

甲突川水系川田川上流の森林流域における水文観測

地頭 蘭 隆・下川 悦 郎
(森林資源環境学研究室)

Hydrological Observations at the Forested Watershed in the Headwater of the Kotsuki River in Southern Kyushu

Takashi JITOSONO and Etsuro SHIMOKAWA
(Laboratory of Watershed Management and Forest Products Technology)

はじめに

森林は、水資源の涵養や洪水の調節などによって代表される公益的效果により人間の生活環境に重要な影響を及ぼしている。水源山地の森林流域における雨水の流出機構を解明することは、森林のこのような効果を定量的に把握する上で重要である。著者らは、南九州地域において流域条件の異なる複数の試験流域を設定し水文観測を行い^{1,2,3,4,5,6)}、流域条件と流出現象との関係解析を行っている⁷⁾。

本報告は、これらの水文観測のうち、鹿児島市の水源地である甲突川上流の川田川に設置された試験流域（郡山試験流域）について解析を行ったものである、なお、解析対象期間は1983～1989年の7年間である。

試験流域の位置および概況

試験流域は、鹿児島市を貫流し鹿児島湾に流入している甲突川水系川田川の上流部に位置している (Fig. 1)。

試験流域の地形、地質、植生などの調査結果については既に報告している¹⁾。ここでは、その概況について述べる。

試験流域は面積27.41ha、標高250～485mに分布し、下流部が狭く上流部が広がった形状をなしており、水系は羽状に発達している (Fig. 2)。表流水は本流の標高370m付近まで見られる。縮尺5000分の1地形図上で流域に1 cm×1 cmの方眼をかけ、方眼内の等高線本数から傾斜を求め流域全体で平均した流域平均勾配は29.5度である。

現地調査により作成した試験流域の表層地質図を Fig. 2 に示す。地質は、新第三紀ないし第四紀更新世と考えられる玄武岩質安山岩、凝灰質堆積岩類（砂岩・頁岩・泥岩）、および安山岩によって構成されている⁸⁾。標高390m付近を境にして堆積岩類を新期の安山岩が覆っている。本流の標高320m地点の滝は断層崖であり、その走向はN35°～45°Eである。本流の谷も断層の一部と考えられ、本流右岸側は標高290m地点まで堆積岩類が分布しているが、本流左岸側は玄武岩質安山岩が分布している。量水堰のある流域最下流部は堆積岩類となっている。

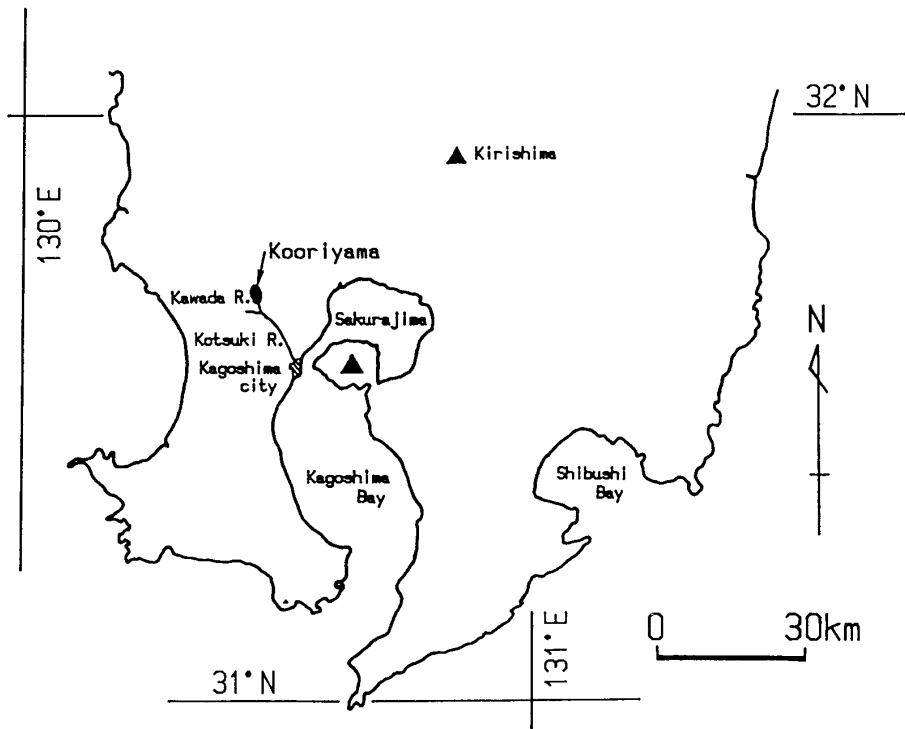


Fig. 1 Location of the experimental watershed.

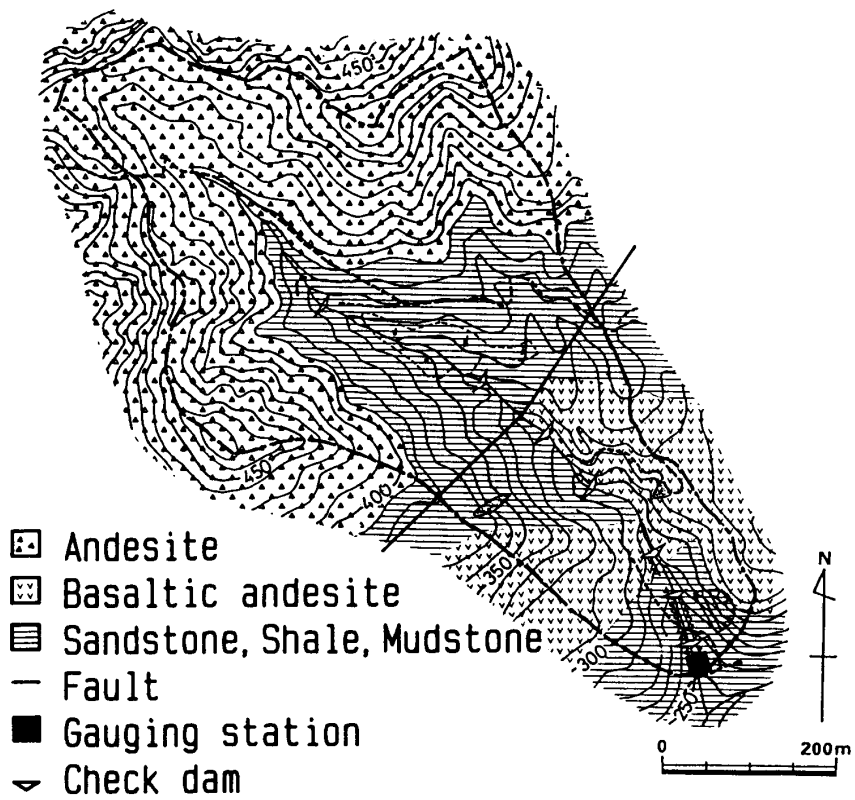


Fig. 2 Topography and geology of the experimental watershed.

試験流域一帯の土壌は、褐色森林土壌に分類され、土層が厚く腐植に富み構造も発達している⁸⁾。試験流域内での土壌断面の観察によると、最表層のAo層は森林特有の有機物層、その下位のA~B層は黒色~黒褐色を呈する有機物と無機物の混合層、さらにその下位のC層は灰褐色~褐色を呈し、岩石が風化した土壌母材層となっている。

試験流域の植生は、流域の大部分が森林であり、スギ（一部ヒノキ）を主体とした人工針葉樹林が多く約86%を占め、残りはシイ類、ツバキ、カシ類などを主体とした壮齢の広葉樹林である。

雨量・流量観測方法

水文観測施設は、試験流域の下流端に設置され、量水堰堤、湛水池、水位計および雨量計から構成される⁹⁾。また、量水施設の上流部には治山ダムが7基設置されている。この内2基は満砂しているが、残りの5基は貯砂機能を有している。量水堰は頂角120度の刃形三角堰と長方形堰からなる複合堰であり、水位50cm以下に対しては刃形三角堰によって対応し、水位50cm以上に対しては刃形三角堰に長方形堰を加えた断面によって対応している。水位は振動の影響を防ぐため貯水を観測井戸に導き、フロートを介して測定され、雨量は1回転倒0.5mmの転倒ます型雨量計により測定されている。

水位流量関係は、実測された水位と流量の関係から決定した。流量の実測は、低水位の場合は堰の越流量を直接測定する方法により、また、高水位の場合は湛水池において棒浮子および小型プライス流速計を用いて測定した流速と流積から求める方法で行った。水位流量曲線は、水位を H (m)、流量を Q (m^3/s) とすると次式で表される (Fig. 3)。

$0 < H \leq 0.5$ m の場合

$$Q = 3.175H^{2.514} \quad (1)$$

$0.5 < H$ の場合

$$Q = 4.292H^{2.949} \quad (2)$$

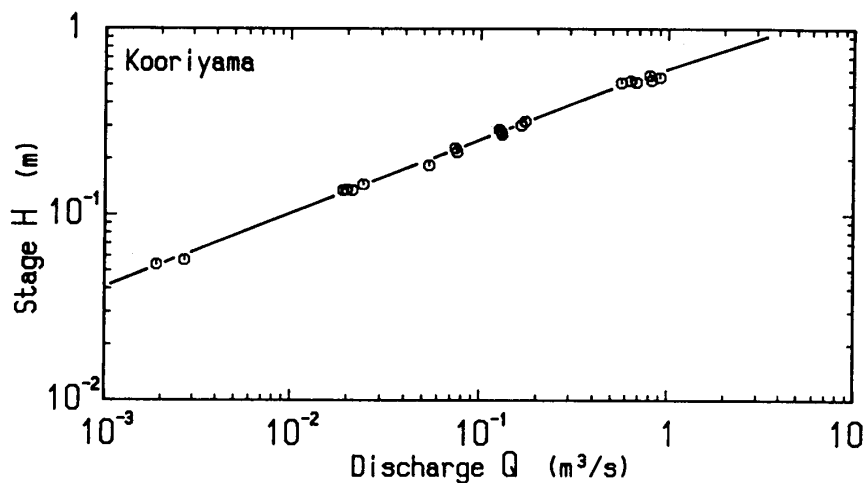


Fig. 3 Relationship between stage and discharge of gauging weir.

降水量および流出量

1. 月降水量および月流出量

試験流域における1983～1989年の各月の降水量および流出量を Table 1 に示す。1983～1989年の月降水量の平均値によると、12月が最も少なく、6月が最も多い。月流出量は最も少ない月は月降水量と同様に12月であるが、最も多い月は7月となっている。月降水量と月流出量の最大月が異なる原因は、6月下旬に梅雨末期の大雨が発生することが多く、それに伴う流出が7月まで影響することに関係している。12月の降水量および流出量が最小となっていることから試験流域における1水年は1月から12月までと定められる。

2. 水収支

山地流域では一定期間について次の水収支式が成立する¹⁰⁾。

$$P = R + L + \Delta S \quad (3)$$

ここで、 P は降水量、 R は流出量、 L は消失量、 ΔS は貯留量の変化量である。1水年を対象期間にとれば $\Delta S = 0$ とみなせるため、(3)式は次のようになる。

$$P = R + L \quad (4)$$

1水年の降水量 P と流出量 R を実測すれば1水年の消失量 L が算出される。前節で述べたように

Table 1 Monthly precipitation and monthly runoff at Kooriyama watershed

Monthly precipitation (mm)

Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
1983	79.0	135.0	347.0	397.0	343.5	663.5	309.5	217.0	459.0	92.5	30.0	41.0
1984	56.0	87.0	122.5	219.5	196.0	491.0	135.0	489.0	145.5	33.5	57.0	64.0
1985	52.0	240.0	293.0	123.5	315.5	352.5	282.0	270.5	204.5	109.0	118.0	87.5
1986	107.0	98.0	157.0	233.5	252.0	380.0	362.5	99.0	215.5	110.5	40.5	154.5
1987	107.0	120.5	325.0	277.0	384.5	200.5	612.0	461.5	149.0	304.5	147.5	42.0
1988	37.5	76.0	186.0	213.0	204.5	451.5	209.5	388.5	288.0	26.0	88.5	34.0
1989	191.5	236.0	178.5	90.5	274.5	289.5	520.5	144.0	424.0	30.5	31.5	46.0
Average	90.0	141.8	229.9	222.0	281.5	404.1	347.3	295.6	269.4	100.9	73.3	67.0

Monthly runoff (mm)

Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
1983	14.1	37.5	230.1	377.1	231.4	644.9	330.9	45.5	354.4	41.5	8.4	4.1
1984	13.2	32.0	30.3	125.4	54.1	405.5	85.6	356.7	60.4	11.7	22.4	17.8
1985	14.7	78.8	235.3	85.0	203.6	262.6	302.9	91.2	89.0	46.8	15.3	15.6
1986	64.6	38.5	57.1	154.6	138.7	275.6	347.0	16.4	71.8	10.7	1.5	24.0
1987	41.2	52.8	226.5	189.9	330.1	118.7	517.5	361.0	39.7	142.3	86.6	9.0
1988	7.8	19.3	58.9	124.2	126.2	318.1	136.2	282.9	160.5	21.0	14.1	5.8
1989	36.6	163.2	85.7	37.1	214.7	154.9	555.8	99.3	392.8	25.0	8.3	3.9
Average	27.5	60.3	132.0	156.2	185.5	311.5	325.1	179.0	166.9	42.7	22.4	11.5

試験流域の1水年は1月から12月までと定められることから、1983~1989年の降水量 P 、流出量 R 、および消失量 L をまとめると Table 2 のようになる。各年の降水量、流出量、消失量の7年間平均値はそれぞれ2522.7mm, 1620.6mm, 902.1mm である。消失量=蒸発散量とみなせば、試験流域における年蒸発散量の7年間平均値は約900mm であり、南九州における標準的な値とされる900~1000mm¹¹⁾ とほぼ同様の値を示している。

Fig. 4 は、試験流域における7年間の年降水量 P と年流出量 R の関係を示したものである。両者の間には直線の関係がみられ、年蒸発散量を900mm とすると、

$$R = P - 900 \quad (5)$$

となり、図中の実線で表される。

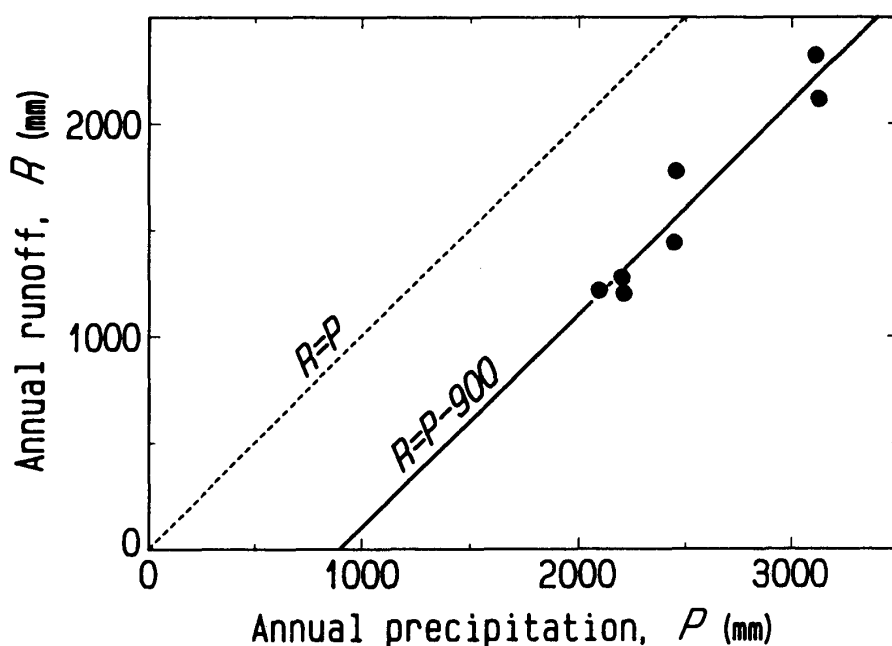


Fig. 4 Relationship between annual precipitation and annual runoff.

Table 2 Annual precipitation, runoff and loss at Kooriyama watershed (mm)

Year	Precipitation	Runoff	Loss
1983	3114.0	2319.9	794.1
1984	2096.0	1215.0	881.0
1985	2448.0	1440.8	1007.2
1986	2210.0	1200.5	1009.5
1987	3131.0	2115.2	1015.8
1988	2203.0	1275.2	927.8
1989	2457.0	1777.4	679.6
Average	2522.7	1620.6	902.1

3. 流出率

Fig. 5は、1983～1989年の月降水量に対する月流出量の割合(月流出率)の変化を示したものである。月流出率は非常に散らばっており、100%以上となる場合もある。これは、月流出量がその月の降雨量だけでなく、その前月の降雨量にも影響されていることに原因している。特に月末に大雨が発生した場合、翌月の月流出率は非常に高くなっている。1～12月の各月の7年間平均の月流出率を求めると、1月29.8%、2月39.3%、3月51.0%、4月65.0%、5月62.9%、6月72.9%、7月90.0%、8月52.0%、9月52.9%、10月48.8%、11月26.5%、12月16.9%であり、7月に最大値、12月に最小値を示している。季節的な月流出率の平均値を求めると、夏期を中心とした4～9月は約66%、冬期を中心とした10～3月は約35%となっている。

年降水量に対する年流出量の割合で表される年流出率を1983～1989年について求めると、1983年74.5%、1984年58.0%、1985年58.9%、1986年54.3%、1987年67.6%、1988年57.9%、1989年72.3%であり、少雨年の流出率は低く、多雨年の流出率は高い傾向がみられる。

短期流出特性

1. 直接流出

試験流域の短期流出(洪水流出)特性を把握するために一雨ごとのハイトグラフとハイドログラフを作成した。ハイトグラフおよびハイドログラフ作成の時間間隔は、試験流域が小流域であることから精度よく把握できるように10分間隔で行った。一雨ごとのハイトグラフとハイドログラフから総雨量、降雨強度、直接流出量、直接流出率、直接流出継続時間、初期流量、ピーク流量などの水文因子を算出した。なお、短期流出の解析は、流域内における治山ダム群の建設が終了した1985年以降を対象期間とする。1985～1989年に得られた一雨データは124個である。

直接流出量の算定には種々の方法が提案されているが、ここでは、Fig. 6に示されるように、ハイ

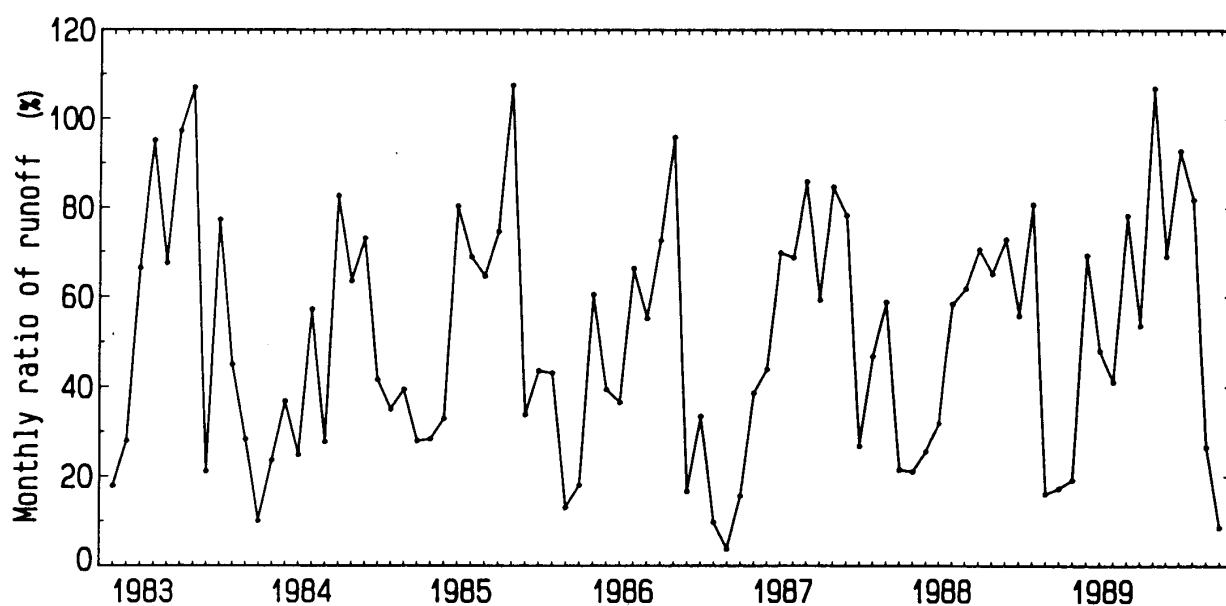


Fig. 5 Fluctuation of monthly ratio of runoff.

ドログラフの立ち上がり点の A 点と G 点を直線で結び、その直線とハイドログラフで囲まれる斜線部分を直接流出成分とする方法¹²⁾を採用した。G 点の決定方法は次のようである。流量を対数目盛、時間を普通目盛とした片対数方眼紙上にハイドログラフをプロットすると、その減水部は一般にいくつかの直線からなる折線に近似される。その第 2 折線と第 3 折線の境、すなわち第 2 折曲点を G 点とした。この方法では、第 1 折曲点の時刻で表面流出が、第 2 折曲点の時刻で中間流出が終了したと考えられている。しかし一雨の降雨状況によっては、ハイドログラフに表面流出成分あるいは中間流出成分が分割できない場合がある。この場合は第 1 折曲点を G 点とした。

Fig. 7 は、総雨量 P_D と直接流出量 Q_D の関係を普通方眼紙上にプロットしたものである。 Q_D は P_D の増加に伴い指数関数的に増加している。両者の間に最小自乗法により指数曲線を適合させると、

$$Q_D = 2.379 \times 10^{-3} P_D^{2.017} \quad (r = 0.925^{***}) \tag{6}$$

で表された (図中実線)。相関係数 r は危険率 0.1% 以内で高度に有意である。

Fig. 8 は、Fig. 7 に示された P_D と Q_D の関係を初期流量 (増水開始時の流量) Q_I をパラメーターとして両対数方眼紙にプロットしたものである。図において、+印と破線 A は $Q_I < 0.2\text{mm/hr}$ の関係とその回帰曲線を、●印と破線 B は $Q_I \geq 0.2\text{mm/hr}$ の関係とその回帰曲線を表す。流域に降雨があった場合、流域からの流出量は降雨開始時の土壌の含水状態に影響される。初期流量 Q_I は、この流域土壌の乾湿度を表す指標値として取り上げた¹³⁾。すなわち、 $Q_I \geq 0.2\text{mm/hr}$ は $Q_I < 0.2\text{mm/hr}$ より相対的に流域土壌が湿潤な状態にあることを意味する。 P_D が同じ程度である場合、 Q_I が大きい方が Q_D は多くなっている。共分散分析法により破線 A と B の回帰式を比較すると、回帰係数には差は認められなかったが、回帰定数には危険率 1% 以内で差が認められた。

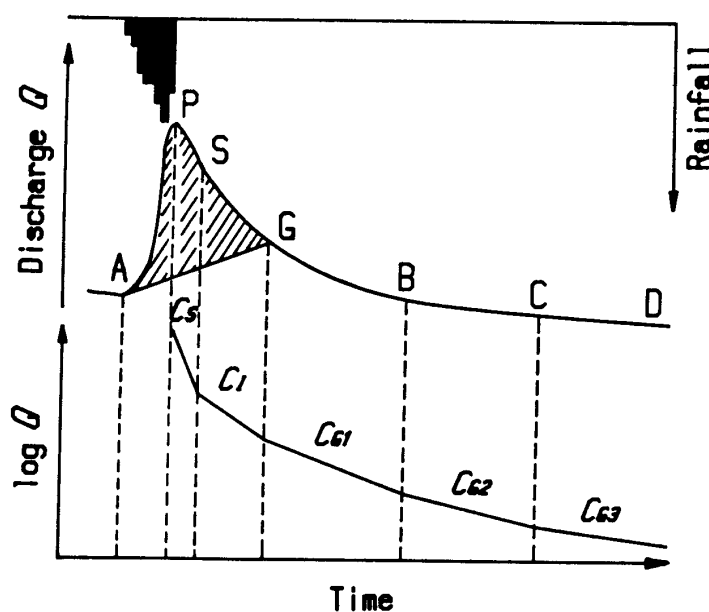


Fig. 6 Direct runoff and recession coefficient in flood hydrograph.
 ▨: Direct runoff.
 C_s, C_I, C_{GI} : Recession coefficient.

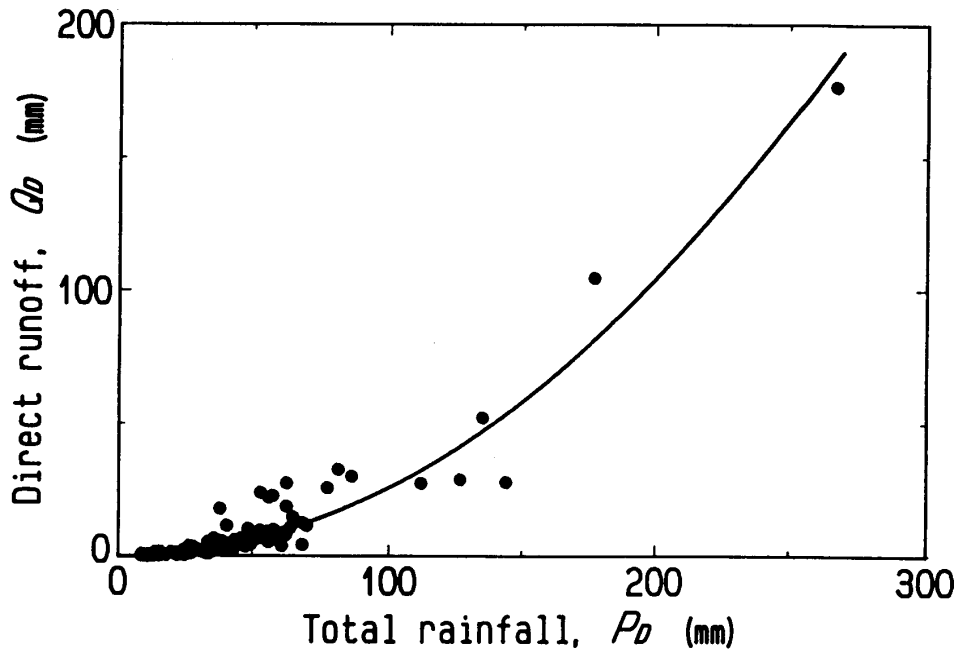


Fig. 7 Relationship between total rainfall and direct runoff.

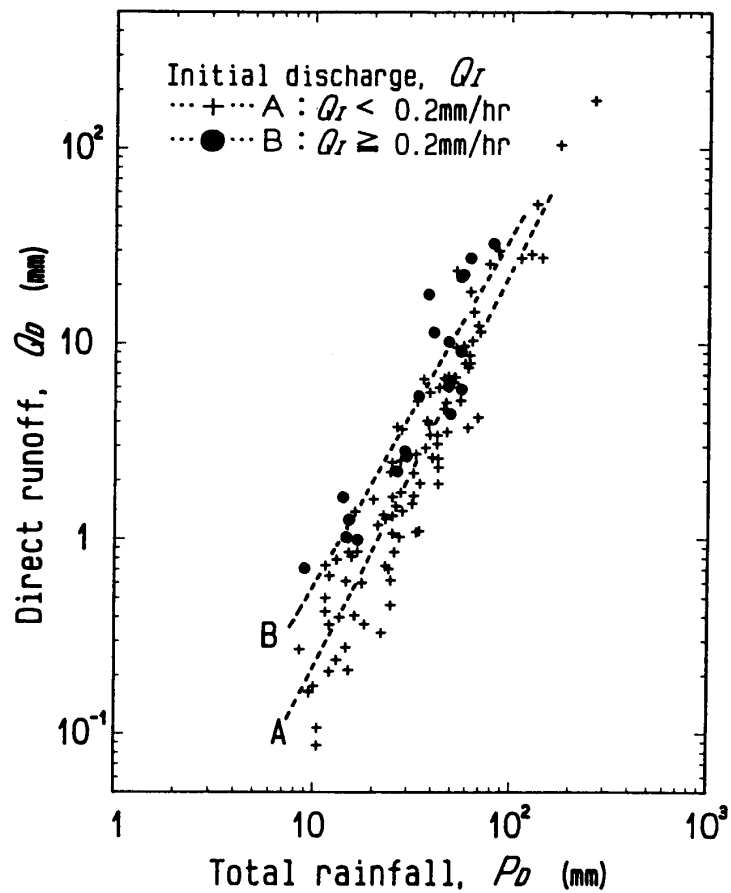


Fig. 8 Relationship between total rainfall and direct runoff at logarithmic paper.

直接流出率 R_D は、0.8~66.3%の範囲、平均12.0%であった。Fig. 9は、総雨量 P_D と直接流出率 R_D の関係をプロットしたものである。 R_D は P_D の増加に伴い増大しているが、しだいに増大率は小さくなり、一定値を示すようになっている。降雨強度と直接流出率の関係においても同様の傾向が認められた。

直接流出継続時間 T_D は、5.2~64.5hrの範囲、平均20.8hrであった。 T_D と総雨量 P_D の間に正の相関関係が認められ、雨量が多いほど流出時間は長くなっている。 T_D と降雨強度の間には関係は認められなかった。

Fig. 10は、直接流出が行われている期間の最大60分間雨量 P_{60P} とハイドログラフのピーク流量 Q_P の関係を初期流量 Q_I が0.2mm/hr未満(+印)と0.2mm/hr以上(●印)の場合に分けてプロットしたものである。図中の破線AおよびBは両者の間に指数曲線を当てはめた場合のそれぞれの回帰曲線である。 P_{60P} が同じ程度である場合、 Q_I が大きい、すなわち流域土壌が湿潤な状態にある方が Q_P は大きくなっている。共分散分析法により破線AとBの回帰式を比較すると、回帰係数には差は認められなかったが、回帰定数には危険率5%以内で差が認められた。

2. 減水曲線

ハイドログラフの減水部は次の指数関数式で表される。

$$Q_t = Q_0 e^{-Ct} \quad (7)$$

ここで、 Q_0 ：減水曲線のある時点における流量、 C ：減水係数、 t ：時間、 Q_t ：ある時点から t 時間後の流量である。片対数方眼紙上にプロットされた一雨ハイドログラフの減水部(Fig. 6)において、直線で近似された各折線の継続期間に上式を最小自乗法で適合させ、各継続期間の減水係数を算出した。

表面流出が卓越しているPS間(Fig. 6)の減水係数 C_s は0.063~0.306hr⁻¹の範囲にあり、平均0.135hr⁻¹であり、中間流出が卓越しているSG間の減水係数 C_I は0.028~0.121hr⁻¹の範囲にあり、

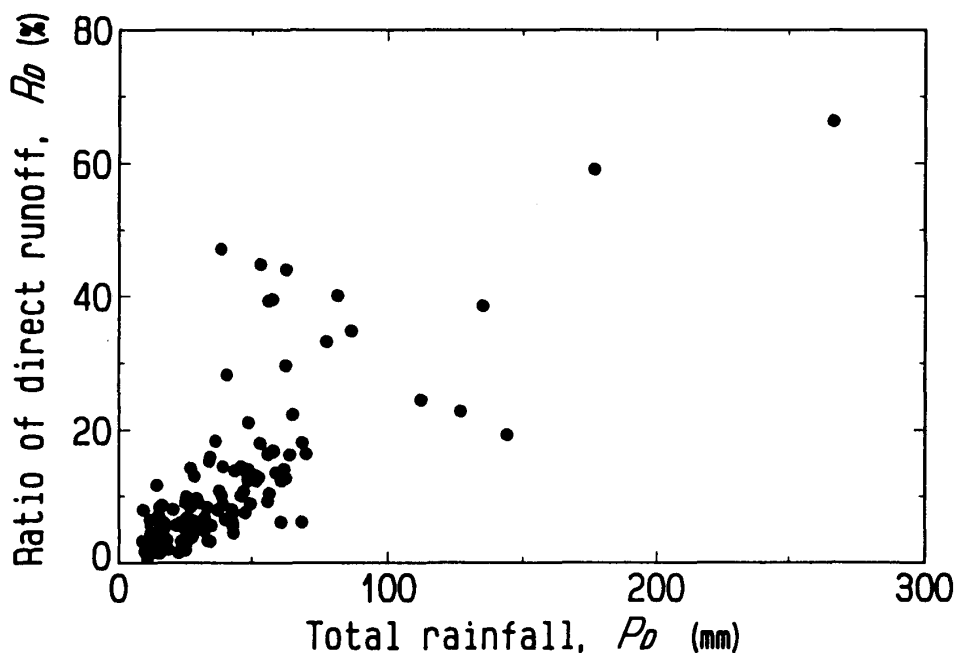


Fig. 9 Relationship between total rainfall and ratio of direct runoff.

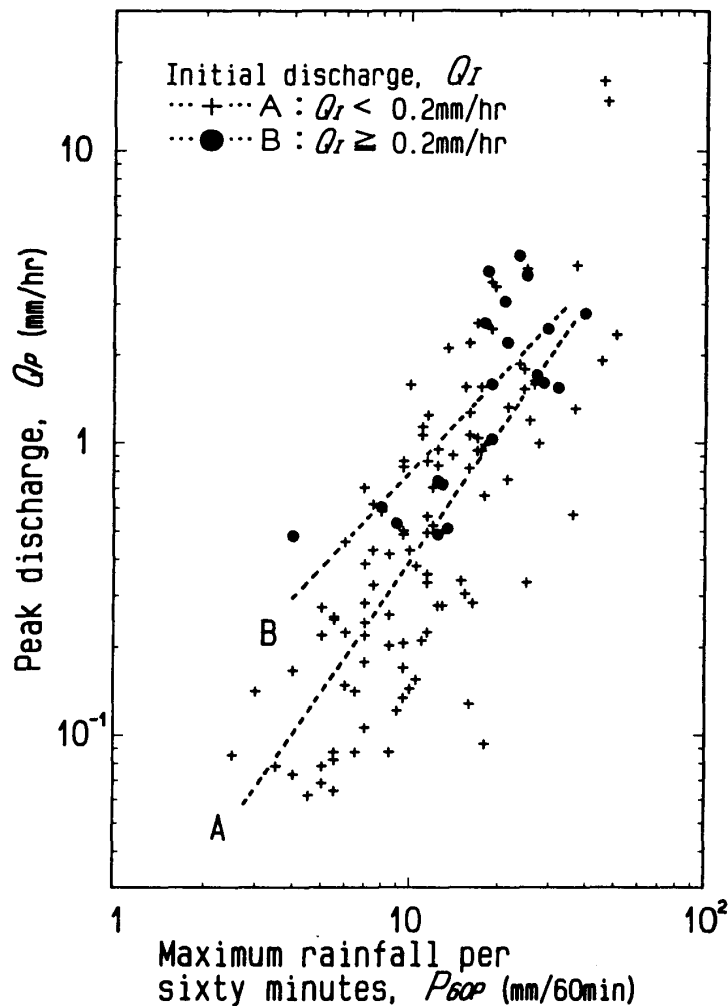


Fig. 10 Relationship between maximum rainfall per sixty minutes and peak discharge.

平均 0.056hr^{-1} である。また、地下水流出のみが行われている GB 間の減水係数 C_{G1} (地下水減水係数) は $0.004\sim 0.033\text{hr}^{-1}$ の範囲にあり、平均 0.021hr^{-1} である。

減水係数間の回帰分析を行った結果、 C_s と C_l の間および C_l と C_{G1} の間には危険率 0.1% 以内で高度に有意な正の相関が認められ、 C_s と C_{G1} の間には危険率 5% 以内で有意な正の相関が認められた。

減水係数と降雨因子の関係を調べた結果、 C_s および C_l は総雨量とは相関が認められなかったが、降雨強度とは危険率 1% 以内で有意な正の相関が認められた。すなわち、表面流出や中間流出が卓越している期間の減水は総雨量より降雨強度に強く影響されている。 C_{G1} は総雨量および降雨強度とともに有意な正の相関が認められた。

地下水減水係数 C_{G1} の季節的な変動について検討する。地下水減水係数 C_{G1} の夏期を中心とした $5\sim 9$ 月の平均値と冬期を中心とした $10\sim 4$ 月の平均値を求めた結果、 0.023hr^{-1} および 0.019hr^{-1} となり、冬期より夏期が大きい値を示した。Fig. 11 は、地下水減水係数 C_{G1} と直接流出終了時の流量 Q_G (Fig. 6 において G 点の流量) の関係を $5\sim 9$ 月 (○印) と $10\sim 4$ 月 (●印) の2期間に分けてプロットしたものである。図中の実線 A および B はそれぞれの両者間の回帰直線である。 Q_G が

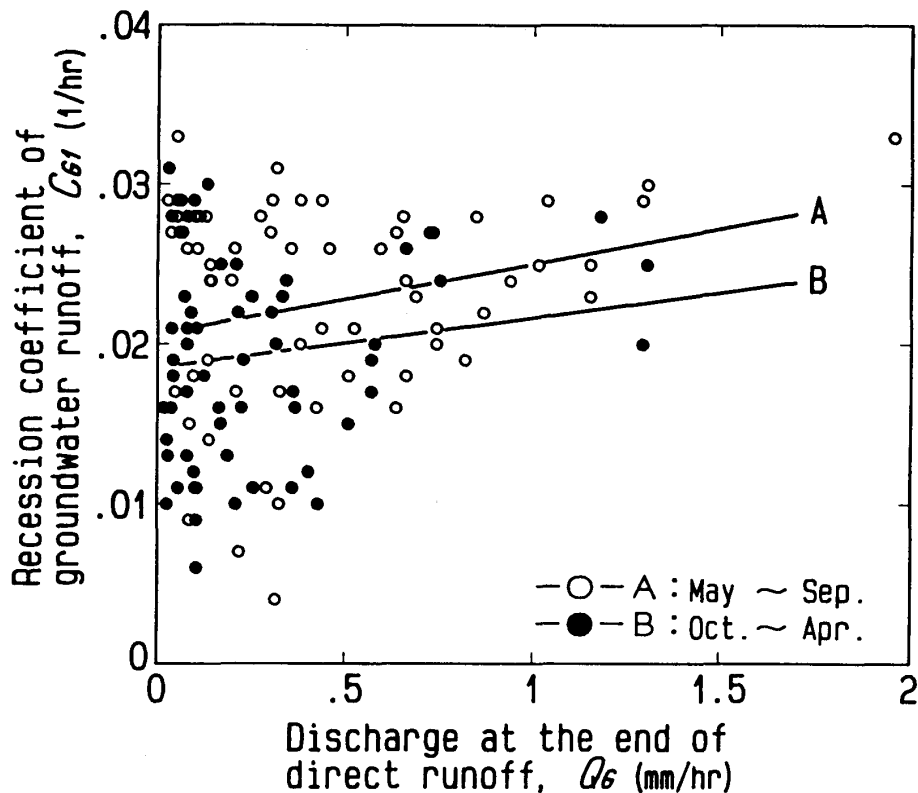


Fig. 11 Relationship between recession coefficient of groundwater runoff and discharge at the end of direct runoff.

同じ程度でも5～9月間の C_{G1} は10～4月間の C_{G1} より大きい値を示しており、夏期は冬期より地下水流出の減衰の割合が大きいことがわかる。共分散分析法によりそれぞれの期間の回帰式を比較すると、回帰係数には差は認められなかったが、回帰定数には危険率5%以内で差が認められた。この夏期と冬期の地下水流出の減衰の割合の相違は蒸発散量の差によるものと考えられる。

長期流出特性

1. 日単位ハイドログラフ

試験流域の長期流出（低水流出）特性の把握を行った。

Fig. 12は、1983～1989年の日降水量および日流出量から求めた7年間連続の日単位ハイドログラフである。試験流域は、小流域であることから降雨と流出はよく応答しており、日流出量の変動が大きい。7年間の最大日降水量は246mm（1989年7月28日）であり、最大日流出量180mm（1983年6月21日）である。

2. 流況因子

1水年の日降水量および日流出量を順序統計量の形に整理してプロットするとFig. 13に示されるような雨量継続時間曲線および流量継続時間曲線（流況曲線）が得られる。流況曲線上の1, 35, 95, 185, 275, 355番目の日流出量を1983～1989年について算出した（Table 3）。95, 185, 275, 355番目の日流出量はそれぞれ豊水量、平水量、低水量、渴水量と呼ばれる。豊水量と渴水量の差¹⁴⁾および豊水量と渴水量の比^{15,16)}は流域からの流出の一様性を表す指標値として用いられている。すなわち、豊水量と渴水量の差あるいは比が小さいほど高水時と低水時の流量差が小さくなり年間を通

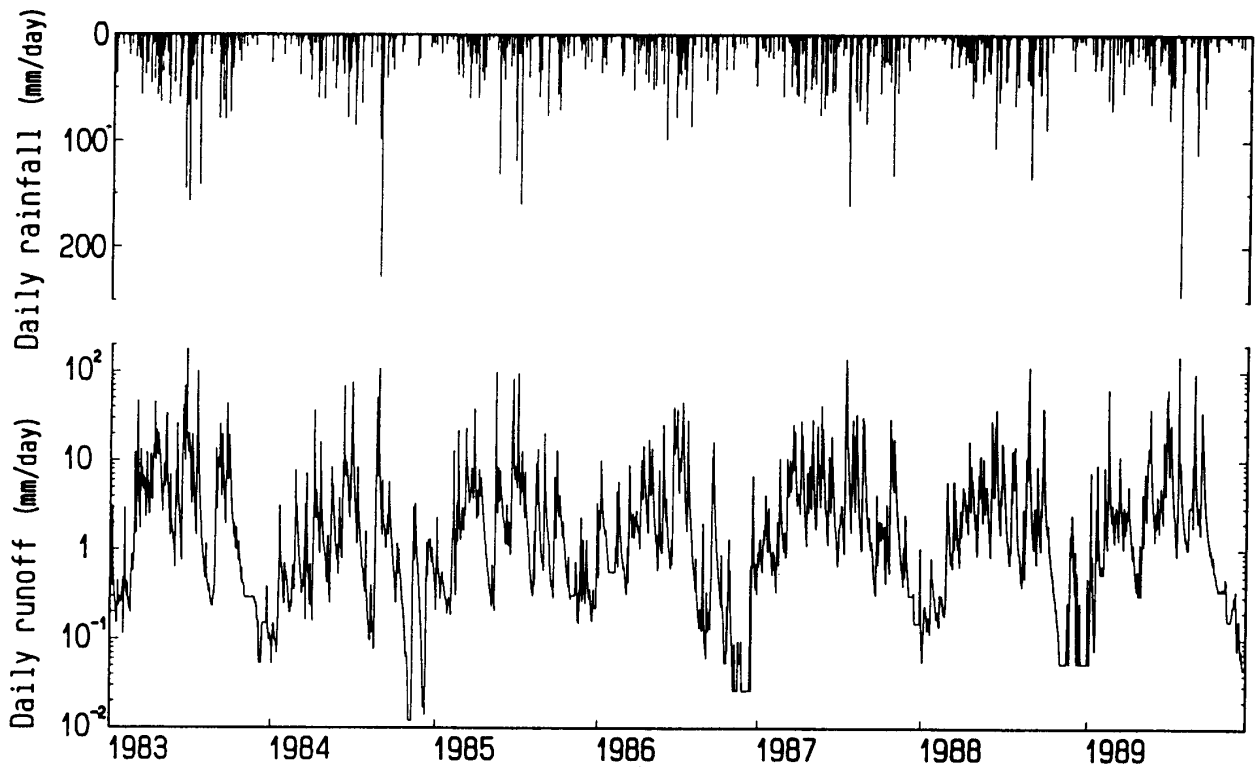


Fig. 12 Hydrograph of daily runoff.

して流量が均等化していると評価される。豊水量と渇水量の差（豊水・渇水量差 D_{95-355} ）と豊水量と渇水量の比（豊水・渇水量比 $D_{95/355}$ ）を1983～1989年の7年間について求めた（Table 3）。7年間の D_{95-355} と $D_{95/355}$ の平均値はそれぞれ3.8mm/day と61.9である。試験流域の D_{95-355} と $D_{95/355}$ を全国に分布する多目的ダム流域について算出した値¹⁷⁾と比較すると、試験流域は D_{95-355} および $D_{95/355}$ が大きい流域に分類される。試験流域の D_{95-355} や $D_{95/355}$ が大きい値を示すことには試験流域が小流域であることにも原因していると考えられる。

Fig. 13において、年平均の日流出量の直線は流域からの流出が完全に均等化された場合の流況曲線と考えることができ、利水の面からは非常に都合がよく理想的な流況曲線である。流況曲線と年平均の日流出量の直線で囲まれる部分（Fig. 13において斜線部分）が小さいほど年平均日流出量の直線で表される流出状態に近づく。この斜線部分は流域の流出均等化作用により調節されなかった流出成分であるという意味から非調節流出量と呼ばれ、流出の均等化の程度を表す指標値として提案された¹⁸⁾。この非調節流出量 U (mm) を1983～1989年の7年間について求め、さらに、 U を年降水量 P および年流出量 Q で除した値、（非調節流出量／年降水量） $R_{U/P}$ および（非調節流出量／年流出量） $R_{U/Q}$ を算出した（Table 3）。

また、Fig. 13において破線で示される雨量継続時間曲線は、流域がモルタルなどの不透水性物質に覆われ地中への浸透が全く行われず、降雨はその日のうちにすべて流出すると仮定した場合の流況曲線と考えることができる。現実には地下への雨水浸透が行われるため流出は時間的な遅れを伴い、Fig. 13の実線で示されるような流況曲線の形をとる。したがって、流域の流出均等化作用により破線から実線に流況が変化させられたことになる。Fig. 13における横線部分が大きいほど流域の流出均等化作用は大きい。この横線部分は調節流出量と呼ばれ、流出の均等化の程度を表す指標値

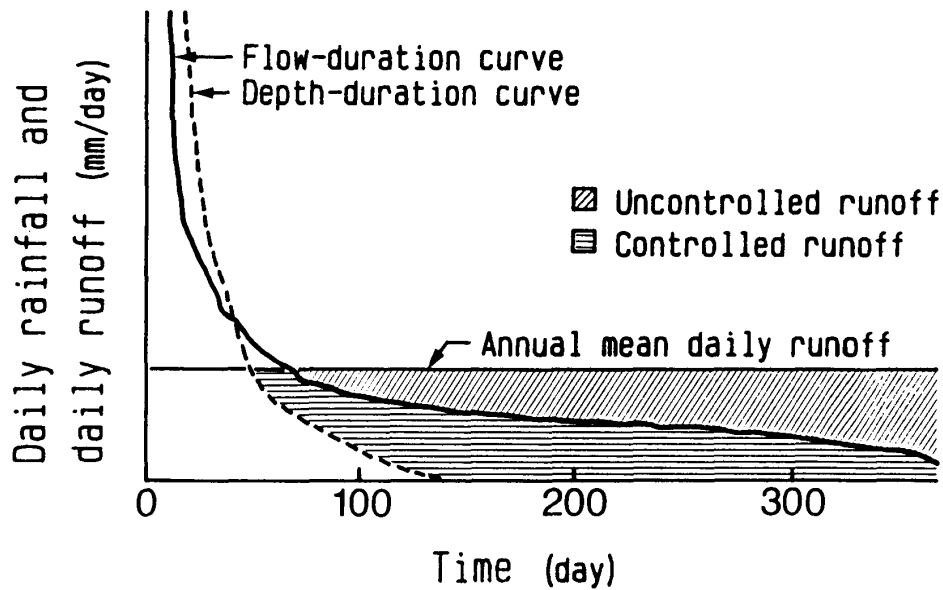


Fig. 13 Depth-and flow-duration curves.

として提案されている¹⁸⁾。調節流出量 C (mm) を1983~1989年の7年間について求め、さらに、 C を年降水量 P および年流出量 Q で除した値、(調節流出量/年降水量) $R_{C/P}$ および(調節流出量/年流出量) $R_{C/Q}$ を算出した (Table 3)。

Fig. 14 は、年降水量 P と非調節流出量 U の関係 (○印)、および年降水量 P と調節流出量 C の関係 (●印) を示したものである。図中の実線はそれぞれの関係の回帰直線である。降水量の多い年ほど非調節流出量や調節流出量は大きくなっているが、増加の割合は非調節流出量より調節流出量が小さい。このことは、流域の流出均等化作用により調節される降水量には限界があることを示唆している。

Fig. 15 は、(調節流出量/年流出量) $R_{C/Q}$ と(非調節流出量/年流出量) $R_{U/Q}$ の関係 (○印)、および(調節流出量/年降水量) $R_{C/P}$ と(非調節流出量/年降水量) $R_{U/P}$ の関係 (●印) を示したものである。 C と U の合計値が年流出量 Q に占める割合は7年間平均値で約70%となっている。Fig. 13における U と C の定義からすると残りの約30%は降雨自体が時間的に分散して発生することによるものである。Fig. 15 の関係を全国に分布する多目的ダム流域について流域地質ごとに算出した関係¹⁷⁾と比較すると、試験流域は中・古生代堆積岩類の流域の分布と同じ傾向を示しており、流域の流出均等化作用が大きい流域とはいえない。これには、前述したように試験流域が小流域であることも原因していると考えられる。

要 約

鹿児島市の水源地である甲突川上流の川田川に設置している試験流域の水文観測データを解析した。解析対象期間は1983年から1989年である。得られた結果をまとめると次のようである。

1) 試験流域における1983~1989年の降水量、流出量、および消失量をまとめると Table 2 のようである。降水量、流出量、消失量の7年間平均値はそれぞれ2522.7mm, 1620.6mm, 902.1mm である。消失量=蒸発散量とみなせば、試験流域における年蒸発散量の7年間平均値は約900mm である。

Table 3 Hydrologic factors of long-term runoff at Kooriyama watershed

Year	D_1	D_{35}	D_{95}	D_{185}	D_{275}	D_{355}	D_M	D_{95-355}	$D_{95/355}$	Q	P	U	C	$R_{U/Q}$	$R_{C/Q}$	$R_{U/P}$	$R_{C/P}$
1983	179.8	17.7	6.6	1.6	0.3	0.10	6.4	6.5	63.8	2319.9	3114.0	1296.6	270.6	55.9	11.7	41.6	8.7
1984	108.6	6.6	2.0	0.7	0.3	0.03	3.3	2.0	81.6	1215.0	2096.0	755.4	121.9	62.2	10.0	36.0	5.8
1985	99.3	7.9	3.5	1.3	0.4	0.21	3.9	3.3	17.1	1440.8	2448.0	774.3	153.6	53.7	10.7	31.6	6.3
1986	45.1	9.7	2.8	0.9	0.3	0.03	3.3	2.8	107.9	1200.5	2210.0	679.6	121.2	56.6	10.1	30.8	5.5
1987	140.4	14.7	5.5	2.0	0.9	0.15	5.8	5.4	37.1	2115.2	3131.0	1094.2	330.1	51.7	15.6	34.9	10.5
1988	113.7	8.5	3.4	1.1	0.3	0.05	3.5	3.3	62.8	1275.2	2203.0	687.8	158.1	53.9	12.4	31.2	7.2
1989	149.3	11.2	3.4	1.5	0.4	0.05	4.9	3.4	63.2	1777.4	2457.0	1018.0	249.2	57.3	14.0	41.4	10.1
Average	119.5	10.9	3.9	1.3	0.4	0.09	4.4	3.8	61.9	1620.6	2522.7	900.8	200.7	55.9	12.1	35.4	7.7

D_1 : 1-day discharge (Annual flood), mm/day.

D_{35} : 35-day discharge, mm/day.

D_{95} : 95-day discharge (Plentiful-water discharge), mm/day.

D_{185} : 185-day discharge (Ordinary-water discharge), mm/day.

D_{275} : 275-day discharge (Low-water discharge), mm/day.

D_{355} : 355-day discharge (Scanty-water discharge), mm/day.

D_M : Annual mean water discharge, mm/day.

D_{95-355} : Value subtracted 355-day discharge from 95-day discharge, mm/day.

$D_{95/355}$: Ratio of 95-day discharge to 355-day discharge.

Q : Annual runoff, mm.

P : Annual precipitation, mm.

U : Uncontrolled runoff, mm.

C : Controlled runoff, mm.

$R_{U/Q}$: Ratio of uncontrolled runoff to annual runoff, %.

$R_{C/Q}$: Ratio of controlled runoff to annual runoff, %.

$R_{U/P}$: Ratio of uncontrolled runoff to annual precipitation, %.

$R_{C/P}$: Ratio of controlled runoff to annual precipitation, %.

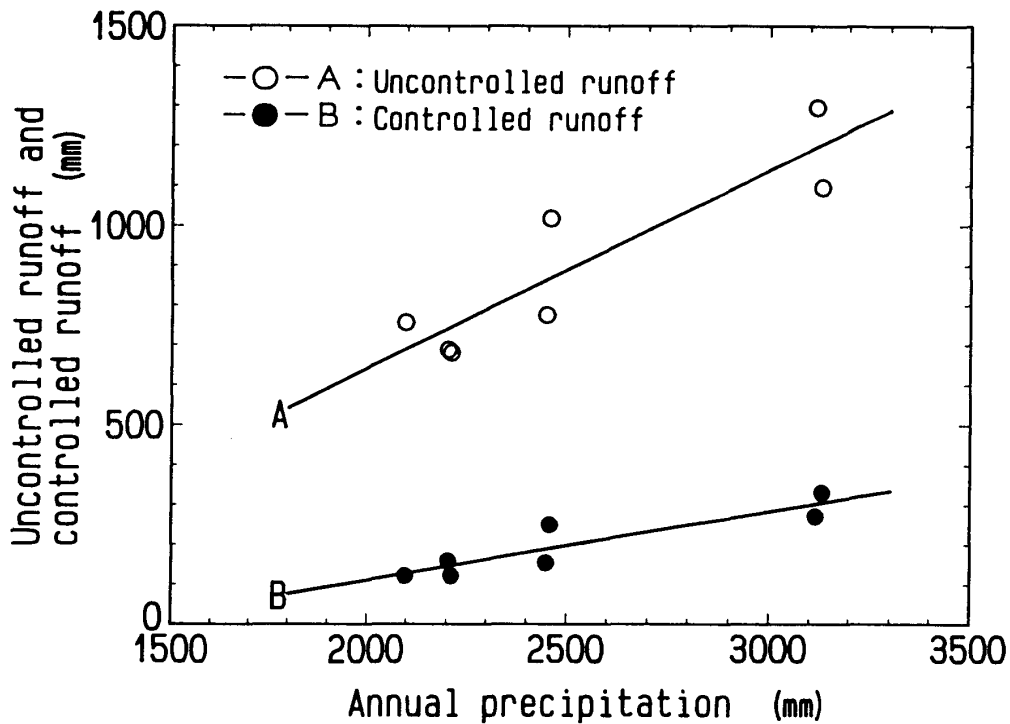


Fig. 14 Relationships between annual precipitation and uncontrolled- and controlled-runoff

2) 試験流域の1983~1989年の年流出率は約54~75%の範囲にあり、7年間平均値は約63%である。

3) 試験流域の流出特性を解明するために短期流出に関する水文因子を算出した。直接流出の特性と降雨との関係を調べた結果、一雨降雨量と直接流出量の間には高度に有意な正の相関関係が認められ、直接流出量は降雨量の増加に伴い指数関数的に増大している (Fig. 7)。さらに、この関係は増水開始時の流域土壌の含水状態に影響される。すなわち、一雨降雨量が同じ程度である場合、流域の乾湿度を表す指標として取り上げた初期流量 (増水開始時の流量) が大きい方が直接流出量は多くなる (Fig. 8)。

4) 直接流出率は、0.8~66.3%の範囲にあり、平均12.0%である。直接流出率は一雨総雨量や降雨強度の増加に伴い増大しているが、しだいに増大率は小さくなり、一定値を示すようになっている。

5) 直接流出継続時間は、5.2~64.5hrの範囲にあり、平均20.8hrである。直接流出継続時間と総雨量の間に正の相関関係が認められ、雨量が多いほど流出時間は長くなっている。

6) ピーク流量と一雨の降雨強度の間には高度に有意な正の相関関係が認められる (Fig. 10)。この関係は増水開始時の流域土壌の含水状態に影響され、流域の乾湿度を表す指標として取り上げた初期流量が大きい方がピーク流量は高くなる。

7) 短期流出ハイドログラフの減水部の特性について検討した。地下水流出のみが行われている期間の減水係数 (地下水減水係数) は、0.004~0.033hr⁻¹の範囲にあり、平均0.021hr⁻¹である。地下水減水係数には季節的な変動がみられ、夏期0.023hr⁻¹、冬期0.019hr⁻¹であった。季節による地下水流出の減衰率の相違は蒸発散量の差によるものと考えられる。

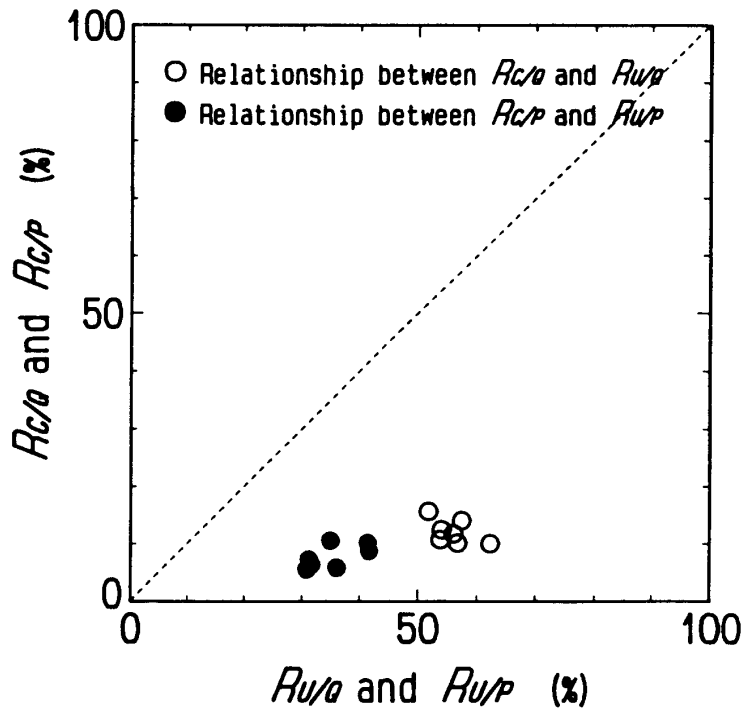


Fig. 15 Relationships between $R_{C/Q}$ and $R_{U/Q}$, and between $R_{C/P}$ and $R_{U/P}$.

$R_{U/Q}$: Ratio of uncontrolled runoff to annual runoff, %.

$R_{C/Q}$: Ratio of controlled runoff to annual runoff, %.

$R_{U/P}$: Ratio of uncontrolled runoff to annual precipitation, %.

$R_{C/P}$: Ratio of controlled runoff to annual precipitation, %.

8) 試験流域の長期流出特性を把握した。1983~1989年の日降水量および日流出量から7年間連続の日単位ハイドログラフを作成した(Fig. 12)。試験流域は、小流域であることから降雨と流出はよく応答している。

9) 1983~1989年の各1水年の雨量継続時間曲線および流量継続時間曲線を求め、流況因子を算出した(Table 3)。

謝 辞

本試験流域の開設と観測においては鹿児島県森林保全課、伊集院農林事務所、(財)水利科学研究所に多大なご協力を受けた。また水文観測データの整理においては当研究室の学生諸君にご協力いただいた。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 地頭蘭隆・春山元寿：森林の水土保持機能の定量化に関する研究，第1報 試験流域の環境調査，鹿大農演報，No. 12, 25-42, (1984)
- 2) 下川悦郎：地頭蘭隆ほか：高隈演習林における水文観測施設（高隈第1号量水堰堤）の建設について，鹿大農

- 演報, No.14, 57-66 (1986)
- 3) 地頭蘭隆・下川悦郎ほか：高隈演習林における水文観測施設（高隈第2号量水堰堤）の建設について，鹿大農演報, No.15, 83-93 (1987)
 - 4) 地頭蘭隆・海田和孝・下川悦郎：高隈演習林内の森林理水試験流域における水文観測—高隈第3号試験流域の設定と試験流域の地形・地質・植生—，鹿大農演報, No.16, 117-124 (1988)
 - 5) 地頭蘭隆・下川悦郎ほか：高隈演習林における量水施設（高隈第4号）の建設，鹿大農演報, No.17, 111-116 (1989)
 - 6) 地頭蘭隆・下川悦郎ほか：高隈演習林における量水施設（高隈第5号）の建設，鹿大農演報, No.17, 117-123 (1989)
 - 7) 地頭蘭隆・下川悦郎：南九州における火山碎屑物に覆われた森林流域の流出特性，水文・水資源学会誌, Vol.3 No.1, 7-16 (1990)
 - 8) 鹿児島県：鹿児島地域開発地域，土地分類基本調査，川内5万分の1 (1974)
 - 9) 地頭蘭隆・春山元寿：森林の水土保全機能の定量化に関する研究，第2報 1983年水文資料による流出解析，鹿大農演報, No.13, 159-177 (1985)
 - 10) 中野秀章：森林水文学, pp.228, 共立出版, 東京 (1976)
 - 11) 金子 良：農業水文学, pp.286, 共立出版, 東京 (1973)
 - 12) 金丸昭治・高棹琢馬：水文学, pp.223, 朝倉書店, 東京 (1975)
 - 13) 岩井重久・石黒政義：応用水文統計学, pp.327, 森北出版, 東京 (1970)
 - 14) 竹下敬司：森林土壌の水源保全機能に関する解析と評価，第17回国際林業研究機関連合世界大会論文集, 53-57 (1981)
 - 15) 岸原信義・田中洋二：流域の理水特性に関する研究，(VII) 流況係数と流域の地形・地質との関連について，日林誌, 57, 245-254 (1975)
 - 16) 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的研究，福岡県林業試験場時報, No.26, 1-51 (1977)
 - 17) 地頭蘭隆・竹下敬司：山地河川の流況と流域条件との関係解析, II. 流域地質が流況に及ぼす影響，鹿大農演報, No.15, 15-38, (1987)
 - 18) 竹下敬司：流域の土地利用状況の変化と流況の変化，日林九支研論集, No.33, 317-318 (1980)

Summary

At a forested watershed established in the headwater of the Kotsuki-river running through Kagoshima-shi, some runoff-characteristics were clarified by the analyses of the hydrologic data obtained during the period from 1983 to 1989. The results are summarized as follows:

1) The annual precipitation, runoff and loss at this experimental watershed obtained respectively during the above mentioned period are shown in Table 2. The average values of them during these seven years are 2522.7 mm, 1620.6 mm and 902.1 mm, respectively. Providing that the amount of loss is equal to the amount of evapotranspiration, the annual evapotranspiration is about 900 mm at the experimental watershed.

2) The annual ratios of runoff during the seven years were within the range of 54 - 75 %, being about 63 % in the average.

3) To get a quantitative understanding of the runoff-characteristics observable at the experimental watershed, some hydrologic factors of the short-term-runoff were researched. Some relationships between the characteristics of direct runoff and the total rainfall were examined. A positive correlation of highly significant level was noted between the total storm rainfall and the direct runoff. The direct runoff increased exponentially with the increase in the amount of the total rainfall (Fig.7). This relationship was brought

forth due to the discharge happening at the time of rising, namely, to the initial discharge representing the index of the moisture-conditions at the watershed. Hence the assumption that in the case when the storms contained the same amounts of rainfall, the direct runoff increased with the initial discharge (Fig. 8).

4) The ratios of direct runoff were within the value-range from 0.8 % to 66.3 %, being 12.0 % in the mean value. The ratio of direct runoff increased with the increasings both in the total storm rainfall and in the rainfall intensity, reaching constant at the time when a specific value was obtained (Fig. 9).

5) The durations of direct runoff were within the range of 5.2 - 64.5 hours, being 20.8 hours in the mean value. A positive correlation was noted between the total storm rainfall and the duration of the direct runoff. The duration of direct runoff increased with the increase in the amount of rainfall.

6) On logarithmic graph-paper a positive correlation of highly significant level was noted between the peak-discharge and the rainfall-intensity (Fig. 10). This relationship was dependent upon the moisture-conditions at the watershed.

7) Some characteristics of the recession period on the hydrograph were examined. The groundwater recession-constants were noted to be within the value-ranges from 0.004 hr^{-1} to 0.033 hr^{-1} , being 0.021 hr^{-1} in the mean value. The groundwater recession-constants changed with the change of seasons, namely, 0.023 hr^{-1} during the summer months and 0.019 hr^{-1} during the winter months. It was assumed that these changes were caused by the seasonal changes of the evapotranspiration at the watershed.

8) Some characteristics of the long-term-runoff at the experimental watershed were examined. The hydrograph of the daily runoff during the seven years is shown in Fig. 12. Due to the smallness of the watershed the daily runoff responded immediately to the daily rainfall.

9) Some factors of flow-regime at the experimental watershed were researched, using the depth- and flow-duration-curves obtained during these seven years (Table 3).