

山地小流域源頭部の表層土における 流出特性と土壤水分変動について

—滋賀県東南部の風化花崗岩山地における観測例—

窪田 順平・福嶋 義宏・鈴木 雅一

Runoff Characteristics and Soil Moisture Variation of
Topsoil in Headwaters of a Mountain Small Catchment
—The Observation in Weathered Granitic Mountains at
the South-east of Shiga Prefecture—

Junpei KUBOTA・Yoshihiro FUKUSHIMA・Masakazu SUZUKI

要 旨

山地小流域源頭部の表層土における雨水移動の過程を明らかにすることを目的として、滋賀県東南部の風化花崗岩山地にある桐生試験地内の源頭部に試験流域を設定し、水文観測を行った。その結果、得られた知見を要約すると以下の通りである。

1. 試験流域における平均表層土厚は、ヒノキ沢右俣：57.5cm，同左俣：53.6cmである。桐生試験地における表層土の間隙率は0.55であるので、表層土の最大保水容量は、右俣：316.3mm，左俣：295.1mmである。また桐生試験地の平均表層土厚，最大保水容量はそれぞれ61.0cm，335.5mmである。また、表層土厚の頻度分布は、対数正規分布と見ることができる。

2. 右俣，左俣における表層土厚分布の違いが，流出特性に影響している。右俣は，谷底部の表層土が薄いため，表層土内に飽和水深が発生，あるいは増加し，特に表層土厚が20cm以下の下流部では，飽和水面が土壤表面に達することにより，表面流の発生が見られる。一方，左俣は，谷底部の表層土が厚いため，降雨は貯留量の増加に消費され，飽和水深の発生は，降雨強度，あるいは総降雨量が特に大きい場合に限られる。通常の水分移動は，不飽和状態での流動が支配的である。

3. 左俣において，圧力水頭の測定によって表層土内の水分貯留量を算定した。観測期間内の流域平均貯留量の最小値は，59.4mm，飽和度0.20，最大値は185.4mm，0.63であった。

4. 左俣の流量と左俣下端部（T-1）における貯留量との間には，明確な対応が見られ次式により表わされた。

$$Q = 8.76 \times S_{T1}^{7.4}$$

Q：流量（mm/hr）， S_{T1} ：流域下端（T-1）における貯留量（飽和度）

左俣の流量と流域平均貯留量との間には，5～10日間の無降雨による減水期間について検討したところ，各減水期間毎に，

$$Q = a \times \bar{S}^b$$

Q : 流量 (mm/hr), \bar{S} : 流域平均貯留量 (飽和度), a, b : パラメーター
 で表わされる対応関係が見られた。しかしながら、流域平均貯留量が等しくとも減水期間毎に流量は異なっている。この原因としては、流域平均貯留量が等しくても、流域内の水分分布、特に流域下端部における貯留量が異なることが考えられる。

はじめに

山地流域の雨水流出機構を明らかにしていく上で、山腹斜面表層土における雨水の浸透、貯留といった流動過程は無視しえない要素である。従来からの流出解析においては、斜面で生起する現象が十分に表現されておらず、ブラックボックス的な取扱いがなされているものが多い。これらの解析では、降雨に伴う流出場の変化、有効降雨の分離等に関して、現象との物理的な対応関係が不明確である。また斜面の土壌水については、観測方法も確立されたとは言えず、現象が適確に把握されていない。

山腹斜面という場と、この場における土壌水の挙動に関する問題は、以下の点から重要な意味を持つと考えられる。すなわち、

- (1) 雨水流出過程において、浸透、貯留等による流量調節機能を持つ場として
- (2) 表面浸食、表層崩壊、土石流といった土砂移動現象の生起場として
- (3) 森林での物質循環といった森林生態系における主要なシステムとしての3点である。

上記の観点から見れば、ハイドログラフの予測を中心とした従来の流出解析だけでは不十分で、斜面における土壌水の挙動を的確に把握し、上記の観点から要求される情報を提供する総合的なモデルの構築が必要とされている。

以上のような現状を踏まえて、滋賀県東南部の花崗岩山地流域源頭部に試験流域を設定し、表層土内の土壌水分量、地下水位等の測定を中心とした水文観測を行なった。本論文では、観測結果に基づき、表層土厚分布と流出特性、表層土中の貯留量と流量との関係等について述べる。

なお本研究に際して多くの方々に御協力をいただいている。武居有恒教授、小橋澄治助教授には有益な御助言をいただいた。現地観測にあたっては、砂防学研究室各位に御協力いただいた。また沢田周蔵君（当時京都府立大学生）には表層土厚調査にあたり、多大な御協力をいただいた。記して感謝いたします。

1. 試験流域概要と表層土厚分布

1) 試験流域概要

試験流域は、滋賀県琵琶湖東南部に位置する桐生水文試験地内の小支流であるヒノキ沢に設定した。本論文において斜面域の土壌水の解析に使用したデータは、ヒノキ沢の源頭部を形成するヒノキ沢右俣、同左俣の2つの隣り合う0次谷である。(図1)

桐生試験地は、面積5.99 ha、標高190~250m、年間の水収支は年降雨量1692.8mm、年流出量964.3mm、年損失量728.5mm(すべて1972年~1977年)である¹⁾。

ヒノキ沢右俣、左俣は、それぞれの流量測定点の直下で合流し、合流部は空石積堰堤の堆砂地である。堰堤直下にも量水堰が設けられ、ヒノキ沢全体の流量が測定された。本論文の図表中では、ヒノキ沢流域をHH、右俣流域をHR、左俣流域をHLと略称する。無降雨時における表流水は、ヒノキ沢の量水堰(W-1)と堰堤の間でのみ見られ、右俣、左俣は、降雨中および降雨終了直後を除けば表流水のない0次谷である。面積は、ヒノキ沢0.40 ha、右俣0.24 ha、左俣

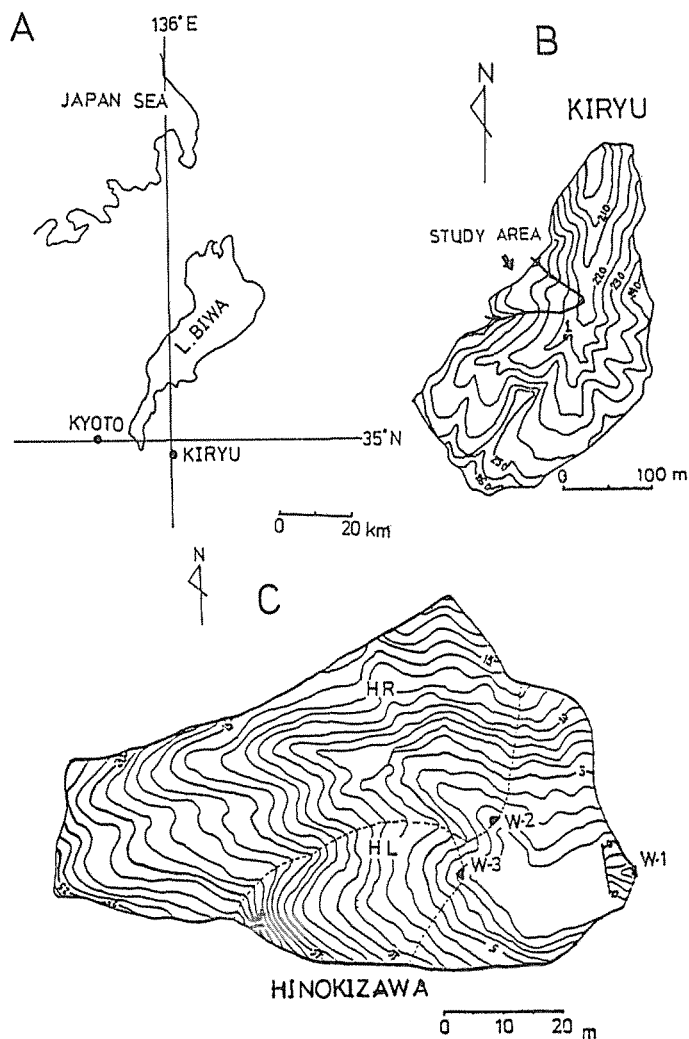


Fig. 1. Maps of the study area,
 A : Location
 B : Kiryu catchment
 C : the study area, Hinokizawa, contour interval : 1m

0.065 ha, 標高は220~250 mである。地質は黒雲母花崗岩で深部まで風化が進んでいる。植生は比較的良好なヒノキ林であるが、堰提の堆砂地およびその北側は広葉樹低木林となっている。この部分を除くと、特に右俣、左俣は樹冠はほぼ閉鎖されている。

ヒノキ沢を含む桐生試験地内左岸は、1897年に山腹治山工事が施工された部分であり、ヒノキの植栽、堰提の施工もこの工事によるものである。

2) 試験流域内の表層土厚分布

流域の土層の鉛直構造は従来の研究において、点あるいは線としての情報が多く、面的に把握された例は多くはない。そこで本観測を始めるにあたって、表層土厚の面的な分布を測定した。ここでいう表層土とは、土壌表面よりB層下端までを指す。表層土厚の測定には、検土杖（長さ75, 150, 250cmの3種類）を人力により貫入する方法を採った。この方法は、貫入の際のエネル

ギーが一定でないこと、土層内に石があると測定が困難なことなどの欠点を有するが、短時間で多数の測定が可能であること、土層を攪乱することが少ないことなどの利点があり、本測定に採用した。実際の測定は、地形測定を行いながら測点が流域内にまんべんなく分布するよう留意した。測点総数は170、厚さは鉛直方向に測定した。本流域では土層内の石も少なく、トレンチカットによる断面の観察、ハンドオーガーによる掘削深との比較からもB層下端まで検土杖が達していることを確認している。

図2にヒノキ沢流域の表層土厚分布を、図3に右俣、左俣の谷底部の縦断面図を示した。また図2より、右俣、左俣の両流域について、2.5mメッシュの表層土厚データを作り、このデータによる頻度分布を、対数正規確率紙上に累積頻度でプロットしたものが、図4である。

一方、これらヒノキ沢における表層土厚測定とは別に桐生試験地内全域についても表層土厚測定を行なった。この測定は、桐生試験地内に、流路より谷線、尾根線に沿って計21本の測線を設定し、測線上で、斜面長2m毎に検土杖を貫入するという方法である。測点総数は538であった。この結果も図4にあわせて表示した。

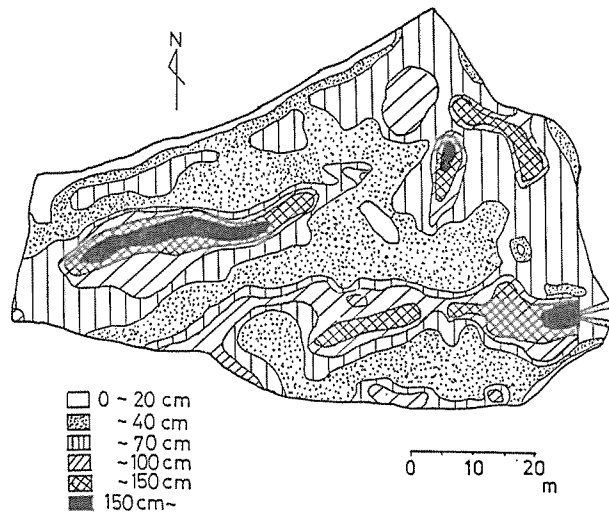


Fig. 2. Distribution of thickness of topsoil in Hinokizawa.

図4によれば、3流域とも対数正規確率紙上でほぼ直線で表わされ、対数正規分布をなす。各流域の平均表層土厚は、桐生試験地：61.0cm、右俣：57.5cm、左俣：53.6cmであった。右俣、左俣は共に桐生試験地の中では、やや浅い部類に属する。特に左俣は150cmを超える厚い表層土の部分が存在しない。桐生試験地と右俣はほぼ同じような分布形を示した。

さて、今回の主要な観測対象であるヒノキ沢右俣および左俣の表層土厚分布と両流域の差異についてももう少し細かく見てみる。両流域とも40cm以内の表層土の薄い部分が流域の約40%を占める。前述したように左俣には150cmを超える表層土の厚い部分が欠けている。また20cm以下の薄い部分も欠けている。一方、右俣では割合は多くないが、150cmから250cmを超える表層土の厚い部分が存在し、逆に0~20cmといった薄い表層土の部分もある。これらが頻度分布と平均値のちがいがとなって表われているが、全体としてみれば、平均表層土厚、頻度分布では際立った差異はないといえよう。

これに対し、平面的な分布、特に谷底部の表層土の厚さには、はっきりとした差異が認められ

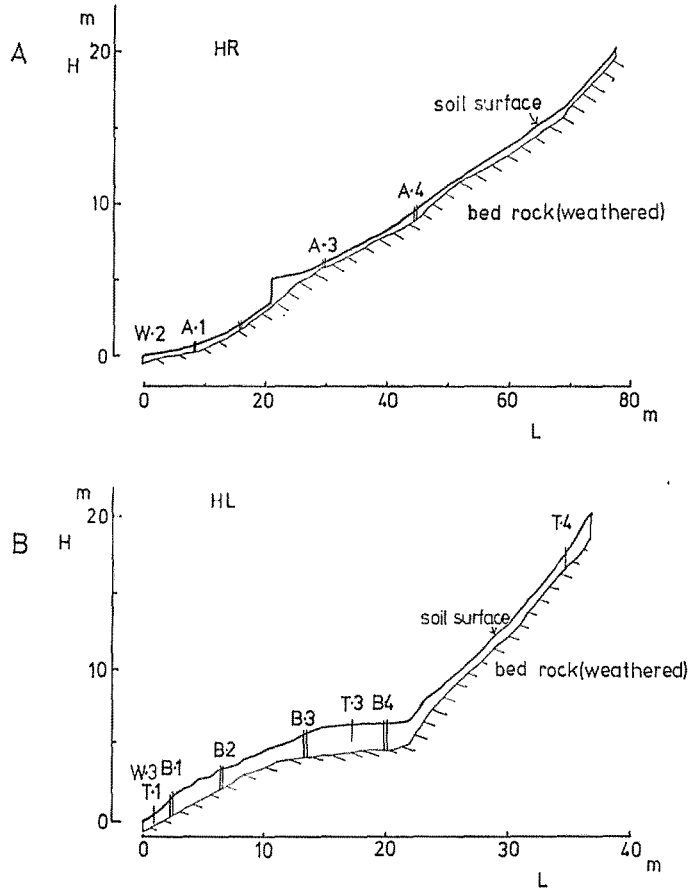


Fig .3. Longitudinal profiles of the vally floor

A : HR

B : HL

る。すなわち、図3に示したように、右俣では谷底部の大半が40cm以下の薄い表層土で覆われている。特に下流部では20cm前後の薄い表層土の部分しかない。一方、左俣では、流域全体として見れば、割合の多くない70cm以上の厚い表層土の部分が、谷底部に集中している。特に下流部は、70~150cmの厚い表層土で覆われている。

最後にこれらの表層土の厚さと間隙率によって求まる最大保水容量について述べておく。桐生試験地における表層土の間隙率は、吉田²⁾の測定によれば、平均では0.55である。この間隙率と、上記で求めた各流域の平均表層土厚より、最大保水容量は、桐生試験地：335.5mm，ヒノキ沢右俣：316.3mm，同左俣：295.1mmである。

2. 観測施設の概要

本観測では、(1)雨量、流量、(2)地下水位、(3)圧力水頭、含水率の各項目について測定を実施した。図5に観測施設の配置を示し、以下に測定方法を記す。

1) 雨量および流量

雨量は桐生試験地内中央部にある気象要素観測用の露場に設置された口径20cmの転倒ます型雨

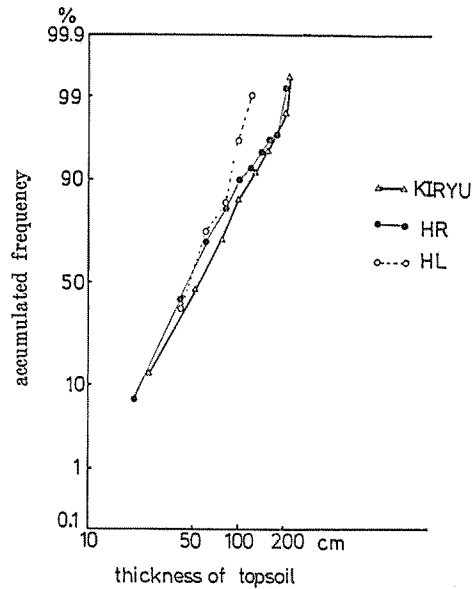


Fig. 4. Comparison of accumulated frequency distributions of topsoil thickness

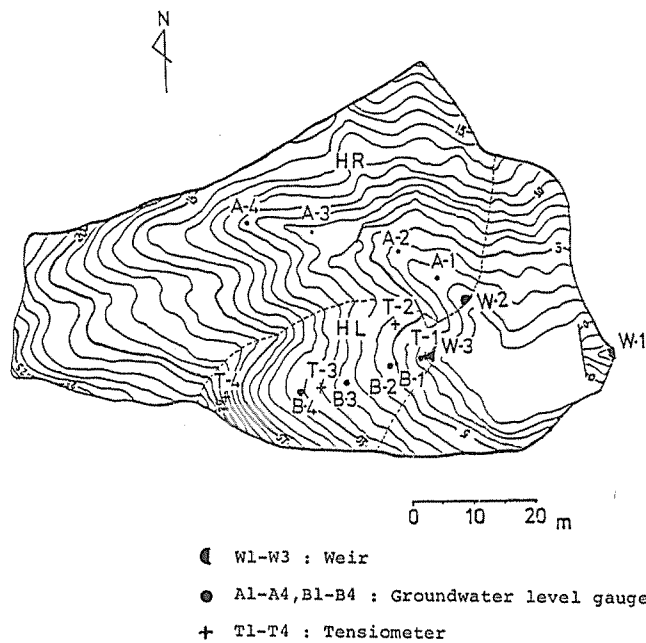


Fig. 5. Map of the study area (Hinokizawa)

量計によって測定し、自記された。

流量については集水方法より述べる。右俣、左俣の両流域は谷底部に基岩の露出した場所がないので、谷底部の下流端中央部をトレンチカットして基岩を露出させ、ここに高さ15~30cmのコンクリートの堰を作り集水した。露出した土層断面は、崩落を防ぐため、ネットとガラスウールにより覆われている。集水した水を右俣では、30°Vノッチをつけた巾45cm、長さ80cm、ノッチ

下水深20cmのアクリル製水槽に導き、越流水深をフロート式水位計で測定した。左俣では1ℓの転倒ますで測定した。ヒノキ沢では河道に露出した基岩上にコンクリートで堰を築き、30°Vノッチを取り付け、フロート式水位計で測定した。流量はすべて自記された。

ヒノキ沢及び右俣で測定された水位は、

$$Q = 0.4150 \times H^{2.5} \quad (1)$$

Q : 流量 (m³/sec), H : 越流水深 (m)

を用いて流量に換算した。計算値と実測値は図6に示したように良好な適合を得た。

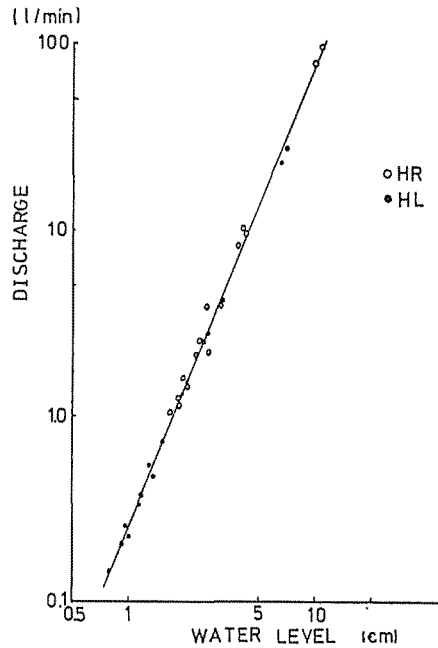


Fig. 6. Relation of discharge and water level at each weir (Line in figure shows Eq-(1))

2) 地下水位

地下水位計は右俣、左俣の谷底部に各4基合計8基設置した。ハンドオーガーにより直径8cm程度の穴を掘削し、外径6cm、内径5.6cmの硬質塩化ビニールパイプを差し込んで周囲を埋め戻した上で、直径4cmの円筒型のフロートを用いて水位を測定した。地下水位記録はすべて自記した。測定孔の深さを表1に示した。

Table 1. Depths of holes for groundwater level gauge

Point	Depth (cm)
A-1	16.5
A-2	18.0
A-3	25.5
A-4	35.5
B-1	86.0
B-2	125.0
B-3	133.0
B-4	113.0

3) 圧力水頭および含水率

圧力水頭および含水率の測定は左俣でのみ行なった。

圧力水頭の測定には、外径1.7cm、長さ5.8cmのポーラスカップを用いた水銀マンノメーターを左俣の谷底部に下流側からT-1、T-3、T-4、側斜面上にT-2の4ヶ所、計14本設置した。各テンシオメーター群におけるポーラスカップの埋設深は表2に示した。これらテンシオメーター、は3日～1週間の間隔で値を読み取った。

Table 2. Depths of tensiometers

Tensiometer site	Depth (A)	Depth (B)
T-1	10,30,60	30,60
T-2	30,60	—
T-3	10,30,60	30,60
T-4	30,60	30,60

(cm)

(A) : Hg manometer

(B) : Automatic recorder

またT1、T3、T4の各点には、金属ベローを受圧部とする自記テンシオメーターを設置して、連続記録を測定した。ポーラスカップは上記と同様のもので、埋設深は30cm、60cmである。

テンシオメーターにより得られる圧力水頭の含水率への変換のために必要な水分特性曲線の決定、および圧力水頭の測定値の検証を目的として土壌試料を採取して含水率を測定した。直径2cmのハンドオーガーにより、5～10gの土壌試料を採取して炉乾(24時間)前後の重量を測定して含水率を求めた。土壌試料の採取は、テンシオメーターの示度読取り後に、各テンシオメーター群の周辺においてポーラスカップの埋設深に対応する深さで行なった。また表層土厚が60cmを超えるポイントでは、それ以上の深さについても、1mまでの深さの範囲で10cm～20cmの間隔で試料を採取した。また1982年10月27日には左俣全域の水分分布を実測するために、左俣内にメッシュ状に配した42ヶ所のポイントで試料を採取し、含水率を測定した。

3. 流出特性

1) 流出量について

はじめに今回の観測を行なったヒノキ沢右俣、ヒノキ沢左俣の流出量について概観を述べておく。

図7に1981年8月の桐生試験地の流量、および右俣、左俣の日流量ハイドログラフを示した。これによれば、右俣、左俣とも桐生試験地に比べると、降雨時、無降雨時のいずれの場合においても流出量は少ない。右俣と左俣とを比べると、右俣は無降雨時における流量は少ないが、降雨時の流出量は急激に増大する。8月12日の流量で桐生試験地の値と比べると、桐生：10.8mm/day、右：7.2mm/dayと桐生試験地の70%に近い値であった。これに比べて左俣は、無降雨時には右俣に比べると流量は多いが降雨があっても流量は大きくは増加しない。この期間における総流出量および総雨量は表3に示すが、総流出量は右俣、左俣とも大きく変わらず、共に桐生試験地の5分の1の程度であった。桐生試験地の内部流域である右俣、左俣における蒸発散量が、桐生試験地の平均と大きく異ならないとすれば、この流出総量の差は、貯留量の変動分とより下層への深部浸透量である。貯留量の変動分は直ちに求められないが、3流域共にこの期間の無降雨日の流量が大きく変化していないので、この総量の差は大半は、B層より下の風化された基岩への浸透量であろう。

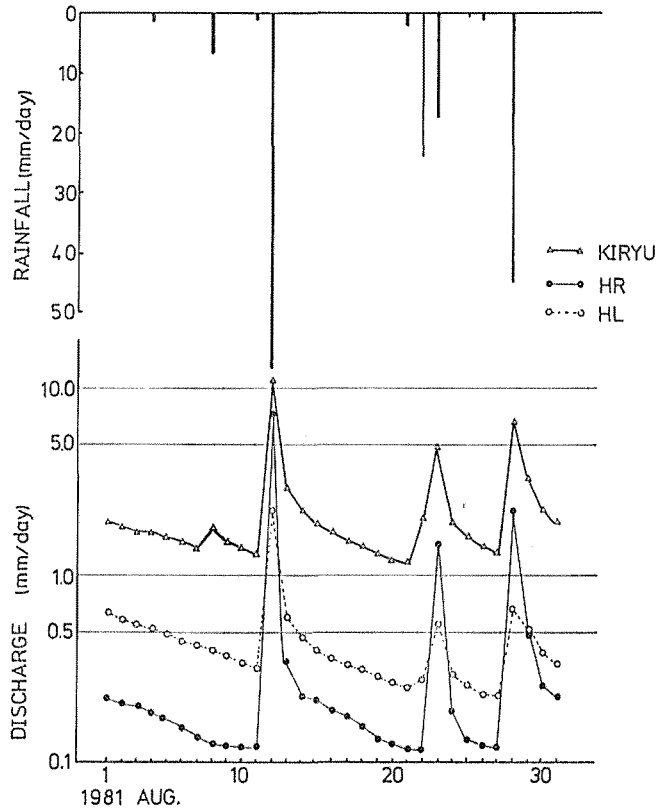


Fig. 7. Comparison of dairy runoff of Kiryu, HR and HL

Table 3. Total of precipitation and discharges of Kiryu, HR and HL (Aug. 1981)

Precipitation	Discharge		
	Kiryu	HR	HL
161.5	70.2	16.2	14.6

(mm)

2) 降雨時における雨水の挙動

図8に右俣、左俣における総雨量と直接流出量の関係を示す。ここで直接流出量とは、ハイドログラフ上で、降雨による流量の立ち上がり時刻と降雨終了後の対数表示された流出低減勾配の変化点時刻とを定め、それぞれの時刻の流量を直線で結び、直線より上部を積分したものである。図8から明らかなように右俣、左俣ともに直接流出量は少ない。直接流出時においても深部浸透が生じていると考えられるのでその量を考慮する必要があるが、直接流出率で表わせば、両流域とも10%を超えた例は少ない。特に左俣における直接流出率はたかだか2~3%程度であり、直接流出成分は極めて少ない。大降雨時のデータが欠測のため得られていないので確定はできないが通常程度の降雨では左俣は直接流出にほとんど関与していない流域であると言えよう。右俣においても、200mm程度の総降雨量に対しても直接流出率は10%程度で特に増加する傾向はない。しかし総雨量305.5mmに対して直接流出率が26%となった例があり、大降雨時には流出率が増大することが予想される。

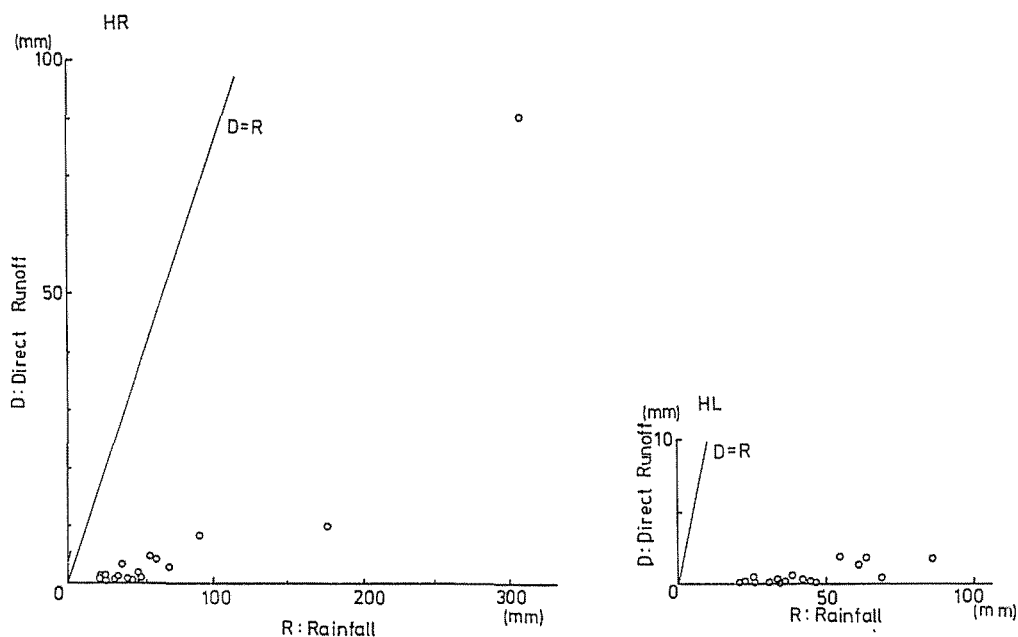


Fig. 8. Relation between total rainfall and direct runoff. (A) HR (B) HL

図9に右俣, 左俣両流域で観測されたハイドログラフおよび地下水位変化の例を, 表4にその諸元を示すと共に, 両流域のハイドログラフと地下水位変化に見られる特徴をまとめておく。

両流域におけるハイドログラフを比べるとHRは降雨に対応したピークの明瞭なハイドログラフを形成する。これに対し, HLでは明確なピークを持たない台形状の波形が多い。ピーク流量も左俣に比べて右俣が大きい。

右俣における地下水位変化は, 降雨に対し必ず水位の上昇が生ずることが, 特徴である。表層土厚が特に薄いA-1, A-2付近では, 飽和水深が土壌表面に達することが多く, しばしば表面流が流下する。実測データは得ていないが, こうした場合には流出成分の中で表面流が占める割合は大きいであろう。またA-1, A-2の水位の下降は極めて遅く, 夏期の多雨期には, 長期間継続して飽和水深が生じている。しかしこの部分に飽和水深があるために, 流量が大きいということではなく, 基底流量は, 後述するように無降雨時には飽和水深が生じていない左俣の方が大きい場合が多い。またA-4は降雨時における反応が鋭敏な右俣の地下水位観測井の中でも特に反応が速く, 下端流量に変化の見られない場合でも飽和水深が生じる。この付近の水が集水しやすい場所であると考えられる。

左俣では表層土内に飽和水深が生じた降雨は観測期間内においてわずか8例のみであった。飽和水深が生じる場合でも, 降雨のピークをすぎると各点の水位が急激に低下し, 1~2時間以内に水位がなくなることが多かった。4点のポイントについては, 時間的な発生順に一定のパターンがあり, B-1, B-4, B-2, B-3の順に水位が生じる。これは各ポイントにおける表層土厚の薄い方から順序に合致する。また地形的な要素もこれに加えて発生順位に影響を与えている。すなわち, B-1は, 谷底部下端で流域内の水分が最も集中する場所である。B-4は尾根からの急傾斜面が, 緩傾斜に移行した場所であり, 上部に扇状に広がる斜面の水が集中し, また滞留しやすい場所であるといえよう。左俣では, 表層土内に飽和水深が生じる場合は少なく,

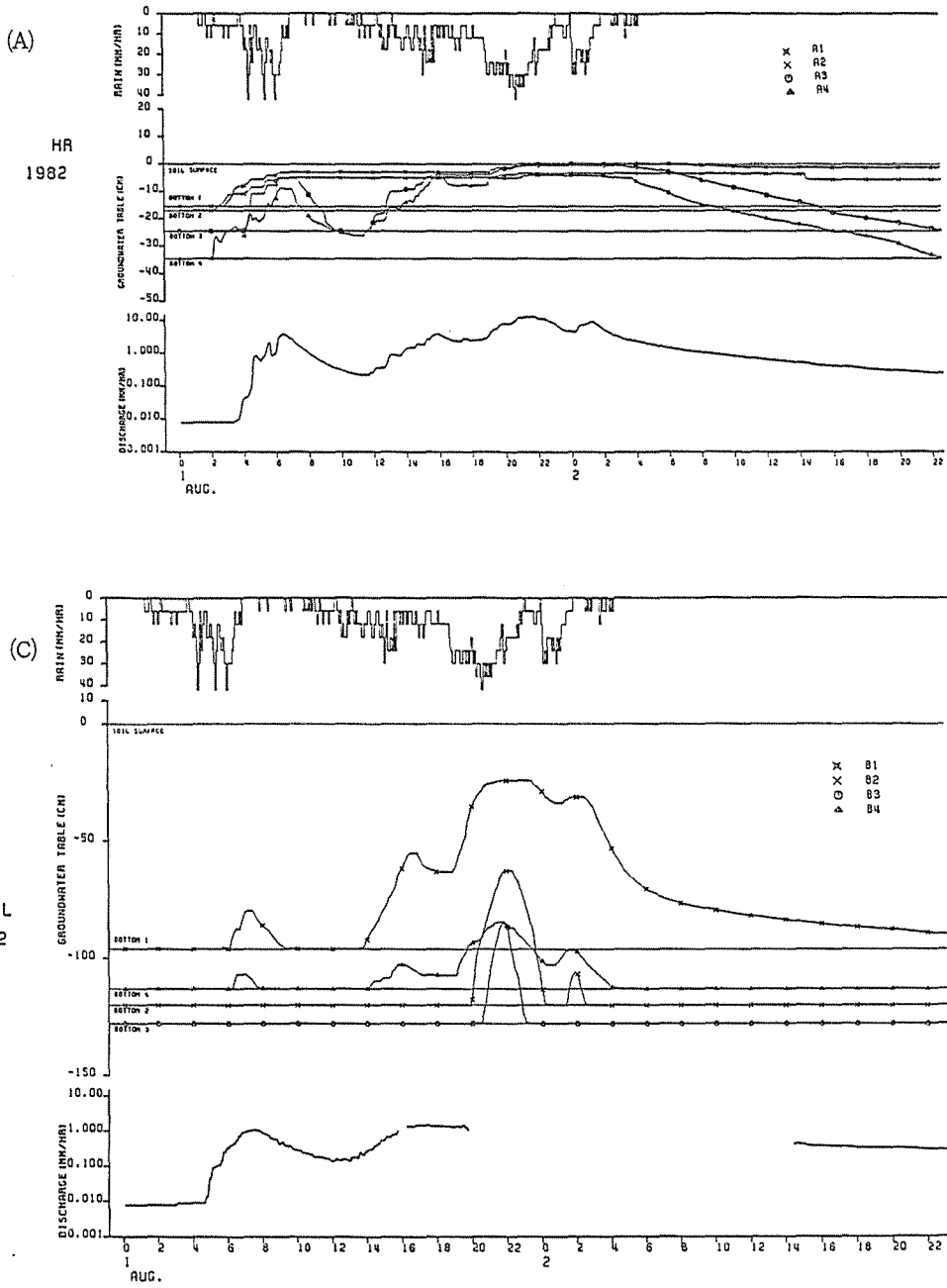


Fig. 9. Examples of Hydrograph and Time variations of groundwater level

- (A) HR, 1 Aug, 1982
- (B) HR, 11 Sep, 1982
- (C) HL, 1 Aug, 1982
- (D) HL, 8 Jul, 1981

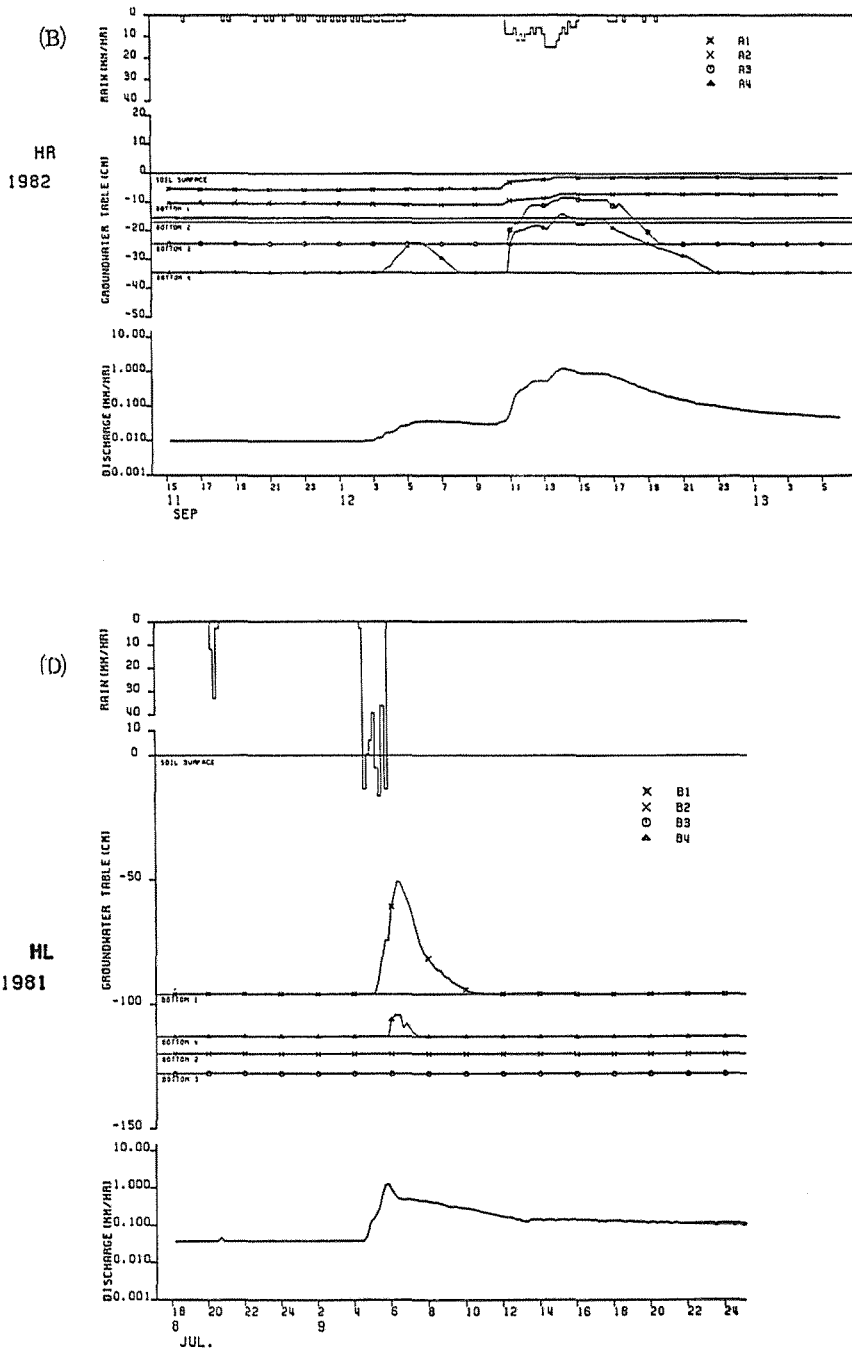


Fig. 9. do.

主たる土壤水分の移動形態は、不飽和流であるといえよう。

これまで述べてきたように右俣と左俣における流出形態は大きく異なっている。この原因としては、両流域の表層土厚の面的な分布の差によるものであろう。右俣では、谷底部が40cm以下の薄い表層土に覆われているため、降雨初期に土壤水分の増加に費やされる水分量が少なく、すみ

Table 4. Data of storms showing in Fig. 9

Bsain name	Date	Total rainfall (mm)	Direct runoff (mm)	Max. rainfall intensity (mm/hr)	Peak discharge (mm/hr)
(A) HR	82, 1 Aug.	305.0	80.4	42.0	13.1
(B) HR	82, 11 Sep.	56.0	5.0	15.0	1.3
(C) HL	82, 1 Aug.	305.0	—	42.0	—
(D) HL	81, 9 Jul.	86.0	2.0	72.0	1.3

やかに飽和水深が形成される。また、形成された飽和水深は表層土が薄いため、地表に達することが多く、この部分では表面流が生じやすい。

一方、左俣では谷底部、特に下流側に比較的厚い表層土の部分が集中している。この厚い表層土が存在するため、降雨により供給される水分の大半が貯留量の増加分となり、飽和水深が生じにくい。土壌中の水分移動形態も従って不飽和流が主体である。

4. 表層土における貯留量の変動

ここでは、圧力水頭の測定と水分特性曲線とにより、ヒノキ沢左俣の表層土における貯留量を算定した。

1) 土壌水分特性曲線

土壌試料採取による含水率の測定とテンシオメーターによる圧力水頭測定より、圧力水頭と含水率の関係—水分特性曲線—を求めた。

まず試料採取により得られる重量含水率を体積含水率に変換するための真密度、および乾燥密

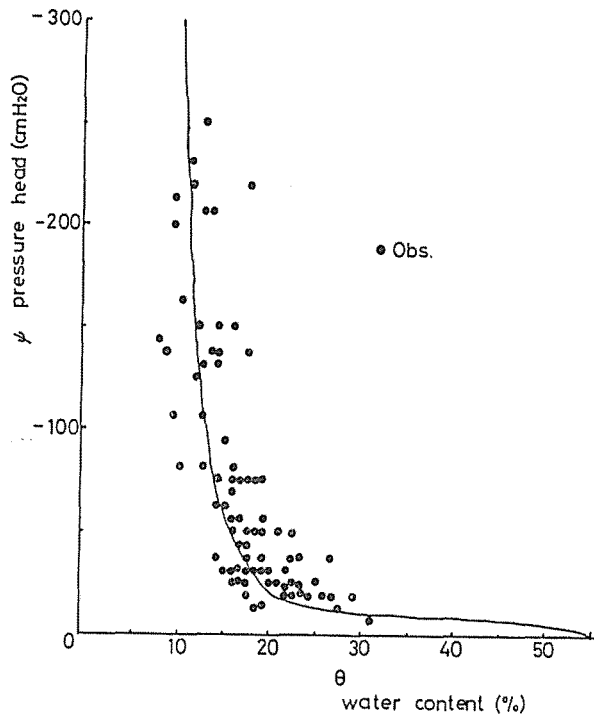


Fig. 10. Relation between water content (θ : %) and pressure head (ψ : cm H_2O) (Line in figure shows Eq. (2))

度は、桐生試験地の表層土について実測を行なった吉田²⁾の報告より、30cmまでの深さでは、それぞれ、2.6, 1.10 (間隙率0.538)とし、30cm以上では、2.6, 1.20 (間隙率0.577)とした。図10に体積含水率と圧力水頭の関係を示す。

次にこの関係を表わす式としては、Klute³⁾により提示された以下のような経験式を用いた。

$$\theta = \theta_o \times \frac{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_o}\right)^\alpha - \frac{\theta_o - \theta_r}{\theta_o + \theta_r}}{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_o}\right)^\alpha + \frac{\theta_o - \theta_r}{\theta_o + \theta_r}} \quad (2)$$

ここで θ : 体積含水率, ψ : 圧力水頭, θ_o : 飽和含水率, 間隙率に等しい, θ_r : 気乾含水率, ψ_o , α : パラメーター

圧力水頭と体積含水率の関係では、湿潤過程と乾燥過程とで異なる曲線となるヒステリシスが存在する。また間隙率も土壌の深さ毎に変わる。ここでは以後の計算の簡易化のために、間隙率は土層平均で0.55で一定とし、またヒステリシスも無視することにした。

以上より $\theta_o = 0.55$, $\theta_r = 0.05$ とし、実測値に適合するようにパラメーター ψ_o , α を定めた。その結果は

$$\begin{aligned} \psi_o &= -40 \\ \alpha &= -0.23 \end{aligned}$$

であった。この関係を図10に実線で示した。

2) 貯留量の計算手法

流域の表層土をある単位面積を持つ土柱(単位土柱)の集合と考える。単位土柱の貯留量は、単位土柱の深さ Z , 土柱内の深さ Z_1 , Z_2 における体積含水率をそれぞれ θ_1 , θ_2 とすれば、次式により求まる。 X_s を単位土柱の貯留量とすると

$$X_s = \theta_1 \times Z_1 + \theta_2 \times (Z - Z_1) \quad (3)$$

流域内のすべての単位土柱で貯留量を求めれば、流域の貯留量が求められる。いま、体積含水率が既知であるのは、各テンシオメーター測定点、または土壌試料採取地点だけなので、単位土柱を流域を平面的にメッシュで分割したもののひとつのメッシュとして考えて、それぞれの単位土柱をどのテンシオメーター群で代表させるかを定める。

流域を単位土柱に分けるメッシュは、2.5m間隔とし、各メッシュをT-1, T-3, T-4の各テンシオメーター群に属する3つの部分に分けた。流域の分割にあたっては、1982年10月27日に行なった流域内全域の含水率測定の結果(図11)を参考にした。図12に分割した結果を示す。こ

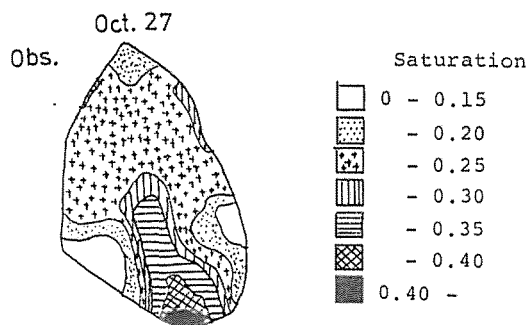


Fig. 11. Map of distribution of saturation in topsoil of HL

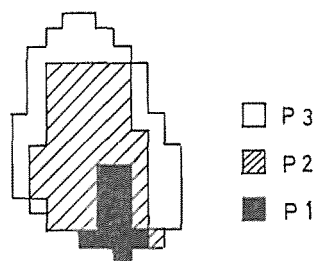


Fig. 12. Map of the zone calculated by the measured values of pressure head at each tensiometer site

P1: zone calculated by T-1
P2: zone calculated by T-3
P3: zone calculated by T-4

Table 5. Area and maximum water holding capacity at each zone and tensiometer site

	HL	P1	P2	P3	T-1	T-3	T-4
Basin area (m ²)	650.0	68.8	318.7	262.5	—	—	—
Maximum water holding capacity (mm)	295.1	495.0	297.6	239.6	467.5	660.0	330.0

でT-1, T-3, T-4によって代表される部分をそれぞれP1, P2, P3とする。P1からP3の各部分, および各テンシオメーター測定点の諸元を表5に示した。

3) 貯留量の変動

上記の計算手法により, 圧力水頭, 土壌試料の含水率の値を用いて貯留量を算定した。観測期間は, 1982年6月より11月までの5カ月間である。このうち8月7日以降は自記テンシオメーターによる連続記録であり, それ以前は, テンシオメーターの読みとり, または土壌試料の採取を行なった日の記録である。

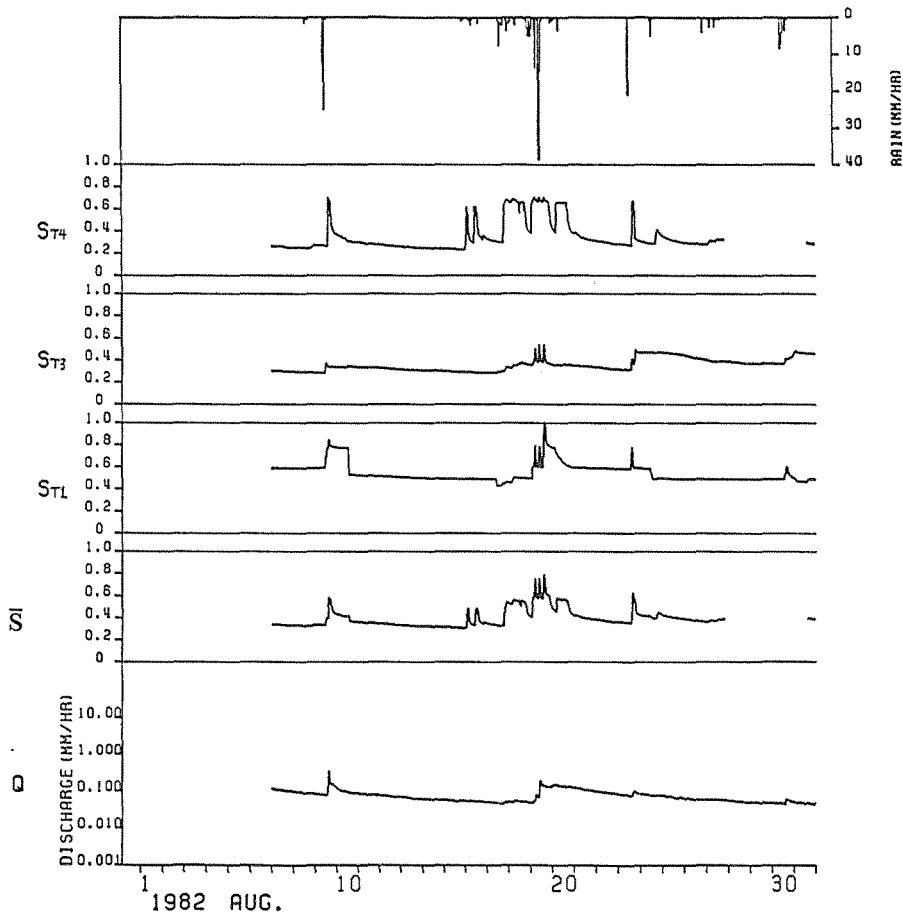


Fig. 13. Hydrograph of HL and time variation of storage (saturation)

Q : discharge \bar{S} : average of storage in HL

S_{T1} : storage at T-1

S_{T3} : storage at T-3

S_{T4} : storage at T-4

図13に貯留量の計算結果の一部を示した。各地点で最大保水容量が異なるため、比較しやすいように、貯留量はすべて飽和度で表示した。図13に見られる降雨時における飽和度の急激な増加は、テンシオメーター外壁の水の伝い流れ、あるいは大空隙の水の流れ等によると考えられる圧力水頭の急激な増大によるものである。この変化は水収支からも過大であることが確認されており、以後の解析では降雨中および降雨終了直後の過大な値は除外している。

計算された流域の貯留量変動の概要を述べる。観測を行なった1982年には、6月末から7月前半に無降雨日が続き、7月6日に観測期間中の最小値59.4mm（飽和度0.20）を記録した。以後は、降雨による貯留量の増加が続き、8月1日の台風10号通過時に最大値185.4mm（飽和度0.63）を記録した。その後は増減を繰り返した。そして9月下旬より再び無降雨日が1カ月近く続いたが、6月末から7月に比べて貯留量の減少は小さく、この時期の最小値は10月31日の65.4mm（飽和度0.22）であった。11月にはいと大きな変動は見られず、測定終了時の11月28日には、82.4mm（飽和度0.28）であった。降雨時については前述の誤差が生じているため、それ以外の無降雨区間の値は、全期間を通じてみれば、60mm～100mmの間で、大きくは変動しなかった。

4) 流量と貯留量の関係

一般に流域の乾湿一流域貯留量、土壌水分分布等一を表わす指標として、流量が用いられる場合は多い。たとえば、降雨直前の貯留量の差による有効降雨の分離、あるいは直接流出率の検討⁴⁾、短期水収支による蒸発散量推定法での水収支期間の選定⁵⁾等がある。そこで、今回算定された貯留量と流量の関係について検討を行なった。

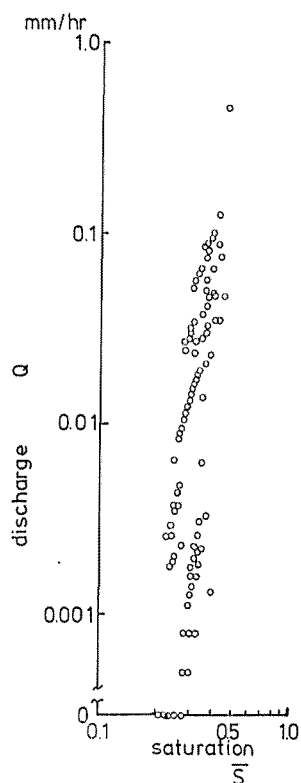


Fig. 14. Relation between discharge (Q) and average of storage in HL (\bar{S})

図14にヒノキ沢左俣の流量 (Q) と流域平均貯留量 (\bar{S}) の関係を示した。

3) で述べた降雨時における貯留量の過大値を除いた各日12時における流量と貯留量の関係である。これによれば、貯留量の増加にともなって流量も増加する傾向は認められるものの、飽和度0.3付近での流量は2オーダー近い範囲でばらついており明確な関係は見られない。ところが、5日から10日間程度の無降雨減水期間では、両対数紙上で直線で近似される関係が見られたので、これを図15にとりだしてみた。また、図16にそれぞれの減水期間の流量と流域平均貯留量の変化を示した。

図15によれば、各減水期間毎の流量と流域平均貯留量の間には、次式によって表わされる関係が認められる。

$$Q = a\bar{S}^b \quad (4)$$

Q: 流量 (mm/hr), \bar{S} : 流域平均貯留量 (飽和度), a, b: 各減水期間毎に定まるパラメーター

表6に各減水期間の a, b の値を示した。b の値をみると No. 1, 2, 3 については、ほぼ一定である。No. 4 はこれに比べて b の値は大きい。また、図16によれば、減水期間においては、流量と流域平均貯留量はともに指数的な減衰をしており、減水期間毎に1本の直線で表わされる。この関係は以下の両式によって表わされる。

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (5)$$

$$\bar{S}_t = \bar{S}_0 e^{-\alpha_2 t} \quad (6)$$

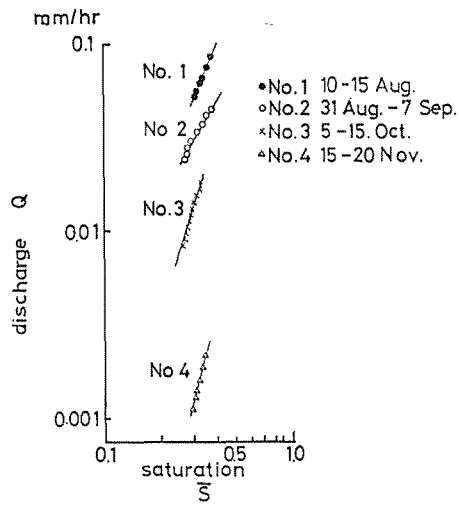


Fig. 15. Relation between discharge (Q) and Average of storage in HL (\bar{S}) at each recession period

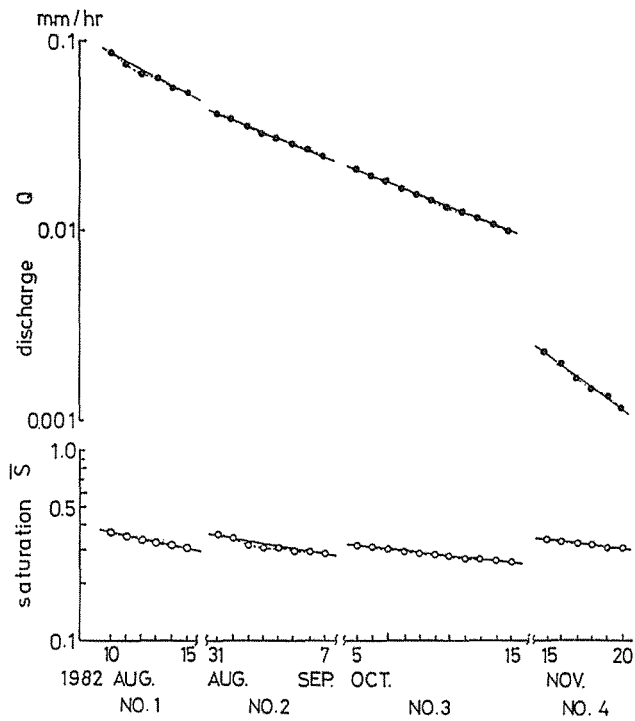


Fig. 16. Time variations of discharge (Q) and average of storage in HL (\bar{S})

Table. 6 Values of a, b, α_1 and α_2 at each recession period

Date	a	b	α_1	α_2
No.1 10-15 Aug.	1.32	2.69	1.07×10^{-6}	3.97×10^{-7}
No.2 31 Aug. -7 Sep.	0.632	2.56	1.01×10^{-6}	3.94×10^{-7}
No.3 5-15 Oct.	1.14	3.80	1.04×10^{-6}	2.74×10^{-7}
No.4 15-20 Nov.	0.679	5.86	1.60×10^{-6}	2.73×10^{-7}

Q_0 : 初期流量, Q_t : t 時間後の流量 (共にmm/hr), \bar{S}_0 : 初期流域平均貯留量, \bar{S}_t : t 時間後の流域平均貯留量 (共に飽和度), α_1, α_2 : 減衰係数 (1/sec), t : 時間 (sec)

各減水期間の α_1, α_2 の値を表 6 に示した。

流量の減衰は No. 4 はやや急であるが, 他の例はほぼ一定であった。流域平均貯留量の減衰も, No. 1, 2 に比べ, No. 3, 4 はゆるやかだが, 4 例ともほぼ同じ減衰である。また, α_1, α_2 と b の関係は

$$b = \alpha_1 / \alpha_2 \quad (7)$$

で表わされる。先に No. 4 の b が他の例よりも大きい値であることを指摘したが, これは No. 4 の α_1 が他の例に比べて大きいことによることが, この関係からもわかる。しかし No. 4 の α_1 が他の例よりも大きな値である原因は現在のところ不明である。

また図16は無降雨の減水期間のみをとりだしている。これを夏から秋にかけての連続的な時間の流れの中で考えてみると, 流量は降雨による一時的な増加を繰返しながらしだいに減少している。ところが, 流域平均貯留量は, 各減衰期間毎にはほぼ同じような減衰が見られるが, 減衰する範囲は夏から秋になっても流量ほど小さくならない。

以上のように流量と流域平均貯留量は, 各減水期間では対応関係はみられるものの, 季節的な流量の変化に対応した変化が見られず流域平均貯留量が等しくても, 流量が異なる場合が見られた。そこでこの原因を検討するために, 各減水期間で, 流域平均貯留量のほぼ等しい日を選んで谷底部の水分分布を調べてみた。

図17は, 横軸に集水地点からの水平距離を, 縦軸に各テンシオメーター測定地点における貯留量をとって谷底部の水分分布を表示した。これによれば, 流域平均飽和度が等しくても, 水分分布, 特に流域下端の T-1 における貯留量に差が見られる。T-1 における貯留量の大小の順位と, 流量の大小の順位とは No. 2 と No. 3 が逆転しているが, ほぼ対応している。このことより, 流量と T-1 における貯留量に着目して, 図14と同様に T-1 における貯留量と流量の関係を示したものが図18である。

図18によれば T-1 の貯留量と流量との間には良好な対応関係が見られる。飽和度 0.4 の付近でややばらつくが, 図14の流域平均貯留量と流量の関係に比べれば, 良好な対応である。この関係を直線で近似したものが図中の実線であり, 次式で表わされる。

$$Q = 8.76 \times S_{T1}^{7.4} \quad (8)$$

Q : 流量 (mm/hr), S_{T1} : T-1 における貯留量 (飽和度)

以上に見てきたように, 表層土からの流量流域下端の水分条件に対応している。流域平均貯留量が等しい時の流量の差は, この流域下端の貯留量の差に起因するものと考えられる。しかし, 流域下端の水分条件も, 流域全体の水分移動の過程の結果として形成されたものである。図17に見られるような水分分布の時間的な形成過程を降雨時における貯留量の変動も含めて, 運動の面

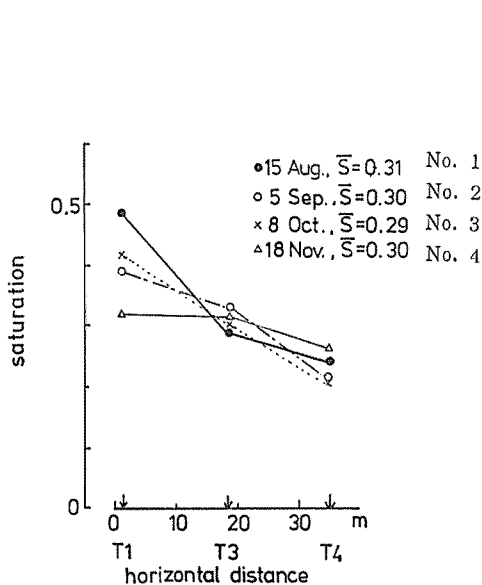


Fig. 17. Distributions of saturation at each recession period
(\bar{S} : the average of the storage of HL)

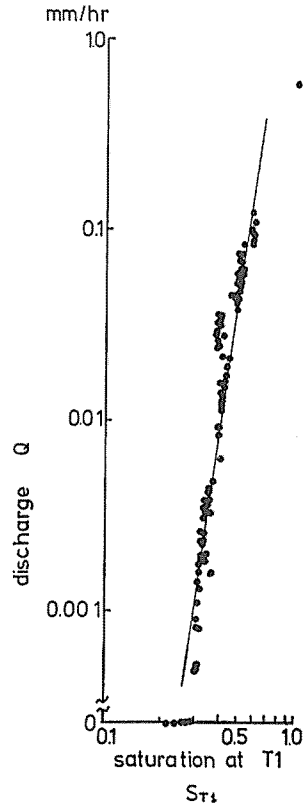


Fig. 18. Relation between discharge (Q) and storage at T-1 (S_{T1})

からも検討してゆく必要があると考えられる。

今回の観測においては、降雨時における貯留量の変動がとらえられていなかった点、下層への浸透量が相当程度の量を占めている点などの不十分な面も多い。土壌中の水分移動に関する運動の面からの考察も含めて、これらの点は、今後の課題としたい。

参 考 文 献

- 1) 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
- 2) 吉田裕弘：裸地における蒸発抑制の基礎的研究，京大卒業論文，1980
- 3) A. Klute: Soil Water Profile Development under a period in boundary condition, *Soil Sci.*, 117, 265-271, 1974
- 4) たとえば，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降降雨分離：農業土木学会論文集，91，26—33，1981
- 5) 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：農業土木学会論文集，76，1—6，1978

Résumé

The observation of hydrological conditions was carried out to examine flow process in topsoil in headwaters of a mountain small catchment, Kiryu (5.99ha), consisted

of weathered granite, at the south-east of Shiga prefecture.

The main two experimental catchments, Hinokizawa-migimata (HR:0.24ha) and Hinokizawa-hidarimata (HL:0.065ha) compose of headwaters of one of the subbasins in Kiryu, Hinokizawa (HH : 0.40ha).

The following are new interpretations obtained from the observations:

- (1) The average thickness of topsoil is 57.5cm in HR, 53.6cm in HL and 61.0cm in Kiryu. As the average of the porosity of topsoil is 0.55, the maximum water holding capacity in each catchment expressed by water depth is 316.3mm in HR, 295.1mm in HL and 335.5 mm in Kiryu. The distributions of thickness of topsoil in each catchment show logarithmic normal distribution.
- (2) The difference of runoff characteristics between HR and HL was caused by the difference of the horizontal distribution of topsoil. In HR, as the valley floor is covered with thin topsoil, saturated zone in topsoil was formed rapidly at storm events. At the parts where this water table reached ground surface, overlandflow was generated. The runoff from HR was mainly formed by saturated throughflow and overlandflow. In HL, as the valley floor is covered with thickish topsoil, the generations of saturated zone in topsoil were rarely occurred. The runoff from HL was mainly formed by unsaturated throughflow.
- (3) The storage in topsoil of HL was estimated by measuring pressure head and soil sampling. In the observation period, the maximum value of the storage of HL was 185.4mm (saturation:0.63), the minimum was 59.4mm (0.20).
- (4) The discharge from topsoil in HL was not clearly related to the average of the storage in HL, but clearly related to the value of the storage at the lowest tensiometer site of the catchment (T-1). This relationship is written by the following :

$$Q = 8.76 \times S_{T1}^{7.4}$$

where Q is the discharge (mm/hr) and S_{T1} is the value of saturation at the lowest tensiometer site (T-1).