

熊本大学工学部 正員 下津 昌司

1. まづが、前報において、主として阿蘇火山灰層流域における、雨水流出の概要と報告した。そこで、表層土壌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、雨水の浸入と地表付近における土壌水分の消長を、直接測定した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壌水分の変化

図-1に容量式土壌水分計⁽¹⁾の埋設位置(50 cm 深までは同一深さに4ヶ、それ以下は各2ヶ)と表層土壌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、土壌水分の体積含水率は、50 cm 以深において、常時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% 程度とされる。図-2aおよびbにその例を示す。本試験地の堆積物は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、これに対応して、土壌水分の最大値も、この近傍に現われている。そして、この層は雨水の浸透につれ、ほぼ飽和状態になり、さらに下層への不飽和浸透水の供給源となると同時に、横流動により、いわゆる遅い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/分を超え降雨強度に達した場合(図-2 参照)に観測されるか、微粒子土壌表層での、土壌中の空気との置換が阻止されるなど、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、土壌水分が圃場容水量以上に達し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日続き、その後、毛管水の移動による乾燥速度が、ほぼ指数関数的に低減する期間(恒率乾燥期⁽²⁾)が8~10日続き、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月について、恒率乾燥期の始末を各層ごとに求めると図示の通りである。また、50 cm 層が飽和に近い状態では、サクションを0とみなした場合、地表面から15、30 cm の毛管ポテンシャル水分に、ほぼ対応する日値を示していることを考慮すれば、(図-4参照)これら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た含水量を近似的に損失量とすれば、各層までの層厚を考慮して、損失高で表わすことができる。これを降雨終了後の経過

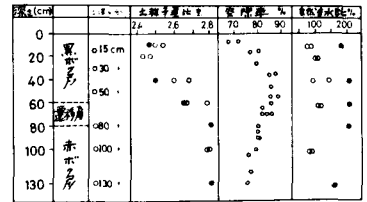


図-1 表層土壌の性状

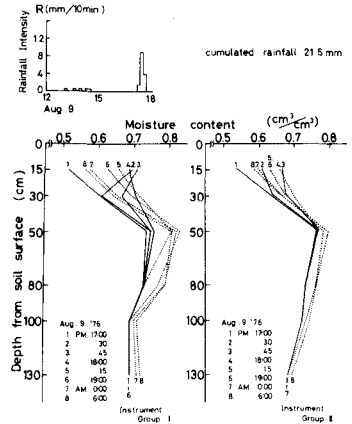


図-2-a

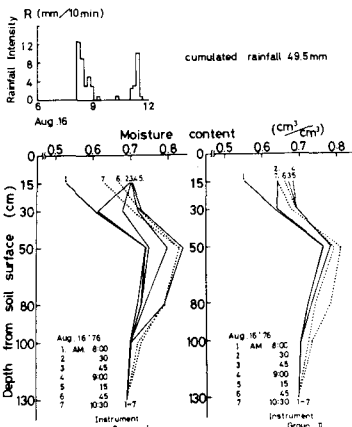


図-2-b 土壌水分割合の変化

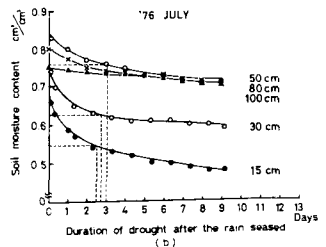
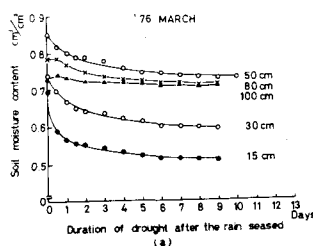


図-3 降雨終了後の土壌水分変化

