

山地小流域に関する陸水学的研究(Ⅱ)

—風化花崗岩地域の山腹斜面における土壤水分の消長

奥 西 一 夫

HYDROLOGICAL STUDIES ON SMALL MOUNTANOUS DRAINAGE BASIN (II)

—Soil Moisture Conditions of Hillslopes of
Weathered Granite Region—

By *Kazuo OKUNISHI*

Synopsis

Hydrological investigation was continued at the experimental basin in the weathered granite region of the Daido River area. Soil moisture conditions of the hillslope at bare soil land and forest land were compared on a basis of the measurement of soil moisture by the neutron scattering method and the thermodynamic potential of soil moisture by hygrometers. At the bare soil land, the soil was more deficient in soil water with larger fluctuation both in the content and the potential of soil moisture than at the forest land. The action of vegetation at the forest land changes the coarse-grained soil at the depths less than 70 cm. to fine-grained top soil containing organic matter, which enables the soil to contain more water under the same value of suction. Moreover the development of of litter and humus layer on the slope surface absorbs all the rainfall upon it to supply gradually to the underlying soil. On the other hands, the bare soil land can not keep the litter and humus layer and fine-grained top soil (if there) because of heavy surface erosion. These characteristics of the soil-water system are supposed to be one of the most significant cause of this weathered granite region where bare soil land and forest land are adjoining each other with a discontinuous boundary.

It was shown that the concentrations of Ca^{++} , Mg^{++} , Fe^{++} , Fe^{+++} , HCO_3^- , and soluble silica in the stream water and the ground water at different locality reflects the route of water under the ground, and that the stream water can be divided according to its origins to surface runoff, sub-surface runoff, and ground water runoff on a geochemical basis.

Observations at a heavy shower showed that the peaks in the concentration of suspended material, the discharge, the concentration of dissolved matter, and the discharge of bed load material differ in their time of occurrence with each other, and occur in this sequence.

1. ま え が き

前報¹⁾ではびわ湖南岸のはげ山地帯にある滝ヶ谷上流の小実験流域における、昭和42年夏の観測結果にもとづいて、水収支の特性、掃流砂の流出特性、および溶解物質の流出特性について論じた。その後も継続して観測をおこない、前報において問題点として残った事項、およびさらに詳細な観測を必要とする事項について観測データを得ると共に、新たに土壤水分の挙動に関する観測をおこなった。本報ではそれらの結果をもとにして、主として山腹斜面における土壤水の保有状態と変化特性に関する議論をおこない、次いで溪流の流出特性、流出水の水質特性、および土砂流出特性について、前報における議論を補足する。

2. 山腹斜面における土壤水の挙動

この実験流域は粗粒花崗岩の上にその風化残積物であるまさ土がかぶさっており、そのうち約3分の1ははげ地 (bare-soil land) で、残りは植生被覆の密な林地になっている (**Fig. 1** および **Photo. 1** 参照)。それらの間の境界は不連続で、はげ地側が数十 cm の段落ちになっており、また次第にはげ地が拡大して行くすう勢がうかがわれる (**Photo. 1**)。風化層の粒度分布は全体としては粗粒であるが、植生地では土壤

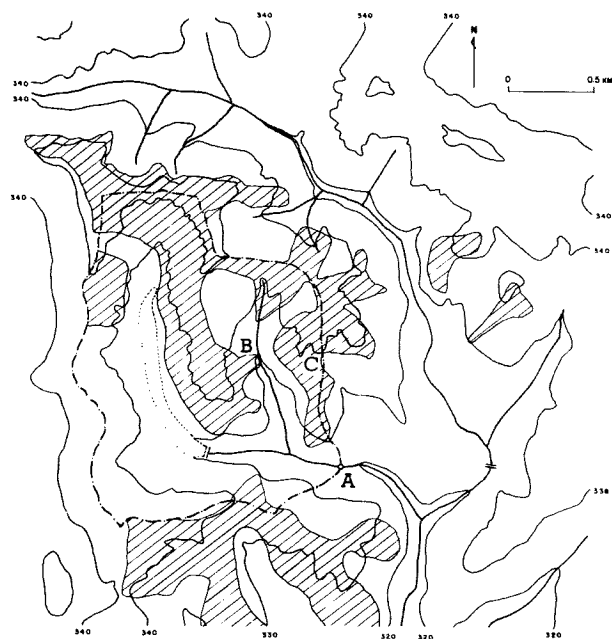


Fig. 1 The plan of the experimental basin. The hatched part is the bare soil land. A- gauging station, B- station of ground water level, C- soil water stations at the bare soil land and at the forest land.



Photo. 1 The forest land and the bare soil land with discontinuous boundary.

化作用のために、地表面から数十 cm にわたって比較的細粒のものが卓越しているのに対し、はげ地では土壌化作用は見られない²⁾。このようにはげ地と植生地では土壌の性質が異なり、しかも蒸発散のちがいが、腐植層の有無等、異なった条件の下にあるので、はげ地と植生地で別個の考察が必要である。そこではげ地と植生地が隣接していて、傾斜の比較的ゆるやかな尾根（Fig. 1 参照）を選んで、土壌水分および土壌水のポテンシアルに関する測定をおこなった。なお上に述べた粒度分布も同一の場所のものである。

2.1 電気抵抗法による土壌水分の変化の測定

最初に予備的な測定として、昭和43年、はげ地の斜面に直径 4 mm のステンレスの電極を2本、1 cm の間隔で打ち込み、交流に対する電気抵抗を測定した。打ち込んだ深さは 5 cm, 10 cm, 15 cm の3種類である。測定結果にもとづき、電気力線が電極棒に垂直な平面を通ると仮定して、0-5 cm, 5-10 cm, および 10-15 cm の各層の電気抵抗を計算して Fig. 2 に示した。この方法では電極と土壌の間の接触の不安定、電極棒を正確に平行にして打ち込むことの困難、電流の深所へのろうえいなどのために定性的な結果しか得られず、また深度別の抵抗値の比較も大ざっぱにしかできないが、Fig. 2 で見られるように、降雨は地表面から浸透すると、短時間のうちに 15 cm 層まで達することがわかった。

2.2 土壌試料の含水比の測定

植生地とはげ地からお互いに 10 m ほど離れた2つの代表地点（Fig. 1 参照）を選び、ソイルオーガーによって各深度別の土壌サンプルを採取して粒度分析をおこなう（別報²⁾ 参照）とともに、乾燥法によって含水比を測定した（Fig. 3）。土壌サンプルを採取したのは昭和43年7月29日で、梅雨が終った後2週間ほど好天気が続き、一時的に土壌が乾燥状態になった時である。平均的に見ると植生地では0.13、はげ地では0.07程度で倍ぐらいの開きがある。両方共地表面から土壌の乾燥化が浸透していることを示しているが、は

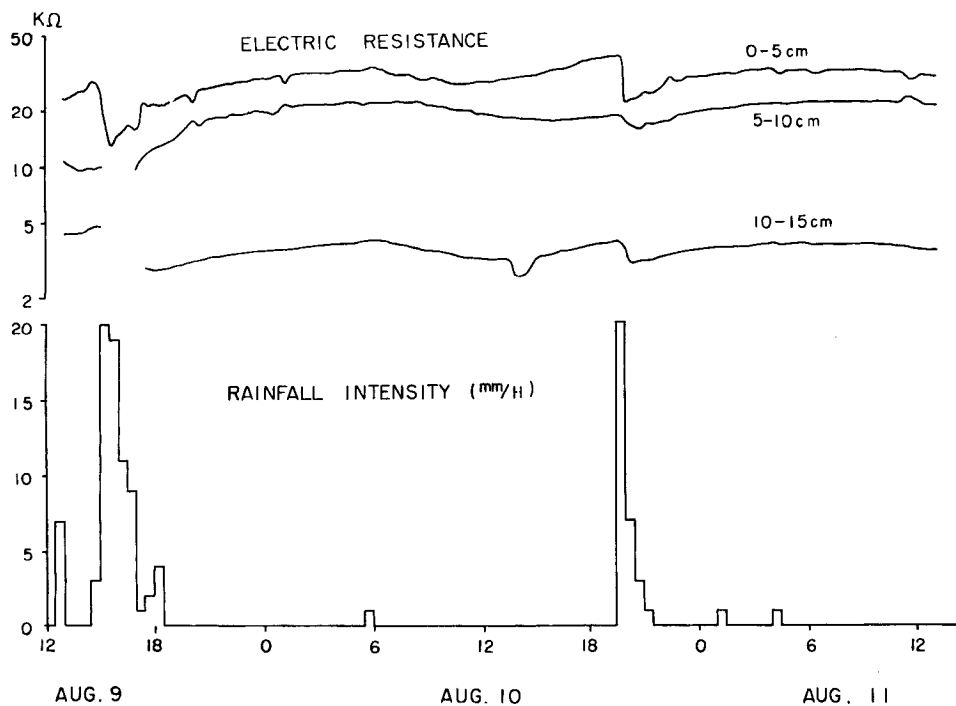


Fig. 2 The change of the electric resistance of soil at different depths due to infiltration of rainfall observed at the bare soil land in 1968.

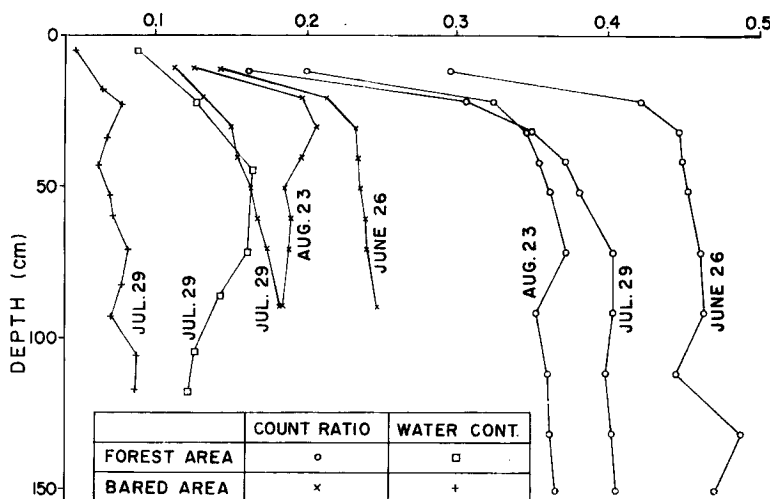


Fig. 3 Profiles of moisture content and counts of neutron moisture meter observed in 1969.

げ地においてそれが著しい。植生地の 50-70 cm の深さにおける高水分は梅雨の影響が残っているものと思われる。

2.3 中性子水分計による水分検層

ある程度深い土壤層における土壤水分の時間的変化を正確に調べるには、そう入型の中性子水分計を用いて反復的に検層をおこなうのがよい。そこで植生地とはげ地の代表地点にソイルオーガーで穴を掘り、そのあとへ直径 5 cm のアルミニウムのケーシングを入れて、昭和44年6月から9月にかけて、平均1週間に一度の割合で中性子水分計による検層をおこなった。Fig. 3 にその結果得られた土壤水分の重直分布を示す。ここで横軸は当該深度における水分計の計数値とパラフィンシールド中における計数値の比(計数比)を示す。低水分域ではこれがほぼ土壤水分に比例する。含水比の測定結果(7月29日)と比較すると、この計数値に0.4をかけるとほぼ含水比に等しくなることがわかる。なお、20 cm 以下の深度で計数比が急激に減少しているのは、浅層ほど中性子が空気中へろうえいする量が多くなるため、この深さでは水分のプロファイルを正しく示さない。深さ 1 m までは多少ともこのような効果があらわれている。

6月26日は梅雨期間中であって、植生地、はげ地とも全層にわたって水分が高いが、植生地とはげ地の水分の差は大きい。梅雨が終った後、好天気が続くと(7月29日)、蒸発および発散のため、表層部から水分が減少しているが、はげ地では 90 cm 以上の深さまで乾燥の影響が及んでいるのに対し、植生地では 70 cm 以下の深さには乾燥化が及んでいない。しかも水分分布が、植生地の方がより convex な形を示し、水分の貯留効果があらわれている。8月に入ると夕立ちなどのため土壤水の補給が間欠的におこなわれ、はげ地では水分の回復がおこなわれている(8月23日)

Fig. 4 は各深さの土壤水分の時間的変化を日雨量と共に示す。この図から、浅い層ほど降雨を敏感に反映し、深くなるほど短期の変化が減衰していることがわかるが、このような傾向は植生地においていちじるしい。

2.4 土壤水のポテンシャルの測定

土壤水分が低い時、土壤水は重力よりもむしろ毛管力や吸着力、溶解物濃度による浸透圧などにもとづく熱力学的なポテンシャルの勾配にしたがって移動する。また土壤水分が低い場合の植物の生育限界は土壤水のサクション(一般的には熱力学的ポテンシャル)によって決められる。この意味で、この流域の土壤水分について考える場合、土壤水の熱力学的なポテンシャル(以下単にポテンシャルと呼ぶ)の測定はきわめて

要である。

現在 pF 値が3をこえるような土壤水のポテンシャルを現場で正確に測定する方法はまだ確立されていない。著者は小型感湿素子（商品名ヒューミセンサー）を用いた測定方法を開発中で、かなりの高性能を期待できる見通しを得ている³⁾ので、ここで試用してみた。Fig. 5 に土壤水のポテンシャル (pF 値で示す) と感湿素子（ヒューミセンサー）の交流に対する電気抵抗との概略的な関係を示す。実用範囲は $pF4 \sim pF6$ であるが $pF4 \sim pF5$ 付近では素子1個ごとについてかなり高精度の較正試験をおこなう必要がある。

Fig. 6 に植生地の5cmの深さ（腐植層の底部）およびはげ地の8cmの深さにおけるヒューミセンサーの電気抵抗の変化を溪流の流量などと共に示す。顕著な日変化が表われており、その原因は明らかではないが、日射量に関係があることは確かである³⁾。はげ地において日変化が特に大きいことは、はげ地では土壤水が大気からの影響を強く受けていることを示唆しているといえる。9月5日の夕刻ににわか雨が降っているが、この時植生地の腐植層ではポテンシャルが急激に上がっているのに対し、はげ地ではポテンシャルの増加は明瞭ではない。この時ははげ地では表面流出が発生したと思われる、溪流の流量は一時的にいちじるしく増加している。このことからはげ地では降雨強度が大きい場合には降雨の一部しか土壤水の補給に使われていないことがわかる。

Fig. 7 はヒューミセンサーの電気抵抗値の毎日の最低値と最高値の変化を日雨量と共に示したものである。日変化は日射量によって大きく影響されるので、毎日の最高値は変動が大きい。全般的な傾向としては、梅雨期にポテンシャルが増加（抵抗値が減少）し、梅雨明け後減少（抵抗値は増加）しているようである。植生地では8月前半の10cmおよび14cmの深さを除けば長期的にも短期的にも変動が少ない。また日変化の巾がはげ地に比べて小さい。はげ地では、日変化量が大きく、夜間は植生地よりも抵抗値が小さいが、昼間は逆に高くなる。

2.5 浸透能の測定

土壤層内の水分変化に対する境界条件として降雨の浸透、蒸発散、および深部への浸透（percolation）がある。降雨浸透に関連しておこなった浸透能の測定結果を Fig. 8 に示す。測定方法は Musgrave 法と呼ばれるものの一種で、内径 254 mm の鉄製円筒を地中 10 cm まで埋め込み、ビューレットで一定水深（できるだけ小さくするようにする）を保つように給水し、給水量から浸透能を求めるものである。別に Mariott Siphon を応用して自動的に水深を一定に保つ装置を考案して試用した。この装置は水深を 5 mm 程度（浸透能が 100 mm/H 以下の時）にできる。これは自動化のためビューレット式よりも安定した動作をする（Fig. 8 参照）が、給水能力が小さいので 200 mm/H 以上の浸透能の所では使用できない。さて Fig. 8 の測定結果を見ると、植生地では約 400 mm/H の最終浸透能を持ち、落葉層などを伝わる特殊な形

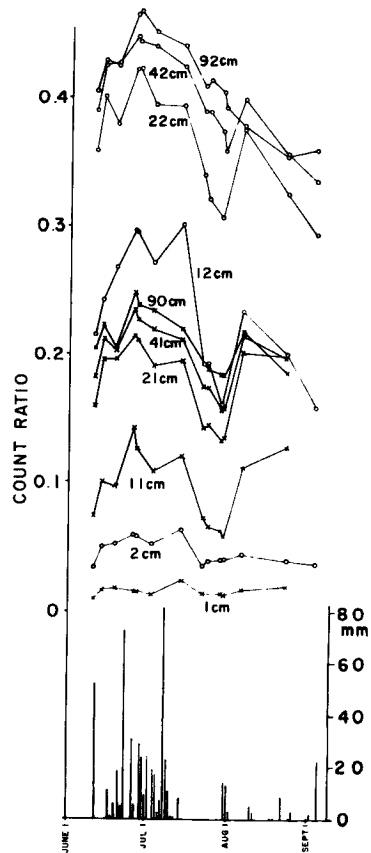


Fig. 4 The time change of the count of neutron moisture meter (divided by the count in paraffin) at different depths with daily rainfall (1969).

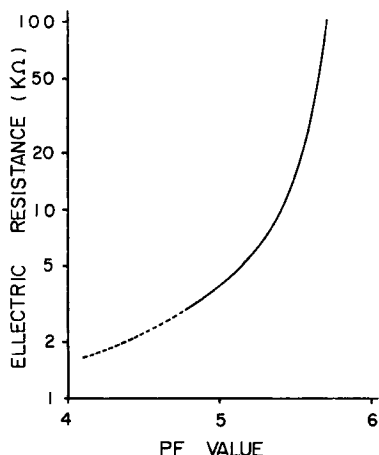


Fig. 5 A rough calibration curve of the humi-sensor (a hygrometer element for the potential of soil moisture).

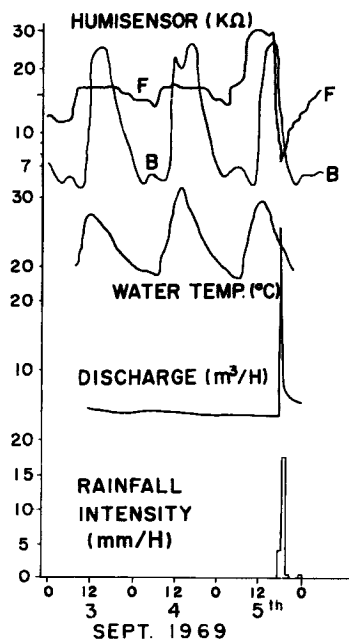


Fig. 6 The time changes of the electric resistance of the humi-sensor buried at the forest land and bare soil land, water temperature, and discharge. F-forest land at the depth of 5 cm., B-bare soil land at the depth of 8 cm.

態の流出⁴⁾を除き、いかなる降雨の場合も表面流出を起さないと言える。はげ地の場合は、最終浸透能は、40 mm/H 程度で、しかもすぐに最終浸透能に達するので、強い降雨の場合は表面流出を発生しやすいことがわかる。このことは流域の流出特性（前報¹⁾および本報 Fig. 6 参照）やはげ地表面には表面流出水のしみちになっていると思われる細いみぞが無数に存在することからもうなずける所である。

蒸発散については土壤水分の測定データをさらに充実し、地表面付近の水分収支を計算して求める予定である。深部への浸透量については今の所適当な測定方法がないので（浸透量）-（蒸発散量）=（深部浸透量）として長時間にわたる平均値を推定しなければならない。

3. 流出特性

前報ではこの流域の基底流出について、流域面積にくらべて比較的持続性が良いこと、基底流出の水の溶解物濃度が小さいこと、および溪流は支谷の谷底にあるたい砂層から発していることから、基底流出はたい砂層の中に貯留されている地下水によってかん養されていると推定した¹⁾。そこで昭和43, 44年にわたって左岸側の支流のたい砂地で自記水位計によって地下水面の深さを測定し、溪流の流量と比較した。Fig. 9に地下水位と流量の相関をこまかい点で示す。この図では表面流出がない場合だけをプロットしてある。ある程度のばらつきを許容すれば、中間流出と地下水流出（基底流出）は統計的には地下水位の一価関数であることがわかる。

ここで溪流はたい砂地の地下水の放出だけでかん養され、またたい砂地の地下水貯留量は測定個所の地下水位だけの関数だと仮定すると、次式が成り立つ。

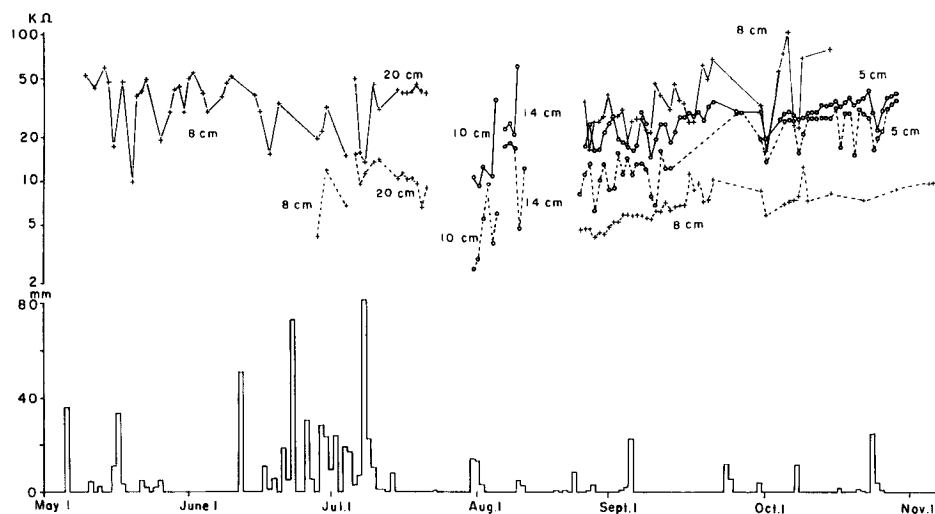


Fig. 7 The variation of the daily maximum and minimum in the electric resistance of humisensors at different depths at forest land (circles) and at the bare soil land (crosses).

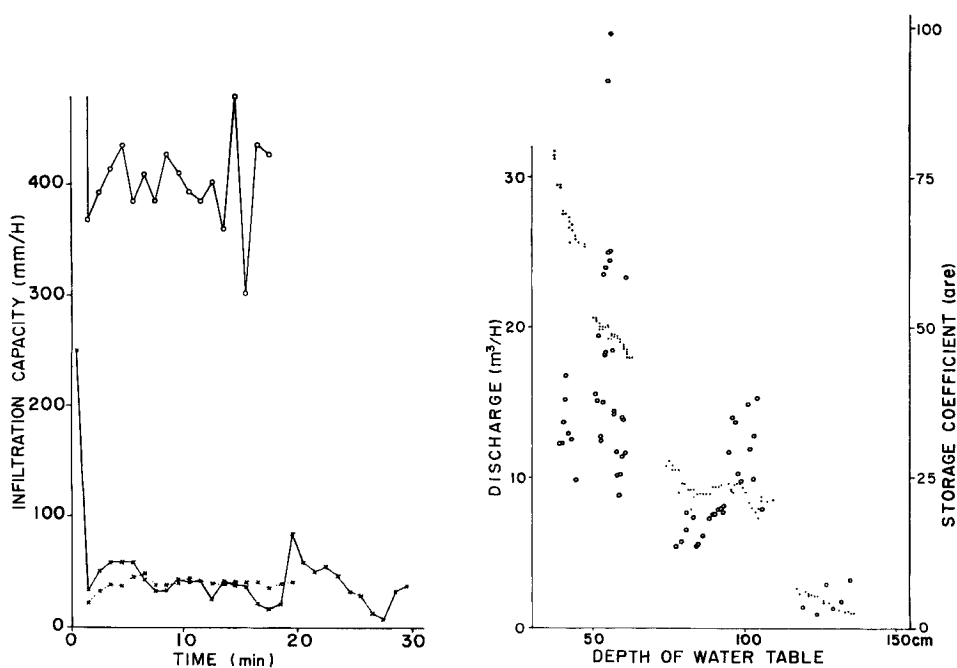


Fig. 8 The infiltration capacity of the forest land (circles) and the bare soil land (crosses) as measured by a burette type infiltrometer (solid line) and by a Mariott siphon infiltrometer (broken line).

Fig. 9 The discharge and the storage coefficient of the ground water as a functions of the depth of the water table in the tributary sand deposit.

$$Q = -\frac{dS}{dt} = -\frac{dS}{dh} \frac{dh}{dt} = -A \frac{dh}{dt} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに Q は流量, S は地下水貯留量, h は地下水位, A は貯留係数すなわちたい砂地の有効断面積 (h の関数と考える), t は時間である。観測資料, すなわち, $Q=Q(t)$, $h=h(t)$ のデータにもとづいて (1) 式から

$$A(t) = -Q(t) / \frac{dh(t)}{dt} \quad \dots\dots\dots (2)$$

を求めることは容易であり, それと $h=h(t)$ なる曲線から $A=A(h)$ としてたい砂地の有効断面積を計算することができる。その結果は **Fig. 9** に丸印で示されている。かなり大きなばらつきがあるが, $h=55$ cm および 10 cm 付近で A の値が特別に大きくなっている。これらはいずれも地下水位の時間的な変化がほとんどなかった場合で, 降雨による地下水補給 (例えば **Fig. 10** の 7月10日~11日), 地下水位の記録計の故障などの原因が考えられる。このようなばらつきを除けば A の値は地下水位が下がると共に急激に減少している。一方たい砂地の面積は約10アールであり, たい砂の空隙率が0.5 (粗粒砂でパッキングがルーズなためかなり大きな値である) であることを考慮すると, (1) 式を導びいた仮定は地下水面が 120 cm 以上の深さにある時のみ成立すると言える。それよりも地下水位が高い時にはたい砂地の地下水以外のかん養源を考えなければならない。肉眼で観察できる溪流への水の流入は, たい砂地からの湧水の他は, 東側の支流の左岸に腹斜面の基部に地下水の浸出面らしいものがあるが水が浸みだしているだけであって, その流量は $0.1 \text{ m}^3/\text{H}$ 以下でしかも季節を通じ流量変化はほとんどない。肉眼では見えない流入路としては山腹斜面の風化層の底部を通して, あるいは腐植層を通してたい砂地へ供給される流入路が考えられる。このような流れは中間流出に相当する流れと考えられる。このようにたい砂地以外に源を有する中間流出水も一たんたい砂地の地下水層へ流入してから溪流へ湧出すると考えると, **Fig. 9** において中間流出の量が地下水位の一価関数になっていることが納得できる。**Fig. 11** に示されている 7月10日~11日の流量でい減曲線は 1日程度の時定数を持ち, 地下水面の深さでは 30~60cm の範囲に該当する。また 7月11日以降のてい減曲線, および昭和42年 8月27~31日のもの (前報¹⁾ の **Fig. 9** 参照) は 5日程度の時定数を持ち, 地下水面の深さでは 70~120 cm 程度の範囲に該当する。地下水面の深さが 120 cm 以上になると (降雨がなければ) 中間流出は終了し, あとは主としてたい砂地の地下水の放出による地下水流出だけになるものと考えられる。

4. 水温および水質

流出水の河道への供給経路をさぐるため, 昭和44年 4月から10月まで, 流量観測点付近の水温の自記記録をおこなった。その結果水温の日変化が顕著にあらわれ, 一般に好天の日は日変化が大きく, 曇天, 雨天の日は小さいが, 水温の日変化のあらわれない日はない。また日変化の振巾は季節にはあまりよらない。水温の自記記録の一部を **Fig. 6** および **Fig. 10** に示す。水温の日変化の平均的なパターンは日の出前に最低値を取った後, 急激に上昇し, 12時又は12時すぎに最高値を示し, その後指数関数的に低下して最低値に達する。気温の自記記録は得られていないが, 最高値と最低値はこの地方の日最高気温および日最低気温とはほぼ一致する。また降雨の影響については, 昼間は雨天又は曇天の時は水温上昇が少なくなる。夜間の降雨の場合は逆に水温が上昇する場合が多い (**Fig. 10** の 7月10日 0時ごろおよび 7月14日 0時ごろなど)。以上のことから溪流の水温は主としてふく射熱の収支によって変化し, 夜間は気温よりも低くなることがあると考えられる。

溪流の水のいくらかの源を水質的に区別するため, 昭和44年 1月11日および 3月15日 (渇水時) と 7月 9日 (増水時) にいろいろな場所で採水し, 水質分析をおこなった。その結果を **Table 1** に示す。溶存シリカについては前報¹⁾ で溪流の水の中の濃度が流量と相関が高いことを述べたが, 地下水の浸出地 (前項参

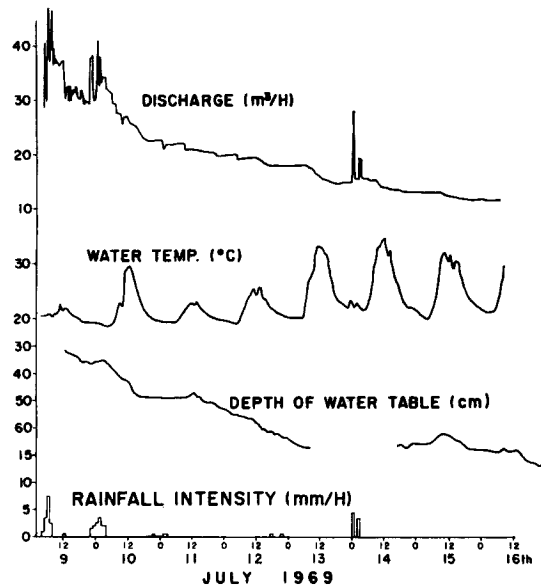


Fig. 10 The time change in the discharge and the water temperature of the stream with the depth of the water table in the sand deposit and the rainfall intensity.

Table 1 Quality of water at different parts of the experimental basin at the time of low water (January 11 and March 15, 1969) and high water (July 9, 1969).*

The kind of water	Date of sampling	Water temp. (C)	pH	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺ (mg/l)	Fe ⁺⁺ + Fe ⁺⁺⁺ (mg/l)	Alkalinity as HCO ₃ (mg/l)	Soluble silica (mg/l)
groundwater in the seepage zone	Jan. 11	7.1	5.8	0.1		3.6	10.3
	Mar. 15	8.0	5.9		3.72		
	Jul. 9	15.1	6.4	0.2	0.06	ca. 0	18.0
The eastern tributary	Jan. 11	7.3	6.4	0.1		5.3	12.6
	Mar. 15	7.2	6.0		0.02		
	Jul. 9	16.6	6.0	0.6		2.6	8.7
The western tributary	Jan. 11	7.8	6.8	0.2		4.6	11.2
	Mar. 15	7.3	6.6		0.03		
Ground water in the sand deposit	Jul. 9	18.2	ca. 5.7	1.4	0.03		

照)から浸出する水については増水期の方が濃度が高く、溪流の水とは逆の傾向を示す。この浸出水は流量が季節によってあまり変わらないので、この濃度差は季節的な変化のあらわれと思われる。アルカリ度(HCO₃⁻)については浸出帯の水をふくめて前報と同様の結果を示す。硬度(Ca⁺⁺とMg⁺⁺の和)については濃度が小さいのでくわしい比較は困難であるが、たい砂地の地下水が比較的高い値を示している。全

鉄イオン ($\text{Fe}^{++} + \text{Fe}^{+++}$) については塩酸を加えた試料水を10月になってから分析した* もので、採水してから分析までの間に水質変化が生じている可能性がある。地下水の浸出地では酸化第二鉄の沈澱が見られ、鉄分の多いことを示している。ただし3月15日の 3.72 mg/l という高い値は試料水中に鉄の沈澱物が混入した結果であるという疑いがある。溪流の水の鉄分については、鉄バクテリアがよく繁殖していることから、かなり濃度が高いと推察されたが、分析結果ではそれほど高くない。Table 2 に溪流の鉄イオンの分析結果* を示す。ここで 0.1 mg/l 以上の濃度はすべて表面流出が発生したと思われる時にのみあらわれており、鉄バクテリアの作用で河床に沈澱した酸化第二鉄がけん濁物として試料水に混入した結果ではないかと考えられる。それ以外の場合は近畿地方の河川の平均濃度 $0.11 \text{ mg/l}^{[5]}$ を下まわっている。また自動採水器で採取した水は、直接採取したものにくらべて濃度が小さい傾向があるが、自動採水器の中で鉄バクテリアその他の作用によって鉄分が沈澱して試料水から除外された可能性がある。

Fig. 11 に昭和43年の梅雨明けの出水の時の水質変化を示す (流量は欠測)。全体的な傾向としては7月5日～6日の降雨の後の流量の recession に対応して濃度の増加が見られる。しかし各個の要素は必ずしも同一の変化を示さない。ここで鉄イオンの変化が比較的大きく、7日～8日の降雨も敏感に反映していることが注目される。これはシリカや HCO_3^- イオン等が中間流出成分と表面流出成分にかなりふくまれているのに反し、表面流出と中間流出の成分はほとんど鉄イオンを含まないためと考えられる。

5. 土砂流出の特性

前報¹⁾では掃流砂の流出特性についてのべ、急激な流量ピークの場合の他はほぼアインシュタインの掃流砂関数によって計算される流出量に近い掃流砂の流出があること、および急激な流量ピークの時は計算値よ

Table 2 The concentration of total Fe ion ($\text{Fe}^{++} + \text{Fe}^{+++}$) in the stream water at the gauging station sampled in 1968.*
M: Mannual sampling, A: Sampling by an automatic sampler

Date	Time	Method of sampling	$\text{Fe}^{++} + \text{Fe}^{+++}$ (mg/l)
May 25	11:20	M	0.07
June 21	14:00	M	0.06
June 27	15:30	M	0.06
July 2	13:30	M	0.26
July 2	13:30	A	0.03
July 6	13:30	M	0.66
July 6	13:30	A	0.02
July 6	21:45	A	0.05
July 7	06:00	A	0.06
July 7	14:15	A	0.07
July 7	22:30	A	0.14
July 8	06:45	A	0.02
July 8	14:45	M	0.17
July 8	15:00	A	0.03
Aug. 29	16:20	M	0.26

*鉄の分析は京都府衛生研究所に依頼した。

*Analysis of Fe ion was carried out by the Sanitary Research Institute of Kyoto Prefecture.

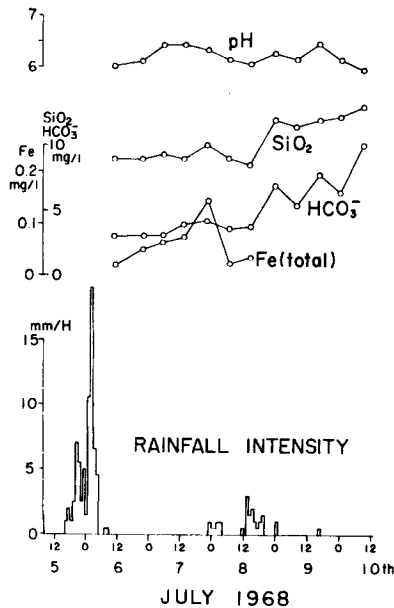


Fig. 11 The change in the water quality of the stream after a heavy rainfall.

りもはるかに少ない掃流砂の流出があることをのべた。そこで昭和43年8月29日の10号台風の際の増水時に掃流砂、浮遊砂などの短時間測定をおこなった（Fig. 12）。先行降雨（雨量計は欠測）のため溪流の流量はかなり多く掃流砂は降雨前から steady に流れていたが、水は透明で浮遊砂はなかった。17時前のしゅう雨による影響が Fig. 12 に示されているが、溪流はただちに増水し（増水の特性については前報参照）、それとともに、掃流砂、浮遊砂の流出量の増大と溶解物質の減少が起こり、降雨後は再び旧状に復帰している。しかしそれらの現象のピーク時刻はすべてことなり、浮遊砂濃度は流量のピークに先行し、溶解物濃度は逆に流量よりもおくれ、掃流砂量はさらにおくれている。

掃流砂の流出量についてアインシュタイン公式と比較すると、降雨前はほぼ一致しているがピーク流量時付近で決定的な相異がある。その後位相のおくれた掃流砂のピークがすぎた後は実測値の方がやや小さい。ピーク流量時から掃流砂量のピーク時にかけては現象が非定常であるから両者が一致しないのはむしろ当然とも言えるが、その後の状態については、溪流床にあった砂が flash されて、ある程度 pack された掃流されにくい砂が出て来たためと考えられる。

溶解物の濃度については、溶存シリカの濃度とアルカリ度（ HCO_3^- ）の挙動が異なっている。流量ピークの直前に溶存シリカの濃度が高く、アルカリ度も減少はしながらもまだかなり高いことは降雨浸透による地下水および土壌水のおし出しとけん濁物質からのシリカの溶出を示唆している。流量がほぼ降雨前の値にもどった時点で溶存シリカの濃度が再び高くなっていることは、けん濁物質の影響の他に、溪流の水から表面流出成分が完全になくなっていることを示している。

6. 考察とまとめ

この地域の風化層はその母岩が粗粒花崗岩であることを反映して、平均粒径が大きく、そのため土壌水の保有能力は低い。特にはげ地では母岩が風化したままの状態の残積土であるため、ある程度の土壌作用が見られる植生地にくらべ—そうこの傾向が強く、土壌水分および土壌水のポテンシャルの変動がはげしいことが明らかにされた。また植生地では深さ 5~6 cm の落葉・腐植層が降雨のほとんどすべてを一時的に貯留

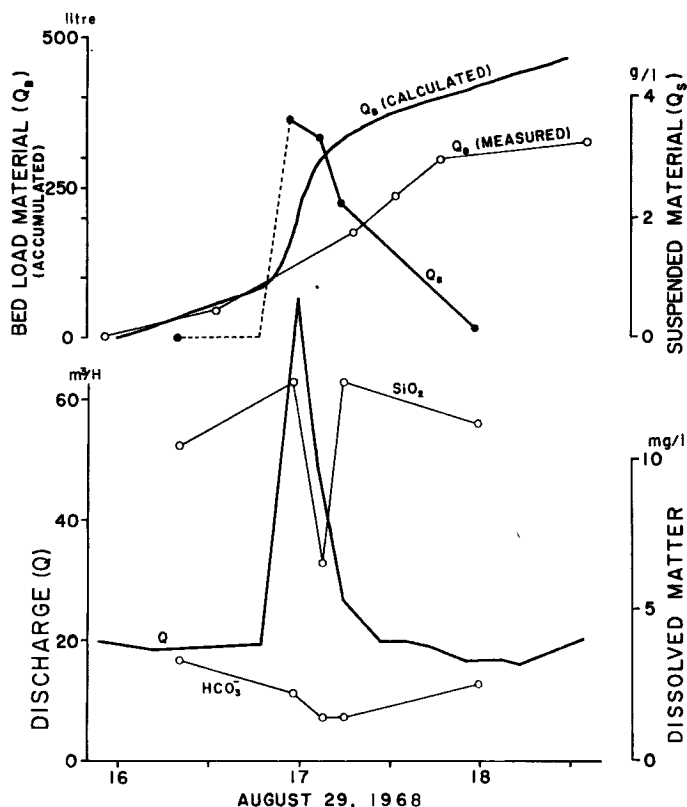


Fig. 12 Runoff of bed load material and suspended material, and the change in the water quality and the discharge of the stream caused by a heavy shower.

し、徐々に土壌層に供給するのに対し、はげ地では裸地斜面であるため浸透能が小さく、降雨量のうちかなりの部分を表面流出として放出してしまうため、降雨による供給が少なく、土壌水分又はそのポテンシャルが植物の生育限度を越えて低下する機会が多いと思われる。その他はげ地でははげしい表面浸食によって表層土と植物の根が機械的に破壊されるという効果もある。

このように一たんはげ山化すると、植物が—そう育ちにくいという特性が、この地域のはげ山現象の一つの素因になっていると考えられる。またはげ地に隣接して植生状態の良好な斜面が存在するということは、最初植物が生育しておれば、良好な植生状態を持続できるということでもある。このような特性をもつ花崗岩の風化残積物が残っていることについては、別報²⁾で述べたようにこの地域の地形発達史の特性が背景になっていると考えられる。またはげ山化の直接的な原因としては、乱伐、山火事などが挙げられている⁶⁾。

本報では土壌水分の挙動については定性的な議論しかできなかったが、今後観測方法の確立と観測データの充実によってより定量的な考察をする必要があると思われる。

中間流出と地下水流出の起源と関連して、支谷のたい砂地の中の地下水の収支を追求し、基底流出については主としてたい砂地の地下水の放出によること、および中間流出については、斜面からたい砂地への地下水の供給がありながら、たい砂地の地下水が放出されているものであることがわかった。

水質特性については鉄イオンの流出に注目することによって、中間流出と地下水流出を分離できる可能性があることを示した。また流出経路の異なる水による水質の相異があることを示したが、この点に関してはさらに詳しい調査が必要である。

台風時の観測において急激な増水とそれにつづく流量の recession がある場合の掃流砂、浮遊砂および溶

解物質の流出特性をかなり明確にすることができた。

前報の結果をふくめ、以上に述べたこの流域の陸水学的特性は、この地域の地形学的特性と密接に関連していると思われる。この点については本報では断片的に考察したが、続報ではより統一的な考察をする予定である。

この研究の遂行に当っては建設省びわ湖工事事務所ならびに農学部砂防研究室から多大の援助を受けた。現地観測に際しては地元の北川益三郎氏ならびに本研究所の地形土壤部門の方々の援助をあおいだ。なお研究費の一部は昭和43年度科学研究費（奨励研究）による。

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)，京都大学防災研究所年報，第11号 B，昭43，pp. 89～101.
- 2) 松田博幸・奥西一夫：田上山地の禿山の地形学的特性，京都大学防災研究所年報，第13号A，昭45，pp. 541～555
- 3) Okunishi, K.: In Situ Measurement of free Energy of Soil Moisture by Small Hygrometers (Part 1). Bull. Disaster Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 18, Part 3, 1969, pp. 17～27.
- 4) Okunishi, K.: A Study of Infiltration and Runoff on a Natural Forested Slope, Special Contr. Geophys. Inst., Kyoto Univ., No. 6, 1966, pp. 157～171.
- 5) 野満隆治・瀬野錦蔵：新河川学，第3版，昭39，p. 268.
- 6) 建設省びわ湖工事事務所：瀬田川の砂防.