

山地小流域に関する陸水学的研究 (V)

——山腹斜面の土壤水分収支と溪流の基底流出の関係——

江角 周一・奥西 一夫

HYDROLOGICAL STUDIES ON SMALL MOUNTAINOUS DRAINAGE BASINS (V)

——Water Balance of Soil Moisture and Base Flow of Streams——

By *Shuichi* ESUMI and *Kazuo* OKUNISHI

Synopsis

It had been suggested by the former reports that the base flow from the Takigatani experimental basin in Tanakami mountain range originates from unsaturated soil moisture in the hillslopes. In this report, the water balance of soil moisture in the hillslopes was examined in more detail so as to elucidate its relation with the base flow.

First, the characteristics of the soil moisture in the hillslopes with different vegetative cover was compared in quantitative terms. It turned out that diffusivity of soil moisture in a bare-soil land in drying process was larger than that in a forest land. Further analysis revealed that it is due to the fact that the top soil of the bare-soil land has much smaller value of the capacity of soil moisture retention than that of the forest land whereas the unsaturated permeability is larger in the forest land.

Next, the water balance of the soil moisture was examined for the point which seemed to be representative of prevailing vegetative cover in a subbasin of the experimental basin, according to the result of the observation of soil moisture profile and the soil moisture potential at different depths. It was revealed that the recharge and the discharge of soil moisture occur mainly at the top layer of the depth of about 1.5 meters. Both the surface gradient of suction and that of soil moisture content indicated the existence of an uninterrupted upward flux of soil moisture except for the time of the infiltration of rain water. At the depths greater than 1.5 meters, the soil moisture is almost in a steady state, where the flux is oriented downward.

The calculated value of the volume of stream discharge based on the water balance of the soil moisture was reasonably consistent with the observational value.

1. ま え が き

滋賀県田上山地の滝ヶ谷実験流域におけるこれまでの調査^{1,2,3,4)}の結果、溪流の基底流出は、直接的にはその上流端のたい砂地の地下水によってかん養されているが、たい砂地の地下水貯留効果が小さいため、山腹斜面からたい砂地に供給される水がそのまま溪流の基底流出となることを明らかにした。そこで本報では山腹斜面の土壤水分の収支について、これまで^{2,4)}よりも詳細に検討し、さらに溪流の基底流出との関係を吟味したい。

田上山地の山腹斜面は、植林後あまり年月の経っていないものを除くと、安定した林地と荒廃したはげ山の両極端に分かれる。これらの極端な地被状況の下での土壤水分の収支特性については、第2報²⁾において定性的な比較をおこなったが、本報ではさらに詳細な検討をおこなう。次に植林後8年ほど経過し、上記の両極端の中間に相当すると思われる斜面において土壤水分と土壤水のポテンシャルを測定した結果を解析することに

より、山腹斜面の土壤水分収支の基底流出への寄与について考察する。

2. 植生地と裸地の土壤水分特性の比較

この問題は第2報で若干取り扱った。すなわち、林地と裸地が接しており、他の条件が同一と見なし得る所で林地部分と裸地部分から代表地点 (Fig. 1 のA点およびC点) を選び、そう入型中性子水分計による土壤水分

プロフィールの測定その他をおこなった。その結果、林地では裸地にくらべて浸透能と不飽和帯の貯留能力が共に大きいので、植物の生育に十分な水を供給し得るが、裸地では土壤が乾燥して植物の生育限界を越える場合がしばしば起ることが明らかにされた。しかし中性子水分計のキャリブレーションが十分でなかったために、議論は定性的なものにとどまった。

その後、同一場所で中性子水分計による測定を続行した。また福嶋⁵⁾が同一機種 (神戸工業 : PC 301型) のそう入型中性子水分計についておこなったキャリブレーションの結果を利用してキャリブレーションをやり直した。福嶋の結果は次式で近似することができる。

$$w = \gamma F(z) + 0.023 \dots\dots\dots(1)$$

ここに w は含水比、 γ は土中とシールドケース中の計数率の比、 $F(z)$ は深さ z によって計数効率が変化する効果を含む係数である。アクセスチューブの径や土質が少し異なるので(1)式はそのまま使うことはできないが、中性子水分計のそう入孔を掘る時に土をサンプリングして乾燥法で測定した含水比と、その直後に中性子水分計で測定し、(1)式から求めた含水比が一致するように $F(z)$ に適当な定数をかけて補正することができる。

このようにして得られた含水比の深度別の時間変化を Fig. 2 に示す。この図では測定値は10日間の期間の平均値として示されている。雨量も10日間の値である。含水比はその絶対値において林地で高く、裸地で低い。時間的変化に関しては、林地では変動量が大きく、長周期変化が卓越し、深い所ほど短周期変動が小さくなる。これに反して裸地では、含水比があるレベルまで低下すると、それ以上さがらなくなるようなレベルが存在する。また含水比の変動巾は少なく、表層部も深部も類似した変化特性を示す。これらのことは第2報²⁾において比較的短周期の土壤水分変化の比較をおこなった結果と同じである。これらの相違の

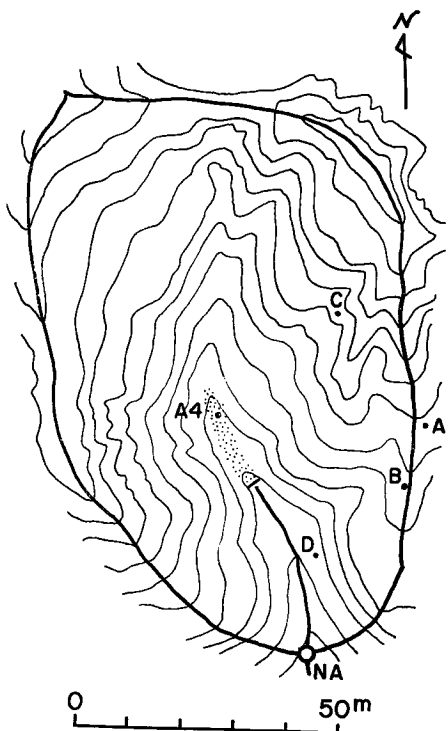


Fig. 1 A map of the subbasin-A in the Takigatani experimental basin, A: representative point of the natural forest land, B: representative point of bare-soil land, C: experimental plot for the water balance of unsaturated soil moisture, D: measuring point of groundwater seepage, A4: observation well for the estimation of groundwater recharge, NA: gauging station.

原因として、第2報²⁾で述べたこと他に、裸地の方が土壤水の diffusivity が大きいであろうことが考えられる。

そこで1969年7月14日~30日の期間の土壤水分変化 (Fig. 3 参照) をもとにして、地表面から深度1mまでの層の水収支を考える。簡単のため、深度1mにおける土壤水の鉛直 flux を無視すると、この期間には降雨がなかったので、含水比のプロフィールから蒸発量を算定することができる。この仮定には少し無理があるが、比較的短期間であって、含水比の鉛直勾配が小さいことと、この期間中は含水比の時間変化が特別大きいこと

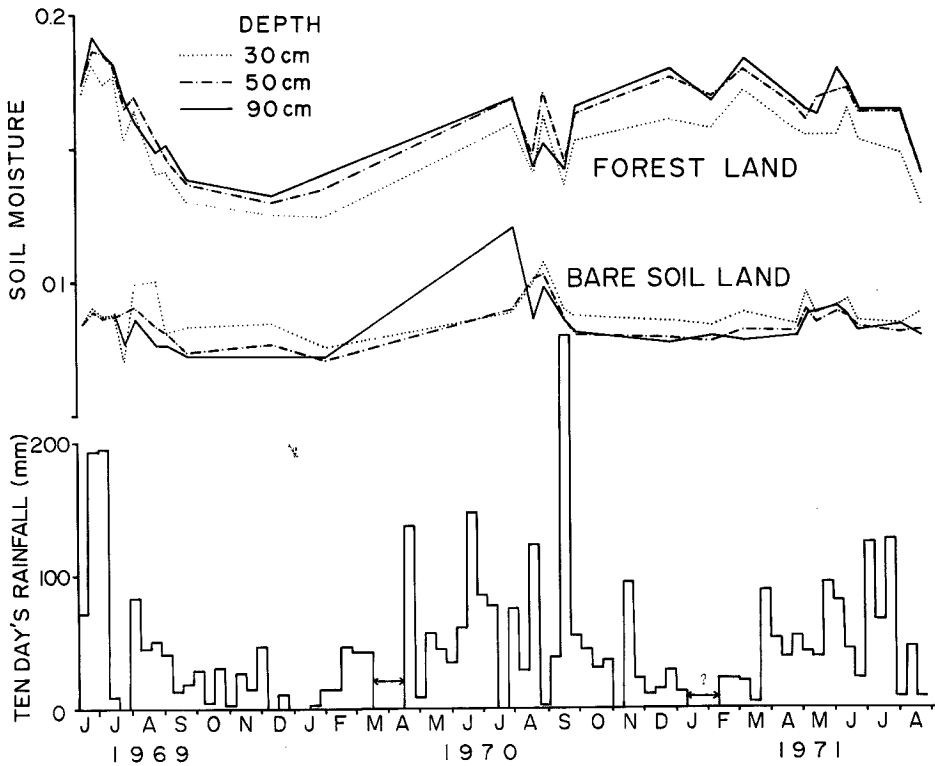


Fig. 2 Long-term variation of soil moisture content (in percent of the dry weight) at the forest land and at the bare-soil land.

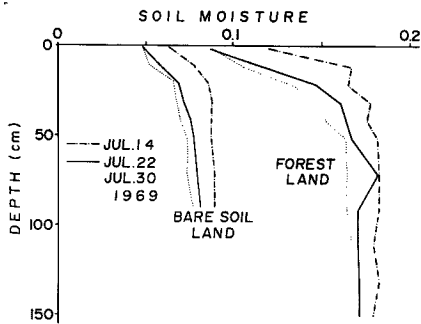


Fig. 3 Time change in the soil moisture profile at the forest land and at the bare-soil land.

から、1m 以深の層との間の土壤水の出入りは、第一近似としては無視できよう。

植物の根はあまり深く入っていないので、蒸発散量は適当な深さでの土壤水の鉛直 flux に等しいと仮定でき、

$$E = K \frac{\partial \phi}{\partial Z} = K \frac{d\phi}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z} \dots\dots\dots(2)$$

ここに E は蒸発散量、 K は不飽和透水係数、 ϕ は土壤水のポテンシャル、 θ は土壤水分量、 Z は深さである。(2)式より、

$$E / \left(\frac{\partial \theta}{\partial Z} \right) = K \frac{d\phi}{d\theta} = D \dots\dots\dots(3)$$

となる。ここに D は土壤水の diffusivity である。(3)式をどの深さに適用するかについては若干問題があるが、そう

入型中性子水分計で 20cm 以浅の水分を測定するには無理があることを考慮して深さ 30cm で評価すると Table 1 のような結果が得られる。すなわち D の値は裸地において林地の約 3.5 倍である。さらに K と $d\phi/d\theta$ について考えると、最終浸透能は林地において裸地の10倍である²⁾から、含水比の相違を考慮すると、自然含水比における K の値は林地において裸地の10倍以上であると考えられる。今仮にその比を10とすると、

Table 1. Estimation of the value of D (diffusivity) and $d\phi/d\theta$ (reciprocal of the parameter of retention capacity) through Eq. (3) for the period from Jul. 14 to Jul. 30, 1969.

	$E(mm/d)$	$\partial\theta/\partial z(1/cm)$	$D(cm^2/d)$	k^*	$d\phi/d\theta^*$
Forest land	1.42	0.00093	153	10	15.3
Bare-soil land	0.92	0.00017	541	1	541

* in an arbitrary unit

Table 1 に見られるように $d\phi/d\theta$ の値は裸地で林地の約35倍となる。実際にはこの比はさらに大きいと思われる。この値の逆数($d\theta/d\phi$)は同一のポテンシャル変化に際して吸収または放出される水分量の大小、すなわち土壤水を貯留する能力をあらわす。したがって、上の計算結果から、裸地では不飽和透水係数が小さいために土壤水の移動は少ないが、それにも増して土壤水を貯留する能力が小さいので、diffusivity はかえって大きく、土壤水分が短時間のうちに変化しやすいという特性を持つことが説明される。

表土層の soil profile を林地と裸地で比較してみると⁶⁾、林地では数十 cm の厚さの A 層が存在するのに対し、裸地では侵食によってこれが失われ、C 層が直接露出している。上述の土壤水分特性の相違はこのような表土層の物性の相違に起因するものと解釈される。

3. 山腹斜面における土壤水分と土壤水のポテンシャルの変化

滝ヶ谷実験流域の A 支溪 (Fig. 1 参照) において地下水収支から推定された山腹斜面からの基底流出の発生について、今度は山腹斜面の水収支から検討することにする。そのために Fig. 1 の C 地点において土壤水分と土壤水のポテンシャルを測定した。この地点は A 支溪の流域の山腹斜面の大半を代表する地被状態を示すもので、裸地に山腹砂防工事 (植林を含む) が施工されて 8 年ぐらい経過している。

土壤水のポテンシャルはヒューミセンサーと呼ばれる小型感湿素子を Fig. 4 に示すような方法で地中のいろいろな深度に埋設して測定した。これは直接的には土壤中に作られた空洞の中の空気の相対湿度を測定するものであるが、空気の流れがない時、空洞中の水蒸気と土壤水は熱力学的に平衡しているので、空洞中の水蒸気の化学ポテンシャル 4μ は土壤水の自由エネルギー $-df$ に等しく⁷⁾、

$$\mu = RT \log_e H = -df \dots\dots\dots(4)$$

ここに R は気体定数、 T は絶対温度、 H は相対湿度である。土壤水の自由エネルギー $-df$ とポテンシャル ϕ および suction h_s の関係は次式で与えられる。

$$\phi = df + \rho g \Delta Z \dots\dots\dots(5)$$

$$df = df_{mat} + df_{osm} = -h_s \dots\dots(6)$$

ここに ΔZ は基準レベルからの高さ (したがって $\rho g \Delta Z$ は重力ポテンシャル)、 df_{mat} と df_{osm} はそれぞれ matrix

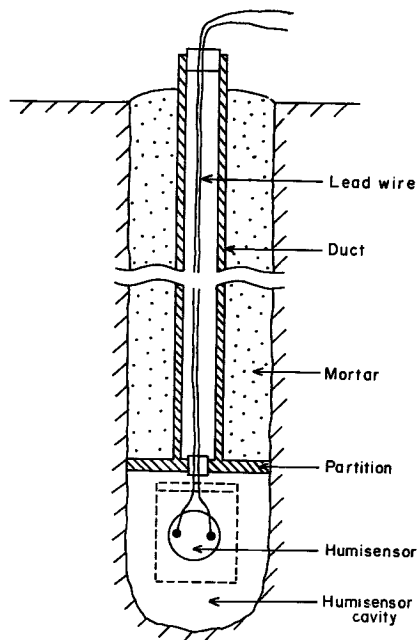


Fig. 4 A schematic illustration of the installation of humisensor (an electrical hygrometer element) in a bore-hole. Several humisensors are installed at different depths.

suction と osmotic suction にもとづく自由エネルギーの成分（通常負の値）である。不飽和土壌水に対しては拡張された Darcy の法則が適用できるとされているが、その場合、一般化された水頭としては、毛管水の移動に対しては $\Delta f_{mat} + \rho g \Delta Z$ を、吸着水の移動に対しては ϕ を与えなければならない。今の場合、土壌はかなり乾燥しているので、雨水が地中に浸透している場合の外は ϕ を取り扱わねばならない。

このようにして測定した suction h_s の各深度における時間的変化を Fig. 5 に示す。全体的に suction の

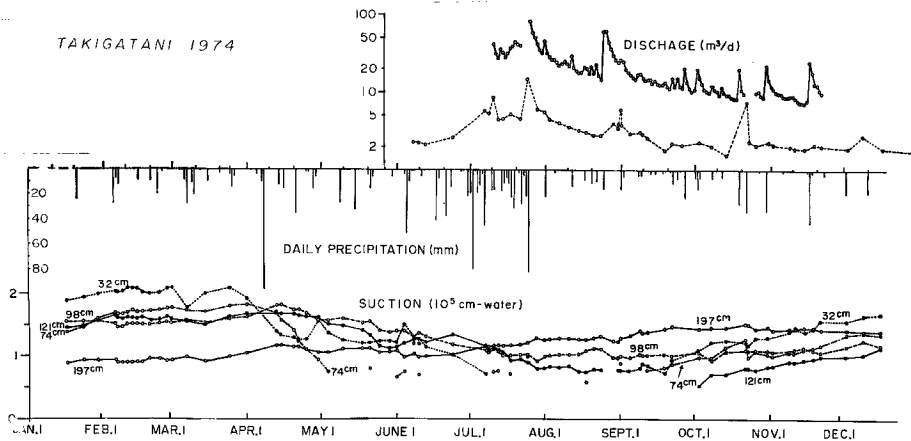


Fig. 5 Time change in the suction of soil moisture at different depths of the location C in Fig. 1. The discharge of the stream (top) and the rate of groundwater seepage (bottom) are also shown.

値は大きく、 10^5 cm-water のオーダーである。 5×10^4 cm-water 以下の領域ではキャリブレーションが一意的でない（感湿素子のヒステリシスによる）ため、suction の値は得られず、空白になっている。大まかな傾向としては、suction は冬期に高く、夏期に低いレベルを示す。これは土壌水分が夏期に高く、冬期に低くなる（Fig. 2 参照）ことの反映と思われる。深さ別の変化特性を見ると、浅い層では変化が大きいが、深さが増すと共に変化巾が小さくなり、2m 以深ではほとんど一定した suction を示すようである。この図に示された短期変化の中には測定装置の電気的不安定によると思われるものもある。

Fig. 6 は10月30日の降雨に対する土壌水の suction のプロファイルの応答を示す。10月31日にはすでに雨水浸透の影響を受けて suction が下がっていたと考えられる。11月2日には地表面近くを除いてさらに suction が下がっている。その後降雨のほとんどない日が続いたので、土壌の乾燥が起り、11月15日にはほぼ全層にわたって suction が上昇している。これらの過程を通じて suction の変化が大きいのは地表面から深さ 1.5m までの部分であることがわかる。Fig. 6 で見られる suction の勾配は重力ポテンシャルの勾配よりも 2 桁ほど大きいので、この図では suction の勾配が水頭勾配をあらわすと考えてよいが、50cm 以浅では常に上向きの flux があることを示している。これは降雨中以外には地面からの蒸発があるためと考えられる。また 2m 以深では常に下向きの flux があるようである。Fig. 7 に示した例も同様の傾向を示す。Fig. 8 には Fig. 6 に対応する期間中に同じ場所でそう入型中性子水分計を用いて測定した土壌水分のプロファイルを示す。土壌水の移動を拡散と考えると、高水分の所から低水分の所へ向かう flux が存在するはずである。そうするとこの図からも Fig. 6 におけるのと全く同じことが言える。

浅層部の上向きの flux は蒸発散に対応するものと考えられる。1.5m 以深で見られる下向きの flux はさらに深部への percolation に相当するものと思われる。この流れは風化帯の下限で集積され、未風化帯の表面に

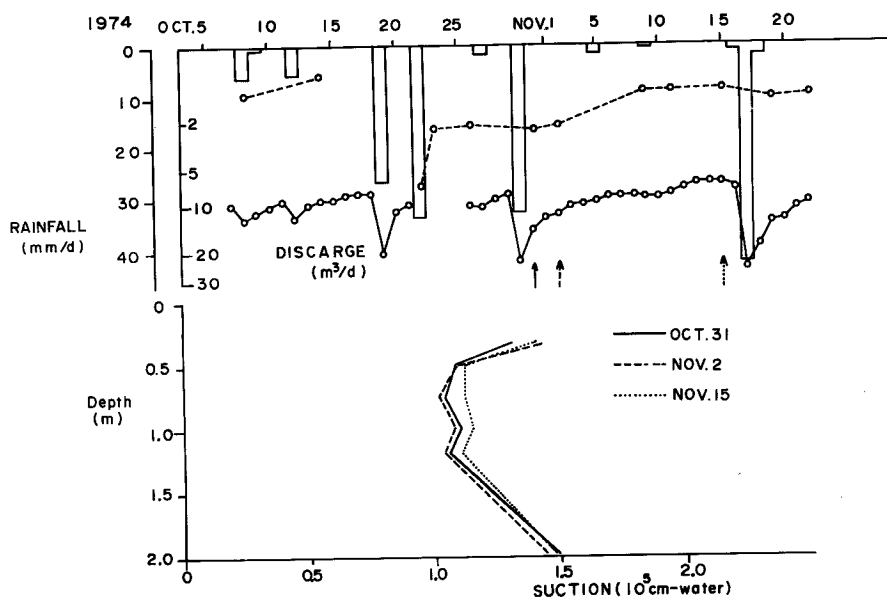


Fig. 6 The time change in the suction profile due to the rainfall on October 30th. The rate of groundwater seepage (broken line) and the discharge of the stream (solid line) are also shown.

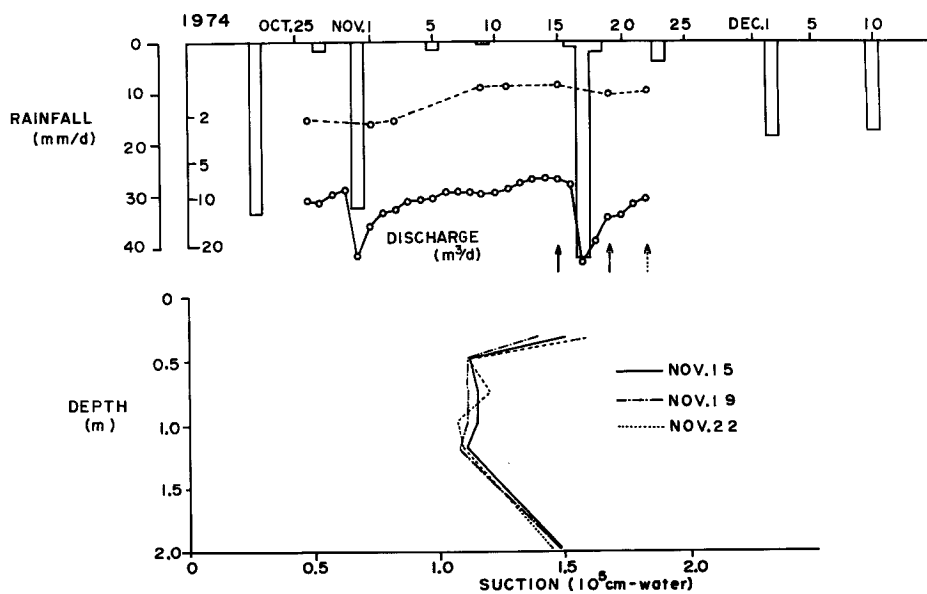


Fig. 7 The same with Fig. 6 but for another period.

沿って側方流を生じ、谷底の地下水または表流水に流入するものと考えられる。この場合、土壌水の suction が 10^5 cm-water のオーダーの値であり、重力ポテンシャル (最大で 3×10^3 cm-water ぐらい) を考慮しても

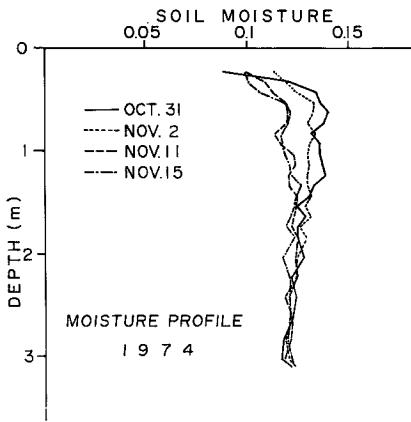


Fig. 8 Time change in the soil moisture profile during the period corresponding to Figs. 6 and 7 at the same location.

土壌水の水頭の方が谷底の自由水のそれよりも低いということになる。この問題について検討するにはデータが不足であるが、山腹斜面の深部では土壌水は毛管水となり osmotic suction が関与しなくなるので谷底の水よりも水頭が高いということも考えられる。また感湿素子の埋設時に使用したモルタルが吸湿体として作用して、空洞中の相対湿度を自然状態よりも低下させ、suction の過大評価をもたらしたという可能性も考えられる。後の方の可能性については実験的な検討が必要である。山腹斜面の深部における側方流れの存在は現地では直接的には確認されていないが、溪岸の局所的なたい積物から地下水が浸出していることが所々で見出され、その1箇所 (Fig. 1 参照) で測定した浸出量が溪流の基底流出とほぼ同一の減曲線を示す (Fig. 9 参照) ことから、上述のような側方流れが現実存在することが示唆される。

上述のデータからは降雨時の雨水浸透の状況は明らかではない。そこで1971年に滝ヶ谷実験流域の近くの尾根の平

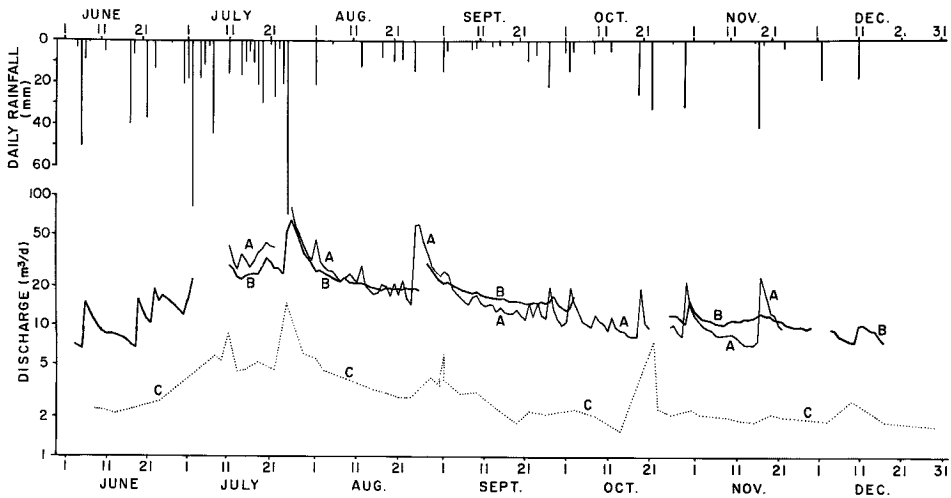


Fig. 9 Comparison of the rate of groundwater seepage at the location D (curve C) with the stream discharge (curve A) and the recharge of the groundwater in the sand deposit from the hillslopes (curve B).

坦部（裸地）で、降雨中および降雨後に土壌水分のプロフィールを測定した例を Fig. 10 に示す。またその時の降雨状況を Fig. 11 に示す。8月20日から8月28日までは4mmの降雨しかなく、また8月25日から28日までは無降雨であったために、8月28日にはかなり乾燥した水分状態になっている。その後さらに含水比が低下した後、8月30日には雨水浸透のために50cm以浅で含水比が急増した。浸透水の front は砂質土で一般に見られるようなはっきりしたものではない。8月31日の降雨終了直後の測定では、雨水浸透の影響が深さ1.5mまで及び、front は消滅している。全体を通じて深さ3cmにおける含水比は特別に小さいが、上述のように、そう入型中性子水分計でこのような表層の土壌水分を測定するには無理があり、この深度の含水比の値は信頼できない。1m以深では深さと共に含水比が増加する傾向が常に見られる。この原因はつまびらかではない

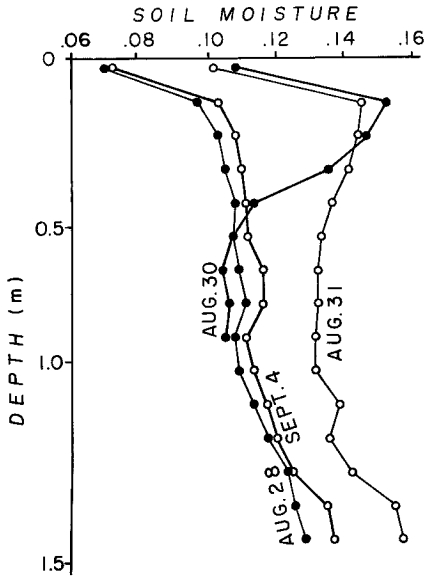


Fig. 10 Time change in the soil moisture profile due to rainfall and succeeding evapo-transpiration observed on a bare ridge near the Takigatani experimental basin.

が、局所的な風化状態の不均一のために土壌水の下向きの流れがせき止められているのではないかと考えられる。

Fig. 10 において地表面から深さ 1.5m までの層の水分貯留量の変化を算出すると、8月28日~30日の期間に水深にして 26.3mm, 8月28日~31日では 67.9mmの増加となり、それぞれ雨量の96%および56%に相当する。ただし後の場合では 1.5m 以深でも水分増加があるのを無視しているので過小評価になっている。これらのことから、雨水はそのほとんどが地中に浸透し、また短時間のうちにかなり深くまで土壌水分の増加をもたらすということがわかる。

4. 山腹斜面の水収支と溪流の基底流出

前節で述べたような土壌水の下向きの流れによる溪流の基底流出のかん養については、拡張されたダルシーの法則または拡散の式を用いてその量を評価し得る。しかし必要なパラメーターの値が測定されていないので、ここでは山腹斜面に貯留されている土壌水の収支からこれを評価し、溪流流量を比較することを試みる。ある流域にある期間に降った雨水の量(体積)を P 、そのうち直接流出量を Q_d 、浸透量を F とし、土壌水分増加量を ΔM 、蒸発散量を E_t 、基底流出量を Q_b とすると、

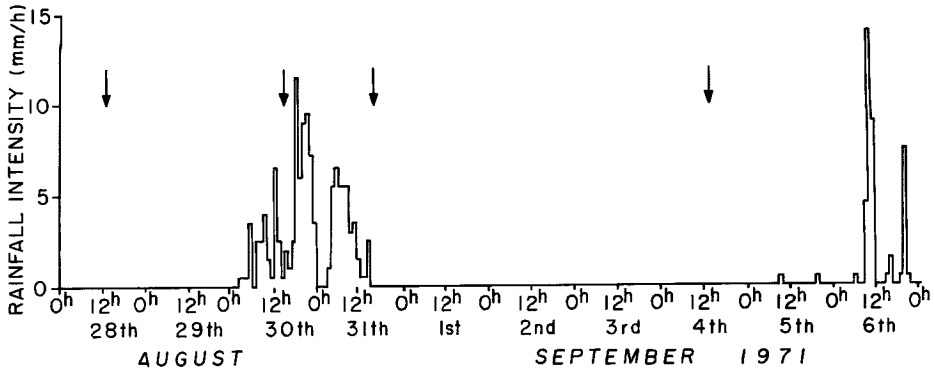


Fig. 11 The hyetograph corresponding to Fig. 10. The timing of the observation of soil moisture is shown with arrows.

$$P = Q_d + F \dots\dots\dots(7)$$

$$F = \Delta M + E_t + Q_b \dots\dots\dots(8)$$

したがって、

$$Q = Q_d + Q_b = P - \Delta M - E_t \dots\dots\dots(9)$$

ここで Q は流域からの総流出量である。この式を用いて Fig. 8 に示した土壌水分変化から A 支溪からの流出量 Q を計算する。この場合土壌水分プロフィールは 1 地点でしか測定されていないので、このプロフィール

が全流域を代表するものと見なす。信頼できる含水比の値は 33cm～2 m の深さでしか得られていないので、この範囲の深さの水分変化量（水深の dimension を持つ）に流域面積をかけて $4M$ とした。 E_t を推定するのに必要なデータは得られていないので、福富ら⁸⁾が同じ田上山地の川向試験地について評価した1968年11月の値を用いた。この値については、土質と地被状態が少し異なる他、気象条件がかなり異なっていた可能性もあるので問題はある。計算結果および Q の実測値を **Table 2** に示す。最初の期間については Q の計算値と実測値はよく一致しているが、他の期間ではかなりちがっている。しかし全体としては両者はオーダー的には一致しているということが言えよう。

Table 2. The values of the volume of the stream discharge calculated with Eq. (9) and observed at the point N_A .

Period	P	ΔM	E_t	$Q(\text{calculated})$	$Q(\text{observed})$
Oct. 31—Nov. 2	0.0	-34.5	8.4	26.1	25.6
Nov. 2—Nov. 11	12.3	-135.7	37.9	110.1	83.3
Nov.11—Nov. 15	0.0	-17.6	16.9	0.7	30.0
Oct. 31—Nov. 15	12.3	-187.8	63.2	136.9	138.9

5. 考察とまとめ

田上山地の山腹斜面はその地被状態によって大まかに3種類に分けられる。その1は自然林および自然林に近い植林地、その2は植生被覆がほとんどない裸地である。これらは第2節で述べたように極端に異なった土壌水の特性を有している。そして林地では植物による土壌化作用が保水性を高めるのに役立っているのに対して、裸地では侵蝕がはげしい他に保水性が低いので自然状態では植生の回復が不可能である。その3は山腹砂防工事と植林などの人工によって裸地から自然林に移行しつつある斜面で、土壌水の特性は自然林と裸地の中間を示すと思われる。本報で扱ったA支溪の流域では積苗工が施されているため、表面流出がほとんど発生しないという点では林地に近いが、土壌の性質（透水性、保水性）は裸地のそれに近い。一般には植林後の年数が長いほど自然林に近づくと考えられるが、植林後一定年数が経過すると樹勢が衰え、裸地に戻る傾向を示す場合や、疎林状態で安定しているように見える場合もある。

こういうわけで、本報で述べた山腹斜面の水収支特性は必ずしも田上山地の山腹斜面のそれを代表するものではない。しかし田上山地の多くの部分では異なる地被状態の部分モザイク状に分布しているので、個々の流域の山腹斜面の水収支特性は平均化されて林地と裸地の中間的なものになり、本報で扱った山腹斜面の水収支特性とはあまりかけはなれたものではないだろうと考えられる。すなわち、雨水の大部分（林地の場合はほとんど全部）は地中に浸透して表層土（例えば1.5m以浅）の水分を高める。降雨中以外の時期には、地面蒸発および蒸散のため、土壌水は大気に放出され、表層土の水分は減少する。その変化特性は林地と裸地では大きく異なり、林地では長周期かつ大振幅巾の変化が卓越するのに対して、裸地では短周期、小振幅巾のものが卓越する。深い所（例えば1.5m以深）では土壌水分の時間変化は少なく、下向きの flux が定常的に存在する。この flux は風化帯の下限ではせき止められて側方流れとなり、谷底の地下水または溪流をかん養しているものと考えられる。

謝辞. この研究を遂行するにあたっては京大農学部砂防工学研究室ならびに建設省琵琶湖工事事務所の方々の御援助を受けた。一部のデータ (**Fig. 10** および **11**) は中川鮮氏ならびに後藤典俊氏との共同観測の成果である。これらの方々の御厚意に感謝します。研究費の一部は文部省科学研究費補助金(自然災害特別研究: 代表者水山高幸)による。データ処理に際しては京大大型計算機センターならびに防災科学資料センターを利用した。

参 考 文 献

- 1) 奥西一夫・夏川享子：山地小流域に関する陸水学的研究(I)，京大防災研究所年報，第11号 B，1968，pp. 89—101.
- 2) 奥西一夫：山地小流域に関する陸水学的研究(II)，京大防災研究所年報，第13号 A，1970，pp. 587—599.
- 3) 奥西一夫・江角周一：山地小流域に関する陸水学的研究(III)，京大防災研究所年報，第16号 B，1973，pp. 411—423.
- 4) 江角周一・奥西一夫：山地小流域に関する陸水学的研究(IV)，京大防災研究所年報，第17号 B，1974，pp. 301—309.
- 5) 福嶋義宏：中性子水分計のキャリブレーション，未発表.
- 6) 松田博幸・奥西一夫：田上山地の禿山の地形学的特性，京大防災研究所年報，第13号 A，1970，pp. 541—555.
- 7) Okunishi, K. : In Situ Measurement of the Free Energy of Soil Moisture by Small Hygrometers (Part 1), Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 18, Part 3, No. 142, 1969, pp. 17—27.
- 8) 福嶋義宏，加藤博之，松本潔，西村武二：花崗岩山地の2つの小流域について，京大農学部付属演習林報告，第43号，1972，pp. 193—226.