

福山大学工学部紀要
第2号 1980年3月

琵琶湖流域の水循環モデルとその状態量推定

清水 光* · 有本 卓**

A Hydrologic Cycle Model in the Basin
of Lake Biwa and Its State Estimation

Hikaru Shimizu and Suguru Arimoto

ABSTRACT

This paper studies the process of hydrologic cycle in the basin of Lake Biwa, especially in the winter season, from the system-theoretic point of view. The four-tank model is used for modeling the hydrologic process from precipitation to runoff in the basin. Then it is possible to represent the hydrologic process as a discrete-time dynamical system, which consists of a pair of state equation (tank model) and observation equation (water balance). A system-theoretic state estimation method is applied to the dynamical system in order to estimate unobservable internal states of the cycle on the basis of observed output data. As a result, it is possible to evaluate the amount of water in each process of the hydrologic cycle such as snowmelt, rainfall, water storage, and runoff.

*電子電気工学科

**大阪大学基礎工学部機械工学教室

1. まえがき

琵琶湖流域の降水から、浸透、流出、蒸発散、さらに、琵琶湖の蒸発、降水、放流に至る水循環プロセスを、システム理論の立場から考察する。水循環については、従来、水文学や土木工学などの立場から研究され、最近では、システム工学の立場からも研究されている。水文学では、個々の水循環プロセスについて詳しく調べられると共に、総合的な流域の研究も盛んに行なわれてきた⁽¹⁾。また、土木工学では、水資源計画などと関連して、流域雨量から流出量を求める流出解析が主要な関心の一つとなっている。^{(2),(3),(4)} 一方、最近の計算機を用いるシステム工学の発展とともに、水循環プロセスの水の量をシステム理論的方法で計算する研究が現われてきた。^{(5),(6),(7),(8)}

ここでは、琵琶湖流域全体における冬期の水循環プロセスの水の量を、システム理論の手法を用いて推定計算する。まず、琵琶湖流域の降水から琵琶湖の放流に至る水循環プロセスを、菅原のタンクモデル⁽⁹⁾と琵琶湖の水収支に基づいて、非線形離散形動的システムで表わす。次に比較的精度の良い水位や放流量の観測データに基づいて、先に導かれた動的システムに非線形形状推定を実行する。そうして、今まで明らかになっていなかった流域の降水量や融雪量、貯留量、琵琶湖への流出量などを、水位や放流量の観測精度内で推定するものである。

2. 琵琶湖流域の水循環プロセスとそのモデリング

2.1 流域の降水から琵琶湖の放流に至る水循環プロセス

地球上において、水が、一般に降水から、蒸発散、浸透、流出、蒸発を経て、再び大気中に還り、凝結して再び降水となる一つの循環系を構成していることはよく知られている。ここでは、近畿地区の水ガメとして重要な役割を果たしている琵琶湖流域の、降水から琵琶湖の蒸発放流に至る水循環プロセスの概況を述べる。

降水は、気候や地形の影響を受けて、その分布は均一ではない。流域の観測点は、積雪高*

も含めて比較的多いが、低地に多く位置しているので、流域全体の降水量の算定は容易でない。流域の蒸発散や湖面蒸発を観測することは一般に難しい。そこで、ここでは、簡略に、小型蒸発計の観測値を用いて算定したが、冬期には、他の水循環プロセスの水の量に比べて小さい値となる。降水は、地表から地中へ浸透していくが、この量も広い流域ではほとんど観測不可能である。したがって、この研究では、この浸透と貯留の量をタンクモデルを用いて推定した。以上の水循環プロセスの水の量に対し、流域から琵琶湖への流出高については、ある精度で観測できる。というのは、琵琶湖の水位や放流高は5mm以下の誤差で観測されているので、琵琶湖の水収支より求められるのである。なお、参考までに、琵琶湖の流域面積は、滋賀県にほぼ等しい3,848km²で、そのうち、湖面面積は、680km²である。

2.2 非線形動的水循環モデル

流域の降水から琵琶湖の放流に至る水循環プロセスの概況は、2.1で述べたとおりであるが以下のようにして、この水循環プロセスを日単位の非線形動的水循環システムとして記述することができる。

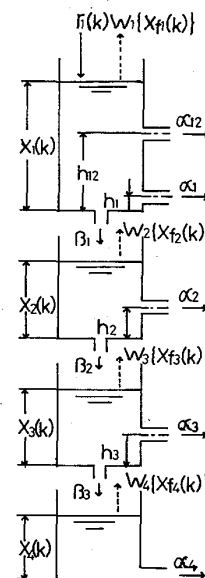


図1 タンクモデル

一般に、降水から流出へのプロセスは非線形性を有しており、流域の浸透高や貯留高を観測することは容易ではない。そこで、この流域の流出特性や水の量を推定するために、今まで、いろいろな流域モデルが考案されてきた^{(7),(8),(9)}。ここでは、我が国で最も多くの計算実績を有し、水文学的知識や

米積雪量でなく積雪高としたのは、単位を降水量に合わせて高さ(mm)としたため、以下に出てくる流出高、放流高、融雪高なども同様である。

経験を多く必要としない菅原のタンクモデルを用いて流出解析した。このモデルは、図1に示されるように、流域の縦方向の特性を4層のタンクを用いて集中定数系として取り扱い、降水から、蒸発散、浸透、流出に至る水循環プロセスを日単位で解析するものである。なお、この図の $x_i(k)$ を、ここでは流域貯留高と呼ぶことにする。

いま、この流域貯留高に関して計算すると

$$x(k) = Fx(k-1) - G \{f_n\{x(k-1)\} - r_b(k) + w\{x_f(k)\}\} \quad \dots\dots (1)$$

となる。ただし、物理的制約条件より

$$x(k) \geq 0 \quad \dots\dots (2)$$

$$w\{x_f(k)\} \leq x_f(k) \quad \dots\dots (3)$$

である。ここで、

$$x(k) = [x_1(k), x_2(k), x_3(k), x_4(k)]' \quad \dots\dots (4)$$

であり、(3)式は、流域の蒸発散高が流域貯留高を越えないことを表わしている。

入力 = 雨量 + 融雪高 :

$$r_b(k) = [r_1(k), 0, 0, 0]' \quad \dots\dots (5)$$

入力算定誤差 :

$$w\{x_f(k)\} = [w_1\{x_{f_1}(k)\}, w_2\{x_{f_2}(k)\}, w_3\{x_{f_3}(k)\}, w_4\{x_{f_4}(k)\}]' \quad \dots\dots (6)$$

流出関数 :

$$f_n\{x(k)\} = \begin{bmatrix} \alpha_1 I\{x_1(k) - h_1\} + \alpha_{12} I\{x_1(k) - h_{12}\} \\ \alpha_2 I\{x_2(k) - h_2\} \\ \alpha_3 I\{x_3(k) - h_3\} \\ 0 \end{bmatrix} \quad \dots\dots (7)$$

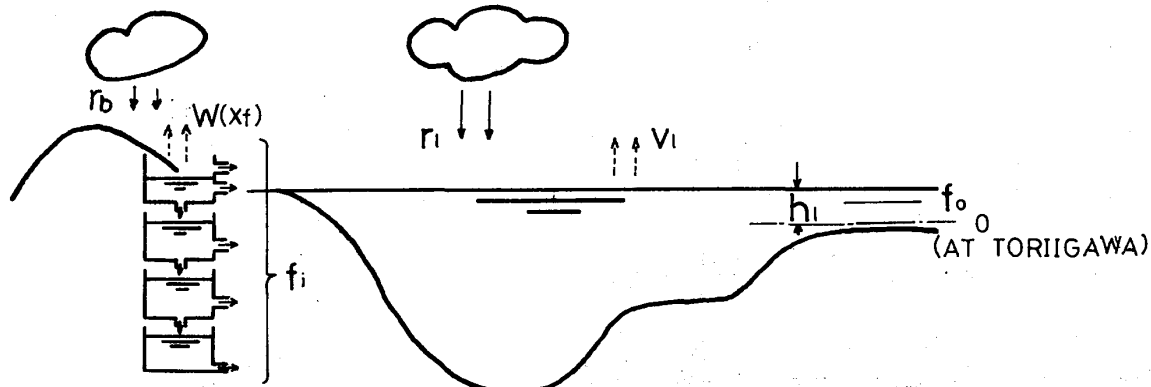


図2 琵琶湖の水収支

$$F = \begin{bmatrix} 1-\beta_1 & 0 & 0 & 0 \\ \beta_1(1-\beta_1) & 1-\beta_2 & 0 & 0 \\ \beta_1\beta_2(1-\beta_1) & \beta_2(1-\beta_2) & 1-\beta_3 & 0 \\ \beta_1\beta_2\beta_3(1-\beta_1) & \beta_2\beta_3(1-\beta_2) & \beta_3(1-\beta_3) & 1-\alpha_4 \end{bmatrix} \quad \dots\dots (8)$$

$$G = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ \beta_1 & 1 & 0 & 0 \\ \beta_1\beta_2 & \beta_2 & 1 & 0 \\ \beta_1\beta_2\beta_3 & \beta_2\beta_3 & \beta_3 & 1 \end{bmatrix} \quad \dots\dots (9)$$

$$I\{x\} = \begin{cases} x & x \geq 0 \\ 0 & x < 0 \end{cases} \quad \dots\dots (10)$$

一方、琵琶湖の日水位差と放流高を $y(k)$ 、流域から琵琶湖への流出高を $f_i\{x(k)\}$ 、湖面降水量を $r_l(k)$ 、システムの観測誤差を $v(k)$ とすると、図2で表わされた琵琶湖の水収支より、観測方程式

$$y(k) = a f_i\{x(k)\} + b f_i\{x(k-1)\} + r_l(k) - v(k) \quad \dots\dots (11)$$

が成立する。ここで、流出関数 $f_i\{x(k)\}$ の係数 a 、 b は

$$a + b = 1 \quad \dots\dots (12)$$

を満足するように選ぶ。

このようにして、タンクモデルによる流出解析と琵琶湖の水収支に基づいて、琵琶湖流域の降水から琵琶湖の放流に至る水循環プロセスを非線形離散形動的システムとして記述することができた。

3. 水循環プロセスの非線形状態推定

降水から流出に至るプロセスは非線形性を有しており、従って、水循環プロセスのモデルとなる(1)式から(12)式は非線形動的システムとなっている。そこで、観測値 $y(k)$ から一般に観測のできないシステム内部の量である状態量、ここでは流域貯留高 $w(k)$ を推定したい。(10), (11), (12) 線形システムでは、よく知られている最小二乗法に基づくカルマン・フィルターによって、厳密に最適推定値を求めることができる。(13) それに対し、非線形システムでは、最尤推定法に基づいて近似的に最適推定値が計算されてきた。(10), (11), (12)

ここでは、BrysonとFrazierの非線形スージングに基づいて、水循環プロセスの状態推定、を実行する。この推定アルゴリズムを簡単にまとめると次のようになる。まず、推定の評価となる動作指標 J を二次形式

$$J = \|x(0) - \bar{x}(0)\|_P^{-2} + \sum_{k=1}^T \|w\{x_f(k)\} - \bar{w}\{x_f(k)\}\|_Q^{-2} + \sum_{k=1}^T \frac{1}{R(k)} |v(k) - \bar{v}(k)|^2 \quad \dots\dots (13)$$

で与える。次に、拘束条件(1), (2), (3), (11), (12)式のもとで、推定期間の観測データを全て用いて、動作指標 J を最小にする推定値 $x(0)$ と $w\{x_f(k)\}$ を求める。問題は、この $x(0)$ と $w\{x_f(k)\}$ をいかに計算して求めるかであるが、それは、よく知られた二点境界値問題を、勾配法により J が十分小さくなるまで逐次近似

$$w\{x_f(k)\}^{(n)} = w\{x_f(k)\}^{(n-1)} + \varepsilon_1 \frac{\partial H}{\partial w\{x_f(k)\}} \quad \dots\dots (14)$$

$$x(0)^{(n)} = x(0)^{(n-1)} + \varepsilon_2 \frac{\partial H}{\partial x(0)} \quad \dots (15)$$

することによって求めることができる。(17) ここで、 H は、(13)式と拘束条件(1), (11)式より定義される関数である。

4. 観測精度と水循環プロセスの推定の可能性

4.1 観測点分布

琵琶湖流域は、降水や積雪、気温などの観測点が比較的多く、これが、システム理論的考察が有効になる主要な条件の一つになっている。冬期の降水や積雪は、気候と地形によってその分布が異ってくる。そこで流域を東西南北方向

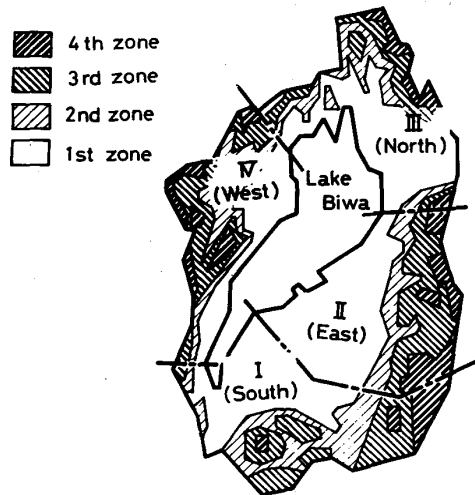


図3 琵琶湖流域の分割

に4分割、高さ方向に4分割し、計16地帯に分けて降水量や積雪高、融雪高などを算定した。その時の分割の様子を図3に示す。

ここで、降水や蒸発、積雪、気温などの観測点の平面的分布を示すと図4, 図5のようになる。平面的には均等に近い分布を示しているがこれを高度別分布になおすと、以下の表に示すように低地に著しく偏している。

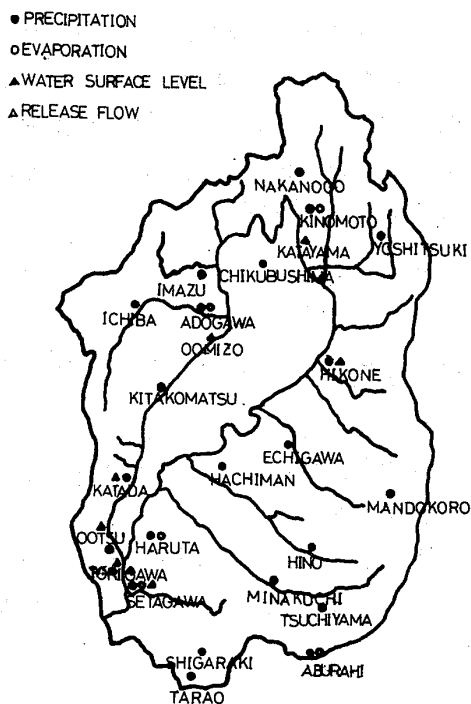


図4 琵琶湖流域の観測点(その1)

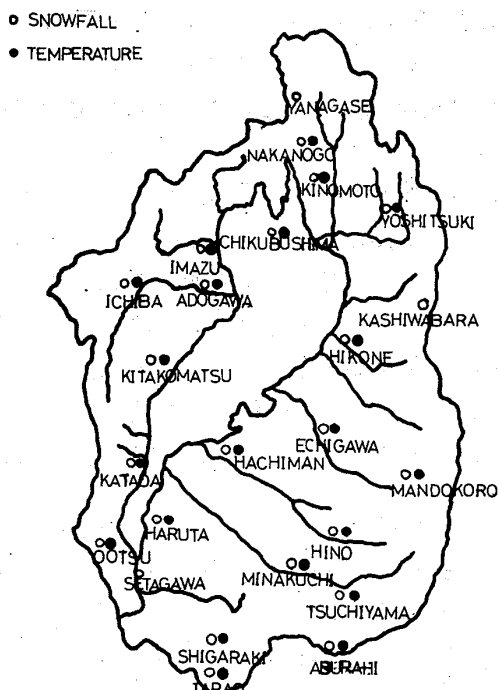


図5 琵琶湖流域の観測点(その2)

表1 降水の観測点の高度別分布

高度地帯 地域	1	2	3	4	合計
南	4	3	0	1	8
東	5	0	0	0	5
北	4	0	0	0	4
西	5	0	0	0	5
合計	18	3	0	1	22

表2 積雪の観測点の高度別分布

高度地帯 地域	1	2	3	4	合計
南	4	3	0	1	8
東	6	0	0	0	6
北	5	0	0	0	5
西	5	0	0	0	5
合計	20	3	0	1	24

表3 気温の観測点の高度別分布

高度地帯 地域	1	2	3	4	合計
南	3	3	0	1	7
東	5	0	0	0	5
北	4	0	0	0	4
西	5	0	0	0	5
合計	17	3	0	1	21

表4 蒸発の観測点の高度別分布

高度地帯 地域	1	2	3	4	合計
南	2	1	0	0	3
東	0	0	0	0	0
北	1	0	0	0	1
西	1	0	0	0	1
合計	4	1	0	0	5

以上のように、降水や、積雪、気温、蒸発の観測点は、いずれも低地に集中している。従って、観測点をもたない高度地帯については何らかの方法で算定しなければならない。

4.2 観測精度と水循環プロセスの推定の可能性

比較的観測精度の良い琵琶湖の水位と放流高に基いて、各水循環プロセスを推定した場合の可能性について、表5にまとめてみた。ここで推定精度の限界を与える水位の観測精度は、湖面で5mm、流域に換算すると約1mmとなる。この値を基準に、観測単位程度まで推定の可能性のあるものは○印、ないものは×印で表わした。

表5 水循環プロセスの推定の可能性

プロセス	観測単位	観測点密度 (km/点)	推定 の 可 能 性
流域			
降水	mm	144	○
積雪	cm	132	○
融雪	—	—	○
蒸発	1/10 mm	634	×
浸透	—	—	○
貯留	—	—	○
湖			
流出	—	—	○
蒸発	1/10 mm	170	×
降水	mm	113	×
水位	cm	136	
放流	1/2 cm	—	

積雪の観測単位はcmであるが、融雪のmm単位の水への換算は可能と思われる。また、浸透と貯留は、実際に観測されていないが、タンクモデルによって、ある程度概念的に推定できる。

5. 水循環プロセスの計算方法とその結果

5.1 水循環プロセスの計算方法

流域の降水量や積雪高、融雪高などは、観測点の高度分布が低地に固まっているため、適当な高度特性を用いて算定しなければならなかった。ここでは、流域の降水量や積雪高、融雪高、貯留高をはじめ、琵琶湖への流出高や放流高な

どの計算方法について述べる。

5.1.1 降水量

算術平均法や加重平均法の他に、降水量の高度特性を考慮した降水量-高度法を用いた。流域は、気候と地形の特性によって、東西南北方向に4分割、高さ方向に4分割したので、流域の平均降水量 $\bar{r}(k)$ は、次式

$$\bar{r}(k) = \sum_{i=1}^4 \sum_{j=1}^4 S_{ij} \bar{r}_{ij}(k) \quad \dots\dots (16)$$

$$\bar{r}_{ij}(k) = \frac{1}{N_{ij}} \sum_{\ell=1}^{N_{ij}} r_{ij\ell}(k) \quad \dots\dots (17)$$

より算定した。ここで、 S_{ij} 、 $\bar{r}_{ij}(k)$ 、 N_{ij} は、それぞれ、分割された地帯の面積の割合、平均降水量、観測点数を表わしている。

観測点を持たない地帯の平均降水量は、一番低い地帯の平均降水量 $\bar{r}_{i1}(k)$ に基づき、高度特性を考慮して、式

$$\bar{r}_{ij}(k) = d_i \bar{r}_{i1}(k) (1 + a_m C_{ij}) \quad \dots\dots (18)$$

より算定した。ここで、 d_i 、 a_m 、 C_{ij} は、それぞれ、降水量の乗数、月別係数、高度別割増率を表わしている。

5.1.2 積雪高、融雪高

ここでは、積雪と融雪の観測データを使わずに積雪高や融雪高を算定する方法について述べる。各地帯の融雪高 $\bar{S}_{m, ij}(k)$ は、流域の降雨からの熱伝導と太陽放射に基づいて、式

$$\bar{S}_{m, ij}(k) = \begin{cases} \bar{r}_{ij}(k) \bar{t}_{ij}(k) / 80 + m \bar{t}_{ij}(k) & \bar{t}_{ij}(k) > 0 \\ 0 & \bar{t}_{ij}(k) \leq 0 \end{cases} \quad \dots\dots (19)$$

より算定した。ここで、 m は、1日、1℃当たりの融雪高を、 $\bar{t}_{ij}(k)$ は、日平均気温を表わしている。

また、積雪高 $\bar{S}_{d, ij}(k)$ は、平均気温が0℃以下の時、降水は全て雪と仮定して、式

$$\bar{S}_{d, ij}(k) = \begin{cases} \bar{S}_{d, ij}(k-1) - \bar{S}_{m, ij}(k) & \bar{t}_{ij}(k) > 0 \\ \bar{S}_{d, ij}(k-1) + \bar{r}_{ij}(k) & \bar{t}_{ij}(k) \leq 0 \end{cases}$$

$$\dots\dots (20)$$

より算定した。なお、物理的制約条件より、

$$\bar{S}_{m,ij}(k) \geq 0 \quad \dots\dots (21)$$

$$\bar{S}_{d,ij}(k) \geq 0 \quad \dots\dots (22)$$

である。

5.1.3 浸透高, 貯留高

流域の貯留高 $x(k)$ は、(1)式に、非線形スムージングにより推定した値を代入して、式

$$\hat{x}(k) = F\hat{x}(k-1) - G\{f_n\{\hat{x}(k-1)\} - r_b(k) + w\{\hat{x}_f(k)\} \quad \dots\dots (23)$$

より推定した。ただし、 $\hat{x}(k) \geq 0$ である。

次に、流域の浸透高 $i(k)$ は、貯留高の推定値 $\hat{x}(k)$ とタンクモデルの浸透係数 β_i を乗じて、式

$$\hat{i}(k) = \beta_i \hat{x}(k) \quad (i=1, 2, 3) \quad \dots\dots (24)$$

より推定できる。

5.1.4 流出高

流域から琵琶湖への流出高 $y_0(k)$ は、琵琶湖の水収支に基づいて、次のように観測値より算定できる。

$$y_0(k) = \Delta h(k) + f_0(k) + v_\ell(k) - r_\ell(k) \quad \dots\dots (25)$$

ここで、 $\Delta h(k)$ 、 $f_0(k)$ 、 $v_\ell(k)$ は、それぞれ、水位の増分、琵琶湖の総放流高、湖面蒸発高である。また、推定値 $\hat{y}(k)$ は、タンクモデルの流出関数 $f_i\{x(k)\}$ を用いて、式

$$\hat{y}(k) = a f_i\{\hat{x}(k)\} + b f_i\{\hat{x}(k-1)\} \quad \dots\dots (26)$$

より推定される。

5.1.5 放流高

琵琶湖には、大小あわせて多くの河川が流れ込んでいるが、流出していくところは、琵琶湖疏水と瀬田川（さらに、宇治発電所と洗堰の二ヶ所に分れる）のみからである。従って、琵琶湖の総放流高 $f_0(k)$ は、それらの総和より算定できる。

$$f_0(k) = f_c(k) + f_u(k) + f_a(k) \quad \dots\dots (27)$$

5.1.6 その他

流域の蒸発散高や湖面の蒸発高、降水量、水位については、観測点の少ないこともあって、それぞれ、観測値の算術平均より算定した。

5.2 計算結果

流域の水循環プロセスを5.1で述べた方法で計算し、2.2で求めた日単位の非線形動的システムに一月毎の非線形スムージングを実行し

て、各水循環プロセスの水の量を推定した。なお、ここで、琵琶湖流域の流出特性を表わすタンクモデルのパラメータは、図6の野洲川流域モデルのパラメータを用いた。計算は比較的積雪の多い昭和46年の1月と2月について実行し、ここでは、一例として、2月の結果について考察する。

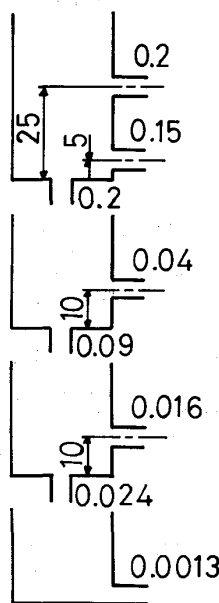


図6 野洲川流域モデル

5.2.1 入力算定誤差

冬期の降水から放流に至る水循環プロセスを一つのシステムと考えると、その入力は、雨量と融雪高の和となる。ここで、この入力の算定誤差 $w\{x_f(k)\}$ の分散行列を、次式

$$E\{w\{x_f(k)\} - \bar{w}\{x_f(k)\}\} \{w\{x_f(j)\} - \bar{w}\{x_f(j)\}\}' = Q(k) \delta_{kj} \quad \dots\dots (28)$$

で仮定した。ここで、

$$\delta_{kj} = \begin{cases} 1 & k=j \\ 0 & k \neq j \end{cases} \quad \dots\dots (29)$$

そして、入力を18点の観測値の算術平均と加重平均、降水量-高度法によって算定した場合の誤差を、それぞれ推定すると図7のようになった。ここで、算術平均法と加重平均法は、降水を全て雨としたために大きな誤差を生じ、それに対し、降水量-高度法は、(19)~(22)式に基づ

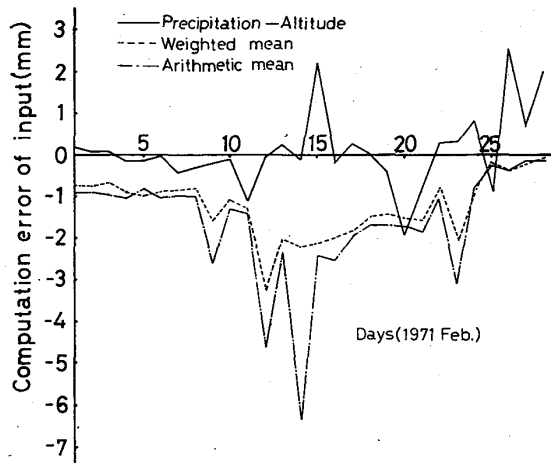


図7 入力算定誤差

いて積雪高と融雪高を計算したので、平均0.1 mmとなり推定の限界である1 mm以内に近づいた。

5.2.2 流域貯留高

タンクモデルによって、流域の貯留高を縦方向の4つの成分に分けて推定した。貯留高の初期値 $x(0)$ の共分散行列は、式

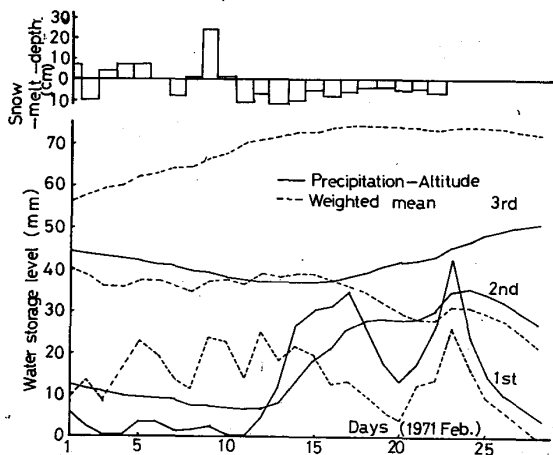


図8 流域貯留高

$$E \{x(0) - \bar{x}(0)\} \{x(0) - \bar{x}(0)\}' = P \quad \dots\dots (30)$$

で表わした。入力を、加重平均法と降水量-高度法の2つの方法で算定した時の流域貯留高を比較すると、図8のようになった。この月は、上旬に積雪が多く、中旬以降は融雪となっており、それが1段目と2段目の貯留高の変動によく表われている。図8より、積雪高や融雪高、また、積雪や融雪による貯留高の変動などが、流域の平均値として推定できる。なお、浸透高は、5.1.3で述べたように貯留高に比例し、簡単に

推定することができる。

5.2.3 流出高算定誤差

流域から琵琶湖への流出高の推定値 $\hat{y}(k)$ と観測値 $y_0(k)$ の差を計算すると

$$\begin{aligned} \hat{y}(k) - y_0(k) &= a f_i \{ \hat{x}(k) \} + b \\ &\quad f_i \{ \hat{x}(k-1) \} - \Delta h(k) - f_0(k) \\ &\quad - v_\ell(k) + r_\ell(k) \\ &= \hat{v}(k) - \bar{v}(k) \quad \dots\dots (31) \end{aligned}$$

となり、観測誤差と流出高算定誤差は等しいことがわかる。ここで、観測誤差 $v(k)$ の平均値と自己相関関数は、それぞれ、式

$$\bar{v}(k) = v_\ell(k) \quad \dots\dots (32)$$

$$E \{v(k) - \bar{v}(k)\} \{v(j) - \bar{v}(j)\}' = R(k) \delta_{kj} \quad \dots\dots (33)$$

とおいた。

入力を、加重平均法と降水量-高度法の2つの方法で算定した時の、流出高算定誤差の計算結果を示すと図9のようになった。この図より

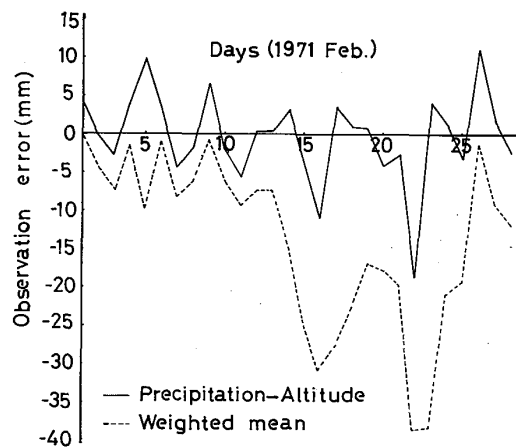


図9 流出高算定誤差

積雪高や融雪高を計算に入れない加重平均の場合には、流出高の算定誤差が、平均1.2 mm程度観測値より大きくなる。従って、積雪高や融雪高を入力に算定に入れないと、流出高の算定は水位の観測精度である10 mm以内にはおさまらないことがわかった。一方、降水量-高度法によって入力を算定すると、誤差の平均は-0.3 mmと非常に小さく、ほとんど水位の観測精度以内におさまる。

6. むすび

ここでは、琵琶湖流域の冬期の降水から琵琶湖の放流に至る水循環プロセスを日単位の非線形動的システムで表わし、湖面に換算して5 mm以内の観測精度を有する水位と放流量のデータに基づいて、一ヶ月単位の非線形スムージングを実行した。そうして、幾つかの入力算定法を用いて、システムの入力となる雨量と融雪高の和の算定誤差や貯留高、および、流域から琵琶湖への流出高の算定誤差、などの水循環プロセスの水の量について計算した。

計算の結果、次のことが具体的に確かめられた。

- (1) 降水を全て雨とし、降水の高度特性を考えずに入力を算定した算術平均法や加重平均法では、流域の水循環プロセスの水の量の算定精度を、水位や放流量の観測精度まであげることは難しい。
- (2) それに対し、流域を気候と地形によって東西南北方向と縦方向に細かく分け、降水の高度特性を考えて積雪や融雪を計算していけば、水循環システムの入力となる雨量や融雪高の和をはじめとして、貯留高や流出高などの平均値を、ほぼ、水位の観測精度まであげて計算できる。ただし、降水量や積雪高、融雪高の算定に用いた仮定やパラメターの妥当性については、更に検討していく余地がある。

今後、これらの結果を基に、例えば、積雪データなどの観測データを参照し、流域にタンクモデルを幾つかおいて流出解析するなどして、もう少し詳しく流域の積雪高や融雪高、貯留高などの水循環プロセスの水の量を計算していく予定である。

最後に、この研究は、昭和54年度文部省環境科学特別研究「琵琶湖流域の水循環のモデル化と貯留高推定」の一環として行なわれ、また計算は、福山大学 MELCOM-COSMO 500 を用いたことを付記しておく。なお、図面の作成に当っては、本学生の吉原友治君と原賢司君のお世話になった。ここに、感謝の意を表わしたい。

《参考文献》

- (1) John C. Rodda : Facets of Hydrology, John Willey & Sons, 1976
- (2) Ramachandra A. Rao and R. L. Kashyap : Stochastic Modeling of River Flows, IEEE Trans. Aut. Con., AC-19, pp. 874-881, 1974
- (3) 日野幹雄, 石川和秀 : 河川流量の長期および短期予測について, 土木学会論文報告集, 第236号, pp. 59-70, 1975
- (4) G. C. Vansteenkiste : Computer Simulation of Water Resources Systems, North-Holland/American Elsevier, pp. 179-197, 1975
- (5) Nguyen Duong, C. Byron Winn and Gearold R. Johnson : Modern Control Concepts in Hydrology, IEEE Trans. Sys., Man, and Cyb., SMC-5, pp. 46-53, 1975
- (6) S. Ikeda, M. Ochiai and Y. Sawaragi : Sequential GMDH Algorithm and Its Application to River Flow Prediction, IEEE Trans. Sys. Man, and Cyb., SMC-6, pp. 473-479, 1976
- (7) R. G. Mein and B. M. Brown : Sensitivity of Optimized Parameters in Watershed Models, Water Resou. Resea, Vol. 14, pp. 299-303, 1978
- (8) 菅原正巳 : 続・流出解析法, 共立出版, 1979
- (9) 菅原正巳 : 流出解析法, 共立出版, 1972
- (10) Andrew H. Jazwinski : Stochastic Processes and Filtering Theory, Academic Press, 1970
- (11) 有本卓 : 線形システム理論, 産業図書, 1974
- (12) 有本卓 : カルマン・フィルター, 産業図書, 1977
- (13) R. E. Kalman : A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems, Trans. ASME, J. of Basic Eng., Vol. 82, pp. 35-45, 1960
- (14) A. E. Bryson and M. Frazier : Smoothing for Linear and Nonlinear Dynamical

Systems, U. S. Air Force Tech. Rept.

ASD-TDR-63-119, pp. 353-364, 1963

- (15) H. Cox: On the Estimation of State Variables and Parameters for Noisy Dynamic Systems, *IEEE Trans. Aut. Con.*, AC-9, pp. 5-12, 1964

- (16) B. Friedland and I. Bernstein: Estimation of the State of a Nonlinear Process in the Presence of Nongaussian

Noise and Disturbances, *J. of The*

Franklin Inst., Vol. 281, pp. 455-480, 1966

- (17) 清水光, 久保和夫, 有本卓: 琵琶湖流域の水の循環に関するシステム理論的考察, *計測自動制御学会論文集*, Vol. 13, pp. 200-206, 1977