample of Lake Biwa and the Kobiwako Group. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 5, p. 44-53.
- 横山卓雄・松田高明・西村 進(1979a) 近畿・東海地方の鮮新. 更新統及び瀬戸内火山岩類のフィッシュントラック年代と K-A 年代について(演旨). 日本地質学会第86年学術大会講演要旨集, p. 91.
- ・松岡長一郎・田村幹夫・雨森 清(1979b) 古琵琶湖層群. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 309-390.
- 吉田史郎(1978) 滋賀県鈴鹿山脈西麓の鮎河層群. 地調月報, vol. 29, p. 441-460.
- (1979) 三重県阿波層群の浮遊性有孔虫化石について(演旨). 日本地質学会第86年学術大会講演要旨集, p. 126.
- YOSHIZAWA, H., ISHIZAKA, K., KANEKO, K. and KAWAHARA, M. (1965) Geology and petrography of the Hira Granite, and mutual relations between granites in the northeastern Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 31, p. 279-289.
- , NAKAJIMA, W. and ISHIZAKA, K. (1966) The Ryoike 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

Kyoto (11) No. 42



GEOLOGY

OF THE

KAMEYAMA DISTRICT

By

Manabu MIYAMURA, Fumio YOSHIDA,
Naotoshi YAMADA, Taisei SATO and Akira SANGAWA

(Written in 1980)

Abstract

GENERAL REMARKS

The mapped district belongs to the Inner Side of Southwest Japan and consists, topographically, of the Suzuka Mountains and the hilly lands distributed on both sides of the mountains.

In the Suzuka Mountains, there are distributed the Paleozoic formations which are thought to be of Permian, the granitic rocks intruded into these formations during Cretaceous and a small amount of metamorphic rocks.

On the other hand, in the hilly land there are distributed Miocene and Plio-Pleistocene strata and Quaternary terrace, fan and talus deposits. These members rest upon the pre-Neogene rocks unconformably or occur in fault contact with them.

The geological succession with some remarks in the mapped district is summarized in Table 1.

Table 1

		Geological age	Geological system	Remarks
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium Fan and talus deposits	
		Pleistocene	Terrace and fan deposits	Upheaval
	Neogene	Pliocene	Kobiwako G. and Age G.	Subsidence (Lake Tōkai (Lake Paleo-Biwa))
		Miocene	Chikusa F. Ayugawa G. and Suzuka G.	Regression and erosion Submergence (First Setouchi Inland Sea)
	Paleogene			Upheaval
	Mesozoic	Cretaceous	Late	Suzuka Gr. etc. Younger Ryōke Granitic Rocks Ōzuchi T. and Inohana T.P.
Early			Ryōke Metamorphic Rocks	Regional metamorphism
Jurassic				
Triassic				
Paleozoic	Permian	Permian	Yasugawa G. Buheitōge F. Tsuge F. Komono G.	Geosyncline

F. : Formation G. : Group Gr. : Granite Gd. : Granodiorite
P. : Porphyry T. : Tonalite

PALEOZOIC

The Paleozoic formations in the mapped district are situated at the western marginal area of the Mino Belt and show the non-calcareous facies. As they yields no fossils and are subjected to the contact metamorphism by later granitic intrusions, their geological age is not to be determined. Besides, they are folded and complicatedly faulted, so it is difficult to correlate to each other. On the basis of lithological and structural features, they are divided into the Yasugawa Group, the Buheitōge Formation, the Komono Group and the Tsuge Formation.

Yasugawa Group

The Yasugawa Group is distributed extensively in the Yasugawa River basin situated on the western part of the mapped district and demarcated from the Buheitōge Formation in the north and the Suzuka Granite in the east by faults. It is divided into the Tsuchiyama, the Ōzuchi and the Tamarugawa Formations in ascending order.

The Tsuchiyama Formation is composed chiefly of slate and sandstone, the former being

predominant, and sometimes intercalates chert and limestone lenses. Sandstone is medium to fine-grained and dominant in the upper horizons of the formation, contrary to chert which is dominant in the lower horizons. The formation also remains sporadically as the roof-pendants on the Suzuka Granite in the southern part of the mapped district and it is changed into hornfels.

The Ōzuchi Formation is typically cropped out in the Otowadani valley and is composed of chert and slate with intercalations of sandstone. Slate is generally black in appearance and grades frequently into siliceous slate. Slate cropped out in the Miyamadani valley is greenish or purplish in appearance and well laminated. The lithofacies of the formation is similar to that of the Maibara Formation in the northern Hikonetōbu district which is thought to be of Permian. Therefore, the formation is presumably equivalent to Permian. It overlies conformably the Tsuchiyama Formation and grades into the latter in lithofacies.

The Tamarugawa Formation is typically cropped out in the upper part of the Tamarugawa River. It is composed mainly of slate, sometimes intercalates chert and limestone lenses and is scanty of sandstone. Slate grades frequently into siltstone and sometimes interbedded with the pebbly mudstone containing subround pebbles of chert and a subordinate amount of limestone, sandstone and basic volcanic rocks.

Buheitōge Formation

The Buheitōge Formation is distributed at the northern extremity of the mapped district and, also, in the farther northern area west of Buhei-tōge (pass). It is made up chiefly of slate and intercalates sandstone beds and chert and limestone lenses. It is similar to the Tsuchiyama Formation in lithofacies, but the former is poor in sandstone and dominant in chert compared with the latter.

Komono Group

The Komono Group is distributed in the northeastern part of the mapped district and is divided into the Nyūdōgatake (lower) and the Kiraramine (upper) Formations. It is subjected to the contact metamorphism of the Suzuka Granite and the Nonoboriyama Granodiorite and changed into hornfels for the most part.

The Nyūdōgatake Formation is distributed around the Mt. Nyūdōgatake, composed mainly of slate and sandstone and intercalates many limestone lenses and rarely chert in the upper horizons. Slate is dominant compared with sandstone and sometimes grades into siliceous slate. The Nyūdōgatake Formation is similar to the upper part of the Tsuchiyama Formation in lithofacies, but the former is scanty in chert and is dominant in limestone compared with the latter.

The Kiraramine Formation is distributed around the Mt. Kiraramine, the northern extremity of the mapped district, and in the farther northern area. It is similar to the Ōzuchi Formation in lithofacies.

Tsuge Formation

The Tsuge Formation is distributed along the Kabutogawa River, the southern extremity of the mapped district, and in the farther southern area. It is intruded and thermally metamorphosed by the Kabuto Granodiorite in the north, covered unconformably by the Miocene Suzuka Group in the south and is in fault contact with the Plio-Pleistocene Kobiwako Group

in the west. It is composed chiefly of sandstone and slate, intercalates limestone lenses and frequently shows the slump structure. It is similar to the Tsuchiyama Formation in lithofacies.

Late Mesozoic

During the late Mesozoic age, the Inner Side of Southwest Japan including the mapped district have suffered from an extensive felsic magmatism associated with the Ryōke Metamorphism. In the district, igneous and metamorphic rocks of this age are roughly divided into the following four groups in order of sequence, among which the last two groups are predominant:

- (1) Ryōke Metamorphic Rocks and related mafic plutonic rocks.
- (2) Hypabyssal rocks related to the Kotō Rhyolites.
- (3) Younger Ryōke Granitic Rocks.
- (4) Suzuka Granite and allied rocks.

Ryōke Metamorphic Rocks and related mafic plutonic rocks

The Ryōke Metamorphic Belt is the regional metamorphic one of the low-pressure and high-temperature type, and it occupies the southernmost part of the Inner Side of Southwest Japan. In the southern part of the district, muscovite-biotite hornfels with a weak schistosity derived from the Upper Paleozoic(?) slate and sandstone are found as small xenolithic masses within the later granodiorite and it corresponds probably to the least metamorphic part of the Ryōke Belt. In close relation to these, mafic plutonic rocks such as hornblende gabbro, biotite-hornblende diorite to quartz diorite, etc. are captured and injected by the later granitic rocks. Geologic age of the Ryōke Metamorphism and related plutonism are thought to be Early Cretaceous in general, though it can not be elucidated in the district.

Hypabyssal rocks related to the Kotō Rhyolites

The Kotō Rhyolites, large-scale pyroclastic flow deposits of the Late Cretaceous age, are widely distributed in the northern region. In the mapped district, **the Ōzuchi Tonalite** (clinopyroxene-hornblende-biotite tonalite) and **the Inohana Tonalite Porphyry** (hornblende-biotite tonalite porphyry) are intruded into the Paleozoic strata as north-south-trending dike-formed masses and they are similar to hypabyssal intrusives closely associated with the Kotō Rhyolites in the northern region though somewhat more mafic in composition than the latter. Some of them are thermally metamorphosed alongwith the surrounding Paleozoic strata due to the later granitic intrusion.

Younger Ryōke Granitic Rocks

The Younger Ryōke Granitic Rocks occupy the southern and eastern part of the mapped district, and extend to the further south. They are divided into the following four intrusives in order of sequence; the Amabikiyama Granite, the Kabuto Granodiorite, the Kanaba Tonalite and the Nonoboriyama Granodiorite.

The Amabikiyama Granite, cropping out in the vicinity of Mt. Amabiki-yama, Kame-yama-shi, is made up principally of fine to medium-grained biotite granite.

The Kabuto Granodiorite, a part of the batholithic intrusives situated along the northern margin of the Ryōke Metamorphic Belt, is widely cropped out in the Kabuto area, Seki-chō,

and its environs. It is made up principally of coarse-grained hornblende-biotite granodiorite (SiO_2 : 67.71%) and it is characterized by the abundance of porphyritic potassium feldspar and also mafic clots and inclusions. It shows a foliated structure in some places. It is intruded into the Paleozoic strata which suffered from a thermal effect resulting into the cordierite-biotite hornfels and also intruded into diorite to quartz diorite and the Amabikiyama Granite. Potassium-argon age of biotites from the granodiorite is 67-69 Ma, corresponding to latest Cretaceous.

The Kanaba Tonalite, narrowly cropped out in the Kanaba area, Seki-chō, is made up principally of fine-grained biotite tonalite (SiO_2 : 65%). It is intruded into diorite to quartz diorite and the Kabuto Granodiorite as many dike-formed intrusives.

The Nonoboriyama Granodiorite occurs as a stock in the vicinity of Mt. Nonobori-yama. It is composed of fine to medium-grained biotite granodiorite (SiO_2 : 69%) and a lesser amount of biotite granite and hornblende-biotite tonalite. It is intruded into the Paleozoic strata and the Kabuto Granodiorite. Potassium-argon age of biotite from the granodiorite is 68 Ma, nearly coeval to that of the Kabuto Granodiorite.

Suzuka Granite and allied rocks

The Suzuka Granite occupies the Suzuka Mountain Range which divides topographically the Mie and the Shiga Prefectures. It is intruded into the Paleozoic strata in the northern part of the mapped district, the latter resulting into cordierite hornfels, biotite-muscovite hornfels, etc. In the southern part of the mapped district, it is intruded into the Kabuto Granodiorite and has xenolithic mass of thermally metamorphosed Paleozoic strata as roof-pendants.

It is composed principally of coarse-grained biotite granite (SiO_2 : 73%) and subordinately of porphyritic biotite granite (SiO_2 : 73%), fine-grained biotite granite and aplitic granite. Porphyritic biotite granite and fine-grained biotite granite represent the marginal facies of the Suzuka Granite, emplaced presumably in a little earlier stage than the main facies. On the other hand, aplitic granite is emplaced as many small dikes in the marginal area of the Suzuka Granite a little later than the main facies. Potassium-argon age of biotite from the main facies is 69Ma, nearly coeval to that of the Kabuto Granodiorite.

The Ayukawa Granite, similar to the main facies of the Suzuka Granite in lithology, is intruded into the Paleozoic strata in the northwestern part of the mapped district.

The Aburahidake Granodiorite is intruded into the Suzuka Granite as a small mass near Mt. Aburahi-dake, southwestern part of the mapped district.

DIKE ROCKS

Dike rocks in the mapped district are roughly divided into the two groups. The first group consists of porphyrite, quartz porphyrite and felsite, and it seems to represent the final stage of the Late Cretaceous felsic magmatism. The second group consists of alkali basalt and lamprophyre (camptonite?), age of which is unknown.

CENOZOIC

The Cenozoic strata in the mapped district are divided into the five groups, namely, the First Setouchi Supergroup (Early Miocene), the Plio-Pleistocene Agé and Kobiwako Groups, the correlatives of the Kentōyama Formation (Middle Pleistocene), terrace and fan deposits (Middle to Late Pleistocene), and talus deposits and alluvium (Holocene).

In the mapped district, the Suzuka and Ayugawa Groups, and the Chikusa Formation belong to the First Setouchi Supergroup. The Hotoketōge Formation probably belongs to this Supergroup.

The Suzuka Group is distributed separately in the Seki area and the Kabuto Basin. Its stratigraphical division is as follows;

		Kabuto Basin			Seki area		
		stratigraphy	main rock facies	thickness (m)	stratigraphy	main rock facies	thickness (m)
Suzuka Group	Upper F.	Absent			Himedani M.	sandstone & mudstone	200
					Ishiyama M.	coarse sandstone	200
			disconformity			
	Middle F.	Jimbu M.	sandstone & mudstone	360	Hagiwara M.	sandstone & mudstone	600
		Kajigasaka M.	pebbly sandstone	650	Kannyonama M.	sandstone & pebbly sandstone	500
		Itaya M.	conglomerate	230			
			conformity			
Lower F.	Abudani M.	mudstone & sandstone	0-200	Fudesute M.	conglomerate	300	
	Hitotsuya M.	breccia	0-200				

F: Formation M: Member

The Upper Formation is not distributed in the mapped district. The Lower and Middle Formations are sediments of a freshwater lake, on the other hand, the Upper Formation is of shallow sea. In the Kabuto Basin, there are two characteristic conglomeratic facies, that is, the Ōsomaiké Facies and the Mukai Facies. The Ōsomaiké Facies exposed in the western margin interfingers with the Abudani and Itaya Members. The Mukai Facies in the eastern margin interfingers with the Itaya and Kajigasaka Members.

The Ayugawa Group distributed in the northwestern part of the mapped district is sediments of shallow marine environment. Its stratigraphical division is as follows;

		stratigraphy	main rock facies	thickness (m)
Ayugawa Group	Marutadani F.	Jifuku M.	sandstone & mudstone	40
		Kambayashi M.	conglomerate	10-20
	Kurokawa F.	Akebihara M.	sandstone	100
		Higashino M.	mudstone & sandstone	60
		Kaminohira M.	sandstone	200
	Tsuchiyama F.	Sendani M.	sandstone & tuffaceous mudstone	20-420
Karatogawa M.		conglomerate	100+	

F: Formation M: Member

Furthermore, the Kaminohira Member is interbedded with the Sosoro Mudstone at the lower horizon near Sosoro. The Higashino Member conformably covers the Ayukawa Conglomerate locally distributed at the south of Ayukawa.

The Chikusa Formation, which is in fault contact with the Paleozoic formations and the Agé Group, crops out sporadically at the eastern foot of Mt. Kiraramine. It is made up of black mudstone, and yields many marine molluscan fossils and microfossils (foraminifera and ostracoda).

The Hotoketōge Formation lying locally on the ridge (850 to 920 m in altitude) of the Suzuka Mountains is composed mainly of poorly sorted conglomerate. The estimated thickness is 60 meters. Its rock facies resembles closely those of the Ayugawa Group. Therefore it is considered that the formation corresponds to the relic sediments of the Ayugawa Group.

The Plio-Pleistocene Agé and Kobiwako Groups are deposits of freshwater lakes. The total thickness attains to 1,000 to 1,500 meters, respectively. They are composed mainly of clay, silt, sand and gravel with thin layers of lignite and volcanic ash.

The Agé Group crops out on the eastern side of the Suzuka Mountains. It corresponds to the formations from the lower to the middle part of the standard division of this group. It yields plant fossils such as *Metasequoia*, *Quercus*, *Juglans*, *Fagus*, *Glyptostrobus*, *Liquidambar*, and also yields *Stegodon* cf. *elephantoides*. Its stratigraphical division in the mapped district is as follows;

	stratigraphy	main rock facies	thickness (m)
Agé Group	Sakuramura Formation	sand, silt & clay	240
	Kameyama Formation	Upper Member	} 500-700
		Middle Member	
		Lower Member	
Kusuhara Formation	clay, sand & gravel	0-200	
Saigyōdani Formation	gravel	0-280	

The marginal gravel facies of the Sakuramura Formation, which is named the Yunoyama Gravel Facies, is distributed on the eastern foot of Mt. Kiraramine.

The Kobiwako Group crops out on the western side of the Suzuka Mountains. It corresponds to the formations from the lower to the middle part of the standard division of this group. It yields plant fossils such as *Metasequoia*, *Glyptostrobus*. Its stratigraphical division is as follows;

	Kōga area		Kaigake area				
Kobiwako Group	Upper Part	absent		Kiyota M.	sand, silt & clay	110m	
		absent		Hazama M.	clay, silt & sand	140m	
		Sayama M.	clay & sand	150m	Kaigake M.	sand, silt & clay	170m
	Lower Part	Aburahi M.	sand & gravel	250m	Kaigakeike M.	gravel	30 m

M: Member

The Kentōyama Formation and its correlatives are sporadically distributed on the western coast of the Ise Bay. They unconformably cover the Agé Group and occupy the upper part of hills. They are regarded as the formations older than terrace deposits. The correlatives

of the Kentōyama Formation in the mapped district are the Kitadani, the Kitashiraki, the Ohtaniike, and the Sasaotōge Formations. The former three rest unconformably upon the Agé Group, on the other hand, the Sasaotōge Formation upon the Kobiwako Group unconformably. All the formations are composed mainly of ill-sorted gravels, and have a maximum thickness of ten meters. Those sediments are interpreted as the fan deposits transported from the Suzuka Mountains when they were uplifted during Pleistocene time.

The terrace deposits on the western coast of the Ise Bay are divided into the Lower, the Middle and the Higher Terrace Deposits. In the mapped district, they are composed of gravel and sand of fluvial origin, and each terrace deposit is a few to ten meters in thickness. The terrace deposits on the eastern coast of the Lake Biwa are divided into the Lower, the Middle and the Higher Terrace Deposits. Their sediments consist of gravel and sand of fluvial origin, and each terrace deposits are less than ten meters in thickness.

The Older, the Middle and the Younger Fan Deposits are exposed on the both sides of the Suzuka Mountain. Among them, the fan widely spreading over the Utsube-gawa (river) is called the Suizawa Fan. **The Suizawa Fan Deposits** consist of the Middle, the Old and the Oldest Fan Deposits (Kitadani Formation). All the deposits are composed of gravel and sand.

Alluvial fan deposits and talus deposits occur mostly along the faults. The former is exposed along the Watamuki-yama Fault, the latter along the Ichishi Fault System. They are composed of gravel and sand.

Alluvium are restricted in distribution only along the rivers. They are composed of mud, sand and gravel, and less than ten meters in thickness in the mapped district.

ECONOMIC GEOLOGY

Manganese deposits

The manganese deposits in the mapped district form the bedded bodies within the chert layer of the Paleozoic Ōzuchi Formation. They are composed of manganese silicate and manganese carbonate. They are generally of a small-scale, exclusive of the Yaei Mine in the Inoashi-dani (valley) which produced about 50,000 tons up to 1968, but now is not worked.

Limestone

Limestone is quarried for the lime powder at the Ogisu and Nishishōnai from the limestone beds of the Paleozoic Nyūdōgatake Formation. The yearly production in 1979 is about 80,000 tons in these areas, and its average grade is 55% in CaO.

Feldspar

Feldspar is quarried for the raw materials of pottery in the Kōga area from pegmatite and aplite within the Suzuka Granite. It was produced about 50,000 tons/year in 1979 and recently it is not quarried.

Aggregate

Sandstone and slate of the Paleozoic Tsuchiyama Formation and their hornfels in Tsuchiyama area and slate of the Tamuragawa Formation in Hino area are quarried for aggregate. The yearly production in 1979 is about 90,000 tons in these areas. In Iga area, sandstone of the Tsuge Formation and its hornfels are quarried, and their yearly production is about 550,000 tons in 1979.

Silica stone

Silica stone was once explored for the raw material of ball stone of the ball mill near Mt. Nasugahara-yama and Mt. Aburahidake, where chert bed of the Tsuchiyama Formation has been subjected to the silicification by the Suzuka Granite.

ACTIVE FAULT

Active faults in the mapped district are classified into two types, based on fault references and age of the faulting.

1) Active faults in real meaning which are confirmed by displaced terrace surfaces and terrace deposits show evidence of having been active during the late Quaternary period. Komono-Ogisu Fault, Shiraki Fault and northern Part of Tongū Fault belong to this type. The mean rate of the Komono-Ogisu Fault and Shiraki Fault are B and C class (after MATSUDA, 1975) respectively.

2) Faults which are identified by displaced Plio-Pleistocene deposits were once active in the Quaternary period. However, no terrace surfaces were displaced. It is not certain whether these faults were active or not in late Quaternary.

Most of these faults show north-south trending reverse faulting, running along the foot of the Suzuka and Nunobiki Mountains. Especially, active faults of type 1) are located in a small distance apart from the mountain foot.

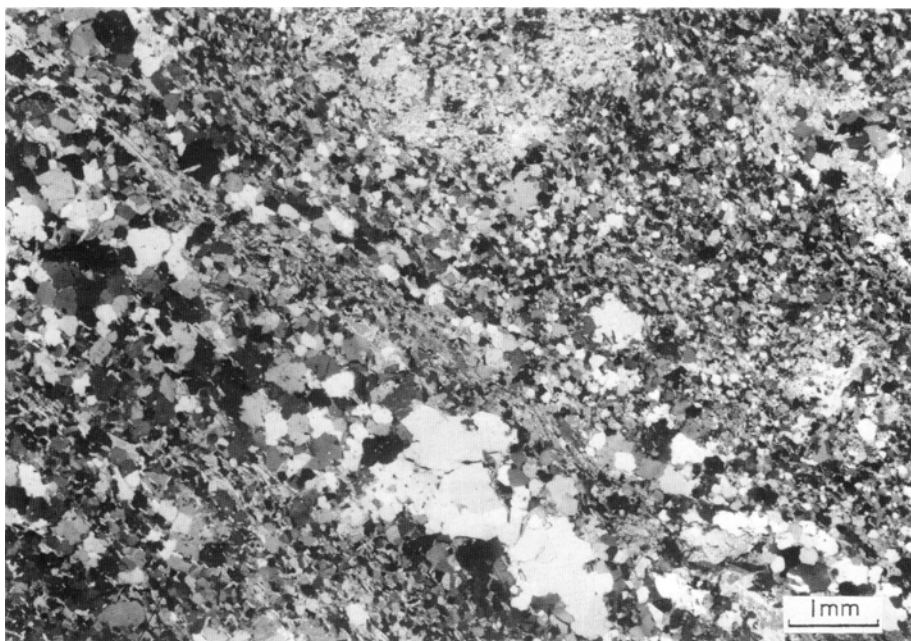


1 鈴鹿山脈の入道ヶ岳東麓付近の孤野一岐須断層による断層崖と内部川（中央より左へ流下）の扇状地面

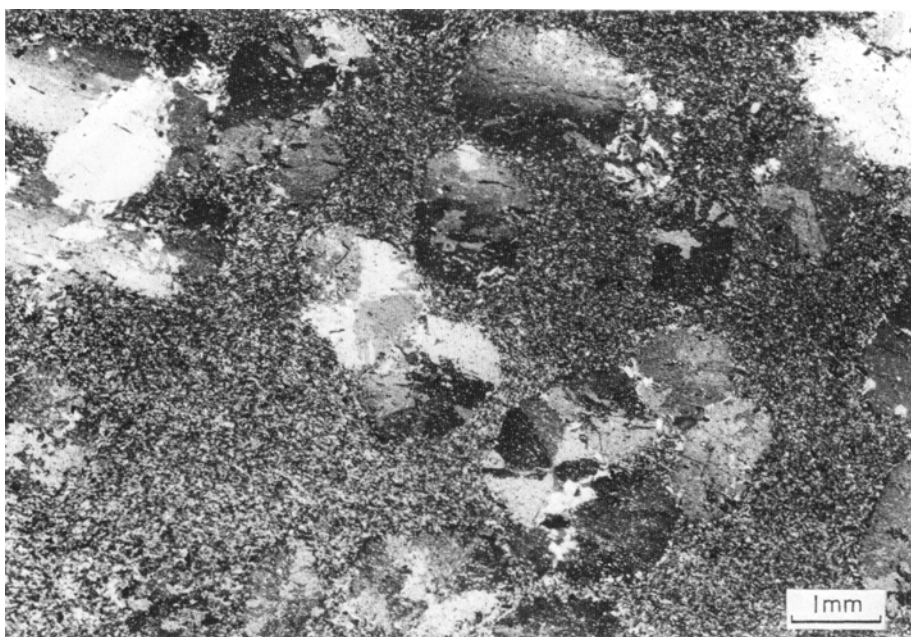


2 鈴鹿山脈の明星ヶ岳東麓付近の一志断層による断層崖と前田川（中央より左下へ流下）の開析扇状地面

第II図版



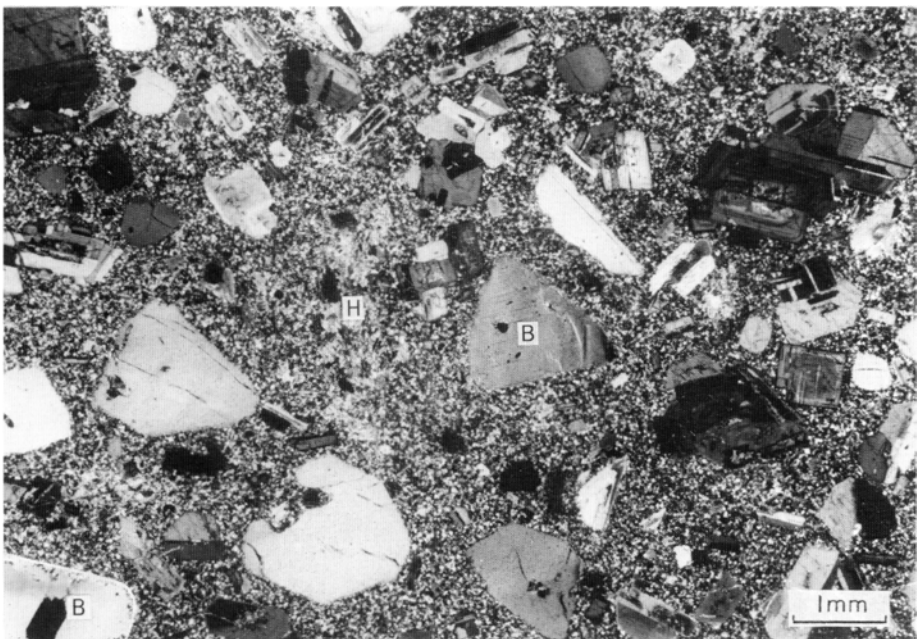
1 片状白雲母黒雲母ホルンフェルス 関町金場西方(74111501B). 黒雲母はフィルム状に集合して片理面を形成する(中央)が, 他はグラノブスティックである



2 葦青石黒雲母ホルンフェルス 四日市市入道ヶ岳北方(KA-64). 炭質物の配列(左上—右下)は葦青石斑状変晶(擬六方双晶を示す)を横断している



1 青土トナール岩 土山町青土 (KA-7). 斜長石 (中央) は自形・斑晶状, 角閃石 (H) はアクチノ閃石・黒雲母等に交代されている

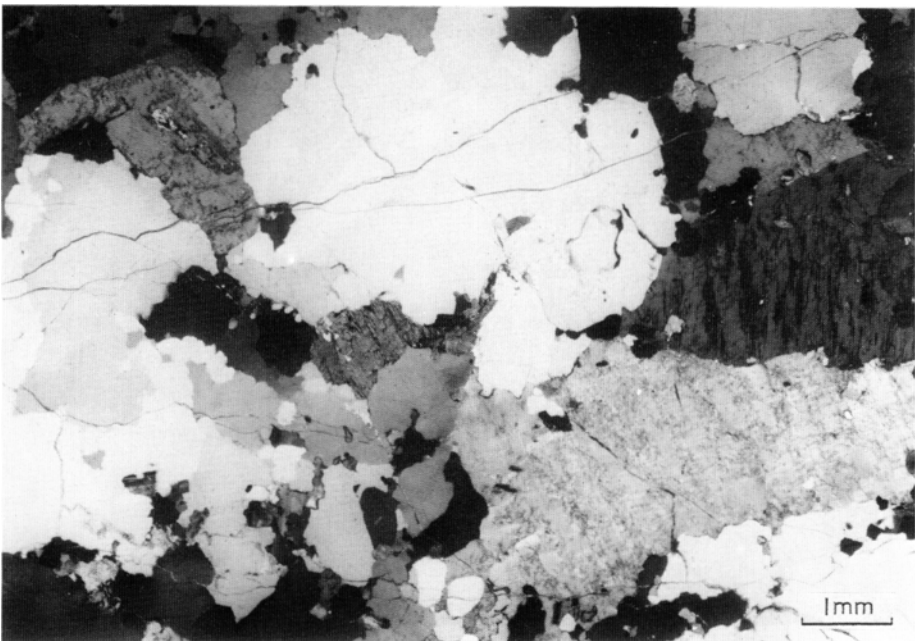


2 猪ノ鼻トナール斑岩 土山町猪ノ鼻 (KA-36). 黒雲母斑晶 (B) は新鮮であるが, 角閃石 (H) は黒雲母集合体に置き換えられる. 石基はグラノプラスチック組織を示す

第IV図版



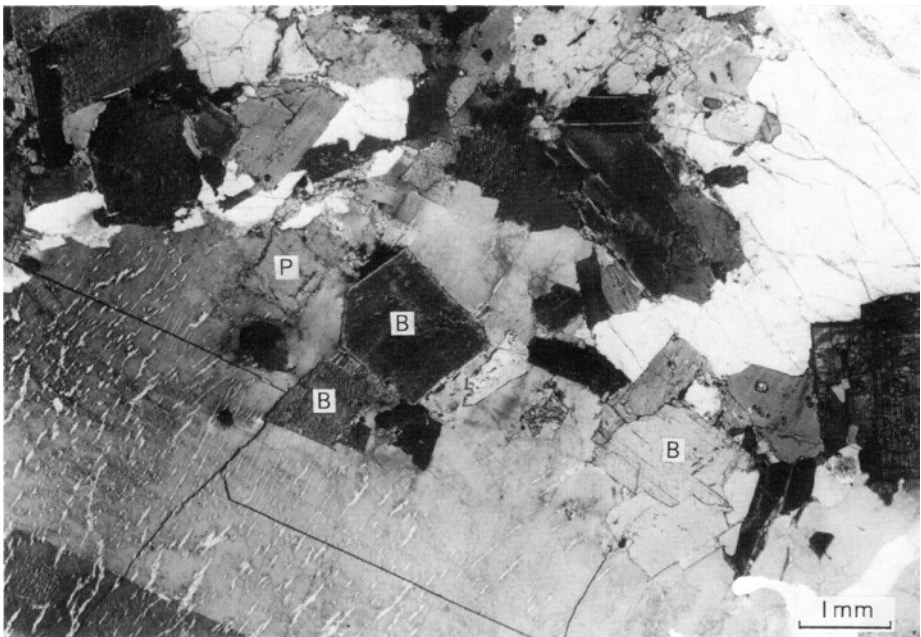
1 角閃石斑れい岩 亀山市前田川 (KA-38). 角閃石の大型結晶 (右上) は小型の斜長石を多数包有. 左下にはやや大型の斜長石 (累帯構造が顕著) が多い



2 雨引山花崗岩 亀山市小野川 (KA-90). 左下の石英は著しく sub-grain 化している



1 加太花崗閃緑岩 関町金場西方 (KA-65). 右上の石英は著しく sub-grain 化している



2 加太花崗閃緑岩 関町大滝谷 (KA-20). 斑状のカリ長石 (パーサイト構造を示す) が黒雲母 (B) や斜長石 (P) をポイキリティックに包有. 石英の sub-grain 化はV-1ほど顕著でない

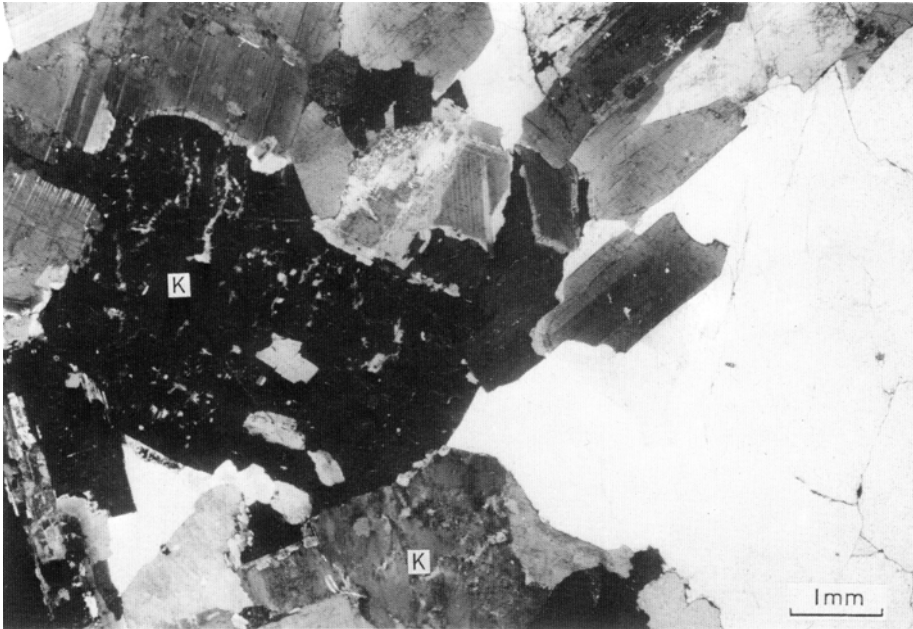
第VI図版



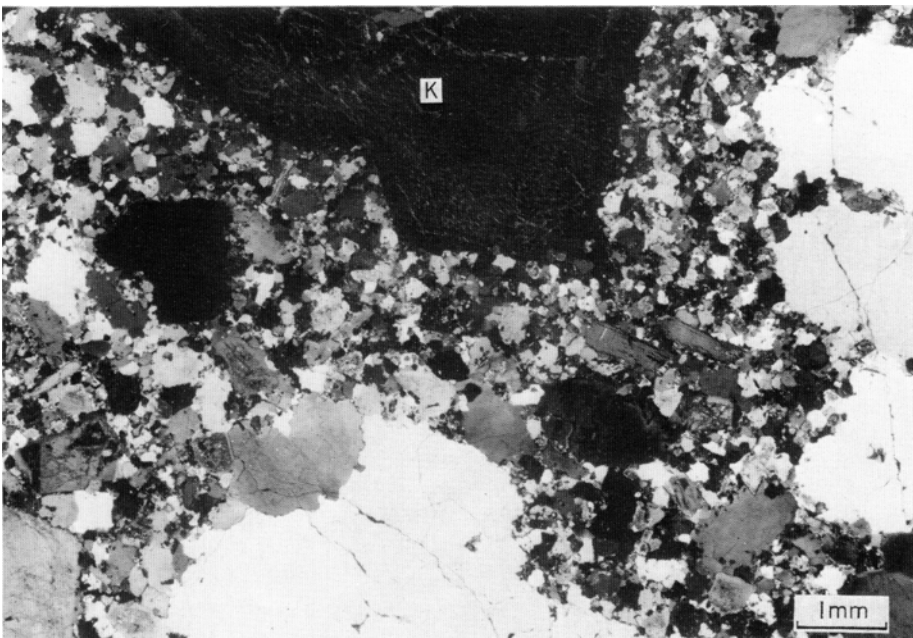
1 金場トーナラル岩 関町金場 (KA-180). 半自形の斜長石 (P) を黒雲母 (B) がとりまき, 左右の方向に弱い片理が発達する



2 野登山花崗閃緑岩 鈴鹿市野登山南方 (KA-180). 自形斜長石の間を石英が埋めている

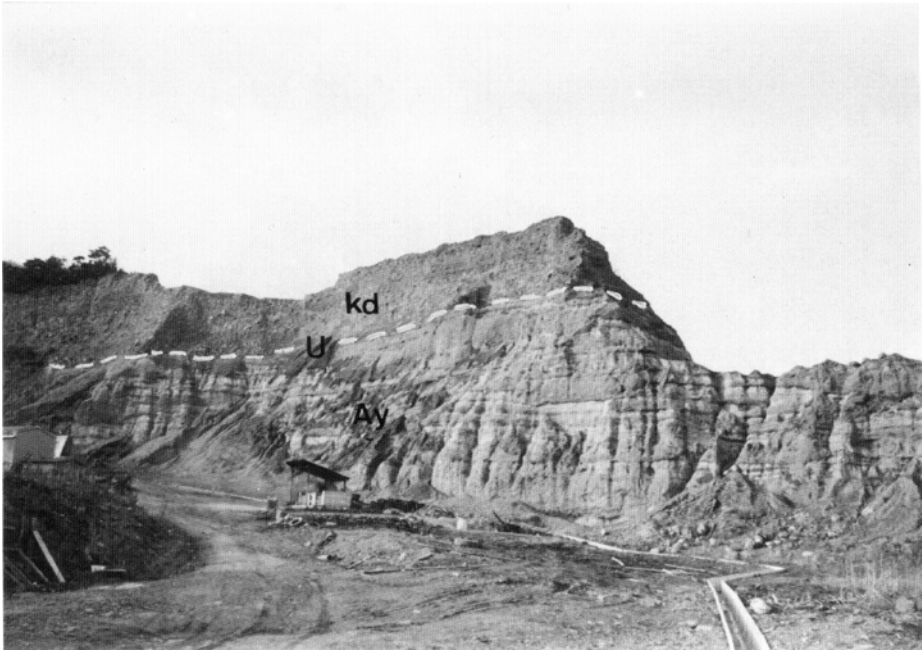


1 粗粒黒雲母花崗岩（鈴鹿花崗岩） 四日市市入道ヶ岳北方（KA-61）. カリ長石（K）・石英・斜長石がほぼ等粒状である 石英（右端）はsub-grain化していない



2 斑状黒雲母花崗岩（鈴鹿花崗岩） 土山町田村川上流（KA-161）. 斑晶はほぼ自形のカリ長石（K）・石英・斜長石, 石基は微粒花崗岩質

顕微鏡写真はニコンマルチフォトを使用. すべて直交ニコル



1 北谷礫層（水沢最古期扇状地堆積物：Kd）に不整合（U）に覆われる奄芸層群湯の山礫相（Ay）（水沢丘陵西部の水沢病院裏の崖）



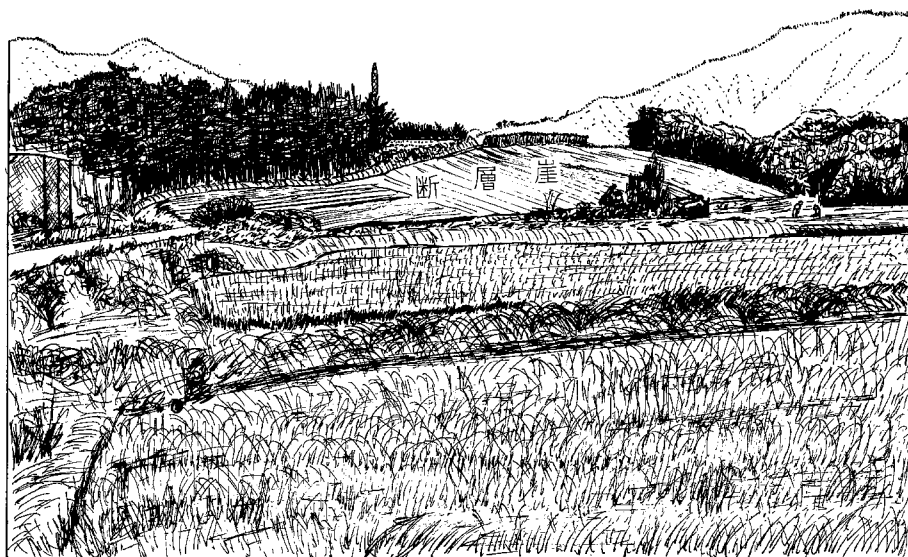
2 北谷礫層（Kd）と奄芸層群湯の山礫相（Ay）との不整合の露頭（不整合面自体が傾斜していることに注意。このことは北谷層堆積後も構造運動が継続していたことを物語る）（第Ⅷ図版-1の北側の切り崩しの東側の崖）



1 綿向山断層の露頭 (古生層(P) が古琵琶湖層群 (Kb) に衝上している。N10° W, 50° Eの断層面が写真向い側の山腹にも露出する) (日野町水無山西側山腹の林道)



2 鎌掛断層により古琵琶湖層群が急傾斜 (N48° E, 70° N) している露頭 (日野町蔵王北西約700m)



H₂面を切る白木断層の断層崖 (亀山市白木町白川小学校のすぐ北)

※文献引用例

宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭(1981) 亀山地域の地質, 地域地質
研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 128 p.

MIYAMURA, M., YOSHIDA, F., YAMADA, N., SATO, T. and SANGAWA, A. (1981) *Geology
of the Kameyama district*. Quadrangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan,
128 p. (in Japanese with English Abstract, 9 p.)

昭和56年3月16日印刷

昭和56年3月20日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

〒162 東京都新宿区天神町78

©1981 Geological Survey of Japan