

京都大学大学院 学生員 ○ 澤井信宏
 京都大学大学院 正員 市川 温
 京都大学大学院 正員 椎葉充晴

1 はじめに 河川流域における水資源計画を立てる場合、まずはじめに必要な情報は、その河川の長期的な流量時系列である。一般に、河川流量を計測するためには、水位観測所を設置し、年に数回流量観測を実施して水位と流量の関係を調べるなど多大の労力が必要となる。このような労力をかけずに、気象データのみを用いて河川の長期的な流況を再現することができれば、水資源計画・管理を考える上で非常に有効である。そこで本研究では、河川流域の長期的な雨水流動シミュレートするモデルを開発する。

モデルの開発にあたっては、圃場容水量を考慮した流量流積関係式から導出された集中化モデル[1]を用い、流域各地点での土壌水分量を考慮することで蒸発散機構を組み込む。

2 蒸発散を考慮した集中化流出モデル

2.1 単層モデルによる蒸発散計算 単層モデルでは、地表面温度から蒸発散量が求まり、気温、風速全天日射量、水蒸気圧の観測値と相対湿度、蒸発効率が与えられれば、ニュートン法により地表面温度を求めることができる。そこで、相対湿度 β_w と蒸発効率 β の積を $\gamma = \beta_w \beta$ (一定)とおき、既知の気象データより各 γ に対する蒸発散量 $E_\gamma(t)$ を求める。 E_γ と E_1 の間には強い相関があるので、その関係を(1)式で表す。さらに α と γ の関係を調べたところ、(2)式のように近似できることが分かった。

$$E_\gamma(t) = \alpha E_1(t) \quad (1)$$

$$\alpha = \frac{2\gamma^{0.81}}{1 + \gamma^{0.98}} \quad (2)$$

実際の計算では、ある時刻における γ から(2)式を用いて α を算定し、これをあらかじめ求めておいた E_1 に乗じて蒸発散量 E_γ を求める。

2.2 土壌水分量と地表面含水率の関係 本モデルでは、蒸発散計算を地表面と植被層とに分けて行な

うことを想定し、表土層全体の土壌水分量から地表面における含水率を算出する。具体的には、表土層中に存在する水は各地点で平衡状態に達していると仮定し、そのときの土壌水分の鉛直プロファイルから地表面での含水率を計算する。地表面含水率が求まれば、相対湿度は地表面含水率の関数であるので蒸発散量を求めることができる。

2.3 道川観測所上流域への適用 島根県道川観測所の上流域(流域面積51.9km²)に本モデルを適用し、1995年7月1日から2週間の計算を行なった。降雨データは八幡のAMeDASデータを使用した。蒸発散の基準データは浜田市測候所データをもとに計算した。図1に観測流量と計算流量の比較を示す。本モデルと分布型モデルの計算結果は近い値を示した。しかし、本モデルの計算流量と観測流量にかなりの違いがあった。この理由は、分布型モデルの計算流量と観測流量にもかなりの差があることを考えると、集中化による計算誤差ではなく、パラメタの問題や降雨遮断、地下水流出などを考慮していないことが考えられる。また、集中化モデルの方が分布型モデルよりも計算に時間を要した。その理由としては、地表面含水率を求める際にニュートン法を用いていることや、各斜面素片ごとに蒸発散量を計算していることなどが考えられる。

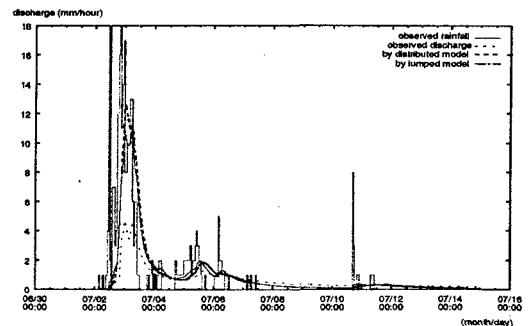


図1 道川観測流量と計算流量の比較

3 長期連続計算へ向けたモデルの改良 前節では集中化モデルに蒸発散機構を組み込んだ。しかし、現モデルは2.3で検討したように、分布型モデルよりも計算に時間を要するという問題がある。そこで、今後、より広大な流域での長期連続計算が可能となるようにモデルを改良する。

3.1 水深・地表面含水率関係式の導出 蒸発散量を求めるときに、地表面含水率を各時刻、各斜面素片ごとにニュートン法で計算するのは非効率的であるので、あらかじめニュートン法で様々な水深における地表面含水率を計算し、水深と地表面含水率の関係式を導出しておく。

3.2 蒸発散計算方法の改良 各斜面素片ごとに蒸発散計算を行なうのではなく、斜面素片を地形量から計算される指標をもとにグループ化し、各グループごとに蒸発散量を計算する。

3.3 Tram 法の利用 計算方法にTram法を用いることで、降雨状態に応じて計算時間間隔を自動的に変更できるようにする。これにより、計算時間間隔を固定せずに無降雨時にはより大きな時間間隔で計算するといったことが可能となる。

4 長期シミュレーションと考察

4.1 パラメタの再設定 2.3で示した適用結果では、集中化モデルによる計算流量が観測流量よりもかなり大きくなっていた。この問題を解決するためにパラメタの値を再設定する。2.3では、圃場容水量 γ_c として0.1、透水係数 k として0.015[m/sec]を用いていたが、この値では本流域の土壌の保水力が十分に評価されていないと考えられる。そこで、 $\gamma_c = 0.3$ 、 $k = 0.0025$ [m/sec]と変更する。変更後の方が観測量に近い値を示し、貯留量と蒸発散量も大きく算出され流域に雨水を保持することが可能となった。

4.2 匹見川全流域への適用 島根県匹見川全流域(流域面積360.0km²)を対象として一年間のシミュレーションを行なう。降雨データは八幡、匹見、益田のAMeDASデータを使用した。蒸発散の基準データは浜田市測候所データをもとに計算した。図2に雨量データ、図3に観測流量と計算流量の比較を示す。

図3から計算流量と観測流量は似た波形を示していることが分かる。特に4月から7月の夏場はほぼ

一致している。冬場に差があるのは融雪の影響であり、また、8月から10月にかけて差が大きいのは、観測所による降雨量の差が非常に大きく、この影響を正確に表現できなかったためだと考えられる。

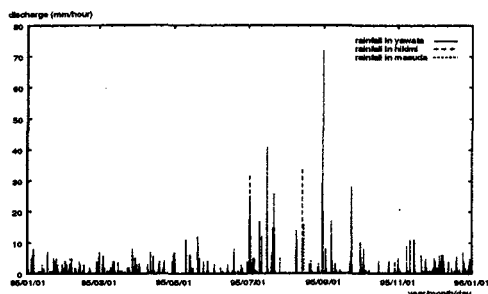


図2 匹見川流域の雨量データ

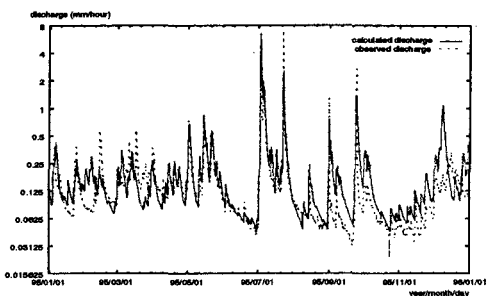


図3 匹見川全体での観測流量と計算流量の比較

5 結論 本研究では、圃場容水量を考慮した流量流積関係式から導出した集中化モデルに、流域各地点での土壌水分量を考慮することで蒸発散機構を組み込んだ。蒸発散計算に関しては、地表面と植被層にわけて行なうことを想定し、表土層全体の土壌水分量から地表面における含水率を算出した。これにより、現在は一体と考えている植被層を今後分けて考えることが可能となる。また、計算手法を効率化したことで長期連続計算が可能になったといえる。

今後の課題としては、蒸発散計算を地表面と植被層に分けて行なうことを想定し地表面における含水率を求めているものの、実際には蒸発散計算を地表面と植被層に分けて行なう機構は組み込まれておらず、今後その機構を組み込む必要がある。また、本モデルでは、蒸発効率は年間を通して一定としたが、実際には季節変化や植生の種類により違いがある。したがって、これらの影響をモデルに組み込む必要がある。

参考文献

- [1] 市川温・村田康明・椎葉充晴：圃場容水量を考慮した流量流積関係式の集中化，水文・水資源学会誌，vol.15，No.1，pp.60-69，2002。