

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)—

大橋行三・岡 太郎・角屋 睦
豊国永次・福島 晟

GENERAL CHARACTER OF GROUNDWATER FLOW IN THE BASIN OF THE RIVER TA

—Studies on Groundwater in the Basin of the River Ta (1)—

By *Gyozo OHASHI, Taro OKA, Mutsumi KADOYA,*
Eiji TOYOKUNI and Akira FUKUSHIMA

Synopsis

A field survey of the groundwater table was carried out in the basin of the River Ta and its adjacent area situated in the north-eastern part of Lake Biwa in 1967. A result of the survey and its theoretical consideration are presented here.

The seasonal fluctuation of the ground water table in the basin surrounded by the Rivers Ta, Takatoki, Ane and Kusano was observed to be fairly small. This phenomenon is attributed that the families of spring situated near the River Kusano in the basin hold on almost constant in water table in spite of the changeability in outflow and restrain the fluctuation of groundwater table in the basin.

A theoretical consideration was performed by using the equation of the groundwater flow of steady state. But the consideration was not so much in quantity as in general character, because the state was not steady.

1. ま え が き

京都大学では、昭和41年度以来全学関連研究者を総合してびわ湖流域水文観測特別事業に着手している。この特別事業では国際水文観測10ヶ年計画 (I. H. D.) における研究課題のいくつかを研究対象としているが、本報告はその一環として、びわ湖畔小流域における水収支の研究を主とし、あわせて森林の理水、かんがい排水の水文学的環境に及ぼす影響、森林牧野及び平地の水文学、及び湖周辺の地下水挙動の解明を目標として着手した研究の一部である。姉川、高時川および田川の扇状地と目されているいわゆる田川流域は、古くより内水常習地帯としてその改良が望まれていた流域であり、内水部門担当の地区としてはいろいろの観点より好都合と判断されたので、われわれは昭和41年度以来漸次自記雨量計、自記水位計を増強して観測にあたってきた。この観測組織は現段階でもなお密度、精度の点で十分なものではなく、今後の研究上多くの問題を残しているが、まず研究の第一歩として、昭和42年度に3回にわたりこの地区の地下水挙動の一斉調査を行なった。本報告はその結果と若干の考察をまとめようとするものである。

2. 流域概要

2.1 位置および地形

研究の主対象流域は、Fig. 1 に示されるように、びわ湖東部のほぼ北緯 35°25′，東経 136°15′ に位置し、姉川、草野川、高時川およびその左支川で囲まれ、行政上滋賀県東浅井郡浅井町、虎姫町、湖北町にわたる、面積 35.4 km² (山地 20.6 km²，農地 13.3 km²，住宅地 1.5 km²) の流域であって、ほぼ中央部を走る排水河川田川は、高時川の下を通ってびわ湖に流入している。以下これを単に田川流域と呼ぶ。こ

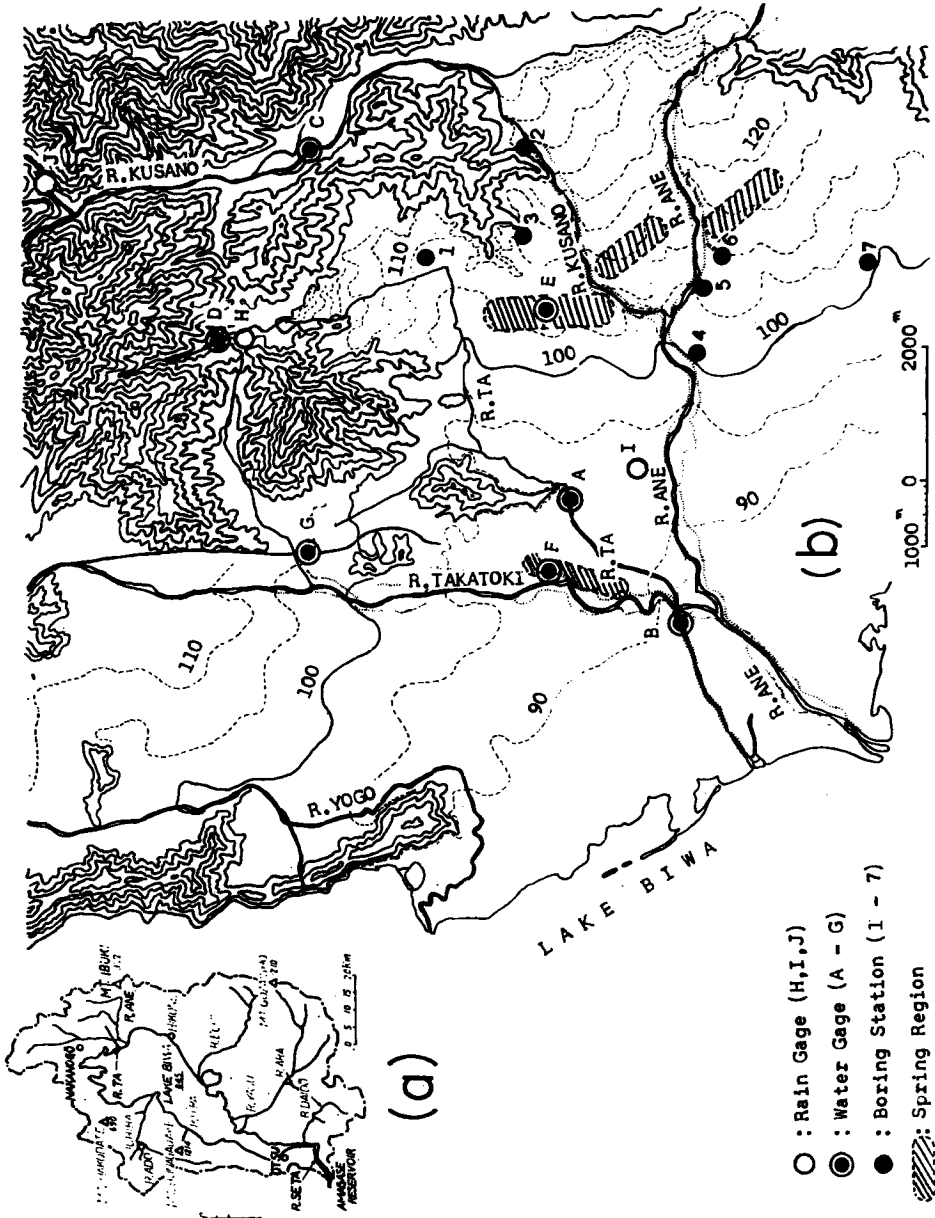


Fig. 1 Physiographical outline of the River Ta experimental basin.

の試験流域の境界を形成する姉川，高時川，草野川は一部天井川であり，この試験地の下流部は河川の堤防によって囲まれ典型的な内水常習地帯となっている。これと同様な内水地域は姉川右岸と草野川左岸とに囲まれた地域，高時川を隔てた対岸にも存在している。

この田川流域の山地部と平地部の境界はその地形勾配上かなり判然としている。平地部は各河川によって形成された扇状地とみられる。しかしその上流部が扇状地形をとどめているのに対し，下流部はこれらの扇状地の区別はむつかしく，一応これらの複合地形とみなされる。すなわち，たとえば姉川周辺については，姉川によって作られた扇状地に草野川によって作られた扇状地が重なっているように思われ，また姉川，高時川合流点近傍はこれら河川の複合扇状地とみられる。

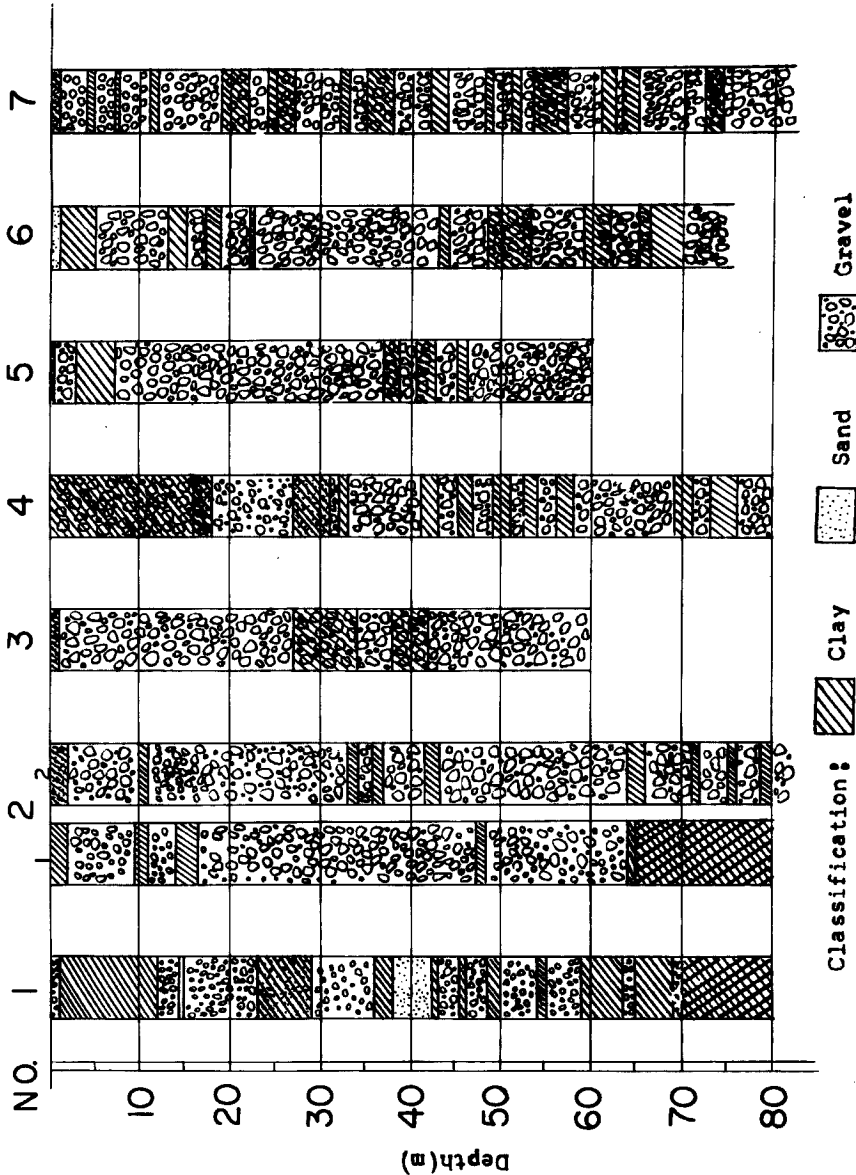


Fig. 2 Soil profiles.

草野川によって形成された姉川扇状地上の小扇状地の末端部には落差型の自噴帯がある。この自噴帯に存在する湧泉の自噴量は草野川の流量の増減にかなり影響を受けるように思われる。しかしこれまでの観測期間内では、自噴帯の拡大縮小現象は認められていない。この他に草野川左岸の扇状地の末端部、姉川左岸扇状地の扇央部、高時川左岸の一部の堤防下に湧泉がある。これらの分布を Fig. 1(b) に示す。

草野川は、その下流部両岸に発達した扇状地への水供給と用水取水のためか、右岸扇状地の扇端部で水が涸渇し、水無し川となることがある。姉川、高時川では調査開始以来こうした現象はみられていない。

2.2 地層の構成

田川試験流域は古生層の山地と姉川、草野川、高時川の扇状地より形成され、姉川下流の三角州につながっているものと思われる。こうした判断や地下水流動状態の把握にはボーリング探査が望ましいが、その実施は容易ではない。そこでこの地区の既存の井戸掘削時の柱状資料をできる限り調査した。もっともこれらの資料は土層判別用のものではないだけに、精度には若干疑問が残るが、現時点では止むを得ないことである。さて Fig. 2 に、Fig. 1(b) に示す位置での土層柱状図を示す。これより概略次のことが言える。

びわ湖周辺の地層は下層から基盤岩類—古琵琶湖層群—洪積層—沖積層の順にあると言われている¹⁾。Fig. 2 のボーリング結果で基盤岩類の層を確認されるものは、山地に近い地点での No.1 と No.2—1 のみである。これらの結果から山地と連続している基盤岩類の層は平地部に入ると急に落ち込んで深い位置に存在していると考えられる。

No.1 の地層は全般に粘土分が多く、透水性は悪いが、他の地点は全般に透水性の良いことが予想される。また一部に洪積層と沖積層の間に、有機腐食物を含む粘土層の存在が認められる。ただこれをもって地下水解析上の不透水性層とすることには問題があろう。

ボーリング資料の数も少なくその分布も片寄っている現時点において、試験流域全般の地質構成を判断することは困難ではあるが、全般にこの試験流域は透水性の大きい礫層が表土（難透水性土層）の下に厚く存在し、不透層とみなせる基盤岩類の層は非常に深い位置にあるということが言える。また礫層中に存在する粘土層は一般にレンズ状をなしていると言われており¹⁾、これをもって地下水を浅層部と深層部に二分する不透水性層とみなすことは問題がある。

3. 観測項目および観測場所

田川流域における観測組織を Table 1, Fig. 1 に示す。

Table 1 Gaging system.

Symbol (See Fig. 1)	Gage	Specification	
		Range	Recording Period (day)
A	Selfrecording Water Gage	10 m	90
B	Selfrecording Water Gage	6 m	7
C	Selfrecording Water Gage	3 m	7
D	Selfrecording Water Gage	1 m	7
E	Selfrecording Water Gage	0.6 m	7
F	Selfrecording Water Gage	1 m	7
G	Selfrecording Water Gage	1 m	7
H	Selfrecording Rain Gage	100 mm/hr	7
I	Selfrecording Rain Gage	100 mm/hr	7
J	Nonrecording Rain Gage	—	1

4. 地下水調査とその考察

田川試験流域の平地部およびその周辺地域の平地部は姉川、高時川、草野川によって形成された扇状地であり、その地層の透水性の良いこと、この地域の地下水が周辺の河川の影響を大きく受けていることなどは十分予想できることである。そこでこの地域の地下水の平面的性状を把握するため、昭和42年4月～43年3月の間に3回地下水位の一斉調査を行なうとともに、草野川右岸の扇状地の末端に存在する湧泉の湧水量を観測した。その概要は次のとおりである。

4.1 八島湧泉の流出量調査

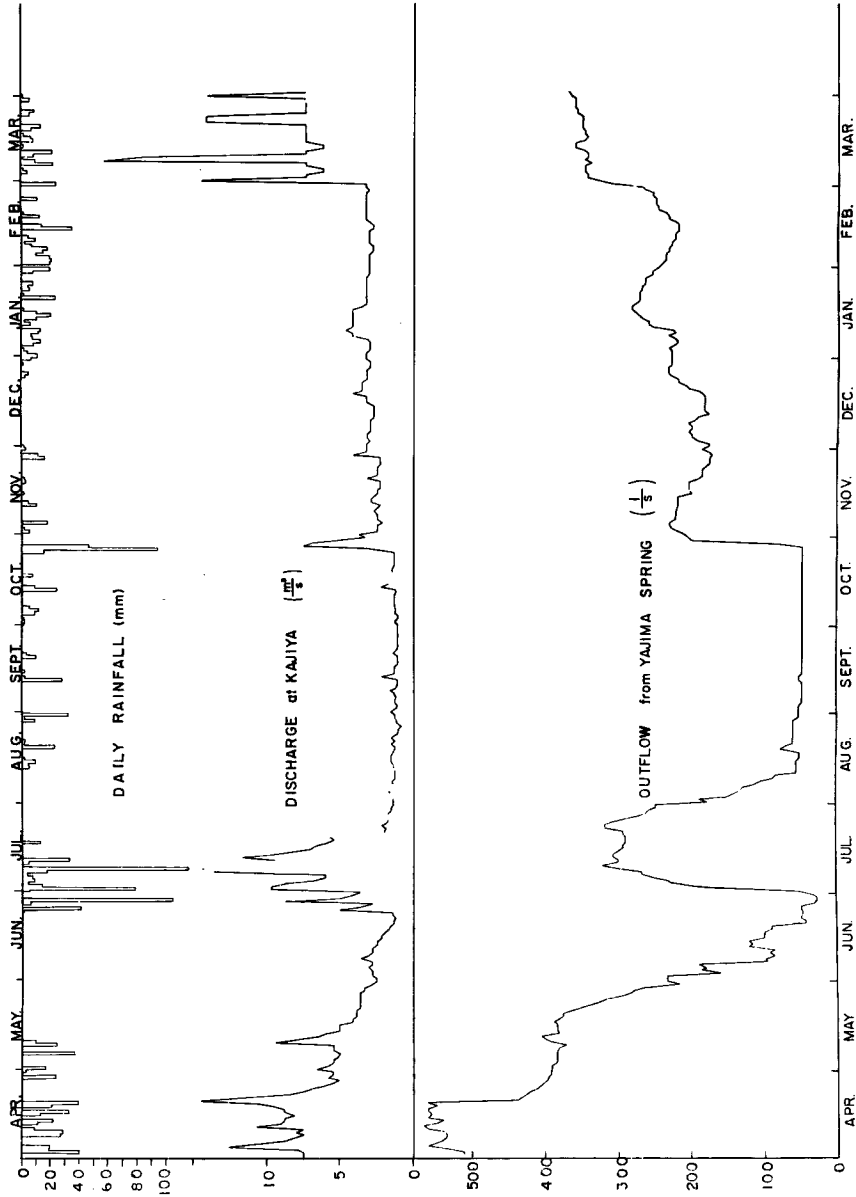


Fig. 3 Observed hyetograph and hydrographs.

草野川右岸扇状地の末端に多数の湧泉が存在することは前述したが、この中で浅井町八島部落最大の湧泉（堤湧）の湧水量を1カ年間連続して観測した。その結果を草野川の鍛冶屋地点流量、谷口地点降雨量とともに Fig. 3 に併示する。この図から八島湧泉の湧水量は草野川流量（水位）と大きな相関があることが予想される。

4.2 地下水調査

地下水一斉調査は田川試験流域の平地部を中心とするかなりの広範囲 (Fig. 4, 5 参照) について行なった。調査日は第1回目、7月31日、8月1日；第2回目、10月24、25日；第3回目、3月28、29日である。これらの井戸はそのほとんどが浅井戸と目されるものであり、井戸分布の疎と思われる地域にはあらかじめ塩化ビニールパイプ（5本）を打込み補充した。これらの井戸の分布と調査結果を Fig. 4, 5 に示す。第1回目の調査結果は第3回目の調査結果とほぼ等しかったので省略する。

第1回の調査は、Fig. 3 に示すとおり、およそ半月前に一連の降雨があり八島湧泉の流出量も多く、豊水期の地下水位分布を示していると思われる。第2回目の調査は降雨が少なく一応渇水期とみなせる時期に相当する。この前期すなわち、8月～10月中旬の期間中には 20 mm/day～30 mm/day の降雨が4回、

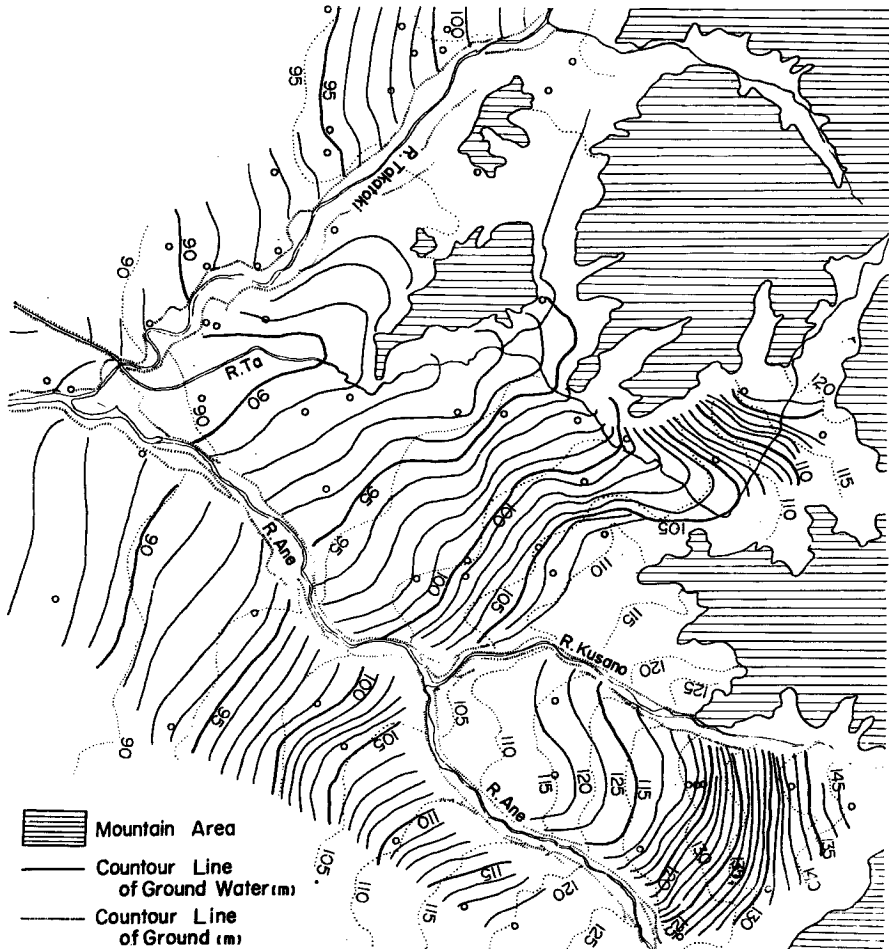


Fig. 4 Groundwater contour map in October, 1967.

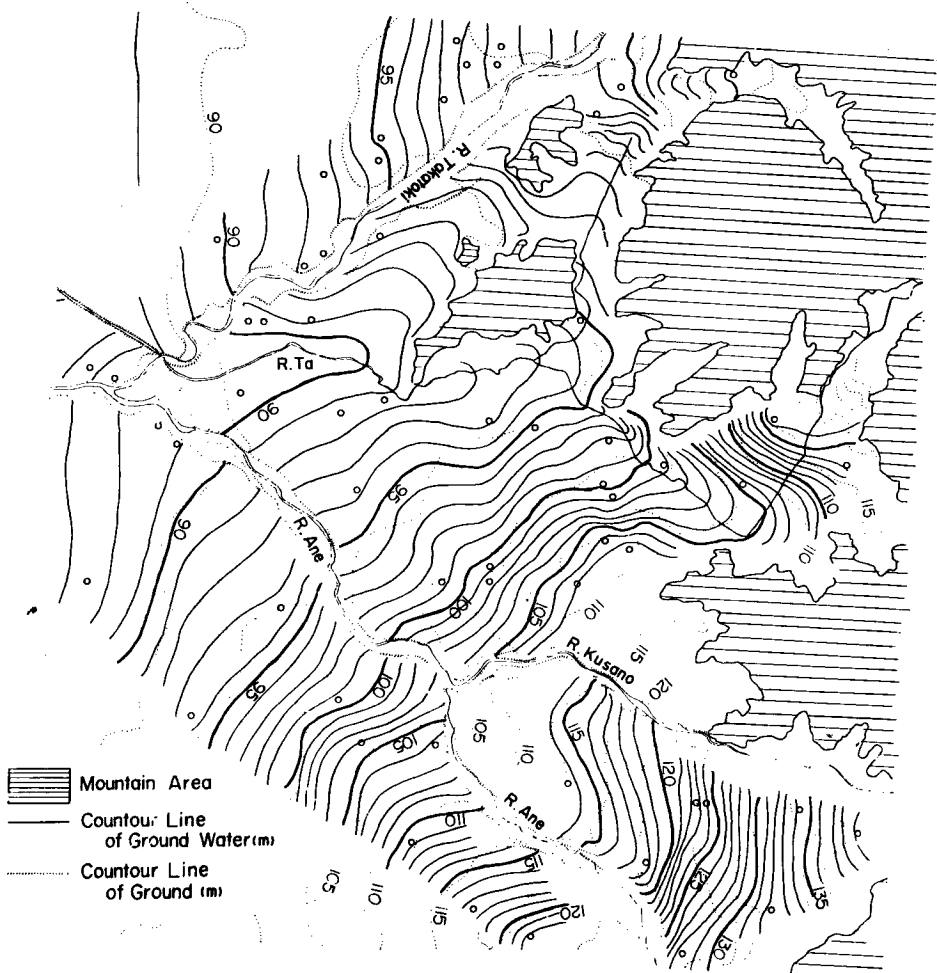


Fig. 5 Groundwater contour map in March, 1968.

10 mm/day 以下の降雨が数回あったが、これらの降雨は地下水にはあまり大きな影響を与えていないようである。第3回目の調査は調査前3カ月間に20 mm/day 前後の降雨が3～4日ごとに多数連続してみられ、各河川も豊水状態にあり地下水位も一般に高い。

調査地域の地下水は常に変動しており定常状態にあるとは考えられない。しかしとくに第2回と第3回の調査は同じような状態が長期間継続していると考えられるので比較的定常状態に近づいた時の地下水位分布と考えられる。こうした意味では第2回の調査結果は渇水期の地下水位分布、第3回の調査結果は豊水期の地下水位分布を示すとみて差支えないであろう。

4.3 地下水位調査結果の考察

Fig. 4, 5 より調査範囲内の地下水特性として次のことが言える。

田川流域内の田川左岸の地下水は主として草野川、姉川より右岸のそれは高時川から供給されている。田川上流部とくに右岸には、山地より相当多量の地下水流入がみられる。同じことは草野川と姉川にはさまれた領域内の地下水についても認められる。姉川の両岸には被圧地下水帯が認められる。

次に豊水、渇水両期の地下水流動特性を対比するため、5 m ごとの地下水位等高線を Fig. 6 に併示す

る。この図より両期で大きな差を示す部分と示さない部分があることがわかる。すなわち草野川左岸と姉川右岸の間の領域の地下水は、豊水期と渇水期で大きく変動している。これは草野川流量の減少すなわち水位低下と山地からの供給量の減少によるものと考えられる。しかし山地からの供給量が相当量予想される田川上流部右岸では、このような変動はほとんどみられない。草野川、姉川および田川に囲まれた領域では、草野川、姉川寄り渇水期にわずかの地下水低下がみられたのみである。草野川右岸の扇状部では、観測結果がないので明確ではないが、草野川左岸扇状地の地下水とほぼ同じ状態にあると予想される。しかし地下水位等高線 105 m の線で地形の急変がみられ、この地帯に湧泉が多数分布しており、しかも湧泉の水位は変化していない。すなわちこの線上の地下水の変動は、湧水量の変動として現われている。したがって湧泉より下流部の地下水に及ぼす草野川水位の影響はこの湧泉地帯で制限され、この領域内の地下水位は渇水期と豊水期であまり差が生じないということが言える。

5. 調査結果の理論的考察

上述の調査結果によりこれら地域内の地下水の流動状況が定性的ではあるがかなり明瞭になった。しかしこうした問題を定量的に把握するためにはさらに、現象が理論的に説明されるのが望ましい。むしろこれには解明されるべきいくつかの問題があるが、ここではとりあえず、草野川、姉川、高時川および田川に囲まれた領域にしばり、かつ定常的な取扱いが可能であるとみて、若干の理論的考察を行なう。

5.1 基礎式

調査結果 Fig. 4, 5 より、この領域の地下水には自由水面を有する部分と被圧地下水の形態をとる部分とがあるようにみられる。この場合前者には Dupuit-Forchheimer の仮定を用いた連続の方程式と Darcy's 則から成立する (1) 式を、後者には弾性説にもとづく基礎方程式 (2) を適用する。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\lambda} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) \right\} \dots\dots\dots(1)$$

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

ここで h : 不透層からの水頭

x, y : 座標 t : 時間

K : 透水係数

λ : 有効間隙率 S : 包蔵係数

b : 滯水層の厚さ

しかし田川試験流域においては不透層の位置が明らかでないので、(1) 式において近似的に透水層厚さ h のかわりに weighted mean depth H_0 を用いることにすると、(1) 式は次のようになる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{KH_0}{\lambda} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) \dots\dots\dots(3)$$

(2), (3) 式において定常流を考えると、結局両者の場合とも次のようになる。

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \dots\dots\dots(4)$$

5.2 境界条件

(i) 河川

透水層が厚い場合、深い位置の地下水の動きに対しては十分な条件であるとは言えないが、浅い部分の地下水は河川の水位に大きく影響されると考えられるので、この河川の水位と地下水位とは連続しているとみなす。さて豊水期の場合、平均的な意味で各河川とも水は河床上の一部を流下する状態にあるので、河床高の測定の精度をも考慮して河川の水位は河床高に等しいとみなす。ただ田川については河床断面がほぼ一様で豊水期に 1~0.5 m 程度の水深があるようであるが、水深を各位置で求めることは困難であるので、ここでも近似的に河床を地下水面とみなす。

渇水期については、草野川を除いた各河川では水が無くなることはないので、水位として河床高さを採用する。ただ草野川では、地下水の分水嶺と考えての条件、すなわち次式を与える。

$$\frac{\partial h}{\partial n} = 0, \quad n: \text{河川に直角な成分}$$

むろん水の存在する場所では河床高を採用する。なお、この分水嶺を考えることについては今後の検討が必要である。

(ii) 山 地

山地部からの平地部透水層への地下水流入を無視し、山地の境界を不透壁と考える。すなわち次式が成立する。

$$\frac{\partial h}{\partial m} = 0, \quad m: \text{山地壁に直角な成分}$$

5.3 解 析

現象を定常流と考え、(4)式を渇水期、渇水期の各条件を与えて解析する。この解析はS.O.R法²⁾による数値計算によって行なった。

この計算では網目間隔を150m、計算領域内の交点数を909点とした。収束判定の条件として各交点の修正量の総和1mを与えた。目安としての各交点の平均誤差は0.001m以下であるから、十分な精度で計算できたと言える。なお加速係数に1.5を用いたが最適なものかどうかは確認していない。この計算には京都大学電子計算機KDC-IIを使用した。

得られた計算結果を実測結果と共にFig. 6に示す。

5.4 解析結果の考察

解析領域内の地下水について、調査結果と対比しながら解析結果の考察を行なう。

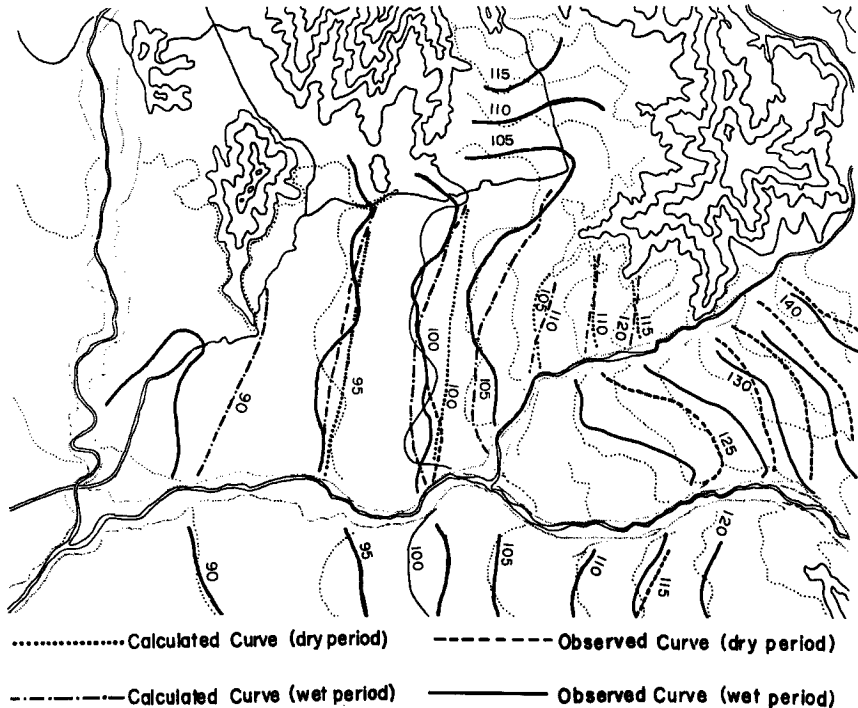


Fig. 6 Comparison between theoretical and observed groundwater contour lines.

草野川、姉川から田川へ向う地下水流動の傾向は調査結果と解析結果とかなり合っている。しかし豊水期については、地下水位等高線 95 m, 100 m, 105 m 付近はかなりの近似度を示しているが、90 m の地下水位等高線は調査結果と大きく異なっている。また調査から得られた地下水の谷または山の存在はこのような解析では得られない。これらの不一致の原因として次のことが考えられる。まず境界条件が問題である。すなわち、各河川の河床高をこの場所の地下水位として用いたが、河川水位、流入、流出損失等の考慮が必要なようである。また地下水の水脈は素掘りの水路、水田の存在等地区内の被ふくの状況、揚水井の状態、透水層の状態等に大きく左右されるが、解析ではこうした条件を考慮しなかった。

一方渇水期については、解析結果と調査結果との間に大きく違いがある。調査結果では地下水位等高線 105 m に相当する湧泉帯のために、それより下流部では地下水位がほとんど変化していないのに対し、解析結果では 105 m の地下水位等高線が相当後退している。これは調査時点においてなお渇水定常状態に達しておらず、その状態への移行過程にあったためではないかと考えられる。

以上を総括すると、われわれは便宜的に3回の調査を実用上まず定常状態とみなしたが、巨視的にみても、基本的に非定常状態として扱うべきであったようである。この間において境界条件のとり方に問題があり、さらには人為的な揚水、用排水路の水位、水田水位、山地部よりの流入条件など、無視した要素が多かった。ただこの流域の特徴として、地形標高約 105 m の線に多数の湧水が存在し、これが涸渇しない限り実質上それより下流側の境界条件を与えているのが興味深い。この意味で湧泉湧水量が、どの程度草野川水位条件、降水状態、人為的揚水その他の要素と相関づけられるか、どうした条件下で湧泉が涸渇するかなど興味ある問題を提起しているように思われる。

6. む す び

本報告では、田川流域を中心とした周辺地下水の平面的挙動を現地調査し、かつその定常状態を仮定しての理論的検討を行なった結果について述べた。こうした現地調査結果より田川流域における地下水の挙動がかなり明瞭に把握され、今後の研究推進上有益な資料を得たと考える。むろん地下水の非定常挙動、水収支、内水問題を含めて検討されるべき水文学上の問題は非常に多い。今後ともこうした問題について研究を進める予定である。

なお、これらの調査には農林省近畿農政局淀川水系農業水利調査事務所、滋賀県長浜県事務所土地改良課の方々の協力を得たことを記し、謝意を表す。また本研究には昭和42年度科学研究費(特定研究)の一部を使用した。

参 考 文 献

- 1) 稲田, 赤井, 宇野: 琵琶湖周辺の地質, 地下水調査, 土木学会誌52-4, 昭42 pp.24-30.
松尾新一郎編: 琵琶湖周辺部の土質, 地質, 地下水の特性に関する研究, 琵琶湖総合開発協議会.
- 2) 山内, 森口, 一松: 電子計算機のための数値計算法 [1], 培風館, pp.163-172.