

大雨時の林地内の地中水が洪水流出に与える影響 The Effect of the Rain Water Storage in the Forest for Flood Runoff

国立防災科学技術センター 正員 中根和郎

1. まえがき

近年、長崎水害(1982年7月)、島根水害(1983年7月)、東京都の水害(1981年7月、同年10月、1982年9月、1985年7月)等に見られるように豪雨による水害が多く発生している。著者らは大雨時の洪水流出係数の増加傾向を累加雨量および流域貯留高を用いて経験的に求めている(1),(2)。一方、平坦な丘陵地においても、大出水は想定されるので、洪積台地上に建設された筑波研究学園都市に流出試験地を設け、大雨時の流出現象の観察を行い、大出水となる降雨条件の解明を行っている。この種の洪水流出係数の増加、広い意味で有効雨量の増加は、先行降雨指数(API)、初期流量、保留量曲線、浸透能曲線等(3)から考察されている。また、土地利用の混在する丘陵地や平地の小流域では土地利用別の一次流出率、飽和雨量、飽和流出率(4)、土地利用別の初期損失雨量、最終浸透能(5)等から考察されている。しかし、これらの多くは降雨量と流出量から逆算して推定されており、流域内の浸透、凹地貯留、地表流発生場、雨水の排水路流下等々の現象を総合して説明するまでに至っていない。したがって、流量資料の乏しい流域において大出水を発生させる降雨条件を想定するにはより物理的に流域内の雨水貯留、浸透を推定する必要がある。そこで、本研究では大出水の指標となる降雨条件を林地内の表層土壌の地中水位観測、室内土質試験から考察した。この種の観測・実験は各所(6),(7),(8),(9)で行われているが、本研究は茨城県南部から埼玉県東部にかけて見られるような表層がロームで覆われ、その下部に粘土層がある洪積台地上の現象として特徴付けられる。

2. 観測地点の概略

筑波研究学園流出試験地(図1、10)は稲敷台地と呼ばれる標高25~30m、幅8~13kmの洪積台地上あり、台地東側の桜川低地との標高差は20~25mとなっている。表層地質は上部よりローム層(層厚1~3m)、凝灰質粘土層(層厚0.5~2m)、龍ヶ崎層(層厚3~11)、成田層(層厚35m以上)の順に構成されている。観測井はこの試験地の上流に位置する国立防災科学技術センター構内の松林の中に設置した。設置地点の表層土壌の柱状図を図2に示す。これによると地表約3cmは落葉で覆われ、その下に厚さ40cmの有機質の腐葉土層、厚さ45cmの新鮮なローム層、厚さ20cmの粒状鉱物を含むシルト質ローム、厚さ90cmの凝灰質粘土、以下砂質シルトと続く。観測井のストレーナーは37~45cm、90~98cmの深さにそれぞれ設置した。この地点の地中水位は常に凝灰質粘土層の上部にあるが、その下部には時期によって地下水の無い時がある。

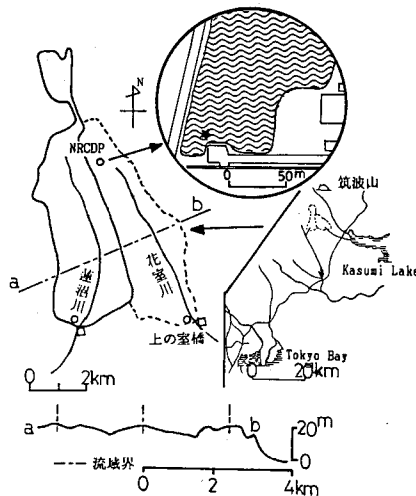


図1 筑波研究学園流出試験地流域図

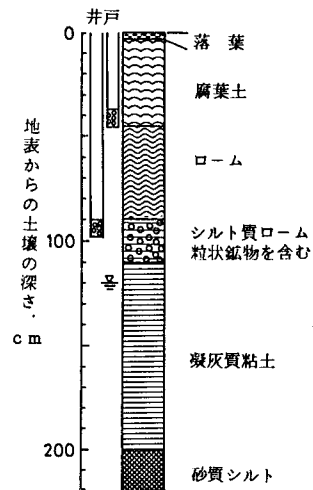


図2 表層土壌柱状図

3. 表層土壌の室内土質試験結果

観測井地点の表層土壌を深さ別に採土円筒（直径5.0 cm，長さ5.1 cm）で採取し、3相率（固相・液相・気相）、pF試験、飽和透水試験を行い次の結果を得た。

(1) pF-水分曲線

深さ別に採取した土壌を加圧法によりpF試験を行い図3に示す結果を得た。脱水過程と吸水過程とで異なるpF-水分曲線を示すことが指摘されているが、ここでは脱水過程において試験を行った。この図から解るように、同一のpF値に対応する土壌の体積含水率は地表より深くなるにしたがって大きくなる傾向を示す。また、体積含水率が大きく変化するpF値の範囲は0~2（0~100 cmH₂O）となっており、地表から深くなるにしたがって体積含水率の変化は小さくなっている。

(2) 3相率

地中水位が異なる時期に深さ別の土壌を採取し、実容積試験および炉乾燥を行い、3相率を求めた。その結果を図4に示す。土壌水分の深さ方向の分布は地中水位の高さに対応して変化することが解る。いま、土壌水分は深さ方向に一定のpF値を保ったかたちで分布し、このときのpF値は地中水位面から地表までの位置水頭に等しいと仮定すると、地中水位に対応した深さ方向の体積含水率は図3のpF-水分曲線から求められる。その結果も図4に示した。推定した体積含水率と土壌採取により求めた体積含水率はほぼ一致しており、地中水位の浅い場合には上述の仮定は妥当なものと考えられる。

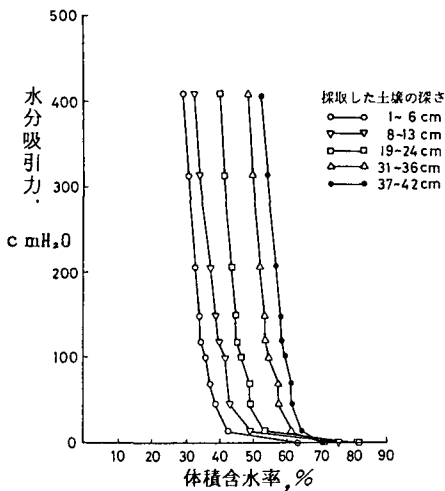


図3 pF-水分曲線

(3) 飽和透水係数

採取した土壌の定水位および変水位飽和透水試験を行い、それにより求めた深さ方向の飽和透水係数の分布を図5に示す。この図によると5~20 cm深さの腐葉土層では飽和透水係数は大きく 10^{-2} cm/s程度、深さ30 cm程度のところで 10^{-3} cm/s，深さ50~90 cmのところで 10^{-4} cm/s程度，深さ120~160 cmの粘土層で 10^{-6} ~ 10^{-7} cm/s程度、その下部ではやや大きくなり 10^{-5} cm/s程度となる。このことから大雨は粘土層上部に一時的に貯留されるものと推定される。

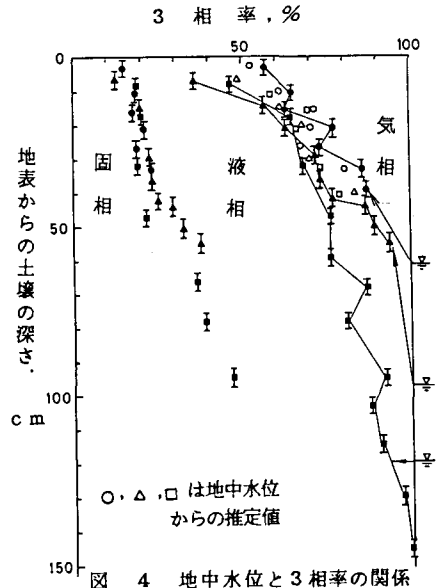


図4 地中水位と3相率の関係

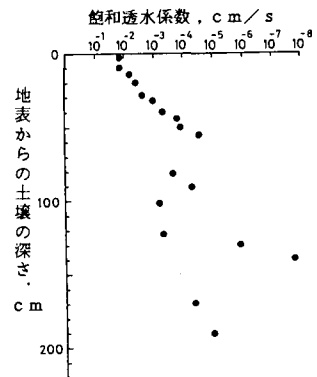


図5 飽和透水係数の分布

4. 降雨時の地中水位の変化

試験地には比較的連続した粘土層が深さ1～2.5mのところにあるため、地中水位面は浅く、この試験地の土流に位置する観測井では通常地表下120cmより浅い位置にある。この地点での観測に基づき、降雨による地中水位の上昇と降雨後の地中水位の減水について考察する。

(1) 降雨量と地中水位上昇高の関係

地表下90～98cmと37～45cmにストレーナーを入れた観測井の水位を比較すると、浅い井戸で観測が可能な範囲では両井戸はほぼ同じ水位、同じ変化を示す。つまり、大雨時には地中水位は下方から次第に上昇し地表まで達する。そこで、以下では深い井戸で観測した地中水位について議論する。林外雨量に対応する地中水位の上昇高を水位上昇前の地中水位を基準にしてプロットすると図6のようになる。直線群の勾配がほぼ一定していることから、地中水位上昇高は降雨量に比例していることが解る。降雨量の全てが地中水にかん養され、それによって地中水位の上昇が起ると仮定すると、地表下20cmより地中水位面までの間の土壌の有効空隙率は約12%となる。地表から深さ20cmの間の有効空隙率はデータが少ないので正確なことは不明であるがおおよそ27%と推定される。

(2) 降雨後の地中水位の減水

1985年5月～同年7月の間の降雨後の地中水位の減水状況を見ると、地中水位が地表下40cmより浅い位置にある場合には減水は速く10～13cm/dayとなっている。地中水位が70cmの深さ付近にある場合には2～3cm/dayの減水を示す。これに対して1985年8月末の降雨による地中水の減水状況は図7に示すように上述の減水とはかなり異なる。地

地表下40cmより浅い位置に地中水位がある場合には43cm/dayと非常に速い減水を示し、70cm程度の深さでも5cm/dayと速い減水を示す。これは粘土層上部の地中水とその下の地下水が連続しているか、切れているかで、同じ地中水位であっても粘土層を流下する流量が異なるためと考えられる。言い変えると、1985年5月～同年7月の間は粘土層より下の地下水の減水特性が現われ、1985年8月末の場合は粘土層より上部の地中水の減水特性が現われたものと推測される。

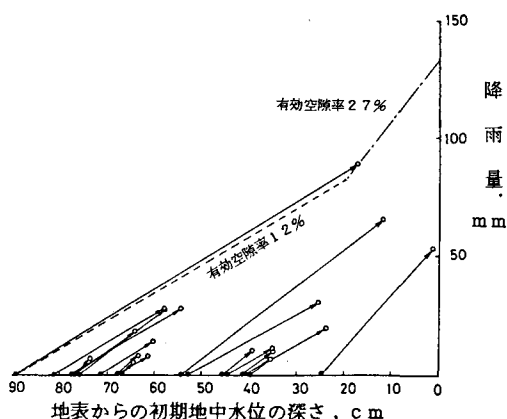


図 6 地中水位の上昇高と降雨量の関係

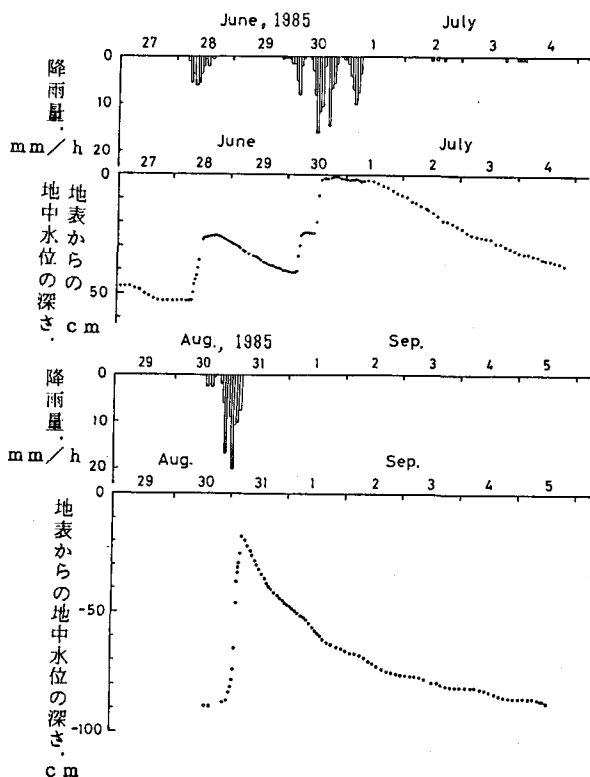


図 7 2つの異なる地中水位の減水例

(3) 有効空隙率と空隙率の関係

地中水位上昇高は降雨量に比例することは4.(1)で述べた。このことを念頭において、地中水位面より上部の土壌の有効空隙率を V_{ea} とし、 V_{ea} が地中水位 H と地表からの土壌の深さ h との関数として (3) 式のように現わされると仮定すると

$$V_{ea}(H, h) = \log_e (H/h) / C \quad \text{----- (3)}$$

ここに、 H は地表から地中水位面までの深さ、 C は定数

地中深くへの雨水浸透および地表からの蒸発散が少ない場合には、地中水位が単位長さ上昇するのに必要な降雨量 Re は (3) 式から次のように求められる。

$$Re(H) = \int_a^{H+1} V_{ea}(H+1, h) dh + V_s - \int_a^H V_{ea}(H, h) dh - V_s \quad \text{----- (4)}$$

ただし、 $a \approx 1$ 、 V_s は地表から深さ a までの間の有効空隙量

(4) 式を整理すると次式ようになる。

$$Re(H) = 1/C + \log_e (1/a) / C \approx 1/C \quad \text{----- (5)}$$

(5) 式は降雨量と地中水位上昇高が比例することを示しており、4.(1)の観測結果と一致する。ただし、地表付近で空隙率が大きくなっている場合には、地表下 H_a を境にその上部では $C = C_s$ 、下部では $C = C_m$ とする。したがって V_{ea} は次式のように表わされる。

$H > h > H_a$ の場合

$$V_{ea}(H, h) = \log_e (H/h) / C_m \quad \text{--- (6)}$$

$H > H_a > h > a$ の場合

$$V_{ea}(H, h) = \log_e (H_a/h) / C_s + \log_e (H/H_a) / C_m \quad \text{--- (7)}$$

$H_a > H > h > a$ の場合

$$V_{ea}(H, h) = \log_e (H/h) / C_s \quad \text{--- (8)}$$

この観測井地点では、 $H_a = 20 \text{ cm}$ 、 $C_s = 3.7$ 、 $C_m = 8.65$ となっている。

これらの推定式から求めた有効空隙率と土壌採取により求めた空隙率と比較すると図8のようになる。図中のハッチは有効空隙率と空隙率の差を表わす。これは空氣が土壌中に捕獲された状態で地中水位が上昇することを示していると考えられる。ハッチの部分が空氣の捕獲量を表わし、単位体積当りの最大値はおおよそ14%になる。

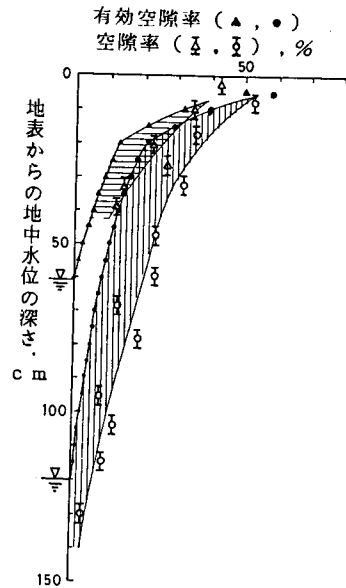


図 8 有効空隙率と空隙率の比較

5. 林地からの表面流出が河川流量に及ぼす影響

筑波研究学園流出試験地花室川上の室橋地点（流域面積12.5km²）において、林地内に表面流出が現われた7月洪水のハイドログラフと現われなかった8月の洪水のそれとを比較したものを図9に示す。また、両洪水の総降水量・ピーク流出高・ピーク発生後の減水定数・洪水到達時間を100分とした場合の到達時間内平均降雨強度・ピーク流出係数等を表1にそれぞれ示す。上の室橋地点より上流の土地利用状況は表2に示すようになっており、このように土地利用が混在する小流域では、林地から表面流出が発生するような場合にはピーク流出係数は大きくなり、洪水の減水も遅くなる。

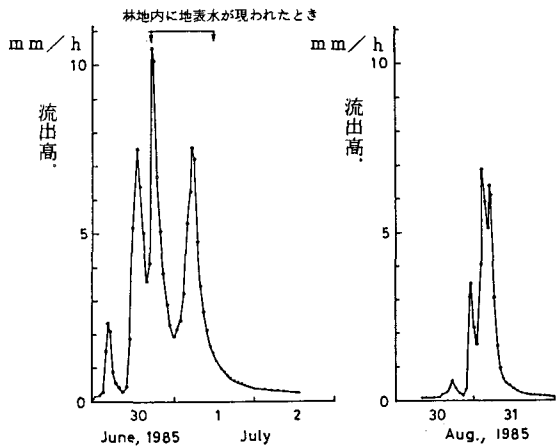


図 9 林地から表面流出が発生したときの洪水と
しなかったときの洪水の比較

表 1 林地から表面流出が発生した洪水としなかった洪水の特性比較

洪水年月日	総 雨 量	ピーク流出高	洪水てい減率	洪水到達時間内 平均降雨強度	ピーク流出係数
1985年 6/30～7/2	132.2 mm	10.47 mm/h 7.55 "	0.66 - 0.86	13.4 mm/h 8.7 "	0.78 0.87
1985年 8/30～9/1	86.5 "	6.9 " 6.37 "	0.50 - 0.58	18.6 " 11.7 "	0.37 0.54

表 2 花室川上の室橋地点上流の土地利用別面積比率

流量観測所	不 浸 透 地 域 (h a)						浸 透 地 域 (h a)					流域面 積 (h a)
	道路・駐 車場など	建物・舗 装敷地など	グラウンド	池	河川	小計	造成地	水田	畑・草地	林地	小計	
花室川上の室橋	177 (14.2)	74 (6.0)	17.3 (1.4)	5.2 (0.42)	4.5 (0.36)	278 (22.3)	482 (38.7)	113 (9.1)	239 (19.2)	134 (10.7)	968 (77.7)	1,246

() 内は流域内に占める面積率 (%)

6. 結 論

林地内のごく表層に観測井を掘り、降雨に対する地中水位の変化を観測すると共に表層土壌の土質試験を行い、地中水が地表まで達するに要する降雨量を考察した。また、林地からの表面流出が河川流量に与えている影響を調べ以下の結論を得た。

- (1) 林地内から表面流出が発生するようになると、土地利用の混在する小試験地では、ピーク流出係数は大きくなり、洪水の減水も遅くなる。
- (2) 地中水位の上昇高は降雨量に比例し、その比例定数は地表下20cmより浅い所では小さく、深い所では大きくなっている。これにより、林地から表面流出が発生するような大出水を引き起す降雨量を地中水位の深さから推定することが可能になった。
- (3) 土壌採取によって求めた空隙率と降雨量—地中水位上昇高の関係から求めた有効空隙率を比較すると前者の方が大きくなっており、このことから空気が最大で約14%土壤中に捕獲された状態で地中水位が上昇することが推定される。この現象は地中水位面が深い程顕著になる傾向を示す。
- (4) 地中水位が1mより浅い所では深さ方向の土壌水分は同じpF値の状態で分布すると考えられる。

7. あとがき

この調査により、林地内の地中水が地表まで上昇するに要する降雨量を地中水位から推定することが可能となった。今後、林地内土壌での浸透・蒸発散量を求め、前期降雨が地中水位に与える影響を調べると共に畑地・草地等の他の土地利用地域においても表面流出を発生させる降雨条件を求める予定である。

参考文献

- (1) 中根和郎：昭和58年7月山陰豪雨の洪水流出の特徴，国立防災科学技術センター研究報告 No.34, pp.1-12, 1985.
- (2) 中根和郎・木下武雄：流出係数に及ぼす貯留高の影響，国立防災科学技術センター研究報告 No.35, pp.1-16, 1985.
- (3) 角屋睦：都市化に伴う流出の変化，土木学会論文集No.363/Ⅱ-4, pp.23-34, 1985.
- (4) 橋本健・長谷川正：土地利用変化を評価する流出モデル，土木技術資料19-5, pp.11-16, 1977.
- (5) 安藤義久・高橋裕・和泉清・金尾健司：土地利用別の浸透能特性を考慮した都市流域の洪水流出解析 水理講演会論文集No.29, pp.160-194, 1981.
- (6) 田中正・安原正也・酒井均：丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動，京大防災研究所年報 20 B-2, pp.181-193, 1982.
- (7) 虫明功臣・岡泰道・小池雅洋：降雨時の表層不飽和帯水分の自然林地と都市化域における挙動の相違 水理講演会論文集No.27, pp.43-48, 1984.
- (8) 日野幹雄・瀬岡和夫・尾高義夫：中間流および地表流の発生における表層土壌の役割，水理講演会論文集No.28, pp.541-545, 1984.
- (9) 安藤義久・岡本哲夫・金尾健司・管明芳：土地利用別の浸透能に関する現地実験と考察，水理講演会論文集No.26, pp.307-312, 1982.
- (10) 岸井徳雄・中根和郎・大倉博・佐藤照子：筑波研究学園流出試験地の流出特性（第2報），国立防災科学技術センター研究報告No.33, pp.23-68, 1984.