

# 濃尾平野の適正揚水量に関する研究

## STUDY ON THE REASONABLE RECOVERY OF GROUNDWATER IN THE NŌBI PLAIN

植 下 協\*・佐藤 健\*\*

By Kano UESHITA and Takeshi SATŌ

### 1. まえがき

濃尾平野の地盤沈下の状況については、すでに報告<sup>1-3)</sup> されているが、過去に豊富であった地下水が、近年の過剰揚水によって、その地下水頭を下げ続けて広域的な地盤沈下を生ずる結果となったものである。

近年における揚水量の増大と地盤沈下の経年変化を図-1 に、最近 15 年間の累積沈下量の等量線を図-2 に示す。このような地盤沈下を止めるためには、大阪市でその典型的な前例<sup>4)</sup> をみることができるよう、地下水の汲み上げを規制して、地下水位を G.L. -10 m 程度に回復させることが必要である<sup>6)</sup>。地下水位をそれ以上、地表面に近づけることは、今度は逆に、地震時に地盤安定上、好ましくなくなる。

そこで、濃尾地盤沈下地域での被圧地下水利用の適正状態を、一応、地下水頭が各帯水層とも、G.L. -10 m 程度となることを目標として、名古屋大学土質研究室では過去数年間、適正揚水量を求める研究<sup>7), 8)</sup> に取り組ん

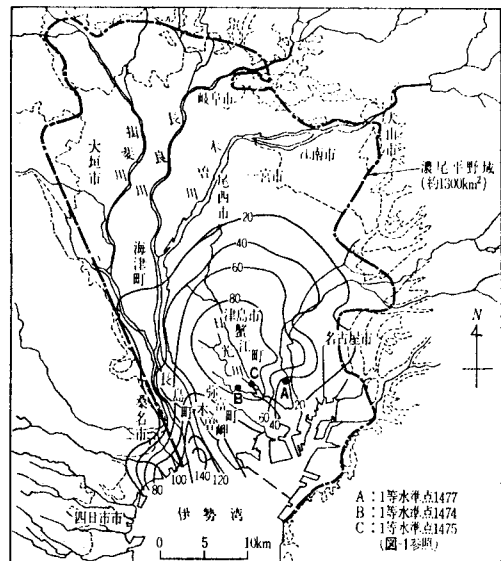


図-2 濃尾平野域とその最近 15 年間の累積沈下量分布 (単位 cm)

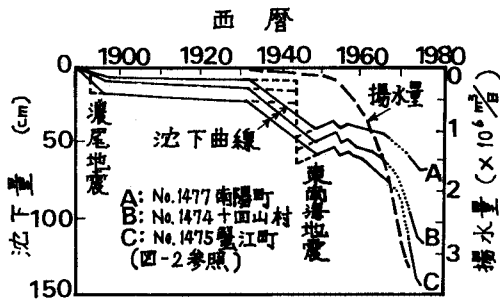


図-1 濃尾平野南部における地盤沈下の経年変化ならびに濃尾平野全域からの総揚水量の増加<sup>4)</sup>

\* 正会員 工博 名古屋大学教授 大学院工学研究科地盤工学専攻  
\*\* 学生会員 工修 名古屋大学大学院工学研究科

できた (地盤工学的に安全地下水頭を、G.L. -10 m とすることの妥当性についての詳しい議論については、別の機会にゆずり、ここでは、この目標値を仮定して研究を進める。なお、この目標値については、東海三県地盤沈下調査会<sup>9)</sup> の合意を得ている)。

地下水汲み上げ量と、地下水頭状態の関係を定量的に把握する方法として、近年、各著者<sup>10)~15)</sup> により、差分法や有限要素法を用いた数値解析が行われている。しかし、これまでの例では、地下水の動きを、二次元モデル、準三次元モデル (複数の二次元モデルを重ねて三次元的なモデルとしたもの) で扱ったり、三次元モデルであっても定常流解析にとどまっている。地下水盆の中の地下水の三次元的な動きを、現実即して把握するためには、三次元地下水盆モデルによる地下水非定常流解析を行うことが必要であると考へ、筆者らは、そのような

モデルによる濃尾平野地下水状態の将来予測の計算を、3年余りにわたり、検討と改良を加えつつ続けた<sup>7),8)</sup>。その結果、今回、ほぼ所期の目的を達成することができるとに至った<sup>9)</sup>ので、ここに報告することとする。

## 2. 濃尾地下水盆三次元有限要素解析の考え方

地下水盆からの現実の多数の井戸による揚水については、揚水対象の帯水層のその地域の要素から、一様に揚水されていると近似して、地下水収支のシミュレーション計算を行うこととした。そのような扱いにより基礎方程式は、質量保存則とダルシー則を用い、次の式となる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = s \frac{\partial h}{\partial t} + w \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここに、 $h$  は地下水頭、 $k_x, k_y, k_z$  は  $x, y, z$  方向の透水係数、 $s$  は比貯留量、 $w$  は単位時間、単位体積当りに平均化された揚水量を示している。

基礎方程式 (1) を解くための、地下水盆モデル外周各境界に与えられる境界条件として、濃尾地下水盆の場合、次のような状態が考えられる。

水頭一定の状態が保たれる境界では、  
 $h = \text{const.} \quad \dots\dots\dots(2)$

外周と地下水流しゃ断状態にあると考えられる境界では、

$$k_x \frac{\partial h}{\partial x} l_x + k_y \frac{\partial h}{\partial y} l_y + k_z \frac{\partial h}{\partial z} l_z = 0 \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 $l_x, l_y, l_z$  は境界面上における外向き法線の方向余弦である。

外部との水頭差により、流入量が決まると考えられる境界では、

$$q = \alpha(h - h_0) \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 $q$  は境界面上の単位面積を通過する流量、 $h_0$  はつねに一定と仮定されるモデル外の水頭、 $\alpha$  はモデルの外で水頭一定と仮定される涵養源からモデルの境界面までの平均透水係数  $k$  と距離  $L$  により、 $k/L$  として定義される係数で、漏水係数と一般に呼ばれているものを示している。

なお、筆者らの濃尾地下水盆のモデルで、上記各境界条件がどのように用いられているかについては、後出の 3.(4) において述べる。

変分原理によれば、式 (1) を、境界条件式 (2), (3), (4) のもとに解く問題は、次のような汎関数の値が、極小となる問題と等価である<sup>10)</sup>。

$$II = \iiint_V \left[ \frac{1}{2} \left\{ k_x \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + k_y \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 + k_z \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right)^2 \right\} \right. \right.$$

$$\left. + \left( w + s \frac{\partial h}{\partial t} \right) h \right] dV + \iint_A \frac{1}{2} \alpha (h - h_0)^2 dA \quad \dots\dots\dots(5)$$

ここに、 $V$  はモデル化される地下水盆領域の体積、 $A$  は地下水盆モデル境界面上で、境界条件式 (4) が適用される境界面上の面積を示している。

式 (5) の汎関数を極小にするような地下水盆内の水頭分布を求めるため、筆者らは、濃尾地下水盆を、2646 個の四面体よりなる有限要素に分割し (後出の 図-3, 5 参照)、これら分割された四面体内の水頭  $h$  を、四面体を構成する 4 つの節点の水頭  $\{h\}^e$  により、次のような線形式で近似した。

$$\left. \begin{aligned} h &= [N_i, N_j, N_k, N_l] \{h\}^e \\ N_i &= (a_i + b_i x + c_i y + d_i z) / 6 \Delta \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots(6)$$

ここに、 $N_i, N_j, N_k, N_l$  は形状関数、 $\Delta$  は四面体の体積、 $a_i, b_i, c_i, d_i$  は四面体を構成する 4 つの節点の座標から求まる量である。

有限要素法への離散化は、文献 17) に述べられている方法によって行うことができ、時間に関しては、差分近似により次の漸化式を用いた。

$$\left\{ [H] + \frac{2}{\Delta t} [S] \right\} \{h\}_t = \left\{ \frac{2}{\Delta t} [S] - [H] \right\} \{h\}_{t-\Delta t} - \{F\}_{t-\Delta t} + \{F\}_t \quad \dots\dots\dots(7)$$

ここで、 $[H]$  は透水係数に関するマトリックス、 $[S]$  は比貯留量に関するマトリックス、 $\{F\}$  は揚水量に関する列ベクトル、 $\Delta t$  は計算時間の刻みを示す。今回の計算では各種の時間単位で予備計算を行い、計算結果の安定と計算速度の両要素を考慮して、大多数の計算を 0.1 年単位で行った。

## 3. 濃尾地下水盆三次元水収支モデルの構成

### (1) 濃尾地下水盆の地盤構造のモデル化

濃尾地下水盆の地下水状態を総合的に把握するために、筆者らは、濃尾地下水盆全体をモデル化することに努め、西は養老断層まで、北部、東部はほぼ第三紀層が地表に露出する位置、南部は伊勢湾までの 図-3 に示す範囲 (濃尾沖積平野 1300 km<sup>2</sup> に対し、図-3 のモデルは、東西 30.8 km, 南北 46.8 km, 面積 1164 km<sup>2</sup>) にわたりモデル化を行った。

図-4 は、桑原<sup>10)</sup>が示した濃尾平野南部の地盤断面図である。濃尾平野において、地下水を汲み上げている主な帯水層は、図-4 に示す第 1 帯水層 ( $G_1$ )、第 2 帯水層 ( $G_2$ )、第 3 帯水層 ( $G_3$ ) である。よって、これら帯水層を含むモデルを、図-5 のように近似させた。

今回の筆者らのモデルから外した第三紀層からの地下水汲み上げも、濃尾平野北東部でかなりあることが認め

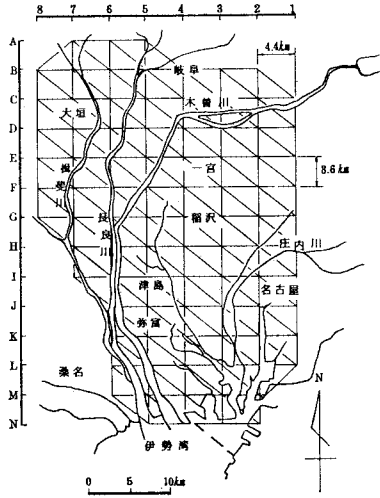


図-3 濃尾沖積平野の有限要素モデル化範囲

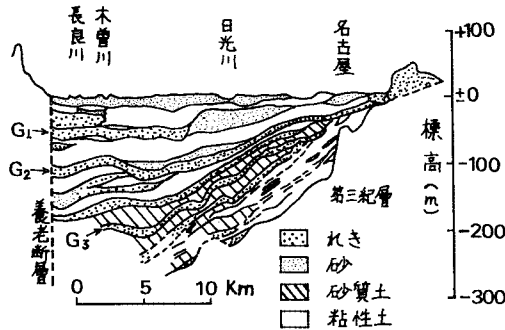


図-4 濃尾地下水盆地南部の東西断面の例 (桑原<sup>18)</sup>による)

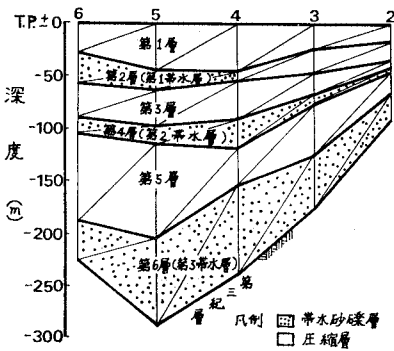


図-5 濃尾地下水盆地モデル東西断面の例 (M-M 断面, 図-3 参照)

られた<sup>3)</sup>が、筆者らの主眼とした平野南部の地盤沈下地帯においては、第三紀層からの地下水汲み上げ量は、第3帯水層以浅の汲み上げ量に比べ、量的に少ないこと、さらに第三紀層より上にある地層に比べ、それ以下の地層は、かなり硬いことなどにより、筆者らのモデルでは、第三紀層を不透水性の基盤と仮定した。

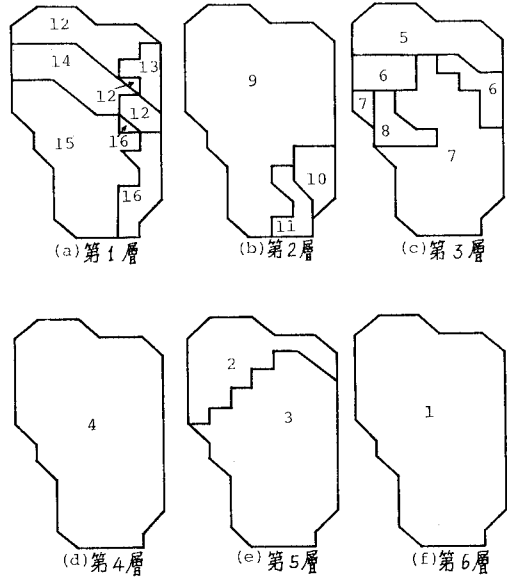


図-6 モデル各層の地質領域区分

また、計算機容量 (名古屋大学大型計算機 FACOM 230-75, 主記憶容量 120 kW) との関係により、圧縮層としての粘土層を鉛直方向に多数要素でモデル化し得なかったため、粘土層からの圧密脱水は、時間的な遅滞を伴わず行われる計算となつてはいるが、3.(4)ならびに4.において説明するように、内挿検定作業に基づき、計算結果が実際の水収支と合致するようにモデル圧縮層の土質定数を修正することによって、実際に近い答が得られるように計算した。

筆者らのモデルでは、地下水盆地の地質状況を反映させるため、実際の地質状態との対応を考慮して、図-6に示すような16種の地質領域を考えた。

## (2) 比貯留量と透水係数の与え方

将来予測のシミュレーション計算に必要なパラメータの決定の方法に、過去の実測地下水頭分布と計算結果が合致するように逆算して、パラメータを決める方法<sup>19)~21)</sup>が従来よく行われている。しかし、筆者らは、地盤工学的に納得できる実際に近いモデルとするため、実際の地質状態に近い三次元モデルを構成 (前節参照) したうえで、各地点で実際に行われた各種現地調査、各種土質試験の結果を参考にして、各地域、各層の比貯留量、透水係数を仮定し、その後、内挿検定 (3.(4)の説明および4.参照) によって修正する方法をとった (修正された後の値は、地盤工学的に納得できる範囲にあることが図-7によって確認される)。

粘土層の比貯留量  $s_c$  は、圧密試験で得られる体積圧縮係数  $m_v$  と、水の単位体積重量  $r_w$  から、次式で求めた。

凡例  $\odot$  モデルに与えた値を示す。  $\circ$  内の番号は、図-6の地質領域である。

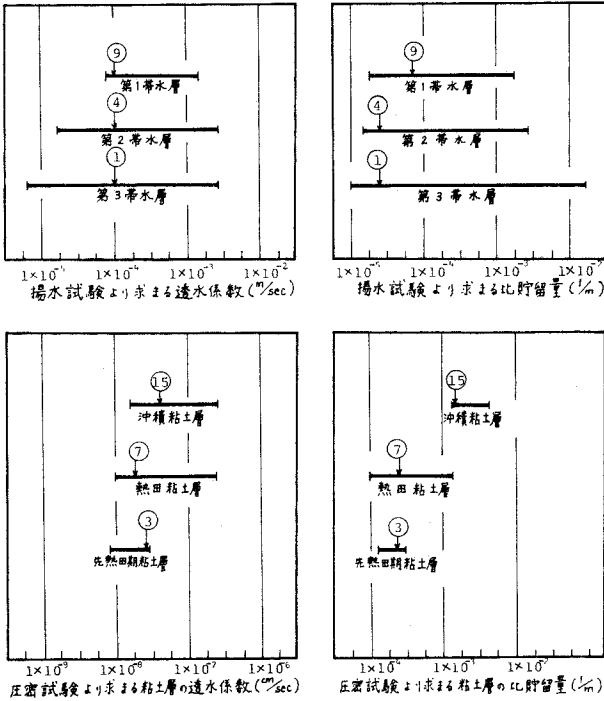


図-7 内挿検定後、モデルに与えた土質定数と揚水試験、圧密試験結果の土質定数との比較

$$s_c = m_v \cdot r_w \dots\dots\dots (8)$$

砂層の比貯留量  $s_s$  は、変形係数  $E$  とポアソン比  $\nu$  を推定することにより、次式で求めた。

$$s_s = \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{(1-\nu)E} r_w \dots\dots\dots (9)$$

飛鳥観測井での横方向載荷試験の結果から、変形係数  $E(\text{kg/cm}^2)$  と深度  $D(\text{m})$  の関係は、ほぼ次のように推定できる<sup>2)</sup>。

$$E = 11 D \dots\dots\dots (10)$$

Holl<sup>22)</sup> によれば、変形係数と深度が、式(10)のように1次式で表わされる場合は、ポアソン比が0.33の場合であることが報告されており、これらの関係を仮定して、砂層の比貯留量を推定した。

礫層の比貯留量は、既存の揚水試験結果を可能なかぎり集め、それにより推定した。

粘土層の透水係数は、圧密試験結果を参考とし、砂層の透水係数は、粒度試験結果に基づく有効径により、礫層の透水係数は、揚水試験結果に基づき推定した。

先述したように、複雑な地盤構造を、帯水層と圧縮層の互層としてモデル化している。帯水層については、揚水試験結果に基づく比貯留量、透水係数のパラメーターを直接用いたが、モデルの圧縮層については、対応する実際の地盤では、透水係数、比貯留量の異なる多層で

構成されている場合が多い。その場合には、その領域の水平方向透水係数  $k_H$  と、鉛直方向透水係数  $k_V$  は、次式<sup>23)</sup>により求めた。

$$\left. \begin{aligned} k_H &= \frac{\sum k_i H_i}{\sum H_i} \\ k_V &= \frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{k_i}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (11)$$

ここで、 $H_i$  はいま考えている圧縮層における  $i$  番目の層の厚さ、 $k_i$  は  $i$  番目の層の透水係数である。

式(11)は、図-6に示した各地質領域の代表地点における土質試験結果と、その地点のボーリング柱状図に基づいて、内挿検定計算(3.(4)および4.の説明参照)に先だち仮定されるモデル圧縮層の水平方向透水係数と鉛直方向透水係数を求める式である。その場合、ボーリング柱状図の同一地層内では、透水係数は、一応、等方性と仮定して、モデル圧縮層の水平、鉛直方向透水係数を求めた。よって、モデル圧縮層における透水係数の異方性は、透水係数の異なる多層地盤を、1層としてモデル化した結果生ずるもので、モデル圧縮層を構成する各地層の層厚が変化すれば、異方性の度合いも変化し、図-6に示した同一の地質領域内でも、モデル圧縮層を構成する粘土層、砂層等の層厚はかなり変化しており、異方性の度合いもかなり変化することが推定される。

以上のことから考えて、筆者らは、後述する内挿検定期間中には、式(11)で算出された透水異方性にはとらわれず、水平方向透水係数  $k_H$ 、鉛直方向透水係数  $k_V$  は独立として取り扱い、計算結果が、内挿検定条件に適合するように、適宜、修正を加えることとした。

また、比貯留量  $s$  は、各層厚  $H_i$  と、それぞれの層における比貯留量  $s_i$  を考慮した次式による平均値で求めた。

$$s = \frac{\sum s_i H_i}{\sum H_i} \dots\dots\dots (12)$$

以上のようにして決定されたモデルの各地質領域の比貯留量、透水係数を、表-1に示した。

飛鳥観測井設置時に行われた圧密試験結果によれば、圧密脱水時の体積圧縮係数  $m_v$  と吸水膨張時の体積膨張係数  $m_v'$  の比は、図-8に示すようであった。そこで、筆者らは、粘土層については地下水頭回復期における粘土層の吸水膨張が、一応、図-8に示すような関係にあることを考慮した。一方、礫層、砂層については、ほぼ弾性挙動を示すと仮定して、地下水頭回復期にも地下水頭低下期と同じ比貯留量を用いた。そのような考えと、前述の式(12)に基づいて、地下水頭回復期におけ

表-1 モデル各地質領域のパラメーター

地質領域 (図-6 参照)	水平方向 透水係数 (m/年)	鉛直方向 透水係数 (m/年)	比貯留量 (l/m)
1	3153.6	3153.6	0.000035
2	2000.0	500.0	0.000045
* 3	756.9	0.0124	0.00038 (0.000021)
4	3153.6	3153.6	0.000035
5	2000.0	500.0	0.00005
6	1576.8	94.6	0.0001
* 7	157.7	0.0076	0.0004 (0.000018)
* 8	315.4	0.0076	0.0004 (0.000018)
9	3153.6	3153.6	0.00008
10	1198.4	1198.4	0.0001
11	1576.8	1576.8	0.0004
12	1198.4	119.8	0.0001
13	3153.6	315.3	0.00008
* 14	1198.4	0.018	0.002 (0.00046)
* 15	1182.6	0.018	0.002 (0.00046)
* 16	1182.6	0.018	0.0004 (0.000088)

注：① \*印で示す地質領域は、地下水盆モデル内の圧縮量を示す。  
 ② 比貯留量についての（）内の値は、水頭上昇時に対するものである。

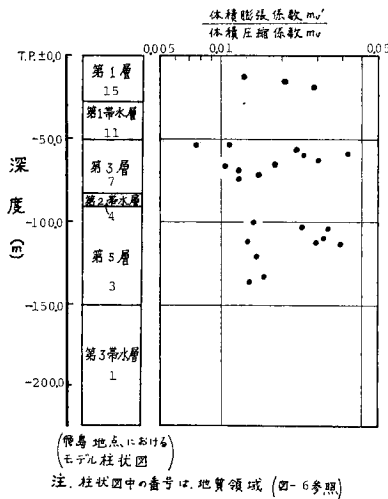


図-8 圧密試験より求まる粘土層の体積膨張係数と体積圧縮係数との比

る圧縮層の等価な比貯留量を求めたところ、モデル第1層では地下水頭低下期比貯留量の 1/4.57 の値、モデル第3層では 1/22.2 の値、モデル第5層では 1/17.5 の値が算出された(表-1の比貯留量の欄参照)。

(3) 濃尾地下水盆からの揚水量の整理

濃尾地下水盆からの揚水量データについては、昭和36年から昭和48年までは、環境庁、建設省、愛知県、岐阜県、三重県、名古屋市の揚水量実態調査資料<sup>24), 25)</sup>に基づき、昭和49年以降の揚水量は、昭和50年、51年

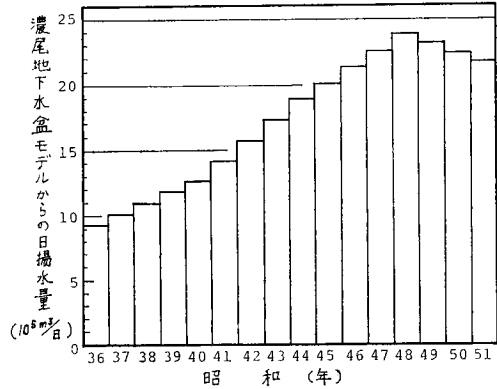


図-9 濃尾地下水盆モデルからの地下水汲み上げ量の経年変化

に行われた愛知県、三重県、名古屋市の揚水量実態調査に基づいた。昭和49年以降の、岐阜県域については、正確な揚水量の把握が困難であったのと、地盤沈下地帯(後出 図-14のA+B, 地域)への影響が比較的小さいと考え、昭和48年より昭和51年までは、揚水量の変化はないと仮定した。以上の資料に基づき、筆者らのモデルからの地下水汲み上げ量の昭和36年から昭和51年までの推移を、日揚水量で示せば 図-9 のようである。

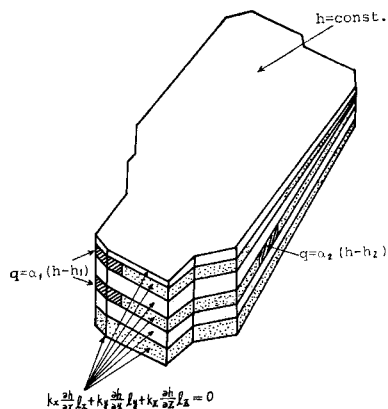
揚水量の全資料については、国土基準メッシュ区画(2万5000分の1の地形図を、東西10等分線、南北10等分線によって100等分した区画)別、取水帯水層別に集計を行った。また、揚水量を地下水盆モデルに入力する場合の基本要素は、モデルの基本要素である四面体要素3個から構成される東西方向約4.4km、南北方向約3.6kmの直角三角柱(図-3参照)とし、国土基準メッシュ別、取水帯水層別に集計された揚水量に基づき、地下水盆モデル各直角三角柱要素別、帯水層別揚水量を求めた。そして、これら直角三角柱要素内では、地下水汲み上げは一樣に行われていると仮定して、この直角三角柱要素における単位体積当りの揚水量をもって基礎式(1)のwとした。

(4) 境界条件の設定

濃尾地下水盆モデルの外周各境界に与えた境界条件を 図-10 に模式的に示した。

濃尾地下水盆の地表面に沿う自由地下水は、雨水や河川水により涵養されやすく、その水頭はつねに地表面近くにあると考えられるので、自由地下水の水頭は、常に一定とし、その水頭は昭和50年の浅井戸観測井による実測値(年平均水頭値)に基づき決定した。

モデルが、伊勢湾と接する境界では、モデル南西部の第1帯水層、第2帯水層は、伊勢湾へさらに伸びてお



図一〇 濃尾地下水盆モデルの境界条件を示す模式図

り、海水が間接的にこのモデル内へ浸入するという境界条件を設定した。そして海側の水頭  $h_1$  は、平均海面 (T.P.  $\pm 0.0$  m) とし、この境界面での漏水係数  $\alpha_1$  を、数回の内挿検定計算に基づき、0.5 (1/年) と仮定した (ここで、内挿検定とは、すでにその実態がわかっている昭和 36 年から昭和 51 年までの 15 年間の実際の諸条件とモデルのシミュレーションが、よく対応するかどうかを調べ、対応のよくない箇所があれば、試行錯誤により修正していく作業をいう。このようにしてでき上がったモデルにより将来予測を行うことになる)。

モデルの東側境界面については、名古屋市東部に露出する第 2 帯水層からモデル内へ地下水が流入している<sup>3)</sup>。そこで、この部分の境界条件については、モデル外の名古屋市東部における第 2 帯水層の地下水頭  $h_2$  は、この地域の不圧地下水頭 (T.P. +10 m) とつねに一致しており、モデル内の地下水頭との差によって地下水流入量が決まると仮定した。そして、この境界での漏水係数  $\alpha_2$  を、内挿検定により 0.6 (1/年) と仮定した。

その他のモデル周辺の境界面、モデル下底面では地下水の出入りはないと仮定した。

(5) 地下水頭に関する初期条件の与え方

各帯水層の地下水頭の初期条件として、昭和 36 年の地下水頭分布を用いた。地下水頭に関

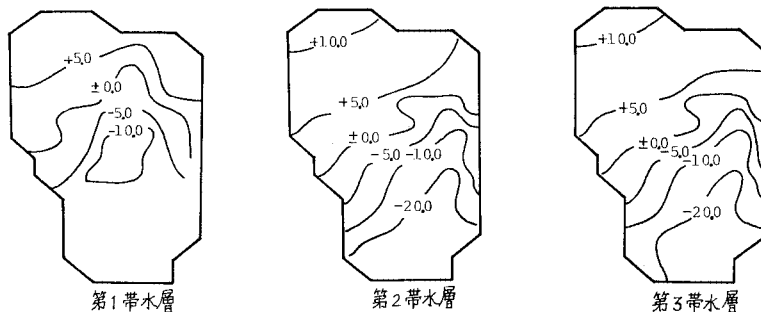
する初期条件を昭和 36 年に置いた理由は、昭和 34 年の伊勢湾台風災害に対する復旧工事が終わり、水準点網も整備され、昭和 36 年以来、濃尾平野の地盤沈下状況を明らかにしうる水準測量が行われるようになったことによる。

昭和 48 年に行われた揚水量実態調査資料<sup>24), 25)</sup>には、井戸さく井時の水位が記録されているので、これら井戸資料のうち、単層取水井で地層区分がはっきりしている井戸については、井戸さく井時水位と、昭和 48 年水位とを直線で内挿あるいは外挿させて、昭和 36 年における地下水頭を求めた。なお、第 3 帯水層の昭和 36 年の地下水頭値については、直接推測しうるだけの資料に欠けていたので、当初は第 2 帯水層の水頭と同じと仮定して、昭和 36 年から昭和 51 年までの内挿検定計算を行い、近年の実測地下水頭分布との適合度がよくなるように、修正することによって決めた。図一〇に、昭和 36 年の地下水頭に関する初期条件として用いた第 1 帯水層、第 2 帯水層、第 3 帯水層の地下水頭分布を示した。

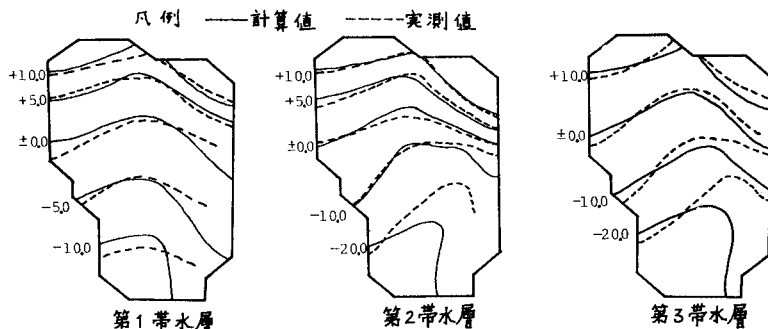
4. 内挿検定期間におけるモデルと実際の比較

(1) 地下水頭値におけるシミュレーションと実際の比較

図一〇に示した地下水頭分布を初期値とし、各地域



図一〇 初期条件としての昭和 36 年の水頭分布 (T.P. 基準, m)



図一二 昭和 51 年の計算水頭分布と実測水頭分布の比較 (T.P. 基準, m)

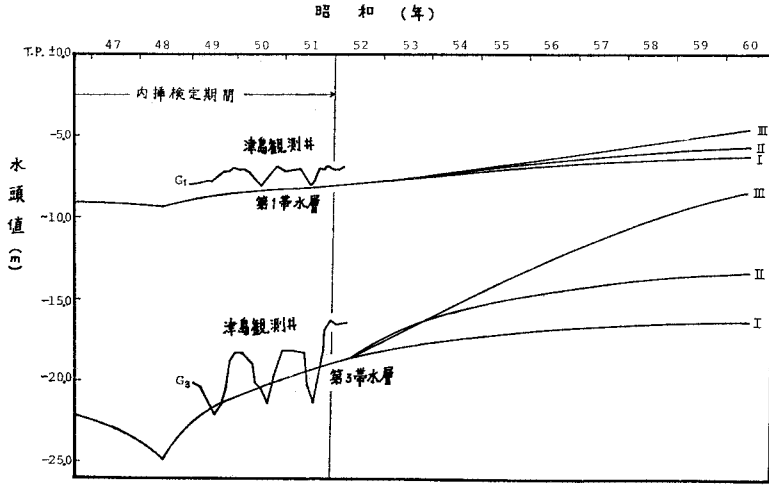


図-13(a) H-5 地点(津島観測井付近, 図-14 参照)の計算水頭値の推移

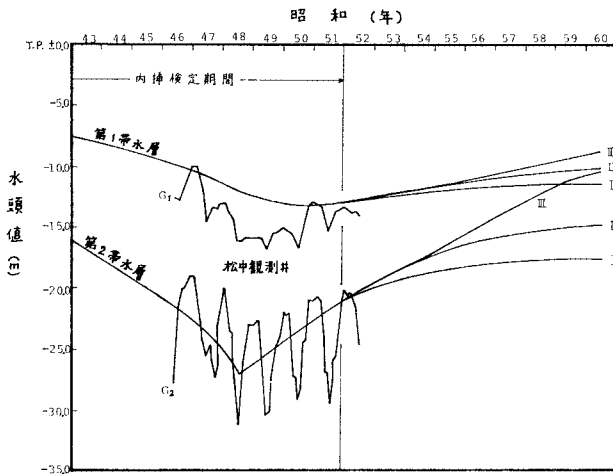


図-13(b) M-5 地点(松中観測井付近, 図-14 参照)の計算水頭値の推移

の年々の揚水量をインプットしながら、この地下水盆モデルにより、2. に述べた方法により計算を行った結果、昭和 51 年の第 1 帯水層、第 2 帯水層、第 3 帯水層における計算地下水頭分布として、図-12 のような結果を得た。図-12 には、破線で、昭和 51 年の実測地下水頭分布(年平均水頭分布)を示したが、各帯水層とも、実測値、計算値はかなりよく対応している。

内挿検定期間中の各帯水層の計算地下水頭値と実測値との経年的変化の対応の例を 図-13 (a), (b) に示す。

地下水頭値は、毎年、夏には下降し冬に回復する 1 年周期の変動をしながら、経年的変化を行っているが、計算としては、細かい変動を追うことは無理なので、大きい傾向において大過のない予測のことに重点をおいているが、図-13 (a), (b) の例により、計算値と実測値との経年的変化の対応も、かなりよいとみるこ

できよう。

(2) 地下水収支からみたモデルと実際との比較

今回の計算で、筆者らが主眼とした地盤沈下地帯のモデルでの涵養量の妥当性を調べるため、筆者らは、この地域における涵養量(上方からの漏洩量と周辺からの涵養量)、この地域からの地下水汲み上げ量、この地域での地盤沈下体積収縮量を以下に述べるような方法で比較検討した。

地下水収支のシミュレーション計算に用いた基礎式(1)を、

地下水収支を検討する地下水盆モデルのある領域にわたり体積積分すると、

$$\iiint_{V_i} s \frac{\partial h}{\partial t} dV_i = \iint_{A_i} \left( k_x \frac{\partial h}{\partial x} l_x + k_y \frac{\partial h}{\partial y} l_y + k_z \frac{\partial h}{\partial z} l_z \right) dA_i - \iiint_{V_i} w dV_i \dots\dots\dots (13)$$

となる。

ここに、 $V_i$  は、いま考えている地下水盆モデルにおいて地下水収支を検討する領域の体積、 $A_i$  は地下水収支を検討する領域を覆う全表面積を示している。

筆者らは、上式(13)の右辺に基づいて、図-14 に示す地下水盆モデル内地盤沈下地域(図-

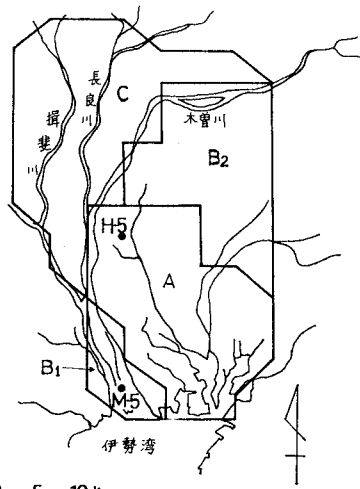
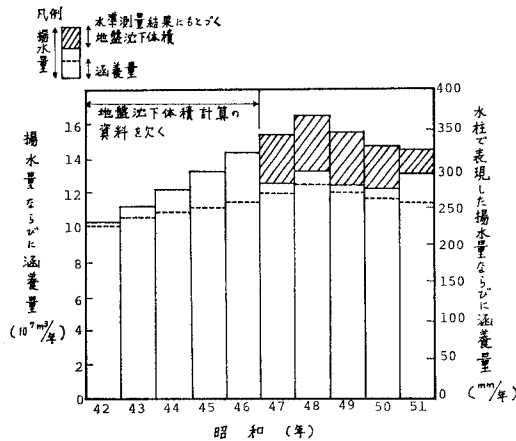


図-14 モデルにおける地下水収支の検討範囲(A+B<sub>1</sub>地域)



図一15 モデルにおける地盤沈下地帯(図一14のA+B<sub>1</sub>地域)での地下水収支状況(右側の縦軸は、この地域の年間降雨量1900mm/年と比較して理解するためのものである)

14のAとB<sub>1</sub>を加えた地域)全体の地下水収支赤字量を計算した。この地下水収支赤字量と水準測量結果から求まる地盤沈下体積(涵養量を上回る過剰揚水により、飽和粘土層中の水が絞られて、粘土層が収縮し地盤沈下が起こったとすれば、水収支赤字量が地盤沈下体積となる)とを比較して、この地下水収支モデルに大きな誤りのないことを確かめることとした。

図一15に、最近10年間における地下水盆モデル(A+B<sub>1</sub>)地域(図一14参照)の地下水収支状況を示した。図一15の柱状グラフの上端の値は、この地域(A+B<sub>1</sub>)地域からの地下水汲み上げ量を、点線における値は、このシミュレーション計算における(A+B<sub>1</sub>)地域への地下水流入量(地下水涵養量)を示している。図一15の柱状グラフの上端から点線までの差が、モデルにおける地下水収支赤字量を示している。

図一15において、(A+B<sub>1</sub>)地域における地盤沈下収縮体積を柱状グラフの上端から下に向けて斜線面積で示した。この図により、地下水盆モデルにおける地下水収支赤字量と地盤沈下収縮体積とが、ほぼよく対応しており、地下水収支の面からみてもこのモデルによるシミュレーション計算は、良好であることがわかる。

### 5. 濃尾地下水盆適正揚水量の予測

筆者らの濃尾地下水盆のシミュレーション計算が、昭和36年から昭和51年までの15年間の実際との対応において、ほぼ満足できる結果を示すにいたったので、このモデルにより、濃尾平野における将来の適正揚水量を予測する作業を行った。

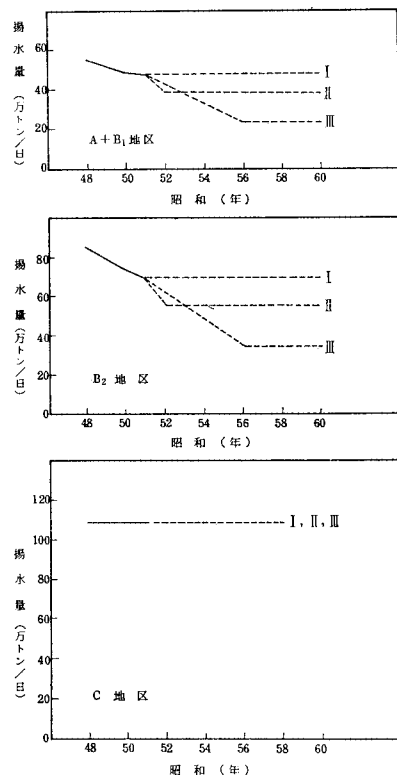
現行の揚水規制区域りに一致させて、このモデルを4

つの区域(図一14のA, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, C)に区分し、次に示すI, II, IIIの3種の将来の揚水の仮定(図一16参照)を設け、地下水頭の回復状態を調べた。

- (I) A, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, C 地区で、昭和52年以降の揚水量は、昭和51年の揚水量と同一のままで続くとする。
- (II) A, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> 地区で、昭和52年には揚水量が昭和51年の値の2割減となり、その後はその揚水量が続くとする。
- (III) A, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> 地区で、昭和52年から昭和56年まで、毎年、昭和51年の揚水量を1割ずつ減少させ、その後はその揚水量(昭和51年の揚水量の5割)が続くとする。

これら3つの将来揚水量の仮定による各規制区域内揚水量の推移を 図一16 に示す。上記各仮定に対する地下水頭の将来の変化状況の例を、図一13(a), (b) に示した。

すなわち、図一16の3種の将来揚水量の仮定による計算では、昭和51年揚水量を5割減しなければ、第2帯水層、第3帯水層の水頭がG.L. -10m程度(図一13(a), (b)は、東京湾中等潮位T.P.基準で水頭値を示しているが、これらの地域はゼロメートル地域であ



図一16 適正揚水量模索のための将来揚水量の仮定



り、地表面基準 G.L. もほぼ同様の値とみることができ(る)に回復しないという予測を、図-13 (a), (b) が示している。今後、さらに詳細な計算を加え、精度を高めた検討を加えねばならないと考えてはいるが、一応の結論として、濃尾平野の適正揚水量は、昭和 51 年揚水量の約 5 割であるという答を見出し得たわけである。

## 6. む す び

濃尾平野における地盤沈下問題の解決には、過去の過剰揚水によって生じた各帯水層の地下水頭の低下を止め、早期に各帯水層の地下水頭を好ましい位置まで回復させることが必要である。こうした好ましい地下水圧状態での将来の適正揚水量を予測するため、筆者らは、濃尾地下水盆の水収支シミュレーション計算を行った。

筆者らの地下水盆モデルは、従来用いられてきた二次元モデル、準三次元モデル、あるいは三次元定常流モデルよりもさらに実際の適用性をもつ、三次元非定常流モデルである。また、モデルの大きさ、内挿検定期間の長さ等、いずれも過去に前例をみない大規模なものである。

筆者らの行った地下水盆の三次元シミュレーション計算の特徴を要約すると次のようになる。

(1) 計算機容量(名古屋大学大型計算機 FACOM 230-75, 主記憶使用量 120 kW 以内)との関係を考慮しつつ、広大な濃尾平野(1300 km<sup>2</sup>)の地下水の入出物である濃尾地下水盆の三次元有限要素モデル(東西 30.8 km, 南北 46.8 km, 面積 1164 km<sup>2</sup>, 最大深さ 400 m)を、将来の地下水状態の推定を行うために、地盤工学的研究成果と過去 15 年間の地下水の実態に基づき作成した。

(2) 従来の地下水盆モデルの水文土質定数(透水係数と比貯留量)の決め方は、地盤工学的調査に基づくのではなく、内挿検定期間の地下水状態と対応するように逆算して決めることがよく行われ、モデルの不完全さの影響が表われるためか、それらの土質定数が実際の値と大きくかけはなれている場合をみかける。これに反し、筆者らの地下水盆モデルの定数は、実際の土質試験、揚水試験結果と対応する定数を用いた後、内挿検定し、必要に応じて修正したもので、それらの定数は、地盤工学的に納得しうる値のものとなっている。

(3) 地下水頭の回復期には、砂層、礫層についてはほぼ弾性的挙動をすると仮定して、地下水頭低下期と同じ比貯留量を用いたが、粘土層については、圧密・膨潤試験結果に基づいて、非弾性的挙動を考慮し、圧密時と膨潤時で異なる比貯留量を用いた。

(4) 内挿検定期間は、可能なかぎりの長期間(昭和

36 年から昭和 51 年まで)を採用し、モデルと実際の適合度は、地下水頭平面分布、地下水頭の経年変化だけでなく、地盤沈下収縮体積とモデル内の地下水収支赤字量により、地下水収支の面からも検討した。その結果、モデルと実際の対応は、かなり良好であることがわかった。

(5) 濃尾平野の地盤沈下激甚地で、地下水を G.L. -10 m 程度の水頭状態とするためには、昭和 51 年揚水量の約 5 割程度に揚水量を減らさなければならないことが予測できた。

この研究を進めるにあたっての数値計算は、すべて名古屋大学大型計算機 FACOM 230-75 によった。

最後に、本研究を行うにあたり、数多くの助言と協力をいただいた名城大学理工学部教授 桑原 徹博士、初期の研究に協力された元名大大学院生 棚橋 斉氏(現在:日本電信電話公社勤務)、さらに貴重な資料を提供して下さいました東海三県地盤沈下調査会、ならびにその関係機関の方々に感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- 植下 協:濃尾平野の地盤沈下と揚水規制, 土木学会誌, Vol. 61, No. 4, pp. 31~36, 1976.
- 桑原 徹・植下 協・板橋一雄:濃尾平野の地盤沈下とその解析, 土と基礎, Vol. 24, No. 12, pp. 29~34, 1976.
- 桑原 徹・植下 協・板橋一雄:濃尾平野の地盤沈下, 土と基礎, Vol. 25, No. 6, pp. 53~60, 1977.
- Iida, K., Sazanami, K., Kuwahara, T. and Ueshita, K.: Subsidence of the Nōbi Plain, Proc. 2nd Int. Symp. on Land Subsidence, pp. 47~54, 1976.
- 中町弘伸:大阪平野の地盤沈下, 土と基礎, Vol. 25, No. 6, pp. 61~67, 1977.
- 和達清夫:地盤沈下研究の回顧, 土と基礎, Vol. 24, No. 11, pp. 87~92, 1976.
- 植下 協・板橋一雄・棚橋 斉:濃尾平野地盤沈下の解析, 土木学会第 31 回年次学術講演会概要集 III, pp. 183~184, 1976.
- Ueshita, K., Itabashi, K., Tanahashi, H. and Sato, T.: Modeling of the Nobi Ground Water Basin to Solve the Subsidence Problem, Proc. Specialty Session on Geotechnical Engineering and Environmental Control, 9th Int. Conf. on Soil Mech. and Foundation Engineering, pp. 465~480, 1977.
- 東海三県地盤沈下調査会:昭和 52 年における濃尾平野の地盤沈下の状況, 昭和 53 年 5 月.
- Bredehoeft, J.D. and Pinder, G.F.: Digital Analysis of Areal Flow in Multiaquifer Groundwater Systems—A Quasi Three-Dimensional Model, Water Resour. Res., Vol. 6, No. 3, pp. 883~888, 1970.
- Gambolati, G. and Freeze, R.A.: Mathematical Simulation of the Subsidence of Venice 1. Theory, Water Resour. Res., Vol. 9, No. 3, pp. 721~733, 1973.
- Gambolati, G., Gatto, P. and Freeze, R.A.: Mathematical Simulation of the Subsidence of Venice 2. Results, Water Resour. Res., Vol. 10, No. 3, pp. 563~577, 1974.
- 水収支研究グループ:地下水盆の管理 [理論と実際], 東海大学出版会, 1976.

- 14) Gupta, S.k. and Tanji, K.K. : A Three-Dimensional Galerkin Finite Element Solution of Flow through Multiaquifers in Sutter Basin, California, *Water Resour. Res.*, Vol. 12, No. 2, pp. 155~162, 1976.
- 15) Fujinawa, K. : Finite-Element Analysis of Groundwater Flow in Multi-Aquifer Systems, II. A Quasi Three-Dimensional Flow Model, *Journal of Hydrology*, Vol. 33, pp. 349~362, 1977.
- 16) 林 毅・村 外志夫 : 変分法, 応用数学講座第13巻, コロナ社, pp. 7~53, 昭和36年.
- 17) Zienkiewicz, O.C. and Cheung, Y.K. : *The Finite Element Method in Structural and Continuum Mechanics*, McGraw-Hill, 1967.
- 18) 桑原 徹 : 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, pp. 111~182, 昭和50年3月.
- 19) Kleinecke, D. : Use of Linear Programming for Estimating Geohydrologic Parameters of Groundwater Basins, *Water Resour. Res.*, Vol. 7, No. 2, pp. 367~374, 1971.
- 20) Frind, E.O. and Pinder, G.F. : Galerkin Solution of the Inverse Problem for Aquifer Transmissivity, *Water Resour. Res.*, Vol. 9, No. 5, pp. 1397~1410, 1973.
- 21) 藤縄克之・丸山利輔・三野 徹 : 地下水流動モデルにおけるシステムパラメーターの同定について, 農業土木学会論文集, 第174号, pp. 47~52, 1978.
- 22) Holl, D.L. : Stress Transmission in Earth, *Proc. Highway Research Board*, Vol. 20, 1940.
- 23) Terzaghi, K. : *Theoretical Soil Mechanics*, John Wiley and Sons, p. 244, 1943.
- 24) 環境庁・建設省・愛知県・岐阜県・三重県 : 昭和48年度濃尾平野地下水揚水量等実態調査報告書, 1974.
- 25) 名古屋市 : 昭和48年度名古屋市地下水揚水量等実態調査報告書, 1974.

(1978.8.21・受付)