

小流域河川の地下水-表流水間の 相互作用を考慮した水循環解析 —大原川を事例として—

HYDROLOGICAL ANALYSIS OF INTERACTION BETWEEN SURFACE AND
SUBSURFACE WATER IN THE SMALL BASIN
- A CASE STUDY OF THE OBARU RIVER -

松本大毅¹・広城吉成²・木下詔彦³・堤敦⁴

Masataka MATSUMOTO, Yoshinari HIROSHIRO, Akihiko KINOSHITA, Atsushi TSUTSUMI

¹非会員 工博 (株)東京建設コンサルタント 九州支社 (〒812-0016 福岡市博多区博多駅南2-12-3)

²正会員 工博 九州大学准教授 工学研究院環境社会部門 (〒819-0395 福岡市西区元岡744)

³学生会員 工修 九州大学工学府都市環境システム工学専攻 (〒819-0395 福岡市西区元岡744)

⁴正会員 工博 (株)エスジー技術コンサルタント (〒840-0805 佐賀県佐賀市神野西4-18-25)

Around the Ito campus of Kyushu University, located in western Fukuoka city, groundwater is a major source for drinking water and industrial greenhouse water supplies. For a better management of available water resources in this area, a combined study of a field tracer test and numerical simulations was made to investigate the interaction between groundwater and surface water in the Obaru river basin. These results revealed an active exchange between groundwater and surface water. So, a new numerical analysis model is developed by adding the following the two conditions: 1) the existence of former channel of the Obaru river, and 2) phenomenon of groundwater flow out to river. As a results, the calculated river flow discharge and its observed value showed good correlation at the observation point.

Key Words : *interaction between surface and subsurface water, ²²²Rn, groundwater flow model
river flow discharge*

1. はじめに

水に関する問題は多岐・多方面にわたっており、量としての側面、質としての側面または両者を合わせた両面から様々に議論されている。いうまでもなく水は、限りある資源であり、われわれの生活、産業、生態系の維持に不可欠な物質である。

九州大学伊都キャンパスのある福岡市西区元岡・桑原地区では、施設園芸用水や飲料水に地下水が利用されている。2000年6月から九州大学伊都キャンパス建設のための造成工事が開始され、地下水への影響が懸念されている。また、桑原地区を流れる大原川には湧水源（幸の神（さやのかみ）湧水）があり、地域の重要な農業用水源となっている。そのため、健全な水資源利用のために、大原川流域の地下水・表流水相互作用の解明が重要

である。本検討では、地域における健全な水循環系を構築するために放射性同位体としてラドン(²²²Rn)を用い、地下水と表流水の交流解析を行うと共に、対象領域での地下水流動を数値計算によって解析し、地下水浸出量および表流水涵養量を推定した。

また、それらの結果をもとに既往の水循環解析モデルに改良を加えることで、河川流量の精度向上を図ったものである。

2. 対象地域

九州大学伊都キャンパスとその周辺の地質区分を図-1に示す。伊都キャンパスは福岡市西部の糸島半島にあり、福岡市西区と糸島市にまたがっている。総面積は275haである。

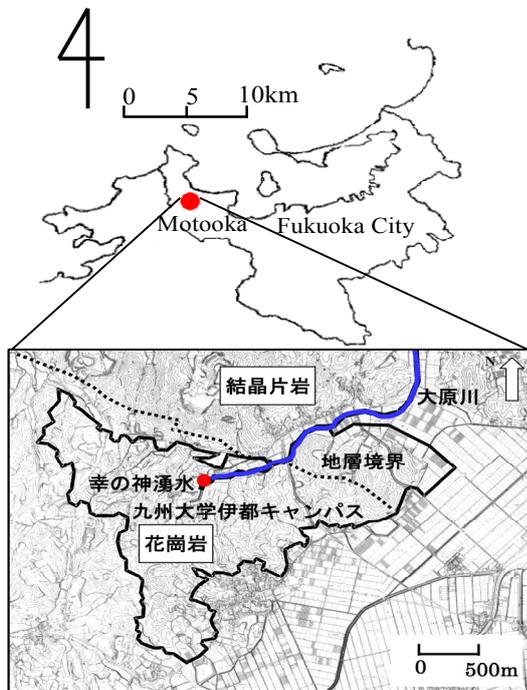


図-1 九州大学伊都キャンパス及びその周辺

この地域の地形は、地表の地形勾配や谷密度などからみて大きく二つの地域に区分される。ひとつの地形区は伊都キャンパスやその西側に広くみられるもので、起伏の少ないなだらかな丘陵地である。もうひとつの地形区は伊都キャンパス東部や北部にみられるもので、斜面勾配が急で谷密度低く小起伏山地ないし丘陵地をなしている。谷の入り方は直線状で規則性のある地形をしており、前者の地形に比べると谷幅は狭く深い。九州大学伊都キャンパス移転用地外側の東側及び南側は低平な沖積低地部である。沖積低地部は主に水田として利用されているが、所々畑や施設園芸としても利用されている。なお、南側の山裾部～低地部にかけての漸移部には民家が立ち並び元岡地区の集落となっている¹⁾。解析の対象とした地域を図-2 に示す。大原川は伊都キャンパス内に源流があり、北東方向へ流下している。幸の神湧水からS3 までの区間はコンクリートの3 面張(川幅約 4m)であるが、S3 から下流は砂礫～砂河床へと変化する。オコナ、神楽田、S6 の川幅は6m 程度である。

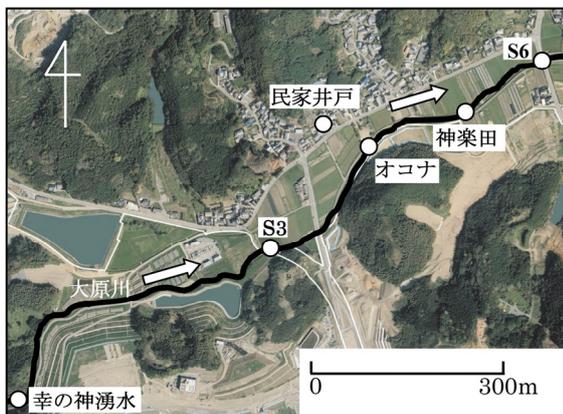


図-2 解析対象領域

3. ラドンによる地下水・表流水交流解析

(1) ラドンの特徴^{2),3)}

ラドンは化学的に不活性な希ガス元素である。半減期は約3.8日である。環境に存在するラドンの起源は帯水層物質内のラジウムである。ラジウムはウラン崩壊系列の一種であり、堆積物中ならどこにでも存在する。地層中においてラジウムの放射性崩壊で生成したラドンの一部は、固相から遊離して周辺の液相や気相に移行し、大気や水の循環によって環境に拡がっている。このように地下水中に拡散したラドンはラドンの放射性崩壊による損失とラジウムの放射性崩壊による供給の割合によって増加し、約3週間で平衡状態に達する。

一方、表流水中のようにラジウムの供給のない状況下では、ラドンはその放射性崩壊による損失の割合により、指数関数的に減少する。従って、地下水と表流水中ではラドン濃度に大きな差があり、表流水に地下水が流入している地点のラドン濃度は、他の地点と比べて高い値を示す。一般的に、地下水中のラドン濃度は $10^0 \sim 10^2 \text{Bq/L}$ 、表流水中では $10^{-1} \sim 10^{-2} \text{Bq/L}$ のオーダーである。

(2) 水収支及びラドン収支⁴⁾

河川の2 地点間での定常状態での水収支とラドン収支をあらわす式を以下に示す。

水収支式

$$Q_2 = Q_1 + Q_g - Q_r \quad (1)$$

ラドン収支式

$$C_2 Q_2 = [C_1 Q_1 \exp(-aL) + C_g Q_g \{1 - \exp(-aL)\} / aL] (1 - P) \quad (2)$$

$$P = Q_r / (Q_1 + Q_g)$$

$$a = (D / Zhv) + \lambda / v$$

ここで、 Q_1 : 上流での流量(m^3/s)、 Q_2 : 下流での流量(m^3/s)、 Q_g : 地下水浸出量(m^3/s)、 Q_r : 表流水涵養量(m^3/s)、 C_1 : 上流でのラドン濃度(Bq/m^3)、 C_2 : 下流でのラドン濃度(Bq/m^3)、 C_g : 地下水中のラドン濃度(Bq/m^3)、 L : 調査区間の距離(m)、 D : 水中でのラドンの分子拡散係数= $1.2 \times 10^{-9} (\text{m}^2/\text{s})$ 、 λ : ラドンの崩壊定数(0.18day^{-1})、 z : Stagnant film の厚さ、 h : 平均水深(m)、 v : 平均流速(m)である。

なお、Stagnant film とは、表流水の表面と大気との境界との直下に仮定した停滞膜のことであり、この厚さが小さいほど飛散によって失われるラドン量は多くなる。一般的に、調査区間が数 km の場合、Stagnant film の厚さは $z = 20 \mu\text{m}$ として用いられることが多い⁵⁾。

表-1 各地点でのラドン濃度及び水理諸量

地点	ラドン濃度 (Bq/m ³)	水深 × 10 ⁻² (m)	流速 × 10 ⁻² (m/s)	流量 × 10 ⁻² (m ³ /s)	前地点からの距離 (m)
S3	4,700	1.8	31.2	1.4	
オコナ	10,000	11.1	4.9	1.4	350
神楽田	4,000	6.8	12.3	1.4	225
S6	2,400	6.5	10.5	1.5	260
幸の神湧水	29,000				
民家井戸	25,000				

※幸の神湧水地点のラドン濃度は花崗岩分布域の地下水中ラドン濃度として使用
 ※民家井戸地点のラドン濃度は結晶片岩分布域の地下水中ラドン濃度として使用

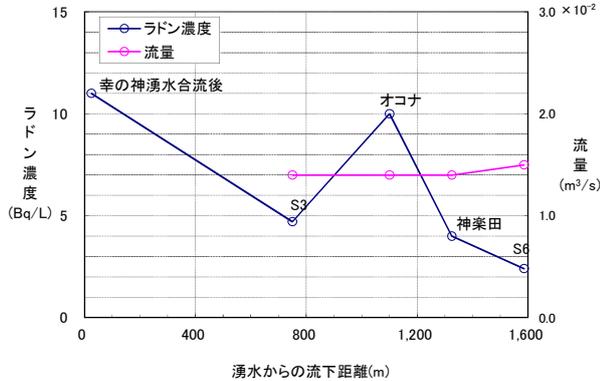


図-3 大原川のラドン濃度及び流量変化

表-2 各区分での地下水-表流水交換量

区分	地下水浸出量 × 10 ⁻² (m ³ /s)	表流水涵養量 × 10 ⁻² (m ³ /s)
S3-オコナ	5.84	5.85
オコナ-神楽田	0.60	0.60
神楽田-S6	0.43	0.32

一方で、濱田ら²³⁾は、流量の非常に少ない溪流について $z=5\mu\text{m}$ であるとしている。本検討では、調査対象河川の規模等を勘案し、 $z=15\mu\text{m}$ とした。

以上より、2 地点でのラドン濃度、流量、水深、流速、2 地点間の距離、近隣地下水中でのラドン濃度がわかれば式(1)、(2)によって、その区間での地下水浸出量と表流水涵養量を推定することができる。

(3) 大原川における地下水・表流水交流解析

表-1には図-2中の各地点のラドン濃度、水温、水深、流速及び流量実測値を示す。ここで、流量は、スケール等を用いた計測から概算した断面積と、プロペラ式微流速計を用いて計測した流速を用いて算定した。また、ラドン濃度は、液体シンチレーション計測法にて測定した。ラドン濃度の流下方向の変化を図-3示す。なお、図-3中の「合流後」とは幸の神湧水と湧水より上流の水が合流した地点であり、湧水地点から約20m下流地点を指している。次に、表-1の値を用いて、式(1)および式(2)より算出した各区分での地下水浸出量と表流水涵養量を表-2に示す。表-1より4地点の流量にはほとんど増減はなく、見かけ上、各区分とも地下水の浸出は考えにくい。しかし、図-3では、S3～オコナ間でラドン濃度が上昇してお

り、同区間で地下水が大原川に浸出していることがわかる。S3-オコナ間には結晶片岩と花崗岩の地層境界が存在(図-2参照)し、活発な地下水・表流水の交流が起こっていると考えられる。また、式(1)、(2)によって地下水浸出量と表流水涵養量を推定した表-2から、S3-オコナ間では表流水流量の約4倍の地下水が浸出し、同時に、ほぼ同量の表流水が地下水として涵養していることがわかる。一方、流量の実測値では両者の間に変化はみられない。オコナで流量が増加していないことから、この区間では地質境界(図-1参照)に沿って河川を横切る方向に地下水が通過していることが推察される。以上、S3-オコナ間において、表流水(河川水)の流量増加はほとんどないものの、S3のラドン濃度よりもその下流のオコナでのラドン濃度が高く、この区間では地下水と表流水の活発な交流が行われていることが示唆された。

4. Lagrange粒子追跡による大原川集水域の推定

(1) Lagrange粒子追跡手法

地下水流動モデルの基礎式を以下に示す。

$$n_e \frac{\partial(h_f - b)}{\partial t} = - \frac{\partial\{(h_f - b) \cdot u_f\}}{\partial x} - \frac{\partial\{(h_f - b) \cdot v_f\}}{\partial y} - \sum_m \frac{Q_m(x, y, t) \delta(x - x_m) \delta(y - y_m)}{m} + q_w(x, y, t) - EVT_2(x, y, t) \quad (3)$$

ここで、 n_e : 有効空隙率、 h_f, b : 基準面から上方にとった淡水面、基盤面の高さ、 Q_m : 井戸の揚水量、 (x_m, y_m) : 井戸の位置、 δ : デルタ関数、 u_f, v_f : 地下水の水平方向流速成分、 q_w : 地下水への涵養量、 EVT_2 : 地下水水面からの蒸発量である。

堤ら⁶⁾の既往研究の条件及び式(3)を用いて九州大学伊都キャンパス周辺を $50\text{m}(x \text{ 軸方向}) \times 25\text{m}(y \text{ 軸方向})$ に分割し、各格子点上における25年間分(1979年～2003年)のダルシー流速を求め、有効空隙率で除し時系列毎の実流速を求めた。本検討では、地下水の大原川までの到達時間およびその移動経路を算定するために、各格子点内に流れと共に移動する粒子を4つ配置した。粒子の初期配置を図-4に示す。4つの格子点内の任意の点における流速は以下の式であらわされる。

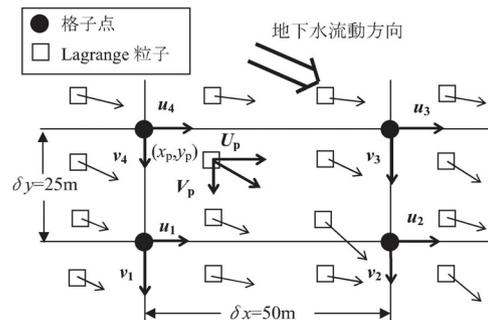


図-4 粒子の初期配置

$$\begin{aligned} u &= \alpha_1 + \alpha_2 x + \alpha_3 y + \alpha_4 xy \\ v &= \alpha_5 + \alpha_6 x + \alpha_7 y + \alpha_8 xy \end{aligned} \quad (4)$$

ここで、 $\alpha_1 \sim \alpha_4$ は係数である。

また、4つの格子点におけるx軸方向の流速は以下のように表すことができる。

$$\begin{cases} u_1 = \alpha_1 \\ u_2 = \alpha_1 + \alpha_2 \delta x \\ u_3 = \alpha_1 + \alpha_2 \delta x + \alpha_3 \delta y + \alpha_4 \delta x \delta y \\ u_4 = \alpha_1 + \alpha_3 \delta y \end{cases} \quad (5)$$

さらに式(5)より、 $\alpha_1 \sim \alpha_4$ を得ることができる。

$$\begin{cases} \alpha_1 = u_1 \\ \alpha_2 = \frac{u_2 - u_1}{\delta x} \\ \alpha_3 = \frac{u_4 - u_1}{\delta y} \\ \alpha_4 = \frac{(u_1 + u_3) - (u_2 + u_4)}{\delta x \delta y} \end{cases} \quad (6)$$

式(6)を、粒子を囲んでいる4つの格子点上の流速を用いると以下のように表すことができる。

$$U_p = \frac{1}{\delta x \delta y} \{ (\delta x \delta y - x_p \delta y - y_p \delta x + x_p y_p) u_1 + (x_p \delta y - x_p y_p) u_2 + (\delta x \delta y) u_3 + (y_p \delta x - x_p y_p) u_4 \} \quad (7)$$

$$V_p = \frac{1}{\delta x \delta y} \{ (\delta x \delta y - x_p \delta y - y_p \delta x + x_p y_p) v_1 + (x_p \delta y - x_p y_p) v_2 + (\delta x \delta y) v_3 + (y_p \delta x - x_p y_p) v_4 \} \quad (8)$$

図-4に示した格子点に25年間分の地下水流速データが蓄積されており、Lagrange粒子追跡法によって格子点内に配置した粒子に、格子点の地下水流速を内挿して流体粒子一つずつに流速(式(7)、(8))を計算する。これにより個々の粒子の歴史を遡って追跡することにより、25年前にはどこに存在したかを明らかにすることで25年間分の集水域とした。

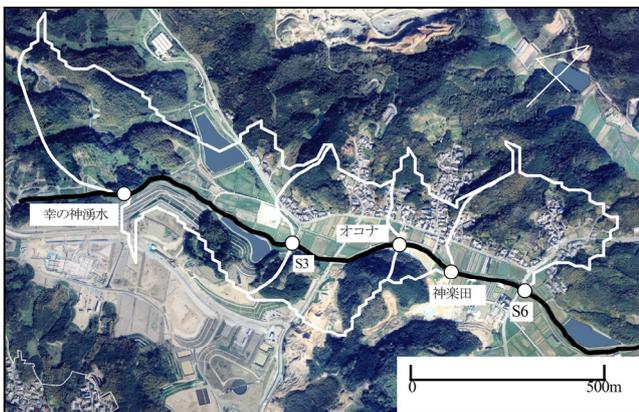


図-5 推定された大原川の集水域

表-3 各区間の推定集水面積

区間		左岸	右岸	合計
S3-オコナ	粒子数(個)	304	313	617
	集水面積(m ²)	95,000	97,813	192,813
オコナ-神楽田	粒子数(個)	204	48	252
	集水面積(m ²)	63,750	15,000	78,750
神楽田-S6	粒子数(個)	555	4	559
	集水面積(m ²)	173,438	1,250	174,688

(2) 大原川集水域の推定

(1)に示した方法により移動させた粒子の移動軌跡を追跡した。計算時間ステップは1日とし、計算をおこなった。最初に、大原川を表すメッシュに到達する粒子を特定し、それらの粒子の初期位置の最遠点を結び、大原川の25年間の集水域の推定を行った。その結果を図-5に示す。図-5より左岸側の集水域が右岸側より広いことがわかる。また、それぞれの区間について、計算より得られた河川に到達する粒子数を元に算出した集水面積を表-3に示す。S3-オコナ間では左右岸で同程度の集水面積が推定されたが、オコナ下流は右岸からの地下水流入はほとんど起こっていないと推定された。

5. 大原川流域の水循環解析

(1) 解析モデル

本検討の対象領域には、既往の水循環解析モデル⁶⁾が存在する。既往モデルは、降雨の、遮断蒸発・地下浸透・貯留を考慮し、地下水涵養量を算出する地下水涵養モデルと、それらの涵養量から地下水の流動を計算する準3次元淡塩2相地下水流動モデルから構成されている。2つのモデルについて以下に概説する。

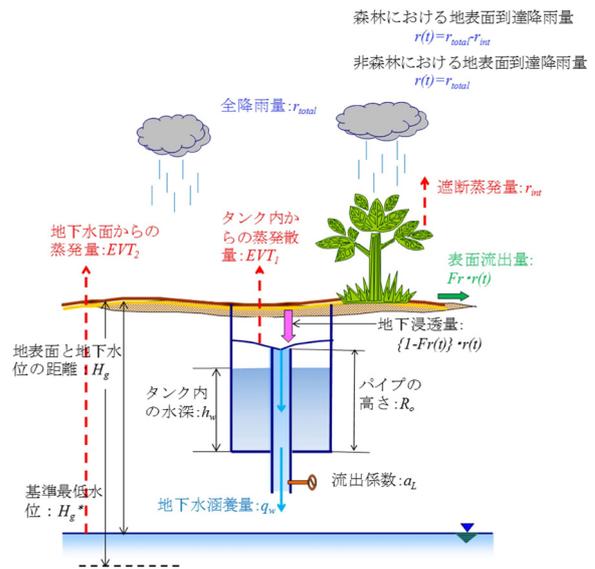


図-6 地下水涵養モデルの原理

a) 地下水涵養モデル

地下水涵養モデルは1段タンクで構成され、地下水への涵養量を計算する式(9)と、タンク内の水位の変化を地表面に到達した降雨の地下浸透成分と地下水涵養量、そして蒸発散量で表現する式(10)の2つの基礎式から成る。イメージを図-6に示す。地表面に到達する降雨量は全降雨量から森林による遮断蒸発量を引いた値になる。タンク内に入った地下浸透成分は、初期損失高に一時的に貯留され、タンク内水位がそれを超えると地下水への涵養が開始される。なお、本モデルでは、蒸発散によりタンク内の水が無くなった場合、地表面と地下水面との距離 Hg が、設定した最低水位との距離 Hg^* よりも小さいときにのみ、地下水面からの蒸発量 EVT_2 を考える。

$$q_w(t) = a_L \cdot \{h_w(t) - R_0\} \times Y[h_w(t) - R_0] \quad (9)$$

$$\frac{dh_w}{dt} = \{1 - F(r)\} \cdot r(t) - q_w(t) - EVT_1(t) \quad (10)$$

ここで、 $F(r)$: 表面流出率、 $r(t)$: 時間雨量 (mm/hour)、 $EVT_1(t)$: タンクからの蒸発散量 (mm/hour)、 $h_w(t)$: タンク内の水深 (mm)、 $q_w(t)$: 不飽和帯から地下水面への涵養量 (mm/hour)、 a_L : タンクの流出係数 (hr⁻¹)、 R_0 : 降雨の初期損失高 (mm)、 $Y[h_w(t) - R_0]$: $h_w(t) \geq R_0$ のとき 1、 $h_w(t) < R_0$ のとき 0 をとるステップ関数とする。

b) 準3次元淡塩2相地下水流動モデル

準3次元淡塩2相地下水流動モデルは、広域において、水平流速に比べて垂直流速が無視できるとした準一様流の仮定を用いて、3次元現象を平面2次式に近似したモデルである。不圧地下水分布域と被圧地下水分布域の淡水相・塩水相の単位面積当たり貯留される水量変化を計算する4つの式から構成されている。またこれらの4つの式を用いて地下水位などが計算され、それによって河川流量を計算する。

① 不圧淡水領域

$$n_e \frac{\partial(h_f - h_s)}{\partial t} = -\frac{\partial\{h_f - h_s\} \cdot u_f}{\partial x} - \frac{\partial\{h_f - h_s\} \cdot v_f}{\partial y} - \sum_m Q_m(x, y, t) \delta(x - x_m) \delta(y - y_m) + q_w(x, y, t) - EVT_2(x, y, t) \quad (11)$$

② 不圧塩水領域

$$n_e \frac{\partial h_s}{\partial t} = -\frac{\partial\{h_s - b(x, y)\} \cdot u_s}{\partial x} - \frac{\partial\{h_s - b(x, y)\} \cdot v_s}{\partial y} \quad (12)$$

③ 被圧塩水領域

$$n_e \frac{\partial h_s}{\partial t} = -\frac{\partial\{h_s - b(x, y)\} \cdot u_s}{\partial x} - \frac{\partial\{h_s - b(x, y)\} \cdot v_s}{\partial y} \quad (13)$$

④ 被圧淡水領域

$$S \cdot \frac{\partial h_f}{\partial t} - n_e \frac{\partial h_s}{\partial t} = -\frac{\partial\{(D(x, y) - h_s) \cdot u_f\}}{\partial x} - \frac{\partial\{(D(x, y) - h_s) \cdot v_f\}}{\partial y} - Q_m(x, y, t) \delta(x - x_m) \delta(y - y_m) - q_{riverout}(x, y, t) \delta(x - x_{out}) \delta(y - y_{out}) \quad (14)$$

ここで、 h_f : 基準面から鉛直上方にとった淡水の高さ、 h_s : 基準面から鉛直上方にとった淡塩境界面の高さ、 u_f, v_f, u_s, v_s : 淡水領域および塩水領域の水平方向流速成分、 $Q_m(x, y, t)$: 井戸の揚水量、 (x_m, y_m) : 井戸位置、 $q_w(x, y, t)$: 降雨の地下水への涵養量、 $D(x, y)$: (x, y) 地点における加圧層下面の基準面からの高さ、 $b(x, y)$: (x, y) 地点における水理基盤面の基準面からの高さ、 $EVT_2(x, y, t)$: 地下水面からの蒸発量、 $q_{riverout}(x, y, t)$: 河川への流出量 (湧き出し量)、 (x_{out}, y_{out}) : 河川の位置、 δ : デルタ関数で井戸、河川の位置を表示するために使用、 n_e : 有効空隙率、 S : 貯留係数である。

(2) モデルの改良⁷⁾

(1)に示したモデルにて河川流量を推定すると S6 地点の計算流量が過大となっていることが分かった。これはモデルでは、地下水が、実際よりも多く表流水として浸出していることが考えられる。

そこで、既往文献等を整理した結果、S6 地点付近には現在の河道とは異なり右岸側へ抜ける旧河道が存在することが判明した。

また、3の結果より、ラドン濃度の上昇からは地下水の浸出が示唆されたものの、観測流量の増加はみられない区間があったことより、地下水が大原川に浸出している一方で、表流水から地下水へと涵養がおこっていることが示唆された。

そこで、上記2つの特徴を既往解析モデルに組み込み、モデルの改良を行った。

a) 大原川旧河道の反映

図-7に示す推定旧河道部⁸⁾とその周辺について、既往解析モデルでは $1 \times 10^{-4} \text{cm/s} \sim 1 \times 10^{-5} \text{cm/s}$ の透水係数が与えられていたが、本研究では被圧地下水における加圧層を無くし、推定旧河道部では $1 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ オーダー、旧河道周辺については $1 \times 10^{-3} \text{cm/s} \sim 1 \times 10^{-4} \text{cm/s}$ オーダーの透水係数を与えた。なお、これらの透水係数の値については、旧河道部には砂質土層があるとの報告により、砂質土の透水係数の範囲内で定めた値を与えた。

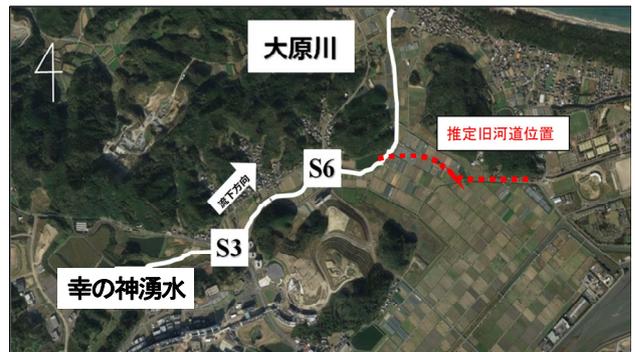


図-7 推定旧河道

表-4 幸の神湧水地点の計算流量と観測流量

モデル	① 計算流量 (m ³ /年)	② 観測流量 (m ³ /年)	差(①-②) (m ³ /年)	比率 (①/②)
既往解析モデル	121,398	123,402	-2,004	0.98
改良モデル (旧河道+地下水涵養を反映)	130,266		6,864	1.06

表-5 S3地点の計算流量と観測流量

モデル	① 計算流量 (m ³ /年)	② 観測流量 (m ³ /年)	差(①-②) (m ³ /年)	比率 (①/②)
既往解析モデル	992,294	916,006	76,288	1.08
改良モデル (旧河道+地下水涵養を反映)	840,191		-75,815	0.92

表-6 S6地点の計算流量と観測流量

モデル	① 計算流量 (m ³ /年)	② 観測流量 (m ³ /年)	差(①-②) (m ³ /年)	比率 (①/②)
既往解析モデル	1,680,488	1,233,186	447,302	1.36
改良モデル (旧河道+地下水涵養を反映)	1,323,298		90,112	1.07

b) 地下水涵養量の反映

3.の結果より、大原川ではラドン濃度の上昇からは地下水の浸出が示唆されたものの、観測流量の増加はみられない区間があることがわかっている。これは、地下水から表流水へ浸出がある一方で、表流水から地下水への涵養も同時におこっていることが示唆される。

上記を踏まえ、既往の準3次元淡塩2相地下水流動モデルにて反映できていなかった河川から地下水への涵養量 $q_{riverin}$ をモデルに反映させて計算を行った。

$$q_{riverin} = \frac{k(h_r - b_r)}{d} \quad (15)$$

ここで、 k : 半透水層の透水係数、
 h_r : 基準面からの河川水面の高さ、
 b_r : 基準面からの河川底面の高さ、
 d : 半透水層厚

(3) モデル改良前後での河川流量推定結果

以上の2点をモデルに組み込み、大原川の流量を計算した結果を表-4～表-6に示す。

表-4～表-6より、既往検討モデルにおいて再現精度の高かった幸の神湧水及びS3地点は、改良モデルにおいても同程度の精度を確保しつつ、S6地点において既往解析モデルでは計算流量が観測流量の約1.4倍であったのに対し、旧河道の存在と地下水涵養を考慮した結果、概ね観測流量と同程度の計算流量が得られた。

なお、幸の神湧水地点は、湧水量(地下水量)が支配的であるため、地下水への涵養を考慮した結果、他の2地点とは異なり、流量が増加する結果となっている。

6. 結論

ラドンを用いた地下水・表流水の交流解析では、S3～オコナ間で河川流量の増加はないものの、ラドン濃度の増加により、同区間を流れる表流水流量の約4倍の地下水・表流水の交流がおこっていることがわかった。一方、オコナより下流においては河川流量の増加がなく、ラドン濃度も減少していることから、地下水の左右岸から大原川への浸出はほとんど無いと推定された。S3～オコナ間には結晶片岩と花崗岩の地層境界が存在し、活発な地下水・表流水の交流が起きていると考えられた。

また、本検討領域で既往研究にて構築されていた水循環モデルにおいて河川流量の計算精度に問題のあったS6地点の精度向上を主眼に置き、上記の水理・地質・地球化学的知見を反映することでモデルの改良を行った結果として、既往解析モデルでは、観測流量の約1.4倍で推定されていたS6地点の計算流量が、モデル改良により約1.1倍の精度まで向上した。

以上より、地下水流動解析によるシミュレーション結果、放射性同位体を用いた地球化学的手法を組み合わせ、地域の地下水-表流水の交流の解明を行うとともに、それらの結果から得られた条件を水循環モデルに反映することで、より再現精度の高い水循環モデルを構築することができ、今後の持続可能な水資源利用及びその管理において非常に有用な知見が得られた。

参考文献

- 九州大学：九州大学 新キャンパス・マスタープラン2001-21世紀を生き続けるキャンパスの創造-., 2001.
- 濱田浩正, 宮崎毅：水文学の新分野-ラドン水文学, 水利科学, 253, 1-25, 2000.
- 濱田浩正, 宮崎毅：水文学の新分野-ラドン水文学, 水利科学, 254, 28-52, 2000.
- 松本大毅, 広城吉成, 神野健二, 堤敦：地下水流動計算と放射性同位体を用いた地下水・表流水交流解析, 水文・水資源学会誌, 第22巻, 第4号, 286-293, 2009.
- Robert J. Elsinger and Willard S. Moore: Gas exchange in the Pee Dee River based on ²²²Rn evasion, *Geophysical Research Letters*, 10, 443-446, 1983.
- 堤敦, 神野健二, 森牧人, 広城吉成：表流水-地下水系水循環機構の予測モデルの開発と適用-九州大学新キャンパス建設地を対象として-, 土木学会論文集No. 747/2-65, 2003.
- Masataka Matsumoto, Akihiko Kinoshita, Atsushi Tsutsumi, Yoshinari Hiroshiro: Hydrological Analysis of Interaction between Surface and Subsurface Water in the Middle Basin of the Obaru River, Western Fukuoka, Japan, *Proceedings of International Symposium on Earth Science and Technology*, 2017.
- 元岡村誌編集委員会：「元岡村誌」, 元岡村役場, 1961.

(2019. 4. 2受付)