

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
京都(11)第31号

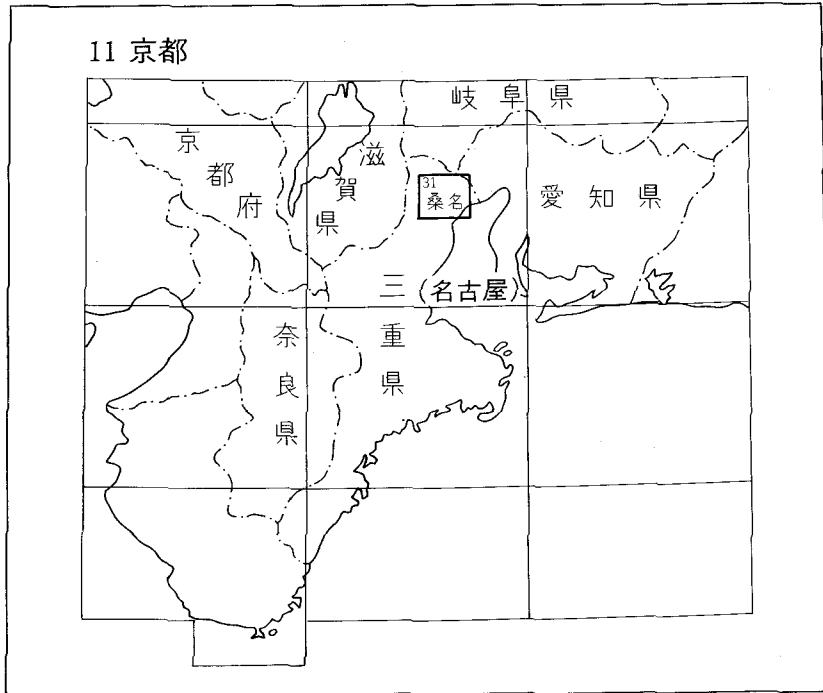
## 桑名地域の地質

吉田史郎・栗本史雄・宮村 学

平成3年

地質調査所

位置図



( )は1 : 200,000図幅名

## 目 次

I. 地 形	(吉田史郎)	1
I. 1 養老山地		1
I. 2 伊勢平野		3
I. 3 濃尾平野		5
II. 地質概説	(吉田史郎・栗本史雄・宮村 学)	7
II. 1 美濃帯中生界		7
II. 2 白亜紀(?)貫入岩類		10
II. 3 新生界		10
III. 美濃帯中生界	(栗本史雄・宮村 学)	17
III. 1 研究史		17
III. 2 概要		18
III. 3 北勢南濃層		18
III. 3. 1 層序・岩相・地質構造		18
III. 3. 2 産出化石と地質年代		22
IV. 白亜紀(?)貫入岩類	(栗本史雄)	23
IV. 1 閃緑岩		24
IV. 2 安山岩岩脈		25
V. 鮮新-更新統(東海層群)	(吉田史郎)	25
V. 1 研究史及び概要		25
V. 2 美鹿累層		26
V. 3 古野累層		36
V. 4 市之原累層及び多志田川累層		38
V. 4. 1 市之原累層		38
V. 4. 2 多志田川累層		42
V. 5 暮明累層		44
V. 6 大泉累層及び桜村累層		49
V. 6. 1 大泉累層		49
V. 6. 1. 1 朝日丘陵以北の北勢地域		49
V. 6. 1. 2 垂坂丘陵		52
V. 6. 1. 3 北勢盆状構造中央部		54
V. 6. 1. 4 御在所山地域		55
V. 6. 2 桜村累層		55
V. 7 米野累層		58

V. 8	火山灰層	58
V. 8. 1	北勢地域	58
V. 8. 2	御在所山地域	76
V. 8. 3	四日市地域	79
V. 8. 4	対比	79
V. 9	化石	80
V. 9. 1	植物化石	80
V. 9. 2	動物化石	80
V. 10	地質年代	82
V. 10. 1	フィッシュントラック年代	82
V. 10. 2	古地磁気編年	85
VI.	第四系	(吉田史郎) 85
VI. 1	研究史及び概要	85
VI. 2	力尾累層	87
VI. 3	高位Ⅰ段丘堆積物	94
VI. 4	高位Ⅱ段丘堆積物	94
VI. 5	高位Ⅲ段丘堆積物	96
VI. 6	中位Ⅰ段丘堆積物	97
VI. 7	中位Ⅱ段丘堆積物	100
VI. 8	低位Ⅰ段丘堆積物	101
VI. 9	低位Ⅱ段丘堆積物	101
VI. 10	養老山地東麓の崖錐・扇状地堆積物	101
VI. 11	平野表層部の堆積物	101
VII.	濃尾・伊勢平野の地下地質	(吉田史郎) 102
VII. 1	研究史及び概要	102
VII. 2	中新統(第一瀬戸内累層群)	103
VII. 3	鮮新-更新統(東海層群)	104
VII. 4	更新統	107
VII. 4. 1	弥富累層	107
VII. 4. 2	第三礫層	107
VII. 4. 3	海部累層	109
VII. 4. 4	第二礫層	109
VII. 4. 5	熱田層	109
VII. 4. 6	古伊勢湾層	110
VII. 4. 7	伊勢神戸層	110
VII. 4. 8	第一礫層	110



VII. 4. 9 濃尾層	111
VII. 5 完新統	111
VII. 5. 1 南陽層	111
VII. 5. 2 四日市港層	111
VII. 5. 3 富田浜層	111
VIII. 東海層群及び第四系の地質構造 (吉田史郎)	112
VIII. 1 北勢盆状構造・桑名背斜及び桑名断層	112
VIII. 2 市之原断層	115
VIII. 3 多度-嘉例川褶曲帯	116
VIII. 4 養老断層	121
VIII. 5 桑名断層及び桑名背斜	122
VIII. 6 四日市断層	125
VIII. 7 山之一色断層	125
VIII. 8 麓村断層	126
IX. 応用地質 (吉田史郎)	126
IX. 1 亜炭	126
IX. 2 粘土	130
IX. 3 磨き砂 (火山灰)	131
IX. 4 採石及び砂利	132
IX. 5 地下水	132
IX. 6 温泉	135
IX. 7 天然ガス	137
IX. 8 地盤沈下	137
IX. 9 自然災害	138
文 献	139
Abstract	147

## 図・表・図版目次

第1図 「桑名」 図幅及び周辺地域の地形概略図	2
第2図 養老山地稜線部に発達する平坦面	3
第3図 「桑名」 図幅地域の埋谷面図と活構造の分布	4
第4図 濃尾・伊勢平野の地形分類図	6
第5図 「桑名」 図幅地域の地質総括図	8
第6図 「桑名」 図幅及び周辺地域における美濃帯緑色岩-石灰岩相と碎屑岩相の分布	9
第7図 中部・近畿地方の瀬戸内区の堆積物	11

第8図	鮮新世-更新世前期の東海盆地の古地理変遷	12
第9図	各地の東海層群の対比	13
第10図	伊勢湾周辺地域の更新世中期末以降の海水準変動曲線	15
第11図	北勢南濃層の地質柱状図	19
第12図	北勢南濃層の模式地質柱状図	20
第13図	泥岩パッチを含む厚い砂岩の露頭写真	20
第14図	砂岩泥岩互層の露頭写真	21
第15図	閃緑岩の顕微鏡写真	24
第16図	東海層群の層序区分と対比	27
第17図	伊勢平野地域の東海層群の地質概略図	28
第18図	御在所山地地域の東海層群の地質図・地質断面図	29・30
第19図	中生界にアバット不整合で重なる美鹿累層の露頭スケッチ	31
第20図	美鹿累層の露頭写真	31
第21図	北勢地域の東海層群の古流向	32
第22図	美鹿累層-古野累層下部の地質柱状図	33
第23図	御在所山地地域の東海層群の古流向	35
第24図	中生界にアバットする古野累層の露頭スケッチ	36
第25図	古野累層及び市之原累層最下部の地質柱状図	37
第26図	市之原累層-大泉累層下部の地質柱状図	39
第27図	市之原累層の露頭写真	41
第28図	上石津町-藤原町地域の東海層群の古流向	42
第29図	古野累層上部-多志田川累層中下部の地質柱状図	43
第30図	市之原累層最上部-暮明累層-大泉累層の地質柱状図	45
第31図	暮明累層の露頭写真	46
第32図	暮明累層の礫層のあいだに挟まれる泥質層の地質柱状図	47
第33図	四日市地域の東海層群の古流向	48
第34図	大泉累層の露頭写真	50
第35図	大泉累層を構成する泥層中にシート状に挟まれる泥質砂層の露頭スケッチ	51
第36図	大泉累層に発達するエプシロン型斜交層理の露頭スケッチ	51
第37図	垂坂丘陵の大泉累層の地質図	53
第38図	御在所山地地域の東海層群の大泉累層の地質柱状図	56
第39図	大泉累層最上部-米野累層の地質柱状図	59
第40図	米野累層と大泉累層の境界部の露頭写真	60
第41図	米野累層の露頭写真	61
第42図	多度・前山・美鹿・東谷火山灰層の地質柱状図	62
第43図	市之原火山灰層の地質柱状図	63

第44図	南谷Ⅰ・Ⅱ火山灰層の地質柱状図	64
第45図	二之瀬火山灰層の地質柱状図	65
第46図	二之瀬火山灰層の露頭写真	66
第47図	垂坂丘陵の東海層群火山灰層の地質柱状図	67
第48図	坂東Ⅰ・杉谷Ⅰ火山灰層の地質柱状図	68
第49図	坂東Ⅱ火山灰層の地質柱状図	69
第50図	嘉例川・杉谷Ⅲ火山灰層の地質柱状図	70
第51図	嘉例川火山灰層の露頭写真	72
第52図	員弁・桑名丘陵の東海層群火山灰層の地質柱状図	73
第53図	朝日丘陵の東海層群火山灰層の地質柱状図	75
第54図	御在所山地域の東海層群の層序断面図	76
第55図	御在所山・四日市地域の東海層群火山灰層の地質柱状図	77
第56図	東海層群層序の総括図	82
第57図	堂木谷Ⅰ火山灰層の試料採取地点	83
第58図	多度及び堂木谷Ⅰ火山灰層のジルコン結晶粒ごとの年代値頻度分布	85
第59図	力尾累層と東海層群の不整合関係を示す模式地付近の地質図	88
第60図	力尾累層と東海層群の不整合関係を示す露頭スケッチ	89
第61図	力尾累層と高位Ⅱ段丘堆積物の不整合露頭写真	90
第62図	力尾累層の地質柱状図	91
第63図	力尾累層の露頭写真	92
第64図	力尾累層に挟まれる養老火山灰層の露頭写真	93
第65図	高位Ⅱ段丘堆積物の露頭写真	95
第66図	朝日町埋縄の中位Ⅰ段丘堆積物の露頭スケッチ	98
第67図	濃尾・伊勢平野地下深層ボーリングの地質柱状図とその層序区分	104/105
第68図	弥富町600m ボーリング地質柱状図	105
第69図	四日市市の深層ボーリング地質柱状図	106
第70図	揖斐川河口付近の第四系の地下地質断面図	108
第71図	木曾三川河口部から北勢海岸低地の更新統-完新統の地下地質断面図	110
第72図	「桑名」図幅及び周辺地域の鮮新世以降に形成された地質構造	113
第73図	伊勢湾及び周辺地域のブーゲー異常図	114
第74図	市之原撓曲に発達する高位Ⅲ面の撓曲崖	116
第75図	小山断層の露頭写真とスケッチ	117
第76図	猪飼背斜東翼部に発達する断層の露頭写真	119
第77図	猪飼背斜東翼部の急傾斜帯を力尾累層堆積時に復元した模式図	120
第78図	桑名丘陵を横切る員弁川北岸の段丘面縦断面図	120
第79図	桑名市大仲新田に発達する高位Ⅱ面の背斜変形のスケッチ	121

第80図	桑名市の高位Ⅱ・中位Ⅰ段丘を切る活断層と東海層群の地質構造	123
第81図	朝日丘陵を横切る朝明川北岸の段丘縦断面図	124
第82図	阿倉川背斜西翼部の露頭スケッチ	124
第83図	山之一色断層の露頭写真	125
第84図	鈴鹿山脈東麓丘陵の東海層群の地質構造図	127
第85図	鈴鹿山脈東麓丘陵東縁部の東海層群逆転露頭	128
第86図	麓村断層による低断層崖と中位Ⅰ段丘堆積物の変形露頭	129
第87図	濃尾平野地下水の水質についての便宜的な区分	133
第88図	木曾川河口部の地下水の塩水化とその機構	134
第89図	木曾川河口深層ボーリング所在地	135
第90図	濃尾平野における 1961-1978 年間の累積地盤沈下量及び最高潮位以下の地域	139
第 1 表	北勢南濃層の砂岩の鉱物組成	21
第 2 表	北勢南濃層から産出した放散虫・コノドント化石	22
第 3 表	東海層群の礫種構成	34
第 4 表	東海層群上半部産の大型植物化石	81
第 5 表	多度・堂木谷Ⅰ火山灰層のフィッシュトラック年代測定結果	84
第 6 表	伊勢平野地表部の第四系層序区分と濃尾・伊勢平野地下層序との対比	86
第 7 表	朝日町埋繩に露出する古伊勢湾層相当層産の花粉・珪藻化石	99
第 8 表	菰野町宿野の瓦用粘土の化学分析値	131
第 9 表	木曾川河口の深層ボーリング地下水成分分析表	136
Fig. 1	Summary of the geology of the Kuwana District	150
第Ⅰ図版	美濃帯北勢南濃層から産出した三疊紀コノドント化石及びジュラ紀放散虫化石	153
第Ⅱ図版	大泉累層に発達するエプシロン型斜交層理の露頭写真	154

# 桑名地域の地質

吉田史郎\*・栗本史雄\*\*・宮村 学\*\*\*

「桑名」図幅地域は、地震予知特定観測地域8か所の一つ「名古屋・京都・大阪・神戸地区」に位置する。本図幅地域の現地調査は、昭和63年から平成元年にかけて実施された。

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、美濃帯中生界は栗本と宮村が、貫入岩類は栗本が、それ以外の項目は、吉田が分担・執筆した。全体のとりまとめは吉田が担当した。

本調査研究を遂行するに当たって、京都大学理学部竹村恵二・大阪市立大学理学部吉川周作の両氏に、東海層群の火山灰層について御教示頂いた。ここに感謝の意を表す。所内では、環境地質部栗田泰夫・地質部吉岡敏和の両技官から、東海層群の地質構造並びに活構造について、現地及び室内の議論を通じて有益な示唆を得た。栗田技官からは併せて桑名断層に関する未公表資料の提供を受けた。近畿・中部地域地質センター寒川 旭技官には麓村断層について、地質部牧本 博技官には貫入岩類の記載に当たって御教示を頂いた。本研究報告作成の際、使用した岩石薄片は、北海道支所佐藤卓見技官の製作による。

## I. 地 形

(吉田史郎)

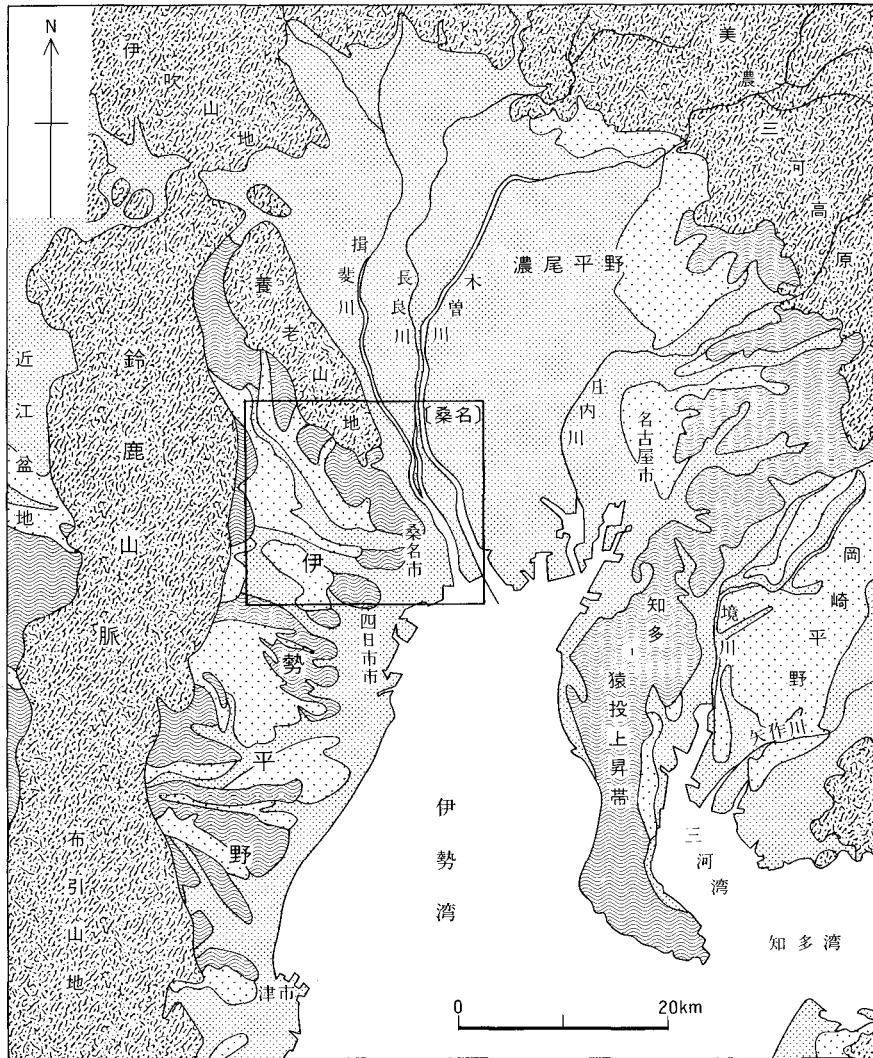
「桑名」図幅地域は、北緯 35° 0′-35° 10′、東経 136° 30′-136° 45′ の範囲であり、三重県・愛知県・岐阜県、すなわち東海三県の県境地域を含む。本図幅地域を構成する地形単元は、養老山地・伊勢平野・濃尾平野の三つである(第1図)。

### I. 1 養老山地

養老山地は、美濃帯中・古生界の硬く固結した砂岩・泥岩・チャートからなり、本図幅地域にはその南部が含まれる。養老山地は全体としてみると、北西-南東方向に傾動軸を持ち、西側山腹の方が緩斜面を示す傾動山地である。傾動山地東縁は開析が進んだ断層線崖で濃尾平野に接し、その前面には典型的な合流扇状地・崖錐地形が発達している。この断層線崖は、養老山地東麓の濃尾平野地下に伏在する

\*地質部 \*\*近畿・中部地域地質センター \*\*\*元近畿・中部地域地質センター

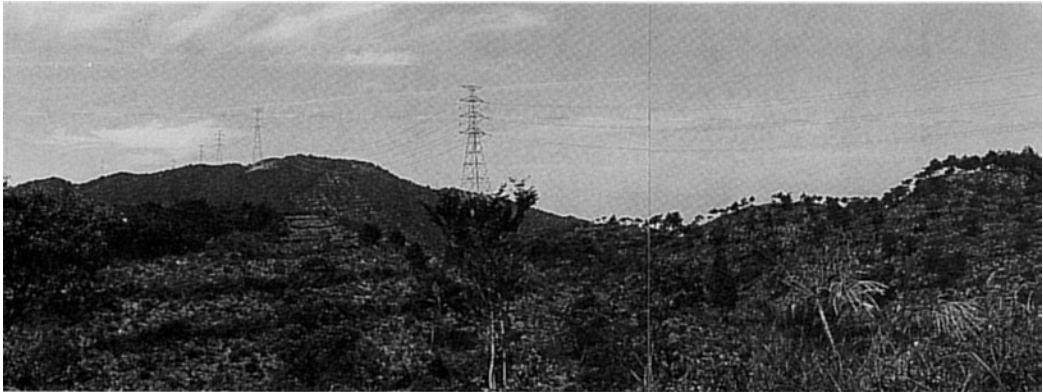
Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000 Kuwana, Mie Prefecture, Aichi Prefecture, Gifu Prefecture, Ise Plain, Nobi Plain, Ise Bay, Mino Terrane, Yoro Mountains, Setouchi, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Quarternary, Hokuseinanno Formation, First Setouchi Supergroup, Tokai Group, Yatomi Formation, Ama Formation, Chikarao Formation, Atsuta Formation, nonmarine sediment, diorite, volcanic ash layer, andesite, sedimentary basin, lignite, clay, economic geology, glacial age, sedimentary environment, environmental geology, neotectonics, active fault, Metasequoia Flora, Stegodon akashiensis, nonmarine mollusca, radiolaria, conodont, Yoro Fault, fission track age.



第1図 「桑名」図幅地域及び周辺地域の地形概略図

養老断層の鮮新世後期、およそ 300 万年前頃から始まった（後述）一様な西上りの隆起運動によって形成されたものであり、その比高は地下の部分を含めると 1,500m 以上に達する。

養老山地には、400-900 m クラスの山頂が連なる稜線が北西-南東方向に伸びる。この稜線沿いには、海拔高度 600-800 数 10 m の範囲を持つ平坦面Ⅰ（第 2・3 図）が発達している。養老山地南部では、平坦面はこれより低い 400-600 m レベルの平坦面Ⅱと、150-400 m レベルの平坦面Ⅲが発達する。一番低い平坦面Ⅲには、鮮新-更新統東海層群に属する市之原累層の堆積物が残存しているが、これより高い 2 段の平坦面には、何の堆積物も載っていない。以上のような養老山地内部の平坦面と残存堆積物



第2図 養老山地稜線部に発達する侵食小起伏面  
手前の稜線部が二番目に高い平坦面Ⅱ，その向こうの稜線部が  
一番高い平坦面Ⅰ（多度山北西の稜線から撮影）

の有無，そして養老断層の鮮新世後期以降の一様な隆起運動を考えると，一番低い平坦面Ⅲは東海層群の剥離面（化石侵食面），二番目に高い平坦面Ⅱは当時の侵食平坦面，一番高い平坦面Ⅰはそれ以前，おそらく中新世中-後期に形成された侵食小起伏面と解釈できる。

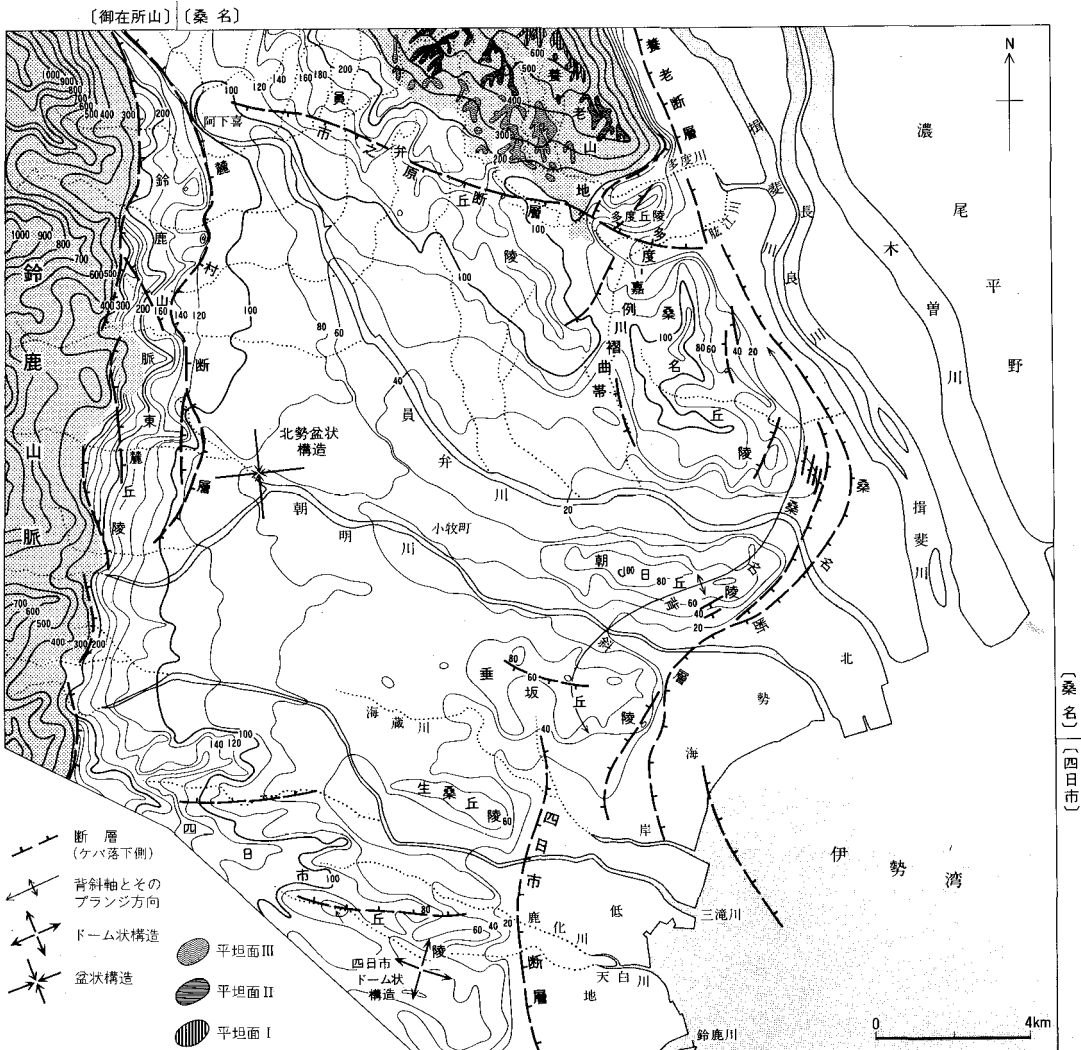
## 1.2 伊勢平野

伊勢平野は，西縁が鈴鹿<sup>ぬのびき</sup>-布引山地，北縁が養老山地，東縁が伊勢湾で限られた，ほぼ南北に伸びる平野である（第1図）。本図幅地域の伊勢平野はその北部に当たり，鈴鹿山脈・養老山地に源を発する員弁<sup>いんべ</sup>川・朝明川<sup>あさけ</sup>・肱江川<sup>ひじえ</sup>などの中小河川が，丘陵帯や洪積台地を開析しながら沖積低地を形成し，伊勢湾に流れ込んでいる（第3図）。

丘陵帯は，員弁川と朝明川が最も接近する四日市市小牧町を中心としたドーナツ形を示す。すなわち，本図幅地域北西部の北勢町阿下喜<sup>あびき</sup>から養老山地山麓沿いに南西方向に伸びる丘陵（員弁丘陵と呼ぶ。第3図参照。以下同じ）は，多度・桑名丘陵を起点にその方向を南北に転じて朝日丘陵・垂坂丘陵・生桑丘陵を経て四日市丘陵東部に達し，更にそこから伸びを西向きに変えて鈴鹿山脈東麓丘陵につながって行く。

このように各丘陵がドーナツ形に配列しているのは，第四紀後半の東西圧縮場によって形成され始めた東海層群の地質構造に規制されているためである。第3図に示すように，現在の丘陵帯が発達している場所は，北勢盆状構造の外翼部に当たっており，更に海岸側の桑名・朝日・垂坂丘陵などは，桑名背斜軸部と四日市ドーム状構造の軸部に一致する。

丘陵の海拔高度は，鈴鹿山脈東麓丘陵では 300 m 以下，員弁丘陵では 240 m 以下，海岸側丘陵では 130 m 以下であり，いずれも比較的高度のそろった丘陵背面が形成されている。しかしこの丘陵背面は，高位Ⅰ段丘面より常に低いので，吉田・尾崎（1986）が述べた知多半島の丘陵背面（横須賀小起伏面）同様に，地形面としての意味は持たない。丘陵は鮮新-更新統東海層群及び下部更新統力尾累層<sup>ちからお</sup>を構成する泥・砂・礫からなるが，いずれの構成岩相もシャベルで削れるぐらいの固さなので，各丘陵と



第3図 「桑名」図幅地域の埋谷面図と活構造の分布  
幅 500m の谷埋め (単位: m)

も小河川の樹枝状支流によって細かく複雑に刻み込まれている。

洪積台地は7段の段丘面，すなわち高い方から，高位Ⅰ・高位Ⅱ・高位Ⅲ・中位Ⅰ・中位Ⅱ・低位Ⅰ・低位Ⅱ段丘面の順に発達している。高位Ⅰ-Ⅲ面は最終間氷期より前の更新世中期末に，中位Ⅰ面から低位Ⅱ面は最終氷期，すなわち更新世後期に形成されたものである。7段の段丘のうち，中位Ⅰ面は最も広範囲に発達し，その構成層は濃尾平野地下の熱田層下部に対比できる海成粘土層を挟むので，本図幅地域の段丘面区分と対比を行う際の鍵面となる。これらの段丘面は，ドーナツ形配列を示す丘陵帯内側に最も広く発達するが，海岸側丘陵縁辺部や荒江川・多度川両岸にも小範囲に形成されている。

段丘面の多くは河岸段丘面であるが，一部には山地前面に形成された隆起扇状地面も認められる。例えば大安町石樽地域の<sup>いしづり</sup>中位Ⅰ面や，員弁川左岸の北勢町阿下喜東方・<sup>そのほら</sup>其原・<sup>まつなしんでん</sup>南中津原，員弁町松名新田



などに発達する高位Ⅱ・高位Ⅲ・中位Ⅰ面などは、等高線の分布パターンや構成堆積物の特徴から、鈴鹿山脈あるいは養老山地前面に堆積した扇状地起源の段丘面とみなすことができる。

ところで第3図に示すように、本図幅地域には多くの活断層が発達しているが、これらの活断層を横切る新旧の段丘面には、多くの断層崖・撓曲崖が発達している。例えば鈴鹿山脈東麓丘陵と台地・平野部の境界付近を通過する麓村断層上<sup>ふもとむら</sup>の段丘面、北勢町阿下喜から多度町に伸びる市之原断層上の段丘面、そして海岸側丘陵の東縁を走る桑名断層上を横切る段丘面上などでは、変動地形の発達が顕著である。

またこのような断層・撓曲崖だけでなく、東海層群の褶曲構造に調和する段丘面変形も数例みることができる。その一例は、桑名背斜軸を東西に横切って分布する桑名丘陵南部の高位Ⅱ面や朝日丘陵南部の中位Ⅰ面の背斜状変形である。もう一つの例は、朝日丘陵西部から大安町田口に向かって細長く伸びる高位Ⅲ面の向斜状変形である。前者は桑名背斜の形成に伴う高位Ⅱ面と中位Ⅰ面の変形であり、後者は桑名背斜と北勢盆状構造の成長の相互効果によって生じた高位Ⅲ面の変形である。このような段丘面の変形は、丘陵帯が現在も形成されつつあることを示す一つの証拠である。したがって、海岸側丘陵を横切って流れる員弁川・朝明川などは、海岸側丘陵に対する先行河川とみなせる。

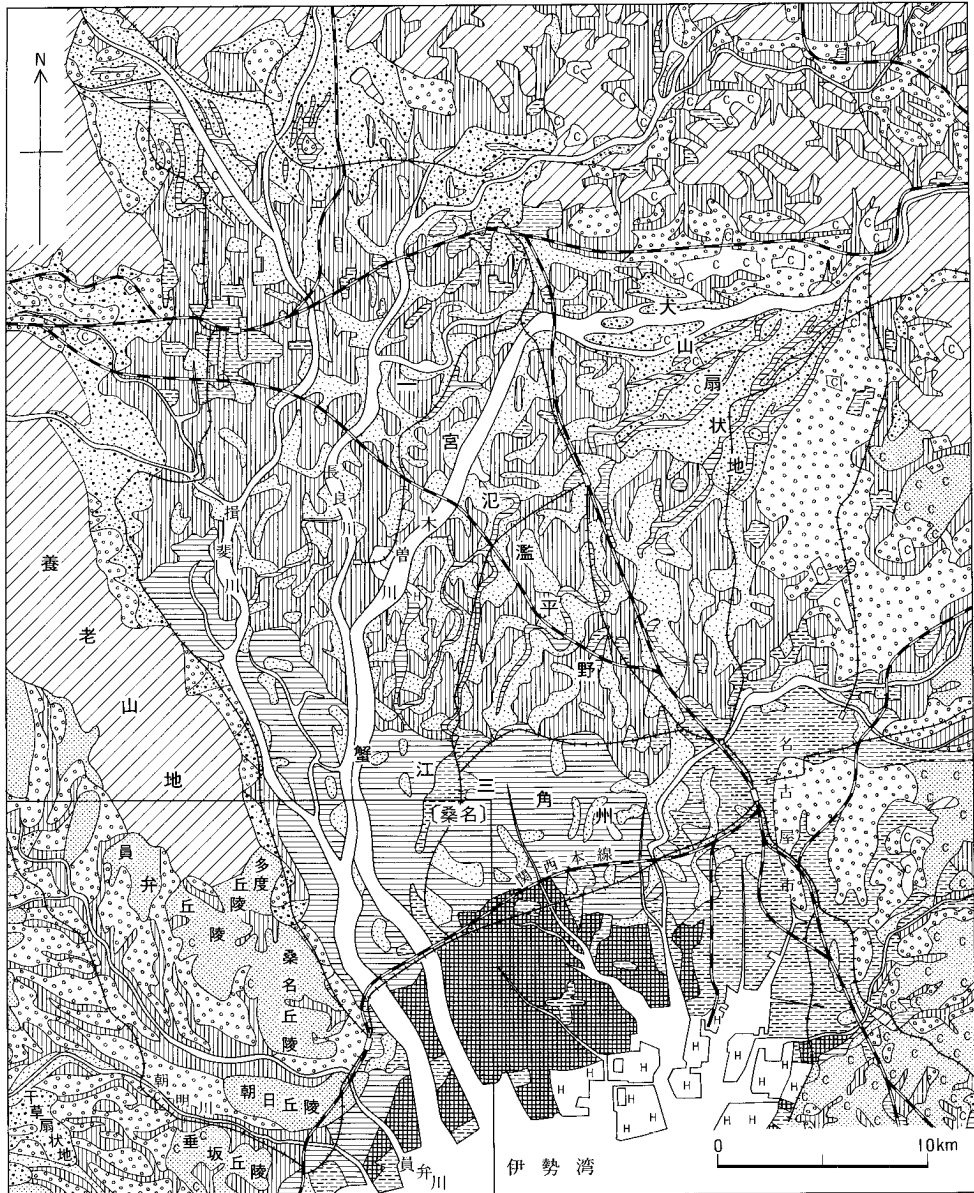
沖積低地は、谷底平野・氾濫平野・緩扇状地からなる河成低地と、氾濫平野・海岸平野・三角州平野からなる北勢海岸低地に分けられる(第4図)。河成低地のうち、谷底・氾濫平野は員弁川・朝明川などの中小河川沿いに、平均勾配1/100-1/1,000で分布する。緩扇状地は、菰野町南部の合流扇状地(干草扇状地:平均勾配1/100)が最も規模が大きいが、多度川や肱江川が北勢海岸低地に達する所や、朝日・桑名丘陵と海岸低地の境界付近にも小規模に発達している。

北勢海岸低地の大部分は、三角州平野によって占められている(第4図)。低地表層部には、自然堤防や浜堤・砂州などの微高地が発達するが、自然堤防は海岸低地だけでなく、干草扇状地を流れる朝明川・三滝川兩岸にも良く発達している。浜堤・砂州は三角州平野上に巾500m以下で、海岸線と平行に数列発達している。三角州平野の地盤高は2-3m以下と低いので、その面積のおよそ半分は盛土が行われている。なお員弁川・朝明川・三滝川などは、大部分が天井川である。以上述べた沖積低地表層部は、完新統上部の富田浜層からなる。

丘陵帯には人工改変地が多い。これは本図幅地域が名古屋都市圏に近く、丘陵自体が半固結の東海層群からなるため、人工的な地形改変を施しやすいからである。特に員弁丘陵や海岸側丘陵では、ゴルフ場や団地の造成による平坦化地、多度町の御衣野南方<sup>みその</sup>にみられるような農耕平坦化地、土砂採取場跡の採土後平坦化地などが、あばた状に点在している。これらの人工改変地の分布は、地質図上には表現していないが、桑名市の揖斐川河口<sup>いび</sup>にある高い盛土地の部分は埋立地として示した。

### I. 3 濃尾平野

濃尾平野は全面積約1,500km<sup>2</sup>に及び、その80%以上の面積は木曾川・長良川・揖斐川、すなわち木曾三川を主とする大中河川によって形成された沖積低地によって占められている(第4図)。丘陵帯・洪積台地は、平野東端部に知多<sup>さなげ</sup>-猿投上昇帯として細長く発達するだけである。



- |  |   |  |   |  |   |
|--|---|--|---|--|---|
| <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">C</span> 人工平坦化地   | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: repeating-linear-gradient(45deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></span> 干拓地 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: repeating-linear-gradient(-45deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></span> 盛土地   | <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">H</span> 高い盛土地   | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: radial-gradient(circle, black 1px, transparent 1px); background-size: 4px 4px;"></span> 自然堤防      | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: repeating-linear-gradient(90deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></span> 三角州・旧河道 |
| <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: repeating-linear-gradient(-45deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></span> 氾濫・谷底平野 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: radial-gradient(circle, black 1px, transparent 1px); background-size: 4px 4px;"></span> 緩扇状地       | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: repeating-linear-gradient(45deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></span> 台地(段丘) | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: radial-gradient(circle, black 1px, transparent 1px); background-size: 4px 4px;"></span> 丘陵 | <span style="display: inline-block; width: 15px; height: 10px; background: repeating-linear-gradient(45deg, transparent, transparent 2px, black 2px, black 4px);"></span> 山地 |   |

第4図 濃尾・伊勢平野の地形分類図  
建設省国土地理院（1975）を一部修正加筆

本図幅地域に含まれるのは、濃尾平野南西部に当たる約 100 km<sup>2</sup> の範囲であり、大部分はいわゆる海拔ゼロメートル地帯である（第 90 図参照）。しかも木曾三川が合流する場所に位置するので、伊勢湾台風（昭和 34 年 9 月 26 日襲来、死者 3,000 名以上）の例で知られるように、河川・高潮災害を繰り返した。そのため木曾三川合流地域は、古くは 9 世紀から、幾つかの集落の周囲を土堤で囲む輪中堤が築かれるようになり、輪中地帯として知られてきた。

沖積低地は完新統上部の南陽層からなり、平野表層部に発達する微地形の分布形態や地盤高の特徴によって、北より緩扇状地からなる犬山扇状地、自然堤防と後背湿地からなる一宮氾濫平野、主に三角州平野からなる蟹江三角州、そして人工干拓平野帯に大区分されている（第 4 図）。本図幅地域には、蟹江三角州平野と人工干拓平野のそれぞれ一部が含まれる。

蟹江三角州は、木曾三川・庄内川などが形成した三角州の南進作用によって成長した三角州平野であり、その形成の始まりは、奈良時代までさかのぼるとされている。平野面の平均勾配は 1/5,000 以下であり、ほとんど水平に近い。平野表層部には比高 0.5 m ほどの自然堤防が虫食い状に発達している。

人工干拓平野はほぼ JR 関西本線以南の範囲を占め、その面積は 5,000 ヘクタールに及ぶ。これは 17 世紀以後、主に江戸時代に農耕地とするため、三角州平野前面に広がっていた潮汐低地を堤防で締め切って干し上げたものである。

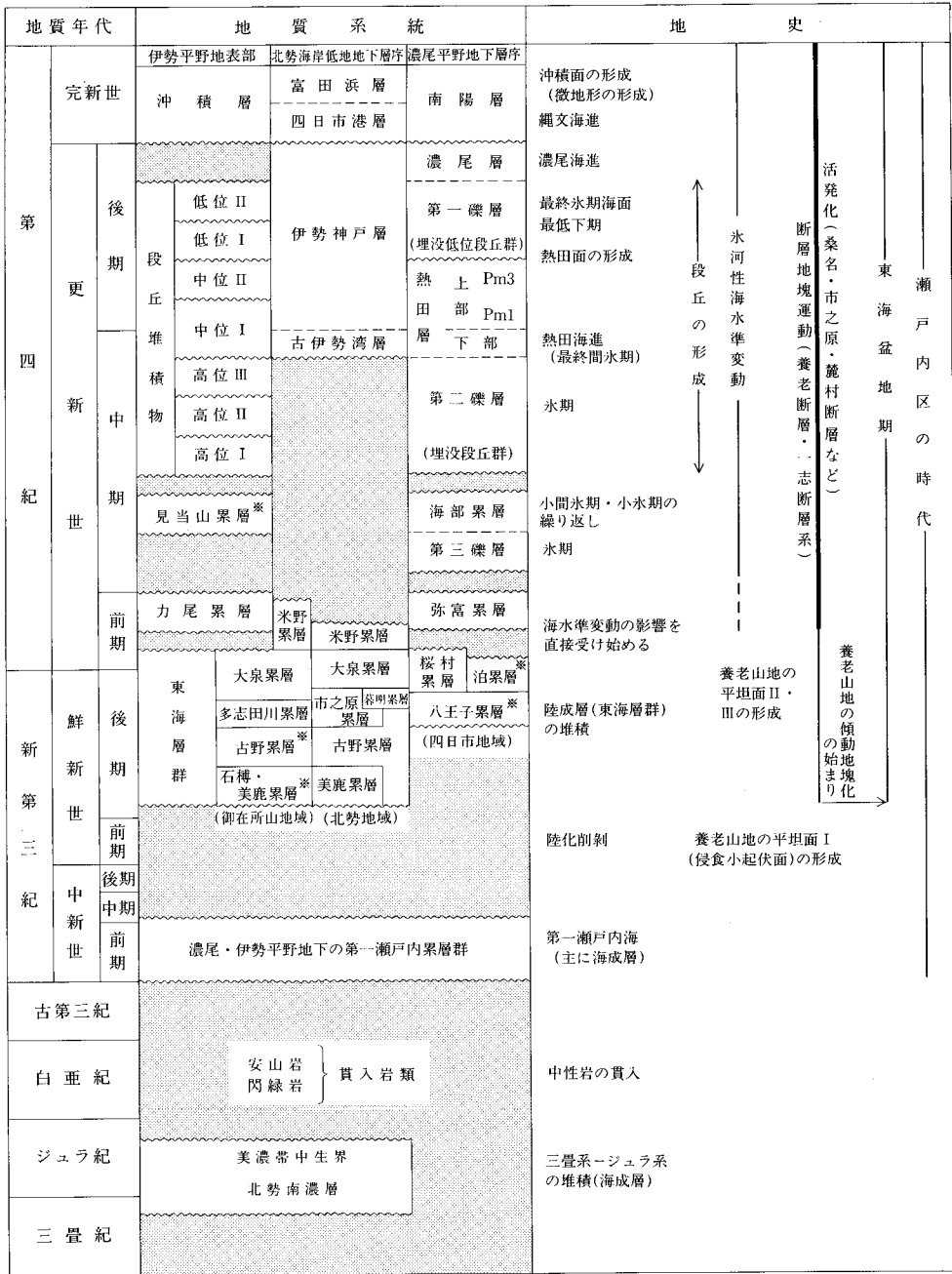
## II. 地 質 概 説

（吉田史郎・栗本史雄・宮村 学）

「桑名」図幅地域に分布する地質系統は、古い方から、美濃帯に属する三畳-ジュラ系、白亜紀（？）貫入岩類、中新統第一瀬戸内累層群、鮮新-更新統東海層群、そして第四系である。これらの地層・岩体のうち、中生界は養老山地を形成する。中新統は地表には露出せず、濃尾・伊勢平野地下に伏在するだけである。東海層群は伊勢平野地表部に露出し、更に両平野地下にも厚く伏在している。第四系は伊勢平野地表部では力尾累層（下部更新統）、段丘堆積物（中-上部更新統）、沖積層として分布するが、濃尾平野及び北勢海岸低地地下にも、東海層群の上位に堆積している。第 5 図に本図幅地域の地質総括図を示す。

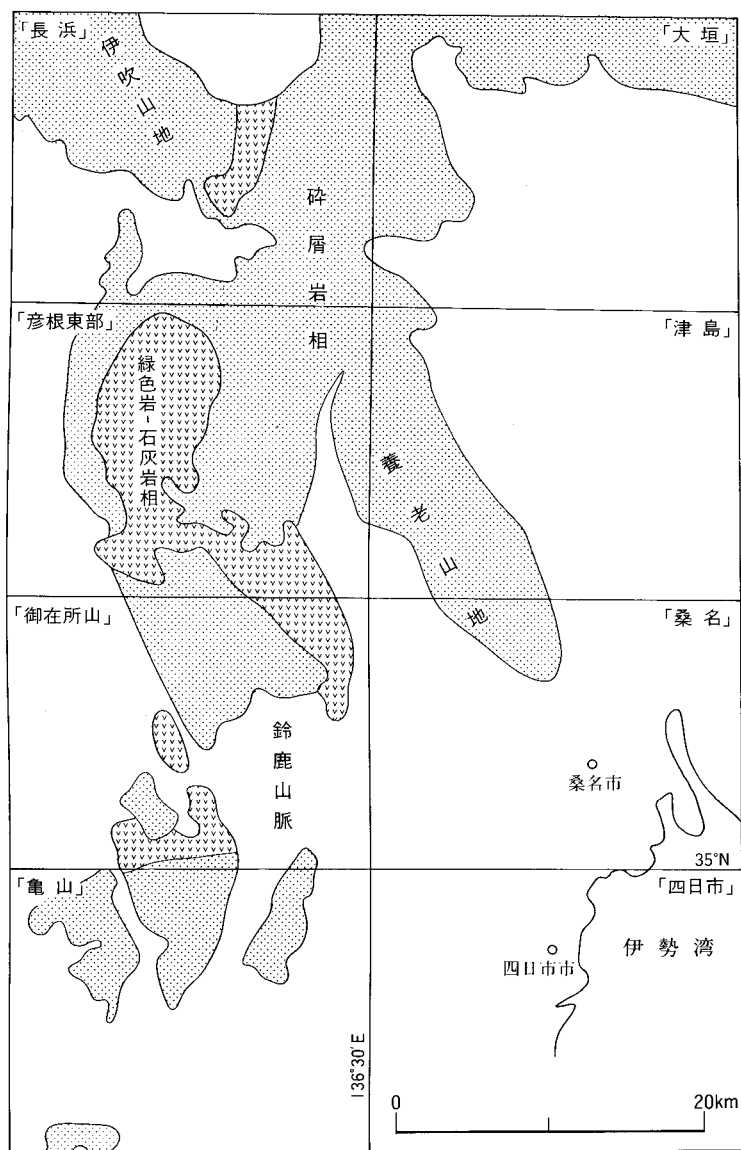
### II. 1 美濃帯中生界

美濃帯の地層は、岩相の特徴に基づいて、緑色岩・石灰岩を主体とする緑色岩-石灰岩相（あるいは石灰岩相）と砂岩・泥岩・チャートを主体とする砕屑岩相（あるいは非石灰岩相、砂岩-チャート相）に大別され、前者は後者の構造的上位に位置している（原山ほか、1989；Miyamura, 1973；宮村、1982；Adachi, 1976）。本図幅地域に分布する美濃帯の地層は北勢南濃層と呼ばれ、岩相の特徴から砕屑岩相に属する（第 6 図）。本層は産出した化石の示す年代に基づいて中生界である。



※ 本図幅地域には分布しない

第5図 「桑名」図幅地域の地質総括図



第6図 「桑名」図幅及び周辺地域における美濃帯緑色岩-石灰岩相と碎屑岩相の分布

北勢南濃層は主として砂岩及び砂岩優勢な砂岩泥岩互層からなり、黒色泥岩・珪質泥岩・チャートを伴う。北勢南濃層には、下位（南）から上位（北）へ向かって珪質泥岩→黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩という岩相変化が認められる。また、チャートからは三畳紀後期のコノドント化石が産出し、珪質泥岩・黒色泥岩からはジュラ紀（中期？）の放散虫化石が産出する。以上のことから北勢南濃層はもともとチャート→珪質泥岩→黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩に至る上方粗粒化の層序を有していた可能性があり、本報告では北勢南濃層を三畳-ジュラ系として取り扱う。本層は一般に東西ないし北東-南西の走

向を有し、北に 30-60° 傾斜する北上位の正常層である。

## II. 2 白亜紀(?) 貫入岩類

貫入岩類としては閃緑岩と安山岩岩脈が存在する。閃緑岩は北勢町北中津原東方約 1.3 km の地点において、直径約 15 m の規模で分布し、中粒・完晶質で、主として斜長石と褐色の角閃石から構成される。安山岩岩脈は北中津原東方と多度町美鹿北東方において泥岩中に貫入するのが観察される。

## II. 3 新生界

新生界は中新世以降の堆積物が分布するが、地表部では鮮新-更新統東海層群以降の堆積物だけが露出する。これらは、中新世以降に形成された瀬戸内区(池辺, 1957)の堆積物である(第7図)。

中新統は伊勢平野中南部から濃尾平野にかけての広い範囲に東海層群の下位に伏在する。その存在は、東海層群を貫く深層ボーリングによって確認されたものである(高田ほか, 1969 など)。これらの中新統は、前期-中期中新世に生じた沈降帯(第一瀬戸内海)の堆積物(第一瀬戸内累層群あるいは瀬戸内中新統)である。

中期中新世初頭に第一瀬戸内累層群の堆積が終了した直後、瀬戸内区を中心に瀬戸内火山岩類が各地に噴出した。その後、中新世末頃まで、瀬戸内区は長期にわたって陸化侵食の場であった。本図幅地域でも、瀬戸内火山岩類を含む当時の堆積物は分布せず、この時期には、養老山地で最も高い侵食小起伏面の形成で示されるような侵食平坦化作用を受けていた。

鮮新世初頭頃になると、瀬戸内区は再び沈降帯(第二瀬戸内海)を形成し始めた。本図幅地域地表部に露出する新生界のうち最も古い東海層群は、この第二瀬戸内海の堆積物である。

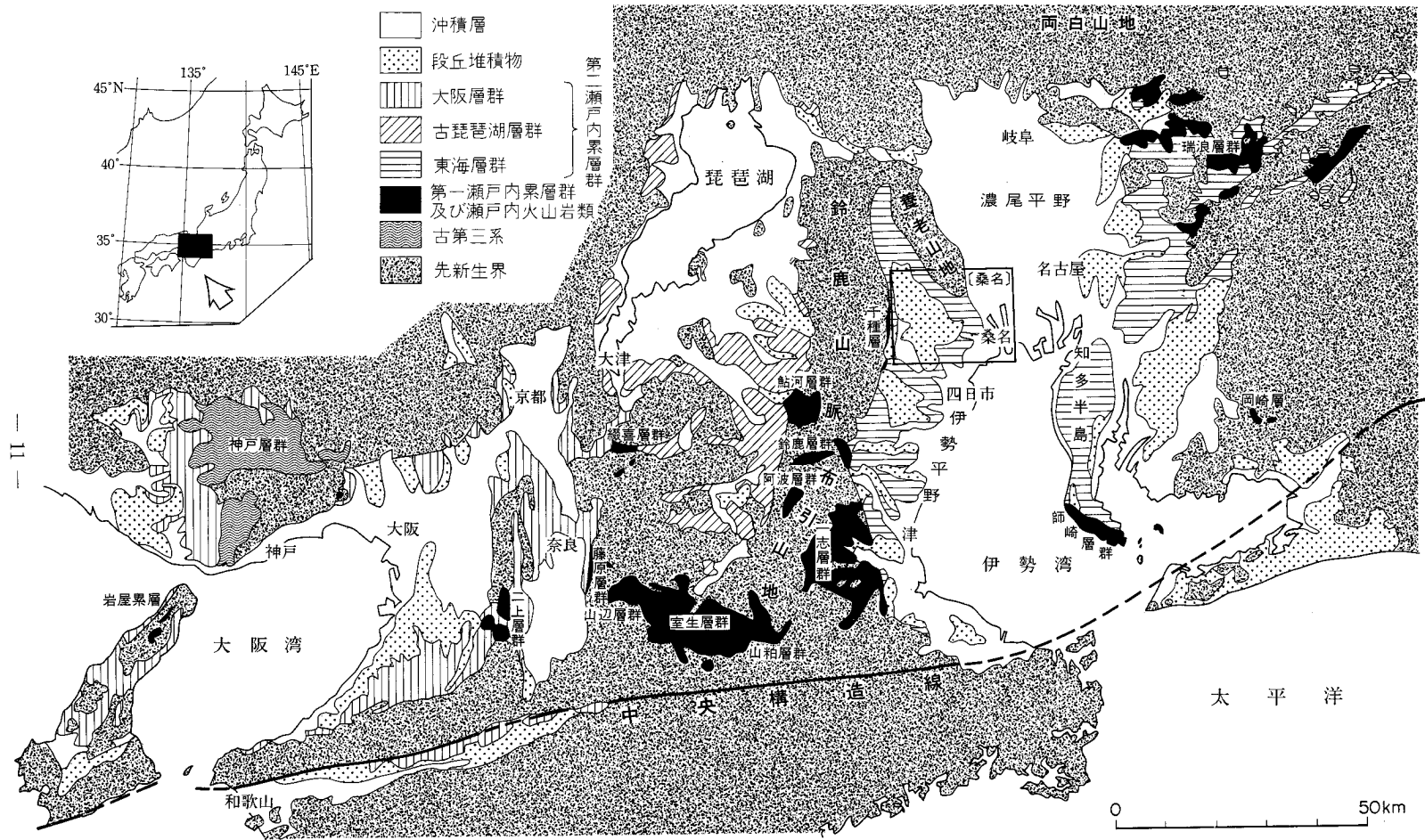
第二瀬戸内海は大きくみると、鮮新世以降主な堆積盆地を三つ形成している。西から、近畿地方の大阪層群の堆積盆地、古琵琶湖層群の堆積盆地、そして伊勢湾周辺の東海層群の堆積盆地<sup>1)</sup>である。大阪・古琵琶湖・東海層群は、第二瀬戸内累層群と一括総称されているが、東海堆積盆地(以下、東海盆地と略す)は、三つの盆地のうち一番初めに沈降を開始した。

東海盆地は、東海層群堆積期には、伊勢湾及びその周辺地域におよそ 6,000 km<sup>2</sup> の広い範囲に形成されたが、化石の証拠から、東海層群はすべて陸成(河成-湖成)堆積物からなることが分かっている。その積算層厚は 2,000 m 以上に達する(吉田, 1990)。

この東海盆地の形成は、盆地南縁部の中央構造線北側に沿って帯状に始まり、その後沈降部はだんだんと北または北々西方向に移動した。そして、鮮新世後期の約 300 万年前頃になると沈降部は養老山地と鈴鹿山脈のあいだに達し、以後更新世前期末まで養老山地周辺の沈降部に東海層群が堆積した(第8図)。したがって、本図幅地域地表部の東海層群は、その上半部に当たる鮮新統上部-更新統下部、堆積期間でいえばおよそ 330万-100 万年間の堆積物である(第9図)。

---

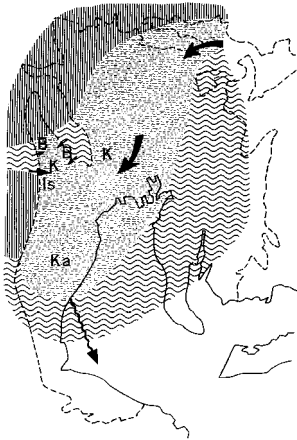
1) 以下、東海堆積盆地(Tokai sedimentary basin)と呼ぶ。これは、東海層群堆積開始から現在に至るまで伊勢湾及びその周辺地域に存在し続けた堆積盆地を指す。



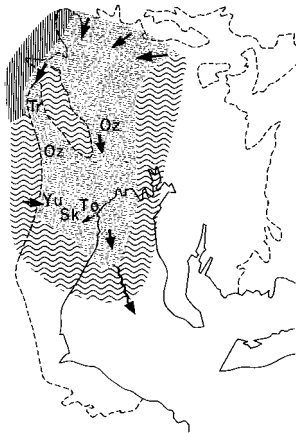
第1期



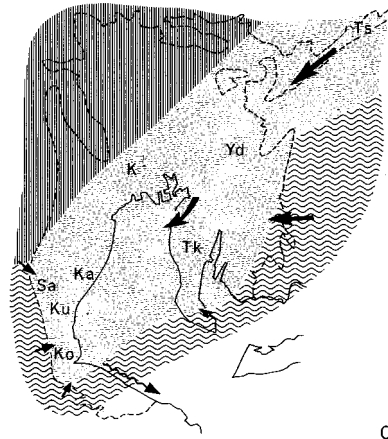
第3期



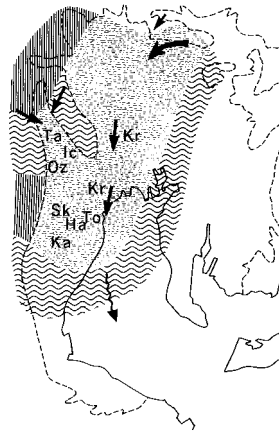
第5期



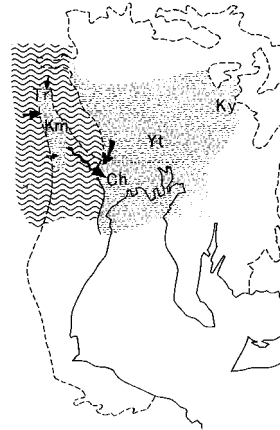
第2期



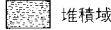

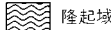
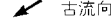
第4期



第6期



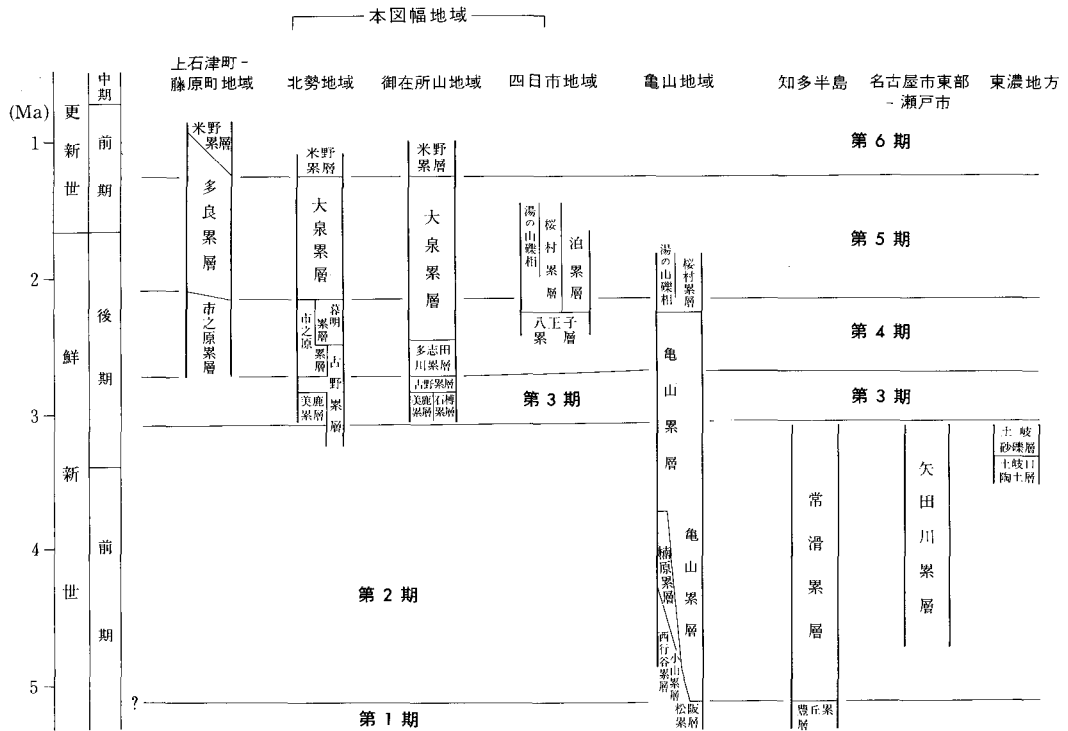
- Ch : 力尾累層
- Yt : 弥富累層
- Ky : 唐山層・八事層
- Km : 米野累層
- Tr : 多良累層
- Oz : 大泉累層
- Yu : 湯の山礫相
- Sk : 桜村累層
- To : 泊累層
- Kr : 暮明累層
- Ta : 多志田川累層
- Ic : 市之原累層
- K : 古野累層
- Is : 石樽累層
- B : 美鹿累層
- Ha : 八王子累層
- Ka : 龜山累層
- Ts : 土岐砂礫層
- Tk : 常滑累層
- Yd : 矢田川累層
- Ku : 楠原累層
- Sa : 西行谷累層
- Ko : 小山累層
- Ma : 松阪累層
- Ty : 豊丘累層

-  堆積域
-  陸域
-  隆起域
-  古流向

0 50km

第8図 鮮新世-更新世前期の東海盆地の古地理変遷  
吉田 (1990) を一部修正加筆。図中の第1期-第6期は第9図のそれに対応する。





第9図 各地の東海層群の対比  
吉田（1990）を一部修正加筆。

本図幅地域には、員弁丘陵（第3・4図）及び海岸沿いの各丘陵地域（以下、北勢地域と呼ぶ）の東海層群のほか、鈴鹿山脈東麓丘陵地域（以下、御在所山地域）の東海層群が本図幅地域西端部に、四日市丘陵地域（以下、四日市地域）の東海層群が本図幅地域南西端部に含まれている。

東海層群上半部は員弁丘陵に模式的に露出する。ここでの東海層群は、粗粒から細粒へ至る堆積サイクルを2回半繰り返す。下位から美鹿累層（礫）、古野累層（泥・砂）、市之原累層（礫・泥・砂）、市之原累層上部と同時異相の暮明累層（礫・砂・泥）、大泉累層（泥・砂）、米野累層（礫・泥）の順に重なり、積算層厚はおよそ850mに達する。員弁丘陵に模式的に発達する東海層群の岩相層序は、海岸沿いの桑名・朝日・垂坂各丘陵に露出する東海層群にも適用できるが、美鹿累層と市之原累層は分布せず、古野・暮明・大泉累層の順に重なっている。また垂坂丘陵の大泉累層は下位から、あかつき粘土層（泥・砂）・山之一色砂層（含礫砂・泥）・垂坂粘土層（泥・砂）・鶴互層（砂・泥）・別名粘土層（泥）に細分できる。

御在所山地域の東海層群は、員弁丘陵の東海層群と同層準であり、下位から美鹿累層・石樽累層（礫）・古野累層・多志田川累層（礫・泥）・大泉累層・米野累層に区別され、その積算層厚は約1,500mに及ぶ（吉田，1989；原山ほか，1989）。本図幅地域には、多志田川・大泉・米野累層の一部が分布する。

四日市地域の東海層群は、員弁丘陵の市之原累層上部-大泉累層と同層準であり、下位の八王子累層（泥・砂）と、その上位にあって同時異相関係にある泊累層（礫・砂・泥）・桜村累層（砂・泥）に区分される。見られる限りの層厚はおよそ 360 m である（吉田，1984）。本図幅地域には桜村累層を構成する 5 部層のうち、桜台・宿野・西菰野の 3 部層互層のそれぞれ一部が含まれる。

一方、この時期には濃尾平野地域でも、下位から古野・暮明・大泉累層に相当する東海層群が堆積した。その基底深度は長島町松蔭<sup>まつかげ</sup>の深層ボーリングで -1,431 m に達し、全層厚は約 1,100 m に及ぶ（高田ほか，1969）。

東海層群には火山灰層が 40 層以上挟まれている。これらの火山灰層のフィッシュトラック年代、古地磁気層序、及び火山灰層の対比、そしてメタセコイア植物群・アカシヅウ化石の生層序分布の比較から、東海層群上半部は大阪層群最下部から下部の下半部に対比できることが判明している（竹村，1984；吉川ほか，1988；吉田，1990 など）。

更新世前期末の 100 万年前頃になると、東海盆地の沈降部の範囲は著しくせばまるとともに、それまで一つの盆地だったものが、鈴鹿山脈北部前面部と濃尾平野中南部-伊勢湾地域の二つに分化した（第 8 図の第 6 期）。前者の沈降部は引き続き東海層群最上部の米野累層<sup>ちからお</sup>を堆積したが、後者の領域はいったん陸化した後、大泉累層の上に伊勢平野では力尾累層<sup>やとみ</sup>を、濃尾平野では弥富累層を堆積した（吉田ほか，1990）。

濃尾平野地下の弥富累層は、名古屋市東部丘陵（尾張丘陵<sup>からやま やごと</sup>）の唐山層・八事層に対比される最大層厚約 160 m の地層である（桑原，1980，1985）。主に礫層からなるが、礫層のあいだに挟まれる 3 層準の泥層から、海進-海退サイクルを示唆する珪藻群集が得られている（森，1980；Mori，1986）。したがって、東海盆地が氷河性海水準変動の影響を直接受けるようになったのは、弥富累層の堆積が始まったほぼ 100 万年前からである。

一方、力尾累層は海岸側各丘陵縁辺部に露出し、東海層群とほぼ調和的に変形する丘陵構成層である。最大層厚は 150 m に及んでおり、大部分礫層からなる。メタセコイア植物群消滅期を特徴づけるヒメバラモミを産出する（松葉，1988）が、弥富累層のような海成要素を示唆する証拠は今のところ発見されていない。

以上述べた弥富累層・力尾累層、そして唐山層・八事層は、大阪層群下部の上半部に対比される更新統下部である（吉田ほか，1990）。

更新世中期に入ると、東海層群最上部や弥富累層とその相当層の堆積も終わり、東海盆地は以後、数 10 万年のあいだ全域にわたって陸化し、侵食作用を受けた。しかし更新世中期も後半期に入ると、盆地の分化は更に進行し、氷河性海水準変動の影響を受けながら、各地に堆積物を小範囲に形成した。濃尾平野地下の第三礫層<sup>あま</sup>と海部累層<sup>けんとうやま</sup>、伊勢平野南部の見当山累層<sup>たけとよ</sup>、知多半島中部の武豊累層などが、この時期の堆積物である。これらの堆積物は礫質堆積物を主とするが、第三礫層を除き海成要素を示す泥質層を挟んでいる。そして地表に露出するものは、弥富累層相当層と同じく丘陵構成層になっている（吉田・尾崎，1986；吉田，1987a；吉田ほか，1990）。

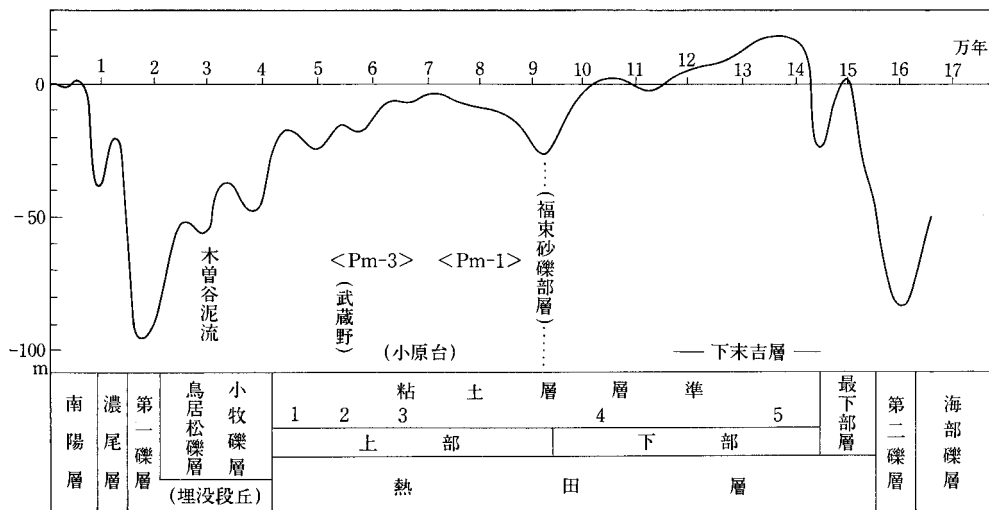
本図幅地域には、この時期の堆積物として、濃尾平野地下に第三礫層と海部累層が伏在するが、地表には全く分布しない。第三礫層は下位の弥富累層をかなり削り込んでおり、比較的大きな海退期（氷期）

の堆積物と考えられている。その上に重なる海部累層（最大層厚 150 m）の堆積期には、小海進期を示す砂質・泥質層と小海退期を示す礫質層の交互層の存在から、少なくとも 3 回の海進-海退サイクルがあったことが確認されている（濃尾平野第四系研究グループ，1977）。

海部累層相当層の堆積後、海は再び平野地域から退いた。そして、更新世中期末には再び大きな海退期（氷期）となり（第 10 図），濃尾平野では海部累層を刻む河谷が生じ、埋没谷底礫層や埋没段丘礫層が堆積した（濃尾平野第四系研究グループ，1977；桑原，1980）。濃尾平野地下のこの時期の堆積物は、一括して第二礫層として扱われている。一方伊勢平野でも、ほぼ同じ頃に中小河川による東海層群の側刻・下刻作用とそれに伴う段丘の形成が始まり、高位Ⅰ・高位Ⅱ・高位Ⅲ段丘堆積物が堆積したと考えられるが、これらの段丘の詳しい形成年代については、まだ良く分かっていない。

第二礫層を形成した最後から二番目の氷期が終わると、東海盆地は最終間氷期の海進、すなわち下末吉海進に相当する熱田海進（ほぼ 14-10 万年前のあいだ）の浸入を受けた（濃尾平野第四系研究グループ，1977；桑原，1980；桑原ほか，1982）。熱田海進期の海岸線は濃尾平野の奥深くまで浸入したが、伊勢平野でも北勢海岸低地西端まで達した。そして、濃尾平野地下の熱田層下部（最大層厚 40 m）や北勢海岸低地地下の古伊勢湾層（厚さ 10-30 m）などの厚い海成粘土層を堆積した。この古伊勢湾層の分布西端部の一部は、桑名断層の西上がりの断層運動によって、桑名・朝日丘陵東部に発達する中位Ⅰ段丘堆積物下部の一部として露出している。

熱田海進の後、東海盆地は最終氷期の時代に入る（第 10 図）。その前期には一時的な海面低下期があったが、その後規模の小さな相対的海進-海退を繰り返しながら、海水準は全体に低下して行った（桑原ほか，1982）。この時期に堆積したのが、濃尾平野地下の主に砂層からなる熱田層上部（最大層厚 30 m）、伊勢平野の中位Ⅰ段丘堆積物上部及び中位Ⅱ段丘堆積物、そして北勢海岸低地地下の伊勢神戸層



第 10 図 伊勢湾周辺地域の更新世中期末以降の海水準変動曲線  
桑原ほか（1982）を簡略化

下部である。なお熱田層上部は、御岳火山起源の Pm-1 と Pm-3 グループの軽石の挟在から、約 9 万年前から 4 万年前の堆積物と考えられている（桑原ほか，1982）が、熱田面形成時期はもっと古い 6 万年前頃にさかのぼる可能性が指摘されている（竹本ほか，1987）。

最終氷期の後期に入ると、約 2-1.8 万年前の最終氷期極相期に向かって、海水準は脈動を繰り返しながら急速に低下して行った。この時期に堆積したのが、濃尾平野北部の小牧礫層や鳥居松礫層などの低位段丘堆積物とその地下への延長部、そして熱田層上面に刻み込まれた侵食谷上に分布する堆積物である（桑原，1975，1980）。これらの堆積物は、濃尾平野地下では区分が困難なため、第一礫層と総称されている。伊勢平野での当時の堆積物が、伊勢神戸層上部と低位 I 段丘堆積物である。

最終氷期極相期をすぎると、東海盆地は更新世後期末の小温暖期（アレレード期）を迎え、海水準は一旦上昇し、その後再び低下した。この海進は濃尾海進（古川，1972）と呼ばれ、縄文海進に先立つ相対的な海水準上昇期とされている。濃尾海進に伴う堆積物は濃尾層（層厚 10-20 m）と呼ばれ、主に砂・シルト層からなり、最終氷期に作られた埋没谷の比較的深い部分に分布している。伊勢平野での濃尾層相当層の存在はまだ明確にされていないが、伊勢神戸層の一部には濃尾層相当層が含まれていると考えられている（桑原，1977）。

濃尾海進後の海水準低下期を経て、海水準は再び上昇（縄文海進）を始め、完新世半ばの高頂期（最高海面期）には現在より少し高くなり、その後は海水準はほぼ安定しながら現在に至っている。この縄文海進と引き続く海水準安定期に形成されたのが、濃尾平野の南陽層、伊勢平野の四日市港層と富田浜層である。南陽層下部や四日市港層（いずれも層厚 20-30 m）は縄文海進に伴う堆積物であり、軟弱な内湾成粘土を主とし、第一礫層・濃尾層、あるいは伊勢神戸層からなる埋没谷や埋没段丘上に広く堆積している。一方、南陽層上部-最上部や富田浜層は縄文海進後の海水準安定期の堆積物であり、沖積低地表層部を形成している。両者は未固結の泥・砂・礫からなり、三角州平野・氾濫平野・谷底平野・潮汐低地堆積物などからなる。

以上述べた堆積物は、鮮新世以降に形成された断層によって変位変形を受けている。中でも、伊勢平野北部に形成されている北勢盆状構造と桑名背斜は、本図幅地域地表部に露出する東海層群と第四系の地質構造の大枠を決定づけている（第 3 図）。この二つの構造は、時計回りにみて、北から市之原撓曲（断層）・多度-嘉例川褶曲帯・養老断層・桑名断層・四日市ドーム状構造・一志断層系（特に麓村断層）などによって形成されたものである（第 72 図参照）。

これらの構造を作る断層の活動開始時期は、二つに分けることができる。一つは鮮新世半ば頃のおよそ 300 万年前から活動を始めたもので、養老断層から多度-嘉例川褶曲帯につながる断層群と、一志断層系に属する断層群である。これらはいずれも東落ちの断層であり、両断層系によって限られ現在の養老山地を含む地塊は、300 万年以後、西下がりの傾動地塊運動を行っている。この傾動地塊の緩斜面側の沈降部に堆積したのが伊勢平野の美鹿累層以降の東海層群であり、傾動地塊前面の東側に堆積したのが濃尾平野の古野累層以降の堆積物である。つまり両断層系は、東海層群上半部堆積当時の東海盆地の枠組みを作った断層である。

もう一つは、第四紀後半の東西圧縮応力場の影響下に活動を始めた（あるいはより活動的になった）断層群である。市之原断層・養老断層・桑名断層・四日市断層、そして一志断層系のうち丘陵部と台地

部の境界を走る麓村断層がこれに属する。これらの断層は、現在の伊勢平野地域の地形的枠組みを形成し、段丘面に多くの変位変形を与えている。その中でも、桑名断層は多くの場所で沖積面にも変形を与えている（粟田・吉田，1991）。

ところで一志断層系は、鈴鹿山脈山麓線の断層群から麓村断層に第四紀後半に活動が前進したことが指摘されている（Ikeda, 1983；太田・寒川，1984）が、同様の現象は養老山地から海岸側丘陵地域でもみることができる。ここでは、第四紀後半より前には、断層運動は養老断層から多度-嘉例川褶曲帯に連動していたが、第四紀後半になると、多度-嘉例川褶曲帯よりも東に位置する桑名断層に連動するようになった。

### Ⅲ. 美濃帯中生界

（栗本史雄・宮村 学）

#### Ⅲ. 1 研究史

美濃帯の地層は、岩相の特徴に基づいて、主として緑色岩・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・チャートから構成される砂岩-チャート相に大別された（Adachi, 1976）。本図幅地域西隣の「御在所山」図幅地域においては緑色岩-石灰岩相と碎屑岩相（砂岩-チャート相と同じ）に二分され、前者が後者の上に衝上しているとされた（原山ほか，1989）。「桑名」図幅地域に分布する美濃帯の地層は碎屑岩相に相当し、緑色岩-石灰岩相に属する地層は存在しない。

本図幅地域に分布する美濃帯の地層は、養老山地の南部を形成する。養老山地を構成する地層は北隣「津島」図幅地域では養老層群（高田ほか，1979）と呼ばれ、また北西隣「彦根東部」図幅地域では牧田川層群（宮村ほか，1976）と呼ばれた。養老層群は竜泉寺層・一之瀬層・北勢南濃層に三分された。竜泉寺層は主として緑色岩・石灰岩・チャートから構成され、緑色岩-石灰岩相に属し、石灰岩から二畳紀前期の紡錘虫化石を産出する。一方、一之瀬層は主として泥岩・砂岩・チャートから、また、北勢南濃層は主として砂岩から構成され、両層は碎屑岩相に属する。また、牧田川層群は一之瀬層と前ヶ瀬層に区分され、前ヶ瀬層は岩相の特徴からみて北勢南濃層に相当する。以上の地層は緑色岩-石灰岩相中の石灰岩に含まれる紡錘虫化石に基づいて二畳系であるとされていた。

近年、放散虫・コノドント化石に関する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。

木戸ほか（1982）は「津島」図幅地域内の養老山地に分布する北勢南濃層の泥岩からジュラ紀放散虫化石の産出を報告した。また、栗本（1987）は本図幅地域を含む美濃帯南西部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。その中で、「津島」図幅地域の北勢南濃層の泥岩からジュラ紀放散虫化石を、また「彦根東部」図幅地域の前ヶ瀬層の泥岩からジュラ紀中期放散虫化石の産出を報告した。しかし、これまで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かった。

今回の研究において、泥岩からジュラ紀（中期？）放散虫化石を、チャートから三畳紀後期コノドント化石を検出した。したがって、本図幅地域においても、ほかの美濃帯の地域と同様に中生界が広く分布することが明らかになったので、本報告では美濃帯中生界と呼ぶことにする。

## III. 2 概要

本図幅地域の美濃帯中生界は養老層群の南方延長に当たり、砂岩を主体とする岩相の特徴からみて、その大部分は「津島」図幅地域の北勢南濃層あるいは「彦根東部」図幅地域の前ヶ瀬層に相当し、珪質泥岩・チャートの分布する南端部の狭い部分が一之瀬層に相当する。しかし、本報告では次の理由から、砂岩に富む地層とチャート・珪質泥岩からなる地層に対してそれぞれ別個の地層名を与えず、一括して北勢南濃層の名称を使用する。1) 珪質泥岩→黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩という岩相の変化が認められる。具体的には野外において、珪質泥岩と黒色泥岩は漸移し、黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩という上方粗粒化の層序が認められる。2) チャートから三畳紀後期のコノドント化石が産出し、珪質泥岩及び黒色泥岩からジュラ紀（中期？）の放散虫化石が産出する。3) 上記1)と2)からもともとチャート→珪質泥岩→黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩に至る上方粗粒化の層序が存在していた可能性がある。

本図幅地域の北勢南濃層は、主として砂岩及び砂岩優勢な砂岩泥岩互層からなり、黒色泥岩・珪質泥岩・チャートを伴う。黒色泥岩及び珪質泥岩からはジュラ紀（中期？）の放散虫化石が産出し、チャートからは三畳紀後期のコノドント化石が産出することから、本層は三畳-ジュラ系である。

## III. 3 北勢南濃層 (Hs, Hm, Hk, Hc)

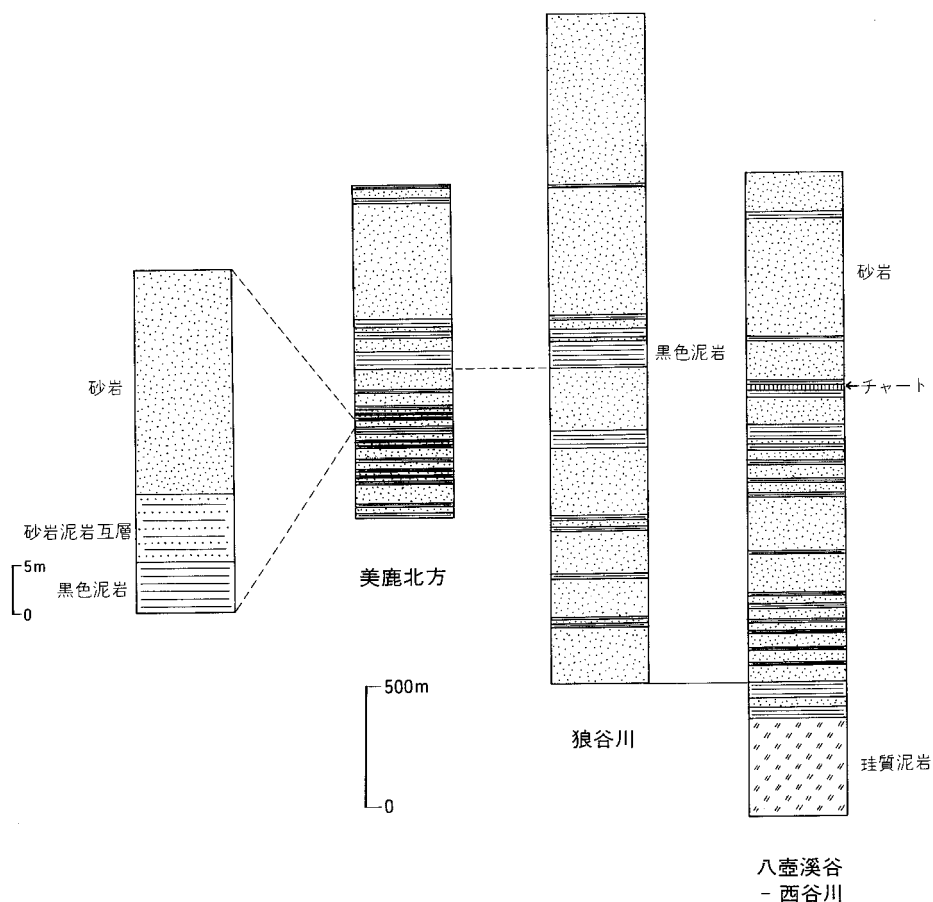
### III. 3. 1 層序・岩相・地質構造

北勢南濃層は北隣「津島」図幅地域に分布する主として砂岩からなる地層に対して命名された（高田ほか、1979）が、本報告では本図幅地域に分布する碎屑岩相についてこの名称を用いる。

**分布** 北勢南濃層は養老山地南部を占め、多度町と南濃町にまたがって分布し、員弁町・北勢町にもわずかに分布する。

**層序** 本図幅地域の北勢南濃層は大局的にみて、チャート→珪質泥岩→黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩という岩相変化が認められるが、各岩相の直接の関係は不明であることが多い。三つのルートにおける地質柱状図を第11図に示した。チャートを除いて、珪質泥岩から砂岩に至る層厚は本図幅地域内において3,000mを超える。

チャートと珪質泥岩の関係については、北猪飼では不明である。また、多度神社北東方や西谷川北東方では、珪質泥岩あるいは黒色泥岩中にチャートがレンズ状に分布しているが、チャートと周囲の泥岩との直接の関係は不明である。



第 11 図 北勢南濃層の地質柱状図

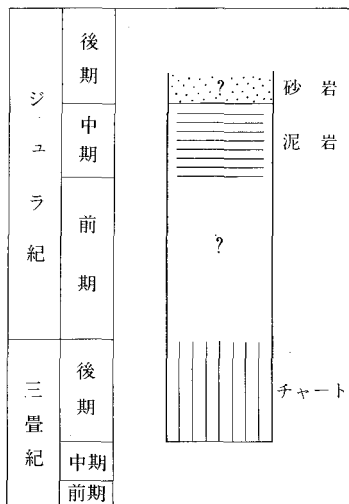
砂岩泥岩互層は砂岩優勢な場合が多く、右 3 本の地質柱状図では砂岩に含めて示した。左端の地質柱状図は黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩の層序が 30-60cm の厚さで繰り返す部分の一例を拡大したものである。

珪質泥岩と黒色泥岩の関係は八壺溪谷沿いにおいて観察され、両者は漸移する。また、黒色泥岩は成層した珪質泥岩を頻繁に挟む。

黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩の変化は美鹿北方において観察できる。確認できた限りでは砂岩中の級化構造から北傾斜・北上位の正常層であることから、下位の泥岩から砂岩泥岩互層を経て砂岩に至る上方粗粒化の層序を読み取ることができる。第 11 図に示したように、泥岩及び砂岩泥岩互層は薄く、最上位の砂岩が厚い。泥岩から砂岩に至る層序が 30-60m 程度の厚さで繰り返して出現する。

上述の岩相的な特徴と産出化石を考慮し、本図幅地域の北勢南濃層は、模式的には第 12 図に示すような層序を持つと判断した。

**岩相** 砂岩は厚く成層する場合と数 10cm の厚さで泥岩と互層する場合がある。厚く成層する砂岩は中-粗粒で、淘汰が悪く、泥岩パッチを頻繁に含む。一部では泥岩パッチは層理面上に円形・楕円形・不定形などの形状を示し、最大直径 10cm に及び、層理面に垂直な面上では薄く伸びたレンズとし



第12図 北勢南濃層の模式地質柱状図

て認められる (第13図)。厚く成層する砂岩は鏡下の観察では、石英に富み、斜長石・カリ長石及び泥岩・チャートの岩片から構成される。砂岩試料4個の鉱物組成の平均を第1表に示す。一方、泥岩と互層する砂岩 (第14図) も中-粗粒で、泥岩パッチを含み、葉理が認められることがある。

黒色泥岩は厚く成層する場合と砂岩と互層することがある。厚く成層する黒色泥岩は葉理が認められ、



第13図 泥岩パッチを含む厚い砂岩の露頭写真  
層理面上において不定形を呈する泥岩パッチ、ボール  
ペンの長さ15cm。場所：多度町西谷川



第1表 北勢南濃層の砂岩の鉱物組成

厚く成層する砂岩 4 試料の平均組成

石 英	斜 長 石	カ リ 長 石	そ の 他 の 鉱 物	岩 石 片*	合 計	基 質
56.4%	8.0%	15.2%	3.2%	17.2%	100%	14.0%

\*大半が泥岩である



第14図 砂岩泥岩互層の露頭写真  
 厚さ 20-50cm の砂岩と 10cm 以下の泥岩の互層。  
 ハンマーの長さ 30cm。場所：多度町美鹿

一部では灰色・灰白色・灰緑色などを呈することもある。また、八壺溪谷では珪質泥岩と漸移したり、珪質泥岩を頻繁に挟むのが観察される。砂岩と互層する黒色泥岩は黒色・灰色を呈し、厚さは 5-10 cm である。

珪質泥岩は多度川上流の八壺溪谷及び多度神社の北方にまとまって分布し、黒色泥岩とは漸移する。珪質泥岩は灰白色・淡緑色を呈し、葉理がよく観察される。緻密で、硬く、チャート様であるが、光沢・割れ方などは酸性凝灰岩にも類似する。鏡下の観察では細粒の石英から構成され、放散虫化石を含む。多度神社南西約 500 m の八壺溪谷に分布する珪質頁岩には、鏡下において微細な黒雲母が晶出している。したがって、この周辺には、貫入岩類は地表に露出していないが、第IV章で述べるような閃緑岩の存在が地下に推定できる。

チャートは北猪飼西方にややまとまって分布し、それ以外では泥岩あるいは珪質泥岩中にレンズ状に含まれて出現する。北猪飼のチャートは層状を呈し、灰白色・黒色などを示し、野外において放散虫化石の存在が確認できる。このチャートからは、年代決定に有効なコノドント化石と属・種名不明の放散

虫化石が産出した。このチャートのすぐ南側の肱江川沿いには泥岩（一部珪質泥岩）が分布するが、チャートと泥岩の直接の関係は不明である。

北猪飼の南西方で肱江川南西側の地域には泥岩が分布し、2枚のチャートを挟む。チャートは一般に南北性の走向で、西に急傾斜する。このチャートは採掘され、耐火用レンガとして利用された（第IX章参照）。

**地質構造** 本図幅地域の北勢南濃層は一般に東西ないし北東-南西の走向を有し、北に30-60°傾斜する。確認された限りにおいて北上位の正常層である。

養老山地東部には、北西-南東方向の断層が認められる。この断層は、北隣「津島」図幅地域においても追跡される。多度神社西方では、珪質泥岩・黒色泥岩・砂岩の分布が見掛け約500mずれており、北北西-南南東方向の断層の存在が推定できる。

### III. 3. 2 産出化石と地質年代

本図幅地域からの放散虫・コノドント化石の産出地点を地質図に、放散虫・コノドント化石を第2表

第2表 北勢南濃層から産出した放散虫・コノドント化石

種名	放散虫										産出化石	化石産地			岩質								
	Archicapsa (?) sp.	Archaeodictyonitra sp.	Eucyrtidellum (?) sp.	Hsuum sp.	Hsuum (?) sp.	Parnisngula (?) sp.	Sichocapsa sp.	Tricolocapsa cf. plicatum	Tricolocapsa sp.	Tricolocapsa (?) sp.		Episonohella bidentata	Gondolella sp.	番号		試料番号	地名						
×	×																1	GSJ R53976	三重県桑名郡 多度町北猪飼	チャート			
																		R53977		黒色泥岩			
																		R53978			珪質泥岩		
																		R53979				多度町八壺溪谷	
																		R53980					
																			3	R53981	多度町美鹿北方	珪質泥岩	
																				4	R53982	三重県員弁郡 員弁町市之原北方	黒色泥岩
																				5	R53983		
																				6	R53984	三重県員弁郡 員弁町市之原北方	珪質泥岩
																				7	R53985		
																				8	R53986		
																					9	R53987	黒色泥岩
																					9	R53988	
																						9	R53989

にそれぞれ示した。また、代表的な化石を第 I 図版に掲載した。

まずチャートについてみると、北猪飼西方（化石産地 1）の層状チャートからは、コノドント化石 *Epigondolella bidentata* Mosher が産出した。*Epigondolella bidentata* Mosher は三疊紀後期を示す種であることから、化石産地 1 のチャートは三疊紀後期のものである。

次に珪質泥岩についてみると、八壺溪谷（化石産地 3, 4, 5）及び市之原北方（化石産地 8）からは *Hsuum*, *Tricolocapsa* 属などの放散虫化石が産出した。また、黒色泥岩についてみると、北猪飼西方（化石産地 2）、美鹿北方（化石産地 6, 7）及び市之原北方（化石産地 9）からは *Archeodictyo-mitra*, *Hsuum*, *Tricolocapsa* 属などの放散虫化石が産出した。それらのうち、化石産地 5 の珪質泥岩と化石産地 9 の黒色泥岩からは *Tricolocapsa* cf. *plicarum* Yao が産出した。*Tricolocapsa plicarum* は、ジュラ紀中期前半を示す *Tricolocapsa plicarum* 帯の代表種である（Matsuoka and Yao, 1986）。したがって、化石産地 5 及び 9 の試料はジュラ紀中期のものである可能性が高いと判断した。その他の試料から産出した放散虫化石は保存不良のため種名の同定までに至らず、年代を特定できないが、これらの放散虫はジュラ紀のものであるといえる。

三疊紀後期のチャート（化石産地 1）とジュラ紀（中期？）の泥岩（化石産地 2）は近接しているが、野外において直接の関係は確認できなかった。岩相的にはチャートと黒色泥岩の間に当たる珪質泥岩からは、黒色泥岩と同様ジュラ紀（中期？）を示す放散虫化石が産出する。今回、ジュラ紀前期を示す放散虫化石は発見できず、チャートと珪質泥岩・黒色泥岩の間には年代の間隙があるといえる。一方では、大局的にチャート→珪質泥岩→黒色泥岩→砂岩泥岩互層→砂岩への岩相変化が認められることから、これらの一連の層序が存在した可能性もある。現時点では、三疊紀のチャートからジュラ紀の泥岩に至る連続層序が存在するのか、あるいは三疊紀のチャートがジュラ紀泥岩中の異地性岩体であるのか、両方の可能性があるが、本報告においては、もともとチャートから珪質泥岩・黒色泥岩を経て、砂岩泥岩互層・砂岩に至る一連の層序が存在したと判断し、北勢南濃層を三疊-ジュラ系としておく（第 12 図）。

なお、三疊紀のチャートからジュラ紀の泥岩に至る連続層序の存在は、西隣の「御在所山」おじがはた 図幅地域の大君ヶ畑層において報告された（沖村ほか, 1986）。また「彦根東部」おじがはた 図幅地域の大君ヶ畑層についてもチャートから三疊紀中・後期及びジュラ紀前期の放散虫化石が、泥岩からはジュラ紀中・後期の放散虫化石が産出することが報告されている（栗本・桑原, 1991）。

#### IV. 白亜紀（？）貫入岩類

（栗本史雄）

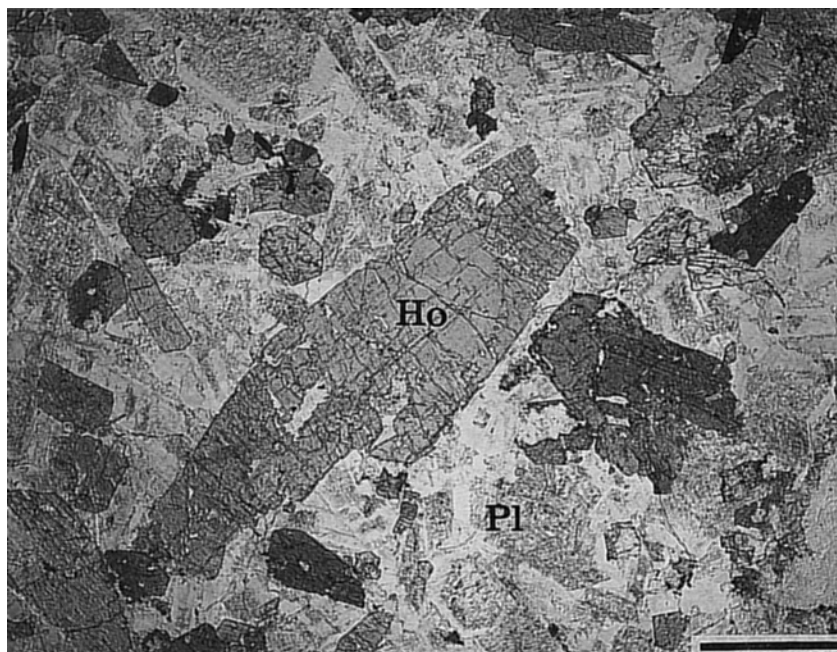
「桑名」図幅地域内では貫入岩類として、閃緑岩が 1 か所、安山岩岩脈が 2 か所で確認された<sup>2)</sup>。

2) 実際の分布幅が狭いため、地質図では誇張して図示した。

#### IV. 1 閃緑岩 (D)

閃緑岩は北中津原東方約 1.3 km の地点において沢の中及び沢沿いの林道に分布し、その分布範囲は直径約 15 m である。周囲の砂岩との接触面は露頭条件が悪く、貫入面の走向傾斜は不明である。本岩体に近接する砂岩には鏡下において微細な黒雲母が晶出している。また、この地点すぐ南の道路沿いの山腹斜面の崖錐堆積物中には、直径 1-2 m の閃緑岩礫が含まれている。したがって、野外調査では実際の分布は確認できなかったが、閃緑岩はより広い範囲に分布する可能性がある。

閃緑岩は肉眼では、中粒・完晶質で、色指数は 30-35 である。鏡下では主として自形の斜長石・褐色角閃石から構成され、少量の石英・カリ長石、そしてごくわずかの黒雲母を伴う。閃緑岩の顕微鏡写真を第 15 図に示す。本図幅地域の閃緑岩は、周辺の「御在所山」図幅（原山ほか、1989）及び「亀山」図幅（宮村ほか、1981）地域に広く分布する白亜紀後期の花崗岩類に関連したものと考え、本報告ではこの閃緑岩の年代を白亜紀後期としておく。



第 15 図 閃緑岩の顕微鏡写真

Pl: 斜長石, Ho: 角閃石, スケールバーは 1mm. (GSJ R 53996)

場所: 北勢町北中津原東方の約 1.3km

## IV. 2 安山岩岩脈 (A)

安山岩岩脈は、北中津原東方約 2 km の地点と、美鹿北東方約 1.5 km の 2 か所で観察できる。前者は泥岩中に幅 1 m でもって貫入し、その貫入面は N 10° W、鉛直である。後者は泥岩中に幅 30 cm でもって貫入し、その貫入面は N10° W、60° E である。鏡下の観察ではいずれの安山岩岩脈も細粒の斜長石と普通輝石からなり、方解石化が著しい。

安山岩岩脈の貫入時期は不明であるが、本報告では上記の閃緑岩と同様の白亜紀後期としておく。

## V. 鮮新-更新統 (東海層群)

(吉田史郎)

### V. 1 研究史及び概要

「桑名」図幅地域の東海層群の研究は、明治中期に出版された 20 万分の 1 地質図幅「四日市」(山下, 1889) と「名古屋」(三浦, 1891) に始まるが、当時は、東海層群及び第一瀬戸内累層群相当層は「第三紀層」として一括された。昭和期に入ると、松井 (1943)、嘉藤 (1957)、赤嶺・安田 (1958)、赤嶺 (1959) の研究を通じて、北勢地域 (北勢町から多度町・桑名市を経て四日市市に達する丘陵地域) の東海層群が、下位から美鹿・古野・市之原・暮明・大泉・米野の 6 累層に区分できることが明らかにされた。

1960年代以降には、岩相層序に加えて火山灰層序を明らかにしようとする研究が行われた (竹原, 1961; 三重県, 1964; 横山, 1971; 森・木村, 1973; 宮村ほか, 1976, 1981; 柴田ほか, 1977; 高田ほか, 1979; 竹村, 1984; 吉田, 1984, 1987a, 1988, 1989; 原山ほか, 1989 など)。これらの研究報告のうち、森・木村 (1973) と竹村 (1984) は員弁丘陵の、吉田 (1984) は四日市地域 (四日市市から菰野町に伸びる丘陵地域) の、吉田 (1989) と原山ほか (1989) は御在所山地域 (北勢町から大安町を経て菰野町に至る丘陵地域) の東海層群の岩相層序と火山灰層序を報告した。

層序以外の事項については、火山灰層の古地磁気 (Takemura and Torii, 1978)、フィッシュントラック年代 (横山ほか, 1980)、東海層群上半部の地質年代についての見解 (竹村, 1984; 吉田, 1988)、東海層群の主要火山灰層の記載岩石学的研究とそれに基づく東海・大阪・古琵琶湖層群の対比 (吉川ほか, 1988; 吉川・吉田, 1989)、伊勢湾周辺の鮮新世以降の古地理あるいは構造発達史についての議論 (Takemura, 1985; 吉田, 1990; 吉田ほか, 1990) などがある。また大型植物・花粉・長鼻類化石などの産出が、松井 (1943)、三木 (1948)、角田・赤嶺 (1958)、赤嶺・安田 (1958)、安田 (1958)、島倉 (1964)、樽野 (1987) によって報告されている。

本図幅地域の東海層群は、北勢地域・四日市地域・御在所山地域に分かれて露出する（第16・17図）。北勢地域では、東海層群は下位から、美鹿累層、古野累層、市之原累層、市之原累層上部と同時異相の暮明累層、大泉累層、米野累層の順に重なる。また垂坂丘陵の大泉累層は5部層に細分できる。

御在所山地域の東海層群は、北勢地域の員弁丘陵の東海層群とほぼ同層準の堆積物であり、下位から、美鹿累層・石榑累層・古野累層・多志田川累層・大泉累層・米野累層に分けることができる（吉田、1989；原山ほか、1989）。本図幅地域に含まれるのは、多志田川・大泉・米野累層の一部である。

四日市地域の東海層群は、北勢地域の市之原累層上部から大泉累層に相当する堆積物であり、下位の八王子累層とその上位に重なり、互いに同時異相関係にある桜村累層と泊累層に分けられる（吉田、1984）。本図幅地域には桜村累層を構成する桜台・宿野・西菰野の3部層の一部が分布する。

以上の3地域の東海層群は、挟在する火山灰層の対比、及び相互の岩相層序の比較から、第16図のように対比した。

## V. 2 美 鹿 累 層 (Tb)

**地層名** 松井（1943）命名記載。

**模式地** 北勢地域の多度町美鹿坂東溜り池付近。

**分布** 北勢・御在所山地域に分布する。養老山地と鈴鹿山脈山麓線付近の基盤凹地、すなわち東海層群が基盤に接するいろいろな層準に小範囲に堆積している（第17・18図）。北勢地域では模式地のほか、北勢町北中津原の山田川支流、北勢町市之原の明智川、多度町八壺溪谷の南に露出する。御在所山地域では、多志田川南支流に典型的に露出する。

**層厚** 極めて薄く、最も厚い多志田川南支流で65 m、模式地で50 m、北中津原で10 m、他は4 m以下である。

**層序関係** 先新生界にアバット不整合で重なる（第19図）。

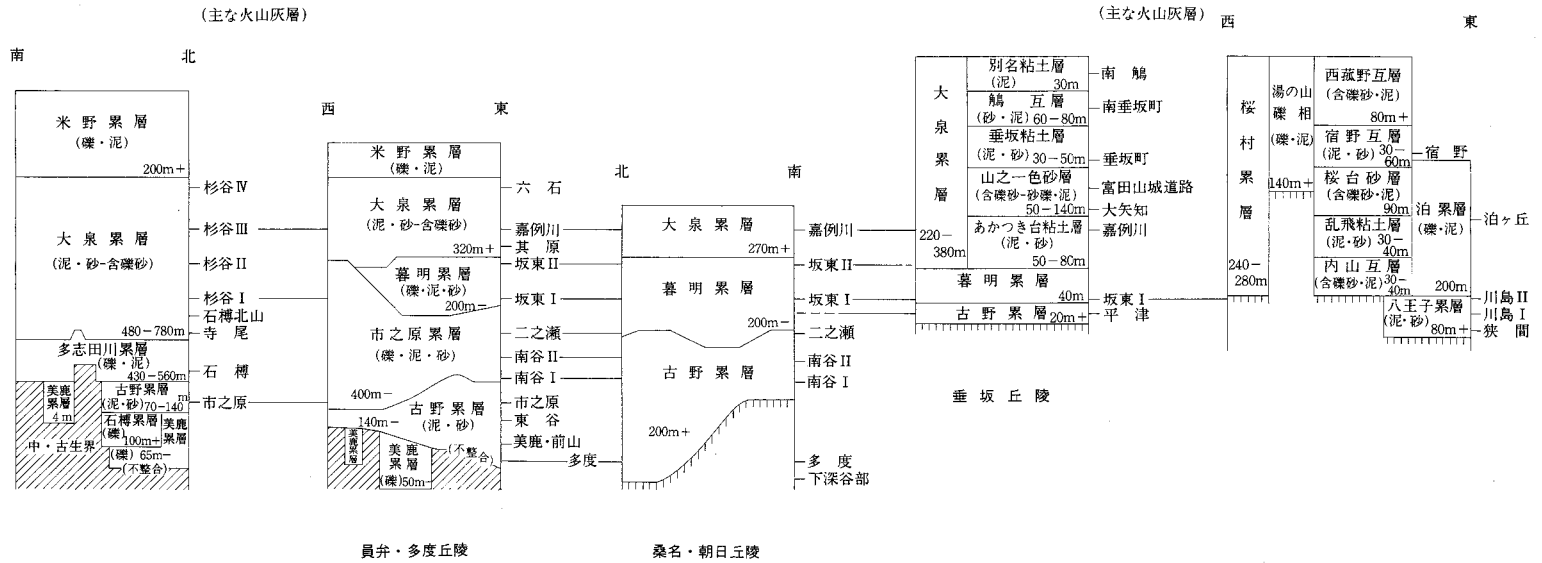
**岩相及び堆積環境** 大部分は基質に乏しい礫層からなる（第20図）。模式地付近では、坂東溜り池南を流れる肱江川支流で中下部が、肱江川本流沿いの美鹿林道で上部が観察できる。下部20 mはすべて礫層からなる。中上部30 mは、礫層中に含細礫砂またはシルトのチャンネル状薄層をまれに挟む。礫は、下部では中生界砂岩、中上部では同砂岩とチャートからなる。チャート礫は上位層準ほど多い。礫の淘汰は悪く、無構造である。しかしチャンネル状に挟まれる砂層には、斜交層理が観察される。この斜交層理から求められた古流向は、養老山地から伊勢平野への向きを示す（第21図）。礫の粒度は上方細粒化し、中下部では巨礫（最大径30 cm）を、上部では大礫を含む。円磨度は上位ほど良くなり、下部で亜角-角礫、中上部は亜角-亜円礫である。上部にはシルトの偽礫（最大径50 cm）が含まれている。基質は泥質細粒砂である。

多志田川南支流の美鹿累層は、下部と上部に分けられる（第22図）。下部は厚さ10 m、すべて淘汰の悪い礫層からなる。礫は巨礫を含み、すべて中・古生界砂岩の角礫-亜角礫である。特に基盤岩の直上には、稜角が全く摩滅していない角礫が認められる。基質は砂岩起源の泥質細粒砂である。上部は厚さ55 m、一枚の厚さが5 m以下の礫層が大部分を占め、所々に薄い泥層・砂層・亜炭層を挟む。礫の淘

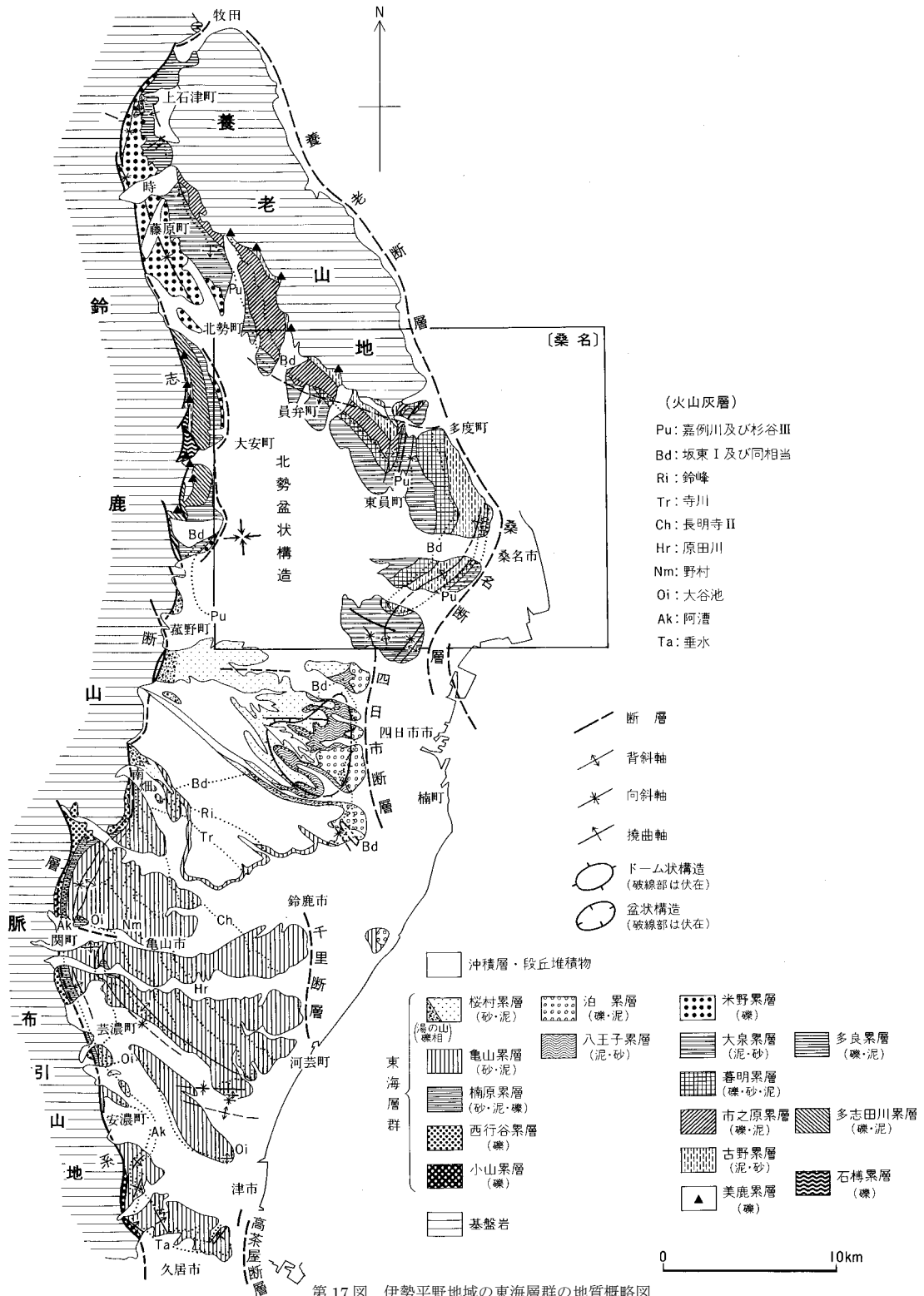
御在所山地域  
吉田(1989), 原山ほか(1989)

北 勢 地 域

四日市地域  
吉田(1984)



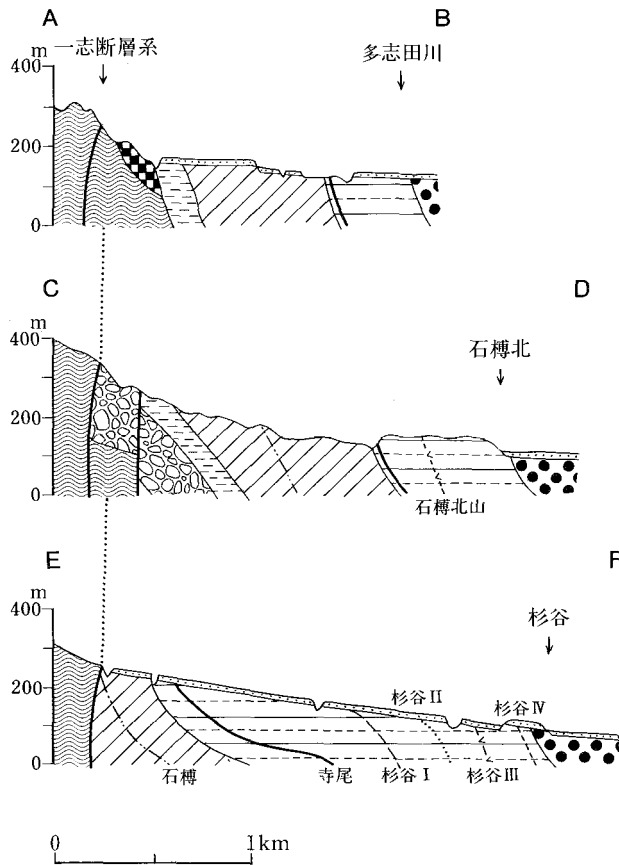
第 16 図 東海層群の層序区分と対比  
3 地域の火山灰層対比は吉田 (1990) による。



第 17 図 伊勢平野地域の東海層群の地質概略図  
 吉田 (1990)





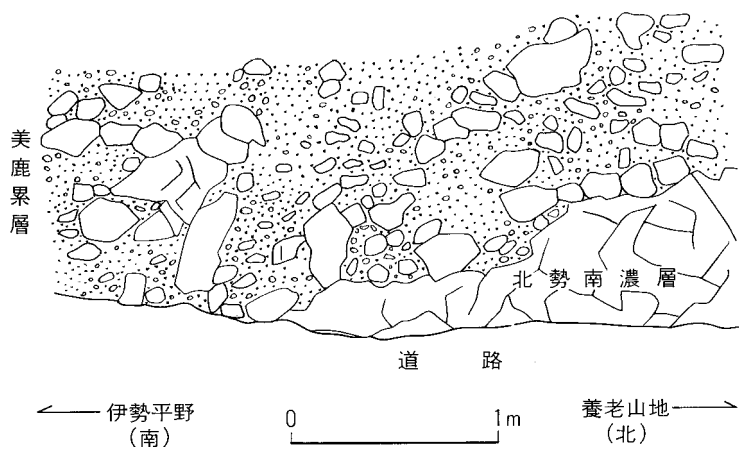


第18b図 御在所山地域の東海層群の地質断面図  
断面位置は第18a図に示す

汰・円磨度は下部に比べて良く、亜角-亜円礫である。礫は中礫以下になり、砂岩のほかに極微量のチャート・泥岩等を含む（第3表）。細粒層は木片や植物破片を多数含み、砂層にはまれに斜交層理が発達する。この斜交層理の古流向は、鈴鹿山脈から伊勢平野への方向を示す（第23図）。

以上述べた岩相の特徴からみて、美鹿累層を構成する礫層の大部分は、土石流堆積物とみなすことができる。ただし、多志田川的美鹿累層下部は、おそらく崖錐堆積物であろう。美鹿累層の堆積環境は、礫種構成・古流向、そして基盤凹地に局部的に堆積していることから判断して、土石流堆積物が卓越するような山地前縁部の小河谷に形成される沖積錐または小規模扇状地が想定できる。

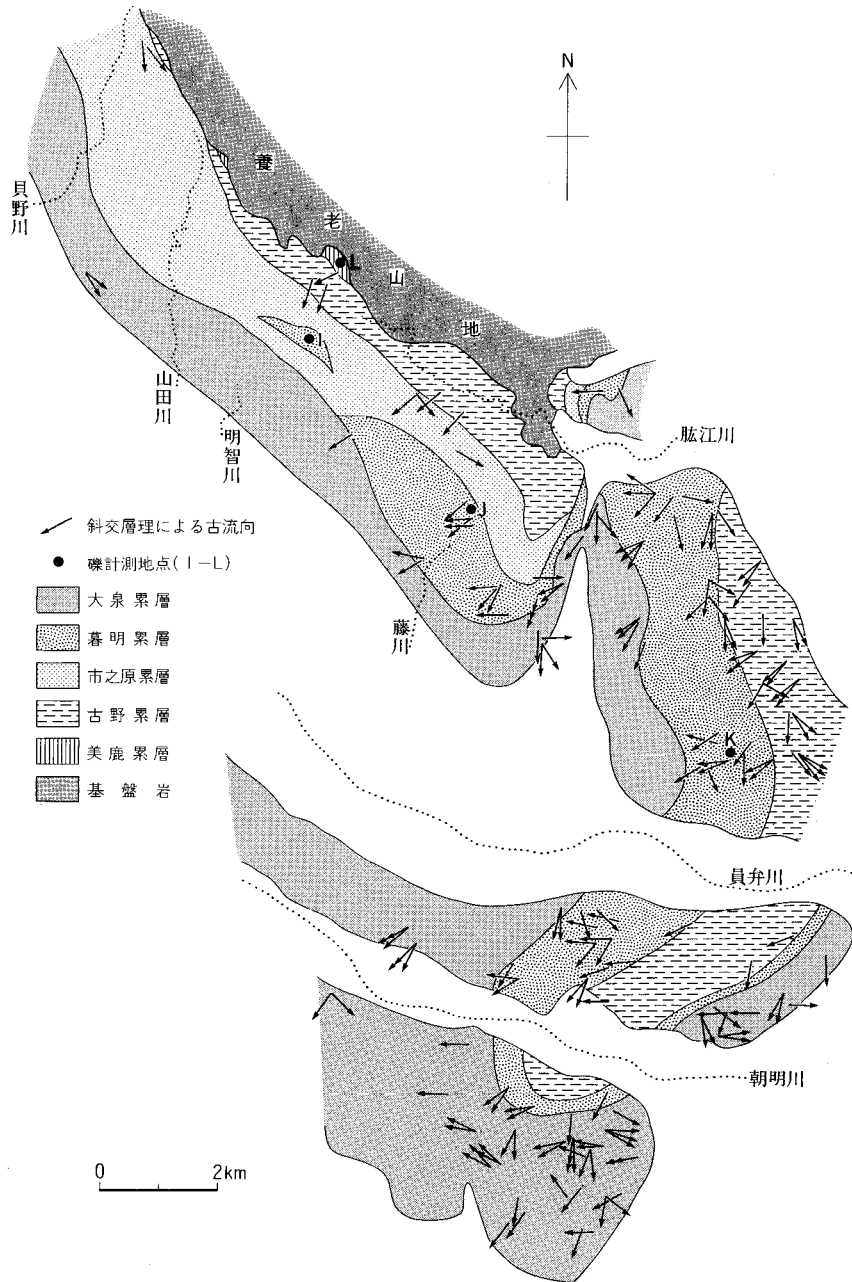
なお御在所山地域には、美鹿累層とほぼ層準が等しい石樽累層（吉田，1989）が大安町石樽南の西方に分布する（第18図）。層厚は100 m以上であり、美鹿累層と違って、比較的淘汰の良い亜円-円礫の礫層だけからなり、溶結凝灰岩・花崗岩礫を含む（第3表）。この石樽累層は、岩相・分布形態からみて、鈴鹿山脈前面に形成された扇状地堆積物であろう。



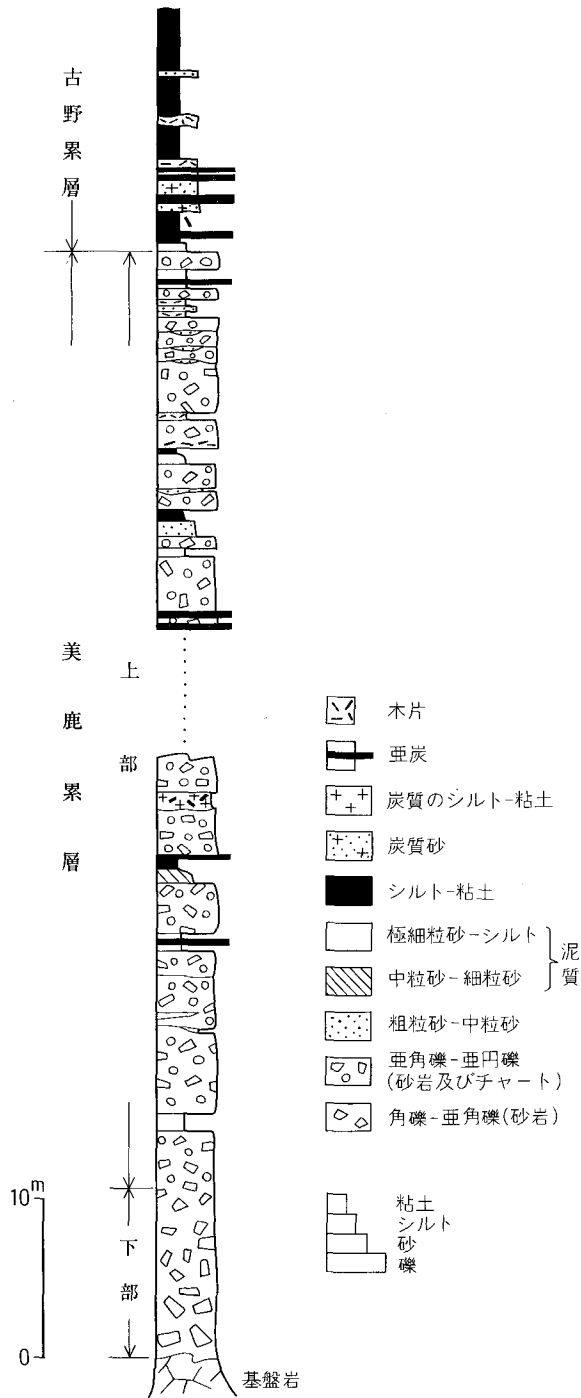
第 19 図 中生界（北勢南濃層）にアバット不整合で重なる美鹿累層の露头スケッチ  
場所：多度町美鹿



第 20 図 美鹿累層の露头写真  
ハンマーの長さ30cm  
場所：員弁町北中津原の山田川支流



第 21 図 北勢地域の東海層群の古流向  
 吉田 (1990) にその後の資料を加えて作成



第 22 図 美鹿累層-古野累層下部の地質柱状図  
場所：北勢町多志田川南支流（「御在所山」図幅地域）

第3表 東海層群の礫種構成 吉田 (1990)

左表中の A-L は第 21・28 図の記号に、右表中の A-M は第 23 図の記号に対応する

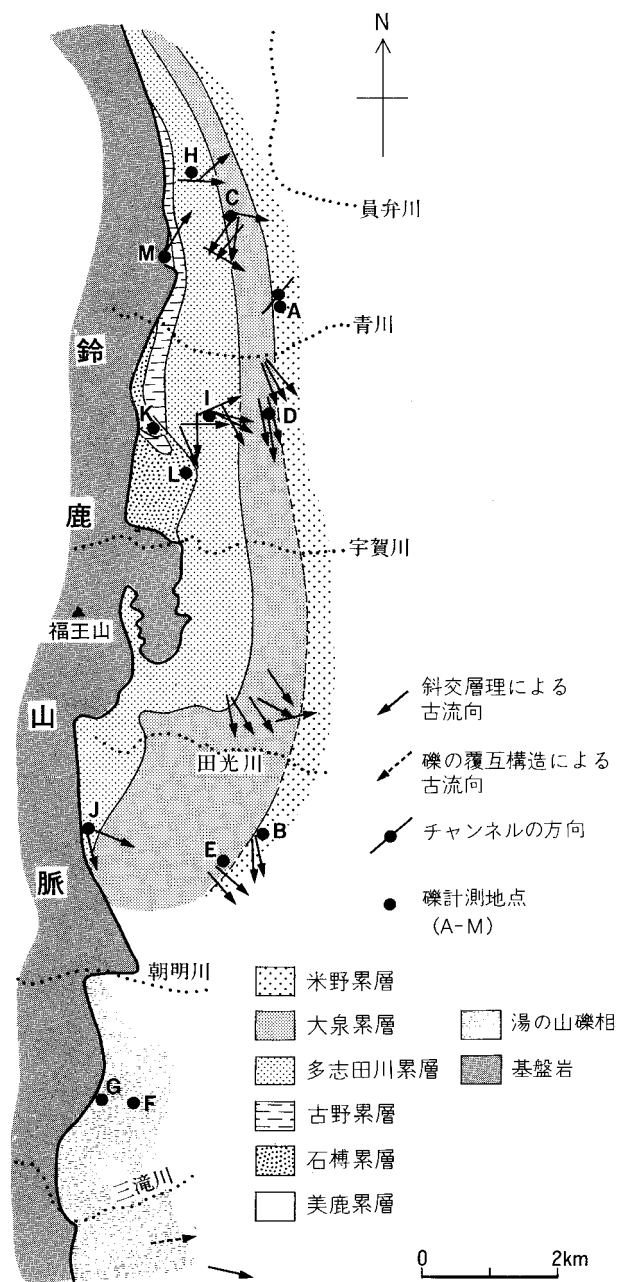
上石津町 - 藤原町地域及び北勢地域

御在所山地域

累層名	地点	中・古生層			花崗岩	花崗斑岩	溶結凝灰岩
		砂岩	チャート	泥岩・緑色岩			
米野	A	●	◎	△			
	B	●	◎	+		+	
	C	●	◎	+		+	
	D	◎	●				
多良	E	△	◎	●	+		
	F	○	◎	●			
市之原	G	○	●	◎			
	H	○	●	◎	+		+
暮明	I	○	●	+			△
	J	○	●	+			○
	K	○	●	△			○
美鹿	L	●	+				

累層名	地点	中・古生層			花崗岩	花崗斑岩	溶結凝灰岩
		砂岩	チャート	泥岩・緑色岩			
米野	A	○	●	○		+	
	B	○	●	○	△	+	?
大泉	C	○	●	○			△
	D	○	●	△	+		△
	E	△	●				+
湯の山	F	△	●	○	△		○
	G	○	●	△			○
多志田川	H	○	●	○	△		△
	I	◎	●	○	△		△
	J	○	●	○			+
石樽	K	◎	●	△			○
	L	○	●	○	+		○
美鹿	M	上部	●	+	+		
		下部	●				

● ≧ 50%    50% > ◎ ≧ 25%    25% > ○ ≧ 5%    5% > △ ≧ 1%    1% > +



第 23 図 御在所山地域の東海層群の古流向  
吉田 (1990)

### V. 3 古野累層 (Tk)

**地層名** 松井 (1943) 命名記載.

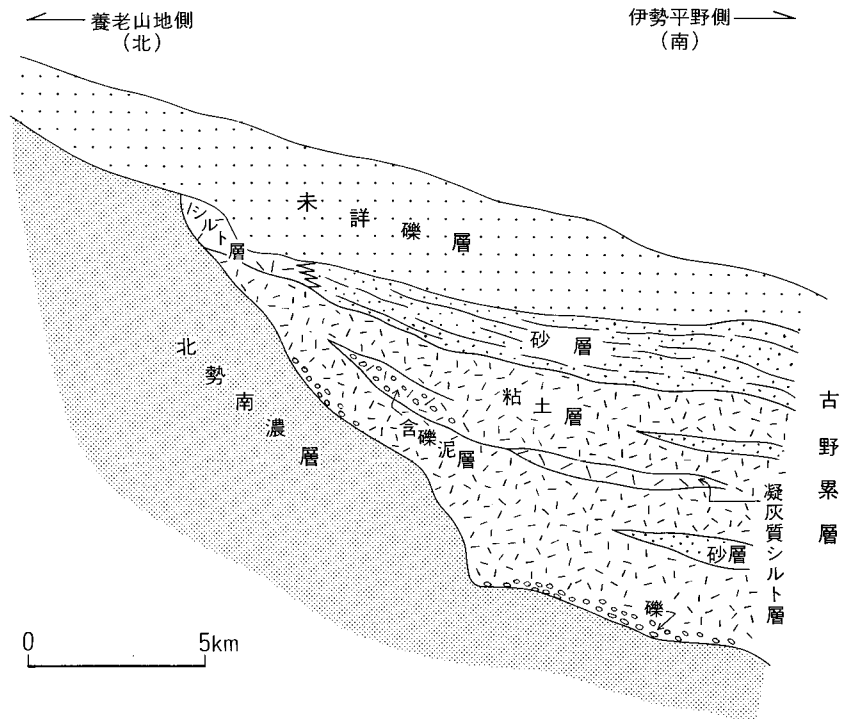
**模式地** 北勢地域の多度町美鹿を流れる肱江川沿い.

**分布** 北勢・御在所山の両地域に分布する. 養老山地と鈴鹿山脈山麓沿いに帯状に露出するほか, 海岸側丘陵の桑名背斜軸部に沿って分布する.

**層序関係** 北勢地域では, 美鹿累層の上に漸移整合に重なるが, 美鹿累層を欠く地域では, 基盤の上にアバット不整合で重なる (第 24 図). 御在所山地域では, 美鹿・石榑累層の上に重なるが, ほとんどの地域では基盤と断層関係にある. 不整合面直下の美濃帯砂岩は, 常に風化して青緑色になり柔らかい.

**層厚** 員弁丘陵では分布東部ほど厚く, 北中津原で 30 m, 美鹿-古野で 120-140 m である. 桑名背斜軸部では, みられる限りの層厚は, 桑名丘陵と朝日丘陵でいずれも 200 m, 垂坂丘陵で 20 m である. 御在所山地域では, 北から南に向かって 70→140 m と厚くなる.

**岩相及び堆積環境** 北勢地域では, 厚さ数 m から 10 数 m の泥層と砂層からなり, 亜炭層を伴い,



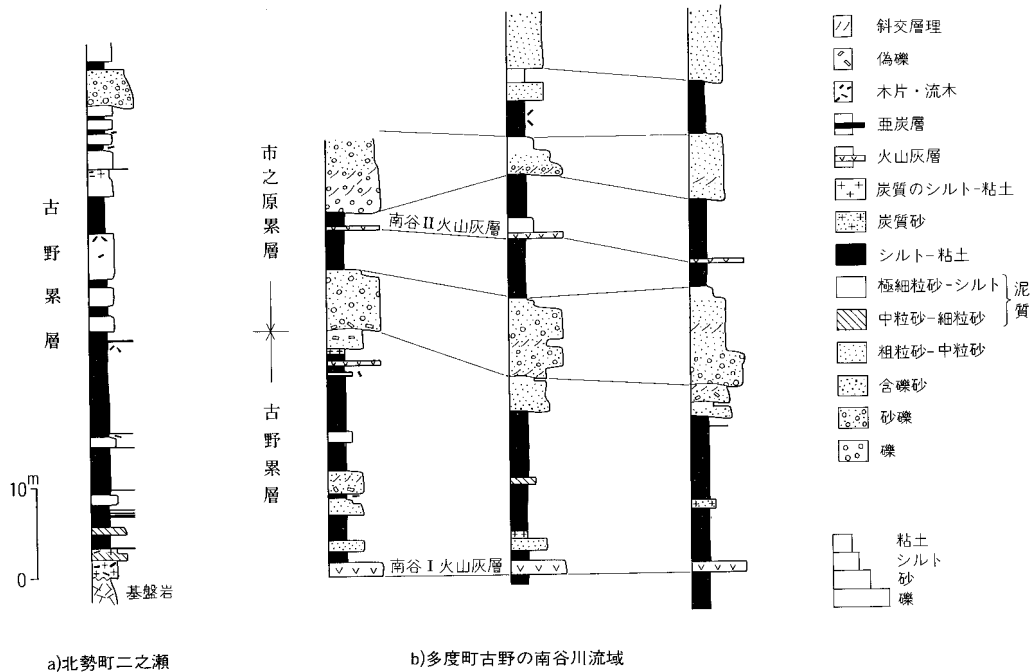
第 24 図 中生界 (北勢南濃層) にアバットする古野累層の露頭スケッチ  
場所: 多度町古野下ヶ平の採石場



礫層をまれに挟む(第25図)。砂層は淡褐色細-粗粒砂と泥質中-極細粒砂からなる。泥層は粘土からなり、シルトを伴う。粘土は灰-青灰-青緑色・無層理塊状、あるいは灰黒色・炭質である。シルトは無層理塊状シルト、葉理の発達するシルト、炭質シルトからなる。亜炭層は、員弁丘陵北西側ほど数が多く厚くなる。厚さは数10cm以下である。礫層は員弁・桑名丘陵で数層挟まれるが、横に続かない。いずれも厚さ数mから10mに達し、数cm大の礫を含む。

古野累層の岩相は猪飼背斜部が最も粗粒であり、ここを中軸部として、東西両側に細粒化する。中軸部の猪飼背斜部では、ほとんどの砂層に細礫、あるいは数cm大以下の礫が含まれている。しかし、員弁丘陵を西に進むと砂層の量・厚さが減少し、砂そのものの粒度も細くなる。明智川より北では、ほとんど泥層からなる。一方、桑名背斜軸部では、南谷I火山灰層の層準付近まではほとんど泥層から、同火山灰層上位では、朝日丘陵東部を除いて泥層優勢の泥層と砂層からなる。桑名背斜軸部の古野累層は、砂層に細礫をほとんど含まず、亜炭層もほとんど挟まない。この桑名背斜軸部の古野累層の古流向は、全体として南向きを示す(第21図)。

なお桑名背斜軸部の古野累層は、従来の研究(嘉藤, 1957; 赤嶺, 1959; Takemura, 1985)では、員弁丘陵同様に暮明累層下位の市之原累層に区分されている。しかし桑名背斜軸部に沿って露出する地層は、模式地の古野累層と同層準の地層を含み(第16図)、構成岩相も模式地同様に泥層と砂層からなる。ただし、古野累層の岩相を特徴づける亜炭層は、ほとんど挟まれていない。しかし、基本的な構成岩相が、模式地の古野累層と一致していることを重視して、桑名背斜軸部の部分も古野累層とした。



第25図 古野累層及び市之原累層最下部の地質柱状図  
a)は「津島」図幅地域、b)は古野累層の模式地。

御在所山地域でも北勢地域と同様に泥層と砂層からなるが、全体的な岩相は員弁丘陵より細粒になり、亜炭層が多く挟まれている（第 22・29 図）。下部の泥層は青緑-青灰色、無層理塊状の粘土-シルトからなるが、上部の泥層は泥質細-中粒砂から粘土-シルトに級化成層している。多志田川南支流では、厚さ 60 cm の亜炭層が挟まれている。

以上述べた岩相の特徴から、員弁丘陵西部や御在所山地域の古野累層は、亜炭が生産されるような沼沢地堆積物とみなすことができる。一方、員弁丘陵東部から猪飼・桑名背斜軸部のより粗粒な岩相を示す部分は、全体として一定方向の古流系が発達することや、横への岩相変化の状態から河川環境が想定できる。その中でも、砂層から始まり泥層に終わる上方細粒化サイクルがみられることから判断して、大部分は、蛇行河川堆積物を想定するのが合理的である。つまり古野累層堆積当時の堆積環境としては、猪飼背斜軸部付近を通るような蛇行河川が南に流れ、その西方の養老・鈴鹿山脈のあいだには、沼沢地が広がっていた環境が推定できる。

#### V. 4 市之原累層及び多志田川累層

##### V. 4. 1 市之原累層 (Ti)

**地層名** 松井 (1943) 命名記載。

**模式地** 北勢地域の員弁町松名新田西の谷。

**分布** 北勢地域の員弁丘陵に限って分布する。分布北縁は上石津町時東方（「彦根東部」図幅地域）に達する（第 17 図）。

**層序関係** 古野累層の上に漸移整合に重なる（第 25 図）。上部は暮明累層に側方漸移する。

**層厚** 分布南東部ほど薄く、東小山谷川で 400 m、明智川で 350 m、南谷川南方で 130 m になって、猪飼背斜東翼部で尖滅する。

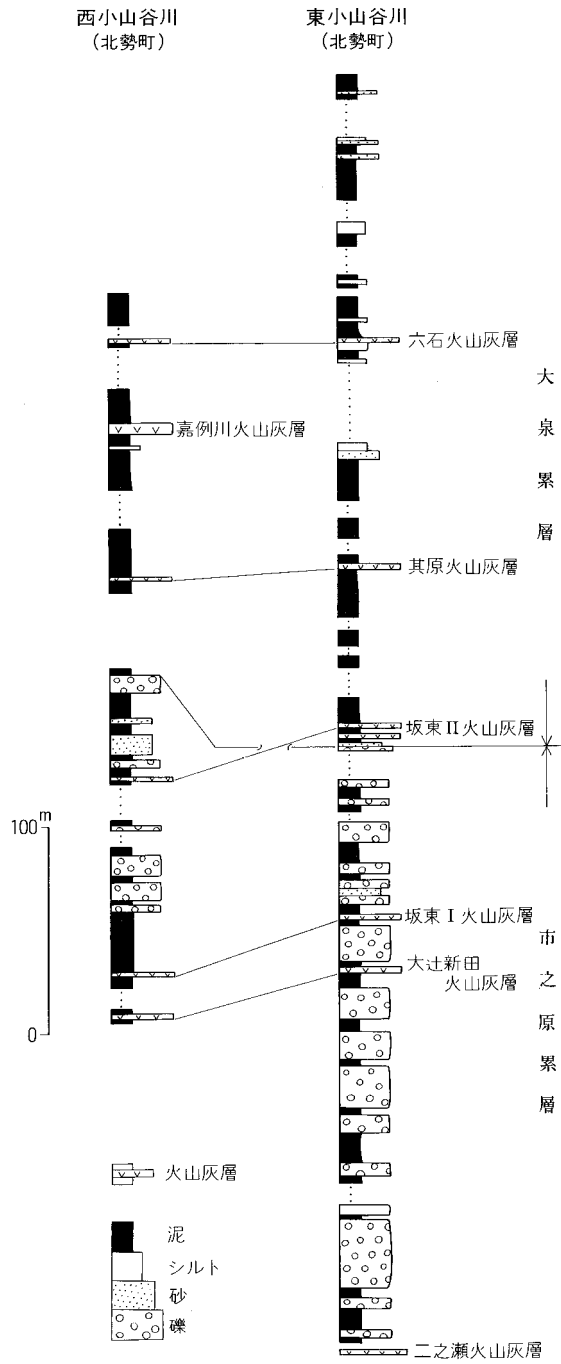
**岩相及び堆積環境** 礫層・泥層・砂層からなる（第 25・26 図）。礫層・泥層は厚さ数-数 10 m、砂層は厚さ数 m である。市之原累層の構成岩相は、次に述べる暮明累層と同じであるが、礫層の岩相に次のような違いがある。

1) 市之原累層の礫層は溶結凝灰岩と花崗岩の礫を 1% 以下しか含まないが、暮明累層の方は溶結凝灰岩礫を普遍的に数%から 10 数%含み、花崗岩礫を含まない（第 3 表）。

2) 暮明累層の礫層は市之原累層より基質に富み、斜交層理が良く発達している。特にトラフ型斜交層理がみられるのが暮明累層の特徴である。

市之原累層の岩相は、古野累層とは逆に南東方向に細粒化する。すなわち「彦根東部」図幅地域の石津町時付近では大部分が礫層からなる（吉田，1988）が、南東に進むと泥層の挟みが増し（第 26 図）、更に南東部では砂層を多く伴うようになって、分布最東部の多度町では砂層・泥層・礫層からなる（第 25 図）。また上方細粒化して、上部ほど泥層の量が増す。以下、その状況を西から、北勢町小山谷川、多度町南谷川、猪飼背斜部を例にして説明する。

東西の小山谷川では、二之瀬火山灰層下位から大泉累層までの市之原累層が、ほぼ連続的に観察できる（第 26 図）。ここでは、下部は礫層が、上部は泥層の挟みが多くなる。礫の粒度も上方細粒化し、下



第 26 図 市之原累層-大泉累層下部の地質柱状図

部では大礫を含むが、最上部では細礫が多くなる。礫層の厚さも上方薄層化し、中下部では数 10 m、上部-最上部では 5 m 以下になる。ここでの礫層には、チャンネル構造や成層構造が発達するが（第 27 図）、斜交層理はほとんど発達しない。泥層は最上部ではほとんど粘土からなるが、下部では木片や流木を含む炭質泥層を挟む。

南谷川では第 25 図に示すように、下部でも泥層・砂層の方が礫層-砂礫層（以下、礫質層と呼ぶ）より優勢である。礫質層は小山谷川と違い、厚さ数 m 以下である。礫の粒度も中-細礫になり、それとともに基質の量が増すので、大部分は砂礫層になる。砂礫層は成層構造が良く発達し、斜交層理も観察できる。砂層は厚さ数 m から 10 m 弱で、細礫を含む極粗粒砂から中粒砂まで粒度変化に富む砂からなる。平行葉理が良く発達し、板状型斜交層理も比較的多い（第 27 図）。泥層は下位の古野累層同様、無層理塊状の青灰色粘土に富む。

猪飼背斜軸部では、ほとんど含礫砂層と泥層からなり、礫質層はチャンネル状に挟まれるだけである。したがって、下位の古野累層と区別するのが難しくなるが、数 cm 大の礫を含んでいる厚さ数 m の礫質層が認められる部分を市之原累層とした。

市之原累層から得られた古流向は数少ないが、養老山地から平野側への向きを示すものと、養老山地の伸びと平行する南東向きのものが相半ばする（第 21・28 図）。

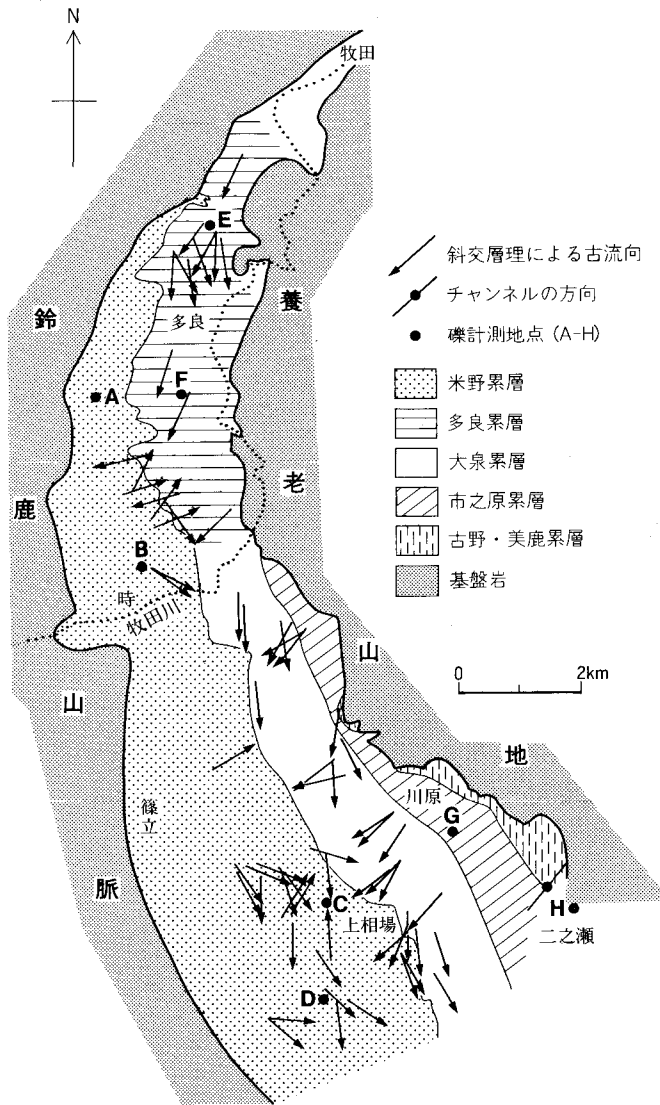
以上のような岩相・岩相変化・礫種構成・古流系の特徴からみて、市之原累層の堆積環境は、上石津町時東方の養老山地前縁を扇頂部とする扇状地が想定可能である。ただし多度町古野よりも東では、礫層から始まり泥層に終わる上方細粒化サイクルが頻繁に認められることから、この部分は扇状地の縁辺から前面に発達する網状河川平野環境下にあったであろう。

市之原累層は、養老山地に発達する侵食平坦面のうち、一番低い平坦面Ⅲにも分布している（第 3 図）。この堆積物は、森（1975）によって既に報告され、彼の美鹿型礫層に区分されている。堆積物は観察した限り、地層の形を留めず、チャートと砂岩の礫だけが平坦面上に散在する。80% 近くがチャート礫である。中-大礫が目立ち、30 cm に達するチャート礫もある。いずれの礫も良く円磨されており、チャートは亜円礫、砂岩は円礫である。堆積物やその下の中生界表層部は風化作用を強く受けており、チャート礫はほとんど漂白され、砂岩礫には風化皮膜が発達している。

以上述べた特徴から、平坦面上の本堆積物はかなり遠方から運搬されたものであり、長期間（少なくとも高位段丘形成期の更新世中期末以後）にわたって地表にさらされていたことが分かる。なぜなら、養老山地中南部を構成する中生界にはほとんどチャートを伴わないのに、礫のうちチャートが 80% を占め、礫自体（特にチャート）の円磨度が良いからである。このような礫種構成及び礫の円磨度は、美鹿累層ではなく、市之原累層に一致する。この推定は、市之原累層の供給地が養老山地北方約 50 km の美濃帯と考えられている（吉田，1988）点からみても妥当である。



第 27 図 市之原累層の露頭写真  
上) 礫層の基底部に発達するチャンネル構造  
下) 含礫砂層に発達する平行葉理と斜交層理  
場所：上) 北勢町鼓，下) 多度町古野の南谷川



第 28 図 上石津町-藤原町地域の東海層群の古流向  
吉田 (1989)

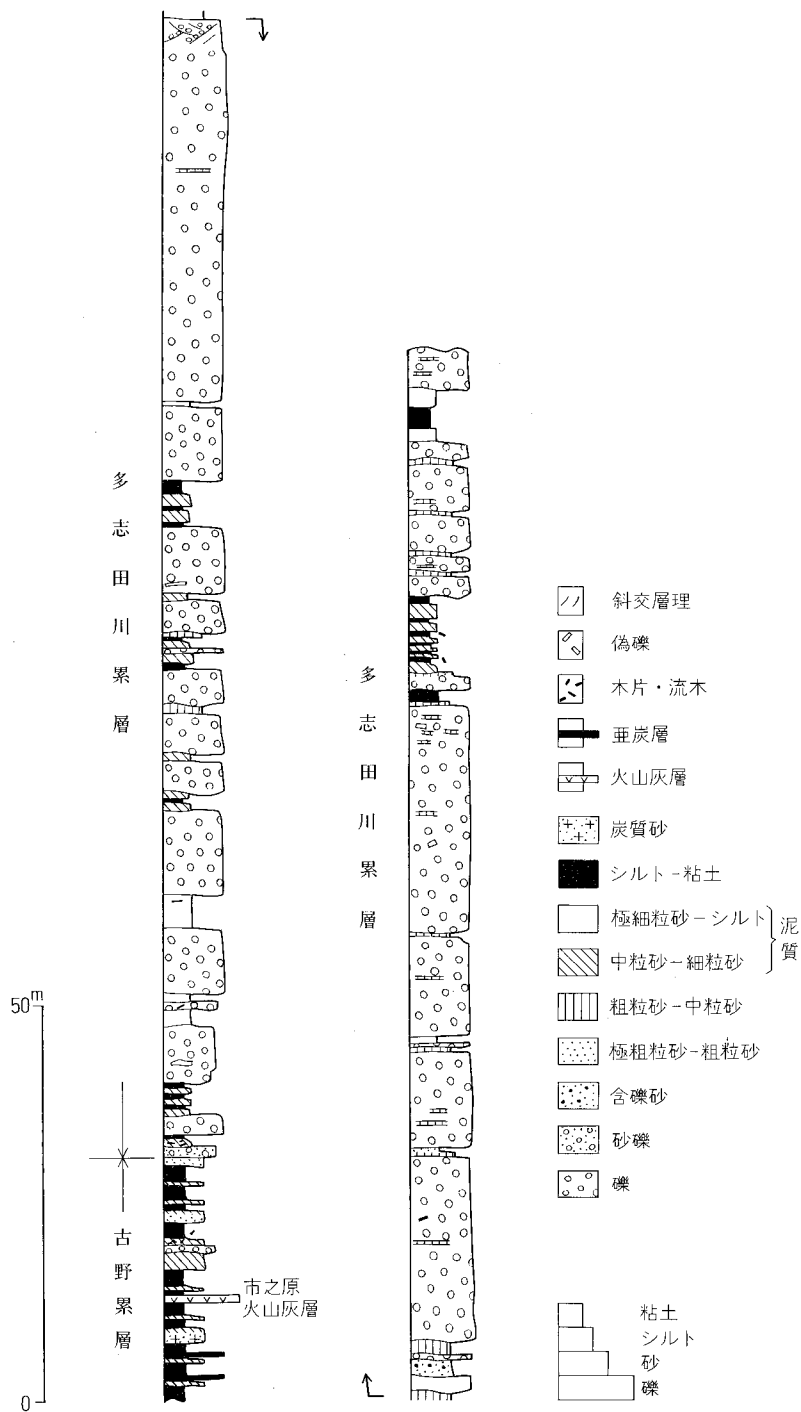
#### V. 4. 2 <sup>たしだがわ</sup> 多志田川累層 (Tt)

**地層名** 吉田 (1989) 命名記載.

**模式地** 御在所山地域の多志田川南支流.

**分布** 御在所山地域に限って分布する. 本図幅地域にはその東端部が含まれる.

**層厚** 北→南方向に厚くなり, 模式地で 430 m, 源太川で 560 m である. 宇賀川より南方では 560 m.



第 29 図 古野累層上部-多志田川累層中下部の地質柱状図  
場所：北勢町多志田川

**層序関係** 宇賀川より北では古野累層に漸移整合に重なる（第 29 図）が、宇賀川より南では基盤に不整合、あるいは美鹿累層に漸移整合に重なっている。

**岩相及び堆積環境** 模式地のほか藤原町南谷川・多志田川本流・源太川・友谷川・杉谷川などに好露頭がある。大部分が礫層と泥層からなる。砂層は厚さ 1-5 m の極粗-中粒砂層がまれに挟まれるだけである。全体の岩相は南に向かって細粒化し、分布北部の多志田川では礫層が卓越する（第 29 図）が、分布南部では泥層の量が増す。

礫層は淡褐-褐色であり、厚さは数-数 10 m と大きく変化する。礫層には成層構造が良く認められるが、斜交層理の発達には乏しい。礫は、チャート・砂岩・泥岩・溶結凝灰岩・花崗岩からなる（第 3 表）。溶結凝灰岩礫は、数%以下の割合で含まれている。礫は中礫が多く、大礫を伴う。大部分は円-亜円礫である。基質の量は上位になると多くなり、泥・砂のチャンネル状薄層がしばしば挟まれたり、砂礫層が出現する。礫層の基底にはチャンネル構造が発達することがあり、その場合、礫層中に下位の泥層起源の泥が偽礫として取り込まれている。

泥層は厚さ数-数 10 m、一般に級化成層し、下部は平行葉理や波状葉理の発達する泥質中-極細粒砂から、上部は無層理塊状のシルト-粘土からなる場合が多い。植物破片を多数含み、木片も含んでいる。また平行・波状葉理の一部は炭質物に富む。

多志田川累層の古流向はすべて鈴鹿山脈から平野側への向きを示す（第 23 図）。

以上のような多志田川累層の岩相・岩相変化・礫種構成・古流向の特徴から、当時の堆積環境としては、主に多志田川付近の鈴鹿山脈前縁を扇頂部とする扇状地が想定できる。古流向が平野側への向きを示す点と、岩相が南部ほど細粒である点からみると、扇状地を形成した当時の河川は、南東に向かって流れていたであろう。

## V. 5 <sup>くらがり</sup> 暮明累層 (Tg)

**地層名** 松井（1943）命名記載。

**模式地** 北勢地域の員弁町暮明北方の丘陵脊梁部。

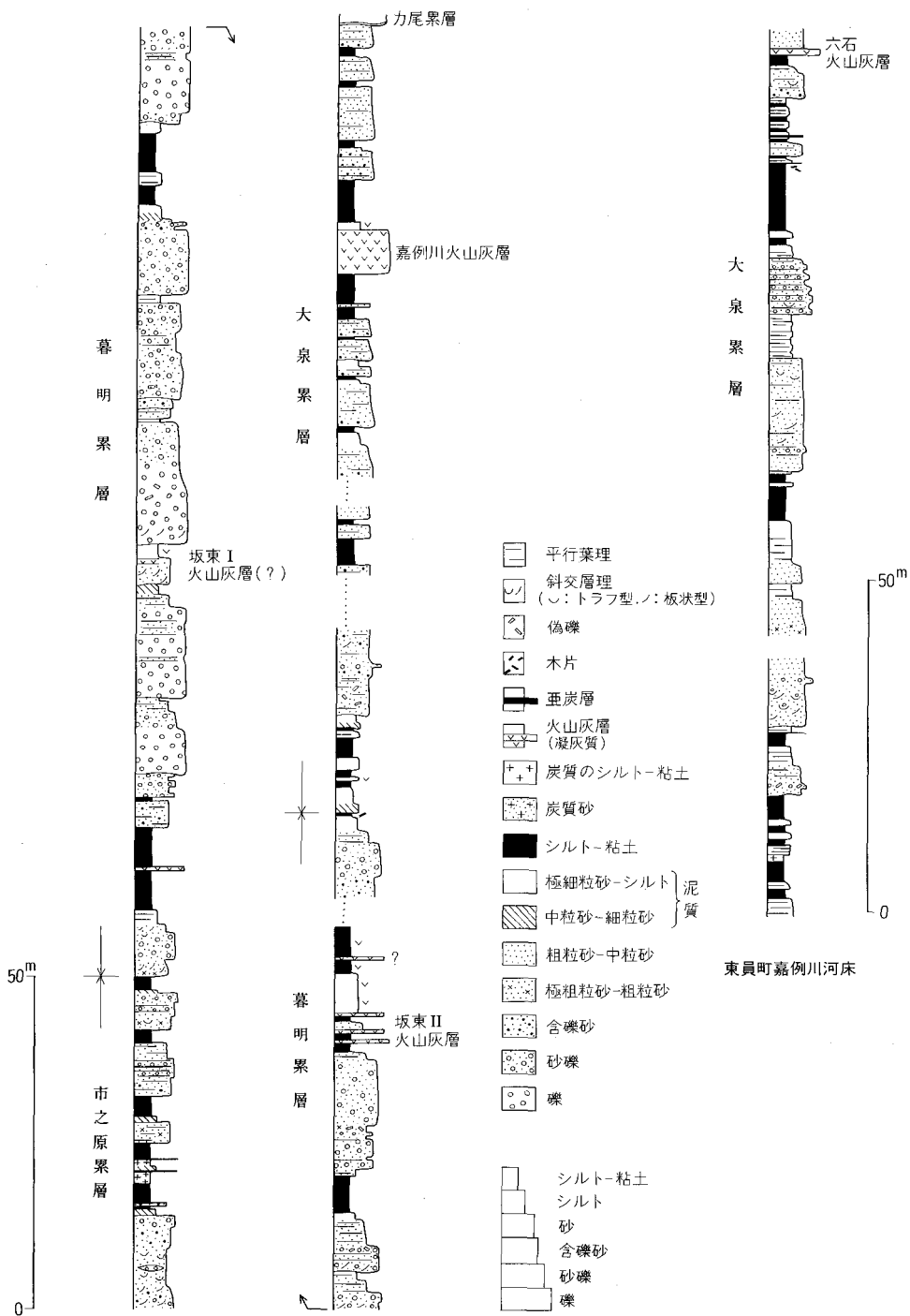
**分布** 北勢地域に限って分布し、員弁丘陵東部から海岸側丘陵一帯に露出する。

**層序関係** 員弁・多度丘陵では市之原累層の上に、桑名・垂坂丘陵では古野累層の上に、それぞれ漸移整合に重なる。また、員弁丘陵の員弁町平古付近で市之原累層上部に側方漸移する。更にその西の明智川-松名新田間では、市之原累層中部にレンズ状に挟まれている。

**層厚** 明智川-松名新田間の暮明累層は、最大 100 m の厚さがある。ここより東の員弁丘陵から多度・桑名丘陵では、およそ 200 m の層厚を有するが、桑名丘陵から南に向かって次第に薄くなり、垂坂丘陵では 40 m 以下になる。

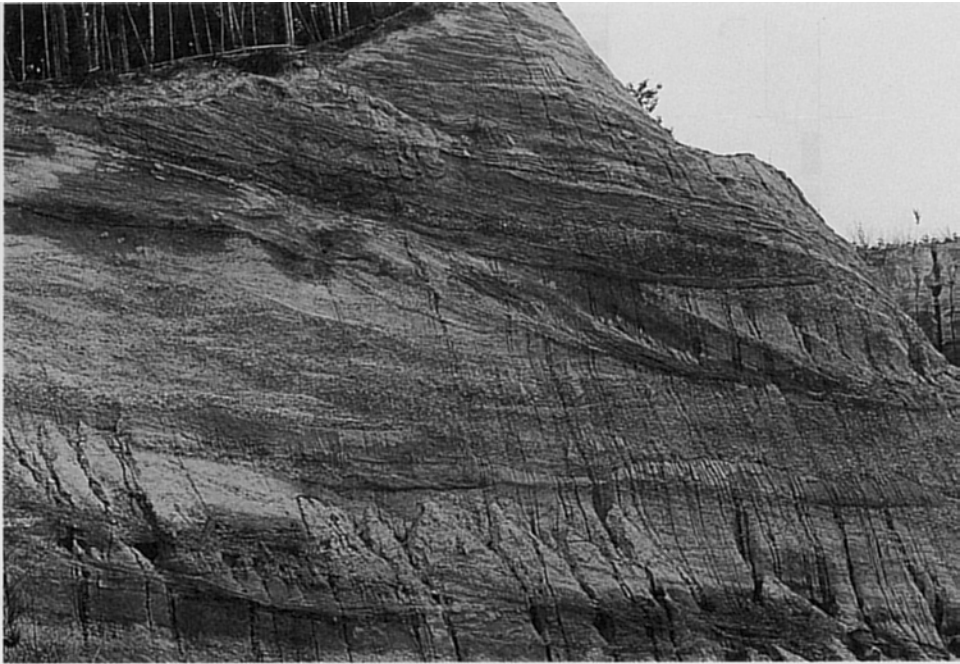
**岩相及び堆積環境** 礫質層・砂層・泥層からなる（第 30・31 図）。礫質層は、厚さ数 10 m から数 m であるが、模式地の西桑名ネオポリス北の採土場では、厚さ 100 m 以上に達する。礫は中礫が卓越するが、より粗粒な岩相を示す部分では大礫を含む。礫は、中・古生界のチャート・砂岩・泥岩、溶結凝灰岩である（第 3 表）。礫の淘汰・円磨度は市之原累層より良く、チャートが亜円礫であることを除





多度町力尾南方の採土場

第 30 図 市之原累層最上部-幕明累層-大泉累層の地質柱状図



第 31 図 暮明累層の露頭写真

上) 大型斜交層理が発達する礫質層. 露頭の高さ約15m. 下) 礫質層に発達する谷型斜交層理. 折尺の長さ85cm

場所: 上) は東員町弁天山北側の採土場, 下) は東員町西桑名ネオボリス北側の採土場

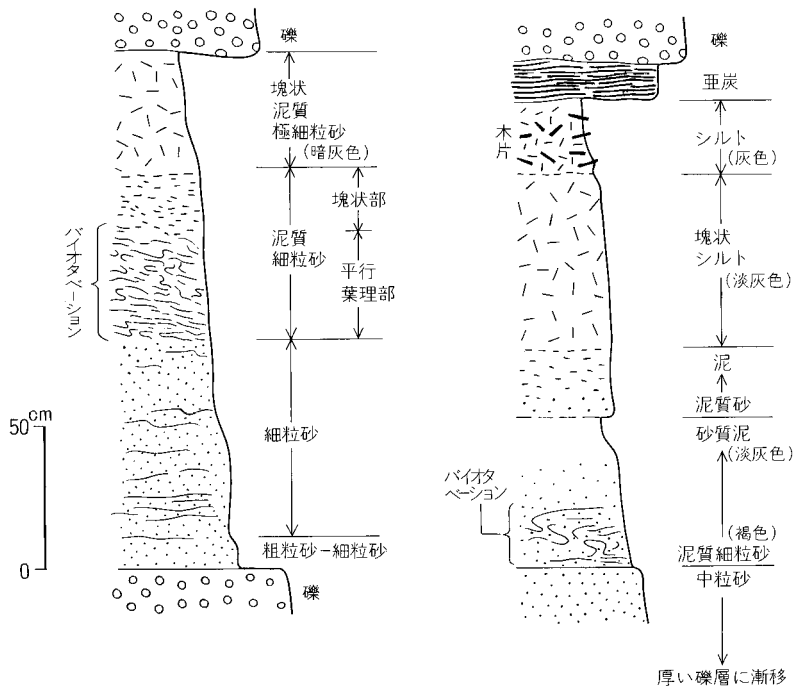
くと、ほかは円礫である。礫質層には、板状型・トラフ型斜交層理などの堆積構造が発達する。基質は極粗-中粒砂である。

砂層は、① 厚い礫層から上方に漸移的に移化する砂層、② 上下を層理面で境された厚さ数 m の砂層、③ 泥層中にチャンネル状に挟まれる砂層がある。① と ② の砂層は、細-中礫を含む場合がある。③ の砂層は、普通厚さ 1 m 以下で、中-粗粒砂からなる。いずれのタイプの砂層にも、斜交層理が認められる。

泥層は、① 上下の地層と層理面で限られた厚さ 10 m 以下の泥層、② 礫質層にレンズ状に挟まれる泥層がある。① の泥層は側方に数 100 m 以上連続し、上方細粒化して、最上部には亜炭層を伴う場合がある（第 32 図）。

暮明累層は全体として、北から南に向かって細粒化するが、最も粗粒な岩相を示す中軸部を二つ持つ。一つは、多度丘陵から員弁丘陵東部に向かう中軸部である。この中軸部では、坂東 I 火山灰層付近の層準が最も粗粒である。

もう一つは、桑名背斜西翼部から南の朝日丘陵に向かって細粒化する中軸部である。この中軸部の最北部に当たる御衣野南の採土場では、大礫を含有する礫質層が卓越するが、朝日丘陵西部では礫質層の割合が減少して、礫も中礫以下になる。この中軸部で一番粗い層準は一定せず、地域ごとに変化するが、坂東 II 火山灰層付近の層準になると、どの地域でも泥層と砂層の方が礫質層より多くなる。

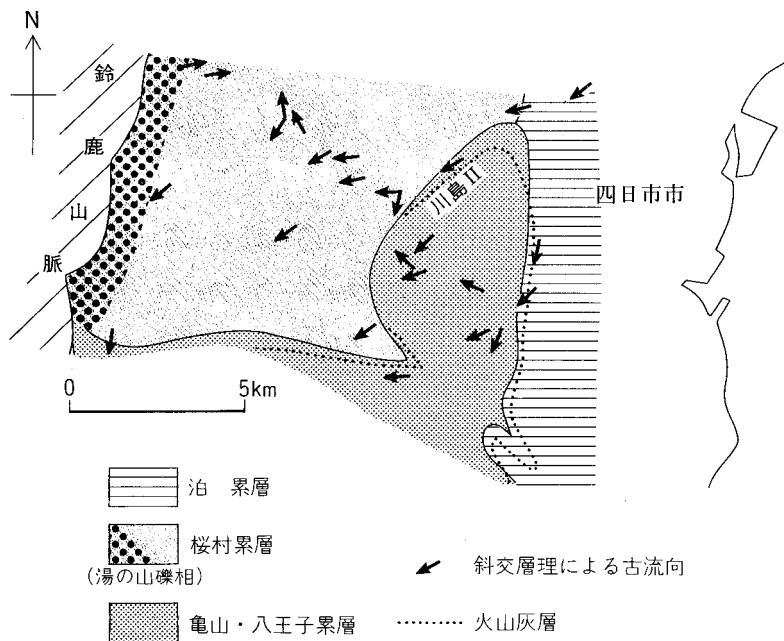


第 32 図 暮明累層の礫層のあいだに挟まれる泥質層の地質柱状図  
場所：いずれも多度町御衣野の採土場

暮明累層の古流系には、多度丘陵から員弁丘陵東部に向かう流れと、桑名丘陵から南に向かう流れの二つが卓越する（第 21 図）。この二方向を示す古流系は、上述した二つの中軸部を中心とした岩相変化に良く調和している。

以上述べたように一定方向の古流系が認められることや、礫層から始まり砂層に終わる上方細粒化サイクルが認められることから、暮明累層の大部分は、網状河川堆積物からなるものと判断できる。当時の河川は、古野累層の碎屑物をもたらした河川と同じものと考えられるが、暮明累層の古流系と分布形態、そして側方的な岩相変化から推定すると、員弁・桑名丘陵境界部から員弁丘陵東部に向かう河川と、両丘陵境界部から南に向かう河川の二つがあったことが分かる。

なお四日市地域には、暮明累層同様に網状河川堆積物と想定できる泊累層（赤嶺，1959）が分布している。層厚は最大 200 m，下位の八王子累層から漸移的に移化し，次に述べる桜村累層と同時異相の関係にあるが，全体の層準は暮明累層よりも少し上である（第 16 図）。岩相は礫質層や含礫砂層に富み，泥層をレンズ状に挟み，全体の岩相は西に向かって細粒化している（吉田，1984）。礫は中・古生界のチャート・砂岩・泥岩と花崗岩・溶結凝灰岩からなり，古流向は南西から南南西方向である（第33図）。



第 33 図 四日市地域の東海層群の古流向  
吉田 (1990) の一部

## V. 6 大泉累層及び桜村累層

### V. 6. 1 <sup>おおいずみ</sup>大泉累層 (To)

**地層名** 大泉累層は、員弁丘陵の暮明・市之原累層の上に重なり、粘土層と砂層からなる地層に対して命名記載されたものである(松井, 1943)。この定義からみると、多度丘陵や垂坂丘陵の暮明累層の上に重なる地層や、御在所山地域の多志田川累層の上に載る地層は、含礫砂層や砂礫層を伴うので、模式地の大泉累層と岩相は完全に一致しない。しかし、基本的な構成岩相が泥層と砂層からなること、また岩相が横に漸移的に変化していることを考慮して、これらの地層も大泉累層とした。

**模式地** 北勢地域において、下部と上部に分けて指定されている。下部は員弁町坂東新田南の笠田大溜、上部は同町笠田新田西の谷である。

**分布** 北勢地域と御在所山地域を構成する全ての丘陵に分布し、更に北勢盆状構造中央部の小丘陵や台地縁辺部にも露出する。

**層序関係** 北勢地域では、市之原・暮明累層の上に漸移整合に重なる。一方、上石津町時付近で多良累層(安田, 1956a)に側方漸移する(第17図)。御在所山地域では、多志田川累層の上位に漸移整合に載る。大泉累層は、垂坂丘陵で5部層に区分できるので、以下では大泉累層を、①朝日丘陵以北の北勢地域、②垂坂丘陵、③北勢盆状構造中央部、④御在所山地域の順に記述する。

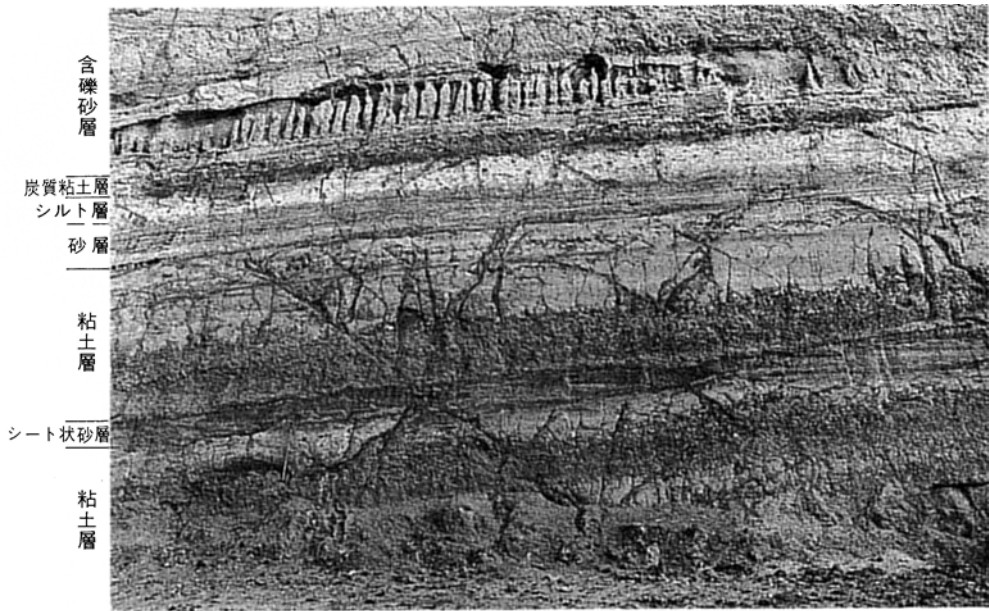
#### V. 6. 1. 1 朝日丘陵以北の北勢地域

**層厚** 員弁丘陵西部では、みられる限りの層厚は東小山谷川で最も厚く、320 m に達する。猪飼背斜部では力尾累層に不整合に覆われているが、嘉例川(河川名)で厚さ 240 m の部分が露出している。同じ様に、上位を力尾累層で覆われている多度丘陵東部・朝日丘陵東部では、露出する部分の層厚はそれぞれ 200 m・270 m である。

**岩相及び堆積環境** 泥層と砂層からなり、一部の地域では砂礫層を伴う(第30・34図)。泥層は粘土とシルトからなる。粘土は無層理塊状・灰-青灰色であり、古野累層に良くみられるような炭質粘土層は少ない。シルトは、無層理塊状のシルトと葉理構造の発達するシルトがある(第34図)。

砂層は、①砂から粘土(あるいはシルト)に級化成層する地層の下部を占める厚い砂層、②泥層中に厚さ数 m、横幅 10 数-数 10 m 規模でチャンネル状に挟まれる砂層、③泥層中に厚さ 1 m 以下で、横幅数 m から 10 数 m 規模でシート状に挟まれる泥質砂層がある(第30・35図)。一般的傾向として、全体の岩相が粗粒になると①が多くなり、逆に細粒になると②と③だけになる。砂層には平行葉理が発達するが、ときに斜交層理(板状・トラフ型)や、まれにエプシロン型斜交層理も認められる(第36図及び第II図版)。

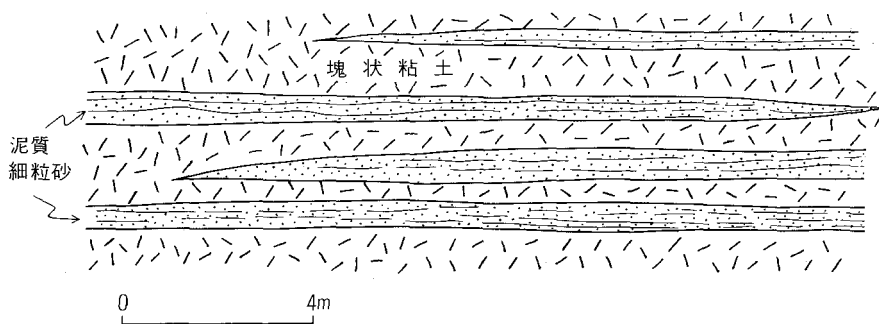
朝日丘陵以北における大泉累層の横への岩相変化の状況は、大きくみて二つの領域にまとめることができる。一つは、員弁丘陵西部で北西→南東方向、つまり北勢町阿下喜から戸上川に向かって細粒化する領域である。この領域は、「彦根東部」図幅地域で、多良累層(礫・泥)から大泉累層に細粒化する(吉田, 1988)領域の末端部に当たる。



第 34 図 大泉累層の露頭写真

上) 大泉累層あかつき台粘土層を構成する粘土層・シルト層・砂層. 露頭の高さ約 7m. 下) 平行葉理の発達するシルト層. ねじり鎌の長さ 30cm

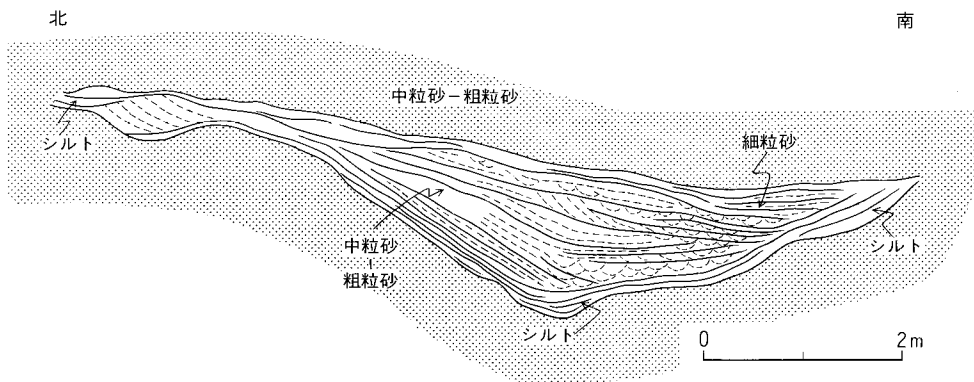
場所：上) は四日市市大矢知町の西方, 下) は藤原町上相場東方の日之谷川, (「彦根東部」 図幅地域)



第 35 図 大泉累層を構成する泥層中にシート状に挟まれる泥質砂層の露頭スケッチ  
場所：北勢町西小山谷川の嘉例川火山灰層直上

この領域では、<sup>そのほら</sup>其原火山灰層層準までは前述の①の砂層が多いが、嘉例川火山灰層より上位では、②と③の砂層が少量挟在する泥層からなり、泥層自体もほとんど粘土からなる（第35図）。②と③の砂層は、戸上川に近づくほど少なくなる。この領域の大泉累層から得られた古流向は、南東方向のものが卓越し（第21・28図）、岩相変化と一致する。

もう一つの領域は、多度丘陵から嘉例川向斜東翼部を経て、員弁川に達する方向に粗粒な中軸部をもつ領域である。中軸部北部の多度丘陵から嘉例川向斜東翼部では、数 cm 以下の礫を含み、厚さ数-10 数 m に達する砂-含礫砂層が多い。この南の員弁川北岸では泥層が卓越するが、逆に朝日丘陵西部では、前述した厚い①の砂層が多い。一方、中軸部から離れる方向に岩相変化をみると、中軸部西方の嘉例川向斜西翼部では中礫を含む砂層はまれで、細礫を含む砂層がほとんどである。中軸部東方の桑名背斜東翼部では、砂層と泥層はほぼ等量であり、砂層も厚さ 10 m 以下で細礫を少量含む①の砂層だけである。第21図に示したこの領域の大泉累層の古流向も、前述の岩相変化と一致する向きが卓越している。



第 36 図 大泉累層に発達するエプシロン型斜交層理の露頭スケッチ  
第II図版の上)の写真のスケッチ

以上述べた岩相・堆積構造，特にエプシロン型斜交層理が発達し，砂層から始まり泥層に終わる上方細粒化サイクルが顕著にみられることから，朝日丘陵以北の大泉累層の大部分は蛇行河川堆積物からなるものと判断できる．そして，古流向（第 21・28 図）や岩相変化から推し量ると，砕屑物を供給した当時の河川は二つ存在していたことになる．一つは，養老山地の伸びと平行に南東に流れる河川であり，これは市之原累層の砕屑物を運搬した河川と同じものであろう．もう一つは，多度丘陵から嘉例川向斜東翼部を経て，員弁川方向に向かう河川であり，これは古野・暮明累層の堆積物を運搬した河川と同じものであろう．

#### V. 6. 1. 2 垂坂丘陵

第 37 図に垂坂丘陵の東海層群の地質図を示す．本丘陵の大泉累層は，岩相変化に基づいて下位から一連整合の，あかつき台粘土層・山之一色砂層・垂坂粘土層・鶴互層・別名粘土層に区分できる（第 16 図）．見られる限りの層厚は 220-380 m である．この垂坂丘陵の大泉累層の岩相層序は，同じく 5 部層からなる四日市地域の桜村累層の岩相層序と似ている．両地域の詳細な対比は，今後の問題として残されているが，本報告では，坂東 I 火山灰層と川島 II 火山灰層の対比（吉田，1990）と，岩相層序の比較から両地域の泉累層と桜村累層を第 16 図のように対比した．

##### あかつき台粘土層

（地層名）新称．

（模式地）あかつき台の南に位置する四日市大学から大沢台周辺である．模式地以外では，へいづしんまち平津新町とみだやまじょうから富田山城道路に至る新道沿いに好露出がある（第 34 図）．

（分布）丘陵北部に帯状に露出するほか，丘陵南西部の海蔵川北岸にも露出する．

（層厚）丘陵北部では，西から東に向かって 50→80 m とやや厚くなる傾向が認められる．丘陵南西部では，見られる部分の層厚は 20 m である．

（岩相）泥層と砂層からなり，そのうち泥層が優勢-卓越する．まれに砂礫-礫層を挟む．泥層は一部シルトを伴うが，ほとんど粘土からなる．砂層は細-中粒砂層が多く，これに粗-極粗粒砂層を伴う．模式地では，中部までほとんど泥層からなるが，嘉例川火山灰層を挟む上部では，厚さ数 m の砂層を挟む．平津新町の新道沿いや丘陵南西部では，大矢知火山灰層直下まで泥層が卓越する．

##### 山之一色砂層

（地層名）新称．

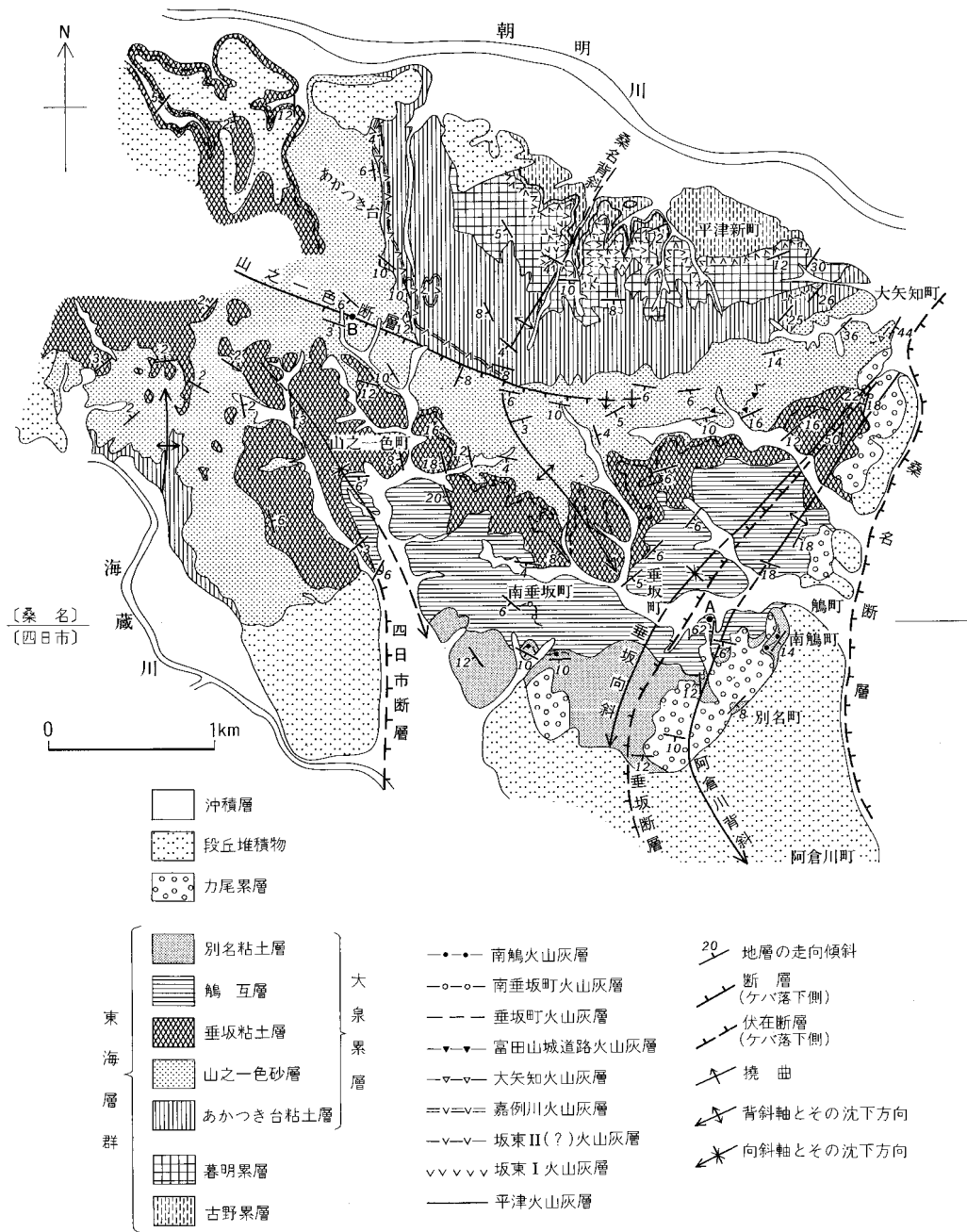
（模式地）山之一色町東方にある採土場跡．模式地以外にも，四日市ゴルフ場南，富田山城道路沿い，大矢知町などに好露出がある．

（分布）丘陵中央部に「人」の字形に露出する．

（層厚）西から東に向かって厚くなる傾向がある．すなわち，分布西部で 50-60 m，桑名背斜軸部あたりで 80 m，分布東部で 150 m 前後である．

（岩相）模式地では，含礫砂層と泥層の厚さ数-10 数 m ごとの互層からなる．このような岩相は丘陵東端の大矢知町から模式地を経て，山之一色町の北まで続くが，四日市ゴルフ場南では，厚い含礫砂-砂礫層だけになる．含礫砂-砂礫層には，板状型・トラフ型斜交層理や平行葉理が良く発達し，中礫以





第 37 図 垂坂丘陵の大泉累層の地質図  
 図中の A は第 82 図の、B は第 83 図の位置

下の礫が含まれている。泥層は無層理塊状の粘土とシルトからなる。

#### 垂坂粘土層

(地層名) 新称。

(模式地) 垂坂町観音寺から南に抜ける道路沿い。

(分布) 丘陵南部に「八」の字形に露出する。また丘陵北西部にも分部する。

(層厚) 30-50m である。

(岩相) 大部分泥層からなり、厚さ数 m 以下の砂層を伴う。まれに含礫砂層も挟む。泥層は大部分は無層理塊状の青灰色粘土である。本層は横への岩相変化がほとんどない。

#### 鶺鴒層

(地層名) 新称。

(模式地) 鶺鴒町の西約 500m にある平坦化地周辺。

(分布) 丘陵南部に露出する。

(層厚) 60-80m である。

(岩相) 砂層と泥層からなり、そのうち砂層が優勢-卓越する。砂層の大部分は細礫(ときに中礫)を含み、斜交層理が発達している。泥層は厚さ数 m 以下であり、無層理塊状の青灰色粘土と灰-淡褐色シルトからなる。これらの泥層は、横幅 100m 以上の規模で続く。

#### 別名粘土層

(地層名) 新称。

(模式地) 鶺鴒町南西約 500m にある丘陵東縁部の瓦粘土採掘場の跡地。

(分布) 丘陵南部に分布する。本図幅地域には分布北端部が含まれているだけである。

(層厚) 見られる限りの層厚は 30m である。

(岩相) 無層理塊状の青緑-青灰色粘土層を主とし、一部シルト層や砂層を伴う。

### V. 6. 1. 3 北勢盆状構造中央部

垂坂丘陵西方の四日市市<sup>かみえび</sup>上海老町と、中野町山條にある小丘陵に、大泉累層が露出する。上海老町の大泉累層は、大部分が砂-含礫砂層からなり、一部に泥層を挟む。露出する部分の層厚はおよそ 30m である。岩相と層序的な位置関係からみて、山之一色砂層に対比できる。中野町山條の大泉累層は、露頭の数が少ないので全体の岩相は把握できないが、見た限りの露頭には、泥層が露出している。露出する部分の層厚はおよそ 40m である。

大泉累層は、員弁川南岸の高位Ⅲ段丘崖にも露出する。北勢地域と御在所山地の東海層群の層序・構造の相互関係を考える場合、重要な資料なので、観察できた露頭ごとに述べる。大安町南金井の南では、厚さ 3m の砂層が露出する。この砂層の傾斜はほとんど水平であり、薄いシルト層を挟む。南金井の北ではおよそ N 40° W 2° SW の走向傾斜を示す厚さ 5m の大泉累層が露出する。ここでは、厚さ 1m の砂層を挟む以外は泥層からなる。大安町大井田駅西約 300m の崖にも厚さ 5m の大泉累層が露出する。ここでは下部 2m の砂層と上部 3m の泥層からなる。走向傾斜は南金井の北の露頭とほとんど同じである。

#### V. 6. 1. 4 御在所山地域

多志田川累層の東側に広く分布するが、本図幅地域にはその東半部が含まれる。層厚は南に向かって厚くなり、宇賀川以北で 500m、杉谷川で 800m である。

多志田川本流・友谷川・杉谷川で比較的露出が良い（第 38 図）。泥層と砂層からなるが、南ほど泥層が優勢であり、分布最南部の杉谷川では粘土からなる泥層が卓越している。他に礫層を少量挟む。泥層は厚さ数 m から数 10 m、葉理構造の発達する泥質中粒砂-シルトと無層理塊状のシルト-粘土からなる。泥層には砂あるいは礫のチャンネル状薄層が挟まれる。砂層は厚さ 5 m 以上に達するものは少なく、一般に厚さ数 m 以下であり、細礫を含む極粗-中粒砂からなることが多い。中粒砂より粗い砂層には平行葉理が発達するが、斜交層理はまれである。砂層から泥層に至る上方細粒化サイクルが、中北部では顕著である（第 38 図）。

御在所山地域の大泉累層の古流向（第 23 図）は、鈴鹿山脈から平野側への向きを示すものが卓越しているが、全体に南側に片寄る。

御在所山地域中北部の大泉累層には、砂層から始まり泥層に終わる上方細粒化サイクルが良く発達することから、主体は蛇行河川堆積物からなるものと判断できる。しかし同地域南部は、ほとんど粘土からなる泥層が堆積しているから、この部分はおそらく河川周辺の停滞水域の堆積物であろう。古流向（第 23 図）や岩相変化は、この地域の大泉累層の碎屑物のほとんどが、多志田川累層の場合と同じ河川によって供給されたこと、そしてその河川は南東から南南東方向に流れていたことを示している。

以上これまで述べた点を要約すると、大泉累層の碎屑物を供給した河川には大きくみて、① 養老山地と平行に南東方向に流れていた河川、② 多度丘陵から南に流れていた河川、③ 御在所山地域北部から南東-南南東方向に流れていた河川の三本があったことになる。したがって、大泉累層堆積当時の堆積環境をおおざっぱにまとめると、これら三本の河川を中心とする蛇行（一部は網状）河川が発達するような沖積平野が広がり、河川間の停滞水域には湖成堆積物などが形成される堆積環境が想定できる。

なお、大泉累層と同時異相の関係にある上石津町の多良累層（第 17 図）は、市之原累層同様に構成岩相が礫層・泥層・砂層からなり、全体の岩相は大泉累層に向かって細粒化している（吉田，1988）。また古流向も、この岩相変化に調和するように大泉累層分布地域に向かう流れが卓越している（第 28 図）。したがって多良累層の堆積環境としては、上石津町牧田付近（第 17 図）を扇頂部とする扇状地と、その前面に形成される網状河川平野といった、市之原累層同様の環境が想定できる。つまり、養老山地南西麓の多良累層・大泉累層の碎屑物を供給した上記①の河川は、上流側から扇状地→網状河川平野→蛇行河川環境を形成していたと考えられる。

#### V. 6. 2 <sup>さくらむら</sup>桜村累層

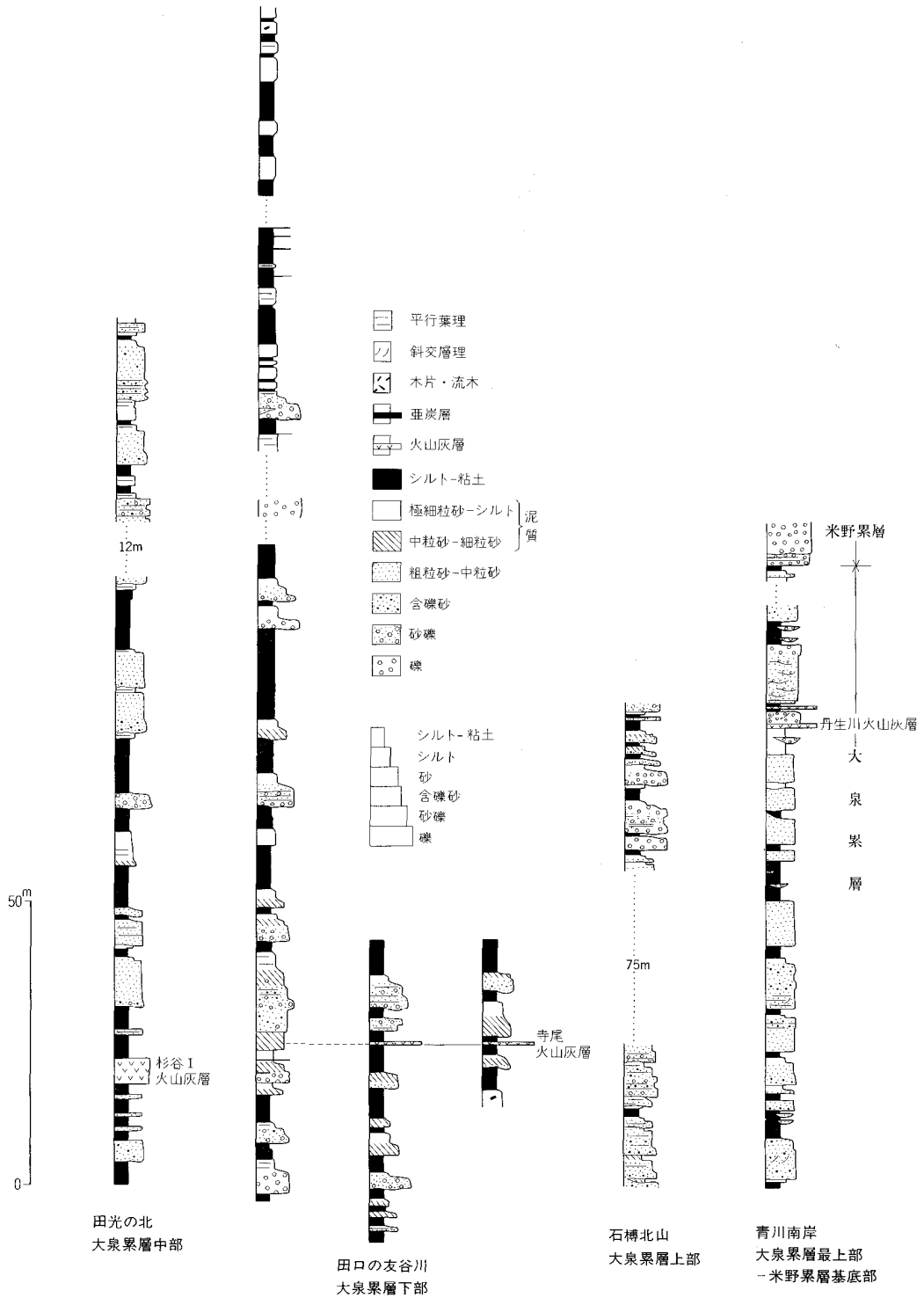
**地層名** 松井（1943）命名記載。吉田（1984）再定義。

**模式地** 四日市市<sup>ちしやく</sup>智積町南方の崖（「四日市」図幅地域）。

**分布** 四日市・生桑丘陵西部を占める。

**層厚** 見られる限りの層厚は 240m から 280m である。

**岩相** 厚さ数 m から 10 数 m の砂層と泥層からなり、一部砂礫層や礫層を伴う。砂層が優勢である。



第38図 御在所山地域の大泉累層の地質柱状図

砂層は細礫を含む粗-極粗粒砂からなることが多い。

**層序区分** 下位から、内山互層・乱飛粘土層・桜台砂層・宿野互層・西菰野互層に細分される。鈴鹿山脈近くにはこれらの周縁相として、湯の山礫相が発達する（宮村ほか，1981；吉田，1984；原山ほか，1989）。本図幅地域には、桜台・宿野・西菰野の3部層の一部が分布する。

うちやま  
内山互層

吉田（1984）命名記載。模式地は四日市市内山町（「四日市」図幅地域）。層厚 30-40 m。粗粒砂層優勢の砂層と泥層からなる。

らんひ  
乱飛粘土層

吉田（1984）命名記載。模式地は四日市市小山町の南部埋立処理場（「四日市」図幅地域）。層厚 30-40 m。大部分は無層理塊状の粘土からなり、一部砂やシルトのチャンネル状薄層を挟む。

さくらだい  
桜台砂層（Tsk）

吉田（1984）命名記載。模式地は四日市市桜台団地南の崖（「四日市」図幅地域）であり、層厚は最大 90 m に達する。細礫を含む厚い粗粒砂層が大部分を占め、一部に泥層を挟む岩相を示す。砂層には平行葉理や斜交層理が良く発達している。

しやくの  
宿野互層（Tss）

吉田（1984）命名記載。模式地は菰野町宿野の国道 306 号線沿いである。層厚は 30-60 m であり、層厚が数-10 数 m の砂泥互層からなる。全体に泥層が優勢であり、泥層も大部分青灰色粘土からなり、これに一部シルトを伴う。砂層は平行葉理が良く発達している。下部に宿野火山灰層が挟まれ、その上位に植物化石を産する炭質シルト層が挟在している。

にしこもの  
西菰野互層（Tsn）

吉田（1984）命名記載。模式地は菰野町西菰野南の採土場（「御在所山」図幅地域）である。層厚は見られる限りで 80 m である。砂層優勢-卓越の砂泥互層からなる。砂層は細礫を含み平行葉理や斜交層理などが良く発達している。泥層は粘土とシルトからなるが、その量は湯の山礫相に近くなると少なくなる。

ゆやま  
湯の山礫相

松井（1943）命名記載，宮村ほか（1981）再定義。模式地は近鉄湯の山駅西方にある露頭（「御在所山」図幅地域）。「御在所山」・「亀山」図幅地域の鈴鹿山脈近傍部に帯状に分布している。層厚は「御在所山」図幅地域で 400 m 以上，「亀山」図幅地域で 250 m 以上である。東（平野側）に向かって細粒になり、山麓線付近では厚い礫層からなるが、東に進むと厚さ数 m ごとの礫層と泥層からなる。礫はチャート・砂岩・泥岩・溶結凝灰岩・花崗岩の亜円-円礫からなる（第3表）。

このような岩相・岩相変化，そして古流向（第23・33図）から判断して，湯の山礫相の堆積環境は，石樽累層同様に鈴鹿山脈前面に形成された扇状地が推定できる。

## V. 7 米野累層 (Tm)

**地層名** 安田 (1956b) 命名記載.

**模式地** 藤原町米野 (「彦根東部」図幅地域) の相場川南岸の谷壁 (赤嶺・安田, 1958).

**分布** 藤原町の員弁川西岸の段丘崖から北勢町麓村, そして菰野町杉谷に露出する. 北勢町阿下喜の中位 I 段丘崖にも露出している.

**層厚** 見られる限りの層厚は, 麓村で 200 m, 杉谷で 120 m である.

**層序関係** 大泉累層に漸移整合に重なる (第 39・40 図).

**岩相及び堆積環境** 麓村及び阿下喜と杉谷で若干異なる岩相を示す. 麓村・阿下喜では礫層と泥層の互層からなる (第 39・41 図). 礫層は厚さ 4 m 以下, 礫はチャート・砂岩・泥岩からなり, 極微量の花崗斑岩を含む. 円磨度は, チャートが亜角-亜円礫, 砂岩が亜円礫である. 礫の淘汰は悪い. 礫は上方に向かって大きくなり, 上部では大礫を含む. 基質は泥質細粒砂である. 泥層は厚さ数 10 cm 以下で, 褐-灰白色を呈する.

杉谷では, 厚さ数 m 以下の礫層・砂層・泥層からなる (第 39 図). 麓村より砂層・泥層の挟みが多くなり, 基質は粗-極粗粒砂である. 礫も小さく, 淘汰も比較的良くなる. 花崗岩礫が極微量含まれる.

米野累層から得られた古流向 (第 23 図) は, 本図幅地域では数少ないが, いずれも上石津町-藤原町地域 (第 28 図) 同様に, すべて鈴鹿山脈から伊勢平野側への向きである.

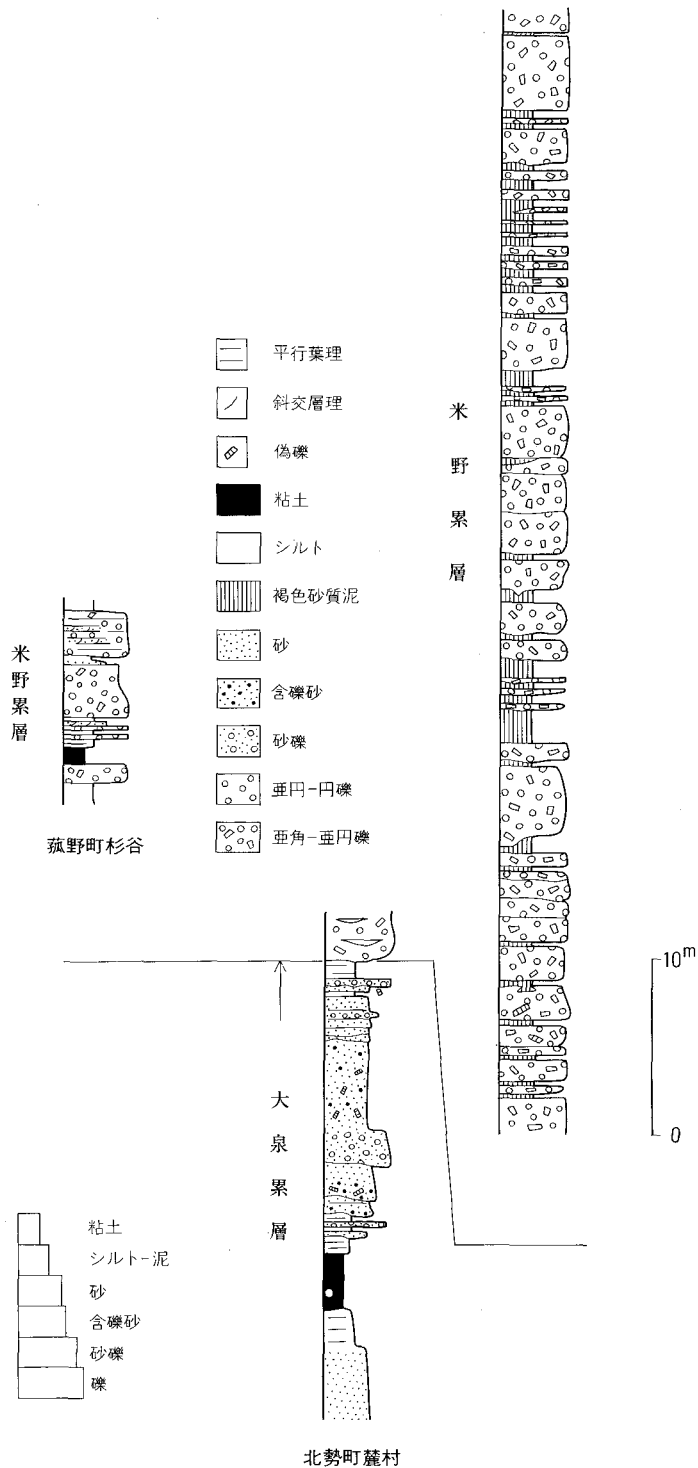
以上述べた麓村地域の岩相・堆積構造からみて, 米野累層を構成する礫層には, 土石流堆積物が含まれている可能性が高い. そして, 米野累層が鈴鹿山脈前面に堆積していること, 古流向がすべて山地から平野側に向かっていること, 山脈に沿って細長く伸びて分布する (第 17 図) ことから, その堆積環境としては, 鈴鹿山脈前面に形成された合流扇状地が想定可能である.

## V. 8 火山灰層

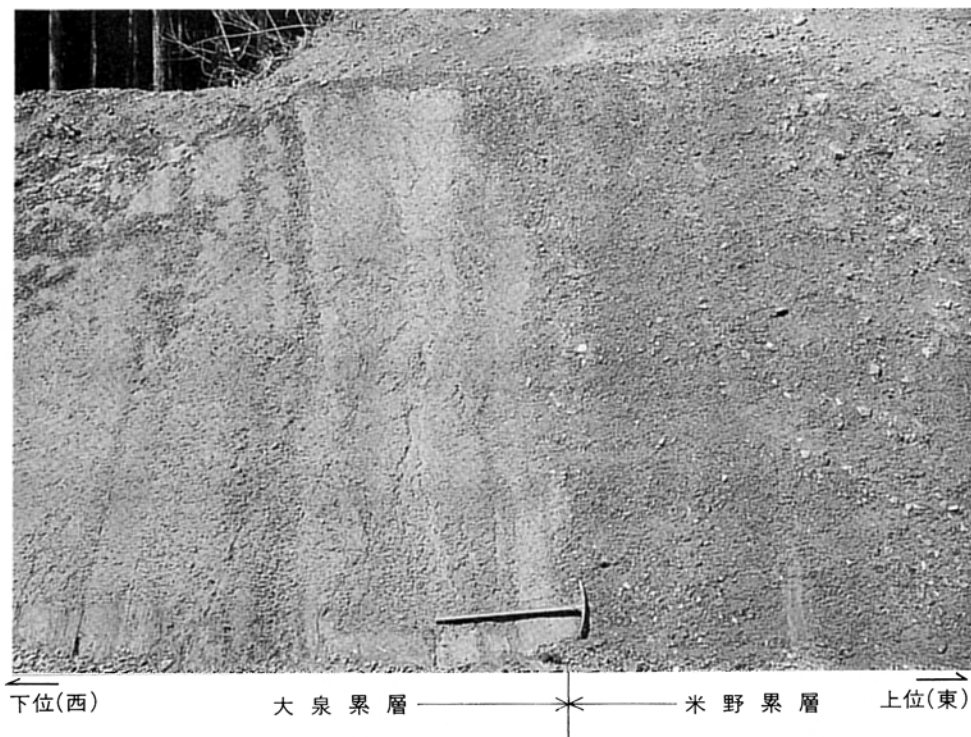
本図幅地域の東海層群には, 厚さ数 cm から 10 数 m の火山灰層が多数挟まれている (第 16 図). 火山灰層のほとんどは灰白色・ガラス質の流紋岩質火山灰層である. 以下, 北勢地域・御在所山地域・四日市地域の順に, 各火山灰層について述べる.

### V. 8. 1 北勢地域

北勢地域に露出する 40 層近い火山灰層のうち, 地質図に, 前山・美鹿・東谷・多度・市之原・南谷 I・南谷 II・二之瀬・平津・坂東 I・坂東 II・嘉例川・大矢知・富田山城道路・六石・垂坂町・南垂坂町・南鶴火山灰層の分布を示した. これらの火山灰層の中で, 多度・市之原・六石火山灰層は, フィッシュントラック年代が測定され (後述), 主な火山灰層については, 記載岩石学的性質が明らかにされている (森, 1971; 吉川ほか, 1988). それによると本地域の火山灰層は, ガラスの屈折率=1.495-1.511 の範囲にあり, 黒雲母・角閃石・斜方輝石・不透明鉱物主体の重鉱物組成を示す (吉川ほか,



第 39 図 大泉累層最上部-米野累層の地質柱状図



第 40 図 米野累層と大泉累層の境界部の露頭写真  
ハンマーの長さ65cm  
場所：北勢町麓村西の林道（第39図と同じ場所）

1988). なお主な火山灰層については、横山（1971）、森・木村（1973）、宮村ほか（1976）、柴田ほか（1977）、高田ほか（1979）、竹村（1984）、Takemura（1985）、吉川ほか（1988）の記述がある。

以下、初めに地質図に分布を示した 18 層の火山灰層を下位から記載し、残りの火山灰層は丘陵ごとに記述する。

#### 多度火山灰層 (Td) (新称：第 42 図)

(模式地) 多度町古野下ヶ平南の崖。(分布・層準) 模式地周辺のほか、桑名丘陵下深谷部西方に露出する。古野累層下部に挟在する。(層厚) 模式地で 175 cm、桑名丘陵で 3 m 以上。(岩相) 模式地では、シルトサイズガラス質火山灰からなる基底部と、硬くて極細粒<sup>3)</sup> -シルトサイズ火山灰からなる主部分に分けられる。色調は白-灰白色であり、植物化石を含む。

#### 前山火山灰層 (Me) (森・木村, 1973: 第 42 図)

(模式地) 森・木村（1973）では指定されていないので、多度町美鹿前山の肱江川支流の露頭とする<sup>4)</sup>。(分布・層準) 模式地とその東方約 500 m の小道の崖に露出する。員弁丘陵の古野累層下部に挟在する。

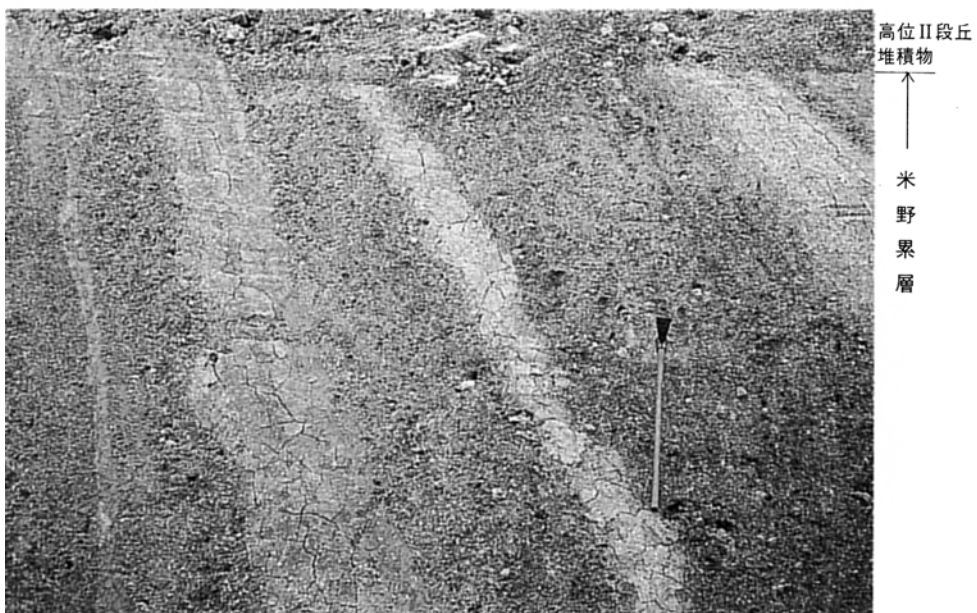
3) 以下、火山灰の粒度は、極細粒砂・細粒砂・中粒砂・粗粒砂・極粗粒砂サイズを、極細粒・細粒・中粒・粗粒・極粗粒と表現する。

4) この露頭位置は名古屋市立第二工業高等学校中山勝博氏に御教示頂いた。



下位(西)

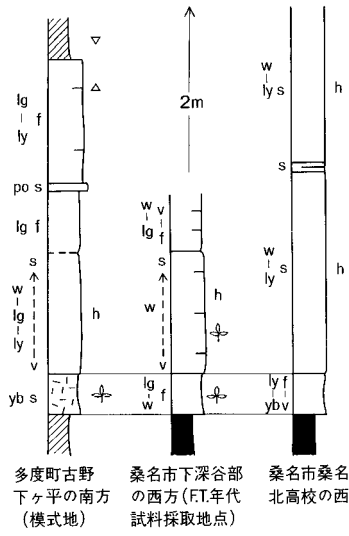
上位(東)



第41図 米野累層の露頭写真

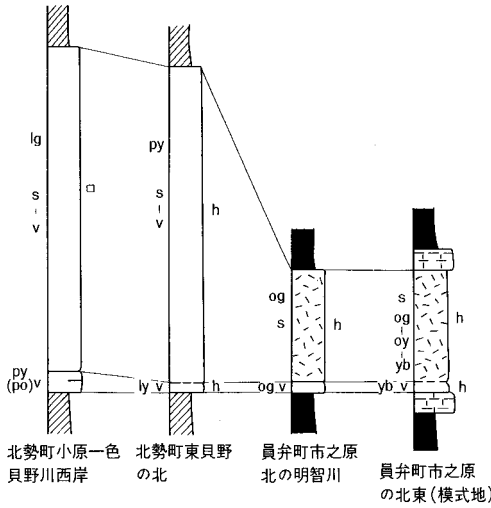
上) 礫層と泥層の互層. 下) 礫層の接写. ハンマーの長さ 65cm  
場所: 北勢町麓村 (第40図と同じ場所)

多度火山灰層

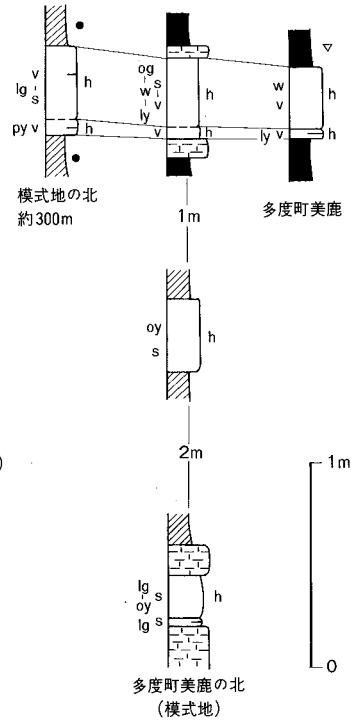


垂直炭	● 炭質	w 白色	h: 硬
粘土	■ 粘土質	lg 灰白色	sf: 軟
シルト	□ シルト質	g 灰色	(境界面)
砂	▽ 火山灰質	og オリーブ灰色	明瞭 漸移
礫	△ 砂質	do 暗オリーブ色	
細片割れ	▼ 重鉱物	ob オリーブ黒色	
無層理	○ 軽石	og 緑灰色	
平行層理	⊕ 植物化石	bg 青灰色	
斜交層理	♠ 木片	dg 暗灰色	
コンポジット 葉理	vc 極粗粒砂	py 淡黄色	
スランプ構造	o 粗粒砂	po 淡橙色	
↑ 級化層理	m 中粒砂	ly 浅黄色	
↑ 弱い ↑ 級化層理	f 細粒砂	y 黄色	
	v 極細粒砂	oy オリーブ黄色	
	s シルト	yb 黄褐色	
	cl 粘土	gb 緑黒色	

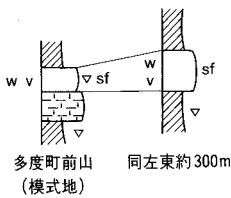
東谷火山灰層



美鹿火山灰層



前山火山灰層



第 42 図 多度・前山・美鹿・東谷火山灰層の地質柱状図

(層厚) 模式地で 12cm. (岩相) 白色・極細粒で軟らかいガラス質火山灰である.

**美鹿火山灰層 (Br)** (森・木村, 1973 : 第 42 図)

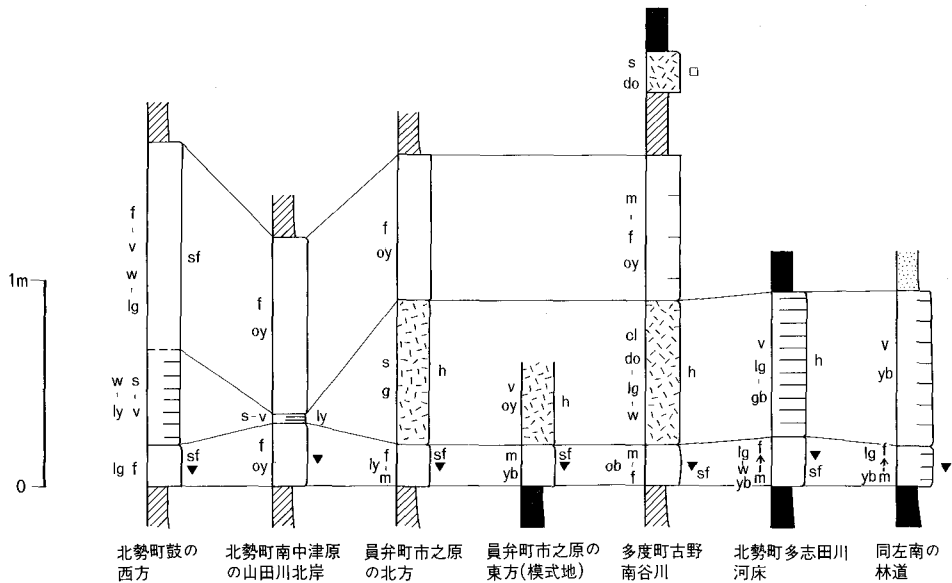
(模式地) 多度町美鹿北西の道路に面した崖. (分布・層準) 模式地周辺だけに分布し, 員弁丘陵の古野累層下部に挟まれる. 模式地では 3 層の火山灰層が露出し, 下位から美鹿 I・II・III 火山灰層と呼ぶ (吉川ほか, 1988). なお多度・前山・美鹿火山灰層は, 直接的な上下関係は明らかでないが, 一応, 第 16 図のような層序関係にあるものと判断した. (層厚) 美鹿 I-III 火山灰層のいずれも 30-40 cm である. (岩相) 美鹿 I・II 火山灰層はシルトサイズで硬く, 風化乾燥すると黄色味を帯びてヌカ状になる. 美鹿 III 火山灰層はややガラス成分が多く, 粒度が他の 2 層の火山灰層よりも粗い.

**東谷火山灰層 (Hg)** (竹村, 1984 : 第 42 図)

(模式地) 員弁町市之原東方の露頭. (分布・層準) 員弁丘陵北西部では, 模式地のほか明智川本流などの古野累層中部に挟まれる. 「津島」図幅地域の貝野川周辺でも市之原累層最下部に数か所露出する. (層厚) 模式地付近では 60 cm, 貝野川周辺では 1 m 以上. (岩相) 基底層がやや粒度が粗いことを除くと, シルトサイズで非常に硬い. 色調はオリーブ-灰色味を帯びる. 風化すると黄色く, ヌカ状になる. 貝野川周辺では全体に粒度がやや粗い.

**市之原火山灰層 (Ic)** (竹村, 1984 : 第 43 図)

(模式地) 多度町美鹿から員弁町市之原に至る峠の露頭. (分布・層準) 北勢地域では員弁丘陵だけに露出し, 同丘陵北西部では市之原累層に, 南東部では古野累層に挟まれている. 御在所山地域では多志田川とその南の林道の古野累層上部に挟在する (原山ほか, 1989). (層厚) 北勢地域では 120-160 cm, 御在所山地域では 1 m 弱である. (岩相) 粗→細→粗の順に粒度変化を示す三つの部分からなる. 下部

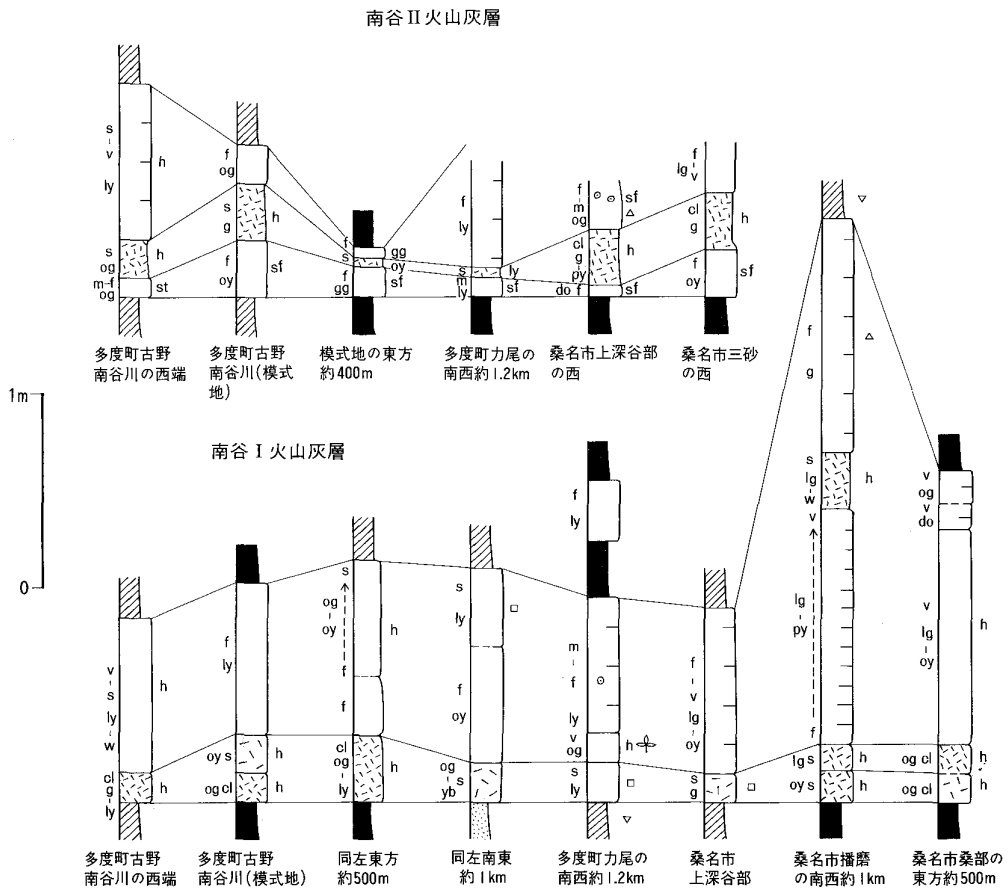


第 43 図 市之原火山灰層の地質柱状図  
凡例は第 42 図と同じ

は軟らかい細-中粒ガラス質火山灰からなり、黒雲母結晶を多量に含むのでザラザラした感じのゴマシオ状である。中部は硬いシルトサイズ火山灰であり、細片-ブロック状に砕ける。上部は細粒・無層理のガラス質火山灰である。色調はオリーブ-黄-灰色味を帯びる。御在所山地域では中下部だけからなる。

**南谷 I 火山灰層 (Md I) (竹村, 1984: 第 44 図)**

(模式地) 多度町古野南谷川の崖。(分布・層準) 模式地周辺のほか、猪飼背斜部・桑名丘陵西部・朝日丘陵北部に露出する。古野累層に挟在する。(層厚) 桑名市播磨の南で最も厚く 3 m に及ぶが、一般には 1 m 前後である。(岩相) 模式地では硬くオリーブ色味を帯びるシルト-粘土質火山灰の下部と、灰白-浅黄色で細粒ガラス質火山灰の上部に分けられる。下位の多度火山灰層と岩相が似ているが、主部が多度火山灰層よりガラス質であり、風化乾燥した場合、多度火山灰層は白色石膏様になるが、本火山灰層は黄色味を帯びる。



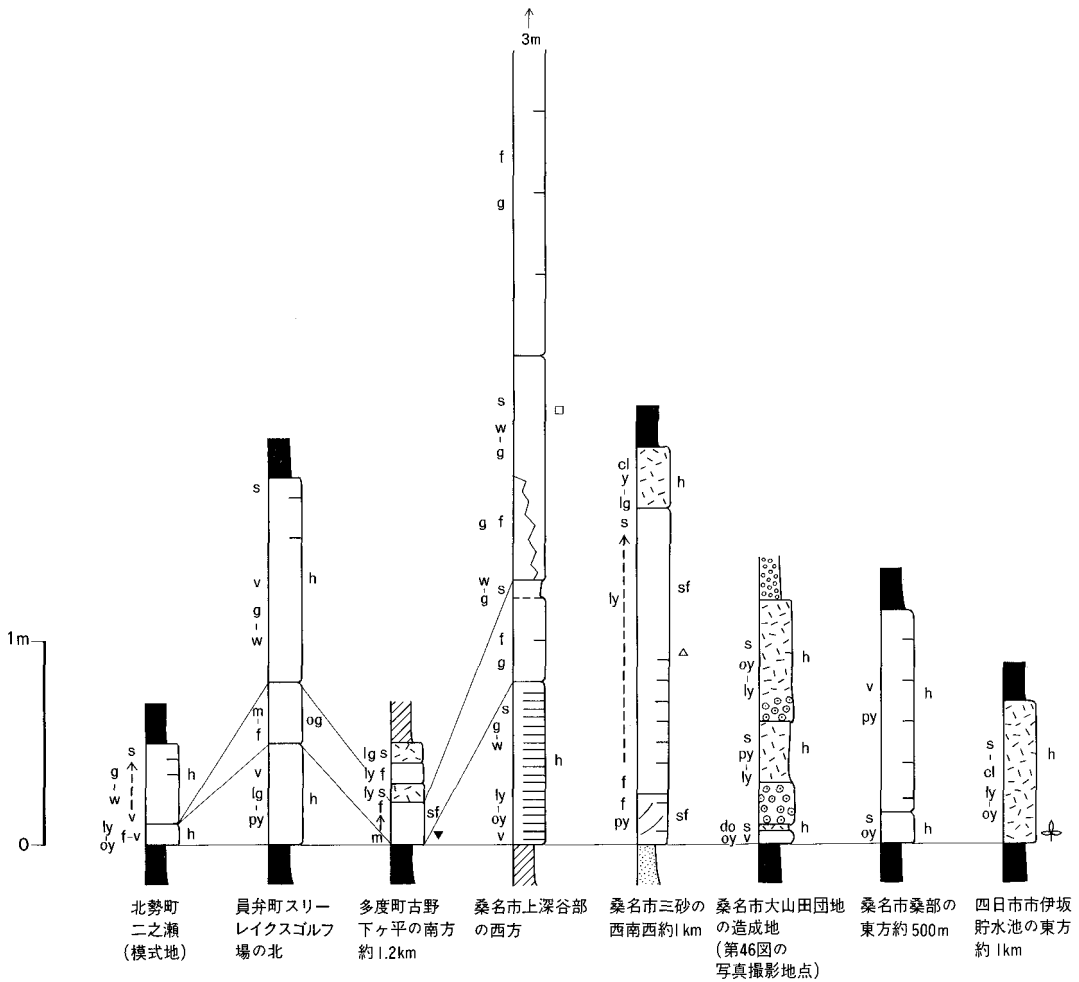
第 44 図 南谷 I・II 火山灰層の地質柱状図  
凡例は第 42 図と同じ

**南谷Ⅱ火山灰層 (MdⅡ)** (竹村, 1984: 第 44 図)

(模式地) 南谷Ⅰ火山灰層の模式地約 300 m 西方の崖。(分布・層準) 模式地周辺では市之原累層最下部に挟在する。桑名丘陵北東部の古野累層中にも露出する。(層厚) 模式地で 80 cm。(岩相) 下位から、軟らかい細粒ガラス質火山灰, 硬くてシルトサイズで細片状に割れる火山灰, 無層理塊状のやや砂質の火山灰の順に重なる。色調はオリーブ-灰-黄色味を帯びる。

**二之瀬<sup>にのせ</sup>火山灰層 (Ni)** (竹村, 1984: 第 45 図)

(模式地) 北勢町二之瀬(「津島」図幅地域)。(分布・層準) 員弁・桑名・朝日丘陵に広く露出する。員弁丘陵では市之原累層下部, 桑名・朝日丘陵では暮明累層最下部-古野累層上部に挟まれる。(層厚) 模式地で 50 cm, 一般に 2 m 以下である。海岸側丘陵では南ほど厚さが薄く, 粒度が細かい。(岩相)

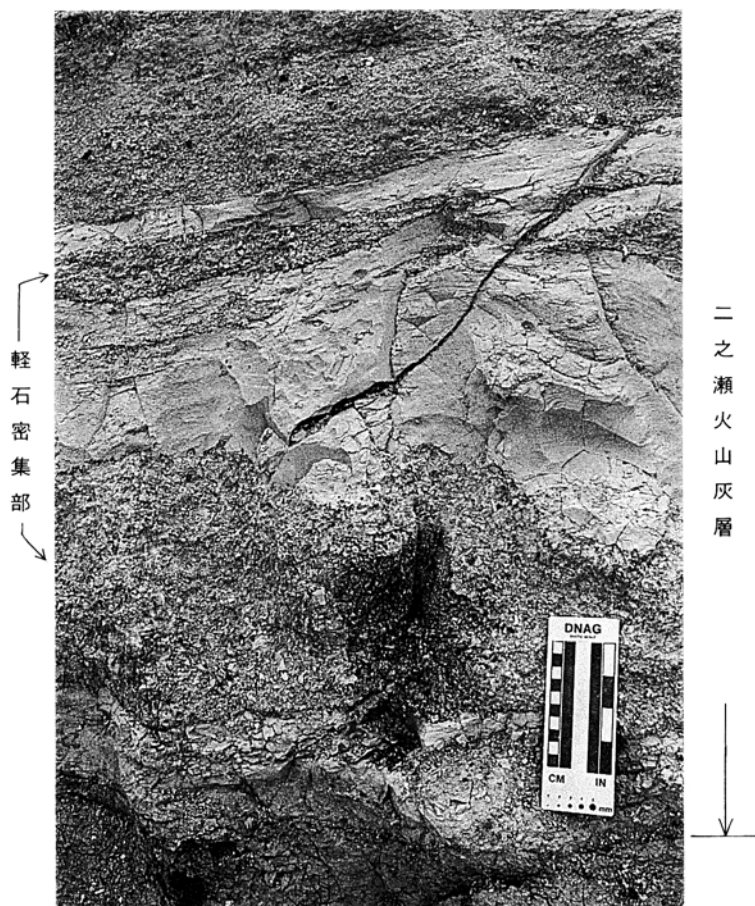


第 45 図 二之瀬火山灰層の地質柱状図  
凡例は第 42 図と同じ

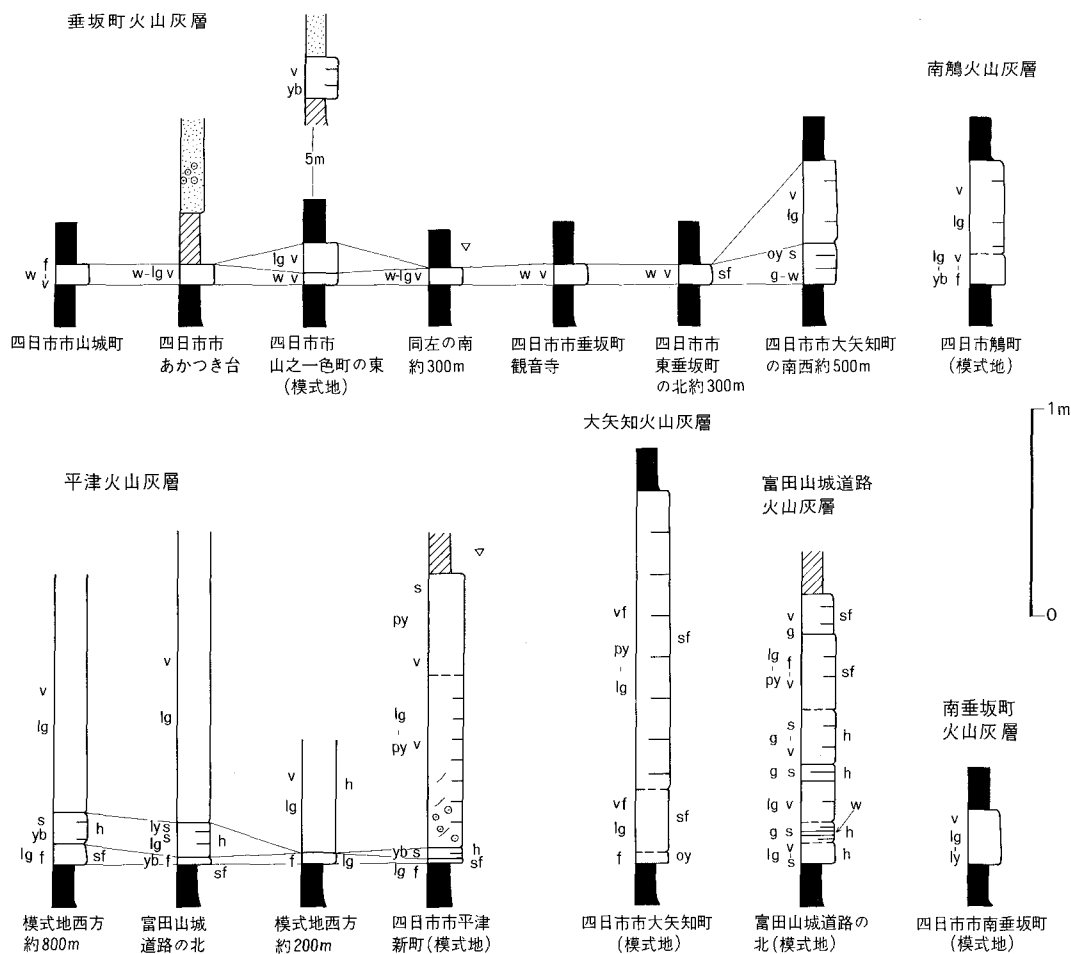
シルト-極細粒サイズの硬い火山灰を主体とし、細片-ブロック状に砕ける。新鮮な場合、灰-オリーブ色、風化すると浅黄-オリーブ黄色である。桑名市大山田団地南の造成地では、軽石の密集部を挟む箇所がある（第 45・46 図）。

<sup>へいづ</sup>  
**平津火山灰層 (Hi)** (新称：第 47 図)

(模式地) 四日市市平津新町の住宅地西を流れる川そばの露頭。 (分布・層準) 模式地からあかつき台四丁目付近まで連続的に露出する。垂坂丘陵の古野累層最上部に挟まれる。本火山灰層に対比可能な火山灰層は、朝日丘陵では認められるが (後述)、桑名・員弁丘陵では確認できない。 (層厚) 模式地で 140 cm、富田山城道路すぐ北の露頭で 3 m 以上。 (岩相) 全体にガラス質・灰白色火山灰からなる。基底部が最も粒度が粗く、その上位に平行葉理の発達するシルトサイズの硬い火山灰が重なる。主部は極細粒・灰白色であり、模式地では数 cm 大の軽石が葉理に沿って含まれている。



第 46 図 二之瀬火山灰層の露頭写真  
場所：桑名市大山田団地の宅地造成地



第 47 図 垂坂丘陵の東海層群火山灰層の地質柱状図  
凡例は第42図と同じ

### 坂東 I 火山灰層 (Bd I) (竹村, 1984 : 第 48 図)

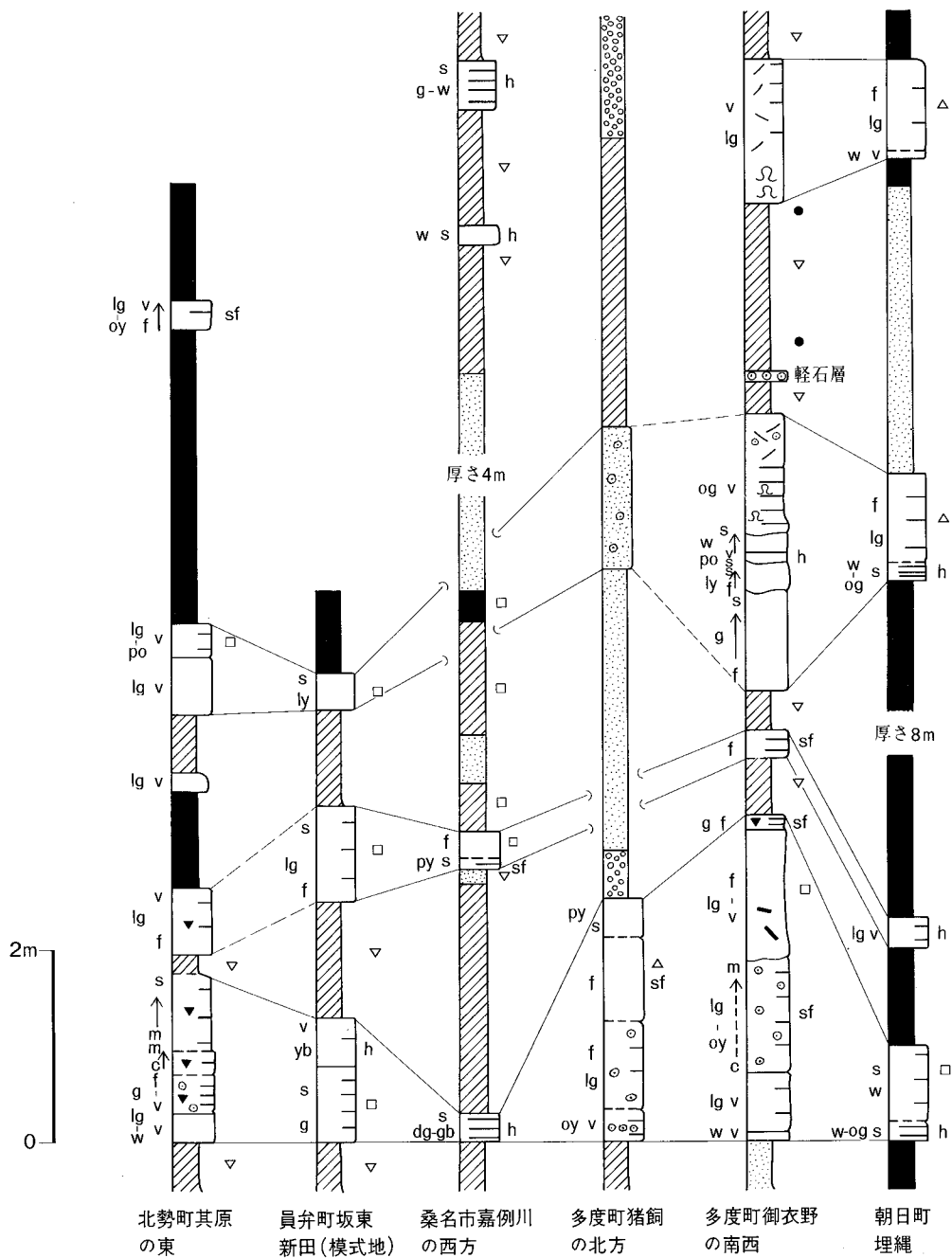
(模式地) 員弁町坂東新田の北。(分布・層準) 嘉例川火山灰層と並んで最も有効な鍵層であり、北勢地域全域に分布している。員弁丘陵北西部では市之原累層上部、同丘陵南東部から海岸側丘陵では暮明累層下部-最下部に挟在する。御在所山地域に露出する杉谷 I 火山灰層に対比された(吉田, 1990)。(層厚) 一般に 4-5 m の範囲にあるが、模式地東方の平古では 10 m 以上と厚く、逆に模式地西方の西小山谷川では 1 m と薄い。(岩相) 灰白色、極細-細粒でサラサラした感じのガラス質火山灰からなる。基底部の粒度は主部より粗く、主部には軽石(数 cm 大以下)が含まれている場合がある。

### 坂東 II 火山灰層 (Bd II) (竹村, 1984 : 第 49 図)

(模式地) 員弁町坂東新田の明智川河床。(分布・層準) 北勢地域の丘陵に広く分布する。員弁丘陵北西部では市之原累層最上部、同丘陵南東部から朝日丘陵では暮明累層最上部-上部に挟在する。(層厚)





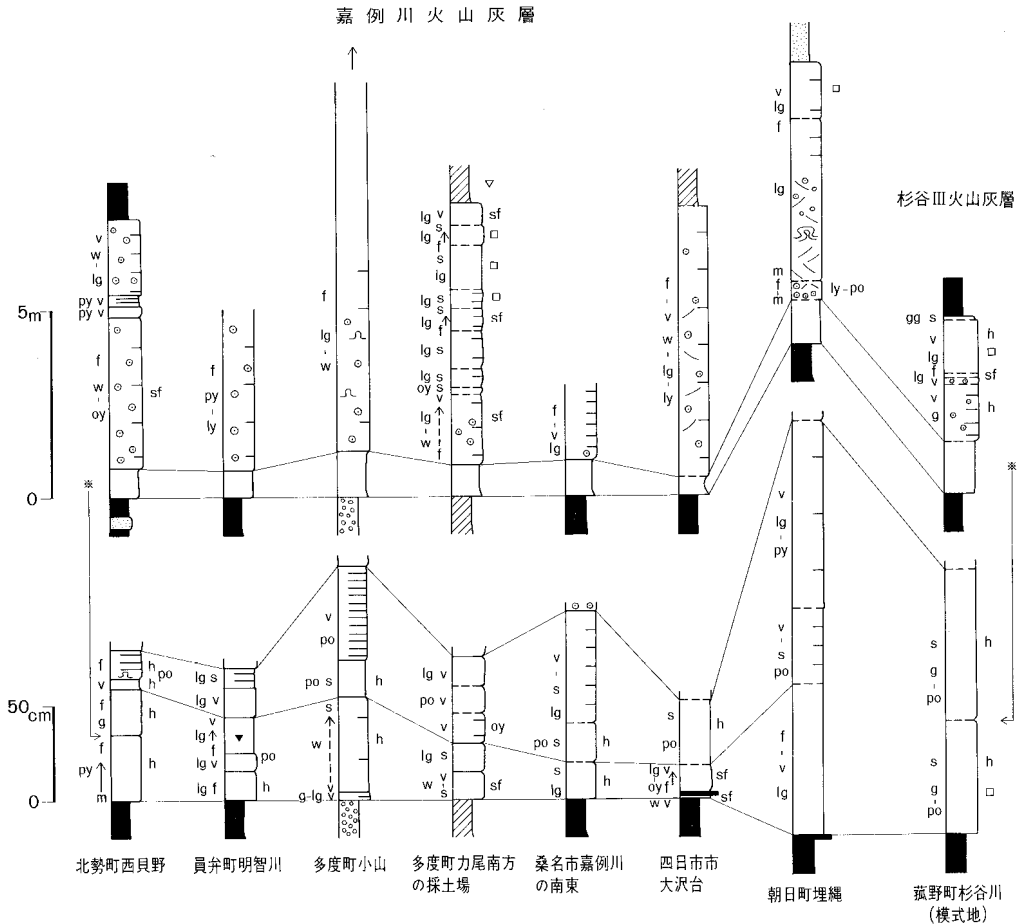


第 49 図 坂東Ⅱ火山灰層の地質柱状図  
凡例は第 42 図と同じ

4-5 層の火山灰層の組合せから構成される<sup>5)</sup>。全体の層厚は 10 数 m になる。(岩相) いずれの火山灰層も灰白色・ガラス質火山灰からなる。普通、一番下位の火山灰層が最も厚く、粒度が粗い。軽石を含む。

<sup>かがわ</sup>  
**嘉例川火山灰層 (Kr)** (森, 1971 : 第 50 図)

(模式地)「彦根東部」図幅地域の石上津町下山東方の牧田川河岸(宮村ほか, 1976)。横山(1971)及び竹村(1984)のパミス火山灰層と同じ火山灰層である。(分布・層準)北勢地域の大泉累層中部に連続して挟まれるが、垂坂丘陵東部では確認できない。御在所山地域の杉谷Ⅲ火山灰層に対比された(吉田, 1990)。(層厚)多度丘陵の標高 105 m 三角点の北の露頭では 15 m 近い厚さを持つが、他の露頭では 7-8 m の範囲にある。(岩相) 基底部と主部に大きく分かれる。基底部は厚さ 50-120 cm, 更にいくつかの部分に細分できるが、全体に主部より粒度が細かくて硬く、赤紫色(アズキ色)(吉川ほか, 1988)から淡橙色を示す部分が発達する。主部は全体に灰白色で比較的軟らかいガラス質火山灰か



第 50 図 嘉例川・杉谷Ⅲ火山灰層の地質柱状図  
 凡例は第 42 図と同じ

5) したがって坂東Ⅱ“火山灰層”という呼び方は正しくないが、便宜的にこう呼んでおく。

らなり、軽石を含む。一般に平行葉理が発達するが、朝日町埋繩の露頭では、コンボリュート葉理、谷型・板状型斜交層理、スランブ構造が発達し、偽礫を含んでいる（第 51 図）。

#### 大矢知火山灰層 (Oy) (新称：第 47 図)

(模式地) 四日市市大矢知町。(分布・層準) 模式地だけに露出する。大泉累層山之一色砂層上部に挟在する。(層厚) 170 cm。(岩相) 細-極細粒で軟らかいガラス質火山灰からなる。主部には剥離性のある平行葉理が発達する。

#### 富田山城道路火山灰層 (Tn) (新称：第 47 図)

(模式地) 富田山城道路北側の露頭。(分布・層準) 模式地付近だけに露出し、大泉累層山之一色砂層に挟まれる。(層厚) 模式地で最大 130 cm。道路西側の崖で尖滅する。(岩相) 色調は灰白-灰色を呈し、シルト-極細粒で硬い下部と、極細-細粒で軟らかいガラス質火山灰からなる上部に大きく分けられる。

#### 六石火山灰層 (Rk) (森・木村, 1973 : 第 52 図)

(模式地) 北勢町六石西方の道路の北。(分布・層準) 模式地・東小山谷川・明智川・嘉例川(河川名)に露出する。員弁丘陵の大泉累層上部に挟在する。(層厚) 模式地周辺で 20-30 cm, 嘉例川で 90 cm。(岩相) 白-灰白色で軟らかいガラス質火山灰からなる。嘉例川以外では、細-中粒の基底部、極細-細粒で級化層理を示す主部に分けられる。

#### 垂坂町火山灰層 (Ta) (新称：第 47 図)

(模式地) 四日市市山之一色町東方約 500 m の崖。(分布・層準) 四日市市山城町から模式地を経て、垂坂丘陵東端の大矢知町南まで追跡できる。垂坂丘陵の大泉累層垂坂粘土層最下部に挟まれる。(層厚) 大矢知町の南では 60 cm, 他の露出地点では 10-20 cm の範囲にある。(岩相) 上部と下部に分けられるが、上部は模式地と大矢知町南だけに認められる。白色で軟らかいガラス質火山灰からなる。岩相と挟在層準から、「彦根東部」地域の大泉累層上部-最上部に挟まれ、白色・ガラス質の六石・米野 I-III 火山灰層(吉田, 1988)のいずれかに対比できる可能性が高い。

#### 南垂坂町火山灰層 (Mn) (新称：第 47 図)

(模式地) 四日市市南垂坂町の住宅地裏の崖。(分布・層準) 模式地から大谷台二丁目にかけて露出し、大泉累層鵜互層に挟在する。(層厚) 25 cm。(岩相) 灰白色・極細粒のガラス質火山灰からなる。

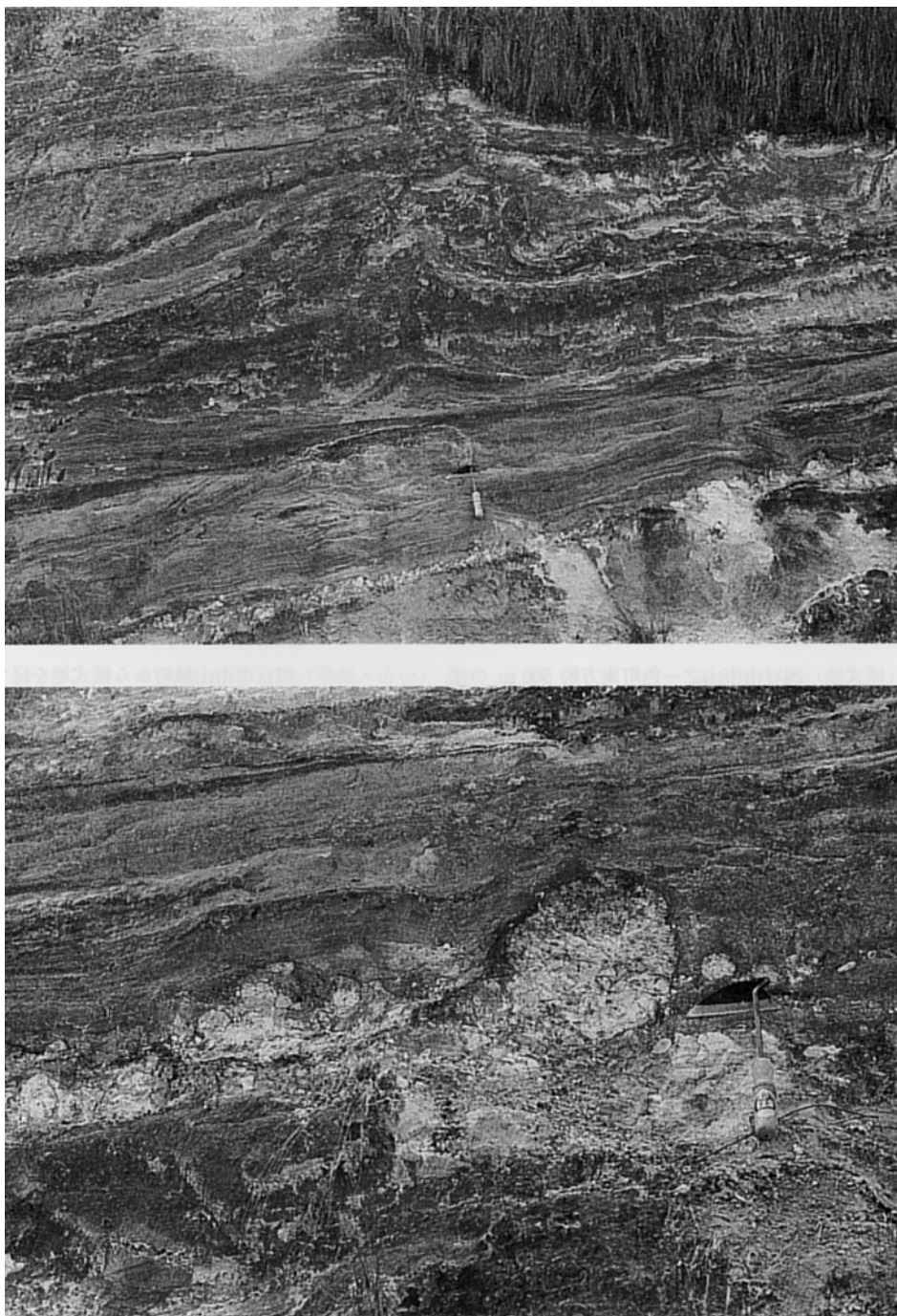
#### 南鵜火山灰層 (Mi) (新称：第 47 図)

(模式地) 四日市市南鵜町の住宅地裏の崖(「四日市」図幅地域)。(分布・層準) 模式地付近と南垂坂町南方に露出する。大泉累層別名粘土層に挟まれる。(層厚) 60 cm。(岩相) 極細-細粒で灰白色のガラス質火山灰からなる。下部15cm はピソライトの空隙が認められ、ピンク色を帯びる。

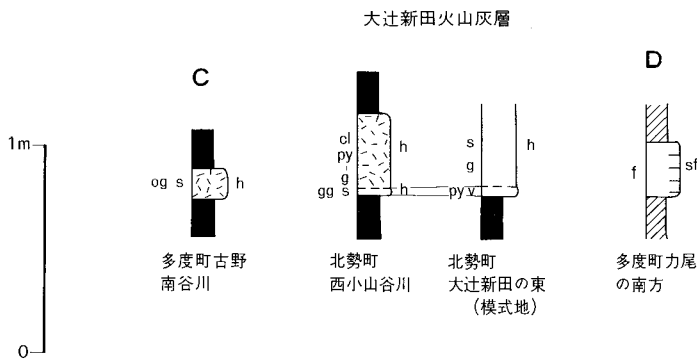
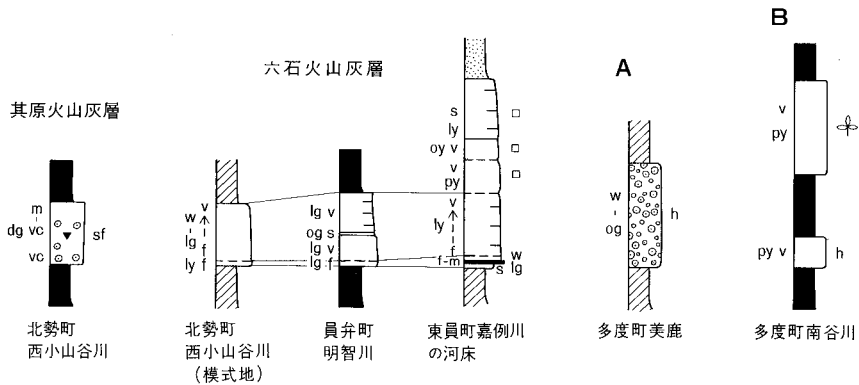
#### 員弁丘陵のその他の火山灰層

a. 市之原火山灰層下位(?)の軽石質火山灰層(第 52 図の A)。多度町美鹿江川の南岸の崖に露出する。層厚 50 cm, 数 mm 大の軽石の集合からなるザラザラした感じの火山灰層であり、オリーブ灰-白色を呈する。

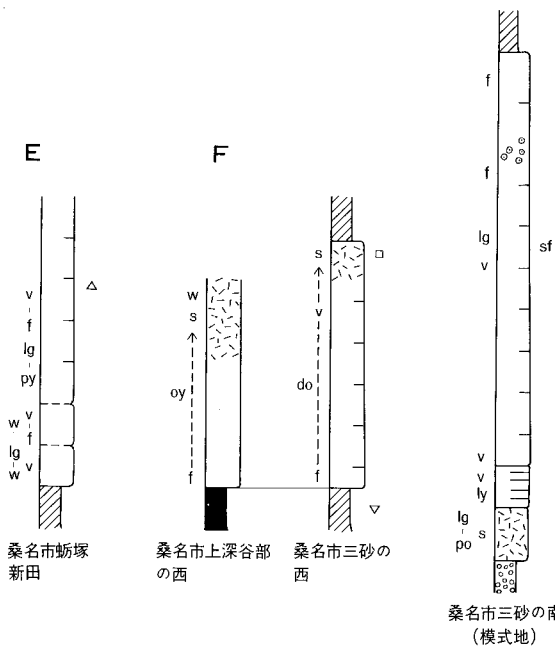
b. 南谷 I 火山灰層直下の 2 層の火山層(第 52 図の B) 南谷 I 火山灰層の模式地すぐ北の崖の古野累層に挟まれる。2 層とも極細粒・淡黄色であり、風化するとヌカ状になる。



第 51 図 嘉例川火山灰層の露頭写真  
上) スランプ構造. 下) 偽礫. ねじり鎌の長さ 30cm.  
場所: 朝日町埋繩の住宅地



深谷部火山灰層



第 52 図 員弁・桑名丘陵の東海層群火山灰層の地質柱状図  
A-Fは本文参照。凡例は第 42 図と同じ

c. 南谷Ⅰ火山灰層上位の火山灰層（第 52 図の C）南谷Ⅱ火山灰層の模式地の南に露出し、市之原累層最下部に挟まれる（第 25 図）。層厚 5-15 cm，オリーブ灰色のシルトサイズ火山灰からなり，細片状に砕ける。

d. 大辻新田火山灰層（竹村，1984：第 52 図）（模式地）北勢町大辻新田東の山田川河床。（分布・層準）明智川より北西の員弁丘陵の市之原累層上部に挟まれる。（層厚）約 40 cm。（岩相）全体に硬く，極細粒-粘土サイズで淡黄色-灰色の火山灰層である。

e. 坂東Ⅰと坂東Ⅱ火山灰層のあいだの火山灰層（第 52 図の D）猪飼背斜部の力尾南方の採土場で認められる。層厚 5-25 cm，細粒・オリーブ色で平行葉理が良く発達すし，軟らかい。

f. 其原<sup>そのはら</sup>火山灰層（竹村，1984：第 52 図）（模式地）北勢町其原山田川河床。東西の小山谷川にも露出する。（分布・層準）模式地周辺だけに露出し，大泉累層下部に挟まれる。（層厚）最大 30 cm。（岩相）暗灰色で軟らかい火山灰からなり，基底部は極粗粒で軽石（最大 3 cm）が密集している。主部は中-極粗粒で淘汰が悪い。

#### 桑名丘陵のその他の火山灰層

a. 深谷部<sup>ふかやべ</sup>火山灰層（新称：第 52 図）（模式地）桑名市上深谷部の三砂の南。（分布・層準）模式地だけに露出する。多度火山灰層下位約 60 m の古野累層下部に露出する。（層厚）245 cm。（岩相）全体にガラス質火山灰からなる。最下部は灰白色・シルトサイズで硬く，一部ピンク色を帯びる。下部は極細粒・浅黄色で平行葉理が発達する。主部は極細-細粒・灰白色で軟らかくサラサラした感じの火山灰からなり，葉理に沿って軽石を含む。

b. 多度火山灰層下位（？）の火山灰層（第 52 図の E）桑名市蠣塚新田に露出する。層厚 1 m 以上，全体に極細-細粒，灰白-白色である。下部 20 cm はややガラス質，他の部分は砂質である。

c. 南谷Ⅱ火山灰層下位の火山灰層（第 52 図の F）桑名市上深谷部の古野累層に挟まれ，2 か所の露頭で確認できる。層厚 120 cm，細粒からシルトサイズに弱く級化層理を示し，暗オリーブ-オリーブ黄色のガラス質火山灰である。

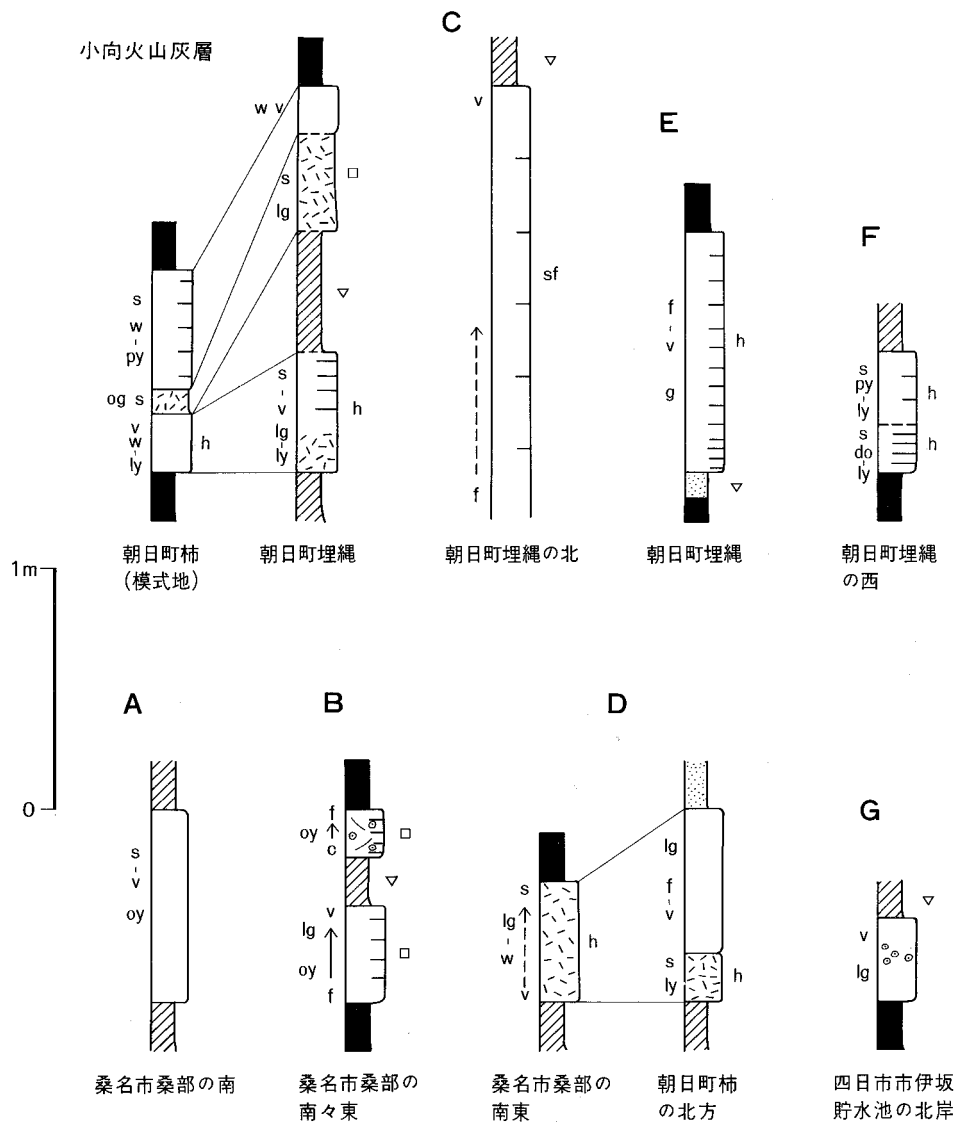
d. 二之瀬火山灰層下位の火山灰層 蓮花寺団地北方約 600 m の道路沿いの崖に露出する暮明累層に挟まれる。層厚 4 m 以上，基底部 30 cm は極細粒-シルトサイズで硬いややガラス質の火山灰から，主部は中-細粒で淡黄-灰白色，サラサラした感じの軟らかいガラス質火山灰からなる。なお下深谷部撓曲の西約 300 m でも，小豆大の軽石を多数含む厚さ 2 m 以上の砂層が露出する。挟在層準と岩相から，本火山灰層に対比できる可能性がある。

#### 朝日丘陵のその他の火山灰層

a. 南谷Ⅰ火山灰層上位の火山灰層（第 53 図の A）桑名市桑部南の古野累層中に 2 ヶ所露出する。層厚 80 cm，シルト-極細粒で，オリーブ黄色を呈するやや硬い火山灰。

b. 二之瀬火山灰層下位の 2 層の火山灰層（第 53 図の B）桑名市桑部南南東の採土場の古野累層に露出する。両火山灰層ともやや砂質で，葉理が発達し，数 mm 大の軽石を含む。

c. 二之瀬火山灰層上位の火山灰層（第 53 図の C）朝日町埋縄の北約 1 km の古野累層上部に挟まれる層厚約 180 cm 以上の火山灰層である。灰白色・ガラス質で軟らかい。挟在層準と岩相から，平津火山灰層に対比できる可能性がある。



第 53 図 朝日丘陵の東海層群火山灰層の地質柱状図  
A-G は本文参照。凡例は第 42 図と同じ

d. 坂東 I 火山灰層下位の火山灰層 (第 53 図の D) 桑名市桑部南東約 1 km の採土場の古野累層最上部に露出する。層厚 50cm。級化層理を示す白色で硬い火山灰からなる。

e. 坂東 I 火山灰層上位の火山灰層 (第 53 図の E) 朝日町埋縄の採土場の大泉累層下部に挟まれる。層厚 80 cm。全体にザラザラした感じの灰色ガラス質火山灰であるが、上部は青味がかかる。細-極細粒

で硬く、剥離性のある平行葉理が発達する。

f. 坂東Ⅱ火山灰層下位の火山灰層（第 53 図の F）朝日町埋縄西方の採土場の大泉累層下部に挟まれる。層厚 50 cm、全体に硬く、黄色味を帯び、シルトサイズである。下部は剥離性のある平行葉理が、上部は波状葉理が発達する。下部にはピンク色を示す部分がある。

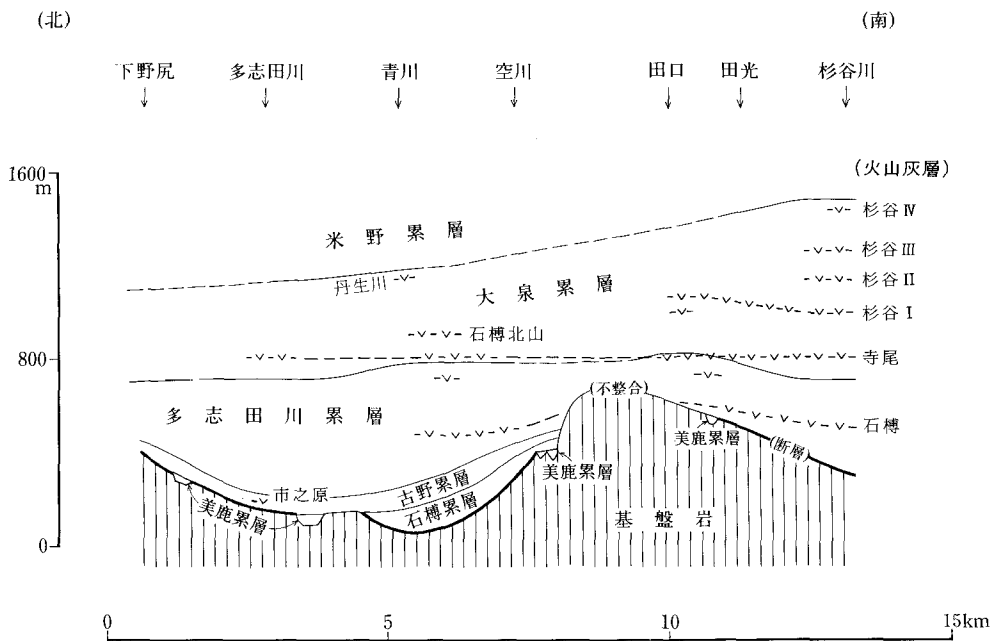
g. 小向火山灰層（新称：第 53 図）（模式地）朝日町柿の北約 500 m。（分布・層準）柿から埋縄まで追跡でき、坂東Ⅱ火山灰層上位の大泉累層中部に挟まれる。（層厚）模式地で 85 cm、埋縄で 160 cm。（岩相）全体に白-灰白色、シルトサイズ-極細粒火山灰からなる。

h. 坂東Ⅱ火山灰層上位の火山灰層（第 53 図の G）

伊坂貯水池北岸の暮明累層上部に挟まれる。層厚 35 cm。極細粒・灰白色・無層理火山灰からなり、数 mm 大の軽石を含む。

## V. 8. 2 御在所山地域

御在所山地域には、下位から市之原・石榑・寺尾・石榑北山・杉谷Ⅰ・杉谷Ⅱ・杉谷Ⅲ・杉谷Ⅳ・丹生川火山灰層など、少なくとも 18 層の火山灰層が挟まれる（吉田，1989；原山ほか，1989：第 16・18 図）。これらの火山灰層の中で、本図幅地域には石榑北山・杉谷Ⅰ・杉谷Ⅳ・丹生川火山灰層が露出するだけであるが、本地域の火山灰層はこれまで詳しい記載がないので他の火山灰層も併せ、下位から順に述べる。第 54 図に御在所山地域の岩相層序と火山灰層序の関係を示す。



第 54 図 御在所山地域の東海層群の層序断面図  
吉田 (1990) に加筆

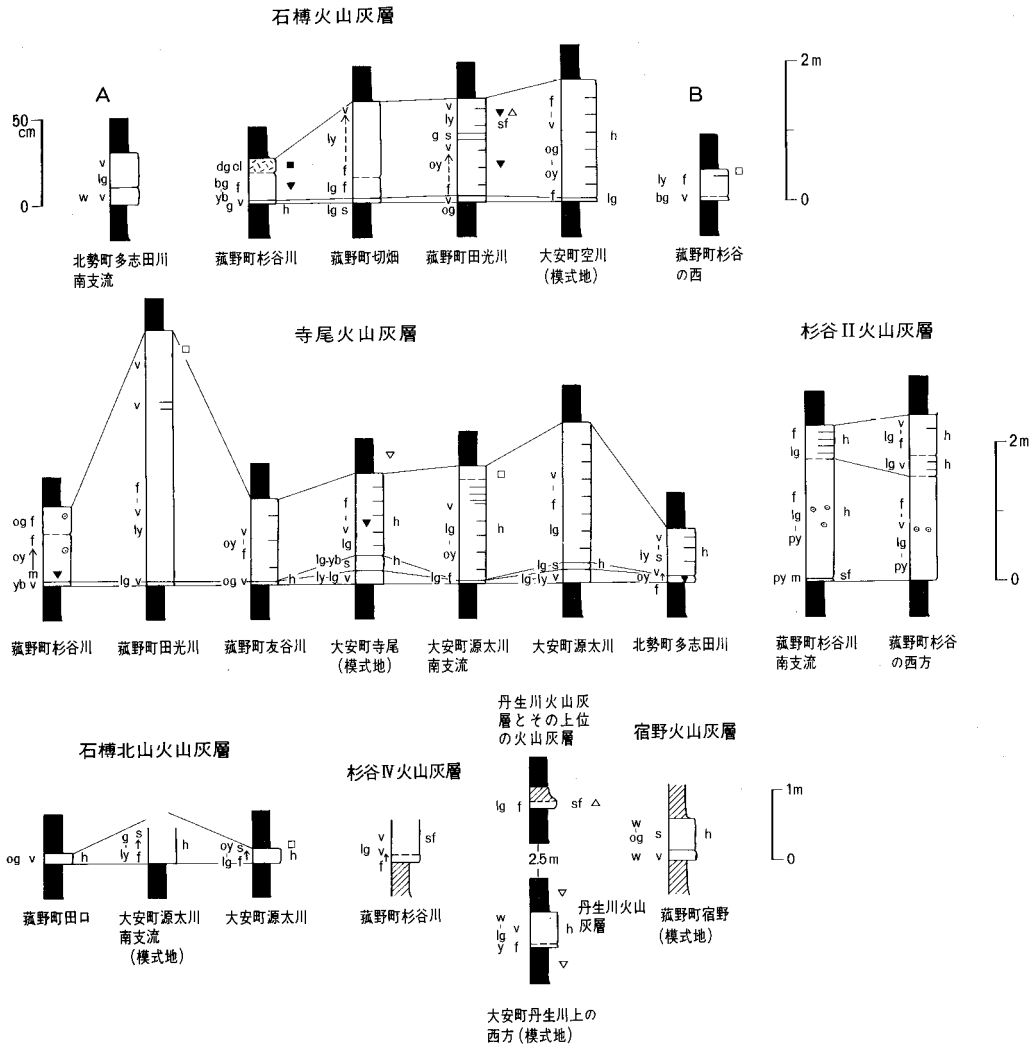


### 市之原火山灰層下位の2層の火山灰層

多志田川南支流の古野累層下部に挟まれる．ここから約2 km 北方の下野尻西方の沢でも，ほぼ同層準に2層の火山灰層が報告されている（松井・嶋崎，1971）．下位の火山灰層は厚さ5 cm 以下，レンズ状に挟まれ，白色・細粒で軟らかい．上位の火山灰層（第55図のA）は厚さ30 cm，上部と下部に分けられ，全体に白-灰白色で細-極細粒の火山灰からなる．下部の一部はピンク色を示す．

#### 石樽火山灰層 いしぐれ（吉田，1989：第55図）

（模式地）大安町石樽南の空川河床（「御在所山」図幅地域）．（分布・層準）源太川から模式地を経て，杉谷川までの多志田川累層下部に挟在する．（層厚）北ほど厚く，模式地で175 cm である．（岩



第55図 御在所山・四日市地域の東海層群火山灰層の地質柱状図  
A-Cは本文参照．凡例は第42図と同じ

相) 基底部と主部分けられる。基底部は灰白色・細粒でやや硬い。主部はオリブ灰色(風化するとオリブ黄色)、細-極細粒で硬い。

#### 石樽火山灰層上位の火山灰層

多志田川累層中に以下のような火山灰層が断片的に挟まれている。

1) 友谷川では、石樽火山灰層の上位約 130 m と約 150 m に火山灰層が認められる。下位の火山灰層は厚さ 40 cm 以下、数 mm 大の軽石を多量に含み、灰白色・粘土サイズで硬い。上位の火山灰層は厚さ数 cm 以下、白色・極細粒である。

2) 源太川南支流では石樽火山灰層上位約 250 m に、2 層の火山灰層が厚さ 2 m の粘土層をあいだに挟んで露出する。両火山灰層とも厚さ 5-20 cm、白色・極細粒で軟らかい。

3) 多志田川南支流では寺尾火山灰層下位約 120 m に、厚さ 1 cm 以下、白色・極細粒で軟らかいレンズ状火山灰層が挟まれる。

#### 寺尾火山灰層 (吉田, 1989: 第 55 図)

(模式地) 大安町寺尾(「御在所山」図幅地域)の北の谷。(分布・層準) 多志田川から杉谷川まで良く連続し、大泉累層最下部(ただし友谷川では多志田川累層最上部)に挟まれる。(層厚) 45-320 cm。(岩相) 全体に硬いガラス質火山灰からなる。模式地では、灰白色(風化すると浅黄色)・極細粒の基底部、灰白色(風化すると黄褐色)・シルトサイズで硬い下部、灰白色・極細-細粒で弱い平行葉理が発達する主部分けられる。

#### 石樽北山火山灰層 (Ik) (吉田, 1989: 第 55 図)

(模式地) 大安町石樽北山の源太川南支流。(分布・層準) 模式地のほか、源太川本流と田口の友谷川の大泉累層下部に挟在する。(層厚) 模式地では厚さ 50 cm 以上。(岩相) 灰色(風化すると浅黄色)の硬いガラス質火山灰からなり、細粒→シルトサイズへ級化層理を示す。

#### 杉谷 I 火山灰層 (Sg I) (吉田, 1989: 第 48 図)

(模式地) 菰野町杉谷川南支流(「御在所山」図幅地域)。現時点では模式地より田口南方の宅地造成地の方が露出状態が良い。(分布・層準) 模式地と田口南方の大泉累層中部に挟在する。(層厚) 田口南で 450 cm。(岩相) 全体にガラス質火山灰からなり、小豆大の軽石を含む。田口の南では、下位から、黄色・細粒で軟らかい厚さ 15 cm の部分、灰白色・極細粒・無層理の厚さ 30 cm の部分、灰白色・細粒で平行葉理が認められる厚さ 30 cm の部分、灰色・シルトサイズの厚さ 5 cm の部分、厚さ 370 cm の主部分けられる。主部のうち、その基底部 50 cm は細-中粒で軟らかく、平行葉理が発達する。この基底部よりも上位は、灰白色・細-極細粒で平行葉理が発達する部分と、灰色・シルトサイズで無層理の部分の繰り返しからなる。

#### 杉谷 I 火山灰層上位の火山灰層 (第 55 図の B)

杉谷西方の大泉累層中部に露出する厚さ 46 cm のガラス質火山灰層である。青灰色・極細粒で硬く、平行葉理が発達する基底部と、浅黄色・細粒で弱い平行葉理が認められる主部分けられる。

#### 杉谷 II 火山灰層 (吉田, 1989: 第 55 図)

(模式地) 杉谷川南支流(「御在所山」図幅地域)。(分布・層準) 模式地と杉谷西方の大泉累層中部に挟まれる。(層厚) 模式地で 220 cm、杉谷西で 240 cm。(岩相) 全体にガラス質火山灰からなる。模

式地では、風化して淡黄色・中粒で軟らかい基底部、灰白色（風化すると淡黄色）・細粒・無層理で硬く、軽石を含む下部、灰白色・細粒で硬く、平行葉理が発達する上部に区分できる。

#### 杉谷Ⅲ火山灰層（吉田，1989：第50図）

（模式地）杉谷川（「御在所山」図幅地域）。（分布・層準）模式地と杉谷西方の大泉累層上部に挟まれる。（層厚）模式地で480 cm，杉谷西方で245 cm。（岩相）全体に硬く，模式地では下位から①-⑥の部分に分けられる。①は厚さ160 cm，全般に風化しており，淡いチョコレート色を帯びた灰色を示す。シルトサイズで硬い。②は厚さ150 cm，ガラス質で，灰白色（風化すると淡黄色）・極細粒，平行葉理が発達し，軽石を含む。③は厚さ15 cm，灰白色・極細粒で軟らかい。④は厚さ5 cm，ガラス質で，灰白色・細粒で軟らかく，軽石を含む。⑤は厚さ140 cm，ややシルト質，灰白色・極細粒で平行葉理が発達する。⑥は厚さ10 cm，緑灰色・粘土サイズである。

#### 杉谷Ⅳ火山灰層（吉田，1989：第55図）

（模式地）杉谷川（「御在所山」図幅地域）。（分布・層準）模式地と杉谷の北の大泉累層最上部に挟まれる。（層厚）模式地で60 cm以上。（岩相）全体に軟らかいガラス質火山灰である。模式地では，灰白色・細-極細粒で級化層理を示す下部と，灰白色・極細粒の上部に分けられる。岩相と挟在層準から，「彦根東部」図幅地域の<sup>にうがわ</sup>大泉累層上部-最上部に挟まれ，白色・ガラス質火山灰からなる六石・米野Ⅰ-Ⅲ火山灰層のいずれかに対比できる可能性がある。

#### 丹生川<sup>にうがわ</sup>及びその上位の火山灰層（新称：第55図）

（模式地）大安町丹生川上西方の採土場。（分布・層準）模式地だけに露出する。大泉累層最上部に挟在する。（層厚）40-50 cm。（岩相）全体に硬く，細粒・黄色で平行葉理が発達する基底部と，白-灰白色・極細粒・無層理の主部からなる。なお丹生川火山灰層の2.5 m上位にも，厚さ5-10 cm，灰白色・細粒，平行葉理が発達する軟らかい火山灰層が認められる。

### V. 8. 3 四日市地域

四日市地域には主な火山灰層として，下位から狭間・鹿化川・川島Ⅰ・川島Ⅱ・泊ヶ丘・宿野火山灰層が挟在する（吉田，1984）が，本図幅地域には宿野火山灰層だけが露出する。

#### 宿野<sup>しゆくの</sup>火山灰層（宮村ほか，1981：第55図）

（模式地）菰野町宿野。（分布・層準）模式地からその南方の桜村累層宿野互層下部に挟在する。（層厚）模式地で60 cm。（岩相）模式地では，極細粒・白色の下部と，シルトサイズ・白-オリーブ灰色で硬い上部からなる。

### V. 8. 4 対比

前項で述べた火山灰層の中で，坂東Ⅰ火山灰層は四日市地域の川島Ⅱ火山灰層と御在所山地域の杉谷Ⅰ火山灰層に（第48図），嘉例川火山灰層は御在所山地域の杉谷Ⅲ火山灰層に（第50図）それぞれ対比された（第16図）（吉田，1990）。また市之原火山灰層と南谷Ⅰ火山灰層は，「亀山」図幅地域の岩森火山灰層と長明寺Ⅱ火山灰層にそれぞれ対比されている（吉川・吉田，1989）。

次に，古琵琶湖・大阪層群火山灰層との対比について述べると，市之原火山灰層は古琵琶湖層群の馬

杉火山灰層に（石田・横山，1969；吉川ほか，1988 など），嘉例川火山灰層は古琵琶湖層群の北脇（五軒茶屋）火山灰層と大阪層群の福田・新田火山灰層にそれぞれ対比可能とされた（吉川ほか，1988）。

## V. 9 化石

本図幅地域の東海層群からは，植物（大型及び花粉）化石，及び長鼻類・淡水生貝などの陸生動物化石が産出する。

### V. 9. 1 植物化石

#### 大型植物化石

東海層群上半部からは，松井（1943），三木（1948），安田（1958）によって，*Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Liquidamber formosana*, *Sequoia sempervirens*, *Juglans cinerea* var. *megacineria*, *Paliurus nipponicus*, *Nyssa*, *Pseudolarix kaempferi*, *Picea koribai* などのメタセコイア植物群の構成種属が多数報告されている（第4表及び第56図）。したがって東海層群上半部は，メタセコイア植物群（市原，1960）によって特徴づけられる大阪層群最下部-下部（鮮新世後期-更新世前期）に対比できる。

#### 花粉化石

東海層群上半部の花粉化石（島倉，1964；松井・嶋崎，1971）のうち，対化の際に重視される *Carya* は古野累層，*Nyssa* は古野累層-市之原累層最下部，*Liquidambar* は古野累層-市之原累層から産出する（第56図）。

### V. 9. 2 動物化石

#### 長鼻類化石

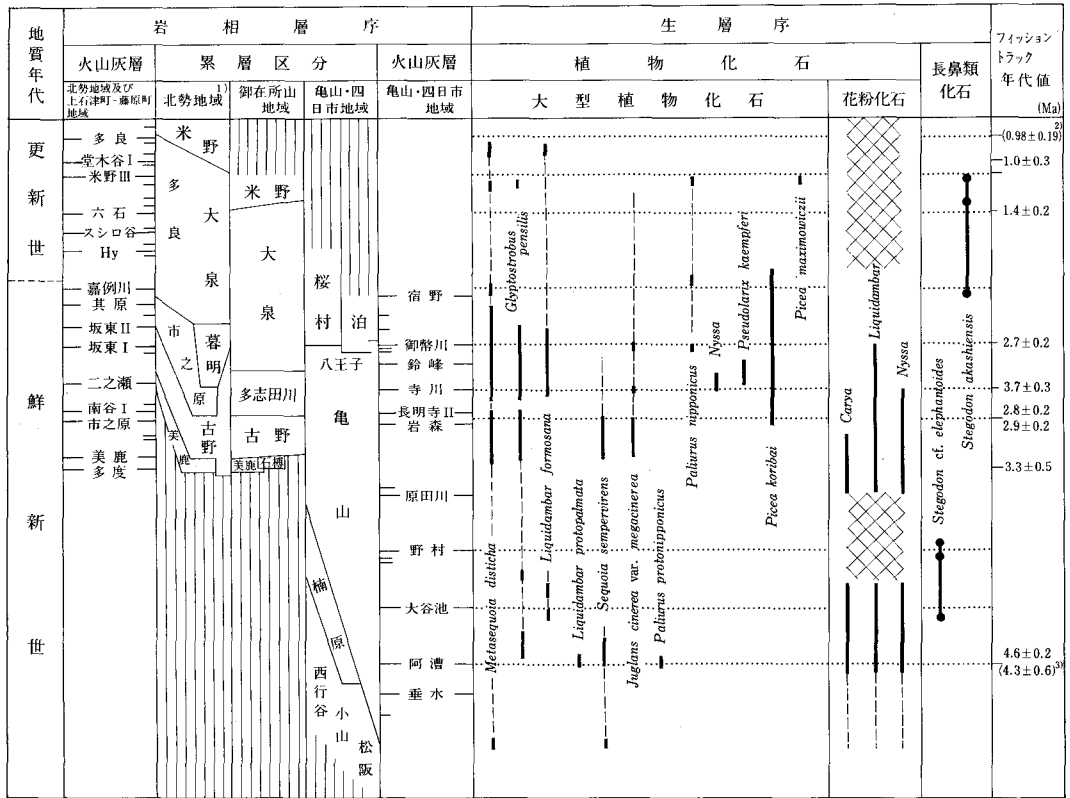
東海層群上半部からは *Stegodon akashiensis*（アカシゾウ）が産出する（第56図）。アカシゾウ化石は3か所から報告され，うち1箇所は本図幅地域に位置する。その産出地点は員弁町笠田大溜の西およそ100mの大泉累層下部（松井，1943），産出層準は其原火山灰層上位（竹村，1984）である。他の2地点は，① 藤原町上之山東方の相場川東岸の大泉累層最上部（角田・赤嶺，1958），すなわち米野Ⅲ火山灰層直下（吉田，1988）と，② 上石津町上多良須城谷の多良累層中部（樽野・吉田，1987），すなわちスシロ谷火山灰層上位約50m（吉田，1988）である（いずれも「彦根東部」図幅地域）。

#### 淡水生貝化石

大泉累層を中心とする東海層群上半部からは，次のような種類がこれまで報告されている（赤嶺・安田，1958；角田・赤嶺，1958）。*Viviparus* cf. *histricus*（ヒメタニシ），*V.* (*Cipangopaldina*) *japonicus*（オオタニシ），*Anodonta*（ドブガイ），*Cristaria*（カラスガイ），*Limnuim* (*Inversidens*) *reiniana*（オトコタテボシ），*Semisarcospira*（カワニナ），*Unio margaritifera*（カワシンジュガイ），*Lanceolaria oxyrhyncha*（ササノハガイ）。

第4表 東海層群上半部産の大型植物化石

累層名	産出した大型植物化石
多良累層	<i>Metasequoia japonica</i> , <i>M. disticha</i> , <i>Glyptostrobus pensilis</i> , <i>Styrax</i> , <i>Stewartia</i> (三木, 1948)
大泉累層	<i>Juglans cinerea</i> , <i>Phragmites</i> , <i>Quercus</i> (松井, 1943) <i>Metasequoia disticha</i> , <i>M. japonica</i> , <i>Styrax japonica</i> , <i>Quercus variabilis</i> , <i>Picea koribai</i> , <i>P. maximowiczii</i> , <i>Fagus hayatae</i> , <i>Carex</i> , <i>Quercus dentata</i> , <i>Sarex</i> , <i>Alunus japonica</i> , <i>Camellia</i> , <i>Paliurus nipponicus</i> , <i>Rosa</i> , <i>Aesculus</i> <i>turbinata</i> , <i>Juglans megacineria</i> (安田, 1958)
市之原累層	<i>Metasequoia japonica</i> , <i>Juglans cinerea</i> , <i>Glyptostrobus pensilis</i> , <i>Styrax</i> , <i>Acer pictum</i> , <i>Alnus pictuma</i> var. <i>glabra</i> , <i>Quercus serrata</i> , <i>Q. criopula</i> (松井, 1943) <i>Metasequoia disticha</i> , <i>Glyptostrobus pensilis</i> , <i>Liquidambar formosana</i> , <i>Nyssa pachycarda</i> , <i>N. rugosa</i> , <i>Picea koribai</i> , <i>Pseudolarix kaempferi</i> , <i>Juglans megacineria</i> , <i>Phyllostachys</i> , <i>Sequoia sempervirens</i> , <i>Paliurus</i> <i>nipponicus</i> , <i>Styrax japonica</i> , <i>S. microcarpa</i> , <i>Sorbus</i> , <i>S. rugosa</i> , <i>Quercus</i> <i>variabilis</i> , <i>Q. dentata</i> , <i>Q. cf. stenophylla</i> , <i>Fagus hayatae</i> , <i>F. japonica</i> , <i>Acer diabolium</i> , <i>A. miyabei</i> , <i>Zelkova ungeri</i> , <i>Stewartia monadelpha</i> , <i>S. pseudo-camellia</i> , <i>Carex</i> , <i>Sarex</i> , <i>Alunus japonica</i> , <i>Camellia</i> , <i>Rosa</i> , <i>Pterocarya multistriata</i> , <i>Platanus</i> , <i>Trapa macropoda</i> , <i>Mallotus protojapo-</i> <i>nicus</i> , <i>Corylopsis spicata</i> , <i>Carpinus carpinoides</i> , <i>Sabia japonica</i> , <i>Gledi-</i> <i>tschia japonica</i> , <i>Cornus brachipoda</i> , <i>Wistaria ligniata</i> , <i>Betula</i> , <i>Tripterygium multipterium</i> , <i>Syringa amurensis</i> , <i>Acantopanax sieboldianum</i> (安田, 1958)
多志田川累層	<i>Metasequoia disticha</i> , <i>Quercus variabilis</i> , <i>Q. dentata</i> , <i>Carex</i> , <i>Sarex</i> , <i>Styrax japonica</i> (安田, 1958)
古野累層	<i>Glyptostrobus pensilis</i> , <i>Metasequoia disticha</i> , <i>Sequoia sempervirens</i> , <i>Juglans cinerea</i> (三木, 1948) <i>Glyptostrobus pensilis</i> , <i>Styrax</i> (松井, 1943) <i>Glyptostrobus pensilis</i> , <i>Quercus cf. stenophylla</i> , <i>Stewartia monadelpha</i> , <i>Styrax microcarpa</i> (安田, 1958)
桜村累層	<i>Metasequoia disticha</i> , <i>Cunninghamia</i> , <i>Acer</i> (三木, 1948) <i>Metasequoia disticha</i> , <i>Juglans megacineria</i> , <i>Fagus hayatae</i> , <i>Quercus</i> <i>variabilis</i> , <i>Q. dentata</i> , <i>Paliurus nipponicus</i> , <i>Sarex</i> , <i>Rosa</i> , (安田, 1958)
八王子累層	<i>Picea koribai</i> , <i>Styrax japonica</i> , <i>Quercus variabilis</i> , <i>Hamamelis</i> <i>parrotoidea</i> , <i>Sarex</i> , <i>Acer</i> (安田, 1958)



第 56 図 東海層群層序の総括図

吉田 (1990) を一部修正加筆。1) 上石津町・藤原町を含む。2) 多良火山灰層に対比される養老火山灰層の年代値 (吉田ほか, 1990)。3) 阿漕火山灰層に対比される大谷火山灰層の年代値 (牧野内ほか, 1983)。

### そのほかの動物化石

*Cervus* (赤鹿) の化石が, アカシゾウ化石産出地点である藤原町上之山田から報告された (角田, 1958)。

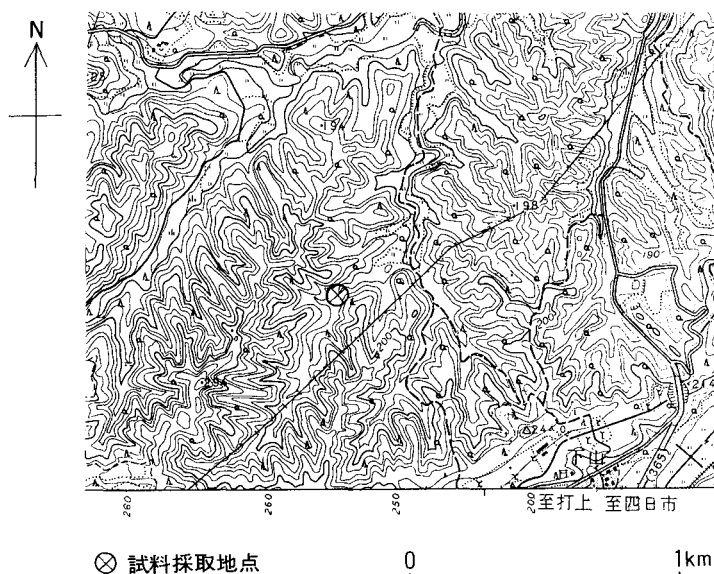
## V. 10 地質年代

### V. 10. 1 フィッシュントラック年代

今回測定した多度火山灰層と堂木谷 I 火山灰層の年代値<sup>6)</sup> を, これまで測定された東海層群の火山灰層の年代値とともに第 56 図に示す。

多度・堂木谷 I 火山灰層のフィッシュントラック年代は grain by grain 法 + re-etch 法 (S2π ES-I2π ES-ED 法) によって行なわれ, ウラン 238 の自発核分裂壊変定数は  $\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17}$  が用いられた。多度火山灰層の試料採取地点を地質図に, 堂木谷 I 火山灰層のそれは第 57 図に示した。ま

6) 測定は(株)京都フィッシュン・トラックに依頼した。



第 57 図 堂木谷・火山灰層の試料採取地点  
 国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「壺仙山」の一部を使用

た年代測定結果は第 5 表と第 58 図に示した。以下、両火山灰層の測定結果について補足する。

1) 多度火山灰層 (年代値:  $3.3 \pm 0.5 \text{ Ma}$ )

試料は最下部から採取され、非常に純度の高いジルコン結晶を十分量含んでいた。自発トラック長に短縮化傾向を示す結晶がかなり含まれていたが、今回の測定ではトラック長に関係なく、すべての自発トラックを計数した。全測定粒子 30 個を対象に 1 粒子当たりの自発及び誘導平均トラック数を算出すると、 $N_s = 1.9$ ,  $N_i = 13.5$  であり、ともになんかなり小さな値である。そのため測定データはややまとまりを欠くが、特に異種年代粒子を認定することは困難なので、全粒子を同一起源に属するとした。

2) 堂木谷 I 火山灰層 (年代値:  $1.0 \pm 0.3 \text{ Ma}$ )

多良累層最上部に挟まれる火山灰層である (吉田, 1988)。この試料も非常に純度の高いジルコン結晶粒を豊富に含んでいた。全測定粒子 30 個を対象にして、1 粒子当りの自発及び誘導平均トラック数を算出すると、いずれも  $N_s = 0.57$ ,  $N_i = 19.2$  という小さな値である。粒子ごとのウラン濃度のまとまりが比較的良好なことからポアソン検定を行なうと、 $\chi^2$  検定による有意水準が 50-60% になり、比較的良好な結果が得られたので、全測定粒子を同一起源に属するとした。

以上の 2 層のほか、これまで東海層群上半部からは、市之原火山灰層 ( $2.8 \pm 0.2 \text{ Ma}$  及び  $2.9 \pm 0.2 \text{ Ma}$ ) と六石火山灰層 ( $1.4 \pm 0.2 \text{ Ma}$ ) の年代値が求められている (横山ほか, 1980)。なお第 56 図に示した多良火山灰層の  $0.98 \pm 0.19 \text{ Ma}$  は、同火山灰層に対比される力尾累層中の養老火山灰層の値 (吉田ほか, 1990) である。

以上、第 56 図に示されるように、年代値が得られた多度・市之原・六石・堂木谷 I・多良 (養老) 火山灰層の挟在層準と、それぞれの年代値の関係には矛盾がない。したがって、フィッショントラック

第5表 多度・堂木谷・火山灰層のフィッショントラック年代測定結果  
測定：(株)京都フィッション・トラック

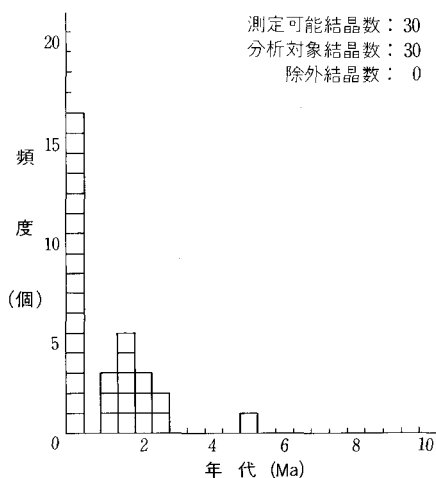
試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス			(*2) 年代値 T (Ma)	誤差(*3)		結晶数 n (粒)	(*4) 相関係数 r	総計数面積 ΣS (cm <sup>2</sup> )	(*5) ウラン 濃度 U (ppm)
		総数 ΣNs (t)	密度 ρs = ΣNs/ΣS (t/cm <sup>2</sup> )	総数 ΣNi (t)	密度 ρi = ΣNi/ΣS (t/cm <sup>2</sup> )	総数 ΣNφ (n)	(*1) ρd (n/cm <sup>2</sup> )	熱中性子線量 Φth (n/cm <sup>2</sup> )		±ε・T (Ma)	±ε (%)				
多度火山灰層	Zircon	57	4.13×10 <sup>4</sup>	406	2.94×10 <sup>5</sup>	949	6.41×10 <sup>4</sup>	4.00×10 <sup>14</sup>	3.3	0.5	14.5	30	0.723	13.8×10 <sup>-4</sup>	37
堂木谷I火山灰層	Zircon	17	1.57×10 <sup>4</sup>	577	5.34×10 <sup>5</sup>	1409	9.52×10 <sup>4</sup>	5.93×10 <sup>14</sup>	1.0	0.3	24.8	30	0.711	10.8×10 <sup>-4</sup>	45

- \*1 ρd：標準ガラスの誘導核分裂トラック密度 (n/cm<sup>2</sup>)
- \*2 年代値 T=5.96×10<sup>-8</sup>×Φth×ΣNs/ΣNi=ζ×ρs×ρd/ρi
- \*3 誤差 ε={ (1/√ΣNs)<sup>2</sup>+(1/√ΣNi)<sup>2</sup>+(1/√ΣNφ)<sup>2</sup> }<sup>1/2</sup>×100(%)
- \*4 r：結晶ごとの自発・誘導トラック密度 (ρs, ρi) の相関係数
- \*5 ウラン濃度 U=5×10<sup>10</sup>×ρi/Φth (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 μmと仮定する)

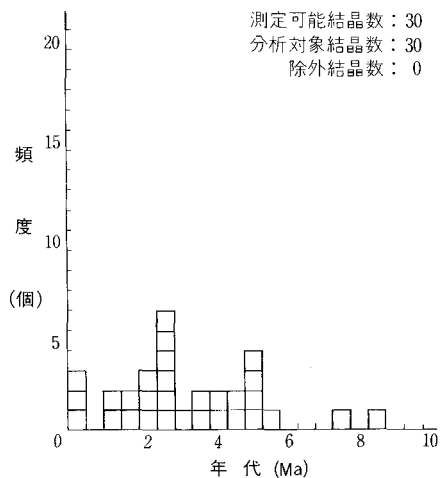
熱中性子線量測定用標準ガラス：NBS SRM 612  
<sup>238</sup>Uの自発核分裂壊変定数 λf=7.03×10<sup>-17</sup> (1/yrs)  
 熱中性子のUに対する核分裂反応断面積：σf=577×10<sup>-24</sup> (cm<sup>2</sup>)  
<sup>235</sup>Uの<sup>238</sup>Uに対する同位体比 I=7.253×10<sup>-3</sup> (<sup>235</sup>U/<sup>238</sup>U)  
 B値 B=6.23×10<sup>9</sup> (Φth=B×ρd)  
 ζ (zeta 値)：Calibration factor (弊社採用値)  
 ζ=Φth×σf×I/ρd×λf=B×σf×I/λf=371



堂木谷 I 火山灰層



多度火山灰層



第 58 図 多度及び堂木谷 I 火山灰層のジルコン結晶粒ごとの年代値頻度分布

年代値に基づくと、東海層群上半部は鮮新世後期から更新世前期の堆積物になる。

### V. 10. 2 古地磁気編年

東海層群上半部の古地磁編年は、美鹿累層-市之原累層下部はガウス正帯磁期後期、市之原累層中部-米野累層は松山逆帯磁期前半に当たると考えられた (Takemura and Torii, 1978; 竹村, 1984)。しかし多良累層最上部の多良火山灰層は、ハラミヨ事件に対比できる (吉田, 1988) から、米野累層上限年代は松山逆帯磁期末に達する。したがって東海層群上半部は、古地磁気編年からみてガウス-松山期の鮮新世後期-更新世前期の堆積物になる。

以上述べた各資料に基づく、本図幅地域に露出する東海層群上半部は、ほぼ大阪層群最下部及び下部の下半部に対比できる鮮新世後期-更新世前期の堆積物になる。

## VI. 第 四 系

(吉田史郎)

### VI. 1 研究史及び概要

本図幅地域に分布する第四系は、その発達状況から、東海層群同様の丘陵構成層である力尾累層 (下部更新統)、伊勢平野の台地地形を作る段丘堆積物 (中部-上部更新統)、濃尾・伊勢平野地表・地下に堆積している下部更新統-完新統に三大別できる (第 6 表)。本章では、力尾累層、段丘堆積物、伊勢・

第 6 表 伊勢平野地表部の第四系層序区分と濃尾・伊勢平野地下層序との対比

地質年代	伊勢平野第四系区分 本報告 (吉田ほか, 1991)	「亀山」図幅地域 (宮村ほか, 1981)	「四日市」図幅地域 (吉田, 1984)	「津東部」図幅地域 (吉田, 1987a)	「御在所山」図幅地域 (原山ほか, 1989)	Kimura (1971, 1972, 1973) の区分	北勢海岸低地 地下層序 本誌 (1982), 鈴木ほか(1987)	濃尾平野地下層序 桑原 (1980, 1985)
完 新 世	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	富田浜層 四日市港層	南陽層 (最上部) 上部 下部
更 新 世	後 期 低位II段丘堆積物 低位I段丘堆積物	低位段丘堆積物	新期低位段丘層 旧期低位段丘層	新期低位段丘堆積物 旧期低位段丘堆積物	第4段丘堆積物	低位段丘堆積物	伊勢神戸層	濃尾層 第一礫層 埋没段丘群
	中 期 中位II段丘堆積物 中位I段丘堆積物	中位段丘堆積物	新期中位段丘層 旧期中位段丘層及び 水沢中期扇状地堆積物	新期中位段丘堆積物 旧期中位段丘堆積物	第3段丘堆積物 第2段丘堆積物	新期中位段丘堆積物 旧期中位段丘堆積物		古伊勢湾層
新 世	高 位 III段丘堆積物 高位II段丘堆積物 高位I段丘堆積物	高位段丘堆積物	新期高位段丘層 旧期高位段丘層及び 水沢古期扇状地堆積物	新期高位段丘堆積物 旧期高位段丘堆積物	第1段丘堆積物 切畑礫層	新期高位段丘堆積物 旧期高位段丘堆積物	最下部層	第二礫層 埋没段丘群
	見当山累層	見当山累層	見当山累層	見当山累層	見当山累層	見当山累層		海部累層
前 期	力尾累層	力尾累層	力尾累層	力尾累層	力尾累層	力尾累層		第三礫層 弥富累層

\* 本図幅地域には分布しない。

濃尾平野地表部の完新統を扱い、濃尾・伊勢平野地下の下部更新統-完新統については、次章で記述する。

伊勢平野第四系に関する研究は、松井 (1943) 以後、竹原・木村 (1962), 木村・竹原 (1969), 山田ほか (1972), 森・伊勢湾西岸グループ (1974), 木村 (1971), Kimura (1971, 1972, 1973), 太田・寒川 (1984) など多数ある。このうち、Kimura (1971, 1972, 1973) は伊勢平野全域の第四系を区分・対比した結果を図示し、第四系を古い方から、最高位段丘 (= 見当山累層とその相当層)・高位段丘・中位段丘・低位段丘の四つに分け、高位段丘と中位段丘をそれぞれ旧期と新期に細分した (第 6 表)。つまり Kimura (1971, 1972, 1973) は、見当山累層も段丘堆積物に含めて都合 6 段の段丘を識別し、更にそれぞれの模式段丘を記載した。

本図幅地域地表部の第四系の中で最も古い力尾累層は、嘉藤 (1957) が蓮花寺累層 (ただしその一部)、松葉 (1981) 及び多度団研グループ (1984) が多度層、森・多度団研グループ (1986) が米野累層多度相、松葉 (1988) が蓮花寺層・嘉例川礫層とさまざまな地層名で呼んだものを、吉田ほか (1990) が海岸側丘陵縁辺部の東海層群大泉累層の上に不整合に重なり、段丘堆積物以降の堆積物に不整合に覆われる礫質堆積物を一括したものである。

力尾累層の次に堆積した見当山累層は、本図幅地域南方の津市地域に分布する中部更新統であり、力尾累層同様の丘陵構成層である (吉田, 1987a)。

段丘堆積物は、古い方から、高位 I・高位 II・高位 III・中位 I・中位 II・低位 I・低位 II 段丘の 7 段に区分でき、各段丘堆積物は次のような特徴を持つ。

1) 高位段丘堆積物には、クサリ礫、赤色風化皮膜が発達する礫、表面が漂白化されたチャート礫が含まれ、表層部には色調 2.5 YR-5 YR (ただし一部は 7.5 YR) を示す明赤褐色-赤褐色の古赤色土が良く発達する。

2) 中位段丘堆積物には、薄い褐色風化皮膜が発達する礫が認められ、表層部には明褐色-褐色 (色調 7.5-10 YR) の古赤色土が比較的良く発達する。また一部の面には”黒ボク土”が認められる。

3) 低位段丘堆積物には、再堆積礫を除いて風化皮膜の発達する礫はなく、また表層部に古赤色土はない。

第 6 表に、本図幅地域の段丘、隣接の「亀山」・「四日市」・「津東部」・「御在所山」図幅地域の段丘、そして Kimura (1971, 1972, 1973) によって区分された段丘との対応関係を示した。以下、従来の区分と異なる点について補足する。

高位 I 段丘は従来の最高位段丘堆積物のうち、見当山累層を除いたものに相当する。Kimura (1971, 1972, 1973) や吉田 (1984, 1987 a) は、見当山累層と大谷池礫層・水沢最古期扇状地堆積物 (北谷礫層) などを一括して最高位段丘堆積物とした (第 6 表) が、見当山累層が丘陵構成層であるのに対し、大谷池・北谷礫層などは段丘堆積物である。したがって、後者の段丘堆積物を伊勢湾西岸地域で最も古い段丘という意味で、高位 I 段丘と呼ぶことにした。この高位 I 面は、丘陵背面 (いわゆる<sup>あ</sup>菴<sup>げ</sup>面) より常に高い位置を占める。

次の高位 II 段丘のうち、桑名丘陵西南部に発達する部分は、従来から蓮花寺累層 (嘉藤, 1957) と呼ばれ、その後、木村・竹原 (1969), 木村 (1971), Kimura (1971, 1972, 1973) などで最高位段丘堆積物として扱われ、見当山累層に対比されてきた。しかし、模式地 (桑名丘陵の標高 112.6 m 三角点西方約 200 m の露頭) 及び周辺地域の蓮花寺累層は丘陵背面より低い段丘面を残し、堆積物の風化状態や古赤色土の色調・発達状況は、高位 I 段丘ほど進んでいない。したがって、蓮花寺累層は高位 II 段丘堆積物とするのが妥当である。

## VI. 2 <sup>ちから</sup>力尾累層 (Ck)

**地層名** 吉田ほか (1990) 命名記載。

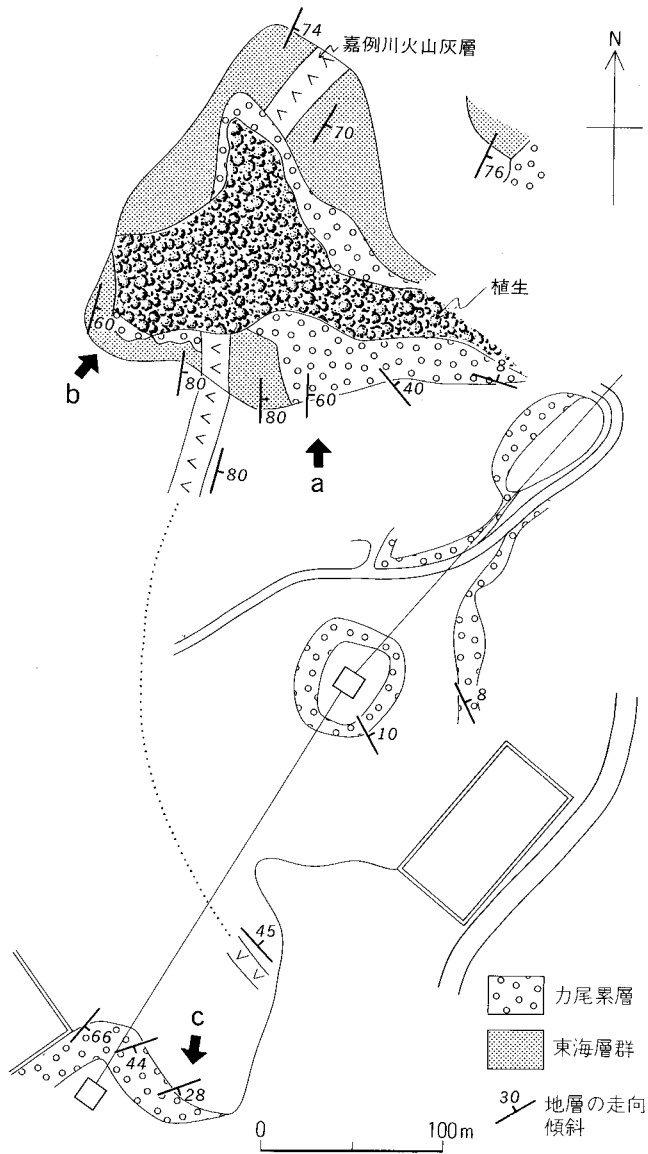
**模式地** 多度町力尾南の谷沿いの露頭。なお、吉田 (1984) が垂坂丘陵において蓮花寺累層とした地層は、今回の調査によって力尾累層に含まれることが判明した。

**分布** 海岸側の各丘陵縁辺部に露出する。

**層厚** 上限は露出しないが、見られる限りの層厚は、<sup>ゆい</sup>多度町柚井で 150 m、多度丘陵で 100 m、模式地及び朝日丘陵で 50m である。

**層序関係** 東海層群大泉累層に不整合に重なり、段丘堆積物以降の堆積物に不整合に覆われる。

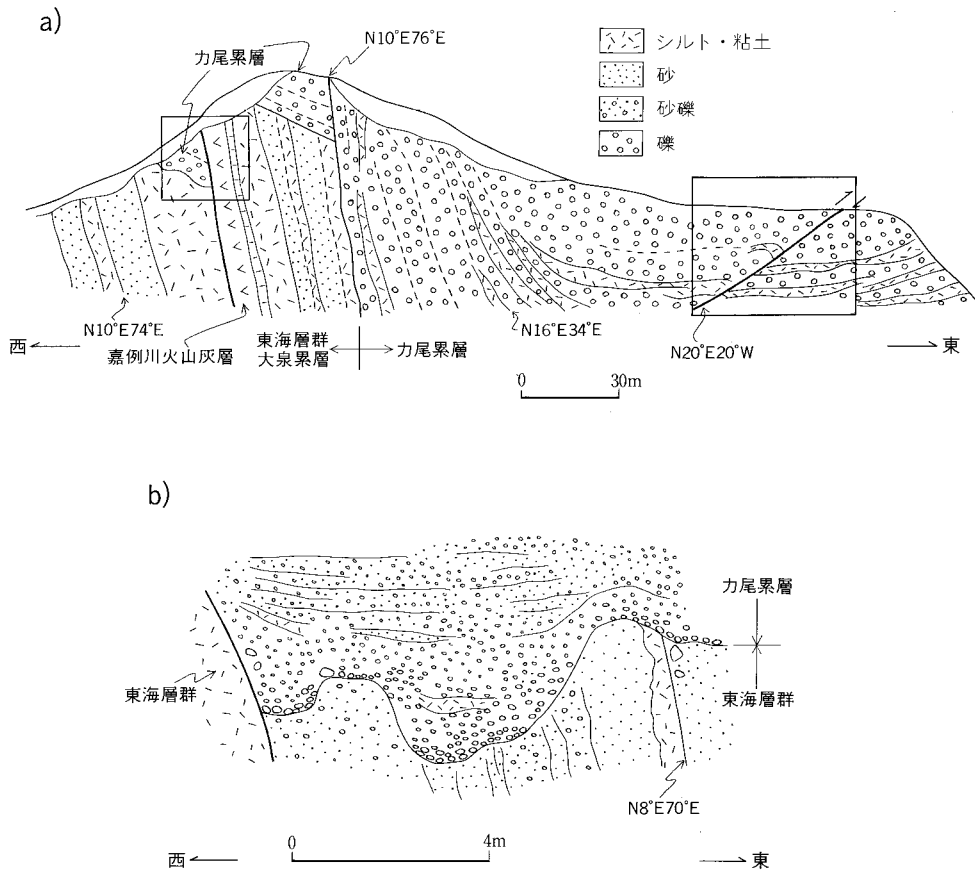
模式地 (第 59 図) では、力尾累層が嘉例川火山灰層を挟む大泉累層の上に傾斜不整合で重なる (第 60 図)。模式地西方でも、力尾累層と暮明累層の著しい傾斜不整合関係を示す露頭がある (第 77 図参照)。また垂坂丘陵の阿倉川背斜西翼部でも、力尾累層と大泉累層<sup>あ</sup>鶴<sup>む</sup>互層の不整合関係が認められる (第 82 図参照)。



第 59 図 力尾累層と東海層群の不整合関係を示す模式地付近の地質図  
 図中の a・b・c は第 60・62 図の位置

更に広い範囲でみると、力尾累層の基底層準は、模式地（第 59・60 図）では嘉例川火山灰層上位約 30 m にあるが、地質図に示されるように、嘉例川（河川名）では六石火山灰層より上位である。また垂坂丘陵の鵜互層は、嘉例川火山灰層よりもかなり上位層準に位置する。以上の点から、力尾累層と東海層群は全域にわたって不整合関係にあると判断できる。

一方、高位Ⅱ段丘堆積物との不整合は、模式地南の桑名市大仲新田や多度町小山で観察できる（第



第 60 図 カ尾累層と東海層群の不整合関係を示す露頭スケッチ

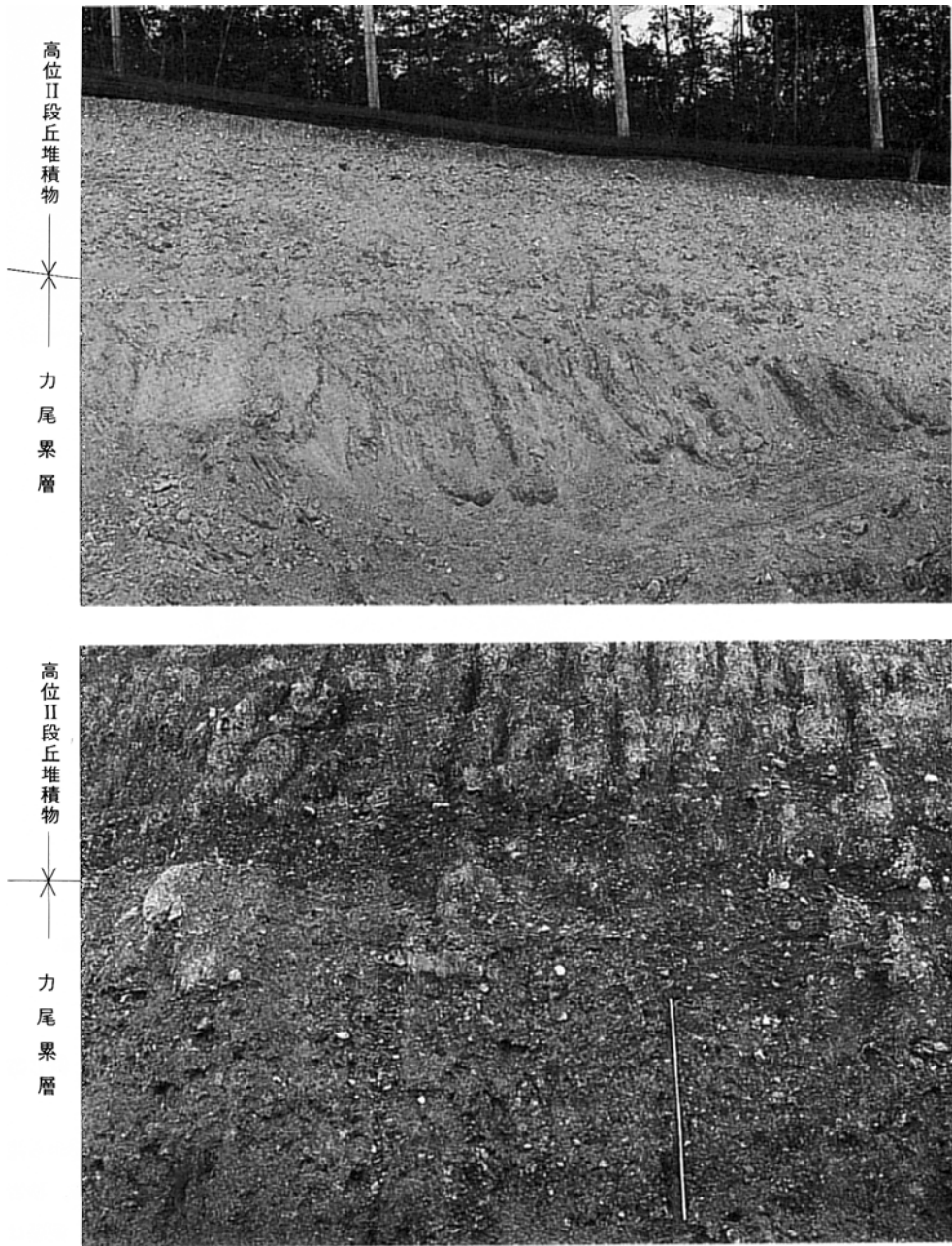
- a) 層面すべり断層と逆断層が発達する (第 59 図の a)  
 b) 層面すべり断層が発達する (第 59 図の b)。スケッチ a) 中の枠は第 76 図の写真撮影箇所。場所は第 59 図に示す。

61 図).

**岩相** 礫層・泥層・砂層からなるが、全体に礫層が優勢である (第 62 図)。堆積物の淘汰は、同じ礫層に富む東海層群暮明・市之原累層より悪い。

礫層を構成する礫と基質の割合は、ほぼ 1 : 1、あるいは基質の方がやや多い。基質は粗粒砂から泥質細粒砂まで、分布地域と層準によってさまざま変化する。礫は、チャートが 90% 以上を占め、砂岩と溶結凝灰岩が数 % ずつ含まれている。チャートは亜円礫、砂岩と溶結凝灰岩は円礫である。泥層は無層理塊状・灰白色の砂質シルトからなる。また一部には炭質シルトや数 cm 大以下の礫を含むシルトも認められる。砂層は厚さ 1m 以下、褐色の中・極粗粒砂からなるが、量は泥層より少ない。礫層と泥層は不規則に互層するか、量の少ない方が量の多い方にチャート状に挟まれる形をとる。

以上述べた礫層・泥層・砂層の割合や礫の粒度は分布地域によって異なる (第 62・63 図)。多度町柚井では礫層が卓越し、泥層が不規則に挟まれる。ここでは大礫がまれに含まれる。また養老・養老-U

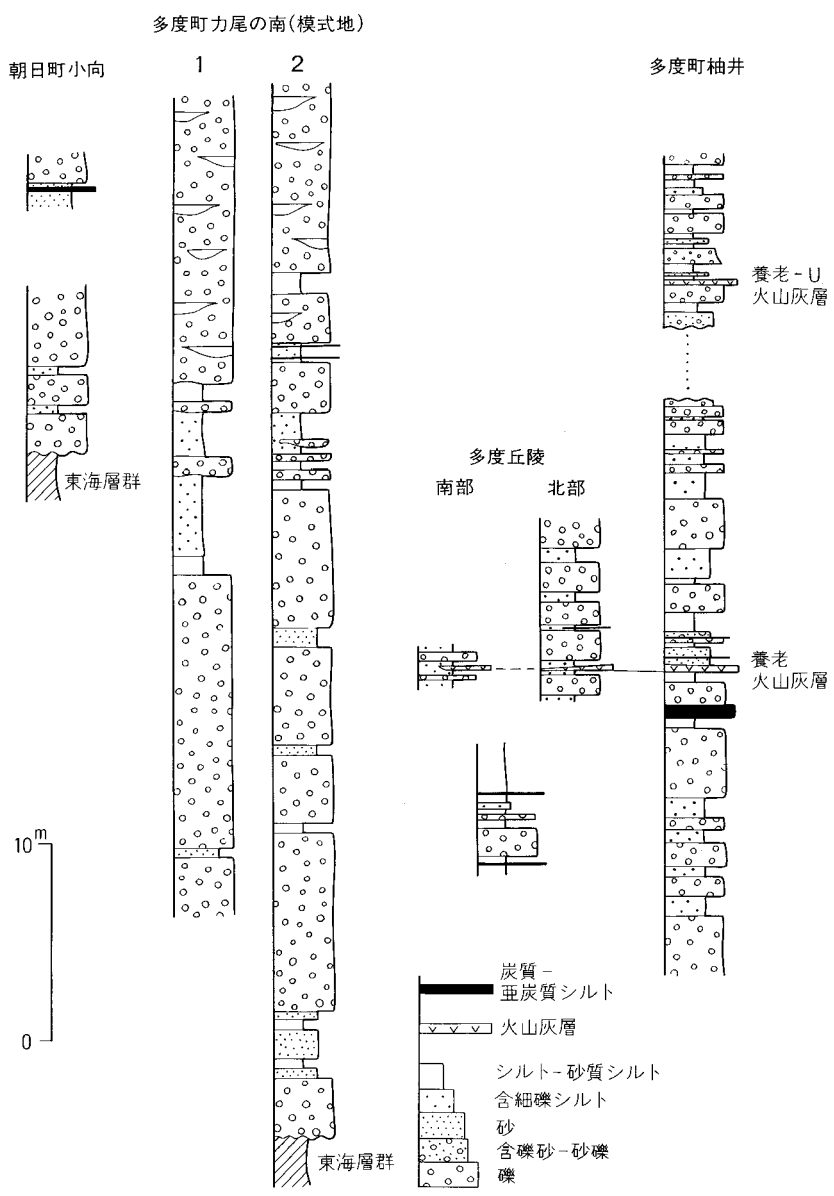


第 61 図 力尾累層と高位II段丘堆積物の不整合露頭写真

上) 力尾累層と高位II段丘堆積物の傾斜不整合露頭、露頭の高さ約10m、下) 力尾累層と高位II段丘堆積物の

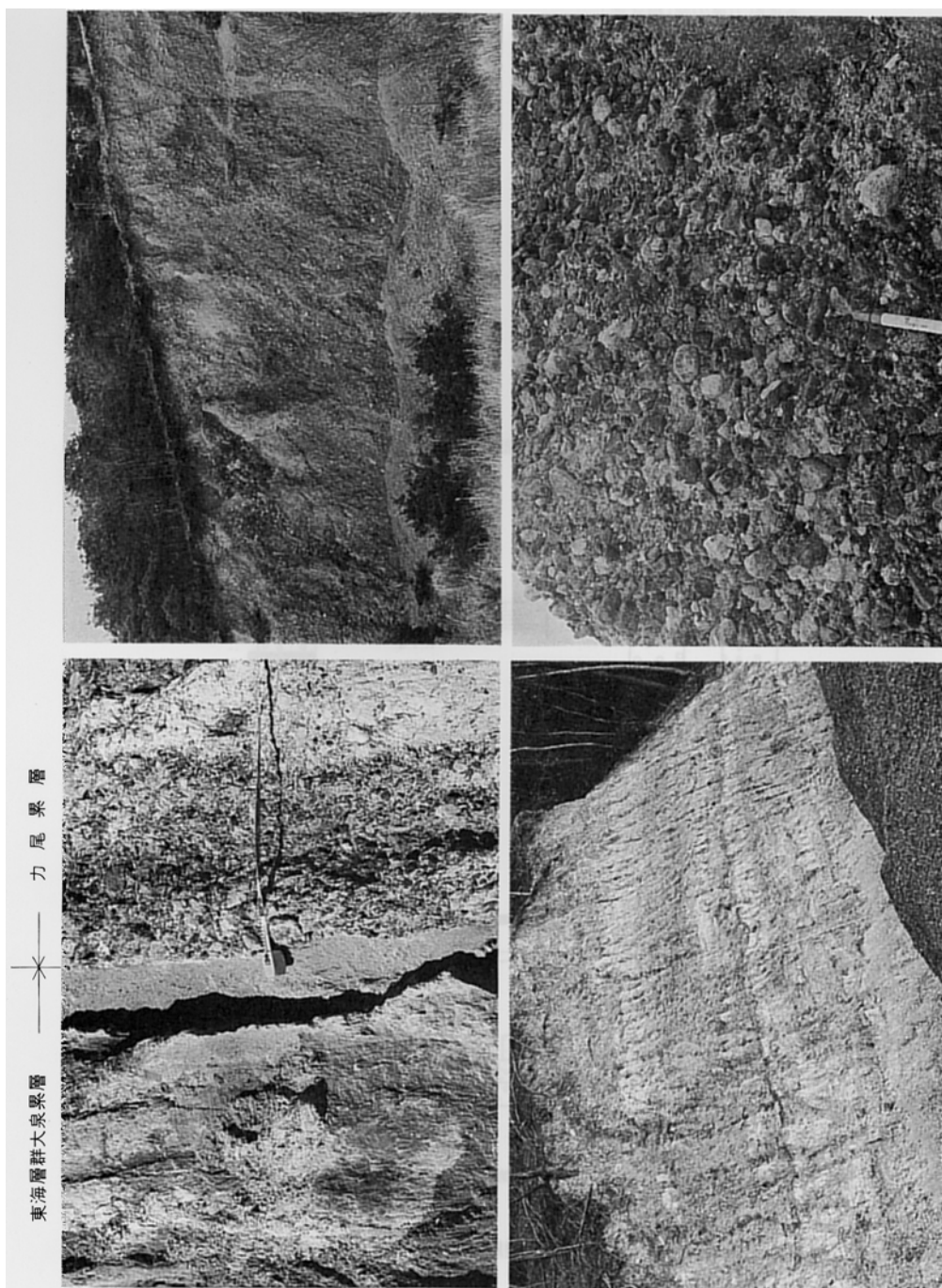
平行不整合露頭、巻尺の長さ2m

場所：上) は多度町小山のゴルフ場、下) は桑名市大仲新田の産業廃棄物処理場



第 62 図 力尾累層の地質柱状図  
 模式地の地質柱状図のうち、1は第 59 図の c、2は第 59 図の a の部分

火山灰層を挟む。多度丘陵では泥層にチャンネル状礫層が挟在する。礫は中礫以下である。力尾南方の模式地では、下部は礫層に砂・泥層を不規則に挟み、上部は礫層にチャンネル状泥層を挟む（第 76 図参照）。下部には大礫が普通に含まれ、更に長径 30 cm の巨礫も認められる。朝日丘陵では礫層にチャンネル状泥層が挟まれる。礫は中礫以下である。垂坂丘陵東部の力尾累層は、全体に細粒になり、泥層にチャンネル状礫層が挟在するだけで、礫も数 cm 大以下になる。全体を通してみると、力尾累層の



第 63 図 力尾累層の露頭写真

左 上) 力尾累層と東海層群大泉累層の接断面。巻尺の長さ 1 m。右 上) 礫層だけからなる力尾累層。礫の成層構造が丘陵地表面を切る。露頭右端の高さ約 12 m。左 下) チャンネル・シート状礫層を挟む泥層。巻尺の長さ 2 m。右 下) 礫層の接写。マジックインキの長さ 14 cm  
場所：左 上) は第 59 図の a。右 上) は桑名市嘉例川清水場の南、左 下) は多度町小山、右 下) は多度町柚井



岩相は模式地周辺が最も粗粒である。

**化石** 模式地の力尾累層からは、*Picea maximowiczii* (ヒメバラモミ) が産出する (松葉, 1988)。このヒメバラモミは、大阪層群下部 (狭義) を模式層とするメタセコイア植物群消滅期を特徴づける示準種の一つである。

**地質年代** 力尾累層に挟まれる養老火山灰層 (第 64 図) が、東海層群最上部の多良火山灰層と大阪層群下部の上半部のピンク火山灰層に対比されること、またフィッシュントラック年代が  $0.98 \pm 0.19$  Ma を示すことから、力尾累層は大阪層群下部の上半部、つまり更新世前期の後半 (ほぼ 100-70 万年



第 64 図 力尾累層に挟まれる養老火山灰層の露頭写真  
場所：多度町柚井

前)に対比された(吉田ほか, 1990)。このような見解は, 力尾累層からヒメバラモミが産出した点と矛盾しない。

### VI. 3 高位 I 段丘堆積物 ( $t_0$ )

員弁町笠田新田北方と, 本図幅地域南西端の菰野町<sup>しゆくの</sup>宿野の丘陵頂部に分布する。後者は赤嶺(1959)の北谷礫層, 宮村ほか(1981)の水沢最古期扇状地堆積物である。

笠田新田の高位 I 段丘堆積物は, 層厚 3 m の礫層からなる。礫はチャートと砂岩からなり, 淘汰は普通である。チャート礫は中礫以下の亜円礫からなり, 表面は漂白作用を受けている。砂岩礫は大礫以下の円-亜円礫からなり, 赤色風化皮膜が厚く発達している。堆積物表層には色調 2.5 YR の古赤色土が発達する。

水沢最古期扇状地堆積物は, 「四日市」図幅地域の水沢扇状地を作る 3 期の堆積物の中で, 最も古い堆積物である(宮村ほか, 1981; 吉田, 1984)。本図幅地域に含まれているのはその北端部であり, 厚さ数 m 以下の礫層からなる。礫は中・古生界の泥岩・砂岩・チャート, 花崗岩, 溶結凝灰岩からなり, 淘汰・円磨度は悪い。泥岩・砂岩礫は亜角礫で, 赤色風化皮膜が発達する。チャート礫は亜円礫で, 表面が漂白されている。花崗岩と溶結凝灰岩礫は亜円-円礫であり, 花崗岩はクサリ礫になっている。基質は灰黒色の砂。堆積物表層には色調 5YR の古赤色土が厚く発達する。

### VI. 4 高位 II 段丘堆積物 ( $t_1$ )

員弁川北岸及び鈴鹿山脈東麓丘陵に分布する。員弁川北岸では, 主に桑名市の桑名丘陵南西部から嘉例川-大仲新田にかけて発達する。桑名丘陵南西部の段丘堆積物は蓮花寺累層と, 嘉例川-大仲新田地域の段丘堆積物は嘉例川礫層(Kimura, 1971, 1972, 1973)と呼ばれ, Kimura(1971, 1972, 1973)では形成時期の異なる段丘として扱われている。しかし堆積物の特徴や古赤色土の色調などからみて, 両者とも高位 II 段丘堆積物とするのが妥当である。両者の段丘面の高度差は, 嘉例川(河川名)沿いに伸びる星川撓曲(第78図参照)の形成に伴って生じたとみなせる(後述)。

桑名丘陵から大仲新田地域の高位 II 段丘堆積物は, すべて礫層からなる(第 65 図)。層厚は員弁川の近くで 10 m, 丘陵内部で厚さ数 m 以下である。礫はチャートと砂岩が 40-50% ずつ含まれ, 他に微量の泥岩・溶結凝灰岩・花崗岩が認められる。淘汰はあまり良くない。チャート礫は亜円-亜角礫であるが, 他は円-亜円礫である。堆積物表層のチャート礫は漂白され, 砂岩・泥岩礫の多くは表面に赤色風化皮膜が発達し, 花崗岩礫はクサリ礫になっている。礫の粒度は下流方向に小さくなり, 大仲新田では大礫を含むが, 蓮花寺より東では中礫以下である。基質は中・古生界起源の細-中粒砂。礫と基質の割合は, ほぼ 1:1 である。堆積物表層には色調 5YR の古赤色土が薄く発達する。

高位 II 段丘は北勢町南中津原や員弁町暮明にも点在する。南中津原の堆積物は厚さ 4 m, 砂岩の亜角-亜円礫の巨-大礫が密集した礫層からなる。ここでも堆積物表層に色調 5YR の古赤色土が発達する。



蓮花寺累層

東海層群  
暮明累層



第 65 図 高位Ⅱ段丘堆積物の露頭写真

上) 東海層群暮明累層を不整合に覆う高位Ⅱ段丘堆積物。巻尺の長さ 2m。下) 高位Ⅱ段丘堆積物の核写写真。ハンマー頭部の長さ 30cm。

場所：上)，下) とも桑名市大山田団地の造成地

鈴鹿山脈東麓丘陵では主に北勢町麓村に発達し、大-巨礫を含む層厚 5 m の礫層からなる。礫は主に中・古生界砂岩・チャートからなり、まれに緑色岩を含む。ほとんど亜角礫である。礫の淘汰は悪い。チャート礫は漂白され、砂岩礫の一部は赤色風化皮膜を持つ。基質は泥質中-細粒砂である。堆積物表層に発達する古赤色土（5YR）の厚さは 1 m に達する。

## VI. 5 高位Ⅲ段丘堆積物（ $t_2$ ）

<sup>あさけ</sup>朝明川流域に広範囲に発達し、他には員弁川北岸・多度丘陵・多度町柚井、そして鈴鹿山脈東麓丘陵に点在する。堆積物の特徴は、次のようにまとめられる。

1) 堆積物表層には、朝明川流域では 5 YR（一部地域では 7.5 YR）、員弁川より北では 7.5 YR（一部 5 YR）の古赤色土が発達する。

2) 礫の風化状態は、高位Ⅱ段丘ほど進んでいない。チャートは一部だけが漂白作用を受けている。赤色風化皮膜は、泥岩（一部地域ではホルンフェルス・千枚岩・緑色岩などを含む）と溶結凝灰岩の一部だけに発達する。砂岩の一部も風化皮膜を持つが、赤色ではなく褐色である。花崗岩は一部だけがクサリ礫である。以下、分布地域ごとにまとめて述べる。

### 1) 朝明川流域

朝明川南岸では、菰野町音羽と四日市市中野町周辺に発達する。音羽の本段丘は、「御在所山」図幅地域の第 1 段丘（原山ほか、1989）の延長である。一方、中野町の段丘は、東部では下位の中位Ⅰ段丘と段丘崖で接するが、西に進むと段丘崖の比高が小さくなり、分布西縁で沖積面と交差する。厚さ数 m の礫層からなり、礫は泥岩が最も多く、これにチャートを伴い、溶結凝灰岩を微量含む。古赤色土は厚さ 50 cm-1 m である。

朝明川北岸の本段丘は、Kimura（1971, 1972, 1973）の伊坂段丘に相当する。この部分の伊坂面は、ほぼ南北に軸を持つ向斜状の変形を示し、分布西縁で中位Ⅰ面と交差する。堆積物の層厚は、分布西部から中央部で 8 m 前後、東部で 5 m 前後、東端の標高 98.9 m 三角点で 1.5 m である。礫層からなる。礫は中礫が多く、これに大礫が混じる。礫は、西部から東部では泥岩・チャートが多く、花崗岩と溶結凝灰岩を伴う。しかし東端部では、これらの種類より砂岩の方が多い。基質は東端部を除き、花崗岩質の砂である。基質の量は東ほど多く、東端部では礫と基質の割合はほぼ 1 : 1 である。以上の礫種構成と基質の特徴からみて、この地域の堆積物は、大部分朝明川によって運搬されたとみなせる。しかし東端部では、砂岩礫を多く含むので、この部分は員弁川から運搬された可能性が大きい。

### 2) 員弁川以北

桑名丘陵東部、員弁町平古、北勢町<sup>あげき</sup>阿下喜などに分布する。礫はチャートと砂岩が多く、泥岩を伴う。平古では大礫を含むが、桑名丘陵では中礫以下である。多度丘陵では厚さ 1-2 m、多度町柚井では厚さ 3 m 以上の礫層からなる。礫は、多度丘陵では大礫以下の泥岩・チャートの角礫、柚井ではほとんどチャートの中礫である。

### 3) 鈴鹿山脈東麓丘陵

多志田川兩岸と宇賀川南岸に発達する。宇賀川南方では、大-巨礫を含む層厚 5 m 以下の礫層からな

る。礫は花崗岩と中・古生界起源礫（主に砂岩とチャート）からなり、基質は花崗岩質の砂-細礫である。

## VI. 6 中位 I 段丘堆積物 (t<sub>3</sub>)

中位 I 段丘堆積物の特徴は次のようにまとめられる。

1) 段丘面に 7.5-10 YR の古赤色土が発達する。

2) 礫層は全体に褐色を呈するが、礫の風化状態は高位 III 段丘ほど著しくなく、花崗岩・砂岩・泥岩の一部に薄い風化皮膜が認められるだけである。

3) 北勢海岸低地に臨む段丘の一部は、熱田層下部相当層の海成粘土層を挟む。

1) について補足すると、古赤色土の色調は員弁川以南で 7.5 YR、同以北で 10-7.5 YR であり、おおむね員弁川以北の方が、古赤色土の色調が薄く発達が悪い。また古赤色土の上には、一般に黒褐色土が重なっているため、地表面は黒褐色である。

以下、堆積物の特徴と地形的なまとまりに基づいて、1) 三滝川系の河岸段丘、2) 朝明川系の河岸段丘、3) 大安町石樽地域の鈴鹿山脈前面の隆起扇状地性段丘、4) 員弁川系の河岸段丘、5) 肱江川及び多度川系の河岸段丘、の順に記述する。

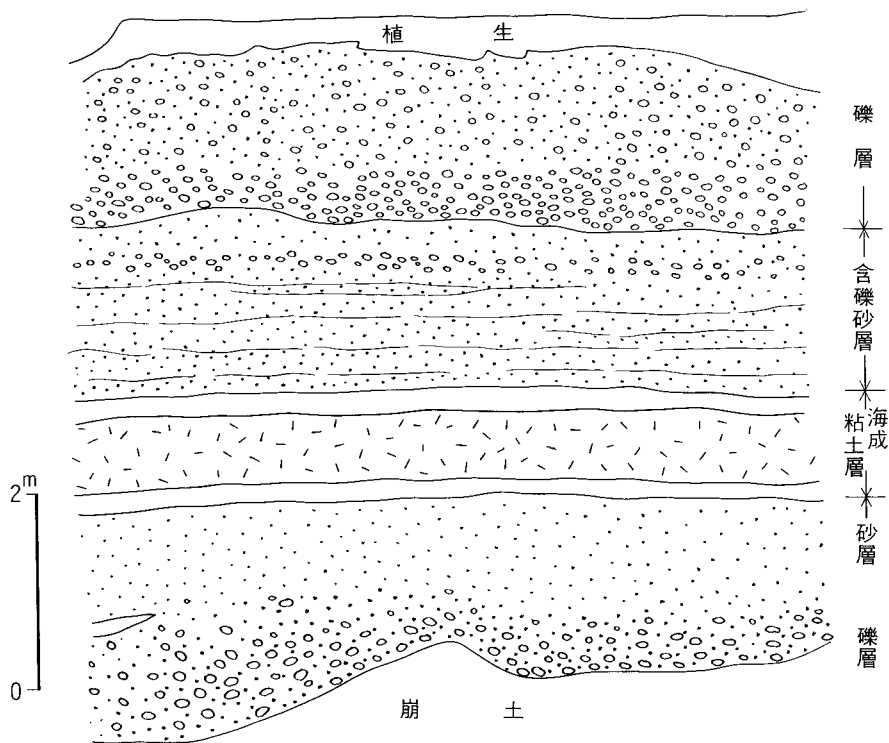
1) 三滝川系の段丘は、「四日市」<sup>みたち</sup> 図幅地域（吉田，1984）の御館段丘の延長部である。「四日市」<sup>いくわ</sup> 図幅地域の生桑町では、中位 I 面構成礫層の下位に海成粘土層が露出する（吉田，1984）が、本図幅地域では厚さ数 m の礫層だけからなる。礫はチャートが多く、他に花崗岩・砂岩・泥岩を含む。基質は花崗岩質の砂である。礫は中礫が多く、これに大礫を混在する。

なお垂坂丘陵東縁の鶴町の中位 I 段丘は、「四日市」<sup>みたち</sup> 図幅で新期中位段丘（＝中位 II 段丘）にした段丘の延長である。しかし北條（1922）は、この段丘堆積物が一枚の粘土層を連続的に挟むことを記述している（第 IX 章で後述）。この粘土層は、北條（1922）の記載から、熱田層下部に対比できる海成粘土層に間違いないから、本報告で中位 I 段丘に訂正した。

2) 朝明川南岸の中位 I 面は、分布中東部では中位 II 面と段丘崖で接するが、西縁では沖積面と交差する。中位 I 段丘堆積物は、他地域では礫層からなるが、朝明川南岸では花崗岩質の含礫砂-砂礫層からなる。ここでは厚さ 5 m 前後であり、斜交層理が発達する。礫は花崗岩のほか、チャート・泥岩・砂岩を含む。いずれも中礫以下である。古赤色土は御館段丘ほど発達しない。

朝明川北岸の段丘は朝日丘陵縁辺部に分布し、堆積物は朝日町埋縄<sup>うずなわ</sup>の採土場で良く観察できる（第 66 図）。

第 66 図では、厚さ 6-8 m の堆積物が東海層群に不整合に重なる。堆積物は下位から、礫層→砂層に級化成層する厚さ 4 m の地層、厚さ 1-1.5 m の海成粘土層、厚さ 2 m の含礫砂層、厚さ 2.5 m の礫層の順に重なる。このような岩相変化から、一番下の礫層→砂層の部分は熱田海進より一つ前の海退期から熱田海進期に転じた時期の堆積物、海成粘土層は熱田海進最盛期の堆積物、すなわち北勢海岸低地地下の古伊勢湾層相当層、その上の含礫砂層は熱田海進期から次の海退期に転じたときの堆積物、そして最上部の礫層は海退が更に進んでついに離水したときの堆積物、すなわち中位 I 面が形成されたとき



第 66 図 朝日町埋縄の中位 I 段丘堆積物の露頭スケッチ

の堆積物，と解釈できる。つまりこの堆積物の層序は，熱田海進からその後の海退・離水といった一連の海水準変動に対応して形成されたものとみなすことができる。

礫質層の基質は花崗岩質であり，礫はチャートのほか，砂岩・泥岩・花崗岩を含む。円磨度は比較的良く，チャートが亜円礫であることを除き，他はすべて円礫である。

海成粘土層の上下限には，厚さ数 10 cm の茶褐色シルト層が発達する。粘土層下部はシルト質中-細粒砂からなるが，中上部は貝殻状断口を示す粘土になり，表面に硫黄が析出している。また，厚さ数 mm の細-極細粒砂の葉理が不規則に挟まれる。この海成粘土層産の花粉・珪藻化石を第 7 表に示す。

3) 石樽周辺に発達する隆起扇状地性段丘は，Kimura (1971, 1972, 1973) の石樽扇状地に相当する。石樽面は，南縁で高位Ⅲ面と交差し，北縁は中位Ⅱ面と段丘崖で接する。「御在所山」図幅地域では，源太川以南では鈴鹿花崗岩起源の堆積物が卓越する(原山ほか，1989)が，本図幅地域でも同様に花崗岩起源の礫・基質が卓越する。層厚は 5-10 m である。礫は花崗岩以外に，チャート・泥岩・砂岩を含む。分布西部では巨礫以下，分布東端で大礫以下の粒度を示す。古赤色土は，厚さ 50 cm-1 m ぐらいで，良く発達する。

4) 員弁川系の段丘は，北勢町阿下喜より南では，員弁川北岸だけに発達する。桑名丘陵東部の中位 I 段丘は，馬道段丘 (Kimura, 1971, 1972, 1973) と呼ばれる。古赤色土の厚さは薄く，馬道段丘で

第7表 朝日町埋縄に露出する古伊勢湾層相当層産の花粉・珪藻化石  
分析：バリノ・サーベイ(株)

花粉化石		珪藻化石	
Species Name		Species Name	
Arboreal pollen		<i>Biddulphia</i> sp. A	1
<i>Abies</i>	19	<i>Coccinodiscus</i> spp.	1
<i>Tsuga</i>	13	<i>Denticulopsis lauta</i> (Bail.) Simonsen	1
<i>Picea</i>	4	<i>Dimerogramma fulvum</i> (Greg.) Ralfs	2
<i>Pinus</i> subgen. <i>Diploxylon</i>	9	<i>Dimerogramma minor</i> (Greg.) Ralfs	1
<i>Pinus</i> (Unknown)	14	<i>Grammatophora macilenta</i> W. Smith	1
<i>Sciadopitys</i>	17	<i>Navicula lyra</i> Ehrenberg	1
<i>Cryptomeria</i>	27	<i>Navicula</i> sp.	2
T. - C.	4	<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cleve	32
<i>Salix</i>	1	<i>Plagiogramma</i> sp.	1
<i>Myrica</i>	1	<i>Thalassionema nitzschioides</i> Grunow	1
<i>Pterocarya</i>	2	<i>Thalassiosira</i> sp.	1
<i>Juglans</i>	4	<i>Trachyneis aspera</i> (Ehr.) Cleve	1
<i>Carpinus - Ostrya</i>	16		
<i>Alnus</i>	95	<i>Cyclotella striata - C. stylorum</i>	15
<i>Fagus japonica</i>	10	<i>Diploneis interrupta</i> (Kuetz.) Cleve	1
<i>Fagus crenata</i>	22		
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	38	<i>Nitzschia cocconeiformis</i> Grunow	2
<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i>	5	<i>Nitzschia granulata</i> Grunow	15
<i>Ulmus - Zelkova</i>	24	<i>Terpsionoe americana</i> (Bail.) Ralfs	1
<i>Celtis - Aphananthe</i>	2		
cf. <i>Distylium</i>	2	<i>Aulacosira</i> spp.	2
<i>Liquidambar</i>	1	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehr.) Cleve	1
cf. <i>Orixa</i>	1	<i>Cymbella sinuata</i> Gregory	1
cf. <i>Phellodendron</i>	9	<i>Cymbella</i> spp.	1
<i>Sapium</i>	1	<i>Diploneis ovalis</i> (Hilse) Cleve	1
<i>Buxus</i>	1	<i>Eunotia pectinalis</i> var. <i>minor</i> (Kuetz.) Rabenhorst	1
<i>Ilex</i>	1	<i>Fragilaria construens</i> (Ehr.) Grunow	1
<i>Acer</i>	2	<i>Gomphonema sphaerophorum</i> Ehrenberg	1
<i>Parthenocissus</i>	1	<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grunow	1
<i>Lagerstroemia</i>	57	<i>Navicula contenta</i> Grunow	1
Ericaceae	2	<i>Navicula pusilla</i> W. Smith	1
<i>Symplocos</i>	1	<i>Navicula viridula</i> var. <i>linearis</i> Hustedt	1
<i>Styrax</i>	1	<i>Opephora martyi</i> Heribaud	5
<i>Ligustrum</i>	1	<i>Pinnularia ignobilis</i> (Krass.) Cleve-Euler	1
<i>Fraxinus</i>	3	<i>Pinnularia</i> sp.	1
<i>Lonicera</i>	1	<i>Stephanodiscus carconensis</i> Grunow	1
Nonarboreal pollen			
<i>Typha</i>	1	Marine Water Species	46
Gramineae	14	Marine to Brackish Water Species	16
Cyperaceae	13	Brackish Water Species	18
<i>Polygonum</i> sect. <i>Persicaria - Echino.</i>	2	Fresh Water Species	21
Chenopodiaceae	1		
<i>Thalictrum</i>	1	Total Number of Diatoms	101
<i>Nymphoides</i>	1		
<i>Artemisia</i>	1		
other <i>Carduoideae</i>	2		
Unknown	20		
Fern spores			
<i>Osmunda</i>	1		
other Pteridophyta	107		
<i>Sphagnum</i>	5		
T O T A L			
Arboreal pollen	412		
Nonarboreal pollen	36		
Unknown	20		
Fern spores	108		
Total Number of Pollen & Spores	576		

はほとんど発達しない。

堆積物は厚さ 10 m 以下の礫層からなる。礫は員弁川と宇賀川の合流地点より北では、中・古生界礫だけ（ただしまれに花崗斑岩礫がある）であるが、同合流点より南では、中・古生界礫に加えて花崗岩礫が含まれるようになる。このように、本地域の段丘の礫種構成は、現在の員弁川水系に分布する先新生界の種類によく対応する。基質はやや泥質の砂であるが、花崗岩質ではない。阿下喜付近では大礫をかなり含んでいるが、桑名市ではほとんど中礫以下である。なお、馬道段丘東端部には海成粘土層が露出する（Kimura, 1971, 1972, 1973）。

5) 肱江川・多度川の河岸段丘のほか、多度丘陵東部と柚井に隆起扇状地性段丘が発達している。古赤色土は比較的良く発達し、員弁川水系の段丘より赤味が強く、色調 7.5 YR である。堆積物の厚さは少なくとも 3 m 以上ある。礫はすべて中生界起源であり、多度丘陵東部でも大礫を含む。

## VI. 7 中位Ⅱ段丘堆積物 (t<sub>4</sub>)

三滝川・朝明川・員弁川流域に比較的広く分布する。肱江川・多度川流域ではほとんど発達しない。堆積物・分布形態の特徴は次のとおりである。

- 1) 堆積物表層には 7.5-10 YR の古赤色土が部分的に発達する。
- 2) 中位Ⅰ段丘と同じ様に、花崗岩・砂岩・泥岩の一部に褐色風化皮膜が認められる。
- 3) 多くの地域で中位Ⅰ面を侵食する段丘面として形成されており、他の段丘堆積物に比べても層厚が薄い場合が多い。

以下、堆積物の特徴と地形的なまとまりに基づいて、1) 竹谷川・海蔵川系の河岸段丘、2) 員弁川系の河岸段丘、3) 肱江川系及び多度川系の河岸段丘、の順に述べる。

1) 上海老町から朝明川に向かって伸びる中位Ⅱ面は、中位Ⅰ面を侵食して形成されている。おそらくこの中位Ⅱ面は、朝明川に注ぎ込んでいた過去の海蔵川によって形成されたものであろう。その後の河川争奪によって、現在の海蔵川は垂坂丘陵南側を流れるようになったと考えられる。

海蔵川南の中位Ⅱ面と沖積面との比高は、分布東部では 5 m ほどであるが、分布西縁で二つの面は交差している。堆積物は層厚 3 m 以下であり、基質は花崗岩質の砂である。礫はチャートが多く、他に花崗岩・砂岩・泥岩がほぼ等量に含まれている。礫の粒度は、東部ではほとんど中-細礫であるが、大礫も少し含んでいる。

2) 員弁川流域では中位Ⅰ面を侵食して、大安町源太川流域と東員町藤川流域に広く分布する。堆積物の厚さは極めて薄く、数 10 cm から数 m の範囲である。礫は青川以北では中・古生界礫だけ、同以南では中・古生界礫に花崗岩礫が加わる。基質も、青川以南では花崗岩質砂である。礫の粒度は、朝日丘陵北部でも大礫を少数含む。

3) 肱江川流域では美鹿に、多度川流域では養老山地山麓付近にわずかに分布する。前者は、砂岩の巨-大礫が密集した厚さ 1-2 m の礫層からなる。後者の礫はほとんどチャートであり、砂岩を伴う。



## VI. 8 低位Ⅰ段丘堆積物 (t<sub>5</sub>)

員弁川流域と肱江川流域に比較的発達する。員弁川上流の下野尻では、厚さ 4-5 m、チャートと砂岩の巨-大礫が密集した礫層からなる。基質は砂である。菰野町田光<sup>たびか</sup>では花崗岩礫と同質の基質からなり、大礫を普通を含む。肱江川流域では、堆積物は砂岩・チャート・泥岩の亜円-円礫と同質砂の基質からなる。層厚は 3m 以上である。

多度川南岸の低位Ⅰ段丘堆積物からは、18,340±430 Y.B.P. という、最終氷期極相期に相当する<sup>14</sup>C 年代が得られている(木村ほか, 1984)。また南木・松葉(1985)は、同じ場所の堆積物から、針葉樹を主とする冷温帯性針広混交林を示す大型植物遺体群集を報告した。

## VI. 9 低位Ⅱ段丘堆積物 (t<sub>6</sub>)

員弁川流域及び三滝川南岸に比較的まとまって分布する。沖積面との比高は阿下喜周辺では 2-4 m ぐらいであるが、他地域では 1m 以下である。北勢町阿下喜では、層厚 2-3 m、亜円-円礫が密集した礫層からなる。礫は砂岩が多く、他にチャートと泥岩を伴う。基質は砂である。

## VI. 10 養老山地東麓の崖錐・扇状地堆積物 (t<sub>f</sub>)

養老山地東縁の山麓線沿いには、崖錐地形や合流扇状地地形が発達する。これらの地形を作る堆積物は、東海層群美鹿累層同様に、山地から供給された粗大な礫から構成されている。したがって、養老山地が鮮新世後期以降の養老断層の様な西上がり隆起に伴って形成されたことを考えると、堆積物は山地前縁の地下深くまで続き、その基底は恐らく平野地下の東海層群基底に一致しているであろう。つまり堆積物の形成年代としては、鮮新世後期から完新世までの長い範囲を持つことになる。しかし地質図では、地表部に現われている部分だけを表現するという観点から、堆積物の年代を完新世として示した。

堆積物は、砂岩・チャート・珪質泥岩の角-亜角礫と、泥質砂(中生界起源)の基質からなる。礫の淘汰は悪く、粒度は巨礫から細礫までさまざまである。

## VI. 11 平野表層部の堆積物 (a・f・n・b・c)

平野表層部の堆積物は、濃尾平野では南陽層、伊勢平野では富田浜層から形成されている(第6表)。平野表層地形は、第4に示したように、緩扇状地・谷底平野・氾濫平野・三角州平野、そして潮汐低地を干し上げた干拓地平野に区分できる。そして表層部には、自然堤防・浜提などの微高地が発達する。地質図ではこれら平野表層地形を作る堆積物を、三角州平野・氾濫平野・谷底平野・緩扇状地堆積物、潮汐低地堆積物、自然堤防堆積物、浜提堆積物、流路州堆積物に区分して表現した。

### 三角州平野・氾濫平野・谷底平野堆積物・緩扇状地堆積物 (a)

三角州平野堆積物は、濃尾平野と北勢海岸低地の大部分の範囲を占める。濃尾平野の三角州平野は、蟹江三角州地帯末端部に当たり、堆積物は南陽層上部砂層からなる。しかし、木曾三川合流部などでは、後背湿地堆積物である南陽層最上部粘土層からなる。北勢海岸低地の三角州平野堆積物は、富田浜層上部砂層と最上部層から作られている。

氾濫平野・谷底平野堆積物は伊勢平野を流れる員弁川や朝明川などの中小河川沿いに分布する。堆積物は主に礫からなり、砂と泥を伴う。緩扇状地堆積物のうち、三滝川と朝明川中流域に発達する千草扇状地は、主に鈴鹿花崗岩と中・古生界起源の中-大礫からなっている。

### 潮汐低地堆積物 (f)

この堆積物は第4図に示す干拓地に分布しており、南陽層最上部粘土層からなる。大部分は厚さ1 m以下のシルト質粘土であるが、新しい干拓地ほど砂質である。

### 自然堤防堆積物 (n)

伊勢平野では三滝川・朝明川・員弁川などの河岸沿いの微高地として発達している。千草扇状地付近の自然堤防は、沖積面と1-2 mの比高を持ち、500 m近い幅で良く発達している。三滝川兩岸の自然堤防堆積物は厚さ20-50 cmであり、ルーズな砂と礫からなる。礫はチャート・泥岩・鈴鹿花崗岩の垂角-垂円礫、基質は中・古生界と鈴鹿花崗岩起源の混合砂である。一方、朝明川の自然堤防は、礫・基質とも花崗岩起源である。蟹江三角州帯の自然堤防は、淡褐色の泥質砂からなる。

### 浜堤堆積物 (b)

北勢海岸低地の朝明川以南に、海岸線と平行に発達する。堆積物は主に灰色の泥質砂-砂からなる。

### 流路州堆積物 (c)

木曾三川・員弁川・朝明川・三滝川などの河道に発達する。揖斐川と長良川では中州が比較的発達するが、木曾川では寄州だけが発達する。堆積物は砂と泥である。員弁川は、中州・寄州とも良く発達する網状河道を形成している。堆積物は中・古生界及び鈴鹿花崗岩起源の礫と砂であるが、北勢海岸低地に達すると砂と泥が主になる。朝明川・三滝川では寄州だけが発達する。北勢海岸低地より上流では、堆積物は大部分花崗岩起源の礫と砂であり、菰野町地域では大-巨礫を含む。

## VII. 濃尾・伊勢平野の地下地質

(吉田史郎)

### VII. 1 研究史及び概要

濃尾平野では先新生界の上に、中新統（第一瀬戸内累層群）、鮮新-更新統（東海層群）、その上位の更新統-完新統が1,500 m以上の厚さで堆積している（高田ほか、1969）。また北勢海岸低地では、東海層群の上に厚さ数10 mの更新統-完新統が堆積している（赤嶺、1962）。

濃尾平野地下の堆積物に関する研究は、1950年代の松沢・嘉藤（1954）、井関（1956）、井関・幸島（1959）の沖積層を対象にしたものから始まるが、昭和34年（1959年）の伊勢湾台風襲来をきっかけにして、地盤沈下対策などを目的に、地下層序の研究が本格的に行われるようになった。現在まで、層序全般に関連する研究報告としては、杉崎・柴田（1961 a, b）、竹原ほか（1961）、松沢・桑原（1964）、高田ほか（1969）、古川（1972）、濃尾平野第四系研究グループ（1977）、桑原（1968, 1975, 1980, 1985）、桑原ほか（1979, 1982）、畠山ほか（1979）、Adachi and Kuwahara（1980）などがあり、化石（主に花粉・珪藻）について述べたものとしては、中村（1972）、濃尾平野第四系研究グループ（1977）、森（1980 a, b, 1981）、吉野ほか（1980）、Mori（1986）などがある。このほか、本図幅地域隣接の「津島」図幅（高田ほか、1979）、「名古屋北部」図幅（坂本ほか、1984）、「名古屋南部」図幅（坂本ほか、1986）の研究報告書でも、地下層序が要約されている。

一方、北勢海岸低地の地下堆積物に関しても、やはり伊勢湾台風の襲来後詳しく調査されるようになり、1960年-1970年代のあいだに地下層序の解明は急速に進んだ。その経過は吉田（1984）に要約されている。

以上の研究によって、現在では濃尾平野地下層序のうち、東海層群の上位に重なる更新統-完新統は、下位から弥富累層・第三礫層・海部累層・第二礫層・熱田層・第一礫層・濃尾層・南陽層に区分できることが明らかにされた（第6表）。また北勢海岸低地についても、東海層群の上に重なる更新統-完新統は、下位から古伊勢湾層・伊勢神戸層・四日市港層・富田浜層に区分できることが示された。ただし、東海層群やその下位の中新統については、高田ほか（1969）以後、新資料はほとんど追加されていない。

## Ⅶ. 2 中新統（第一瀬戸内累層群）

濃尾平野地下の中新統の存在は、東海層群を貫く深度-1,000 m以上に達する深層ボーリングによって確かめられた。現在までこの中新統を更に掘り進んで先新生界まで達したボーリング資料はないので、全体の層厚は分からないが、閘門ボーリングでは少なくとも厚さは557 mに及ぶ（坂本ほか、1986）。岩相は砂岩と泥岩からなり、一部は凝灰質である（高田ほか、1969）。

一方、養老山地南麓の桑名市播磨で掘られた帝石R1号井ボーリングは、東海層群を掘り抜いて深度-684 mで、また員弁町平古南の員弁温泉ボーリングは、深度-586 mで先新生界に達した（第67図）。両ボーリングとも中新統を欠き、東海層群は直接中生界に重なるので、少なくとも桑名市よりも北の鈴鹿山脈と養老山地のあいだの伊勢平野には、中新統は地下に伏在しない可能性が強い。しかし、「御在所山」図幅南東部の菰野町では、第一瀬戸内累層群に属する千種層が露出し、また平野地下にも千種層相当層が存在している（秦、1967；吉田、1987 b；原山ほか、1989）。したがって、菰野町と桑名市を結ぶ地域より南の伊勢平野では、東海層群の下位に中新統が堆積していることは十分考えられる。

以上述べた中新統が第一瀬戸内累層群に含まれる堆積物であることは確かであるが、地表部に露出する第一瀬戸内累層群のどの層準に対比できるかを示す具体的証拠は、現在まで得られていない。

### Ⅶ. 3 鮮新-更新統（東海層群）

濃尾平野の東海層群の基底深度は、濃尾平野の傾動軸方向では-1,500 m 弱から-1,250 m 程度であまり変化しないが、傾動軸に直交する方向では、西に向かって木曾川河口の-1,431 m まで急速に深くなり、層厚は1,000 m から1,100 m に達する（高田ほか, 1969）。この濃尾平野に伏在する東海層群は、高田ほか（1969）によって下位から美鹿・古野・市之原・暮明・大泉累層に区分された（第 67 図）。しかしこの区分は、員弁・桑名丘陵の東海層群の調査結果からみて再検討が必要である。

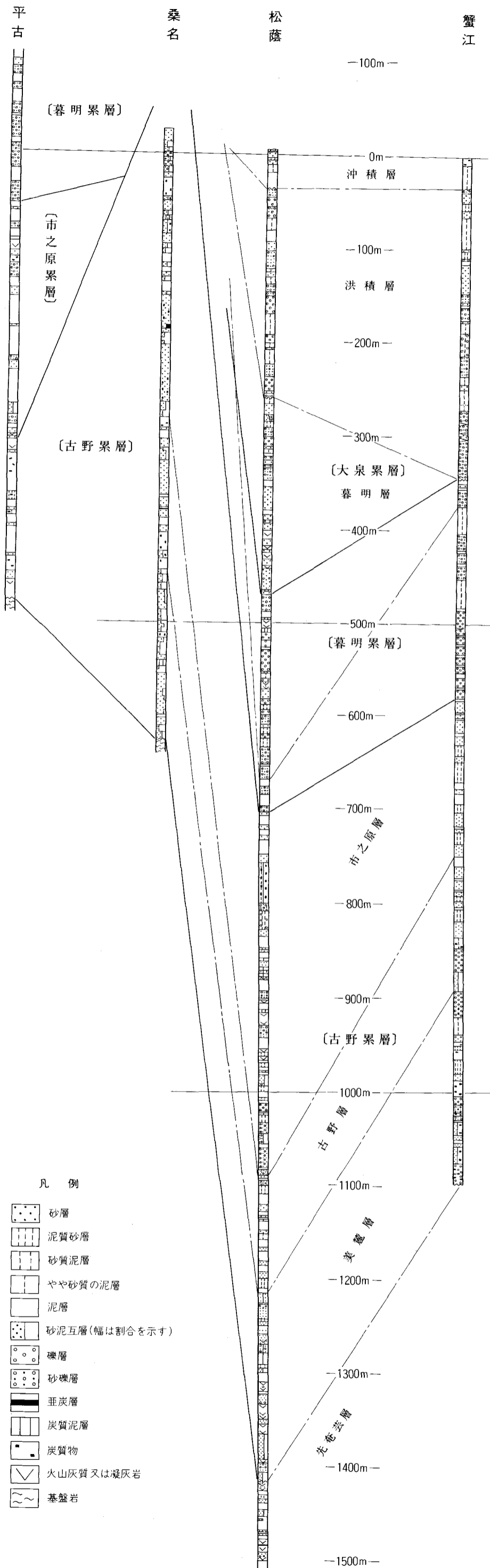
最も問題となるのは、桑名市播磨での帝石 R 1 号井から得られた東海層群の岩相層序を、濃尾平野地下まで拡大適用したことである。この厚さ約 700 m に達する R 1 号井の東海層群は、高田ほか（1969）では下位から美鹿・古野・市之原累層に区分されたが、第 V 章で記載したように、美鹿累層の特徴は、基盤山地山麓の凹地に限って小範囲に形成された不淘汰な礫層であり、桑名市播磨や濃尾平野地下にまで広範囲に堆積したとは考えられない。事実、美鹿累層の模式地南約 2 km で掘られた員弁温泉ボーリングでも、美鹿累層は認められていない（名坂・赤嶺, 1980）。また、市之原累層の構成堆積物は分布地域の北西側から供給されたものであり、その分布東縁は猪飼背斜東翼部までに限られ、播磨や濃尾平野南部まで堆積したとは考えにくい。

実際、R 1 号井の地質柱状図（第 67 図）をみても、地表部から中生界までの東海層群は、ほとんどすべて炭質物を伴う泥層と砂層からなり、特に細分する必要があるほどの岩相変化は認められない。この R 1 号井が掘られた桑名市播磨は、地質図で示したように古野累層の分布範囲にあり、今述べた R 1 号井の柱状資料の岩相も第 V 章で記載した桑名丘陵地域の古野累層の岩相に一致している。以上述べた諸点から、R 1 号井の東海層群は、基底まですべて古野累層とするのが妥当である。

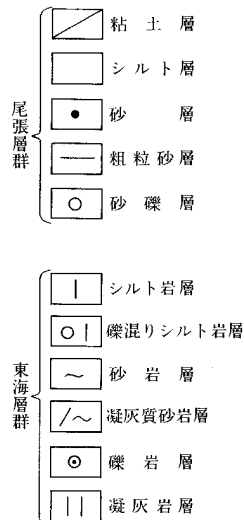
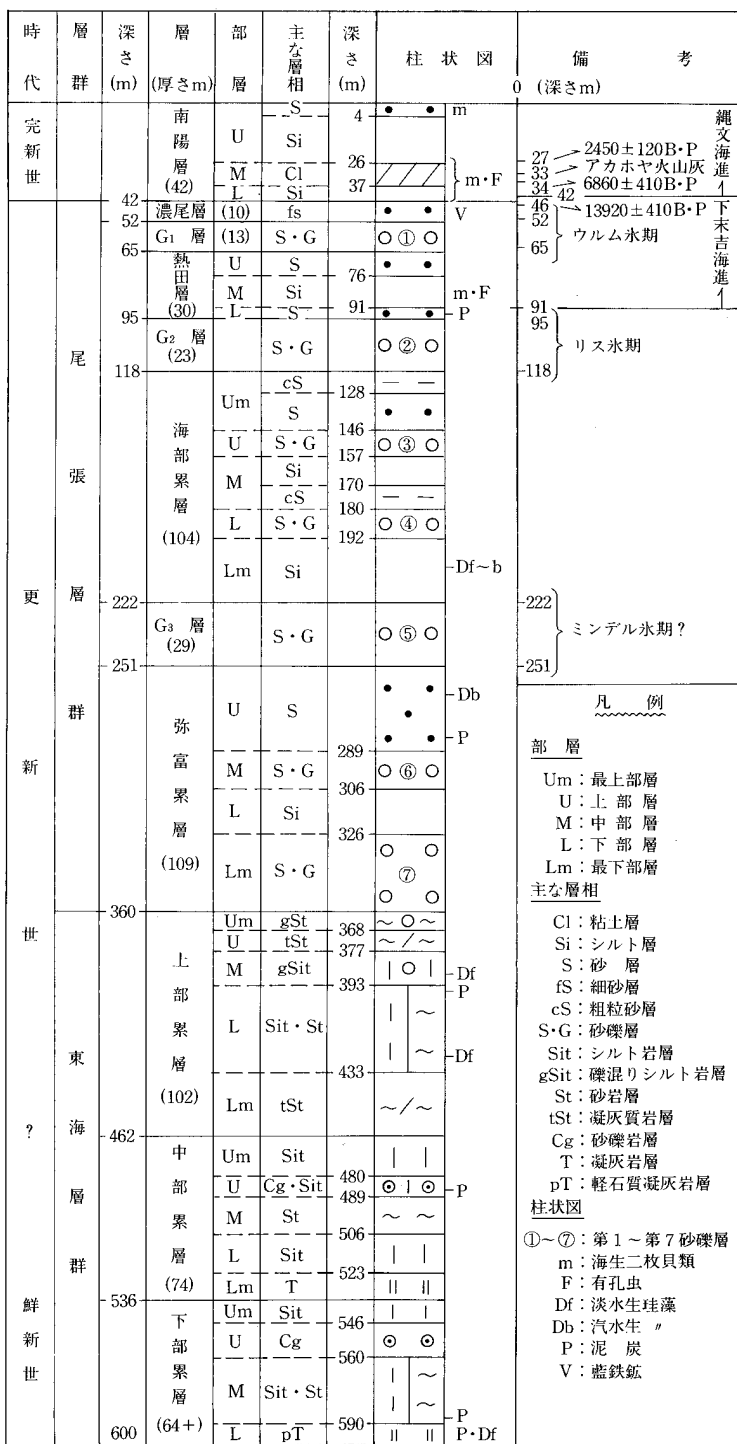
したがって、R 1 号井の東海層群を濃尾平野地下の東海層群の岩相層序区分の基準にするのは適切とは言えない。むしろ濃尾平野地下の東海層群の岩相層序は、周辺の丘陵地域に露出する東海層群の層序区分などの資料をもとにして、濃尾平野地域において掘られた個々のボーリング柱状資料を比較検討して解釈の方が適切である。

まず、濃尾平野南部地域に堆積した可能性があるのは、北勢地域の東海層群の層序（第 16 図）と古流系（第 21 図）からみて、下位から古野累層・暮明累層・大泉累層の三つである。これらの累層はいずれも、北あるいは北東から堆積物が供給されているから、現在の濃尾平野南部にも堆積したことは大いに考えられる。つまり濃尾平野でも、泥層と砂層からなる古野累層、礫層・砂層・泥層からなる暮明累層、泥層と砂層からなる大泉累層の順に重なっているに違いない。このような観点から、濃尾平野地下の東海層群の再区分を行ったのが第 67 図である。すなわち、下部の主に泥層と砂層からなる部分は古野累層、中部の礫層が優勢な部分は暮明累層、上部の泥層と砂層からなる部分は大泉累層と考える。実際、吉田ほか（1990）でも述べたが、弥富町で掘られた 600 m ボーリングの弥富累層直下の東海層群の岩相は、厚い火山灰層・凝灰質岩層を挟む泥層と砂層からなる（第 68 図）。このような岩相は、桑名丘陵の大泉累層の岩相と良く一致する。

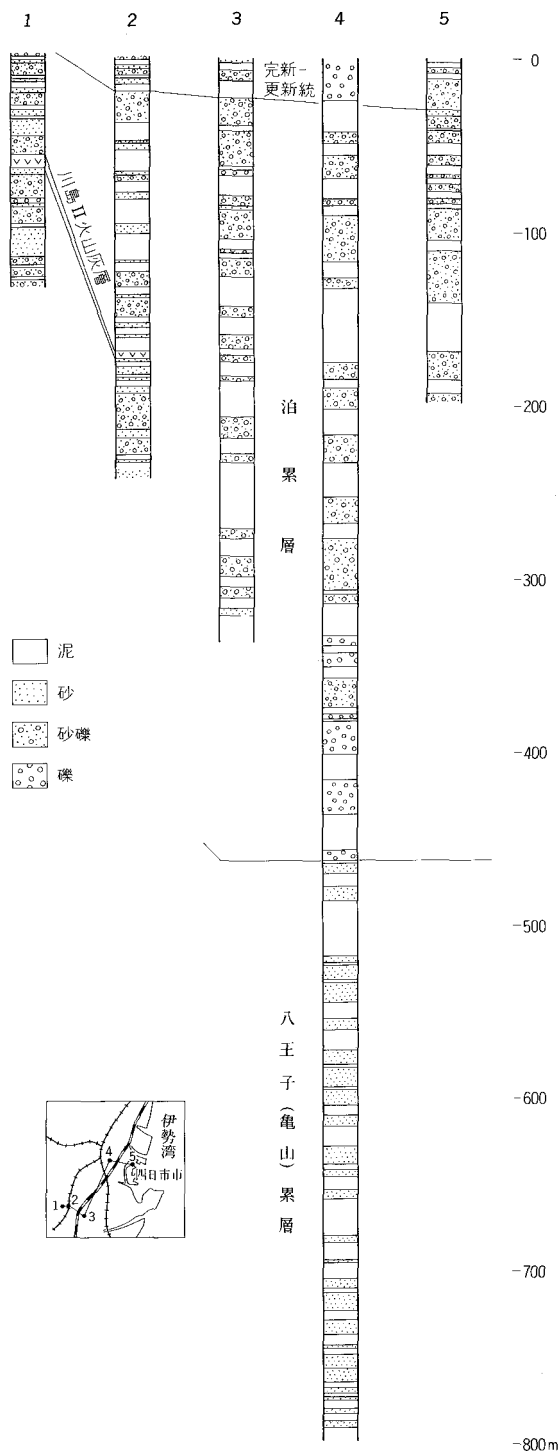
一方、伊勢平野の深層ボーリングは、先に述べた 2 例以外に四日市市（「四日市」図幅地域）で掘ら



第 67 図 濃尾・伊勢平野地下深層ボーリングの地質柱状図とその層区分  
 平古は名坂・赤嶺(1980)、他は高田ほか(1969)による。破線は高田ほか(1969)の区分、実線は筆者の区分。  
 ただし平古の区分は名坂・赤嶺(1980)による



第 68 図 弥富町 600m ボーリング地質柱状図  
農林水産省東海農政局 (1980)



第 69 図 四日市市の深層ボーリング地質柱状図

1・2・3・5は北伊勢地盤沈下調査会(1967), 4は赤嶺(1962), 川島II火山灰層の対比は吉田(1984)による。

れたものがある（第 69 図）．図示した三本の柱状図のうち，四日市温泉の資料では，深さ 468 m まで砂礫層を挟み，それ以深の 796 m までは砂泥互層となっている．このような層序を四日市丘陵の東海層群の層序と比較すると，砂礫を挟む上部は泊累層，砂泥互層からなる下部は八王子（あるいは亀山）累層に対比可能である．なお赤嶺（1962）では，砂泥互層からなる下部は一志層群（中新統）と解釈されているが，四日市丘陵の東海層群の層序や東落ちの四日市断層の存在からして，このような浅所に中新統が伏在しているとは考えにくい．

以上述べた伊勢平野地下資料を総合すると，伊勢平野北部でも厚さ 1,000 m 前後の東海層群が伏在していることになる．

## Ⅶ. 4 更新統

第 70 図に揖斐川河口付近の第四系の地下地質断面図を，第 71 図に木曾三川河口部から北勢海岸低地の更新統-完新統の地下地質断面図を示す．

### Ⅶ. 4. 1 弥富累層

島山ほか（1979）命名．層厚は弥富町の 600 m ボーリングで約 160 m を示す（桑原，1985）．厚い礫層と砂層あるいは泥層の互層からなるが，全体として西あるいは南部ほど砂層あるいは泥層が多くなる．

現在のところ，弥富累層の地質柱状図資料は限られているので，第三礫層以降の堆積物ほど全体の層序は詳しく分かっていない．しかし 600 m ボーリングの柱状図資料（第 68 図）に認められた泥層からは，淡水生から汽水生-海生へと変遷する珪藻群集が報告されているので（森，1980；Mori，1986），弥富累層は海進-海退サイクルの影響のもとに堆積したと推定されている．このほか，花粉化石も濃尾平野第四系グループ（1977）と吉野ほか（1980）によって記載されているが，上位の海部累層の花粉群集と群集組成が異なること以外，詳しいことは分かっていない．

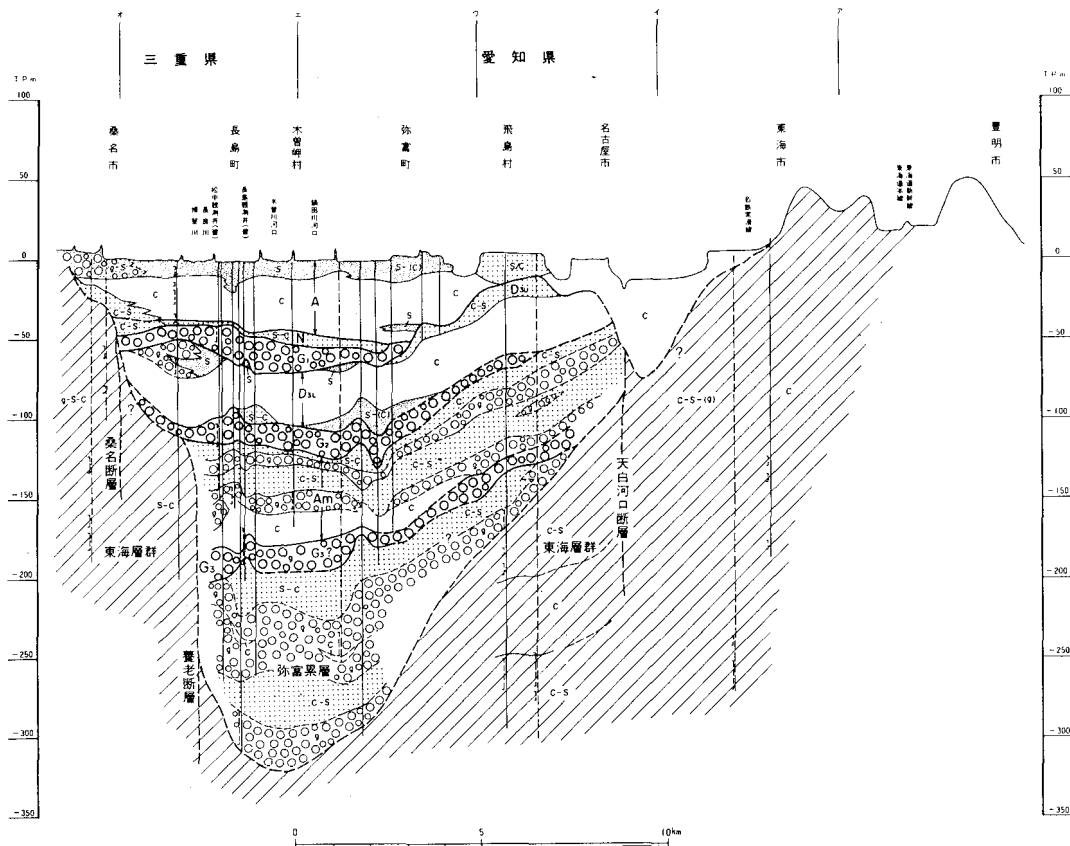
弥富累層は名古屋市東部丘陵に露出する八事層・唐山層に（桑原，1980，1985），あるいは八事層に（牧野内，1976；牧野内ほか，1983）対比されている．吉田ほか（1990）は，力尾累層と東海層群最上部の米野累層を対比する中で，弥富累層や八事層・唐山層もこれらと同時期の堆積物とみなした．

ところで，以上の考えが成り立つなら，力尾累層相当層は，少なくとも四日市より北部の北勢海岸低地にも 100 m 以上の厚さで伏在するはずである．実際，第 69 図で泊累層とした砂礫層を挟む部分も，その最上部は岩相からすれば力尾累層に当たる可能性もある．今後，この地域のボーリング資料を解析する場合，力尾累層相当層の存在を考慮する必要があるだろう．

### Ⅶ. 4. 2 第三礫層

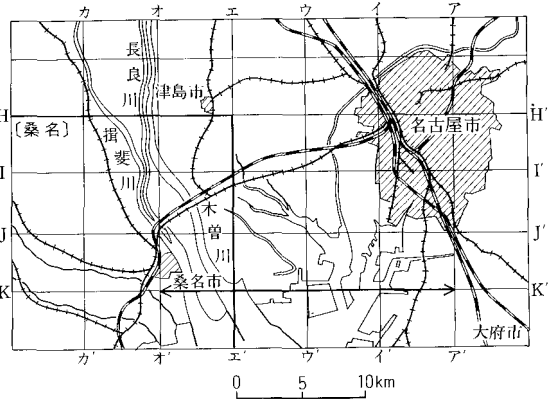
桑原（1975）命名．濃尾平野地下において弥富累層と次の海部累層のあいだに広く堆積している．下位の弥富累層を削り込んでおり，第一礫層や第二礫層と同様に比較的大きな海退期（氷期）の堆積物とみなされている．本図幅地域内では深度 200-250 m 付近にあって，厚さ 10-20 m 前後で広範囲に





凡 例

	主な礫層	井戸	A	南陽層
	礫層	ストレーナ位置	N	濃尾層
	砂層		G1	第一礫層
	粘土層		D5	鳥居松礫層
			D4	小牧礫層・大曾根層
			D3	熱田層
			G2	第二礫層
			Am	海部累層
			G3	第三礫層



第 70 図 掛斐川河口付近の第四系の地下地質断面図  
 桑原 (1985). 矢印が断面図の位置

分布する。

#### Ⅶ. 4. 3 <sup>あま</sup>海部累層

桑原 (1975) 命名。濃尾平野地下に分布し、第三礫層と第二礫層のあいだを占める堆積物である。礫層・砂層・泥層からなる。弥富累層と同じように西あるいは南ほど厚くなり、本図幅地域内では約 150 m ほどの層厚を持つ。海部累層は下位から Am 1・Am 2・Am 3 と呼ばれる砂層・泥層と、それらのあいだに挟まれ Ag 1・Ag 2 と呼ばれる礫層に分けられている。そして Am 1-Am 3 からは、いずれも生息環境が淡水生→汽水-内湾生→淡水生に変化する有孔虫・珪藻群集が産出し、またカシヤブナなど落葉性広葉樹の花粉が高率で出現する (濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 吉野ほか, 1980; 森, 1980)。このような化石の証拠や岩相から、砂層・泥層の部分は海進期の堆積物、礫層の部分は海退期の河床礫層とみなされた。そして海部累層堆積期には、3 回の小海進期と 2 回以上の小海退期があったと考えられている。

北勢海岸低地では、本層に当たる堆積物はほとんど堆積していないが、四日市市午起 <sup>うまおこし</sup> コンビナート (「四日市」図幅地域) 地下では、古伊勢湾層 (熱田層下部相当層) の下位に海生の貝殻を含む 10-12 m の厚さの地層がある (第 6 表)。これが、層序的な位置からみて、海部累層に対比できるものと思われる。

#### Ⅶ. 4. 4 第二礫層

杉崎・柴田 (1961 a) 命名。濃尾平野地下において熱田層の下位に連続して追跡される礫層に対して与えられた名前であるが、その後の研究によって、海部累層上面に形成された侵食谷中の河床礫層や埋没段丘上の礫層であることが明らかにされた。基底深度は本図幅地域内で -100 m を超え、更に海津町では -200 m 以上に達する。厚さは 10-30 m 前後であるが、一般に埋没谷中の礫層の方が、埋没段丘上の礫層よりも厚い。

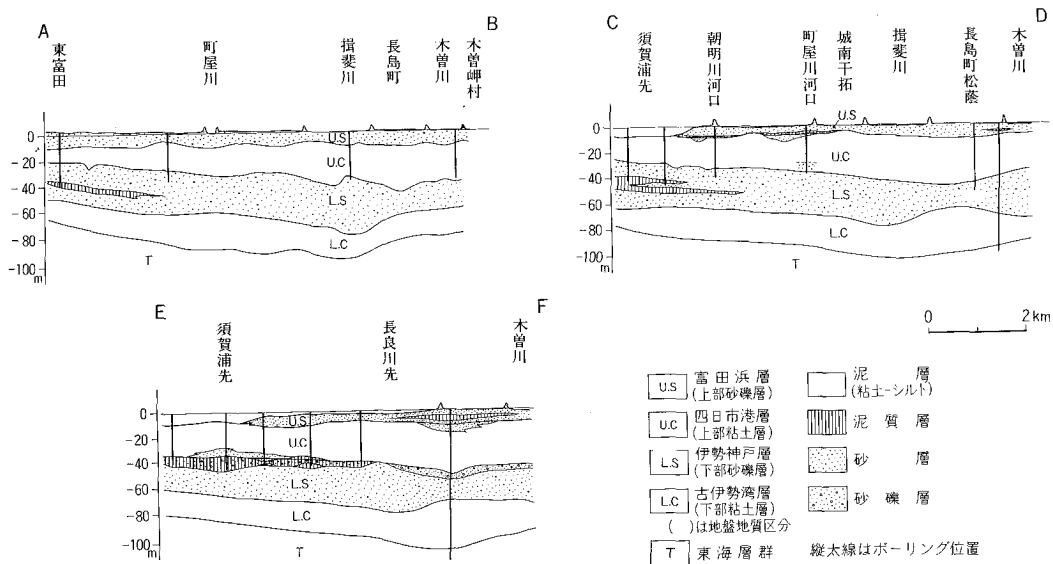
北勢海岸低地では、埋没谷中の古伊勢湾層の下位に、第二礫層らしい堆積物の存在が指摘されている (桑原, 1977)。

#### Ⅶ. 4. 5 <sup>あつた</sup>熱田層

松沢・嘉藤 (1954) 命名。本層は名古屋市の熱田台地を構成する地層であり、粘土層を主とする下部と砂層を主とする上部に分けられている。また濃尾平野中央部では、下部の下位に厚さ 10-20 m の砂層を伴っており、これは最下部と呼ばれる。全体の層厚は濃尾平野西部あるいは南部ほど厚くなる。

熱田層下部は、均質で青灰色の海成シルト-粘土からなる。厚さは本図幅地域で 20-40 m の範囲にあり、濃尾平野地下に広く伏在する。熱田層上部は主に砂層からなりチャンネル状泥層を挟む。平野縁辺部では福東砂礫層を挟んでいる。厚さは 30 m 前後であるが、木曽川河口付近では熱田層上部は、上位の第一礫層によって、大部分削剥されている。熱田層上部には御岳火山起源の軽石を含む層準があり、基底部付近の層準は Pm-1、最上部付近の層準は Pm-3 グループと判断されている。

熱田層からは貝類・有孔虫・珪藻・花粉化石が報告されている (中村, 1972; 濃尾平野第四系研究グ



第71図 木曾三川河口部から北勢海岸低地の更新統-完新統の地下地質断面図  
建設省ほか(1962)の一部。断面図の位置は第72図に示す

ループ, 1977; 森, 1980 a, b; Mori, 1986 など). これらの化石の研究や熱田層の岩相変化, 更に Pm-1 及び 3 の年代値から, 最下部の砂層は熱田海進に先立つ相対的な海進期の堆積物, 下部は熱田海進期の堆積物, 上部は熱田海進後の 3 回以上の小海進-小海退サイクルを示す海水準低下期の堆積物であることが明らかにされた。

#### Ⅶ. 4. 6 古伊勢湾層

赤嶺 (1962) 命名. 北勢海岸低地地下の熱田層下部相当層であり, 地盤地質区分での下部粘土層に当たる. 内湾生貝化石を含む泥層を主とし, まれに砂質層挟む. 層厚は海岸線付近で 30 m ぐらいである. 基底深度は木曾川河口に向かって単調に深くなり, 河口付近で -100 m を超す.

#### Ⅶ. 4. 7 伊勢神戸層

赤嶺 (1962) 命名. 北勢海岸低地地下に分布し, 熱田層上部から濃尾層に相当する. 地盤地質区分では下部砂礫層と呼ばれる. 砂礫層を主とし, 泥層や砂層を一部に挟む. 大部分海成であり. しばしば貝化石を産出する. 厚さは海岸線付近で 30 m を超え, 基底深度は木曾川河口で -80 m に達する.

#### Ⅶ. 4. 8 第一礫層

井関 (1956) 命名. 濃尾平野地下において, 熱田層を不整合に覆って広く追跡され, 最終氷期の海水準最大低下期に形成された埋没侵食谷中や埋没段丘上に堆積した河成礫層とみなされている. その基底

深度は、本図幅地域では-60 m を超え、平野西縁部では-90 m に達する。層厚は 10 m 以上あり、埋没谷中や平野西縁部では 20 m に達する。

#### Ⅶ. 4. 9 <sup>のうび</sup>濃尾層

古川（1972）命名。濃尾平野地下に分布する。主に砂層とシルト層からなり、第一礫層上面の形態で示される埋没谷の比較的深い部分に堆積している。その深度は埋没主谷南部で-40 m 以深、北部で-30 m 前後である。層厚は 10-20 m である。汽水生の貝化石を産することやその岩相・分布の形から、河口付近の三角州あるいは沼沢地堆積物と考えられている。

かつて濃尾層は、南陽層下部あるいは最下部とされたが、古川（1972）は放射年代や微化石資料などから、この部分が縄文海進に先立つ小海進（アレレード海進）期の堆積物であることを明らかにした。

### Ⅶ. 5 完新統

#### Ⅶ. 5. 1 <sup>なんよう</sup>南陽層

松沢・嘉藤（1954）命名、古川（1972）再定義。本層は、下部粘土層・上部砂層・最上部粘土層に分けられている。下部粘土層の層厚は、本図幅地域内では 20 m 以上あるが、木曾川河口付近では 30 m に及ぶ。上部砂層は、主に暗灰色中-細粒砂層からなるが、ときに泥層を挟む。層厚は本図幅地域ではほぼ 10 m 前後であるが、厚い地域では 15-20 m に及ぶ。最上部粘土層は、木曾川河口や木曾三川合流部など、沈降量の大きい地域に堆積した後背湿地堆積物であり、暗灰色-黒灰色で腐植物を含む軟弱粘性土からなる。厚さは 5 m を超す。

#### Ⅶ. 5. 2 四日市港層

赤嶺（1962）命名。南陽層下部粘土層に当たる北勢海岸低地地下の完新統下部であり、地盤地質区分での上部粘土層に当たる。砂を混じえる泥層を主とするが、最上部や最下部は泥混じりの砂層からなる。内湾生の貝化石を含む軟弱な地層である。厚さは海岸線付近で 20-30 m はあり、基底深度は木曾川河口で-40 m に達する。

#### Ⅶ. 5. 3 <sup>とみだはま</sup>富田浜層

赤嶺（1962）命名。伊勢平野沖積低地の完新統上部であり、南陽層上部砂層-最上部粘土層に当たる。地盤地質区分では上部砂層と最上部層に区分されている。上部砂層は、しまりの良い砂からなり、厚さは 5-10 m である。最上部層は青灰-黒灰色の泥、あるいは泥混じりの砂からなる軟弱層であり、浜提、あるいはその背後に沈積した厚さ 1-2 m 以下の湿地性堆積物である。厚さは 10-20 m ぐらいであり、基底深度は木曾川河口付近で-15 m 程度である。

## VIII. 東海層群及び第四系の地質構造

(吉田史郎)

### VIII. 1 <sup>ほくせい</sup>北勢盆状構造・桑名背斜及び桑名断層

本図幅地域の東海層群には二つの大きな褶曲構造、すなわち北勢盆状構造と桑名背斜が形成されている(第72図)。この二つの主構造の形成によって、東海層群の一般走向は四日市市小牧町を中心とする円形状を示す。一般傾斜は $5^{\circ}$ 前後から $20$ 数度の範囲に入るが、断層あるいは撓曲付近では $30^{\circ}$ 以上から $90^{\circ}$ 近い急傾斜であり、一部地域では地層は逆転している。特に桑名背斜東翼部、多度-嘉例川褶曲帯、鈴鹿山脈東麓丘陵地域の東海層群では、 $60^{\circ}$ 以上の急傾斜帯が幅 $100\text{m}$ 以上で発達する。

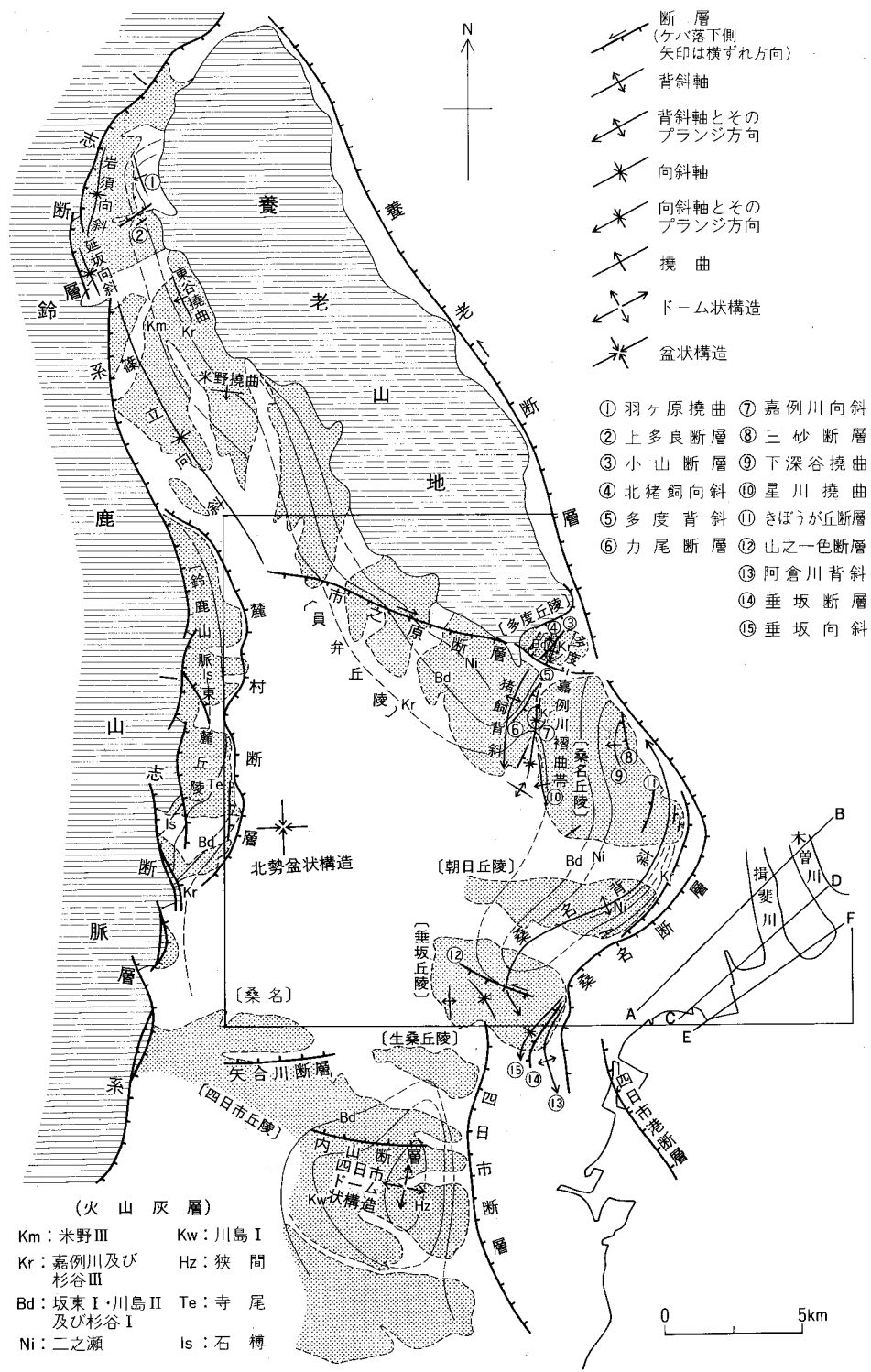
北勢盆状構造(吉田, 1990)は、地質断面図A-CやG-Kに表現されているように、西翼部の方が急斜する非対称盆状構造であり、全体に西に偏った中心部を持つ。つまり本構造は、養老断層と一志断層系に限られた地塊の、鮮新世後期以降から現在に至る西下がりの傾動運動によって大枠が作られたものであり、この枠組みに桑名・市之原・麓村断層の運動や桑名背斜・四日市ドーム状構造の成長が付け加わって形成されたものといえる。

ところで、北勢盆状構造(第72図)とブーゲー異常値の分布パターン(第73図)との関係を見ると、本構造と低異常域の中心部は一致せず、後者の方がかなり北にずれている。この理由は、伊勢平野地下の先新生界深度の違い、つまり第VII章で述べたように、菟野町から桑名市を結ぶ線より南の方が東海層群の層厚が厚く、更にその下位に第一瀬戸内累層群が伏在している点に求められよう。

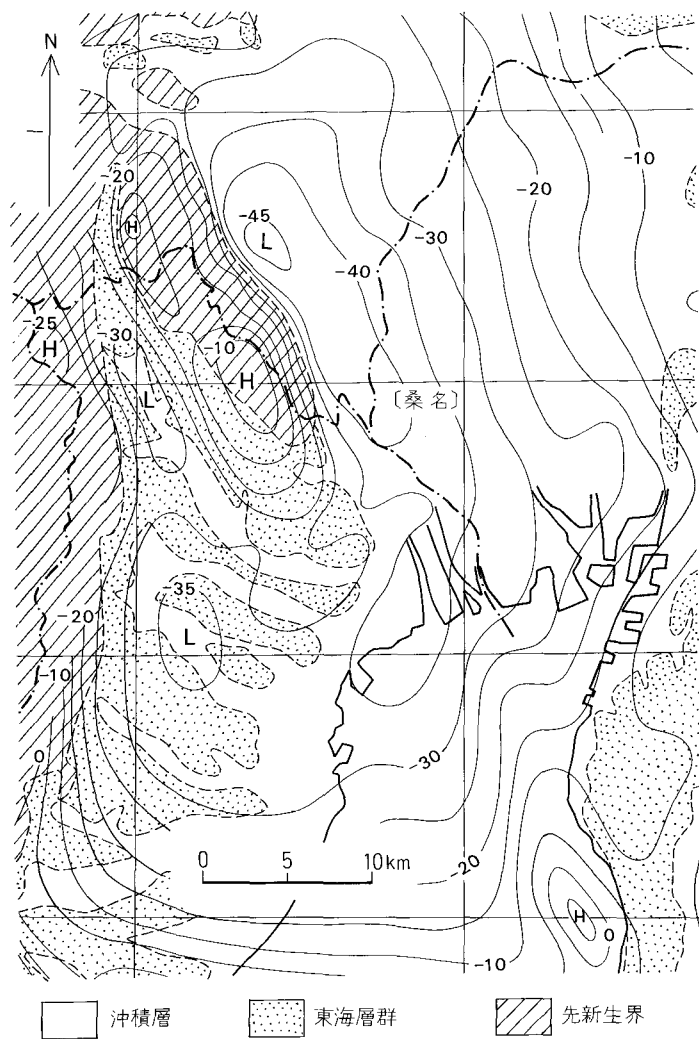
北勢盆状構造の形成に関与している構造(断層・撓曲・褶曲)を横切る段丘堆積物及び沖積層には、多くの変位・変形構造が認められる。したがって、これらの構造のほとんどは、第四紀後半にも活動したことになる。地質図には、更新世中期末以降の変位変形構造が認められる箇所を、段丘堆積物・沖積層の撓曲・傾動として地質図上に赤矢印で示した。これらのうち、北勢盆状構造の形成運動そのものに関連する段丘堆積物の変形に、嘉藤(1957)、太田・寒川(1984)が指摘した、員弁川南岸の高位Ⅲ段丘堆積物の上流側への傾動がある(第81図及び地質断面図G-K参照)。ここでの高位Ⅲ面は、伊坂貯水池の標高 $98.9\text{m}$ 三角点から上流側に逆傾斜して、小牧町の標高 $48\text{m}$ まで低下している。

桑名背斜(嘉藤, 1957)は、東海層群露出地域では、桑名丘陵から垂坂丘陵までの丘陵中軸部に形成されている。背斜軸は全体として逆S字形を示し、その方向はほぼ北北東-南南西である。東海層群の傾斜は、背斜東翼部では丘陵東縁に近いほど急であり、桑名丘陵南東部の中位Ⅰ段丘(馬道段丘)地域では最高 $70^{\circ}$ の傾斜を示す。しかし、西翼部は $10^{\circ}$ 以下である。

馬道段丘より北では褶曲軸が左雁行配列を示す複背斜として認められ、一番西側の背斜軸は多度町下野代で北に沈下する。この背斜軸の大部分は東海層群中を走るが、東側の二本の背斜軸は沖積面の変形として現れている(栗田・吉田, 1991)。背斜西翼部に相当する桑名丘陵の東海層群の傾斜は、ここで



第72図 「桑名」図幅及び周辺地域の鮮新世以降に形成された地質構造  
図中のA-Fは第71図の断面位置



第73図 伊勢湾及び周辺地域のブーゲー異常図  
 中条ほか(1977)の一部  
 等重力線は5ミリガル間隔

も10数度以下である。

以上述べたように、桑名背斜は多度町下野代から垂坂丘陵まで、およそ16 kmにわたって発達する東急西緩の非対称背斜として把握できる。この桑名背斜の東縁を走る断層は、従来から桑名断層と呼ばれ(例えば、桑原ほか, 1972; 活断層研究会, 1980), 太田・寒川(1984)では馬道段丘地域から四日市市阿倉川町までの約12 kmの断層と把握された。本報告では、栗田・吉田(1991)が定義したように、下野代から阿倉川町までの桑名背斜を形成した東落ちの断層を桑名断層とする。また桑名背斜より北、すなわち多度丘陵から養老山地東縁の断層を養老断層として記載する。

以下、北勢盆状構造と桑名背斜を形成した各構造について、北から順に時計回りに述べる。

## VIII. 2 市之原断層

市之原撓曲（竹村，1984）は，員弁丘陵の北勢町阿下喜から多度町古野まで追跡できる東西方向・南落ちの撓曲構造である。多度団研グループ（1984），森・多度団研グループ（1986）もほぼ同じ頃に同様の撓曲構造を認め，北勢町六石から多度丘陵南縁まで達する南落ちの断層を北勢・多度断層と呼んだ<sup>7)</sup>。本報告では，阿下喜-古野間の南落ちの断層を市之原撓曲にちなんで，市之原断層と呼んで記述する。

市之原撓曲の形態を西から述べると，阿下喜では露頭状況が悪いので，急傾斜帯の幅は分からないが，東海層群は最大 $30^\circ$ で南に傾く。東小山谷川-前山間では，急傾斜帯の幅は350-400 m，東海層群の最大傾斜は坂東新田東方の $44^\circ$ である。しかし前山より東になると急傾斜帯の幅は急に狭くなり，傾斜も緩やかになる。例えば，古野南条の肱江川河床では幅20 m，最大傾斜 $30^\circ$ である。

東海層群の撓曲構造が確認できたのは南条までであるが，この位置の東にあり，東海層群の基盤が地表すぐ近くにある下ヶ平で， $N 50^\circ W 90^\circ$ の走向傾斜を示す東海層群の露頭がある（分布が狭く孤立しているので，地質図には示していない）。したがって，市之原断層がここまで伸び，基盤を切る断層すぐ上にある地表部の東海層群を直立させているものと解釈できる。以上のことから市之原断層は，市之原撓曲を作りつつ，少なくとも阿下喜から下ヶ平まで約8 km 続く南落ちの断層として扱うことができる。ただし下ヶ平東方に認められる養老山地の地形的な鞍部は，市之原断層の延長方向に当たるから，本断層がここまで伸びている可能性がある。

市之原断層は地質図に示したように，東海層群・新旧の段丘面に累積的な撓曲変位を与え，阿下喜・六石-其原間・坂東新田で中位Ⅰ面，美鹿で高位Ⅲ面に北上がりの撓曲崖を形成している（第74図）。このうち六石-其原間では，同一断面で東海層群と中位Ⅰ面の垂直変位量を得ることが可能であり，東海層群の変位量が約90 m，中位Ⅰ面の変位量が約10 mを示す。また美鹿の高位・面とその西側の東海層群の垂直変位量は，前者が約14 m，後者が約100 mである。したがって，中位Ⅲ面<sup>8)</sup>形成以降の平均変位速度は $0.1 \text{ m}/10^3 \text{ y}$ 弱，すなわち活動度はC級である。この変位速度をそのまま過去に延長すると，およそ100万年で東海層群の変位量をまかなえる。更に市之原撓曲を挟む両側の東海層群の層厚を比較しても有意な差はない。したがって市之原断層は，およそ100万年前から活動を始めた可能性が強い。

市之原断層は縦ずれ成分だけではなく，右ずれ成分も持つ可能性がある。なぜなら養老断層は左ずれの運動が指摘されており（岡田，1979），市之原断層の位置からみて，両断層は第四紀後半の東西圧縮場における共役断層をなしている可能性が考えられるからである。もっとも撓曲部を横切る火山灰層の構造等高線や各河川の右ずれ変位の屈曲傾向は，さほど明瞭ではない。しかし右ずれ変位がまだ明瞭に認定できるほどの累積量に達していないことも考えられるので，本報告では可能性の指摘として第72図の右ずれ運動を図示した。

7) 多度団研グループ（1984），森・多度団研グループ（1986）が示した北勢・多度断層のうち，多度丘陵南縁部の断層は，落差5 m，南落ちの小規模断層であり，地質図に示した断層とは別の断層である。

8) 段丘面の形成年代は，高位Ⅱ面を20万年前，高位Ⅲ面を15万年前，中位Ⅰ面を10万年前と仮定する。





第74図 市之原撓曲に発達する高位Ⅲ面の撓曲崖  
場所：員弁町美鹿

### VIII. 3 多度-嘉例川褶曲帯

養老山地南西端の多度町<sup>ゆい</sup>柚井から多度丘陵を経て、桑名市嘉例川南方に達する細長い地域は、全体として南北方向の軸を持つ褶曲・撓曲構造や、それに伴う断層が多数形成されている。本報告ではこの変形帯を多度-嘉例川褶曲帯と呼んで北から順に記述する。

1) 多度町柚井では東海層群及び力尾累層が、走向ほぼ南北、幅 500 m にわたって直立し、中生界（北勢南濃層）に最も近い多度川支流に露出する東海層群が、 $N 32^{\circ} E 54^{\circ} W$  で逆転している。したがって、北勢南濃層と東海層群のあいだに逆断層（多度団研グループ（1984）の多度スラスト断層）が、丘陵東縁に養老断層が通過すると判断できる。

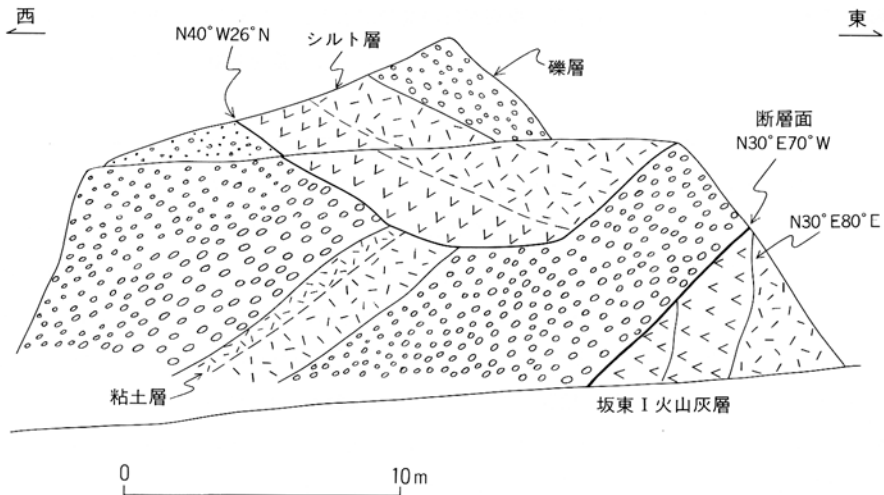
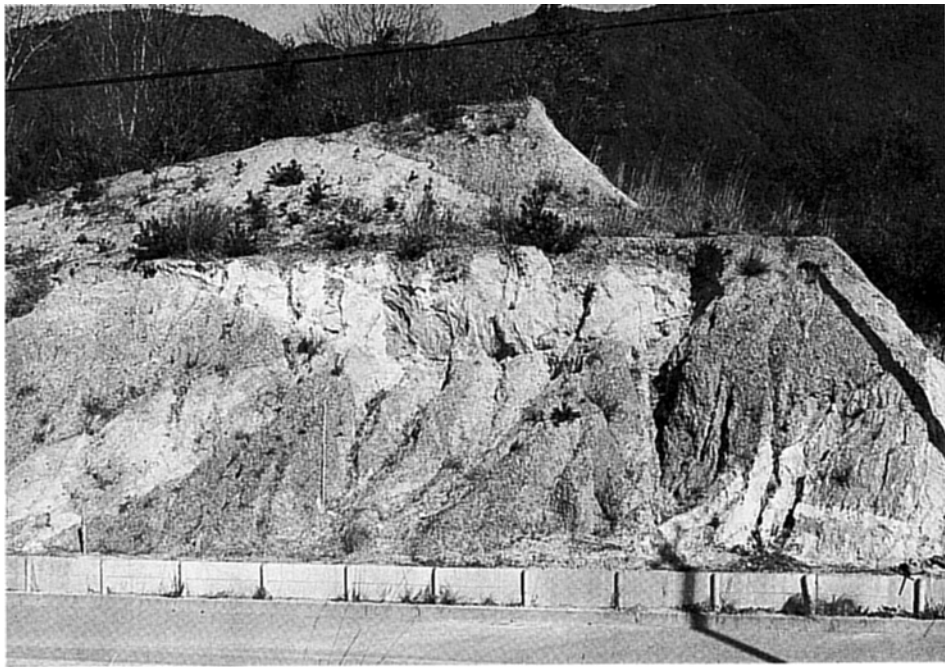
2) 多度丘陵では、軸が南に沈下する一対の背斜・向斜構造と、両構造を切る断層が存在する。この背斜は多度背斜（松井，1943）と呼ばれる。一方、向斜は多度団研グループ（1984）の猪飼「向」斜の北部に当たるが、次に述べる猪飼「背」斜（松井，1943）と同じ地名でまぎらわしいので、北猪飼向斜と改称する。東海層群を切る断層は<sup>おやま</sup>小山断層と呼ぶ。

多度背斜東翼部の変形には、東海層群だけでなく、力尾累層、高位Ⅱ及び中位Ⅰ段丘堆積物も参加している（この点については、養老断層の項で述べる）。地層の傾斜は、軸部に近い東海層群ではほぼ  $40^{\circ}$  前後、その東の力尾累層では  $50^{\circ}$  以上になる。

北猪飼向斜西翼部では、東海層群の傾斜は多度町立幼稚園南の崖で  $90^{\circ}$  である。ここでの急傾斜帯の

幅は 200 m である。更にこの崖の西端から約 200 m 西に露出する東海層群も、 $90^\circ$  近く傾斜している。したがって、急傾斜帯の幅は 400 m 近くに達する可能性が大きい。しかしこの露頭の更に西側の東海層群の傾斜は緩いので、両露頭のあいだに断層の存在を推定した。

小山断層の露頭は、多度丘陵を東西に走る道路沿いにあり、断層面は  $N30^\circ E70^\circ W$  を示す（第 75 図）。断層を挟んで分布する坂東 I・II 火山灰層の食い違い状態からみて、西落ちの正断層と推定できる。



第 75 図 小山断層の露頭写真とスケッチ  
 巻尺の長さ 2m.  
 場所：多度町多度役場西方約 300m

3) 多度丘陵と桑名丘陵北部の東海層群は、褶曲軸の位置等がずれており、構造的に非調和である。また層序的な食い違いもあり、北側の多度丘陵の方に上位層が露出し、更に桑名背斜軸は下野代付近で北に沈下している。以上の点から、二つの丘陵の間に北落ちの断層を仮に推定した。この断層の伸びの方向と発達位置は、市之原断層の延長部にほぼ当たるが、落ちのセンスは逆である。したがって、両断層は養老山地の半島状の突出部をヒンジとする蝶番断層的な運動を行っている可能性がある。

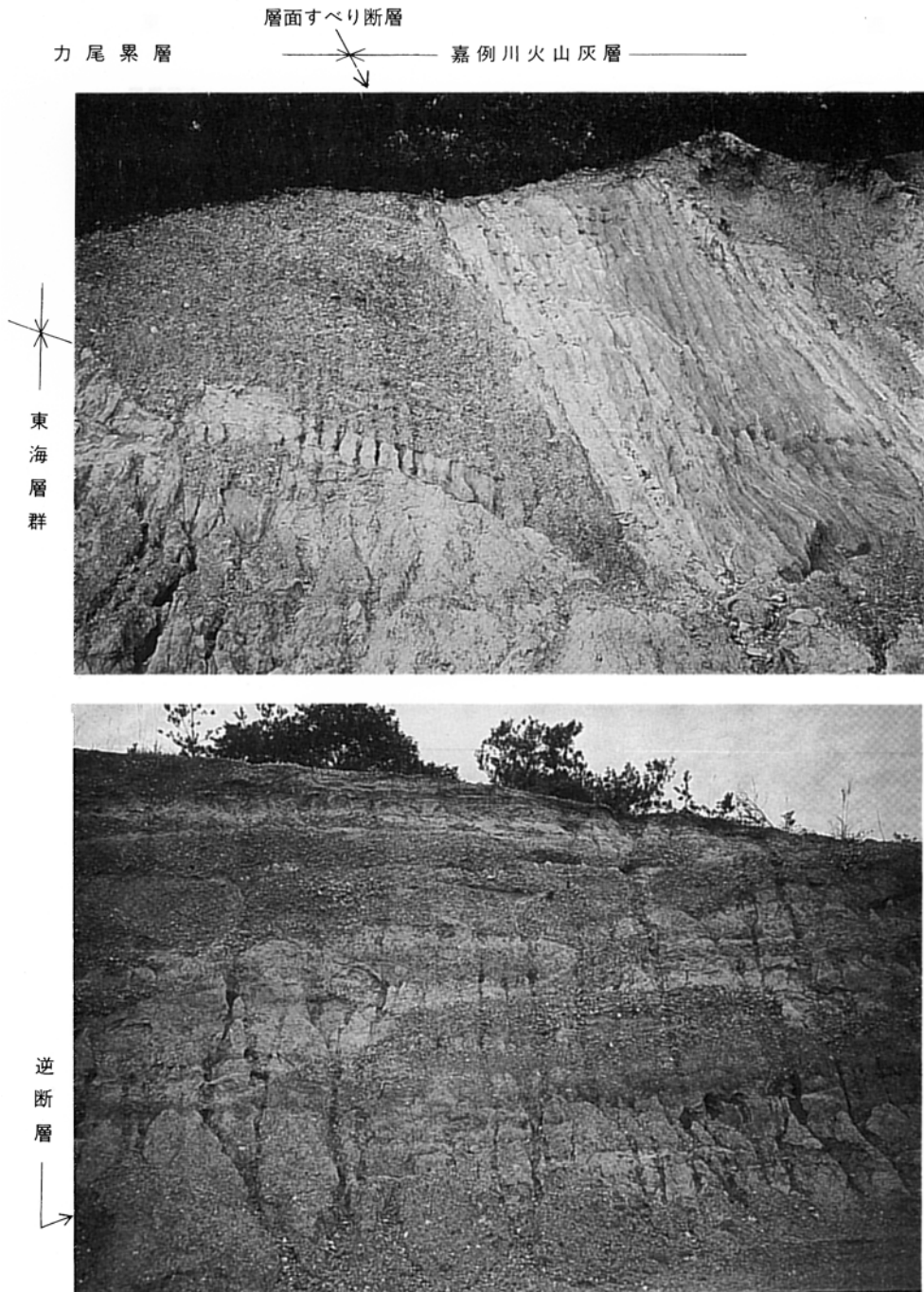
4) 員弁・桑名丘陵境界部には、猪飼背斜<sup>いかい</sup>(松井, 1943)と嘉例川向斜(森, 1972)と呼ばれる一対の褶曲構造が形成されている。猪飼背斜軸は養老山地の半島状突出部にほぼ一致する方向に伸び、弁天山辺りで南に沈下する。背斜西翼部の東海層群は、10 数度以下の緩傾斜であるが、東翼部は東海層群・力尾累層ともに東に急斜している。急傾斜帯の地層の変形は北ほど強く、弁天山で 20° 以下、嘉例川浄水場の西方で 60-80°、北端部の力尾で西に 76° で逆転する。猪飼背斜の東に位置する嘉例川向斜軸は、肱江川支流の沢筋から嘉例川(字名)にかけて南北方向に発達し、その東翼部の東海層群・力尾累層の傾斜は 10 数度以下である。

以上のような急傾斜帯の伸びの方向や地層の変形状態、そして力尾累層・東海層群及び火山灰層の食い違い状態から判断すると、急傾斜帯沿いに東落ちの力尾断層(松井, 1943)の、嘉例川向斜北部に西落ちの断層の存在が推定できる。力尾断層は伏在する基盤が地表に近い北部では、地表部まで東海層群を切っている可能性がある。これに対し南部の力尾断層は、褶曲形成に伴う層面すべり断層(吉岡, 1989)や逆断層が力尾累層を切る(第 76 図)が、主断層そのものは地表に現れていない。

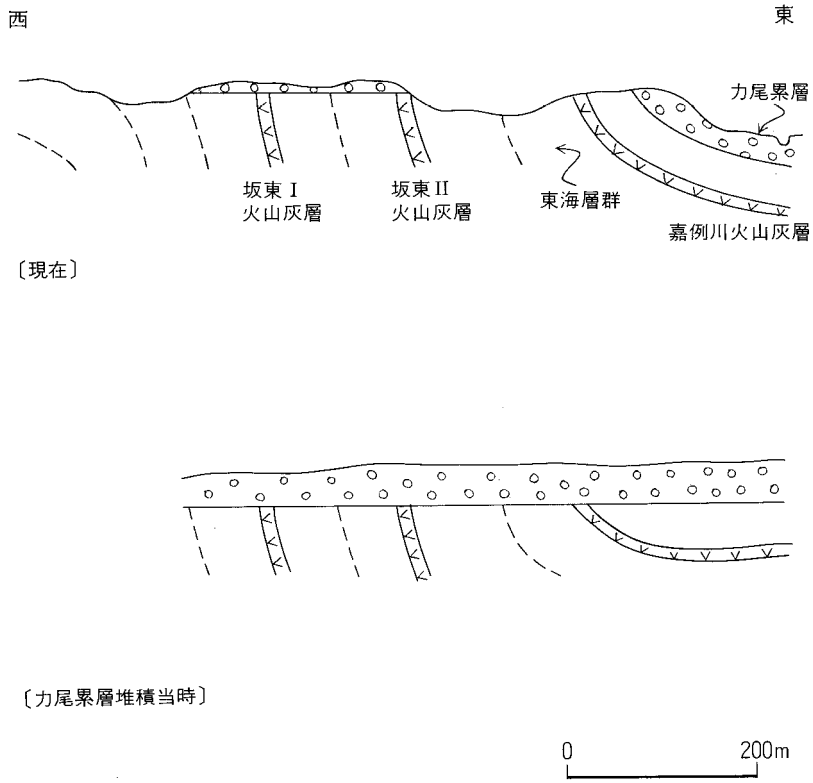
猪飼背斜東翼部の急傾斜帯では、地質図に示すように力尾累層が坂東 I 火山灰層から嘉例川火山灰層までの層準の東海層群を、著しい傾斜不整合で覆っている。この現在の傾斜不整合の形態を、力尾累層堆積当時の状態に復元すると第 77 図のようになる。したがって急傾斜帯(撓曲)の変形は、力尾累層の堆積当時、既に現在に近い状態になっていたと言える。力尾累層の基底年代はほぼ 100 万年前(吉田ほか, 1990)だから、急傾斜帯を作った力尾断層の活動開始時期は、100 万年前より前にさかのぼることは確かである。しかも、100 万年前既に東海層群の変形が 90° 近くに達していたことを考えると、その時期は市之原断層の場合の 100 万年前よりもかなり前、おそらく養老断層が活動を始めた約 300 万年前にさかのぼるであろう。

なお力尾断層が力尾累層堆積後も活動を続けたことは、同累層を切る層面すべり断層が発達することや、力尾累層が東海層群とともに嘉例川向斜に参加していることから明らかである。ただし、本断層が更新世後期以降も活動したかどうかは、段丘面が断層を横切って発達しないので判断できない。

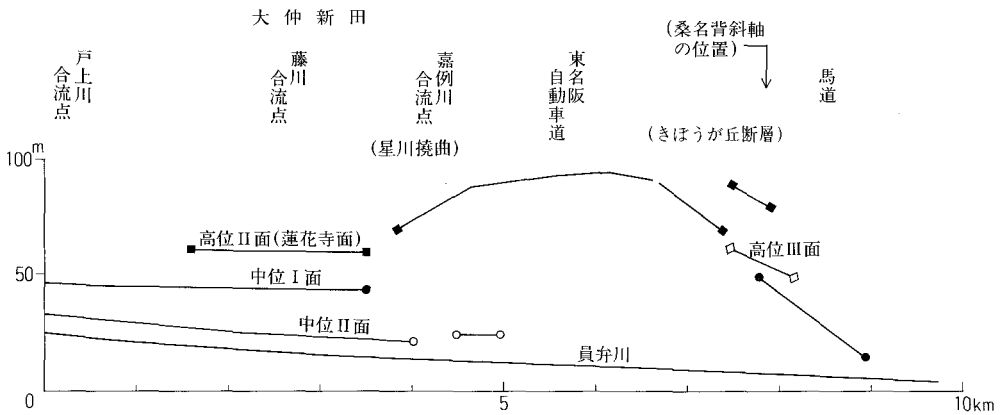
5) 嘉例川向斜中部の嘉例川浄水場付近は、地質構造的な高まりに当り(第 59・72 図)、地形的には谷中分水界となっている。この谷中分水界の南には、向斜軸を挟んで東落ちの断層と西落ちの星川撓曲(新称)がある。星川撓曲は高位 II 面の変位として認められる撓曲であり(第 78 図)、高位 II 面はおおよそ 2°、東海層群はおおよそ 6° で西に傾斜している。また同向斜南の大仲新田には、西北西-東南東方向の軸を有する背斜変形が高位 II 面に形成されている(第 79 図)。付近には東海層群の露出が認められないので、東海層群中にこの背斜変形に対応する地質構造が形成されているかどうかは明らかにできなかった。



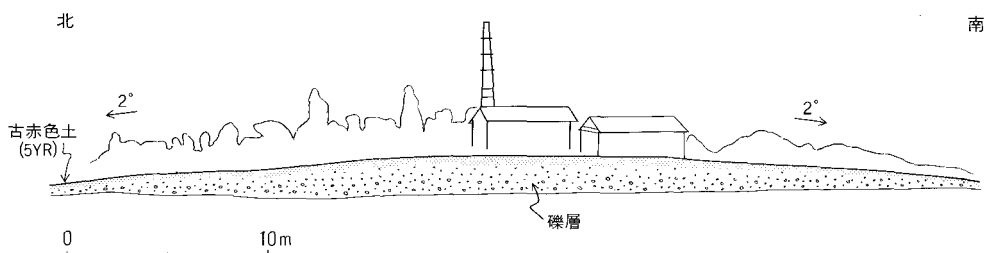
第76図 猪飼背斜東翼部に発達する断層の露頭写真  
 上) 層面すべり断層. 露頭の高さ約8m. 下) 逆断層. 露頭の高さ約8m.  
 場所は第59図に、全体のスケッチは第60図に示す.



第 77 図 猪飼背斜東翼部の急傾斜帯を力尾累層堆積当時に復元した模式図



第 78 図 桑名丘陵を横切る員弁川北岸の段丘面縦断面図



第 79 図 桑名市大仲新田に発達する高位Ⅱ面の背斜変形のスケッチ

#### VIII. 4 養老断層

養老断層は従来、養老山地東縁から揖斐川河口まで（あるいは更にその南まで）達するように図示されている（例えば Kimura, 1971, 1972, 1973；桑原ほか, 1972）。しかし揖斐川河口付近の地下地質断面図（第 70 図）をみると、熱田層以降の堆積物は、図示された養老断層によって変位を受けていない。また揖斐川河口を挟む長島温泉と桑名市福岡町地下の東海層群基底深度は、西側の福岡町の方が深いというボーリング資料がある（高田ほか, 1971）。更に第 73 図の養老山地東側の低重力異常域の南延長部は、桑名断層の伸びと調和するように逆「く」の字形を示している。

以上の点を考え合わせると、養老断層は、養老-伊勢湾断層線（桑原ほか, 1972）の一部として考えるより、栗田・吉田（1991）が指摘したように、桑名断層に関連づけて断層運動を考えた方が妥当である。

この養老断層の活動の始まりは以下の理由から、およそ 300 万年前に始まったと推定できる。

1) 員弁丘陵と御在所山地域の東海層群は、ほぼ同層準の堆積物であり、その基底層準もおよそ 300 万年前とほぼ等しい（第 9 図）。

2) 員弁丘陵の東海層群の層厚は約 850 m、御在所山地域の東海層群の層厚は約 1,500 m であり、後者の方が 2 倍近い層厚を持つ。更に二つの地域間で対比される火山灰層間の層厚も、御在所山地域の方が常に厚くなっている（吉田, 1990）。

3) 員弁丘陵の東海層群の一般的な走向傾斜を見ると、走向は養老山地が伸びる方向とほぼ平行であり、傾斜は員弁川に近いほど緩やかである。

4) 上記 1)・2)・3) で示される事実は、養老・鈴鹿山脈間の東海層群は、養老断層と一志断層系で限られた地塊の西下がり傾動運動に伴う地塊緩斜面部の堆積物であることを示す。

5) この傾動地塊運動の始まりは、東海層群堆積開始期（＝基底層準の年代）とほぼ等しい可能性が強いから、養老断層の活動開始年代は、ほぼ 300 万年前と推定できる。

次に養老断層による地層・段丘面の変形をみると、多度町柚井では、丘陵東部の東海層群・力尾累層はほぼ直立している。また中位Ⅰ段丘堆積物も 32° で東に急斜している露頭がある。多度丘陵東縁部は多度背斜東翼部に当たるが、力尾累層は 50° 以上で東に急斜し、高位Ⅱ面はおおよそ 12°、中位Ⅰ面はお

よそ 6° で東下りに撓曲している。

このように養老断層は、力尾累層や段丘面に累積的な変位を与えている。更に多度丘陵東部からは、中位 I 段丘面構成層の上に重なり、<sup>14</sup>C 年代が 6,650±150 Y.B.P. を示す黒色腐植土を切る断層が報告されている（木村ほか，1984）。この断層は木村ほか（1984）のスケッチ図からみて、褶曲の形成に伴う層面すべり断層とみられるから、養老断層は完新世にも活動したと言える。

## VIII. 5 桑名断層及び桑名背斜

桑名断層は東海層群・新旧の段丘面に累積的な変位を与えている。太田・寒川（1984）は桑名断層の活動度が第四紀後期の活動度が B 級になることを明らかにし、栗田・吉田（1991）は沖積面にも累積的な変位が認められることから、本断層が完新世にも活動したことを示した。

以下、桑名断層にかかわる地層・段丘面・沖積面の変位変形について北から順に述べる。

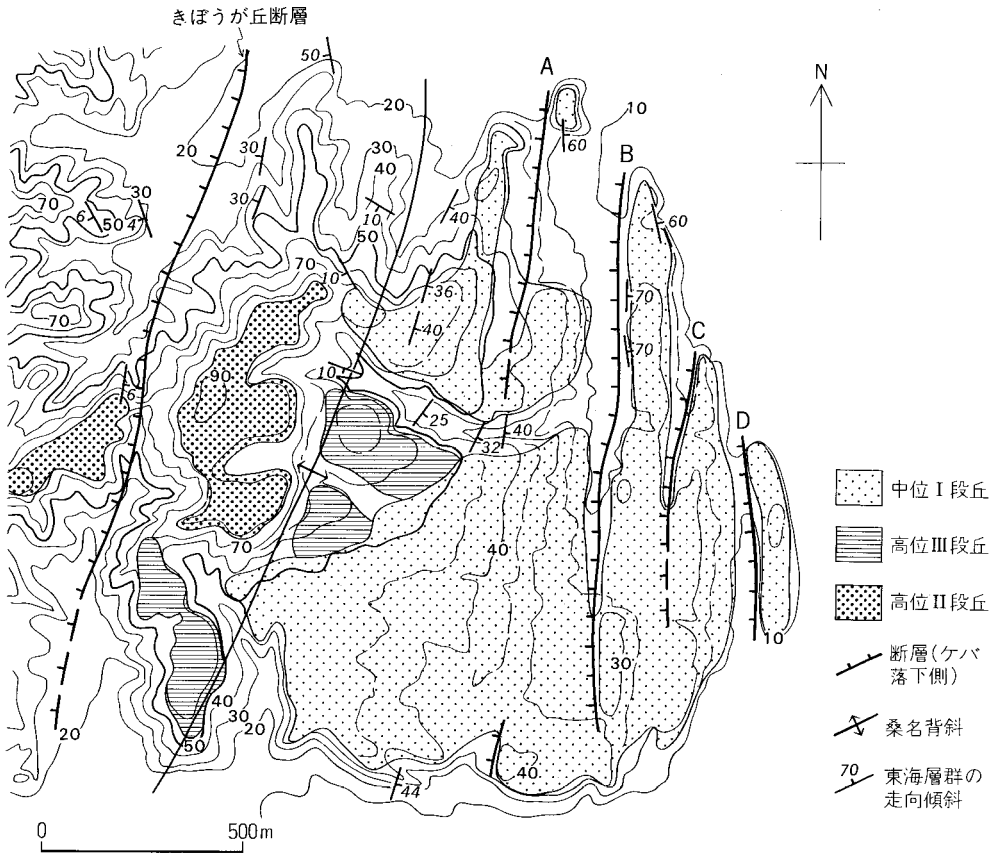
1) 桑名丘陵北東部では、東海層群を切る三砂断層と下深谷撓曲（いずれも新称：第 72 図）が認められる。三砂断層は断層面は確認できなかったが、地層の変形状態や、断層を挟む火山灰層の食い違い状態からみて、西落ちの断層とみなすことができる。

下深谷撓曲も西落ちであり、撓曲軸は東海層群の走向と同じように西に湾曲し、その北縁は、三砂断層によって切られている。東海層群の 20° 以上の急傾斜帯の幅は約 150 m、東海層群の最大傾斜は 30° である。この地域東の沖積面には三本の背斜軸が発達する（栗田・吉田，1991）。

2) 桑名丘陵南部では、桑名背斜軸西の国道 258 号線に沿ってきぼうが丘断層（新称）が走る（第 80 図）。東海層群は幅約 100 m の急傾斜帯を形成し、最大 50° で西に傾斜する。東海層群は断層通過位置すぐ西でいったん 6° 東傾斜になるが、100 m ほど西では再び緩い西傾斜になる。岡田（1979）、太田・寒川（1984）は、国道 258 号線沿いに断層崖を認め、段丘面がおおよそ 20 m 変位していることを指摘した。この段丘面は高位 II 面に当たるから、高位 II 面形成以降の平均変位速度は 0.1 m/10<sup>3</sup> y になる。

桑名背斜軸の東では、中位 I 段丘（馬道段丘）が桑名断層に伴う数本の副断層によって切られている（第 80 図）。この断層地形については、貝塚（1950）以降、森（1972）、松田ほか（1977）、岡田（1979）、太田・寒川（1984）、栗田・吉田（1991）に記載されている。しかし、段丘の基盤となる東海層群の地質構造については、これまで詳しく報告されていない。

この地域の東海層群は、第 80 図に示した断層 A 辺りから急に 60-70° の急傾斜になる。この急傾斜帯には、断層 A-D によって比高 5-20 m・東上がりの逆向き低断層崖が 4 列形成されている。それぞれの断層で画される地塊西縁は、ほぼ直線状急崖を作るが、地塊東縁は一番東の地塊を除き、西縁より緩斜面である。各地塊東縁は東にあるものほど東側に凸状に張り出す。特に一番東の地塊東縁は、桑名断層の伸びとほとんど平行に張り出している。このように、一番東の地塊を除いた他の三つは、東側が緩斜面をなす傾動地塊となっている。このことは、地塊上の中位 I 段丘堆積物も 10-8° で東に傾くことに表れている。地塊を境する断層そのものは観察できなかったが、断層 B が伏在するすぐ東では、段丘堆積物を切る小断層が報告されている（太田・寒川，1984）。なお馬道段丘南東の沖積面は東に撓曲している（栗田・吉田，1991）。



第80図 桑名市の高位II・中位I段丘を切る活断層と東海層群の地質構造

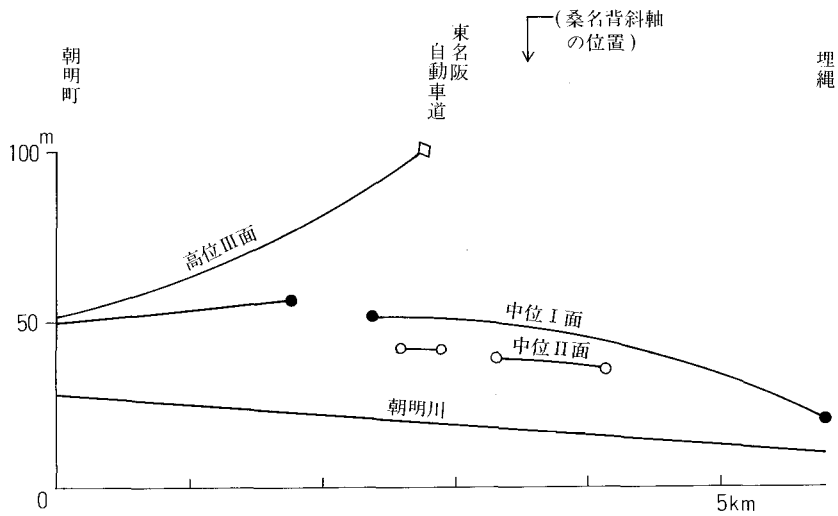
3) 朝日丘陵東部では、力尾累層が最大  $70^\circ$  東傾斜で傾斜しながら沖積低地に埋没するので、同丘陵東縁部を桑名断層が通過する。また丘陵から最大 500 m 離れた沖積面にも東落ちの撓曲崖が形成されている。ここでは断層運動が、丘陵東縁部から沖積面撓曲崖の麓に前進した可能性が指摘されている(粟田・吉田, 1991)。

4) 朝明川北岸沿いの中位I面は、桑名背斜と調和的な変形を示す(第81図)。

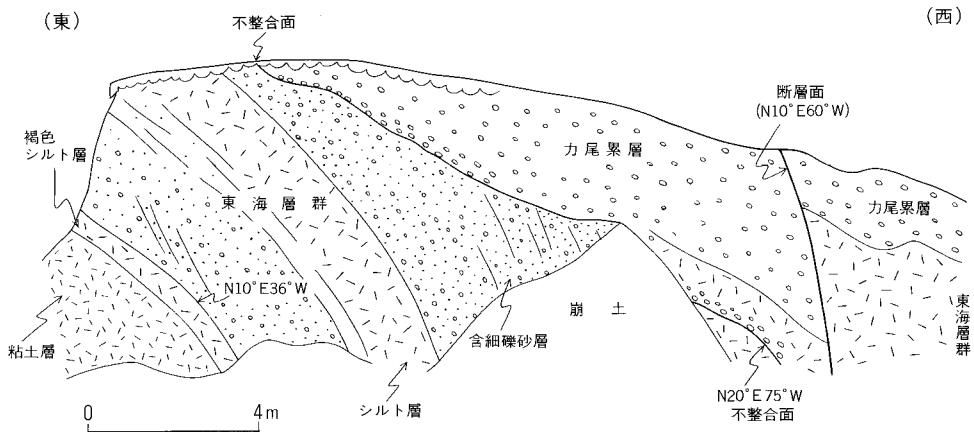
5) 垂坂丘陵東縁では、大矢知町で沖積面の撓曲崖が認められ(粟田・吉田, 1991)、阿倉川町(「四日市」図幅地域)の町並みを載せる中位I段丘面に背斜変形がみられる(吉田, 1984)。したがって桑名断層は、大矢知町から垂坂丘陵東縁を経て、阿倉川町の中位I段丘東縁を走る。

この桑名断層の西には、阿倉川背斜と垂坂向斜の一对の褶曲構造が発達する(吉田, 1984)。桑名断層は鶴町南で「く」の字形に屈曲しているが、両褶曲構造もこれと同じように屈曲する(第37図)。阿倉川背斜東翼部の東海層群は、地表部でみる限り  $14^\circ$  以下であるが、西翼は最大  $75^\circ$  西傾斜である(第82図)。このことから、阿倉川背斜の西翼に西落ちの垂坂断層の存在が想定できる(吉田, 1984)。垂





第 81 図 朝日丘陵を横切る朝明川北岸の段丘縦断面図



第 82 図 阿倉川背斜西翼部の露頭スケッチ  
場所は第 37 図に示す

坂向斜西翼部の東海層群は、鶴町より南で傾斜  $10^\circ$  以下、大矢知町辺りで最大傾斜  $44^\circ$  である。

ところで第 82 図の露頭スケッチをみると、力尾累層と東海層群は傾斜不整合関係にあり、東海層群の上に重なる力尾累層自体も西に傾き、更に力尾累層を切る層面すべり断層も発達している。したがって垂坂断層は、① 傾斜不整合の存在から力尾累層堆積以前、すなわち 100 万年以前から活動し、② 層面すべり断層の存在から力尾累層堆積以後も活動したことが分かる。垂坂断層は桑名断層の副次的な断層と考えられるから、① のことは桑名断層にも当てはめることができよう。

## VIII. 6 四日市断層

四日市断層は、南隣「四日市」図幅地域において、四日市丘陵東縁を走る東落ちの断層であり（第 72 図）、新旧の段丘面に累積的変位を与えている B 級活断層であることが明らかにされている（太田・寒川，1984；吉田，1984）。本図幅地域の四日市断層はその北端部に当り、坂部が丘には中位Ⅱ面の西上がりの撓曲崖が認められている（太田・寒川，1984；吉田，1984）。

なお垂坂丘陵南部では、四日市断層の東に向斜構造が、西に背斜構造が認められる（第 37 図）。両構造とも両翼の東海層群の傾斜は数度とごく緩い。

## VIII. 7 山之一色断層

山之一色断層は、垂坂丘陵の山之一色町北側をおよそ 2.5 km にわたってほぼ東西に走る（第 37 図）。本断層は分布西縁から墓地公園西端までは東海層群を切っているが、墓地公園では東海層群に緩



第 83 図 山之一色断層の露頭写真  
シャベルの長さ 45 cm  
場所：四日市市山之一色町（第 37 図に示す）

い南落ちの撓曲構造を形成するだけになる。断層面は大沢台の南の露頭（第 83 図）を初めとして 4 か所で確認できたが、いずれもほぼ東西に近い走向を持ち、 $50^{\circ}$  から  $80^{\circ}$  の範囲で北に傾斜している。したがって、断層を挟む東海層群の食い違い状況と断層面の形態から、地表では逆断層面を示す南落ちの断層とみることができる。また断層露頭において、断層面を挟む東海層群の走向は、断層が左ずれ成分を持つ場合に生じる変化を示すので、本断層は左横ずれ成分も持つと言える。

## VIII. 8 麓村断層

「御在所山」図幅地域の鈴鹿山脈山麓線には数本の雁行断層が発達する（原山ほか、1989 及び第 84 図）。この地域の東海層群の地質構造は、大局的には走向南北、 $10^{\circ}$  -  $40^{\circ}$  東傾斜の同斜構造を示が、丘陵東縁部では藤原町西野尻から菰野町杉谷まで、ほぼ 14 km にわたって  $60^{\circ}$  以上の急傾斜帯が連続的に南北方向に伸びている。この急傾斜帯の伸びは、西野尻から麓村・丹生川上に向かっていったん東に張り出すが、石樽付近で西に屈曲し、再び田光あたりを中央部にする形で東に張り出している。急傾斜帯の幅は、田光-田口間と石樽の北で最も広く、ここでは  $50^{\circ}$  以上の急傾斜帯が幅 600-700 m にわたって連続する。地層の傾斜は丘陵縁辺部では  $70^{\circ}$  以上の高角度になるが、田光-田口間や西野尻では、連続的に西に逆転している（第 85 図）。

以上のような急傾斜帯の存在からみて、丘陵と台地境界部にも東落ちの断層が存在することは明らかである。この断層は、太田・寒川（1984）の麓村断層に相当する。

麓村断層については、森・山田（1977）、武久（1979）、活断層研究会（1980）、Ikeda（1983）、太田・寒川（1984）、東郷・岡田（1989）によって、主に活構造としての観点から詳しく研究され、地質図に示したように、新旧の段丘面に多くの撓曲崖や断層崖を形成していることが明らかにされた（第 86 図）。そして太田・寒川（1984）は、麓村断層による段丘面の変位が累積的なものであり、その活動度が B 級に入ることを指摘し、東郷・岡田（1989）は、丹生川上で麓村断層の主断層面が、ほぼ  $30^{\circ}$  西傾斜の低角逆断層面であることを報告した。

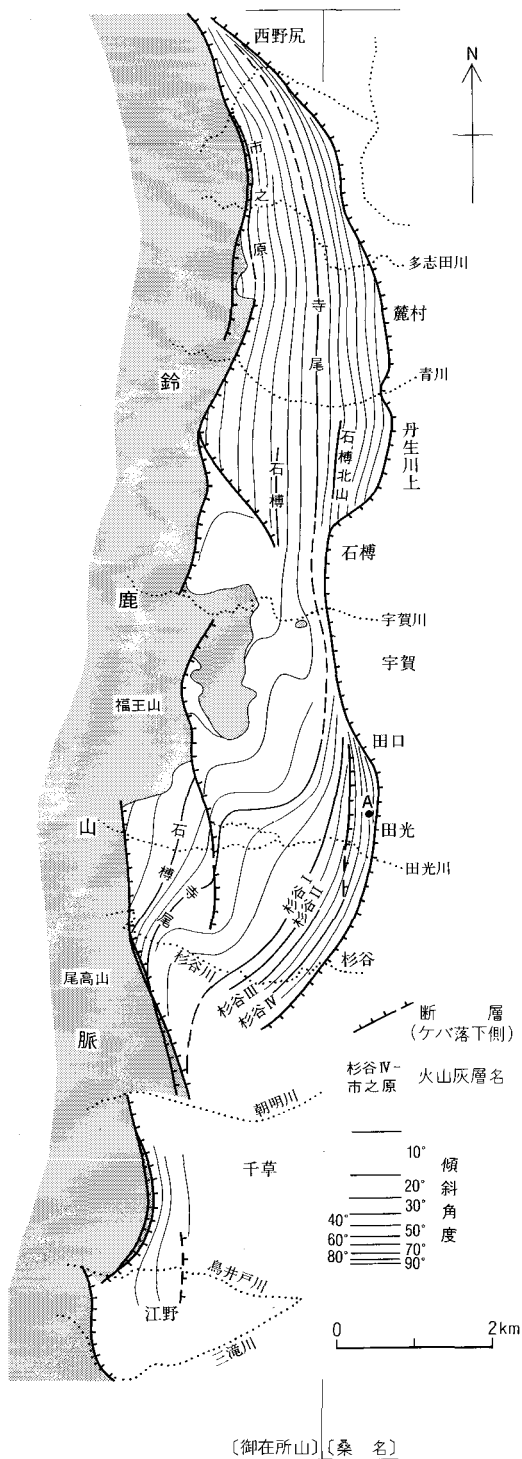
更に Ikeda（1983）、太田・寒川（1984）は、第四紀後半において、断層活動が鈴鹿山脈山麓線の断層群から麓村断層にシフトしたことを指摘した。

## IX. 応用地質

（吉田史郎）

### IX. 1 亜炭

員弁丘陵の亜炭田は古野亜炭田と呼ばれ、北から北勢町東貝野・川原（「津島」図幅地域）、同町北中津原、多度町美鹿・古野・猪飼などで、古野累層の亜炭層を対象にして採掘されていた（商工省鉱山局、



第84図 鈴鹿山脈東麓丘陵の東海層群の地質構造図  
 図中のAは第85図の位置



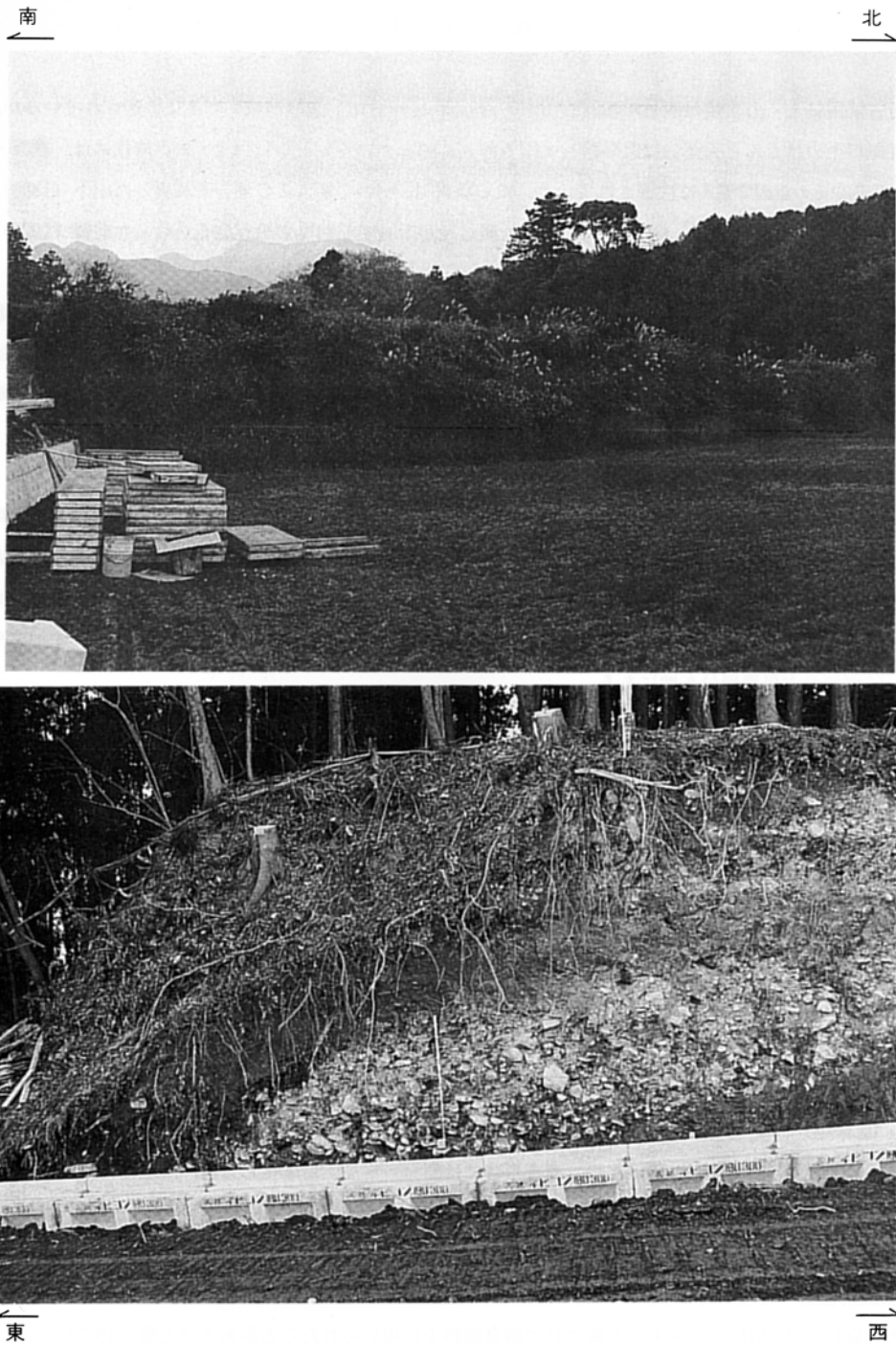
第 85 図 鈴鹿山脈東麓丘陵東縁部の東海層群逆転露頭  
 巻尺の長さ 2m  
 場所：菰野町田光の北（第 84 図に示す）

1932；佐藤・近藤，1960）。古野亜炭田は明治初期に古野で採掘され始めた後，大正期から昭和期まで各地で断続的に掘り続けられた。昭和 15 年（1940年），員弁丘陵の東海層群を調べた松井（1943）は，当時まだ北中津原・美鹿・古野・猪飼で亜炭が採掘されていたことを記している。

採炭坑の位置は，古野は下ヶ平の肱江川河岸（松井，1943），東貝野は養老山地山麓線そばの悟入谷川左岸（尾原，1953），美鹿は前山火山灰層の模式地付近（森・木村，1973）にあったが，他は明らかでない。

稼行対象となった炭層は 4 層あり，美鹿と古野では下位から三番目の炭層が採掘された。両地域の亜炭は，水分 13%，揮発物 38-44%，固定炭素 27-29%，灰分 13-22%，硫黄 0.4-0.5%，発熱量 4,400-5,000 カロリー，燃料比 0.6-1.0 を示し，日本工業規格における褐炭の範疇に入る。尾原（1953）は東貝野の亜炭層と古野累層の粒度分析・化学分析を行い，亜炭の全炭素量が 30% 以上になることを示している。

古野採炭場における明治 22 年（1889年）当時の年間採掘量は約 43.5 トン（三浦，1891），昭和 7 年当時における既総採炭量は約 19,000 トン（商工省鉱山局，1932）である。しかしいずれも，現在採掘されていない。



第 86 図 麓村断層による低断層崖と中位 I 段丘堆積物の変形露頭  
 上) 低断層崖. 比高約 7m (太田・寒川, 1984). 下) 中位 I 段丘堆積物の変形露頭. 巻尺の長さ 1m  
 場所: 北勢町麓村の南

## IX. 2 粘 土

**万古焼用粘土** ばんご 万古焼は四日市市阿倉川町・河原町（「四日市」図幅地域）で主に生産されているが、現在原料土のほとんど大部分は県外移入・国外輸入に頼っている。しかし明治・大正時代には、垂坂・朝日丘陵やその近辺で盛んに採掘されていた。その状況は、明治中期にこの地方を調査した山下（1889）、三浦（1891）や、大正9年（1920年）に垂坂丘陵近辺の万古焼原料土の賦存調査を行った北條（1922）に詳しく述べられている。

これらの文献に基づくと、当時の採掘地は朝日町おぶけ小向の朝日丘陵、四日市市大矢知町・垂坂町の垂坂丘陵、そして四日市市阿倉川町の中位段丘などにあった。採掘はすべて露天掘りであり、年間採掘量は小向では、明治20年（1887年）が約7.5トン、同21年が約9.4トン、同22年が約6.8トン、大矢知町では明治21年が約45トン（三浦，1891）、垂坂町では40トン強（年不明）である（山下，1889）。また北條（1922）によると、大正9年当時の月間総採掘量は約150トンであったという。

北條（1922）は、俗に「青」と称する第三紀粘土と、俗に「白」及び「赤」と称する洪積粘土が原料土として用いられている、と述べている。その記載内容や採掘地の位置から判断すると、「青」は垂坂丘陵東部の大泉累層の粘土層を、「白」・「赤」は、阿倉川町の中位I段丘堆積物中に挟まれる古伊勢湾相当層の海成粘土層を対象にしたものである。上述した小向・大矢知町・垂坂町の採掘地は、すべて垂坂丘陵東部の大泉累層分布地にある。

**瓦用粘土** 多度町・四日市市山之一色町・菰野町宿野などに露出する東海層群の粘土層は、瓦製造用原料土としてかつて採掘されたことがある（松井，1943）。多度町・山之一色については詳細不明であるが、宿野については小村（1986）の化学分析値の報告がある（第8表）。試料の採取場所は宿野火山灰層の模式地南であり、採取層準は桜村累層宿野粘土層である。

**煉瓦用粘土** 多度町の多度川南岸に露出する粘土は、明治年間に煉瓦原料土として用いられたことがある（三浦，1891）。稼行された粘土に関しては、「第三紀新層ノ礫層下ニ位スル粘土ヲ使用セリ其色薄黝色ヲ呈シ」と記されているだけなので、はっきりと言い切れないが、おそらく東海層群古野累層の粘土を採掘したのであろう。明治22年（1889年）の年間採掘量は5,400トンである。

またこれは粘土ではないが、美濃帯北勢南濃層のチャートが耐火煉瓦及び陶磁器原料として、以前稼行されたことがある（北條，1922）。採掘地は多度町猪飼西の通称高塚山山腹である。採掘は明治18・19年頃から始まり、大正9年当時には露天掘り採掘地が6か所あった。明治期には桑名市方面に耐火煉瓦原料として売られていたが、調査当時には原材料を加工粉末化した後、陶磁器の着色（白色）原料として、四日市・瀬戸市・金沢市などに販売されていたという。大正9年の年間採掘量は約670トンで、毎年500から1,000トンを採掘していた。

**漆食用粘土** 阿倉川町の中位I段丘堆積物中の花崗岩礫は、風化分解すると長石が白色陶土化して可塑性に富むので、俗に「タタキ」と称されて漆食原料土に用いられたことがある（北條，1922）。また、三浦（1891）によると、朝日町小向でも第三紀新層最上位の砂礫層中の風化花崗岩礫も、漆食原料土に用いられたという。これはおそらく、埋縄に発達する中位I段丘堆積物を稼行対象したものであろう。

第 8 表 菰野町宿野の瓦用粘土の化学分析値  
小村 (1986)

試 料	三重県菰野町瓦粘土
	wt. %
SiO <sub>2</sub>	66.58
TiO <sub>2</sub>	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.21
FeO	1.54
MnO	0.06
MgO	1.46
CaO	0.84
Na <sub>2</sub> O	1.58
K <sub>2</sub> O	2.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04
ZrO <sub>2</sub>	0.03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.13
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2.35
C	0.11
S	0.01
Total	100.28
Ig. loss	
耐火度 (SK)	1347.898°C (12°)
耐火度 (測定)	計 算 値

**そのほかの原料土** 松井 (1943) は、多度町猪飼西南の市之原累層上限近くに挟まれる凝灰質粘土 (厚さ 1 m, 灰白-桃色) が代用石礫として採掘されていると述べている。これもはっきりと分からないが、挟在層準と場所からすると、二之瀬火山灰層を採掘した可能性がある。

### IX. 3 磨 き 砂 (火山灰)

磨き砂は、主に研磨材料として用いられるが、本図幅地域でも、四日市市の大矢知町、朝日町の縄尾・小向・柿、桑名市の桑部・蓮花寺、多度町小山などで以前採掘されたことがある (三浦, 1891)。当時の年間総採掘量は約 554 トンであるが、この量は当時 1,500 トン以上を出荷していた知多半島の磨き砂生産地 (吉田・尾崎, 1986) の約 1/3 ほどの量である。稼行対象となったのは東海層群火山灰層であるが、採掘場位置の精細が記されていないので、稼行火山灰層の名前は分からない。しかし採掘場の地名や火山灰層の層厚・露出状況から判断すると、対象となったのは嘉例川火山灰層と坂東 I 火山灰層の可能性が強い。

なお松井 (1943) は、多度町小山で昭和 15 年 (1940) 当時、磨き砂が採掘されていたことを述べている。この稼行火山灰層は、図示地点からみて嘉例川火山灰層であることは確実である。

現在いずれの採掘場も跡形もないが、今回調査中に、北勢町西小山谷川や多度町小山の嘉例川火山灰



層、また垂坂丘陵平津新町の丘陵縁辺部に沿って露出する坂東 I 火山灰層に、小さな掘り跡が転々と残っているのを認めた。これはおそらく、個人・家庭用を目的とするものであろう。

#### IX. 4 採石及び砂利

本図幅地域内には北勢南濃層の砂岩を稼行対象にした採石場が、2か所（うち1か所は既に閉鎖）ある。多度町古野にある採石場の年間生産量は、1988年度実績でおよそ86万5千トン、大部分は道路用骨材（パラス）として出荷されているが、一部は石材用としても切り出されている。

砂利は東海層群暮明累層の礫、員弁川水系沿いの氾濫平野堆積物の礫を対象にして採取されている。前者の砂利採取場は員弁・桑名丘陵にあり、総生産量は1988年度実績でおよそ103万5千トンである。後者の砂利採取場は、阿下喜、大泉橋の南、東員橋付近などにあり、総生産量は1988年度実績でおよそ44万トンである。

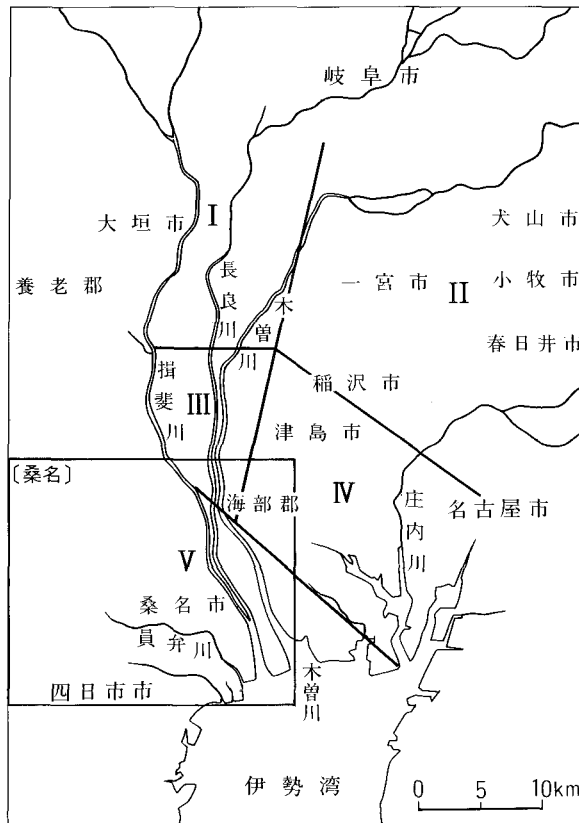
#### IX. 5 地下水

**濃尾平野・北勢海岸低地** 本図幅地域の濃尾平野は、昭和初期までは被圧地下水の自噴地帯であったが、戦後の地下水利用の拡大に伴って、地下水位が年々低下して行った。そのためより深い深度の地下水を水源として求めざるを得なくなり、その結果地盤沈下を引き起こしたのである。しかし、昭和46年（1971年）施行の愛知県公害防止条例、及び昭和47年（1972年）施行の三重県公害防止条例による地下水揚水量規制によって、その後は地下水位の一部に上昇傾向がみられるようになった。

濃尾平野における地下水の揚水量・地下水位の経年変化、地下水位と地盤沈下の関係、水質・水温などについては、東海三県地盤沈下調査会（1985）に詳しく解説されている。それによると、濃尾平野地下水の主要帯水層は、第一（被圧）帯水層、第二帯水層、第三帯水層と呼ばれている。第一帯水層は第一礫層を、第二帯水層は第二礫層をさすが、第三帯水層は第三礫層及びその上位に重なる海部累層中の礫層等を一括したものである。

本図幅地域の濃尾平野では、現在地下水のほとんど大部分を第二帯水層から揚水するため、井戸の深さは150m以上に達するものがほとんどである。以前、第一帯水層から地下水を汲み上げていた井戸は、放棄されたものが多いが、これは第一帯水層、すなわち第一礫層に含まれる地下水が海水の浸透を受け、総イオン濃度が他地域より極端に高くなったためである（第87図）。この木曾川河口部から北勢海岸低地の被圧地下水塩水化は、海成粘土層中の化石水の絞り出しと、塩水化した表層不圧地下水が取水井・古井戸を通過して地下に浸透するという二つの要因が考えられている。

例えば第88図は、木曾川河口の東西方向地下地質断面図に、帯水層ごとの水質組成が示されたものであり、凡例として示された海水との比較から、第一及び第二帯水層の地下水が、第三帯水層の地下水よりも海水の影響を大きく受けていることが示されている。このように浅い地下水ほど塩水化が進んでいることに加え、塩水化域は木曾川河口部を中心に内陸部に向かって舌状に広がっていることも明らかにされた。しかしこの塩水化域は、昭和30年以降さほど拡大していないことが指摘された。

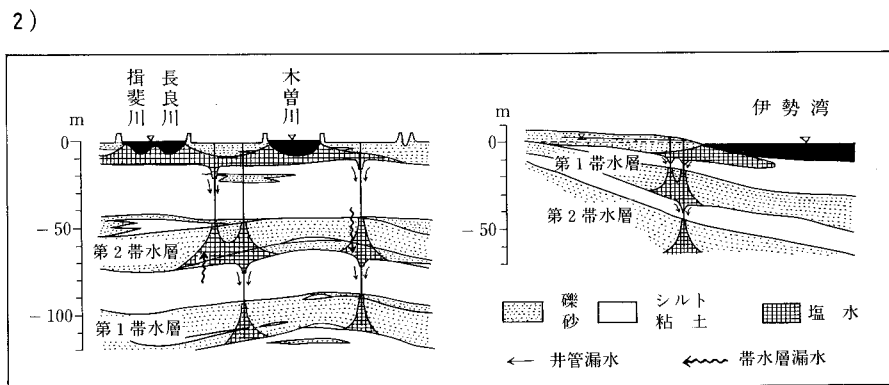
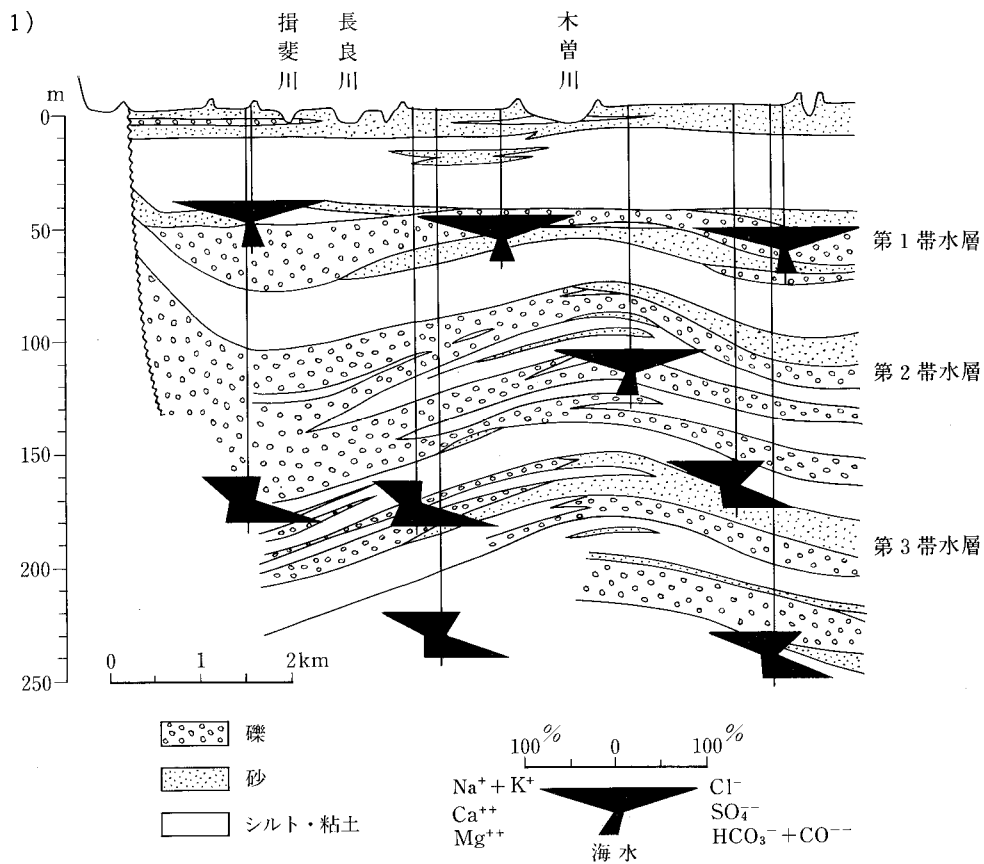


I, II 地表水の地下への浸透域, III 地下水が速く流れている地域  
IV 停滞性地下水域, V 海水浸透域

第 87 図 濃尾平野地下水の水質についての便宜的な区分  
東海三県地盤沈下調査会 (1985)

**伊勢平野主部** 東海層群に形成されている北勢盆状構造は、養老山地・鈴鹿山脈・桑名背斜・四日市ドーム状構造に囲まれた一つの被圧盆地構造を作っている。この被圧盆地には、堀抜き自噴井が多数存在し、井戸の深度は深いもので $-200\text{ m}$ から $-300\text{ m}$ 以上に達する。自噴井の水温は一般に $16^{\circ}\text{C}$ 以上で高く、深い井戸では $29^{\circ}\text{C}$ に達する。水質は鉄分が多く、あまり良好でないといわれる。最近では、大口径の深井戸が増加する傾向にあるが、その深度は $-200\text{ m}$ 止まりである（高橋，1986）。

以上述べた堀削深度からみると、この盆地内の被圧地下水の主要帯水層が、東海層群であることは間違いない。その場合帯水層として期待できるのは、周辺の地質状況からみて、暮明・市之原・多志田川累層の構成礫層と考えられる。特に暮明累層は、砂の量が多く、間隙率の大きい礫層が主体を占めるので、地質条件だけからみれば帯水層として最も有望な地層である。したがって、今後、盆地内の地下水利用のためには、暮明・市之原・多志田川累層、中でも暮明累層の地下分布状況を把握することが重要である。



第 88 図 木曽川河口部の地下水の塩水化とその機構

1) 地下地質断面図と地下水の水質分布 (森, 1979)

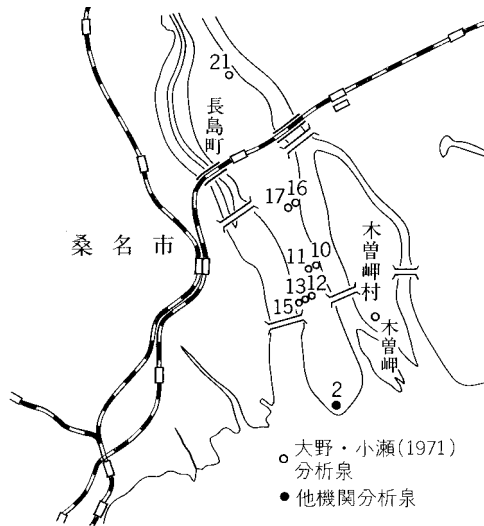
2) 被圧地下水の塩水化の模式図 (東海三県地盤沈下調査会, 1985)

一方、四日市北部から菰野町にかけて分布する千草扇状地の地下水面は、地表面からマイナス1-4 mと浅い。この地域には灌漑用の浅井戸が多く、「湧水池」と呼ばれる地下水利用施設が多数ある。

## IX. 6 温 泉

濃尾平野地下に豊富に存在する高温深層地下水の一部は、温泉に利用されている（高田ほか 1979；坂本ほか，1984，1986 など）。これは，昭和 38 年（1963 年）8 月，木曾川河口において掘削された長島 R2 号井の劇的な成功がきっかけとなったものである。本図幅地域では，この長島 R2 号井による長島温泉のほか，木曾岬温泉と鍋田川温泉がある。また，3 温泉以外に温源として利用されているボーリング井が 10 か所近くある（第 89 図）。これらのボーリング井の掘削深度は-1,370 m から-1,880 m にわたり，ストレーナは東海層群と中新統の境界付近に設置されている。

温泉及び高温地下水の水質その他の性質は，一括して第 9 表に示した。全体として，泉温は 45.5°-59.4℃ の範囲にあり，pH は 7.5-8.7 の弱アルカリ性を示す。陽イオンは  $\text{Na}^+$  と  $\text{K}^+$  を主体とするものと， $\text{Mg}^{2+}$  と  $\text{Na}^+$  を主体にするものに分かれるが，陰イオンはいずれも  $\text{HCO}_3^-$  と  $\text{Cl}^-$  を主体とする。ただし，長島 R21 号井は蒸発残留物量が極めて多く，陽イオンは  $\text{Ca}^{2+}$  が 40% 近く，陰イオンは  $\text{Cl}^-$  が 90% 近くを占め，他と著しく異なる。また長島 R13 号井は  $\text{Mg}^{2+}$  が陽イオンの， $\text{HCO}_3^-$  が陰イオンのいずれも 85% ほどを占める（大野・小瀬，1971）。



第 89 図 木曾川河口深層ボーリング所在地  
大野・小瀬（1971）  
数字は長島 R 号井の番号

第9表 木曾川河口の深層ボーリング地下水成分分析表

大野・小瀬 (1971) ただし長島 R2 号井の分析値は、平野地質グループ濃尾平野班 (1966) による。

		長島 R10	長島 R11	長島 R12	長島 R13	長島 R15	長島 R16	長島 R17	長島 R21	木曾岬	長島 R2	
湧出量 (ℓ/分)	a) 180 b) 1260	b) 388	a) 833	b) 1870	b) 1600	c) 1200	c) 2080	b) 1380	d) 886	6944		
泉温 (°C)	50.8	55.6	48.0	59.4	52.8	58.2	58.7	45.5	51.8	60		
性状	常緑淡黄褐色, 澄明, アルカリ味	白濁, 淡黄褐色, アルカリ味	微黄褐色, 静澄, アルカリ味	微黄褐色, 微濁, アルカリ味	微黄褐色, アルカリ味	微黄褐色, 微白濁, アルカリ味	微黄褐色, 微白濁, 極微乳濁, アルカリ味	微白濁, 僅微黄褐色, 食塩味, 僅微金属味	微常黄白濁, アルカリ味	無色透明 無味無臭		
pH	8.05	8.40	8.05	8.65	8.55	8.70	8.68	7.50	8.50	8.05		
ラドン含有量 <sup>10<sup>-10</sup>ラドン/kg</sup>	2.80	0.55	3.62	2.24	0.66	0.27	0.12	2.26	2.47	0.49		
比重	0.995	1.000	0.995	1.000	0.990	1.000	1.000	1.030	0.995	—		
蒸発残留物 mg/kg	775.9	601	783.0	441.0	396.0	757.4	646.0	5980	317.4	—		
カチオン	K <sup>+</sup>	mg/kg (m-val %) 106.4 (19.15)	27.16 (7.08)	12.41 (2.29)	19.40 (6.02)	5.129 (1.58)	84.30 (14.00)	123.8 (25.46)	219.4 (5.35)	41.48 (16.09)	8.003	
	Na <sup>+</sup>	mg/kg (m-val %) 223.8 (68.48)	68.14 (30.19)	103.1 (32.26)	8.262 (4.35)	60.64 (32.73)	28.26 (79.82)	133.5 (46.63)	478.8 (19.84)	69.26 (45.69)	149.5	
	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	mg/kg (m-val %) 0.0014 (0.00)	0.001 (0.00)	0.001 (0.00)	0.0007 (0.00)	0.001 (0.00)	0.002 (0.00)	0.001 (0.00)	0.0036 (0.00)	0.0011 (0.00)	0.195	
	Ca <sup>2+</sup>	mg/kg (m-val %) 19.17 (6.73)	2.928 (1.49)	23.05 (8.28)	4.882 (2.95)	7.029 (4.35)	3.745 (1.21)	6.331 (2.54)	929.5 (44.21)	16.19 (12.25)	3.635	
	Mg <sup>2+</sup>	mg/kg (m-val %) 8.384 (4.85)	66.94 (56.08)	94.43 (55.87)	85.00 (84.69)	57.70 (58.89)	5.113 (2.61)	35.07 (23.17)	380.7 (29.84)	15.33 (19.13)	0.194	
	Fe <sup>2+</sup>	mg/kg (m-val %) 3.125 (0.79)	11.25 (4.11)	2.773 (0.72)	1.265 (0.55)	1.515 (0.67)	3.301 (0.77)	4.446 (1.28)	19.72 (0.68)	11.40 (6.20)	0.304	
	Al <sup>3+</sup>	mg/kg (m-val %) 0 (0)	0.916 (1.05)	0.7299 (0.58)	1.068 (1.44)	1.280 (1.78)	2.200 (1.59)	1.030 (0.92)	0.7444 (0.08)	0.3794 (0.64)	0.249	
	Mn <sup>2+</sup>	mg/kg (m-val %) 0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0.0192 (0.00)	0 (0)	0	
	アニオン	Cl <sup>-</sup>	mg/kg (m-val %) 130.6 (26.96)	63.82 (19.05)	180.6 (38.18)	26.59 (9.51)	66.26 (24.40)	140.9 (26.41)	78.01 (18.40)	3266 (88.33)	47.93 (21.84)	29.57
		SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	mg/kg (m-val %) 3.958 (0.60)	1.345 (0.30)	5.985 (0.93)	2.017 (0.53)	0.874 (0.24)	2.882 (0.40)	3.266 (0.57)	4.477 (0.09)	2.517 (0.85)	2.058
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		mg/kg (m-val %) 595.0 (71.37)	449.1 (77.96)	488.5 (60.01)	405.2 (84.15)	337.1 (72.11)	630.3 (68.64)	556.1 (76.24)	734.0 (11.54)	278.3 (73.69)	342.2	
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>		mg/kg (m-val %) 3.901 (0.95)	6.625 (2.34)	3.217 (0.80)	11.38 (4.81)	6.854 (2.98)	18.59 (4.12)	15.63 (4.36)	1.350 (0.04)	5.136 (2.76)	12.788	
HS <sup>-</sup>		mg/kg (m-val %) 0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0.4233 (0.21)	1.091	
BO <sub>2</sub> <sup>-</sup>		mg/kg (m-val %) 0.4368 (0.08)	0.364 (0.09)	0.0728 (0.01)	0.6123 (0.18)	0.3597 (0.11)	1.276 (0.20)	0.7708 (0.15)	0.0514 (0.00)	0.3212 (0.12)	0.771	
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>		mg/kg (m-val %) 0.3314 (0.03)	1.695 (0.23)	0.6165 (0.06)	4.639 (0.76)	0.6627 (0.11)	2.381 (0.20)	2.173 (0.24)	0.0231 (0.00)	2.274 (0.48)	1.541	
OH <sup>-</sup>	mg/kg (m-val %) 0.0204 (0.01)	0.0425 (0.03)	0.0204 (0.01)	0.0799 (0.06)	0.0612 (0.05)	0.085 (0.03)	0.0816 (0.04)	0.0051 (0.00)	0.0544 (0.05)	0.002		
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	mg/kg	14.96	34.39	28.13	49.33	9.705	24.13	23.27	32.91	36.89	68.63	
HBO <sub>2</sub>	mg/kg	6.666	2.463	8.472	2.209	1.779	4.365	2.757	2.700	1.81	11.83	
H <sub>2</sub> S	mg/kg	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0170	0.102	
CO <sub>2</sub>	mg/kg	5.061	0.3609	10.57	2.046	2.346	3.032	2.808	17.52	1.945	—	
CH <sub>4</sub>	多量	多量	多量	多量	多量	多量	多量	多量	多量	—		
総成分(除CH <sub>4</sub> ) mg/kg	1122	737.5	962.7	624.0	559.3	954.8	989.1	6086	531.7	633.3		

a) 自然湧出, b) 圧搾空気 30馬力, c) 圧搾空気 75馬力, d) 水中モーターポンプ

## IX. 7 天然ガス

木曾川河口部の灌漑用井戸は、揚水の際、可燃性天然ガスも産する。1日当たりの産出量は 5-30 m<sup>3</sup> の井戸がほとんどで、ガス組成 (vol. %) は深度 -192 m の井戸の例で、CO<sub>2</sub> = 0.9, O<sub>2</sub> = 0.3, C<sub>n</sub>H<sub>m</sub> = 0, CH<sub>4</sub> = 50.3, N<sub>2</sub> = 47.5 であり、他の井戸も CH<sub>4</sub> は 55% 以下である (本島, 1950)。CH<sub>4</sub> が少ないこのガスは、更新統から産出するが、灌漑用井戸のために、既に鉱床が破壊されているので、ガス鉱床としての開発はあまり期待できないとされる。

一方、天然ガスは、中新統及び東海層群から揚水される深層地下水からも産出する。蟹江 R1 号井 (「名古屋南部」図幅地域) のガス組成を例としてみると、ガス/水比 = 0.05, He = 0.013, H<sub>2</sub> = 0.080, O<sub>2</sub> = 0.18, N<sub>2</sub> = 25.44, CH<sub>4</sub> = 73.24, CO<sub>2</sub> = 0.52 であり、CH<sub>4</sub> を主成分とし、N<sub>2</sub> を多量に含む水溶性ガスの特徴を示す (平野地質グループ濃尾平野班, 1966)。

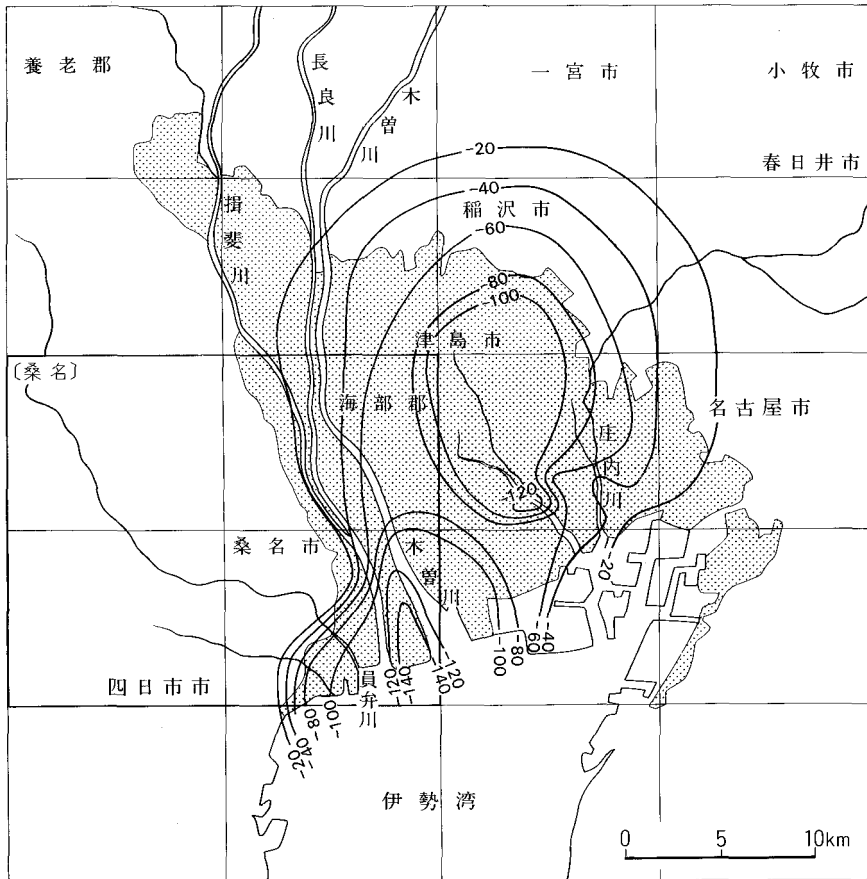
## IX. 8 地盤沈下

濃尾平野の地盤沈下量は、1950 年以前は年平均 5 mm 以下であったが、1950 年代から大きくなり、1960 年代から 1970 年代前半にかけて激しくなった。その間の地盤沈下の経年変動量は次のとおりである (東海三県地盤沈下調査会, 1985)。

年代	沈下量 (cm/年)	最大沈下量 (cm/年)
1951-1960	1-5	9.1
1961-1965	1-10	21.5
1966-1970	1-10	16.0
1971-1974	1-18	23.5

すなわち地盤沈下量は、1951 年以降は年 1 cm 以上になり、1971-1974 年には最大 23.5 cm に達した。このような急激な地盤沈下は、地下水の過剰揚水に原因があるとみなされたので、大学や関係行政・研究機関によって、地盤沈下の要因解析、地盤沈下防止策が構じられた。その効果は、1975-1978 年の沈下量が 1-8 cm/年、最大沈下量が 9.9 cm/年、1979-1982 年の沈下量が 1-2 cm/年、最大沈下量が 4.5 cm という形で現れた。現在、濃尾平野の地盤沈下は小康状態にある。

第 90 図に、1961-1982 年間の累積沈下量と濃尾平野の海拔ゼロメートル地帯の範囲を示した。海拔ゼロメートル地帯の面積は、昭和 34 年 (1959 年) の伊勢湾台風襲来当時は約 186 km<sup>2</sup> であったが、1970 年代後半には約 250 km<sup>2</sup> となり、1982 年には約 274 km<sup>2</sup> に達している (東海三県地盤沈下調査会, 1985)。このように本図幅地域の濃尾平野と北勢海岸低地のほとんど大部分は、最高潮位よりも低くなっている。また木曾川河口付近の木曾岬村や長島町などでは累積沈下量が大きいため、地盤高は T.P.-2.2m 程度まで低下している。



第90図 濃尾平野における1961-1978年間の累積地盤沈下量及び最高潮位以下の地域  
 東海三県地盤沈下調査会(1985)に基づいて作成(単位:cm)

## IX. 9 自然災害

本図幅地域の地質・地形条件に原因する自然災害としては、地震災害、高潮・河川災害、山崩れや地すべりなどの災害がある。これらのうち、過去大きな災厄を与えたのは、地震災害と高潮・河川災害である。地すべり・山崩れ・土石流などが発生した形跡はほとんどなく、目下地すべり防止地区に指定されているのも、北勢町南中津原の養老山地山麓付近だけである(建設省国土地理院, 1968, 1969; 三重県, 1978; 岐阜県企画部, 1978)。高潮・河川災害としては、本図幅地域の濃尾平野から北勢海岸低地の地盤高が極めて低かったため、過去繰り返し台風・豪雨災害を被ったが、気象災害なので割愛する。詳細は、建設省国土地理院(1968, 1969), 東海三県地盤沈下調査会(1985)などに詳しい。

以下、本図幅地域に地変と災害を与えた主な地震について述べる。

本図幅地域には養老断層や桑名断層を初めとする活断層が多数発達しているが、これらの活断層を震源とするようなマグニチュード5前後の中地震は、木曾川河口付近で数回、菰野町で明治36年(1903

年) 7月6日に発生したことが記録されている(活断層研究会, 1980; 岡田, 1985; 宇佐美, 1987). 後者の菰野町の地震は, 警察の壁や家屋に小損壊を与えた.

一方, 天正13年1月に発生した天正地震は, 近畿・東海・北陸の広い範囲にわたって大きな被害を与えた(宇佐美, 1987)が, 本図幅地域でも木曾川輪中地帯から臨海部で地盤が大きく沈下し, 当時あった長島城は地盤の液化化によって倒壊し, その直後に高さ3mの津波の襲来を受け, また桑名城も倒壊したことが記録に残されている(飯田, 1977, 1987). 飯田(1977, 1979a, 1987)は, 地震の震央が伊勢湾最北部であったことや, その震源断層が養老断層・桑名断層・伊勢湾断層などであった可能性があることを指摘し, また栗田・吉田(1991)も天正地震に伴って桑名断層が活動した可能性を述べている.

明治24年(1891年)10月28日に発生した濃尾地震では, 木曾川河口部から輪中地帯で20-30cm, 桑名市で5-8cmの地盤沈下をみた(飯田, 1979b; 東海三県地盤沈下調査会, 1985). 昭和19年(1944年)12月7日に発生した東南海地震では, 濃尾平野南部で家屋の損壊があり, 弥富町や長島町では100cmも沈下した場所があった(飯田, 1984; 東海三県地盤沈下調査会, 1985).

ところで, 本図幅地域の臨海部から木曾川輪中地帯は, 名古屋港臨海部から濃尾平野東部より地盤が液化化する危険性が少ない地域であり, 濃尾地震の際にもこの傾向が現われたことが指摘されている(井関, 1980). しかし, 上に述べた天正地震時における長島城の例もあるので, 今後とも液化化に対する警戒は必要である.

## 文 献

- Adachi, M. (1976) Paleogeographic aspects of Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 23-24, p. 13-55.
- and Kuwahara, T. (1980) A petrographical study of sediments from a 600 m well, southern Nobi Plain of central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 28, p. 33-55.
- 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研究報告, no. 1, p. 51-60.
- (1962) II. 第3章 伊勢湾北部臨海地帯の地質構造. 都市地盤調査報告書, vol. 1, p. 20-32, 建設省・愛知県・三重県編.
- 安田敏夫 (1958) 三重県北勢地方の新生代層. 北伊勢地方の古生物と地質, p. 50-61, 三岐鉄道株式会社・三重県立博物館.
- 栗田泰夫・吉田史郎 (1991) 桑名断層および四日市断層の完新世における断層活動. 活断層研究, no. 9 (印刷中).
- 中条純輔・須田芳朗・西村清和 (1977) 濃尾平野・伊勢湾の重力異常の編纂. 地調月報, vol. 28, p. 653-678.
- 古川博恭 (1972) 濃尾平野の沖積層. 地質学論集, no. 7, p. 39-59.
- 岐阜県企画部 (1978) 岐阜県防災・保全等規制現況図及び同説明書. 24 p.



- 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, 144 p.
- 秦 好利 (1967) 三重県菰野地方の新生代層. 資源総合開発研究所研究報告, no.4, p.77-107.
- 島山 昭・春日 明・桑原 徹 (1979) 木曾川河口における 600 m ボーリング (I) 層序 (演旨). 日本地質学会第 86 年学術大会講演要旨, p.74.
- 平野地質グループ濃尾平野班 (1966) 濃尾平野 (2) 一超深層地下水について一. 地質ニュース, no.143, p.18-27.
- 北條敬太郎 (1922) 三重県東部工業原料用鉱物調査報文. 工業原料用鉱物調査報告, no. 10, p. 1-32.
- 飯田汲事 (1977) 1586 年 1 月 23 日 (天正 13 年 11 月 29 日) の地震の震害と津波. 地震学会秋季講演予稿集, 1977-2, p.162.
- (1979a) 明応地震・天正地震・宝永地震・安政地震の震害と震度分布. 愛知県防災会議地震震部会, 109 p.
- (1979b) 明治 24 年 (1891 年) 10 月 28 日濃尾地震の震害と震度分布. 愛知県防災会議地震震部会, 304 p.
- (1984) 濃尾平野における 1885 年以降の地盤の垂直変動について. 日本測地学会第 61 回講演要旨, p.59-60.
- (1987) 天正大地震誌. 名古屋大学出版会, 552 p.
- 池辺展生 (1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—. 新生代の研究, no. 24-25, p. 508-517.
- Ikeda, Y. (1983) Thrust migration and its mechanism—evolution of intraplate thrust fault systems—. *Bull. Dep. Geography, Univ. Tokyo*, no. 15, p. 126-158.
- 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.
- 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.
- 井関弘太郎 (1956) 日本周辺の陸棚と沖積統基底面の関係について. 名大文学部研究論集, no. 14, p. 85-102.
- (1980) 沖積層の分布と液状化現象. 愛知県の地質・地盤 (その 3), 愛知県防災会議地震震部会, 78 p.
- ・幸島荘八郎 (1959) 名古屋港付近における沖積層下底面の地形. 地理学評論, vol. 32, p. 457-468.
- 貝塚爽平 (1950) 桑名市西部の断層地形. 地理学評論, vol. 22, p.352-356.
- 角田 保 (1958) 三重県内旧象化石考察. 北伊勢地方の古生物と地質, p. 12-21, 三岐鉄道株式会社・三重県立博物館.
- 赤嶺秀雄 (1958) 三重県員弁郡藤原村大字上之山田から出土した *Prastegodon akashiensis Takai* について. 北伊勢地方の古生物と地質, p. 22-31, 三岐鉄道株式会社・

三重県立博物館.

- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層-分布図と資料. 東大出版会, 363 p.
- 嘉藤良次郎 (1957) 養老山地南縁の地質構造および鈴鹿山脈の形成. 地質雑, vol. 63, p. 475-483.
- 建設省国土地理院 (1968) 土地条件調査報告書 (中京地域), 166 p.
- (1969) 土地条件調査報告書 (伊勢湾西部地域), 100 p.
- (1975) 土地条件調査報告書 (濃尾地域), 88 p.
- 建設省・愛知県・三重県 (1962) 伊勢湾北部臨海地帯の地盤. 都市地盤調査報告書, vol. 1, 334 p.
- 木戸 聡・川口一郎・足立 守・水谷伸治郎 (1982) 美濃地域の *Dictyomitrella* (?) *kamoensis*-  
*Pant anellium foveatum* 群集について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 195-210.
- 木村一朗 (1971) 伊勢湾西岸地域の中位段丘. 竹原平一教授記念論文集, p. 1-12.
- Kimura, I. (1971) Pleistocene sediments and geomorphic 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.
- ・三澤寿美・竹内安江 (1984) 三重県多度町の段丘堆積層と腐植土の <sup>14</sup>C 年代—日本の第四紀層の <sup>14</sup>C 年代 (151)—. 地球科学, vol. 38, p. 67-69.
- ・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.
- 北伊勢地盤沈下調査会 (1967) 北伊勢地盤沈下調査報告書. 209 p.
- 小村良二 (1986) 奈良県・和歌山県・福井県の互粘土の性質 (3)—総括—. 地調月報, vol. 37, p. 403-416.
- 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虫化石. 地調月報, vol. 38, p. 69-80.
- ・桑原希世子 (1991) 美濃帯南西部, 彦根南東方の大君ヶ畑地域から産出した放射虫化石. 地調月報, vol. 42, p. 63-73.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, vol. 7, p. 235-247.
- (1975) 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 愛知県地盤沈下研究会告書, p. 111-182.
- (1977) 三重県臨海平野の地盤構成 (50 年度). 地盤沈下に関する調査研究報告書 (昭和 50・51 年度), 三重県地盤沈下調査会, p. 67-86.
- (1980) 伊勢湾周辺の中部更新統一その分布と断層地塊運動一. 第四紀研究, vol. 19, p. 149-162.
- (1985) 第 3 章 濃尾平野の地下水盆. 濃尾平野の地盤沈下と地下水, p. 35-76. 東海三県地盤沈下調査会.
- ・松井和夫・吉野道彦・牧野内 猛 (1982) 熱田層の層序と海水準変動. 第四紀研究, vol. 22, p. 111-124.

- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀 (1972) 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系—“沖積層”  
細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題—。地質学論集, no. 7, p. 61-76.
- ・杉崎隆一・足立 守・牧野内 猛 (1979) 木曾川河口における 600 m ボーリング (II)  
堆積物 (演旨)。日本地質学会第 86 年学術大会講演要旨, p. 75.
- 牧野内 猛 (1976) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺地域の構造運動。地質雑, vol. 82, p.  
311-325.
- ・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ョソ・トラ  
ック年代とその地史的意味。地質雑, vol. 89, p. 257-270.
- 松葉千年 (1981) 養老山地隆起の時期 (その 3)—多度層と猪飼層, 蓮花寺層のたい積について— (演  
旨)。日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨, p. 86.
- (1988) 蓮花寺層最上部よりヒメバラモミの産出。名古屋地学, no. 50, p. 29-34.
- 松田時彦・太田陽子・岡田篤正・清水文健・東郷正美 (1977) 空中写真による活断層の認定と実例。  
東大地震研彙報, vol. 52, p. 461-496.
- 松井 寛 (1943) 三重県四日市・桑名地方の地質。京大地鉄教室学術報告, 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.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎 (1954) 名古屋附近の地質, 同地質図。35p, 愛知県建築部。
- ・桑原 徹 (1964) 濃尾平野の地下構造とその構成。伊勢湾台風災害調査報告, 名古屋大  
学災害科学調査会, p. 15-39.
- 三 重 県 (1964) 20 万分の 1 三重県地質鉄産図。
- (1978) 三重県防災・保全等規制現況図及び同説明書。33p.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フローラに就いて。鉄物と地質, 第 9 集,  
p. 3-42.
- 南木睦彦・松葉千年 (1985) 三重県多度町から産出した約 18,000 年前の大型植物遺体群集。第四紀  
研究, vol. 24, p. 51-55.
- 三浦宗次郎 (1891) 20 万分の 1 「名古屋」図幅及び同説明書。地質調査所, 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—とく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 地質図  
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 地質図幅), 地質調査所, 128p.
- 森 一郎 (1972) 三重県北部, とくに桑名背斜地域の段丘。三重県桑名市立成徳中学校, p. 1-11.

- (1975) 養老山地内部の鮮新更新統 (続報). 名古屋地学, no. 30, p. 16-25.
- ・伊勢湾西岸グループ (1974) 伊勢湾西岸の第四系. 第四紀, no. 20, p. 54-63.
- ・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.
- 森 和紀 (1979) 木曾川河口周辺地域における被圧地下水の水温・水質. 三重大環境科学研究紀要, no. 4, p. 137-148.
- (1980) 北勢地域臨海部における被圧地下水の塩水化. 三重大環境科学研究紀要, no. 5, p. 181-185.
- 森 忍 (1971) 瀬戸層群, 奄芸層群の火山灰層について—瀬戸層群の研究 その3—. 竹原平一教授記念論文集, p. 99-111.
- (1980a) 濃尾平野中部更新統のケイソウ群集. 第四紀研究, vol. 19, p. 173-183.
- (1980b) 濃尾平野地下の熱田層のケイソウ群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 7, p. 73-83.
- (1981) 濃尾平野の沖積層のケイソウ群集. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 8, p. 127-138.
- Mori, S (1986) Diatom assemblages and Late Quaternary environmental changes in the Nobi Plain, central Japan. *Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 34, p. 109-138.
- 森 勇一・木村一朗 (1973) 三重県員弁地域の鮮新・更新統火山灰層序. 名古屋地学, no. 28-29, p. 26-33.
- ・多度団研グループ (1986) 三重県多度・員弁地域の奄芸層群—とくに碎屑性堆積物の供給方向と北勢・多度断層. 養老山地南部丘陵地 (古野地区) 自然科学報告書. 北勢自然科学研究会, p. 239-261.
- 本島公司 (1950) 名古屋市西方地域の天然ガス. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 220-238.
- 中村 純 (1972) 濃尾および周辺地域の第四系の花粉学的研究—濃尾平野の研究, その2—. 高知大学 学術研究報告 (自然), vol. 21, p. 1-44.
- 名坂 秀・赤嶺秀雄 (1980) 三重県北伊勢地方の古生物学的研究V—員弁温泉掘さく試料についての一考察—. 暁学園短期大学紀要, no. 14, p. 111-127.
- 濃尾平野第四系研究グループ (1977) 濃尾平野第四系の層序と微化石分析. 地質学論集, no. 14, p. 161-183.
- 農林水産省東海農政局 (1980) 濃尾地区地盤沈下基礎調査報告書. 53p.
- 尾原信彦 (1953) 含炭層を構成する堆積岩の地化学的研究—三重県員弁炭田の試錐コアの分析結果—. 地調月報, vol. 4, p. 425-434.
- 岡田篤正 (1979) [活断層]—愛知県とその周辺における活断層と歴史地震—. 愛知県の地質・地盤 (その4). 愛知県防災会議地震部会, 122p.
- (1985) 各論 I. 地形分類. 愛知県土地分類基本調査, 5万分の1「桑名・名古屋南部」, p. 19-59.

- 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.
- 大野武男・小瀬洋善 (1971) 温泉の泉質に関する調査研究(第3報)―超深層地下水の水質―. 温泉工学会誌, vol. 8, p. 1-8.
- 坂本 亨・桑原 徹・糸魚川淳二・高田康秀・脇田浩二・尾上 亨 (1984) 名古屋北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 64 p.
- ・高田康秀・桑原 徹・糸魚川淳二 (1986) 名古屋南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 55 p.
- 佐藤 茂・近藤善教 (1960) IV. 4 三重炭田 日本鉱産誌 V-a, 地質調査所, p. 421-433.
- 柴田浩治・磯部克巳・木村一朗 (1977) 三重県員弁郡北部に発達する奄芸層群について. 名古屋地学, no. 33, p. 17-31.
- 島倉巳三郎 (1964) 本邦新生代層の花粉層序学的研究 VIII―奄芸・曾爾・都介野の各層群―. 奈良学芸大学紀要 (自然), vol. 12, p. 37-50.
- 商工省鉱山局 (1932) 石炭埋蔵量調査概要. p. 451-454.
- 杉崎隆一・柴田 賢 (1961a) 地下水の地球化学的研究 (第 1 報)―濃尾平野の地下構造と帯水層の分布―. 地質雑, vol. 67, p. 335-345.
- ・———— (1961b) 地下水の地球化学的研究 (第 2 報)―濃尾平野における地下水と地下構造との関連性―. 地質雑, vol. 67, p. 427-439.
- 鈴木好一・赤嶺秀雄・荒木春視 (1967) 第 3 篇 地盤地質. 北伊勢地盤沈下調査報告書, p. 75-118, 北伊勢地盤沈下調査会.
- 多度団研グループ (1984) 三重県桑名郡多度町・員弁郡員弁町付近の奄芸層群 (予報). 濃尾平野の総合的研究, 第 2 集, p. 125-131. 愛知県立津島高等学校地学部・津島地学研究会.
- 高田康秀・近藤善教・宮村 学 (1979) 津島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 56 p.
- ・————・大塚寅雄 (1971) 伊勢湾地域の地質と構造. 竹原平一教授記念論文集, p. 137-151.
- ・大塚寅雄・近藤善教 (1969) 超深層ボーリングと深部地質構成. 名古屋地盤総論, コロナ社, p. 19-24.
- 高橋 一 (1986) 第 5 章, 第 2 節伊勢平野. 日本の地下水, p. 519-527, 農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会, 地球社.
- 竹原平一 (1961) 伊勢湾西岸の奄芸層群層序. 槇山次郎教授記念論文集, p. 45-50.
- ・木村一朗 (1962) 伊勢湾西岸の段丘と第四系 (予報). 第四紀研究, vol. 2, p. 188-195.
- ・森下 晶・糸魚川淳二 (1961) 名古屋港の地盤. 名古屋港管理組合, 35 p.
- 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.

- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦 (1987) 新期御岳テフラ層の層序と時代—中部日本における編年上の意義—. 第四紀研究, vol. 25, p. 337-352.
- 竹村恵二 (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—. 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. & Mineral.*, no. 51, p. 21-96.
- and Torii (1978) Magnetostratigraphy of the Plio-Pleistocene Age Group in the northern part of Mie Prefecture, Japan. *Rockmagnetism and Paleogeophysics*, no. 5, p. 69-72.
- 樽野博幸・吉田史郎 (1987) 岐阜県の東海層群よりアカシゾウの臼歯化石が産出大阪市立自然史博物館研究報告, vol. 41, p. 1-5.
- 東郷正美・岡田篤正 (1989) 鈴鹿山地東麓・大安町付近における一志断層系の性状. 活断層研究, no. 7, p. 71-81.
- 東海三県地盤沈下調査会 (1985) 濃尾平野の地盤沈下と地下水. 245 p.
- 宇佐美龍夫 (1987) 新編日本被害地震総覧. 東大出版会, 434 p.
- 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 純・木村一朗・森 一郎 (1972) 礫からみた伊勢平野中部の段丘形成過程, 地質学論集, no. 7, p. 153-159.
- 山下伝吉 (1889) 20 万分の 1 地質図幅「四日市」及び同説明書. 地質調査所, 67 p.
- 安田敏夫 (1956a) 岐阜県牧田川上流地域の地質 (予報). 名古屋地学, no. 8, p. 6-10.
- (1956b) 岐阜県牧田川上流地域の地質 (演旨). 地質雑, vol. 62, p. 389.
- (1958) 北伊勢地方第三紀層の植物化石. 北伊勢地方の地質と古生物, p. 63-72, 三岐鉄道株式会社・三重県立博物館.
- 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.
- ・松田高明・竹村恵二 (1980) 東海層群のフィッショーン・トラック年代 (その 1). 第四紀研究, vol. 19, p. 301-309.
- 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, 81 p.
- (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, 72 p.
- (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.

- (1989) 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, p. 3-4.
- (1990) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地調月報, vol. 41, p. 303-340.
- ・尾崎正紀 (1986) 半田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 98p.
- ・竹内圭史・吉川清志 (1990) 東海層群最上部と力尾累層 (弥富累層相当層) の対比とその地史的意義. 第四紀研究, vol. 29, p. 361-369.
- 吉川周作・吉田史郎 (1989) 三重県亀山地域の東海層群火山灰層. 地調月報, vol. 40, p. 285-298.
- ・————・服部俊之 (1988) 三重県員弁郡付近の東海層群火山灰層. 地調月報, vol. 39, p. 615-633.
- 吉野道彦・酒井潤一・西村祥子 (1980) 濃尾平野佐屋・津島におけるポーリング・コアの花粉化石. 第四紀研究, vol. 19, p. 163-171.
- 吉岡敏和 (1989) 褶曲に伴う層面すべり断層. 活断層研究, no. 7, p. 5-12.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No. 31



## GEOLOGY

OF THE

## KUWANA DISTRICT

By

Fumio YOSHIDA, Chikao KURIMOTO  
and Manabu MIYAMURA

(Written in 1990)

---

(ABSTRACT)

### GENERAL REMARKS

The Kuwana District in central Japan includes the southern Yoro Sanchi (Mountains), the northern Ise Heiya (Plain) and the southwestern Nobi Plain. The Yoro Mountains are made up of Triassic to Jurassic rocks, which are intruded by several very small Cretaceous (?) intrusive rocks. The Ise and Nobi Plains are floored by thick Miocene to Holocene sediments.

The Miocene First Setouchi Supergroup and the Pliocene to Pleistocene Tokai Group are both buried under the plains, and the Tokai Group together with the Pleistocene Chikarao Formation also crops out in rolling hilly land in the Ise Plain. The diluvial uplands in the Ise Plain are underlain by a series of Middle to Late Pleistocene terrace deposits. Pleistocene to Holocene subsurface sediments overlie the Tokai group under the Nobi Plain and the Recent alluvial plain along Ise Wan (Bay).



The Mesozoic strata belong to the Mino Terrane of the Inner Zone of Southwest Japan. The upper Cenozoic sediments have been deposited in the eastern Setouchi Geologic Province since Early Miocene. The stratigraphic succession and geologic history of the mapped district are summarized in Figure 1.

## MESOZOIC

Pre-Tertiary strata of the Mino Terrane are roughly divided into the greenstone-limestone facies and clastic rock facies on the basis of their lithology. Generally the former structurally overlies the latter. The Mesozoic of the district, named the Hokuseinanno Formation, is of the clastic rock facies, and consists mainly of sandstone and interbedded sandstone and mudstone with black mudstone, siliceous mudstone and chert. Middle Jurassic (?) radiolarians are obtained from siliceous and black mudstone, and Late Triassic conodonts from chert. The formation represents a coarsening-upward sequence as a whole which begins with chert of oceanic origin, followed by terrigenous clastic rocks.

### CRETACEOUS (?) INTRUSIVE ROCKS

Intrusive rocks comprise diorite and andesite, intruding into the Hokuseinanno Formation. The diorite crops out as a small stock with a diameter of 15 m, and the andesite as dikes.

## UPPER CENOZOIC

### MIOCENE (FIRST SETOUCHI SUPERGROUP)

Boreholes data confirmed that the Miocene rocks under the plains consist of mudstone and tuffaceous sandstone, and attain more than 550 m thick. It belongs to the First Setouchi Supergroup of Early to Middle Miocene age.

### PLIOCENE-PLEISTOCENE (TOKAI GROUP)

The Tokai Group is a sedimentary sequence of fluvio-lacustrine origin, which accumulated in the Tokai sedimentary basin during Late Pliocene to Early Pleistocene time. The group consists of mud, sand and gravel with thin intercalations of lignite and volcanic ash. The total thickness ranges up to 2,000 m.

The Tokai Group in the main part of the district is divided into the Biroku (gravel), Kono (mud and sand with thin lignites), Ichinohara (gravel, mud and sand), Kuragari (gravel, sand and mud), Oizumi (mud and sand) and Komeno (gravel with mud) Formations in ascending order. The total thickness attains 1,200 m. The group in the westernmost part is divided into the Tashidagawa (gravel and mud), Oizumi and Komeno Formations in ascending order. The group in the southwesternmost part is the Sakuramura Formation (sand and mud), which is subdivided into the Sakuradai, Shukuno and Nishikomono Members in ascending order.

The formations of the three isolated areas can be correlated with each other on the basis of their litho- and tephrostratigraphic relationship as shown in Figure 1.

#### QUATERNARY

The Quaternary comprises the late Early Pleistocene Chikarao Formation, late Middle to Late Pleistocene terrace deposits, and late Early Pleistocene to Holocene subsurface sediments (Figure 1).

The Chikarao Formation, up to 150 m thick, unconformably rests on the Oizumi Formation, and is dominantly composed of gravel with small amount of mud and sand. The formation is mainly exposed in the marginal parts of the hills along the coast.

The terrace deposits are divisible into higher I, higher II, higher III, middle I, middle II, lower I and lower II from older (upper) to younger (lower), and consist dominantly of gravel and sand. Each of them ranges from several to more than 10 m thick. Almost all of the sediments are of fluvial origin, but the easternmost part of the Middle I terrace deposits intercalates a marine clay bed laterally continuing into the Koisewan Formation under the plain.

The subsurface sediments have been accumulated in the period of glacial sea level oscillation since late Early Pleistocene. The sediments of the Nobi Plain comprise the Yatomi Formation, Third Gravel Bed, Ama Formation, Second Gravel Bed, Atsuta Formation, First Gravel bed, Nobi Formation and Nanyo Formation in ascending order. The maximum thickness attains 350 m. The sediments under the Ise Plain are divided into the Koisewan, Isekambe, Yokkaichiko, and Tomidahama Formations from older to younger. The maximum thickness attains 70 m.

#### GEOLOGIC STRUCTURE AND QUATERNARY FAULT MOVEMENT

In the Tokai Group are recognized folds and faults trending north-south and east-west. The N-S trending structural elements are represented by the Kuwana Anticline, Ikai Anticline, Karegawa Syncline, Yoro Fault and Fumotomura Fault, while the E-W trending ones by the Ichinohara Flexure and Yamanoishiki Fault.

The folding and faulting since Late Pliocene have made a large structural basin named the Hokusei Basin in the Ise Plain. Most of the faults cut not only the Tokai Group and the Chikarao Formation but also the terrace deposits and alluvium at many places, and are still active.

#### ECONOMIC AND ENVIRONMENT GEOLOGY

Lignite embedded in the Kono Formation near the western foot of the Yoro Mountains was mined from the late 19th to the middle 20th centuries. The annual production in 1889 was more than 40 tons.

Clay of the Tokai Group was dug for raw materials of Banko china, roofing-tile and brick. The monthly clay production for Banko china amounted to about 150 tons in 1922, and for brick to 5,400 tons in 1889.

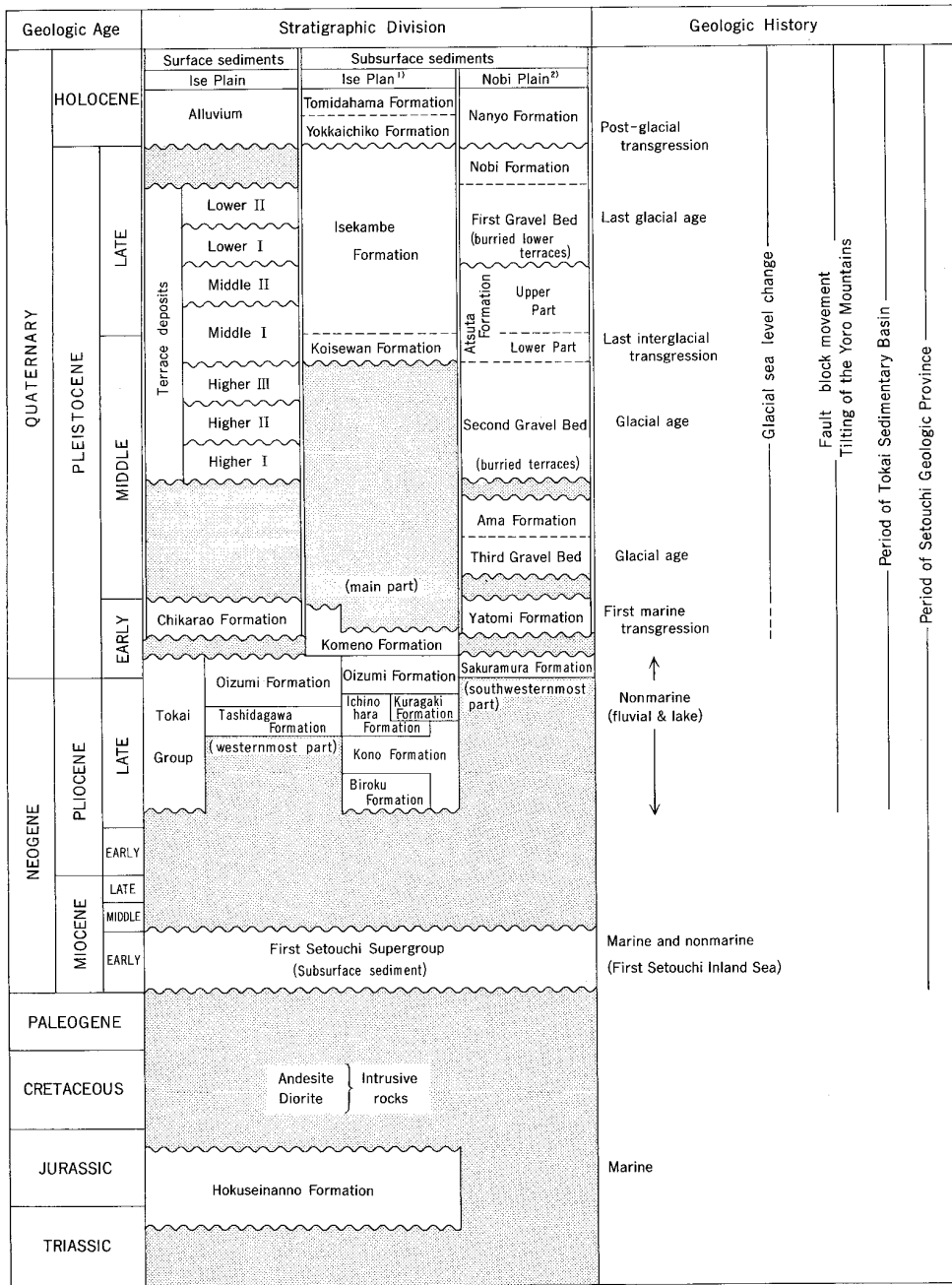


Figure 1 Summary of the geology of the Kuwana District.  
 1) after Akamine (1962) 2) after Kuwahara (1980, 1985)

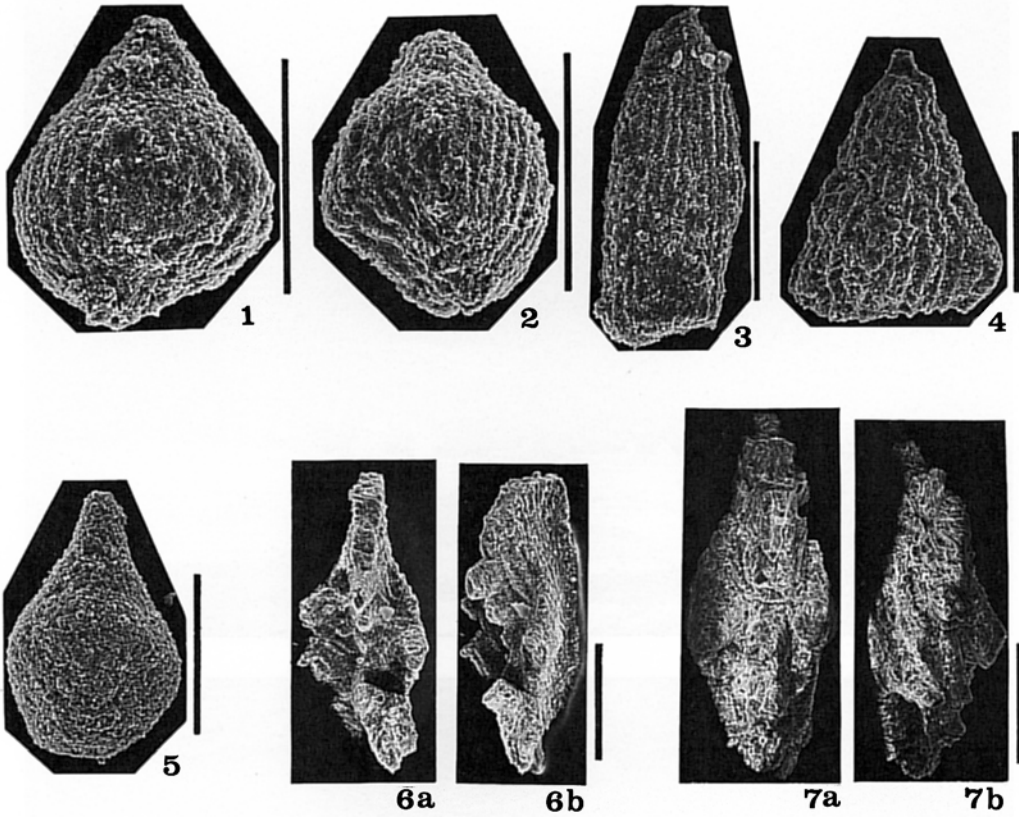
The Karegawa and Bando I Volcanic Ash Layers in Yokkaichi City, Asahi Town and Tado Town were dug as polishing sand. The annual production in 1891 was more than 550 tons.

Sandstone of the Hokuseinanno Formation and the gravel of alluvium and the Kuragari Formation have been quarried as paving stone and concrete aggregate. The yearly production in 1988 was more than 2,000,000 tons.

Water for industrial use is mostly pumped up from the Second Gravel Bed under the Nobi Plain and the Tokai Group under the Ise Plain.

More than ten hot springs associated with natural gas are present in the lower reach of the Kiso River. The hot water is pumped up from the Miocene and Tokai Group under the Nobi Plain.

Pumping up a large quantity of groundwater resulted in serious subsidence in the southern Nobi Plain during the period from the 1950's to the early 1970's. The total sinking value from 1960 to 1982 attained more than 150 cm at Hakke in Nagashirna Town.



第 I 図版 美濃帯北勢南濃層から産出した三疊紀コノドント化石及びジュラ紀放射散虫化石

化石番号	化石名	岩種
1	<i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. plicarum</i> Yao	黒色泥岩
9	R 53989 F 13126-5	
2	<i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. plicarum</i> Yao	"
9	R 53989 F 13126-6	
3	<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	"
6	R 53984 F 13121-3	
4	<i>Hsum</i> sp.	"
7	R 53985 F 13122-4	
5	<i>Stichocapsa</i> sp.	珪質泥岩
5	R 53983 F 13120-3	
6	<i>Epigondolella bidentata</i> Mosher	チャート
1	R 53976 F 13113-4	
	a. oral view, b. oral-lateral view	
7	<i>Epigondolella bidentata</i> Mosher	チャート
1	R 53977 F 13114-3	
	a. oral view, b. oral-lateral view	

スケールバーは 0.1mm. 地点番号は地質図及び第 2 表に対応

第II図版



第II図版 大泉累層に発達するエプシロン型斜交層理の露頭写真  
上) エプシロン型斜交層理の全体, ハンマーの長さ 65 cm. 下) 中央部の接写, 露頭の高さ約 2 m  
場所: 桑名市桑名ゴルフ場の東方

文献引用例

吉田史郎・栗本史雄・宮村 学 (1991) 桑名地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 154 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

YOSHIDA, F., KURIMOTO, C., MIYAMURA, M. (1998) *Geology of the Kumata district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 154 p. (in Japanese with English abstract 5 p.) .

---

---

平成 3 年 3 月 18 日 印 刷

平成 3 年 3 月 22 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 木 村 篤 義

印 刷 所 創文印刷工業(株)

東京都荒川区西尾久7-12-16

---

---

© 1998 Geological Survey of Japan