

愛知県小原村周辺の山崩れについて (II)

—斜面における土壌水と基岩の風化について—

飯田 智之・奥西 一夫・中川 鮮

STUDY ON THE LANDSLIDES AROUND OBARA VILLAGE, AICHI PREFECTURE (II)

—Interrelationship between the Soil Moisture and
the Weathering of the Bedrock on the Slope—

By Tomoyuki IDA, Kazuo OKUNISHI and Akira NAKAGAWA

Synopsis

The behaviour of the soil moisture in the topsoil of the hillslope is analyzed on the basis of the field observation using tensiometers and so on. The soil is usually dry at the ridge parts and wet at the hollows, which represent the topographic effect on the soil moisture, and the soil repeats the wetting and drying cycle in the shallow horizon and remains wet in the deep horizon, which represent the effect of the soil depth on it.

It is also revealed that two modes of the circulation of infiltrating water take place in the different soil horizons, the one a circulation including evapotranspiration flux and the other including steady percolation and throughflow. The former circulation will promote the wetting and drying weathering, and the latter will be favorable for the chemical weathering. The difference of the subsurface structure between convex and concave slopes as shown in Fig. 1 may be explained by these effects.

1. はじめに

山崩れによる斜面の侵食は土壌や岩屑といった風化生成物の除去という形で行われるので、侵食に先立つ基岩の風化の実態を知ることは重要である。特に表層すべり型の山崩れの場合には風化生成物、すなわち崩壊予備物質の生成速度が山崩れの周期（免疫期間）を規定する第一の要因として考えられる。

一般に、基岩の風化は日射や降雨などの気象の要因が地表面を通して基岩に働きかけることによって引き起される。しかし、我国のような湿润な気候帯においては、高山などを除けば基岩が直接に大気に曝されることは稀であり、ほとんどの山地斜面は数10 cm から数 m に及ぶ土層や植生によって覆われているので、気象学的な風化の要因は、それらを介してのみ基岩に作用し得るといわなければならない。従って、基岩の風化を考える場合にはまず、基岩と直接に接している土層内部におけるミクロな風化の環境を知り、それらが基岩の風化過程においていかなる影響を及ぼしているかを考察しなければならない。

ここでは、風化の要因として、化学的風化及び物理的風化のどちらにも大きな比重を占めると考えられている水を取り上げ、斜面における土壌水の挙動を調べ、あわせて風化における水の役割を考察する。

2.1 斜面における土壌水分の変化について

土壌水の調査斜面としては、前報¹⁾において土層構造の調査を行なった谷型斜面のひとつ（前報¹⁾, Fig. 9 の斜面 ⑤）を選んだ。この斜面において、谷線と左岸側の尾根線に沿って互いにほぼ平行した2本の縦断

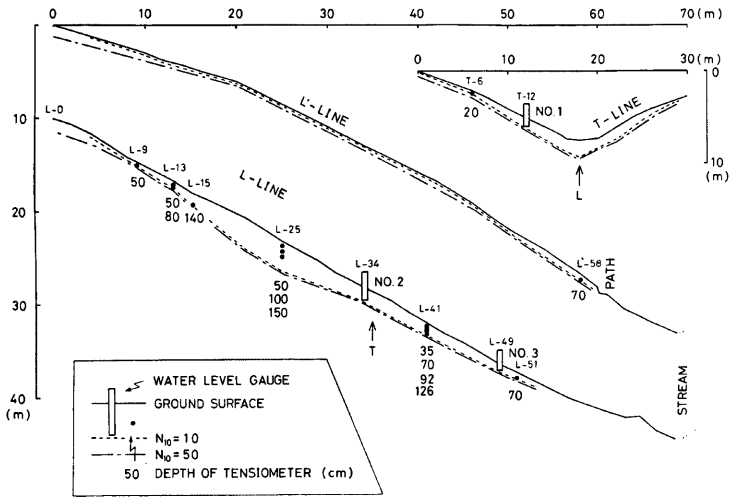


Fig. 1. Location of the observation points of the matrix suction and the water level in the longitudinal and transverse profiles. L-line and L'-line represent the measure lines along the valley bottom and along the ridge, respectively, and T-line represents the one crossing with these lines. Broken lines and chain lines show the depth where N_{10} values from DOKEN-TYPE penetration tests exceeds 10 and 50, respectively.

測線 (L 測線, L' 測線) と、それらにはほぼ直交する 1 本の横断測線 (T 測線) を設けたが、それぞれの測線に沿った断面図を Fig. 1 に示す。 N_{10} 値が 10 以下の軟弱層の厚さは、地表面を表す実線と破線との間の厚さで示され、また N_{10} 値が 10 以上でかつ 50 以下の漸移層の厚さは破線と一点鎖線との間の厚さで示されるが、この谷型斜面は前報¹⁾ で指摘したような当地における典型的な土層構造を示す。すなわち、軟弱層は尾根線に沿っては全体的に薄い、谷線に沿っては比較的厚く、紡錘状にふくらんだ斜面の中央部 (L-25 地点付近) では 3 m にも達している。また漸移層の厚さは、軟弱層の厚さとは逆の傾向があり、斜面の上部や尾根線に沿って比較的厚いが、谷線に沿っては極端に薄く、基岩と軟弱層との境界がシャープである。

土壌水分の観測には主にテンシオメータ (大起理化工業製) を利用したがその埋設位置を Fig. 1 に黒丸で示す。黒丸の下の数字は cm で表した地表面からの深さである。テンシオメータは直接には土壌水の matrix suction (以下、簡単のためにサクシオンと記す) を示すにすぎないので、テンシオメータの埋設してある付近の土を採土し、乾燥重量法によって測定した含水比の対応関係を調べた (Fig. 2 参照)。採土地点とテンシオメータの埋設位置が緻密には等しくなく、また、いわゆるヒステリシス現象のためかなりのばらつきを示すが、含水比とサクシオンが反比例的に対応している傾向は明らかである。図中の 60 cm H_2O の破線は、重力の作用が支配的な重力水と毛管張力の作用が支配的な懸垂水との境界のだいたいのめやす²⁾ として記してある。この破線とサクシオンと含水比の関係を表す近似曲線との交点における含水比は 10% 弱であるが、軟弱層の平均的な空隙率 n (57%) を用いて換算すれば、これは約 20% の飽和度を示すことになる (ただし飽和時の有効空隙率は空隙率に等しいものと仮定した)。言い換えると、全空隙のうち残りの約 80% の空隙は、60 cm H_2O 程度の比較的小さいサクシオンで排水され得るような粗大な非毛管空隙である

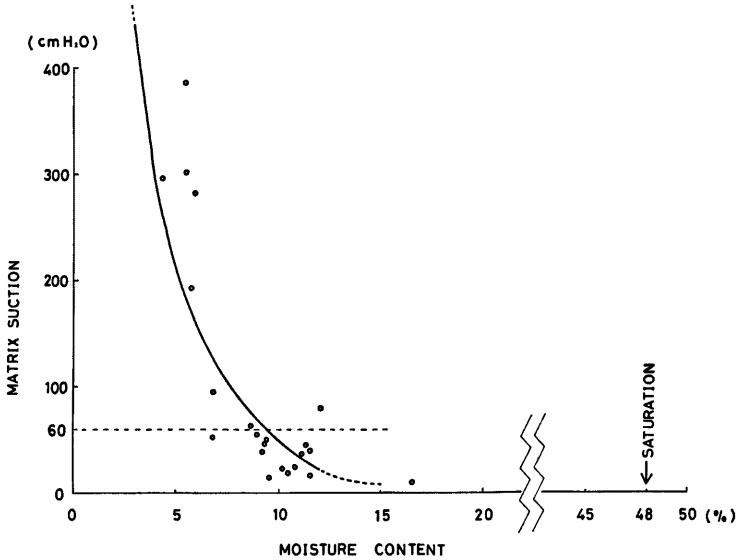


Fig. 2. Correlation between matrix suction and moisture content in situ. The dotted line is drawn as the approximate boundary between the gravitational water and the capillary water.

ということが推定できる。このことは Fig. 3 に示す土層の深さごとの粒径分布によっても明らかで、マサ土に特徴的であるが、全体的に粒径が大きい。同じ地点 (L-39) における N_{10} 値の深さ方向の変化を示す図によって軟弱層の深さは約 110 cm であることがわかるが、この範囲では深さにかかわらず 1/16 mm 以上の粒径をもった砂及び砂利が約 95% を占め、1/16 mm 以上のシルトと粘土を合せたものは残りの約 5% にすぎない。このような砂質土壌では、より粘土質な他の土壌にくらべて重力による排水が容易なため、保水能が劣る。

さて、斜面の位置や深さの異なる各測定点におけるサクシヨンの経時変化を Fig. 4 に示す。同図の雨量はひと雨雨量である。観測期間は1979年7月下旬から翌年の1月初旬までの約半年であるが、その期間を通して観測を続けたのは L-25 地点の深さ 50 cm, 100 cm, 150 cm, 及び L-41 点の深さ 35 cm, 70 cm, 92 cm, 126 cm の深さの測定点である。その他は10月下旬から観測を始めた。この図は不連続的にサクシヨンの読みとりを行い、読みとり値を機械的に直線で結んだものなので途中のサクシヨンの変動は正しく表されていないが、降雨との対応は十分に良好である。すなわ

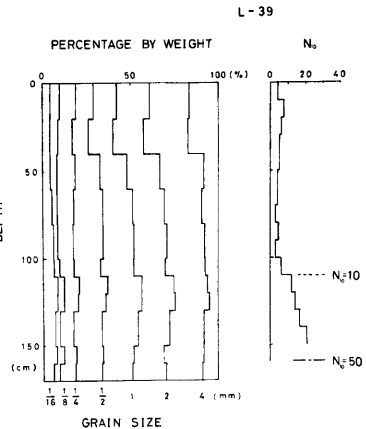


Fig. 3. Vertical profiles of the grain size distribution and the N_{10} value at L-39.

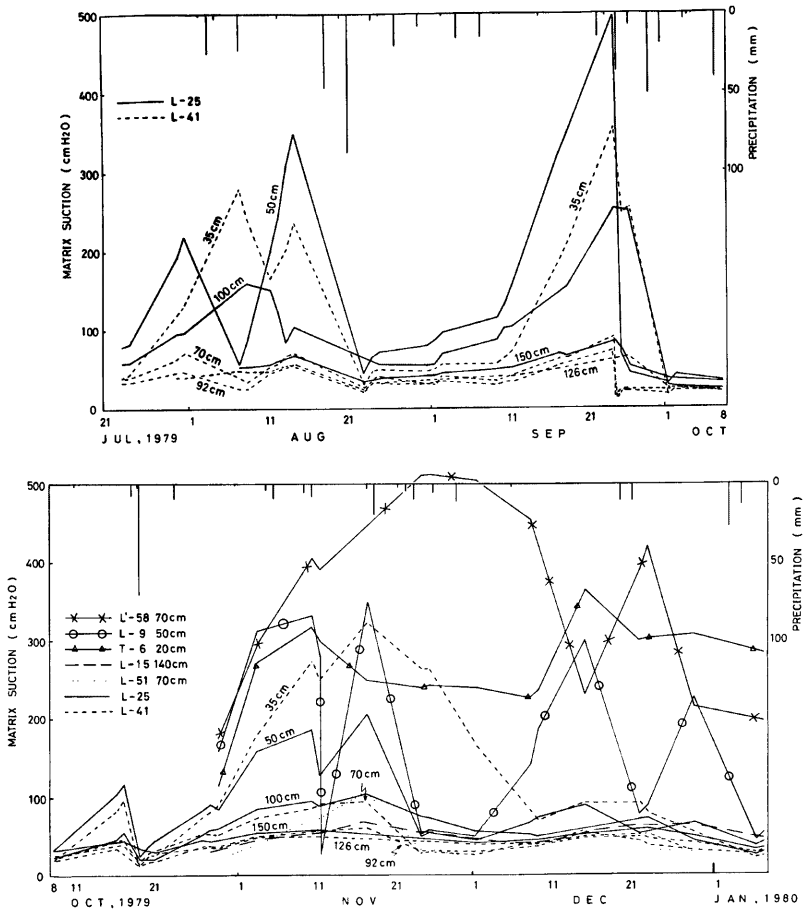


Fig. 4. Time variation of the matrix suction at different observation points shown in Fig. 1.

ち、降雨によって含水比が増大すればサクシオンは小さくなるが、降雨が止んで蒸発散や流出により含水比が減少するにつれてサクシオンは逆に大きくなる。

実線及び破線で表した L-25, L-41 両地点のデータによってサクシオンの季節的変化をみてみよう。観測期間が短いので不十分なデータではあるが夏期や秋期には特に土層の浅い位置においてサクシオンの変動が激しく、初冬期には変動が小さいことがうかがえる。これは次のような事情によるものである。前者では梅雨や台風の影響によって多雨量の降雨の頻度が高いのでそのつど土層の含水比を増すが、気温が高く蒸発散作用が活発なので乾燥するのも早い。一方、後者では比較的少ない雨量の降雨しかなく総雨量も少なくなるが、それと同時に特に気温が下り落葉も終る12月初旬頃からは蒸発散の速度も急に小さくなるので、土層の乾燥速度も小さくなる。例えば11月29日から12月19日まで無降雨日が20日間も続いたにもかかわらず、全

体的にサクシヨンの上昇量は夏期や秋期に比較して小さい。

次に各測定点ごとのサクシヨンの変動をみると、従来の報告³⁾どおり、全体的に土層の浅部は深部に比べてより乾燥的である、降雨直後には一時的に含水比が大きくなるが、無降雨日が続くと速やかに乾燥状態へもどるという傾向がある。降雨終了後は後述するように、地表面の乾燥状態が時間と共により深部へと及んでゆくが、我国のように降雨の頻度が高い場合には、降雨のたびに新たな浸透水の供給があるので深くなるほど乾燥しにくいと言えよう。更に、土層の深さと共に斜面の位置、特にその位置における集水面積や傾斜などの地形によって含水状態が大きく異なることがわかる。例えば、同じ 70 cm の深さにおける L'-58 地点と L-51 地点のデータを比較すれば、前者は少々の降雨にもかかわらず後者にくらべてはるかに高いサクシヨンを維持し続けており、かなり乾燥的である。これは L'-58 地点が凸型で傾斜が比較的急な（平均傾斜は L'-58 地点では約35度で、L-51 地点では約25度である）散水的な地形上にあるために、降雨時の鉛直方向の浸透量そのものが少ないためであろう。一方、後者の L-51 地点は谷型斜面の出口に位置し、この小流域のほぼ全体を集水面積とするため、降雨時ばかりでなく無降雨時にも絶え間なく周囲から土壌水の供給が続いており、地表面からの蒸発散を補っているので、70 cm という比較的浅い位置にありながら、12月以後にはすべての測定点の中で最も低いサクシヨンを維持し続けているものと考えられる。しかし、側方からの土壌水の供給速度が蒸発散の速度に追いつかない場合には乾燥化が起り、11月17日には 100 cm H₂O の程度にまでサクシヨンが増大している。

斜面の位置による保水量の違いを確認するため、乾燥重量法で求めた含水比の例を Fig. 5 に示した。谷線上の L-41 地点では尾根線上の L'-58 地点や他の地点にくらべて 2 倍程度の大きさの含水比をもつことがわかる。

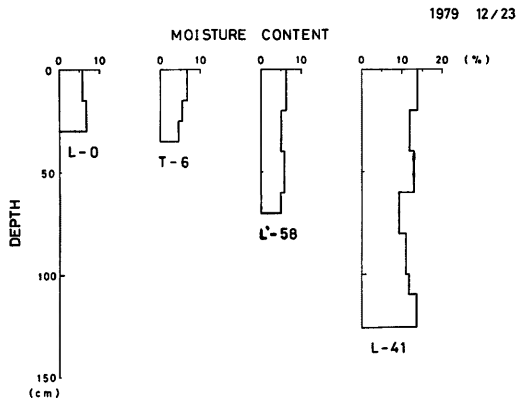


Fig. 5. Vertical profiles of moisture content at some locations.

以上のような土層の深さと斜面の位置による含水状態の違いは、Fig. 6 によってより明確に示される。これは10月27日から1月7日までの約70日間における各測定点ごとのサクシヨンの変動範囲を示したものである。ただし、ここでは基盤とは接している測定点におけるデータのみを示した。100 cm 以上の深さの2例はいつでも常に湿潤的であるが、特に集水面積が比較的大きく深さも充分に深い L-41 地点の深さ 126 cm では、変動の中が小さいばかりでなく、サクシヨンは常に 60 cm H₂O 以下の小さい値を保ち続けている。7月からの記録をみても、サクシヨンが 60 cm H₂O 以上になるのは9月下旬の3日間だけで、しかもその時のサクシヨンはただか 65 cm H₂O にすぎない。

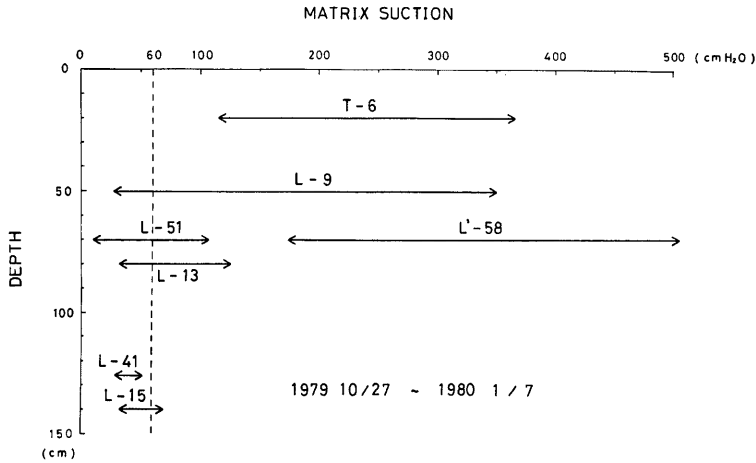


Fig. 6. Range of the variation in the matrix suction on the bedrock from Oct. 27, 1979 to Jan. 7, 1980 at different locations.

2.2 斜面における土壤水の移動について

前節で述べた土層内のサクシヨンの経時変化は土壤水の移動の結果にはかならない。一般化されたダルシ-の法則により土壤水の flux q は次式で表される。

$$q = -k(\psi) \text{grad} \phi \tag{1}$$

ここで $k(\psi)$ は不飽和透水係数, ϕ は水頭で表現したトータルポテンシャルとして次式で表される。

$$\phi = \psi + Z \tag{2}$$

ここで土壤水の塩分濃度は十分に小さいものと考えられるので, osmotic suction は無視できるものとし, ψ は matrix suction にもとづく毛管ポテンシャル (サクシヨンにマイナス付号をつけた値) のみを表すものとする。Z はある基準面からの高さである。

一様な傾斜角 θ をもつ斜面において, 等毛管ポテンシャル面が地表面に平行である場合の土壤水の flux を考えてみよう。まず Fig. 7 のように地表面上に原点をとり鉛直上方に z 軸を, 斜面の外向きの方線方向に z' 軸を, また斜面に沿って下向きに x' 軸をそれぞれ定義する。条件より ψ は z' のみの関数として次式で表される。

$$\psi = \psi(Z') \tag{3}$$

(2), (3) を (1) に代入して, x' 軸方向及び z' 軸方向の単位ベクトル i', k' を用いて整理すると次式が求まる。

$$q = k(\psi) \left\{ \sin \theta i' - \left(\frac{\partial \psi}{\partial z'} + \cos \theta \right) k' \right\} \tag{4}$$

したがって q の x' 方向, 及び z' 方向の成分 q_x', q_z' は次式で表せる。

$$q_x' = k(\psi) \sin \theta \tag{5}$$

$$q_z' = -k(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z'} + \cos \theta \right) \tag{5'}$$

(5') より, $-\frac{\partial \psi}{\partial z'} = \cos \theta$ のときに q_z' はゼロとなり q は x' 成分のみを持つので q は斜面に沿った x' 軸の方向を向く。また $-\frac{\partial \psi}{\partial z'}$ が $\cos \theta$ より大きければ q は地表面よりの向きを, 小さければ基盤よりの向

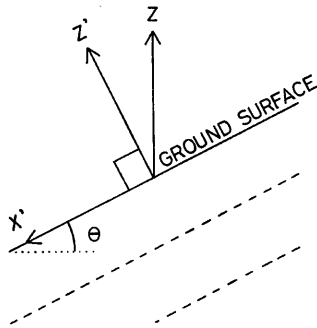


Fig. 7. Definition of the co-ordinate system. The broken lines show the equi-matrix-potential planes as assumed to be parallel to the ground surface.

きをそれぞれ向く。

Fig. 8 は L-41 地点において、10月19日の豪雨の直後から、土壌水が排水と蒸発散によって減少してゆくために、トータルポテンシャル ϕ が減少し、同時に ϕ の勾配が変化してゆく状態を示す。サクシヨンの測定点の間では、サクシヨンは深さ方向に一樣に変化しているものと仮定し、(4) を使って各土層内のトータルポテンシャルの勾配 $q/k(\psi) = -grad\phi$ の方向と大きさの時間的変化を矢印で示した。ただし、一般的には $k(\psi)$ は ψ によって大きく変化するのでこの矢印の大きさは、土壌水の flux q の大きさそのものとは異なることに注意しなければならない。

q の方向の時間的変化にのみ着目すると、豪雨直後の10月19日には深さにかかわらず鉛直下向きであり、重力水の移動が行われていることがうかがえるが、時間の経過と共に上向きになってゆく。そしてその傾向は浅部ほど早い。深さ 35 cm と深さ 70 cm の層の間では、豪雨後約10日経過した10月29日には地表面よりの flux の方向がみられるが、深さ 92 cm と深さ 126 cm の間の基盤直上の層では豪雨後23日経過した11月11日においても鉛直下向きの flux の傾向は変化せず、基盤内部の percolation が常時存在することが推定できる。土層内部の各深さにおける flux の方向は、降雨直後を除けば一般的にはそれぞれ Fig. 9 にモデル的に示されるような方向をとる。一点鎖線で示される面上で flux が斜面に沿うものとする、土壌水はこの面を境として上部の層では地表面に向い、下部の層では基盤へと向う。この境界面は土層の乾燥化と共に、より深部へと低下してゆくがその低下速度は深さと共に小さくなる。

2.3 斜面の土層内に生起する中間流について

ある程度以上の豪雨の際には、浸透水が斜面の難透水層にせきとめられて飽和し、斜面に沿った側方浸透流が発生することが知られており、これが山崩れの直接の引き金になるものと考えられている。

このような、いわゆる中間流を調べる目的で Fig. 1 に示したように、T-12, L-34, L-49 の3地点に自記水位計を設置した。観測は8月25日以後継続して行ったが、この観測期間中に一時的な地下水位が発生した

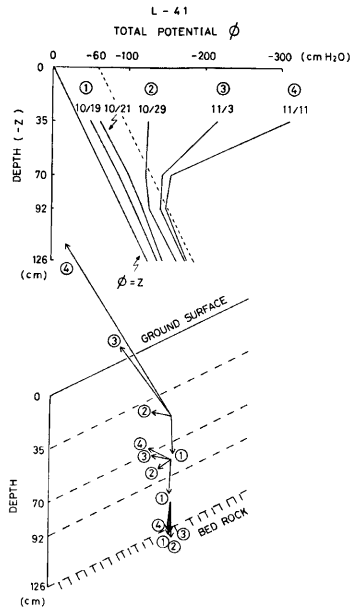


Fig. 8. Time change in the total potential and the total potential gradient shown by arrows caused by evapotranspiration and percolation after a heavy rainfall on Oct. 19, observed at L-41.

のは、3地点の中で集水面積の最も大きな L-49 地点 (水位計番号 No.3) のみであった。当地点では、台風などに伴う豪雨によって計4回の水位が記録された。水位の上昇量は、10月19日に基盤から約20 cm まで上昇したのが最高であったが、その時の水位の時間的変化を Fig. 10 に示す。豪雨と共に水位は急激に上昇するが降雨停止後はこの場合には約1日半で消滅している。

3. 浸透水が基岩の風化に及ぼす影響について

岩石の風化において、水が様々な形で重要な働きをすることが知られているが、それを評価するためにはまず、現地における風化現象を正しくとらえなければならない。

花崗岩地帯のはげ山や崩壊面においては冬期の凍結融解作用による機械的風化がよく知られているが、落葉や土層に覆われた当斜面においては、地表面の凍結は全く観察されない。また、L-54 地点の75 cm の深さで行った地温測定によって、この程度の深さでも地温の日変化の振幅は 1°C にも満たないことが明らかとなったので、乾燥地域におけるような温度変化に伴う岩石の膨張収縮のくり返しによる破壊も考えにくい。浸透水の関与する物理的風化としては乾湿のくり返しによる破壊が知られているが、これは当

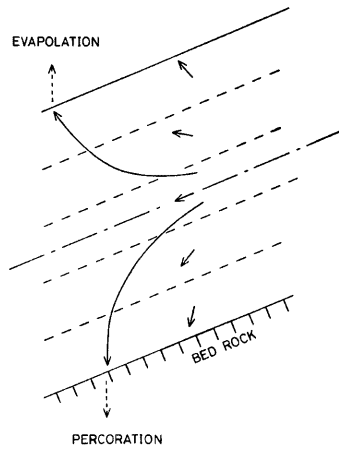


Fig. 9. Two modes of the circulation of infiltrating water. The chained line shows the boundary plane where the flux is parallel to the ground surface.

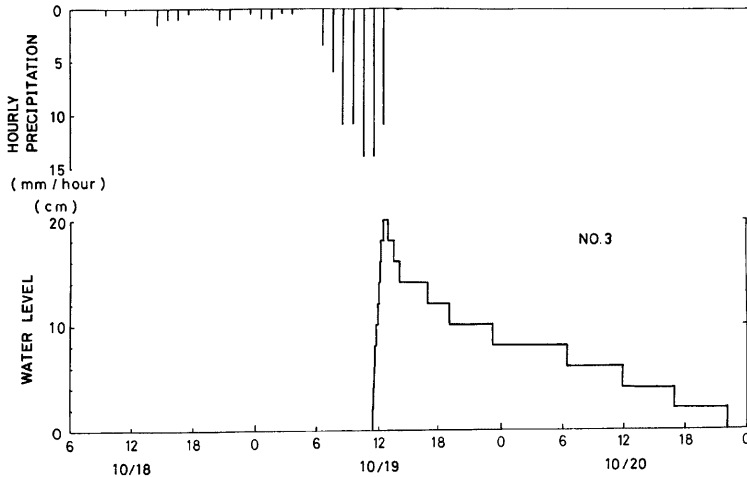


Fig. 10. An example of the hydrograph of throughflow caused by a heavy rainfall at L-49. The zero level of the water level gauge is set at the bottom of the observation well.

地においても十分に考えられる。ただし、Fig. 4 や Fig. 6 において示されるように、乾湿サイクルの頻度や振巾は土層の深さや斜面の位置（地形）によって大きく異なる。例えば L-41 地点の深さ 126 cm のようにほぼ一定した比較的高い含水比を示す場所や、L'-58 地点や T-6 の地点のように少々の降雨でも乾燥しっぱなしの場所においては、この効果による基岩の破壊は起こりにくいであろう。一般的には土層が浅いほど乾湿サイクルは盛んである。浸透水はまた、化学的風化の媒体としても重要な役割をもつと考えられる。例えば、花崗岩の化学的風化の主要なプロセスのひとつである炭酸塩化作用⁴⁾ について言えば、浸透水は二酸化炭素を大気や土中の有機物から受けとって、それを基盤へと輸送する。花崗岩の岩体に発生する大小の節理やより小さな空隙の内部へ浸透した水は、炭酸塩化作用によって鉱物から溶かし出されたイオン類によってほとんど飽和すると考えられる。従って、浸透水の循環的な流れは、それらのイオン類のうち例えば $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ といった水溶性の反応生成物を除去することによって化学反応を効果的に進行させることができるが、これに関しては、前節に示した中間流が最も有効であろうと推定される。中間流が発生するのは集水的な谷縁上に限られるようであるが、この部分では 2.1 節で述べたように漸移層が他の部分にくらべて薄い。これは、山崩れによる侵食の効果のほかに、中間流によって漸移層内の風化生成物が洗い出されることが、原因のひとつとして推定される。

謝 辞

本研究の遂行に際しては、奥田節夫教授をはじめとする当研究所地形土壤部門のかたがたに助言をいただいた。また、現地観測の実施にあたっては愛知県土地開発公社、ならびに小原村役場及び同森林組合のかたがたの御協力を仰いだ。

参 考 文 献

- 1) 奥西一夫，飯田智之：愛知県小原村周辺の山崩れについて（Ⅰ）—斜面形，土層構造と山崩れについて—，京都大学防災研究所年報，第21号 B-1，1978，pp. 297-311.
- 2) 八幡敏雄：土壌の物理，東京大学出版会，1975，p. 55.
- 3) 江角周一，奥西一夫：山地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—，京都大学防災研究所年報第18号 B，1975，pp. 283-292.
- 4) 北野 康，加藤喜久雄，金森 悟，金森暢子，吉岡龍馬：水質調査による岩石崩壊の予知の可能性，京大防災研究所年報第10号 A，1967，pp. 557-587.