

550.85(084.32)(521.53+.71/.72)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第18号

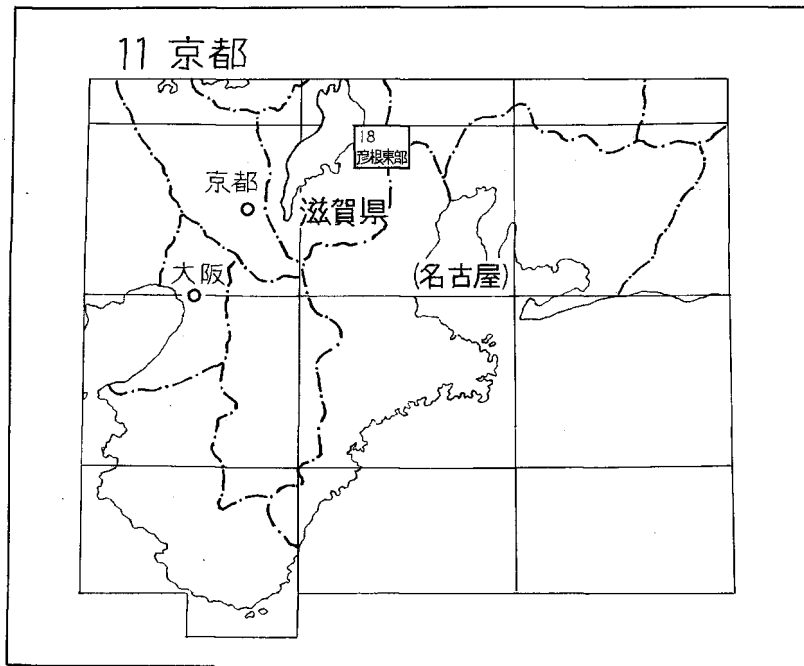
彦根東部地域の地質

宮村 学・三村弘二・横山卓雄

昭和51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	2
II. 1 秩父地向斜時代の堆積層	2
II. 2 鈴鹿山脈の構造運動	3
II. 3 白亜紀後期の火成活動	4
II. 4 東海湖時代の堆積層および段丘堆積物	5
III. 二疊系	6
III. 1 北鈴鹿層群	6
III. 2 彦根層群	13
III. 3 牧田川層群	15
III. 4 幾里谷層群	17
III. 5 衝上構造について	19
IV. 湖東流紋岩類	22
IV. 1 萱原溶結凝灰岩層 (Ki)	23
IV. 2 秦荘石英斑岩 (H)	25
IV. 3 八尾山火砕岩層 (YIsおよびY)	25
IV. 4 犬上花崗斑岩 (I) および類似岩 (岩脈)	27
V. 玢 岩	27
VI. 新生界	27
VI. 1 奄芸層群	28
VI. 1. 1 奄芸層群の層序	28
VI. 1. 2 奄芸層群には含まれる火山灰層	35
VI. 1. 3 奄芸層群の放射年代	38
VI. 1. 4 奄芸層群の火山灰層の古地磁気	39
VI. 1. 5 奄芸層群の古流系	39
VI. 1. 6 奄芸層群の地質構造	40
VI. 1. 7 新生界の構造発達史	43
VI. 2 古琵琶湖層群	44
VI. 3 段丘堆積物	44
VI. 4 扇状地及び崖錐堆積物	45
VI. 5 沖積層	45
VII. 応用地質	46
VII. 1 マンガン	46
VII. 2 石灰石	46
VII. 3 ドロマイト	47
文 献	48
Abstract	

彦根東部地域の地質

宮村 学*・三村弘二**・横山卓雄***

彦根東部地域の野外調査研究は昭和42年から始め昭和47年に終了した。調査研究に当たっては本地域の主体部を占める古生界(二畳系)を宮村 学、西南部に分布する湖東流紋岩類を三村弘二、山麓部に分布する新生界を横山卓雄がそれぞれ担当した。

本調査研究に当たっては磯見 博技官より終始適切有効な御助言を頂き、また河田清雄・成田英吉両技官には湖東流紋岩類について適切な御指導を頂き、ここに執筆できたことを深く感謝する。

なお本地域の調査研究において中沢圭二教授(京都大学)に古生層中より産出したアンモナイトの御鑑定を賜り御教示頂いた。ここに深くお礼を申し上げる。

I. 地 形

本図幅地域は鈴鹿山脈北部に位置し、西は琵琶湖にのぞみ、東は南北に横たわる地溝状の牧田低地帯を経て養老山地に接する地域である。

本図幅地域中央部には標高800mを超す山稜が南北に連なり、その西側は標高200-300mの低い山地を経て平野部に移行している。一方その東側は標高500-700mの山地から急に地溝状の牧田低地になっている。概観して鈴鹿山脈の地形は一般に西に緩く、東に急傾斜した傾動地塊である。

鈴鹿山脈の脊梁部を形成する^{りょうぜん}霊仙山・鍋尻山・高室山・鈴ヶ嶽・御池嶽などの山々の頂は、一般に緩い起伏に富む準平原的なカルスト地形を示し、カレンフェルトを形成している。とくに霊仙山・御池嶽にはドリーネが発達し、霊仙山頂には多くのドリーネが見られ、ドリーネの底には石灰岩塊が見られる。一方御池嶽山頂のドリーネはその底に残留粘土(テラロッサ)が埋まり水が溜り、比較的平坦な山頂部に北から日本庭園・真池・本池・お花池などの名で呼ばれる池があり、御池嶽の名は山頂部にこのような池があることから由来したといわれる。また御池嶽の山頂部には比較的丸くなった低い丘が見られ、北から口の平・丸山・奥の平と名づけられている。その他、鍋尻山の麓の宮前と多賀町佐目には鍾乳洞があり、前者は河内の風穴として知られている。

鈴鹿山脈は図幅地域の東部の多良付近で養老山地と連なる。牧田川は先行川としてここを南から北へ貫流し、約2kmの間峡谷を刻んでいる。この峡谷は多良峡として知られている。

段丘は地溝状の牧田低地を流れる牧田川および員弁川沿いに分布し、高位、中位、低位の3段丘が区別される。高位段丘は標高240-170m、中位は210-120m、低位は110-50mの高度を占め分布している。

*大阪出張所 **地 質 部 ***同志社大学

琵琶湖周辺の湖東地区では段丘地形が明確でない。

II. 地質概説

本図幅地域には秩父地向斜に堆積した古生層が山岳部に広く分布し、南西部には白亜紀後期に活動した湖東流紋岩類が貫入している。図幅地域の東部には地溝状の牧田低地と東海湖に堆積した鮮新—更新統の奄芸層群と段丘堆積物が分布し、さらに図幅地域の南西部多賀町付近には古琵琶湖に堆積した鮮新—更新統の古琵琶湖層群が分布している。

第1表 彦根東部地域の地質系統表

地質時代			地質系統	地史
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	沖積層 崖錐堆積物	
		更 新 世	低位 } 段丘堆積層 中位 } 高位 }	隆起
	新 第 三 紀	鮮 新 世	古琵琶湖層群 奄芸層群	東海湖 古琵琶湖
		中 新 世		
	古第三紀			
中 生 代	白 亜 紀	後 期	湖東流紋岩類	火成活動
		前 期		鈴鹿山脈およびその周辺山地の造山
	ジュラ紀			
	三疊紀			
古 生 代	二 疊 紀	幾里谷層群 彦根層群 北鈴鹿層群 牧田川層群	地向斜海	

II. 1 秩父地向斜時代の堆積層

本図幅地域の古生層は古生代後期を通じて海底火山活動が活発であった優地向斜の堆積物からなり、石灰岩に富む石灰岩相と石灰岩をほとんど欠く非石灰岩相に大きく分けられる。

1) 石灰岩相の古生層

石灰岩相の古生層は図幅地域中央部に分布し、鈴鹿山脈の脊梁部を形成している。この古生層を北鈴鹿層群と呼び岩相によって上位から次のように分ける。

北鈴鹿層群 { 霊仙山石灰岩層 (石灰岩・塩基性火山岩)
 _{おおじがはた} 大君ヶ畑層 (チャート)

霊仙山石灰岩層の石灰岩からは、*Pseudoschwagerina* 帯の下部から最上部の層準にわたる二畳紀前期を示す化石を産する。北鈴鹿層群は明らかに下部二畳系に属する地層である。

2) 非石灰岩相の古生層

本図幅地域西部に分布する非石灰岩相の古生層を一括して彦根層群と呼び岩相によって上位から次のように分ける。

彦根層群 { 米原層 (チャート・粘板岩・砂岩)
 道ヶ谷層 (粘板岩・砂岩・レンズ状チャート)

彦根層群は無化石のため時代は明らかでない。しかし下部の道ヶ谷層は二畳紀前期の化石を含む霊仙山石灰岩層と漸移的な岩相を示すので、おそらく中・下部二畳系に相当する地層と思われる。

本図幅地域東部に分布する非石灰岩相の古生層には、鈴鹿山脈東部のものと養老山地のものがある。

鈴鹿山脈東部に分布する古生層は一括して幾里谷層群と呼ぶ。本層群は砂岩を主とする地層で、下位に挟まれる厚層のチャート中にレンズ状の苦灰質石灰岩が挟まれ、その石灰岩レンズから *Nenschwagerina craticulifera*, その他の二畳紀中期を示す化石を産している。幾里谷層群は明らかに中部二畳系に属する地層である。

養老山地に分布する古生層は牧田川層群と呼び岩相によって上位から次のように分ける。

牧田川層群 { 前ヶ瀬層 (砂岩・粘板岩)
 一ヶ瀬層 (チャート・粘板岩)

牧田川層群は化石を全く含まなく、時代は明らかでない。岩相から前ヶ瀬層は前述の二畳紀中期の化石を産する幾里谷層群に、一ヶ瀬層は彦根層群の上部の米原層に対比される。牧田川層群はおそらく中部二畳系に相当する地層と考えられる。

II. 2 鈴鹿山脈の構造運動

本図幅地域の地質構造は石灰岩相の古生層が非石灰岩相の古生層に衝上していることにより特徴づけられる。このような古生層の構造は、白亜紀後期の火成活動により湖東流紋岩類が鈴鹿衝上地塊中に噴出または貫入しているので、白亜紀後期以前の中生代に形成されたと考えられる。

鈴鹿衝上地塊は霊仙山石灰岩層 (上部) と大君ヶ畑層 (下部) からなり、図幅地域北部では霊仙山石灰岩層 (上部) が非石灰岩相の古生層に衝上し、その一部はクリップとして鈴鹿山脈の東部に分布する非石灰岩相の幾里谷層群の上にいる。図幅地域南部では大君ヶ畑層 (下部) が非石灰岩相の古生層に衝上し、その衝上に伴って霊仙山石灰岩層 (上部) が大君ヶ畑層 (下部) の上を滑動したと思われる異常

構造を示す。

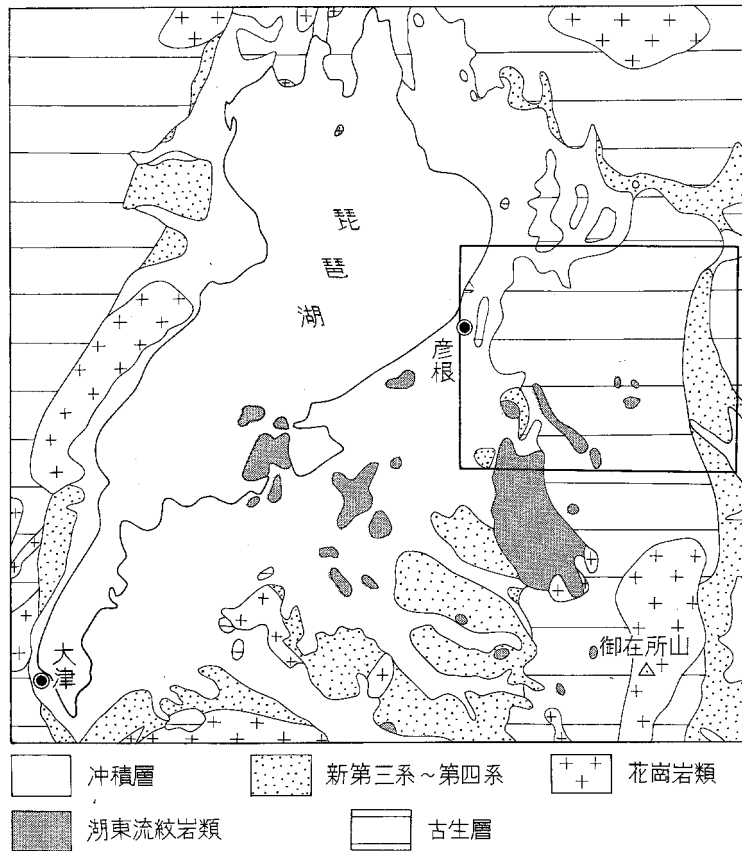
鈴鹿衝上地塊は一見クリッペのように見えるが、前述したように衝上を受けた非石灰岩相の彦根層群中に霊仙山石灰岩層との漸移帯が見られることから、鈴鹿衝上地塊は現地性であり、地殻変動によって隣接の非石灰岩相の古生層に衝上したものと考えられる。

衝上面を変位させている衝上運動後の断層は、大略東西方向と南北方向の2方向のものがある。南北方向の断層は湖東流紋岩類の活動以前に、東西方向のものはその活動以後に発生したものが多いようである。

南北系の断層のうち時山東方を北北西—南南東に走る断層は最も大きく、右ずれ断層を示す。この断層を時山断層と名付ける。

II. 3 白亜紀後期の火成活動

本図幅地域の南西部に酸性火成岩類が分布する。これと同様の岩石は第1図に示すように、湖東¹⁾地域を中心として琵琶湖周辺に広く分布しており、従来は石英斑岩ないし花崗斑岩として記載されてきた



第1図 琵琶湖周辺の湖東流紋岩類の分布 四角枠：本図幅地域 (YOSHIZAWA *et al.*, 1965 を一部修正)

1) 琵琶湖東岸地方の呼称。

(YOSHIZAWA *et al.*, 1965 ; 立川ほか, 1967).

近年、これが流紋岩溶結凝灰岩を主とし、石英斑岩および花崗斑岩を伴う岩体であることが明らかにされ、時代的には西南日本に広く分布する白亜紀後期の酸性火成岩類に対比されるものとされ(河田ほか, 1969 ; 河田, 1969), この岩体全体に湖東流紋岩類, 三村・河田, 1970) の名称がつけられている。

この岩体は古生層を不整合におおい、一部はこれに貫入し、新第三系によって不整合におおわれる。他に時代を確定するにたる証拠をもたないが、最近全岩およびカリ長石のルビジウム・ストロンチウム法による年代測定から 71 ± 7 m. y. B. P. の値 (SEKI, 1971) が得られている。一方、この岩体の南方には60-100 m. y. B. P. (河野・植田, 1966 ; 早瀬・石坂, 1967) の鈴鹿・御在所山の花崗岩が広く分布するが、その一部は湖東流紋岩類をその分布南縁において貫いていると推定される。これらのことから、この岩体が白亜紀後期に形成されたことは、ほぼまちがいない。なお、岩相的には東方の濃飛流紋岩や、西方の生野層群などの白亜紀後期の酸性火成岩類にきわめて酷似する。

湖東流紋岩類は一部で古生層を不整合におおうが、全体としては、古生層の基本的構造を切る北西-南東方向の断層で接し、湖東流紋岩類側が大きく落ちこんだ構造を示し、しばしばその境界にそって石英斑岩や花崗斑岩が貫入してきている。

湖東流紋岩類の本図幅地域における活動は、まず流紋岩溶結凝灰岩(萱原溶結凝灰岩層)の堆積にはじまり、これに石英斑岩(秦荘石英斑岩)が貫入したあと、休止期があり、この間に若干の傾動運動とうすい泥岩(深谷層)の堆積があった。その後ふたたび流紋岩質の火砕岩(八尾山火砕岩層)が噴出したあと、これに花崗斑岩(犬上花崗斑岩)が貫入して、火成活動を終了した。つまり、ここでは湖東流紋岩類の活動は休止期をはさんで大きく旧期と新时期の活動にわけられ、いずれの期においても火山岩と貫入岩の活動がペアーとなっており火山岩の活動が貫入岩のそれよりもつねに先行している。

II. 4 東海湖時代の堆積層および段丘堆積物

本図幅地域内の新生界は、鮮新-更新統の奄芸層群・古琵琶湖層群、段丘堆積物、沖積層とに分けることができる。

奄芸層群は、約500-600万年前から約130万年前の間、濃尾平野を中心に伊勢湾周辺に存在したと考えられている東海湖(松井, 1966 ; 石田・横山, 1969)に堆積した湖成あるいは川成層であり、本図幅地域内では、三重県北勢地域と岐阜県多良地域に分布している。奄芸層群は、主として礫層・砂層・粘土層からなり、多数の泥炭・亜炭の薄層と、数10枚の火山灰層をはさんでいる。奄芸層群にはさまれる火山灰層の中で、鍵層としてとくに有用なものは、下位よりデーサイト・パミス・Hy・スシロ谷の4火山灰層であるが、本図幅地域内では、パミス・Hy・スシロ谷の3火山灰層しか露出していない。

本図幅地域内の奄芸層群は、岩相によって下位から、粘土・礫互層の市ノ原累層、砂・粘土互層を主体とする大泉累層、中〜大礫層を主体とする米野累層の3累層に区分することができる。各累層と火山灰層を中心とした奄芸層群の層序は、第6表のようにまとめられる。奄芸層群からは *Metasequoia ditricha* を中心とするメタセコイア植物群が普遍的に産する。また、大泉累層からは *Stegodon akashiensis* を産している。これらの化石と、フィッション・トラック年代とから、鮮新-更新世境界は、パミス火山灰層のやや上位、つまり、大泉累層中部に存在すると考えられる。

古琵琶湖層群は、琵琶湖周辺から三重県伊賀盆地にわたって分布する鮮新—更新統であり、本図幅地域内では西部の滋賀県多賀地区に分布する。本図幅地域内の古琵琶湖層群は、主として砂・礫・泥炭などからなり、厚さ20-30cmの黄白色火山灰をはさんでいる。この火山灰層は八日市市南東の池ノ脇に露出する池ノ脇火山灰層に対比されている（TAKAYA, 1963 ; YOKOYAMA, 1969）。池ノ脇火山灰層は、化石、フィッション・トラック年代、古地磁気の極性などから、奄芸層群の大泉累層上部の層準に対比される。

古琵琶湖層群は全体として、下位より、島ガ原、伊賀油日、佐山、蒲生、八日市、堅田の6累層に区別されている（YOKOYAMA, 1969）が、本図幅地域内に分布するのは、蒲生累層の一部である。

段丘堆積物は、員弁川と牧田川沿いに分布し、主として礫相からなっている。段丘を形成する地形面は、両河川沿いとも、高度によって、3段に分けることができる。

Ⅲ. 二 疊 系

Ⅲ. 1 北 鈴 鹿 層 群

北鈴鹿層群は主として鈴鹿山脈の脊梁部を中心として分布し、北部では西は仏生寺衝上により彦根層群の上のり、東は霊仙山衝上により幾里谷層群の上のり。南部では西は御池断層により彦根層群に接し、東は一志断層により鮮新—更新統の奄芸層群に接している。本層群は大君ヶ畑層（下部）と霊仙山石灰岩層（上部）に分けられ、この両者は本図幅の北部地域・能登瀬、上丹生付近では断層で接し、同南部大君ヶ畑付近では、本来大君ヶ畑層の上に整合にのっていた霊仙山石灰岩層が、衝上運動に伴って大君ヶ畑層の上を滑動して *décollement* 様の異常構造を示している。

大君ヶ畑層

本層は大君ヶ畑北方および滋賀、三重、岐阜の三県にまたがる三国岳を中心とした山地に模式的に分布する。主としてチャートからなり、粘板岩を挟む地層で、本図幅北方に隣接する「近江長浜」図幅において磯見（1956）が清滝層としたものと岩相的に同じであり同一の層と考えられる。

チャートは一般に灰黒色ないし灰白色で、まれに赤色ないし淡緑色を呈し、部分的に珪質粘板岩に移化する。大君ヶ畑付近のものは成層した黒色の粘板岩を挟み、粘板岩の最も厚いものは、チャートをほとんど挟まないで、およそ400mを示す。

本層からは化石を産せず、さらにまた本層の上位に直接している下部二疊系中・上部の霊仙山石灰岩層が本層と前述したような異常接触を示すため、その時代は直接知ることができない。しかし大君ヶ畑層と霊仙山石灰岩層は「近江長浜」図幅の清滝層（下位）と醒ヶ井層（上位）にそれぞれ相当するところから、大君ヶ畑層と霊仙山石灰岩層は本来整合関係²⁾にあったものと考えられ、おそらく大君ヶ畑層は下部二疊系下部と思われる（MIYAMURA, 1973）。

2) 「近江長浜」図幅地域では清滝層は下部二疊系上部の醒ヶ井層に整合に覆われる（磯見, 1956 ; MIYAMURA, 1967）。

第2表 彦根東部地域の古生層の対比表

地質時代		Fusuliniid zone	西 部		中 部	東 部 (I)	東 部 (II)	備 考	
二 疊 紀	上 部	球磨統 <i>Yabeina-Lepidolina</i> zone						東部(I): 鈴鹿山脈東部 東部(II) 養老山地	
	中 部	赤坂統 <i>Neoschwagerina-Verbeekina</i> zone				?	?		
	下 部	鍋山統 <i>Parafusulina</i> zone	彦根層群	?	米原層		?		牧田川層群
					道ヶ谷層				前ヶ瀬層
	部	坂本沢統 <i>Pseudoschwagerina</i> zone		?		北鈴鹿層群			一之瀬層
石炭紀	上 部	氷川統 <i>Triticites</i> zone			靈仙山石炭層 大君ヶ畑層		?		

本層のチャートは複雑な小褶曲を繰り返し、多くの小規模な断層により、小規模の多くの地塊に分かれ、構造はより一層複雑になっている。模式地の 大君ヶ畑付近では北北東—南南西方向の3本の断層により地塊化し、ブロック運動をしているものと思われる、走向は各地塊ごとに異なり東から西へ北東—南西、北西—南東、東西の走向を示し40-60°南に傾斜している。図幅北部の技折しおり、上丹生での本層の走向は東西で30-40°北に傾斜している。大局的に見て本層は背斜構造または複背斜構造をなすものと思われる(第12図)。

靈仙山石灰岩層

本層は主として鈴鹿山地の中央部に分布し、さらにその一部は非石灰岩相の中部二疊系に属する幾里

谷層群の上に“クリッペ”をなして分布している。また本層は図幅地域西南部の樋田付近一帯に分布し湖東流紋岩類に貫入され、現在古琵琶湖層群が堆積している四手付近には本層の一部が見られ、古琵琶湖層群が堆積した場所にもかつては本層が分布していたことを物語る。

本層は主として石灰岩と塩基性火山岩からなる。塩基性火山岩は溶岩と凝灰岩からなり暗緑色ないし暗赤色を呈し、風化して赤茶褐色の粘土になっていることが多い。溶岩には山女原付近で第2図に示したように暗緑色の部分と淡緑色の部分がそれぞれ2-5cm幅の縞状を呈するもの、萱原付近で第3図に示したように直径1mほどの球形を示す枕状溶岩、さらに御池谷において見られる杏仁状溶岩などがある。

萱原付近では塩基性凝灰岩の堆積時に取り込まれたと思われる径30cmほどの砂岩岩塊が見られる(第4図)。鞍掛峠の東側(三重県側)では径2cm以下のチャート礫を伴う黒色粘板岩と凝灰岩がそれぞれ数cmの細互層をなしているのがしばしば見られ、一方本図幅地域西南部の樋田付近と一之瀬付近においても黒色粘板岩が塩基性凝灰岩とそれぞれ数m以下の厚さで互層している。これらの互層は本層の末端部を示し非石灰岩相への漸移帯と考えられる。

石灰岩はミクライト質およびウーライト質で、塊状・層状およびレンズ状をなして塩基性火山岩中に分布している。本層の分布が最も広い北部では東(霊仙山―鍋尻山間)に大きな塊状岩体があり、その



第2図 山女原付近で見られる明瞭な縞状構造が見える溶岩露頭



第3図 萱原付近で見られる枕状溶岩露頭



第4図 萱原付近で見られる塩基性凝灰岩中の砂岩岩塊 S : 砂岩岩塊

西側を塊状岩体を取り囲むように層状またはレンズ状岩体が分布し、分布が狭くなる南部では不規則塊状またはレンズ状の石灰岩が分布している。本図幅地域南東部の坂本付近では石灰岩・チャートおよび塩基性火山岩の互層が発達し、本層下位に直接する大君ヶ畑層との漸移部を示している。御池嶽西斜面および梓河内では石灰質凝灰岩が分布し、その中に石灰岩の小レンズが含まれ、御池嶽のものは堆積作用を通じて生成されたと思われる板目状の縞状模様が見られる。図幅地域中央部に位置する杉付近には藻類の作用で生成されたような *algal structure* 状の細互層をなす石灰岩レンズがあり、スランプに伴って生じたと思われるちりめん状構造を呈している（第5図）。一般的傾向として本層のレンズ状石灰岩は苦灰質化したり、末端部では珪質化したりする。

本層の石灰岩はフズリナ・サンゴ・アンモナイトなどの二畳紀前期の化石を産出し、とくにフズリナはほとんどすべての石灰岩に含まれている。

霊仙山—鍋尻山間に分布する石灰岩主岩体から次のフズリナを産出する。

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *megaspherica* TORIYAMA, *P. cushmani* CHEN, *P. tenuis* CHEN, *P. subtenuis* MORIKAWA, *P. krotowi* (SCHELLWIEN), *P. bacca* MORIKAWA et ISOMI, *P. okafujii* (TORIYAMA), *P. ambigua* (DEPRAT), *P. cf. yobarensis* (OZAWA), *P. krafftii* (SCHELLWIEN), *P. krafftii* var. *magna* TORIYAMA, *P. reguralis* (SCHELLWIEN), *P. gümbeli* (DUNBER & SKINNER), *P. paragümbeli* MORIKAWA, *Schwagerina hounkinsi* DUNBER & SKINNER, *S. ibukiensis* KOBAYASHI, *Quasifusulina* sp., *Rugosofusulina alpina* DUNBER & SKINNER, *Paraschwagerina* (*Acervoschwagerina*) *endoi* HANZAWA, *Pseudoschwagerina robusta* (MEEK), *Triticites obai* TORIYAMA, *T. simplex* (SCHELLWIEN), *T. tuntula* TORIYAMA, *T. ellipsoidalis* TORIYAMA, *T. noinskyi* var. *paula* TORIYAMA, *T. hydeni* (OZAWA), *T. suzukii* (OZAWA), *Schubertella kingi* DUNBER & SKINNER, *S. giraudi* (DEPRAT), *S. minula* SKINNER & WILDE, *Staffella yobarensis* OZAWA.



第5図 杉付近で見られる *Algal structure* 状の細互層をなす石灰岩レンズ

主岩体周辺のレンズ状または層状の石灰岩から産出するフズリナは次のようなものがある。

梓河内地区の石灰岩レンズ

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN), *P. tenuis* CHEN, *P. subtenuis* MORIKAWA, *P. okafujii* (TORIYAMA), *P. cf. yobarensis* (OZAWA), *P. fujiformis* (SCHELLWIEN et DYERRENFURTH), *P. krafftii* (SCHELLWIEN), *P. bacca* MORIKAWA, *P. regularis* (SCHELLWIEN), *P. paragumbeli* MORIKAWA, *Schwagerina* sp., *Triticites ellipsoidalis* TORIYAMA, *T. obai* TORIYAMA, *T. tuntula* TORIYAMA, *Schubertella kingi* DUNBER & SKINNER.

醒ヶ井養鱒場の谷の石灰岩レンズ

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN), *P. krotowi* (SCHELLWIEN), *P. cf. yobarensis* (OZAWA), *P. tenuis* CHEN, *P. regularis* (SCHELLWIEN), *P. nobilis* (MORIKAWA), *Paraschwagerina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Triticites obai* TORIYAMA, *T. ellipsoidalis* TORIYAMA, *T. tuntula* TORIYAMA, *Schubertella minuta* SKINNER & WILDE, *S. simplex* LANGE.

武奈—^{おなり}男鬼—後谷地区の石灰岩レンズ

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *watanabei* (OZAWA et LEE), *P. vulgaris* var. *mega-spherical* TORIYAMA, *P. gümbeli* (DUNBER & SKINNER), *P. paragumbeli* MORIKAWA, *P. cf. yobarensis* (OZAWA), *P. cushmani* CHEN, *P. regularis* (SCHELLWIEN), *P. fusiformis* (SCHELLWIEN et DYERRENFURTH), *P. ambigua* (DEPRAT), *P. crassitectoria* (DUNBER & SKINNER), *P. okafujii* (TORIYAMA), *P. krotowi* (SCHELLWIEN), *P. subtenuis* MORIKAWA, *Rugosofusulia cf. serrata* RAUSER-CERNOUSSOVA, *Quasifusulina* sp., *Pseudoschwagerina robusta* (MEEK), *Triticites obai* TORIYAMA, *T. tuntula* TORIYAMA, *T. simplex* (SCHELLWIEN), *Schubertella minuta* SKINNER & WILDE, *S. kingi* DUNBER & SKINNER, *S. cf. borealis* RAUSER-CERNOUSSOVA

善谷—仏生寺地区の石灰岩レンズ

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *mega-spherical* TORIYAMA, *P. krotowi* (SCHELLWIEN), *P. okafujii* (TORIYAMA), *P. regularis* (SCHELLWIEN), *P. krafftii* (SCHELLWIEN), *Schwagerina* sp., *Paraschwagerina* (*Aceroschwagerina*) sp.

^{こうず}甲頭倉—^{にゅうだに}入谷地区の石灰岩レンズ

Pseudofusulina ambigua (DEPRAT), *P. regularis* (SCHELLWIEN), *P. teschernishewi* (SCHELLWIEN), *P. modica* (THOMSON & HAZZAD), *P. cf. yobarensis* (OZAWA), *Schwagerina* sp., *Paraschwagerina* (*Aceroschwagerina*) *endoi* HANZAWA, *Pseudoschwagerina* sp.

保月—五僧地区の石灰岩

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *mega-sphrica* TORIYAMA, *P. krotowi* (SCHELLWIEN), *P. okafujii* (TORIYAMA), *P. tenuis* CHEN, *P. cf. yobarensis* (OZAWA), *Triticites obai* TORIYAMA, *T. biconica* TORIYAMA, *Schubertella kingi* DUNBER & SKINNER.

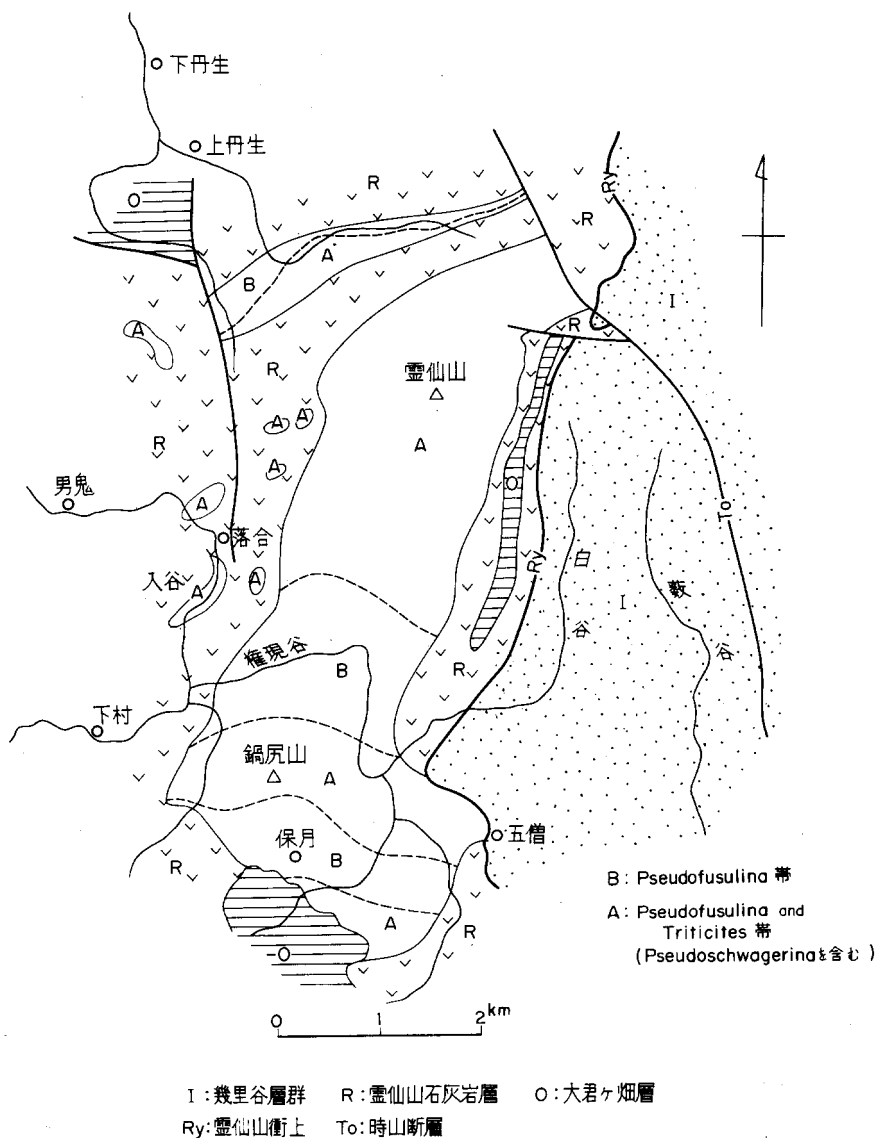
杉—保月—高室山地区の石灰岩レンズ

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *mega-sphrica* TORIYAMA, *P. cf. yobarensis* (OZAWA), *P. norikuraensis* IGO, *P. regularis* (SCHELLWIEN), *P. krafftii* (SCHELLWIEN), *P. sp.*, *Paraschwagerina* (*Paraschwagerina*) aff. *kansaensis* (BEEDE & KNIKER), *P. (Aceroschwagerina) endoi* HANZAWA.

高室山以南より御池嶽に至る間に分布する石灰岩においても*Pseudofusulina vulagris*を始めとする上述の化石が産出する。その例として篠立西方のものについて述べる。

本図幅地域南東部の篠立西方に分布する石灰岩からは次のようなフズリナが産出する。

Pseudofusulina vulgaris (SCHELLWIEN), *P. vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN), *P. regularis* (SCHELLWIEN), *P. fusiformis* (SCHELLWIEN et DYERENFURTH), *Paraschwagerina* (*Acervoschwagerina*) sp., *Schubertella kingi* DUNBER & SKINNER, *Biwaella omiensis* MORIKAWA.



第6図 霊仙山石灰岩層の石灰岩主岩体におけるフズリナ帯の分布図

なおこの石灰岩からは下部二畳系～中部二畳系から汎世界的に産出するアンモナイト *Metalegoceras* ? sp.が³*Biwaella omiensis*, *Schubertella kingi* などのフズリナと共に産出する。

以上述べたフズリナは鈴鹿山脈の脊梁部をなす霊仙山石灰岩層のほとんどすべての石灰岩に含まれる。

幾里谷層群の上ののクリッペの霊仙山石灰岩層は西より東へ今須川上流, 岩須北方, 川西西方に分布し, レンズ状石灰岩が塩基性火山岩中に挟まれている。これらの石灰岩レンズは次のようなフズリナを含む。

今須川上流 (貝戸南方) のクリッペ中の石灰岩レンズ

Pseudofusulina vulgaris var. *megaspherica* TORIYAMA, *P. gümbeli* (DUNBER & SKINNER), *P. cf. yobarensis* (OZAWA), *Paraschwagerina* (*Acervoschwagerina*) *endoi* HANZAWA, *Quasifusulina* sp.

岩須北方 (狩谷川沿い) のクリッペ中の石灰岩レンズ

Pseudofusulina krotowi (SCHELLWIEN), *P. cushmani* CHEN, *P. gümbeli* (DUMBER & SKINNER).

川西西方のクリッペ中の石灰岩レンズ

Misellina sp., *Nagatoella* sp. (n. sp.), *Pseudofusulina ambigua* (DEPRAT), *Schubertella kingi* DUMBER & SKINNER.

幾里谷層群の上にクリッペをなしての本層は下部二畳系下部を示す *Triticites*, *Pseudoschwagerina* を伴わず, 化石内容から下部二畳系上部に属する。そのうち東端に位置する川西西方のものは他のものより上位の層準を示すフズリナを含み, 下部二畳系最上部に属することは明らかである。なお *Misellina*, *Nagatoella* は鈴鹿山脈の脊梁部をなす本層中には見出されなかった。

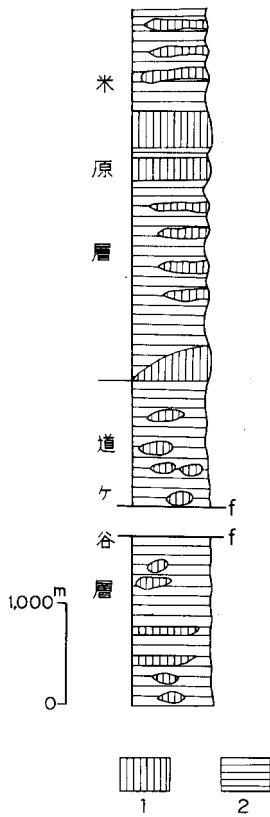
霊仙山石灰岩層は, フズリナによる分帯が確立されていないが, 一般傾向として *Pseudoschwagerina* および *Triticites* を伴う下位層準とそれらを伴わない上位層準に分けられる。両者は霊仙山—鍋尻山間の石灰岩主岩体において大略東西方向の帯状をなして南北方向に交互に反復する (第6図)。このことより主岩体は南北に緩く波打った波曲構造を示すものと推察される。この主岩体を取りまくレンズ状, 層状の岩体についても上述の傾向がうかがえるが明らかでない。本石灰岩層は下部二畳系中上部に属する。本石灰岩層の厚さは約500mである。

III. 2 彦根層群

本層群は鈴鹿山脈の西部に分布し, 下部の道ヶ谷層と上部の米原層に分けられ, 化石を含まない。

道ヶ谷層

本層は御池嶽の西側を北から南へ流れる^{まろ}愛知川の支流御池川の上流に模式的に露出する。主として層理の発達した黒色粘板岩からなり, チャートの厚さ数m内外のレンズまたは薄層を挟む。粘板岩とチャートは互層することはまれである。チャートは一般に灰白色または灰黒色でまれに赤色を呈する。下部では局部的に粘板岩が珪質になり, まれに径1-2cmのチャート礫および厚さ2-3mの砂岩レンズを含む。上部は下部に比べ砂岩に富み, 厚さ2-3mの薄層またはレンズ状砂岩を含む。樋田付近では径10cmほどの凝灰質砂岩礫および本層の堆積時に堆積したと思われる凝灰岩を含み, 粘板岩の一部には凝灰



1: チャート 2: 粘板岩
第7図 彦根層群の柱状図

りチャートを挟み、砂岩に乏しい。粘板岩と砂岩はそれぞれ数cm以下の細かい互層をなす場合もあるが厚さ数cm以下のレンズまたは薄層で挟まれるものが多い。粘板岩は部分的に凝灰質のところも見られる。このように凝灰質の粘板岩を含む点、道ヶ谷層の上部に似ているが砂岩に乏しい点、道ヶ谷層の上部とやや岩相が異なるといえよう。

米原層

米原層は彦根市東方に分布し、鈴鹿山脈の西縁部に見られる低い山地を形成している。

本層は滝本（1930）により西部秩父系と呼ばれ、粘板岩・チャートを主とする。粘板岩とチャートはそれぞれ厚さ数m以下で細かく互層する場合と、それぞれ単独で数m以上の層厚をなす場合とがあるが、一般に後者の場合が多い。チャートはまれに赤色、淡緑色を呈する。本層の下部と中部には単独で層厚数100m以上に達する厚層のチャートがあり、数cm以下の間隔で細い層理を示し多くの場合厚さ数mmほどの粘板岩の薄層を挟み、複雑な小褶曲を繰り返している。粘板岩は珪質粘板岩さらにチャートに移化することもまれでなく、粘板岩の一部は千枚岩質になっていることもある。砂岩は粘板岩とそれぞれ厚さ10cm以下で細かい互層をなす場合が多いが、まれに厚さ2-3mのレンズで粘板岩中に含ま

質のところも見られる。

したがって本層の上部は石灰岩と塩基性火山岩からなる霊仙山石灰岩層と本層の下部との中間の岩相を示し、霊仙山石灰岩層への漸移帯と考えられる。本層からは化石を産しないため地質時代は明らかでない。しかし本層の上部は前述したように岩相的に霊仙山石灰岩層への漸移帯と考えられるので、本層の地質時代は霊仙山石灰岩層のそれに相当すると思われる。したがって本層はおそらく下部二畳系上部に相当する地層と考えられる。本図幅地域内で算出される本層の厚さは約2,500mである。

五僧付近の小地塊

五僧の東方にある小地塊は後述の幾里谷層群中に断層で挟まれた地塊で、珪質粘板岩を主とし、砂岩に乏しい地層である。砂岩と粘板岩はそれぞれ数cmの厚さで細かく互層する場合もあるが砂岩だけで厚さ2-3mの小レンズをなす場合もある。しかしいずれもまれである。チャートは粘板岩とそれぞれ数cm以下の厚さで細かく互層することは少なく、むしろ厚さ数m以下のレンズまたは薄層をなす場合が多い。本地塊の岩相は後述する幾里谷層群の最上部に位置する粘板岩とはチャートを含む点が異なり、むしろ道ヶ谷層の下部に似ている。この意味で本地塊を道ヶ谷層に含めた。

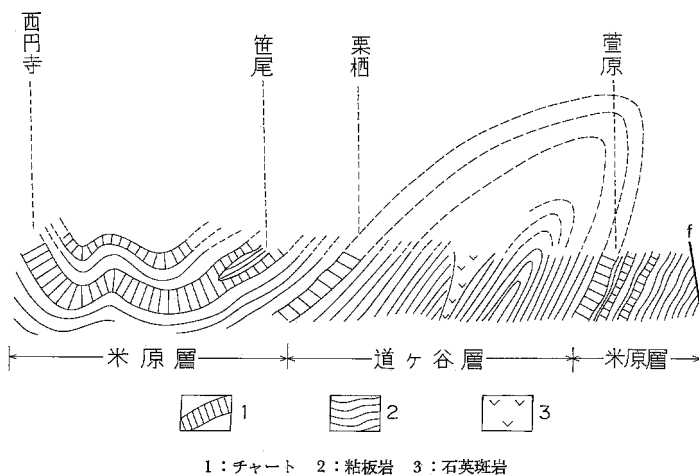
五僧南方の地塊は半窓をなして露出し、主として粘板岩からなり

れる。

佐和山および琵琶湖畔に分布する地層は数100m以上の層厚をなすチャートを含むので、おそらく本層の中部に相当するものと思われる。本層は道ヶ谷層を整合に覆うのでおそらく下部二畳系最上部～中部二畳系下部に相当する地層と考えられる。本層の厚さはおよそ4,000mである。

彦根層群の地質構造

彦根層群は小断層、小褶曲により複雑な地質構造を示している。本層群の一般走向は東西、または東北東—西西南を示し、下部の道ヶ谷層は傾斜70°北で、見掛上北に急傾斜する同斜構造を示している。しかし図幅地域南部の萱原では、上部の米原層のチャートが見掛上下位にくるので、本層群の下部は大局的に北に急斜する等斜褶曲（転倒背斜）をなすものと考えられる。上部の米原層は小断層と小褶曲により下部の道ヶ谷層より複雑な構造を示す。しかし米原層下部（栗栖付近）と中部（笹尾付近）に分布する数100mの層厚をなすチャートを鍵層として考察すると、大局的には向斜構造が考えられる（第8図）。佐和山および琵琶湖畔に分布する米原層の一般走向は東西、東北東—西西南で、70°北に傾斜する同斜構造を示しているが、厚層のチャートを鍵層として見れば上述の向斜構造の南翼に属するものと思われる。したがって、鈴鹿山脈西縁部の米原層と佐和山のものは南北断層により断層の西側（佐和山側）が北に転位したと推定される。



第8図 彦根層群の地質構造模式図

III. 3 牧田川層群

本層群は本図幅地域の東部に位置する養老山地の西縁部に分布する。本層群の大部分は東隣の「津島」図幅地域内に分布し、本図幅地域内では分布が狭い。本層群の一部は萩原と殿垣戸の間で北東—南西系の断層により幾里谷層群と接する。

牧田川層群は複雑な断層網によって切られ多くの地塊にわけられ、各地塊ごとに構造を異にし錯綜している。そのために本層群の全体の層序は明らかでない。しかし牧田川沿いの東山北方から前ヶ瀬付近

まで分布する地塊は、岩相から2層にわけられ整合に重なっているので本層群の代表的なものとして取り扱った。本層群は粘板岩・チャートを主とする一之瀬層とそれを整合に覆う砂岩を主とする前ヶ瀬層にわけられ、化石を含まない。

一之瀬層

本層は牧田川沿いの川東（一之瀬）から東山にかけての多良峡に模式的に露出する。

本層は粘板岩とチャートからなり、一般に粘板岩はチャートに比べ優勢である。粘板岩とチャートはそれぞれ厚さ数cm以下で細かく互層する場合もあるが、それぞれ単独で10m以上の層厚をなす場合の方が多し。粘板岩は一般に黒色で層理がよく発達し、まれに数mの厚さの細粒砂岩レンズおよびチャートレンズを挟む。部分的であるが粘板岩は珪質になっていることもある。チャートは一般に灰白色または灰黒色まれに赤色で数cm以下の間隔で細かい層理を示し、複雑な小褶曲を繰り返している。

本層の岩相は粘板岩・チャートからなり、しかもそれぞれが単独で10m以上の層厚をなす場合が、細かく互層する場合よりも多い点、前述の米原層の岩相に似ている。したがって本層は岩相から米原層と対比しうるので中部二畳系下部に相当する地層と思われる。

前ヶ瀬層

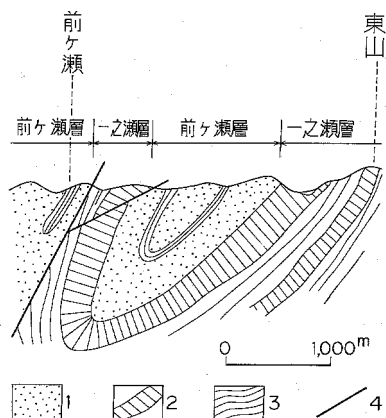
本層は牧田川沿いの前ヶ瀬付近に模式的に露出する。本層は前述の一之瀬層を整合に覆い、主として無層理塊状の中粒砂岩からなり、粘板岩およびまれにチャートを挟む。砂岩は一般に中粒のものが多くが細粒質に漸移するものもまれでない。粗粒砂岩はごくまれである。砂岩には粘板岩の径3mm内外のバッチを含むものが多い。砂岩と粘板岩はそれぞれ数10cm以下の細かい互層をなすこともあるが、むしろ粘板岩は砂岩中に10m以上の層厚をなして挟まれることが多い。粘板岩は一般に黒色で比較的層理が発達し、部分的に珪質粘板岩になっている。粘板岩の一部には局部的で小規模であるがフローキャストを示すものもある。

本層は中部二畳系下部に相当すると思われる一之瀬層を整合に覆うこと、また岩相が無層理塊状の砂岩が主である点で、後述の中部二畳系の幾里谷層群の下部の岩相に似ていることから、本層はおそらく中部二畳系中部に相当する地層と考えられる。

牧田川層群の地質構造

牧田川層群は本図幅地域内での分布が狭く、断層で切られ地塊化しているので、その全体の地質構造の詳細を明らかにすることは困難である。しかしチャートおよび粘板岩を鍵層としてみれば大局的にその構造が解明される。

和田付近では上部の前ヶ瀬層の走向は西北西―東南東ないし東西で、傾斜70°北、多良峡付近では下部の一之瀬層は走向北東―南西、傾斜40-70°北、下多良付近では北より南へ下部の一之瀬層、上部の前ヶ瀬層の順に配列し、走向北西―南東、傾斜50-60°南を示し、多良峡一帯に分布している下部の一之瀬層を取り囲むように上部の前ヶ瀬層が分布している。すなわち、半ドーム状の構造が考えられる。この半ドーム状構造の南は見掛け上南に傾斜する同斜構造を示すが、上部の前ヶ瀬層の粘板岩中に見られるフロー



1:砂岩 2:チャート 3:粘板岩 4:断層
第9図 牧田川層群の地質構造模式図

模式的に露出する。本層群の大部分は無層理塊状の砂岩からなり、一般に下部は中粒砂岩に富み、層序的に上位ほど細粒砂岩が優勢になる。局部的には石灰質砂岩のところもある。上部の細粒砂岩の一部はシルト岩に移化し、最上部は粘板岩になっている。砂岩には粘板岩のバッチを含むものがあり、比較的下部に多い。本層群は最上部を除いて厚さ10mほどのチャートと粘板岩を挟む。チャートは一般に灰白色または灰黒色を呈するがまれに淡緑色および赤色を呈する。チャートに伴う黒色粘板岩は珪質粘板岩にしばしば移化する。上部では砂岩と粘板岩はそれぞれ厚さ数cm以下で細く互層する場合が多いが下部ではまれである。

本層群の下部には見掛上およそ400mの厚さのチャート層があり、その中におよそ厚さ10mと5mの苦灰質石灰岩レンズを挟む。そのうちの上位の厚さ10mのものは保存は良くないが次のような二畳紀中期を示すフズリナを含む。

Neoschwagerina craticulifera (SCHWARGER), *Misellina claudiae* (DEPRAT), *Parafusulina cayeuxi* (DEPRAT), *P. sp.*, *Pseudofusulina lepida* (DEPRAT). それらのうちとくに *Neoschwagerina craticulifera* が圧倒的に多い(宮村, 1969)。

本層群の最上部は黒色粘板岩を主とし、砂岩はきわめて乏しく、厚さ数m以下の砂岩レンズまたは薄層がまれに含まれるに過ぎない。また一部に厚さ数m以下の薄層またはレンズ状のチャートを含むが、きわめてまれである。

本層群の苦灰質石灰岩レンズは二畳紀中期のフズリナを含むので、本層群は中部二畳系中・上部に属する。本図幅地域内で算出される本層群の厚さはおよそ7,000mである。

幾里谷層群の地質構造

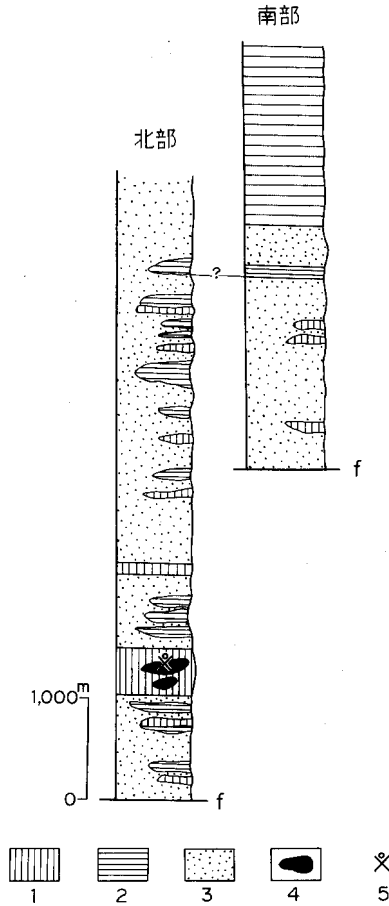
本層群は断層によって切られ、構造が複雑化しているが、砂岩層中に挟まれる粘板岩およびチャートを鍵層として地質構造の概要を知ることが出来る。

本層群は時山の東方を走る北北西—南南東方向の時山断層によって大きく2つの地塊に分けられる。この断層の西側の地塊は小褶曲を示すが大局的には一般走向北東—南西、傾斜30-50° 南の南に傾斜する同斜

キャストは逆転しており、さらに前ヶ瀬層の南に分布する下部の一之瀬層が前者の上に南から衝上している。このことからこの同斜構造は見掛上のものであって、実は等斜褶曲(転倒向斜)を意味するものである。上述の衝上は過褶曲により南翼の一部がずり上ったものであると考えられる(第9図)。この衝上地塊の南部は北東—南西方向の断層により上部の前ヶ瀬層が反復する。

III. 4 幾里谷層群

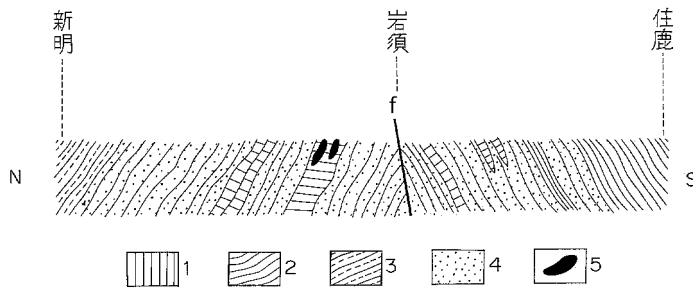
本層群は滝本(1930)により東部秩父系と呼ばれたもので、主として鈴鹿山脈の東部に分布し、幾里谷に



1:チャート 2:粘板岩 3:砂岩(シルト岩を含む) 4:石灰岩レンズ 5:化石
産出地点

第10図 幾里谷層群の柱状図

構造を示し、南ほど上位の層準になる。一方この断層の東側の地塊の北部では一般走向北東—南西、傾斜60°北で北ほど上位層準になり、南部では一般走向北西—南東で、傾斜20-60°南で南ほど上位層準になる。この両者はそれぞれ北傾斜と南傾斜の同斜構造を示している。次に岩相から見ると岩須の西の幾里谷中流付近は中粒砂岩が分布し、その北方の地層は北ほど、南方の地層は南ほどそれぞれ細粒砂岩に富む。このことから地質構造を推定すると、岩須の西の幾里谷中流域付近において褶曲軸が西にブランチした背斜構造が考えられる。しかし北傾斜する地層の下部に見られる苦灰質石灰岩を含む厚層のチャートに相当するものが南に傾斜する地層には見られないなど、必ずしも岩相の分布が一致しないので背斜構造は考え難く、むしろ背斜軸に沿う東西方向の断層で両者は接しているものと推定する。この断層により南傾斜する地層は南側に落ちたものと考えられる(第11図)。烏帽子岳の東南において北東—南西方向に走る断層により反復露出する本層群の上部は時山断層により2つの地塊にわかれる。この断層の西側の地塊は褶曲による地層の反復を示すのに対し、東側のものは最上部の粘板岩層と下位の砂岩層が東西系の走向断層により接しているらしい。

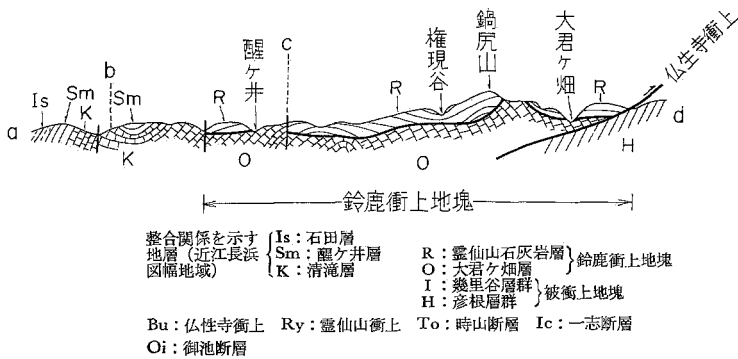
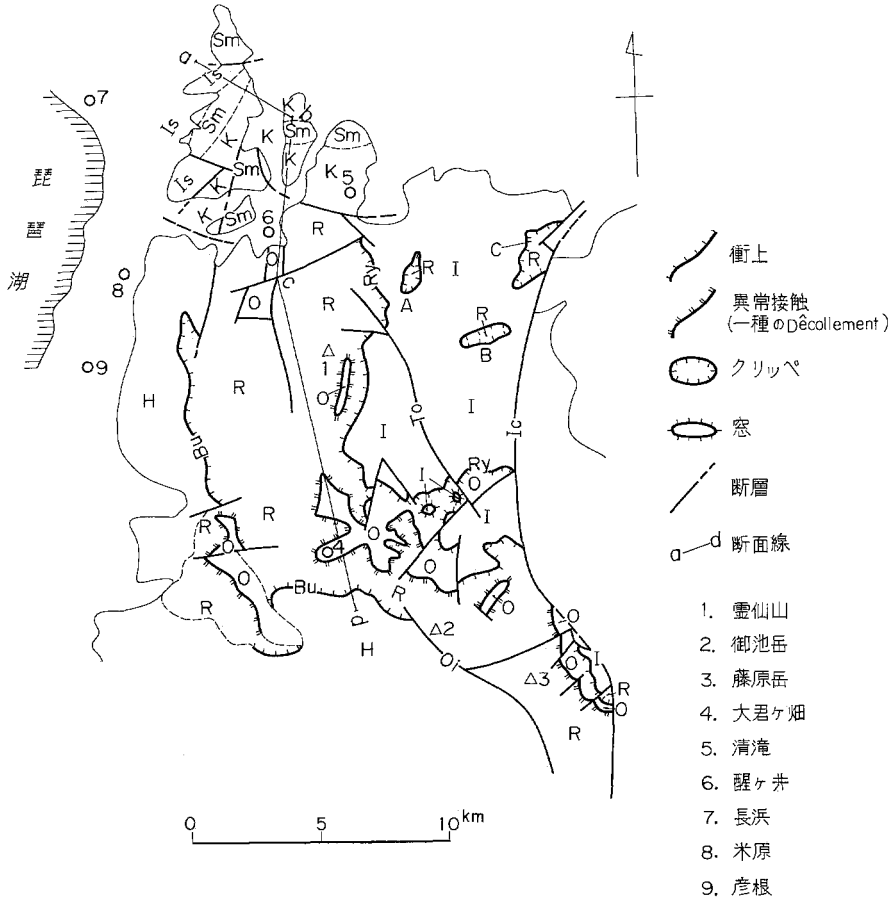


1:チャート 2:粘板岩 3:シルト岩 4:砂岩 5:石灰岩レンズ

第11図 幾里谷層群の地質構造模式図

III. 5 衝上構造について

本図幅地域の中央部に南北に占める衝上地塊を鈴鹿衝上地塊と名付ける。本衝上地塊は非石灰岩相の走向東西系を切るように分布し、非石灰岩相の彦根層群と岩相的に漸移関係を示している。これらの事



第12図 鈴鹿衝上地塊の模式構造図

実は鈴鹿衝上地塊が原地性であり、非石灰岩とほぼ同時に、そしておそらく後期古生代の地向斜中に南北方向に延びる海底火山の上に堆積したことを示すものと思われる（MIYAMURA, 1973）。

次に鈴鹿衝上地塊をなす石灰岩相と、下盤の非石灰岩相の関係を地域別に述べる。

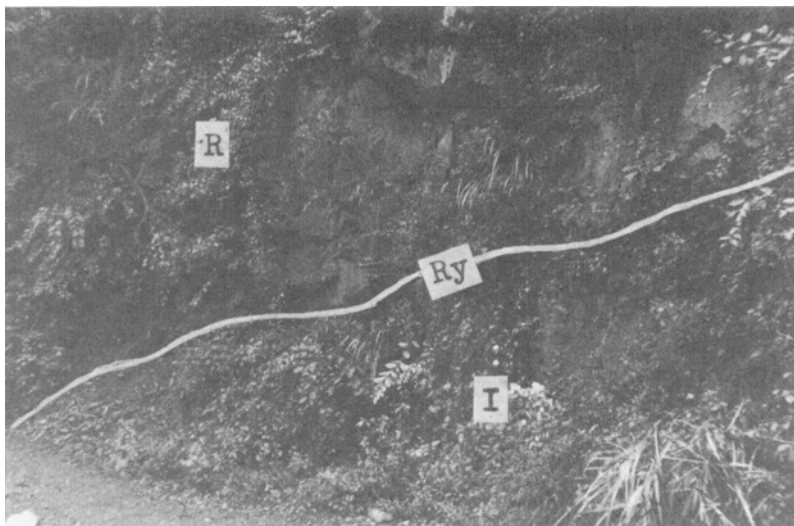
鈴鹿衝上地塊の西側

1) 本図幅地域の北部から中部付近では、石灰岩相の霊仙山石灰岩層の下方に非石灰岩相の米原層が分布し、一般走向東北東—西南西または東西で、西坂付近で霊仙山石灰岩層と北北東—南南西方向の正断層で接し、善谷—仏生寺—下水谷間では標高300m付近で低角度の仏生寺衝上で接している。

2) 本図幅地域南部の樋田から鈴ヶ嶽西斜面では石灰岩相の霊仙山石灰岩層の下位に非石灰岩相の道ヶ谷層が分布し、一般走向東北東—西南西または東西を示し、両者は比較的地形に支配された屈曲線を描く低角度の仏生寺衝上により接している。一方鈴ヶ嶽南方の御池嶽西斜面では北西—南東方向、80°南に傾斜する御池断層により山頂の霊仙山石灰岩層と中腹の道ヶ谷層が接している。この断層により西側が相対的に沈下したものと思われる。

鈴鹿衝上地塊の東側

1) 本図幅地域北部の梓河内付近では霊仙山石灰岩層は非石灰岩相の幾里谷層群と北西—南東方向の正断層で接し、さらに南では河内東谷の谷沿いに両者は低角度の霊仙山衝上で接している。この谷沿いでは霊仙山石灰岩層の塩基性火山岩が幾里谷層群の砂岩層の上におよそ20-40°の低角度で衝上し、その境はそれほど擾乱されておらず、断層角礫も見られない（第13図）。この衝上面は波打ちながら谷沿いに南へ走り時山断層に切れ、さらに東西方向の正断層により霊仙山の東方で西に転移している。



R：霊仙山石灰岩層（塩基性火山岩，下部二畳系）

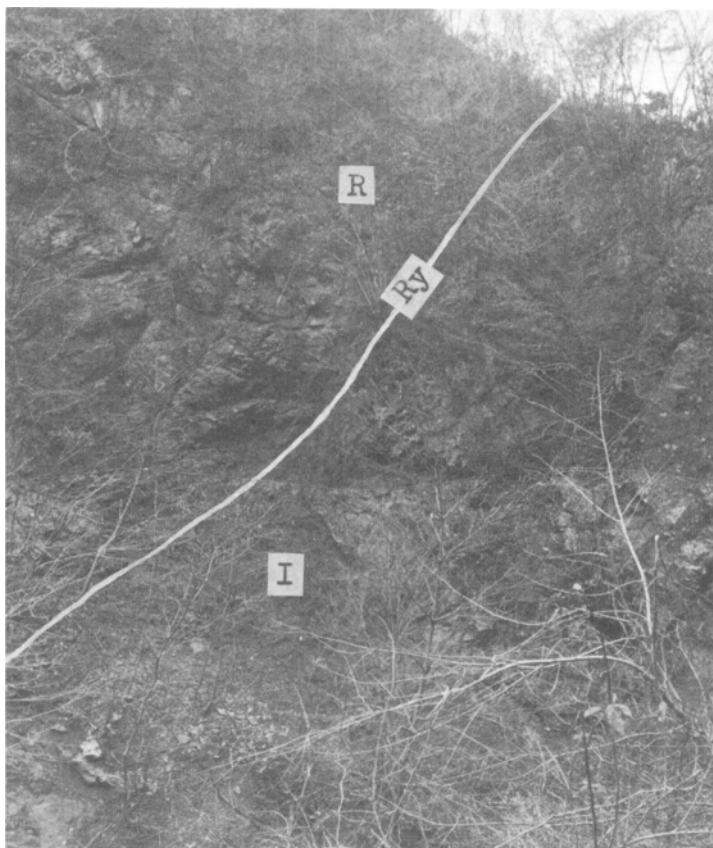
I：幾里谷層群（砂岩，中部二畳系）

第13図 河内東谷において見られる霊仙山衝上（Ry）の露頭（20～40°の低角度衝上）

2) 本図幅地域中部の霊仙山東方から五僧間では霊仙山石灰岩層の下方に非石灰岩相の幾里谷層群が分布し、一般走向北東—南西を示し、両者は 60° 前後の高角度の霊仙山衝上で接している。この衝上が五僧北方の白谷をわたるところでは、霊仙山石灰岩層の石灰岩が幾里谷層群のチャート層と 60° の高角度衝上で接し、その境はそれほど擾乱されておらず断層角礫も見られない(第14図)。

3) 本図幅地域南部の五僧—烏帽子嶽—鞍掛峠間では石灰岩相(北鈴鹿層群)の大君ヶ畑層(チャート)の下方に非石灰岩相の道ヶ谷層と幾里谷層群が分布し、一般走向東西と西北西—東南東とをそれぞれ示し、稜線の北斜面および東斜面沿いに霊仙山衝上で大君ヶ畑層と接している。この地域では霊仙山衝上は地形に支配されて屈曲した衝上線を描く低角度衝上を示す。この衝上線近くの大君ヶ畑層のチャートは著しく破碎され、層厚も薄くなり下盤の幾里谷層群の砂岩層が烏帽子嶽および三国嶽付近に窓として露出している。

4) 鞍掛東方から篠立間では霊仙山石灰岩層と幾里谷層群の粘板岩層とが両地点を東西に結ぶ山地の南斜面において標高500m付近にて境し、その境界は500mの等高線沿いに屈曲した線を示している。境界付近は余り擾乱されておらず、断層角礫も見られない。この境より上方に幾里谷層群、下方に霊仙山



R : 霊仙山石灰岩層(石灰岩, 下部二畳系)
I : 幾里谷層群(チャート, 中部二畳系)

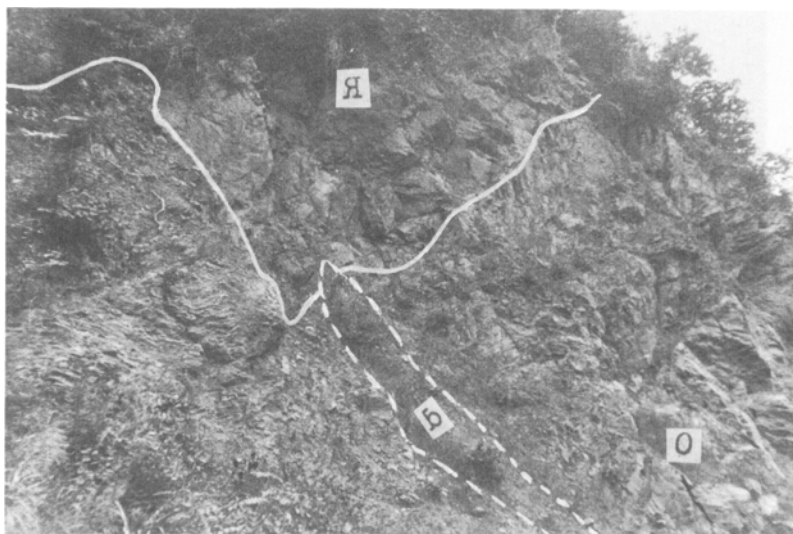
第14図 白谷における霊仙山衝上(Ry)の露頭(60° の高角度衝上)

石灰岩層が分布しているが不整合とは考え難く、南方の御池嶽に分布する鈴鹿衝上地塊の末端が高角度で幾里谷層群の上に衝上したものと考えられる。

本図幅地域に見られる衝上は霊仙山石灰岩層だけが衝上したものではなく、その下位の大君ヶ畑層（チャート層）もともに衝上しており、南部を除き大君ヶ畑層は構造的に衝上地塊から取り残されたものと考えられる（MIYAMURA, 1973）。南部に見られる鈴鹿衝上地塊の異常構造は、本来大君ヶ畑層の上に整合にのっていた霊仙山石灰岩層が、衝上運動に伴って大君ヶ畑層の上を滑動してd collement様の異常接触（第15図）をなしたもので、superficial wedgeを示すものである（MIYAMURA, 1973）。

本図幅地域北部において鈴鹿衝上地塊の東側に分布するクリッペのうち、最も東方に位置するものは他の2つよりも上位層準を示し、霊仙山石灰岩層の最上部を示すことは前述したが、この最上部は鈴鹿山脈の脊梁部をなす同石灰岩層には見当たらない。またクリッペをなすものには *Triticites*, *Pseudo-schwagerina* が伴っていない。このことは鈴鹿衝上地塊の上位層準のものほど下位層準のものより遠くへ移動したことを示すものであろう。その移動距離は最も東端のクリッペを対象に考えると約7kmと推定され、クリッペは superficial nappe の残留物と考えられる（MIYAMURA, 1973）。

鈴鹿衝上地塊の衝上の時代は中生層が欠如しているため直接知ることはできないが、白亜紀後期の湖東流紋岩類が本衝上地塊中に貫入しているので、白亜紀後期以前の中生代であることは明らかである。



R: 霊仙山石灰岩層（塩基性火山岩） O: 大君ヶ畑層（チャート） d: 玢岩
第15図 鞍掛峠西において見られる異常構造（一種のd collement）を示す露頭

IV. 湖東流紋岩類

湖東流紋岩類は本図幅地域の南西部に分布し、さらに南方につづく。

湖東流紋岩類は火山岩と、それに随伴する貫入岩とからなる。火山岩はすべて流紋岩質の火山砕屑岩

で溶岩はみつかっていない。貫入岩は石英斑岩と花崗斑岩とにわけられる。第3表に本図幅地域周辺の層序区分を示す。

第3表 湖東流紋岩類の層序区分

犬上花崗斑岩 (I)
八尾山火砕岩層 (Yls および Y)
深谷層
秦荘石英斑岩 (H)
萱原溶結凝灰岩層 (Ki)

火山岩は不整合をはさんで上下に大別され、下位から萱原溶結凝灰岩層^{かいわら}、八尾山火砕岩層^{やつおやま}とよぶ。前者は淡灰色・粗粒できわめて緻密なすべて強溶結の凝灰岩であるのに対し、後者はこれとは対照的に暗灰色細粒で、一部溶結凝灰岩も含むが、非溶結の凝灰岩、軽石凝灰岩、火山角礫岩などの火砕岩で、よりもろい岩相をもつことが特徴的である。

上記の不整合面上にごくうすく泥岩層が発達し、これを深谷層^{ふかや}³⁾とよぶ。ただしこの層の発達は局部的で本図幅地域にはみられない。

貫入岩は火山岩との関係から新旧2つの岩体にわけられ、また岩質も若干異なる。古い方から秦荘石英斑岩^{いはしやう}、犬上花崗斑岩^{いぬがみ}とよぶ。前者は全体に灰緑色ないし暗緑色なのに対し、後者は灰白色系統を呈する。

なお、以上の地層・岩体の名称は、従来の仮称を今回改めたものがほとんどである。例えば萱原溶結凝灰岩層は三村 (1971, 1975) のKoto 1に、同じく八尾山火砕岩層下部・上部層はそれぞれ Koto 2・Koto 3に相当する。

IV. 1 萱原溶結凝灰岩層 (Ki)

萱原溶結凝灰岩層は萱原西方の深谷沿いに模式的に発達し、多賀南方から萱原西方にかけての主岩体と、四手から大杉東方にかけての東岩体の2地域に大きくわかれて分布する。

東岩体は北西—南東方向に細長く分布し、古生層を直接不整合におおう。霜が原東方の林道沿いにその露頭が観察される。

主岩体はその東縁で古生層と北西—南東方向の断層で接する。ただし、主岩体中にも萱原西方1kmの地点で小規模な古生層の分布がみられるが、これはおそらく不整合で古生層表面の侵食による地形的な起伏を反映するものと思われる。

本層は灰緑色強溶結の火砕流堆積物(溶結凝灰岩)からなり、強く扁平化したより暗色の本質レンズ(最大長径25cm程度)を野外で識別できる(Plate I-1)。石英・斜長石・カリ長石、少量の角閃石・黒雲母・鉄鉱、まれにしそ輝石・かんらん石を斑晶として含む(第4表1, 2。斑晶量30-40%)。これらの斑晶は径1-3mm程度で、たいてい破片状になっている。斑晶は多かれ少なかれ、変質をうけて方解

3) 本図幅地域南方の深谷流域にみられ、湖東流紋岩類の活動休止期を示すものとして重要な地層である。三村 (1975) の八尾層に相当する。

第4表 彦根東部地域の湖東流紋岩類の鉱物容量比

	1	2	3	4	5
石 英	20.4	12.8	21.6	26.6	29.5
カ リ 長 石	7.3	4.9	2.9	1.4	6.5
斜 長 石	10.2	8.5	27.2	29.6	23.2
苦 鉄 質 鉱 物	1.2	1.3	3.9	1.1	2.1
石 基*)	60.1	71.9	44.2	41.2	38.5
そ の 他	0.8	0.6	0.2	0.1	0.2

1-5 第5表に同じ
*) 石基または基質

第5表 彦根東部地域の湖東流紋岩類の化学組成

	1	2	3	4	5
SiO ₂	70.72	74.18	70.24	72.82	74.20
TiO ₂	0.29	0.19	0.31	0.24	0.20
Al ₂ O ₃	15.11	12.97	13.93	13.38	12.61
Fe ₂ O ₃	0.36	0.36	0.39	0.52	0.48
FeO	1.26	1.29	2.23	1.87	1.37
MnO	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04
MgO	0.38	0.32	0.41	0.27	0.33
CaO	2.57	1.84	3.07	2.23	2.02
Na ₂ O	3.09	2.91	3.13	3.40	2.86
K ₂ O	3.15	3.44	2.77	2.73	3.16
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.07	0.06	0.05
H ₂ O+	1.48	1.22	1.57	1.31	1.04
H ₂ O-	0.06	0.02	0.08	0.06	0.08
CO ₂	1.19	0.92	1.56	0.64	1.21
Total	99.79	99.75	99.81	99.58	99.65
Q	34.17	38.97	32.91	36.35	39.94
C	2.18	1.23	0.37	0.92	0.93
Or	18.62	20.33	16.37	16.13	18.67
ab	26.15	24.62	26.49	28.77	24.20
an	12.10	8.80	14.77	10.67	9.69
hy { en	0.95	0.80	1.02	0.67	0.82
{ fs	1.59	1.83	3.35	2.70	1.86
mt	0.52	0.52	0.57	0.75	0.70
hm	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
il	0.55	0.36	0.59	0.46	0.38
ap	0.23	0.12	0.16	0.14	0.12
Total	97.06	97.58	96.60	97.56	97.31

1. 輝石含有黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (HK 18) : 滋賀県犬上郡多賀町萱原西南西 800 m, 萱原溶結凝灰岩層 (全岩).
 2. 輝石含有黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (HK 16) : 滋賀県犬上郡多賀町萱原西方 700 m, 萱原溶結凝灰岩層 (全岩).
 3. 輝石含有角閃石石英斑岩 (HK 10) : 滋賀県愛知郡秦荘町芥磨東方 500 m, 秦荘石英斑岩.
 4. 黒雲母角閃石花崗斑岩 (HK 14) : 滋賀県犬上郡多賀町犬上ダム北西 1 km, 犬上花崗斑岩.
 5. 黒雲母角閃石花崗斑岩 (HK 64-1) : 滋賀県犬上郡多賀町犬上ダム北西 2 km, 犬上花崗斑岩.
- (ノルム計算では CO₂ = O として計算した)
分析者: 東京石炭鉱物研究所

石、絹雲母などが生じており、原鉱物の同定の困難な場合が多い。本質レンズや基質のガラスは著しい脱ガラス化作用をうけ、鏡下で溶結凝灰岩本来の構造がはなはだ認定しにくくなっていることが多い⁴⁾。

本岩の走向傾斜は一定しないが、模式的に発達する深谷沿いでは、東西性北おち25-45°で、南側程下位がでてくることから判断して、上下に岩相変化（主として斑晶量の変化、下部が約40%、上部が約30%、化学組成でSiO₂が各々70%、74%、第5表1, 2）が認められる。

本岩の層厚はみられる限りは深谷沿いで最も厚く350mに達する。

IV. 2 秦荘石英斑岩 (H)

秦荘石英斑岩は西明寺付近および斧磨^{よきとぎ}東方の山稜に分布しさらに南方へつづく。

本岩体は八尾山火砕岩層によって不整合におおわれる。一方、萱原溶結凝灰岩層とは見られる限り断層で接し、前後関係を本図幅地域内で確認することはできないが、南方の宇曾川左岸では、本岩は萱原溶結凝灰岩層に対し弱い熱変成を与え、その基質に再結晶作用による少量の黒雲母を生じさせている。

岩相は灰緑色ないし暗灰緑色で緻密な石基（径0.2-0.3mmの粒状の石英・カリ長石・斜長石）をもち、斑晶として径1-12mm程度の斜長石・石英・カリ長石・角閃石、まれに鉄鉱・黒雲母・輝石(?)を含む（SiO₂=70%、第5表, 3）。当図幅地域内では岩相変化に乏しいが、かなり変質が著しく、方解石・絹雲母などが生じている。

IV. 3 八尾山火砕岩層 (YlsおよびY)

八尾山火砕岩層は八尾山を含めてその周囲に模式的に発達し、層厚はみられる限りで320mあまりで、萱原溶結凝灰岩層および秦荘石英斑岩を不整合におおう。他に尺仏北方、樽崎南方および甲頭倉に小分布がみられる。

岩相上から大きく上部層・下部層にわけられ、最下部には角礫岩層を伴うが、各層相互の間に大きな時間間隙はないと推定される。

最下部の角礫岩層：岩相は少量の優黒色の基質中に最大径4mに達する大小の角礫ないし亜角礫を含み、きわめて淘汰が悪い。礫は萱原溶結凝灰岩層および古生層起源と思われる頁岩・チャート・砂岩、まれに秦荘石英斑岩に酷似した石英斑岩である。またときに深谷層と思われる暗灰色泥岩の偽礫を多量に含む。基質は上記岩石の細片であるが部分的にかなりの量の火山ガラス片を含む。

露頭は断片的で連続性に乏しいが、この層の推定される分布は、起伏に富む不整合面をおおって、八尾山火砕岩層の分布地域のほとんどを占めている。例えば八尾山北北東1kmの八尾林道沿いの切り割り（第16図）では、萱原溶結凝灰岩層を不整合におおうのが観察される。層厚0-15mと変化し、本層堆積時の起伏を反映したものとみられ、凸地ではごく薄く、あるいは欠けてしまう傾向が認められる。

下部層：厚さ3-5mの溶結凝灰岩層と、厚さ1-2mの成層した凝灰岩との互層からなり、みられる限りでは厚さ90mに達する。この溶結凝灰岩と凝灰岩とのサイクルは少なくとも5回は認められる。

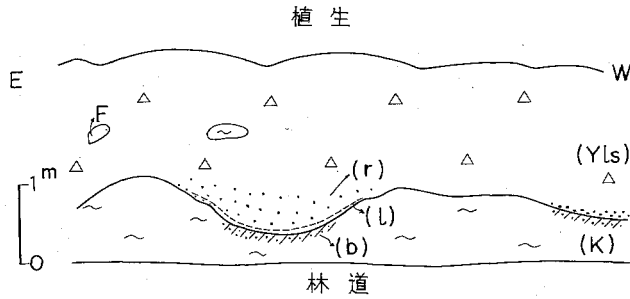
溶結凝灰岩は暗灰色で長径3cm程度の本質レンズを含む。溶結の程度は萱原溶結凝灰岩層ほど強くはない（Plate II-1）。斑晶は細粒（径0.5-1.0mm程度）でほとんど破片化した石英・カリ長石・斜長

4) このようなときは、薄片をやや厚目にし、しぼりをきかせて、平行ニコルで観察すると認定しやすい(Plate I-2)。

石と、少量の角閃石・黒雲母からなる（斑晶量約40-50%）。基質および本質レンズの脱ガラス化は進んでいるが、萱原溶結凝灰岩層ほどいちじるしくはない。石質岩片として径1cm程度の頁岩・チャートを含む。この層中から炭化木片が時に見出される（MAURY, *et al.*, 1973）。

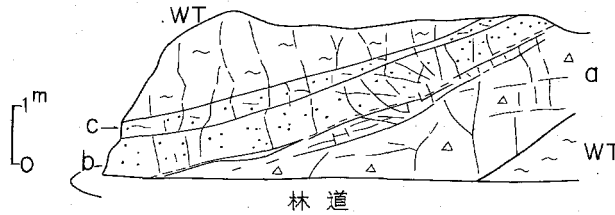
成層した凝灰岩はいずれも非溶結で、分級よく、比較的粗粒な下部、より細粒な上部およびクロス・ラミナを伴う細かな互層を示す。最上部からなる（第17図）。

上層部：灰緑色均質の軽石凝灰岩（非溶結）で、下部層と鉱物組成や斑晶粒度の点では大差はないが、大型（最大20cm）の軽石塊を多量に含み、石質岩片（頁岩・チャート）もより多くかつ大きく、最



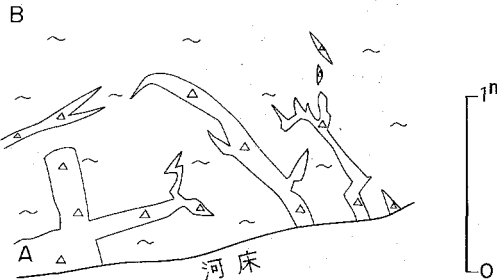
F：深谷層の礫 K：萱原溶結凝灰岩 Yls：八尾山火砕岩層最下部層
b：褐色変色部(風化帯?) l：リモナイト層 r：赤褐色変色部

第16図 萱原溶結凝灰岩層と八尾山火砕岩層最下部層との不整合。八尾山北北東1kmの八尾林道切り割り



a・b・c：凝灰岩層下部・上部・最上部 WT：溶結凝灰岩

第17図 八尾山火砕岩層(下部層)中の成層した凝灰岩層、八尾山南南東600m深谷林道



A：角礫岩脈 B：八尾山火砕岩層(下部層)

第18図 八尾山火砕岩層(下部層)にみられる角礫岩脈。八尾山南東800m深谷林道

大径80cmにおよぶ、層厚は八尾山山頂まで220mに達する。

北方の甲頭倉^{こうづくら}では、古生層を南北に貫いて幅4m程度の2本の軽石凝灰岩の岩脈がみられるが、その岩相はこの上部層に酷似している。

なお以上のべた下部・上部層中には、しばしば最下部の角礫岩層に類似した優黒色の角礫岩が、不規則な岩脈状をなして“貫入”していることがあり（第18図）、八尾山火砕岩層最下部層に由来する一種の碎屑岩脈と思われる。

IV. 4 犬上花崗斑岩（I）および類似岩（岩脈）

犬上花崗斑岩は犬上川沿いの岩脈として犬上ダム左岸、深谷、萱原^{ほとけうら}、藤瀬林道、尺仏南、正楽寺北などに分布し、北西—南東と東北東—西南西の2つの方向性が認められる。これらのうち最大規模のものは四手から大杉東南にかけての北西—南東方向の岩脈で幅500m延長7kmに達する。

本図幅地域内では古生層、萱原溶結凝灰岩層を貫くが八尾山火砕岩層との直接の関係は認められない。八尾山南方深谷上流と宇曾川上流では、それぞれ八尾山火砕岩層および秦荘石英斑岩を貫いている。

上記のほかに、本岩の類似岩が多数の岩脈として本図幅地域南半部の古生層分布地域一帯に産出するが、これらについては湖東流紋岩類との関係は不明である。地質図では便宜上一括して示した。

岩相は灰白色の石基に、斑晶として径0.5-10mm程度の石英・斜長石・カリ長石、少量の角閃石・黒雲母・褐廉石・鉄鉱を含む（ $\text{SiO}_2=72, 74\%$ 、第5表4、5）。秦荘石英斑岩とは対照的に中心相から周辺相にかけての岩相変化が明瞭である（Plate II-1）。すなわち、微文象組織を示す石基をもち、斑晶量（約60%）の多い中心相から、隠微晶質の石基をもち、斑晶量（10%以下）の少ない周辺相まで顕著な変化が認められる。多かれ少なかれ変質をうけており、方解石・絹雲母などを生じている。

V. 玢 岩

玢岩は古生層および萱原溶結凝灰岩層中に小規模な岩脈として貫入している。湖東流紋岩類とは岩質が全く異なることから、ここでは一応別のものであてておく。

八尾山東方の萱原溶結凝灰岩層中に貫入する玢岩は完晶質の石基に斜長石・普通輝石・斜方輝石（?）、若干の石英を斑晶とする閃緑玢岩で、全体として変質しており、方解石・緑泥石などを生じている。

VI. 新 生 界

本図幅地域中に分布する新生界は次のように区分される。

- 1) 奄芸層群⁵⁾ 鈴鹿山脈・養老山地間の低地に分布する鮮新一更新統。
- 2) 古琵琶湖層群 鈴鹿山脈西麓の滋賀県多賀地域に分布する鮮新一更新統。
- 3) 段丘堆積物 鈴鹿山脈の東麓では、員弁川流域に分布するものと、牧田川流域に分布するもの

5) 奄芸層群は、名古屋東部に分布する瀬戸層群、知多半島に分布する常滑層群とともに、東海層群と総称されている（石田・横山、1969）。その理由は、時代が等しく、同一積成盆地に堆積した地層であるということによる。

第6表 彦根東部地域の新生界層序表

放射年代 (m. y.)	地質		西部地域					東部地域				
	年代	層群	累層	主な火山灰	岩相	化石	層群	累層	主な火山灰	岩相	化石	
0.01-0.3	第四紀	完新世	沖積層					沖積層				
0.3-1.3		更新世	段丘堆積物					段丘堆積物				
1.3-1.5	第四紀	古琵琶湖層群	蒲生	池ノ脇	砂・礫	メタセコイア植物群	奄芸層群	米野	米野 III	大・中礫	アカン象 (<i>stegodon akashiensis</i>)	メタセコイア植物群
1.5-2.0			鮮新世(後期)	大泉	スシロ谷			野野 I	砂・粘土			
2.0-3.0	第三紀	鮮新世(後期)					市ノ原	スシロ谷 HY パミス	粘土・礫			

と大きく2分される。鈴鹿山脈西麓の琵琶湖側では、本図幅地域中には段丘堆積物はない。

4) 沖積層

VI. 1 奄芸層群

VI. 1. 1 奄芸層群の層序

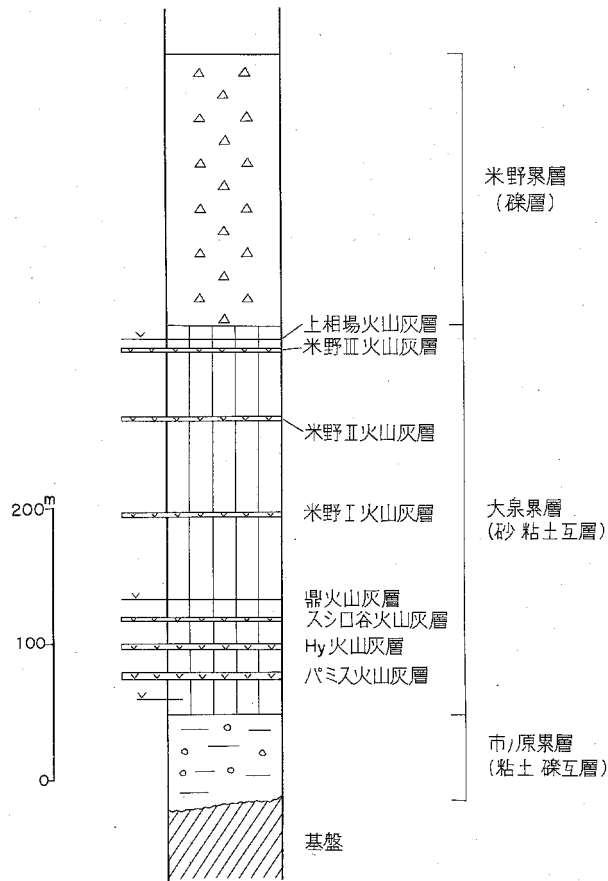
本図幅地域内に分布する鮮新—更新統のうち、鈴鹿山脈より東方に分布するのは、奄芸層群の一部であって、その分布面積は、約40km²であり、それは奄芸層群の全地表露出地域約700km²の約0.6%にあたる。層位的には奄芸層群上半部にあたり、約130万年—300万年前の堆積物である。本図幅地域では、主として鈴鹿山脈と養老山地の間の地溝状低地に東西約4km、南北約16kmにわたって帯状に分布している。また、養老山地の西斜面にも、奄芸層群の礫層が散点している。

本図幅地域中の奄芸層群は、下位から、岩相によって市ノ原・大泉・米野の3累層に大別される。

市ノ原累層 奄芸層群全体としては、中部ないし上部層であるが、本図幅地域中では、養老山地の古期岩類上に直接不整合にのっている。分布は、養老山地にそって帯状に露出し、また養老山地にも点在する。

第7表 牧田低地の新生界層序表

完新世	沖積層	
更新世	低位段丘群	
	中位段丘群	
	高位段丘群	
鮮新世	奄芸層群	米野累層
		大泉累層
		市之原累層
古生代	古生層(その他)	



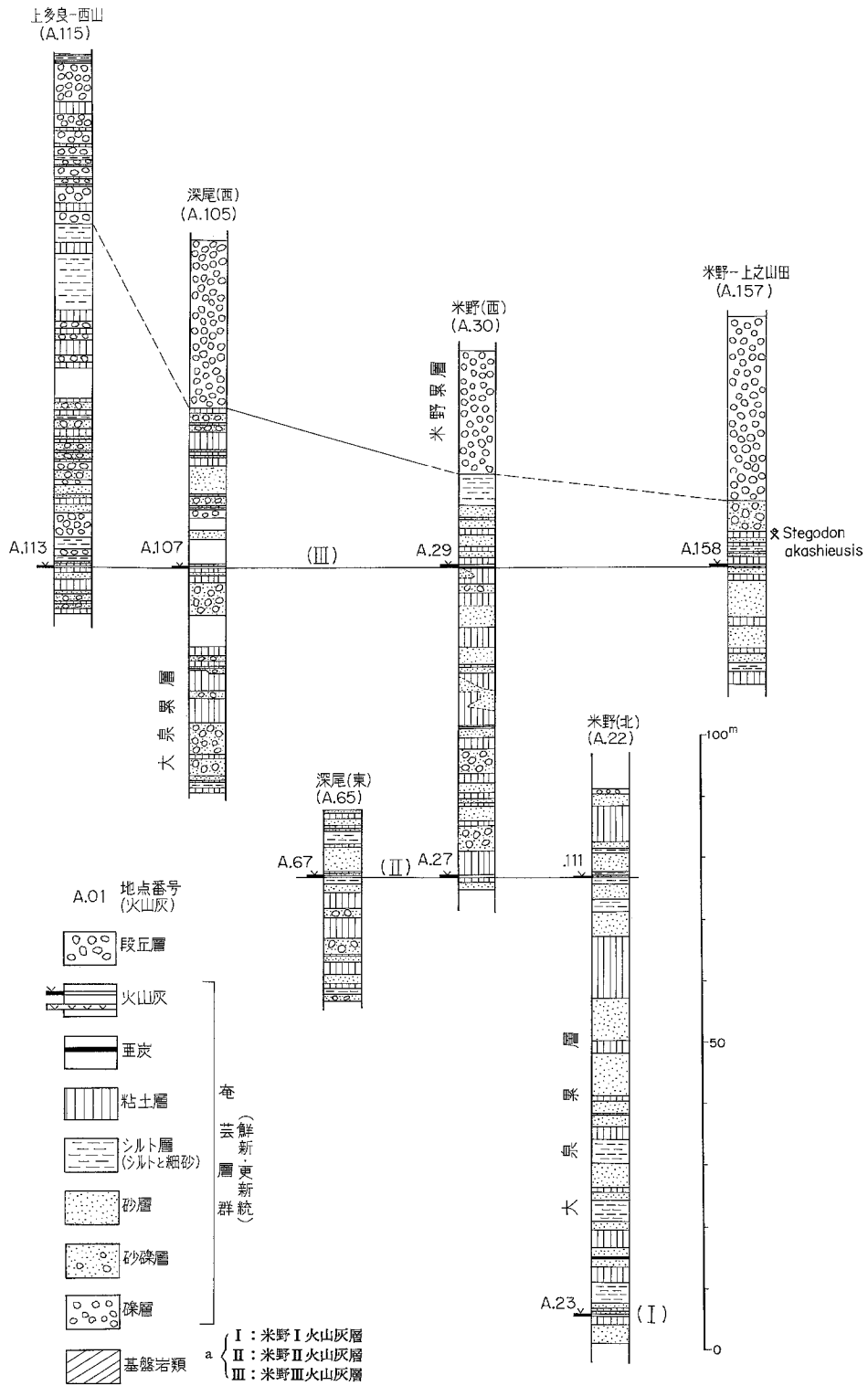
第19図 奄芸層群総合柱状図

模式地は三重県員弁郡戸上川上流であるが本図幅地域内では、藤原町清司原付近で本層の好露出をみることができる(第20, 28図)。清司原東方約700mの林道の道路沿いでは、古生層の基盤上に青色シルト、炭質シルト、泥炭、細粒砂層などの比較的細粒物質がのり、その上位に厚さ3m以上の泥層がくるのがみられる。清司原北方(地点番号; A. 35)では、こうした細粒部が厚さ約25mほどあり、その上位は、よく円磨された中礫ないし大礫を主体とする厚さ約10mの礫層となる。

このように市ノ原累層は、主として礫層と粘土層の互層からなり、砂層を若干はさむ地層であるが、水平に層相は変化し単層の厚さは非常に膨縮する。一般に礫層が多く約2-5mであり、粘土層は厚さ1m前後のものが多く、まれに厚さ4mに達するものがある。礫層中の礫は中ないし大礫がほとんどで、

第8表 大泉累層の同一層準における岩相変化(米野Ⅲ層準)

地 域	岩 質					
	粘土層	シルト層	シルト・細砂互層	砂層	砂礫層	礫層
米野(南部)〔三重県〕	35.3	1.4	19.0	35.0	9.3	0.0
宮(北部)〔岐阜県〕 (単位:%)	31.0	0.2	0.0	4.3	8.2	57.3



第20図 奄美層群

狩谷川市谷(宮の西方)
(A.410)

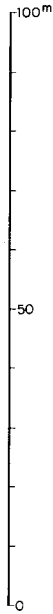
スシ口谷(上多良南の沢)
(A.413)

打上北方
(牧田川麓)
(A.400)

溝
(A.51)

東谷
(時の西方)
(A.91)

大泉層



A.408

松ノ木
(A.208)

A.414

A.18

A.100

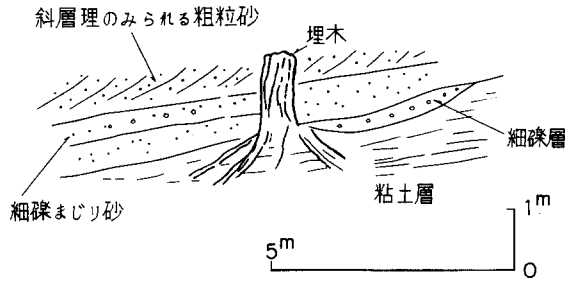
A.45

溝司原
上組
(A.35)

溝司原層

Ho: 桜谷火山灰層
b { Hy: Hy 火山灰層
Pu: パミス火山灰層

柱状図



第21図 宮より羽原へ至る道路の狩谷川支流にかかる橋の上流で見られる立木の埋木

円礫あるいは亜角礫であり、礫種は砂岩が約60%で最も多く、他は、頁岩・チャートなどである。粘土層は一般に青色塊状であり、砂は褐色の中・粗粒砂が多い。本図幅地域中では、本累層の最大層厚が約50-70mであるが、東方の模式地付近では100mをこす。本地域では、粘土と礫が多く、東方へ砂が多くなる。本累層からは、*Metasequoia disticha*, *Glyptostrobus pensilis*, *Quercus serrata*, *Q. cripopullus*, *Juglan cinerea*, *Alnus tinocoria* などの植物化石が報告されている（松井, 1942）。

大泉累層 模式地は、三重県員弁郡大泉地域の笠田新田西の谷および笠田新田付近であるが、本図幅地域内では、相場川東の支流および牧田川西の支流やスシロ谷などで好露出をみることができる。単層の厚さ、組成などは水平に変化するが、主な露出地点のものについてみると次の通りである。

<宮の西の沢（地点番号；A. 410）> ここではHy火山灰層準より上位が露出する。厚さ2-10mの礫層と厚さ1-5mの粘土層の互層からなり、厚さ1-2mの粗ないし中粒砂層をはさんでいる約160mの厚さの地層の2層準に厚さ10-20cmの亜炭層がはさまれている（第8表）。

礫層は、大ないし中礫が多く、礫はほとんど円礫である。礫種は頁岩・砂岩・チャート・赤色チャートが多く、花崗岩・石英なども少量含まれている。

粘土層は、青灰色ないし灰色で、流木を含むことが多い。宮から羽原へ至る道路の橋の上流では、第21図に示したような立木の埋木がある。このような立木は上多良南方でも見られる。

砂層は茶ないし黄灰色粗粒で、細礫を含み斜層理のみられることが多い。

<スシロ谷（地点番号；A. 413）> ここではHy火山灰層準より上位が厚さ約150mにわたって露出し、Hy、スシロ谷の2火山灰層がはさまれている。

砂礫層を主体とし、粘土層・礫層をはさむ層相を示している。砂層中には細礫ないし中・粗粒砂といった級化がみられ、厚さは一般に4m以下であり、基底に中礫を含むものは厚さ10mに達する。砂礫層・礫層中の礫はほとんどが円礫で、礫種は宮付近と同様、古生層起源のものがほとんどである。

粘土層は、いっばんに厚さ3m以下で、厚さ1-2mのものが多く緑灰石ないし青灰色塊状である。

<鼎かなえ（地点番号；A. 51）> ここでは、パミス火山灰より上位の層準が約100mみられ、Hy・スシロ谷火山灰層が挟まれている。主として、砂・粘土互層からなり、礫層は極少量である。

粘土層は、厚さ50cm-1.5mで、厚いものは3-8mに達する。青灰色あるいは緑灰色塊状で、少量の流木を含むことがある。

砂層は一般に細・中粒砂で、厚さ50cm-2mのものが多く、まれに厚さ3-4mで、基底部に細礫を含

むものがある。

<米野北方(地点番号; A. 22)>ここでは米野 I 火山灰層準以上が、厚さ約120mみられる。ほとんどが砂・粘土互層であり、まれに砂層中に細礫が含まれることがある。

粘土層は、厚さ50cm-3mで灰白色塊状であるが、厚いものは6m以上に達する。粘土層の直下にはシルトと細砂の細互層(厚さ10cmの単層がくり返す)が伴うことが多く、この部分が3-4mに達することがある。

砂層は一般に厚さ2-3mである。褐色ないし灰白色で粗粒から中粒への級化がみられることが多く、まれに基底部に細礫を含んでいる(第8表)。

このように大泉累層は、主として、青緑色あるいは灰白色の塊状粘土層からなり、礫層、砂層をはさむ地層である。本図幅地域内では最大層厚が約300mであるが、水平に層相が変化する。一般には北部ほど礫層が多く、南部ほど砂層および粘土層が多い(第7表)。しかし、全体の層厚はほとんど変化なく、本累層の上部から *Stegodon akashiensis* が米野南方で3ヵ所から産出している(第22図)。また、*Juglaus cinerea*, *Metasequoia disticha* などの植物化石が同地点から報告されている(角田ほか, 1958)。下山—上多



第22図 員弁郡藤原町 相場川 付近の *Stegodon akashiensis* の産出地点(北伊勢地方の古生物と地質p.22より—三岐鉄道K. K.・三重県立博物館) ×印は発見場所

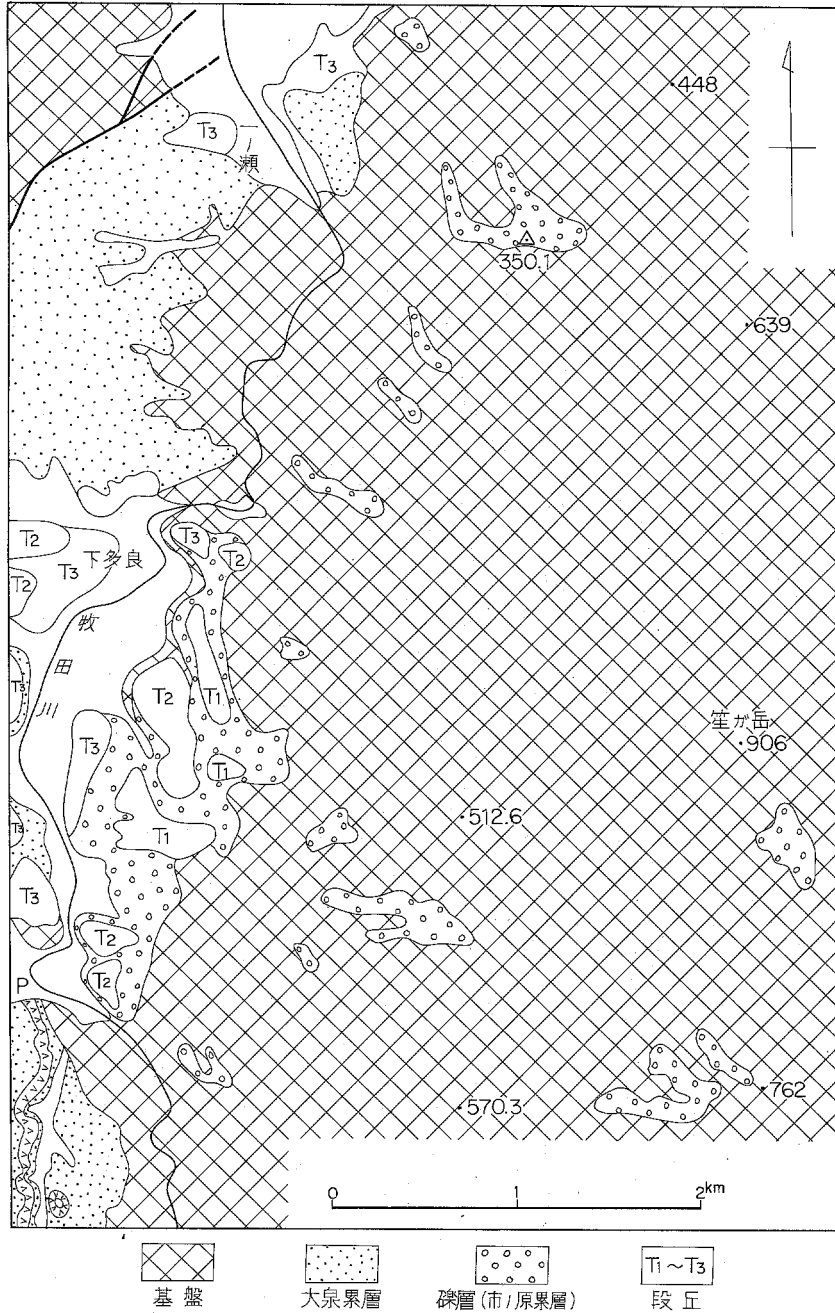
良間の養老山地の基盤沿いでは厚さ10-50cmの垂炭層が10数層みられ、このなかから針葉樹の葉(*Metasequoia disticha*など)が多産する。

米野累層 模式地は三重県員弁郡藤原町米野西方の相場川岸の大きな崖である。

本図幅地域中の奄芸層群の最上位層であるとともに、奄芸層群全体としても最上位層であり、厚さは300mをこす。主として大ないし中礫層からなり、粘土層をほとんどはさまないので層理は不明瞭である。淘汰が悪く礫がぎっしりつまっていて、マトリックスは粗粒砂であるが、量が非常に少ない。下部は細ないし中礫で、上部は大ないし巨礫である。同一層準では西方ほど礫が大きく、また礫層中にはさまれる砂層の厚さは、西方へ向かって薄くなるのがふつうである。主として古生層の砂岩礫であり(約50%)そのほかは、珪質頁岩・頁岩・赤色チャート・石英斑岩などの礫を含んでいる。本累層からは、*Metasequoia disticha* の化石が報告されている。下位の大泉累層の上に整合にのる。

養老山地上に点散する礫層について 養老山地の西斜面上には、厚さ10m内外の奄芸層群の

礫層がのこっている⁶⁾。最高高度は約780mであり、養老山地の最高点、笹ヶ岳の南西で発見されている。そこから養老山地の西斜面にそって点在し、高度を下げて牧田川右岸に至る。本礫層の層準は、牧



第23図 養老山地上に点散する礫層（市ノ原累層）の分布図（森，1971を一部訂正）

6) 森 (1974) に詳しい。それによれば、「前ヶ瀬層下部層」と呼ばれているか、市ノ原累層の異相と考えられる。

田川右岸の層準から考えれば、市ノ原累層中・上部である（第23図）。

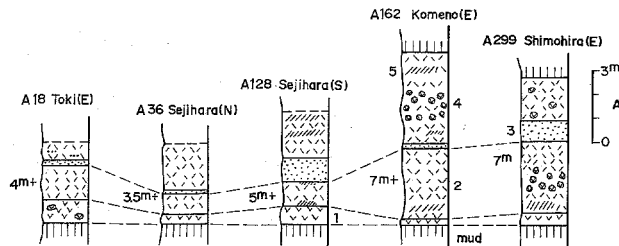
礫は、一般に砂岩・チャート・赤色チャート・頁岩・ホルンフェルスなどを主とする。山地上のものは、チャート礫の表面に3-5mmの白色部ができています。砂岩などは中心部まで風化して、いわゆる“くさり礫”となっている。

森（1974）によれば、笠ヶ岳南西の標高770-780mの地点では、巨礫大のチャートの角礫が、小平坦面上に散乱している。また、上石津町前ヶ瀬から養老山三角点へ通ずる林道の標高710mの露頭については、「砂岩の基盤に不整合にのって、下部1mは細礫ないし中礫大の礫層で、マトリックスの量比が比較的多い。その上位に明瞭な境界をへだてて巨礫ないし大礫大のチャート・砂岩の歪角礫層が約10mある。この部分は風化がかなり進行しており、ほとんどのチャート礫の表面は溶脱を受けて赤色・灰色のものも厚さ3-5mmの白色層を作っており、ほんらい青灰色の砂岩礫は中心部まで褐色化して軟らかい。古生層から由来したマトリックス（粗砂）は相当程度流出して一見ルーズな感じとなっている。覆瓦構造が明瞭で、南南西を指す。上位へ細粒化し、この露頭で見られる限りでは、厚さ1m余の赤褐色化した細礫まじりシルトで終る。」とのべられている。

VI. 1. 2 奄芸層群にはさまれる火山灰層

本図幅中の奄芸層群にも少なくとも15層の火山灰層がはさまれている。そのうち、他地域の鮮新-更新統にもはさまれ、対比の基準となっているのは、パミス・スシロ谷の2火山灰層であり、本地域や東方に連続する奄芸層群中で追跡することが可能なのは、上記2火山灰以外に、Hy、米野Ⅰ・米野Ⅱ・米野Ⅲ火山灰層などがある。

パミス火山灰層 模式地は、下山東方、牧田川川岸（地点番号；A. 18）とする。大泉累層の下部にはさまれる火山灰層であり、大型（径5-10cm）の軽石を含む。嘉例^{かれいがわ}川火山灰層とも呼ばれている。養老郡上多良南方から藤原町・北勢町・員弁町に至るまで追跡できる。北勢町西貝野西方から阿下喜北東・其原南の川岸へとつづき、一度段丘・沖積面下にかくれるが、再び桑名市西方で丘陵地に露出するようになる。主な地点での産状を第24図にまとめて示したが、この火山灰は大きく3層に区分することができる。下部は硬くて塊状を呈し、露頭では灰白色ないし黄灰白色で突出していることが多い。細かくみると下位の粗粒部から上位へとグレイディングがみられ、上半にはラミナがみられることがある。細粒部は桃色を呈することがあり、やや粗粒部は重鉱物が密集していることがある。中部は大型の軽石を含む



1：硬くて塊状 2：砂質でルーズ、軽石を含む 3：細粒で白色 4：砂質粗粒で、大きい軽石を含む 5：斜層理

第24図 パミス火山灰層の産状

白色の火山砂であり、この部分が最も厚く、7mに達することがある。重鉱物は角閃石が多く、ジルコン、斜方輝石などが含まれている。ガラスの屈折率は1.498である。

種々の特徴から、この火山灰は古琵琶湖層群の「虫生野火山灰層」と同一である。

本火山灰層の数10m下位には、やはりみがき砂質で軽石を含む別の火山灰が存在する⁷⁾。清司原北方では、厚さ約60cmで下部20cmが細粒、中部30cmが粗粒で硬く、上部10cmが細粒であり、その上に凝灰質粘土がのる。この火山灰層は、米野東方や市ノ原南方の板東新田などでもみられる。板東新田では、厚さ5m以上であり、径10cm以下の軽石を含んでいる。

Hy 火山灰層 模式地は、藤原町鼎北東の沢（地点番号；A.55）である。大泉累層中部、パミス火山灰層の約20m上位には含まれる。厚さは20-50cmであり、桃色ないし白色みがき砂質の火山灰である。重鉱物の大部分（80%以上）が、斜方輝石であり、このことが大きな特徴となつて、鍵層として有効である。上多良南方・スシロ谷・鼎・下相場東方などに露出する。

スシロ谷火山灰層 模式地は、藤原町鼎北東の沢（地点番号；A.54）である。大泉累層中部、Hy火山灰層の約20m上位には含まれる（鼎地域）。厚さは20-80cmであり、上下2層に区分できる。下部5-7cmは、黄灰色で、径1mm以下の小さい軽石と重鉱物の集合体であり、肉眼で角閃石の結晶が見分けられ、一見ゴマシオ状を呈する。上部15-75cmは、黄白ないし桃白色細粒のみがき砂である。

下部に含まれる重鉱物がほとんど角閃石であることと、上にのべた特異な産状によって良い鍵層となっている。上多良南方スシロ谷奥、打上東方東谷、鼎、米野、下相場東などに連続して露出している。

パミス・Hy・スシロ谷の3火山灰層は、一つの組合せとして追跡され、対比上有効な基準となる。これらは、古琵琶湖層群蒲生累層の虫生野火山灰層、日野町南方の火山灰層（日野川ダム西の崖に露出）、桜谷火山灰層の組合せに相当すると考えられている。

米野Ⅰ火山灰層 模式地は藤原町米野北方（地点番号；A.23）である。大泉累層上部には含まれている桃色中粒みがき砂質火山灰層である。模式地付近では、スシロ谷火山灰層の約70-80m上位にあり、この2火山灰層間には、黒雲母を含む約20-50cmの白色火山灰層が存在する。⁸⁾

本火山灰層の厚さは、約20-50cmであり、下相場西・阿下喜北方などにも好露出がある。重鉱物をほとんど含まないが、斜方輝石・単斜輝石・角閃石・黒雲母・リン灰石・ジルコン・鉄鉱などが、少量ずつ全て含まれている。

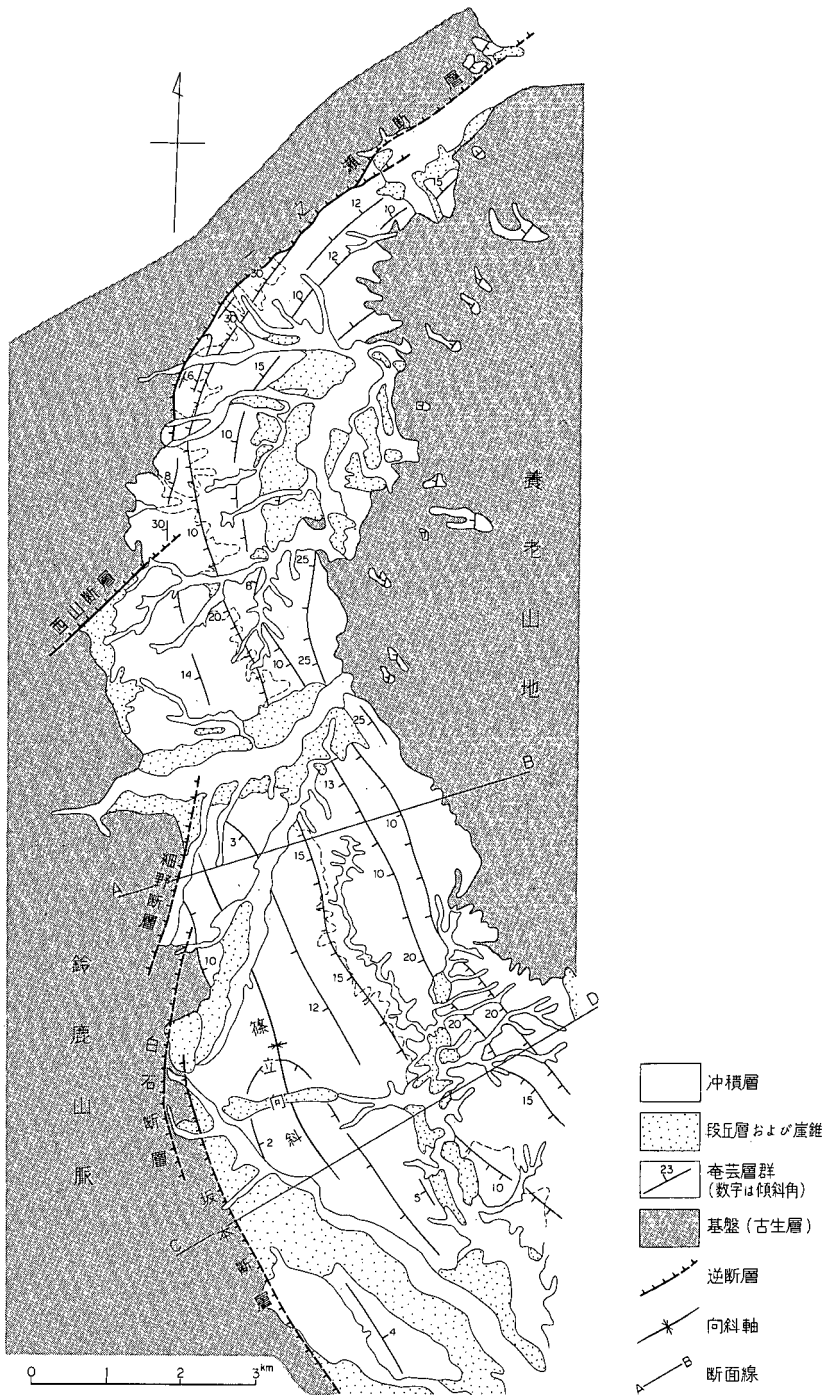
米野Ⅱ火山灰層 模式地は、藤原町米野北方、相場川の川岸（地点番号；A.27）である。大泉累層上部には含まれている厚さ20cm以下の中粒みがき砂質火山灰である。模式地では、米野Ⅰ火山灰層の約70m上位に存在する。やや桃色がかった灰色であり、重鉱物はほとんど含まれていない。ガラスの屈折率は、1.498である。

米野Ⅲ火山灰層 模式地は、藤原町米野北方相場川の川岸（地点番号；A.29）である。大泉累層最上部には含まれている。模式地では米野Ⅱ火山灰層の約50m上位で、この火山灰層の上位15-20mが米野累層の下限である。黒雲母や角閃石を含む軽石質火山灰で、厚さは、20-100cmである。

上記の火山灰層以外にも、本地域の奄芸層群中には、多くの火山灰層がはさまれるが、火山灰層の露

7) 板東火山灰層という。模式地は板東新田（本図幅地域外）である。ここでは、この火山灰層の下位約4-5mのところ厚さ7cmほどの桃色中粒火山灰がはさまれている。

8) 鼎火山灰層という。この火山灰層は他地域では発見されていない。



第25図 火山灰露出地点及び柱状図，火山灰試料採集位置図

第9表 奄芸層群中の火山灰層の重鉱物組成 (ガラスの屈折率は楠木幹治氏測定)

火山灰名	採取地点	地点番号	重 鉱 物 組 成 (%)						ガラスの屈折率	厚さ (cm)
			oPx	cPx	Am	Bi	Ap	Zr		
上相場火山灰層	上 相 場	A.174	18.5	3.0	20.5	51.0	0.5	6.5		120
米野Ⅲ 火山灰層	米 野	A. 29							1.501	40
	米 野(南)	A.158	12.5	0.0	75.0	1.5	2.5	8.5		20
	深 尾(西)	A.107	10.0	0.0	78.5	5.0	2.5	4.0		10
	西 山(東)	A.113	35.0	1.0	60.0	3.0	0.0	1.0		20~10
	米野Ⅱ 火山灰層	米野(北西)	A. 27							1.498
米野Ⅰ 火山灰層	米 野(北)	A.111	(6)	(2)	(7)					10
	深 尾(東)	A. 67	49.0	0.5	50.0	0.0	0.5	0.0		50
	米 野(北)	A. 23	30.0	1.8	34.5	20.0	6.4	7.3	1.498	40
スシロ谷 火山灰層 (Ho)	深 尾(東)	A. 72	38.0	2.0	48.0	2.0	3.0	7.0		90
	スシロ谷	A. 3	10.0	0.0	73.0	10.0	7.0	0.0		130
	鼎 (南)	A. 49	0.0	0.0	86.0	1.5	12.0	0.5		90
	〃 (東)	A. 54	11.5	4.0	80.5	0.0	3.0	1.0		40+
Hy 火山灰層	時 (東)	A. 86	3.0	0.0	90.0	0.5	6.5	0.0		80
	松ノ木	A. 11	卅		卅		卅			5~10
	清司原下組	A. 46	82.5	4.0	0.5	0.0	12.5	0.5		60
	鼎 (東)	A. 55	87.0	3.0	6.0	0.0	2.5	1.5		50
	時 (東)	A.101	85.0	2.0	7.5	0.0	3.5	2.0		100
	宮 (西)	A.408	卅		+		卅			2~5
	スシロ谷	A.414	卅		+		卅			7
パミス 火山灰層	時 (東)	A. 18	55.0	4.5	32.0	0.0	1.0	7.5		400+
	清司原上組	A. 36	60.0	1.6	28.0	3.3	0.0	7.1		110+
	米 野(北)	A. 45	56.0	8.5	33.0	0.0	1.5	1.0		80+
	時 (東)	A.100	45.5	3.0	50.0	0.0	0.5	1.0		300+
	清 司 原	A.135	45.9	1.4	42.2	9.1	0.0	1.4	1.498	350

出地点を第25図, それぞれの火山灰の特徴を第9表にまとめておく.

VI. 1. 3 奄芸層群の放射年代

奄芸層群について放射年代が測定されたことはないが⁹⁾, 古琵琶湖層群の火山灰層については, フィッション・トラック法によって, 放射年代が測定されている. それと対比することによって, 奄芸層群の年代を推定することができる.

古琵琶湖層群では, 馬杉・相模・小野Ⅱ火山灰層のフィッション・トラック年代が測定されている(西村・笹島, 1970). それぞれ 3.1 ± 0.5 , 2.9 ± 0.4 , 2.2 ± 0.3 m. y. である. 馬杉火山灰層は, 本図幅地域東方のデーサイト火山灰層に対比され, 相模火山灰層は本図幅中の市ノ原累層, 小野Ⅱ火山灰層は, パミス火山灰層の上位, ほぼHy火山灰層層準に相当する. したがって, 本図幅地域中の奄芸層群の基底は, 約300万年前であり, 大泉累層中部で約200万年前, 米野累層の基底が150万年前, 最上部が約120-

9) 予察的な測定として, 市ノ原累層下部には含まれているデーサイト火山灰層(北勢町市ノ原北東に露出)フィッション・トラック年代を測定したところ, 3.5 ± 0.7 m. y. B. P. であった(横山, 未公表). この火山灰層と対比されている古琵琶湖層群の馬杉火山灰層のフィッション・トラック年代は, 本文にのべたように 3.1 ± 0.5 m. y. B. P. である.

130万年前となる。

VI. 1. 4 奄芸層群の火山灰層の古地磁気

ISHIDA *et al.* (1969) は、近畿・東海地方の鮮新—更新統にはさまれる火山灰層の古地磁気の極性を測定し、古地磁気編年を行った。本図幅地域内の火山灰についても、古地磁気の極性が測定されている。資料採集が行われたのは、本図幅地域内では7地点であり、そのうち測定可能であったのは次の5地点からの試料である¹⁰⁾。

- ① スシロ谷火山灰層……鼎北西の沢 (地点番号 ; A. 54).
- ② 米野 I 火山灰層……米野北 (地点番号 ; A. 23).
- ③ 米野 II 火山灰層……米野北 (A. 23の南約100m).
- ④ 米野 II 火山灰層……米野北西, 相場川川崖 (地点番号 ; A. 27).
- ⑤ 米野 III 火山灰層……米野西, 相場川川崖 (地点番号 ; A. 29).

測定結果は、スシロ谷火山灰層は正帯磁、米野 I、米野 II および米野 III 火山灰層の3層は逆帯磁となっている。ISHIDA *et al.* (1969) では、スシロ谷火山灰層の正帯磁を松山逆帯磁時代の中のオールドバイ事件¹¹⁾ に、米野 I ~ III の逆帯磁を、松山逆帯磁時代の後半に対比している。したがって、スシロ谷火山灰層の年代は、古地磁気編年上では約180万年前、米野 I - III 火山灰層の年代は、約120-160万年となる。この年代は、前にのべたように、その後に測定されたフィッション・トラック年代とよく一致している。

VI. 1. 5 奄芸層群の古水系

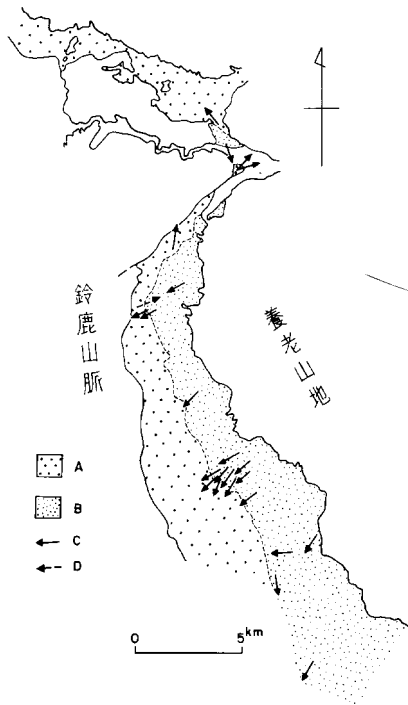
すでのべたように、本図幅地域内の奄芸層群では同一層準であれば、北方ほど礫相が多く粒度が粗く、南方ほど砂粘土層が増して粒度が細くなる。このことは、奄芸層群堆積中は、北方より堆積物が供給されたことを示すといえよう。この考えは斜層理による古水流系の復元によって明白に支持される。奄芸層群の古水流系については、松井 (1966) によってはじめて測定された。松井 (1966) は、斜層理から復元した古水流方向と、奄芸層群の暮明層¹²⁾ の等層厚線図、礫の最大径から、北勢地域の奄芸層群は、北西方から供給されたであろうと述べている。

YOKOYAMA (1969)、横山 (1971) は、本地域の大泉累層・米野累層の古水流方向を斜層理の最大傾斜方向によって復元し、その結果を第26図のようにまとめた。この図で注目すべきことは、米野累層の古水流方向と大泉累層の古水流方向が反対であることである。前者に一般に北ないし北東向き、それに対して後者は南ないし南西向きであり、この2累層で堆積物の供給地が明らかに異なっていることが考えられる。大泉累層時代には、堆積物が主として養老山地から供給されていて、低地内の水流は基本的には南に向かって流れたと考えられる。一方、米野累層時代となって、堆積過程に大きな変化が起こり、鈴鹿

10) 測定できなかったのは、上相場北東の上相場火山灰層、鼎北西の鼎火山灰層である。

11) 最近、フィッション・トラック年代と古地磁気編年が再検討され、スシロ谷火山灰層の正帯磁は、リユニオン事件に対比されている (MAENAKA *et al.*, 1975 投稿中)。

12) 約100mの厚さをもつ、大・中礫層であり、大泉累層下部の同時累相である。分布は本図幅地域の約10km東方の暮明の北方の尾根を中心に東西 10 数 km にわたっている。



A : 米野累層 B : 大泉累層 C : 斜層理による古水流方向 D : 礫の傾斜による古水流方向
 第26図 牧田低地における古水流方向
 Mean directions of paleocurrents in northern part of Agé Subgroup
 A : Komeno gravel formation
 B : Oizumi formation
 C : mean direction of paleocurrent from cross bedding
 D : mean direction of paleocurrent of gravels

っており、それらは雁行状をなしている。

一之瀬断層 萩原から殿垣戸をへて奥の西方へと続く、延長約8kmの断層である。地形的に明らかであり、この断層の西は古生層、東は奄芸層群が露出している。走向はN40°Eで、西へ傾斜する高角逆断層である。この断層に沿って幅約50mほどは、地層（奄芸層群）が東へ60°以上傾斜している。この部分の地表には、鈴鹿山脈から供給された新期の崖錐堆積物がおおっている。完全な断層露頭はみることができないが下多良西方の谷畑部落北西の谷の中では、米野累層の礫層の上へ、断層角礫を主とした破砕帯が衝上しているのが観察される。

西山断層 上多良東方の西山部落北東方の奄芸層群で構成される丘陵内から、西山の西を通り、古生層内にはいる断層で、約15kmほど追跡できる。西山西方の沢では、古生層が約3mの破砕帯をはさんで、奄芸層群米野累層の礫層に衝上しているのが観察される（第29図、30図）。

ここでは、断層の走向傾斜がN45°E、45°Wであり、基盤の非破砕古生層と破砕帯の間に30cmの断層粘土層がみられる。破砕帯の幅は約3mで、半破砕状の古生層と断層粘土の互層からなっている。破

山脈が急激に隆起して、大量の礫を供給するようになった。そしてこの時代には、低地内を水流は北へ流れていたと考えられる。

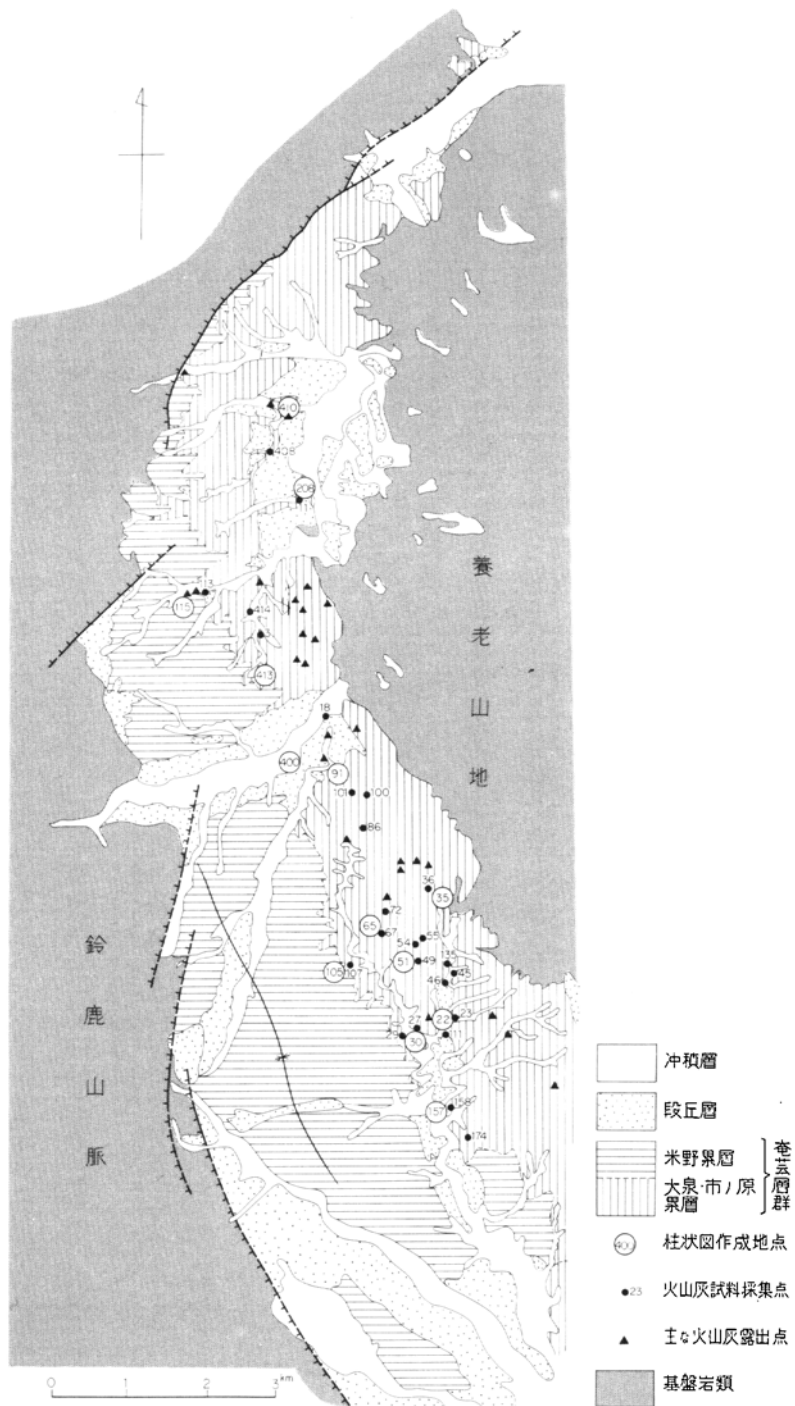
VI. 1. 6 奄芸層群の地質構造

本図幅地域内の鮮新—更新統の地質構造を第27図にまとめて示した。基本的には奄芸層群が西方の鈴鹿山脈を構成する古期岩類と一志断層群で接し、東方の養老山地を構成する古期岩類に不整合にのっている。

養老山地との不整合露頭は各地で見られるが、一例として清司原東方の林道沿いの露頭について記述する。ここでは第28図に示したように、起伏のある基盤の上に砂・粘土がアバットしている。基盤上に直接約1mの青色シルト層がのり、その上に約80cmのやや炭質物を含んだシルト、50cmの泥炭、1.5mの中粒砂と重なっている。

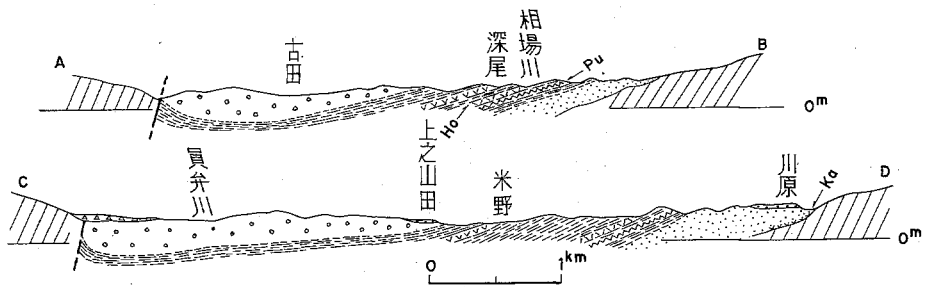
鈴鹿山脈と養老山地との間の丘陵地では、奄芸層群の走向は北部で北ないし北東、南部で北ないし北西である。傾斜は西へ30度程度で、西方ほど上位となる構造をなしているが、鈴鹿山脈の山麓では、東へ急傾斜する部分が水平距離で、50-100mにわたってあるので、基本的には、非対称斜傾構造となっている。

鈴鹿山脈との境界をなす一志断層群は、第26図に示したように、延長10km以下のいくつかの断層からな

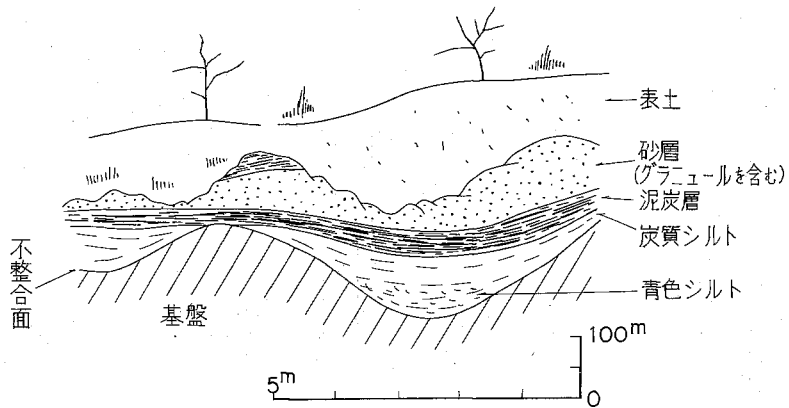


第27図a 奄芸層群の地質構造模式図

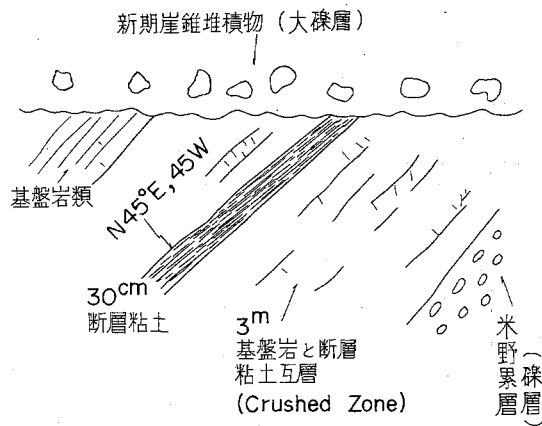
a : Schema of geologic structure of Agé Subgroup in surveyed area



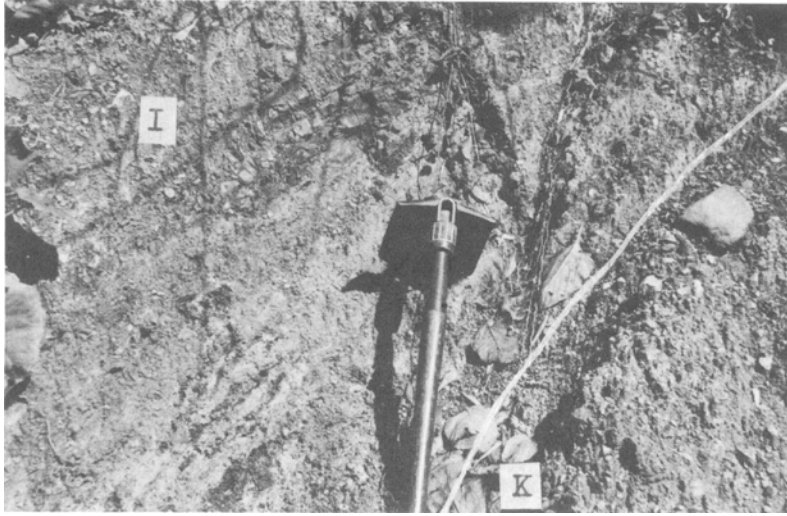
第27図 b 奄芸層群の模式断面図
b : Schema of profile section of Agé Subgroup in surveyed area



第28図 清司原東方の林道で見られる不整合



第29図 西山で見られる逆断層 (西山断層——志断層の一部——) の露頭図



I: 幾里谷層群 (中部二疊系)
K: 米野累層 (鮮新-更新統)

第30図 西山で見られる逆断層 (西山断層——一志断層の一部——) の露頭写真

碎帯と米野累層の礫層とは一つの境界面で接するが、そこには断層粘土はみられない。

細野断層 上石津町の細野西を通る推定断層であり、断層露頭は直接にはみられない。走向は南北ないし $N5^{\circ}E$ であり、約2km続くと思われる。

白石断層 藤原町白石を通る推定断層であり、走向は北ないし $N5^{\circ}W$ で、断層露頭はみられない。約3km連続すると思われる。

坂本断層 藤原町坂本西を通る推定断層であり、走向は約 $N30^{\circ}W$ で、断層露頭はみられない。約4km連続すると思われる。

篠立向斜 一志断層群の、細野・白石・坂本断層の東側にある。これらの断層群と平行な軸を持つ向斜である。左右非対称であり、東翼は 30° 以下の傾斜であるが、西翼は 60° をこすことがある。向斜軸は、古田—篠立東方—坂本東方の独立丘陵とつながっている。

VI. 1. 7 新生界の構造発達史

鮮新—更新統の岩相変化を養老山地に平行に考えれば、本地域の奄芸層群では北方ほど上位層準が養老山地にアバットしている。また、一般に同一層準の岩相を水平に追うと、北西では泥と礫が優勢で、南東ほど砂が優勢である。このことは、当時は南方が上昇するという構造運動がつついていたことを暗示している。奄芸層群全体を総合的に考察してみると、鮮新世末期に伊勢湾地域に広く存在した東海湖(松井, 1966; 石田・横山, 1969)は、南方から埋積されていき、最後の湖は大泉地方、つまり現在の北勢町・員弁町付近に残ったことが推定できる。本地域の奄芸層群は、この最後にのこった東海湖の北西縁に堆積したものである。

米野累層は、東海湖が消滅していくときの堆積物である。すでにのべたように米野累層中には含まれ

る砂層は西方へ薄くなる傾向がみられ、礫の傾斜や斜層理の示す供給方向は鈴鹿山脈からである。一方、米野累層基底直下の大泉累層最上部では砂層は明らかに東方へ厚くなり、斜層理の示す供給地は養老山地である。このことは、米野累層の堆積が鈴鹿山脈の急激な隆起の開始によって始まったということを示している。YOKOYAMA (1969) は、この隆起を六甲変動鈴鹿時相 (Suzuka phase) と呼んだ。この時の運動によって、米野累層をはじめとする、近畿・東海地方の鮮新-更新統の中部に広く存在する礫相 (中部礫層という) が堆積したのである (石田・横山, 1969)。

近畿地方の鮮新-更新統堆積中の造盆地運動は、南方帯の隆起によって特徴づけられる。このことは、第1に南方ほど古い下位層が多く北ほど上位層が多いこと、第2に一志断層・頓宮断層などで基盤岩類が南ほど下位層に接すること、つまりその形成期も北ほど新しいと考えられること、第3に古水流方向が逆転すること (横山, 1968)、第4に第四紀における沈降域つまり濃尾平野北西部、琵琶湖、大阪平野と大阪湾などが、盆地の北縁に位置していることなどの事実からも推定でき、古くから多くの人々によって考察されてきた。

VI. 2 古琵琶湖層群

琵琶湖周辺から三重県伊賀盆地に至る鮮新-更新統は古琵琶湖層群と呼ばれる。

本図幅地域内に分布する古琵琶湖層群は、その一部であり、分布面積は約6km²で、古琵琶湖層群の全地表露出地域、約600km²の1.0%程度にすぎない。彦根市の南方多賀地域の鈴鹿山脈西麓に分布している。

本図幅地域内の古琵琶湖層群は、主として砂礫層からなり、亜炭、火山灰などをはさんでいる。下半部約30mは、白色粗粒砂を主体とし、植物破片を大量に含んでいる。上半部約50mは、大・中礫の礫層で、含まれる礫は、古生層起源の円礫ないし垂角礫である。マトリックスは少量で、褐色の粗粒砂であることが多い。

下半部の上部に厚さ約20-50cmの火山灰層がはさまれ、TAKAYA (1963) によって、日野町の池ノ脇に存在する池ノ脇火山灰層と対比された。池ノ脇火山灰層は、YOKOYAMA (1969) の区分によれば¹³⁾、古琵琶湖層群蒲生累層上部桜谷互層中にはさまれるので、本図幅地域内の古琵琶湖層群は、古琵琶湖層群全体からみれば、中部に相当する。

VI. 3 段丘堆積物

牧田川流域の段丘 基本的には3段に区分することができる。高位面を東山面、中位面を宮面、低位面を下多良面とする。それぞれの高度は、高位面が240-170m、中位面が210-120m、低位面が110-50mである。同一地域では、高位面と中位面の高度差は約10m、中位面と低位面の高度差は約5-7m、低位面と現河床面の高度差は約7mである。

東山面の堆積物は、厚さ3-5mであり、主として、古生層起源の巨礫からなっているが、淘汰が悪く、配列状態にとくに特徴はない。東山の南方、上原北東の牧田川にのぞむ崖などで観察することができる。礫は比較的新鮮で、“くさり礫”とはなっていない。

13) YOKOYAMA (1969) は古琵琶湖層群を下位より、島が原、伊賀油日、佐山、蒲生、八日市、堅田の6累層に区分している。

第10表 彦根東部地域の段丘区分と高度

地形面区分	多良地域(牧田川流域)			北勢地域(員弁川流域)	
	上流(時)	中流(多良)	下流(和田)	上流	下流
低位面 (T3)	—	110m	50m	160m	120m
中位面 (T2)	210m	140~120m	—	160m	130m
高位面 (T1)	240m	200~270m	—	220m	190m

宮面の堆積物は厚さ5m以下であり、巨礫から大礫大の角礫ないし亜角礫からなっている。礫種は大部分が砂岩などの古生層起源の岩石で、淘汰はよくない。打上北東牧田川川崖（厚さ約4m）、宮西方の狩谷川支流（厚さ4-6m）などでみることができる。礫は非常に新鮮で“くさり礫”は全くみられない。

下多良面の堆積物は巨礫から大礫大の礫層であり、厚さ1-2m以下のことが多い。礫種はほとんどが古生層起源であり、砂岩が多い。下多良の牧田川川崖、一之瀬などでみることができる。礫は新鮮であり“くさり礫”は全く含まれていない。

員弁川流域の段丘 牧田川流域と同様に地形的には3段に区分することができるが、高位面は本図幅地域内には分布しない。中位面を相場面、低位面を本郷面と呼ぶ。それぞれの高度は、中位面が160-130m、低位面が160-120mである。同一地点での、この2面の高度差は、10m以下であり、一般には5mをこえない。また低位面と現河床面との高度差は約5mである。

相場面の堆積物は、厚さ5m以下であり、相場川沿いと員弁川本流沿いでは若干層相が異なっている。員弁川沿いでは、牧田川沿いと同様に巨礫から大礫大の砂岩を主体とする古生層起源の礫層からなり、淘汰は良くない。一方相場川沿いでは、米野北方で好露出がみられる。ここでは、下位より厚さ約1mの小ないし中礫層、約1mの砂層、約20cmのシルト層と重なり、その上は小ないし中礫層となる。礫は円礫が多く、ほとんどがチャートである。

本郷面の堆積物は良好な露頭がないので正確には知ることができない。

VI. 4 扇状地及び崖錐堆積物

扇状地および崖錐堆積物は、一志断層群の各断層沿い、たとえば延坂、篠立などに分布する。主として、古生層起源の砂岩礫を主体とする淘汰の悪い礫層からなっている。本堆積物は、米野累層の丘陵上に分布している。

VI. 5 沖積層

員弁川沿い、牧田川沿いでは、現川床面およびその周辺の小平地に沖積層が分布するのみである。ほとんど、薄い礫層でできている。

琵琶湖沿岸では、広い平野を形成する。厚さは約10mで、一般に大・中礫大の円礫層からなっている。

Ⅶ. 応用地質

Ⅶ. 1 マンガン

本図幅地域内におけるマンガン鉱床はチャートに胚胎する層状マンガン鉱床で、ほぼ層理に平行する層状またはレンズ状の二酸化マンガン鉱床および珪酸マンガン鉱床である。しかし、それらの一部を除き大部分は現在稼行されていない。

本図幅地域西部に分布するマンガン鉱床は米原層のチャートに胚胎し、一般に厚さ数mmの粘板岩の薄層と数10cmのチャートが互層する千枚岩質チャートと塊状チャートとの間に胚胎する。鉱床を胚胎する上・下盤のチャートは著しい層間褶曲を示し、鉱体の富鉱部はこの褶曲に関係する場合が多く、とくに東西系の褶曲軸を伴うものに関係するものが多い。一方鉱床は断層に規制されるものであり、富鉱部の一部はこの断層に沿って見られる。

現在稼行されている鉱床は大堀鉱床のみで、鉱体はN70°E、70-80°Sの走向、傾斜を示し走向延長約150m、傾斜延長120-160m、最大幅約3mの規模を示している。昭和49年現在珪酸マンガンを3,378t/月を採掘している。

鉱石は一般に露頭近くでは二酸化マンガン鉱を主とするが坑内ではバラ輝石、マンガン柘榴石、テフロ石などの珪酸マンガンを主とする鉱石になっている。

その他の鉱床としては摺針、彦根、滋賀大成、正法寺などがあるがいずれも現在は稼行されていない。

本図幅地域東部には前ヶ瀬東方に位置するものと、烏帽子岳北斜面に位置するものがある。前ヶ瀬東方に位置するものは走向N55°W、傾斜70°N、最大幅2m、走向延長10mを示し、二酸化および珪酸マンガンが採掘されていた。

Ⅶ. 2 石灰石

本図幅地域の石灰石鉱床は霊仙山石灰岩層の塩基性火山岩中に賦存し、大鉱床をなすものと不規則塊状の小鉱床群をなすものがある。このうち小鉱床群をなす大部分のものは稼行対象にならない。

霊仙山鉱床

霊仙山を中心として分布する石灰石鉱床は、本図幅地域の中で最も大きい鉱床で、南北約7km、東西約1.6km、最大層厚約500mに達する。その間に塩基性火山岩の薄層ないしレンズ状を挟む。本鉱床の石灰石の分析値はCaO48.13-55.70%を示すが、CaO55%前後を示すものが大部分であり、全般的に良質の石灰石から構成された鉱床であるといえる。現在本鉱床は未稼行である。

佐目鉱床

多賀町佐目東方に分布する石灰石鉱床は南北約15km、東西約1.2km、厚さ約250mほどを示し一部塩基性火山岩の薄層を挟む。鉱床の北限は比較的緩傾斜の断層で塩基性火山岩と接し見掛上上位に石灰岩が分布している。本鉱床の石灰石はCaO35.28-55.54%を示すが、全般的には53-55%を示すものが多

く良質の石灰石といえる。CaO35.28%のものはMgO17.22%を示しドロマイトまたはドロマイト質石灰石を示し、所々見受けられる。現在本鉱床はセメント用原料として昭和49年現在で約220万t/年採掘されている（住友セメント K. K.）。

枝折 鉱床

醒ヶ井南方の枝折付近に見られる不規則塊状の鉱床は東北—西南に約1.3km、最大幅約400m、推定の厚さ150mほどのもので北部で広く発達し、南部で縮小している。この鉱床は戦前戦後を通じて石灰肥料に供されていたが、昭和39年頃から骨材として採石が行われている（明治興業K. K.）。

その他の鉱床

上述の鉱床以外には篠立付近に見られる不規則塊状の鉱床があり、タンカルの原石として3,000t/月採掘されていたが現在は稼行されていない（白石工業K. K.）。

VII. 3 ドロマイト

ドロマイト鉱床としては甲頭倉地区に賦存するもの以外に稼行対象となるものはない。甲頭倉地区のドロマイト鉱床は塩基性火山岩中に胚胎し東部と西部の2鉱床がある。

東部 鉱床

東部鉱床は東西延長約300m、幅約120-130mの膨縮の著しい塊状鉱床で漸移帯を挟んで上下の2帯に分けられ、下位より上位へ塩基性火山岩、下部ドロマイト帯、漸移帯、上部ドロマイト帯、石灰岩の順に配列している。

下部ドロマイト帯は鉱体下部に発達し、MgO10-19.5%を示している。本鉱床の東部ではこの下部ドロマイト帯のみが発達している。下部ドロマイト帯の最大幅60m、最小幅20mで東部では縮小している。

漸移帯は局部的にMgOの高い所もあるが、一般的にドロマイト化作用が進行せず、ドロマイト、ドロマイト質石灰岩、石灰岩が混在し、その最大幅約40m、最小幅約10mの膨縮を示しながら東西に延び東部では縮小している。

上部ドロマイト帯は本鉱床の西部にのみ発達し、MgO10-17%を示しその幅約35mである。なお、この上部帯は東部では欠如している。

東部鉱床の上縁部は前述した漸移帯と同様の帯が見られるが幅1m前後で、直ちに石灰岩に移化している。

西部 鉱床

西部鉱床は南北延長約300m、幅約30mの若干膨縮を伴う鉱床であり、MgO10-19%を示し、塩基性火山岩中に胚胎している。

甲頭倉のドロマイトは戦後製鋼用に採掘されたが現在稼行されていない（近江鉱業K. K.）。

文 献

- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb—Srによる地質年令 (I) 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 204-212.
- 五十嵐俊雄・岡野武雄・宮村 学・井上正文・永井 茂 (1966) 石灰石鉱床霊仙山地区. 国内鉄鋼原料調査, 第5報, p. 149-156, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会.
- 石田志朗・横山卓雄 (1969) 近畿・東海地方の鮮新, 更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題. 第四紀研究, vol. 8, p. 31-43.
- ISHIDA, S., MAENAKA, K. and YOKOYAMA, T. (1969) Paleomagnetic chronology of the Plio - Pleistocene series in Kinki district, Japan. *Jour. Geol. Soci. Japan*, vol. 75, p. 183-197.
- 磯見 博 (1956) 5万分の1地質図幅「近江長浜」および同説明書. 51p., 地質調査所.
- 嘉藤良次郎 (1957) 養老山脈南縁の地質構造および鈴鹿山脈の形成. 地質雑, vol. 63, p. 475-484.
- 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. *MAGMA*, no. 16, p. 11-12.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦火成岩のK-A dating (V) ——西南日本の花崗岩類. 岩鉱, vol. 56, p. 192-211.
- 松井 寛 (1942) 三重県四日市および桑名地方の地質. 京大学報, no. 2, p. 1-11.
- (1966) 奄芸層群暮明層の碎屑物の供給方向—斜層理, 礫の最大長径および等層厚線図にもとづく考察—. 松下進教授記念文集, p. 89-95
- MAURY, R., ARAI, F., MIMURA, K., HAYATSU, K. and KOBAYASHI, K. (1973) Estimation des températures de mise en place de brèches pyroclastiques du Japon d'après l'étude de leurs bois carbonisés. *C. r. Acad. Sci. Paris, sér. D, t. 277*, p. 1621-1624.
- 三村弘二 (1971) 湖東流紋岩主岩体北部地域の層序 (演旨). 地学関係5学会連合大会講演要旨集, 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). 地質学会82年大会講演要旨集, p. 199.
- 河田清雄 (1970) 湖東流紋岩類 (演旨). 地質雑, vol. 76, p. 110.
- MIYAMURA, M. (1967) Stratigraphy and geological structure of the Permian formations of Mt. Ibuki and its vicinity, central Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 224, 38 p.
- 宮村 学 (1969) 岐阜県養老郡多良村幾里谷の古生層からの紡錘虫の産出とその地質学的意義. 地質雑, vol. 75, p. 289-290.
- 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・浅井正晴・熊谷博光 (1966) 滋賀県犬上郡多賀町甲頭倉地区ドロマイト鉱床. 15 p., 滋賀県.
- 森 一郎 (1974) 養老山地内部の鮮新更新統. 名古屋地学, no. 30, p. 16-26.

- 成田英吉・小村良二 (1972) 彦根市東部地域のマンガン鉱床. 地質調月, vol. 23, p. 233-243.
- 西村 進・笹島貞雄 (1970) Fission-Track法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, vol. 24, p. 222-224.
- 岡野武雄・五十嵐俊雄・宮村 学・井上正文・渡辺美南子 (1964) 石灰石鉱床霊仙山地区. 国内鉄鋼原料調査, 第3報, p. 311-316, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会.
- SEKI, T, (1971) Strontium isotopic variation and Rb-Sr isochron studies on the late Mesozoic acidic igneous rocks of Kamioka, Koto and Himeji districts, southwest Japan. *M. Sc. thesis, Univ. Kyoto.*
- TAKAYA, Y, (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the paleogeography of Lake Biwa with special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, ser. B, vol. 30, p. 81-119.*
- 滝本 清 (1936) 滋賀県犬上郡霊仙山地区の地質構造. 地球, vol. 26, p. 1-11.
- 立川正久・森川光郎・小椋俊道 (1967) 琵琶湖の堆積物の研究, その3: 琵琶湖とその近傍の酸性斑岩類について. 滋賀大教育学部紀要, vol. 17, p. 53-65.
- 角田 保・赤嶺秀雄・安田敏夫 (1958) 北伊勢地方の古生物と地質. 三岐鉄道・三重県立博物館, p. 22, p. 63-72.
- 横山卓雄 (1968) 鮮新世末期における古琵琶湖の変遷, とくに岩相変化と斜層理から知られる古水流系を中心として. 地質雑. vol. 74, p. 623-632.
- YOKOYAMA, T, (1969) Tephrochronology and paleogeography of the Plio-Pleistocene in the eastern Setouchi geologic province, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., ser. Geol. mineral., vol. 36, p. 19-85.*
- 横山卓雄 (1971) 鈴鹿山脈の形成 (その1), 三重県員弁郡の鮮新更新統を中心にして. 竹原平一教授記念論文集, p. 55-67.
- YOSHIZAWA, H., ISHIZAKA, K., KANEKO, K and KAWAHARA, M. (1965) Geology and petrography of the Hira Granite, and mutual relations between granites in the northeastern Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, ser. B, vol. 31, p. 279-289.*

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kyoto (11) No. 18

GEOLOGY

OF THE

HIKONETŌBU DISTRICT

By

Manabu MIYAMURA, Kōji MIMURA

and

Takuo YOKOYAMA

(Written in 1975)

(Abstract)

General Remarks: The major part of the mapped area is occupied by the Suzuka Mountains lying between Lake Biwa and the Yoro Mountains in Central Japan.

The Paleozoic formations are distributed extensively in the mountains and hills, and are divided into the two major facies, namely the calcareous and the non-calcareous.

The calcareous facies is only the Kitasuzuka Group. On the other hand, the non-calcareous facies is divided into the Hikone, Ikuridani and Makitagawa Groups. The Paleozoic formations are thought to be the Lower to Middle Permian and the calcareous facies of the Lower Permian thrust upon the non-calcareous one of the Middle Permian in late Mesozoic age.

Koto Rhyolite which distributes in the southwestern part of this area occurred around Lake Biwa during the time of igneous activity in late Cretaceous.

The Age and Kobiwako Groups which distribute in the eastern and western parts of this area respectively, were deposited in Tokaiko and Kobiwako during Plio-Pleistocene.

The geological succession with some remarks of rocks in this area is summarized in Table 1.

Table 1

Age		Geological System	Remarks	
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvial deposits, Talus deposits	
		Pleistocene	Lower Middle Higher } Terrace deposits	Upheaval
			Kobiwako G. Agé G.	
	Neogene	Pliocene		
		Miocene		
	Paleogene			
Mesozoic	Cretaceous	Late	Koto Rhyolite	Igneous activity
		Early		Orogenic movement in the Suzuka Mountains and its vicinity
	Jurassic			
	Triassic			
Paleozoic	Permian	Ikuridani G. Makitagawa G. Hikone G. Kitasuzuka G.	Geosyncline	

G. : Group

Paleozoic Strata

1. The calcareous facies

This facies is thrust upon the non-calcareous facies and a part that forms "klippen" on the latter facies. This thrust, late Mesozoic age, is typically to the east of Mt. Ryozensan and its southern extension appears to the north of Mt. Mikunidake and of Mt. Eboshidake, and this thrust also appears to the west of Mt. Ryozensan. The calcareous facies in the mapped area is the Kitasuzuka Group.

Kitasuzuka Group

This group is divided into the Ojigahata Formation (lower) and the Ryozensan Limestone Formation (upper).

The Ojigahata Formation is the lowest formation in this area and is composed of predominant chert which intercalates slate. In the lithofacies, this formation is similar to the Kiyotaki Formation which distributes in the Samegai area adjoining to the north of this area. In the Samegai area, the Kiyotaki Formation is overlain conformably by the

Samegai Formation corresponding to the Lower Permian Ryozensan Limestone Formation in this area. However in this area the Ojigahata Formation is separated from the Ryozensan Limestone Formation by the fault or abnormal tectonic line due to the “dêcollement-like” movement. Although the stratigraphic relation between the Ojigahata and Ryozensan Limestone Formations is not clear, it is deducible that the Ryozensan Limestone Formation originally had a conformable relation to the Ojigahata Formation. Therefore the Ojigahata Formation is presumably equivalent to the Kiyotaki Formation stated above.

The Ryozensan Limestone Formation is mainly distributed in the central part of this sheet-map area. Besides it forms “klippen” on the Middle Permian Ikuridani Group in the eastern part of this area, It is chiefly composed of limestone and basic volcanic rocks, and intercalates chert. The limestone of the main thrust block contains *Triticites obai*, *Pseudoschwagerina robusta*, *Paraschwagerina* (*Acervoschwagerina*) *endoi*, *Pseudofusulina vulgaris* and some other Lower Permian fusulinids. In the vicinity of Shinodachi, this formation contains *Metalegoceras?* sp. (ammonite) which occurs in the Lower to Middle Permian. Of the “klippen” which distributes on the Middle Permian Ikuridani Group, the “klippe” which stays in the easternmost part contains fusulinids, such as *Misellina* sp., *Nagatoella* sp. and *Pseudofusulina ambigua*. Of which the former two are not able to find in the limestone of the main thrust block. The limestone of the other two “klippen” contains *Pseudofusulina vulgaris* and some other Lower Permian fusulinids. *Triticites* and *Pseudoschwagerina* is not contained in limestone of the “klippen”. Therefore the “klippe” which stays in the easternmost part belongs to the uppermost horizon of the Ryozensan Limestone Formation.

2. The non-calcareous facies

As the non-calcareous facies is generally non-fossiliferous, is folded and is complicately faulted, it is too difficult to correlate. On the lithological character and the structural feature, this facies is divided as follows; Hikone, Ikuridani and Makitagawa Group.

Hikone Group

This group occupies the western part of this area and is divided into the Michigatani (lower) and Maihara (upper) Formations.

The Michigatani Formation is chiefly composed of black slate with distinct bedding plane and contains lenticular or thin bed of chert. Slate of this formation is occasionally tuffaceous and it contains tuffaceous sandstone lens. This lithology may be the transitional facies between the calcareous and the non-calcareous facies. This formation may be correlated with the upper part of the Lower Permian Ryozensan Limestone Formation and may represent the oldest formation in the non-calcareous facies.

The Maihara Formation is mainly composed of slate and chert, the former is generally dominant compared with the latter and sometimes intercalates sandstone lenses and beds. As this formation overlies the Michigatani Formation with a conformity, it is presumably equivalent to the lower part of the Middle Permian Ikuridani Group.

Makitagawa Group

This group is distributed extensively in the Yoro Mountains and the distribution of this group in this mapped area is nothing but a part of the whole group. The Makitagawa Group of this area occupies a narrow area at the eastern edge of this sheet and bound on the Ikuridani Group with a fault in the northern part. The Makitagawa Group is cut and is repeated with some faults. It represents the complicated structure and is divided into the two formations, namely the Ichinose (lower) and the Maegase (upper).

The Ichinose Formation is chiefly composed of slate and chert, rarely intercalates sandstone lens and is generally dominated by slate. This formation is similar to the Maihara Formation in lithofacies and is presumably equivalent to the lower part of the Middle Permian Ikuridani Group.

The Maegase Formation is mainly composed of sandstone and slate, rarely intercalates chert, and overlies the Ichinose Formation with a conformity. This formation, in lithofacies, is presumably equivalent to the Middle Permian Ikuridani Group.

Ikuridani Group

This group is distributed extensively in the eastern part of the Suzuka Mountains and is typically developed in the Ikuridani valley. This group represents the youngest formation in this area and is mainly composed of sandstone, slate and chert. Chert in the lower part of this group intercalates two lenses of dolomitic limestone of about 10m and 5m in thickness. The former dolomitic limestone lens contains *Neoschwagerina craticulifera* and some other Middle Permian fusulinids. In the lower part of this group the medium sandstone is generally dominant, and the grain size of sandstone becomes gradually finer upward, and finally slate is dominant in place of a sandstone in the uppermost part of this group.

Koto Rhyolite

Koto Rhyolite, a large amount of silicic igneous rocks of late Cretaceous, is distributed around Lake Biwa attaining a thickness more than 700m. It is also distributed in the southwestern part in this sheet map area.

Koto Rhyolite is made up of rhyolite welded tuff and non-welded pyroclastic rocks for the most part, associated with quartz porphyry and granite porphyry. These volcanic rocks here is divided into the two parts Kaiwara Welded Tuff and Yatsuoyama Pyroclastics by an unconformity. Between them, there is a thin bed of mudstone (Fukaya bed) covering the eroded surface of the Kaiwara Welded Tuff. Hatasyo Quartz Porphyry intruded into Kaiwara Welded Tuff and was covered by Yatsuoyama Pyroclastics, which is intruded by Inugami Granite Porphyry.

Thus, Koto Rhyolite was built up through two-stage silicic igneous activity, consisting of preceding eruption of rhyolite pyroclastic flows and following intrusive activity.

Cenozoic Strata

The Cenozoic strata in this area are divided into the following three groups;

A. Plio-Pleistocene Agé Group and Kobiwako Group

B. Terrace deposits

C. Alluvium

The Plio-Pleistocene Agé Group, which crops out in hilly lands surrounding the Ise Bay, is mainly composed of gravels, sands and muds with some layers of lignites and volcanic ashes.

In this area, Hokusei District of Mie Prefecture and Tara District of Gifu Prefecture, it is divided into following three formations; Ichinohara, Oizumi and Komeno Formations in ascending order.

Ichinohara Formation is composed of alternations of mud and gravel beds. It is about 150 meters in total thickness, and abut on the Paleozoic basements of the Yoro Mountains in unconformity.

The following fossils were found from this formation: *Metasequoia disticha*, *Glyptostrobus pensilis*, *Quercus serrata*, *Q. cripopulus*, *Juglans cinerea* and *Alnus tinctoria*.

Oizumi Formation is chiefly composed of the alternations of mud and sand beds, and is intercalated with some gravels and volcanic ashes, It is about 300 meters in total thickness and lies conformably on the Ichinohara Formation.

Some volcanic ash layers are seen in this formation. Main ones of them are called the Pumice, Hy, Sushirodani (Ho), Kanae, Komeno I, Komeno II, Komeno III and Kami-aiba Volcanic Ash Layers in ascending order. They are very good key beds not only for the local stratigraphy but also for the correlation between sediments at two isolated or separated hills if they are far off, because the discrimination of these ashes is possible by means of the differences of mineral compositions, thermomagnetic analysis of ferromagnetic minerals and the physical appearances. Moreover, the natural remanent magnetization (NRM) of the volcanic ash layers is measurable. The Sushirodani (Ho) Volcanic Ash has normal polarity of NRM, and on the other hand, The Komeno I, Komeno II and Komeno III Volcanic Ashes have reversed polarities of NRM. The normal polarity of the Sushirodani (Ho) Volcanic Ash was correlated to the Olduvai Event in Matuyama Reversed Epoch in ISHIDA *et al* (1969). But now, this event are thought to be correspond to the Reunion Event by same authors (MAENAKA *et al.*, 1975, in press).

The following fossils were found from the Oizumi Formation;
(Mammal) *Stegodon akashiensis*—about 6 meters above the Komeno III Volcanic Ash Layer, and between the “Pumice” and Komeno I Volcanic Ash Layer.

(Plant) *Metasequoia disticha* and *Juglans cinerea*.

Komeno Formation is composed of cobble and pebble gravels, the matrix of which is almost very coarse sand. It is about 300 meters and more in total thickness, and covers the Oizumi Formation conformably.

Metasequoia disticha were found from the basal part of this formation.

Geologic structure and paleocurrent directions of the Agé Group in this area are summarized in Figs. 23 and 24.

The Kobiwako Group is seen at the west side of the Suzuka Mountains. This is a part of sediments which deposited in an ancient lake Biwa. The Kobiwako Group has about 1000 to 1500 meters in total thickness, but in this area it is only 20 to 50 meters thick. This

part corresponds to the middle part of the Kobiwako Group, is named the Gamo Formation. It is mainly composed of gravels, silts and lignites.

The terrace deposits are divided into three groups from the view point of their height of sedimentary surfaces, from the sea level; the higher terrace from 170m to 240m, the middle terrace from 120m to 210m and lower terrace from 50m to 160m.

Deposits of alluvial fan are found along the Ichishi fault at Shinodachi and Nobesaka, mainly composed of gravel of the Paleozoic rocks, and form the step which is a few meters in height on the Komeno Formation.

The alluvial deposits form the plane around Lake Biwa in the western part in this area and are seen along the Makitagawa and Inabegawa rivers in the eastern part. They are composed of gravel, sand and clay which are supplied from region of the Paleozoic formations and igneous rocks.

Economic Geology

1. Manganese deposits

In this area a great many manganese deposits are distributed but their deposits are small in scale, bedded manganese oxide or manganese silicate deposits develop in the Paleozoic chert. One of the mineralized zone is controlled by the fault and the other one is by the stratified bedding plane. The manganese mine in this area does not produce except for the Obori mine recently. In the Obori mine the monthly production in 1974 is about 3,400 tons.

2. Limestone

In the Same area, limestone is quarried on a large scale for the cement industries. The yearly production in 1974 is about 2,200,000 tons.

In the Shinodachi area, limestone is quarried for the lime powder. The monthly production in 1970 is some 3,000 tons, but this limestone is not quarried recently.

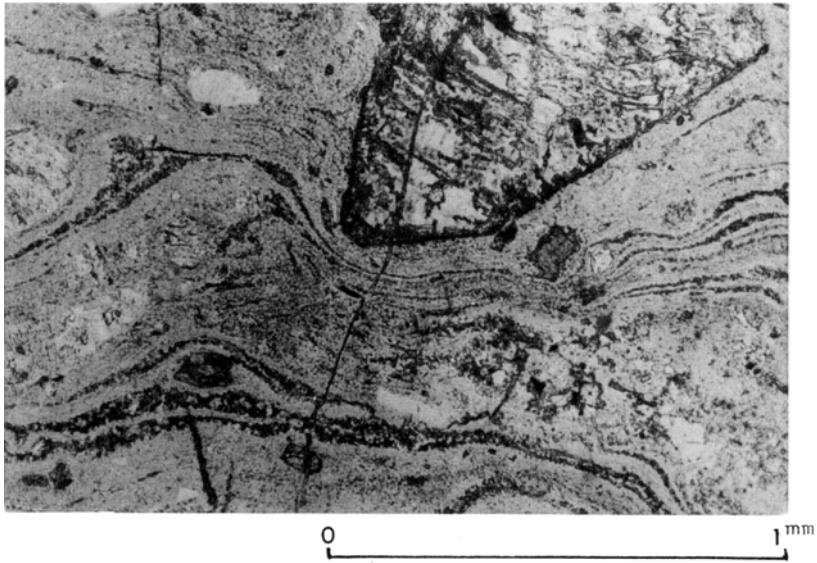
In the Shiori area, limestone is quarried for the aggregate due to convenience of transportation.

3. Dolomite

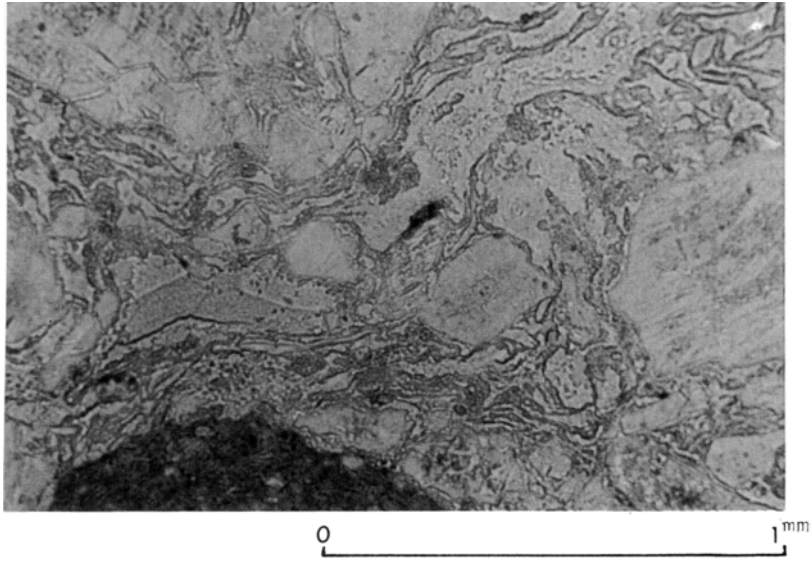
The intensely dolomitized limestone is distributed in the Kozukura area and is divided into the East Deposit and the West one. The ore grade is 10 to 17% of MgO in the East Deposit and is 10 to 19% of MgO in the West one. The East Deposit was quarried for the steel manufacture for a few years after World War II but both deposits are not quarried recently.



I-1 溶結凝灰岩のユータキサイト (eutaxite). 八尾山北東2.5km大滝神社河床の萱原溶結凝灰岩層. 暗色レンズ状部分が本質レンズ.



I-2 萱原溶結凝灰岩層にみられる著しく扁平化したビトロクラスティック組織 (collapsed vitroclastic texture). 萱原西方700mの萱原溶結凝灰岩層. 下方ボラーのみ. 上方の大きな斑晶はカリ長石, 無色透明な斑晶は石英, うすく汚れた斑晶が斜長石, 有色鉱物は変質した角閃石, 右下方に大きな本質レンズの一部がみえている. スケールは1mm.



II-1 八尾山火砕岩層にみられる溶結凝灰岩。八尾山南方600mの八尾山火砕岩層下部層。左下方の暗色部は石質岩片。スケールは1mm。下方ボーラーのみ。



II-2 犬上花崗斑岩の岩相変化。左から右へ中心相から周辺相まで。主に斑晶量が圧倒的に異なる。斑晶の最大粒径も異なる。犬上ダム北北東1.5km沢底の転石。

昭和 51 年 3 月 11 日 印刷
昭和 51 年 3 月 16 日 発行

工業技術院地質調査所

川崎市高津区久本 135

印刷者 小宮山 一 雄
印刷所 小宮山印刷工業株式会社
東京都新宿区天神町78