

火山噴出物堆積層における雨水浸透の観測

熊本大学工学部 学生員○重松 稔

同 上 正 員 下津 昌司

同 上 矢北 孝一

1. はじめに 火山性地質流域での雨水の浸透現象は水循環系を特徴づける主要な役割を担っている。このような火山噴出物によって構成された透水性が不規則かつ不均一な地層での浸透過程は、その観測例も少なく、その実態は未だ不明な点が多い。山腹から山麓にかけて火山噴出物の堆積は数10～数100mに達し、その間の比較的透水性の低い地上の上位にある地層が帯水層を形成している。このような深い地下水帯に達するまでの不飽和帯での水分移動現象を観測し、浸透過程の実態を把握する。

2. 観測 阿蘇火山山麓の扇状地に、深さ80m・内径54mmの鉄管の観測孔を設け、RI挿入型水分測定器いわゆる中性子水分計（線源: Cf-252, 半減期: 2.65年）を使用し、雨水の浸透過程を現地観測した。

観測は49mまで25cm間隔で、その点を含む半径約15cmの球体内の平均的水分量を表わす現場計数率を測定したが、実際には中性子源減衰の影響に対する補正のため、標準体計数率と現場計数率との比である計数率比を用いる。観測はまとまった降雨後の翌日に行ない、降雨の少なくなった7月下旬からは図-3に示す間隔で行なった。以上の観測結果を基に雨水の浸透過程を図-3に表わす。縦軸が深度(m)、横軸は梅雨期に入る前の最も乾燥した状態(6月5日)に対する水分の増分を計数率比で表わしている。

3. 観測精度 中性子水分計

による観測値には①アクセスパイプと原地層の空隙埋めもどしの不均質②アクセスパイプとプローブの間隙③アクセスパイプの材質、その他原地層を構成する媒質の不均質によるキャリブレーション精度などの原因によ

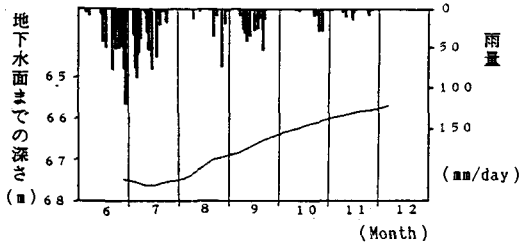


図-2 降雨量, 地下水位

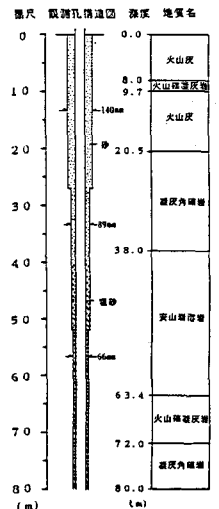


図-1 観測孔構造

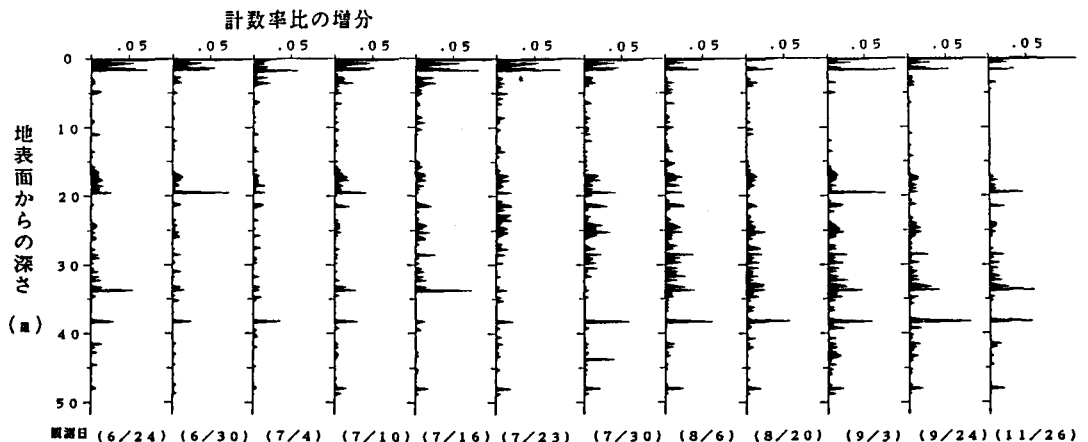


図-3 土壌水分プロファイルの経時変化

る測定誤差を含む。その中でアクセスパイプ(φ54mm)とプローブの間隙が約16mmあり、その影響は無視できない。この間隙の影響をみるためプローブ径38mmに対し、内径40mm(厚み3mm)のアルミ管を鉄管と50cmの間隔で埋設し、地表面から150cmまでの間で現場計数率を測定し、同時に同深度の土壌を採取して炉乾燥により体積含水率を求めた。この体積含水率と計数率比の関係は図-4,5のようにになった。この関係を一次式で近似した場合、その相関係数の値は表-1のようになり、鉄管観測孔では観測値の精度が、地層の含水率の変化を比較し、浸透量を定量化するには必ずしも十分とはいえない。したがって今回は浸透過程と浸透速度の概略を把握するにとどめる。

4. 浸透現象の考察 本観測の研究目的の一つは、地下水帯への涵養速度を求めることであるが、これにはいくつかの概念が示されている。(1)降雨に対応する地下水の応答から求められた速度。(2)透水係数で表わされる速度。飽和帯における平均流速と同様みかけの速度である。(3)地中におけるトリチウム等のトレーサの移動速度。つまり水粒子の実速度。(4)本観測で得られるような水分分布の移動速度。これは不飽和浸透流の基礎式における伝播速度に相当する。そこで(1)の場合について、図-8に示すハッチング部分が単位時間に進行した領域として、その中の水分増量はこのWetting frontの進行速度をWとすれば、 $(\theta_e - \theta_r) \cdot W = q$ — ①、これは $z=0$ における $q = K_0$ に等しい。したがって $W = K_0 / (\theta_e - \theta_r)$ — ②、そこで地下水帯への補給が始まるまでの時間をTとすると、地下水面までの深さをLとして、 $T = \frac{L}{W} = \frac{\theta_e - \theta_r}{K_0} L = \frac{(\theta_e - \theta_r)^2}{K_e(\theta_e - \theta_r)} L$ — ③、 $\theta_e = \theta_e$ のとき $T = \frac{\theta_e - \theta_r}{K_e} L$ — ④で近似的に与えられる。いま参考として表層の火山灰土について $K \sim \theta$ を求めたものが図-6である。そこで $H = \frac{\theta_e - \theta_r}{\theta_e - \theta_r}$ — ⑤ とおき、 $K \sim H$ 関係を次式で表わす。 $K = K_e H^m$ — ⑥ (θ_e :有効飽和体積含水率、 θ_r :最小体積含水率、 K_0 : θ_e に対する透水係数、 K_e : θ_e に対する透水係数)

次に(4)について雨水の不飽和浸透に関する基本式としてRichardsおよびKluteの式を用いる。つまり不飽和領域に拡張されたDarcy則⑦式と水分の連続条件⑧式から⑨式を得る。座標系は地表面から鉛直下向きを+zとする。

$$q = -K \frac{\partial H}{\partial z} \quad \text{--- ⑦} \quad (H = z - Z)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad \text{--- ⑧}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \left(\frac{dK}{d\theta} - \frac{dK}{d\theta} \frac{dH}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad \text{--- ⑨} \quad (\theta = K \frac{dH}{d\theta})$$

ここで⑨式は水分量 θ の分布の伝播と拡散を表わす形となっている。左辺の第2項の()内はみかけの浸透速度を表わすものと考えることができる。いま参考として表層の火山灰土について $K \sim \theta$ 関係を求めたものが図-7である。ここで $K \sim H$ 関係を次式で表わす。 $K = a \log_e H - b$ — ⑩ (a, b :定数)

⑤⑥⑩式を用いて⑨式左辺の第2項の()内を書き換えると次式のようにになる。

$$\frac{2 \cdot a \cdot K_e}{(\theta_e - \theta_r)^2} \left\{ \frac{1}{a} (\theta - \theta_r) - \frac{3}{2} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right\}$$

観測に基づいた算定結果については講演時に示す。

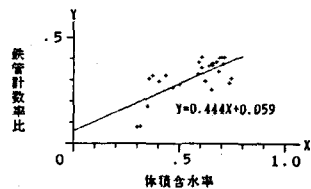


図-4 計数率比(鉄管)~ θ

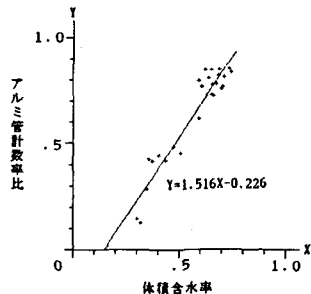


図-5 計数率比(アルミ管)~ θ

表-1 相関係数

	標本相関係数	母相関係数 (95%信頼区間)
鉄管	0.715	0.57 ~ 0.86
アルミ管	0.948	0.91 ~ 0.97

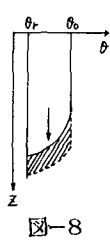


図-8

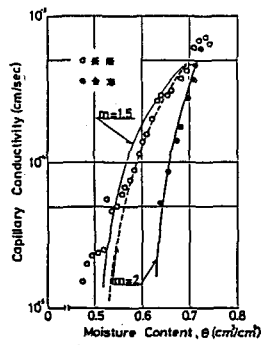


図-6 $K \sim \theta$

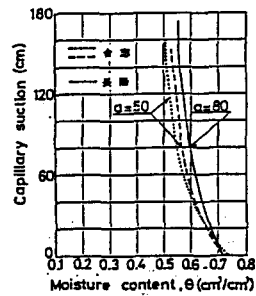


図-7 $h \sim \theta$