

# 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

松本 大毅<sup>1)</sup> 広城 吉成<sup>1)</sup> 神野 健二<sup>1)</sup> 堤 敦<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> 九州大学大学院工学研究院  
(〒819-0395 福岡市西区元岡744番地)

<sup>2)</sup> (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丁目18-25)

福岡市西部に位置する九州大学新キャンパス移転用地周辺では、施設園芸用水や飲料水として地下水が利用されている。新キャンパス造成工事は2000年6月より開始され、山林面積の減少による地下水涵養量の低下が地下水および湧水へ与える影響が懸念されている。そのため地下水・表流水の相互作用を把握することは、周辺地域の有効な水資源利用をおこなう上で極めて重要となる。

本研究では、新キャンパス内に水源を持つ大原川流域の地下水・表流水の流量を推定するために、トレーサーとしてラドンを用いた。その結果、特にS3～オコナ間ではラドンによる解析から活発な地下水・表流水の交流が起きていることが示された。

一方、地下水流動の数値解析によって得られた25年間の流速分布の時系列をもとに、ラグランジュ粒子追跡法によって大原川流域の集水域の推定を行い、大原川の各区間の左右岸集水域を推定することができた。

以上のように、ラドンによって、大原川に流入する地下水の具体的な交流箇所、およびラグランジュ粒子追跡法によって、地下水が左岸、右岸のどちらから大原川に流入するのか等の結果を得ることができた。両手法を合わせることで、地下水・表流水のより詳細な交流解析が可能となった。

キーワード：地下水・表流水の相互作用、トレーサー、ラドン、地下水流動モデル、ラグランジュ粒子追跡法

## I. 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。

九州大学新キャンパス移転用地で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月から九州大学新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。

本研究では、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（<sup>222</sup>Rn）を用

い、地下水と大原川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、地下水流入量および表流水流出量を推定した。

ラドンは半減期が約3.8日と短寿命であり、地下水中と河川水中で大きな濃度差をもつという特徴がある。ラドンをを用いた水文学的研究として、Elsingerら（1983）は、河川の流下に伴うラドン濃度の減少に関し、河川水と大気の間停滞膜を仮定し、ラドン濃度の減少量から停滞膜の厚さを評価している。また、Hoehnら（1989）は、スイスのGlatt川から様々な距離にある観測井で採水した試料中のラドン濃度から、河川周辺の地下水の平均流速を推定している。Ellinsら（1990）は、プエルトリコのRio Grande川の地下水の流入、流出量の評価においてラドンをを用いている。上述のように国際的には、ラドンによる水循環機構の基本的な解析手法は1980年頃に総括されているようである。一方、日本国内におけるラドンを

いた水文学的研究の端緒は、濱田・小前（1994）による、地下水の浸出と河川水の伏流の定量解析が挙げられよう。また、ラドンをを用いたさまざまな水循環解析は主に、小前（1995）、濱田・宮崎（2000a, 2000b）、濱田・二平（2002）、松本ら（2003）によって報告されている。

さて、広域の地下水流動の解析にあたっては、Carrollら（2008）はネバダ州東部においてMODFLOWと水素・酸素安定同位体比を組み合わせることで地下水流動を解析し、MODFLOWのような物理モデルのほか安定同位体比を組み合わせる方がより詳細な地下水流動を評価できると提案している。また、横田ら（2008）は屋久島での水循環を水素・酸素安定同位体比と水質から、小宮ら（2003）は長野県松本盆地中・南部地域の広域地下水流動系を同じく水素・酸素安定同位体比と水質特性から評価しているが、国内では広域地下水流動モデルと安定同位体を用いた研究例は少ないようである。

さて、本報では、調査解析領域は地下水流動解析として安定同位体を利用する規模ではなく、小河川と地下水の関係を把握するために放射性同位体を用い、地球化学的なアプローチと数値解析のアプローチを組み合わせることによって、両面から事象を説明することを試みた。

本研究では、堤ら（2003）がおこなった九州大学新キャンパスを含む地域の地下水流動解析によって得られた25年間分の時系列毎の流速分布をもとに、大原川の集水域の推定を行い、放射性同位体であるラドンをを用いて、大原川の地下水・表流水の交流解析を行ったものである。

## Ⅱ．調査・解析方法

### 1. 対象地域

九州大学新キャンパス移転用地とその地質区分を図一に示す。新キャンパス移転用地は福岡市西部の糸島半島にあり、福岡市西区と前原市にまたがっている。総面積は275 haであり、造成予定面積は、170 haを計画している。造成予定地以外のエリアは保全緑地として残すことになっている。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。ひとつの地形区は移転用地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移転用地東部や用地の北側にみられるもので、斜面勾配が急



図一 九州大学新キャンパス統合移転予定地  
Fig. 1 Map of the new campus area of Kyushu University.

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。九州大学新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。

糸島半島の地質（福岡地域の地質（1994））は、主に古生代二疊紀～石炭紀の三郡変成岩類及び中生代後期白亜紀の糸島花崗閃緑岩よりなり、これら基盤岩の上位には新生代第四紀完新世～更新世の未固結な堆積物が分布している。三郡変成岩類は主として結晶片岩（緑色片岩ないし泥質片岩）からなり、糸島半島の北部をほぼ東南東・西北西方向に帯状に分布しており、その両側は糸島花崗閃緑岩と接している。糸島花崗閃緑岩は、移転用地の東部を除く地域とその西側に広く丘陵地を形成して分布しており、粗粒～中粒の花崗閃緑岩で角閃石と黒雲母を30%程度含み、ペグマタイトやアブライトの岩脈がしばし

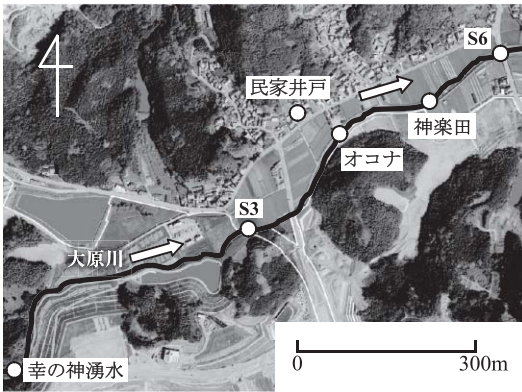


図-2 研究対象地域  
Fig. 2 Map of the study area.

は認められる。移転用地内においては東部の変成岩類及び沖積層の範囲を除く地域で分布しており、全体の8割以上の面積を占めている。

研究対象とした地域を図-2に示す。大原川は新キャンパス内に源流があり、幸の神（さやのかみ）湧水が湧出し、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4 m）であるが、S3から下流は砂礫～砂河床へと変化する。図-2中、白丸で表記した地点では、ラドン濃度の測定をおこなった。また、S3、オコナ（川幅約6 m）、神楽田（川幅約6 m）、S6（川幅約6 m）地点ではプロペラ式微流速計を用いて流量の観測を行った。なお、観測は2004年12月3日に行い、近傍の前原雨量観測所での観測前1週間の降雨量は2 mmであり、流況は平水時の流況であった。

## 2. ラドンによる地下水・表流水交流解析

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

中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 $10^0 \sim 10^2$  Bq/L、表流水中では $10^{-1} \sim 10^{-2}$  Bq/Lのオーダーである。

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

$$\begin{aligned} C_2 Q_2 &= [C_1 Q_1 \exp(-aL) + \\ &C_g Q_g \{1 - \exp(-aL)\} / aL] (1 - P) \\ P &= Q_r / (Q_1 + Q_g) \\ a &= (D / Zhv) + \lambda / v \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 $Q_1$ : 上流での流量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )、 $Q_2$ : 下流での流量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )、 $Q_g$ : 地下水流入量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )、 $Q_r$ : 表流水流出量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )、 $C_1$ : 上流でのラドン濃度 ( $\text{Bq}/\text{m}^3$ )、 $C_2$ : 下流でのラドン濃度 ( $\text{Bq}/\text{m}^3$ )、 $C_g$ : 地下水中のラドン濃度 ( $\text{Bq}/\text{m}^3$ )、 $L$ : 調査区間の距離 (m)、 $D$ : 水中でのラドンの分子拡散係数  $= 1.2 \times 10^{-9}$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ )、 $\lambda$ : ラドンの崩壊定数 ( $0.18 \text{ day}^{-1}$ )、 $z$ : 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境界との直下に仮定した膜のことであり、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。一方で、濱田らは、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。本報では、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流入量と表流水流出量を推定することができる。

## 3. Lagrangian粒子追跡の手順

堤ら（2003）が解析に用いた地下水流動モデルの基礎式を以下に示す。

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

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、 $\delta$ :デルタ関数、 $u_f, v_f$ :地下水の水平方向流速成分、 $qw$ :地下水への滴養量、 $EVT_2$ :地下水面からの蒸発量である。

堤ら(2003)の既往研究の条件および式(3)を用いて九州大学新キャンパス周辺を50 m (x軸方向) × 25 m (y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。本研究では、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(Lagrangian粒子)。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(x, y)における流速は以下の式であらわされる。

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

ここで、 $\alpha_1 \sim \alpha_8$ 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。

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

次に、y軸方向に関しても同様にLagrangian粒子の流速を下記のように表すことができる。

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

今回、式(3)に示した解析手法は一般的にはEuler的手法と呼ばれ、地下水流速を時間との関数として論じ、地下水の流れを全体的に概観する手法である。一方、Lagrangian的手法は、流体中のある粒子が時間とともにどう移動するかを論ずるもので、流体粒子の歴史を軌跡するものである。さて、本研究においては、式(3)の計算結果をもとに、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、Lagrangian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。粒子追跡の概念を図-5に示す。下段に配置された粒子が、例えば1日前にはどこに存在していたかを追跡することで、後述の図-7(a)~(d)のような粒子の軌跡を表すことができる。

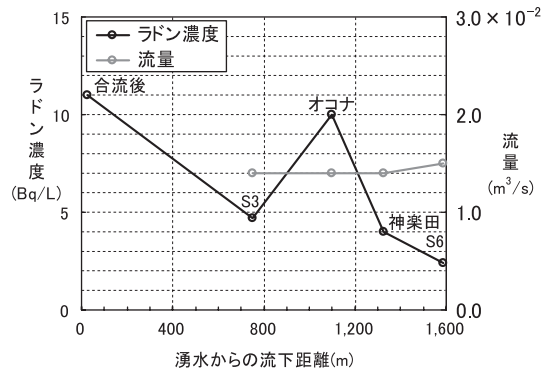


図-3 ラドン濃度及び流量変化

Fig. 3 Variation of Radon concentration and quantity of flow with respect to distance.

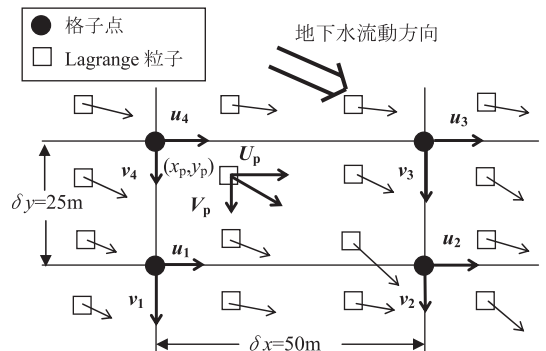


図-4 粒子の初期配置

Fig. 4 Initial location of particles.



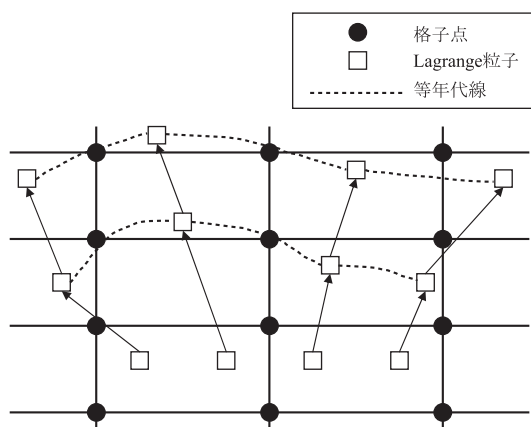


図-5 集水域推定に用いた粒子移動の概念

Fig. 5 Conceptual diagram of particle tracking for estimating catchments.

### Ⅲ. 結果と考察

#### 1. ラドンによる地下水・表流水交流解析

表一には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、現地にてポリ容器を用いて試料を採水し、試料の量を1 Lとした。トルエンは50 mL使用し、各試料の計測時間は抽出から約4時間後、抽出したトルエンシンチレーター溶液20 mLを液体シンチレーションカウンターにより、5分計測を数回実施した。計測に伴う誤差は、液体シンチレーションカウンターで計測されたラドン濃度にもよるが、今回のラドン濃度レベルでは $\pm 2\%$ 程度であった。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20 m下流地点を指している。次に、表一の値を用いて、式(1)および式(2)より算出した各区分での地下水流入量と表流水流出量を表二に示す。表一より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流入は考えにくい。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、同区分で地下水が大原川に流入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(図-1参照)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る。また、式(1)、(2)によって地下水流入量と表流水流出量を推定した表二から、S3～オコナ間では表流水流量の約4倍の地下水が流入し、同時に、ほぼ同量の表流水が地下水として流出していることがわかる。また、水温変化は、S3では14.4℃であったがオコナでは16.2℃と上昇している。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、この区分では河川に直角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、この区分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。

表-2 各区分での地下水-表流水交流量

Table 2 Groundwater-surface water discharge interaction at each section.

	地下水流入量 $\times 10^{-2} (\text{m}^3/\text{s})$	表流水流出量 $\times 10^{-2} (\text{m}^3/\text{s})$
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

表-1 各地点でのラドン濃度及び水理諸量実測値

Table 1 Radon concentration and hydrological quantity at the observations.

地 点	ラドン濃度 (Bq/m <sup>3</sup> )	水温 (℃)	水深 $\times 10^{-2} (\text{m})$	流速 $\times 10^{-2} (\text{m/s})$	流量 $\times 10^{-2} (\text{m}^3/\text{s})$	前地点からの距離 (m)
S3	4,700	14.4	1.8	31.2	1.4	
オコナ	10,000	16.2	11.1	4.9	1.4	350
神楽田	4,000	17.2	6.8	12.3	1.4	225
S6	2,400	17.4	6.5	10.5	1.5	260
幸の神湧水	29,000	17.5				
民家井戸	25,000	17.4				

※ 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

## 2. Lagrangian粒子追跡による大原川の集水域の推定

II.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-6に、また、各区間に到達する粒子の移動軌跡を図-7(a)~(d)示す。図-6は幸の神湧水、S3、オコナ、神楽田、S6それぞれの地点の集水域をまとめたものである。この図より左岸側の集水域が右岸側より広いことがわかる。次に、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。図-7(a) (幸の神湧水~S3)では、左岸の集水域が右岸よりも広く、粒子の移動軌跡も左岸側のほうが長い

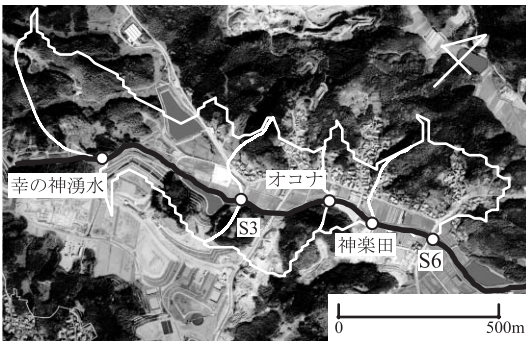


図-6 大原川の集水域  
Fig. 6 Catchments area of the Obaru river.

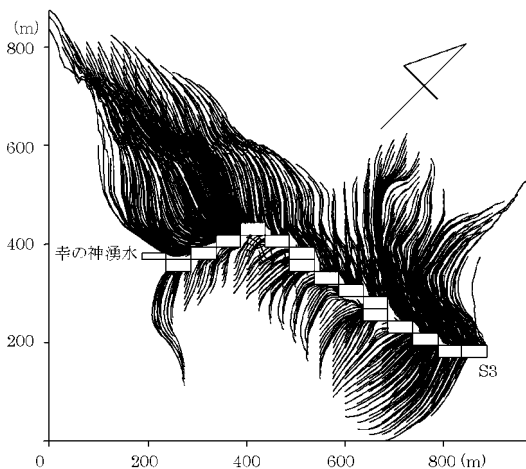


図-7(a) 幸の神湧水~S3間に到達する全粒子の軌跡  
Fig. 7 (a) All tracked particles between Sayanokami Spring and S3.

ことがわかる。図-7(b) (S3~オコナ)では、この区間は左右岸ともに同程度の集水域を持ち、粒子の移動軌跡の長さも大差ない。図-7(c) (オコナ~神

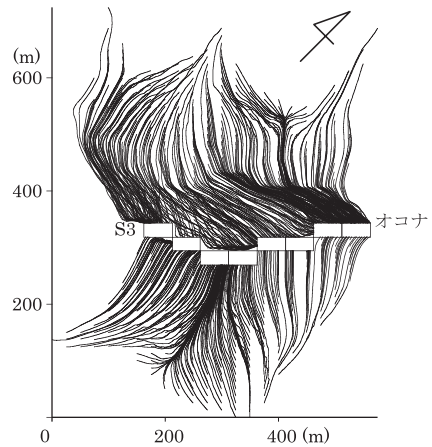


図-7(b) S3~オコナ間に到達する全粒子の移動軌跡  
Fig. 7 (b) All tracked particles between S3 and Okona.

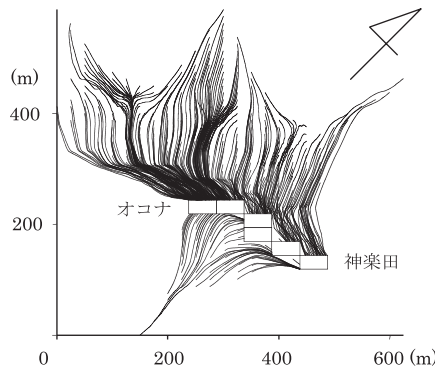


図-7(c) オコナ~神楽田間に到達する全粒子の移動軌跡  
Fig. 7 (c) All tracked particles between Okona and Kagurata.

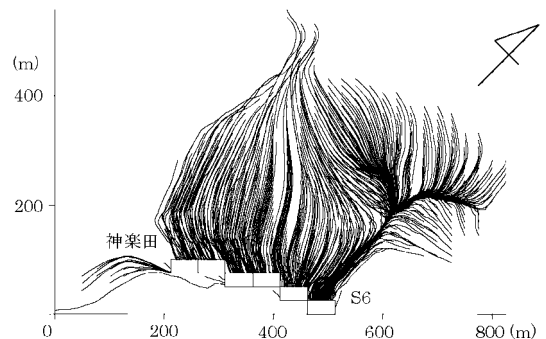


図-7(d) 神楽田~S6間に到達する全粒子の移動軌跡  
Fig. 7 (d) All tracked particles between Kagurata and S6.

表-3 各区間の集水面積  
Table 3 Catchment area at each section.

	集水面積	
	左 岸	右 岸
S3～オコナ	95,000	97,813
オコナ～神楽田	63,750	15,000
神楽田～S6	173,438	1,250

楽田)では、この区間は左岸の集水域が右岸側よりかなり広がっている。最後に、図-7(d) (神楽田～S6)では、この区間は右岸からの粒子移動軌跡がほとんどなく、地下水の流入がないことを示している。また、ラドン濃度も減少しており、流量の増減もほとんどないことから、左岸側からの地下水は大原川に流入せず、その河床下を流れているものと推察できる。

## Ⅵ. 結論

ラドンを用いた地下水・表流水交流量の推定より、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。しかしながら、今後、S3～オコナにおける地下水・表流水間の交流をより詳しく把握するためには、流量、水温の変化をモニタリングしていく必要がある。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流入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・表流水の交流が起こっていると考えられる。

また、Lagrangian粒子追跡法によつては、S3～オコナ間では他の区間に比べ、右岸からの集水域が左岸側と同程度であり、この区間での交流が大きいとするラドンによる推定を裏付けるものとなった。オコナ～神楽田間では、到達粒子数は少なくラドンによる交流量の推定と一致した。すなわち、オコナより下流側は、地下水として直接大原川に流入することがほとんどないと考えられた。最後に、神楽田～S6間では、左岸から大原川へ到達する粒子が多く、S3～オコナ間とほぼ同程度の集水域が推定された。しかし、ラドンによる交流量の推定では、ほとんど交流はおこっていないと推定されたため、神楽田～S6間では、大原川へむかって流動する地下水は存在するものの、大原川の河床下を通過していると考えられた。

以上、放射性同位体による地球化学的手法により、地下水流入量が推定され、数値解析結果よりそれらの地下水の集水域が推定された。流量観測のみでは下流側の流量が増加しない限り河川への地下水流入は考えにくい。本報では、ラドンを用いて地下水と表流水の交流関係を明らかにした。また、集水域の推定は地下水流動計算およびその計算結果をもとにラグランジュ粒子追跡法で明らかにした。本報は、これら両手法を組み合わせることによって、新キャンパス周辺の農業用水の逼迫した地域において、地元の貴重な農業用水源である湧水および大原川流域の地下水・表流水相互作用の解明を行い、どこで地下水が表流水(河川水)になるのかなど、両者の関係を明らかにすることで、今後の持続可能な水資源利用のための有用な知見が得られた。また、本手法により、小河川における表流水と地下水の水収支関係および集水域が明らかとなり、小河川流域における地域水循環解明に大きく寄与するものである。

## 参考文献

- Carroll W.H. Rosemary, Greg M. Pohll, Sam Earman and Ronald L. Hershey. 2008. A comparison of groundwater fluxes computed with MODFLOW and a mixing model using deuterium: Application to the eastern Nevada Test Site and vicinity, J. Hydrol., 361, 371-385, doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.08.005
- Ellins K.K., Roman-Mas A. and Lee A. 1990. Using  $^{222}\text{Rn}$  to Examine Groundwater/Surface Discharge Interaction in the Rio Grande Manati, Puerto Rico, J. Hydrol., 115, 319-341.
- Elsinger R. J. and W.S. Moore 1983. Gas exchange in the Pee Dee River based on  $^{222}\text{Rn}$  evasion, Geophysical Research Letters, 10,443-446.
- 濱田浩正, 小前隆美(1994): 河川水と地下水の交流解析への $^{222}\text{Rn}$ の適用, Radioisotopes, 43, pp.770-775.
- 濱田浩正・宮崎毅 (2000a): 水文学の新分野-ラドン水文学, 水利科学, 253, pp.1-25.
- 濱田浩正・宮崎毅 (2000b): 水文学の新分野-ラドン水文学, 水利科学, 254, pp.28-52.
- 濱田浩正・二平聡 (2002): 地下水と地表水・海水との相互作用, 地下水学会誌, 44, pp.35-43.
- Hoehn E. and von Gunten H.R. 1989. Radon in Groundwater, A Tool to Assess Infiltration from Surface Waters to Aquifers, Water Resources Research, 25, 83-94.
- 唐木田芳文, 富田幸臣, 下山正一, 千々和一(1994): 福岡地域の地質, 通商産業省工業地質院地質調査所.
- 小前隆美(1995): ラドンの水循環解析への応用, Radioisotopes, 44, pp.715-724.
- 小宮洋行・中屋眞司・益田晴恵・日下部実(2003): 酸素および水素の同位体比と水質から見た長野県松本盆地中・南部地域の広域地下水流動系, 地下水学会誌, 45, pp.145-168.
- 堤敦・神野健二・森牧人・広城吉成(2003): 表流水-地下水系水循環機構の解析—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, 747, pp.29-40.

松本大毅・広城吉成・新井田浩・神野健二・岡村正紀・仲島賢・田籠久也・右田義臣 (2004): ラドンと水質から推定される湧水周辺の水文・地球化学的特性について—福岡市西区幸の神湧水における事例—, 水文・水資源学会誌, 17, pp.627-635.

横田恭平・井伊博行・谷口正伸 (2008): 屋久島の湧水期における酸素・水素安定同位体比と水質変化, 水工学論文集, 52, pp.475-480.

(受付: 2008年11月25日, 受理: 2009年2月2日)

## Groundwater - Surface Water Interaction Analysis Using a Groundwater Flow Model and Radioactive Isotopes

Masataka MATSUMOTO <sup>1)</sup> Yoshinari HIROSHIRO <sup>1)</sup> Kenji JINNO <sup>1)</sup> Atsushi TSUTSUMI <sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Graduate School of Engineering, Kyushu University  
(744, motooka, nishi-ku, Fukuoka-city 819-0395)

<sup>2)</sup> SG Gijutsu Consultants Co., Ltd.  
(4-18-25, Kouno-nishi, Saga-city 840-0805)

Around the new campus of Kyushu University, located in western Fukuoka city, groundwater is a major source for drinking water and industrial greenhouse water supplies. Construction of the new campus started in June 2000 and decrease of groundwater discharge due to reduction of forest area may have caused a significant alteration in the surrounding groundwater and spring water environment. 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, where the river has its source/origin within the campus.

The tracer test using <sup>222</sup>Rn (Radon) revealed an active exchange between groundwater and surface water especially in the reach between S3 and Okona-weir. On the other hand, based on the temporal velocity fields during 25 years in the domain obtained using a groundwater flow model, the catchment zones along the left and right banks of the Obaru river were also numerically estimated using Lagrangian particle tracking method.

The results suggested that; 1) the tracer test using Radon can be used to identify locations where an active exchange between groundwater and surface water is present, and that; 2) Lagrangian particle tracking method can be used to determine catchments along the river banks. Combined use of these two methods is considered as an effective tool for estimating exchange between groundwater and surface water along stream banks.

**Key words :** Groundwater-surface water interaction, Tracer, <sup>222</sup>Rn, Groundwater flow model, Lagrangian particle tracking method