

1 ま え が き

水資源の偏在とその量的不足が心配されている今日、比較的簡単に良好な水質の水が得られることから、地下水の利用は増大の一途をたどっている。その結果として、過剰揚水による地下水位の異常低下、地盤沈下、沿岸部地下水の塩水化および都市域における地下水質の劣化などが社会問題となりつつある。また、これらの諸問題に対処するために、各方面でさまざまな研究が行われている。たとえば、水資源としての地下水の有効利用を目的とする広域地下水の水収支に関する研究、^{1), 2), 3), 4)} 地下ダムなどによる地下水の開発・貯留方式の研究、⁵⁾ 地盤沈下・沿岸部地下水の塩水化などの地下水災害に対する防災面からの研究、^{6), 7)} 浸透流・地下水流の水理機構の解明を目的とする基礎的研究などである。本研究は、上述の広域地下水の水収支に関する研究に属するものであり、低平地における広域地下水の水位変動と流動量を、地下水位、河川水位、降雨量などの水文資料に基づいて把握しようとするものである。

本研究では、重信川下流域における約 16 km² (地下水位観測井約 1 km 間隔、25 個) の地域を対象として、地形・地質、降雨量、河川水位等との関連において地下水位の変動特性を把握するとともに、地下水流動量の定量的把握に関しては、Tyson-Weber¹⁰⁾ による地下水水収支式の適用を試みた。

すなわち、Tyson-Weber の水収支式による数値解と井戸理論による数値解との比較を行うことにより、この水収支式の有効性を考察する。つぎに、この水収支式のパラメータとしての滯水層定数を多くの地下水位観測記録よりシミュレーションによって推定する。さらにその値を用いて地下水位変動、地下水流動量の算定を試みる。

2 地下水位変動と流動量に関する解析法

地下水を定量的に把握する手段は種々考えられるが、一つは水文循環系の一過程として水収支による検討である。この方法は、対象域の広さ、期間の長さ、観測資料の精度およびその目的によってきわめて多様である。さらに、水収支に関与する多くの要素のうち何を既知とし何を未知とするかでも異なってくる。しかし基本的な考え方は周知の次式で表せる。

$R(\Delta t) - D(\Delta t) = \Delta S$ ……(1) ここに、 $R(\Delta t)$ 、 $D(\Delta t)$ はそれぞれ同一水収支区に対する一定期間(Δt)のかん養量と流出量であり、 ΔS はその水収支区における一定期間内の貯留量を意味する。

さらに詳細に地下水の挙動を把握するには、運動の式としての Darcy 則と連続の式より導びかれる地下水運動の基本式、またはこれに相当する滯水層モデルを数値的に解く方法がとられる。

$\frac{\partial}{\partial x} (T_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_y \frac{\partial h}{\partial y}) = S \frac{\partial h}{\partial t} - Q$ ……(2) ここに、 h : 地下水位、 T_x, T_y : x 方向、 y 方向の透

水量係数、 S : 貯留係数、 Q : 単位面積、単位時間当たりの地下水帯への水供給量である。

式(2)に基づいて地下水の挙動を解析するにあたって、地下水位を未知とすれば透水量係数(滯水層厚および透水係数)、貯留係数、地下水帯への水供給量はすべてが既知でなければならない。しかしながら実際はこれらの量はほとんど不明確である場合が多い。さらに、式(2)に対する初期条件、境界条件の与え方についても困難な問題を含んでいる。

以上のように地下水に関する解析はきわめて多くの要素を考えねばならず、またそれらを的確に把握することがかなり困難であることを認識しなければならない。そこで式(2)を用いて解析する場合においても、何に焦点を合わせ何を未知とし、何を既知として取り扱うか、またどういう仮定の下に解析するかによっていろいろな解析法がとられる。

ここでは広域的な地下水を対象とした数値計算による解析例の 2、3 について簡単に述べる。

宇野は琵琶湖周辺の地下水を対象として、湖面低下を予想した場合にそれに伴う湖周辺地下水位低下の推定を目的として、地下水流を近似的に一次元流とした解析法を示し、数値計算による地下水位変動の解析を行っている。解析にあたっての基本的な考え方は、滯水層定数、滯水層の幾何学的条件、地質・地層条件に

については(1)現地踏査および現地調査、(2)地質構造調査、(3)地下水位変動調査によって、地下水の運動を支配する諸要因について詳細かつ明確な資料を得なければならないとしている。しかし上記の滞水層に関するパラメータの推定には非常に困難を伴い、地下水位を計算する場合、各種の水理境界条件をどのように設定するかはさらに把握しにくく、きわめて簡単化されたもの、すなわち(1)流量一定、(2)外水位一定または既知水位変動、(3)不透水境界面、などを用いなければならないのが現状であり、境界条件の与え方による地下水位の相違、境界条件の設定を研究の一つの焦点としている。

広域地下水の平面的挙動を定量的に記述する数値モデルの確立を目的として進められている岡の研究では、地下水流動の基礎式として次式を用いている。

$$a) \text{ 自由水面を有する地下水に対し, } \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\lambda} H_0 \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) + \frac{\varepsilon}{\lambda} \dots\dots\dots (3)$$

$$b) \text{ 被圧地下水に対し, } \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T}{S} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) + \frac{\varepsilon}{S} \dots\dots\dots (4)$$

式中の、K:透水係数、λ:有効間げき率、H₀:滞水層厚、S:貯留係数、ε:単位時間単位面積当たりの補給量、T:透水量係数、h:基準面からの地下水高である。

上式により琵琶湖北部の田川流域を含む約28km²の地域を対象とし、差分法による数値計算によって解析している。その解析法の特徴は計算上の内部条件として(1)難透水性表土を考慮し、地下水位がそれを越えると被圧状態にあるとしていること、(2)難透水性表土層から地下水帯への水補給量を考慮し、水田領域と非たん水領域とに分け、それぞれの領域に対する水補給量を地下水位、表土層の透水係数および厚さから計算していること、(3)対象域に数多く存在する揚水機、湧泉による揚水量、湧水量を考慮していることなどが挙げられる。境界条件としては対象域が河川に囲まれるなど比較的与えやすい地域を選んでいるため、河川境界における地下水位は表流水があれば河床高を与え、水のない部分に対しては地下水分水界の条件を与え、また山地からの地下水浸入量は無視し、下流端では観測結果等から水位一定の条件を与えている。

高木³⁾は低平地における地下水が水循環にどれほどの役割を果たしているかを把握するために、木曾川下流の高須輪中における水収支に関して検討している。地下水流動の基礎式として次式を用いている。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{H_0}{r} \frac{\partial K_x}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{K_x H_0}{r} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{H_0}{r} \frac{\partial K_y}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{K_y H_0}{r} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{r_e}{r} \dots\dots\dots (5)$$

ここに、K_x、K_y:x、y方向の透水係数、r:有効間げき率、r_e:単位面積当たりの地下水面への水供給強度である。式(5)の式(3)、式(4)との違いは透水係数を空間座標(x、y)に従属する変数としている点である。高木の解析における基本方針は、広域的な領域を対象として今日地下水帯への水供給の状態を直接的に測る方法はないが、地下水位の測定は比較的多くの観測井で実施されていることから、もし他の現象による地下水位の変動分が評価されれば、実際の地下水の変動とその評価値との差違を基礎として、鉛直浸透供給量(r_eに係わる量)を算出することができるとするものである。

松尾・河野⁴⁾は、Darcy則 $q = k i h$ (q:単位時間単位幅あたりの地下水流動、k:透水係数、i:地下水位こう配、h:滞水層厚)において $(q/k) = \text{一定}$ という仮説に基づいて、任意の地点において地下水位こう配と滞水層厚さが求まれば、他の地点では地下水位こう配を求めることにより簡単にhが求まるという考え方を提案し、このhを準深と呼んでいる。準深の特徴は松尾・河野によれば「広域にわたって透水係数kや滞水層厚hを直接求める代りに、比較的測定しやすい地下水位の分布を調べ、逆にそのような地下水位分布をするためにはどのような透水性を有していなければならないかを解析により求められることであり、k、hさらには雨水浸透などの地下水かん養量Pの位置による変化を統合して準深の変化でおきかえたものといえる。いうなれば便宜的にk=一定、P=0と考えた場合の仮定の滞水層厚さである。したがってその取り扱いについては滞水層厚さと全く同じでよい。」ということである。すなわち、厳密には測定不可能な種々の要因に支配される地下水流動を、ある要因のみ精度を高めて計測・評価し得たとしても、他の不確定要因をも包括して現象を捉えなければならないため、上記のような解析手法も十分価値があるわけである。

3 Tyson-Weberの水収支式による数値解と井戸理論による解との比較

Tyson-Weber¹⁰⁾の水収支式は、地下水域の動的挙動を予測するためのモデルとして1964年にASCEに発表されたものであり、井戸群に関する水収支を表したものである。

図-1に示すように各井戸を中心とする多角形領域に対象域を分割すると、任意の多角形領域についてつぎの水収支式が成立する。

$$\sum_i (h_i - h_B) Y_{i,B} = A_B S_B \frac{dh_B}{dt} + A_B Q_B, \quad Y_{i,B} = \frac{J_{i,B} \cdot T_{i,B}}{L_{i,B}}, \quad T = \delta_0 K \quad (6)$$

ここに、 A_B : 多角形領域Bの面積、 S_B : 領域Bを代表する貯留係数、 Q_B : 領域内からの単位面積流出量、 h_B : 井戸Bの地下水位、 h_i : 井戸iの地下水位、 $L_{i,B}$: 井戸Bとiの距離、 $J_{i,B}$: $L_{i,B}$ の中点に直交する多角形の一辺の長さ、 $T_{i,B}$: 井戸Bとiの間の平均透水量係数、 K : 透水係数、 δ_0 : 平均滞水層厚である。

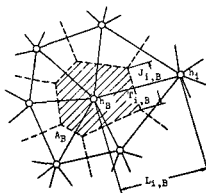


図-1 多角形分割

式(6)において、左辺は領域Bへの横方向の流入量を表し、右辺第一項は領域Bにおける地下水貯留量の変化量、第二項は縦方向の流れ、すなわち揚水量(正)や雨水浸透(負)などを総括的に表している。

式(6)を差分化すれば

$$\sum_i (h_i^{j+1} - h_B^{j+1}) Y_{i,B} = A_B S_B \frac{h_B^{j+1} - h_B^j}{\Delta t} + A_B Q_B^{j+1} \quad (7) \quad \text{となり、この式は単位面積}$$

流出量と時間jにおける地下水位を既知項とし、時間j+1における地下水位を未知項とする領域分割数だけの連立一次方程式となる。したがって、各領域の貯留係数および各領域間の平均透水量係数が既知であれば、境界外縁での地下水位または流動量を条件として与えることにより、逐次式(7)を解いていけばよい。

実際の計算においてはRelaxation法を用いて計算できるが、本質的には連立方程式の反復解法であるGauss-Seidel methodと同じであり、解は常に安定であり無条件に収束することが知られている。

式(7)を次式のような反復形式に改める。

$$\left. \begin{aligned} (0) \quad h_N^{j+1} &= h_N^j \quad (N=1, 2, \dots, NP) \\ (s+1) \quad h_N^{j+1} &= \left\{ \sum_{i=1}^{N-1} Y_{i,N} \cdot h_i^{(s+1),j+1} + \sum_{i=N+1}^{NP} Y_{i,N} \cdot h_i^{(s),j+1} + \frac{A_N S_N}{\Delta t} h_N^j - A_N Q_N^{j+1} \right\} / \left\{ \sum_{i=1}^{NP} Y_{i,N} + \frac{A_N S_N}{\Delta t} \right\} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

ここに、S: 反復回数、N: 節点番号、NP: 領域数、iがNの隣接節点でない場合は $Y_{i,N}=0$ である。収束の判定は全ての節点において $|h_N^{(s+1),j+1} - h_N^{(s),j+1}|$ がある許容値以下になったとき反復を中止してつぎのtime-stepに進むものとする。このような解法は、地下水位の変動の激しい所や滞水層定数の場所的変化の大きい所においてメッシュサイズを小さくとれるなど、節点を任意にとれるところに有利さがあると考ええる。

Tyson-Wederの水収支式によって得られる数値解がどの程度の誤差をもつかを明確にするため、円領域についてその中心で一定揚水するときの地下水位をTyson-Weberの式と井戸理論によるものと比較して、その精度について検討した。

1) 定常の場合

円領域を図-2のように六角形に分割する。円領域に内接する六角形と円周との間は円周を等分に分割し、節点として不規則な多角形に分割する。そして中心の水位を-1.0、影響圏(円周)R上の節点の水位を0とし、この条件下で $R=2L \sim 10L$ の9タイプについて計算した。なお、六角形領域に関する水収支式は $T=\text{const.}$ とすると、つぎようになる。

$$h_B = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 h_i \quad (9)$$

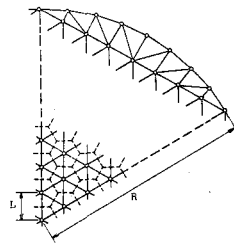


図-2 円領域の分割

計算結果を、水位降下量(s)を縦軸に中心からの距離(r)を横軸にとり、片対数目盛で表したものが図-3である。従来の定常井戸理論によれば一定揚水に対

する地下水位降下量は、 $s = \frac{2.30Q}{2\pi T} \cdot \log \frac{R}{r}$ (10) と表される。図-3より、Tyson-Weberの水収支式による数値解は片対数紙上でrとsはほとんど直線関係にあり、式(10)とよく一致していることがわかる。ただ両者の相違は、定常井戸理論を中心の水位が半径 r_0 をもつ揚水井の揚水量Qに対する地下水位であるのに対し、Tyson-Weber式によって計算される水位は中心の六角形領域を代表する地下水位を意味しているこ

とで、図-3より揚水井の半径を $r_0 = 0.18L$ と考えれば、9タイプとも井戸理論と一致することがわかる。

2) 非定常の場合

定常の場合と同様の領域分割として、半径 R 上の水位を 0 とし中心で一定揚水した場合の非定常状態を考える。滞水層定数 (T および S) が場所に無関係に一定とする場合の水収支式は次式のようになる。

$$\left. \begin{aligned} \sum_{i=1}^6 (h_i^{j+1} - h_B^{j+1}) Y &= AS \frac{h_B^{j+1} - h_B^j}{\Delta t} + AQ \text{ (中心)}, \\ \sum_{i=1}^6 (h_i^{j+1} - h_B^{j+1}) Y &= AS \frac{h_B^{j+1} - h_B^j}{\Delta t} \text{ (中心以外)} \end{aligned} \right\} \dots\dots(11)$$

$$\text{ただし, } Y = \frac{TJ}{L} = \frac{T}{\sqrt{3}}, \quad A = \frac{3LJ}{2} = \frac{\sqrt{3}}{2} L^2$$

計算の条件は $T = 1.0 \text{ (m} \cdot \text{cm/sec)}$, $S = 0.1$, $Q = 0.1 \text{ (m}^3/\text{sec)}$,

$L = 25 \text{ (m)}$, $R = 20L$, $\Delta t = 1 \text{ (hour)}$ とした。

一方、Theisの理論によれば、一定揚水したときの地下水位降下量は、 $s = \frac{Q}{4\pi T} W(\lambda)$, $\lambda = \frac{sr^2}{4Tt}$,

$$W(\lambda) = \int_{\lambda}^{\infty} \frac{e^{-\lambda}}{\lambda} d\lambda \dots\dots(12) \quad \text{で表される。上記の条件下}$$

で式(11)および式(12)で計算した結果を示したのが図-4である。

この図でもわかるとおり両者は極めてよく一致しており、Tyson-Weberの水収支式が非定常時の場合にも十分満足な結果を与えることを実証している。またこの場合も定常の場合と同様な理由で中心に近くなるほど少しずつ両者の一致が悪くなる。

なお、両者の比較のために表-1に示す8ケースについて計算を行ったが、 $T = 5 \text{ (m} \cdot \text{cm/sec)}$, $S = 0.1$, $Q = 0.15 \text{ (m}^3/\text{sec)}$ の各ケースのそれぞれについて、中心からの距離 r , 揚水時間 t がともに同一であるときの水位降下量 (s) と t/r^2 との関係を示す。

Theisの理論による解とともに片対数紙上にプロットすれば図-5のようである。すなわち、図-5において t/r^2 に対する解 (s) は時間間隔、節点間隔のとり方以外はまったく同条件である。図から明らかなように、時間間隔 (Δt) を大きくすれば両者の差異は大きくなり、節点間隔 (L) についても大きくすればその差異は大きくなる。図-5については $r = 1,000 \text{ m}$ および $2,000 \text{ m}$ における値を示したものであり、これらは比較的中心に近い節点での解であって、全体的にみれば図-5で示されたよりも両者の一致度はよい。

4 重信川下流域地下水の挙動に関する考察

4・1 対象域の概要と地下水位変動

重信川の形成する平野は、全般的に扇状地性であるがとくに山地から河川が平野部に入るところは明瞭な扇状地を形成しており、河水は平時はほとんど伏流している。河床こう配は平野中流部で $1/100 \sim 1/250$, 下流部で $1/400$, $1/500$ であり、また流路延長もわ

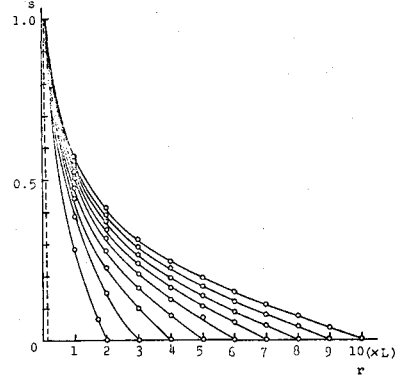


図-3 一定揚水による地下水位降下量

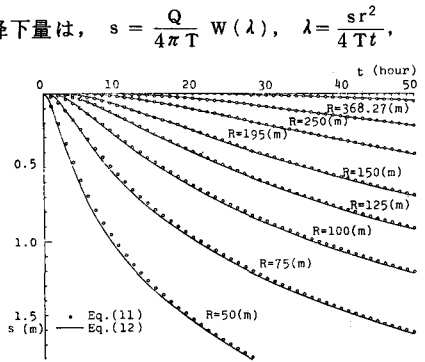


図-4 非定常時の地下水位降下量

表-1 計算条件

	$T \text{ (m} \cdot \text{cm/sec)}$	S	$Q \text{ (m}^3/\text{sec)}$	$\Delta t \text{ (hour)}$	$R \text{ (m)}$	$L \text{ (m)}$	R/L
case1	1.0	0.1	0.10	1	500	25	20
case2	1.0	0.1	0.10	1	500	50	10
case3	1.0	0.1	0.10	5	500	25	20
case4	1.0	0.1	0.10	5	500	50	10
case5	5.0	0.1	0.15	24	5000	500	10
case6	5.0	0.1	0.15	24	5000	1000	5
case7	5.0	0.1	0.15	168	5000	500	10
case8	5.0	0.1	0.15	168	5000	1000	5

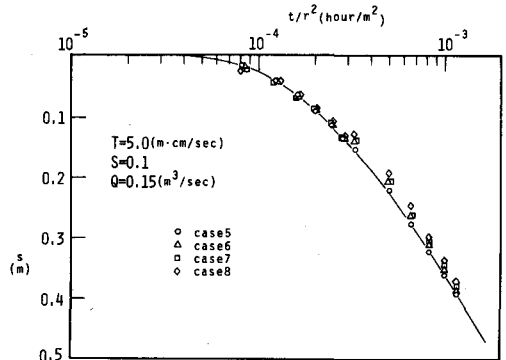


図-5 T.W.式とTheis式の比較

ずか36kmにすぎず、わが国河川の中でも急流河川に属する。

対象域は下流平野部の重信川と石手川に挟まれた地域で、地下水観測井の位置、内川の河川水位測定点の西林寺、雨量観測所の横河原の位置を図-6に示す。

対象域付近の地層は沖積層であり、上層から砂、礫、粘土の地質構成であり、滞水層厚約20mの不圧滞水層が存在する。

重信川流域はいわゆる瀬戸内型の気候帯に属し、降雨量は比較的少なく松山で年間1100mm～1600mm程度である。季節的には5～7月の梅雨前線による雨と8～10月の台風による雨が多く、11～2月の冬期は少ない。観測井No.8、No.18の井水位と西林寺の河川水位および横河原の降雨量を昭和37年11月～昭和38年10月の一年間にわたり示したのが図-7である。図から明らかなように河川水位、No.8、No.18の井水位ともほぼ同様の変動をしており、かん養源である降雨とも関係は強い。

そこで図-6に示した25の観測井の井水位と横河川の降雨量の相互相関係数を計算してみた。その結果を表-2に示す。Dataは週単位で昭和37年11月～昭和38年10月のものである。表より、各井戸間あるいは降雨量との大略の相関性を把握できる。

とくに、No.1、3、4、9、11の5個の井戸と他の井戸との相関性がその他の井戸のそれに比べて小さく、また、これらの井戸と降雨との相関性も小さい。したがって、これらの井戸周辺の透水性が他のそれに比べて極端に異なっているか、人工揚水などの他の何らかの要因に影響されていることなどが推察される。

図-6に示した対象域を図-8のような多角形領域に分割し、滞水層定数の推定と流動量の算定をTyson-Weberの水収支式に基づいて若干考察した。図-8に示したように、25の観測井を節点とし、実線が各井戸間の距離(L)を破線がその中点に直交する多角形の一辺(J)を表し、番号はカッコ付で示している。計算においては周辺16の観測井の観測値を境界条件として与え、No.7、8、9、12、13、14、17、18、19の9つの井戸の地下水位を算出し、観測値と比較検討した。表-3のように計算に必要な各領域面積(A)や、L、Jは地図上から求めた。

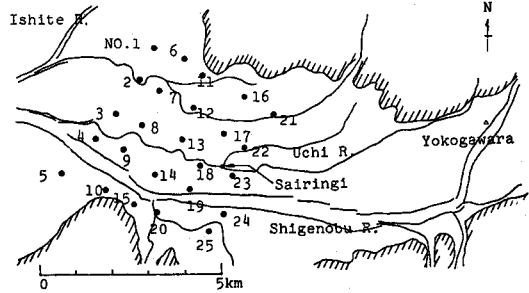


図-6 対象域の概略

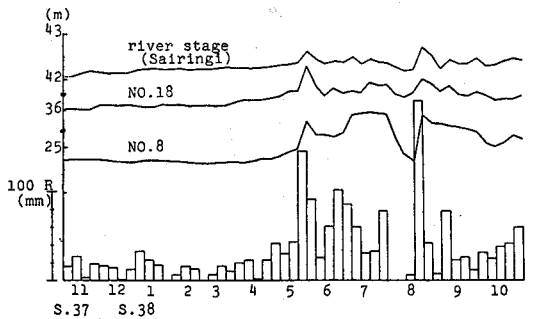


図-7 地下水・河川水・降雨量の週変動

表-2 相互相関係数

	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6	No.7	No.8	No.9	No.10	No.11	No.12	No.13	No.14	No.15	No.16	No.17	No.18	No.19	No.20	No.21	No.22	No.23	No.24	No.25	Rain	
No.1	1.00	0.14	0.09	0.18	0.25	0.22	0.19	0.20	0.06	0.27	0.92	0.35	0.10	0.28	0.25	0.15	0.25	0.36	0.10	0.37	0.19	0.28	0.55	0.29	0.64	0.36	0.21
No.2		1.00	0.02	0.57	0.75	0.65	0.68	0.70	0.02	0.54	0.18	0.77	0.77	0.9	0.87	0.71	0.80	0.95	0.59	0.83	0.75	0.77	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
No.3			1.00	0.05	0.19	0.18	0.19	0.26	0.01	0.11	0.05	0.08	0.04	0.23	0.05	0.24	0.27	0.33	0.10	0.16	0.17	0.17	0.25	0.02	0.68	0.16	0.05
No.4				1.00	0.54	0.40	0.34	0.57	0.01	0.28	0.10	0.52	0.54	0.37	0.53	0.48	0.55	0.48	0.24	0.54	0.49	0.45	0.45	0.25	0.61	0.35	0.21
No.5					1.00	0.78	0.75	0.69	0.05	0.66	0.27	0.77	0.77	0.86	0.61	0.88	0.91	0.95	0.74	0.83	0.80	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
No.6						1.00	0.77	0.75	0.05	0.63	0.18	0.71	0.67	0.78	0.56	0.85	0.88	0.76	0.21	0.68	0.74	0.81	0.80	0.55	0.49	0.74	0.43
No.7							1.00	0.65	0.00	0.50	0.10	0.60	0.50	0.40	0.50	0.72	0.78	0.90	0.50	0.72	0.78	0.80	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75
No.8								1.00	0.03	0.70	0.16	0.77	0.77	0.85	0.73	0.88	0.86	0.82	0.33	0.84	0.83	0.80	0.58	0.58	0.49	0.86	0.62
No.9									1.00	0.02	0.05	0.09	0.05	0.05	0.09	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
No.10										1.00	0.26	0.57	0.58	0.65	0.43	0.58	0.62	0.60	0.40	0.65	0.60	0.61	0.41	0.55	0.55	0.68	0.47
No.11											1.00	0.24	0.23	0.18	0.24	0.22	0.29	0.24	0.29	0.27	0.27	0.21	0.21	0.20	0.32	0.12	0.12
No.12												1.00	0.72	0.78	0.65	0.72	0.72	0.73	0.48	0.72	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69
No.13													1.00	0.75	0.71	0.73	0.75	0.72	0.38	0.73	0.72	0.73	0.62	0.67	0.75	0.53	0.53
No.14														1.00	0.69	0.67	0.67	0.36	0.39	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67
No.15															1.00	0.59	0.56	0.77	0.59	0.62	0.68	0.68	0.71	0.53	0.71	0.19	0.19
No.16																1.00	0.58	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68
No.17																	1.00	0.38	0.30	0.32	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31
No.18																		1.00	0.57	0.82	0.81	0.82	0.69	0.58	0.58	0.58	0.58
No.19																			1.00	0.45	0.81	0.81	0.52	0.66	0.58	0.58	0.58
No.20																				1.00	0.78	0.82	0.50	0.61	0.82	0.61	0.61
No.21																					1.00	0.82	0.61	0.87	0.87	0.87	0.87
No.22																						1.00	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57
No.23																							1.00	0.57	0.57	0.57	0.57
No.24																								1.00	0.57	0.57	0.57
No.25																									1.00	0.62	0.62

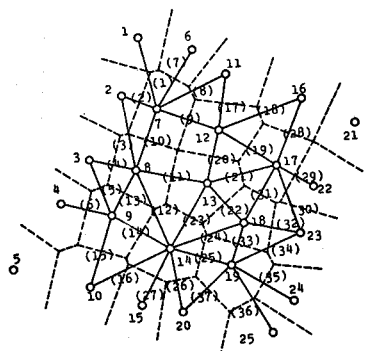


図-8 対象域の多角形分割

4・2 滞水層定数の推定

1) 鉛直かん養、揚水などの影響を無視した場合

式(6)あるいは式(7)における Q_B を無視した場合である。

滞水層定数 (T, S) を個々に算出することはできないが、それらの相対的な比 (T/S) として推定される。ここでは最も単純化して S, T を場所的に一定と仮定し、昭和37年11月～昭和38年10月までの地下水位観測資料を用いて T/S の推定を試みた。その結果の一例を図-9に示した。図からもわかるように上記の仮定の下では滞水層定数にどのような値を与えても地下水位観測結果を説明し得ず、 Q_B の項を無視して地下水位の挙動を把握することは困難であるといえる。

2) 鉛直かん養、揚水などの影響を考慮した場合
 Q_B を単独に求めることは事実上不可能であるが、もし、滞水層定数ならびに観測井の水位がすべて既知であるとなれば、Tyson-Weberの水収支式における残差として Q_B を逆算することができよう。すなわち、

$$Q_B^j = \left\{ \sum_i (h_i^j - h_B^j) \frac{T \cdot J_{i,B}}{L_{i,B}} - \frac{A_B S}{\Delta t} (h_B^j - h_B^{j-1}) \right\} / A_B \dots\dots\dots (3)$$

となり、 $S=0.1, T=3.0 \times 10^1 (m \cdot cm/sec)$ を与えた場合の結果を図-10に示した。図に示したNo. 7, 8, 12, 13以外の領域の Q_B はそれらに比べて無視できるほど小さい値となった。ここで上記のように滞水層定数 (T, S) を場所的に一定として求めた Q_B について考える。これは仮想的な鉛直方向の移動量であるから、図-10に示す Q_B は実際の鉛直方向の移動量に、一定値とした T, S と実際の T, S の値との差から残差に混入する量を加えたものである。この両者の占める割合については不明であるが、たとえばNo. 7の井戸を除けば一般に水面こう配の時間的変動は急激ではなく、これをほぼ一定値とみなせば、 T, S の値も時間的に一定であるので、 T, S の場所的な相違を考慮する場合においても残差として求まる Q_B は図-10に示したと同様にほぼ一定値をとるものと思われる。

計算の手順は、 T, S を適当に与え、それらと地下水位記録から、各領域について式(3)により残差としての Q_B を求め、その平均値をその領域の Q_B として与え、式(8)に示す反復計算法により地下水位を計算する。 T, S の値を変えて試行錯誤的に繰り返し、合致度の判定は地下水位の計算値 (h_{cal}) と観測値 (h_{ob}) の $RMS (= \sqrt{(h_{cal} - h_{ob})^2})$ の値と視覚によった。

表-3 A, L, J の 値

NO.	A(m ²)	NO.	J(m)	L(m)	NO.	J(m)	L(m)	NO.	J(m)	L(m)	NO.	J(m)	L(m)
7	925405	1	150	1200	11	910	1180	21	420	1150	31	600	1080
8	966925	2	1080	830	12	210	1400	22	910	900	32	830	930
9	973200	3	110	1280	13	870	850	23	680	1240	33	1030	740
12	1007400	4	850	800	14	950	1090	24	200	1290	34	230	1250
13	1034250	5	290	1010	15	840	1230	25	710	1040	35	630	1170
14	1142150	6	910	870	16	100	1450	26	500	1060	36	460	1300
17	974000	7	560	1150	17	1020	920	27	690	1050	37	810	1110
18	816700	8	240	1260	18	280	1450	28	880	1180			
19	1005575	9	880	1070	19	760	1110	29	1130	700			
		10	880	1080	20	1000	900	30	80	1150			

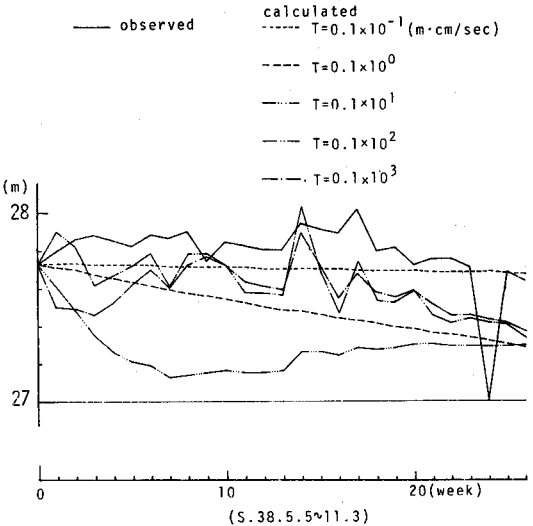


図-9 Q_B を無視した場合の地下水位

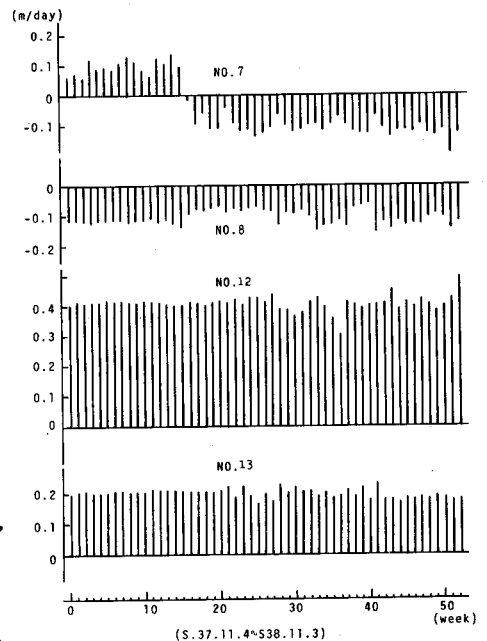


図-10 地下水位と滞水層定数から求まる Q_B

その結果、 $S = 0.1$ として $T = 3.0 \times 10^1 (m \cdot cm / sec)$ のときが全体的にみて比較的良好に一致していた。

図-11はその結果の一例(No.9 豊水期(昭和38年5月～11月))を示したものである。一点鎖線が $[S = 0.1, T = 3.0 \times 10^1]$ としたときの各領域の Q_B を考慮したものであり、二点鎖線は Q_B を対象域全体に一定としたものであり、破線は1)で述べた Q_B を無視した場合であり、実線が観測値である。

このようにして得られた結果から全般的にみて結論すればつぎのようである。

① 渇水期は滞水層定数の違いによる地下水位の計算値の相違はあまりなく、したがって滞水層定数の推定は困難である。一方、豊水期では渇水期に比べてその相違が明らかに認められる。したがって、地下水位の変動が大きい豊水期の方が滞水層定数の推定には容易である。

② No.13, No.14 の地下水位は計算値よりもかなり大きい、これは計算において無視した鉛直方向の移動量 Q_B の影響が予想したよりも大きい、この周辺の透水性が悪く他領域とは異なる性質を有するのかもしれない。この2個の井戸についてはさらに検討する必要がある。

③ No.13, No.14 以外の井戸についても計算値と観測値の合致度はまだ十分であるとはいえず、 Q_B をより正確に把握するとともに滞水層定数を場所的に変えて計算を行えば、さらに精度を高めようとする。

4・3 地下水流動量

ここでは、滞水層定数の推定値およびその値を用いたときの地下水流動量の結果を、建設省によって行われた低水流量調査報告書¹¹⁾と比較し、その妥当性を検討する。

報告書による重信川河床4地点での揚水試験から得られた透水量係数を本研究対象域にあてはめると約 $20 (m \cdot cm / sec)$ となり、 $T = 30 (m \cdot cm / sec)$ とした推定値とほぼ一致している。そこで、対象域全域にわたり $S = 0.1, T = 30 (m \cdot cm / sec)$ とした場合の各井戸間の流動量の平均的な値とその方向を渇水期、豊水期についてそれぞれ算出した。豊水期における結果を示したのが図-12である。さらに、図-13には図-8に示した各井戸間のプランチのうち、No.(4), (11), (18), (21), (25), (31), (35)の7つについての豊水期の流動量の計算値を全期間について示したものである。個々の井戸間の流動量あるいはその時間変化については報告書との比較はできないが、全体的にみれば地下水は地形こう配に従って対象域を上流側から下流側に向かって流動しているので、建設省の調査による図-14に示すI-I, II-II, III-III断面における地下水流動量に基づき比較検討した。

報告書によれば図-14に示す各断面における地下水流動量は表-4に示すとおりである。表に示された値は、滞水層を上下二層に分け、それぞれの透水係数を $3.0 \times 10^{-1} (cm / sec)$ 、 $5.0 \times 10^{-4} (cm / sec)$ とし、Darcy 則に従ってこれらの値に各断面における巨視的な水面こう配と透水断面積を乗じて求めたものである。図-12より対象域(森松付近)を上流から下流に向かう流

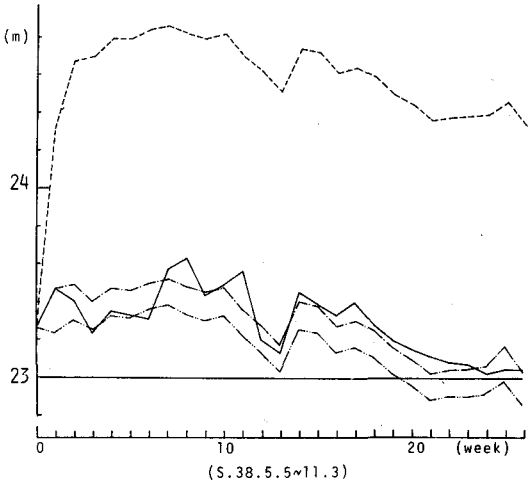


図-11 Q_B を考慮した場合の地下水位

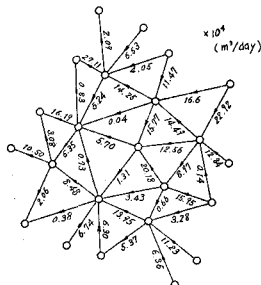


図-12 各井戸間の流動量(豊水期)

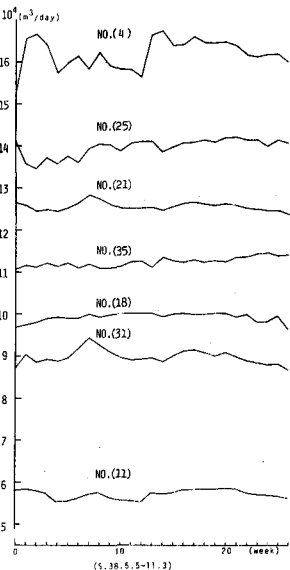
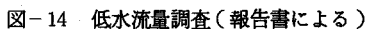


図-13 各井戸間の流動量の変化(計算値)

5 あとがき

参考文献

- 11) 建設省四国地方建設局松山工事事務所：重信川低水流量調査報告書，1967.



断 面	S. 38 豐水期	S. 39 豐水期	S. 38 渴水期	S. 39 滑水期
I	28829	28504	22026	22468
II	21034	20651	20040	19883
III	16461	14335	13513	12753

豊水期……4月から9月まで $(\times 10^3 m^3)$
 渇水期……10月から翌年の3月まで