

地下水流動の解析等に関する二、三の考察

岐阜大学工学部 正会員 宇野尚雄

1. ま え が き

水資源としての地下水の保全とその適正な利用が要望されている現在、地下水流動の把握はきわめて重要である。この報告は地下水取扱いの基本的考え方に触れ、これまでに行なってきた地下水の調査・研究を振り返り、地下水変動を把握するため観測水位変動例と基本的な水位変化の数値計算結果を示し、若干の考察を述べるものである。

2. 地下水流動の解析式とその特徴

単一滯水層に対する地下水流動解析の基本式は運動の式としてのダルシーの法則と連続の式を組み合わせたものである。

$$S_r \frac{\partial h_r}{\partial t} = \sum_s \frac{\partial}{\partial x_s} \left\{ k_r F_r \frac{\partial h_r}{\partial x_s} \right\} + W_r \quad (1)$$

ここに添字 r は1, 2次元場の区別, s は座標の区別で, $x_1 = x$, $x_2 = y$. すなわち, 準2次元場では $S_2 = S(x, y)$, $h_2 = h(x, y, t)$, $k_2 = k(x, y)$, $F_2 = F(x, y, t)$, 等々。

S は貯留係数, h は基準面からの水位高さ, k は透水係数, F は滯水層の厚さで, 不圧のとき不透水面の高さを q として $F = h - q$, 被圧のとき被圧境界面を f として $F = f - q$ である。 W は補給源(正)または排水源(負)で, 速度の元をもつ。

復層の滯水層に対しては平均化により式(1)型に単純化できるであろう。また Jacob の漏れ滯水層に対しては W が h の関数となる。

地下水流動の解析に当って, 第1に式(1)の水位 h を未知とすると, 他の S , k , F , W はすべて既知量でなければならないことは当然であるが, ししばしばこれらのパラメーターはきわめて把握困難であることを指摘せざるを得ない。最も確らしい量は揚水試験から求める滯水層定数 k , S であって, 次にボーリング等の地盤調査による F の推定は局部的で, 広がりを正確に把握することがむずかしい。極論するならば, 地下水位変動の解析にあっては, ほとんどのパラメーターが不確かであることを認識し, それらのうち信頼性の高いものを既知として取扱わざるを得ない。上述の基本式に対して, 初期条件・境界条件の設定はさらに困難である。このような問題を地下水解析は内蔵しているため, 一方では流域の水収支から巨視的に地下水流動を把握する方法もとられている。しかしこの方法においても種々のパラメーターの設定にはかなり勇気のいる推論が必要となっていることは否めない。このような問題の解決のためには, 地下水運動に影響する諸条件を調べるための現地調査を精力的に行なって, その把握に努めねばならない。しかし現地調査の手法としては, 地層構造を調べるためのボーリング, 物探, 電探, 滯水層定数を求める揚注水試験, 井戸水位観測, アイソトープなどトレーサー追跡による地下水流動調査, および踏査, 聞き込み調査など列举されるものの, かなりの労力を要するため, 十分な調査が行なえることはまれであるように思われる。この意味で, この分野に対する研究体制の確立が望まれるが, 同時に地下探査の技術開発の必要性も高いといわざるを得ない。

3. 地下水流動に影響する諸要因

実際の地下水流動はきわめて多様な条件下におかれているが, 要因を大別すると, (1) 河川・湖沼の存在を含んだ地形と地層構造からきまる地下水界の範囲, (2) 降水, 蒸発, 河川との相互作用などの水文学的条件, (3) 滯水層の分布, 地層構造, (4) 滯水層の地下水理学的諸定数とその分布, の4項目になる。

一方, 地下水流動を表現する量として, 地下水位, 流速, 賦存量, 流量, 河川水との相互が通常使われる。これらの量は互いに独立したものではなく, 関連を持つから, どれかを未知量として, 他は既知量として解析することが多くの研究に見られることになる。

4. 地下水解析のモデル

式(1)は単一滯水層の水位変動の基本式であり、3.の(1)、(2)により対象の領域設定と境界条件設定をして、(3)、(4)の諸条件をパラメータにとり入れて、地下水流動を水位変動で解析しようという一つのモデルである。一方、ある地区に対する水収支の基本となる考え方は次式で与えられる。

$$\frac{dS^*}{dt} = R(t) - D(t) \quad (2)$$

ここに、 $R(t)$ 、 $D(t)$ はそれぞれその地区に対するかん養量と流出量であり、 dS^*/dt はその地区の貯留量変化を表わす。式(2)は賦存量という意味でもある貯留量を流域の水収支の面から明確にしようというモデルである。式(1)と式(2)を対比して、各左辺が対応し、式(1)の W が式(2)の $(R - D)$ に対応し、地区内の変動を表わす式(1)の右辺第1項を式(2)の巨視的モデルでは考慮しない関係にあり、式(2)は連続式である。空間的・時間的スケールの違いのため、両者間の換算は行ない難く、解析対象が違っているというべきである。

5. 地下水位変動の観測

琵琶湖西岸の安曇川地区における水位変動の観測値は図-1のようで、測点の湖岸からの距離は表-1に示してある。表-1はその他の湖周辺も含めて、地下水位変動の振幅と湖岸からの距離、湖面と降雨の時間的変化に対する地下水位変動の時間的遅れを示したものである。

これによると、(1)地下水位は降雨変動に対しては0~4日の時間的遅れを示し、湖面変動に対しては先行して変化している。(2)湖岸より内陸に入ると水位変動の振幅は減少するけれども、ある距離より上流になると逆に地下水位変動は増大する。地下

Table 1 Relations of the groundwater level against the water level of the Biwa and the rainfall

Observation point	Amplitude of the groundwater level (m)	Distance from the lakeside (m)	Time lag against		
			W.L. of the Biwa (day)	rainfall (day)	
The Aso	Fujie	1.19	850	-2~0	1
	Yokoe	0.76	1750	-3~-1	0~1
	Aoyanagi	0.72	3000	-1~2	1~3
	Nishiyurugi	0.90	3550	0~2	1~3
	Tanaka	1.24	4350	0~4	2~4
The Ane	Gion	0.81	325	-3~-1	0~1
	Jūri	0.75	2100	-3~0	0~1
	Shinsho	0.58	3000	-1~0	1~2
	Kumōden	0.46	4200	-3~-1	0~1
The Echii	Kōsaki	0.96	1150	-3~-1	0~1
	Kaminishikawa	0.54	2050	-2~0	1~2
	Kaneda	0.51	3350	-2~0	1~2
	Norada	0.65	5250	-2~0	1~2
The Hino	Maki	1.08	900	-2~0	1~2
	Konishi	0.85	1650	-2~0	1~2
	Terauchi	2.80	3100	-2~0	1~2
	Higashi	0.74	4750	-2~0	1~2
Kusatsu	Anamura	0.56	2250	-2~0	1~2
	Komaizawa	0.78	3350	-2~0	1~2
	Reisenji	1.30	4550	-2~0	1~2

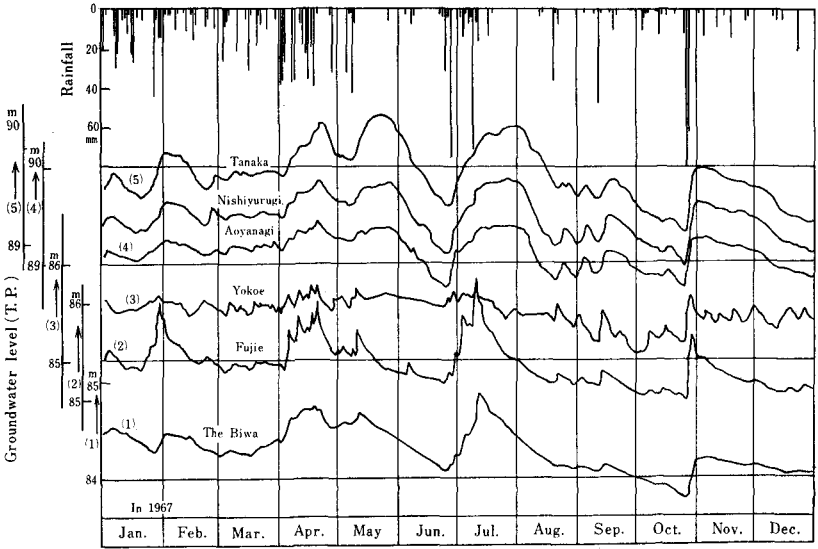


図-1 降雨、湖水位と地下水位の関係

水位は湖面よりも高く、上流から流下している。(8) (2)に述べた“ある距離”は2〜3.5 Kmである。

高須輪中についても同様な整理を行なうと表-2のような関係を得た。この地区は平坦で、河川水位の影響が大きく、(1) 地下水位は河川水位、降水量のどちら

Table 2 Relations of the groundwater level against the river water level and the rainfall

Observation point	Amplitude of the groundwater level (m)	Distance from the river (m)	Time lag against		Month with		Influence of tide
			river W.L (day)	rainfall (day)	high W.L	low W.L	
Yasudashinden	1.00	148 (Ibi)	0~1	1~2	Apr.	Feb.	Yes.
Ibi No.1	1.19	15 (Ibi)	1~3	1~2	Apr.	Jan.	Yes.
Ibi No.2	0.26	117 (Ibi)	—	—	Oct.	Mar.	—
Ibi No.3	0.44	426 (Ibi)	—	—	Aug.	Mar.	—
Nakae	1.18	1500 (Ibi) 2000 (Nagara)	0~3	0~1	Jun.	Apr.	a little
Ishigame	1.07	2500 (Ibi) 1100 (Nagara)	0~2	1~2	Sep.	Feb.	a little
Nagara No.3	1.03	917 (Nagara)	0~2	0~1	Sep.	Feb.	a little
Nagara No.2	0.60	328 (Nagara)	—	1~2	Sep.	Feb.	—
Nagara No.1	0.60	76 (Nagara)	—	1~2	Sep.	Feb.	—
Furukojima	0.96	45 (Nagara)	0~2	0~1	Apr.	Mar.	a little

らに対しても時間的に遅れて変動している。(2) 河川から離れるに従って地下水位変動量は減少し、かつ地下水位も低下する。(8) 内陸部においては地下水位は河川水位より降水とか地表水などの影響を受け易い、などの特徴がある。すなわち、高須輪中のように河川に挟まれた、平坦な、小流域の地下水位変動は降雨や河川水位変動に追従して生じるのに対して、琵琶湖周辺では降雨量変動により地下水位が変動し、つぎに下流境界条件としての湖水位が変動するという対照的な傾向を示し、これは地形・地下水系の特徴を端的に表わしているといえよう。

6. 地下水位変動の解析(基本的水位変動計算)

5. に述べた琵琶湖周辺の地下水位変動は上流から下流へと現象が進行していて、丁度大きな井戸が周辺から集水して井戸水位が昇降しているさまを思わせる。このような地下水位変動は解析し得ても、3. に述べた要因を最も確らしく推論する際に誤差の介入があって、なかなか真の把握は困難である。すなわち、諸要因の影響度は比較的不明な現状である。そこで、ここでは小流域を考え、諸要因のうちから数ケを選んで、それらの影響度を調べるために若干の数値計算した結果を述べよう。要因としては地盤の流れの場の相違、滯水層定数の変化、水理境界条件の相違、降雨量などを取り上げた。

(1) 対象と基本式

対象は不圧地下水として、領域は一方に平行に流れている準一次元場と扇状地のような放射状場の2種類を考える。基本式は式(1)から次式で与えられる。計算は階差式解法により行なう。

準一次元場：

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k(h-g) \frac{\partial h}{\partial z} \right\} + W \quad (3)$$

放射状場：

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[kr(h-g) \frac{\partial h}{\partial r} \right] + W$$

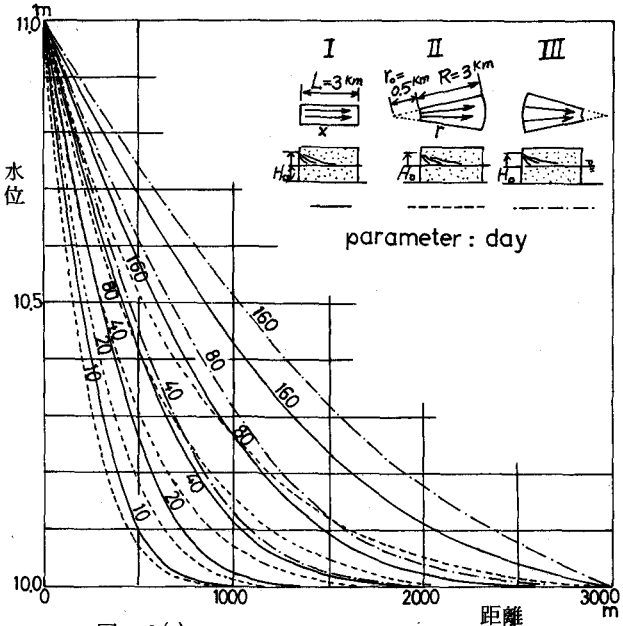


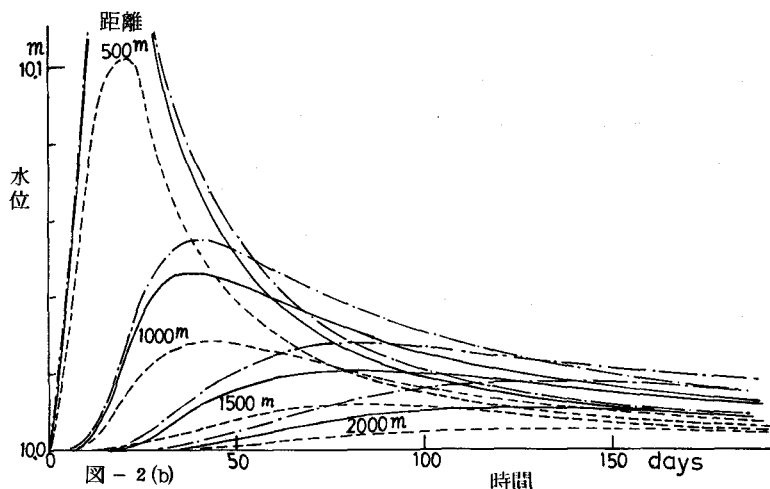
図-2(a)

(4)

(2) 諸条件の設定

貯留係数は $S = 0.2$ の定数とし、 $q(x) = 0$ 、 $h - q \div H_0 = 10 \text{ m}$ 高透水層で $k = 100 \text{ m/day}$ 、低透水層で $k = 10 \text{ m/day}$ とする。

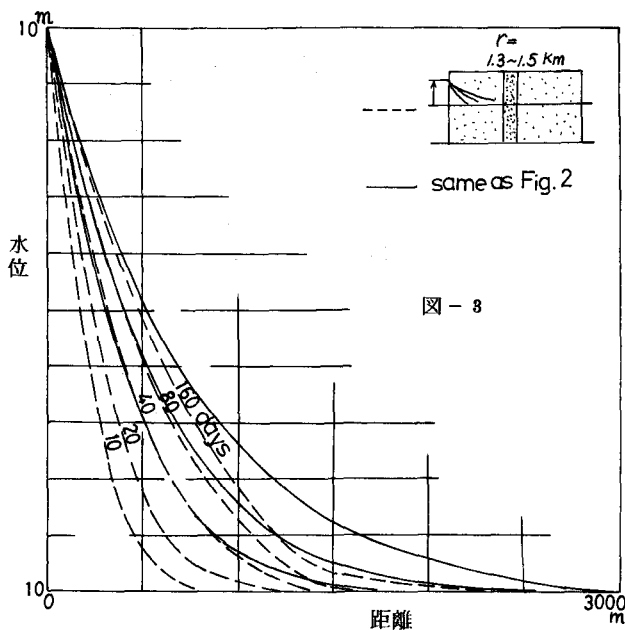
放射状領域は図-2(a)のような 3 Km の範囲、準一次元の場合も 3 Km の範囲とする。また補給源 W は降雨を考える以外は $W = 0$ とする。



(3) 流れの場の相違が地下水位変動に与える影響

高透水層のみの領域 8 種類に対して、 $x = 0$ における水位条件としてステップ急上昇 1 m を与え、 $x = 3 \text{ Km}$ あるいは $r = 3 \text{ Km}$ で初期水位 $H_0 = 10 \text{ m}$ のままとしたときの地下水面形変化を示すのが図-2(a)である。一方、ステップ変化 1 m を 10 日 持続して以降 0 に戻したときの水位変化は図-2(b)のようである。

図-2(a)から、領域Ⅱ、Ⅰ、Ⅲの順に水位変動振幅が小さくなり、Ⅲの場合が最も速く、大きく変動が伝播することがわかる。一方、図-2(b)によれば、 1 Km におけるピーク水位を比較しても明らかに、ピーク水位時の時間にずれはほとんどなく、時間的遅れは領域の相違による差が認められない。すなわち境界の水位変動による水位変化の伝播の時間的遅れは距離によりきまる。また水位変動の振幅は扇の曲率半径の大きさに評価されよう。

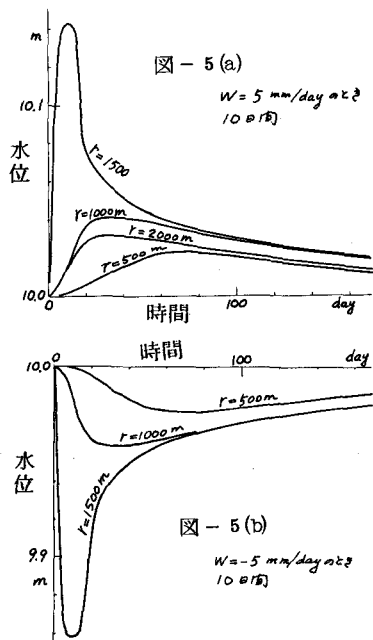
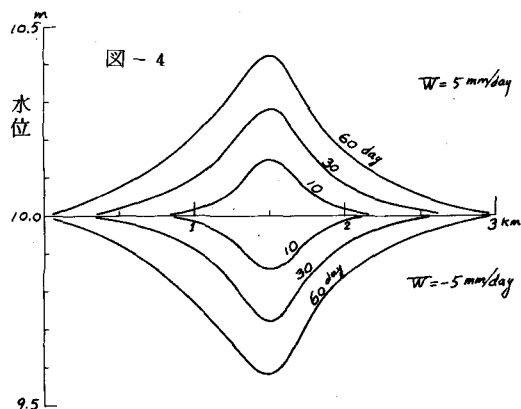


(4) 滞水層定数の場所的变化の影響

流れの場は領域Ⅱを対象として、 $r = 1300 \sim 1500 \text{ mm}$ の 200 m の区間に低透水層を入れた場合の水水面変化を図-3に示した。定常時の水面形に対するイメージから考えて、 $r = 0 \sim 1300 \text{ m}$ の範囲の水水位変化が大きくなると予想されたが図示のように逆に小さくなって、定常時の水面形から予想される傾向が非定常水面形にはあまり敏感に現われないようである。

(5) 降雨の影響

領域Ⅱの流れ場を対象として、 $r = 1250 \sim 1550 \text{ m}$ の 300 m の範囲に $W = \pm 5 \text{ mm/day}$ の補給源を与えたときの地下水面の昇降は図-4のようで、 5 mm/day くらいの降雨でも地下水位がかなり上昇し得



ることがわかる。このことはさきに述べた実際の地下水位変動が降雨変動に支配的に影響されているということに対応している。図-5は $W = \pm 5 \text{ mm/day}$ を10日間だけ与えたときの水位変化である。

(6) 境界水理条件としての水位制御の相違

先述の(8), (4)のように境界水位にステップ上昇を与える場

合に対して、流量が急変して、ある一定流量だけ流入したときの水面変化を計算したのが図-6である。この場合の一定流量は図-2(a)に示した実線の定常時の流量 Q を用いている。この定流量により1490日後に境界水位は70 cm弱の上昇をしている(破線)。つぎに、この水面を初期条件として流量をさきの2倍の Q を流入させると、さらに上昇する。図-7は上述の定流量を50日間だけ継続したときの水位変化である。これらの図から、流量急増による水面形変化は流域全体の水位をゆっくり、平行に押し上げるようになり、先行する流れがあるときにはないときに比較して変動幅が小さめであるが、時間的遅れも小さくなる傾向にあることが認められる。この相違は初期水流の影響ともみなされる。このような傾向は表-1に示した安曇川・姉川の両流域(流れの強いところ)と愛知川・日野川などの流域(流れの弱いところ)の時間的遅れの相違に現われているようにみえる。

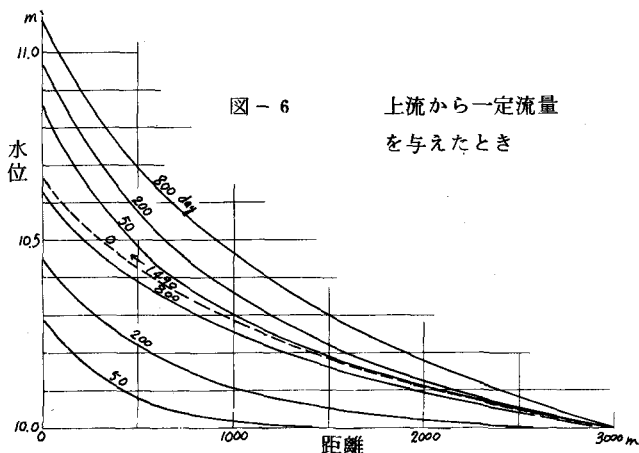
(7) まとめ

本節では、流れの場の違い、滞水層定数の違い、降雨等の影響、境界水理条件としての制御方式の違い、などの地下水位変動に及ぼす効果を水位変動の伝播の仕方と比較しつつ、既往の観測地下水位変動の特徴を考察した。

今後、ここに述べたような基本的な地下水位変動のパターンを整理してゆくことによって、各地の水位変動のモデル化の精度を上げてゆきたいと思う。

7. あとがき

本文では地下水位変動を主として対



象に選び、その解析上の問題点に未知量がきわめて多いことを指摘し、二、三の諸要因が水位変動に及ぼす影響を考えてみた。数々の不確定な要因の組み合わせの条件下で水位変動が計算されるため、解の信頼性に疑問が持たれたからである。

しかし、この手法は完成に至るにはかなりの労力が要るようである。

参考文献

- 1) 稲田 裕・赤井浩一
宇野尚雄：琵琶湖周辺の地質・地下水調査，土木学会誌，Vol. 52，
No. 4，pp. 24～30（1967）
- 2) 宇野尚雄：観測結果からみた地下水位変動のパターン，岐阜大学工学部研究報告，No. 21，
pp. 23～32（1971）
- 3) 宇野尚雄・鈴木輝男：地下水位変動に影響する諸条件，第8回土質工学研究発表会講演集，
pp. 5～8（1972）
- 4) 宇野尚雄：現地場水試験における水位低下のパターン，岐阜大学工学部研究報告，No. 24
pp. 13～23（1974）

