

55(521.71/.72)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都(11)第30号

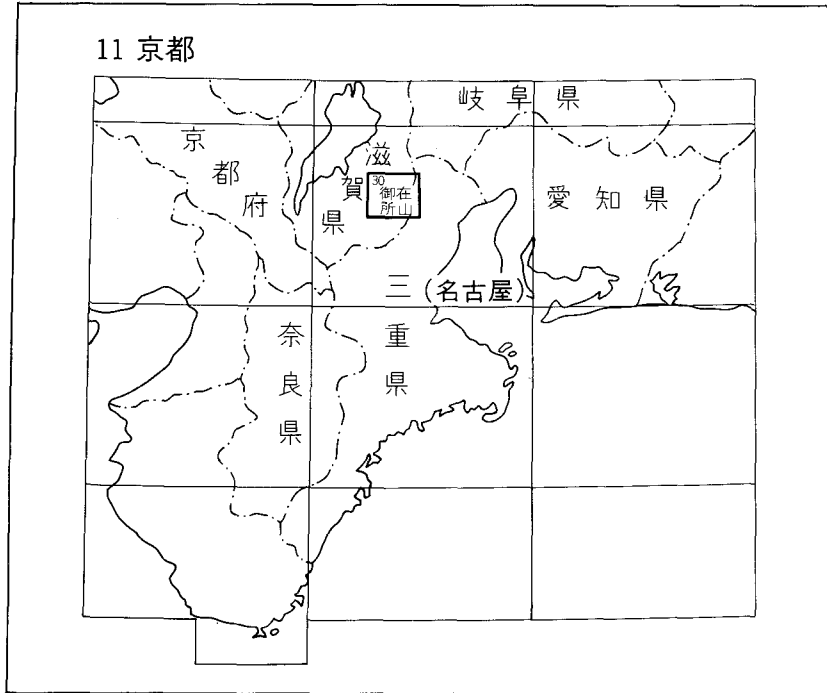
御在所山地域の地質

原山 智・宮村 学
吉田史郎・三村弘二・栗本史雄

平成元年

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	5
II. 1 中・古生界	5
II. 2 白亜紀後期火成岩類	9
II. 3 新生界	11
III. 中・古生界	15
III. 1 研究史	15
III. 2 緑色岩-石灰岩相	16
III. 2. 1 霊仙山層	16
III. 3 碎屑岩相	20
III. 3. 1 大君ヶ畑層	21
III. 3. 2 菰野層群	21
III. 3. 3 幾里谷層群	22
III. 3. 4 武平峠層	22
III. 3. 5 野洲川層群	24
III. 3. 6 愛知川層群	24
III. 3. 7 彦根層群	28
III. 4 鈴鹿衝上地塊の地質構造	28
III. 4. 1 藤原岳地域	28
III. 4. 2 南部地域	29
IV. 湖東流紋岩類	30
IV. 1 研究史と概要	30
IV. 2 佐目溶結凝灰岩層	31
IV. 3 萱原溶結凝灰岩層	33
IV. 4 未区分溶結凝灰岩層	36
IV. 5 秦荘石英斑岩	36
IV. 6 深谷層	38
IV. 7 深谷岩層なだれ堆積物	38
IV. 8 八尾山火砕岩層	39
IV. 9 犬上花崗斑岩	40
IV. 10 杠葉尾火砕岩	48
IV. 11 湖東流紋岩類の年代測定値	52
IV. 12 湖東コールドロンの形成	56

V.	鈴鹿花崗岩及び周辺の貫入岩類	57
V. 1	研究史及び概要	57
V. 2	鈴鹿花崗岩	59
V. 2. 1	中-粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩	59
V. 2. 2	中-粗粒弱斑状黒雲母花崗岩	64
V. 2. 3	細-中粒等粒状黒雲母花崗岩	65
V. 2. 4	アプライト及びアプライト質花崗岩	69
V. 3	石子山花崗岩	70
V. 4	風越谷花崗閃緑斑岩	70
V. 5	谷尻谷斑状花崗岩	71
V. 6	花崗岩類の化学組成	76
V. 7	花崗岩類の年代測定値と火成活動史	78
V. 7. 1	花崗岩類の年代測定値	78
V. 7. 2	本図幅地域の火成活動史	79
VI.	岩脈	82
VII.	新生界	82
VII. 1	千種層	82
VII. 1. 1	岩相層序	82
VII. 1. 2	化石	83
VII. 1. 3	堆積環境	87
VII. 1. 4	地質年代	87
VII. 1. 5	対比	88
VII. 2	鈴鹿山脈稜線の礫層	88
VII. 3	東海層群	89
VII. 3. 1	美鹿累層	90
VII. 3. 2	石樽累層	91
VII. 3. 3	古野累層	91
VII. 3. 4	多志田川累層	91
VII. 3. 5	大泉累層	91
VII. 3. 6	桜村累層	91
VII. 3. 7	米野累層	94
VII. 3. 8	火山灰層とフィッシュントラック年代	94
VII. 4	古琵琶湖層群	94
VII. 4. 1	渋川礫層	96
VII. 4. 2	蒲生礫層	96
VII. 4. 3	草津累層	100

VII. 4. 4 化石	100
VII. 4. 5 火山灰層とフィッシュトラック年代・古地磁気編年	104
VII. 5 第四系	104
VII. 5. 1 鈴鹿山脈東側の第四系	104
VII. 5. 2 鈴鹿山脈西側の第四系	109
VII. 6 地質構造	114
VII. 6. 1 鈴鹿山脈東側の地質構造	114
VII. 6. 2 鈴鹿山脈西側の地質構造	117
VIII. 応用地質	119
VIII. 1 銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱床	119
VIII. 2 マンガン	122
VIII. 3 天然ガス	122
VIII. 4 長石・珪石	123
VIII. 5 蛍石	123
VIII. 6 石灰岩	124
VIII. 7 ドロマイト	124
VIII. 8 その他の鉱産物	124
VIII. 8. 1 金・銀	124
VIII. 8. 2 モリブデン	125
VIII. 8. 3 スカルン鉱物	125
VIII. 9 地下水	126
VIII. 10 温泉	127
VIII. 11 石材	127
VIII. 12 砕石	127
文 献	127
Abstract	134

図・表・図版目次

第1図 近畿地方の埋谷面図と主要活断層	2
第2図 御在所山図幅地域の埋谷面図と鈴鹿山脈両縁の断層分布	3
第3図 鈴鹿山脈東縁及び西縁における断層地形	3
第4図 御在所山図幅地域及び周辺地域の地形区分図	4
第5図 御在所山図幅地域の緑色岩-石灰岩相と碎屑岩相の分布	7
第6図 御在所山図幅地域及びその周辺における緑色岩-石灰岩相の連続と碎屑岩相の対照性	8
第7図 琵琶湖周辺の白亜紀後期火成岩類(琵琶湖環状複合火成岩体)の分布概略図	10

第8図	近畿・東海地方の新生界の分布図	12
第9図	東海層群の層序区分と対比	13
第10図	古琵琶湖層群の層序	14
第11図	霊仙山層の枕状溶岩の産状	17
第12図	霊仙山層と愛知川層群黄和田層の境界をなす衝上断層	18
第13図	藤原岳周辺地域における紡錘虫化石の産出地点と化石帯の分布	18
第14図	藤原岳周辺地域の霊仙山層及び大君ヶ畑層の柱状図	20
第15図	武平峠層の細粒砂岩中に見られる含礫泥岩	23
第16図	愛知川層群の柱状図と放散虫化石の産出層準	25
第17図	愛知川層群黄和田層中の含礫泥岩	27
第18図	愛知川層群黄和田層に見られるスランプ過褶曲	27
第19図	彦根層群道ヶ谷層と愛知川層群箕川層の境界をなす断層	29
第20図	多賀町深谷林道沿いの湖東流紋岩類のルートマップ	32
第21図	湖東流紋岩類のモード	33
第22図	永源寺町和南東方の渋川沿いに分布する萱原溶結凝灰岩の葉理面の 走向・傾斜を示すルートマップ	34
第23図	永源寺町和南東方の渋川沿いに分布する萱原溶結凝灰岩中の石質岩片量の変化	35
第24図	深谷岩屑なだれ堆積物中の萱原溶結凝灰岩層の岩塊	39
第25図	黄和田層に貫入する犬上花崗斑岩	41
第26図	黄和田層に水平に貫入する犬上花崗斑岩の露頭写真	42
第27図	犬上花崗斑岩と萱原溶結凝灰岩の関係を示すルートマップ	42
第28図	黄和田層に貫入する犬上花崗斑岩の内側弧状岩脈	43
第29図	犬上花崗斑岩中のチャート捕獲岩	44
第30図	犬上花崗斑岩中の暗色包有岩	45
第31図	犬上花崗斑岩の貫入面付近の岩相変化	46
第32図	杠葉尾火砕岩中の岩片の産状を示すスケッチ	49
第33図	犬上花崗斑岩と杠葉尾火砕岩の複雑な貫入関係を示すルートマップ	50
第34図	杠葉尾火砕岩と犬上花崗斑岩の接触部のスケッチ	51
第35図	竜ヶ岳南方山腹において中・古生層に緩傾斜で貫入する鈴鹿花崗岩の遠望写真	58
第36図	鈴鹿花崗岩の岩相配列の概念図	60
第37図	細粒等粒状岩相と粗粒斑状岩相が弱斑状岩相を欠いて直接接する境界	61
第38図	鈴鹿花崗岩及び周辺地域の貫入岩類のモード	63
第39図	等粒状岩相よりなる御在所山北東の岩壁	66
第40図	緩傾斜な境界面を示す岩床状アブライトの露頭写真	67
第41図	中粒等粒状岩相中のレンズ状をなすペグマタイト-アブライト複合脈	68
第42図	鈴鹿花崗岩(細粒等粒状岩相)に貫入する谷尻谷斑状花崗岩のスケッチ	72

第43図	風越谷花崗閃緑斑岩に貫入する谷尻谷斑状花崗岩の境界を示す染色研磨面の写真	72
第44図	谷尻谷斑状花崗岩中の風越谷花崗閃緑斑岩の捕獲岩写真	73
第45図	鈴鹿花崗岩に貫入する石英斑岩(谷尻谷斑状花崗岩)と火砕岩脈のスケッチ	73
第46図	御在所山図幅地域の貫入岩類の酸化物-ノルム図	77
第47図	御在所山図幅地域と周辺地域の貫入岩類の $MgO-FeO^*-(Na_2O+K_2O)$ 図	78
第48図	御在所山図幅地域とその周辺における火成岩類の相互関係と推定活動時期	81
第49図	千種層の地質図	83
第50図	千種層の地質柱状図	84
第51図	千種層の地質柱状図作成地点図	84
第52図	千種層の露頭写真	85
第53図	千種層産の貝化石群集の層序分布	86
第54図	千種層産の浮遊性有孔虫化石の主要種の生層序分布	87
第55図	千種層の地質年代と対比	88
第56図	金山礫層の露頭写真	89
第57図	東海層群の層序・層相及び主な火山灰層	90
第58図	美鹿累層及び石樽累層の露頭写真	92
第59図	多志田累層・湯の山礫相及び大泉累層の露頭写真	93
第60図	古琵琶湖層群の層序・層相及び主な火山灰層	95
第61図	八日市・日野・水口丘陵の古琵琶湖層群の層序区分と対比	96
第62図	渋川礫層下部の露頭写真	97
第63図	佐久良部層を構成する礫層の露頭写真	97
第64図	日野粘土層の露頭写真	99
第65図	中在寺互層の露頭写真	101
第66図	和南礫層の露頭写真	102
第67図	瓜生津峠部層及び石塔部層を構成する礫層の露頭写真	103
第68図	切畑礫層及び第1段丘堆積物の露頭写真	106
第69図	第3及び第4段丘堆積物の露頭写真	108
第70図	西明寺礫層及び百済寺I段丘堆積物の露頭写真	110
第71図	百済寺II及び池之脇段丘堆積物の露頭写真	112
第72図	低位II及び低位III段丘堆積物の露頭写真	113
第73図	新生界の地質構造図	115
第74図	一志断層系の断層面の露頭写真	116
第75図	綿向山断層の断層面の露頭写真	118
第76図	自噴式井戸(ドッコイショ)の分布	126
第1表	御在所山図幅地域の地質総括表	6

第2表	御在所山図幅地域に産出する紡錘虫化石	19
第3表	御在所山図幅地域に産出する放散虫及びキノドント化石	20-21
第4表	湖東流紋岩類の層序区分	31
第5表	湖東流紋岩類の年代測定値	54
第6表	鈴鹿花崗岩のペグマタイト中の鉄かんらん石の化学組成	67
第7表	御在所山図幅地域の花崗岩類の化学組成	76
第8表	御在所山図幅地域の花崗岩類の年代測定値	80
第9表	千種層の層序区分表	82
第10表	千種層から産出する浮遊性有孔虫化石	86
第11表	鈴鹿山脈東側の第四系の地形面区分と対比	105
第12表	鈴鹿山脈西側の第四系の区分と対比	109
第13表	近江温泉掘削井の天然ガス成分表	123
第I図版	1 黒雲母花崗斑岩(谷尻谷斑状花崗岩)	141
	2 角閃石含有黒雲母花崗斑岩(谷尻谷斑状花崗岩)	141
	3 斑状黒雲母花崗岩(谷尻谷斑状花崗岩)	141
	4 斑状黒雲母花崗岩(谷尻谷斑状花崗岩)	141
第II図版	1 角閃石含有黒雲母花崗斑岩(犬上花崗斑岩)	142
	2 角閃石含有黒雲母石英斑岩(犬上花崗斑岩)	142
第III図版	1 角閃石含有黒雲母花崗斑岩(犬上花崗斑岩)	143
	2 斑状角閃石黒雲母花崗岩(犬上花崗斑岩)	143
第IV図版	1 中-細粒等粒状黒雲母花崗岩(鈴鹿花崗岩)	144
	2 中粒弱斑状黒雲母花崗岩(鈴鹿花崗岩)	144
第V図版	1 中-粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩(鈴鹿花崗岩)	145
	2 粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩(鈴鹿花崗岩)	145

御在所山地域の地質

原山 智*・宮村 学**

吉田史郎***・三村弘二***・栗本史雄*

御在所山地域の地質図幅の作成は、地震予知特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として行われたもので、現地調査は昭和61及び62年度に実施された。

本図幅地域の調査並びに研究報告のとりまとめに当たっては、中・古生界に関しては宮村と栗本が、湖東流紋岩類に関しては原山と三村が、鈴鹿花崗岩と周辺の貫入岩類に関しては原山が、新生界に関しては吉田が、応用地質に関しては原山・吉田・宮村がそれぞれ担当・執筆した。全般にわたる調整及び総括は原山と栗本が担当した。

これらのうち湖東流紋岩類のとりまとめに当たっては、滋賀県立水口高等学校の西川一雄氏と共同研究者による湖東流紋岩類の層序・構造及び火成活動史に関する未公表研究資料を使わせていただいた。また、鈴鹿山脈高所に分布する新第三紀礫層については、西川一雄氏及び共同研究者による昭和35年以後の調査研究資料を基礎としてとりまとめた。

本研究報告作成に当たり、木之本町立朝日小学校の吉田源市氏を初めとする周琵琶湖花崗岩団体研究グループの諸氏には、現地及び室内での討論を通じ本図幅地域の花崗岩類について有益な示唆を与えられるとともに、投稿中の論文の一部引用をさせていただいた。島根大学の沢田順弘氏には、発表されたK-Ar年代測定値(沢田・板谷, 1988)の詳細と試料採取地点について御教示いただいた。電力中央研究所の伊藤久敏氏には湖東流紋岩類のフィッシュントラック年代について投稿中の資料を見せていただくとともに採取地点などの詳細を教えていただいた。フィッシュントラック年代については、(株)京都フィッシュン・トラックの榎原 徹氏に議論をしていただいた。琵琶湖周辺の斑岩岩脈については、滋賀大学教育学部の中野 聰氏の御好意により同大学の卒業論文を利用させていただいた。三重県内の金属及び非金属鉱床についての資料の一部は、元所員の高田康秀氏に提供していただいた。

鉱物の分析には名古屋大学理学部地球科学教室のEPMAを使用させていただいた。機器の使用と分析試料の作成に当たっては同教室の鈴木和博氏・榎並正樹氏・平岩五十鈴氏を初めとする諸氏に便宜を計っていただいた。

以上の方々に厚く御礼申し上げる。

所内では地殻物理部の金谷 弘技官に鈴鹿花崗岩の蛍光X線分析値についての未公表資料を見せていただき、有益な議論をしていただいた。

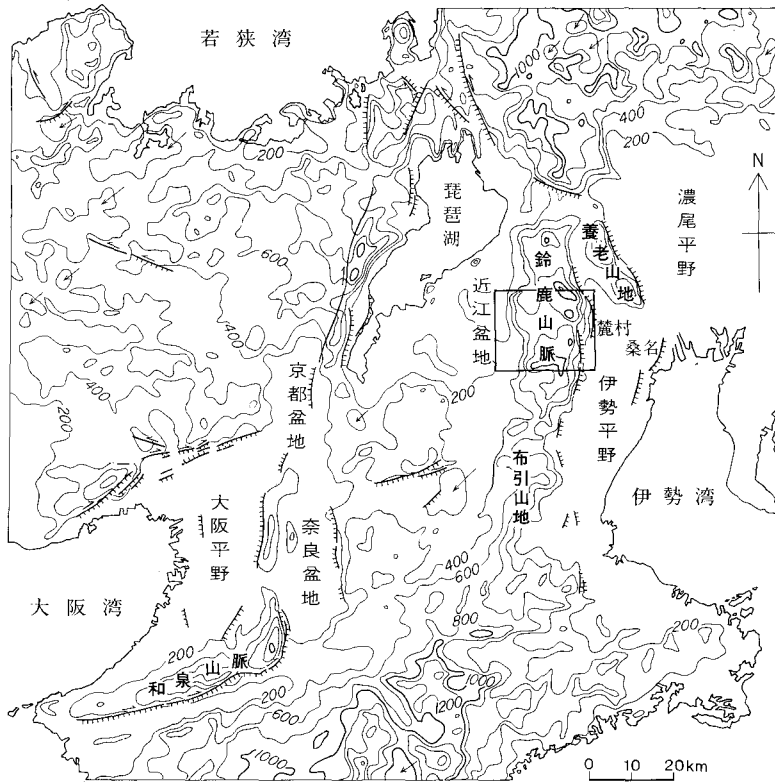
本研究に使用した岩石薄片は北海道支所谷津良太郎・渡辺真治技官(元所員)及び佐藤卓見技官の製作によるものである。

I. 地 形

御在所山地域は近畿地方東部に位置し、北緯 $35^{\circ}00' - 35^{\circ}10'$ 、東経 $136^{\circ}15' - 136^{\circ}30'$ の範囲を含む。本図幅地域の大部分は鈴鹿山脈によって占められるが、東西両端部には、同山脈東西両側の丘陵・台地・沖積低地が幅数 km にわたって含まれている。

鈴鹿山脈は、JR 関西本線が走る加太盆地から関ヶ原まで南北方向に延び、長さ約55 km、幅約10 km

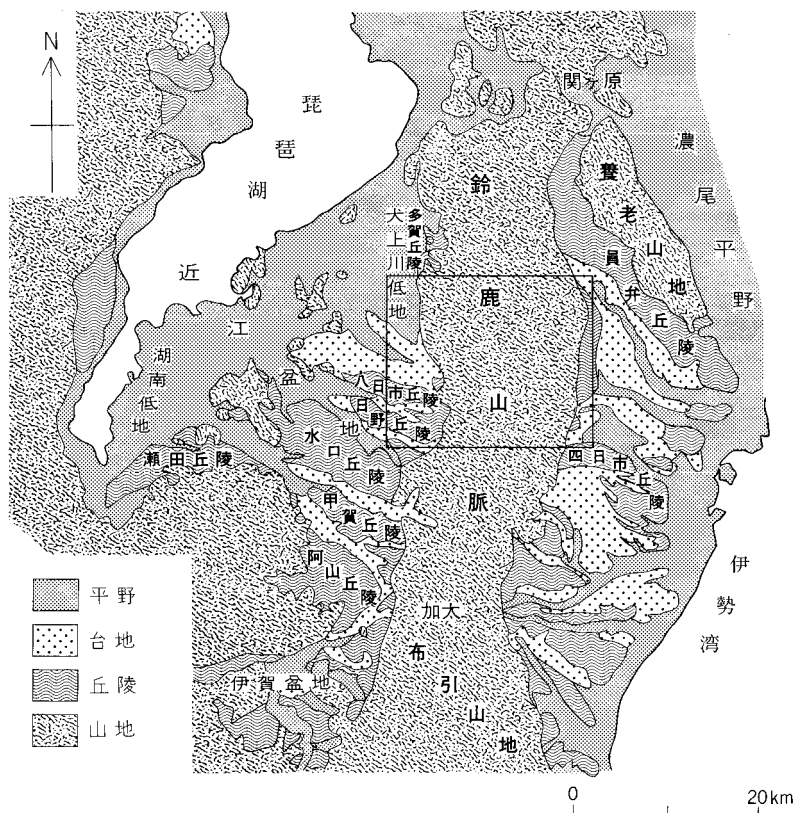
* 近畿・中部地域地質センター ** 元大阪出張所 *** 地質部



第1図 近畿地方の埋谷面図と主要活断層(枠内は本図幅地域を示す)．宮村ほか(1981)に一部加筆

の規模を持つ．本図幅地域には，同山脈中部に当たる部分が含まれる(第1図)．この鈴鹿山脈東西両縁は，いずれも断層によって限られ，低地との境には急崖が認められる(第2図，第3図)．鈴鹿山脈東西両縁の断層は，東縁断層(一志断層系)の方が，西縁断層よりも大きな累積変位を持つ．また第四紀後半においても，東縁の一志断層系の方が，顕著な運動を行っている．このため鈴鹿山脈は，東西方向の断面で見ると，西側にやや緩傾斜する傾動地塊山地となっている．

このような傾動地形は，鈴鹿山脈を構成する各山体の高度分布に明瞭に反映されている．第2図に示すように，鈴鹿山脈の主稜線は同山脈東部に南北に走り，藤原岳・竜ヶ岳・釈迦ヶ岳・御在所山などの標高1,000 m-1,200数10 mの山頂の連なりからなる．これに比べ鈴鹿山脈西部における標高は，綿向山を除くと1,000 m以下である．鈴鹿山脈内部に発達する河川系も，傾動地形を良く反映し，分水嶺(主稜線)より東側では，多志田川・青川・宇賀川・朝明川・三滝川など，山麓までの河川距離が短く，河床勾配の急な河川が東西方向に発達している．これに対し，分水嶺より西側では，山麓までの河川距離が長く，河床勾配が東側より緩やかな，犬上川・宇曾川・愛知川などの諸河川が山地を深く刻み込んでいる．このような特徴に加え，西側の河川は支流が良く発達して広い集水面積を持つため，永源寺(愛知川)ダム・犬上川ダム・宇曾川ダムが建設されている．ちなみに，鈴鹿山脈の主稜線は同時に，滋賀



第4図 御在所山図幅地域及び周辺地域の地形区分図(枠内は本図幅地域を示す)

県と三重県の県境である。

鈴鹿山脈を構成するのは、美濃帯中・古生界(二疊系-ジュラ系)、白亜紀後期の湖東流紋岩類及び鈴鹿花崗岩の硬く固結した地層・岩体である。鈴鹿花崗岩は鈴鹿山脈主稜線沿いの山体を、湖東流紋岩類は本図幅地域北西部の標高900数10 m以下、一般に標高700 m以下の山体を形成している。一方、美濃帯中・古生界は、両岩体間の鈴鹿山脈中軸部の山体を形成している。

このような標高1,000 m以上に達する鈴鹿山脈の形成には、同山脈東西両縁を限る断層の活動が深く関与している。これらの断層の活動開始は、少なくとも鮮新世初頭まではさかのぼるが、鮮新世当時の鈴鹿山脈は低起伏山地の様相を呈していた可能性が高い。したがって、現在のような高起伏地形を形成したのは、第四紀に入ってからであろう。

鈴鹿山脈東側に分布する丘陵・台地・沖積低地は、鈴鹿山脈と伊勢湾の間に発達する低地帯の一部に、鈴鹿山脈西側に展開する丘陵・台地・沖積低地は、琵琶湖をふところに抱く近江盆地の一部に当たる(第1図、第4図)。鈴鹿山脈東麓の丘陵帯は、幾分固結の進行した鮮新-更新統の東海層群から構成され、250 m以下の標高を示す。その分布形態は三滝川を境にして大きく二分できる。三滝川より北方の丘陵帯は、鈴鹿山脈東麓に沿って幅数 km の範囲で南北に延びる丘陵帯の一部である。三滝川南岸の

丘陵は、南東隣四日市図幅地域の四日市市から鈴鹿山脈東麓にかけて広がる四日市丘陵の一部に当たる。これらの丘陵帯は、鈴鹿山脈から東流する諸河川によって、幾つかの小丘陵に開析されている。

鈴鹿山脈西側の丘陵帯は標高400 m以下、幾分固結の進んだ鮮新-更新統の古琵琶湖層群からなり、主に愛知川南方に分布する。愛知川南方の丘陵はほぼ東西方向に延び、北から八日市丘陵・日野丘陵・水口丘陵と呼ばれる丘陵の一部に当たる。これらの丘陵は、より広い視野で見ると、近江盆地南部から伊賀盆地にかけて発達する丘陵帯の一部である。なお、丘陵帯内部の日野町小野や佐久良には、湖東流紋岩類や鈴鹿花崗岩などからなる規模の小さな山体がある。

台地は、更新世中期末以降に形成され、ほとんど固結していない段丘堆積物からなる。鈴鹿山脈東西両側とも5段の段丘面が識別される。鈴鹿山脈東麓の段丘のほとんどは、かつて山麓線沿いに形成された扇状地が段丘化したものである。一方、鈴鹿山脈西側の段丘の多くは、愛知川・日野川の河川営力の消長に伴って形成された河岸段丘であるが、愛知川北方の百済寺I・II段丘堆積物は山麓線沿いに形成された隆起扇状地である。このほか、山麓線及び山脈内部には、規模の小さな崖錐が発達している。

沖積低地は、鈴鹿山脈西側のうち、愛知川北方の愛東町・湖東町・秦荘町に主に分布する。愛知川北方の沖積低地は犬上川低地の一部に当たる。犬上川低地は、犬上川・宇曾川・加額川などが運搬した土砂によって形成された合流扇状地からなる。本図幅地域の扇状地面勾配は、西に向かって20-40/1000の傾斜を示す。ほかの沖積低地は、各河川沿いの幅数100 mから1 km以下の河成低地からなる。低地表層部は、自然堤防・流路州・氾濫平野・谷底平野から構成される。

II. 地質概説

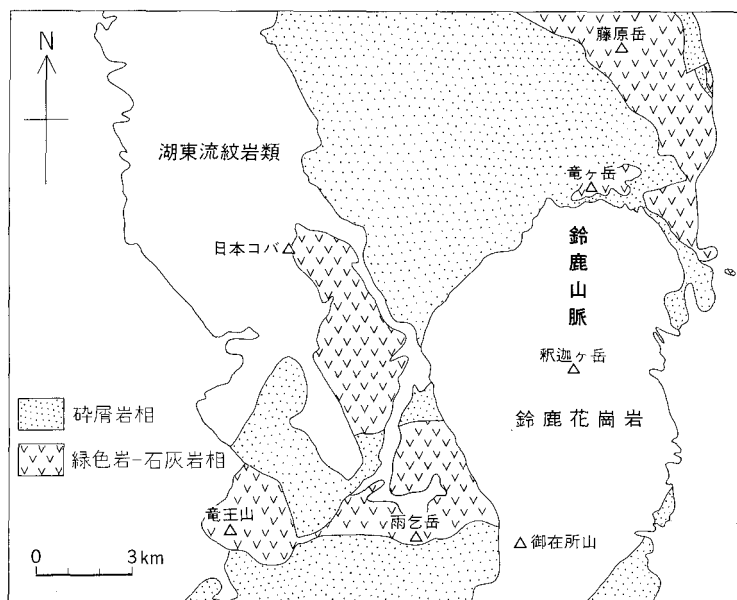
近畿地方の東縁部にある本図幅地域は、地体構造区分上、美濃帯の西縁に位置する。

本図幅地域の地質は古い方から美濃帯中・古生界、白亜紀後期の火成岩類及び新生界よりなる。新生界は中新統、鮮新-更新統(東海層群・古琵琶湖層群)及び更新世後期-完新世の堆積物から構成される(第1表)。

II. 1 中・古生界

本図幅地域の美濃帯中・古生界は、岩相の特徴に基づいて、緑色岩類・石灰岩を主体とする緑色岩-石灰岩相と砂岩・泥岩を主体とする碎屑岩相に大別することができる。一方、本図幅地域北縁部を含む美濃帯西縁部(伊吹・鈴鹿・養老地域)の中・古生界はMIYAMURA (1973)及び宮村(1982)により石灰岩相と非石灰岩相に2分され、前者は緑色岩-石灰岩相に、後者は碎屑岩相にほぼ相当する。緑色岩-石灰岩相と碎屑岩相は断層関係にあり、前者が後者の上に衝上している。この衝上断層の断層面は本図幅地域では一般に高角度である。本図幅地域における緑色岩-石灰岩相と碎屑岩相の分布を第5図に示す。

本図幅地域の緑色岩-石灰岩相は霊仙山層と呼ばれ、北に隣接する彦根東部図幅地域から連続して分布する。霊仙山層は緑色岩類と石灰岩から構成され、わずかにチャートを含む。石灰岩から二疊紀前期の紡錘虫化石、チャートからは二疊紀中-後期を示す放散虫化石が産出する。また、霊仙山層は泥岩を



第5図 御在所山図幅地域の緑色岩-石灰岩相と碎屑岩相の分布

わずかに含むが、泥岩からは年代決定に有効な化石は得られていない。したがって、石灰岩及びチャートに含まれる化石に基づいて、同層は二疊紀に形成されたものとする。

一方、碎屑岩相は^{おじがはた}大君ヶ畑層、^{こもの}菰野層群、^{いくにだに}幾里谷層群、^{ぶへいとげ}武平峠層、^{やすがわ}野洲川層群、^{えちがわ}愛知川層群及び彦根層群に区分され、それらのうち愛知川層群が碎屑岩相分布域の大部分を占める。以上の地層は従来、石灰岩レンズに含まれる紡錘虫化石に基づいて、二疊系と考えられていた。しかし、近年、泥岩及びチャートから産出する放射虫あるいはコノドント化石によって、地質年代の再検討が進められてきた。

大君ヶ畑層は下部のチャートと上部の泥岩から構成される。チャートからは三疊紀を示す放射虫化石を産出し、その上に載る泥岩からはジュラ紀を示す放射虫化石が見いだされたことから、本層は三疊-ジュラ系に属する。

菰野層群は下位より^{きららみね}入道ヶ岳層と雲母峰層に区分され、いずれも主として泥岩からなる。幾里谷層群は主として砂岩から構成される。武平峠層は主として泥岩から構成される。野洲川層群は模式地(亀山図幅地域)において、下位より土山層、^{おおづち}青土層及び田村川層に区分され、本図幅地域では土山層と田村川層が分布する。土山層は主として泥岩及び砂岩から、田村川層は主として泥岩からなる。愛知川層群は下位より^{みのかわ}箕川層と^{きわだ}黄和田層に区分される。箕川層は主として砂岩と泥岩からなり、砂岩が優勢である。黄和田層は主として泥岩からなり、チャート、緑色岩類を伴う。彦根層群は下位より^{まいはら}道ヶ谷層と米原層に区分され、道ヶ谷層は主として泥岩から、米原層は泥岩とチャートから構成される。

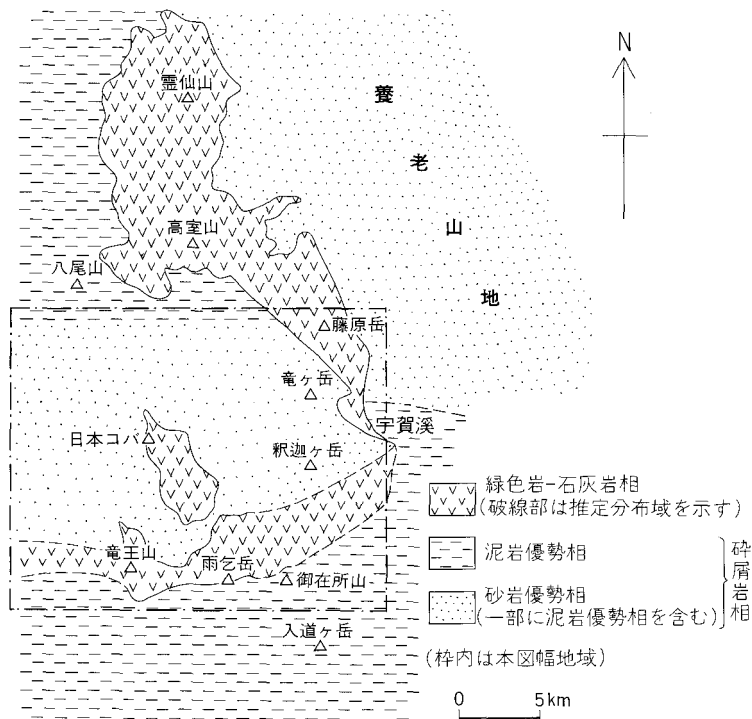
産出化石についてみると、箕川層の泥岩からはジュラ紀中期を示す放射虫化石が産出し、黄和田層の泥岩からはジュラ紀中期及び後期前葉を示す放射虫化石が産出する。また、黄和田層のチャートからは三疊紀を示すコノドント化石が産出し、石灰岩からは二疊紀を示す紡錘虫化石が産出する。更に、本図

幅地域に隣接する彦根東部・亀山両図幅地域に分布する幾里谷層群や野洲川層群についても、泥岩からはジュラ紀中期あるいはジュラ紀を示す放散虫化石が産出する。また、幾里谷層群のチャートからは二畳紀あるいは三畳紀の放散虫化石が産出し、石灰岩からは二畳紀の紡錘虫化石が産出する。

以上を要約すると、泥岩にはジュラ紀中期あるいは後期前葉を示す放散虫化石が含まれ、チャートや石灰岩からは泥岩の場合よりも古い年代を示す放散虫化石やコノドント化石が産出する。化石の示す地質年代と野外における産状から、チャート、石灰岩及び緑色岩類は碎屑岩類中の異地性岩体であり、碎屑岩相のうち少なくとも泥岩優勢相の一部はオリストストロームであると解釈した。したがって、碎屑岩相の地層は泥岩の示す最も若い年代あるいはそれ以降に最終的に形成されたものであり、本図幅において大君ヶ畑層を除く碎屑岩相の各層を中部ジュラ系あるいは上部ジュラ系(愛知川層群黄和田層)として扱う。

美濃帯中・古生界の中で、碎屑岩相は広い分布を占めるのに対し、緑色岩-石灰岩相はほぼ一つの列として追跡される。つまり、東方から郡上八幡^{ぐじょうはちまん}、舟伏山^{ふなぶせ}、赤坂金生山^{あかしかんせいざん}、伊吹山^{いぶきざん}、霊仙山など大規模な石灰岩体で特徴付けられ、大量の緑色岩類を伴うことが多い。

本図幅地域の緑色岩-石灰岩相は、霊仙山から連続し、藤原岳を中心に分布するものと、日本コバ^{あまごいだけ}、雨乞岳^{りゅうおごうざん}、竜王山^{りゅうおうざん}に分布するものがある。両者の間には鈴鹿花崗岩が貫入しているため、その連続性は明らかではない。しかし、碎屑岩相の岩相に注目すると、霊仙山及び藤原岳の緑色岩-石灰岩相を境とし



第6図 御在所山図幅地域及びその周辺における緑色岩-石灰岩相の連続と碎屑岩相の対照性

て、東側では砂岩優勢相が分布するのに対し、西側では泥岩優勢相が分布する。また、宇賀溪-雨乞岳-竜王山を境として、北側の地域には砂岩優勢相と泥岩優勢相が分布するのに対し、南側では砂岩優勢相は存在せず、一般に泥岩優勢相が分布する(第6図)。

以上のように、緑色岩-石灰岩相を境として碎屑岩相の岩相には対照性を認めることができる。この対照性は緑色岩-石灰岩相の存在が何らかの要因となって生じたと考え、緑色岩-石灰岩相の列は宇賀溪から福王山南部-釈迦ヶ岳南方-雨乞岳-竜王山へと連続していると推定した(第6図)。本図幅地域の碎屑岩相のうち、その大部分を占める愛知川層群と北縁部の彦根層群は上述の緑色岩-石灰岩相の列の内側(北西側)に位置する。一方、本図幅地域の南縁部に分布する菰野層群、武平峠層、野洲川層群及び北東縁部に分布する幾里谷層群は緑色岩-石灰岩相の列の外側(南東側)に位置する。

本図幅地域の美濃帯中・古生界は、二疊紀に形成された緑色岩-石灰岩相と最終的にジュラ紀に形成された碎屑岩相から構成され、両者は対照的な岩相を示す。緑色岩-石灰岩相の列は、MIYAMURA (1973)により鈴鹿-伊吹 barrier-like narrow belt と呼ばれ、この狭長な地帯が碎屑岩相に関する岩相の対照性をもたらす要因であったと考えられた。また、緑色岩-石灰岩相の両側における碎屑岩類の岩相の対照性は HATTORI (1975)によっても指摘され、緑色岩-石灰岩相の存在が重要視された。

緑色岩-石灰岩相の霊仙山層と碎屑岩相の大君ヶ畑層は断層関係にあり、前者が後者の上に衝上している。また、霊仙山層と大君ヶ畑層はほかの碎屑岩相に衝上し、両層から構成される地塊は鈴鹿衝上地塊(宮村ほか, 1976)の延長に相当する。同地塊の衝上運動の時期はジュラ系堆積後、湖東流紋岩類や鈴鹿花崗岩の活動前であり、白亜紀前期に限定することができる(第1表)。

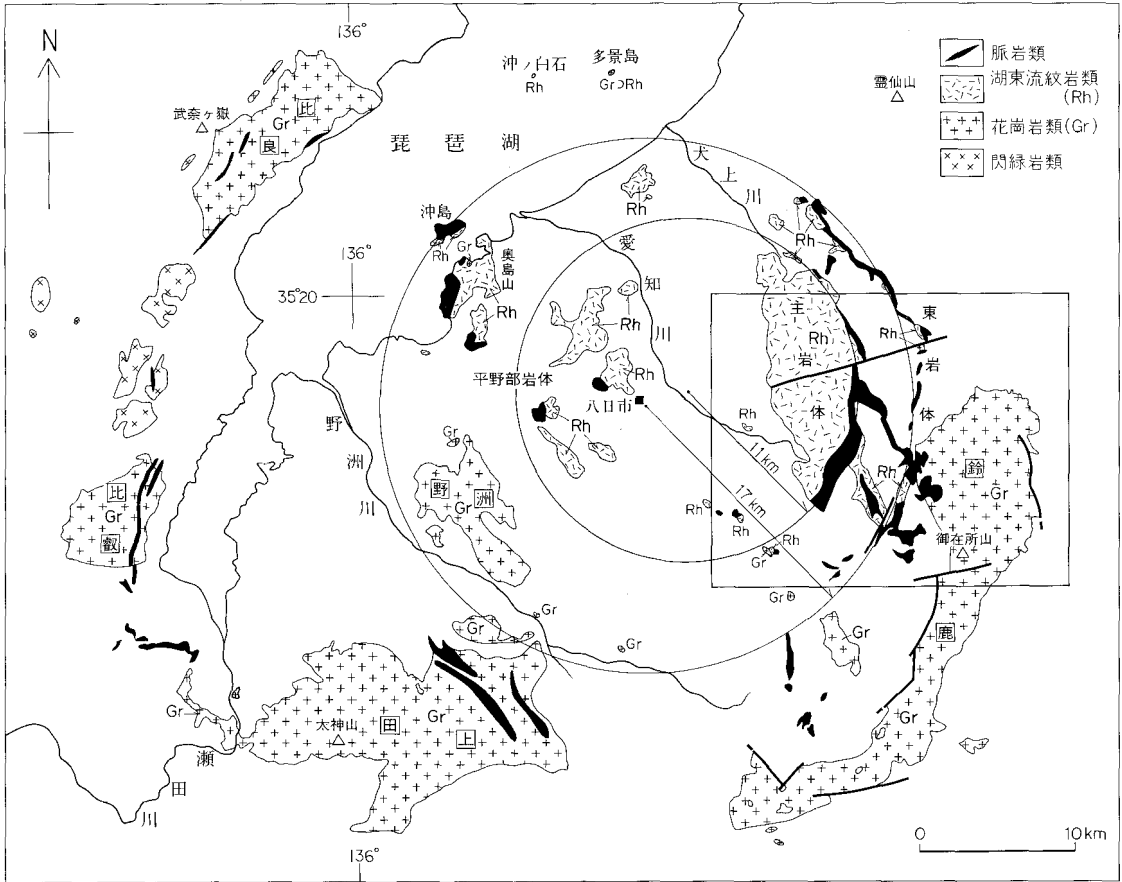
II. 2 白亜紀後期火成岩類

白亜紀後期火成岩類は白亜紀後期に西南日本内帯の広い範囲にわたって起こった珪長質火成活動の産物である。本図幅地域から琵琶湖周辺にかけて、その南部を取り囲むように比良花崗岩、比叡花崗岩、田上花崗岩、野洲花崗岩、鈴鹿花崗岩など白亜紀後期の底盤状花崗岩類が分布している。比良花崗岩と比叡花崗岩の間には幾つかの閃緑岩体が露出するほか、岩株状の小花崗岩体が鮎河・日野町小野南方・奥島山・多景島にそれぞれ分布する(第7図)。

上記琵琶湖南部周辺の底盤状花崗岩によって囲まれる地域には珪長質火山岩類が分布しており、湖東流紋岩類と呼ばれている。

西川ほか(1983)は湖東流紋岩類の活動に伴ってパイアス型コールドロン(SMITH and BAILEY, 1966)が形成されたと推定し、これを湖東コールドロンと命名している。その根拠の一つとなったのは湖東流紋岩類の岩体東部に露出する二重の弧状岩脈の存在である。この弧状岩脈は花崗斑岩から構成されており、犬上花崗斑岩と呼ばれている。二重の弧状岩脈はほぼ現在の八日市市周辺を中心とするそれぞれ半径17 km と11 km の円周上に位置している(第7図)。弧状岩脈は西方において新生界に覆われるためその連続性を詳しく追跡できない。しかし、琵琶湖畔の奥島山や沖島に露出する犬上花崗斑岩は弧状岩脈の西側の一部をなすと推定されている。

一方、最近では湖東コールドロンの外側を取り囲む形で分布する底盤状花崗岩類が、更に一回り大き



第7図 琵琶湖周辺の白亜紀後期火成岩類(琵琶湖環状複合火成岩体)の分布概略図

20万分の1地質図「名古屋」(山田ほか, 1981)及び「京都及び大阪」(河田ほか, 1985)をもとに, 山林(1986)と本報告の資料を加えて作成。四角の枠は御在所幅の範囲を示す。湖東コールドロンの二重の弧状岩脈の各々の配列に調和的な接触円とその半径・中心を図示してある。Gr(花崗岩類)とRh(流紋岩類)は図示できない各々の小分布を示し, Gr⊃Rhは流紋岩類が花崗岩に捕獲もしくは貫入されていることを示す。観音寺花崗閃緑岩(周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 1982)及び新期領家花崗岩類は割愛してある。

な環状火成岩体を構成している可能性が指摘されている。沢田・周琵琶湖花崗岩体(1985)は花崗岩中の火砕岩捕獲岩の発見や, 花崗岩に貫入する石英斑岩などの岩脈の示す環状構造に基づいて, 琵琶湖南部を取り囲む比良-比叡-田上-鈴鹿-多景島の範囲の環状岩体(60×40 km)を推定した。また, 沢田・板谷(1988)は花崗岩類の K-Ar 年代測定を約40個の試料について行った。その結果, 比叡花崗岩の一部を除いて, 花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代は68-75 Ma の限られた範囲内に集中することが明らかとなり, 環状火成岩体を構成する各火成岩体の活動時期の同時性が確実となった。更に湖東コールドロンの環状岩脈(犬上花崗斑岩)の黒雲母 K-Ar 年代(72 Ma)から, 湖東コールドロンの形成と花崗岩貫入の同時性を指摘し, こうした結果に基づいて環状花崗岩質岩は湖東流紋岩類を供給した残りの珧長質マグマが固結したものであると推定している。一方, 花崗岩に貫入する石英斑岩類(63-64 Ma : 沢田・板谷, 1988)も環状構造を示しており, 巨大コールドロンの環状割目は長期にわたり花崗岩を初めとする火成岩の貫

入形態を規制し続けたと推定できる。こうした環状構造が湖東コールドロンで推定されているようなバイアス型のものとする、バイアス型カルデラとしては最大級のものになる(沢田・板谷, 1988)。琵琶湖南部を中心に分布する巨大な環状火成岩体を、本報告では琵琶湖環状複合火成岩体と呼ぶことにする。

本図幅地域には白亜期後期の湖東流紋岩類、鈴鹿花崗岩などが分布し、上述の環状複合火成岩体の東部-東縁部に当たっている。ここには湖東流紋岩類が最もまとまって分布し、湖東コールドロンの東側を縁どる二重の弧状岩脈が明瞭な配列をしている地域である。更に弧状岩脈の外側(東側)には北から南西に向かって緩く弧を描く鈴鹿花崗岩の北半部が分布しており、本図幅地域内の白亜紀後期火成岩類は三重のコールドロン構造を示していることになる。このように、本図幅地域内には琵琶湖環状複合火成岩体を構成する火成岩がすべてそろっており、それらの火成活動史を解明するには好適な地域である。

以下のような火成活動史が明らかとなった(第1表)。

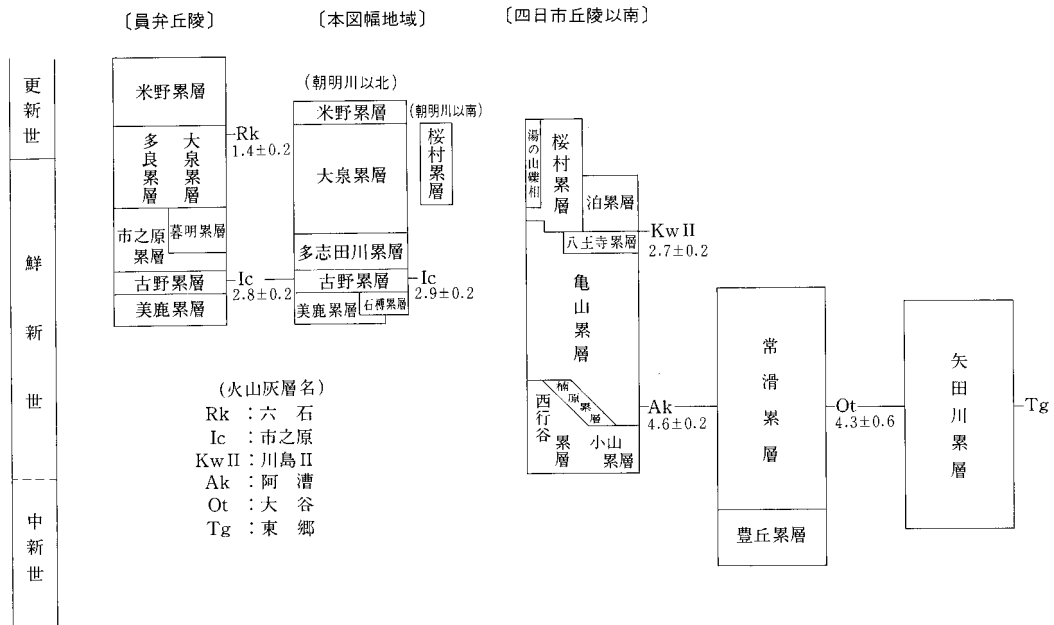
- ①湖東流紋岩類 I (佐目溶結凝灰岩層・萱原溶結凝灰岩層・未区分溶結凝灰岩層)の噴出・堆積及び秦荘石英斑岩・風越谷花崗閃緑斑岩の貫入(～80 Ma)。
- ②①の活動と同時に、その末期に鈴鹿花崗岩が貫入定置。岩体内では重力方向の岩相分化が生じた(80 Ma 前後)。
- ③湖東流紋岩類 II (八尾山火砕岩層)の噴出・堆積と内側弧状岩脈によって示される範囲での新たなコールドロンの形成。なお火砕岩の噴出に先立って火成活動の休止期を示す深谷層(凝灰質泥岩・砂岩)がコールドロン内の湖に堆積しており、更にその上位にカルデラ壁(?)の崩壊による岩屑なだれ堆積物が形成されている(76 Ma 前後-72 Ma)。
- ④コールドロンの縁を画する断裂沿いを中心に犬上花崗斑岩・杠葉尾火砕岩が貫入、二重弧状岩脈が完成(～72 Ma)。
- ⑤固結した鈴鹿花崗岩中の断裂に沿って谷尻谷斑状花崗岩が岩株・岩脈として貫入。この岩脈の一部には火砕岩脈が伴われており、小規模な火山活動が生じた可能性がある(～71 Ma)。

以上のように、本図幅地域では鈴鹿花崗岩の貫入定置後も火山活動や貫入岩の活動が継続していることが明らかとなった。また全活動期間を通じて火成岩類の岩石学的諸性質の大きな変化は認められない。これらのことから、琵琶湖環状複合火成岩体は、80 Ma 以前から 70 Ma にかけて断続的に活動した一連の火山・深成火成活動が複合した結果形成されたものであるといえる。

II. 3 新 生 界

新生界は、鈴鹿山脈の東側(三重県側)と西側(滋賀県側)に分かれて分布する。本図幅地域の新生界は、古い方から、中新世前期末-中期初頭の千種層、鮮新世後期-更新世前期の東海層群及び古琵琶湖層群、そして更新世中期末-完新世の段丘堆積物・崖錐堆積物・沖積層に大きく区分できる(第1表)。以上の堆積物のうち、千種層と東海層群は鈴鹿山脈東側に、古琵琶湖層群は鈴鹿山脈西側に露出している。

千種層：新第三紀以降、中央構造線の北側に、東西方向に延びる顕著な沈降帯が生じた。この沈降帯は瀬戸内区と呼ばれる。千種層は、瀬戸内区に生じた2回の沈降のうち、最初の中新世前期から中新世中期初め頃の沈降帯(第一瀬戸内海)の堆積物(第一瀬戸内累層群)に属する。千種層と同じく第一瀬戸内



第9図 東海層群の層序区分と対比

火山灰層名の下に数字はフィッシュトラック年代値(Ma)。出典は横山ほか(1980)、牧野内ほか(1983)及び吉田(1987a)

累層群に属する地層としては、本図幅周辺地域では、一志層群・鮎河層群・鈴鹿層群・阿波層群などが挙げられる(第8図)。

千種層は、鈴鹿山脈東麓を限る断層に挟まれて露出し、その露出範囲は、本図幅地域南東部の尾高山東麓から、南に隣接する亀山図幅地域北端部の雲母峰まで、南北約9km、東西の幅約280m以下に限られている。本地域には、千種層全分布の4分の3に当たる部分が含まれる。千種層は砂岩・泥岩からなり、下位から朝明川砂岩泥岩層・杉谷川泥岩層・尾高原砂岩層に区分される。層厚は露出する部分で220mである。本層は、貝化石・浮遊性有孔虫化石などの海生化石が産出し、堆積環境や地質年代の詳細が明らかにされている。

東海層群：瀬戸内区の2回目の沈降は、鮮新世初頭前後に発生した。この沈降帯(第二瀬戸内海)は、堆積盆地の東西方向の連なりという形で現れ、一部を除いて各堆積盆地に陸域(河成-湖成)堆積物を形成した。本図幅地域に分布する東海層群・古琵琶湖層群は、当時の堆積物(第二瀬戸内累層群)の一部に当たる。

東海層群は、鈴鹿山脈東麓に沿って1-2kmの幅で含まれ、大部分は先新生界と断層関係である。本図幅地域の東海層群が東海層群全分布に占める位置を第8図に、東海層群全層序において占める層準の範囲を第9図に示す。第9図に示されるように、本図幅地域の東海層群は、東海層群全層序のうち上部-最上部に属する。堆積年代は鮮新世後期-更新世前期である。

時代	湖東-伊賀	湖 南	湖 西	湖 北	層 相 ・ 層 厚	主な火山灰層	古地磁気層序
第四紀・更新世	新 期 段 丘 構 成 層						ブリーチン正磁極期
	旧 期 段 丘 構 成 層						
第三紀・鮮新世	古琵琶湖層群	堅田累層	堅田累層?	高島累層	シルトを挟む砂礫互層 (約150m)	上仰木 喜 撰	松山逆磁極期
					砂礫層 (約90m)		
					シルト・粘土層と砂層との互層 (約290m)		
	湖層群				シルト・粘土層と砂層との互層 (約100m)	五軒茶屋・蒲生堂 桐 生	ガウス正磁極期
		草津累層	草津累層		シルトを挟む砂礫互層 (約90m)		
		蒲生累層	蒲生累層		シルト・粘土層と砂層との互層 (約280-400m)		
	甲賀累層			砂層を挟む粘土層 (約200m)	虫生野 小佐治 相模 馬湯	ガウス正磁極期	
伊賀累層			シルトを挟む砂礫互層 (約80-300m)				

第10図 古琵琶湖層群の層序

川辺(1987)に加筆。矢印が本図幅地域の古琵琶湖層群の層準

本図幅地域の東海層群の岩相層序は、朝明川を境界にして、その北と南で別個に設定される。朝明川北方では、東海層群は下位から、美鹿累層(礫)、石博累層(礫)、古野累層(泥)、多志田川累層(礫・泥)、大泉累層(泥・砂)、米野累層(礫・泥)に区分される。地質構造は、走向ほぼ南北、東側に30度以上の傾斜を示す同斜構造である。積算層厚は約1,500mに及ぶ。

一方、朝明川南方では、四日市丘陵で設定された岩相層序(吉田, 1984)のうち、桜村累層が分布する。本図幅地域には桜村累層のうち、同累層上部を構成する西菰野互層(砂・泥)と湯の山礫相(礫・泥)が含まれる。地質構造は四日市丘陵では、走向ほぼ北西-南東、傾斜が数度程度で北東に傾く同斜構造である。

古琵琶湖層群：鈴鹿山脈西側(一部は同山脈西部)に露出する。鈴鹿山脈を構成する先新生界とは断層によって接するが、同山脈西部あるいは八日市・日野丘陵内部の先新生界に対しては、アバット不整合の関係にある。本図幅地域の古琵琶湖層群が、古琵琶湖層群全分布に占める位置を第8図に、古琵琶湖層群全層序に占める層準を第10図に示した。第10図に示すように、本図幅地域には、古琵琶湖層群中部に当たる蒲生累層上部-草津累層が含まれる。堆積年代は鮮新世後期-更新世前期であり、鈴鹿山脈東麓の東海層群とほぼ同時期の堆積物である。

本図幅地域の古琵琶湖層群は、大きく下位の蒲生累層と上位の草津累層に分けられる(第60図参照)。蒲生累層は、下位から浄善坊山部層(砂・泥・砂礫)・清田互層(泥・砂)・日野粘土層(泥・砂)・中在寺互層(泥・砂)に細分される。また蒲生累層は、これらの部層の同時異相である佐久良部層(シルト・砂・砂礫・礫)と南礫層(礫・泥・砂)を含む。一方、草津累層は、下位の瓜生津峠部層(泥・砂・礫)と上位の石塔部層(礫・泥・砂)に2区分される。なお、愛知川支流の渋川流域に分布する渋川礫層は、層相から判断して古琵琶湖層群に属する可能性が大きい。

本図幅地域の古琵琶湖層群の地質構造は、一般走向ほぼ北東-南西方向、一般傾斜は数度前後の北西側上位の同斜構造を示す。積算層厚は約600mである。

段丘堆積物・崖錐堆積物；更新世中期以後、本図幅地域の東海層群・古琵琶湖層群は隆起陸化した。そして、この隆起運動と氷河性海水準変動の相互の影響によって、幾段もの段丘と沖積層が形成された。

段丘堆積物は鈴鹿山脈の東西両側に良く発達する。堆積物はいずれも厚さ数 m-10数 m のほとんど固結していない礫層からなり、若干の砂層や泥層を伴う。鈴鹿山脈東麓の段丘堆積物は、古期のものから、切畑礫層・第1段丘堆積物・第2段丘堆積物・第3段丘堆積物・第4段丘堆積物に分けられる。これらの段丘堆積物のうち、第2段丘堆積物の発達が最も良い。一方、鈴鹿山脈西側の段丘堆積物を古い方から列挙すると、西明寺礫層^{さいみやうじ}、百済寺Ⅰ段丘堆積物^{ひやくさいじ}、鳥井平段丘堆積物^{とりいひら}、百済寺Ⅱ段丘堆積物及び池之脇段丘堆積物、低位Ⅰ-Ⅲ段丘堆積物の順になる。以上述べた鈴鹿山脈両側の段丘堆積物の相互の対比は、精度の高い対比基準となる化石や火山灰層に乏しいため、今後の課題として残されている。

崖錐堆積物は淘汰の悪い礫と砂からなり、鈴鹿山脈山麓、あるいは同山脈内部に小規模に発達する。

沖積層：沖積層の発達は、本図幅地域においてあまり顕著でない。鈴鹿山脈東麓の沖積層は、各河川沿いに小範囲に堆積しているのみであり、平野表層部は自然堤防堆積物・氾濫平野堆積物・谷底平野堆積物・流路州堆積物から構成されている。いずれも未固結の礫・砂からなり、若干の泥を含む。鈴鹿山脈西側の沖積層は、本図幅地域北西部にやや広く分布する。この領域の沖積層は、鈴鹿山脈西麓に広範囲に形成された合流扇状地堆積物の上流部に当たる。このほかには、愛知川と日野川に沿って谷底平野堆積物・流路州堆積物が、ごく小範囲に堆積しているにすぎない。堆積物はいずれも、未固結の礫・砂と若干の泥からなる。

Ⅲ. 中・古生界

Ⅲ. 1 研究史

本図幅地域の美濃帯中・古生界は、岩相の特徴に基づいて、主として緑色岩類・石灰岩から構成される緑色岩-石灰岩相と主として砂岩・泥岩から構成される碎屑岩相に大別される(第5図)。緑色岩-石灰岩相は霊仙山層と呼ばれ、一方、碎屑岩相は大君ヶ畑層、菰野層群、幾里谷層群、武平峠層、野洲川層群、愛知川層群及び彦根層群に区分される。本図幅地域の美濃帯中・古生界を対象とした従来の研究の概要を以下に述べる。

村田(1960)は本図幅地域北東部を含む鈴鹿山脈の中・古生界の層序、構造及び紡錘虫化石について報告し、本図幅地域内のものを鞍掛峠層^{くらかた}、藤原嶽層及び茨川層^{いばらがわ}に区分した。鞍掛峠層は本図幅地域の^{くらかた}大君ヶ畑層に、藤原嶽層は霊仙山層に、茨川層は愛知川層群にそれぞれ相当する。MIYAMURA(1973)及び宮村(1982)は本図幅地域北東部を含む伊吹・鈴鹿・養老地域の中・古生界の層序、構造及び紡錘虫化石について報告した。そして、岩相により石灰岩相と非石灰岩相に区分し、前者が後者の上に衝上していると述べた。宮村ほか(1976)は、本図幅地域の北に隣接する彦根東部地域において、非石灰岩相に衝

上する石灰岩相を鈴鹿衝上地塊と呼んだ。HATTORI (1975)は本図幅地域中央部に分布する中・古生界について、緑色岩類の産状及び顕微鏡下での観察結果、緑色岩類に接して分布する砕屑岩類の岩相の対照性並びに地質構造の特徴を報告した。

以上の報告の中では本地域に分布する地層の年代は、石灰岩中に含まれる紡錘虫化石に基づいて二畳紀であるとされた。しかし、近年、放散虫・コノドント化石に関する微化石生層序学的研究の進展に伴い、各地の美濃帯中・古生界から中生代を示す化石の産出が相次いで報告され、美濃帯には中生界が広く分布することが明らかになった。その経過や化石産出状況は脇田(1985)によりまとめられたが、その時点において本図幅地域からは中生代を示す化石の産出報告はなかった。その後、沖村ほか(1986)は本図幅地域北東部の藤原岳地域を中心に調査を行い、チャートからは三畳紀を示す放散虫化石を、泥岩からジュラ紀を示す放散虫化石を報告した。また、栗本(1987, 1989)は本図幅地域全域から微化石の検出を試み、チャートから二畳紀及び三畳紀を示す放散虫化石あるいはコノドント化石を、泥岩からはジュラ紀を示す放散虫化石を報告した。したがって、本図幅地域においても、ほかの美濃帯と同様に中生界が広く分布することが明らかになった。

以下に、本図幅地域に分布する各層の分布、岩相層序、産出化石と地質年代について述べ、霊仙山層と大君ヶ畑層から構成される鈴鹿衝上地塊の地質構造について記述する。なお、紡錘虫化石の産出地点を地質図と第13図に、放散虫・コノドント化石の産出地点を地質図に示した。また、産出した紡錘虫化石及び放散虫・コノドント化石を第2表及び第3表にそれぞれ示した。

III. 2 緑色岩-石灰岩相

III. 2. 1 霊仙山層(Rg, Rl, Rc)

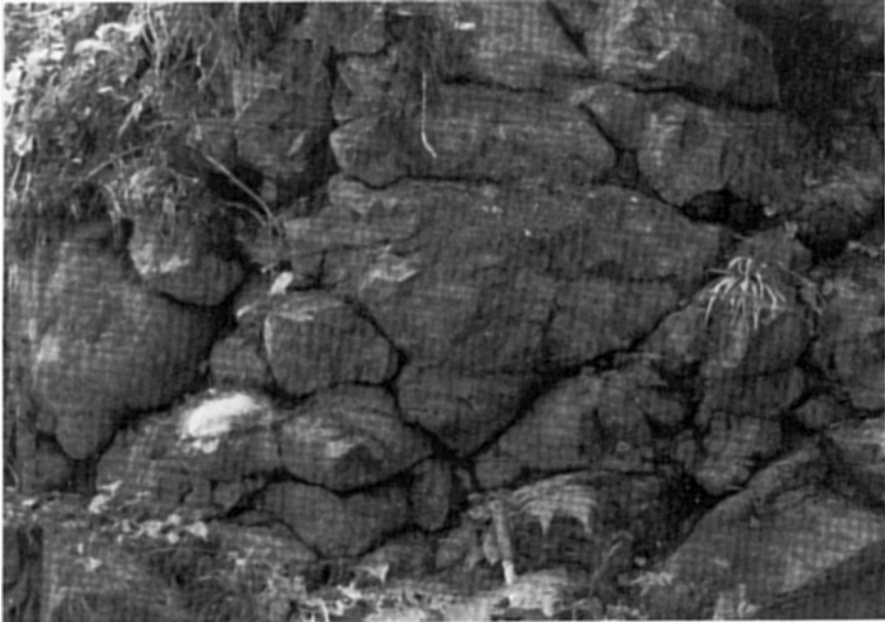
命名は宮村ほか(1976)による¹⁾。本層は本図幅地域の北東部と南部に分布し、その延長は本幅地域の北に隣接する彦根東部図幅地域に広く分布する。

北東部の霊仙山層は藤原岳を中心に南北方向に分布し、西端は御池断層及び衝上断層でもって彦根層群道ヶ谷層あるいは愛知川層群に接し、東端は大君ヶ畑層の上に衝上するか、又は一志断層で東海層群に接する。また本層の一部は竜ヶ岳山頂部でクリッペとして愛知川層群の上に乗る(MIYAMURA, 1973)。

南部の霊仙山層は日本コバ、佐目子谷川、雨乞岳及び竜王山周辺に分布し、湖東流紋岩類又は鈴鹿花崗岩に貫かれている。雨乞岳及び竜王山に分布する本層は、南は衝上断層で武平峠層、大君ヶ畑層及び野洲川層群に接する。

本層は主として緑色岩類と石灰岩からなり、チャートを含み、わずかに泥岩を伴う。緑色岩類は玄武岩質の溶岩と凝灰岩からなり、暗緑色又は暗赤色を呈し、風化すると赤茶褐色の粘土になることがある。溶岩は一般に塊状溶岩であるが、本図幅地域南西部の甲津畑南東、渋川上流域及び中央部の藤川谷において、ごくまれに枕状溶岩が観察される。藤川谷の枕状溶岩はほぼ水平又は北西に緩く傾き、その形態から正順位と判断される(第11図)。また、HATTORI (1975)によれば、本図幅地域南部の緑色岩類

1) 彦根東部図幅地域(宮村ほか, 1976)では霊仙山石灰岩層と命名されたが、本図幅において霊仙山層に改称する。



第11図 霊仙山層の枕状溶岩の産状(永源寺町藤川谷). 枕の形態から正順位であることが分かる

は花崗岩類による変成作用を受けており、鏡下ではアルバイト-アンデシン組成の斜長石、アクチノ閃石、緑れん石、パンペリ-石などの変成鉱物が観察される。

石灰岩は藤原岳を中心に広く分布し、塊状、層状及びレンズ状をなして緑色岩類中に挟まれる。雨乞岳、佐目子谷川、竜王山付近の石灰岩は緑色岩類中に小規模のレンズをなして分布するにすぎない。石灰岩は灰黒色又は灰白色を呈し、一般にミクライト質であるが、レンズ状のものはスプライト質のものもあり、部分的にドロマイト質に移化する場合もある。特に、竜ヶ岳付近では鈴鹿花崗岩による変成作用を受け、石灰岩はドロマイト及び糖状の結晶質石灰岩になり、珪灰石が含まれることがある。

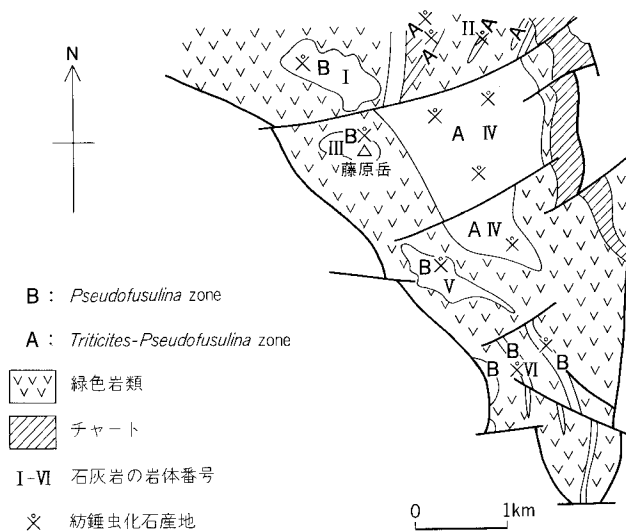
チャートは一般に灰黒色を呈し、厚さ 10 m 以上の層状又はレンズ状で緑色岩類中に挟まれ、上部よりも下部に多く挟まれる傾向がある。本図幅地域東部の青川のチャート中には、走向北西-南東で北に傾斜する断層があり、断層面上の擦痕から断層の北側が落ちたことを明示している。また、この断層の西端付近では本層の石灰岩が後述する愛知川層群黄和田層(Ⅲ. 3. 6章)の泥岩の上に高角度で衝上する(第12図)。

藤原岳一帯、日本コバ及び佐目子谷川に分布する石灰岩からは紡錘虫化石が産出する(第2表)。特に、藤原岳一帯の石灰岩はⅠ-VIの岩体に分けられ(第13図)、それぞれ多数の紡錘虫化石を含む。しかし、本層のうち、竜ヶ岳のクリッペをなす部分の石灰岩からは化石が得られなかった。また、佐目子谷川、雨乞岳及び竜王山など本図幅地域南部に分布する石灰岩レンズは変成作用のため微結晶質化し、化石は産出していない。

霊仙山層は一般的傾向として *Triticites-Pseudofusulina* 帯(下位層準)と *Pseudofusulina* 帯(上位層準)の二つの化石帯に分けられる(第14図)。藤原岳地域では岩体ⅡとⅣが *Triticites-Pseudofusulina* 帯に、岩体Ⅰ、



第12図 霊仙山層と愛知川層群黄和田層の境界をなす衝上断層(北勢町青川)霊仙山層の石灰岩(Rl)が黄和田層(Ki)に高角度で衝上している。ハンマーの位置がほぼ境界に当たる。

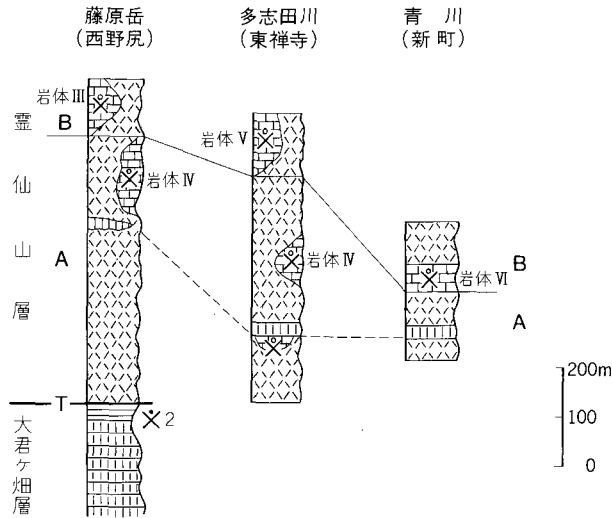


第13図 藤原岳周辺地域における紡錘虫化石の産出地点と化石帯の分布

第2表 御在所山図幅地域に産出する紡錘虫化石

産出化石		化石産地						地層名	愛知川層群 黄和田層
		岩体 I	岩体 I の南縁部	岩体 II	岩体 III	岩体 IV	岩体 V	岩体 VI	
石 化 虫 錘 紡 錘	<i>Triticites kawanoboriensis</i> HUZIMOTO		×						
	<i>T. isaensis</i> TORIYAMA			×					
	<i>T. ellipsoidalis</i> TORIYAMA			×		×			
	<i>T. obai</i> TORIYAMA					×			
	<i>T. noinskyi</i> var. <i>paula</i> TORIYAMA					×			
	<i>Paraschwagerina</i> sp.		×	×	×	×	×		
	<i>Paraschwagerina (Acervoschwagerina)</i> sp.	×						×	×
	<i>Pseudofusulina</i> cf. <i>yobarensis</i> (OZAWA)	×				×			
	<i>Psf. regularis</i> (SCHELLWIEN)	×							
	<i>Psf. vulgaris</i> var. <i>globosa</i> (SCHELLWIEN)			×		×			
	<i>Psf. vulgaris</i> var. <i>meGaspherica</i> TORIYAMA						×		
	<i>Psf. cf. krafftii</i> (SCHELLWIEN)				×				
	<i>Psf. okafujii</i> (TORIYAMA)					×			
	<i>Psf. krotowi</i> (SCHELLWIEN)					×			
	<i>Psf. gümbeli</i> (DUNBER and SKINNER)					×			
	<i>Psf. tenuis</i> CHEN					×	×		
	<i>Psf. fusiformis</i> (SCHELLWIEN and DYHRENFURTH)					×	×	×	
	<i>Psf. cushmani</i> CHEN					×		×	
	<i>Psf. ambigua</i> (DEPRAT)						×		
<i>Psf. sp. A</i>	×								
<i>Psf. sp.</i>					×		×		
<i>Schwagerina howkinsi</i> DUNBER and SKINNER				×					
<i>S. sp.</i>					×				
<i>Parafusulina</i> sp.							×		
<i>Neofusulinella giraudi</i> DEPRAT			×						
<i>Nipponitella</i> sp.						×			
その他	藓虫 (苔虫) 類			×					
	腕足類			×	×				

注1) HATTORI (1975) に基づく。ただし、正確な産出地点が不明のため、本図幅の地質図には示されていない。また、黄和田東方及び紅葉尾東方の石灰岩は緑色岩-石灰岩相に属するとされていた。



× 紡錘虫化石(岩体番号は第13図及び第2表に対応)

× 放散虫化石(番号は地質図及び第3表に対応)

A : *Triticites-Pseudofusulina* zone

B : *Pseudofusulina* zone

T : 衝上断層

第14図 藤原岳周辺地域の霊仙山層及び大君ヶ畑層の柱状図

III, V及びVIが *Pseudofusulina* 帯に属し, 前者は山地東斜面に, 後者は稜線部に分布する。

藤原岳北方において, 緑色岩類中に挟まれて分布するチャート(地質図の化石産地 1)から, 二疊紀中期ないし後期を示す放散虫化石が産出する(第3表)。このチャートの年代は前述の石灰岩中の紡錘虫化石の示す年代より新しい。また, 泥岩からは年代決定に有効な化石は産出してない。

したがって, 石灰岩とチャートの含む化石に基づいて, 本層は二疊紀に形成されたものであると考える。

藤原岳を中心に分布する本層の見掛けの厚さは約600 mである(第14図)。

III. 3 碎屑岩相

碎屑岩相の地層は大君ヶ畑層, 菰野層群, 幾里谷層群, 武平峠層, 野洲川層群, 愛知川層群及び彦根層群に区分される。大君ヶ畑層は産出化石に基づいて三疊-ジュラ系である。幾里谷層群, 野洲川層群

及び愛知川層群はチャート、石灰岩、泥岩からそれぞれ異なった年代を示す化石を産出し、野外の産状や化石の示す年代から、チャート、石灰岩及び緑色岩類は砕屑岩類中の異地性岩体と解釈した。したがって、これらの地層については泥岩に含まれる放散虫化石の示す最も若い年代に基づいて、愛知川層群上部層の黄和田層は上部ジュラ系、それ以外の地層は中部ジュラ系とする。菰野層群、武平峠層及び彦根層群からは化石が産出しないが、上述の各層の大部分が中部ジュラ系であることやほかの美濃帯中・古生界の化石産出状況からみて、これらの地層も中部ジュラ系として扱う。

Ⅲ. 3. 1 大君ヶ畑層 (Oc, Om)

命名は宮村ほか(1976)による²⁾。大君ヶ畑層は本図幅地域北東部の藤原岳東麓部と南部の雨乞岳-大峠間の狭い範囲に分布し、緑色岩-石灰岩相の霊仙山層と断層で接する。本層の主体は彦根東部図幅地域に広く分布し、霊仙山層の構造的下位に位置する。本層は藤原岳東麓では幾里谷層群の上に、雨乞岳-大峠間では武平峠層の上にそれぞれ衝上し、藤原岳東麓では一部霊仙山層中に地窓をなして露出する。

本層は主としてチャートからなり、その上位に泥岩を伴うことがある。チャートは一般に灰黒色又は灰白色で部分的に珪質泥岩に移化することがある。複雑な小褶曲を反復し、小断層により多くの地塊に分かれている。藤原岳東麓では厚さ数10 mほどの成層した黒色泥岩がチャートの上位に分布する。ここでは、東西系の断層により本層は大きく3地塊に分かれ、泥岩が著しくもめている。一方、雨乞岳-大峠間ではチャート及び直上に載る霊仙山層の緑色岩類が著しく破碎され、緑色岩類中に径1-2 cmほどのチャートの破碎礫が見られる。

本図幅地域での本層の見掛けの厚さは約250 mである(第14図)。

大君ヶ畑層の地質年代については、沖村ほか(1986)により藤原岳東方に分布するチャート及び泥岩から放散虫化石の産出が報告された(地質図の化石産地2)。それによると、層序の下位(東側)のチャートから三畳紀中期を示す放散虫化石が産出し、上位(西側)の泥岩からジュラ紀前期前葉、ジュラ紀及びジュラ紀中期後半-ジュラ紀後期前葉を示す放散虫化石が産出する(第3表)。そして、三畳紀のチャートからジュラ紀の泥岩への連続層序が存在している可能性が指摘された。また、ほぼ同一地点の泥岩からジュラ紀を示す放散虫化石が得られた(栗本, 1989)。以上の産出化石からみて、本層は三畳紀のチャートとジュラ紀の泥岩から構成される三畳-ジュラ系である。

Ⅲ. 3. 2 菰野層群

命名は宮村ほか(1981)による。本層群は本図幅地域の南東部(雲母峰北側)に分布し、西と北は鈴鹿花崗岩に接する。下位より入道ヶ岳層と雲母峰層に分けられ、岩相は互いに漸移する。本層群の主体は南に隣接する亀山図幅地域に広く分布する。菰野層群から年代決定に有効な化石は産出していないが、前述の理由から本層群は中部ジュラ系と考える。

入道ヶ岳層 (Ny)

命名は宮村ほか(1981)による。本図幅地域に分布する入道ヶ岳層は主として泥岩からなり、砂岩の薄

2) 大君ヶ畑層は彦根東部図幅地域(宮村ほか, 1976)において、霊仙山層とともに北鈴鹿層群を構成し、緑色岩-石灰岩相に属するとされた。しかし、岩相の特徴から判断して大君ヶ畑層は砕屑岩相に含まれることから、本図幅では大君ヶ畑層と霊仙山層をそれぞれ独立して取り扱い、北鈴鹿層群という呼称を使用しない。

層を挟むが、チャートは見られない。泥岩は一般に層理が発達し、珪質泥岩に移化することがある。砂岩は中粒又は細粒で、厚さ数 m 以下のレンズ又は薄層をなして泥岩中に挟まれる。本層の主体は亀山図幅地域に分布し、本図幅地域の入道ヶ岳層はその最上部に相当する。

雲母峰層 (Km, ch, ls)

命名は宮村ほか(1981)による。本層は主として泥岩からなり、チャート、砂岩及び石灰岩を伴う。泥岩は一般に黒色で層理が発達するが、無層理で塊状を呈する場合もある。一部では珪質泥岩に移化することもある。チャートは一般に灰黒色又は灰白色を呈し、厚さ数 m 以上の層状をなして泥岩中に挟まれる。チャートと泥岩がそれぞれ数 10 m 以下の厚さで繰り返して露出することも少なくない。砂岩は一般に細粒で、泥岩とそれぞれの厚さ数 cm ほどの互層をなすか、厚さ数 m のレンズで泥岩中に挟まれる。石灰岩は灰黒色又は灰白色を呈し、厚さ数 m ほどのレンズをなし、微晶質で化石は見られない。鈴鹿花崗岩と接する本層の西縁部及び北縁部はホルンフェルス化している。チャートの一部には鏡下において放散虫化石の形跡を残すものがあるが、再結晶した石英によって充填されている。また、本層の石灰岩レンズが本層西縁部に接する鈴鹿花崗岩中に取り込まれており、再結晶により糖状を呈する。

本層の厚さは鈴鹿花崗岩の貫入により明らかではないが、分布範囲での層厚はおよそ 600 m である。

Ⅲ. 3. 3 幾里谷層群 (Ik)

命名は宮村ほか(1976)による。本層群は本図幅地域北東縁部の西野尻西方に分布し、大君ヶ畑層とは断層関係にある。本層群は北に隣接する彦根東部図幅地域に広く分布し、本図幅地域においては狭い範囲に分布するにすぎない。

本層群は主として砂岩からなり、チャートを伴う。砂岩は中粒無層理塊状で節理が発達し、泥岩のPATCHを含む。チャートは灰黒色又は灰白色を呈し、ごくまれに厚さ数 m のレンズとして砂岩中に挟まれる。本図幅地域の幾里谷層群は岩相から判断して彦根東部図幅地域のその下部層に相当する。

本図幅地域からは年代決定に有効な化石は産出していないが、北に隣接する彦根東部図幅地域において次のような報告がある。霊仙山東方において、本層群の下部層(砂岩層)中に挟まれた石灰岩レンズから二畳紀中期を示す紡錘虫化石 *Neoschwagerina craticulifera* などが産出する(宮村ほか, 1976)。同じく下部層では、鍋尻山東方のチャートから二畳紀中期以降を示す *Neoalibillella* 群集の放散虫化石が産出し(ISHIGA *et al.*, 1982a)、珪質泥岩からはジュラ紀中期を示す *Tricolocapsa plicarum* 帯の放散虫化石が産出する(ISHIGA *et al.*, 1982b)。一方、本層群の上部層(泥岩層)については、鞍掛峠東方に分布する泥岩からはジュラ紀中期を示す *Tricolocapsa plicarum* 帯の放散虫化石が沖村ほか(1986)及び栗本(1987)により報告され、篠立付近のチャートあるいは泥岩からはジュラ紀前期後葉を示す *Hsuum hisuikiyoense* 群集の放散虫化石の産出が沖村ほか(1986)により報告された。

以上のことから、本層群は泥岩から産出した放散虫化石の示す最も若い年代に基づき、中部ジュラ系である。

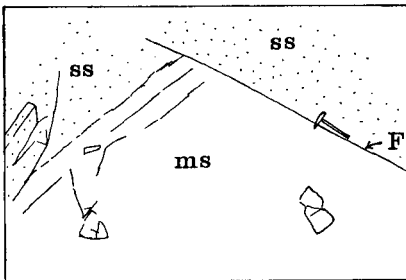
Ⅲ. 3. 4 武平峠層 (Bu, ch, ls)

命名は宮村ほか(1981)による。本層は本図幅地域南部に分布し、東は鈴鹿花崗岩に、北は衝上断層で

霊仙山層及び大君畑ヶ層に、西は断層で野洲川層群にそれぞれ接する。本層の一部は南に隣接する亀山図幅地域に分布する。

本層は主として泥岩からなり、砂岩、チャート及び石灰岩を伴う。泥岩は一般に層理が発達し、しばしば厚さ数 m ほどのチャートのレンズ状又は層状の岩体を挟む。チャートは一般に灰黒色又は灰白色で、厚さ数 cm の薄い層理を示し、厚さ数 mm 以下の泥岩の薄層を挟み、微褶曲を示すことがある。まれに泥岩とチャートがそれぞれ厚さ数 cm 以下の細互層をなす場合がある。砂岩は中粒又は細粒で、厚さ数 m の層状又はレンズ状の岩体として泥岩中にわずかに挟まれる。砂岩と泥岩の互層はほとんど見られない。石灰岩はごくまれに厚さ数 m のレンズとして泥岩中に挟まれる。石灰岩は灰黒色又は灰白色を呈し、ミクライト質で径 1mm ほどの楕円体のペレットを含み、無化石である。

白倉谷では露頭幅約 7 m にわたって細粒砂岩中に含礫泥岩が存在し、径 2-5 cm、最大径約 20 cm のチャートの亜円礫を含む(第15図)。細粒砂岩は含礫泥岩と厚さ 1 cm ほどの断層粘土を挟んで接し、含礫泥岩上をずり上げるように褶曲している。含礫泥岩の露頭は白倉谷 1 か所であり、本層中にはほかに見られない。



第15図 武平峠層の細粒砂岩中に見られる含礫泥岩(土山町白倉谷)
ss: 細粒砂岩, ms: 含礫泥岩, F: 断層, 地層面は画面左方向(南)へ傾斜する。

本層は野洲川層群土山層の岩相に類似するが、土山層に比べチャートが多く、砂岩に乏しい点で異なる。

本層からは年代決定に有効な化石は産出していないが、前述の理由から中部ジュラ系と考える。

Ⅲ. 3. 5 野洲川層群

命名は宮村ほか(1981)による。本層群は本図幅地域の南に隣接する亀山図幅地域において、下位より土山層、青土層及び田村川層に分けられる。本図幅地域においては本層群のうち、土山層及び田村川層が本図幅地域南西部の綿向山南部に分布し、青土層は分布しない。

本図幅地域からは化石が産出しないが、亀山図幅地域において、本層群中部の青土層の泥岩からジュラ紀を示す放散虫化石の産出が報告され、また、チャートからは三畳紀中期ないし後期を示す放散虫化石の産出が報告された(栗本, 1987)。泥岩から産出した放散虫化石に基づけば本層群の年代はジュラ紀であり、それ以上詳しく年代を限定できないが、前述の理由から本層群を中部ジュラ系としておく。

土山層(Tu, ch, ls)

命名は宮村ほか(1981)による。本層は亀山図幅地域においては主として泥岩及び砂岩からなり、まれにレンズ状の石灰岩及びチャートを挟む。泥岩は砂岩に比べ優勢であり、砂岩は一般に下部よりも上部に多くなる傾向がある(宮村ほか, 1981)。

本図幅地域では本層の下部が分布し、主として泥岩からなり、レンズ状のチャート及び石灰岩を伴う。泥岩は層理が発達し、細粒砂岩又はシルト岩に移化することがある。チャートは灰黒色又は灰白色を呈し、厚さ数 m のレンズで泥岩中に挟まれる。石灰岩は一般に灰黒色を呈し、厚さ数 m のレンズ状をなす。スパライト質で石灰泥を含み、無化石で、一部に珪質化したものもある。

本層は熱変成作用によりところどころホルンフェルス化している。特に西明寺東方の綿向山麓においては厚さ数 m ほどの石灰岩レンズが泥岩中に挟まれて分布し、スカルン鉱物が生成している(詳しくは第Ⅷ章を参照)。

田村川層(Ta, ls)

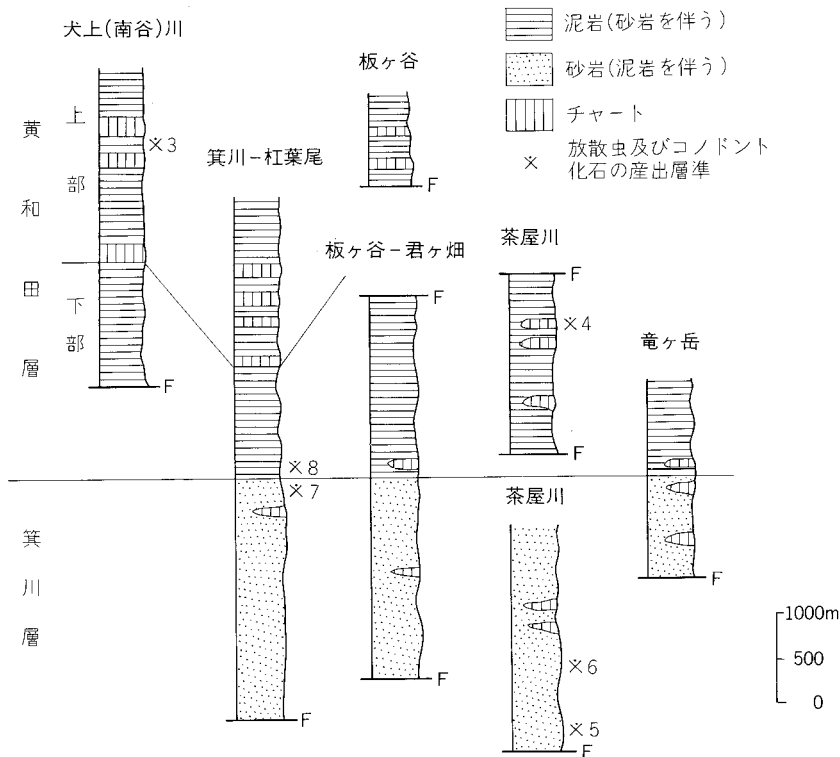
命名は宮村ほか(1981)による。本層は主として泥岩からなり、石灰岩を挟む。泥岩は一般に無層理塊状であるが、層理が発達するところもあり、一部では珪化していることがある。石灰岩は灰黒色又は灰白色で、厚さ数 m のレンズ状をなして泥岩中に挟まれる。石灰岩の一部は熱変成を受け結晶質になり、珪灰石が生成されている。

Ⅲ. 3. 6 愛知川層群(新称)

本層群は愛知川流域に広く分布し、北と東は断層でそれぞれ彦根層群と霊仙山層に接し、南は鈴鹿花崗岩(一部は霊仙山層)に接し、西は湖東流紋岩類に接する。本層群は岩相から黄和田層(見掛け下部)と箕川層(見掛け上部)に分けられるが、放散虫化石から黄和田層は上部ジュラ系、箕川層は中部ジュラ系であることから、逆転している(第16図)。本層群は断層により地塊化し、反復している。

箕川層(新称)(Mk, ch)

本層は御池川沿いの箕川-^{たてはた}蓼畑間に模式的に分布する。本層は主として砂岩と泥岩からなり、一般に



第16図 愛知川層群の柱状図と放散虫化石の産出層準
 番号は地質図及び第3表中のものに対応している
 F：断層

砂岩の優勢な砂岩泥岩互層として露出する。また、しばしばチャートを挟む。砂岩は中-細粒で、中粒のものが多く、細粒のものは上位に分布する傾向がある。また、無層理塊状で節理が発達する 경우가多く、一部に厚さ1 cm以下の泥岩の薄層を挟むことがある。泥岩は砂岩中に10 m以上の層厚で挟まれるか、数mの厚さのレンズ又は層状で挟まれる場合が多く、泥岩と砂岩がそれぞれ厚さ数cm以下の細互層をなす場合もある。チャートは灰黒色又は灰白色を呈し、まれに厚さ数mのレンズとして砂岩中に挟まれる。本層は茶屋川下流域及び竜ヶ岳付近で鈴鹿花崗岩に接し、ホルンフェルス化している。

本図幅地域南西部の渋川沿いに分布する本層は砂岩と泥岩からなり、砂岩中の級化層理により正順位であることが確認された。下位は中粒砂岩で、上位ほど細粒砂岩が多くなる傾向を示す。一方、茶屋川流域に分布する2地塊は中粒砂岩と泥岩からなり、模式地の本層下部の岩相に類似する。

本層の厚さは約2,500mと産出しうる(第16図)。

茶屋川流域の泥岩(地質図の化石産地5, 6)からはジュラ紀を示す放散虫化石が産出し、また、中央部の泥岩(地質図の化石産地7)からはジュラ紀中期前半及びジュラ紀中期後半の放散虫化石が産出する(第3表)。したがって、本層は産出化石に基づいて、中部ジュラ系である。

黄和田層(新称) (Ki, Kg, ch, ls)

本層は愛知川沿いの黄和田-紅葉尾間に模式的に分布し、主として泥岩からなる。上部にはチャート

を伴い、下部にはチャートはまれである。レンズ状の砂岩及び石灰岩が泥岩中にわずかに挟まれることがある。

泥岩は一般に黒色で層理が発達し、部分的に珪質泥岩に移化することもあり、下部ではしばしば無層理塊状で、節理が発達する。チャートは灰黒色又は灰白色を呈し、上部では10 m以上の厚さで泥岩中に挟まれる。犬上川(南谷)に見られるチャートは厚さ100 m以上の厚層をなす。厚さ数 cmの細かい層理を示し、厚さ数 mmの泥岩の薄層を挟み複雑な小褶曲を反復する。本層の下部では、チャートは厚さ数 m以下のレンズ又は薄層として泥岩中に点在するにすぎない。砂岩は厚さ1-3 mのレンズとして泥岩中に挟まれ、互層の形態を示さない。茶屋川流域では成層した凝灰質泥岩が数 mの厚さで泥岩中に存在する。石灰岩は灰黒色を呈し、厚さ数 mのレンズとしてごくまれに泥岩中に挟まれる。スパライト質でミクライト(石灰泥質岩)を含み無化石である。

御池川沿いの君ヶ畑-蛭谷間に分布する黄和田層は下位から上位へ黒色泥岩、緑色岩類及び含礫泥岩に区分される。黒色泥岩は層理が比較的発達し、一部に珪質泥岩が見られる。緑色岩類は一般に玄武岩質溶岩で、灰緑色又は暗緑色を呈し、厚さ10 mほどのチャートを伴う。緑色岩類には、鏡下において杏仁状構造を示すものがあり、気孔が方解石、石英などによって充填されている。含礫泥岩は黒色を呈し、径数 cm以下の亜円礫を含む。礫の大部分はチャート及び緑色岩類で、まれに石灰岩が見られる。これらの礫のほか径数10 cm-1 m、最大径3 mの緑色岩類及びチャートの岩塊を含む(第17図)。また、含礫泥岩中にはスランプ過褶曲が見られ(第18図)、厚さ約200 mにわたってスランプ構造を示す。この含礫泥岩の上位は幅約20 cmの破碎粘土を伴う断層により緑色岩類が接する。

なお、佐目子谷川上流、銚子ヶロ岳及び甲津畑に小規模に分布する泥岩及び福王山周辺に分布するホルンフェルス化した黒色泥岩³⁾は岩相が黄和田層に似ているので、本図幅では黄和田層に含めた。

本層は紅葉尾南東方で鈴鹿花崗岩に接し、ホルンフェルス化している。竜ヶ岳付近の本層も鈴鹿花崗岩により広範囲にわたってホルンフェルス化している(第V章参照)。また、永源寺貯水池北端付近で本層の小地塊が犬上花崗斑岩の上にルフとして載っている(第IV章参照)。

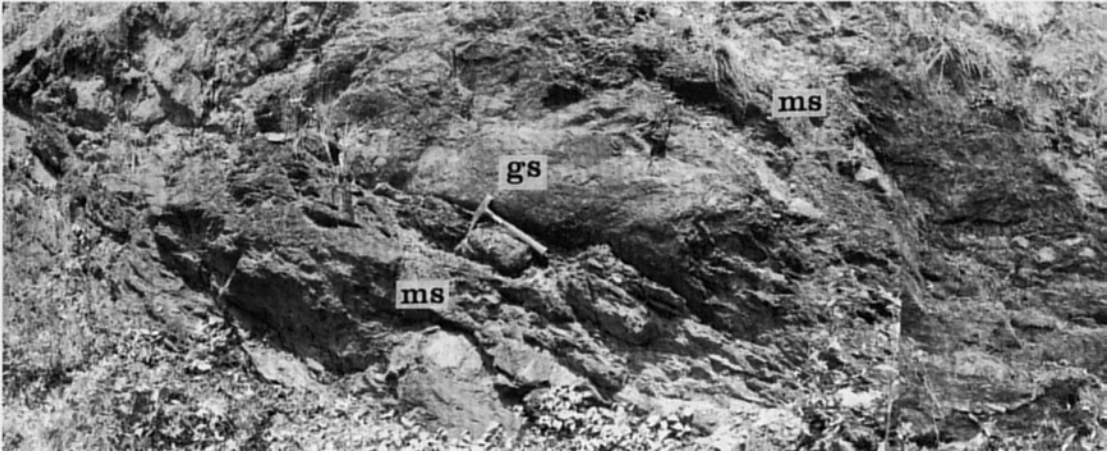
本層の厚さは約3,000 mと算出しよう(第16図)。

本図幅地域中央部における、黄和田の泥岩(地質図の化石産地 8)からは、ジュラ紀、ジュラ紀中期後半-ジュラ紀後期前葉及びジュラ紀後期前葉を示す放散虫化石が、また、本図幅地域北縁部、犬上貯水池付近の泥岩(地質図の化石産地 3)からはジュラ紀の放散虫化石が産出した。一方、茶屋川流域のチャート(地質図の化石産地 4)からは三畳紀後期のコノドント化石が産出した(以上、第3表)。黄和田東方及び紅葉尾東方の尾根沿いに分布する石灰岩からは *Paraschwagerina (Acervoschwagerina) sp.* の産出が HATTORI (1975)により報告された(第2表)。

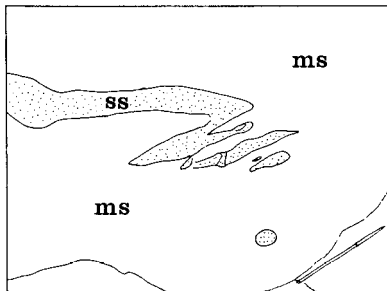
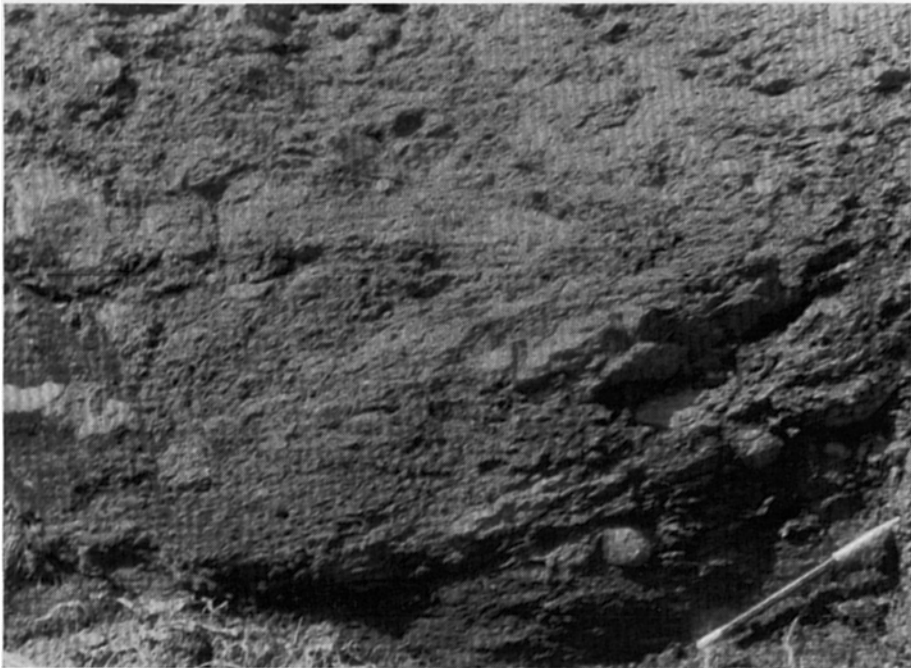
本層は泥岩から産出した放散虫化石の示す最も若い年代に基づいて、上部ジュラ系である。

地質構造についてみると、愛知川層群は地塊ごとに多少構造を異にするが、大局的には御池川上流沿いに北北西-南南東に走る断層を境として、その東側では走向北西-南東、傾斜50-70°北、西側では走向北東-南西、傾斜50-70°北の同斜構造を示す。この断層の東側にはチャートレンズを挟む黄和田層の下

3) 福王山東側の宇賀川-田口間の泥岩は実際には高所に点在して分布するのみで、それ以外の低所は中・古生界及び花崗岩の不淘汰礫からなる新しい堆積物によって埋められているが、表現上の都合で地質図では全城を黄和田層として示した。



第17図 愛知川層群黄和田層中の含礫泥岩(蛭谷-君ヶ畑) gs: 緑色岩類, ms: 泥岩, ハンマーの長さ33cm.



第18図 愛知川層群黄和田層に見られるスランプ過褶曲(蛭谷-君ヶ畑) ss: 砂岩, ms: 泥岩, 鉛筆の長さ17cm

部が見られ、厚層のチャートが発達する黄和田層の上部は見られないことから、断層の西側が落ちていると推定した。

Ⅲ. 3. 7 彦根層群

命名は宮村ほか(1976)による。本層群は本図幅地域の北縁部に分布し、東は御池断層で霊仙山層に、南は東西方向の断層で愛知川層群に、西は湖東流紋岩類に接する。本層群の主体は彦根東部図幅地域に広く分布し、下位より道ヶ谷層と米原層に分けられる。本図幅地域の彦根層群はその南翼の一部に相当する。本層群からは年代決定に有効な化石は産出していないが、前述の理由から中部ジュラ系と考える。

道ヶ谷層 (Mi, ch)

命名は宮村ほか(1976)による。本層は主として御池川上流域に分布し、主に層理の発達した泥岩からなる。泥岩は厚さ数 m のレンズ又は薄層のチャートを挟み、厚さ 3 m ほどの砂岩レンズを挟むことがある。岩相及び層序から彦根東部図幅地域に分布する本層の上部に相当するが、彦根東部図幅地域の道ヶ谷層に含まれる凝灰質砂岩礫及び凝灰岩などの火山性堆積物は存在しない。本層は御池川中流域で愛知川層群箕川層と 40° 前後の傾斜をもつ断層で接するが、その境はそれほど擾乱されていない(第19図)。

本図幅地域における本層の厚さは約750mである。

米原層 (Mh, ch)

命名は宮村ほか(1976)による。本層は本図幅地域の北部の犬上貯水池縁辺に分布し、北は西北西-東南東の断層で下位の道ヶ谷層に接し、南は東-西の断層で愛知川層群に接している。本層はこの両断層に挟まれ、東で幅が狭くなる楔形状の分布を示す。本層は、北隣の彦根東部図幅地域に広く分布する米原層が断層で反復したものである。

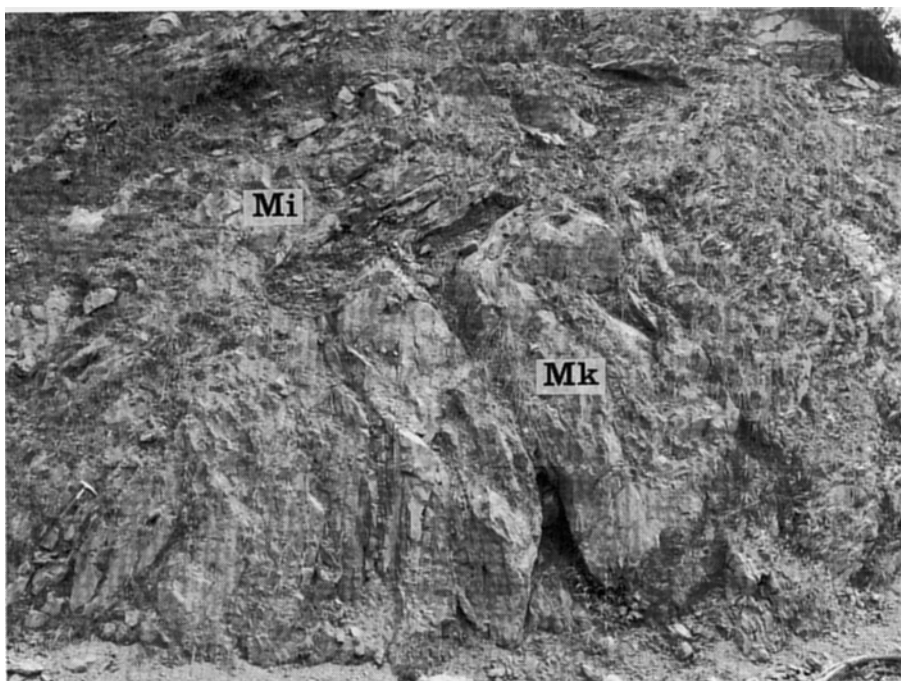
本層は主として泥岩とチャートからなり、泥岩は一般に黒色で、比較的層理が発達し、部分的に珪質泥岩に移化するところがある。チャートは泥岩中に厚さ数 m ほどのレンズとして挟まれ、まれに数 m の厚さで泥岩とチャートが繰り返して露出することがある。本図幅地域内では、厚さ 100 m 以上のチャートの厚層が泥岩の上位に見られるが、その大部分は彦根東部図幅地域に分布する。

Ⅲ. 4 鈴鹿衝上地塊の地質構造

緑色岩-石灰岩相の霊仙山層と碎屑岩相の大君ヶ畑層から構成される鈴鹿衝上地塊の地質構造を藤原岳地域と南部地域に分けて、地域別に記述する。

Ⅲ. 4. 1 藤原岳地域

本図幅地域の鈴鹿衝上地塊は北東-南西方向及び北西-南東方向の胴切り断層により地塊化している。藤原岳-青川間では南の地塊ほど東西に短縮され、霊仙山層は西フェルゲンツの転倒褶曲を示すと推定した。竜ヶ岳頂部では霊仙山層は愛知川層群上にクリップとして載り、東禅寺西方の藤原岳東麓では大君ヶ畑層が霊仙山層中に地窓として露出する。



第19図 彦根層群道ヶ谷層と愛知川層群箕川層の境界をなす断層(永源寺町御池中流)
道ヶ谷層の泥岩(Mi)が箕川層の砂岩(Mk)に衝上している。ハンマーの位置がほぼ境界に当たる

本衝上地塊東側の藤原岳東斜面には霊仙山層の下位に大君ヶ畑層，更にその下位に砕屑岩相の幾里谷層群が分布し，それらの境界は東フェルゲンツの50°前後の衝上断層である。

本衝上地塊西側の藤原岳西斜面の北部では霊仙山層は御池断層を境として砕屑岩相の道ヶ谷層と接する。同斜面の南部では霊仙山層は同じく砕屑岩相の愛知川層群と接し，その境界は青川谷中流域で見られるように西フェルゲンツの50°前後の衝上断層である。

Ⅲ. 4. 2 南部地域

本図幅地域の鈴鹿衝上地塊は湖東流紋岩類の火成活動により，全体構造は必ずしも明らかではない。

まず，雨乞岳-竜王山間の衝上地塊について述べる。本衝上地塊の南限付近を見ると，雨乞岳の東側及び綿向山周辺では霊仙山層の直下には砕屑岩相の野洲川層群及び武平峠層が分布し，雨乞岳-綿向山間では霊仙山層直下には大君ヶ畑層が分布し，更にその下位に武平峠層が分布する。これらの境界は神崎川上流で見られるように南フェルゲンツの50°前後の衝上断層である。一方，本衝上地塊の北限を見ると，竜王山北側では霊仙山層の直下には黄和田層が分布し，谷尻谷流域では霊仙山層の直下には黄和田層が分布する。これらの境界は北フェルゲンツの衝上断層である。

次に，日本コバ-佐目子谷川間における霊仙山層と愛知川層群との関係について述べる。多くの場合，両者の間には湖東流紋岩類が分布しており，衝上構造は部分的にしか確認できないが，霊仙山層は本来愛知川層群の上に広範囲にわたって衝上していたと推測できる。佐目子谷川上流では霊仙山層が黄和田

層の上に南フェルゲンツの高角度で衝上する。永源寺貯水池北岸(萱尾対岸)では霊仙山層の西縁部に犬上花崗斑岩が貫入し、その東側には黄和田層(泥岩)がルーフとして小規模に露出している。ここでは花崗斑岩貫入以前から黄和田層が霊仙山層中に地窓をなしていたと推定される。

鈴鹿衝上地塊の衝上の時期は、二畳紀の霊仙山層と三畳-ジュラ紀の大君ヶ畑層がジュラ系の上に衝上し、その後、白亜紀後期の火成岩類が本衝上地塊中に貫入していることから、白亜紀前期に限定することができる。

IV. 湖 東 流 紋 岩 類

IV. 1 研究史と概要

本図幅地域の中西部に分布する湖東流紋岩類(三村・河田, 1970)は、琵琶湖東岸地方(湖東地域)一帯に広く露出する白亜紀後期の珪長質火山岩類で、流紋岩溶結凝灰岩を主とし、石英斑岩や花崗斑岩を伴う。

湖東流紋岩類は、濃飛流紋岩類やほかの多くの白亜紀-古第三紀珪長質火山岩類と同様に、長い間“石英斑岩”と一括して呼ばれ、すべて溶岩もしくは浅所迸入岩であるとみなされてきた。河田ほか(1961)が、濃飛流紋岩類の主体が溶結凝灰岩を主とする珪長質火砕岩類からなることを明らかにして以降、日本各地で類似岩についての同様な見直しが行われた。湖東地域で“石英斑岩”が珪長質火山岩類として見直されたのは遅く、河田(1969)及び河田ほか(1969)による1960年代末に至ってからのことであり、一時期は白亜期末における珪長質火山活動の空白地域であるとみなされたこともあった(山田, 1966)。その後、三村(1971, 1975)の火山層序学的研究が行われ、それらの成果の一部は彦根東部地域の地質図幅(宮村ほか, 1976)や三村ほか(1976)にまとめられた。この結果、多賀町八尾山周辺(後述する湖東流紋岩類主岩体の北部地域)の湖東流紋岩類について層序と岩質の特徴が明らかとなった。八尾山周辺地域では、不整合を挟む新旧2時期の火山活動が識別されている。ここで確立された層序をもとに、調査域は南方の本図幅地域を初めとする湖東流紋岩類分布域全体に拡大され、西川ほか(1979a)はほぼその層序関係を明らかにした。更に、西川ほか(1983)は湖東流紋岩類の火成活動史を総括し、大規模な弧状岩脈によって示される範囲でコールドロンが形成されたと推定した。このコールドロンは湖東コールドロンと名付けられている。

本図幅地域は湖東流紋岩類が最もまとまって分布する地域で、東に凸の二重の弧(内側弧と外側弧)に沿って西側が段階的に大きく落ちこんだ構造を示す(第7図)。この二重の弧を境として分布様式が異なるため、湖東流紋岩類は大きく三つの岩体に分けることができる。最も東側の外側弧と内側弧の間の地域を東岩体と呼ぶ。また、内側弧と西方の近江盆地に囲まれた部分を主岩体(宮村ほか, 1976)と呼び、主岩体西方の近江盆地において新生界に取り囲まれて丘陵部にのみ露出する岩体を、平野部岩体と呼ぶ(西川ほか, 1983)。この平野部岩体と、主岩体及び東岩体との層序関係は詳しくは分かっていない。なお主岩体は、東北東-西南西方向の何本かの断層により切断されている。断層の多くは右ずれ北落ちの正断層である。西方の近江盆地と主岩体地域との境には、南北方向で西落ちの断層(百済寺断層)が通る。

本図幅地域の湖東流紋岩類の層序区分を第4表に示す。

湖東流紋岩類全体は不整合を挟んで古期(湖東流紋岩類Ⅰ)と新期(湖東流紋岩類Ⅱ)に大別できる。湖東流紋岩類Ⅰは下位から佐目溶結凝灰岩層、萱原溶結凝灰岩層かいはらとこれを貫く秦荘石英斑岩からなる。湖東流紋岩類Ⅱは八尾山火砕岩層とこれを貫く犬上花崗斑岩及び杠葉尾火砕岩ゆずりおからなる。古期と新期の時間間隙には、深谷層及び深谷岩屑なだれ堆積物が堆積している。このうち最下部の佐目溶結凝灰岩層と杠葉尾火砕岩は北隣の彦根東部図幅地域には分布しない。

本図幅地域では、主として湖東流紋岩類の主岩体(南北13 km, 東西6 km)と、その東方の東岩体とが分布する。本図幅地域の近江盆地には、平野部岩体がわずかに分布する。

東岩体は主に犬上花崗斑岩から構成され、これに佐目溶結凝灰岩層と杠葉尾火砕岩が伴われている。このほかの岩層はすべて主岩体内に分布する。

主岩体北部の深谷沿いの林道では、最下部の佐目溶結凝灰岩層と最上部の杠葉尾火砕岩を除く、湖東流紋岩類の層序全体を観察することができる(第20図)。

IV. 2 佐目溶結凝灰岩層(Ws)

西川ほか(1979a)により、主として愛知川以南において中・古生界を覆って分布する流紋岩溶結凝灰岩に対して命名された。

永源寺町佐目子谷の東及び西側の尾根を中心に分布する。本層の分布域は犬上花崗斑岩の周囲(佐目子谷西)や延長上(佐目子谷東)に位置している。このほか萱尾周辺や永源寺ダム北側の山腹及び永源寺町茨川の北東の山地にも本岩に類似した岩層が分布しており、いずれも犬上花崗斑岩に接している。

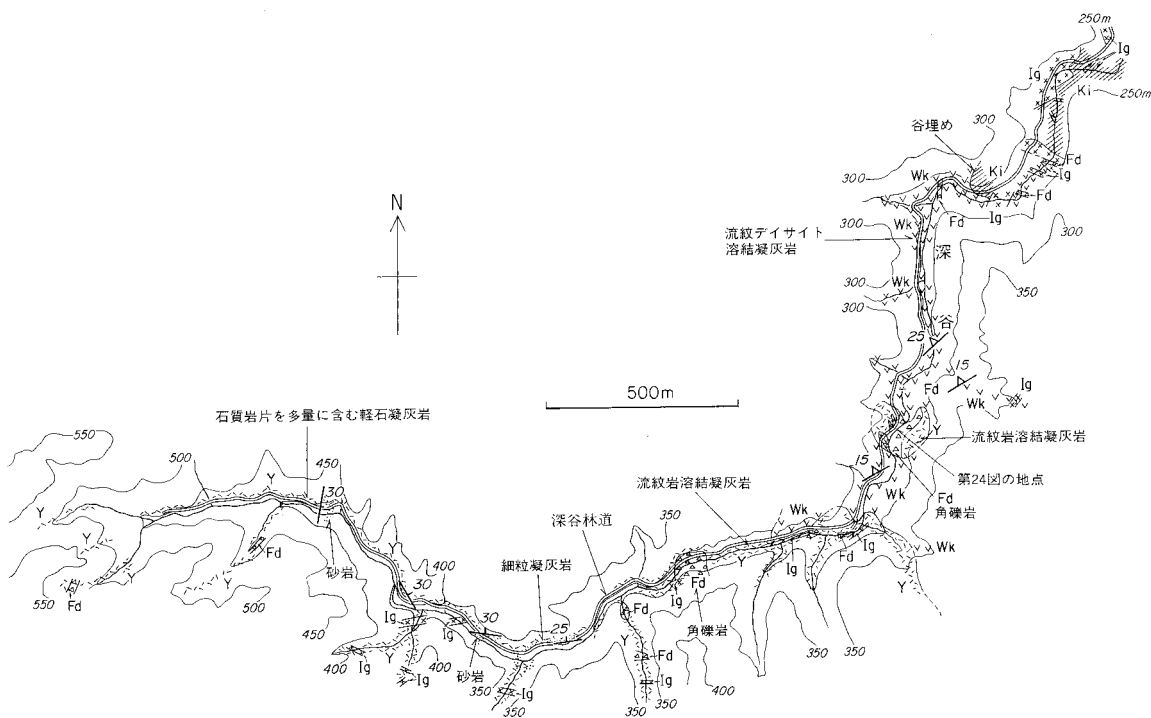
本層は箕川層・霊仙山層などの中・古生界を覆っているが、その境界は一般に急傾斜である。また、

第4表 湖東流紋岩類の層序区分

主岩体	東岩体
犬上花崗斑岩 (Ig) ---- 杠葉尾火砕岩 (Py)	
八尾山火砕岩層 (Y)	
深谷岩層なだれ堆積物 (Fd)	
(深谷層)	
~~~~~	
秦荘石英斑岩 (Qh)	
萱原溶結凝灰岩層 (Wk)	
佐目溶結凝灰岩層 (Ws)	

(深谷層)は地質図に表現していない、本文参照。





第20図 多賀町深谷林道沿いの湖東流紋岩類のルートマップ

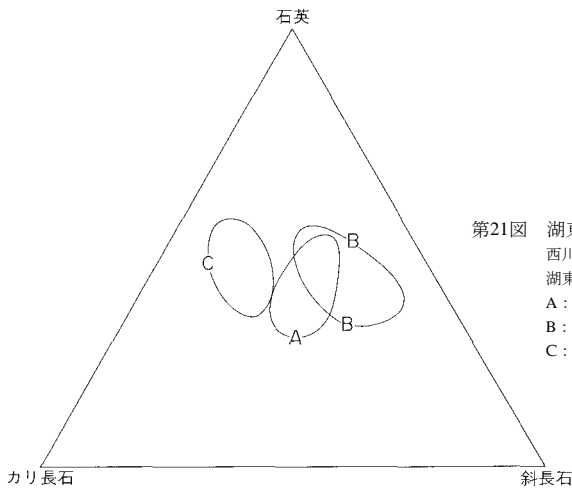
Wk: 萱原溶結凝灰岩層, Fd: 深谷岩屑なだれ堆積物, Y: 八尾山火砕岩層, Ig: 犬上花崗斑岩, Ki: 黄和田層.  
数字は海拔高度(m).

基底部に中・古生界に由来する石質岩片を多量に含む部分がある。佐目子谷西側に分布する岩体について、西川ほか(1983)は南北に延びた舟底状凹地に本層が堆積したと推定し、一部の境界では本層が貫入している可能性があるとしている。佐目子谷西側では、北北西-南南東に延びた尾根を中心に本層が分布しており、分布の中軸部に沿って犬上花崗斑岩が貫入している。本層の佐目子谷に面した東側の境界はほぼ垂直であり、また西側の境界は東方に傾斜している。西側の境界は地形的高所ではやや緩傾斜で西側に張り出しており、分布中軸部に近づくにつれ急傾斜となる。したがって分布の長軸に直交する断面では本層はロート状の形態をなしている。こうした分布形態は本層が給源火道を充填した火砕岩であることを示唆し、中・古生層との境界の多くの部分で貫入関係にあることを予想させる。

以上の分布形態から、正確な層厚を算定するのは困難であるが、高度差などより推定するに、佐目子谷西側の岩体中軸部で厚さは400m以上である。

本層は、ほぼ例外なく熱変成作用を受けている。新鮮な部分では暗灰色の、やや風化した部分では、灰色を示す溶結凝灰岩からなり、極めて堅硬である。長径数cmの偏平化した本質レンズを含み、石基との色調の違い(基質部より暗色もしくは明色である)により肉眼で区別できる。

本層を構成する溶結凝灰岩は1-3mm径の結晶片に富み(容量比40-50%)、その量比はほぼ石英 $\geq$ 斜長石>カリ長石>苦鉄質鉱物の順である(第21図)。破断面では清澄な、あるいはわずかに一部白濁した光沢の強いカリ長石が目立つ。



第21図 湖東流紋岩類のモード(結晶片構成鉱物の容量比)  
西川ほか(1983)に基づく。  
湖東流紋岩類 I  
A: 佐目溶結凝灰岩層  
B: 萱原溶結凝灰岩層湖東流紋岩類 II  
C: 八尾山火砕岩層

石質岩片は通常極めて乏しいが、基盤から数 m の範囲には多量に含まれる。石質岩片は径数 cm 以下のものが大部分を占め、その岩質は中・古生層に由来する砂岩・泥岩・チャートからなる。

基盤と接する部分では細粒の結晶片に富むようになり、これを西川ほか(1979a)は最下部層として区別している。

本層の内部構造については詳しくは分かっていない。

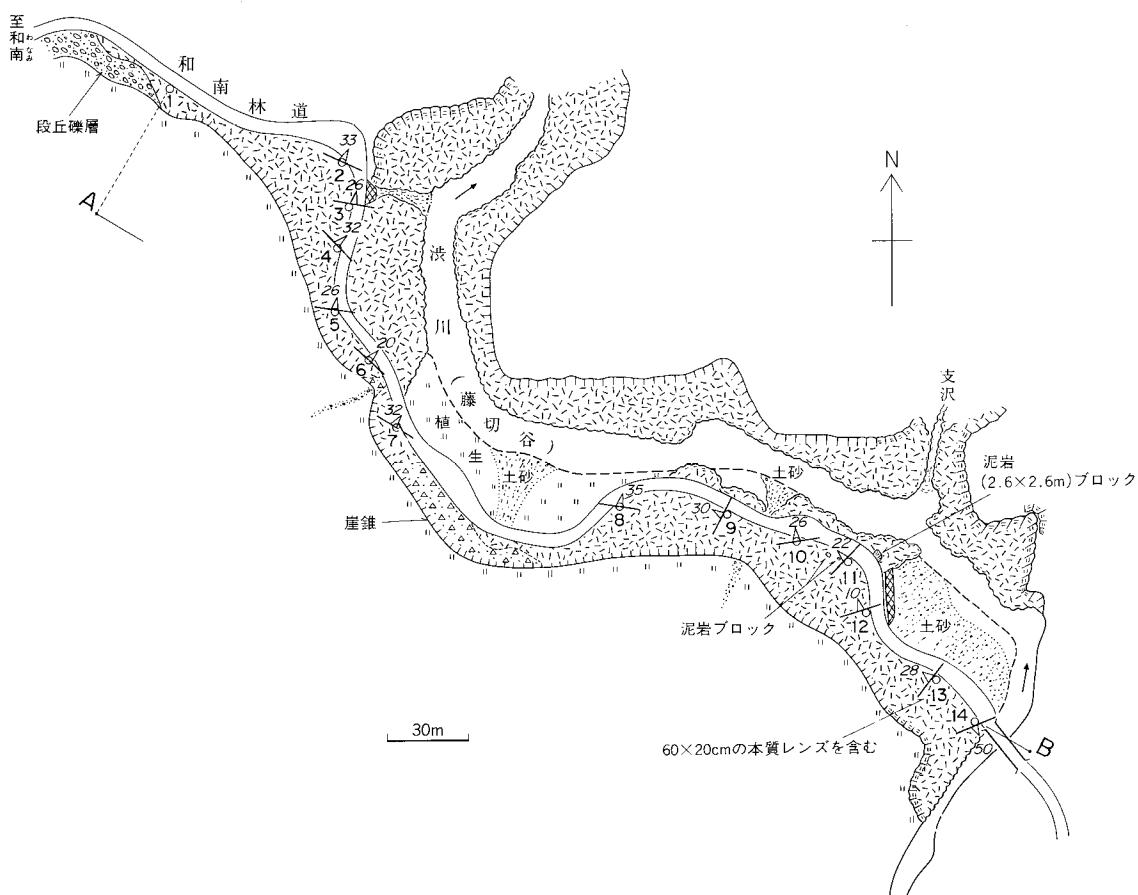
#### IV. 3 萱原溶結凝灰岩層(Wk)

宮村ほか(1976)により、多賀町萱原西方の深谷(彦根東部図幅内)沿いを模式地として命名された。本層は、本図幅地域北西部から、北隣の彦根東部図幅地域南西縁にかけて、南北16 km、東西13 km のまとまった分布を示している。その分布の西縁は近江盆地に接し、東縁は本層を貫く犬上花崗斑岩と、一部では紅葉尾火砕岩によって弧状に縁どられている。近江盆地東縁沿いの百済寺から西北西へ約1.5 km の近江温泉(標高190 m)試掘時のボーリングデータによれば、新生界(厚さ約200 m)の下位に500 m 以上にわたって本層が存在する(福田・永田, 1980)。

本層の全体の層厚は、700m を超える。

本層は主に灰緑色を示す流紋デイサイト質の緻密な溶結凝灰岩からなり、2-4 mm 程度の粗い結晶片を多く含んでいる。結晶片の量比は、斜長石 $\geq$ 石英 $>$ カリ長石であり(第21図)、少量の緑泥石化した有色鉱物(黒雲母・角閃石・輝石?)が含まれる。本質レンズや石質岩片を含み、全体に再結晶化が進んで不均質な見掛けを呈することが多い。露頭ではブロック状の節理が顕著に発達し、これに沿って方解石や硫化物の脈が認められることがある。

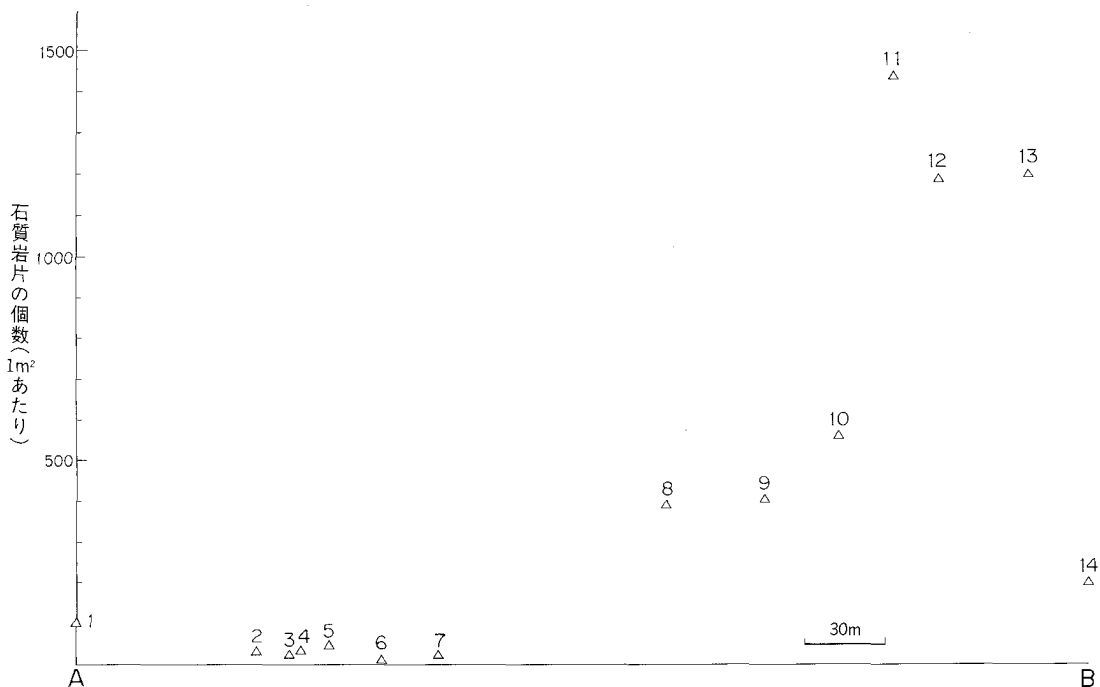
本質レンズは、長径数 cm 厚さ 1 cm 未満の大きさのものが平均的であるが、渋川沿いで見られるように、まれに長径30 cm を超える大きなものが含まれる。これらのレンズの石基は基質部よりやや暗灰色の色調を帯び、含まれる斑晶量は基質部の結晶片の量より少ない傾向が認められる。鏡下では、軽石



第22図 永源寺町和南東方の洪川沿いに分布する萱原溶結凝灰岩層の葉理面の走向・傾斜を示すルートマップ  
 図中の番号1-14は、第23図の番号と対応する。

片が扁平につぶれた構造が明瞭である。石質岩片はほとんどが径 2 cm 未満の泥岩で、チャートも含まれる。これらの石質岩片は角ばっていて、ほとんど円磨を受けていない。

本層全体の系統的な岩相変化は詳しくは分からないが、本図幅地域北西部犬上貯水池南方 100 m の犬上川左岸では、基盤の中・古生層に接して結晶片の量がやや少なく、かつ細粒な部分が存在する。同様の岩相が、本層分布域の北部宇曾川ダム東 1.4 km の谷底沿いや、中部の角井峠西南西 1.5 km、同東方 2 km の横根谷沿い、南部の永源寺東方の愛知川右岸などに認められる。とりわけ角井峠西南西 1.5 km では、この岩相が厚さ 3 m 以上にわたって認められ、萱原溶結凝灰岩とは異なった暗灰色の色調を呈することから、別のユニットとして加^{かれ}領川溶結凝灰岩層(西川ほか、1979a)と呼ばれたことがある。しかし、これと全く同じ岩相部分が角井峠の東方 2 km の横根谷沿いで、萱原溶結凝灰岩層の典型的な岩相よりなる部分に挟まれている。その境界面は明瞭な面として識別できず、互いの時間間隙を示す現象は何も認められないことから、本層全体の中の岩相変化とみなしてよいであろう。



第23図 永源寺町和南東方の洪川沿いに分布する萱原溶結凝灰岩中の石質岩片量の変化  
番号は第22図の番号に対応する。各露頭の位置は第22図のA-Bに対して投影してある。

本層分布域の南端、和南の東600 m 付近の犬上花崗斑岩脈に近接した部分には、石質岩片(泥岩・砂岩・凝灰岩・石灰岩・チャートなど)が際立って多く含まれ、径数 m に達するものも含まれる(第22, 23図)。こうした大型石質岩片・本質岩片に富む部分は下部の厚さ40 m 程の部分に限定されている。花崗斑岩に最も近接した露頭(第22図の no. 14)では本質岩片の示す葉理構造が一定せず、その平均値は一般傾向とは逆の南東傾斜を示す。このような産状は、この部分が本層を供給した火道域に近いことを示唆している。この南東側に分布する花崗斑岩は内側弧に沿って貫入しており、この内側弧の一部に本層の給源火道が存在した可能性がある。

本層全体の構造は、含まれる本質レンズの葉理面によって推定するほかはないが、傾斜は50°未満で特に系統的な変化は認められない。

輝石(?)角閃石(?)黒雲母 流紋デイサイト溶結凝灰岩(フィッシュントラック年代測定試料, 第5表): 多賀町深谷河床(標高265 m) (HK18LW, GSJ R44575)。

灰色を示し、緻密・堅硬でよく偏平化した本質レンズ(長径の平均 3-4 cm, 最大10 cm)を多量に含み、石質岩片に乏しい。斑晶及び結晶片は全岩の約50%を占め、その量比は斜長石 $\geq$ 石英>カリ長石>苦鉄質鉱物の順である(第21図)。斜長石は長径0.2-2 mm の範囲の結晶が多い。そのほとんどは全面あるいは割目に沿って変質鉱物(粘土鉱物・炭酸塩鉱物)が生じている。累帯構造が観察される。石英は、長径0.5-3 mm の結晶が多く、しばしばその外形の一部は融食形を示す。カリ長石は長径 1-3 mm の結晶が多く、

クランク沿いは汚濁しており、粘土鉱物や炭酸塩を生じている。汚濁部と周辺にはパーサイト組織が観察されるが、清澄な未変質部は1相で少なくとも鏡下でパーサイト構造は確認できない。未変質部は $2V = (-)30^\circ$ 前後で、低温型サニディンの可能性がある。苦鉄質鉱物はいずれも変質して緑泥石・炭酸塩鉱物・鉄鉱物の集合体になっている。その外形からもとの鉱物は、黒雲母と柱状を示す輝石もしくは角閃石であることが分かる。このほか副成分鉱物として不透明鉱物と褐れん石・ジルコン・アパタイトが含まれる。

基質は脱ガラス化作用を受け、隠微晶質-微晶質の石英・長石から構成されており、部分的に絹雲母・緑泥石などの変質鉱物を生じている。溶結構造は明瞭である。

石質岩片としては長径1-2mmの緑色岩が含まれる。

#### IV. 4 未区分凝灰岩層(Wu)

本図幅地域内の湖東流紋岩類のうち、主岩体(宮村ほか, 1976)とは離れた小岩体を一括して未区分溶結凝灰岩類とした。いずれも層序学的な区分と対比は困難だが、佐目溶結凝灰岩層もしくは萱原溶結凝灰岩層に似た岩相を示す。

##### 日野町小野南方

犬上花崗斑岩と石子山花崗岩に貫入される小岩体で、花崗岩による熱変成のため著しい再結晶化を受けている。灰色-灰白色を示し1-4mmの結晶片(石英・カリ長石・斜長石・有色鉱物)に富んだ流紋岩溶結凝灰岩よりなる。本質レンズは再結晶作用のため確認困難である。石質岩片は極めて乏しくまれに泥岩・砂岩(径 $\sim 1$ cm, 母岩とともにホルンフェルス化)など中・古生層由来のものを含む。岩相的には佐目溶結凝灰岩層に類似している。

##### 日野町中之郷北方

北側をほぼ東西の境界で犬上花崗斑岩に貫入される小岩体として露出する。長径数cm以下の著しく偏平化した本質レンズを多量に含む流紋岩溶結凝灰岩よりなる。新鮮な部分では暗灰色を示すが、一般に風化により灰褐色の色調を示すものが多い。径1-4mmの結晶(石英・斜長石・カリ長石・有色鉱物)に富み、石質岩片として2cm以下の砂岩・泥岩・チャートを含む。

小野南方の溶結凝灰岩よりやや斜長石の結晶片に富んでおり、主岩体の火砕岩では萱原溶結凝灰岩層に類似した岩相を示す。

##### 愛東町青山南東

流紋岩溶結凝灰岩が低位段丘(低位II)の南側の縁に沿って延長約200mにわたって露出する。緑灰色で結晶片に富んだ岩相を示し、本質レンズ(長径数cm)を多量に含み、石質岩片に乏しい。主岩体における萱原溶結凝灰岩層に対比される可能性がある。

#### IV. 5 秦荘石英斑岩(Qh)

本岩は萱原溶結凝灰岩層の分布地域の西部と東部の2地域に貫入している。このうち西部岩体は、北隣の彦根東部図幅地域にかけて南北10km, 東西3kmの範囲に南北に細長く分布する。岩体の西縁は、大部分が近江盆地に面し、東縁は萱原溶結凝灰岩層とほぼ南北の直線状の境で接する。一方、東部岩体

は東西性の横ずれ断層で切られているが、幅 1 km 内外で南北に 4 m にわたって屈曲した形で分布する。

本岩は灰緑色ないし灰色を呈する石英斑岩で、径 5 mm 前後の斑晶を多く含んでいる。斑晶は斜長石・石英と少量のカリ長石を含む。斜長石は径 3 cm に達するものも含まれている。露頭ではしばしば、萱原溶結凝灰岩層と極めて似た見掛けを呈する。しかし、本質レンズを含まないこと、また石質岩片をほとんど含まないことで両者を区別することができる。

本岩中にはときとして濃淡の色調の差による縞状構造 (banding) が顕著に見られることがある。縞の幅は 1-10 cm ほどで、見掛け上の色調のほか組成上の差は詳しくは分かっていないが、露頭単位で平行に良く追跡され、長石の長軸が縞状構造とほぼ平行に並ぶ場合もあり、流理構造のように何らかの流動現象を示しているのであろう。このような縞状構造は、西部岩体では宇曾川ダムの上流 600 m から 1.5 km にかけての地域、東部岩体では大萩の西方 1 km 付近や同じ大萩の南方 1.2 km 付近などに認められる。この縞状構造の走向傾斜は岩体全体の南北に延びた分布方向と調和的ではなく、西部岩体では北西ないし北北西に 15-50° 傾くのが認められ、東部岩体でも大萩の西方では南南東に 40° 傾いている。

本岩と萱原溶結凝灰岩層との境界は、それぞれの分布と地形の関係から判断すると両岩体ともほぼ垂直に近い。このことから、本岩は萱原溶結凝灰岩層中に貫入していると推定されるが、明瞭な貫入面は確認できなかった。また、本岩と近接する萱原溶結凝灰岩層に明瞭な接触変成作用の形跡は認められていない。

東部岩体の大萩南方 1 km 付近では、萱原溶結凝灰岩層が本岩に近づくにつれ次第に本岩に似た岩相に変化している。この岩相変化は南北方向の谷底に沿いに、見掛け上長さ 100 m 以上にわたって観察できる。この範囲では、北から南に向かって、萱原溶結凝灰岩層中の明瞭な本質レンズが次第に減少し、その識別が不明瞭となる。かわって結晶が粗粒化し、途中で途切れはするが長い縞状の構造が目立つようになり、更に連続のよい縞状構造が発達するようになる。こうした変化とともに、含まれる石質岩片の量も漸減して、しだいに露頭で確認できなくなり、縞状構造の発達した秦荘石英斑岩となる。この変化は全く漸移的で、この間に明瞭な境界や不連続を認めることはできない。

また、ここでの縞状構造は、近接する萱原溶結凝灰岩層中の葉理面及び萱原溶結凝灰岩層と本岩との境の推定方向と調和的で、南南東に向い本岩の縞状構造が 70° 傾いている。

以下に、年代測定を行った試料について記載する。

輝石含有黒雲母石英斑岩(フィッシュトラック年代測定試料、第 5 表)：秦荘町宇曾川ダム北岸 (Hp2, GSJ R44576)。

淡緑灰色緻密な石基中に斑晶鉱物が含まれ、その容量比は約 40% を占める。斑晶鉱物の量比は斜長石  $\geq$  石英  $>$  カリ長石  $>$  苦鉄質鉱物の順である。斜長石は長径 2-8 mm で自形柱状をなす。例外なく変質汚濁しており、粘土鉱物・絹雲母・炭酸塩鉱物を生じている。わずかに残存する未変質部には弱い累帯構造が認められ、ほぼオリゴクレス組成を示す。石英は長径 1-5 mm で、結晶外縁は融食されている。一部の石英斑晶は破片状の外形を示し、波動消光が認められる。カリ長石は長径 2-10 mm の自形-半自形結晶で、割れ目沿いに変質が進行して粘土鉱物・絹雲母を生じている。残存した新鮮な部分は清澄でパーサイト構造は観察されない。苦鉄質鉱物は完全に変質して、絹雲母・緑泥石・炭酸塩鉱物・鉄鉱物に置換されている。変質前の鉱物を決めるのは困難であるが、外形から黒雲母のほか柱状で裂開の発達する鉱

物(斜方輝石?)が含まれていたと判断される。石基は隠微晶質で、石英・長石の集合体からなり、多量の緑泥石を生じている。

#### IV. 6 深 谷 層 (Fk)

宮村ほか(1976)命名。深谷層は、主岩体北部の深谷一帯に分布したと推定される湖沼堆積物である。現在の深谷周辺は、かつて湖東流紋岩類 I (古期)の浸食表面にできた凹地もしくは谷底部で、後述する湖東流紋岩類 II (新期)の深谷岩屑なだれ堆積物と八尾山火砕岩層がこの凹地を埋め立てている。

深谷層そのものの地層としての露出は確認できず⁴⁾、上位の深谷岩屑なだれ堆積物中に多数の礫として含まれている。これらの礫は偽礫状で、深谷層が完全に固結する前に礫として取り込まれたことを示している。礫から判断すると、深谷層はやや暗灰色の凝灰質泥岩で、細かく成層しており、厚さは数 m を超えていたらしい。この泥岩は、古生層のチャートの円礫や下位の萱原溶結凝灰岩層の岩片をまれに含む。

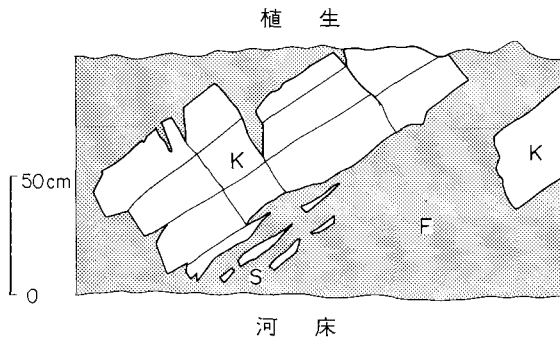
#### IV. 7 深谷岩屑なだれ堆積物 (Fd)

新称。宮村ほか(1976)の“八尾山火砕岩層最下部層”及び三村ほか(1976)の“八尾山火砕岩の角礫岩”に相当する。本層の分布は局所的で八尾山火砕岩層分布域の縁辺部に露出する。萱原溶結凝灰岩層と秦荘石英斑岩の凸凹に富む表面の低地を満たし、これら基盤の高所には分布しない傾向がある(第20図)。厚さは深谷沿いで 5 m 以上、北隣の彦根東部図幅地域内の犬上ダム西北1.6 km (深谷の支沢)では15 m に達する。本層は不均質で淘汰の悪い種々の岩塊と、これを埋める基質とからなり、極めて不均質な見掛けを呈する。岩塊として主に下位の萱原溶結凝灰岩層と、深谷層に由来する固結度の低い凝灰質泥岩を含み、このほか基盤の中・古生層に由来するチャートや泥岩、少量ではあるが下位の秦荘石英斑岩を含んでいる。これらの岩塊のうち、萱原溶結凝灰岩層の岩塊は円磨を受けておらず、大型で径数 m を超えるものも少なくない。凝灰質泥岩の岩塊は萱原溶結凝灰岩層やチャートの円礫をまれに含み、ときに細かな成層構造を示す。その外形は角がとれた不定形で、大きさは径 1 m を超えるものは少ない。中・古生層のチャートや泥岩の岩塊は小さく、径 2 cm 以下で、円磨を受けているものが多い。秦荘石英斑岩は径 1 m ほどの岩塊が見られる。萱原溶結凝灰岩層と秦荘石英斑岩の岩塊はともに、本層の基質より著しく風化が進んでいる。

本層の基質はこれら岩塊の細片からなり、ときに火山灰質な部分を含んでいる。溶結構造など、本層の基質が高温であった証拠は認められない。基質と岩塊との境界は明瞭である。しかし、とりわけ萱原溶結凝灰岩層の岩塊周辺部では、岩塊が薄く剥がれ、基質中にほぐれかかっているのが観察される(第24図)。

---

4) 本層は凡例には示したが、地質図には表現していない。なお、宮村ほか(1976)は地層として露出するとしたが、当地層とみなしたものは、後述の深谷岩屑なだれ中のブロックであったことが判明した。



第24図 深谷岩屑なだれ堆積物中の萱原溶結凝灰岩層の岩塊(多賀町深谷標高265 m)  
 F: 深谷岩屑なだれ堆積物, K: 萱原溶結凝灰岩層の岩塊, 岩塊は傾き, 岩塊下部の小片(S)は節理に平行な形状で分離し, 並んでいる. 第20図に地点を示した.

#### IV. 8 八尾山火砕岩層(Y)

本層は萱原溶結凝灰岩層の分布域北部, 本図幅地域から北隣の彦根東部図幅地域南西縁にかけて南北5 km, 東西4 kmの範囲に分布する.

本層分布域の東部・南部で萱原溶結凝灰岩層を, 同じく西部・北部で秦荘石英斑岩を不整合に覆う. これら下位の岩体・岩層との境界は凸凹に富み, 本層はそれらの浸食表面に堆積している. 例えば, 深谷沿いでは萱原溶結凝灰岩層を刻んだ浸食谷を本層が埋積しており(第20図), 宇曾川ダムの北北東1 km付近では秦荘石英斑岩の比高100 mほどの高まりを残して, それより低地を本層が覆っている.

下位の深谷岩屑なだれ堆積物と接する地域では, 軽石流堆積物中に深谷岩屑なだれ堆積物が不規則な碎屑岩脈として貫入している. また, 軽石流堆積物が割れて, 深谷岩屑なだれ堆積物中に取り込まれている部分もある. 岩脈の幅は数 m 未満が多く, 貫入面の傾斜は70-90°で, 走向は一定していない.

本層全体の厚さは深谷沿いで最も厚く, 300 m を超える. 大部分が軽石質凝灰岩からなり, 深谷沿いでは, 上下方向に岩相が変化する. 下部は軽石流堆積物と成層構造が発達したその2次堆積物の互層で, 全体の厚さは30 m を超える. 本層上部へ向かって次の岩相変化が観察される. 1) 軽石流堆積物が厚くなる. 2) 成層した二次堆積物を挟まなくなる. 3) かわって粗い軽石と石質岩片が目立つ塊状の軽石凝灰岩で占められるようになる.

本層下部の互層部分を構成する軽石流堆積物は厚さ30 cm から5 m 以上, 暗灰色で, 径1 mm 前後のピンク色をしたカリ長石が目立つ. 軽石(本質レンズ)はやや明灰色で押しつぶされており, 厚さ0.7 cm で長径2.5 cm に達するものもある. 本質レンズの斑晶量は基質の結晶片の量よりも乏しい傾向にある. 石質岩片として径1 cm に満たない泥岩やチャートの角礫を含む. 少量ながら, 炭化木片を含む. 鏡下では, 軽石やガラス片が偏平化しているが溶結の程度は弱い.

互層部分の成層した二次堆積物は, 一枚の厚さが20 cm から3 m 以上で, 凝灰質の砂・泥からなる. 泥と砂は1-2 cm の単層が繰り返す互層をなし, 多くの場合砂層にはクロス・ラミナが発達し, 単層ごとに正順級化が認められる. また砂層はしばしば粗粒の結晶片に富んだ塊状砂岩からなる.

八尾山火砕岩層上部の軽石凝灰岩は, 塊状で成層構造は全く認められない. 大型の軽石と石質岩片が目立つ. 軽石は長径6 cm, 短径2.5 cm を超えるものを含み, やや偏平化していることが多いが, 溶結



はしていない。石質岩片としては径 5 cm を超える泥岩が多く含まれている。ときに軽石が露頭単位でよく配列して葉理構造を形成しているが、露頭ごとの変化が著しく、地域ごとに一定した走向傾斜は示さない。

八尾山火砕岩層全体の構造は明らかでないが、深谷沿いには北に向かった小さな盆地状構造を読み取ることができる。

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩(フィッシュトラック年代測定試料, 第 5 表): 多賀町深谷(標高325 m)(KT43, GSJ R44577)。

採取地点はSEKI (1978) による Rb-Sr 年代測定試料(KT43WR)と同一である。本試料は、八尾山火砕岩層下部を構成する軽石流堆積物で、本層中では溶結度が高い部類に属す。暗灰色基質中に緑灰色の偏平化した軽石(長径 5-30 mm)と黒色泥質岩の石質岩片(長径 1-50 mm)が含まれる。結晶片は容量比で40-50%を占め、構成鉱物の相対比は石英>カリ長石>斜長石>黒雲母の順である(第21図)。肉眼ではややピンク色を帯びたカリ長石の結晶片がよく目立つ。石英は長径0.5-2 mmで、破断面以外は融食された外形を示す。カリ長石は長径0.5-2 mmで、変質により汚濁しており、粘土鉱物・アルバイトを生じている。斜長石は長径0.2-1.5 mmで、変質により粘土鉱物・絹雲母を生じている。累帯鉱物は明瞭ではない。基質は脱ガラス化作用により隠微晶質の石英・長石の集合体からなる。偏平化したガラス片によるユータキサイト構造が明瞭で、溶結している。

#### IV. 9 犬上花崗斑岩(Ig)

湖東流紋岩類の火山岩に随伴する新旧 2 時期の貫入岩類のうち、新期のものを犬上花崗斑岩と呼ぶ(宮村ほか, 1976)。

犬上花崗斑岩は、湖東コールドロンの縁に沿った弧状岩脈として広範囲にわたって分布している。本図幅内の日野町綿向山及び永源寺町甲津畑から北隣の彦根東部図幅内の多賀町四手^{しで}及びび一之瀬にかけては東方に凸の湾曲した 2 列の弧状岩脈として分布するほか、琵琶湖東岸の八日市市奥島山から沖島^{おきのしま}にかけては、やや西側に凸の湾曲した弧状岩脈が分布する。こうした分布から弧状岩脈はほぼ八日市付近を中心とする半径約 17 km と 11 km の円周上に 2 列に配列することになり、そのそれぞれを内側弧状岩脈、外側弧状岩脈と呼ぶ(第 7 図)。

本図幅地域内において、内側弧状岩脈は湖東流紋岩類主岩体と中・古生界の境界に沿って、外側弧状岩脈は主として中・古生界中に貫入する。

内側弧状岩脈は永源寺町甲津畑より永源寺ダム、湖東町大萩を経て犬上川南谷左岸に連なるが、日本コバ周辺では約 2 km にわたって岩脈が途切れる部分があり、ここでは紅葉尾火砕岩が貫入している。内側弧状岩脈は南部ほど幅が広がる傾向があり、永源寺ダム周辺では約 1,600 m に達する。

外側弧状岩脈は連続した岩脈ではないが、全体として弧状をなして分布し、綿向山周辺から紅葉尾南方、君ヶ畑を経て北隣の彦根東部図幅地域へと連なる。弧の一部は湖東流紋岩類東岩体の佐目溶結凝灰岩層によって占められている。

また、内側弧と外側弧をつなぐ北西-南東方向の岩脈が 2 本ある。一つは大萩南方から中畑を経て紅葉尾南方へ連なり、もう一つは佐目子谷川西方の尾根に沿って露出する。後者は佐目溶結凝灰岩層に貫

入する。

このほか、杉峠北側には外側弧状岩脈から派生した岩株状岩体(杉峠岩体)が、雨乞岳付近には孤立した岩株状岩体(雨乞岳岩体)がそれぞれ分布する。またIV.4で述べたように日野町佐久良及び小野にも犬上花崗斑岩が露出する。以上のほか、小規模な岩脈・岩株が中・古生層中に多数貫入しており、それらの貫入方向は北部では東西系が、南部では南北系が卓越している。

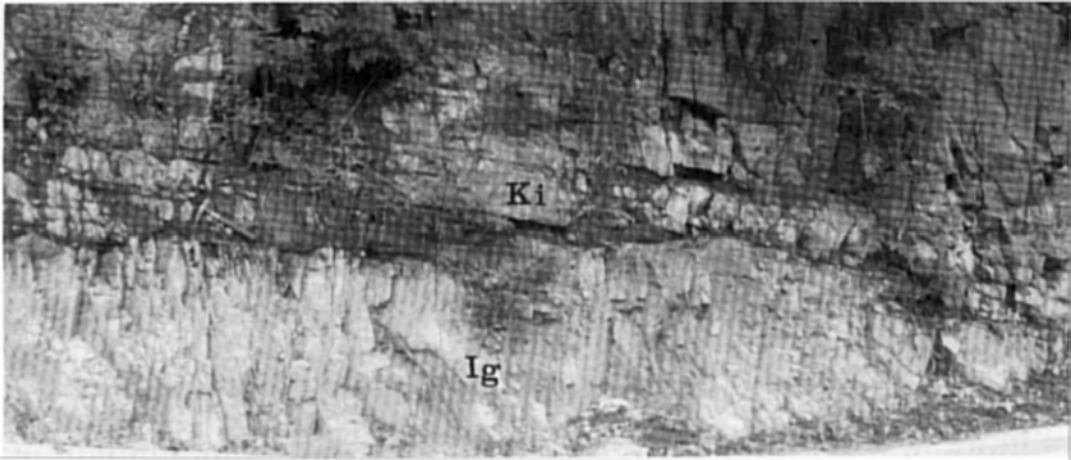
犬上花崗斑岩の多くは、湖東流紋岩類と中・古生層との境界部や中・古生層中に貫入しているが、宇曾川ダム北側から深谷流域にかけての東北東-西南西方向の一带では萱原溶結凝灰岩層・秦荘石英斑岩・八尾山火砕岩層に貫入する小規模な岩脈が多数見いだされる。この岩脈に富む帯は北隣の彦根東部図幅地域における同方向の岩脈集中帯(烏帽子岳-三国岳-大君ヶ畑-大杉東方)の連続と推定できる。上述の岩脈群が、弧をなす犬上花崗斑岩と同時期のものか、あるいはやや遅れた時期に貫入したものかは不明であるが、ここでは便宜上犬上花崗斑岩として扱うこととする。

犬上花崗斑岩は、多くの場合急傾斜の貫入面を示す(第25図)が、永源寺貯水池上流側で黄和田層に貫入する岩株状岩体では岩体の天井部に相当するほぼ水平な貫入面が観察される(第26図)。

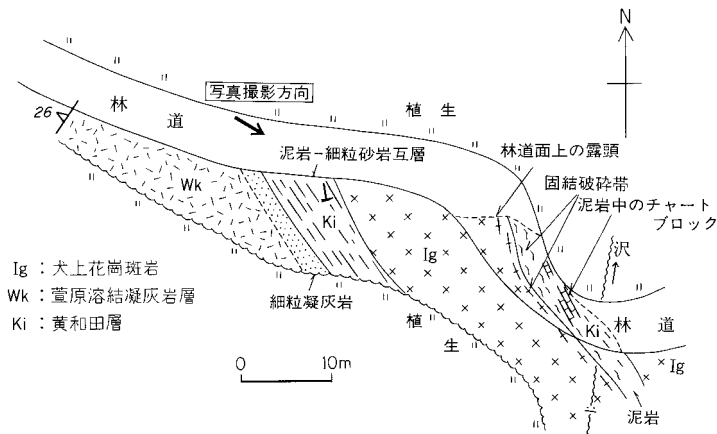
犬上川南谷左岸の内側弧状岩脈はほぼ中・古生界と萱原溶結凝灰岩層との境界に沿って貫入している。岩脈と萱原溶結凝灰岩層との境界の一部には幅4mの黄和田層(砂岩・泥岩互層)や幅2m以下の細粒凝灰岩が介在する例が観察された(第27図、第28図)。更にこの地点では、花崗斑岩中にも固結破砕帯を介して黄和田層のブロック(チャート・泥岩)が露出しており、その破砕帯の伸びは弧状岩脈の方向



第25図 黄和田層に貫入する犬上花崗斑岩(多賀町犬上川南谷左岸林地)  
左側が黄和田層、右側が犬上花崗斑岩。画面中央のハンマーの長さは約30cm。



第26図 黄和田層(Ki)に水平に貫入する犬上花崗斑岩(Ig)の露頭写真(永源寺貯水池北端萱尾対岸)



第27図 犬上花崗斑岩と萱原溶結凝灰岩の関係を示すルートマップ(多賀町犬上川南谷左岸林道)  
 萱原溶結凝灰岩層が黄和田層と接する部分には厚さ2m以下の非溶結細粒凝灰岩が介在し、それぞれの間に断層はない。犬上花崗斑岩は岩脈として黄和田層中に貫入する。岩脈中には岩脈の延長方向に平行な固結破砕帯に沿って黄和田層が挟み込まれている(本文参照)

と一致している。これは、コールドロンの縁の断裂に沿って犬上花崗斑岩が貫入した後も、同一の断裂に沿った断層運動があったことを示している。

犬上花崗斑岩にはまれに捕獲岩(第29図)が見いだされるほか、少量の暗色包有岩(第30図)が含まれる。

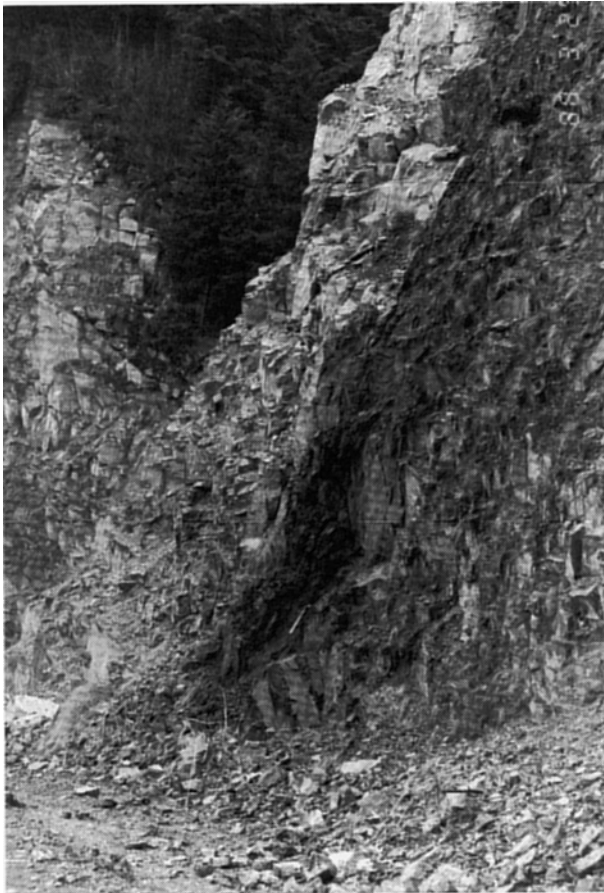
犬上花崗斑岩は岩相変化に富むことが特徴であり(三村ほか, 1976)、とりわけ斑晶量と石基の粒度などの組織上の変化が顕著である(図版Ⅱ, Ⅲ)。岩質的には花崗岩-花崗閃緑岩に相当する範囲で変化している。斑晶として石英・斜長石・カリ長石のほか黒雲母・角閃石が肉眼で確認できるが、これらの量

比関係は斑晶量とともに変化する(第38図)。石基は細粒緻密で灰白色-暗灰色を示し、やや緑色を帯びることもある。ただし、斑晶量の増大とともに石基も粗粒となり、肉眼で細粒花崗岩状組織が確認できる程の粒度(0.5-1mm)になることがある。

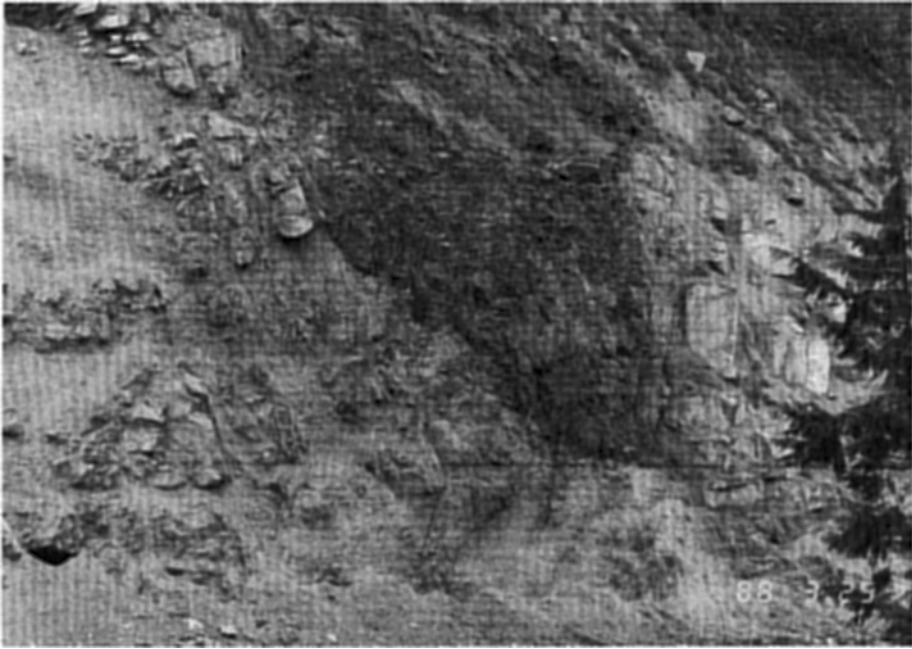
岩相変化の状況は各岩体ごとに少しずつ異なるが、一般に脈幅の広い岩体で変化に富み、石英斑岩に近い岩相を示す周辺相からほとんど完晶質等粒状の花崗岩に近い斑状花崗岩-花崗閃緑岩の岩相を示す中心相まで変化する。以下岩相変化の幾つかの例について述べる。

#### 永源寺貯水池

渇水時に現れた貯水池底の露頭に、霊仙山層の緑色岩類との明瞭な境界が観察された(第31図)。ここにおける緑色岩類との境界は凹凸に富んでいる。境界から2-3mの範囲内の犬上花崗斑岩周辺相は斑晶に乏しく(10容量%未満)、その粒径も小さい(最大5mm)石英斑岩からなる。石基は灰白色細粒緻密で、境界に沿った20-30cmの範囲では色調の濃淡による縞状構造が観察される。境界より2-3m以上離れた部分から斑晶は急激に増加し(30-40容量%)、その粒径も大きく(最大2cm)なる。前述の周縁相との岩相境界は明瞭であるが、漸移関係にある。貫入面付近での同様な岩相変化は三村ほか(1976)においても報告されており、流動分化作用によるものと推定できる。



第28図 黄和田層に貫入する犬上花崗斑岩の内側弧状岩脈(第27図と同一地点)  
写真位置を第27図に示す。写真中央部は黄和田層に貫入する犬上花崗斑岩の貫入面



第29図 犬上花崗斑岩中のチャート捕獲岩(多賀町犬上川南谷左岸林道)  
写真中央の暗色部(幅7m, 高さ9m)がチャート捕獲岩

### 渋川沿い

永源寺ダムより渋川にかけて北東-南西に延びる岩体は犬上花崗斑岩の中でも最も幅の広い岩脈(内側弧状岩脈)の一つである。この岩体は周縁部から中心部にかけて岩相変化が著しい(図版Ⅱ, Ⅲ)が、萱原溶結凝灰岩層(北西側の壁岩)と中・古生層(南東側の壁岩)の境界部ごとにやや異なった変化が観察される。渋川沿いにおける下流(北西)側では、萱原溶結凝灰岩層との境界から約200 m の範囲で周縁相が観察される。周縁相は、斑晶量が乏しく(～20容量%), かつ粒径が小さい(～5 mm, 図版Ⅱ)。斑晶として石英・斜長石を含むほか、黒雲母・角閃石を少量含む。石基は細粒緻密で灰色を示し、ややピンク色を帯びる部分もある。鏡下では細粒花崗岩状組織を示す。

この周縁相の上流側(南東側)では、15-30 m の漸移帯を経て、斑状花崗岩へ移行する。漸移帯ではまず粗粒斑晶(10-40 mm)が含まれるようになり(図版Ⅲ)、上流へ向かって斑晶量が増大する。漸移帯から上流側(南西側)へ幅約400 m の間は、斑状花崗岩の岩相を示す。斑晶量は70容量%を超え、斑晶における斜長石の比率が増加する(第38図, 図版Ⅲ)。一方、石基は粗粒化して斑晶との識別が困難となり、鏡下では文象構造が観察される。

斑状花崗岩の更に上流側は、5 m 程の漸移帯を経て急激に斑晶量の減少(70→40容量%)と石基粒度の低下が観察される。杠葉尾火砕岩と接する上流側の境界までの約30 m は再び周縁相となり、花崗斑岩-石英斑岩の組織を示す。北西側の周縁相は斑晶粒径が小さいのに対し、ここでは斑状花崗岩と同様な粗粒斑晶(最大20 mm)が含まれる。一般に石基は細粒緻密で灰色-暗灰色を示すが、杠葉尾火砕岩との境界より数 m の範囲では石基中に暗色-明色の縞状構造が観察される(図版Ⅱ, Ⅳ, 10参照)。縞状構造の



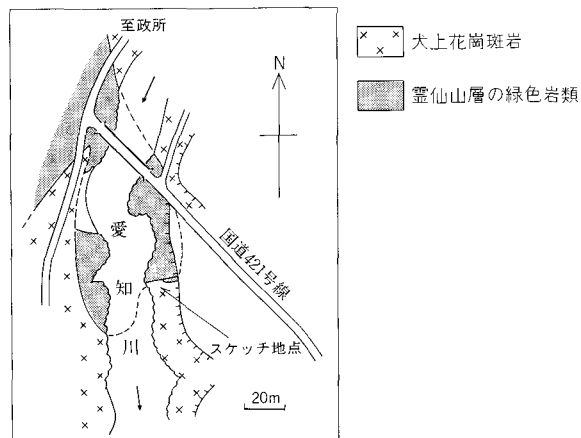
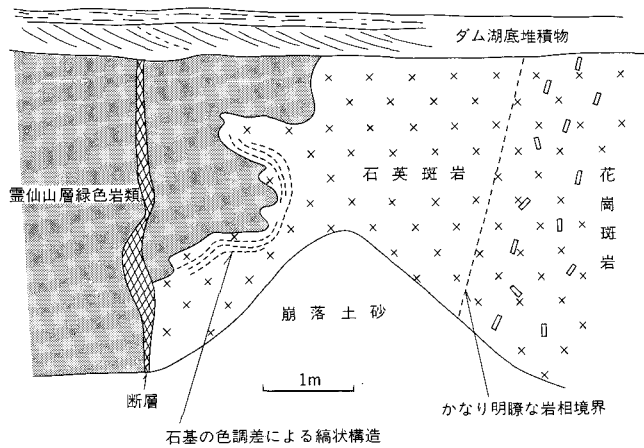
第30図 犬上花崗斑岩中の暗色包有岩(多賀町犬上川南谷左岸林道)  
暗色包有岩は黒雲母に富んだ細粒閃緑岩.

発達する部分では石基が更に細粒化して微晶質-隠微晶質となり、石英斑岩と呼ぶにふさわしい組織を示す。

以上述べた渋川沿いの犬上花崗斑岩の岩脈は幅約640 mで、南東側では幅約20 mの火砕岩脈(紅葉尾火砕岩)を介して中・古生層と接している。この岩脈のうち周縁相はその幅が北西側で約200 m、南東側で約30 mと大きく異なり、それぞれの岩相も異なっている。岩脈の中央部に粗粒斑晶が濃集するのは流動分化によると推定されるが、中心岩相の分布の偏りについては岩脈の貫入が垂直でなかったために重力による影響を受けて対称性がくずれたことが考えられる。しかし、複合岩脈の可能性もあり、岩相の大きく異なる北西側の周縁相は貫入時期がやや異なるとも考えられる。

渋川沿いにおける岩相変化と類似した変化は、永源寺町熊原南東の沢沿いや永源寺ダム周辺でも観察される。

斑状花崗岩に相当する石基の乏しい岩相は、中畑から北東に延びる岩脈や、佐目子谷西の岩体、杉峠



第31図 犬上花崗斑岩の貫入面付近の岩相変化(永源寺町萱原北東、永源寺貯水池、湧水時の湖底露頭)

岩体の一部などいずれも幅の広い岩体の中央部付近に分布する。岩脈の幅が300 m前後より小さい岩体では、中心相でも一般に斑晶量が50-60%程度であることが多い。

なお、犬上川南谷左岸の内側弧状岩脈では、岩脈内部にほとんど斑晶を含まない珪長岩が見いだされるが、犬上花崗斑岩との関係は不明である。

このほか、近江盆地に残丘状に露出する岩体(日野町佐久良及び小野南方)では、それぞれ未区分溶結凝灰岩に貫入する花崗斑岩-花崗閃緑斑岩が露出する。石基は細粒緻密で暗灰色-暗緑灰色を示し、斜長石斑晶に富み、カリ長石斑晶に乏しい岩相を示す。佐久良付近のものは湖東流紋岩類本体の内側弧状岩脈に、また小野南方のものは外側弧状岩脈にそれぞれ対応する可能性がある。

以下、渋川沿いにおける犬上花崗斑岩の各岩相の代表的試料について記載する。

角閃石含有黒雲母花崗斑岩(北西側周縁相)：永源寺町渋川左岸，標高330m(GZ23, GSJ R44579)図版Ⅱ-1参照

斑晶鉱物：斑晶量約25%，斑晶鉱物の相対量比は石英≒斜長石>黒雲母>角閃石。石英(長径1-3mm)は融食形を示す。斜長石は(長径1-5mm)は自形で，反復累帯構造を示す。カリ長石斑晶は含まれない。角閃石(長径0.3-1mm)は自形で，単独もしくは斜長石中の包有結晶として産する。またしばしば斜長石・黒雲母と集合してクロット状をなす。軸色(Z)は緑色を示す。黒雲母(長径0.5mm前後)は自形で，単独もしくは上記クロットの構成鉱物として産する。吸収が強く，多色性顕著。しばしば変質して緑泥石・鉄鉱物を生じている。このほか，副成分鉱物としてジルコン・アパタイトを含む。

石基：肉眼ではややピンクがかかった灰色を示す。0.05-0.1mmの粒径の石英・長石からなる他形等粒状組織を示し，微細な緑泥石・緑れん石が多数生じている。

角閃石含有黒雲母花崗斑岩(漸移相)：永源寺町渋川右岸，標高350m(GZ22, GSJ R44578)図版Ⅲ-1参照

本岩中の黒雲母をK-Ar年代測定試料として用いた試料。

斑晶鉱物：容量比で全岩の約60%を占める。斑晶鉱物の量比は斜長石>石英>カリ長石>黒雲母>角閃石。斜長石(長径1-8mm)は自形で，顕著な反復累帯構造を示し，しばしば角閃石・黒雲母を包有する。斜長石斑晶が集合して集斑状組織を示すことがある。石英(長径1-10mm)は著しく融食を受けている。まれに黒雲母・カリ長石を包有する。カリ長石(長径1-40mm)は自形を示すが，部分的に融食されている。変質により粘土鉱物・曹長石を生じ，部分的に汚濁している。累帯構造が観察される。未変質部では清澄でパーサイト構造は示さない。しばしば石英・斜長石・黒雲母を包有する。黒雲母(長径0.5-2mm)は単独自形のもの，長石・石英に包有される他形のものがある，ともに多色性顕著で吸収大。新鮮であるが，一部劈開に沿ってぶどう石が生じていることがある。まれに鉄鉱物を含む。角閃石(長径0.5-1.5mm)には単独自形のもの，斜長石に包有されるものがある。前者は青緑色角閃石と緑泥石の集合体に変化している。後者の多くは新鮮で，軸色(Z)は褐色を帯びた緑色を示す。角閃石・雲母はしばしばチタン鉄鉱物を包有する。このほか，副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アパタイトを含む。

石基：肉眼では淡灰色を示す。0.05mm前後の粒度の等粒状微花崗岩組織を示す石英・長石・黒雲母の集合体よりなる。黒雲母は緑泥石化している。

斑状角閃石黒雲母花崗岩(中心相)：永源寺町渋川右岸，標高355m(GZ24, GSJ R44580)図版Ⅲ-2参照

斑晶鉱物：全岩の約75容量%を占める。斑晶鉱物の量比は斜長石>石英>カリ長石>黒雲母>角閃石であり，ほかの岩相より斜長石・角閃石に富む。斜長石(長径1-10mm)は自形で，顕著な累帯構造が発達する。まれに角閃石・チタン鉄鉱物を包有する。石英(長径1-8mm)は斑自形-他形で，融食形を示す。カリ長石(1-15mm)は他形で，多くは斜長石と石英斑晶の間を充填する産状を示す。変質汚濁し，粘土鉱物を生じている。黒雲母(長径0.5-4mm)は半自形-他形で，大部分が緑泥石化している。角閃石(長径0.5-2mm)は自形-半自形で新鮮である。軸色(Z)は黄褐色を示し，外縁部の一部に青緑色の角閃石が観察される場合がある。しばしばチタン鉄鉱物を包有する。このほか，副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アパタイトを含む。

石基：肉眼ではほとんど等粒状の岩石に見えるが，染色・研磨面や鏡下では斑晶鉱物の間を充填する石基が少量確認できる。ほかの岩相に比べて粒度が大きく，平均0.5mm前後の石英・斜長石・カリ長石より構成される。部分的に文象構造が発達する。

角閃石含有黒雲母石英斑岩(南東側周縁相)：永源寺渋川右岸，標高360m(GZ27a, GSJ R44581)図版Ⅱ-2参照



淡灰色石基中に暗灰色の石基が縞(幅 1-10 mm)をなす縞状構造を示す。暗灰色石基のなす縞はしばしば途中で途切れ、レンズ状を呈する。斑晶は縞状構造に調和的な弱い定向配列を示す。

斑晶鉱物：斑晶量は約40容量%。構成鉱物の量比は石英≒斜長石>カリ長石>黒雲母の順である。斜長石(長径 1-7 mm)は自形で、弱い反復累帯構造が発達する。ほぼオリゴクレーヌ組成を示す。割れ目に沿って変質を受けており、粘土鉱物・絹雲母を生じている。石英は(長径 1-8 mm)は自形-半自形で、一部融食を受けている。カリ長石(長径 1-20 mm)は自形を示す。一部を除いて変質により汚濁化し、粘土鉱物を生じている。斜長石・黒雲母を包有することがある。弱い累帯構造が観察される。黒雲母(長径0.1-1 mm)は自形-半自形。大部分新鮮であるが、一部緑泥石を生じている。チタン鉄鉱物を包有することがある。このほか少量の緑泥石に置換された苦鉄質鉱物が含まれるが、もとの鉱物は輝石もしくは角閃石であった可能性が高い。副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・アバタイトを含む。

石基：隠微晶質-微晶質で石英・長石がグラノフィリック組織を示す。5 mm 以下の苦鉄質鉱物が多数存在する。斑晶の周辺ではしばしばマイクロユータキシティックな構造が認められ、微細な石英・長石集合体や苦鉄質鉱物の配列が認められる。肉眼で見える縞状構造は鏡下では判然としないが、わずかに微細苦鉄質鉱物の量や石英・長石集合体の粒度に、差のある帯が識別できることがある。

#### IV. 10 杠葉尾火砕岩(Py)

西川^{ゆずり}ほか(1979a)が、永源寺町^{おすだにがわ}杠葉尾南方の須谷川上流部を模式地として分布する火砕岩脈に対して命名した。一種の火道角礫岩と考えられ(西川ほか, 1983)、分布・産状ともに犬上花崗斑岩と密接な関係を示す。

本岩は湖東コールドロンの内側弧に沿った日本コバ及び甲津畑付近と、外側弧に沿った君ヶ畑・杠葉尾・須谷川上流及びその南方に分布する。火砕岩脈として中・古生層や佐目溶結凝灰岩層^{かざこしだに}・風越谷花崗閃緑斑岩に貫入し、また犬上花崗斑岩とは同時期であることを示す複雑な接触関係を示す。

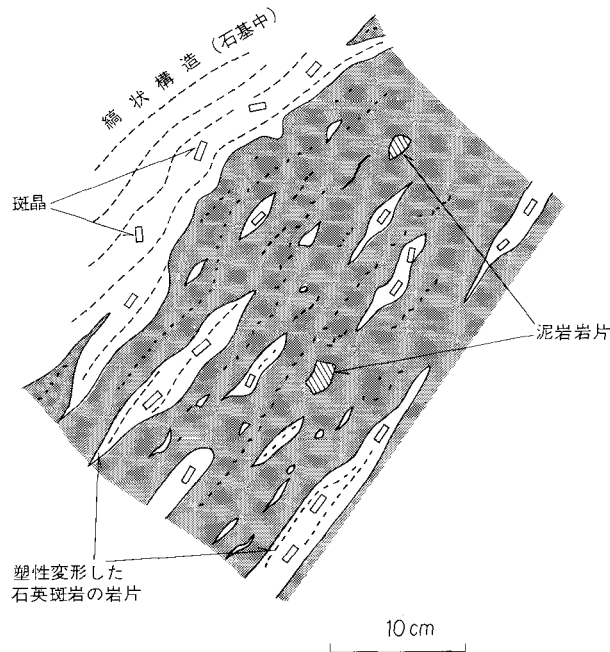
以下地域ごとに産状を述べる。

##### 杠葉尾南方(須谷川流域)

須谷川流域とその東側の南北に走る尾根沿いには杠葉尾火砕岩類の小岩体が多数分布している。とりわけ犬上花崗斑岩の分布域内とその周囲に集中している。花崗斑岩との境界は入り組んだ複雑な場合が多く、前後関係は決め難い。この地域における杠葉尾火砕岩には暗灰色基質の火山礫凝灰岩・石質凝灰岩のほか、角礫岩・軽石凝灰岩などさまざまな岩相が認められ、同一岩体内での岩相変化が激しい。含まれる石質岩片の多くは、中・古生層に由来する砂岩・泥岩・チャート(平均径 5-10 cm, 最大 1 m 以上)からなり、一部には凝灰岩礫が卓越する部分もある。岩片は、岩相の境界と平行に定向配列し、南北性の走向と 50°以上の急傾斜構造を示す。須谷川沿いの露頭の一部には溶結凝灰岩や中・古生界に由来する砂岩・泥岩の円礫(平均径 5-10cm, 最大50cm)が多量に含まれている。

##### 杠葉尾東方

杠葉尾の東側、愛知川対岸の山腹に火砕岩脈として露出する。ここでも犬上花崗斑岩と密接な関係を示している。火砕岩脈と接する花崗斑岩は顕著な縞状構造が発達する石英斑岩(周縁相)からなる。縞状構造と平行な方向に発達する石英斑岩中の裂け目に沿って、暗灰色の凝灰岩脈が多数貫入している。凝灰岩脈の一部には塑性変形を受けた偽礫状の石英斑岩の岩片(径数 cm-数 m)が多量に含まれ、明瞭な定向配列を示す(第32図)。岩片としては一般に中・古生層由来の泥岩・砂岩・チャートが多数含まれる



第32図 紅葉尾火砕岩中の岩片の産状を示すスケッチ(紅葉尾東方)  
 石英斑岩の岩片が塑性変形し、定方位配列している。石英斑岩の石基には縞状構造が発達する。

が、ほとんど石英斑岩の岩片からなる部分から中・古生層の破片のみからなる部分まで、岩片の岩石種の割合は大きく変化する。

石英斑岩からなる岩片中に観察される縞状構造は、いわゆる流紋岩溶岩にしばしば発達する明瞭で細かい流理と異なり、暗灰色と灰色の境界の不明瞭な縞状構造⁵⁾で、横への連続も悪い。縞状構造は常に定向配列した岩片の長軸方向と一致している。こうした構造は、溶結凝灰岩中に含まれる偏平化した本質レンズにしばしば観察される組織に似ている。

#### 君ヶ畑東方

君ヶ畑東方の御池川河底にも紅葉尾火砕岩類に相当する火砕岩脈が報告されている(西川ほか, 1979a)。ここでもまた花崗斑岩脈と密接な関係を示しており、ともに中・古生層に貫入する。火砕岩脈の主体は溶結凝灰岩からなり、中・古生層由来の岩片を含む。

#### 日本コバ周辺

日本コバ山頂のすぐ東側には、南北に貫入する火砕岩脈が露出するほか、その東側の山腹には多数の火砕岩脈が分布する(西川ほか, 1979a)。日本コバ山頂付近の火砕岩脈は、萱原溶結凝灰岩と中・古生層(霊仙山層)の境界に沿って貫入している。ここは湖東コールドロンの内弧に沿った位置に当たっており、南と北には犬上花崗斑岩が内弧に沿って貫入している。東側の山腹の火砕岩脈は岩脈もしくはネットワーク状に中・古生層に貫入する。

5) 鏡下では主として隠微晶質(暗灰色部)と微文象な組織(明灰色部)の差を示し、前者の方にやや有色鉱物が多い。

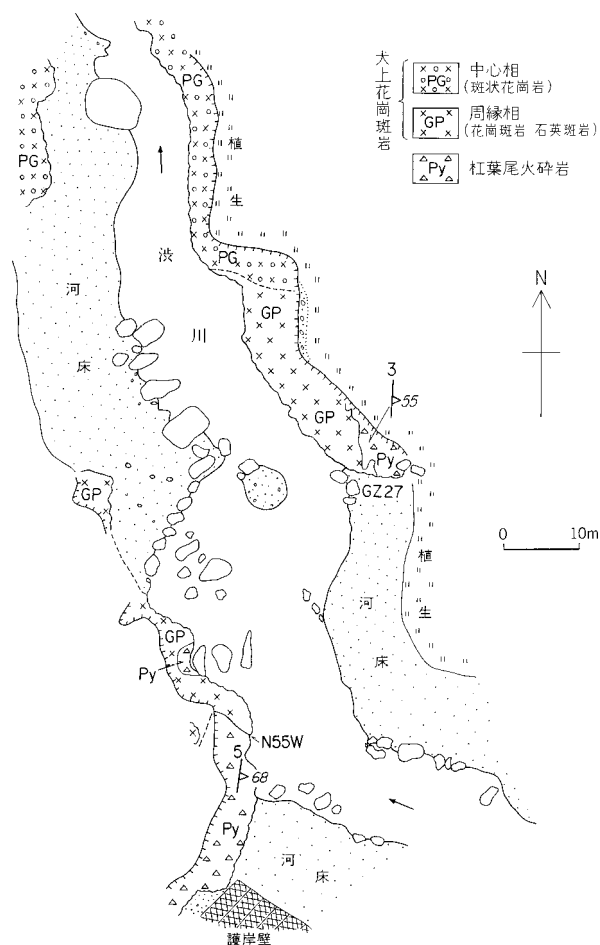
これらの火砕岩脈は暗灰色ないし灰色で結晶片に富んだ凝灰質基質に、多数の石質岩片を含む淘汰不良の火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩からなる。岩片として、中・古生層由来のチャート・緑色岩・石灰岩及び花崗斑岩を多量に含み、径1cm未満のものから1mを超えるものまで大・小ささまざまなものが観察される。このほか、ガラス質凝灰岩の偽礫状の岩片が認められ、塑性変形を受けた形跡がある。

貫入面に接した中・古生層側には顕著な破碎作用を受けた証拠は認められない。

### 甲津畑北東(渋川)地域

永源寺町甲津畑北東の渋川沿いには、犬上花崗斑岩とともに中・古生層に貫入する火砕岩脈が報告されている(西川ほか, 1979a)。

本地域の火砕岩脈は犬上花崗斑岩の東縁に沿う幅約20m、延長600m程の小規模なものであるが、花崗斑岩との関係が河床沿いの好露頭で観察できる(第33図)。



第33図 犬上花崗斑岩と紅葉尾火砕岩の複雑な貫入関係を示すルートマップ(和南東方の渋川沿い)  
犬上花崗斑岩は紅葉尾火砕岩を捕獲し、弱い熱変成作用を与えている。一方、紅葉尾火砕岩は犬上花崗斑岩を岩片として取り込んでいる。

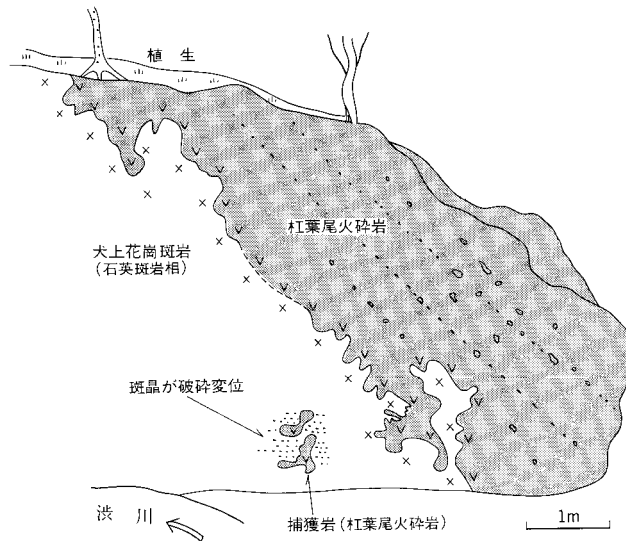
両者の境界は著しく入り組んでいるが、おおよそ南北走向で50-70°東傾斜を示す。火砕岩脈と接する犬上花崗斑岩は、境界から離れるにつれて次の岩相変化が観察される。境界から約30 mの範囲で斑晶量が徐々に減少し、数 mの範囲では石基が緻密・隠微晶質となり、更に離れると縞状構造の発達する石英斑岩の岩相へと漸移する。

第33図のGZ27地点のスケッチを第34図に示す。この地点では犬上花崗斑岩(周縁相の石英斑岩)と杠葉尾火砕岩の境界に対してほぼ直交する断面が露出している。境界面は著しく入り組んだ不規則な形状を示し、丸味を帯びている。境界より数 m以内の花崗斑岩中には火砕岩の捕獲岩⁶⁾(径40 cm以下、雲形状)が数個見いだされる。この捕獲岩の周囲では石英斑岩中の長石斑晶が著しく破碎され、それら結晶破片が一定方向に配列している。この配列方向は上述の縞状構造に平行している。また、雲形状の捕獲岩の外形も縞状構造に平行することが多い。

花崗斑岩と接する捕獲岩の縁には、幅 2-3 mmの極めて狭い範囲に限定されて紫灰色の帯が観察されている。

鏡下では、この範囲に微細な黒雲母集合体が確認され、熱変成作用を受けたことを示している。

火砕岩脈は緑灰色-暗灰色の基質で結晶片に富んだ軽石質凝灰岩及び石質凝灰岩よりなる。石質岩片(平均径0.5-1 cm, 最大 8 cm)は主としてチャート・砂岩・泥岩など中・古生層由来のものよりなり、定向配列(走向N10° E, 傾斜55° E)を示す。このほか、少量の石英斑岩(犬上花崗斑岩周縁相)の岩片も確認された。偏平化した淡緑灰色の軽石も少量含まれ、これによる葉理面も同一の走向・傾斜を示す。こ



第34図 杠葉尾火砕岩と犬上花崗斑岩の接触部のスケッチ(永源寺町洪川沿い)。第33図のGZ27地点  
犬上花崗斑岩と杠葉尾火砕岩の境界は著しく入り組んでいる。犬上花崗斑岩は石基に縞状構造が認められる  
(図版II-2参照)。捕獲岩と接する犬上花崗斑岩中の斑晶は破碎変位し、定方向配列を示す(本文参照)

6) 一部は、火砕岩脈の枝脈である可能性も否定できない。

うした構造は花崗斑岩と火砕岩脈の境界面とほぼ一致している。

#### 紅葉尾火砕岩と犬上花崗斑岩の関係

犬上花崗斑岩と紅葉尾火砕岩類の密接な産状は、単に両者の形成時期が近接しているのみならず、成因的にも深い関り合いがあることを示している。すなわち犬上花崗斑岩を形成したマグマの一部が発泡することにより凝灰岩を形成し、同時に周囲の中・古生層よりなる壁岩を破壊することにより現在見られるような火砕岩脈となったと考えることができる。紅葉尾火砕岩に接する犬上花崗斑岩中に顕著な縞状構造が発達するのは、こうした発泡部が飛散せずに再び圧着したことを示すのかもしれない。縞状構造の発達する部分の一部に認められる斑晶の破碎組織は、火砕岩中の発泡の良い本質物が圧密により偏平化した場合にしばしば認められる組織である。こうした組織は発泡により斑晶が破碎され、更に再圧着により変形したことを示唆している。

### IV. 11 湖東流紋岩類の年代測定値

本図幅地域内の湖東流紋岩類の年代測定は、SEKI (1978)による Koto II (八尾山火砕岩層)の Rb-Sr 法による全岩-鉱物アイソクロン年代値が唯一のものであったが、最近になって溶結凝灰岩や犬上花崗斑岩についての K-Ar 年代(沢田・板谷, 1988)やフィッシュントラック年代(以下 FT 年代と略す)(伊藤, 投稿中)が発表された。

今回の調査・研究では、溶結凝灰岩や泰荘石英斑岩から新鮮な鉱物(長石・雲母)は得られなかったため代表的標本中のジルコンの FT 年代測定を行い、また犬上花崗斑岩については黒雲母の K-Ar 年代を測定した。今回得られた新たな測定値を、本図幅地域及び周辺地域の既存の測定値とともに第 5 表に示す。なお、早瀬・石坂(1967)によって Rb-Sr 黒雲母年代が測定された永源寺町の黒雲母花崗岩は、おそらく本報告での犬上花崗斑岩の中心相に当たっており、これも併せて表示した。また、古い壊変定数を使った測定値はすべて最新の壊変定数で再計算した値を示した。

第 5 表に見られるように、湖東流紋岩類の年代測定値は同一層準及び同一岩体、あるいは同一地点の試料でも測定手法により異なった年代値(不一致年代)を示している。

以下各ユニットの年代値について検討を行う。なお、各手法における全岩や鉱物の閉鎖温度は DODSON and McCLELLAND-BROWN (1985) に従った。

**萱原溶結凝灰岩**は全岩の K-Ar 法で約 70-64 Ma を示し、FT 法で約 71-57 Ma を示す。なお、北隣彦根東部図幅地域内の多賀町霜ヶ原東方の試料(第 5 表の KT06)は、外側弧状岩脈(犬上花崗斑岩)に貫入されて、強い熱変成を受けているが、萱原溶結凝灰岩の年代値の中では最も古い値(71.3 Ma : FT 法)を示し、ほぼ後述する犬上花崗斑岩の黒雲母 K-Ar 年代値と等しい。これより若い年代を示す試料の周辺には犬上花崗斑岩より新期の貫入岩は分布しておらず、また熱変成を受けた形跡もない。このことは、71 Ma 以下の年代値が熱変成による若返りの結果ではないことを示している。また、KT06 以外の試料はさまざまな程度に変質作用を受けている。全岩を用いた K-Ar 年代が変質の影響を受けやすく、しばしば若返りを示すことを考慮すると、上述の K-Ar 年代は変質を受けた時期を示している可能性が高い。またジルコンの FT 年代値は閉鎖温度が低い(175±25°C)ことから、定置年代より若いほど閉鎖温

度に達するまでの冷却時間が長かったことを示している(ただし、新たなマグマの貫入など熱の流入が無い場合)。

今回測定された萱原溶結凝灰岩の試料は、先の KT06を除いていずれも湖東コールドロンの内側弧の内部(主岩体)に位置しており、主岩体の火砕岩の中では最も下位のユニットに属している。これら試料の K-Ar 年代値と FT 年代値が71 Ma 以降を示すことは、犬上花崗斑岩の貫入以降もコールドロン内地下で緩やかな冷却が続き、変質作用が進行していたことを示している可能性が高い。

一方、最も古い KT06 の年代値71 Ma は、熱変成を受けた萱原溶結凝灰岩の値であることから、これが定置年代を示していないことは明らかである。後述する上位の八尾山火砕岩層の最も古い年代値が約76Ma を示すことからみて、本岩の定置年代は約76Ma 以前であるといえよう。

**秦荘石英斑岩**については、測定者と測定地点の異なる2個の FT 年代が得られており、ともに約64 Ma とである。本岩を不整合に覆う八尾山火砕岩層より若い値であること、また FT 年代の閉鎖温度を考えると、この値は先の萱原溶結凝灰岩の場合と同じ理由により定置年代よりかなり若い年代を示している。

**八尾山火砕岩層**については、ほぼ同一地点の試料について Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン法・全岩 K-Ar 法・ジルコン FT 法の3つの異なる測定法による年代値が得られている。Rb-Sr 全岩-鉱物アイソクロン法では、約76 Ma の年代値⁷⁾(SEKI, 1978)が、全岩 K-Ar 法では約67 Ma の年代値(沢田・板谷、投稿準備中)がそれぞれ測定されており、またジルコンの FT 年代値は約62 Ma が得られた。Rb-Sr 全岩アイソクロン法は晶出時の年代を示すとされており、76 Ma は恐らく本岩の定置年代に近い値を示している。これに対し、本層の K-Ar 年代及び FT 年代は10 Ma 以上若く、萱原溶結凝灰岩や秦荘石英斑岩のそれと同じく湖東コールドロン内地下での冷却がかなり緩慢であったことを示している。

**犬上花崗斑岩**については、黒雲母 Rb-Sr 年代(約89 Ma)、黒雲母 K-Ar 年代(約71 Ma 及び73 Ma)、ジルコン FT 年代(約61 Ma 及び56 Ma)が得られている(第5表)。Rb-Sr 系における黒雲母の閉鎖温度( $300^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$ )は、K-Ar 系の黒雲母の閉鎖温度 $300^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$ と変わらないにもかかわらず、本岩での測定例は著しい不一致を示している。本岩の一部は前述した八尾山火砕岩層に貫入しており、この関係から定置年代は76Ma 以後となる。したがって、黒雲母の Rb-Sr 年代は定置年代を示すものとは考え難い⁸⁾。

黒雲母の K-Ar 年代は異なる採取地点の試料について、異なる機関で測定したものであるが、極めて良い一致を示している。上述した本岩のとり得る年代値の上限(76 Ma)に近接しており、定置年代にかなり近いと考えることができる。

一方、FT 年代は約61 Ma 及び55 Ma を示し、黒雲母 K-Ar 年代より10 Ma あるいはそれ以上若い値を示している。FT 年代測定を行ったこれら二つの試料は、ともに湖東コールドロンの内側弧状岩脈より採取されており、不一致の原因としては湖東流紋岩類のほかのユニットと同じ理由が考えられる。

以上述べてきたように、湖東流紋岩類についての年代測定値は測定手法間での著しい不一致を示すことが一般的である。湖東流紋岩類のうち火砕岩類と秦荘石英斑岩には普遍的に変質作用が認められてお

7) SEKI (1978) の Koto II (八尾山火砕岩層下部) の Rb-Sr アイソクロンには、本図幅地域から離れた平野部岩体(長命寺山)の全岩(KT08)とその鉱物の値が含まれている。両者の対比は不確実であるが、Rb/Sr 比の大きい試料はすべて八尾山火砕岩層より得られており、仮にKT08を除外しても $77.3 \pm 6.3\text{Ma}$  となり年代値はほとんど変わらない。

8) 分析された黒雲母の Rb/Sr 比は約6と雲母類にしては低く、試料調製もしくは分析そのものを再検討する必要がある。

第5表 湖東流紋岩類の年代測定値

(1) Rb-Sr 法

No.	岩層 (岩体) 名	試料番号	産 地	岩 石	試 料	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	年代 (Ma)
①	八尾山火砕岩層	KT45WR	多賀町深谷	黒雲母軽石凝灰岩	全 岩	434.4	18.35	69.02	0.7847±0.0010	75.8±2.4 ¹⁾ (注1)
②	〃	KT42WR	〃	〃	〃	252.2	26.80	27.33	0.7381±0.0007	
③	〃	KT43WR	〃	〃	〃	226.0	27.84	23.56	0.7351±0.0011	
4	奥島山溶結凝灰岩層	KT08WR	八日市市宮ヶ浜東方	角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩	〃	205.1	60.99	9.750	0.7202±0.0010	
	〃	KT08kf	〃	〃	カリ長石	379.7	92.75	11.86	0.7221±0.0012	
	〃	KT08PI	〃	〃	斜長石	7.14	65.50	0.316	0.7104±0.0013	
5	犬上花崗斑岩	Gr-232	永源寺町	角閃石黒雲母斑状花崗岩	黒雲母	173.8	27.4	—	—	89 ²⁾ (注2)

(2) K-Ar 法

No.	岩層 (岩体) 名	試料番号	産 地	岩 石	試 料	K(%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁹ ml STP/g)	⁴⁰ Ar rad (%)	年 代 (Ma) (注3)
6	萱原溶結凝灰岩層	KT-1E	多賀町大蛇の淵	流紋岩溶結凝灰岩中の本質物	全 岩	2.03±0.10	0.5110±0.0043	81.8	63.7±3.2 ³⁾
7	〃	KT-1M	〃	同上岩石中の基質	〃	2.86±0.14	0.7298±0.0062	93.9	64.6±3.2 ³⁾
⑧	〃	KT-3E	永源寺町和南東方	流紋岩溶結凝灰岩中の本質物	〃	4.38±0.22	1.1723±0.0141	97.0	67.7±3.4 ³⁾
⑨	〃	KT-3M	〃	同上岩石中の基質	〃	3.09±0.15	0.8544±0.0100	96.5	69.9±3.6 ³⁾
⑩	八尾山火砕岩層	KT-2	多賀町深谷	流紋岩溶結凝灰岩	〃	3.52±0.18	0.9277±0.0067	95.0	66.6±3.3 ³⁾
⑪	犬上花崗斑岩	KT-Gp1	多賀町犬上南谷右岸	角閃石含有黒雲母花崗斑岩	黒雲母	5.59±0.28	1.5684±0.0104	95.9	70.9±3.5 ³⁾
⑫	〃	GZ22	永源寺町渋川	〃	〃	6.15	1.77	75.8	72.8±3.6 ⁴⁾
						6.07	1.76	90.1	

(3) フィッシュョントラック年代

No.	岩層(岩体)名及び試料番号	鉱物名	総数 $\Sigma N_s$ (t)	密度 $\rho_s$ $\Sigma N_s / \Sigma S$ (t/cm ² )	総数 $\Sigma N_i$ (t)	密度 $\rho_i$ $\Sigma N_i / \Sigma S$ (t/cm ² )	総数 $N_\phi$ (n)	熱中性子線量 $\Phi_{th}$ (n/cm ² )	(注4) 年代値 T (Ma)	誤差 (注5) $\pm \epsilon \cdot T$ (Ma)	$\pm \epsilon$ (%)	結晶数 n (粒)	総計数面積 $\Sigma S$ (cm ² )	(注6) ウラン濃度 U (ppm)
⑬	萱原 W.T. (HK18LW)	Zircon	1488	$3.20 \times 10^6$	589	$1.27 \times 10^6$	1101	$4.63 \times 10^{14}$	69.7 ⁵⁾	4.0	5.7	30	$4.65 \times 10^{-4}$	137
⑭	" (KT04)	"	619	$4.71 \times 10^6$	319	$2.43 \times 10^6$	1903	$10.71 \times 10^{14}$	57.0 ⁶⁾	4.1	7.2	6	$1.31 \times 10^{-4}$	113
15	" (KT06)	"	866	$4.60 \times 10^6$	356	$1.89 \times 10^6$	1903	$10.71 \times 10^{14}$	71.3 ⁶⁾	4.8	6.7	7	$1.88 \times 10^{-4}$	88
⑯	秦荘石英斑岩 (Hp2)	Zircon	1445	$3.35 \times 10^6$	621	$1.44 \times 10^6$	1102	$4.63 \times 10^{14}$	64.2 ⁵⁾	3.6	5.7	30	$4.31 \times 10^{-4}$	156
⑰	" (KT03)	"	523	$4.17 \times 10^6$	238	$1.90 \times 10^6$	1903	$10.71 \times 10^{14}$	64.5 ⁶⁾	5.3	8.2	5	$1.25 \times 10^{-4}$	88
⑱	八尾山火砕岩層 (KT43)	Zircon	1107	$3.85 \times 10^6$	492	$1.71 \times 10^6$	1102	$4.64 \times 10^{14}$	62.2 ⁵⁾	3.9	6.2	30	$2.88 \times 10^{-4}$	184
⑲	犬上花崗斑岩 (KT05)	Zircon	357	$2.87 \times 10^6$	185	$1.49 \times 10^6$	1903	$10.71 \times 10^{14}$	60.9 ⁶⁾	8.6	14.1	5	$1.24 \times 10^{-4}$	70
⑳	" (KT07)	"	380	$3.89 \times 10^6$	201	$2.06 \times 10^6$	1903	$10.71 \times 10^{14}$	55.5 ⁶⁾	5.0	9.0	5	$0.977 \times 10^{-4}$	96

(注1)  $^{87}\text{Rb} \lambda = 1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$

(注2) 原著での値は90Ma. 新しい壊変定数(注1)で再計算してある

(注3)  $^{40}\text{K} \lambda \beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$ ,  $\lambda e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$ ,  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4} \text{atom}$ .

(注4)  $\lambda_i = 7.03 \times 10^{-17}/\text{y}$ ,  $T = 5.96 \times 10^{-8} \times \Phi_{th} \times \Sigma N_s / \Sigma N_i$

(注5)  $\epsilon = \{(1/\Sigma N_s)^2 + (1/\Sigma N_i)^2 + (1/\Sigma N_\phi)^2\}^{1/2}$

(注6)  $U = 5 \times 10^{10} \times \rho_i / \Phi_{th}$  (但し, ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12  $\mu\text{m}$  と仮定)

出典 1) Seki(1977)

2) 早瀬・石坂(1967)

3) 沢田・板谷(投稿準備中). 沢田・板谷(1988)の測定値は, その後再測定・補正が加えられてわずかに変っている. ここではその値(沢田, 私信)を示した

4) 本報告(測定: Teledyne Isotopes, USA)

5) 本報告(測定: 東京都フィッシュョン・トラック)

6) 伊藤(投稿中)

⑫: 花崗斑岩. 永源寺町渡川(GSJ R44578)

⑬: 流紋デイサイト溶結凝灰岩. 多賀町深谷(GSJ R44575)

⑭: 流紋デイサイト溶結凝灰岩. 永源寺町相谷対岸

15: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(熱変成). 多賀町霜ヶ原東方林道標高330 m

⑯: 石英斑岩. 秦荘町宇曾川ダム北岸(GSJ R44376)

⑰: 石英斑岩. 愛東町角井峠西

⑱: 流紋岩溶結凝灰岩. 多賀町深谷(GSJ R44577)

⑲: 斑状花崗岩. 永源寺町永源寺ダム堤北岸

⑳: 花崗斑岩. 多賀町犬上川南谷標高340 m

○で囲んだ番号の試料は, 地質図上に採取地点と番号を記入してある



り、これが K-Ar 年代一とりわけ全岩系における Ar 逸散を進行させた可能性が高い。コールドロン内での緩慢な冷却と変質作用の存在は、コールドロン内が長期にわたって熱水変質の場であったことを予想させる。

なお、湖東流紋岩類のうち平野部岩体の火砕岩については約 63-57 Ma の全岩 K-Ar 年代が測定されている(石田ほか, 1984)。F T 年代も火砕岩類については同様な値(約 62-58 Ma)を示すものの、これらに貫入する沖島の犬上花崗斑岩についてはやや古い値(約 69 Ma)が得られている(伊藤, 投稿中)。恐らく平野部岩体も本体と同様な冷却過程と変質作用を経ている可能性が高い。

SEKI (1978) は Koto I (湖東流紋岩類 I) の全岩アイソクロン年代として  $121 \pm 35$  Ma の値を報告しているが、測定された試料は平野部岩体(安土・安土城址)の火砕岩や犬上花崗斑岩(近江八幡市長命寺及び永源寺町中畑)と秦荘石英斑岩(主岩体)より構成されており、秦荘石英斑岩を除けば湖東流紋岩類 I (古期)として扱うのは無理がある。測定されたデータもかなり分散の大きいアイソクロンとなっており、SEKI (1978) の Fig. 10 を見る限り 2 本の別のアイソクロンから構成されるようにも解釈できる。

層序学的に二つの活動時期に区分された湖東流紋岩類のうち、新期の活動は八尾山火砕岩層と犬上花崗斑岩の年代値からおよそ 76-71 Ma の時代であったと考えて矛盾はない。これは後述する鈴鹿花崗岩の推定定置年代(約 80 Ma) よりやや若い。一方、古期の活動時期を確定できるデータは今のところ得られていない。したがって、層序学的に区分された古期(湖東流紋岩類 I)と新期(湖東流紋岩類 II)の時間間隙については現状では不明である。

#### IV. 12 湖東コールドロンの形成

本図幅地域を中心とした湖東流紋岩類の火成活動の概略を以下に述べる。

湖東流紋岩類の最も古い岩体は、外側弧と内側弧との間にわずかに分布する流紋岩質の佐目溶結凝灰岩層である。この部分は既述したように、湖東流紋岩類が全体として弧状に西側(内側)へ階段状に落ち込んでいることから、削剥が主岩体より進んでおり、基盤の中・古生層とともに、これを覆う最も下位の層準までが露出する。この最も古い岩体の活動は恐らく大規模な軽石流の噴出であり、その堆積物である佐目溶結凝灰岩層は基盤の凹地もしくは火道を満たした形で残存している。引き続いて流紋岩質軽石流が噴出し、現在の外側弧に沿って陥没してカルデラを形成し、カルデラ内には厚い萱原溶結凝灰岩層が堆積した。この一連の活動の末期に、秦荘石英斑岩が陥没地域内に貫入し、先に堆積していた溶結凝灰岩層とともに、主岩体を形成した。

この後火成活動は休止し、カルデラ内の浸食が進んで、その凹地に湖沼堆積物の深谷層が堆積した。

その後流紋岩質の火砕流(八尾山火砕岩層)が噴出した。その初期には高温の軽石流堆積物を生じ、凹地の湖沼を埋め立てながら、後期には石質岩片を多く含む軽石凝灰岩へと変化し、カルデラ内に厚く堆積した。この活動に先だって岩屑なだれ(深谷岩屑なだれ堆積物)が発生している。これは恐らく、火道域の陥没に伴って生じたカルデラ壁の崩壊によるものであろう。このときの軽石流の噴出によるカルデラの形成で、内側に向かって階段状に落ち込む 2 重の弧が完成した。

その後花崗岩質マグマが 2 重弧に沿って上昇・貫入し、2 重の弧状岩脈である犬上花崗斑岩を形成し

た。なおこの犬上花崗斑岩とともに紅葉尾火砕岩が噴出し、火道の一部を充填した。

以上のように、湖東流紋岩類の活動は、休止期を挟んで2回のカルデラ形成をもたらしている。この2回のカルデラ形成は、ほとんど同じ地域を中心に生じており、かつ陥没したカルデラ内の構造はあまり乱れていない。恐らく2回とも、バイアス型のカルデラ (SMITH and BAILEY, 1966)であった(西川ほか, 1983)のであろう。このうち、後のカルデラは湖東流紋岩類の年代測定値(第5表参照)から、76-71 Maの間に形成されたと推定した。

## V. 鈴鹿花崗岩及び周辺の貫入岩類

### V. 1 研究史及び概要

鈴鹿山脈全域の花崗岩類を研究の主たる対象として取り上げたのは緒方(1959)が初めてであり、彼は鈴鹿山脈に最も広範囲に露出する粗粒黒雲母花崗岩を鈴鹿花崗岩と命名した。更に緒方(1959)は、南隣の亀山図幅地域内の花崗岩類について鈴鹿花崗岩のほかにも幾つかの岩相区分を行っている。これらの岩相のうち野登型花崗閃緑岩は鈴鹿花崗岩より古いと推定しているが、貫入関係に基づいた岩体区分は行われておらず、区分された岩相相互の関係や境界については明確に示されていない。宮村ほか(1981)は亀山図幅において詳細な調査・研究を行い、貫入関係に基づいて雨引山花崗岩・加太花崗閃緑岩・野登山花崗閃緑岩など、鈴鹿花崗岩以外に多数の岩体を区分した。また、最近では周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(投稿中)が鈴鹿花崗岩体北半部の調査・研究を行い、岩体の詳細な岩相区分が明らかにされている。

本図幅地域内には、鈴鹿山脈一帯に分布する上記花崗岩体のうち鈴鹿花崗岩だけが分布している。

鈴鹿花崗岩は美濃帯中・古生層に貫入しており、その形態は北部でふくらんだ“火の玉状”あるいは“オタマジャクシ状”を示す8×35 km(面積約130 km²)の底盤状岩体である(第7図)。岩体の東縁は第三系に覆われ、また西縁の一部は断層であるため、本来の貫入形態の全貌は不明であるが、岩体北部ではほぼ南北に伸び、岩体南部では弧を描いて西へ屈曲し、ついに東西方向に伸びる分布を示すに至る。したがって、岩体全体としては、鈴鹿山脈の山系の配列とほぼ平行に配列している。また後述するように湖東コールドロンの外縁とも平行な岩体の形態を示す(第7図)。

本図幅地域内の鈴鹿花崗岩は、南東部に約70 km²(東西最大8 km 南北12 km)にわたって分布する。岩体全体からみると、その北部-北縁部に当たり、先の“火の玉”あるいは“オタマジャクシ”の頭の部分に相当している。

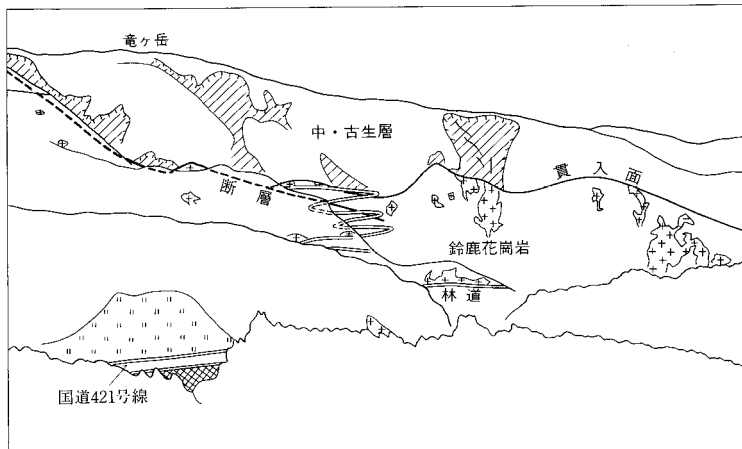
貫入面の形態は岩体の部分により著しく異なっている。すなわち、紅葉尾から武平峠西方にかけての岩体西側の貫入面は南北でほぼ垂直であり、しばしば貫入面に平行する断層が走る。岩体北西部の紅葉尾東方及び岩体南西部の湯の山付近では、それぞれ北東-南西方向に貫入し、その境界は60°以上の急傾斜を示すことが多い。これに対し、岩体の北縁に当たる福王山から宇賀溪・竜ヶ岳南方を経て古語録谷に至る部分では、一般に30°前後の低角で北に傾斜した境界を示す。このため、宇賀溪と竜ヶ岳の間の山腹では花崗岩と中・古生層の境界は南北系の尾根の部分で南側に張り出し、谷の部分では北側に入り

込んだ分布を示している。

竜ヶ岳の東北方約3 kmの青川中流域では、中・古生層中に鈴鹿花崗岩(後述する等粒岩相)の小露出(径約10 m)が1か所で見いだされており、広く周囲に熱変成作用を与えている。このことから鈴鹿花崗岩の北縁部での貫入面は緩傾斜であり、比較的地下浅所に岩体天井部が位置していることがうかがえる。

竜ヶ岳の南山腹では鈴鹿花崗岩と中・古生層の緩やかな境界が遠望できる(第35図)。

鈴鹿花崗岩と接する美濃帯中・古生層は広範囲にわたってホルンフェルスとなっている。接触部から



第35図 竜ヶ岳南方山腹において中・古生層に緩傾斜で貫入する鈴鹿花崗岩の遠望写真(撮影場所: 大安町国道421号線標高465m付近)。貫入面は、画面の右手奥(北方)に向かって約30°の傾斜を示す。尾根にかくされている断層・林道は破線で示した。

約500-1,000 m の範囲の泥質岩に堇青石が、更に約1.5 km の範囲内で黒雲母を生じている。花崗岩による熱変成に最も敏感に反応しているのは炭酸塩岩類であって、約 1.5 km の範囲(水平距離)内でざくろ石・ヘデンベルグ輝石・透輝石・ベスブ石・角閃石・かんらん石・珪灰石などのスカルン鉱物を生じ、更に遠方でも再結晶組織が認められる。

このほかの貫入岩としては、^{かざこしだに} 紅葉尾南方の風越谷花崗閃緑斑岩と神崎川流域に分布する谷尻谷斑状花崗岩がある。風越谷花崗閃緑斑岩と鈴鹿花崗岩との直接の接触関係を示す露頭は発見されなかったが、両者は風越谷上流域においてほぼ南北の境で近接して分布しており、風越谷花崗閃緑斑岩は再結晶作用を受けている。一方、谷尻谷斑状花崗岩は各地で鈴鹿花崗岩に貫入する。

## V. 2 鈴鹿花崗岩

鈴鹿花崗岩は岩相上以下の3種類に区分される(図版IV, V参照)

- (1) 中-粗粒⁹⁾ 斑状角閃石含有黒雲母花崗岩(略称: 斑状岩相)
- (2) 中-粗粒弱斑状黒雲母花崗岩(略称: 弱斑状岩相)
- (3) 細-中粒等粒状黒雲母花崗岩(略称: 等粒状岩相)

これら3種の岩相は、地形的低所に(1)が分布し、高所に向かって(2)を経て(3)に漸移する。(3)の直上には中古生層が屋根としてのっている関係が岩体北縁部一帯で認められる。すなわち(1)は深部相(3)は天井相であり(2)は高所に向かって(1)→(2)→(3)と漸移するさいの中間の岩相にあたる。高度差の大きい三重県側の斜面、とりわけ御在所山東側の山腹ではこの関係がよく現れている。

本図幅地域内の鈴鹿花崗岩は主として上下(重力)方向に累帯する岩体であり、その変化は粒度・カリ長石斑状結晶の量など岩石組織上の差に最もよく表れている。これら岩相変化は冷却間隙を挟まない一連の冷却過程が進行する中で形成されたものであり、いわゆる複合岩体とは異なった単一マグマの貫入・分化による可能性が大きい。

第36図に鈴鹿花崗岩体の南北方向における模式断面図を示す。緒方(1959)は本図幅地域の鈴鹿花崗岩が、岩体南部に比べ削剝が進んでより内部まで露出していると推定した。しかし、今回の調査では中・古生層直下の天井相をなす(3)の岩相が稜線一帯より神崎川流域にかけて広く分布することが判明しており、削剝レベルがより深部に達しているという見解には否定的な結論が得られた。

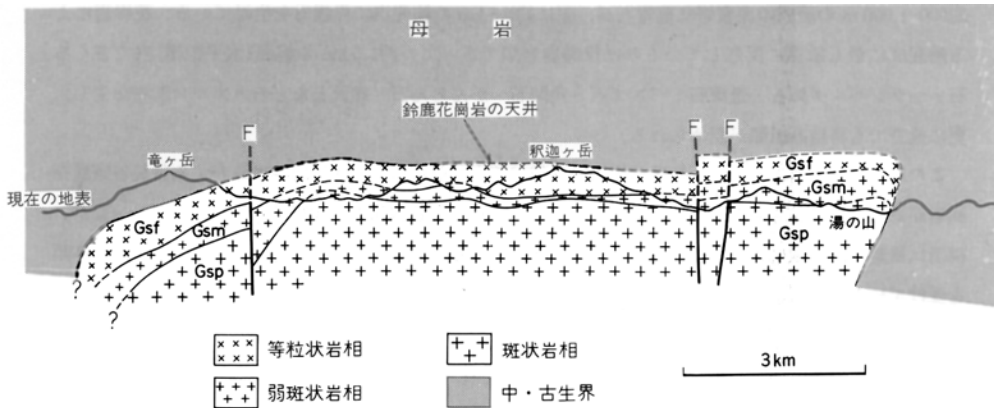
岩相相互の関係は岩相(1)と(3)が直接する場合を除いて漸移関係にあり、地質図上において示した岩相境界は近接したそれぞれの典型的な岩相の露出地点の中間に引いている。これら岩相区分は野外での観察に加え、岩体全体に偏りのないように抽出した約200個の試料の切断片(スラブ)を染色し、粒度・組織を観察した結果に基づく。

以下、各岩相について(1)から(3)の順に記載する。

### V. 2. 1 中-粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩 (Gsp)

本岩相は周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(投稿中)による岩相区分のうち湯の山型花崗岩にほぼ相当

9) 斑状岩相においては、斑状結晶以外の結晶の粒度に基づく。以下同じ。



第36図 鈴鹿花崗岩の岩相配列の概念図

F: 断層, Gsf: 等粒状岩相, Gsm: 弱斑状岩相, Gsp: 斑状岩相.

している.

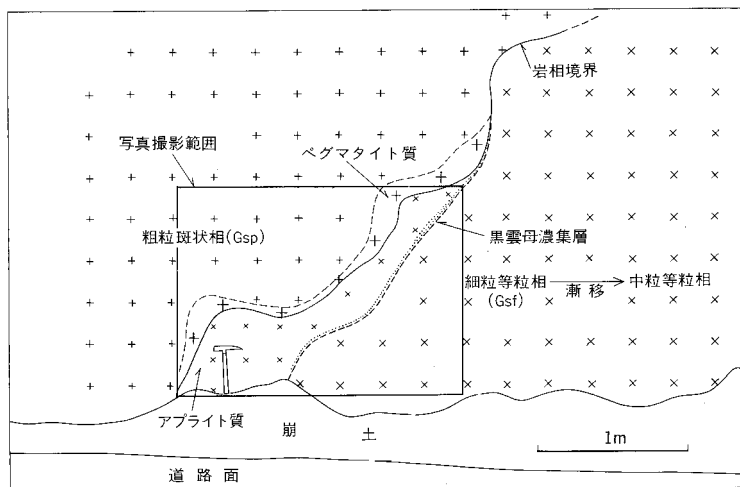
模式地は朝明川沿いの道路(標高270 m 付近). 湯の山^{あおだき}一帯, とりわけ鈴鹿公園有料道路の蒼滝^{あおだき}付近より鳥井戸川^{とりいどがわ}にかけても模式的な露出が見られる.

湯の山周辺・朝明川・切畑^{きりばた}西方などの鈴鹿山脈東山麓^{あおだき}の分布域のうちでは, 東側の低い位置を本岩相が占めており, 現在露出する岩体の最も下部(深部)相であることを示している. このほか, 本岩相は赤坂谷下流^{あおだき}や石樽峠^{いしくれ}-福王山西方などに分布する. 石樽峠から福王山西方にかけて, 本岩相は北西-南東に延びた帯状の分布を示す. ここでは同方向の断層が本岩相の分布域両側を走っており, 周辺地域より相対的に上昇したため, より深部に位置した本岩相が露出するに至ったものと考えた.

一般に, 本岩相は弱斑状岩相を経て, 等粒状岩相に漸移するが, まれに弱斑状岩相を欠いて直接等粒状岩相が接することがある(第37図). 石樽峠西方の国道421号線沿いでは本岩相と等粒状岩相が接しており, 拡幅整備工事の際には山側の法面数か所において両者の境界を観察することができた¹⁰⁾. これらの境界はいずれも明瞭で垂直に近い急傾斜を示す. 石樽峠より南西200 m の標高665 m の地点では, 境界付近の斑状岩相にはほとんど岩相変化はないが, わずかに境界より10 cm 程の幅で粗粒のペグマタイト質な部分が観察された. 一方, 等粒状岩相には境界から10 m 前後の範囲で中粒から細粒への粒度変化が認められ, 更に境界より数10 cm 以内ではアプライト質となる. アプライト質岩相に移行する部分には, 黒雲母濃集層(厚さ数 cm 前後)が観察される. 石樽峠西方ではほかにも数地点において同様な関係が認められ, いずれも境界そのものは明瞭であるが, 一方の岩層が分枝脈として他方に貫入したり, あるいは一方が捕獲されている関係は認められない. また両岩相に再結晶など熱変成を示す組織は全く認められない. したがって, 両岩相はともに冷却していない未固結の状態¹⁰⁾で接触したことが予想される. また, 境界に対して細粒の周縁相(アプライト)や岩相変化が観察される等粒状岩相は, 相対的に流動しやすいために遅れて貫入・定置したことを示唆している.

石樽峠西方のほか, 釈迦ヶ岳^{あおだき}東方でも弱斑状岩相を欠いて斑状岩相と等粒状岩相が接している関係

10) 昭和61年10月当時. 現在は緑化工事・崩落防止工事の進行により観察困難となっている.



第37図 細粒等粒状岩相と粗粒斑状岩相が弱斑状岩相を欠いて直接接する境界(石樽峠西方)。  
境界は手前の方に向かって急傾斜している。等粒状岩相は境界部に向かって明瞭な岩相変化を示す。斑状岩相は境界に沿ってペグマタイト質である。境界は明瞭であるが、産状から貫入の前後関係は判定できない(本文参照)。

が、認められる。尾高山西方の沢沿いでは高度差10 m の範囲に両岩相が分布するが、直接の露頭は見  
い  
だ  
さ  
れ  
な  
か  
っ  
た。切畑西方の沢(通称^{とらだに}栞谷の標高460 m 付近)では数 m 以内に両者が近接しており、  
かなり急激な岩相変化が確認される。ここでは石樽峠西方で見られるような明瞭な境界は観察されな  
い。等粒状岩相は北北西-南南東に延びた状態(1.3×0.5 km)で斑状岩相中に露出しており、上記地点は  
この部分の東縁に当たっている。

上述した等粒状岩相と斑状岩相の関係は、それぞれの位置に時間間隙がほとんどなかったことを示していると推定される。それぞれの岩相が同一岩体内において分化した後、まだ未固結で流動可能な状態においていずれか一方(恐らく等粒状岩相)が移動したため、中間の岩相(弱斑状岩相)を欠いて直接接する関係が生じたと推定される。

斑状岩相は乳白色粗粒(長径10-50 mm)のカリ長石斑状結晶を含む中-粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩よりなる(図版V-1, V-2)。カリ長石斑状結晶の量は場所により変化し、分布域南東部の尾高山周辺から朝明川下流及び湯の山地域で多く含む(100個/m²前後)。カリ長石斑状結晶の定向配列は一般に明瞭であり、斑状結晶を多量に含む部分では弱い葉状構造(foliation)を示すようになる。斑状結晶としてはこのほか少量の斜長石(~10 mm)を含むことがある。黒雲母はほとんどが集合体をなし単独結晶は少ない。カリ長石斑晶に富んだ部分では黒雲母集合体の一部が葉状構造に平行な方向に伸長し配列している。角閃石は岩体上部の弱斑状岩相に近い部分では含まれないことが多い。角閃石の産状には2通りあり、柱状の単独結晶(最大長径10 mm)として含まれる場合と黒雲母とともに集合体を構成する場合が観察される。石英はわずかに灰色を帯びた色調を示し、カリ長石と接する部分でやや丸味を帯びた自形に近い形態を示すほかは、他形粒間充填組織を示す。

暗色包有岩(enclaves)は量的には少ないが、各地で、とりわけ葉状構造の発達する地域で見いだされる。長径数 cm, 最大50 cm のものも含まれ、多くは卵形-紡錘形を示し葉状構造に平行な配列を示す。暗色包有岩はゴマ塩状や斑状の組織を示す。斑状結晶(斑状変晶?)として斜長石を含む場合には、その外縁に沿って黒雲母が薄い皮膜を形成していることがある。

本岩相の示す弱い葉状構造は、湯の山-朝明川流域では北東-南西走向で20°-50°北傾斜するものが多く、一部に南側に傾斜する部分がある。このような北西-南東の走向は南東側の雲母峰層への貫入面の方向と平行である。

尾高山以北から石樽峠にかけての分布域では葉状構造は南北から北西-南東方向で西もしくは南西へ傾斜するものが多く、なお、八風谷南側にわずかに露出する部分でも葉状構造は壁岩(箕川層)との貫入方向に平行な走向を示している。

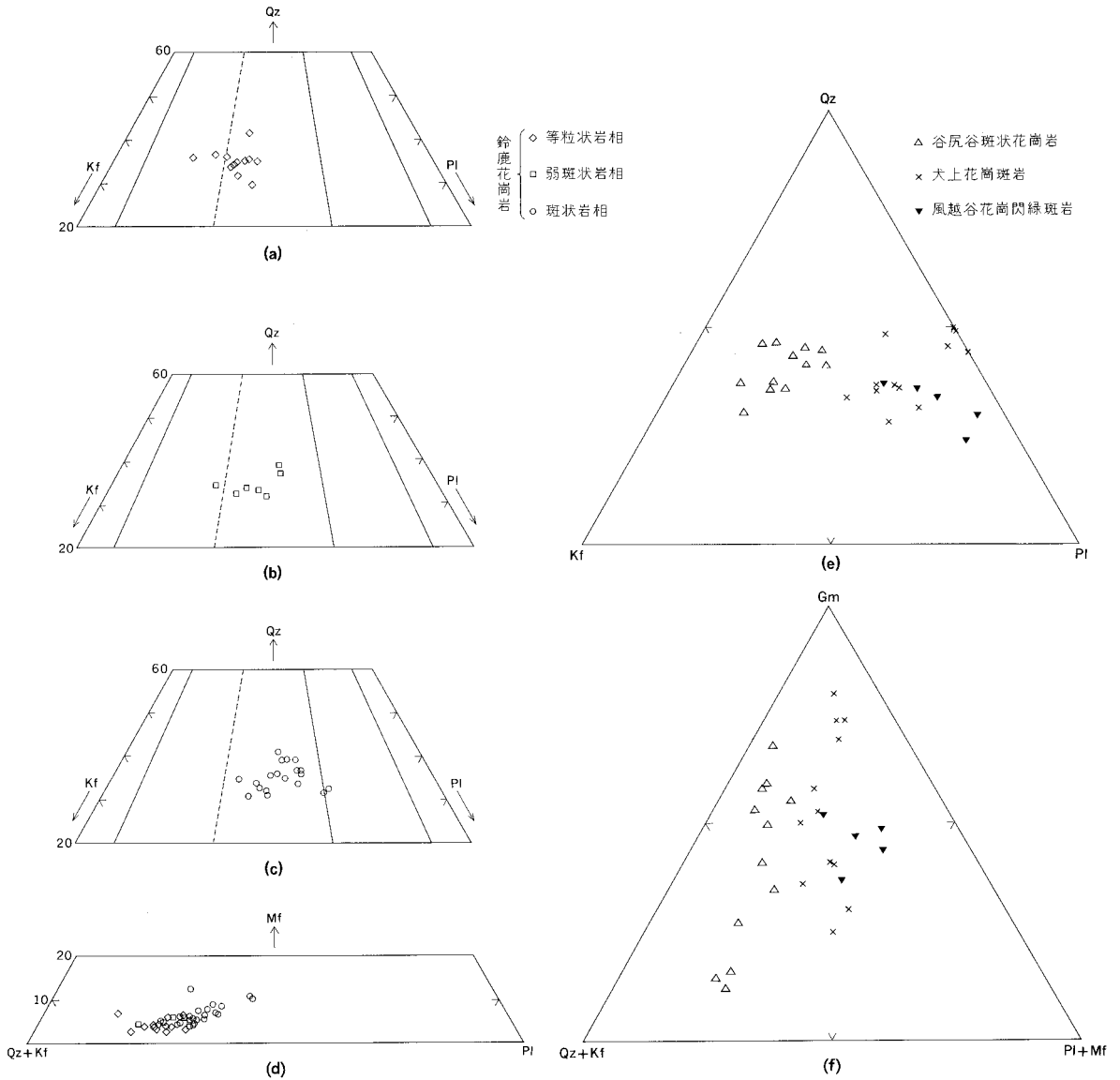
本岩相のモードの多くは花崗岩組成を示すが、わずかに花崗閃緑岩の領域に入るものからカリ長石に富むものまで、やや広い範囲にプロットされる(第38図)。色指数は4-12でほかの岩相より有色鉱物と斜長石に富んでいる。

以下に本岩の代表的標本(年代測定試料など)について鏡下の性質を記載する。

粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩：菰野町朝明川車道直下(工事切割)、標高225 m (GZ233, GSJ R44595)図版V-2 参照

本岩中の角閃石を分離して K-Ar 年代測定を行った(第8表)。最大長径50 mm, 平均で20-30 mm のカリ長石斑状結晶を多数(100個/m²)を含み、暗色包有岩(長径 1-20 cm)に富む極めて新鮮な試料である。カリ長石斑晶・角閃石・暗色包有岩はかなり明瞭な定向配列を示す。手標本では石英はわずかに淡灰色を呈す。またカリ長石は乳白色、一部清澄であり、劈開面の光沢が強い。

構成鉱物：量比は斜長石>石英>カリ長石>黒雲母>角閃石で、色指数は8。副成分鉱物として、チタン



第38図 鈴鹿花崗岩及び周辺地域の貫入岩類のモード

Qz: 石英, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Mf: 苦鉄質鉱物, Gm: 石基, a-d: 鈴鹿花崗岩, e-f: 斑岩類, a-c: Qz-Kf-Pl 図, d: Mf-(Qz+Kf)-Pl 図, e: Qz-Kf-Pl 図, f: Gm-(Qz+Kf)-(Pl+Mf) 図

モードは試料の研磨面をコバルチ亜硝酸ナトリウムにより染色し, 3mm 方眼のメッシュを用いてポイントカウント法で求めた。本図幅地域の貫入岩類には粗粒で斑状組織を示す試料が多いため, 最低でも400ポイント(36cm², 通常の薄片の約5倍の面積), 大部分は500ポイント以上計測した。



鉄鉱・褐れん石・ジルコン・アパタイトを含む。石英(長径 1-15 mm)は他形で、サブグレイン化し、隣り合う石英どうしは縫合状の境界を示す。微細包有物を含む。カリ長石には粗粒斑状をなすものと、他形充填状(3 mm 以下)のものがある。ともにパーサイト構造を示すが、格子状双晶やモアレー消光は観察されない。変質により部分的に汚濁し、粘土鉱物を生じている。斜長石(長径 2-12 mm)は半自形-他形粒状で、明瞭な累帯構造を示し、オリゴクレーヌ-アンデシン組成である。黒雲母(長径0.2-3 mm)は他形で、そのほとんどが集合体をなしている。多色性は、X=淡黄色、Y≒Z=褐色である。しばしばジルコン・褐れん石・アパタイトを包有しており、ジルコン・褐れん石の周囲では多色性ハローがわずかに認められる。角閃石(0.4-10 mm)は半自形-他形で、黒雲母とともに集合体をなすことが多い。軸色(Z)は褐色を帯びた緑色を示す。

中粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩：菰野町切畑西南西 2 km旧採石場、標高 480 m(GZ237, GSJ R44596)

GSF R44595とほぼ類似した岩相を示す。

構成鉱物：量比は石英>斜長石≒カリ長石>黒雲母>角閃石で色指数は 4。副成分鉱物としてチタン鉄鉱・ジルコン・アパタイトを含む。黒雲母の周縁が一部緑泥石化していること、斜長石のコアが変質により汚濁著しく、粘土鉱物・絹雲母を生じているほかは GSJ R44595 とほぼ同じ特徴を示す。

中粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩：菰野町尾高山西北西600 m 通称藤原谷、標高475 m(GZ226, GSJ R44594)

長径10-40 mm のカリ長石斑状結晶を多量に含む。手標本でカリ長石は乳白色でわずかにピンク色がかかっており、石英は淡灰色を示す。

構成鉱物：量比は斜長石>石英>カリ長石>黒雲母>角閃石で色指数は10。副成分鉱物としてチタン鉄鉱・ジルコン・アパタイト・褐れん石を含む。カリ長石斑状結晶には弱い累帯構造が観察される。また斑晶の周縁部付近では、斜長石・角閃石・黒雲母を含むことが多い。このほかは、GSJ R44595 に同じ。

## V. 2. 2 中-粗粒弱斑状黒雲母花崗岩 (Gsm)

本岩相は周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(投稿中)による岩相区分のうち八風谷型花崗岩の一部に相当している。本岩相は中-粗粒斑状岩相とは漸移関係にあり、多くの場合地形的上位に位置している。神崎川流域の赤坂谷周辺から通称西^{さいぎょうほら}行原にかけての一带に露出するほか、宇賀川流域や八風谷流域などにも分布する。

乳白色からややピンク色を帯びたカリ長石斑状結晶(2-4 cm)を少量含み、中-粗粒で弱い斑状組織を示すのが本岩相の特徴である(図版IV-2)。カリ長石斑晶の定向配列は弱い。暗色包有岩は極めてまれに長径20 cm に達するものが含まれる。黒雲母は単独自形結晶と集合体を形成するものとの両者が含まれる。黒雲母-斜長石集合体(径6mm)が観察されることがあるが、角閃石は含まれない。

本岩相中にもアプライト・ペグマタイトは見いだされるが、等粒状岩相に比べ産出頻度は低い。まれに黒雲母の濃集帯の繰り返しによる層状構造が観察されるが、横方向への連続は悪く数 m 内外で消滅する。

以上の本岩の産状や岩相上の特徴は、いずれも前述の斑状岩相と後述の等粒状岩相との中間的な性質

を示す。

本岩相のモードは石英・カリ長石・斜長石をほぼ等容量含む組成からわずかにカリ長石に富む組成までの変化を示す。色指数は4-6である(第38図)。

次に本岩相の代表的標本について鏡下の性状を記述する。

中-粗粒弱斑状黒雲母花崗岩：菰野町朝明川上流(通称猫谷)標高690 m (GZ135, GSJ R44591) 図版IV-2参照。15 mm 前後のカリ長石を含み、斑状岩相にやや近い岩相を示す。手標本で、石英は淡灰色を示す。

構成鉱物：量比はカリ長石 $\geq$ 石英 $\geq$ 斜長石 $>$ 黒雲母であり、色指数は6。副成分鉱物として、褐れん石・ジルコン・アパタイトを含む。石英(長径2-8 mm)は他形で、微細包有物を含む。カリ長石(長径2-10 mm)は他形充填状であり、パーサイト構造とモアレー消光が観察される。曹長石ラメラは不規則な形態で配列し、幅30 $\mu$ m以下。変質により汚濁し、粘土鉱物を生じている。斜長石は、他形でほぼオリゴクレス組成であり、弱い累帯構造を示す。コアの一部には他形の白雲母と螢石が含まれることがある。黒雲母は他形でしばしば集合して集合体を形成する。多色性はX=淡黄色、Y $\approx$ Z=濃褐色。ジルコンや褐れん石を包有することがあり、周囲には多色性ハローが観察される。

中粒弱斑状黒雲母花崗岩：菰野町八風峠南東小径沿い、標高800m (GZ220, GSJ R44592)

手標本で、石英はやや濃い灰色を、カリ長石は白濁してややピンク色がかかっている。

構成鉱物：量比はカリ長石 $\geq$ 石英 $\geq$ 斜長石 $>$ 黒雲母である。色指数は6。副成分鉱物として鉄鉱物・褐れん石・ジルコン・アパタイトを含む。カリ長石(長径1-13 mm)にはパーサイト構造が発達し、モアレー消光が観察される。変質により粘土鉱物を生じ、部分的に汚濁している。石英(長径1-8 mm)は他形・充填状で微細包有物を含む。手標本では1粒子に見えても、鏡下では結晶方位のわずかに異なるサブグレインの集合体となっていることが多い。斜長石(長径1-8 mm)は半自形-他形で、累帯構造を示す。ほぼオリゴクレス組成である。コアはしばしば変質して粘土鉱物・絹雲母を生じている。黒雲母(長径0.7-2 mm)は他形で、単独のものも集合体をなすものがある。しばしばジルコン・褐れん石・アパタイトを包有する。多色性は、X=淡黄色、Y $\approx$ Z=濃褐色。結晶の周縁部で一部緑泥石化している。

### V. 2. 3 細-中粒等粒状黒雲母花崗岩 (Gsf)

本岩相は周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(投稿中)による岩相区分の神崎川型花崗岩・^{はとみね}羽鳥峰型花崗岩及び八風谷型花崗岩の一部を含んでいる。

鈴鹿花崗岩体の上部を占める岩相として、御在所山-釈迦ヶ岳-八風峠を結ぶ稜線一帯や竜ヶ岳南方山腹から宇賀溪付近に分布するほか、岩体の北西部に当たる神崎川流域や八風谷沿いに広く分布する。本岩相は弱斑状岩相とは漸移関係にあり、地形的に上位を占める。釈迦ヶ岳南方や御在所山東方及び八風峠南東ではこうした上下方向での岩相変化関係がよく現れている。

塊状・灰白色で細-中粒均質等粒状組織を示すのが本岩相の特徴である(図版IV-1)。暗色包有岩は含まれず、黒雲母は単独自形結晶で集合体を作らない。斜長石及びカリ長石の斑状結晶(長径最大1 cm)を含む例が観察されるが、その量は少なくまた定向配列することはない。粒度は2-3 mm 前後の細粒の岩相が多く、4-5 mm の中粒の岩相も観察される。

本岩相は、ほかの岩相に比べ風化や浸食に対する抵抗力がやや強く、神崎川や御在所山周辺では急峻

な地形を形成している。御在所山北東斜面の藤内壁と呼ばれる岩壁(第39図)はそうした例であり、ロッククライミングのゲレンデとして岳人の間に広く知れわたっている。

本岩相中にはアブライトや晶洞状及び脈状のペグマタイトが多数含まれるほか、微細晶洞(miarolitic cavity)を含む部分も認められる。ペグマタイトは竜ヶ岳南方山腹から宇賀溪にかけての一带と、八風峠から釈迦ヶ岳を経て御在所山に至る稜線部や神崎川沿いの一部に数多く見いだされる。とりわけ晶洞型のペグマタイトは宇賀溪北方で天井をなす中・古生層の直下や釈迦ヶ岳・羽鳥峰・水晶岳などの稜線高所に集中する傾向にある。羽鳥峰付近の晶洞からは長さ40 cm, 周囲80 cm に達する水晶が発見されている(原・磯部, 1979)。この付近には、水晶を産出したことに由来する地名(水晶谷・水晶岳)が幾つか知られている。

また宇賀溪北谷にあるペグマタイトの一つは径10 m に達し、長石及び珪石鉱床として採掘された(第



第39図 等粒状岩相よりなる御在所山北東の岩壁(藤内壁)。御在所山北方の国見岳東方尾根から撮影。画面中央の岩塔左下の壁(氷結した滝の右側)は中尾根バットレスと呼ばれている。Vの字型の雪の部分より岩塔頂上まで約100 m。東傾斜の節理面が発達しており、岩塔左下の壁はこの節理面である。鈴鹿花崗岩分布地域においては、粗粒岩相の多くは風化やマサ化しているため浸食に対する抵抗が小さく、このような大きな壁は細粒等粒状岩相よりなることが多い

VIII章参照). 宇賀溪付近(石樽南)や武平峠西方からはガドリ石・ゼノタイムなどの希元素鉱物の産出が報告されている(長島・長島, 1960). このほか, 宇賀溪周辺のペグマタイトにはアルバイト・電気石・鉄かんらん石・輝水鉛鉱の産出が確認できた. このうち鉄かんらん石の化学分析値を第6表に示す.

本岩相中のアプライトは岩床状の緩傾斜な貫入面を示すもの(第40図)が多く, 一部のものではペグマタイトとの複合脈をなし, 有色鉱物の多少や粒度の差による層状構造が観察される(第41図). また本岩

第6表 鈴鹿花崗岩のペグマタイト中の鉄かんらん石の化学組成

SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
30.12	0.04	0.03	61.82	5.07	2.13	0.05	99.26

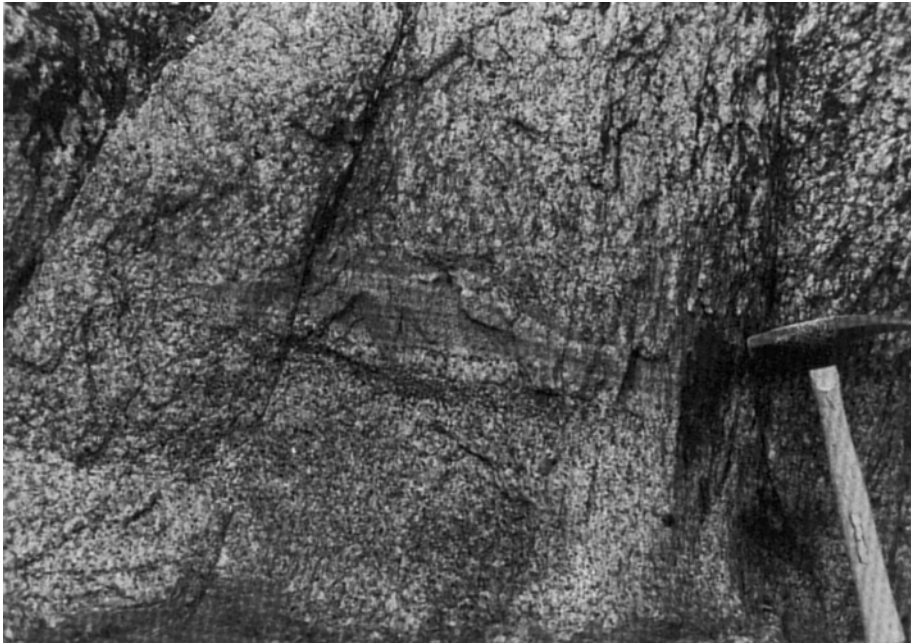
$Mg/(Mg+Fe+Mn) \times 100 = 5.35$  (atom%)

鉄かんらん石: 大安町宇賀溪北谷標高300m (GZ128, GSJ M16253)

ペグマタイト中のカリ長石とともに産出. 結晶の周囲は黒雲母と鉄鉱の集合に置換されている. 原標本中の鉄かんらん石の大きさは約5×2cm. EPMAによる.



第40図 緩傾斜な境界面を示す岩床状アプライトの露頭写真(永源寺町国道421号線八風谷出合北東). 画面中央, 右上がりの節理明瞭な部分がアプライト岩床. 厚さは約2m. 下部はマサ化した中粒等粒状岩相で, 画面中央やや下方にクリノメーターが置いてある. 岩床状アプライトの上部にもマサ化した花崗岩があり, 更に上部に別のアプライト岩床が露出している.



第41図 中粒等粒状岩相中のレンズ状をなすペグマタイト-アプライト複合脈(三滝川支流北谷藤内小屋西方).  
写真中央部のレンズ状部は, 母岩から内部に向かって黒雲母濃集層, ペグマタイト, アプライトの順に成層する.  
アプライトの内部には粒度や黒雲母含有量の差による縞状構造が見られる.

相中のペグマタイトを多数含んだ部分の周囲数 m-数100 m の範囲ではアプライト・斑状アプライト・斑状花崗岩などの岩相が錯綜する部分が認められる. こうした岩相変化に富んだ不均質な部分を周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(投稿中)は羽鳥峰型として区分し, 八風峠・釈迦ヶ岳・羽鳥峰-水晶岳・国見岳・御在所山東側尾根(通称中道登山道沿い)など地形的高所(標高約900 m 以上)に分布するとした. 同様な岩相は宇賀溪西方の通称砂山付近や武平峠でも露出している. いずれも本岩相分布地域のうちでも地形的最高所に集中する傾向が明瞭である.

本岩相中には, しばしばグライゼン化を受けた部分が見いだされる. それらは, 竜ヶ岳南方の天井(ルーフ)をなす中・古生界の直下に限定されている. グライゼン化を受けた部分は数 cm-数 m 径のポケット状やパイプ状をなし, 赤褐色の色調を示す. 多量の白雲母が形成されており, 少量の輝水鉛鉱が伴われることがある.

本岩相のモード組成は肉眼での均質な見掛けを反映して, ほかの岩相よりやや狭い領域に集中している(第38図). 色指数は2-7であり, カリ長石に富んだ花崗岩の組成¹¹⁾を示す.

次に, 本岩相の代表的標本について鏡下の性状を記述する.

細粒等粒状黒雲母花崗岩: 大安町宇賀川北谷林道沿い, 標高315 m (GZ203, GSJ R44586)

細粒等粒状で優白質な花崗岩である. 石英は淡灰色を示す. 微細晶洞を多数含む.

構成鉱物: 量比は石英>カリ長石>斜長石>黒雲母>白雲母である. この他副成分鉱物として螢石・ジルコン・アパタイトを含む. 色指数は4. 長石及び石英は1-1.5 mm 径の粒度でよくそろって

11) 石英-カリ長石-斜長石の容量比ではそれぞれ35%, 40%, 25%の付近の領域に集中する.

いる。カリ長石は他形で充填状をなし、 $1\mu\text{m}$ 以下の細い曹長石ラメラによるパーサイト構造を示す。格子状双晶は認められない。変質により部分的に汚濁化し、粘土鉱物を生じている。石英は他形充填状で、部分的にカリ長石と文象構造をなしている。斜長石は半自形-他形で、弱い累帯構造を示す。ほぼオリゴクレス組成に相当している。コアには白雲母のほか、螢石の他形結晶を含むことがある。黒雲母は長径 $0.2\text{--}2\text{mm}$ で他形を示す。多色性は $X=\text{淡黄色}$ 、 $Y\approx Z=\text{褐色}$ である。かなりの部分が緑泥石化している。鉄鉱物・ジルコンをしばしば包有し、ジルコンの周囲には明瞭な多色性ハローが観察される。

細粒等粒状黒雲母花崗岩：大安町宇賀川北谷支流(通称ジャ谷)標高 $560\text{m}$ (GZS-2, GSJ R44587)

GSJ R44586 と類似しているがやや粒度が粗い。石英は淡灰色を示す。

構成鉱物：量比はカリ長石 $\approx$ 石英 $>$ 斜長石 $>$ 黒雲母で、色指数は3。副成分鉱物として褐れん石・ジルコン・鉄鉱物を含むほか、二次的に生成した白雲母・緑れん石を少量伴う。カリ長石(長径 $1\text{--}6\text{mm}$ )は他形充填状を示す。 $5\mu\text{m}$ 以下の幅の曹長石ラメラよりなるパーサイト構造を示す。大部分が変質により汚濁、粘土鉱物を生じている。石英(長径 $0.3\text{--}6\text{mm}$ )は他形を示す。斜長石(長径 $0.8\text{--}3\text{mm}$ )は他形粒状を示し、弱い累帯構造が観察される。カリ長石と接する部分には一部ミルメカイト構造が発達する。コアには他形の白雲母・螢石・緑泥石を含むことがしばしばある。黒雲母は長径 $0.4\text{--}1.5\text{mm}$ で他形を示し、半数以上が緑泥石化。多色性は $X=\text{淡黄色}$   $Y\approx Z=\text{濃褐色}$ を示す。

中粒等粒状黒雲母花崗岩：大安町宇賀川北谷支流(通称モウチ谷)治山用道路沿い、標高 $600\text{m}$ 。(GZ151, GSJ R44589)

等粒状岩相のうちではやや粒度が粗い試料である。

構成鉱物：量比はカリ長石 $>$ 斜長石 $\approx$ 石英 $>$ 黒雲母で、色指数は3。GSJ R44586 に類似した組織と構成鉱物からなるが、以下の点で差が見られる。1) 粒度が大きい、2) カリ長石に不規則で幅の広い( $\sim 30\mu\text{m}$ )曹長石ラメラが発達したパーサイト構造がみられる、3) モアレ-消光が観察される。副成分鉱物として、褐れん石・ジルコン・アバタイト・螢石を含む。

#### V. 2. 4 アプライト及びアプライト質花崗岩(Ap)

鈴鹿花崗岩体に隣接した中・古生界中に貫入したアプライト及びアプライト質花崗岩¹²⁾について記述する。鈴鹿花崗岩の本体中に見いだされるアプライトについては既に主要岩相の項で述べたので省略する。

鈴鹿花崗岩に貫入される中・古生層のうち、岩体南東部に隣接する雲母峰層中と岩体北西部-北部に隣接する箕川層及び黄和田層中には、大小さまざまな規模のアプライト及びアプライト質花崗岩脈が数多く貫入している。これに対し、鈴鹿花崗岩体の西に隣接する霊仙山層・武平峠層中にはほとんど見当たらない。

上記中・古生層中のアプライト脈は幅(厚さ)数 $\text{cm}$ から数 $10\text{m}$ に達するものまでである。細粒-中粒アプライトが主体をなすが、しばしばペグマタイトとの複合脈を形成する。ペグマタイトの周辺では黒雲母の量や粒度が著しく変化し、岩相の不安定な部分が観察される。花崗岩中のアプライトと異なるのは、しばしば電気石やざくろ石を含む点である。以下鈴鹿花崗岩体の南東方(湯の山南部-東部地域)と北西-北方(八風谷-宇賀溪地域)の中・古生界中のアプライトについてそれぞれの産状を示す。

12) ここではアプライトのうち黒雲母を含んだやや色指数の高いものをアプライト質花崗岩と呼ぶ。

### 湯の山南部-東部地域(雲母峰層中)

鈴鹿花崗岩体から約600 mの範囲内にアプライト脈, アプライト-ペグマタイト複合脈, ペグマタイト質花崗岩が貫入している。雲母峰北方の林道(東海自然歩道)では南方に30°以下の緩傾斜で雲母峰層に貫入する岩床が多数露出する。厚さは1 m以下のものが多い。石英・カリ長石・曹長石・白雲母のほか, さくろ石やまれに輝水鉛鉱が含まれる。三滝川沿いでも30°前後の緩い傾斜の貫入面を示す, アプライト及びアプライト-ペグマタイト複合脈が多い。ここでは一部の脈中に櫛の歯状に配列して帯をなすピンク色の電気石が見いだされた。これは花崗岩体中の晶洞型ペグマタイトに含まれる電気石が黒色を示すのと異なった点である。鳥井戸川北側の山地ではアプライトやペグマタイト脈のほか, 中-細粒で岩相変化に富んだアプライト質花崗岩(幅30-50m)が北東-南西方向に貫入している。

### 八風谷-宇賀溪地域

鈴鹿花崗岩の貫入面から見掛け上300-400 m以内の範囲にアプライト-ペグマタイト複合脈(幅数 m-10数 m)が貫入している。湯の山南部-東部地域に比べ産出範囲が狭く, 産出頻度が低い傾向にある。40°以下の緩傾斜の境界を示す。構成鉱物はカリ長石・石英を主体とし曹長石・さくろ石・電気石を伴う。

## V. 3 石子山花崗岩(Gi)

日野町小野南方には周囲を新生界に囲まれて基盤岩が露出しており(前述), この一部に花崗岩が分布している。花崗岩は微細晶洞(miarolitic cavity)に富んだアプライト質黒雲母花崗岩であり, 極めて浅成な印象を与える細粒な岩相よりなる。

本岩は未区分凝灰岩層及び犬上花崗斑岩と隣接し, それらに顕著な熱変成作用を与えている。

## V. 4 風越谷花崗閃緑斑岩(Kdp)

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(投稿中)により, 枉葉尾南東の風越谷(神崎川の支流)からその西方の須谷川にかけて分布する花崗閃緑斑岩に対して命名された。

本岩は西川ほか(1983)により犬上花崗斑岩の一部とされてきたが, 角閃石斑晶を多く含んでやや苦鉄質な岩相を示し, 岩相変化に乏しいなど, 犬上花崗斑岩とは異なった特徴を示すので区別して扱う。

風越谷花崗斑岩は南北1,300 m, 東西600 mの岩体であり, 風越谷沿いに走る南北系の断層により分断されている。岩体南縁で中・古生界に貫入し, 岩体東縁でも鈴鹿花崗岩との間に南北に細長く露出する中・古生界に貫入している。

鈴鹿花崗岩との直接の関係を示す露頭は見いだしていないが, 近接する部分では角閃石が黒雲母集合体へ再結晶しているなど熱変成を受けている証拠が確認された。一方, 須谷川に分布する犬上花崗斑岩とは, 近接しているが相互関係は判明していない。

本岩は, 明瞭な斑状組織を示す花崗閃緑斑岩よりなり, 斑晶として斜長石・石英・カリ長石のほか黒雲母・角閃石を含む。このほか鏡下では斜方輝石であったと推定される苦鉄質鉱物の仮像が確認された。

しばしば暗色包有岩(径数 cm-15 cm)を含み、粗粒柱状斑晶(斜長石・カリ長石・角閃石)とともに弱い定向配列を示す。

斑晶量・石基粒度ともにほぼ一定しており、明瞭な周縁相は見いだされず、岩相変化に乏しい。

以下に代表的標本について記載する。

輝石含有閃石黒雲母花崗閃緑斑岩：永源寺町風越谷左岸支流(通称、^{わりだに}割谷)，標高630 m (GZ392, GSJ R44584)

斜長石と石英の斑晶(長径1-12 mm)に富み、少量のカリ長石及び柱状苦鉄質鈹物の斑晶を含む。石基部は細粒の有色鈹物が多数散在するため、岩石全体としてはかなり色指数の高い印象を受ける。

斑 晶：斑晶量は全岩に対して約50%を占める。構成鈹物の量比は斜長石 $\geq$ 石英>カリ長石>有色鈹物の順である。色指数は4。斜長石(長径1-12 mm)は自形-半自形で弱い反復累帯構造を示し、ほぼアンデシン組成である。石英(長径1-8 mm)は他形・粒状であり、斑晶の周縁部は石基を構成する鈹物を充填する組織を示す。カリ長石斑晶の周縁部では細粒石英・斜長石・黒雲母を多数包有する。かなりの部分が変質汚濁しているが、残存する未変質部は清澄でパーサイト構造は観察されない。斑晶の有色鈹物は、黒雲母・角閃石・輝石(?)から構成される。黒雲母(長径1-3 mm)の多色性はX=淡黄色、Y $\approx$ Z=褐色である。しばしばチタン鉄鈹・アパタイトを包有する。角閃石(0.5-1 mm)は軸色(Z)が緑色-青緑色。黒雲母と集合体をなすことが多い。このほか、完全にアクチノ閃石・緑泥石に置換された柱状の苦鉄質鈹物(長径1-5 mm)が含まれ、外形から斜方輝石であったと推定できる。副成分鈹物として褐れん石・ジルコンを含む。

石 基：肉眼で識別できる程度の粒度(0.2-0.5 mm)の斜長石・石英・カリ長石・黒雲母が細粒花崗岩組織を示す。

## V. 5 谷尻谷斑状花崗岩(Tpg)

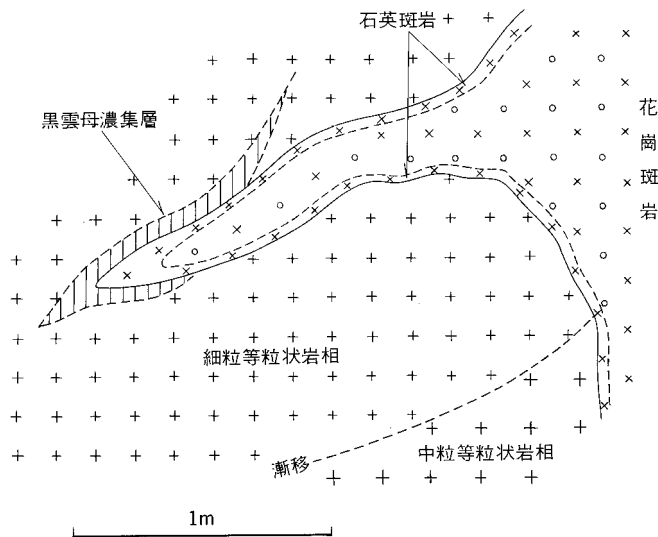
新称。本岩は谷尻谷からジュルミチ谷にかけてと、風越谷から神崎川発電所にかけての2か所にまとまった岩体が分布する。上記2岩体は岩株状を示すが、そのほかに小規模な岩脈が、神崎川沿いに多数見いだされる。本岩は斑状花崗岩を主岩相とするが、岩相変化に富んでいる。

岩株状岩体は風越谷・ジュルミチ谷上流及び北谷尻谷(谷尻谷の支流)においてそれぞれ中・古生界に貫入するほか、鈴鹿花崗岩(細粒等粒状岩相及び弱斑状中-粗粒岩相)に貫入し、一部では捕獲岩として取り込んでいる。谷尻谷における鈴鹿花崗岩との貫入関係を第42図に示す。ここでは、鈴鹿花崗岩中に谷尻谷斑状花崗岩の枝脈が貫入しており、枝脈の貫入面に沿って斑晶に乏しく暗灰色細粒緻密石基を有する周縁相(石英斑岩)が観察される。鈴鹿花崗岩の受けた接触変成作用は明瞭でない。

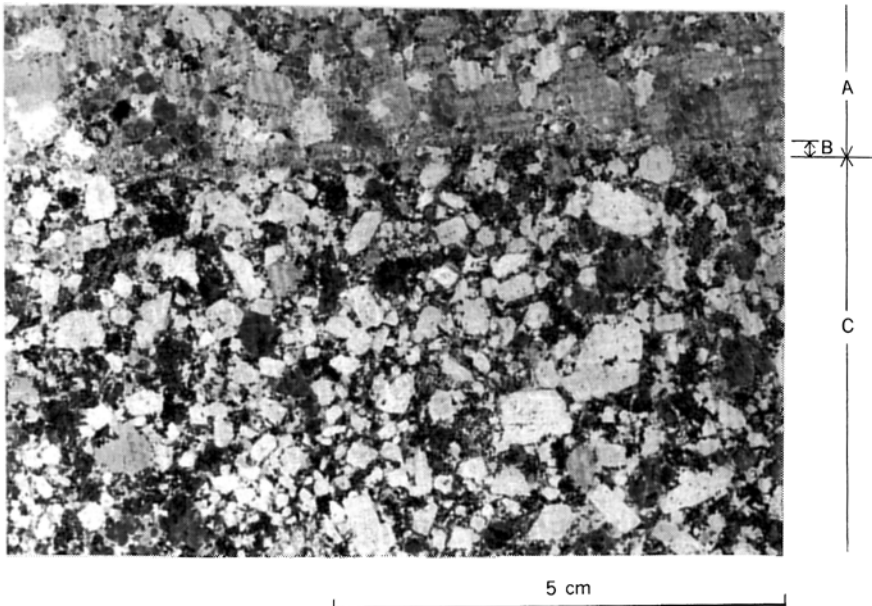
風越谷左岸支沢(通称、割谷)では、本岩が風越谷花崗閃緑斑岩に貫入している。貫入面が後者の斑晶を切っていることや、斑状花崗岩側には境界に沿ってやや斑晶に乏しい周縁相(幅数 mm)が認められることから、明瞭な貫入関係にあることが分かる(第43図)。ただし、風越谷花崗閃緑斑岩の受けた再結晶組織は明らかではなく、熱変成作用の影響は不明である。また風越谷の林道沿いでは、風越谷花崗閃緑岩とみなせる捕獲岩が数か所で見いだされた(第44図)。

神崎川沿いに分布する小規模な岩脈は、いずれも鈴鹿花崗岩中に貫入しており、花崗斑岩-石英斑岩





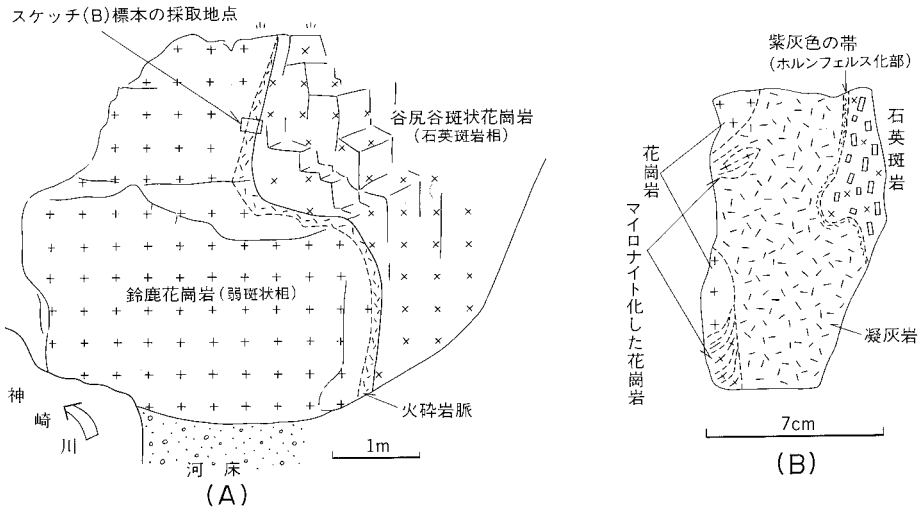
第42図 鈴鹿花崗岩(細粒等粒状岩相)に貫入する谷尻谷斑状花崗岩のスケッチ(永源寺町神崎川支流谷尻谷標高590 m)。花崗斑岩(谷尻谷斑状花崗岩)は鈴鹿花崗岩(等粒状岩相)中の黒雲母濃集層や岩相変化方向(細粒から中粒への漸移方向)の構造を切って貫入している。谷尻谷斑状花崗岩の境界部には石基が暗灰色を示し斑晶に乏しい周縁相(石英斑岩)が認められる。



第43図 風越谷花崗閃緑斑岩に貫入する谷尻谷斑状花崗岩の境界を示す染色研磨面の写真(試料採集地点:永源寺町風越谷支流割谷標高600 m)。写真上部が谷尻谷斑状花崗岩(A)で、下部が風越谷花崗閃緑斑岩(C)。白色で柱状の鉱物が斜長石斑晶、淡灰色斑晶はカリ長石、暗灰色でやや丸みを帯びた斑晶は石英である。谷尻谷斑状花崗岩にはカリ長石が多く、風越谷花崗閃緑斑岩には斜長石が多い。谷尻谷斑状花崗岩の貫入面に沿って幅2 mm前後の斑晶に乏しい部分(B)が認められる。境界は風越谷花崗閃緑斑岩の斑晶を切断している。



第44図 谷尻谷斑状花崗岩中の風越谷花崗閃緑斑岩の捕獲岩写真(永源寺町神崎川支流風越谷標高520m)  
捕獲岩は顕著な再結晶組織を示し、石基に微細な黒雲母を生じている。



第45図 鈴鹿花崗岩に貫入する石英斑岩(谷尻谷斑状花崗岩)と火砕岩脈のスケッチ(永源寺町神崎川標高510m)  
A: 露頭スケッチ, B: 同露頭から採取した試料のスケッチ

の岩相を示す。これら小岩脈と接する鈴鹿花崗岩はしばしば圧砕されていることがある。また岩脈との間には灰色-暗灰色基質で少量の結晶片を含む火砕岩脈が貫入することがある。圧砕作用は斑岩及び火砕岩には及んでおらず、火砕岩脈中には圧砕された花崗岩が捕獲されている(第45図)。また、岩脈(石英斑岩)による花崗岩への熱変成作用の影響は確認できないが、石英斑岩と接する火砕岩には境界から3 mm程度の幅で暗色を示す部分があり、再結晶による黒雲母をわずかに生じている。ただし、石英斑岩と火砕岩脈との境界は不明瞭で凸凹に富んでおり、明らかな貫入関係とは言い難い。このように岩脈の周辺に火砕岩脈を伴う例は、銚子ヶ口岳南側で中・古生界に貫入する岩脈にも確認される。また類似した岩相の火砕岩脈が単独で鈴鹿花崗岩に貫入する例が、赤坂谷とその下流の仙香谷右岸地域に見いだされている(周琵琶湖花崗岩団研究グループ、投稿中)。これら火砕岩脈はいずれも小規模で、幅1 mを超えるものはない。花崗岩に貫入する場合は、ほぼ例外なく壁岩に圧砕作用が認められ、しばしば圧砕した花崗岩を捕獲岩として取り込んでいる。

このほか、風越谷右岸の中・古生界と鈴鹿花崗岩(等粒状岩相)の間にも花崗斑岩脈が貫入し¹³⁾、中・古生界と鈴鹿花崗岩の両者を捕獲岩(～数10 cm径)として取り込んでいる。花崗岩は熱変成を受け、黒雲母が再結晶している。花崗岩には火砕岩脈¹⁴⁾も貫入しており、火砕岩脈に近接する花崗岩側には圧砕作用が認められる。

以上述べたように、谷尻谷斑状花崗岩のうち小岩脈をなすものが鈴鹿花崗岩に貫入する際には、花崗岩側に圧砕作用が認められ、多くの場合火砕岩脈を伴うという共通点がある。こうした事実は、本岩の貫入に先行して鈴鹿花崗岩中に圧砕作用が生じ、圧砕部に沿って花崗斑岩と火砕岩脈が相次いで貫入したことを示唆している。また本岩の貫入時には鈴鹿花崗岩が既に固結状態にあったことを意味している。

谷尻谷斑状花崗岩は、岩相変化に富んでおり、とりわけ斑晶量・斑晶粒径・石基粒度の変化が著しい(第38図、図版I)。斑晶量は約30-90容量%の範囲で変化し(第38図)、斑晶量の増加とともに斑晶粒径及び石基粒度も増大する。斑晶に乏しい岩相は一般に黒雲母石英斑岩よりなり、斑晶量の増加につれ黒雲母花崗斑岩、斑状角閃石含有黒雲母花崗岩となる。

石英斑岩及び斑晶に乏しい花崗斑岩は、小規模岩脈もしくは岩株状岩体の周縁相として見いだされる。石英斑岩から花崗斑岩更に斑状花崗岩への岩相変化はふつう連続的であるが、ジュルミチ谷(標高760 m)やその北側の沢(通称ウソグラ谷、標高750 m)など数地点では、相対的に斑晶の乏しい花崗斑岩と斑晶に富む花崗斑岩とが明瞭な境界で接することがある。しかし一方が他方の構造や構成鉱物を切るような貫入面は観察されず、また熱変成作用を受けた形跡はいずれの岩相にも認められない。

斑状花崗岩は、カリ長石(長径5-30 mm)・石英(長径2-6 mm)・斜長石(長径2-15 mm)の半自形-自形を示す斑状結晶を多量に含み、極めて少量の細粒等粒状結晶(長石・石英)がこれら斑状結晶の間を埋めている。肉眼では鈴鹿花崗岩(弱斑状岩相・斑状岩相)と識別困難なときがある。しかし、1)石英は、両錐形の高型石英として晶出したことを思わせる丸味を帯びた形態を示し、2)黒雲母は、単独自形で集合体をつくらない、3)斑状結晶間には少量の細粒結晶が充填されていることから識別可能である。斑状

13) 一部はネットワーク状に花崗岩を貫く。

14) 小規模なため地質図上では省略してある。

花崗岩は岩株状岩体のより中央部に露出するが、風越谷から神崎川発電所にかけての岩体では、岩体周辺近くまで本岩相が占めている。斑状花崗岩は少量の角閃石を含むことがある。

全岩相を通じて斑晶は弱い定向配列を示すことが多い。暗色包有岩や有色鉱物の集合体は観察されない。

岩石組織が大きく変化するという点で、本岩は犬上花崗斑岩と類似するが、犬上花崗斑岩のように斑晶量の増加に伴い、斜長石に富んで花崗閃緑岩質に近づく傾向は顕著でなく、全岩相を通じてよりカリ長石に富んでいる(第38図, 図版 I)。

以下、代表的標本について記載する。

黒雲母花崗斑岩：永源寺町神崎川河床，標高520m (GZ35, GSJ R44598) 図版 I-1参照

火砕岩脈とともに鈴鹿花崗岩に貫入する岩脈の一部である。淡灰色緻密な石英基中に5mm以内の斑晶が約40容量%含まれる。

斑晶：構成鉱物の量比は、カリ長石>石英>斜長石>黒雲母で、色指数は1。副成分鉱物としてジルコン・アパタイトを含む。石英(長径1-4mm)は半自形-他形を示し、さまざまな程度に融食されている。微細包有物が多いほか、自形の黒雲母や他形の白雲母を包有することがある。カリ長石(長径1-5mm)は半自形-他形を示す。割れ目に沿って変質を受け粘土鉱物を生じ、汚濁化している。未変質部は清澄でパーサイト構造は認められない。斜長石は変質により汚濁が著しい。弱い累帯構造が観察される。黒雲母(長径0.5-2mm)は半自形をなし、多色性はX=淡黄色、Y≒Z=褐色を示す。部分的に緑泥石化している。ジルコン・アパタイトを包有する。

石基：0.05-0.5mmの粒度の石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなる細粒花崗岩状組織を示す。

角閃石含有黒雲母花崗斑岩：永源寺町神崎川支流ジュルミチ谷，標高795m (GZ386, GSJ R44602) 図版 I-2参照。

淡灰色でゴマ塩状を示す石英基中に、清澄で一部白濁したカリ長石、灰色を示す石英、清澄な斜長石、黒雲母などが含まれる。全岩に占める斑晶の割合は約45容量%。

斑晶：構成鉱物の量比は石英>カリ長石>斜長石>黒雲母>角閃石の順で、色指数は4。副成分鉱物としてジルコン・アパタイトを含む。カリ長石(長径1-10mm)は半自形-他形で一部変質汚濁して粘土鉱物を生じているが、大部分清澄である。パーサイト構造は観察されない。弱い反復累帯構造を示すことがある。石英(長径1-5mm)は他形で、しばしば破片状の形態を示す。斜長石(長径1-10mm)は半自形-他形で、石英と同じくしばしば破片状を示す。弱い反復累帯構造を示し、組成はオリゴクレーズである。黒雲母(長径0.2-2mm)は半自形-他形をなす。多色性はX=淡黄色、Y≒Z=暗褐色で吸収大。アパタイトをしばしば包有する。一部緑泥石化している。このほか、少量の角閃石(長径0.2-0.8mm)が含まれる。軸色(Z)は緑色を示し、数個の結晶が集合して集合体をなしている。

石基：0.02-0.1mm粒度の長石・石英・黒雲母が細粒花崗岩状組織を示す。やや粒度がふぞろいである。

斑状黒雲母花崗岩：永源寺町神崎川支流風越谷，標高540m (GZ363, GSJ R44599) 図版 I-4参照。

斑晶量が全岩の85容量%を超えるため露頭や手標本では石基があることを確認することは困難で、見掛け上鈴鹿花崗岩の粗粒斑状相に類似している(本文参照)。手標本でややピンク色を帯びたカリ長石を含む。石英斑晶は淡灰色を呈する。

斑状結晶：構成鉱物の量比は、カリ長石>石英>斜長石>黒雲母で色指数は3。副成分鉱物として鉄鉱物

・ジルコン・アパタイト・褐れん石を含む。カリ長石(長径2-30 mm)は、半自形-他形を示し、大部分は清澄であるが、一部粘土化により汚濁している。鏡下ではパーサイト構造は認められない。極めて弱い累帯構造を示すことがある。石英(長径1-8 mm)は他形で粒状を示す。斜長石(長径2-10 mm)は半自形短柱状をなし、反復累帯構造を示す。オリゴグレース-アンデシン組成よりなる。変質によりコアの一部に絹雲母を生じている。黒雲母(長径0.2-2 mm)は半自形-他形をなす。多色性はX=淡黄色、Y≒Z=褐色で、しばしば褐れん石・アパタイト・ジルコンを包有する。

石基：粒度0.2mm前後の石英・カリ長石・斜長石が斑晶の間隙を充填している。

## V. 6 花崗岩類の化学組成

従来鈴鹿花崗岩について報告された化学分析値は少なく、わずかに宮村ほか(1981)の亀山図幅地域内の2試料に限られていたが、最近周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(投稿中)により本図幅地域内の鈴鹿花崗岩(5試料)と風越谷花崗斑岩、谷尻谷斑状花崗岩の各々1試料について報告された。ここではこれら既存の報告に基づいて記述する。

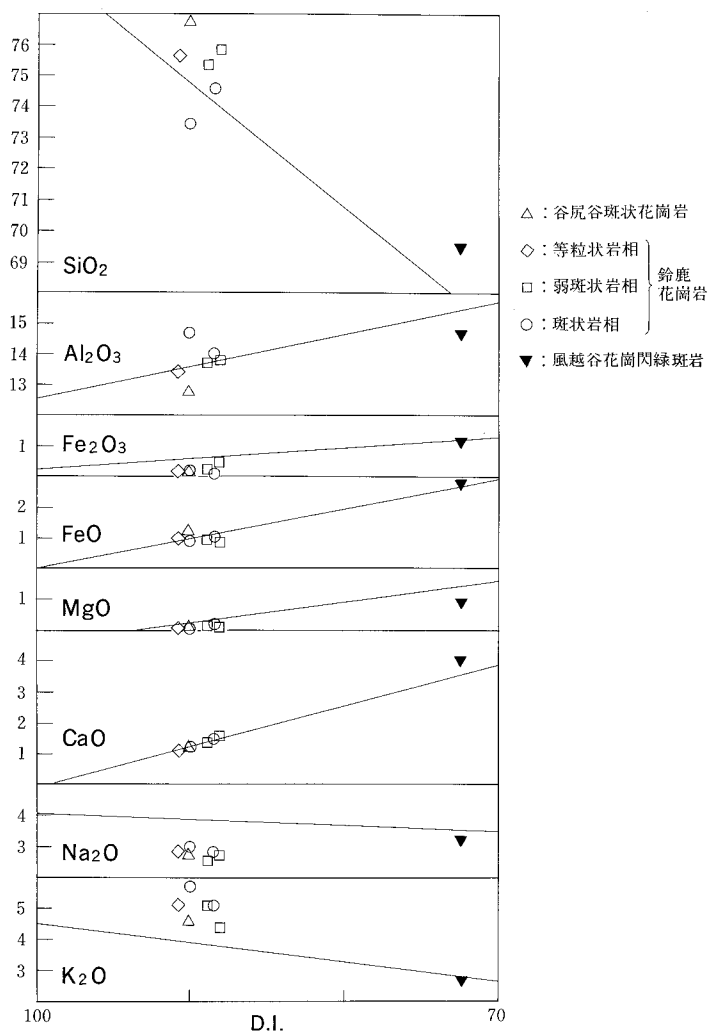
第7表 御在所山図幅地域の花崗岩類の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	73.42	74.54	75.82	75.30	75.60	76.75	69.44
TiO ₂	0.04	0.07	0.07	0.05	0.03	0.07	0.43
Al ₂ O ₃	14.65	13.97	13.78	13.68	13.38	12.73	14.63
Fe ₂ O ₃	0.19	0.06	0.43	0.22	0.13	0.14	1.12
FeO	0.86	1.00	0.82	0.89	0.94	1.21	2.78
MnO	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01	0.07
MgO	0.01	0.13	0.08	0.09	0.04	0.07	0.88
CaO	1.19	1.46	1.56	1.37	1.04	1.12	4.02
Na ₂ O	2.97	2.80	2.66	2.50	2.80	2.69	3.20
K ₂ O	5.70	5.05	4.34	5.05	5.11	4.56	2.62
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.13
Total	99.06	99.10	99.63	99.21	99.12	99.37	99.32
CIPW Norms							
Q	31.14	34.84	39.84	37.80	36.78	40.28	29.86
C	1.44	1.24	1.94	1.68	1.39	1.37	—
or	33.68	29.84	25.66	29.84	30.17	26.94	15.48
ab	25.12	23.71	22.50	21.14	23.71	22.76	27.06
an	5.90	7.23	7.57	6.62	5.06	5.48	17.86
wo	—	—	—	—	—	—	0.56
en	0.02	0.32	0.20	0.22	0.10	0.17	2.19
fs	1.40	1.68	1.11	1.42	1.62	1.99	3.60
mt	0.28	0.09	0.63	0.32	0.19	0.21	1.62
il	0.08	0.14	0.14	0.09	0.06	0.14	0.82
ap	0.03	0.03	0.07	0.07	0.03	0.03	0.30
D.I.	89.94	88.39	88.00	88.78	90.66	89.98	72.40

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(投稿中)による。分析法はFeOが滴定法であるほかは、蛍光X線分析による。

分析者：中野聰志(蛍光X線)、香掛俊夫(FeO)

1-5：鈴鹿花崗岩，6：谷尻谷斑状花崗岩，7：風越谷花崗閃緑岩



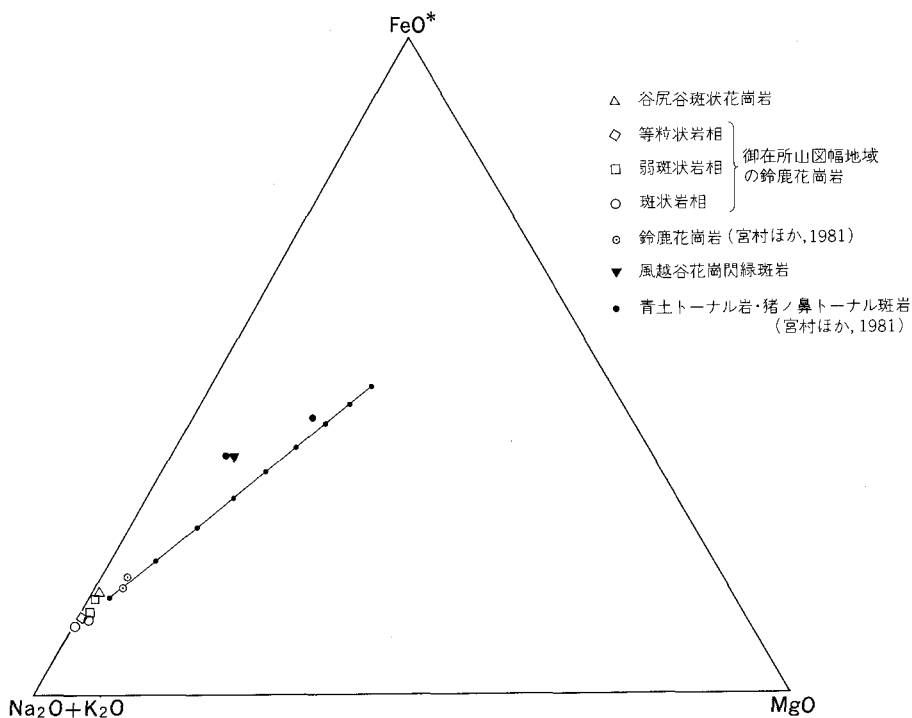
第46図 御在所山図幅地域の貫入岩類の酸化物-ノルム図. 細い実線は ARAMAKI *et al.* (1972) による日本の花崗岩類の平均的な変化トレンド(第47図の小さい黒丸を結んだ実線も同じ).

第7表に本図幅地域内の花崗岩類の主成分分析値を示し、第46図にプロットした。また、これを上述の周辺地域の分析値とともに第47図にプロットした。宮村ほか(1981)による猪ノ鼻トーナ^{あおづち}ル斑岩と青土トーナ^{あおづち}ル岩についてのそれぞれ1試料ずつの分析値も併せて示した。

鈴鹿花崗岩は  $\text{SiO}_2$  : 73-76%の範囲にあり、日本の花崗岩質岩石の平均的組成変化 (ARAMAKI *et al.*, 1972) と比較すると、 $\text{K}_2\text{O}$  に富み  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$  に乏しい。

^{かざこしだに} 風越谷花崗閃緑岩・猪ノ鼻トーナ^{あおづち}ル斑岩及び青土トーナ^{あおづち}ル岩は、 $\text{SiO}_2$  : 67-70%の範囲にあり、アルカリ・ $\text{MgO}$  にやや乏しく、 $\text{CaO}$  に富む傾向を示す。三村ほか(1976)により報告されている犬上花崗斑岩 ( $\text{SiO}_2$  : 72-74%) より、やや苦鉄質な組成を示す。

谷尻谷斑状花崗岩は、1試料であるが鈴鹿花崗岩の組成変化曲線上にプロットされ、やや  $\text{SiO}_2$  に富



第47図 御在所山図幅地域と周辺地域の貫入岩類の  $MgO-FeO^*-(Na_2O+K_2O)$  図  
 $FeO^*$  は全鉄を  $FeO$  に換算した値

み  $Al_2O_3$  に乏しい点を除けばほぼ類似した組成であることを示している。

以上、当地域の花崗岩類は  $MgO$  に乏しいという共通点を示す。このため  $MgO/FeO^{*15)}$  比は低く第47図ではソレーアイト的な変化傾向を示す。こうした化学組成上の特徴—とりわけ  $MgO$  に乏しく  $K_2O$  に富む鈴鹿花崗岩は、中部地方におけるステージ II (90–65 Ma) の火成活動 (原山ほか, 1985) と類似した性質を示している。

なお、周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (投稿中) によれば、琵琶湖南部を取り囲む比良・比叡・田上・鈴鹿の各岩体の中では、鈴鹿花崗岩が最もノルム Or 成分に富んでいる。

## V. 7 花崗岩類の年代測定値と火成活動史

ここでは、鈴鹿花崗岩を初めとする花崗岩類の年代測定値について述べ、更に湖東流紋岩類を含めた本図幅地域内の火成活動史の総括を行う。

### V. 7. 1 花崗岩類の年代測定値

**鈴鹿花崗岩**の年代値は、K-Ar 法により計 5 試料 (ALDRICH *et al.*, 1962; 河野・植田, 1966; 宮村ほか, 1981; 沢田・板谷, 1988), Rb-Sr 法 (鉱物) により 3 試料 (早瀬・石坂, 1967) について報告されて

15)  $FeO^*$ : 全鉄を  $FeO$  に換算した値。

いる。これらの測定値は測定者や測定方法による不一致が著しいため、今回これを再検討する目的で K-Ar 法では最も閉鎖温度の高い(510±25°C)角閃石を用いて測定を行った。以上の年代値を第 8 表にまとめて示す。なお、沢田・板谷はその後同一試料について再測定をしており、ここではその値(沢田・板谷、投稿準備中)を示す

従来行われた鈴鹿花崗岩とそのペグマタイト中の黒雲母・白雲母の K-Ar 年代は約73-59 Ma と大きな範囲を示している。試料の変質の有無や最近の著しい測定技術の進歩を考慮すると、雲母の K-Ar 年代としては弱斑状岩相中の黒雲母についての測定値(72.5±3.7 Ma ; 沢田・板谷、投稿準備中)が最も信頼できると判断できる。しかし、ペグマタイト中の白雲母・カリ長石の Rb-Sr 鉱物年代は 86-77 Ma を示しており、両者の間には測定誤差を超えた違いがある。

今回得られた角閃石の K-Ar 年代値は78.3±3.9 Ma を示しており、菰野町湯の山付近のペグマタイト中より得られた白雲母及びカリ長石の Rb-Sr 年代77-76 Ma(早瀬・石坂, 1967)と良い一致を示している。角閃石試料は本図幅地域内の鈴鹿花崗岩分布域の南東部、朝明川流域の粗粒斑状岩相から分離されており、付近には後から貫入した火成岩は分布していない。一般に外部からの熱流入のない系では高温時ほど冷却速度が大きい。固結定置年代を花崗岩のソリダス温度(680-700°C)とすると、定置後角閃石の閉鎖温度(約500°C)までの約200°Cの冷却に要する時間は、更にそれから黒雲母の閉鎖温度(約300°C)まで約200°C降下するのに要する時間より短期間であったと推定できる。以上の理由から、鈴鹿花崗岩が固結定置した年代は、今回得られた角閃石の K-Ar 年代78.3 Ma に、沢田・板谷(投稿準備中)の測定した黒雲母年代との差(5.8 Ma)を加えた年代(84 Ma)を下回り、80 Ma をわずかに超えると推定できる。

**風越谷花崗閃緑斑岩**については、72.1±3.6 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が得られている(沢田・板谷、投稿準備中)。本岩の周囲には後に貫入した谷尻谷斑状花崗岩・鈴鹿花崗岩が近接して分布しており、それらによる熱的影響を受けた可能性が大きい。黒雲母 K-Ar 年代は熱変成を受けた後の冷却時期を示すと推定できる。

**谷尻谷斑状花崗岩**については、沢田・板谷(投稿準備中)により黒雲母 K-Ar 年代 2 個が測定されている¹⁶⁾。2 試料はともに約72 Ma を示し、良い一致を示す。K-Ar 系における黒雲母の閉鎖温度を考慮すると、本岩の定置年代はこの値よりも若くならないと推定できる。

## V. 7. 2 本図幅地域の火成活動史

ここでは、本図幅地域を中心として分布する火成岩類の活動史についてまとめる。火成岩相互の関係とそれぞれの推定活動時期は第48図に示した。

湖東流紋岩類は新旧 2 つの活動期に区分され、旧期(湖東流紋岩 I)の活動は少なくとも76 Ma より古い。旧期の火山岩類と鈴鹿花崗岩との直接関係は不明であるが、鈴鹿花崗岩の予想定置年代(約80 Ma)を考慮すると、両者はほぼ同時期の一連の火成活動であった可能性が強い。日野町小野南方に分布する未区分溶結凝灰岩は花崗岩により熱変成を受けているが、これがそれぞれ湖東流紋岩類の旧期と鈴鹿花

16) 沢田・板谷(1988)は、2 試料のうち 1 試料を鈴鹿花崗岩としているが、採取地点から本報告の谷尻谷斑状花崗岩に相当していると判断した。



第8表 御在所山図幅地域の花崗岩類の年代測定値

K-Ar 法

No.	岩体名	試料番号	産地	岩石	試料	K(%)	$^{40}\text{Ar rad}$ ( $10^{-5}$ ml STP/g)	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)	年代(注1) (Ma)
⑳	鈴鹿花崗岩	GZ233	菰野町朝明川	粗粒斑状角閃石含有黒雲母 花崗岩	角閃石	0.71 0.73	0.222 0.226	64.6 50.2	78.3±3.9 ¹⁾
22	〃	G-306	菰野町湯の山	同上	黒雲母	5.71	—	97.2	
㉑	〃	SZ-Gr1	永源寺町神崎川	弱斑状黒雲母花崗岩	黒雲母	6.54±0.33	1.8776±0.0227	97.3	72.5±3.7 ³⁾
㉒	風越谷花崗閃緑斑岩	SZ-Gdp1	〃 風越谷	角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩	黒雲母	7.01±0.35	1.9997±0.0241	96.7	72.1±3.6 ³⁾
㉓	谷尻谷斑状花崗岩	KZ-Gr1	〃 〃	角閃石含有黒雲母斑状花崗岩	黒雲母	6.39±0.32	1.8120±0.0220	95.9	71.6±3.6 ³⁾
㉔	〃	SZ-Gp1	〃 〃	黒雲母花崗斑岩	黒雲母	6.77±0.34	1.9341±0.0120	97.2	72.1±3.6 ³⁾

Rb-Sr 法

No.	岩体名	試料番号	産地	岩石	試料	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	年代(Ma) (注3)
27	鈴鹿花崗岩	Peg117	大安町石樽	ペグマタイト	白雲母	1298	6.65	613.8	1.458	86 ⁴⁾
28	〃	Peg107	菰野町	ペグマタイト	白雲母	2196	2.20	4231	5.254	76 ⁴⁾
29	〃	Peg107	同上	同上	カリ長石	1394	8.82	487.1	1.242	77 ⁴⁾

(注1)  $^{40}\text{K}\lambda\beta=4.962\times 10^{-10}/\text{y}$ ,  $\lambda e=0.581\times 10^{-10}/\text{y}$ .

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

(注2) 原著での値は65 Ma. 新しい壊変定数(注1)で再計算してある

(注3)  $^{87}\text{Rb}\lambda=1.42\times 10^{-11}/\text{y}$ による再計算値を示してある.

出典 1) 本報告(測定: Teledyne Isotopes, USA)

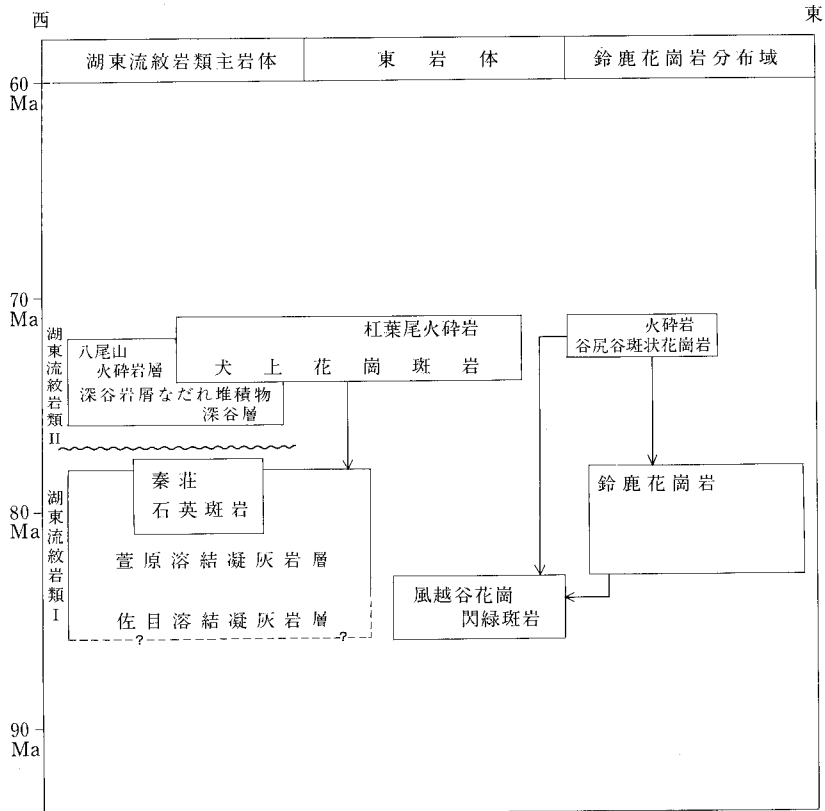
2) 河野・植田(1966)

3) 沢田・板谷(投稿準備中)

4) 早瀬・石坂(1967)

番号は第5表からの通し番号となっている。○で囲んだ番号の試料は採取地点と番号を地質図上に記入してある。

㉑: 粗粒斑状角閃石含有黒雲母花崗岩, 菰野町朝明川 (GSJ R44595)



第48図 御在所山図幅地域とその周辺における火成岩類の相互関係と推定活動時期  
年代の単位(Ma)は100万年。波線は不整合関係を示す。

崗岩に対比されるとすると、旧期の火山活動の一部は鈴鹿花崗岩に先行したことになる。湖東流紋岩類の旧期活動は外側弧状岩脈によって外縁を画される半径約17 kmのコールドロンを形成した。ただし、弧状岩脈自身は、この時点で貫入していない。

風越谷花崗閃緑斑岩の貫入時期は確定できないが、鈴鹿花崗岩の貫入に先行しており、湖東流紋岩類の旧期の活動と同時期かやや先行していた可能性がある。

湖東流紋岩類の新期(湖東流紋岩II)の活動は、約76-72 Maの間に生じており、これは鈴鹿花崗岩の定置後の活動に当たる。新期の火山活動期には内側弧状岩脈によって画されるコールドロン(半径約11 km)が形成され、更にコールドロンの縁などの断裂に沿って犬上花崗斑岩と杠葉尾火砕岩が貫入した。一方、既に固結状態にあった鈴鹿花崗岩に圧砕作用が与えられて断裂が生じた。この断裂に沿って谷尻谷斑状花崗岩が岩脈や岩株として貫入してきた。岩脈には火砕岩脈が伴われており、その一部は地表に噴出したであろう。犬上花崗斑岩と谷尻谷斑状花崗岩の前後関係は不明であるが、両者はともに本図幅地域の一連の火成活動の末期に生じた活動として位置づけられる。

以上述べてきたように本図幅地域の火成活動は少なくとも80 Ma前後には始まっており、ほぼ70 Ma前後には終了していた。この間、火山活動と貫入岩類の活動は相前後して生じており、岩石的な性質の大きな変化は認められない。このことは本図幅地域の火山活動と深成活動が時空間を共有する複合した

活動であったことを強く示している。なお、火成活動の終息後も長期にわたり熱水活動が継続しており (IV.11参照) 完全な冷却までは更に10-15Maの期間を要している。

## VI. 岩 脈 (P)

御池川上流や紅葉尾北方には中・古生界に貫入する小規模な岩脈が見いだされた。いずれも暗緑灰色-暗灰色石基中に斜長石・単斜輝石・斜方輝石(緑泥石などに変化)の斑晶を含む閃緑斑岩質の岩石よりなる。少量の融食された石英を含むことがある。貫入時期については不明であるが、本図幅地域には類似した岩質の火成岩類がほかに見いだされないので、ここでは別のものとして扱う。

## VII. 新 生 界

### VII. 1 千 種 層

千種層ちくさは、松井(1943)によって発見命名された地層である。その後、秦(1967)は新しい千種層の露頭を、約20か所追加報告した。また最近、吉田(1987b)は千種層の岩相層序区分を報告し、下位から一連整合の朝明川砂岩泥岩層・杉谷川泥岩層・尾高高原砂岩層に区分した(第9表)。そして、後二者の部層から産出する浮遊性有孔虫化石を同定し、千種層がBlow(1969)のN.7-N.8に対比できること、つまり千種層の地質年代が中新世前期末-中期初頭に当たることを示した(第55図参照)。

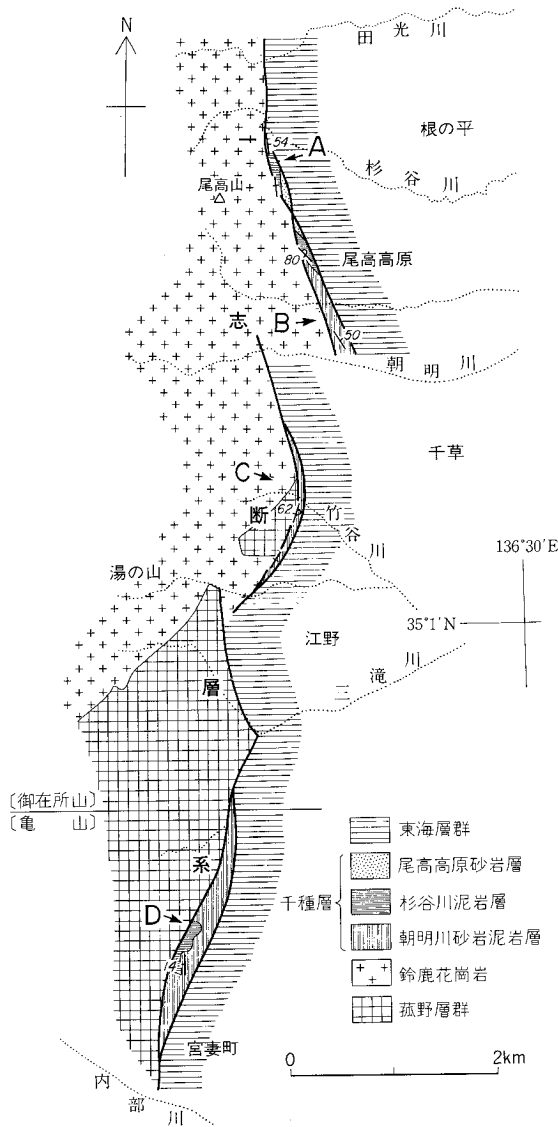
以下では、主に吉田(1987b)に基づき、千種層について述べる。第49図に本層の地質図を、第50図に地質柱状図を、第51図に地質柱状図作成地点図を示す。

#### VII. 1. 1 岩相層序

朝明川砂岩泥岩層あさけがわ(ca) 尾高高原から南方に分布する。下限は断層によって断たれる。露出する部分の厚さは約100 mである。砂岩層と泥岩層からなる。砂岩層は細粒砂岩-含細礫極粗粒砂岩から、泥岩層は泥岩-砂質泥岩から構成される。泥岩の多くは珪質又は凝灰質である。

地質年代	層 序 区 分	
完新世	沖 積 層	
更新世	段丘堆積物	
更新世- 鮮新世	東海層群	
中新世	千 種 層	尾高高原砂岩層
		杉谷川泥岩層
		朝明川砂岩泥岩層
先中新世	鈴鹿花崗岩, 中・古生層	

第9表 千種層の層序区分表 吉田(1987b)



第49図 千種層の地質図(吉田, 1987b)  
 図中のA-Dは第50図のA-Dに対応する

集が産する。Cyclina-Vicarya 群集は、Cyclina japonica と Vicarya yokoyamai の両種に加え、Clementia sp. や Hiattula minoensis を含む。Neilonella-Periploma 群集は、Neilonella isensis, Ennucula sp., Pinctada ogawai, Conchocele sp., Macoma optiva, Cardiomya mitsuganoensis, Machaeroplax mitsuganoensis, Orectospira ichishiensis, Tectonatica ichishiana, Chlanidota mitsuganoensis, Propobela mitsuganoensis, Riuguhdrillia oyamae, Microglyphis mitsuganoensis からなる。中部の杉谷川泥岩層からは、Neilonella-Periploma 群集と浮遊性腹足類の Vaginella depressa が産する。本層の Neilonella-Periploma 群集は、Lucinoma acutilineatum, Macoma optiva, Periploma mitsuganoensis を含む。上部の尾高高原砂岩層からは、貝化石はこれまで報告されていない。

浮遊性有孔虫化石：下部の朝明川砂岩泥岩層からは産出しないが、中上部の杉谷川泥岩層と尾高高原

すぎたにがわ

**杉谷川泥岩層 (cs)** 尾高高原付近に分布する。厚さは約80 mである。すべて泥岩層からなる。泥岩は、黒灰色-灰色、無層理均質であり、露頭では鱗片状又はブロック状に割れやすい(第52図)。

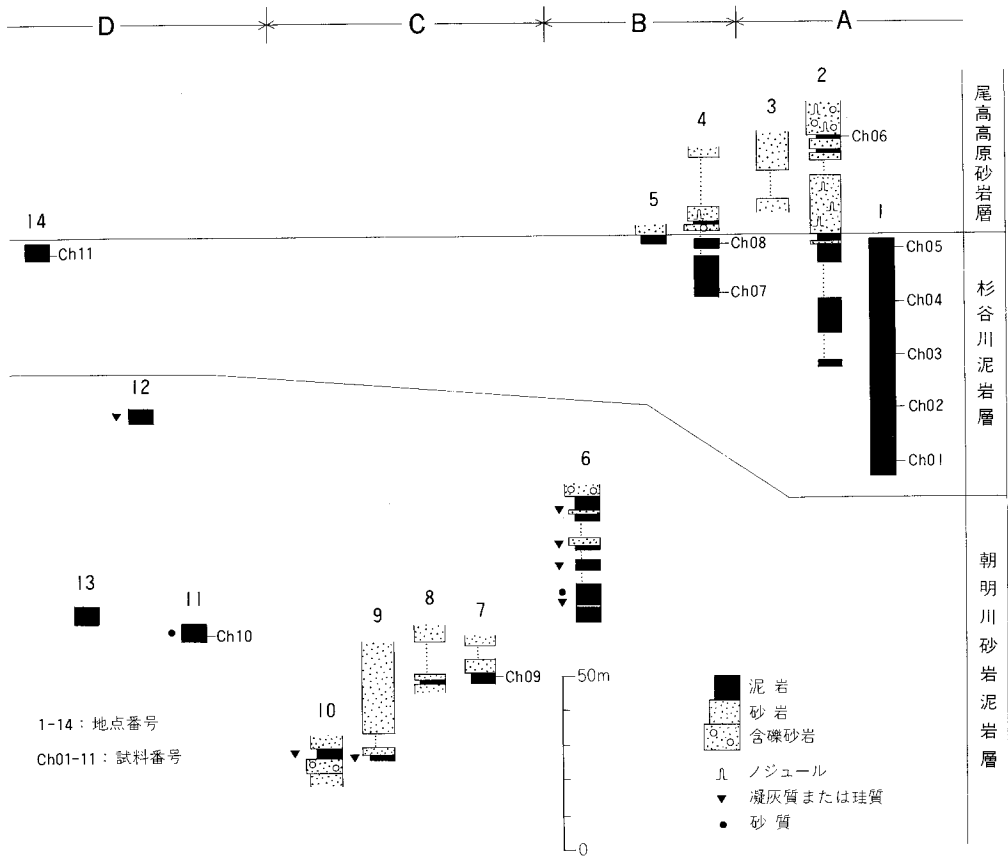
**尾高高原砂岩層 (co)** 尾高高原付近に分布する。上限は断層によって断たれる。確認できる層厚は約40 mである。大部分が砂岩層からなり、一部の層準に厚さ1 m以下の泥岩層を挟む。本層の下部は中粒-細粒砂岩から、上部は細礫を含む粗粒砂岩-中粒砂岩からなる。中部と下部は、石灰質団塊を多数含む(第52図)。

## VII. 1. 2 化石

千種層から産出する化石のうち、貝化石は秦(1967)とSHIBATA(1977, 1978)、浮遊性有孔虫化石は吉田(1987b)の報告がある。

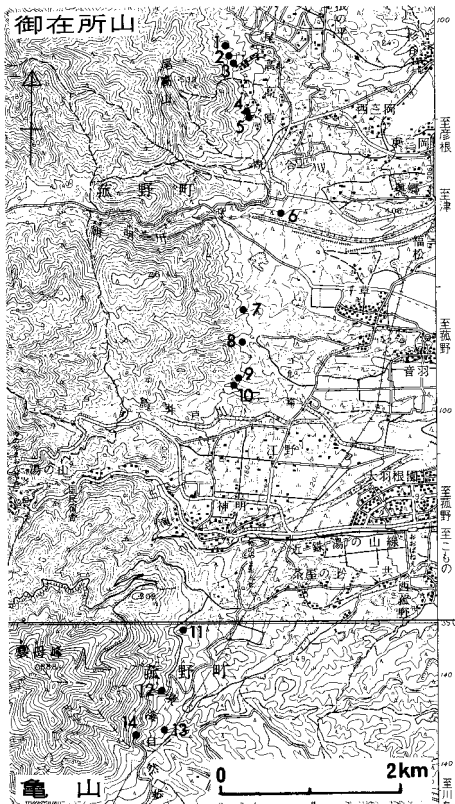
貝化石：第53図にSHIBATA(1977, 1978)が報告した貝化石群集の産出層準を示す。ただし貝化石群集の産出層準は、吉田(1987b)の岩相層序に基づく。

下部の朝明川砂岩泥岩層からは、Cyclina-Vicarya, Nipponomarcia, Phacosoma kawagensis, Patinopecten dichibuensis mitsuganoensis, Saccella, Neilonella-Periploma の各群



第50図 千種層の地質柱状図(吉田, 1987b)

図中のA-Dは第49図のA-Dに、1-14の番号は第51図の番号にそれぞれ対応する。



第51図 千種層の地質柱状図作成地点図

図中の1-14の番号は、第50図の番号に対応する(国土地理院発行5万分の1地形図「御在所山」及び「亀山」の一部を使用した)。



第52図 千種層の露頭写真  
上) 杉谷川泥岩層  
下) 尾高原砂岩層に含まれる石灰質団塊  
場所はいずれも杉谷川支流(第51図の2)、ハンマーの頭部の長さは18cm.

<i>Cyclina-Vicarya</i>	●		
<i>Phacosoma kawagensis</i>	●		
<i>Nipponamarcia</i>	●		
<i>Patinopecten chichibuensis mitsuganoensis</i>	●		
<i>Saccella</i>	●		
<i>Neilonella-Periploma</i>		●	●
<i>Vaginella</i>			●
貝化石群集	朝明川砂岩泥岩層	杉谷川泥岩層	尾高原砂岩層
層序区分			

第53図 千種層産の貝化石群集の層序分布(吉田, 1987b)

第10表 千種層から産出する浮遊性有孔虫化石(吉田, 1987b). 試料番号Ch01-Ch11は第50図の試料番号に対応する.

部 層 名	杉谷川泥岩層									
	地点 1					地点 2	地点 4		地点 14	
	Ch01	Ch02	Ch03	Ch04	Ch05	Ch06	Ch07	Ch08	Ch11	
<i>Globigerina angustumbricata</i> BOLLI	⊙	●	●	●	⊙	⊙	●	○		
<i>Globigerina druryi</i> AKERS	+	○		+		○	+	○		
<i>Globigerina falconensis</i> BLOW	○	○	○	⊙	⊙	⊙	⊙	●		
<i>Globigerina foliata</i> BOLLI	○		○	○	○	⊙		+	■	
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> BLOW	●	●	●	●	●	●	●	○	■	
<i>Globigerina praebulloides pseudociperoensis</i> BLOW	⊙	○	○	●	+	⊙	○	○	■	
<i>Globigerina woodi</i> JENKINS	●		●	●	●	●	⊙	●	■	
<i>Globigerinoides japonicus</i> SAITO and MAIYA	+	+			○	+	+	+		
<i>Globigerinoides obliquus</i> BOLLI	○		○	○	+			○		
<i>Globigerinoides quadrilobatus immaturus</i> LEROY	○	○	○	○	○	○	+	+	■	
<i>Globigerinoides quadrilobatus sacculifer</i> (BRADY)	+		+	○	○	+		○	■	
<i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i> (REUSS)	+	⊙	○	○	⊙	○	○	○	■	
<i>Globigerinoides sicanus</i> DE STEFANI	○	⊙	○	○	○	○	+	+	■	
<i>Globigerinoides subquadratus</i> BRÖNNIMANN	+	⊙	○	+	○	+	○			
<i>Praeorbulina glomerata</i> (BLOW)					+			+	■	
<i>Praeorbulina transitória</i> (BLOW)			+	+	+	○		+	■	
<i>Globorotalia birnageae</i> BLOW				+				+		
<i>Globorotalia mayeri</i> CUSHMAN and ELLISOR	⊙									
<i>Globorotalia obesa</i> BOLLI	+		+		+		+		■	
<i>Globorotalia peripheroronda</i> BLOW and BANNER						+				
<i>Globorotalia quinifalcata</i> SAITO and MAIYA	+						○			
<i>Globorotalia scitula praescitula</i> BLOW	○		○	○	+	○	⊙	+	■	
<i>Globorotalia semivera</i> (HORNIBROOK)			○	○		+			■	
<i>Neogloboquadrina continuosa</i> (BLOW)	○	⊙	○	+	○	+	○	○	■	
<i>Globoquadrina altispira</i> (CUSHMAN and JARVIS)	+		+	○		+	+		■	
<i>Globoquadrina baroemoenensis</i> (LEROY)						+	+	+		
<i>Globoquadrina dehiscens</i> (CHAPMAN, PARR and COLLINS)			+			+	+	+		
<i>Globoquadrina venezuelana</i> (HEDBERG)			+	○	○	+	○	+	■	
<i>Globigerinita glutinata</i> (EGGER)	+	⊙	⊙	○	○	●	●	●		
<i>Globigerinella praesiphonifera</i> (BLOW)					+		+			
<i>Globorotaloides suteri</i> BOLLI	+	⊙	○	○	○	○	○			
<i>Prospiraoidinella disjuncta</i> (FINLAY)	○	⊙	⊙	○	○	●	○	●		

+≧1% 1<○≦5% 5<⊙≦10% 10%<● ■: occurrence

砂岩層からは、第10表に示す浮遊性有孔虫化石が産する(吉田, 1987b)。第10表の種類のうち、*Globigerina praebulloides praebulloides* と *Globigerina woodi* が両層を通じて多産する。

その他の化石: フジツボ・多毛類・ウミユリ・カニ・サンゴなどの化石が産出する(秦, 1967)。浮遊性有孔虫化石以外の微化石としては、底生有孔虫・貝形虫化石の含有が認められる。

### VII. 1. 3 堆積環境

吉田(1987b)は、千種層の貝化石群集の産出層準や浮遊性有孔虫化石の産出状況、また各部層間の岩相変化から、堆積環境の変化を次のように推定した。

朝明川砂岩泥岩層堆積期: 潮間帯を含むような内湾から浅海域といった浅い環境。

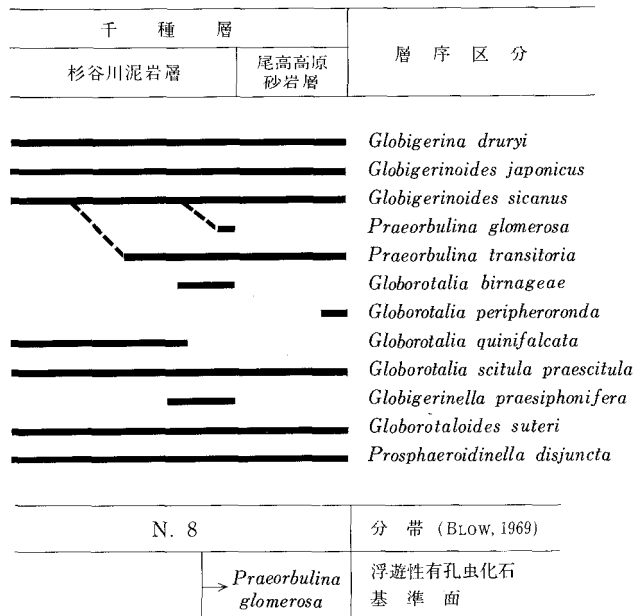
杉谷川泥岩層堆積期: 水深200 m 以深のより開けた海域になった海進期。この時期、熱帯-亜熱帯性動物群を伴う外洋水浸入が顕著となった。

尾高高原砂岩層堆積期: 緩やかな海退期。

### VII. 1. 4 地質年代

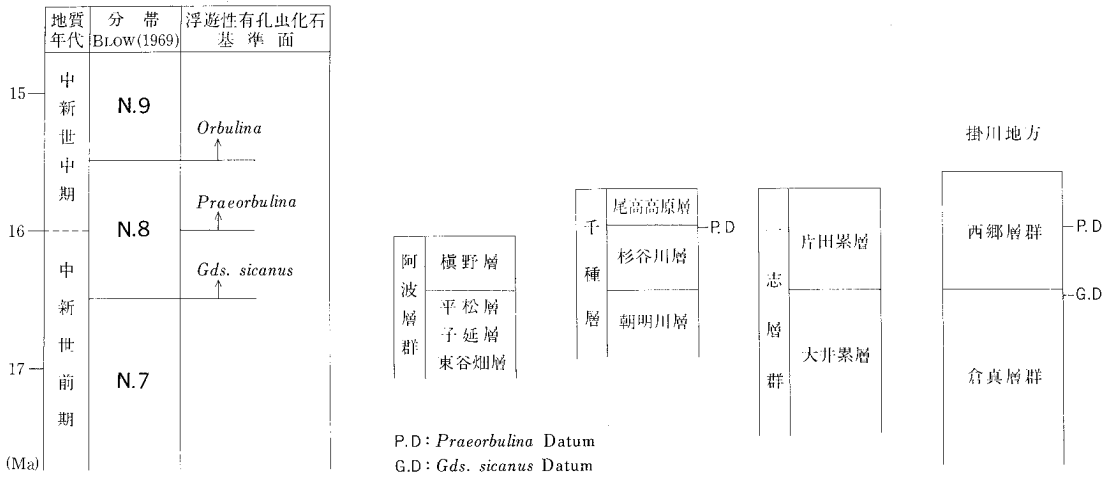
吉田(1987b)は、以下に述べるような浮遊性有孔虫化石の生層序分布(第54図)から、千種層が BLOW (1969)の N.7-N.8 帯に対比できること、すなわち千種層の地質年代が中新世前期末-中期初頭に当たることを示した(第55図)。

① 本層産の浮遊性有孔虫化石には、生存期間が N.8-N.9 帯最下部に限られる *Globigerinoides sicanus*, *Praeorbulina glomerosa*, *Praeorbulina transitoria* が含まれ、N.9 帯以降に生存期間を持つ *Orbulina* 属が認められ



第54図 千種層産の浮遊性有孔虫化石の主要種の生層序分布(吉田, 1987b)





第55図 千種層の地質年代と対比吉田 (1987b)を一部省略.

ない。

- ② したがって、中部の杉谷川泥岩層と上部の尾高高原砂岩層は N.8 帯に対比できる。
- ③ 下部の朝明川砂岩泥岩層は、倉真層群くらみに対比されることから、N.7 帯に当たる。
- ④ 杉谷川泥岩層最上部には、Praeorbulina Datum が認められる。したがって、最上部を除いた杉谷川泥岩層は N.8 帯下部、杉谷川泥岩層最上部と尾高高原砂岩層は N.8 帯上部に対比される。

### Ⅶ. 1. 5 対比

第55図に千種層と周辺地域に発達する新第三系の対比を、浮遊性有孔虫化石層序に基づいて示した(吉田, 1987b)。同図に示されるように、千種層は一志層群大井累層上部から片田累層に、静岡県掛川地方の倉真層群上部から西郷層群に対比される。

### Ⅶ. 2 鈴鹿山脈稜線の礫層

鈴鹿山脈稜線付近には、孤立した分布を示す礫層が散在する。西川ほか(1979b)は各礫層の分布を示し、分布位置ごとに仏峠礫層・綿向山礫層・相谷礫層・政所礫層・大萩礫層・渋川礫層・稲ヶ谷礫層・佐目峠礫層・宮坂峠礫層と命名した。これらの礫層のうち、仏峠礫層は南隣亀山図幅地域に分布するが、ほかはすべて本図幅地域に含まれる。地質図には、稲ヶ谷礫層を除く綿向山(wm)・相谷(ad)・政所(md)・大萩(oh)・佐目峠(sm)・宮坂峠礫層(my)の分布を示した。また今回の調査によって、根の平塚北方の稜線上にも類似の礫層が発見されたので、この礫層を金山礫層(ky)と命名して地質図に示した。なお、渋川礫層は古琵琶湖層群に属する可能性が大きいので、Ⅶ. 4の古琵琶湖層群の項目で記載する。

鈴鹿山脈稜線の孤立礫層については、分布地域ごとに西川ほか(1979b)によって詳しく記載されている。以下、西川ほか(1979b)の記載を要約すると次のようになる。

①ほとんど礫層からなるが、一部に砂層・シルト層を伴う。②層厚は、綿向山・政所・宮坂峠礫層では50 m以上に達する。③礫層は、湖東流紋岩類、花崗岩、中・古生層礫を含み、その割合は湖東流紋岩類・花崗岩礫の方が中・古生層礫よりも多い。④大きさも湖東流紋岩類・花崗岩礫の方が、中・古生層礫よりも一回り大きく、巨礫-大礫を伴う。

今回発見された金山礫層も、上述の各礫層と似た層相を示し、直径 5-30 cm の湖東流紋岩類由来の流紋岩質溶結凝灰岩と花崗斑岩の円礫からなる(第56図)。なお、露頭は確認できなかったが、八風谷から赤坂谷にかけての鈴鹿花崗岩露出地域にも、湖東流紋岩類の円礫が転石としてしばしば認められた。したがって、この付近の稜線上にも、類似の礫層の分布が想定できる。

西川ほか(1979b)は、以上述べた鈴鹿山脈稜線に点在する礫層を、古琵琶湖層群以前、海成中新統以後の堆積物とみなしている。

### VII. 3 東 海 層 群

東海層群の岩相層序は朝明川を境にして、その北方と南方で別個に設定される。

朝明川北方の東海層群を扱った従来の研究には、赤嶺(1959)、秦(1967)、松井・嶋崎(1971)、竹村



第56図 金山礫層の露頭写真(根の平峠北方約1.5kmの稜線)。ハンマーの長さは約30cm。

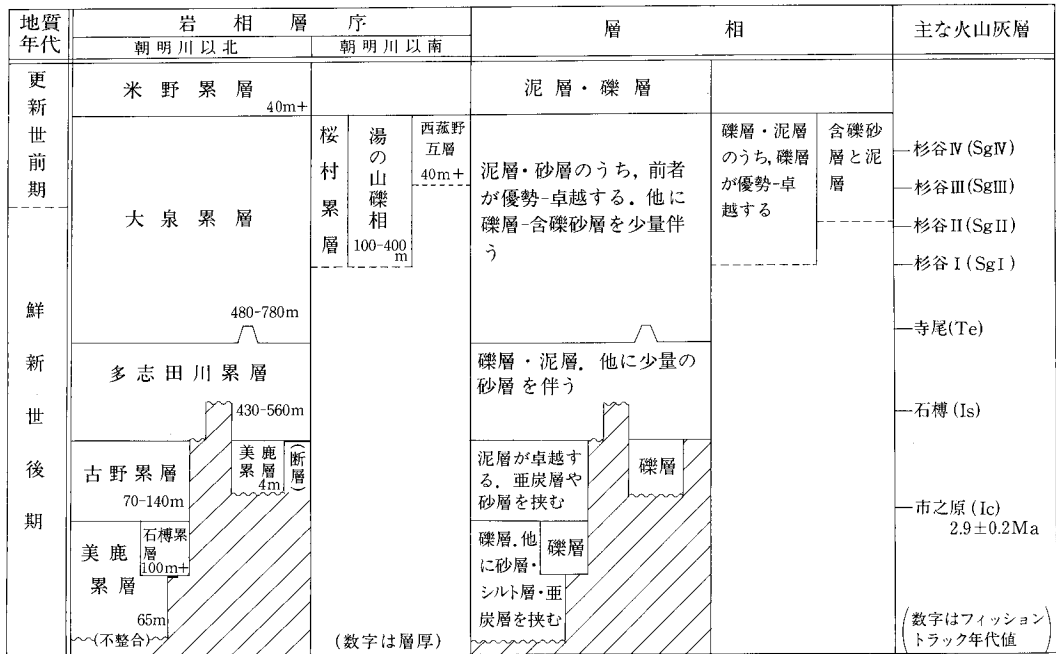
(1983), そして TAKEMURA (1985)がある. 一方, 朝明川南方の東海層群は, 松井(1943), 赤嶺(1959), 秦(1967), 宮村ほか(1981), 竹村(1983), 吉田(1984), そして TAKEMURA (1985)によって研究された. 以下, 本報告では, 朝明川北方の東海層群は吉田(投稿中), 朝明川南方の東海層群は宮村ほか(1981)と吉田(投稿中)に基づいて記述する. 第57図に, 本図幅地域の東海層群の岩相層序・層相・主な火山灰層を示す.

朝明川北方の東海層群は, 下位から一連整合の**びろく いしぐれ この**美鹿・石樽・古野・多志田川・大泉・米野累層に区分される. 分布中部に当たる福王山東麓では, 先新生界に不整合に載り, 福王山東麓を除く部分では, 先新生界と断層で接する. 地質構造は, 東側に上位層が重なる比較的急な同斜構造を示す. したがって, 東海層群の露出の幅は, 東西約 1-2km と狭いが, その積算層厚は約1,500m に達する.

朝明川南方の東海層群は, 南西隣四日市図幅地域において設定された桜村累層の一部に当たる. 桜村累層は, 下位から**らんび しゅくの**内山・乱飛・桜台・宿野・西菰野互層と, それらの同時異相の湯の山礫相に区分された(吉田, 1984). これらのうち, 本図幅地域には西菰野互層と湯の山礫相の一部が含まれる. 朝明川南方の東海層群は, すべて断層によって先新生界と接する. 地層の傾斜は, 湯の山ゴルフ場付近では60度前後の高角度であるが, 四日市丘陵では数度前後である.

### VII. 3. 1 美鹿累層(Tb)

松井(1943)命名記載. 東海層群が先新生界に接する付近の幾つかの層準に, 局所的に分布する. 先新



第57図 東海層群の層序・層相及び主な火山灰層  
フィッシュントラック年代値は横山ほか(1980)による.

生界に対してアパット不整合で載る(第58図)。厚さは多志田川南支流で約65 m, ほかの分布地点では4 m前後である。ほとんど大部分が礫層からなる。礫層は, 中・古生層の角礫-亜角礫と, 中・古生層起源の泥質細粒砂基質からなる。礫は密集して含まれている。礫の淘汰は極めて悪く, 不整合面付近では大礫-巨礫を含む(第58図)。ただし多志田川南支流の美鹿累層上部は, 砂・シルトの薄層や亜炭層を挟む。

### Ⅶ. 3. 2 石樽累層(Ti)

吉田(投稿中)命名記載。石樽から青川付近まで分布し, 先新生界に不整合に載る。露出する部分の厚さは, 約100 mと見積られる。亜円礫-円礫が密集した礫層からなる(第58図)。礫の淘汰は美鹿累層より良い。礫種は, 中・古生層礫のほか, 湖東流紋岩類や鈴鹿花崗岩の礫を含む。礫層には, 大礫-中礫が普通に含まれている。基質は中粒-細粒砂である。

### Ⅶ. 3. 3 古野累層(Tk)

松井(1943)命名記載。石樽南よりも北方に分布する。厚さは70-140 mである。泥層が大部分を占めるが, 砂層や礫層をまれに挟む。泥層の大部分は粘土からなるが, 若干のシルト-砂質シルトを伴う。本層は, しばしば亜炭層を挟む。

### Ⅶ. 3. 4 多志田川累層(Tt)

吉田(投稿中)命名記載。藤原町西野尻から尾高高原まで広く分布する。福王山東麓では先新生界に不整合に載る。厚さは430 mから560 mである。大部分が礫層と泥層からなる。礫層は厚さ数 m-数10 m, 成層構造が比較的発達する(第59図)。礫は, 中・古生層, 湖東流紋岩類, 鈴鹿花崗岩の円礫-亜円礫である。中礫-大礫を普通に含む。泥層の厚さも数 m-数10 mであり, 砂質シルト-粘土からなる。

### Ⅶ. 3. 5 大泉累層(To)

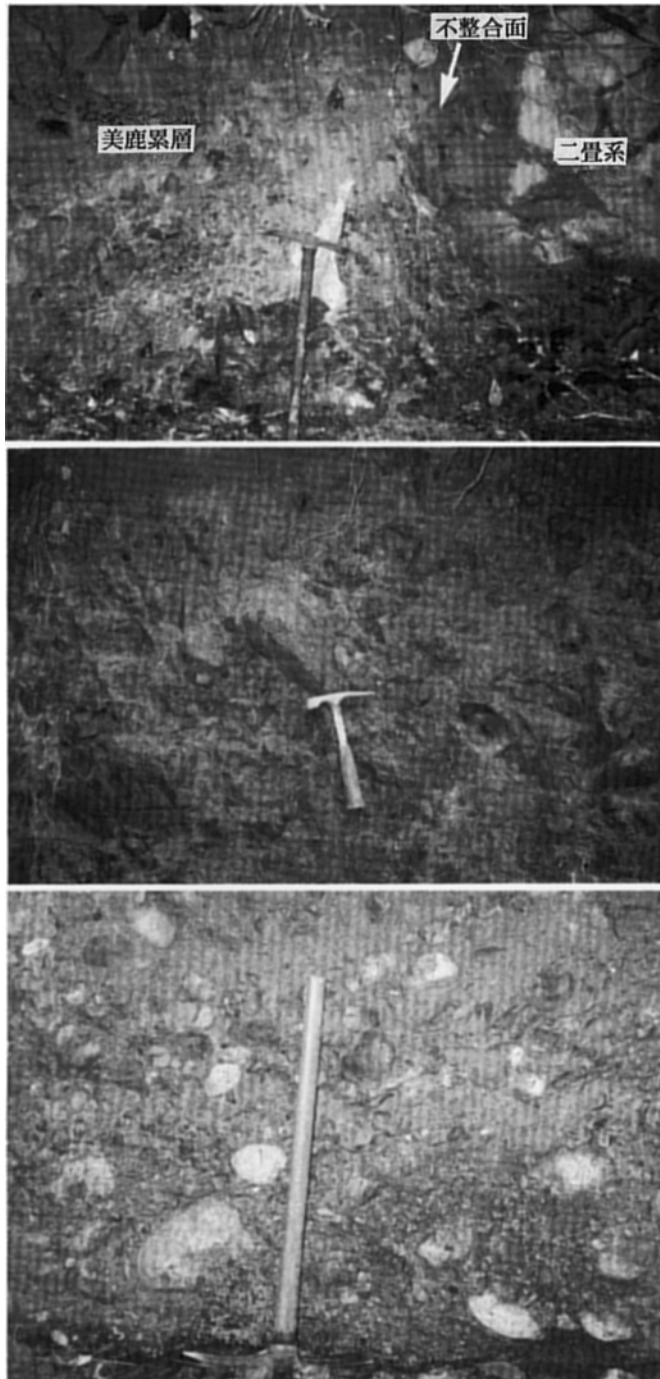
松井(1943)命名記載。西野尻から尾高高原まで広く分布する。厚さは480-780 mである。泥層と砂層からなり, 礫層-砂礫層を伴う層相を示すが(第59図), 全体に泥層の方が砂層よりもはるかに多い。泥層は厚さ数 m-数10 m, シルト及び粘土からなる。砂層は厚さ数10 cm-数 m, 含細礫極粗粒-中粒砂からなる。

### Ⅶ. 3. 6 桜村累層(Tsn, Tsy)

松井(1943)命名記載。宮村ほか(1981)再定義。朝明川南方に限って分布する。

**西菰野互層(Tsn)** 吉田(1984)命名記載。三滝川南方に限って分布する。全体の厚さは約80 mであるが, 本図幅地域には厚さ約40 mの部分が含まれる。細礫混じりの砂層と泥層からなる。

**湯の山礫相(Tsy)** 松井(1943)命名記載。宮村ほか(1981)再定義。三滝川北方の湯の山ゴルフ場付近と, 三滝川南方に露出する。厚さは湯の山ゴルフ場付近で約400 m, 三滝川南方で約140 mである。鈴鹿山脈近接部では厚い礫層から, 分布東端では厚さ数10 cm-数 mの礫層と泥層からなる(第59図)。礫



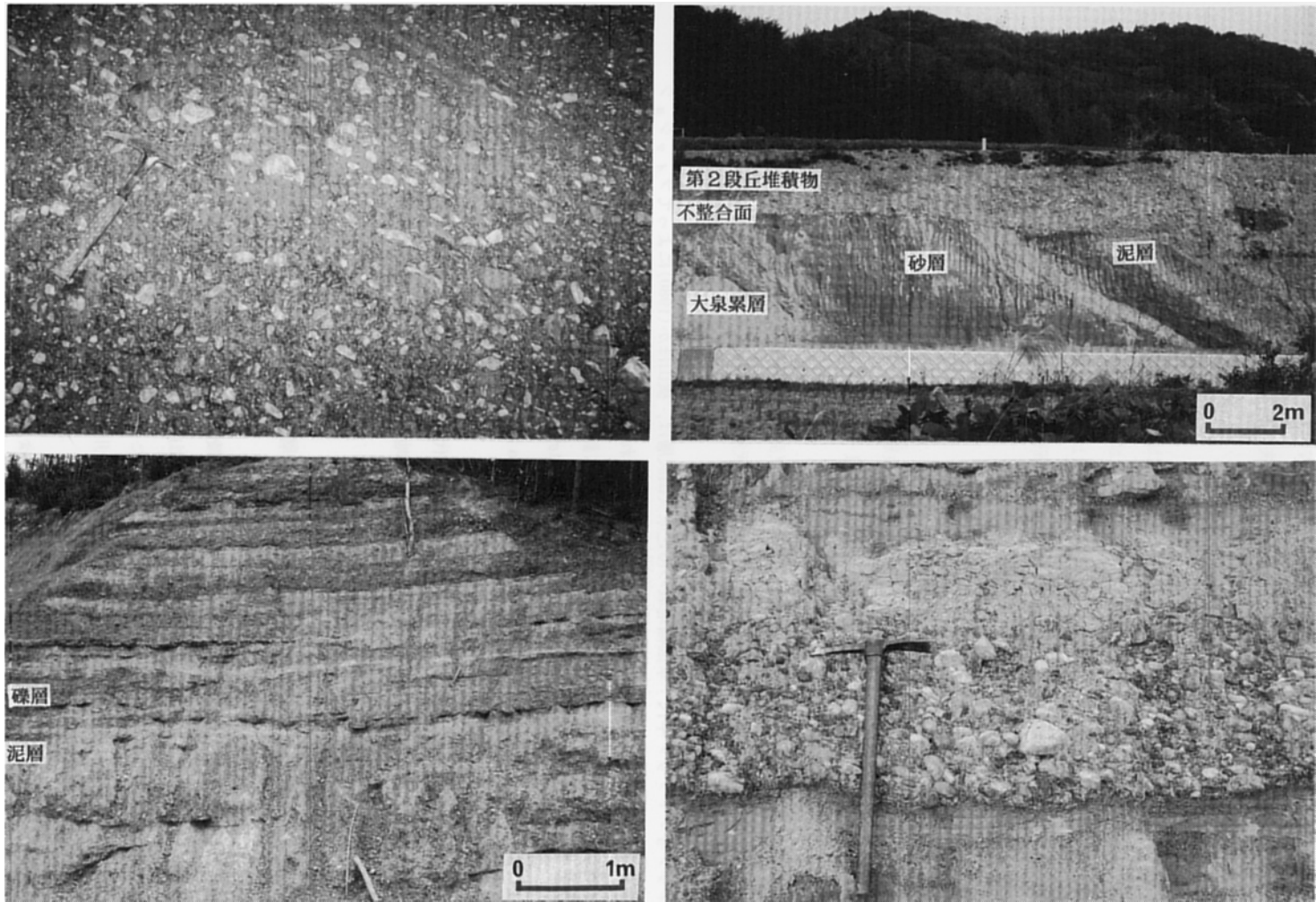
第58図 美鹿累層及び石榑累層の露頭写真

上) 二畳系にアバットする美鹿累層

中) 美鹿累層の層相

下) 石榑累層の層相

場所：上), 中) は多志田川南支流, 下) は大安町空川. 上) 下) のハンマーの長さは65cm, 中) のハンマーの長さは30cm



第59図 多志田累層・湯の山礫相及び大泉累層の露頭写真

左上) 多志田川累層の層相。ハンマーの長さは30cm、右上) 大泉累層の層相、左下) 湯の山礫相の層相、右下) 湯の山礫相を構成する礫層。覆互構造が発達する。場所：左上、右上) は大安町石樽北山、左下、右下) は孤野町茶屋の上

は、中・古生層、湖東流紋岩類、鈴鹿花崗岩の亜円礫-円礫からなる。礫の淘汰は比較的良い(第59図)。泥層の多くはシルト-砂質シルトからなり、亜炭の薄層を挟む。

### Ⅶ. 3. 7 米野累層(Tm)

安田(1956)命名記載。米野累層は、北隣彦根東部図幅地域の岐阜県上石津町から藤原町にかけて分布し、約350 mの最大層厚を有する(吉田, 1988)。本図幅地域北東端に含まれる米野累層は、米野累層全分布のごく一部であり、厚さも約40 mにすぎない。層相は泥層と礫層の互層からなる。泥層・礫層の層厚は、いずれも数10 cm-1 m 以下である。礫は、中礫-細礫の亜角礫-亜円礫がほとんどを占める。礫種は中・古生層礫のみである。

### Ⅶ. 3. 8 火山灰層とフィッシュントラック年代

火山灰層：本図幅地域の東海層群には、火山灰層が10数層挟まれている(第57図)。地質図にはこれらの火山灰層のうち、下位から市之原・石榑・寺尾・杉谷 I-IV(吉田, 投稿中)の各火山灰層の分布を示した。層厚は、いずれも数10 cm から数 m の範囲にある。市之原火山灰層は黒雲母を多量に含む結晶火山灰からなり、挟在する層準と併せて、養老山地側の東海層群古野累層から報告された市之原火山灰層(竹村, 1984)と同じ火山灰層とみなせる。ほかの火山灰層は、灰白色-白色を呈するガラス質火山灰層である。

フィッシュントラック年代：本図幅地域の市之原火山灰層は、横山ほか(1980)によってフィッシュントラック年代測定(*grain by grain* 法)が行われた。報告された値は、 $2.9 \pm 0.2$  Ma である。同時に、養老山地側の市之原火山灰層のフィッシュントラック年代も計測され、 $2.8 \pm 0.2$  Ma の値が報告された。ちなみに、市之原火山灰層に対比されている古琵琶湖層群の馬杉火山灰層の年代値は、 $3.1 \pm 0.5$  Ma である(西村・笹嶋, 1970)。ただしこの値は、*grain by grain* 法が用いられるようになる以前に計測されたものである。

したがって、市之原火山灰層のフィッシュントラック年代値と、最上部の米野累層の堆積が更新世前期末に終了したとする見解(吉田, 1988)に従えば、本図幅地域の東海層群は、鮮新世後期から更新世前期の堆積物になる。

## Ⅶ. 4 古琵琶湖層群

古琵琶湖層群は愛知川^{えち}南方の八日市・日野^{みなくち}・水口の各丘陵を構成するほか、鈴鹿山脈西部の綿向山西麓^{わたむきやま}や渋川流域に分布する。愛知川より北方では、鈴鹿山脈山麓に沿って小範囲に点在する。

本図幅地域の古琵琶湖層群を扱い、地質図を示した研究には、八日市・日野丘陵では雨森(1978MS)、水口丘陵では鎌掛団体研究グループ(1972)、渋川流域では西川ほか(1979b)がある。このうち、雨森(1978MS)の研究自体は公表されたものでないが、その内容のあらまは横山ほか(1979)によって記述されている。一方、TAKAYA(1963)と松岡(1979)は、近江盆地と伊賀盆地全域の古琵琶湖層群の地質図を作成したが、その中で本図幅地域の古琵琶湖層群の層序も図示されている。また、八日市・

日野丘陵の古琵琶湖層群と確実に対比できる水口丘陵主部(第4図参照)の古琵琶湖層群については、田村ほか(1977)と古琵琶湖団体研究グループ(1977)の詳しい層序学的研究がある。

以上のうち、TAKAYA (1963)は本図幅地域の古琵琶湖層群を堅田累層として一括した。田村ほか(1977)、横山ほか(1979)、松岡(1979)は、水口丘陵と八日市・日野丘陵を併せた古琵琶湖層群を、下部の蒲生累層と上部の八日市累層に二分した。YOSHIKAWA (1984)は、古琵琶湖団体研究グループ(1977、1981)の水口・瀬田丘陵(第4図参照)の古琵琶湖層群層序に基づき、両丘陵の古琵琶湖層群最上部を占める蒲生堂・瀬田礫層を草津累層と呼び、同累層よりも下位層を蒲生累層とした。

八日市・日野丘陵そして水口丘陵のうち、本図幅地域に含まれる古琵琶湖層群は、泥層と砂層からなる下部と、礫層・泥層・砂層からなる上部に大きく二分できる。この両者の境界を、明瞭な礫層が初めて出現する層準に置くと、同層準は水口丘陵の草津累層の基底にほとんど一致する。そこで本報告では、上記三つの丘陵の古琵琶湖層群を、泥層と砂層からなる下部の蒲生累層、礫層・泥層・砂層からなる上部の草津累層に二分する。第60図に、本図幅地域の古琵琶湖層群の岩相層序と層相、そして主な火山灰層を示した。また第61図に、本報告と横山ほか(1979)の層序区分の関係、そして本図幅地域と水口丘陵主部の古琵琶湖層群の対比を示した。

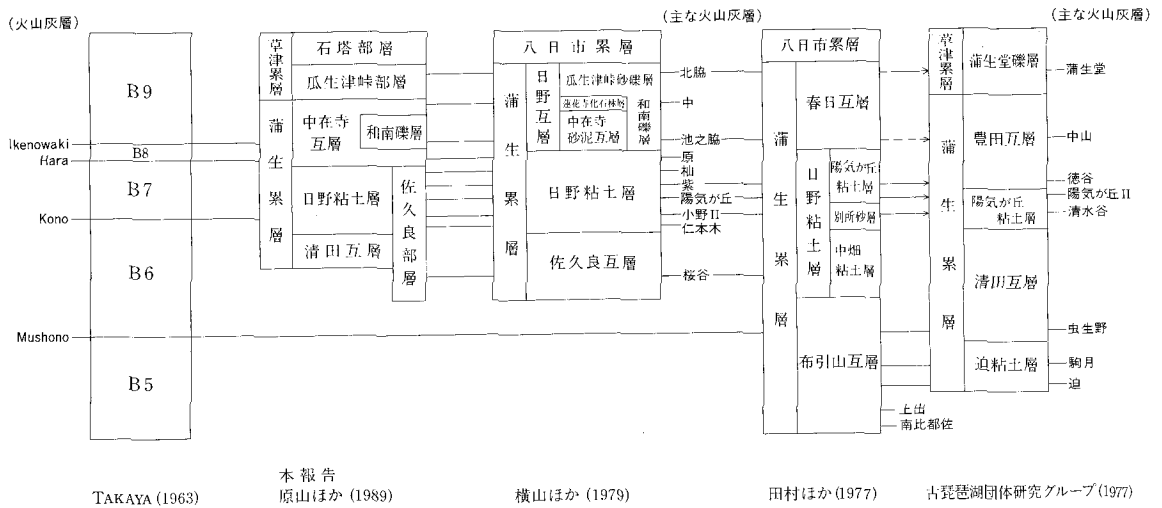
本図幅地域の古琵琶湖層群は、第60図に示すように、下位から蒲生累層に属する浄善坊山部層・清田互層・日野粘土層・中在寺互層と、草津累層に属する瓜生津峠部層・石塔部層に分けられる。ほかに蒲

地質年代	岩相層序		層相	主な火山灰層と化石
	累層	部層		
更新世前期	草津累層	石塔部層 120m+	礫層・泥層・砂層のうち、礫層が優勢・卓越する	北脇(Kw)
		瓜生津峠部層 80-100m	泥層・砂層・礫層のうち、前2者が優勢する	
鮮新世後期	蒲生層	中在寺互層 100m+	泥層・砂層のうち、泥層が優勢する	中(Nk) <i>Stegodon akashiensis</i> 池之脇(Ik)
		和南礫層 80-100m	泥層・砂層のうち、泥層が優勢する	原(Hr)
	日野粘土層 120m	佐久良部層	泥層・砂層のうち、泥層が卓越する	柚(Sm) <i>Cervus (Shika) nippon</i> 紫(Mr) 2.1±0.4
	清田互層 50m+	層	泥層・砂層	陽気が丘(Yk) 小野III 2.2±0.4 小野II(KnII) 2.4±0.4 2.2±0.3 仁本木(Nh)
	浄善坊山部層 100m+	層	砂層・シルト層・砂礫層・礫層	桜谷(Sk)
			(断層)	

(数字は層厚) (数字はフィッシュントラック年代値: Ma)

第60図 古琵琶湖層群の層序・層相及び主な火山灰層  
フィッシュントラック年代値は西村・笹島(1970)、YOKOYAMA et al. (1977)による





八日市・日野・水口丘陵 ←————— 八日市・日野丘陵 —————→ ←————— 水口丘陵主部 —————→

第61図 八日市・日野・水口丘陵の古琵琶湖層群の層序区分と対比  
 田村ほか(1977)と古琵琶湖団体研究グループ(1977)の火山灰層名の対応は、横山ほか(1979)の記述に基づく。

生累層の一部を構成する部層として、佐久良部層と和南礫層がある。佐久良部層は、清田互層と日野粘土層を併わせた層準の地層を含み、鈴鹿山脈山麓に発達する。和南礫層は中生寺互層中に挟まれ、八日市丘陵の鈴鹿山脈側に発達する。これらの各層は互いに漸移整合、あるいは側方漸移の関係にある。

古琵琶湖層群は、鈴鹿山脈を構成する先新生界とほとんどの地域で断層で接する。しかし、渋川流域や愛知川北方の秦荘町では先新生界に不整合に載る。また、八日市・日野丘陵内部に露出する先新生界に対しては、アバット不整合で接する。本図幅地域の古琵琶湖層群の厚さは600m前後である。

#### Ⅶ. 4. 1 渋川礫層(Sb)

西川ほか(1979b)命名記載。愛知川支流の渋川に沿って分布する。見られる限りの層厚は約100 mに達する。先新生界に不整合に載る。渋川と愛知川の合流地点から約700 m南に位置する高さ約90 mの崖では、下部30 mが淘汰の悪い円礫-亜円礫が密集する礫層(第62図)、中部40 mが成層構造が発達する礫層、上部20 mが礫層・泥層・砂層の繰り返しからなる。そして、これら三つの層相は一連整合に重なる。

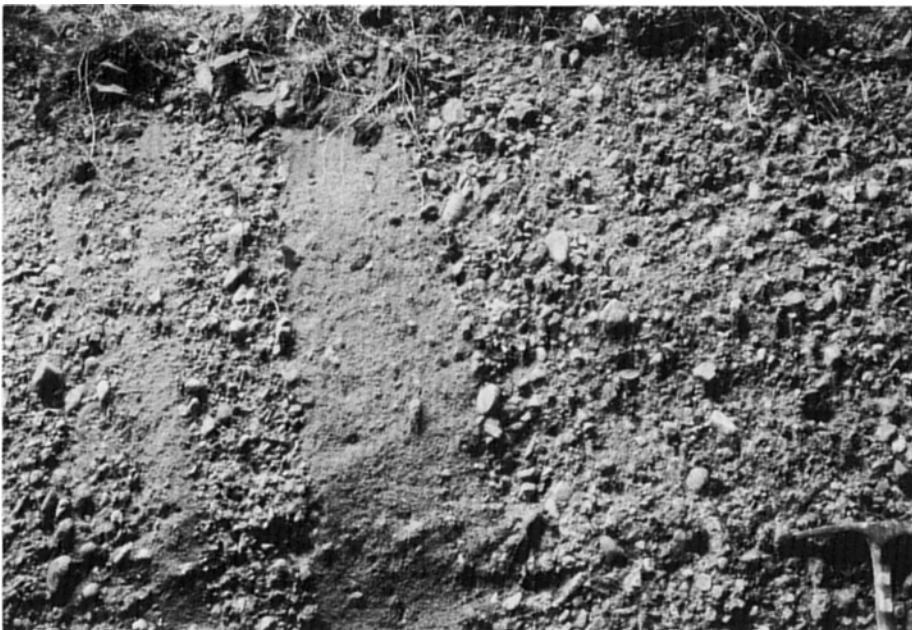
本層は、西川ほか(1979b)では、古琵琶湖層群より古く、海成中新統(第一瀬戸内累層群を指すとみられる)より新しい堆積物とみなされているが、そのように位置づけるべき根拠は明瞭に記されていない。前述した本層上部の層相は古琵琶湖層群の和南礫層(後述)に酷似し、また下部から上部まで一連整合に重なることから、本層は古琵琶湖層群に含まれる可能性が極めて強い。

#### Ⅶ. 4. 2 蒲生累層(Kj, Ks, Kk, Kh, Kn, Kw)

横山ほか(1968)命名記載。本層は、八日市・日野丘陵から水口丘陵主部、更に瀬田丘陵にかけて分布



第62図 洪川礫層下部の露頭写真(永源寺町洪川河床)



第63図 佐久良部層を構成する礫層の露頭写真(日野町原東方の佐久良川河床). ハンマーの先端の長さは10cm

する。本図幅地域には蒲生累層全層序のうち、上部に当たる部分が露出する。本層の上下方向の層相変化を概観すると、清田互層から日野粘土層に向かって上方細粒化し、日野粘土層から中在寺互層に向かって上方粗粒化する。層厚は400m前後である。

**浄善坊山部層(Kj)** 本層は、宮村ほか(1981)によって層相そのほか記述されたが、地層名は与えられなかった。そこで、綿向山と浄善坊山に挟まれた標高400-500 mの基盤凹地に分布する古琵琶湖層群を、浄善坊山部層と命名する。模式地は、浄善坊山東方約750 mにある林道沿いの露頭とする。層厚は80 m以上に達する。本層は、綿向山西麓から平子(南隣亀山図幅地域)にかけて分布する古琵琶湖層群の上部に当たる(宮村ほか, 1981)。浄善坊山部層の分布は、東縁が綿向山断層によって限られる。一方、西縁では、北部で鎌掛断層によって佐久良部層と接し、南部で先新生界にアバット不整合で接する。地層の傾斜は、断層付近では直立-逆転するが、アバットする付近では10数度の緩傾斜である。層相は、厚さ数 m の砂層・泥層(シルト及び粘土)と砂礫層・礫層からなり、亜炭層と2層の火山灰層を挟む。

浄善坊山部層は佐久良部層と断層で接し、加えて対比に有効な火山灰層が挟まれないため、鈴鹿山脈西側の古琵琶湖層群のいずれの層準に当たるのか、確実なことは言えない。しかし、本層と鈴鹿山脈西側の古琵琶湖層群の層相・地質構造・分布位置などの関係を比べると、本層が佐久良部層よりも下位層であることは確かである。しかしながら、本層に挟まれる亜炭層の花粉組成(宮村ほか, 1981)は、甲賀累層(第10図参照)よりもその上位の蒲生累層の花粉組成に類似する。以上の点を考慮して、本報告では、浄善坊山部層を佐久良部層より下位の蒲生累層とした。

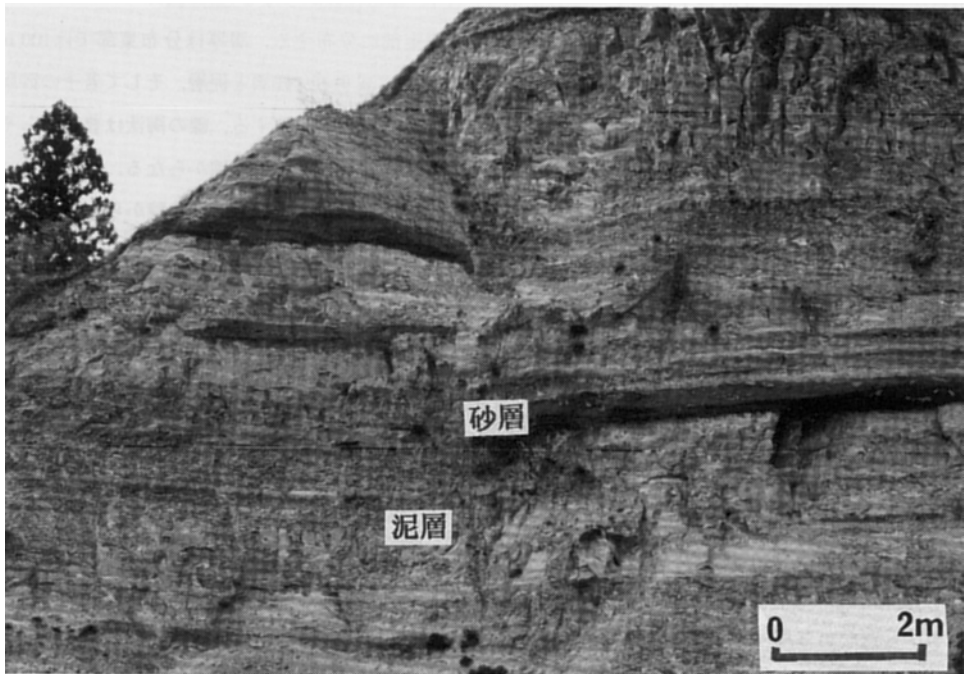
**佐久良部層(Ks)** 雨森(1978MS)命名記載。佐久良川上流から和南川上流にかけて帯状に分布する。浄善坊山西麓にも露出する。本層は、桜谷火山灰層と小野Ⅱ火山灰層を挟むので、清田互層と日野粘土層を併せた層準を含む。露出する部分の層厚は約240 mである。なお、雨森(1978MS)が日野川北岸に分布を示した佐久良部層は、層相に基づき清田互層に含めた。

本層は、シルト層優勢のシルト層・砂層・砂礫層・礫層の、厚さ数 m-10数 m ほどの繰り返しからなり、若干の粘土層と亜炭層を伴う。シルト層はシルト-含細礫シルト、砂層は細粒-極粗粒砂からなる。砂礫層は細礫から径数 cm の礫を含む。礫層には成層構造が発達し、礫の淘汰は良好である(第63図)。礫は、中・古生層、湖東流紋岩類の、径数 cm 以下の亜円礫-円礫からなる。亜炭層は厚さ10 cm 以下である。浄善坊山西麓の佐久良部層には礫層は挟まれていない。

**清田互層(Kk)** 古琵琶湖団体研究グループ(1977)命名記載。日野川に沿って分布する。本図幅地域には、清田互層上部に当たる厚さ約50 mの部分が露出する。砂層と泥層からなる。両相の割合は、ほぼ等量、ないし泥層の方がやや優勢である。泥層は厚さ数10 cm-数 m、ほぼ等量に含まれる粘土とシルトからなる。砂層はほとんど厚さ1 m 以下であり、極細粒-中粒砂からなる。

**日野粘土層(Kh)** 田村ほか(1977)命名記載。日野丘陵南部に主に露出する。厚さは約120 mである。泥層卓越の泥層と砂層からなる(第64図)。泥層は厚さ数10 cm-10数 m、粘土とシルトからなる。両相のうち粘土が卓越する。砂層は厚さ数10 cm-1 m、極細粒-中粒砂からなる。

**中在寺互層(Kn)** 雨森(1978MS)命名記載。日野丘陵北部と八日市丘陵中央部に露出する。層厚は80-100 mである。泥層優勢の泥層と砂層からなる。泥層は厚さ数 m 以下、粘土とシルト-砂質シルト



第64図 日野粘土層の露頭写真  
 上) 日野粘土層の層相  
 下) 日野粘土層を構成する粘土層の接近写真、折尺の長さは10cm  
 場所：上) は日野町鳥井平の佐久良川河床、下) は日野町小野

からなる。砂層は厚さ 5 m 以上に達する場合があります、中粒-極粗粒砂からなる(第65図)。

**和南礫層(Kw)** 雨森(1978MS)命名記載。八日市丘陵東部に分布する。層厚は分布東部では100 m 以上に達するが、西方に向かって薄くなり、中在寺互層中に尖滅する。礫層と泥層、そして若干の砂層からなる(第66図)。礫層は厚さ数 m-10数 m、成層構造や斜交層理が発達する。礫の淘汰は普通からやや良好である。礫は中礫以下であり、中・古生層、湖東流紋岩類の円礫-亜円礫からなる。泥層は厚さ数 m 以下のシルト-砂質シルトと粘土から、砂層は厚さ数10 cm の粗粒-含細礫粗粒砂からなる。本層は、まれに埋没樹根化石を含む(第66図)。

#### Ⅶ. 4. 3 草津累層(Ku, Ki)

YOSHIKAWA (1984)命名。八日市・日野・水口の各丘陵西部、及び瀬田丘陵に分布する。愛知川北方の秦荘町・多賀町の鈴鹿山脈西麓にも、小規模ながら露出する。本図幅地域では、泥層と砂層が礫層よりも多い下部の瓜生津峠部層と、礫層が泥層・砂層よりも多い上部の石塔部層に二分される。本図幅地域における草津累層の厚さは、約120-140mである。

**瓜生津峠部層(Ku)** 雨森(1978MS)命名記載。八日市丘陵西部に分布する。愛知川以北では、百済寺や大覚寺付近に、小範囲ながら点在する。厚さは約80-100 m である。泥層・砂層・礫層の厚さ数 m ほどの繰り返しからなり、前二者が優勢な層相を示す。泥層はシルト-炭質シルトと粘土から、砂層は細粒-含細礫極粗粒砂からなる。礫層は中礫以下の礫のみを含む(第67図)。礫は淘汰が良く、中・古生層、湖東流紋岩類の円礫-亜円礫からなる。

**石塔部層(Kd)** 草津累層のうち、礫層に富む上部を石塔部層と新称する。模式地は、水口町石塔西方約 1 km にある採土場の露頭(西隣水口図幅地域)のうち、段丘堆積物の下位に露出する地層とする。本図幅地域東端の瓜生津峠から西方の八日市丘陵西部に分布する。愛知川以北では、秦荘町松尾寺付近に露出する古琵琶湖層群が、礫層が卓越すること及び両地域における下位層との層序関係から、石塔部層に対比できる。見られる部分の層厚は、八日市丘陵で約120m、松尾寺付近で約40mである。

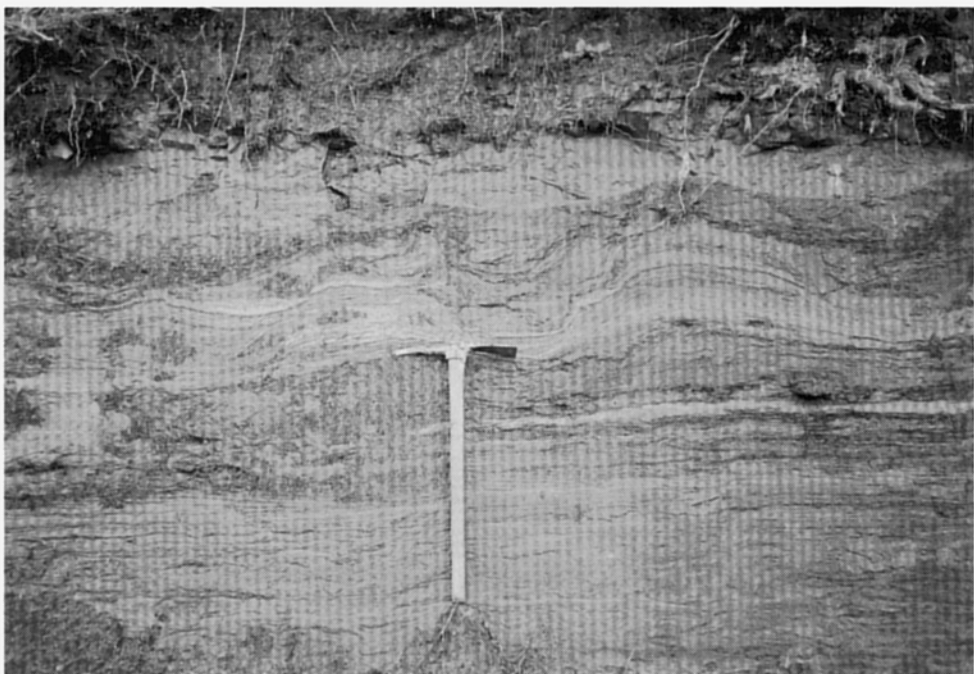
本層は礫層優勢の礫層・泥層・砂層からなる。礫層は厚さ数 m-10数 m、大礫を含む(第67図)。礫の淘汰は比較的良好。礫は、中・古生層、湖東流紋岩類の円礫-亜円礫からなる。泥層の大部分はシルトからなり、粘土は少ない。砂層は中粒-含細礫極粗粒砂からなる。泥層・砂層とも厚さ数 m 以下である。松尾寺付近ではほとんど厚い礫層からなる。

#### Ⅶ. 4. 4 化石

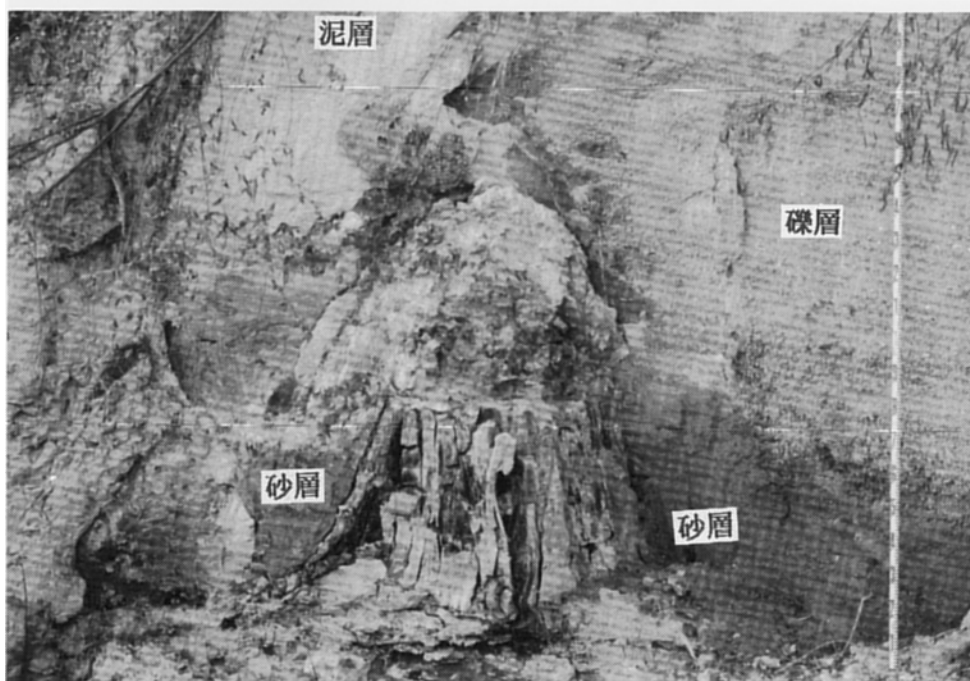
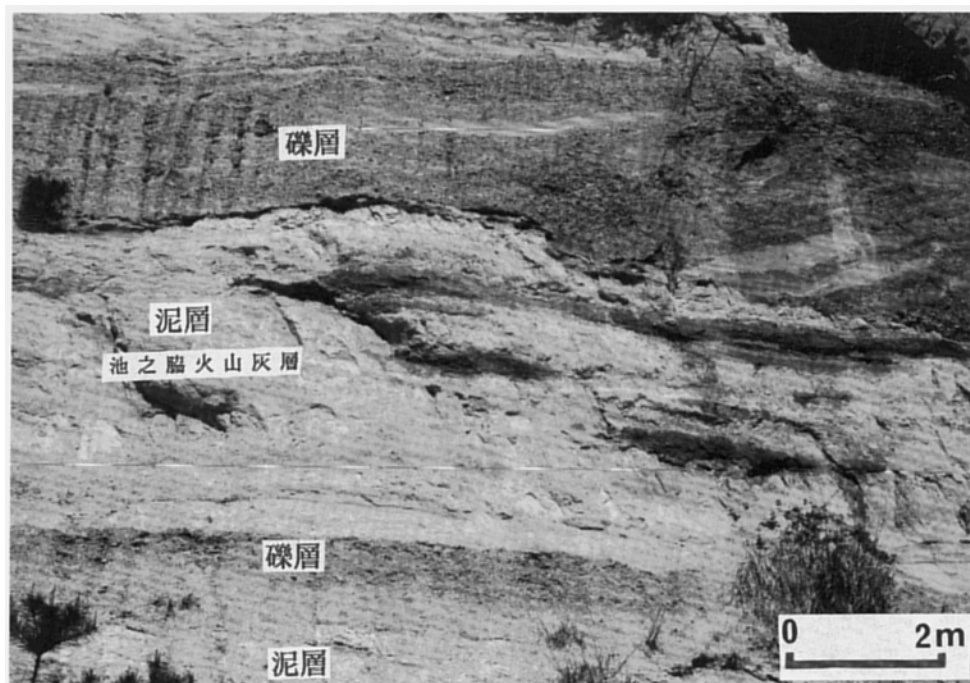
哺乳類化石：滋賀県産の哺乳類化石を総括した岡崎・松岡(1979)によれば、本図幅地域及び隣接地域から、次のような哺乳類化石が産出している(第60図)。

a. 日野町西桜谷蓮華寺(近江八幡図幅地域)から? *Stegodon* sp. の左骨近心端。b. a とほとんど同じ場所の日野町野出の佐久良川河床から *Stegodon* sp. の上顎臼歯。c. 日野町鳥井平新田からシカ類の *Cervus* (*Sika nippon*)。同じシカ類の化石が、d. 日野町西大路とe. 日野町蓮華寺の佐久良川河床の2か所から。

これらの産出化石のうち、a・b・e は、ほとんど同じ場所の中火山灰層付近の中在寺互層から得られている。なお樽野(1983)は、e の標本は *Stegodon akashiensis* に同定されると述べている。



第65図 中在寺互層の露頭写真  
 上) 中在寺互層の層相. 巻尺の長さは2m  
 下) 中在寺互層を構成する砂層に発達する波状葉理. ハンマーの長さは65cm  
 場所: 上) 日野町松尾第一(近江八幡図幅地域), 下) 日野町佐久良西方の造成地



第66図 和南礫層の露頭写真

上) 和南礫層の層相

下) 和南礫層に見られる埋没樹根化石。巻尺の長さは2m

場所：上) 永源寺町甲津畑西方，下) 永源寺町和南西方



第67図 瓜生津峠部層及び石塔部層を構成する礫層の露頭写真  
上) 瓜生津峠部層を構成する礫層の接近写真  
下) 石塔部層を構成する礫層の接近写真。ハンマーの長さは30cm  
場所：上) 愛東町百済寺，下) 秦荘町松尾寺



植物化石：古琵琶湖団体研究グループ(1977)は、本図幅地域の古琵琶湖層群と確実に対比できる水口丘陵の古琵琶湖層群において、植物化石の産出層準と火山灰層序の関係を明らかにしている。その結論は、メタセコイア植物群(市原, 1960)を特徴づける種類は、上位層準になると数が少なくなり、最上部の蒲生堂礫層から第四紀寒冷型の種類が出現し始める、というものである。この関係を、本図幅地域の古琵琶湖層群に当てはめると、瓜生津峠部層から第四紀寒冷型の植物化石が出現することになる。

#### Ⅶ. 4. 5 火山灰層とフィッシュントラック年代・古地磁気編年

火山灰層：本図幅地域の古琵琶湖層群には、20層弱の火山灰層が挟まれている(第60図)。地質図にはこれらの火山灰層のうち、下位から桜谷・仁本木・小野Ⅱ・陽気ヶ丘・紫・柚・原・池之脇・中・北脇の各火山灰層の分布を示した。各火山灰層は、TAKAYA(1963)、ISHIDA *et al.* (1969)、田村ほか(1977)、そして横山ほか(1979)によって命名されたものであり、各文献中に詳しく記載されている。いずれの火山灰層も、厚さ数 cm から数 m の範囲にあり、岩質は灰色-灰白色味を帯びるガラス質火山灰層である。

フィッシュントラック年代：西村・笹嶋(1970)と YOKOYAMA *et al.* (1977)によって、小野Ⅱ・小野Ⅲ・紫の各火山灰層について測定された(第60図)。小野Ⅱ火山灰層は両者によって測定され、西村・笹嶋(1970)が日野町西大路から採取した試料に対して $2.2 \pm 0.3$  Ma、YOKOYAMA *et al.* (1977)が日野町奥師から採取した試料に対して $2.4 \pm 0.4$  Ma の測定値を得た。一方、小野Ⅲ火山灰層は $2.2 \pm 0.4$  Ma、紫火山灰層は $2.1 \pm 0.4$  Ma の値が、いずれも YOKOYAMA *et al.* (1977)によって報告されている。

古地磁気編年：古地磁気測定は、水口丘陵に分布する古琵琶湖層群を主な対象として、ISHIDA *et al.* (1969)、MAENAKA *et al.* (1977)、そして田村ほか(1977)によって幾層かの火山灰層について行われた。その結果は、横山ほか(1979)において総括されている。その後、古琵琶湖団体研究グループ(1977, 1981, 1983)と HAYASHIDA and YOKOYAMA (1983)は、各火山灰層の古地磁気極性を測定し、近江盆地南部に分布する古琵琶湖層群全体の古地磁気層序をまとめた。その結論は、ガウス正磁極期と松山逆磁極期の境界は蒲生累層最下部に、松山期中のオールドバイ事件は蒲生累層と草津累層の境界の下位にある、というものである。したがって、本図幅地域の古琵琶湖層群は、オールドバイ事件を含む松山期前期の堆積物になる(第10図参照)。

以上の資料に基づけば、本図幅地域の古琵琶湖層群は、鮮新世後期から更新世前期の堆積物になる。

### Ⅶ. 5 第四系

本図幅地域に含まれる第四系は、鈴鹿山脈の東側(三重県側)と西側(滋賀県側)に分かれて分布する。以下では第四系を両地域に分けて記載する。

#### Ⅶ. 5. 1 鈴鹿山脈東側の第四系

鈴鹿山脈東側の第四系は、古い方から順に、切畑礫層・第1段丘堆積物・第2段丘堆積物・第3段丘堆積物・第4段丘堆積物・第5段丘堆積物・崖錐堆積物・沖積層に区分される。堆積物は厚さ数 m か

ら10数mの礫層からなる。

鈴鹿山脈東側に発達する第四系を扱った研究には、KIMURA (1971, 1972, 1973), 武久(1979), 太田・寒川(1984)がある。このうち第11表に、本報告と武久(1979)及び太田・寒川(1984), 及び南東隣四日市図幅地域(吉田, 1984)の第四紀地形面との対比を示した。

### 切畑礫層(k)

秦(1967)命名記載。鈴鹿山脈東側に発達する第四系のうち、最も高い平坦面を構成する。従来、切畑礫層に当たる第四系に対しては、東禅寺礫層(赤嶺, 1959)の名が用いられてきた(例えば木村・竹原, 1969)。しかし、原記載の模式地に露出する地層は本報告の第2段丘堆積物であること、また赤嶺(1959)の地質図において切畑礫層から第4段丘堆積物までが一括して東禅寺礫層として図示されていることを考慮して、本報告では、秦(1967)が切畑北方の友谷川の谷壁を模式地として命名した切畑礫層の名称を用いることにした。

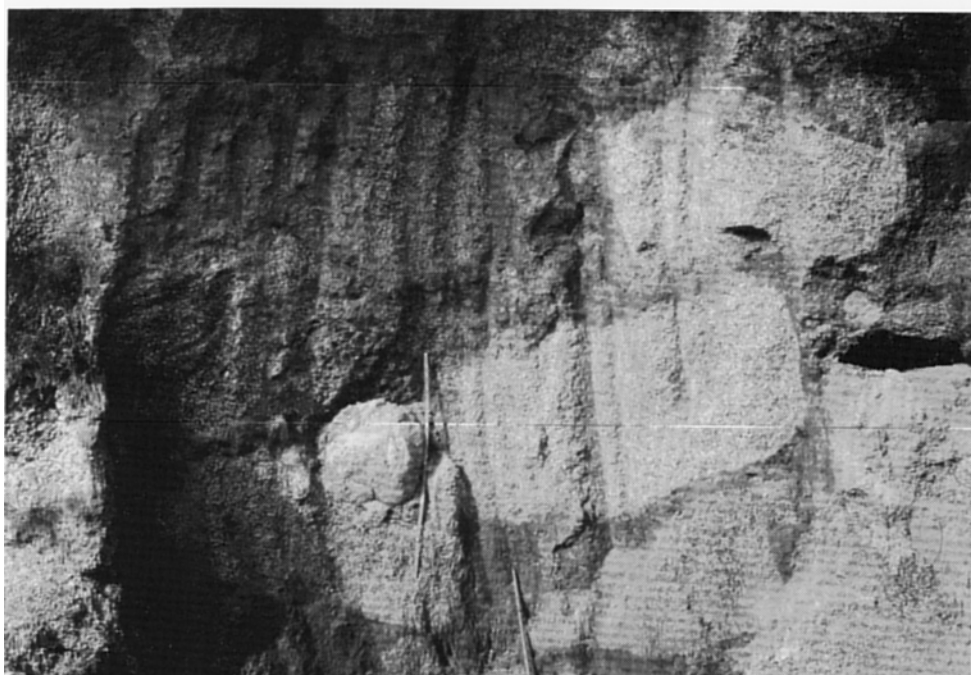
切畑礫層の分布は北から、東禅寺の西、新町の北西、寺尾の北、宇賀川の南、切畑の北西の5か所に限られる。いずれの地域においても、堆積物は丘陵頂部にベニア状に残存しているにすぎない。層厚は5-10mである。堆積物の礫種構成と基質は、宇賀川を境にしてその北と南で大きく異なっている。宇賀川南方の切畑では、鈴鹿花崗岩由来の礫と基質(砂-細礫)からなる(第68図)。礫の淘汰は悪い。礫は一般に大礫-巨礫が多く、巨礫は長径1.5mに達する場合がある。一方、宇賀川北方の本層は、中・古生層の礫と泥質の細粒-中粒砂基質からなる。礫は亜角礫-亜円礫の中礫-大礫からなり、淘汰は良くない。

### 第1段丘堆積物(t₁)

朝明川南方の湯の山ゴルフ場付近に良く発達し、朝明川北方では切畑礫層に伴って断片的に分布する。層厚は数m-10数mであり、礫の淘汰は良くない。堆積物の礫種構成と基質は、宇賀川付近を境に

第11表 鈴鹿山脈東側の第四系の地形面区分と対比

本報告 原山ほか(1989)	吉田(1984)		太田・寒川(1984)	武久(1979)
第4段丘面	低位段丘上位面		L ₁ 面	低位段丘面
第3段丘面	中位 段丘面	下位面	M ₂ 面	中位段丘面
第2段丘面		上位面	M ₁ 面	
第1段丘面	高位 段丘面	下位面	H ₂ 面	最高位段丘面
切畑面		上位面	H ₁ 面	
	最高位段丘面			



第68図 切畑礫層及び第1段丘堆積物の露頭写真  
上) 切畑礫層. ハンマーの長さは30cm  
下) 第1段丘堆積物. 折尺の長さは1m  
場所: 上) 菰野町切畑北西, 下) 菰野町朝明川北岸

大きく変化する。宇賀川南方では、多量の鈴鹿花崗岩礫と少量の中・古生層礫と、同花崗岩由来の砂-細礫の基質からなる(第68図)。花崗岩礫の多くは巨礫-大礫、中・古生層礫は大礫以下である。宇賀川北方では、中・古生層礫と、泥質細粒砂の基質からなる。いずれの礫種も亜円礫-亜角礫からなり、大礫-巨礫を含む。

### 第2段丘堆積物(t₂)

新町・石樽南・根の平付近くに良く発達し、根の平南方では山麓線に沿って点在する。新町では、数段の段丘面に細分できる(太田・寒川, 1984)が、地質図では一括して示した。層厚は5-10 m前後であるが、根の平付近では10-20 mの厚さに達する。堆積物の礫種構成と基質は以下のように、石樽北山北方、寺尾-三滝川間、三滝川南方で異なる。①石樽北山北方では、中・古生層礫と同質の細粒-中粒砂基質からなる。②寺尾-三滝川間では、ほとんど鈴鹿花崗岩礫からなり、ほかに中・古生層礫を含む。基質は花崗岩質の極粗粒砂-粗粒砂である。③三滝川南方では、中・古生層礫と同質の細粒-中粒砂基質からなる。

### 第3段丘堆積物(t₃)

尾高高原一帯に最も広く分布する。厚さは多くの地域で5-10 mであるが、尾高高原付近では10-20 mに達する(第69図)。堆積物の礫種構成と基質は、第2段丘堆積物と同じ地域変化を示す。

### 第4段丘堆積物(t₄)

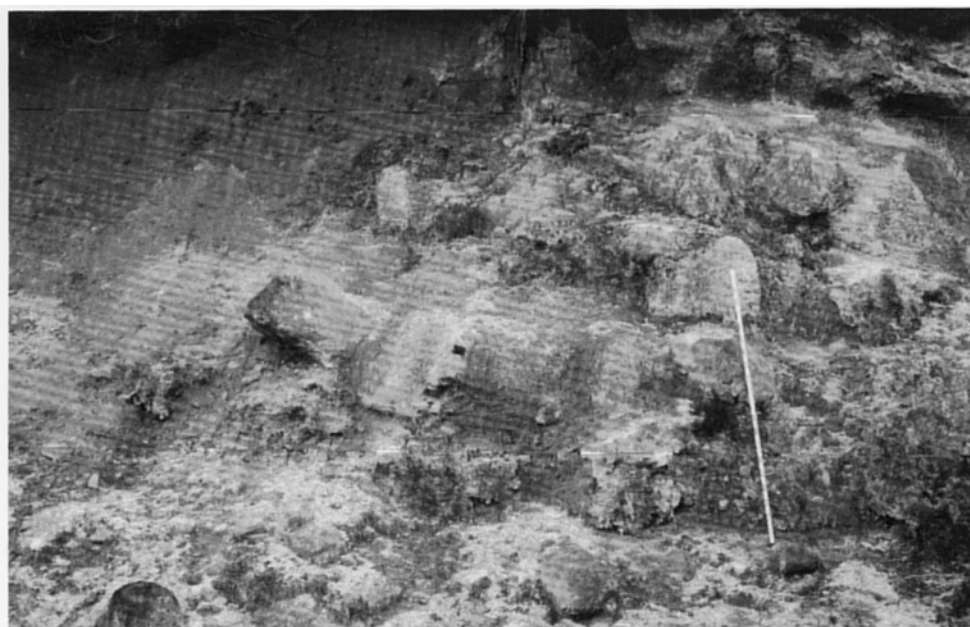
根の平一帯に広く分布し、他に西野尻・朝明川南岸・三滝川北岸・茶屋の上付近に発達する。厚さは5-10 mであり、構成礫種と基質は以下のような地域変化を示す。①西野尻では、中・古生層礫と中粒砂-粗粒砂基質からなる。②根の平では、鈴鹿花崗岩礫と同質の粗粒砂-極粗粒砂基質からなる。③朝明川南岸では、鈴鹿花崗岩由来の細礫中に花崗岩の巨礫を混じえた礫層からなる。礫層には成層構造が認められる(第69図)。④三滝川北岸では、多量の中・古生層礫及び少量の鈴鹿花崗岩礫と、中粒砂-細礫の基質からなる。⑤茶屋の上では、礫は中・古生層から、基質はやや泥質の砂からなる。

### 崖錐堆積物(ta)

青川南岸と福王山の東麓に発達し、ほかに鈴鹿山脈内部に小規模に点在する。青川南岸と福王山東麓では、中・古生層の角礫-亜角礫と同質の細粒砂-中粒砂の基質からなる。礫は中礫が多いが、大礫-巨礫も含む。礫の淘汰は極めて悪い。

### 沖積層(n, c, a)

沖積層は各河川に沿って幅数100 m から 1 km 前後で分布し、自然堤防堆積物、氾濫平野堆積物及び谷底平野堆積物、流路州堆積物に分けられる。①自然堤防堆積物は幅100 m から500 m 前後の広がりを持ちつつ、朝明川・鳥井戸川・三滝川に沿って発達する。朝明川南岸の自然堤防堆積物は、すべて鈴鹿花崗岩礫と同質の基質から、鳥井戸川及び三滝川に沿う自然堤防堆積物は、鈴鹿花崗岩及び中・古生層の礫と、やや花崗岩質の細粒砂-極粗粒砂の基質からなる。②氾濫平野堆積物は自然堤防堆積物背後の沖積面を形成し、礫・砂・泥の堆積物からなる。③谷底平野堆積物は各河川沿いに狭長に分布し、大部分が礫と砂からなり、一部に泥を伴う。④流路州堆積物は朝明川河床に良く発達し、巨礫を多く混じえた鈴鹿花崗岩礫からなる。



第69図 第3及び第4段丘堆積物の露頭写真  
上) 第3段丘堆積物。巻尺の長さは2m  
下) 第4段丘堆積物。巻尺の長さは120cm  
場所：上) 菰野町根の平，下) 菰野町朝明川南岸

## Ⅶ. 5. 2 鈴鹿山脈西側の第四系

鈴鹿山脈西側に展開する第四系は、古い方から順に西明寺礫層・百済寺 I 段丘堆積物・鳥居平段丘堆積物・池之脇段丘堆積物及び百済寺 II 段丘堆積物・低位 I-III 段丘堆積物・崖錐堆積物・沖積層に区分できる。これらの第四系は、いずれも厚さ数 m から 10 数 m の礫層からなり、若干の砂層や泥層を伴う。なお段丘堆積物のうち、最も新しい低位 III 段丘の離水は、完新世に生じた可能性がある。

鈴鹿山脈西側に広がる第四系については、これまでに幾つかの地形・地質学的な研究が行われてきた。第 12 表には、従来の研究のうち TAKAYA (1963) 及び植村 (1979) と本報告の第四系区分の対比を示した。

### 西明寺礫層 (s)

新称である。日野丘陵の尾根筋に沿って載り、幅の狭い平坦面を残す。模式地は、西明寺から八丁野に至る道路に沿って見られる露頭とする(第 70 図)。堆積物は強く風化作用を受けており、全体に赤褐色から黄褐色味を帯びる。層厚は模式地で 20 m 以上に達する。堆積物は、巨礫-大礫を混在する淘汰の悪い礫と、泥質化した砂の基質からなる。礫は中・古生層と湖東流紋岩類から構成される。湖東流紋岩礫の数は少ないが、巨礫-大礫のほとんどは同流紋岩礫によって占められている。いずれの礫種も円磨度が悪く、中・古生層礫は角礫-亜角礫、湖東流紋岩礫は亜円礫-亜角礫である。本層は、分布西部ほど厚さが薄くなり、礫径が小さくなる。例えば、川原南方では層厚が 4 m になり、礫も大礫混じりの中礫程度である。ここでは花崗岩礫が含まれる。また、湖東流紋岩礫も中礫以下になり、その数も西明寺付近に比べると非常に少ない。

### 百済寺 I 段丘堆積物 (th₁)

愛知川北方の鈴鹿山脈西麓に発達する。礫層からなり、厚さは百済寺の近江温泉付近で 25 m 以上に達する。礫と基質の割合は 1 : 1、あるいは基質の方が若干多い(第 70 図)。基質は風化してほとんど泥質化している。礫のほとんどすべては東側の基盤を構成する秦荘石英班岩からなるが、ごく少数のチャートを含む。礫は基盤側では巨礫混じりの亜角礫-角礫、平野側では大礫混じりの亜円礫である。淘汰は平野側ほど良い。本堆積物は、風化状態からみると、西明寺礫層に対比される可能性が強いが、同礫層よりも若干新しい堆積物の可能性もある。

第 12 表 鈴鹿山脈西側の第四系の区分と対比

本報告 原山ほか(1989)		TAKAYA (1963)		植村(1979)	
低位段丘	III	新期段丘		低位段丘	II
	II				I
	I				
池之脇段丘 百済寺 II 段丘	旧期 段丘	低位	中位 I・II 段丘		
鳥井平段丘		高位	高位段丘		
西明寺 礫層	百 済 寺 丘 I			最高位段丘	



第70図 西明寺礫層及び百済寺 I 段丘堆積物の露頭写真  
上) 西明寺礫層  
下) 百済寺 I 段丘堆積物  
場所：上) 日野町西明寺(模式地)  
下) 愛東町百済寺. ハンマーの長さはいずれも30cm

### 鳥井平段丘堆積物 (tt)

日野丘陵の鳥井平新田一帯に主に分布し、他に日野川ダム東方や永源寺町わなみ和南川南岸にも発達する。堆積物は厚さ5 m以下の礫層からなる。礫層は、中礫以下の礫と、やや泥質化した細粒-中粒砂基質から構成される。礫は、中・古生層、花崗岩、湖東流紋岩類の円礫-亜円礫からなる。

### 百済寺Ⅱ段丘堆積物(th2)

宇曾川ダム南西に主に分布し、他に秦荘町松尾寺と愛東町下山・大覚寺付近に点在する。厚さは見られる部分で5 mはある。堆積物は秦荘石英班岩の亜円礫-亜角礫と、やや泥質の中粒-細粒砂の基質からなる(第71図)。基質の量は百済寺Ⅰ段丘堆積物よりも少ない。礫は中礫-大礫が多く、淘汰は良くない。本堆積物は風化状態から、愛知川南方の池之脇段丘堆積物に対比できる。

### 池之脇段丘堆積物 (ti)

愛知川南方では日野丘陵縁辺に点在し、愛知川北方では愛東町園の北西から北北西方向に帯状に発達する。また愛知川上流のゆずりお杠葉尾にも小範囲に分布する。日野丘陵では厚さ4-10 mの礫層からなるが、日野町大窪北方では、礫層の上位に砂層・シルト層が重なる(第71図)。礫の淘汰は、普通ないしやや良好である。基質はやや泥質の細粒-中粒砂からなる。礫は、中・古生層、湖東流紋岩類、花崗岩の円礫-亜円礫からなる。中礫-大礫を普通を含む。愛知川北方の堆積物は、礫と基質の割合がほぼ1:1の礫層からなる。礫の淘汰は良くない。日野丘陵の堆積物が中・古生層礫を最も多く含むのに比べ、愛知川北方では、中・古生層礫よりも萱原溶結凝灰岩礫の方が多い。杠葉尾では厚さ10 m以上の礫層からなる。礫は、鈴鹿花崗岩と中・古生層の巨礫-大礫の亜円礫-円礫である。

### 低位段丘堆積物 (tl₁₋₃)

低位段丘堆積物は、古い方から順に、低位Ⅰ・低位Ⅱ・低位Ⅲ段丘堆積物に区分される。このうち、低位Ⅱ段丘堆積物の発達が最も顕著である。

1) 低位Ⅰ段丘堆積物 日野丘陵に断片的に分布する。厚さは5 m前後、中・古生層礫と中粒-細粒砂基質からなる。礫は亜角礫-亜円礫の中礫-大礫が多い。

2) 低位Ⅱ段丘堆積物 八日市・日野丘陵周辺と愛知川北岸に広く分布する。八日市・日野丘陵では厚さ1-5 m、中・古生層及び花崗岩の礫と細粒-粗粒砂の基質からなる(第72図)。礫は中礫-大礫が多く、本図幅地域西端付近では、ほとんど円礫である。

永源寺町甲津畑こうづはたの低位Ⅱ段丘堆積物は、近畿地方の上部更新統の編年に当たって、以下のような幾つかの重要な資料を提供している。

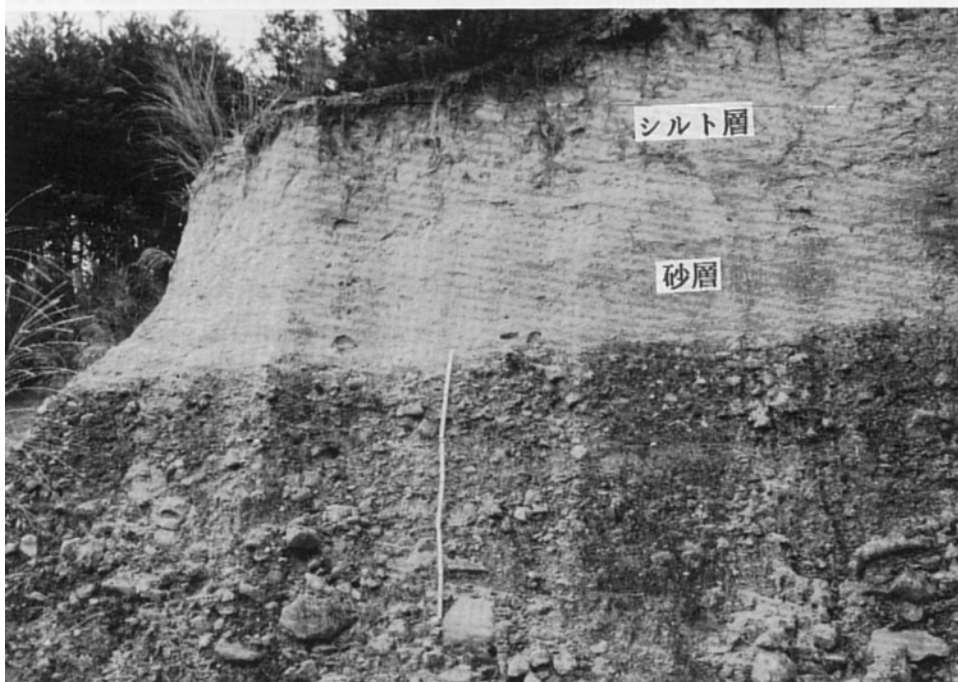
a. *Abies homolepis*, *Chamaecyparis obtusa*, *Pinus koraiensis*, *Pinus parviflora*, *Thuja standishi*, *Tsuga sieboldii*, *Alunus hirsuta*, *Fagus crenata*, *Hamamelis japonica*, *Quercus crispula* などの、寒冷気候を示す植物化石が、和南川に露出する低位Ⅱ段丘堆積物から産出した(Miki, 1956)。

b. 同地点、かつ a とほぼ同層準に含まれる二つの木片の¹⁴C年代が測定され、33,200±^{4,100}_{2,700}年 B.P. と30,000±1,700年 B.P.の値が報告された(市原・高谷, 1965)。

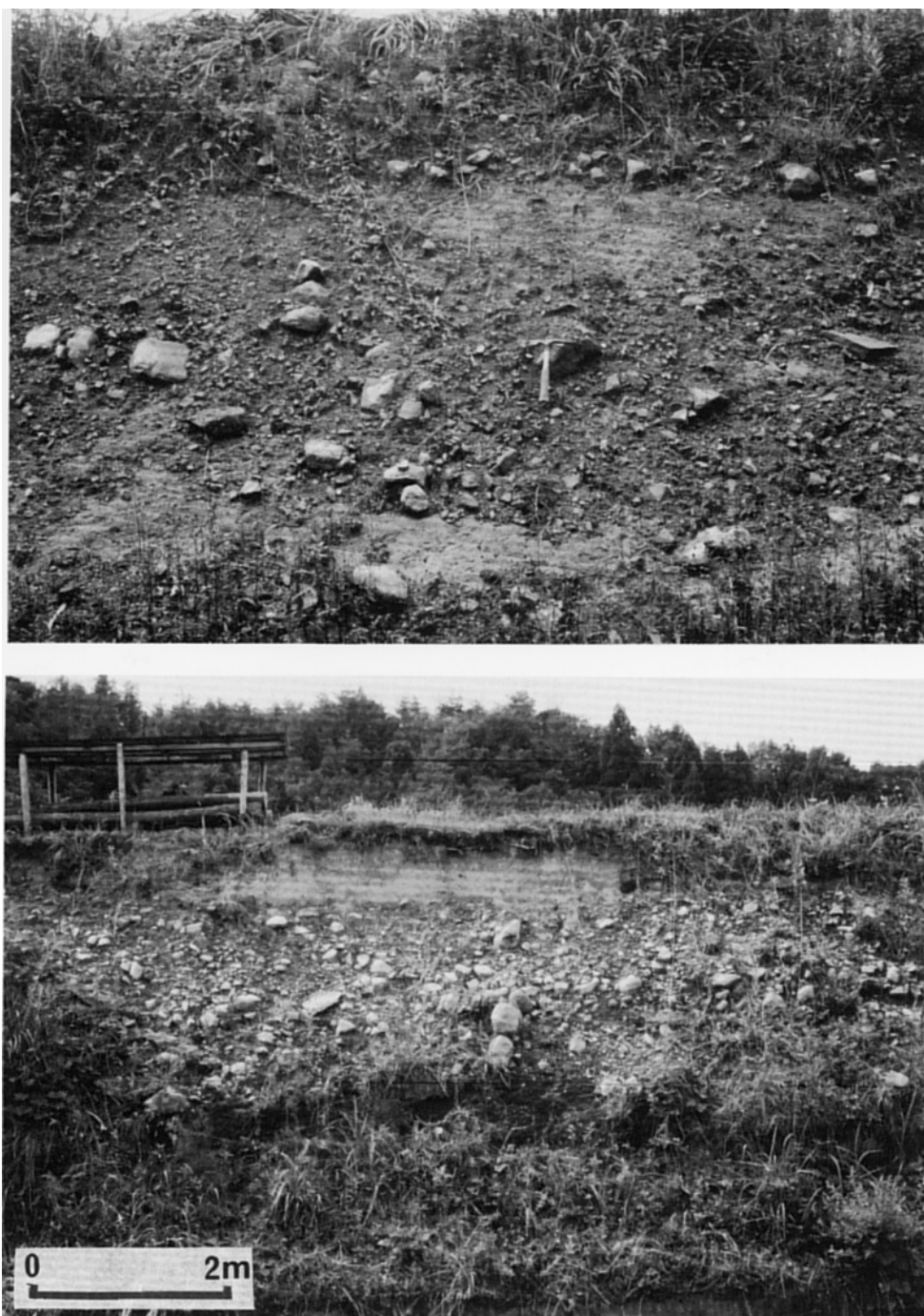
c. ¹⁴C年代が計測された地点から約100 m下流に挟まれる火山灰層が、京都市左京区の平安神宮地下から報告され、約2万5千年前の¹⁴C年代値を示す平安神宮火山灰層に対比された(吉川ほか, 1986)。

愛知川北岸では厚さ3-8 m、中・古生層、花崗岩、萱原溶結凝灰岩の礫と、粗粒-中粒砂基質からな





第71図 百済寺Ⅱ及び池之脇段丘堆積物の露頭写真  
上) 百済寺Ⅱ段丘堆積物  
下) 池之脇段丘堆積物  
場所：上) 湖東町宇曾川南方  
下) 永源寺町池之脇. 折尺の長さはいずれも1m



第72図 低位Ⅱ及び低位Ⅲ段丘堆積物の露頭写真  
上) 低位Ⅱ段丘堆積物. ハンマーの長さは30cm  
下) 低位Ⅲ段丘堆積物  
場所：上) 日野町原, 下) 日野町奥師の北

る。

3) 低位Ⅲ段丘堆積物 低位Ⅱ段丘に伴って分布する。佐久良川流域では層厚は数 m、中・古生層及び花崗岩の礫と泥質砂の基質からなる。礫は亜円礫-亜角礫の中礫-大礫が多い(第72図)。愛知川流域では低位Ⅲ段丘面の発達が良い。甲津畑の和南川では数段の段丘面に細分できるが、地質図では一括図示した。ここでも厚さは数 m と薄く、中・古生層及び萱原溶結凝灰岩の礫と、粗粒砂の基質からなる。永源寺町熊原ではこの礫層の上位に厚さ 1m-2m の砂層が重なる。

#### **崖錐堆積物 (ta)**

竜王山西麓の西明寺と、永源寺町明神山西麓に主に分布し、他に鈴鹿山脈内部に小規模に点在する。西明寺ではすべて中・古生層の角礫から、明神山西麓ではすべて萱原溶結凝灰岩の礫からなる。

#### **沖積層 (n, c, a)**

鈴鹿山脈西側の沖積層のうち、最も広い面積を持つのは愛知川北方にある宇曾川流域に広がる沖積層である。この流域の沖積層は、犬上川低地のの上流部に当たる。犬上川低地上流部は、宇曾川・加領川などが運搬した碎屑物によって形成された典型的な合流扇状地地形を示す。堆積物は、粗大な礫と砂から構成されている。

愛知川南方の沖積層は、愛知川や日野川に沿ってわずかに分布し、礫・砂そして若干の泥からなる谷底平野堆積物及び流路州堆積物に区分される。

## **VII. 6 地 質 構 造**

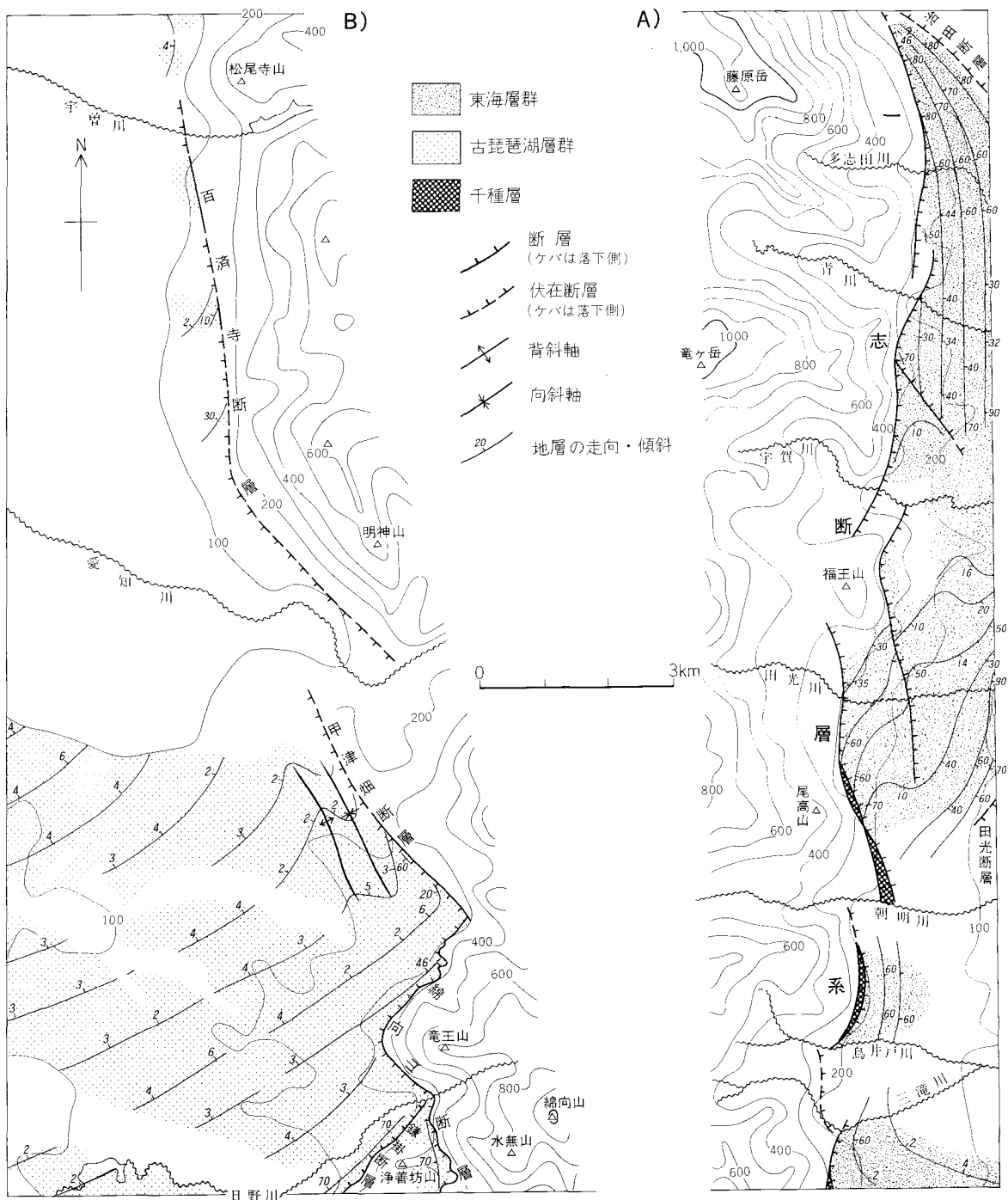
### **VII. 6. 1 鈴鹿山脈東側の地質構造**

第73図に、鈴鹿山脈東麓において、鮮新世以降に形成された地質構造を示す。鮮新統-更新統下部の東海層群の地質構造は、三滝川より北方では、走向南北の東傾斜、三滝川南方では走向ほぼ北西-南東の北東傾斜である。ただし、地層の傾斜は三滝川北方では30度以上の急傾斜となる領域がほとんどであるのに対し、三滝川南方では数度の傾斜で緩く傾く。

鈴鹿山脈東側に発達する主な断層は、同山脈山麓線に沿って南北方向に発達する断層群であり、東海層群と先新生界を境する。ほかに、丘陵部と台地・平野部の境界付近にも断層が認められる。千種層は、山麓線を走る断層群の一部が二本並走する間に露出する。千種層の地質構造は、走向ほぼ南北、傾斜は東に50度以上の高角度であり、一部では直立、更に逆転して、見掛け上西傾斜を示す。以上述べた鈴鹿山脈東側の断層群の運動は、すべて西側隆起である。

本図幅地域の鈴鹿山脈東麓の地質構造については、東海層群を扱った研究として、赤嶺(1959)、秦(1967)、松井・嶋崎(1971)、竹村(1983)、TAKEMURA(1985)、吉田(投稿中)があり、第四紀後半の地質構造(活構造)を扱った研究としては、森・山田(1977)、武久(1979)、活断層研究会(1980)、そして太田・寒川(1984)がある。

以下、本図幅地域の鈴鹿山脈東側に発達する各断層について述べる。なお今回の調査を通じ、断層面が確認された断層、又は東海層群の変形状態から存在が確実視される断層が、段丘面・段丘堆積物を変位変形させていることが認定された場合には、その点を記載に加えた。



第73図 新生界の地質構造図

A) 鈴鹿山脈東側

B) 鈴鹿山脈西側

### 鈴鹿山脈山麓線を形成する断層群

鈴鹿山脈山麓線を作る断層群は、第73図に示すように、雁行配列する長さ数 km の小規模断層群からなる。これらの断層群付近の東海層群の傾斜は、いずれの地域でも60度以上、あるいは直立ないし逆転している。そして数多く観察される断層面は、すべて西傾斜の逆断層面を示す。

1) 藤原岳東麓から青川に至る断層、青川から宇賀川に達する断層、そして福王山東麓の断層は、東海層群に60度以上の変形を与えている。森・山田(1977)、武久(1979)、活断層研究会(1980)、そして太田・寒川(1984)は、これら三つの雁行断層を一本の断層とみなしたが、東海層群の分布・変形状態から、別々の断層として扱うのが妥当である。これらの雁行断層を横切る段丘面には、変位変形は認められない。なお、宇賀川北岸の寺尾から北西方向に延びる断層は、東海層群を切断する西上りの断層である。断層面は、源太川河床において観察できる。

2) 尾高山東麓の断層は、森・山田(1977)の断層(7)、武久(1979)及び活断層研究会(1980)の釈迦ヶ岳断層、太田・寒川(1984)の尾高山断層に当たる。本断層は、尾高原西縁では東西二本の断層からなり、その間に千種層を挟む。断層面は杉谷川本流や支流において幾つか認められるが、いずれも西傾斜の逆断層であり、東海層群と千種層、あるいは千種層と鈴鹿花崗岩を境している。

本断層は、前述の各文献が指摘したように、幾つかの地点で段丘面を変形させている。すなわち、切畑西南西では第2段丘面を、朝明川北岸では第1段丘面と第3段丘面をいずれも東下りに変位させている。太田・寒川(1984)は、前地点の変位量を約15 m、後者の地点の変位量をそれぞれ40 mと15 mと見積もり、本断層を B 級の活断層とした。



第74図 一志断層系の断層面の露頭写真(孤野町湯の山ゴルフ場西方)。ハンマーの長さは30cm

3) 千草西方の断層は、森・山田(1977)の断層(8)、武久(1979)と活断層研究会(1980)の御在所岳断層の一部に当たる。本断層も尾高山東麓の断層と同じように東西二本の断層からなり、あいだに千種層を挟む(第74図)。本断層については、秦(1967)が新期の礫層を切る露頭を、森・山田(1977)が段丘面の変位を報告した。

今回の調査において、秦(1967)が記載した露頭を観察し、本断層が千種層とともに新期礫層を切断していることを確認した。この新期礫層が、いずれの段丘堆積物に当たるかはっきりしないが、その層相と堆積物が形成する地形面高度から、第1段丘堆積物あるいは第2段丘堆積物に対比するのが妥当と判断する。更に本断層は新期礫層を切る断層露頭の南において、第1段丘面を西上がりに変形させている。しかし、これより南では、変位地形ははっきりしない。いずれにせよ、本断層が第四紀後半に活動したことは間違いない。

4) 三滝川南岸の断層は、森・山田(1977)の断層(10)、太田・寒川(1984)の菰野断層のそれぞれ北端部に当たる。断層面は近鉄湯の山温泉駅西方の三滝川南岸において認められる。本断層は東海層群と中・古生層及び千種層を境する。本図幅地域では、この断層上を段丘面は横切っていないが、本図幅と亀山図幅との境界すぐ南の茶屋の上西方では、第B段丘面を東下がりに変位させていることが報告された(宮村ほか, 1981)。宮村ほか(1981)は、この第3段丘面の垂直変位量を約15 mと見積もり、本断層をB級活断層とした。

#### 丘陵東縁部に発達する断層群

本図幅地域の丘陵東縁部に発達する断層は、治田断層と田光断層の一部に当たる。

1) 治田断層(武久, 1979)は、北勢町麓村(東隣桑名図幅地域内)から藤原町大貝戸まで約7 km 延び(吉田, 投稿中)、本図幅地域にはその北端部が走る。断層西側の東海層群は、70度以上の東傾斜を示し、更に大貝戸の南では東海層群は逆転して、最高40度で西に傾斜している。しかし、本断層の推定位置からやや離れた東側の東海層群は、西野尻や員弁川西岸で観察されるように10数度程度の緩傾斜である。本断層は桑名図幅地域において、多くの段丘面を変位させていることが、森・山田(1977)、武久(1979)、太田・寒川(1984)などによって報告されているが、本図幅地域内においては段丘面の変位は認められない。

2) 田光断層(武久, 1979)は、菰野町田光(桑名図幅地域内)から杉谷まで約2 km 延びる(吉田, 投稿中)。本図幅地域に含まれるのは、その南端部である。断層付近の東海層群は、70度以上の急傾斜を示す。また杉谷では、第2段丘堆積物が約20度東に傾斜している露頭が認められる。このほか武久(1979)は、田光でも幾つかの段丘面変位を報告した。したがって、田光断層は本図幅地域内でも、第四紀後半に活動したといえる。

#### VII. 6. 2 鈴鹿山脈西側の地質構造

第73図に、鈴鹿山脈西側において、鮮新世以降に形成された地質構造を示す。鮮新統-更新統下部の古琵琶湖層群のうち、愛知川より南方の古琵琶湖層群は、全体としてはほぼ東北東-西南西走向で北北西側に上位層が重なる同斜構造を示す。地層の傾斜は3-6度であり、極めて緩い。ただし、鈴鹿山脈山麓線に発達する各断層に近接して分布する古琵琶湖層群は、幅数100 m にわたって急傾斜しており、更に

逆転している場合も認められる。また、和南川に沿う方向には、北北西-南南東方向に軸を持つ一対の背斜・向斜構造がある。この褶曲構造は、甲津畑断層の活動によって形成されたものである。

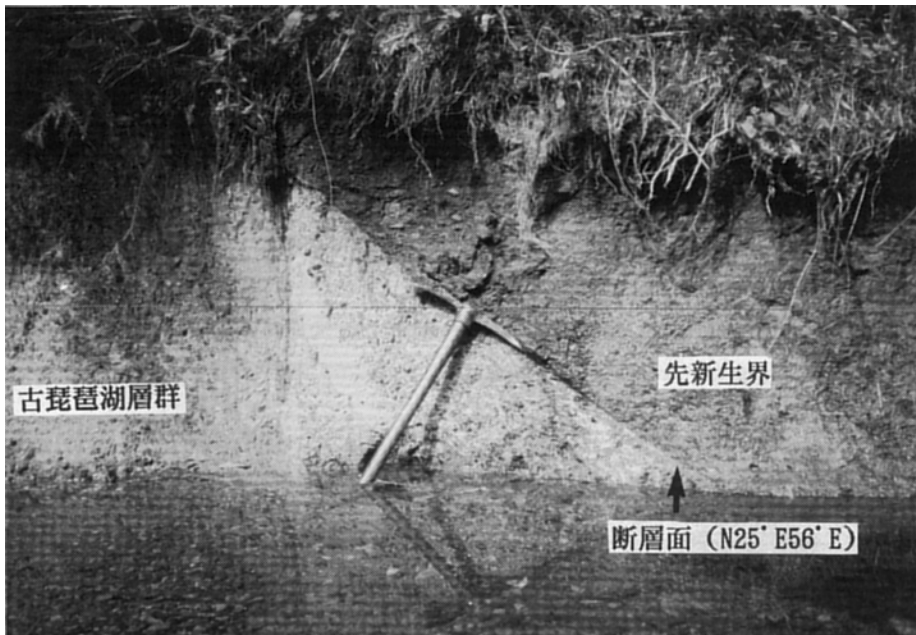
愛知川北方では、古琵琶湖層群の露出範囲は極めて狭いが、計測された走向傾斜は、百済寺断層の通過する付近を除くと、すべて東北東-西南西走向で、2-3度の北北西側への緩傾斜を示す。つまり、愛知川を挟んで分布する古琵琶湖層群の一般的な地質構造は調和的である。

鈴鹿山脈西縁には、同山脈東縁と同じように断層が走り、古琵琶湖層群を变形、あるいは切断している。これらの断層群は、すべて東側隆起の運動を示し、鈴鹿山脈東麓に発達する断層群とは違って、確実に段丘面に変位変形を与えている証拠は見つからない。

本図幅地域の鈴鹿山脈西側に形成された地質構造について触れた研究は少なく、TAKAYA (1963)、宮村ほか(1981)、そして活断層研究会(1980)があるにすぎない。以下、各断層について述べる。

1) 鎌掛断層(TAKAYA, 1963)は、亀山図幅地域の日野町鎌掛から東北東に約10 km、八丁野西方まで連続する。八丁野西方では古琵琶湖層群を切り、浄善坊山西麓では、古琵琶湖層群と中・古生層を境する(宮村ほか, 1981)。断層面は確認できなかったが、断層が通過する付近の古琵琶湖層群は、傾斜が70度以上の変形を受けている。

2) 綿向山断層(活断層研究会, 1980)は、亀山図幅地域の土山町大河原から綿向山及び竜王山東麓を経て、永源寺町和南川まで、全体として南北方向に約9 kmにわたって連続する。分布南部の大河原付近では中・古生層と鮎河花崗岩を境する(宮村ほか, 1981)が、本図幅地域では中・古生層と古琵琶湖層群の境界断層となっている。本断層の特徴の一つは、断層線の分布形態に現れているように、他の断層に比べ断層面が低角をなすことである。すなわち宮村ほか(1981)が報告した綿向山西麓の断層面、そし



第75図 綿向山断層の断層面の露頭写真(永源寺町甲津畑の和南川河床)。ハンマーの長さは65cm

て佐久良川と和南川の河床で認められる断層面のいずれもが、40-60度の東傾斜を示す(第75図)。

3) 甲津畑断層(TAKAYA, 1963)は、永源寺町和南において北西-南東方向に約4 km 延び、主に湖東流紋岩類と古琵琶湖層群を境する。断層面は観察されなかったが、和南南東約1 kmの小道に露出する古琵琶湖層群は、60度で西に傾斜している。

4) 百済寺断層は永源寺町熊原から百済寺を経て、宇曾川付近まで南北に約10 km 延びる。活断層研究会(1980)は前述の甲津畑断層(ただし図示されている通過位置は、渋川沿いになっている)を含めて百済寺断層と呼んだが、両断層は明らかに別々の断層である。したがって、本報告では甲津畑断層を除く部分を百済寺断層と呼ぶ。従来本断層については、地形学的解釈からその存在が述べられてきたが、今回の調査によって、古琵琶湖層群が10-30度で西に傾斜する露頭が、大覚寺と百済寺において発見された。この傾斜角度は愛知川南方の古琵琶湖層群に比べて相対的に急であり、断層の存在を強く示唆する。この点と従来の地形上の解釈をからみて、本断層の存在は確実といえる。

## VIII. 応用地質

### VIII. 1 銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱床

鈴鹿花崗岩の周辺に分布する中・古生界中にはさまざまな規模のスカルンや鉱脈型鉱床が多数分布している。このうち過去に稼行の対象とされた鉱床はいずれも鉱脈型鉱床であり、鈴鹿花崗岩体北方の青川流域一帯と岩体東部の神崎川流域に集中している。

ともに鉱床の生成には、鈴鹿花崗岩を主とした白亜紀後期の火成活動が深く関与したと予想できる。

**治田鉱山**：北勢町青川上流

鉱山沿革誌によれば、寛永年間あるいは慶長年間から明治に至る間、銅量約3,500 t、銀21 tを生産し、一時期は盛大に稼行され3,000戸の集落ができた(大塚ほか, 1959; 田端ほか, 1979)。その後大正時代に銅を対象としてわずかに数10 tの採掘が行われたが、昭和時代においては稼行された実績はない。以下、大塚ほか(1959)に従って述べる。

鉱床は、黄和田層の泥岩(チャートを含む)・砂岩中の裂罅充填鉱床である。本鉱山は主に^{ひのき}檜木谷旧坑群と三光谷旧坑群から構成される。現在でも多くの旧坑と鉱床露頭が残存する。鉱脈は走向 N40-60°W で40-50°NEに傾斜する雁行した石英脈に伴われ、脈幅0.2-2.2 m、走向延長は2-10 m程度のものである。主要鉱石鉱物は黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱で、脈石は石英・緑泥石などから構成される。檜木谷旧坑群の一部(仙右エ門坑)には斑銅鉱を主体とする二次富銅部が認められ、旧時の採掘は恐らくこれが主な対象であった。坑外貯鉱に見られる富銅部の品位はCu 4.4%と高いが、坑内の残存鉱脈は低品位である(Cu: 0.01-0.09%)。

**茨川蛇谷鉱山**：永源寺町茨川(茶屋川支流蛇谷)

20万分の1地質図幅「名古屋」地質図幅説明書(三浦, 1891)によれば、1050年(永承年間)頃開山し、その後200年間盛況であったという。また、江戸末期にも稼行していたらしい。鉱床は箕川層中の数条の鉱脈からなり、NW-SEの走向を示す。採掘は黄銅鉱と含銀方鉛鉱を対象とした。稜線を挟んで南東



1 kmには治田鉱山があり、ほぼ類似した生成環境にあると推定できる。現地には旧坑跡と現地精練を行ったことを示すカラミが残存しているとのことである。

#### **政所鉱山**：永源寺町政所

1580年(天正年間)頃開山し、1772年-1780年(安永年間)に盛況であった。明治初期まで稼行していたとされる(三浦, 1891)。鉱床の詳細な位置は不明であるが、政所の西北西800 m付近の山腹であるらしい。現場付近は箕川層に相当し、この中をNW-SE方向に走る鉱脈(脈幅0.5-1.5 m)を対象とした。鉱石は黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・含銀方鉛鉱からなり、脈石として石英を伴う。盛況時の鉱石はAg 50-150 g/t, Pb 10-40%の品位を有していた。

#### **ジュルミチ谷上流旧坑**：永源寺町神崎川支流ジュルミチ谷

開発の沿革についての詳細は不明。黄和田層中の泥岩とチャートの間を走るN3°W80°Wの固結破砕帯に沿う鉱染型の鉱床であり、鉱石は黄鉄鉱を主体とし、少量の方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱を伴う。脈石鉱物は石英を主体とし、緑泥石・方解石を伴う(中村, 1962)。

#### **大倉谷旧坑**：永源寺町神崎川支流大倉谷

開発の沿革は不明。鈴鹿花崗岩との境界から50 m上流側の緑色岩(霊仙山層)中に旧坑(崩壊)が数か所存在する(中村, 1962)。なお今回の調査で、大倉谷北側の沢(通称：オ金谷)下流にも、旧坑が見いだされた。鈴鹿花崗岩中の緑色岩捕獲岩中に胚胎する鉱床で、磁硫鉄鉱及び黄銅鉱からなる。

#### **サブクラ谷上流旧坑**：永源寺町谷尻谷上流(通称：サブクラ谷)

霊仙山層の緑色岩中に胚胎している裂罅充填鉱床である。5か所に旧坑が確認されており、一番南側の旧坑は延長95 mにわたって掘進されているが、ほかはいずれも10 m以下のものである。鉱脈は走向N20-27°W、傾斜62-70°Wと走向N5°E傾斜45°SEの2方向のものが認められる。それぞれの脈幅は0.1-2 mの範囲にある。鉱石は磁硫鉄鉱を主体とし、相当量の方鉛鉱・閃亜鉛鉱と少量の黄鉄鉱・黄銅鉱を伴う。脈石鉱物は石英・方解石及び緑泥石からなる。鉱石の品位はZn：0.98-14.5%、Pb：5.1-13.0%の範囲のものが確認されている(中村, 1962)。

#### **御池鉱山**：永源寺町神崎川支流

嘉永年間から稼行しており、明治年間是最も隆盛を極め、従業員600名に達した。昭和30年代前半に休山して今日に至っている。隆盛時の生産量は不明であるが、昭和28年には並鉱(Cu：3.3%) 313 t、上鉱(Cu：5.2%)を125 t生産している(北, 1956)。以下、北(1956)に従って概要を述べる。

鉱床は緑色岩(霊仙山層)中に発達する裂罅充填鉱床であり、NW系(N32-75°W, 70NE-62°SW)とNE系(N55-60°E, 55-67°SE)の2方向の鉱脈が多数確認されている。

鉱脈には塊状鉱・板状鉱・縞状鉱・角礫状鉱・鉱染状鉱などのさまざまな産状を示す鉱石が認められ、それぞれが組み合わさって複合体をなしている。

主要鉱石鉱物は黄鉄鉱・硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・方鉛鉱からなり、脈石鉱物は透角閃石・アクチノ閃石・緑泥石・石英・方解石から構成される。一般に鉱床の上部で磁硫鉄鉱に富み、下部では黄銅鉱に富む傾向がある。方鉛鉱中には銀分が含まれ、また硫砒鉄鉱中には微量のニッケル及びコバルトが含まれている。

昭和30年の時点での可採鉱量は、磁硫鉄鉱主体のもので16万 t、銅鉱主体のもので5万 tとされてい

る。

なお御池鉱山周辺には、後述する杉峠鉱山・向山鉱山など類似した産状と鉱石鉱物を産する鉱床がある。また御池鉱山北側の沢(大蔵鉱床)、西側の沢、南東の沢(御池東方鉱床)にも幾つかの旧坑が知られている。これら鉱床の生成に関与した火成岩は本報告での犬上花崗斑岩(杉峠岩体)とされた(北, 1956)が、伏在する鈴鹿花崗岩が関与した可能性も否定できない。

#### **杉峠鉱山**：永源寺町杉峠

開発の沿革は不明。現在まで休山中。御池鉱山の南西に位置し、旧御池鉱山とも呼ばれる。花崗斑岩との境界付近の緑色岩(霊仙山層)中に胚胎する鉱脈からなるが、坑道陥落のため詳細は不明。貯鉱に見られる鉱石鉱物は黄銅鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱からなり、二次鉱物として赤銅鉱・孔雀石も見いだされる。脈石鉱物として方解石が認められる。良質鉱の銅品位は、Cu：7-8%である(地質調査所大阪駐在員事務所, 1954)。

#### **向山鉱山**：永源寺町渋川上流

開発の沿革は不明。戦時中に稼行したとされるが、現在は休山中。御池・杉峠の鉱山と同じく緑色岩(霊仙山層)中に胚胎する鉱床である。2本の旧坑からなる。鉱石鉱物は磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・四面銅鉱からなる。銅品位はあまり良好でない(地質調査所大阪支所, 1950)。

#### **野尻鉱山**：藤原町西野尻

20万分の1地質図幅「名古屋」説明書(三浦, 1890)によれば、1640年(寛永年間)頃盛況であったとされる。藤原町西野尻駅西方3kmに位置するとされるが、詳細は不明。鉱床は中・古生層の泥岩中のN-S系及びNW-SE系の鉱脈数条からなる。石英脈に伴う黄銅鉱・方鉛鉱が採掘の対象とされた。

#### **滝ヶ坂^{たきがきか}鉱山**：土山町

開発の沿革は不明。武平峠層中の砂岩・チャート・石灰岩を交代した層状鉱床である。大小4か所の地表露頭と三つの旧坑からなる。坑内には三つの富鉱体(脈幅0.5-2m, 延長8-15m)が確認されており、いずれも採掘済みである。鉱石鉱物は磁硫鉄鉱・黄鉄鉱からなり、銅品位1-1.5%の部分が多い(地質調査所大阪支所, 1950)。

#### **稲ヶ谷^{いねがや}鉱山**：土山町

開発の沿革は不明。上述の滝ヶ坂鉱山の西方約1kmに位置し、ほぼ同様な産状を示す。延長15mの旧坑一本が確認されている。鉱床は武平峠層中のチャート中に胚胎する走向N33°Wの鉱脈からなる。鉱石鉱物は黄鉄鉱・閃亜鉛鉱からなるが低品位である(地質調査所大阪支所, 1950)。

#### **白倉谷^{しろくらや}鉱山**：土山町白倉谷

大正7-8年頃稼行されたと言われるが、生産量は不明。2本の旧坑が認められる。鉱床は大君ヶ畑層のチャートの層理に沿う2本の平行な鉱脈と、チャートに接する泥岩中の固結破碎帯に胚胎する鉱体とからなる。鉱石鉱物は黄鉄鉱からなり、脈石鉱物として石英及び方解石を伴う。なお、本鉱床上部20mにはバラ輝石を主体とする小規模なマンガン鉱床(Mn：約20%)が確認されている(地質調査所大阪支所, 1950)。

## VIII. 2 マ ン ガ ン

本図幅内のマンガン鉱床は日本鉱産誌 BI-C (地質調査所, 1954)によれば湯ノ山・永源・朝日谷・平子・藤富の5鉱山があったとされている。すべて中・古生界の主としてチャートを母岩にした鉱床である。朝日谷鉱山を除けば、いずれも1939-1944年にかけての戦時中に稼行された。以下、各鉱山の概要を日本鉱産誌に従って述べる。

### 湯ノ山鉱山：菰野町

1942-1944年に Mn : 2690 t を産出した。鉱山所在地の詳細は不明。雲母峰層のチャート中に胚胎した。鉱石品位は Mn : 28-39%。

### 永源鉱山：永源寺町

1942-1944年に Mn : 1,008 t を産出した。所在地は確認できなかったが、恐らく箕川層もしくは黄和田層中に胚胎するものと考えられる。

### 朝日谷鉱床：永源寺町蛭谷

1949-1950年にかけて Mn : 932 t を産出した。鉱床は黄和田層中の緑色岩に伴うチャートを母岩とし、その層理面に沿って胚胎する。伏虎・水ヶ洞・一の谷の三坑からなるが、いずれも芋状に連続する膨縮著しい小規模な鉱体である。脈幅0.2-2 m。鉱石鉱物は菱マンガン鉱・バラ輝石・酸化マンガン鉱からなる。鉱石品位は Mn : 25-40%。

伏虎・水ヶ洞坑では、SiO₂ : 45-49%と一の谷坑(SiO₂ : 10%)より高い。1954年時点での残存鉱量は約970t。

### 平子^{ひらこ}鉱山：日野町平子

1943年に Mn : 219 t を産出した。所在地は未確認である¹⁷⁾が、おそらく土山層中のチャートを母岩とする鉱床である。

鉱床の方向は走向 E-W、傾斜50-70°N で脈幅0.5 m、延長40 m とされている。鉱石鉱物は菱マンガン鉱・バラ輝石・ブラウン鉱・ハウスマン鉱からなり、平均品位は Mn : 35%。

### 藤富鉱山：日野町

開発の沿革・生産量・所在地の詳細は不明。中・古生界(土山層?)のチャート・泥岩を母岩とし、走向 E-W、傾斜45-50°S で脈幅0.6 m、延長360 m の鉱体からなる。鉱石鉱物は菱マンガン鉱・バラ輝石からなり、品位は Mn : 35-40%。

## VIII. 3 天 然 ガ ス

近江盆地内の各地では、古くから天然ガス(水溶性ガス)の兆候が知られてきた。愛東町百済寺にある近江温泉の深井戸から産出するガスについても、かつて調査されたことがある(福田・永田, 1980)。

本井のガス組成を第13表に示す。ガス/水比は不明であるが、ガスの気泡は極めて小さく、量的にも

---

17) 吉村(1952)の第253図によれば、南隣の亀山図幅地域内の日野町平子東方1km付近らしい。

第13表 近江温泉掘削井の天然ガス成分表(福田・永田, 1980)

ガス組成 (vol%)	He	H ₂	O ₂	N ₂	Ar	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	N ₂ /He	N ₂ /Ar
	0.140	0.000	0.16	81.54	1.08	0.05	17.02	0.005	0.000	582	75.5
付随水 (mg/l)	HCO ₃ ⁻	free CO ₂	Cl ⁻	NH ₄ ⁺	pH						
	51	14	67	0.26	>8.4						

ごく微量である。ガスの主成分は N₂ であり、副成分は CH₄ である。N₂/He の値は小さく、N₂/Ar の値は大きい。また付随水の、HCO₃⁻、Cl⁻、及び NH₄⁺ の値はすべて小さい。したがって本井のガスは、N₂ を主成分とする不燃性水溶性ガスである。

#### VIII. 4 長石・珪石

員弁郡大安町宇賀溪の北谷林道沿いに、鈴鹿花崗岩のペグマタイト中の長石及び珪石を採掘した跡がある。径10 m 近くに達する塊状のペグマタイトからなり、中・古生界直下の花崗岩の天井相に当たる部分に形成されたものである(第V章参照)。数 cm-数10 cm 径の石英・カリ長石を主体とし、少量の黒雲母・曹長石を伴う。ペグマタイトの良質部を抜き掘りしており、奥行7 m、幅8 m、高さ5 mの空洞が残存している。大安町寺内付近に運搬し手選により長石・珪石に選別後、窯業原料として東海方面に出荷していたらしい。稼行時期・生産量は不明。

おおがいのと  
大貝戸鉱山：藤原町大貝戸

大君ヶ畑層のチャートを対象に、セメント原料用珪石として採掘中である。生産量は10万 t/年、品位¹⁸⁾は SiO₂ : 85%以上。昭和62年から経営が小野田セメントから石崎組に変更。

#### VIII. 5 螢石

員弁郡大安町宇賀溪の通称砂山南方の沢沿いに、鈴鹿花崗岩中の螢石脈を採掘した跡があり、現在でも坑道が残存している。1876年(明治9年)に発見され、1890年頃から採掘が開始された。最盛期は1900年前後で、18 t/日を記録したとされる。その後休山していたが、戦時中(1943-1945)には日産鉱山として再開され100-150 t/年の生産を行った。その後再び休山している。鉱床は花崗岩中の網状脈である。主に稼行の対象とされたのは、走向 WNW-ESE 傾斜50-90°SSW の2本の脈であり、それぞれ脈幅90 cm で延長約210 m、脈幅60 cm(最大120 cm)で延長約100 mを示した。粗鉱品位は20-70%で、30%前後のものが多い。螢石は紫色・青緑色のものが大部分で、淡緑色を示すものもある(門田, 1943; 原・磯部, 1979)。

18) セメント用珪石の品質は概して珪酸分の低いものでも使用可能である。条件としては、SiO₂ : 80%以上で、SiO₂ : Al₂O₃ の重量比が6 : 1以上、更に結晶水含有量が低く、加熱により揮発性成分を除去しやすいものが望まれる。

## VIII. 6 石 灰 岩

### 藤原鉾山：藤原町

藤原岳に分布する霊仙山層を対象にセメント・採石・化学工業用原料(生石灰など)として採掘されている。

昭和4年小野田セメント(株)藤原工場のセメント原料山として開発着手。昭和7年に操業開始以後、現在まで採掘は継続している。

鉾床は南北約2 km, 東西は北で約1.5 km. 南に向かって狭くなる大略三角形を示す主岩体とその周辺に分布する不規則塊状及び層状の岩体からなり、主岩体の層厚は500 m 以上と見積られる。

鉾石の品位は CaO: 55-54%, MgO: 0.8-0.1%, P₂O₅: 0.07-0.01%, SiO₂: 1.5-0.3%を示し、年間約350 万 t 採掘されている(小野田セメント KK)。

## VIII. 7 ド ロ マ イ ト

### 三重ドロマイト鉾山：大安町石樽北山^{いしぐれ}

藤原岳南方の石樽北山西方には霊仙山層が鈴鹿花崗岩の接触を受けドロマイト化したと推定できるドロマイト鉾床があり、珪灰石を初めとするスカルン鉾物が伴われている(後述)。

昭和10年に発見され、昭和12年以降露天掘による採掘が続けられてきた。

鉾床は東西延長約300 m, 幅約70 m の間に不規則塊状の鉾床として賦存し、平均組成は MgO : 6.13%を示すが品質的には変化が大きい。昭和62年現在8,500 t/年肥料用として採掘されている(三重ドロマイト工業 KK)。

## VIII. 8 その他の鉾産物

ここでは、本図幅地域内の鉾産物のうち稼行の対象とならなかった金属・非金属資源や、地質各論で詳しく触れなかった著名な鉾産物産地について述べる。

### VIII. 8. 1 金・銀

員弁郡北勢町の治田鉾山(既述)付近から東方の青川沿いの両岸には、含金石英脈が数か所で知られている。黄和田層の泥岩・砂岩の層理面にほぼ沿った鉾脈であり、黄鉄鉾のみを伴うものと銅・鉛・亜鉛鉾を伴うものがある。脈幅は15-100 cm で、走向 N60-70°W, 傾斜15-20°Nの並行する5条の鉾脈が確認されており、その一部は探鉾のため坑道が掘削された形跡がある。品位は Au : 7.5-43g/t, Ag : 3-7 g/t で銀に乏しい。なお治田鉾山とその周辺にも類似した石英脈が分布する(原口・影山, 1950)。

青川一帯には、含金石英脈のほか小規模な鉾床露頭が多数知られている。青川キャンプ場南側の林道沿いには、硫砒鉄鉾・方鉄鉾・閃亜鉛鉾・硫化カドミウム鉾・ミメット鉾・スコロド石・白鉛鉾・水亜

鉛土などを産出するという(原・磯部, 1979).

### Ⅷ. 8. 2. モリブデン

員弁郡大安町宇賀川北谷^{うががわ}では、鈴鹿花崗岩のグライゼン化作用を受けた部分やペグマタイトに伴って少量の輝水鉛鉱を産出する.

### Ⅷ. 8. 3. スカルン鉱物

鈴鹿花崗岩体の北縁や南東縁には、小規模なスカルンが見いだされる. また、永源寺町佐目子谷下流域から愛知川左岸にかけての一带と、日野町綿向山西麓にも小規模なスカルンの存在が知られている. 各地の産出鉱物の概要を述べる.

#### 三重ドロマイト鉱山：大安町石樽北山

ここでは、磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・方解石・ドロマイト・マグネサイト・透輝石・トレモラ閃石・アクチノ閃石・灰鉄ざくろ石・珪灰石・蛇紋石・滑石・苦土かんらん石を産出する(田端ほか, 1979). 透輝石はかつて、30 cm 以上の劈開片が得られたという. いずれも周囲の緑色岩とともに石灰岩レンズが鈴鹿花崗岩による熱変成を受けた結果生じたものであろう. ここではドロマイトの割れ目に沿って灰白色皮状のセピオライトも産出するという(野村, 1979).

#### 宇賀川北谷^{うががわ}：大安町宇賀溪

宇賀川北谷の支流ホタガ谷一帯には、緑色岩中の石灰岩が鈴鹿花崗岩により熱変成する過程で生じたスカルンが見いだされる.

ここでは透輝石・ざくろ石・ベスプ石・緑れん石・珪灰石・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱を産出する(原・磯部, 1979). このほか、一部には閃亜鉛鉱・方鉛鉱も見いだされた. ベスプ石には直径10 cm に達する放射状結晶集合体も観察される.

#### 湯の山南方：菰野町三滝川右岸支沢(宗利谷)

鈴鹿花崗岩の熱変成により雲母峰層中の石灰岩レンズがスカルン化している. ここでは、角閃石(トレモラ閃石ないしアクチノ閃石)・灰ばんざくろ石などを産出する(野村, 1979).

#### 佐目子谷-愛知川右岸：永源寺町

霊仙山層の緑色岩中のレンズ状石灰岩体がスカルン化した結果、多数の鉱物が形成されている. スカルン化の熱源は周辺に分布する犬上花崗斑岩とされている(辻・北原, 1979). ここでは、磯部ほか(1976)により、ベスプ石・輝石類・ざくろ石・硫化鉱物などのほか、二次的に生成した沸石類を含め18種類の鉱物を産することが報告されている.

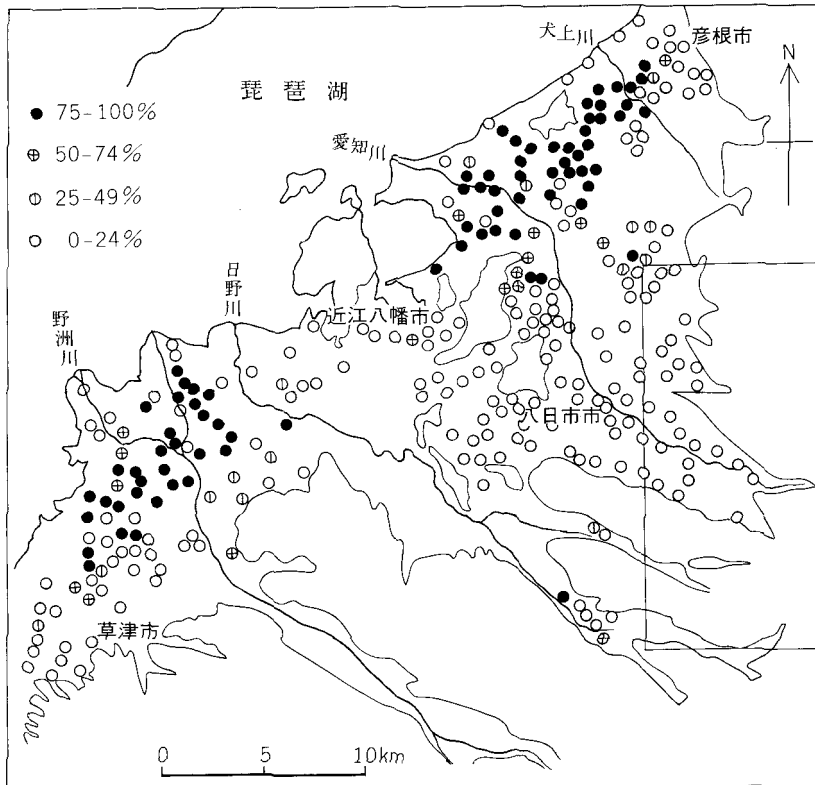
#### 綿向山西麓：日野町西明寺東南東

土山層中の石灰岩レンズがスカルン化したもので、珪灰石・ベスプ石・ヘデンベルグ輝石を産出する(滋賀県科学教育協会, 1960). 珪灰石の美晶(長さ~10 cm)を産することでも有名. 「綿向山麓の接触変質地帯」として天然記念物の指定を受けている. 周囲の花崗斑岩脈をスカルン化の熱源として考えるにはあまりにも小規模であり、南隣亀山図幅地域内の鮎河花崗岩の延長が地下に潜在していると予想できる. なお、周辺の土山層や田村川層中の石灰岩も再結晶化し、一部に類似のスカルン鉱物を生じている.

## VIII. 9 地 下 水

琵琶湖東岸から犬上川低地にかけては、掘抜き式井戸（ここでは静水面が地表面まで達しない井戸を指す）と自噴式井戸が、整然と分かれて分布する（第76図）。後者の自噴式井戸は、俗にドッコイショと地元では呼ばれている。ドッコイショは、被圧地下水帯水層としての沖積層下の埋没段丘礫層に水源を求め、地表まで地下水を自噴させる井戸のことである。他方、掘抜き式井戸は普通の深層地下水を水源とする（高谷・西田，1964）。

第76図に示すように、本図幅地域における地下水供給源は、掘抜き式井戸に限られる。この掘抜き式井戸から揚水機によって汲み上げられた地下水は、灌漑用溜池水とともに、主要な農業用水として、愛知川北方の段丘面・扇状地面上の水田地帯に供給されてきた。第四系の項（VII. 5）で述べたように、鈴鹿山脈西側の段丘堆積物・沖積層の層厚は、数 m-10 m 以下である。したがって、本図幅地域では、掘削深度が数10 m を超えるような古琵琶湖層群まで達する井戸から、地下水を得る必要があった。しかし、



第76図 自噴式井戸（ドッコイショ）の分布（高谷・西田，1967に加筆）  
 百分率=自噴式井戸の数÷全井戸数×100  
 （枠内は本図幅地域を示す）

永源寺(愛知川)ダムが1972年に竣工した結果、従来の水利体系は急速に消えつつある。

## VIII. 10 温 泉

本図幅地域内で利用されている温泉は、菰野町の湯の山温泉(単純放射能泉)と愛東町読合堂よみあいどうの近江温泉(アルカリ性単純泉)の2か所である。ともに加温して利用されている。

湯の山温泉は鈴鹿花崗岩中の裂罅より自然湧出するもので、718年(養老年間)の発見と伝えられる。泉温は26℃前後、表湯2か所と裏湯1か所の3か所からなる。湧出量は16-44 l/分である。弱アルカリ性(pH9.3-9.4)で無色・無味・無臭。ラドン含有量は $30-40 \times 10^{-10}$  キュリー/kg である。

近江温泉は、近江盆地の新生界(厚さ約200 m)を掘り抜き、更に湖東流紋岩類中を500 m 余り掘削したボーリングから揚水(約300kl/日)している。泉温は約30℃。

なお、鈴鹿山脈東麓の菰野町千草西方の鷲之湯でも花崗岩体から鉱泉が湧出していた(三浦, 1891)と言う。この地点は秦(1967)に図示されているが、その詳細は現在不明である。

## VIII. 11 石 材

鈴鹿花崗岩はかつて、千草石ちくさあるいは千種みかげちくさと称され土木・建築材料として小規模に利用されていた。釈迦ヶ岳東方の沢沿いには最近まで採石場があったが、現在は休止中である。細工用原石としては細粒等粒状岩相が好まれた。

朝明溪谷などの花崗岩転石は、火袋以外はほとんど手を加えないで組み合わせる石灯ろうのづら(野面灯ろう¹⁹⁾)の材料として利用されている。この石灯ろうの材料は、鈴鹿花崗岩の粗粒斑状岩相からなる。細かい細工には向かないが表面は含まれる大型斑状結晶のため変化に富んだ外観を示し、その持ち味が生かされている。

## VIII. 12 砕 石

本図幅地域内では、北勢町新町西方の2か所で採石が行われている。このほか藤原鉱山の石灰岩も砕石用として利用される(前述)が、ここではそれ以外の砕石について述べる。

砕石は壺仙山層の緑色岩を対象としており、主に道路用(バラス)として用いられている。採石場は青川を挟んで南側(大徳組)と北側(興和工業)にあり、昭和62年実績でそれぞれ83,000 t と 133,000 t を生産している。なお北側の採石場では石灰石が露出してきたため、昭和63年に生産を中断している。

## 文 献

赤嶺秀雄(1959) 三重県北部地方の新生代層。資源総合開発研究所報告, no.1, p.51-60.

---

19) 菰野灯ろうとも言われる。



- ALDRICH, L. T., HART, S. R., HAYASE, I., DAVIS, G. L., TILTONG, R., DOEB, R. and BAADSGAARD, H. (1962) Radiometric ages of rocks. *Ann. Rep. Carnegie Inst.*, Washington, 1960-1961. p. 234-239.
- 雨森 清(1978MS) 滋賀県日野町北部の古琵琶湖層群の層序について. 滋賀大学教育学部卒業論文.
- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, part 2. variation trend and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.78, p.39-49.
- BLOW, W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRÖNNIMANN, P. and RENZ, H. H., eds. : *First Internat. Conf. Plank. Microfossils, Geneva*, 1967, Proc., 1, p. 199-422.
- 地質調査所(1954) 主として金属材料となる鈳石-鉄・鉄合金および軽金属一. 日本鈳産誌, BI-C, 606p.
- 地質調査所大阪駐在員事務所(1954) 金属之部33. 銅. 鈳種別管内調査鈳山一覽表, p.23-40.
- 地質調査所大阪支所(1950) 滋賀県地下資源調査報告(第1・2班). 32p.
- DODSON, M. H. and MCCLELLAND-BROWN, E. (1985) Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. In SNELLING, N.J., ed. : *The chronology of the geological record, Geol. Soc. Memoir.*, no.10, p.315-325.
- 福田 理・永田松三(1980) 琵琶湖周辺の天然ガス調査報告. 地質調査所資料, no.1667, 27p.
- 原 哲也・磯部 克(1979) II. 7. 宇賀溪谷・朝明溪谷周辺. 磯部 克編, 三重県, 地学のガイド, コロナ社, 東京. p.75-84.
- 原口九萬・影山邦夫(1950) 三重県員弁郡治田鈳山隣接試掘鈳区金鈳調査報告. 地質調査所, 1949調査(MS.).
- 原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫(1985) 中部地方における白亜紀~古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, vol.39, p.345-357.
- 秦 好利(1967) 三重県菰野地方の新生代層. 資源綜合開発研究所報告, no.4, p.77-107.
- HATTORI, I. (1975) Lithofacies contrast in the Paleozoic System of the Eigenji-cho area, Suzuka Mountain Range, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.81, p.307-318.
- 早瀬一・石坂恭一(1967) Rb-Srによる地質年齢(I)西南日本. 岩鈳, vol.58, p.201-212.
- HAYASHIDA, A. and YOKOYAMA, T. (1983) Paleomagnetic chronology of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group to the southeast of Lake Biwa, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.89, p.209-221.
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学(1984) 彦根西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 121p.
- 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.
- ISHIGA, H. (1986) Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.29, p.89-100.
- , KITO, T. and IMOTO, N. (1982a) Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district

- and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol.36, p.10-22.
- ISHIGA, H., KITO, T. and IMOTO, N. (1982b) Middle Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol.36, p.272-281.
- 磯部敏雄・岡田 久・北岸武彦・高橋政宏(1976) 滋賀県神崎郡永源寺町佐目子谷の鉱物について. 京都地学会会誌, no.29, p.1-9.
- 市原 実(1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, vol.49, p.15-25.
- ・高谷好一(1965) 甲津畑植物遺体層の絶対年代. 地球科学, no.75, iii.
- 伊藤久敏(投稿中) 琵琶湖南東部に分布する湖東流紋岩のフィッシュ・トラック年代. 地質雑.
- 鎌掛団体研究グループ(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) 日本の活断層一分布図と資料. 東大出版会, 363p.
- 川辺孝幸(1987) 古琵琶湖層群. 日本の地質6, 近畿地方, 共立出版, p.144-151.
- 河田清雄(1969) 湖東(琵琶湖東部)で白亜紀末火山岩類の発見. 地質ニュース, No.177, p.11-15.
- ・三村弘二・須藤定久(1969) 琵琶湖東部の白亜紀火成活動. MAGAM, no.16, p.11-13.
- ・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人(1961) 中央アルプスとその西域の地質 その2, 濃飛流紋岩類. 地球科学, no.54, p.20-31.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) 西南日本の花崗岩類. 岩鉱, vol.65, p.191-221.
- KIMURA, I. (1971) Pleistocene sediments and geo-morphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan. part 1. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no.20, p.165-181.
- (1972) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan. part 2. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no.21, p.125-155.
- (1973) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan. part 3. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no.22, p.109-131.
- 木村一朗・竹原平一(1969) 伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位. 第四紀研究, vol.8, p.73-80.
- 北 卓治(1956) 第2節A 御池鉱山, 未利用鉄資源, 通商産業省, p.285-301.
- 古琵琶湖団体研究グループ(1977) 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.31, p.115-129.
- (1981) 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.35, p.26-40.
- (1983) 水口丘陵・瀬田～石部地域の古琵琶湖層群. 地団研専報, no.25, p.67-77.
- 栗本史雄(1987) 美濃帯南西部からの三疊紀及びジュラ紀放射状化石. 地調月報, vol.38, p.69-80.
- (1989) 美濃帯南西部, 御在所山地域から産出した微化石. 地調月報, vol.40, p.55-63.
- MAENAKA, K., YOKOYAMA, T. and ISHIDA, S. (1977) Paleomagnetic stratigraphy and biostratigraphy of the Pliocene-Pleistocene in Kinki district, Japan. *Quaternary Research*, vol.7, p.341-362.
- 牧野内 猛・檀原 徹・磯田邦俊(1983) 伊勢湾東岸部の東海層群および関連層のフィッシュ・トラック年代とその地史的意味. 地質雑, vol.89, p.257-270.
- 松井 寛(1943) 三重県四日市・桑名地方の地質. 京大地鉱教室学術報告, no.2, p.1-11.

- ・嶋崎統五(1971) 三重県北勢町付近の奄芸層群. 竹原平一教授記念論文集, p. 39-54.
- MATSUOKA, A. and YAO, A. (1986) A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. *Marine Micropaleont.*, vol. 11, p. 91-105.
- 松岡長一郎(1979) 10万分の1 滋賀県地質図. 滋賀県自然保護財団.
- 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就いて. 鉱物と地質, no. 9, p. 105-144.
- MIKI, S. (1956) Remains of *Pinus koraiensis* S et Z and Associated Remains in Japan. *Bot Mag. Jap.*, vol. 69, p. 448-454.
- 三村弘二(1971) 湖東流紋岩主岩体北部地域の層序(演旨). 5学会連合大会講演要旨, p. 336.
- (1975) 湖東流紋岩の火成活動—主岩体北部地域の地質(演旨). 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 119.
- ・片田正人・金谷 弘(1976) 琵琶湖南方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.
- 三浦宗次郎(1891) 20万分の1 名古屋地質図幅説明書. 70p.
- MIYAMURA, M. (1973) Geologic structure of the Permian formations in the Suzuka Mountains, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 24, p.495-511.
- 宮村 学(1982) 美濃帯西縁部における二疊紀の地向斜堆積—特に非石灰岩相について—. 地調月報, vol. 33, p. 23-32.
- ・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, 49p.
- ・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, 128p.
- 門田重行(1943) 第四章 日本内地の螢石鉱床. 螢石及び螢石鉱床. 共立出版, 東京, p. 305-306.
- 森 一郎・山田 純(1977) 一志断層系による段丘変位(予報). 三重大学教育学部研究紀要, vol. 28, p. 27-33.
- 村田正文(1960) 鈴鹿山脈藤原嶽付近の古生層. 東北大理報(地質学), vol. 4, p. 559-604.
- 長島乙吉・長島弘三(1960) II. 10.3.8 ガドリ石. 本邦産希土類元素鉱物, 長島乙吉先生祝賀記念事業会, p. 187.
- 中村 威(1962) 第2節A 御池地区, 未利用鉄資源, no. 9, 通商産業省, p. 458-461.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・辻 一信・佐藤義成(1979a) 湖東流紋岩. 滋賀県の自然(総合学術調査研究報告), 滋賀県自然保護財団, p. 229-244.
- ・———・———・———・上嶋正人・三村弘二・片田正人(1983) 湖東流紋岩およびその火成活動. 岩鉱, vol. 77, p. 51-64.
- ・———・———・———・横山卓雄(1979b) 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.
- 西村 進・笹嶋貞雄(1970) Fission Track による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, vol. 24, p. 222-224.
- 野村松光(1979) 18. 三重県鈴鹿山脈東側のスカルン鉱物と藍鉄鉱. 鉱物採集の旅, 5, 東海地方をたずねて. 築地書館, 東京, p. 124-131.
- 緒方正虎(1959) 鈴鹿山脈の深成岩類. 地球科学, no. 43, p. 1-10.
- 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. 391-467.
- 沖村雄二・鈴木茂之・藤田 宏・吉田 靖(1986) 鈴鹿山脈中部, 鞍掛峠層・幾里谷層の再検討. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 7, p. 181-185.
- 太田陽子・寒川 旭(1984) 鈴鹿山脈東麓の変位地形と第四紀地殻変動. 地理学評論, vol. 57, p. 237-362.
- 大塚寅雄・近藤善教・佐々木政治・高田康秀(1956) 第3節A 治田地区. 未利用鉄資源, 通商産業省, no. 2, p. 269-273.
- 沢田順弘・板谷徹丸(1988) 琵琶湖南部周辺の火成岩類の K-Ar 年代—白亜紀末巨大コールドロンの推定—(演旨). 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, p. 323.
- ・周琵琶湖花崗岩団研(1985) 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体(演旨). 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p. 346.
- SEKI, T. (1978) Rb-Sr geochronology and petro genesis of the Late Mesozoic igneous rocks in the inner zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 45, p. 71-110.
- SHIBATA, H. (1977) Planktonic gastropods from the Miocene First Setouchi Series in the Setouchi Geologic Province, southwest Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no. 4, p. 31-44.
- (1978) Molluscan paleoecology of the Miocene First Setouchi Series in the eastern part of the Setouchi Geologic Province, Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no. 5, p. 23-110.
- SMITH, R. L. and BAILEY, R. A. (1966) The Bandelier Tuff: A study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bull. Volcanologique*, vol. 29, p. 89-104.
- 滋賀県科学教育協会(1960) 2e. 綿向山麓の珪灰石. 滋賀の自然②, 後編, p. 197-198.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体—甲賀地方の花崗岩. 地質雑, vol. 88, p. 289-298.
- (投稿中) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体(その2)—鈴鹿花崗岩—. 地球科学.
- 田端 茂・白井靖敏・磯部 克(1979) II. 6. 田志田溪谷と青川溪谷. 磯部 克編, 三重県地学ガイド, コロナ社, 東京, p. 66-74.
- TAKAYA, Y. (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and paleogeography of Lake Biwa with special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, no. 30, p. 81-118.

- 高谷好一・西田一彦(1964) ビワ湖東岸の地質と地下水の流出機構について. 地球科学, no. 74, p. 33-39.
- 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(1983) 伊勢湾西岸北部地域の鮮新・更新統. 地団研専報, no. 25, p. 139-150.
- (1984) 三重県員弁地域の鮮新・更新統東海層群—特に岩相層序と火山灰層序の関係について—  
一. 地質雑, vol. 90, p. 799-813.
- TAKEMURA, K. (1985) The Plio-Pleistocene Tokai Group and the tectonic development around Ise Bay of central Japan since Pliocene. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. and Mineral.*, vol. 51, p. 21-96.
- 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.
- 樽野博幸(1983) 大阪層群・古琵琶湖層群における長鼻類化石の産出層準. 地団研専報, no. 25, p. 63-66.
- 辻 一信・北原隆男(1979) 滋賀県下のおもな鉱物・鉱床. 滋賀県の自然, 滋賀自然保護財団, p. 479-541.
- 植村善博(1979) 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.
- 脇田浩二(1985) 美濃帯中・古生界における研究史と最近の研究動向. 地球科学, vol. 39, p. 18-30.
- 山田直利(1966) 西南日本及びその周辺地区における後期中生代火成活動の性格. 地球科学, no. 85-86, p. 53-58.
- 山林 聡(1986) 湖東コールドロンに関する花崗斑岩の岩石学的研究. 滋賀大学教育学部卒業論文 (MS.).
- YAO, A. (1982) Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, Central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 25, p. 53-70.
- 八尾 昭(1986) 日本のジュラ系放射虫化石帯の年代と国際対比. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 7, p. 63-74.
- 安田敏夫(1956) 岐阜県牧田川上流地域の地質(演旨). 地質雑, vol. 62, p. 389.
- YOKOYAMA, T., DANHARA, T., KOBATA, Y. and NISHIMURA, S. (1977) Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. *Paleolim. Lake Biwa Jap. Plei.*, vol. 5, p. 44-53.
- 横山卓雄・松田高明・竹村恵二(1980) 東海層群のフィッション・トラック年代(その1). 第四紀研究, vol. 19, p. 301-309.
- ・松岡長一郎・那須孝徳・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.
- ・————・田村幹夫・雨森 清(1979) 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(1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 81p.
- (1987a) 津東部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72p.

- (1987b) 鈴鹿山脈東麓の中新統千種層の岩相層序と浮遊性有孔虫化石. 地質雑, vol. 93, p. 761-772.
- (1988) 鈴鹿・養老両山系間の鮮新・更新統東海層群—東海湖終息期の堆積物—. 地球科学, vol. 42, p. 1-16.
- (投稿中) 三重県鈴鹿山脈中部東麓, 鮮新・更新統東海層群. 日本地質学会関西支部報, no. 107.
- YOSHIKAWA, S. (1984) Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki District, Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 27, p. 1-40.
- 吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和(1986) 近畿地方中部に分布する後期更新世～完新世の火山灰層について. 地球科学, vol. 40, p. 18-38.
- 吉村豊文(1952) 日本のマンガン鉱山 第7章 近畿地方鈴鹿地域. 日本のマンガン鉱床, マンガン研究会, 福岡, p. 319-322.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

**Kyōto (11) No. 30**



## GEOLOGY

OF THE

## GOZAISHOYAMA DISTRICT

By

Satoru HARAYAMA, Manabu MIYAMURA,  
Fumio YOSHIDA, Kōji MIMURA and Chikao KURIMOTO

(Written in 1988)

---

### (ABSTRACT)

The Gozaishoyama District, 35°0'-35°10'E latitude and 136°15'-136°30'N longitude, topographically includes the Suzuka Mountains and geotectonically belongs to the Mino Terrane of the Inner Zone of the Southwest Japan. Paleozoic and Mesozoic strata, Late Cretaceous igneous rocks and Cenozoic strata are distributed in the district (Table 1). The Paleozoic and Mesozoic strata occupy the central part of the district. The Late Cretaceous igneous rocks occupy the eastern and the western parts of the district and are mainly composed of Koto Rhyolites and Suzuka Granite forming the Lake Biwa Igneous Ring Complex. The Cenozoic strata occupy the easternmost and the western part of the district and are also distributed in the limited areas on the Suzuka Mountains. They are composed of Miocene, Pliocene to Pleistocene, and late st Middle Pleistocene to Holocene sediments.

#### **Paleozoic and Mesozoic strata**

The Paleozoic and Mesozoic strata of the Mino Terrane in the district are divided into the greenstone-limestone facies and clastic rock facies on the basis of the lithologic character. The

Table 1 Summary of geology in the Gozaishoyama district.

Geologic Age		Geologic System		Remarks		
Cenozoic	Neogene Quaternary	Holocene	Alluvium and Talus deposits (western side of the Suzuka Mountains)   (eastern side of the Suzuka Mountains)	Uplift and tilting of the Suzuka Mountains  Second Setouchi Inland Sea  First Setouchi Inland Sea		
		Pleistocene	Terrace deposits   Terrace deposits			
		Pliocene	Kobiwako Group   Tokai Group			
		Miocene	Chikusa Formation			
	Paleogene					
Mesozoic	Cretaceous	Late	Koto Rhyolites II Koto Rhyolites I	Lake Biwa Igneous Ring Complex (felsic volcanism and plutonism)		
		Early		Folding and upheaval (thrusting of the Suzuka Thrust Block)		
	Jurassic	Late	Echigawa Group Hikone Group	Ojigahata Formation	Clastic rock facies	
		Middle				Ikuridani Group, Buheitōge F.
		Early				Yasugawa Group, Komono Group
	Triassic	Late				
		Middle				
Early						
Paleozoic			Ryōzensan Formation	Greenstone-limestone facies		

former consists mainly of greenstone and limestone, whereas the latter mainly of sandstone and mudstone. The greenstone-limestone facies are called the Ryōzensan Formation. The clastic rock facies are divided into the Ojigahata Formation, the Komono Group, the Ikuridani Group, the Buheitōge Formation, the Yasugawa Group, the Echigawa Group and the Hikone Group.

The Ryōzensan Formation consists mainly of greenstone and limestone associated with chert and a small amount of mudstone. The limestone contains Early Permian fusulinids and chert contains Middle to Late Permian radiolarians.

The Ojigahara Formation is composed of chert in the lower horizon and mudstone in the upper horizon. Triassic radiolarians are obtained from the chert and Jurassic ones are from the mudstone.

The Komono Group is divided into the Nyūdōgatake and Kiraramine Formation in ascending order and both formations consist mainly of mudstone. The Ikuridani Group is mainly composed of sandstone. The Buheitōge Formation is mainly composed of mudstone. The Yasugawa group is divided into Tsuchiyama and Tamuragawa Formation in ascending order in the district. The Tsuchiyama Formation consists mainly of mudstone and sandstone and the Tamuragawa Formation mainly of mudstone. The Echigawa Group is divided into the Minokawa and Kiwada Formation in ascending order. The former consists mainly of sandstone and mudstone. The latter consists mainly of mudstone associated with chert and greenstone. The Hikone Group is divided into the Michigatani and Maihara Formation in ascending order. The former is mainly composed of mudstone and the latter mainly of mudstone and chert. The mudstone of the above-mentioned strata yields radiolarians which indicate Jurassic time.

The Ryōzensan and the Ojigahata Formation are thrust over the other strata of the clastic



rock facies and both form the Suzuka Thrust Block. It is considered that the thrusting of this block took place after the sedimentation of the Jurassic strata and before the activity of the Late Cretaceous igneous rocks, that is, in Early Cretaceous time.

### **Koto Rhyolites**

The Koto Rhyolites, large-scale pyroclastic flow deposits and co-magmatic hypabyssal rocks of the Late Cretaceous age, are distributed largely around Lake Biwa and occupy the western part of the district. It is divided into two groups, older and younger ones.

The older group (Koto Rhyolites I) consists of Same Welded Tuff, Kaiwara Welded Tuff and Hatasho Quartz Porphyry.

The Same Welded Tuff unconformably overlies the Permian Ryozensan Formation and the Jurassic Minokawa Formation. It is composed mainly of rhyolite welded tuff. The Kaiwara Welded Tuff is composed of rhyodacite to rhyolite welded tuff. It locally contains abundant large lithic fragments such as sandstone, mudstone and limestone. The Hatasho Quartz Porphyry shows intergradational relation with the Kaiwara Welded Tuff. The quartz porphyry contains abundant phenocrysts of plagioclase, quartz, K-feldspar, and altered mafic minerals in the cryptocrystalline groundmass.

The younger group (Koto Rhyolites II), which overlies the older group unconformably, is made up of Fukadani Bed, Fukadani Debris Avalanche Deposit, rhyolitic Yatsuyama Pyroclastic Deposit, Inugami Granite Porphyry and Yuzurio Pyroclastic Rock.

The Fukadani Bed, a thin lacustrine sediment, is composed of stratified tuffaceous mudstone. The Fukadani Debris Avalanche Deposit is 5–15m in thickness and contains abundant large blocks of the Kaiwara Welded Tuff, the Fukadani Bed and the Hatasho Quartz porphyry. It is ill-sorted sediment and shows no stratified structure. The Yatsuyama Pyroclastic Deposit is composed of rhyolite welded tuff in the lower horizon and pumice tuff in the upper. The Inugami Granite Porphyry forms a double ring dike. The central part of the dike is usually coarse-textured porphyritic granodiorite and the marginal part grades into quartz porphyry with sparse phenocrysts. Potassium-argon age of biotite from the central part of the dike is 72 Ma. The Yuzurio Pyroclastic Rock is found as pyroclastic dikes which intruded along the margin of the Inugami Granite porphyry. It is composed of lapilli tuff, tuff-breccia, lithic tuff and pumice tuff.

### **Suzuka Granite and the adjacent intrusive rocks**

The Suzuka Granite, occupying the Suzuka Mountains, intrudes into the Paleozoic and Mesozoic strata in N-S direction parallel to the axis of the Suzuka Mountains. This is a vertically zoned pluton, composing the upper fine- to medium-grained equigranular biotite granite and the lower medium to coarse-grained porphyritic hornblende-bearing biotite granite. Potassium-argon age of the hornblende is 78 Ma. The Ishikoyama Granite, similar to the equigranular facies of the Suzuka Granite in lithology, is intruded into the Koto Rhyolites.

The Kazakoshidani Granodiorite Porphyry is intruded into the Mesozoic Kiwada Formation as a small stock. The Tanijiridani Porphyritic Granite is intruded into the Mesozoic Kwada Formation, the Kazakoshidani Granodiorite Porphyry and the Suzuka Granite as stocks or

dikes.

Dike rocks of pyroxene diorite porphyry are intruded into the Paleozoic and Mesozoic strata in the central and the north part of the district.

### **Cenozoic**

The Cenozoic strata are divided into four sediments, namely, the Miocene Chikusa Formation, the Pliocene to Pleistocene Tokai and Kobiwako Group, the Pleistocene terrace deposits, and the Pleistocene to Holocene talus deposits and alluvium in ascending order. Among them, the Chikusa Formation of marine origin belongs to the First Setouchi Supergroup, and the Tokai and Kobiwako Groups of fresh-water origin belong to the Second Setouchi Supergroup in the Setouchi Geologic Province.

#### **Chikusa Formation**

The Chikusa Formation crops out on the eastern margin of the Suzuka Mountains, and is in fault contact with pre-Miocene rocks and the Tokai Group. The stratigraphic division is the Asakegawa sandstone and mudstone, Sugitanigawa mudstone, and Odakakogen sandstone and mudstone, members in ascending order. The formation, exceeding 220 m thick, yields rich marine fossils such as mollusca and foraminifera, and is assignable to the N.7 and the N.8 zones of BLOW (1969) by the planktonic foraminiferal fauna.

#### **Tokai Group**

The Tokai Group crops out in the east side of the Suzuka Mountains, and is in fault contact with per-Pliocene rocks in most places. The sediment in the district, which accumulated in Late Pliocene and Early Pleistocene, consists of mud, sand and gravel with thin intercalation of volcanic ash and lignite layers.

The group in the north and the middle of the district is divided into the Biroku (gravel beds) and Ishigure (gravel beds), Kono (mud and sand beds with lignite layers), Tashidagawa (gravel and mud beds), Oizumi (mud and sand beds), and Komeno (gravel and mud beds) Formations in ascending order. In the south of the district, only part of the Sakuramura Formation, which is correlated to the Oizumi Formation, is distributed. The Sakuramura Formation in the district consists of the Nishikomono Member (sand and mud beds) and the Yunoyama Group Facies (gravel and mud beds). The group is thicker than 1,500 m in the north and the middle, and 500 m thick in the south.

#### **Kobiwako Group**

The Kobiwako Group crops out on the west side of the Suzuka Mountains, and is in fault contact with pre-Pliocene rocks in most places, but partly overlies pre-Cenozoic rocks with unconformity. The sediment in the district, 600 m thick, which accumulated in Late Pliocene and Early Pleistocene, comprises mud, sand and gravel with thin intercalation of volcanic ash and lignite layers, and yields fossil of *Stegodon akashiensis*.

The group is divided into two formations, named the Gamo Formation in the lower part and the Kusatsu Formation in the upper part. The Gamo Formation is subdivided into the Jyozenbosan (sand, mud, and sandy gravel beds), Kiyota (sand and mud beds), Hino (mud and sand beds), and Nakazaiji (sand and mud beds) Members in ascending order. Two other members are confined in the east or eastern margin. They are named the Sakura (mud, sand, sandy gravel, and gravel beds with lignite layers) and Wanami (gravel and mud beds)

Members. The Sakura Member grades laterally into the Kiyota and Hino Members. The Wanami Member intertongues laterally with the upper part of the Nakazaiji Member to the west.

The Kusatsu Formation is subdivided into the Uriuzu Member (mud, sand, and gravel beds) in the lower part and the Ishido Member (gravel, mud, and sand beds) in the upper part.

#### **Terrace deposits**

Terrace deposits are distributed on both sides of the Suzuka Mountains. The deposits, which were formed from latest Middle to Late Pleistocene, ranges in thickness from a few to more than ten meters, and most commonly consist of gravel and sand.

The terrace deposits on the east side of the mountains are divided into the Kirihata Gravel Bed, the 1st, 2nd, 3rd, and 4th Terrace Deposits in ascending order. On the west side of the mountains, the terrace deposits are divided into the Saimyoji Gravel Beds, Hyakusaiji I, Toriihira, Hyakusaiji II and Ikenowaki, and the Lower I to III Terrace Deposits.

#### **Talus deposits and alluvium**

Talus deposits are developed in and around the Suzuka Mountains. They are composed of angular gravel and sand. Alluvium, which is coalescent fan sediment derived from the Suzuka mountains occupies mainly in the northwestern part of the district. Other alluvium is distributed narrowly along each of the rivers as valley plain, channel bar, natural levee, and overbank deposits.

#### **Geologic structure**

The geologic structure in the district is characterized by the prevalence of N-S trending faults formed since Pliocene. These faults arrange in echelon pattern and mark the both boundaries between the Suzuka Mountains and the surrounding hills.

On the east of the mountains, there are the N-S faults called the Ichishi Fault System uplifting the west side. The Chikusa Formation by the faults strikes N-S and has vertical dips most commonly. In addition, the Tokai Group in the near hills strikes also generally N-S and steeply dips east, exceeding 30 degrees commonly. The Ichishi Fault System has been active in late Quaternary and has deformed the terrace surfaces at some localities.

On the west of the mountains, the Kobiwako Group adjacent to the N-S faults steeply dips west, although the group in other area very gently dips northwest. The faults on the west seem not to have been active in late Quaternary, because the terrace surface are not deformed.

### **Economic Geology**

#### **Copper, Lead, Zinc and Iron sulfide**

Around the Suzuka Granite, there are many Cu-Pb-Zn-FeS ore deposits of vein type in the Paleozoic and the Mesozoic strata. The Hatta Mine and the Oike Mine were conspicuous among them. However, all of them are not worked today.

#### **Manganese deposits**

Several manganese deposits are distributed in the district as small bedded bodies within chert of the Mesozoic strata. They are composed of manganese silicate and manganese carbonate. None of them are worked today.

#### **Natural Gas**

Natural gas-dissolved water is known in the Omi Spring, Aito Town. However, the natural

gas has not been used, because of its poor value.

#### **Feldspar and Silica stone**

Feldspar and quartz from a pegmatite within the Suzuka Granite was once explored for the raw material of pottery in the Daian Town. Silica stone is quarried for the raw material of cement near Mt. Fujiwaradake, where chert bed of the Ojigahata Formation is exposed.

#### **Fluorite**

Fluorite ore was once explored for the flux of iron manufacture, pottery, etc. in the Daian Town. It is vein type ore in the Suzuka Granite.

#### **Limestone**

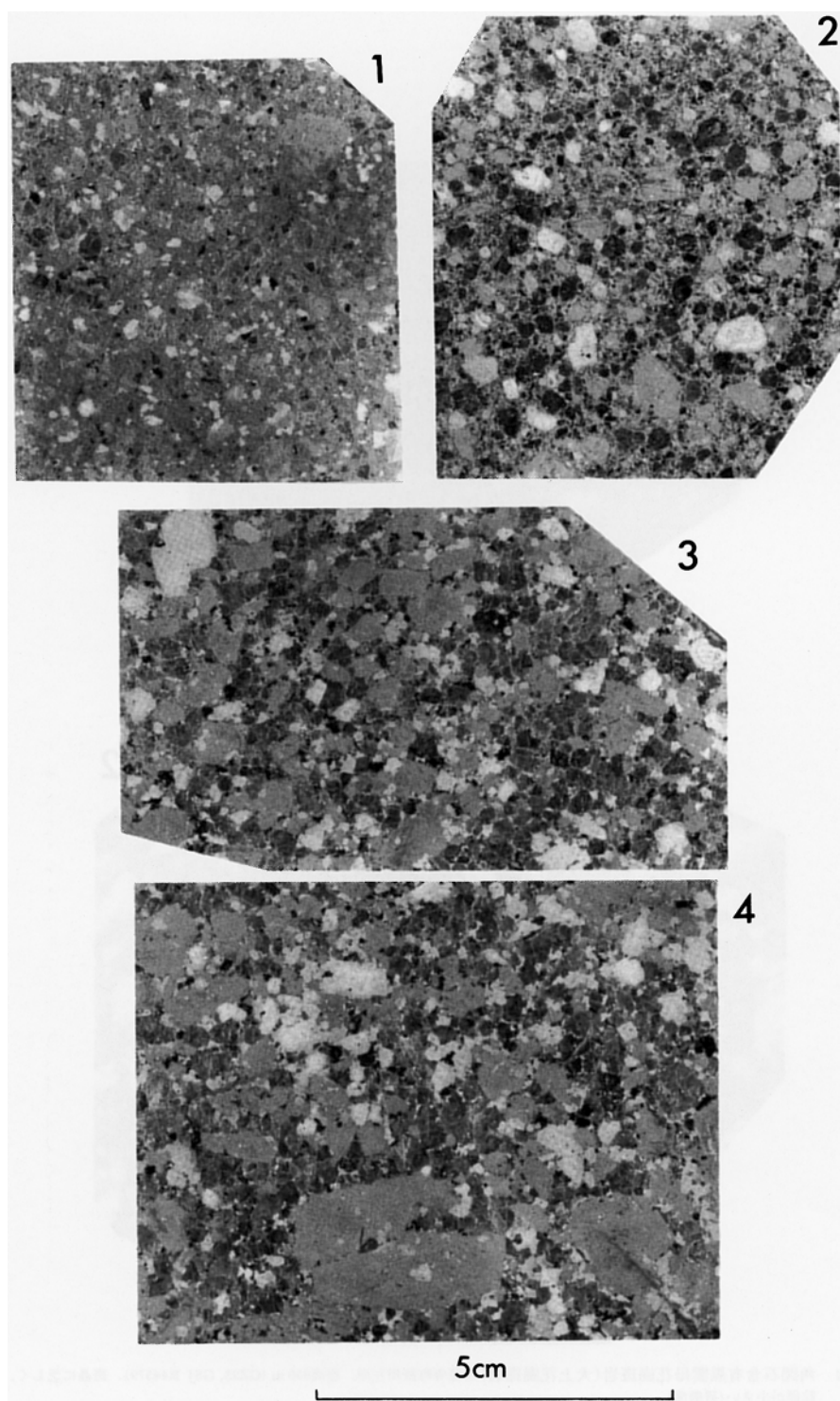
Limestone is quarried for the raw material of cement in Mt. Fujiwaradake from limestone of the Paleozoic Ryozensan Formation. The yearly production in 1987 is about 3,500,000 t, and its average grade is 55% in CaO.

#### **Dolomite**

Dolomite is quarried for manure in Ishigure from the intensely dolomitized limestone within the Paleozoic Ryozensan Formation which is seemed to be a result of the contact metamorphism by the Suzuka Granite. The yearly production in 1987 is about 8,500 t and its average grade is 6.3% in MgO.

#### **Aggregate**

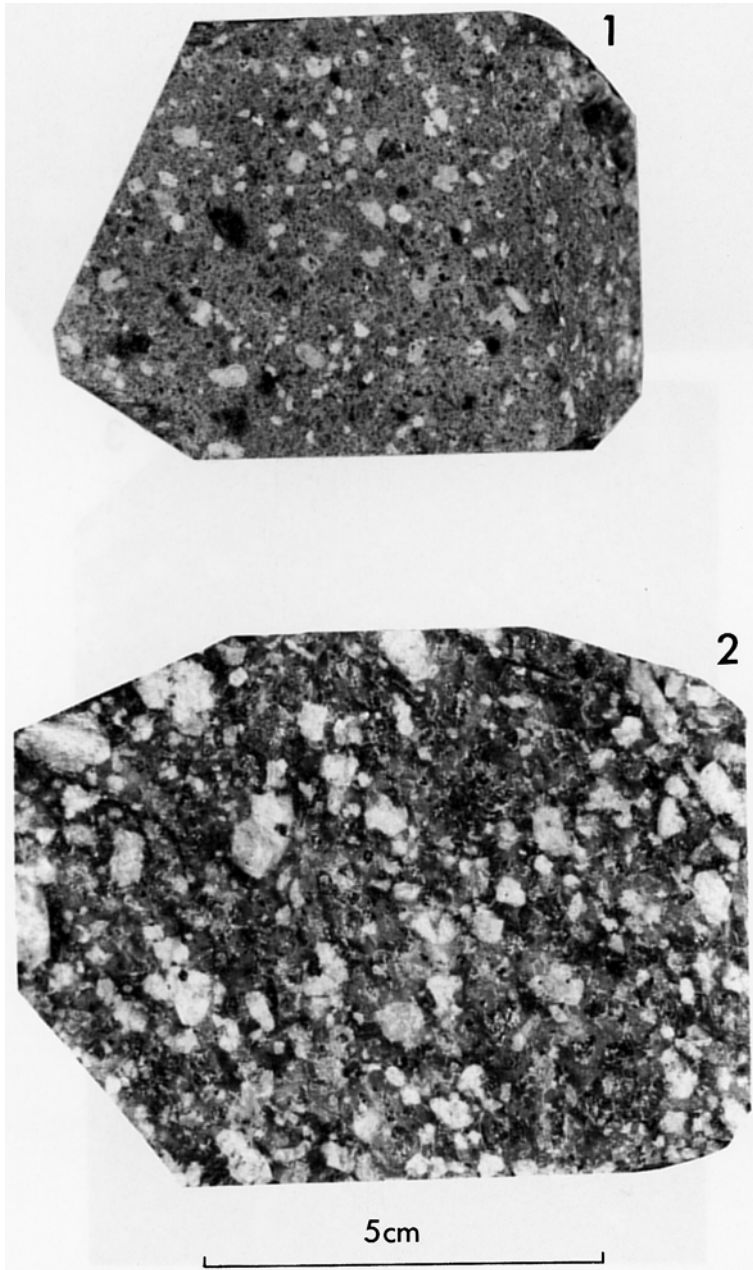
Greenstone of the Paleozoic Ryozensan Formation in the Hokusei Town are quarried for aggregate. The yearly production in 1987 is about 216,000 t in this area.



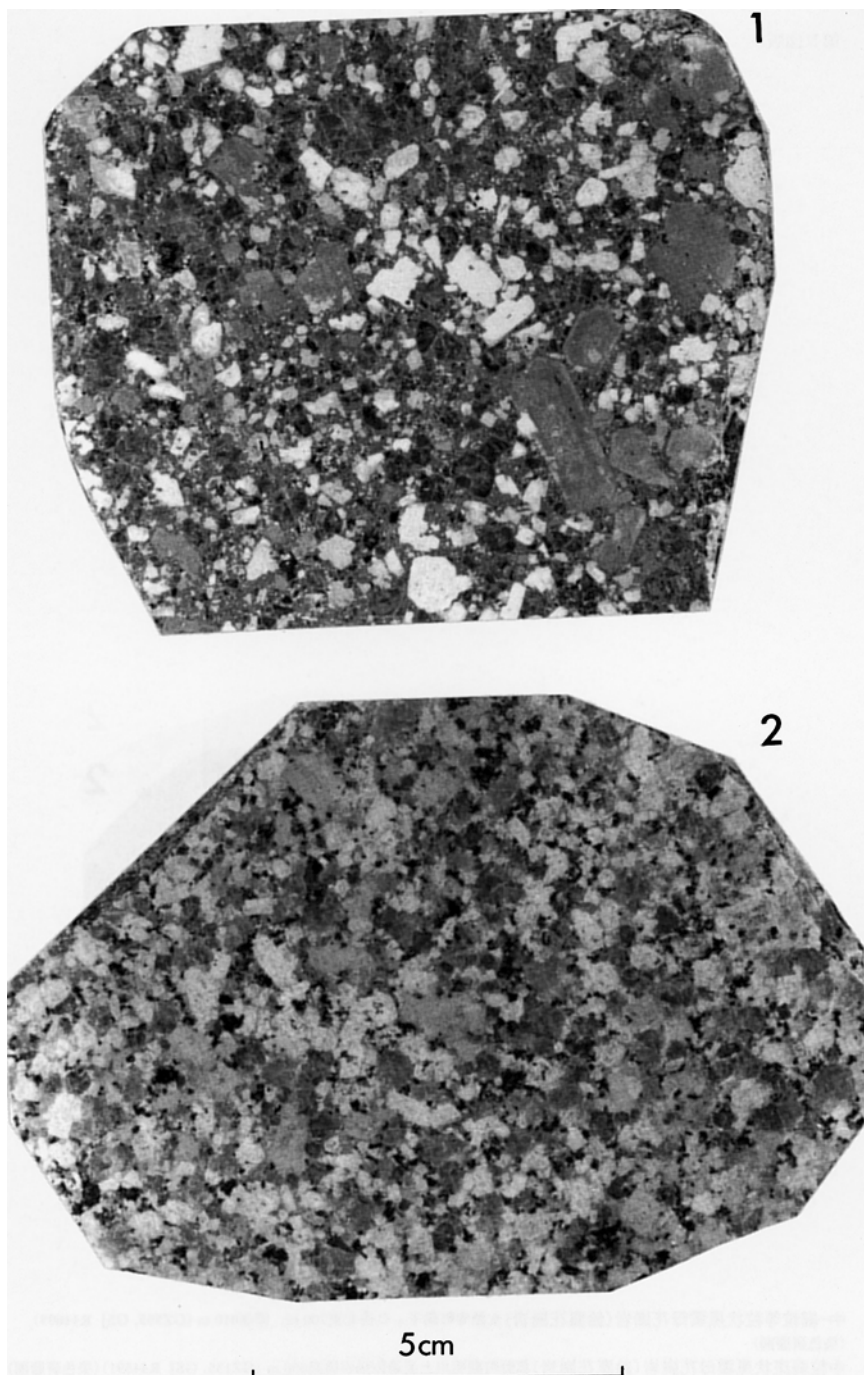
1 黒雲母花崗斑岩(谷尻谷斑状花崗岩). 永源寺町神崎川河床標高520 m(GZ35, GSJ R44598). 斑晶に乏しく(約40容量%), 斑晶粒径が小さい(研磨面) 2 角閃石含有黒雲母花崗斑岩(谷尻谷斑状花崗岩)永源寺町神崎川支流ジュルミチ谷, 標高795 m(GZ386, GSJ R44602). 石英斑晶とカリ長石斑晶に富み, 斜長石斑晶を含む(染色研磨面) 3 斑状黒雲母花崗岩(谷尻谷斑状花崗岩). 永源寺町神崎川支流谷尻谷, 標高630 m(GZ371, GSJ R44600). カリ長石及び石英の斑状結晶に富む. 斑状結晶の容量比は70%を超える(染色研磨面) 4 斑状黒雲母花崗岩(谷尻谷斑状花崗岩). 永源寺町神崎川支流風越谷, 標高540 m(GZ363, GSJ R44599). 斑状結晶量は約85容量%を占め, 粗粒のカリ長石と石英に富む(染色研磨面).

図版 I-1及び II-1, II-2を除き, 残りの図版写真はコバルチ亜硝酸ナトリウムにより染色処理を行った研磨面の接写写真. 染色研磨面の写真では, 石英は暗灰色, カリ長石は淡灰色, 斜長石は白色を各々示す.

第II図版

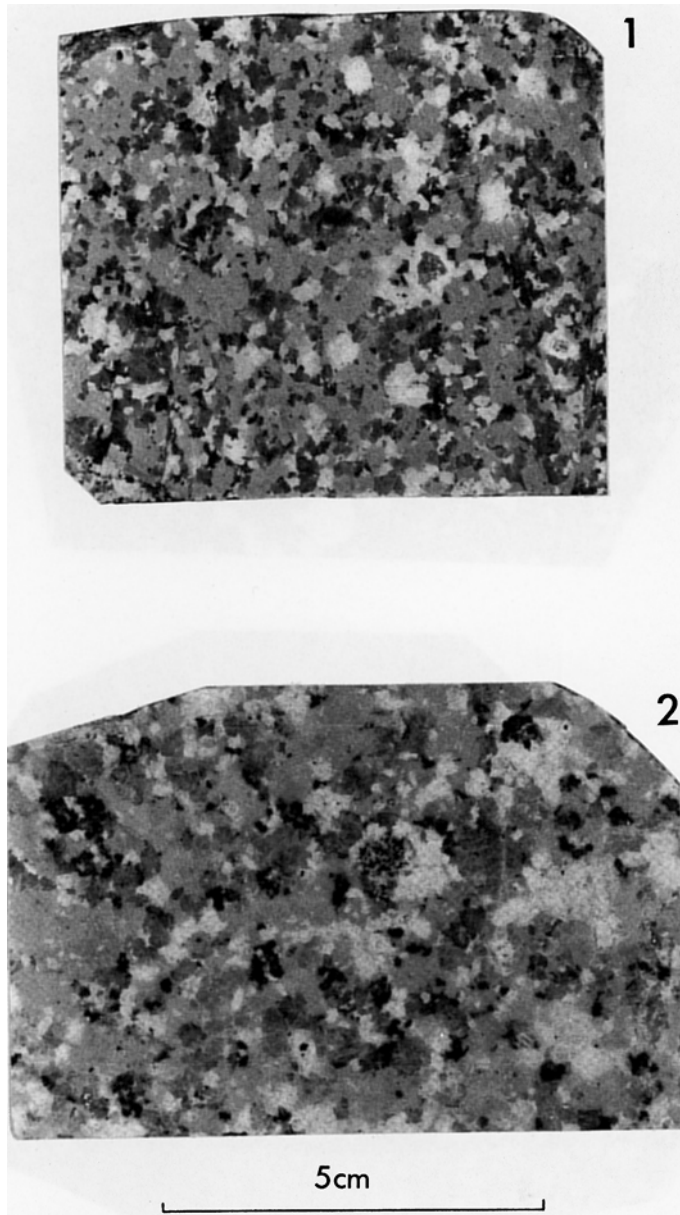


- 1 角閃石含有黒雲母花崗斑岩(犬上花崗斑岩)永源寺町渋川左岸, 標高330 m)GZ23, GSJ R44579)。斑晶に乏しく、粒径が小さい(研磨面)
- 2 角閃石含有黒雲母石英斑岩(犬上花崗斑岩)永源寺町渋川左岸標高360 m(GZ27a, GSJ R44581)石基には濃淡の色調差による縞状構造が観察される(破断面)



- 1 角閃石含有黒雲母花崗斑岩(犬上花崗斑岩)永源寺町洪川, 標高350 m(GZ22, CSJ R40578). 粗粒なカリ長石斑晶のほか, 斜長石・石英斑晶に富む(染色研磨面)
- 2 斑状角閃石黒雲母花崗斑岩(犬上花崗斑岩)永源寺町洪川, 標高355 m(GZ24, CSJ R44580). 斑状結晶量は75容量%を超える. 犬上花崗斑岩のほかの岩相より斜長石に富む(染色研磨面)

第IV図版



- 1 中-細粒等粒状黒雲母花崗岩(鈴鹿花崗岩)永源寺町銚子ヶ口岳北東700m, 標高810m(GZ365, GSJ R44603)  
(染色研磨面)
- 2 中粒弱斑状黒雲母花崗岩(鈴鹿花崗岩)菰野町朝明川上流通称猫谷標高690m(GZ135, GSJ R44591) (染色研磨面)



文献引用例

原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄（1989） 御在所山地域の地質.  
地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，145 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

HARAYAMA, S., MIYAMURA, M., YOSHIDA, F., MIMURA, K. and KURIMOTO, C. (1989)  
*Geology of the Gozaishoyama district. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol.*  
*Surv. Japan, 145 p. (in Japanese with English abstract 6 p.).*

---

---

平成元年3月24日印刷

平成元年3月27日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

---

---

© 1989 Geological Survey of Japan