

扇状地地下水の平面的挙動

——田川流域の地下水に関する研究（3）——

岡 太 郎・角 屋 睦

DIGITAL SIMULATION ON GROUNDWATER FLOW IN A WIDE ALLUVIAL FAN

——Studies on Groundwater in the Basin of the River Ta (3)——

By *Taro OKA* and *Mutsumi KADOYA*

Synopsis

The purpose of this study is of possibility of simulating the daily fluctuations of groundwater table in a wide alluvial fan and the outflow from springs situated in the fan by a mathematical model using a digital computer.

The alluvial fan bounded by the Rivers Ane, Takatoki and Ta and mountains was selected as a research basin. The River Kusano run within the fan is playing an important role on the behaviour of groundwater in the basin as an effluent river, but sometimes changes to dry river in summer to complicate the behaviour of groundwater. The mathematical model on the behaviour is based on the fundamental equation derived from the mass continuity equation and Darcy law for two dimensional transient flow.

The fundamental equation was solved numerically using the technique of finite difference by a digital computer to synthesize the groundwater table and outflow from springs for six months. The results obtained was good to simulate the behaviour of groundwater in the basin.

1. ま え が き

扇状地地下水の平面的挙動解析の一般的手法を確立することは、水収支や内水の研究上重要であり、学問上興味ある問題であるが、地表水に比べ不確定要素が多く、なかなか容易ではない。われわれは滋賀県の姉川、高時川、草野川および田川の扇状地と目される田川流域を試験流域として、ここにいくつかの雨量計、水位計を配置して連続観測を続けるとともに、適宜地下水位の一斉調査を実施するなど、この種の問題に関する基礎研究を続けており、その一部の成果を2篇の報告書に取りまとめている。すなわち第1報¹⁾において、昭和42年度に実施した地下水位一斉調査の結果を整理するとともに、地下水挙動に関する若干の理論的考察を試みたが、地下水流動を定常として取り扱ったため、定性的な結論を得たにとどまった。ついで第2報²⁾において、とくに田川流域下流部の地下水挙動にかなりの影響をもつと思われた草野川右岸の湧泉帯よりの湧水量について非定常解析を試み、かなりの成果を得たが、局部的領域の解析にとどめたため、この理論の広域地下水の挙動解析への適応性に若干の疑問を残している。そこで、今回は対象領域を草野川をはさんで大きく広げ、広域地下水の平面的解析の手法を検討、提示しようとするものである。

2. 対象領域の概要

広域地下水の平面的挙動を検討しようとする領域は、Fig. 1 に示すように、草野川をはさんで、姉川、高時川、田川および周辺山地に囲まれた 22.40 km² の地域である。この地域は上述河川によって作られた複合扇状地とみられ、不透層である基盤岩類の位置は相当深い。地層状態は必ずしも判然としないが、表土を除く殆どが礫により構成され¹⁾、透水性は非常に大きいものと予想されている。Fig. 1 にみられるように、草野川によって形成された兩岸に広がる扇状地の末端部に湧泉帯が存在する。この湧泉帯よりの湧水量は豊富で、この地域の重要な用水源となっている。

姉川、高時川は一部天井川となっているが、少なくとも昭和41年以来、渇水期においても表面水が涸渇したことはない。この地域の北部の低位部を流れる排水河川である田川もあまり涸渇しない。ただ姉川の中流部に合流する草野川は一部天井川を形成し、山地部では常に相当量の表流水があるにもかかわらず、扇状地に達すると用水取水や伏流水の揚水利用など人為的要素もあって、右岸扇状地の扇頂部より下流でしばしば涸渇する。対象地域の地下水は、このような草野川の状態にかなり影響を受けているようである。

対象地域における山地部と平地部の境界は、地形こう配が急変することよりかなり判然としている。この地域の北部境界の一部を形成する山地の標高は約 350 m、東部境界となる七尾山の標高は 691 m、またこの地域の標高は 85~150 m の範囲にある。

対象地域には水田、畑地、林地、宅地が存在するが、地下水調査の観点よりすれば、地表のたん水の有無によって区別すれば十分であろう。Fig. 1 に水田域 (16.63 km²) とそれ以外の地域に大別してある。

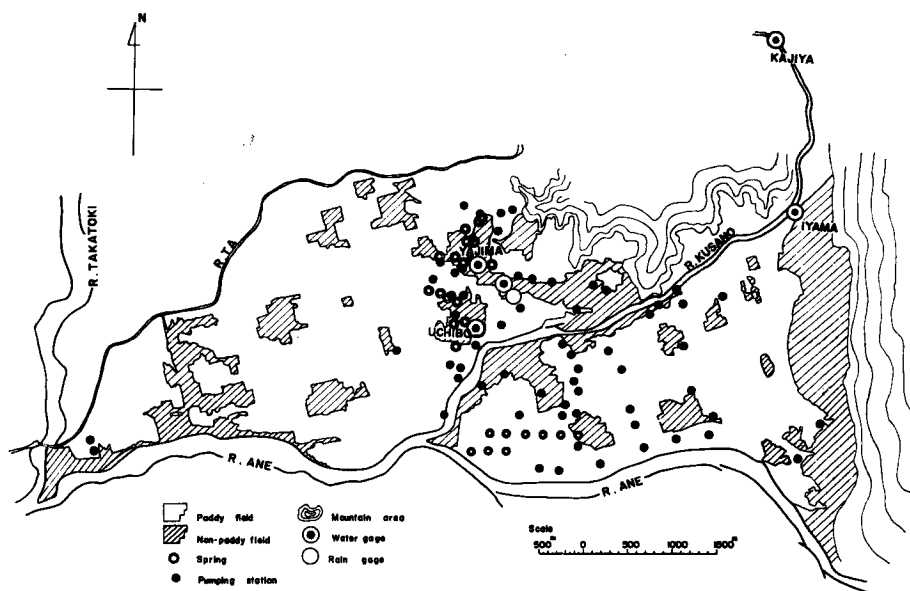


Fig. 1 Physiographical outline of the research basin.

3. 現地調査

a) 降水量

浅井町谷口地点 (前報¹⁾ Fig. 1, H 点) の降水量観測は昭和41年以来継続しているが、県所管の虎姫町 (前報¹⁾ Fig. 1, I 点) における降水量観測は昭和43年中頃より中止されたので、昭和44年5月浅井町内保浅井中学校 (Fig. 1 参照) に自記雨量計を設置した。しかし今回は谷口地点の雨量を利用する。(Fig. 4)

b) 草野川流量と用水取入量

草野川鍛冶屋地点での自記水位記録は昭和41年以来今日まで引続き得られている。これより下流で8箇所用水取入が行なわれているが、最下流取水点より下流での水位観測が困難なため、依然流量観測は実施されていない。ただ県の調査により、用水取入総量は飯山地点取水量の約2倍とされているので、飯山地点取水量の定時観測結果を用いて草野川よりの用水取入総量を推定する。草野川流量および飯山地点取水量は Fig. 4 に示されている。

c) 地下水位

昭和44年7月24, 25日、この地域の地下水位観測を行なった。調査地点は昭和42年度実施した地点と同じで、井戸および打込みパイプを含め34点である。この結果を Fig. 5 に示す。また草野川右岸扇状地の地下水位変化の連続記録を得るため、昭和44年4月浅井町内保浅井中学校内井戸に自記水位計を設置した。この記録を Fig. 4 に示す。

d) 湧水量

Fig. 1 にみられるように、草野川右岸扇状地末端部に主なものだけでも16個の湧泉が点在し、いずれも水路によって連結されている。このうち内保および八島の2個所で、昭和43年以来、自記水位記録が得られている。ただ八島については、昭和44年6月、観測の都合上水位計設置点が変更され、水位～流量曲線の整備不十分のため、流量精度が十分でない。なお7月24日の湧水量調査の結果は、八島地区合計 $0.187 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、内保地区合計 $0.324 \text{ m}^3/\text{sec}$ となっている。

草野川左岸扇状地末端部の湧泉は、右岸のそれらとは異なって小河川状に連り、河床より湧出しているのでその数は明確でないが、主なものは6個程度とみられる。この湧泉群よりの湧水量は、水路内に姉川よりの取り入れ水、カンガイ余剰水が混入するので、とくに降雨時のそれは把握しがたい。このため湧水量についての連続記録は得られていないが、7月25日の調査では全湧水量 $0.285 \text{ m}^3/\text{s}$ を得ている。

e) 揚水試験

昭和43年8月、草野川右岸の2個所で揚水試験を行なったが、この結果得た透水層定数は、最終的に理論解析に用いた値とは大きな差があった。そこであらためて昭和44年7月25日草野川右岸内保地区および左岸西主計地区で未使用の井戸を各3個を選び平衡法による揚水試験を行なった。不透層の位置が不明であり、したがって透水層厚が不明であるので、後述の解析の都合を考慮して、前回同様、透水係数 K と weighted mean depth H_0 をあわせて次式により推定する方法を採用した。

$$KH_0 = \frac{2.3Q_w \log\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{2\pi(h_2 - h_1)} \dots\dots\dots (1)$$

ただし Q_w : 揚水量, h : 井戸より距離 r の点の水位

草野川右岸内保地区での揚水試験の結果では $KH_0 = 0.036 \text{ m}^2/\text{hr} = 0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ の値を得た。これは $H_0 = 10 \text{ m}$ と想定すると $K = 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{sec}$ となり、ボーリング資料より判断して過小値を示しているように思われる。草野川左岸西主計地区での揚水試験の結果では $KH_0 = 61 \text{ m}^2/\text{hr} = 170 \text{ cm}^2/\text{sec}$ の値を得た。これは $H_0 = 10 \text{ m}$ を想定すると $K = 0.17 \text{ cm}^2/\text{sec}$ となり、オーダー的にはボーリング資料から十分予想する値となっている。

f) 揚水機分布調査

調査地域には多数の揚水機場があり、これらによる揚水によってこの地域の地下水流況がかなりの影響を受けることは、前報の結果よりしても明白である。そこで今年度調査地域の全域にわたって位置および容量調査を行なった。その位置を Fig. 1 に示す。揚水機容量については多種多様であるが24時間稼動とした一台当りの平均揚水量を求めると $100 \text{ m}^3/\text{hr}$ となり、前報の対象地域内のそれと同じ値を示している。なお前報の解析で未解決とされた八島湧泉付近の小規模揚水機についての再調査の結果、八島湧泉群の上流部に容量 $1.6 \text{ m}^3/\text{min}$ 程度の揚水機場が16個分布していることが判明した。これら小規模揚水機は個人所有のもので全く不規則に運転されるため、その揚水量の把握はきわめて困難であるが、稼動時間を1日8時間と仮

定するとこれら16個の揚水機は容量 100 m³/hr の揚水機の約5個分に相当する。この解析では小規模な揚水機を容量 100 m³/hr のものに置換して計算に反映するようにした。

4. 理論的考察

今年度は姉川, 高時川, 田川および周辺の山地に囲まれた面積 22.4 km² の領域について地下水の平面解析を行ない, 広域扇状地地下水の挙動についての simulation の可能性を検討する。

4.1. 地下水流動の基礎式

前報同様, 鉛直方向の流速成分を考慮しない二次元流を考える。

a) 自由水面を有する地下水領域の基礎式

Dupuit-Forchheimer の仮定が成立するものとして次式を用いる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{KH_0}{\lambda} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) + \frac{\varepsilon}{\lambda} \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここに, t : 時間, x, y : 座標, K : 透水係数, λ : 有効間隙率, h : 基準面からの地下水高

H_0 : 透水層厚 (weighted mean depth), ε : 単位時間, 単位面積当りの補給量

ただしこの式は次の条件下で用いられる。

$$h_G - h > L \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここに, h_G : その地点の地表面の基準面からの高さ, L : 表土, 難透水性層の厚さ

b) 被圧地下水領域の基礎式

弾性説に漏水の影響を考慮した次式を用いる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T}{S} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) + \frac{\varepsilon}{S} \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここに, S : 包蔵係数, T : 流通率

ただしこの式は次の条件下で用いる。

$$h_G - h \leq L \quad \dots\dots\dots(5)$$

なおこの解析では草野川, 湧泉, 揚水, 上層からの水補給などの諸要素を考慮しなければならないので, 解析領域を Fig. 2 に示すような直線の近似し, その交点について数値的に解析する。

4.2. 境界条件

解析領域の境界となる姉川, 高時川, 田川は, 渇水期においても涸渇することはまず考えられないので,

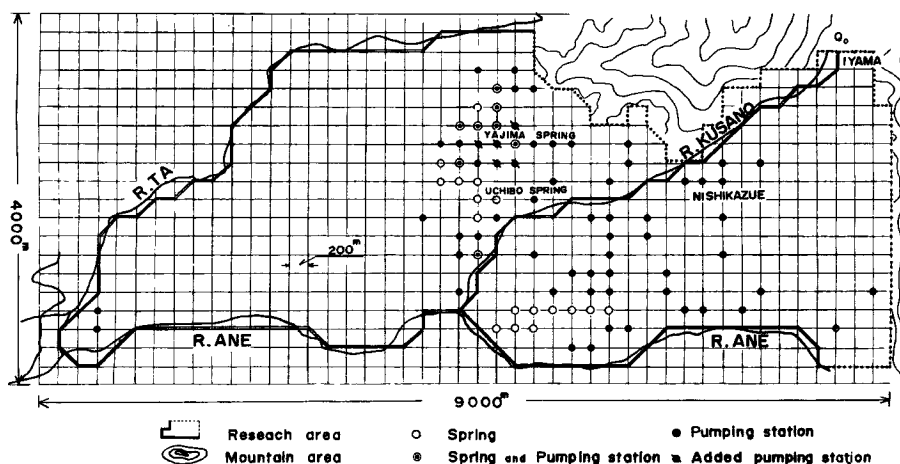


Fig. 2 Computational mesh for mathematical simulation.

この境界上の地下水位高として河床高を与える。

山地と平地の境界線については山地からの地下水浸入量を見捨てるものとし、次の条件を与える。

$$\frac{\partial h}{\partial m} = 0 \quad \dots\dots\dots (6)$$

ただし m : 山地に直角な成分

4.3. 計算上の内部条件

a) 草 野 川

草野川の表流水は右岸扇状地扇頂部より下流でよく潤渇するが、表流水の有無を次のようにして判定する。

まずこの解析領域の最上流部（飯山地点）における草野川流量 Q_0 を前述のように鍛冶屋地点の流量から飯山地点の取水量の2倍を差し引いて推定する。現実には用水取水は飯山地点より下流で行なわれているが、これらの取水口は表流水が潤渇する地点より相当上流にあるから、はじめから取水量を減じて計算上何ら不都合はない。各時点における草野川 N 点での流量 Q_N は、その時点における地下水位分布から草野川の浸出量（浸入量） q_n を計算し、次式により求める。

$$Q_N = Q_0 - \sum_{n=1}^{n=N} q_n \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここで $q_n > 0$ であれば q_n は n 点での浸出量、 $q_n < 0$ であれば浸入量となる。

むしろ $Q_N < 0$ の点より下流側の姉川との合流点までの区間は河床上に表流水がなく、地目を畑地としての地下水の計算が適用される。

b) 揚 水 量

カンガイ期間中平日の揚水機1台当りの揚水量は前述の調査結果より $100 \text{ m}^3/\text{hr}$ とし、降雨量が 10 mm/day 以上の日には揚水機は運転されないものとする。また八島部落の小規模揚水機は5個の $100 \text{ m}^3/\text{hr}$ の容量をもつ揚水機に置換しうるものとし、揚水機場はすべてその地域に相当する格子点上にあるものとする。

c) 透 水 層 定 数

揚水試験の結果 $KH_0 = 0.036 \text{ m}^2/\text{hr}$ および $61 \text{ m}^2/\text{hr}$ の値を得ているが、 $KH_0 = 0.036 \text{ m}^2/\text{hr}$ が極度に過小であることは前報よりも明らかであるので、計算には $KH_0 = 61 \text{ m}^2/\text{hr}$ を用いる。しかしこの結果もあり良くなく、最終的には $KH_0 = 225 \text{ m}^2/\text{hr}$ を用いた。他の定数は前報と同じく、 $\lambda = 0.2$, $S = 0.06$ である。

d) そ の 他

湧泉、水田、畑地からの水供給については前報と同じであるが要約すると次のようである。

i) たん水域よりの水供給 ε

$$\left. \begin{array}{l} h_G - h < L; \varepsilon = \frac{K_S(h_G - h)}{L} \\ h_G - h \geq L; \varepsilon = K_S \end{array} \right\} \quad \dots\dots\dots (8)$$

表層土の透水係数は前回用いた $K_S = 1 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ の他に $K_S = 5 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ の場合も検討した。表層土厚さ $L = 1.5 \text{ m}$ とする。

ii) 非たん水域よりの水供給 ε

$$\left. \begin{array}{l} h_G - h_t < L; \varepsilon = (h_t - s_t - h_t)\lambda_s \\ h_G - h_t \geq L; \varepsilon = 0 \end{array} \right\} \quad \dots\dots\dots (9)$$

表層土の有効間隙率 $\lambda_s = 0.05$ とする。

iii) A点における湧泉よりの湧水量 Q_{SP}

$$Q_{SP} = KH_0 \left(\frac{\partial h}{\partial x} \Big|_A \times W_y + \frac{\partial h}{\partial y} \Big|_A \times W_x \right) \quad \dots\dots\dots (10)$$

ここに W_x, W_y は湧泉の x, y 方向の巾であり、 $Q_{SP} \leq 0$ ならば湧泉としての機能はない。

4.4. 初 期 条 件

各格子点の初期値としては計算開始時の実測の地下水位を全領域について与えられれば望ましいが、実測

値を全領域について得ることは不可能であるので、計算開始時に近い状態の地下水位の実測値を内挿により求め各格子点に与えた。

4.5. 計 算

データとして Fig. 3 に示すように解析領域内のたん水域、非たん水域、湧泉、揚水機場の位置、境界の性質、河川の種類などを数字で表わした領域区分 (numerical map) や標高、草野川流量、降雨量、飯山地点での取入量あるいはその他の諸係数値を与え、境界条件を考慮して、(2)、(4) 式を数値的に解いていく。その手順は前報に示した flow chart とほぼ同じである。なお Fig. 3 には冬型と夏型の領域区分が示されているが冬季には揚水機場はその意味を失い、たん水域は非たん水域に地目変更になっている。

計算期間は昭和44年2月1日から8月31日までの6ヵ月としたが、4月5日頃水田にたん水が開始されるのでこの時期に計算に使用する numerical map を冬型か夏型へ変更した。したがって、たん水域、揚水の



(a) Summer

(b) Winter

Paddy field	Non-paddy field	
1	2	
3	4	Pumping station
5	6	Spring
7	8	Spring and pumping station
9	12	Boundary
10		R. ANE and R. TA
11		R. KUSANO

Fig. 3 Numerical maps for the research basin.

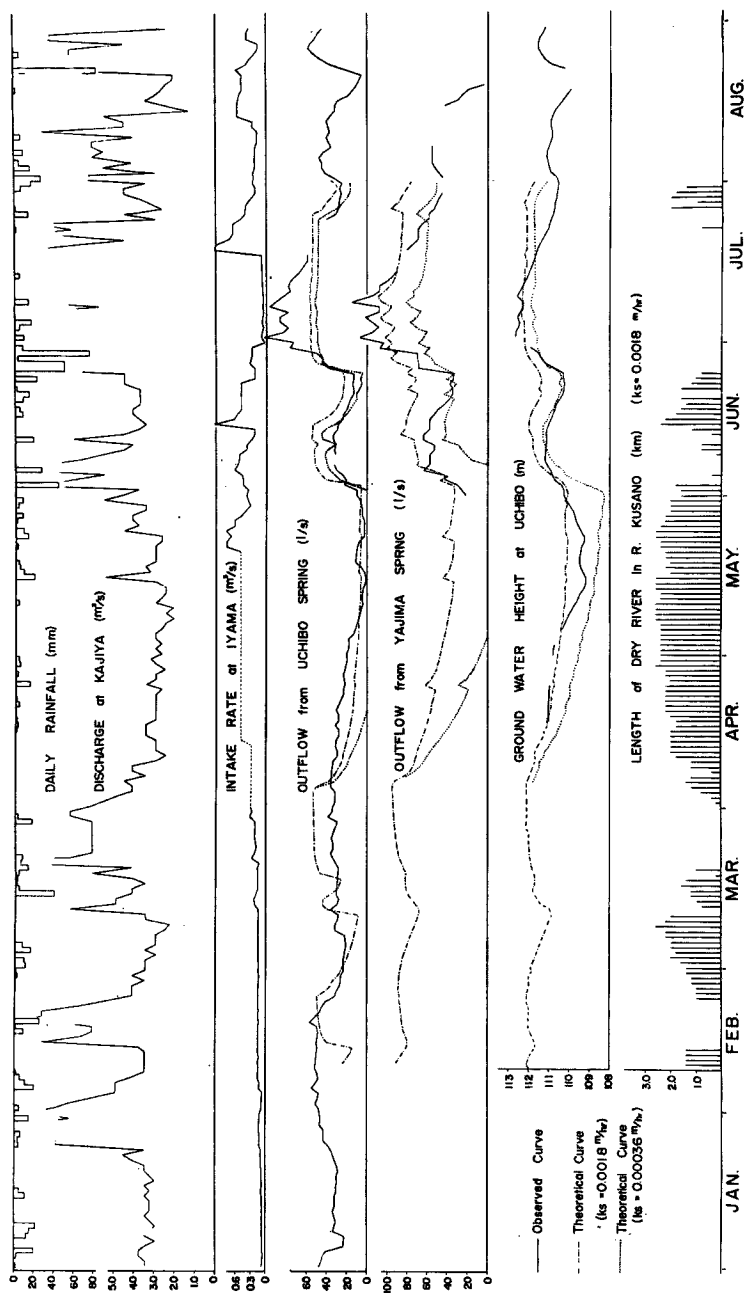


Fig. 4 Comparison between observed and calculated hydrographs for the outflow from springs and groundwater height.

影響は4月5日より考慮されている。なお初期値としては2月1日が豊水期に相当すると考えられるところから、昭和43年3月に測定した地下水分布¹⁾を使用した。計算領域は Fig. 2 に示すとおり 200 m の間隔の格子で区切られている。また時間増分は4時間に取って計算を行なった。

透水層定数 KH_0 の値として揚水試験で得られた値 ($KH_0=61 \text{ m}^2/\text{hr}$) を用いた結果は現象とあまり良く一致しなかった。そこでこの領域で最も顕著な現象と思われる、草野川の渇水時の表流水消失長さが実際現象とよく一致するような定数 KH_0 を試算により決定し、 $KH_0=225 \text{ m}^2/\text{hr}$ を得た。これは $H_0=10 \text{ m}$ と仮定すると $K=22.5 \text{ m/hr}=0.63 \text{ cm/s}$ となり、透水層の状態よりみてもとくに大きな値ではない。なお前報では $KH_0=200 \text{ m}^2/\text{hr}$ としたが、これを用いた計算結果では涸渇領域をやや短く評価するようである。

さて $KH_0=225 \text{ m}^2/\text{hr}$ とした結果は上層からの水供給の取り方、特にたん水域(水田)からの水供給をどの程度見込むかによって若干の差異はあるが、Fig. 4 に示すように実測値とよく対応している。なお Fig. 4 は表層土の透水係数 K_s を $K_s=5 \times 10^{-5} \text{ cm/s}=0.0018 \text{ m/hr}$ としたときの計算結果であるが、草野川では4～8月の渇水期に姉川との合流点から上流 2.6～3 km 地点で表流水が涸渇する実際現象を良く説明している。これに対し $K_s=1 \times 10^{-5} \text{ cm/s}=0.00036 \text{ m/hr}$ とした場合は涸渇長が 0.4 km 程度長い結果を出している。涸渇長についての連続観測を行なっておらず扇状地に入る手前での草野川流量の推定の精度の問題もあるので一概にいえないが、ここでは涸渇長の最大値を実際現象と一致するものをとることにした。

Fig. 4 に内保、八島湧泉よりの湧水量、および内保における地下水位について、 $K_s=0.0018 \text{ m/hr}$ 、 0.00036 m/hr の場合の計算結果が併示されている。Fig. 5 に $K_s=0.0018 \text{ m/hr}$ を用いた場合の地下水分布の計算結果が7月25日の調査結果と対比してある。

4.6. 計算結果の考察

以上の解析結果をまとめた Fig. 4, 5 をみると、全般的には前述のモデルによってこの地域の地下水挙動はかなりよく説明されているといえよう。むろん細部の点についてなお検討されるべき問題は少なくない。

まず現地試験によって決定されるべき透水層定数 KH_0 が試算的に修正された点であるが、これには地層の局地性がある。この領域では前報にも述べたように地層に関する資料がきわめて不十分であるが、現段階では、研究室において深層探査を行なうことができない。揚水試験を行なうにも限度があるので多くの地点について調べることは困難であるが、これについては次年度以降においてさらに検討したいと考えている。

次に解析結果と現地調査結果の対比を詳細にみると、まず Fig. 5 にみられるように、山地近傍の地下水

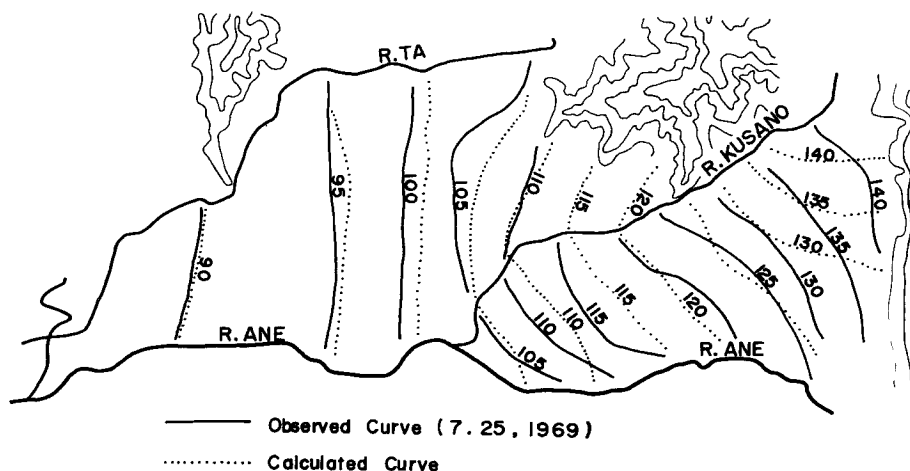


Fig. 5 Comparison between theoretical and observed contour lines of groundwater.

位分布の差に気付く。すなわち現地調査の結果では地下水位等高線が境界線に平行しているのに対し、計算結果では直交している。これは実際に山地よりの水供給があるに対し、計算上無視していることによるものである。山地部より平地部への地下水流動の問題は、現段階では量的把握がむづかしいが、今後の一つの問題である。

内保湧泉からの湧水量についての $K_s=0.0018$ m/hr を用いての計算結果は、全般的に実測値とよい対応をしているが7月上旬の豊水期のピーク湧水量に差が出ている。これは解析上河川水位の上昇を考慮していないこともあるが、むしろ水路内に現実には地表雨水がかなり流入していると予想されるにもかかわらず、記録修正のうまい方法がないので、これを修正していないためと思われる。八島湧泉よりの湧水量については、観測結果の精度もあって一概にいえないが、上層土よりの水供給が $K_s=0.0018$ m/hr をとると過剰気味、 $K_s=0.00036$ m/hr とすると過小気味となっている。このことは内保地点の井戸で観測された地下水位についても同じような傾向がみられる。しかし K_s の局地性を考慮しない限り、内保湧泉、八島湧泉、内保地下水位を総合的に判断して、 $K_s=0.0018$ m/hr を用いてよいように思われる。

以上のように若干の問題を残しているが、全般的な適合性よりみて広域扇状地の地下水の平面的挙動を説明する上で、ここに採用したモデルはかなり良好なものといえそうである。

5. 結 び

本報告では姉川、高時川、田川および山地にかまれた広域複合扇状地の地下水の平面的挙動を数学モデルを用いて simulate することを試みた結果について述べた。その結果、揚水などの人為的要素および境界条件のとりかた、透水層の諸定数など試算的に推定せざるを得なかった問題や、格子間隔のあらさからくる土地被覆の近似精度など問題を残しているが、このようにならかなり広い地域での、草野川、湧泉など複雑な要素を含む地下水の平面解析モデルとしてここに採用したモデルはかなりの適応性をもつものと考えられる。

最後にこれらの調査段階において、滋賀県長浜事務所土地改良課、滋賀県浅井町役場の方々、浅井町立浅井中学校の先生方および本研究所内水研究室の職員、学生の協力を得たことを記し謝意を表したい。

本研究では京都大学大型計算機センターの FACOM 230—60 を使用したこと、および昭和43、44年度科学研究費の一部を使用したことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 大橋行三・岡太郎・角屋陸・豊国永次・福島晟：田川流域の地下水概況—田川流域の地下水に関する研究(1)—，京都大学防災研究所年報，第12号B，昭44，3，pp. 381～390.
- 2) 岡太郎・角屋陸・豊国永次：湧水の挙動に関する研究—田川流域の地下水に関する研究(2)—，京都大学防災研究所年報，第12号B，昭44，3，pp. 391～399.