

建設省土木研究所 正 負 青木佑久

この報告は第21回本講演会に続くもので、土木研究所赤羽支所構内における実験によって、降水が地表より浸透してから地下水面に達するまでの土砂層中の浸透降下現象を検討したものである。

浸透降下量を層中含水量の関数で表わすことによって、任意の降雨から浸透流出ハイドログラフを求めることができた。

1. 概要

地下水の浸透流出や堤防浸透のように水が土砂間隙を飽和状態で流動する現象については、Darcyの基本方程式から説明できるわけであるが、たとえば雨水が地表面から地下水面まで浸透降下する場合のように、水が土砂間隙中を気体(空気)と混在しながら不飽和状態で流動する現象は、水理学的にはDarcyの式で表わされる浸透現象とは異質のものである。

不飽和浸透の運動を表わすために、土砂層中に含まれる水分量(含水量)を媒介関数として導入し、この量と浸透流動量との間に何らかの関数関係があることを予想した。含水量を媒介関数として浸透流動の運動方程式を表わすことができれば、連続方程式と組合せて、土砂全層にわたる浸透降下の流れを追跡できる。

2. 実験およびその結果

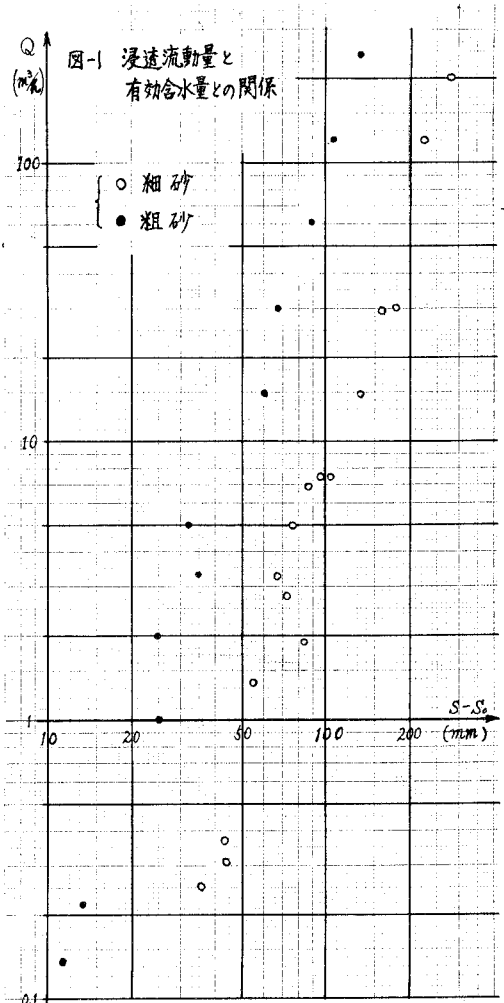
縦1 m、横1 m、深さ1 mの箱型ライシメーター4個と、同じく深さ0.5 mの箱型ライシメーター4個とを準備し、このそれぞれに次のような実験用砂を詰めた。

砂の種類	有効粒径	平均粒径	空隙率	透水係数
粗砂	0.37 mm	0.7 mm	39.3 %	0.030 cm/sec
細砂	0.19	0.5	43.3	0.0154

浸透降下量の測定には、雨量観測用転倒桁型自記記録計を使った。砂層中の含水量測定には、種々の方法を試みたが結局は数点からサンプリングをして乾燥法によった。

降雨としては、層上から人工的に一定の強度で散水する方法によった。1つのライシメーターについて10種類以上の散水強度で実験した。

図-1に、細砂および粗砂について得られた実験結



果を示す。横軸に砂層中の含水量（深さ1 m中に含まれる水量 $S \text{ mm}$ ）を、縦軸にこの層を通過する浸透流動量（ $Q \text{ mm/hr}$ ）をとともに対数尺で表わす。

図-1から、大略、 $Q = K(S - S_0)^p$ なる関係が認められる。

ここで、 K および S_0 は土砂の粒径による定数で、 p はほぼ3程度の値の定数となる。すなわち、 K はDarcyの透水係数に相当する透水性を示すもので、概ね粒径の2乗に比例し、 S_0 は土砂の表面に吸着して流動に関与しない含水量で概ね粒径に反比例すると推定される。 $p \approx 3$ であるのは浸透流が表面流における層流と同様の運動を示すためと思われる。

3. 理論的考察

層流が幅の広い開水路を流れるとき、その実流速 u は水深 h 、径深 R によって、

$$u = \frac{g_i}{3\nu} h^2 \approx CR^2 \quad (C \text{ は } h, \nu \text{ による定数})$$

となる。この式が土砂間隙をぬって粒子表面を層流状態で流動する浸透水にも適用できると仮定する。ここで浸透に関する径深 R については、土砂層中にある単位断面を考えると、この断面で有効水分の占める割合すなわち有効飽和度を $s - s_0$ 、空隙率を n 、粒径を d としたとき、すでに、断面積および潤辺から、 $R = (s - s_0)n d / 6(1 - n)$ で与えられている。

一方、土砂層を通過するみかけの単位断面流量 q は、 $q = (s - s_0)n u$ であるから、上述の関係から、

$$q = \frac{C(s - s_0)^3 n^3 d^2}{36(1 - n)^2}$$

が得られる。いま、 C 、 n および d が時間的に一定だとすれば、浸透降下量 q は有効飽和度 $s - s_0$ の3乗に比例するといえる。ここで流速と同じディメンジョンを持ち、透水係数と似た定数 k を与えれば、

$$q = k(s - s_0)^3$$

と表わせる。これが運動方程式である。

連続方程式については、土砂層の深さ方向に x をとり、時間をもで表わせれば、

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial s}{\partial t} = 0$$

である。両式を組合せて、不飽和状態で浸透降下する雨水を追跡することができる。

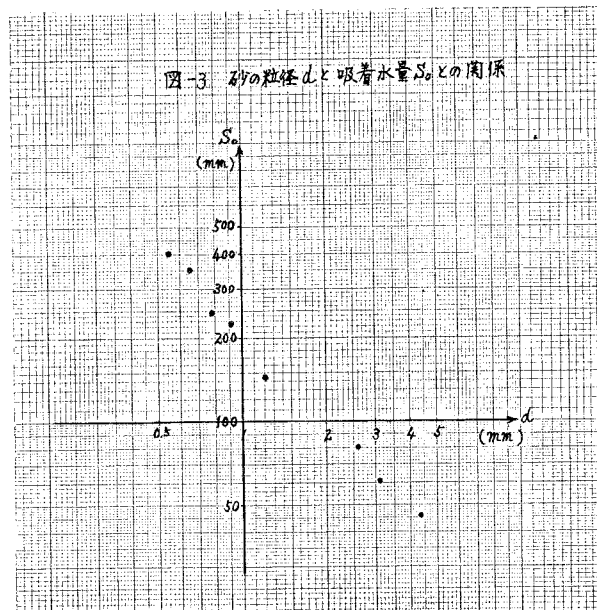
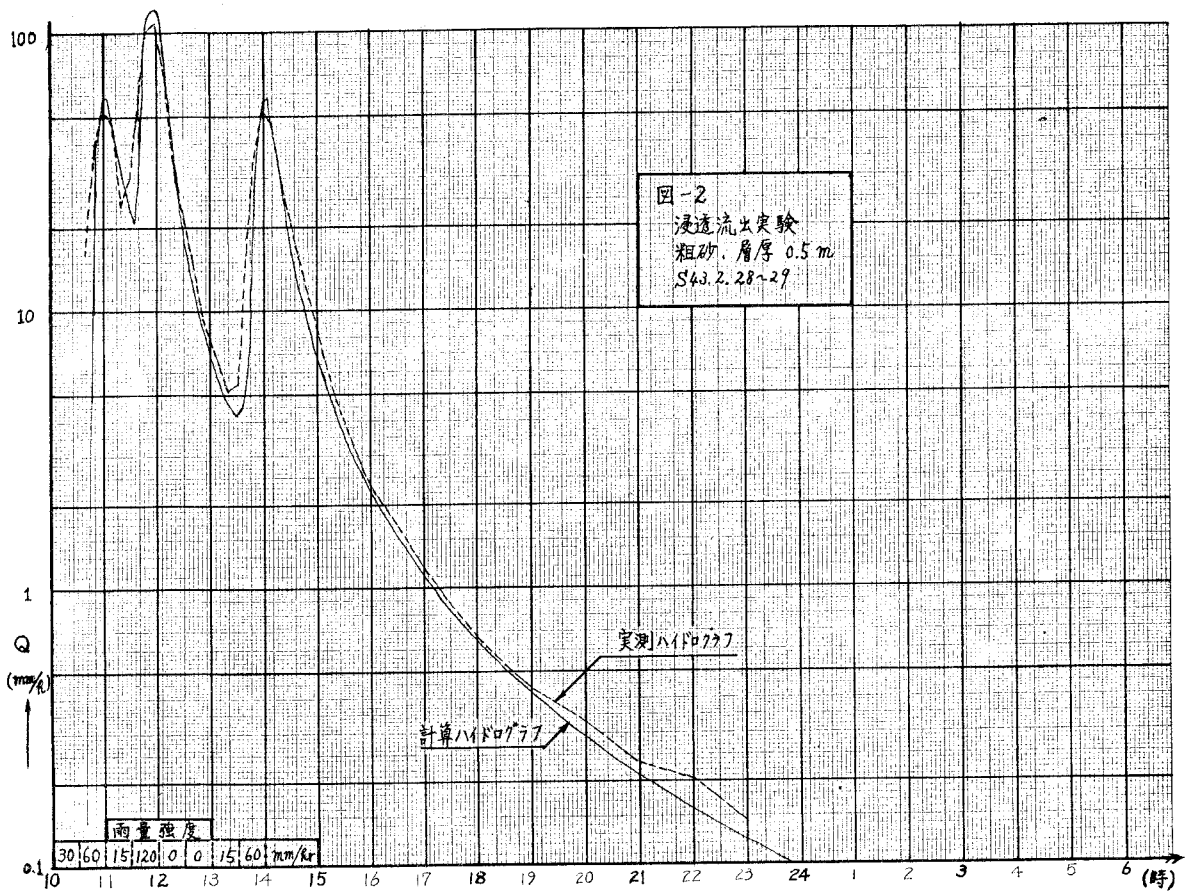
しかし実際には、不飽和浸透では、この他に毛管現象や空気の圧出現象が伴うもので、とくに粒径が小さい場合にはこの影響が大きい。これらを定量的に検討することは非常に難しい。

4. 浸透流出ハイドログラフの推定

上述の両式を適用して、計算によって浸透流出ハイドログラフを求めた例を図-2に示す。計算においては、 $\Delta x = 0.1 \text{ m}$ 、 $\Delta t = 1/1200 \text{ hr} = 3 \text{ sec}$ とした。図-2は深さ0.5 mの粗砂のライシメーターで、実験開始より240分間、30分ごとに散水強度を、30 → 60 → 15 → 20 → 0 → 0 → 15 → 60 mm/hrと変化させて散水した実験および計算結果である。

5. 土砂に吸着される無効浸透水の量

上述の運動方程式における、浸透水が土砂に吸着されて流動に関与しない含水量 S_0 を求める実験を



行なった。これを砂の粒径 d と対応させて図-3 に示す。 (S_0 : 深さ 1 m の層中に含まれる水分量 mm , d : mm)

図-3 により、 S_0 が粒径に反比例するのが認められる事実から、 S_0 は層中の粒子の総表面積に比例することになるので、水の砂への吸着深が一定であると推定される。この考えは降雨の初期損失に相当する。この実験では、吸着深は単位表面積あたり 0.05 mm 程度となる。

この報告のうち、理論的考察の一部は A.G.U. の論文から引用した。