

野洲川扇状地における 河川水と地下水との水交換に関する考察

INTERACTION PROCESS BETWEEN STREAM AND AQUIFER IN THE YASUGAWA ALLUVIAL FAN

原田守博¹・岡嶋和義²・山田達也³

Morihiro HARADA, Kazuyoshi OKAJIMA and Tatsuya YAMADA

¹正会員 工博 名城大学教授 理工学部建設システム工学科 (〒468-8502 名古屋市天白区塩釜口1-501)

²学生会員 学士(工学) 名古屋大学大学院博士前期課程 (〒464-8603 名古屋市千種区不老町)

³学生会員 学士(工学) 名城大学大学院修士課程 (〒468-8502 名古屋市天白区塩釜口1-501)

A river running through an alluvial area does not flow in the channel only; rather, the stream-water has some interaction with riparian groundwater, such as infiltration into an aquifer or exfiltration from the aquifer. Especially in case of the stream flowing with small discharge due to an artificial intake, the interaction between stream and aquifer may be important factor governing the stream condition. Because remarkable decrease of the discharge affects not only hydraulic quantities but also water quality and temperature, it is necessary to keep a minimum stream discharge in order to preserve the river environment. In this paper, toward evaluation of the minimum discharge, relationships between stream and aquifer are investigated through field investigations and hydraulic analyses. According to the observations in the Yasugawa alluvial fan, it is supposed that variation of the stream discharge may be caused by water exchange with the aquifer. The finding from the computed results indicates that this hydraulic model can become a useable tool for quantitative evaluation of the minimum discharge to keep the stream condition suitable.

Key Words : stream-aquifer interaction, infiltration, exfiltration, river environment, alluvial fan

1. はじめに

河川水は河道を流下するとともに、河床への伏流や地下水の湧出など、周辺地域と互いに水交換を行いながら流れている。水辺環境の保全が叫ばれる今日、低水時の河川流況や環境維持流量を評価するために、河川水と地下水を統合的に扱った流域水の管理が求められている。

河川水と地下水の水交換が起こる場を地形的に捉えようと、図-1のように(a)上流渓谷部の堆積河床、(b)中流域の堆積盆地、(c)下流部の扇状地等が挙げられる。山間の渓谷では、狭窄部に設けられたダム等によって取水され、下流の河道流量が著しく減少した場合には、河床への浸透量が流況に影響する。原田・高木¹⁾は渓谷部での河床への伏流過程を検討し、河床勾配や河谷幅、堆積層の透水性など、伏流現象に影響する諸要因の相互関係を明らかにした。中流部の盆地地形では、盆地の上端で河道から伏流した水が盆地の末端で再び河道に湧出する現象が見られる。原田ら²⁾は盆地における伏流・湧出に

伴う河道流量の変化と水面形を数値計算し、水理実験と比較した。出水時など河道流量が時間的に変化する場合には、地下水も含めた動的な解析が必要になる³⁾⁴⁾⁵⁾。

さらに、流域下流の沖積平野には扇状地が広がるが、そこでは地盤の透水性が高いため、河道の流水は周辺地下水といっそう強い係わりをもつことになる。なかには河床への伏流によって流れが枯渇し、水無し川となるケースもある。流量の著しい減少は、水深や流速の減少だけでなく水質の悪化を招き、魚類をはじめとする生態系や河川景観上の問題を引き起こす。

以上のように、渓谷から盆地や扇状地などの様々な状況において、河川水と地下水の水交換は河川環境を保全する上で重要な要素となっている。本研究は、扇状地における河川と帯水層の相互作用と、それに伴う河道流況の変化について、詳細な現地観測と水理解析によって検討することを目指している。対象河川として、琵琶湖東岸の扇状地河川・野洲川(滋賀県)の下流部13 kmの区間を設定し、河道の低水流量と周辺地下水位の観測を通して、河川水と地下水の水交換について考察を試みた。

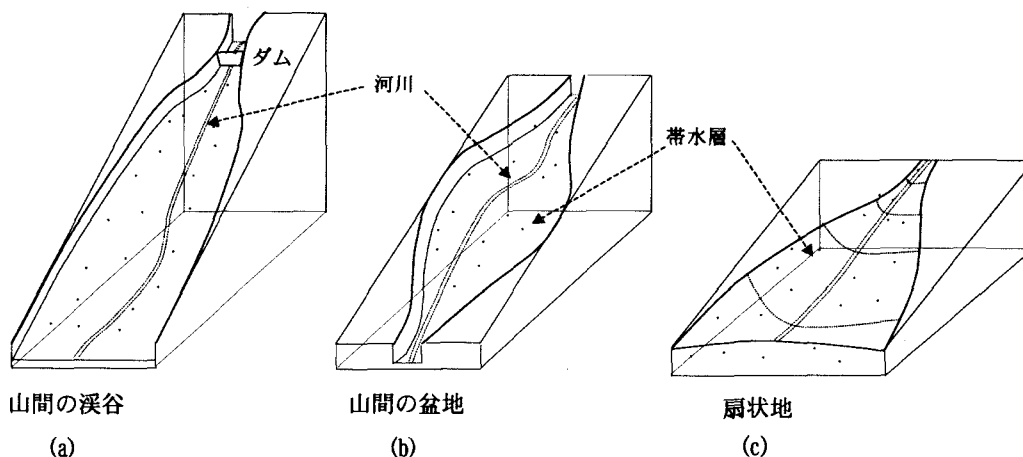


図-1 河川水と地下水の水交換が生じる場

2. 野洲川扇状地における河道の流況

(1) 野洲川下流部の状況

野洲川は滋賀県南部を流れる流域面積 387km^2 の一級河川である。琵琶湖に流入する最大の河川であり、「近江太郎」と呼ばれている。湖東平野の他の河川と同様に、多量の土砂流出によって下流部に図-2 のような扇状地が形成されており、河床上昇のため天井川となっている。1979 年には水害防御のために、扇状地を貫く形で野洲川放水路(長さ約 7 km)が設けられ、旧河道は廃川となった。その際、河床の安定のため、放水路取付け部に落差工(高さ 3.5 m)が設けられた⁹⁾。

扇状地の頂部に当たる石部地点には 1954 年に自然越流型の堰が設置され、頭首工によって農業用水が取水されるため、灌漑期には下流の河道流量が大きく減少する。最近、老朽化した堰の改築工事が進められつつある。

図-3 は扇状地中央部の基準地点・野洲における流況曲線の一例である。この図のように、野洲川では流量が $3\text{ m}^3/\text{s}$ を下回る日数は平均して年間で約 100 日以上ある。さらに、流水がすべて伏没して河道が枯渇する期間は年間数日～40 日も発生し、「水無し川」となっている。したがって、野洲川の河川環境を改善するためには、伏没状況を生じないように流水を回復する必要がある、流域の水循環過程の把握が求められている。野洲川扇状地における水文観測地点を図-2 に示す。図中の ○ は河道流量の観測地点、▲ は浅層地下水の観測井である。

(2) 河道流況の調査方法

扇状地頂部から流下するに伴って河道流量がどのように変化するかを調べるために、図-2 に示す A～F の 6 地点において低水流量の同日観測を行なった。流速の測定は東邦電探(株)製プロペラ流速計ほかを使用し、水深が浅いことから 1 点法で実施した。各地点での測定は水深を 1 m 間隔、流速を 2 m 間隔で行なった。測定精度を

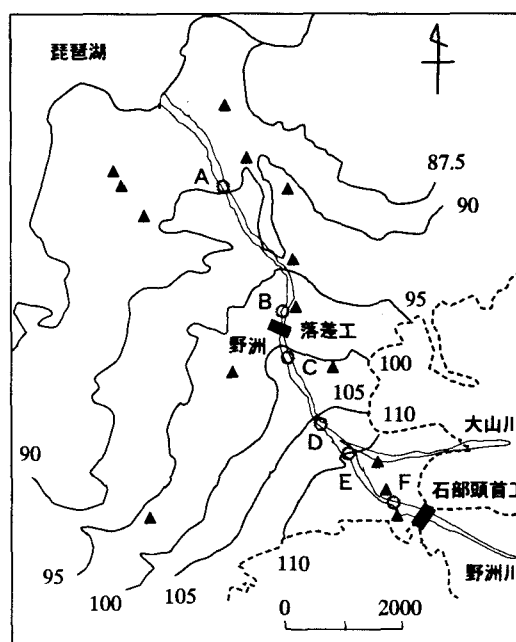


図-2 野洲川扇状地における水文観測地点
○：流量観測地点 ▲：地下水位観測井

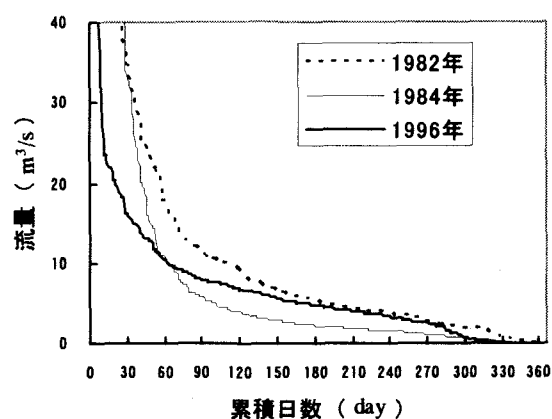


図-3 野洲川の流況曲線(野洲地点, 1982, 1984, 1996年)

表-1 河道流量の測定精度

	流量 (m^3/sec)	相対誤差 (%)
1回目	3.12	3.9
2回目	3.19	1.8
3回目	3.26	0.4
4回目	3.28	4.4
5回目	3.39	1.0
平均	3.25	

検討するため、同じ河道断面において反復測定を行なった結果を表-1に示す。すべての測定において相対誤差は最大でも4%程度と非常に小さいことから、流量測定の信頼性は高いものであるといえる。

(3) 河道流況の観測結果

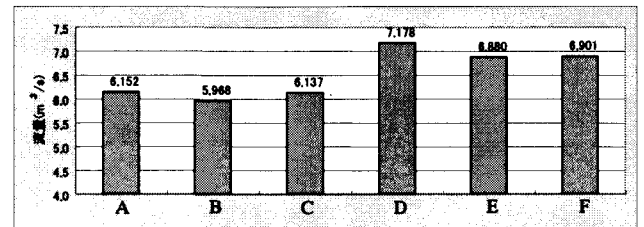
低水流量の観測は、降雨がなく流量の安定した時期を選んで、2001年度に6回、2002年度は11月までに4回実施した。図-4は測定結果のうち9月～11月に計測された測定データを示したものである。頭首工から河口までの間には一つの支川・大山川が流入するのみであり、下水排水などは野洲川には流入していないため、それ以外の流量の増減は河川と周囲の地下水との水交換に他ならない。図から分かるように、頭首工下流F～大山川合流前Eまでの区間で流量のわずかな減少が見られ、大山川の合流によって増加するものの、さらにその下流の合流後D～野洲C～落差工Bの区間で年間を通じて大きく減少、最下流の服部Aまでやや漸増する場合が多い。

6箇所の流量観測点は間隔が等距離でないため、観測点間の流量差を河道に沿った距離で除すことによって河道長1km当りの流量変化率(単位： $\text{m}^3/\text{s}/\text{km}$)を求めた。図-5によると、F～E区間の流量変化は小さいが、D～CおよびC～B区間では明確に減少している。前述のように、これらの区間では支川の分岐はないため、この流量減少は河床への伏流浸透に起因する可能性が高い。また、B～A区間では流量がやや増加しており、扇状地末端での地下水の湧出と考えることができる。

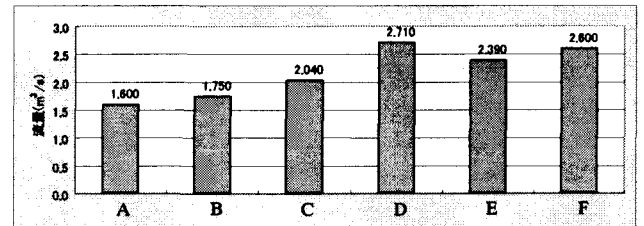
(4) 野洲川扇状地の浅層地下水状態

対象地域には国土交通省による観測井が図-2に示すように十数か所分布し、不圧地下水位が連続観測されている⁷⁾。地下水位の年間変動は、図-6に二箇所の例を示すように、降雨量の多寡に強く影響を受けているが、水田灌漑の影響は場所によって異なっている。

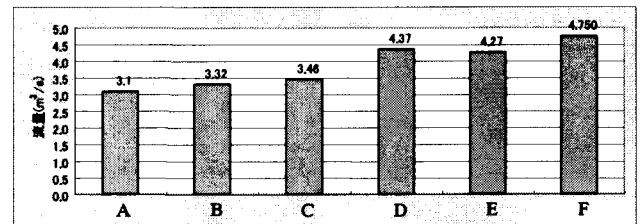
図-7はすべての観測井について、2月と8月の平均地下水位と管頭高標高を対比したものである。井戸枠の高さはどの井戸でも数十cmと考えられるため、管頭高標高は地盤高と見ることができる。したがってこの図から、地盤高の高い扇頂部付近の井戸では地下水面が深いのに



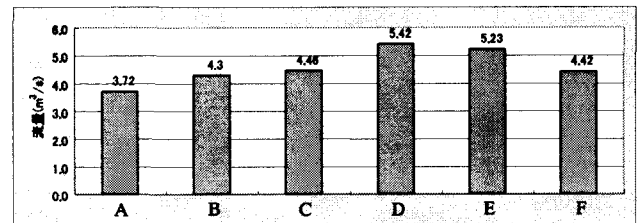
(a) 2001年10月26日



(b) 2002年9月3日



(c) 2002年10月11日



(d) 2002年11月6日

図-4 低水流量の観測結果

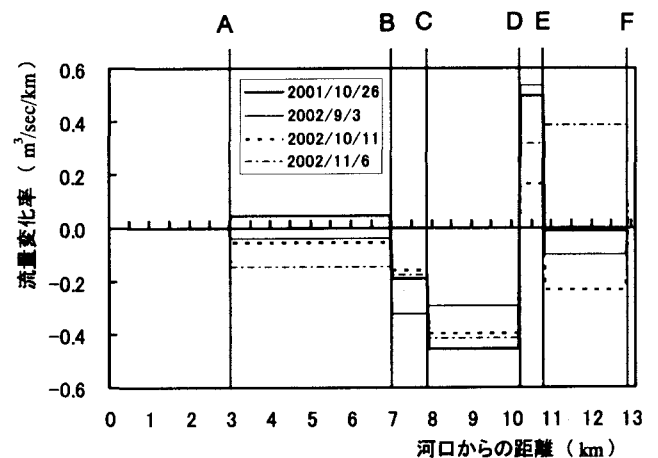
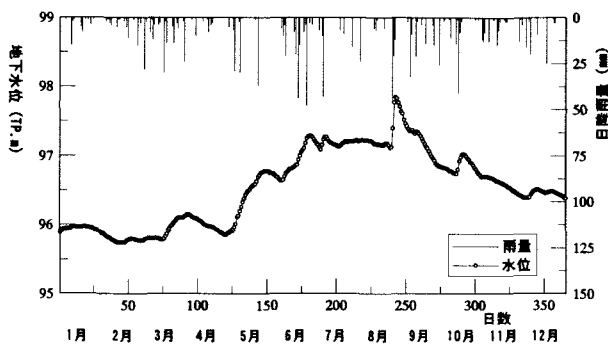
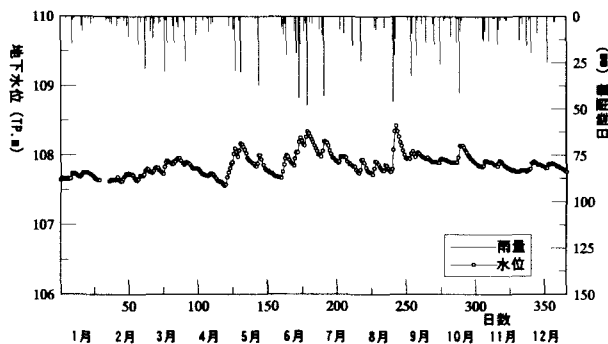


図-5 河道に沿った流量変化率の分布



⑩ 行畑観測井 (1996)



⑫ 南桜観測井 (1996)

図-6 地下水位の年間変動の例 (井戸位置は図-10(a)参照)

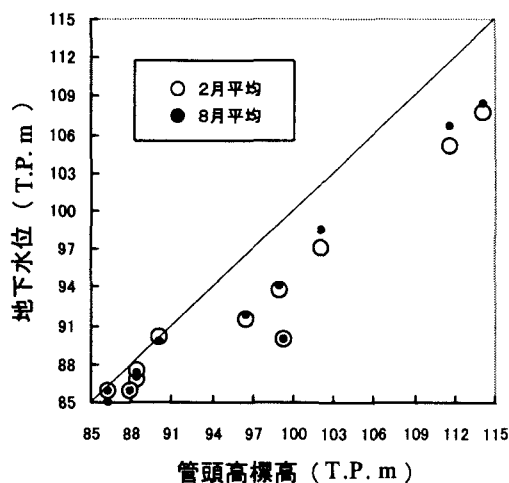


図-7 地下水位と地盤高との関係 (2002)

対し、地盤高の低い扇端部では地下水面は地表に非常に近いことが分かる。

3. 河川水と地下水を統合した水理解析モデル

(1) 河川水と地下水の相互作用

扇状地における河川と地下水の流れならびに両者の水交換を検討する目的で、水理解析モデルを作成した。いうまでもなく、河川水は Manning 則等によって支配され

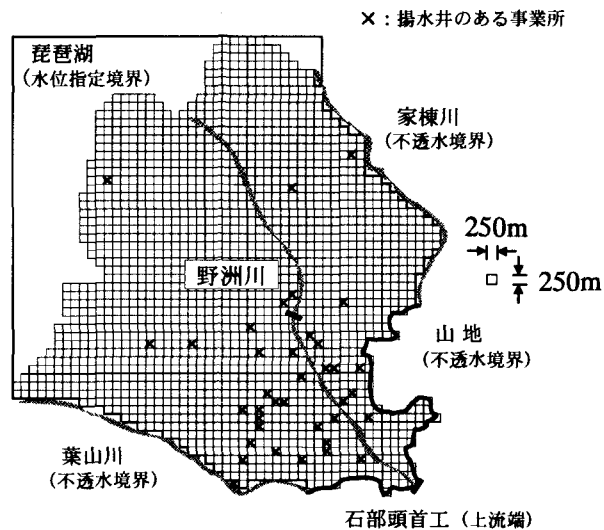


図-8 野洲川扇状地のモデル化

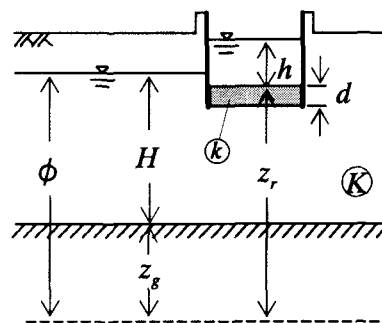


図-9 河道からの伏流現象のモデル化

る開水路流、地下水は Darcy 則に支配される浸透流であり、両者は流れの物理機構が異なっている。また、両者の間の水交換は、河川水位と周辺地下水位との比高によって決定され、河川水位が地下水位よりも高い場合は河道からの伏流、低い場合には帯水層からの湧出となる。

このように河道の流量は周辺の地下水状態に応じて変化するが、一方で、地下水の流れは河川水位が支配要因の一つとなっている。すなわち河川水と地下水は互いの状態に影響を受ける関係にあるため、河川-帯水層の結合系について、それぞれの支配方程式を連成問題として解く必要がある。従来の解析では一方を固定した取り扱いが中心であったが、ここでは野洲川扇状地を図-8 に示すようにモデル化し、河川と地下水の相互作用と河川水の伏没現象の再現を試みた。なお、解析は気象条件の安定した夏季を想定して、定常解析とした。

(2) 水理解析の手法

水理モデルの基礎方程式と解析手順について概説する。まず、河道上流端での流量を Q_0 、流下距離 s における帯水層への伏流流束を $q^*(s)$ で表すと、河道流量 $Q(s)$ は連続式(1)で与えられる。各地点での河道水深 $h(s)$ は

Manning 則を用いた等流近似の式(2)を用いて $Q(s)$ から逆算される。

帯水層を透水係数 $K(x,y)$ をもった等方二次元場と考えると、地下水の流れは Dupuit の仮定に基づき式(3)に従うので、地下水位の分布 $\phi(x,y)$ は帯水層を取り巻く境界条件を与えることにより計算できる。ここに H は地下水深、 r は涵養・揚水強度である。地下水に対する河川の存在は伏流流束 q^* を r に考慮することで表現される。

河道からの伏流流束 $q^*(s)$ は、図-9 に示すように、河川水位と河床下の地下水頭との差から Darcy 則によって式(4)のように評価できる⁹⁾。ここに k , d は河床透水層の透水係数と層厚、 $h(s)$, z_r は河道の水深と河床高である。 $q^*(s)$ が求められると、式(1)によって河道流量 $Q(s)$ が、式(3)によって地下水位の分布 $\phi(x,y)$ が更新される。上記の計算過程を反復・収束させることにより、相互作用の結果として河道流量と地下水位の分布が確定される。

$$Q(s) = Q_0 - \int_0^s q^*(s) ds \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$h(s) = \left(\frac{nQ(s)}{B I^{1/2}} \right)^{3/5} \quad \dots\dots\dots (2)$$

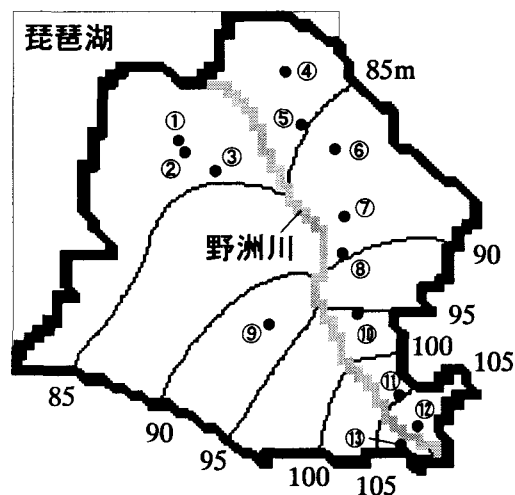
$$\frac{\partial}{\partial x} \left(KH \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(KH \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + r = 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$q^*(s) = \frac{k}{d} \{ h(s) + z_r(s) - \phi(s) \} \quad \dots\dots\dots (4)$$

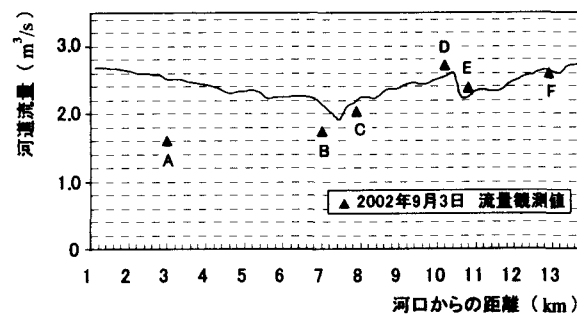
(3) 解析モデルの境界条件と水理定数

上式(2)の地下水解析は差分法によるものとし、対象領域を 250m の正方格子に分割した。帯水層の透水係数は扇状地全体で砂礫層と考え、 $K=0.03$ m/s とした。帯水層の不透水基盤は、領域内の数地点で得られたボーリング柱状図を参考に、空間的に補間して設定した。揚水強度には領域内に分布する事業所における集計データを与え、涵養強度については、各格子を土地利用に応じて不浸透域、雨水浸透域、水田灌漑域に判別し、それぞれで $r = 0.0, 1.0, 7.0$ mm/d を与えた。帯水層の境界条件は、琵琶湖に面する境界で湖面の実測水位、山地および湖東平野の小河川に接する境界で不透水条件とした。

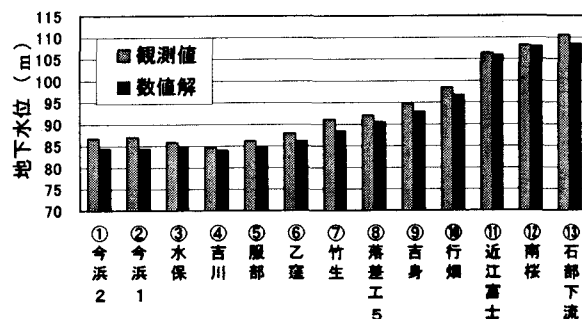
河道特性としては、実測の最低河床高を用い、平均河道幅 $B=20$ m, Manning の粗度係数 $n=0.055$ と設定した。河床堆積層については、野洲川の堆積過程の調査報告⁹⁾を参考に平均層厚 $d=1$ m と固定し、透水係数は、筆者らが 15 地点で採取した河床材料の粒度分析結果から、 $k=0.003$ m/s とした。河道の境界条件は、上流端で流入流量を、下流端で琵琶湖の実測水位を与えた。また、支流として大山川の流入量を考慮した。なお、野洲川の河床は河口部で琵琶湖に向かって急低下していることから、河口から 1 km 遡った地点を河道の下流端と設定した。



(a) 地下水位の平面分布



(b) 河道流量の流下方向分布



(c) 地下水位の再現性

図-10 上流端流量 $Q_0=2.75$ m³/s の場合の解析結果

(4) 解析結果および観測値の再現性

実現象に対するモデルの再現性を検討するために、2002 年 9 月 3 日の観測値を想定して解析を行なった。図-10 は、河道の上流端流量を観測値 $Q_0=2.75$ m³/s と与えた場合の解析結果について、(a) 地下水位の平面分布、(b) 河道流量の流下方向分布、(c) 地下水位の再現性を示したものである。

図(a)によると、地下水位分布は図-2 に示した地表の地形と類似しているものの、若干緩やかな分布となっている。図(b)を見ると、河道流量は上流部で帯水層への伏流によって流量が減少するが、大山川の合流によって若干回復しており、B～F 地点での観測値をほぼ再現で

きている。落差工より下流は河道が掘り下げられているため、周辺の地下水位よりも河床が低く、湧出しやすい状況にある。地下水の湧出により河道流量が回復しているが、A 地点で観測値と一致しておらず、原因の解明が必要である。図(c)によると、地下水位の数値解は観測値を概ね再現しているが、全般的に数値解の方が低めである。また、一部の井戸で適合性が良くないが、すべて民間所有の浅井戸であり、観測値の精査が必要である。

つぎに、上流端流量 Q_0 を仮想的に $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$ に減らした場合の解析結果を図-11 に示す。地下水位の分布は図-10(a)と比較して変化が見られないが、河道流量は図(b)のように、伏流によって流下距離 7~9 km および 11 km 付近で流量が著しく減少し、河道が枯渇する結果となっている。このように上流からの流量が下流の流況に与える影響は非常に大きく、野洲川のように上流端に頭首工がある場合には、そこでの放流量の設定が重要な問題となる。今回示したモデルを用いて地下水との水交換を考慮した解析を行なうことによって、河道と帯水層の水理特性と放流量との係わりを調べ、河川的环境維持流量の定量的な評価に役立てることが可能となる。

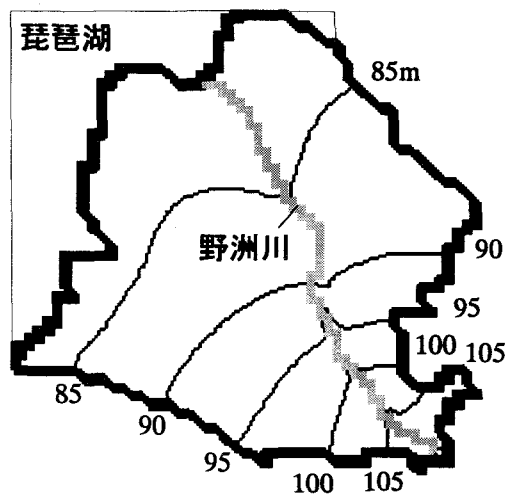
5. おわりに

扇状地を流れる河川と周辺地下水との相互作用、とくに河川の流量変化について、野洲川での実測データと水理モデルによる数値解析の両面から検討した。今回のモデルは第一段階のものであり、現象を大胆に理想化して取り扱っているが、河川環境を保全するのに必要な維持流量の評価に活用できることを示した。今後、帯水層の透水係数や河道の諸元を詳しく設定することによって、河川流域の地形地質条件と河道の伏没現象との係わりを詳細に検討することも可能である。実際の流域への具体的な適用をめざして、モデルをさらに現実に近いものに改良し、現象の定量化を行なっていきたいと考えている。

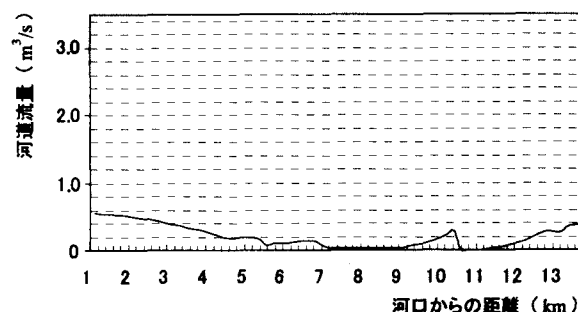
謝辞：本研究は、京都大学を中心とする共同研究「野洲川水循環研究プロジェクト」の活動として実施されたものである。研究全般にわたり援助を賜った国土交通省琵琶湖工事事務所ならびに(株)日本建設コンサルタント大阪支社に感謝申し上げる。また、現地観測を遂行するに当り、名城大学理工学部水工システム研究室の学生諸氏に協力いただいたことを付記する。

参考文献

- 1) 原田守博, 高木不折: 山地河川における河谷堆積層への伏流過程と河道流況の変化に関する研究, 土木学会論文集, No. 533/II-34, pp. 21-30, 1996.
- 2) Harada, M., Tsuge, Y. and Marino, M. A.: Effect of Interaction between Stream and Aquifer on Stream Condition in Alluvial Basin,



(a) 地下水位の平面分布



(b) 河道流量の流下方向分布

図-11 上流端流量 $Q_0=0.4\text{m}^3/\text{s}$ の場合の解析結果

LAHS Publication, No.272, pp.197-204, 2001.

- 3) 原田守博: 貯留関数型モデルを用いた河道と帯水層の相互作用の解析, 土木学会論文集, No. 628/II-48, pp. 189-194, 1999.
- 4) Harada, M., Hantush, M. M. and Marino, M. A.: Hydraulic Analysis on Stream-Aquifer Interaction by Storage Function Models, *Groundwater Update*, Springer, pp.229-234, 2000.
- 5) Hantush, M. M., Harada, M. and Marino, M. A.: Hydraulics of Stream Flow Routing with Bank Storage, *J. of Hydrologic Engineering*, ASCE, Vol. 7, No.1, pp.76-89, 2002.
- 6) 建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所(編): 「野洲川放水路工事誌」, pp. 8-72, 1985.
- 7) 立川康人, 尾崎雄一郎, Kimaro, T. A., 實 馨: 野洲川流域における水循環の変遷について, 河川技術論文集, 第8巻, 土木学会, pp. 551-556, 2002.
- 8) Kinzelbach, W. (上田年比古 監訳): 「パソコンによる地下水解析」, 森北出版, pp.5-11, 51-78, 1990.
- 9) 鈴木一久: 「洪水氾濫の堆積学 — 礫質河川野洲川における交互砂州堆積物の形成史と堆積機構 —」, 地団研専報48号, 地学団体研究会, 69p., 2000.

(2003. 9. 30受付)