

山地流域を対象とした水循環モデルの提示と 桐生流域の10年連続日・時間記録への適用

福 嶋 義 宏・鈴 木 雅 一*

Hydrologic cycle model for mountain watersheds and its application
to the continuous 10 years records at intervals of both a day
and an hour of Kiryu Watershed, Shiga Prefecture

Yoshihiro FUKUSHIMA and Masakazu SUZUKI*

要 旨

山地流域における水循環と水収支を一般的かつ定量的に評価するために、水循環モデル (HY-CYMODEL) を提示する。本モデルでは流域は流路系と林地斜面系に区分される。流路系においては、直接流出と流路面蒸発が、また、林地斜面系においては、遮断蒸発と蒸散、および直接流出と基底流出が発生する。蒸散抑制機構と乾燥時における林地斜面系の直接流出量減少機構も組み込まれている。遮断蒸発モデルのパラメーターと蒸散量の季節分布および蒸散抑制の生ずる限界流量が定められれば、9個のパラメーターによって、降雨記録から時々刻々の流出量が求められる。本モデルは、滋賀県南部に位置し、風化花崗岩より成り、ヒノキとアカマツを主林木とする、5.99 ha の桐生流域の10年連続日・時間記録に適用され、その結果、たいへん良好な推定ハイドログラフが得られた。同時に、水収支の各成分についても年間の総量が求められた。桐生流域の年平均流出量と年平均蒸発散量は年平均降水量の、それぞれ56.0%, 44.3%となる。また、流路系の直接流出量と林地斜面系の直接流出量、基底流出量は、全流出量のそれぞれ6.2%, 31.3%, 62.5%であり、流路面蒸発量と蒸散量、遮断蒸発量は全蒸発散量のそれぞれ、3.9%, 51.9%, 44.2%となる。

1. は じ め に

森林水文学は、森林を含めた山地環境の機能を水循環の側面から科学的に把握することを目指すものである。森林の機能については、これまで対象流域法による多くの成果がある^{16,18,37,49,59)}。しかしながら、これらの成果を踏まえても、森林状態の違いが、任意流域における任意降雨に対して、いかなるハイドログラフの違いとなるか、という工学的な課題に対しては、十分に答えられていないのが現状である。この根本原因は、山地流域のハイドログラフが、森林の関与する表層土壌の状態だけではなく、その基盤となる岩石や流域地形あるいは流域規模の相違によっても変化するからである。これらを総合的に捉えて、その上で森林を評価するという枠組みに立たなければ、森林に対する過大な期待と過小な評価が並立するという状況からは脱しきれないであろう。

* 京都大学農学部

* Dept. of Forestry, Kyoto Univ, Kyoto 606

一方、森林水文学を包摂する、一般水文学についても、まだ多くの課題が残されている。直接流出を主とする短期流出解析と、基底流出を主とする長期流出解析が、まだ統一化されていないことや、長期流出解析で最も要請されている湧き流量予測の枠組みが出来ていないことなどはその例である。

当研究者らは、滋賀県南部の丘陵性山地に設定した桐生試験流域において、これまで流域水収支⁶⁾、樹冠遮断蒸発の測定⁵³⁾と地表到達降雨のモデル化⁵⁴⁾、短期水収支法による蒸発散季節分布の推定⁵⁵⁾と蒸散分布の推定⁵⁵⁾、短期流出ハイドログラフの並列斜面モデルによる理解¹⁰⁾、表土層厚分布の測定²⁸⁾などの成果を挙げて来た。

これらの知見をすべて、サブシステムとして取り入れ、今回、9個のパラメーターから成り、そのパラメーターは計算の時間単位に依存しない、水循環モデルを提示する。本水循環モデルに、桐生流域の10年連続日単位および時間単位の降水記録を入力すると、それぞれの計算ハイドログラフは観測ハイドログラフに対してほとんど一致する結果を得た。

本論文においては、水循環を構成する各成分の計算値より、年流量と年蒸発散量を見積り、さらに直接流出量、基底流出量、遮断蒸発量、蒸散量、蒸散抑制量、流路面蒸発量、貯留量の変動などの水収支各項についても言及する。また、本モデルの有する意味についても論議する。

2. 従来の研究経過と現在の課題

2-1 基底流出モデル

長期流出モデルの発展の流れについて概観しておく。

一般に長期流出モデルは、蒸発散モデルと、直接流出モデル、基底流出モデルから構成されるが、ここでは主として、基底流出モデルの貯留量と流量の変換系に焦点を絞ることにする。基底流出の特徴は、山腹斜面から流路に現われるまでの雨水の流下速度が、流路における流下速度に比して、かなり遅いという点にある。一方、流域規模の違いは、流路長だけに表われ、山腹斜面長は変わらないから、基底流出を一次元のモデルで近似することは無理な仮定ではない。いま、貯留量（貯留水深） S と流出量 Q の関係式を、

$$S=K \cdot Q^P \quad (1)$$

とおけば、 $P=1$ の場合は線形、 $P \neq 1$ は非線形となる。

これまで提案された主要なモデルは、1932年のSharmanによる単位図法⁴⁸⁾、1962年のStanfordモデル⁶⁾、そして、1969年の菅原によるタンクモデル^{51,52)}である。この内、単位図法とStanfordモデルは線形則を想定しており、構造は簡単であるが、日本では適合性に難点があり、ほとんど使用されていない。日本における独創的なモデルであるタンクモデルは、部分的には線形則を適用しているが、全体的には非線形性を想定しているので、タンクの数 $3 \sim 5$ 段となる上に、流出孔が各タンクに $1 \sim 3$ 個もあるので、全体にパラメーター数が多くなる。かつ、パラメーターの値が計算の時間単位に依存するので、それぞれのパラメーターの意味するところが不明確、という難点がある。

最近になって、非線形性を積極的に取り入れたモデルが提案されてきている。ひとつは安藤によるモデル²⁻⁴⁾であり、他方は、BevenらによるTOPMODEL⁵⁾である。前者は、高木による⁶⁰⁾飽和不被圧水の解析解である $P=0.5$ を定数とし、後者は運動式を非線形の指数関係としている。特に、安藤のモデル⁴⁾は日単位用としては、全体のパラメーター数も少なく、蒸発散モデルも工夫がみられ、適合性も良い優れたモデルである。なお、高木らによる飽和での地下水流動の非線形性の指摘⁶¹⁾や、鈴木による、飽和・不飽和での非線形性の指摘⁶⁰⁾もあり、非線形性を考慮でき

る枠組みで基底流出を取り扱うことが現在の課題であると理解できる。

2-2 蒸発散モデル

流域蒸発散量の推定法は、最も初期には、Thornthwaite 法⁶⁵⁾に始まる。この方法は、もともと気候的に定まる年蒸発散量とその季節分布のポテンシャルを算出するためのものであり、水循環的にみれば、夏に過大、冬に過小となる難点がある。Hamon 式¹⁴⁾は短期水収支法の結果より Thornthwaite 法を改良したものであり、気温から飽和絶対湿度を求めて流域蒸発散量の季節分布に近い推定値を与えるので、現在でもよく使われている。

熱収支的な背景を有する推定式としては、Penman 法^{44,45)}、Penman-Monteith 法^{30,31)}などがある。前者は農地、牧草地用に対して開発され、後者は Penman 法を拡張して、森林樹冠上の蒸発散量を与える。これらの方法は理論としては理解し易いが、入力すべき純放射量や風速などは、一般的には入手困難であり、後者になると、さらに気孔抵抗や空気力学的抵抗など、連続的に値を求めるには難しい要素が加わる。

他方、蒸発パンの測定値は世界各国にあり、乾燥期に過大な値を与えるという難点があるが、簡便であるという点で現在でもよく使われている。特に、菅原はタンクモデルの適用にあたって、パン蒸発量で流域蒸発散量を見積る手法⁵²⁾を取っている。

最近、Morton らによる補完関係式の概念³³⁾が出された。これは熱収支法を基本において、実蒸発散量を算定する方法である。

そもそも、蒸発散モデルとは、年水収支の結果や Linsley の提案による短期水収支法²⁹⁾、あるいはライシメーター法の結果から得られる値を実蒸発散量およびその季節分布として、気象要素から、合理的に精度よく、かつ簡単に推定する枠組みである。従って、短期水収支法による、各地域の流域蒸発散量がいかなる季節分布となるかは注目されるところとなる。高瀬ら⁶³⁾、鈴木^{55,57,58)}、大槻ら⁴³⁾による、一連の結果は、今後、各地の水循環を考える上で、基本的なデータベースとなるものである。また、補完関係式との対応関係についても、大槻ら⁴³⁾によって、その試みが既に始められている。なお、各流域で、蒸発散抑制が生じる限界流量があるという鈴木⁵⁷⁾の指摘も、湧水流量予測にとっては重要である。

2-3 樹冠遮断モデルと蒸散モデル

森林に覆われた山地流域では、樹冠での降雨遮断量が水収支上無視し得る量ではないことは、古くから森林水文関係者の間で認められていた⁴⁰⁾。その理由は蒸発強度が大きいためであることを明らかにしたのは Rutter らの精力的な成果⁴⁷⁾である。Rutter らは Penman-Monteith 式からこの説明を試みた。その後、英国の森林地域での詳細な観測と Penman-Monteith 式を理論的根拠として、Rutter らの指摘は裏付けられ、定量化への努力が重ねられた^{12,13)}。

表-1 日本と英国における樹冠遮断の測定結果
Table 1 Several results on interception loss in Japan and U.K.

Site	Vegetation	Storage capacity on canopy, stems and trunks (mm)	Hourly mean evaporation rate on a wet-canopy (mm/hr)	Hourly mean rainfall intensity onto a wet-canopy (mm/hr)	source
Kiryu	<i>Chamaecyparis obtusa</i>	1.97	0.16	2.02	Suzuki et al. (1979) ⁶⁴⁾
Plynlimon	<i>Picea sitchensis</i>	1.94	0.13	1.75	Gash et al. (1980)
Roseisle	<i>Pinus sylvestris</i> L.	1.05	0.33	1.22	Gash et al. (1980)
Kielder	<i>Picea sitchensis</i>	1.00	0.21	1.37	Gash et al. (1980)
Thetford	<i>Pinus sylvestris</i> L.	0.81	0.19	—	Gash and Morton (1978) ¹²⁾
Kasama	<i>Chamaecyparis obtusa</i>	0.92	0.40	—	Hattori et al. (1982) ¹⁵⁾

当研究者らも、林内の地表到達雨量の測定から Rutter らの指摘と同様な傾向を得ている^{53,54)}。表-1はこれらの各地域において見積られた、最大遮断量と遮断蒸発強度、平均降雨強度について示す。さらに、短期水収支法による流域蒸発散量から遮断蒸発量を差し引いた残量は、森川のリーフカット法によるヒノキ蒸散量の季節分布⁵²⁾と良く対応しており、主として蒸散を意味するとの鈴木⁵⁵⁾の指摘も重要な点である。最近、Morton³⁴⁾により、表-1に示すような大きな遮断蒸発強度は、熱収支的に説明困難であるとの批判もあるが、これは、むしろ一次的な熱収支だけでは蒸発散量の推定に限界があるとの指摘とも理解できる。

2-4 直接流出モデル

短期流出解析の主要な部分を占める、直接流出モデルの流れを概観しておく。ここでも、まず、(1)式の関係、すなわち貯留と流出の関係について着目する。直接流出モデルも単位図法³⁹⁾に始まり、つぎに、簡便性と水理学的理解のどちらを重視するかで、(1)式のような貯留関数法^{27,40)}と雨水流法⁵⁰⁾の2つに分岐した。両方とも線形・非線形の運動則を含むものである。特に、山地流域で雨水流法が用いられる場合、小川のモデル⁴²⁾では直接流出の非線形を表わすのに工夫がみられ、角屋²⁵⁾、福嶋らのモデル¹⁰⁾では、 P の値としては Manning 則と同一の $P=0.6$ を用いることによって良好な近似が得られることが指摘された。なお、雨水流法では、本来、流域地形と流域規模の相違は地形モデルとして表現されるが、計算が複雑となる。一方、貯留関数法は、複雑な地形要素を総括的に取扱うために、計算は容易であるが、パラメーターの意味するところが不明確となる。

その後、永井³⁶⁾、星²²⁾により、貯留関数法と、雨水流法の関係について、両手法が同一の P の値を持つこと、かつ係数 K も流域の地形要素から推定可能であることが指摘された。従来、計算機的能力により、雨水流法による長期間の計算が困難であった点は、貯留関数法を用いることで解決される道が開かれたということになる。

なお、これまでの直接流出モデルは洪水予知の側面を重視して、大出水を想定した解析が中心であった。福嶋らによる並列斜面モデル¹⁰⁾は小出水から大出水までの全ての範囲まで適用域を拡げること、および森林流域から、裸地流域までも適用範囲を拡げて、森林の直接流出に対する定量的な評価を意図するものであった。

つぎに、有効降雨算定法について述べる。最近まで Horton による浸透説^{20,21)}を基本としての解析が多く進められてきた。しかし、森林土壌に覆われた山地流域で浸透能を計測すると、Horton の浸透説ではパラメーターの値を現場の測定から確定させることが難しく、むしろ降雨強度に関係して浸透強度が変化するという結果^{26,38)}が得られる。即ち、概念としては明確でありながら、不均質でかつ多孔質な森林土壌から成る山地の現場での意味となると、高樺らの詳細な検討⁶²⁾があるにもかかわらず、なお不明確である。他方、木村²⁷⁾貯留関数法を提案した際、同時に出した流出場拡大説は、直接流出の流出率を累加雨量の関数とみなすものであるが、これは経験的な事実を良く表わしているし、かつ良好な適合を与える。

なお、流域での現象としては、塚本⁶⁰⁾、Dunne⁷⁾、Hewlett¹⁷⁾らの報告も流出場拡大説であるが、定量モデルへの発展という点では、まだ多くの問題が残されている。

福嶋らの提案による、土層厚分布に基づく有効降雨算定モデル⁸⁾は、斜面表層の土層厚分布が対数正規分布で近似できること²⁸⁾、かつ、表層土壌の空隙が雨水で満たされた部位で、竹下らの指摘⁶⁴⁾するような粗大孔隙を主な経路として直接流出が発生すると考えるものである。わずか2個のパラメーターであらゆる場合が表現される利点がある。六甲山系の解析では良好な適合を示した⁸⁾。このモデルでは、雨量の増加に伴って、土層厚の薄い部分から厚い部分へと、有効降雨を発生させる飽和帯が次第に広がると考えるが、その位置は、流域単位では、必ずしも斜面下

部から上方に広がることを意味するものではなく、むしろランダムに広がると考える。しかしながら、この有効降雨算定モデルでは、福嶋ら⁹⁾、厳ら¹⁰⁾、日野ら¹⁰⁾、阿部ら¹¹⁾の指摘にあるような、有効降雨の積算値である直接流出量が、初期流量によって変化するという点は、まだ、考慮されていなかった。

3. 水循環モデルの構造

流出モデルとはハイドログラフ予測に焦点を絞ったモデルであるが、本論文では水循環に関係する全ての成分について、その時間的な変化を等しく評価することに重点をおきたい。その意味において、本論文は水循環モデルを対象とする。

3-1 モデルの満たすべき条件

本来、水循環モデルとして期待される条件を列挙すれば、次のようになる。

- (1) 水循環の各過程と良く対応しており、部分システムのみ取り出しても、従来の知見・法則と十分対応すること。
- (2) モデル構造が単純であり、計算が容易で、かつパラメーター数が少ないこと。
- (3) パラメーターが物理的な背景を有し、かつ解析上の時間単位に依存しないこと。
- (4) 良好な適合が得られること。

(1)は自然科学が部分ごとの整合性の上に成り立っている点から、明らかであろう。(2)の条件は当然であり、(3)の条件は、未だ実際的には解決されていない問題である。(4)の条件は、水循環モデルが単に時々刻々の流出量を予測するだけでなく、その構成々分の水収支にまで論議の範囲を広げるので、厳しい適合性を要求されるのである。

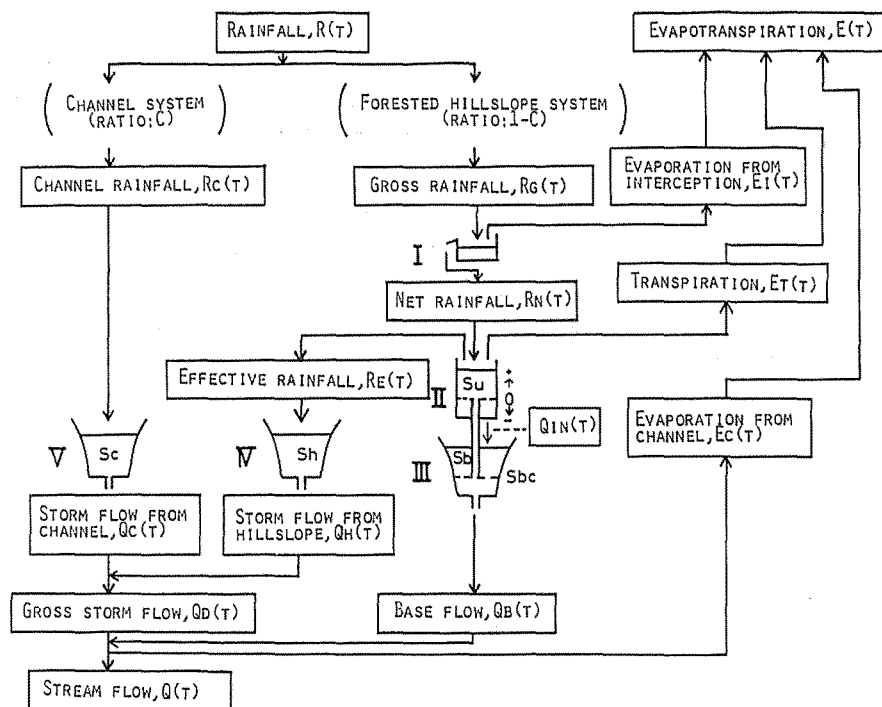


図-1 水循環モデルの概念図

Fig. 1 Concept of the hydrologic cycle model (HYCYMODEL)

3-2 モデル構造

本水循環モデルは図-1のように示される。図中にはⅠからⅤまで5個のタンクが配置されている。ⅠとⅡのように長形状のものは線形タンクを、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴのように上に開いたものは非線形タンクを意味する。マクロにみれば、降雨量 $R(t)$ はこれらの変換系を経て、流出量 $Q(t)$ と蒸発散量 $E(t)$ に分配される。つぎに、内部構造について述べる。

山地流域は、大きく2つのシステムから成り立つ。一方は不浸透域としての流路系である。その面積比を C とする。他方、残りの $1-C$ は、樹冠で覆われ、多孔質の森林土壌を有する、林地斜面系（以下林地系とする）である。

流路系における降雨から流出への変換系は、タンクⅤへの入力となる流路降雨 $R_c(t) \{=R(t)\}$ と貯留水深 S_c 、出力となる流路面流出 $Q_c(t)$ で表わされる。なお、流域平均としての流路系の直接流出 $Q_c^*(t)$ は

$$Q_c^*(t) = C \cdot Q_c(t) \quad (2)$$

である。

林地系では、樹冠上の降雨 $R_a(t) \{=R(t)\}$ は、後に述べるように、タンクⅠの樹冠部で、一部が遮断され、地表到達降雨 $R_n(t)$ となる。

$R_n(t)$ は森林の表層土壌を代表するタンクⅡの変換系に入る。ただ、ここでも、後に述べるモデルにより、直接流出の有効降雨 $R_e(t)$ が差し引かれるので、貯留水深 $S_u(t)$ は、

$$S_u^*(t) = S_u(t-1) + R_n(t) - R_e(t) \quad (3)$$

$$S_u^{**}(t) = S_u^*(t) - Q_{in}(t) \quad (4)$$

$$S_u(t) = S_u^{**}(t) - E_i(t) \quad (5)$$

となる。但し、 $Q_{in}(t)$ はタンクⅡからタンクⅢへの土壌水の移動であり、 $E_i(t)$ は樹木を通しての蒸散を意味する。

$R_e(t)$ は貯留水深 S_h を有するタンクⅣに加えられて、林地系の直接流出 $Q_h(t)$ となる。流域平均での林地系の直接流出 $Q_h^*(t)$ は

$$Q_h^*(t) = (1-C) \cdot Q_h(t) \quad (6)$$

となり、全直接流出 $Q_d(t)$ は

$$Q_d(t) = Q_c^*(t) + Q_h^*(t) \quad (7)$$

で与えられる。

一方、樹冠閉鎖した林地土壌では、土壌水分はおもに蒸散によって大気中に戻っていく。蒸散 $E_i(t)$ は、林地表層土壌を表現するタンクⅡから発生する。タンクⅡの下部には、深層土壌を表現し、毛管パイプで連結されたタンクⅢが置かれている。タンクⅢの水深 $S_b(t-1)$ に $Q_{in}(t)$ が加えられて、基底流出 $Q_b(t)$ が生産される。なお、 S_{bc} は蒸散抑制に関係する限界貯留水深である。

なお、本モデルでは全流出水が流路に集まって後、流路面蒸発 $E_c(t)$ が発生する。従って、 $Q_b(t)$ は貯留変換過程での値で、観測地点における基底流出 $Q_b^*(t)$ は、

$$Q_b^*(t) = (1-C) \cdot Q_b(t) - E_c(t) \quad (8)$$

と定義される。

全流出 $Q(t)$ は

$$Q(t) = Q_d(t) + Q_b^*(t) \quad (9)$$

である。

以上が概要である。以下各成分ごとに述べていく。

3-3 遮断蒸発モデル

タンクⅠの変換系は、当研究者らの結果より、その適用の時間単位を1時間として、図-2のようにモデル化されている⁵⁴⁾。樹冠上の降雨 $R_g(t)$ は樹冠部を代表し、 S_1 mmの貯留水深を有するタンクを満たした後、 α_1 と α_2 の比率で、地表部と樹幹部へ移動する。樹幹部を代表するタンクでも、 S_2 mmの水深を満たした後、地表へ達する。雨水が両タンクに残っている間は e_i mm/hr という遮断蒸発強度で蒸発が発生する。この値は季節によって変化しない。 S_1 、 S_2 の値は林分の密度と成長量、樹種、葉面積に関係することになる。地表到達降雨 $R_n(t)$ は両タンクからの越流量の和である。なお、表-1の最大遮断量は S_1 と S_2 の合計値と定義される。

遮断蒸発 $E_i(t)$ は

$S_1 + S_2 \geq e_i$ であれば、

$$E_i(t) = e_i \quad (10)$$

となり、

$e_i > S_1 + S_2 \geq 0$ であれば、

$$E_i(t) = S_1 + S_2 \quad (11)$$

となる。

流域平均遮断蒸発 $E_i^*(t)$ は

$$E_i^*(t) = (1 - C) \cdot E_i(t) \quad (12)$$

である。

3-4 蒸散モデル

山地流域において、十分な土壌水分のもとでは、同一地域の蒸散量の季節変化は、蒸発に較べれば、年ごとの差異は少ないとみられる。しかし、土壌水分が低下してくれば、鈴木⁵⁷⁾の指摘した蒸発散抑制⁵⁷⁾が蒸散で発生することは十分考えられる。

これをモデル的に表わすと次のようになる。まず、流域・樹種ごとに、ポテンシャルとしての蒸散量の月分布が定まるとする。蒸散現象は、通常、表層の貯留水深 S_u からこのポテンシャル分 $e_p(i)$ が差し引かれることで表現される。 i は1～12月を意味する。但し、実蒸散 $E_i(t)$ は表層タンクⅡの貯留水深 S_u と下層タンクⅢの貯留水深 S_b および、蒸散抑制の限界水深 S_{be} の値によって、次の3段階の変化をする。すなわち、

(1) $S_u > 0$

$$E_i(t) = e_p(i)$$

(2) $S_u \leq 0$ and $S_b > S_{be}$

$$E_i(t) = e_p(i)$$

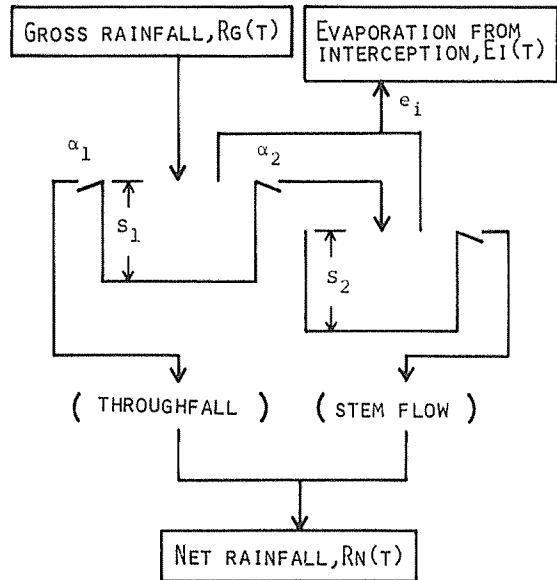


図-2 遮断モデル { α_1 : 林内雨比率, α_2 : 樹幹流比率, S_1 : 樹冠の最大貯留量 (mm), S_2 : 樹幹の最大貯留量 (mm), e_i : 遮断蒸発強度 (mm/hr)}

Fig. 2 Interception model (α_1 : ratio of throughfall, α_2 : ratio of trunks and stems, S_1 : maximum storage on canopy, mm, S_2 : maximum storage on trunks and stems, mm, e_i : evaporation rate, mm/hr)

$$(3) \quad S_u \leq 0 \text{ and } S_b \leq S_{bc}$$

$$E_t(t) = e_p(i) \cdot \frac{Q_b(t)}{Q_{bc}}$$

である。但し、 $Q_{bc} = f(S_{bc})$ となる。

第1段階は、実蒸散がポテンシャル蒸散に一致し、(5)式のように、 $S_u^{**}(t)$ からの損失となる。第2段階だけは、タンクⅡでの損失 $E_t(t)$ は、タンクⅢから毛管パイプを通しての補給によって速やかに回復すると考えるので、見かけ上(5)式は

$$S_u(t) = S_u(t)^{**} \quad (13)$$

となり、タンクⅢにおいては

$$S_b(t) = S_b^{**}(t) - E_t(t) \quad (14)$$

となる。但し、

$$S_b^*(t) = S_b(t-1) + Q_{in}(t) \quad (15)$$

$$S_b^{**}(t) = S_b^*(t) - Q_b(t) \quad (16)$$

である。

第3段階は、毛管パイプが跡切れるために蒸散抑制が発生する。抑制点の設定は良いとして、その抑制がどのような関数形で表わされるかはまだよく分からない。そこで、モデルとしては上記(3)の形とした。抑制された蒸散 $E_t(t)$ も、また(5)式で差し引かれるので、抑制期間が続けば、 S_u は次第に負の方向に増加することになる。

なお、流域平均の蒸散 $E_t^*(t)$ は

$$E_t^*(t) = (1-C) \cdot E_t(t) \quad (17)$$

となる。

3-5 流路面蒸発モデル

流路面における蒸発の季節分布が与えられれば、その面積に応じて実蒸発 $E_c(t)$ が定まる。いま、その分布を、蒸散分布で近似する。また、流路面々積は C である。従って、 $E_c(t)$ は補正係数を j とおいて、

$$E_c(t) = j \cdot C \cdot e_p(i) \quad (18)$$

となる。

3-6 有効降雨モデル

対数正規分布に従う、表層土壌の有効孔隙が降雨で満たされた部分では、林地系での直接流出が発生する。これをモデル的に表現すると、タンクⅡの貯留水深 $S_u(t-1)$ と地表到達降雨 $R_n(t)$ から、つぎのように有効降雨 $R_e(t)$ が定まる。すなわち、有効降雨発生率 m が、16, 50%に相当する有効土層深をそれぞれ D_{16} , $D_{50}(\text{mm})$ とすれば、その標準偏差 σ は、

$$\sigma = \log \left(\frac{D_{50}}{D_{16}} \right) \quad (19)$$

となり、変数 ξ は、

$$\xi = \frac{1}{\sigma} \log \left\{ \frac{S_u(t-1) + R_n(t)}{D_{50}} \right\} \quad (20)$$

と表わされ、 m は

$$m = \int_{-\infty}^{\xi} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp \left(-\frac{\xi^2}{2} \right) d\xi \quad (21)$$

で算定される。従って $R_e(t)$ は

$$R_e(t) = m \cdot R_n(t) \quad (22)$$

表-2 水循環モデルにおける未知パラメーター
Table 2 Unknown parameters in the HYCYMODEL

C	: areal ratio of a channel system
j	: ratio of channel evaporation for transpiration
$D_{16, 50}$	: effective depth of the top soil which the runoff ratio of storm flow from a forested hillslope system equals to 16% and 50%, respectively (mm)
K_c	: parameter of storage function at a channel system
K_h	: parameter of storage function for storm flow at a forested hillslope system
K_{in}	: parameter of storage function for the top soil
P_b, K_b	: parameter of storage function related to base flow, respectively

である。但し、 S_u が負の場合は、 $R_n(t)$ はまず S_u を正に回復させるために消費される。 S_u が負となる場合は、蒸散モデルのところで述べた通りである。このような構造を取り入れた意図は、乾燥時に有効降雨発生率 m が低下することのモデル的表現である。従って、 S_u の値は蒸散と有効降雨の両者に関係することになる。

3-7 貯留量と流量の関係

一般に、貯留量 S と流量 Q の関係は(1)式で表わされる。本水循環モデルにおいて、その運動係数 K, P が定められねばならないのは、タンクⅡ～Ⅴの4個の変換系においてである。すなわち、流路系の S_c と $Q_c(t)$ 、林地系の S_h と $Q_h(t)$ 、林地表層部の S_u と $Q_{in}(t)$ 、および、下層部の S_b と基底流出 $Q_b(t)$ においてである。

まず、直接流出となる2つの成分 $Q_c(t)$ と $Q_h(t)$ に関しては、雨水流法の結果より、 $P_c = P_h = 0.6$ である。従って、未知パラメーターは K_c と K_h となる。つぎに、 $Q_{in}(t)$ については、線形変換系とみなすので、 $P_{in} = 1$ のもとで、 K_{in} が未知パラメーターである。最後に、基底流出 $Q_b(t)$ に関しては、 P_b, K_b とも未知パラメーターとしておく。

なお、これらの運動パラメーターは計算時間単位によって、それぞれの単位系に変換されるが、標準単位系を mm-hr とする。

3-8 まとめ

以上に述べたように、本水循環モデルにおいては、適用にあたって決定すべき未知パラメーターは表-2の9個である。なお、遮断蒸発モデルのパラメーターと、蒸散強度 $e_p(t)$ や抑制限界流量 Q_{bc} は、本水循環モデルの適用以前に定めることが可能である。

4. モデルの適用

4-1 適用流域の概要

桐生流域は、森林の水循環に与える影

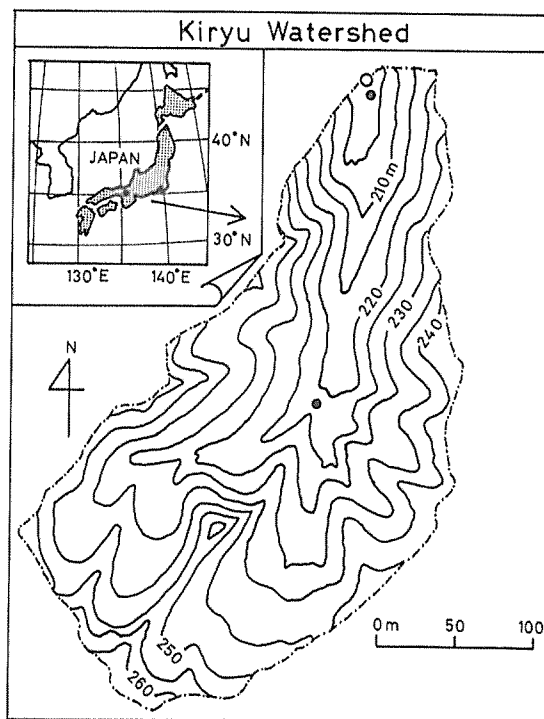


図-3 桐生流域図 (●: 雨量計, ○: 量水堰)

Fig. 3 Map of the Kiryu Watershed

(●: rain gauge, ○: measuring weir)

響の定量的評価を目的として、1967年に設定された、面積 5.99 ha の風化花崗岩よりなる山地小流域である⁹⁾。位置は図-3に示すように琵琶湖南部の、草津川源流である。本地域は、かつて、荒廃山地であったが、治山造林の結果、現在ではほぼ良好なヒノキとアカマツを主とする林分に回復している。

年平均気温は 12.6°C である⁹⁾。冬期には、降雪も見られるが、量的にも少なく、ほぼ数日で融解する程度である。従って、冬期の降水量を降雨量とみなしても、総量としてはほぼ正しい。

降水量は流域内の 2 地点の値が自記々録され、流出量は直角三角堰で連続記録された水位より、沼知式を用いて求められる。2 地点の降水量はほぼ等しいので、片方の欠測時は、他方の値を使用しており、欠測はない。しかし、水位記録には時々欠測がある。1 時間の欠測があっても、日流量は欠測扱いとしている。

今回対象とする期間は、1972年から1981年までの10年間である。年降水量の変化を図-4に示す。年降水量は1978年の 1207.0 mm から1980年の 2150.5 mm までの変動がある。年平均降水量は 1671.8 mm である。

なお、本10年間には、部分的な除伐や伐採が数回なされているが、その日付が明確でなく、かつ下草の回復も早いので、モデル上は同一条件であるとしている。

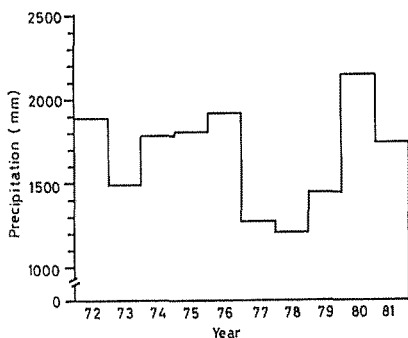


図-4 1972年から1981年までの桐生における降水量の年変動

Fig. 4 Annual variation of precipitation from 1972 to 1981 in the Kiryu Watershed

表-3 桐生流域で定められた遮断モデルのパラメーターと蒸散抑制の限界流量

Table 3 Parameters of interception model and critical stream flow for constrain of transpiration (these are fixed by another methods in the Kiryu Watershed)

Parameters of the interception model	
α_1	0.81
α_2	0.11
s_1	1.44 mm
s_2	0.53 mm
e_i	0.1618 mm/hr
Critical stream flow which transpiration decreases	
Q_{bc}	0.95 mm/day ⁵⁷⁾

4-2 計算の手順

既に、桐生流域で定められている遮断蒸発モデルのパラメーターと蒸散抑制限界流量を表-3に示す。なお、蒸散抑制限界流量は鈴木による蒸発散の抑制限界流量と一致するとみなす。遮断蒸発モデルは1時間単位用であるので、日単位の水循環モデル適用に際しては、時間計算値を積算した日遮断蒸発量を使用している。また、蒸散の月分布 $e_p(i)$ を図-5に示す。

本水循環モデルを適用する際に、未知なパラメーターは表-2の 9 個であるが、それぞれは明確な性格を有している。すなわち、 j は全水収支に関するパラメーターであり、 C 、 D_{16} 、 D_{50} は各成分の分配に関係する。そして、 P_b と K_b 、

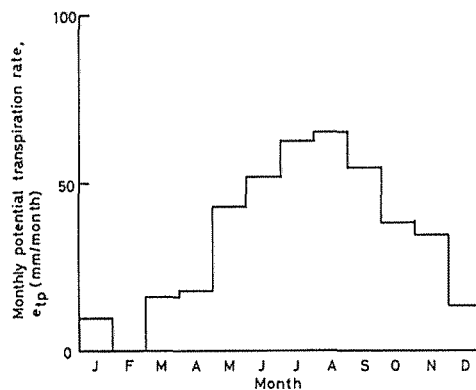


図-5 桐生における蒸散量の季節分布

Fig. 5 Monthly transpiration rate in Kiryu Watershed

K_{in} , K_h , K_c は、雨水の運動に関して、この順に、遅い成分から早い成分を意味するパラメーターである。ただ、 K_{in} と D_{16} , D_{50} は相互に影響する。

10年間という期間に対しては、現在の大型計算機の処理能力の点から、日単位記録については繰り返しが可能であるから、最適パラメーターの探索は容易である。しかし、時間単位記録についての計算には、まだかなりの計算時間を取るのので、パラメーターの変動範囲を絞り込んでおく方が好ましい。

日単位での適用に際しては、大まかに全水収支、各成分の分配、運動の順にパラメーターを決定していく。また、近似的に、流路降雨は全て、瞬時に流出するとみなせる。また、林地系における直接流出の運動についても、さほど厳密でなくて良い。すなわち、 K_c と K_h の値は、他のパラメーター値を日単位記録で決定した後、時間単位記録を用いて定めるという手法を取る。従って、日単位記録から、先ず決定するのは K_c と K_h を除く7個である。

日単位用の貯留・流出計算の時間刻みは、タンクⅡとタンクⅣにおいて1時間、タンクⅢでは1日とした。また、時間単位用の時間刻みは、タンクⅤで10分、タンクⅣで15分、他は1時間とした。

タンクⅣ、Ⅴでは、ルンゲ・クッター法で、タンクⅡ、Ⅲでは、その変化が緩慢であるので、近似的にそれぞれ(4)、(16)式の S_u^* , S_b^* から、(1)式を逆算して K_{in} , Q_b を求めた。

なお、誤差評価式としては次の2種を用いた。いま、観測流出を $Q_{ob}(t)$ 、計算流出を $Q_{ca}(t)$ 、総観測回数を N として、

$$F_1 = \frac{1}{N} \sum \frac{|Q_{ob}(t) - Q_{ca}(t)|}{Q_{ob}(t)} \quad (23)$$

$$F_2 = \frac{|\sum Q_{ob}(t) - \sum Q_{ca}(t)|}{\sum Q_{ob}(t)} \quad (24)$$

である。

ここで、 F_1 は相対誤差を、 F_2 は水収支誤差を意味する。

各貯留量の初期値は、 $S_c = S_h = S_u = 0$ mm とした上で、 S_b は(1)式により、1972年1月1日の流量から定めた。

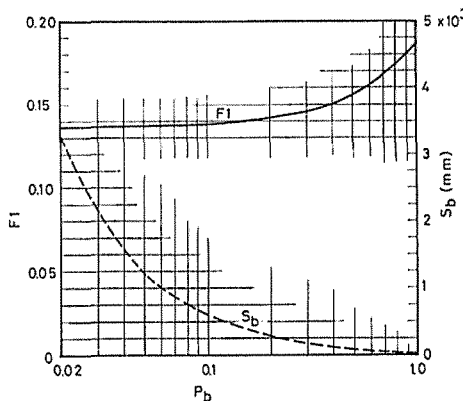


図-6 パラメーター P_b の変化に伴う相対誤差 F_1 の値と $Q_b=1$ mm/day に相当する貯留量 S_b の関係

Fig. 6 Changes of relative error, F_1 and the storage of Tank III equivalent to $Q_b=1$ mm/day, for power parameter, P_b

表-4 水循環モデルの適用によって得られたパラメーター

Table 4 The parameters obtained by application of the HVCYMODEL.

parameter	value
C	0.035
f	2.0
D_{16}	10 (mm)
D_{50}	50 (mm)
K_c	2 ($\text{mm}^{\frac{2}{5}} \text{hr}^{\frac{3}{5}}$)
K_h	10 ($\text{mm}^{\frac{2}{5}} \text{hr}^{\frac{3}{5}}$)
K_{in}	21.7 (hr)
P_b	0.1
K_b	808 ($\text{mm}^{\frac{9}{10}} \text{hr}^{\frac{1}{10}}$)

4-3 適用の結果

適用によって得られた9個のパラメーターの値を表-4に示す。但し、基底流出の運動パラメーター P_b , K_b は他のパラメーターを定めた後、 P_b を変化させて、最適な組み合わせを探索している。その誤差, F_1 の値は図-6に示される。明らかに、 $P_b=1$ よりも、 $P_b=0.5$ の誤差が小さく、さらに P_b を小さくするとわずかずつではあるが、誤差は小さくなる。しかし、 $Q_b=1$ mm/day に相当する貯留水深 S_b は次第に大きくなるので、山体の貯留容量の面からみれば限界があるはずである。その点を勘案して、最終的に $P_b=0.1$ を採用した。

日単位の適用結果を図-7に、1時間単位の結果を図-8に示す。大変良好な結果といえるであろう。なお、 F_1 , F_2 から求められる誤差の年ごとの変化を図-9に示す。水収支誤差は、年によって変動があるものの、相対誤差の年変動は少なく、むしろ、後半の期間で誤差が低下している。1時間単位でも、1日単位でもその誤差はほとんど変わらない。

時間単位の結果は図-8では分かりにくいので、その1ヶ月の代表的な例を、図-10(A-D)に示す。同図には基底流出 $Q_b^*(t)$ の変化も示している。同図(A)は1975年7月の中規模と小規模の出水とその後の減水の過程を、同図(B)は1976年9月の複峯型の出水を、同図(C)は1979年6月の減水期から梅雨による出水期を、同図(D)は1980年4月の数日ごとの小規模出水例である。短期流出のレベルでも、大変良好な適合といえよう。なお、(A)や(C)のように、特に夏期では、観測ハイドログラフに日変化が認められる。本モデルはこのような日変化の要素をまだ取り込んでいない。この点は、後に触れる。

5. 水循環モデル上の水収支

前章で、本水循環モデルが1時間および1日単位の観測ハイドログラフに良好な一致を示すことが判明した。しかし、本モデルの存在価値は、流出予測だけにあるのではなく、水循環の主要な構成々分の水収支を取り扱うことを可能とする、一般的かつ定量的な枠組みを示した点にある。本章では水循環を構成する各成分の水収支について議論を進める。

5-1 年流出量と年蒸発散量および貯留量の変動

1時間単位の降雨記録から得られた計算値をもとに、水収支の各成分をみておく。まず表-5に

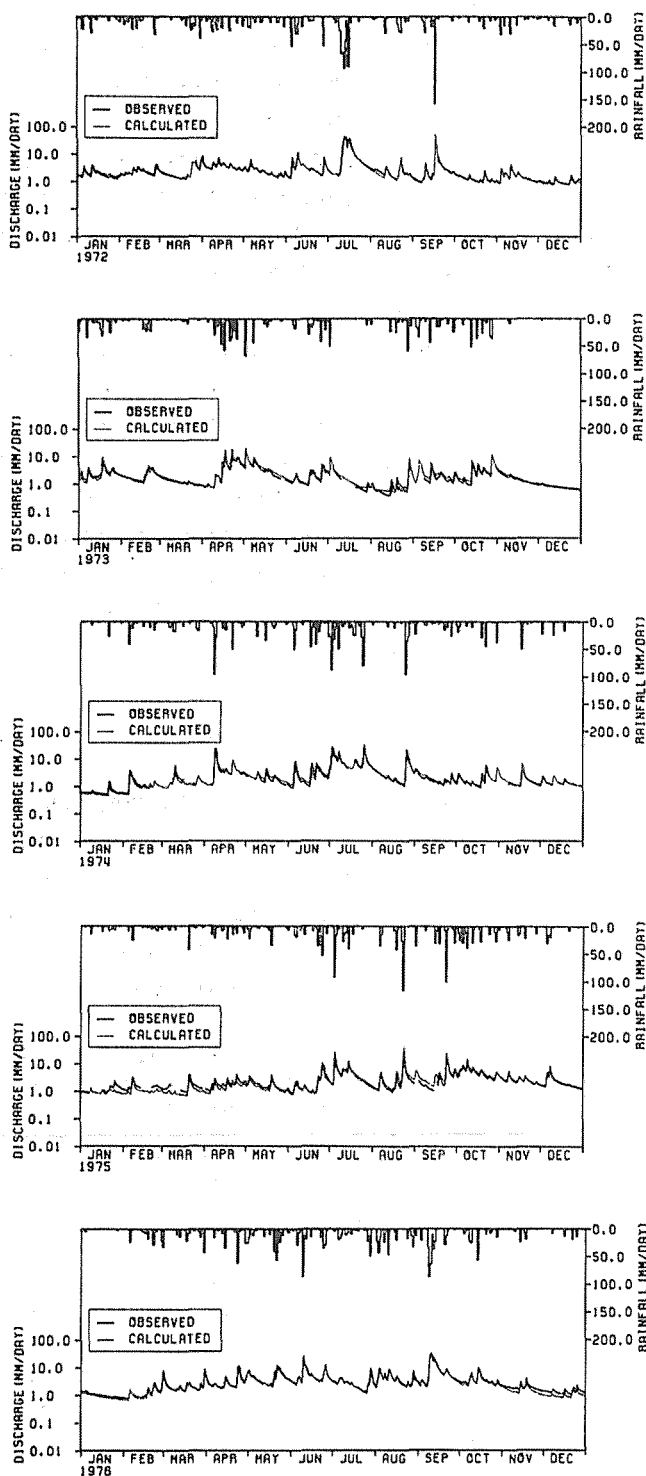
表-5 1972年から1981年までの桐生流域における水収支の主な構成要素の年変動
Table 5 Annual variation of main components in water balance from 1972 to 1981, Kiryu Watershed

year	precipitation (mm)	stream flow (mm)	evapotranspiration (mm)	change of storage (mm)
1972	1888.0	1141.2	787.4	-40.6
1973	1489.5	831.1	690.3	-31.9
1974	1793.0	1016.2	740.3	+36.5
1975	1801.5	991.2	795.2	+15.1
1976	1917.5	1155.7	777.5	-15.7
1977	1267.0	593.5	678.3	-4.8
1978	1207.0	526.8	686.4	-6.2
1979	1453.5	740.1	710.0	+3.4
1980	2150.5	1336.6	782.8	+31.1
1981	1750.0	1036.9	755.0	-41.9
mean	1671.8	936.0	740.2	-5.5

各年ごとの、降水量と流出量、蒸発散量、貯留量の変動量を示している。このように、水収支の起算日を1月1日とすれば、年降水量の最少、最多の値がそれぞれ1207.0 mm (1978), 2150.5 mm (1980) であるのに対して、年流出量は526.8 mm (1978), 1336.6 mm (1980), 年蒸発散量は678.3 mm (1977), 795.2 mm (1975) となる。降水量の変動幅953.5 mm に対して、流出量809.8 mm, 蒸発散量116.9 mm である。蒸発散量もこの程度の年変化幅が推定されるのである。また、年ごとの貯留量の変動は多い年で40 mm 程度になる。なお、図-11は表-5の流域貯留量の年変動を示している。初期の1972年の貯留量が高く、1974年の貯留量が低い。そして、10年間を通しての貯留量変化は-55.0 mm (-5.5 mm/year) である。

図-12は年降水量 P (mm)と年流出量 Q (mm), 年蒸発散量 E (mm)との関係を示す。年降水量がほぼ1800 mm より多くなると、蒸発散量は780~790 mm 程度で一定値に近くなる。この原因は、これ以上の降水量が、特に遮断蒸発量の値を大きく左右する降水時間数を増加させるのではないためである。しかし、それ以下になると降水時間数が減少するために、次第に蒸発散量は低下する傾向が認められる。このような傾向は年流出量にも現われており、年降水量が1800 mm 以上になると降水量の増加分が流出量の増加分となるが、それ以下になると、わずかではあるが下に凸な関係となる。

表-6は適用された10年平均の水収支各成分の値とその百分率を示



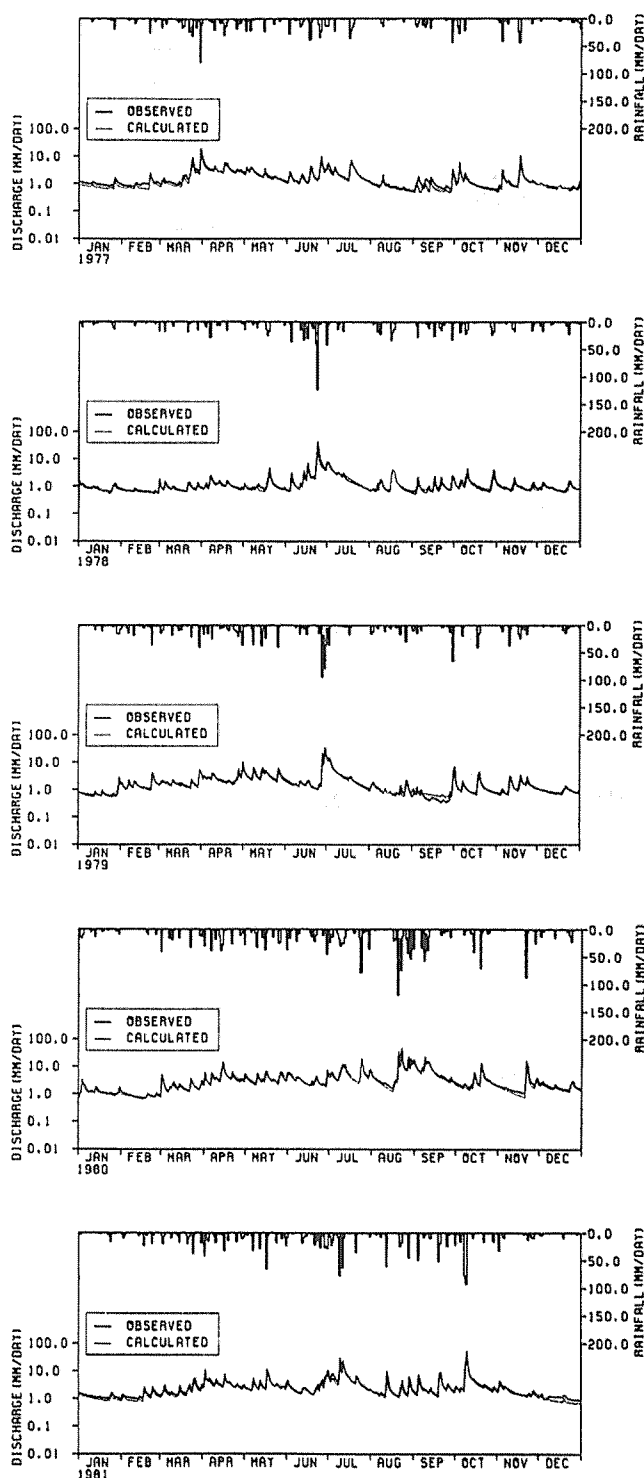


図-7 10年間の日単位記録への適用結果

Fig. 7 The hydrographs calculated by 10-years records at interval of a day

している。桐生流域では、年降水量を100%とすれば、年流出量は56.0%、年蒸発散量は44.3%、また、この間の貯留量の変動は-0.3%となった。このような水収支表は、既に野口によって試みられているが⁴¹⁾、本モデルのような明確な背景を有するものとしては初めての例であろう。各構成々分の詳細は以下に述べられる。

5-2 年流出量の内訳

年流出量の内訳である流路系の直接流出量 Q_d^* と林地斜面系の直接流出量 Q_i^* 、基底流出量 Q_b^* の年変動を図13(A1)に示す。(A2)は全流出量を100%とした場合の各成分の百分率を表わしている。年流出量それ自体の変動は大きいですが、各成分の百分率でみれば、その変動は比較的小さい。 Q_d^* は6.2%、 Q_i^* は31.3%で、合わせて直接流出量 Q_d は37.5%、そして、 Q_b^* は62.5%となる。すなわち、桐生流域では、流出の2/5は直接流出、3/5は基底流出である。

5-3 年蒸発散量の内訳

蒸発散量の内訳、すなわち河道蒸発量 E_c と蒸散量 E_i^* 、遮断蒸発量 E_s^* の各年の変動を図-13(B1)に示す。河道蒸発量は毎年一定値で28.5 mmである。ポテンシャル蒸散量は392.7 mmであり、図中の点線になる。最も蒸散抑制が多く発生した年は1977年で、その抑制量は26.5 mmである。1972, 76, 80, 81年のように、ほとんど抑制が発生していない年もある。平均すると8.3 mm/yearの抑制量となる。

年ごとに差異が大きいのは、遮断蒸発量である。1977年のように降水量の少ない年には、遮断蒸発

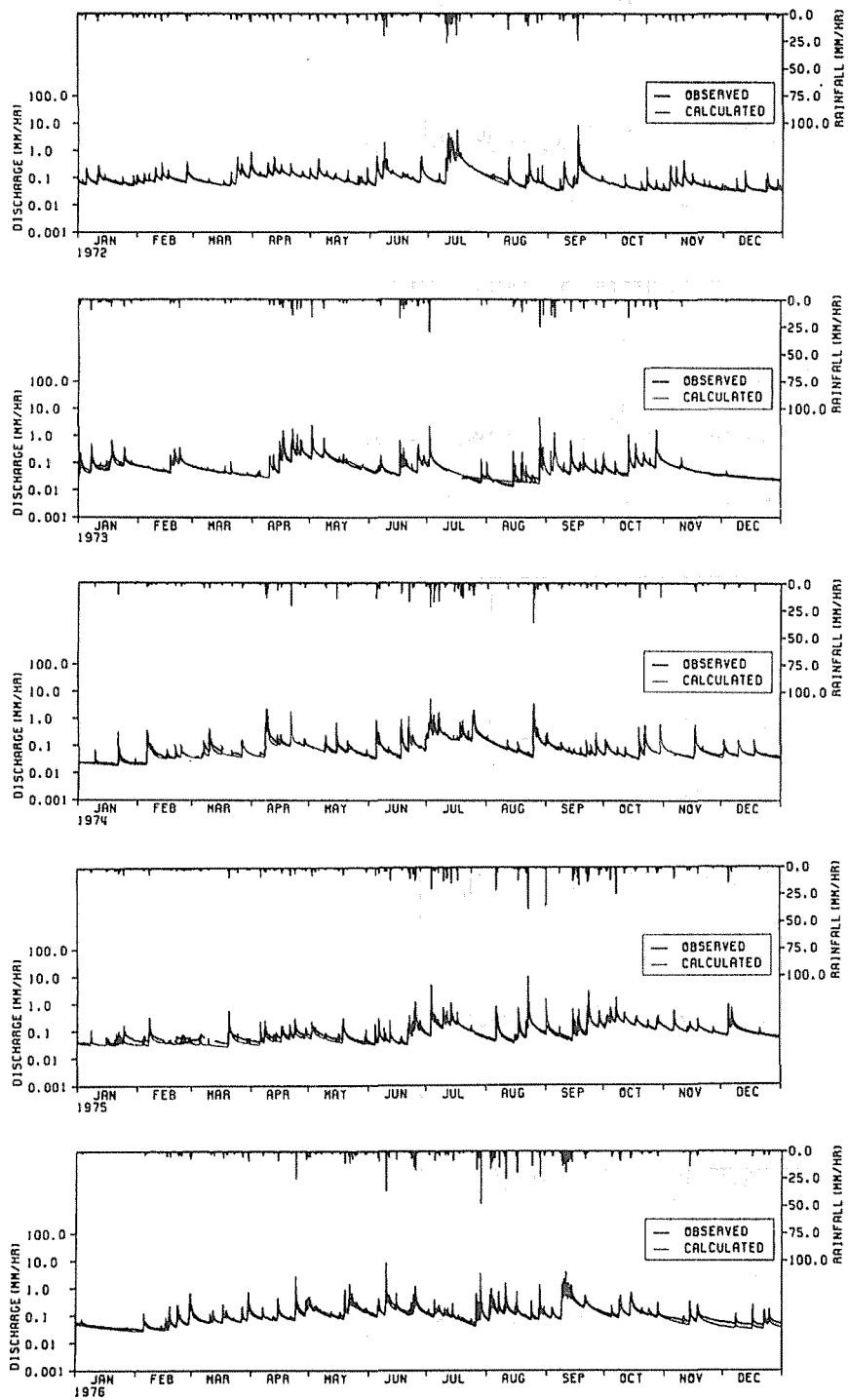
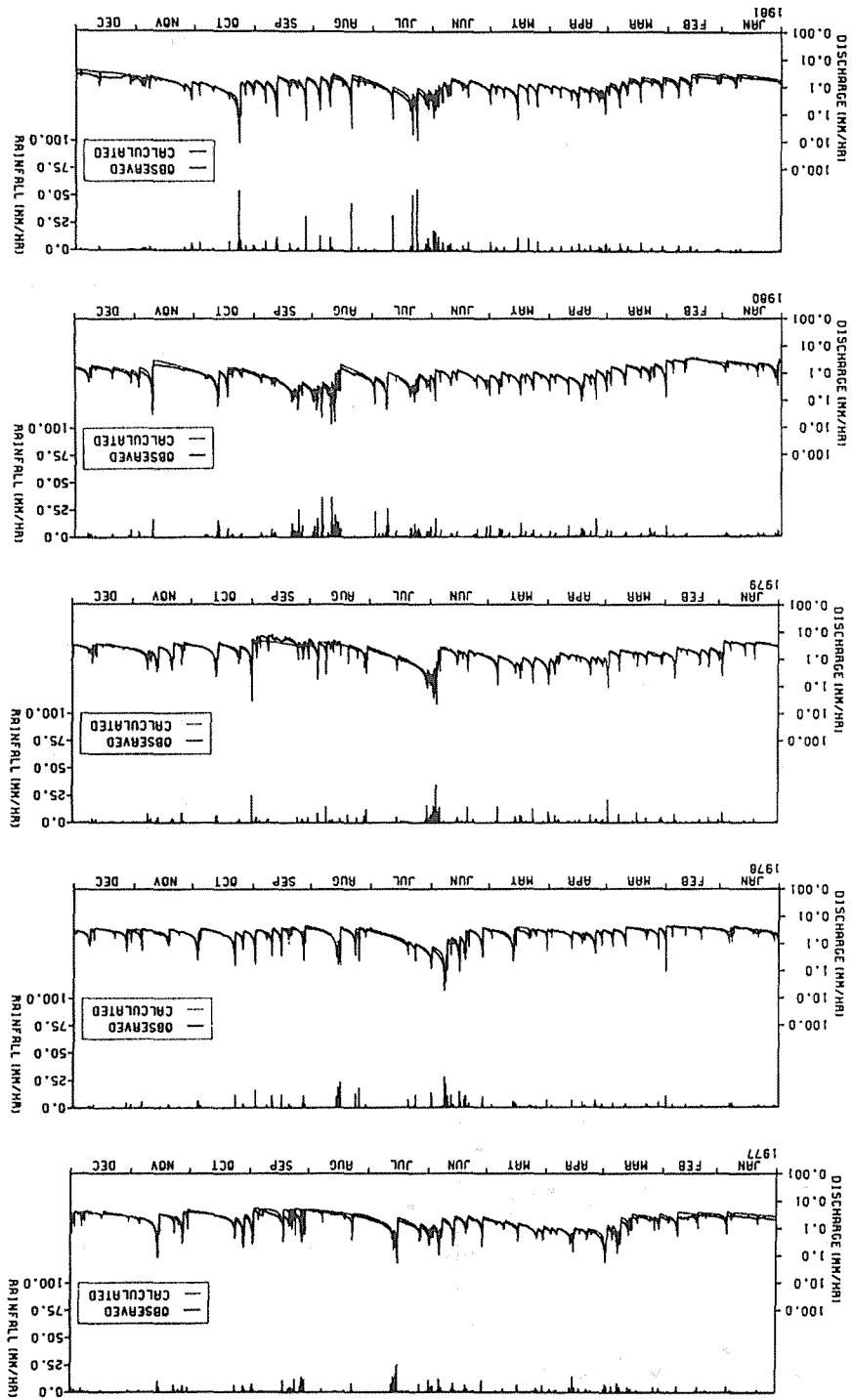


Fig. 8 The hydrographs calculated by 10-years records at interval of an hour
 図-8 10年間の時間単位記録への適用結果



量は少ないが、1980年のように、降水量が多い年に、必ずしも遮断蒸発量が多くない。これは、先程述べた通り、遮断蒸発量はむしろ降水時間数で大きく変化するからである。なお、10年平均の、全蒸発散量に占める E_s と E_s^* 、 E_s^* の百分率は同図 (B2) に示されるように、比較的那変動が小さい。その値はそれぞれ3.9%、51.9%、44.2%となり、蒸散成分が5割を占めていることになる。

5-4 流域内の貯留量変化

図-14 は日単位計算より、その変化幅の大きいタンクⅢとタンクⅡについて、毎年

の各貯留水深変化の最大値と最小値を示す。タンクⅢについては、 P_b の選び方で貯留水深 S_b の絶対値は変わるが、変化幅はほとんど変わらない。最も水深変化の大きい S_b では毎年 151.3 mm 程度であり、全期間の最大 (1972年)・最小 (1974年) の変化幅は約 210 mm となる。一方、タンクⅡの S_u ではその平均変化幅、47.0 mm である。絶対値では1972年に最大値 48.0 mm、1979年に最小値 -35.2 mm という値がでており、全期間の最大変化幅は 83.2 mm である。なお、タンクⅣの S_b では毎年 15mm 程度で、最大でも 20 mm (1972年) である。総合的に見るならば、これら3成分の貯留水深合計の最大値は1972年に、また最小値は1977年に発生している。この変化幅は 293 mm となる。すなわち、この10年間の流域貯留量変化の最大幅は 300 mm 程度と推定される。

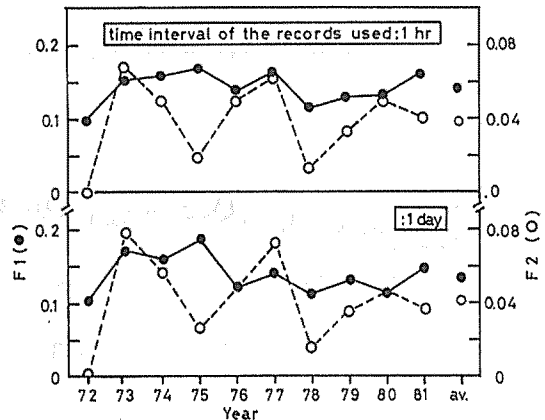


図-9 誤差評価の結果

Fig. 9 Evaluation of errors by the function of F_1 and F_2

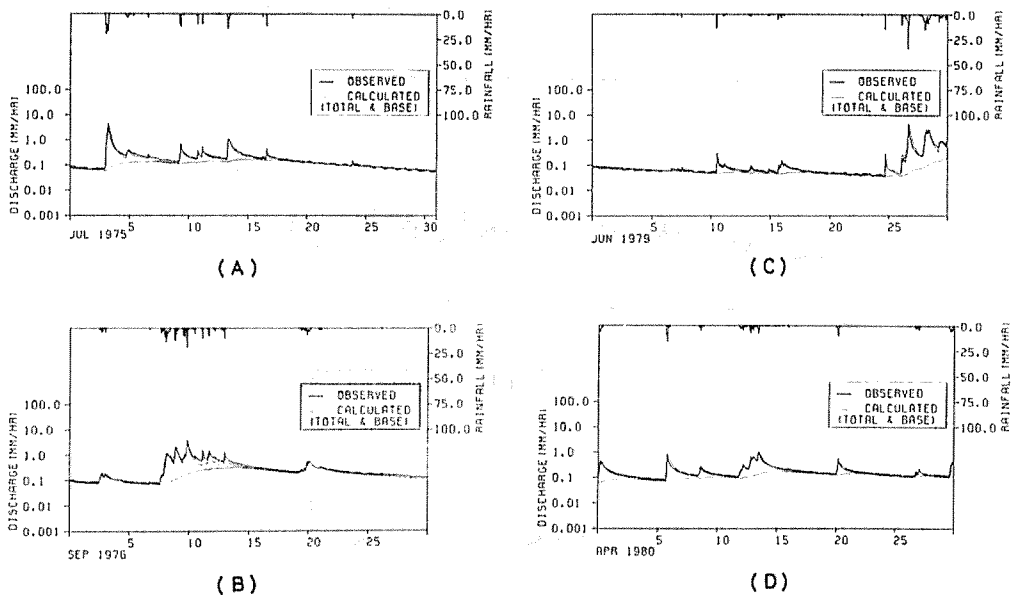


図-10 時間単位記録への適用結果の代表的な1ヶ月間ハイドログラフ (基底流出も示される。

A: 1975年7月, B: 1976年9月, C: 1979年6月, D: 1980年4月)

Fig. 10 Typical monthly hydrographs at interval of an hour (The base flow lines are drawn, also. A: Jul. 1975, B: Sep. 1976, C: Jun. 1979, D: Apr. 1980)

6. 結果の考察

本水循環モデルの意味するところと問題点を本章で議論しておく。

6-1 降水記録の時間単位

本モデルは任意時間単位の記録に対して、また任意期間に対しても適用可能である。雨水の運動に関するパラメーターだけを計算の時間単位に応じて、それぞれに適した計算時間単位系に変換すれば良い。ただ、桐生流域では、遮断計算を1時間単位のモデルで行なったが、この点は、今後、日単位や月単位の降水記録だけしか使えない

場合などでは、それぞれ、安藤⁴⁾や本研究者ら⁵⁸⁾のように、別の遮断蒸発計算モデルを用いなければならない。

他方、モデル上の問題とは別に、日単位降水記録から得られる林地系の直接流出量 Q_h は、時間単位降水記録から得られる Q_h の値よりは少なくなる。これは日記録が降水の日中変動を平均化するため、有効降雨率が低下するからである。従って、桐生流域のような

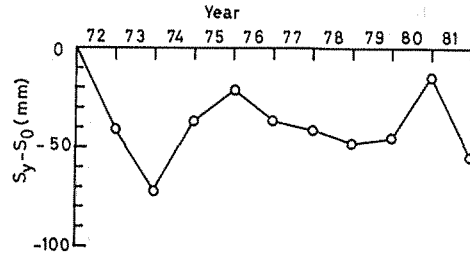


図-11 貯留量の年変動 (S_0 : 初期貯留量, S_y : 各年の終りの貯留量)

Fig. 11 Annual variation of total storage (S_0 : initial storage, S_y : storage at the end of each year)

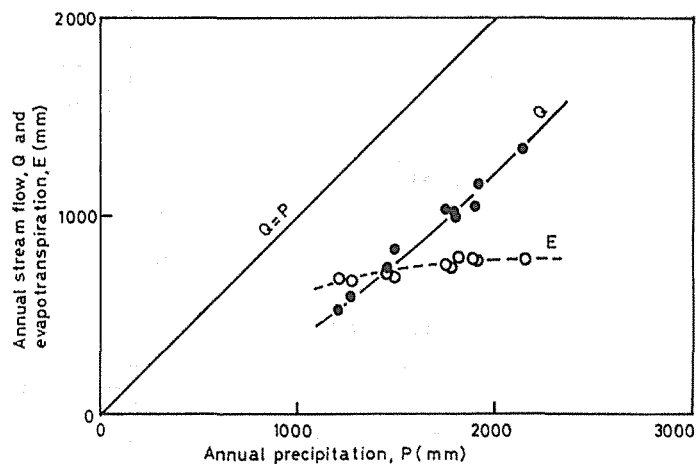


図-12 年降水量と年流出量、年蒸発散量の関係

Fig. 12 Relationships between annual precipitation and annual stream flow or annual evapotranspiration

表-6 桐生流域の10年間を平均した水収支
Table 6 Annual mean water balance for 10-years, Kiryu Watershed

Component	(mm)	(%)
Precipitation, $P=R$	1671.8	100.0
Stream flow, Q	936.0	56.0
Storm flow(direct runoff), Q_d	351.4	21.0
Storm flow from the channel, Q_c^*	58.5	3.5
Storm flow from the hillslope, Q_h^*	292.9	17.5
Base flow, Q_b^*	584.7	35.0
Evapotranspiration, E	740.2	44.3
Evaporation from interception, E_i^*	327.3	19.6
Transpiration, E_t^*	384.4	23.0
Evaporation from the channel, E_c	28.5	1.7
Change of storage, ΔS	-5.5	-0.3

R : rainfall, $Q_c^*=C \times Q_c$, $Q_h^*=(1-C) \times Q_h$, $E_i^*=(1-C) \times E_i$,

$E_t^*=(1-C) \times E_t$, $Q_b^*=(1-C) \times Q_b - E_c$

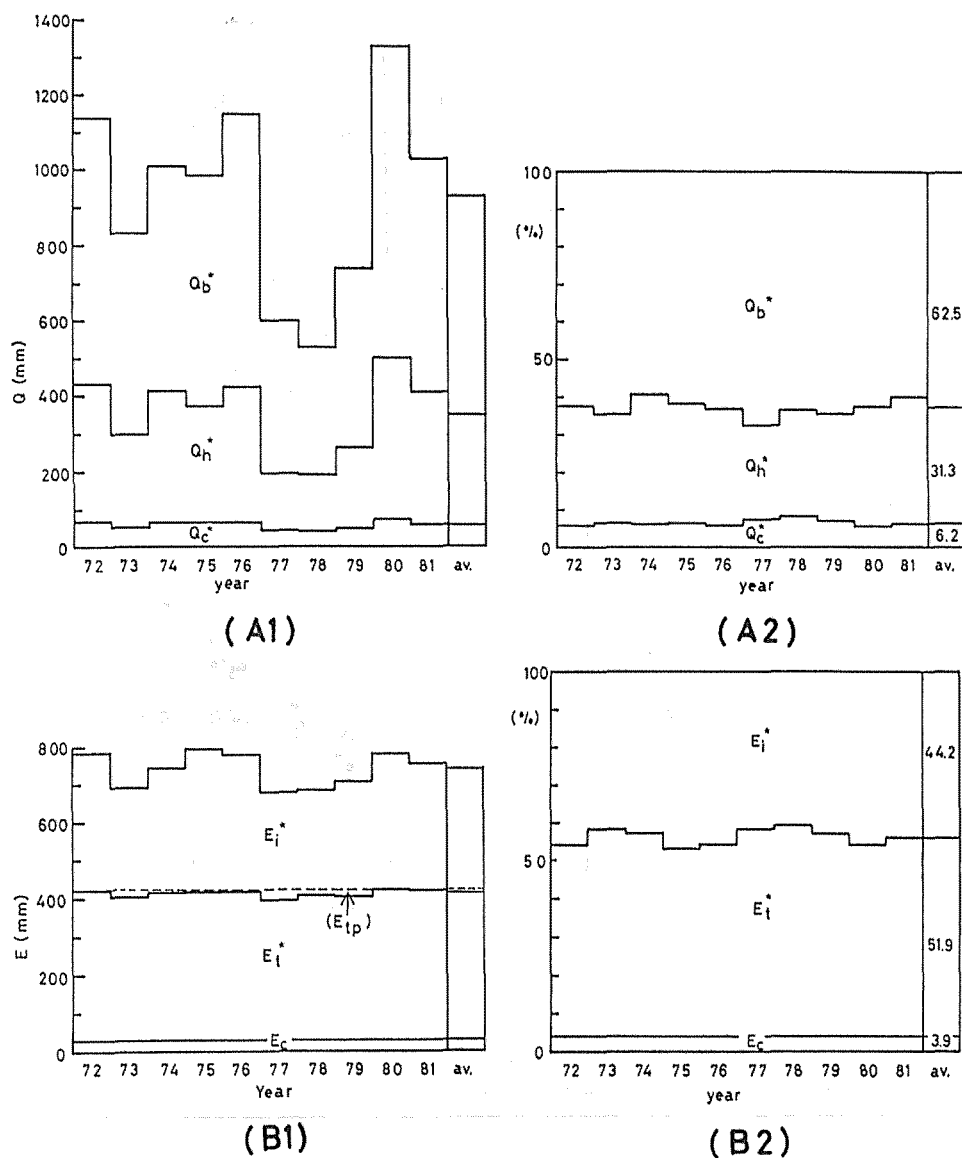


図-13 水収支各成分の年変動

Fig. 13 Annual variation of components in water balance, (A): stream flow (A1; amount, A2; %), (B): evapotranspiration (B1; amount, B2; %)

小流域での直接流出量を水収支として議論する場合は、少なくとも1時間単位の降水記録を用いて計算すべきであろう。

6-2 直接流出と基底流出の分離

従来、ハイドログラフ低減部に勾配変曲点を求めるという便宜的な方法で、直接流出と基底流出が分離されていたが、本モデルによれば、明確な基準で自動的に分離されることになる。なお、桐生流域では、基底流出が非線形現象と推測されるから、図-10 (A-D) のように、降雨前の流域水分状態、降雨の量とパターンによって、その分離線、すなわち基底流出の上昇線はそれぞれ異なることになる。

6-3 直接流出

従来、最も不明確であった直接流出の有効降雨算定は、本モデルによって、全く統一的になされることができるようになった。特に、初期水分条件による有効降雨の変化を、タンクⅡの貯留水深 S_u が負となる条件を取り入れることで、量的に評価できるようになった。なお、窪田ら²⁸⁾による桐生流域の表土層厚(風化岩までの深さ)が平均 610mm, その最大保水容量が 335.5 mmであることを勘案すれば、 D_{10} , D_{50} の値がそれぞれ、わずか 10, 50 mm であったということは、林地表層の粗大孔隙が直接流出の発生場であるという考え方を肯定するものであろう。また、 S_u の減衰率の逆数を意味する K_{1n} が 21.7 hr と算定されている。これは半減期約15時間に相当する。この値は、ある降雨による直接流出への前期降雨の影響の程度を示すので、今後、各地での解析結果を集積することによって、災害などの危険雨量の予知面でも意味を持つことになる。

図-15 は桐生流域において、降雨強度別の直接流出量を試算した結果である。すなわち、1~50mm/hr の降雨強度の降雨が 300 mm まで降り続いた場合の総降雨量と本モデルにより求められる直接流出量の関係を示す。試算に際しては、遮断モデルを通して、蒸散は無視している。本モデルの考え方では、降雨強度の相違は直接流出量に、このような大きな差異を与えることになる。従来、総降雨量と直接流出量の関係が一本の曲線で近似されていたのは、第一に直接流出分離のあいまいさにあり、第二にサンプル抽出基準のあいまいさにある、言い換えれば、平均降雨強度が比較的狭い範囲から選ばれたからとも考えられる。なお、初期損失は S_u が負であるような乾燥時にのみ顕著に表われるが、その量を差し引けば、その後の直接流出量は図中の各平均降雨強度曲線に一致する。すなわち、見掛け上は、 S_u の補充分だけ各曲線は右側に平行移動する。

6-4 直接流出の運動パラメーター

本モデルはその直接流出成分に対して、従来からの並列斜面モデルの考え方を取り入れているので、流域の地形やその規模の差異、裸地から林地までの表面被覆の差異も、パラメーターとして表わすことが可能である。桐生流域では、雨水流法での不浸透域、林地の等価粗度 N は、それぞれ $1, 5 \text{ m}^{-\frac{1}{3}} \text{ sec}$ と算定されている。それに対して、今回の貯留係数 K_0 , K_1 はそれぞれ $2, 10 \text{ mm}^{\frac{2}{3}} \text{ hr}^{\frac{2}{3}}$ と算定された。

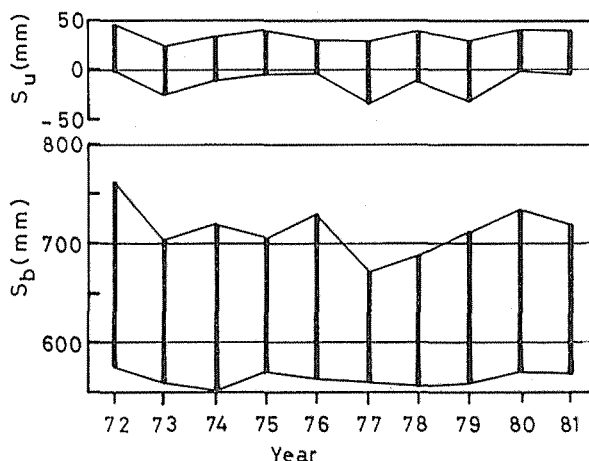


図-14 貯留水深の年最大値と年最小値
Fig. 14 Annual maximum and minimum of storage depth at each tank

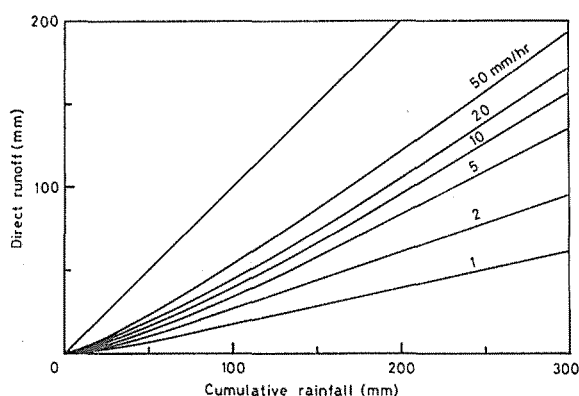


図-15 水循環モデルから得られる直接流出量
Fig. 15 The direct runoff estimated by the HCYMODEL.

永井ら³⁶⁾の提出した変換式は,

$$P=0.6, K=\frac{\beta}{1+P}\left(\frac{NB}{\sqrt{I}}\right)^P \quad (25)$$

である。ここで、 β は単位変換係数 (≈ 0.116), B は代表斜面長 (m), I は平均斜面勾配 ($\sin\theta$) である。

桐生流域の B は 61.7 m, I は 0.11 となるので, (25) 式によって求められる K_{cc} , K_{hc} はそれぞれ, 1.7, 4.4 $\text{mm}^{\frac{2}{3}}\text{hr}^{\frac{1}{3}}$ となる。雨水流法の場合と本モデルとでは直接流出の定義が異なる点を考慮すれば, ほぼ近い値が得られている。今後, このような変換式を使うことによって, K_c , K_h も定数化されてくるであろう。

6-5 流出の構成要素

一般に, 山地流域からの流出の構成要素は, 概念的に表面流・中間流・地下水流とされる。中間流はさらに早い成分と遅い成分に分けられ, 表面流と早い中間流が直接流出と定義される。しかし, これらの要素のハイドログラフ上の区分は不明確である。本モデルの定義からすれば, 流路系からの流出成分 Q_e^* が表面流であり, 林地斜面系の直接流出 Q_h^* が早い中間流出に相当する。しかし, 従来の区分が土層の垂直構造に基づくのに対し, 本モデルではこれらの違いは, 流域の平面的な場の違いに基づいている。その意味で, 本モデルの考え方は, Q_h^* はあくまで, 林地斜面系での直接流出成分であり, その流出形態は, 大孔隙中を流下する through flow と表面流であろうと考えられる。

従来, 遅い中間流成分と地下水流成分は区別されていたが, 本モデルでは, 非線形性を有する同一成分とみなし, それで十分な適合を得ている。本モデルでの基底流出の非線形性の説明としては, 飽和・不飽和による土壌水の流動と, 流域土壌層構造の不均質性に起因するものと考えられる。

6-6 蒸散量の季節分布と蒸散抑制限界流量の推定法

本モデルを適用した桐生流域では既に蒸散の季節分布と蒸発散抑制の限界流量が求められていた。今後, 他の流域に適用する場合は, 長期間の精度の良い水文記録がある場合は, 短期水収支法が有力である。しかし, その資料が少ない場合は, その第一次近似として, 2-2 節の後半で述べた, 各地の蒸発散季節分布と, 表-1 に示したような遮断特性値が参考になろう。

6-7 蒸散抑制

従来, 日本の気候条件では流出モデル上, 蒸発散抑制を考慮する必要はないとみられてきた^{51,52)}。しかし, 蒸散抑制機構を組み込んだ, 本水循環モデルによれば, 桐生流域では, 1977年にそのポテンシャル値に対して 26.5 mm の蒸散抑制量が見積られた。蒸散抑制を考慮するか, しないかは適用の範囲や予測の精度にもよるが, 現在, 長期流出解析で要請されているのは, 渇水流量の信頼性の高い予測である。従って, 水不足が問題となるような山地を対象とする場合は, 本モデルのような蒸散抑制機構が意味をもつことになろう。

6-8 山地流域の貯留能力とその場

5-4で10年間における流域貯留量の最大・最小の変化幅は約 300 mm 程度であった。他方, 桐生の平均表土層における最大保水容量は約 335.5 mm である²⁸⁾。量的には, 桐生流域の土壌水分変化は表層部分だけで十分賄なわれる。風化花崗岩は浸透性が高い例であるが, それでも流出に関与する水分変化は表層だけでも説明可能となる。

6-9 水循環モデルに残された課題

図-10(A)や図-10(C)のように, 夏期の観測ハイドログラフには日変化が認められた。このような観測ハイドログラフの日変化は北海道の融雪出水でも報告されている³⁵⁾。前者は蒸発の日変

化に、後者は融雪の日変化によって生じている。しかし、両者とも熱の授受に起因する現象であり、気温記録からの推測が可能と考えられる。桐生流域では、まだ気温記録の未整理の故に、このような日変化の要素を取り入れなかった。

本モデルは流出過程の物理的な意味を重視したので、明確な定義によって各成分の分離と合成を可能とする。結果的に、パラメーター数も少ない。今後とも、貯留・流出関係のパラメーター数については、雨水流法による運動定数との関係式の改良や、地下水流出の運動機構をマクロに取り扱う手法の開発によって、より少なくなる可能性も有している。

本モデルのパラメーターの中で、 D_{16} 、 D_{50} 、 K_{in} 、 P_b 、 K_b らは、母岩や土壌の性質に基づく数値と想像される。この対応関係を探索することが、流域調査だけからモデルパラメーターの値を決定するという水文学の最終目標への道であると確信している。

7. 謝 辞

本研究者の水文研究は桐生流域の開設に始まった。特に、京大名誉教授 遠藤隆一氏や京大名誉教授 四手井綱英氏は強力な推進者であった。以来、京大教授 武居有恒氏・堤 利夫氏の協力・援助によって研究が続いて来た。また、この間、観測を支えて頂き、議論を共にしてきた、砂防学研究室・森林生態学研究室の関係者、とりわけ西村武二(高知大学)、加藤博之(関西総合環境センター)、谷 誠(農林水産省林業試験場)、友村光秀(日本気象協会)、太田岳史(岩手大学)、窪田順平(大学院生)の諸氏には記して、謝意を表しておきたい。なお、本計算処理は京大大型計算機センターの M-382 システムを利用した。

引 用 文 献

- 1) 阿部敏夫・岸岡孝・谷誠：竜ノ口山北谷の土壤水分状態と直接流出の関係について。日林大会関西支部講演集。32:1~4, 1981
- 2) 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。水利科学。144:43~75, 1982
- 3) 安藤義久・高橋裕：山地河川の長期流出に関する一考察。土木論集。318:93~105, 1982
- 4) 安藤義久：試行錯誤のない実用的長期流出モデルに関する研究。水利科学。154:17~36, 1984
- 5) Beven, K. J., Kirkby, M. J., Schofield, N and Tagg, A. F.: Testing a physically-based flood forecasting model (Topmodel) for three U. K. catchments. J. Hydrol. 69:119~143, 1984
- 6) Crawford, N.H. and Linsley: The synthesis of continuous stream flow hydrographs on a digital computer. Dept. of Civil Eng., Stanford Univ., 1962
- 7) Dunne, T, Moore, T. R. and Taylor, C. H.: Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. Hydrol. Sc. 20(3):305~327, 1975
- 8) 福嶋義宏・橋本明・後藤宏二：六甲山系の hydrograph 予測の手法。砂防学会発表講集：20~23, 1984
- 9) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷誠・加藤博之：滋賀県東南部の花崗岩山地における3つの小流域の水文観測報告。京大演報。50:115~127, 1978
- 10) 福嶋義宏・武居有恒：山地小流域の短期流出に対するモデル。土木学会水理講論集。25:229~236, 1981
- 11) 巖柄鉉・小林慎太郎・丸山利輔：降雨前の低水流量を指標とした有効雨量分離。農土論集。91:26~33, 1981
- 12) Gash, J.H.C. and Morton, A.J.: An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. J. Hydrol. 38:49~58, 1978
- 13) Gash, J.H.C., Wright, I.R. and Lloyd, C.R.: Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. J. Hydrol. 48:89~105, 1980
- 14) Hamon, W.R.: Estimating potential evapotranspiration. Proc. ASCE (Hy 3): 107~120, 1961
- 15) 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治：ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析。林試研報。318:79~102, 1982
- 16) Hewlett, J.D. and Hibbert, A.R.: Increases in water yield after several types of forest cutting. Internat. Assoc. Sci. Hydrol., Louvain, Belgium: 5~17, 1961

- 17) Hewlett, J.D. and Hibbert, A.R.: Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Intern. Symp. on Forest Hydrology, Pergamon Press: 275~290, 1965
- 18) Hewlett, J.D. and Helvey, J.D.: Effects of forest clear-felling on the storm hydrograph. W.R.R. 6:768~782, 1970
- 19) 日野幹雄・長谷部正彦: 流出率と湿潤指標としての洪水直前流量. 土木論集. 328:41~46, 1982
- 20) Horton, R.E.: The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. A.G.U.: 446~460, 1933
- 21) Horton, R.E.: Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration-capacity. Trans. A.G.U. 20:693~711, 1939
- 22) 星清・山岡勲: 雨水流法と貯留関数法との相互関係. 土木学会水理講論集. 26:273~278, 1982
- 23) 石原藤次郎・田中要造・金丸昭治: わが国における単位図の特性について. 土木学会誌. 41(3):102~107, 1956
- 24) 角屋睦・豊国永次・丈達俊夫: 山地小流域河川の低水解析(2). 京大防災研年報. 10B:147~154, 1967
- 25) 角屋睦・福島晟・佐合純造: 丘陵山地流域モデルと洪水流出モデル. 京大防災研年報. 21B-2: 219~233, 1978
- 26) 金子良: 農業水文学. 共立出版: 72~74, 1973
- 27) 木村俊晃: 貯留関数法. 河鍋書店. 1975
- 28) 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一: 山地小流域源頭部の表層土における流出特性と土壌水分変動について—滋賀県東南部の風化花崗岩山地における観測例—. 京大演報. 55:162~181, 1938
- 29) Linsley, P.K., Kohler, M.A. & Paulhus, J.L.H.: Hydrology for engineers. 113~116, McGraw-Hill, New York. 1948
- 30) Monteith, J.L.: Evaporation and environment. Symp. Soc. Exptl. Biol. 19:205, 1965
- 31) Monteith, J.L.: Principle of environmental physics (生物環境物理学: 及川武久訳. 共立出版. 1975)
- 32) Morikawa, Y: Seasonal variation in transpiration of *Chamaecyparis obtusa* on clear days. J. Jap. For. Soc. 52:259~262, 1970
- 33) Morton, F.I.: Estimating evapotranspiration from potential evaporation—Practicality of an iconoclastic approach—. J. Hydrol. 38:1~32, 1978
- 34) Morton, F. I.: What are the limits on forest evaporation. J. Hydrol. 74:373~398, 1984
- 35) 本山秀明・小林大二・小島賢治: 融雪期における小流域の水収支Ⅱ——流出解析——. 低温科学(物理編). 42:135~146, 1983
- 36) 永井明博・角屋睦: 洪水流出モデルの適用比較——丘陵山地流域及び市街地流域を対象として——. 京大防災研年報. 21B-2:235~249, 1978
- 37) 中野秀章: 森林伐採および伐跡地の植被変化が流出に及ぼす影響. 林試研報. 240:1~251, 1971
- 38) 同: 森林水文学. 共立出版: 74~86, 1976
- 39) Nash, J. E.: The form of the instantaneous unitgraph. Proc. IASA Gen. Assembly, Tront 3:114~121, 1967
- 40) 野口陽一: 森林の影響. 地球出版. 18~21, 1963
- 41) 同: 歴史としての森林影響研究 (V). 水利科学. 161:56~73, 1985
- 42) 小川滋: 山地小流域における出水解析の基礎的研究. 九大演報. 50:1~68, 1977
- 43) 大槻恭一・三野徹・丸山利輔: 水収支法と補完関係式による流域蒸発散量の比較——実蒸発散量推定に関する研究 (Ⅱ), 農土論集. 112:17~23, 1984
- 44) Penman, H. L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. of London, Ser. A. 193:120~145, 1948
- 45) Penman, H. L.: Vegetation and hydrology Tech. Commun. 53 Commonwealth Bull. of soils, Harpenden, England: 40~43, 1963
- 46) Prasad, R.: A nonlinear hydrologic system response model. Proc. ASCE 93 (Hy 4): 202~221, 1967
- 47) Rutter, A. J., Kershaw, K. A., Robins, P. C. and Morton, A. J.: A predictive model of rainfall interception in forests, 1. derivation of the model from observation in a plantation of corsican pine. Agr. Meteorol. 9: 67~384, 1971/1972
- 48) Sharman, L. K.: Storm-flow from rainfall by the unit-graph method. Engr. News Record. 108: 501~502, 1932
- 49) 白井純郎・近藤松一・大原忠一: 竜ノ口山水源涵養試験第四回報告, ——伐採による流量変化の総合的考察——. 林試研報. 68:95~117, 1954
- 50) 末石富太郎: 特性曲線法による出水解析について. 土木論集. 29:74~87, 1955
- 51) 菅原正巳: 水資源の循環機構に関する調査報告. 科学技術庁資源調査会報告. 47:1969
- 52) 同: 琵琶湖流域の流出解析について. 水利科学. 89:1~41, 1973
- 53) 鈴木雅一・加藤博之・谷誠・福嶋義宏: 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究 (Ⅰ) 樹冠通過雨量と樹幹流下量について. 日林誌. 61(6):202~210, 1979

- 54) 同：同（Ⅱ）遮断量の解析。日林誌。61(11):391~398, 1979
- 55) Suzuki, M: Evaporation from a small catchment in hilly mountains, (1) Seasonal variations in evapotranspiration, rainfall interception and transpiration. J. Jap. For. Soc. 62(2):46~53, 1980
- 56) 鈴木雅一：山地小流域の基底流出低減特性(1)——飽和・不飽和浸透モデルを用いた数式的検討——。日林誌。66(5):174~182, 1984
- 57) 同：短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定。日林誌。67(4):115~125, 1985
- 58) Suzuki M. and Fukushima, Y.: Estimates of evapotranspiration from land surface in Shiga Prefecture using digitalized square-grid map database. Lake Biwa Study Monographs 2, 1985
- 59) Swift Jr, L. W. and Swank, W. T.: Long term responses of stream flow following clearcutting and regrowth. Hydr. Sci. 26(3):245~256, 1981
- 60) 高木不折：低水流の低減特性に関する研究。土木論集。128:1~11, 1966
- 61) 高木不折・松林宇一郎：遅い中間流出・地下水流出の非線形性について。土木論集。283:45~55, 1979
- 62) 高棹琢馬：出水現象の生起場とその変化過程。京大防災研年報。6:166~180, 1963
- 63) 高瀬恵次・丸山利輔：水収支法による季別流域蒸発散量の推定。農土論集。76:1~6, 1978
- 64) 竹下敬司・高木潤治：暖帯林地の水保全環境に関する土壌及び地形学的研究。福岡県林試験時報。26:1~51, 1977
- 65) Thorthwaite, C. W.: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38:55~94, 1948
- 66) Tsukamoto, Y.: Storm discharge from an experimental watershed. J. Jap. For. Soc. 45(6):186~190, 1963

Résumé

The hydrologic cycle model (HYCYMODEL) is presented for evaluating effects of forest on hydrologic cycle and water budget generally and quantitatively. A watershed is divided into a channel system and a forested hillslope system in the HYCYMODEL. A storm flow and evaporation occur on channels, and evaporation occurs on canopy. Transpiration, storm flow and base flow occur on forested slopes. The hydrograph of stream flow can be calculated from rainfall records with only nine parameters in the HYCYMODEL. The parameters relating to canopy interception, monthly transpiration rate, critical stream flow for constrain of transpiration, are decided previously by another methods. The HYCYMODEL is applied to continuous 10 years records of the Kiryu Watershed at intervals of both a day and an hour. This watershed is located in the south of Shiga Prefecture and has 5.99 ha in basin area, and is underlain by weathered granite and covered with *Chamaecyparis obtusa* and *Pinus desiflora*. Calculated hydrographs are in good agreement with observed values. The annual amounts of each component which consist of the elements of water budget were estimated. Stream flow Q and evaporation E are 56.5% and 44.3% of precipitation in the Kiryu Watershed, respectively. Stream flow from channel Q_c^* , stream flow from forested slopes Q_h^* , and the base flow Q_b^* are 6.2%, 31.3% and 62.5% of Q , respectively. Evaporation from channel E_c , transpiration E_t^* and evaporation from intercepted water E_i^* are 3.9%, 51.9% and 44.2% of E , respectively.