

地下水マップ附属説明書

(伊勢湾周辺地域)

平成 2 年 3 月

国土庁土地局

目 次

I 地下水マップの概要	
1. 目 的	1
2. 調査方法	1
3. 内 容	1
II 総 論	
1. 地下水マップの対象範囲	5
2. 伊勢湾周辺地域の地形・地質	7
(1) 地 形	7
(2) 地 質	20
(3) 地下地質	42
3. 伊勢湾周辺地域の水文気象	55
III 各 論	
1. 水文地質	57
(1) 水文地質区分	57
(2) 帯水層分布	59
(3) 水文地質的基盤	61
(4) 比湧出量	66
2. 地下水位	67
(1) 観 測 井	67
(2) 地下水位	71
3. 地下水の水温・水質	77
3-1 濃尾平野・伊勢平野北部	77
(1) 水 温	77
(2) pH	78
(3) 電気伝導度	78
(4) 塩素イオン	84
(5) 水質組成	84
(6) 塩水化の機構	88
(7) 流動に伴う水質変化	88

(8) トリチウム	92
3-2 伊勢平野中部・南部	97
(1) 水 温	97
(2) pH・電気伝導度	100
(3) 溶存成分	100
4. 地下水利用	107
(1) 深井戸分布	107
(2) 地下水湧水量	108
(3) 自噴区域	111
5. 地盤変動状況	112
(1) 地盤沈下	112
(2) 海面下の範囲	114
6. 地下水の保全	116
(1) 地下水に関する規制状況	116
(2) 地下水涵養施設	116

資 料

1. 観測井一覧表	119
2. 主要な観測井の概要及び柱状図	125
3. 参考文献	135

I 地下水マップの概要

I 地下水マップの概要

1. 目的

国土調査は、国土の開発及び保全並びにその利用の高度化に資するため、国土の実態を科学的且つ総合的に調査することを目的としている。

地下水調査については、昭和27年度以来4回の地下水調査を実施し、地下水資料台帳を作成してきた。

本マップは、地下水が高度に利用され、情報の整備や調査・研究が行われてきている濃尾平野を中心とした伊勢湾周辺地域について、これまでの地下水調査の成果のほか、地質情報、水質、地盤沈下状況等、既存の調査資料を収集整理し、地図としてとりまとめ、今後の地下水の適正な利用と保全に資することを目的とするものである。

2. 調査方法

本マップの作成に当たっては、各種収集資料の解析、編集を中心として進め、補完現地調査を行った。

また、マップの表示項目、表示内容、本説明資料の内容等については、下記の地下水マップ作成検討委員会で検討の上、定めた。

地下水マップ作成検討委員会

委員長	高村弘毅	(立正大学文学部教授)
委員	田中正	(筑波大学地球科学系講師)
"	長沼信夫	(駒沢大学文学部教授)
"	榎倉克幹	(農林水産省構造改善局資源課農村環境保全室長)
"	森和紀	(三重大学教育学部教授)

3. 内容

地下水マップの表示内容は表I-1-1のとおりである。

表 I-1-1 地下水マップ表示内容一覧表

図番号	項 目	内 容																																												
その 1	<p>1. 水文地質区分</p> <p>2. 東海層群及びその相当層の上 面等高線</p> <p>3. 被圧帯水層上面等高線</p> <p>4. 可能涵養量等値線</p> <p>5. 降水量・気温観測地点</p>	<p>地層の時代区分，地形区分，地下水の採取状況により下記の凡例で表示した。</p> <table border="1" data-bbox="618 471 1153 1205"> <thead> <tr> <th></th> <th>水文地質区分</th> <th>形成年代</th> <th>地形面</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td> <td>砂 泥</td> <td>—</td> <td>埋立地・干拓地</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>砂，泥がち堆積物</td> <td>完新世</td> <td>三角州</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>砂，泥がち堆積物</td> <td>完新世</td> <td>自然堤防帯</td> </tr> <tr> <td>4</td> <td>礫がち堆積物</td> <td>完新世</td> <td>扇状地</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>砂がち堆積物</td> <td>更新世後期</td> <td>低位・中位段丘</td> </tr> <tr> <td>6</td> <td>礫がち堆積物</td> <td>更新世後期</td> <td>低位・中位段丘</td> </tr> <tr> <td>7</td> <td>砂がち堆積物</td> <td>更新世中期</td> <td>高位段丘</td> </tr> <tr> <td>8</td> <td>礫がち堆積物</td> <td>更新世中期</td> <td>高位段丘</td> </tr> <tr> <td>9</td> <td>シルト・砂・礫等</td> <td>鮮新世～更新世前期</td> <td>丘陵地（東海層群及びその相当層）</td> </tr> <tr> <td>10</td> <td>固結岩類，火成岩類・石灰岩</td> <td>二疊紀～中新世前期</td> <td>山地，山脈</td> </tr> </tbody> </table> <p>東海層群及びその相当層を水文地質的基盤として扱い，等高線で表示した。</p> <p>主要な帯水層である第 1 及び第 3 帯水層を等高線で表示した。</p> <p>（降水量 P - 蒸発散量 E）（単位：mm / 年）を等値線で表示した。</p> <p>可能涵養量算出の基礎とした降水量・気温観測地点を表示した。</p>		水文地質区分	形成年代	地形面	1	砂 泥	—	埋立地・干拓地	2	砂，泥がち堆積物	完新世	三角州	3	砂，泥がち堆積物	完新世	自然堤防帯	4	礫がち堆積物	完新世	扇状地	5	砂がち堆積物	更新世後期	低位・中位段丘	6	礫がち堆積物	更新世後期	低位・中位段丘	7	砂がち堆積物	更新世中期	高位段丘	8	礫がち堆積物	更新世中期	高位段丘	9	シルト・砂・礫等	鮮新世～更新世前期	丘陵地（東海層群及びその相当層）	10	固結岩類，火成岩類・石灰岩	二疊紀～中新世前期	山地，山脈
	水文地質区分	形成年代	地形面																																											
1	砂 泥	—	埋立地・干拓地																																											
2	砂，泥がち堆積物	完新世	三角州																																											
3	砂，泥がち堆積物	完新世	自然堤防帯																																											
4	礫がち堆積物	完新世	扇状地																																											
5	砂がち堆積物	更新世後期	低位・中位段丘																																											
6	礫がち堆積物	更新世後期	低位・中位段丘																																											
7	砂がち堆積物	更新世中期	高位段丘																																											
8	礫がち堆積物	更新世中期	高位段丘																																											
9	シルト・砂・礫等	鮮新世～更新世前期	丘陵地（東海層群及びその相当層）																																											
10	固結岩類，火成岩類・石灰岩	二疊紀～中新世前期	山地，山脈																																											

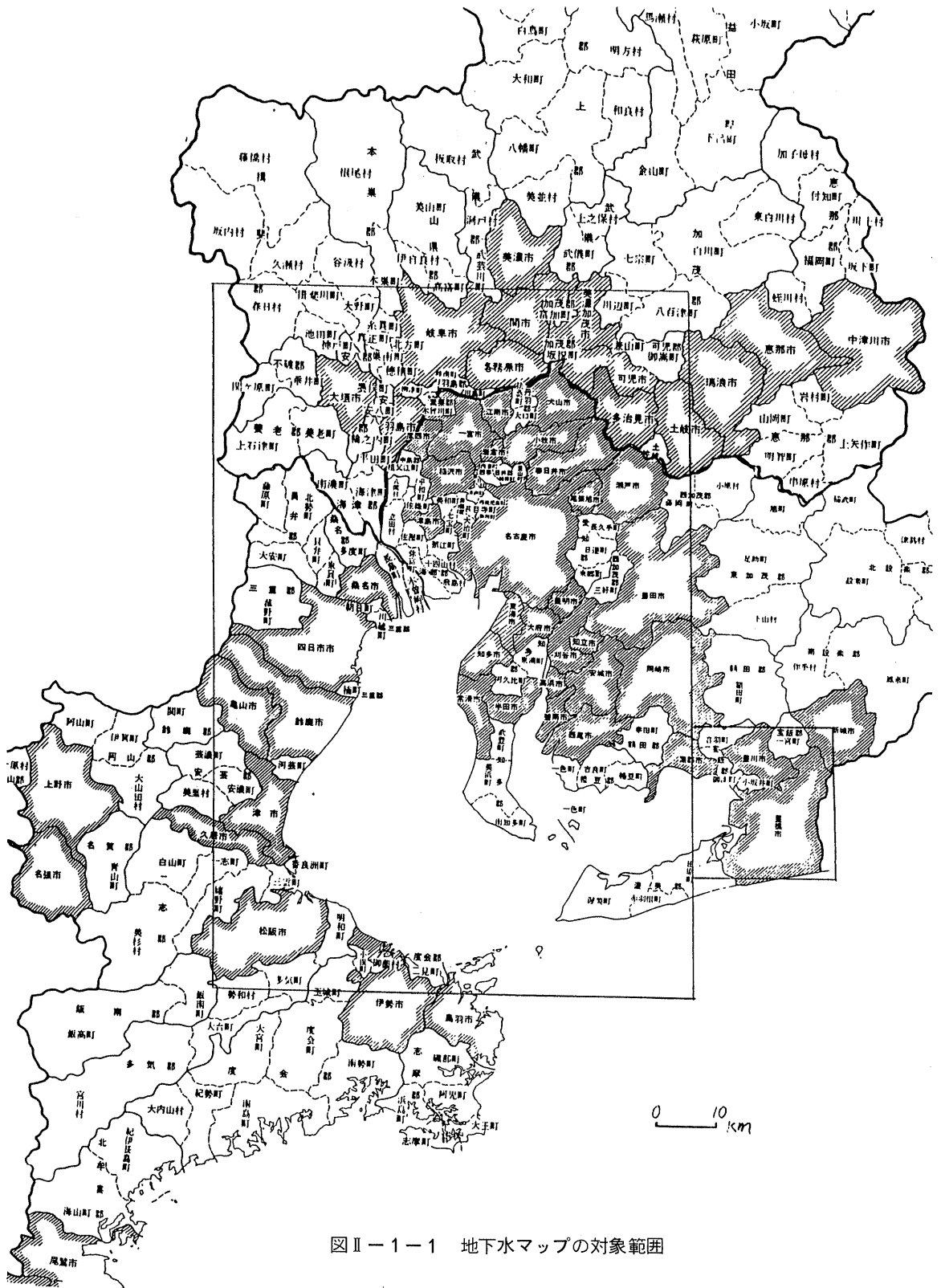
図番号	項 目	内 容
その 2	1. 比湧出量分布 2. 深井戸分布 3. 地下水位等高線 4. 地下水水質 5. 地下水位常時観測井位置	<p>三次メッシュ毎にメッシュ内の井戸の最大比湧出量 ($\text{m}^3 / \text{Day} \cdot \text{m}$) について表示した。</p> <p>井戸深度が 30 m 以上の深井戸の位置を, その用途別に表示した。</p> <p>被圧地下水位の年平均値を帯水層 (第 1 ~ 第 3 帯水層) 別に等高線で表示した。</p> <p>80 地点の地下水水質の観測値をパターンダイアグラムにより表示した。</p> <p>地下水位常時観測井の位置を表示した。</p>
その 3	1. 地下水利用高 2. 地下水塩水化区域 3. 地盤沈下累積等値線 4. 自噴区域 5. 海面下の範囲	<p>市区町村別の 1 日当り地下水揚水量 (工業用水, 水道用水, 農業用水 (5 月 ~ 10 月の平均値) の合計) を各市区町村の行政単位面積で除し, 揚水強度 (mm / Day) により表示した。</p> <p>塩素イオン濃度 $200 \text{mg} / \text{l}$ 以上の区域を表示した。</p> <p>昭和 39 年度から 49 年度, 昭和 49 年度から 59 年度までの 2 期間の地盤沈下累積値を表示した。</p> <p>自噴区域の変遷を 1930 年代, 1958 年頃, 1975 年頃, 1988 年現在の 5 期について表示した。 なお, 四日市地区は現況とした。</p> <p>標高 0 m の範囲と大潮における平均満潮位 ($+1.2 \text{m}$) 及び大潮における平均干潮位 (-1.4m) を表示した。</p>

II 総論

Ⅱ 総 論

1. 地下水マップの対象範囲

地下水マップ（伊勢湾周辺地域）の対象範囲は、愛知県、岐阜県及び三重県の平野部を包含する北緯34度27分から35度30分，東経136度24分から137度15分の範囲を地下水マップの図郭とする（図Ⅱ-1-1参照）。本マップの作成に用いた基図の縮尺は，10万分の1とし，等高線は20m間隔とした。

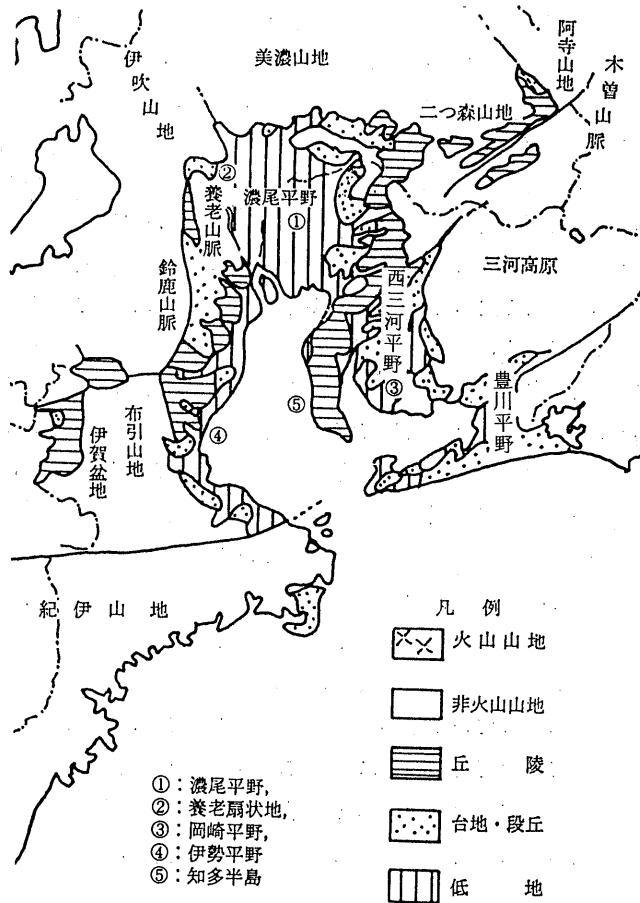


図Ⅱ-1-1 地下水マップの対象範囲

2. 伊勢湾周辺地域の地形・地質

(1) 地形

伊勢湾周辺地域の地形は、大きくみると伊勢湾を取り巻くようにして分布する山地・丘陵地・台地・低地から構成される。本地域の東部は、三河高原・木曾山地・阿寺山地などによって東海地方中央部と画されており、西部は布引山地・鈴鹿山地・養老山地・伊吹山地などによって近畿地方と画されている。南部には、ENE-WSW走向の中央構造線が走っており、西南日本を2分している。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Ⅱ-2-1参照)。また、本地域は、養老山地の東部を通る養老断層とこれに続く知多半島の西部を走る伊勢湾断層によって大きく2分される。(図Ⅱ-2-2)

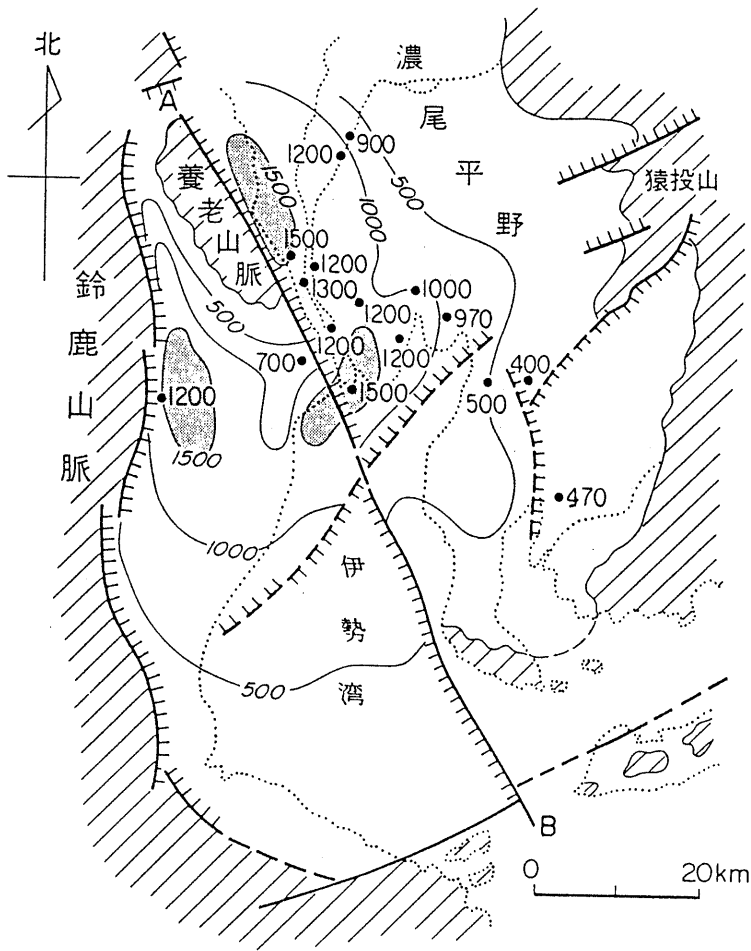


図Ⅱ-2-1 東海地方の地形と主要地下水区

(梶倉 (1986) を一部改変)

伊勢湾周辺にみられる平野は、台地・低地が広い面積を占め、丘陵地は西部と東部の台地の背後にみられる。伊勢平野と濃尾平野は養老山地によって隔てられ、濃尾平野と西三河平野は知多半島の丘陵地によって隔てられている。また、西三河平野と豊川平野は三河高原によって隔てられている。西三河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・木曾川・長良川・揖斐川・鈴鹿川・雲出川・榑田川・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である木曾川は、長良川・揖斐川とともに河口部に大きな三角州（蟹江三角州）を形成する。その他の諸川はいずれも規模が小さく、河口部には、小規模な三角州があるにすぎない。



図Ⅱ-2-2 東海湖盆域の現在までの沈降量と第四紀に活動した断層

●：深層ボーリング，数字は東海層群基底の深さ(m)
A-B：養老-伊勢湾断層

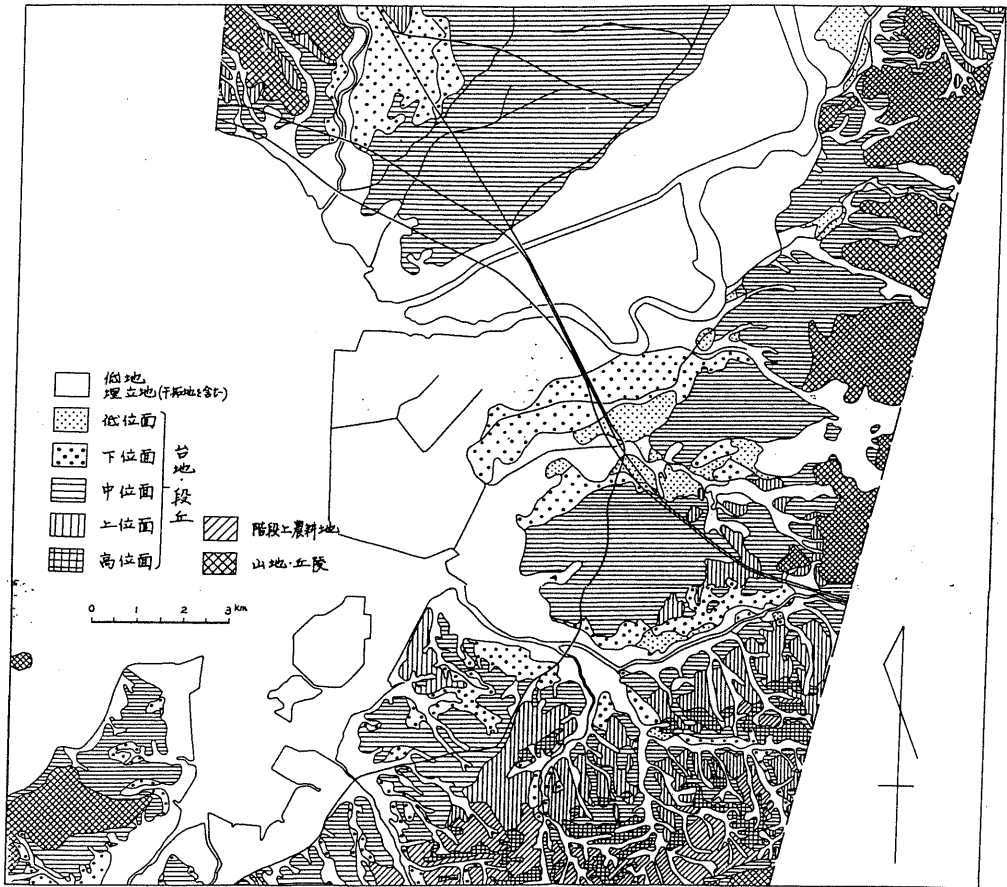
(坂本ほか, 1984)

① 豊川平野

豊川の流域には、中・下流部に河岸段丘が良く発達しており、この河岸段丘については町田・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Ⅱ-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(上流に向かって新城面に収斂する)、石田面(豊橋面とも呼ばれる)、及び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、古期の扇状地の開析されたもので、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北方にむかって傾動し、小坂井面に連続している。この小坂井面は豊川下流に向かって傾いている。本面は豊川の河口付近で沖積面下に伏没して



図Ⅱ-2-3 豊川平野周辺の台地・段丘の分類・対比図

(国土地理院, 1968)

おり、渥美湾内の埋没段丘面に連続している。

低位段丘面は石田面または豊橋面とよばれ、侵食段丘で豊川下流部で沖積面下に伏没し、いわゆる沖積層の基底面へと連続しているようにみうけられる。

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

② 西三河平野

本平野は岡崎平野とも呼ばれ、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、段丘面の発達がよく、上位より下位に三好面・拳母面・碧海面・低位段丘面・沖積面に区分されている(図Ⅱ-2-4参照)。

三好面と拳母面は豊田台地に良く発達しているが、三好面は開析がかなり進んでおり原面の保存はよくない。拳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、拳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。この台地をきざむ小河川沿いには低位段丘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が良く見られる所となっている。

③ 濃尾平野

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、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縁辺部には丘陵地・台地がよくみられる(図Ⅱ-2-5参照)。

濃尾平野東部の丘陵は尾張丘陵と呼ばれる地域であるが、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。標高は60~80m程度で、尾根が複雑に分岐している。

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事ができるが、開析が著しく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、海拔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よんだ。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、

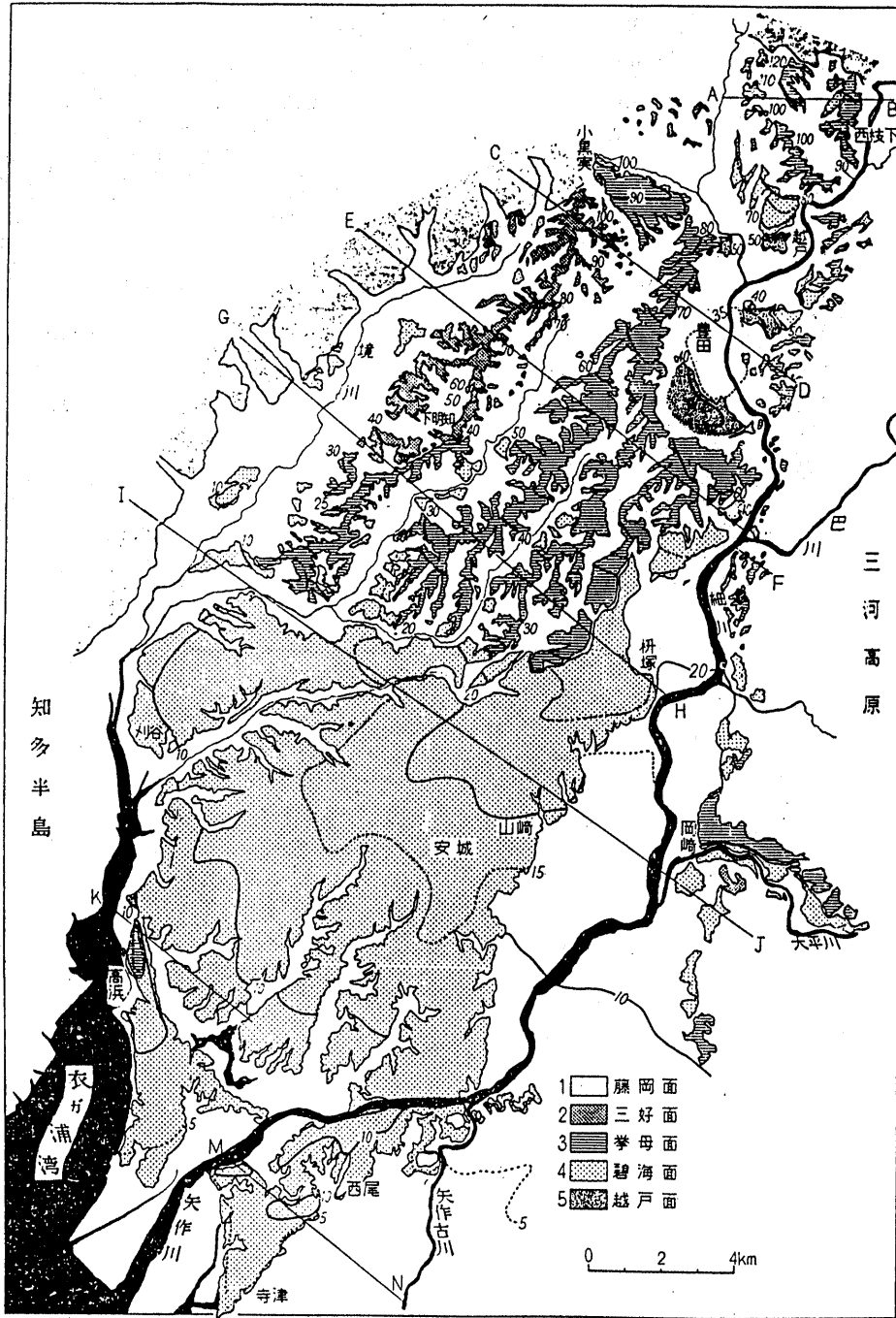
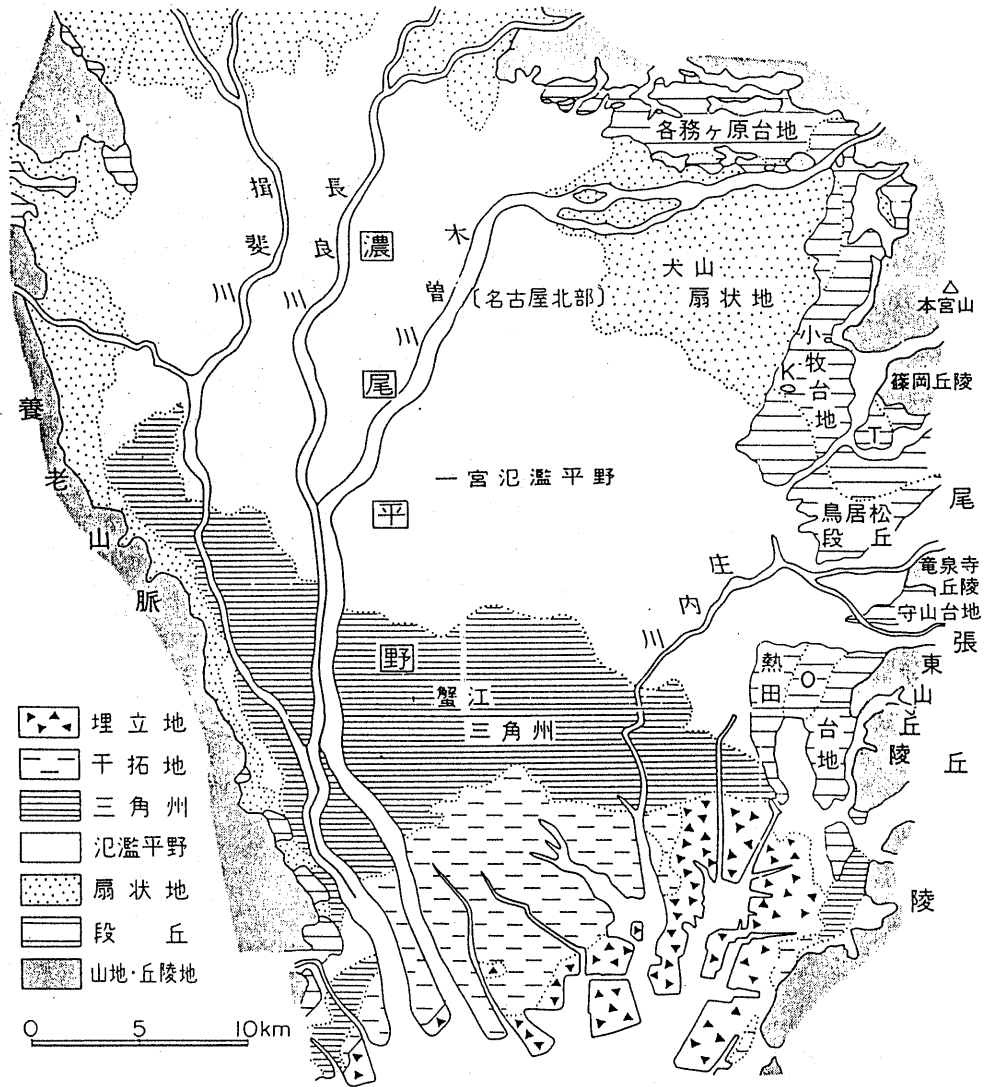


图 II - 2 - 4 西三河平野地形面分類图

(町田・太田・田中・白井, 1962)



図Ⅱ-2-5 濃尾平野の地形概念図

K：小牧山，T：田楽台地，O：大曾根凹地
 (坂本ほか，1984)

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。

本平野には数段の段丘地形がみられるが、これらは上位より下位に、八事面（春日井台地の上末面・高位段丘Ⅰ面—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（春日井台地の大曾根面）、鳥居松面（春日井台地の矢田川

面)に区分されている。

高位段丘に属する八事面・覚王山面は、開析がかなり進んでおり、段丘の原面はわずかに保存されているにすぎない。中位・低位の段丘群は春日井・小牧・濃尾東縁の各台地によく見られる。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西三河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覆没する。

濃尾平野の大部分を占める沖積低地は、木曾川・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は、扇状地、氾濫原、三角州である。

木曾川の形成した扇状地は、犬山市付近に扇頂があるので犬山扇状地とよばれている(国土地理院, 1968)。本扇状地には扇頂から放射状に延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曾川の分流ないしは支流であった(岡田, 1986)。扇頂付近では海拔約45mであるが、扇端部では海拔11-12m程度となる。扇面は西ないし南西に向かって広がり、その差し渡し延長は約12kmに達する。なお、扇面の傾斜は約3パーミルで、かなり緩傾斜である。

犬山扇状地の扇端より南にひろがる氾濫原は、尾張低地または一宮氾濫原とよばれ、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。

蟹江三角州は、津島市一海部郡美和町一同大治村堀之内を連ねる線を北縁とし、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、条理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)。

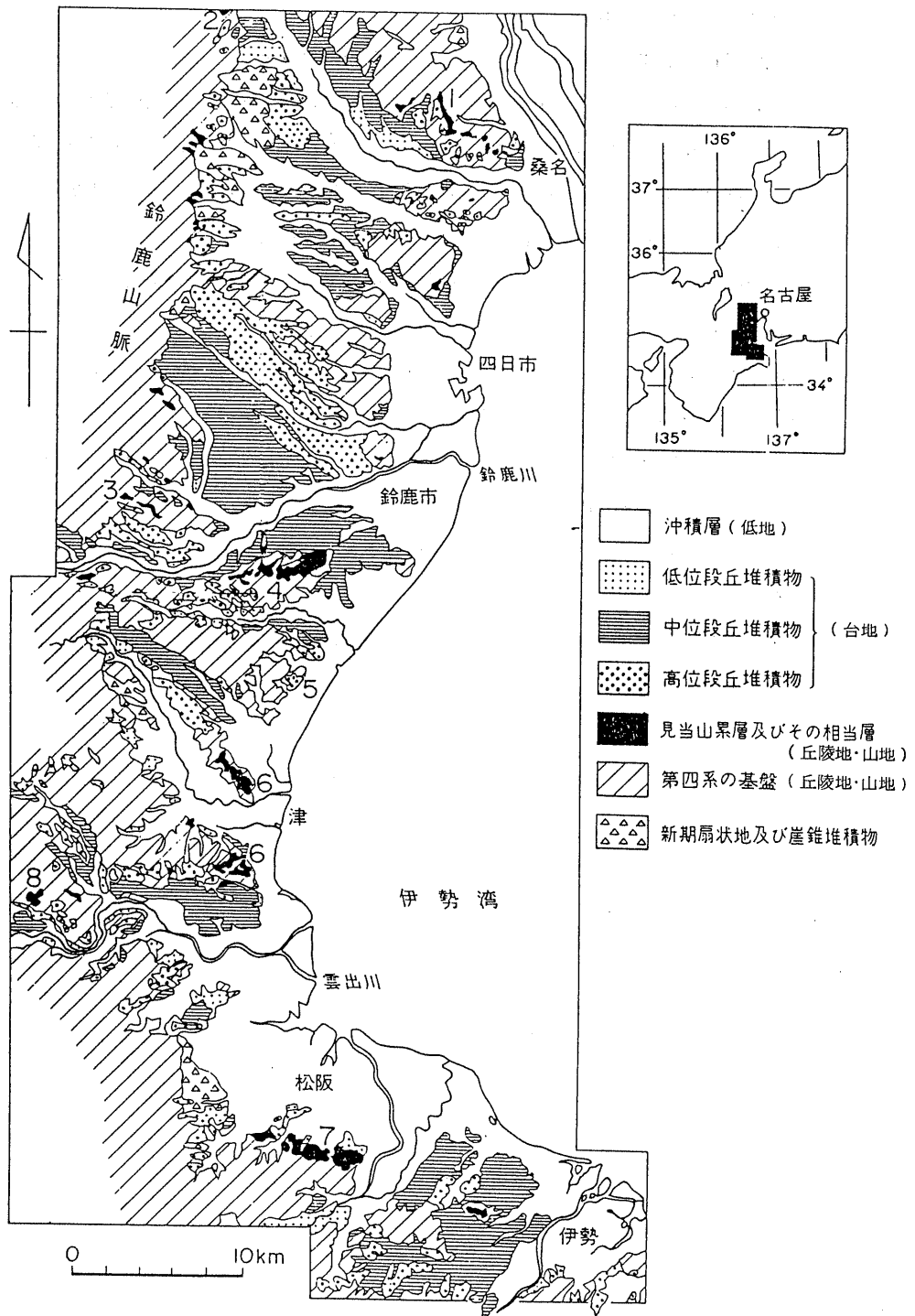
④ 伊勢平野北部

伊勢平野北部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、NNW-SSE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-藤原岳の方向、日本コバ-釈迦ヶ岳の方向、雨乞岳-御在所山の方向はこの方向である。

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、安濃川などの形成する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成り立っている(図II-2-6参照)。

この地域には、山地と平野とに挟まれて鮮新-更新統の東海層群(奄芸層群)からなる員弁丘陵と四日市丘陵が分布する。これらの丘陵の標高はほぼ300m以下であり、岐阜県関ヶ原から三重県松阪市付近まで約100kmにわたってみられる。

員弁丘陵は、養老山地を取り巻くように分布し、NW-SE方向の帯状の配列を示しており、



図Ⅱ-2-6 伊勢湾西岸の段丘区分図

(木村・竹原, 1969に一部加筆)

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

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。本丘陵は、養老山地—鈴鹿山地間の地溝状の凹地にみられ、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。

四日市丘陵は伊勢湾に注ぐ員弁川・鈴鹿川などの諸川によっていくつかのブロックに分断されている(図Ⅱ-2-7参照)。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。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。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考えられている。

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く、これらの各河川ぞいに河成段丘は顕著に見られる。

水沢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ことを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”をの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—褐色土がのっている。

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にしては原面の保存がよく、僅かに開析されているのみであるという。

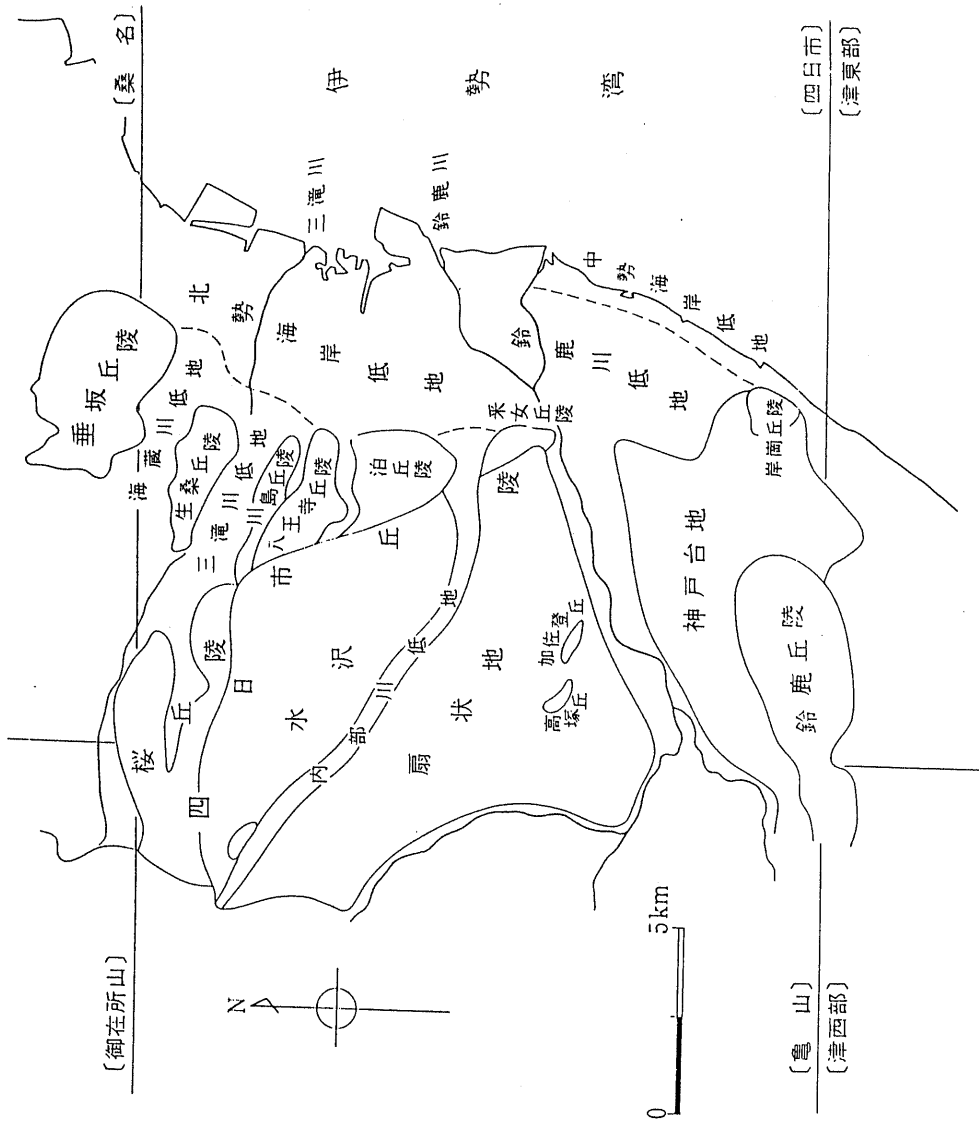
中位段丘面(扇状地面)は前者よりも更に保存がよく、僅かに鈴鹿川の支流によって開析されているに過ぎない。

神戸台地は鈴鹿川の右岸に広がる台地で、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覆没するが、海底へと連続し千代崎海岸沖の台地状の地形につながるという(吉田, 1984)。

伊勢平野北部にみ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。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・水沢中期扇状地面である。中部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古赤色土をのせているが低位段丘ではこれは見られない。

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みられ、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たものであるという(赤嶺, 1962; 吉田, 1984)。伊勢湾に注ぐ中小の河川沿いには幅1km前後の氾濫低地がみられる。内部川には自然堤防の発達もみられ、天井川となっている。そのほか、鈴鹿川・天白川・足見川等には氾濫・谷底平野が見られる。



図II-2-7 「四日市」図幅地域の地形区分概略図

(建設省国土地理院, 1969を参考にして作成)
(吉田, 1987)

⑤ 伊勢平野南部

雲出川低地以南の伊勢平野南部地域に見られる地形単位として最も広く分布しているのは丘陵地・台地・低地である。(図Ⅱ-2-6参照)。

本地域の丘陵は、中央構造線のすぐ北にある伊勢丘陵からはぼ北へ松阪丘陵、玉城丘陵、長谷丘陵、一志丘陵などとよばれている。

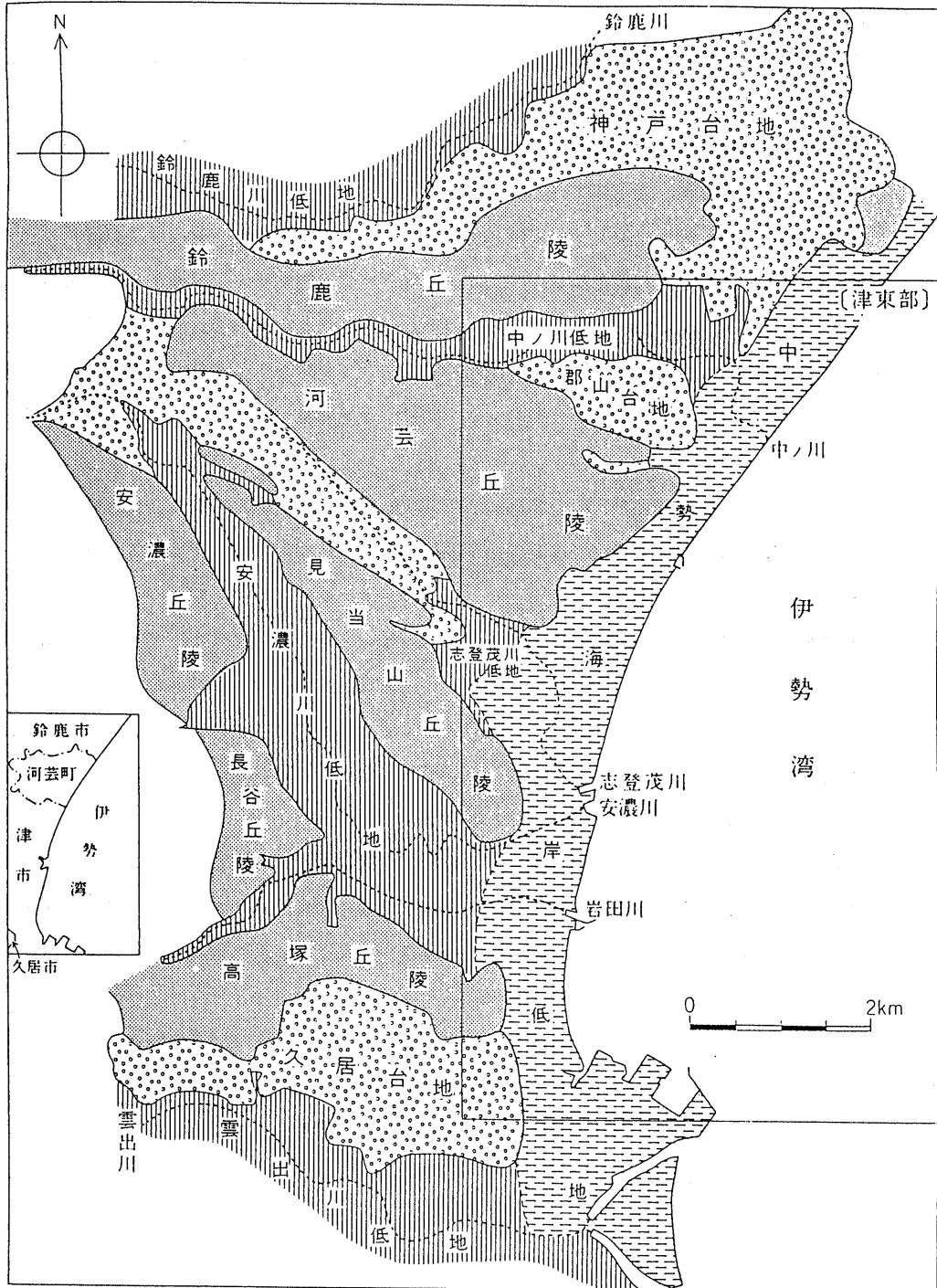
鮮新統からなるこれら丘陵の頂部には高度300—400mの小起伏面(奄芸面)が顕著に認められる。奄芸面より下位には標高50—300mの部分に定高性をもつ平坦面が4段認められている(名古屋グループ, 1969)。これら4段の地形面は日本の標準でいう高位段丘に相当するもので、雲出川流域では上位より見当山面(標高30~120m)・高位羽野面(標高50~110m)・低位羽野面(標高30~100m)・諸戸山面(標高25~30m)と命名されている。

地形の特徴は、樹枝状谷が丘陵の頂部にまで達し開析はかなり進んでおり、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。また丘陵の背面ではバッドランドの地形を呈しているところもある。

伊勢平野南部の台地は、地形的に見てみるとさらに2グループ4面に細分することが出来る。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Ⅱ-2-8~9参照)。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曾根面・鳥居松面と区分されているが、津地区では大曾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。

低地は伊勢平野を構成する地形単位で最も広い面積を占めている。伊勢平野は現世の河川や海的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みられる砂丘や砂堆列の地形が顕著である。



図Ⅱ-2-8 「津東部」図幅地域の地形区分概略図

(吉田, 1987)

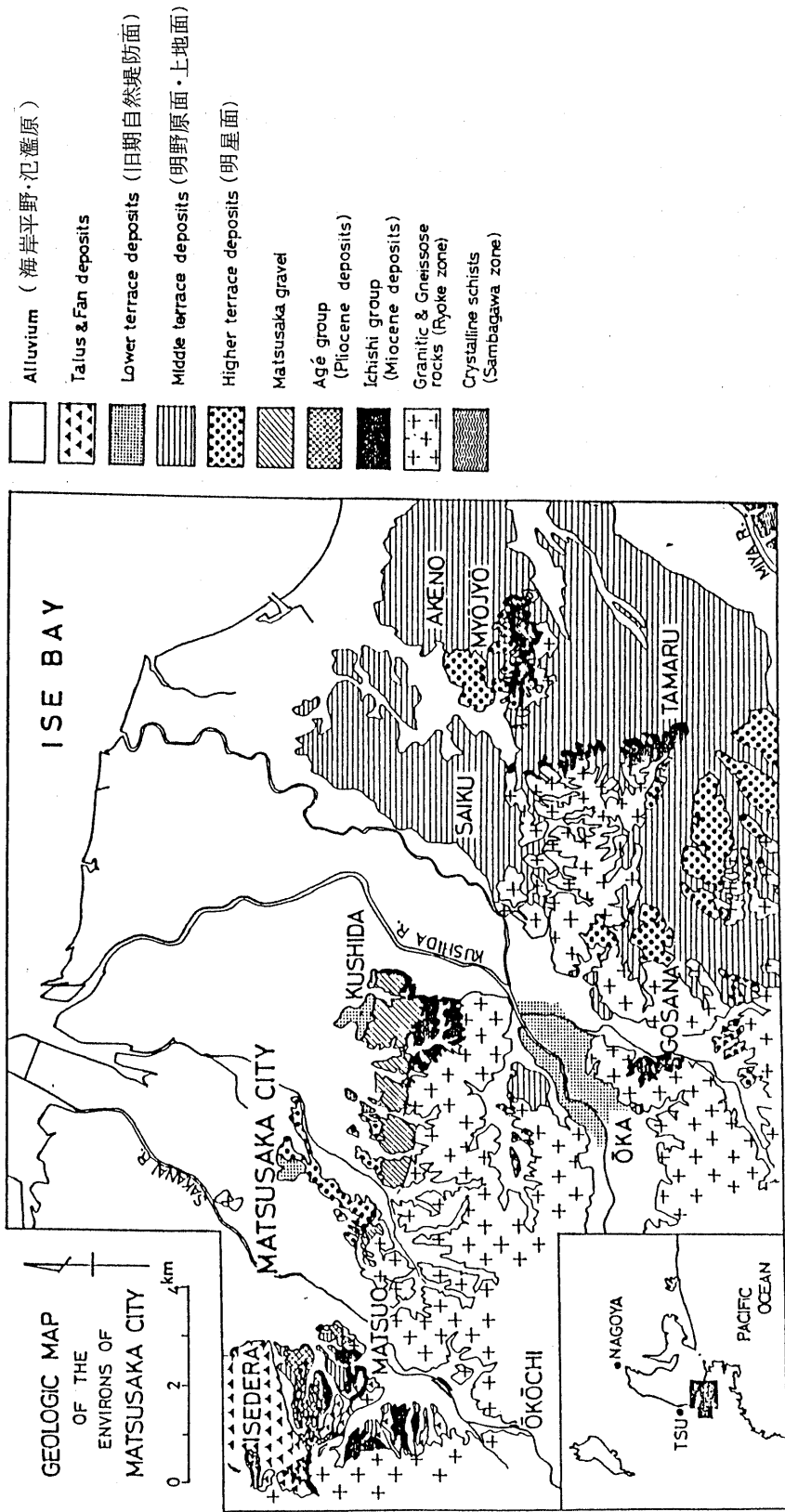


図 II-2-1-9 三重県松阪市周辺地質図

(木村, 1968)

(2) 地 質

伊勢湾の周辺には、これを取り巻くようにして古い地質系統が分布しており、非変成古生層が西南日本外帯に属する渥美半島の山地を構成している（図Ⅱ-2-10参照）。

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、長瀬変成帯とよばれ、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よばれ、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よばれ、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よぶが、同帯は北より飛驒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—飛驒両国（現在の岐阜県にあたる）には、濃飛流紋岩類が分布する。これらは、かつ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。三重県側の鈴鹿山地や養老山地には領家帯の花崗岩類が分布している。

飛驒帯は、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。この石灰岩からはしばしば二疊紀や石炭紀を示す紡錘虫の化石を産する。

これらの古期岩類からなる山地に囲まれる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あたる。

伊勢湾周辺平野部には第四系がひろく分布し、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。これら第四系の層序区分と対比（牧野内，1988）を表Ⅱ-2-1に示す。

① 豊川平野

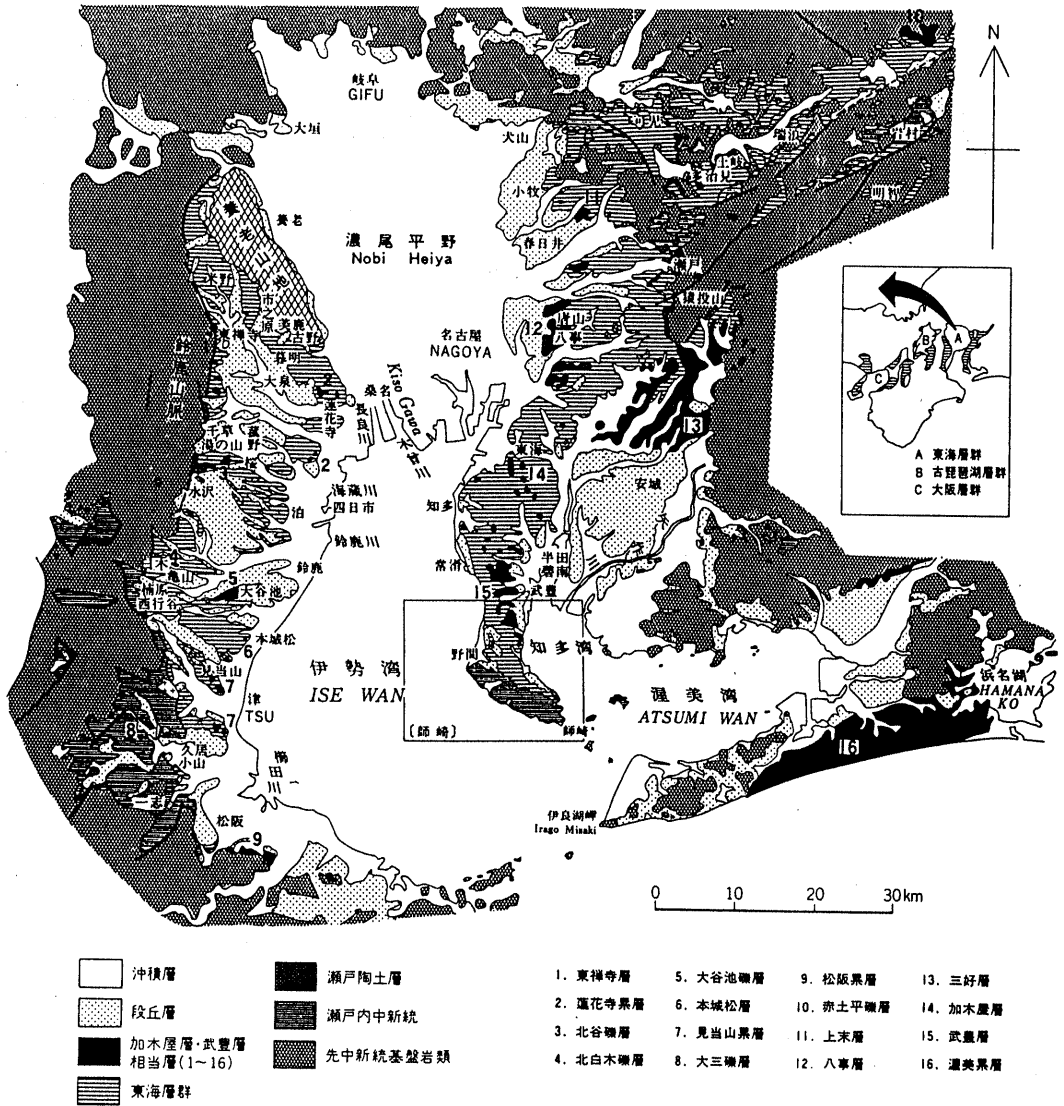
豊川平野には、地形の項でも述べたように高中低の三段の段丘面が発達する。この内、最も広い分布を示すのは中位段丘である。これらの段丘は、内帯側と外帯側で分布形態・高度を異にする。

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あたりとされている。中位段丘は内帯側では小坂井面であり、外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。

a 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ふ。

二川累層は下位より七根砂質シルト層・細谷砂層に区分される。本層群は、高塚付近から



図Ⅱ-2-10 伊勢湾周辺の地質概略図

(吉田, 1984)

表 II-2-1 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 (四日市地層) (富田浜層)	沖積層
更新世	野田泥層	低位段丘層	第一礫層		第一礫層 鳥居松礫層 小牧礫層・大曾根層	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	熱田上部 中位堆積物 坂部層 御館層 久居層	熊野浦層
新世	福江礫層	高師原礫層	碧海層	矢梨層	新田層	第二礫層	新宮礫層
	天伯原礫層 豊橋累層 田原累層 二川累層		美合層 仁木層 細川層 孝母層	時志層 浦戸層 野間層	富貴層 武豊層 加木屋層	海部系層 Am ₃ Am ₂ Am ₁	先志摩層 東高森層 西高森層
			明大寺層	三好層	第三礫層 弥富累層	高位堆積物 諸戸山礫層 羽野礫層 千里段丘堆積物 見当山累層 (最高位段丘堆積物)	
前期					弥富累層 八事層 唐山層(1.9)		

白須賀付近にかけて半島の南部にそって分布する。

田原累層は、渥美半島に広く分布し、下位の二川累層並びに上位の豊橋累層とは不整合関係で接している。黒田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。中西部では岩相によって下位より、伊古部礫層・赤沢シルト層・豊島砂層に区分される。

豊橋累層は、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（岩屋礫層とは同時異相の関係にある）・前期天伯原礫層・後期天伯原礫層に区分される。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。

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、わず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。

宝飯台地にみられる高位段丘群や旧期扇状地は渥美層群に対比される。これらの層は淘汰の悪い大礫などからなり、表層は赤色土化している。

b 上部更新統

上部更新統はこの地域の中位段丘と低位段丘を構成している。中位段丘は、下位面の小坂井面と上位面の高師原面に区分され（木村, 1988）、それぞれ、小坂井礫層、高師原礫層から構成されるが、豊橋市市街地を載せる台地で下位面を構成する層は豊橋礫層（土, 1960）

と呼ばれる（図Ⅱ-2-1参照）。これら段丘面の表層には黒ボク土が形成されている。

低位段丘は、宝飯台地の脚部と弓張山地山麓に分布しており、主として豊川本流系の大礫を含む粗粒の堆積物からなっている（木村，1988）。

ア 小坂井面構成層

豊川市や小坂井町をのせる面が小坂井面で、南西に向か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、淘汰の余り良くない砂礫層からなり、かつての氾濫原の堆積相を示すとされている（岡田，1984）。

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、礫種は扁平な火山岩の亜円礫が多い。北西側に向か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、二枚貝の化石を産したこともある（土，1961；Itoigawa，1964）。

イ 高師原面構成層

本層は、豊川左岸の高師原に見られるもので、渥美層群を不整合に覆って分布する、厚さ最大18mの礫層である（木村，1988）。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砂岩の円礫を主とし、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。斜交層理があることから、河成と考えられている（糸魚川，1984）。

c 沖積層

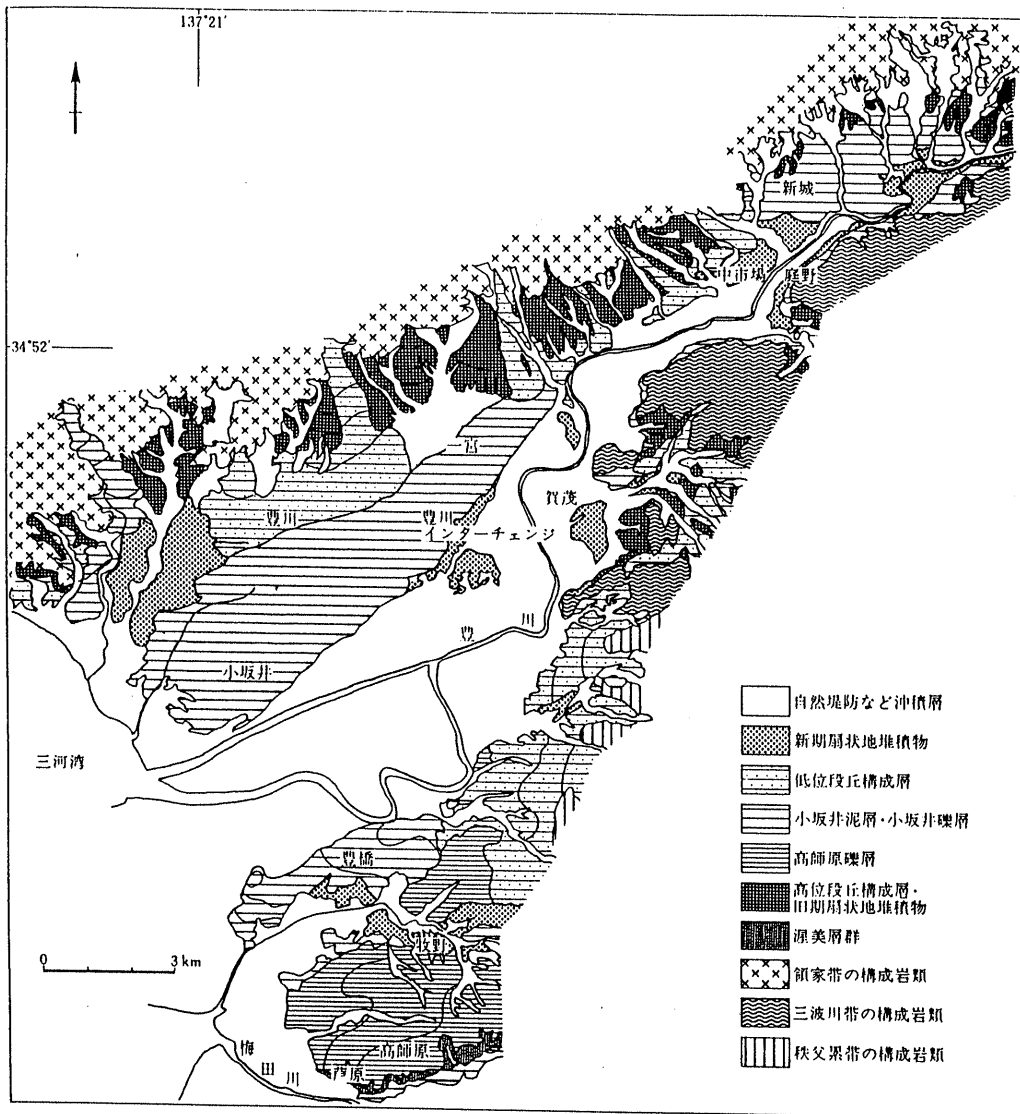
沖積層は、新城市豊島（河口より16km）から河口までみられ、最大幅は4.2kmである。西縁及び東縁は段丘崖で更新世の段丘と接する。豊川の流路には蛇行がよく見られ、この水路と旧河道との間には自然堤防帯が発達する。河口より6.5kmから下流では、次第に自然堤防も少なくなり三角州帯に変わる。

ア 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、粘土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。

イ 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、勾配の変換点にあたっているものと思われる。西島では、その表層地質は黒褐色の有機質のシルトから



図Ⅱ-2-11 豊川中・下流域の地質図

(木村, 1988)

なるが、大蚊里では沖積層の層厚が6 m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。

② 西三河平野

西三河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、師崎層群、瀬戸層群、矢田川累層（以上新第三系）、高位段丘構成層（中部更新統）、中・低位段丘構成層（上部更新統）、沖積層などである。以下主要な各層

について記載する（図Ⅱ-2-12参照）。

a 瀬戸層群

鮮新世—更新世前期における堆積物のうち、濃尾平野より東のものは瀬戸層群と呼ばれ（楨山，1950），松沢ほか（1960）によれば、下位から瀬戸陶土層，矢田川累層に区分される。

ア 瀬戸陶土層

本層は愛知県瀬戸市北部から豊田市にかけて分布し、花崗岩類の基盤を不整合に覆っている。この陶土層は花崗岩類の基盤上にできた小凹地に堆積した砂質粘土とアルコース質砂岩からなり、粘土には珪砂も含まれるとされている（桑原，1971）。層厚は瀬戸市では30～40mである。

イ 矢田川累層

本累層は瀬戸陶土層を不整合に覆う地層で、名古屋市東部の丘陵地帯から平野部の地下に広く分布している。本層は、下位より、水野部層，高針部層，猪高部層に区分され（森，1971），全体の層厚は約220mとされる（森，1988）。

水野部層は、愛知県長久手町や日進町に分布しており、下部と上部に分けられる。下部層は主に礫や砂礫からなり、シルト、粘土を挟み、礫は円～亜円の中～大礫で、中生界のチャートと砂岩を主とする。上部層は砂層と粘土の互層からなり、褐炭層や火山灰層を挟む。

高針部層は、名古屋市名東区から愛知県東郷町にかけて分布している。主に粘土と砂礫からなり、粘土層は褐炭を挟む。水野部層上部から高針部層にかけての褐炭を挟む粘土層は、濃尾平野や西三河平野の地下で厚くなるとされている（桑原，1971）。

猪高部層は名古屋市東部丘陵地帯の北縁，西部，南縁に分布している。主に砂礫層，砂層，粘土層の不規則な互層からなり，礫は円～亜円の小～中礫で，チャートが主である。

b 更新統

西三河平野は、地質学的には猿投—碧海盆地と呼ばれ（桑原，1968），境川と矢作川に挟まれるようにして平坦な台地が広がっている。この台地は、下位より高位段丘面を構成する三好層と挙母層（中部更新統），中位段丘面を構成する碧海層並びに低位段丘面を構成する越戸層（上部更新統）の4段に区分される（町田ほか，1962）。

ア 三好層

高位段丘面（三好面）を構成する本層は、豊田市の籠川右岸地域から三好町にかけて見られる。標高は130～35mであり、全域がほぼ一様に開析を受けている。主に、チャート、石英斑岩などの中～大礫からなる礫層で、南に行くにしたがって細粒となる。層厚は北部では25m，南部では15mとなっており、表層1～2mは土壌化している。赤色化



図Ⅱ-2-12 岡崎平野の地質図

(牧野内, 1988b)

をうけているところもある(近藤・高田, 1972)。

岡崎市明大寺町付近の丘陵末端には標高50～65mの三好面相当面を形成する高位段丘礫層があり, 明大寺層と呼ばれる(林・三浦, 1973)。本層は, 主に片麻岩や花崗岩の礫から構成され, 最大礫径40cmの淘汰の悪い亜角礫が雑然と堆積している。層厚は15mで, 表層部の赤色土壌化が著しい(近藤・高田, 1972)。

イ 拳母層

高位段丘面(拳母面)を構成する本層は, 矢作川右岸の豊田市御船から豊田市の市街部一帯にかけて見られる。標高は20～130mで, 南に向かって傾斜している。豊田市御船一帯では, 径20～30cmの円～亜円礫からなり, 礫径は南に向かって細粒になり, 豊田市の市街部では砂層になる。礫種は主に花崗岩, 流紋岩, チャートであり, 全体的に赤色化を受けてチャート以外の礫はクサリ礫になっている。層厚は6～12mで, 三好層を不整合に覆っている(牧野内, 1988b)。

矢作川左岸に見られる拳母層相当層は, 細川層, 仁木層, 美合層と呼ばれ, どれも砂礫層である。層厚は数m～10mである(牧野内, 1988b)。

ウ 碧海層

中位段丘面(碧海面)を構成する本層は, 西三河平野の中央部を占める標高80～5mの碧海台地に模式的にみられる。糸魚川(1975)によれば, 本層は東海道新幹線付近を境に北側では礫がちに, 南側では砂がちになるという。礫種は主に花崗岩, 流紋岩, チャートであり, 北から南に行くにしたがって中～大礫から細粒となり, 南部では細礫を含む砂層になる(桑原, 1982; 桑原, 1985)。層厚は北部で3～8m, 南部で約20mで, 南に行くにしたがって厚くなり, 北部では花崗岩類や瀬戸層群, 南部では拳母層を不整合に覆っている(牧野内, 1988b)。本層表層には赤色土の発達は見られず, 礫やマトリックスの風化も進んでいない(岡田, 1975)。

エ 越戸層

低位段丘面(越戸面)を構成する地層で, 模式地は豊田市越戸町付近であるが, 矢作川流域の豊田市上拳母や同市寺部にも本面を認める事ができる。花崗岩の大礫を主とする礫層からなり, 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礫は新鮮である(牧野内, 1988b)。

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見られ, 矢作川下流部では自然堤防と後背湿地が複雑に入りこんでおり, 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)。

③ 濃尾平野

本地域の北部は、地質構造上は美濃帯とよ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よ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、主としてチャート及び砂岩・泥岩からなる厚層で構成される。従来は、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。

本地域の新第三系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、いわゆる第一瀬戸内海と呼ばれる浅海の東部を占めている。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とする瀬戸陶土層が形成された。

鮮新統の東海層群(竹原ほか, 1961)の堆積域は西方の奄芸層群の分布地域とあわせて東海湖(石田・横山, 1969)とよばれている。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ひとつである。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)とよばれている。この矢田川累層は砂礫層や砂泥層と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。

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(坂本ほか, 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、坂本ほか(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・桃園礫層及び桃山礫層(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)にあたると思われる。

濃尾平野の地下地質では各サイクルの基底にみ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づけられる。

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)。

リヌ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、下末吉海進とよばれている。一方、熱田層の上部は礫層、海成粘土層を挟む砂層である。

ウルム氷期の最大海面低下期には、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。ウルム氷期の最大低下期に至る時期には扇状地の海岸方向への拡大がみられた。この時期に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）とよばれている（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一淡水成層の濃尾層（古川，1972）が堆積した。小海退をへて沖積世の海進（縄文海進）によって形成された南陽層（松沢・嘉藤，1954）下部層は、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。

a 鮮新統

伊勢湾周辺の伊勢平野一濃尾平野一西三河平野付近の丘陵には東海層群と呼ばれる地層及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、瀬戸陶土層とあわせて瀬戸層群（楨山，1950）とよばれることもある（図Ⅱ-2-13参照）。

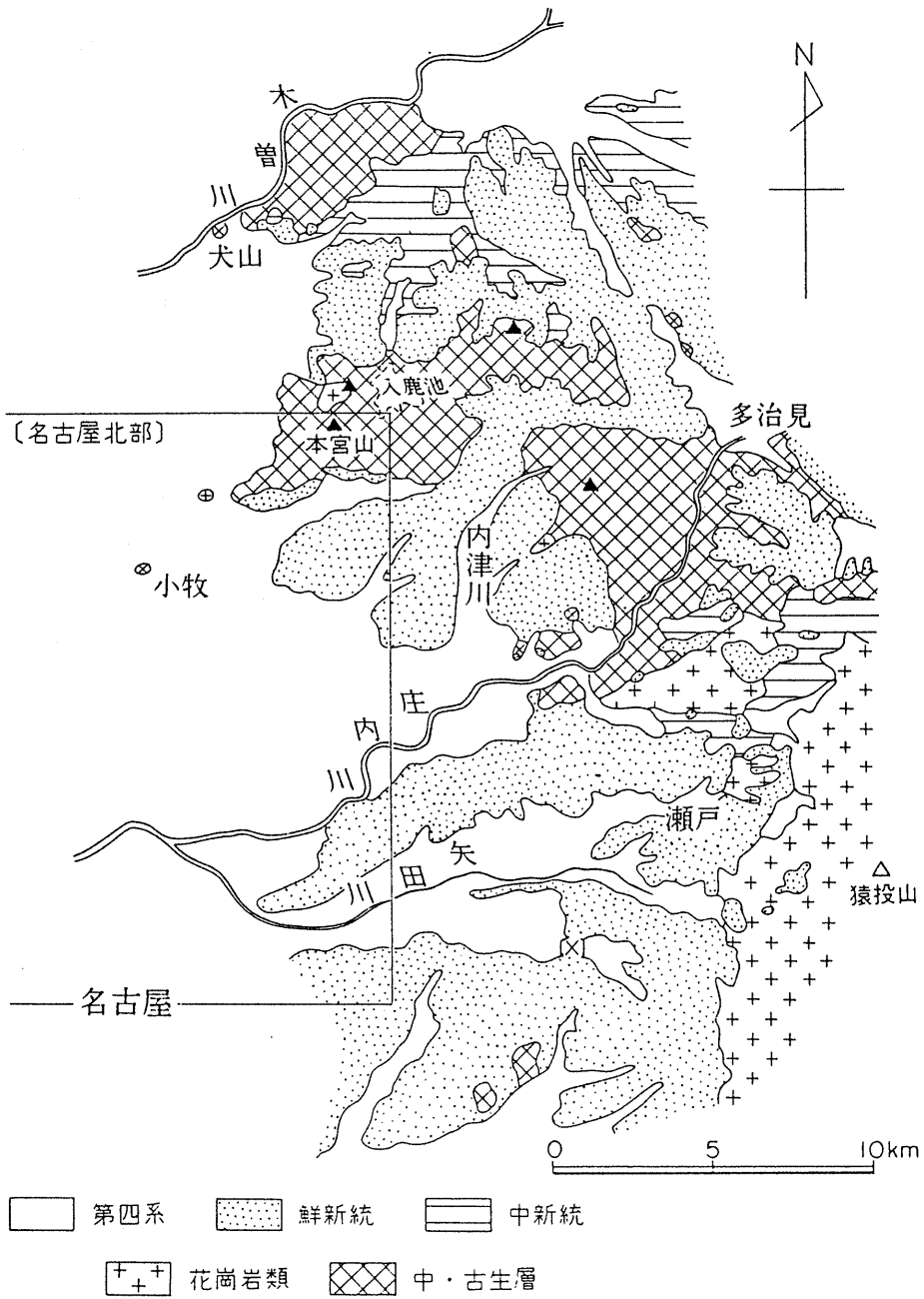
この東海層群は、全体としては中新世後期末から更新世前期にかけて堆積したものである。しかし、場所に応じて堆積の開始時期や離水の時期は若干異なっており、東海層群最下位の層準は知多半島の常滑層群であり、最上位の層準は伊勢平野北部の奄芸層群である。坂本ほか（1986）は、尾張丘陵の矢田川累層では、最下位の層準および最上位の層準が欠落しており、ほぼ全体が鮮新統と考えられるとしている。

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。さらに坂本ほか（1984）は下部砂礫層・中部泥層・上部礫層・上末層に区分した。

b 更新統

濃尾平野周辺地域の更新統は、主として鮮新統よりなる丘陵頂部にみられる高位段丘堆積物、丘陵地の周辺に認められる中位・低位段丘堆積物よりなる（図Ⅱ-2-14参照）。

高位段丘堆積物としては、知多半島では加木屋層・武豊層がこれにあたり、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）・桃園園礫層（坂本ほか



図Ⅱ-2-13 「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

(坂本ほか, 1984)

か、1984命名)・桃山礫層(坂本ほか、1984命名)などがこれにあたる。

知多半島の中位・低位段丘堆積物は、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。

ア 名古屋市周辺地域の高位段丘堆積物

濃尾傾動盆地内では、東海層群を不整合に覆う地質系統で最も古いのは、東山丘陵の唐山層と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。

唐山層は、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。唐山層は、模式的に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、あまり保存はよくない。

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“くさり”礫となっており、中・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)。

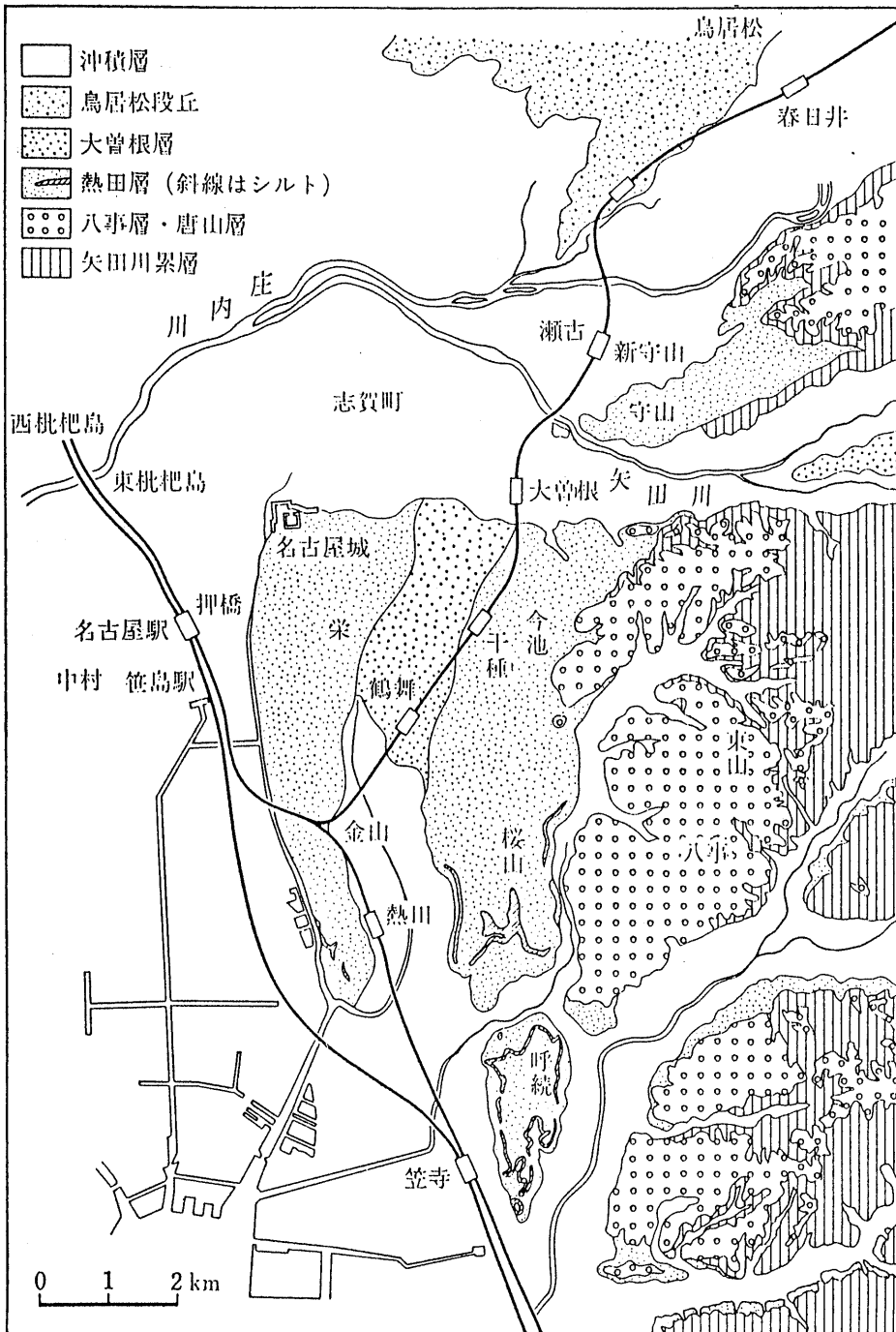
唐山層の上部のシルト層中には、ガラス質火山灰層が含まれている。猫ヶ洞火山灰層と呼ばれるこの火山灰層の層準のフィッション・トラック年代は、牧野内ほか(1983)によって 1.9 ± 0.6 Ma という年代が知られている。

八事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。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“くさり”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は定高性を示し、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壌が発達している。

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わずかにき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。

上末層は、笹岡丘陵西部の頂部に僅かに残存している礫層で、下位の矢田川累層を起伏



図Ⅱ-2-14 名古屋付近の地質図

(嘉藤, 桑原, 1967)

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、少なくとも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)。

潮見坂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か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)によれば現在みられる範囲で5～6mである。チャート礫以外は“くさり”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。

桃花園礫層は、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以上に達する事があるという。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。

桃山礫層は、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し、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数～数+cmの径の垂円礫ないし垂角礫からなる。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～垂円礫からなる礫層となる。本礫層の礫はしばしば“クサリ礫”となっている。

イ 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14～10万年前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。この層は養老一伊勢湾断層に向かって層厚を増しており、このことは、濃尾傾動運動(松沢, 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層が堆積した。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、海水準は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。

熱田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三部層に区分される。即ち、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である。但し、地表部でみ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曾川水系に属する地域では、木曾御岳火山からもたらされたと考えられる火砕質の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）。

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。

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、木曾川扇状地（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（養老扇状地）が東から西へ順に分布している。

木曾川扇状地の表層には、全般に細～中粒砂層が1.5～2m以上の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）とその下には粗砂層（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、巨礫を混じえ、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典型的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、木曾川本流寄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くなる。例えば、庄内川河口当た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1.0～1.2mも堆積している。

④ 伊勢平野

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、養老山地や本宮山を構成している。

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、いわゆる瀬戸内区（池辺，1957）に属している。この瀬戸内区の地質系統は、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）の三つに区分できる。

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・一志層群及び千種層である。これらの各累層はほとんどが海成層であり、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。その後、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、この時期には三つの大きな沈降域があり、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）とよ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よばれる）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したために、Huzita (1962) 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部を構成する鈴鹿山脈の形成は、一志断層系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生じた。

六甲変動による山地と低地の起伏の増大は、周辺山麓部に扇状地を形成した。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みることができる。

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みられ、この久居台地をつくる久居層が熟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・台地をきざむ小河川沿いには、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みられる。

a 奄芸層群

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Ⅱ-2-15参照)。

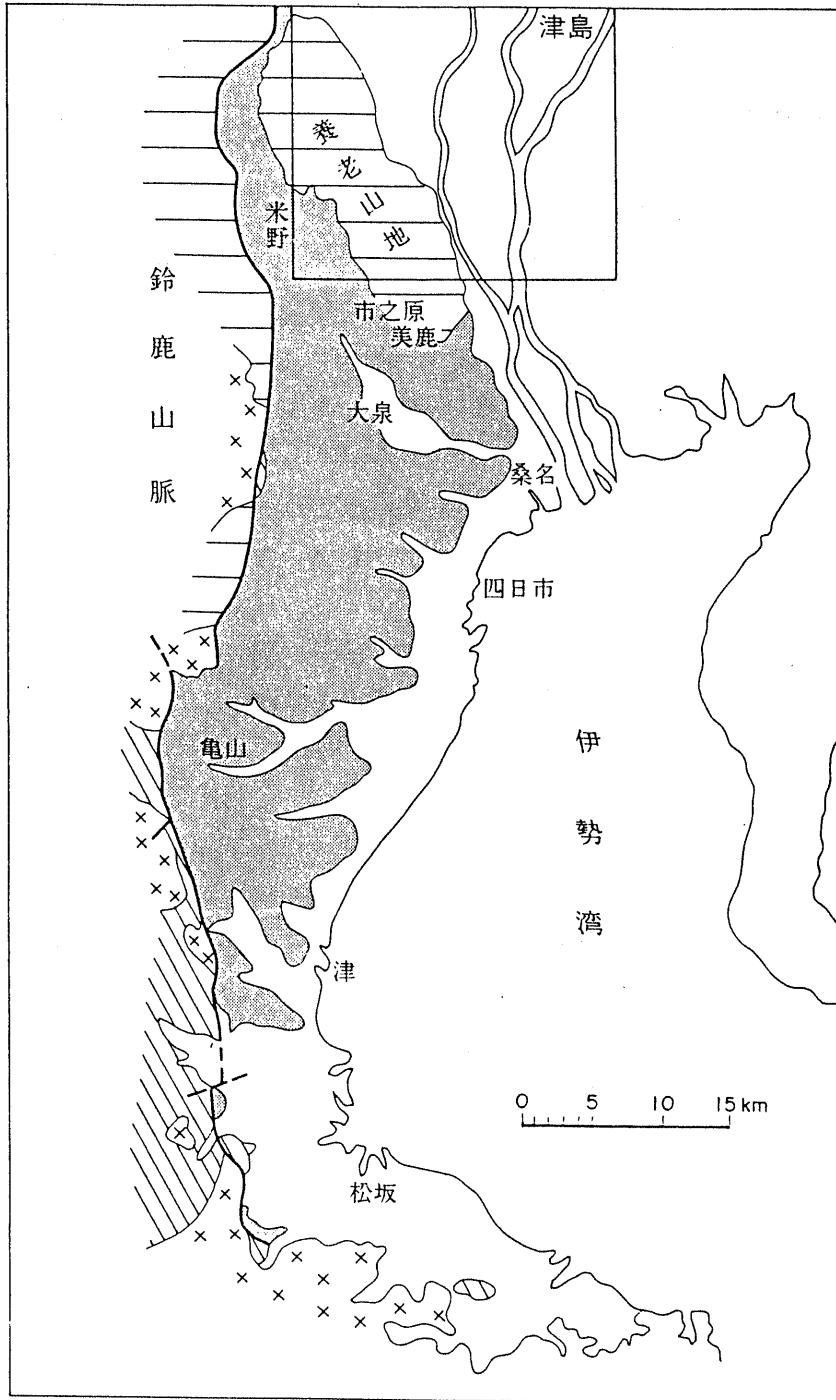
本層群は、濃尾平野の東海層群、伊賀盆地や琵琶湖周辺地域の古琵琶湖層群、大阪湾や京都盆地の大阪層群とともに第二瀬戸内累層群を構成し、全体の積算層厚が約2,000mに達する厚層である。その層相は、主として粘土・シルト・砂・礫などが不規則に累重するものであるが、基底部および頂部にはそれぞれ100mに達するような礫の厚層も認められる。

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・米野層とされている。最近、宮村他(1981)や吉田(1984, 1986)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ている。

四日市市周辺で、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みるることができる。奄芸層群の分布地域は層序と地質構造の相違に基づいて、鈴鹿丘陵～水沢扇状地、生桑丘陵～四日市丘陵、垂坂丘陵の三地域に区分することができる。

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みられる四日市ドーム状構造と、四日市丘陵から桑名丘陵における、西に緩く、東へ急傾斜する非対称の背斜構造(桑名背斜)がある(地下水マップその1参照)。

本地域の奄芸層群の層相をみてみると下部より上部にむか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



- | | | |
|--|--|---|
|  第四系 |  奄芸層群 |  中新統 |
|  花崗岩類 |  古生層 | |

図Ⅱ-2-15 奄芸層群分布図 (高田ほか, 1979)

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。

b 更新統

伊勢湾西岸部の更新統は下位より、最高位段丘構成層（見当山礫層及びその相当層）・高位段丘構成層・中位段丘構成層・低位段丘構成層に区分される（Kimura, 1971-73）（前節の図Ⅱ-2-6参照）。

本地域においては、前期更新世には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、前期更新世に入ると濃尾平野の主体は再び沈降域となり、弥富・海部累層の堆積が始まったとされている。両累層はかなりの礫層を夾在しているため、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あらわれたとされている（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。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）などがある。

更新世中期には、桑名一四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事ができる。これらは、ほとんど層厚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みられ、Kimura（1971-73）によれば、上位から高位段丘、中位段丘、低位段丘の三段に区分されるといふ。各段丘は、さらに新时期段丘・古期段丘の二段に区分される。

ア 最高位段丘の構成層（見当山累層とその相当層）

奄芸層群からなる丘陵地上に不整合で断片的に載る地層は、地域別に種々の名称が与えられている。この地層の層位学的位置は、後奄芸層群一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100mに達する地層群であるが、伊勢湾西岸地域では、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。

本層は、谷埋積型の砂礫層であり、礫はクサリ礫となっている。海成堆積物は挟まないが、中位層準にシルト層を挟む。表層は赤色土化している（木村ほか、1988）。

イ 高位段丘堆積物

高位段丘は奄芸層群の丘陵の標高30～160mの頂部や斜面下部に点在しており、見当山累層と同様にクサリ礫を伴う河成の砂礫層で、表層は赤色土化している（木村ほか、1988）。

ウ 水沢扇状地堆積物

水沢扇状地は、宮村他（1981）や吉田（1983, 1984）により最古期・古期・中期扇状地に3分される。このうち、古期扇状地は最古期扇状地を開析して形成されており、最古期扇状地からより新期の扇状地になるにしたがって形成の場は次第に時計回りにずれていく傾向があるとされている（吉田、1984）。また、古期扇状地は南下がりに傾動しているが、この運動は中期扇状地の形成期にも活動しており、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。

最古期扇状地は、主として桜丘陵に分布し、本面と沖積面の比高は5.5ないし9.0mである。古期扇状地と本面との比高は、4.5ないし5.0m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したがって礫の含有量はしだいに減少していく。本面の堆積物は下位より礫層・赤色土・黒ボク土からなる。

古期扇状地は、水沢谷町方面から山辺町方面へ分布し、高度は200mから35m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。

本扇状地は、次に述べる中期扇状地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、古期扇状地と中期扇状地とは交差していることになる。

この古期扇状地の表面には、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載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、標準土色帳（農林水産技術会議事務局編）によると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“ローズ”状あるいは“虎班”状の様相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で扇端部に向かうにしたがって層厚が増大する傾向がある。層厚はたいてい10m以下である

が、まれには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、殆どチャート・頁岩・砂岩から構成される。チャート礫以外は一部“クサリ”礫となっている。

水沢中期扇状地は古期扇状地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、漸次南南東方向に高度を下げ、扇端にあ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、最上部に黒ボク土、その下に褐色土が載っている。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。

エ 中位段丘

中位段丘は伊勢平野の各地域に見られ、それぞれで細かく面区分がされているが、ここでは中位段丘面構成層の模式層について述べることにする。

中位段丘も水沢扇状地面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、旧期のもは御館段丘とよばれており、鈴鹿川以南の旧期中位段丘は久居段丘とよばれている。新期中位段丘は鈴鹿川以南に広く分布し、鈴鹿市街を載せる坂部段丘である(木村, 1971)。

御館段丘は、鈴鹿川以北に分布する各段丘群のうち最も広いものである。本段丘は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。また、本面と現河床との比高は、5~30mである。

吉田(1984)によれば、本段丘の表面には色調7.5 YRの褐色土がみられ、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く、花崗岩と頁岩の一部に薄い風化殻が認められるに過ぎないとしている。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。

久居段丘は、下部と上部の2部層に分けられる(木村, 1971)。下部層は主にシルトからなり、砂層や砂礫層を伴うが、基底は礫質になる。層厚は8m以上とされている。吉田(1984)によれば、本層は奄芸層群を不整合に覆う谷埋積型堆積物で、含まれる化石が熱田層下部のものと似ているので、熱田海進期のものとしている。

上部層は主に径5cm以下の淘汰の良い円礫からなる礫層で、一部にシルトや砂の薄層を含む。礫種はチャート、泥岩、花崗岩であり、層厚は5m以下である。

坂部段丘は海蔵川水系に広く分布し、坂部町・御館・阿倉川町などでみられる。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 YR～10 YR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。礫はよく円磨されており、亜円礫ないし円礫よりなる。

オ 低位段丘

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, 1972, 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, 1972, 1973)の新时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。

高角段丘は生桑丘陵の南翼に広い分布を示し、この他、本面に相当すると考えられる地形面は、各河川にそ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に1～3mであり、層相は亜円礫や円礫がルーズに詰っている。

田村段丘は亀山市田村に模式的にみられるもので、鈴鹿川の流域にも断片的にみられる。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。

智積段丘は、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。本面の発達高度はおおむね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。北勢平野に出る辺りで沖積面に覆没する。堆積物の層相は亜円一円礫を主体として、礫種は中生層・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。

神戸新町段丘は鈴鹿川の南岸に発達しており、鈴鹿市の市街地は本段丘上にある。田村段丘より一段低い段丘面を形成している。田村面および沖積面とは、ともに約1m前後の比高で接している。

c 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い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、員弁川など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。

(3) 地下地質

① 豊川平野

豊川下流に広がる豊川平野は、地形の項で述べた台地・段丘をきざ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豊川による入り江性三角州平野である（式，1963）。この豊川平野は、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と高師原層（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）。

豊川平野における地下地質層序については、これまで、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、豊川平野の地下地質について述べる（図Ⅱ-2-17～18参照）。

a 沖積層

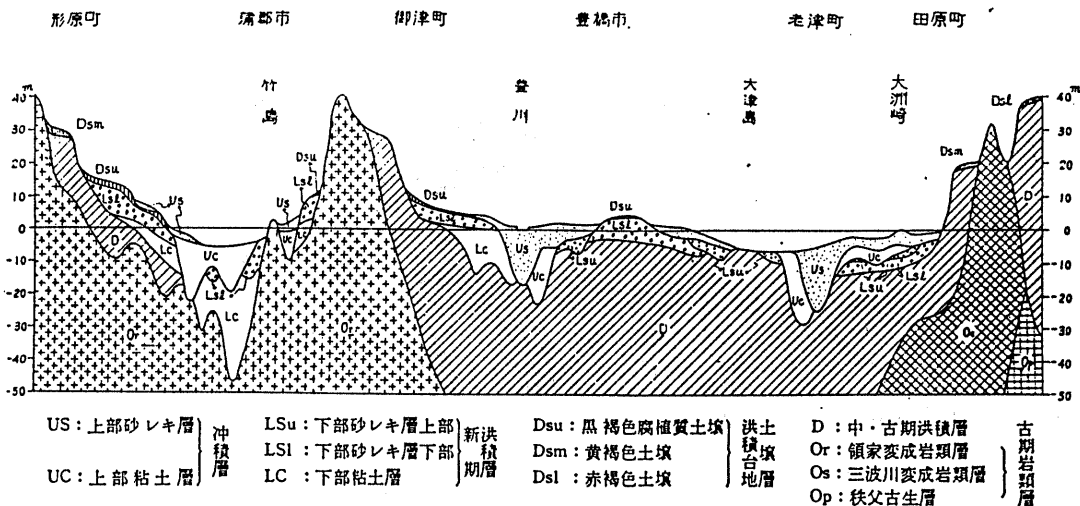
ア 上部砂礫層

豊川平野では、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までの海底崖（海面下2～5m）にひろがっているが、渥美湾に流入する河川の河口付近では10mを超えているところがある。

上部砂礫層は、シルトないし粘土混じりになることがあり、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の厚さで載っている。

イ 上部粘土層

豊川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とすることもありますが、粘土質ロームになっていることが多い。N値は砂や礫が混じっていない限り、5を超えることは殆どない。



図Ⅱ-2-17 東三河地区の模式断面図 (鈴木・吉田, 1963)

東三河地区の地盤地質区分と地質学的区分の関係

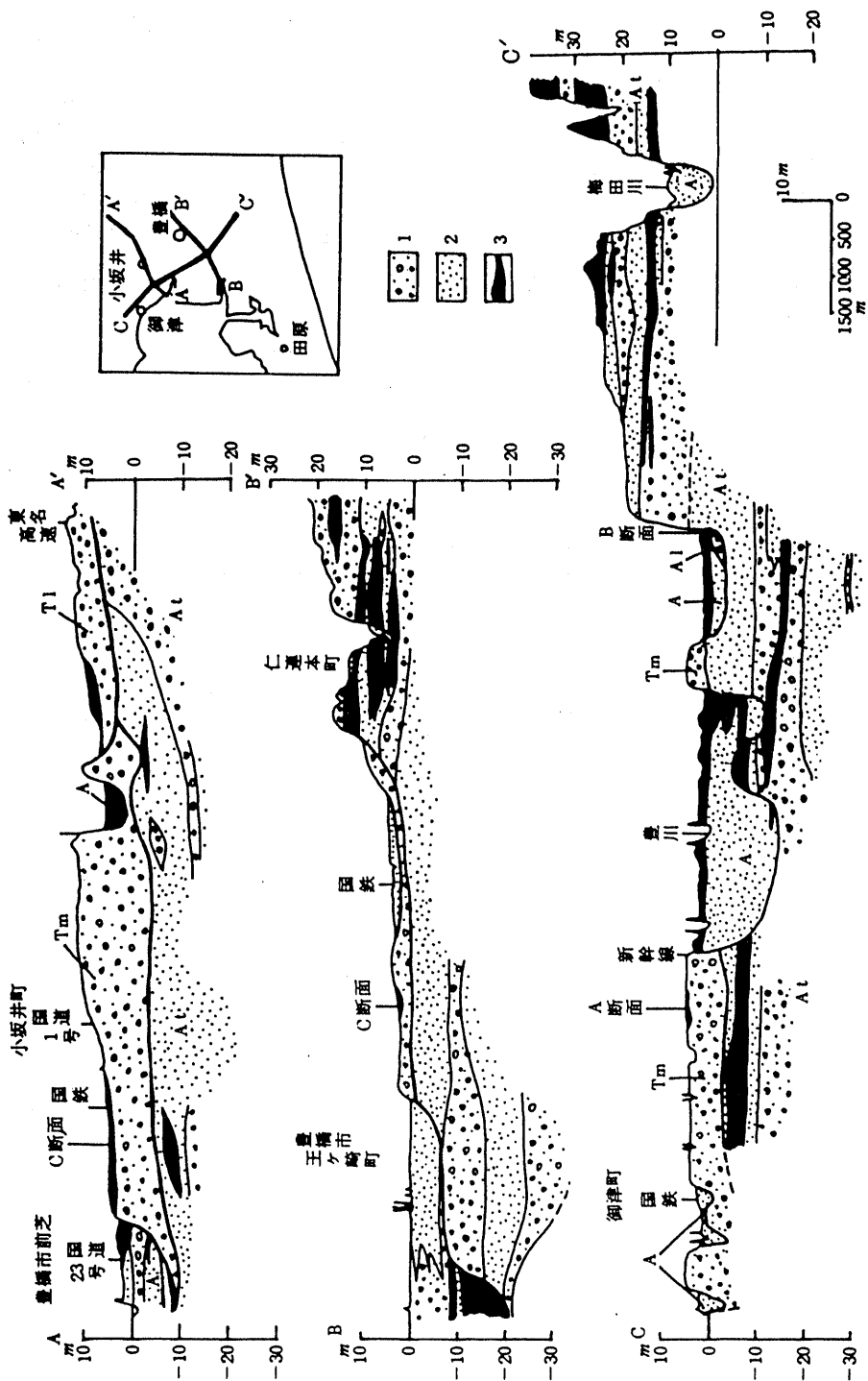
地盤地質区分		地質学的区分			時代の区分
		第 2 章		付 録	
上部砂レキ層 US	最上部砂レキ層 US ₁ US ₂ 上部砂層上部	上部砂レキ層	上部砂層	沖積層	沖積層
上部粘土層 UC		上部粘土層		沖積層	沖積層
下部砂レキ層 LS	下部砂レキ層上部 LSu 黒褐色腐植質土埃 Dsm 下部砂レキ層下部 LSI	下部砂レキ層	小坂井台地・豊橋段丘レキ層	牛川累層	牛川累層
下部粘土層 LC		下部粘土層		牛川累層	牛川累層
中・古期洪積層 D	黄褐色土埃 Dsm 赤褐色土埃 Dsl	高師原レキ層		二川累層	二川累層
第三紀層 T					第三紀層
古期岩類層 O		古期岩類層		領家変成岩層 三波川変成岩層 秩父古生層	中・古生代層

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

本層は層位的には上下2層に分けられ、上部層は濃尾平野の大曾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)



図II-2-18 第四紀層地質断面図

A: 完新統, T0: 低位段丘堆積層, Tm: 中段段丘堆積層, At: 渥美果層 (天伯原礫層を含む)
 1: レキ, 2: 砂, 3: 泥・シルト (愛知県防災会議地震部会1981による)

に対比される。本層は一般に10 m以下の層厚で、小坂井台地や豊橋段丘を形成する一方、低地下並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の粘土層を伴う事もあるが、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15 m以下の粘土層が分布している。本層は、層中や下部に砂層、稀に砂礫層を伴う事があり、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本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200 m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生層が分布している。

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、更新世の中期頃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の存在するところのあ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40 m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、調査ボーリング及び深井戸資料のデータに独自に収集したボーリング及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にする（図Ⅱ-2-19参照）。

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。上部砂層は一般に10m前後の層厚と10m前後のN値を有し、木曾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（桑原命名）

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、森山ら（1972）が9,110±150年前という¹⁴C年代を得たことから沖積層下部砂（泥）層としているが、桑原は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から、沖積層より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取って吉田層と命名している。本層は埋没谷中のみ発達し、谷の中心部では層厚が15mある。

c 第一礫層

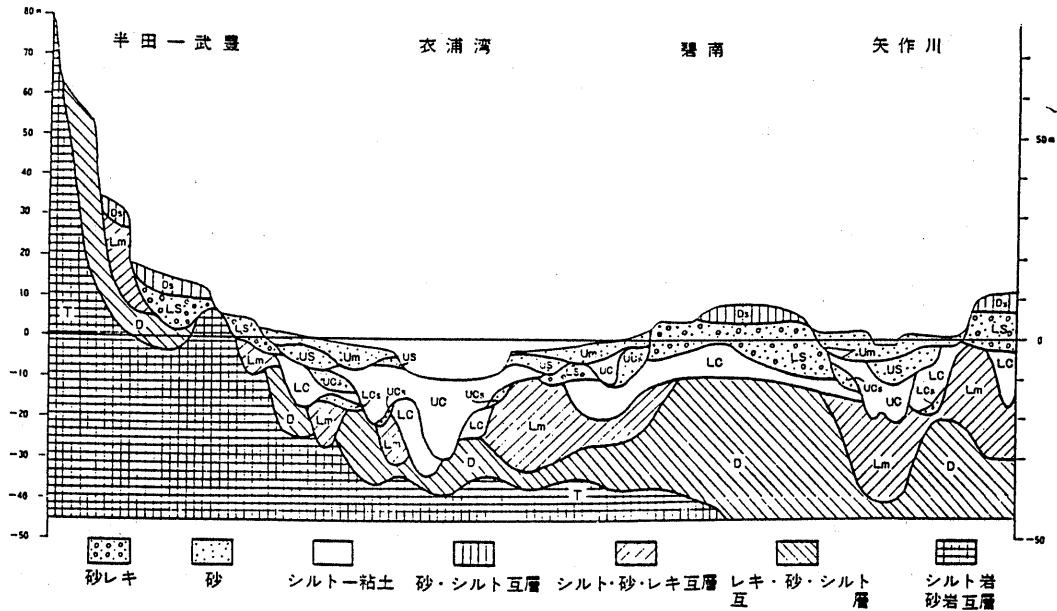
矢作川低地地下の礫層には、埋没谷底に堆積した礫層と埋没段丘の礫層があるが、桑原は一括して第一礫層としている。層厚は一般に5m前後で、厚いところでは10m程度にもなる。森山によれば、東海道新幹線の沿線付近から岡崎市北野付近までは埋没段丘が認められ、豊田盆地の低位段丘である越戸面が覆没しているものとしている。

d 碧海層

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、下流に向かうに従って、礫層から砂層へと移行し、海成粘土層が夾在している。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（主に矢作川累層）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、一部に垂炭層や凝灰質層を夾在している。層厚はかなりあ



Um: 最上部層, US: 上部砂層, UC: 上部粘土層, UCs: 上部粘土基底砂層,
 Ds: 洪積土壌層, LS: 下部砂レキ層, LC: 下部粘土層, LCs: 下部粘土基底砂層,
 Lm: 最下部層, D: 中・古期洪積層, T: 第三紀層

図 II-2-19 衣浦地区の模式断面図 (鈴木・吉田, 1965)

衣浦地区の地盤地質区分と地質学的区分の関係

時代区分		地盤地質区分	地質学的区分	
			低地部地下	台地・丘陵部
新 生 代	第四紀	最上部砂層 Um 上部粘土層 US 上部粘土基底砂層 UC (上部粘土基底砂層 UCs)	上部砂層 沖積層 中部泥層 沖積層 下部砂層 沖積層	沖積層
		下部砂レキ層 LS (下部砂レキ層 Ds) 下部粘土層 LC (下部粘土基底砂層 LCs)	D ₁ 層 碧海層 (D ₂ 層)	低位段丘層 中位段丘層 (碧海層)
		(洪積土壌層 Ds) 最下部粘土層 Lm	下部更新統 高位段丘層	武豊層 亀崎層
	中古期	中・古期洪積層 D	下部更新統	武豊層
	第三紀	第三紀層 T	鮮新統 (矢田川累層)	
中～古 生代	古期岩類層 O	中 新 統	領家帯花崗岩類層	

り, 300 mを超えるとされているが, 下限は不明である。

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

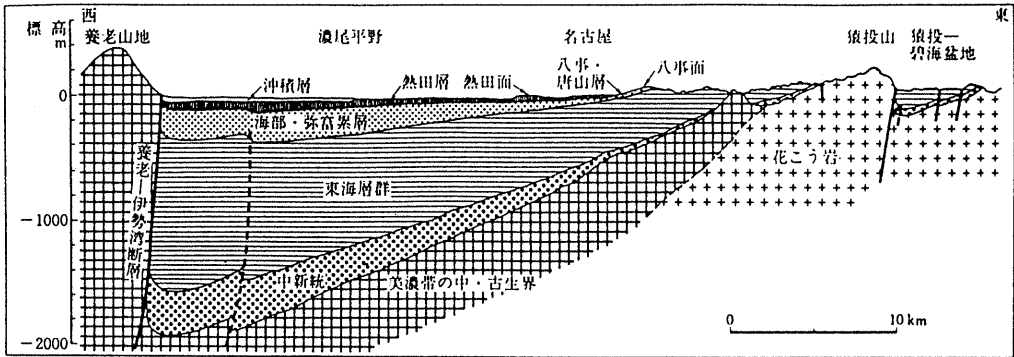
二礫層，海部累層，第三礫層，弥富累層（以上更新統），東海層群（更新統～鮮新統）の各層の累重することがわかっている。東海層群の下位には中新統が分布しており，その下位には中古生層及び花崗岩の潜在することが濃尾平野東部では知られている（高田ほか，1979；坂本ほか，1984；坂本ほか，1986）。桑原（1985）は，濃尾平野の地下層序と周辺地域との対比並びに地史を表Ⅱ-2-2のようにまとめている。以下，これらの成果を中心に濃尾平野の地下地質について述べる（図Ⅱ-2-20～21参照）。

a 南陽層（完新統）

本層は，大きく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，濃尾平野の沖積層を構成する地層である。本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，木曾川や長良川等の後背湿地に当た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

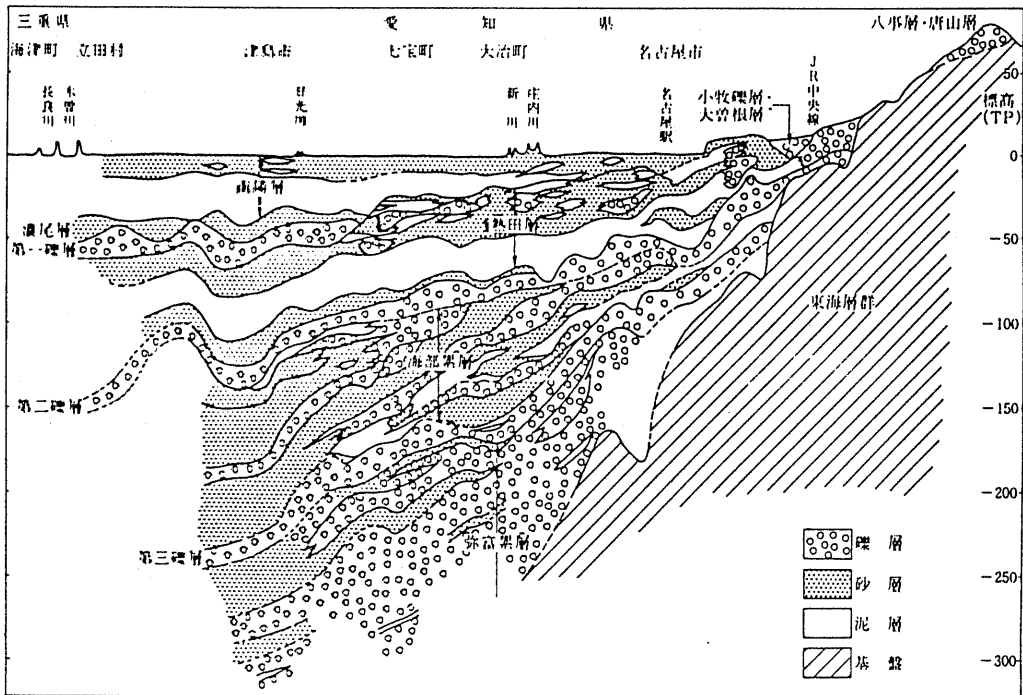
表Ⅱ-2-2 濃尾平野の地下層序と周辺地域との対比・並びに地史（桑原，1985）

地質時代		濃尾平野	周辺地域の同時代の地層	地史		
新 生 代	第四紀	完新世	南陽層	(推定年代×10 ⁴ 年前) 濃尾平野沖積面の形成 縄文海進 (1) (1.3) (Aller ¹⁹⁸²) 更新世最末期小海面上昇 (2) 最終氷期海面最低下期 (3) 海面小変動期 (4~5) 最終氷期の始まり (7~9) 熱田海 (最終間氷期) (12) 水河期 (15) 海面低下期 小海進・小氷期の繰返し ↓ 水河期 氷河性海面変動の繰返し (80+)		
		更新世	後期		濃尾層	濃尾傾動盆地運動
	中期		第一礫層		鳥居松礫層 小牧・大曾根礫層	
			(埋没低位段丘群)			
	前期		上部		桃山礫層 桃園礫層 潮見坂礫層	
			下部			
	第三礫層		八事層 唐山層 上末層			
	海部累層				瀬戸層群・常滑層群・菟芸層群	
	第二礫層		瑞浪層群・師崎層群・一志層群			
	弥富累層	東海層群				
鮮新世	東海層群		東海湖時代	基盤の波曲の変形		
第三紀	中新世	中新統	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			



図Ⅱ-2-20 濃尾傾動地塊の模式断面図

(桑原, 1968 を一部改変)



図Ⅱ-2-21 濃尾平野の地質断面図

東西方向 (東海三県地盤沈下調査会, 1985 を簡略化)

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。本層は、上部砂層に比較して層厚の変化が大きく、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、木曾川河口沖では50mを越えている(坂本ほか, 1986)。

c 更新統

ア 濃尾層

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を越えることはないようである。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。

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拔70~90m、層厚20~30mとなっている。礫層は、石英斑岩などの大礫を含む木曾川系の円礫で構成され、ところにより砂がちとなる。

本層のうち、北東一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曾川河口において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、最深部では海拔-200m以下となっており、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、東部及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

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、砂層及び礫層からなる。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つてはいるが、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以下では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(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、北東方向に向かうにつれて礫がちとなり、南西方向に向かうに連れ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。

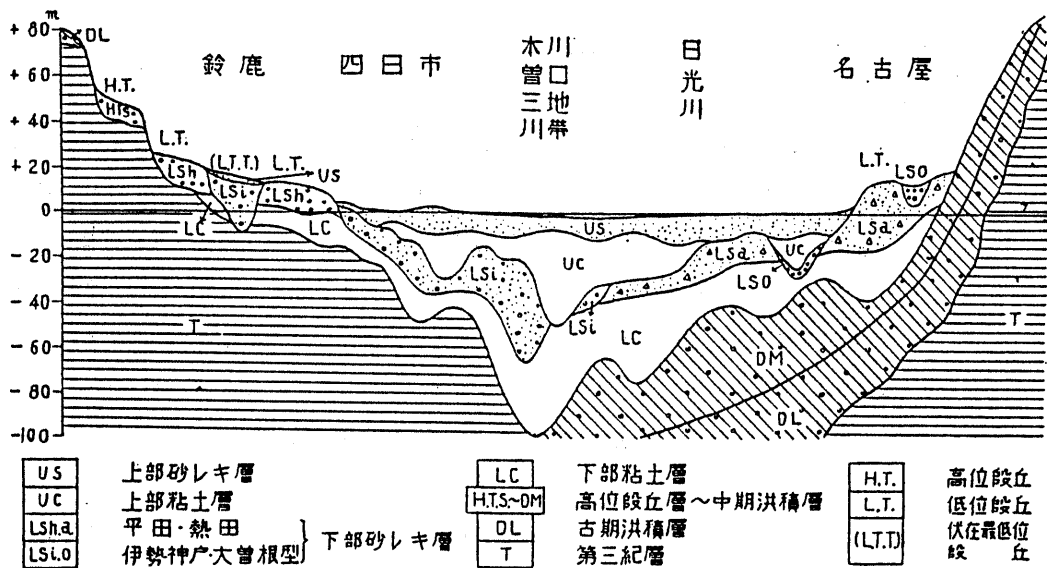
c 鮮新統(東海層群)

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。

④ 伊勢平野

伊勢平野は東縁を養老一伊勢湾断層、西縁を一志断層及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、養老断層と桑名一四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、上位から下位へ、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Ⅱ-2-22～23参照)。



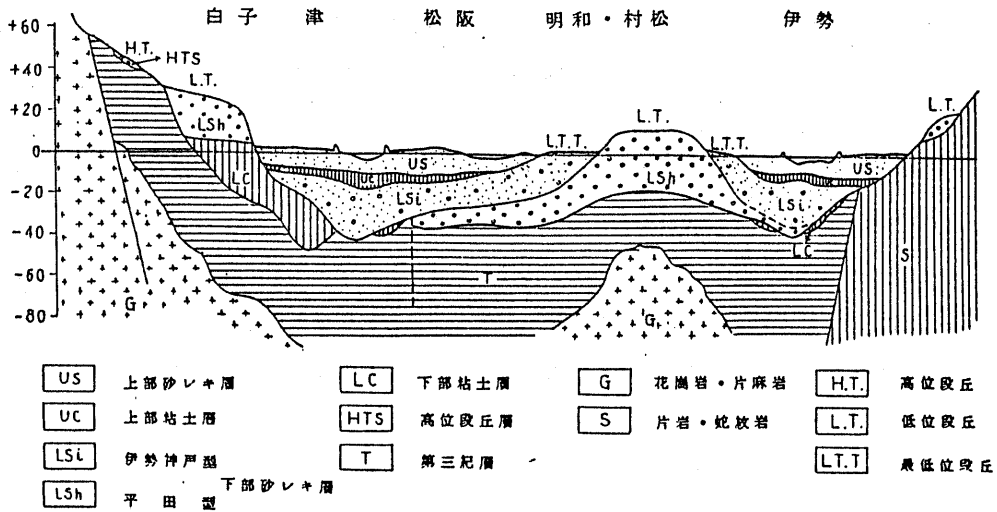
地盤分類	地質分類		層名
	三重県	愛知県	
US 上部砂レキ層	富田浜層	(上部南陽層)	沖積層
UC 上部粘土層	四日市港層	(下部南陽層)	
LS 下部砂レキ層	伊勢神戸層	大曾根層(鳥居松層)	新期洪積層
LC 下部粘土層	平田層	熱田層上部	
中古期洪積層	古伊勢湾層	熱田層下部	中古期洪積層
第三紀層	—	八平層 唐山層	
	奄芸層群	矢田川累層	第三紀層

図Ⅱ-2-22 伊勢湾北部臨海地帯模式断面図 (竹山, 1962)

a 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。最上部層は、浜堤間及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、桑名市の沖合3,000mまでを最高に南に行くにしたが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、特に現河床並びに旧河道沿いに発達することが多い。



地盤構成単位	地質学的分類	時代区分	
US 上部砂レキ層	富田浜層	沖積層	
UC 上部粘土層	四日市港層		
LS 下部砂レキ層	伊勢神戸層	新期洪積層	
LC 下部粘土層	平田層		
第三紀層	奄芸層群	鮮新層	第三紀層
	一志層群	中新層	

図Ⅱ-2-23 伊勢湾南部臨海地帯模式断面図 (竹山, 鈴木, 1962)

b 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(0~1.5m)から海域(最高2.5m)にかけて層厚が増すが、N値は一般に0~3という極めて軟弱な地層である。

c 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上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・シルト混じり砂及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。

d 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、主にシルト及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。

層厚は北勢平野で20～30mとやや厚いが、南下するにつ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。

e 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。

3. 伊勢湾周辺地域の水文気象

地下水の賦存量や水文現象は時間的にも空間的にも著しい変動性と偏在性を示すため、水の循環過程における降水・蒸発散・流出の三要素を水収支に基づいて見積り、地下水の可能涵養量を定量的に把握することは重要な意味を持っている。別添の本図には、伊勢湾周辺における年降水量と年蒸発散量との差が等値線で示されている（平年値）。

蒸発散量は、大気の状態、地表の状態（植生など）、および地中の状態（土壌状態など）の三つに関係する。本来はこれら全ての要素の関数として蒸発散量を見積る事が望ましいが、相互の関係については未だ不明な点の多いのが実状である。特に本図幅のように広い地域にわたって利用できる資料は限られているので、実際の地域への適用を考えた場合には、既存の資料だけから蒸発散量を計算できるような方法が必要であり、このような点から可能蒸発散量の概念が用いられる（権根、1973）。可能蒸発散量とは、密に地表面を覆った緑草地に十分な水を供給した場合に失われる蒸発散量と定義され、この考え方は伊勢湾周辺に適用することが可能である。可能蒸発散量の算定には、月平均気温から求める事のできる Thornthwaite の方法によった（土木学会、1971）。

すなわち、

$$E = 0.533 D_0 (10 t_j / J)^a$$

$$a = 0.000000675 J^3 - 0.0000771 J^2 + 0.01792 J + 0.49239$$

$$J = \sum_{j=1}^{12} (t_j / 5)^{1.514}$$

ここに、E：月平均可能蒸発散量（mm/日）

D₀：日照時間（12時間/日）

t_j：j月の月平均気温（℃）

Thornthwaite の方法によって得られる値は、夏季にやや過大、冬季にはやや過小となる傾向があるものの、年間の値として考察する上では問題がないものと考えられる。したがって、本図に等値線によって表現されている降水量と蒸発散量との差は、1月～12月の各月の月平均気温を用いて上記の方法により算出した月蒸発散量の値を該当する各月の月降水量から差引きし、それらの値を12ヶ月間合計した値（mm/年）である。なお月降水量と月平均気温の資料は、全国気温・降水量月別平年値表（気象庁）によった。

本図の対象地域における降水量の季節配分は、6月～7月の梅雨期と9月の台風・秋雨期に集中することが特徴である。濃尾平野を中心とする地域一帯の年平均降水量は1,800mm～2,000mmであり、わが国の平均値とほぼ等しい値となっている。一方、伊勢平野中部から南部にかけてと知多半島一帯の地域では、年平均降水量がほぼ1,700mm前後の値を示し、全国平均よりもやや小さな値である。降水量と地形因子、中でも海拔高度との間には密接な関係のあることが指摘されており、本図の範囲内においても、とくに鈴鹿山脈の東麓から伊勢平野にかけての地域では、降水量は海拔高

度が増すにつれて増加する傾向にある。降水量と高度とのこのような関係は、海拔1,200m程度の高度（鈴鹿山系御在所岳）までについては一次式によって回帰することができる。

年降水量の長期的な変動傾向を伊勢平野中部に位置する津地方気象台の99年間（明治23年～昭和63年）の資料について検討してみると、99年間全体をとおしての傾向は降水量が減少に向かっていることが特色である。明治23年以来記録された年降水量の少ない年の上位5位までは、いずれも昭和22年以降に現れており、とくに昭和50年代に入ってから現在までは、降水量の少ない状態が続いている。各年の年降水量の変動を平滑化し、長期的な傾向を明らかにするために5年ごとの反復移動平均値を求めてみると、大正末期から昭和20年頃にかけての期間を除き、多雨期と小雨期とはほぼ数年ないし10年程度の間隔で繰り返されている。前述したように年降水量の大部分が梅雨と台風によりまとまってもたらされるため、各年の年降水量の値は変動が極めて大きい。99年間の平均値は1,722mmであるが、既往の最大年降水量は2,332mm（昭和34年）に達しているのに対し、最小年降水量は1,008mm（昭和62年）に過ぎない。降水日（日降水量が1mm以上を記録した日）の年間総日数は120日内外である。

すでに述べたThornthwaiteの方法によって算出した年平均蒸発散量の値は、伊勢平野中部では約850mmである。本図に示されている年降水量と年蒸発散量との差は600mm～2,400mmの範囲内にわたって分布しており、この値は、地表水に転化される部分をも含んではいるものの、地下水の可能涵養量のめやすと考えることができる。ただし水文資料全般に共通してあてはまることではあるが、長期間にわたる平均値で判断するのみでは不十分であることは、わが国のように年降水量の変動の大きい地域ではとくに重要な課題となっている。年蒸発散量の値については年による変動がほとんどないため、降水量と蒸発散量との差である地下水の可能涵養量は、降水量の小さな年には平年値と比較して著しく小さな値とならざるを得ない。長期的な観点に立ち、地表水と地下水一体となった水管理が必要とされる所以でもある。

III 各 論

Ⅲ 各 論

1. 水文地質

(1) 水文地質区分

既に述べたように伊勢湾周辺の各平野の地下には、上部から下部へ、完新統、上部更新統、中部更新統、下部更新統～鮮新統の各層の累重することがわかっており、濃尾平野では鮮新統の下部に中新統、中生層、花崗岩の潜在することが知られている。

水文地質的にみれば、一般に中新世以前の固結岩類や火成岩類は不透水層を構成するものと考えて良いと思われる。また、東海層群に代表される鮮新世から更新世前期にかけての地層は若干固結が進んでいるために難透水層を構成しているが、伊勢平野でのみ被圧地下水の主要帯水層となっているほか、濃尾平野では専ら温泉水の取水目的で利用されていることから、中新世以前の地層とは水文地質的には区別する必要があると考えられる。

更新世中期以降の堆積物は、氷河性海面変動の影響によって、氷期の海退期に堆積した礫などの粗粒な河床堆積物と間氷期の海進期に堆積した海成層や潟・沼沢成層の細粒堆積物とに大別される。また、中部更新統と下部更新統とは膠結の程度と地表での地形面が異なる。

例えば、濃尾平野地下の第一礫層の地表相当層については、鳥居松礫層、犬山扇状地礫層及び牧田川扇状地礫層等を包含した複合体と考えられており（高田他2名，1979），第二礫層は一宮市の東部で直接第一礫層に重なっているとされている。（永田，1986）。しかし、第三礫層については地表相当層との関連は明らかになっていない。第四系について濃尾平野地下地質と尾張丘陵の層序とを対比した表Ⅲ-1-1によると、第一礫層と第二礫層は更新世後期の堆積物であり、第三礫層は更新世中期の堆積物である（坂本他5名，1979）。

このようなことから、更新世中期から後期にかけての堆積物については4区分を採用し、完新統については地形区分を考慮して、水文地質図における凡例区分を表Ⅲ-1-2のように設定した。

表Ⅲ-1-1 濃尾平野と尾張丘陵の第四系の対比

		濃尾平野地下	尾 張 丘 陵 層 序 地 形 面
完新世		最上部	“沖積層”……………沖積平野面
		南陽層 上部 下部	
更 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・大曾根礫層……………小牧面
		熱田層 { 上部 下部 }	熱田層及びその相当層……………熱田面
		第二礫層 (埋没段丘群)	
新 中 期		Ag 3 } Am 3 } 海部累層 { Ag 2 Am 2 } Ag 1 } Am 1 }	{ 桃山礫層……………高位段丘Ⅲ面 ? 桃花源礫層……………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	
世 前 期		弥富累層	八事層……………八事面 上末層 唐山層

(坂本ほか, 1979)

表Ⅲ-1-2 水文地質区分

地質時代		地質区分	地形面	
第 四 紀	完新世	砂泥	埋立地・干拓地	
		砂，泥がち堆積物	三角州	
		砂，泥がち堆積物	自然堤防帯（氾濫平野）	
		礫がち堆積物	扇状地	
	更新世	後期	砂がち堆積物	低位段丘，中位段丘
			礫がち堆積物	低位段丘，中位段丘
		中期	砂がち堆積物	高位段丘
			礫がち堆積物	高位段丘
	前期	シルト・砂・礫等	丘陵地（東海層群及びその相当層）	
	新 第 三 紀	鮮新世		
中新世		前期	固結岩類，火成岩類 丘陵地	
白亜紀～二疊紀		石灰岩（L）	山地・山脈	

(2) 帯水層分布

伊勢湾周辺の主要地下水区の帯水層対比表(粉倉, 1986)を表Ⅲ-1-3に示す。これによれば、伊勢湾周辺は、断層によって地質区が分断されているために、同じ層準でも地域によっては被圧帯水層になったりならなかったりすることが認められる。

濃尾平野の帯水層構造については、桑原(1985)の詳細な研究成果があるが、地下水マップその1には、それに基づいて求めた帯水層上限の平面分布状態のうち、第一帯水層と第三帯水層について表示している。第一礫層と第二礫層の基底面等高線と第二礫層の上面等高線については、それぞれ図Ⅲ-1-1～3に示す。

① 豊川平野

豊川平野では、下部粘土層以下の地層が被圧帯水層であるとされている(東海農政局, 1967)が、中でも優秀な被圧帯水層は渥美累層である。この渥美累層は平野南縁の台地・丘陵部で地表に露出しており、涵養区域を構成しているものと考えられる。また、豊橋段丘や小坂井段丘を構成している下部砂礫層(上部更新統)は透水性がよく、臨海部では沖積面に覆没することから被圧地下水涵養区域として重要である。

② 西三河平野

西三河平野では、中部更新統より上位の地層が被圧帯水層を形成するとされている(東海農政局, 1967)が、特に沖積面下の第一礫層を含む更新統が被圧帯水層として重要である。こ

の更新統は、西三河平野に広がる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。

また、三好台地や拳母台地が分布する豊田市一带では、良好な被圧帯水層のないことから、それらより下位の瀬戸層群矢田川累層から揚水しているので、本累層も地下水涵養上重要であると思われる。

③ 濃尾平野

濃尾平野では、鮮新世以降の地層は全て被圧地下水帯水層であるが、地下水産出能力が際立っているのは第一、第二、第三層の各礫層である。これら礫層のうち、第一礫層の地表相当層については、鳥居松礫層、犬山扇状地礫層及び牧田川扇状地礫層等を包含した複合体と考えられており(高田他2名, 1979), 第二礫層は一宮市の東部で直接第一礫層に重なっているとされている(永田, 1986)ことから、低位段丘面と扇状地面は被圧地下水涵養区域として重要である。なお、第三礫層については地表相当層との関連は明らかになっていないので、被圧地下水涵養区域は不明である。

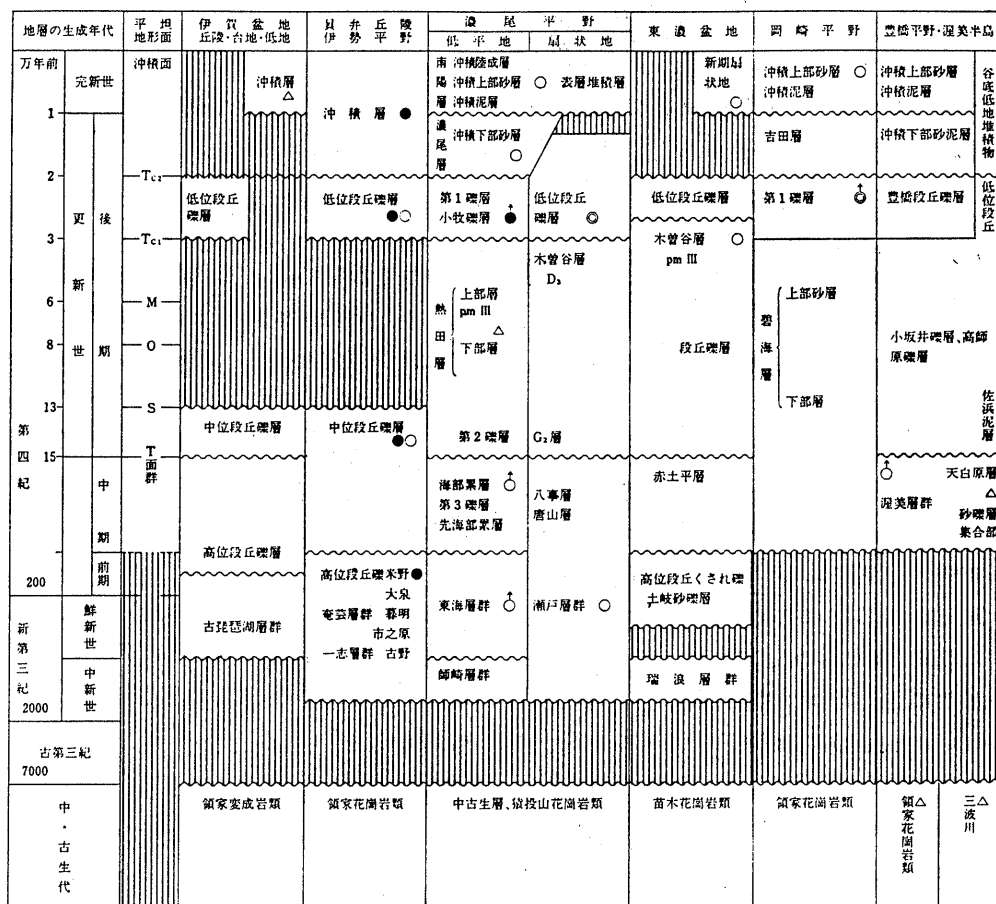
④ 伊勢平野

伊勢平野では、濃尾平野のように被圧帯水層に恵まれなかったこともあって、不圧地下水の利用が古くから盛んである。特に、段丘面や扇状地面上では「マンボ」(図Ⅲ-1-4参照)と呼ばれる地下水集水施設による不圧地下水の利用が現在も行われている。

伊勢平野のうち、員弁郡各町及び四日市市から鈴鹿市～津市にかけての北勢平野では、奄芸層群が被圧地下水の主要帯水層となっているが、久居市～松坂市から伊勢市にかけての中・南勢平野では奄芸層群でも難透水性の下部の層準が分布するようになるため、水文地質的に基盤を構成している(高橋, 1986)。

表Ⅲ-1-3 東海地方の主要地下水区の帯水層対比表

(梶倉, 1986)

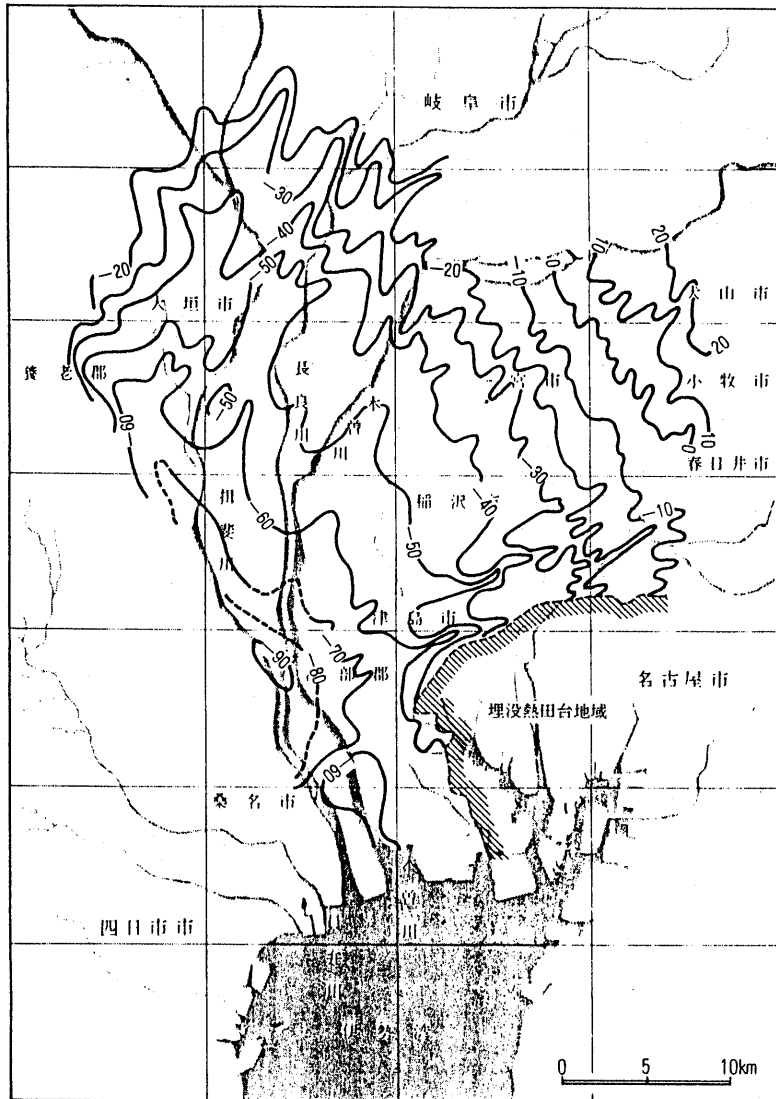


(3) 水文地質的基盤

「木曾川左岸・矢作川および豊川流域水理地質図」(村下・武居, 1961)によれば, 知多半島南端に分布する瀬戸内中新統と山地・山脈を構成する先中新統基盤岩類を水文地質的基盤として扱っている。不透水層という意味において中新統以前の地層を基盤とすることに問題はないが, 表Ⅲ-1-3に示したように伊勢湾周辺地域の主要な帯水層として更新世中期以降の地層がそれに相当しており, その下位の東海層群等の鮮新世~更新世前期の地層では, 一部(北勢平野, 温泉利用)を除いて揚水は行われていないことや, 豊川平野地下のように中古生層の上に不整合で中部更新統が載るところもあることから, 地下水マップでは東海層群及びその相当層(鮮新世~更新世前期)の上面を水文学的基盤と扱っている。

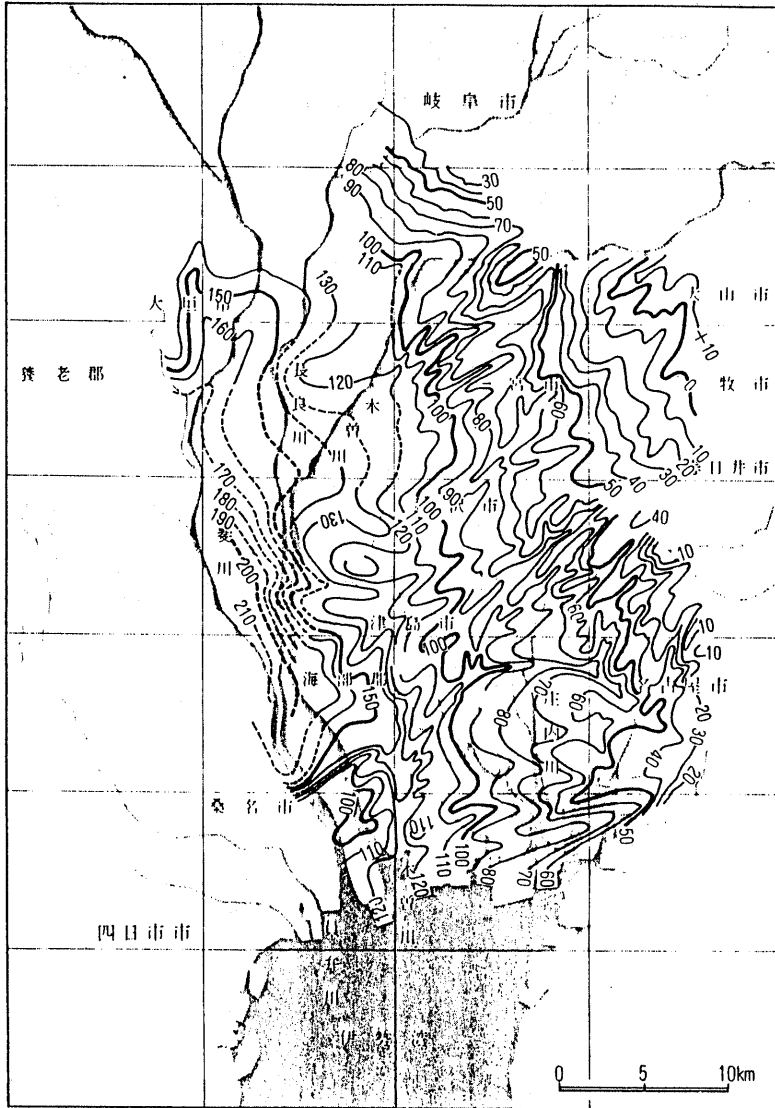
① 豊川平野

豊橋市神野新田町の地下155m以深に発達する礫層等は, 電気検層結果から第三紀層に属



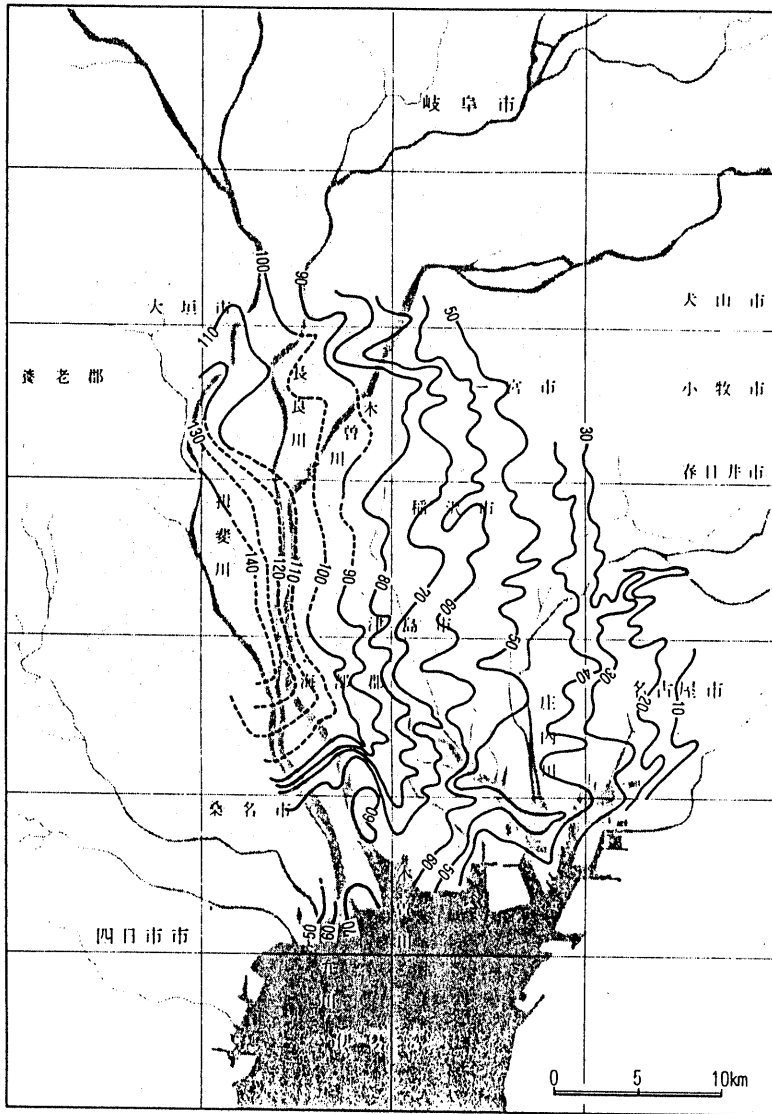
図Ⅲ-1-1 第一礫層基底面等深線図 (桑原, 1985)

図の東南部名古屋市域(斜線部)は、埋没熱田台地域で第一礫層は分布しない。
数字は T. P. 基準(単位: m)



図Ⅲ-1-2 第二礫層基底面等深線図 (桑原, 1985)

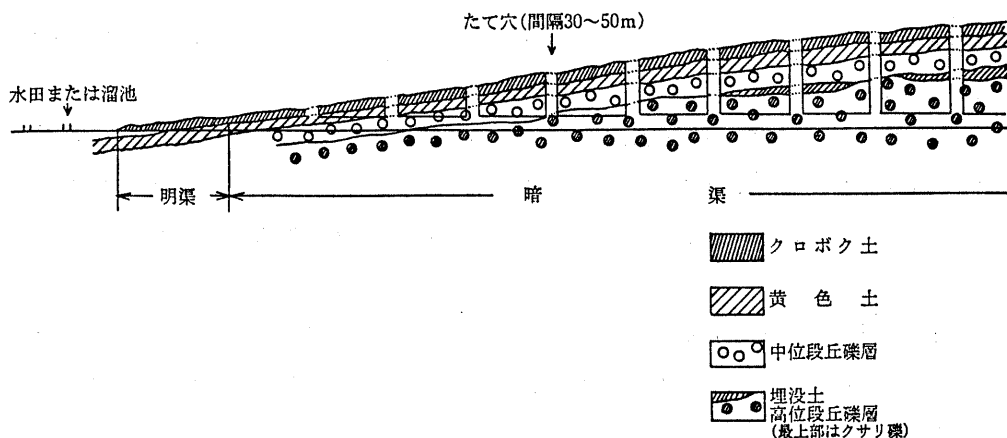
数字はT.P.基準(単位:m)



図Ⅲ-1-3 熱田層下部粘土層上限（第二礫層上面）深度分布図¹²⁷⁾

(桑原, 1985)

(数字はT. P.基準(単位:m))



図Ⅲ-1-4 マンボの地質断面模式図 (東海農政局, 1965)

する可能性が高いとされているが(北崎・日吉, 1963), 分布範囲等が不詳なため, 地下水マップでは中部更新統下限を等高線で表示している。それによれば, 豊川平野地下の中部更新統下限は豊橋市神野新田町一帯を標高-150mの底とする盆状をなしていると考えられる。

② 西三河平野

地下水マップでは, 東海層群のこの地域での相当層である瀬戸層群矢田川累層の上面を等高線表示している。それによれば, 本累層の上面は西三河平野北部に露出する瀬戸層群から10度以下の非常に緩い角度で, 浅い谷のような形状を保持しつつ南へ傾斜していくが, 矢作古川河口の地下では深く切れ込んだ谷地形を呈している。

③ 濃尾平野

濃尾平野は既に述べたように, 西縁を養老断層で仕切られた傾動盆地であるため, そこに堆積した地層は全体的に北東から南西に傾斜している。地下水マップに示した濃尾平野地下一帯に分布する東海層群も基本的にはそのような傾向を示すが, 東海湖時代の沈降域の影響により, 佐屋町から弥富町の一帯の地下に東海層群上面の最深部(標高-400m前後)を持つ盆状形態が認められる。

また, 東側の東海層群が浅層部に分布しているところでは, 当時, 洗掘されたと思われる谷や急斜面が存在するようである。

④ 伊勢平野

この地域での東海層群相当層は奄芸層群であるが, 水文学的基盤として表示しているものはその奄芸層群に不整合で載る古伊勢湾層のうち, 地盤地質区分でいうところの下部粘土層の下限等高線である。伊勢湾西~南岸部一帯では, この上部粘土層下限の直下には奄芸層群が分布する(鈴木, 1962; 赤嶺ほか, 1962)と考えて良いが, 鈴木ほか(1967)によって, 四日市市牛起の地下に下部粘土層の下に層厚が1.0~1.2mの最下部層が発見されているので,

地下水マップの四日市港の標高-25mの等高線が海側に迫り出しているところではやや深いところに奄芸層群が分布していると考えられる。

伊勢湾西～南岸部一帯の沖積面下に分布する奄芸層群は、揖斐川右岸地下を除けば、比較的浅層に分布している。また、この地下に分布する奄芸層群は桑名市から津市にかけては平野後背部に露出しているが、松阪市から伊勢市にかけては平野後背部に露出していない。

(4) 比湧出量

比湧出量 (specific capacity) とは、ある井戸において揚水によって生じた単位水位降下(m)当たりの揚水量 (m^3/t) であり、一般に、日間の揚水量による水位降下から、 $m^3/日 \cdot m$ あるいは $m^3/日$ という次元で表示される。

この比湧出量は、揚水継続時間によって変化するものなので、厳密に帯水層常数として扱うことはできない。

地下水マップでは、比湧出量の算出に当って、国土庁土地局国土調査課がまとめた全国地下水(深井戸)資料台帳(昭和36～38年度, 昭和43～48年度, 昭和52～55年度の鑿井分)と社団法人全国鑿井協会がまとめた岐阜県・愛知県・三重県三県深井戸調査表(昭和57～61年度鑿井分)を使用している。ここでの深井戸とは深度30m以上の井戸であるが、スクリーンが1層のものから多層のものまで含んでいる。

比湧出量の表示に当っては、三次メッシュ内の最大比湧出量について、 $100 m^3/日 \cdot m$ 未満, $100 m^3/日 \cdot m$ 以上 $1,000 m^3/日 \cdot m$ 未満, $1,000 m^3/日 \cdot m$ 以上 $5,000 m^3/日 \cdot m$ 未満, $5,000 m^3/日 \cdot m$ 以上 $10,000 m^3/日 \cdot m$ 未満, $10,000 m^3/日 \cdot m$ 以上の5区分を設定して表示している。

それによれば、全域的にみて、 $100 m^3/日 \cdot m$ 以上 $1,000 m^3/日 \cdot m$ 未満の比湧出量を持つ深井戸が多いが、 $1,000 m^3/日 \cdot m$ 以上の湧出能力の高い井戸も伊勢湾周辺ではかなり見られるが、中でも大垣市、岐阜市、一宮市の一帯はそれらが集中して分布している。

2. 地下水位

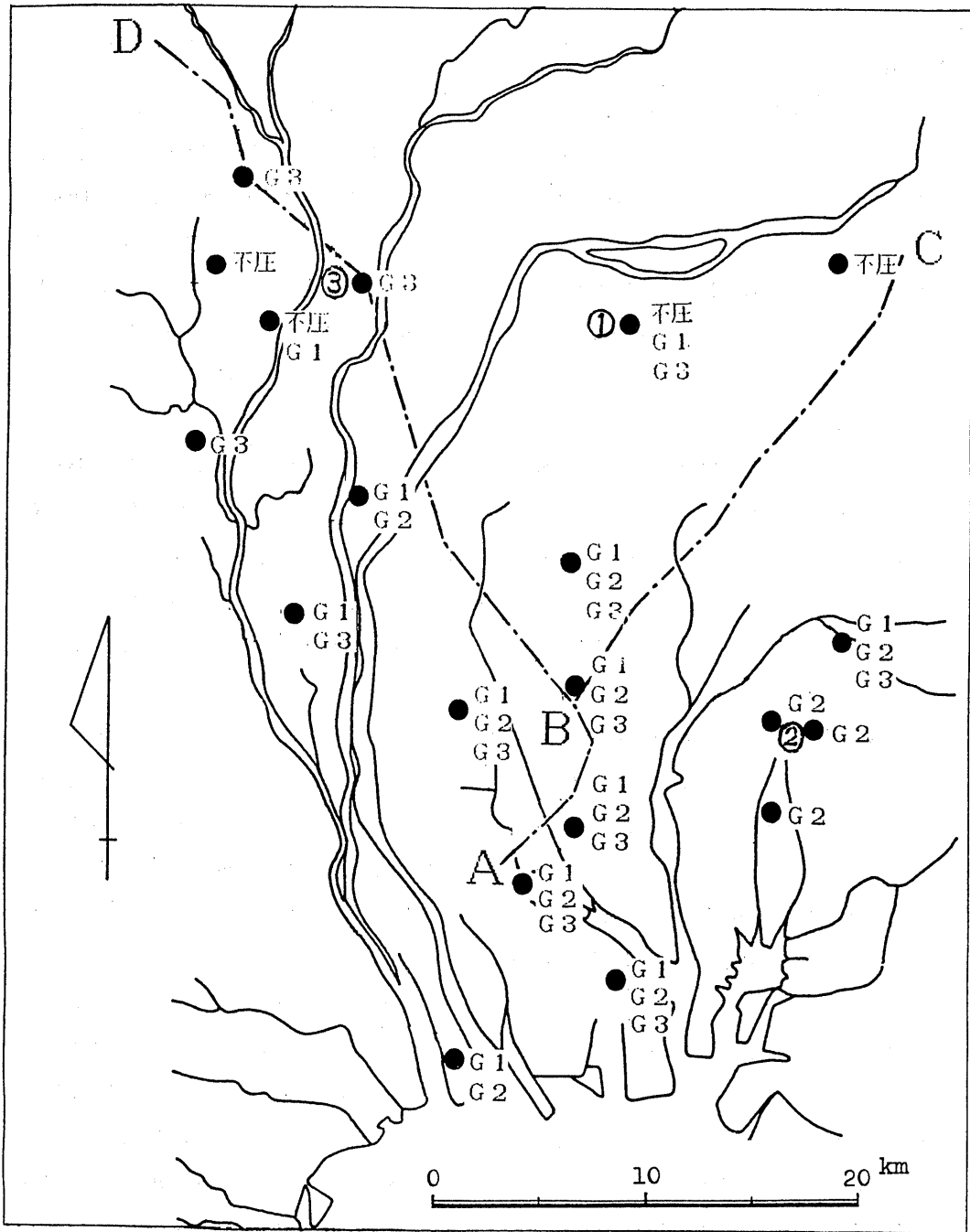
(1) 観測井

地下水位の観測井は濃尾平野を中心として整備が進められており、図Ⅲ-2-1に示すように、不圧帯水層・第一被圧帯水層(G1)・第二被圧帯水層(G2)・第三被圧帯水層(G3)それぞれに単層のスクリーンをもつ観測井において、各帯水層の地下水位(被圧地下水頭)が継続的に観測されている。これらの観測井の管理は、建設省中部地方建設局・通商産業省名古屋通商産業局・農林水産省東海農政局、および愛知県・岐阜県・三重県・名古屋市などが行っている。地下水位は地下水涵養量と揚水量・流出量との差に基づく地下水収支の結果を忠実に反映するものであるので、地下水位の変動を長期的・継続的にとらえることは、地下水資源の監視と管理の点において極めて重要である。

図Ⅲ-2-1に示す観測井の中から比較的古くから観測が開始されている井戸を選び、第一・第二・第三被圧帯水層ごとに地下水位の経年変化の様子を図Ⅲ-2-2に示した(東海三県地盤沈下調査会に資料による)。おのおのの観測井の地下水位の値は月平均値によって表わされており、縦軸の水位の目盛は、地表面からの深さと海拔高度(T.P.)の双方で示されている。また井戸番号①~③と帯水層の後の括弧内の数値は、それぞれの観測井のスクリーンの位値(T.P.m)である。

図Ⅲ-2-2に示された地下水位の経年変化の中で、最も特徴的な例は第二被圧帯水層(井戸番号②)の場合である。1年のサイクルでみた場合、夏季(7月~8月)に年最低水位、冬季(1月~2月)に年最高水位が出現する変化のパターンは、農業用の地下水利用が1年のうちの前半のみに行われることによるためである。夏季と冬季の水位差は最大9mに達し、昭和46年頃までは、水位の回復が前年の最高水位まで及ばず、地下水位が継続的に低下していったことが判る。昭和37年夏季の地下水位がT.P.約-22m(地表面下約36m)であったのに対し、昭和46年~48年の夏季には、T.P.-36m(地表面下50m)まで低下した。昭和48年以降は愛知県と名古屋市の公害防止条例、引き続き三重県公害防止条例による地下水揚水規制が施行されたことにより、地下水利用者各位ならびに関係各位の理解と協力も加わって揚水量削減の効果が徐々に現われ、地下水位は上昇傾向に転じた。さらに昭和50年代後半に入ってから木曽川総合水事業が整備され、農業用水の水源が地下水から地表水に転換されたため、以前みられたような前述の地下水位の年変化パターンも消失しつつあるのが現状である。

昭和48年を境とし地下水位が上昇に転じる現象は、同じく図Ⅲ-2-2に示す第一被圧帯水層の観測井(井戸番号①)の例でもみられる。また、第三被圧帯水層の観測井(井戸番号③)は自噴帯に位置する例である。図Ⅲ-2-2の地下水位変化に示されるように、昭和46年から昭和54年にかけては地表面下にあった被圧地下水頭が、昭和56年以降地表面よりも高い位置まで上昇し、自噴現象が回復してきたことを表わしている。



図Ⅲ-2-1 濃尾平野における地下水位観測井位置図

図中の①～③は図Ⅲ-2-2に示す観測井の位置。
 A-B-C, B-Dは図Ⅲ-2-3に示す断面の位置。

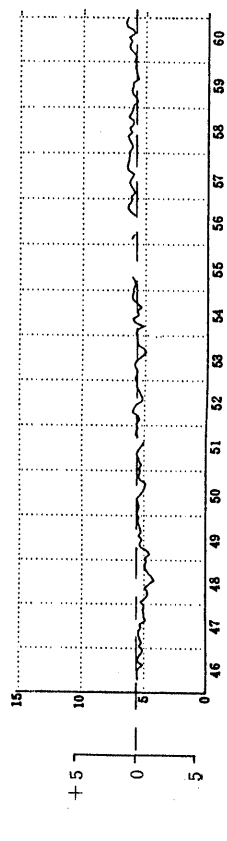
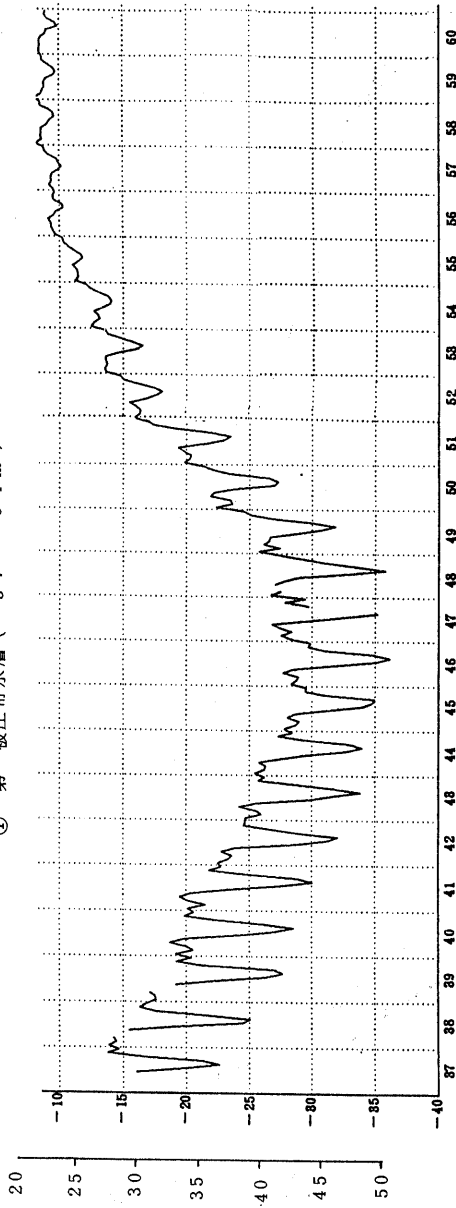
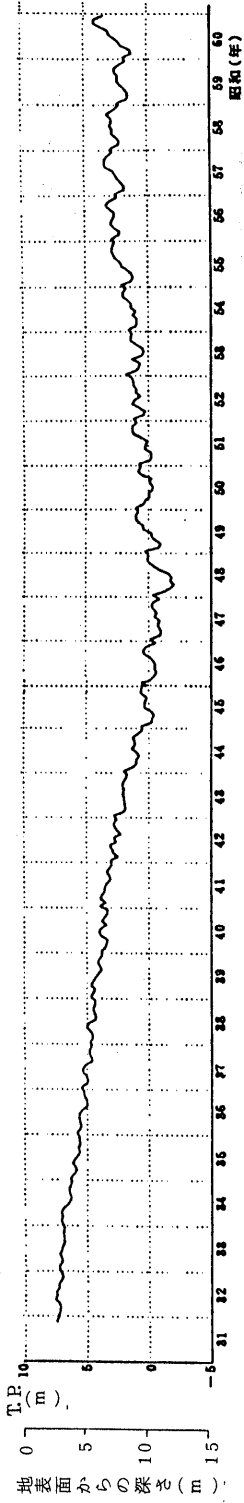
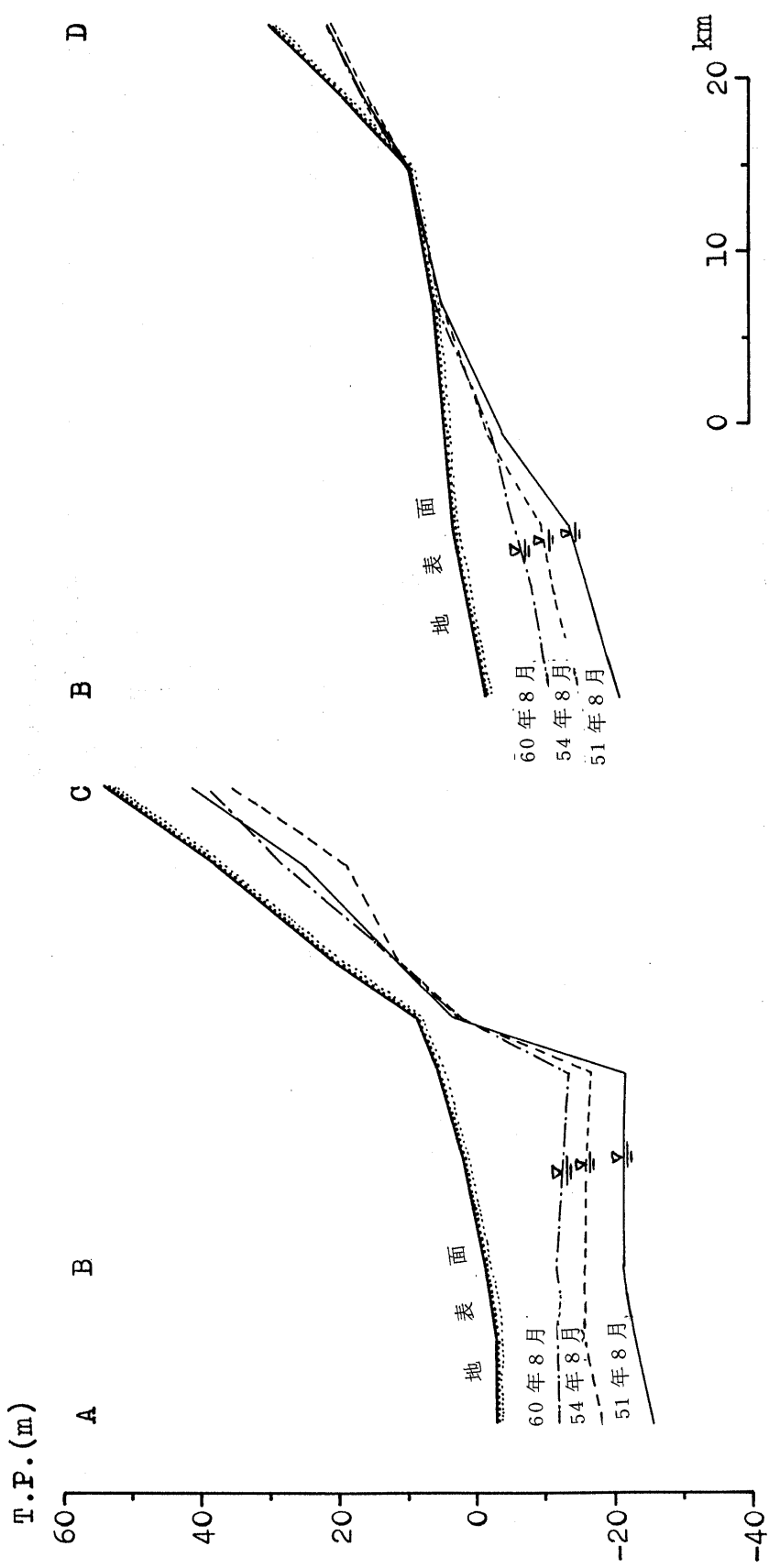


図 III-2-2 地下水位の経年変化例 (観測井の位置は図 III-2-1 参照。)
 (東海三県地盤沈下調査会の資料による。)



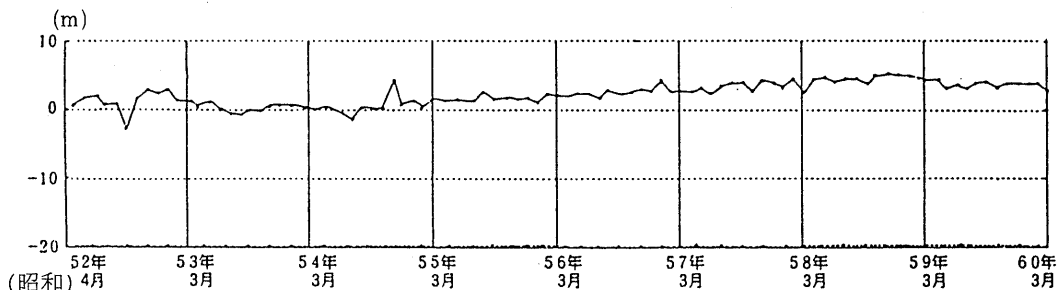
図Ⅲ-2-3 濃尾平野における地下水位の断面と昭和51年～60年の変化

(断面の位置は図Ⅲ-2-1参照。
 (東海三県地盤沈下調査会の資料による。))

濃尾平野の南西から北東にかけての方向（A-B-C）と南東から北西にかけての方向（B-D）における地下水位断面の状態を、昭和51年8月・昭和54年8月・昭和60年8月の時期について示したものが図Ⅲ-2-3である（東海三県地盤沈下調査会の資料による）。この図からも明らかなように、昭和51年以降の地下水位の回復の様子を読みとることができ、水位の回復は濃尾平野のほぼ全域にわたっている。水位上昇はとくに、沖積低地部において顕著である。

養老断層以西の伊勢平野域においても、四日市の丘陵を中心に自噴井が多く分布している。これらの自噴井の多くは、昭和30年代後半に農林水産省東海農政局によって調査・開発が行われたものである。現在でも農業用水源として重要な部分を占めており、活発に利用されている。四日市の丘陵部における自噴井の水位の季節変化は臨海部における深井戸の揚水量の季節変化に対応することが指摘されており（東海農政局の資料による）、自噴井の深度の大きいものほど変化が著しいのは、臨海部での地下水の開発深度に関連している。近年この地域においては、ゴルフ場の開発に伴う地下水揚水量の増加の影響を受けて、既存の農業用井戸の自噴量が大幅に減少したり、家庭用の自噴井戸が完全に枯渇してしまった例もみられる。ゴルフ場における地下水の利用は、散水用として夏季に揚水量が増大するため、降水量は冬季よりも夏季の方が多いために拘らず、近年、本地域では自噴量がむしろ夏季に減少する傾向が認められる。

濃尾平野と伊勢平野を除く本図幅の範囲内においては長期的・継続的な地下水観測井の記録を得ることが必ずしも容易ではないが、豊橋市内では、既設の井戸を利用して昭和52年度より毎月1回、地下水位の測定が実施されている。図Ⅲ-2-4はそれらの資料のうち一例として、藤並町の観測井における地下水位の経年変化の様子を示したものである。図に表わされているように、地下水位の季節変化には一定の傾向は認めにくい、経年的には上昇を続けており、地下水収支は黒字の状態が維持されているものと判断される。



図Ⅲ-2-4 豊橋市内における地下水位変化

の一例： 観測井№9，藤並町（豊橋市の資料による）

(2) 地下水位

不圧地下水と被圧地下水の水位変化について、北勢地域の観測井にみられる特徴的な事例を中心に述べる。図Ⅲ-2-5は、浅井戸（a号井、b号井）における不圧地下水の水位変化の様子

を、日平均値（24回の算術平均値）で示したものであり、図中には日降水量も記されている。図から明らかなように、a号井の自由地下水面が、対応する降雨の影響を強く受けて専ら変化していることから、周辺における揚水の影響が考えられる。周辺地区からの揚水がb号井の自由地下水面の与える影響については、水位の日変化の様相がより明白に示している。すなわち、図Ⅲ-2-6に示すように、朝から夕刻にかけて低下した地下水位が夜間に回復し、日曜日にはこのような日変化がみられないという揚水の影響の典型的な例が認められる。概して、月曜日の日中における水位低下量が他の曜日よりも大きい、毎日の水位の低下は何れも夜間に回復しており、山本（1962）が示しているような一週間を単位とする変化は顕著でない。a号井とb号井におけるこのような地下水位変動の相違は、観測井の周辺地区からの揚水量の差に基づくものである。本対象地域の朝明川下流部では、工業用水としての地下水利用が、特に右岸（b号井側）において左岸（a号井側）よりも活発なのが特徴である。

前述のように、b号井における自由地下水面の変動が、降水量に加えて揚水量の影響をも強く受けていることから、これら二つの因子によって地下水位がどの程度説明されうるかを明らかにした。最小2乗法（2重相関）によって地下水位を回帰させた結果は次のとおりである。すなわち、

$$H_n = 0.00243 P_{n-1} - 0.024 W_n - 0.710 \quad (r = 0.76)$$

ここに、 H_n ：日平均地下水位（T.P.m）

P_{n-1} ：前日の日降水量（mm/day）

W_n ：日揚水量（mm/day）

結果を実測値とともに図示したものが図Ⅲ-2-7である。同じような試みは、大垣市周辺の被圧地下水を対象に、月単位で行われている（岐阜県，1980）。自由地下水面と降水量との関係については、1～2か月の降雨を中心として約6か月前までの降雨の総和が影響を与えることが指摘されており（平田，1971）、宮沢（1979）は降水量の積算値との関係について検討を行っている。

被圧地下水の水位変化については、地表水への水源転換が図られる以前（昭和50年以前）においては、2月～3月に最高、8月～9月に最低となるような年変化が明確に認められていた。このような変化の傾向は、月揚水量の変化に対応しており、主として灌漑用水としての地下水利用にすることが大であった。このように、月平均被圧水頭が月揚水量に対応して年変化を示すことに注目すると、両者の関係は図Ⅲ-2-8のように、1年間の中でループを示すことがわかる。洪水時における河川水位と流量との間に同様の関係が成立するのと同じく、被圧水頭の上昇期と下降期とは、同じ揚水量に対して等しい水頭値を取らない。さらに、被圧水頭の日変化には、図Ⅲ-2-9に示すような潮汐の影響も明確に認められる。被圧地下水においては一般に、

潮汐の影響が不圧地下水の場合よりもはるかにはっきりと現れ(山本, 1962), 北勢地方においても, 潮位の変化は被圧帯水層への荷重の変化として働いている。

地下水の潮汐効率は気圧効率とも関係するが, 潮汐効率, および潮位との時間の遅れを整理してみると,

	潮 汐 効 率	位相の遅れ(分)
A号井(第一礫層)	0.12	107
B号井(第二礫層)	0.16	106

のようになる。潮汐効率は, より深い被圧帯水層にスクリーンを有するB号井の方が, A号井の場合よりも大きな値を示すことがわかる。潮位との時間の遅れについては, A号井とB号井との

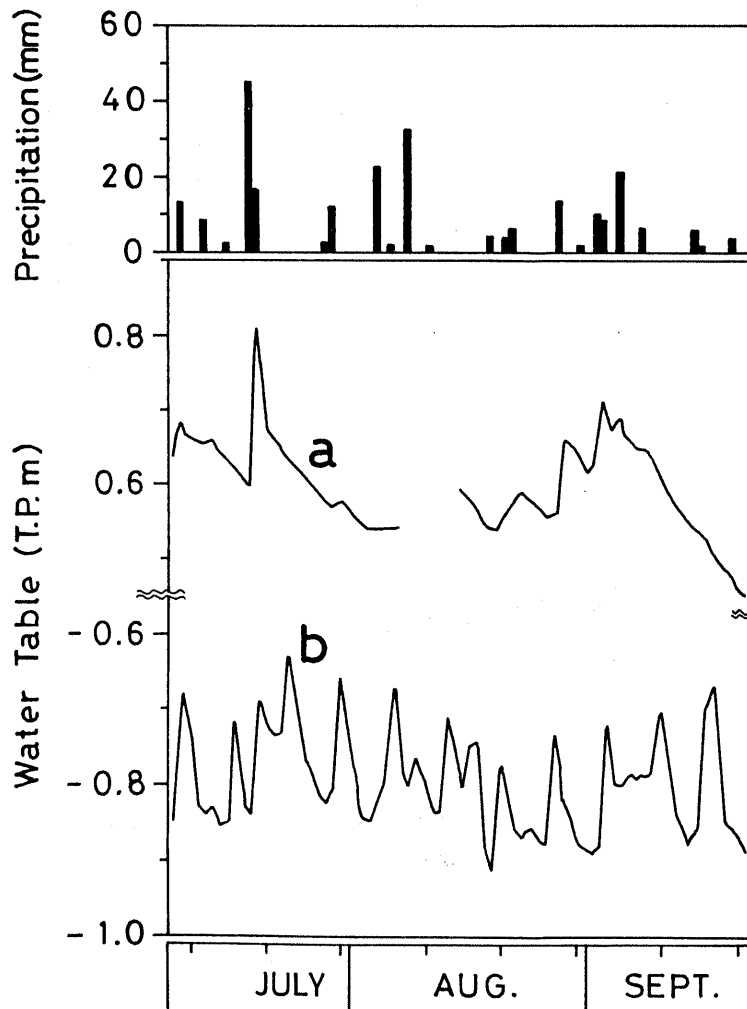
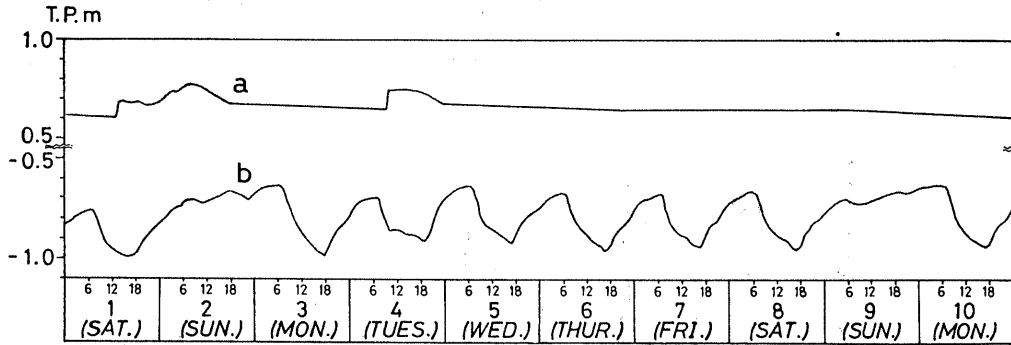


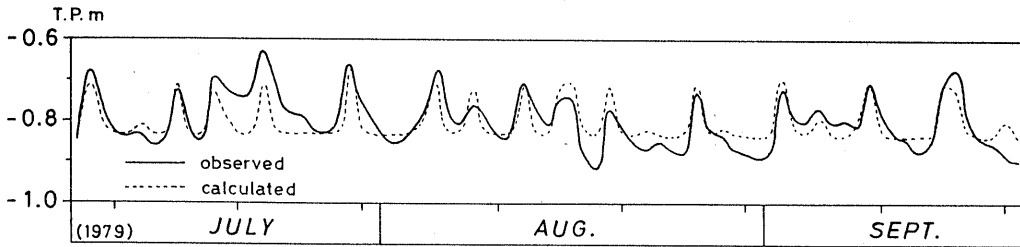
図 11-2-5 北勢地方における不圧地下水の
水位の日変化の例 (森, 1981)

間に有無な差は認められない。

地下水位に影響を及ぼす因子としては一般に、降水・蒸発散・気圧・風などの水文気象条件の他に、負荷の変化に関係する潮汐・地震・列車の通過・掘削など、さらには河川水・湖水・灌漑用水・水道の漏水、および揚水などが挙げられ、これらの諸因子が組合わさった結果としての地下水位の変化は、不圧地下水と被圧地下水の別も含めて必ずしも単純ではない。今後は地下水管理の視点からも、地下水位とその変化に係わる諸因子に関する基礎資料の収集が重要な意味を持つてくるであろう。

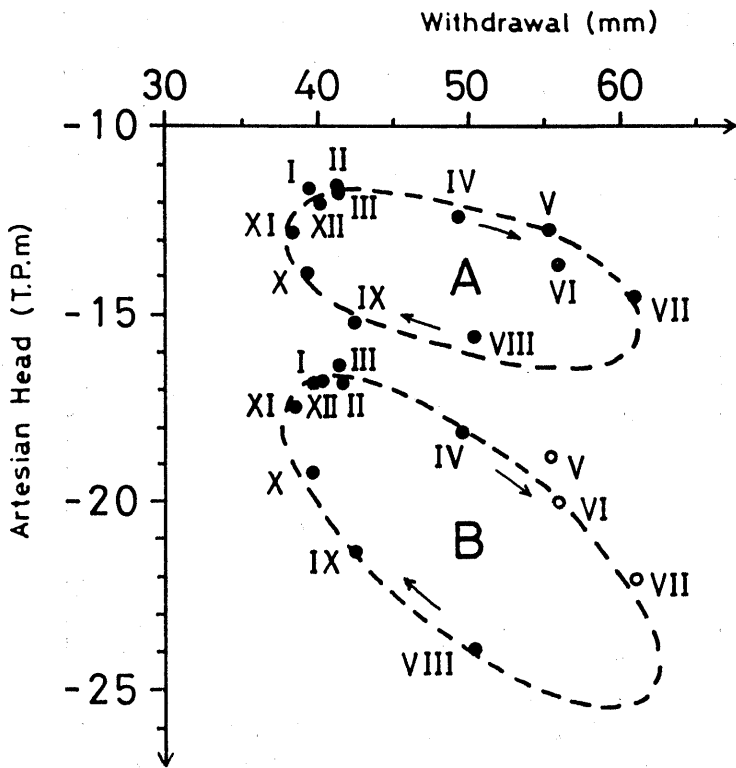


図Ⅲ-2-6 北勢地方における不圧地下水の
水位の日変化の例 (森, 1981)



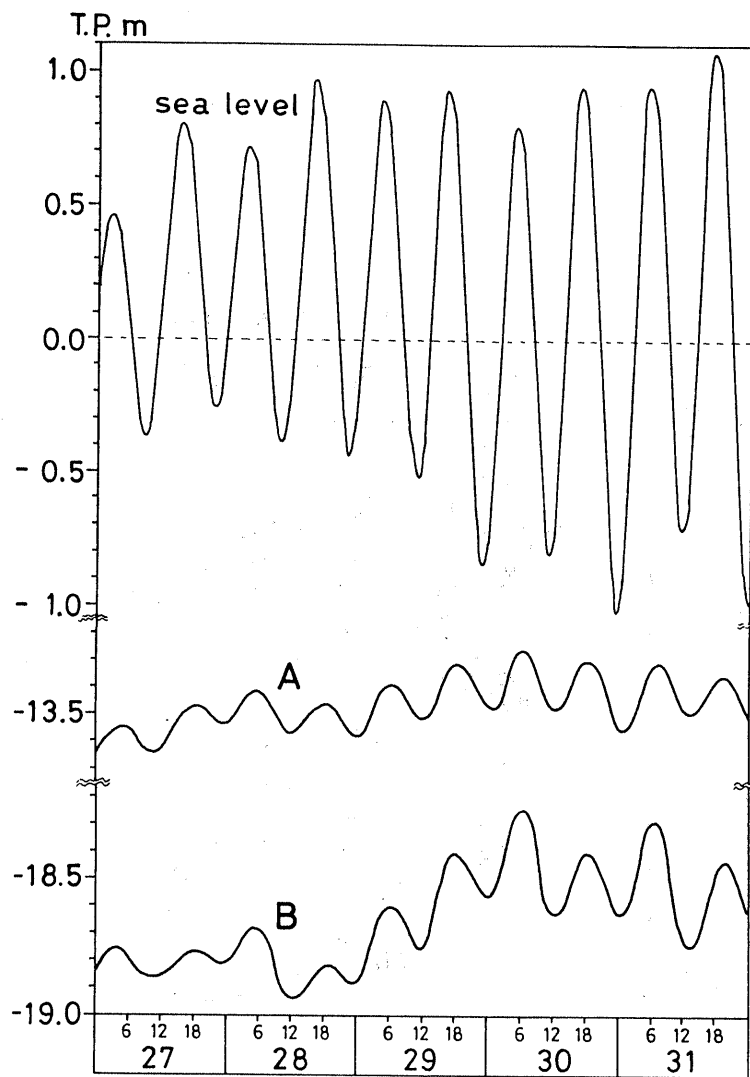
図Ⅲ-2-7 北勢地方における不圧地下水の水位の
実測値と計算値との比較 (森, 1981)

計算値は降水量と揚水量との重回帰により算出。



図Ⅲ-2-8 北勢地方における被圧地下水の
水位と揚水量との関係 (森, 1981)

A : 井戸の深さ 40 m
 B : " 90 m
 I ~ XII は月を示す。



図Ⅲ-2-9 北勢地方における被圧地下水の
水位と潮位の日変化 (森, 1981)

A : 井戸の深さ 40 m
B : " 90 m

3. 地下水の水温・水質

3-1 濃尾平野・伊勢平野北部

(1) 水温

地下水と土壌とは、熱的な平衡状態に達していると思なすことができるので、ある地点の任意の深度における地下水温は、その周辺の地温で代表させることができる。これは、地下水が地層の間隙を飽和した状態で賦存していることに加え、流速が不圧地下水でも一般に 10^0 m/day のオーダーと、比較的遅いことによるためである。

地表付近の地温は気温の影響を強く受け、緯度と海拔高度、土壌水分量、植生などの違いに応じた特徴的な日変化・年変化を示すが、深度を増すに連れてその変動幅は次第に小さなものとなる。地温の年変化の消失する層（恒温層）は、濃尾平野ではおよそ $10 \sim 12 \text{ m}$ の深度にあると考えられている（木内，1950）。恒温層の地温 T_0 （ $^{\circ}\text{C}$ ）とその地点の年平均気温 θ （ $^{\circ}\text{C}$ ）との間には経験的に、

$$T_0 = 0.83\theta + 3.7$$

で表される一次回帰式の成立することが知られているので（山本，1983），上式に基づき、伊勢湾周辺地域における恒温層の地温を年平均気温から推定すれば、 $15 \sim 17^{\circ}\text{C}$ の範囲内となる。

恒温層以深の地温は、熱環境を乱すような自然のおよび人為的要因が地中がない条件のもとでは、ある一定の割合で上昇する。即ち、地中増温率を α （ $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ）とすれば、ある深度 d （ m ）における地温 T_d （ $^{\circ}\text{C}$ ）は、

$$T_d = T_0 + \alpha d$$

と表すことができる。ここに、 T_0 （ $^{\circ}\text{C}$ ）は前述した恒温層の地温である。濃尾平野南部における地中増温率の値は、山本（1962）によれば、 $33 \sim 265 \text{ m}$ の深度について 100 m あたり平均 3.0°C である。

図 III-3-1 は、濃尾平野の南部から伊勢平野にかけての地域を対象に、被圧地下水の水温と深度（採水井戸のスクリーンの位置の中心深度）との関係を表したものである（森，1979）。図中の右下がりの破線は、本対象地域における恒温層の深度と温度との関係を示す点を通り、地中増温率 $3^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ に相当する勾配を持った直線である。図から判断されるように、被圧地下水の水温は既に述べた地中増温率にしたがい、ほぼ一定の割合で深度ともに増加していることがわかる。なお、図中にみられる観測値のばらつきは、主として、揚水に伴う新たな環境のもとで生じた熱交換に起因するものである。

一方、大垣自噴帯における被圧地下水の水温の観測結果によれば、深度に伴う地下水温の増

加率は、1955年(昭和30年)頃の状態では図Ⅲ-3-2に示すとおり、第二被圧帯水層では第一被圧帯水層よりも値が小さく、地下水温の増加率が一定でないことが指摘されている(杉崎・柴田、1961)。これに対し、1980年(昭和55年)前後に行われた継続的な調査結果では、深度に伴う地下水温の変化は殆ど認められていない(図Ⅲ-3-3)。これらの事実は、地下水の利用がまだ活発でなかった頃には、異なる被圧帯水層相互の間における地下水の交流が殆どなかったことを示すものである(東海三県地盤沈下調査会、1985)。

(2) pH

濃尾平野南部から伊勢平野にかけてのpHおよびRpHと深度との関係は、図Ⅲ-3-4に示す通りである。休止中の井戸から新たに揚水したような場合を除いたものについてのpHの帯水層別の平均値は、第一被圧帯水層と第二被圧帯水層においてはともに7.35、第三被圧帯水層以深では7.4~7.7であり、深度を増すに連れて、地下水の停滞性が増すためにアルカリ性化する。このような傾向は、深度150m以深で特に著しい。また、同一帯水層内での差は、水温の場合と同じく浅い部分においては大きいものの、250m以深の深度ではかなり小さくなり、最大値と最小値に0.2の差しか認められない。

地下水は大気とのガス交換を行わないために、土壌中での生物作用によって発生した炭酸ガスが地下水に溶け込むことにより、pHの値に変化の生じることが考えられる。このような観点から、炭酸ガスの単なる出入りによって左右されることのないRpHは、pHよりも地質因子を大きく反映することとなる。図Ⅲ-3-4に示すように、両者の差はほぼ0.2~0.5の範囲内にあり、差は第一被圧帯水層において最も大きく、深度250m付近では小さい。

(3) 電気伝導度

地下水の電気伝導度を帯水層別に考察してみると、図Ⅲ-3-5から明らかなように、第一被圧帯水層と一部の第二被圧帯水層(120m以浅)において、特に高い値の存在することが注目される。なお、ここで深度は、井戸のスクリーンの最上端の深度を結ぶ1本の縦線によって表される。

水の電気伝導度は、水中に溶存しているイオンの量と各イオンが電気を運ぶ速さによって支配されるので、電気伝導度により、水中の溶存イオン量を大まかに推定することが可能である。電荷を持たない物質は電気伝導度に影響しないが、一般に我が国の陸水については、18℃における電気伝導度($\mu\text{S}/\text{cm}$)の0.6程度が溶解性蒸発残留物の濃度(mg/ℓ)に相当すると言われている(半谷、1960)。各々の溶存イオンの中では塩素イオンが電気伝導度と最も高い相関を持ち、濃尾平野南部から伊勢平野にかけての地域については、両者の関係は次のように示される。即ち、最小二乗法により求めた塩素イオン濃度($C\ell : \text{mg}/\ell$)と18℃における電気伝導度($\lambda : \mu\text{S}/\text{cm}$)との関係を表す回帰直線の式は、濃度に応じて3つに区分され、

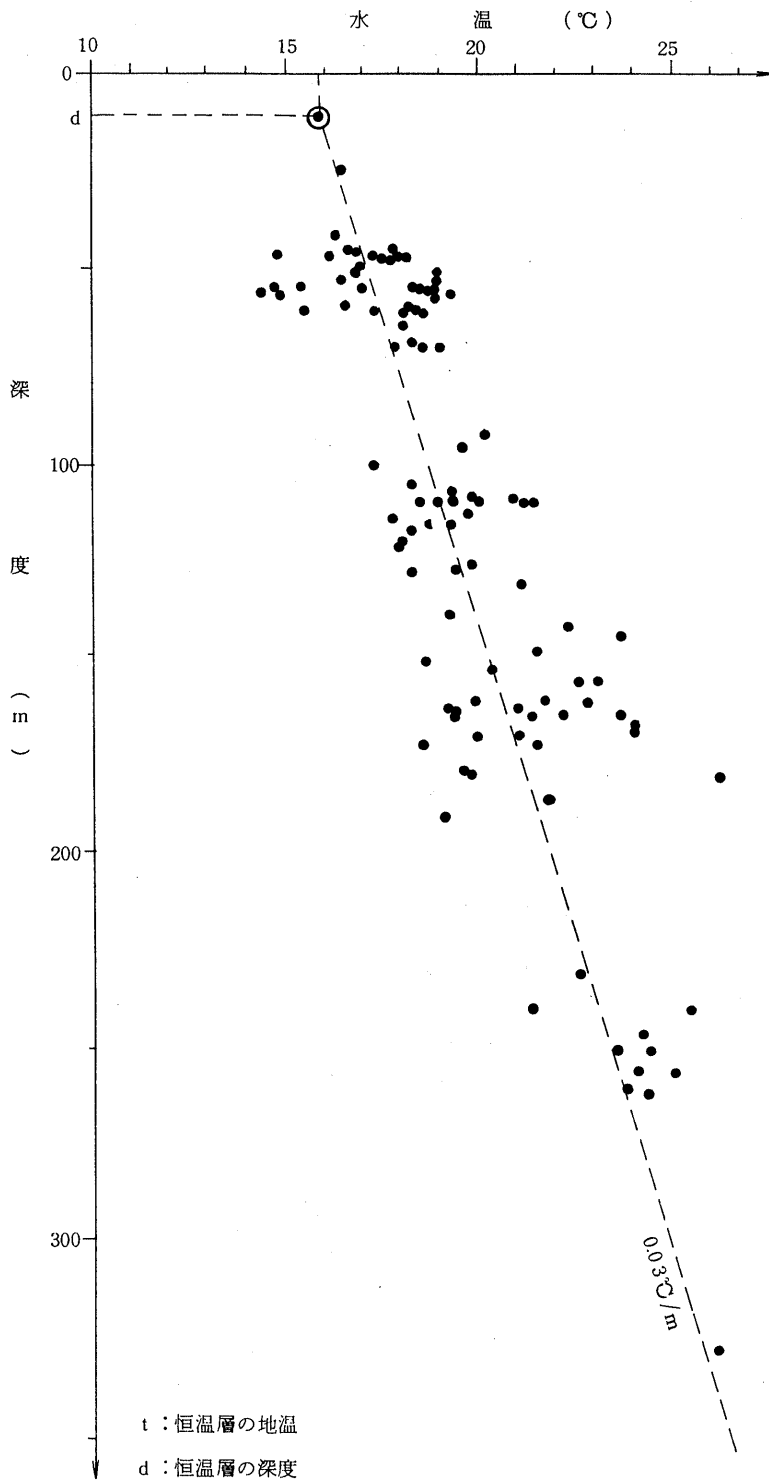
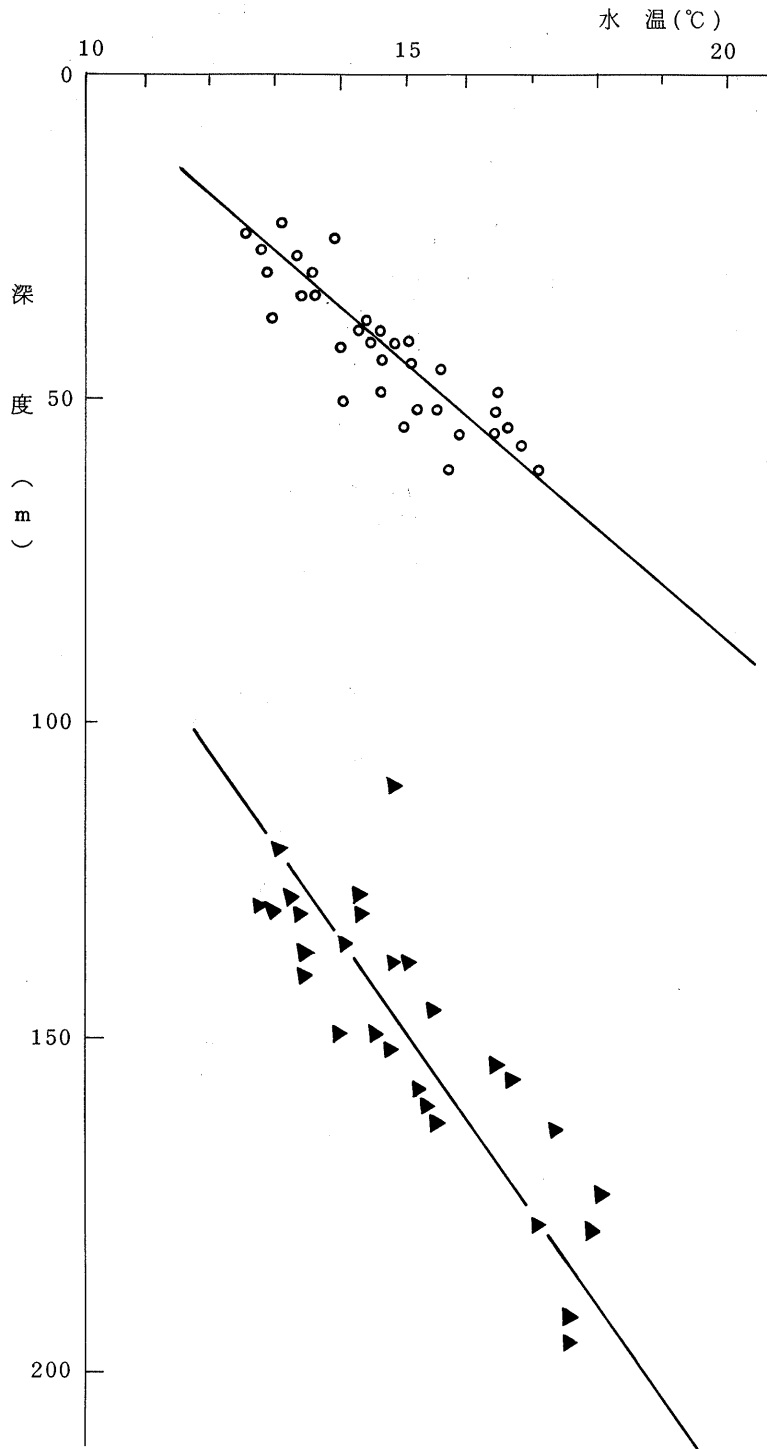
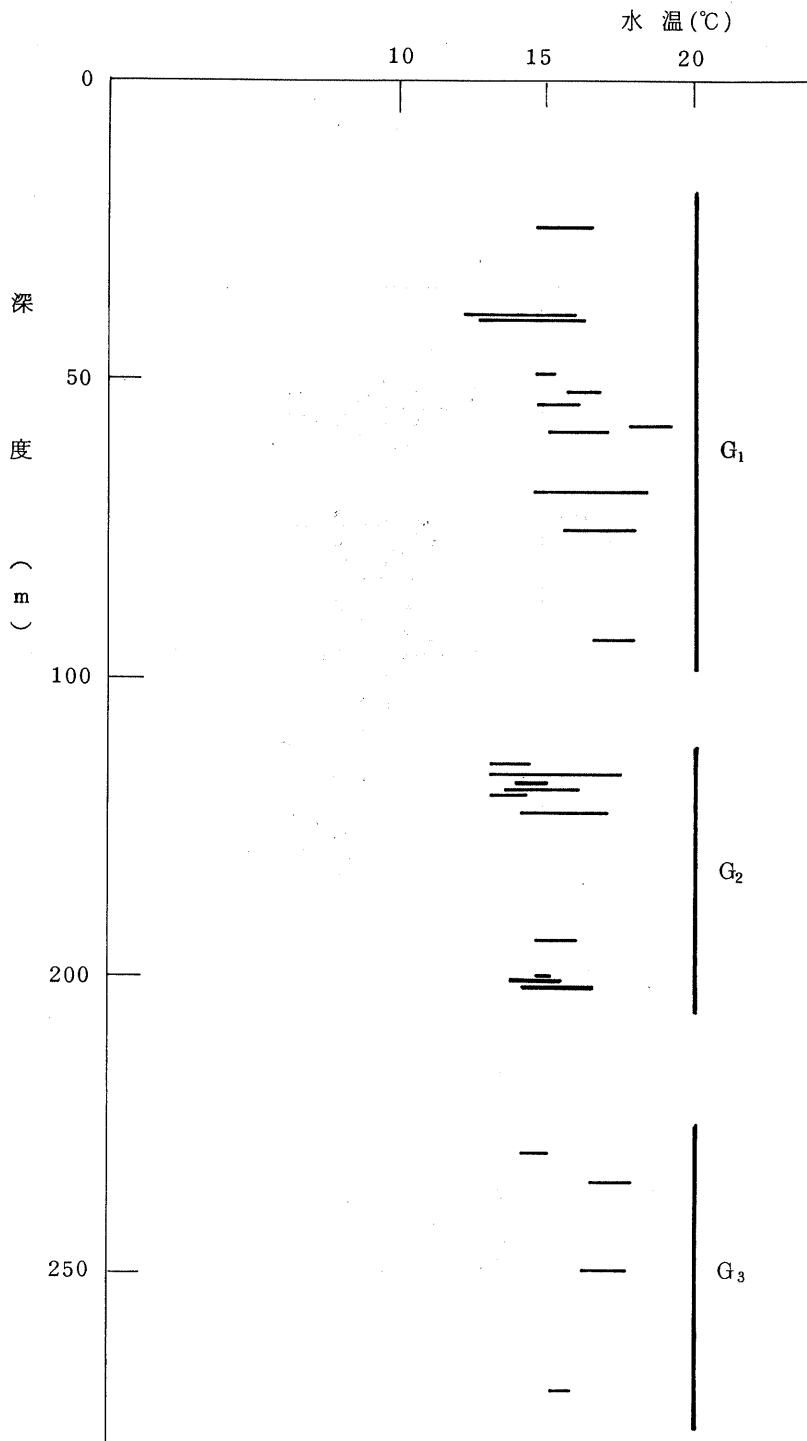


図 III-3-1 濃尾平野南部・伊勢平野における地下水温と温度との関係 (森, 1979)

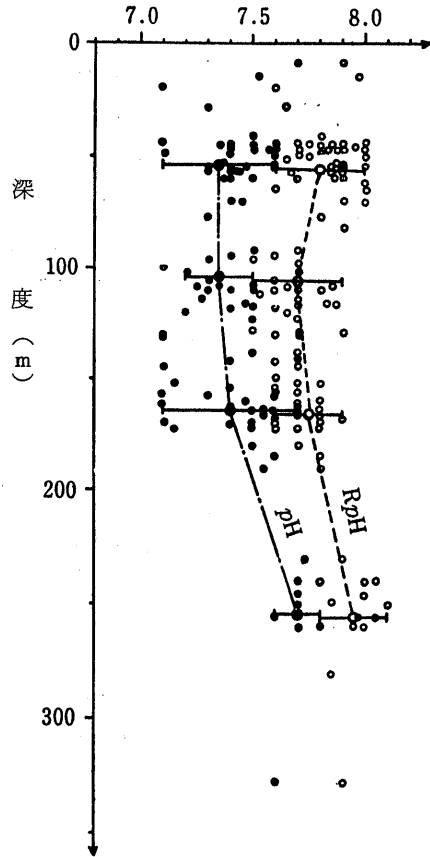


図Ⅲ-3-2 大垣自噴帯における昭和30年頃の
地下水温と深度との関係 (杉崎・
柴田, 1961)



図Ⅲ—3—3 大垣自噴帯における昭和55年頃の
地下水温と深度との関係

(東海三県地盤沈下調査会, 1985)



図Ⅲ-3-4 濃尾平野南部・伊勢平野における地下水の
 pH (黒丸) と R p H (白丸) の深度に伴
 う変化 (森, 1979)

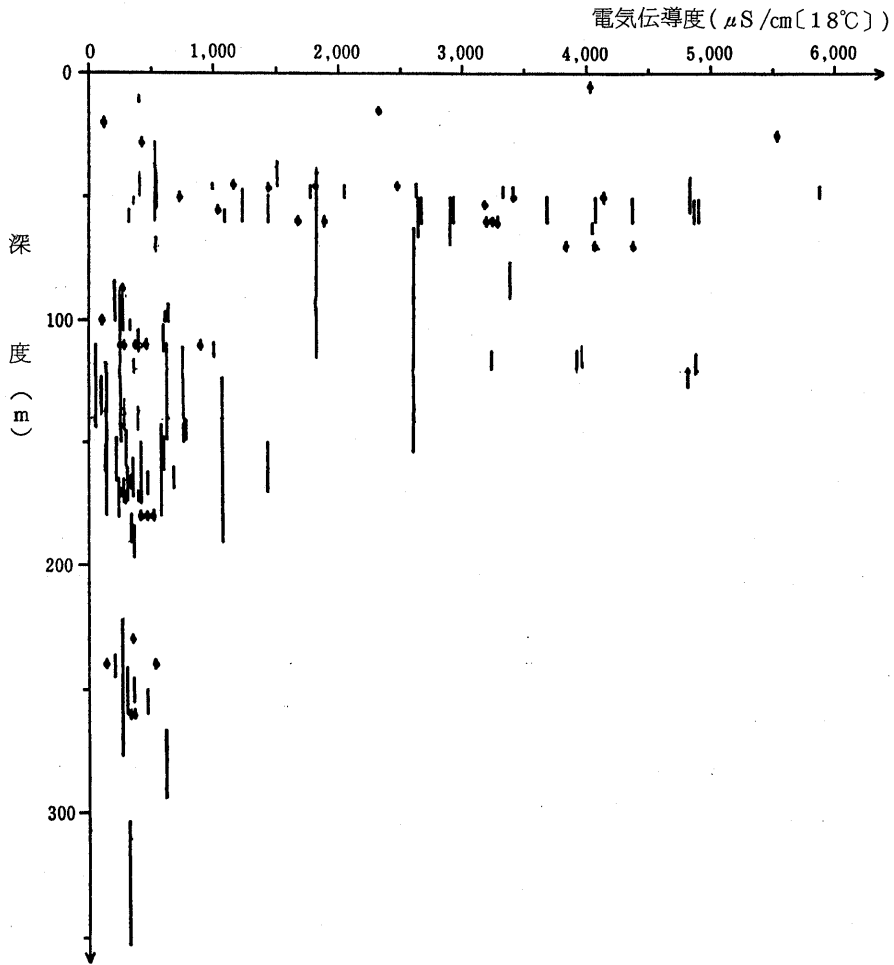


図 III-3-5 濃尾平野南部・伊勢平野における
地下水の電気伝導度の深度に伴う
変化 (森, 1979)

$$220 \leq \lambda < 800 : C1 = 0.297\lambda - 64 \quad (r=0.949)$$

$$800 \leq \lambda < 4,000 : C1 = 0.428\lambda - 192 \quad (r=0.994)$$

$$4,000 \leq \lambda < 6,600 : C1 = 0.524\lambda - 587 \quad (r=0.986)$$

のように示すことができる(森, 1979)。なお, r は相関係数である。

以上のように, 特に木曾三川の河口付近を中心とする第一被圧帯水層と第二被圧帯水層の地下水の中には電気伝導度, 即ち塩素イオン濃度のかかなり高いものが存在している。

(4) 塩素イオン

濃尾平野南部・伊勢平野における被圧地下水の塩素イオン濃度の分布を, 帯水層別に図Ⅲ-3-6に示した。地下水の塩素イオン濃度は, 既に電気伝導度の項で指摘したとおり, 第一被圧帯水層と第二被圧帯水層の一部において著しく高くなっている。第一被圧帯水層では, 等濃度線が河口から舌状に入り込んでいることが注目される。即ち, 高濃度域は, 長島町を中心として, 木曾川と長良川・揖斐川兩岸の木曾岬町と桑名市に至るまで, 広範囲に及んでいる。これに対し第二被圧帯水層の場合は, 極めて局地的(木曾岬町の北部と南部)に高濃度域が出現している。また, 第三被圧帯水層においては, 塩素イオン濃度は相対的に低いものの, 地域的な差異は明瞭に認められ, 特に, 分布の傾向が第一被圧帯水層の場合と類似しており, 地下水中の塩素イオンの起源に共通性のあることがうかがえる。地下水の流速は極めて小さく土壌・岩石に接触する時間が長いために, 水質は環境条件の影響を大きく受ける。したがって, 極く近接していても濃度を著しく異にする場合があることは多くの報告例のあるところである。同一の帯水層においても, 上部と下部に接する不透水層の地質の性状の違いなどにより, 地下水の水質に垂直方向の差の生じることもある。

木曾三川河口周辺地域の西側については, 塩水化現象が朝明川の河口付近まで及んでいる。さらに, 南の地域では, 極めて局地的に比較的高い濃度が出現する他は, 総じて良好な状態が保たれている。このような塩素イオン濃度の特徴的な舌状分布に加えて, $2,000 \text{ mg/l}$ および $3,500 \text{ mg/l}$ の等値線にみられるような分布傾向もまた注目すべき点である。即ち, 等値線が河口に向かって開いた形をとらずに閉曲線で示されているように, 最高濃度を示す中心域は若干内陸に入った部分にみられる。この点に関しては, 次の項の水質組成に関連させて述べる。

(5) 水質組成

7項目の主要溶存成分に関する水質分析の結果に基づき, 濃尾平野南部・伊勢平野の地下水の水質組成を帯水層別に, 三角図とキー・ダイヤグラムに示した(図Ⅲ-3-7)。なお, 図中には, 海水の組成も記入されている。第一および第二被圧帯水層の地下水は, 海水と類似した水質組成(アルカリ非重碳酸塩型)によって特徴付けられ, これらの地下水の塩素イオン濃度が高い事実を裏付けている。これに対し, 第三被圧帯水層の地下水は, 一般的な停滞性の被圧地下水の水質組成(アルカリ土類重碳酸塩型~アルカリ重碳酸塩型)を示す。

図Ⅲ-3-8は、木曾三川河口部の東西断面(図Ⅲ-3-6参照)における水質の分布を、Stiffのヘキサ・ダイアグラムとして表したものである。海水の組成については、図中に凡例で示したとおりである。この図からも明らかなように、第一・第二被圧帯水層と第三被圧帯水層とでは、地下水の水質組成に明瞭な差が認められる。塩水化した地下水は、桑名郡長島町・木曾岬町や桑名市城南地区などを中心に、主として養鰻用として利用されている。

第一被圧帯水層や第二被圧帯水層の地下水にみられる高濃度の溶存成分の起源を明らかにするための一つの方法として、各溶存イオンと塩素イオンの比に関する海水からのずれの割合(δM)によって考察してみる。なお、 δM 値は次式によって示されるものとする。

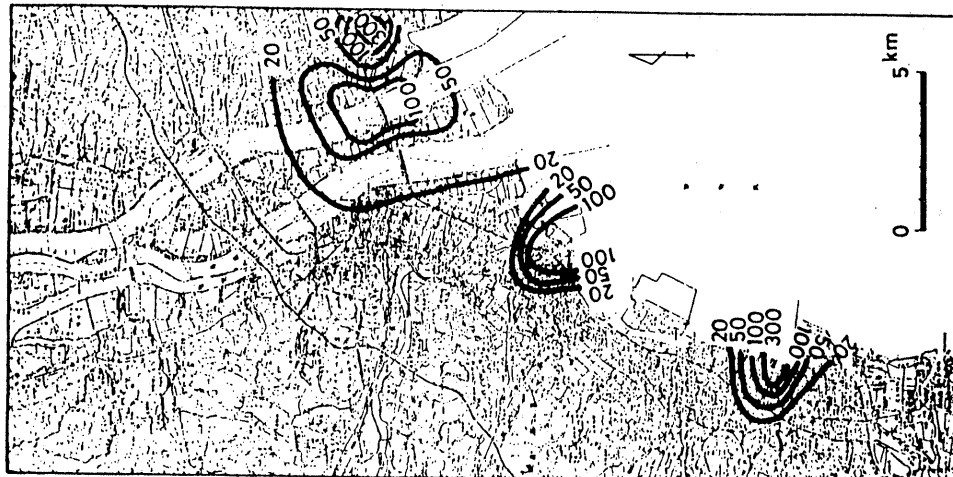
$$\delta M = \frac{\left[\frac{M}{C1} \right]_{\text{地下水}} - \left[\frac{M}{C1} \right]_{\text{海水}}}{\left[\frac{M}{C1} \right]_{\text{海水}}}$$

M : 各溶存イオンの濃度 (meg/l)

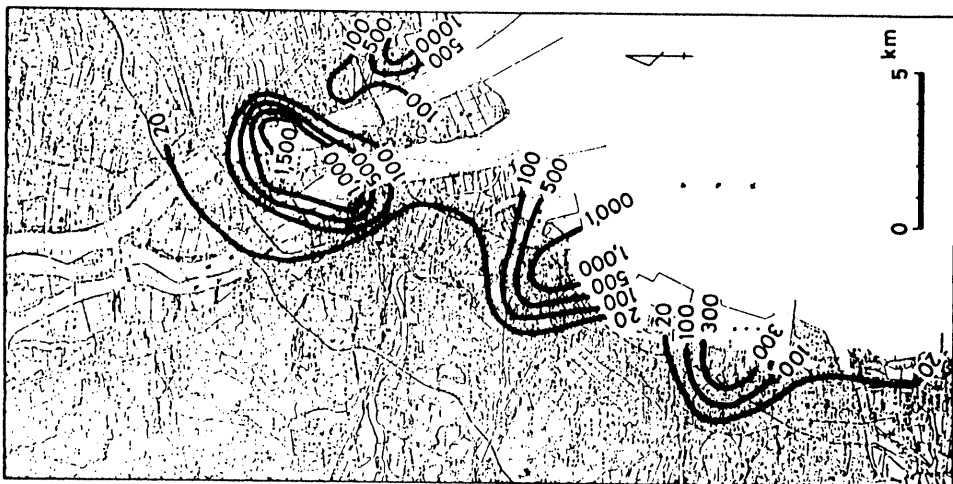
C1 : 塩素イオンの濃度 (meg/l)

その結果によれば、第一・第二被圧帯水層の地下水については、 Mg^{2+} と SO_4^{2-} の双方に関する δM が負の値を示す点が特徴的であり、特に SO_4^{2-} に関する値が著しい(森, 1979)。このことは、これら両イオンの占める比率が現今の海水よりも小さいことを意味している。これは、還元環境下に長い間置かれることによって、比較的不安定な硫酸イオンが変化して濃度を減少させたことによるものであり、第一・第二被圧帯水層の地下水に含まれる溶存成分が、比較的古い海水に由来する可能性のあることが示唆される。杉浦(1978)によっても、地下水中の Na^+ と Mg^{2+} の関係から、本地域では海水が地下水中に単純に混入したものではない点が指摘されている。

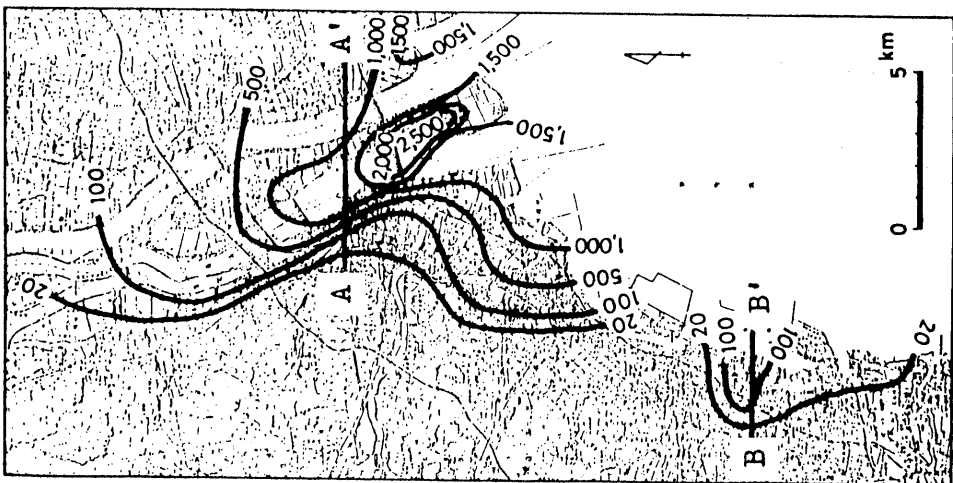
地下水の塩素イオン濃度に地域的な差異が生じる原因については、地下水揚水量との関連から検討がなされている(森, 1979; 1980)。国土基準メッシュ(3次メッシュ)単位の揚水量の分布図を参考してみると、地下水の塩素イオン濃度が周囲よりも相対的に高い傾向にある地域では、単位面積当たりの揚水量が多くなっている。既に述べた地下水の水質の δM 値に基づく解釈をも考え合わせると、濃尾平野南部の地下水は、第一・第二被圧帯水層の上下に位置する海成の粘土層に含まれる古い水が過剰な揚水によって絞り出されることの影響を受けていると判断される。



第三被圧帯水層



第二被圧帯水層



第一被圧帯水層

図 III-3-1-6 地下水の塩素イオン濃度の分布, 単位: mg/ℓ (森, 1985)

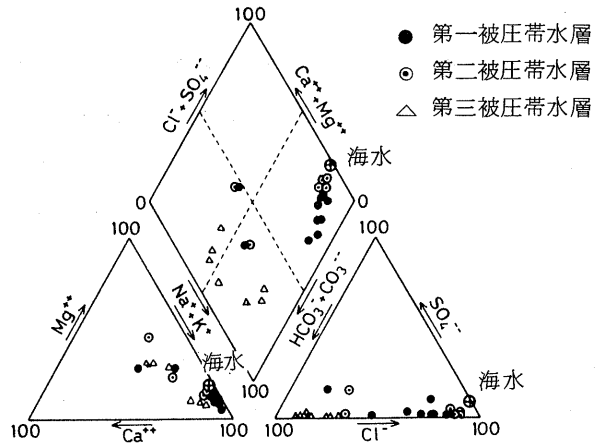


図 III-3-7 濃尾平野南部・伊勢平野の地下水の水質組成を示す三角図とキー・ダイヤグラム (森, 1983)

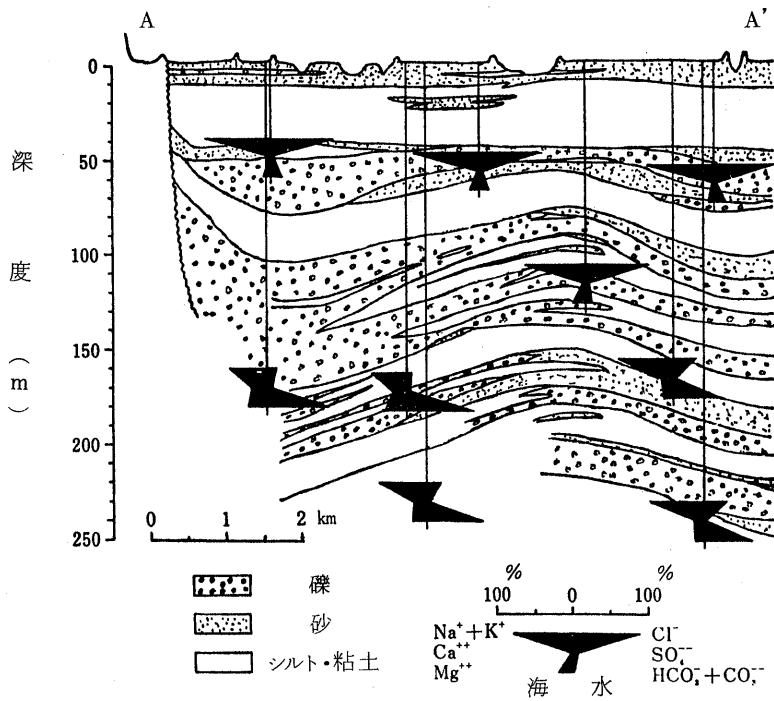


図 III-3-8 木曾三川河口部の地質断面の概念と地下水の水質組成 (森, 1979)

地質断面の位置 (A-A') については図 6 を参照。

(6) 塩水化の機構

濃尾平野南部から伊勢平野にかけての地下水の溶存成分濃度の分布は、以下の3点によって特徴付けられている。即ち、①第一被圧帯水層における木曾三川河口部を中心とした舌状分布、②等濃度線が閉曲線で示される局地的な汚染域の存在、および③被圧帯水層が海底に直接開口していないにもかかわらず、第一帯水層よりもむしろ第二被圧帯水層に高濃度域の認められる地域のあること、である。

図Ⅲ-3-9は、被圧地下水の塩素イオン濃度の変化の様子を、地下水位（被圧水頭）の変化とともに示したものであり、観測の対象とした井戸は、第三被圧帯水層のみにスクリーンを持ち木曾三川河口部に位置する。図に示されるように、8月はじめと10月末にみられる被圧地下水の塩素イオン濃度の顕著な増加は、同じ時期における地下水位の変化に対応させて考察してみると、一次的な地下水位の低下に伴って生じたことが考えられる。地下水位の低下に対応する塩素イオン濃度の増加の事実は、井戸を通しての帯水層間の地下水移動がある可能性を示唆している。この点は、極めて局地的な地下水の汚染域が第二被圧帯水層にみられたことと合わせ、被圧帯水層への塩水の進入過程を考える上で重要である。

地下水の水質の分布と変化に関して述べてきたような特徴的なことから、濃尾平野南部から伊勢平野にかけての被圧帯水層の塩水化は、図Ⅲ-3-10に模式的に示したような井管を通る鉛直下方への地下水の移動についても、合せて考える必要があるものと考えられる。即ち、河川を遡上した海水によって塩水化した不圧地下水が多層取得井を通して被圧帯水層へと鉛直下方に漏水することにより、塩水化が生じている。さらに、このような形の塩水化の機構に加え、海成の粘土層からなる不透水層からの化石水の絞りだしの影響も考慮する必要がある。以上、指摘したような“漏水”と“絞りだし”による地下水塩水化の概念を、図Ⅲ-3-6の図中に示すA-A'とB-B'の地質断面について表せば図Ⅲ-3-11の通りである。図Ⅲ-3-11に示されるように、鉛直方向の地下水の移動に伴って局地的な汚染域が生じているものと考えられる。

(7) 流動に伴う水質変化

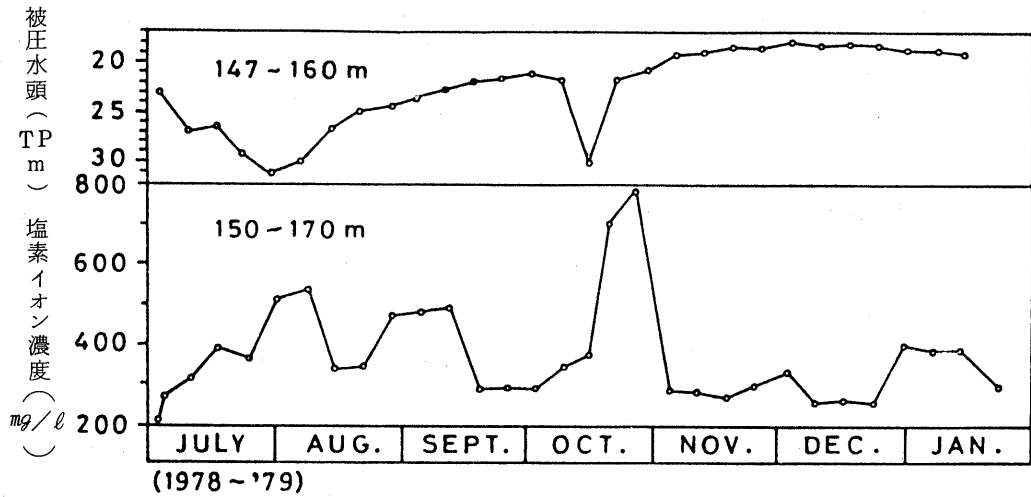
地下水と地表水との基本的な差異が、両者の循環速度の際立った違いにある事からも判るように、地下水は流動に伴って水質に変化の認められる場合が多い。流動に伴う地下水の水質変化の特徴を明らかにすることは地下水の水質形成の解釈においても重要である。地下水の水質変化は、地下水が地層の間隙を飽和し、かつ流速が遅いことを基礎条件としており、還元環境下における化学的な変化や地下水と地層との間の反応によるものが大きな部分を占めている。この結果、流動に伴う地下水の水質変化には、溶存ガスや溶存イオンの濃度の増加・減少にそれぞれ一定の方向性の認められることが指摘されており、これらの変化を水質の進化と呼ぶことがある（杉崎・柴田，1961；杉崎・杉浦，1979）。

濃尾平野から伊勢平野にかけての地下水中の溶存イオンについては、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- の4成分に関し、それぞれのイオンの濃度の水平分布と地下水位の分布との間に対応関係が認められる。即ち、地下水の流動に伴って、 Na^+ と HCO_3^- の濃度の増加、および Ca^{2+} と SO_4^{2-} の濃度の減少がみられ、別の立場からいえば、これらの溶存イオンは地下水の流動を示す指標となることを表している。流動に伴う地下水のこのような水質変化には、地層からの Na^+ の溶出、および地下水の Ca^{2+} と地層中の Na^+ との置換が大きく働いている。また、陽イオンの中でも Na^+ は、特に土壤に吸着されやすいことが知られている。

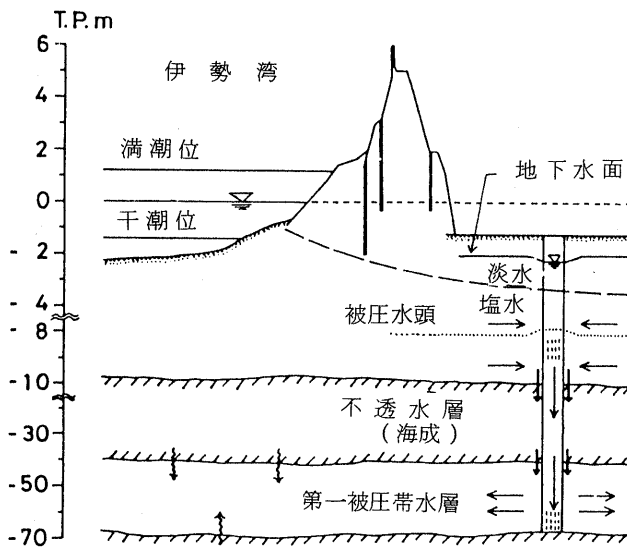
図Ⅲ-3-12には、全陽イオン(Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} の合計値：当量比)に対する Na^+ の比の値の分布を帯水層別に示したものであり、濃尾平野周辺の涵養域から平野中心部へと地下水が流下するにしたがい、値が次第に大きくなって行く傾向が読みとれる。平野の中心部では比の値が0.9以上を示し、水質進化の進んだ古い地下水の存在が認められる。また、涵養域においては第一被圧帯水層から第二被圧帯水層、第三被圧帯水層へと値が次第に大きくなって行くことも特徴である。なお、第一被圧帯水層と第二被圧帯水層の一部の斜線を付した範囲では、海水の浸透や化石水の絞りだしにより0.8以上の値が示されており、これらの減少は涵養域からの流下に伴う水質の変化とは異なるものである。

地下水の流動に伴って同じく濃度が増加する HCO_3^- について、全陰イオン(Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- の合計値：当量比)に対する HCO_3^- の比の値の分布を示したものが図Ⅲ-3-13である。人為的な汚染や海水の影響がない場合には、 Cl^- の濃度の変化が小さいことに加えて、 SO_4^{2-} の濃度が還元作用によって減少するため、全陰イオンに対する HCO_3^- の比の値は地下水の流動に伴い大きくなる。図Ⅲ-3-13においても、最も深い第三被圧帯水層の濃尾平野中央部に、比の値が0.9以上の古い地下水の存在が考えられることが特徴的である。

流動に伴って地下水の水質組成が次第に変化していく様子を、第三被圧帯水層の地下水について、Stiffのダイヤグラム、およびPiperの三角図とキー・ダイヤグラムに示せば、それぞれ図Ⅲ-3-14と図Ⅲ-3-15の通りである。なお、図Ⅲ-3-15のドットの大きさは、面積が溶存イオン7成分の濃度の合計値(溶解性蒸発残留物の濃度)に比例させて図示されており、地点の記号A~Dは、図Ⅲ-3-14に示す位置と同じである。2枚の図からも明らかのように、地下水の水質変化は、流動に伴う Na^+ の増加と Ca^{2+} の減少、および SO_4^{2-} の減少と HCO_3^- の増加によって説明されることがわかる。



図Ⅲ-3-9 濃尾平野南部における被圧地下水の水位と塩素イオン濃度の変化例 (森, 1985 a)



図Ⅲ-3-10 井管を通しての地下水の鉛直移動による帯水層漏水の模式図 (森, 1985 a)

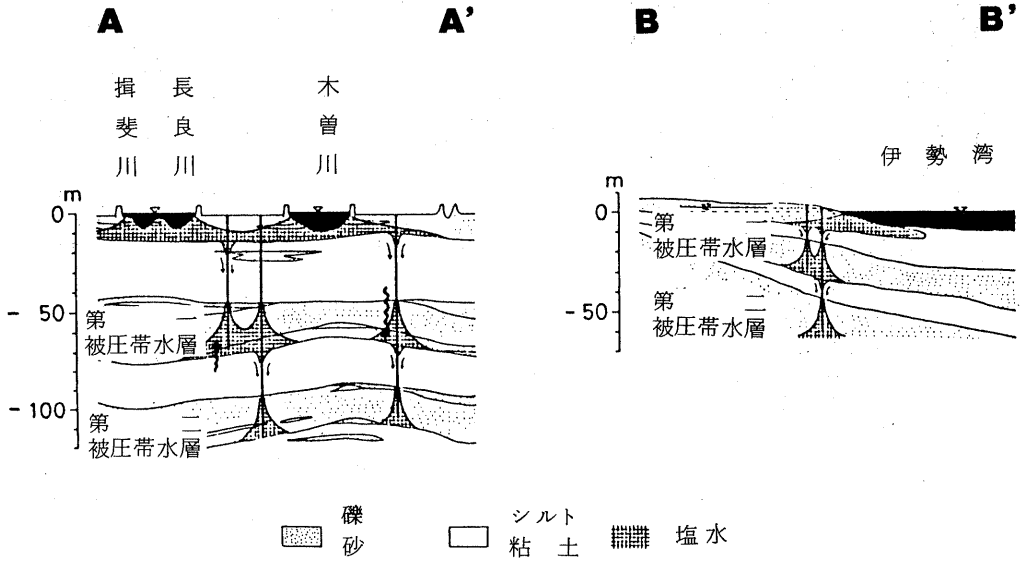


図 III-3-11 濃尾平野南部と伊勢平野における
 地質断面と地下水塩水化の概念図
 (森, 1985a)

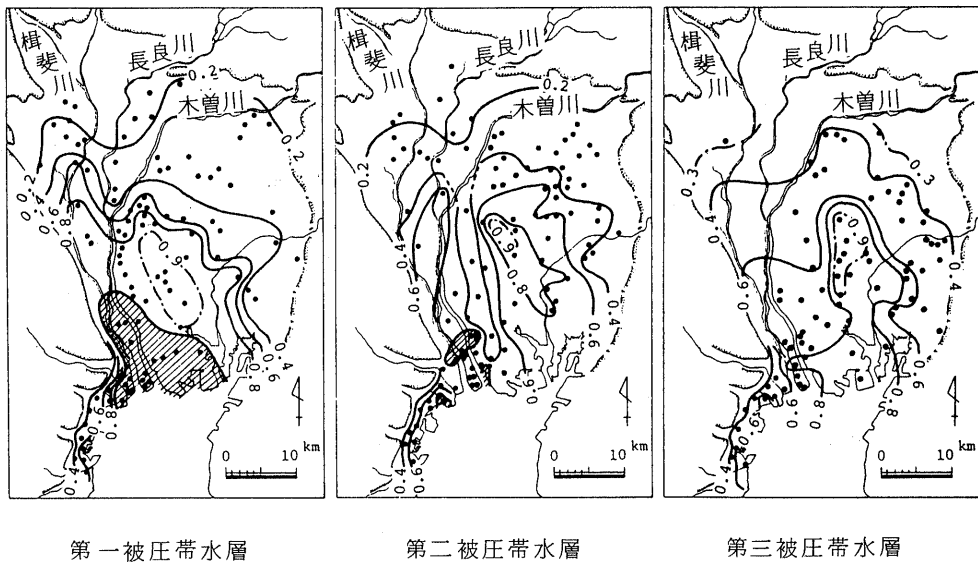
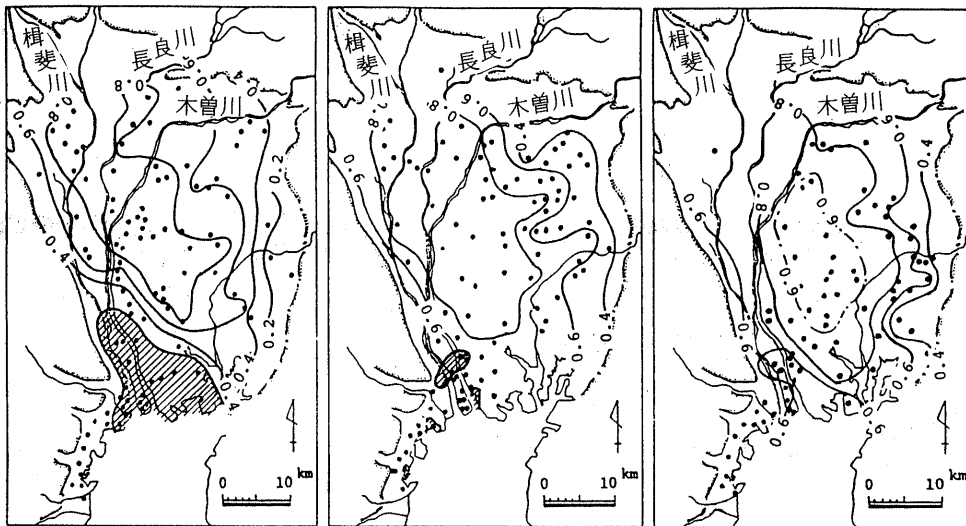


図 III-3-12 地下水中の全陽イオンに占める
 Na^+ の比率の分布 (森, 1985b)

斜線部分は塩水化域を示す。



第一被圧帯水層

第二被圧帯水層

第三被圧帯水層

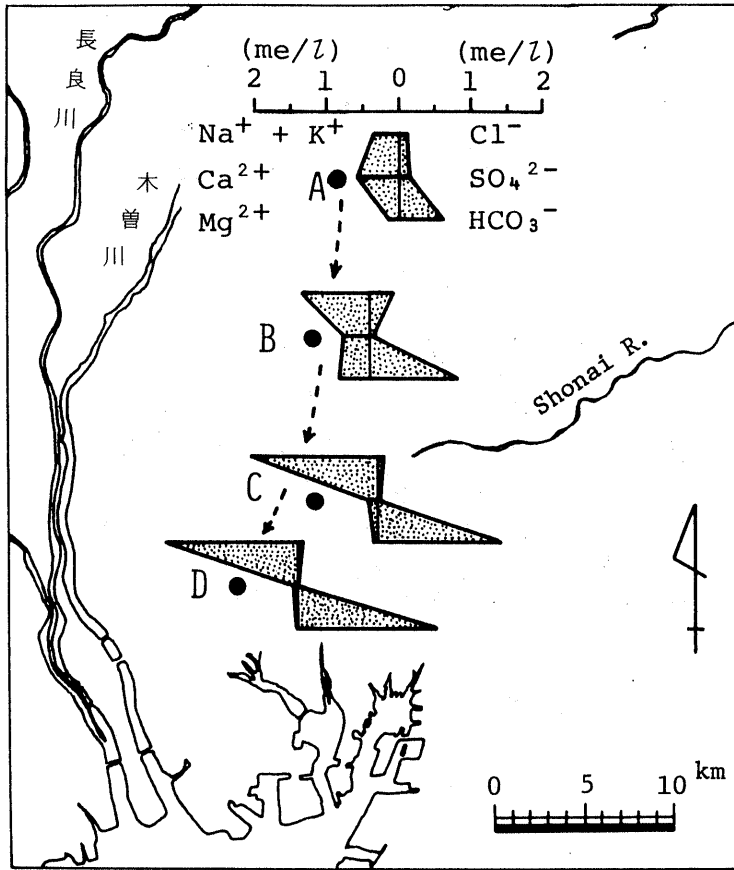
図Ⅲ-3-13 地下水中の全陰イオンに占める HCO_3^- の比率の分布 (森, 1985b)

斜線部分は塩水化域を示す。

(8) トリチウム

伊勢平野北部の臨海部においては、環境トリチウムの濃度から明らかにされる地下水の挙動について、予察的な検討がなされている。水資源としての地下水の価値や有用性の一つに、水質の問題があることは言うまでもない。したがって、塩水化に代表されるような地下水の水質の劣化現象を正しく把握し、その解決を図ることは、適正な地下水利用を進める上でも極めて重要な課題である。既に述べたように、地下水と地表水との基本的な差異は、両者の循環速度の際立った違いにあり、このため、一旦引き起こされた地下水の水質変化はその回復に多大な年数を必要とする。我が国臨海部の各地で認められる地下水の塩水化に関する数多くの事例は、地下水の循環速度を遙かに上回る過大な利用、すなわち地下水収支の赤字に原因があり、地下水位の継続的な低下を止めるためには、対象地域における地下水の涵養機構を定量的に明らかにすることが必要である。このような観点から、地下水の挙動や滞留時間を明らかにするための基礎資料として、トリチウム濃度の測定は重要な意味を持っている。

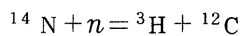
図Ⅲ-3-16は、東京(1977年12月まで)と筑波(1978年1月以降)における降水のトリチウム濃度の月別の変化を表したものである(Shimada, 1982)。なお、図Ⅲ-3-16に示した1953年以降の東京・筑波における降水のトリチウム濃度のデータの出所は以下の通りである。



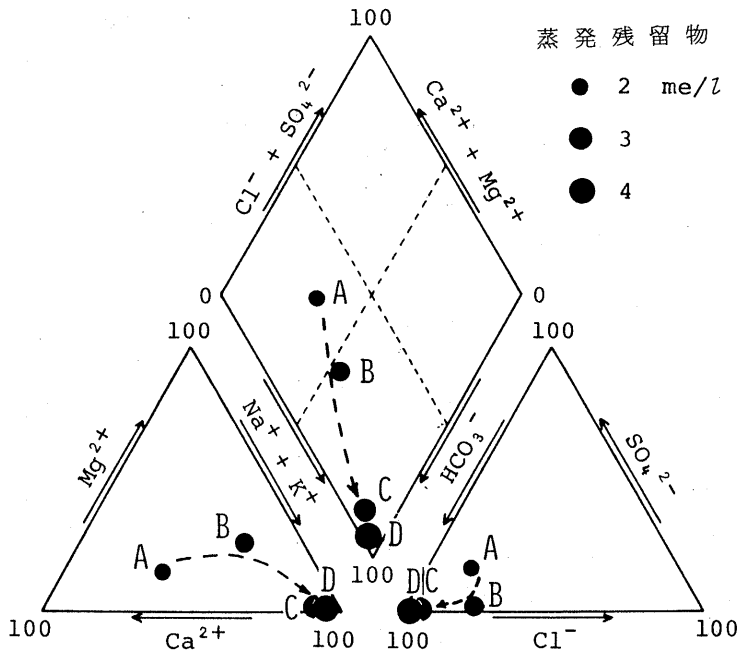
図Ⅲ-3-14 濃尾平野の第三被圧帯水層における
地下水の流動に伴う水質変化
(森, 1985b)

- 1953年1月～1960年12月：オタワ（カナダ）における測定値に基づく
計算値
- 1961年1月～1972年7月：IAEA, 1969～1975
- 1972年8月～1977年12月：東京教育大学理学部測定値
- 1978年1月～：筑波大学地球科学系測定値

トリチウム (^3H) は水素の放射性同位体であり、上層大気中で主として宇宙線中の中性子の作用により、



という反応で生成され、その99%以上はHTOの形で水の分子を作って自然界を循環してい



図Ⅲ-3-15 濃尾平野の第三被圧帯水層における地下水の水質変化を示す三角図とキー・ダイアグラム (森, 1985b)

る。したがって、水の年齢や循環を明らかにするためのトレーサとして最適であり、地下水に関しても多くの研究例がある(例えば、榎根・李, 1983; 近藤ほか, 1983; Offer, 1982など)。トリチウムの半減期は12.26年であり、 β 線を出して崩壊し、 ${}^3\text{He}$ に変わる。天然の状態における ${}^3\text{H} : {}^1\text{H}$ の存在比は 10^{-18} のオーダーであり、トリチウムの濃度を表す場合にはTUという単位が用いられる。1TUは、 10^{18} 個の水素原子の中にトリチウム原子が1個含まれていることを意味する。天然のレベルにおける降水のトリチウム濃度は、6~15TUの範囲内ではほぼ平衡状態にあり、近似的には10TUとして扱われることが多い。

しかし、1952年以降の熱核爆発実験によって大量の人工トリチウムが成層圏に放出されたため、平衡状態が大きく崩れ、降水のトリチウム濃度は1960年代前半には2,000TU近くまで上昇した(図Ⅲ-3-16)。1970年代後半からは、天然のレベル(10TU前後)にまで戻りつつあるのが現状である(松葉谷, 1986)。図Ⅲ-3-16に示した図中の破線は、1983年8月を基準とした放射線による補正を施した各月の降水のトリチウム濃度が、すなわち1983年8月の時点までトリチウムが減衰した場合の濃度を表すものである。

以上のような降水のトリチウム濃度の経年変化の特徴から、一般には、地下水のトリチウム

濃度が凡そ2 TU以下の値を示す場合には、1952以前(熱核爆発実験の始まる以前)から地中にあった水が含まれていると判断することができる。これに対し、現在2 TUを超えるトリチウム濃度が地下水から検出される場合には、1952年以降の人工トリチウムによって汚染された水が地下水中に混入していることになる(北岡, 1983)。

北勢地域臨海部における地下水のトリチウム濃度の値が、図Ⅲ-3-16の図中の1982年から1986年にかけてのそれぞれの採水時期に該当する箇所に示されている。図Ⅲ-3-16に示した右さがりの一点鎖線の直線は、放射壊変に伴うトリチウム濃度の減衰の過程を表している。すなわち、放射壊変による減衰のみを考慮すれば、地下水の涵養源となった降水のトリチウム濃度は一点鎖線の直線上の値をとると考えられる(榎根・李, 1983)。不圧地下水2箇所のトリチウム濃度は、最近の降水のトリチウム濃度とほぼ同じ値であり(8.5~9.5 TU)、涵養から殆ど時間を経っていないことを示している。

被圧地下水のトリチウム濃度は、0.26~20.4 TUの範囲にわたっており、濃度によって次のような3つのグループに大別することができる。

- 2 TUより低い値のグループ
- 最近の降水のトリチウム濃度と同程度かあるいはそれよりも高い値を示すグループ
- 両者の中間的な値を示すグループ

本地域の被圧地下水のトリチウム濃度を帯水層別に見ると、第一被圧帯水層と第二被圧帯水層においてはトリチウム濃度の高い地下水と低い地下水とが混在しているのに対し、第三被圧帯水層では地下水のトリチウム濃度の最高値は2.4 TUである。塩水化が認められる地下水中には、現今の海水、若しくは不透水層(海成の粘土層)の間隙水として存在する化石水など、異種の水の混入が考えられるが、これら塩素イオン濃度の高い地下水についても、トリチウム濃度は0.33~17.2 TUとかなりの幅である。

トリチウムの放射壊変に伴う濃度の減衰は、

$$C_t = C_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

C_t : 時間 t におけるトリチウム濃度(地下水のトリチウム濃度)

C_0 : トリチウム濃度の初期値(降水のトリチウム濃度)

λ : トリチウムの壊変係数(=0.0565 yr⁻¹)

で示される。

上式により、地下水の平均滞留時間(t)は、

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(\frac{C_0}{C_t}\right)$$

により求めることができる。

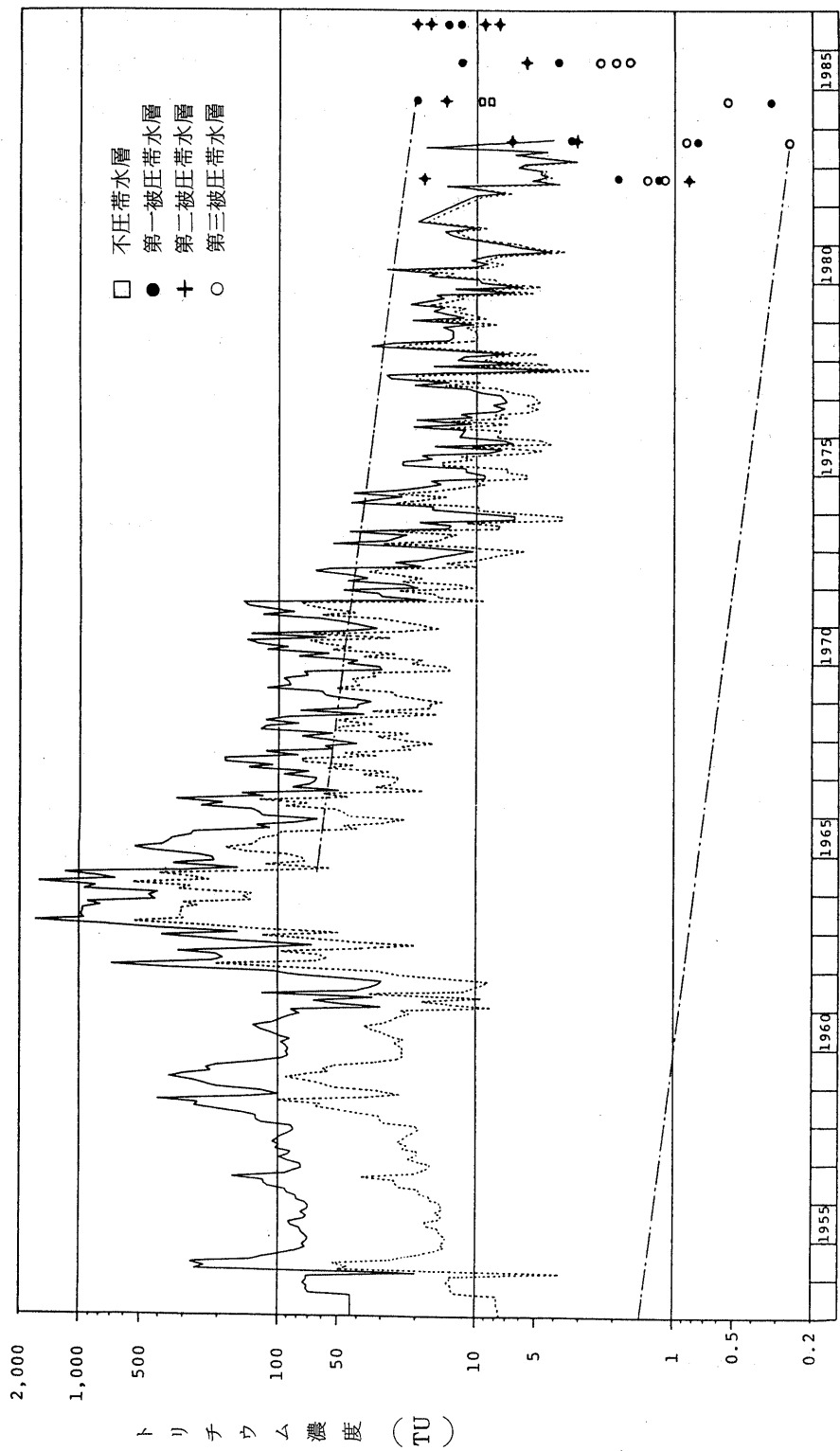


図 1-3-16 濃尾平野南部・伊勢平野における地下水のトリチウム濃度 (森, 1987)

折れ線は東京と筑波における降水のトリチウム濃度を示す。

第三被圧帯水層の地下水のトリチウム濃度は0.26～2.4 TUの範囲内にあり、8箇所中7箇所は2.0 TU以下であった。したがって、既に述べたようにこれらの被圧地下水の涵養は1952年以前の降水によるものと考えられる。1952年以前の降水のトリチウム濃度(C₀)を10 TUとし、新しい水と古い水の混合がなく、地下水は帯水層中を一定の流速で流線方向の前後の水と混ざり合うことなく流れているとするピストン流モデルを適用すれば(榎根、1972)、第三被圧帯水層の地下水の平均滞留時間は32～65年と計算される。なお、ここで算定された滞留時間の最大値65年は、トリチウムによる年齢測定のほぼ限界に近い値である。

地下水のトリチウム濃度が2 TUよりも高い地下水については、1951年以前の降水と1952年以降の降水との混合を考慮する必要がある。榎根(1972)によれば、1 TUトリチウムレベルを20 TUにまで上げるには、200～300 TUのトリチウム濃度の降水が地下水中に僅か5～6%混入するだけで良いことが指摘されている。同様に、例えば10 TUの水に500 TUの水が1%混じれば15 TUに、1,500 TUの水が1%混じれば25 TUとなる。本地域で得られた高いトリチウム濃度の地下水(最高値20.4 TU)には、比較的新しい水の局所的な混入が考えられ、井管を通じての帯水層漏水、地表水や不圧地下水の浸透の影響があるものと考えられる。

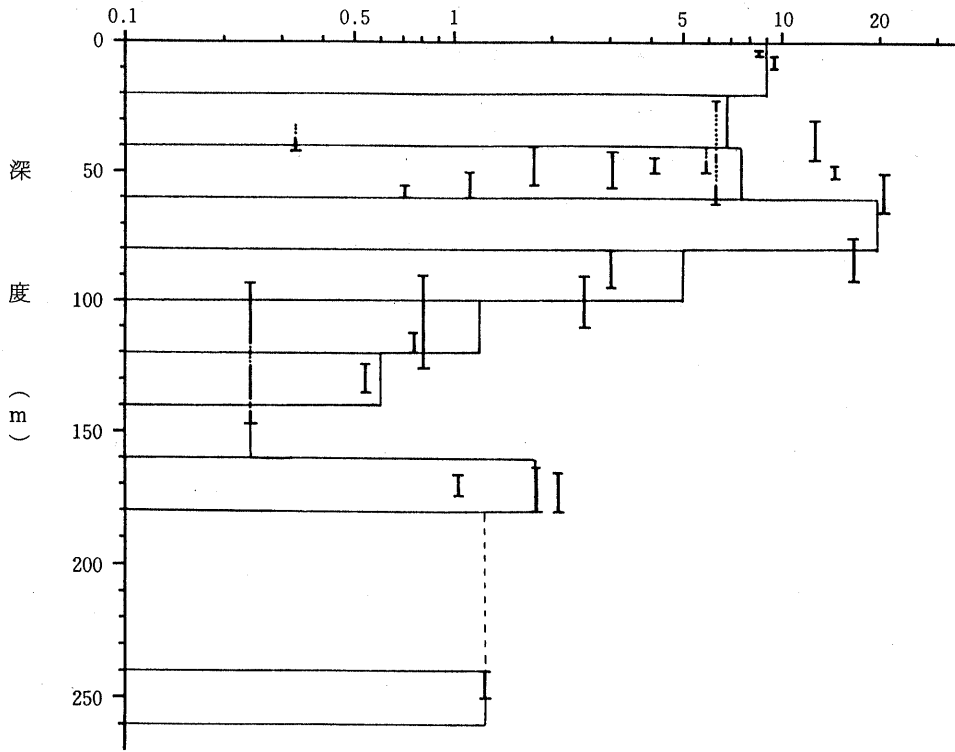
図Ⅲ-3-17は、伊勢平野北部における地下水のトリチウム濃度と深度との関係を示したものである。深度は井戸のスクリーンの位置によって表現されており、図中には深度を便宜的に20 mごとに分け、各20 m層ごとに含まれる地下水のトリチウム濃度の平均値が横向き棒グラフによって表されている。図に示すように、概ね100 m以浅の層では地下水のトリチウム濃度の平均値は5～20 TU、それ以深では1 TU前後の値であることが分かる。但し、地下水のトリチウム濃度と深度の間には一義的な関係が認められず、この事実は地下水の鉛直方向の移動について考える必要性のあることを示唆するものである。さらに第一被圧帯水層と第二被圧帯水層については、トリチウム濃度の値に大きな差のある地下水が同一帯水層内に近接して分布することから考えても、本地域における被圧帯水層の涵養には、水平方向に加えて鉛直方向の水の動きのあることが指摘される。

3-2 伊勢平野中部・南部

(1) 水温

朝明川下流域における不圧地下水の水温分布には、河川水の伏没の影響が顕著に認められる。朝明川は、河口から約6 kmまでの下流域において、流下するに連れて流量がほぼ直線的に(距離に対してはほぼ同じ割合で)減少し、伏没涵養河川として特徴付けられる河川である。朝明川下流域の河床砂の透水係数については、定水位法により求められた0.10～0.23 cm/secなる値が報告されており(山本、1972)、このような透水係数の大きさが、河川水の浸入浸透現象を顕著なものにしている。低水期における調査結果によれば、河川水の伏没量は、河川流

トリチウム濃度 (TU)



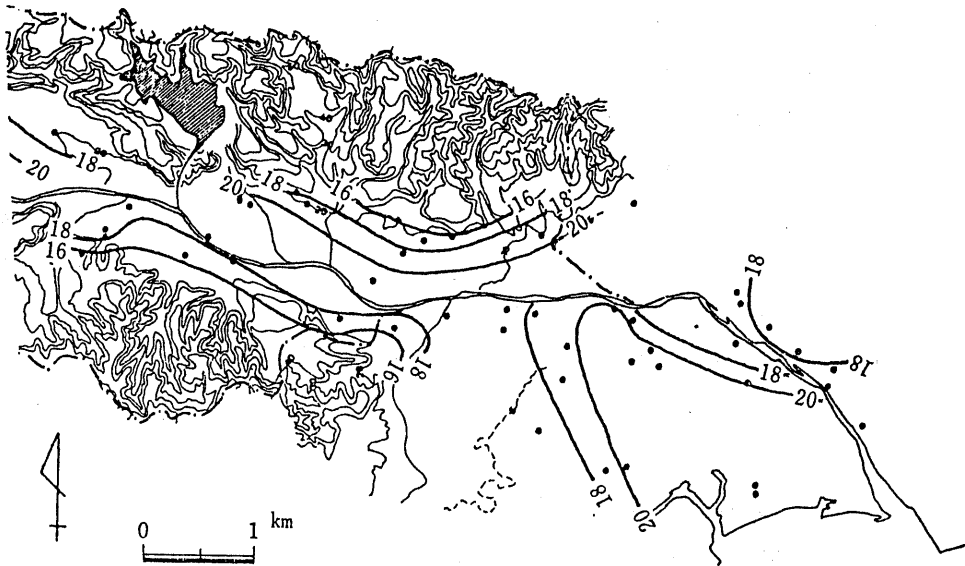
図Ⅲ-3-17 濃尾平野南部・伊勢平野における地下水のトリチウム濃度と深度との関係 (森, 1987)

路長1kmあたり平均0.15 m³/secである(森, 1980)。図Ⅲ-3-18に示されるように、河川水の浸入浸透が認められる範囲においては、地下水の水温に、上流域とは対照的な分布傾向の認められることがわかる。すなわち、水温は地下水の流動に伴ってしだいに上昇する傾向を示し、特に河口付近の右岸においては、河川沿に低温域がみられる。なお、図Ⅲ-3-18は夏季の状態を示したものであるが、秋季の地下水温度分布を参考してみると、上流域については夏季と同じ分布傾向を示すものの、河川水の浸入浸透が顕著な河口付近では、河川から離れるにしたがって地下水温が低下し、夏季とは異なった状態が出現している。伏没涵養河川の周辺における地下水の水温変化は、涵養源である河川水の水温変化よりも遅れた位相を持つことが指摘されており(鶴巻, 1965; 村下, 1968),夏季と秋季における前述のような地下水温度分布の違いも、同様の理由によるものと考えられる。

四日市市の西部には第三紀の丘陵が分布し、これらの縁辺部には数多くの自噴井が存在する

(東海農政局, 1965)。自噴井の深度は40~180 mであり、現在でも農業用水を中心として活発に利用されている。地下水温は16~21℃の範囲内にあるものが大部分を占めているが、例外的に13℃台を示す井戸もみうけられる。地下水温と自噴井の深度との間には明瞭な関係が認められず、このことは、本地域の地下水の流動には水平方向の動きもあることを示唆するものである。

宮川河口域における不圧地下水の水温分布は、図Ⅲ-3-19に示すとおりである。局所的に周囲と異なる水温を示す箇所があるものの、全体的には河口部と海岸付近で地下水温が高い傾向にある。日本工業用水協会(1982)によれば、本地域の不圧地下水の水温年較差は7~10℃以上あり、地下水と河川水との交流のあることが判る。1960年(昭和35年)当時の調査結果では、宮川からの伏没による浸透水の水温は17~19℃である。



図Ⅲ-3-18 朝明川下流における不圧地下水の水温分布 (森, 1980)

単位：℃

(2) pH・電気伝導度

朝明川下流域における不圧地下水のpHの分布は図Ⅲ-3-20に示すとおりであり、地下水の流動に伴ってアルカリ化する傾向を示す。浸入浸透現象が認められる区間の河川水のpH値が6.8～7.1の範囲にあることを考え合わせると、河口周辺部の地下水にはpHについても河川水の影響が明瞭に現れている。

四日市市西部の丘陵部（第三紀層）における自噴井についてみると、被圧地下水のpHは6.9～7.2にあるものが大部分を占めており、臨海部における被圧地下水のpHと比較し、値のバラつきが遙かに小さいことが特徴である。

宮川の河口域における地下水のpHは、5.9～7.9の範囲にあり（日本工業用水協会、1982）、一般に外城田川沿いの洪積層中の地下水は6.0台が多い。これに対し、宮川沿いでは7.0台を示しており、伊勢市の市街地から北東一帯にかけては殆どアルカリ性となっている。

次に電気伝導度についてみると、四日市市西部に分布する自噴井から得られた被圧地下水の値は、60～130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ （水温18 $^{\circ}\text{C}$ 補正值）の範囲内にあり、うち70～110 $\mu\text{S}/\text{cm}$ のものが大半を占めている。朝明川河口から鈴鹿川派川河口にかけての臨海部においては、塩水化現象が一部に認められ、電気伝導度の最大値は、深度100mの井戸で2,400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ に達している（森、1989）。

宮川河口域においては、局地的ではあるが不圧地下水の塩水化が顕著に認められ、図Ⅲ-3-21に示すとおり、電気伝導度の最大値は30,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ に達している。日本工業用水協会（1982）による調査結果でも、電気伝導度は68～28,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ の範囲にあり、地下水の流動に伴って値が低い方から高い方へ移って行くことが指摘されている。

(3) 溶存成分

図Ⅲ-3-22は、北勢地方の臨海部を除く地域における不圧地下水と被圧地下水の水質について、溶存成分の濃度と組成の双方の違いが分かるよう、分布図として表したものである。地下水中の溶存成分7項目のうち、 Na^+ ・ Ca^{2+} ・ SO_4^{2-} ・ HCO_3^- の4項目については、それぞれのイオン濃度に地域的な差違が認められる。すなわち、地下水の流動に伴って、 Na^+ と HCO_3^- の濃度の増加、および Ca^{2+} と SO_4^{2-} の濃度の減少がみられ、別の立場からいえば、これら4種の溶存成分は地下水の流動を示す良い指標となることを表すものである。図Ⅲ-3-22から明らかなように、本地域東部の臨海部に近い地域の地下水の水質は、西部の地下水涵養域における地下水の水質と比較し、 Na^+ と HCO_3^- に富むことが特徴であり、滞留時間の長い地下水の水質特性が示されている。

濃尾平野の項でも述べたように、地下水の水質変化と流動との関係には、地層からの Na^+ の溶出、地層中の Na^+ と地下水中の Ca^{2+} との置換が大きく働いている。また、人為的な汚染や海水の影響がない場合には、 Cl^- の濃度の変化が小さいことに加え、 SO_4^{2-} の濃度が還元

単位：℃

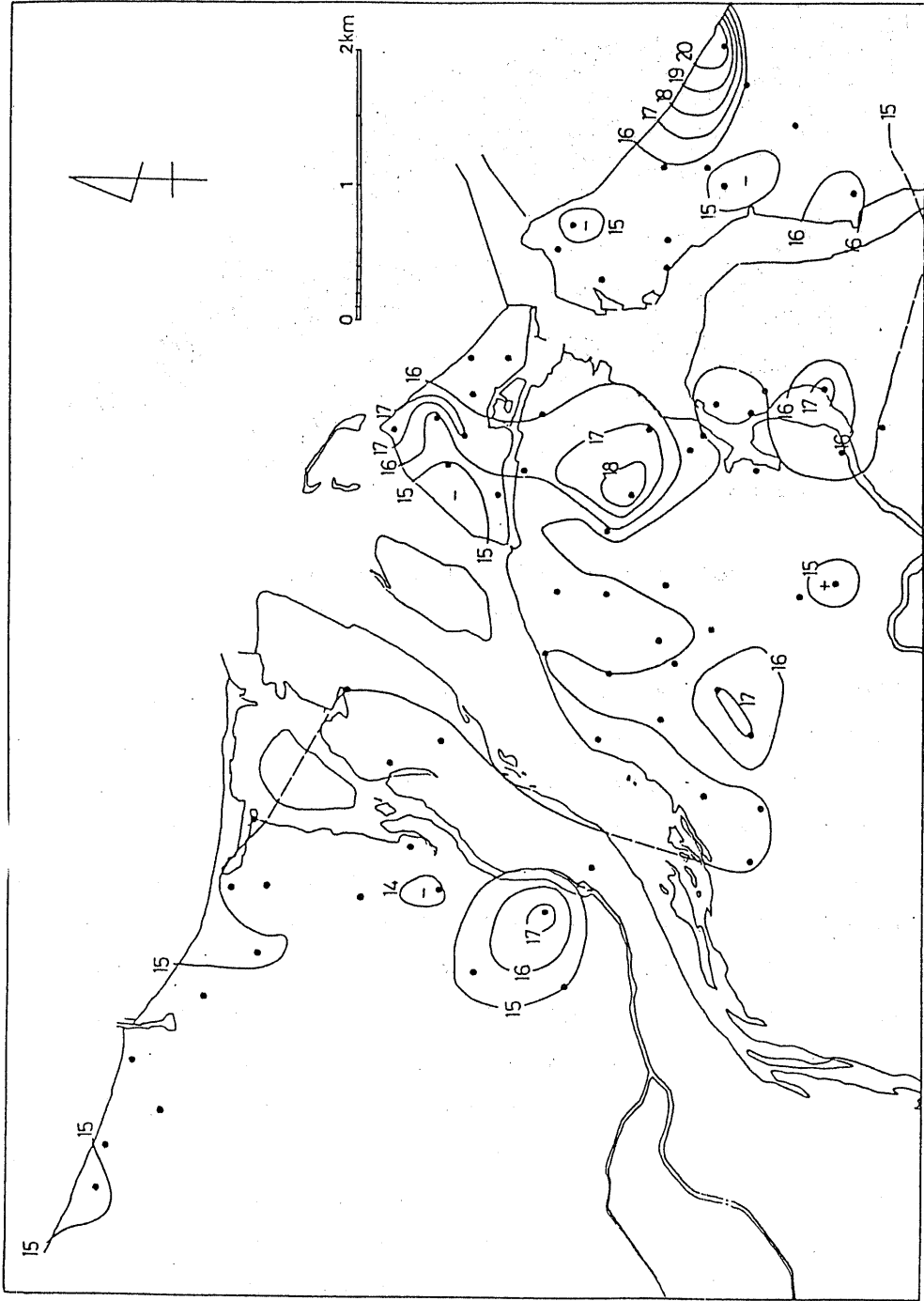
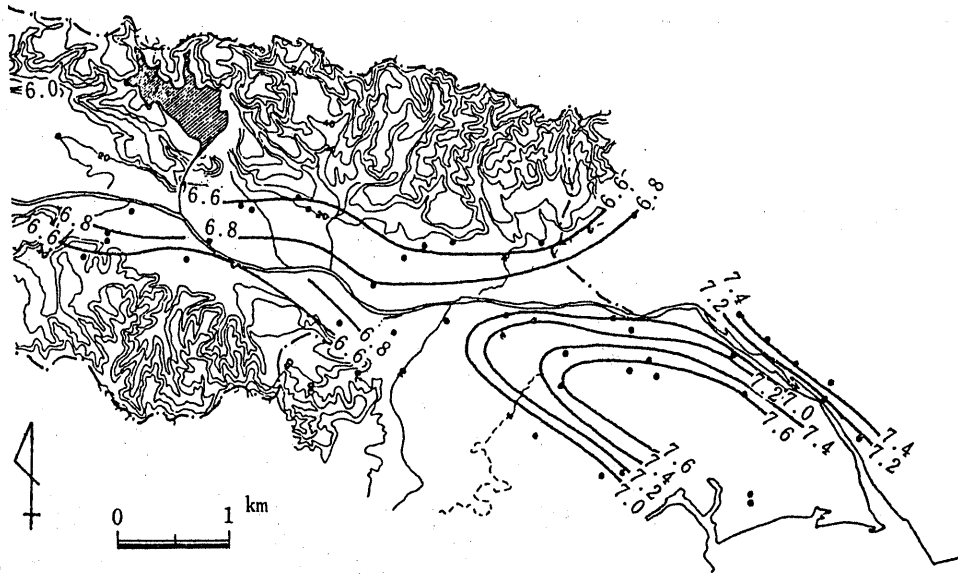


図 III-3-19 宮川河口域における不圧地下水の水温度分布 (1987年5月)



図Ⅲ-3-20 朝明川下流域における不圧地下水のpH分布 (森, 1980)

作用によって減少するため、全陰イオンに対する HCO_3^- の比の値は地下水の流動に伴って大きくなることが知られている(例えば杉崎・杉浦, 1979)。図Ⅲ-3-23は、北勢地域に分布する自噴井のうち深度の明らかな井戸について、地下水中の全陰イオン(3成分の合計値:当量比)に占める HCO_3^- の割合と井戸の深度との関係を示したものである。この図に示されるように、全陰イオンに占める HCO_3^- の比の値は、深度ともに大きくなる傾向が認められ、深度の大きな帯水層における地下水の滞留時間がより長いことを表している。

全陰イオン(4成分の合計値:当量比)に対する Na^+ の比の値,および全陰イオンに対する HCO_3^- の比の値の双方からみた地下水の水質組成が図Ⅲ-3-24に示されている。図中、三角印は不圧地下水を、丸印は被圧地下水をそれぞれ表しており、破線の矢印は、地下水の流動に伴う水質進化の過程を示すものである。北勢地方の地下水は対照地域の西縁を涵養域の一つとしており、流動に連れてしだいに滞留時間が長くなることにともない、水質に著しい変化のみられることがわかる。宮川河口域における地下水の塩素イオン濃度は $5.6 \sim 15,500 \text{ mg/l}$ と地域差が極めて大きく(日本工業用水協会, 1982), 塩水化の顕著な箇所では殆ど海水の値に近い状態となっている。勢田川から五十鈴川の下流にかけて地下水の塩水化が著しく、浅い層より深い層に高濃度の塩素イオンが認められる。キー・ダイアグラムで表示される水質組成は、重炭酸型の淡水から海水に近い組成の塩水まで、広い範囲にわたる水質の型が示されている。

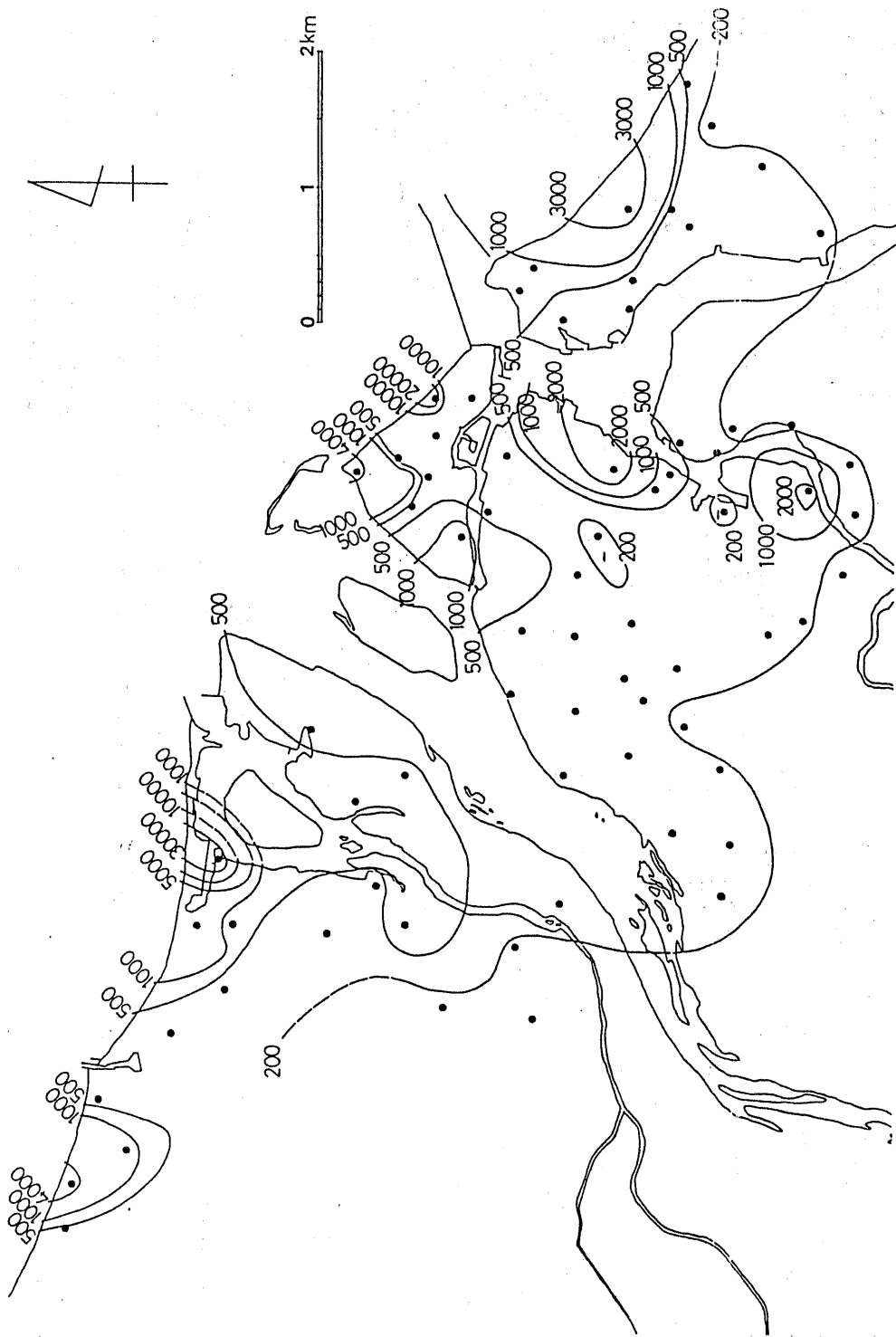
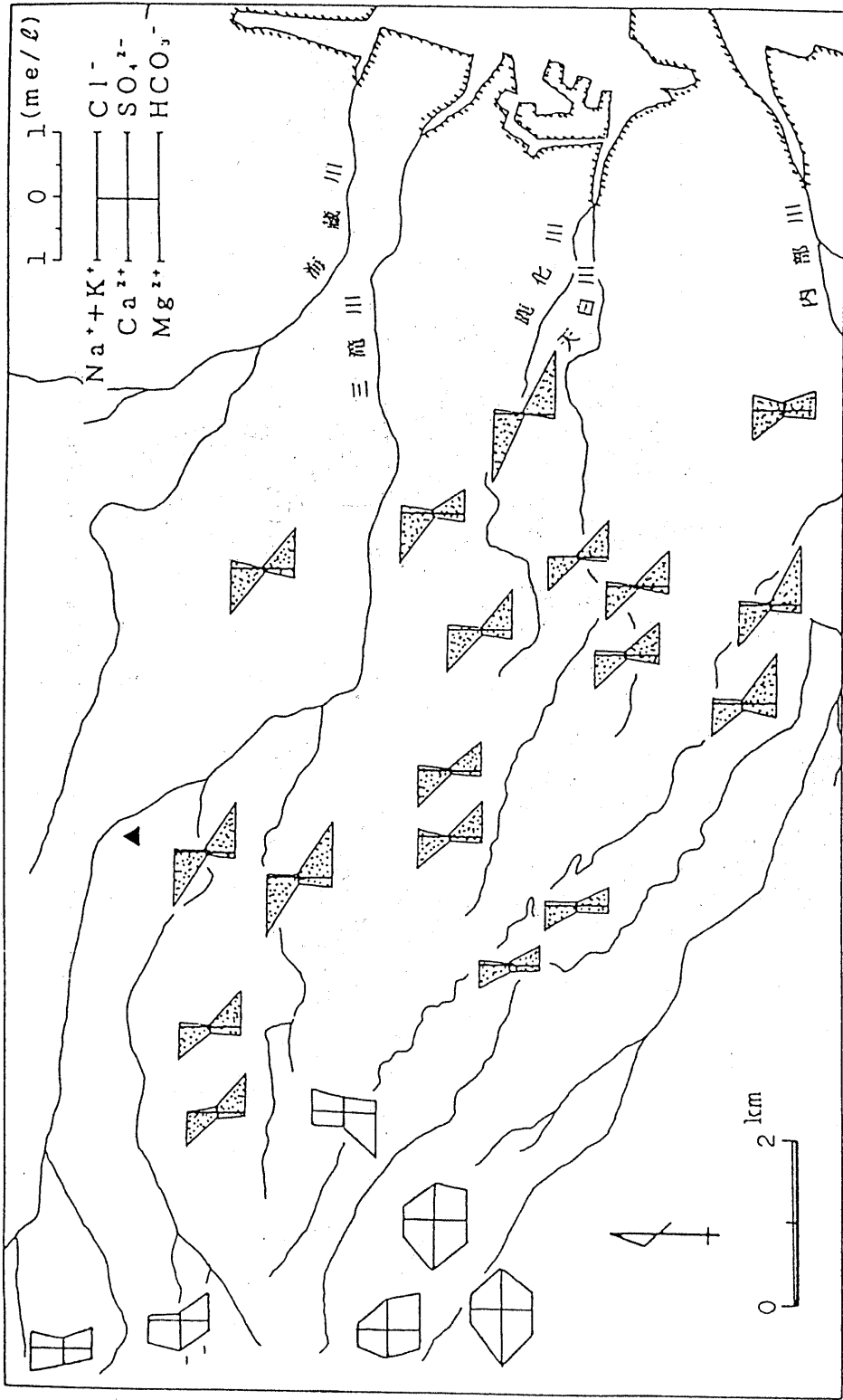


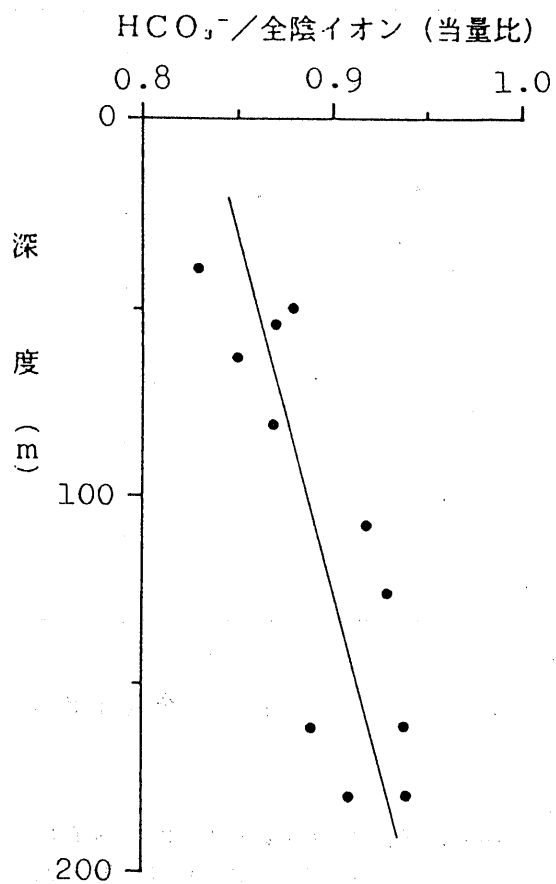
図 1-3-2 1 宮川河口域における不圧地下水の電気伝導度の分布
(1987年5月)

単位: $\mu\text{S}/\text{cm}$ (18°C補正值)

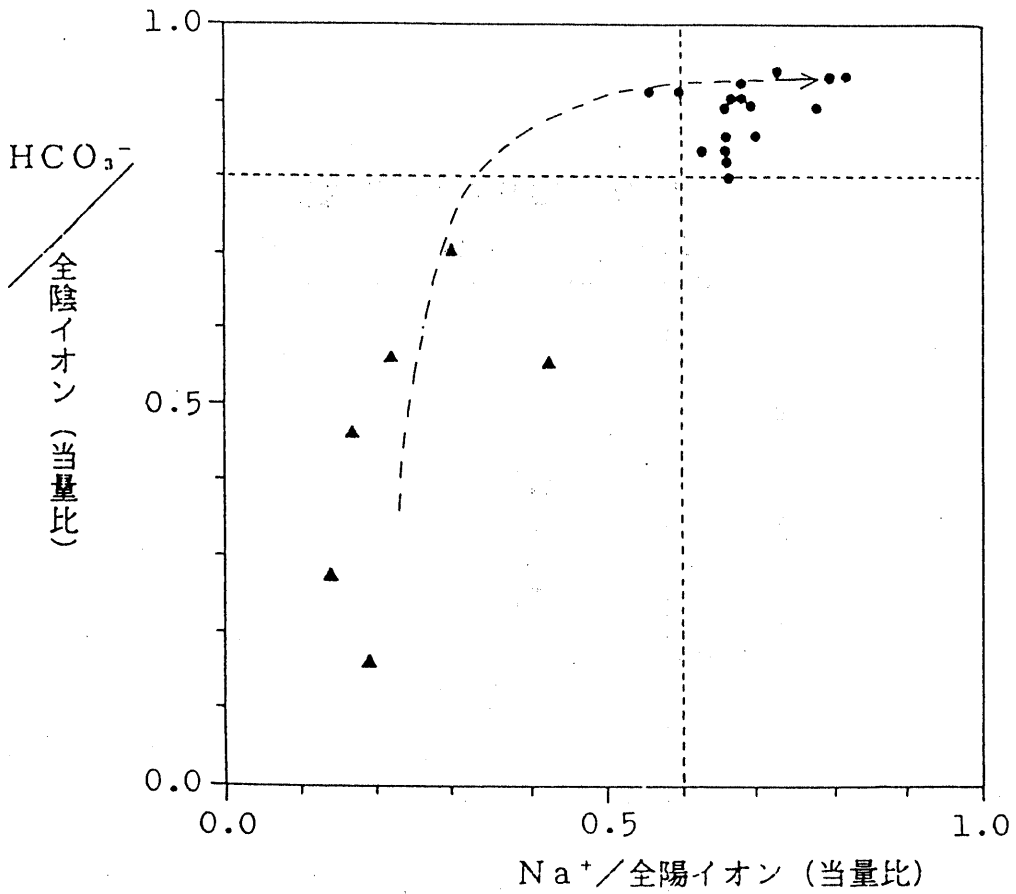


図III-3-22 北勢地方丘陵部における地下水の水質分布 (森ほか, 1989)

白ぬきは不圧地下水, ドットは被圧地下水
 ▲印は湧水 (智積養水の水源地)



図Ⅲ-3-23 北勢地方の地下水中の全陰イオンに占める重炭酸イオンの割合と深度との関係 (森ほか, 1989)



図Ⅲ-3-24 北勢地方における地下水の全陽イオンに占めるナトリウムイオンの割合と全陰イオンに占める重碳酸イオンの割合からみた水質組成 (森ほか, 1989)

矢印は地下水の流動に伴う水質進化の方向を示す (三角印は不圧地下水)。

4. 地下水利用

(1) 深井戸分布

濃尾平野地下水揚水量等実態調査報告書（環境庁他，1973）によれば，浅井戸・深井戸を含めた地下水採取井本数の昭和48年までの変遷は表Ⅲ-4-1の通りである。これによれば，昭和20年代後半から井戸本数は急激に増加し始めており，特に昭和40年代前半にはそのピークをむかえ，その後は激減している傾向が見受けられる。

国土庁では，全国の主要な深井戸（深さ30m以上の井戸）を対象に，その位置や井戸諸元等を昭和27年以来，5回に渡って調査し，全国地下水（深井戸）資料台帳としてとりまとめている。これから愛知，三重，岐阜の東海三県の深井戸鑿井本数についてまとめたものを表Ⅲ-4-2に示す。

これによれば，愛知県と三重県は昭和39年から48年にかけて深井戸鑿井のピークをむかえ，その後減少している。但し，岐阜県は最近の都市化を反映してか，雑用水源に地下水を求める傾向が強く，そのために昭和55年から昭和62年までに深井戸鑿井本数が昭和39年から48年のそれを上回っている。

用途別にみれば，愛知県では全ての用途において深井戸鑿井本数が昭和48年以降減少しているが，三重県の農業用深井戸と工業用深井戸，岐阜県の工業用深井戸と雑用深井戸の鑿井本数が最近になって増加しているのは少々気になるところである。特に，岐阜県の雑用深井戸の鑿井本数は異常とも思える増加を示している。

地下水マップ（その2）では，東海三県に分布する深井戸のうち，第2回から第5回の調査で

表Ⅲ-4-1 用途別地下水採取井本数の変遷

年 代	工場用本数	建築物用 本数	水道用本数	農業用本数	合計本数	累計井戸数
大正まで	7	12	1	0	20	20
昭和1—20年	102	47	15	0	164	184
21—25	64	30	4	8	106	290
26—30	225	119	101	13	458	748
31—35	456	221	237	25	939	1,687
36—40	810	606	115	54	1,585	3,272
41—45	1,054	729	126	475	2,384	5,656
46—48	462	290	75	23	850	6,506
不 明	378	201	36	15	630	7,136
合 計	3,558	2,255	710	613	7,136	—

明らかになった深井戸の位置を用途別に表示しているため、伊勢湾周辺地域のおおよその深井戸分布傾向を見ることができる。

表Ⅲ-4-2 東海三県の主要深井戸本数

県	年度	回	農 業	工 業	水 道	雑 用	合 計
愛知	30	1					244
	38	2	14	461	114	124	713
	48	3	26	496	136	556	1,214
	54	4	8	74	40	187	309
	62	5	2	28	5	70	105
三重	30	1					79
	38	2	34	100	40	16	190
	48	3	43	64	23	79	209
	54	4	0	0	1	165	166
	62	5	25	15	6	20	66
岐阜	30	1					28
	38	2	5	40	44	12	101
	48	3	44	59	36	130	269
	54	4	11	16	28	43	98
	62	5	5	36	10	231	282

(2) 地下水揚水量

① 地下水揚水量

昭和20年から昭和57年にかけての東海三県等における地下水揚水量の経年変動は表Ⅲ-4-3に示すとおりである。(東海三県地盤沈下調査会, 1985)。それによれば、濃尾平野全域では、昭和35年度以降の地下水揚水量の増加傾向が著しかったが、昭和48年度の前境を境に地下水揚水量は増加から減少へ転じている。但し、岐阜県の減少率は、工業用水法や公害防止条例による規制が行われていないためか、他と比べてかなり低い。

また、昭和51年度以降の濃尾平野における用途別地下水揚水量(東海三県地盤沈下調査会, 1987)を図Ⅲ-4-1に示す。これによれば、愛知県では何れの用途も昭和55年度まで減少傾向にあったが、その後は横這い状態にある。但し、昭和60年度には工業用水の揚水量が急減したために全体として揚水量が減少した。

名古屋市では、昭和55年度まで工業用水とその他の用水の揚水量が減少したが、その後は

殆ど減少せず、全体的にも横這い状態にある。

三重県は工業用水法や公害防止条例による規制区域では農業用水の揚水量が昭和56年度までに若干減少したのみで、その後は全て横這い状態にある。規制区域外の地域では、工業用水の揚水量が昭和55年度までは減少したが、その後は横這いである。一方、上水道の揚水量が昭和57年度を境に以前より揚水量を増したために、全体としては昭和55年度以降横這い状態にある。

岐阜県は、工業用水が昭和57年度まで減少傾向にあったが、その後増減を繰り返している。一方、上水道の揚水量が昭和51年度以降、漸増傾向にあるため、全体としては昭和57年度以降増加傾向にある。

表Ⅲ-4-3 地下水揚水量の経年変動

(単位 $10^4 \text{ m}^3/\text{日}$)

昭和年	濃尾平野全域	年度	愛知県	岐阜県	三重県	名古屋市	計
20	12.7	50	141.3	11.4	27.5	44.4	327.2
25	15.3	51	129.7	11.0	25.1	38.9	303.7
30	36.1	52	120.6	10.6	22.9	31.9	281.4
35	84.9	53	114.1	9.6	22.6	22.8	255.5
40	155.2	54	106.9	9.8	20.5	21.3	246.7
45	299.9	55	87.2	9.8	18.5	20.7	224.4
47	339.8	56	84.4	9.7	16.7	20.3	218.4
48	380.2	57	81.6	9.3	16.2	19.6	210.4

② 地下水利用高

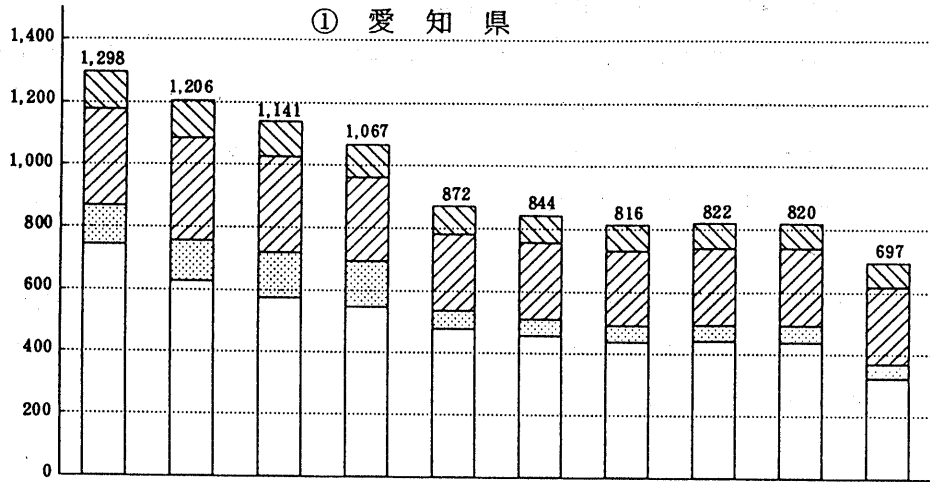
地下水マップでは、市区町村別の地下水利用高 (mm/day) を8階級区分で表示している。この地下水利用高の算定に当っては、各市区町村の昭和60年度の日平均地下水揚水量をそれぞれの行政単位面積で除する方法を用いた。これは、水利権並びに地下水の土地生産性等を考えると、行政単位を重視した表現法が適当であり、メッシュ法より合理的な表現法であるとする高村(1981)の考えに基づいたものである。

なお、名古屋市以外の市町村では、水道用水の日平均地下水揚水量については、年間の実績取水量あるいは給水量を365日で除して求め、農業用水の日平均地下水揚水量については、5月から10月までの総取水量を184日で除して求めた。

したがって、地下水マップで表示されている地下水利用高を365で乗じて年総量としても実態とはかなりかけはなれたものとなるので、この点は留意されたい。

単位：千 m^3 /日

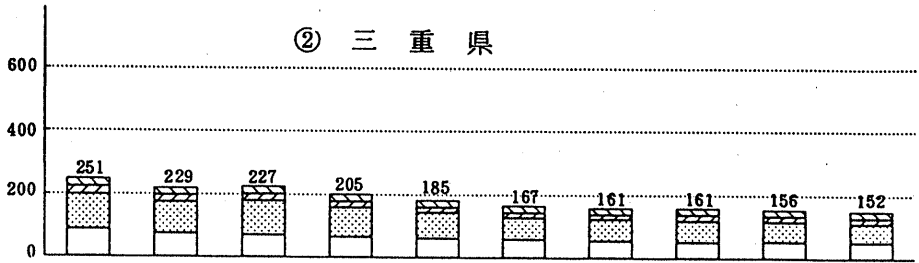
① 愛知県



昭和(年報)	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
工業用水	743	628	575	547	477	457	438	442	438	321
農業・水産	123	128	146	147	60	55	54	53	56	48
上水道	312	328	305	266	245	246	241	246	247	250
その他	120	122	115	107	90	86	83	81	79	78

単位：千 m^3 /日

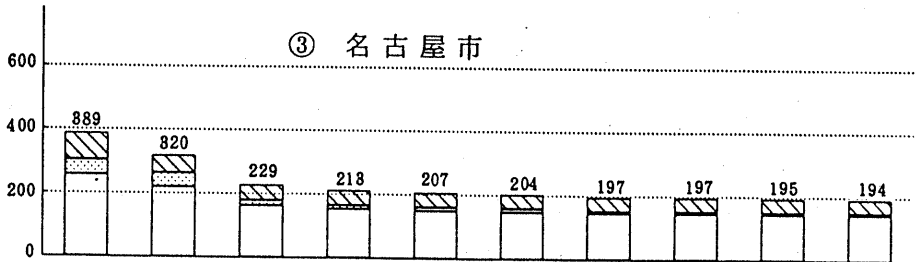
② 三重県



昭和(年報)	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
工業用水	88	75	71	66	61	58	55	52	53	51
農業・水産	112	101	109	95	84	70	69	68	64	60
上水道	25	23	23	20	17	17	16	20	18	19
その他	26	23	24	24	23	22	21	21	21	22

単位：千 m^3 /日

③ 名古屋市



昭和(年報)	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
工業用水	257	220	163	153	149	147	146	146	144	144
農業・水産	47	44	17	13	13	13	7	7	7	7
上水道	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
その他	84	55	48	46	44	43	43	43	43	42

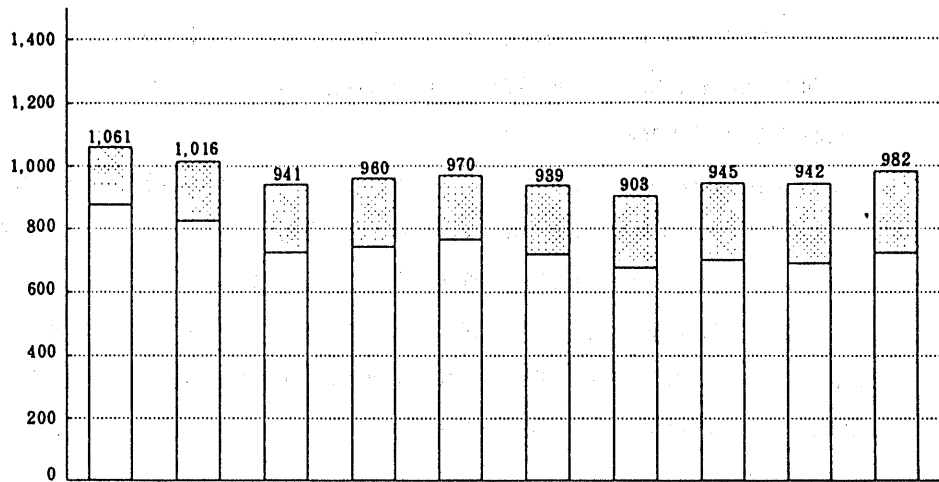
図Ⅲ-4-1 濃尾平野における地下水揚水量

(工業用水法及び公害防止条例による規制地域)

(東海三県, 1987)

単位：千 m^3 /日

① 岐阜県

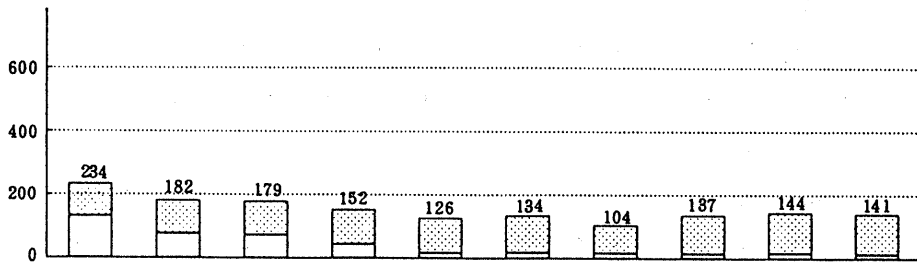


昭和(年度)	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
工業用水	876	825	724	742	765	719	675	701	689	722
上水道	185	191	217	218	205	220	228	244	253	260

出典：工業統計、水道統計

単位：千 m^3 /日

② 三重県



昭和(年度)	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
工業用水	132	77	72	43	17	18	17	16	17	15
上水道	102	105	107	109	109	116	87	121	127	126

出典：工業統計、水道統計

図Ⅲ-4-1 濃尾平野における地下水揚水量

(揚水規制地域外)
(東海三県, 1987)

(3) 自噴区域

地下水マップでは濃尾平野における自噴帯の変遷を表示している。それによると、1930年(昭和5年)ごろは犬山扇状地や熱田台地周辺を除く濃尾平野全域が自噴帯であったとされているが、その後の地下水利用の増大などによって、自噴帯は加速度的に縮小していった。

1958年(昭和33年)ごろには、自噴帯は大垣自噴帯、蟹江自噴帯、及び春日井自噴帯の

3つに分断し、それぞれの面積は、約355km²、約63km²、約10km²となっていた。その後、1960（昭和35年）ごろになると、大垣自噴帯は大垣地区と海津地区とに分かれ、1965年（昭和40年）代にはいと海津町や平田町では殆ど自噴しなくなってしまうとされている（東海三県地盤沈下調査会、1985）。

1975年（昭和50年）ごろになると、自噴帯は大垣市南部から養老町の一帯だけとなり（東海農政局、1976）、常に自噴する地域は大垣市東部・南部の一部に見られる程度にまでなっているとされていた（東海三県地盤沈下調査会、1985）。

ところが、最近の地下水位の観測結果によれば、大垣市から養老町にかけて地下水位の回復が著しく、1988年に行った、現地での観察や地元鑿井業者からの聞き取りから判断すれば、自噴帯は1975年当時に比べ大垣市側に範囲を拡大していると考えられるので、その範囲を地下水マップに表示した。

なお、四日市地域については、経年的な資料がないが、現在の自噴帯を地下水マップに表示した。

5. 地盤変動状況

(1) 地盤沈下

伊勢湾周辺地域では、建設省国土地理院が管理している基準水準点39号（愛知県豊明市栄町南館）を不動と仮定し、その標高を28.6468m（昭和28年平均値）として、各水準点の真高を測定している。

① 東三河地域

昭和60年9月現在、豊川平野を含む東三河地区（渥美郡、豊橋市、豊川市、蒲郡市、宝飯郡）には水準点は全部で155地点設けられており、昭和48～50年の9月から測量を開始している。

この地区では、観測以来経年的に沈下を続けている地点はないが、蒲郡市では昭和56～57年から沈下の傾向がみられる。その他の地域では、前年に対して沈下を示した地点もあるが、それらは点在する程度で、昭和49年から59年の期間中に隆起した年もあり、全体的に地盤沈下の傾向は見られない（愛知県、1987）。

② 西三河地域

昭和60年9月現在、西三河地区（豊明市、大阪市、刈谷市、知立市、安城市、岡崎市、高浜市、碧南市、西尾市、幡豆郡、額田郡）では矢作古川流域を中心に水準点が全部で208地点設けられており、昭和48～50年の9月から測量を開始している。

この地区は、昭和49年から59年にかけての累積沈下量で見れば、地下水マップにおいて図示しているように幡豆郡吉良町において10cmを超える沈下が生じており、矢作古川流域の

西尾市，幡豆郡吉良町，幡豆郡一色町で地盤沈下が顕著である。しかし，最近では沈下速度は鈍化してきており，昭和60年，61年では沈下量1cm以上を示した地点はないとされている（愛知県，1987）。

③ 濃尾平野

濃尾平野（三重県四日市市まで含む）では昭和36年から水準点測量が行われ，昭和61年の時点が1,749地点設けられている。

濃尾平野では現在も地盤沈下が継続しているが，その沈下速度は鈍化傾向にあり，昭和61年の時点で1cm以上の沈下を示した地点は無くなっている。濃尾平野での昭和36年以降の累積沈下図によれば，最大級の沈下を示しているのは，三重県桑名郡長島町大字浦安並びに長島町大字白鷄の水準点であり，昭和36年から61年の間にそれぞれ158cm，157cmも沈下している。この間の沈下量の時系列変化を沈下の著しい5つの水準点について示したのが図Ⅲ-5-1である（東海三県地盤沈下調査会，1985）。これによれば，昭和50年辺りまで激しく沈下が進行し，昭和55年以降は地盤沈下が沈静している様子が伺える。

地下水マップでは，地下水揚水規制が本格化した昭和49年を境にして，その前後10年間の累積沈下量を等値線で示している。これによると，昭和39年から49年（A期間）にかけて10cm以上沈下した地域は，北へは臨海部から約30km北方の稲沢市，東は名古屋市千種区，西は養老山地山麓部から桑名市までという広範囲に及んでいた。その間，最も著しい沈下を生じていたのは三重県桑名郡長島町南端部と愛知県海部郡蟹江町一帯であり，1m以上の沈下をみている。

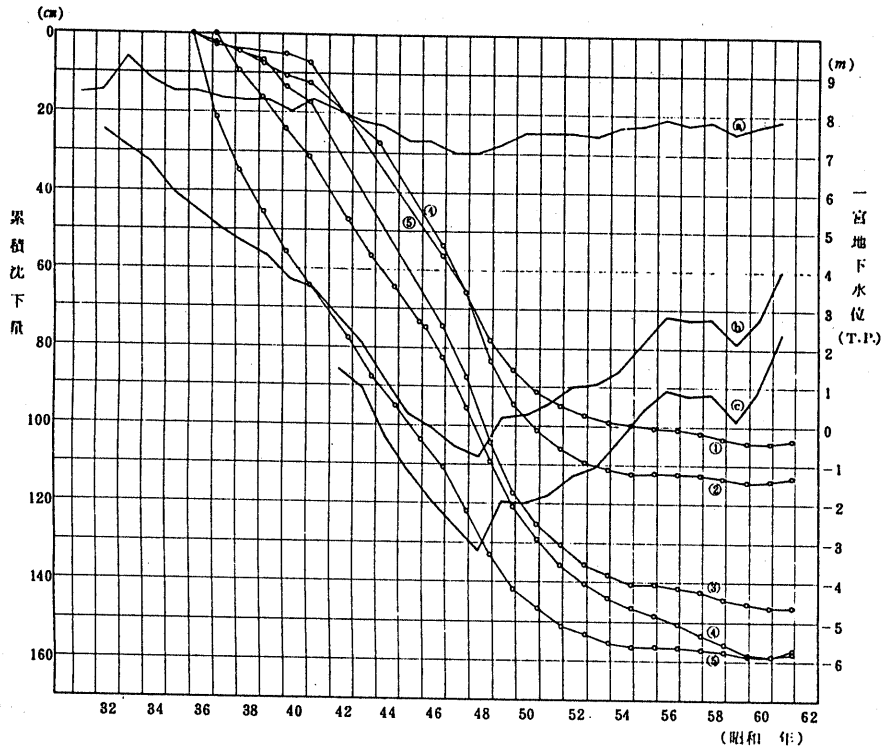
ところが，昭和49年から昭和59年（B期間）までの沈下量をみてみると，地下水揚水規制の効果が現れており，10cm以上沈下している地域は，A期間に10cm以上沈下した地域のほぼ半分に減少しており，庄内川左岸では10cm以上の沈下をみていない。

また，この間，最も著しい沈下を生じた地域は，A期間と同じ三重県桑名郡長島町南端部，並びに愛知県海部郡佐屋町から十四山村，弥富町にかけての一帯であるが，その沈下量は30cmというようになり減少している。

④ 伊勢平野

伊勢平野では昭和38年度から水準測量を行っており，昭和61年度の時点では200を超える水準点が設置されている。

伊勢平野でも特に桑名市を含む北勢臨海平野部では地盤沈下が著しかったが，昭和49年を境に地盤沈下が沈静化し，昭和61年の時点では1cm以上沈下した地点はなくなっている。また，鈴鹿川右岸より南の平野部では昭和47年までは地盤沈下が生じていたようであるが，それ以降は地盤沈下は生じていない（三重県，1987）。



・一宮地下水観測所

所在地：一宮市大字高田字郷廻

㉑	7 m井
㉒	70 m井
㉓	250 m井

・水準点

№	水準点	所在地
①	A 29	津島市西柳原町一丁目14の1
②	1475	海部郡蟹江町鍋蓋新田字八ノ割
③	A 3-4	〃 十四山村大字神戸新田字内新田
④	C 35-15	桑名郡長島町大字松蔭
⑤	C 35-16	〃 〃 〃 白鷄

図Ⅲ-5-1 水準点の累積沈下量

(愛知県, 1987)

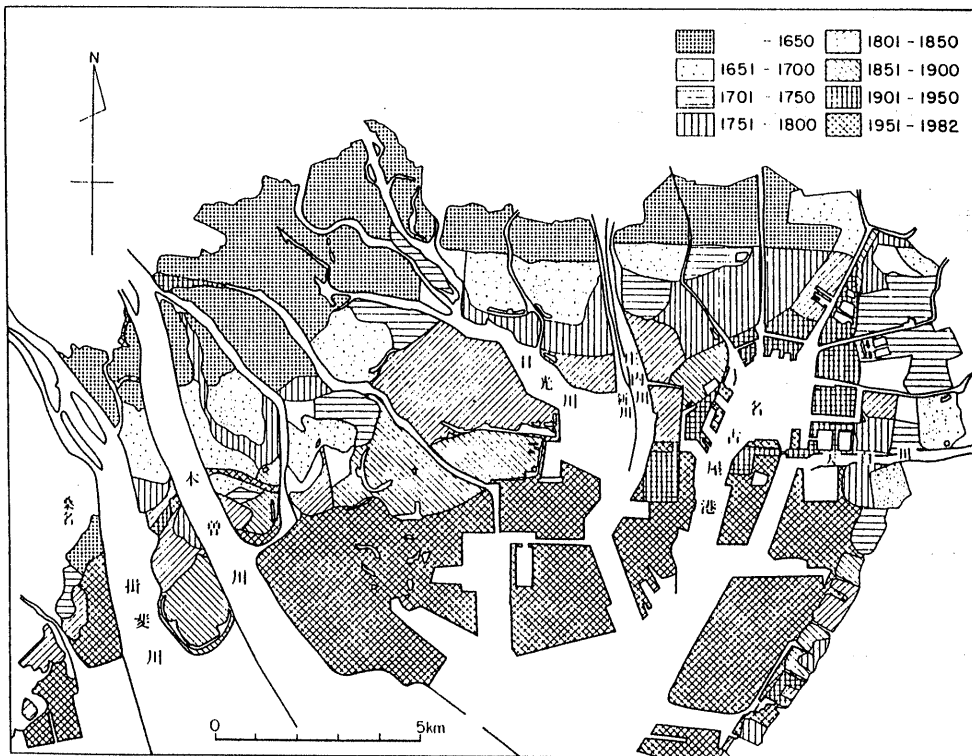
(2) 海面下の範囲

伊勢湾周辺地域において海拔ゼロメートル地帯が認識され始めたのは、昭和34年9月26日に襲来した伊勢湾台風によって、臨海部が長期にわたり浸水したことによる。この時、愛知県海部郡飛鳥村などでは120日に渡って浸水が継続し、名古屋市中村区などでも1週間程度の浸水期間があった(科学技術庁, 1960)。

現在、海拔ゼロメートル地帯は、濃尾平野南半分、境川河口低地の一部、西三河平野臨海部一帯、三河湾臨海部、津松阪港の一部に分布しており、それらは地下水マップの中で表示している。

これら海拔ゼロメートル地帯は、何れも過去の干拓・埋立によって人工的に陸地化された区域である。例えば、濃尾平野は図Ⅲ-5-2に示すように、江戸時代から干拓が行われ、1950年以降から埋立が行われたとされている(坂本他3名, 1986)。そこでは、海拔ゼロメートル地帯が伊勢湾台風当時約186km²であったものが、昭和40年代に約250km²、昭和53年には約274km²となって、我が国で最も広い海拔ゼロメートル地帯を形成している。

地下水マップでは、濃尾平野については海拔ゼロメートルの範囲の他に、大潮における平均満潮位(T.P.+1.2m)と大潮における平均干潮位(T.P.-1.4m)の等高線をそれぞれ表示している。このうち、特に重要なのは大潮における平均満潮位である。これは、可能最大海面下区域を意味しており、濃尾平野では約400km²にも達している。



図Ⅲ-5-2 伊勢湾北部における干拓・埋立の進展

(国土地理院, 1968に基づき, その後の造成地を追加)

6. 地下水の保全

(1) 地下水に関する規制状況

本地域での地下水採取規制は、工業用地下水を対象として「工業用水法(昭和31年法律第146号)」により愛知県及び三重県の一部地域が指定されているほか、愛知県公害防止条例、三重県公害防止条例、名古屋市公害防止条例及び岐阜県自主規制により、図Ⅲ-6-1の範囲で地下水の採取規制が行われている。

また、昭和60年4月に濃尾平野地盤沈下防止対策要綱が決定され、平成6年度を目標として地下水採取目標量を定めるとともに、地域の実情に応じた対策を揚げ、推進することとしている。

(2) 地下水涵養施設

地下水涵養のため、名古屋市並びに民間で雨水流出抑制事業が実施されている。その推移を表Ⅲ-6-1～2に示す。

表Ⅲ-6-1 名古屋市における雨水流出抑制事業の推移

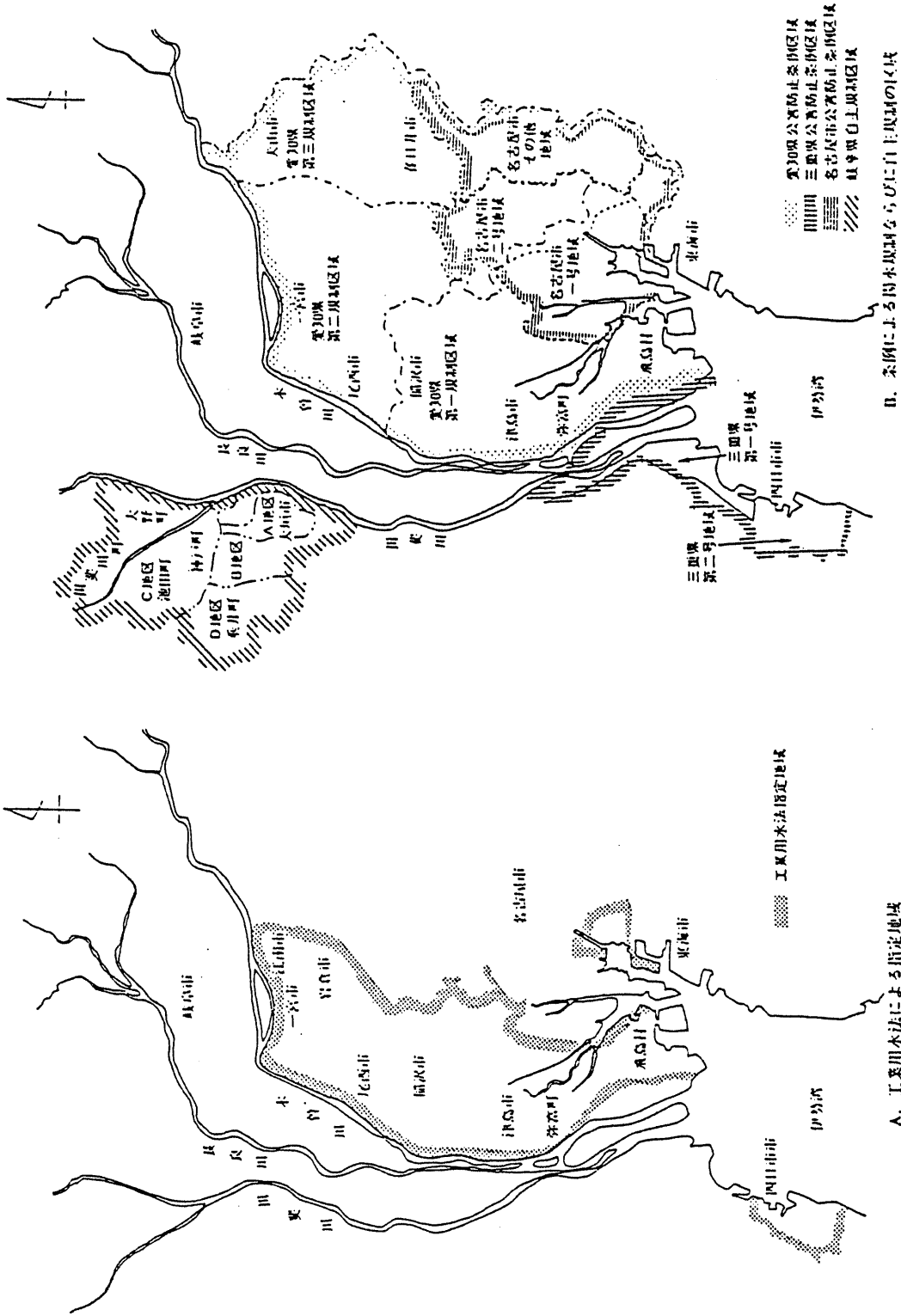
(箇所)

事業内訳 \ 年度	57	58	59	60	61	62	計
オンサイト施設	12	20	36	82	92	81	323
オフサイト施設	5	7	8	9	8	6	43
計	17	27	44	91	100	87	366

表Ⅲ-6-2 民間における雨水流出抑制事業の推移

事項 \ 年度	民間開発行為による		区画整理事業による		計	
	事業箇所数	貯留浸透量 (m^3)	貯留池 箇所数	貯留量 (m^3)	事業箇所数	貯留浸透量 (m^3)
56以前	21	19,876	4	24,053	25	43,929
57	3	491	1	9,655	4	10,146
58	3	1,954	3	16,971	6	18,925
59	8	102	4	51,127	12	51,229
60	11	1,072	1	14,996	12	16,068
61	23	2,835	—	—	23	2,835
計	69	26,330	13	116,802	82	143,132

図 Ⅲ-6-1 濃尾平野における揚水規制区域



資料 1 観測井一覧表

図中 番号	観測所名	所在地	標高 (m)	井戸深 度 (m)	型式	スクリーン位置 (m)	観測開始 年 月 (昭和)	設置者
1	飛鳥	海部郡飛鳥村大字飛鳥新田	1.43 1.36 1.39	300 150 50	二重管	251.5~246 262.5~257 273.5~268 128 ~116 45.6~ 33.6	49. 4.26	愛知県
2	美和	海部郡美和町大字木田	0.91 0.90 0.85	300 125 40	二重管	280 ~263 105 ~ 88 30 ~ 29	50. 6. 3	愛知県
3	稲沢	稲沢市平野町(稲沢高校)	5.15 5.14 5.11	260 130 50	二重管	239.5~223 102 ~ 91 40 ~ 29	51. 4.26	愛知県
4	祖父江	中島郡祖父江町大字上牧	4.55 4.61 4.60	301 135 64	二重管	280 ~270 127 ~117 54 ~ 44	51. 5.10	愛知県
5	吉良	幡豆郡吉良町大字富田(吉良中学校)	2.66 2.52	52 12	二重管	43.5~ 33.6 8 ~ 3	51.11. 4	愛知県
6	十四山	海部郡十四山村大字西観(十四山東公園)	-0.54 -0.57 -0.58	307 163 55	二重管 " " 単管	237.5~232.5 159 ~154 39 ~ 34 116 ~111	52. 4. 1	愛知県
7	佐屋	海部郡佐屋町大字東条(佐屋高校)	-0.58 -0.60 -0.63	263 147 64	二重管 " " 単管	257 ~247 143 ~133 62 ~ 52 205.9~195.9	53. 1.20	愛知県

図中 番号	観測所名	所在地	標高 (m)	井戸 深度 (m)	型式	スクリーン位置 (m)	観測開始 年 月 (昭和)	設置者
8	津 島	津島市埋田町	-0.12	300	二重管	280 ~270	53. 1.21	愛知県
			-0.14	144.5	〃	125 ~120		
			-0.15	54	〃	51.5 ~ 46.5		
					単管	182.5~177.55		
9	蟹 江	海部郡蟹江町大字西 之森(源氏公園)	0.11	281	二重管	275 ~265	54. 4. 1	愛知県
			0.12	143.5	〃	139.5~134.5		
			0.11	59	〃	57 ~ 52		
					単管	170 ~165		
10	立 田	海部郡立田村大字森 川	0.66	303	二重管	297 ~292	54. 4.11	愛知県
			0.65	175		164 ~154		
			0.64	72		70 ~ 57		
						248 ~243		
11	甚 目 寺	海部郡甚目寺町大字 中萱津(甚目寺小学 校)	3.36	170	二重管	164 ~154	53.12. 1	愛知県
			3.36	106		102 ~ 87		
			3.36	34		32 ~ 27		
						130 ~125		
12	尾 西	尾西市大字三条	7.01	200	二重管	194 ~184	53.12. 4	愛知県
			7.00	159	〃	155 ~135		
			7.00	40	〃	38 ~ 28		
					単管	105 ~ 98		
13	春 井	西春日井郡春日村大 字落合	6.29	150	二重管	124.5~102.5	53. 4. 1	愛知県
			6.22	90		78 ~ 63	53.11. 1	
			6.22	27		25 ~ 20		
14	岩 倉	岩倉市北島町(岩倉 高校)	9.73	150	二重管	137.5~102.5	53. 4. 1	愛知県
			8.87	54	単管	52 ~ 42	53.11.11	
			8.88	37	〃	35 ~ 30		

図中 番号	観測所名	所在地	標高 (m)	井戸 深度 (m)	型式	スクリーン設置 (m)	観測開始 年 月 (昭和)	設置者
15	江南	江南市大字古知野	21.32	100	単管	89 ~ 68	53. 4. 1	愛知県
			21.30	36	〃	35 ~ 25	53.10.15	
16	木曾川	葉栗郡木曾川町大字 里小牧(木曾川中 学校)	8.84	200	〃	147 ~ 125	54. 3.27	愛知県
			8.84	90	〃	88 ~ 78		
17	豊山	西春日井郡豊山町大 字豊場	10.27	100	〃	81 ~ 59	54. 3.27	愛知県
			10.26	50	〃	47 ~ 37	54.12.21	
			10.26	13	〃	12 ~ 8		
18	一宮	一宮市千秋町大字浮 野(一宮総合グラン ド)	11.02	200	〃	196 ~ 176	55. 1.30	愛知県
			11.03	100	〃	96 ~ 76		
			11.04	40	〃	38 ~ 28		
19	小牧第1	小牧市大字小木	9.51	115	〃	113 ~ 103	55. 1.24	愛知県
			9.51	60	〃	58 ~ 43		
20	豊橋第1	豊橋市神野新田町 (牟呂中学校)	1.81	86	二重管	83.5 ~ 80	55. 1. 9	愛知県
			1.81	47	〃	43 ~ 38		
					単管	24.5 ~ 20.5		
21	春日井第 1	春日井市美濃町 (美濃公園)	16.91	168	〃	165 ~ 155	56. 2. 8	愛知県
			16.90	149	〃	146 ~ 136		
			16.92	40	〃	38 ~ 28		
22	春日井第 2	春日井市篠木町 (春日井警察待機寮)	39.90	125	〃	122 ~ 114	56. 3.14	愛知県
			39.88	60	〃	58 ~ 53		
23	小牧第2	小牧市大字久保一色 (小牧養護学校)	33.84	30	単管	28 ~ 18	56. 1.13	愛知県
24	大口	丹羽郡大口町大字大 屋敷	25.09	108	単管	105 ~ 95	56. 2.12	愛知県
			25.08	27	〃	25 ~ 15		

図中 番号	観測所名	所在地	標高 (m)	井戸 深度 (m)	型式	スクリーン設置 (m)	観測開始 年 月 (昭和)	設置者
25	犬山	大山市大字羽黒 (犬山屠畜場)	44.51	62	単管	59 ~ 52	56. 1.23	愛知県
			44.52	40	〃	38 ~ 28		
26	西尾第1	西尾市室町(室場小 学校)	6.49	36	二重管	34 ~ 29	56. 2.28	愛知県
			6.49	12	〃	10 ~ 5		
27	一色	幡豆郡一色町大字対 米	2.68	86	二重管	82 ~ 72	56. 3.20	愛知県
			2.68	31	〃	28 ~ 23		
28	豊橋第2	豊橋市長瀬町字古川	4.61	150	単管	107 ~ 85	55. 1	愛知県
			4.61	63	〃	56 ~ 48		
29	西尾第2	西尾市鷓ヶ池町(福 地北部小学校)	4.35	71	二重管	64 ~ 59	57. 3.20	愛知県
			4.34	48	〃	41 ~ 36		
30	碧南	碧南市油ヶ渕町(油 ヶ渕遊園)	1.38	97	二重管	90.0~ 85.0	58. 4. 1	愛知県
			1.38	48	〃	41.0~ 36.0		
31	岡崎第1	岡崎市上青野町新井	11.62	65	二重管	58.0~ 53.0	58. 4. 1	愛知県
			11.62	47	〃	40.0~ 35.0		
32	岡崎第2	岡崎市矢作町園17	15.79	60	単管	53.0~ 48.0	59. 4. 1	愛知県
			15.78	38	〃	32.0~ 27.0		
33	弥富	海部郡弥富町大字鍋 田地内(弥富火葬場)	1.41	325	二重管	184 ~ 179	60. 4. 1	愛知県
			1.41	99	〃	96 ~ 91		
			1.41	60	〃	58 ~ 53		
34	豊橋第3	豊橋市天伯町字高田 山137-4	16.99	90	単管	88 ~ 83	60. 4. 1	愛知県
			16.99	70	〃	64 ~ 59		
35	豊橋第4	豊橋市高師町地内 (高師緑地公園)	21.08	200	単管 〃	132 ~ 144 148 ~ 155	60. 4. 1	愛知県

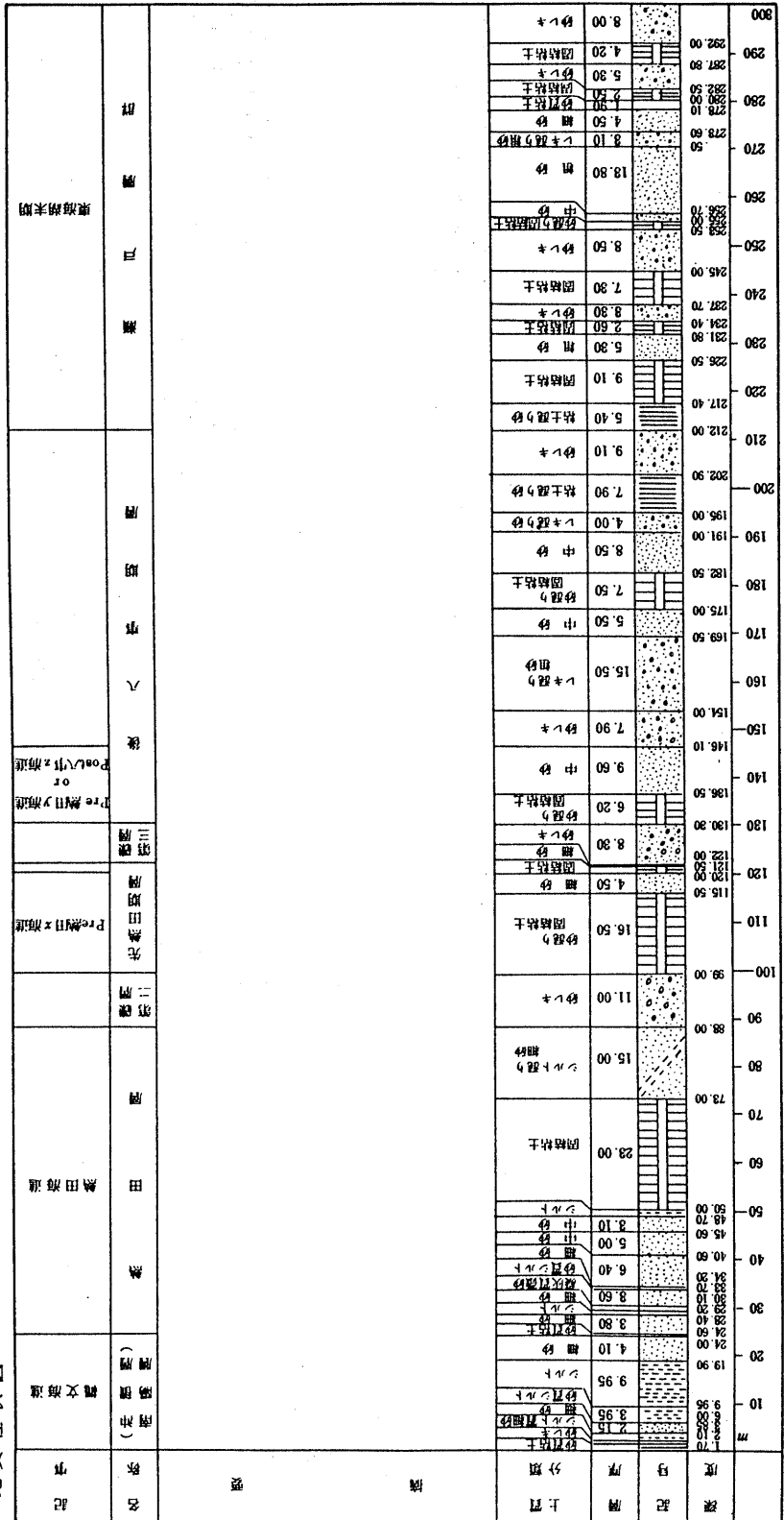
図中 番号	観測所名	所在地	標高 標 (m)	井戸 深度 (m)	型式	スクリーン設置 (m)	観測開始 年 月 (昭和)	設置者
36	豊川	豊川市行明町原田 (行明緑地公園)		96	単管	77 ~ 82	61. 4. 1	愛知県
				50	〃	38 ~ 43		
37	小坂井	宝飯郡小坂井町大字 小坂井(小坂井町役場)	8.40	100	単管	65 ~ 75	61. 4. 1	愛知県
				58	〃	51 ~ 56		
38	城山		0.00	260	単管			愛知県
39	老松		0.00	155	単管			愛知県
40	神守		0.00	250	単管			愛知県
41		海部郡弥富町五明	0.27	55	単管	47 ~ 55		建設省
				160.5	〃	145 ~ 160		
42		津島市一色町	-1.88	50	単管	42.8 ~ 50.0		
				-1.83	152.3	〃		
43	中島	中島郡平和町法立字 柳場	3.80	50	単管	40 ~ 47		建設省
				120	〃	112 ~ 117		
				300	〃	270 ~ 290		
44		一宮市末広	8.43	90	単管	75 ~ 90		
45		一宮市千秋町佐野北 浦	11.86	35	単管	3 ~ 35		
46	扶桑	丹羽郡扶桑町大字高 雄字畑尻	33.12	20	単管	5 ~ 20	51. 3	建設省
47		名古屋市中区岩塚	3.32	81	単管	75.5 ~ 78.5		
48	安井	名古屋市北区安井町	12.19	30	単管	19.0 ~ 29.0	50. 4	建設省
				51	〃	41.9 ~ 47.4		
				110	〃	91.5 ~ 100.0		

資料 2 主要な観測井の概要及び 柱状図



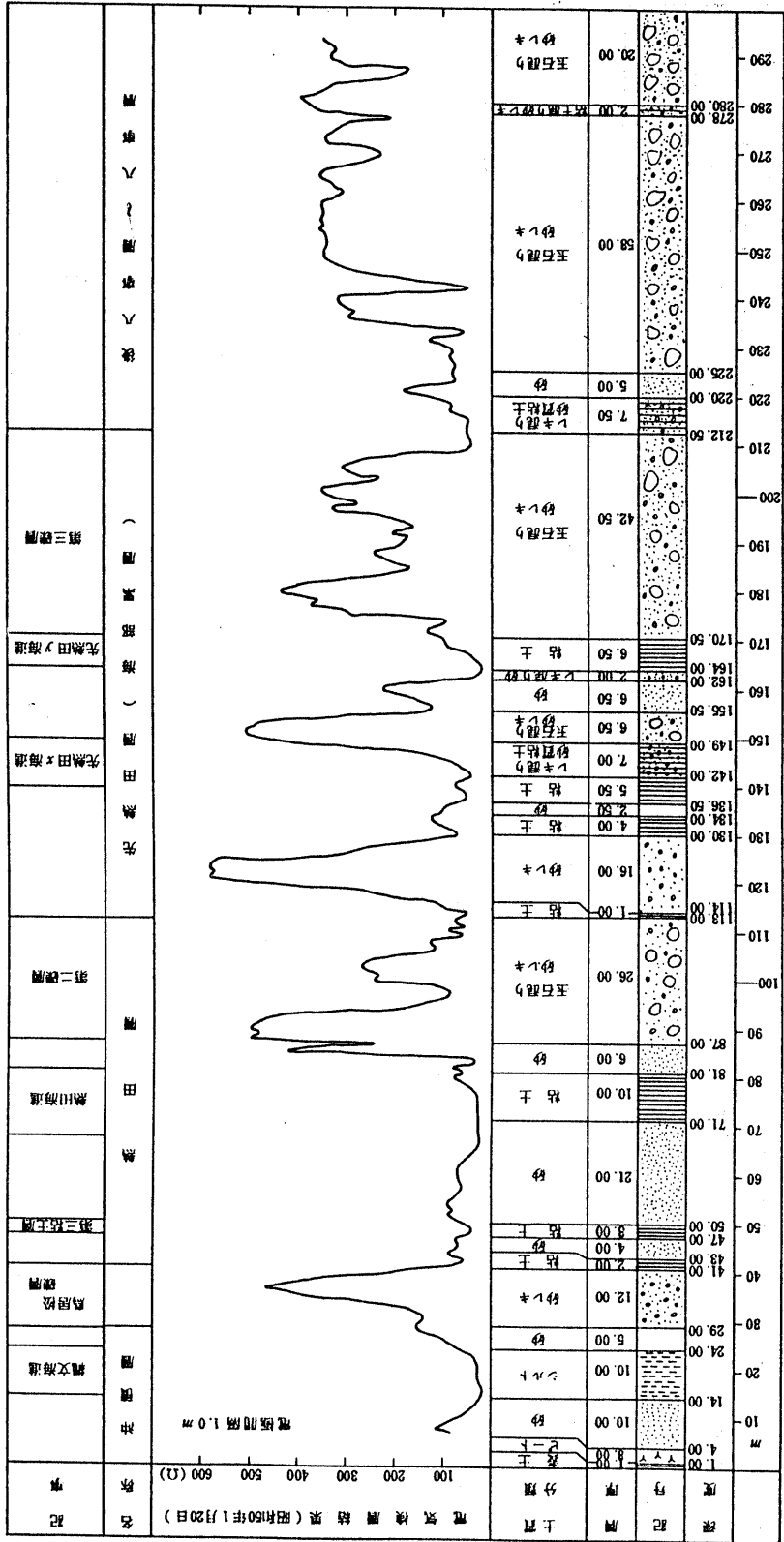
観測井の位置	海部郡飛島村大字飛島新田番外地		緯	35° 04' 12"	
設置年月日	昭和49年3月15日	施工者	川崎地質株式会社	東經	136° 48' 45"
		所有者	愛知県		

地質柱状図



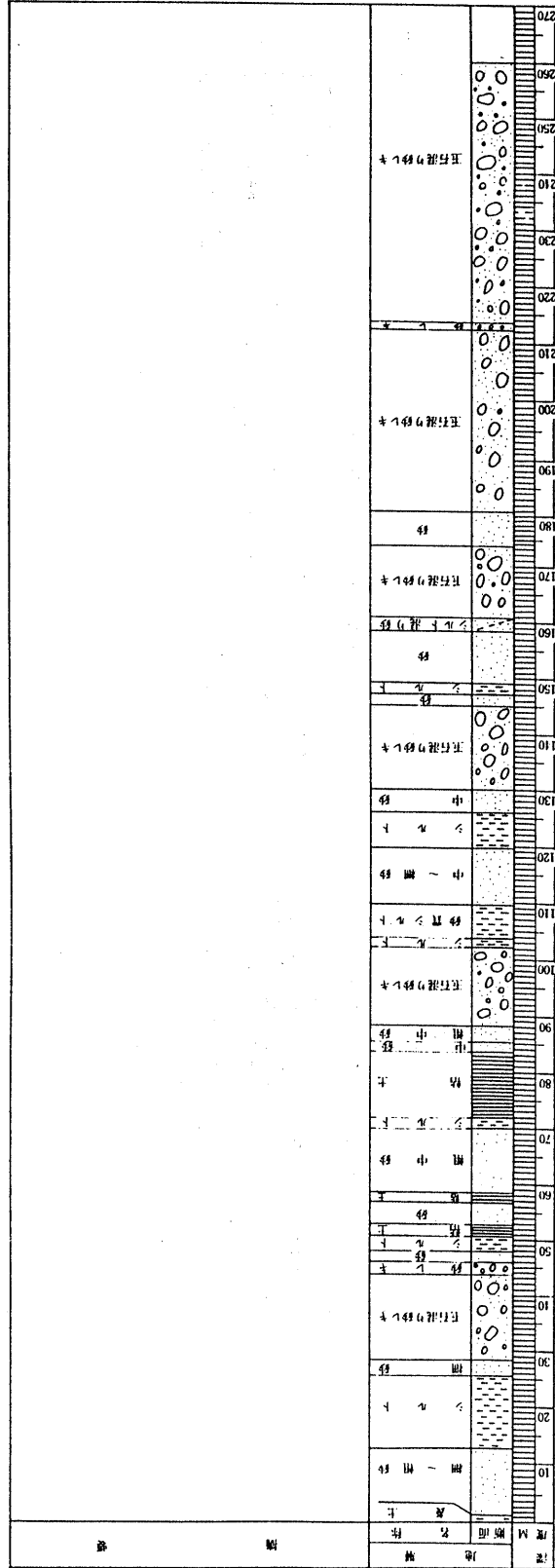
観測井の 位置	海部郡美和町大字木田字五反田		北緯 35°11'15"
			東経 136°47'30"
設置月日	昭和50年8月25日	施工者 (株)ダイコンサルタント	所有者 愛知県

地質柱状図



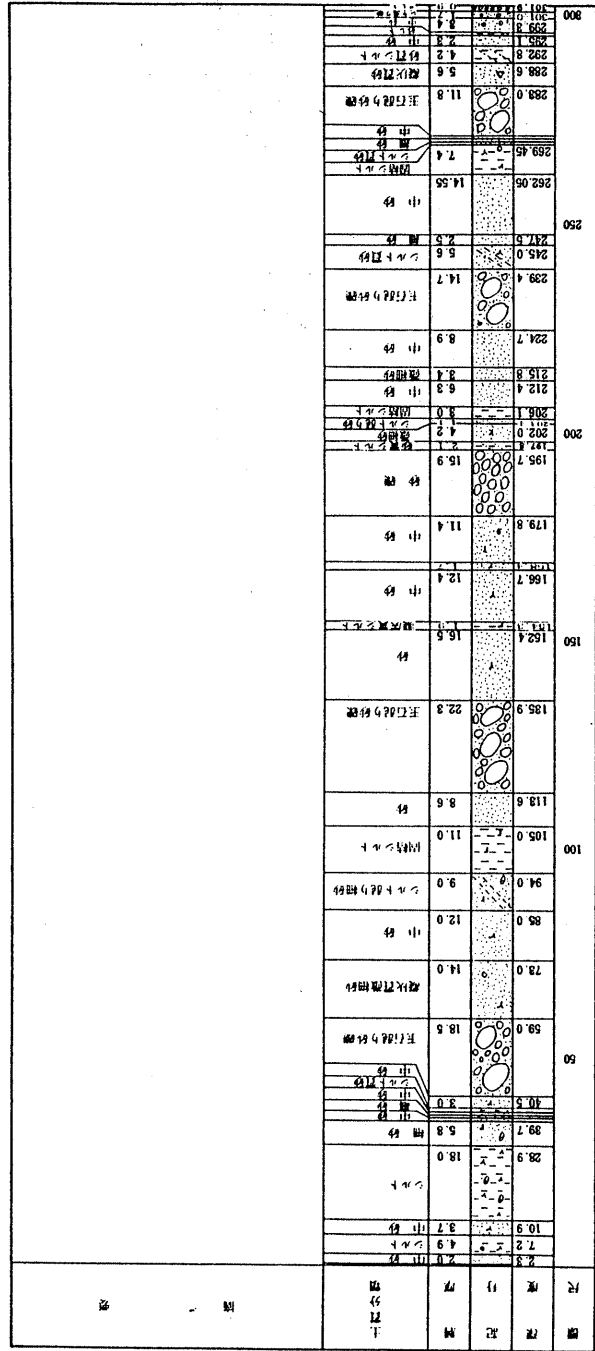
観測井の位置		愛知県稲沢市小寺地内				北緯		85° 14' 13"	
設置月日	昭和51年3月				東経		136° 47' 14"		
設置の深度	50m, 130m, 260m				所有者		愛知県		
ストレーナーの位置	50m井(28.97m~40.00m) 130m井(91.00m~102.00m) 260m井(223.00m~239.5m)				井戸の口径		φ=200m/m		
掘削時の静水位	50m井	130m井	260m井	揚水試験の方法		公 式			
	5.70 m	21.56 m	21.80 m	段階及び回復試験		タイスの式			
透 水 係 数	50m井	130m井	260m井	50m井	130m井	260m井	50m井	130m井	260m井
	6.12×10^{-3} cm/sec	2.27×10^{-2} cm/sec	3.97×10^{-3} cm/sec	1.27×10^{-8} m/sec	3.14×10^{-9} m/sec	3.75×10^{-4} m/sec	1.02×10^{-12}	1.15×10^{-1}	6.64
						貯留係数			

地質柱状図



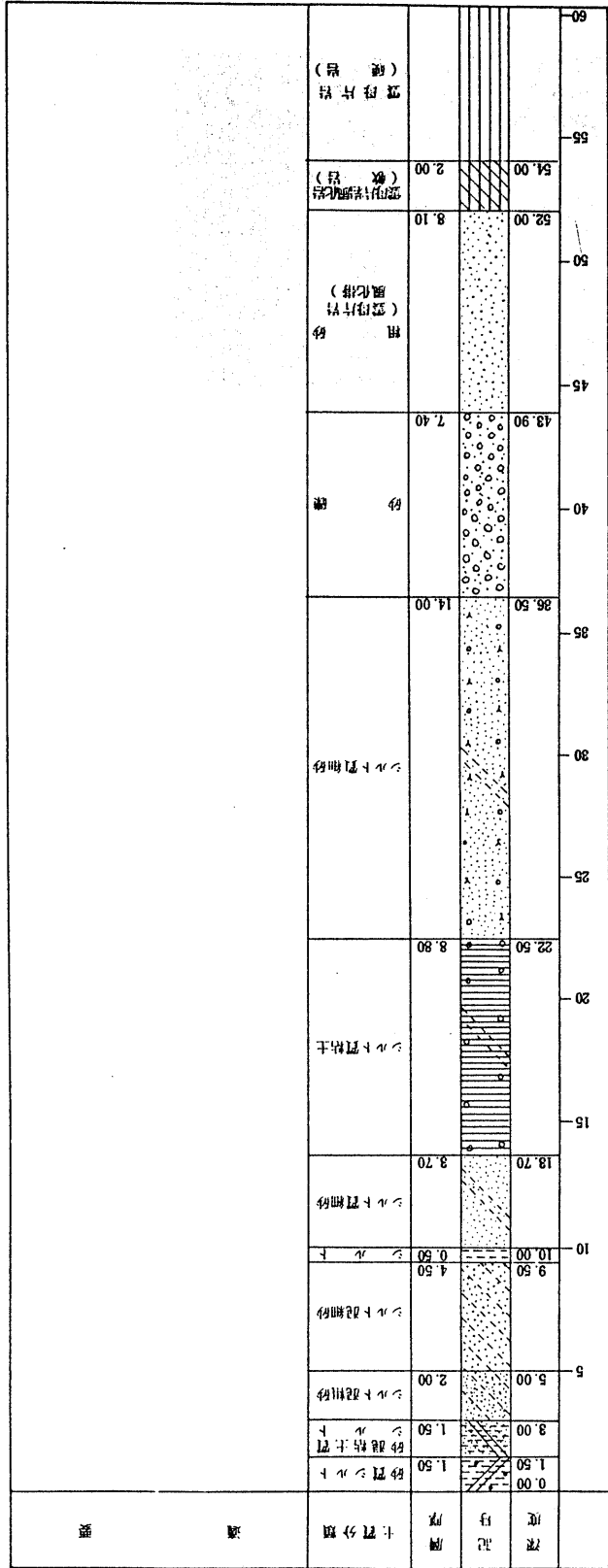
観測井の位置	愛知県中島郡祖父江町大字上枚地内		北緯	35° 14' 47"
設置年月日	昭和51年3月31日	施工者	近畿ボーリング(株)	
井戸の深度	管頭の標高		東経	136° 48' 18"
	64.00m (No.1) 135.00m (No.2) 301.00m (No.3)		所有者	愛知県
ストレーナーの位置	No.1: 44.00~54.00m, No.2: 117.00~127.00m, No.3: 270.00~280.00m		井戸の口径	
掘削時の静水位	No.1 GL-4.770m No.2 GL-9.105m No.3 GL-15.865m	揚水試験方法	公 式	
透 水 係 数	No.1: 3.614×10 ⁻² cm/sec No.2: 1.042×10 ⁻² // No.3: 4.952×10 ⁻² //	透水係数	貯留係数	
		No.1: 3.614×10 ⁻³ m ² /sec No.2: 1.042×10 ⁻³ // No.3: 4.952×10 ⁻³ //	No.1: 8.434×10 ⁻³ No.2: 2.605×10 ⁻⁷ No.3: 3.961×10 ⁻⁷	

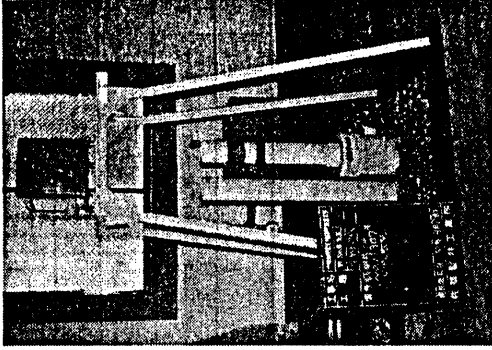
地質柱状図



観測井の位置	愛知県幡豆郡吉良町大字富田地内		北緯	34° 49' 0"
	設置月日	昭和51年11月10日	東経	137° 4' 10"
設置月日	昭和51年11月10日	施工者	富士開発株式会社	
井戸の深度	52.00 m	管頭の標高	T.P. 2.320 m	
ストレーナーの位置	38.50 m ~ 43.50 m			
掘削時の静水位	T.P. - 6.370 m	揚水試験方法	回復法	公式
透水係数	1.169×10^{-10}	透水係数	貯留係数	2.056 × 10 - 6

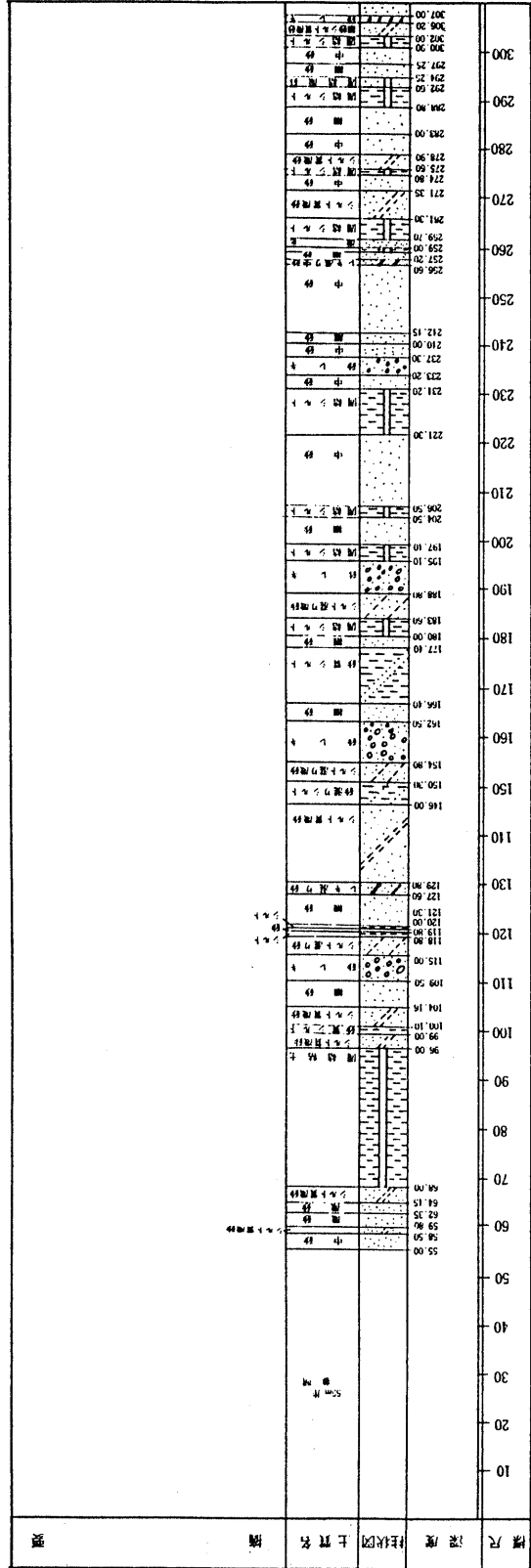
地質柱状図





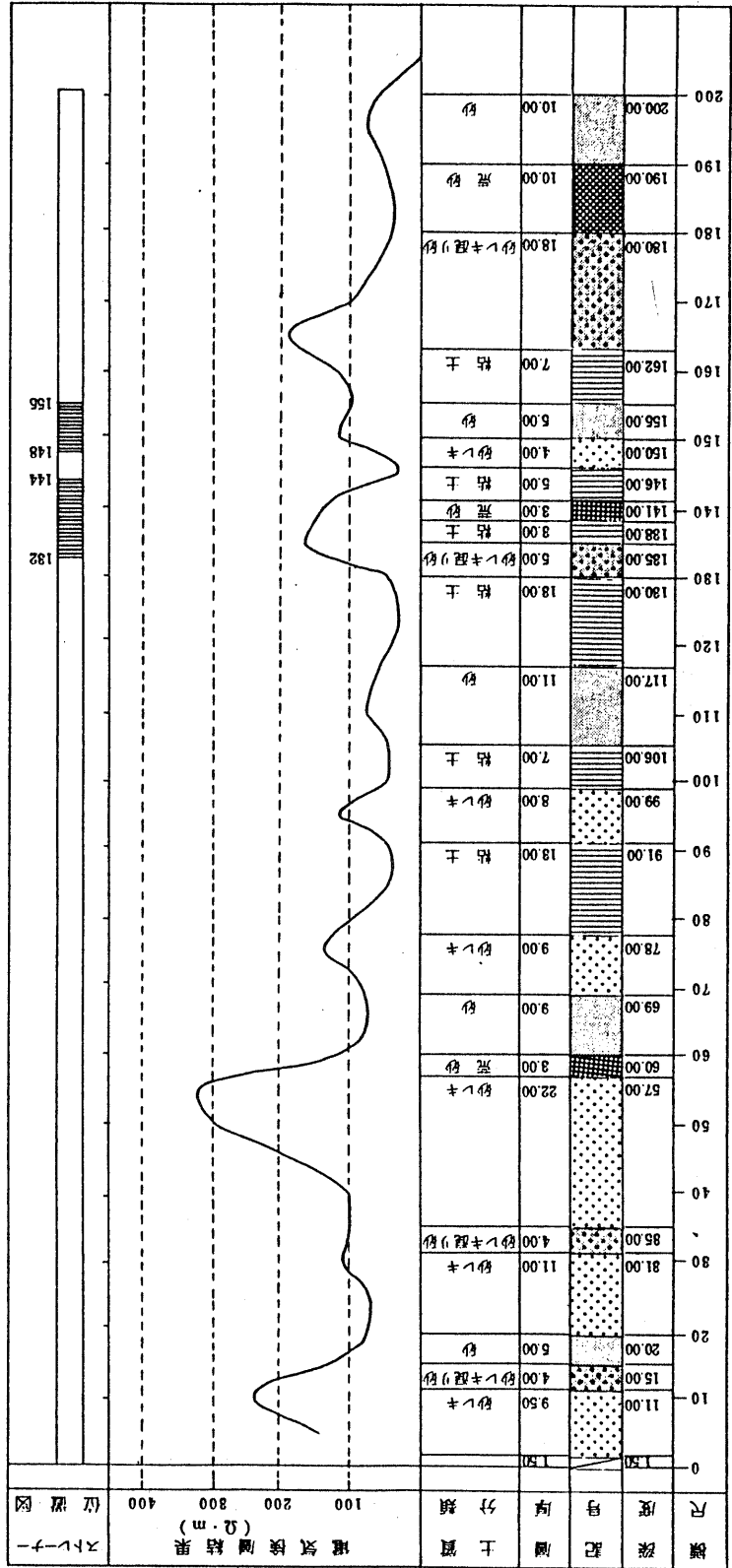
観測井の位置	海部郡十四山村大字西郷地内		北緯	35° 6' 20"
設置月日	昭和52年8月30日	施工者	佐藤鑿井工業所	愛知県
井戸の深さ	307 m	管頭の標高	T. P -1.3804	200 m/m
ストレーナーの位置	232.50 m ~ 237.50 m			
掘削時の静水位	T. P -24.26 m	揚水試験方法	回復法	タイスの式
透水係数	$1.223 \times 10^{-3} \text{ m/Sec}$	透水量係数	$1.199 \times 10^{-2} \text{ m/Sec}$	貯留係数
				1.918×10^{-9}

地質柱状図

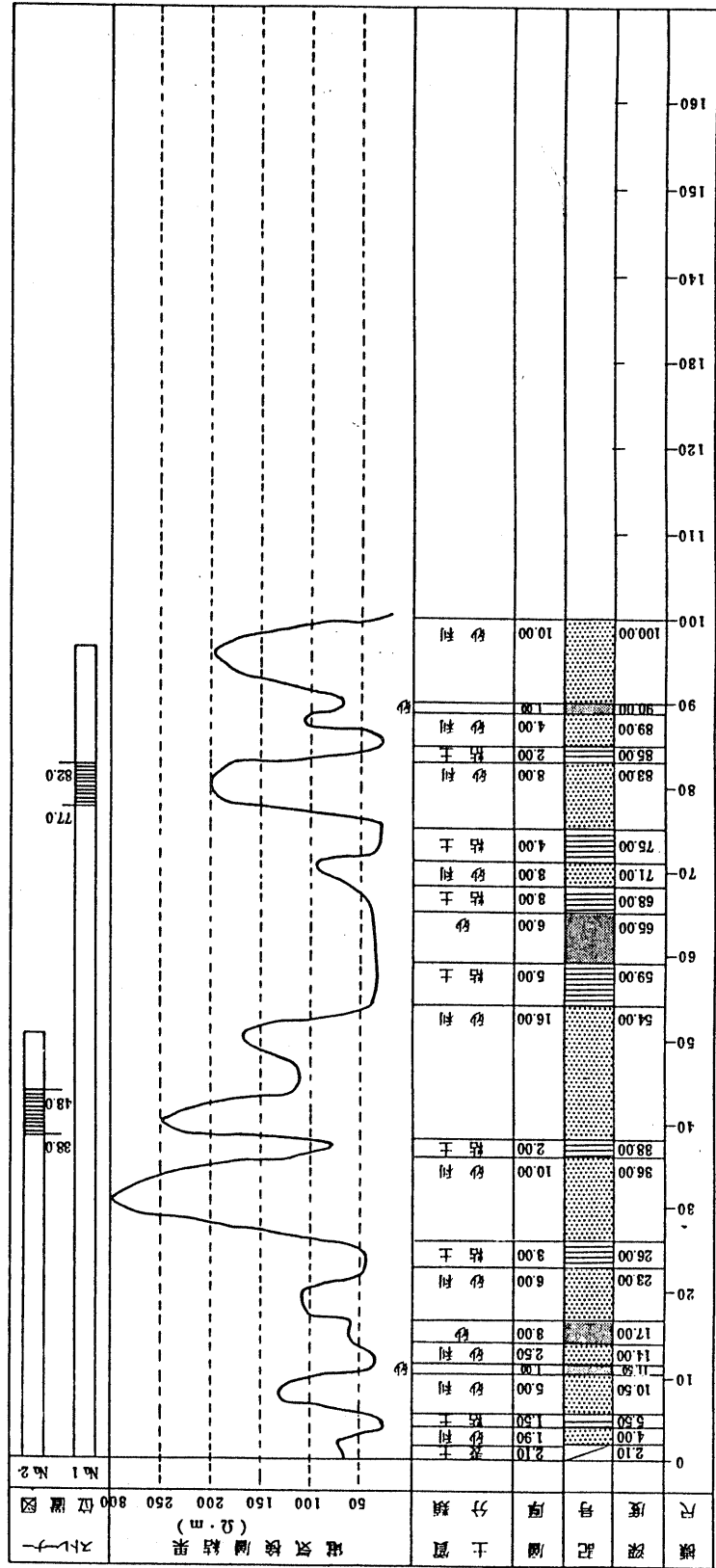


観測井の位置	愛知県豊橋市高師町高師緑地公園内		北緯	34° 43'	
			東経	137° 23'	
設置月日	昭和55年1月	所有者	愛知県 県 ※		
井戸の深さ	No.1 200m No.2	管頂の標高	TP No.1 210.8m No.2	井戸の口径	25.0%
ストレートの位置	No.1 132.00~144.00m No.2 148.00m~155.00m				
取鑿時の静水位	No.1 -26.20m	揚水試験方法	連続揚水方法及び 水位回復法	公 式	タイスの式
透水係数	No.1 2.63×10 ⁻⁴ No.2	透水層係数	No.1 5.00×10 ⁻³ No.2	貯留係数	

※昭和60年に通産省から譲渡

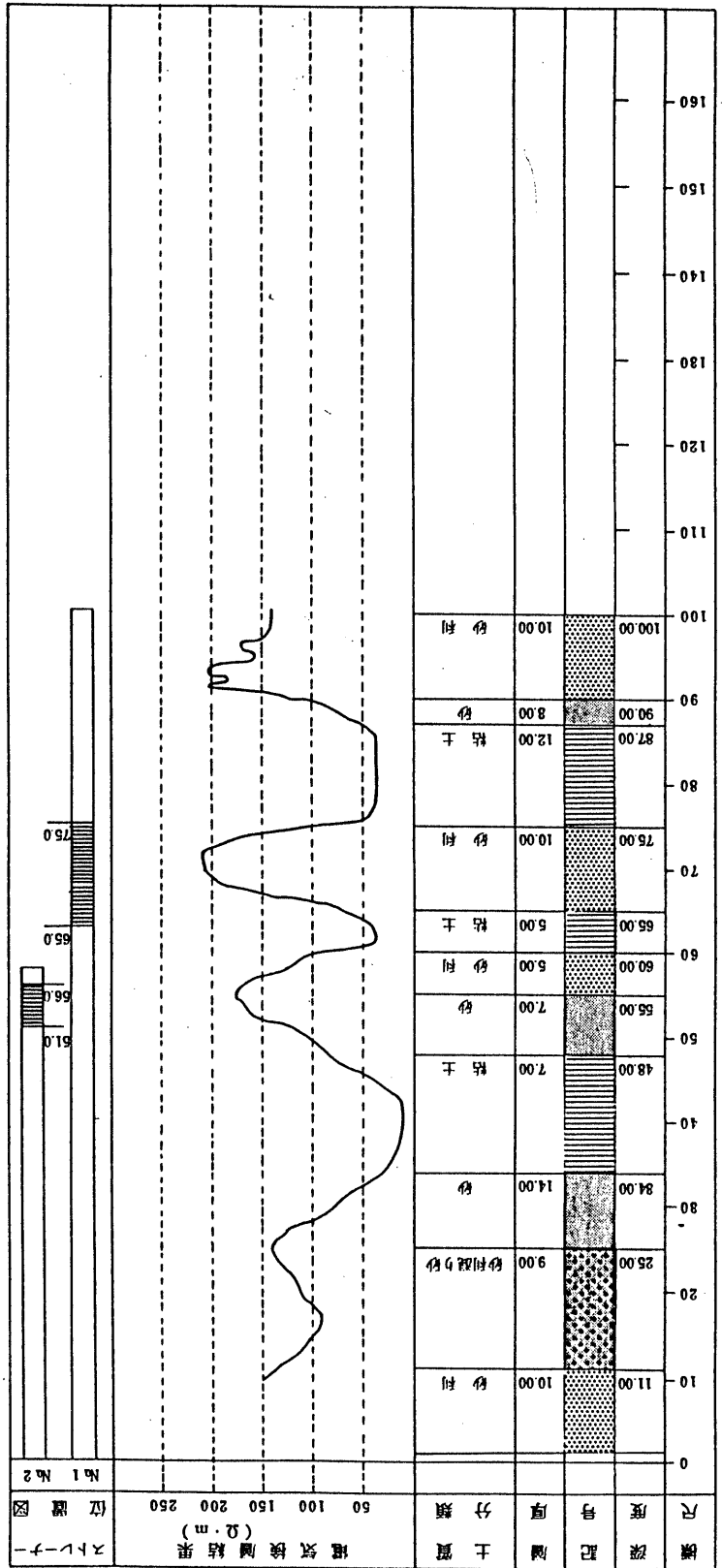


観測井の位置	愛知県豊川市行明町地内		北緯	34°48'
設置月日	昭和61年3月	所有者	東経	137°24'
井戸の深さ	No.1 96m No.2 50m	管頭の標高	井戸の口径	200%
スレーパーの位置	No.1 7700m~8200m No.2 3800m~4300m			
明盛時の静水位	No.1 -1.432m No.2 -7.31m	揚水試験方法	連続揚水法及び 水位回復法	公 式
透水係数	No.1 2.32×10 ⁻⁸ m/sec No.2 2.64×10 ⁻⁸ m/sec	透水係数	No.1 1.16×10 ⁻² m ² /sec No.2 1.32×10 ⁻² m ² /sec	貯留係数
				X 2.73×10 ⁻²



観測井の位置	愛知県宝飯郡小坂井町大字小坂井地内		北緯	34° 48'
設置月日	昭和55年1月2日		東経	137° 22'
井戸の深さ	No.1 100m No.2 58m	所有者	愛知 県 ※	
ストレナーの位置	No.1 65.00m ~ 75.00m No.2 51.00m ~ 56.00m	管頭の標高	井戸の口径	250% 200%
初期時の静水位	No.1 152.0m No.2 152.0m	揚水試験方法	公式	タイスの式
透水係数	No.1 4.94×10 ⁻² m/sec No.2 1.47×10 ⁻⁴ m/sec	連続揚水及び水位回復法	貯留係数	0.843×10 ⁻²
		透水係数		
		No.1 4.94×10 ⁻³ m/sec No.2 7.38×10 ⁻⁴ m/sec		

※100m井は、昭和60年に通産省から譲渡



資料3 参考文献

【総 論】

- 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(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
- 荒木慶雄(1953):鈴鹿川下流域の新生界(演旨),地質学雑誌,59.354
- 池辺展生(1957):日本の新生代の積成盆地-特に中世の積成区-,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-近畿地方の新时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
- 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(1975):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(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,57-87
- 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): 伊勢の第三紀層について, 島津標本時報, 6-7
- 貝塚爽平・木曾敏行・町田卓・太田陽子・吉川虎雄(1964): 木曾川・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
- 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
- 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
- 榎根勇(1973): 「水の循環-水文学講座3」, 共立出版, 230p
- 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
- 木村一郎(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
- 木村一郎・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
- 木村一郎(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
- 木村一郎(1988): 豊橋平野地域, 日本の地質5「中部地方II」, 共立出版, 171-172
- 木村一郎・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
- 黒田啓介(1966): 渥美層群中下部から産出する植物遺体, 第四紀研究, 5, 49-59
- 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・愛知県統盤沈下研究会, 111-182

- 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一その分布と断層地塊運動一，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一地下水盆構成とその境界条件一，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
- 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
- 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
- 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
- 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研究，名古屋大学教養部紀要(B)，6，1-58
- 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
- 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・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

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

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・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

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

土木学会(編)(1971): 「水理公式集」616p

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

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, 161-183

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

Huzita, K. (1962): Tectonic developmet 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, その他発生前後-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

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

牧野内 猛(1975): 知多半島南部の武豊層, 地質学雑誌, 81, 185-196

Makinouchi, T. (1979): Chita Movements. the tectonic movements preceding the Quaternary Rokko and Sanage Movements. Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ..ser. Geol. Mineral., 46, 61-106

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ュン・

トランク年代, 地質学雑誌, 89, 257-270

榎山次郎(1950): 中部地方, 日本地方地質誌, 朝倉書店, 233

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・大倉陽子・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

松沢 勲・嘉藤良次郎(1953): 名古屋付近の地質, 同地質図, 愛知県, 35

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
-特に陶器原料粘土の地質-, 愛知県知多市窯跡群(附編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

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・吉田史郎・山田直利・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

榎 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(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

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

吉 田 史 郎(1983): 三重県四日市市周辺の扇状地・段丘-とくに中位段丘(御館・坂部段丘)の
形成時期について-, 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), 地質調査研究所,
81

吉 田 史 郎(1987): 津東海部地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1), 地質調査所, 72

【水文地質】

- 赤嶺秀雄(1961)：表層地質調査「四日市」(5万分の1)，土地分類基本調査，経済企画庁，
34
- 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，20-32
- 赤嶺秀雄・日吉直(1962)：伊勢湾南部の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
- 飯塚保五郎(1928)：鳥羽地質説明書(7万5千分の1図幅)，地質調査所，25
- 糸魚川淳二(1974)：表層地質調査「愛知県」，土地分類図(20万分の1)，経済企画庁，10-
12
- 糸魚川淳二(1975)：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(1976)：表層地質調査「御油」(5万分の1)，土地分類基本調査，愛知県，34-45
- 糸魚川淳二(1977)：表層地質調査「半田」(5万分の1)，土地分類基本調査，愛知県，34-47
- 糸魚川淳二(1983)：表層地質調査「岐阜・美濃加茂・瀬戸」(5万分の1)，土地分類基本調査，
愛知県，44-61
- 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(1966)：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，57-87
- 糸魚川淳二(1988)：表層地質調査「師崎・蒲郡」(5万分の1)，土地分類基本調査，愛知県，
48-65
- 大矢雅彦・杉浦成子(1979)：庄内川治水地形分類図(下流)，建設省中部地方建設局庄内川工事
事務所
- 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(1976)：地形分類調査「御油」(5万分の1)，土地分類基本調査，愛知県，15-33
- 岡田篤正(1977)：地形分類調査「半田」(5万分の1)，土地分類基本調査，愛知県，15-36
- 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(1985)：地形分類調査「桑名・名古屋南部」(5万分の1)，土地分類基本調査，愛

知県, 19-59

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, 17-56

岡田 篤正(1988): 地形分類調査「師崎・蒲郡」(5万分の1), 土地基本調査, 愛知県, 11-47

梶田 澄雄(1975): 表層地質調査「岐阜県」, 土地分類図(20万分の1), 経済企画庁, 7-8

梶田 澄雄(1983): 表層地質調査「大垣」(5万分の1), 土地分類基本調査, 岐阜県, 18-32

梶田 澄雄(1984): 表層地質調査「岐阜」(5万分の1), 土地分類基本調査, 岐阜県, 23-29

梶田 澄雄(1985): 表層地質調査「彦根東部・津島・桑名」(5万分の1), 土地分類基本調査, 岐阜県, 23-28

梶田 澄雄(1986): 表層地質調査「瀬戸・明智・根羽」(5万分の1), 土地分類基本調査, 岐阜県, 15-18

門村 浩(1961): 地形調査「四日市」(5万分の1), 土地分類基本調査, 経済企画庁, 43

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

黒田和男・宮村 学(1968): 表層地質調査「長浜」(5万分の1), 土地分類基本調査, 経済企画庁, 16

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

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図幅), 地質調査所

近藤善教・坂巻幸雄・下坂康哉・黒田和男(1974): 表層地質調査「美濃加茂」(5万分の1), 土地分類基本調査, 経済企画庁, 24

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

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

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

寒川 旭・杉山雄一・衣笠善博(1983): 活構造図「京都」(50万分の1), 地質調査所

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・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
- 鈴木美和子（1974）：地形分類調査「美濃加茂」（5万分の1），土地分類基本調査，経済企画庁，18
- 関根 清（1983）：地形分類調査「大垣」（5万分の1），土地分類基本調査，岐阜県，8-17
- 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，9-22
- 関根 清（1985）：地形分類調査「彦根東部・津島・桑名」（5万分の1），土地分類基本調査，岐阜県，9-22
- 関根 清（1986）：地形分類調査「瀬戸・明智・根羽」（5万分の1），土地分類基本調査，岐阜県，9-14
- 高田康秀・近藤善教・宮村 学（1979）：津島地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，56
- 高橋 一（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，519-527
- 高橋 百之（1975）：地形分類調査「岐阜県」，土地分類図（20万分の1），経済企画庁，6
- 武久義彦・柳瀬 訓（1968）：地形分類調査「長浜」（5万分の1）土地分類基本調査，経済企画庁，24
- 鶴見英策・葭原 健治（1972）：地形分類調査「豊田」（5万分の1），土地分類基本調査，経済企画庁，17
- 東海農政局（1976）：濃尾平野の地下水（その1）
- 東海農政局計画部（1965）：農業用大規模地下水調査報告書，鈴鹿東部
- 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
- 深田淳夫・糸魚川淳二：愛知県地質図（20万分の1），内外地図株式会社
- 松沢 勲（1962）：伊勢湾北部臨海地帯の地質構造，I濃尾臨海部，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，17-20
- 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・嘉藤良次郎・諏訪兼位・宮川邦彦・桑原 徹（1963）：濃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
- 水越 允治（1975）：地形分類調査「三重県」，土地分類図（20万分の1），経済企画庁，1-5

- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄(1976)：彦根東部地域の地質，地域地質研究報告(5万分の1図幅)，地質調査所
- 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
- 村下敏夫・武居由之(1961)：日本水理地質図「木曾川左岸・矢作川および豊川流域水理地質図」及び説明書，地質調査所，1-30
- 目崎 茂(1988)：地形分類調査「桑名」(5万分の1)，土地分類基本調査，三重県，12-20
- 榎倉 克幹(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，479-491
- 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
- 山田 純(1975)：表層地質調査「三重県」，土地分類図(20万分の1)，経済企画庁，6-8
- 山田 純・森 和紀(1988)：表層地質調査「桑名」(5万分の1)，土地分類基本調査，三重県，21-31
- 山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教(1981)：地質図「名古屋」(20万分の1)，地質調査所
- 山田直利・片田正人・坂本 亨(1972)：地質図「豊橋」(20万分の1)，地質調査所
- 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・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

【地下水位】

- 岐阜 県(1980)：「地下水利用等基礎調査報告書(解析編)」72-92
- 平田重夫(1971)：本郷台，白山における不圧地下水の涵養機構，地理学評論，44(1)，14-46
- 宮沢哲男(1979)：豪雨直後の地下水位急上昇について，愛知大学文学部論叢，56/57，586-606
- 森 和紀(1980)：臨海部地下水の水位変動に関する一考察，三重大学環境科学研究紀要6，103-111
- 山本 莊 毅(1962)：「地下水探査法」，地球出版，316p

【地下水水質】

- 榎根 勇(1972)：地下水のトリチウム濃度から推定される関東地下水盆の涵養機構，東京教育

- 榎根 勇・李 宝慶 (1983) : トリチウム濃度から推定した筑波研究圏都市の地下水の年齢, 筑波の環境研究, 7C, 124-127
- 木内四郎兵衛 (1950) : 土壤気象の研究—恒温層深度と温度に関する考察—, 地学雑誌, 59, 88-92
- 北岡 豪一 (1983) : トリチウムによる浅層地下水の滞留時間の推定, 水温の研究, 26(5), 25-34
- 近藤昭彦・鈴木裕一・高山茂美 (1983) : トリチウムによる地下水の滞留時間の推定—会津盆地北部の自噴井の場合—, ハイドロロジー, 13, 60-65
- Shimada, J. (1982) : Study of soil water movement in the Kanto Loam Formation using environmental tritium as a tracer D. Sc. Thesis, Univ. of Tsububa, 129p
- 杉浦 孜 (1978) : 濃尾平野の地盤沈下における地下水の水質変化, 「沿岸低地帯の地盤沈下の実態と災害の解明」, 74-92
- 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
- 杉崎隆一・杉浦 孜 (1979) : 地下水質と地下水の流動機構—濃尾平野の例を中心として—「日本河川水質年鑑」, 山海堂, 885-897
- 鶴巻道二 (1965) : いわゆる“伏流水”の水温について—特にその水質との関連性—, 水処理技術, 6(10), 1-10
- 東海三重地盤沈下調査会編 (1985) : 「濃尾平野の地盤沈下と地下水」, 名古屋大学出版会, 245p
- 東海農政局 (1965) : 「農業用大規模地下水調査報告書 (鈴鹿東部)」, 169p
- 日本工業用水協会 (1982) : 「三重県宮川下流域地下水利用適正化調査報告書 (水理解析篇)」, 132p.
- 半谷 高久 (1960) : 「水質調査法」, 丸善, 399p
- 松葉谷 治 (1986) : 地熱水の同位体地球化学 (3), 地熱エネルギー, 11(1), 31-36
- 村下 敏夫 (1968) : 地下水の温度, 工業用水, 118, 51-58
- 森 和紀 (1979) : 木曾三川河口周辺地域における被圧地下水の水温・水質, 三重大学環境科学研究紀要, 4, 137-148
- 森 和紀 (1980) : 北勢地域臨海部における被圧地下水の塩水化, 三重大学環境科学研究紀要, 5, 181-188
- 森 和紀・近藤 武・杉野祐二 (1989) : 水質から判断される北勢地域の地下水の涵養と流動, 「地盤沈下に関する調査研究報告書 (昭和63年度)」, 三重県地盤沈下調査研究会, 39-54
- 山本 荘毅 (1962) : 「地下水探査法」, 地球出版, 316p

山本 莊毅(1983)：「新版地下水調査法」，古今書院

Offer, S. A.(1982)：Determination of recharge rates to a drift aquifer using bomb tritium within the saturated zone, M. Sc. Thesis, Michigan State Univ., 29+xxvip.

【地下水利用】

愛知県企画部統計課(1987)：昭和60年愛知の工業，工業統計調査結果報告書

環境庁・建設省・愛知県・岐阜県・三重県(1973)：昭和48年度濃尾平野地下水揚水量等実態調査報告書(昭和49年3月)

岐阜県衛生環境部薬務水道課(1987)：岐阜県における水道の概況，岐阜県衛生環境部薬務水道課

岐阜県企画部統計課(1986)：統苑，昭和60年工業統計調査結果

厚生省生活衛生局水道環境部(1988)：水道統計，社団法人水道協会

経済企画庁国土調査課(1963)：全国地下水(深井戸)資料台帳(昭和36～38年度調査)

経済企画庁国土調査課(1973)：全国地下水(深井戸)資料台帳(昭和43～48年度調査)

国土庁土地局国土調査課(1980)：全国地下水(深井戸)資料台帳(昭和52～55年度調査)，
国土庁土地局

国土庁土地局国土調査課(1986)：全国地下水(深井戸)資料台帳(昭和57～61年度調査)，
国土庁土地局

国土庁土地局国土調査課：全国深井戸調書及び全国深井戸分布図，国土庁土地局

国土庁土地局国土調査課：5万分の1深井戸分布図及び台帳，国土庁土地局

高村 弘毅(1981)：水文環境の地図化に関する研究，昭和55年度文部省科学研究費補助金・総合研究(A)

高村 弘毅(1981)：水文環境の地図化とその問題点－水文環境地図特集号に寄せて－地理学評論，
54, 683-690

東海三県地盤沈下調査会編(1985)：濃尾平野の地盤沈下と地下水，名古屋大学出版会

東海三県地盤沈下調査会編(1987)：昭和61年における濃尾平野の地盤沈下の状況，1-73

東海農政局(1976)：濃尾平野の地下水(その1)

名古屋市：愛知県公害防止条例による揚水設備設置及び揚水量，名古屋市

農林水産省構造改善局資源課：月別地下水利用一覧表，農林水産省構造改善局資源課(未公表)

三重県地域振興部統計課(1987)：三重の工業，昭和60年度工業統計調査報告結果

村下 敏夫(1962)：地下水学要論，昭晃堂

【地盤変動状況】

愛知県（1987）：昭和62年度環境白書，愛知県環境部公害対策課

愛知県環境部：水準測量成果（知多，西三河，東三河）

科学技術庁資源調査会（1960）：伊勢湾台風と臨海都市—名古屋市部災害の対策と問題点

科学技術庁資源調査会報告第17号，伊勢湾台風災害調査報告付属資料I

東海三県地盤沈下調査会（1985）：東海三県地盤沈下調査測量，水準点成果表

三重県（1987）：昭和62年版環境白書，三重県保健環境部医務環境課

【地下水保全】

環境庁水質保全局企画課・榊水問題研究所（1980）：濃尾平野地域地盤沈下総合情報図，昭和54

年度地盤沈下広域対策調査，環境庁

東海三県地盤沈下調査会編（1985）：濃尾平野の地盤沈下と地下水，名古屋大学出版会

東海三県地盤沈下調査会（1987）：昭和61年における濃尾平野の地盤沈下の状況，1-73