

東京大学生産技術研究所 正員 虫明 功臣

東京大学生産技術研究所 正員 岡 泰道

東京大学生産技術研究所 正員 小池 雅洋

1. はじめに.

流域の水循環において、不飽和帯は支配的な役割を果たしている。筆者らも不飽和帯水分の挙動の重要性に着目し、多摩ニュータウン内の自然林地と都市化域にテンシオメータを設置して、観測を継続している。本研究では、自然林地のテンシオメータにより得られた降雨期間前後のデータ(1980年7月～1981年12月)のうちの3/1(降雨)を用いて、テンシオメータの利用可能性の検討を行なう意味で、一雨毎の不飽和帯水分増加量と雨量との対応関係を調べる。さらに不飽和帯深層への浸透量を推定する。

2. テンシオメータ記録の取り扱い方法

- (1) 5～300 cmの14深度に埋設してあるテンシオメータのうち、データの精度を考え、200, 300 cmを除外した。
- (2) 時間単位は1時間とし、吸引圧は $\text{cm H}_2\text{O}$ の単位で扱った。
- (3) 吸引圧 ψ から体積含水率 θ への変換は、現地土壌のサンプル実験で決定された ψ -水分曲線によった。
- (4) 35 cm以浅の ψ -水分曲線にはヒステリシスがみられるが、今回は簡単のため、脱水・吸水の平均を用いた。
- (5) 特定深度の記録に欠測がある場合は、その上下の深度の記録から補間するか、あるいはそれが不可能な場合は、その上下の深度の記録で代表させた。

3. 雨量と蒸発散量

テンシオメータ設置場所付近の雨量としては、林内雨量計の値を用いた。林内雨量が欠測の場合は、林内雨量 P_i と林外雨量 P との相関関係(図1)から、林外雨量の73%の値を用いた。降雨終了後の蒸発散量については、流域内の自記蒸発計の蒸発波形を基にして、現地に近い東京農工大波丘地利用実験実習施設のパン蒸発計の日蒸発量の7割を季節ごとに時間配分した。

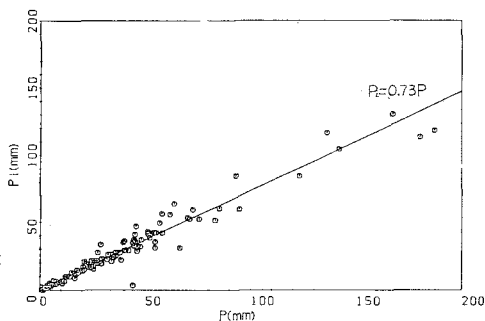
4. 不飽和帯浅層における水分保留量の動態と雨量との対応

降雨期間中の不飽和帯浅層(190 cm以浅)の吸引圧(テンシオメータ記録)は各深度とも常に負圧を示しており、雨水の浸透が不飽和状態で進行していることがわかる。各時刻の吸引圧を体積含水率 θ に変換したものを図2に例示する。一般的には、 θ は深度が浅いほど、降雨強度が大きいほど、変動幅も大きく、降雨中心からの時間遅れが短い。また、降雨強度があまり大きくないときは、深部のテンシオメータ(180～300 cm)はほとんど変化しない。

不飽和帯浅層の水分保留量を $M_s(t)$ とすれば、その変化量 $\Delta M_s(t)$ は次式で表わされる。

$$\Delta M_s(t) = \sum_i a_i (\theta_{i,t} - \theta_{i,t-1}) \quad \text{----- ①} \quad \left(\begin{array}{l} \theta_{i,t}: \text{時刻 } t \text{ における深度 } i \text{ の地点の体積含水率} \\ a_i: \text{深度 } i \text{ のテンシオメータの代表土柱} \end{array} \right)$$

図2の ΔM_s は上式で求めた $\Delta M_s(t)$ の累加曲線を表わしている。 ΔM_s が最大となる時刻(図中Tで示す)が、(1) 降雨終了後である、(2) 深部(180, 200 cm)のテンシオメータの反応遅れ時間内にある、という条件を満たしていれば、 ΔM_s の最大値は不飽和帯への雨水の総浸透量を表わす。しかし、20 cm以浅は腐食土壌でかなりボロースになっているため、テンシオメータで得られた値が必ずしも水分量の変動を表わしているとはいえない。そこで、15 cmについては、時刻Tの水分量が $\text{pF} 2.0$ に対応するものと仮定し、それと初期含水量との差を

図1 林内雨量 P_i と林外雨量 P の関係

20 cm 以下の水分増加量 ΔM_{su} とした。20~190 cm の水分増加量 ΔM_{sl} は①式で算出した。

以上のようにして得られた、時刻 T までの水分増加量 $\Delta M_s = \Delta M_{su} + \Delta M_{sl}$ と林内雨量 P_t との関係を図3に示す。ヒステリシスを無視したことなどにより、かなりばらつきはあるものの、各点は $P = \Delta M_s$ の直線にほぼ沿っている。なお、 $P_t = 118.5 \text{ mm}$ の降雨は直線からかなりずれているが、これは上記(2)の条件を満たしておらず、時刻 T には既に深層への浸透が起これ、 ΔM_s が過小評価されたと考えられる。

5. 降雨終了後の不飽和帯深層への浸透量

時刻 T で最大となった浅層の水分保留量は、その後、深層(190 cm)以深)への浸透と地表面からの蒸発散により徐々に減少する。4節までの結果から、テンシオメータ記録が不飽和帯水分の動態に対応していると考えられるので、各時刻の深層への浸透量 $F(t)$ は次式で推定できる。

$$F(t) = \{\Delta M_s(t-1) - \Delta M_s(t)\} - E(t) \quad \text{--- ②}$$

ここに、 $E(t)$ は各時刻の蒸発散量である。

上式で計算した $F(t)$ 及び $\Sigma F(t)$ を図2の最下段に示す。この例のように、強度が大きく、集中的な降雨の場合には $F(t)$ に顕著なピークがみられ、また降雨終了後2~3日で $\Sigma F(t)$ の曲線が平坦になることがわかる。

6. まとめと今後の課題

(1) 不飽和帯の水分増加量 ΔM_s と林内雨量 P_t は対応するが、 ΔM_s が P_t を上回るという矛盾した結果も得られている。今回は35 cm 以下の P_t -水分曲線のヒステリシスを無視したため、水分増加量が大き目に評価されている。

Muallem の方法等によるメインループ内の走査曲線を用いれば、不飽和帯の水分履歴を考慮に入れることができ、精度は向上すると考えられる。

(2) 不飽和帯浅層の水分保留量変化から、その下層への浸透量を推定した。今後は、周辺の観測井の地下水位記録を基に、不飽和帯深層への浸透量と地下水涵養量との関係について検討を進める。

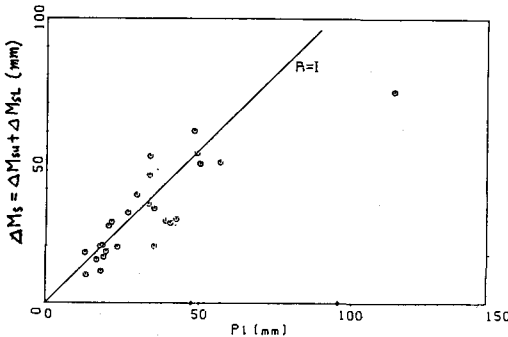
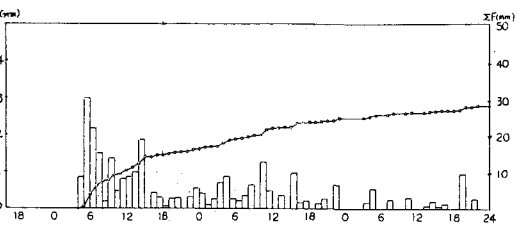
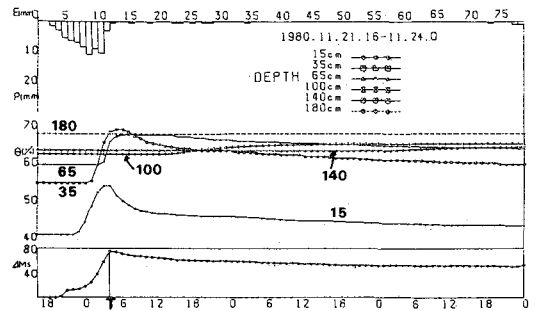
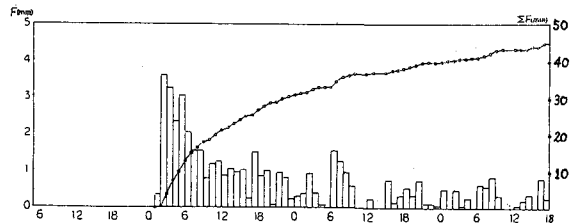
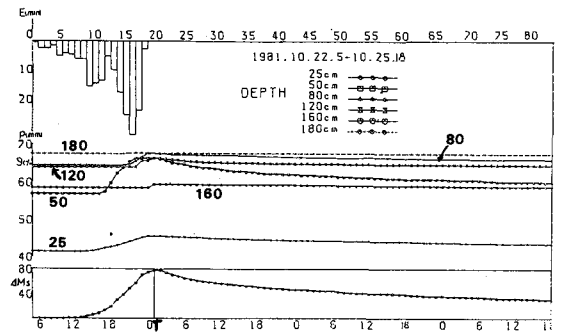


図3. 不飽和帯の水分増加量と林内雨量との対応



(a) 1980 11/21 ~ 11/24 ($P_t = 50.5 \text{ mm}$)



(b) 1981 10/22 ~ 10/25 ($P_t = 118.5 \text{ mm}$)

図2 不飽和帯表層水分の動態と深層への浸透量

(E : 蒸発散量, P : 雨量, θ : 各深度の体積含水率)
 ΔM_s : 不飽和帯浅層の水分保留量の変化
 F : 深層への浸透量