

遮断降雨を考慮した雨水の地下水涵養モデル

GROUNDWATER RECHARGE MODEL CONSIDERING CANOPY INTERCEPTION

堤 敦¹・神野健二²・森牧人³・広城吉成⁴

Atsushi TSUTSUMI, Kenji JINNO, Makito MORI and Yoshinari HIROSHIRO

¹正会員 九州大学大学院工学研究院博士課程(後期) (〒812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1)

²正会員 工博 九州大学大学院教授 工学研究院環境システム科学研究センター (〒812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1)

³博士(農学) 九州大学助手 新キャンパス計画推進室 (〒812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1)

⁴正会員 博士(工学) 九州大学助教授 工学研究院環境都市部門 (〒812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1)

When discussing on the water budget in a basin scale with various land surface conditions, evapotranspiration is a key factor for the practitioners. It is known in forest hydrology that canopy interception, which is equal to the direct evaporation, accounts for around 20% of rainfall, while the transpiration through vegetation is affected by soil water content. However, rational method to interpret actual evapotranspiration is not sufficiently known to those who use the rainwater recharge-evapotranspiration discharge term in the quasi-three dimensional groundwater flow model. It is found that the proposed rainwater recharge-evapotranspiration discharge term functions properly, and the calculated water budget seems reasonable compared to the observation. On the other hand, however, it is also found that more examination is necessary for the initial loss of rainwater R_0 and the parameter H_g^* in the rainwater recharge model, which affect both groundwater recharge and actual evapotranspiration estimation.

Key Words : groundwater recharge model, water balance, evapotranspiration, canopy interception

1. はじめに

森林を含む流域規模の水循環機構を解析するうえで、蒸発散過程は定量的に表現することが難しい過程の1つと考えられる。これは、蒸発散量を観測するには多くの労力や時間を要するだけでなく、蒸発散量も場所や周囲の自然条件が異なれば大きく変化するからである。そのため、実務において水収支解析やその他の水文解析に実際の蒸発散量を合理的な方法で取り入れた例はあまり見られない。ソーンスウェイト法などの可能蒸発散量に、月別や季節別の補正係数としての蒸発散比を乗じて実蒸発散量を推定する場合が見られる程度である¹⁾。

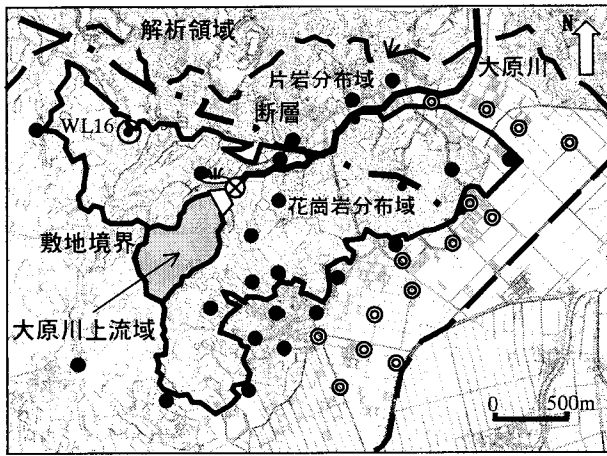
筆者等は、九州大学移転地を研究対象地として、開発に伴う地下水環境や水循環の要素過程への影響を評価するためのモデル開発に取り組んできた。その結果、地下水涵養モデルに含まれるパラメータを最適化すれば、準3次元淡塩2相地下水流動モデルを使うことによって、地下水位の変動、地下水中之塩水の侵入状況を再現できることを示した。

しかしながら、このモデルからの蒸発散量が瀬戸内・九州地区で一般的な値と考えられる600mm/年²⁾よりもかなり不足することが解ったため、前報では地表面と地下水面との距離 H_g が小さい地点では地下水面からの水分補給による蒸発散(以下、「地下水面からの蒸発散」と呼ぶ)を考慮する方法を取り入れて検討した³⁾。本報では、研究対象地のかなり広い領域を森林が占めることから、遮断蒸発の考えを取り入れた地下水涵養量の算定方法および流域の水収支評価について検討する。

2. 研究対象地の地形・地質・水利用の概要

図-1は新キャンパス建設地の場所とその一帯の地形および地質の概要を示している。図に示すように、新キャンパスは標高数m~100m前後の丘陵地に建設中である。また、建設地の西南方向から東北方向に向かって流れている大原川の上流地点には砂防ダムが設置されている。

この一帯の地質条件としては、新キャンパス建設地の西北西から東南東に断層が走っており、断層の北側に片



●：地下水位観測地点，◎：電気伝導度測定地点
⊗：流量観測地点 S2，□：砂防ダム，
☞：幸の神湧水源

図-1 研究対象地域の概要

岩、南側に花崗岩が分布している。砂防ダムの上流域（流域面積0.25km²，以下、「大原川上流域」と呼ぶ）はこのうちの花崗岩の分布域に当たるが、風化変質が深部まで進んでおり、特に地表面下5～10m付近まではマサ土化している。

新キャンパス建設地の南部に広がる低地部ではハウス栽培が盛んであり、農業用水として地下水を利用している。また、周辺の集落では生活用水および事業用水としても利用している。しかしながら、この地区では以前から地下水の塩水化等の問題が深刻な環境問題となっており、九州大学の移転と地下水位低下あるいは塩水化との関連についての検討が求められている。

大原川沿いにある4箇所の流量観測地点のうち、砂防ダム直下流の観測地点S2において砂防ダムを越流する流量を観測している。また、建設地内およびその周辺地域の合計27地点で地下水位を、14地点で電気伝導度を観測している。なお、本検討では最寄りの前原アメダス地点の降雨量および気温のデータを使用した。

3. 遮断降雨を考慮した地下水涵養モデル

検討する解析モデルの原理については前報で詳細に説明しているので、ここではその概要を示す。なお、本報では地下水涵養モデルに遮断蒸発の機能を新たに取り入れたが、遮断蒸発量の推定方法については次項で説明する。

図-2はモデルの概念を示したものである。森林を対象に解析する場合には、遮断蒸発量 $r_{int}(t)$ の影響を考慮する必要がある⁴⁾。この場合、地表面での降雨強度 $r(t)$ は降雨強度を $r_{total}(t)$ で表すと $r(t) = r_{total}(t) - r_{int}(t)$ となる。ここで、 t は時間を表す。また、森林以外では $r(t) = r_{total}(t)$ とする。図のように、地表面に到達した降雨 $r(t)$ は表面流出成分 $F(r) \cdot r(t)$ と地下浸透成分 $\{1 - F(r)\} \cdot r(t)$ に分離される。タン

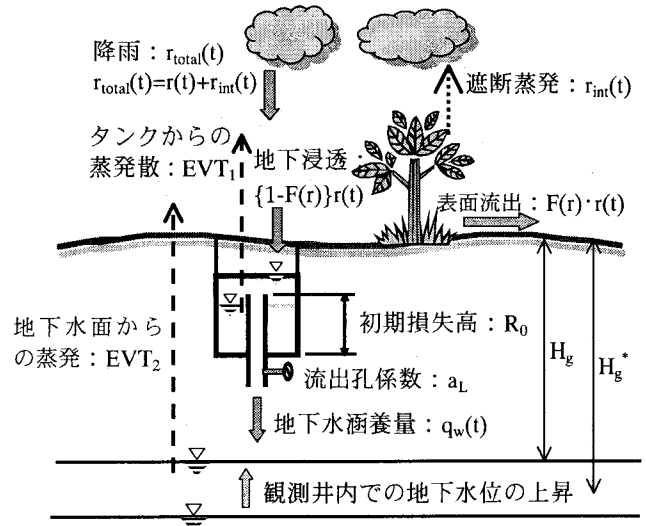


図-2 地下水涵養モデルの概念

表-1 地下水涵養モデルのパラメータ

n_e	R_0 (mm)	a_L (hr ⁻¹)	$(r)_{1/2}$ (mm)	F_∞
0.125	9.0	0.11	5.5	0.3

ク内に入った地下浸透成分は、その中に設けられたパイプによって一時的に貯留される。この効果によって時間遅れが考慮された地下水涵養量 $q_w(t)$ が算定されるとともに、タンク内からの蒸発散量 $EVT_1(t)$ が算定される。なお、既に述べたように、本モデルでは地下水面からの蒸発散量 $EVT_2(t)$ を考えるが、これについてはタンク内の水が無くなった場合に地表面と地下水面との距離 H_g が設定した最低水位との距離 H_g^* よりも小さいときのみ考慮する。

以上のことを式で表わすと下記の式(1)と式(2)となる。すなわち、式(1)はタンク内の水位 $h_w(t)$ の変化を表す式であり、式(2)は地下水への涵養量 $q_w(t)$ を表す式である。

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

$$q_w(t) = a_L \cdot \{h_w(t) - R_0\} \times Y[h_w(t) - R_0] \quad (2)$$

ここに、 $Y[h_w(t) - R_0]$ は $h_w(t) \geq R_0$ のとき1、 $h_w(t) < R_0$ のとき0をとるステップ関数である。

一方、降雨に対する観測井内の水位 $h_f(x, y, t)$ の上昇に対しては、地盤の有効空隙率 n_e とすると式(3)が成り立つ。

$$\frac{\partial h_f(x, y, t)}{\partial t} = \frac{q_w(t)}{n_e} \quad (3)$$

また、表面流出率 $F(r)$ については降雨強度によって変化すると考え、式(4)を適用する³⁾。

$$F(r) = \frac{r(t)}{r(t) + (r)_{1/2}} \cdot F_\infty \quad (4)$$

ここに、 $(r)_{1/2}$ は $F(r) = F_\infty/2$ となるときの $r(t)$ の値である。また、 F_∞ は地表面条件のみに依存して決まる値と考え、技術資料等⁵⁾に掲載されているものを使用する。例えば、緩やかな山地の場合には $F_\infty = 0.3$ を用いる。

地下水涵養モデルを使って地下水涵養量を計算する場合、式(1)～(4)中の a_L 、 R_0 、 n_e と $(r)_{1/2}$ が未知数である。

表-2 遮断蒸発量とソーンスウェイト法による可能蒸発散量¹⁰⁾

単位: mm/月

月		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合計
福岡 (1986-1990)	平均降雨量	66	76	128	88	156	244	238	123	224	66	56	54	1,519
	可能蒸発散量	32	31	47	64	90	102	119	127	96	71	45	36	860
	遮断蒸発量	20	17	27	24	30	34	35	31	32	21	15	19	305
前原(1999)	r_{total} (1999)	52	51	99	95	93	441	226	265	177	56	97	25	1,677
	r_{int} (1999)	16.9	16.7	24.4	23.9	23.6	39.4	33.7	35.2	31.1	17.7	24.1	1.9	289
	EVT_{PTH} (1999)	9.9	10.3	27.5	47.0	82.9	119.7	137.8	151.4	127.8	68.6	34.1	13.5	831

*福岡の可能蒸発散量, 遮断蒸発量は近藤等の計算によるもの。前原(1999)の EVT_{pth} はソーンスウェイト法による可能蒸発散量。

これらの未知数の推定方法については前報で述べているので, ここでは, 大原川上流域に適用したWL16地点の地下水涵養モデルのパラメータの値のみを表-1に示す。以上のようにして算定された地下水涵養量 $q_w(t)$ は地下水流動モデルの湧き出し項に, 地下水面からの蒸発散量 $EVT_2(x,y,t)$ は吸い込み項になる。また, 地下水流動モデルでは河床や窪地などの低地部への地下水の浸出量(後に示す図-9に用いる記号 G_r+Sp_2), 砂防ダム地点での通過量(GW), 幸の神湧水量(Sp_1)が算定される。このほか表面流出量として $\Sigma Q_d=F(r) \cdot r(t)$ が算定される。

なお, 本研究で使用する地下水流動モデル⁶⁾は不圧帯水層を対象とした非混合の淡塩2相流モデルであり, その基礎式は次のような連立方程式になる。

$$n_e \frac{\partial (h_f - h_s)}{\partial t} = - \frac{\partial \{ (h_f - h_s) \cdot u_f \}}{\partial x} - \frac{\partial \{ (h_f - h_s) \cdot v_f \}}{\partial y} - \sum_m Q_m(x,y,t) \delta(x-x_m) \delta(y-y_m) + q_w(x,y,t) - EVT_2(x,y,t) \quad (5)$$

$$n_e \frac{\partial h_s}{\partial t} = - \frac{\partial \{ (h_s - b) \cdot u_s \}}{\partial x} - \frac{\partial \{ (h_s - b) \cdot v_s \}}{\partial y} \quad (6)$$

ここに, h_f , h_s , b は基準面から鉛直上方にとった淡水面, 淡塩境界面および基盤面の高さ, $Q_m(x,y,t)$ は井戸の揚水量, (x_m, y_m) は井戸の位置, δ はデルタ関数(井戸の位置表示のために使用), u_f , v_f , u_s , v_s は淡水域および塩水域の水平方向流速成分である。また, 塩水が侵入していない領域については式(5)の右辺の h_s の代わりに b を代入する。また, 式(6)は用いない。

4. 遮断蒸発量の算定方法

本研究対象地では蒸発散量の推定に必要な気象要素の測定が行われていないので, 可能蒸発散量を月平均気温に基づくソーンスウェイト法によって推定する。一方, 大原川上流域の約90%を森林が占めているため, この流域の水収支を評価する場合, 遮断蒸発量の影響を無視することはできない。

ところで, 近藤等は全国66地点の気象官署のデータを用いて, 熱収支的な方法によって, 典型的な森林の遮断蒸発量と蒸散量の地域分布を調べているが⁴⁾, そのうち

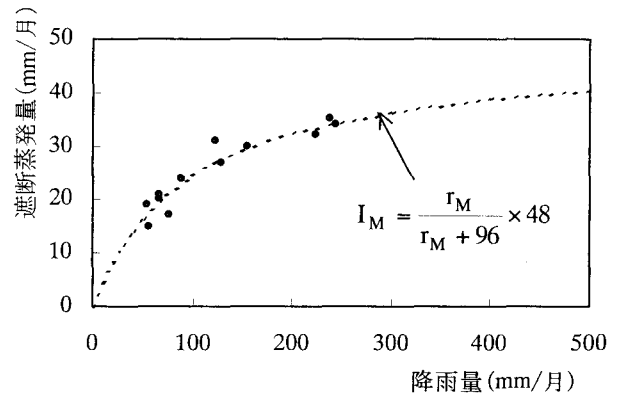


図-3 近藤等による遮断蒸発量と検討期間中の月平均雨量との関係

研究対象地に最も近いのは東へ約10km離れた福岡地点(福岡管区気象台の気象データを基とする評価地点)である。以下に, 近藤等の計算結果を基に研究対象地の遮断蒸発量と実蒸発散量を推定する手順を示す。

(1) 遮断蒸発量

表-2の上段に近藤等が1986~1990年の5年間の日平均気象データを用いて計算した福岡地点の可能蒸発散量と遮断蒸発量を示す。また, 参考のため, 表にはこの期間の月平均降雨量も示す。

図-3は, 近藤等が推定した遮断蒸発量と平均降雨量との関係をプロットしたものである。これによれば, 両者の間には上向きに凸状の関係が認められる。そこで, 遮断蒸発量 I_M (mm/月)と平均降雨量 r_M (mm/月)との関係を式(7)で近似した。

$$\frac{I_M}{r_M} = \frac{48}{r_M + 98} \quad (7)$$

式(7)に月降雨量 r_M を代入すれば, 月遮断蒸発量 I_M が求められる。

近藤等の推定によれば, 表-2に示す年平均降雨量1,519mm/年に対して遮断蒸発量は305mm/年であり, 降雨量に対する遮断蒸発量の割合は約20%である。また, 小川等が福岡県糟屋郡篠栗町にある九州大学福岡演習林において実施している詳細な森林水文観測の結果⁷⁾では, 観測期間中(1999年7/15~9/15, 11/11~11/26, 12/1~12/14)の総降雨量495.5mmに対して遮断蒸発量126.7mmという観測値を得ており, この期間中の総降雨量に対す

る遮断蒸発量の割合は25.6%となっている。このほかに、福島等による滋賀県桐生試験流域における1971～1981年の水収支によれば遮断蒸発量は降雨量の20%と報告されている⁹⁾。更に、塚本等によれば本邦の森林の遮断率は13～26%とされている⁹⁾。

表-2の下段には前原アメダス地点における1999年の各月の平均降雨量とこれらを式(7)に代入して算定した遮断蒸発量を示す。これによると前原アメダス地点の年降雨量に対する遮断蒸発量の割合は約17%となっている。この数値は上述した他流域における事例とほぼ符合したものであるとすることができる。従って、本論文ではこの関係式が研究対象地でも適用できると仮定する。

ここで、表-2中の1月と2月において、式(7)を用いた前原アメダス地点の遮断蒸発量がソーンスウェイト法による可能蒸発量を上回っている。このような場合、遮断蒸発量に可能蒸発量と同じ値を与えることとし、蒸散量は0とする。ソーンスウェイト法の場合、乾季では可能蒸発量を過小評価、雨季では過大評価するとされており¹⁰⁾、このような結果になったと考えられる。なお、近藤等の方法による年間の可能蒸発量が860mm/年であるのに対して、ソーンスウェイト法による1997～1999年の3年間での平均可能蒸発量は849mm/年となっており、両者の差は11mm/年である。

(2) 遮断蒸発量および地表面蒸発散量を考慮した実蒸発散量の推定手順

近藤等は森林からの可能蒸発散量を植生からの蒸散、林床からの蒸発および遮断蒸発に分け、無降水日には植生からの蒸散のみを、少降水日(5mm/日未満)には植生からの蒸散と遮断蒸発を、また、多降水日(5mm/日以上)には遮断蒸発のみを考えている。なお、林床からの蒸発は密な森林では無視できるものとしている。また、無降水日での蒸発散は日中のみ(12時間)、少降水日では日中の6時間に起きるものと考えている。

本論文でも以上の評価方法に準じて、次の手順で実蒸発散量を推定する。なお、無降水日の日中の12時間に相当する時間帯を6時から18時、少降水日の6時間に相当する時間帯を9時から15時と考えることにする。

まず、月降雨量 r_M (mm/月)を式(7)に代入して、その月の遮断蒸発量 I_M (mm/月)を求める。次に、月可能蒸発散量 EVT_{pTH} (mm/月)から I_M を引いて、地表面からの月可能蒸発散量 EVT_g (mm/月)を算定する。

$$EVT_g = EVT_{pTH} - I_M \quad (8)$$

続いて、その月の無降水日数 n_a と少降水日数 n_b をカウントし、地表面からの時間当たりの可能蒸発散量 EVT_{gh} (mm/時)を式(9)で算定する。

$$EVT_{gh} = EVT_g / (n_a \times 12 + n_b \times 6) \quad (9)$$

ところで、河道沿い等の湧水点付近は地下水面が地表面に接近しているため蒸発散の活動帯であると言われて¹¹⁾。このような地表面蒸発散によって生じる水分移動については次のように考えられる¹²⁾。すなわち、地下

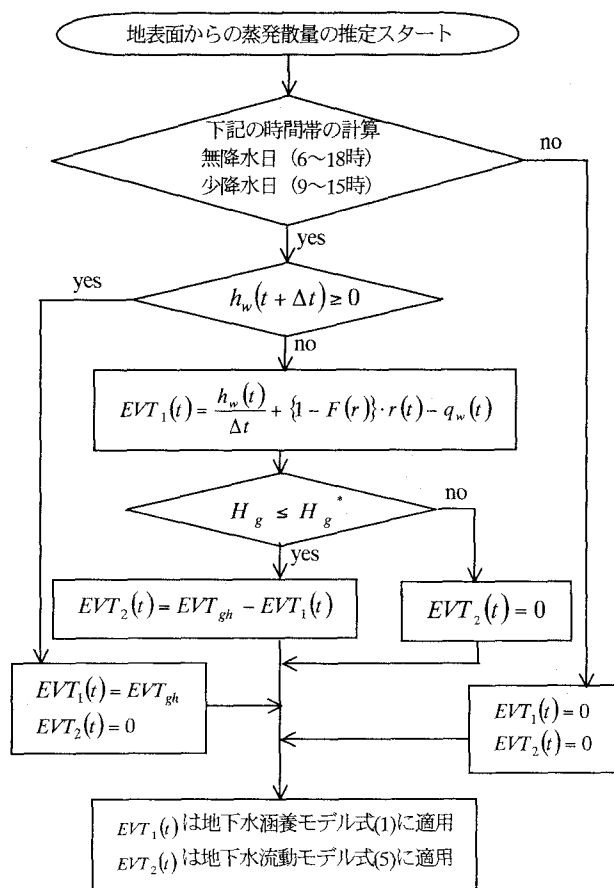


図-4 地下水涵養モデルにおける実蒸発散量の推定手順

水面が比較的浅く、地表面まで毛管水としてつながっている場合には、地下水面から上方に向う水分補給が恒常的に維持される。

以上のことを地下水涵養モデルにおける地表面からの蒸発散のパターンと対応させると次のようになる。すなわち、タンク内の水は $EVT_1(t)$ の割合で抜かれるが、 $EVT_1(t)$ に対しては次のように値を与える。

無降水日の6時から18時あるいは少降水日の9時から15時の時間帯での計算において、

Δt 時間後にタンク内が空にならない場合：

$$EVT_1(t) = EVT_{gh} \quad (10)$$

Δt 時間後にタンクが空になる場合：

$$EVT_1(t) = h_w(t) / \Delta t + \{1 - F(r)\} \cdot r(t) - q_w(t) \quad (11)$$

また、上記以外の時間帯での計算では

$$EVT_1(t) = 0 \quad (12)$$

とする。なお、本研究では遮断蒸発量等を推定する計算では $\Delta t=1$ 時間とし、式(5)および式(6)の差分計算の時間間隔は15分間としている。

ところで、式(11)で表した Δt 時間後にタンクが空になる場合のうち、地下水面が地表面下の H_g^* (図-2参照)以浅にある場合は、上述したような理由で地下水面から上方に向かう水分の補給が維持され则认为、地下水流動モデルの基礎式の吸い込み項である $EVT_2(x, y, t)$ に対して次のように値を与える。すなわち、

$$EVT_2(x, y, t) = EVT_{gh} - EVT_1(t) \quad (13)$$

これ以外の場合は常に、

$$EVT_2(x, y, t) = 0 \quad (14)$$

とする。

図-4は地下水涵養モデルにおけるこのような地表面からの実蒸発散量の推定手順を示している。

5. 水収支計算

前報と同様に、大原川上流域の水収支について検討する。なお、後述するように、大原川上流域では地形上の流域界を越えた地下水の流入出が考えられるため、水収支の評価を行うに当たっては、雨量、蒸発散量についてはmm/年等で記述するが、流量については流域面積で割らない絶対量で記述する。

(1) 実蒸発散量の推定結果

前報³⁾では遮断降雨（遮断蒸発量）を考慮しない場合の実蒸発散量として498mm/年（ $EVT_1=482\text{mm/年}$ 、 $EVT_2=16\text{mm/年}$ ）を得た。本報の計算では遮断降雨を考慮したので $r_{in}=252\text{mm/年}$ であるが、降雨の地下浸透分が減少したため、 $EVT_1=251\text{mm/年}$ 、 $EVT_2=16\text{mm/年}$ となった。その結果、これらを合計した実蒸発散量は519mm/年となり、前報に比べて20mm/年増えた。なお、河道周辺の低地部での EVT_2 については、流域内の節点数202のうち10節点で地下水面からの蒸発散が生起しており、このうち5節点が森林部、他の5節点が非森林部からとなった。また、 EVT_2 が発生している地点での実蒸発散量については、1997～1999年の3年間平均で、森林部からは611～849mm/年（平均値は801mm/年）であり、非森林部からは355～849mm/年（平均値は732mm/年）となった。

(2) 幸の神湧水量

図-1に示す幸の神湧水は地下水が湧出したものである。図-5は1997～1999年における幸の神湧水量の月変動を示したものである。3年間の平均値で見ると、計算では57,114m³/年となっているが、これは実測値の79,770m³/年を22,657m³/年下回っている。

ところで、最近、松本等¹³⁾は幸の神湧水および周辺の地下水、大原川上流の河川水の水質について地球化学的な検討をしている。これによれば、幸の神湧水は北側の丘陵からの地下水と砂防ダム左岸から表流水が浸透迂回した水とが混合した水であると報告している。このことから、実測値と計算値との差はこれに関連していると推測される。

(3) S2地点における流量の年変動

図-6は1997～1999年におけるS2地点での年流量の変動を示したものである。図中の折れ線グラフは実測値の変動を示している。一方、積み上げ棒グラフは計算された流量を成分分離したもので、全体の高さが年流量を示し

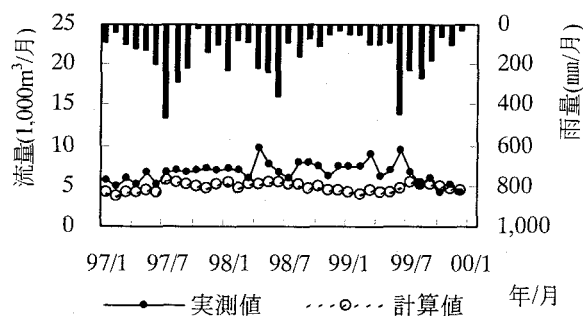


図-5 幸の神湧水量の月変動

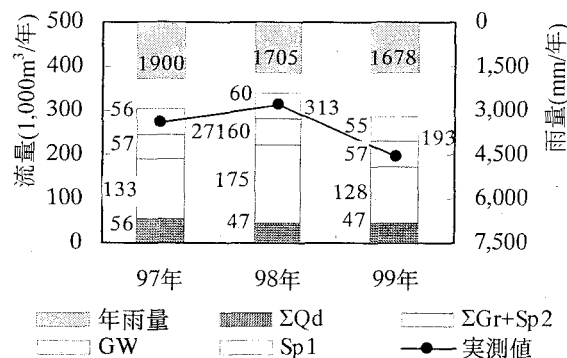


図-6 S2地点における年流量

ている。図のように、各年とも計算値が実測値を多少上回っている。しかしながら、1999年での差が多少大きめであることを除けば、再現状況は概ね良好と判断される。

なお、年流量を3年間の平均値で見ると、実測値の259,314m³/年に対して計算値は310,482m³/年となっており、計算値が実測値の約20%上回っていることになる。この理由については次のように考える。すなわち、砂防ダムの基礎は地下水流動の全量を遮断するわけではなく、その一部は基礎の下部あるいは右岸側に回りこみながら域外に流出していることが推測される。一方、1999年の再現状況があまり良好でない理由については次のように考える。この年は少降水日あるいは無降水日が比較的長期間続いたため、流域内の地下水位が全体に低く、地下水の河床への湧出量が少なかったものと推測される。

ところで、S2地点における河川流量の成分である ΣQ_d 、 $Gr+Sp_2$ 、 GW 、 Sp_1 の年変動を見ると、表面流出量の ΣQ_d のみ降雨に対して同時に応答しているが、一度地下に浸透した後、地表に流出する他の3成分はいずれも時間遅れを伴って応答していることが判る。以上のように、地下水の地表への流出状況は降雨に対して経年的な遅れを示している。

(4) S2地点における流量の月変動と日変動

図-7は1997～1999年におけるS2地点での月流量の実測値と計算値の変動を示したものである。1998年の7月頃までの再現状況はかなり良好である。その後、計算値が実測値を上回る月が多くなっている。特に1998年11月から1999年3月にかけては、前年の同時期の変動と比べて、

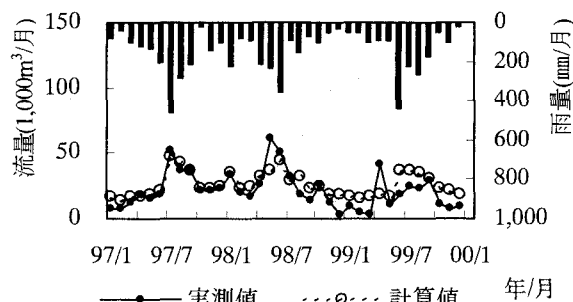


図-7 S2地点における流量の月変動

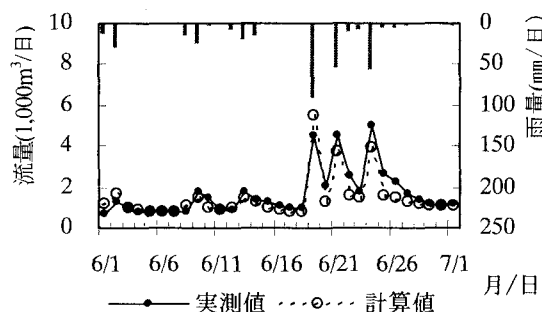


図-8 S2地点における日流量の変動

計算値には大きな差異が認められないのに対して、実測値は明らかに少ない量で推移している。この点については、1999年の年流量に関しても述べたように、河床あるいは窪地等への地下水の流出量が減少したことが原因と考えられる。また、GWのうちの表流水になる量が減少したことも考えられる。

図-8は1998年6月における日流量の実測値と計算値を比較したものである。流量低減期の変動が多少急激である点を除けば、日流量に関する再現状況も概ね良好と考える。

以上の大原川上流域における年間の水収支の計算結果を模式的に示すと図-9のようになる。

6. おわりに

本報では、遮断降雨（遮断蒸発量）を考慮した地下水涵養モデルを提案した。これにより、

- (1) 提案した涵養モデルを使えば、実蒸発散量の推定が可能になる。
- (2) 遮断蒸発量を考慮したことで、実蒸発散量が増加した。増加の程度は僅かではあるが、河道付近の低地部における実蒸発散量として、可能蒸発散量に近い値が得られた。このように、本モデルを使用することにより、流域内における蒸発散量の空間的および時間的な分布の表現も可能になると考える。

実蒸発散量に影響を与える要因としては H_g^* や R_0 の値が考えられるため、この点については今後検討したい。

謝辞：本研究を行うにあたり貴重な資料の提供を頂いた九州大学移転推進室の方々に御礼申し上げます。

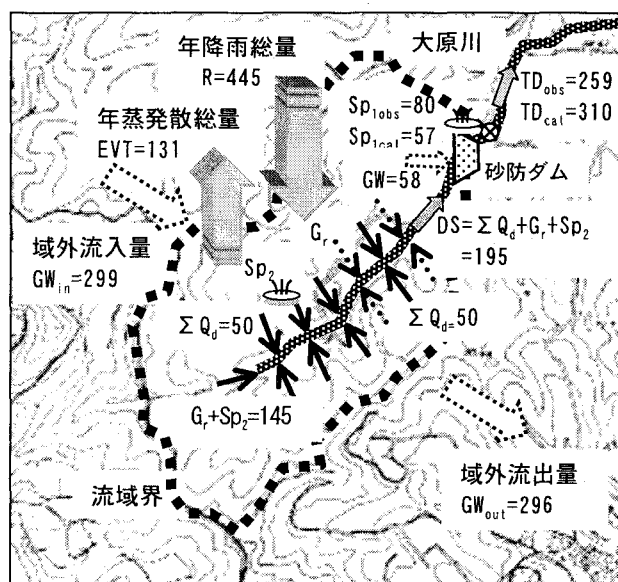


図-9 大原川上流域の水収支計算結果
図中の数値の単位は $\times 1,000 \text{ m}^3/\text{年}$

参考文献

- 1) 塚本良則編：森林水文学，文栄堂出版，pp.75-78，1992。
- 2) 社団法人日本河川協会：二訂建設省河川砂防技術基準（案）・調査編，pp.155-156，1986。
- 3) 堤敦，神野健二，森牧人：雨水涵養モデルによる準3次元地下水流動解析と流域の水収支評価，水工学論文集，第46巻，pp.187-192，2002。
- 4) 近藤純正，中園信，渡辺力，桑形恒男：日本の水文気象(3)ー森林における蒸発散量ー，水文・水資源学会誌，第5巻，4号，pp.8-18，1992。
- 5) 文部省大臣官房文教施設部技術課：平成9年3月 文部省 土木設計資料，p.47，1997。
- 6) 上田年比古・藤野和徳・平野文昭・神野健二：地下水塩水くさびの侵入に関する数値解，水道協会雑誌，第561号，pp.21-28，1981。
- 7) 小川滋：森林場における水（量と質）・エネルギー循環の定量化と総合モデルの構築（研究課題番号 10306009），平成10年度～平成12年度科学研究費補助金（基盤研究(A)(2)）研究成果報告書，pp.70-73，平成13年3月，2001。
- 8) 福嶋義宏，鈴木雅一：山地小流域を対象とした長・短期両流出モデル，水資源研報7，pp.35-52，1987。
- 9) 塚本良則編：森林水文学，文栄堂出版，p.82，1992。
- 10) 丸山利輔，三野徹：地域環境水文学，朝倉書店，pp.105-110，1999。
- 11) 山口伊佐夫：応用山地水文学，地球社，p.99，1996。
- 12) 八幡敏雄：土壌の物理，東京大学出版会，pp.91-92，1975。
- 13) 松本大毅，広城吉成，神野健二，仲島賢，田籠久也，右田義臣：S湧水の起源とその地球化学的考察，第8回地下水・土壌汚染とその防止対策に関する研究集会講演集，pp.353-356，2002。

（2002. 9. 30受付）