

55(521.62+521.53+521.71)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第19号

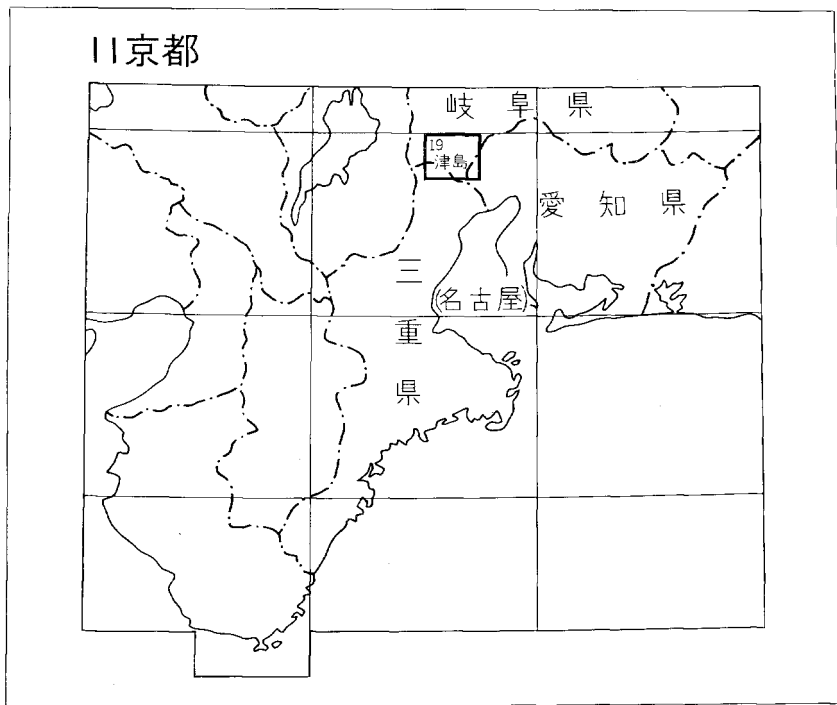
津 島 地 域 の 地 質

高田康秀・近藤善教・宮村 学

昭 和 54 年

地 資 調 査 所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	2
III. 二畳系	5
III. 1 養老層群	5
III. 1. 1 竜泉寺層	5
III. 1. 2 一之瀬層	6
III. 1. 3 北勢南濃層	7
III. 1. 4 養老層群の地質構造	10
III. 2 南宮山塊の古生層	11
IV. 岩 脈	11
IV. 1 石英斑岩	11
IV. 2 ひん岩	11
IV. 3 角閃石花崗閃緑斑岩	12
V. 新生界	13
V. 1 奄芸層群	13
V. 1. 1 北勢地域の奄芸層群	14
V. 1. 2 養老山地東麓の奄芸層群	22
V. 1. 3 南宮山塊東麓の奄芸層群	22
V. 2 段丘堆積物	22
V. 3 扇状地及び崖錐堆積物	24
V. 4 沖積層	25
V. 5 濃尾平野の地下地質	25
V. 5. 1 濃尾平野の形成過程	25
V. 5. 2 濃尾平野の地下層序	29
VI. 応用地質	38
VI. 1 マンガン	38
VI. 2 天然ガス	38
VI. 3 粘 土	39
VI. 4 地下水	39
VI. 5 温 泉	44
VI. 6 骨 材	44
VI. 7 地盤沈下	44
文 献	47

付 図・付 表 目 次

第1図	奄芸層群分布図	4
第2図	竜泉寺層の柱状図	6
第3図	一之瀬層の柱状図	7
第4図	北勢南濃層の柱状図	8
第5図	大持谷（南谷）に見られるラミナの発達した粘板岩の露頭	8
第6図	若宮谷に見られる礫岩の露頭	9
第7図	御弁当谷に見られる細粒砂岩またはシルト岩のchevron foldの露頭	9
第8図	養老山地における礫岩および含礫粘板岩の分布位置図	9
第9図	養老山地の地質構造図	10
第10図	南濃町下多度の角閃石花崗閃緑斑岩の露頭	12
第11図	奄芸層群対比表	13
第12図	奄芸層群層序模式図	14
第13図	御弁当谷採掘場付近に見られる美鹿累層の角礫層	15
第14図	奄芸層群柱状図（1）	16
第15図	川原西方で見られる市之原累層上部の礫層	16
第16図	奄芸層群柱状図（2）	17
第17図	下相場北部に見られる大泉累層上部の砂勝ち互層	18
第18図	奄芸層群柱状図（3）	19
第19図	下相場北部に見られる米野累層の礫層	19
第20図	奄芸層群柱状図（4）	20
第21図	火山灰露出地点及び分布図	21
第22図	南濃町城山国道傍の中位段丘礫層	23
第23図	養老町五日市付近の牧田川扇状地礫層	24
第24図	観測井柱状図による第四系層序	28
第25図	観測井位置図	29
第26図	沖積層基底面等深線図	31
第27図	祖父江町馬飼の試錐試料花粉分析	31
第28図	第一礫層（G ₁ ）基底面等深線図	33
第29図	第二礫層（G ₂ ）基底面等深線図	34
第30図	更新層基底面等深線図	35
第31図	鮮新層基底面等深線図	36
第32図	濃尾平野地下地質構造図（南北系）	36

第33図	濃尾平野地下地質構造図（東西系）	37
第34図	超深層ボーリング分布と断面位置図	37
第35図	昭和20年頃の自噴帯分布図	40
第36図	井戸位置図	40
第37図	井戸地質柱状図	41
第38図	津島図幅全域の日揚水分布	42
第39図	地盤沈下図	44
第40図	地質断面位置図	45
第41図	地質断面図 I 沖積層	46
第42図	地質断面図 II 第四系	48
第1表	津島図幅地域の地質系統表	3
第2表	津島図幅地域の古生層の対比表	5
第3表	北勢地域の新生界層序表	14
第4表	濃尾平野の地質と形成過程	26
第5表	濃尾平野および周辺地域の第四系	30
第6表	コア試験結果	37
第7表	ガス組成・水質表	39
第8表	水質表	42
第9表	温泉分析表	43

津 島 地 域 の 地 質

高田康秀*・近藤善教*・宮村 学**

津島地域の野外調査研究は昭和49年から始め昭和51年に終了した。調査研究に当たっては、本地域の西部に分布する古生界（二疊系）を宮村が西部山麓部に分布する新生界を近藤、東部山麓部・平野部（地下地質）を高田、近藤がそれぞれ担当した。

本調査研究において、奄芸層群については、愛知教育大学木村一朗教授の教示に負うところが少なくない。また山田直利技官に花崗岩類の顕微鏡鑑定をわずらわせた。さらに岐阜県海津町からは濃尾平野の試錐資料を提供していただいた。あわせてここに深くお礼を申し上げる。

I. 地 形

津島図幅地域は大部分濃尾平野で占められ、山地は本図幅地域の西端において養老山地の西端と南端を除いた大部分と南宮山塊の南端部が分布する。

養老山地は、西は「彦根東部」図幅地域の牧田低地帯に、東は濃尾平野に接する南北約25km、東西約6-7kmの独立山地である。

養老山地の北部はおよそ700-800mの山稜が連なり、石灰岩を含む塩基性岩とチャートが分布する。東側の急崖には大小の滝がかかり、有名な養老の滝は砂岩層とチャート層を境する断層にかかる。深いV字谷を刻む。一方南部は砂岩に富む地層が分布し、600m前後からそれ以下のなだらかな低い山稜からなる。

分水嶺をなす稜線は一般に養老山地の東側に片寄り、この稜線の東側の地形は急傾斜、一方その西側は緩傾斜を示している。概観して養老山地の地形は西に緩く、東に急傾斜する傾動地塊である。

南宮山塊は養老山地の北方に位置し、牧田川をへだてて養老山地と相対立した独立山塊で、主として砂岩・粘板岩互層からなるおよそ400m以下の比較的なだらかな低い山地である。

養老山地西部の山麓部は、標高270m以下の丘陵と段丘が大部分を占め、河川沿いの低地がわずかに分布する。丘陵は員弁丘陵の一部で、おもに鮮新-更新統の奄芸層群の地層からなり、開析がすすみ、縦横の谷がよく発達する。河川はほとんどが北から南へ流れ、西から員弁川・相場川・田切川・二之瀬川および貝野川があり、いずれも本地域の南方で員弁川に合流する。段丘は各河川沿いに分布し、高位・中位・低位の3段丘が区別される。

養老山地東部の山麓部には、山地から東流する多くの河谷があり、主なものは北部から滝谷・小倉谷

*名古屋出張所 **大阪出張所

・志津谷・徳田谷・羽根谷・山崎北谷・盤若谷である。これらの河谷から流出する河川は、津屋川または揖斐川に合流する。

谷の出口の標高200m以下の地域には、かなりの急斜面をもった扇状地が発達する。志津以北では、谷の入口に発達した多くの扇状地は、隣接のものと複合して広く連続した山麓扇状地を形成する。

扇状地に接して多くの段丘平坦面が発達する。段丘はおおむね高位・中位・低位の3段丘が区別されるが、低位段丘の分布がもっとも広く、高位段丘は局部的にしか存在しない。これらの段丘は河成とみられ、現河床面との比高は、駒野付近の高位面約25m、養老付近の中位面約55m、低位面約25m、上野河戸付近の中位面約20m、石津付近の低位面約5mである。伊勢湾周辺の中位段丘は、一般には海成の要素を有するが、このあたりではまだそのような証拠は得ていない。西部山麓の北勢地域の河成段丘とは、同地域の高位段丘の一部を除いて、ほぼ対比されるものと考えられる。

図幅地域の大半を占める濃尾平野は、北部の牧田川扇状地、自然堤防の発達する氾濫原および三角洲性の低地からなっている。これらの低地には、木曾・長良・揖斐の三大河川が南流し、これらの河川は、洪水のたびに流路を移動して土砂を堆積し氾濫原を形成した。また旧河道は、多くの溝状凹地として、低地内の各所に存在する。

II. 地 質 概 説

本図幅地域には秩父地向斜に堆積した古生層が養老山地および南宮山塊に分布し、白亜紀後期の火成活動によると思われる火成岩岩脈が古生層中に貫入している。養老山地および南宮山塊の山麓には東海湖に堆積した鮮新-更新統の奄芸層群と段丘堆積物が分布し、養老山地東麓には崖錐堆積物が著しく分布している（第1表）。

本図幅地域の古生層は古生代後期を通じて海底火山活動を伴う優地向斜の堆積物からなり、養老山地を構成する古生層を養老層群と呼び南宮山塊の古生層と区別した。

養老層群は岩相により上位から次のように分ける。

養老層群	⎧	北勢南濃層（砂岩・粘板岩互層）
		一之瀬層（チャート・粘板岩、砂岩レンズを伴う）
		竜泉寺層（塩基性火山岩・チャート、石灰岩を伴う）

ここでいう一之瀬層は「彦根東部」地域の牧田川層群に属する地層であり、北勢南濃層は同層群の前ヶ瀬層に対比される。

竜泉寺層の石灰岩からは *Pseudoschwagerina* 帯の中部から上部の層準にわたる二疊紀前期を示す化石を産する竜泉寺層は下部二疊系に属する地層である。

一之瀬層は無化石のため時代は明らかでない。しかし竜泉寺層を整合に覆い、岩相からは「彦根東部」地域の彦根層群の米原層に対比されるので、おそらく中部二疊系下部に相当する地層と思われる。

北勢南濃層は全く化石を含まなく、時代は明らかでない。本層は一之瀬層と整合に接し、岩相からは「彦根東部」地域の二疊紀中期の化石を産する幾里谷層群に対比されるので、おそらく中部二疊系中・上部に相当する地層と考えられる。

第1表 津島図幅地域の地質系統表

地質時代		地質系統		地史
新 生 代	第四紀	完新世	沖積層 崖錐堆積物 扇状地堆積物	
		更新世	低中高 } 位位位 } 段丘堆積物	濃尾傾動地塊運動 隆起
	新第三紀	鮮新世	奄芸層群	東海湖
		中新世		
	古第三紀			
中 生 代	白亜紀	後期		岩脈
		前期		
	ジュラ紀			
	三疊紀			
古生代	二疊紀	養老層群, 南宮山塊の古生層	地向斜海	

養老山地の北方に分布する南宮山塊の古生層は化石を全く産しないので時代は明らかでない。岩相からは北勢南濃層に似ている。

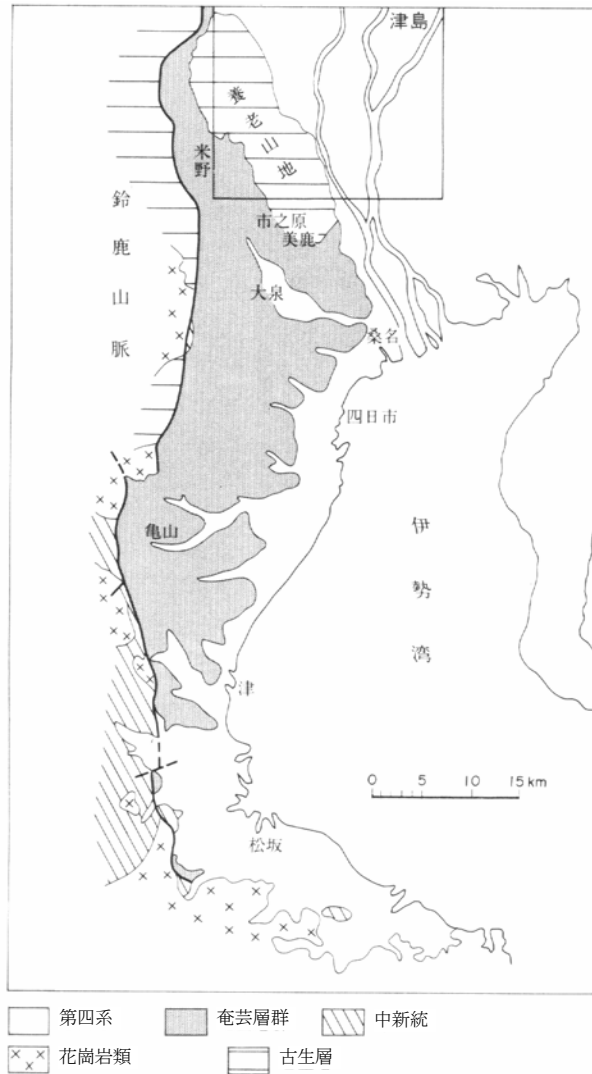
本図幅地域の新生界は、鮮新—更新統の奄芸層群、段丘堆積物、扇状地堆積物、崖錐堆積物、沖積層に分けられる。

奄芸層群は、約500-600万年前から約130万年前の間、濃尾平野を中心に伊勢湾周辺に存在したと考えられている東海湖に堆積した淡水成層で、岐阜県多良地域から三重県津南部にかけて、伊勢湾西部の丘陵に、南北約80km、東西約20kmの狭い地域に分布している（第1図）。

本図幅地域内では、おもに三重県北勢町北部地域に分布している。

奄芸層群は、凝固不十分な礫層・砂層・シルトまたは粘土層からなり、亜炭層と20数枚の火山灰層を挟んでいる。最大の層厚は、少くとも1,500mに達するといわれる。

本図幅地域における奄芸層群の岩相層序は、西隣彦根東部図幅（宮村ほか、1976）のそれに類似し、ほぼ連続するが、下部の美鹿累層・古野累層が局部的によく発達するようになる。美鹿累層は周縁相を呈する角礫岩層からなり、これと指向関係にある古野累層は、シルトまたは粘土層を主とし、亜炭層を挟んでいる。この上位にある市原累層は、礫・シルト・粘土互層からなり、大泉累層は砂・シルト互層を主体とし、最上位の米野層は礫層を主体とする。これら各層は西南に傾く単斜構造を示している。鍵



第1図 奄芸層群分布図

層として有用な火山灰層は、パミス・川原の2火山灰層である。

段丘堆積物は、養老山地西部山麓部の北勢地域と、同山地東部山麓部にそった地域に分布し、主として礫層からなっている。段丘を形成する地形面は、両地域とも高度によっておおよそ3段に分けられ、いずれも河成堆積物からなり、北勢地域の高位段丘堆積物の一部をのぞいてほぼ対比されよう。

濃尾平野は、ほとんど全域にわたりその表面を沖積層におおわれている。平野の地下には、沖積層の下部に更新統・鮮新統・中新統の順に、1,500m以上に及ぶ厚い堆積層がある。中新統以降のこれらの累層群は、おおむね東北東から西南西へ緩く傾く傾斜構造を示して分布し、西へ行くほど厚く図幅地域でもっとも厚く堆積している。

濃尾平野地域は、新生代に入ってから第一瀬戸内期と第二瀬戸内期の2つの時期に沈降域化した。第

一瀬戸内期には、濃尾平野を含めて広く海進を蒙り、中新世中期の海成層を堆積した（嘉藤，1969）。第二瀬戸内期には、東海湖として鮮新世中期から更新世前期まで、沈降を継続して淡水成層を堆積したが、更新世に入って東海湖は消滅して陸化した。消滅期に入ってから周辺基盤山地の上昇を示すような地殻運動が活発化したが、一方濃尾平野地域は新たな傾動沈降盆地として発生した。これは濃尾傾動地塊運動とよばれ（松沢ほか，1964），その結果、濃尾平野地域とその東縁の尾張丘陵地域各累層群は、西方に傾き西側ほど地下深く没し、図幅地域内には、更新世中期以降完新世にいたる地層が、300m以上の厚さに堆積した。これらの堆積物中には、リス・ウルム間氷期の温暖期に生じた熱田海進や、ウルム氷期が終り沖積世初期に生じた縄文海進による海成層が含まれている。熱田海進や縄文海進の時期には、濃尾平野の奥まで海が進入したことが明らかにされている（桑原，1969）。

Ⅲ. 二 疊 系

Ⅲ. 1 養 老 層 群

本層群は本図幅地域の西部に位置する養老山地に分布し、その一部は西隣りの「彦根東部」図幅地域内に牧田川層群として分布する。

養老層群は複雑な断層網によって切られ多くの地塊にわけられ、各地塊ごとに構造を異にし錯綜している。本層群は岩相により竜泉寺層（下部）、一之瀬層（中部）、北勢南濃層（上部）にわけられる（第2表）。

Ⅲ. 1. 1 竜泉寺層

本層は養老山地東北部に分布し断層で北勢南濃層に接している。本層は主として下部に塩基性火山岩、上部にチャートが発達する（第2図）。

塩基性火山岩は主として養老山地東斜面の中腹から下方に分布し、一般に赤褐色または緑褐色を呈し溶岩と凝灰岩からなる。溶岩は杏仁状溶岩で竜泉寺西方の谷において見られる。この塩基性火山岩は石灰岩の偽礫を部分的に含み、層状またはレンズ状の石灰岩およびチャートを挟む。層状に挟まれるチャート

第2表 津島図幅地域の古生層の対比表

地質時代		Fusulinid zone	養老山地	南宮山塊	岩 相
二 疊 系	上 部	球 磨 統 Yabeina - Lepidolina zone			
	中 部	赤 坂 統 Neoschwagerina - Verbeekina zone	養 老 層 北勢南濃層	南宮山塊の古生層	砂岩粘板岩の互層チャートを挟む北勢南濃層中には礫岩、含礫粘板岩を伴う
		鍋 山 統 Parafusulina zone	一之瀬層	?	粘板岩・チャート塊状またはレンズ状砂岩を伴う
	下 部	坂 本 沢 統 Pseudoschwagerina zone	竜泉寺層		チャート・塩基性火山岩、層状またはレンズ状石灰岩を伴う
石炭系	上 部 氷 川 統 Trifurcites zone				

は一般に灰黒色または灰白色でまれに赤色を呈し、50-60mほどの層厚を示す。

石灰岩は層状またはレンズ状をなし、一般に灰黒色のものが多く、スパーライト質でマイクライト-石灰泥岩の泥質岩を含む。これらの竜泉寺西方の石灰岩からは *Misellina cf. claudiae* (DEPRAT), *Pseudofusulina vulgaris* var. *globosa* (SCHELLWIEN), *P. sp.*, *Schubertella sp.* のフズリナを産出する。これらの他に鹿沼ほか (1962) は *Paraschwagerina (Acervoschwagerina) endoi* HANZAWA を報告している。層状石灰岩は30-60mほどの厚さを示し、石灰岩レンズは厚さ3-10mほどのものが見られる。

チャートは前述の塩基性火山岩の上に整合に重さなり、養老山地東斜面の中腹から稜線を越えて西斜面中腹まで分布している。チャートは一般に灰黒色を呈し、厚さ数cm-1m

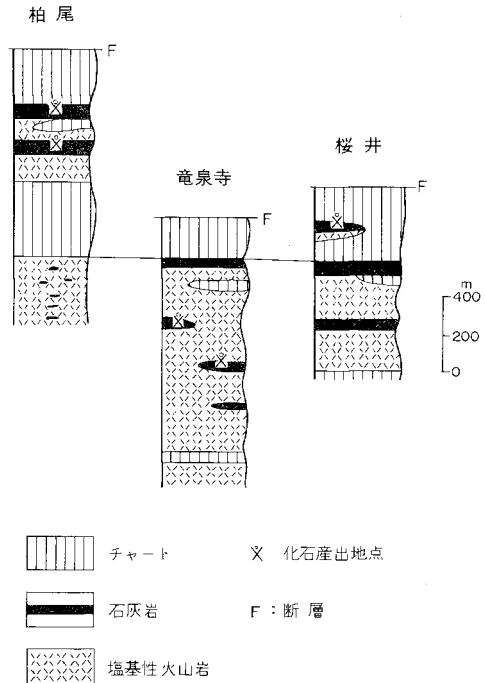
ほどの珪質粘板岩を挟有する。比較的層理が発達し複雑な微褶曲が見られる。柏尾西方の東斜面中腹にはおよそ250mほどの厚さの塩基性火山岩が挟在され、一部に杏仁状溶岩が見られるが全体として凝灰岩が多い。この塩基性火山岩はおよそ30-40mほどの厚さの層状石灰岩2枚と厚さ5-10mほどの石灰岩レンズを伴う。これらの石灰岩は一般にスパーライト質で同時侵食の石灰岩片(内砕屑物)を含み、*Pseudofusulina cf. modica* (THOMPSON & HAZZAD), *P. sp.*, *Schubertella sp.* のフズリナを産出する。

一方西斜面の大持谷上流ではチャートの下位におよそ20mほどの厚さの鱗状石灰岩があり、*Pseudofusulina vulgaris* (SCHELLWIEN), *P. fusiformis* (SCHELLWIEN & DYHRENFURTH), *P. cf. krafftii* (SCHELLWIEN), *P. cf. yobarensis* (OZAWA) のフズリナを産出する。この他に海百合の幹、石灰藻を含む。サコサ谷上流ではチャート中に厚さ3-5mほどの苦灰質石灰岩レンズが挟まれ、無化石で再結晶した放射状の構造を示すオーライトを含む。

竜泉寺層は養老山地における最下位層で、産出するフズリナはどれも二畳紀前期を示している。したがって本層は下部二畳系中・上部に属する地層と考えられる。本層の厚さは2,000m以上と推定される。

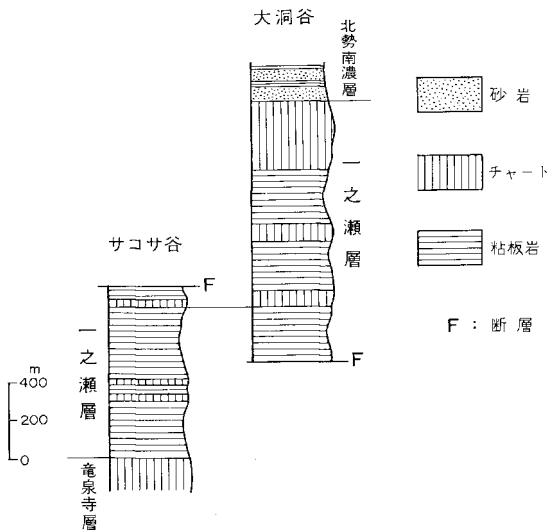
III. 1. 2 一之瀬層

本層は牧田川層群に属する地層で、「彦根東部」図幅地域内における牧田川沿いの川東(一之瀬)から東山にかけての多良峽に模式的に発達する。本図幅地域内ではサコサ谷、大洞谷、^{おおぼら}前ヶ瀬谷、川原谷、徳田において見られる。



第2図 竜泉寺層の柱状図

本層はサコサ谷上流域で前述の竜泉寺層を整合に覆い、粘板岩とチャートからなる。一般に粘板岩はチャートに比べ優勢であるが、本層の最上部にはおよそ300m以上の厚さを示す厚層のチャートが発達する(第3図)。粘板岩とチャートはそれぞれ厚さ数cm以下で細く互層する場合もあるが、それぞれ単独で10m以上の層厚をなす場合の方が多い。粘板岩は一般に黒色であるが、最上部の厚層のチャートに接するものはまれに赤色を呈する場合もある。一般に層理がよく発達し、まれに数mの厚さの細粒一中粒砂岩レンズおよびチャートレンズを挟む。部分的であるが粘板岩は珪質になっていることもある。



第3図 一之瀬層の柱状図

最上部の厚層のチャートは、大洞谷、前ヶ瀬谷、徳田において見られ、一般に灰白色または灰黒色まれに赤色または淡緑色で数cm以下の間隔で細い層理を示し、複雑な小褶曲を繰り返している。

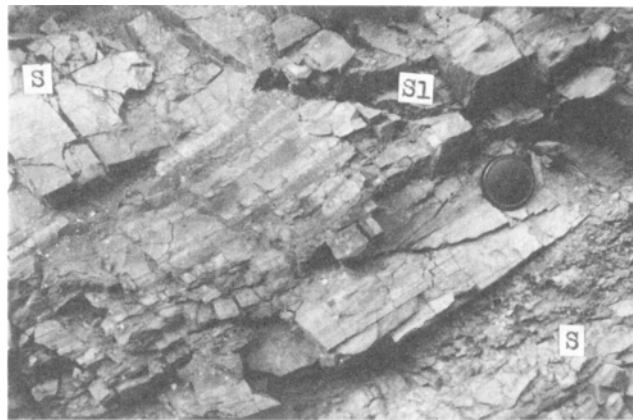
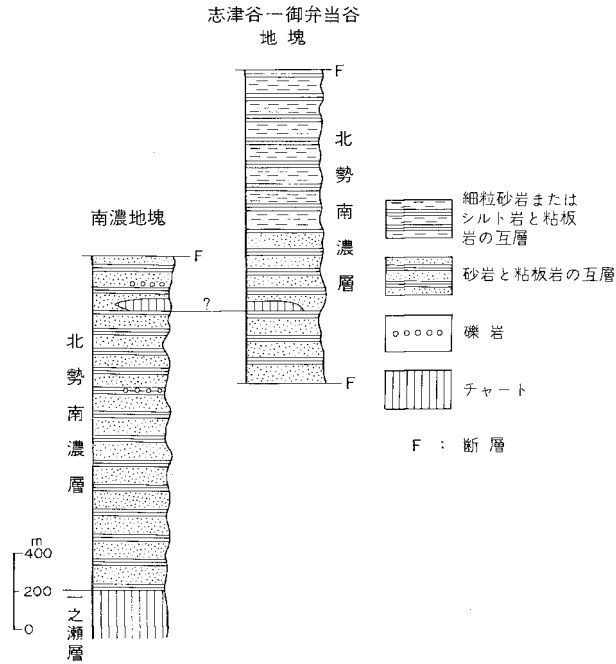
本層は無化石のため地質時代は明らかでない、しかし前述の下部二畳系中・上部に属すると考えられる竜泉寺層を整合に覆うのでその大部分は中部二畳系下部に相当する地層と思われる。本層の厚さはおよそ1,800mである。

III. 1. 3 北勢南濃層

本層は牧田川層群の前ヶ瀬層に対比される地層で、養老山地全域に分布し、前述の一之瀬層の最上部を占める厚層のチャートの上に整合に重なる。本層の下部は一般に中粒または粗粒の砂岩と粘板岩の比較的粗い互層をなすが、上位は細粒砂岩またはシルト岩と粘板岩の比較的細い互層をなす傾向がある(第4図)。

砂岩と粘板岩の比較的粗い互層はそれぞれの厚さ数mを示すものが多く、まれに層状またはレンズ状チャートおよび礫岩を挟む。砂岩は径1-2mmの粘板岩のパッチを含み、まれに各葉理の厚さが数mmほどの水平葉理を示すことがある。中粒砂岩の一部は細礫岩またはグラニュールに移化することがあり、レンゲ谷で見られるものは粒径10-2mmを示し、粘板岩、チャートの堆積岩片および石英斑岩、文象斑岩などの火成岩片と中粒砂岩の基質からなり、陶汰は良くない。一方粘板岩は一般に黒色で葉理がよく発達し(第5図)、その一部は礫を含むことがある。この含礫粘板岩の厚さはサコサ谷南支谷で10mほど、山崎谷および小倉谷においてそれぞれ5mほどを示し、連続性に乏しい。礫種は粘板岩が最も多く、次いで、砂岩、石英斑岩、チャート、文象斑岩、粗面岩、花崗岩などが見られ、それらの径は3-5mmを示すものが多く最大径は3cmを示す。一般に亜円礫である。

礫岩は若宮谷とサコサ谷南支谷上流域で見られ、若宮谷での厚さはおよそ5m、サコサ谷南支谷上流域では10m以上を示している。礫岩は水平的にも垂直的にも砂岩と漸移し、若宮谷では下位の粘板岩の



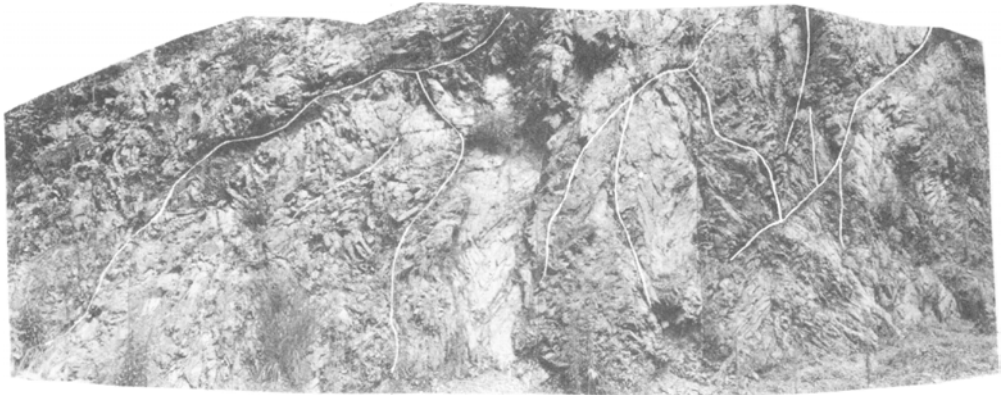
第5図 大持谷（南谷）に見られるラミナの発達した粘板岩の露頭
粘板岩の厚さ約30cm，各ラミナの厚さ約5mm，ラミナは層理面に
ほぼ平行している S：砂岩 S1：粘板岩

上に整合に重なり上位の砂岩へ漸移し連続性に乏しい。したがって、基底礫岩とは考え難くむしろ層内礫岩と考えられる（第6図）。礫種は石英斑岩，文象斑岩，粗面岩，砂岩，粘板岩，チャートであり，それらのうち前二者が最も多い。それらの径はおよそ4-2cm，最大径はおよそ6cm，亜円礫で，基質は中粒砂岩からなる。上述の2地点の他に，滝谷，ナオエ谷，山崎谷においても厚さ数mの礫岩があり砂岩と漸移している（鹿沼ほか，1962）。

細粒砂岩またはシルト岩と粘板岩の比較的細い互層は養老山地南部の田代越以南の稜線と御弁当谷中流域に分布し，砂岩と粘板岩の厚さがそれぞれ数10cm以下の互層をなしている。御弁当谷における細



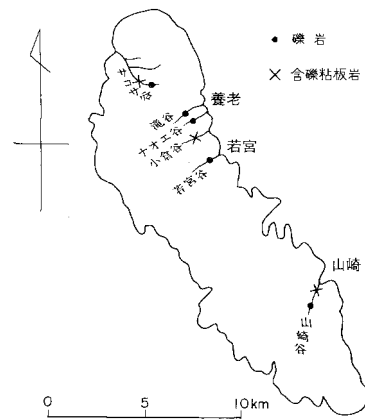
第6図 若宮谷に見られる礫岩の露頭
礫径：6-3cm



第7図 御弁当谷に見られる細粒砂岩またはシルト岩のChevron foldの露頭
白線は剪断面またはすべり面を示す

互層の厚さはおよそ800mほどであり、第7図に示すようなシュブロン褶曲が見られる。

本層はフリッシュ型堆積物であるが、砂岩は一部を除いて、一般に級化層理、水平葉理などの内部構造が明らかでない。また底痕も明らかでない。なお、本層に見られる火成岩礫を含む含礫粘板岩・礫岩はどちらかといえば養老山地の東部に集中的に分布している（第8図）。このような礫岩¹⁾は養老山地周辺の鈴鹿・伊吹・池田山・南宮山の各山地に分布するフリッシュ型堆積物からは知られていない。



第8図 養老山地における礫岩および含礫粘板岩の分布位置図

1) 犬山北方の坂祝礫岩中に知られているか中生代の地層とされている（近藤ほか、1975）

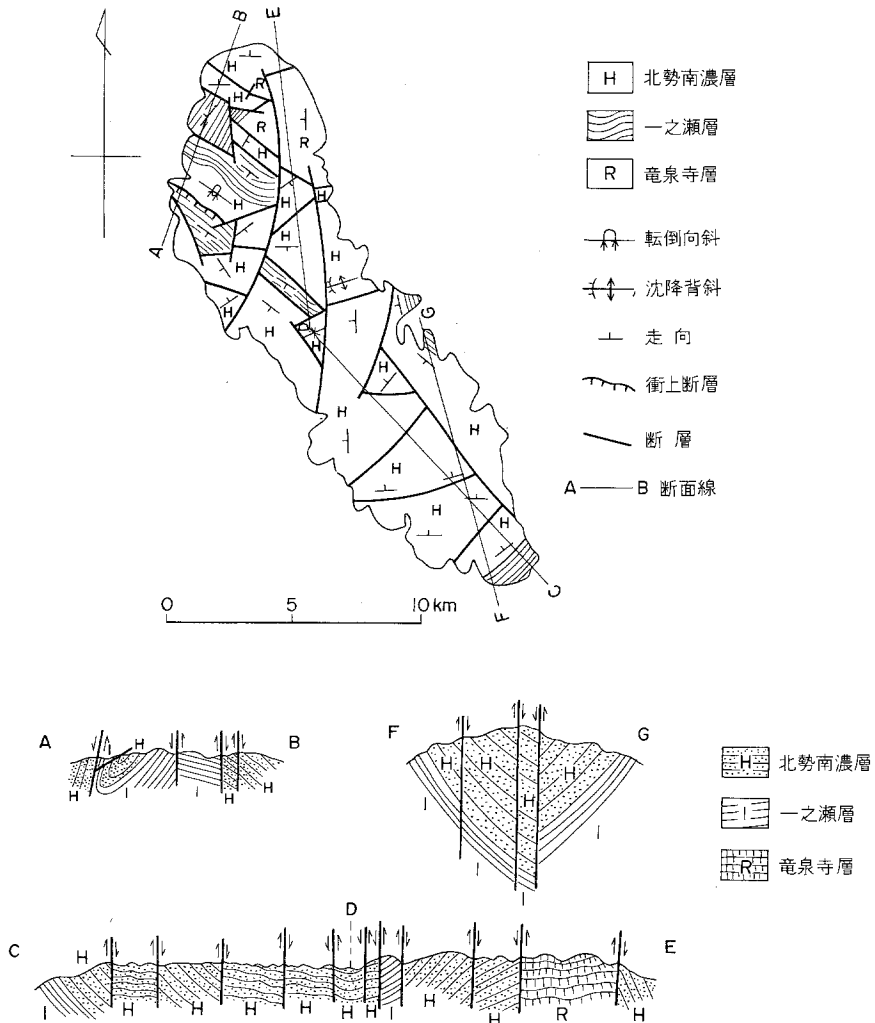
本層は無化石のため地質時代は明らかでない。前述の一之瀬層の上に整合に重なるので中部二畳系中・上部に相当する地層と考えられる。本層の層厚は2,00m以上と推定される。

III. 1. 4 養老層群の地質構造

養老層群は多くの断層により地塊化し、地塊ごとに構造を異にする複雑な地質構造を呈する。しかし一之瀬層を鍵層として地質構造を見れば大略S字型に配列することがわかる（第9図）。

北部地域の川東（サコサ谷）では一之瀬層は走向北東-南西、傾斜40-70°北、大洞谷では走向北西-南東、傾斜60-70°南を示し、一之瀬層は下位の竜泉寺層を囲むように配列し、上位の北勢南濃層も一之瀬層に順じた配列を示して全体として北部地域は半ドーム状構造を示すものと考えられる。

この半ドーム状構造の南（大洞谷-前ヶ瀬間）は見掛上南に傾斜する同斜構造を示すが、上位の北勢



第9図 養老山地の地質構造図

南濃層の粘板岩中に見られるフローキャストは逆転しており、さらに上位の北勢南濃層の南に分布する下位の一之瀬層の最上部の厚層のチャートが前者の上に衝上していることから等斜褶曲（転倒向斜）か考えられる（宮村ほか、1976）。

中部地域の川原谷では一之瀬層は走向北西－南東、傾斜40-60°南を示し、さらに徳田付近では走向が北北西－南南東から北西－南東になり傾斜60°南を示している。本図幅地域南隣の「桑名」図幅地域の多度付近では一之瀬層は走向北東－南西、傾斜50°北を示す。全体として南部地域は一之瀬層の最上部の厚層のチャートが上位の北勢南濃層を囲むように配列し、半盆状構造が考えられる。

III. 2 南宮山塊の古生層

南宮山塊は養老山地北方に位置し、その大部分は北隣の「大垣」図幅地域内に分布する。

南宮山塊の古生層は砂岩と粘板岩の互層からなり、少量のチャートを挟む。一般に砂岩と粘板岩は厚さそれぞれ数m以上の粗い互層をなし、砂岩は粘板岩より優勢である。砂岩は中粒または粗粒で径2-3mmほどの粘板岩のパッチを含む。一方粘板岩は黒色で葉理が発達し、まれにチャートと厚さがそれぞれ数cmの細い互層をなすことがある。本層は無化石で地質時代は明らかでない。岩相からいへば前述の北勢南濃層に似ている。

IV. 岩 脈

養老層群（古生層）を貫ぬいて石英斑岩、ひん岩および角閃石花崗閃緑斑岩の岩脈がある。これらの岩脈は養老山地の北部から中部にかけて所々に貫入している。

IV. 1 石 英 斑 岩

石英斑岩はいずれも脈幅2-3mほどで、一般に東西方向に貫入するものが多い。岩相は灰白色の緻密な石基に、斑晶として石英、カリ長石、斜長石、少量の黒雲母と鉄鉱を含み、多少変質しており絹雲母を生じている。

サコサ谷で見られるものは²⁾、石英およびカリ長石の針状結晶の放射状連晶からなる球顆組織を示す石基と上述の鉱物の斑晶からなり、絹雲母を生じている。

IV. 2 ひ ん 岩

ひん岩は脈幅1-2mほどの岩脈で、成層面に並行して貫入するものと成層面を切って貫入するものがある。

ひん岩は完晶質の石基に斜長石、普通角閃石と少量の石英を斑晶として含み、一般に変質しており方

2) 石基の組織からすれば球顆状文象斑岩であるが本図幅では石英斑岩に含めた。

解石、絹雲母、緑泥石などが生じている。

IV. 3 角閃石花崗閃緑斑岩

角閃石花崗閃緑斑岩は、下多度や荒田谷の奥に小規模な岩脈として貫入している。

本岩は肉眼的には、斑状構造を呈し、灰白色の石基中に多量の斜長石・角閃石および少量の石英の斑晶が認められる。

鏡下の特徴

斑晶：斜長石は自形、短柱状、3-7mm、累帯構造弱く、成分はほぼ中性長石で絹雲母化され、また汚濁している。角閃石はおそらく褐色普通角閃石で、大部分は変質して緑泥石・緑れん石・方解石などに交代されている。1-3mm、自形、長柱状をなす。石英は2-3mm、自形ないし融食形をなす。鉄鉱は角閃石にともなうものが多い。

石基：隠微晶質ないし微晶質、マイクロフェルリティック、不均質である。マイクロフェルライトは、径0.5-1mm、針状の長石（曹長石？）および石英の放射状集合体で、カリ長石の微斑晶を含むことがある。マイクロフェルライトの間隙をうめて、他形粒状の石英・曹長石が晶出し、さらに変質により緑泥石・緑れん石・方解石などが生じている。有色鉱物は、柱状の角閃石の微斑晶で現在はすべて緑泥石に変質している。

上記のように、本岩は粗粒な斑晶を多く含む割には、石基が隠微晶質で、急冷相に近いものと考えられる。



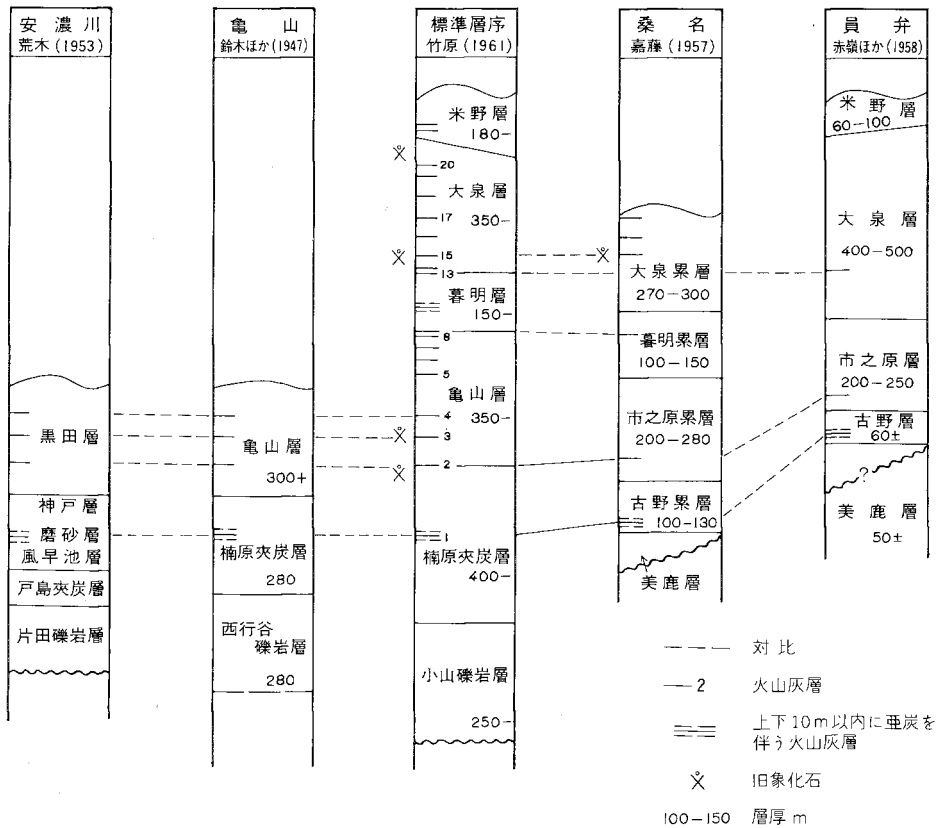
第10図 南濃町下多度の角閃石花崗閃緑斑岩の露頭

V. 新生界

V. 1 奄芸層群

奄芸層群は、古くから多くの人によって研究されている。竹原（1961）は、奄芸層群の分布全域について、火山灰層の追跡によって、第11図の標準層序を確立し、一般に各地層は南部から北部へ薄くなり、亀山市以南では亀山層以下の下部層が発達するが、北部では下部層は貧弱で、南部にない上部層が発達するようになることを指摘した。北勢地方の奄芸層群について、横山（1971）は、火山灰・古流系・岩相変化・地質構造などから、鈴鹿山脈の形成に関連して構造発達史を考えた。柴田ほか（1977）は、火山灰層と岩相により区分された累層とは、斜交することが多いことを明らかにした。森（1973b, 1975, 1977）は、養老山地内部や同山地東麓に残存する礫層について報告し、これらを奄芸層群相当層と考えた。

本図幅地域内の奄芸層群は、主として養老山地西部の北勢地域に分布するが、同山地の西斜面および



第11図 奄芸層群対比表

第3表 北勢地域の新生界層序表

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

東麓、南宮山塊の東麓などにも局所的な分布がある。

V. 1. 1 北勢地域の奄芸層群

養老山地の西麓部の海拔350m以下の丘陵地に、基盤古生層を不整合におおって広く分布するが、上部は多くの地域で、段丘堆積物に不整合におおわれる(第3表)。

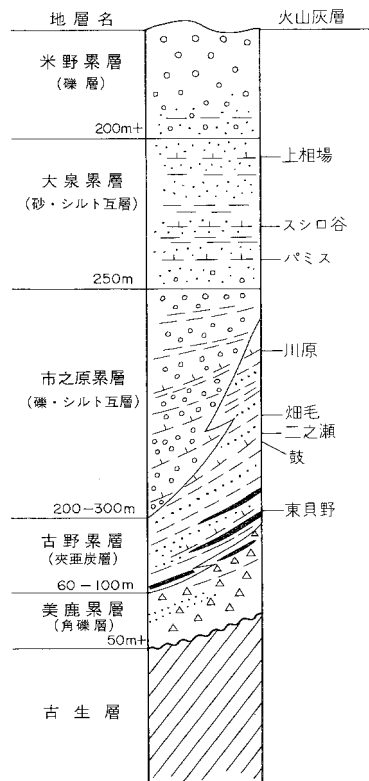
層位的には、奄芸層群の上半部にあたり、約130万年-300万年前⁶⁾の堆積物とされている。下位から岩相によって美鹿・古野・市之原・大泉・米野の5累層に大別される。

美鹿累層 松井(1943)、安田(1958)は、桑名・員弁地方の研究で美鹿層を用いたが、嘉藤(1957)は桑名地方の研究で、累層の単元に改めて美鹿累層⁷⁾と命名した。模式地は、南隣桑名図幅の三重県桑名郡多度町美鹿北西の溜池周辺であるが、本図幅地域では、小原一色北部の杉山砂利礫の採石場付近と、御弁当谷の出口組採石場付近に、模式的に露出する他、千司久連新田の北部などの各所に、古生層に接して分布する。

美鹿累層は、主として古生層由来の砂岩の角礫よりなり、少量のチャート・花崗斑岩の角礫をまじえ、きわめて分級のわるい中礫・大礫からなり、砂で膠結されている。場所によっては径1mに及ぶ巨礫を含むことがあり、また細粒砂層・シルト層のレンズ状薄層、粗悪亜炭の薄層を挟むことがある。

杉山砂利礫採石場付近では、基盤山地の山麓斜面にそって、標高約340m付近まではい上って分布する。見かけ傾斜は南西へ12°位である。層厚は最厚部で約50mと推定される⁸⁾。

御弁当谷の出口組採石場付近にも、本累層の良好な露頭があり、南北方向に弁当谷をまたぎチャンネル状に標高350m付近まで、はい上って分布する。谷の北側は、礫は一般に大きく径10-50cm大のものが多い。谷の南

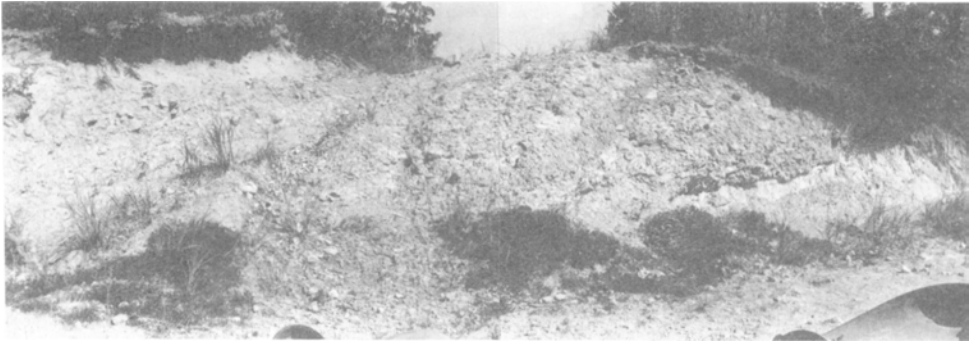


第12図 奄芸層群層序模式図

6) 奄芸層群の放射年代は測定されていないが、古琵琶湖層群の火山灰層についての測定から、このように対比推定されている。宮村・三村・横山(1976)。

7) 現在美鹿の地名は美鹿となっているので、本報告では美鹿累層を使用することにする。

8) 森(1975)によれば、標高300m以下では、亜炭まじりのシルトが多くなり、古野累層の岩相に移化するという。



第13図 御弁当谷採掘場付近に見られる美鹿累層の角礫層

側の上部では、厚さ20-30cmの亜炭層を挟在する。層厚は最厚部で約60mと推定される。

本累層は、嘉藤（1957）、竹原（1961）のいうように、その分布は養老山地を開析して堆積盆地に注ぐ河川の谷底にあたり、そこに堆積したもので、基底礫相および周辺相を呈する。

古野累層 古野累層は、嘉藤（1957）の桑名地方の層序区分によるものであるが、松井（1943）および安田（1958）の古野層と、ほぼ同じ地層を累層の単元に改めたものである。

模式地は、南隣桑名図幅内の三重県桑名郡多度町美鹿の肱江川南岸の谷壁である。本図幅地域内では、北勢町川原上切の田切川河岸、および東貝野付近などに、断片的に分布する。

本累層は、地域南部では西、北部では南西に30-35°傾斜している。古生層にアバットの関係で接するか、または美鹿累層と指交関係にあつて層相を移化している。

本累層の層厚は、模式地では100-130mあるというが、川原では約60m、東貝野で約50mある。

古野累層は、主として青緑色のシルトまたは粘土、黒褐色の炭質粘土よりなり、黄褐色の砂層をはさみ、下部には5-7枚の亜炭層と火山灰層を挟在する。亜炭層は厚いものは1mに達するが、大部分は50cm以下の薄層である。火山灰層は、東貝野火山灰層、鼓火山灰層、川原火山灰層とよばれる3層があり、東貝野・川原両火山灰層は、いずれも2-3枚組として亜炭層の上下盤に挟在している（第14図）。

本累層からは、次の植物化石が報告されている（柴田ほか、1977）。

鼓西部の鼓火山灰層の下部

Glyptostrobus pensilis, *Metasequoia disticha*, *Acer* sp., *Sequoia sempervirens*, *Carex* sp., *Fagus Hayatae*, *F. japonica*, *Liquidamber formosana*, *Nyssa pachycarda*, *Nyssa rugosa*, *Quercus variabilis*, *Styrax microcarpe*, *Trapa macropoda*, *Zelkova ungeri*

川原田切川河床の川原火山灰層の上下部

Metasequoia disticha, *Acer mono*, *Alnus* sp., *Benzoin* sp., *Carex* sp., *Carpinus carpinoideis*, *Carpinoideis japonica*, *Elaeagnus akashiensis* *Hydrangla* sp., *Myrica* sp., *Paliurus nipponicus*, *Phyllostachys* sp., *Quercus dentate*, *Q. variabilis*, *Rosa* sp., *Salix* cf. *gacilstyla*, *Sorbus* sp., *Wistaria eignata*, *Zelkoba ungeri*

市之原累層 市之原累層は、嘉藤（1957）の桑名地方の層序区分によるものであり、松井（1943）および安田（1958）の市之原層と、ほぼ同じ地層を累層の単元に改めたものである。

模式地は、南隣桑名図幅内の三重県員弁郡員弁町の戸上川上流である。本図幅地域内では、おもに田

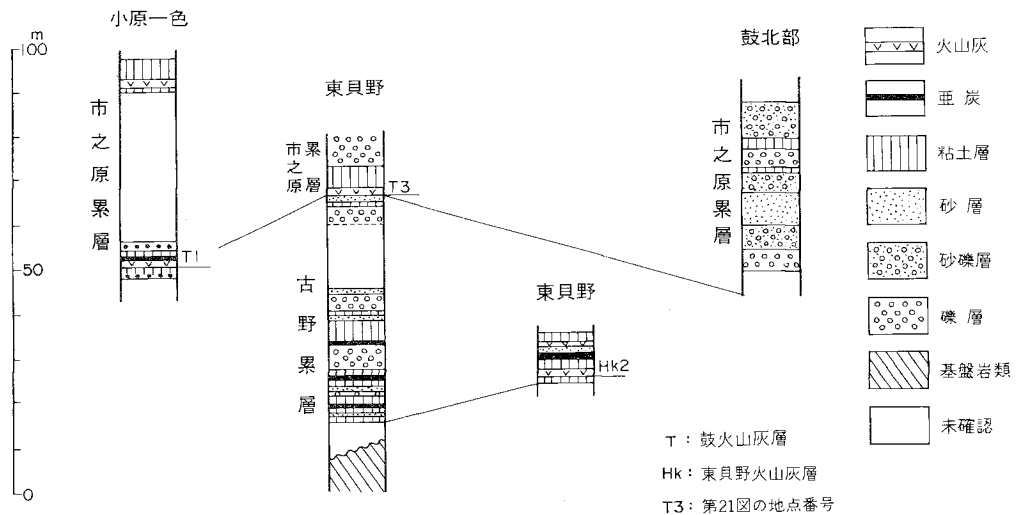
切川以東に分布し、川原の西方にも連続して好露出がある。おおむね南部では西へ、北部では南西に30°以下の単斜構造を示している。

本累層と下位の古野累層との関係は、模式地その他の地域と同様に整合である。下部の礫岩の礫には、下位累層のものと思われるシルトの巨礫を含む所もあるが、上下の境界は漸移する。上位の大泉累層とも漸移する。

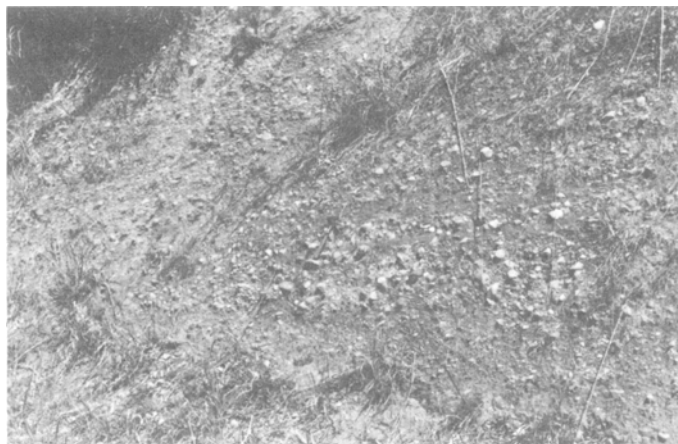
層厚は、北部の川原付近で200m内外、南部の畑毛以東で300m弱と見積られる。

市之原累層は、礫層を主とし、シルトおよび砂層を挟み、また3枚の火山灰層を挟んでいる。礫層とシルト層・砂層は、互層状を呈する場合もあり、また横に漸移して指向関係にある場合もある。

礫層は一般に黄褐色を呈し、3-5mの厚さであるが、10-20mに達する厚い所もある。礫層中の礫は、おもに古生層由来の砂岩、チャートで、他に少量の粘板岩、ホルンフェルス、花崗岩および花崗斑



第14図 奄芸層群柱状図(1)



第15図 川原西方で見られる市之原累層上部の礫層

岩類の礫も含まれる。礫の大きさは、中一礫が主で細礫を混え、分級は比較的良好な円礫—亜円礫で、砂でゆるく膠結されている。

シルト層は、一般に青緑色塊状で、厚さ2-5m、砂層は黄褐色、中一粗粒砂が多く、2-3mの厚さである。火山灰層には、下位から二之瀬火山灰層、畑毛火山灰層、川原火山灰層とよばれるものがある。(第16図)。

柴田ほか(1977)によって指摘されているように、川原火山灰層は、岩相により区分された古野累層と市之原累層とに斜交している。

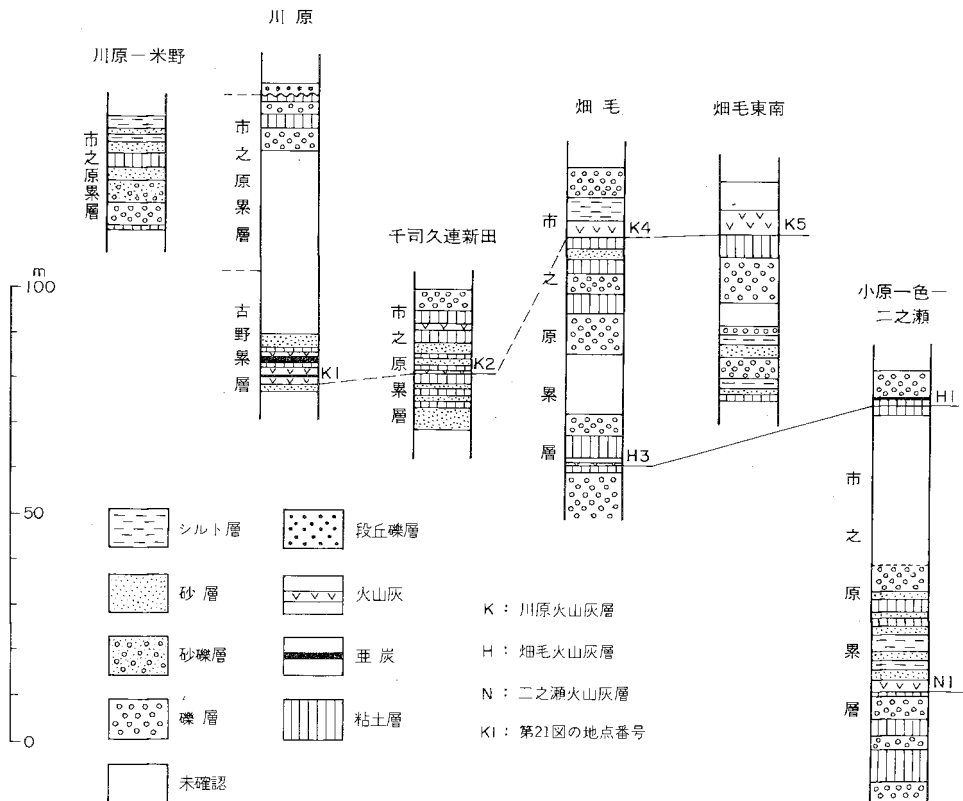
本累層からは、次のような植物化石が報告されている(柴田ほか, 1977)。

畑毛の川原火山灰層の下部

Metasequoia disticha, *Acer mono*, *Pterocarys* sp., *Quercus dentata*, *Q. variabilis*

大泉累層 大泉累層は嘉藤(1957)の桑名地方の層序区分によるものである。

松井(1943)は、下部と上部に分けて模式地を定めた。下部層の模式地は、南隣桑名図幅中の三重県員弁郡員弁町笠田新田西の谷、上部層の模式地は、員弁町笠田池付近である。本図幅地域内では、北勢町向平付近から川原の南西部に分布し、さらに西方へ連続する。これらは、おおむね南西へ15-25°傾斜する単斜構造を示している。



第16図 奄芸層群柱状図(2)

下位の市之原累層とは、整合漸移関係にある。川原西部の米野へ通ずる道路沿いの露頭では、市之原累層の礫岩層の上部は、礫の数を次第に減じて細礫まじりの砂層となり、遂にはシルト勝ち互層へと漸移する。上位の米野累層とも整合関係にある。

大泉累層は、おもにシルトと砂層からなり、砂層の一部にはチャート・砂岩・花崗岩などの細礫を混える所もある。シルト層は、一般に青緑色あるいは灰白色塊状を呈するが、一部は細い葉理を示す所もある。砂層は中粒～粗粒、黄褐色塊状軟質で、偽層を呈する所がある。おおむね下部は泥岩が優勢であり、上部は砂層が優勢となる。下部のシルト勝ち互層は、厚さ4-8mのシルト層と3m内外の砂層からなり、パミス火山灰層を挟有する。最大層厚は、約50mである。上部の砂勝ち互層は、厚さ3-5mの砂層と1-3mのシルト層からなり最大層厚は約200mである。本層中には、2-3枚の薄い火山灰層を挟有する（第17図）。

米野累層 米野累層は、安田（1958）の米野層を累層の単元に改めたものである。

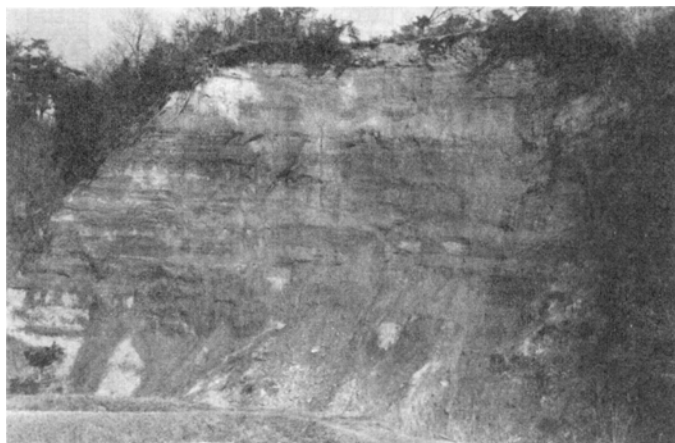
模式地は、西隣彦根東部図幅内の米野西方相場川岸の大きな崖である。本図幅地域内では、藤原町下相場付近から北西へ、相場川の東約1-1.5kmの範囲に分布する。

本累層は、伊勢湾西岸全域を通じて、奄芸層群の最上位層である。下位の大泉累層とは、整合漸移関係にある。日内北部の相場川が北に曲流する地点から、北に入った谷沿いの観察では、下位の大泉累層の砂勝ち互層から、本累層最下部の細礫まじり砂礫層へと漸移している。

層厚は本地域では、約200mと見積られるが、西隣図幅の模式地付近では、300m以上とされている。

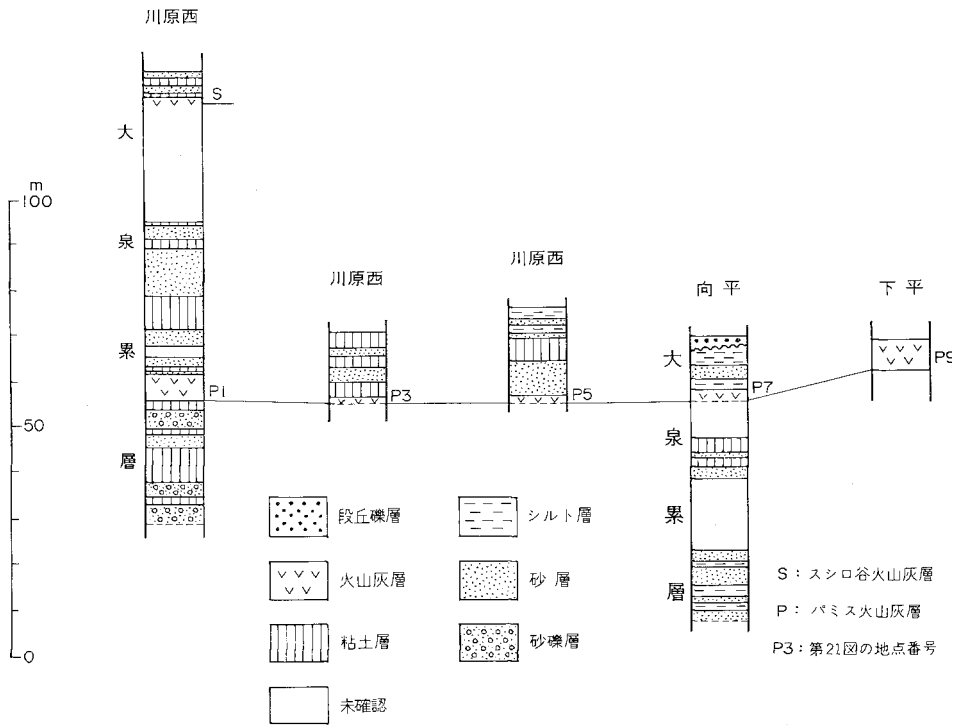
米野累層は、全般的に礫層を主とし、下位の各累層とは、やや岩相を異にしている。本累層の下部は、細礫まじりの砂礫層と泥岩の互層からなり、上部はほとんど大部分が礫層からなる。礫は古生層由来の砂岩・チャートを主とし、きわめて分級度の悪い1-3cmの垂角礫からなり、粗粒砂で膠結されている。一般に模式地にくらべると、礫の大きさも小さく、量も少ない傾向がある（第18図）。

奄芸圏群中の火山灰層 伊勢湾西岸の奄芸層群中には、20数枚の火山灰層が識別されるというが（竹原，1961）、本図幅地域では、少なくとも10数枚の火山灰層が挟まれている⁹⁾。このうち、とくに連続し



第17図 下相場北部に見られる大泉累層上部の砂勝ち互層

9) 本地域の火山灰層については、柴田ほか（1977）に詳しい。火山灰層の層名はこれにより、記載の一部はこれを参照した。



第18図 奄芸層群柱状図(8)

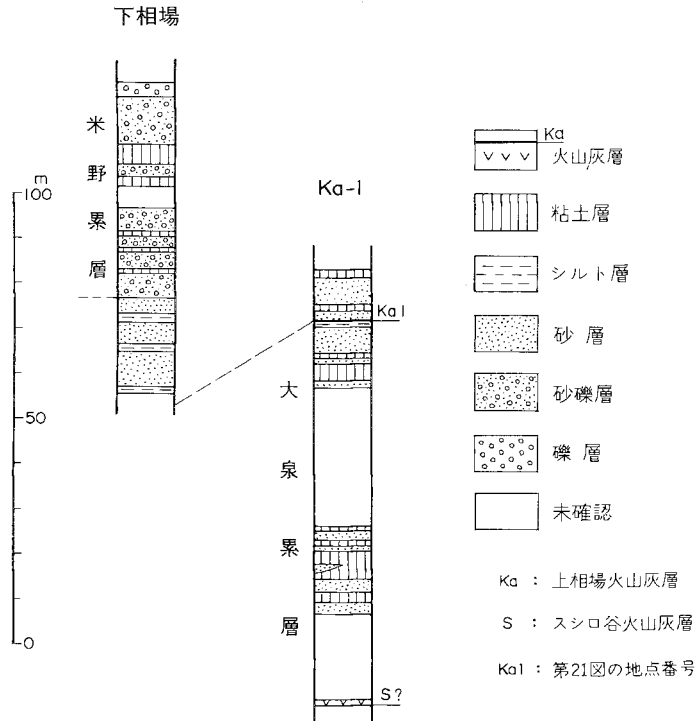


第19図 下相場北部に見られる米野累層の礫層

て追跡の可能なのは、パミス火山灰層である (第20図)。

東貝野火山灰層：模式地は、北勢町東貝野東方の悟入谷川岸。古野累層中の火山灰層で、分布は模式地付近の小範囲に限られる。炭質物をもったシルト層・砂層を挟んで、上下各々10cm位の厚さの2枚組火山灰層である。下位のもの、白色ガラス質中粒、上位のものは、淡灰色塊状粗粒である。

鼓火山灰層：模式地は、北勢町堤西方200mの谷であるが、東貝野北方悟入谷川河岸、小原一色神明



第20図 奄雲層群柱状図(4)

社下の崖，貝野川河床などに分布する。古野累層上部または，市之原累層下部に挟まれ，厚さは最厚部で約2mである。帯緑色粗粒の火山灰で，長柱状のグラスが多く，多くの黒雲母が散在するのが，肉眼でも観察される。下部約20cmは，細粒緻密の珪質板状となり，植物化石を含む。有色鉱物としては黒雲母が多い。

二之瀬火山灰層：模式地は，北勢町二之瀬東方の小原一色に通ずる道路沿いの送電線鉄塔付近で，小原一色付近まで連続して分布する。市之原累層中に挟まれ，厚さ1-3m，帯緑色または暗灰色，細一中粒，非常に堅硬で下部25cm位は，板状の外観を呈する。

畑毛火山灰層：模式地は，畑毛北東200mの谷。二之瀬橋東部の谷から模式地を経て，貝野川岸へと連続する。暗灰-淡灰色，層厚1-1.5m，きわめて堅硬な珪質緻密の細粒-中粒火山灰層である。

川原火山灰層：横山（1971）命名。模式地は，北勢町川原東方の田切川河床。模式地の川原南部では，段丘堆積物におおわれて不明であるが，千司久連新田の南から畑毛北東の谷を経て，貝野川右岸へと連続する。2-3枚の火山灰の組として追跡され，この地域の重要な鍵層である。模式地の川原では，古野累層中に，その他の地域では市之原累層中に挟在する。

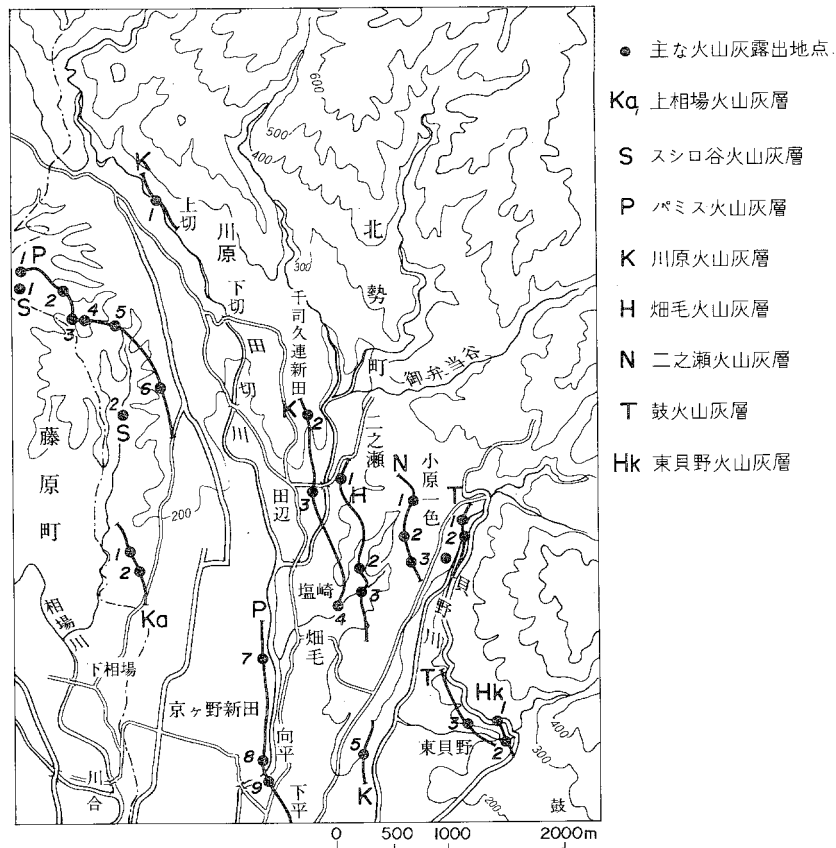
模式地では，炭質物を含んだ厚さ2.5mのシルト岩をはさんで，上下2層よりなる。上層は厚さ1m，灰白色細粒，グラス質で，下部は2.5m位，中部に厚さ50cmの亜炭をはさんでいる。淡青灰色，細一中粒，石英粒を多く含み，有色鉱物は黒雲母・角閃石が多い。

パミス火山灰層¹⁰⁾：横山（1971）命名。本図幅地域の模式地は、向平の田切川左岸。模式地から北西へ、川原西部にかけて連続して分布し、この地域でもっとも重要な鍵層であり、隣接地域へと員弁郡全域にわたり分布する。大泉累層の下部にはさまれる火山灰層である。

本火山灰層は、層厚は3-8mあり、非常に厚く軽石を含むのが特徴である。模式地では、中上部（厚さ6m位）は淡灰色を呈し、径1cm位の軽石の密集部があり、ラミナもよく発達する粗粒、ガラス質である。下部（30cm-1m）は、非常に堅硬緻密、珪質細粒の火山灰層である。有色鉱物は角閃石・斜方輝石・黒雲母がある。

スシロ谷火山灰層：横山（1976）命名。パミス火山灰層の上位約60mの層準にある。大泉累層の中部にはさまれ、下部にゴマ塩状の特徴を有するので、スシロ谷火山灰層に対比される。厚さ20-30cm灰白-黄灰色、緻密堅硬な火山灰で、板状に割れ、下部5cmは有色鉱物が凝集し、ゴマ塩状を呈する。図幅地域内における本火山灰層の連続性は、露出地点が少なく明らかなでない。

上相場火山灰層：柴田（1977）命名。大泉累層の上部にはさまれ、下相場の北部に露出するが、連続性は不明である。厚さ40cm位、上部30cmは灰白色、軟質塊状。ガラス質粗粒、下部10cmは、黄灰



第21図 火山灰露出地点及び分布図

10) 本火山灰層は、古琵琶湖層群の「虫生野火山灰層」に対比される（横山，1976）。

色を呈しやや堅硬な火山灰層である¹¹⁾。

養老山地上に点在する礫層 養老山地の南西側斜面上には、奄芸層群の礫層と考えられるものが残存する。分布は北部の笹ヶ岳南部の標高770m-780m付近から、南へ順次低下して、養老山西部の林道沿いの標高710m付近、養老山南西方約2.8kmの標高550m-520m付近、北勢町川原北部の標高480m-450m付近、二之瀬東部の標高350m付近である。

礫層の厚さは、5-10m、礫はチャート・砂岩を主とする大礫または巨礫からなる。森（1975）は、これらの礫層を礫種によって美鹿型（河成）と大泉型（湖成）に区分し、養老山南西方にある2カ所のものは、チャート・砂岩の他、花崗岩・花崗斑岩の礫を含み、大泉型礫層と考え、他はいずれも美鹿型礫層と考えた。

V. 1. 2 養老山地東麓の奄芸層群

養老山地の東麓の段丘堆積物の下部の小範囲に、奄芸層群と考えられる地層が分布する¹²⁾。

養老町沢田南のものは、低位段丘の下部に露出し、層厚10m以上あり、灰褐色シルトの厚い地層で、何枚かの角礫層を互層状にはさむ。礫層は厚さ30cm-1m、礫はチャート・砂岩・ホルンフェルスの中礫である¹³⁾。

南濃町戸田の国道沿いのものは、高位段丘の下部に、厚さ約2mの礫岩層、さらにその下部に厚さ約1.5mの砂層がある。礫岩の礫は、チャート・砂岩の細礫、亜角礫、砂で膠結されている。砂層は淡褐色、細粒、シルトの薄層をまじえる。地層は西南西へ30°位の傾斜を示す。

南濃町上野河戸のものは、国道沿いの中位段丘下の小範囲に露出する。主としてチャート・砂岩の細一中礫、円礫まじりの砂層からなる。礫はこの他に粘板岩・ホルンフェルス・石英斑岩・花崗岩の礫をまじえ、北東へ10°以下の傾斜を示す¹⁴⁾。

V. 1. 3 南宮山塊東麓の奄芸層群

象鼻山の東麓および栗原西方の山道沿いに、奄芸層群相当と思われる礫層が古生層にアパットして分布する。

象鼻山東麓の礫層は、砂岩を主とする中一大礫、角礫-亜角礫が東斜面に張りついた形で分布する。

栗原西方の山道では、標高100m付近まで分布する。礫層は厚さ8m以上、礫はチャートを主とし砂岩・ホルンフェルス・花崗岩の細一中礫をまじえ、円礫-亜円礫で、砂質粘土で膠結される。下部は厚さ1m以下のシルトの薄層をはさんでいる¹⁵⁾。

V. 2 段丘堆積物

北勢地域の段丘は基本的には、高位面・中位面・低位面の3段に区分されるが、詳しくみると、高位

11) 柴田ほか（1977）によれば、本火山灰層は、比較的黒雲母、角閃石が多く、横山（1971）の米野Ⅲ火山灰層に相当するという。

12) 森（1975、1977）に詳しい。

13) 森（1977）はこの地層を美鹿型堆積層と考えた。

14) 森（1975）は、戸田・上野河戸の露頭は、層相からみて周縁相とは考えにくく、西の山地側に若干広がっていたと推定している。

15) 森（1977）は、本層を大泉型礫層とし、下位のものを美鹿型礫層と考えた。

面はさらに2段に、中位面はさらに4段に区分することができる。それぞれの高度は、高位面が270-150m、中位面が120-250m、低位面が110-240mである。同一地域では、高位面と中位面の高度差は約15-10m、中位面と低位面との高度差は、約10-5m、低位面と現河床面との高度差は、約10-5mである。

高位面は、大部分の地域で広い平坦面を形成しているが、西部の藤原町地内では、奄芸層群よりなる丘陵の頂部に分布し、堆積面は著しく開析されて、平坦面はほとんど発達していない。高位段丘堆積物は、厚さ5m以下、古生層起源の中礫-大礫からなり、径50cmをこえる巨礫をまじえ、淘汰はきわめて悪い。礫の多くは砂岩で、チャートをまじえ、まれに花崗斑岩・ホルンフェルスがあり、粘土質の砂で膠結される。花崗斑岩は風化したものが多い。上面の表土は赤土である。

中位面は、京ヶ野新田にもっともよく発達し、広大な平坦面を形成する。堆積物は厚さ5m以下で、中礫-大礫大の亜角礫からなっている。礫は古生層起源の砂岩がもっとも多く、チャート・粘板岩・花崗斑岩等を含み、砂でゆるく膠結される。表層部にはくろぼく状腐植土が約50cmの厚さで存在する。

低位面は各河川の沿岸に多くの分布がある。堆積物は厚さ5m以下の中礫-大礫大の亜角礫で、古生層由来の砂岩を主とし、チャートを含み、砂でゆるく膠結される。

伊勢湾西岸に分布する中位段丘堆積物の特徴の一つとして、木村（1971）はくろぼく状腐植土が段丘面上にしばしば発達することを指摘している。このことから本地域の中位面はほぼ伊勢湾西岸の穴太・坂部面に対比されるものであろう（第5表）。高位面の一部は、クサレ状の風化礫を含むことから、桑名地方の最高位段丘の蓮花寺面に対比されるであろう（第5表）。

養老山地東麓の段丘は、その高度・開析状態・礫の風化状態などから高位面、中位面、低位面の3段に区分される。しかしこの地域は、多くの谷の開口部にあたり、氾濫や土石流堆積の繰返しにより地形を形成し、位置および高度から、新しいものが必ずしも低位置に形成しているとは限らず、地形区分はきわめて難しい。

この地域の高位面は、戸田・藤沢・奥条および上野河戸付近に分布し、高度は30-40m、平坦面を形成する。低位面との高度差は10m以下である。高位段丘堆積物は、厚さ5m内外、古生層起源の中礫-大礫からなり、淘汰のわるい亜角礫からなる。礫はチャート、砂岩が多く粗粒砂で膠結される。礫の多く



第22図 南濃町城山国道傍の中位段丘礫層

はやや風化している。

中位面は養老付近に多く分布し、高度60-150m、緩傾斜の平坦面を形成している。低位面との高度差は、約5mである。中位段丘堆積物は、厚さ5m以下、角ばった中礫-大礫よりなり、礫は古生層起源の砂岩・チャート・粘板岩からなり、砂で緩く膠結される。

低位面は各所にみられるが、志津谷と滝谷間にもっとも広く分布する。高度は20-90m、きわめて緩く傾斜した平坦面を形成する。南部の駒野・石津付近では、高度5-70mである。津屋川沿いの低位面と氾濫原面との高度差は、1-2mである。低位段丘堆積物は、厚さ10m以下の角ばった中礫-大礫からなり、礫は古生層由来の砂岩・チャート・粘板岩が多く、花崗斑岩を混えている。砂質土で緩く膠結される。

養老山地東麓の高位・中位・低位段丘面は、それぞれ濃尾平野東部に分布する覚王山面、熱田面、小牧面または鳥居松面に対比されると考えられる（第5表）

V. 3 扇状地及び崖錐堆積物

扇状地は養老山地東麓の殆どの谷の入口に発達し、とくに志津谷より北部地域に著しい。この地域では、典型的な扇状地地形を示すものがあり、一般に表面の傾斜はかなり急である。堆積物は、主として古生層由来の砂岩・チャート・粘板岩等の中-大礫で、ときに巨礫をまじえ亜角礫である。

牧田川扇状地は、養老町付近で沖積層下に没するが、地表ではその境界は明瞭でない。牧田川の河床は、扇状地面より約2-3m高く、天井川の傾向を示す。堆積物は主として古生層由来の角ばった中礫-大礫よりなり、巨礫を混え、砂質土で緩く膠結される。本礫層は、第41図のA-A'断面に示すように、濃尾平野地下において、第一礫層および南陽層下部層に連ると考えられる。

崖錐堆積物は、養老山地の東麓において、主に古生層分布地域の急斜面の末端に多く連続して分布する。主に古生層由来の砂岩・チャート・粘板岩の大礫-巨礫からなり、花崗斑岩の礫をまじえている。礫の多くは角礫からなる。崖錐堆積物は、扇状地または段丘を覆うが、その境界は明瞭ではなく、地形



第23図 養老町五日市付近の牧田川扇状地礫層

の変化で判断するしかない。

V. 4 沖積層

北勢地域では、相場川・田切川・二之瀬川および貝野川などの諸河川流域に発達し、礫・砂および粘土からなる。

濃尾平野では、木曾・長良・揖斐の三大河川の流域に広範囲にわたって沖積層が発達し、表層部は砂・シルト質砂または粘土よりなる自然堤防・氾濫原および三角州性堆積物よりなる。

V. 5 濃尾平野の地下地質

濃尾平野の地下地質については、井関（1956）、井関ほか（1959）らの沖積層基底に関する先駆的な研究がある。杉崎ほか（1961）は地下水の地球化学的研究の一環として、濃尾平野の地下構造を明らかにした。また都市地盤調査計画の一環として、「伊勢湾北部臨海地帯の地盤」が公刊され、竹原ほか（1962）は、名古屋港付近の地盤を明らかにした。松沢ほか（1964）は、従来の地質調査資料と深井戸資料に基づいて、濃尾平野全域の地下構造を明らかにし、濃尾傾動地塊運動について論じた。

昭和34年（1959年）9月26日の伊勢湾台風を契機として、濃尾平野南部に広範囲にわたる海拔0m地帯のあることがわかり、地盤沈下の発生していることが推定されるに至った。以来地盤沈下対策として、地盤工学上の精細な資料が蓄積されてきている。

1963年頃から濃尾平野地域の温泉開発が進み、1,000m以上の超深層ボーリングが多数掘られるようになり、地下の層序・構造が次第に明らかになった（高田ほか、1969）。桑原ほか（1972）は、伊勢湾など湾域の更新世末—完新世の堆積物の分布、平野域との対比、埋没地形について論じた。

一方、古生物学的資料については、古川（1972）は¹⁴C年代測定値などを用いて、更新世末期から沖積世にかけての地層細分と対比を行い、中村（1971）は主として沖積層などの花粉層序学的研究を行った。また濃尾平野第四系研究グループ（1977）は、愛知県地盤沈下観測井の試錐が始まったのを機会に、この地域の中—後期更新世の層序を明らかにするために、1973年以来研究を続けている。

V. 5. 1 濃尾平野の形成過程

濃尾平野地域は、西南日本瀬戸内区の沈降帯の一部をなすものである。第一瀬戸内期には、この地域を含めて東海地方に広く中新世中期の海成層を堆積した。

東海地方には三重県一志・菰野地方、知多半島南部、愛知県豊田市北部、岐阜県瑞浪地方などの各所に露出する。濃尾平野の深部にも、砂岩・泥岩の互層に凝灰岩を伴う浅海堆積層として、広く分布することが推定される。

鮮新世にはいると、第一瀬戸内期の各堆積盆地は地殻変動により隆起し、準平原化作用をこうむった。鮮新世中期になると、瀬戸内区は再び沈降を始め、第二瀬戸内期に入った。この地方では、濃尾平野・伊勢湾とその周辺を含む広大な地域が沈降盆地化し、東海湖とよばれる一大淡水湖が形成された。東海

第4表 濃尾平野の地質と形成過程

地質時代			万年前	濃尾平野の地質	濃尾平野の地史	
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	後 氷 期	0.5 1.0	南陽層 { 上部砂層 下部粘土層	自然堤防形成 木曾川三角州の形成 縄文海進、海は平野の奥まで進入
		更 新 世	ウ ル ム 氷 期	2.0	濃尾層 第一礫層 鳥居松礫層 小牧礫層	海面上昇、濃尾層堆積 ウルム氷期最盛、海面今より100m低下 鳥居松面形成 小牧面形成
				3.5	熱田層上部	熱田面形成：ウルム氷期の亜間氷期 御岳火山の軽石堆積
				20	熱田層下部	海面低下(ウルム氷期) 熱田海進、海は平野の奥まで進入
	新 鮮 新 世	新 鮮 新 世	リ ウ ル ム 氷 期 ・ 間 氷 期 の く り か え し ↑ 第 二 瀬 戸 内 期 東 海 湖 期	100~200	第二礫層 海部累層 埋没段丘	海面低下(リス氷期) 先熱田期の海進
				100~200	第三礫層 先海部累層	海面低下 傾動運動、養老断層生成 浸食平坦化作用
				500	東海層群	東海湖消滅 東海湖縮小、中心は北西へ移動 傾動運動、東海湖形成 準平原化作用
				1500	瑞浪層群など	傾動・断層運動・海退 中新世の海進
				1500	第一瀬戸内期	
				1500	第二瀬戸内期	

湖に堆積した地層は、東海層群と総称され、三重県では奄芸層群、名古屋付近では瀬戸層群、知多半島では常滑層群とよんでいる。これらは盆地の沈降に応じて厚い堆積物を生成した。沈降は盆地の東南部から始まり、次第に盆地の中心を北西に移動して行ったといわれる(桑原, 1975a・b)。本図幅地域の平野部は、この北西の沈降域の中心にあたり、その中心は岐阜県海津町付近にあって、堆積物の厚さは1,000mを越える層厚である。これらの地層は礫・砂・シルト層を主とし、火山灰層・亜炭層を伴い、濃尾平野東部の丘陵地域から西ないし西南西へ傾斜し、全般的な平均勾配は、おおむね20/10³程度あるいはそれ以上で、平野の地下に広く潜在分布している。

鮮新世後期には、東海湖は北遷し、その沈降域は盆地北方の北勢地域と濃尾平野地域に限られ、そこに東海層群上部層あるいは奄芸層群上部層を堆積した。鮮新-更新世(約200-150万年前)には、東海湖は次第に縮小し、更新世前期に入ると消滅期に入り、盆地は氾濫原化してゆき次第に消滅した(桑原, 1975a, b)。この後、更新世前期の一般的上昇運動によって、東海湖盆地域は丘陵化し浸食平坦作用をこうむるようになる。一方、盆地の消滅期に入ってから、本図幅地域の養老山地の傾動上昇や、鈴鹿山塊の上昇を示すような断裂性の運動が活発となり、かつての一連の沈降域は、一部は上昇域に一部は新

たな沈降盆地域として分化していった。もっとも顕著な断裂性の運動は、養老山地東縁の養老断層とその延長の伊勢湾断層によるものである(桑原, 1978a)。

このようにして濃尾平野地域は、新しい沈降盆地域の一つとして誕生した。それは東端の猿投山塊側で上昇し、西端の養老断層の前面で沈降する傾動運動によるものであり、これは濃尾傾動地塊とよばれた(松沢ほか, 1964)。濃尾平野はおおむねこのような傾動地塊の西南西半の沈降部のある地域に位置を占めている。

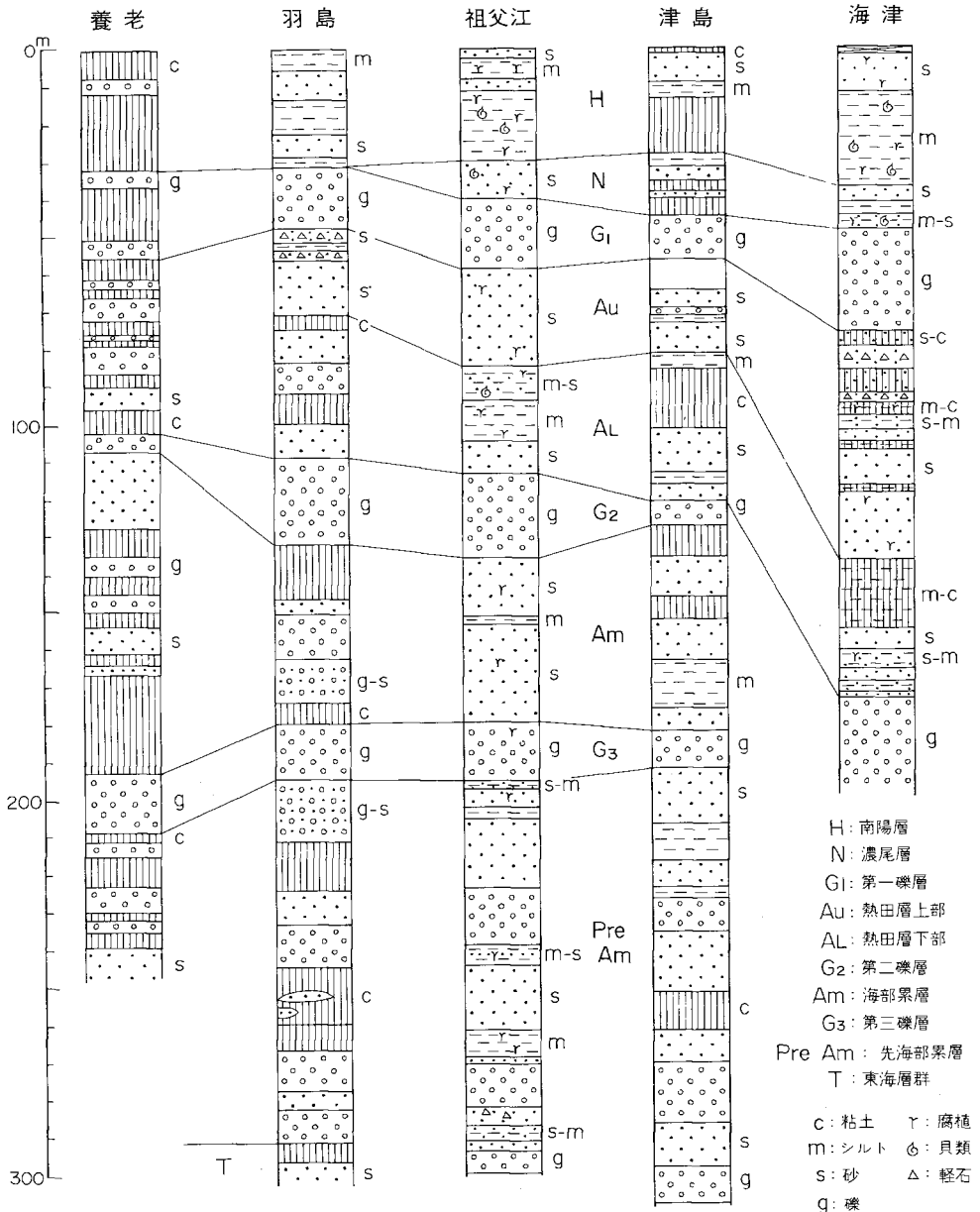
濃尾平野の地下断面をみると、平野地下にある東海層群は300m以深に沈み、これを不整合におおって更新世中期以降の第四系が厚く堆積している。この第四系の厚さは、盆地西部では300m前後、もっとも沈降の大きい養老山地の東縁で350m近い。第四系は第4表に示すように、最下部から先海部累層・第三礫層・海部累層・第二礫層・熱田層下部および上部・第一礫層・濃尾層・南陽層下部および上部と区分される(桑原, 1978a, b)。

これらの第四系は、主として砂層・泥層・礫層の互層からなっている。このうち海部累層・熱田層・南陽層には、海成の粘土層が含まれていることが明らかにされており(濃尾平野第四系研究グループ, 1977)、海部累層の堆積期以後、濃尾平野には少くとも3回の海進があったことがわかる。更新世には何回かの氷期と間氷期がくりかえしたが、海成粘土層は温暖期である間氷期の堆積物、第一・第二・第三の各礫層は、浸食谷地形を伴う河床性の礫層として堆積した。海部累層は先熱田期の海進時の堆積層であり、これを不整合におおう第二礫層は、熱田海進に先立った大きな海退期に浸食谷に堆積した礫層である。その時期はおそらくリス氷期と考えられる。

更新世後期になると、こうして干上がってしまった伊勢湾や濃尾平野地域に、再び海水が浸入してきた。これは熱田海進とよばれ、下末吉期に対比されている。海進は第四紀を通してもっとも大きく、濃尾平野の奥深くまで浸入して熱田層下部の粘土層を堆積した。この時代はおよそ20万年前から10万年ぐらい前までの、リス・ウルム間氷期にあたり、気候条件は現在に近くかなり暖かかった。

熱田層の下部が堆積後、ウルム氷期に入って海は一度大きく退いたが、ウルム氷期中に繰返しおとずれた亜間氷期に、沈降しつつあった濃尾平野地域に浅海域や三角州が形成され、熱田層上部の砂層や泥層を堆積した。この上部層中には、御岳火山起源の軽石が含まれており、その年代は約7万-3.6万年前と考えられている(桑原, 1969)。

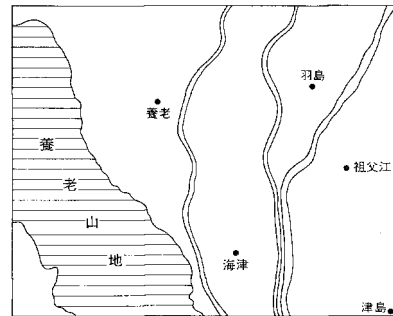
熱田層の堆積が終ると、ウルム氷期最盛期に入り、海は大きく退き、海面は現在より約100m低下したと考えられている(桑原, 1969)。海面低下に伴い海岸線が後退するにつれて、河川も延長しそれらの河川の河床も次第に低下して、そこに第一礫層とよばれる礫層を堆積した。古木曾川などの河川が刻んだこの時期の谷は、濃尾平野の西縁を通り、陸化した伊勢湾を経て湾口のはるか外側に退いた太平洋に続いていたと思われる。その谷の深さは第28図に示すとおり、木曾川河口付近で-70m前後、本図幅地域の濃尾平野西縁では、その後の傾動沈下も加って約-90mになっている。第一礫層の堆積時代は、約2万年前のウルム氷期最盛期と推定されている。この第一礫層に対応する地表の堆積物としては、主要河川が平野周辺部に形成した扇状地堆積物や庄内川流域に発達する鳥居松礫層などが考えられるが、鳥居松礫層は第一礫層が堆積する以前の、海面低下進行時期の河床礫とも考えられ、これらの明確な区分はなされていない。



第24図 観測井柱状図による第四系層序

ウルム氷期の海面最低期を終えると、相対的に海面は上昇してきたが、濃尾層はこの時期に第1礫層をおおって、主として浸食谷中に堆積した。堆積年代は¹⁴C年代測定により約18,000年B.P. -16,000年B.P. が知られている(古川, 1972)。濃尾層期の海面上昇はそれ程高くなかったらしく、現在の地表付近には同層相当層は発見されていない。おそらくウルム氷期末の海面上昇期の先駆的な堆積物と考えられている。

濃尾層堆積後も海面は上昇をつづけ、一時的な気候の寒冷化で停滞したこともあったが、約6,000年位前に海面がもっとも高くなり、濃尾平野の奥深く海が侵入した。いわゆる縄文海進の時期である。この時期には、大山付近の扇状地を除いて、平野北部の大垣付近まで海が進入し、海成粘土層を堆積した。これは南陽層下部粘土層で、粘土層基底部の堆積年代は、 ^{14}C 年代で $9,300 \pm 240$ 年 B. P. (古川, 1972) を示している。また含有する化石からは、次第に温暖化する気候、河口のような半淡水環境から内湾環境に移り、最後に湾域もせばまりふたたび淡水化するような環境に変遷していることが明らかにされている(濃尾平野第四系研究グループ, 1977)。



第25図 観測井位置図

南陽層上部は、主に厚い砂層からなり、濃尾平野沖積面を形成している。上部層は縄文中期以降、後退する海を追って木曾川などの各河川によって形成された三角州性の堆積層として堆積した。縄文期以降の歴史時代にかけて急速に埋立てられて形成された。

弥生時代の頃の海岸線は、現在の海拔2.5mの等高線あたりからさらに海側にあったであろうと考えられている(井関, 1969)。弥生時代の遺跡は、本図幅地域中央部の岐阜県輪之内町四郷の輪中地域の地表面(海拔約2m)下2m付近から発見されている。遺跡形成後、地盤の若干の沈降と約2mに及ぶ新しい堆積のあったことを示している(井関, 1969)。

濃尾平野は典型的な沖積平野の形態を示して、上流から下流に向って扇状地、自然堤防の発達する氾濫原、三角州性低地が発達している。本図幅地域の大部分は、氾濫原からなり、洪水のたびに流路変遷をくり返して土砂を堆積し、旧河道沿いには1-3mの微高地を形成して、自然堤防を断続しながら発達させ現在に至っている。

V. 5. 2 濃尾平野の地下層序

濃尾平野の地下層序は、数多くのボーリング資料と平野周辺地域の地質との対比により解明されてきた。平野の地下には、上部から下部へ完新統、更新統、鮮新統および中新統の順に、1,500m以上に及ぶ厚い堆積層がある。現在までに明らかにされている層序と周辺地域との対比を第5表に示す。

南陽層 濃尾平野の最上部を構成する完新統に対して、松沢ほか(1954)は南陽層と命名した。古川(1972)は、従来沖積層の最下部としていた砂泥互層を濃尾層として区別し、南陽層を上部砂層と下部粘土層に改め再定義した。

上部砂層は、平野沖積層を構成する地層で、主として砂層からなり、砂層中に砂質の粘土層を挟んでいる。図幅地域内においては、全域に分布するがもっともよく発達するのは、中部以南の平野地域で厚さも最厚部で15m前後ある。海津町北部、平田町、輪之内町、安八町および養老町を含む長良川以西の地域においては、上部砂層の最上部に、厚さ10m以内の後背湿地性の粘土質層が発達し、上部砂層は10m位に薄くなる傾向がある。またこの地域では、上部砂層は牧田川扇状地に近接した所では、礫質となっている(第41図)。最上部の粘土質層は、図幅地域東南部の津島市・祖父江町一帯にも分布し、厚さは

第5表 濃尾平野および周辺地域の第四系（濃尾平野第四系研究グループ，1977）

		伊勢湾西岸		濃尾平野地下		濃尾平野周辺地域		
		中勢	北勢			各務ヶ原	春日井	名古屋
		KIMURA(1971-3) 山田他(1972)	木村(1965) KIMURA(1971-3) 森一郎(1972)	桑原(1975)		河内(1967)	春日井団研 (1971)	松沢・嘉藤(1954) 名古屋地盤図 (1969)
完新世		沖積面層 富田日市港層		沖積面層 南陽層下部		沖積面層		
後期更新世	低位面群 (ウルム氷期)	小森面	能部・高角面	第一礫層 鳥居松礫層 (小牧礫層)	前渡面	鳥居松面層	大曾根面層 大熱田面層	
	リス-ウルム間氷期	高茶屋面	穴太・坂部面		鷓沼面	鳥居松礫層		
中-前期更新世	リス氷期	久居面	御館面	第二礫層 埋没段丘	犬山面	小牧礫層	熱田層上部 熱田層下部	
	リス氷期	久居層			各務原面層	田楽層		
中-前期更新世	リス氷期	諸戸山面	鷓川原面	第三礫層	高位II面	高位III ₂ 面	覚王山面	
	リス氷期	羽野面	水沢面		高位I面	高位III ₁ 面		
中-前期更新世	リス氷期	大谷池面	蓮花寺面	海部累層		高位II面	八八唐猪面層 八八唐猪面層	
	リス氷期	見当山面		先海部累層 後八事期層 八事期層		上末面		
中-前期更新世	リス氷期	奄芸面原面		東海層群		大草面		
	リス氷期		奄芸層群 米野累層 大泉累層					

5m以内である。

下部粘土層は、下位の濃尾層または第一礫層を覆って、図幅地域内のほぼ全域に分布している本層基底面の地形は、第26図の沖積基底面等深線図に示すように、海津町付近で-45m以深の開析谷となっており、ほぼ揖斐川に沿った主谷が発達している。

下部粘土層は、暗青灰色を呈する海棲化石を含有する海成層である。図幅地域では、平野南西部の海津町付近の地下でもっとも厚く発達し、20-25mの層厚があるが、北部及び東部へは次第に薄くなり、10m内外の厚さとなる。

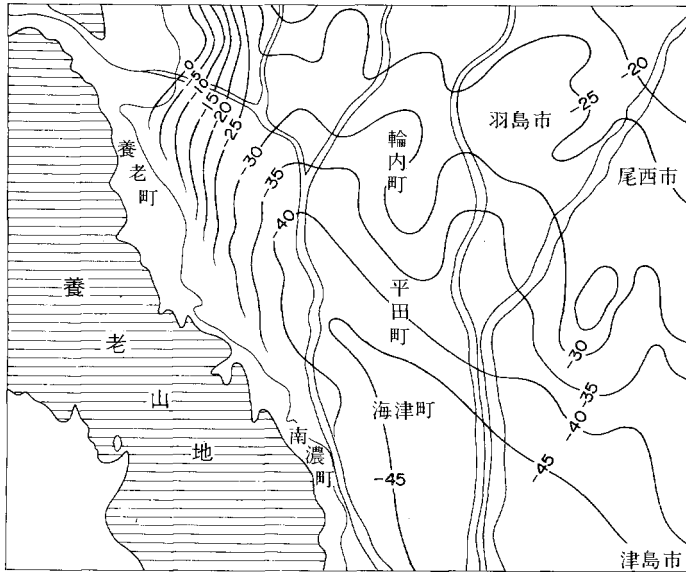
本図幅地域の南陽層に関する古生物学資料については、中村(1971)が祖父江町馬飼の試錐試料(第24図)について行った花粉分析結果がある(第27図)。

R IIIa¹⁶⁾ : 1570±100B. P. - Ca. 4000B. P. の間で、縄文海進の終末期よりはじまり、弥生小海退期もシダ胞子の消長から推定することが可能である。またR IIIa上部からは栽培植物(大麦?, ソバ)も出現する。

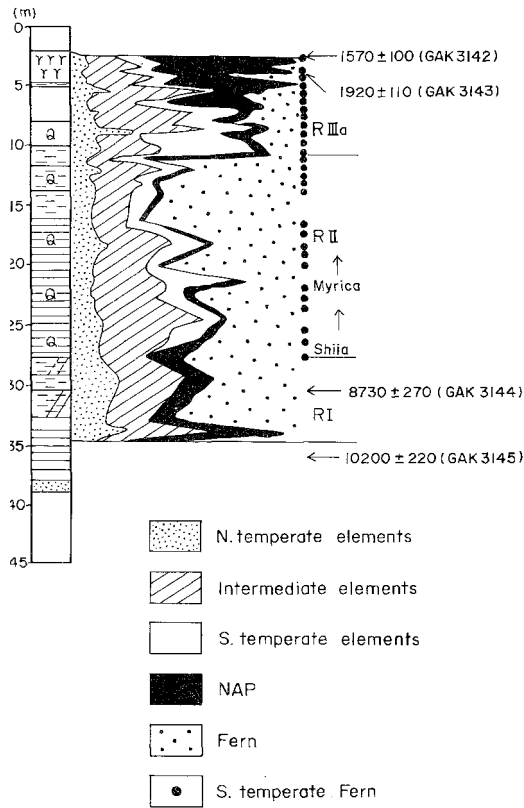
R II¹⁷⁾ : *Shiia*の出現が本時代の初期に各地にみられ、次いで*Myrica*(ヤマモモ)も出現し、カシ類はR IIより以前からわずかに本地方には存在したらしい。暖地性シダの出現も本時代からである。NAPか

16) *Pinus*が急増し、人類の影響が顕著に反映している時代。

17) 氷期の影響はほぼなくなり、optimum climateになった時代。



第26図 沖積層基底面等深線図 (標高: 東京湾中等水位T. P. 基準)
 (数字: m)



第27図 祖父江町馬飼の試錐試料花粉分析 (中村純, 1971)

少ないのも特長的である。

RI¹⁸⁾：暖地性の樹種としては、わずかに *Celtis*, *Cyclobanopsis* が出現するのみで、C群¹⁹⁾の落葉広葉樹が多く、B²⁰⁾群もいく分多い点からみるとRIIよりはやや低温であったかも知れないが、当地方はすでに海進が開始されていた可能性が強い。

隣接する名古屋北部および名古屋南部図幅内の美和町および飛島観測井の試錐コアについて、有孔虫・珪藻などの微化石分析が行われている。その結果、上部砂層は淡水-汽水性または浅内湾-汽水性、下部粘土層は内湾-沿岸性、または中内湾性を示すことが明らかにされ、海進・海退のサイクルが復元されている（濃尾平野第四系研究グループ、1977）。

濃尾層 濃尾層は、従来南陽層下部または最下部層とされてきた砂泥互層である。標準貫入試験によるN値が南陽層にくらべて異常に大きいことから、桑原（1968）は南陽層と区別される可能性を指摘し、縄文海進に先立つ堆積物と考えた。古川ほか（1972）は、花粉分析・微化石・¹⁴C年代測定の結果にもとづいて、この砂泥層は縄文海進に先立つ海面上昇期の堆積物であることを明らかにし、これを濃尾層とよんだ。

濃尾層は砂・シルト・粘土の互層からなり、一般には第一礫層を堆積した埋没谷中に堆積し、10-15 mの層厚を有する。図幅地域の北部では、-20~-30m以深、南部では-30~-40m以深の部分に堆積している（第41図）。古川（1972）は、本層中から *Corbicula* などの汽水性の貝化石や、泥層中にらん鉄鉱の小団塊を含んでいることから、汽水-淡水性環境下で堆積したものと考えている。

第一礫層 第一礫層は、井関（1956）によって、主として下位の熱田層上に刻まれた、ウルム氷期主期の海面最低下期に形成された浸食谷中に堆積した河床礫として定義された。

第一礫層は、南陽層または濃尾層の下位に、熱田層を不整合に覆って連続分布する礫層であり、豊富な帯水層として知られ、濃尾平野の第一帯水層ともよばれている。

濃尾平野における第一礫層の基底面深度は、第28図に示すように、北部および東部から西南部へ次第に深くなり、主谷底では-60~-70mに達し、図幅地域内では、南部の沈降の著しかった海津付近で、-70~-90mに達している。

第一礫層の層厚は、埋没主谷中では20m以上あり、図幅地域内では、揖斐川に沿う付近では30mに達している。礫層の礫は、石英斑岩などの大礫を含む木曾川系の円礫からなり所により砂勝ちの部分を含んでいる。

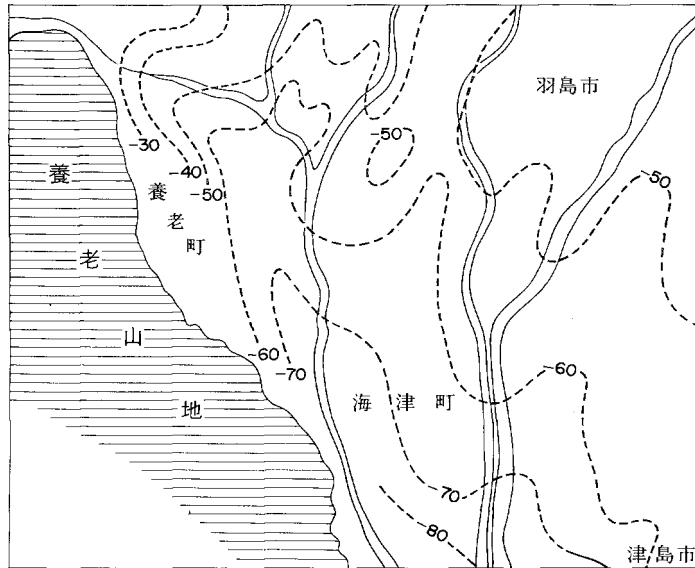
第一礫層に対応する陸上の堆積物としては、平野東部に分布し沖積面下に没する最低位段丘の鳥居松礫層などが考えられてきた。しかし桑原（1975a）は、鳥居松礫層はウルム氷期主期に向けて海面が低下して行く過程で堆積した河床礫であり、第一礫層は地下で鳥居松面を切って浸食谷地形を作っており、これらは別個のものと考えた。また第一礫層の一部は、犬山扇状地砂礫層につながる可能性が強いことを指摘した。いずれにせよ、これらを明確に区分することは困難で、現状では鳥居松礫層等を包含した複合体と考えられている（濃尾平野第四系研究グループ、1977）。

熱田層 熱田層は松沢ほか（1954）の命名による。本層は名古屋市の熱田台地を構成する地層で、上

18) 晩氷期に次ぐ時代で、植生的には氷期の影響がみとめられる時代。

19) Intermediate Element A, B両群の分布域にまたがって分布する木本類（A群は暖地性の木本類）。

20) North temperate elements.



第28図 第一礫層 (G₁) 基底面等深線図 (基準: T. P., 数字: m) (桑原1975aによる)

部の薄い粘土層をレンズ状に挟む砂がちの地層と、下部の厚い海成粘土層からなり、濃尾平野地域においても比較的容易に全域にわたって追跡される。

上部層は砂層を主体とし、粘土層を挟有しているが、粘土層は連続性が悪く、レンズ状に膨縮する傾向がある。また一般に上部のかなりの部分は削剝されて、その上に第一礫層が不整合に堆積している。図幅地域の平野南西部の海津町地域では、沈降が著しく削剝は行われず、上部層は厚さ60m以上に発達して、粘土層を多く挟有する。図幅地域の北部では厚さ20-40m位である。上部層の砂層中には、御岳火山起源の軽石を密集して含む層準があり、鍵層となる(第24図)。またこの層準のやや下位には、礫層の発達する層準がある。

下部の粘土層は、地域南部では厚さ20m-30m前後、沈降の著しかった海津町付近では40m以上に発達する。北部では20m前後の厚さで堆積している。下部粘土層は、図幅地域を含めて濃尾平野、伊勢湾北部のほぼ全域に分布している。下部粘土層の下位には、10-20mの厚さの砂層を伴うことが多い。本砂層は、熱田層の最下部層であり、熱田海進に先立って行われた先駆的海進が推定されている(桑原, 1975a, b)。

濃尾平野第四系研究グループ(1977)は、隣接図幅地域の飛島および美和町観測井の試錐試料について、微化石分析を行っている。その結果、熱田層上部砂層は、全般に浅くて弱い水流のある淡水域に堆積し、また一部に海水性珪藻や、汽水のいくらか優勢な内湾性有孔虫の存在から、小海進のあったことを推定している。

熱田層下部層については、有孔虫組成から、下位から上位へ強内湾型-強~中内湾型-中内湾型に至る、一連の海進過程が復元されている。また珪藻群集からは、下位から上位へ淡水性-汽水性-海性-汽水性に至る一連の海進サイクルが明らかになっている。

第二礫層 熱田層下部に連続して追跡される礫層を、杉崎ほか(1961)は第二礫層と命名した。本礫

層は熱田海進以前の大きな海面低下期（おそらくリス氷期）の埋没谷中に堆積した、河床性の礫層であろうと考えられている。

礫層の礫は、平野西部はチャートおよび砂岩、平野東部および北部では、チャート・石英斑岩などの大礫を含み、とくに良好な帯水層として、平野全面によく発達している。本礫層の厚さは、場所により変化し10-30mである。

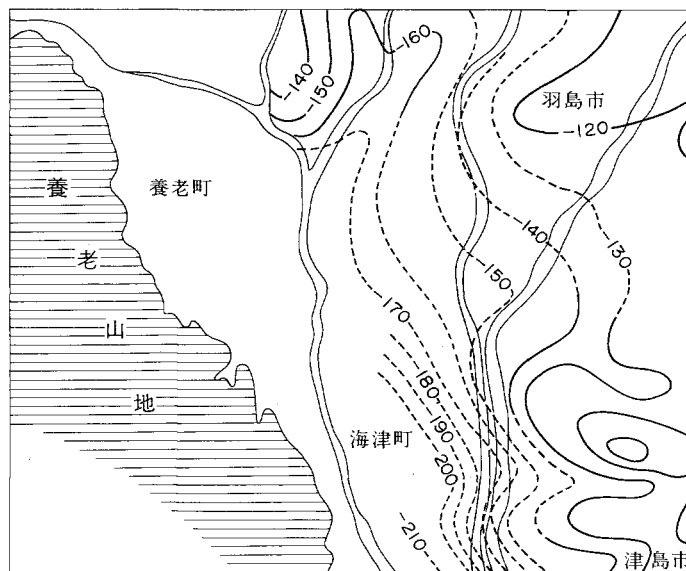
第29図の第二礫層基底面等深線図によれば、第二礫層期の浸食主谷は、平野西縁部にあり、その深度は-200mを越えている。これはこの地域が沈降部にあたるために、沈降運動の影響も加って、かなり大きくなっていることが考えられる（桑原ほか、1977）。

海部累層 杉崎（1961）は、愛知県海部郡一帯の地下で、第二礫層の下位にある粘土層を海部層と命名した。桑原（1975a, b）は、第二礫層の下位の数枚の海成粘土層をまとめて海部累層と命名した。

海部累層は2-3層の粘土層と、砂および礫層からなり、平野の東部と北部では層厚30-40m、沈下の大きかった海津町地域では、層厚100m近くにも達している。

海部累層については、隣接図幅内の飛島観測井の試錐試料の微化石分析により、第二礫層の下位に少なくとも2層の海成粘土層の存在が確認されている。2層の海成粘土層は、いずれも礫層に始まり、淡水性の砂層、汽水性-内湾性の海成粘土層が順次堆積するという共通した層序が、有孔虫および珪藻化石の分析から推定されている。上部の海成粘土層には、次第に湾域の拡大と鹹度の上昇を示す群集が含まれるようになり、海進の初期から最盛期と、その直後位までの層準を示しており、海退期の層準が上位の礫層（第二礫層）堆積期に削剝されていると考えられている（濃尾平野第四系研究グループ、1977）。

第三礫層 海部累層の直下に連続して追跡される礫層は第三礫層とよばれている（桑原、1975）。本礫層は第一、第二礫層と同様海退期に浸食谷中に堆積した河床性の礫層であろう。本礫層は第24図にみるように、地域北部および東南部にわたり、深度200m付近に、厚さ10-20mでほぼ連続して分布する



第29図 第二礫層（G₂）基底面等深線図（基準：T. P.，数字：m）（桑原1975aによる）

が、海津町付近ではやや深くなる²¹⁾。

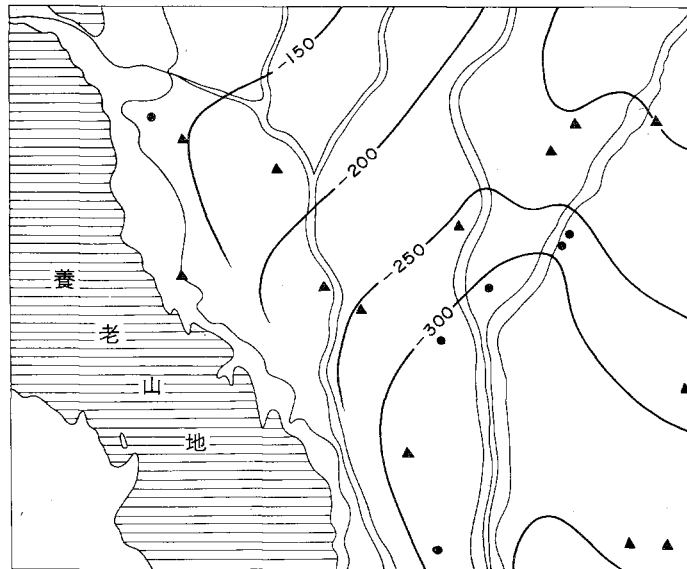
先海部累層 従来第二礫層より下位の地層を一括して、名古屋市東部に分布する八事層相当層として扱ってきた(松沢ほか, 1964; 桑原, 1968)が、桑原(1978a, b)は、東海層群と第三礫層との間に存在する厚さ100-200mの地層を先海部累層として区分した。このうち上半部を堆積層と分布上の特性から後八事期層, 下半部を八事期層とよんでいる。

先海部累層は、非海成らしい粘土層と砂または砂礫層との互層である。上半部の後八事期層は、比較的粘土層が厚く発達し、下半部は砂礫層が優勢で粘土層を挟有する。下半部の地層は、おそらく名古屋市東部にある八事層・唐山層に相当し、上半部は八事期もしくはそれ以降の時期に、沈降部であった濃尾平野内のみ堆積した地層であると考えられている(桑原, 1975a, b)。図幅地域内のボーリング資料から、先海部累層の基底面等深線図は第30図のようになる。この図から更新統基底面は、海津町付近では300m以深にあり、北東および北西方へ次第に浅くなることかわかる。

鮮新統 鮮新統は、鮮新世中期-更新世前期に存在した東海湖に堆積した東海層群である。堆積物は、礫・砂・シルトを主とし、火山灰層・亜炭層を伴い、厚さは1,000m以上である。図幅地域内および隣接地域で掘さくされた超深層ボーリング資料から、鮮新統基底面は、おおむね北東から南西にゆるく傾き、-1,200~-1,400mの深部にあり、海津町付近に沈降域の中心があったことが分かる(第31図, 第33図)。

超深層ボーリング柱状図により、奄芸層群の岩相区分に対比すると第32図のようになる。

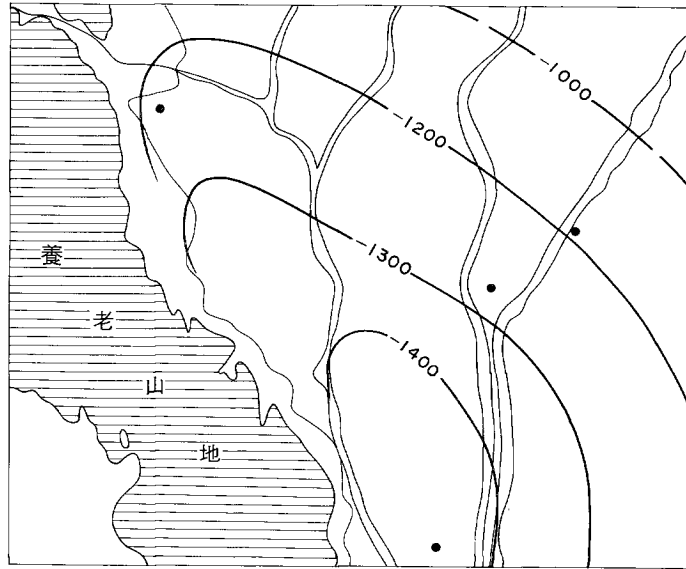
中新統 中新統は、第一瀬戸内期に堆積した海成層である。図幅地域内では、平野の各地に掘さくされた超深層ボーリングの基底部にあり、これらは濃尾平野の深部に広範囲を占めて分布するらしいことが推測される(第32図, 第33図)。



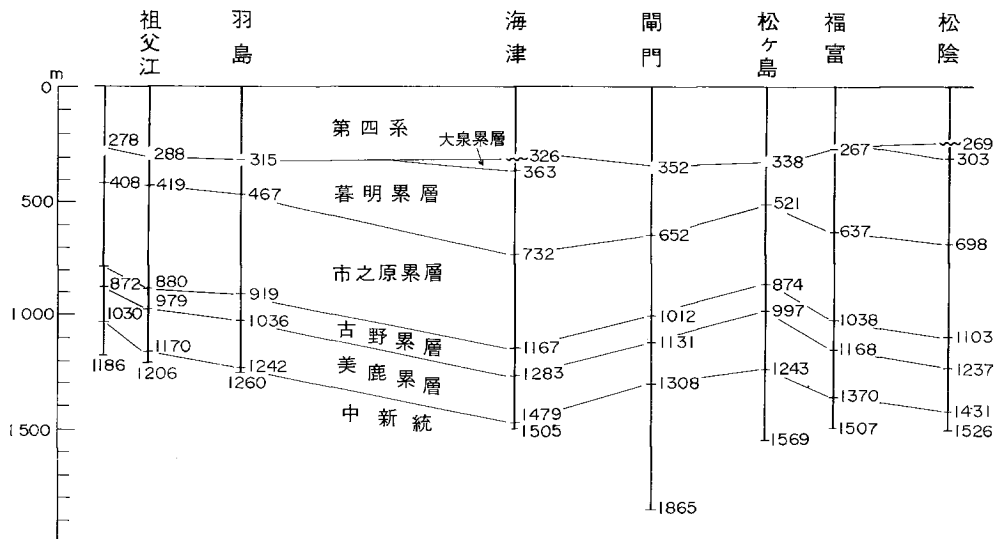
第30図 更新層基底面等深線図 ●超深層ボーリング位置、▲観測井等ボーリング位置(基準:T.P., 数字:m)

21) 桑原(1979)によれば、第三礫層の層準は全体としてさらに深部になる可能性がある。

中新統は、砂岩・泥岩の互層に凝灰岩を伴う海成堆積層で、地下水中のクロールは著しく多くなる特徴がある。掘さく中、泥岩の部位でコアを一部採取し、各種コア試験を行った結果は第6表のとおりである。間隙水質は、鮮新統より中新統は、著しく高いクロール含有量を示し、海成であるという堆積環境の相違を明瞭に示している（高田ほか、1969）。



第31図 鮮新層基底面等深線図（基準：T.P.，数字：m）

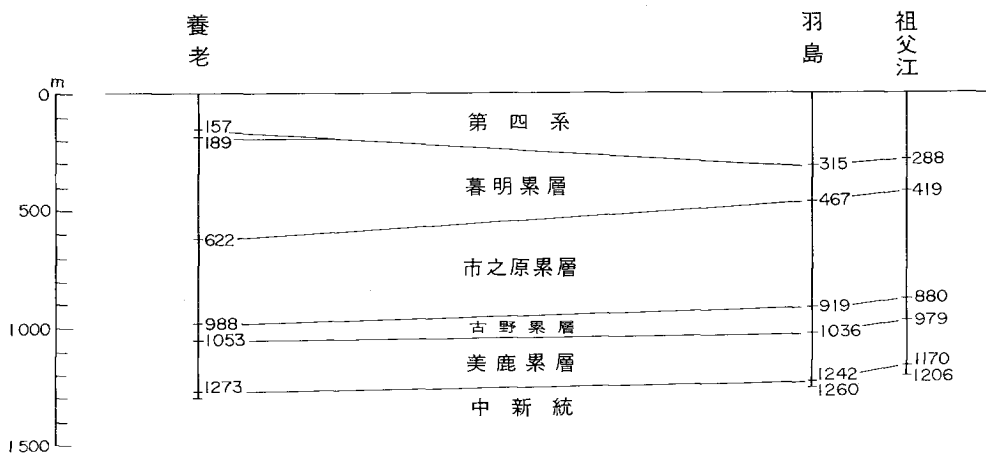


第32図 濃尾平野地下地質構造図（南北系）（高田ほか、1969）

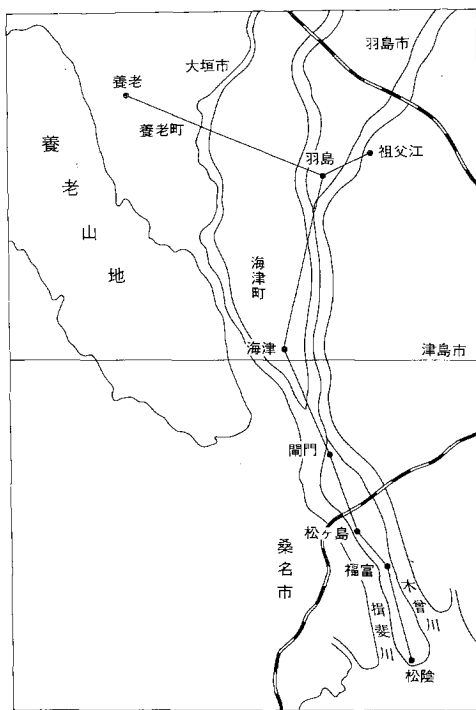
第6表 コア試験結果

高田ほか (1969)

地区	深度 (m)	岩質	相当位	見掛比重	容積含水率 (%) ($\frac{\text{含水分体積}}{\text{コア体積}} \times 100$)	間げき水中の Cl^- (mg/l)
海津	404~407	砂質泥岩	暮明累層	2.13	21.8	390.0
	1480	泥岩	中新層	2.33	12.1	4326.



第33図 濃尾平野地下地質構造図 (東西系)



第34図 超深層ボーリング分布と断面位置図

VI. 応用地質

VI. 1 マンガン

本図幅地域におけるマンガン鉱床は、古生層のチャートに胚胎する層状マンガン鉱床で、ほぼ層理に平行する層状またはレンズ状の、二酸化マンガンまたは炭マン鉱床である。養老山地には、過去に採掘または試掘された所が3カ所あるが、現在は稼行されている所はない。

養老鉱山 岐阜県養老郡上石津町笹ヶ岳のすぐ北側にあった。昭和15年頃、小規模に坑道掘で稼行された。一之瀬層のチャート・粘板岩中に胚胎する走向 $N12^{\circ}W$ 、 $40-50^{\circ}WS$ に傾斜する。鉱床は延長約135mの間、数カ所に大小不定の塊状鉱床があり、これらは厚さ不定の板状または縞状鉱床で連っている。脈幅20cm-2m。年間採掘予定量は、金属マンガン粗鉱800t、見込平均品位はMn20%であった。

竜人鉱山 岐阜県養老町、上石津町にかけて、養老鉱山の北約1kmに位置し、昭和27年頃試掘が行われた。竜泉寺層のチャート・粘板岩中に胚胎する。鉱床はこれらの岩石の間に大小の塊状で胚胎し、鉱石の品位はMn36-52%であった。

時鉱山 岐阜県養老郡上石津町、養老山の西約2kmにあった。昭和31年頃試掘が行われた。一之瀬層の粘板岩・チャートの互層中に、板状またはレンズ状をなして胚胎する。一般に走向は、 $N50-55^{\circ}E$ 、 $60^{\circ}NW$ へ傾斜している。脈幅80cm前後、鉱石の炭酸マンガン品位は30-45%。

河戸谷鉱山 岐阜県海津郡南濃町上野河戸地内、山崎北谷にあった。大正3年頃、約1年半稼行、2本の坑道より MnO_2 45-60%のものを産出したという。その後、昭和37年頃試掘された。地質は北勢南濃層の粘板岩・チャートからなり、鉱床は赤色チャートの層面に胚胎する。走向 $N60^{\circ}W$ 、NEへ急傾斜している。主要鉱床は、谷の西側に賦存し、2条の平行脈があり、脈幅は何れも3m。鉱石は炭酸マンガン。パラ輝石で、品位はMn30-50%。

VI. 2 天然ガス

濃尾平野北西部の沖積低地下には、少量であるが、第四系および新第三系中に水溶性天然ガスを賦存する。

第四系中のガス胚胎層は、深度130m±、熱田層のものと考えられ、岐阜県海津郡南濃町付近で自噴井によって、昭和16年-昭和24年頃まで稼行されていたことがあるが、産出量少なく現在は操業されていない。

新第三系中のガスについては岐阜県海津郡海津町、岐阜県羽島市および愛知県中島郡祖父江町地内の温泉井にみられ、ともに東海層群基底部の温泉水に水溶性ガスとして存在する。

ガス組成並びに水質については第7表のとおりである。

第7表 ガス組成・水質表

地名 坑井名		海津郡南濃町 (下多度)	海津郡海津町 海津温泉	海津郡海津町 海津苑	羽島市桑原町 羽島温泉	中島郡祖父江町 祖父江温泉
産出地層名		熱田層	東海層群	東海層群	東海層群	東海層群
ガス水比		0.8±	0.14	0.18	0.06	0.01
ガス組成	(Vol.%)		(溶存ガス)			
	He		0.017			
	H ₂		0.00			
	O ₂		0.10	0.92		
	N ₂		16.30 15.85	15.36		
	CH ₄	75%以上	82.79 83.88	82.13		
	CO ₂		0.80	1.59		
Ar			0.27			
水質	水温(°C)	17~18	48.0	46.0	37.7	36.0
	pH	7.2	7.2	7.1		
	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	200	228.6	206.9		
	Cl ⁻ (mg/l)	20~40	4,213	5,589	4,644	4,800
備考		金原ほか(1958)	ガス分析：地調 地球化学課 米谷 測定者：高田	海津町役場資料	測定者：高田	測定者：高田

VI. 3 粘 土

高井粘土(株)採土場三重県員弁郡北勢町向平東部の丘陵地にある。地質は奄芸層群大泉累層下部の粘土と砂の互層からなり、層位的には、パミス火山灰層のやや下部にあたる。粘土層は暗青灰色を呈し、下部と上部の二層からなる。下部の粘土層は、厚さ約6m、一部は横に砂質部に漸移する。上部層は厚さ約2m、砂のレンズを挟在する。

瓦用原料として1日約10t採掘、県内、静岡、長野、京都方面へ出荷している。

VI. 4 地 下 水

濃尾平野の西半部は、3大河川の氾濫による堆積物が多く、本邦でも最大級の豊富な水量を供給している。

沖積低地における被圧面地下水は、元来自噴井による被圧面地下水の分布地域であったが、昭和20年頃より第35図の如く自噴域が分割され縮少していった。その後、地下水利用の増加ともなっており、電動機器により揚水が行われるようになり、自然水位が年々低下していったが、現状では揚水の規制、経済の変動などにより、昭和49年より一部水位の上昇の傾向が見られるようになった。

図幅地域の地下地質は第36図、第37図に示すようであり、主要帯水層は第一、第二および第三礫層であるが、第三礫層については、資料不足で現在あまり明確ではない。第三礫層の下位に厚さ約100mの粘土と砂礫層、礫の繰返し互層があるが、帯水層としては余り開発されていない。

主要帯水層の概要

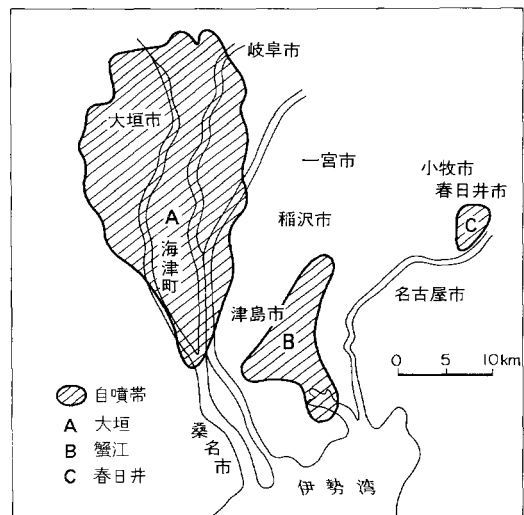
第一礫層 熱田層を不整合におおって広く連続追跡される礫層で、厚さ20m以上、地下-50～-60mの深度に分布する。北西部では牧田川扇状地礫層、東北部では犬山扇状地礫層に連なるとみられ、主要な帯水層となっている。

昭和51年の各観測井の資料から、自然水位は夏期、冬期により多少異なるが、北部では0m、南部では-5m。祖父江東方、稲沢、平和町の一部には-10m前後の水位低下地域がある。

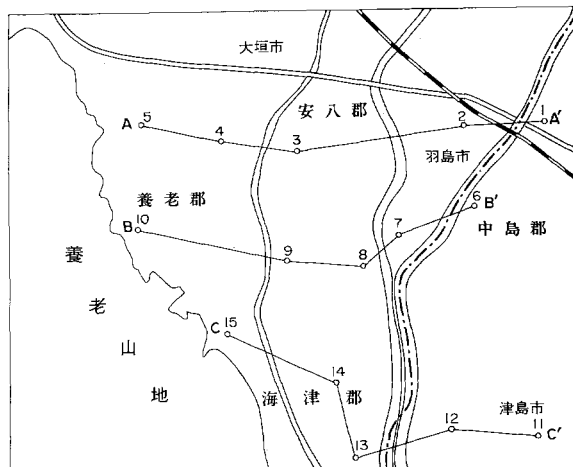
第二礫層 熱田層下部粘土層または最下部砂層直下にある礫層で、層厚は10-40m、西部又は南部に深度を増し、西部又は東部で扇状地や段丘下では、上位の熱田層も礫層化し、本層まで礫層が重なり、第一礫層同様重要な帯水層となっている。

現在の自然水位は、観測井資料によれば、夏期には北西から南東にかけ次第に深くなり、北部では0m、南東部では-20m、冬期はやや回復して南東部では-15mである。

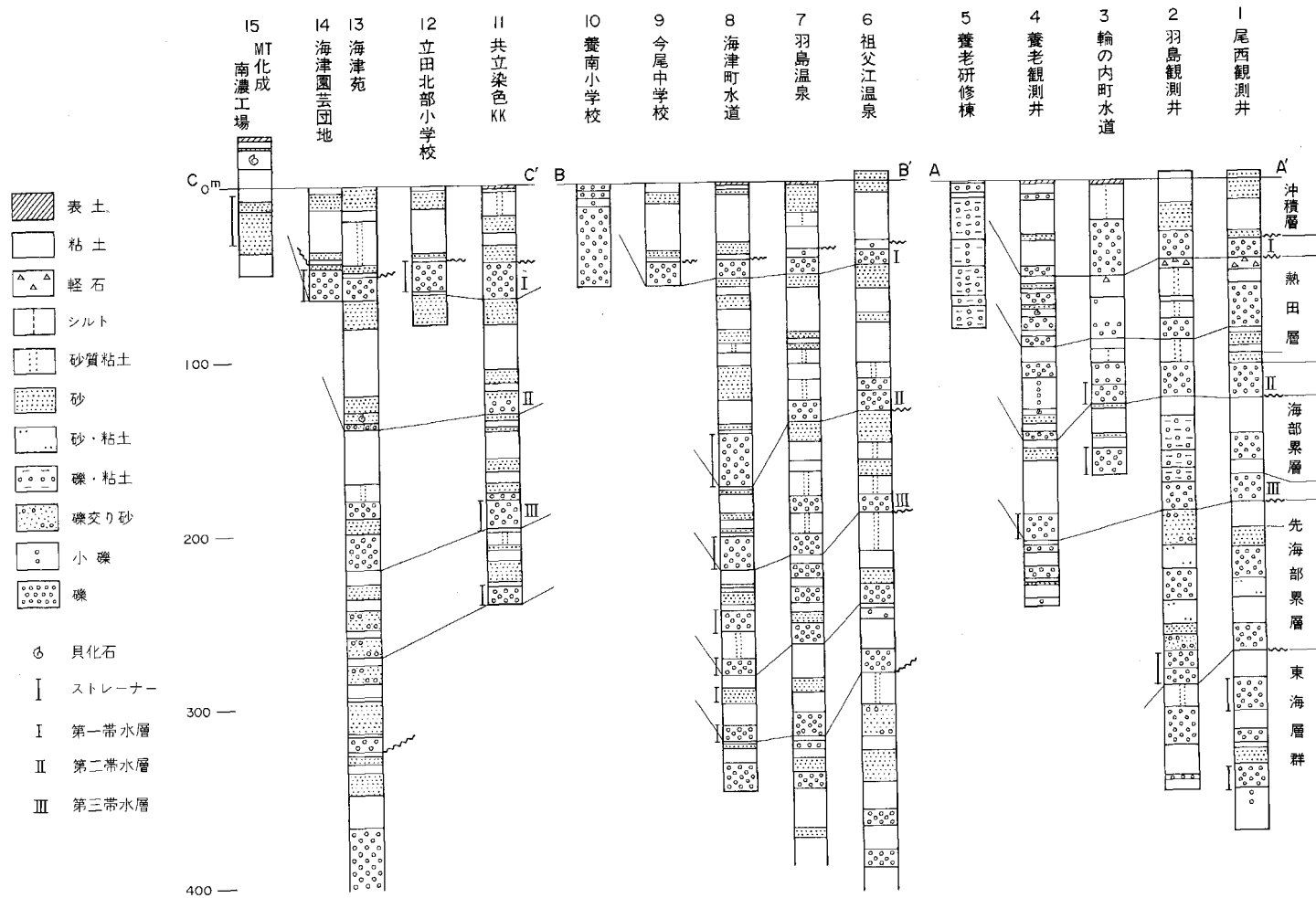
第三礫層とそれ以下の礫層 第二礫層の下位に砂質粘土、粗粒砂混りの細礫層、泥層があり、その下位に連続性の良い第三礫層がある。層厚は10-20m、西部又は南部に深度を増し、-120～-220mに達している。その他、先海部累層基底に層厚10-20m礫層があつて、第三礫層同様西部又は南部に深度を増し、-270～-320mに達しているが、本層まで到達する試錐資料が少ないので明確な分布の把握は困難である。



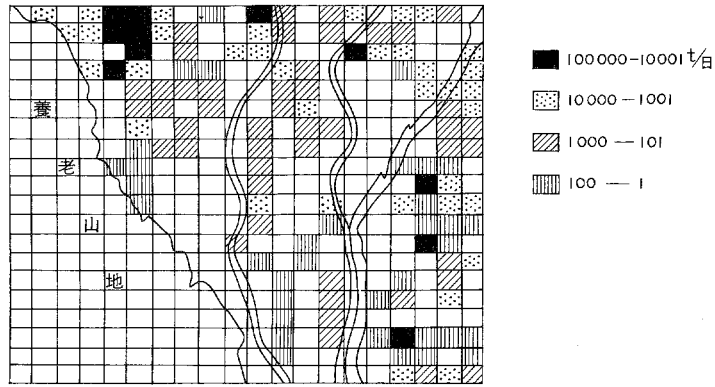
第35図 昭和20年頃の自噴帯分布図



第36図 井戸位置図



第37図 井戸地質柱状図



第38図 津島図幅全域の日揚水分布 (桑原1975cによる)

第8表 水質表

分析成分	北部地域	南部地域
pH	6.8~7.2	7.0~7.3
M アルカリ度	I. II 50~115	
Ca ²⁺ (ppm)	I. II 10~50	I 1~1.5
Mg ²⁺ (ppm)	I. II. III 10以下	I 1~1.9
CO ₂ (ppm)	20以下	
Cl ⁻ (ppm)	2以下	I 3.4
SO ₄ ²⁻ (ppm)	30以下大半10	I 7~17
SiO ₂ (ppm)	10~35	I 9.5~10.9
NH ₄ (ppm)	微量	I 微量
Na ⁺ (ppm)	4~16	I 11~30
K ⁺ (ppm)	0.8~3.0	I 1~5
Fe ²⁺ (ppm)	0.03	}全鉄 0.3
Fe ³⁺ (ppm)	0.02	
水温 (°C)	16.0~17.5	I 17~18 II 18~20

I, II, III: 第一, 第二, 第三礫層 名古屋通商産業局 (1971) 成瀬ほか (1978)

濃尾平野の水利用については、昭和48年、同49年の実態調査によれば、平野全域では日量380万tにも達しており、このうち用途別の構成比は工場用60%、建築物用9%、水道用13%、農業用18%の割合である。

図幅地域内における揚水量分布は、第38図に示す。

これによると、牧田川周辺地域、安八町、羽島市、尾西市、祖父江町、佐織町西部等では、日量1万tを超える地区がある。

水質については、単層採水している坑井または観測井の水質を第8表に示す。

南部地域では、北部より水温も高くなり、溶解成分が多少多くなる傾向がある。

第9表 温泉分析表

温泉源泉名	祖父江温泉1号泉	羽島温泉1号泉	海津苑	養老温泉
湧出地	愛知県祖父江町	岐阜県羽島市	岐阜県海津町	岐阜県養老町
試験年月日	43. 8. 28	44. 5. 26	51. 3. 24	48. 2. 26
さく泉深度	1,206m	1,260m	1,350m	1,307m
湧出状況		ポンプ汲上	ポンプ汲上	
湧出量 (l/min)	700	250	1,200	800
気温 (°C)			9.2	
泉温 (°C)	36.0	34.4	46.0	41.3
性状	僅微黄色	無色透明	無色透明	
Rn ($\times 10^{-10}$ 10C/l)			0.33	15.94
電導度 (μ u/cm 20°C)				
pH (現地)	7.2		7.2	7.6
(試験室)	7.62	7.1	7.0	7.2
比重	1.0180		1.0055	1.0027
蒸発残留物 (ppm)	10,110	7,811	1,0280	6,790
K ⁺ "	16.00		38.89	10.97
Na ⁺ "	1,580		2,279	1,396
NH ₄ ⁺ "			8.195	0.977
Ca ²⁺ "	743.3	1,123	865.9	869.8
Mg ²⁺ "	232.1	214.2	134.3	35.85
Fe ²⁺ "	2,800	2.29	5.172	1.56
Mn ²⁺ "			4.565	HAsO ₂ 0.028
Cl ⁻ "	4,331	4,003	5,589	3,664
F ⁻ "			0.497	0.479
SO ₄ ²⁻ "				16.79
HCO ₃ ⁻ "	110.6	105.8	206.9	128.4
CO ₃ ²⁻ "	0.102		0.192	0.300
HS ⁻ "			BO ₂ 0.004	0.754
HSiO ₃ ⁻ "	0.462		0.177	0.177
OH ⁻ "	0.009		0.003	
H ₂ SiO ₃ "	58.56		56.68	26.52
CO ₂ "	0.012	11.87	31.34	7.719
H ₂ S "				0.215
総計 "	7,081		9,221	6,161
備考	中央温泉研究所の 分析値			含塩化土類・弱食 塩泉

VI. 5 温 泉

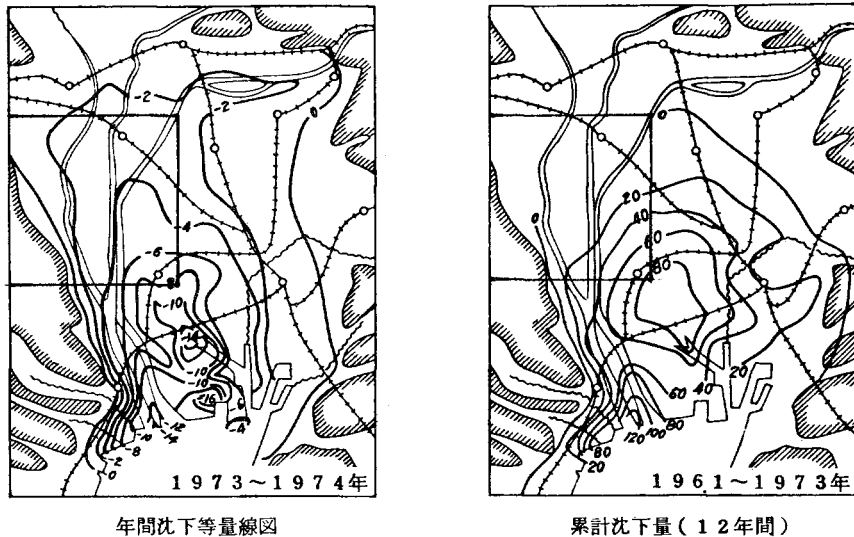
本図幅地域内には愛知県祖父江町、岐阜県海津町・羽島市・養老町の4温泉があり、第9表の成分を含むことが明らかにされている。いずれも深さは、第32図、第33図に示すように、1,000m以上1,500mにおよぶさく井によって採湯され、母層は東海層群の下部層である。現在、祖父江町と海津町のものが温泉として利用されている。

VI. 6 骨 村

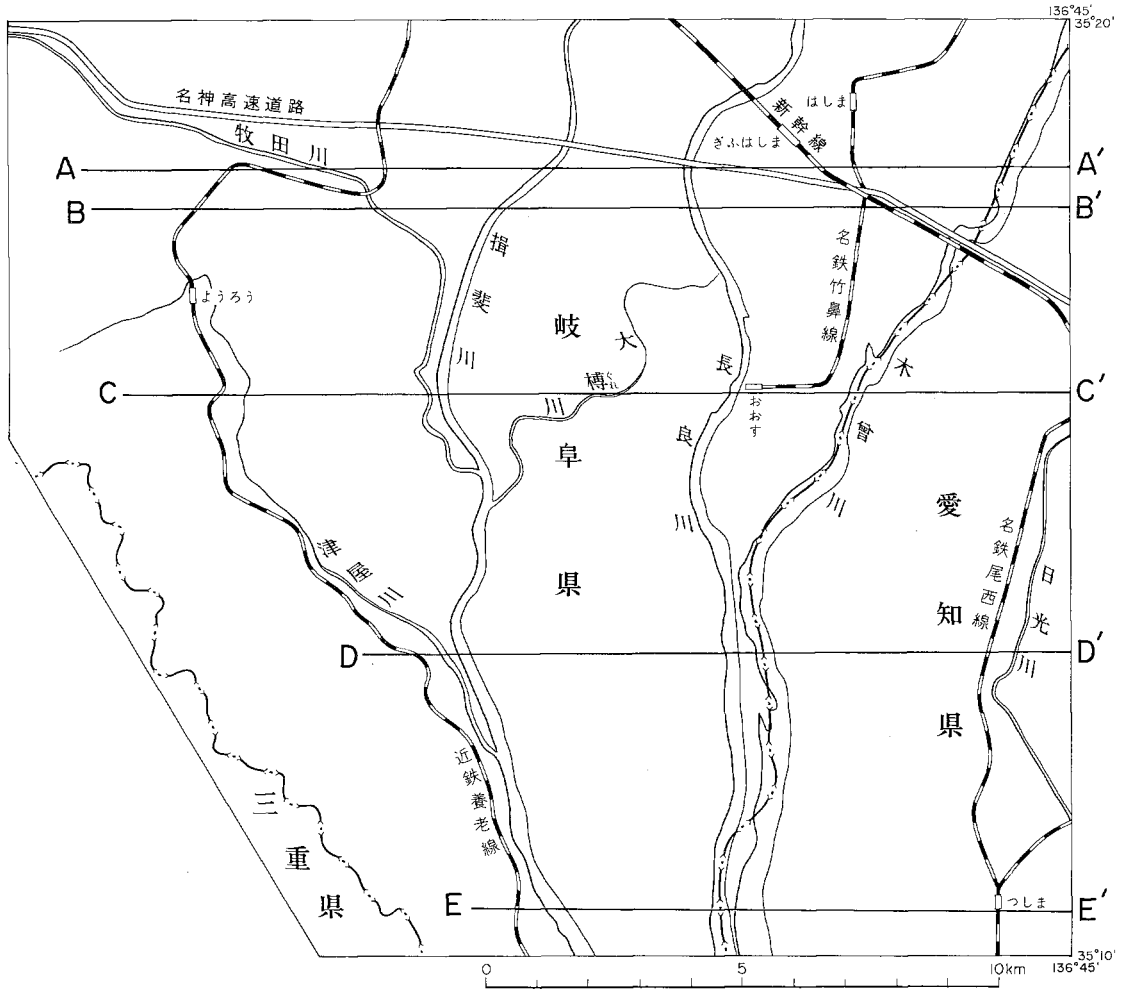
本図幅地域の養老山地とくに北勢・南濃地区では、北勢南濃層の砂岩を骨材として採石している。北勢地区では昭和52年現在およそ120万t/年、南濃地区では同年現在75万7千t/年ほどを産出している。一方上石津地区でも上述の砂岩を対象に昭和52年現在12万6千t/年を骨材として産出している。これらの骨材はコンクリート用、道路用に使用されている。

VI. 7 地 盤 沈 下

濃尾平野の地盤沈下は、昭和34年（1959年）9月26日の伊勢湾台風の高潮浸水により、広域にわたるゼロメートル地帯のあることがわかり、その後の水準測量によって、地盤沈下の進行していることが判明した。その後沈下は継続して進行し、近年に至りその速度を加速度的に拡大し、最大年間20cm以上の大きな値を示すようになった。さらに沈下地域は拡大し、ゼロメートル地域の面積は、伊勢湾台風時



第39図 地 盤 沈 下 図（建設省国土地理院ほか1976）

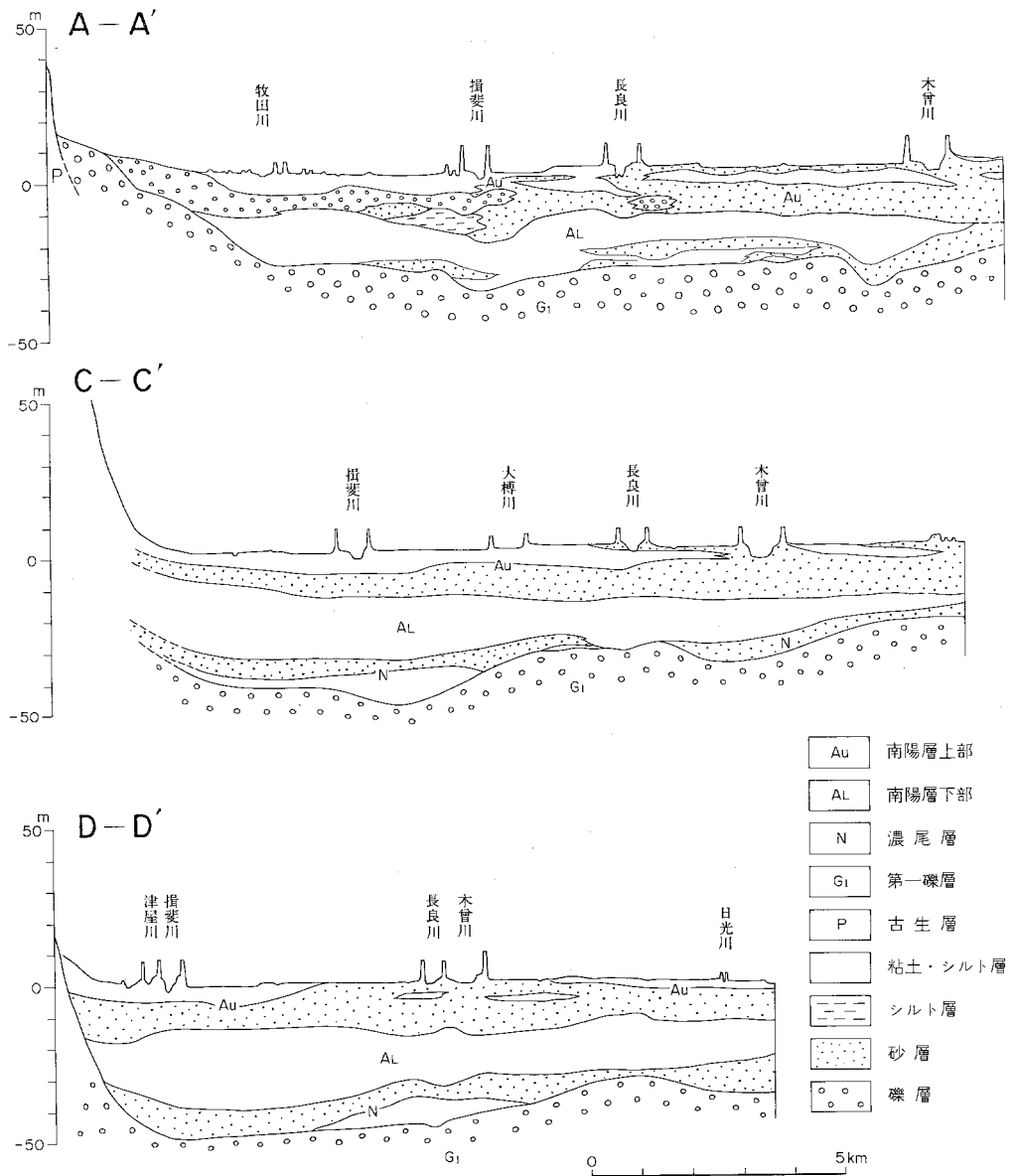


第40図 地質断面位置図

第41図および地質図の断面L-Mは、建設省中部地方建設局中部技術事務所（1978）濃尾平野の地盤試料付図集の以下の断面を参考として作成したものである。

A-A'	地質断面図	O-O'
C-C'	"	P-P'
D-D'	"	Q-Q'
地質図L-M	"	R-R'

第42図の断面は、高田ほか（1969）に、その後の試雑資料を加えて、作成したものである



第41図 地質断面図 I 沖積層

の1.4倍に達し、図幅地域南部の平野部にも拡大するようになった。

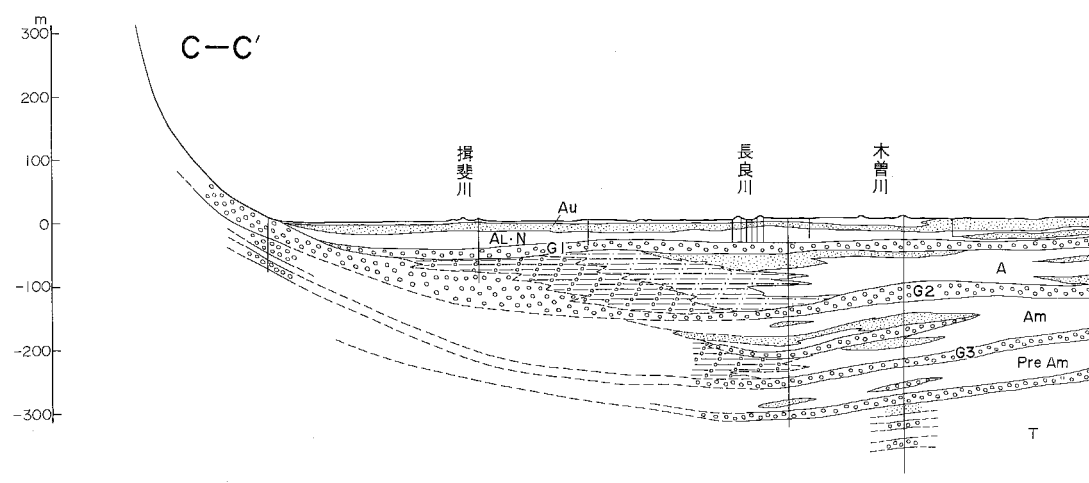
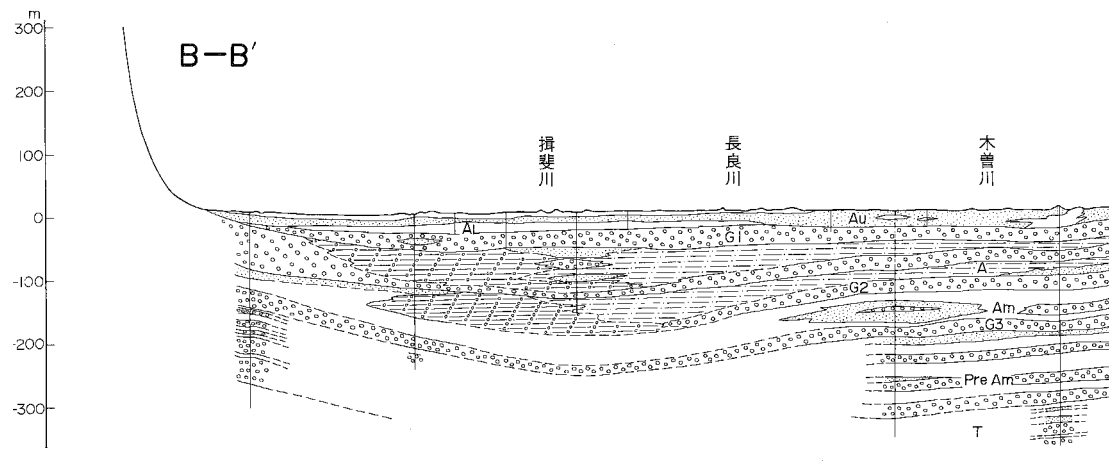
本図幅地域に地盤沈下が見られるようになったのは、1964年以降である。1964年-1965年には、地域東南部の津島市内において、-2~-4cm沈下があったが、その後順次に沈下は北方の平野部に拡大し、1973年-1974年には、養老町付近を除いてほぼ図幅地域の平野部に及んだ（第39図）。1961年-1973年間の累積沈下量は、津島付近で60-70cm、海津町・祖父江町付近で-20cmに達している。

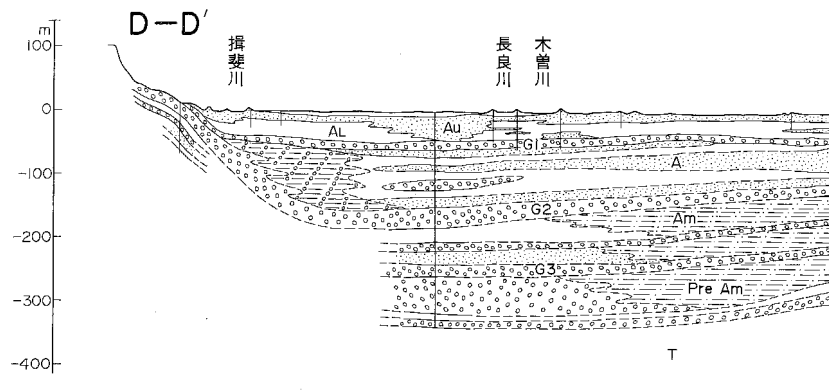
飯田（1975）は、地盤沈下の原因について、少くとも昭和23年以前においては、濃尾平野南部の大きな地盤変動は、地震時に集中して現れるような地殻変動が主体で、それが上下変動として現れたものであると述べている。また地盤沈下の様相を示してきたのは昭和28年以降であり、この時期では、人工的な過剰揚水が地盤沈下の主要因をなすことが考えられている。

最近数年間は、地盤沈下の進行はやや鈍化の傾向を示しているが、これは地盤沈下対策の効果やその他の要因が考えられる。

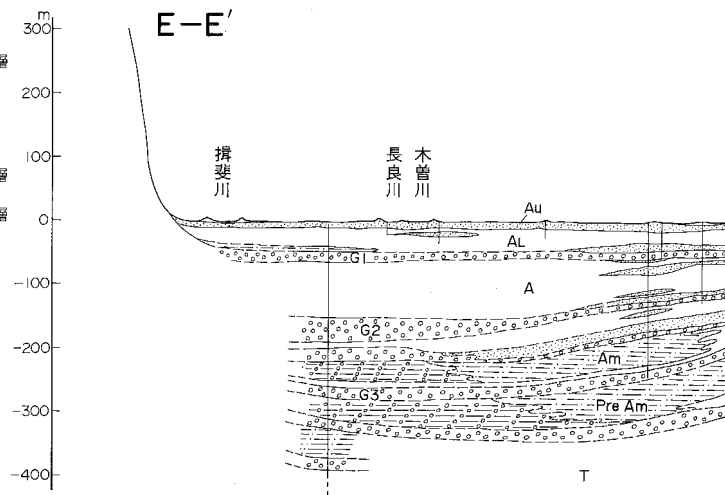
文 献

- 赤領秀雄（1958） 三重県北伊勢地方の新生代 北伊勢地方の古生物と地質. 三岐鉄道, 三重県立博物館, p. 50-60.
- 荒木慶雄（1953） 三重県安濃川流域の新生代. 三重大学学芸学部, 研究紀要第10号, p. 63-68.
- 古川博恭（1972） 濃尾平野の沖積層. 地質学論集, no. 7, p. 39-59.
- 飯田汲事（1975） 濃尾平野南部地域の地盤地下の実態とその解析. 愛知県地盤沈下研究会報告書. 愛知県環境部, p. 21-38.
- 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.
- 井関弘太郎（1956） 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について. 名古屋大学文学部研究論集, vol. 14, p. 85-102.
- （1969） 先史時代. 歴史時代の地史. 名古屋地盤図総論, コロナ社, 東京, p. 13-16.
- ・幸島荘一郎（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.
- 春日井団研グループ（1971） 春日井市付近の地形面. 竹原平一教授記念論文集, p. 153-162.
- 片田正人・小野千恵子（1978） 本州地向斜の砂岩, 泥岩の供給源について. 地質雑, vol. 84, p. 141-145.
- 嘉藤良次郎（1969） 第一瀬戸内期の濃尾平野. 名古屋地盤図総論, コロナ社, 東京, p. 3.
- （1957） 養老山脈南縁の地質構造および鈴鹿山脈の形成. 地質雑, vol. 63, p. 475-484.
- 鹿沼茂三郎（1956） 岐阜県南部美濃山地の二疊系礫岩について. 東京学芸大学研究報告, vol. 7, p. 99-104.
- ・入江和彦（1962） 岐阜県養老山地の地質. 東京学芸大学研究報告, vol. 13, p. 211-217.
- 兼子 勝（1953） 本邦第四紀天然ガス鉱床の地球化学—第1報総論—. 地調月報, vol. 4, p. 30-39.





Au	南陽層上部	粘土・シルト層
AL	南陽層下部	砂層
N	濃尾層	礫層
G1	第一礫層	砂・シルト互層
A	熱田層	礫・シルト互層
G2	第二礫層	
Am	海部累層	
G3	第三礫層	
Pre Am	先海部累層	
T	東海層群	



第42図 地質断面図 II 第四系

- 金原均一・石和田靖章・本島公司 (1953) 天然ガス. 朝倉書店, 東京, p. 312-313.
- 河内睦雄 (1967) 濃尾平野北東縁の第四系. 早坂一郎記念論文集, p. 337-342.
- 建設省中部地方建設局中部技術事務所 (1978) 濃美平野の地盤資料付図集.
- KIMURA, I. (1971) Pleistocene sediments and geomorphic development in the West Coast Area of Ise Bay, *Japan. Bull. Aichi Univ. Educ. Nat. Sci.*, vol. 20, p. 165-181.
- (1972) Pleistocene sediments and geomorphic development in the West Coast Area of Ise Bay, *Japan. Bull. Aichi Univ. Educ. Nat. Sci.*, vol. 21, p. 125-150.
- (1973) Pleistocene sediments and geomorphic development in the West Coast Area of Ise Bay, *Japan. Bull. Aichi Univ. Educ. Nat. Sci.*, vol. 22, p. 109-131.
- 木村一朗 (1968) 伊勢湾西岸の高位礫層の層位. 第四紀研究, vol. 8, p. 73-80.
- (1971) 伊勢湾西岸地域の中段段丘. 竹原平一教授記念論文集, p. 13-26.
- 建設省国土地理院・中部地方建設局 (1976) 地盤沈下と地域構造との相関関係の調査研究 (総括編) — 濃尾平野—昭和51年度.
- 近藤直門・足立 守 (1975) 犬山市北方の中生層—とくに坂祝礫岩について. 地質雑, vol. 81, p. 383-386.
- 桑野幸夫 (1971) 濃尾平野下の層序. 濃尾平野シンポジウム資料, p. 35-38.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, vol. 7, no. 4, p. 235-247.
- (1969) 濃尾平野の地質構成と基盤の運動. 名古屋地盤図総論, コロナ社, 東京, p. 17-19.
- (1975a) 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報告書, 愛知県環境部, p. 111-182.
- (1975b) 濃尾傾動盆地と濃尾平野. *Urban Kubota*, no. 11, p. 18-25.
- (1975c) 濃尾平野における地下水利用と地下水位変動の研究. 愛知県地盤沈下研究会報告書, 愛知県環境部, p. 61 - 88.
- (1978a) 濃尾平野—その自然史と社会史との交流—(1). 地質ニュース, no. 283, p. 21-27.
- (1978b) 濃尾平野—その自然史と社会史との交流—(2). 地質ニュース, no. 284, p. 37-45.
- ・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”の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.
- 松井 寛 (1943) 三重県四日市および桑名地方の地質. 京大学報, no. 2, P. 1-11.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎 (1954) 名古屋および付近の地質. 愛知県建設部, p. 1-35.
- ・桑原 徹 (1964) 濃尾平野の地下構造とその構成. 伊勢湾台風災害の調査研究報告. 名古屋大学災害科学調査会.
- 松井和夫 (1971) 三重県北部の第四系. 竹原平一教授記念論文集, p. 13-26.
- 三重県 (1964) 三重県地質鉱産図.
- MIYAMURA, M. (1967) Stratigraphy and geological structure of the Permian Formation of Mt. Ibuki and its vicinity, Central Japan. *Rept. Surv. Japan*, no. 224, 38 p.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄 (1976) 彦根東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅),

- 地質調査所, 49 p.
- 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.
- 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報, p. 1-11.
- (1973a) 奄芸層群中・上部礫層の供給源-礫種組成よりの推定-. 昭和47年度学校教員研究奨励報告書, 三重県教育委員会, p. 24-30.
- (1973b) 養老山地内部の鮮新更新統. 名古屋地学, no. 30, p. 16-26.
- (1975) 養老山地内部の鮮新更新統 (続報). 名古屋地学, no. 31, p. 10-25.
- (1976) 鈴鹿山地東部の鮮新更新統名古屋地学, no. 32, p. 2-13.
- (1977) 南宮山・関ヶ原地域の鮮新更新統. 地学研究, vol. 28, p. 405-416.
- 村下敏夫・比留川貴・尾崎次男 (1954) 濃尾平野工業用水源調査報告. 大垣自噴帯を中心として, 東海地域調査, 第3報, 地調月報, vol. 5, p. 627-646.
- 中村 純 (1971) 伊勢湾周辺の海岸平野下の花粉分析結果. 地学団体研究会名古屋支部濃尾平野シンポジウム資料, p. 51-66.
- 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.
- 柴田浩司・磯部克己・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.
- 柴崎隆一・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質構造との関連性. 地質雑, vol. 67, p. 427-439.
- 竹原平一 (1961) 伊勢湾西岸の奄芸層群層序. 榎山次郎教授記念論文集, p. 45-50.
- ・森下 晶・糸魚川淳二 (1962) 名古屋港の地盤. 名古屋港管理組合.
- 高田康秀・大塚寅雄・近藤善教 (1969) 超深層ボーリングと深部地質構成. 名古屋地盤図総論, コロナ社, 東京, p. 19-24.
- 茶谷邦男・中島治男・林 潤一 (1971) 濃尾平野の超深層地下水について (第1報). 愛知県衛生研究所報, no. 21, p. 103-109.
- ・———・——— (1974) 濃尾平野の超深層地下水について (第2報). 愛知県衛生研究所報, no. 24, p. 15-24.
- 安田敏夫 (1958) 北伊勢地方第三紀層の植物化石. 北伊勢地方の古生物と地質, 三岐鉄道(株). 三重県博物館, p. 63-72.
- 山田 純・木村一朗・森 一郎 (1972) 礫から見た伊勢平野中部の段丘形成過程. 地質学論集, 7. p. 153-159.
- 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.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50, 000

Kyōto (11) No. 19

GEOLOGY

OF THE

TSUSHIMA DISTRICT

By

Yasuhide TAKADA, Yoshinori KONDO and Manabu MIYAMURA

(Written in 1977)

(Abstract)

General Remarks: The major part of the mapped area is occupied by the Nobi Plain and the western part of this area by the Yoro and Nangusan Mountains.

The Paleozoic Formations distributed in the Yoro and Nangusan Mountains deposited in the Chichibu Geosyncline during late Paleozoic.

It is thought that the igneous dike rocks in the Yoro Mountains intruded into the Paleozoic Formation during the time of igneous activity in late Cretaceous.

The Age Group distributed at the foot of Yoro and Nangusan Mountains deposited in Tokaiko during Plio-Pleistocene.

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

Paleozoic Strata

Yoro Group

This group is distributed in the Yoro Mountains and is divided into the Ryusenji (lower), Ichinose (middle) and Hokusenanno (upper) Formations. This group which is nonfossiliferous with the exception of the Ryusenji Formation is folded and faulted.

The Ryusenji Formation is distributed in the northeastern part of the Yoro Mountains and is chiefly composed of basic volcanic rocks and chert, intercalating limestone lens or thin bed.

Table 1

Age		Geological System	Remarks	
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium, Talus deposits	
		Pleistocene	Lower } Middle } Terrace deposits Higher }	
	Neogene	Pliocene	Age Group	Lake Tokai
		Miocene		
	Paleogene			
Mesozoic	Cretaceous	Late	Dike	
		Early		
	Jurassic			
	Triassic			
Paleozoic	Permian	Yoro Group Palozoic strata in the Nangusan Mountains	Geosyncline	

The lower part of this formation is generally rich in basic volcanic rocks and the upper one is in chert. The limestone contains *Pseudofusulina vulgaris*, *Psf. krafftii*, *Psf. fusiformis* and *Misellina claudiae* and some other Lower Permian fusulinids.

The Ichinose Formation is distributed in the Sakosadani, Oboradani and Kawaharadani Valleys and Tokuda. This formation is mainly composed of slate and chert, intercalates sandstone lens and is generally dominated by slate. But the uppermost part of this formation is occupied by the thicker bed of chert. As this formation overlies conformably the Ryusenji Formation which is assigned to Lower Permian, it is presumably equivalent to the lower Middle Permian.

Although the Hokusenanno Formation is distributed in all over the Yoro Mountains it is especially dominant in the southern part of this one.

This formation is composed of sandstone and slate beds and shows "the flysh type sediments" intercalating conglomerate and chert. It shows the tendency that coarse-middle grain sandstone and fine grain sandstone or siltstone is generally dominant in the lower and upper parts of this formation, respectively.

Slate sometimes contains the pebble of igneous and sedimentary rocks shows "the pebbly mudstone." Conglomerate also contains the pebble of igneous and sedimentary rocks, the former is dominant compared with the latter, in quantity. As mentioned conglomerate is not known around this mapped area. such as the Hikonetōbu, Ogaki and Ominagahama sheet areas.

This formation overlies the Ichinose Formation with a conformity and is in lithofacies, similar to the Middle Permian Ikuridani Group distributed in the Hikonetōbu district, so that it is presumably equivalent to the middle-upper Middle Permian.

The Paleozoic strata in the Nangusan Mountains

These strata are distributed extensively in the Ogaki sheet area and the distribution of these is nothing but a part in this mapped area. The distributing area of these rocks is situated at the north-ward area of the Yoro Mountains in this mapped area and is composed of massive sandstone and slate. These strata are non-fossiliferous and are similar to the Hokusenanno Formation in lithofacies.

Dike

Dikes of quartz-porphry, porphyrite and hornblend granodiorite porphyry occur in the Yoro Group and cut the various Paleozoic strata.

Cenozoic Strata

The Cenozoic strata in this area are divided into the following four groups, Pliocene-Pleistocene Age group, Terrace deposits, Fan and Talus deposits and Alluvium.

Age Group

The Pliocene-Pleistocene Age Group, which crops out in western hilly lands, is mainly composed of gravel, sand and mud with some layers of lignite and volcanic ash.

In this area, this group are distributed mainly Hokusei District of Mie Prefecture, but narrowly distributed on the eastern foot of the Yoro and Nangu Mountains.

This group is divided into following five formations; Biroku, Kono, Ichinohara, Oizumi and Komeno Formations in ascending order.

Biroku Formation consist of cobble and pebble breccia beds, the matrix of which is almost sand. It is about 50meters and more in total thickness, and abuts on the Paleozoic basements of the Yoro Mountains in unconformity.

Kono Formation consist mainly of mud beds, and is intercalated with some sand, lignite and volcanic ashes. It is thickness about 60meters. It abuts on the Paleozoic basements and interfingers to Biroku Formation. This formation abundantly yields the *Metasequoia type* flora.

Ichinohara Formation consist mainly of gravel beds and is intercalated with silt and sand beds. It is about 200-300meters in total thickness, and lies conformably on the Kono Formation. The following fossils were found from this formation; *Metasequoia disticha*, *Acer mono* MAXIM, *Pterocarya* sp., *Quercus dentata*, *Q. variabilis*.

Oizumi Formation consist mainly of the alternation of mud and sand, and is intercalated with some gravels and volcanic ashes. It is about 200meters in total thickness and lies conformably on the Ichinohara Formation.

Komeno Formation consist mainly of pebble gravel and alternation of sand gravel and mud. It is about 200meters in total thickness, and covers the Oizumi Formation conformably.

Ten or more volcanic ash layers are seen in this group. Most main one is called Pumice Volcanic Ash layer in the Oizumi Formation. This is very good key bed on account of characteristic many pumice and thick layer.

Terrace and Fan deposits

The terrace deposits composed of gravel are divided into three groups; Higher, Middle and Lower. They are distributed in Hokusei District and on the east foot of the Yoro Mountain.

Fan deposits are found along the east foot of the Yoro Mountain, mainly composed of gravel of the Paleozoic rocks.

Subsurface geology

In the Nobi Plain area the subsurface stratigraphy are Holocene, pleistocene, Pliocene and Miocene series in descending order. Total thickness of these four group is more than 1500 meters.

In this area, during the Pliocene and early Pleistocene there existed a large fresh water lake named the Tokai Lake, sediments of which are named Tokai Group. Thickness of this group is more than 1000meters.

At the beginning of middle Pleistocene the tilting movements of the Nobi Plain Tectonic Block have started to develop. As a result, Quaternary sediment was formed over 300meters.

This quaternary system is divided into eight formations, namely, Pre-Ama, Third gravel, Ama, Second gravel, Atsuta, First gravel, Nobi and Nanyo Formations in ascending order.

Quaternary system is composed of the alternation of sand, mud and gravel. They are all most fresh water sediments, but Ama, Atsuta and Nanyo Formation are intercalated with the interglacial marine clay beds.

Economic Geology

Manganese deposits

In this area a few manganese deposits are distributed but their deposits are small in a scale. Bedded manganese oxide or dioxide deposits develop in the Paleozoic chert. The manganese mine in this area does not produce at present.

Natural gas

Natural gas occurrence in this district exists in the Quaternary and Neogene sediments. But it has not been used, because of its poor value.

Clay

Clay of the Oizumi Formation is used for the tile. This clay is now mined at the eastern part of Hokusei Town.

Underground water

The water resources for industrial uses in the north-south Nobi Plain area are supplied by the First gravel bed, the Second gravel bed and the third gravel beds, etc., which exists in the Quaternary sediments. These sand and gravel beds are good water bearing bed.

Hot spring

Four hot springs for bath are located in this mapped area. Hot water, which is discovered by drilling about 1000-1500meter deep, is pumped up from the base of the Tokai Group.

Aggregate

In this mapped area, sandstone of the Hokusenanno Formation is quarried for the aggregate.

The yearly production in 1977 is about 1,200,000 and 757,000tons in the Hokuse and Nanno areas, respectively. And also in the Kamiishizu area it is produced the aggregate that

the yearly production in 1977 is about 126,000tons.

Ground sinking

The ground sinking of the Nobi Plain had been on the increase gradually in recent years.

In this mapping area, the ground sinking spread all over the plain outside of the Yoro City area in 1973-1974. The total sinking value in 1961-1973 is 60-70cm around Tsusima City, and 20cm around Kaizu and Sofue Town.

※文献引用例

高田康秀・近藤善教・宮村 学 (1979) 津島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 56 p.

TAKADA, Y., KONDO, Y. and MIYAMURA, M. (1979) *Geology of the Tsushima district*.
Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 56p. (in Japanese with
English Abstract, 5 p.)

昭和54年12月20日発行

昭和54年12月15日印刷

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

©1979 Geological Survey of Japan