

熊本大学工学部 正員 下津 昌司

1. まえがき 前報において、主として阿蘇火山灰層流域における、雨水流出の概要を報告した。そこで 表層土壤の水分特性の重要性について指摘したが、今回は 試験地の一部において、雨水の浸入と地表面附近における土壤水分の消長と 直接測定による結果を基に流出過程について考察をおこなう。

## 2. 表層における雨水の浸入と土壤水分の変化

図-1に容量式土壤水分計の埋設位置(50 cm 深さまでは同一深度に4ヶ所、それ以下は各2ヶ所)と表層土壤の性状の一部を示す。埋設の時期は、49年9月および50年11月である。表層土の空隙率70~85%に対し、土壤水分の体積含水率は、50 cm 以深に亘りて、常に70%台の値である。また、これからみて、水分の有効空隙率は 表層15 cm 深で20~30% 50 cm 深では15~20%程度となる。図-2-aおよびbにその例を示す。本試験地の堆積は 50~80 cm の深さで黒から赤への遷移層があり、この層で空隙率が最大値を示し、こもに対応して 土壤水分の最大値も、この近傍で現われている。そして この層は雨水の浸透につれて、ほぼ飽和状態になり、さらに下層への不饱和浸透水の供給源となると同時に、横流動により、いわゆる溝・中間流出成分となることが考えられる。一方、表面流の発生の機構についての詳細は今後の検討を要するが、2.0~4.0 mm/hを起えた降雨強度に達した場合(図-8参照)に観測されるか、微粒子土壤表層であり、土壤中の空気との置換が阻止され難いなど、一時的に雨水の浸入が低下することによる影響などが考えられる。

3. 土壌水分乾燥過程 十分な降雨により、土壤水分が田間持水量以上になつた状態を開始時刻として、無降雨の連続する期間の乾燥過程の例を示したもののが図-3である。これによると、重力水の移動によると思われる乾燥速度の早い期間が2~3日続く、その後に毛管水の移動による乾燥速度が、ほぼ指数関数的減衰する期間(恒率乾燥期)が8~10日続く、あとに緩やかな乾燥、いわゆる平衡水分の状態が現われる。7月にかけて、恒率乾燥期の始まりを各層ごとに求めると図示の通りである。また、50 cm 層が飽和に達した状態で、十分な水分をもつた場合、地表面から15, 30 cm の毛管水テンシメル水分に、ほぼ対応する日数を示してあることを考慮すれば、(図-4参照) こうの値が各層の毛管飽和の含水量にほぼ匹敵する。そこで、この含水量以下に減少しも水分量を近似的に換算するとすれば、各層までの層厚を考慮して、損失高さを求むことができる。これを降雨終了後の経過

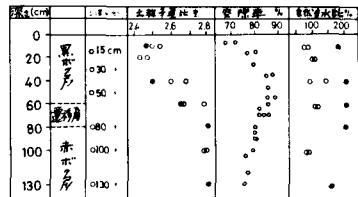


図-1 表層土壤の物理性質

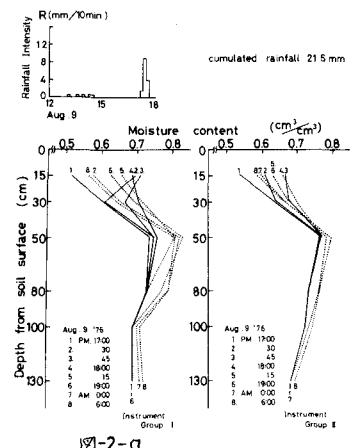


図-2-a

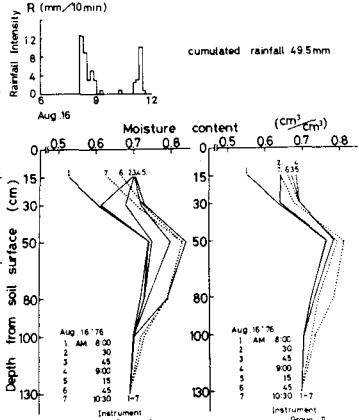


図-2-b 土壌水分分布の変化

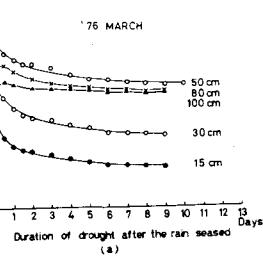
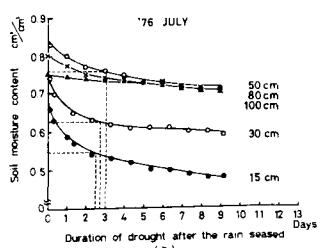


図-3 降雨終了後の土壤水分変化



日数との関係で示すと図-5のようなる。たゞし図中の数字は、各層にセットされていき水分計がカバー1~13層の深さを示してあり、その深さまでの土層の水分量が合計で示される。この毛管飽和以下の損失量は、ほぼ蒸発散により失われるものと考えられる。

#### 4. 各流出成分に対する有効降雨

一方浸透現象の表示として、Horton型の浸透能曲線があり、これと流域平均損失雨量を結びつけた石原博士<sup>(3)</sup>の方法によると、損失雨量と降雨継続時間との関係は、前期降雨終了後の乾燥日数をパラメータとして表わし、これから標準損失能減衰曲線と初期損失能回復曲線を描めることができ

る。(図-6, 7) これらの流域平均値に對し、同時に現地浸透能の測定結果は最終浸透能で3倍程度大きい値を示している。前記の結果をもとに、各流出成分に対する有効降雨をつきのように考える。i) 直接流出成分と間接流出成分に対する有効降雨の分離。まず遮断による損失(2mm)および、直接流失分に対する初期損失(ハイドログラフ立ち上がりまで、約5mm)をとり、前期降雨終了後の日数による、損失能回復を求め、流域の損失能減衰曲線により、直接流出と間接流出に対する有効降雨を分離する。ii) 直接流出成分 まず表面流出分に對しては、直接流出分のうち $2.0 \sim 4.0 \text{ mm/min}$ を超えた降雨分だけを与える。つぎに早い中间流出に對し、表面流が発生して13時間中は $0.4 \text{ mm/min}$ 、表面流の発生しない $0.5 \text{ mm/min}$ 以上の降雨時間帯に $0.1 \text{ mm/min}$ の有効降雨を与える。あとは中间流出分は、直接流出成分の有効降雨から表面流、早い中间流成分の降雨を差引いた残量とする。これが上層(本試験地では50cmと仮定)に貯留土小、貯留量と一次比例の強度で、有効降雨として供給されることが、深さ50cmの土柱への浸透実測から推定される。すなわち、 $g = g_0 \cdot e^{-Mt}$  ここで $g$ : 供給強度  $\text{mm/hr}$ ,  $g_0$ : 最大値は上層が飽和(下場合の供給強度  $M$ : 比例定数 実測結果より $0.3 \sim 0.4$ , 二小は早い中间流出の低減率 $0.2 \sim 0.3$ に近い値であることから、不等式 $g < R$  が成立する)とすると、供給形態との対応が示唆される。iii) 間接流出成分、いかなる地下水流出成分への供給は、表層内土湿量が毛管飽和以上になることが必要である。間接流出成分の有効降雨のうち毛管飽和に達するまでの水分量を損失として差引いた残量が地下水帶への供給量となる。地下水流出成分も何層かの累積的な成分から成っており、これらの大別的分離法は、今後の検討が必要とする。

上記の有効降雨をもとと、各流出成分ごとの持性を考慮した計算の結果の1例を図-9に示す。5. 本例は火山灰層流域で直接流出成分が比較的卓越した流域形態の例であるが、傾向とし、(1)より一致する結果となる。本報では火山灰層(能登島A岩手市大船地区 海底堆積物)の持性が以下記述を省略する。1). 地下水位(水頭)と土壤水分分布(13回測定結果)が1976. 2). 坡度分布、土壤の物理的性質(1975. 2. P. 92. 3). 土壌種別、田中、金丸、小川園における単位面の持性(1975. 2. 工程会議、刊行部第3号、P. 18 ~ 22).

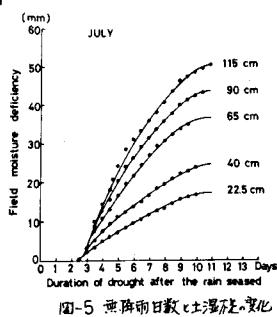


図-5 無降雨日数と土壌水分変化

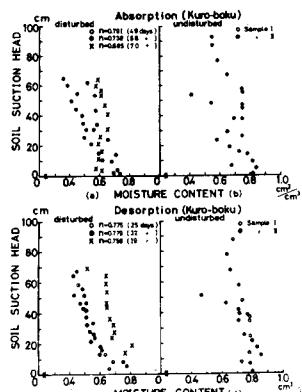


図-4 毛管水分 (mm/cm)

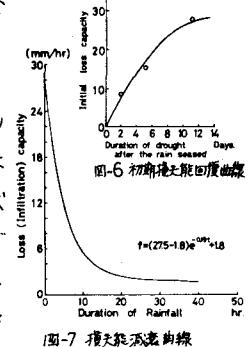


図-6 初期浸透能回復曲線

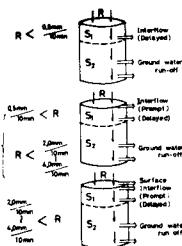


図-8 流出モデル

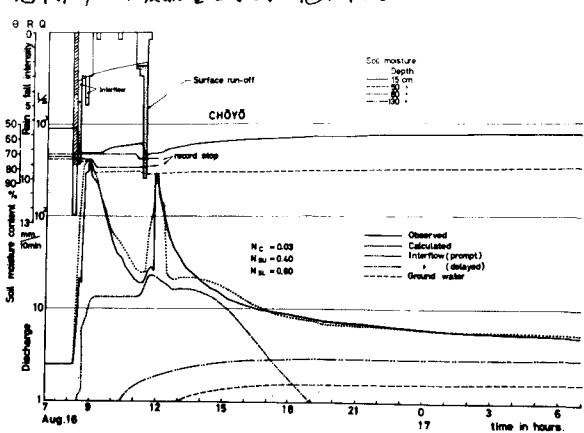


図-9 計算値と観測ハイドログラフの比較