AR－90－1

伊勢湾周辺地域の地形・地質
―特に後期新生界について―

平成２年３月

財団法人　政策科学研究所
（長田　敏明・中矢　史朗）

はじめに

伊勢湾周辺地域は、関東地域と近畿地域との中間に位置し、両地域の連続性を考える上で重要な地域である。したがって、本地域における新第三紀から第四紀にかけての地球科学的研究の進展は、本邦太平洋岸における後期新生界の地史の解明に寄与できるものと考えられる。

本地域は、我が国の中でも屈指の研究進展地域であり、地史や構造発達史や生物群の変遷などについて膨大な資料や論文、報告等の蓄積が行われている。このため、本地域の新第三系や第四系については、既に言い尽くされてしまった感がある。しかし、細かい点ではなお未解決な点も少なからず見受けられる。

一方、筆者らは第四紀、特にその後期の東海地方の地史・構造発達史を検討中であり、その一部については既に報告した（長田、1976；1980等）。その研究の中で、伊勢湾周辺の第四系の検討のための巡検や資料の分析を行ってきた。また、昭和６２年度より始まった国土庁土地局の「全国地下水マップ」作成のための基礎調査が、伊勢湾周辺を先駆けとして行われることとなった。筆者らも中矢を中心として、このプロジェクトの作業担当者として加わり、伊勢湾周辺の地形・地質についての資料の収集や分析に従事して、少なからぬ知見を得ることができた。

そこで、ここでは筆者らなりに伊勢湾周辺部に分布する新第三系と第四系に関するこれまでの研究を総括し、現状と課題について検討した結果を報告する。なお、この小論は筆者らの研究過程のノート程度としてお受け取り頂ければ幸いである。

また、現地踏査に際しては、伊藤　勝氏（㈱東京久栄ＣＡＰＥ室長）の多大な御協力を賜わったのでここに記して、深く感謝の意を表する次第である。

平成２年３月

長田　敏明（大田区立貝塚中学校教諭、
(財)政策科学研究所客員研究員、元法政大学講師）
中矢　史朗（(財)政策科学研究所研究員）

目　次

第１章　伊勢湾周辺地域の新第三系ならびに第四系の概観－－－－－－－－－－－－ 1
１．伊勢湾周辺地域における第四系研究上の問題点－－－－－－－－－－－－－ 1
２．伊勢湾周辺地域の新第三系および第四系の諸特徴－－－－－－－－－－－－ 3

第２章　伊勢湾周辺の地形－－－－－－－－－－－－－

第1章　伊勢湾周辺地域の新第三系ならびに第四系の概観

1．伊勢湾周辺地域における第四系研究上の問題点

本地域における第四系研究上の大きな問題点は、第一には、明確な対比基準が確立されていないことである。それは、南関東地域のように西方に火山群を控えておらず、火山灰による編年が著しく困難なところに位置するということに起因している。したがって、地域間の対比についてはまだ良いが、遠距離の対比の場合、いきおい相対的な基準に依拠せざるを得ないという弱点を持っている。しかし、例外的にはいわゆる広域テフラを利用することによって正確な対比が可能となった部分もある。そのような例としては、阿蘇火山テフラ（Aso-4）や姶良丹沢テフラ（A-Tn）等が挙げられ、後期更新世の年代の目盛についてもある程度記入することが可能になった。

しかし、それ以外の部分では、これまでに開発された種々の方法を組み合せることによって精度を上げるしか仕方がないのが現状である。濃尾平野北部の各務原台地では、僅かではあるが、木曽御岳山起源の木曽川泥流が段丘堆積物中に含まれているので、この層の^{14}C年代を利用して、段丘形成の凡その時代を知ることができる。しかし、明確な対比基準がない以上、他の多くの地域では段丘の前後関係・発達の状況・堆積物の状態・表層物質の状態等の相対的基準を援用して対比せざるを得ない。

このような中にあって、東海層群の上部については、最近のテフロクロノロジーの長足の進歩により、ほぼ連続的な火山灰層序が得られたことから、大阪層群や古琵琶湖層群との対比がかなり正確に行われるようになり、これに基づいて構造発達史についてもかなり正確に把握できるようになってきた。

今回、筆者らは対比問題の解決の一方策として、伊勢湾各地に見られる段丘構成層についてその表層の土壌の色調を「新版標準土色帖」（小山・竹原、1967）を用いて測定した。筆者らはこの段丘表層の土色の結果に基づいて、対比論と関連させて考察してみた。

第二の問題点は、濃尾平野を始めとする地下に伏没する地層と丘陵・台地を構成する地層の対比に関する点である。近年、濃尾平野の中央部においてオールコア・ボーリングが行われ、その資料を用いた層相解析や、花粉や硅藻化石などの微化石の分析により環境の変遷の全体像が次第に明らかになってきた。

このようなことから、従来よりは正確な対比が行われるようになってきたが、まだ高位段丘堆積層の八事（ヤゴト）層や唐山（カラヤマ）層と地下に伏没する海部（マ）累層との関係など不明確な部分も多々ある。

第三の問題点は、段丘形成機構の解明が不十分な点である。知多半島の野間層や武豊層、豊橋平野の小坂井層、岡崎平野の碧海層、伊勢平野の段丘構成層など一部の地域・時代の地層については詳細が明らかにされているが、全体を統一した考え方で段丘形成を論じた報告は殆どないのが現状である。段丘形成を論じる際に、段丘の殆どが礫層からなる以上、礫層に注目してその生成を論じる必要があると考えられるが、礫層の礫を対象とした研究が散見されるのみで、礫を堆積体として捉らえた研究はあまりないと思われる。このあたりが段丘の生成を論じるためのネックとなっている点であろう。この点について第四章で私案を提示する。

これらの点についての解明と、これまでにもまして詳細な層序学的データの蓄積が望まれるところである。なお、各地域の記載にあたっては、渥美半島方面から三重県の志摩半島へと反時計周りに記載することとする。

筆者らは浅学かつ非才のために資料の誤読や未消化な部分が多々あるのではないか密かに恐れている次第である。諸先輩方、諸先生方にあっては、このような点について御寛容の上、御指導・御鞭撻頂ければ幸いである。本論は後期新生界に焦点を当てているので、中生界以前の地質系統の記載については簡略に止めることとする。

2．伊勢湾周辺地域の新第三系および第四系の諸特徴

本地域の新第三系および第四系の特徴は次の４点に集約される。

（１）本地域のみに限定される事ではないが、泥岩がち砂泥互層を主とする鮮新統－下部更新統を基盤として、多くの海成段丘や河成段丘が発達すること。

（２）これらの段丘構成層は河口成ないし河成の礫層を主体とし、基盤の諸層とは層相において著しい対照をなすこと。

（３）後述する各断層系によって本地域は幾つかのブロックに分断されており、地域毎に構造運動の相違が反映されており、段丘面の分布の様式や高度に違いが見られること。

（４）新第三系は、伊勢湾周縁に分布する古生界や中生界の山地にはりつくように分布している。これらの新第三系の層相は、山麓に近接した部分では主として砂礫からなるが、山地から離れるに連れて次第に泥層を挟むようになり砂泥互層に移化する。

本地域の新第三系最上部および第四系の生成は、時期的には六つのステージに区分することができる。各ステージ間の時期には基底部に海面の相対的低下に伴う著しい侵食期および削剝期が伴っている（図1.1参照）。

第一の時期は、第一瀬戸内統と呼ばれる海成層の堆積期である。この時期は、長野県南部の富草地域から岡山県北部の津山盆地に至る広大な地域に海進が起こり、第一瀬戸内海が形成された時期である。

この海が干上がって、陸化侵食の時期を経て、第二瀬戸内統と呼ばれる湖成層の堆積期に至る。この時期が第二の時期で、この時期を代表する地層群としては本地域では、東海層群、常滑層群、奄芸層群などの東海層群相当層の堆積期がある。

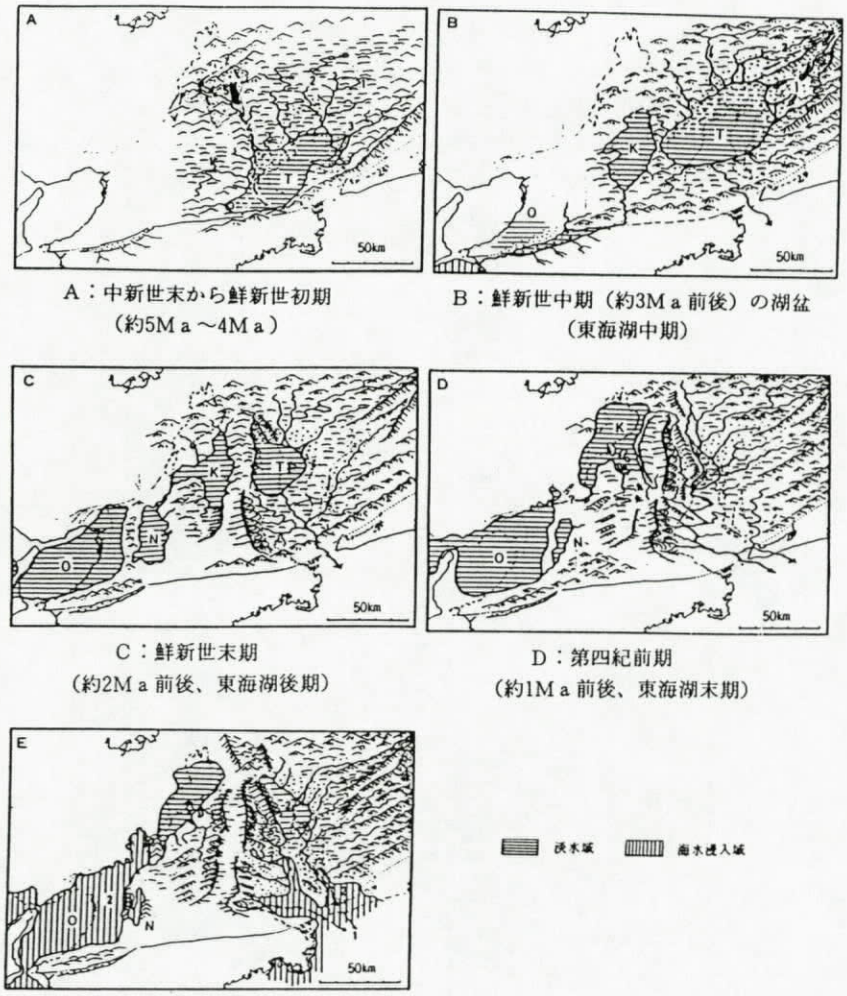
第三の時期は高位段丘の形成期である。南関東における広義の多摩面に対比されている段丘群の形成時期で、削剝が進んでいるために分布は断片的であるが、堆積の頂面は保存されている。この時期の堆積物の層相をみてみると、河口の扇状地性三角州の層相を示している。段丘堆積物の表面には赤色土が顕著に見られる。なお、これ以降の時期は氷河性の海水面変動の影響が顕著になる時期である。

第四の時期は中位段丘の形成期で、沖積面を除き、本地域では最も広い分布を示す。段丘構成層の下には、下位より基底礫層・厚いシルト層・砂層などを伴うことが普通である。急速に隆起の行われたと考えられる赤石山脈の山麓部や鈴鹿山脈の山麓部ではこの砂層の上位に厚い礫層が重なってくることがある。このような礫層は間氷期の温暖多雨な気候で形成された砂礫が気候の寒冷化に伴って広がった裸地より供給されたものと考えられる。

段丘構成層のシルト層からは Anadara granosa、Tellinimactra edentula等の貝化石を産し、相対的に温暖な時期の存在が示唆される。本面の表面には高位段丘面群ほどではないにしても黄褐色に変色した土壌を載せている。本面は南関東の下末吉面に相当する地形面である。

第五の時期は低位段丘の形成期で、中位面を刻む谷の中に断片的に発達するに過ぎない。地殻変動の特性の相違や後背地の相違により段丘の数は異なり、段丘の表層には「黒ボク」と呼ばれる火山灰起源の土壌が生成されている。本面は南関東の武蔵野面や立川面に相当する地形面である。

第六の時期はいわゆる沖積層の堆積期で、丘陵や台地の背面を刻んで発達する樹枝状谷を埋めるようにして分布する。現沖積平野面を形成するもので、礫砂泥など種々雑多な堆積物からなる。層厚は通常50m以下であるが、養老ー伊勢湾断層の付近では百数十mの層厚を持つようになる。沖積層の頂面に近い層準には南方系の貝化石を含む。



A：中新世末から鮮新世初期
（約5Ma～4Ma）

B：鮮新世中期（約3Ma前後）の湖盆
（東海湖中期）

C：鮮新世末期
（約2Ma前後、東海湖後期）

D：第四紀前期
（約1Ma前後、東海湖末期）

E：第四紀中期以降

T：東海湖

K：古琵琶湖（B期は伊賀盆地時代、C：は甲賀盆地時代）

N：奈良湖

O：大阪盆地

図1.1　第二瀬戸内期の東海湖等の沈降盆地の移動と変遷を示す古地理図（桑原、1985）

第2章　伊勢湾周辺の地形

1．地域の概観

伊勢湾周辺地域の地形は、総観的には伊勢湾を取り巻いて分布する山地・丘陵地・台地・低地から構成される。本地域の東縁部は、三河高原・木曽山地・阿寺山地などによって東海地方主部と画されており、西縁部は布引山地・鈴鹿山地・養老山地・伊吹山地などによって近畿地方主部と画されている。南縁部には、東北東－西南西走向の中央構造線が走り、西南日本を二分している。中央構造線より南の太平洋側の地域を西南日本外帯といい、日本海側の地域を西南日本内帯という。この中央構造線は紀伊半島では紀ノ川の流路で示され、三重県側では櫛田川の流路沿いに走り、鳥羽市付近で伊勢湾上に出る。さらに、知多半島と渥美半島との中間の三河湾を通って、豊橋平野地下を走り、豊川の流路を北上し、三峰川の流路沿いに走り、甲府盆地を望む杖突峠付近で、糸魚川－静岡構造線に切られて東方延長ははっきりしなくなる。

したがって、本地域は外帯に属する渥美半島を除き、地体構造上は西南日本内帯に属していることになる（図2.1参照）。

また、本地域は養老山地の東縁部を通る養老断層と、これに続く知多半島の西縁部を走る伊勢湾断層によって大きく二分される（図2.2参照）。これをHuzita（1968）は、互いに連続する一本の構造線と考えて、養老－伊勢湾断層の名称を与えた。この養老－伊勢湾断層から西の地域は、Huzita（1968）の近畿トライアングルと呼ばれる地域で、南北方向の断層により地塁化している。一方、この断層線を境として東側は、濃尾傾動地塊と呼ばれる地域で、西方に傾動している。

伊勢湾周辺に見られる平野は、丘陵・台地・低地などの地形要素からなっており、台地・低地が広い面積を占め、丘陵地は西縁部と東縁部の台地の背後に見られる。伊勢平野と濃尾平野は鈴鹿山地によって隔てられ、濃尾平野と岡崎平野は知多半島の丘陵地によって隔てられている。また、岡崎平野と豊橋平野は三河高原によって隔てられている。岡崎平野の南方の渥美半島は大部分が丘陵地と台地とから構成されている。

伊勢湾に流入する河川としては、豊川・矢作川・天白川・庄内川・木曽川・長良川・揖斐川・鈴鹿川・雲出川・櫛田川・宮川などの諸川を挙げることができる。このうち、本地域最大の河川は木曽川で、幹線流路長は 227kmである。この木曽川は長良川・揖斐川とともに河口部に大きな三角州を形成する。その他の諸川はいずれも規模が小さく、河口部に小規模な三角州があるにすぎない。

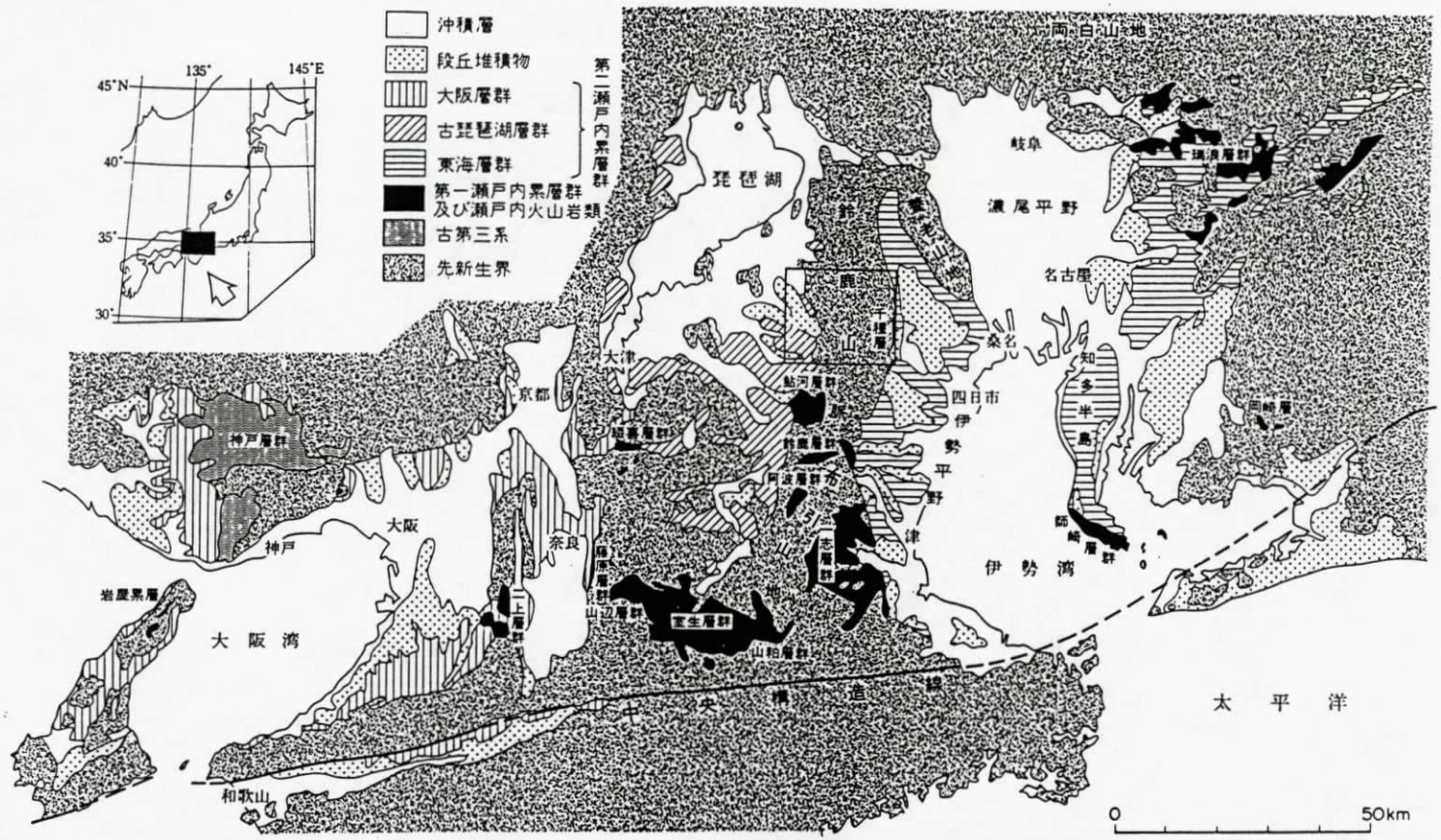


図2.1　近畿・東海地方の新生界の分布図（原山ほか、1889）

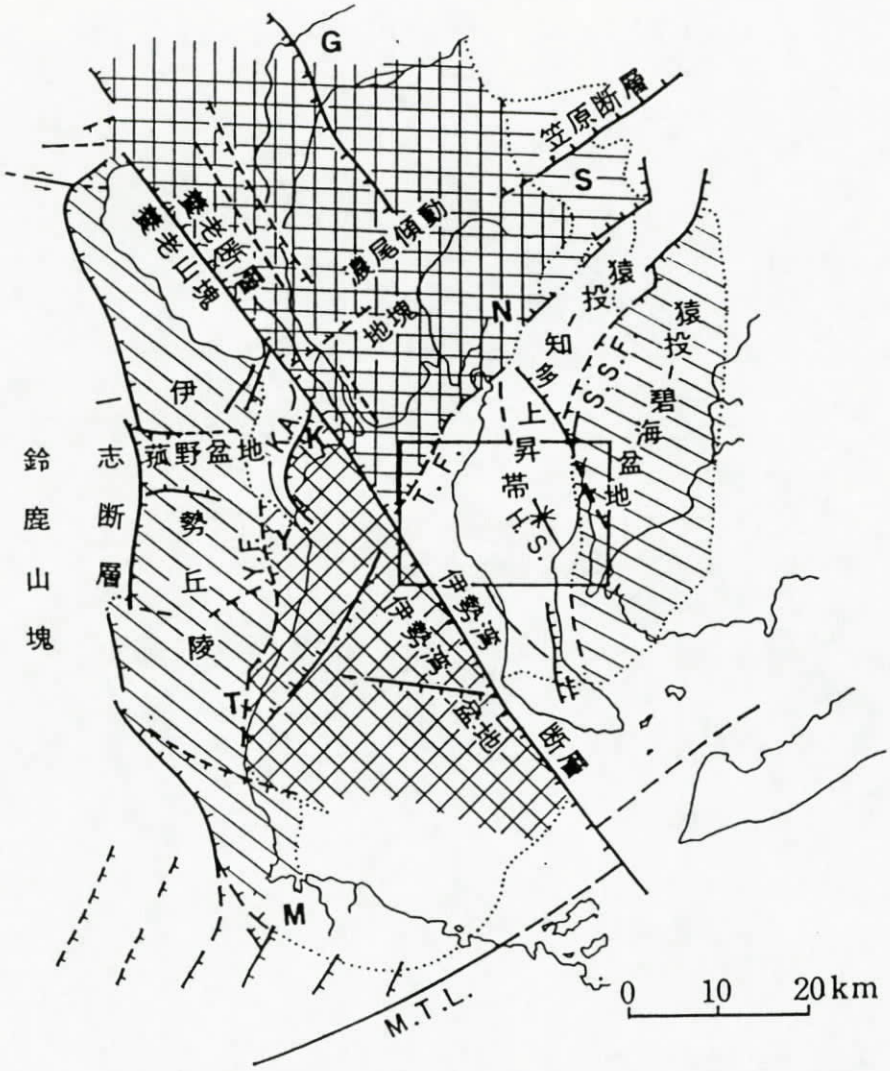


図2.2　伊勢湾周辺の断層地塊（吉田・尾崎、1986）

G：岐阜，S：瀬戸，N：名古屋，K：桑名，Y：四日市，T：津，M：松坂，S.S.F.：猿投-境川断層，T.F.：天白河口断層，K.A.：桑名背斜，Y.F.：四日市断層，M.T.L.：中央構造線，H.S.：半田向斜

断層線はケバのでている側が落ちていることを示す．格子模様は著しい沈降塊．斜線部は"弱い上昇帯"で周囲の地塊に比べて上昇量が小さいが，一部（碧海地域）などでは弱い沈降が認められる

2．地域各説

2－1　豊橋平野とその周辺地域の地形

① 渥美半島の地形

本地域は、渥美山地とその山麓に見られる台地群より構成される。渥美山地は、外帯山地の続きの秩父累帯に属し、秩父中・古生層からなる。渥美半島周辺の段丘群は、大きく4段に区分されており、上位より下位に天伯原面（豊川流域の足山田面・高位段丘面に相当する）・高師原面（内帯の小坂井面に対比されており、石川・太田（1967）によれば半島主部では福江面と呼ばれている）・低位段丘群・沖積面群である。そのうち最も発達のよいのは中位段丘の福江面および高師原面で、高位の天伯原面に比べて開析度は低く、段丘面の面積も広い。森山（1974）によれば、伊良湖岬から海岸沿いには、砂州や砂堤の発達が顕著であるという。

② 豊橋平野の地形

豊川流域の中下流部には河岸段丘が発達している。この河岸段丘は、町田・大倉（1960）、土（1960）、水野（1984）などによって研究されており、その大綱が明らかにされている。これらに基づいて以下に記載する（図2.3参照）。

豊川流域に見られる河岸段丘は、古期のものから高位段丘面群・足山田面・小坂井面（上流に向って新城面に収斂する）・石田面（豊橋面とも呼ばれる）・完新世段丘面群に区分されている。

高位段丘面群はかなり開析が進んでおり、段丘堆積物の表面は赤色土となっている。足山田面は古期の扇状地が開析されたもので、高位段丘面群と同様に段丘堆積物の表面は赤色土化している。

中位段丘の外帯側の高師原面は堆積段丘であり、北方に向って傾動しつつ小坂井面に連続している。この小坂井面は豊川下流に向って傾いている。本面は豊川の河口付近で沖積面下に伏没しており、渥美湾の海面下－25mにある埋没段丘面に連続しているようにみうけられる。

低位段丘面は石田面または豊橋面と呼ばれ、侵食段丘で豊川下流部で沖積面下に伏没し、沖積層の基底面へと連続しているようにみうけられる。本面は、Endo et al（1982による南関東のＢＧ(basal gravel)に対比しうるものであろう。

最低位の段丘面群は完新世段丘群であり、２ないし３段に区分され、豊川の現河床に沿って分布する。森山（1974）によれば豊川流域の低地には自然堤防の発達が良いとさ

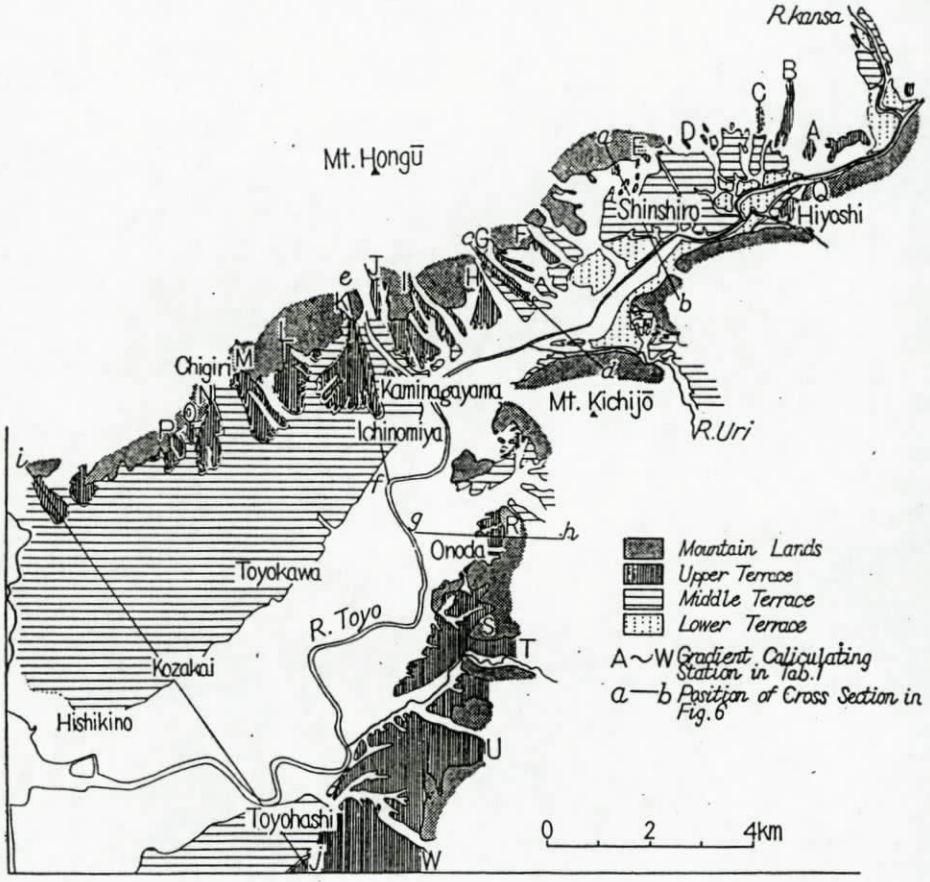


図2.3　豊橋平野の地形面区分（町田　貞・大倉陽子、1960）

れている。

③　三河山地（設楽山地を含む）の地形

本山地は三河高原とも呼ばれ、愛知県では最も広い面積を占める。また、本山地は地質的にはいわゆる内帯の領家花崗岩類から構成されているが、南部には変成岩類も認められる。本山地は、隆起準平原と呼ばれる地形を呈しており、至る所に準平原の遺物と考えられる小起伏面が存在する。これらの小起伏面は、森山（1974）によれば、上位より下位に段戸小起伏面・串原小起伏面・三河高位小起伏面・三河低位小起伏面の４面に区分できるという。

これらの小起伏面は比高が 100m以下で、地形的には極めてなだらかな斜面と盆状の浅谷より構成される。この三河準平原を開析して渥美湾に流入する矢作川や大平川や巴川などの諸川の上流部は幼年期的様相を呈する。

いわゆる三河高原は全体として東方より西方に向って傾動しており、矢作川の流域では高度は著しく低くなって、海抜 100m前後となる。この部分では丘陵地と山地との境は不明瞭となり両者の区別は困難となる。

設楽山地は、新第三系中新統の設楽層群の堆積岩類よりなる比較的低起伏の山地と、この中新統を貫いて発達する中新世末の火山岩や火砕岩類よりなる。この山地中にある有名な鳳来寺山は溶岩円頂丘のような形態を示しているので、かつてはこれを二上山・屋島と繋げて瀬戸内火山帯と呼んだこともあったが、これらの火山的地形は火山でないことが分かったので、現在では瀬戸内火山帯という用語は使わない。

④　蒲郡山地・幡豆山地の地形

本山地は三河高原南部の地質と同様に領家変成岩類よりなる。多くの断層によって本地域は寸断されて小さなブロックに別れているので、三河高原のように準平原遺物は残存していない。幡豆山地と蒲郡山地との境界には、1945年の三河地震の際の活断層である深溝断層が走っており、幸田－蒲郡間には顕著な構造谷が見られる。

２－２　岡崎平野とその周辺地域の地形

①　岡崎平野の地形

本平野は西三河平野とも呼ばれ、北部や西部には台地の発達が良い。南部の三河高原と接する部分には矢作川の狭長な沖積低地が見られる。台地ないし丘陵地には段丘面の発達が良く、町田ほか(1962)によれば、それらは上位より下位に、三好面・挙母面・碧海面・越戸面の４つに区分されている（図2.4参照）。

三好面と挙母面は豊田台地に良く発達し、三好面は開析がかなり進んでおり、原面の保存は良くない。挙母面は三好面に比べれば原面の保存は良いが、次の碧海面に比べると保存は悪い。これらの段丘面はいわゆる“高位段丘”を構成しており、挙母面は渥美半島の高師原面に対比されている。

本地域で中位段丘に相当するものは碧海層の堆積面である碧海面で、極めて広大で低平な台地面を形成している。本面の原面は極めて良く保存されていて、高位段丘とは対照的である。この台地を刻む小河川沿いには低位段丘である越戸面や谷底平野がみられる。

本地域南部では、巴川（足助川とも呼ばれる）と矢作川の合流点以南で沖積低地の発達が顕著で、自然堤防や後背湿地の地形のみられる所となっている。

②　岡崎平野周辺の丘陵地の地形

岡崎平野を取り巻いている丘陵地には、西加茂丘陵・知多丘陵・師崎丘陵がある。西加茂丘陵は大起伏であるが定高性の良い丘陵で、猿投山（海抜 629m）の南部に分布する。この西加茂丘陵は漸次西方に向って高度を下げ、小起伏の尾張丘陵へと移化する。

西方の知多・師崎丘陵は新第三系の堆積岩類より構成される小起伏の丘陵地である。これらの丘陵地と海岸沿いや河川沿いの低地との間には台地がみられ、５段の段丘面が発達する。これらは上位より下位に亀崎面・野間面・半田面・岩滑面・緒川面と呼ばれている（牧野内、1988）。

野間面は中位段丘に相当するもので、濃尾平野の熱田面や岡崎平野の碧海面に対比されている。日本の標準では下末吉面に対比されるものである。低位段丘は半田面・岩滑面・緒川面がこれに相当する(図3.21参照）。これらはそれぞれ濃尾平野の熱田面、小牧面、鳥居松面に対比される。

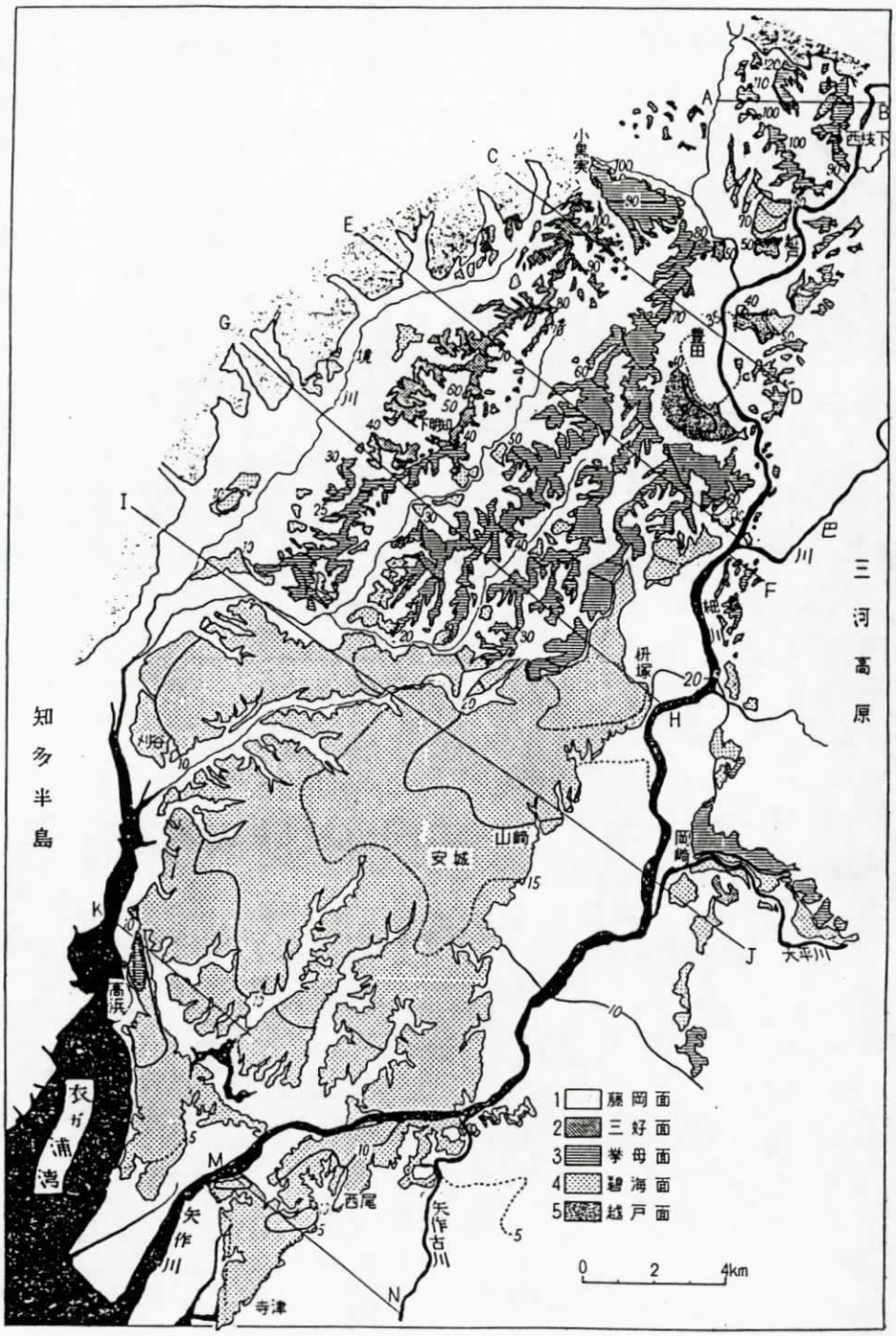


図2.4　岡崎平野の地形面区分（町田　貞ほか、1962）

2－3　濃尾平野とその周辺地域の地形

①　濃尾平野の地形

中部日本最大の平野である濃尾平野は、養老－伊勢湾断層によって西縁を画されて、西に向って傾いている傾動盆地である。この広大な濃尾平野の東縁部には台地がよく見られるが（図2.5参照）、西縁部で殆ど台地が見られない。この現象は、濃尾傾動運動の影響と考えられないこともない。

本平野の東縁部には数段の段丘地形が見られるが、これらは松沢・嘉藤（1954）、多田・井関（1955）、町田ほか（1962）によれば、上位より下位に八事面（春日井台地の上末面・高位段丘Ⅰ～Ⅱ面に相当する）・覚王山面（春日井台地の高位段丘Ⅲ面）・熱田面（春日井台地の田楽面）、小牧面（春日井台地の大曽根面）、鳥居松面（春日井台地の矢田川面）に区分される。

高位段丘に相当する八事面・覚王山面は開析がかなり進んでおり、段丘の原面は僅かに保存されているに過ぎない（図2.6参照）。中位・低位の段丘群は春日井・小牧・濃尾東縁の各台地に見られる。中位段丘相当面は本地域では熱田面で、これに対比されるものは岡崎平野の碧海面である。低位段丘相当面は小牧面・鳥居松面で、これらの面は西ないし南で沖積面下に伏没する。

濃尾平野の大部分を占める沖積低地は、木曽川・長良川・揖斐川の度重なる洪水や氾濫によって形成されたものである。この濃尾平野の地形要素として顕著なのものは、扇状地、氾濫原、三角州である。

木曽川の形成した扇状地は、犬山附近に扇頂があるので犬山扇状地と呼ばれている（国土地理院、1968）。本扇状地には扇頂から扇端にかけて放射状に伸びる多くの河道跡が見られるが、これらは江戸時代初期までは木曽川の分流ないしは支流であった（岡田、1986）。扇頂附近では、海抜45mであるが、扇端部では海抜11～12m程度となる。扇面は西ないし南西に向って広がり、その差渡し延長は約12kmに達する。なお、扇面の傾斜は3パーミルであり、かなり緩傾斜である。

犬山扇状地の扇端より南に広がる氾濫原は尾張低地または一宮氾濫原と呼ばれ、自然堤防と旧流路とで構成される。これらの背後には後背湿地と呼ばれる低湿な土地が広がっている（国土地理院、1968）。

蟹江三角州は、津島市－海部郡美和町－同大治村堀之内を連ねる扇を北縁とし、近鉄名古屋線を南縁とする地域にみられる。この北縁の線は条里制の遺構などとの関連から奈良時代の海岸線と考えられており、南縁の線は中世の貝塚の分布・古地図との関係から鎌倉時代の海岸線と考えられている（岡田、1986）。

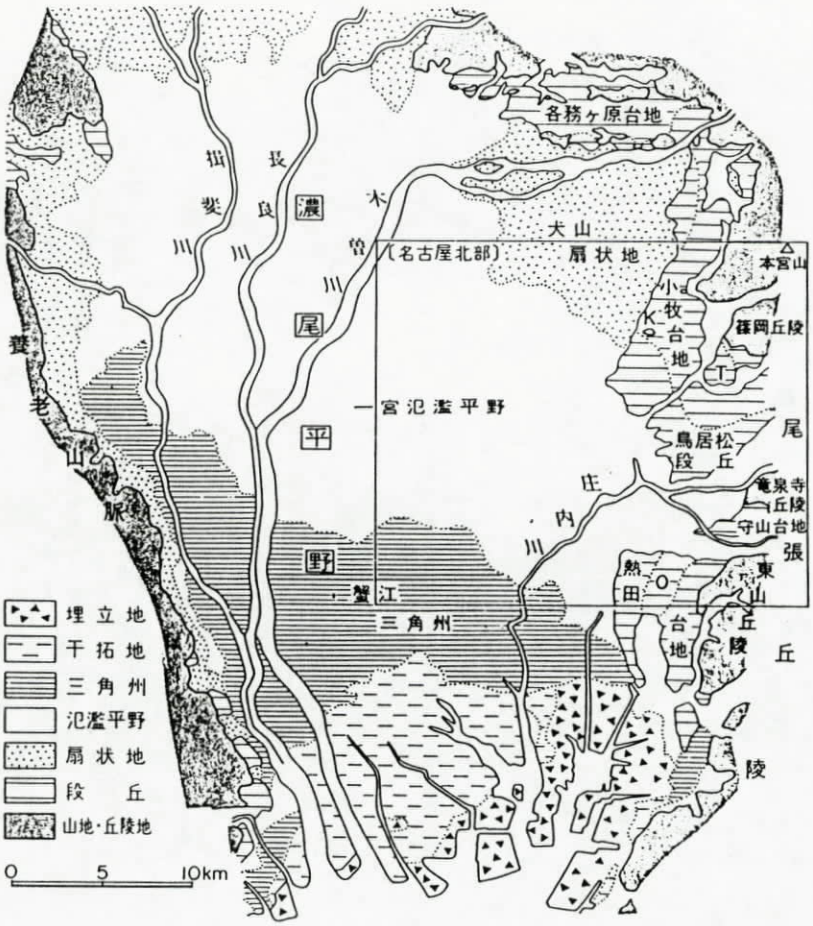


図2.5　濃尾平野の地形概念図（K:小牧山、T:田楽台地、O:大曽根凹地；坂本ほか、1984）

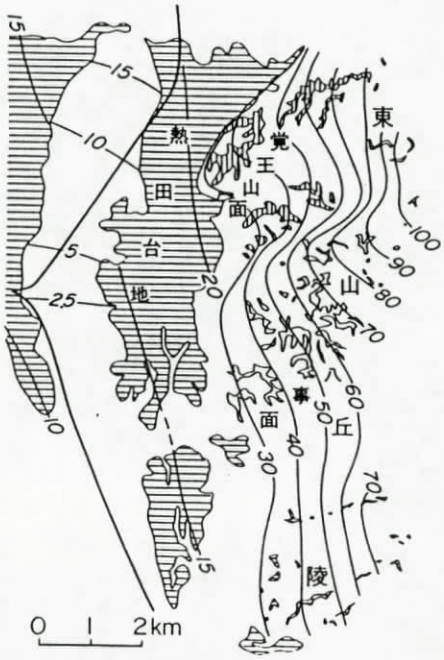


図2.6　名古屋付近の地形面区分（桑原、1975）

② 濃尾平野東部の丘陵地形（図2.7参照）

いわゆる尾張丘陵と呼ばれる地域であるが、天白川とその支流によって更に幾つかの小ブロックに区分される。熱田台地と天白川に挟まれた丘陵は、岡田（1986）によって千種丘陵と呼ばれている。この丘陵の頂部には定高性のある山稜が残存しており、緩やかに西方に傾斜している。この丘陵地は標高が60～80m程度で、尾根が複雑に分岐している。

天白川・境川・ＪＲ武豊線により区切られた丘陵は、岡田（1986）によって緑・豊明丘陵と呼ばれている。この丘陵は大小の河谷によって分断されているが、海抜70～40mの定高性のある丘陵頂が認められる。

名古屋市の守山区の東山から北山にかけて見られる丘陵地は、岡田（1986）によって竜泉寺丘陵と呼ばれているもので、丘陵頂部の定高性は良い。また、局部的には平坦面を認めることができるが、開析が著しいために平坦面の保存は悪い。

小牧市篠岡から大草にかけての丘陵は、海抜 80～100mの連続性の良い尾根筋と、これを侵食して形成された小開析谷より構成されているが、岡田（1986）はこの丘陵を篠岡丘陵と呼んだ。春日井団研グループ（1971）によれば、本丘陵には高位段丘相当面が数段みられるが、濃尾平野周辺の他の丘陵と同様にこれらの面は開析されており、緩やかに波曲する丘陵状の地形となっている。

③ 濃尾平野北部の山地の地形（美濃越前山地およびその周辺地域）

本地域の山地は美濃越前山地の南端に位置する。この美濃越前山地は関根（1984）によれば、ディビス流の地形輪廻説の壮年期的山地に相当するとされている。本山地は多くの断層によって幾つもの地塊に分断されている。そのうち最も顕著な断層系は根尾谷断層系であり、北西－南東方向の走向をもつ。

本山地は、本宮山山地（愛知県北部）・伊自良山地・各務原北部山地・春里山地（以上、岐阜県）に細分することができる。以下に上記の山地について略述する。

A．本宮山山地の地形

本山地は、岡田（1986）による区分では広義の美濃・三河山地に属し、本宮山（標高 292.8m）を主峰とする古生界二畳系ないし中生界ジュラ系からなる小起伏山地である。本山地を構成するこれらの地層の走向はほぼ東西で急傾斜している。これらの岩石は極めて堅硬なことから、山地の斜面はかなり急傾斜である。本山地には、崩壊地形は殆ど見られず、また山麓部にも崖錐や沖積錐はあまり見られない。

台地中に孤立して存在する花崗岩からなる岩崎山（標高54.9m）やジュラ系のチ

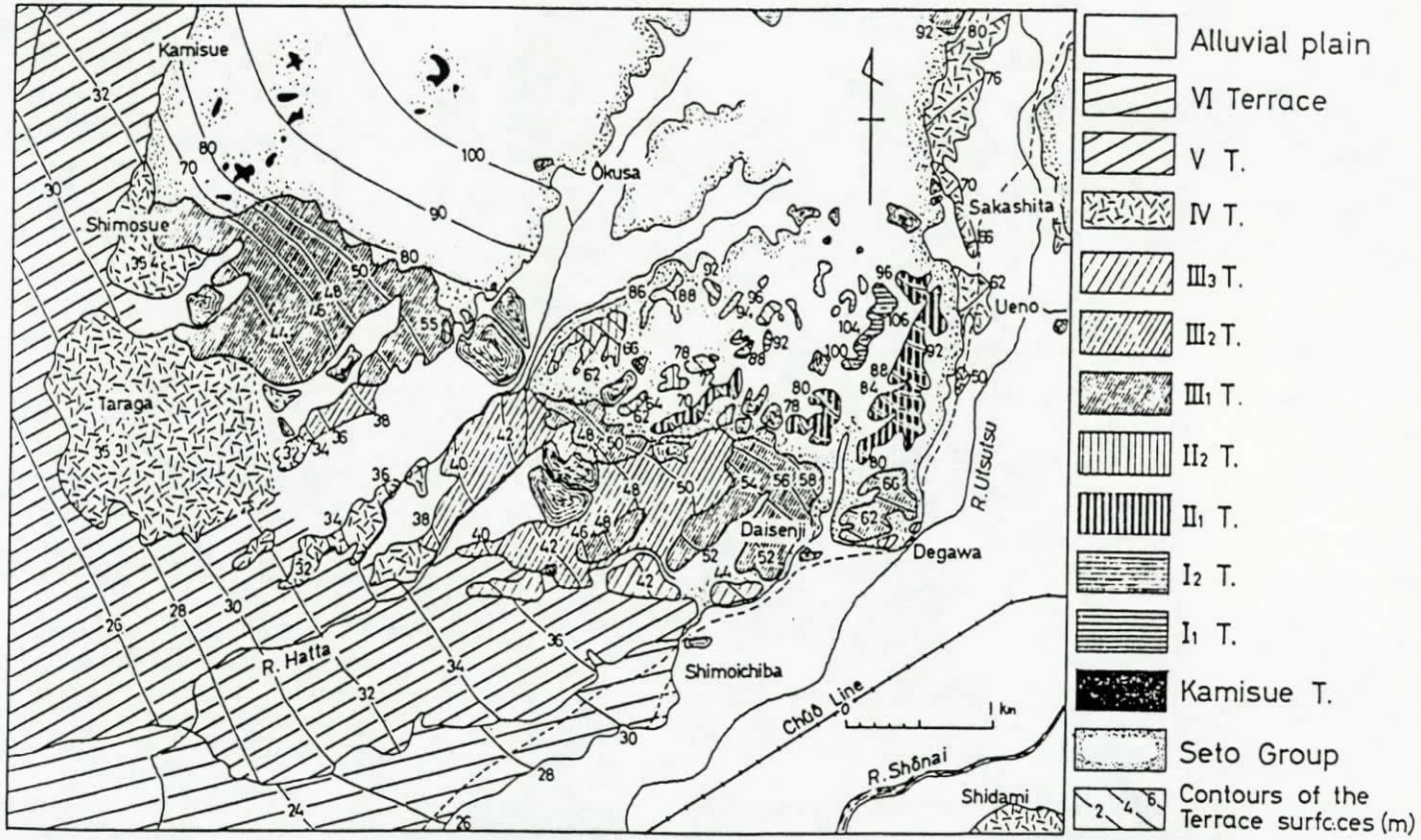


図2.7　春日井市周辺の地形区分図（地団研、1969）

ャートより構成される小牧山（標高85.9m）は、基盤岩類よりなる点で本山地に属する。

B．伊自良山地の地形

伊自良山地は周囲を根尾川・武儀川・長良川によって囲まれており、北西方向から南西方向へと漸次高度を下げつつ山麓の丘陵地へと連続する。本山地は根尾谷断層系などの断層によって地塊化しており、北西端では 700m内外の高度を有する。

チャートと泥質岩・砂岩の互層からなる本山地では、チャートが侵食に強いために突出しており、泥質岩は相対的にチャートよりは侵食に弱いために凹所を形成している。関根（1984）は、このような本山地の地形を岩石の差別侵食に起因した一種の組織地形とみなした。

C．各務原北部山地の地形

長良川・津保川・木曽川によって囲まれた山地で、伊自良山地と同様に組織地形が顕著に見られる山地である。本山地のチャートからなる部分は突出して標高 400m前後の山稜を形成しており、砂質岩や泥質岩からなる部分は凹地状の標高 200m前後の定高性を有する丘陵性の山地となっている。

D．春里山地の地形

木曽川以南の山地は、関根（1984）によって春里山地と呼ばれ、前二者の山地と同様に山稜部が堅硬なチャートよりなる組織地形を呈している。

④ 濃尾平野北部の台地・丘陵の地形

A．蜂屋丘陵の地形

本丘陵は、標高100～300mの定高性を有する丘陵地である。この丘陵は北高南低の高度分布を示しており、丘陵内は開析が進んで谷が発達している。本丘陵の基盤の地質は中新統の蜂屋層からなっている。南部においては、蜂屋層の上に不整合に重なる高位段丘面を構成する土岐砂礫層相当層が見られる。

B．各務原台地の地形

木曽川の北岸に見られる台地で、標高は東部で最も高く60mとなっており、西部では約20mで沖積地と比高５m内外の段丘崖で接する。本台地面は緩く波曲しており、台地面には浅い谷が見られ、やや開析されている。本台地面は濃尾平野東部の熱田面に対比されており、日本の標準では下末吉面に対比されている。

C．加茂野台地の地形

美濃加茂市加茂野付近に模式的に発達する台地で、各務原台地と同様に中位段丘

に属する。日本の標準では下末吉面に対比される地形面である。本面の標高は約85～70mであり、北西方向に向って傾いている。関根（1984）によれば、本台地の北東端では、開析された土岐面と接する部分で土岐砂礫層からなるスタック状の地形が見られるという。

2－4　北勢平野および養老山地・鈴鹿山地周辺の地形

この付近の地形の配列は、大局的には養老－伊勢湾断層に平行する断層で分断されていて、北北西－南南東方向が顕著である。養老山地はこの方向の代表であるが、員弁川流域の地溝を隔てて西方に位置する鈴鹿山地にもこの方向は受けつがれ、御池岳－藤原岳・日本コバー釈迦ヶ岳・雨乞岳－御在所山などはこの方向である。

鈴鹿山地の東側を流れる員弁川・朝明川・海蔵川・三滝川・内部川・鈴鹿川・安濃川などが形成した平野は北勢平野と呼ばれ、低地・台地・丘陵地などの地形要素から構成されている（図2.8参照）。

①　養老山地の地形

本山地は濃尾平野の西縁部に位置し、北勢平野と濃尾平野とを画する山地である。また、本山地は笙ケ岳（908m）を主峰とする標高800～600mの定高性を有する山稜が見られる地塁状の山地であり、東方より西方に向って傾動している。南北方向では北部ほど高度が高くなる傾向がある。本山地の東縁には養老断層が走り、急峻な断層崖の地形をなしている。

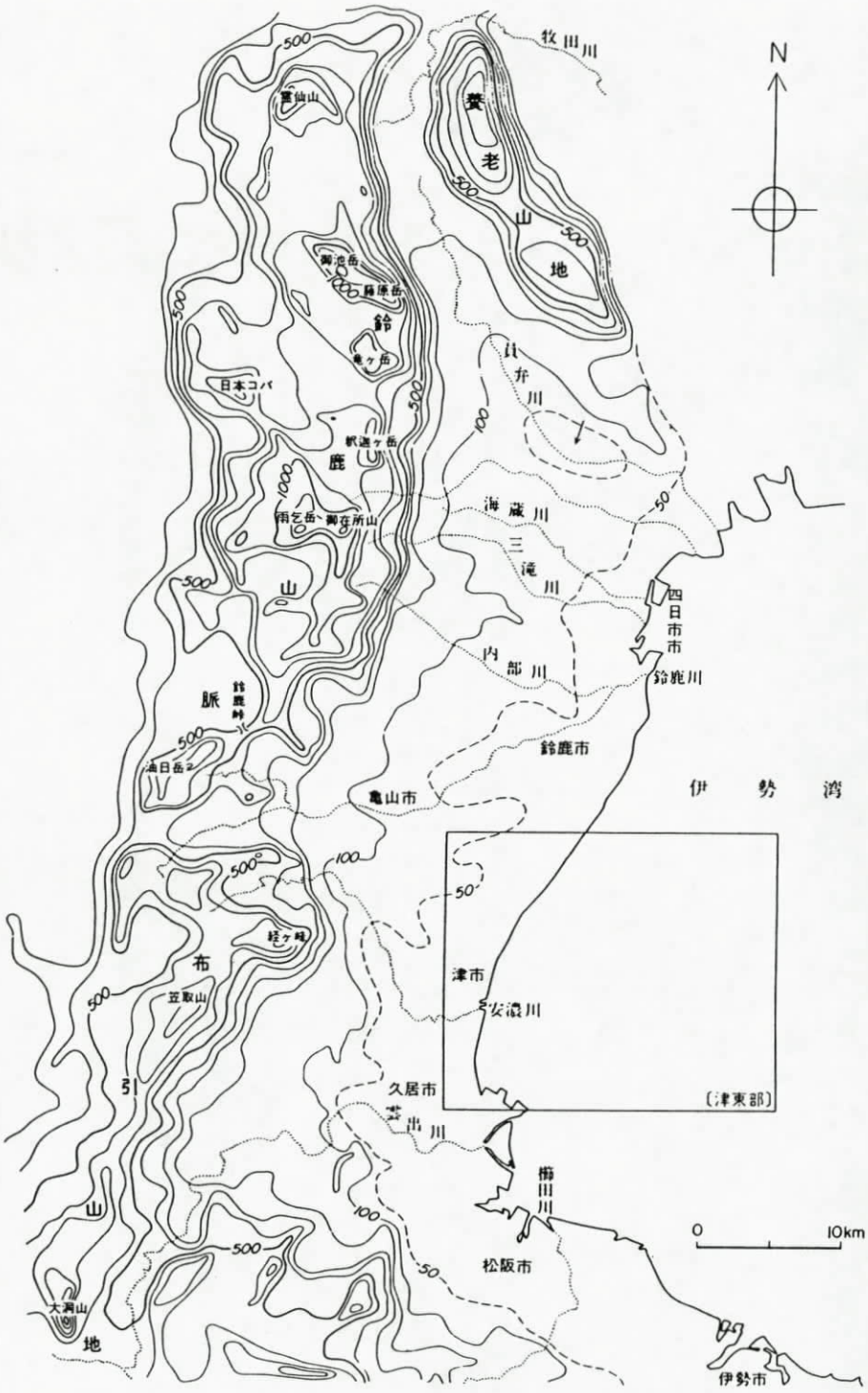
関根（1984）によれば、本山地の横断型は東西に著しく非対称であり西側の山地頂部には殆ど連続的に前輪廻の準平原の遺物である小起伏地形面が分布しているということである。

②　鈴鹿山地の地形

本山地の延長方向はほぼ南北であるが、上で述べたように雁行する断層群によって分断されている。この山地の主稜は断続しながらも、ほぼ1,000～1,200mの高度で見られる。本山地は養老山地と同様に西に低く東に高い一種の傾動地塊であるために分水界は著しく東側に偏している。

本山地の東縁部は、活断層である一志断層によって形成された一種の断層崖である。但し、この一志断層は、一本の断層が延々と続くというようなものではなく、関根（1984）の言うように平行あるいは雁行している幾つかの断層の集合体である。その意味では一志断層系と呼ぶべきものであろう。

本山地の頂部には至るところに前輪廻の残存物と考えられる小起伏の平坦面が見られる。その小起伏面の高度は、1,000m、800～700m、600m程度の三つの高度帯に集中するようである（関根、1984）。



幅 2 km 以下の谷埋(単位：m)

図2.8　伊勢湾西岸地域の埋谷面図（吉田、1987）

③　不破山地の地形

不破山地は、岐阜県の関ケ原から南宮山に至る北北西－南南東方向の伸びを持つ、高度400～300mの丘陵性の小起伏山地である。本山地の起伏量はほぼ 200m以下である。

また、本山地は美濃－越前山地と鈴鹿山地とに挟まれた凹地帯を形成している。本山地の南側では概して扇状地・沖積錐の発達が悪く、北側では概して良い。

④　丘陵地の地形

伊勢湾西縁部には、山地と平野とに挟まれて鮮新－更新統の東海層群や奄芸層群からなる丘陵地が分布する。これらの丘陵の標高はほぼ 300m以下であり、丘陵地は岐阜県関ケ原から三重県松阪市付近まで約 100kmにわたって見られる。

A．員弁丘陵の地形

本丘陵は、養老山地を取り巻くように分布し、北西－南東方向の帯状の配列を示している。主として三重県の員弁郡に分布することからこの名がある。丘陵を構成する奄芸層群の岩質・構造の相違によって発達の方向や性質が異なる。概ね上記の方向に配列しているが、力尾－嘉例川以東では南北方向の配列を持つ。

そのうち、上石津丘陵は岐阜県養老郡上石津町に分布する丘陵地に対して関根（1984）が便宜的に命名したものである。本丘陵は、養老山地－鈴鹿山地間の地溝状の凹地に見られ、西縁部は活断層の一志断層によって鈴鹿山地と境されている。

上石津丘陵の地形は標高 300m未満であり、デイビス流の輪廻説に従えば幼年期の地形と云うことになる（関根、1984）。また、本丘陵の西半部には地質の相違を反映した組織地形が顕著で、この部分では起伏量が大きくなっている。員弁丘陵は地形的特徴から三類型に区分されている（国土地理院、1969）。

(a)直線型極急傾斜面が卓越し、斜面には雨裂状の谷が刻まれ、谷密度は低く、陵線は痩せ尾根をなし、満壮年期的様相を呈している型。

(b)尾根型の直線的斜面がほぼ同じ比率で存在し、丘陵地の開析が進み、樹枝状に谷底平野が広がり、小谷の発達の良い小起伏面が晩壮年期的様相を呈する型。

(c)山頂部の平坦面には洪積世の堆積物（高位段丘面）が残存し、山麓緩斜面が卓越し、幼年期的山容を呈する型。

などである。

(a)タイプ地域は起伏量が大きく、50～80m／500m^{2}であり、員弁丘陵の最高地点（ 242.2m）がある。(c)タイプ地域は起伏量20～50mで、本丘陵中最小である。また、(b)タイプの地域の起伏量は30～70mで、笠田池の北方に229.0mの最高点

が見られる。

B．四日市丘陵の地形

本丘陵は東西に流れて伊勢湾に注ぐ、員弁川・鈴鹿川等の諸川によって幾つかのブロックに分断されている。国土地理院（1969）は、これらの丘陵に対して北部より、朝日丘陵・垂坂丘陵・生桑丘陵・桜丘陵・泊山・采女丘陵と命名している（図2.9参照）。

この四日市丘陵の高度は10～170mで、地域的に著しい差異がある。起伏量もこれに応じて異なり、30～60m／500m^{2}である。このように高度の著しい相違はほぼこの付近を通る桑名背斜の再活動によるものとされている。この桑名背斜はいわば活褶曲であろうと考えられている。

次に各丘陵の概要について記述する。

ア．垂坂丘陵の地形

海蔵川の左岸に見られる丘陵は垂坂丘陵と呼ばれ、高度75m内外で定高性が非常に良い。本丘陵は他の丘陵と比較して開析は進んでおらず、谷密度は相対的に低い。丘陵の頂部には、薄く高位段丘構成層の見当山礫層相当層を載せている。

吉田（1984）によれば、本丘陵東部の地形は奄芸層群の地質構造と調和的な起伏を示していると云う。また、吉田（1984）によれば、阿倉川背斜の頂部や東側斜面には見当山相当層の蓮花寺累層・大泉累層の礫層が露出し、その部分は著しく侵食されており、バッドランド地形を呈しているという。

イ．生桑丘陵の地形

海蔵川と三滝川とに挟まれた丘陵は生桑丘陵と呼ばれ、垂坂丘陵と同様に75m内外の高度を示している。本丘陵の開析は著しく進んでおり、小谷の谷頭は稜線にまで及んでいる。斜面には尾根型の緩斜面が発達し、晩壮年期的様相を呈している。

本丘陵は四日市ドーム状構造の北翼にあり、西部では地層の傾斜が緩く、軟らかい地層から構成されているので、開析が進んで原地形は殆ど保存されていない。これに対して、東部では地層がやや急傾斜で、透水性の良い地層からなるので開析は進んでいない。

これに対して、本丘陵の西部では吉田（1984）によれば、奄芸層群は緩やかに北ないし北西方向に傾斜しているので、西に向かう谷筋がよく発達しており分水界は著しく南に偏在しているとのことである。

ウ．四日市丘陵の地形

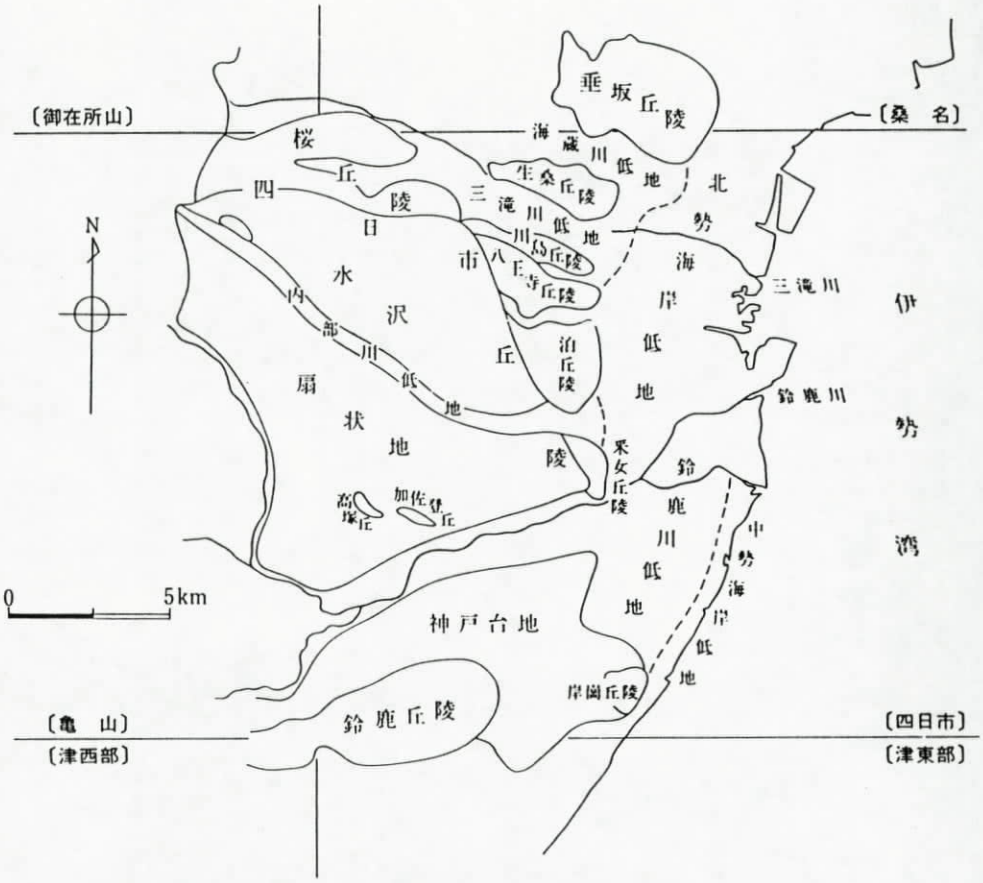


図2.9　四日市周辺地域の地形区分概略図（吉田、1984）

東は北勢海岸低地と接し、西は水沢古期扇状地に地形的には漸移するようにみられ、界線を引くのは難しい。南縁は鈴鹿川に境されており、北は三滝川によって桜丘陵と対峙している。

吉田（1984）によれば本丘陵はその東西で地形的性格を異にしている。東部はいわゆる四日市ドーム状構造と調和的な形態を示しており、西部は桜丘陵とも呼ばれる丘陵地で、丘陵の頂部には水沢古期扇状地面が残存しているという。
桜丘陵の頂部を連ねる線は西方に漸次高度を上げ、一志断層近傍では標高 330m 前後となる。

エ．鈴鹿丘陵の地形

本丘陵は鈴鹿川と中ノ川との間に見られる丘陵で、東西に狭長な分布の形態を示す。本丘陵の分水界は北側に寄っており、分水界より南方では樹枝状の開析谷の発達がよいために平坦面の保存は悪いが、分水界より北側では高位段丘も保存されている（吉田、1984）。

本丘陵の最高所は標高78.0mの愛宕山で、これより東方に向け高度を下げていく。本丘陵の基盤を構成しているのは亀山累層で、これを覆って大谷池礫層が載る。この大谷池礫層の堆積頂面がいわゆる大谷池高位段丘面である。

オ．岸岡丘陵の地形

標高45.8mの岸岡山を中心とする神戸台地と伊勢湾に囲まれる孤立丘陵である。本丘陵は奄芸層群の泊累層の厚い礫層から構成されている。本丘陵の頂部には高位段丘の堆積物は載せておらず、段丘面構成層が失われる程に開析が進行したものと解釈される。

④　台地の地形（図2.10参照）

四日市周辺に見られる主な台地は水沢扇状地及び神戸台地である。本地域を流れる河川はほぼ東流するものが多いが、これらの各河川沿いにも河成段丘は顕著に見られる。

A．水沢扇状地の地形

本扇状地は形成時代を異にする２つの扇状地面の複合であると見なすことができる。南部の鈴鹿川と内部川に囲まれる扇面は中位段丘に当るもので、表面には“黒ボク土”を載せているのに対して、北部の三滝川と内部川に囲まれる扇面は高位段丘に当るもので、表面には赤色土、褐色土が載っている。

高位段丘面（扇状地面）は原面の形成後の傾動運動によって南方向に傾いている。この段丘面は高位段丘の割りには原面の保存が良く、僅かに開析されているのみで

あるという（吉田、1984）。

中位段丘面（扇状地面）は前者よりも更に保存が良く、僅かに鈴鹿川の支流によって開析されているに過ぎない。

B．神戸台地の地形

鈴鹿川の右岸に広がる台地は神戸台地と呼ばれているもので、中位段丘でも比較的旧期に属するものである。吉田（1984）によれば、最終間氷期末期に形成された扇状地的沖積平野がその後の西上がりの傾動運動によって段丘化したものであるという。

本台地は鈴鹿川低地で沖積面下に伏没するが、海底へと連続し、千代崎海岸沖の台地状の地形に繋がるという（吉田、1984）。

C．段丘の地形

本地域に見られる段丘は先に説明したものと合わせると６段である。そのうち中位段丘の上位面の発達がよく、これに当るものとしては神戸面・御館面・水沢扇状地面（中位段丘面）である。東海地方の中位段丘は熱田海進によって形成されたものと考えられているが、吉田（1983）はこれらの段丘は熱田海進後の小海退によって形成されたと考えた。

中位段丘より上位の段丘には赤色土を載せているが、低位段丘ではこれは見られない。

⑤　北勢低地の地形

北勢低地の地形は、川沿いの低地と海岸沿いの低地とに大きく区分できる。河成低地は海蔵川・三滝川・内部川・鈴鹿川等の小河川の流域に見られ、海岸低地はほぼ海岸沿いに３～４kmの幅で発達する。

いわゆる沖積面を形成するのは完新統の富田浜層で、縄文海進期に堆積しだものである（赤嶺、1962；吉田、1984）。伊勢湾に注ぐ中小の河川沿いには幅１km前後の氾濫原が見られる。内部川には自然堤防の発達も見られ、天井川となっている。そのほか、鹿化川・天白川・足見川等には氾濫・谷底平野が見られる。

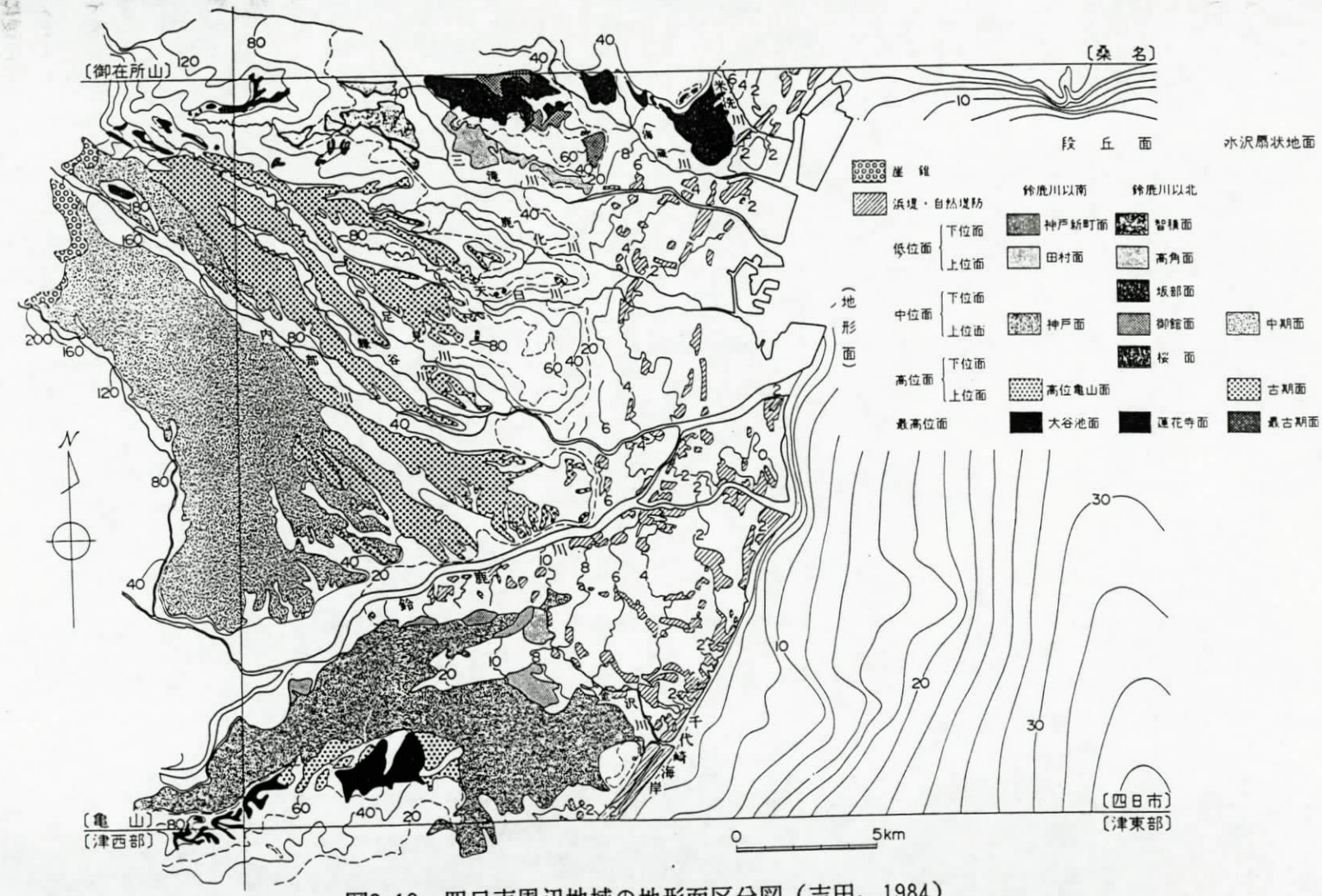


図2.10　四日市周辺地域の地形面区分図（吉田、1984）

2－5　中・南勢平野（伊勢・松阪地区）とその周辺地域の地形

本地域に見られる地形単位も他の地域と同様に、山地・丘陵・台地・低地に区分しうる。このうち最も広く分布しているのは丘陵・台地・低地からなる伊勢平野である。以下に各地形単位毎にその概要を記す。

①　山地の地形

本地域の山地は北より布引山地・高見山地・朝熊山地に区分されている。この山地には発達高度500～800mの小起伏面が見られ、準平原遺物と考えられる緩傾斜面が処々に分布している（国土地理院、1969）。この高度500～800mの小起伏面は布引（鈴鹿）山地・高見山地・朝熊山地の山頂付近に見られ、堆積物は載せていない。本面はいわゆる吉備高原面に対比されるもので、おそらく中新世頃に形成されたものであろうと考えられている（国土地理院、1969）。以下に本地域を構成する山地の概要について記述する。

A．高見山地の地形

高見山地は中央構造線の北に分布する山地で標高600～750m内外の山地で、各所に侵食小起伏面の残片と考えられる平坦面や緩斜面が存在する。

B．朝熊山地の地形

朝熊山地は、中央構造線の南にある標高400～550m内外の山地で、高見山地と同様に各所に侵食小起伏面の残片と考えられる平坦面や緩斜面が存在する。西方より東方に向って次第に高度を減じていく傾向がある。本山地はデイビス的輪廻でいえば満壮年期の地形を呈している（国土地理院、1969）。

②　丘陵の地形（図2.11参照）

本地域の丘陵は、ほぼ南より伊勢丘陵・松阪丘陵・玉城丘陵・長谷丘陵・一志丘陵・安芸丘陵・亀山丘陵などと呼ばれている。鮮新統からなるこれら丘陵の頂部には高度300～400mの小起伏面が顕著に認められる。これは木村・竹原（1969）によって奄芸面と命名された地形面に相当するものである。奄芸面より下位には標高 50～300mの部分に定高性をもつ平坦面が４段認められている（名古屋グループ、1969）。これらの４段の地形面は日本の標準でいう高位段丘に相当するもので、雲出川流域では上位より見当山面（標高 30～120m）・高位羽野面（標高 50～110m）・低位羽野面（30～100m）・諸戸山面（標高25～30m）と命名されている。

地形の特徴は、樹枝状谷が丘陵の頂部に達するほど開析が進んでおり、丘陵のスカイライン部分には尾根に沿って尾根型の緩斜面が連続しているということである。また、丘陵の背面ではバッドランド地形を呈しているところもある。以下に本地域の諸丘陵に

ついて概要を記述する。

A．亀山丘陵の地形

亀山丘陵は、鮮新統上部－更新統下部の奄芸層群からなる丘陵で、鈴鹿山地の明星ヶ岳（標高 548m）の山麓から緩やかに東に向って傾いている丘陵である。丘陵の北部と南部ではやや地形的性格を異にする。すなわち、丘陵の北部では、標高 70～200mで、開析は余り進んでおらず、丘陵の背面には最高位段丘の堆積物が残されていることもあるという（国土地理院、1969）。一方、丘陵の南部では標高50～110mの高度を示し、丘陵の縁辺部には段丘地形の発達が顕著である。

B．安芸丘陵の地形

本丘陵は鈴鹿山地の錫杖ヶ岳（標高 677m）の山麓から東に向って分布し、その標高は 30～120mである。丘陵の北部ではそれほど開析は進んでおらず、背面に高位や中位の段丘堆積物が認められるが、丘陵南部では開析が進んでいるために丘陵面を構成する礫層は侵食され尽していて、礫層の分布は認められないという（国土地理院、1969）。

C．長谷丘陵の地形

本丘陵は長谷山（標高 321m）を中心とする丘陵である。本丘陵は地形学的には三分することができ、北より開析扇状地性の丘陵、長谷山を中心とする小規模地塁性の丘陵、高度 50～110mの高位段丘以下の段丘堆積物の発達する丘陵に区分されている。

D．一志丘陵の地形

本丘陵の基盤となっている地層は上部中新統～下部鮮新統の一志層群である。標高 50～300mの丘陵地で、奄芸層群からなる丘陵よりも一段高い浸食平坦面を構成している。

E．松坂丘陵の地形

本丘陵は高度 200m以下の丘陵であるが、領家花崗岩類によって基盤が構成されているために深層風化がかなり進んでおり、至る所が禿山となっている。丘陵の背面には所々に段丘堆積物が残存している。

F．玉城丘陵の地形

本丘陵は松坂丘陵と同様に標高 200m以下の高度の丘陵である。国土地理院（1968）によれば、本丘陵の地形的性格は沈降性残丘型の丘陵として定義されるとしている。丘陵周辺では禿山が多く、また、縁辺部には高位あるいは上位の段丘面が残存している。

③　台地の地形

中・南勢地域の台地は地形的にみると２グループ４面に細分することができる。沖積面を除き、本地域で最も分布の広い中位段丘は津地区では上位より久居面（標高20～50m）、高茶屋面（標高17～20m）に区分され、松阪地区では久居面に対比される明野原面・上地面が分布している（図2.12～2.13参照）。なお、この久居面は名古屋市付近の熱田面に対比されている（名古屋グループ、1969）。

低位段丘は名古屋の周辺では上位より大曽根面・鳥居松面と区分されているが、本地域では津地区では大曽根面に対比される小森面、松阪地区では鳥居松面に対比される射和面・大倉面に区分される。国土地理院（1968）によれば、伊勢地域の段丘面は中位面に対比される旭面のみが分布するという。

④　低地の地形

低地はいわゆる伊勢平野を構成する地形単位であり、最も広い面積を占めているものである。現在の河川や海の作用によって形成されたもので、山麓部には扇状地が発達し、中小河川の中流部では自然堤防の地形が顕著である。伊勢湾沿いの海岸低地では、後背湿地と海岸線に沿って見られる砂丘や砂堆列の地形が顕著である。

A．中勢平野の地形（図2.14参照）

中勢平野の地形は、鈴鹿川・安濃川・雲出川などの中小河川によって形成された氾濫原・三角州・自然堤防などと、海岸線の前進に伴なって形成された海岸平野・後背湿地などの低地帯より構成される。この低地帯は極めて低湿で、砂堆や砂丘の部分を除けば、その標高は数m内外に過ぎない。

B．南勢平野の地形

南勢平野は櫛田川・宮川の沖積作用の結果生じた平野で、これらの川沿いでは自然堤防や三角州地帯となっている。海岸線に沿って北・中勢平野同様に浜堤列や砂丘列が数列みられる。

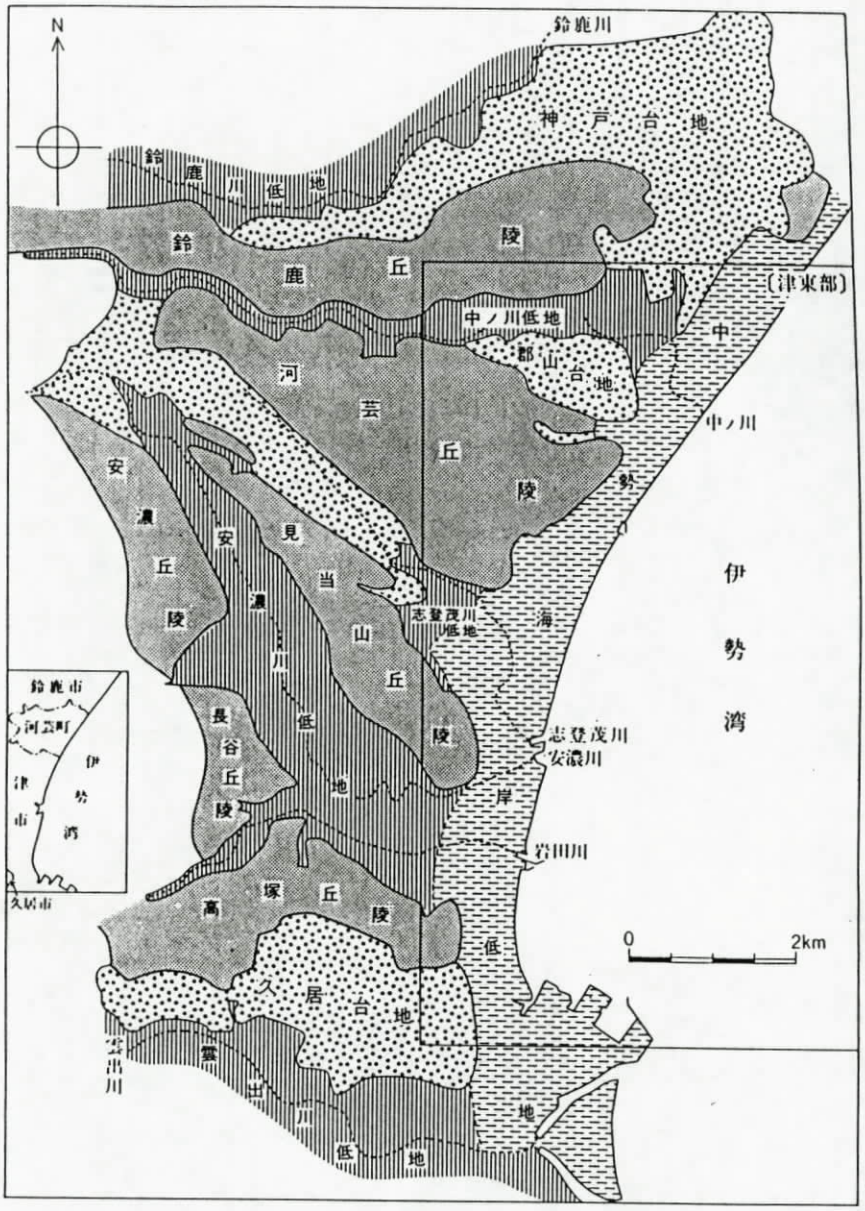


図2.11　津周辺地域の地形区分概略図（吉田、1987）

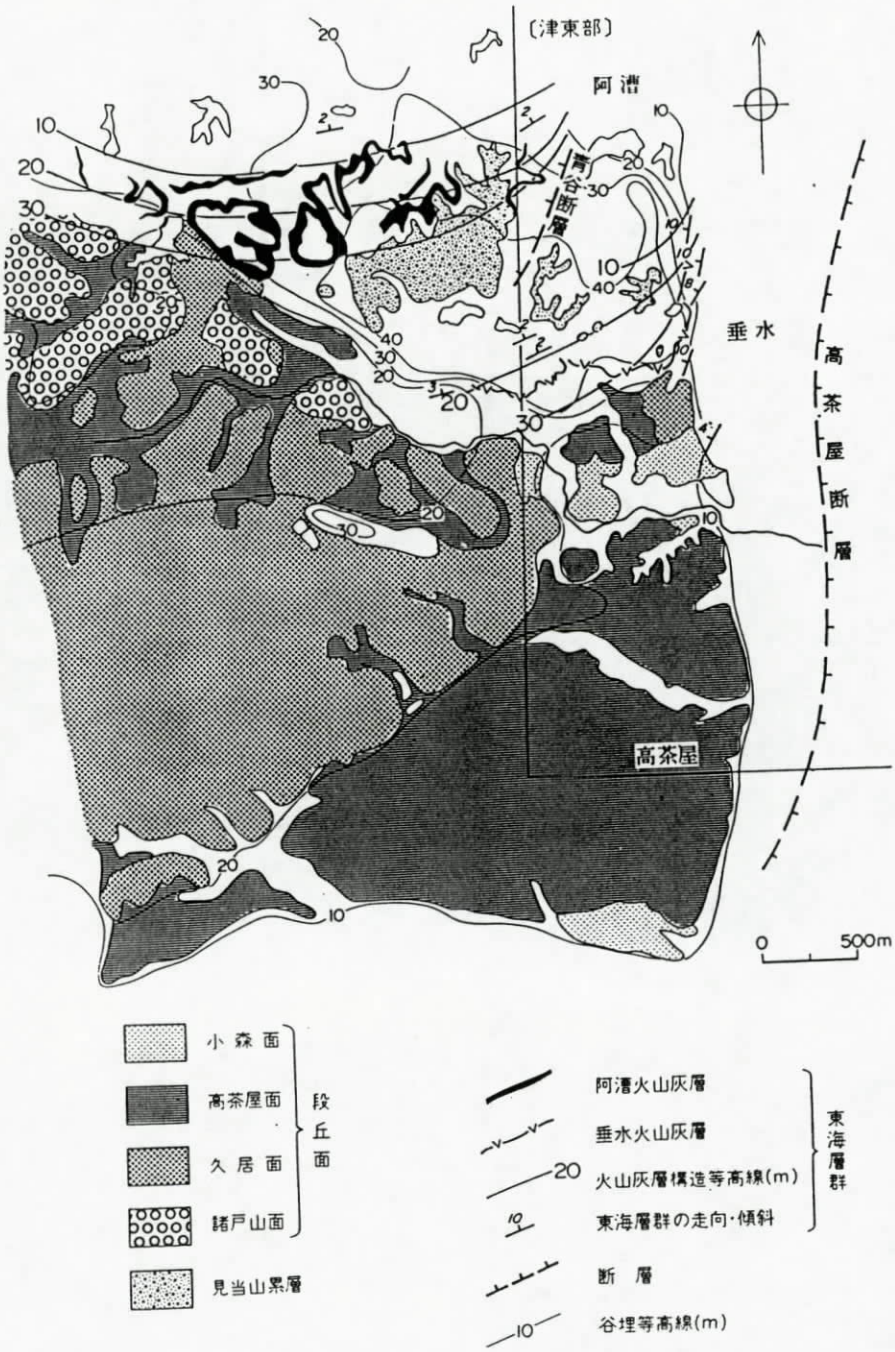


図2.12　久居台地周辺の東海層群の地質構造と段丘面分布図（吉田、1987）

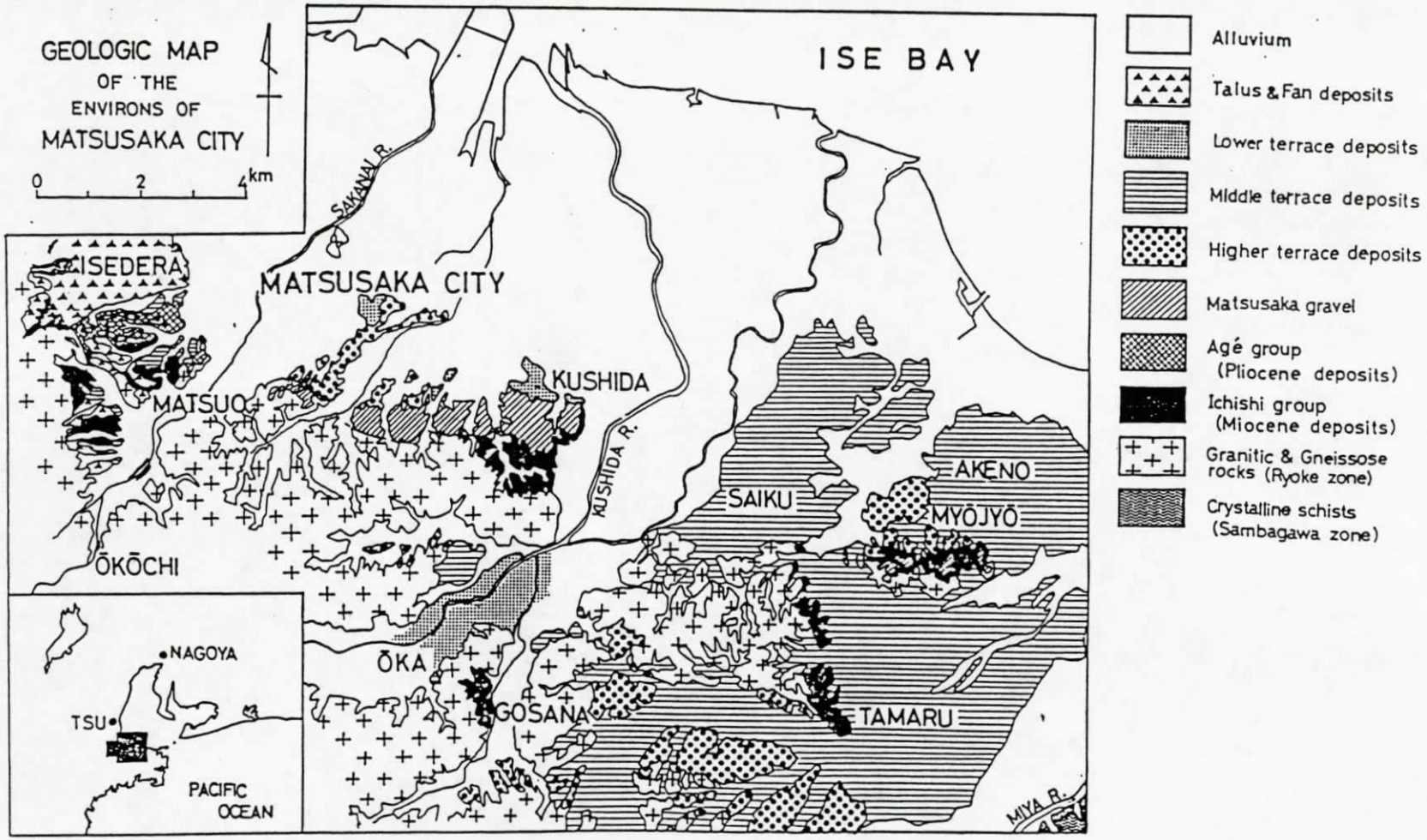


図2.13　三重県松阪市周辺地質図（木村、1968）

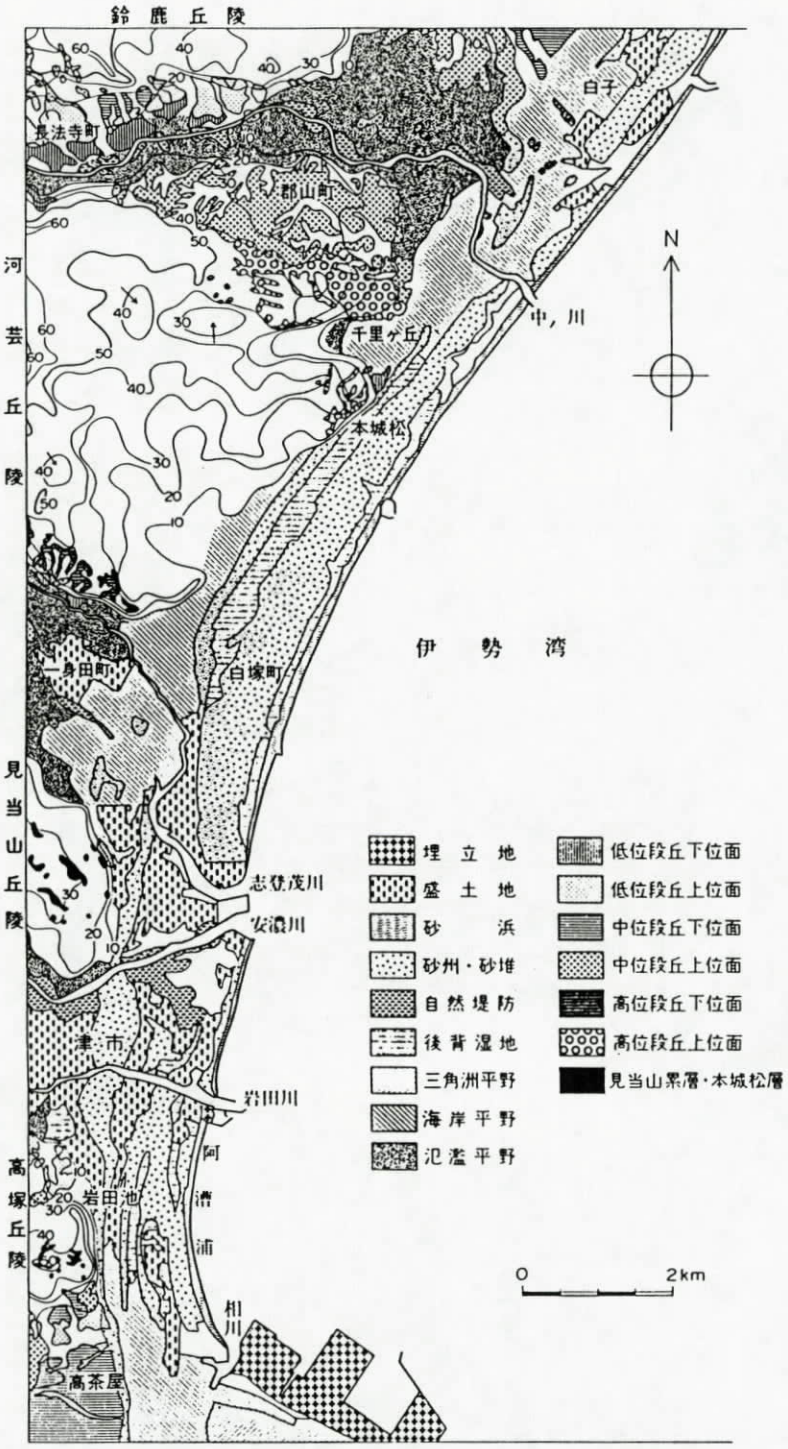


図2.14　津市臨海部の地形分類図（吉田、1987）

幅300 m 以下の谷埋(単位：m)

第３章　伊勢湾周辺の地質

１．地質の概要

伊勢湾の臨海部には新しい地質系統が分布し、それを取り巻くようにして古い地質系統が分布している。渥美湾（三河湾ともいう）南方に分布する非変成古生層は、西南日本外帯の秩父帯に属するもので渥美半島の山地を構成している（図3.1参照）。

一方、志井田（1962）によれば、紀伊半島ではこの西南日本外帯はそれぞれ三本の構造線によって三帯に区分されている。すなわち、中央構造線－御荷鉾構造線間は長瀞変成帯と呼ばれ、結晶片岩が分布している。御荷鉾構造線－仏像構造線間は秩父累帯と呼ばれ、非変成の古生層や中生界が分布している。本帯は更に三分され、それぞれ、北帯・中帯・南帯に区分されている。仏像構造線以南は日高累帯と呼ばれ、四万十層群に対比できるフリッシュ型の砂泥互層からなる。

前述したように、中央構造線より以北を西南日本内帯と呼ぶが、同帯は北より飛騨帯および領家帯に区分されている。三河地方の領家帯は花崗閃緑岩類が卓越しており、東濃地方の領家帯でも花崗閃緑岩が卓越している。旧美濃－飛騨両国（現在の岐阜県に相当する）には白亜紀後期の濃飛（美濃－飛騨）流紋岩類が分布する。これらは、かって石英斑岩とか花崗斑岩と呼ばれていたものに相当するものである。また、三重県側の鈴鹿山地や養老山地に領家帯の花崗岩類が分布している。

飛騨帯は非変成の古生層からなるもので、砂岩やチャートを主体とする。所々に石灰岩や礫岩を夾在する。この石灰岩からは二畳紀や石炭紀を示す紡錘虫の化石を産出することがある。

これらの古期岩類からなる山地にはりつくようにして新生界が分布している。池辺（1957）は近畿地方から東海地方に分布する新第三系を第一瀬戸内統と命名し、その当時の海を第一瀬戸内海と呼んだ。一方、鮮新統は東海層群（槇山が瀬戸層群と呼んだもの）とその相当層で三重県の奄芸層群（小川、1919）・知多半島の常滑層群がこれに相当する。これらの鮮新統（一部は上部中新統）－下部更新統は、第二瀬戸内と呼ばれる湖水域に堆積したものが大部分を占める。

伊勢湾とその周辺地域には段丘層を構成している第四系が広く分布している。これらの第四系は高位段丘構成層・中位段丘構成層・低位段丘構成層・完新統に区分される。

なお、藤田（1968）は近畿トライアングル（三角地帯）という新しい構造区を考え、第四紀における構造運動を理解するためにはこの構造区の運動を考慮することが肝要と考えた。この近畿三角地帯は、南縁部を中央構造線、東縁部を養老－伊勢湾断層で区切

られ、近畿地方の主部を占める。一方、養老－伊勢湾断層より東部については桑原(1969)によって構造区分がなされている。天白河口断層によって濃尾傾動地塊と猿投－知多隆起帯に区分される。猿投－碧海盆地と猿投－知多隆起帯の境界は猿投－境川断層系である。猿投－碧海盆地は全体として西方に向って傾動しており、東方に向って順次高度を上げ、遂には三河高原の準平原的山地へと地形が変化して行く。

以下に伊勢湾周辺各地の地質について記載するが、地形と同様に南東から反時計回りに記載する。なお、中・古生層及び変成岩類や火成岩については簡略に止める。

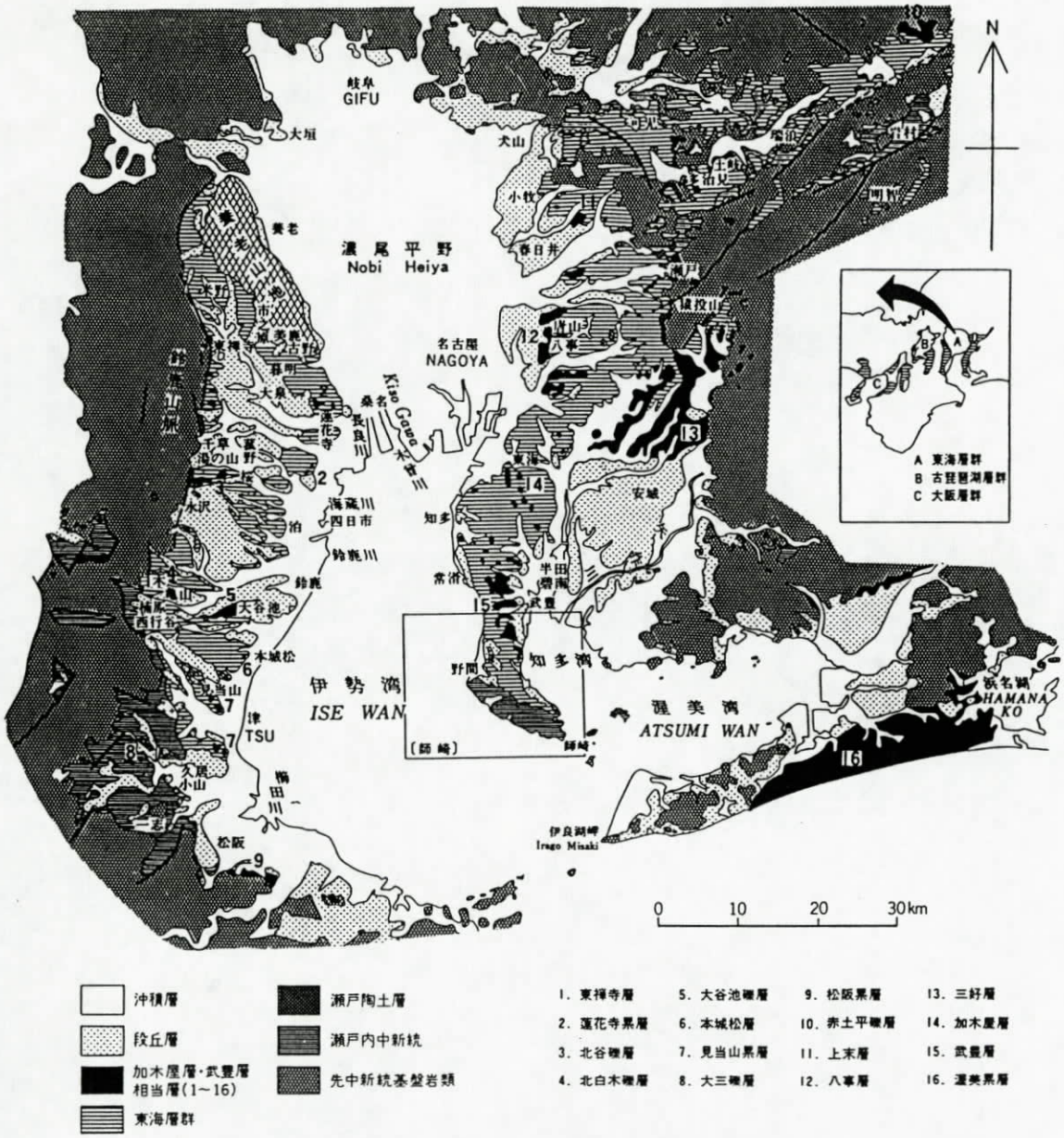


図3.1　伊勢湾周辺の地質概略図（近藤・木村、1987）

表3.1　東海地域の第四系の層序区分と対比（牧野内、1988）

地質年代		渥美半島	豊橋平野	岡崎平野	知多半島	濃尾平野	伊勢平野	熊野灘沿岸
完新世		沖積層	沖積層（上部砂礫層）（上部粘土層）	沖積層（中・上部層）（吉田層）	沖積層	南陽層 濃尾層	沖積層（四日市港層）（高田浜層）	沖積層
更新世	後期			第一礫層		第一礫層 鳥居松礫層 小牧礫層・大曽根層		
		野田泥層	低位段丘層	越戸層			低位段丘堆積物	
			豊橋礫層 小坂井礫層 小坂井泥層		上部多屋層 半田段丘堆積物	熱田層：上部 熱田層：下部	中位堆積段丘物：坂部累層 中位堆積段丘物：御館累層 中位堆積段丘物：久居累層	
		福江礫層	高師原礫層	碧海層	矢梨層 新田層			熊野浦層
	中期					第二礫層	高位堆積段丘物：諸戸山礫層	新宮礫層
		渥美層群：天伯原礫層 渥美層群：豊橋累層 渥美層群：田原累層 渥美層群：二川累層		美合層 仁木層 細川層 挙母層	時志層 浦戸層 野間層 富貴層 武豊層 亀崎段丘堆積物 加木屋層	海部系層：Am_3 海部系層：Am_2 海部系層：Am_1	高位堆積段丘物：羽野礫層 高位堆積段丘物：千里段丘堆積物 見当山累層（最高位段丘堆積物）	先志摩層：東高森層 先志摩層：西高森層
	前期			明大寺層 三好層		第三礫層 弥富累層 八事層 唐山層(1.9)		

2．地域各説

2－1　愛知県下の外帯山地の地質

豊橋平野の南部から渥美半島にかけての地域は西南日本外帯に属し、新生界から古生界まで種々の地質系統が分布する。

① 豊橋市東方地域と渥美半島の古生層

A．渥美半島の古生層（図3.2参照）

渥美半島の基盤となっている古生層は秩父累帯に属する非変成の地層群からなる。これらは主としてチャートと石灰岩からなり、稀に粘板岩の薄層を夾在する。これは大抵の場合は層状であるが、稀に塊状を呈することがあるし、洪積統からなる台地上に島状に突出していることもある。

本地域の古生層の構造は、走向がほぼ東西で、傾斜は北または南に20～80度である。断層で寸断され、しかも複雑に褶曲している。

松沢ほか（1963）は渥美半島中部の田原町付近の古生層について検討し、岩質について記載した。それによれば次のような岩相が認められるという。

チャート：灰白色の細粒の石英粒を主体とするもので非常に堅硬である。粘板岩の薄層を夾在し、時に塊状を呈する。

石灰岩：灰色ないし暗灰色を呈し、非晶質のものと完晶質のものとがある。

粘板岩：色調は黒色のものが多く、砂質粘板岩・泥質粘板岩とがあるが砂質粘板岩が卓越する。双方ともに前述のチャート中に夾在する。非常に緻密で堅硬である。

輝緑凝灰岩：常時石灰岩を伴い、一枚の地層の層厚は通常10m以下である。色調は淡緑色ないし青緑色からなり、堅硬である。

B．豊橋市東方地域および浜名湖北方の古生層

本地域の古生層は主としてチャート・粘板岩・砂岩などからなり、これに石灰岩や輝緑凝灰岩を伴う。粘板岩と砂岩は層厚数10cmないし１mのリズミカルな互層となっていることが多い。この互層全体の層厚は100～数100mである。

走向は東北東－西南西で、傾斜は垂直に近く、その方向は南あるいは北を示し、向斜や背斜が数多く見られる。また、多くの断層により地層は分断されている。

石巻山付近には、浜名湖付近より連続すると考えられる水平に近い構造を持った輝緑凝灰岩が分布している。

浜名湖の北方の古生層は、斉藤（1955）、磯見（1958）、磯見・井上（1972）な

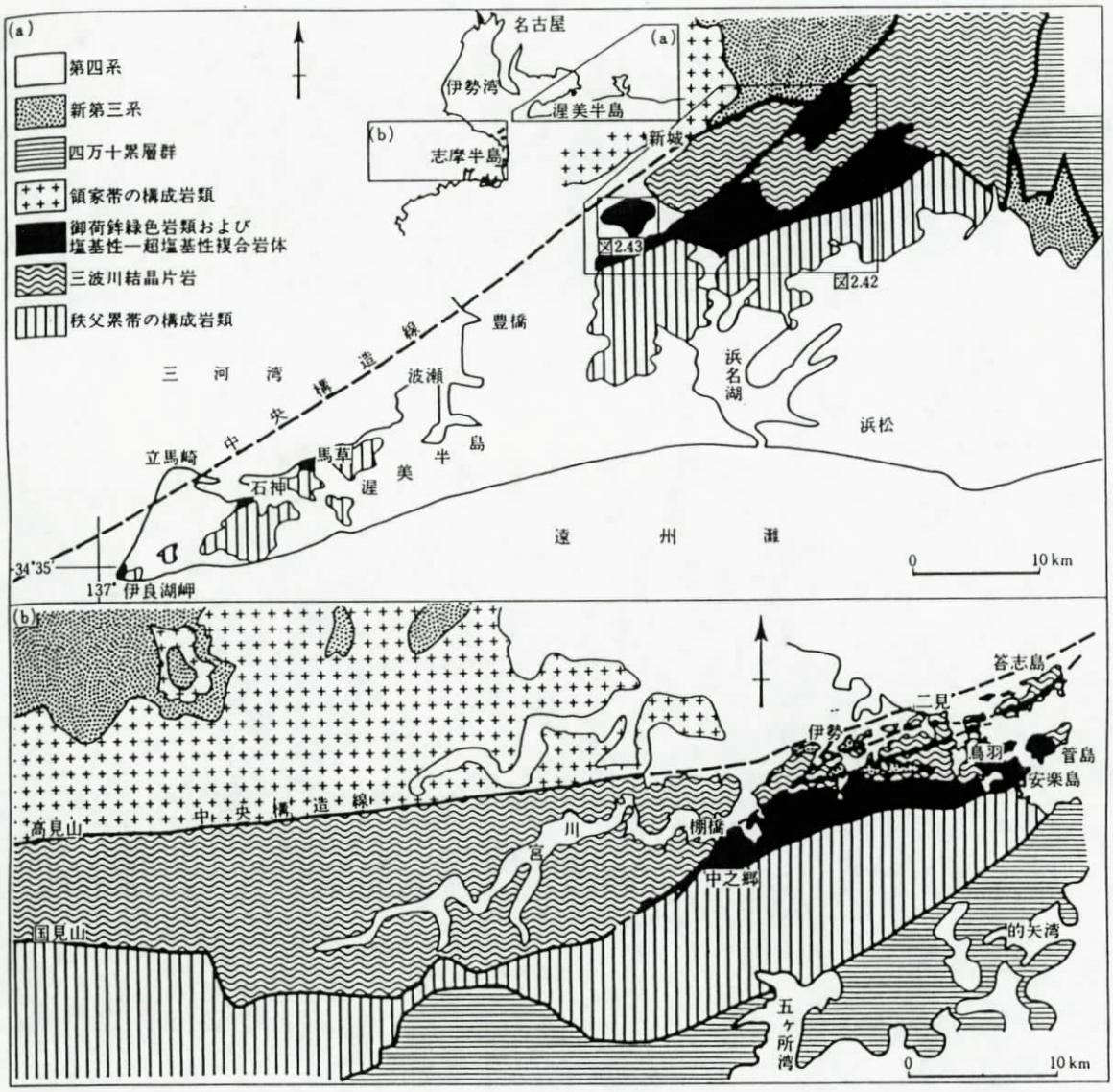


図3.2　渥美半島地域と紀伊半島中・東部地域における三波川帯の分布（榎並、1988）

どによって研究されており、それらによれば下位より都田層・井伊谷層に二分されると云う。これらの研究成果に基づいて以下に概要を記載する。

ア．都田層

砂岩や珪岩や粘板岩などから構成されており、見掛け上の下位の部分ほど砂岩の部分が多くなる傾向があるとされている。本層は砂岩の多い部分と珪岩の多い部分が繰返し出現する。

イ．井伊谷層

模式地の井伊谷層は珪岩および粘板岩を主体とするもので、砂岩を殆ど含まない。輝緑凝灰岩もかなり含まれ、東方ではこの輝緑凝灰岩の分布の帯が三帯認められるが、西方に向って尖滅するという。この輝緑凝灰岩には層厚20～30m以下の石灰岩の小レンズを含む。この石灰岩の小レンズには、Pseudofusulina spp., Schwagerina spp.等の化石を産し、その地質時代は二畳紀の前期と考えられている。

C．中・下部更新統（豊橋累層；図3.3参照）

渥美半島の西部では下位より、豊南礫層・寺沢砂質粘土層・岩屋礫層・杉山砂層（岩屋礫層は本層の基底礫層と見なすことができる）・前期天伯原礫層・後期天伯原礫層に区分される。渥美半島東部では、下位より白須賀砂礫層（杉山砂層と同時異相である）・前期天伯原礫層に区分される。なお、渥美層群については、後述する。

天伯原礫層は軽微な不整合によって二分される。前期天伯原礫層は層厚約５～６mで、良く淘汰された円礫からなる海浜礫層である。礫種は、主として天竜川系の砂岩礫からなる。一方、後期天伯原礫層は、層厚５～20mで前期天伯原礫層と同様の層相を示し、僅かではあるが流紋岩礫を含み、豊川系の影響が示唆される。

ア．豊南礫層

本層は黒田（1958）により命名されたもので、模式地は豊橋市城下町豊南の海岸である。層相は淘汰がやや不良の中粒ないし細粒の亜角礫層からなり、上位へは褐色の砂層に遷移する。礫種は内帯系の礫が多くなっている。層厚は数mである。

イ．寺沢砂質粘土層

本層は黒田（1958）により命名されたもので、豊橋市寺沢の海岸に模式的にみられる。本層の相当層は渥美半島の西部にも見られる。層相は青灰色凝灰質砂質粘土層からなり、砂層を夾在する。なお、本層中には白色の火山灰層が夾在して

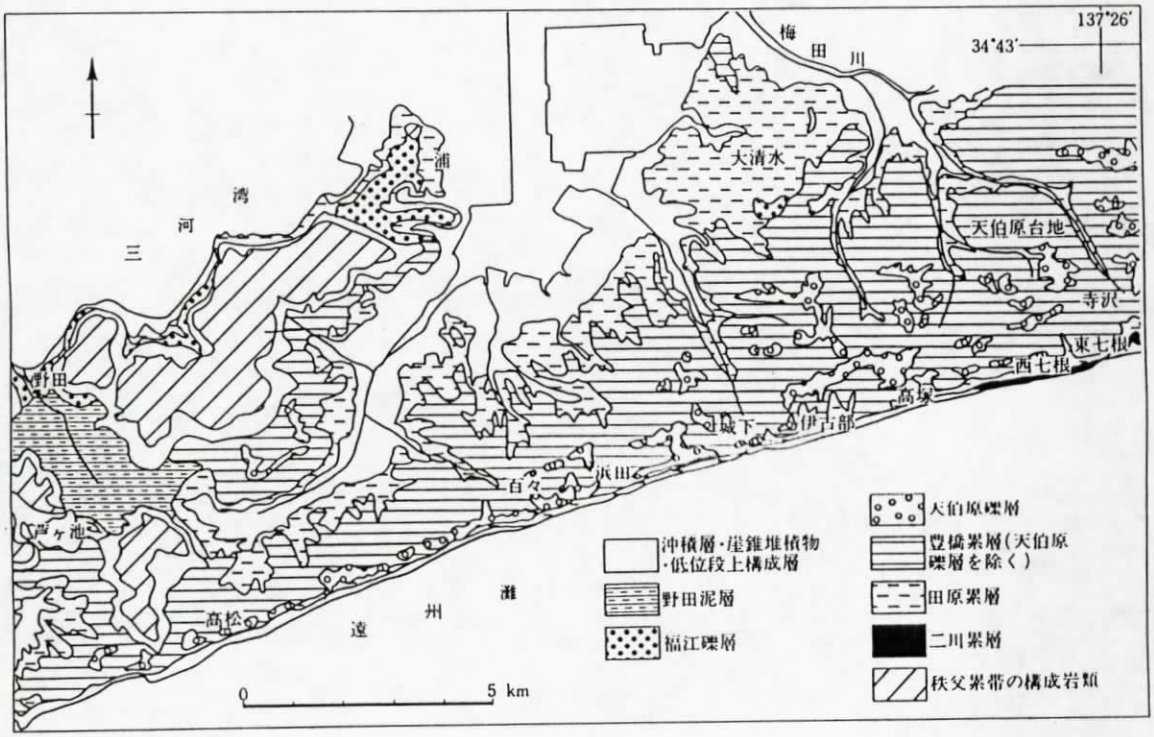


図3.3　渥美半島中地域の地質図（木村、1988）

いる。本層は、層厚１～５ｍであるが本層中に見られる火山灰層はかなり連続するので広域に追跡することができる。

ウ．杉山砂層

黒田（1958）が命名したもので、渥美郡田原町浜田に模式的に見られる。杉山の名があるのは田原町の旧名が杉山村であったことに由来する。本層の分布は渥美半島の全域に及んでおり、豊橋の市街地南部では本層の基底部の岩屋礫層が分布している。この岩屋礫層の礫種は領家変成岩やチャートなどからなっている。

岩相は主として褐色の細粒砂からなり、層序関係は下位の寺沢砂質粘土層を部分不整合に覆い、前期天伯原礫層とは同時異相の関係にある。層厚は西部で５ｍであり、次第に東方に層厚を増し、東部では最大30ｍに達する。

エ．天伯原礫層

前記したように本層は軽微な不整合によって二分することができ、下位より前期天伯原礫層と後期天伯原礫層とに区分される。前期天伯原礫層は淘汰の良い、海浜成の円礫層である。本礫層の表面は赤色土化が著しい。

D．上部更新統

渥美半島とその周辺部には、中部更新統の天伯原面からなる台地の下に天伯原面より低い段丘面が２段みられる。石川・太田（1967）はこれらの段丘面を上位より福江面・野田面に区分した（図3.3参照）。これらの段丘面は、渥美撓曲運動により変形されており、北西に傾動している。

ア．福江礫層

黒田（1966）が命名したもので、模式地は渥美郡渥美町福江である。主として模式地周辺に分布する。本礫層の層相は細礫からなるもので、円礫を主体とした淘汰のよい礫層である。礫種は秩父累帯を構成するチャート・粘板岩・硬砂岩などである。本層は渥美層群を不整合に覆い、層厚は１ないし10ｍである。本礫層の堆積頂面は福江面と命名されている。

イ．野田泥層

中尾（1982）が命名したもので、模式地は渥美郡田原町野田である。模式地周辺にのみ分布し、層相は主としてシルト・粘土からなる。木村ほか（1983）によれば、本層上部には姶良丹沢火山灰層を挟む。この姶良丹沢火山灰層より下位の層から採集された貝殻の年代は34,290年より以前であるとされた。本泥層の堆積頂面は野田面と命名されている。

2－2　愛知県の内帯山地の地質

①　領家帯の花崗岩類および変成岩類

A．花崗岩類

愛知県の三河地方に分布する花崗岩類については、仲井（1970）と領家研究グループ（1972）によって研究されており、糸魚川淳二（1975a）によってまとめられている（図3.4参照）。

これらの花崗岩類は、鉱物の組み合せや量比に応じてさらに幾つかの岩類に区分されている。また、富田（1954）は、これら花崗岩類のジルコンの色調の違いによる分類案を提唱した。

ア．下山石英閃緑岩体

段戸山南西部の下山に模式的に分布するもので、主として中粒－粗粒の石英閃緑岩－花崗閃緑岩より構成される。本岩体の特徴は変輝緑岩－変斑糲岩を伴い、暗色の含有物を普遍的に含んでいることである。岩質は神原石英閃緑岩に類似し、構造的には領家帯の主方向と調和的である。蒲郡市三谷の花崗岩類中に含まれているジルコンは、富田（1954）の「三谷型」の典型となったものである。片麻状構造の発達が顕著であることも本岩体の特徴である。

イ．清崎花崗閃緑岩体

段戸山南東部の清崎付近を中心として分布するもので、中粒の花崗閃緑岩および石英閃緑岩とやや粗粒の石英閃緑岩の二つの岩型に区分されると云う。本岩体は、富田（1954）の「清崎型」のジルコンを含み、その他に暗色包含物を普遍的に含む。片麻岩類を随伴することが多い。

設楽町や鳳来町に分布するものは、プロパーの清崎花崗閃緑岩で中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなるのに対し、新城市北部から作手村南部に分布するものは新城石英閃緑岩と呼ばれ、やや粗粒の石英閃緑岩からなり、長柱状の角閃石を多量に含むという。

ウ．三都橋花崗閃緑岩類

本花崗岩類は、段戸山の東南の設楽町三都橋付近に模式的に見られる花崗岩類に対して命名されたもので、富田（1954）の「三都橋型」のジルコンを含む。

本岩類は、主として粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で変輝緑岩を伴い、領家片麻岩類と接する部分の変成岩は大抵の場合片麻岩である。時として片麻状構造の著しい部分も認められる。

エ．澄川花崗閃緑岩類

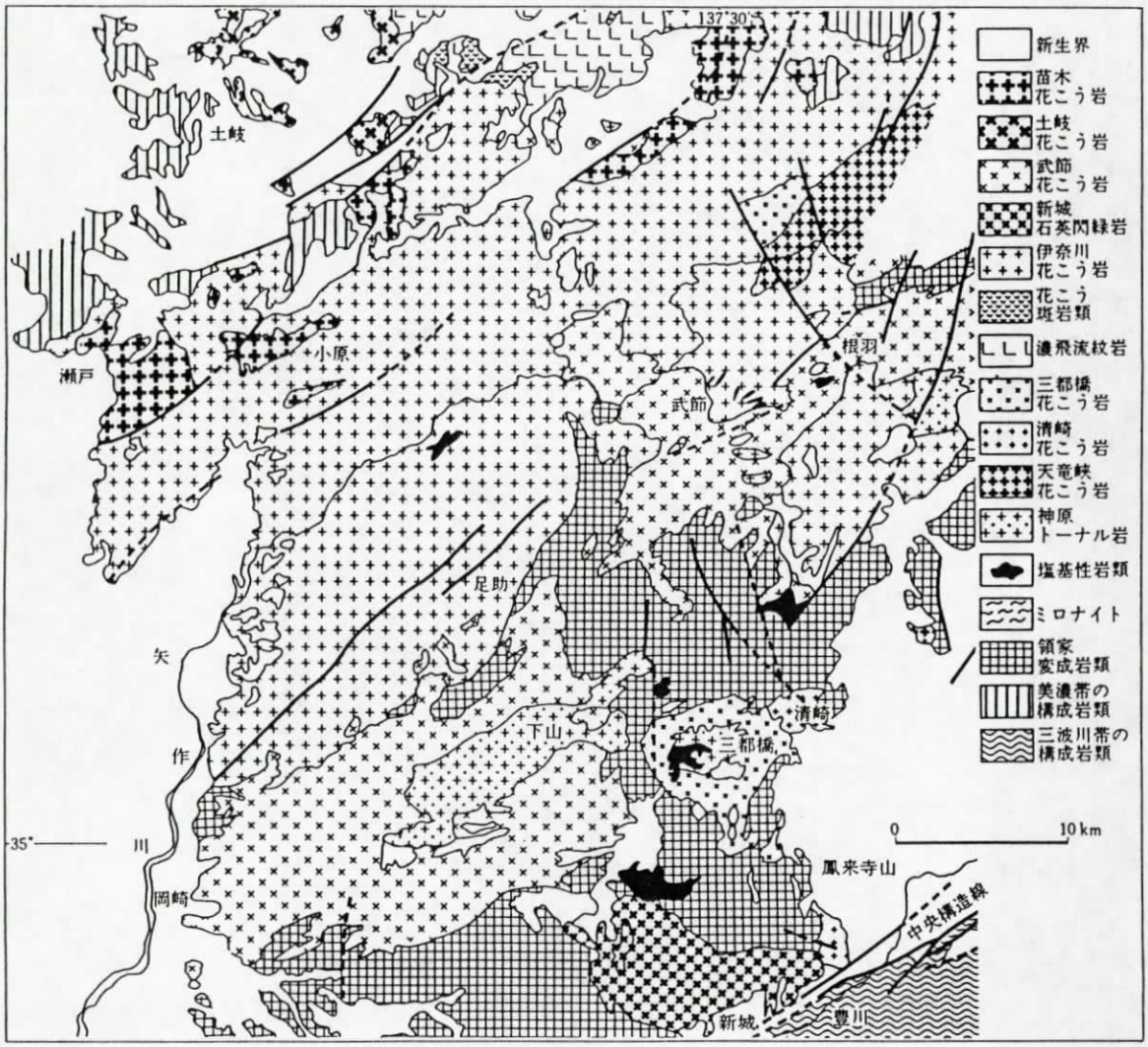


図3.4　三河地域の花崗岩類の地質図（仲井、1988）

段戸山北西の澄川・稲武に見られるもので、冨田（1954）の「澄川型」のジルコンを含む。後述の猿投花崗岩と本岩類は漸移関係にある。領家帯の北西部に見られ、粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主とする岩石より構成される。

オ．猿投花崗岩類

瀬戸市東南方の猿投山に模式的に見られるもので、澄川花崗閃緑岩類とは指交関係で接する。主として優白色の粗粒の黒雲母花崗岩からなり、冨田（1954）の「猿投型」のジルコンを含み、塊状のペグマタイトを伴う。模式地の猿投山付近では苗木花崗岩に貫入されている。

カ．小原花崗閃緑岩類

猿投山北西の小原村付近に分布する花崗閃緑岩に対して命名されたものである。澄川花崗閃緑岩や猿投花崗岩に漸移する。主として中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなるもので、暗色の包含物を普遍的に含む。

キ．武節花崗岩類

小出（1949）が段戸山の北部に見られる細粒の花崗岩類に対して命名したもので、領家帯のほぼ中央を占めて分布する。類似の岩相を持つ花崗岩類は岡崎市東方にも分布する。これは澄川花崗閃緑岩類に貫入しているのが認められる。なお、本岩類には以下に記すような特徴がある。

- 細粒で白雲母ないし黒雲母を含む両雲母花崗岩であること。
- 片麻状構造が認められないこと。
- ペグマタイトやアプライトの部分が少ないこと。

B．領家変成岩類

西南日本の中央構造線の北側に沿って、幅40km、総延長 700kmにわたって分布するのが領家帯である。このうち変成岩類がまとまって見られるのは、本地域では段戸山周辺・新城市北方地域・岡崎市南方である（図3.5参照）。その他の地域では領家花崗岩類が広い面積を占める。

領家変成岩類は、糸魚川（1975a）によれば、比較的低圧力の下で、主に温度の上昇によってもたらされたものであるという。したがって、広域変成岩ではなく接触変成岩の一種であるとみなすことができる。以下に分布地別に記載する。

ア．段戸変成岩類

小出（1949、1958）は、段戸山周辺に見られる片麻岩類に対して上記のように命名した。本岩類は、輝緑岩質斑糲岩質の塩基性の火成岩に貫入され、後の段戸花崗閃緑岩によって一様に変成作用を受けた。

図3.5　豊根村－段戸山地地域の地質図（沓掛、1988）

本岩類の源岩は秩父系と考えられ、頁岩や砂岩からなっていたものと考えられる。頁岩類が変成されて形成されたと考えられる岩石に基づいて変成相を区分してみると、北方より南方へ次のように各種の岩石が分布する。

a．片状ホルンフェルス帯

本帯は、白雲母・黒雲母ホルンフェルス、紅柱石・白雲母・黒雲母ホルンフェルス、菫青石・白雲母・黒雲母ホルンフェルス、ポタッシュホルンフェルスなどの種々のホルンフェルスより構成される。

b．漸移帯

本帯の岩石はホルンフェルス化および片麻岩化作用を受けており、珪線石・白雲母・黒雲母片麻岩よりなる。

c．縞状片麻岩帯

本帯は片麻岩が卓越し、変成鉱物の組み合せによって、珪線石・白雲母・黒雲母片麻岩、白雲母・黒雲母片麻岩、黒雲母片麻岩、斜長石・黒雲母片麻岩、微斜長石・黒雲母片麻岩、層内注入片麻岩などの各種の片麻岩が見られる。

このうち縞状片麻岩の一部はその後の領家花崗岩類の迸入を受け、接触変質縞状片麻岩という非常に堅硬な岩石となっている。

イ．新城市北方に見られる領家変成岩類

新城市の北方に見られる変成岩類について斉藤（1955）は、主としてこれが黒雲母片岩ないし黒雲母ホルンフェルスからなり、黒雲母片麻岩や石英片岩を伴うとしている。これらの変成岩類の構造は、走向はほぼ東西で傾斜は北傾斜であることが多い。

ウ．岡崎市南方の領家変成岩類

松沢ほか（1963）によると、諏訪・宮川は本地域に分布する領家変成岩類は、雲母片麻岩・珪質片麻岩・珪岩・角閃岩からなるとされており、また、各岩石には以下に述べる特徴があると云う（図3.6参照）。

雲母片麻岩の色調は灰色ないし暗灰色であり、片理が明瞭で縞状構造を示す。本片麻岩は構成鉱物の相違によって二大別される。一つは、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・珪線石などの組み合せからなるグループであり、もう一つは、白雲母・黒雲母・石英・斜長石・カリ長石などの組み合せからなるものである。

珪質片麻岩は灰白色を呈し、通常細粒ないし中粒である。片状構造は認められるが、雲母片麻岩ほど顕著ではない。稀に珪岩に漸移することもあり、雲母片麻岩と細互層を形成することもあるとされる。

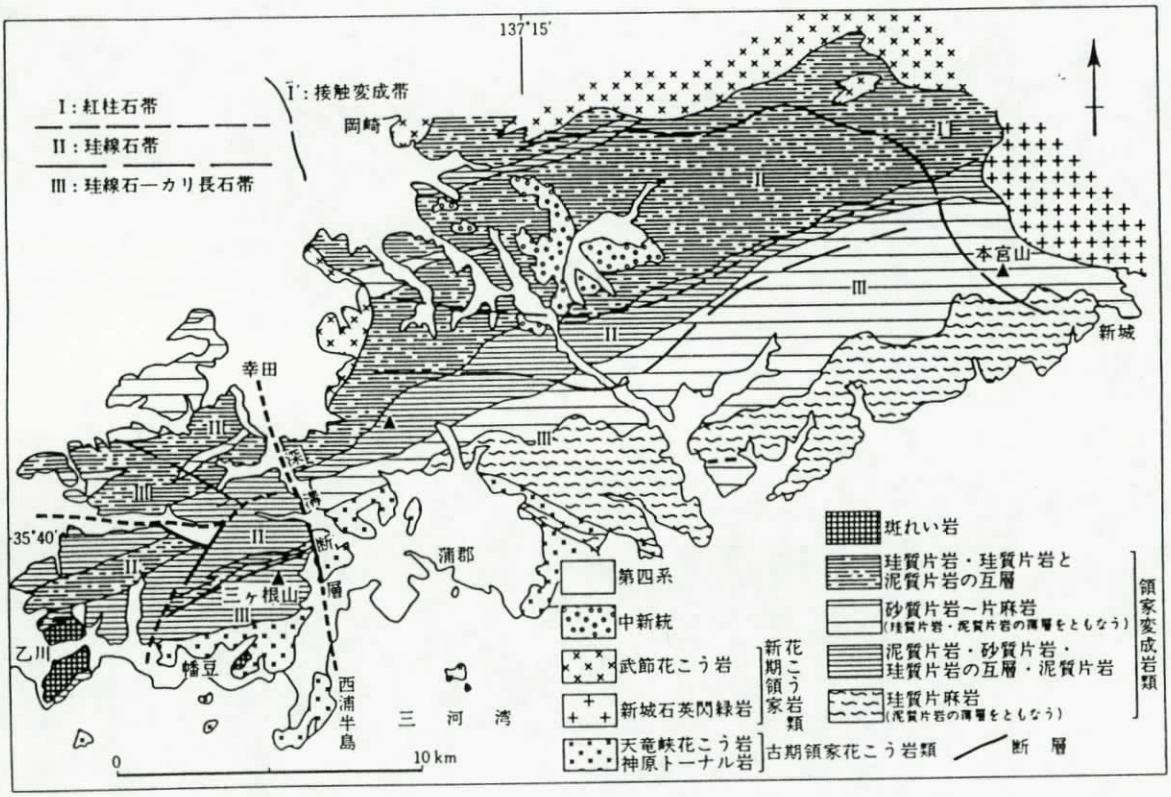


図3.6　幡豆ー本宮山地域の地質図（星野、1988）

2－3　豊川周辺地域の丘陵地・台地の地質

本地域には、地形の項でも述べたように高中低の三段の段丘面が発達する。このうち最も広い分布を示すのは中位段丘である。これらの段丘は、内帯側と外帯側で分布形態・高度を異にする。高位段丘は内帯側では隆起扇状地の形態を示すが（東海地方第四紀研究グループ、1969）、外帯側では天伯原面に相当するとされている。中位段丘は、内帯側では小坂井面であり、内帯側では高師原面とされている。低位段丘は、新城面・豊橋面である（図3.7参照）。

①　下部更新統（渥美層群）

渥美半島に分布する下部更新統は、土（1960）によって渥美累層と呼ばれた。黒田（1966）によれば、この渥美層群は下位より二川累層・田原累層・豊橋累層に区分されるという。これは、Hayasaka（1961）の細谷層群・豊橋層群・田原層群にそれぞれ対応する。なお、豊橋累層については前述したので、ここでは触れない。

A．二川累層

黒田（1958）が命名したもので、Hayasaka（1961）の細谷層群に相当する。下位より七根砂泥層・細谷砂層に区分される。本層群は、高塚付近から白須賀付近にかけて半島の南部に沿って分布する。層厚は20m以下である。

ア．七根砂質シルト層（黒田、1966）

豊橋市西東根町付近を模式として分布するもので、高塚から白須賀にかけて分布する。本層は薄い砂層（層厚５cm）とシルト層（層厚20cm）の互層からなり、下半部はシルト層が卓越する。上半部は層厚５mmないし１cmの葉理の明瞭な砂層と砂質シルト層の互層からなっている。本層は秩父系からなる基盤の山地にアバットしており、Hayasaka（1961）が西七根砂質シルト層と呼んだものにほぼ相当する。本層の基底の部分は海面下となっている。本層の層厚は４～７ｍである。

上位の細谷砂層は明瞭な境目をもって本層に重なる。また、東部地域の内山砂礫層（黒田、1966）の一部に相当する。化石は一般的には少なく、下部層の塊状シルト層から産出する。代表的なものを以下に記す。

Raeta (Raetellopus) puluchella
Soletellina sp.
Macoma sp.
Solen sp.
Neverita sp.

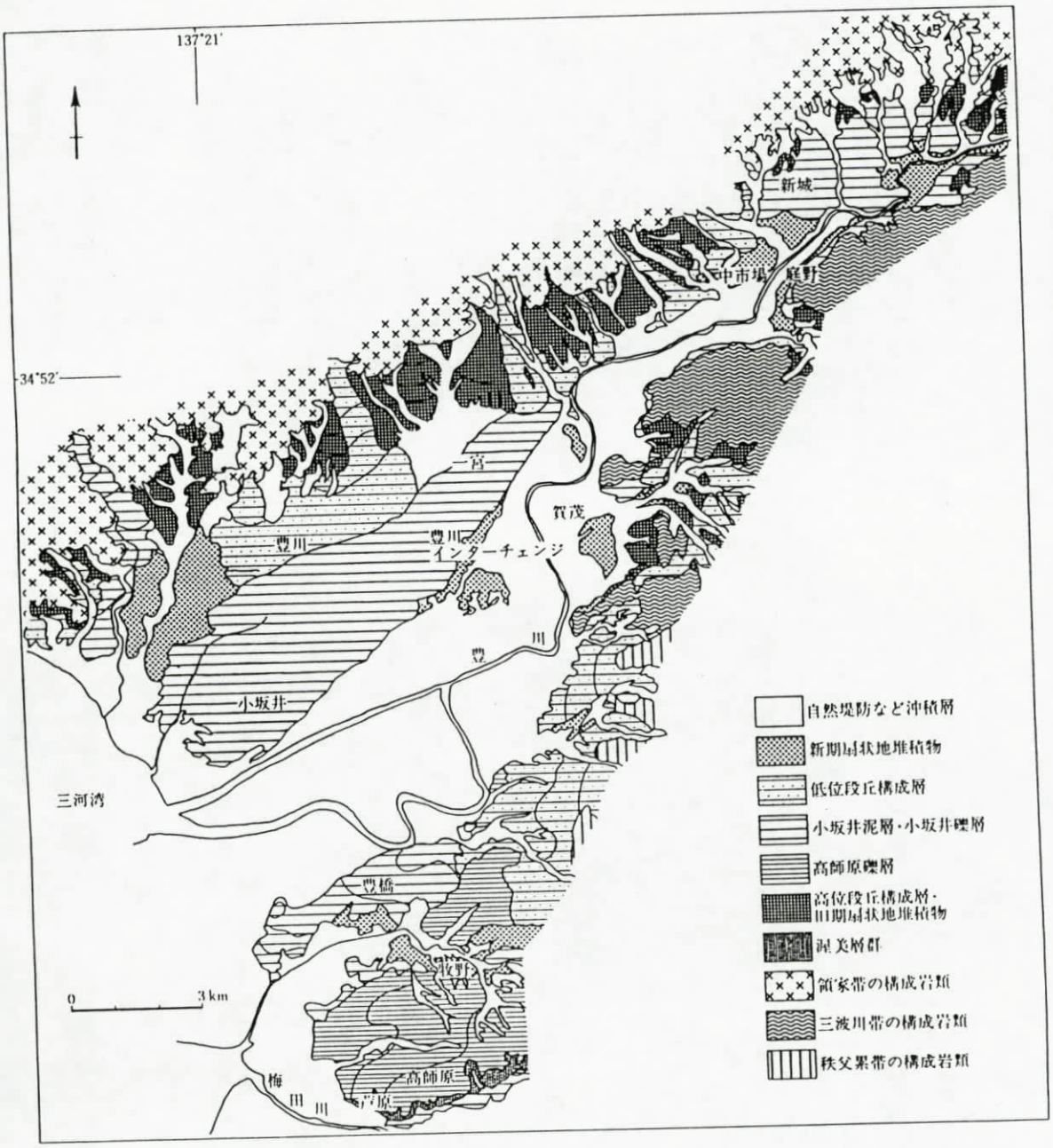


図3.7　豊川中・下流地域の地質図（木村、1988）

イ．細谷砂層（黒田、1966）

半島の南西岸に沿って分布し、豊橋市細谷町の道路背後の崖を模式とする。本層は模式地付近では七根砂質シルト層に整合にのる。岩相は主として均質な塊状の細粒砂からなり、これに細粒礫や黒灰色のシルトの挟みを伴う。層厚は１～15ｍである。なお、本層はHayasaka（1961）の上細谷砂層に相当する。

B．田原累層

本累層は渥美半島に広く分布し、下位の二川累層とは不整合関係で接し、上位の豊橋累層に不整合で覆われている。黒田（1958）によれば、東部地域では田原累層と豊橋累層の不整合は存在せず、整合であるとしている。本累層は、中西部では岩相によって、下位より伊古部礫層・高豊泥層・豊島砂層に区分される。以下に本累層を構成する各層について述べる。

ア．伊古部礫層

黒田（1958）が命名したもので、Hayasaka（1961）の高塚礫層に相当する。模式地付近では本層の層厚は６ｍ前後であるが、最大は14ｍに達することもある。本層は層相から更に二分することができ、下部は小礫と中礫とからなり、上部は部分的に斜交層理の見られる細礫層である。これらの礫は良く淘汰されており、礫種は先第三系の砂岩を主とし、稀に珪岩礫を含む。下部と上部の境界付近の層準にはしばしばシルト層のレンズを挟む。

イ．高豊泥層

黒田（1958）が命名したもので、豊橋市伊古部の海食崖を模式とする。層厚は約18ｍで、上部に行くにしたがって蛎礁を挟むようになる。本層は豊島砂層の細砂に整合に覆われ、伊古部礫層を整合に覆う。本層の最下部付近に20cm前後の凝灰岩層の挟みが見られる。本層の蛎礁付近の層準からは下記に示す貝化石がHayasaka(1961）によって報告されている。

Crassostrea gigas

Trapezium (Neotrapezium) liratum

Corbicula japonica sandaiformis

ウ．豊島砂層

黒田（1958）が命名したものでHayasaka（1961）の新居層に相当する。静岡県浜名郡新居町の南西 900ｍに見られる孤立丘を模式とする。岩相は垂直的に三層に区分される。最下部は不規則な斜交層理の発達する、よく円磨された硬質砂岩礫の小礫や細礫を含む層厚18ｍの砂礫層である。中部は 1.7ｍの砂質シルト層で

あり、上部は稀に細礫を含む褐色の細粒砂である。

本層は浜名郡新居町の西部の丘陵地に分布し、鷲津層に整合に覆われる。高松の露頭では、Batillaria zonaris、Dosinorbis penicillata、Mya japonica、Tonna luteostomaなどで示される化石帯がある。

② 上部更新統

岡田（1984）は、豊川流域から渥美半島にかけて見られる地形面について総括している。これに基づいて地質との関連を考慮しつつ、主要な段丘面の地質について以下に記載する。

A．小坂井面構成層（写真２参照）

豊川市や小坂井町を載せる面が小坂井面で、南西に向って傾斜し、沖積面と交差する。台地面は極めて平坦で、浅谷が所々に認められる。台地を構成する地層は現河床の堆積物と類似した堆積物からなり、淘汰の余り良くない砂礫層からなる。すなわち、かつての氾濫原の堆積相を示すとされている。

豊川市西部では厚さ８～10mの砂礫層からなる。本礫層の礫径は南西側に徐々に小さくなる傾向が認められる。北西側に向って次第に礫層から内湾性のシルト層へと岩相が変化し、二枚貝の化石（Trisidos tortuosa kiyonoi）を産したこともある（土、1960；Itoigawa、1964）。

B．高師原砂礫層

本層は豊川南岸の高師原に見られるもので、渥美層群を覆って分布する薄いベニア状の礫層である。本層の礫種は後背地の地質の違いに応じて若干異なる。秩父累帯の山地の付近ではチャートの角礫を主とし、豊川水系では流紋岩礫・結晶片岩礫・領家片麻岩礫などを主とするようになる。

土（1960）は後述の小坂井面と本層の頂面の高師原面とを対比しているが、岡田（1984）は本面は福江面・豊橋面に対比されるとし、若干意見を異にしている。土（1960）は、小坂井面と高師原面の高度の違いは渥美撓曲運動の影響と見なしている。

C．豊川面構成層（写真３参照）

いわゆる中位段丘に相当するもので、本礫層の頂面である豊川面は濃尾平野の熱田面に相当するとされている。台地面は西方に緩傾斜し、扇形を示す。山麓部では小さな扇状地が複合した複合扇状地とでも云うべき形態を呈する。構成層は殆どが礫層で、稀に砂層を伴う。豊川付近に分布する本台地では本流型のやや礫径の大き

な礫層となる。

D．豊橋面構成層（写真４参照）

豊橋面は南西方向に緩傾斜し、その標高は10～４ｍと変化する。段丘面構成層は上下に二分することができ、下位の地層は豊川系の礫層よりなり、上位の地層は氾濫原ローム的性格を示すシルト質粘土または礫混じり砂層からなる。段丘面上には、かつての川の名残である浅谷が見られる。

E．牧野面構成層

牧野面は東名高速道路豊川インターチェンジの南に見られるもので、西方は豊川面と数ｍの段丘崖で接する。上位の各面と同様に南西に向って緩傾斜している。牧野面を構成する地層をここでは牧野礫層と仮称する。

この牧野礫層は砂礫層よりなり、その岩質は松沢ほか（1961）によれば、設楽山地由来の火山岩が60％以上を占め、内帯の花崗岩・領家変成岩類などがこれに次いでいる。本面は豊川流域の賀茂面に相当する。

③　沖積低地

豊川の沖積低地は新城市豊島（河口より16km）から河口まで見られ、最大幅は 4.2km である。西縁および東縁は段丘崖によって更新世の段丘と接する。平面型は短冊状を呈する。豊川の流路には蛇行が見られ、この水路と旧河道との間には自然堤防帯がよく見られる。河口より 6.5kmから下流では、次第に自然堤防も少なくなり三角州帯に移り変わる。

A．自然堤防帯

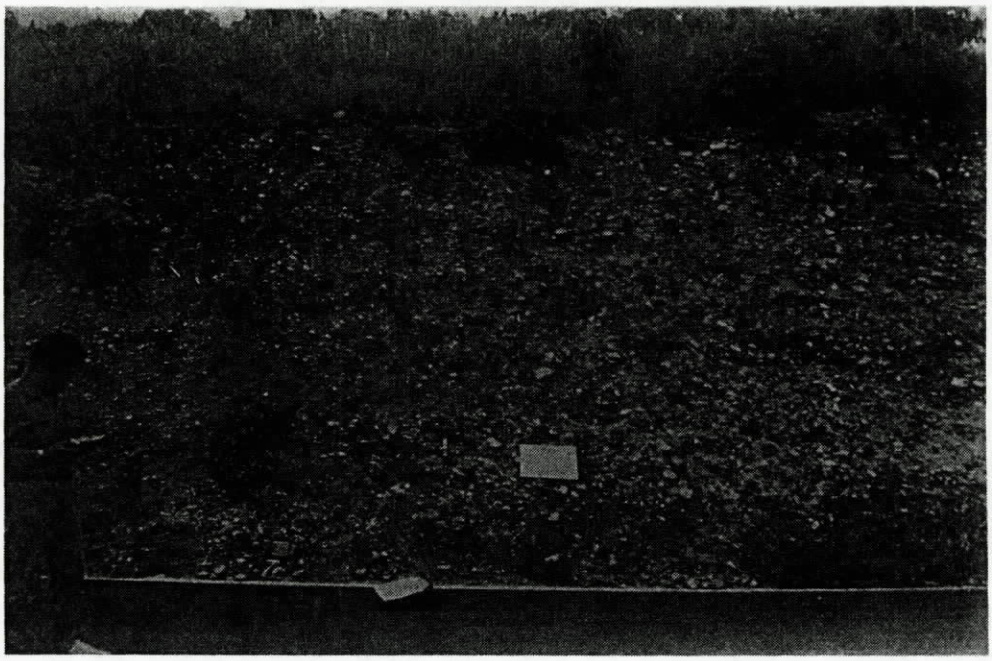
豊川の南部低地では、河口より10km程度になると河床堆積物に変化が認められるようになり、10kmより上流では砂礫からなるのに対して、これより下流では砂やシルトからなるようになる。自然堤防帯の表層の地質は、年度混じりの中粒の砂からなり、また旧河道沿いでは砂やシルトからなっている。

B．三角州帯

標高4.5ｍの等高線以南の地域は三角州と呼べる地域で、浅海成の堆積物と考えられるシルト層を主とする岩相を示す。

西島より南西では自然堤防や旧河道もあまり見られなくなり、低湿地帯へと移行する。この線はほぼ５ｍの等高線に沿っており、勾配の変換点に当っているものと思われる。西島では表層は黒褐色の有機質のシルトからなるが、大蚊里では沖積層の層厚が６ｍあまりとなり、貝殻混じりのシルト層からなるようになる。

写真１　高位段丘構成層（一宮町炭焼）



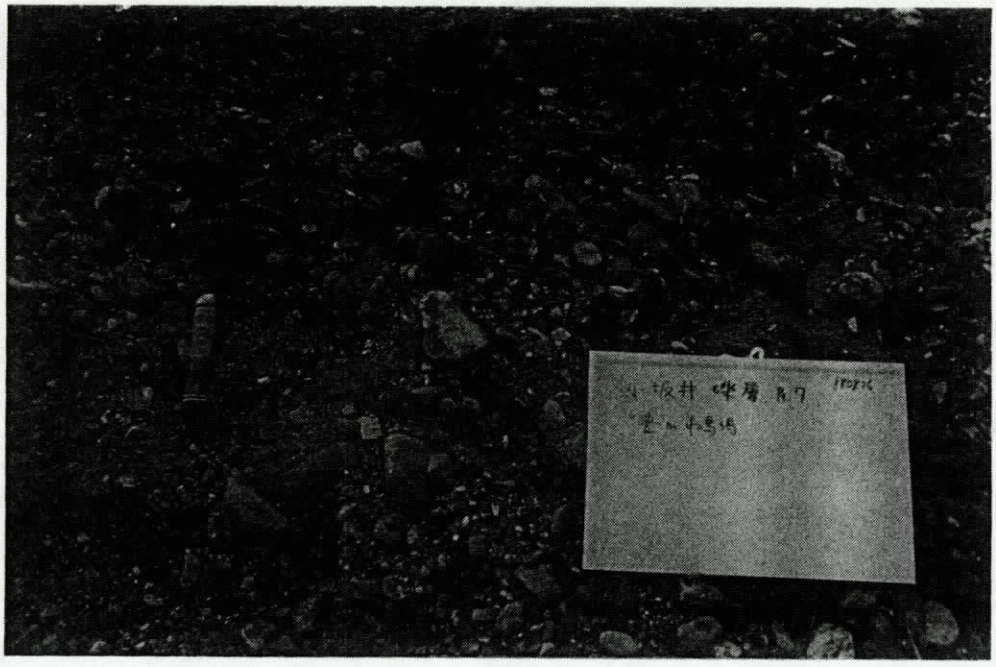


写真２　小坂井礫層（豊川市馬場）

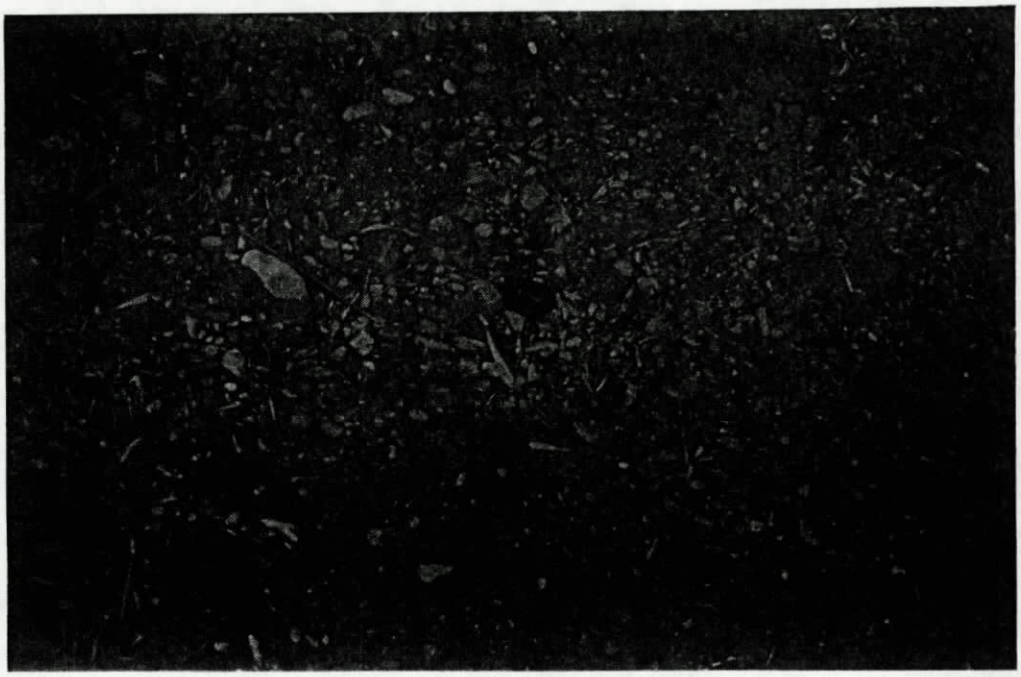


写真３　豊川礫層（豊橋市浜道町）

写真４　豊橋礫層（豊橋市有楽町）

2－4　岡崎平野とその周辺地域の地質

岡崎平野とその周辺地域に分布する地質系統は、下位より領家変成岩類・領家花崗岩類（以上、中生界）・設楽層群・岡崎層群・師崎層群・瀬戸層群・矢田川累層（以上、新第三系）・明大寺層・仁木層・細川層・（以上、高位段丘構成層）・碧海層（中位段丘構成層）・大平層（低位段丘構成層）・沖積層などである（図3.10参照）。

以下、主要な各層について記載する。なお、瀬戸層群と矢田川累層および碧海段丘については後述する。

①　領家変成岩類および領家花崗岩類

岡崎市南方の領家変成岩類については、石井（1928）によって初めて報告された。それによれば、本地域の領家変成岩類は東西に近い片理方向を持ち、断層によって分断されており、非常に複雑な構造からなるとした。また、石井は構成する岩石としては雲母片岩・雲母片麻岩・石英片岩などの岩石を挙げている。

松沢ほか（1963）は、本地域の領家変成帯ではいわゆる領家変成岩類と領家花崗岩類とが見られるとしている。そのうち領家変成岩類は雲母片岩・珪質片岩・珪岩・角閃岩などから構成されるとしている。また、領家花崗岩類は片麻状花崗閃緑岩・片麻状花崗岩などから構成されるとしている。松沢ほか（1963）は、本地域の地質構造についても言及し、次のように述べている。即ち、本地域の地質構造は総観的には半ドーム構造を示し、ドーム状構造の南半部は中央構造線によって切られている。ドームの中心部には片麻状花崗岩および花崗閃緑岩が分布し、その周囲には雲母片麻岩・珪質片麻岩が分布している。（写真５参照）

②　新第三系

A．設楽層群

本層群は、嘉藤（1955）およびKato(1962）によれば、不整合によって北設亜層群（主として海成層からなる）と南設亜層群（主として火山岩類よりなる）に二分されるという。本層群は、鳳来寺山付近に分布し、領家花崗岩類や鹿塩ミロナイトを不整合に覆って分布する。南設亜層群は斎藤（1955）により設楽火山岩類と呼ばれたこともある。納富(1929)は、鳳来町南部の地域を中心として本層群が盆地状構造をなしていることを報告した。最近、沢井（1979）、設楽団研グループ（1979）などにより再検討されている（図3.8参照）。

ア．北設亜層群

本亜層群は全層厚 1,000mの一輪廻性の海成堆積物で、下位より田口累層・川角累層・下田累層・坪沢累層・玖老勢層の五層に細分される。本亜層群は、設楽層群の分布地の周辺部に分布する。本亜層群の層相は下部では主として粗粒堆積物からなり、中上部は細粒な堆積物が卓越し、著しく凝灰質な部分がある。

a．田口累層

本累層は嘉藤（1955）により命名されたもので、設楽町田口北方に模式的に見られるものである。設楽層群の基底礫岩とも呼べるもので、その層厚は通常20m前後であるが、設楽盆地の周辺部では最大 100mに達する部分もある。本累層は領家花崗岩類を不整合に覆い、上位の川角累層に整合に覆われる。礫種は、主に領家帯の花崗岩類である。場所によっては、直径３mにも及ぶ礫を含むこともある。

b．川角累層

本累層は嘉藤（1955）により命名されたもので、層厚約 110mの海成の砂層である。層相は、全体として砂層が卓越するが、上方粗粒化型のシークエンスを示し、下部には細礫岩を伴うこともある。本累層は上位の下田累層に不整合に覆われる。

柴田・伊奈（1988）によれば、本累層からは、Crassostrea gravitesta.、Cyclina japonica.、Hiatula minoennsis.などの内湾の潮間帯付近に生息する貝の化石を多産するという。

c．下田累層

本累層は嘉藤（1955）により命名されたもので、設楽層群の主部を占めるものであり、さらに三層に区分される。すなわち、下部の泥質砂岩を主体とする部分と、火砕質な泥岩を主体とする中部・上部である。層厚は最下部が30m、中部では80m、上部は 180mである。本累層は化石を多産する。代表的なものを挙げると、次の様なものである。

Soretellina monoensis、Macoma optiva（下部層）

Macoma optiva、Venericardia sp（中部層）

Palliolum peckhani、Lucinoma sp.（上部層）

本累層は上位の坪沢累層に整合に覆われる。

d．坪沢累層

本累層は嘉藤（1955）により命名されたもので、盆地の南東部に主として分布する。坪沢累層もやはり二分することが可能である。下位は凝灰質泥岩で層

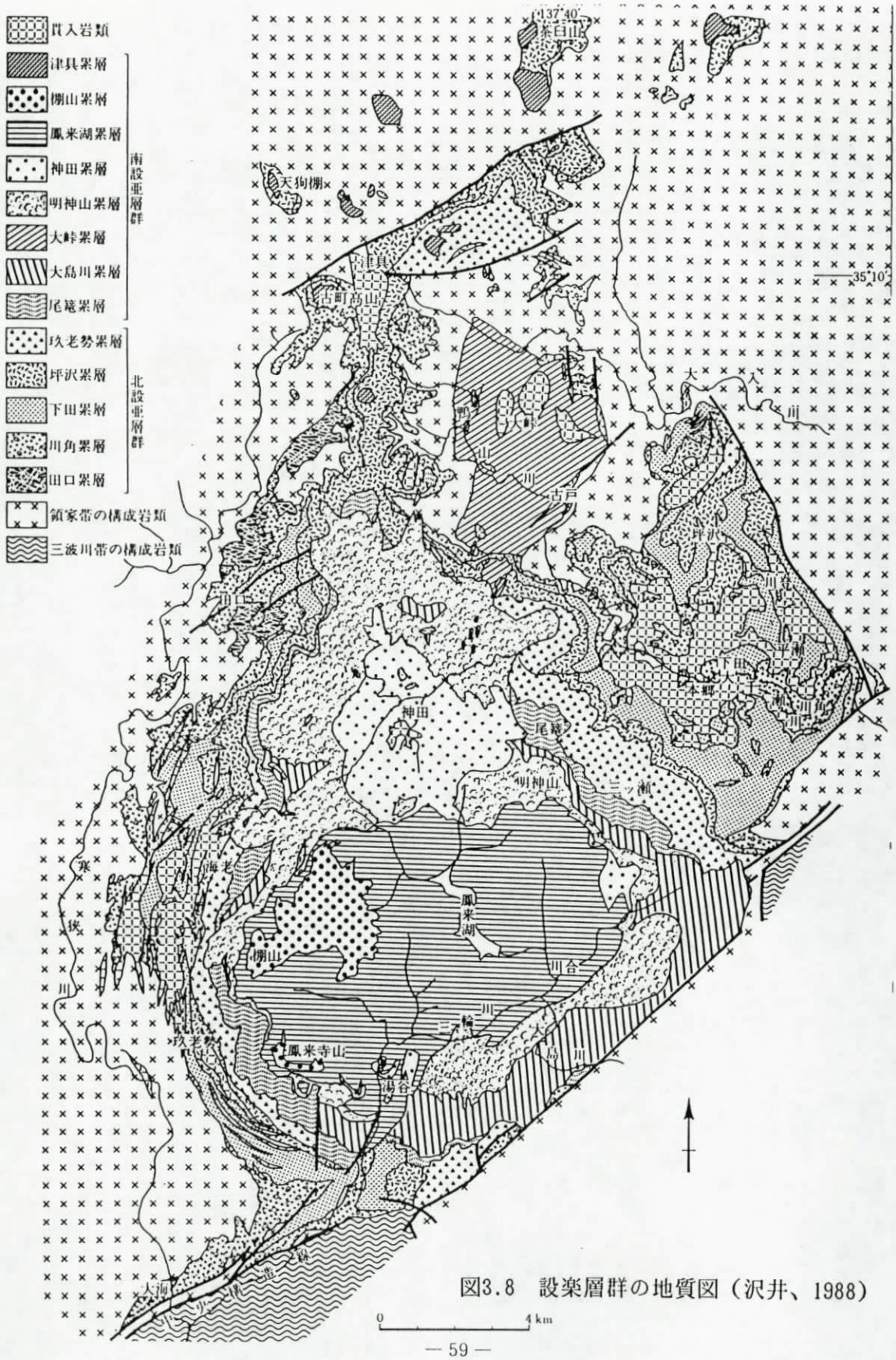


図3.8　設楽層群の地質図（沢井、1988）

厚 120mである。上部は層厚 100mの凝灰質砂岩である。本累層はPalliolum peckhani、Lucinoma sp.といった化石を含む。

e．玖老勢累層

本累層はKato（1962）によって命名されたものであり、設楽盆地を取巻くようにして分布している。本累層は全体として不完全ではあるが一輪廻を示す堆積物である。また、本累層は岩相的には下位より基底礫岩・緑色粗粒凝灰岩・凝灰岩および凝灰質黒色頁岩の互層に区分することができる。本累層の層厚は約 600mであり、北方に向って層厚を減じる傾向がある。柴田ほか（1977）によれば本累層の層厚は 400mであるという。

本累層の基底礫岩中には、保存の悪いPatinopecten sp.が含まれる。上位の地層中からはAcila divaricata、Acilana tokunagai、Neilonella ovataなどの比較的深いところに生息している貝化石を産する。

イ．南設亜層群

本地域において砕屑性の堆積物上に載る火山岩類は、糸魚川（1975a）によれば流紋岩類と石英安山岩とその砕屑岩類である。これらの岩石類は鳳来町北部の鳳来湖付近に分布している。Koto（1916）や久野（1954）は、ザクロ石を含む松脂岩の存在を報告している。火成岩に富む本亜層群は、嘉藤（1955）により南設亜層群と命名された。沢井（1979）、設楽団研グループ（1979）によって層序の再検討がなされ、下位より尾籠累層・大島川累層・大峠累層・明神山累層・神田累層・鳳来湖累層・棚山累層・津具累層に区分されている。

a．尾籠累層

本累層は、設楽団研グループ（1979）によって命名されたもので、模式地は東栄町尾籠付近である。本累層は、盆地南部を取巻くようにして分布している。本累層は、斜長石・黒雲母・石英を含む流紋岩質の厚い溶岩からなる。この流紋岩質溶岩中には上に掲げた鉱物の他に少量のカリ長石やザクロ石を含むことがある。設楽団研グループ（1979）によれば、鳳来町湯谷の南西部には不淘汰の巨礫基底礫岩があるという。

b．大島川累層

本累層は、設楽団研グループ（1979）によって命名されたものであり、模式地は鳳来町の東部大島川流域である。また、本累層は盆地南東部の断層に沿って帯状に分布する。

本累層は、主として流紋岩質の溶結凝灰岩よりなり、これに礫岩、砂岩、泥

岩層を頻繁に夾在する。凝灰岩の岩質は、下位から上位に流紋岩質からデイサイト質へと変化する。本累層は尾籠累層を非整合に覆い、層厚は積算で約 500 mであるという。

c．大峠累層

本累層は、沢井（1979）により命名されたもので、模式地は東栄町古戸西方の鴨山川流域である。領家変成岩類の中に大峠を中心として東西5km、南北6kmの矩形の盆地を形成して分布する。

本累層は、主に流紋岩質の火砕岩から構成されているが、熱水変質作用を受けており、絹雲母を生じている。基底には尾籠累層同様に不淘汰の巨礫岩を伴う。本累層は領家帯の構成岩類及び北設亜層群と高角不整合面で接する。層厚は約 600mである。

d．明神山累層

本累層は、設楽団研グループ（1979）により命名されたもので、模式地は東栄町三ツ瀬西方付近である。南部地域の設楽盆地を取囲むようにして分布する。本累層は、主としてデイサイト質ないし安山岩質の溶岩より構成され、これに貫入岩体や砂岩、泥岩、火砕岩を夾在する。大島川累層を非整合に覆う。本累層の全体の層厚は約 600mである。

e．神田累層

本累層は、設楽団研グループ（1979）によって命名されたもので、模式地は設楽町神田の東方地域である。神田付近を中心として東西南北とも約5kmのほぼ円形の地域に分布する。

本累層は、主として流紋岩質の溶結凝灰岩からなり、下位に非火砕岩の礫岩や砂岩と流紋岩の溶岩を伴い、さらに上位には泥岩、凝灰岩を夾在する。全体として白色に変質していることから熱水の影響が示唆される。本累層は明神山累層を非整合に覆い、その層厚は約 350mである。

f．鳳来湖累層

本累層は、設楽団研グループ（1979）によって命名されたもので、模式地は鳳来町川合から鳳来湖に至る道路に沿う地域である。鳳来湖を中心として東西15km、南北10kmのほぼ楕円形の地域に分布する。

本累層は、主として白色の流紋岩質の火砕岩からなる。多くの流紋岩の岩脈に貫かれており、堆積当初の構造は保存されていない。神田累層を非整合に覆い、その層厚は約 400mである。

g．棚山累層

本累層は、沢井・設楽団研グループ（1987）が命名したもので、模式地は鳳来町棚山である。本累層は、鳳来寺山方面と棚山方面に分布する。

本累層は、主として少量の黒雲母を含む流紋岩質の溶岩、火砕岩からなる。ほぼ水平な堆積構造をもち、鳳来湖累層を不整合に覆う。

h．津具累層

本累層は、沢井(1979)が命名したもので、模式地は北設楽郡津具村上津具である。本累層は、一般に小岩体をなして点在している。本累層は、安山岩質・玄武岩質の溶岩・火砕岩よりなり、北設亜層群を不整合に覆う。殆ど変質作用を受けておらず、沢井・設楽団研グループ(1988)によれば、ドーム状岩体では岩石はハイアルミナ玄武岩で、散点的に分布するタイプでは岩石はカルクアルカリ岩系の安山岩であるとされる。

一方、本地域に分布する流紋岩類については、斉藤（1955）による研究もある。それによれば、本地域の流紋岩類は三つのタイプに区分されるという。即ち、三輪流紋岩類・七郷（ななさと）流紋岩類・鳳来寺流紋岩類である。これらの火山岩類の活動史は次の三期に区分されている。

前期－三輪流紋岩類の噴出
　　七郷流紋岩類
中期－鳳来寺流紋岩類の噴出
　　石英流紋岩類
後期－安山岩類の貫入

次にこれらの岩類について、斎藤（1955）に基づきその概要を以下に記述する。

i．三輪流紋岩類

本岩類は、主として設楽盆地の中央部に分布する。また、本岩類は下位の砕屑性の設楽層群を不整合に覆う。本岩類の岩質は、主としてリソイダイト（隠微晶質流紋岩）からなり、これに砕屑性の凝灰岩や凝灰角礫岩を伴う。

ii．七郷流紋岩類

本岩類は主として設楽盆地の南部に分布し、下位の南設亜層群玖老勢累層とは不整合の関係で接する。本岩類の岩質はいわゆる流紋岩であるが、石英の斑晶および捕獲岩を含む。

iii．鳳来寺流紋岩類

本岩類は、三輪流紋岩類の西縁部に分布するもので、下位の北設亜層群と

は不整合の関係にある。本岩類の岩質は流紋岩を主とするが、これに松脂岩やガラス質凝灰岩を伴う。

B．岡崎層群

石井（1928）により初めてその存在が報告されたもので、岡崎地質調査研究会（1973）により命名されたものである。額田郡額田町付近に模式的に見られるものであるが、分布は断片的である。領家花崗岩類を不整合に覆って分布し、その層相は礫岩を主体とするものである。林・三浦（1973）は貝化石や植物化石の検討から本層群の堆積年代を中新世とした。岡崎地質調査研究会（1973）によれば、本層群は本宿累層と竜泉寺累層とに上下に二分されるという。以下に概要を記す。

ア．本宿累層

本累層と次の竜泉寺累層との関係は不明であるが、一応、本宿累層が下位とされている。岡崎地質調査研究会（1973）によって命名されたもので、岡崎市本宿町付近から上衣文町付近に模式的に見られる。本累層の層相は、角礫ないし亜角礫を主体とするもので著しく淘汰は不良である。時として薄い砂岩のレンズを挟むことがあり、層厚は40m内外である。

イ．竜泉寺累層

本累層は、岡崎地質調査研究会（1973）により命名されたもので、岡崎市南部の竜泉寺町付近に模式的に見られる。層相より上下に二分することができ、下部は礫を主体とする地層からなり、上部は砂岩・シルト岩と角礫岩とからなる。

竜泉寺累層上部からは、林・三浦（1973）により、Lucinoma annulata、Macoma izurennsis等の貝化石と、仲井ほか（1985）によって、Cunninghamia protokonishii、Comptonia naumanni、 Robinia nipponica等の植物化石が報告されている。

C．師崎層群

知多半島の南部に分布する師崎層群については、これまで多くの研究者によって研究されてきている。この「師崎層群」の名称は、小瀬（1929）により始めて用いられたもので、師崎層群の名を使わずに知多層群と呼んでいる研究者もいる（中村、1926；嘉藤・松沢、1951；林、1957等）。

中村（1926）や小瀬（1929）により始められた知多半島の地質学的研究は、嘉藤・松沢（1951）になるとそれ以前と異なり、半島全域ではなく師崎層群に限定したものとなってきた。

古生物に関する研究は最近かなり盛んになってきており、ここ15年をみても各分

野の研究成果が上ってきている。軟体動物は、Shikama・Kase（1976）、Shibata（1977）により研究され、浮遊性有孔虫は、土井（1983）、Ibaraki et al（1984）などにより研究されている。

堆積学的研究では、林（1957）による砕屑岩脈についての研究を始めとして、その後、Hayasi・Iwai（1959）、Hayasi（1960）、林（1971）などによって研究された。嘉藤ほか（1983）は、師崎層群中に見られる凝灰質砂岩の鉱物学的ならびに岩石学的研究を行った。また、Suzuki（1961）や鈴木（1961、1984）は本層群中より産出する沸石について研究している。

近藤・木村（1987）は、最近の成果を踏まえて本層群を師崎層群として再定義した。それによれば、本層群は下位より日間賀累層・豊浜累層・山海累層・内海累層に区分されるという(図3.9参照）。本層群の地質時代は、Ibaraki et al（1984）により、Blow（1969）のzonationのN6-N9と推定されている。なお、本層群の層厚は約 1,000mとされている。

ア．日間賀累層

中村（1926）により命名されたもので、近藤・木村（1987）により再定義・記載された。模式地は渥美湾口の知多郡南知多町の日間賀島である。知多半島の先端部の羽豆岬や幡豆郡一色町佐久島にも分布する。本累層は師崎層群の最下部の地層であるが、基底は知られていない。現在見られる基底部は、近藤・木村（1987）によれば、嘉藤ほか（1983）が「羽豆凝灰質砂岩」と命名した４m内外の凝灰質砂岩であるという。

本累層の層相は上下に二分することができ、下部は砂岩層、上部は凝灰岩を夾在する砂岩・シルト岩の互層よりなる（Shikama・Kase、1976；Shibata、1977）。また、本累層の層厚は 200m以上と推定されており、上位の豊浜累層に整合に覆われる。

イ．豊浜累層

本累層は Shibata（1977）により命名され、近藤・木村（1987）もこれを踏襲した。 Ibaraki et al（1984）の師崎シルト岩層および大井砂岩・シルト岩互層をあわせたものにほぼ相当する。本累層は中村（1926）の師崎階に、小瀬（1929）の師崎層にそれぞれ相当する。

本累層の模式地は、近藤・木村（1987）により、南知多町小左南東 400mの崖とされている。本累層の分布は知多半島先端部の羽豆岬から、伊勢湾側では山海まで、渥美湾側では新屋敷まで見られる。

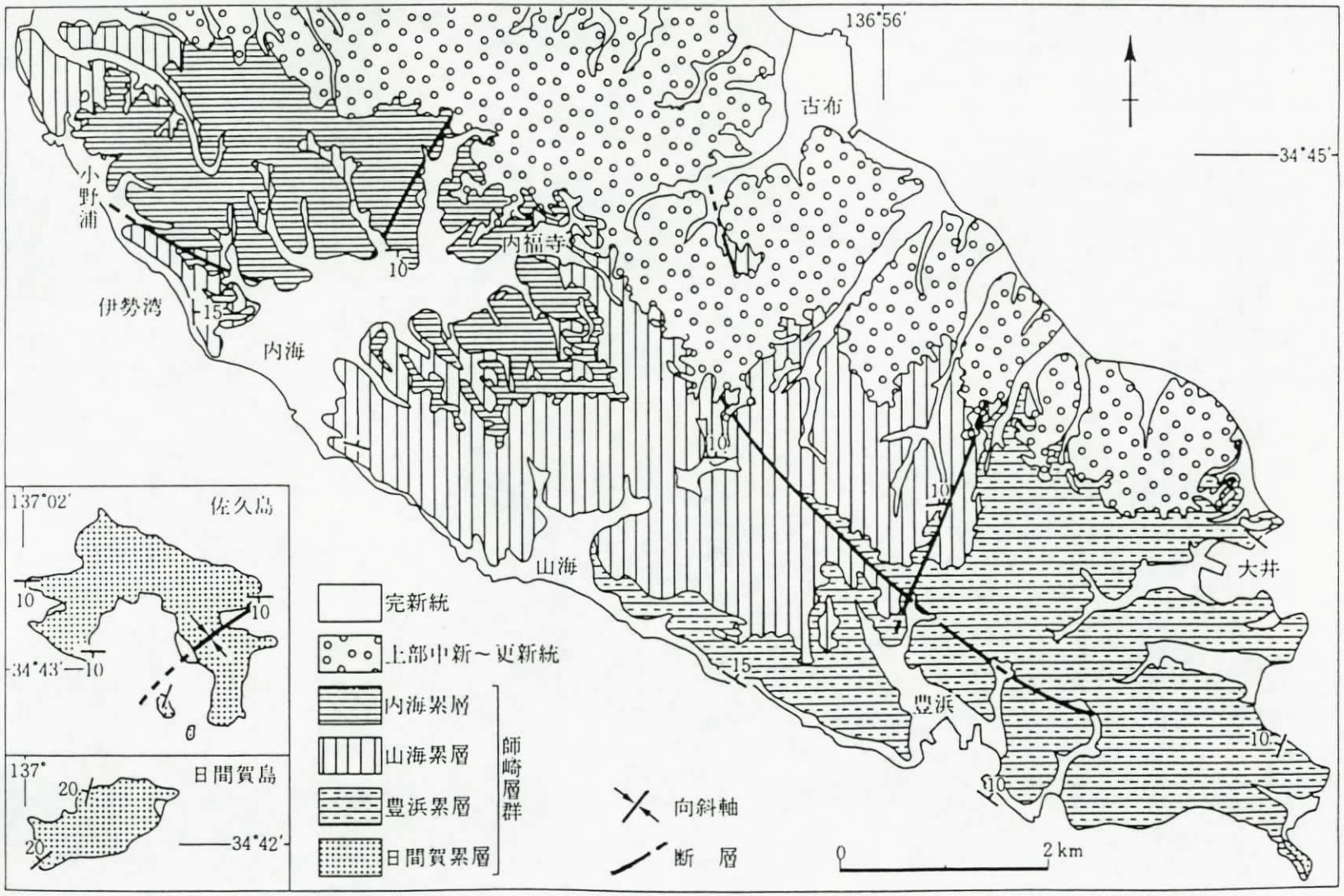


図3.9　知多半島南部地域の師崎層群の地質図（柴田、1988）

本累層の上限は近藤・木村（1987）によれば、嘉藤ほか（1983）の初神凝灰質砂岩層の基底とされ、山海累層に整合に覆われている。

本累層は層厚 700mに達する厚層である。本累層の岩相は大きく二分することができ、下部は砂岩シルト岩の互層である。上部は、大井ー豊浜以北に分布するが、岩相は下部と大きな違いはない。凝灰質砂岩は良く連続するものもある。下部に夾在する長谷崎凝灰質砂岩層と上部に夾在する初神凝灰質砂岩である。

本累層産の貝化石については、Shibata(1977)により、Acilana tokunagai、Acila sp.などが報告されている。

ウ．山海累層

本累層は、Shibata(1977）により命名されたもので、近藤・木村（1987）により再定義・記載されたものである。中村（1926）の初神階下部に相当し、小瀬（1929）の初神層下部に相当する。林ほか（1955）・林（1957）の久村累層に相当し、土井（1983）の内海累層の下部にも相当する。

本累層の模式地は南知多町の山海北方の峠付近に見られる露頭とされている（近藤・木村、1987）。また、本累層は伊勢側の野間岬付近より知多湾側の豊丘方面へと分布する。下位の豊浜累層に整合に重なり、内海累層に整合に覆われる。本累層の基底は初神凝灰質砂岩であり、上限は名越凝灰質砂岩の直下とする。本累層の層厚は 270mである。

本累層の下部は初神凝灰質砂岩基底から高峰Ａ凝灰質砂岩直下までの範囲で、凝灰質砂岩、シルト岩、凝灰岩からなるが全体としてはシルト岩が卓越する。この部分には凝灰質砂岩が６枚挟まれ、土井（1983）の命名した吹越凝灰岩などを挟み、層序の確立は確実に行える部分である。

初神凝灰質砂岩から嘉藤ほか（1983）の乙方凝灰質砂岩までの層準はシルト岩と砂岩の互層であるが、概してシルト岩がちである。乙方凝灰質砂岩から上位での本累層はシルト岩・薄い砂岩層の互層からなるが、嘉藤ほか（1983）の高峰凝灰質砂岩Ａ－Ｅをこの部分に夾在する。

本累層の上部は高峰凝灰質砂岩Ａから名切凝灰質砂岩の直下までの範囲で、砂岩・シルト岩（頁岩）の互層で、ややシルト岩がちである。砂岩の層厚は10cm程度で、シルト岩の層厚は20cm内外から数mに達する。

エ．内海累層

本累層は、Shibata（1977）によって命名されたもので、近藤・木村（1987）によって再定義・記載されたものである。中村（1926）の初神階の上部に、小瀬

（1929）の初神層の上部に相当する。また、林ほか（1955）の内海累層に、土井（1983）の内海累層の上部にそれぞれ相当する。

本累層の模式地を、近藤・木村（1987）は内福寺の西方の性海寺北の露頭を模式地としている。模式地を中心として楠や内海北西方、内福寺西方、小野浦東方に分布する。なお、本累層の層厚は約70m以上である。

本累層の岩相は全体として砂岩・泥岩の互層からなる。上部ではシルト岩の優勢な互層からなる。本累層にも凝灰質砂岩が夾在している。このうち嘉藤ほか（1983）の岡部凝灰質砂岩は本累層の中部に夾在し、連続性が良いので有効な鍵層であるという。この岡部凝灰質砂岩層の直下のシルト岩からは、土井（1983）によって Orbulina universaが採集されており、本累層はBlow（1969）のN-9以降の堆積年代ということになる。

③　岡崎平野周辺の第四系

本平野は、矢作川及び境川の流域に広がっており、三河高原と尾張丘陵とに挟まれて発達する。桑原（1968）は、本平野の形成は更新世中期から始まり、現在も継続しているとし、この地域に猿投－碧海盆地と呼ばれる地質単元を設定した。本平野に発達する第四系は町田ほか（1962）により研究され、古い方から三好段丘、挙母段丘、碧海段丘、越戸段丘の４段に区分した。これらの段丘の分布を見てみると、本平野の北西側で広く南東側で狭い傾向がある。段丘の北方の丘陵地は岡崎層群などの中新統ないし鮮新統の瀬戸層群からなる（図3.10参照）。町田ほか（1962）は模式地の地名をとって、この丘陵の背面を藤岡面と命名した。

Ａ．中部更新統

岡崎平野の中部更新統相当層は、三好面及び挙母面の段丘構成層であり、それぞれ三好層、挙母層と呼ばれている。概して、これらの高位段丘堆積物は平野の東部及び北部に分布している。

ア．三好層及び明大寺層

ａ．三好層

本層は、町田ほか（1962）により命名されたもので、模式地は西加茂郡三好町付近である。本層の分布は、岡崎平野の北東方の豊田市から南西方の西加茂郡三好町明知付近までである。本層の作る面は三好面と呼ばれ、標高35～110ｍである（写真６参照）。

本層の岩相は、主にチャートなどの硬質岩類の中～大礫からなる礫層である。

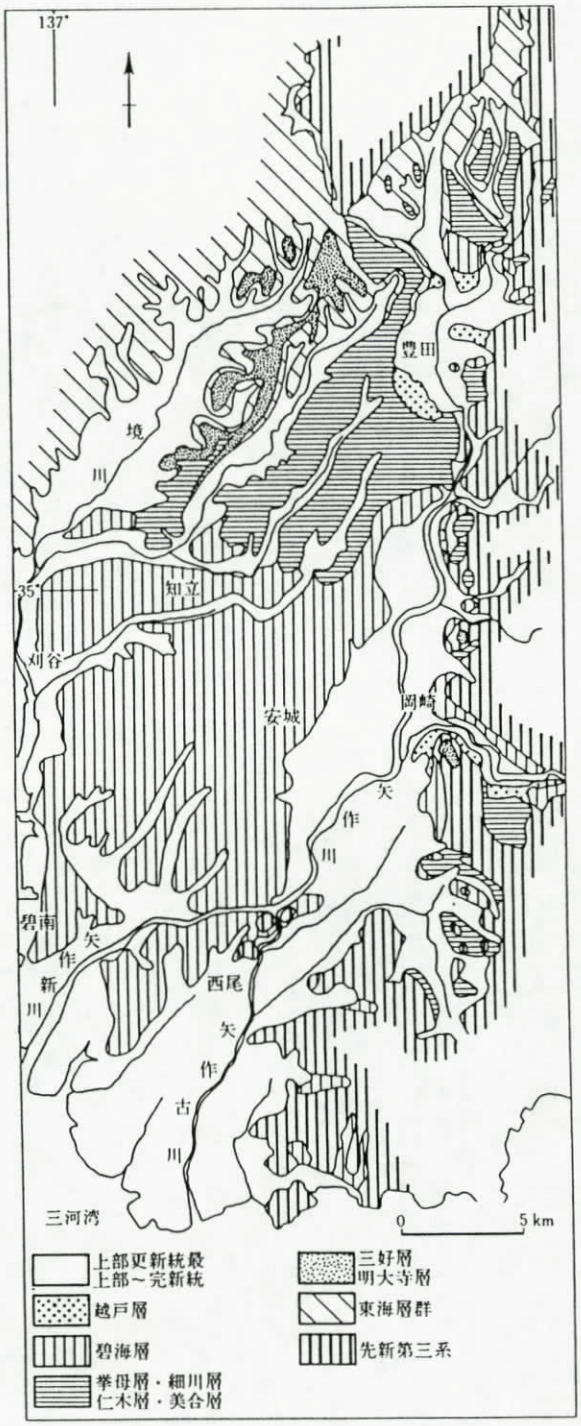


図3.10　岡崎平野の地質図（牧野内、1988）

本礫層の中部の層準では細粒化し、砂層を夾在することが多い。本礫層の表面はいわゆる赤色土となっている。本層は瀬戸層群を不整合に覆う。層厚は、北東部で厚く20mに達するが、南西部では6m程度になってしまう。

b．明大寺層

本層は、林・三浦（1973）によって命名されたもので、模式地は岡崎市明大寺町付近である。本層は岡崎市の中心部の丘陵の末端に点々と分布する。本層の頂面は明大寺面と呼ばれ、標高50～60m程度に発達する。

本層は、粒径20cm以下の亜角礫からなる礫層で、淘汰は不良である。全体として礫層の表面は赤褐色で「くさり礫」を含む。礫種は、主に領家変成岩類と花崗岩類である。岡崎層群を不整合に覆い、層厚は約15mである。

イ．挙母層・細川層・仁木層・美合層

a．挙母層（写真7参照）

本層は、町田ほか（1962）が命名したもので、模式地は豊田市西枝下周辺である。本層は、豊田市域に主として分布する。北部では礫層からなるが、篭川付近より南では砂層が卓越する。

北部の礫層は、径20～30cmの円礫ないし亜円礫からなり、礫種は花崗岩、濃飛流紋岩、チャートなどからなる。

南部の砂層は、細礫まじりの粗粒の砂からなり、斜交層理が見られる部分も見受けられる。

b．挙母層相当層

挙母層の相当層は、岡崎平野の東部および北部に分布する。このうち、仲井ほか（1985）が命名した、細川層及び仁木層は、岡崎市北端の細川町や仁木町の丘陵背面に分布する。また、岡崎地質調査研究会（1973）、林・三浦（1973）の命名した美合層は、岡崎市南方の美合町に分布する。

これらの各層は、何れも主として砂礫層からなり、段丘面上の土壌は褐色ないし赤褐色を呈する。層厚は数mないし10m前後である。

いわゆる挙母面は、上下に二分することができるが、挙母上位面は細川層で構成され、挙母下位面は仁木層・美合層で構成される。

B．上部更新統

本地域の上部更新統は、いわゆる低位段丘及び中位段丘の構成層である。中位段丘は岡崎平野の南半部に分布し、標高5～80mの広大な台地がこれに相当する。これは碧海台地と呼ばれる台地であり、南西方向に傾動している。碧海台地の表面は

碧海面と呼ばれ、碧海層の堆積頂面である。なお、碧海層の詳細については名古屋周辺の項で記述することする（写真８参照）。

ア．碧海層

（２－５の「④濃尾平野周辺の第四系」参照）

イ．越戸層（写真９参照）

本層は、町田ほか（1962）の命名したもので、模式地は豊田市越戸町である。本層の分布は、矢作川の上流や中流及び支流に見られるが、その規模は小さい。

本層の層相は、亜円礫の大礫からなるというもので、チャートの細礫も含んでいる。大礫の殆どは花崗岩の礫によって占められている。段丘礫層は他の地形面のそれと比較して大変新鮮であり、殆ど風化していない（牧野内、1988b）。

本層の頂面は越戸面と呼ばれ、本地域の低位段丘の代表するものである。なお、本面は、標高35～55m程度の高度に発達する。

C．沖積層

沖積層は、矢作川下流部から矢作古川及び矢作新川の下流部にかけてみられ、矢作川下流部では自然堤防と後背湿地が複雑に入組んでおり、矢作古川及び矢作新川の周辺には三角州と干拓地・埋立地が分布する。自然堤防は小礫を含んだ粗砂で構成されており、何枚かのシルト層を挟む（糸魚川、1975）。後背湿地からなる氾濫平野は泥質の堆積物により構成されるが、小礫や粗砂もかなり含まれる（岡田、1975）。三角州は主に砂からなるが、シルト、粘土、砂礫を含むことがある（牧野内、1988b）。

写真５　領家帯の山嶺（豊田市上郷町）

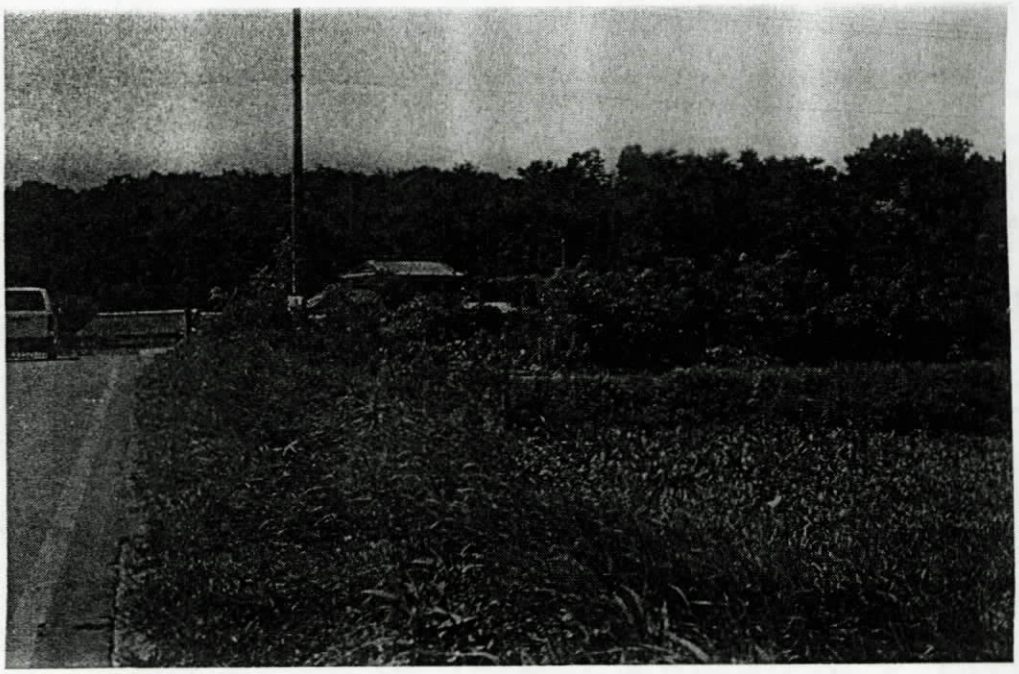


写真６　沖積面から三好面を見る。比高２ｍ（豊田市伊保町）

写真７　沖積面から挙母面を見る。比高８ｍ（豊田市新生町）

写真８　沖積面から碧海面を見る。比高２ｍ以下（岡崎市藤井町）

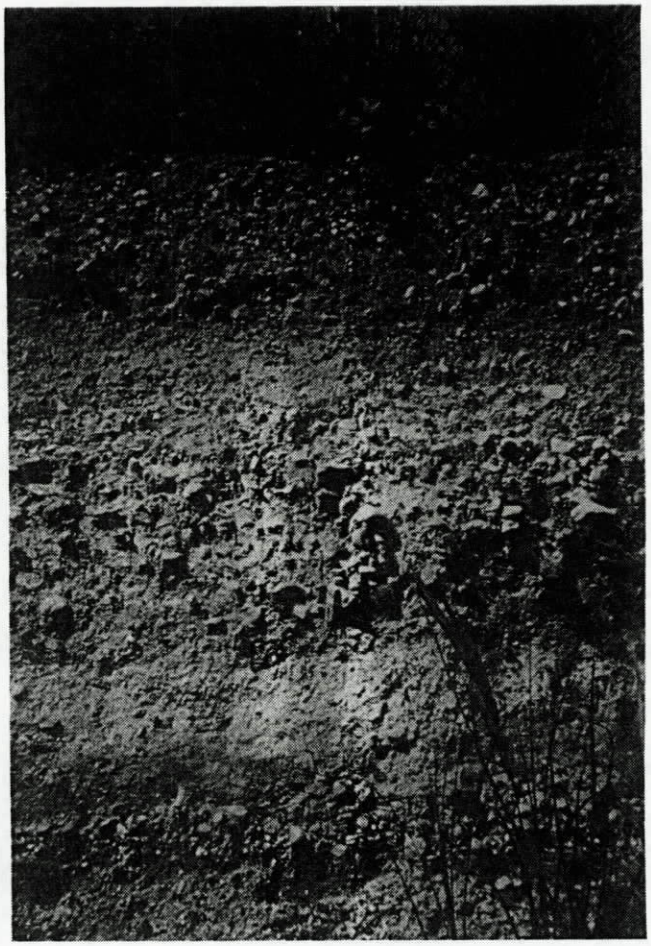


写真９　越戸層（藤岡町山ノ田）

2－5　濃尾平野とその周辺地域の地質

本地域に見られる地質系統は、下位より美濃帯の中・古生層、白亜系の領家花崗岩類、中新統の瑞浪層群、鮮新統の東海層群（瀬戸陶土層、矢田川累層と同時異相）、下部更新統の弥富累層、中部更新統の第三礫層・海部累層、上部更新統の第二礫層・熱田層（中位段丘構成層に相当する）・第一礫層（低位段丘構成層に相当する）・最上部更新統の濃尾層、完新統の南陽層とに区分される（表3.2参照）。

①　本地域の地質の概要

本地域の北部は、地質構造上は美濃帯と呼ばれる地質区の南部に属しており、古生代後期から中生代中期にかけて存在していた本州地向斜と呼ばれる浅海の一部に位置していた。この本州地向斜の堆積物は、主としてチャートおよび砂岩・泥岩からなる厚層で構成される。従来、これらの岩類の時代は紡錘虫などの産出化石から二畳系を主とする上部古生界と考えられてきた。

ところが最近になって、この美濃帯の各地から三畳系やジュラ系を指示する放散虫やコノドントの化石が相次いで発見されており、時代観については再検討を要する。領家花崗岩類については、岡崎平野の項で記述したのでここでは省略する。

本地域の中新統は瑞浪層群によって代表され、この層群の堆積盆は西南日本に存在していた第一瀬戸内海と呼ばれる浅海の東部を示している。この第一瀬戸内海が干上がってからは、領家花崗岩類からなる山地とその周辺地域の気候の温暖化と侵食作用の卓越に伴い、山麓の小盆地内には長石の風化物のカオリンを主体とする瀬戸陶土層が形成された。

鮮新統の東海層群（竹原、1961）の堆積域は西方の奄芸層群の分布地域と併せて東海湖（石田・横山、1969）と呼ばれている。この湖は終始淡水湖で海との関係はなかったとされている。この東海湖は、西南日本に生じた第二瀬戸内期の沈降盆地の一つである。尾張丘陵から名古屋市北部にかけて分布する東海層群は矢田川累層（松沢・嘉藤、1954）と呼ばれている。この矢田川累層は砂礫層や砂泥層の互層と見なすことができ、しばしば火山灰や亜炭の地層を夾在する（図3.11～3.12参照）。

更新世中期になると本地域は、西方に傾動しながらブロック化する断層地塊運動（坂木ほか、1984）によって沈降域と隆起域の対立が激化された。東海層群を不整合に覆う地層は高位段丘を構成する河成の礫層である。名古屋市東方に分布する唐山層・八事層・上末層はこれらに相当する地層である。これらの諸層と濃尾平野の地下地質との関係は不明確であるが、坂木ほか（1984）によれば弥富累層の下部にこれに対応する層準が

表3.2　濃尾平野地下層序解明の進展経過（桑原、1985）

濃尾平野東縁部 名古屋市域 春日井		濃尾平野地下						名古屋北部地域 地質（地質図幅） 坂本ら（1984） 地下・地表		地質時代	
松沢・葛藤 (1954)	春日井団研 (1971)	杉崎・柴田 (1961)	松沢・桑原 (1964)	桑原 (1968)	古川 (1972)	桑原 (1975)	今回の改訂と桑原(1983)				
南陽層	沖積層	養老層	南陽層A	沖積層 上部層	南陽層 上部	南陽層 (最上部)	南陽層 (最上部)	南陽層 (最上部)		(沖積世) 完新世	第四紀
				沖積層 中部泥層	南陽層 下部	南陽層 上部	南陽層 上部	南陽層 上部			
				沖積層 下部砂泥層	濃尾層	濃尾層	濃尾層	濃尾層		洪積世	
大曽根層	鳥居松礫層	第一礫層		第一礫層	第一礫層	第一礫層	第一礫層	第一礫層			
	小牧礫層		大曽根層 D_4	(鳥居松礫層) (大曽根・小牧礫層)	(鳥居松礫層) (大曽根・小牧礫層)	鳥居松礫層 小牧礫層	埋没段丘群	埋没段丘群	鳥居松礫層 大曽根・小牧礫層		
熱田層	田桑層	海津層	熱田層 D_3	熱田層 上部層		熱田層 上部層/福東砂礫部層	熱田層 上部層	熱田層 上部	中位段丘		
				熱田層 下部層		熱田層 下部粘土	熱田層 下部層	熱田層 下部			
						熱田層 最下部層	熱田層 最下部層				
(覚王山面)*	高位 III_2 面	第二礫層		(覚王山面)		第二礫層	第二礫層	第二礫層			
						埋没段丘群	埋没段丘群	埋没段丘群			
		海部層				海部累層 先熱田 x海運	海部累層 Am_3 Ag_2	海部累層	高位段丘群 桃山礫層 桃花園礫層 湖見坂礫層	洪積世	
	高位 III 面	第三礫層				海部累層 先熱田 y海運	海部累層 Am_2 Ag_1 Am_1				
	高位 II 面	第三礫間層									
	高位 I 面	第四礫層				第三礫層	第三礫層	第三礫層			
		第四礫間層									
		第五礫層									
		第五礫間層									
八事層		第六礫層	八事層 D_2	八事層		後八事期層	弥富累層	弥富累層	八事層		
唐山層	上末層		唐山層 D_1	唐山層		八事期層			唐山層・上末層		
矢田川累層			矢田川累層	矢田川累層		東海層群	東海層群	東海層群 (矢田川累層)			第三紀

＊　覚王山面は最初井関によって指摘され，町田ら(1962)がこの名称を記載し，貝塚ら(1964)や名古屋地盤図(1969)にそれぞれの見解による分布範囲が示されている．

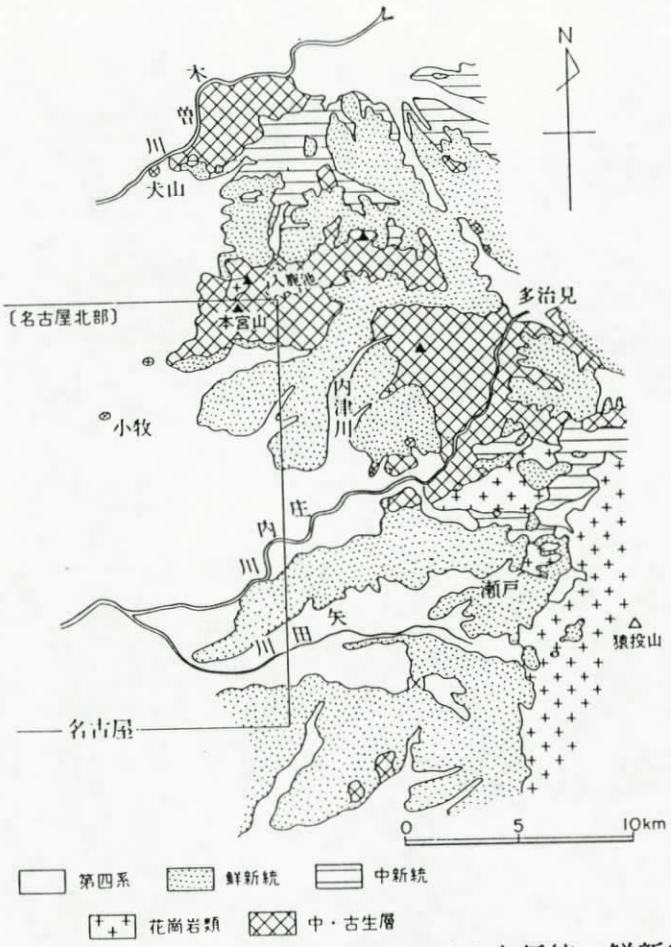


図3.11　名古屋北部地域とその周辺における中新統・鮮新統の分布

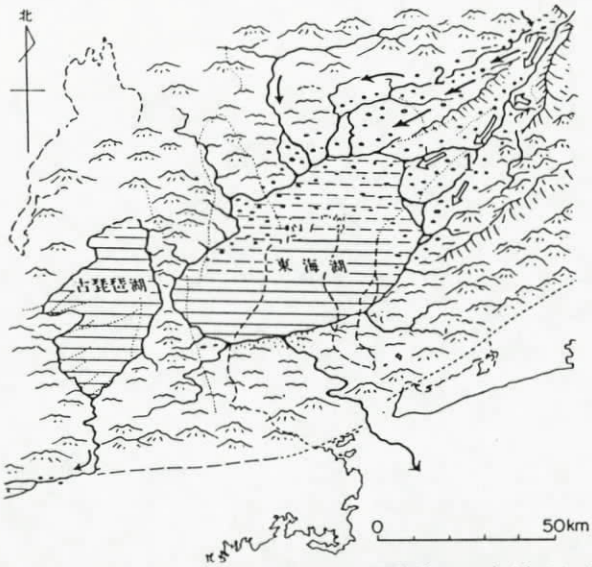


図3.12　矢田川累層堆積期（鮮新統中～後期）の古地理（桑原、1975）

1：古木曽川水野型水系　2：古木曽川土岐型水系
1の水系は，南方からの上昇運動の波及によって，2の水系にとって代られた．

あるものとされる。

更新世中期末になるとさらに尾張丘陵には潮見坂礫層・桃花園礫層および桃山礫層（坂本ほか、1984）などの河成礫層が堆積し、東山丘陵では侵食小起伏面としての性格を有する覚王山面が形成された。これらの堆積物は濃尾平野地下では、海部累層（桑原、1975）に相当するとされている。

濃尾平野の地下地質では、各サイクルの基底に見られる礫層を上位より、第一礫層・第二礫層・第三礫層と呼んでいる。第一礫層は濃尾層の基底部に、第二礫層は熱田層の基底部に、第三礫層は海部累層の基底部に位置付けられる（表3.3参照）。

リス氷期の海面低下期には、濃尾平野地域は陸域となり海部累層と第二礫層との不整合面が形成された（杉崎・柴田、1961；桑原、1975）。

リスーウルム間氷期には、海面上昇期の堆積物と考えられる泥を主とする熱田層下部が形成された。日本の標準でこの時期の海進は下末吉海進と呼ばれている。一方、熱田層の上部は礫層、海成粘土層を挟む砂層である。坂本ほか（1984）は、この粘土層は名古屋市では三枚認めることができ、三回の相対的海面の上昇期を想定できるとしている。

ウルム氷期の最大海面低下期には、いわゆる沖積層の基底礫層という性格を有する第一礫層（井関、1956）が堆積した（図3.13参照）。ウルム氷期の最大海面低下期に至る時期には扇状地の海岸方向への拡大が見られた。この時期の扇状地を形成した地層は、古い方から小牧礫層（約三万年前）、鳥居松礫層（約二万年前）と呼ばれている（桑原、1975）。広義の第一礫層は小牧礫層や鳥居松礫層を含むと考えられている（坂本ほか、1984）。

更新世の最末期の海面上昇期には、河口ー淡水成層の濃尾層（古川、1972）が堆積した。その後、小海退を経て、完新世の海進（縄文海進）によって南陽層（松沢・嘉藤、1954）が堆積した。本層は埋没谷を埋める部分では層厚30mに達する海成のシルト層が発達することがある。これを整合に覆って南陽層の上部層が発達する。この上部層は、三角州の前置層としての性格を有しており、砂層の卓越する地層である。

② 中・古生層

藤本ほか（1962）は飛騨山地周辺の古生層の層相区分を行い、赤坂相・根尾相・丹生川相・上穴馬相・青海相の５つに区分した。内本地域に分布するのは、赤坂相と根尾相および丹生川相である。

濃尾平野周辺の非変成の中・古生層は、犬山市周辺（本宮山周辺も含む）・池田山周辺（美濃赤坂金生山周辺地域も含む）・養老山地周辺・鈴鹿山脈周辺などに分布する。

表3.3　濃尾平野と尾張丘陵の第四系の対比（坂本ほか、1984）

		濃尾平野地下	尾張丘陵 層序	尾張丘陵 地形面
完新世		南陽層 最上部 上部 下部	"沖積層"	沖積平野面
更新世	後期	濃尾層		
		第一礫層 (埋没段丘群)	鳥居松礫層	鳥居松面
			小牧礫層・大曽根礫層	小牧面
		熱田層 上部	熱田層及びその相当層	熱田面
		熱田層 下部		
		第二礫層 (埋没段丘群)		
	中期	海部累層 Ag 3 Am 3 Ag 2 Am 2 Ag 1 Am 1	桃山礫層	高位段丘III面
			桃花園礫層	高位段丘II面 (覚王山面) ? ↑
			潮見坂礫層	高位段丘I面 ↓ ?
		第三礫層		
	前期	弥富累層	上末層 八事層	八事面
			上末層 唐山層	

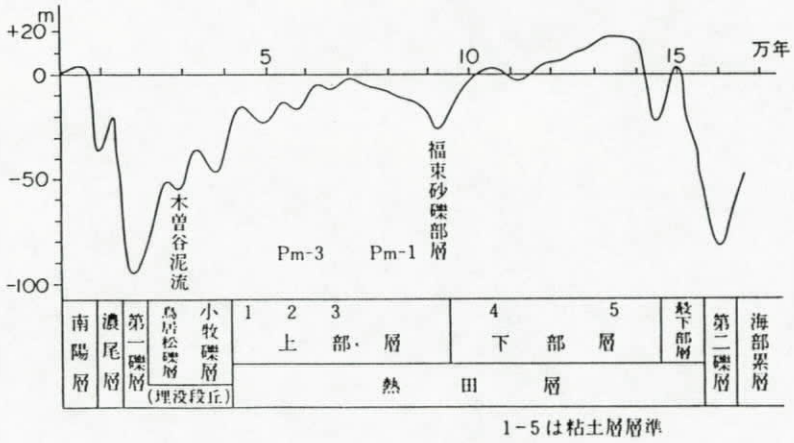


図3.13　濃尾平野周辺における第四紀後期の海水準変動曲線（坂本ほか、1984）

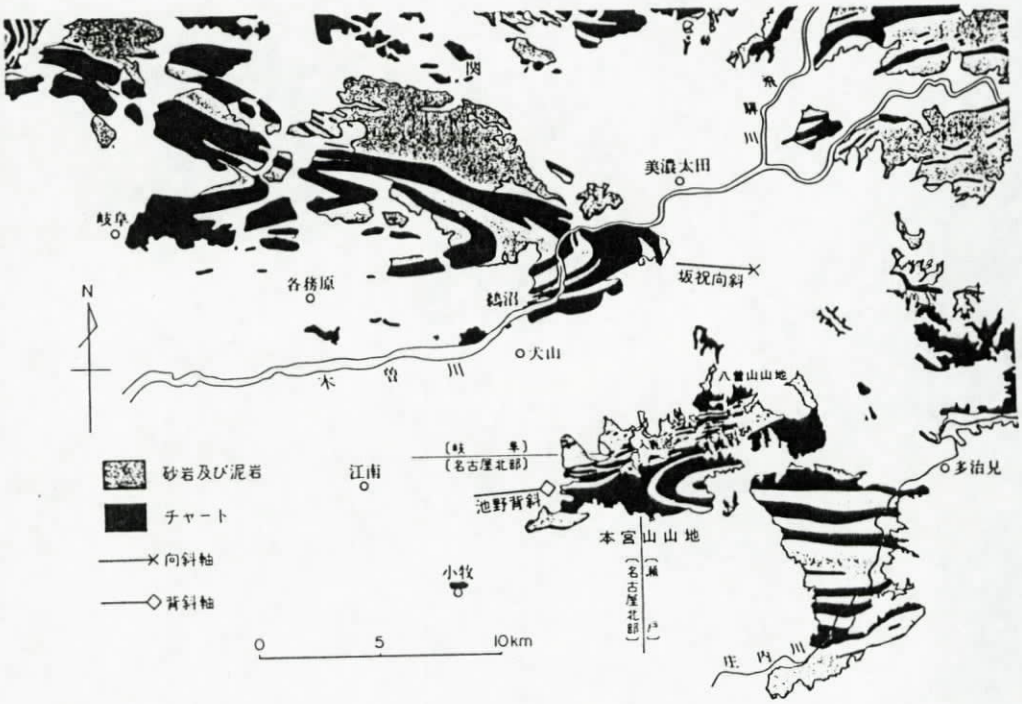


図3.14　美濃帯中・古生層の構造（坂本ほか、1984）

以下各地域について概観する（図3.14参照）。

A．犬山市周辺の中・古生層

美濃帯の南部に当る本地域は、宇井（1969）、足立・水谷（1971）、坂本ほか（1984）などによって研究されている。それらによれば次のようである。

本宮山周辺では、坂本ほか（1984）によれば、中・古生層は下位から順にチャート層、砂岩泥岩層、泥岩チャート層という層序となっている。これらの諸層の関係は余り明瞭ではないが、一応整合と考えられている。小規模な石灰岩の挟みを含む。この中からは次のような紡錘虫や珊瑚の化石を産する（宇井、1969；足立・水谷、1971）。

Lepidolina multiseptata

Reichelina sp.

Codonofusiella sp.

Nankinella sp.

Dunbarula sp.

Criburogenerina sp.

Waagenophyrum sp.

これらの化石が示す年代は二畳紀後期である。本地域の古生界には、他の地域に一般的である輝緑凝灰岩や礫岩は殆ど見られない。

坂本ほか（1984）の記述を参考にまとめたものを以下に示す。

表3.4　本宮山周辺の古生層の層相（下位より上位へ）

岩　　相	堆　積　物　の　特　徴	分　　布
チャート層	層状のチャート（固い珪質部と軟らかい泥質部とからなる）で層厚は400～500m。色調は、褐灰、緑灰、乳白色等である。	犬山市内久保から同市池野を経て小牧市上島へと分布
砂岩・泥岩層	砂岩泥岩互層（泥岩勝ちのこともあり、砂岩勝ちのこともある）	上記チャートの北側および南側
泥岩チャート層	泥岩基質と異地性岩体（オリストス）からなる。	犬山市楽田および本宮山周辺に分布

このうち、小牧山にはチャート層が分布する。このチャート層には部分的に砂岩・泥岩を挟むこともある。

B．多治見地域の中・古生層

近藤（1988）によれば、本地域の古生層は主としてチャート・砂岩・泥岩からなり礫岩を伴う。

本地域の古生層のチャートは、灰ないし灰黒色のものが多い。多治見市東部や瀬戸市北部には砂岩がちの砂岩・泥岩互層が分布するが、部分的には黒色泥岩を夾在する。また、春日井市外之原には層厚約20mの礫岩層があり、近藤（1974）により外之原礫岩と命名されている。

この礫岩の岩相は、砂質のマトリックスのなかに砂岩・泥岩・チャートなどの角礫～亜角礫を含むというものである。

近藤（1974）は、多治見市南西方の石灰岩レンズからNankinella sp.や小型有孔虫などの化石を報告している。犬山市八曽の石灰岩レンズからは、足立・水谷（1971）によって、二畳系上部を指示する高等有孔虫のフスリナの化石である、Lepidolina multiseptata、Reichela sp.、Codonofusiella sp.などが報告されている。周辺の地質構造やコノドントなどの化石の産出からみると、これらの石灰岩体はオリストスと考えられている。

C．武儀川・神崎川流域の中・古生層

武儀川と神崎川の上流域に分布するもので、大きく二畳系とジュラ系に二分される。二畳系は、Sano（1988）によって奥美濃層群と命名されている。この奥美濃層群は、神崎川流域や舟伏山付近に分布し、岩相から次の３層に区分されている（佐野、1988）。

ア．古生層

a．舟伏山層

本層は、舟伏山を中心として分布するもので、岩相から更に二分されている。本層の全層厚は、約 800mである。

下部層は、黒色の良く成層した石灰岩を主体とするもので、浅海生の緑藻類、二枚貝、巻貝類を多産する。場所によりフスリナ類の化石が密集して産する所がある。上部層も石灰岩を主体とするものであるが、色調は白色系統で下部層のそれとは著しい対照をなす。上部層にも浅海生の海ユリ、フスリナ、緑藻類の化石を多産する。下部層産のフスリナは、Pseudofusulina ambigua、Misellina claudiae等でその時代は、ペルム紀古世後期ないし中世前期とされている。上部層産のフスリナは、Parafusulina kaerimizuennsis、Neoshwagerina margaritae、Yabeina globosa等でその時代はペルム期中世中

期ないし中世後期であるとされている。

b．天の河原層

本層は舟伏山北方の天の河原付近に分布し、岩相的には下部の緑色岩と上部の石灰岩とその角礫岩からなる地層で、その層厚は約 600mである。下部の緑色岩は、玄武岩質の溶岩や火砕岩からなるもので、溶岩はしばしば枕状構造を呈する。上部の石灰岩は、灰白色を呈し、塊状の産状を示す。石灰岩の角礫岩は、不淘汰の石灰岩や苦灰岩の角礫からなる。マトリックスは、一般には非常に少なく、細粒で赤色を呈する。化石は舟伏山層下部のものと同様であり、Pseudofusulina ambigea帯のフスリナ化石を産する。

c．初鹿谷層

本層は、舟伏山北方の模式地の初鹿谷や神崎川の流域に分布する。層序は表3.5に示す通りである。本層の構造は複雑で、岩相の追跡から、下位より緑色岩、チャート、苦灰岩、チャート、珪質泥岩という層序が考えられる。

表3.5　初鹿谷層の層序

層　序	岩　相　等	層　厚
珪質泥岩	灰緑色で、非常に有機質の黒色泥岩を夾在する。主として、珪質の泥岩からなる。	１０ｍ
チャート	良く成層したチャート層で、ペルム紀を指示する放散虫の化石を産する。	５０ｍ
苦灰岩	塊状の産状を呈することが普通であるが、上下のチャート層に接する部分ではチャートと有律互層をなしている。	７０ｍ
チャート	塊状の産状を呈し、ペルム紀を示す放散虫の化石を産する。	１０ｍ
緑色岩類	上下に更に二分することができる。上部は玄武岩質の火砕岩からなり、下部は玄武岩の溶岩から構成される。	２００ｍ

佐野（1988）に基づいて作成

イ．中生層（ジュラ系）

脇田（1984）や山縣・佐野（1987）、佐野（1988）により詳細な研究がなされている。本地域のジュラ系は、下位より左門岳相当層・根尾層・谷合層・葛原層に区分されている。

a．左門岳層相当層

本層は、脇田（1984）により命名された地層の相当層で、佐野（1988）によれば、本地域における分布は、根尾村下大須和井谷の下流より北方である。

本層の岩相は、主として塊状または成層した中粒ないし粗粒の砂岩層からなり、時として泥岩および砂岩泥岩互層を伴うというものである。本層の泥岩には平行葉理が見られ、互層部には級化層理の認められることがある。産出する放散虫化石から本層の時代は下部ジュラ系上部を含んでいるものと考えられている。

b．根尾層

本層は、山縣・佐野（1987）が、命名したものである。ペルム系の奥美濃層群の分布地より南方に分布することが多い。本層の岩相は、主として黒色泥岩やチャートからなる。本層の黒色泥岩は、しばしば凝灰岩の薄層を夾在し、鱗片状の劈開が多数認められる。また、チャートは幅数百m、延長２～３km以上のシート状の岩体を成している。

山縣ほか（1987）は、これに付随して種々の岩石の含まれる部分をオリストストロームではないかと考えている。本層の層厚は地質構造が複雑なために算定することは困難である。

c．谷合層

本層は、山縣・佐野（1987)により命名されたもので、根尾層の分布地の南側に分布する。

本層は、根尾層と同様に主として黒色泥岩からなるが、砂岩の挟みと、チャートや緑色岩の少ない点が異なる。

d．葛原層

本層は、山縣・佐野（1987）により命名されたもので、谷合層の南側に分布する。本層は、砂岩・泥岩・泥岩・砂岩互層等からなる。上部層では上方へ向かって粗粒化する傾向がある。また、砂岩層には級化構造やソールマーク（底痕）が見られる。層厚は約1000mである。

② 瑞浪層群

本層群は可児盆地・岩村盆地・瑞浪盆地などの東濃地方の小盆地に分布する。糸魚川（1975b）は、これらの各盆地に見られる瑞浪層群を対比・総括し、表3.6のように示した。主として糸魚川（1975b、1988等）に基づき、以下に瑞浪層群について記載する（図3.15参照）。

A．岩村盆地の瑞浪層群

岩村盆地では、下位より阿木累層・遠山累層とに区分される。遠山累層はさらに久保原砂岩層・牧シルト岩層・両伝寺互層とに区分される。

ア．阿木累層

本累層は伊田（1944）によって命名されたもので、全体として凝灰質で、砂岩・シルト岩で構成される地層である。本累層は、中津川市阿木町付近に模式的に発達する。本累層は、主として砂岩ないしシルト岩からなり、しばしば細粒の軽石を含み、基底部には礫岩を伴うことがある。本累層の層厚は60m前後である。本累層は遠山累層に起伏のある不整合で覆われ、以下に掲げる植物化石を含むことから淡水成の地層であると考えられている。

Comptonia naumanni

Styrax obassia

Salix arakiana

Metasequoia occidenntalis

イ．遠山累層

本累層は糸魚川（1955）により命名されたもので、下位より久保原砂岩層・牧シルト岩層・両伝寺互層に細分される。

a．久保原砂岩層

本層は凝灰質砂岩からなり、無層理でノジュールを含む。層厚は12m＋で、貝化石を大量に含む。貝化石群集は、Dosinia-Tapes群集を主として、Nipponomarcia群集、Vicarya-Cyclina群集、Dosinia-Felaniella群集、Brabatia-Calyptraea群集、Ostrea-Rhinoclavis群集がこれに次ぐ。

b．牧シルト岩層

本層は暗灰色の凝灰質シルト岩からなり、緻密で硬く、無層理である。砂岩・凝灰岩層を夾在し、風化すると角ばった砕片に割れることを特徴とする。本層の層厚は55mで、多くの貝化石を含む。貝化石群集は、Lucinoma－Nuculana群集が代表的なものである。

表3.6　瑞浪層群層序表（糸魚川、1975c）

<table>
<tr><th colspan="2">可児盆地</th><th colspan="2">瑞浪盆地</th><th colspan="2">岩村盆地</th></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="3"></td><td>生俵累層</td><td>生俵泥岩層
宿洞砂岩層</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="2">明世累層</td><td>上部</td><td>狭間層（下肥田層）</td><td rowspan="2">遠山累層</td><td>両伝寺互層</td></tr>
<tr><td rowspan="2">平牧累層</td><td>上部</td><td rowspan="2">中・下部</td><td rowspan="2">山野内層
戸狩層
月吉層</td><td rowspan="2">牧シルト岩層
久保原砂岩層</td></tr>
<tr><td>下部</td></tr>
<tr><td colspan="2"></td><td colspan="2">本郷累層</td><td colspan="2">阿木累層</td></tr>
<tr><td colspan="2">中村累層</td><td colspan="2">土岐夾炭累層</td><td colspan="2" rowspan="2">基　盤</td></tr>
<tr><td colspan="2">峰屋累層</td><td colspan="2" rowspan="2">基　盤</td></tr>
<tr><td colspan="2">基　盤</td></tr>
</table>

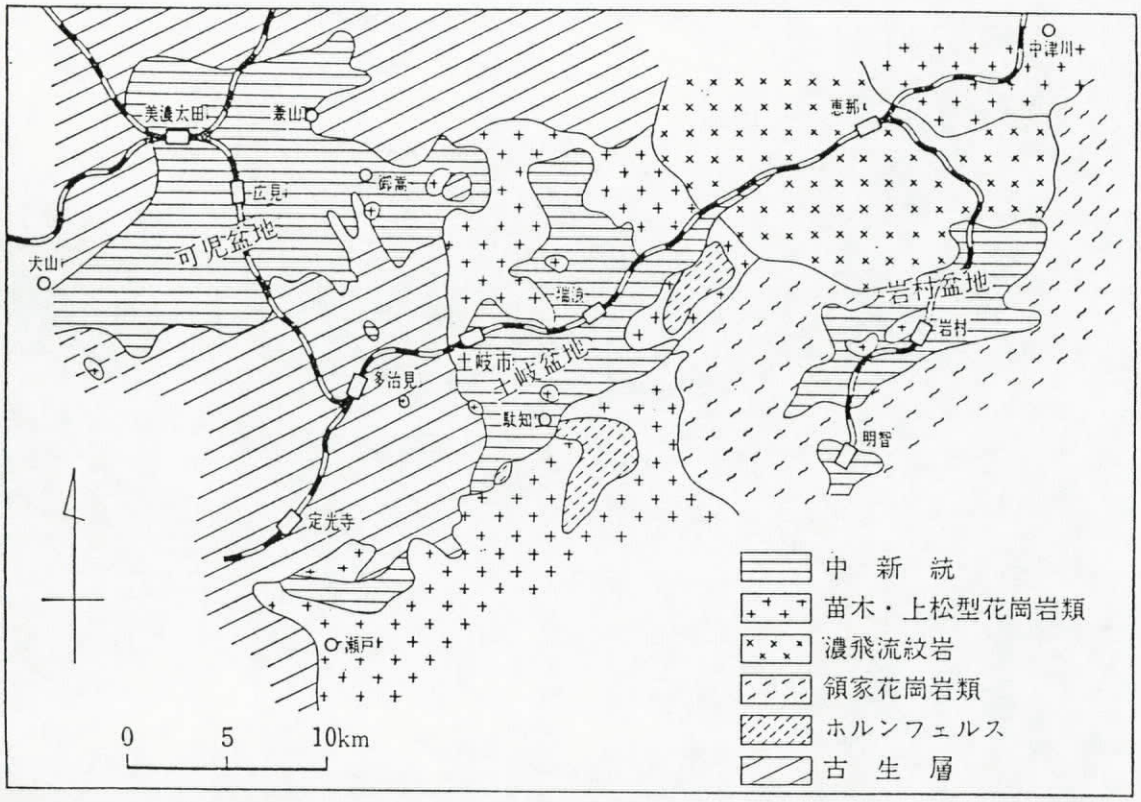


図3.15　瑞浪層群分布図（植村、1961）

c．両伝寺互層

本層はシルト岩・泥岩がち砂泥互層からなり、砂岩層は葉理が顕著である。本層の層厚は80mであり、貝化石群集としてはNuculana－Yoldia群集を含む。全体に凝灰質で、しばしば生痕の化石を含む。

B．土岐（瑞浪）盆地の瑞浪層群

本盆地の中新統は、糸魚川（1974、1980等）によって精査され、詳細な層序が確立されている。この土岐盆地の中新統は、糸魚川によれば、下位より土岐夾炭累層・本郷累層・明世累層・生俵累層に区分されるという。また、Uemura（1961）によれば本盆地は構造的には、北半部に見られる月吉断層や南半部の山田断層によって３地域に区分されるという。

ア．土岐夾炭累層

本層は松沢ほか（1960）により命名されたもので、凝灰質の砂岩・泥岩およびその互層・礫岩からなる。本層の主部は泥岩層からなる。瑞浪市や土岐市一帯に分布する。基底部には礫層を伴うことがある。本層中には上下二枚の亜炭層を夾在しており、植物化石を含む。この植物化石層は阿仁合－台島型の漸移型であり、最大層厚は70mである。また、本層には海成の化石は含まれない。徳永・尾上（1960）によれば、植物化石には次の種類が知られている。

Carpinus subcarpinoides

C. protojaponica

Ostrya fujiokai

Fagus antipofi

Acer ezoanum

A. paleodiabolicum

イ．本郷累層

本累層は後述する可児盆地の平牧累層の下部に対比され、含軽石泥岩、砂質泥岩、クロスラミナの発達する砂岩、凝灰岩などの互層からなる。層厚は最大70mであり、海成の化石の産出は知られていない。下位層を浸食して形成された不整合面上に重なるが、上位の明世累層とは部分不整合である。

ウ．明世累層

本累層は下位の二累層と異なり、多くの海成動物の化石を含む。瑞浪市北方では下位より月吉層・戸狩層・山野内層・狭間層に区分される。そのうち、下位の三層は瑞浪盆地の西方では砂岩ないし砂岩・シルト岩の互層となる。

a．月吉層

本層は明世累層の最下部を占め、岩相は泥質細粒砂岩を主とするものである。凝灰岩（夾在する凝灰岩層は３枚ある）・泥岩を伴うこともある。層厚は30mである。津田（1962）の提唱したVicaria yokoyamaiを優占種として含む、Alucid-Potamoid群集を含む。本層中には貝化石のほか、生痕化石や材化石も多く含まれている。

b．戸狩層

本層は、無層理ないし斜交層理のある凝灰質の中粒ないし細粒砂岩層からなる。時として砂質シルト層を夾在することがある。化石を含んでいるノジュールが層理面に平行に配列している所がある。上位の山野内層とは整合であるが、本層の最上部には連続性の良い凝灰岩層を夾在する。本層の層厚は約30mである。また、本層中には、層厚20cmのFelaniella ustaの化石層がある。

c．山野内層

本層は、無層理で青灰・灰色の凝灰質シルト岩ないし細粒砂岩からなり、石灰質のノジュールを夾在する。本層には、10枚前後の連続性の良い凝灰岩層を夾在する。本層の層厚は約30mで、貝化石では、Macoma、Lucinoma、Cyclocardia等であり、これらはシルト中に点在し、ノジュール中に多い。

d．狭間層

軽石質凝灰岩と凝灰質泥岩との互層からなり、貝化石が泥岩中に点在している。凝灰岩層には、斜交層理が発達しているところもある。本層の層厚は約45m以上である。化石としては貝化石の他、自然木炭や琥珀などを含んでいる。

エ．生俵累層

本累層は、藤田・生越（1950）により命名されたもので、糸魚川（1974）により再定義されたものである。模式地は瑞浪市日吉町の生俵である。下位層を欠くところでは基盤岩類に不整合に重なり、明世累層に重なる所では非整合である。

本累層の岩相は、主として無層理のマッシブな泥岩層で、ガラス質の海綿の骨針を多く含む。本累層は珪藻土質で貝化石は少ないが、植物化石については伊奈（1981）により詳細に検討されており、生俵植物群という温暖な気候を示す植物群が含まれているという。基底部には名滝礫岩層と呼ばれる化石を含んだ礫岩層がある。岩相の側方への変化はかなり激しい。本累層の層厚は最大で約 160mである。

C．可児盆地の瑞浪層群

本盆地の瑞浪層群についても糸魚川（1980）により詳細に検討されている。それによれば本盆地の層序は下位より蜂屋（塩）累層、中村累層、平牧累層の３層に区分されるという。以下に各層について記載する。

ア．蜂屋累層

本累層は、Yabe（1921）により命名されたもので、塩累層と呼ばれることもある。本累層の模式地は美濃加茂市蜂屋である。可児盆地の瑞浪層群の最下部の地層で美濃加茂市の南部方面に広く分布する。本累層は一般に火砕質で、最下部には流紋岩質の溶結凝灰岩を伴う。本層を構成する岩石としては、安山岩ないし玄武岩質の火砕岩・貫入岩体・火山岩頸・水中自破砕溶岩などである。凝灰質の砂岩、シルト岩、褐炭などの湖沼堆積物を夾在する。

イ．中村累層

本累層は、蜂屋累層同様にYabe（1921）により命名されたものであるが、模式地は可児郡御嵩町中村である。本累層は可児盆地全域に分布し、美濃帯の中古生層に直接重なる所では、これらの基盤岩類にアバットして堆積し、下位の蜂屋層の分布地域で、蜂屋累層を不整合に覆って分布する。Yoshida（1963）によれば、本累層は下部層及び上部層に区分されるという。本累層全体の層厚は約 120mである。化石は哺乳動物、淡水貝、水生植物などを多産する。

a．中村累層下部層

本層は、礫岩及び凝灰質砂岩・シルト岩の互層からなり、小規模ながら一堆積輪廻を示す堆積物である。

b．中村累層上部層

本層は、礫岩・褐炭を夾在する凝灰質の砂岩とシルト岩からなり、凝灰岩には斜交層理が発達していることが多い。本層には３つの堆積輪廻が認められる。

ウ．平牧累層

本累層は、Yabe（1921）により命名されたもので、模式地は可児市平牧である。本層の分布地域は、主として可児盆地の南東部である。下位の中村累層を不整合に覆う。中位層準に挟まれる凝灰岩層（層厚約５ｍ)によって上下に二分される。

a．平牧累層下部層

本層は、基底礫岩をもって始まり、凝灰質砂岩、凝灰質砂岩・シルト岩互層.凝灰岩などから構成される。基底礫岩は可児盆地南部と同東部に分布し、盆地南部では中村累層に由来する軟岩礫を含むのに対して、盆地東部では花崗岩礫・濃飛流紋岩礫・チャート礫などの角礫からなる。

b．平牧累層上部層

本層は、礫岩ないし礫質砂岩とシルト岩の互層より成る。粗粒岩には、斜交層理が見られることがある。

③　濃尾平野周辺の鮮新統

名古屋周辺に見られる陸成の鮮新統は、それぞれが顕著に見られる地域の名称をとって命名されている。尾張丘陵に分布する鮮新統は、松沢・嘉藤（1954）によって矢田川累層と呼ばれ、知多半島の鮮新統は小瀬（1929）あるいは糸魚川（1971）などによって常滑累層（層群）と呼ばれている。これら両者は、同一の堆積盆内に堆積したものであり、現状ではほぼ同義と考えてよい。これらの累層は濃尾平野の東海層群に対比される。

伊勢湾周辺の伊勢平野－濃尾平野－岡崎平野付近の丘陵には東海層群と呼ばれる地層およびその相当層が広く分布している。東海層群は、石田・横山（1969）によって命名されたものであり、尾張丘陵の矢田川累層は瀬戸陶土層と合わせて瀬戸層群（横山、1950）と呼ばれることもある。

この東海層群は、全体としては中新世後期末から更新世前期にかけて堆積したものである。しかし、場所に応じて堆積の開始時期や離水の時期は若干異なっており、東海層群最下位の層準は知多半島の常滑層群であり、最上位の層準は伊勢平野北部の奄芸層群である。坂本ほか（1986）は、尾張丘陵の矢田川累層では最下位の層準および最上位の層準が欠落しており、ほぼ全体が鮮新統と考えられるとしている。

A．尾張丘陵の鮮新統（図3.16参照）

本丘陵の矢田川累層は、松沢ほか（1960）によれば、相対的に下位より水野砂礫相・尾張夾炭相・猪高相という岩相層序単位に区分され、これらの各相は一部同時異相であるという。森（1971）は、本丘陵の鮮新統に初めて火山灰層序学的手法を導入し、下位より水野部層・高針部層・猪高部層に区分した。一方、坂本ほか（1984）は下部砂礫層・中部泥層・上部砂礫層・上末層に区分している。

ア．水野部層

森（1971）が命名したものである。本部層は松沢ほか（1960）の水野砂礫相および尾張夾炭相の一部に相当する地層であり、坂本ほか（1984）の下部砂礫層に相当する。いわゆる瀬戸陶土層の直上に載る礫層から東郷火山灰層（森、1971）までの層準を占め、層厚は約 100mである。岩相的に二分することができ、森（1971）によれば下部は礫層および砂礫層よりなり、数枚のシルト層や亜炭層を夾在するという。また、上部は砂層と泥層の互層からなるという。三木（1948）

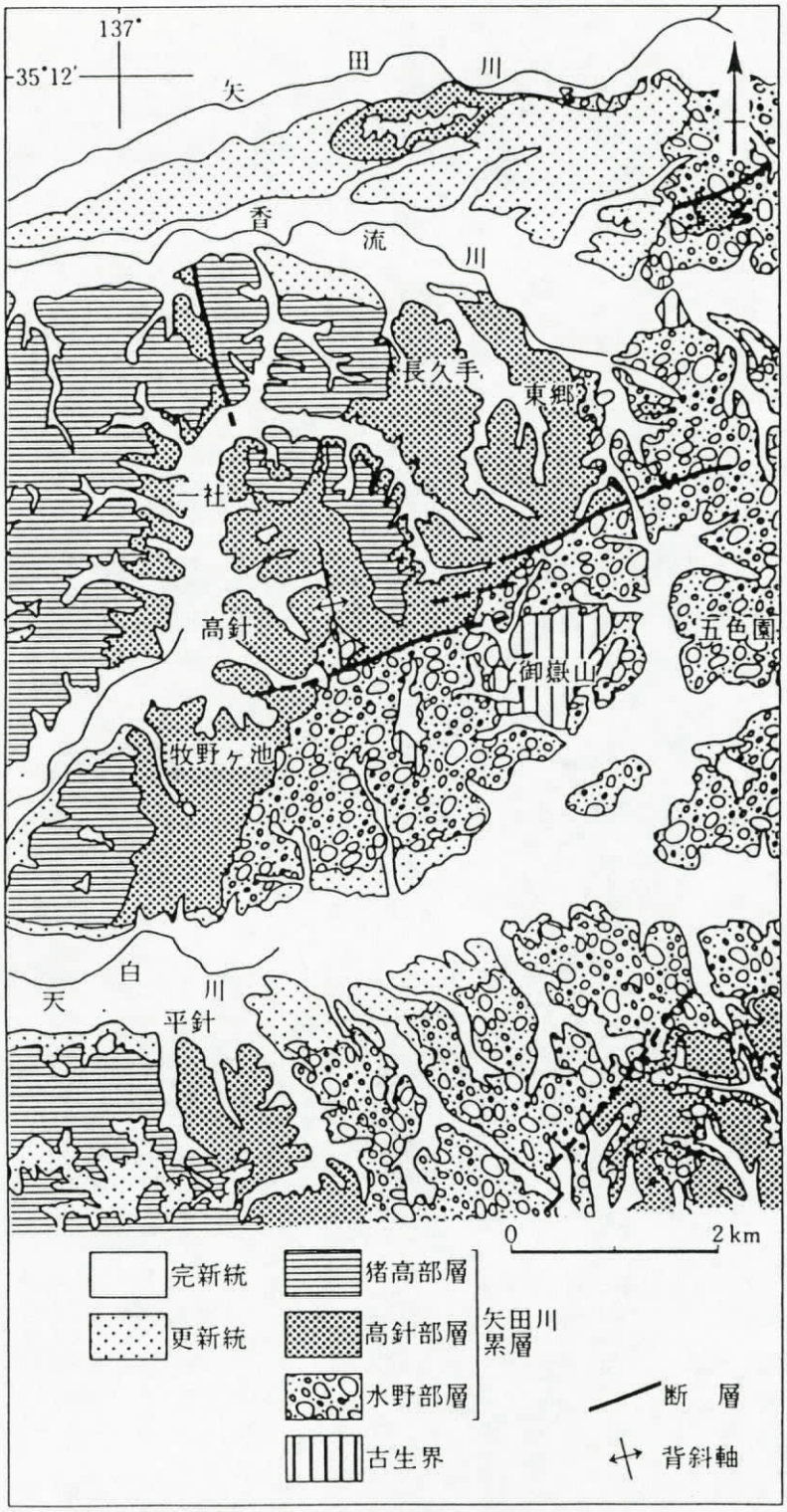


図3.16　名古屋市東部丘陵の地質図（森、1971）

は本部層より、Metasequoia植物群を報告している。

イ．高針部層

森（1971）が命名したもので、松沢ほか（1960）の尾張夾炭相の主部、坂本ほか（1984）の中部泥層および上部砂礫層の下半部を占める。本層と上位の猪高部層との間には、長久手Ⅰ火山灰層とこれに対比されると考えられる篠岡火山灰層を夾在している。層厚は50～40mであり、模式地は名古屋市千種区高針である。南西部の豊明町白土では側方に岩相が変化しており次第に泥質となる。本部層は、半田地域の常滑累層下部（吉田・尾崎、1986)および知多半島の常滑層群布土累層（牧野内、1975）の一部に対比される。

ウ．猪高部層

松沢ほか（1960）の猪高相にほぼ相当し、森（1971）が再定義したものである。坂本ほか（1984）の上部砂礫層の上半部と上末層を合わせたものに相当する。層厚は70m以上で、層相は砂礫層・砂層・泥層の互層からなる。

B．知多半島の鮮新統－更新統下部統

ア．知多半島の研究史

小瀬（1929）は、知多半島の基盤岩として広く分布する地層に対して常滑層群の名称を与えた。さらに小瀬は、本層群を三層に細分し、下位より下部常滑累層・野間貝層・上部常滑累層に区分した。戦後、近藤ほか（1956）は、小瀬（1929）の層序を再検討し、常滑層群の層序を下位から豊丘累層・野間累層・鬼崎累層・三和累層の四層に区分した。

松沢・植村（1957）は、この常滑層群を知多層と命名し、佐藤・近藤（1960）は常滑層群の名称を踏襲し、下位より豊丘層・野間層・鬼崎層・上野層に区分した。一方、Hayasaka・Iwai（1960）や近藤（1962）の研究により、野間層は常滑層群に不整合に重なる地層であることが判明した。地層名としては、常滑層群（松沢ほか、1962；大塚ほか、1964等）と呼ぶ場合と矢田川累層（松沢・桑原、1964；嘉藤、1966；桑原、1971）と呼ぶ場合があり、地層名は統一されていなかったようである（吉田・尾崎、1986）。

森（1971）は、火山灰層位学的研究により知多半島北西部に見られる矢田川累層を再検討し、伊勢湾の他地域の東海層群との対比を行った。牧野内（1975）も火山灰層の対比に基づき、知多半島南部に見られる常滑層群を下位より豊丘累層・河和累層・布土累層に区分した（図3.17参照）。

さらに、牧野内（1976、1979）の一連の研究により、知多半島南半部の鮮新世

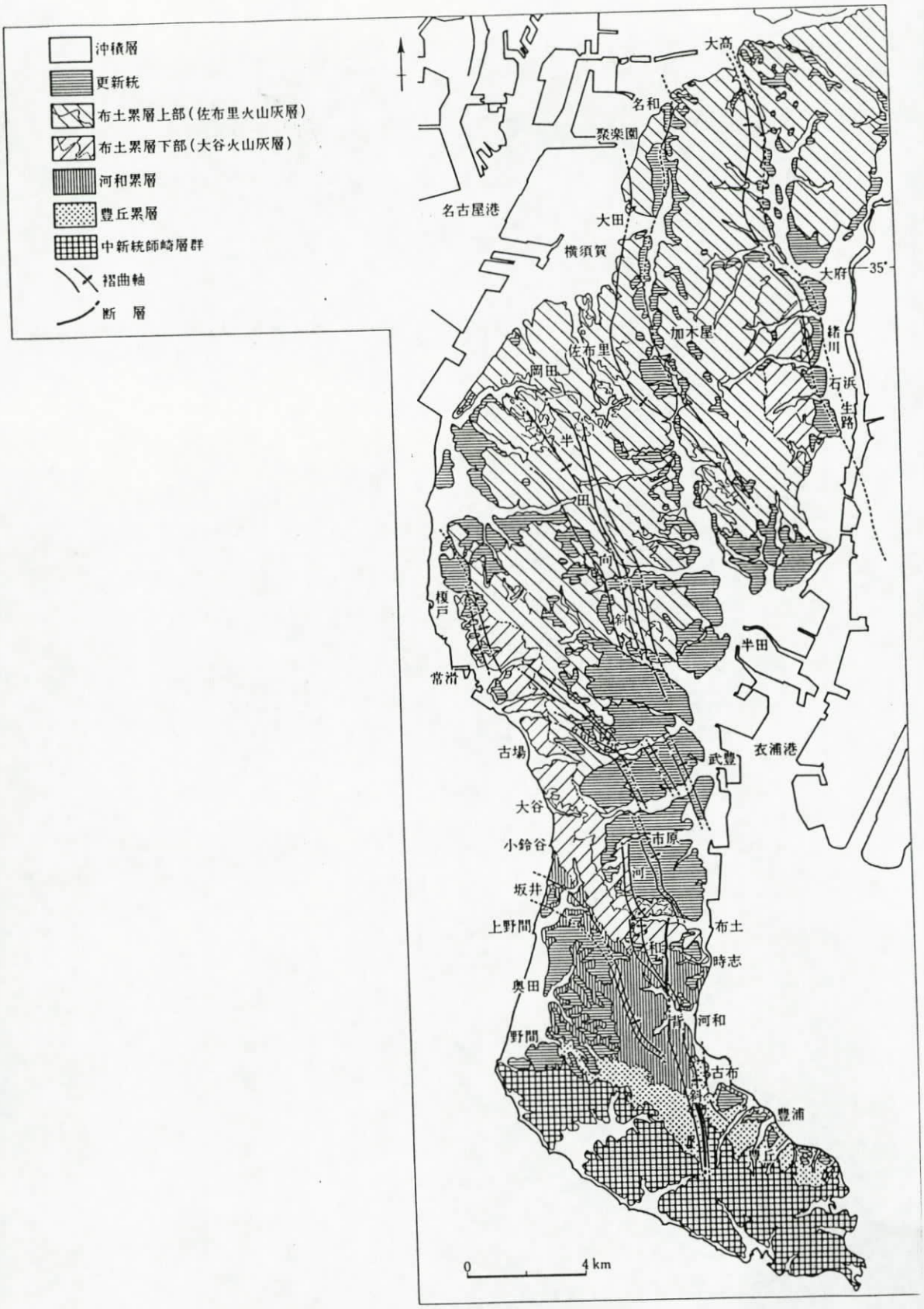


図3.17　知多半島の常滑層群の地質図（牧野内、1975）

からの地質構造発達史並びにいわゆる“東海湖”の形成・変遷史が明らかになった。

イ．常滑層群の層序

知多半島地域の常滑層群は師崎層群を不整合に覆い、いわゆる高位段丘堆積物に不整合で覆われる。名古屋市周辺の瀬戸層群や尾張丘陵の矢田川累層に対比される地層で、岩相は湖成の堆積物で、泥層・細粒砂層と中・粗粒砂層との互層よりなる。本層群の層厚は約 700mで、牧野内（1975）によれば、岩相層序区分では下位より豊丘累層・河和累層・布土累層に区分されるという。本層群の地質構造は、北西－南東の走向を有し、北東方向に緩く傾斜するという構造を示す。

これまでは、近藤ほか（1956）の累層区分から高位段丘堆積物と判明した野間層を除いた豊丘累層・鬼崎累層・三和累層の区分が踏襲されてきた。牧野内（1975）は、火山灰層の対比から、従来の鬼崎累層上半部と三和累層下部はほぼ同層準であることを明らかにした。

さらに、牧野内（1975）は、夾在する古布火山灰層と坂井火山灰層の二枚の鍵層を境界として三分されるとした。それが上述の層序である。

牧野内（1975）に基づいてそれぞれの累層について概要を以下に記載することとする。

a．豊丘累層

本累層はチャートなどの古生層の礫を主とする砂礫層である。南知多町内福寺付近に模式的に見られる。層厚は約70mであり、岩相は礫層および砂礫層であり、礫層には泥層・細粒砂層の挟みが見られる（通常３～４枚）。

b．河和累層

本累層は主として砂泥互層からなり、火山灰層や亜炭層を夾在している。美浜町河和付近に模式的に見られる。層厚は約18mである。互層中の砂層はルーズで崩れやすく、泥層は幾分固化しているので突出している。全体として、知多湾岸では砂層が卓越し、伊勢湾側では泥層が卓越する。

c．布土累層

本累層は泥層がちの砂泥互層からなり、基底部には粗粒な部分が認められる。美浜町布土付近に模式的に見られる。

下位の河和累層と同様な砂泥互層よりなるが、本累層のそれは幾分泥岩がちである。層厚は約 280mで、知多半島中軸部で若干薄くなる傾向が認められるが、全体としては西方に向って層厚を増していく。

④ 濃尾平野周辺の第四系

A．第四系の概要

濃尾平野周辺地域の第四系は、主として鮮新統よりなる丘陵頂部に見られる高位段丘堆積物、丘陵地の周辺に認められる中位・低位段丘堆積物、河川沿いに見られる沖積層よりなる。

高位段丘堆積物としては、知多半島では加木屋層・武豊層がこれに相当し、名古屋市周辺では唐山層・八事層・上末層・潮見坂礫層（坂本ほか、1984命名）・桃花園礫層（坂本ほか、1984命名）・桃山礫層（坂本ほか、1984命名）などがこれに相当する。

知多半島の中位・低位段丘堆積物としては、上位から亀崎段丘堆積物・半田段丘堆積物・碧海層・岩滑段丘堆積物・緒川段丘堆積物よりなる。

名古屋市周辺では中位・低位段丘の堆積物は、熱田層・小牧礫層・大曾根礫層・鳥居松礫層などからなっている。

B．更新統

ア．知多半島の高位段丘堆積物（図3.18参照）

加木屋層および武豊層は、桑原（1968）によって猿投変動と呼ばれる第四紀後半に生起した傾動運動によって生じた沈降域に堆積したものであるとされる（吉田・尾崎、1986）。同時期の堆積物は伊勢湾周辺に広く分布しいる。これらの中部更新統の相当層は、伊勢平野の見当山層・蓮花寺累層、名古屋市周辺の唐山層・八事層などがこれに相当し、濃尾平野地下では弥富累層・海部累層などがこれに相当する。なお、桑原（1980）によれば唐山層・八事層が弥富累層に対応し、武豊層は海部累層に対応しているという。以下にこれらの地層について記述する。

a．加木屋層

松沢・植村（1957）によって命名されたもので、知多半島の北部の東海市加木屋町に模式的に分布する。糸魚川（1971）によって記載され、吉田・尾崎（1986）によって詳細に記載された。東海層群を不整合に覆う地層で、層厚はいずれも20m以下である。岩相は礫層・砂層などからなるものである。丘陵頂部を構成している地層であり、標高40～80mのいわゆる“武豊面”を形成している。

吉田・尾崎（1986）は、丘陵頂部を中心として丘陵内部にまで点々と分布し、本層の分布が現水系と無関係であることを指摘し、知多半島の丘陵地形はこのときには無かったと推論した。本層の堆積物の供給方向は、吉田・尾崎（1986）

図3.18　加木屋層・武豊層及び段丘面分布図（吉田・尾崎、1986）

の古流系の開析結果によれば北方からとされ、西北西ないし西からの方向を示す武豊層とは著しい対照をなす。

本層の礫層の礫種は殆どがチャートより構成され、少量の溶結凝灰岩礫を含む。

b．武豊層

小瀬（1929）によって命名された地層で、牧野内（1975）によって再定義・再記載された地層である。吉田・尾崎（1986）によって、さらに詳細に検討された。牧野内（1975）によれば本層の模式地は、武豊町富貴の南西約1km附近の道路脇の露頭とされている。

知多半島の主陵線部とその東側に分布し、層相は南から北に変化し、南方では礫がちで砂・シルトを伴う。北方では、礫層が卓越する。前述の様に古流系の違いにより加木屋層とは区別されるようである。

イ．名古屋市周辺地域の高位段丘堆積物

濃尾傾動盆地では、東海層群を不整合に覆う地質系統で最も古いのは、東山丘陵の唐山層・八事層や篠岡丘陵の上末層である。これらの堆積物は、各丘陵の頂部を占めて発達しており、東海層群を切って分布する高位平坦面を構成するものである（図3.19参照）。

a．唐山層（写真10参照）

松沢・嘉藤（1954）が命名したもので、竜泉寺丘陵や東山丘陵に分布し、鮮新統の矢田川累層の上に明瞭な侵食面をもって不整合に重なる。名古屋グループ（1969）や坂本ほか（1984）などによって再検討がなされている。

唐山層の模式的な層序は大きく上下に二分することができる。下部は礫層からなり、その層厚は３～６ｍである。上部は砂層・シルト層からなり、層厚は３～４ｍである。この上部層は八事層により削剝されており、あまり保存は良くない。

下部の礫層の粒径は、10～30cm大の礫を主とする。ときに２～３ｍに達するようなシルト岩のブロックを含むこともある。本層の礫はいわゆる“クサリ礫”となっており、中生層・古生層に由来すると考えられるチャート・砂岩・頁岩の礫や大量の濃飛流紋岩類やホルンフェルスの礫を含む（坂本ほか、1984）。

唐山層の上部のシルト層中にはガラス質火山灰層が含まれている。猫ヶ洞火山灰層と呼ばれるこの火山灰層の層準のフィッション・トラック年代は、牧野内ほか（1983）によって1.9±0.6Maという年代が知られている。

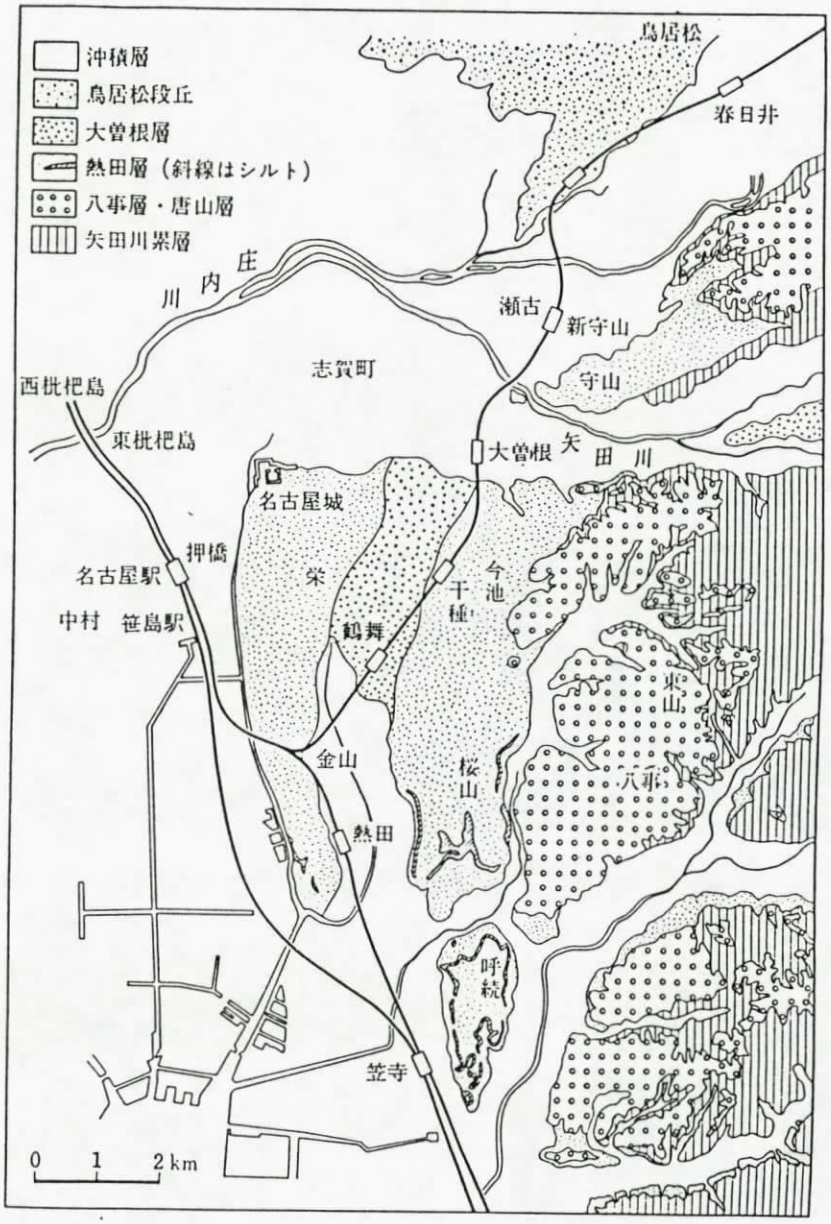


図3.19　名古屋付近の地質図（嘉藤・桑原、1967）

b．八事層（写真11参照）

松沢・嘉藤（1954）により命名され、名古屋グループ（1969）や坂木ほか（1984）などによって記載されている。本層は庄内川以南に分布し、その相当層は知多半島にも点々と分布する。吉田・尾崎（1986）によれば、本層は知多半島の加木屋層に対比されるようである。

本層の層相はシルト層を夾在する砂礫層で、その層厚は約30mである。唐山層と同様に本層の礫もいわゆる“クサリ礫”となっていることが多い。本層は唐山層を不整合に覆うが、唐山層下部と本層の接する部分ではしばしばこれら両層の区別が困難であるという（坂本ほか、1984）。

本層の頂面は八事面と呼ばれているが、堆積面そのものは残存していない。丘陵の稜線を連ねた線が定高性を示し、これが八事面である。本面は竜泉寺丘陵の標高 110m付近より南西に傾動し、東山丘陵の南西端で標高約30mまで低下する。八事面の堆積原面がほぼ残されているところでは厚い赤色土が発達している。

なお、東山丘陵の北部には、町田ほか（1962）が覚王山面と呼んだ八事面を僅かに切りこんだ平坦面がある。この覚王山面の分布は貝塚ほか（1964）によって示されている。

東三河で本層に対比しうる地層は三好層であり、その頂面は三好面を構成している。三好層は矢田川累層を不整合に覆い、その層厚は６～20mでチャート礫を主とする礫層である。

c．上末層

小牧団研グループ（1971）によって命名されたもので、坂本ほか（1984）により記載された。篠岡丘陵西部の標高80m以上の丘陵頂部に僅かに残存している礫層に対して命名されたものである。本層は下位の矢田川累層を起伏の大きい不整合で覆い、赤色風化を強く受けていることが特徴である。層厚は少なくても10m以上はあり、層相は10～10数cmの粒径の花崗岩・濃飛流紋岩・砂岩・頁岩などの礫からなるものである。

本礫層は河成の礫を主体としており、化石は産しない。岩相や分布の連続性などを考えると唐山層の北側の連続と考えられている（坂本ほか、1984）。

d．潮見坂礫層

本礫層は坂本ほか（1984）が命名したものであり、春日井団研グループ（1971）の“高位段丘Ⅰ面の構成層”に相当するものである。本礫層は主として春

日井桃花園から潮見坂平和公園に分布している。その他、篠岡丘陵などでは本礫層は山頂部に平坦面を作って僅かに分布するに過ぎない。

本礫層は下位の矢田川累層を不整合に覆い、その基底高度は東方に向って高くなる傾向がある。また、本礫層の層厚は坂本ほか（1984）によれば現在見られる範囲で５～６ｍである。礫はチャート礫以外は“クサリ礫”となっている。

本層は、坂本ほか（1984）によれば、土岐盆地から流出してきた内津川水系の河床礫層として形成されたものであるという。また、本層は発達高度や地形面の分布状況からみて、上末層よりも若い時代のものであるとされる。本層は後述する濃尾平野地下地質の区分によれば、海部累層の一部に対比されている。

ｅ．桃花園礫層（写真12参照）

本礫層は、坂本ほか（1984）によって命名されたもので、春日井団研グループ（1971）による“高位段丘Ⅱ面構成層”とほぼ同様のものである。篠岡丘陵の東部において潮見坂面（潮見坂礫層の堆積頂面を仮にこの様に呼んでおく）の南側に緩斜した地形面を残している。

本礫層は春日井市出川で最も層厚が厚くなっており、その層厚は20m以上に達することがあるという。坂本ほか（1984）によれば、春日井市出川では下位より層厚15m以上で砂・シルトのレンズを挟む大～中礫を混じえた礫層、層厚１～２ｍの砂・シルト層、層厚２ｍ前後の砂のレンズを挟むチャート礫の卓越した再堆積性の中～小礫層という層序であるという。本礫層は、坂本ほか（1984）によれば、潮見坂礫層と同様に内津川水系の河床礫層で、濃尾平野地下の海部累層に対比されるという。

ｆ．桃山礫層（写真13参照）

本礫層は坂本ほか（1984）により命名されたもので、春日井団研グループ（1971）による“高位段丘Ⅲ面の構成層”にほぼ相当するものである。本礫層は、篠岡丘陵の高位段丘のうちでは最も分布が広く、本丘陵の南縁部に発達高度40～50ｍの台地を形成して分布している。

本礫層の層厚は５ｍ以上であり、岩相としては桃花園礫層と同様でチャート礫を主とした径数～数十cmの亜円礫ないし亜角礫からなる。本礫層の上位には塊状で細礫を含むシルト層が重なる。さらに上位は円礫～亜円礫からなる礫層となる。本礫層も濃尾平野の地下地質層序では海部累層の一部に対比される。

東三河で本層に対比しうる地層は挙母層で、挙母面を構成している。本層は礫層および砂層より構成される。本層の礫はしばしば“クサリ礫”となってい

る。

ウ．中位段丘堆積物

最終間氷期の堆積物で代表されるものである。濃尾平野及び伊勢湾の周辺地域では、この時期に行われた海進を熱田海進と呼んでいる。この海進は南関東の標準層序でいうと下末吉海進に相当するもので、絶対年代では約14～10万年の海進と考えられる。

熱田海進が開始されると、その進行に伴い河床礫層（濃尾平野の地下では、この礫層は第二礫層に連続すると考えられている）を覆って海成粘土を主とする厚い地層が堆積した。これが熱田層の下部である。この層は養老－伊勢湾断層に向って層厚を増しており、このことは濃尾傾動運動（桑原、1968）がこの時期まで継続していたことを物語っている。

熱田層下部の上位には、砂層を主とし礫層や粘土層を挟む熱田層上部が堆積した。南関東でこれに相当する地層は、姉崎層・常総粘土層・竜ケ崎砂礫層である。この時期は最終氷期に至る海水準の変動の時期で、大まかな傾向としては海水準が次第に低下していく方向であったが、桑原ほか（1982）によれば少なくとも３回の海面の相対的上昇が認められるという。

ａ．熱田層

本層は、松沢・嘉藤（1954）により命名されたもので、名古屋市の熱田台地に模式的に見られる（図3.20参照）。本層は熱田台地のみではなく濃尾平野の地下に広く分布している。桑原（1975）によれば、本層は岩相層序的には、砂層からなる最下部層、厚い海成粘土からなる下部層、砂層を主とする上部層の三部層に区分される。

模式地での本層は上下に二分することができ、下部は全体として粘土層が卓越し、上部は砂層が卓越する。下部の粘土層は５枚認めることができ、そのうち、最下部の粘土層からは海棲生物の化石を多産するとのことである。森（1980）によれば、その他の４枚の粘土層からは淡水珪藻の化石を産するので、大部分は泥炭地ないし湿地性の堆積環境で形成されたものと考えられる。

本層の地表部での分布は田楽台地でも見られる。しかし、地表部で見られる本層は極く一部分であり、熱田層の上部層のうちでも最上部に過ぎない。

本層の分布地域で木曽川水系に属する地域では、木曽御岳火山からもたらされたと考えられる火砕質物質を多量に含んでいる。この部分の層相はクロスラミナが良く発達する細礫混じりの中粒砂を主体としている（坂本ほか、1984）。

図3.20　名古屋南部地域の地形区分（坂本ほか、1986）

本層の上部の分布は北方の各務原台地に追跡することができる。南方の守山台地では本層は礫層となっており、層厚は10m前後である。守山台地での本層は、チャート礫を主としたクロスラミナの著しい礫層となっている。

熱田層に含まれる軽石層の追跡から、上部層の基底に含まれる軽石は御岳第一軽石層（年代測定の結果からは約７～９万年前とされている；町田・鈴木、1971）に相当し、上部層の中ー上部に含まれる軽石は御岳第三軽石層（小林、1967）に相当するという。この対比が正しいとすると熱田層はかなり長期に渡る堆積物ということになる。海面の低下と地盤の沈降とが同時に起こった結果としてこのようなことが起ったものと考えられる。沈降運動は熱田層の堆積期に依然として継続していたことがわかる。

b．半田段丘堆積物（多屋層）

本層は、松田（1969）の命名した半田面を構成する堆積物で、吉田・尾崎（1986）により再定義、記載された。本層は知多半島の段丘の中では最も分布が広く、名古屋周辺地域の熱田層に対比しうる（図3.21参照）。沖積面との比高は５～10m程度である。

模式地は知多半島の東岸の半田市街地である。知多半島の西岸部では、知多市新舞子から常滑港にかけて分布する。本段丘は臨海部では海成段丘であり、半島内陸部では河成段丘となっているようである（吉田・尾崎、1986）。

本段丘を構成する堆積物は、模式地付近では層厚11mであり、牧野内（1980）によれば海成シルトからなる下部多屋層とシルト～中粒砂からなる上部多屋層とからなる。その内、下部多屋層は溺れ谷を埋積して発達し、上部多屋層は２～３mで知多半島に広範に分布が認められる。

牧野内（1980）が新田層と命名したのは武豊町下門に見られる砂礫層で、この礫層の下位には海成のシルト層が見られることがある等の層序学的特徴から判断して半田段丘の堆積物であると思われる。

c．碧海段丘堆積物

本層は岡崎平野の碧海台地に模式的に見られるもので、町田ほか（1962）により命名されたものである。知多湾の西岸の半田段丘堆積物および名古屋市周辺に分布する熱田層に対比される。

碧海面は全体として北から南へ３パーミル程度で傾斜している。碧海面の構成層は碧海層と呼ばれているが、吉田・尾崎（1986）によれば、露頭では層厚５mの細礫混じりシルト質砂層が見られるのみであるという。松沢ほか（1965）

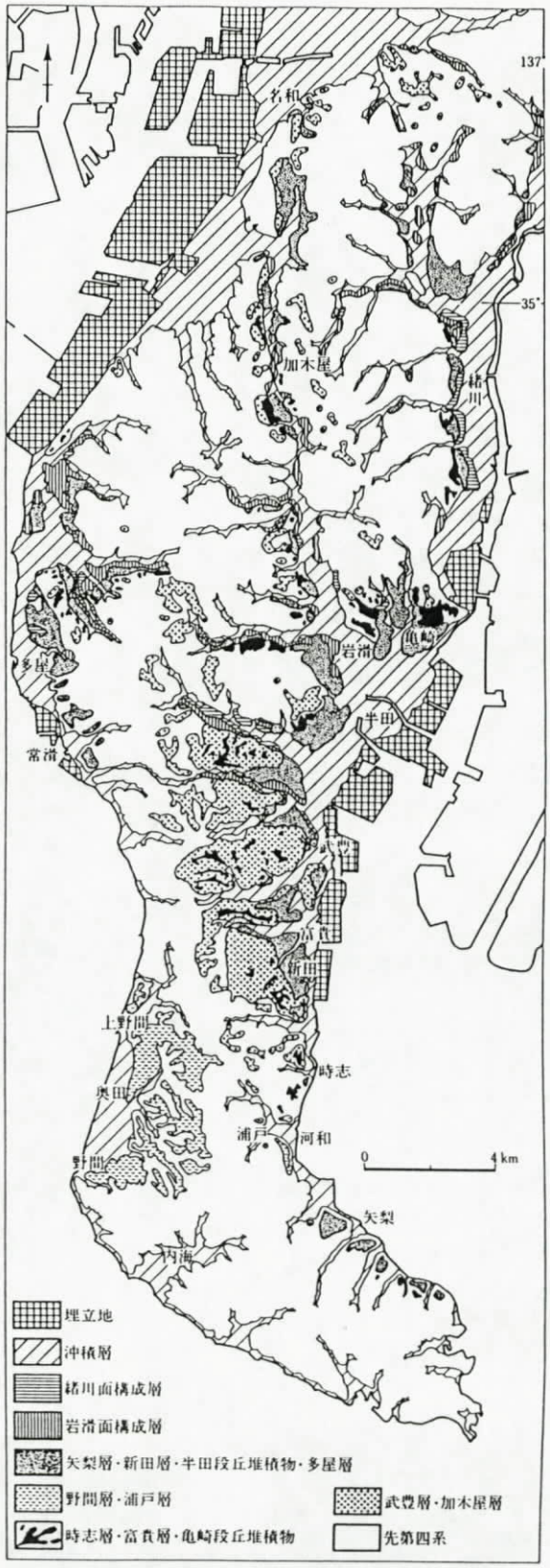


図3.21　知多半島地域の第四系の地質図（牧野内、1988）

は、このシルト質砂層の下位に海成のシルトの存在を報告している。

糸魚川・中山（1968）は本層から産出する貝化石を報告している。なお、ここでは糸魚川・中山（1968）の挙げた 128種の貝化石のうち、多産する物のみを以下に記す。

Nipponarca bistrigata
Anisocorbula venusta
Standella capillacea
Cryptomya busoensis
Tapes phillipinarum
Trisidos tortuosa kiyonoi
Pillucina pisidium
Semele cardioformis
Batillaria zonalis
Anomia chinensis

糸魚川・中山（1968）が上述の化石を報告したのは高浜市であるが、これらの化石の内容からみて、碧海層は内湾奥の三角州の前置層的堆積物であろうと考えられている。

d．野間層

本層は、知多郡美浜町野間の付近の野間台地に模式的に見られる地層である。標高28～41m（近藤・木村、1985）の野間台地を構成するもので、本層は最近、木村・近藤（1987）により研究され、その詳細が明らかにされている。本層は、野間台地に広く分布し 、全般的に西方に緩傾斜しているものと見られる。一般に下位の常滑層群や奄芸層群とは不整合である。

本層は、小瀬（1929）の野間貝層および大塚（1931）の野間層にほぼ相当するものである。近藤（1962）によって初めて詳細に検討された。本層の年代についてはかつて下部更新統と考えられていたが、Hayasaka・Iwai（1960）、近藤（1962）などによって地形面の性格や層序関係、産出化石の中に占める現生種の割合などが多い所から見て、上部更新統に属することが明かとなった。本層は、海棲の貝化石を含んでいる。これらの貝化石については、Hayasaka・Iwai（1960）、近藤（1962）、糸魚川・木村（1985）などによって報告されている。

本層は、下部砂層・中部シルト層・上部砂層に区分されるという。中位段丘

相当層に見られるこの層序は、他の地域の中位段丘相当層の層序と同様で、東海地方の牧之原台地に見られるのと同様の層序を示す。すなわち、古谷泥層（下部砂層と上部シルト層に区分される）・京松原砂層という層序関係と同様である。

エ．知多半島の低位段丘堆積物（図3.21参照）

本地域で低位段丘に対比されているのは、ここに挙げる岩滑面（低位の上位面）・緒川面（低位の下位面）である。矢作川下流域の越戸面（低位の上位面）・篭川面（低位の下位面）がこれに相当する。伊勢湾周辺地域では、低位段丘はほぼ２群に区分できるようである。以下に各面の構成層について記載する。

ａ．岩滑層

岩滑面を構成する地層で、松田（1969）が命名したものである。その分布の中心は半田市岩滑である。本面は知多半島の東岸部によく発達し、沖積面との比高は２～５ｍである。

本層は礫層を主体とするもので、これに砂層を伴う。礫は殆どチャートの礫より構成され、角礫ないし亜円礫よりなる。礫の粒径はいずれも１～２cm前後である。この岩滑層の層厚は極めて薄く、通常は１ｍ以下であり、東海層群の侵食面が直接露出していることも多い。

ｂ．越戸層（岡崎平野の項参照）

越戸面を構成する地層で、町田ほか（1962）が命名したものである。模式地は豊田市越戸町付近である。この他、矢作川流域の豊田市上挙母や同市寺部にも本面を認めることができる。花崗岩の大礫を主とする礫層からなり、時としてチャートの細礫を含む場合がある。本層は余り風化を受けておらず新鮮な外観を呈する。

ｃ．緒川層

緒川面を構成する地層で、松田（1969）の命名したものである。東浦町緒川に模式的に見られることからその名がある。本面は境川西岸及び神戸川・前山川流域に比較的広く分布する。模式地の緒川付近では標高は２～４ｍで、沖積面との比高は殆ど無いか有っても１ｍ内外である。緒川層は模式地の周辺では淘汰の良い中～細粒砂からなっている。

ｄ．篭川層

篭川面を構成する地層で、松田（1969）の命名したものであり、模式地は東浦町篭川である。緒川面同様に沖積面との比高は殆ど無いか有っても数ｍ以下

である。層相は、淘汰の良い中粒ないし細粒の砂より構成されている。

オ．名古屋市周辺の低位段丘（図2.5参照）

a．小牧礫層およびその相当層(写真15参照)

本礫層は小牧面の構成礫層で、本宮山西方の小牧台地に分布する。桑原（1969）が命名したものである。本層の模式地については、明確な指定がないので不明である。

現在、小牧市は市街化が進んでしまったので、本層の層相の実態は摑みにくいが、数少ない露頭で見ると、径20cm程度の円礫を主とした礫層からなっているようである。本礫層の層厚は不明であるが、ボーリング資料などから見ると、十数mであろうと思われる。本礫層の礫種についてみてみると、後背山地に広くみられる花崗岩や濃飛流紋岩などの礫を主体として、これに中生界・古生界の砂岩や頁岩礫なども混入してくる。坂本ほか（1984）によれば、小牧台地では礫層の上位に層厚１m内外の赤褐色のローム的土壌を載せており、これよりさらに上位に１m内外の黒ボク土を載せているという。また、坂本ほか（1984）によれば、本層の年代は熱田層を切って発達し、約 2.7万年前の木曽川泥流（写真14）に覆われるので、約３万年前の堆積物であろうと考えられている。

本層の相当層は、名古屋市内の大曽根凹地にも発達し、松沢・嘉藤（1954）により大曽根礫層と呼ばれている。本礫層の頂面は大曽根面と呼ばれ、小牧面に対比されている。

坂本ほか（1984）によれば、本層の層厚は５～６mで概して薄く、径５cm内外のチャートの亜円礫より構成されているという。

b．鳥居松礫層（写真16参照）

本礫層は、多田・井関（1955）により命名されたもので、春日井市の市街地付近に模式的に発達し、付近を流れる庄内川によって形成された扇状地である。本礫層の頂面は鳥居松面と呼ばれ、小牧面を切って発達する。

本層の層相は、平均径３～５cm内外の亜円ないし亜角礫を主体とする礫層である。礫種はチャートが多く、これにコーツァイトやホルンフェルスなどを伴う。マトリックスは粗粒砂から構成されており、風化は進んでおらず新鮮な外観を呈する。

坂本ほか（1984）によれば、本層の年代は、小牧面を切っていることや濃尾平野の地下において、最終氷期の海面最低下期に形成された谷地形に切られていることから、３万年前から２万年前のいずれかの時期に形成されたものと考

えられている。

C．沖積層

濃尾平野は典型的な沖積平野の形態を呈しており、上流から下流に向けて、扇状地、氾濫原（自然堤防帯）、三角州性低地が発達していることは既に地形の項で述べた。

ア．扇状地

濃尾平野北部には、木曽川扇状地（犬山扇状地）、長良川扇状地、揖斐川扇状地、相川扇状地、牧田川扇状地（養老川扇状地）が東から西へ順に分布している。

木曽川扇状地の表層には、全般に細～中粒砂層が1.5～2mの以上厚さで堆積しており、この下部に主として２～５cm大の円礫を含んだ沖積層基底礫層が存在している（坂本ほか、1984）。また、扇状地内の旧河道では細砂質シルト層（厚さ数10cm）とその下に粗砂層（厚さ約20cm）が表層に堆積しており、この下部に鳥居松礫層相当層が存在している（岡田、1983）。

牧田川扇状地は、古生層由来の角張った中～大礫からなり、巨礫をまじえ、砂質土で緩く膠結されている。この礫層は濃尾平野地下において第一礫層及び南陽層下部層に連なると考えられている（高田ほか、1979）。

イ．氾濫原（自然堤防帯）

濃尾平野の中央部に広がる氾濫原は、一宮氾濫平野と呼ばれ、自然堤防と新旧河道及び後背湿地が交錯する地形が日本で最もかつ大規模に見られるところである（岡田、1986）。

自然堤防は主に細粒の砂からなるが、扇状地の末端に接するところでは全体として粗くなり、細礫を含むことがある。粒径は南西に行くにしたがい細かくなり、シルト質になる傾向がある（坂本ほか、1984；糸魚川、1986）。

後背湿地と新旧河道の構成堆積物は、砂や軟弱な粘土・シルトであり、これらは地下地質層序における南陽層（完新統）の上部砂層に相当する。

ウ．三角州性低地

濃尾平野の中南部に広がる三角州性低地は、三角州頂置層が形成したもので、蟹江三角州と呼ばれている。これも南陽層（完新統）の上部砂層に相当するが、木曽川本流よりでは中砂を主とし、それから離れるにしたがい粒径が細かくなる。例えば、庄内川河口当りでは砂質シルトになるとされている（糸魚川、1985）。

この蟹江三角州の前面には、三角州頂置層の潮汐低地を陸化させた干拓地が広がっており、表層はシルト質粘土層が1～1.2mも堆積している。

写真10　唐山層（千種区四谷通り）

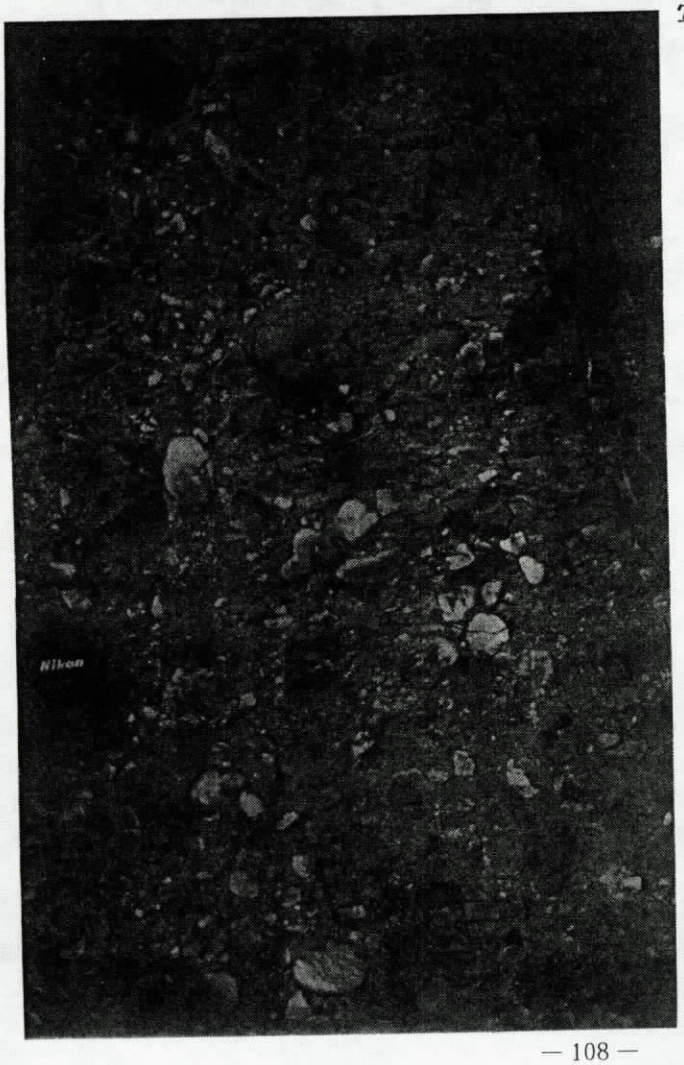


写真11
中央の不整合面を境に接する
八事層（上）と唐山層（下）
（千種区東山元町）

写真12　桃花園礫層（春日井市大池付近）

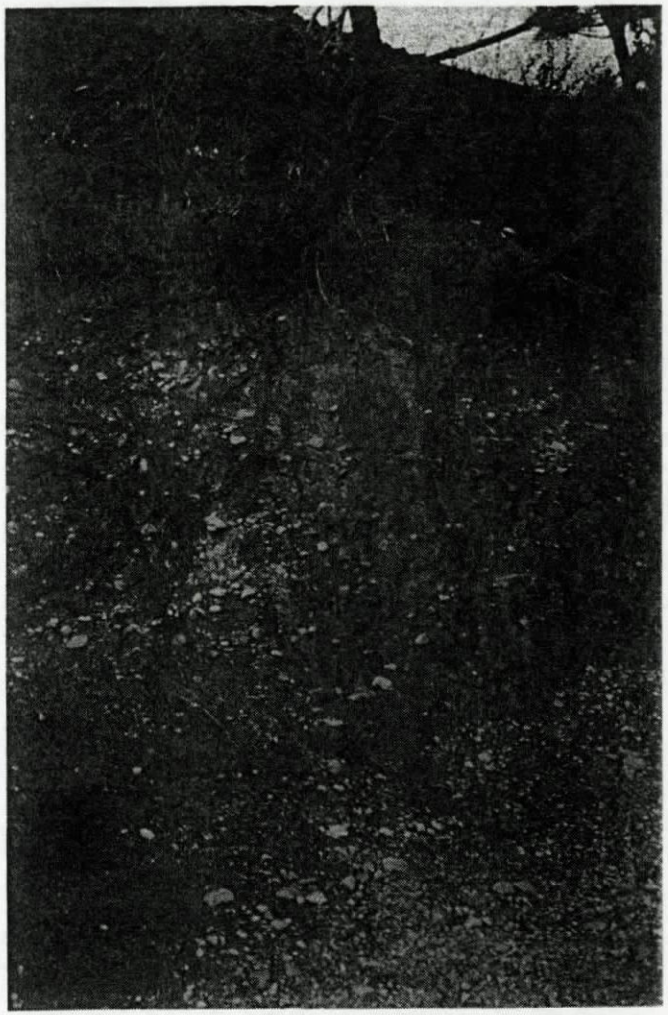
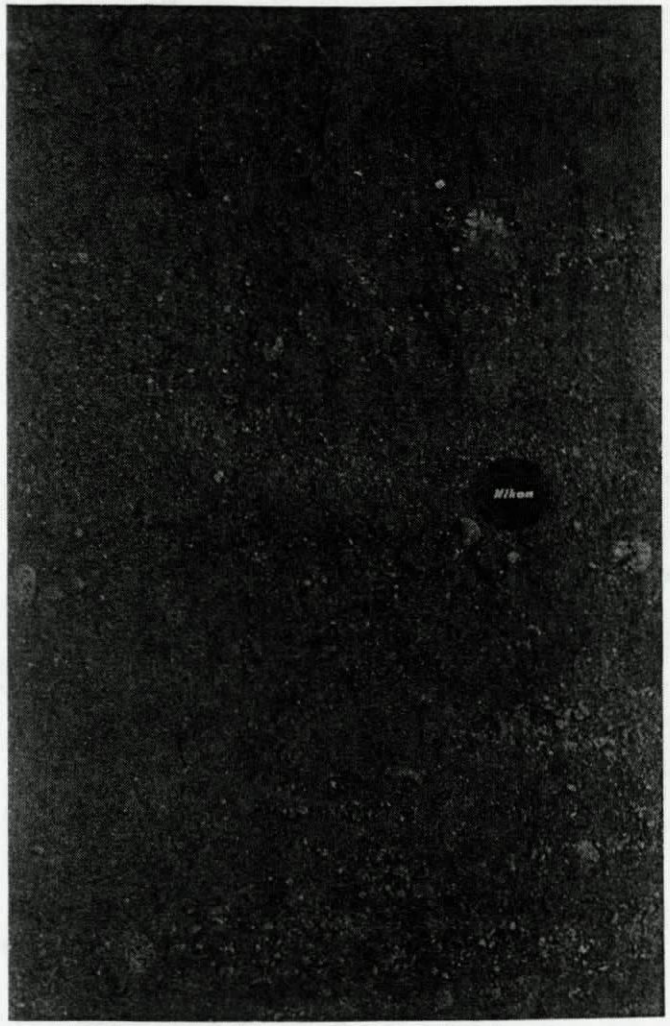


写真13　桃山礫層（春日井市桃山町）



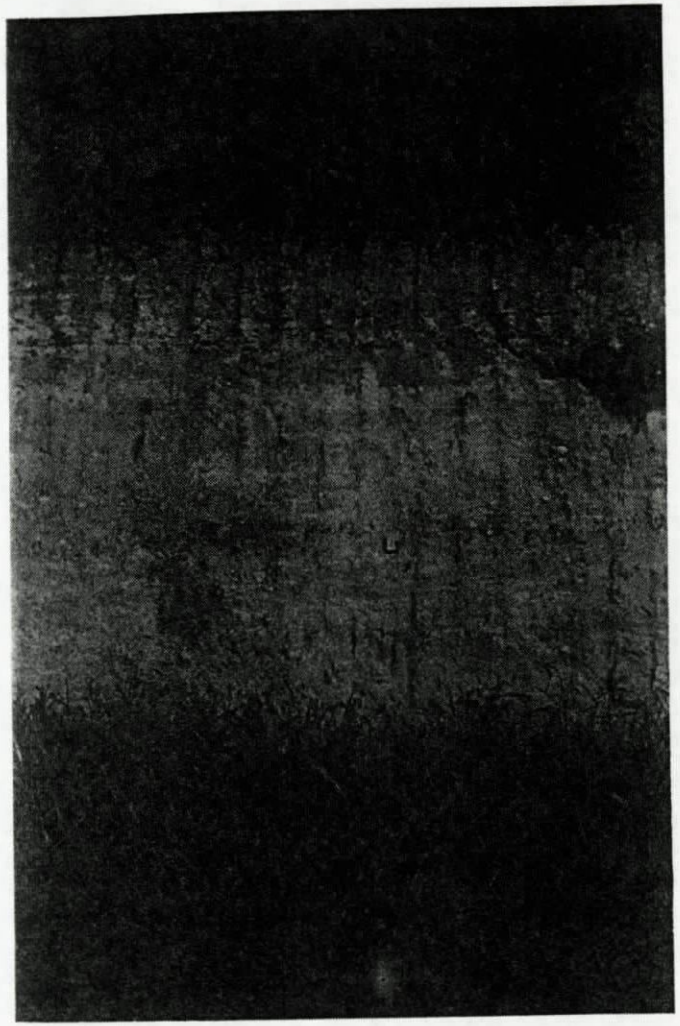


写真14　木曽川泥流（各務原市三ツ池町）

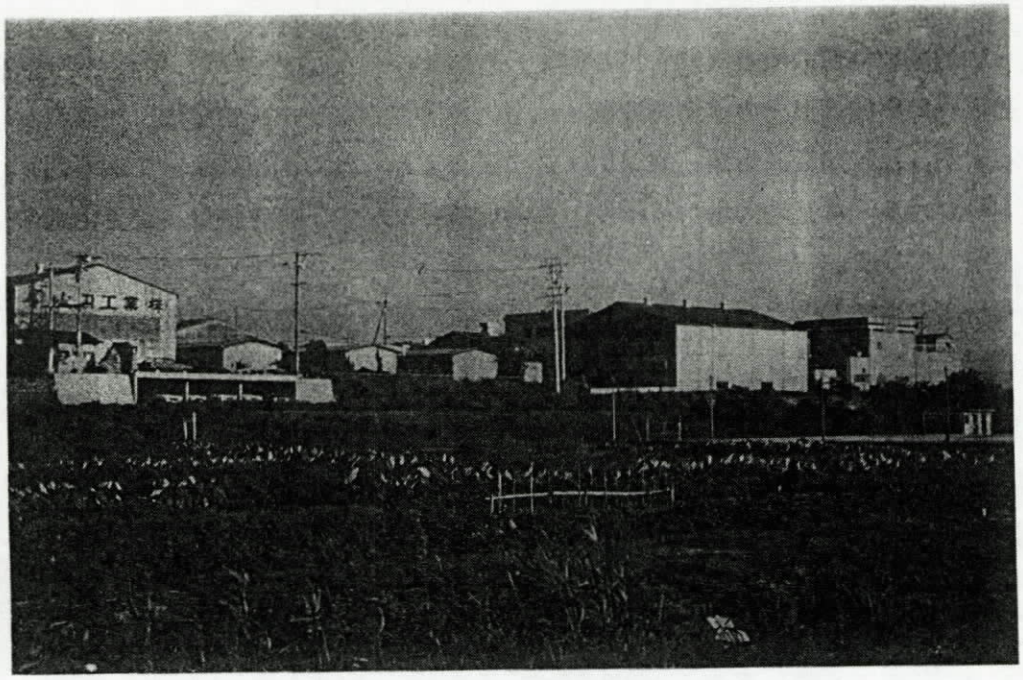


写真15　小牧面（大口町萩島）

写真16　鳥居松礫層？（小牧市間々）

2－6　伊勢湾西岸地域の地質

①　本地域の地質の概要（図3.22参照）

伊勢平野の周囲は東方の伊勢湾を除き、三方を美濃帯秩父中・古生層、領家花崗岩類・片麻岩類、三波川変成岩類、秩父中・古生層などからなる山地によって取り囲まれている。いわゆる“秩父地向斜”に堆積した非変成の秩父中・古生層は、養老山地や伊吹山を構成している。

西南日本の新生代第三紀の地質区から云えば、伊勢湾とその周辺地域は瀬戸内区（池辺、1957）に属している。この瀬戸内区の地質系統は三つに大別することができる。即ち、下位より下部－中部中新統の第一瀬戸内統（累層群）、中部中新統の瀬戸内火山岩類、鮮新統－中部更新統の第二瀬戸内統（累層群）の三つである。

本地域でこの第一瀬戸内累層群（宮村ほか、1981）に属するのは、鈴鹿層群・鮎河層群・一志層群および千種層である。これらの各累層は殆どが海成層であり、時代は何れも前期中新世とされている。

第一瀬戸内の陸化後、本地域は侵食の場となった。次いで、第二瀬戸内期（鮮新世－更新世）になって再び沈降し、第二瀬戸内累層群の堆積の場となった。本地域を初めとして近畿地方から東海地方にかけては、この時期には三つの大きな沈降地域があり、それぞれに堆積物が残された。伊勢湾西岸のこの時期の堆積物は、東海湖（石田・横山、1969）と呼ばれる湖に堆積したもので、一括して東海層群（本地域では奄芸層群と呼ばれる）と云われる地層群の一部を構成するものである。主として粘土・シルト・砂・礫などから構成されており、薄い火山灰層を多数夾在する。

奄芸層群の堆積が終わる頃には、撓曲を主とする知多変動（Makinouchi、1979）から傾動ブロック運動を主とする六甲変動あるいは猿投変動（桑原、1968）への構造様式の変換があったとされている。

本地域は第四紀に入ると六甲変動が次第に激化するために、Huzita（1968）が提唱する近畿トライアングルの存在が次第に顕著となる。近畿トライアングルの東縁部を構成する鈴鹿山脈の形成は、一志断層系（写真27）や頓宮断層系などの南北性の活断層系の活動によって行なわれたものと考えられている（宮村ほか、1981）。また、養老－伊勢湾断層系の活動により養老山地の隆起が行われた。

六甲変動による山地～低地間の起伏の増大は周辺山麓部に扇状地を形成させた。見当山礫層に代表される高位段丘形成期の扇状地堆積物は、鈴鹿山麓や養老山麓に点々と見ることができる。

中位段丘の形成期の地層は津地域の久居台地に代表的に見られ、この久居台地をつく

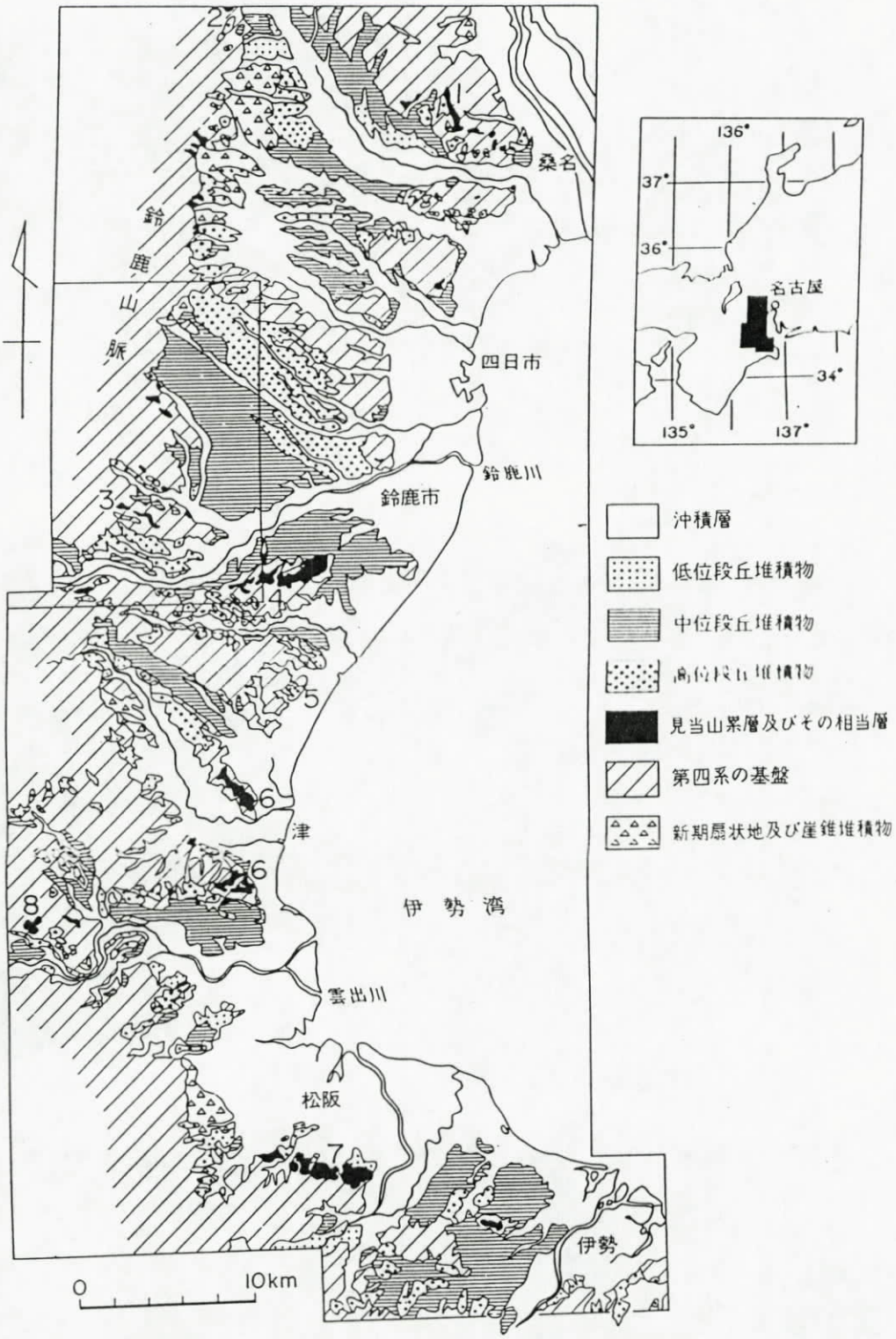


図3.22　伊勢湾西岸の段丘区分図（木村・竹原、1968）

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

る久居層が熱田層の下部に対比されている（吉田、1987）。これらの地層からなる丘陵地・台地を刻む小河川沿いには、低位段丘が小規模であるがよく発達する。また、伊勢湾に注ぐ小河川沿いには沖積平野が見られる。

② 伊勢湾西岸地域の古生界

A．養老山地の古生層

養老山地には、いわゆる“秩父地向斜”に堆積した秩父古生層に連続する地層が分布している。これらは養老層群と呼ばれ、下位より竜泉寺層・一之瀬層・北勢南濃層に区分されている。この養老層群には白亜紀後期の火成岩が貫入しており、複雑な断層網によって寸断されており、多くの地塊に分断されている。

ア．竜泉寺層

竜泉寺層は、高田ほか（1979）により命名されたもので、養老山地の北東部に分布し、上下二部層に分けられている。下部層は層状ないしレンズ状の石灰岩やチャート層を夾在する塩基性火山岩類からなり、上部層は灰黒色の層状チャートからなり、微褶曲が多く見られる。

本層の石灰岩は、高田ほか（1979）によれば、Pseudoschwagerina帯の中部から上部の層準であるという。層状チャートの層厚は50～60mであろう。時代はペルム紀古世であるという。本層の全層厚は 2,000mに達するものと考えられる。

イ．一之瀬層

一之瀬層は、宮村ほか（1976）が命名したもので、模式地は養老郡上石津町の多良峡である。本層は主としてチャート・粘板岩からなり、砂岩レンズを伴う地層で、竜泉寺層を整合に覆う。チャートや粘板岩のそれぞれ単層の層厚は数m以上である。全体として、色調は灰白色ないし灰黒色である。無化石であるので時代は明らかではないが、周囲の地層との関係よりみてペルム紀中世前期であろうとされている。

ウ．北勢南濃層

北勢南濃層は、高田ほか（1979）が命名したもので、砂岩・粘板岩の互層よりなり一之瀬層を整合に覆う。上位では細粒の砂岩と粘板岩の互層よりなり、下位では砂岩・粘板岩の比較的粗い互層よりなる。フスリナの化石の産出から、時代的には、ペルム紀中世から新世にわたる地層であろうと考えられている。

B．鈴鹿山脈の中・古生層

鈴鹿山脈の中・古生層は古生代後期から中生代前期の優地向斜堆積物が大半を占

めている。宮村ほか（1976）によれば、石灰岩に富む石灰岩相と石灰岩の殆ど見られない非石灰岩相とに区分されるという。

ア．石灰岩相古生層（北鈴鹿層群）

石灰岩相の古生層は鈴鹿山脈の背稜部を形成して発達している。宮村ほか（1976）は、この古生層を北鈴鹿層群と呼び、下位より大君ヶ畑層・霊仙山石灰岩層の二層に区分した。

a．大君ヶ畑層

本層は宮村ほか（1976）により命名されたもので、礒見（1956）の清滝層にほぼ対比しうるものである。模式地は三国岳周辺の山地である。岩相は主としてチャートからなり、粘板岩を伴う。本層からは化石を産しないので地質年代はよく判らないが、周辺の層序関係よりペルム紀古世と考えられている。

b．霊仙山石灰岩層

本層は宮村ほか（1976）により再定義されたもので、鈴鹿山脈の中央部に分布する。一部分は幾里谷層群上に“クリッペ”をなして分布している。本層の岩相は主として石灰岩および塩基性火山岩よりなる。

イ．非石灰岩相中・古生層

原山ほか（1989）によれば、鈴鹿山脈の非石灰岩相古生層、即ち砕屑岩相中・古生層は、菰野層群、幾里谷層群、野洲川層群、愛知川層群、彦根層群などに区分されている。

このうち、幾里谷層群・野洲川層群・愛知川層群について、原山ほか（1989）はチャート、石灰岩、泥岩のそれぞれに含まれる化石の示す年代が異なるとし、石灰岩やチャートは産状から異地性の岩体であると考えている。したがって、泥岩に含まれる化石がその岩石を生成した時代を示すということになる。それによればほぼジュラ系の中部の時代を示すという。

③　伊勢湾西岸地域の第三系

A．一志層群（写真19参照）

鈴鹿山脈の東麓に沿って、海抜100～250mの第三紀層よりなる丘陵地が見られる。この丘陵地を構成する地層は、滝本（1935）によって一志統と呼ばれた。その後、山田（1953）、Araki（1959、1960）等により研究され、一志層群と呼ばれるようになった。柴田（1967）はこれまでの層序を再検討し、下位より波瀬累層・大井累層・片田累層に区分した。柴田はさらに波瀬累層を矢下礫岩層・古田池砂岩層・井

生泥岩層に細分し、大井累層を井関砂岩泥岩層・三ヶ野頁岩層に細分し、片田累層を茶屋砂岩泥岩層・薬王寺砂岩シルト岩層に細分した（図3.23参照）。

ア．波瀬累層

本累層は基底礫岩をもって始まり、上方へ次第に細粒化する。領家変成岩類の礫からなる矢下礫層は、礫径５～15cmの亜円礫ないし亜角礫よりなり、層厚は約 220mである。矢下礫岩層に随伴して見られる古田池砂岩層は無層理の青灰色花崗岩質粗粒砂岩からなる。本砂岩層は無化石で層厚は60m内外である。雲出川以南に分布する井生泥岩層は無層理の暗青灰色泥岩とシルト岩層からなる。本泥岩層は層厚が 160mであり、自生の貝化石を散点的に含む。

イ．大井累層

波瀬累層を整合に覆う大井累層は、第二回の堆積輪廻により堆積した地層で上部は火山灰質である。井関砂岩泥岩層は青灰色細粒ないし粗粒砂岩と暗青灰色泥岩の互層よりなり、層厚は 150mである。本泥岩層には吹き寄せ型の貝化石を含む。三ヶ野頁岩砂岩層は岩相が横に変化する。本層は主に頁岩・砂岩・シルト岩よりなり貝化石を多産する。

ウ．片田累層

大井累層を整合に覆う片田累層は通常のノーマルな堆積物よりなり、貝化石を多産するが、下位の累層のものとは趣を異にする。茶屋砂岩泥岩層は青灰色中粒～細粒砂岩と暗灰色シルトないし泥岩の互層からなり、層厚は約 100mである。久保や片田付近に分布する薬王子シルト岩砂岩層は暗灰色シルト岩と青灰色中粒砂岩のリズミカルな互層からなる。本層の層厚は約 100mである。

B．千種層

本層は松井（1943）によって命名されたもので、御在所山の東方の三重県三重郡菰野町千種に模式的に見られる。その後、赤嶺ほか（1951）、赤嶺・安田（1955）等により調査されたが、その詳細は明らかでなかった。

秦（1967）は鈴鹿山地東麓の東西性の流路を持つ河川沿いに精査し、千種層の全貌を明らかにした。それによれば、千種層は主として凝灰質泥岩・シルト岩などから構成され、これに砂岩・泥岩・礫岩を伴う。本層の走向はほぼ南北で、傾斜は西に50～70度である。

本層からは貝化石を多産し、その中には瑞浪層群・一志層群などに見られる種も多く含まれている。

C．鈴鹿層群

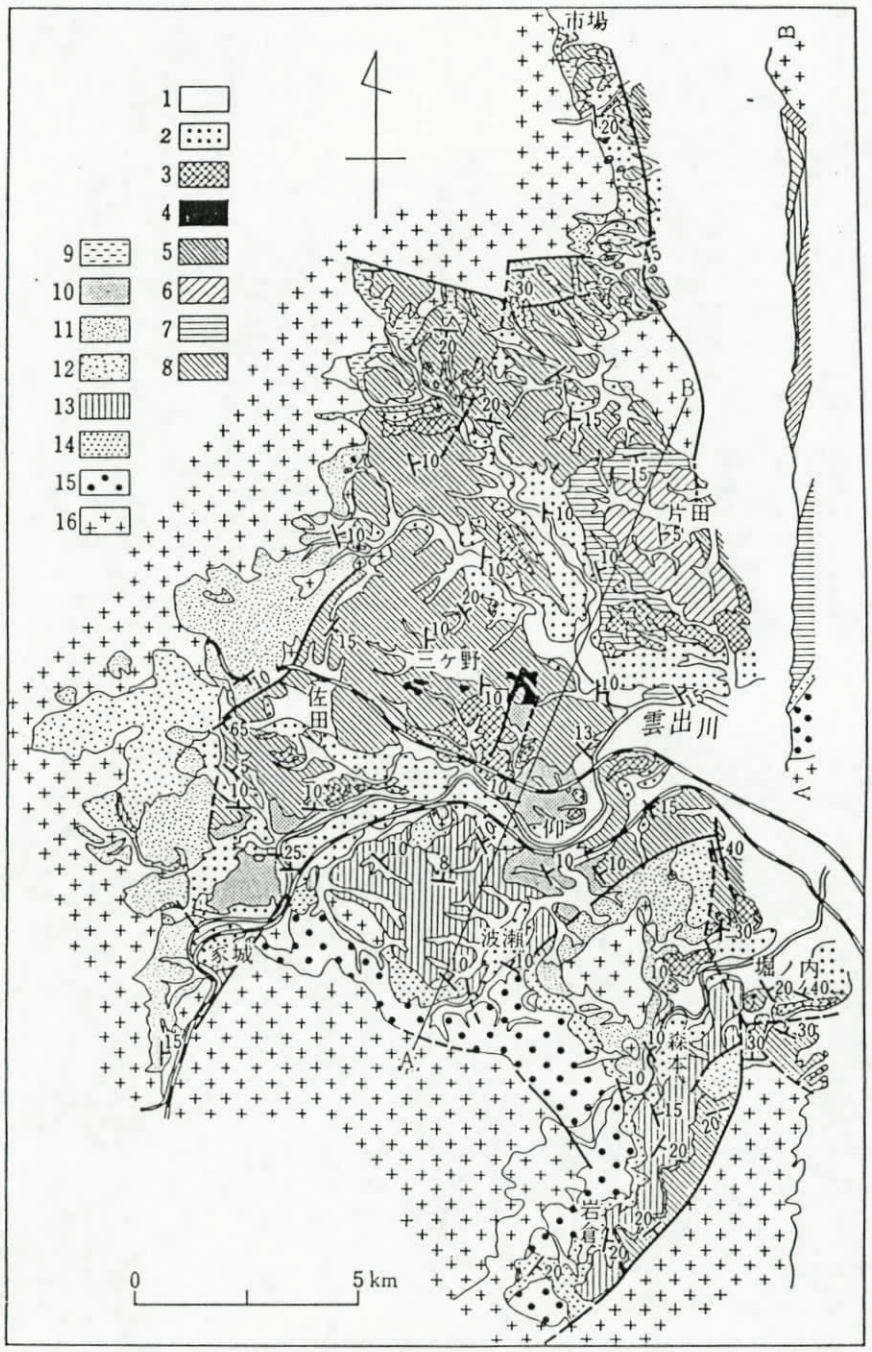


図3.23　一志地方地質図（柴田、1967）

1：沖積層　2：低位段丘，中位段丘および扇状地堆積物　3：高位段丘堆積層　4：最高位段丘堆積層　5：奄芸層群　6：薬王寺シルト岩砂岩層　7：茶屋砂岩泥岩層　8：三ケ野頁岩砂岩層（上三ケ野相）　9：三ケ野頁岩砂岩層（北長野相）　10：井関砂岩泥岩層　11：家城累層（落合相）　12：家城累層（東青山相）　13：井生泥岩層　14：古田池砂岩層　15：矢下礫岩層　16：領家コンプレックス

鈴木ほか（1948a、1948b）は、三重県鈴鹿郡加太地方・関地方に分布する淡水成層および浅海成層に対して鈴鹿層群の名称を与えた。そして産出する化石の内容から、本層の堆積時代は中新世前期とした。荒木ほか（1963）は、関地方の本層群の層序・構造について研究した。また、宮村ほか（1981）は、本層群の層序の再検討を行い、詳細な層序を確立した。

本層群は鈴鹿郡関町付近に模式的に見られるもので、長さ8km、幅2kmで南北の走向で分布する。北側で分布が広く、南方で徐々に幅を狭めていく。西縁は一志断層と接し、東方は奄芸層群に不整合で覆われる。本層群の層厚は約 1,500mである。

本層群は下位より筆捨山礫岩層・観音山層・萩原層・石山層・姫谷層の五層に区分される（宮村ほか、1981）。

ア．筆捨山礫岩層

本層は鈴木ほか（1948b）が命名したもので、筆捨山に模式的に見られるが、小野川の上流地方にも良好な露出を認めることができる。鈴鹿層群の基底礫岩としての性格を有している。層厚は 340mで、礫種としては古生層のチャート・ホルンフェルス・粘板岩・花崗岩・片麻岩・石英斑岩などの礫を含む。大礫から中礫を主として、マトリックスは花崗岩質（アルコーズ質）の砂からなる。

イ．観音山礫岩・砂岩互層

本層は鈴木ほか（1948b）の命名したもので、筆捨山と関との間に分布する。岩相的には礫岩・砂岩の互層からなる。本層の層厚は 450mで、上方になると次第に細粒化し砂岩の挟みが多くなる。それとともに礫岩の挟みは少なくなる。

ウ．萩原砂岩・シルト岩互層

萩原層は主として砂岩とシルト岩の互層からなり、中部には鈴木ほか（1948b）が浜葉山巨礫岩層と呼んだ層準を含む。本層中にはしばしば厚さ数十cmの炭層の挟みが認められる。本層の層厚は 400mで、泥岩層中より植物化石や淡水貝の化石をしばしば含んでいる。

エ．石山砂岩層

石山層は殆ど粗粒の砂岩層（アルコーズ質）から構成されている。本層の層厚は 200mで萩原層の南方に分布し、萩原層と本層間には不整合の存在も示唆されるが明確には分からない。時として泥岩や礫岩を夾在する。

オ．姫谷層

本層は姫谷上流や西行谷上流の河床によく見られ、下位より砂岩・シルト岩互層、シルト岩層、礫岩層の三層に区分することができる。本層中には凝灰岩や薄

い炭層を夾在することもある。層厚は 220mで、下位の石山層とは整合関係で接する。

鈴木ほか（1948b）や荒木ほか（1963）によれば、本層中からは海生の貝化石が産出するという。主なものを以下に挙げる。

Anadara cf.abdita
Striarca sp.
Glycymeris sp.
Aequipecten sp.
Pododesmus macrochismus
Corbicula sp.
Joanisiella？sp.
Cyclina cf.kamadai
Periploma pulchellum
Macoma optiva
Cultellus izumoensis
Calyptraea cf.tuburaなどである。

本層上部は、花崗岩・結晶片岩類の角礫ないし亜角礫を主とする巨礫ないし小礫からなる礫層である。

D．奄芸層群

本層群の名は、小川（1919～20）が一志層群より新しい第三紀層に対して奄芸夾炭層と呼んだことに始まる。その後、滝本（1935）は奄芸統と命名した。この名称は奄芸層群として引き継がれた。戦後になって、桜丘陵は泰（1967）により研究され、鈴鹿丘陵から鈴峰丘陵にかけては赤嶺ほか（1951）により研究された。また、赤嶺（1959）は、北勢地域の奄芸層群の研究を総括した。

竹原（1961）は、これまでに行われた数多くの研究をもとに本層群の火山灰層位学的研究を行い、奄芸層群の標準層序を確立した（図3.24参照）。

本層群は、鈴鹿山脈・布引山地と伊勢平野との間に挟まれた標高 100m前後の丘陵地を構成する地層である。また、本層群は津市以北から亀山市を経て員弁郡へと分布し、岐阜県の養老郡上石津村方面へと分布する（図3.25参照）。

本層群は、濃尾平野の東海層群、伊賀盆地や琵琶湖周辺地域の古琵琶湖層群、大阪湾や京都盆地の大阪層群とともに第二瀬戸内累層群を構成する地層である。本層群は全体の積算層厚が約 2,000mに達する厚層である。その層相は、主として粘土

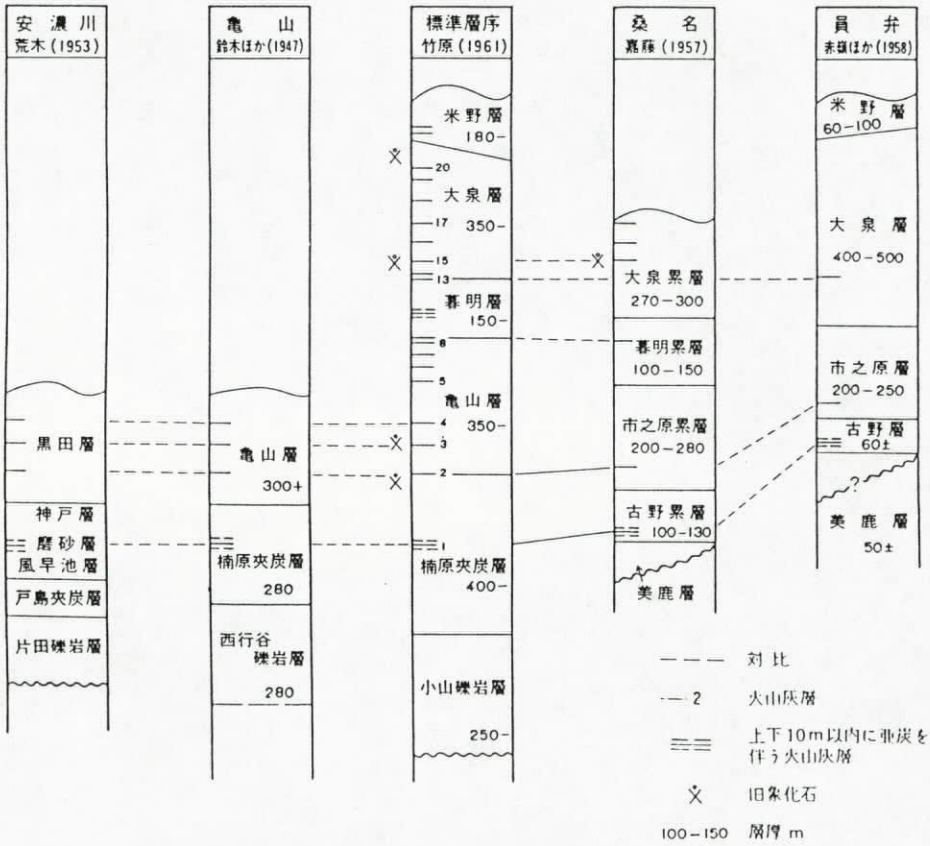


図3.24　奄芸層群対比表（高田ほか、1984）

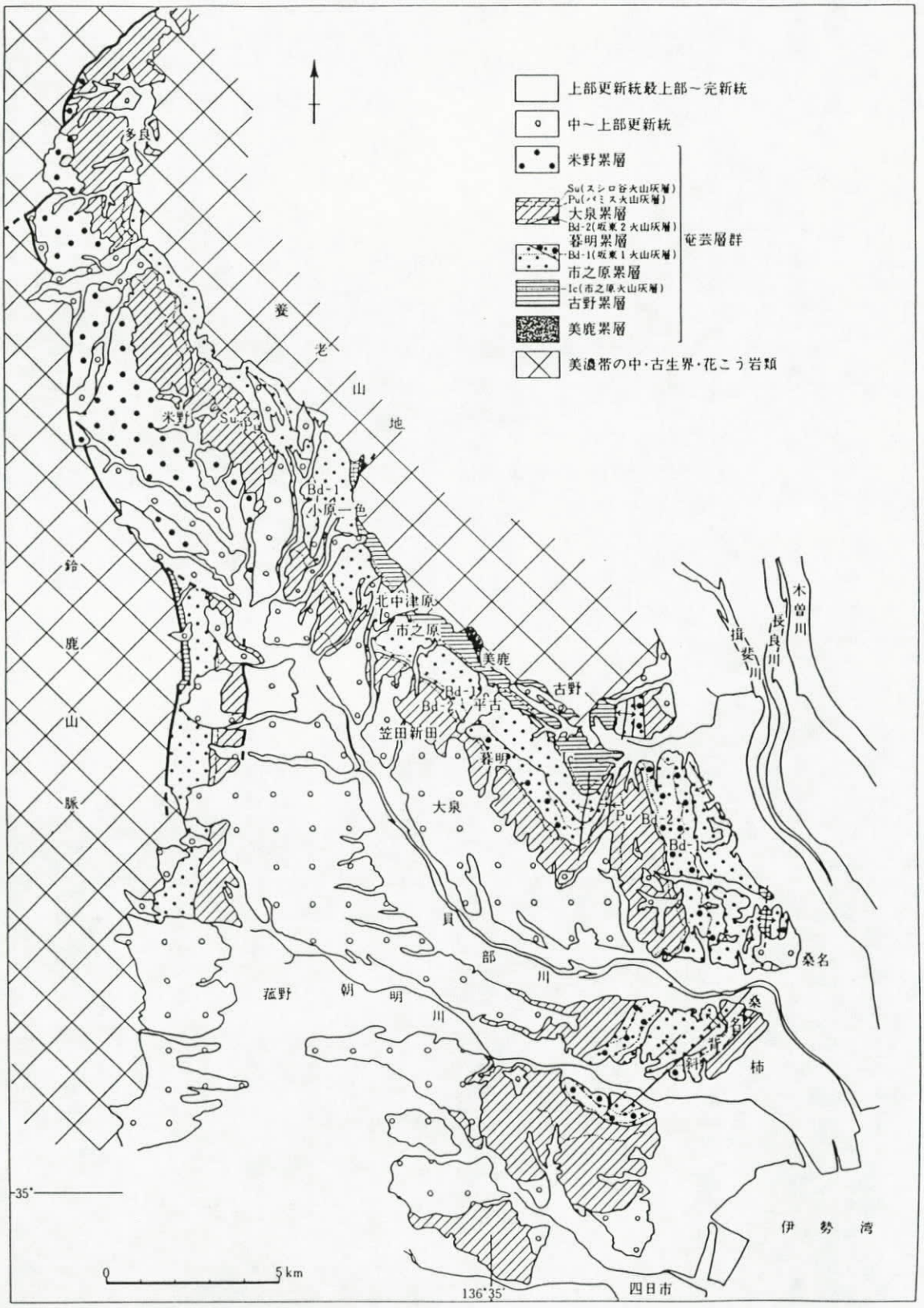


図3.25　伊勢北部地域の奄芸層群の地質図（竹村、1988）

・シルト・砂・礫などの諸ファシースが不規則に累重するものであるが、基底部および頂部にはそれぞれ百mに達するような礫の厚層も認められる。

竹原（1961）によれば標準層序は、下位より小山礫岩層・楠原夾炭層・亀山層・暮明層・大泉層・米野層である。最近、宮村ほか（1981）、吉田（1984、1987）などによって火山灰を用いた精度の高い調査が行われ、奄芸層群の層序が確立された。

なお、それぞれの地域で地層名が異なるので、ここでは大きなターミナルとなる地域を三地域にわけて記述する。

ア．亀山市周辺地域の奄芸層群

本地域の奄芸層群については、宮村ほか（1981）により総括されている。それによれば、亀山地域には奄芸層群の標準層序のうちの下部の上半部に相当する亀山累層が分布するという。本層群は、下位から西行谷礫層・楠原夾炭層・亀山累層・桜村累層に細分されるという（図3.26参照）。

a．西行谷礫層

本層は亀山地域の奄芸層群の基底部を占める地層で、宮村ほか（1981）によれば層相から二つの“礫相”に区分することが可能であるという。即ち、後背山地から直接もたらされたと考えられる基盤の礫を含む相と、遠方から運搬されたと考えられる“石英斑岩”の礫によって代表される相である。

本層は鈴木ほか（1948c）によって命名され、赤嶺ほか（1951）により記載されたもので、宮村ほか（1981）により再定義された。楠原南方の西行谷上流部に模式的に見られる。白木一色南で鈴鹿層群と断層関係で接し、雨引山東部では領家花崗岩類と一志断層をもって接している。安楽ー南畑西方では鈴鹿花崗岩・領家花崗岩類と不整合関係で接している。層厚は150～280mとかなり変化に富んでいる。厚い円礫ないし亜円礫の礫層を主体とするが、数層準に中～粗粒の無層理塊状砂層や炭質粘土層を夾在する。

b．楠原夾炭層

本層は鈴木ほか（1948c）が命名したもので、赤嶺ほか（1951）により記載された。西行谷中流に模式的に見られ、西行谷礫層の東側に南北方向の軸をもって分布する。下位層と上位層との関係は整合であり、その境界は漸移的である。本層の層厚は変化に富んでいるが、最大で 200mあり、南から北の方向に薄くなって行く。本層は粘土・砂・礫の厚さ数m毎の互層となっている。

c．亀山累層

本層は鈴木ほか（1948c）が命名したもので、赤嶺ほか（1951）が記載して

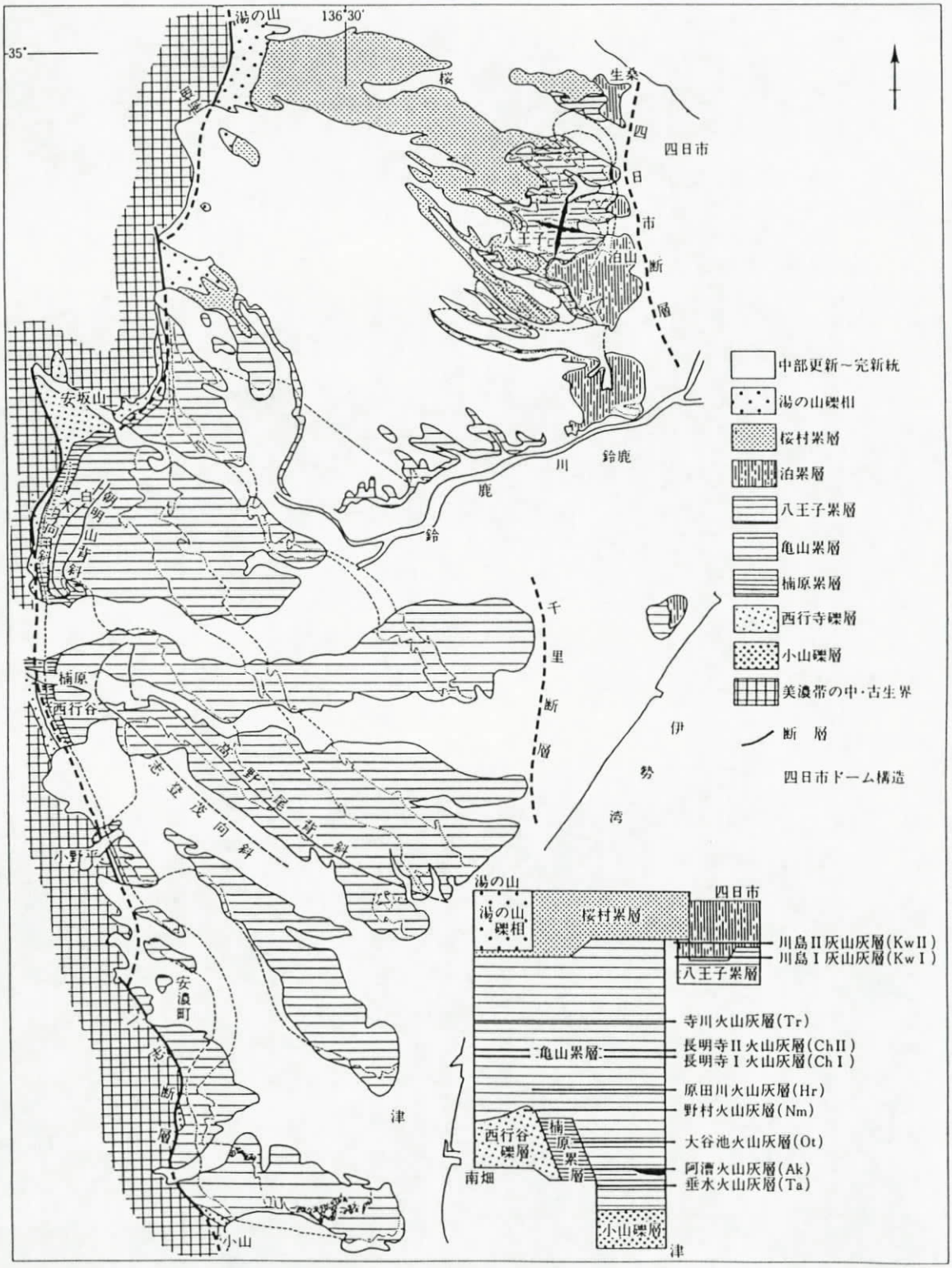


図3.26　伊勢南部地域の奄芸層群の地質図（吉田、1988）

いる。亀山市付近に模式的に発達し、下位の楠原夾炭層や上位の桜村累層とは整合関係にある。本累層は岩相層序的にさらに三部層（下部・中部・上部部層）に区分される。層厚は500～700mであり、岩相は粘土層の卓越する粘土・砂・シルトの層厚数mないし10数mの互層である。本層に見られる粘土層は、青灰色ないし青緑色を呈し、風化するとサイコロ状に砕け易い性質をもっている。砂層は中粒砂層と粗粒砂層に区分できるが、一部に砂礫層を夾在することがある。しばしば、火山灰層が挟まれており、この火山灰層の追跡対比により層序はかなり詳細に打ちたてられるようになってきている。化石としては、植物化石が知られ、赤嶺ほか（1951）は、以下の化石を報告している。

Fagus crenata

Phyllites sp.

Quercus？ sp.

Salix sp.

Ulmus longifolia

d．桜村累層

本層は当初、松井（1943）により命名されたときには、四日市丘陵に見られる鮮新ー更新統の奄芸層群に対して命名されたものであるが、赤嶺（1959）は松井（1943）の桜村層を岩相の相違により、泊丘陵に分布する礫質層を泊礫層とし、桜丘陵に分布する砂質層に対して桜村互層と命名した。これらは最近になって宮村ほか（1981）によって再定義された。

本層は亀山市坊主尾の西方の谷に模式的に見られ、層厚は鈴峰丘陵北部で約80mであるが、桜丘陵では約 240mに達する。本層は下位の亀山累層に整合に重なる砂層の卓越する砂・シルト・粘土の互層であり、砂礫層を多く夾在している、泊礫層とは同時異相の関係にある。宮村ほか（1981）は、彼等が再定義した桜村累層は竹原（1961）の標準層序のうちの暮明層から大泉累層中部までの層準に相当するものとしている。

この桜村累層は基盤に近づくにつれて礫層の挟みが多くなり、遂には礫層に移化してしまう。この部分は、松井（1943）が“湯の山礫層”と呼んだ部分に相当し、宮村ほか（1981）はそれを桜村累層の縁辺層として位置付け、“湯の山礫相”と命名している。

イ．四日市市周辺の奄芸層群

本地域では、奄芸層群の全層序のうち中部の上半部から上部にかけての層準を

見ることができる。奄芸層群の分布地域は層序・地質構造の相違に基づいて以下にあげる三地域に区分する事ができる。

・鈴鹿丘陵および水沢扇状地

・生桑丘陵および四日市丘陵

・垂坂丘陵

この奄芸層群の大きな地質構造としては、四日市丘陵東部から生桑丘陵にかけて見られる四日市ドーム状構造がある。この部分を除き、大まかに奄芸層群を見ると南から北へ順次上位の地層が堆積している地質構造を示している。

本地域の奄芸層群の層相をみてみると下部より上部に向って次第に粗粒化する傾向にあり、上部では西部から東部にかけて同様な傾向が認められるという。吉田（1984）は、それぞれの地域に分布する層相を異にする地層に対して個別に累層名を与えた。このうち、水沢扇状地の崖線および鈴鹿丘陵に分布する奄芸層群については、吉田（1984）は宮村ほか（1981）の亀山累層に対比できると考え、そのまま亀山累層の名称を用いている。本地域の層序は、一部指交しながら下位より上位へ、亀山累層・八王子累層（亀山累層の上部にあたる）・桜村累層・泊累層（桜村累層の下部に相当する）・大泉累層（桜村累層の上部と一部指交関係にある）となっている。以下にこれらの各層の概要を記述する（図3.27参照）。

a．亀山累層

本累層は、先に述べたように亀山市周辺地域からの連続で、粘土の卓越する上部層と砂層がやや卓越ないしは砂層と粘土層がほぼ等量の割合を占める下部層とに区分することができる。

本地域では、鈴鹿丘陵・岸岡丘陵・水沢扇状地の崖線・高塚丘・加佐登丘陵に分布する。本地域での層厚について見てみると、亀山累層の中上部が見られ、その厚さは約 450mであるという（吉田、1984）。四日市ドームの南方にあたる本累層の分布地域では、地質構造は走向が北北東－北東で、傾斜は１～３度で緩やかに北東方向に傾いている。本累層の層相としては、粘土層が卓越し粘土・シルト・砂が累重するシークエンスを示す。

b．八王子累層

四日市ドーム状構造の頂部付近に見られ、粘土層の卓越する地層に対して吉田（1984）が命名したものである。亀山累層と異なり砂層を頻繁に夾在し砂礫層をも夾在する。本累層は夾在する火砕質鍵層の対比から亀山累層の最上部に対比される。

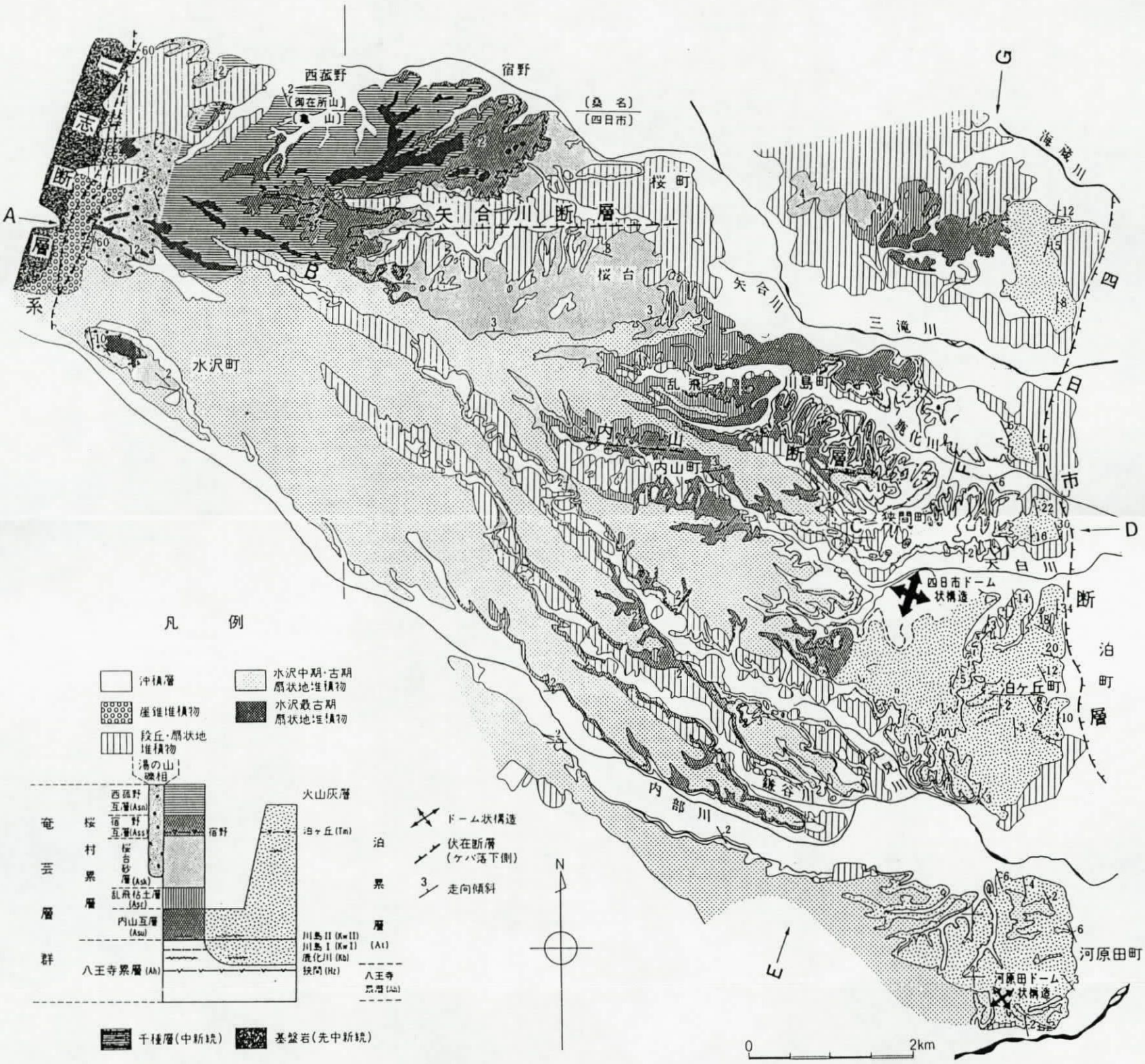


図3.27　生桑・四日市丘陵の奄芸層群地質図（吉田、1984）

本累層の模式地は四日市市八王子町付近である。本層の連続は川島丘陵や泊丘陵の基盤を構成し、水沢扇状地の段丘崖に見られる（写真23参照）。

本累層中には、吉田（1984）によれば、下位より狭間・鹿化・川島Ⅰ・川島Ⅱと呼ばれる火山灰層が夾在している。このうち川島Ⅱ火山灰層は、亀山市付近の御弊川火山灰層に対比され、狭間火山灰層は鈴峰火山灰層にそれぞれ対比されている（吉田、1984）。この対比が正しいとすれば、八王寺累層は亀山累層の最上部に対比される。下限は地下に伏没していて観察することはできないが、上位の地層との関係は整合で漸移的である。地表で観察できるのは、吉田（1984）によれば、峡間火山灰層の下位10m付近までの層準であるという。

本累層の岩相は、粘土層の卓越する粘土層・砂ー砂礫層・シルト層を主体とするもので、粘土層は通常５ｍ内外の層厚を示し、砂層も層厚は５ｍ前後である。一般に本層の砂層は西方の亀山累層に含まれている砂層の砂より粒径は粗粒であり、細礫となっている部分を認めることもできる。

ｃ．桜村累層

本累層の名称は本来、松井（1943）によって命名されたものでり、四日市丘陵・生桑丘陵に分布する奄芸層群に対して与えられた名称である。赤嶺（1959）は、松井のこの桜村累層を限定的に使用した。すなわち、四日市丘陵の西部にみられる主として砂相の卓越する奄芸層群に対して桜村累層の名称を使用することを提唱している。

宮村ほか（1981）は、火山灰層の対比に基づいて本累層の層序の再検討を行っている。結果として、四日市ドームの西半分、生桑丘陵・川島丘陵・八王子丘陵の西部に分布する奄芸層群に対して桜村累層と再定義した。また、吉田（1984）は本累層を層相に基づき、下位から上位に内山互層・乱飛粘土層・桜台砂層・宿野互層・西菰野互層に細分した。以下に桜村累層の各層の概要について吉田（1984）に基づいて記載する。

内山互層：四日市市内山町を模式とするもので、粗粒砂層の卓越する砂層・粘土層の互層である。時としてシルト層を挟む。上位の乱飛粘土層に整合に覆われ、その層厚は40m－である。

乱飛粘土層：四日市市小山町北方の南部埋立処理場北側の露頭を模式とするもので、層厚30ｍあまりの厚い粘土層で、しばしば連続性のよくない砂層・シルト層を夾在する。上位の桜台砂層に整合に覆われる。

桜台砂層：四日市市桜台団地の南側の露頭を模式とするもので、主として細礫を伴う粗粒砂層からなり、粘土層やシルト層を夾在する。層厚は約90mであり、宿野互層に整合に覆われる。

宿野互層：菰野町宿野の国道沿いの露頭を模式とし、粘土層・砂層の互層を主とする地層である。上位の西菰野互層に整合に覆われる。層厚は変化が激しく、30～60mである。

西菰野互層：菰野町西菰野西方の採土場を模式とし、細礫を含み平行・斜交葉理の発達する厚い粗粒砂層と粘土層が互層している岩相を示す。宮村ほか（1981）の湯の山礫相に漸移する。

d．泊累層

本累層は、赤嶺（1959）のように、整合で桜村累層に載るものと考えた研究者もいたが、今日では火山灰の対比により、桜村累層と同時異相の地層であると考えられている（宮村ほか、1981）。模式地は赤嶺（1959）により四日市市泊山に指定されている。

含礫砂層－砂礫層－礫層が全体として多く、これまでの諸層と異なり“礫勝ち”の地層である。本累層は生桑丘陵・泊丘陵・八王寺丘陵・川島丘陵・岸岡丘陵などの丘陵に分布し、いわゆる四日市ドーム状構造の東翼を占める。層厚は泊丘陵で最も厚く約 200mの層厚がある。その他の丘陵では数十mである。

本累層と桜村累層との境界は厚い礫層の出現をもって境界とすると、生桑丘陵では川島Ⅱ火山灰層の25m上位の層準と考えることができる。この層準では、八王寺累層の粘土質の地層から礫勝ちの泊累層へと漸移する部分である。泊丘陵では、この川島Ⅱ火山灰層は礫質の泊累層中に夾在する。泊丘陵の南部では桜村累層と泊累層の境界は狭間火山灰層の上位25mのところにある。したがって、層厚にして約65mの間が指交関係にあることになる（吉田、1984）。なお、本累層の中部には泊ヶ丘火山灰層を夾在する。

e．大泉累層

本累層は松井（1943）により命名されたもので、吉田（1984）により再定義された。模式地は員弁川の北岸の丘陵地である。四日市地方の大泉累層は小杉新町や緑ヶ丘町に見られる。層厚は約90mであり、全体としては砂層が卓越しており砂層・粘土層・シルト層などからなる。時として礫層を夾在することもある。

本累層の砂層は斜交層理がよく発達する粗粒の砂で構成されている。この砂

層にはしばしば細礫を含む。層厚も十mを超えるものもある。また、粘土層は青灰色ないし青緑色を呈し無層理で塊状の粘土層を主体とするものである。

ウ．松阪市周辺の奄芸層群相当層

松阪市周辺の鮮新統については、木村ほか（1965）および木村（1971）より報告されている。これらの報告によれば、本地域の鮮新統は下位より鳥戸累層および岩内口累層とに区分されるという。これらの諸層は、模式地の奄芸層群の下半部の層準に相当する。以下に各層の概要について記載する。

a．鳥戸累層

木村（1971）の命名したもので、伊勢寺・松尾地区に分布する。伊勢寺の南方の丘陵に模式的に見られるものである。本累層は五輪峠付近によく見られる地層で、層相は礫岩を主体とするものである。

本累層と下位の松尾累層とは不整合関係で接するが、不整合面の凹凸は比較的少なく、平坦な不整合面を形成しているという（木村、1971）。本累層の層厚は約 150mである。

礫層の礫は数cm内外の礫が最も多く、礫種としてはチャート礫を主体とし、石英斑岩・ホルンフェルス・砂岩などがこれに次ぎ、少量の花崗岩礫をともなう。本累層の礫層は比較的淘汰は良好で、上下に岩相は殆ど変化しない。

b．岩内口累層

木村（1971）の命名したもので、鳥戸累層と同様に伊勢寺・松尾地区に分布する。伊勢寺地区の蛇原の北方岩内口付近に模式的に見られる。丘陵下部に僅かに露出するに過ぎず、下位層との関係は不明だが、本累層の最下部の層相よりみると鳥戸累層よりは上位と考えられている。

本累層の岩相は、主として層理に乏しい淡灰色のシルト岩及び黄褐色中粒ないし細粒砂層との互層である（木村、1971）。最下部には殆どチャートからなる細粒ないし中粒の礫層のレンズを含む。

④ 伊勢湾西岸地域の第四系

A．第四系の概要

伊勢湾西岸部の第四系の区分・編年は、Kimura（1971、1973）により総括がなされている。それによれば、本地域の第四系は、下位より最高位段丘構成層（見当山礫層およびその相当層）・高位段丘構成層・中位段丘構成層・低位段丘構成層・完新統に区分されるという（図3.22参照）。

本地域においては前期更新世に東海湖は既に消滅し、陸化侵食の場となっていたと考えられている（吉田、1984）。桑原（1980）によれば、中期更新世に入ると濃尾平野の主部は再び沈降域となり、弥富累層・海部累層の堆積が始まったとされている。これらの両累層中にはかなりの礫層が夾在されているので、このことから考えて後背地の隆起が次第に顕著になりつつあったものと考えられる。この後背地の隆起を促進させた運動が六甲変動（Ikebe・Huzita、1966；藤田、1968）である。

本地域では、六甲変動は一志断層系・頓宮断層系の運動の活発化という形で現れたとされている（吉田、1984）。これら断層系の活動の結果として鈴鹿山脈が形成された。鈴鹿山脈の形成に伴い、山麓部に堆積した礫層を主とする地層が見当山累層である。

見当山累層とその相当層は、主として丘陵の基盤を構成する奄芸層群に不整合に重なり、丘陵の頂部に断片的に発達する。この地層はこれまでに「高位礫層」（竹原・木村、1962）、「最高位段丘堆積層」（木村・竹原、1969）などと呼ばれてきたものと同様である。

伊勢湾西岸部における見当山累層の相当層としては、松阪丘陵の松阪礫層・雲出川流域の大三礫層・鈴鹿丘陵の大谷池礫層（荒木、1953）・垂坂丘陵の蓮花寺礫層（嘉藤、1957）、水沢扇状地扇端部の河原田礫層（森、1970）などである。

更新世中期では、桑名ー四日市断層系の運動の活発化と海水準の変動に伴い、多くのレベルに段丘が形成された。水沢扇状地は形成時期の違いから最古期扇状地・古期扇状地・中期扇状地の三つに区分することができる。これらは、殆ど層厚10m以下の礫層からなっているが、一部に細粒層のある部分も認められる。

段丘構成層は中小河川沿いに見られ、Kimura（1971～1973）によれば、上位から高位段丘、中位段丘、低位段丘の三段に大きく区分されるという。各三段の段丘は、さらに新期段丘・古期段丘の二段に区分される。

B．伊勢湾西岸各地に見られる第四系

ア．最高位段丘の構成層（見当山累層とその相当層：写真20）

奄芸層群からなる丘陵地に断片的に分布する地層は、これまで「高位礫層」、「最高位段丘堆積物」などと呼ばれたり、「見当山累層とその相当層」と呼ばれてきて、地域別に種々の名称が与えられている。この地層の層位的位置は、後奄芸層群ー先高位段丘層である。本層とその相当層は、牧野内（1975）によれば大阪層群の上部あるいは古琵琶湖層群の上部に対比されている。大阪層群や古琵琶湖層群はともに数百mに達する地層群であるが、伊湾西岸地域では相対的な隆起

地域であったために地層の層厚は極めて薄く、10～20m内外に過ぎない。

a．見当山累層

本累層は、荒木（1953）により命名されたもので、模式地は津市北郊の見当山である。模式地とその周辺では本累層はそれ以前の谷地形を埋めて発達する谷埋積層として見られる。中位の層準にはシルト層を夾在している。表層には赤色の土壌を伴う。

奄芸層群を不整合に覆い、層厚は20m以下となっている。なお、中位層準のシルト層からは松原・竹原（1971）によって、Liquidambarの花粉の化石が報告されている。

b．大谷池礫層

荒木（1953）は、鈴鹿市道伯南西数百mの丘陵地に見られる“くさり礫”層をこのように呼んだ。本礫層は、鈴鹿丘陵内では鈴鹿サーキットの北側と国府台団地－深谷池間との二地域に別れて分布している。本礫層の頂面は残されてはいるが、中小河川によって著しく開析されている。この頂面は大谷池面（吉田、1984）と呼ばれている。

本礫層の層厚は吉田（1984）によれば通常５m内外であるが、最大では15mに達する部分も認められるようである。本礫層の頂面にはしばしば赤色土が発達している。土色帖でその色調を見てみると 2.5ＹＲないし５ＹＲ程度である。一般に高位の段丘ほど風化に晒される機会が多いために色調がきついのが特徴である。

本礫層の層相は円礫を主体とするやや成層した礫層である。礫径は５～10cm程度であり、礫種はチャート・花崗岩・変成岩類などである（写真21参照）。

c．蓮花寺累層

本礫層は嘉藤（1957）により命名され、吉田（1984）により詳しく調査されたものである。桑名丘陵に主として分布するもので、垂坂丘陵の東端にも僅かに分布する。

本層の層厚は最大で10～15mで、最上部には赤色土（色調５ＹＲ）を薄く載せている。この赤色土の下位は径12～15cmの亜円ないし円礫からなる礫層で、しばしば薄いシルト層や砂層の挟みが認められる。マトリックスは石英粒に富む粗粒の砂である。チャート礫を除く殆どの礫はいわゆる“くさり礫”となっている。

d．河原田礫層

本礫層は、森（1970）により命名されたものであるが、これより先、林ほか（1958）は蓮花寺累層に含めて記載している。森（1970）は本礫層を水沢扇状地の最古期の堆積物と見なしたが、吉田（1984）は水沢扇状地の古期の面と本礫層の作る堆積面の比高が18mあることから、河原田礫層の離水は水沢扇状地の古期の面より早いと考え、森（1970）の考えを支持している。

本礫層は基盤の奄芸層群を不整合に覆って発達し、その層相は径 0.5～2cm前後の小礫層である。礫種を見てみると殆どがチャートからなり僅かに頁岩や砂岩の礫を含む。

e．北白木礫層

本礫層は赤嶺ほか（1951）により命名されたもので、亀山市白木町上白木に模式的に見られ、上白木から亀田町の丘陵の尾根筋に分布する。本面と亀山丘陵の高位段丘面とは比高18～30m程度あり、中位段丘面とは比高25～30m程度である。

本礫層は奄芸層群を不整合に覆い、その層厚は数mである。層相は上下に大きく二分することができ、上部はシルト質ー粘土質の赤褐色の土で、下部は淘汰の悪い礫層である。礫種の大部分はチャートで50％近くを占めている。その他に粘板岩・同ホルンフェルス・花崗岩類・“花崗斑岩”などである。チャート礫は殆ど腐っていないが、その他の礫は“くさり礫”となっている。

f．松阪礫層（写真18参照）

本礫層は木村（1968）により命名されたもので、模式地は松阪市上川町南方のカッティングで、明星から篠田山・黒戸付近へと分布する。海抜50m以下の丘陵の頂部を構成する礫層で、層厚は30m程度である。基盤の領家花崗岩類や一志層群相当層を不整合に覆う。

層相は大きく四分する事ができる。即ち、下位より最下部・下部・中部・上部である。これをまとめると次表のようになる。

本礫層の表面には赤褐色の土壌を載せている。マトリックスは花崗岩質の粗粒ないし中粒砂からなる。また、チャートを除く礫は“くさり礫”となっている。

表3.7　松阪礫層の層相区分（木村(1968)に基づく）

上部	下部と同様の層相を示す礫層であるが下位のものより粒径が大である。
中部	層厚は５m内外で、黄褐色粗粒砂層からなる部分やレンズ状の青灰色の粘土層・シルト層を夾在する部分が認められる。
下部	亜円礫からなる礫層で、その礫径は小礫から中礫大の礫層である。礫は比較的円磨されていて、比較的淘汰は良い。礫種としてはチャート・ホルンフェルス・砂岩・石英斑岩・花崗岩類である。
最下部	花崗岩の巨礫を含む礫層で、亜角礫から構成されている。

イ．水沢扇状地堆積物

水沢扇状地面は、宮村ほか（1981）や吉田（1983、1984）により、最古期・古期・中期扇状地面に３分される。このうち古期扇状地面は最古期扇状地面を開析して形成されており、最古期扇状地面からより新期の扇状地面になるに従って、形成の場は次第に時計周りにずれていく傾向があるとされている（吉田、1984）。また、古期扇状地面は南下がりの傾動を行っているが、この運動は中期扇状地面の形成期にも継続しており、中期扇状地は古期扇状地の南側に偏在するような分布形態を示す。以下に水沢扇状地の各形成期の堆積物について記載する（図3.28参照）。

ａ．最古期扇状地堆積物

本扇状地の堆積物は赤嶺（1959）によって命名されたもので、この時点では赤嶺は北谷礫層と命名した。その後、宮村ほか（1981）や吉田（1984）は、赤嶺の北谷礫層は見当山礫層と相当層であるとし、原面の形態が扇状地に近い形状を示すことから、古期水沢扇状地の最古の礫層であるとした。これらは、桜丘陵に主として分布し、本面と沖積面の比高は90ないし55mである。古期扇状地面と本面との比高は45ないし50m前後である。

また、本層の層相は「湯の山温泉」周辺では著しく礫がちで、ここから遠ざかるに従って礫の含有量は次第に減少していく。本面の堆積物は下位より礫層・赤色土・黒ボク土からなる。

ｂ．古期扇状地堆積物

本堆積物は山田・森（1970）により記載命名されたもので、その後、吉田（1984）により再定義されたものである。

本扇状地面は、水沢谷町方面から山辺町方面へ分布し、高度は 200mから35

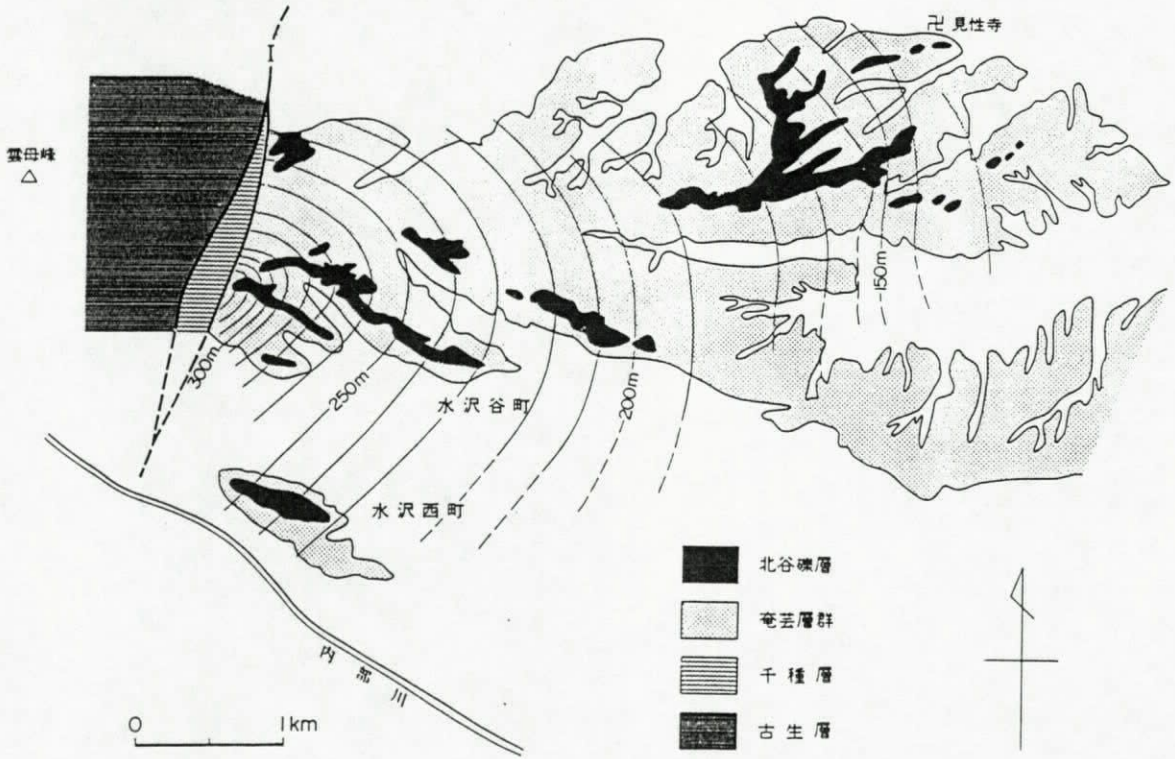


図3.28　水沢最古期扇状地堆積物の分布及び高度分布図（吉田、1984）

mまで変化する。吉田（1984）は、このような高度の変化傾向は基盤である奄芸層群の地質構造と調和的であるとし、この変形をもたらした変動は現在も継続し、南下がりの傾動を行っているとしている。

本扇状地面は、次に述べる中期扇状地面の構成礫層に覆われることがある（鈴鹿市岸田の神社裏で不整合関係が見られる；吉田、1984）。したがって、古期扇状地面と中期扇状地面とは交差していることになる。

この古期扇状地面の表面にはいわゆる古赤色土が発達する。これは、扇面を構成する礫層の上にのる氾濫原ロームが風化して形成されたものである。この赤色土の色調は、標準土色帖によれば５ＹＲないし７ＹＲ程度である。吉田（1984）によれば、この部分の厚さは最大で４ｍに達することがあり、表面に近い部分では“ロース”状あるいは“虎斑”状の模様が観察されるという。

本扇状地を構成する礫層は下位の奄芸層群を不整合に覆い、層厚は扇頂部で数ｍである。扇端部に向うに従って層厚が増大する傾向がある。層厚は大抵10ｍ以下であるが、稀に15ｍ程度になることもあるという（吉田、1984）。

本礫層に含まれている礫はチャート・頁岩・砂岩の種の礫から構成され、チャート礫以外は“くさり礫”となっている。

ｃ．水沢中期扇状地構成層（写真22参照）

水沢扇状地の南縁に沿って分布する本堆積物については、山田・森（1970）により命名記載された。その後、宮村ほか（1981）や吉田（1984）により記載再整理されたものである。

本面は古期扇状地面に比較して面の保存は良く、浪瀬川・蒲川・椎山川などの鈴鹿川の支流によって開析されている。本面の発達高度は扇頂付近の水沢町西方で最も高く約 250ｍであるが、南南東方向に漸次高度を下げ、扇端に当たる鈴鹿川沿岸部ではその高さは約40～50ｍとなる。

本面と古期扇状地面の交差する地点では古期扇状地の堆積物を不整合に覆うが、他の部分では本地域の基盤である奄芸層群を直接不整合に覆う。

本面上には“古赤色土”は見られず、褐色土が載っている。この褐色土の上には黒ボク土が形成されている。本堆積物の層厚は通常５ｍ前後で、礫種はチャート・頁岩・砂岩の三者で全体の90％を占める。

一般に本礫層の礫はかなり新鮮で薄い風化殻が僅かに認められるにすぎない。

ウ．高位段丘堆積物

ウ－１．四日市市周辺の高位段丘堆積物

本段丘は発達の状況やその高度や堆積物の様子などから新旧の二段に区分できる。即ち、鈴鹿川水系に見られる高位亀山段丘と三滝川・鹿化川・天白川などを中心に発達する桜段丘とに区分される。

a．高位亀山段丘構成層

本面はKimura（1971～1973）により分類記載された面で、鈴鹿川水系に模式的に見られ、鈴鹿川南岸の丸岡池・奈良池・浄土池周辺に分布している（吉田、1984）。

本面を構成する礫層は層厚が最大10mで通常は５m内外である。本面の表層にはいわゆる“赤色土”が約１mの厚さで載っている。礫層の層相は成層した礫層ないし砂礫層であり、粗粒ないし極粗粒の砂層を伴うこともある。

b．桜段丘構成層

本面は、吉田（1984）により命名記載されたものである。本段丘は、三滝川・鹿化川・天白川に発達し、足見川以南には分布は見られない。本面の高度は、約 110～45mの範囲で変化する。

吉田（1984）は、本段丘の特徴として次の二点をあげている。

- 段丘表面には赤色土（色調：５YR)が見られること。
- 鈴鹿川以北の段丘群のうち最も礫の風化が進んでおり、一部は“くさり礫”化していること。

本礫層の層厚は３～５mであり、本礫層は層相から下部の礫層と上部の赤色土とに分けられる。礫種は中生層・古生層の礫が大半を占める。礫はよく円摩されて円礫ないし亜円礫となっていることが多い。

ウ－２．久居市周辺の高位段丘堆積物

本段丘は奄芸層群からなる丘陵の頂部や斜面上部に分布し、上位面と下位面とに二分することができる。上位面の構成層は羽野礫層と呼ばれる。海岸付近では、上位面の構成層に相当する地層は千里層と呼ばれている。下位面の構成層は諸戸山礫層と呼ばれる。

a．羽野礫層

本礫層は木村（1971）により命名されたものである。模式地は久居市羽野付近であり、雲出川沿いの丘陵頂部から背面にかけて分布する。本礫層は淘汰の悪い花崗岩や砂岩やチャートの亜角礫からなるという層相を示す。層厚は10m内外で最上部に氾濫原ローム的細粒相を伴うこともある。

b．千里層

本層は森（1970）により命名されたもので、模式地は安芸郡河芸町千里ヶ丘西方 1.5kmである。本層の層相は砂礫層より構成され、これにシルト層を伴う。森（1970）は本層中より貝化石を発見しており、少なくとも本層の一部分は海成であろうと考えられる。層厚は３～５ｍであるが海側に層厚を増し沖積面下では30ｍ以上となる。羽野礫層の海浜層であるといえよう。

ｃ．諸戸山礫層

本礫層は、木村（1971）により命名されたもので、模式地は久居市明神町諸戸山から津市石川垣内の道路沿いである。三重県津市の南方に主として分布し、羽野礫層よりは海岸側に分布することが多い。本層の層相は主として砂礫層からなるものであるが、最上部に約１ｍの砂質シルト層を載せることがある。本礫層の層厚は２～５ｍである。

ウ－３．松坂市周辺の高位段丘堆積物

ａ．五輪峠礫層

木村（1971）により記載されたものである。伊勢寺・松尾地区の五輪峠の切り通しで観察されるもので、鮮新統の鳥戸累層を不整合に覆う。本礫層は巨礫ないし大礫を主としており、層厚は約10ｍ程度である。本礫層の礫種は花崗岩類・片麻岩類・ホルンフェルス・砂岩などよりなり、亜角礫が大部分である。なお、礫の大部分は“くさり礫”となっている。

ｂ．駅部田(ﾏﾔﾉﾍﾀ)礫層

木村（1971）により記載されたもので、松坂市の南部地区の駅部田南方上出付近を模式地とする。下位の松阪礫層を不整合に覆う。

エ．中位段丘構成層（図3.29参照）

中位段丘も高位段丘と同様に新旧二期に区分される。鈴鹿川以北に分布する中位段丘のうち旧期のものは、吉田（1984）によって御館(ﾐﾀﾁ)段丘と呼ばれている。また、鈴鹿川以南の旧期中位段丘は、吉田（1984）により神戸(ｶﾝﾍﾞ)段丘と呼ばれている。新期中位段丘は鈴鹿川以南に広く分布し、鈴鹿市街を載せる面である。これは、吉田（1984）により坂部段丘と命名されている。

ａ．旧期中位段丘構成層（写真26参照）

ａ－１．御館段丘構成層

本段丘の模式地は四日市市生桑町から同市西坂部町の鈴鹿川北岸である。本段丘は鈴鹿川以北に分布する各段丘群のうち最も広く、海蔵川から鎌谷川にかけての各河川の流域に広い分布を示している。全分布地域における本面の高度

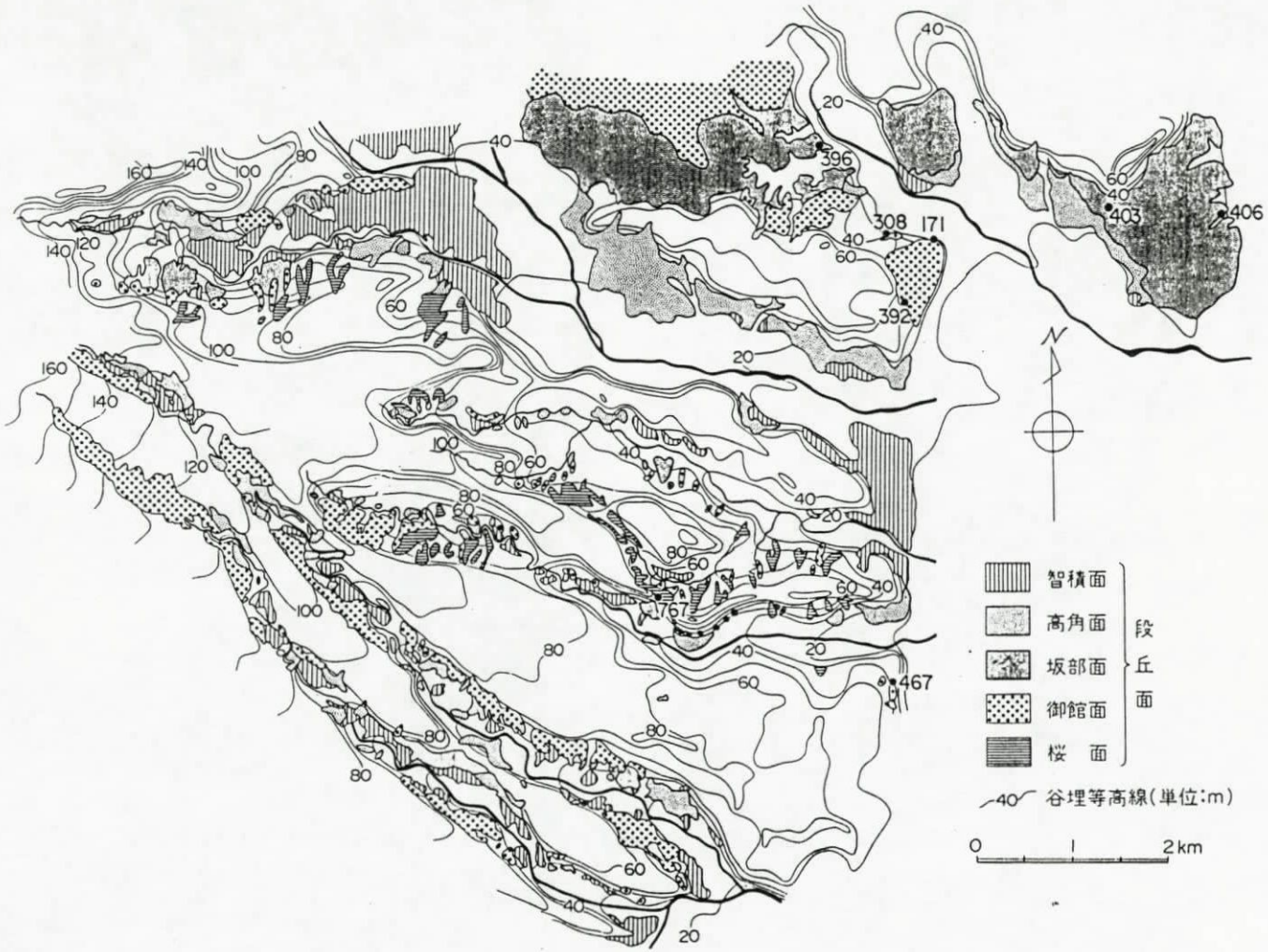


図3.29　鈴鹿川以北地域の段丘面分布図（吉田、1984）

は、 145～40mと変化する。下位の神戸段丘との比高は３～10m程度である。本面と現河床との比高は５～30mである。

吉田（1984）によれば、本段丘の特色は次のようである。

- 段丘の表面には、色調 7.5ＹＲの褐色土が見られる。
- 段丘を構成する礫層の礫は桜段丘よりも新鮮で風化の程度は低い。花崗岩頁岩の一部に薄い風化殻が認められるに過ぎない。

御館段丘層の層相は、生桑町では礫層とシルト層とから構成されている。この礫層には平行葉理や斜交層理がよく発達する。

Araki（1959）よれば本層最下部の粘土層からはマガキ（Crassostrea gigas）を産するという。吉田（1984）は珪藻・花粉化石の分析の結果から、本層下部に見られる海成粘土を濃尾平野の熱田層下部に対比している。同様の見解はこれより先、Kimura（1971～1973）により示されている。

ａ－２．神戸段丘構成層

鈴鹿川以南に分布する旧期中位段丘は、吉田（1984）により神戸段丘と呼ばれている。本段丘は全体として緩やかな傾斜で東に傾斜している。本段丘は海岸方向に行くに従って次第に沖積面との高度を減じていき、遂には沖積面下に伏没していく。

本段丘の構成層の層厚は約５ｍ程度であり、段丘層の上部約１ｍは色調 7.5ＹＲの褐色土である。段丘構成層の本体は成層した礫層から構成され、よく円磨された花崗岩起源の礫からなる。

ａ－３．久居面構成層（久居累層と呼ばれる）

本累層は木村（1971）によって命名されたもので、模式地は久居市本町や同市小野辺付近で、模式地周辺に広く分布する。本累層の堆積頂面は久居面を構成する。

木村（1971）によれば、本累層は上下に二分することができ、下部の小野辺シルト部層と上部の久居礫質部層とに区分されるという。そのうち、小野辺シルト部層は主として青灰色ないし暗青灰色のシルトより構成されているが、砂層や礫層を伴う。本部層は海進初期の谷埋め堆積物と考えられ、吉田（1984）によれば、この堆積物に含まれる珪藻や花粉の化石の内容からみて熱田層下部に対比されるものと考えられている。層厚は８ｍ以上である。

一方、久居礫質部層は淘汰の良い円礫層からなり、一部に砂層やシルト層の薄層を挟む。礫種は鈴鹿山地の古生界に由来すると考えられるチャートや領家

帯に由来すると考えられる花崗岩などである。層厚は2～5mである。

b．新期中位段丘構成層

b－1．坂部段丘構成層

本面は吉田（1984）により命名されたもので、伊勢湾西岸地方の新期中位段丘を代表するものである。

本段丘面は海蔵川水系に広く分布し、坂部町・御館・阿倉川町などで見られる。本面の性格は吉田（1984）によれば、御館面を侵食して形成された侵食段丘であるという。

本段丘の構成層の層厚は最大5m以上に達することもあるが、通常は数mである。また、本段丘面の表面には色調 7.5～10YRの褐色土が発達する。礫のうち、花崗岩の礫には一部風化殻が認められる。

礫層は僅かに成層しており、マトリックスは花崗岩質砂である。礫はよく円磨された亜円礫ないし円礫よりなる。

オ．低位段丘構成層

低位段丘も中位・高位段丘同様に二分されている。吉田（1983、1984）は模式地の名称を取って、Kimura（1971～1973）の旧期低位面を高角面（鈴鹿川以北に分布するもの）・田村面（鈴鹿川以南に分布するもの）と命名した。さらに、吉田（1984）は、Kimura（1971～1973）の新期低位面についても智積段丘（鈴鹿川以北に分布する）・神戸新町面（鈴鹿川以南に分布する）と命名した。

a．旧期低位面構成層（写真25参照）

a－1．高角段丘構成層

本段丘面は生桑丘陵の南翼に広い分布を示し、このほか本面に相当すると考えられる地形面は各河川に沿って小規模ではあるが分布している。本面の発達高度は 135mから7mまで変化する。

本段丘の特徴は古赤色土が発達しないこと、堆積物が新鮮で風化殻を持つ礫が見られないことである。

本段丘の構成層の層厚は一般的に1～3mであり、本層の層相は亜円礫－円礫がルーズに密集している。

a－2．田村段丘構成層

本段丘は亀山市田村に模式的に見られるもので、鈴鹿川の流域にも断片的に見られる。本面の発達高度は標高30～12mと変化する。

本層の層厚は数mであり、その表面には古赤色土は認められない。また、本

層の層相は良く円磨された礫がルーズに詰っているという様子を示す。マトリックスは花崗岩質粗粒砂である。

b．新期低位段丘構成層

b－1．智積段丘構成層

本段丘は矢合川流域の智積町から桜町にかけて広く発達している。本面の発達高度は概ね 120mから８mの範囲内である。また、現河床からの比高は２～５mである。北勢平野に出るあたりで沖積面下に伏没する。

堆積物の層相は亜円～円礫を主体として、礫種は中・古生層の堆積岩類の礫が90％以上を占める。段丘の表面には古赤色土は見られず、礫は比較的新鮮である。

b－2．神戸新町段丘構成層

本段丘は鈴鹿川の南岸に発達している。鈴鹿市の市街地は本段丘面上にあり、田村段丘より一段低い段丘面を形成している。本段丘面は田村面および沖積面とは共に約１m前後の比高で接している。

カ．沖積層

伊勢平野は、大局的には伊勢湾岸に帯状に分布する三角州性の海岸低地とその後背に広がる氾濫平野（自然堤防帯）及び谷底平野で構成されている。

海岸低地及び氾濫平野は主に砂泥から構成されるが、海岸低地の前面に分布する砂丘・砂堆は粗～中砂からなる。これらは地下地質層序で云う富田浜層の上部砂層に相当する。また、砂丘・砂堆の列間並びに後背にある湿地は主に泥質堆積物からなっており、富田浜層の最上部層に相当する。自然堤防は河川沿いに発達し、主に砂からなる（吉田、1984、1987；山田、1988）。

谷底平野は河川の中流部周辺に発達し、一般に砂・泥及び礫からなるが、山田（1988）によれば、員弁川等の河谷低地は扇状地性堆積物であり、礫を主体とするとしている。

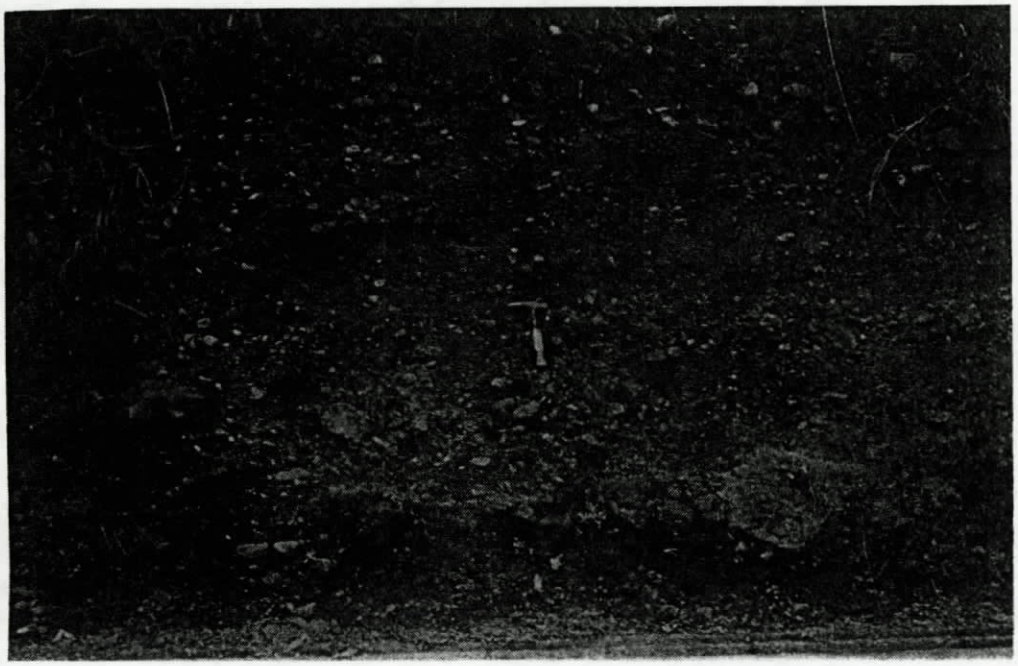


写真17　田丸累層相当層（伊勢市二俣）

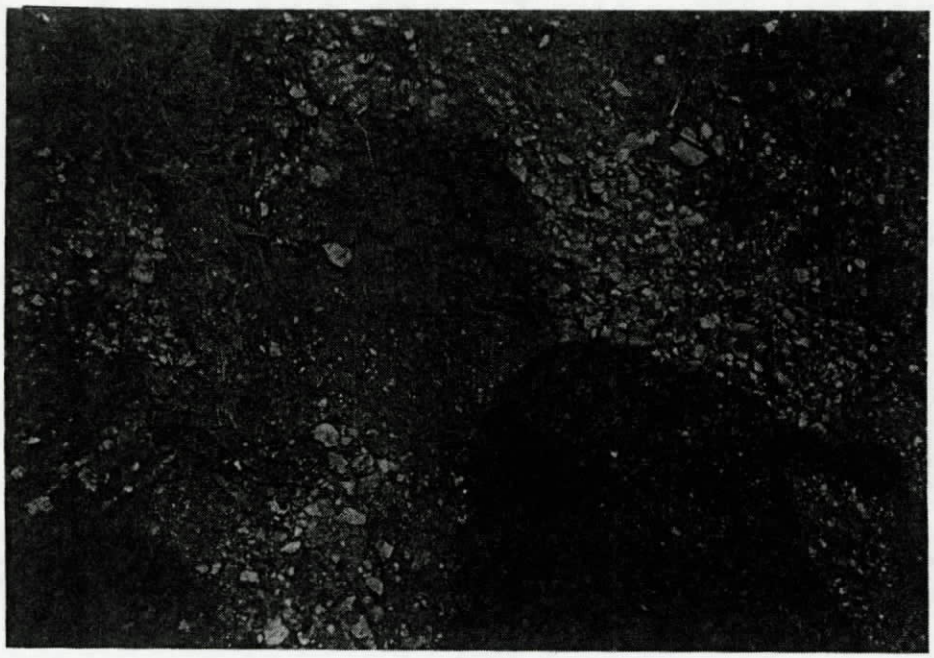
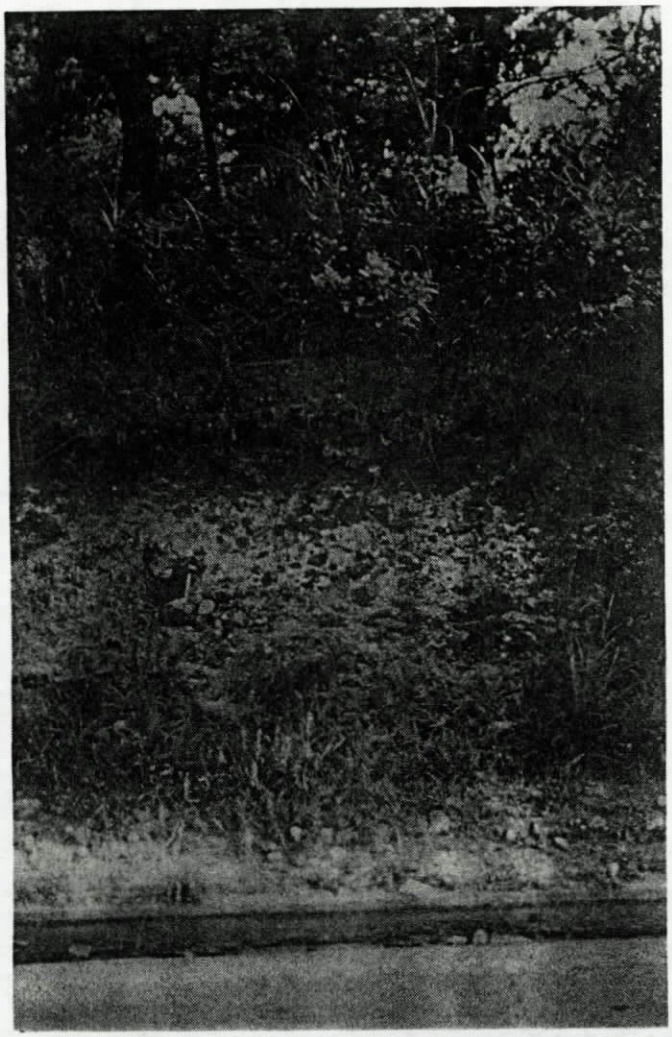


写真18　松阪礫層（松阪市西上川）

写真19　非常に立っている砂泥互層（一志層群；松阪市山野町向井山古墳付近）



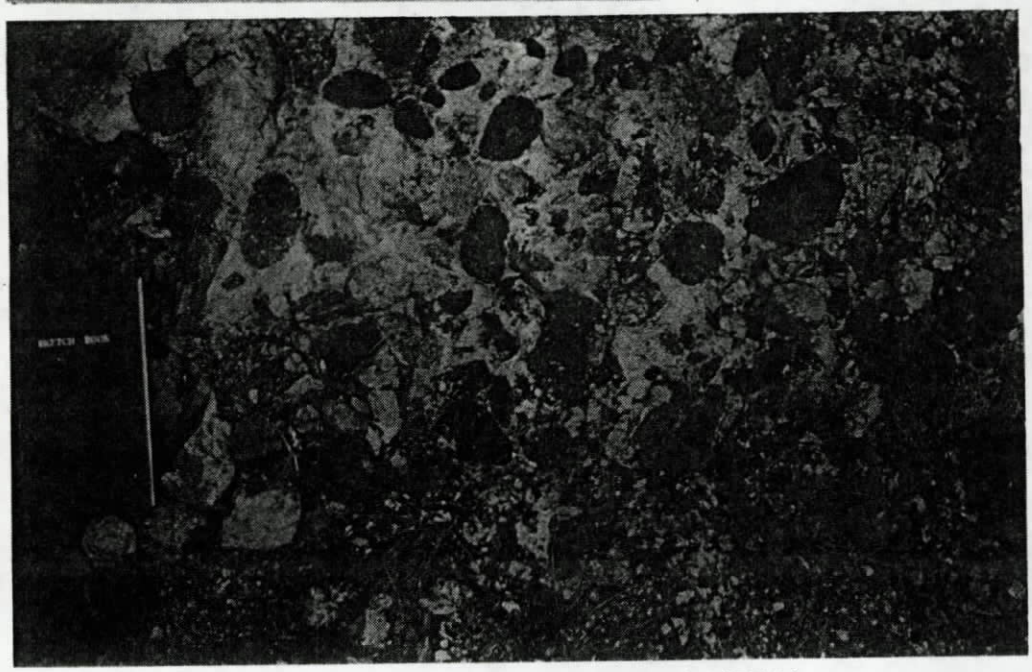


写真20　見当山累層相当層（久居市風早池）

写真21　大谷池礫層（鈴鹿市道伯町）

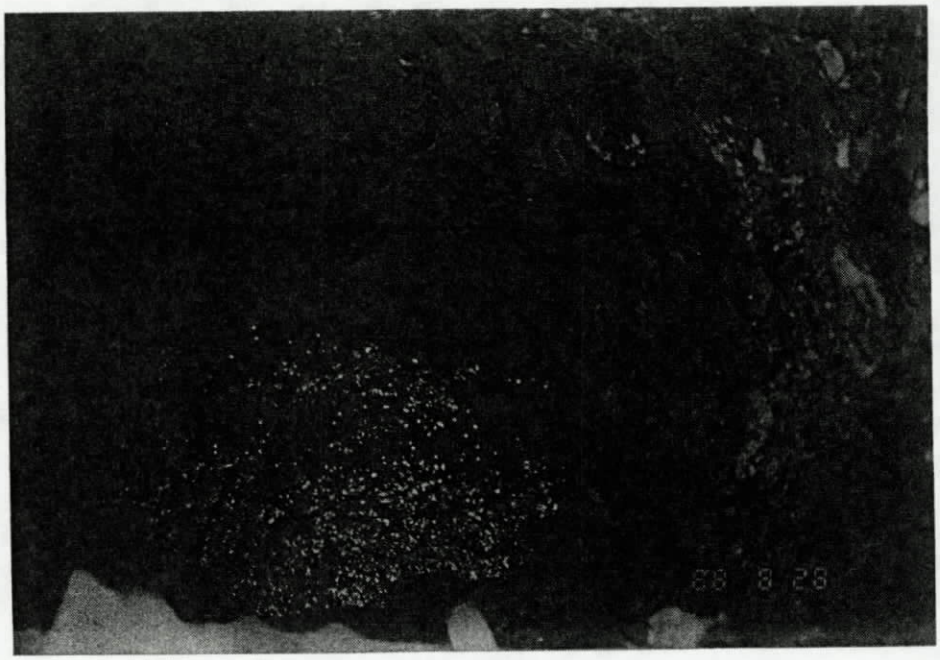


写真22　水沢中期扇状地面上のマンボ内部（鈴鹿市三畑町）

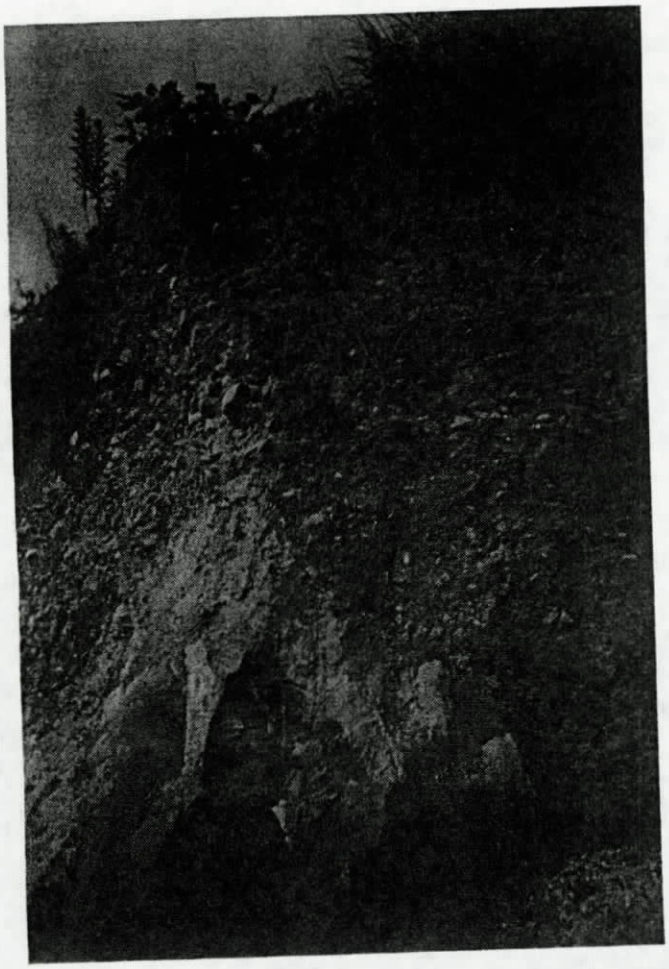


写真23　八王子累層に不整合で載る水沢古期扇状地堆積物（四日市市貝家町）

写真24　ソーティングの悪い礫層（菰野町田口）

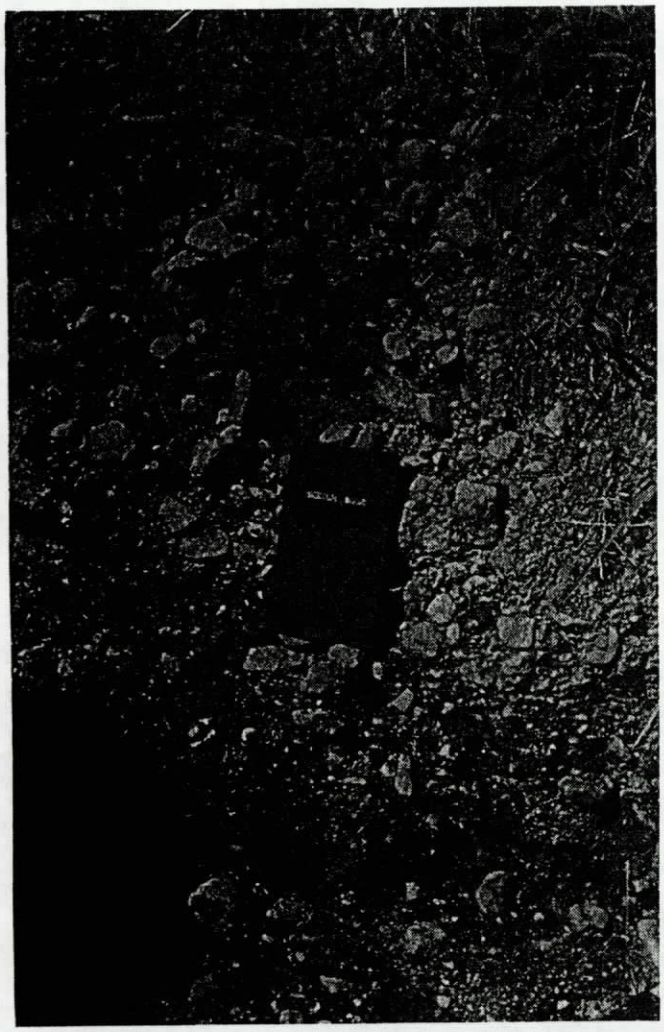


写真25　旧期低位段丘構成層
（安濃町東観音寺）

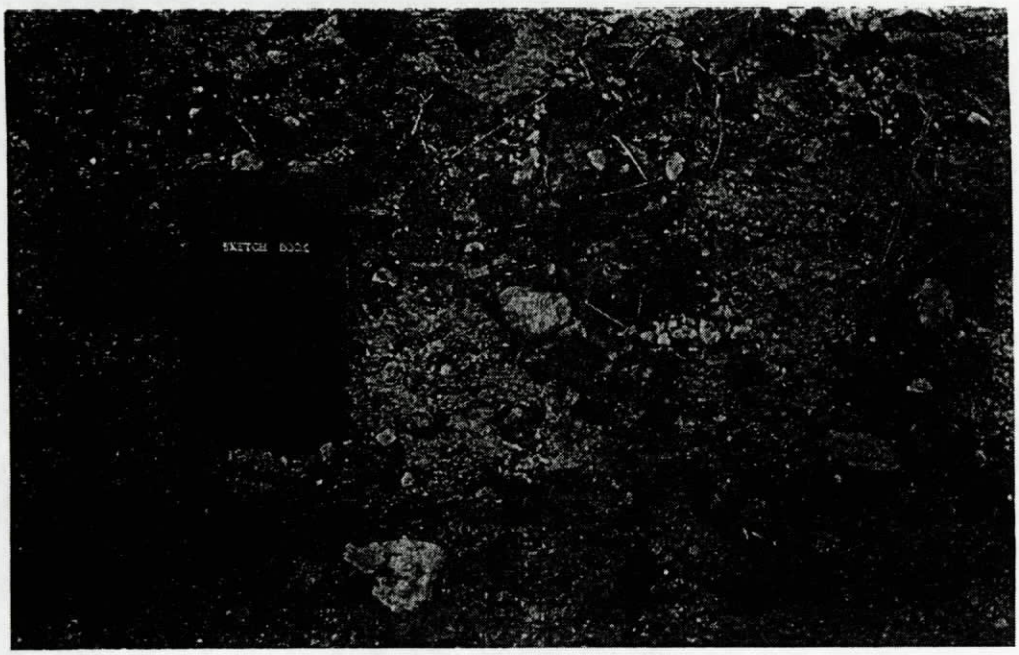


写真26　旧期中位段丘構成層（安濃町城山）

写真27　東海層群／更新統のスラスト（大安町円生川）

2－7　伊勢湾臨海平野の地下地質

地形の項で述べたように、伊勢湾周辺には、豊橋平野、岡崎平野、濃尾平野および伊勢平野の４つの平野が臨海部に分布している。これら平野の低地部は沖積層が最上部を構成しており、その下部にいわゆる洪積層が存在しているが、これらの層厚やそれより下部の層序についてはそれぞれの地域の構造運動の違いが反映されている。

①　豊橋平野の地下地質

豊川下流に広がる豊橋平野は、地形の項で述べた台地・段丘を刻んだ谷のなかに完新世以来の海水準の変化に応じて発達した入り江性三角州平野である（式、1963）。この豊橋平野は、平野の地下全域に堆積している下部更新統の渥美累層の上に、天伯原礫層（下部更新統）、中位段丘堆積層である小坂井層・高師原層（上部更新統）、あるいは低位段丘堆積層である豊橋礫層が堆積し、それら段丘面や渥美累層を削り込んで沖積層（完新統）が堆積している（井関、1980）。

豊橋平野における地下地質層序については、これまでに北崎・日吉（1963）、鈴木・吉田（1963）、松沢ほか（1963）、井関（1981）がまとめているが、ここではこれらを整理して、上部から下部へと豊橋平野の地下地質について述べる（図3.30参照）。

A．沖積層

豊橋平野の沖積層は、大きくは上部砂礫層と上部粘土層に分けられる（北崎・日吉、1963；鈴木・吉田、1963）。

ア　上部砂礫層

豊橋平野では、大まかには東海道新幹線を境にして、内陸部では砂礫層が表層を覆い、臨海部では砂層に移化する。上部砂層は地域的にシルトないし粘土混じり砂、砂、あるいは礫混じり砂というように構成が変化する。例えば、豊川河口から御津町の臨海部の表層はシルト質粘土で構成され、排水不良区域になっている（岡田、1984）。本層は一般に10m以下の層厚で、沖合 500mの海底崖（海面下２～５m）にかけて広がっているが、渥美湾に流入する河川の河口付近では10mを超えるところがある。

上部砂礫層はシルトないし粘土混じりになることがあるし、豊川放水路一帯では表層に軟弱な浅海性粘土シルト層が１～２mの厚さでのっている。

イ．上部粘土層

豊橋平野の臨海部や海底には、上部砂礫層の下に旧河谷に沿って下位の地層を切り込んで、厚さ15m以下の粘土層が分布しているが、それ以外の地域では上部

砂礫層によって剝削されて消失している。この粘土層の下部は粘土混じりの砂や砂礫層やそれらの互層になっていたりすることもあるが、粘土質ロームになっていることが多い。砂や礫が混じっていない限り、N値が5を超えることは殆どない。

B．牛川累層

地盤地質区分によれば、牛川累層は下部砂礫層と下部粘土層とに分けられる。本累層は更新世中期から後期にかけての堆積物と考えられている。

ア．下部砂礫層

本層は層位学的には上下2層に分けられ、上部層は濃尾平野の大曽根礫層と伊勢平野地下の伊勢神戸層に、下部層は濃尾平野地下の熱田層と伊勢平野地下の平田層（赤嶺、1962）に対比される。本層は一般に10m以下の層厚で、小坂井台地や豊橋段丘を形成する一方、低地下ならびに海底下にも分布している。但し、低地下では埋没段丘として部分的に存在するのみである。

本層は下部にN値10～50の砂層やN値10～30の粘土層を伴うこともあるが、概ねN値20～60の砂礫層からなっている。

イ．下部粘土層

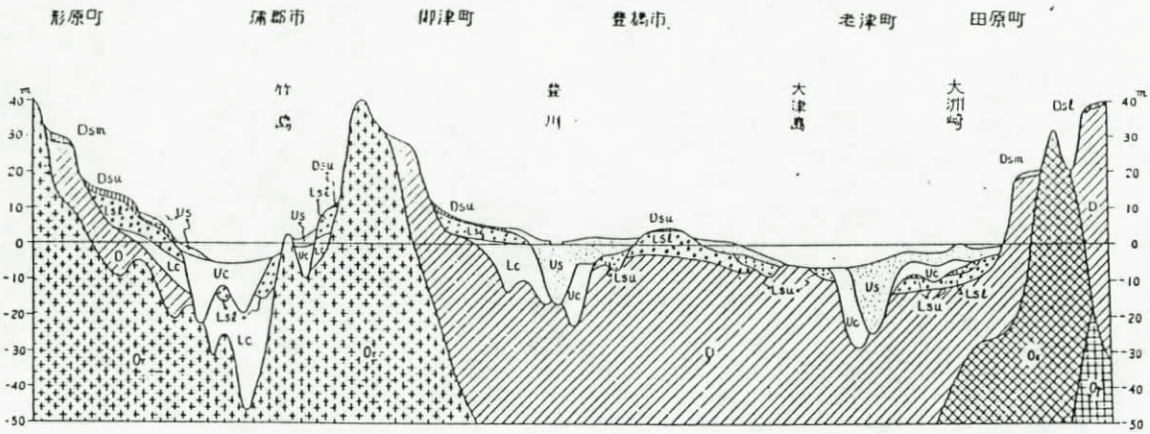
豊川以西の低地下には、層厚15m以下の粘土層が分布している。本層は、層中や下部に砂層、稀に砂礫層を伴うことがあり、そのようなところではN値も10～20を示すことがあるが、一般にはN値3～8を示すことが多い。

C．二川累層（渥美累層）

以上に述べた地層の下部には、ほぼ全面的に渥美累層が分布しており、沖積平野周縁の台地を構成して地表に広く露出している。本層は更新世中期に堆積したもので、礫、砂、泥から構成され、層厚が 200mに達するところもある。渥美累層の下部には第三紀層が存在する可能性が高いが、面的には確認されておらず、領家変成岩類や三波川変成岩類などの中・古生層が分布している。

豊橋平野では、下部粘土層以下の地層が被圧地下水帯水層であるとされている（東海農政局、1967）。中でも優秀な被圧地下水帯水層は渥美累層である。渥美累層は平野周縁の丘陵地で地表に露出しており、地下水涵養区域を構成しているものと考えられる。

また、中位段丘の上位面や下位面を構成している下部砂礫層は透水性がよく、臨海部では沖積面下に伏没することから、被圧地下水帯水層を形成しているものと考えられる。



東三河地区の地盤地質区分と地質学的区分の関係

地盤地質区分		地質学的区分 第2章			付録	時代的区分
上部砂レキ層 US	最上部砂レキ層US1 / US2上部砂層上部	上部砂レキ層	上部砂層	冲積層	冲積層	冲積層
上部粘土層 UC		上部粘土層				
下部砂レキ層LS	下部砂レキ層上部LSu	下部砂レキ層	小坂井台地・豊橋段丘レキ層	牛川累層	牛川累層	新期洪積層
	黒褐色腐植質土壌Dsu					
	下部砂レキ層下部LSl					
下部粘土層 LC		下部粘土層				
中・古期洪積層 D	黄褐色土壌 Dsm	高師原レキ層			二川累層	中期洪積層
	赤褐色土壌 Dsl	渥美累層				古期洪積層
第三紀層 T						第三紀層
古期岩類層 O		古期岩類層			領家変成岩層 三波川変成岩層 秩父古生層	中・古生代層

図3.30　東三河地区の模式断面図（鈴木・吉田、1963）

② 西三河平野

矢作川下流域は、地質的には猿投・碧海盆地と呼ばれる地塊ブロックに属している。猿投・碧海盆地は、第四紀に入り東海湖盆が消滅した後、更新世の中期ころから顕在化した断層地塊運動によって生じた弱い地溝傾向を持った地塊であるとされている（桑原、1975）。この盆地塊の基盤は、北半部では領家花崗岩類、南半部では領家片麻岩類からなっており、これらを覆って中新統が部分的に存在していることが調査ボーリング等から確められている。北部ではこの中新統を不整合に覆って鮮新世－中新世の瀬戸陶土層が分布しているが、南部では確認されていない。

中新統や瀬戸陶土層の上位には、鮮新統の東海層群が全域に渡ってそれらを不整合に覆っている（松沢ほか、1965）。本層は北部で地表に露出しており、瀬戸層群矢田川累層と称されている。

東海層群の上位には更新統が不整合に覆い、北部では下部更新統の三好層と挙母層、中～南部では上部更新統の碧海層と越戸層が露出して、それぞれ高位・上位・中位・低位の段丘面を構成している（町田ほか、1962）。三好層は北から南に向けて急勾配で下位の挙母層や碧海層の下に突っ込んでおり、数mから十数mの層厚の礫がちな地層である。挙母層は三好層よりも緩い傾斜で碧海層に突っ込んでおり、砂を主体とし、層厚は数mから厚いところでは40m近くにもなるようである。但し、三好層も挙母層も南西部の地下には存在しておらず、上位の碧海層が殆ど直接、東海層群に不整合で覆っている。

矢作川下流（矢作古川）の沖積低地の地下地質については、桑原（1982）がそれまでの研究成果、調査ボーリングおよび深井戸資料のデータに独自に収集したボーリングおよび井戸資料を加えてまとめているので、これに基づいて述べることとする（図3.31参照）。

A．沖積層

沖積層は上部砂層と下部粘土層とに区分される。これは、森山ほか（1972）の上部層、中部層に相当する。上部砂層は一般に10m前後の層厚と10前後のN値を有し、木曽川水系の砂層に比べて粗粒である。本層の上半部には、後背湿地性の有機質シルトや泥炭質層が１～２mの厚さでレンズ状に夾在している。この上部砂礫層は、谷部では砂礫層が含まれたり、砂礫に移化したりする。

下部粘土層は西尾以南では海成層であるが、N値は０～１の濃尾平野や衣浦湾域の粘土層に比べて３～５と高い値を示すことが多い。そのため、下位の碧海層との区別がN値からだけでは判断できない場合がある。本層は最終氷期の埋没谷中に比較的厚く堆積しており、最高で18mにもなる。この海成下部粘土層は、ボーリング

によって、西尾市と岡崎市との市境を走る東海道新幹線沿いの地域まで追跡されており、これより上流では砂層に移化し、非海成のシルト層がレンズ状に挟まれる（森山ほか、1972）。

B．吉田層（上部更新統最上部～完新統）

下部粘土層と後述の第一礫層との間には、砂層（N値20～40）と非海成シルト層（N値10前後、但し砂質だと20前後）の互層が存在する。この砂・シルト互層は、森山ほか（1972）が9,110±150年前という^{14}C年代を得たことから沖積層下部砂（泥）層されているが、桑原（1982）はN値や濃尾平野地下に存在する濃尾層と共通点が多いことを理由に沖積層とは区別するのが妥当と考え、本層がよく発達する地域の地区名を採って吉田層と命名している。本層は埋没谷中にのみ発達し、谷の中心部では層厚が15mある。

C．第一礫層（上部更新統最上部）

矢作川低地地下の礫層には、埋没谷底に堆積した礫層と埋没段丘の礫層があるが、桑原(1982）はこれらを一括して第一礫層としている。層厚は一般に５m前後で、厚いところでは10m程度にもなる。森山ほか（1972）によれば、東海道新幹線の沿線付近から岡崎市北野付近までは埋没段丘が認められ、豊田盆地の下位段丘である越戸面が覆没しているものとしている。

この第一礫層を含む更新統は被圧地下水帯水層として重要であり、越戸面以上の台地構成層が地表相当層になることから被圧地下水涵養上重要である。

D．碧海層（上部更新統）

沖積層、吉田層あるいは第一礫層の下部には碧海層が分布している。碧海層は下流に向うに従って礫層から砂層へと移行し、海成粘土層を夾在していることがある。層厚については明らかになっていないが、50～60mを越えることはないと考えられている。

E．瀬戸層群

更新統の下部には鮮新統の瀬戸層群（主に矢田川累層）がほぼ全面的に分布している。本層は半固結の砂泥互層よりなり、一部に亜炭層や凝灰質層を夾在している。層厚はかなりあり、 300mを超えるとされているが、下限は不明である。

豊田市一帯では良好な被圧地下水帯水層がないことから、本層群は地下水涵養上重要である。

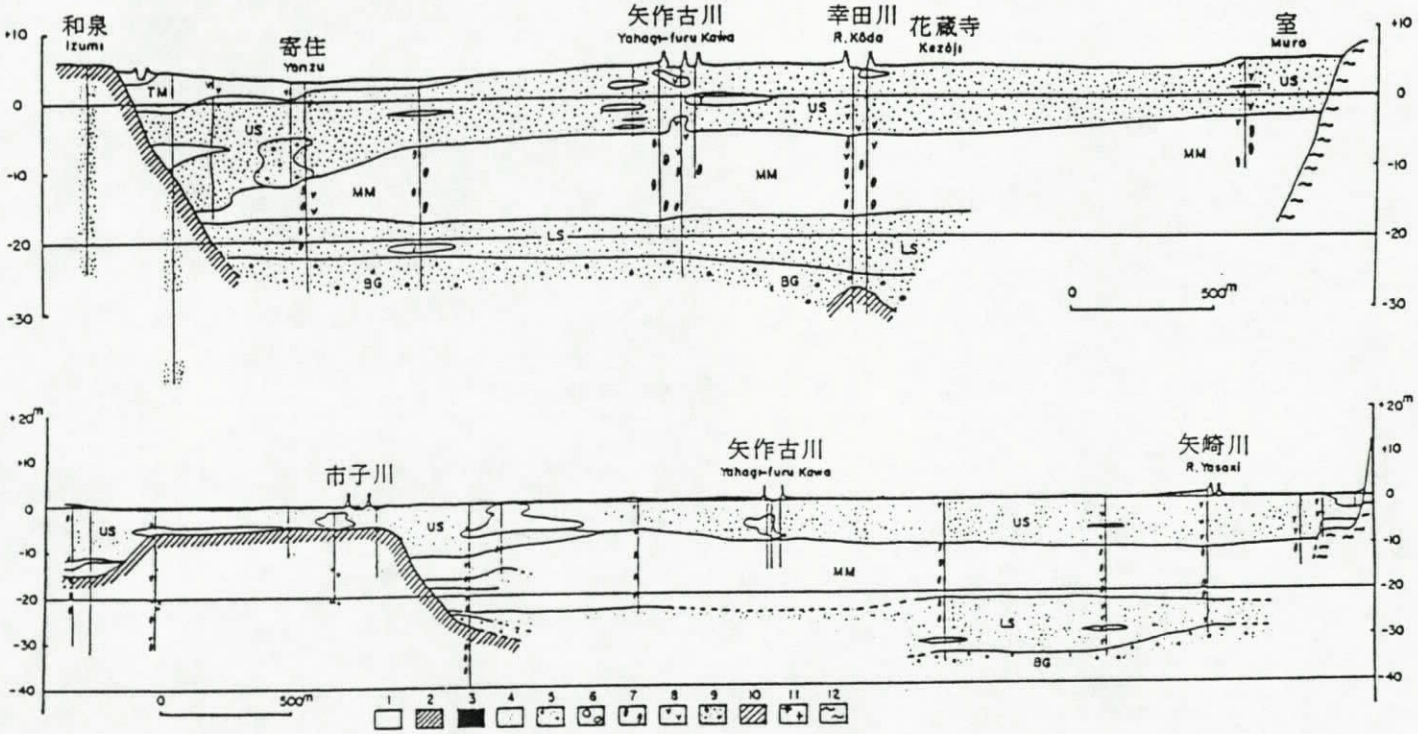


図3.31　矢作古川低地下流の地形・地質断面（森山・小沢、1972）

凡例　1.シルト・粘土　2.有機土　3.泥炭　4.砂　5.砂礫　6.玉石　7.貝殻　8.有機質　9.埋没段丘礫層　10.第三系および第四系　11.花崗岩類　12.変成岩類

③　濃尾平野

濃尾平野の地下には、上部から下部へ、南陽層（完新統）、濃尾層、第一礫層、熱田層、第二礫層、海部累層、第三礫層、弥富累層（以上更新統）、東海層群（更新統～鮮新統）の各層の累重することがわかっている。

これらのうち、第四系は尾張層群ともよばれ（畠山ほか、1979）、濃尾傾動運動の進行の中で氷河性海面変動の影響を受けつつ、堆積盆地が埋積されることによって形成されたものとされている（桑原・牧野内、1989）。これら濃尾傾動運動に関係した地層は、全体としてに西に傾斜し、より古い地層ほど傾斜が大きい。さらに、多くの地層が西に向って厚く、かつ深くなっているという（桑原・牧野内、1989）。

東海層群の下位には中新統が分布しており、その下位には美濃帯の中・古生層および領家帯の花崗岩類の潜在することが濃尾平野東部では知られている（高田ほか、1979；坂本ほか、1984；坂本ほか、1986）。桑原（1985）は、濃尾平野の地下層序と周辺地域との対比ならびに地史を表3.8のようにまとめている。以下、これらの成果を中心に濃尾平野の地下地質について述べる（図3.32～3.34参照）。

A．南陽層（完新統）

南陽層は平野部の表層を構成する上部砂層と下部粘土層とに区分される（古川、1972）。上部砂層は濃尾平野の沖積面を構成する地層である。本砂層は主として中粒ないし細粒砂から構成され、扇状地の末端に接するところでは礫混じりになり、木曽川や長良川等の後背湿地に当るところでは最上部にシルト質粘土層が発達している。本砂層は濃尾三川に近付くにしたがって層厚を増し、最厚部では20m前後になる。

下部粘土層は濃尾平野の中南西部に分布し、暗青白色シルト質粘土ないし粘土を主とする、極めて軟弱な海成層である。本粘土層は上部砂層に比較して層厚の変化が激しく、特に天白川～日光川～庄内川にかけて西進する埋没谷を埋積しているため、層厚が最大35mにも達している。これら沖積層全体の厚さは木曽川河口沖では50mを越えている（坂本ほか、1986）。

B．更新統

ア．濃尾層（沖積層）

濃尾層は砂・シルト・粘土の互層からなり、濃尾平野の西南部に分布し、北東部では確認されていない。本層は一般に下位の第一礫層を堆積した埋没谷中に堆積し、層厚は15mを越えることは無いようである。古川（1972）によれば、本層は汽水－淡水性環境下で堆積したものとされている。

表3.8　濃尾平野の地下層序と周辺地域との対比並びに地史（桑原、1985）

地質時代				濃尾平野	周辺地域の同時代の地層	地史（推定年代×10⁴年前）
新生代	第四紀	完新世		南陽層	沖積層	濃尾平野沖積面の形成 縄文海進 (1) (1.3)　(Alleröd期) 更新世最末期小海面上昇
		更新世（洪積世）	後期・中期・前期	濃尾層		
				第一礫層		(2) 最終氷期海面最低下期
				(埋没低位段丘群)	鳥居松礫層 小牧・大曽根礫層	(3)　海面小変動期 (4～5) (7～9)　最終氷期の始まり
				熱田層 上部	熱田層・各務原層・碧海層・野間層	(12)　熱田海　(最終間氷期)
				第二礫層	桃山礫層	(15)　氷河期 海面低下期
				(埋没段丘群)	高位段丘群：桃花園礫層、潮見坂礫層	小海進・小氷期の繰返し
				熱田層 下部 海部累層 Am₃ Ag₂ Am₂ Ag₁ Am₁	高位礫層群（武豊層群・見当山累層）	氷河期
				第三礫層		
				弥富累層	八事層 唐山層　上末層	氷河性海面変動の繰返し (80+)
	第三紀	鮮新世		東海層群	瀬戸層群・常滑層群・花芸層群	東海湖時代　基盤の波曲的変形 (500)
		中新世		中新統	瑞浪層群・師崎層群・一志層群	第一瀬戸内海海進期 (2,000)
中・古生代				基盤	基盤山地の中古生層，花崗岩類	

濃尾傾動盆地運動

イ．第一礫層

第一礫層は南陽層または濃尾層の下位に位置し、熱田層を不整合に覆って連続分布している。本層の基底深度は北東から南西に傾きつつ次第に厚さを増し、海津町から長島町一帯にかけて海抜－70～－90m、層厚20～30mとなっている。礫層は石英斑岩などの大礫（φ65～ 256mm）を含む木曽川系の円礫構成され、所により砂がちとなる。

本層のうち、北東－東方向へ浅くなる礫層は犬山扇状地砂礫層、鳥居松礫層に連なり（濃尾平野第四系研究グループ、1977）、北西方向へ浅くなる礫層は牧田川扇状地礫層に連なるものとみられている。本層は被圧地下水帯水層として優秀な涵養能力を持ち、西濃地方では古くから貴重な水源とされてきたが、臨海部の弥富町付近では地下水は殆ど塩水化し、濁度も高く、空調用水として利用されているにすぎない（永田、1986）。

ウ．熱田層

熱田層は名古屋市の熱田台地を構成する地層を模式とするもので、濃尾平野地下に広く伏在している。本層は、砂を主体とする上部層と厚い海成粘土を主体とする下部層からなっている。上部層は、連続性の悪い粘土層をレンズ状に夾在し、層厚は一般に20～40mであるが、海津町一帯では60m以上にも達してしている。下部層は上面がほぼ西方に傾斜しているが、層厚は海部郡一帯と木曽川河口において40mに達している。この下部層の下位には、厚さ10～20mの砂層を伴うことが多く、最下部(砂)層と呼ばれることがある。これは、熱田海進に先立って起こった先駆的海進によるものと推定されている（桑原、1975）。

エ．第二礫層

第二礫層は熱田層の下位に連続して追跡される礫層であり、濃尾平野全体に広く分布している。本層は熱田海進以前の大きな海面低下期（最終間氷期に先立つ氷期）に堆積した、侵食谷底中の河床礫や海面低下過程に形成された埋没段丘礫と考えられている。層厚は一般に侵食谷中では15～30m強であるが、埋没段丘らしい部分では10m以下になっている。基底面は東から西に深度を増して、最深部では海抜-200m以下となっていおり、一宮市以東では上面が第一礫層と直接重なるようになる（永田、1986）。礫は、濃尾平野の西部ではチャートと砂岩、東部および北部ではチャートと石英斑岩などの大礫を含み、良好な被圧地下水帯水層を構成している。

オ．海部累層

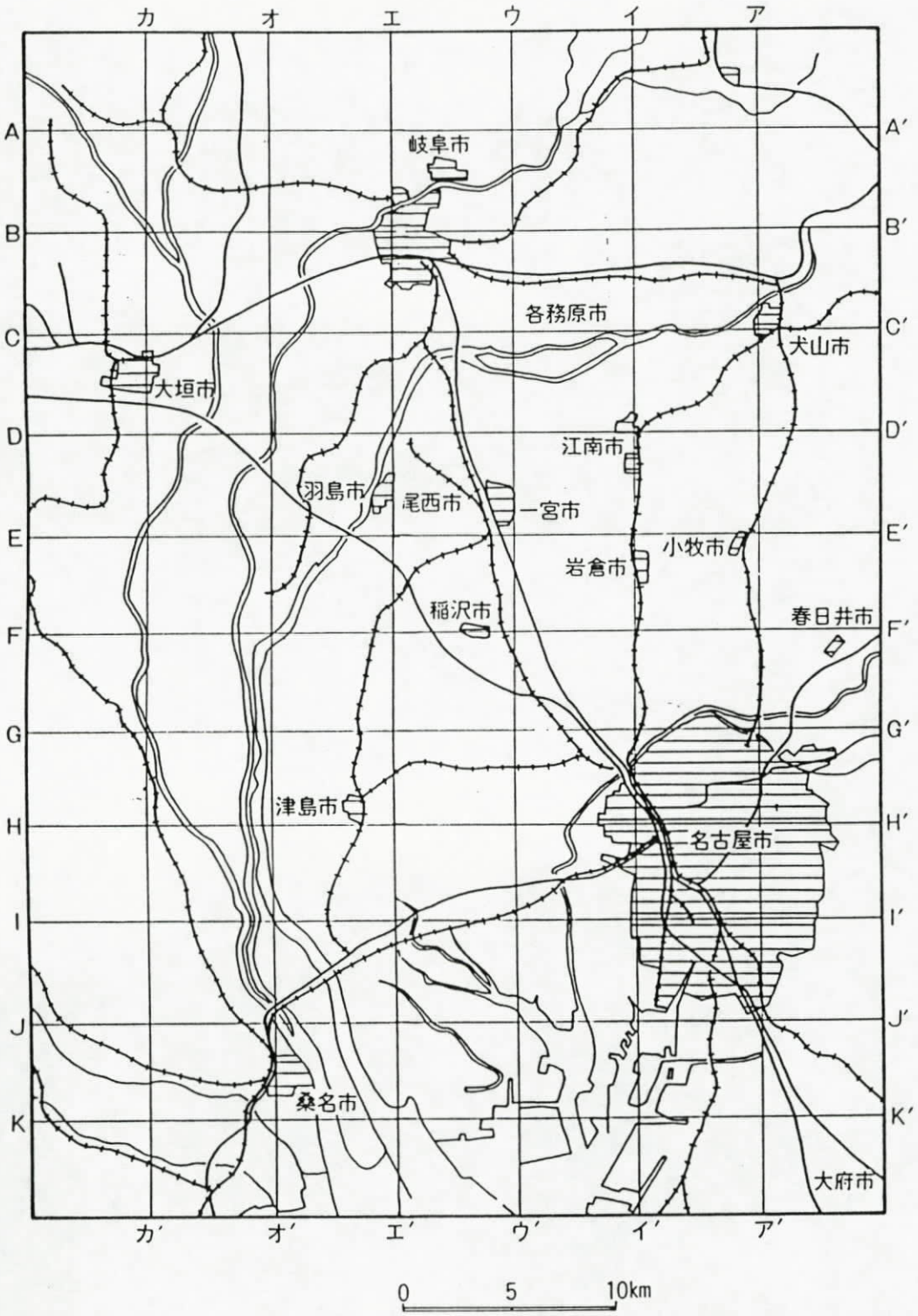
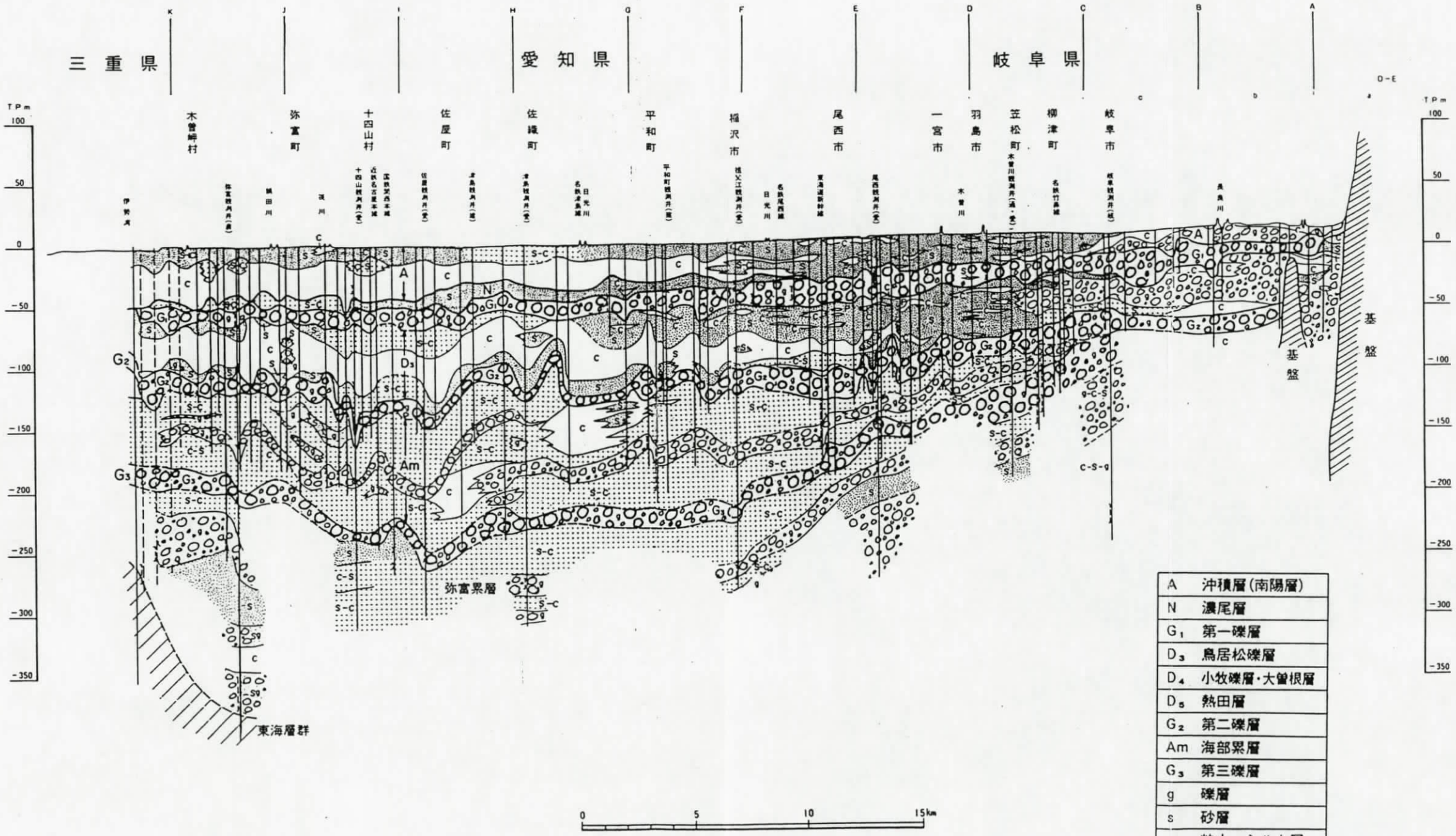


図3.32　濃尾平野地下地質断面位置図（桑原、1985）



A	沖積層(南陽層)
N	濃尾層
G_1	第一礫層
D_3	鳥居松礫層
D_4	小牧礫層・大曽根層
D_5	熱田層
G_2	第二礫層
Am	海部累層
G_3	第三礫層
g	礫層
s	砂層
c	粘土・シルト層
c-s	粘土・砂の互層

図3.33　エーエ’断面地質図（桑原、1985）

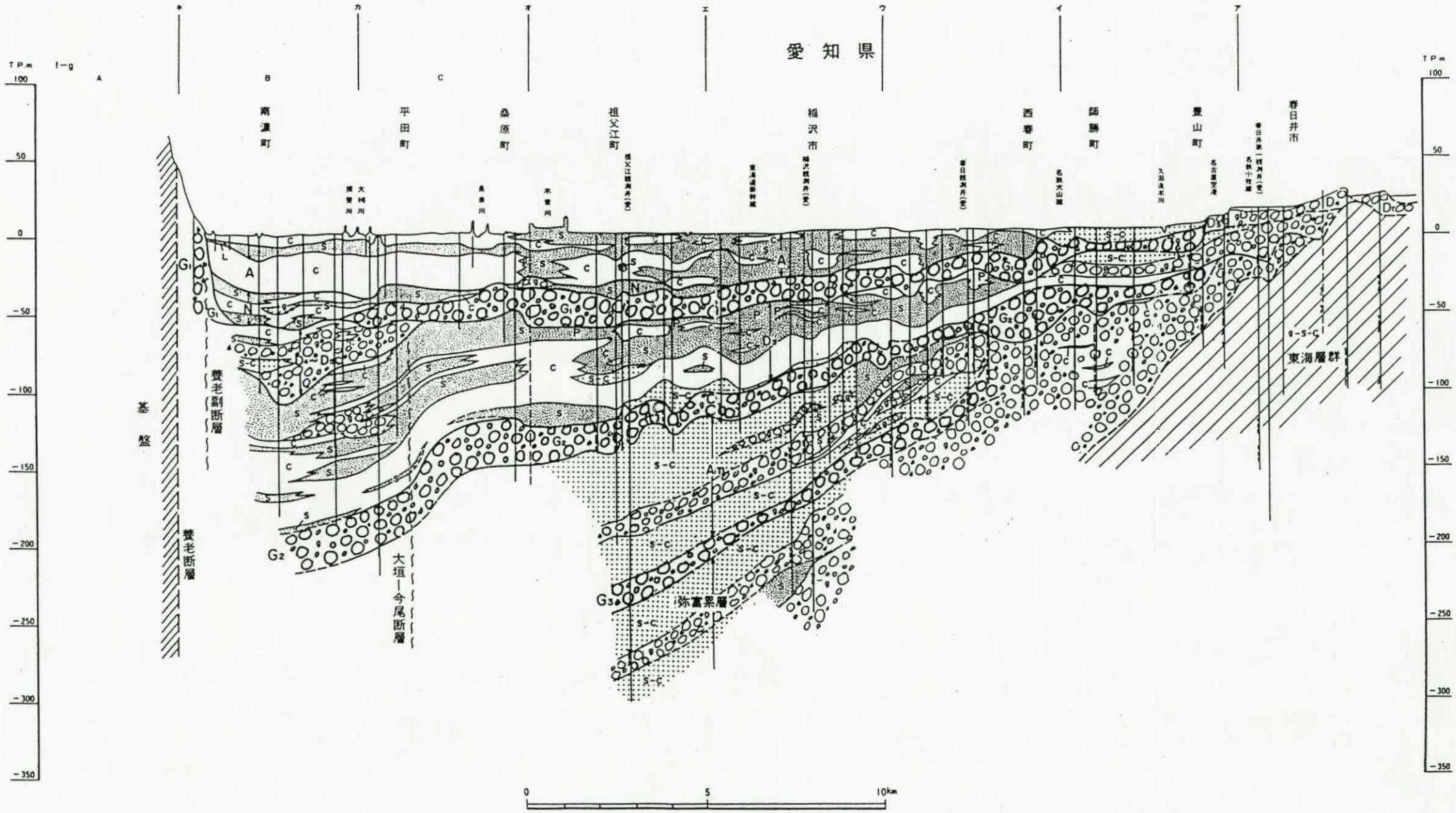


図3.34　F－F’断面地質図（桑原、1985）

海部累層は第二礫層の下位に位置する２～３層の海成粘土層と、砂層および礫層からなる。層厚は、濃尾平野の北部、東部では30～40m、南西部では 120mにもなり、最深下限深度は約-180mに達する。本層は第二礫層によってかなり削られているため、本来のこの地層の最上部は確認されていないが、現在のところ３回の海進期堆積物と２回の海退期の礫質層が含まれていることが確められている。また、海部累層中に存在する礫層は帯水層となってはいるが、独立した帯水層として、その分布を求めることは困難なため、下位の第三礫層と一括して第三帯水層系統として扱われている（桑原、1985）。

カ．第三礫層

第三礫層は海部累層の直下にあり、第一礫層、第二礫層と同様に海退期（氷期）に侵食谷中に堆積した河床性の礫層と考えられている。層厚は10～20mであり、濃尾平野の中～南西部の深度-200m以下でほぼ連続して分布しているが、一宮東部以東には存在しないと考えられている（名古屋通産局、1981）。

キ．弥富累層

弥富累層は非海成と思われる粘土層と砂又は砂礫の層との互層であり、北東方向に行くに従って礫がちとなり、南西方向に行くに従って砂層又は泥層が発達するようになる。層厚は濃尾平野中～南西部では100～200mにも達し、基底深度（即ち、東海層群上面高度）は-350mに達している。

C．鮮新統（東海層群）

東海層群は鮮新世から更新世前期にかけて存在した東海湖の湖底の沈降にともなって堆積した地層であり、礫・砂・シルトの互層を主に、火山灰層と亜炭層を伴っている。層厚は沈降域の中心であった岐阜県海津町付近では 1,000mを越えている。

なお、東海層群には高温の深層地下水が豊富に存在していることから、数多くの温泉が掘削されており、深いものは 1,500m近いものがある。

④　伊勢平野

伊勢平野は東縁を養老－伊勢湾断層、西縁を一志断層および南縁を中央構造線によって画されているが、伊勢平野のうち、養老断層と桑名－四日市港断層に挟まれる員弁川下流低地は濃尾平野地下の第２礫層以降の地層と同じ構造の地層が連続している（桑原・植下、1985）ことから濃尾平野として扱い、ここで述べる伊勢平野とは区別する。

伊勢平野の地下層序については、赤嶺（1962）、赤嶺ほか（1962）、鈴木（1962）、鈴木ほか（1962）、鈴木ほか（1967）、桑原（1977）が詳しい報告を行っている。それ

らによると、伊勢平野の地下には、上部から下部へ、富田浜層、四日市港層（以上、完新統）、伊勢神戸層、古伊勢湾層（以上、上部更新統）、奄芸層群（鮮新統－下部更新統）の各層の累重することが分かっている。以下、各層について述べる（図3.35～3.36参照）。

A．沖積層

ア．富田浜層

富田浜層は濃尾平野の南陽層上部に対比される層で、沖積層上部を占めている。本層は地盤地質区分より最上部層と上部砂層とに２分されている（一括して、上部砂礫層と呼ばれる）。最上部層は、浜堤間および浜堤後背の停滞水域に沈積した、主に粘土・シルトからなる後背湿地性堆積物である。層厚は１～２ｍで、Ｎ値は大部分４以下という軟弱な地層である。上部砂層は主として砂・礫からなり、層厚は一般に５～10ｍである。本層は伊勢湾沿岸部の海底にも及んでおり、桑名市の沖 3,000ｍまでを最高に南に行くに従って陸地に近付いている。

本層は南陽層上部に比較して、礫層、砂礫層の発達することが特徴であり、特に現河床ならびに旧河道沿いにそれらの発達することが多い。

イ．四日市港層

四日市港層は濃尾平野の南陽層下部に対比される層で、沖積層下部を占めている。本層のうち、主として砂混じりシルトないし粘土から構成されている部分を地盤地質区分では上部粘土層とし、シルト・粘土混じりの砂から構成されている最下部を上部粘土基底砂層と称している。また、津市付近では一部礫層の発達する場合がある。

本層は、氷期の海面低下期に形成された侵食谷に埋積した海成層であり、層厚は陸域（０～15ｍ）から海域（最高25ｍ）にかけて増すが、Ｎ値は一般に０～３という極めて軟弱な地層である。

B．伊勢神戸層

伊勢神戸層は、濃尾平野の濃尾層、第一礫層、熱田層上部に対比される地層で、洪積層最上部を占めている。本層は地盤地質区分では下部砂礫層と称されており、主として砂礫から構成され、粘土・シルト混じり砂およびシルトや粘土を一部に挟むことがある。層厚は数ｍから15ｍ以上と変化が激しいが、砂礫層はＮ値が30～50以上であり、夾在する粘土でもＮ値10前後と比較的硬い。

なお、桑原・植下（1985）によれば、鈴鹿川下流低地の沖積面下には第一礫層、熱田層相当層の下には第二礫層の存在することが示唆されている。

C．古伊勢湾層

古伊勢湾層は濃尾平野の熱田層下部に対比される地層であり、地盤地質区分では下部粘土層と称されている。本層は、熱田海進期前の浸食谷を埋積した海成粘土層であり、主にシルトおよび粘土から構成され、稀に粘土・シルト混じりの砂ないし砂礫を挟むことがある。層厚は北勢で20～30mとやや厚いが、南下するに連れて薄くなるようである。N値は一般に10～20であるが、粘土層の厚く発達する所では5以下を示すことが多い。

なお、鈴木ほか（1967）によれば、本層の下位には、上部を砂礫層、下部を粘土層で構成された、厚さ10～12mの最下部層があるとされている。

D．奄芸層群

古伊勢湾層の下位には奄芸層群が全面的に分布しているが、濃尾平野と異なり、その分布深度が非常に浅く、陸上部では－50m以下になることは少ない。四日市市から津市にかけての丘陵部に露出しており、古伊勢湾層の下位に覆没していることから、伊勢平野地域では被圧帯水層を形成している。

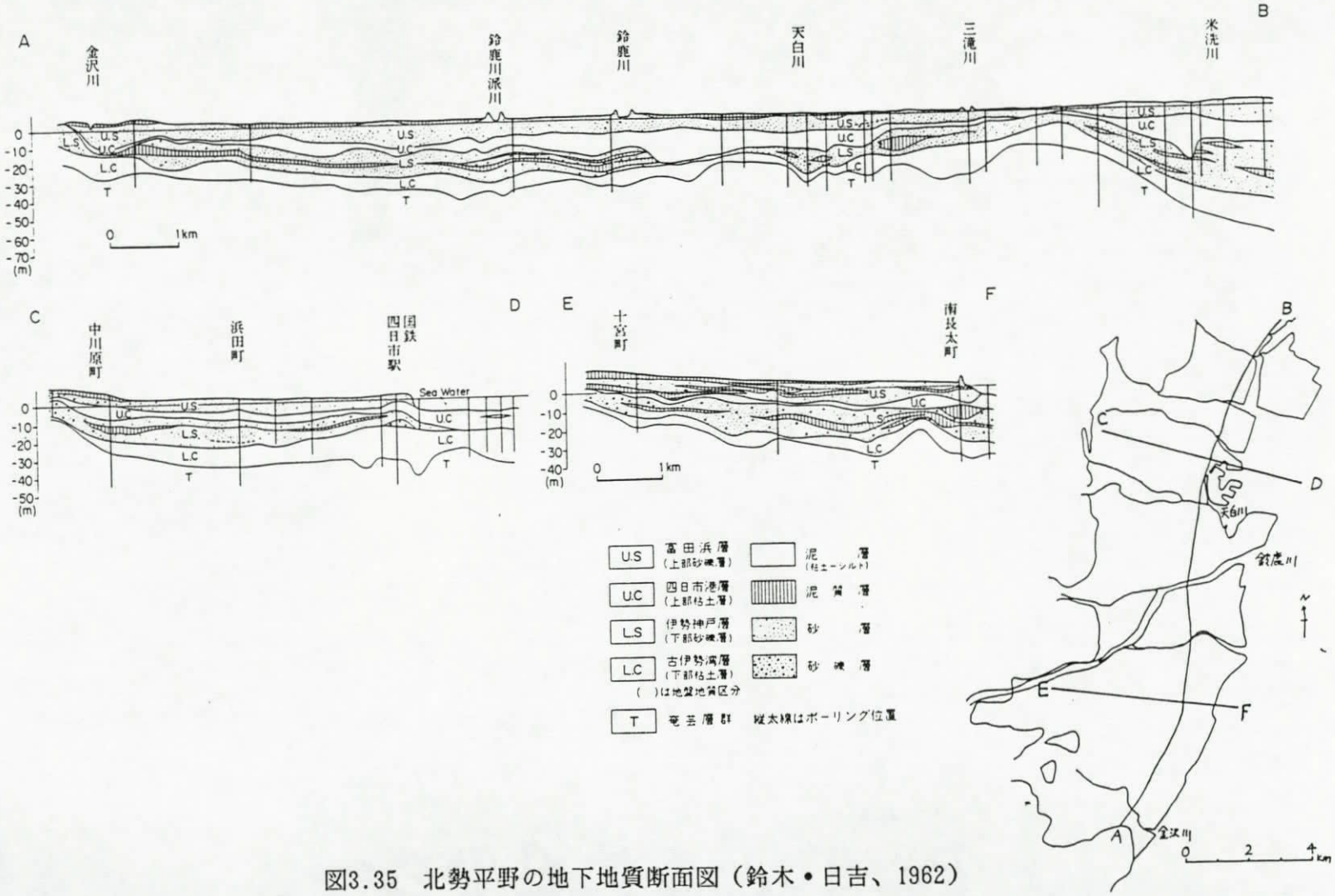
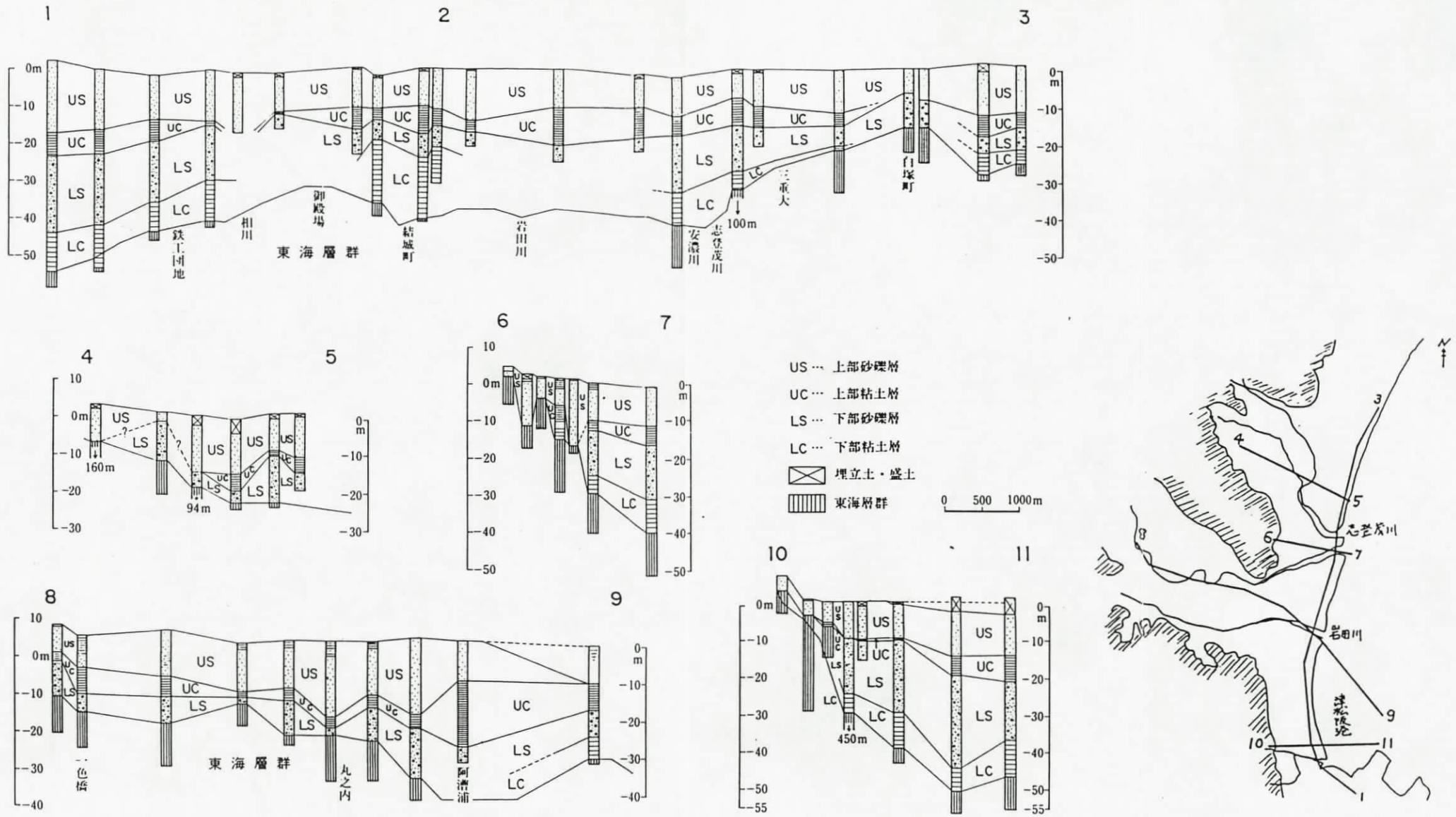


図3.35　北勢平野の地下地質断面図（鈴木・日吉、1962）



第39図 「津市地区」における地下地質断面図（荒木，1980の第20図を基に作成）断面線の位置は第38図に示す

図3.36　津市周辺の地下地質断面図（荒木、1980）

第４章　伊勢湾周辺の新第三系および第四系の地形学的・地質学的な諸問題

１．土色から見た第四系の対比

古土壌は、加藤ほか（1977）によれば「現在の環境の影響を全く受けないか、過去の環境によって生じた特性が変化を受けつつある土壌」と定義されている。西南日本各地には表土層の下位に赤色土の存在することが古来より明らかにされていた。この古土壌の時代性について初めて詳細に論じたのは松井・加藤（1962）で、段丘表層と土色との関係について西南日本の材料を用いて総括した。それによれば高位段丘では、一般にその表層の土壌は赤色土化しており、中位段丘・低位段丘では黄色土が卓越するとの結論を得ている。表4.1は本地域における筆者らの土色測定結果（昭和６３年８月）である。

表4.1　伊勢湾周辺の段丘表層の土壌の色調

地形区	地形面	新版標準土色帖に基づく色調
豊橋平野	天伯原面	2.5YR4/8、5YR3/6（暗赤褐色）
	豊川面	7.5YR6/6（橙色）
	豊橋面	7.5YR4/2（灰褐色）
岡崎平野	上位面	7.5YR6/8、5YR6/6（橙色）
濃尾平野	上位面	7.5YR5/8、5YR5/8、5YR6/8、2.5YR5/8（明赤褐色～明褐色）
	中位面	5YR5/8（明赤褐色）
	低位面	7.5YR6/6（橙色）
北勢平野	上位面	－
	中位面	7.5YR5/8、7.5YR5/8（明褐色）
	下位面	－
南勢平野	上位面	7.5YR6/6、7.5YR6/8、7.5YR6/8、5YR4/8、5YR5/8、5YR5/8、5YR5/8、2.5YR5/8（明赤褐色～明褐色）
	中位面	10YR5/8、10YR5/6、7.5YR4/6、7.5YR6/8、7.5YR5/8（褐色～黄褐色）
	下位面	7.5YR5/8（明褐色）

この表をみると凡そ次の様な傾向が読取れる。

- 豊川周辺の各平野の段丘の土色と伊勢平野周辺の各段丘の土色を比較してみると、全体として、伊勢平野周辺の段丘の土色の方が赤色の度合いが高い。

• 上位段丘の土色は概ね５ＹＲないし7.5ＹＲであることが多い。
• 中位段丘ではその土色は7.5ＹＲ前後であることが多い。
• 下位段丘では7.5ＹＲないし10ＹＲ前後の値となっている。

したがって、全体の傾向としては土色によって対比することも可能であるが、各段丘の細分に利用することは現状では困難であると思われる。

2．段丘形成に関する二・三の考察

段丘の形成過程については、比較的材料の多い中位段丘のデータと低位段丘構成層について検討することは可能である。次にこれらについて考察する。

① 中位段丘構成層に見られる共通性とそれから考えられること。

前述したように、東海地方の太平洋岸に見られる中位段丘構成層の一般的特徴は次のように要約できる（表 4.2参照）。

段丘構成層は大きく２分することができ、下部はシルト勝ちな堆積物からなり、上部は砂質堆積物が卓越している。下部の堆積物は更に細分することができ、シルト層の下位には通常、礫勝ち堆積物が存在する。この粗粒堆積物は層厚10m以下で化石を産せず、淘汰も不良なことから海進初期のプロデルタの部分の堆積物と考えられる。下部のシルト層の層厚は厚い場合では30mあまりに達することもあるが、通常は10数mである。このシルト層の下の部分は、貝化石は殆ど産せず、トウヒやコメツガといった概して冷涼な環境に生息している植物の化石を産する。また、この部分では、高師小僧と呼ばれている水草の生痕などを含んでおり、湿地性環境が示唆される。シルト層の上部では、ハイガイやタイワンシラトリやケマンガイといった現在の伊勢湾周辺の部分より暖かい海に生息する貝の化石を多産するようになる。この移り変りは、シルト層の層厚にして数mで行われることが多い。したがって、急速な気候の回復とそれに伴う海水面の急速な上昇とが示唆される。

上部の砂層は、上方粗粒化型のシークエンスを示し、次第に海退が行われたことを示している。後背地に急峻な山地を控えている伊勢湾西岸の地域や東海地方では堆積物の上に膨大な粗粒堆積物を載せていることがある。

即ち、ここに示した一連の岩相の変化は、海水面変動に伴う地層の形成のメカニズムを代表しているものと考えられる。

表4．2　中位段丘を構成する海成層の層序

<table>
<tr><td colspan="2">牧ノ原台地</td><td colspan="2">知多半島</td><td colspan="3">名古屋周辺</td><td colspan="2">碧海台地</td><td colspan="2">南勢平野</td><td colspan="2">北勢平野</td></tr>
<tr><td colspan="2">牧ノ原礫層</td><td colspan="2">欠除</td><td colspan="3">第一礫層</td><td colspan="2">欠除</td><td colspan="2">欠除</td><td colspan="2">欠除</td></tr>
<tr><td rowspan="2">京松原砂層</td><td>上部</td><td rowspan="2">野間層</td><td>上部</td><td rowspan="2">熱田層</td><td rowspan="2">上部</td><td rowspan="2">砂層</td><td rowspan="2">碧海層</td><td>上部</td><td rowspan="2">久居累層</td><td rowspan="2">久居賀層
礫部</td><td rowspan="2">御館累層</td><td>上部</td></tr>
<tr><td>下部</td><td>砂層</td><td>礫層</td></tr>
<tr><td rowspan="2">古谷泥層</td><td>上部</td><td>シルト層</td><td rowspan="2">下部</td><td rowspan="2">粘土</td><td>砂層</td><td>下部</td><td rowspan="2">小野辺シルト層</td><td rowspan="2">下部</td></tr>
<tr><td>下部</td><td>砂層</td><td>砂</td><td>シルト</td><td>シルト</td></tr>
</table>

（長田(1980)、牧野内(1985)、桑原(1975b)、松沢ほか(1965)、木村(1971)、吉田(1984)に基づき作成）

② 堆積体として見た礫層

礫層は、段丘を構成していたり、段丘を構成する海成堆積物の上に重なっていたりして、これまでもその存在は注目されてきた（町田、1962；斎藤、1988等）。しかし、これまでの研究はややもすると地層としての礫層よりも礫の個体の集合体として把握されることが多かった。東海地方や伊勢湾沿岸地方を例にとって、礫層を地層としてみると堆積体としては次の３つのユニットに区分することができる（表 4.3参照）。次に各ユニットについて説明することとする。

ユニットＡは、伊勢平野の水沢扇状地構成層の下部や東海地方の牧ノ原礫層の下部に特徴的に見られる岩相である。本ユニットでは、通常はＡ－２ユニットの見られることが多く、弱い斜交層理がみられることがあり、淘汰もユニットＢよりは良い。礫径はペブルサイズのことが多い。本ユニットの層厚は通常十数ｍであるが、最大で40ｍ以上に達することがある。以上のことから考えて本ユニットは、ファンデルタの堆積物的層相を示すものと考えられる。

牧ノ原礫層などでは、このユニットの下位にいわばＡ－１とも云うべきユニットを伴うことがある。このユニットは、いわゆる海成礫層で典型的な「あわおこし」状の外観を呈する。東海地方の御前崎台地や笠名丘陵に典型的に見られるものである。これらの台地や丘陵では、この部分が独立して存在する。グラニュールないしペブルの礫から構成され、淘汰は非常によく、また粗粒の砂層と互層することもある。マトリックスは殆ど無いか有っても少量である。礫は良く円磨されており偏平な形態をしている礫が多い。

ユニットＢは、扇状地礫層の上部や段丘礫層の主部を占める岩相で、淘汰の不良なペ

ブル大からコブル大の礫からなる。マトリックスは少ないことが普通で、全く無いこともある。層厚は通常は数mであるが、時には10mに達する事もある。礫の円磨度は亜円礫から亜角礫が多い。分布の幅の狭い各低位段丘礫層ではその構成層は、大抵このユニットBが基底部を占める。

本ユニットは、デルタ的扇状地の埋積の過程で、ある程度埋積の済んだ海岸平野の面を自由に氾濫することによって生じた扇状地の主部の層相の代表であり、網状流路をなす河川中流部の河床堆積物の層相の代表であろうと考えられる。

ユニットCは、現河床の表面に見られるシルト質の堆積物に相当するもので、ユニットBとセットで出現することが多い。本ユニットは、いわゆる氾濫原ローム層に相当するもので、さらに二分することが可能である。本ユニットの層厚は通常数mであるが、数十cmのことも多々ある。うち下位のC－1ユニットは、Bユニットの影響が多少残存している。即ち、本ユニットは基本的には砂質の堆積物が卓越しているが、この中にペブル大の礫を含むという層相である。しかし、本ユニットでは礫の含有量は概して少なく、その堆積時には急速な送流力の減衰が示唆される。

さらに、C－1ユニットの上位には、細粒なユニットC－2が堆積していることが多い。これは、シルト質の細粒砂から構成されるもので、砂粒の淘汰は良好である。いわゆる氾濫原ローム層の典型的層相である。

以上が、東海地方と伊勢湾周辺第四系の礫層の観察結果から導かれた河成礫層に見られる垂直的基本的ユニットである。

水平方向に見てみると、東海地方及び伊勢湾の周辺地域においては、礫層の堆積の場は次のような場所が考えられる。

- 扇状地
- 網状流路をなす河川の中流部
- 海浜

これらの堆積場は、時間的空間的にも相互に複雑に絡み合って段丘構成層の層相に表現されている。

分布の幅の狭い低位段丘礫層では、このうち網状流路をなす河川の中流部的層相を示すことが多い。垂直的層相区分のユニットでいえばこの部分ではユニットB及びCの発達が良い。海退途上の浸食基準面の低下は、下流においては河床の低下をもたらし、多くの河成段丘を形成した。

一方、分布面積の広い中位段丘では、下位に埋没地形を伴うことが多く、この埋没谷を埋めて礫層が発達するときには、海成埋没谷埋積層のデルタフロントの砂層の上位に

海浜礫層的層相のユニットA－1が出現する。さらに、海退の進行に伴い海岸平野の拡大によって潟湖が生じた。急俊な山地を後背地に控えている東海地方の海岸平野では、この潟湖を埋めるようにして、ユニットA－2の堆積が行われたものと考えられる。その後、潟湖が埋積し尽くされて、ユニットBに示される扇状地礫層の堆積場が用意されたものと考えられ、扇状地礫層の堆積末期の流速の減衰に伴い、ユニットCが堆積したものと考えられる。

本地域において最も扇状地礫層的景観を呈する部分は、ユニットBの部分であり、下から上までいわゆる大きな礫からなる扇状地はむしろ稀といえる。

表4．3　礫層の模式的ユニット

ユニット名		岩相の特徴など
C	C－2	段丘堆積物の表層に存在するもので、淘汰良好のシルト質細砂よりなる。現河床の氾濫原ロームと同様な性格の堆積物と考えられる。Bユニットに伴って出現することが多い。高位段丘では表層部分が赤色土化していることがある。
	C－1	C－2よりやや粗粒で一部に礫を含んでいる。層厚は通常は数十cmないし数mである。通常は細砂～中粒砂から構成される。
B	全体として一層であり細分はできない	段丘礫層の部分では最も粗粒な部分で、中には直径60cmに及ぶ礫を含む事がある。淘汰は不良の事が多く、層厚は数mないし10m前後である。一般にマトリックスは少なく、殆ど無い事もある。本礫層には成層構造はほとんど見られず、一般に塊状を呈することが多い。低位段丘の構成層では、この部分が主体をなしているものと考えられる。
A	A－2	淘汰は概して良好で、弱い斜交層理が見られることがある。礫はペブル大の礫がほとんどで、大きな礫はあまり見かけない。層厚は十数mから40m内外である。マトリックスは概して多く時には礫の量を上回ることもある。牧ノ原台地ではこの岩相は井口(1954)によって新野原礫層と呼ばれた部分に相当する。
	A－1	牧ノ原礫層の最下部や、御前崎台地に見られるもので「あわおこし」状の外観を呈する礫層である。海浜礫層と考えられる。

第５章　伊勢湾周辺地域の新第三紀以降の地質構造発達史

新第三紀以降の地質構造発達史的にみると伊勢湾及びその周辺地域は、いわゆる瀬戸内区に属し、西南日本内帯の中に断層運動によって生じた東海湖・第一瀬戸内・第二瀬戸内の地域にほぼ相当する。新第三紀以降の本地域の地質構造発達史を火山活動・堆積作用・古地理・地殻変動などの観点からみると、紺野ほか（1988）によれば、第一期：前期中新世初期－中期中新世後期、第二期：最後期中新世－中期鮮新世、第三期：中期鮮新世－前期更新世、第四期：中期更新世－完新世というように大きく４つの時期に区分することができるという。このステージ区分に基づいて以下に記載する。

５－１　第一期（前期中新世初期－中期中新世後期）

前期中新世の海進堆積物としては、愛知県知多半島の師崎層群や三重県一志地方の一志層群などが挙げられる。これらの地層群を堆積した海進は南側から行われ、海域の最も拡大した時期には、東側は長野県伊那地方南部の富草地域まで及び、富草層群を堆積した。西側は伊勢平野を経て京都・奈良方面に及んでいる。

これらの堆積物から見ると、この時期の海進－海退は全体からは一つの堆積輪廻を形成しており、小さく見ると３回の堆積輪廻を認めることができる。また、これらの堆積物には温暖な気候を示す台島型の化石植物群を含み、暖海成の海生動物化石を含む。この時期の堆積物には、Vicarya yokoyamai、Gelonia sp.等の、いわゆるマングローブ沼周辺に見られる種々の生物の化石を多量に含む。

瀬戸内区のこの時期の火成活動は、瑞浪層群の蜂屋累層に代表されるような火成活動で、酸性火成活動（流紋岩質溶結凝灰岩）から次第に塩基性火成活動（安山岩～玄武岩質溶岩および砕屑岩）へと性格が変化していった。

この時期の湖成堆積物は、岐阜県の東部や三重県の関地域に分布し、瑞浪層群の下部や鈴鹿層群の下部に代表される地層である。これらの地層にはしばしば泥炭層を夾在するが、この泥炭層には阿仁合型の植物化石群が含まれる。

前期中新世から中期中新世にかけては、瀬戸内区はこの前の時期の海域が継続しており、産出化石からみると、この時期の気候は亜熱帯的であったと思われる。この時期の火成活動としては愛知県の設楽地域の酸性の火成活動がある。これらの堆積物は主として流紋岩質で水中や陸域に堆積した。この活動の後、本地域は陸化し風化・侵食・削剝の場となった。

5－2　第二期（最後期中新世－中期鮮新世）

本地域では、最後期中新世に東海湖と呼ばれる淡水湖が生じるまでは陸域であり、侵食作用が卓越し、各地に東海湖基底に示されるような不整合下の地形を生じた。この陸域に東濃地域では小規模な凹地が形成され、小起伏の山地から細粒物質主として粘土が供給されて陶土層が堆積した。この時期では、始めのうち岐阜県の東濃地域や愛知県の瀬戸地域には、瀬戸層群下部の土岐口陶土層・瀬戸陶土層で示される地層が堆積した。この陶土層の堆積は、東海湖の堆積期の初期も継続していた。

いわゆる東海湖は、中新世後期（ 650万年前）に知多半島の南部に生じたもので、この堆積域は、約 500万年前から南西方向あるいは北東方向へ拡大を始めた。この東海湖の最大拡大期には、周辺に見られる丘陵域にまで堆積域が及んだ。東海湖に堆積した地層は一括して東海層群と呼ばれている。東海層群は砕屑性の堆積物からなり、この中にしばしば火山灰層や泥炭層を夾在する。これらの内には広域テフラをかなり含んでいる。いわゆる東海層群を構成する地層としては三重県の奄芸層群、知多半島の常滑層群、名古屋市周辺の東海層群を挙げる事が出来る。

5－3　第三期（中期鮮新世－前期更新世）

本地域には、この時期にも東海湖は存在しており、南東方向から北西方向にむけて堆積の中心が移動し湖域は次第に縮小していった。鮮新世の末期には、三重県の員弁郡の一部の地域を除いて湖域は消滅し、約百万年前までには東海湖の湖域は全て陸化し、浸食の場となった。この時期は、いわゆる三河高原に断片的に残存している準平原の形成期であるもある。

構造運動の特性を見てみるとこの時期には、これまで継続していた東西方向の波曲運動に、南北性の波曲運動が加わるようになり、次第に知多半島や養老山地の輪郭がはっきりするようになる。

5－4　第四期（中期更新世－完新世）

本地域の鮮新世の波曲運動は前期更新世にはほぼ終息し、中期更新世に入るとこれまでとは打って変わって断層地塊運動が卓越するようになる。この断層運動は、桑原（1968）によって猿投変動と呼ばれ、養老－伊勢湾断層・一志断層などの運動が活発になり、幾つかの断層地塊を生じた。この時代は、総じて沈降域としての平野と隆起域としての丘陵域との対立が顕在化した時期である。こうしたローカルな地殻変動と、この頃に顕著となってきた汎世界的な海水準の変動の影響が表れた時代である。

伊勢湾周辺の平野の地下では、中期更新世には厚い海成粘土層と砂礫層との互層が形成された。丘陵域おいては、主として扇状地礫層的性格を有する河成の堆積物が形成された。その頂面付近の土壌は赤色土化を蒙っている。

後期更新世に入ると、最終間氷期の海面上昇期に伊勢湾の各地に中位段丘が形成された。この時期の代表的な地層としては 名古屋の熱田層・知多半島の野間層・岡崎平野の碧海層などが挙げられる。これらの地層に共通の特徴としては次の点を挙げる事ができる。

◆これらの地層の層序は、３つの部分に区分されると言うことである。下位より下部砂礫層・中部シルト層・上部砂層である。地域によっては上部砂層の上に厚い礫層を載せていることもある。また、下部砂礫層と中部シルト層とを一括して下部層とし、上下に大きく二分すると言った層序区分をしている地域もあるが、本質的には同じである。

★これらの地層の基底には、埋没谷の地形が顕著であると言うことである。他に埋没段丘や埋没崖を伴う。

■中部シルト層の上部からは、Anadara granosa、Trisidos kiyonoiなどの暖海性の貝化石を多産する。

最終間氷期の後、海水面は次第に低下してゆき、約２万年のウルム氷期の最盛期には海水準は－80m前後にまで低下した。海水準の間欠的低下に伴い浸食基準面が順次低下し、それに対応して河岸段丘が数段形成された。

気候の急速な回復に伴い、１万年前までに濃尾層が堆積した。約１万年前後に海面の小停滞期があり、延長河川が伊勢湾方向に流入し、いわゆるＨＢＧ（Endo et al、1981）が河床に堆積した。再び海水準は上昇を始め、南陽層を堆積した。三角州の前置層的性格を有する現河川の堆積物は南陽層を軽微な不整合で覆い、木曽川・揖斐川・長良川の木曽三川下流の広大な三角州を構成したのである。

〔文　献〕

愛知県防災会議地震部会編（1981）：愛知県の地質・地盤（資料編その２）［三河部］

赤嶺秀雄（1959）：三重県北部地方の新生代層．資源総合開発研報，１，51-60

赤嶺秀雄（1962）：伊勢湾北部臨海地帯の地質構造．Ⅱ伊勢湾北西臨海部．都市地盤調査報告書第１巻，建設省計画局・愛知県・三重県編，20-32ｐ

赤嶺秀雄・日吉　直（1962）：伊勢湾南部臨海地帯の地盤地質．都市地盤調査報告書第２巻，建設省計画局・三重県編，8-12

赤嶺秀雄・細野　実・久保恭輔（1951）：三重県亀山地方の亜炭を含む第三系（三重県鈴鹿地方の新生代層の研究３）．資源研科学研究所彙報，１９－２１，149-158

赤嶺秀雄・安田敏夫（1955）：三重県北勢地方の第三系．地質学雑誌，６１

足立　守・水谷伸治郎（1971）：美濃帯古生層の sole markings と古流系について．地質学論集，６，39-48

荒木慶雄（1953）：鈴鹿川下流域の新生界（演旨）．地質学雑誌，５９，354

Araki,Y.（1959）：On Some Marine Miocene Mollusca from Mie Prefecture, Japan, Trans.Proc.Paleont.Soc.Japan,N.S.,36

Araki,Y.（1960）：Geology, Paleontology and Sedimentary Structures (including Problemaica) of the Tertiary Formations Developed in the Environs of Tsu City,Mie Prefecture, Japan. Bull.Liberal Arts Dept. Mie Univ.Spec.,1,1-118

荒木慶雄（1980）：津市地盤地質調査報告書．津市，118

荒木慶雄・北村治郎（1963）：三重県関地方の鈴鹿層群．三重大学教育学部研究紀要，２７，89-95

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，２４－２５，508-517

Ikebe,N. and Huzita,K.（1966）：The Rokko movements, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. Quaternaria,８，277-287

石井清彦（1928）：７万５千分の１地質図幅「豊橋」および同説明書．地質調査所，40

石川佳代・太田陽子（1967）：渥美曲隆運動に関する若干の資料．第四紀研究，６，89-92

石田志朗・横山卓雄（1969）：近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題－近畿地方の新期新生代の研究その１０－．第四紀研究，８，31-43

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，１４，85-102

井関弘太郎（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部会

磯見　博（1956）：５万分の１ちし図「近江長浜」および同説明書．地質調査所，51

磯見　博（1958）：静岡県浜名湖北方の古生層．地質調査所月報，９（２）

磯見　博・井上正昭（1972）：浜松地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１図幅），地質調査所,35

伊田一善（1944）：岐阜県恵那郡岩村町付近の第三系．京都大学理学部地質学鉱物学学術報告，３，1-17

糸魚川淳二（1955）：岐阜県岩村盆地の新生代層．地質学雑誌，６１，511-517

Itoigawa,J.（1964）：Quaternary molluscan fauna of the Kozakai mud, Kozakai, Aichi Prefecture, Japan. J.Earth Sci. Nagoya Univ.12,117-127

糸魚川淳二（1971）：知多半島西北部知多町付近の常滑累層－瀬戸層群の研究その２．竹原平一教授記念論文集，83-98

糸魚川淳二（1974）：瑞浪層群の地質．瑞浪市化石博物館研究報告，１，9-42

糸魚川淳二（1975a）：表層地質調査「岡崎」（５万分の１）．土地分類基本調査，愛知県，25-36

糸魚川淳二（1975b）：古瀬戸内の中新統．日本地方地質誌「中部地方改訂版」，朝倉書店，117-144

糸魚川淳二（1975c）：知多半島北西部知多町付近の常滑累層．竹原記念論文集，83-98

糸魚川淳二（1980）：瑞浪地域の地質．瑞浪市化石博物館専報，１，1-50

糸魚川淳二（1984）：表層地質調査「豊橋・田原」（５万分の１）．土地分類基本調査，愛知県，38-59

糸魚川淳二（1985）：表層地質調査「桑名・名古屋南部」（５万分の１）．土地分類基本調査，愛知県，60-81

糸魚川淳二（1986）：表層地質調査「津島・名古屋北部」（５万分の１）．土地分類基本調査，愛知県，57-84

糸魚川淳二（1988）：瑞浪盆地の瑞浪層群．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，117-120

糸魚川淳二・中山　清（1968）：愛知県高浜町産の第四紀貝化石群．Venus,２７，62-75

伊奈治行（1981）：瑞浪層群の化石Ⅰ．可児・瑞浪盆地の植物．瑞浪市化石博物館専報，２，1-20

Ibaraki,M.,Tsuchi,R.and Idota,K.（1984）:Early Miocene planktonic foraminifera from the Morozaki Group in Chita Peninsula, Central Japan. Rep.Fac.Sci. Shizuoka Univ.18,161-171

宇井啓高（1969）：名古屋大学理学部犬山地殻変動観測所，観測坑内のわれ目について．名古屋地学，２４，15-23

Uemura,T.（1961）：Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, Central Japan.J.Earth Sci.Nagoya Univ.,９，394-417

榎並(1988）：三波川帯．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，62-64

Endo,K.,Sekimoto,K.and Takano,T.（1982）：Holocene stratigraphy and Paleoenvironments in the Kanto Plain, Proc.Nat.Sci.,Nihon Univ.,17,1-15

大塚寅雄・近藤善教・佐々木政次・高田康秀・下坂康哉（1964）：常滑市地域頁岩粘土鉱床地質図．同岩相柱状断面図及び説明書．愛知県商工部

岡崎地質調査研究会（1973）：岡崎市の地質．岡崎市・岡崎市教育委員会，113

岡田篤正（1975）：地形分類調査「岡崎」（５万分の１）．土地分類基本調査，愛知県，11-24

岡田篤正（1983）：地形分類調査「岐阜・美濃加茂・瀬戸」（５万分の１）．土地分類基本調査，愛知県，17-43

岡田篤正（1984）：地形分類調査「豊橋・田原」（５万分の１）．土地分類基本調査，愛知県，15-37

岡田篤正（1986）：地形分類調査「津島・名古屋北部」（５万分の１）．土地分類基本調査，愛知県，17-56ｐ．

小川琢治（1919～20）：伊勢の第三紀層に就いて．島津標本時報，6-7

小瀬知常（1929）：知多半島の地形及地質．地学雑誌，４１，338-345

長田敏明(1976)：牧ノ原台地の第四紀地史．関東の四紀　３，41-46

長田敏明（1980）：牧ノ原台地の形成過程．第四紀研究　１９，1-14

貝塚爽平・木曽敏行・町田　貞・太田陽子・吉川虎雄（1964）：木曽川・矢作川流域の地形発達．地理学評論，３７，89-102

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「中部地方の鮮新統及び最新統」，153-161

紺野義夫・糸魚川淳二（1988）：構造発達史の概要と諸問題．日本の地質５「中部地方

Ⅱ」，共立出版，238-242
加藤芳朗ほか（1977）：古土壌．日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」，東京大学出版会
嘉藤良次郎（1955）：愛知県設楽盆地東部の地質構造（設楽盆地の研究、その１）．地質学雑誌，６１，51-61
嘉藤良次郎（1957）：養老山脈南縁の地質構造及び鈴鹿山脈の形成．地質学雑誌，６３，475-484
Kato,Y.（1962）：On the structural development of the Shidara basin.'J.Earth Sci.Nagoya Univ.,10,51-69
嘉藤良次郎（1966）：大府町史（第１篇，第２～４章）．大府町，7-32
嘉藤良次郎・桑原　徹（1967）：名古屋付近の新第三系・第四系，日本地質学会地質見学案内書
嘉藤良次郎・松沢　勲（1951）：知多半島の地質構造（演旨）．地質学雑誌，５７，290-291
嘉藤良次郎・塩崎平之助・柴田　博・伊藤正裕・星野光男（1983）：東海地方新第三系の地質学的・鉱物学的研究．昭和５７年度科研費補助金（一般Ａ）研究成果報告書，名古屋大学，1-25
北崎梅香・日吉　直（1963）：東三河地区の地盤地質．都市地盤調査報告書第４巻，建設省計画局・愛知県，29-41
木村一朗（1968）：三重県松阪市周辺の新生界の地質と地形．愛知教育大学研報，１７，81-92
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「中部地方の鮮新統及び最新統」，1-12
Kimura,I.（1971）:Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay,Japan, Part１. Bull.Aichi Univ.Educ.,２０，165-181
Kimura,I.（1972）:Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay,Japan, Part２. Bull.Aichi Univ.Educ.,２１，125-55
Kimura,I.（1973）:Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay,Japan, Part３. Bull.Aichi Univ.Educ.,２２，109-131
木村一朗（1988）：豊橋平野地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，171-172
木村一朗・竹原平一（1969）：伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位．第四紀研究，８，73-80

木村一朗・細野隆男・中尾宜民・荒井房夫（1983）：伊勢湾西岸地域および渥美半島における姶良Ｔｎ火山灰層と段丘の層位関係（予報）．愛知教育大学研究報告（自然科学），３２，175-186

木村一朗・孫福　正・大西一夫（1965）：伊勢市内の新生代層について．地学研究，１６，239-246

木村一朗・森　一郎・山田　純（1988）：伊勢平野地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，174-176

久野　久（1954）：火山及び火山岩．岩波書店，96

黒田啓介（1958）：渥美半島の洪積統層序並びに地質構造．地学しずはた，１６，38-45

黒田啓介（1966）：天伯原面形成についての一考察．東海大学紀要，２，49-58

桑原　徹（1968）：濃尾盆地と傾動地塊運動．第四紀研究，７，235-247

桑原　徹（1971）：瀬戸層群の堆積相．竹原平一教授記念論文集「中部地方の鮮新統及び最新統」，113-117

桑原　徹（1975）：濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系．地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書，愛知県環境部・愛知県地盤沈下研究会、111-182

桑原　徹（1975b）：濃尾平野の地質構造と地下水盆．中部地方建設局河川部河川計画課，57

桑原　徹（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研究会、67-86

桑原　徹（1980）：伊勢湾周辺の中部更新統－その分布と断層地塊運動－．第四紀研究，１９，149-162

桑原　徹（1982）：西三河地区（矢作古川流域）の地下地質と地盤沈下．地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書第８報，愛知県環境部，95-136

桑原　徹（1985）：濃尾平野の地質構造と地下水盆，中部地方建設局河川部河川計画課，57

桑原　徹・植下　協（1985）：北伊勢地域の地盤地質－地下水盆構成とその境界条件－．地盤沈下に関する調査研究報告書（昭和５９年度），三重県地盤沈下調査会，17-34

桑原　徹・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，２２，111-124

桑原　徹・牧野内　猛（1989）：傾動盆地の特性－濃尾傾動盆地を例として－．地球科

学，４３－６，354-365
沓掛俊夫（1988）：2.6領家帯．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，54-56
建設省国土地理院（1968）：２万５千分の１土地条件図「大垣」・「津島」・「岐阜」・「豊橋」・「田原」・「岡崎」および土地条件調査報告書「中京地域」，166ｐ
建設省国土地理院（1969）：２万５千分の１土地条件図「四日市」・「津」・「松阪」・「伊勢」および土地条件調査報告書「伊勢湾西部地域」，100ｐ
小出　博（1949）：段戸花崗閃緑岩および段戸変成岩類．地団研専報，１，37
Koide,H.（1958）：Dando garanodioritic intrusives and their associated metamorphic complex. Maruzen, Tokyo, 311
Koto,B.（1916）：On the volcanoes of Japan.J.Geol.Soc.Japan,２３，95-127
小林国夫（1967）：テフロクロノロジーと絶対年代決定．第四紀研究，６，186-191
小山正忠・竹原秀雄（1967）：新版標準土色帖．農林水産省農林水産技術会議事務局
近藤直門（1974）：岐阜県多治見市西部のいわゆる古生層中より見出された含紡錘虫石灰岩．日本地質学会第８１年学術大会講演要旨，169
近藤直門（1988）：多治見地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，45-46
近藤善教（1962）：知多半島野間層について．名古屋地学，１７，5-19
近藤善教・木村一朗（1987）：師崎地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１地質図幅），地質調査所,93
近藤善教・志井田　功・嘉藤良次郎・松沢　勲（1956）：知多半島野間貝層に関する２・３の問題（演旨）．地質学雑誌，６２，400
近藤善教・高田康秀（1972）：表層地質調査「豊田」（５万分の１）．土地分類基本調査，経済企画庁，22
斎藤享二（1988）：日本の扇状地．古今書院
斉藤　正次（1955）：５万分の１地質図幅「三河大野」および同説明書．地質調査所，36
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図幅)，地質調査所，64
坂本　亨・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図幅），地質調査所
佐藤　茂・近藤善教（1960）：尾張炭田．日本鉱産誌，Ⅴ－ａ，Ⅳ．３，地質調査所，413-421
Sano,H.（1988）：Permian oceanic-rock of Mino Terrain, central Japan, Part I

chert facies. J.Geol.Soc.Japan, 94, 697-709
佐野弘好（1988）：2.5美濃帯(8)舟伏山地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，46-48
沢井　誠（1979）：設楽北部にみられる大峠陥没盆地．地質学論集，１６，77-85
沢井　誠・設楽団体研究グループ（1987）：設楽層群棚山累層（新称）について．日本地質学会第９４年学術大会講演要旨，181
志井田　巧（1962）：紀伊山地中央部における秩父累帯および日高（四万十）累帯の層位学的構造地質学的研究．名古屋大学教養部紀要（Ｂ），６，1-58
Shikama,T.and Kase,T.（1976）:Molluscan Fauna of the Miocene Morozaki Group in the Southern Part of Chita Peninsula, Aichi Prefecture, Japan, Sci,Rept. Yokohama National Univ.,Sec.Ⅱ,23,1-25
式　正英（1963）：東三河地区の微地形．都市地盤調査報告書第４巻，建設省計画局・愛知県，10-28
設楽団体研究グループ（1979）：鳳来寺山南部の新第三紀層について．地質学論集，１６，63-75
柴田　博（1967）：三重県中部の中新統一志層群．地質学雑誌，７３，337-346
柴田　博（1988）：3.知多半島地域－師崎層群．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，125-126
柴田　博・伊奈治行・浅井孝一・石黒泰宏・磯部克巳・伊奈紀代美・岩田順子・大沢正吾・大脇正直・神取初義・柴田浩治・柴田律子・田口一男・夫馬政承（1977）：愛知県設楽盆地の中新世貝類及び植物化石．瑞浪市化石博物館研究報告，４，61-71
Shibata,H.（1977）：Miocene Mollusks from the Southern Part of Chita Peninsula, Central Honshu, Bull.Mizunami Fossil Museum.no.4,45-53
柴田　博・伊奈治行（1988）：4.3瀬戸内区の中新統(3)三河地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，121-123
杉崎隆一・柴田　賢（1961）：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．地質学雑誌，６７，427-439
鈴木好一（1962）：伊勢湾北部臨海地帯の地盤地質．都市地盤調査報告書第１巻，建設省計画局・愛知県・三重県編，33-40
鈴木好一・日吉　直（1962）：伊勢湾南部臨海地帯の地質構造．都市地盤調査報告書第２巻，建設省計画局・三重県編，4-7
鈴木好一・細野　実・久保恭輔（1948a）：三重県鈴鹿郡加太地方の石炭を含む第三系

について．資源科学研究所彙報，１２，33-36
鈴木好一・細野　実・久保恭輔（1948b）：三重県鈴鹿郡関地方の石炭を含む第三系．地質学雑誌，５４，50-55
鈴木好一・細野　実・久保恭輔・中世古幸次郎（1948c）：三重県関町地方の夾炭第三系について（演旨）．地質学雑誌，５３，80-90
鈴木好一・吉田徹也（1963）：総説．都市地盤調査報告書第４巻，建設省計画局・愛知県，1-9
鈴木好一・吉田徹也（1965）：衣浦地区の地盤総説．都市地盤調査報告書第９巻，建設省計画局・愛知県，1-5
鈴木好一・赤嶺秀雄・荒木春規（1967）：地盤地質．北伊勢地盤沈下調査報告書，北伊勢地盤沈下調査会，75-118
鈴木重人（1961）：愛知県知多半島産凝灰岩中のクリノプチロルフッ石．岩鉱，４５，14-16
Suzuki,J.（1961）：Clinoptilolite in the Miocene tuffs and thermal properties of them from the Chita Peninsula,Aichi pregecture. Bull.Aichi Gakugei Univ. 10,137-150
鈴木重人（1984）：伊勢湾周辺中新統中の沸石岩．愛知教育大学研究報告，第２３輯（自然科学），129-149
関根　清（1984）：地形分類調査「岐阜」（５万分の１）．土地分類基本調査，岐阜県，8-17
髙田康秀・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
滝本　清（1935）：三重県一志郡地方の新生界．地球，２３，6-18
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，45-50
竹原平一・木村一朗（1962）：伊勢湾西岸の段丘と第四系（予報）．第四紀研究，２，188-195
竹原平一・森下　晶・糸魚川淳二（1961）：名古屋港の地盤．名古屋港管理組合，36
竹村恵二（1988）：4.4東海層群(4)奄芸層群1)伊勢北部地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，136-137
竹山謙三郎（1962）：総説．都市地盤調査報告書第１巻，建設省計画局・愛知県・三重県編，1-4
竹山謙三郎・鈴木好一（1962）：総説．都市地盤調査報告書第２巻，建設省計画局・三

重県編，1-3
土　隆一（1960）：渥美半島周辺の第四系の地史学的諸問題．第四紀研究，１，193-211
土井健太郎（1983）：師崎層群内海累層の層序と年代について．ＮＯＭ，１０，14-21
東海地方第四紀研究グループ（1969）：東海地方の第四系．地団研専報１５「日本の第四系」，299-318
徳永重元・尾上　亨（1960）：岐阜県美濃炭田土岐・可児両地区ならびに天草・三池両炭田における主炭層の古植物学的研究報告．地質調査所月報，１１，577-584
仲井　豊（1970）：愛知県三河地方の花崗岩類．地球科学，２４，139-147
仲井　豊・竹内昭次・菅沼　剛・太田修司・坂本英二・山本信夫・内田義和（1985）：岡崎市の地形・地質の生い立ち．新編岡崎市史，自然１４，岡崎市，209
中尾宜民（1982）：渥美半島渥美湾岸に発達する更新統について．愛知教育大学専攻課論文
永田　聡（1986）：東海地方の地下水．日本の地下水，農業用地下水研究グループ，491-508
中村新太郎（1926）：地理教材としての地形図（第１９）．地球，５，156-164
名古屋グループ（1969）：伊勢湾周辺の第四系．地団研専報１５「日本の第四系」，319-329
名古屋通商産業局総務部開発業務課（1981）：濃尾平野地下水理調査報告．工業用水，２７４，14-52
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，１４，161-183
納富重雄（1929）：７万５千分の１地質図福「設楽」および同説明書．地質調査所，49
桑　好利（1967）：三重県菰野地方の新生代層．資源綜合開発研究所研報，４，77-107
畠山　明・春日　昭・桑原　徹（1979）：木曽川河口における600mボーリング（Ｉ）層序．日本地質学会第８６年学術大会講演要旨，76
Hayasaka,S.（1961）：The geology and paleontology of the Atsumi Peninsula, Aichi Prefecture, Japan. Sci.Rept.Tohoku Univ.,ser.2,３３,1-103
Hayasaka,S. and Iwai,T.（1960）：Remarks on a Pliestocene marine fauna from Chita Peninsula, Aichi Prefecture, Japan. Jour.Geol.Sci.Japan,66,35-360
林　唯一（1957）：知多半島の中新統中の砂岩岩脈．愛知学芸大学研究報告，第６輯（自然科学），69-76

Hayashi,T (1960) ：Miocene plastic deformation, a sedimentary structure observed along the northeast coast of Himakashima, Chita-Gun, Aichi prefecture, Japan. Japan.Jour.Geology and geography.31,1-8

林　唯一（1971）：愛知県佐久島の中新統中のQuake Sheet. 愛知教育大学研究報告，第２０輯（自然科学），193-201

Hayashi,T.and Iwai,T (1959) ：A sedimentary Structure in the Kumura Formation (Miocene), Chita Peninsula, Aichi Prefecture. Japan.Jour.Geogr.,30,195-200

林　唯一・象　浩一・杉江邦一（1955）：愛知県知多半島の中新統について（演旨）. 地質学雑誌，６１，360

林　唯一・三浦幸伸（1973）：岡崎市南部の新生代層. 愛知教育大学研究報告（自然科学）. ２２，133-149

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

Huzita, K. (1962) ：Tectonic development of the median zone (Setouchi)of Southwest Japan, since the Miocene, with special reference to the characteristic structure of central Kinki area, J.Geosci.Osaka City Univ.,６，103-144

藤田和夫（1968）：六甲変動，その発生前後－西南日本の交差構造と第四紀地殻変動－. 第四紀研究，７，248-260

藤田和夫・生越　忠（1950）：岐阜県瑞浪町北方の新生代層の岩相的分類－濃尾地方新生代層の地質学的研究（第一報）－. 地質学雑誌，５６，481-492

藤本治義・鹿沼茂三郎・狩郷久義（1962）：飛騨山地の上部古生界について. 飛騨山地の地質研究，44-70，飛騨山地の地質研究会

古川博恭（1972）：濃尾平野の沖積層－濃尾平野の研究その１－，地質学論集，７，39-59

Blow,W.H. (1969) ：Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.Proc.1st,Intern,Conf.Planktonic Microfossils,Geneva,199-422

牧野内　猛（1975）：知多半島南部の武豊層. 地質学雑誌，８１，185-196

牧野内　猛（1976）：知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺の構造運動. 地質学雑誌，８２,311-325

Makinouchi,T. (1979) ：Chita Movements, the tectonic movements proceding the Quaternary Rokko and Sanage Movements, Mem.Fac.Sci.Kyoto Univ.,ser.Geol.Mineral.,４６，61-106

牧野内　猛（1980）：知多半島中・南部の第四系．軽石学雑誌，６，27-40
牧野内　猛（1985）：知多半島武豊丘陵の中部最新統武豊層ー層序・地質構造の改訂と高位段丘層の再検討ー．地質学雑誌，９１，141-153
牧野内　猛（1988）：東海地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，162-164
牧野内　猛（1988ｂ）：岡崎平野地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，169-171
牧野内　猛・壇原　徹・磯田邦彦（1983）：伊勢湾東半部の東海層群と関連層のフィッション・トラック年代．地質学雑誌，８９，257-270
槇山次郎（1950）：中部地方，朝倉書店，233
槇山次郎・森下　晶・糸魚川淳二（1975）：日本地方地質誌　中部地方（改訂版）．朝倉書店，451
町田　洋・鈴木正男（1971）：火山灰の絶対年代と第四紀後期編年の試み．科学，４１，263-270
町田　貞・大倉陽子（1960）：豊川中・下流の段丘地形．地理学評論，３３，551-563
町田　貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之（1962）：矢作川下流地域の地形発達史．地理学評論，３５，505-524
松井　健・加藤芳朗（1962）：日本の赤色土壌の生成時期・生成環境に関する二、三の考察．第四紀研究，２，161-179
松井　寛（1943）：三重県四日市・桑名地方の地質．京都大学理学部地質学鉱物学学術報告，２，1-11
松沢　勲・植村　武（1957）：知多半島北西部地質図．半田市付近地質図．愛知県
松沢　勲・嘉藤良次郎（1954）：名古屋付近の地質．同地質図，愛知県，35
松沢　勲・嘉藤良次郎（1961）：豊橋市域の地質．豊橋市，4-7
松沢　勲・嘉藤良次郎・桑原　徹・木村敏雄・植村　武・都築芳郎（1960）：猿投山南西部の地質ー特に陶器原料粘土の地質ー．愛知県知多古窯跡群（附篇Ⅱ），愛知県教育委員会，35
松沢　勲・嘉藤良次郎・諏訪兼位・宮川邦彦・桑原　徹（1963）：渥美湾東部臨海地域の地盤構成．都市地盤調査報告書第４巻付録東三河地区地質説明書，建設省計画局・愛知県，18
松沢　勲・嘉藤良次郎・北崎梅香・進藤義武（1965）：衣浦地区の地質構造および地盤地質．都市地盤調査報告書第９巻，建設省計画局・愛知県，16-31
松沢　勲・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，14-39
松沢　勲・近藤善教・植村　武（1962）：知多半島北部地質図．愛知県教育委員会
松田博幸（1969）：知多半島の地形発達．東北地理，２１，5-16
三木　茂（1948）：鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フロラについて．鉱物と地質，ser.９，3-144
水野秀明（1984）：豊川流域の河成段丘について．日本第四紀学会講演要旨集，１４，109-110
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），地質調査所,49
宮村　学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川　旭（1981）：亀山地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１図幅），地質調査所，128
籾倉克幹（1986）：東海地方の地下水概要．日本の地下水，農業用地下水研究グループ，479-491
森　一郎（1970）：三重県中部の古期第四系（とくにその供給源）．名古屋地学，２６－２７，2-12
森　　忍（1971）：名古屋市東部の瀬戸層群矢田川累層．地質学雑誌，７７，635-644
森　　忍（1980）：濃尾平野下の熱田層のケイソウ群集．瑞浪化石博研報，７，73-83
森　　忍（1988）：東海層群．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，133-134
森山昭雄・小沢　恵（1972）：矢作川流域の沖積平野の地形と沖積層について．第四紀研究，１１，198-207
森山昭雄（1974）：地形分類調査「愛知県」．土地分類図（２０万分の１），経済企画庁，7-10
Yabe,H.（1921）：Recent stratigraphical and structure in the northwestern Chubu district,Japan as derived from the Tedori-River quarry blasts.Bull. Dias.Prev.Res.Inst.Kyoto Univ.,３０，31-52
山縣　毅・佐野弘好（1987）：岐阜県舟伏山南方の後期ジュラ紀混在岩層１，とくに緑色岩の産状．日本地質学会第９４年学術大会講演要旨，247
山田　純（1953）：南勢の新生界．三重大学学芸学部教育研究所研究紀要，３３，193-197
山田　純（1988）：表層地質調査「桑名」．土地分類基本調査（５万分の１），三重県，21-25
山田　純・森　一郎（1970）：三重県における水沢扇状地について．三重大学教育学部

研究紀要，２１，13-17

Yoshida,S.（1963）：Stratigraphy and petrography of the Miocene Kani Group in the western part of the Kani Basin,Gifu Pref.(1).Bull.Aichi Univ.Educ., (Nat.Sci.),１２，61-80

吉田史郎（1983）：三重県四日市市周辺の扇状地・段丘ーとくに中位段丘（御館・坂部段丘）の形成時期についてー．地質調査所月報，３４，497-511

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図幅)，地質調査所，81

吉田史郎（1987）：津東部地域の地質．地域地質研究報告(５万分の１図幅)，地質調査所，72

吉田史郎（1988）：4.4東海層群(4)奄芸層群1)伊勢南部地域．日本の地質５「中部地方Ⅱ」，共立出版，137-140

吉田史郎・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図幅），地質調査所，98

領家研究グループ（1972）：中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係．地球科学．２６，205-216

脇田浩二（1984）：八幡地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１地質図福），地質調査所，84