

名古屋大学大学院 学生員 ○原田守博

名古屋大学工学部 正 員 高木不折

① まえがき 地下水位の変動は側方流動と水供給、揚水および下層への漏水など種々の要因に対する応答として生じている。これらの要因のうち、いくつかが何らかの方法で評価できれば、実測水位を用いて残った要因の効果を逆に推測できると考えられる。本研究では、このような観点に立って地表から浅層地下水への水供給強度を実測データにもとづいて推定することを目的とする。

② 解析領域の水文地質 解析の対象領域は、濃尾平野北部の犬山扇状地と自然堤防地帯との境界に位置し、面積は約23km²である(図-1)。浅層の地質は砂礫と砂混り粘土から成る層厚30m程度の不圧帯水層で、濃尾地下水盆において第一礫層(G1)と呼ばれるものである。図1に示すように、解析領域より下流ではG1層上面に沖積粘土層が発達し、平野臨海部におけるG1層は被圧帯水層となる。また、地表の土地利用は水田を主体とする農地と集落から成っている。当地域の不圧地下水位は一般に図2のように

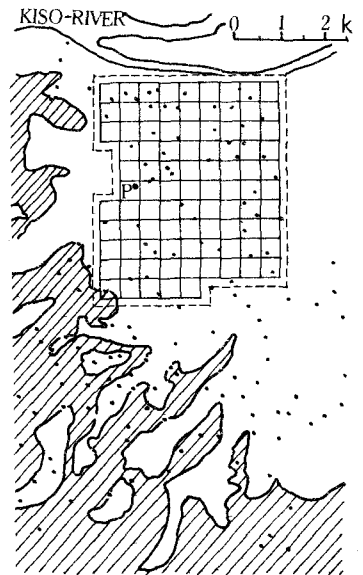


図1. 解析領域・観測井
■ 上部粘土層

10～4月：下降、5～7月：急上昇、7～9月：ほぼ一定、と季節的な変動をするが、これは水田灌漑の影響と考えられる。

③ 解析手法および結果 不圧地下水流の基礎方程式として、

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (T_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_y \frac{\partial h}{\partial y}) + W, \quad W = R - L - Q \quad \text{---- (1)}$$

を用いる。ここに、 T_x, T_y ：透水量係数、 S ：比産出率、 R ：水供給強度、 L ：漏水強度、 Q ：揚水強度である。(1)式を差分化し、ADI法によって水位を計算する。初期条件および境界条件は、領域内に分布する62本の観測井の水位を用いて与える。すなわち領域を井戸を中心とするティンセン多角形に分割し、多角形内の水位はその井戸で代表させるものとして、差分メッシュに対応する初期・境界水位を与える方法をとる。なお、メッシュは $\Delta x = \Delta y = 450\text{m}$ 、 T, S, R, L は領域全体で一定として扱い、解析期間は1969.10～1970.9とする。(1)式における未知量は T, S, R, L, Q であるが、丸山らの中性子水分計による調査⁽²⁾では $S=0.2$ であり、 Q に愛知県集計データを用いれば、 R の推定のために評価すべき未知量は T, L に絞られる。

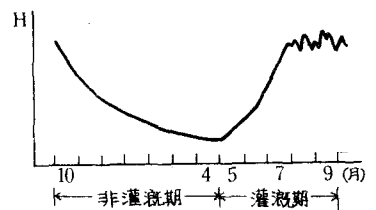


図2. 不圧地下水位の変動特性

[1] L の評価：領域内のP点において不圧および被圧の水位データが25年間にわたり得られている。いま、漏水の物理機構を $L = a(h-H)^b$ とし、非灌漑期では近似的に側方流動と漏水のみによる、不圧水位が低下すると考えれば、非灌漑期の水収支式は、 h を不圧水位、 H を被圧水頭とすれば、

$$S(h(t_2) - h(t_1)) - \int_{t_1}^{t_2} (Q_1 - Q_2) dt = - \int_{t_1}^{t_2} L dt = - \int_{t_1}^{t_2} a(h-H)^b dt \quad \text{---- (2)}$$

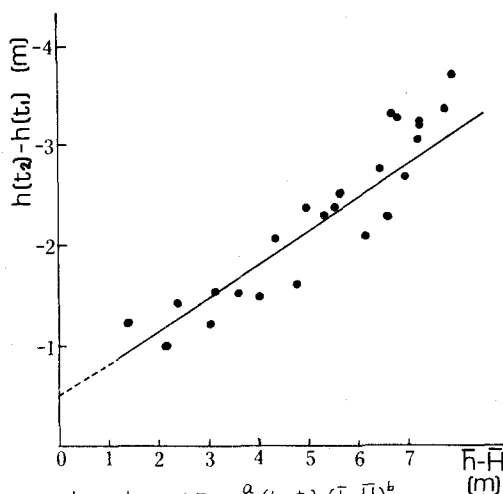
となる。ここに、 $h(t_{1(2)})$ ：不圧水位の年間最低(高)値、 $Q_{1(2)}$ ：単位時間当りの側方流入(出)量である。

さらに、側方流動による水位低下量 $(= -\frac{1}{S} \int_{t_1}^{t_2} (Q_1 - Q_2) dt)$ を経年的に一定値 (0.5m) と仮定してデータを整理すれば、図3の關係が得られる。これより不圧水位の変動と不圧・被圧水頭差はほぼ線形關係にあることがわかる。また、a, b の値から 1969~70 年における年平均漏水強度は $\bar{L} = 2.2 \text{ mm/d}$ と評価できる。

[2] 非灌漑期の R および T の同定：降雨後 t 日の土壌の水分吸収可能量を $M = M_0 \exp(-\mu t)$ と表わし、10~4月について有効降雨 R_e を求めたも a が図4である。広域的な最終浸透能を 5.0 mm/d とすれば、この期間の平均的水供給強度は $R = 0.3 \text{ mm/d}$ となる。次に、 $\bar{L}$ と R の値を使って 10~4月の水位を計算し、実測値と計算値の差の総和 $D = \sum_{i=1}^n |H_{ob} - H_{cal}|$ が最小になるように T を同定したところ、 $T = 2500 \text{ m}^2/\text{d}$ 、 $D = 40 \text{ m}$ を得た。この値は同定時の水位の計算誤差が領域平均的にみた場合、約 53 cm あることを示す。

[3] 灌漑期の R の推定：すでに求めた T と $\bar{L}$ を用いて灌漑期前半 (5~7月) の水位を計算し、同様の方法で R を推定したところ、 $R = 3.7 \text{ mm/d}$ 、 $D = 55 \text{ m}$ が得られた。一方、灌漑期後半 (7~9月) では、前述のとおり地下水位が地表近くで安定する。これは灌漑水および降雨の浸透により、地下水位が上昇し、田面標高にまで達したためと考えられる。すなわち、水田の地下はほぼ飽和状態にあることになり、地下水は地表の勾配により流動する。したがって、水供給量はこの側方流動量と一致する。ちなみに、平均地形勾配を $1.25 \sim 1.5/1000$ 、地下水の流動幅を $4 \sim 5 \times 10^3 \text{ m}$ とすれば、ダルシー則より $R = 2.7 \sim 3.0 \text{ mm/d}$ と概算される。

[4] まとめ 以上の解析で得た諸量を表1にまとめおく。今回は土地利用として水田が支配的な地域における水供給強度を、地下水位変動からの逆算という形で求めた。今後は、浸透および蒸発散による土壌内の水分移動を考慮した広域地下水の水供給モデルを確立すべく研究を進めてゆく考えである。終りに、貴重な資料を提供していただいた一宮市気象水象観測所・清水 治氏に感謝いたします。



$$h(t_2) - h(t_1) + 0.5 = -\frac{a}{b} (t_2 - t_1) \cdot (\bar{h} - \bar{H})^b$$

$$= -0.31 \cdot (\bar{h} - \bar{H})^{1.03}$$

ここに、 $\bar{h}$: 年平均不圧水位 $\bar{H}$: 年平均被圧水頭

図3. 不圧水位と被圧水頭の關係

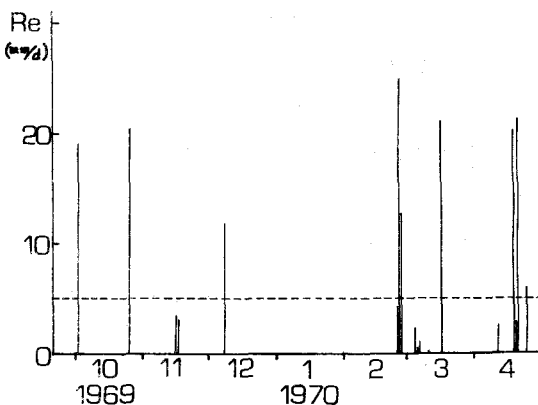


図4. 有効降雨 ($M_0 = 25 \text{ mm}$, $\mu = 0.184$)

期間	非灌漑期	灌漑期	
	10~4月	5~7月	7~9月
水供給形態	降雨による 不飽和浸透	降雨・灌漑による 不飽和浸透	側方流動量 を補う 飽和浸透
R (mm/d)	0.3	3.7	(2.7~3.0)

但し、 $T = 2500 \text{ m}^2/\text{d}$ $S = 0.2$

$\bar{L} = 2.2 \text{ mm/d}$ (年平均)

表1. 解析結果

<参考文献> (1) 山内・森口・一松 (1967): 電算機のための数値計算法Ⅱ, 培風館 (2) 三野・小林・丸山 (1982): 水田の地下水涵養機能, 農業土木学会誌 vol. 50, No. 1.