

京都大学工学部 正 員 ○池淵周一
京都大学大学院 学生員 岡田知己

1. はしがき 河川表流水を資源として利用する場合、河川流域内の場所的・時間的な流出形態を長期的に把握・予測することが必要である。著者らはその方法として、流出の水理学的機構を十分組み入れた確率・統計的概念にもとづく統計的単位図法を提案し、さらに年間を降雨期と融雪期に分割することにより、各期間で相当な流況予測の精度をあげることができた。¹⁾本研究は、降雨期と融雪期の統計的単位図法を結合し、これまでの研究の総合化をおこなうことにより、統計的単位図法が年間を通じての有効な長期間流出モデルとしてその機能を十分発揮できるようはかるものである。

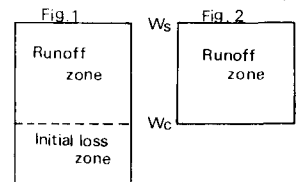
2. 統計的単位図法 まず降雨期と融雪期の分割方法であるが、これは観測地点で降雪があった時点から流域で完全消雪があったと仮定される時点までを融雪期とし、それ以外の期間を降雨期と考える。降雨期においては流出系への入力に降雨量だけであり、Thiessen法により面積雨量が算定されるが、融雪期においては降雨量および融雪量が系への入力となるので、融雪量を求める必要がある。この場合、融雪因子としては様々なものがあげられるが、各因子の相関性ならびに量的関係などを考慮して、ここでは融雪因子として気温と降雨をとりあげる。なお、気温による融雪量算定には Degree-Hour 法を使用し、一日の気温変化は実用性を考えて、最高・最低・平均気温を結ぶ直線で近似する。このようにして気温融雪量が算定されたならば、融雪期における系への入力 M は流域を標高によりいくつかの流域に分割し、標高による気温の減率および降雨増加率を考慮すると

$$M = \sum_{i=1}^n A_i \{ \text{Min}(C \cdot D_i + R_i \cdot T_i / 80, S_i) + R_i \} / A \quad (1)$$

で与えられる。ここに、 C : 定数、 D_i : 0°C 以上の積算気温、 S_i : 積雪水量、 A_i : 各分割地帯の面積、 A : 流域全面積である。また、この場合各地帯の雪線後退速度を考慮する必要があるが、1, 2 月の厳寒期と春先の融雪期とではその速度が異なるので、それぞれ t_1 , t_2 日と仮定する。つぎに、流出系の土湿量変化を考慮すると、融雪期には系への入力となる融雪水は絶えず供給されているが、降雨期には無降水日数が多く系内の土湿量は融雪期のそれより低下することが考えられる。したがって、降雨期、融雪期の土湿量の変化領域がそれぞれ図 1、2 のように考えられ、各領域での土湿量 S の減は次式で与えられる。すなわち、Runoff zone

$$S(i+1) = \{ S(i) + (f_e + e_r(i)) / \alpha \} e^{-\alpha} - (f_e + e_r(i)) / \alpha \quad (2)$$

$$\text{Initial loss zone では } S(i+1) = S(i) - e_r(i) \quad (3)$$



である。ここに、 f_e : 最終浸透能、 e_r : 蒸発散量、 α : 中間流出の減係数である。ただし、融雪期においては蒸発散量は極めて小であると考え、融雪期間中は $e_r = 0$ とする。なお、降雨期から融雪期への過渡期において S が Initial loss zone にまで低下している場合は、 $S + M$ が W_c 以上になるまでは S の減式として (3) 式を採用し、 $S + M$ が一度 W_c 以上に上昇すれば融雪期間中 S は W_c 以下になることはないと仮定し、 S の減は (2) 式で算定する。また、降雨期から融雪期への過渡期において S が Runoff zone にある場合、あるいは融雪期から降雨期への過渡期においては (2) 式から S の減が求ら

$$NL(i) = S(i) + R(i) - w_s \quad ; \quad S(i) + R(i) \geq w_s \quad (4)$$

$$R_s(i) = DS(i) - (f_c + e_v(i)) \quad ; \quad DS(i) \geq f_c + e_v(i) \quad R_s(i) = 0 \quad ; \quad DS(i) < f_c + e_v(i) \quad (5)$$

で与えられる。ここに、 $DS(i) = S(i) - S(i+1)$ である。ただし、降雨期において S が Initial loss zoneにある場合に降雨があると、そのある部分 $L(i)$ は初期損失となって流出に寄与せず、その関係は次式

で与えられる。このように各流出成分への供給量が算定されると、地下水流出量 $Q_G^*(i)$ は地下水流出の単位図数 $\eta_G(i)$ を仮定することにより $Q_G^*(i) = \sum_{j=1}^n \eta_{Gj} \cdot R_{Gj} \cdot (i - \tau)$ (8) で推定される。こ

地下水流出ならびに表面流出量が実測流出量から除去されると、中間流出量 $Q_{s(i)}$ が得られ、Wiener の
 沖波・予測理論を用いて
$$\phi_{s0}(z) = \sum_{k=0}^{\infty} f_{s0}(z) \phi_{s0}(z-k) \quad (9)$$
 を解くことにより、中間

$$\phi_{pq}(z) = \sum_{k=0}^{T_0} f_k(z) \phi_{pq}(z-k) \quad (9) \quad \text{を解くことにより、中間}$$

$Q_S^*(i) = \sum_{j=0}^{T_S} h_S(j) R_S(i-j)$ (10) より推定される。なお、降雨期および融雪期の $Q_S^*(i)$ 推定

3. 適用結果と考察 図3、4は前述の方法を由良川上流部荒倉流域(150km²)に適用して求めた降雨期および融雪期の統計的単位図である。両者ともピークは翌日であり、その形状はかなり類似しているが、融雪期には当日の値(Q_0)が大きく、ピーク値は小さくなっている。図5、6は推定流量と実測流量を比較した一例であり、その合致度は高く、また低水部流量と推定地下水流量もよく一致している。以上の点より、本方法で述べた統計的単位図法が、年間を通じての有効な長期間流出解析法であることが実証されたといえよう。

