

琵琶湖周辺の地質・地下水調査について

赤井 浩一・宇野 尚雄

ON THE SUBSOIL AND THE GROUND-WATER INVESTIGATIONS SURROUNDING THE LAKE BIWA

By *Koichi* AKAI and *Takao* UNO

Synopsis

In this paper, a series of geological and hydraulic investigations on the ground-water problems in the inland region around the Lake Biwa derived from the new developing planning for utilizing the water resources of the lake are described. The water-table depression in the inland accompanied with the variation in the water level of the lake which may be expected as low as 3m varies somewhat widely due to the characters of the ground-water flow and the sedimentation condition of soil strata in each directions. The results of investigation can be estimated as 3~5km from the shore in the eastern side of the lake, while it is as far as about 2km in the western side.

1. 序

近畿圏における水資源の保全と開発に関連して、琵琶湖のもつ役割はますます大きくなってきている。その一つとして、琵琶湖に貯水池としての機能をもたせようとする場合、湖水位を現在より高水位に制御しなければならなくなり、周辺湖岸地域の排水を不良ならしめ悪影響が生ずる。そこで洪水に先立ってあらかじめ湖水位を十分低下させておき、洪水流出分を安全に貯留しようとする、いわゆる琵琶湖締切りダムが計画されるに至った。

しかし待ちうけた洪水がない場合は、一時的にせよ湖水位低下のため、周辺の地下水は若干低下する可能性が生じる。このような悪条件のもとでは、周辺の地下水利用者に重大な影響を及ぼす危険性が予想される。すなわち各家庭における井戸水の枯渇、工業用水、漁場、観光施設など各種構造物に与える影響、また乾田化は可能となるが灌漑用水量の増大にもなる施設改善の必要など種々の問題が生じるであろう。したがって計画にあたっては、湖水面の低下にもなると発生する諸現象を適確に予測し、その対策を立てておくことが必要である。

ある地域における地下水の様相がその地域の地盤構成、すなわち地形や地質に大いに支配されることはいうまでもない。したがって上述した問題に対しては、琵琶湖周辺の地層についてかなり詳細な調査を必要とし、とくに地下水の流通を支配する諸性質について明確な資料を得ねばならない。このさい最終的な調査規模は琵琶湖周辺全体であるが、とくに沖積平野のひらけている米作農業地帯や人口稠密な湖岸の町村部を主体として調査することにした。

調査の方法は次のようである。

(1) 現地踏査および現地調査

湖周域全体を踏査し、ボーリングや揚水試験から得られる地質構造と地下水の特性の把握に努める。さら

にこれら定量的調査のほか、現地の地下水の実態を知るため聞き込み調査を行ない、解析に必要な資料の収集に当る。

(2) 地質構造調査

湖周辺の代表的な地区のボーリング、電気探査、水圧試験等の調査資料をもとにして、湖周辺各地の滞水層を中心とした地質構造調査のとりまとめを行なう。

(3) 地下水位変動調査

ボーリング孔、家庭井戸などを利用して現地における地下水位観測を実施するとともに、入手しうる湖周



Fig. 1 Soils around the Lake Biwa.

地下水位観測資料を利用し、湖水位と地下水位の関係を求めることにより、(2)の地質構造調査の資料をもとに、湖水位低下にともなう地下水位低下の程度とその影響範囲の推定を行なう。

(4) 地下水位維持調査

クリークに湛水することにより地下水位の上昇回復をはかる、いわゆるクリーク工法の基礎的実験として、室内での砂模型水理実験を行なう。さらに(2)の地質構造調査結果の資料としてのボーリング、水圧・揚水試験資料および(3)の地下水位変動調査の結果を利用して、湖周各地域に設けるべきクリークの規模、給水量等を検討し、またクリークを設けることによる地下水位の回復の程度を推定する。

なお調査地区と水系はつぎのようである (Fig. 1 参照)。

- A. 守山地区 (野州川)
- B. 中主地区 (日野川)
- C. 近江八幡地区 (日野川)
- D. 稲枝地区 (愛知川・宇曾川)
- E. 犬上川地区 (犬上川)
- F. 姉川地区 (姉川)
- G. 石田川地区 (石田川)
- H. 安曇川地区 (安曇川)

2. 琵琶湖周辺の土層の構成と地下水の流況

琵琶湖周辺平野の地勢は湖東側と湖西側とはかなり相違する。それは琵琶湖が湖西の斜面に沿って地盤が陥没した断層の上にてできていることによる。このような地盤構造を反映して湖に流入する河川は急なものが多い。これらの河川流出の特徴は季節の変動が非常に大きいことであって、春から初夏にかけての出水時の河川水位は高いが、日照りが続く盛夏には湖周辺の河川は一般に枯れてくる。このような河川付近の地下水位の年間変動はかなり大きい。

琵琶湖周辺の土層の構成を模式的にみると (Fig. 2), 縦断的には

古琵琶湖層群—洪積層—沖積層

となっている。古琵琶湖層群は基盤岩類の上部にあつて透水性は低い、不透水層とみなされるような粘土は少ない上層と優勢な粘土が発達している下層とからなっている。古琵琶湖層群の上位にある洪積層は別名段丘礫層ともよばれる透水性の最大の層であり、玉石まじりの砂礫が主となっている。洪積層の上部は粘土層が若干混在していて、とくに沖積層との境界には有機質の腐食物まじりの粘土層が非常に優勢に発達している。表層沖積層は砂質土と粘性土との入り混った複雑な成層を呈している。しかしその複雑な成層も概観すると、洪積層との境界に相当する腐食物まじりの厚い粘土層の上は砂礫層があり、湖岸から上流へ 1km から 3km ないし 4km 付近にかけて地表に現われる厚い粘土層がみられる。この沖積層の厚さはほぼ十数 m であつて、それより下部に粗粒の洪積層が存在する。

これらの地層の地下水の性状についてみると、沖積層の滞水層の地下水圧は一般に静水圧的であるが、洪積層の滞水層の水圧は地表面より約十数 cm 高くなっていて水は豊富である。沖積層でも、湖岸から上流へ 1km から 3km 付近の地域で、表層が比較的厚い粘土層で覆われているところでは、地下水はかなり被圧されている。この種の影響で湖周辺平野には多くの自噴地帯を構成することとなっている。

土層の構成を平面的に模式化すると

山地—扇状地—自然堤防地—三角州

となる。山地からの掃流土砂により平地への出口付近から扇状地を形づくる。扇状地の末端の推積過程における傾斜は地表の傾斜よりかなり急である。琵琶湖周辺の河川は急こう配なため扇状地はかなり大きくなっていて、平野部を経過することなく湖へ流入している。したがって扇状地の末端付近は小高く、自然堤防地

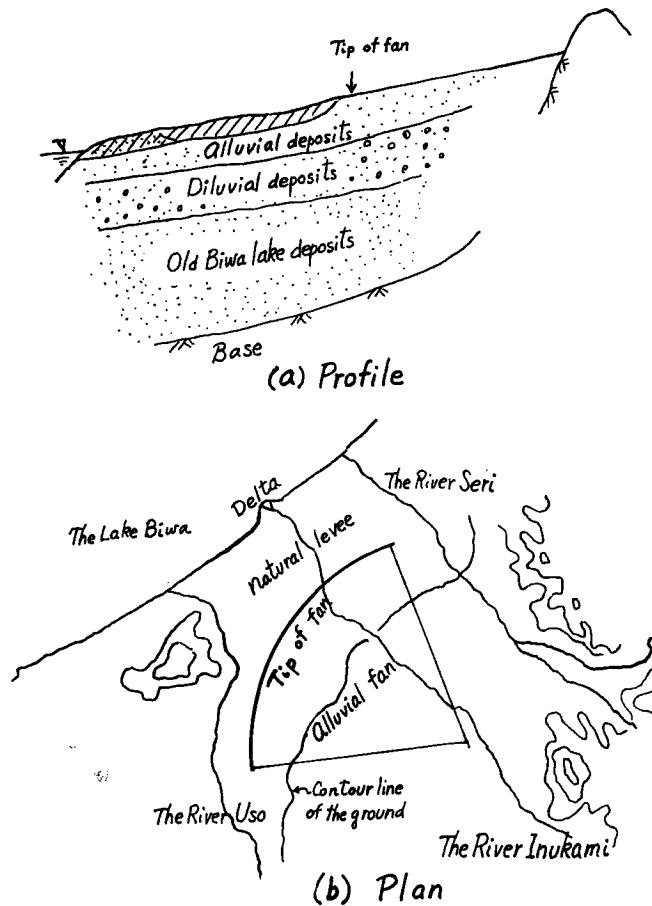


Fig. 2 A simplified profile of the ground around the Lake Biwa.

を形成し、湖に続く。その典型的な例を湖東の彦根の南方にある犬上川流域にみることができる。ここでは扇の半径約 6km、扇の弧の長さ約 6km に及び、扇状地の末端から湖岸線まで約 3km は自然堤防地となっている。山地から流出する地下水は扇状地を放射状に流下して扇状地の末端で比較的急傾斜をなして堆積した地層にあたる。地下水は下へ潜るか、迂回するか、地表へ自噴するかである。実際この末端付近ではかなりの地下水涵養のあることが期待され、地下水の浅層における自噴地帯となっていることが観測されている。そして扇状地末端から湖に至る自然堤防地を先に述べた土層構成の縦断的な模式図で考察すると、湖岸から上流へ 3km 付近の地域に存在する表層の比較的厚い被覆粘土層の分布が自然堤防地に対応することが理解される。このように考えてくると、扇状地末端付近の地下水位は上流からの地下水補給によって保たれ、ほぼ定水頭とみなすことができるであろう。後述するように、湖面変動に伴う周辺地下水の変動の計算にあたって、上流側の境界を湖岸から有限な距離にとって定水頭の条件を採用した一つの理由は、上のような土層の構成と地下水の流況の特殊性にある。

以上は琵琶湖周辺の土層の構成と地下水の流況を模式的に考察して、そこに共通する特徴について述べた。実際には各地区について種々の条件の変動があるので、そうした面について考察を払わねばならない。上述の湖東(犬上川流域)に対し、湖西の安曇川流域では地勢がきわめて急峻なため扇状地と三角州が重な

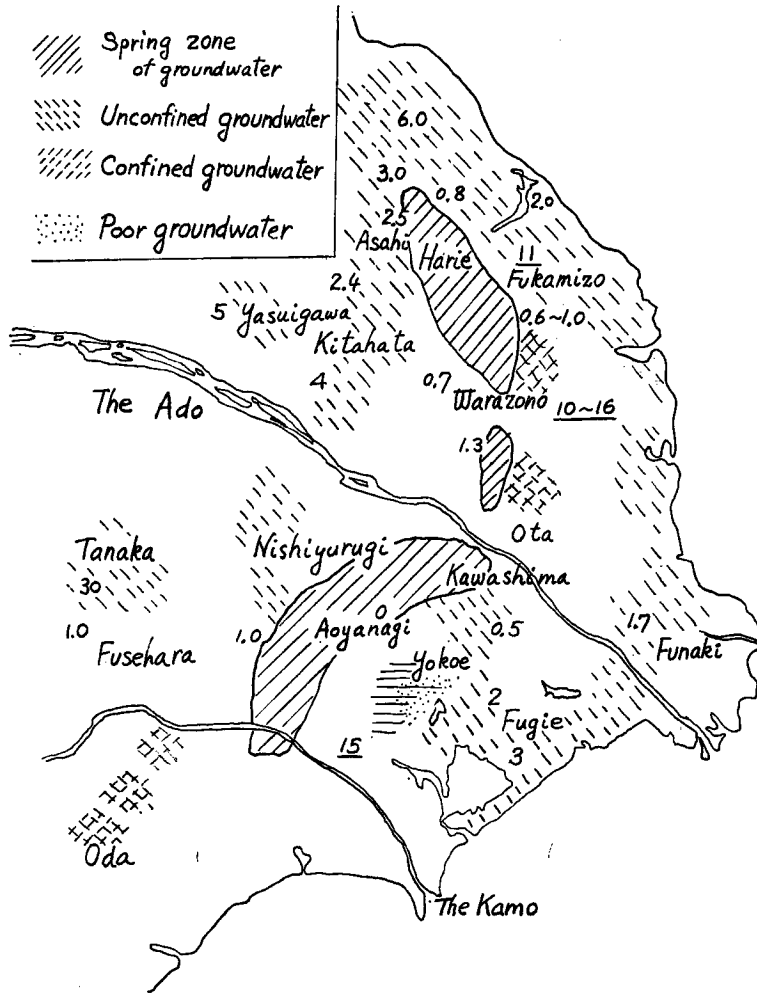


Fig. 3 Behaviors of the groundwater in the basin of the River Ado.

り合うような状況となっている。この三角州における沖積層は巨大な礫を含む砂層が支配的であり、地層の境界面の傾斜も急である。

このように湖東と湖西では地層の生成条件が大いに異なっているため、地下水の流況においてもいちじらしい相違がある。すなわち地下水流の傾斜は湖東の愛知川流域で1/750、平均1/500に過ぎないのに対して、湖西の石田川流域では実に1/150であって、地下水流の勢力は非常に大きい。またこの地区の特色は、湖岸近くで被圧地下水が容易に得られることである。Fig. 3に安曇川三角州地帯における浅層と深層の被圧地帯の分布を示すが、これらは地形上は地層および地下水面の傾斜が変化する扇状地の裾に相当する。すなわちFig. 3によれば扇状地の末端でかなりの地下水涵養のあることが期待され、これは湖西・湖東を問わず地下水の自噴地帯の分布とも一致している。したがって安曇川・石田川・犬上川のように多少とも扇状地が発達した地区では、後述の地下水理計算においてこの付近を上流境界として定水頭とおくことができるものと考えられる。これに反して姉川・愛知川・日野川・野川流域では、このような水理境界を考えるよりも、むしろ各河川による側面からの補給を想定した方が実情に近い場合が多い。

3. 滞水層定数の決定

地下水の流動を支配するものは地層の構成であるが、その数量的表現は滞水層定数をもって行なわれる。滞水層定数とは伝達係数 T と貯留係数 S の2つをいうが、被圧地下水にあつては前者は滞水層の透水係数 k と層厚 D との積($T=kD$)であり、後者は滞水層の圧縮率 σ と D との積($S=\sigma D$)である。一方不圧状態の地下水の場合には、滞水層の底面から地下水の自由水面までの初期高さを H 、滞水層の有効間げき率を β とすれば、 $T=kH$ および $S=\beta$ となる。すなわち伝達係数 T については被圧と不圧とで大差はないが、貯留係数 S は両者の間に大きい意義の相違がある。これは被圧地下水では揚水などによる水圧伝播が滞水層の

Table 1 Aquifer constants.

	Transmissibility coefficient T (cm ² /sec)	Storage coefficient S	Coefficient of permeability k (cm/sec)	Compressibility of the aquifer σ (cm ⁻¹)	Thickness of the aquifer H_0 (m)	Ratios k/S (cm/sec)/(cm ² /sec)	Ratios k/σ (cm ² /sec)
The Hino and The Yasu							
Maki (C)	7.32	2.96×10^{-3}	1.40×10^{-2}	5.65×10^{-6}	6.60	4.73	2.48×10^3
Ayame (U)	1.72×10	2.05×10^{-2}	1.49×10^{-2}	—	7.50	0.745	—
The Echi							
Yanagawa (U)	7.74×10	6.38×10^{-2}	5.53×10^{-2}	—	12.90	0.866	—
Shimonishikawa (C)	5.61	1.77×10^{-3}	1.27×10^{-2}	4.03×10^{-5}	6.20	7.18	3.17×10^3
Norada (U)	6.01×10	7.16×10^{-2}	2.62×10^{-2}	—	9.90	0.316	—
The Inukami							
Hassaka (U)	3.38×10	1.14×10^{-1}	2.92×10^{-2}	—	11.31	0.256	—
Oyabu (C)	1.07×10^2	2.40×10^{-2}	1.59×10^{-2}	3.53×10^{-5}	6.80	6.62	4.50×10^3
The Ane							
Kawamichi (U)	1.03×10	1.55×10^{-2}	7.63×10^{-3}	—	12.30	0.462	—
Yagihama (U)	8.86	1.20×10^{-2}	1.74×10^{-2}	—	7.30	1.45	—
The Ishida							
Imazu (C)	4.28×10	1.27×10^{-2}	3.37×10^{-2}	1.00×10^{-5}	11.90	2.65	3.37×10^3
Nukigawa (U)	2.80×10	2.32×10^{-2}	4.00×10^{-2}	—	9.80	1.73	—
The Ado							
Fujie (C)	5.17×10	2.32×10^{-2}	6.90×10^{-2}	3.10×10^{-5}	7.00	2.97	2.23×10^3
Warazono (U)	2.45×10^2	1.38×10^{-1}	3.60×10^{-1}	—	6.20	2.61	—
Yasuigawa (U)	5.40×10^2	9.48×10^{-2}	4.43×10^{-1}	—	16.70	4.67	—

圧縮性に支配されるのに対し、不圧地下水では貯留係数は揚水によって滞水層の単位容積中から排出される水量を示し、これが有効間げき率 β に等しくなる。

前述した各調査地区において揚水試験を実施し、滞水層定数を算出した結果を **Table 1** に総括した。揚水試験結果の解析は、Theis の非定常解および Thiem の定常解の両者により行なったものである。この表からも地層条件を反映して、湖西の安曇川地区はきわめて大きい滞水層定数を示すことが知られる。**Table 1** で得られる定数は滞水層の水平方向の特性を表わすものであるが、別途実施したボーリング孔を利用する水圧試験の結果によれば、鉛直方向の透水係数は水平方向のものよりも総じて1オーダー程度小さいことが判明した。

上記の揚水試験は概して沖積層堆積物としての滞水層の特性を把握するために行なわれたものであるが、湖水面の変動による影響を直接受ける表層地下水の挙動を調べることもまた必要不可欠であるといわねばならない。ここでは普光寺試験田（稲枝地区）と八坂湖岸（犬上川地区）での調査について述べよう。

(1) 普光寺試験田での表層定数の決定

普光寺試験田は農林省が土地改良事業の一端として設置した施設で、幅 63.5m、長さ 97.6m の長方形田圃の周囲に幅 1m、深さ 1.5m の水路を掘りめぐらして、その水路水位の調節を人為操作し、主として田圃内の地下水面の高さと減水深の関係を調べようとしたものである。

今回の観測では、水路水位の変化による水路より外側の地盤の表層地下水位変動について述べる。地盤は地表から約 1m までがローム質の表土であり、その下に約 1.5m 厚さの粘土層を有し、その下方はほぼ一様な砂層となっている。測定は水路に直角な測線上で、水路からそれぞれ 3m、5m および 10m の地点に浅い観測井を埋めた。この地点での地下水は、水路を起線として半無限に広がる次元流として解析することができる。すなわち Darcy の法則と連続条件を満足する水頭 h に関する微分方程式：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{kh}{\beta} \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = K \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \dots \dots \dots (1)$$

において、右辺の係数 $K = kh/\beta$ を定数とみなし、境界条件

$$h(0, t) = h_0 + A \sin \omega t \dots \dots \dots (2)$$

ここに h_0 : 初期水位, A : 変動振幅, ω : 角速度
を満足する式 (1) の解は、

$$h(x, t) = h_0 + A \exp\left(-x\sqrt{\frac{\omega}{2K}}\right) \sin\left(\omega t - x\sqrt{\frac{\omega}{2K}}\right) \dots \dots \dots (3)$$

で与えられ、つぎのような性質を有している。

- i) 波動振幅は $A \exp\left(-x\sqrt{\frac{\omega}{2K}}\right)$ に従って距離 x とともに減衰する。
- ii) 観測点での正弦波の位相に遅れ $x\sqrt{\frac{\omega}{2K}}$ が生じるが、これは時間に直すと $x\sqrt{\frac{1}{2K\omega}}$ となる。
- iii) 波動の伝播速度は $\sqrt{2K\omega}$ で与えられる。

これらの諸性質を利用して観測結果を解析することができる。試験田水路に振幅 $A = 18\text{cm}$ 、周期 3 時間 ($\omega = 2\pi \div (3 \times 60 \times 60) \text{sec}^{-1}$) の波動を与えた実験結果を **Fig. 4** に示す。**Fig. 4 (a)** は水路に与えた原波動であり、**Fig. 4 (b)** は水路からの距離による振幅減衰の様子、**Fig. 4 (c)** は位相の遅れを表わしている。**Fig. 4 (b)** より $K = 51.7 \text{cm}^2/\text{sec}$ 、また **Fig. 4 (c)** より $K = 54.8 \text{cm}^2/\text{sec}$ が求められ、この両者はかなりよい一致を示す。 $h = 75 \text{cm}$ として k/β を求めると $k/\beta = 0.65 \sim 0.68 \text{cm}/\text{sec}$ を得る。 k と β は分離できないで比としてだけ求めるので、個々の値は別途にいずれかを求めなければならない。ここでは従来の揚水試験から $\beta = 10^{-2} \sim 10^{-3}$ と仮定すると、水平方向透水係数 k_h は $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{cm}/\text{sec}$ の次数と考えられる。

(2) 八坂湖岸での表層定数の決定

犬上川左岸の八坂湖岸で揚水試験を実施すべく湖岸線に垂直に測線を設け、ここに観測井を数本設置して

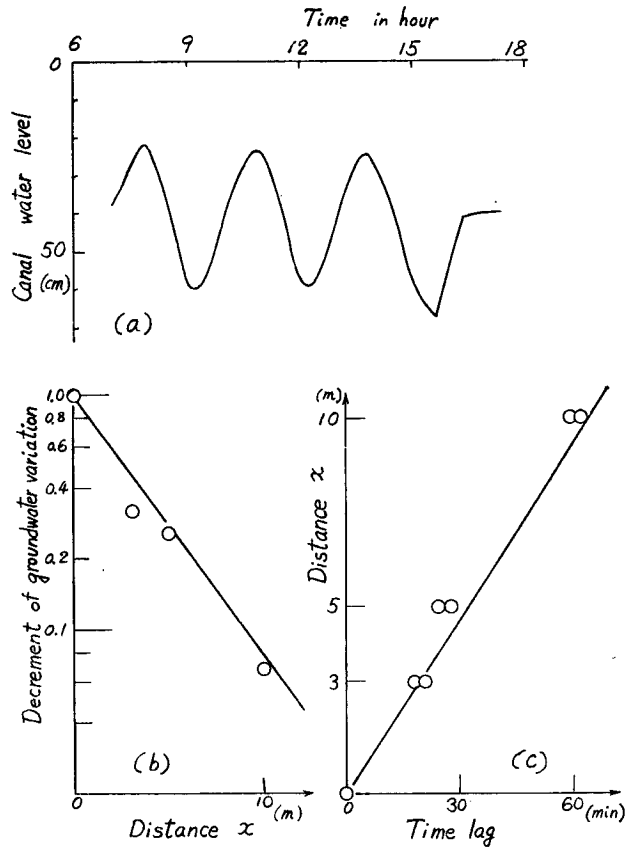


Fig. 4 Decrement of the amplitude and the time lag in the groundwater variation.

揚水による砂層の水位変化を観測中、水位降下がほぼ定常となったときに琵琶湖面に突風による高波が生じ、観測井内の表層水位に変動が生じた。そこでこの現象を利用して表層の滞水層定数を求めようとした。

地下水の運動の基本式としてさきの式(1)を用い、これを境界条件

$$\left. \begin{aligned} h(0, t) &= f(t) \quad (t > 0) \\ h(\infty, t) &= 0 \quad (t \geq 0) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

のもとに解くと次式が得られる。

$$h(x, t) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\xi^2} \cdot f\left(t - \frac{x^2}{4K\xi^2}\right) d\xi}{2\sqrt{Kt}} \dots\dots\dots (5)$$

とくに $f(t) = H = \text{const.}$ なるステップ変化をするときは、

$$\frac{h}{H} = \text{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{Kt}}\right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\xi^2} d\xi}{2\sqrt{Kt}} \dots\dots\dots (6)$$

また $f(t) = ct$ ($c: \text{const.}$) なる直線的水位変化をする場合は、式(5)に代入しても解が求まらないので、細分割して式(6)で計算することができる。

いま $x=0$ として湖岸から 11m の観測井をとり、この井戸の水位変化を $f(t)$ として、Fig. 5 の観測記録から $f(t)$ を $\Delta t = 20$ 分ごとのステップ変化で表わし、これを式(6)に用いると、

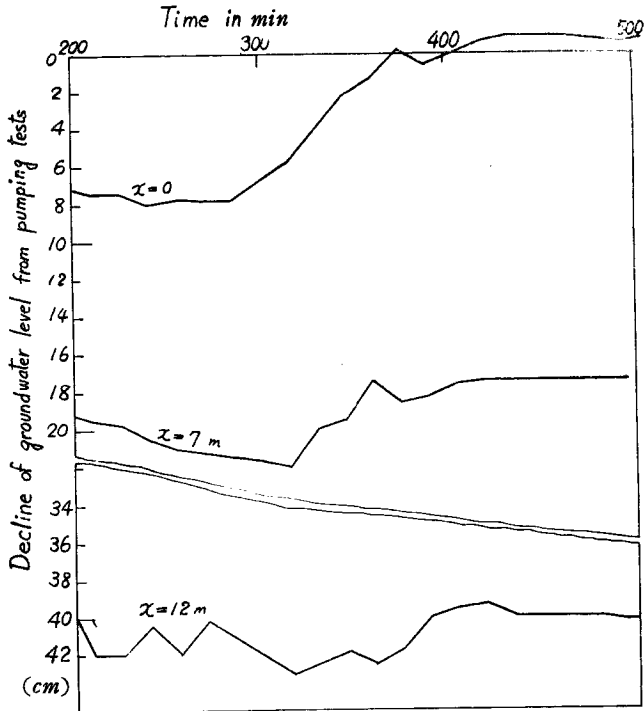


Fig. 5 The rise of groundwater level caused by the wind wave in the Lake Biwa.

$$h(x, t) = H_1 \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{Kt}} \right) + H_2 \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{K(t-4t)}} \right) + \dots + H_n \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{K(t-54t)}} \right) + \dots \quad (7)$$

となる。いま $K=60\text{cm}^2/\text{sec}$ と仮定して、 $4t=20$ 分ごとに湖岸から 18m, 23m の距離にある観測井の水位を計算した結果は、18m の観測井での観測水位変動幅 4.5cm に対し計算値 4.7cm となり、また 23m の観測水位変動幅 3.5cm に対し計算値 3.2cm となって両者はかなりの一致をみた。したがって八坂湖岸での滞水層定数 K はほぼ $60\text{cm}^2/\text{sec}$ とみなすことができる。この地域の表層は、さきの普光寺試験田と違って均質な砂層で構成されているが、定数 K だけについていえば砂質土でも粘土質土でも同じ次数であり、しかも **Table 1** で求めた深い滞水層のものよりかなり小さいといえることができる。

4. 湖面変動による周辺地下水の挙動

(1) 概 説

湖水面の変動に応じて周辺内陸の地下水位がどのような挙動をとるかという対応関係を調べるには、何よりもまず既往の観測記録が有用となるであろう。しかしこの場合、内陸の地下水は単に琵琶湖の水面のみに支配されて水位変化をするのではなく、降雨、上流山地または河川からの伏流涵養、蒸発、流出、人為的取水などの影響を受けて、複雑に変動しているものと考えねばならない。たとえば **Fig. 6** に示したのは、愛知川沖積三角州の湖岸線に垂直な測線に沿った湖岸から 3.5km にわたる水位観測記録であるが、この図では湖水位変化に対応した関連性がみられず、周辺内陸の地下水位は湖岸から約 1km も入ると湖水位低下に何

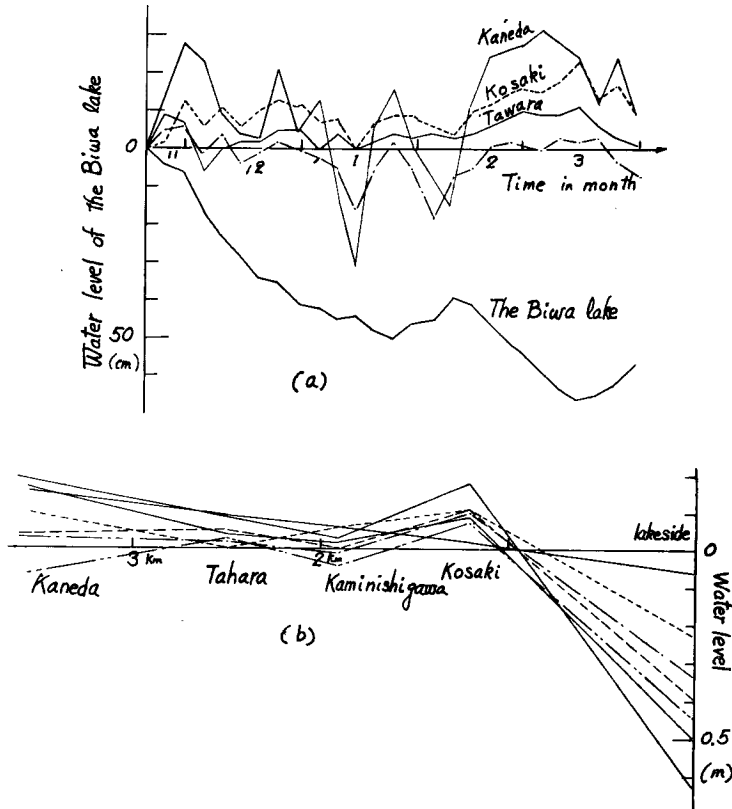


Fig. 6 Variation in the observed groundwater surface with the descend of the water level in the Lake.

ら無関係に変動していることが知られる。これはこの付近の地下水が愛知川の伏流によって側面から涵養されていたり、あるいは現存するクリークによって地下水位が高所に維持されているためと考えられる。

・(2) 地層構成からみた湖周辺地下水の動き

一般に地下水の性状は地層構成を抜きにしては論ぜられるべきものではない。そこで地層構成をあわせ述べながら、湖周辺地下水の動きを概観することにする。

湖西と湖東では、地質構造の相違からうかがうことができるように、地下水の性状もかなり異なるようである。すなわち湖西の地下水は、粗い砂礫層を主とするかなり急傾斜した地層内を割合速く琵琶湖へ流入しており、場所によっては今津(下)のように、かなり不透水性の表土層が湖岸付近を被覆して、湖岸に沿って小さい被圧地帯を形成している。ただ安曇川流域については、湖岸から1~2km付近の間に地下数十mの深さまで不透水性の地層があって、この区間の表層は不圧地下水となっており、2kmより上流山間部に至る5kmまでの地区は、粘土層のほとんどない状態の地層からなっている。このため上流地域(2~5km)では地下水面こう配はゆるやかではあるが、粗い地質のため水流の勢いはかなり激しいようである。そして安曇川では、湖岸から1.5km付近に地下水面の傾斜が最急な地域の生じていることが家庭井戸水位の調査から判明しているが、この湖岸から1.5km付近というのは常に地下水位の高い地帯であって、これは下流部に現われる粘土層の地質構成に起因するものと想像される。

さらに興味深いことに、この地域での湖水位と地下水位の変動の対応を調べてみると、湖水位の低下にも

かかわらず地下水位の方は逆に上昇する傾向も現われている。この原因はあまり明らかでないが湖水位低下に伴う地下水流出の増大によって、地下水面が下流側へ押し出されることによるものではないかということも考えられる。

このように湖西の沖積地帯は、概して地下水が豊富である。たとえば安曇川の針江（湖岸から 2km 上流の地点）においては、地下 1m の地層から清浄な湧水が多量に得られ、池を作ったり、また浅層からの掘抜井戸もある。石田川流域でも、湖岸から数百mの田畑で自噴してくる生水（ショウズ）を得ている。

一方湖東では地形はゆるやかであり、地質もあまり粗いものはみられないが、地層構成はかなり複雑である。このため地下水の性状も一貫した傾向がない点が多い。

姉川流域では、右岸北側と左岸南側とでかなり地質、地下水の様子が違っている。支川高時川の影響下にある流域は、湖岸付近は浅い滞水層（厚さ数mないし 10m 内外の層）内の溜まり水的な地下水であるが、上流ではシルトや粘土のような粘性土が主成分となって、地下水はあまり豊富でない。ただ湖岸近辺は地表面が割合低いため、相対的に地下水位は高い。姉川左岸約 1~2km の範囲は、右岸北部と同様に比較的細粒土の地質であるが、長浜平野部に至る地域はほとんど砂礫層よりなっている。この流域一帯の被圧地下水の分布は、長浜北の測線に沿って深度 40~60m の層から得られており、かなり広く分布している。しかし北部右岸地帯では、田川を境いに南側は姉川南部流域と似ており、北側ほど地下水の流量が少なくはないようである。長浜平野部で、地層が砂礫であるのにかなりの被圧井戸がみられるのは、石田川流域など湖西にみられた状態に似ており、地形や地下水面形がかなり急傾斜している点に起因するものと思われる。

つぎに犬上川流域と愛知川流域に共通した点は、地表下十数mの深さの厚い被圧層がかなりの範囲に分布していることである。犬上川流域では湖岸から 1~4km に、愛知川流域では 1~5km に、それぞれ厚さ 10m 以上の表土層をもつ被圧地層が存在している。しかしこの両河川の間には、宇曾川と湖岸の荒神山の存在が境界となって、両者の間に少し相違がみられる。

すなわち犬上川が典型的な扇状地平野をつくり、その扇の末端付近を結ぶ地帯に沿って地下水位が高く、湖水位の昇降に伴う水位変動の計算に当ててここが上流側の境界条件を決める一つの重要な点であると思われる。これに反し愛知川流域の稲枝地区では、被圧地帯が湖岸からの距離にして 1~5km まで及んでいるのに、浅層は透水性の低い地層が厚く、地表水の動きと直結していないようである。この地区の被圧井戸も深く、80m 深さのものが多く。

したがって、犬上川流域は上流からの地下水の補給量の多少が重要な要素となるが、愛知川流域稲枝地区では宇曾川と愛知川の側面からの地下水補給を受けることになるので、これらの詳細な検討が必要である。しかしながら現状では、いずれの地区でも滞水層と考えられる地下十数m深さの砂層は薄いため、さらに二次元的広がりを考慮しつつ、それらの大勢を推察することができる。すなわち犬上川流域では、湖岸から約 2km 付近の地帯が扇状地の末端に相当し、地下水の変動も少なく、この地帯がいわゆる影響圏の終端と考えられる。一方稲枝地区では、このような一つの区切りを示すものが見当たらないが、最大の影響圏は湖岸から 5~6km 程度であろうと考えられる。

近江八幡地区は日野川流域に属し、第一に浅層の被圧井戸が少ないこと、第二に粘土、シルト、細砂などの細粒土が主であること、第三に比較的小規模な面積で地下水が豊富とはいえないことなどが特徴である。この地区では、連続した不透水層は湖岸付近で十数mの厚さから、湖岸から距離 3km 付近では表層に現われるものとなっており、この 3km 地点の上流側と下流側とでは、おのずから地下水の性格が違ってきている。すなわち上流側は日野川などの伏流水の影響を大きく受けるが、湖岸側の地下水は迂回してくる地下水や湖水により維持補給されているものと思われる。

野州川流域は面積がかなり大きく、中主地区、守山地区一帯がこの河川の影響を受けている。中主地区は近江八幡地区の地層構成に似ているが、守山地区は湖岸付近がかなりの表層被覆層からできており、中主の湖岸付近地下水は不圧であるが、守山地区は被圧地下水の形となっている。

以上は琵琶湖周辺の地下 20m 以浅の地下水の様子を述べたものであるが、さらに深い洪積層内の地下水

の状況は、水圧試験の結果によると、水圧はそれほど大きくない模様である。一般に湖周辺の浅層地下水は静水圧分布をしているが、洪積層の水圧は水頭にして十数 cm 程度大きいことが観測されている。ただし犬上川地区では、この被圧度はかなり大きいようである。

(3) 電子計算機による地下水水位変動の計算

これまでに述べてきたように、湖周辺の地下水の挙動は各地域の地勢、地層の構成の特殊性と密接な関連性をもっていることが判明した。そこで上流の境界条件はTable 2 に示すように、水位一定、流量一定および溜まり水という3種類の条件を用いて、電子計算機により地下水水位の変動計算を行なった。すなわち滞水層定数はTable 1 に示す値を用い、地盤条件としての滞水層の諸元はボーリングより得られた地層図にも

Table 2 Conditions at the upstream boundary.

Site	Case	Conditions at the upstream boundary	Δx (m)	Δt (day)
Moriyama	1	Constant water level	200	1.0
Chuzu	2	Zero rate of discharge	200	2.5
Omihachiman	3	Zero rate of discharge	200	1.0
Inae	4	Constant water level	200	0.5
The Inukami	5-1	Constant water level	400	0.5
"	5-2	Constant rate of discharge	400	0.5
The Ane	6	Zero rate of discharge	200	5.0
The Ishida	7	Constant water level	200	1.5
The Ado	8-1	Constant water level	200	1.5
"	8-2	Constant rate of discharge	200	1.5

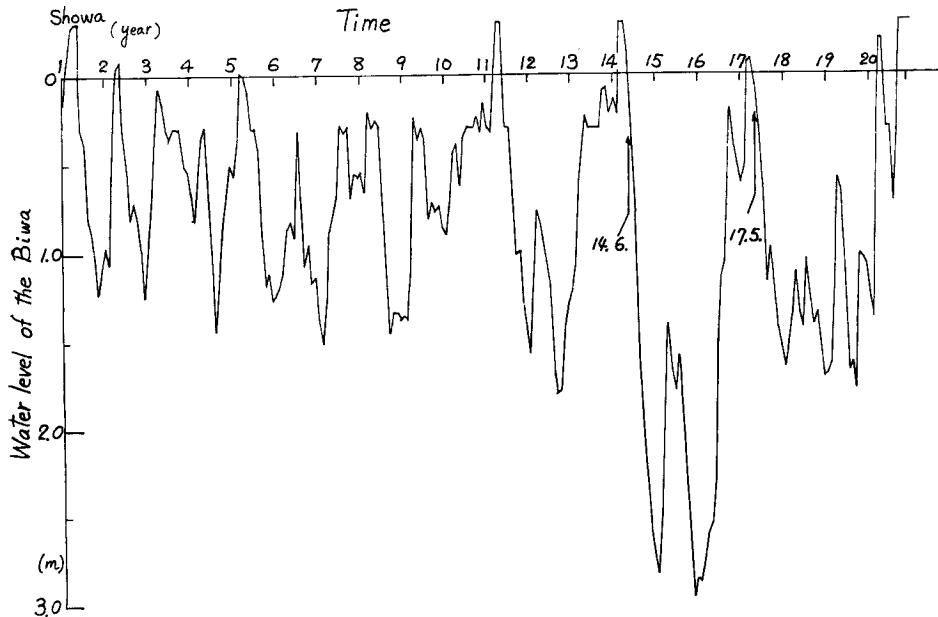


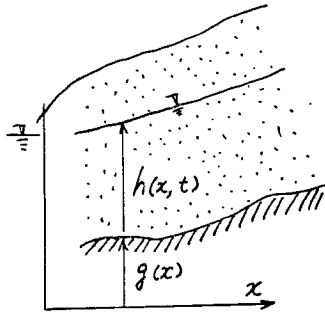
Fig. 7 Variations in the water level of the Lake Biwa.

とづいて決定した。与えるべき湖水位変動は昭和元年からの既往の水位記録を計算しなおした計画水位変動であって、本計算に用いたのはその中で最低水位を示す昭和14年6月始めから昭和17年5月末までの3か年間にわたっている (Fig. 7)。

さて計算しようとする滞水層が不圧地下水であるか被圧地下水であるかにより計算式を変えなければならない。つぎにそれぞれの解析方法を述べる。

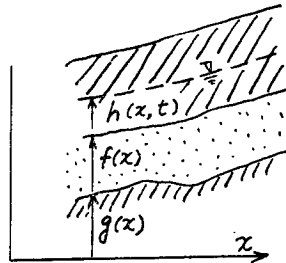
i) 不圧地下水の計算式

自由水面の標高を $h(x, t)$ 、不透水底面の標高を $g(x)$ 、地盤の透水係数を k 、有効間げき率を β 、 k と β は距離の関数として、Darcy の法則と連続の式からつぎの基本方程式を得る (Fig. 8(a))。



(a) Unconfined aquifer

Fig. 8 Representation of the aquifer conditions.



(b) Confined aquifer

$$\frac{\partial h(x, t)}{\partial t} = K(x) \cdot \{h(x, t) - g(x)\} \cdot \frac{\partial^2 h(x, t)}{\partial x^2} + K(x) \cdot \frac{\partial h(x, t)}{\partial x} \cdot \left\{ \frac{\partial h(x, t)}{\partial x} - \frac{\partial g(x)}{\partial x} \right\} + \frac{\partial K(x)}{\partial x} \cdot \{h(x, t) - g(x)\} \cdot \frac{\partial h(x, t)}{\partial x} \dots \dots \dots (8)$$

ここに $K(x) = k/\beta$

式 (8) をつぎに示す記号を用いて階差式にすると式 (9) を得る。

- 記号 $h_i^j = h(x_i, t_j) = h((\Delta x) \times i, (\Delta t) \times j)$
- $K_i = K(x_i) = K((\Delta x) \times i)$
- $f_i = f(x_i) = f((\Delta x) \times i)$
- $g_i = g(x_i) = g((\Delta x) \times i)$

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial h(x, t)}{\partial t} \right]_i^j &= \frac{K_i}{(\Delta x)^2} \cdot \left[(h_i^j - g_i) (h_{i+1}^j - 2h_i^j + h_{i-1}^j) \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{4} (h_{i+1}^j - h_{i-1}^j) \{ (h_{i+1}^j - h_{i-1}^j) - (g_{i+1} - g_{i-1}) \} \right] \\ &\quad + \frac{1}{4(\Delta x)^2} (K_{i+1} - K_{i-1}) (h_{i+1}^j - h_{i-1}^j) (h_i^j - g_i) \dots\dots\dots(9) \end{aligned}$$

ii) 被圧地下水の計算式

被圧地下水圧面の標高を $h(x, t)$, 被圧滞水層の上部境界面の標高を $f(x)$, 下部境界面の標高を $g(x)$ とする。また滞水層の透水係数を $k(x)$, 滞水層の圧縮率を $\sigma(x)$ として, Darcy の法則と連続の式とから次の基本式を得る (Fig. 8(b))。

$$\frac{\partial h(x, t)}{\partial t} = K'(x) \cdot \frac{\partial^2 h(x, t)}{\partial x^2} + \frac{K'(x)}{f(x) - g(x)} \cdot \left\{ \frac{\partial f(x)}{\partial x} - \frac{\partial g(x)}{\partial x} \right\} \cdot \frac{\partial h(x, t)}{\partial x}$$

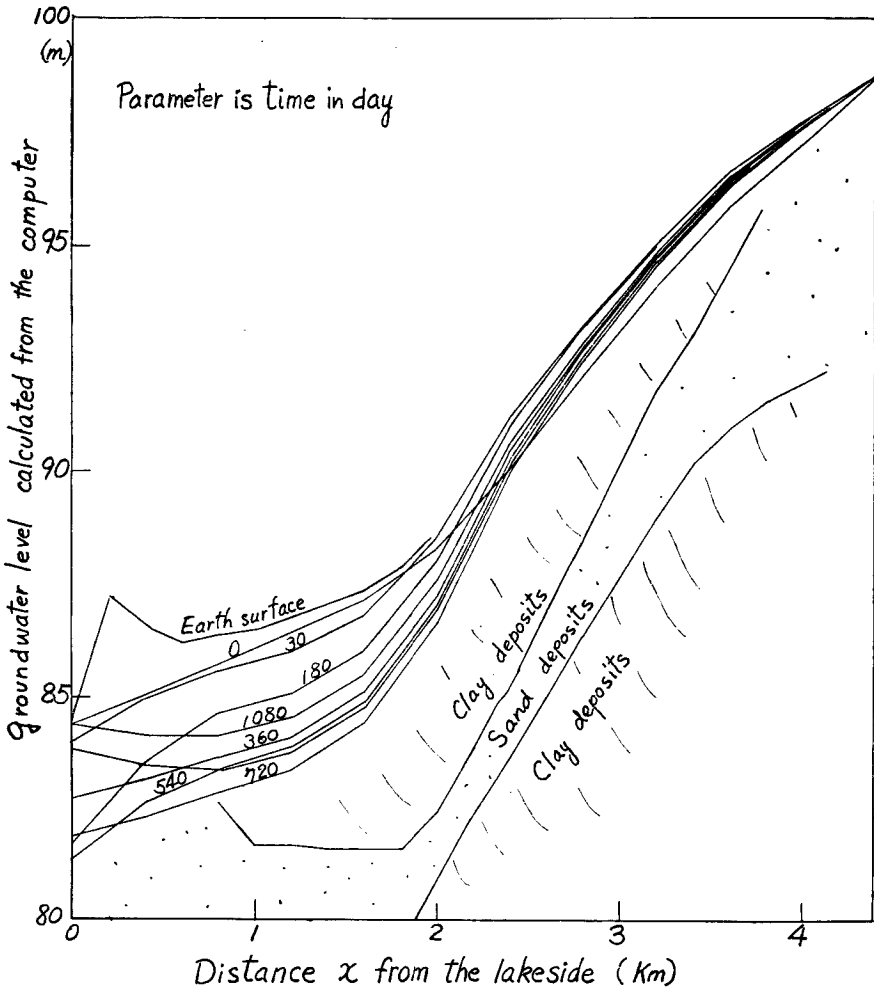


Fig. 9 A computed result of the decline of groundwater level at the basin of the River Inukami.

$$+ \frac{\partial K'(x)}{\partial x} \cdot \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} \dots\dots\dots(10)$$

ここに $K'(x) = k/\sigma$

さきの記号を用いて式 (10) を階差式にすると、

$$\left[\frac{\partial h(x,t)}{\partial t} \right]_i^j = \frac{K'}{(\Delta x)^2} \cdot \left[(h_{i+1}^j - 2h_i^j + h_{i-1}^j) + \frac{h_{i+1}^j - h_{i-1}^j}{4(f_i - g_i)} \right. \\ \left. \times \{ (f_{i+1} - f_{i-1}) - (g_{i+1} - g_{i-1}) \} \right] + \frac{1}{4(\Delta x)^2} (K'_{i+1} - K'_{i-1})(h_{i+1}^j - h_{i-1}^j) \dots\dots\dots(11)$$

さて式 (9) と式 (11) の左辺の差分のとり方は

Euler 法 : $h_i^{j+1} = h_i^j + \Delta t \cdot \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right]_i^j \dots\dots\dots(12)$

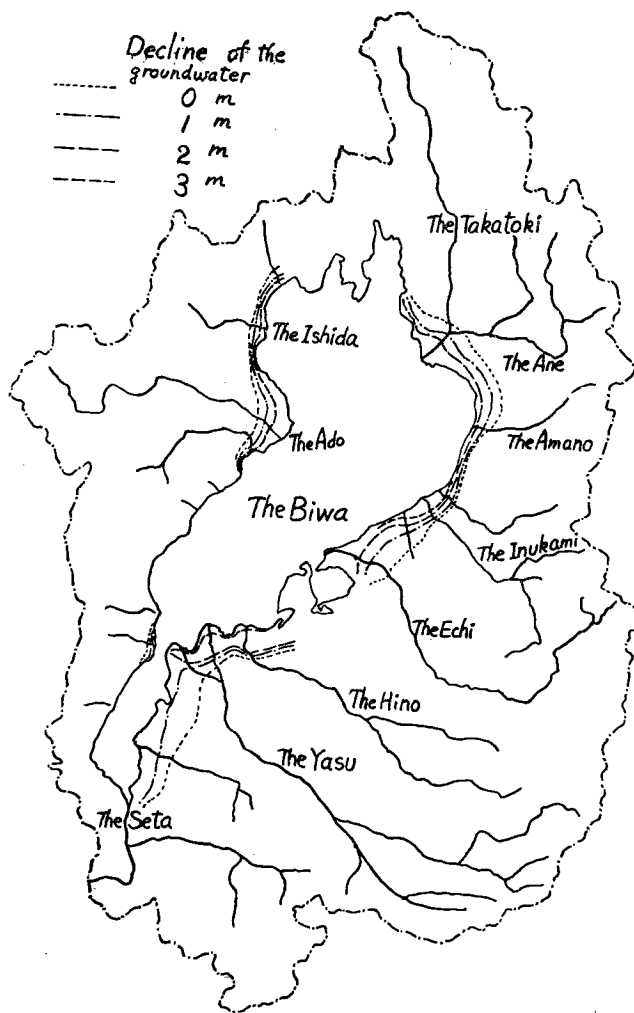


Fig. 10 Decline of the groundwater level.

$$\text{台形公式: } h_i^{j+1} = h_i^j + \frac{\Delta t}{2} \left\{ \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right]_i^j + \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right]_i^{j+1} \right\} \dots\dots\dots(13)$$

の2つを併用するフィードバックを入れた計算回路によって計算を行なった。また上流境界条件としての水位一定は $h(x_N, t) = h(x_N, 0) = \text{const.}$ として与えられ、流量一定の条件は

$$q = -k \frac{\partial h}{\partial x} (h - g) = \text{const}$$

により与えられ、そして溜まり水の条件は

$$h_{N+1}^j = h_{N-1}^j$$

により与えられた。

電子計算機による計算結果の一例を Fig. 9 に示した。さきに述べた地層の構成と地下水の挙動の特性を考慮に入れて、湖水位低下にともなう周辺地下水位の低下量の分布が等低下水位線として Fig. 10 に示されている。これより結論として次のことがわかる。

- 1) いわゆる影響圏は、湖岸から高々 3~5 km の程度である。
- 2) 近江八幡・中主地区では、湖岸近くで地下水位の低下がかなり大きい。
- 3) 姉川・安曇川地区では、湖岸線に平行な等高線となる。
- 4) 犬上川地区では、湖岸近くで水位低下が大きく、約 2.5 km の地点で急に減少する。これは上流の境界条件がきいているものと考えられる。これに反して愛知川流域の稻枝地区では、等高線間隔はほぼ一様であり、河川からの伏流涵養をよく表現しているといえる。

5. む す び

本文ではびわ湖の水資源を十分活用しようとする開発計画にともなう周辺内陸地域の地下水問題について、おもに地質学的・地下水理学的考察を加えた。もとより湖水位変動に伴なう周辺地下水位の低下は、各地区での地下水流の性状や地層条件とも関連してかなりの相違がみられるが、湖東では平均して湖岸から 3~5 km 付近までの範囲が影響を受けること、また湖西ではその影響はせいぜい湖岸から 2 km の範囲にとどまることが予想される。被圧地下水地帯について問題となる表層の透水性についても検討した結果、波動伝播に関する定数はより深層のものよりかなり小さいことが判明した。

本文で概説した調査項目の中、地下水位維持調査については別の機会に報告したいと考えている。

本調査は建設省近畿地方建設局から財団法人防災研究協会への委託により実施されたものであり、同琵琶湖工事事務所前所長稲田裕氏ならびに現所長金屋敷忠儀氏はじめ多くの方々から多大の便宜をいただいた。また現地調査や室内実験に当っては、本学工学部学生西村伊久夫、山内勇喜男、磯浦克敏の諸君の助力を受けた。ともに付記して深甚の謝意を表するものである。

参 考 文 献

- 1) 松尾新一郎編：琵琶湖周辺の土質・地質・地下水の性状に関する研究，琵琶湖総合開発協議会，昭和37年3月および同別冊，昭和37年11月。
- 2) 赤井浩一，宇野尚雄：琵琶湖岸稻枝地区土層調査報告書，近畿地方建設局琵琶湖工事事務所・財団法人防災研究協会，昭和39年12月および昭和40年3月。
- 3) 赤井浩一，宇野尚雄：琵琶湖岸土層調査報告書，近畿地方建設局琵琶湖工事事務所・財団法人防災研究協会，昭和41年3月。
- 4) 野満隆治，山下馨：井戸理論の一進展（第2報），地球物理，7巻1号，pp.21—40（1943）。
- 5) 赤井浩一，宇野尚雄：自由水面をもつ地下水の揚水試験に対する考察，土と基礎，Vol.11, No.7, pp.15—19（1964）。