

隣り合う 5 つの小流域群における降雨流出の相違

福寫 義宏*・大手 信人*・鈴木 雅一**・白沢 あずみ***

Differences on streamflow between five close catchment basins

Yoshihiro FUKUSHIMA, Nobuhito Ohte,
Masakazu SUZUKI and Azumi SHIRASAWA

要 旨

滋賀県東南部の鈴鹿山脈の支脈に位置する竜王山 (914.1m) に設けられた 5 つの小流域群の降雨流出ハイドログラフが相互に比較され、またHYCYMODELが適用されて、流出と蒸発散パラメータが同定された。流域は北緯35°01′, 東経136°19′ に位置し、地質は中生層の堆積岩である。5 流域の内、2 流域は他の流域の内部流域となっている。流域斜面はいずれも急峻であり、地表は主にスギ、ヒノキの人工林で覆われているが、主尾根や主な支尾根では造林木の成長は不良で広葉樹二次林となっている。5 流域間では林相、地形に著しい差異が認められない。しかし、得られたハイドログラフは流域間でかなりの相違がある。これにHYCYMODELを適用し、同定されたパラメータを検討すると、流域間の相違はみかけの蒸発散成分に顕著で、直接流出成分の相違はわずかである。これは堰地点以外への地下水流出や表面地形から判断される集水域以外からの地下水流入などの成分を無視しえないからであると推測される。得られたパラメータからは、竜王地域の流域群は、中・古生層地域としては有効土層深が浅く、かつ、これまで同定された他の流域に比較すれば地下水の減衰が最も早く、保水性の低い流域であると判断される。

1. は じ め に

森林に覆われた山地小流域における降雨流出は、浸透水が経由する媒体としての土壌の物理性とその土層深に制約される。土壌の物理性は基本的に母岩によって決まるが、風化堆積物の形成履歴やその化学的変化を支配する各地域の長期的な気候条件にも影響されている。地形侵食の結果として出現している流域の斜面長、斜面傾斜、河道長、河道勾配などの地形条件も雨水の流れを支配する。このような環境下で、人間が流域に関与できるのはせいぜい地表部を覆う植生と、それを通して表層土壌を変化させるだけであり、しかる故に湿潤地域では卓越植生としての森林の流出に与える効果についての明確な評価が期待されている。

一見、易しそうな上記課題も、それを実証的に検証するという実際上のアプローチを想定すると、まだ多くの問題が残されている。最も大きな問題は、流出に係る土壌の物理性を流域単位で特定するには、土壌はあまりに不均質性が強いことである。これまで森林土壌の浸透能測定や土壌の物理性についての調査、あるいは土層深の計測が行なわれてはいるが、それが河道をも

* 京都大学農学部 (Faculty of Agriculture, Kyoto university)

** 東京大学農学部 (Faculty of Agriculture, University of Tokyo)

*** 日本気象協会 (Japan Association of Weather)

含めた流域単位に適用され、観測された流出と整合したという結果はまだ得られていない。従って、流域流出の特性を記述する帰納的なアプローチが今後とも必要であろう。

本報告では地質が同じで、地形、植生が類似し、かつ相互に隣り合い、また内部流域も含まれる5つの山地小流域で6年間（内1流域は1年間）得られたハイドログラフから、その相違を調べ、また、小流域の水循環過程をシミュレートするためのモデルであるHYCYMODELを適用して、パラメータの相違を検討した結果を述べる。

2. 研究の背景

滋賀県南部に位置する田上山地は風化花崗岩地域である。これらの地域の桐生流域（5.99ha）の水循環過程を説明するためにHYCYMODELが提案され^{1,2,3)}、さらに同地域の植栽年度の異なる小流域にも同モデルが適用された結果、各流域のパラメータの相違は植栽後の経過年数を媒介にして統一的に説明可能であることが明らかになった⁴⁾。その後、適用流域が花崗岩地域から中・古生層の堆積岩地域へ拡張され、直接流出に関与するパラメータは地表植生の状態と関係し、基底流出を大きく支配するのは基岩の種類ではないかという仮説が生まれた⁵⁾。

地表植生の水循環に与える影響を実証的に計測するには、一般に「対照流域法」と呼ばれる方法が用いられる。これは2つの流域を設定して、ある年数で片方の森林除去がなされ、処理前後の相違が非処理流域に対して比較検討される。自然に語らせるという意味では、この方法は確実である。この目的で設定されたのが滋賀県東南部、日野町に位置する竜王山試験流域群であるが、まだ流域処理には至っていない。この予備段階での各流域間のハイドログラフの相互比較が本報告の目的である。

なお、竜王流域の概況と1983年から1986年までの4流域の観測結果は、第一報として1987年に纏められており⁶⁾、本報告はその続報として、さらに新たに設定された最小単位の流域の観測結果を加えて、1984年から1989年までの6年間の観測結果を用いる。

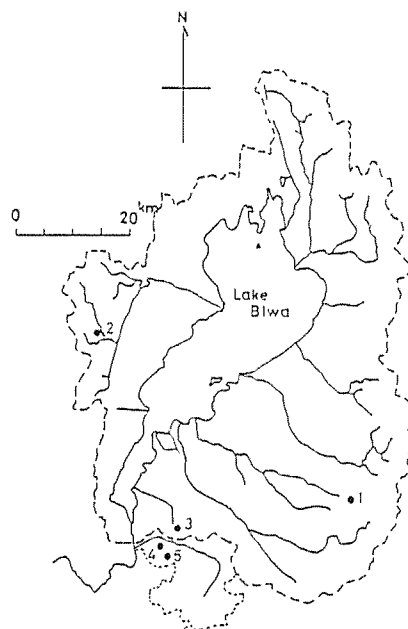


図-1 琵琶湖集水域における竜王山の位置
Fig.1 Location map of Mt.Ryuou in the catchment area of Lake Biwa (1;Mt.Ryuou, 2;Kutuki, 3,4,5;Mt.Tanakami)

3. 竜王水文試験地の概要

1) 位置と観測施設

竜王水文観測流域群は滋賀県東南部の日野町にあり、鈴鹿山脈の支脈に位置する竜王山（914.1m）の南斜面にあたる。図-1は滋賀県での竜王流域と後に参考として用いる田上山の桐生、若女、朽木村の梁ヶ谷流域の位置が示されている。竜王山に開設された5流域は図-2のよ

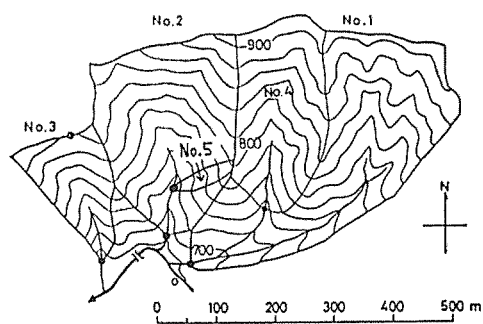


図-2 竜王山における水文観測流域群

Fig.2 Map of the five catchment basins in Mt. Ryuou

(●; site for measuring stream discharge,
○; site for measuring rainfall)

うにNo.1とNo.2, No.3流域が隣り合っており, No.4がNo.1の内部流域, No.5がNo.2の内部流域となっている。まず, 1983年にNo.1~No.3量水堰が設定された。つぎに, 流域面積がhaオーダーで揃うようにとNo.4量水堰が造られ, 1984年の6月から観測が始められた。さらに, 最小の単位流域の流出特性を調べるためにNo.5の集水域でも量水観測が追加された。但し, No.5堰では1989年の1年間だけ量水観測が実施された。No.1~No.4堰ではコンクリート製の直角三角堰で, No.5堰では60度三角ノッチを備えた鋼製水槽で水位観測がなされ, それぞれ自記々録された。降水量は図-2に示されるようにNo.1量水地点の近傍とNo.3流域の稜線上で, いずれも転倒マス型雨量計で自記々録された。さらに, 前者の地点では貯留型雨量計で一週間~二週間ごとの雨量が計られた。稜

線部で計測された雨量は風による補足率低下が認められ, 解析には使われなかった。最終的に, 全流域を代表する雨量は前者の地点における自記計の値を貯留雨量で補正した値が用いられた。流域面積は表-1に示されるように, No.1で12.61ha, No.2で6.62ha, No.3で2.15ha, No.4で4.80ha, No.5で0.27haである。

2) 地質と地形

本地域の地質は丹波・美濃帯に属する中生層の堆積岩(三疊系~ジュラ系)で, かつて古生層と言われていた丹波・美濃帯の南端部に相当する。基岩としては砂岩, 泥岩, チャートのほか石

灰岩も部分的に見られる。斜面の傾斜は全般に急峻であり, 30~35°の斜面が卓越しており, 流域間の差異は小さい。ただ, 面積の大きいNo.1流域は下流部で緩傾斜地帯を含んでいる。各流域の主流源頭部には, いずれも表層崩壊あるいは土石流発生跡が見られ, 溪床には基岩が露出していて, 岩樋・小滝が連なっている。

表-1 観測流域の諸元
Table 1 Topographical factors

Basin Number	NO.1	NO.2	NO.3	NO.4	NO.5
Basin area (ha)	12.61	6.62	2.15	4.80	0.27
Max. altitude (m)	917	907	840	917	805
Min. altitude (m)	686	684	668	735	717

ただ; No.2流域だけは, その源頭部と溪床の大部分に堆積物が厚く覆っており, 通常は流水が伏流している。

3) 植生

流域の林相は図-3に示されるように, 流域ごとに大きな相違はない。No.1流域はスギ, ヒノキから成る人工林がほとんどを覆っているが, 主尾根や主な支尾根では造林木の成長が不良で広葉樹二次林となっている部分が多い。No.2流域との支尾根に沿ってアカマツの疎林が見られる。No.2流域は面積の約半分がスギ, ヒノキの造林地で, 斜面下部ではその成長は良好であるが, 斜面上部では成育不良である。流域の上部約半分はNo.1流域のアカマツ林と同じ林相のものが広く残っている。No.3流域は人工林化が進み, その大半がスギ, ヒノキ人工林である。しかし, 斜

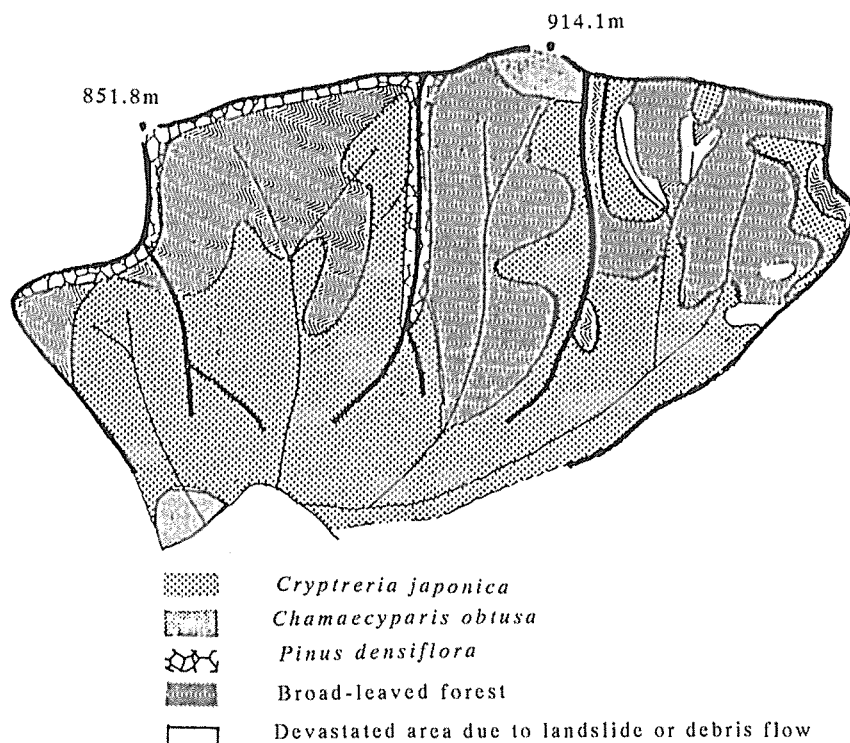


図-3 観測流域群の林相図
Fig.3 Map of vegetation in Mt.Ryuou

面上部や尾根では成育不良で、北西部は樹高の低い落葉広葉樹の二次林となっている。この中にはミズナラ、タムシバ、リョウブ、ホソバアオダモ、コハウチワカエデ、エゴノキ、シロモジなどが多い。

4. 流域相互間のハイドログラフの相違

1984年から1989年までの計6年間の毎年5月1日から10月31日までの無積雪期間のハイドログラフが1時間々隔で図-4 (1)～(3) に示される。期間の総雨量は1984年が1203.2mm, 1985年が1591.8mm, 1986年が1304.5mm, 1987年が1060.0mm, 1988年が1642.5mm, 1989年が1618.6mmである。得られたハイドログラフの相違を量的に算定するために、以下の平均偏差式が使われる。

$$FI = \Sigma [|Qa(t) - Qb(t)| / Qa(t)] / N \quad (1)$$

ここで、 $Qa(t)$ は流域Aにおける観測流量、 $Qb(t)$ は流域Bにおける観測流量、 N は観測データの時間ステップ数である。

全期間の結果は表-2に示される。表-2の縦軸の時間流出量を $Qa(t)$ 、横軸の流出量を $Qb(t)$ として、欠測を除く全期間での平均偏差を示している。No.5流域は1989年の記録だけであるのでデータ数は他より少ない。これを見るとNo.1のハイドログラフに最も近いのはNo.3の流域

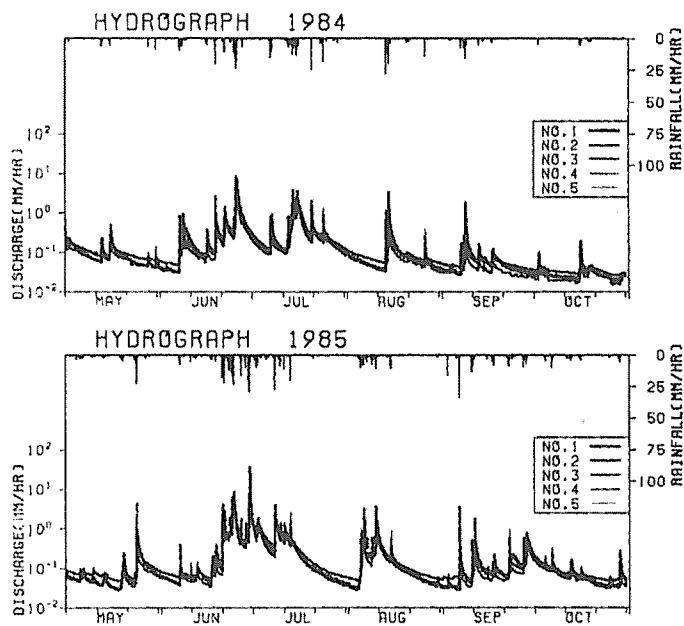


図-4 (1) 観測されたハイドログラフ (1984~1985年)

Fig.4(1) Observed hydrographs (1984-1985)

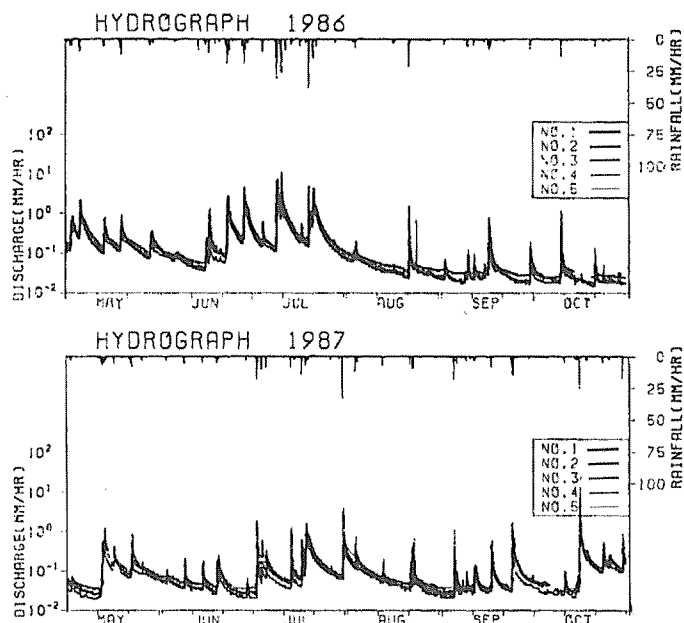


図-4 (2) 観測されたハイドログラフ (1986~1987年)

Fig.4(2) Observed hydrographs (1986-1987)

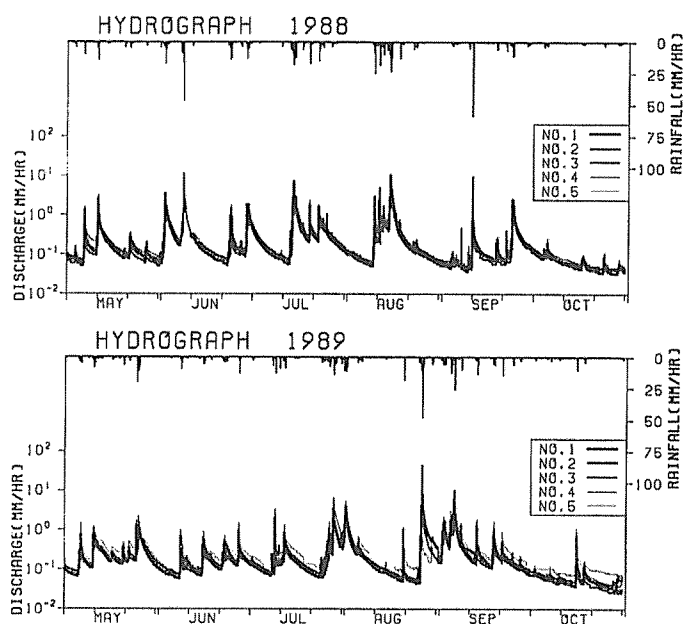


図-4 (3) 観測されたハイドログラフ (1988~1989年)

Fig.4(3) Observed hydrographs (1988-1989)

表-2 各流域で得られたハイドログラフの(1)式による相違

Table 2 Results by Eq.(1) for hourly hydrographs between two basins

	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5
No.1	-	0.247 (25,280)	0.185 (24,784)	0.285 (21,820)	0.606 (4,105)
No.2		-	0.265 (24,458)	0.354 (21,627)	0.571 (4,216)
No.3			-	0.305 (20,984)	0.919 (4,216)
No.4				-	1.432 (4,095)
No.5					-

line; Qa, row; Qb, ();time steps

であり、次いでNo.2, No.4の順で、No.5とは相違が大きいことが分る。一方、No.2と較べると、No.3, No.4, No.5の順に偏差は大きくなっている。さらに、No.3以降では順次その偏差は大きくなる。結局、最も偏差が小さかったのはNo.1とNo.3の間でその値は0.185であることがわかる。次節で各流域へHYCYMODELを適用するが、結果的に得られる計算ハイドログラフは上記の平均偏差を下回ることが目安となる。

5. HYCYMODELの概要

山地小流域のハイドログラフをシミュレートするモデルがHYCYMODELである。その詳細は既に報告しているので^{1,2,3,4,5,7,8)}省略し、ここでは使われるパラメーター群の定義について説明する。流出に関係するパラメーターとしては、不浸透面積比率を定めるC、不浸透部の流出成分の貯

留変換定数 Kc 、浸透部斜面からの早い流出成分である直接流出成分を定める有効土層深の流域平均値 D_{50} (mm)とその標準偏差を定める D_{15} (mm)、表層土層における貯留水の細孔隙への再配分を定める Ku 、および早い流出成分の貯留変換定数 Kh 、基底流出の貯留変換定数 Kb の計7個である。

貯留深, S (mm)と流出量, Q (mm/hr) の変換には

$$S = KQ^P \quad (2)$$

の関係が使われる。べき定数 P については、 Kc, Kh に対して $P=0.6$ 、 Ku には $P=1.0$ 、 Kb に対しては $P=0.1$ と定められている。

一方、HYCYMODEL自体は蒸発散のモデルとは独立ではあるが、基本成分としては樹冠遮断蒸発成分と蒸散成分、不浸透部からの蒸発成分を想定している。遮断蒸発成分は、基本的には樹冠部の最大貯留深 S_1 (mm)と樹体部の最大貯留深 S_2 (mm)、及び樹冠が湿潤状態での遮断蒸発速度 e_i (mm/hr) から求められる。遮断蒸発量はPenman-Monteith式により、湿潤状態の蒸発として推定可能であるが²⁰⁾、微気象の観測値がないと値を定めるのが難しく、ここでは桐生流域と同じく、蒸発速度 $e_i=0.1618$ mm/hrと一定値を取る。蒸散 $Etp(I)$ は桐生流域を含む田上地域で、以下の周期関数で近似できることが判明しており、今回も簡明さを選んで、同じ関数を使うことにする。

$$Etp(I) = \Delta [35 + 30 \sin[30^\circ (I - IG)]] \quad (3)$$

ここで I は月(1~12)であり、パラメータは蒸散ピークの位相差 IG と係数 Δ である。なお、不浸透部での蒸発はポテンシャルとして $Etp(I)$ を与え、補正係数として $Eata$ を用いるが、竜王では $Eata=2$ と一定値とする。なお、蒸散では基底流出に関係する貯留量がある限界値以下になると蒸散抑制が発生すると見なし、その限界流量として Qbc (mm/day)を与える。以上を整理すると、使われる蒸発散パラメータは S_1 、 S_2 、 Δ 、 IG 、 Qbc の計5個である。

6. 適用結果

5流域への適用の結果から、シミュレートされたハイドログラフと観測値との比較の一部を図-5(1)~(5)に示す。また、得られたパラメータを表-3に、全体の誤差を表-4に示す。この誤差計算には式(1)を用い、同式中の $Qa(t)$ を観測流量 $Qob(t)$ に、 $Qb(t)$ を計算流量 $Qca(t)$ に置き変えた。特筆すべき点は流域No.1とNo.2では全期間にわたり大変良好に観測ハイドログラフが再現された点である。全期間の相対誤差はNo.1流域で、0.176、No.2流域で0.182である。表-3のパラメータから両流域のパラメータの相違を見ると、蒸発散関係ではまったく同一で、流出パラメータの内、 C の不浸透面積率では流域No.1が3.2%に対しNo.2が2%と小さい。運動パラメータである Kh は前者の14に対し後者の30、 Kb が前者の370に対し後者の570といずれも後者の直接流出と基底流出が相対的に緩慢な時間変化をしていることが認められる。この相違が表-2における両流域のハイドログラフの違いをもたらしたのである。この流域No.1とNo.2の適合度に較べると、流域No.3とNo.4の適合度は低下しており、さらにNo.5では適合度が最も低い。しかしながら、No.1の内部流域であるNo.4のパラメータの相違は流出パラメータではなく、蒸発パラメータの Δ に大きく表われており、また流域No.2の内部流域No.5も同様に、流

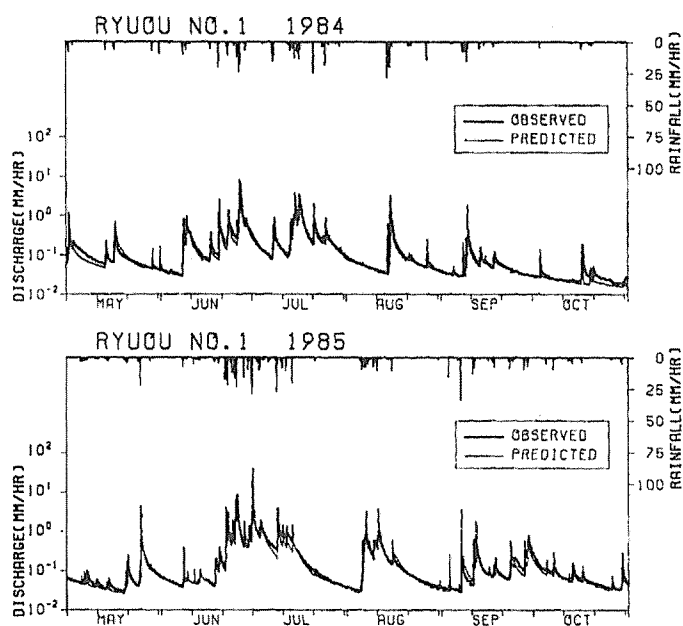


図-5(1) HYCYMODELによる計算値と観測値の比較(流域No.1の例)
Fig.5(1) Predicted hydrographs at No.1 catchment basin in 1984 and 1985

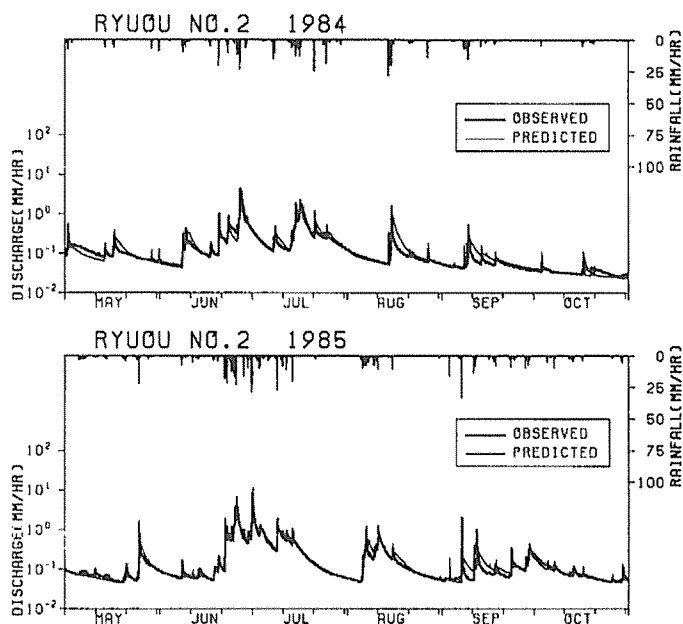


図-5(2) HYCYMODELによる計算値と観測値の比較(流域No.2の例)
Fig.5(2) Predicted hydrographs at No.2 catchment basin in 1984 and 1985

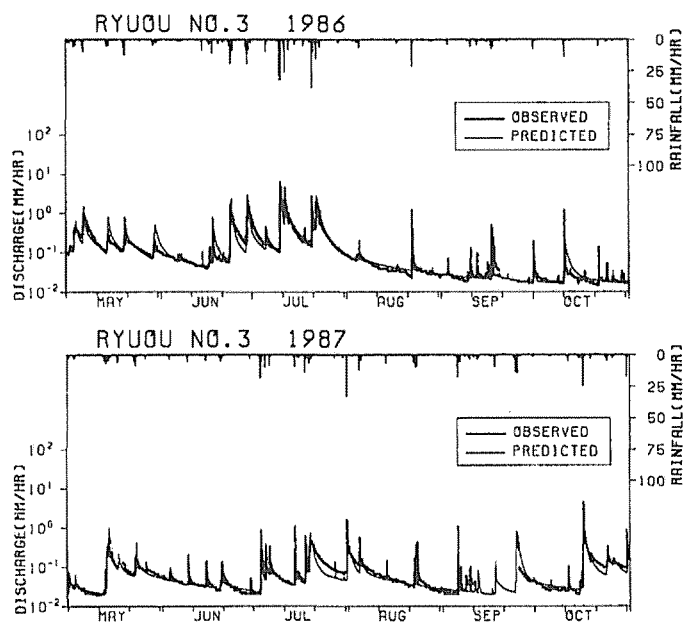


図-5(3) HYCYMODELによる計算値と観測値の比較(流域No.3の例)

Fig.5(3) Predicted hydrographs at No.3 catchment basin in 1986 and 1987

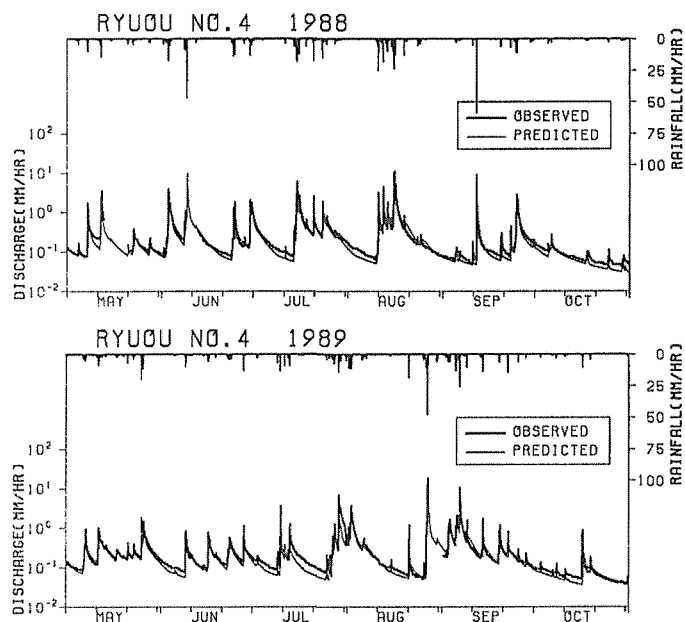


図-5(4) HYCYMODELによる計算値と観測値の比較(流域No.4の例)

Fig.5(4) Predicted hydrographs at No.4 catchment basin in 1988 and 1989

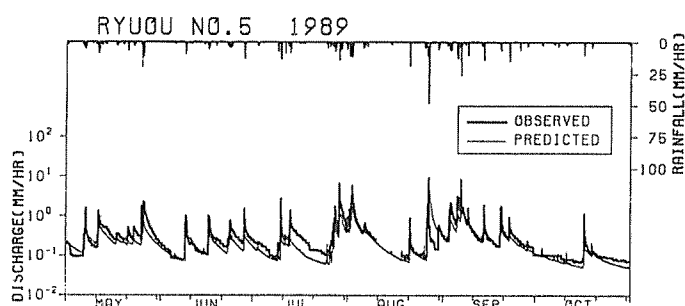


図-5(5) HYCYMODELによる計算値と観測値の比較(流域No.5の例)

Fig.5(5) Predicted hydrograph at No.5 catchment basin in 1989

出パラメータは同様で、蒸発パラメータの Δ の大きな相違として表われていることが分る。そして、流域No.3においても、他の流域との相違はやはり Δ に表われており、流出パラメータでは Kh がNo.1と同じで、 Kb がNo.2と同じと言う折衷型である。

流域設定時には、林相と流域斜面方位が類似しており、蒸発散パラメータの相違は想定していなかった。しかし、解析の結果として、流域間のハイドログラフの相違をもたらす主要な原因は、流域ごとの蒸散量の相違で説明されることになる。それに較べれば、運動パラメータの相違は認められるものの、 C や D_{50} 、 D_{16} 、 Ku など直接流出量を規定するパラメータは、 C のわずかな変化を除けば、すべての流域に共通であった。これは流域間の直接流出量が比較的近似し

ていることを意味している。いま、計算値を使って、毎年の全降雨が直接流出量 Qd 、基底流出量 Qb 、蒸発散量 Ev の3成分に、毎年どのように配分されたかを図-6に見る。No.4流域では1984年6月からの観測であるので、1984年は表示から除外されている。毎年の降雨量の変化で各成分の絶対値は変るが、その中味を詳細に見れば、直接流出量は流域間の相違が少なく、基底流出と蒸発散成分に差異が大きいように見られる。すなわち、No.1とNo.2流域に較べると、No.3流域

表-3 得られたHYCYMODELパラメータ
Table 3 Obtained parameters for HYCYMODEL

	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5
(Parameters for runoff)					
C	0.032	0.020	0.020	0.032	0.04
$D_{50}(\text{mm})$	35.0	35.0	35.0	35.0	35.0
$D_{16}(\text{mm})$	5	5	5	5	5
$Kc(\text{mm}^{2/5}\text{hr}^{3/5})$	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
$Kh(\text{mm}^{2/5}\text{hr}^{3/5})$	14.0	30.0	14.0	14.0	30.0
$Ku(\text{hr})$	25.0	25.0	25.0	25.0	25.0
$Kb(\text{mm}^{9/10}\text{hr}^{1/10})$	370	570	570	370	570
(Parameters for evapotranspiration)					
$Q_{bc}(\text{mm/day})$	2.0	2.0	1.5	2.0	2.0
Δ	1.36	1.36	1.6	1.0	1.0
$IG(\text{month})$	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3
$S_1(\text{mm})$	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1
$S_2(\text{mm})$	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37

表-4 観測値と計算値との相対誤差
Table 4 Relative errors between observed and predicted hydrographs

	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5
Relative errors	0.175	0.182	0.264	0.218	0.3426
Step numbers	26,018	25,668	25,262	22,062	4,216

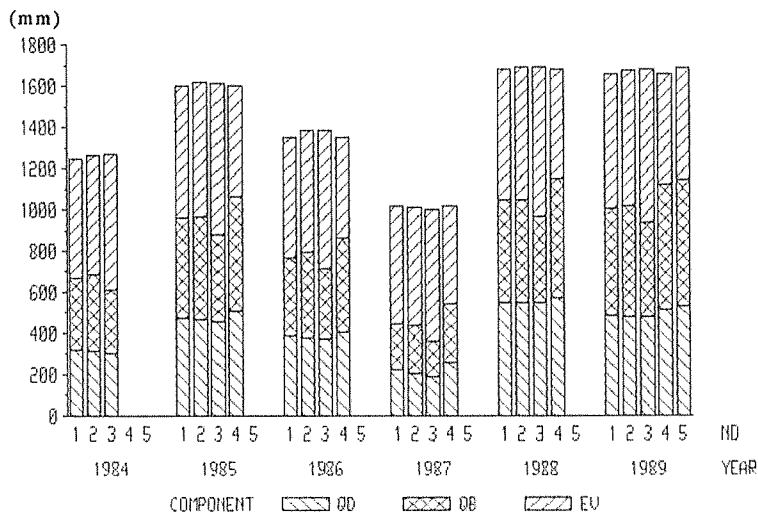


図-6 毎年の流出成分分布 (QD;直接流出量, QB;基底流出量, EV;蒸発散量)

Fig.6 Distribution of Hydrological components
(Qd;direct runoff, Qb;Base flow, Ev;evapotranspiration)

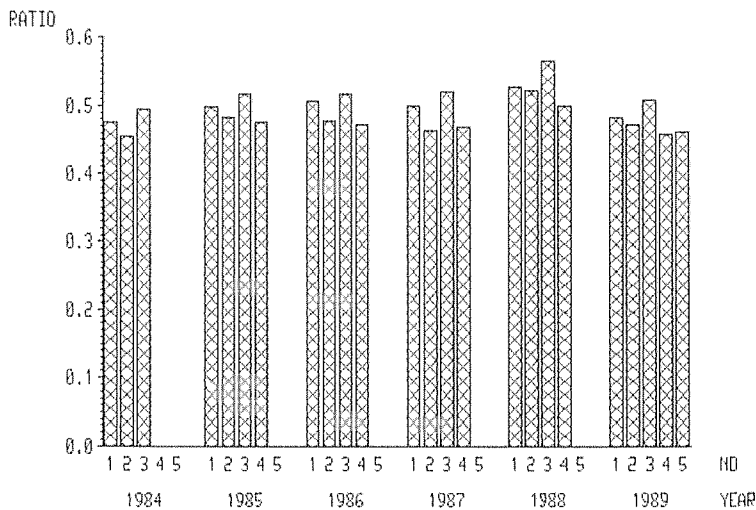


図-7 総流出量に占める直接流出量の比率

Fig.7 Ratio of direct runoff for total runoff

直接流出成分や蒸発散成分の比率がほぼ同じであった点もこの推測を肯定するであろう。

つぎに、全流出量に占める直接流出量の比率を、直接流出率として図-7に示す。全体としては総雨量の多少によらず、ほぼ45%から55%の範囲に安定している。No.1とNo.3で直接流出率が少し高く、No.2, No.4, No.5のそれは若干低い傾向が認められる。No.3はハイドログラフの解析上、基底流出量の一部が蒸発散量に変わったためであり、No.4とNo.5ではその逆と判断される

の基底流出量は少なく、No.4とNo.5のそれは多い。蒸発散成分はその逆の傾向となる。

一般に、森林に覆われており、斜面方位も同一と見なされる地域では、水循環成分の内、蒸発散量が広域的な代表性を有する成分である。しかしながら、今回の解析では、その蒸発散量の流域間の変化が大きい。この原因は、堰地点以外の地下水の流入・流出があったとみなすべきかも知れない。これまでの多くの流出観測の経験からは、その影響は概して小流域に強く表われる傾向にある。その点から見れば、竜王山流域群で流域面積が大きい方であったNo.1, No.2流域の結果が信頼性が高いと判断される。特にハイドログラフの応答性は異なったものの、降雨に占める

ためであるが、図－6を見る限り、実際の直接流出量の流域間の相違は少ない。

7. 他の流域で得られたHYCYMODELパラメータとの比較

表－5に風化花崗岩地域と、他の中・古生層地域において、これまで得られているHYCYMODELパラメータを竜王流域群との比較のために記しておく。まず、同定された蒸発散関係のパラメータを検討する。

表－5 既存流域で得られているHYCYMODELパラメータ

Table 5 Parameters for HYCYMODEL obtained in other catchment basins

(Condition for basin)						
Geology	Weathered granite			Sedimentary rock		
Region	Mt.Tanakami		Aburahi	Kutuki		Ashu
Basin name	Kiryu ¹⁾	Jakujo ¹⁾	R.Soma ¹⁾	Yana ¹⁾	Sub-Yana ¹⁾	Yusen ¹⁾
Basin area (ha)	5.99	2.89	23.7	70.0	4.06	7.95
Vegetation*1)	Pd,Co	PT,Co	Pd,Co	Qm,Fc	Db	Cj,Fc,Qm
(Parameters for runoff)						
<i>C</i>	0.035	0.04	0.035	0.035	0.025	0.03
<i>D₅₀</i> (mm)	50	40	60	100	50	100
<i>D₁₀</i> (mm)	10	8	20	20	10	10
<i>K_c</i> (mm ^{2/3} hr ^{3/5})	2	2	2	2	2	2
<i>K_h</i> (mm ^{2/3} hr ^{3/5})	10	30	15	30	30	15
<i>K_u</i> (hr)	21.7	21.7	21.7	10	10	12.5
<i>K_b</i> (mm ^{9/10} hr ^{1/10})	808	808	808	687	687	687
(Parameters for evapotranspiration)						
<i>Q_{bc}</i> (mm/day)	0.95	0.95	-	2.0	2.0	2.0
<i>Delta</i>	1.0	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0
<i>IG</i>	5.0	4.5	5.0	5.0	5.0	5.0
<i>S₁</i> (mm)	1.44	1.44	1.44	1.44	1.44	1.44
<i>S₂</i> (mm)	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53
<i>E_{ata}</i>	2.0	1.0	2.0	2.0	2.0	2.0

*1) Co; *Chamaecyparis obtusa*, Cj; *Cryptomeria japonica*, Pd; *Pinus densiflora*, PT; *Pinus Thunbergii*, Pp; *Pinus pentaphylla*, Db; Deciduous broad-leaved forest, Fc; *Fagus crenata*, Qm; *Quercus mongolica*

度となり、同期間の桐生流域の10年平均蒸発散量511mmよりも約100mmほど多い。

つぎに、流出パラメータを比較する。花崗岩地域では $Kb=808\text{mm}^{9/10}\text{hr}^{1/10}$ と全域に共通であり、 D_{50} は大きくても60mmであったが、中・古生層地域ではこれまで $Kb=687\text{mm}^{9/10}\text{hr}^{1/10}$ と花崗岩地域よりも小さく、 D_{50} は50～100mmと大きく変動していた。竜王地区では $Kb=570\text{mm}^{9/10}\text{hr}^{1/10}$ あるいは $Kb=370\text{mm}^{9/10}\text{hr}^{1/10}$ とさらに小さくなっており、 D_{50} はこれまでの中・古生層地域での最小値50mm

よりもさらに小さく $D_{50}=35\text{mm}$ と同定された。 Kb の違いは花崗岩地域に較べて、中・古生層地域における基底流出の減衰が大きい傾向をよく説明している。また、花崗岩地域の土壌は一般に養分が乏しく、良好な森林が成立しているところが比較的少ないが、中・古生層地域では森林管理によっては有効土層深が花崗岩地域よりもさらに大きい値となる、すなわち直接流出量を低下させることが期待できる可能性があると判断していたが、その考え方で竜王山の小流域群の結果を見れば、現在の有効土層深が $D_{50}=35\text{mm}$ ときわめて小さい値である点が顕著である。斜面中・上部の樹木が成育不良であるとの知見や、崩壊・土石流の痕跡を流域内に認めた点などを総合すれば、竜王山では水循環に関与する森林土壌化が初期の段階にあると推察できる流域である。

謝 辞

本研究は日本生命財団の研究助成「水資源の保全に関する研究」(昭和57年～59年)を受けた。また、本研究における記録の集計や計算は京都大学大型計算機センターのシステムを利用した。

引 用 文 献

- 1) 福島義宏・鈴木雅一 (1986) 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. 京大演報. 57. 162-174
- 2) 福島義宏・鈴木雅一 (1987) 山地小流域を対象とした長・短両用流出モデル. 京大水資源研究センター研究報告. 7. 35-52
- 3) Fukushima, Y. (1988) A model of river flow forecasting for a small forested mountain catchment. Hydro. Processes. 2. 167-185
- 4) 福島義宏 (1987) 花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響. 水利科学. 177. 17-34
- 5) 福島義宏・友村光秀・鈴木雅一・窪田順平 (1989) 暖候性の古生層山地流域における降雨・降雪と流出 (I) - 無雪期の流出特性 -. 日本林学会誌. 71 (5). 187-195
- 6) 鈴木雅一・福島義宏・窪田順平 (1987) 竜王山試験流域の水文観測. 京大演報. 59. 165-175
- 7) 福島義宏・鈴木雅一・武居有恒 (1988) 芝生地の森林地に対する水文特性の相違. 新砂防. 40 (5). 4-13
- 8) 福島義宏 (1992) 山地流域における雨水流出の予測. 森林水文学. 文永堂出版 (塚本良則編). 171-194
- 9) Drothea Agnes Rampisela, Masakazu Suzuki and Yoshihiro Fukushima (1990) Application of the Penman-Monteith Model to the Estimation of the Evapotranspiration Rate of a Forested Watershed. J. Jpn. For. Soc. 72(1). 1-10
- 10) 中島 皇・福島義宏・大島誠一 (1992) 暖候性積雪地域の山地小流域における流出特性 (I). 京大演報. 64. 75-87

Résumé

Five close small catchment basins were set up at the southern slope of Mt. Ryuou (914.1m a.s.l.) in the south-east of Shiga Prefecture for the field research of forest effects on streamflow and nutrient movement. Hydrographs from May to October in non-snow season during six years for four catchments and a hydrograph during a year for a catchment basin are compared with each other, and parameters on HYCYMODEL, which is a model forecasting streamflow from rainfall data at the interval of an hour, are determined for a

pre-treatment period. All catchment basins are underlain by sedimentary rock and are mainly covered by *Cryptmeria japonica* and *Chamaecyparis obtusa*. Concerning topography and vegetation, the differences between each basin are negligible. Hydrographs, however, show clear differences each other. Parameters on HYCYMODEL show that these differences depend upon runoff and evapotranspiration processes. Furthermore, these five catchments are presumed to possess the following hydrological features; the effective top soil layer on direct runoff is very shallow and the recession constant on base flow shows features of soil made of sedimentary rock in Mesozoic Era, compared with the parameters already determined by HYCYMODEL in other regions.