

京都大学工学部 正員 松尾新一郎
同 上 正員 ○河野伊一郎
京都大学大学院 学生員 鳥居 勇

1. 序 地下水位変動は、地下水の揚水、地下水面以下の掘削、あるいは揚水試験等に関連して問題となるが、従来このテーマについての研究は定常地下水流を対象としたものが多く、非定常地下水流に関するものとしては Theis の非平衡理論で代表されるようにいわゆる熱伝導型の式を特殊な手法で解くことが行なわれてきた。しかしこのような手法で境界初期条件の複雑な現実の地下水位変動を考察するにはある程度限度があるといえよう。最近、電算機の普及によって大量の数値計算が容易になったり、直接数値でこの種の現象を考察することが可能となり、今後はこういった方面からのアプローチがすすめられることになるであろう。さて、地下水位変動がしばしば問題の対象となる沖積平野や洪積平野では、地層が水平方向に層状に堆積していることが多く、それが地下水位変動の伝播に大きな影響を及ぼすことは、すでに筆者らによって紹介されている。¹⁾ 本文は、1次元地下水流を対象に、この層状をなす地盤での地下水位変動について考察したものである。

2. 層状をなす滞水層中の地下水位変動の関係式

Fig. 1 に示すような層の重なりからなる滞水層中の地下水位変動の関係式を誘導する。まず地下水面のある被覆層では、

$$\rho \frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - \bar{k} \frac{z-h}{z-D_1-D_2}, \quad \bar{p} = -\bar{k}(z-D_1-D_2) \cdot \frac{\partial(h+z)/2}{\partial x}$$

と表示でき、両式から $\bar{p}$ を消去すると関係式(1)が導かれる。

$$\rho \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \bar{k}(z-D_1-D_2) \cdot \frac{\partial(z+h)/2}{\partial x} \right\} - \bar{k} \frac{z-h}{z-D_1-D_2} \quad \text{----- (1)}$$

全く同様にして、滞水層の上層および下層についてもそれぞれ式(2)、(3)となる。

$$S_1 \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_1 D_1 \cdot \frac{\partial(h+p)/2}{\partial x} \right\} + k_1 \frac{z-h}{z-D_1-D_2} - k_1 \frac{h-p}{D_1} \quad \text{----- (2)}$$

$$S_2 \frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_2 D_2 \cdot \frac{\partial p}{\partial x} \right) + k_1 \frac{h-p}{D_1} \quad \text{----- (3)}$$

なお、 z は被覆層内の自由地下水面、 h と p はそれぞれ滞水層の上層、下層の地下水頭、 S は貯留係数 (ρ : 有効空隙率)、 k は透水係数、 D は層厚、 t は時間である。

3. 解析例 a. 滞水層のモデル —— 層をなす滞水層中の水位変動の解析結果に

できるだけ一般性をもたせるため、以下のような条件のもとに計算を実施し、考察する。

(1) 各層内での k , S , D は一定である。(2) 初期条件 ($t=0$) は、地下水頭はすべての点で等しく、したがって初期地下水面は水平である。(3) $x=0$ において地下水は表面水に開口しており、この原点において $t>0$ で、被覆層と滞水層の境界面まで水面を下げる。

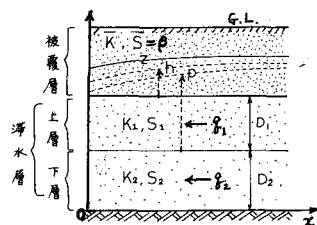


Fig. 1 地層構成の模式図

(4) $D_1 = D_2 = 2l$, $z(t=0) = 7.5l$ とし、最上流端のかん養源(水位一定)を $z = 35l$ とする。
 なお、 l は長さの dimension を有する任意の数値である。(5) $\beta (=S) = 0.140$, $S_1 = S_2 = 0$

(6) 透水係数については Tab.1 のような組合せを考える。なお l は長さ、 t は時間の dimension を有する任意の数値であり、適当な数値を代入することにより、 k の大きさや滞水層の厚さを自由に選んで考察することができる。

Tab.1 モデル(TYPE E1~3)と透水係数

モデル	$\bar{k}$	k_1	k_2	透水係数の関係
TYPE E1	0.080 l/t	0.016 l/t	0.080 l/t	$k_1/k_2 = 1/5$, $\bar{k} = k_2$
E2	0.30 l/t	0.06 l/t	0.30 l/t	$k_1/k_2 = 1/5$, $\bar{k} = k_2$
E3	0.096 l/t	0.006 l/t	0.096 l/t	$k_1/k_2 = 1/16$, $\bar{k} = k_2$

b. 計算手法 —— 式(1)~(3) は非線型の偏微分式であるから、直接これを解くことは難しく、数値計算によるか、実験によるべからぬ。ここでは式(1)~(3) を差分表示とし、電算機を利用して地下水位変動を考察する。なお、差分表示による計算上の収束性、精度等について検証するため、別に細管網モデルによる実験を実施して比較し、計算結果の信頼性を確かめている。

c. 計算結果の一例

上記の境界条件、計算手法により解析した一例として、 $z = 7l$ 地奥における地下水位低下量の時間的な変化を Fig.2 に示している。下層による地下水位変動の伝播が大きく(P), 被覆層(Z)と上層(h)とは比較的近い伝播をしていることがわかる。

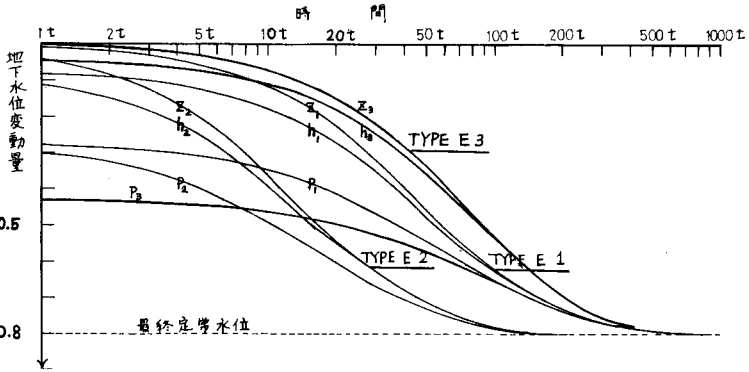


Fig.2 ($z = 7l$) 地奥における地下水位変動

4. 結論

Fig.2 の計算例でもみられるように、地下水位変動の伝播は層全体としての透水係数や貯留係数のみならず、層相互間の透水性の比によって伝播の様子が大きく異なる。他のいくつかの解析結果をも併せて考察すると、上層と下層の透水係数をそれぞれ k_u , k_d とすれば、 (k_u/k_d) が1より大きいときには両層の伝播速度はよく似ており、逆にこの比が1より小さいときには、小さくなるほど、上層の伝播に比して下層の伝播が大きくなる。Fig.3 は、さらに多層からなる滞水層中の地下水位変動の伝播を模式的に示したものである。これらの結果は、層状をなす滞水層を均質とみなして平均的な透水係数を用いて地下水位変動の解析をすることの危険なことを示唆している。

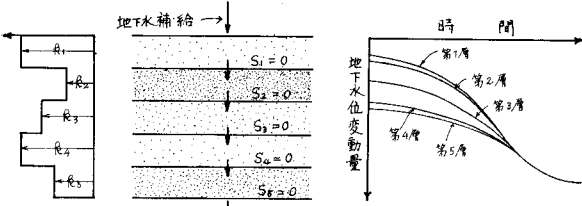


Fig.3 層序と地下水位変動の相関

参考文献 1) 松尾, 河野: 複層からなる滞水層中の地下水位変動, 第22回土木学会年次講演概要集, 1970, pp.407~410