

東京大学 工学部 頭○安藤義久
東京大学 生産技術研究所 正員 玄明功臣

1. はじめに

筆者らは 1977年に 多摩丘陵の西部に長池試験流域を設定し、水循環過程に沿った一貫した水文観測を行い、丘陵地の水循環機構について検討を進めてきた。本稿では、水循環過程の中の地下水涵養過程について、土湿不足との関係から検討を加える。なお、図1. には 長池試験流域(流域面積4.4ha)の概要を示す。

2. 年間の水循環

長池試験流域において、1977年9月～1978年8月の1年間に得られた水文データに基づき、週単位の水収支解析を行った。即ち、まず、①式によって月単位の水収支解析を行い、未知量としての月別の蒸発散量を算出した。

$$P - (Q + E) = \Delta M_s + \Delta H \cdot P_a + \Delta W_s \dots\dots\dots ①$$

但し、P: 雨量 Q: 流出量 E: 蒸発散量 ΔM_s : 不飽和帯の水分保留量変化 $\Delta H \cdot P_a$: 地下水貯留量変化 ΔW_s : 地表水の貯留量変化

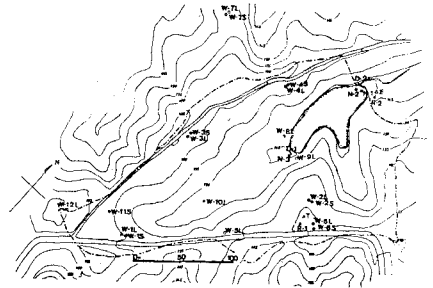
更に、月別の蒸発散量を1月の蒸発量によって週単位に比例配分して 週別の蒸発散量を求め、時間単位を週単位にしたり、①式により、 ΔM_s を未知数として週単位の水収支解析を行った。

そして、流出量について 地下水流出量(Q_g)と直接流出量(D)を分離し、②式により、地下水涵養量(G)を求めた。

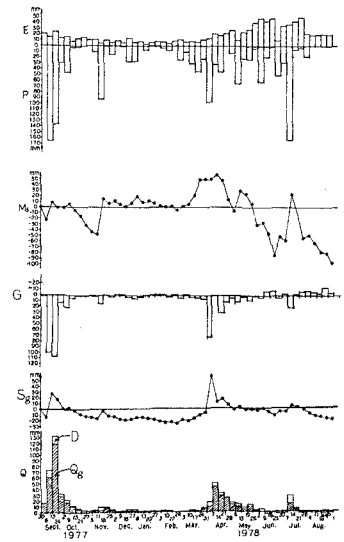
$$G = Q_g + \Delta H \cdot P_a \dots\dots\dots ②$$

以上の方法によ、て求めた 年間の水循環図を図2. に示す。

図2. において、1978年6月～8月の地下水涵養量Gがマイナスの値を示すのは、漏水の影響と考えられる。図2. の中で注目すべきことは、1977年9月6日～9月13日、同年9月13日～24日、及び 1978年7月7日～14日の三者の雨量はいずれも 150mm前後の値であるにもかかわらず、前二者の場合の地下水涵養量が 100mm程度の値を示すのに後者の期間の地下水涵養量が 30mm程度でしかないという点である。同様な傾向は、1977年11月11日～18日と 1978年3月31日～4月7日においてもみられる。いずれの期間の雨量も 95mm程度であるにもかかわらず、前者の期間の地下水涵養量は 20mm弱であるのに対して、後者の期間の地下水涵養量は 70mm以上に達している。これらの結果を不飽和帯の水分保留量(M_s)と対応させてみると、 M_s が最大の時には地下水涵養量Gが大きく、 M_s が最小の時にはGも小さいことがわかる。



(R: 雨量 N: 水位 D: 流量
W: 地下水位 T: 不飽和帯水分量)
図1. 長池試験流域の概要



(注) 1年間の地下水涵養量は428mmである。

(E: 蒸発散量 P: 雨量 M_s : 不飽和帯の水分保留量 G: 地下水涵養量
 S_g : 地下水貯留量($H \cdot P_a$) Q: 流出量)
図2. 年間の週単位の水循環図

3. 降雨時の不飽和帯の水収支解析(土湿不足と地下水涵養)

前節の結果から、雨量だけでなく不飽和帯の水分保留量の多少が地下水涵養量の多少を規定していると推定されるが、本節ではこのことを更に検討するために、降雨時の不飽和帯の水収支解析を行った。その方法は、時間単位を1時間にとり、まず流出量 Q を直接流出量 D と地下水流出量 Q_g に分離し、②式により1時間単位の地下水涵養量 G を求める。降雨時の流域全体の水収支式③により、不飽和帯の水分保留量の変化 ΔM_s は算出できるので、不飽和帯の水収支式④により浸入量 I を求める。

$$P - Q = \Delta M_s + \Delta H \cdot P_a + \Delta W_b \cdots \textcircled{3} \quad / \quad I - G = \Delta M_s \cdots \textcircled{4}$$

こうして求めた不飽和帯の水収支結果を図3.に例示する。不飽和帯の水分保留量 M_s は降雨終了後6～24時間で安定状態になることがわかるが、この状態が最小含水量(圃場底水量)状態 M_n と考えられる。初期含水量を M_0 とすると、 $M_d = M_n - M_0$ によって土湿不足 M_d が定義される。④式から、一雨ごとの地下水涵養量 G は、

$$G = I - \Delta M_s = I - M_d \cdots \textcircled{5}$$

で表されることになる。即ち、地下水涵養量 G は、浸入量 I から土湿不足 M_d を差し引いたものに等しい。

4. 土湿不足と蒸発散

図4.にはテンソメーターによる降雨時の不飽和帯の水分保留の動態を例示する。これをみると、深度5～35 cmの土壌帯の水分保留量は変動しているが、深度50 cm以上の不飽和帯の水分保留量はほとんど変動していないことがわかる。従って、土湿不足が生じている領域は、不飽和帯の中でも表層の土壌帯の部分が生じていると考えられる。この土湿不足の生じる原因は、降雨前の無降雨期間における地表からの蒸発散と考えられる。土湿不足 M_d が推定できれば、⑤式から地下水涵養量 G が推定できるという意味で、土湿不足 M_d の推定は重要である。

筆者らは、不飽和帯の水収支結果から、 $M_d = M_n - M_0$ という式により、観測された14降雨について土湿不足 M_d を求め、 $(1-\alpha)(\Sigma E - \Sigma R)$ との相関を調べた。ここに α は逆の面積率であり、 $1-\alpha = 0.94$ である。最小二乗法による回帰直線は、

$$M_d = (1-\alpha)(\Sigma E - \Sigma R) + 0.80 \cdots \textcircled{7}$$

であり、相関係数は0.94と高い。従って、土湿不足 M_d は、無降雨期間の蒸発散量と雨量から、

$$M_d \div (1-\alpha)(\Sigma E - \Sigma R) \cdots \textcircled{8}$$

で推定できることが流域レベルで実証されたと見える。

5. まとめ

地下水涵養量は、浸入量から土湿不足をひいたものに等しいことを明らかにするとともに、土湿不足が地下水涵養のない期間の蒸発散量と雨量の差で推定できることを流域レベルで実証した。

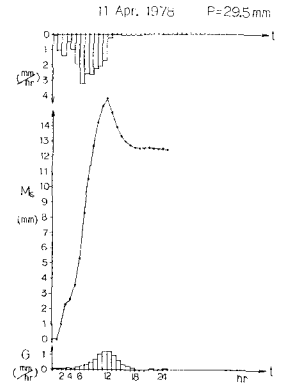


図3. 不飽和帯の水収支結果

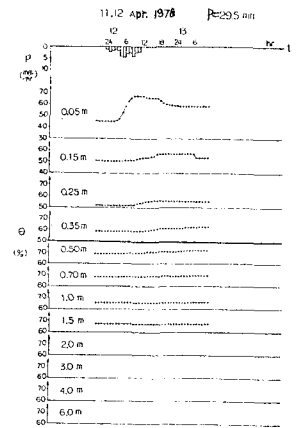


図4. テンソメーターによる降雨時の不飽和帯の水分保留の動態(θ: 容積含水率)

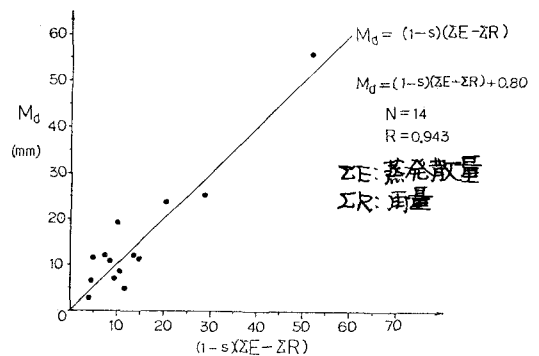


図5. M_d と $(1-\alpha)(\Sigma E - \Sigma R)$ の相関図