

丘陵地の中小河川流域の水循環機構と都市化によるその変化 A Hydrological Cycle of Hillslope Basins and Its Change by Urbanization

東京大学工学部土木工学科	正員	○ 安藤 義久
東京大学工学部土木工学科	正員	高橋 裕
電源開発株式会社	正員	有賀 茂
東京大学 工学系 大学院	学生員	金尾 健司

1. はじめに

わが国では、1955年頃から大都市の周辺の丘陵地で都市化が進行し、流域の水循環機構が変化し、様々な水問題が生じており、丘陵地の中小河川流域の水循環機構と都市化によるその変化の究明は、工学的にも重要な課題の一つとなっている。安藤・虫明・高橋¹⁾は、多摩ニュータウン地区内に設置された自然小試験流域（長池流域）と都市小試験流域（永山流域）において、雨量・流出量だけでなく、不飽和帯水分量・地下水位・蒸発量といった水循環過程に沿って一貫した水文観測を行ない、両流域の水循環機構を把握し、モデル化により丘陵地の水循環機構の都市化による変化を評価した。これをふまえて、安藤・高橋^{2),3)}は、丘陵地と山地の自然流域へ適用しうる水循環モデルを考案した。さらに、安藤・高橋・和泉・金尾⁴⁾は、多摩ニュータウン地区の自然流域（大栗川流域）と都市流域（乞田川流域）の日単位の水循環モデルを作成し、その適用性を検討した。本稿では、東京大学愛知演習林の瀬戸試験地内の2流域を対象にして、丘陵地の自然流域の水循環モデルの改良を試み、そして改良した水循環モデルにより多摩ニュータウン地区の中小河川の自然流域と都市流域の水循環機構の比較を行ない、都市化によるその変化について考察を加える。

2. 丘陵地の自然流域の水循環モデルの改良

ここでは、丘陵地の自然流域である東京大学愛知演習林の瀬戸試験地内の穴の宮流域と数成流域を対象にして、丘陵地の自然流域の水循環モデルの改良を試みる。

2-1 対象流域の概要

対象とする穴の宮流域と数成流域は、図1に示すように、愛知県瀬戸市の北方に位置し、森林理水と砂防工学の研究のために1930年頃に設置され、精度の高い水文観測が東京大学農学部により長期にわたり継続されている。参考文献5)に基づき、対象流域の概要を記すと次のようである。

(1) 穴の宮流域

1932年に水文観測が開始された。流域面積は13.9 haである。流域の地質は、母岩が深層風化花崗岩で、表層部に第三紀新層がのっている。土地利用は、マツ・ハゲシバリ・雑木地 9.5 ha、未立木地 0.4 ha、雑木雑草地 4.0 haである。

(2) 数成流域

1930年に水文観測が開始され、1945年に諸状況により観測が廃止された。流域面積は109.6 haである。流域の地質は第三紀新層である。土地利用はマツおよび雑木 75.5 ha、水田 4.7 ha、除地 0.7 haである。

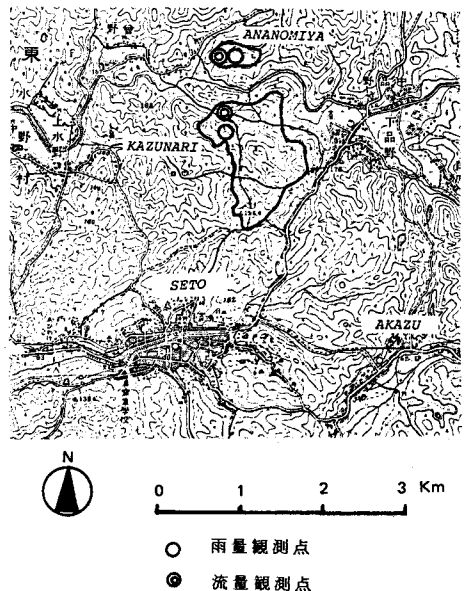


図1 穴の宮流域と数成流域の概要

(出典……参考文献6))

2-2 丘陵地の自然流域の水循環モデル

安藤⁷⁾の考案した丘陵地の自然流域の水循環モデルのフローを図2に示す。t日目の降雨P(t)の内、直接流出D(t)となる有効雨量は次式により算出される。

$$D(t) = \begin{cases} f_0 P(t) & 0 \leq P(t) < P_1 \\ f_0 P(t) + f_1 (P(t) - P_1) & P_1 \leq P(t) < P_2 \\ f_0 P(t) + f_1 (P(t) - P_1) + f_2 (P(t) - P_2) & P_2 \leq P(t) \end{cases} \quad \cdots ①$$

但し、 f_0 : 基本流出率、 f_1 : 1次付加流出率、 f_2 : 2次付加流出率、 P_1 : 1次遷移雨量、 P_2 : 2次遷移雨量、であり、これらのパラメーターの値は一雨雨量と直接流出量の相関から決められる。流域は、飽和流出域と浸透域に大別され、 f_0 は飽和流出域の占有面積率に等しいと考えられている。

浸透域への浸透量I(t)は、 $(P(t) - D(t))$ に等しく、表層の水分保留量 $M_s(t)$ に加算される。浸透域の表層からは、浸透域の蒸発散 $E_i(t)$ が差し引かれる。すなわち、表層の水分保留量 $M_s'(t)$ は次式で得られる。

$$M_s'(t) = M_s(t) + I(t) - E_i(t) \quad \cdots ②$$

なお、 $E_i(t)$ は、流域全体の蒸発散量を $E(t)$ とすると、 $(1 - f_0)$ が浸透域の占有面積率に等しいので、

$$E_i(t) = (1 - f_0) E(t) \quad \cdots ③$$

により算出される。

表層の水分保留量 $M_s'(t)$ が最小容水量 M_n 以下の場合には、土湿不足が補われ、 M_n 以上の場合にはその超過保留分 $\{M_s'(t) - M_n\}$ に定数 β をかけたものが地下水涵養 $G(t)$ となる。式で表示すると、

$$G(t) = \begin{cases} 0 & 0 \leq M_s'(t) < M_n \\ \beta \{M_s'(t) - M_n\} & M_n \leq M_s'(t) \end{cases} \quad \cdots ④$$

であり、 $M_n = 200 \text{ mm}$ 、 $\beta = 1.0$ と仮定されている。

地下水流出に関するパラメーターである A_c と A_u は、長期の無降雨期間のハイドログラフの減水部に被圧地下水流出の減水式^{注)}(指数関数減水式)と不圧地下水流出の減水式(分数関数減水式)をあてはめ、適合度のよい方を選ぶ。筆者ら²⁾と伊藤⁸⁾は、丘陵地でも山地でも被圧減水式よりも不圧減水式の方が適合性にすぐれていることを明らかにした。従って、飽和流出域からの蒸発散の影響の少ない冬季の不圧減水定数 A_u を用いて、⑤式に示す不圧地下水流出の貯留関数を適用する。

$$Q_g(t) = A_u^2 \cdot S_g(t)^2 \quad \cdots ⑤$$

但し、 $Q_g(t)$: 地下水流出量、 $S_g(t)$: 地下水貯留量。総流出 $Q(t)$ は、直接流出 $D(t)$ と地下水流出 $Q_g(t)$ の和から、飽和流出域からの蒸発散 $E_s(t)$ を差し引いて得

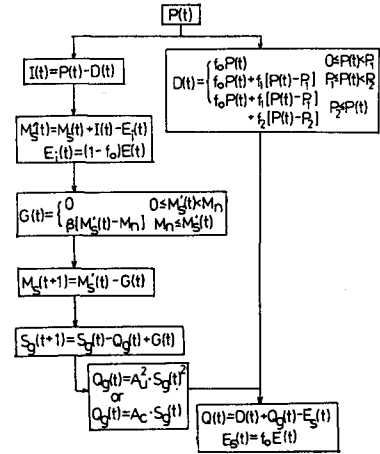
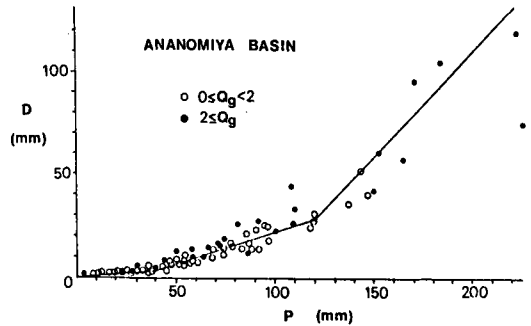


図2 丘陵地の自然流域の水循環モデル

(a) 穴の宮流域



(b) 数成流域

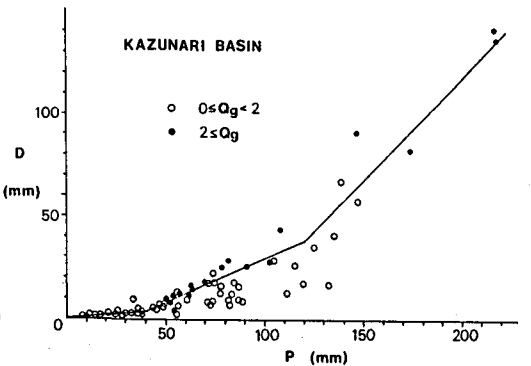


図3 瀬戸試験地における一雨雨量Pと直接流出量Dの相関図

られる。式で表わすと、次のようになる。

$$Q(t) = D(t) + Q_g(t) - E_s(t) \quad \cdots \textcircled{6}$$

また、飽和流出域からの蒸発散 $E_s(t)$ は、飽和流出域の占有面積率に f_0 が等しいと考えて、次式で与えられる。

$$E_s(t) = f_0 E(t) \quad \cdots \textcircled{7}$$

なお、蒸発散については、年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し、小型蒸発計蒸発量または日雨量階級による重み付けにより日蒸発散量 $E(t)$ を推定する。

2-3 水循環モデルの対象流域への適用

前述した丘陵地の自然流域の水循環モデルを穴の宮流域と数成流域へ適用する。直接流出のパラメーター f_0, f_1, f_2, P_1, P_2 は、図3に示すように、一雨雨量 P と直接流出量 D との相関図から決める。穴の宮流域と数成流域の直接流出に関するパラメーターの値は、表1のように設定された。 f_0 の値は、図4に示す穴の宮流域の飽和流出域の占有面積率10% (0.10) に比べるとやや大きな値となっている。

地下水流出のパラメーター Au は、穴の宮流域の場合を図5に例示するように、冬季の不圧減水定数の値 $Au = 0.015$ を採用する。数成流域の場合も、同様にして、 $Au = 0.015$ が得られた。

図2に示す水循環モデルによる、表1のパラメーターの値の場合の流出量の再現計算の結果は参考文献2)に示されており、計算ハイドログラフと実測ハイドログラフは対応しており、水循環モデルの実流域への適用性が示されている。

2-4 水循環モデルの改良

本稿では、前述した水循環モデルの直接流出の過程を中心に改良を試みる。

(1) 再現性の評価基準

水循環モデルの再現性の評価基準としては、水循環モデルによる計算流量と実測流量の相対誤差の平均値 $\overline{RE}$ を用いる。 RE と $\overline{RE}$ は、次式で与えられる。

$$RE(t) = \{ Q_c(t) - Q_o(t) \} / Q_o(t) \quad \cdots \textcircled{8}$$

$$\overline{RE} = \sum_{t=1}^N RE(t) / N \quad \cdots \textcircled{9}$$

但し、 RE : 相対誤差、 $\overline{RE}$: 相対誤差の平均値、 $Q_c(t)$: t 日目の計算流量、 $Q_o(t)$: t 日目の実測流量、 N : 日数 (今回は1年間なので $N = 365$) 。

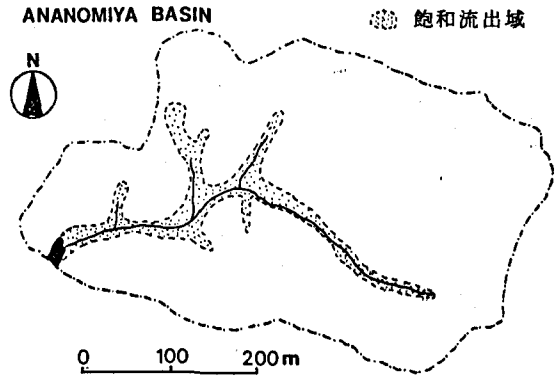
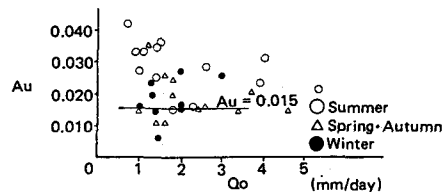


図4 穴の宮流域における飽和流出域の分布

(a) 穴の宮流域



(b) 数成流域

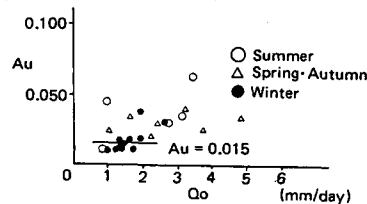


図5 瀬戸試験地における地下水流出の減水定数 Au と初期流量 Q_o の相関図

表1 瀬戸試験地の水循環モデルのパラメーターの値

流域名	P_1 (mm)	P_2 (mm)	f_0	f_1	f_2	Au	β	Mn (mm)
穴の宮	40	120	0.15	0.17	0.68	0.015	1.0	200
数成	50	120	0.16	0.30	0.54	0.015	1.0	200

(2) 同定期間と予測期間のとり方

水循環モデルの計算では、参考文献5)に収録されている穴の宮流域と数成流域の1930年～1945年の16年間の日雨量・日流量データを用いる。この16年間を前期の10年間と後期の6年間に分け、前期を同定期間とし、後期を予測期間とする。前期の中から、豊水年、平水年、渇水年のそろっている1937～1939年の3年間を選び、この3年間を対象として水循環モデルの改良を行ない、後期の中から1941～1943年の3年間を選び、改良された水循環モデルの予測精度を検討する。

(3) 水循環モデルの改良のためのシミュレーション

(a) シミュレーションNo.1 (元の水循環モデル)

元の水循環モデルによる表1のパラメーター値を用いた穴の宮流域と数成流域の1937～1939年の同定計算の相対誤差の平均値 $\overline{RE}$ は表2に示すように0.2～0.5である。

(b) シミュレーションNo.2 a, b, c (前期降雨の考慮)

直接流出のパラメーターを一雨雨量と直接流出量との相関図から決めているので、水循環モデルの①式において、前期降雨の影響を考慮する方が妥当であると考えられる。前期降雨の考慮の方法は1次遷移雨量 P_1 と2次遷移雨量 P_2 から前期降雨分を差し引いた式で直接流出を算定する。次の3通りについて計算した。

- ① No.2a … $AP = 1$ 日前の降雨 ② No.2b … $AP = 2$ 日前までの降雨
③ No.2c … $AP = 3$ 日前までの降雨。 但し、 AP ：前期降雨である。

上記の3通りについて、計算したところ、表2に示すようにNo.2の各ケースの $\overline{RE}$ の値はNo.1の値より小さく、前期降雨の考慮はモデルの改良につながる事がわかる。また、表2をみると、No.2a～cの中ではNo.2bの $\overline{RE}$ の値が最も小さい傾向がみられるので、2日前までの降雨を前期降雨として考慮する。

(c) シミュレーションNo.3 a, b, c, d, e (直接流出の単位図法による配分)

対象流域は小流域であるが、観測されたハイドログラフをみると、降雨日だけでなく降雨日の翌日にも直接流出成分が尾を引いているように推察されるので、直接流出の単位図法による配分を行なってみる。

直接流出の単位図法による配分率を次の5通り仮定し、計算した。

- ① No.3a … $d_1 : d_2 = 0.9 : 0.1$, ② No.3b … $d_1 : d_2 = 0.8 : 0.2$
③ No.3c … $d_1 : d_2 = 0.7 : 0.3$, ④ No.3d … $d_1 : d_2 = 0.6 : 0.4$
⑤ No.3e … $d_1 : d_2 = 0.5 : 0.5$ 、但し、 d_1 ：降雨日への配分率、 d_2 ：降雨日の翌日への配分率。

上記の5通りについて計算したところ、表2に示すように、 $\overline{RE}$ の値はNo.3dとNo.3eが他のケースより小さい傾向がみられるが、降雨日について実測ハイドログラフと計算ハイドログラフを比較するとNo.3c～eの場合にはピークの計算値が実測値より明らかに小さい傾向がみられるので、No.3bの配分率を用いて直接流出の配分をするように水循環モデルを改良する。なお、No.3bの $\overline{RE}$ の値は、No.2bの $\overline{RE}$ に比べて小さく、直接流出の単位図法による配分を考慮することは、モデルの改良につながる事がわかる。

(d) シミュレーションNo.4 (直接流出のパラメーターの値の修正)

前述したように、表1に示す f_0 の値は飽和流出域の占有面積率0.10に比べてやや大きいので、 $f_0 = 0.10$ となるように直接流出のパラメーターの値を修正してみる。修正後のパラメーターの値は次の通りである。

穴の宮流域： $f_0 = 0.10$, $f_1 = 0.20$, $f_2 = 0.70$, $P_1 = 40mm$, $P_2 = 120mm$.

表2 水循環モデルの改良のためのシミュレーション結果

シミュレーション No.		相対誤差の平均値 ($\overline{RE}$)					
		穴の宮流域			数成流域		
		1937年	1938年	1939年	1937年	1938年	1939年
1		0.27	0.23	0.41	0.39	0.36	0.48
2	a	0.26	0.22	0.40	0.38	0.33	0.47
	⑤	0.26	0.21	0.41	0.38	0.28	0.46
	c	0.27	0.21	0.42	0.37	0.27	0.51
3	a	0.24	0.19	0.38	0.35	0.26	0.43
	⑤	0.22	0.18	0.35	0.33	0.25	0.41
	c	0.21	0.17	0.35	0.31	0.24	0.39
	d	0.20	0.17	0.34	0.30	0.25	0.38
	e	0.20	0.19	0.34	0.30	0.26	0.37
4		0.20	0.19	0.31	0.31	0.25	0.36
⑤		0.20	0.18	0.32	0.29	0.22	0.34

数成流域： $f_0=0.10$, $f_1=0.33$, $f_2=0.57$,

$P_1=40\text{ mm}$, $P_2=120\text{ mm}$.

修正後のパラメーターの値によるNo.4のREの値はNo.3bのREの値より全般的に小さく、再現性は向上したといえる。

(e) シミュレーションNo.5（流域の乾湿の考慮）

Linsley et al⁹⁾は、湿潤地域では地下水流出量が流域の乾湿の状態を表わす指標として使用可能であると報告しているので、ここでは降雨日の前日の流出量を地下水流出量と仮定し、流域の乾湿状態の指標として扱う。図3において、地下水流出量が2mm/日以上を湿潤状態と考え黒丸で表示し、地下水流出量が2mm/日未満を乾燥状態と考え白丸で表示してある。

図3をみると、穴の宮流域と数成流域の両方において黒丸は白丸の上方に位置し、流域の乾湿が直接流出特性に影響していることがわかる。そこで、シミュレーションNo.5では、流域の乾湿を考慮するため、前日の地下水流出量 $Q_g(t-1)$ が2mm/日以上の場合には、1次遷移雨量 P_1 と2次遷移雨量 P_2 から20mmを差し引くことにした。No.5のREの値はNo.4の値より若干小さく、流域の乾湿の考慮がモデルの改良につながったことがわかる。

(4) 改良後の水循環モデルの精度

改良された水循環モデルの同定期間における相対誤差の平均値REは、表2の最下欄に示されているように、0.18～0.34であり、元の水循環モデルのREの値よりかなり小さな値となっており、再現性が向上したことがわかる。また、改良後の水循環モデルの予測期間における相対誤差の平均値を表3に示すが、0.3前後の値である。従って、改良後の水循環モデルの同定期間と予測期間における相対誤差の平均値REの値は0.20～0.35であり、永井・角屋・中嶋・鈴木¹⁰⁾が長期流出タン

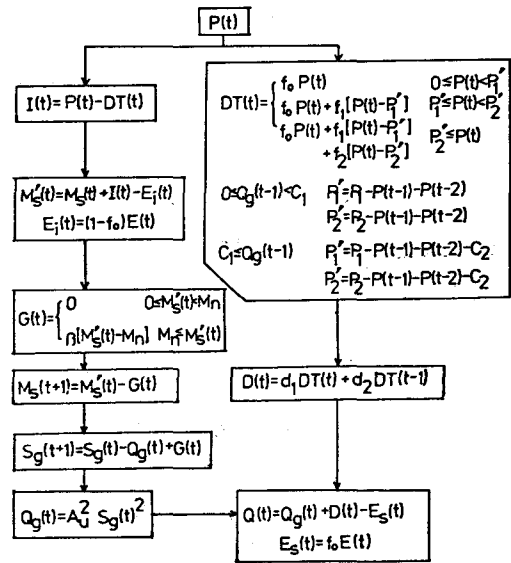


図6 改良後の水循環モデル

表3 改良後の水循環モデルの予測期間における相対誤差の平均値

流域名	1941年	1942年	1943年
穴の宮	0.27	0.31	0.31
数成	0.32	0.29	0.37

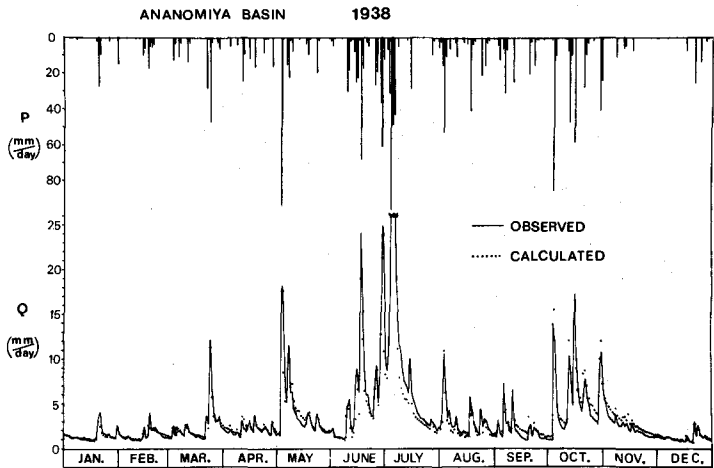


図7 穴の宮流域における改良後の水循環モデルによる計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較

クモデルの同定において得た、相対誤差の平均値とほぼ同程度の値である。

図7と図8には、それぞれ、穴の宮流域と数成流域における改良後の水循環モデルによる計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較を例示するが、計算流量と実測流量は符合していることがわかる。

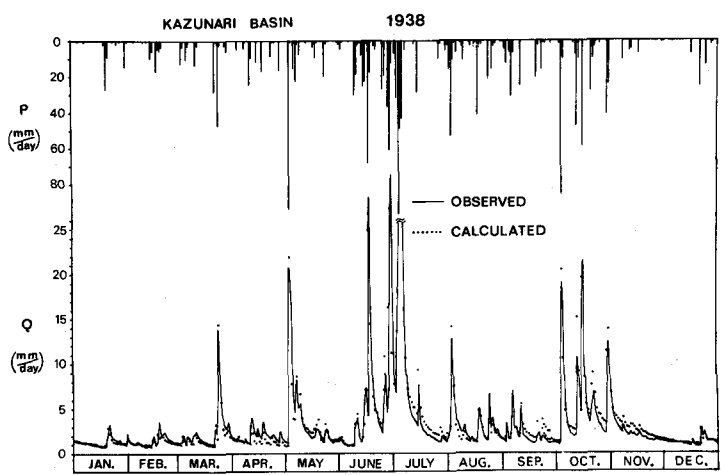


図8 数成流域における改良後の水循環モデルによる計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較

3. 丘陵地の中小河川流域の水循環機構の都市化による変化

ここでは、改良後の水循環モデルにより、多摩ニュータウン地区の中小河川の自然流域と都市流域の水循環機構の比較を行ない、都市化によるその変化について考察を加える。

3-1 対象流域の概要

図9には、対象流域の概要を示すが、大栗川常盤橋流域（流域面積 20.9 km^2 ）はまだ都市化があまり進んでいないので、ここでは自然流域と考える。乞田川車橋流域（流域面積 13.5 km^2 ）は、多摩ニュータウンによる都市開発がかなり進んでおり、都市流域とみなせる。なお、図9中に示すように、両流域には東京都土木技術研究所と住宅都市整備公団による雨量・流量観測点がそれぞれ一ヶ所ずつある。また、表4には両流域の土地利用の内訳（出典は参考文献11）が示されている。なお、両流域の下水道は分流式である。

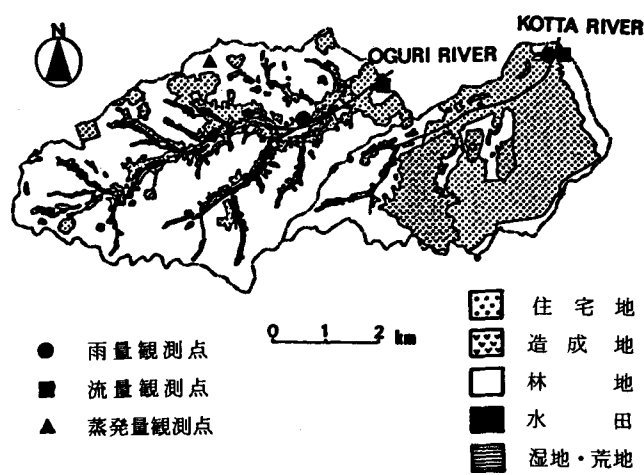


表4 大栗川流域と乞田川流域の土地利用

(a)大栗川流域		
土地利用	面積 (km^2)	面積率 (%)
水田	1.41	6.7
畑・荒地	2.05	9.8
造成地	1.77	8.5
住宅地	4.46	21.2
山林	11.23	53.7
合計	20.92	100.0

(b)乞田川流域		
土地利用	面積 (km^2)	面積率 (%)
住宅地	4.87	36.2
道路など	0.84	6.2
造成地	4.36	32.4
畑・荒地	0.40	3.0
山林	3.00	22.3
合計	13.47	100.0

(出典…参考文献11)

図9 大栗川常盤橋流域と乞田川車橋流域の概要

3-2 直接流出

図 10 には、大栗川流域と乞田川流域における一雨雨量 P と直接流出量 D との相関図を示す。図 10 中の大栗川流域の図中の点のバラツキは大きいが、図中に示す折線で近似する。図 10 中の乞田川流域の図中の点は、直線で表わされることがわかる。これらの直線を式で表示すると次のようにかける。単位は mm である。

大栗川流域：

$$D = \begin{cases} 0.12P & 0 \leq P < 50 \\ 0.12P + 0.31(P - 50) & 50 \leq P \end{cases} \quad \dots \textcircled{10}$$

乞田川流域：

$$D = 0.58(P - 2.0) \quad \dots \textcircled{11}$$

⑩式は、①式において、 $f_0 = 0.12$ 、 $f_1 = 0.31$ 、 $f_2 = 0$ 、 $P_1 = 50 \text{ mm}$ の場合に相当する。

一方、都市流域である乞田川流域の⑪式は、山口・松原・山守¹²⁾が示した⑪式に適合する。

$$D = I_{\text{imp}}(P - L) \quad \dots \textcircled{12}$$

これは、一雨雨量 P から不浸透域の損失 L をひいたものに不浸透域面積率 I_{imp} をかけたものが直接流出 D となるという式である。乞田川流域の場合には $I_{\text{imp}} = 0.58$ 、 $L = 2 \text{ mm}$ であり、安藤・虫明・高橋¹⁾が多摩の都市小試験流域で得た値と同程度である。

3-3 地下水流出

地下水流出のパラメーターは、無降雨期間のハイドログラフの減水部から決められる。すなわち、減水部に被圧減水式（指数関数減水式）と不在減水式（分数関数減水式）をあてはめ、適合度の高い方を選ぶ。

$$\text{被圧減水式： } Q_g = Q_0 \exp(-A_c t) \quad \dots \textcircled{13}$$

$$\text{不在減水式： } Q_g = Q_0 / (1 + A_u Q_0 t)^2 \quad \dots \textcircled{14}$$

但し、 Q_g ：地下水流出量、 Q_0 ：初期流量、 A_c ：被圧減水定数、 A_u ：不在減水定数、 t ：日単位の時間。

⑬、⑭式から、⑮、⑯式の貯留関数が導かれる。

$$\text{被圧地下水流出の貯留関数： } Q_g = A_c \cdot S_g \quad \dots \textcircled{15}$$

$$\text{不在地下水流出の貯留関数： } Q_g = A_u^2 \cdot S_g^2 \quad \dots \textcircled{16}$$

前述したように、丘陵地でも山地でも被圧減水式よりも不在減水式の方が適合性にすぐれていることが示されている。大栗川流域と乞田川流域では 1 年間の日雨量・日流量データしかなく、⑬式と⑭式の適合性を判定できないので、他の流域と同様に不在減水式を採用する。図 11 には、大栗川流域と乞田川流域の不在減水定数 A_u と初期流量 Q_0 の相関図を示す。地下水流出のパラメーターの代表値としては、飽和流出域からの蒸発散の影響の小さい冬季の不在減水定数の値を採用する。従って、大栗川流域と乞田川流域の地下水流出の減水定数の代表値は、それぞれ 0.027 と 0.0030 である。両流域の減水定数のオーダーが 1 ケタちがう理由は、両流域の帯水層の規模の相違と雨水排水システムの相違のためと推察されるが、この点に関する詳細な検討は今後の課題としたい。

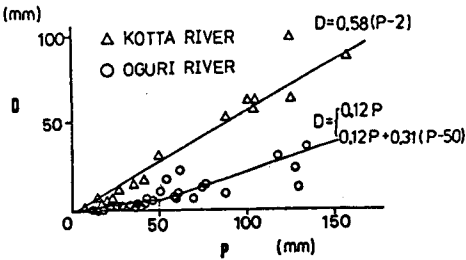
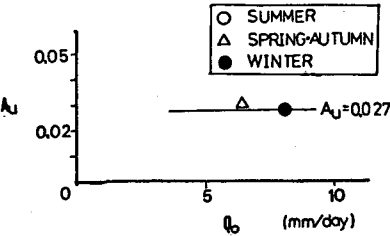


図 10 大栗川流域と乞田川流域における一雨雨量 P と直接流出量 D の相関図

(a) 大栗川流域（自然流域）



(b) 乞田川流域（都市流域）

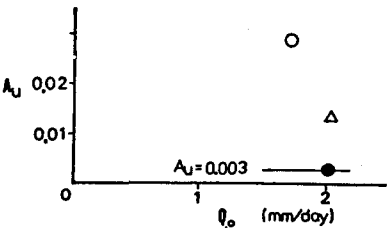


図 11 大栗川流域と乞田川流域における地下水流出の減水定数 A_u と初期流量 Q_0 の相関図

3-4 地下水涵養

地下水涵養機構が、日単位では④式で表示できること (a) 自然流域 (大栗川) (b) 都市流域 (乞田川) とは、すでに示されている。また、安藤・虫明・高橋¹⁾は、多摩丘陵の小試験流域の自然流域である長池流域では $\beta = 1.0$ であり、都市流域である永山流域では $\beta = 0.7$ であるとしている。そこで、自然流域である大栗川流域では $\beta = 1.0$ とし、都市流域である乞田川流域では $\beta = 0.7$ と仮定する。なお、最小容水量 M_n の大きさは、浸透域換算で 200mm と仮定する。

3-5 年間の水収支

図 12 には、大栗川流域 (自然流域) と乞田川流域 (都市流域) の 1 年間の水収支の比較を示すが、自然流域に比べて都市流域では総流出量は多く、年蒸発散量は少ない。また、自然流域に比べて都市流域では直接流出量 D は多く、地下水流出量 Q_g は少ない。

3-6 蒸発散

図 12 をみると、乞田川流域 (都市流域) の年蒸発散量 $E_y(\text{Urban}) \approx 360\text{mm}$ であり、大栗川流域 (自然流域) の年蒸発散量 $E_y(\text{Natural}) \approx 610\text{mm}$ の 60% 程度にすぎない。筆者らは、自然流域は全域が蒸発散面であるのに対して、都市流域においては浸透域では自然流域と同等の蒸発散があるが不浸透域では降雨毎に表面に保留された水分 (直接流出の項で述べた L に当り、不浸透域換算で最大 2mm) が降雨中と降雨後に蒸発するだけであるためと考えている。即ち、都市流域の浸透域面積率を I_i 、不浸透域面積率を I_{imp} とすると次式が成り立つと考える。

$$E_y(\text{Urban}) = E_y(\text{Natural}) \times I_i + \sum L \times I_{imp} \quad \cdots \textcircled{17}$$

乞田川流域と大栗川流域の場合には、①式の左辺は 360mm 、右辺は 356mm となり、①式が成り立っている。

日単位の水循環モデルの適用に当っては、インプットとして日蒸発散量が必要である。年単位の水収支から求めた年蒸発散量を Hamon 式の月平均日蒸発散能により各月に比例配分し、それを更に小型蒸発計蒸発量により各日に比例配分して日蒸発散量を推定した。なお、本稿では、図 9 中に ▲ 印で示す東京農工大学波丘地利用実験実習施設の小型蒸発計蒸発量の値を用いた。

3-7 水循環モデル

図 13 には、自然流域と都市流域の水循環モデルのフローを示す。日雨量 $P(t)$ と推定日蒸発散量 $E(t)$ が与えられる。直接流出量 $D(t)$ は、図 13 (a), (b) 中の式で算定されるが、自然流域と都市流域ではこの部分が異なる。

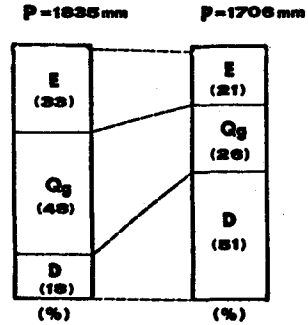
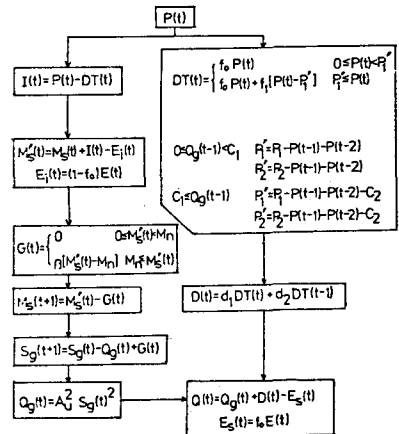


図 12 大栗川流域と乞田川流域の 1 年間の水収支の比較

(a) 自然流域



(b) 都市流域

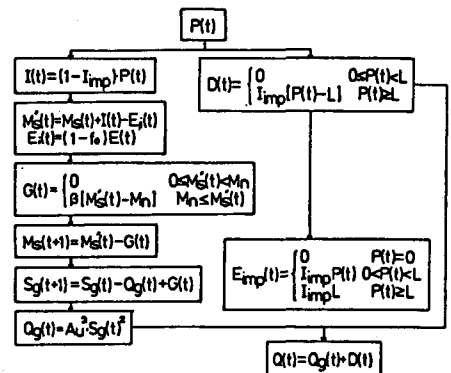


図 13 自然流域と都市流域の水循環モデル

ここで、自然流域の水循環モデルとしては改良後の水循環モデルを用いている。

浸透量 $I(t)$ は、不飽和帯水分量 $Ms(t)$ を増大させるが、浸透域からの蒸発散量 $Ei(t)$ は $Ms(t)$ を減少させる。地下水涵養量 $G(t)$ は、超過保留量 $\{ Ms'(t) - Mn \}$ に定数 β をかけて求まる。 $G(t)$ は、地下水貯留量 $Sg(t)$ を増大させる。地下水流出量 $Qg(t)$ は、 $Sg(t)$ の 2 乗に比例する。自然流域の場合には、総流出量 $Q(t)$ は $\{ D(t) + Qg(t) - Es(t) \}$ で算出される。ここに、 $Es(t)$ は飽和流出域からの蒸発散量であり、 $f_0 E(t)$ に等しい。他方、都市流域の場合には、 $Q(t)$ は $\{ D(t) + Qg(t) \}$ で算出される。

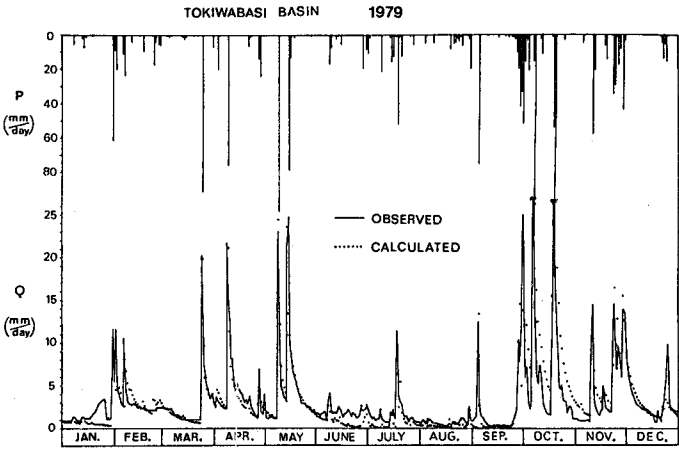
上記の水循環モデルによる大栗川流域と乞田川流域の計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較を図 14 (a), (b) に示すが、両流域とも計算ハイドログラフと実測ハイドログラフはほぼ対応していることがわかる。

3-8 丘陵地の水循環機構の都市化による変化に関する考察

表 5 には、大栗川流域（自然流域）と乞田川流域（都市流域）の水循環モデルのパラメーターの比較を示すが、この表に基づき丘陵地の水循環機構の都市化による変化に関する考察を述べる。

直接流出に関しては、自然流域の場合には流出域の拡大はみられるものの、直接流出の主要な生起領域は谷部の飽和域と考えられ、都市流域の場合には直接流出の主要な生起領域は不浸透域と考えられる。地下水流出に関しては、自然流域も都市流域も不圧地下水流出の貯留関数である $\{ Qg = Au^2 \cdot Sg^2 \}$ で表わされる。ところが、都市流域の定数 Au は、自然流域のそれより 1 ケタ小さい。この原因は、前述したように両流域の水文地質構造の相違のためと推察される。地下水涵養に関しては、地下水涵養域である浸透域が自然流域に比べて都市流域では少ない点

(a) 大栗川流域（自然流域）



(b) 乞田川流域（都市流域）

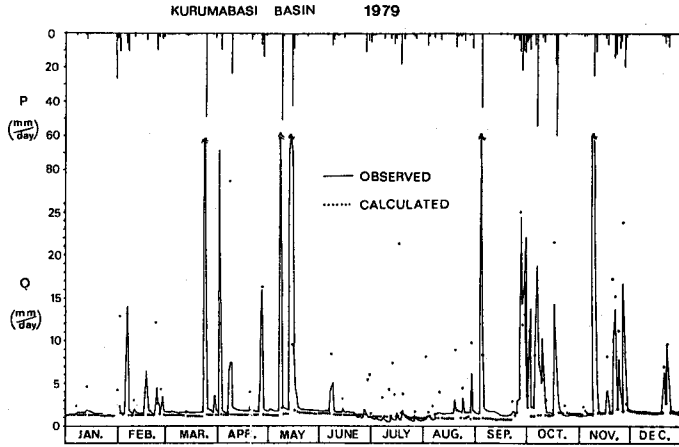


図 14 大栗川流域と乞田川流域における水循環モデルによる計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較

表 5 自然・都市流域の水循環モデルのパラメーターの比較

	自然流域（大栗川流域）	都市流域（乞田川流域）
直接流出	$DT(t) = \begin{cases} f_0 P(t) & 0 \leq P(t) < P'_1 \\ f_0 P(t) + f_1 (P(t) - P'_1) & P'_1 \leq P(t) \end{cases}$ $0 \leq Qg'(t-1) < 2 \quad P'_1 = P_1 \cdot P(t-1) - P(t-2)$ $2 \leq Qg'(t-1) \quad P'_1 = P_1 \cdot P(t-1) - P(t-2) - 20$ $D(t) = d_1 DT(t) + d_2 DT(t-1)$ $f_0 = 0.12, f_1 = 0.31, P_1 = 50 \text{ mm}$ $d_1 = 0.8, d_2 = 0.2$	$D(t) = I_{imp} (P(t) - L)$ $(I_{imp} = 0.58, L = 2 \text{ mm})$
地下水流出	$Qg(t) = Au^2 Sg(t)^2 \quad (Au = 0.027)$	$Qg(t) = Au^2 Sg(t)^2 \quad (Au = 0.0030)$
地下水涵養	$G(t) = \begin{cases} 0 & 0 \leq Ms'(t) < Mn \\ \beta (Ms'(t) - Mn) & Mn \leq Ms'(t) \end{cases}$ $(\beta = 1.0, Mn = 200(1 - f_0) = 176 \text{ mm})$	$G(t) = \begin{cases} 0 & 0 \leq Ms'(t) < Mn \\ \beta (Ms'(t) - Mn) & Mn \leq Ms'(t) \end{cases}$ $(\beta = 0.7, Mn = 200 \times 0.42 = 84 \text{ mm})$
蒸発散	$Es(t) = f_0 E(t)$ $Ei(t) = (1 - f_0) E(t)$	$E_{imp}(t) = \begin{cases} 0 & P(t) = 0 \\ I_{imp} P(t) & 0 \leq P(t) < L \\ I_{imp} L & L \leq P(t) \end{cases}$ $Ei(t) = E(t)$

が大きな影響を与えている。蒸発散に関しては、自然流域では流域全体が蒸発散面であるが、都市流域では不透透域からは降雨毎に不透透域換算で2mm程度までの蒸発しかなく、蒸発散面の減少がみられる。

これらの結果は、地下水流出のパラメーターの値が1ケタ異なる以外は、安藤・虫明・高橋¹⁾が小試験流域の水循環機構の都市化による変化において得た結果とほぼ同様である。

4. 結論と今後の課題

本研究で得られた主な成果をまとめると次のようになる。

- (1) 丘陵地の自然流域の水循環モデルの中で、直接流出となる有効雨量の分離における前期降雨の考慮と地下水流出量の多寡による流域の乾湿の考慮、および直接流出の単位図法による配分を行なうことにより、水循環モデルの再現性が大幅に向上し、モデルが改良されることがわかった。この改良後の水循環モデルの同定精度と予測精度は、タンクモデルの場合と同程度であり、良好な再現性を示すことがわかった。
 - (2) 改良した水循環モデルにより、丘陵地の中小河川流域の水循環機構と都市化によるその変化を評価することが示せた。多摩丘陵の中小河川流域規模の自然流域と都市流域の水循環機構の比較により、都市化に伴い、直接流出の生起領域が飽和域から不透透域へと変化し、不透透域の増大により地下水涵養域である浸透域が減少し、蒸発散面の減少がみられることがわかった。本研究の結果は、地下水流出のパラメーターの値が1ケタ異なる以外は、安藤・虫明・高橋¹⁾が小試験流域で得た結果とほぼ同様である。
- なお、残された課題は多いが、他の多くの流域へ水循環モデルを適用し、モデルのより一層の改良とその実用化ならびに総合化をはかることを今後の主要な課題としたい。

注) 筆者らは、従来、「逓減式」を用いてきたが、今後は「減水式」を用いるように改めようと考えている。

謝 辞

本研究に有益な御示唆を賜った東京大学生産技術研究所の虫明功臣助教授に感謝の意を表します。また、本研究を進めるにあたり、貴重な水文資料を賜った、東京大学農学部山口伊佐夫教授、東京大学愛知演習林の諸戸清一講師、東京都土木技術研究所の和泉清氏と国分邦紀氏、住宅都市整備公団の稲田隆一氏、および東京農工大学の丹下勲教授には深く感謝の意を表します。また、研究費の一部として、文部省科学研究費補助金 奨励研究(A)(課題番号575319)の補助を受けたことを記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 安藤・虫明・高橋：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。
- 2) Ando, Y., and Takahashi, Y.: A hydrological model of hillslope basins, Journal of the Faculty of Engineering, the University of Tokyo B, 1981。
- 3) 安藤・高橋：山地河川の長期流出解析に関する一考察，土木学会論文報告集投稿中。
- 4) 安藤・高橋・和泉・金尾：流域の都市化に伴う水文環境アセスメントに関する一考察，第9回環境問題シンポジウム講演論文集，1981。
- 5) 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。
- 6) Yamaguchi, I., and Nishio, N.: Studies on forest hydrology in the Tokyo University in Aichi, Journal of the Japanese Forestry Society, Vol. 61, No. 4, 1979。
- 7) 安藤義久：丘陵地の水循環機構と都市化によるその変化に関する研究，東京大学学位論文，1981。
- 8) 伊藤 孝：山地河川の地下水流出の通域特性，東京大学修士論文，1981。
- 9) Linsley, R. K., Kohler, M. A., and Paulhus, J.L.H.: Hydrology for Engineers, MacGraw-Hill, P. 265, 1958。
- 10) 永井・角屋・中嶋・鈴木：長期流出タンクモデルの実用的同定法とその考察，京大防災研究所年報 第23号B-2，1980。
- 11) 東京都土木技術研究所・三井共同建設コンサルタント：大栗川・乞田川流域調査報告書，P. 73，1979。
- 12) 山口・松原・山守：都市流出調査 — 降雨損失機構の検討 —，土木技術資料，Vol. 13, No. 10，1970。