

山地河川の長期流出解析に関する一考察

A STUDY ON ANALYSIS OF LONG TERM RUNOFF
IN MOUNTAINOUS RIVERS

安藤 義久*・高橋 裕**

By Yoshisa ANDO and Yutaka TAKAHASI

1. はじめに

わが国は山地部が国土の 60% 以上を占め、水資源の大部分を山地からの河川表流水に依存している。したがって、河川上流域におけるダムなどによる水資源の開発と管理にとって、山地河川の長期流出機構（低水流出機構）の究明は重要な課題である。

従来の長期流出解析法の中でおもなものは、菅原¹⁾のタンクモデル、Crawford および Linsley²⁾の Stanford-Watershed Model、角屋³⁾の補給能モデル、および水越・野口⁴⁾による貯留閾数法の応用などである。これらは実用的ではあるが、多くのパラメーターの値を試算を繰り返して決めなければならないという共通の難点をもつ。石原・高棹・池淵⁵⁾の統計的単位図法は、地下水流出の単位図を定める流出率を除くと、解析に必要な各パラメーターは実測のハイドログラフから求められるが、中間流出成分と地下水流出成分だけで表面流出成分を含まないモデルである。

筆者らは、望ましい長期流出解析法の具備すべき要件として、次の 5 点が重要と考えている。

- 1) モデルが簡単で、計算が容易なこと。
- 2) モデルの物理的意味が明確であること。
- 3) 解析に必要なパラメーターは実測のハイドログラフから求められること。
- 4) 全流出成分を含むモデルであること。
- 5) モデルによる推算精度がよいこと。

5) の要件は当然のことであり、すべてのモデルがこの条件を満足させることを最高級の目標としていると思われる。しかし、前述したように 1)~5) の要件を全部満足させる長期流出解析法はまだないといえる。

本研究では、特に 3) と 2) の要件を最重要視しなが

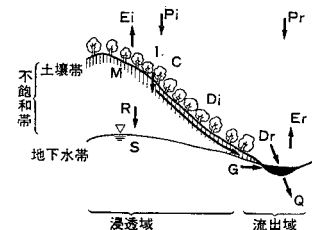
ら、1)~5) の要件を満足させる長期流出解析法を提案する。

ただし、本稿では対象流域を降雪の影響の少ない表日本の山地河川流域に絞った。

2. 山地河川流域における流出過程

図-1 には、山地河川流域における流出過程の模式図を示す。流域は、流出域と浸透域に二大別されると考える。流出域とは、河道とその周辺の水面の領域と水でほぼ飽和状態にある湿地や河原などの領域とこれらの近傍に位置する道路や屋根などの不浸透域を含む。この流出域の概念は、木村⁶⁾の一次流出地域の概念や前出の Stanford-Watershed Model²⁾の非浸透域 (Impervious Area) の概念と同じである。浸透域とは、山地流域の尾根や斜面に相当し、通常の場合植被や土壌を有し、少雨では雨水が浸透すると考えられる領域を指す。

浸透域への降水 (P_i) は、樹冠遮断 (C) により一部は植生に捕捉されるが、大部分は土中への浸入 (I) となる。この植生に捕捉された水分は、結局は蒸発する。土中へ浸入した雨水 (I) は、土壌水分の保留 (M) となる



- | | |
|--------------------|--------------------|
| P_i : 浸透域への降水 | S : 地下水貯留 |
| C : 樹冠遮断 | G : 地下水流出 |
| I : 土中への浸入 | P_r : 流出域への降水 |
| M : 土壌水分の保留 | E_r : 流出域からの蒸発散 |
| E_i : 浸透域からの蒸発散 | D_r : 流出域からの直接流出 |
| D_i : 浸透域からの直接流出 | Q : 総流出 |
| R : 地下水涵養 | |

図-1 山地河川流域における流出過程の模式図

* 正会員 工博 東京大学教務職員 工学部土木工学科

** 正会員 工博 東京大学教授 工学部土木工学科

ものと、表面流出や中間流出といった浸透域からの直接流出 (D_i) となるものと、不飽和帯の深部へ浸透して地下水涵養 (R) となるものに分かれる。土壌水分に保留された雨水の一部は、浸透域からの蒸発散 (E_i) となる。地下水涵養 (R) は地下水貯留 (S) を増加させるが、地下水流出 (G) は地下水貯留に由来する。無降雨時には、この地下水流出 (G) が河川水の唯一の供給源となる。一方、流出域への降水 (P_r) は、そのまま、流出域からの直接流出 (D_r) となる。また、流出域からの蒸発散 (E_r) もある。したがって、河川の総流出 (Q) は、地下水流出 (G) と流出域からの直接流出 (D_r) と浸透域からの直接流出 (D_i) の和から、流出域からの蒸発散 (E_r) を引いたものに等しいことになる。

3. 対象流域の概要

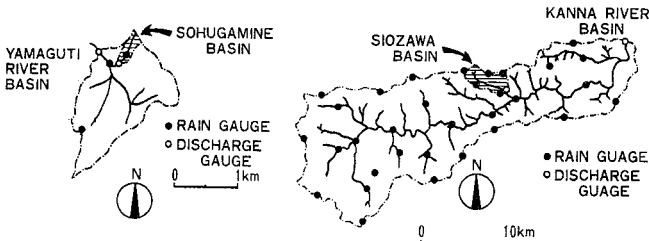
本研究で対象とする流域は、精度の高い長期の水文観測が行われている山地河川流域という条件により、建設省土木研究所の試験流域である神流川流域と塩沢流域、および裏筑波の山口川流域と祖父ヶ峰流域の4流域を対象流域として選んだ。表-1には、対象流域の概要を示す。なお、表中の白坂・数成流域は、いずれも東京大学愛知演習林の瀬戸試験地に属し、本稿の中では補足説明に用いられている。

対象流域は、いずれも自然流域であり、流域面積は0.16~374 km² と大きな幅がある。裏筑波試験地の山口川流域と祖父ヶ峰流域の地質は風化花崗岩であり、神流川試験地の神流川流域と塩沢流域の地質は古生層である。図-2には、対象流域の形状と水文観測施設の配置を示す。

本稿で用いた水文データの出所は、裏筑波試験地につ

表-1 対象流域の概要

試験地名	流域名	水系	所在地	流域面積 (km ²)	地質	観測期間
裏筑波試験地	山口川	利根川	茨城県	3.12	風化花崗斑岩	1969年~現在
	祖父ヶ峰	利根川	茨城県	0.158	風化花崗斑岩	1969年~現在
神流川試験地	神流川	利根川	群馬県	373.6	古生層	1948~1960年
	塩沢	利根川	群馬県	12.6	古生層	1951~1959年
瀬戸試験地	白坂	庄内川	愛知県	0.885	風化花崗岩	1929年~現在
	数成	庄内川	愛知県	1.096	第三紀新層	1930~1945年



(a) 山口川流域と祖父ヶ峰流域 (b) 神流川流域と塩沢流域

図-2 対象流域の形状と水文観測施設の配置

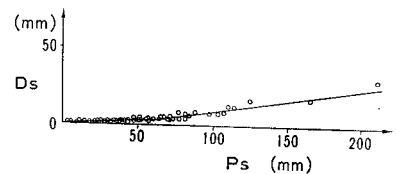
いては参考文献7), 神流川流域については参考文献8), 塩沢流域については参考文献9), 白坂・数成流域については参考文献10) からである。

4. 直接流出

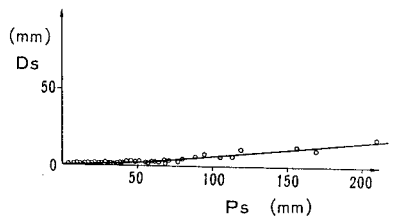
一雨ごとの直接流出量は、雨量と流量のハイドログラフが与えられれば、勾配急変点法などにより分離できる。表-2には、裏筑波試験地の1969~1975年の降雨時の時間雨量と時間流量の観測結果に基づき、勾配急変点法により直接流出量を分離して、一雨ごとの直接流出率を求め、雨量階級別に整理した結果が示されている。この表をみると、山口川流域においても、祖父ヶ峰流域においても、雨量階級が大きくなると直接流出率が大きくなるという傾向が明らかにみられる。図-3には、裏

表-2 裏筑波試験地の一雨ごとの直接流出率

(a) 山口川流域			
雨量階級 (mm)	サンプル数 N	平均流出率 f (%)	標準偏差 σ (%)
0 ≤ P _S < 30	78	4.4	1.8
30 ≤ P _S < 60	52	6.0	1.8
60 ≤ P _S < 90	18	7.8	1.9
90 ≤ P _S < 120	5	9.3	1.8
120 ≤ P _S	3	13.3	1.8
計	156	5.65	
(b) 祖父ヶ峰流域			
雨量階級 P _S (mm)	サンプル数 N	平均流出率 f (%)	標準偏差 σ (%)
0 ≤ P _S < 30	45	3.3	1.9
30 ≤ P _S < 60	42	3.7	1.0
60 ≤ P _S < 90	14	4.7	1.4
90 ≤ P _S < 120	4	7.3	1.9
120 ≤ P _S	3	7.8	0.89
計	108	3.9	1.8



(a) 山口川流域



(b) 祖父ヶ峰流域

図-3 裏筑波試験地の一雨雨量 (P_S) と直接流出量 (D_S) の相関図

筑波試験地の一雨雨量 (P_S) と直接流出量 (D_S) の相関図を示すが、山口川流域と祖父ヶ峰流域では、 P_S と D_S の関係が図中の折線で近似できることがわかる。図中の折線を式で表示すると次のようになる。

(a) 山口川流域

$$\left. \begin{aligned} D_S &= 0.06 P_S & 0 \leq P_S < 60 \\ D_S &= 0.06 P_S + 0.09(P_S - 60) & 60 \leq P_S \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

(b) 祖父ヶ峰流域

$$\left. \begin{aligned} D_S &= 0.04 P_S & 0 \leq P_S < 60 \\ D_S &= 0.04 P_S + 0.06(P_S - 60) & 60 \leq P_S \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

式 (1), (2) は次のように一般化できる。

$$\left. \begin{aligned} D_S &= f_0 P_S & 0 \leq P_S < P_1 \\ D_S &= f_0 P_S + f_1(P_S - P_1) & P_1 \leq P_S \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

f_0 は、式 (1) では 0.06、式 (2) では、0.04 という値を示し、流出域の面積率と考えられる。すなわち、 P_S が $P_1=60$ mm 以下の降雨の場合には、河道の流水面やその周辺の湿地や道路等の流出域に降る降雨分が直接流出となり、尾根や斜面などの浸透域に降る降雨分は全部土中に浸透すると考えられる。そこで、 f_0 を基本流出率と命名する。一方、 P_S が P_1 (山口川流域と祖父ヶ峰流域の場合には 60 mm に相当する) 以上になると、式 (3) の下式のようになる。 P_S が P_1 を超えると、流出形態が遷移するので、 P_1 を 1 次遷移雨量と名づけた。すなわち、 P_S が P_1 以上になると、直接流出として、 $f_0 P_S$ に $f_1(P_S - P_1)$ が加わる。 $f_1(P_S - P_1)$ の物理的意味は、飽和域の拡大による表面流出成分と中間流出成分の両方を含むと推定される。

裏筑波試験地の 2 流域は、1 次付加流出率までで済んだが、2 次、3 次、 \dots n 次の付加流出率を考える必要のある流域の直接流出量は一般に式 (4) で表示される。

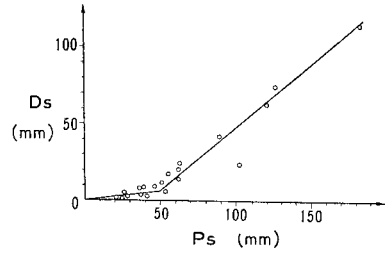
$$\left. \begin{aligned} D_S &= f_0 P_S & 0 \leq P_S < P_1 \\ D_S &= f_0 P_S + f_1(P_S - P_1) & P_1 \leq P_S < P_2 \\ &\vdots & \vdots \\ D_S &= f_0 P_S + f_1(P_S - P_1) + \dots & \vdots \\ &\dots + f_n(P_S - P_n) & P_n \leq P_S \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 f_n は n 次付加流出率、 P_n は n 次遷移雨量。

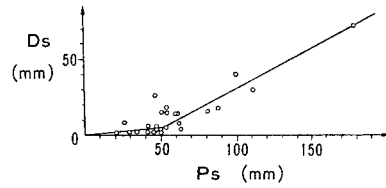
次に、神流川試験流域の一雨雨量と直接流出量の相関図を図-4 に示す。この図は、参考文献 9) の中で、江川が算出した表 (参考文献 9) の表 IV-10 および 11) に基づき作成した。図中の折線を式で表示すると次のようになる。

(c) 神流川流域

$$\left. \begin{aligned} D_S &= 0.14 P_S & 0 \leq P_S < 50 \\ D_S &= 0.14 P_S + 0.69(P_S - 50) & 50 \leq P_S \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$



(a) 神流川流域



(b) 塩沢流域

図-4 神流川試験地の一雨雨量 (P_S) と直接流出量 (D_S) の相関図

(d) 塩沢流域

$$\left. \begin{aligned} D_S &= 0.10 P_S & 0 \leq P_S < 50 \\ D_S &= 0.10 P_S + 0.42(P_S - 50) & 50 \leq P_S \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

したがって、いずれも式 (3) の形で表わされることがわかる。神流川流域については、基本流出率 $f_0=0.14$ 、1 次遷移雨量 $P_1=50$ mm、1 次付加流出率 $f_1=0.69$ である。塩沢流域については、基本流出率 $f_0=0.10$ 、1 次遷移雨量 $P_1=50$ mm、1 次付加流出率 $f_1=0.42$ である。基本流出率に注目すると、いずれも裏筑波試験地の 2 流域の基本流出率より大きい、この現象は神流川試験地の流出域面積率が裏筑波のそれより相対的に大きいという物理的意味をもつ。この事実は、地図や現地踏査により確認することができた。すなわち、5 万分の 1 地形図または 2.5 万分の 1 地形図をもって現地踏査に行き、河道沿いの湿地などの飽和域の概略と地図に載っていない沢を確認し、地図のコンターを参考にして流出域を推定し、流出域面積率を評価した。この方法によると、たとえば神流川試験地の塩沢流域の流出域面積率は約 12% であり、裏筑波試験地の山口川流域のそれは約 6% であり、それぞれの流域の基本流出率の大きさとほぼ符合する結果となった。また、1 次遷移雨量については、裏筑波試験地の 2 流域と神流川試験地の 2 流域の間に大きな相違はみられないが、1 次付加流出率については、裏筑波試験地の 2 流域が 0.1 以下の値を示し、神流川試験地の 2 流域は 0.4 以上の値を示し、大きな相違がみられる。この現象は、裏筑波試験地の地質が風化花崗岩で浸透性が大きく、神流川試験地の地質が古生層で浸透性が小さいという流域の地質特性を反映していると考えられる。

なお、多摩丘陵の長池試験流域については、 $f_0=0.098$ であり、 P_1 は 130 mm 以上と考えれば式 (3) に適合する¹¹⁾。 P_1 がこのように大きいのは、流域が非常に浸透性のよい関東ローム層に厚く被覆されているためと考えられる。

5. 地下水流出

(1) 考え方

地下水流出の通減式として、式 (7) と式 (8) が Werner と Sundquist¹²⁾、Roche¹³⁾、および高木¹⁴⁾により理論的に導かれている。物理的には、式 (7) は被圧地下水帯水層からの地下水流出の通減式であり、式 (8) は不圧地下水帯水層からの地下水流出の通減式である。

$$Q = Q_0 e^{-at} \text{ (被圧地下水流出の通減式)} \dots\dots (7)$$

$$Q = \frac{Q_0}{(1+at)^2} \text{ (不圧地下水流出の通減式)} \dots\dots (8)$$

ここで、

Q : 地下水流出量 Q_0 : 初期地下水流出量

a : 通減係数 t : 時間

a : 通減係数 ($a = \beta \sqrt{Q_0}$)

ただし、Roche と高木は、さらに $a = \beta \sqrt{Q_0}$ と表わされるとしているので、その場合には式 (8) は式 (8)' のようになる。

$$Q = \frac{Q_0}{(1 + \beta \sqrt{Q_0} t)^2} \dots\dots (8)'$$

一方、地下水の貯留量と流出量との対応関係、すなわち貯留関数として、式 (9)、(10) が Coutagne¹⁵⁾ と Ding¹⁶⁾により提示されている。 S は地下水貯留量を表わす。

$$Q = aS \text{ (被圧地下水貯留関数)} \dots\dots (9)$$

$$Q = \beta^2 S^2 \text{ (不圧地下水貯留関数)} \dots\dots (10)$$

Coutagne は、式 (9)、(10) と連続式 (11) を連立させて、式 (7)、(8) を導いている。

$$Q = -\frac{dS}{dt} \dots\dots (11)$$

Ding は、式 (7)、(8)' を式 (12) に代入して、式 (9)、(10) を導いている。

$$S = \int_t^\infty Q dt \dots\dots (12)$$

いずれの場合も、被圧地下水流出は通減式で表わすと式 (7) となり、貯留関数で表わすと式 (9) となる。そして、不圧地下水流出の通減式は式 (8)' で表わされ、貯留関数で表わすと式 (10) となる。

山地河川流域の無降雨日（降雨後 3 日間以降）の流出は、地下水流出と考えられる。そこで、無降雨日が長く続く期間（本稿では 10 日間以上）のハイドログラフの通減部によって、式 (7) と式 (8)' の適合性を検討し、

もし式 (7) によく適合する場合には、式 (9) の貯留関数を採用し、もし式 (8)' によく適合する場合には、式 (10) の貯留関数を採用する。式 (7)、(8)' を次のように変形する。

$$\text{被圧式: } \ln \frac{Q_0}{Q} = at + \tau \dots\dots (13)$$

$$\text{不圧式: } \frac{\sqrt{\frac{Q_0}{Q}} - 1}{\sqrt{Q_0}} = \beta t + \delta \dots\dots (14)$$

ここで、 α は被圧通減係数、 β は不圧通減係数、 τ 、 δ は定数、 Q は地下水流出量、 Q_0 は地下水流出量の初期値、 t は時間で日単位である。この式 (13)、(14) に通減部のハイドログラフを当てはめ、最小自乗法により、 α 、 τ 、 β 、 δ 、および相関係数を求める。被圧式と不圧式のどちらに適合しているかの判定は、式 (13)、(14) へ当てはめた場合の相関係数の大小と、地下水流出量の初期値に対して通減係数が一定と見なせるか否かという基準で行う。

(2) 実流域への適用

裏筑波試験地の山口川流域と祖父ヶ峰流域、神流川試験地の神流川流域と塩沢流域、および瀬戸試験地の白坂流域と数成流域へ適用し、解析した結果と考察を述べる。

なお、神流川試験地の塩沢流域においては、江川によれば、「観測期間中は降雪量は非常に少なく積雪はほとんどなかった」（参考文献 9）中の II-16 参照）と報告されており、塩沢流域の通減曲線に対する冬季の降雪の影響は無視し得ると考えられる。

表-3 には、上記の 6 流域への地下水流出の通減式の適用結果が示されている。この表をみると、被圧通減式と不圧通減式に当てはめた場合の相関係数はいずれも高く、同程度の値を示すので、相関係数では両式の適合度の判定はできないことがわかる。

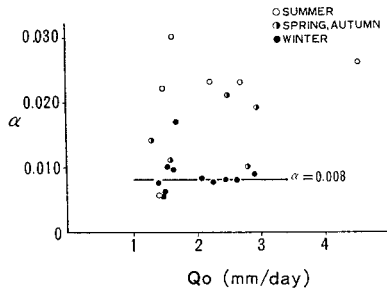
そこで、図-5~10 には、各流域の地下水流出の通減係数と初期流量の相関図を示す。これらの図をみると、通減係数 α 、 β の値は大きくばらついているが、通減係数を季節的に分けてみると、夏季の通減係数が最も大きく、春秋のそれはついで大きく、冬季のそれは最も小さいという傾向がみられる。この原因は、河道周辺の流

表-3 地下水流出の通減式の適用結果

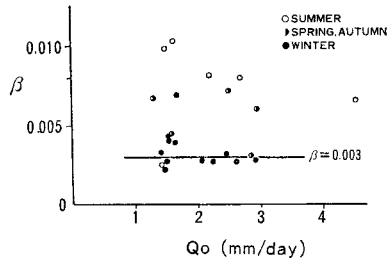
対象流域	対象期間 (年)	通減例	被圧式の相関係数		不圧式の相関係数	
			平均値	標準偏差	平均値	標準偏差
山口川	1969~1977	23	0.95	0.03	0.96	0.03
祖父ヶ峰	1969~1977	17	0.93	0.06	0.93	0.06
神流川	1951~1958	28	0.95	0.04	0.96	0.04
塩沢	1953~1959	18	0.93	0.07	0.93	0.07
白坂	1930~1940	37	0.94	0.05	0.94	0.05
数成	1930~1940	23	0.93	0.05	0.94	0.05

出域からの蒸発散が夏季には大きく、冬季には小さいためと考えられる。したがって、流域の地下水流出の逓減係数としては、流出域からの蒸発散の影響の小さい冬季の逓減係数を用いる必要がある。

また、逓減係数と初期流量との相関関係において、初期流量にかかわらず逓減係数が一定と見なし得るかという判定条件により、被圧逓減式と不圧逓減式のいずれを選択すればよいかを判定する。図-5~10より、山口川

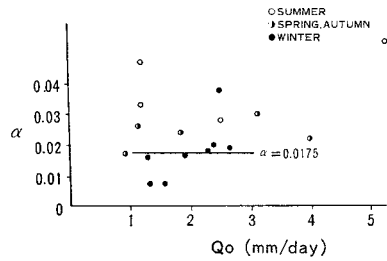


(a) 被圧逓減式

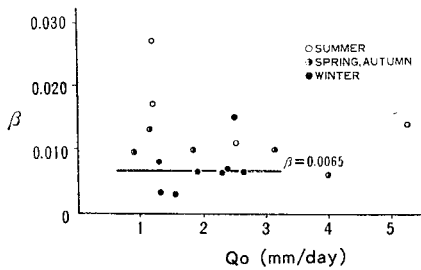


(b) 不圧逓減式

図-5 裏筑波・山口川流域の地下水流出の逓減係数と初期流量



(a) 被圧逓減式



(b) 不圧逓減式

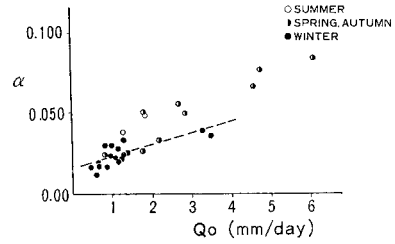
図-6 裏筑波・祖父ヶ峰流域の地下水流出の逓減係数と初期流量

流域と祖父ヶ峰流域と白坂流域では、被圧逓減式と不圧逓減式のどちらでもよいと考えられるが、他の3流域では被圧逓減係数 α は初期流量 Q_0 と正の相関をもつものに対して不圧逓減係数 β は初期流量 Q_0 にかかわらず一定と見なせるので、不圧逓減式が適合すると考えられる。

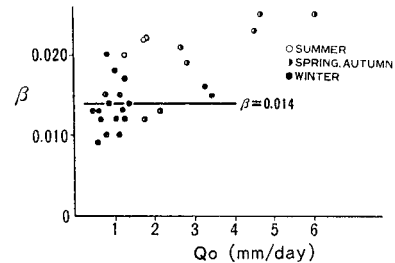
図-11には、実測の逓減曲線と被圧・不圧逓減式により算出した逓減曲線の比較を例示するが、いずれの場合も不圧逓減式(式(8)')による逓減曲線の方が被圧逓減式(式(7))による逓減曲線よりも実測の逓減曲線によくフィットしていることがわかる。

表-4には、6流域の逓減係数の代表値を示す。

また、筆者らは全国の45の山地河川流域を対象にし

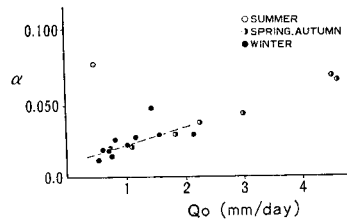


(a) 被圧逓減式

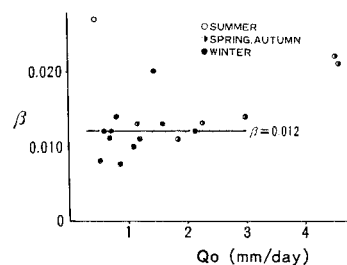


(b) 不圧逓減式

図-7 神流川流域の地下水流出の逓減係数と初期流量

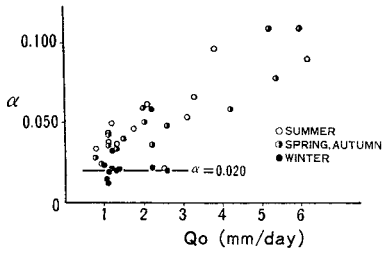


(a) 被圧逓減式

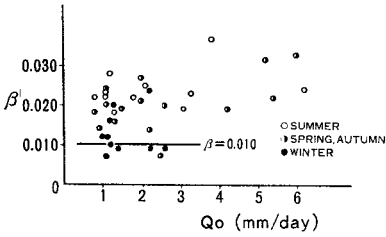


(b) 不圧逓減式

図-8 塩沢流域の地下水流出の逓減係数と初期流量

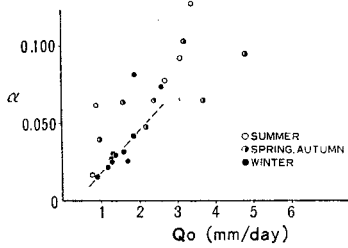


(a) 被圧透減式

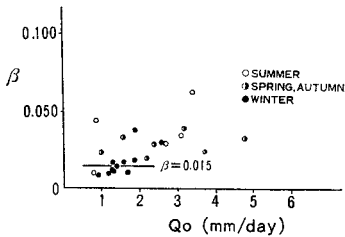


(b) 不圧透減式

図-9 白坂流域の地下水流出の透減係数と初期流量



(a) 被圧透減式



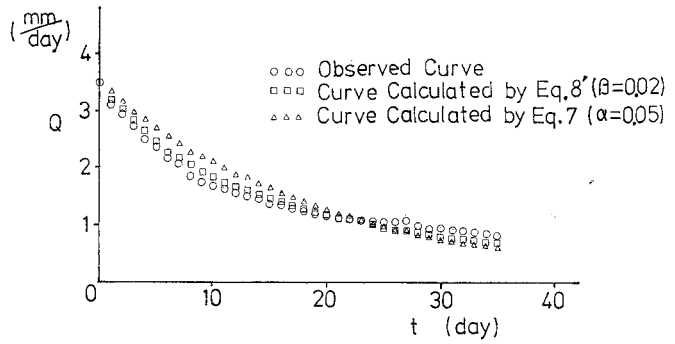
(b) 不圧透減式

図-10 数成流域の地下水流出の透減係数と初期流量

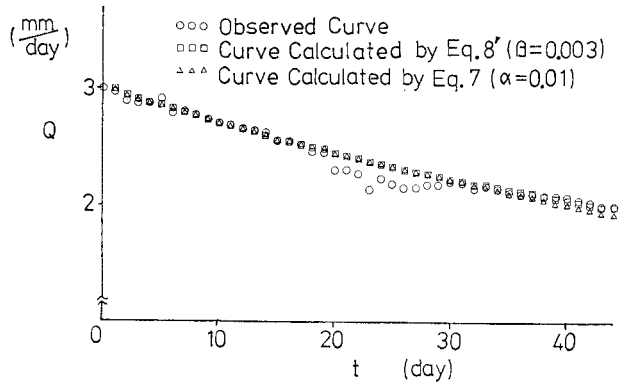
表-4 6 流域の透減係数の代表値

流域	被圧透減係数	不圧透減係数
山口川	0.008	0.003
祖父ヶ峰	0.0175	0.0065
神流川	—	0.014
塩沢	—	0.012
白坂	0.020	0.010
数成	—	0.015

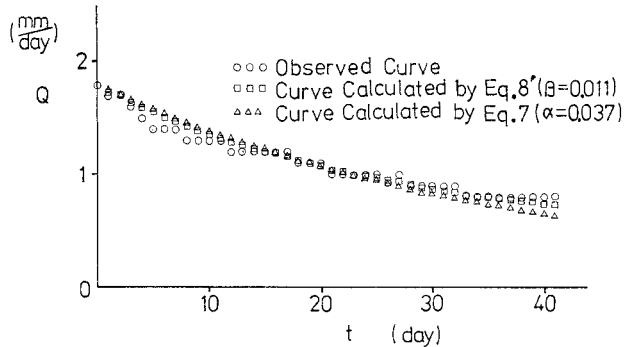
て上記の方法により、地下水流出の被圧透減式と不圧透減式の適合性を検討し、被圧透減式より不圧透減式の方が適合性に優れていることを示している²¹⁾。



(a) 神流川 (1955年11月25日~12月30日)



(b) 山口川 (1971年11月10日~12月25日)



(c) 白坂 (1939年11月24日~1940年1月6日)

図-11 実測の透減曲線と被圧・不圧透減曲線の比較

6. 蒸発散

(1) 年蒸発散量

年単位の水収支式は、次式で表わせる。

$$P_y - Q_y = E_y + \Delta S_y \dots \dots \dots (15)$$

ただし、 P_y :年降水量、 Q_y :年流出量、 E_y :年蒸発散量、 ΔS_y :流域貯留量の変化、である。降雪のほとんどない流域においては、水収支期間を暦年にとると、式(15)中の ΔS は他の項に比べて無視し得るほど小さい

と考えられる。したがって式 (15) は次のように近似できる。

$$P_y - Q_y \approx E_y \dots \dots \dots (16)$$

この式の意味は、年損失量 ($P_y - Q_y$) は、蒸発散量 E_y にほぼ等しいということである。表-5 は、この式(16)に基づき、前述の6流域の年単位の水収支結果を示したものである。この表をみると、裏筑波試験地の山口川流域と祖父ヶ峰流域の年蒸発散量の平均値は 600 mm 程度であり、神流川試験地の神流川流域は 400 mm 程度、塩沢流域は 500 mm 程度である。瀬戸試験地の白坂流域は 900 mm 程度であり、数成流域は 650 mm 程度で

表-5 年単位の水収支

(a) 山口川流域の年単位の水収支

No.	年	P_y (mm)	Q_y (mm)	E_y (mm)
1	1970	1110.9	660.7	450.2
2	1971	1426.5	844.6*	581.9*
3	1972	1463.4	920.9	542.5
4	1973	1183.8	620.9	562.9
5	1974	1369.6	831.8	537.8
6	1975	1673.1	814.3	858.3
7	1976	1666.7	1146.9	519.8
8	1977	1550.2*	985.3	564.9*
	平均	1430.5	853.2	577.3
	標準偏差	205.9	169.6	120.5

(注) *印を付したものは一部欠測を含む。

(b) 祖父ヶ峰流域の年単位の水収支

No.	年	P_y (mm)	Q_y (mm)	E_y (mm)
1	1970	1112.0	494.4	617.6

(c) 神流川流域の年単位の水収支

No.	年	P_y (mm)	Q_y (mm)	E_y (mm)
1	1951	1121.6	737.1	384.5
2	1952	1165.8	776.5	389.3
3	1953	1263.6	936.5	327.1
4	1954	1254.5	919.2	335.3
5	1955	1304.4	904.7	399.7
6	1956	1282.8	890.9	391.9
7	1957	1118.4	737.7	380.7
8	1958	1518.7	1124.4	394.3
9	1959	1709.7	1384.8	324.8
10	1960	1050.1	570.5	479.6
	平均	1279.0	898.2	380.7
	標準偏差	200.1	227.0	45.5

(d) 塩沢流域の年単位の水収支

No.	年	P_y (mm)	Q_y (mm)	E_y (mm)
1	1952	1240.2	799.3	440.9
2	1953	1402.6	999.5	403.2
3	1954	1428.6	971.1	457.5
4	1955	1512.9	986.2	526.7
5	1956	1368.4	938.9	429.5
6	1957	1237.0	758.8	478.2
7	1958	1741.6	1043.2	698.4
8	1959	1806.8	1237.5	569.3
	平均	1467.3	966.8	500.5
	標準偏差	211.3	147.7	96.4

(e) 白坂流域の年単位の水収支

No.	年	P_y (mm)	Q_y (mm)	E_y (mm)
1	1930	1869.5	1141.9	727.6
2	1931	1626.0	824.2	801.8
3	1932	1957.3	1014.5	942.8
4	1933	1693.2	697.4	995.8
5	1934	1408.4	553.3	855.1
6	1935	2110.3	1151.2	959.1
7	1936	1914.2	1024.1	890.1
8	1937	1871.2	963.6	907.6
9	1938	2339.8	1458.8	881.0
10	1939	1548.3	669.7	878.6
11	1940	1438.4	603.6	834.8
12	1941	2230.0	1240.1	989.9
13	1942	1686.1	870.5	815.6
14	1943	1424.2	615.7	808.5
15	1944	1374.8	375.7	999.1
16	1945	2426.7	1578.5	848.2
	平均	1807.4	923.9	883.5
	標準偏差	340.2	336.4	78.7

(f) 数成流域の年単位の水収支

No.	年	P_y (mm)	Q_y (mm)	E_y (mm)
1	1930	1497.0	964.1	531.9
2	1931	1576.2	849.0	727.2
3	1932	1663.3	1022.1	641.2
4	1933	1391.5	724.2	667.3
5	1934	1210.0	582.2	627.8
6	1935	1883.4	1202.6	680.8
7	1936	1745.9	1116.1	629.8
8	1937	1574.1	944.3	629.8
9	1938	1849.6	1248.0	601.6
10	1939	1204.2	600.4	603.8
11	1940	1358.5	705.8	652.7
12	1941	1998.0	1297.1	700.9
13	1942	1318.0	703.0	615.0
14	1943	1309.8	602.2	707.6
15	1944	1175.0	472.2	702.8
16	1945	1984.1	1246.8	737.3
	平均	1546.2	892.5	653.6
	標準偏差	282.2	274.5	54.4

ある。これらの結果は、各地域の気温等の気候特性とほぼ対応している。

(2) 月蒸発散量

月別の蒸発散量を求めるには、流域内で土壌水分や地下水水位が観測されていれば、流域水収支法によって算出できるが、通常の流域では気温データしかないことが多い。そこで、Thornthwaite 式や Hamon 式によって月平均日蒸発散能を推定し、年蒸発散量を比例配分して月蒸発散量を推定する。Hamon¹⁶⁾ は、Thornthwaite 式は夏季にはやや過大、冬季には過小な値を示すことを明らかにし、実流域の季節的な蒸発散量の変化と適合する式として、式 (17) を提示しているのので、本稿ではこの式を用いる。

$$E_{pi} = 0.14 D_{oi}^2 P_{ti} \dots \dots \dots (17)$$

ここで、

E_{pi} : i 月の月平均日蒸発散能

D_{oi} : i 月の日照時間 (12 h/day)

P_{ti} : i 月の月平均気温に対する飽和絶対湿度
(gm/m^3)

年蒸発散量を E_y , i 月の月蒸発散量を E_i とすると,
 E_i は次式で算出される.

$$E_i = E_y \times \frac{E_{pi}}{\sum_{i=1}^{12} E_{pi}} \dots\dots\dots (18)$$

なお, 表一6 には, 裏筑波試験地と 神流川試験地の

Hamon 式による月平均日蒸発散能を示す. 裏筑波の月平均気温は, 気象庁の筑波山のデータ¹⁷⁾を用い, 神流川の月平均気温は, 建設省土木研究所の渡瀬のデータ¹⁸⁾を用いた. 表一6 をみると, 蒸発散量の月変動状況は年ごとの変化はほとんどみられず, 一定のパターンを示すことがわかる. 表一5 の年蒸発散量と 表一6 の月平均日蒸発散能を式 (18) に代入すると, 月蒸発散量が求められる.

(3) 日蒸発散量

日単位の長期流出解析を行うためには, 日蒸発散量を推定する必要がある. 日蒸発散量を支配する要因としては, その日の天気・気温などの気象要因と流域の植生状況・土壌水分などの流域要因が考えられる. 気象要因として, 気温・日照時間は月蒸発散量の推定のときに考慮しているの, ここでは無降雨日であるか降雨日であるかを考慮する. そこで, 神流川試験地の渡瀬観測所と瀬戸試験地の白坂観測所の小型蒸発計 (直径 20 cm のパン) からの無降雨日の蒸発量と降雨日の蒸発量の比を月別に集計した. その結果を 表一7 に示す. 表中には, 月別に, 無降雨日 ($P=0$ mm) の蒸発量を 1 とした場合の各雨量階級別の降雨日の蒸発量の比をまとめてある. この表をみると, 渡瀬と白坂の 2 つの観測所は同様の傾向を示し, 無降雨日の蒸発量を 1 とすると, $0.1 \leq P < 1.0$ の雨量階級の日の蒸発量の比は 0.7 前後であり, $1.0 \leq P < 5.0$ の雨量階級の日の蒸発量の比は 0.5 前後であり, $5.0 \leq P$ の雨量階級の日の蒸発量の比は 0.4 強である.

一方, 流域要因の中の植生の状況は, 本研究では森林の大規模な伐採が行われていない流域を対象としているので大きな影響はないと思われる. 土壌水分量の蒸発散への効果については, 吉良らの研究¹⁹⁾によれば, 土壌の

表一6 Hamon 式による月平均日蒸発散能

(a) 裏筑波試験地

年	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966
1	0.59	0.59	0.54	0.54	0.59	0.59	0.57
2	0.59	0.59	0.56	0.64	0.69	0.69	0.63
3	0.84	0.83	0.88	0.77	0.77	0.77	0.81
4	1.36	1.36	1.36	1.65	1.56	1.46	1.46
5	2.29	2.15	2.15	2.15	2.29	2.15	2.20
6	2.76	2.76	2.76	2.60	2.95	2.95	2.80
7	3.39	3.59	3.39	3.83	3.22	3.39	3.47
8	3.41	3.41	3.41	3.60	3.41	3.41	3.44
9	2.29	2.02	2.29	2.29	2.15	2.55	2.27
10	1.31	1.23	1.48	1.39	1.39	1.31	1.35
11	0.79	0.84	0.84	0.79	0.79	0.84	0.82
12	0.51	0.59	0.59	0.51	0.51	0.51	0.54

(b) 神流川試験地

年	1956	1957	1958	1959	1960
1	0.62	0.62	0.62	0.58	0.58
2	0.73	0.73	0.77	0.87	0.82
3	1.13	0.94	1.13	1.13	1.13
4	1.75	1.98	1.87	1.98	1.87
5	1.90	2.74	2.91	2.91	2.91
6	4.17	3.50	4.17	3.70	3.70
7	4.53	4.53	4.53	4.79	4.53
8	4.25	4.76	4.25	4.50	4.02
9	3.06	2.71	3.06	3.24	3.06
10	1.77	1.77	1.66	1.88	1.77
11	1.08	1.15	1.02	1.02	1.30
12	0.59	0.71	0.71	0.66	0.66

表一7 小型蒸発計からの無降雨日の蒸発量と降雨日の蒸発量の比

(a) 神流川試験地の渡瀬観測所 (観測期間: 1955年9月~1961年5月)

雨量階級 (mm)	月												平均	
	データ数	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		12
$P=0$	58~163	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
$0.1 \leq P < 1.0$	4~28	0.67	0.67	0.65	0.56	0.55	0.60	0.53	0.67	0.74	0.71	0.65	0.87	0.66
$1.0 \leq P < 5.0$	6~34	0.23	0.33	0.52	0.50	0.51	0.61	0.47	0.63	0.47	0.42	0.46	0.64	0.48
$5.0 \leq P < 10.0$	2~18	0.25	0.36	0.28	0.36	0.39	0.38	0.49	0.55	0.71	0.38	0.38	0.43	0.41
$10.0 \leq P$	5~27	0.31	0.17	0.32	0.42	0.31	0.41	0.33	0.66	0.31	0.46	0.47	1.09	0.44

(b) 瀬戸試験地の白坂観測所 (観測期間: 1937年1月~1945年12月)

雨量階級 (mm)	月												平均	
	データ数	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		12
$P=0$	129~171	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
$0.1 \leq P < 1.0$	17~61	0.68	0.75	0.65	0.58	0.66	0.61	0.74	0.84	0.64	0.74	0.82	0.88	0.72
$1.0 \leq P < 5.0$	18~40	0.61	0.48	0.42	0.61	0.49	0.38	0.60	0.70	0.53	0.65	0.45	0.57	0.54
$5.0 \leq P < 10.0$	5~25	0.61	0.55	0.54	0.40	0.31	0.31	0.43	0.52	0.49	0.32	0.45	0.57	0.46
$10.0 \leq P$	11~54	0.34	0.48	0.37	0.33	0.45	0.34	0.39	0.46	0.49	0.47	0.55	0.67	0.45

場合には表面乾燥が始まるまでは土壌面蒸発量はほぼ一定であり、以後は徐々に減少していくが、表面乾燥が始まるまでの期間は初期含水量によって異なり、4例中3例までが15日間程度の期間を要し、その期間の蒸発量は140mmにも達することが明らかにされている。したがって、表層に土壌の存在する山地流域では、蒸発散に対する土壌水分の効果は実用的には無視し得るのではないかと筆者らは考えている。

以上のことから、本稿では、月蒸発散量から日蒸発散量を算出する場合に、その日の日雨量だけを考慮する。すなわち、ある月(k月)の月蒸発散量を E_k とし、その月内のある日(l日)の日蒸発散量を E_{kl} とし、その日の日蒸発散量の重みを d_{kl} とおくと、その日の日雨量 P により d_{kl} は式(19)のように整理される。

$$d_{kl} = \begin{cases} 1.0 & P=0 \\ 0.7 & 0.1 \leq P < 1.0 \\ 0.5 & 1.0 \leq P < 5.0 \\ 0.4 & 5.0 \leq P \end{cases} \dots\dots\dots(19)$$

さらに、 E_{kl} は次式から求められる。

$$E_{kl} = E_k \times \frac{d_{kl}}{\sum_l d_{kl}} \dots\dots\dots(20)$$

7. 地下水涵養

図-1の模式図において、浸透域への降水 P_i のうち一部は樹冠遮断 C となるが、ここでは日単位を対象としているので、植生と土壌を一体と考え表層とする。表層への浸入量を I とすると、表層の水分量により I の一部は土湿不足などを補い、残りが地下水へ涵養される。地下水涵養量 R は、浸入量 I から土湿不足 M_d を引いたものに等しく次式で表わされることについては、筆者らにより多摩丘陵の長池試験流域において流域レベルで明らかにされている¹¹⁾。

$$R = I - M_d \dots\dots\dots(21)$$

また、この土湿不足 M_d は地下水涵養のない期間の浸透域からの蒸発散によって生じ、次式で表わされることも同時に示されている¹¹⁾。

$$M_d = (1 - f_0)(\sum E - \sum P) \dots\dots\dots(22)$$

ただし、

$\sum E$: 地下水涵養量のない期間の蒸発散量

$\sum P$: 同上期間における雨量

さらに、土湿不足の物理的意味は、表層の最小容水量 M_n と、降雨前の表層の水分量 M との差(不足分)であり、次式で表わされる。

$$M_d = M_n - M \dots\dots\dots(23)$$

また、筆者らは、多摩丘陵の長池試験流域において地下水涵養が降雨終了後6~12時間程度で大部分終了するこ

とを明らかにした¹¹⁾。

以上述べてきたことを参考にして、山地流域の地下水涵養量 R を次式で求める。 t 日の0時の表層の水分保留量を $M(t)$ 、その日の表層への浸入量を $I(t)$ 、浸透域の蒸発散量を $E_i(t)$ 、および地下水涵養量を $R(t)$ とすると、

$$\left. \begin{aligned} M'(t) &= M(t) + I(t) - E_i(t) \\ R(t) &= \begin{cases} 0 & M'(t) \leq M_n \\ M'(t) - M_n & M'(t) > M_n \end{cases} \end{aligned} \right\} \dots\dots(24)$$

となる。また、 $(t+1)$ 日の表層の水分量 $M(t+1)$ は、

$$M(t+1) = M'(t) - R(t) \dots\dots\dots(25)$$

となる。

なお、表層の最小容水量 M_n をどれほどの値にすればよいかは、実際の山地河川流域では実測されていないので、ここでは、多摩丘陵の長池試験流域で用いた160mmの値を参考として、一応 $M_n=200$ mmとしておく。この点の詳細な検討は今後の課題とする。最小容水量を決める場合の0点は、土層内部からの蒸発散が起らなくなる水分量(平衡水分量状態)を想定している²²⁾。

8. 山地河川の長期流出解析法

ここでは、筆者らの提案する長期流出解析法の手順と実際の4流域への適用結果について述べる。

(1) 筆者らの提案する長期流出解析法の手順

a) パラメーターの決定

① 一雨雨量と直接流出量の相関図から、基本流出率 f_0 、1次付加流出率 f_1 、1次遷移雨量 P_1 などを決定する。

② 無降雨時の地下水流出の通減曲線を被圧通減式と不圧通減式に当てはめ、両式のうち適合度のよい方を選択する。この適合度の判定にあたっては、両式を当てはめた際の相関係数ならびに初期流量 Q_0 に対して通減係数 α, β が一定と見なせるかどうかということを判定基準とする。被圧通減式が選択された場合には $\{G = \alpha S\}$ という被圧地下水流出の貯留関数を用い、不圧通減式が選択された場合には $\{G = \beta^2 S^2\}$ という地下水流出の貯留関数を用いる。この際用いる α, β は、蒸発散の影響の小さい冬季の値を採用する。

b) 計算過程

① 図-12には、筆者らの提案する山地河川の長期流出解析モデルの計算過程を示す。図-12の中の f_0, f_1, P_1, β (または α)というパラメーターはすでに求められている。また、 M_n は前述したとおり、200mmとする。時間を表わす t は日単位である。なお、図-12は、図-1と一緒に見ていただきたい。

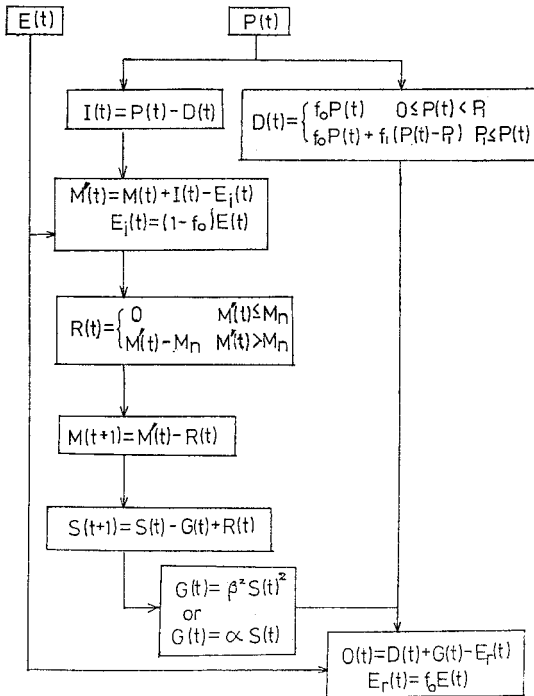


図-12 山地河川の長期流出解析モデルの計算過程

- ② 実測日雨量 $P(t)$ と実測日流量 $Q(t)$ を読み込む。
- ③ 年単位の水収支から求めた年蒸発散量 E_y と、Hamon 式による月平均日蒸発散能 E_p により月蒸発散量 E_k を算出し、さらに日雨量を考慮して日蒸発散量 $E(t)$ を推定する。
- ④ 実測日雨量 $P(t)$ が与えられると、直接流出量 $D(t)$ が図-12 中の式により算出される。 $P(t)$ と $D(t)$ の差として浸入量 $I(t)$ が計算できる。
- ⑤ 表層の水分量 $M(t)$ の初期値 $M(1)$ は、1月1日から計算を始めるとすると、前年の12月において地下水涵養があった日を推定し、その日以後の土湿不足 M_d を式 (22) により算定して、次式により求める。

$$M(1) = M_n - M_d \dots\dots\dots (26)$$
- ⑥ 地下水涵養量 $R(t)$ は、図-12 中の式により求められる。
- ⑦ また、浸透域の表層からの蒸発散量 $E_i(t)$ は図-12 中に示すように、

$$E_i(t) = (1 - f_0) E(t) \dots\dots\dots (27)$$
 と与えられる。
- ⑧ 地下水貯留量 $S(t)$ の初期値 $S(1)$ は、1月1日の地下水流出量 $G(1)$ を用いて、次式により設定する。

$$S(1) = \sqrt{\frac{G(1)}{\beta}} \text{ or } \frac{G(1)}{\alpha} \dots\dots\dots (28)$$
- ⑨ 地下水流出量 $G(t)$ は、地下水流出の貯留関数により、 $S(t)$ の関数として算出する。
- ⑩ 総流出量 $O(t)$ は、直接流出量 $D(t)$ と地下水流出量 $G(t)$ の和から、流出域からの蒸発散量 $E_r(t)$ を差し引いて求める。 $E_r(t)$ は次式により計算する。

$$E_r(t) = f_0 E(t) \dots\dots\dots (29)$$

流出量 $G(t)$ の和から、流出域からの蒸発散量 $E_r(t)$ を差し引いて求める。 $E_r(t)$ は次式により計算する。

$$E_r(t) = f_0 E(t) \dots\dots\dots (29)$$

⑩ 流出量の計算値 $O(t)$ と実測値 $Q(t)$ の比較を行い、モデルの妥当性を検討する。

(2) 実際の流域への適用

ここでは、裏筑波試験地の山口川流域と祖父ヶ峰流域および神流川試験地の神流川流域と塩沢流域への適用について述べる。

a) 裏筑波流域への適用

① 山口川流域

解析対象期間は、日雨量、日流量、および月平均気温のすべてのデータがそろっている、1970年、1972年、1973年、1974年、1975年の5年間とした。解析に用いたパラメーターは、すでに述べたとおり、 $f_0=0.060$ 、 $f_1=0.090$ 、 $P_1=60$ mm、 $\beta=0.003$ とする。各年の初期値は次のとおりである。

- 1970年： $M(1)=190$ mm、 $S(1)=437$ mm
- 1972年： $M(1)=195$ mm、 $S(1)=499$ mm
- 1973年： $M(1)=195$ mm、 $S(1)=429$ mm
- 1974年： $M(1)=185$ mm、 $S(1)=376$ mm
- 1975年： $M(1)=198$ mm、 $S(1)=422$ mm

計算結果の一例を図-13に示す。黒丸が実測流量であり、折線は計算流量である。流量を示す縦軸は対数目盛ではなく、普通目盛であることを考慮すると、計算値は実測値とよく合っているといえる。

② 祖父ヶ峰流域

日雨量、日流量、および月平均気温のデータが全部そろっているのは1970年だけなので、この1年を解析対象とした。解析に用いたパラメーターは、すでに述べたとおり、 $f_0=0.040$ 、 $f_1=0.060$ 、 $P_1=60$ mm、および $\beta=0.0065$ である。初期値は次のように推算された。

$$M(1) = 190 \text{ mm}, S(1) = 188 \text{ mm}$$

長期流出解析モデルによる計算結果を図-14に示す。黒丸が実測流量であり、折線は計算流量である。この図をみると、計算値と実測値はよく合っているといえる。

b) 神流川試験流域への適用

① 神流川流域

解析対象期間は、日雨量、日流量、および月平均気温のすべてのデータがそろっている、1956年・1957年・1958年の3年間とした。解析に用いたパラメーターは、すでに述べたとおり、 $f_0=0.14$ 、 $f_1=0.69$ 、 $P_1=50$ mm、および $\beta=0.014$ である。各年の初期値は以下のように推算された。

$$1956 \text{ 年} : M(1) = 180 \text{ mm}, S(1) = 60 \text{ mm}$$

1957年： $M(1)=175\text{ mm}$ ， $S(1)=55\text{ mm}$

1958年： $M(1)=170\text{ mm}$ ， $S(1)=49\text{ mm}$

長期流出解析モデルによる計算結果の一例を図-15に示す。黒丸が実測流量であり、折線は計算流量である。図-14をみると、冬季に実測流量は変化していないのに、計算流量が立ち上がっているのは、このときの降水が雨ではなく雪であったためである。渡瀬地点において降雪であることが観測されている降水にはS印を付してある。渡瀬は流域の最下流端に位置するため、図中にS印を付していない降水であっても、冬季の降水は

雪である可能性が高い。また、4月には実測ハイドログラフに小山がみられるが、これは融雪の影響と推察される。図-15をみると、降雨時の計算値が実測値を下回るが、おおむね計算値と実測値は合っているといえる。特に、冬季だけでなく、年間の無降雨期間の通減部が合っていることは、地下水流出に関して流出域からの蒸発散の効果を組み込んだモデル化の妥当性を示すと考えられる。

② 塩沢流域

解析対象期間は、日雨量、日流量、および月平均気温

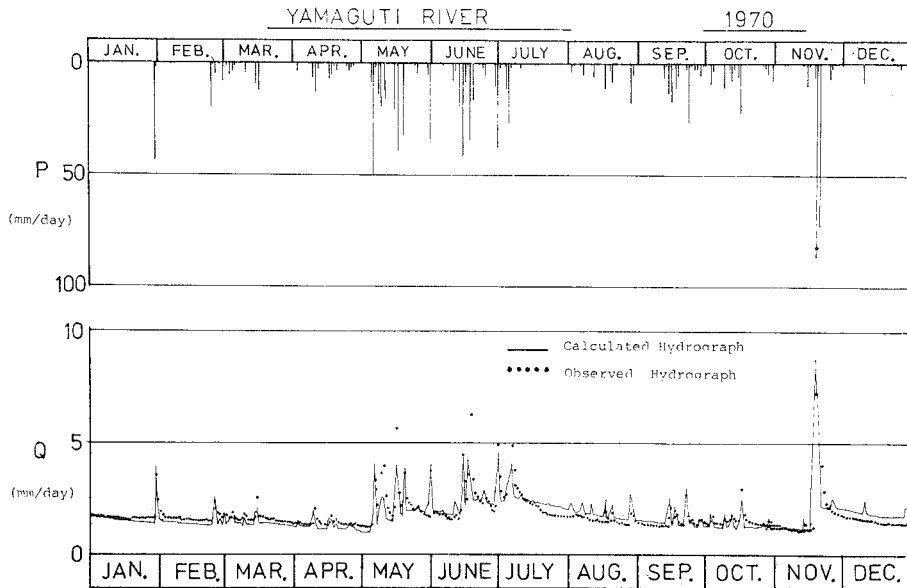


図-13 山口川流域におけるモデルによる計算流量と実測流量の比較

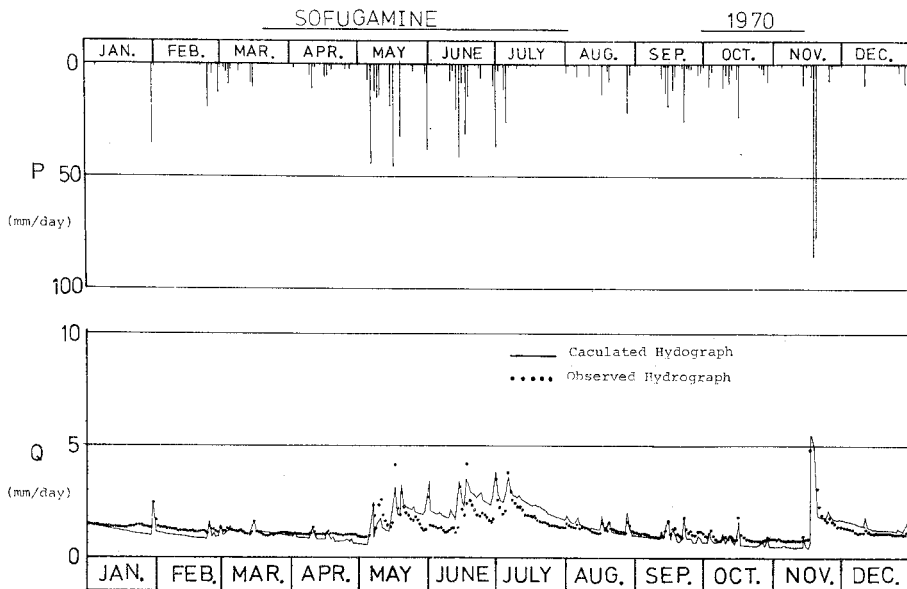


図-14 祖父ヶ峰流域におけるモデルによる計算流量と実測流量の比較

のすべてのデータが精度よくそろっている，1956年・1957年の2年間とした．解析に用いたパラメーターは，すでに述べたとおり， $f_0=0.10$ ， $f_1=0.42$ ， $P_1=50$ mm，および $\beta=0.012$ である．各年の初期値は次のとおりである．

1956年： $M(1)=180$ mm， $S(1)=80$ mm

1957年： $M(1)=175$ mm， $S(1)=73$ mm

モデルによる計算結果の一例を 図-16 に示す．この図をみると，神流川流域の解析結果について述べた考察とまったく同様のことがいえる．

c) ま と め

4流域へモデルを適用した結果，筆者らの提案するモデルが実用的には十分に実際の流域へ適用できることがわかった．

なお，本研究では低水部に主眼をおいており，直接流出量の算定にあたって，一雨降雨量から得ている f_0 ， P_1 を用いて，日雨量 $P(t)$ から順次 $D(t)$ を算出するという便宜的方法をとったが，低水部については不都合を生じなかった．今後は，高水部の精度を向上させるため，流域の乾湿の効果をモデル中に組み込み，モデルの改良

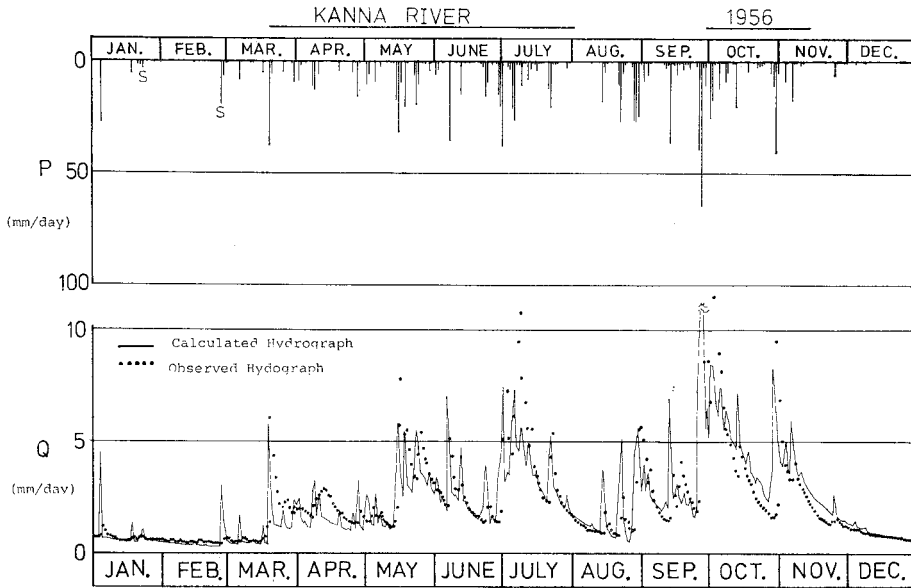


図-15 神流川流域におけるモデルによる計算流量と実測流量の比較

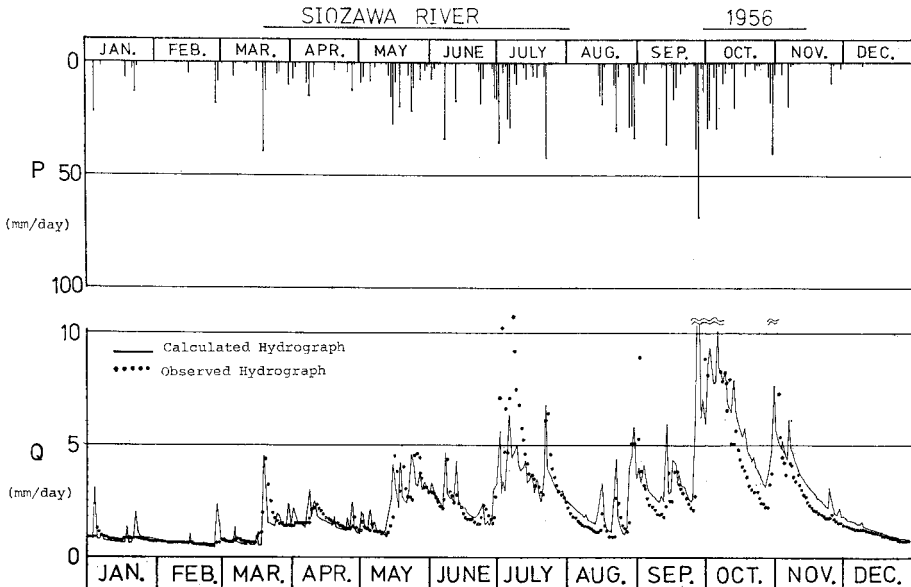


図-16 塩沢流域におけるモデルによる計算流量と実測流量の比較

を図る必要があると考えている。

9. 結 論

本研究で得られたおもな成果を列記する。

(1) 山地河川を対象とした長期流出解析法として、ハイドログラフからパラメーターが決められ、物理的意味が明らかであり、簡単であり、全流出成分を含む、推定精度のよいモデルを作成し、実際の4流域へ適用することにより、その妥当性と実用性を確かめた。

(2) 筆者らの提案する長期流出解析モデルでは、図-1に示すように、流域内を浸透域と流出域に分けて考える。一雨雨量と直接流出量の相関図から、基本流出率 f_0 、1次付加流出率 f_1 、1次遷移雨量 P_1 などの直接流出に関するパラメーターを決定する。基本流出率の物理的意味は、流出域の面積率に相当すると考える。

(3) 地下水流出に関するパラメーターは、無降雨期間のハイドログラフの逓減曲線から求める。すなわち、ハイドログラフの逓減曲線に被圧地下水逓減式と不圧地下水逓減式を当てはめ、適合度のよい方を選ぶ。また、逓減係数の代表値としては、流出域からの蒸発散の影響の少ない冬季の値を用いる。被圧逓減式が選択された場合には、被圧地下水流出の貯留関数 $\{G=\alpha S\}$ が採用され、不圧逓減式が選択された場合には、不圧地下水流出の貯留関数 $\{G=\beta^2 S^2\}$ が採用される。実際の流域へ適用したところ、被圧逓減式と不圧逓減式の適合度が相関係数よりも初期流量に対して逓減係数が一定と見なせるか否かにより判定できることがわかった。

(4) 蒸発散としては、年間損失量を年蒸発散量とし、それを Hamon 式による月平均日蒸発散能を用いて各月に比例配分して月蒸発散量を推算する。さらに、日雨量階級により重み付けして日蒸発散量を推定する方法をとったが、この方法で実用的には問題ないと考えられる。

(5) 地下水涵養については、表層の最小容水量状態 M_n を想定し、表層の水分量が M_n 以上の場合には、その超過分が地下水へ涵養されるとした。今回は、解析の対象とした4流域とも $M_n=200$ mm と仮定して解析したが不都合は生じなかった。そこで、 $M_n=200$ mm は一応の目安値と考えられる。

(6) 筆者らの提案する山地河川の長期流出解析モデルは、図-11に示すとおりである。

もっと多くの実際の流域へ適用し、モデルの汎用性を検討することは今後の課題としたい。

謝 辞：本研究を進めるにあたり、裏筑波試験地の水文観測データを提供された建設省土木研究所水文研究

室の石崎勝義室長と佐合純造氏に心から感謝の意を表します。神流川試験地の水文観測データを提供された先学・諸先輩、特に塩沢流域の水文観測データを提供され、神流川・塩沢流域に関してご教示賜わった愛知工業大学の江川太郎教授に心からお礼申し上げます。また、東京大学愛知演習林の瀬戸試験地の水文データを提供され、種々ご教示賜わった東京大学農学部の山口伊佐夫教授と試験地を案内して下さった東京大学愛知演習林の諸戸清一講師に深謝の意を表します。末尾ながら、解析の一部で協力してくれた東京大学大学院の伊藤 孝君に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 菅原正巳：流出解析法，共立出版，1972。
- Crawford, N.H. and R.K. Linsley: The Synthesis of Continuous Streamflow Hydrographs on a Digital Computer, Dep. of Civ. Eng., Stanford Univ., 1962.
- 角屋 睦ほか：山地小流域河川の低水解析(1)・(2)，京都大学防災研究所年報，第9・10号，1966・1967。
- 水越三郎・野口 正：貯留関数法を応用した低水流出量の計算，土木技術資料8-6，1966。
- 石原藤次郎・高棟琢馬・池淵周一：長期間流出解析法に関する2,3の考察，土木学会論文報告集，第196号，1971。
- 木村俊晃：流出地域を想定して解析した総合貯留関数の提案，土木技術資料2-11，1960。
- 建設省土木研究所：裏筑波試験地水文観測資料，1979。
- 建設省土木研究所水文研究室編：神流川流域水文観測資料，土木研究所資料 No. 324，1968。
- 江川太郎：河川流出の標準逓減曲線とその適用に関する研究，東京大学学位論文，1979。
- 東京大学演習林：愛知演習林量水観測結果報告(I)・(II)，東京大学農学部演習林，第20・21号，1976・1977。
- 安藤義久・虫明功臣：丘陵地の自然状態の小試験流域における水循環機構，第24回水理講演会論文集，1980。
- Werner, P.W. and K.J. Sundquist: On the Groundwater Recession Curve for Large Watersheds, Publ. No. 33, IAHS, 1951.
- Roche, M.: Hydrologie de Surface, Gauthier-Villars, 1963.
- 高木不折：低水流出の低減特性に関する研究，土木学会論文報告集，第128号，1966。
- Coutagne, A.: Les Variations de Débit en Période Non Influencée par les Précipitations, La Houille Blanche, 1948.
- Ding, J.Y.: Discussion of "Inflow hydrographs from large unconfined aquifers", Proc. ASCE, 90. (IR 1), 1966.
- Hamon, W.R.: Estimating Potential Evapotranspiration, ASCE, HY 3, paper 2817, 1961.
- 気象庁：観測所気象年報，(筑波山)，1970～1976。
- 建設省土木研究所：神流川水文気象観測資料，1968。
- 吉良芳夫・水之江政輝・松本幸夫：畑地灌漑に関する研究，農業技術研究所報告F第4号，1952。
- 安藤義久・高橋 裕・伊藤 孝：山地河川の地下水流出の逓減特性とそれに対する流域地質の効果，第25回水理講演会論文集，1981。
- 安藤義久・虫明功臣・高橋 裕：丘陵地の水循環機構とそれに対する都市化の影響，第25回水理講演会論文集，1981。

(1980.10.22・受付)