

土壤水份垂向分布的平衡状态分析^{*}

邓孺孺

(中山大学地学院遥感中心, 广州 510275)

摘 要 从分子力学角度出发,用微观统计学的方法分析处于平衡状态时无结构土壤中水的力学特征. 论证了毛管带厚度、不同深度土壤含水率和潜水深度等与土壤孔隙率、田间含水量、土壤颗粒粒度、球度以及地表土壤含水率之间的内在联系,并推导了相应的计算公式.

关键词 土壤含水率,平衡状态,毛管带,分子吸附力,潜水面

分类号 P 641. 131, P 642. 115

土壤含水率是影响植物生长、水环境和降雨时下渗和产流的重要因素. 对不同深度土壤含水性质的研究在生态环境、农林生产和洪涝灾害的防治等方面均有重要意义. 但迄今为止,对土壤水份垂向分布规律的研究仍然在很大程度上依赖于经验^[1]. 较具代表性的经验公式如威塞尔 (Visser, 1966) 的 $j = a(e - V_w)^b / V_w^c$, 加德纳等 (Gardner, 1970) 的 $j = aV_w^{-b}$. 它们都只适用于特征曲线的有限范围,并且常数的导出相当困难,也不反映物理机理. 因此还没有满意的理论可以从基本土壤性质预示土壤吸力、深度与其含水率的关系. 这些方面的研究均受阻于吸附力和土壤孔隙的复杂^[1,2].

然而,微观统计学的方法可使土壤孔隙与吸附力和毛管力等的关系大为简化,是土壤水理性质研究的一条新路. 如文献 [1] 用微观统计学的方法解释了 Richards 下渗方程的机理. 但该方法在微观物理机制的分析方面仍存在不足,故其结果不尽令人满意. 本文试图从分析土壤中水分的微观受力状态出发,采用微观统计学方法,分析处于平衡状态时,包气带中毛管带厚度、潜水面埋深和不同深度土壤含水率等与土壤孔隙率、颗粒粒度、球度等土壤基本特征值及地表层土壤含水率的内在联系,并导出相应的计算公式.

1 土壤水分分布的平衡状态

潜水面以上,受土壤颗粒分子吸附力和水表面张力的作用,部分潜水克服重力上升到上层土壤中,上升的高度和上升量取决于土壤的物理特性. 对同一种土壤,潜水面以上水分的分布趋于一种与其物理性质相应的平衡状态. 在该平衡状态中,不同高度的土壤具有不同的持水能力,因而具有不同的稳定含水量. 若降雨或蒸发等外因将平衡状态打破,土壤中的水分将发生运动并重新分配,直至再次达到平衡. 偏离平衡状态的程度越大,重新分配的初始速度也越快. 再次平衡过程的长短取决于土壤的物理性质且与粒度关系最大. 土壤粒度

^{*} 收稿日期: 1996-05-09 邓孺孺,男,33岁,讲师

越粗,恢复平衡状态所需时间越短,反之亦然.如沙土只需几 h,而粘土则需数 10 d 甚至更久^[3].

潜水面以上不同深度的土壤所含水分的存在形式、受力状态和含量各异,从而形成分带.一般由下而上分为毛管带、过渡带和根带.由于过渡带和根带水的存在形式及其作用力的形式相似,本文将之统称毛管以上带.

2 毛管带平衡状态分析

2.1 水的状态和持水作用力分析

潜水面以上,水在表面张力作用下沿土壤毛细孔隙上升一定高度形成毛管带.毛管带中水充满土壤毛细孔隙,水含量为土壤最大田间持水量^[4].水上升的作用力为水表面张力,根据流体力学,可表示为 $F = \gamma_c \cos \theta$, 式中 F 为表面张力, L 为水层顶面与颗粒的接触线长度, γ_c 为水张力系数, 常温下为 $7.28 \times 10^{-2} \text{ N/m}$, θ 为水与土颗粒接触角, 接近 0° ^[4].

2.2 平均厚度

毛管水上升的高度即毛管带厚度,取决于表面张力、重力和土壤的物理性质.当毛管水上升达平衡时,毛管水重力等于表面张力,如毛细管皆为圆柱形,则 $h_c = (\gamma_c \cos \theta) / (r d g)$, 其中, h_c 为毛管水上升高度即毛管带厚度, r 为孔隙半径, d 为水密度, g 为重力加速度^[3].但实际上土壤中的孔隙远非圆柱形,也无法知道孔隙半径 r , 故上式需修改才能用于实际.

土壤中成千上万的孔隙形态各异,相互连通,然而可以用微观统计的方法,求出所需的土壤孔隙特征值.众多孔隙相互连通成错综复杂的毛管网络系统,设从中分离出一等截面积直立土柱,并作一水平截面,在该截面上会看到许多大小不等、形态各异、杂乱分布的颗粒切面和介于其间的孔隙切面.

设截面面积为 S , 截面上所有颗粒切面周长之和为 $L = \sum \Delta l$, Δl 为单个颗粒切面的周长; 切过空隙的面积总和为 $S_c = \sum \Delta S$, ΔS 为单个孔隙切面面积.如 S 足够大,对同一种土壤,在不同水平的截面上 L 和 S_c 是一定的.在微观尺度下,无结构土壤之间可以认为是点接触,故 L 可看作是截面上颗粒与孔隙接触线的总长,因而土壤毛管水重力和表面张力分别为 $W = h_c S_c d g$, 和 $F = \gamma_c \cos \theta$. 当潜水面足够深且达平衡状态时, $F = W$, 可得

$$h_c = (\gamma_c \cos \theta) / (S_c d g) \quad (2)$$

该式未知数为 L / S_c , 即土壤孔隙总周长和总面积之比, 是一个非常重要的参数. 可证

$$L / S_c = 6(1 - e) K_c / (ed)$$

其中 e 为土壤孔隙率, d 为粒度, K_c 为颗粒球度. 证明过程如下:

设上述截面切过的颗粒数为 N , 切过颗粒断面面积之和为 S , 颗粒的平均粒径为 d , 半径为 r ; 颗粒半径有 M 种取值, 半径为 R_i 的颗粒数为 U_i , 被切过的概率为 P_i .

首先考虑颗粒为球形的情况. 因为截面可切过颗粒的任何部位, 且切过任一部位的机会相等, 所以对半径为 R_i 的颗粒, 其切面半径在 $0 \sim R_i$ 之间, 且任一取值的概率相等. 故有

$$L = N \sum_{i=1}^M \frac{P_i}{U_i} \sum_{k=1}^{U_i} 2\pi R_i k = N \sum_{i=1}^M P_i R_i$$

$$\text{同理} \quad S_c = N \sum_{i=1}^M \frac{P_i}{U_i} \sum_{k=1}^{U_i} \pi R_i^2 \approx \frac{N}{3} \sum_{i=1}^M P_i R_i^2 \quad \int_0^{R_i} R^2 dR = \frac{N}{3} \sum_{i=1}^M P_i R_i^2$$

根据大数定理 $S_l = \frac{N_c}{3} [R^2 + (e^2 / \frac{N}{M})]$
 e 为粒度标准差 . 当 S 足够大时 , $N / M \rightarrow \infty$, 且 e^2 有界 , 所以
 $S_l = N_c R^2 / 3$
故有 $L / S_l = 3 / R = 6 / d$
对于真实土壤 , 其孔隙周面比可表示为
 $L / S_l = 6K / d$ (3)
可证 $K = S_l / S_0 = K_c$

其中 K_c 为颗粒球度系数 , S_0 为颗粒为球形的理想土壤的颗粒总表面积 , S_l 为同体积真实土壤颗粒总表面积 [5] .

根据孔隙率的定义有
 $e = S_c H / (S H)$, $S = S_c + S_l$,
对单位面积的土壤 $e = S_c$, $S_c + S_l = 1$,
代入 (3) 得 $L / S_c = 6(1 - e) K_c / (ed)$
故 $h_c = 6(1 - e) K_c / (eddg)$ (4)
该式即为毛管带平均厚度计算公式 , 由此计算出的土壤毛细管厚度与经验值有较好的吻合 , 见表 1 .

表 1 毛管带计算值与经验值的比较

Tab. 1 Comparison of calculated and measured capillary zone thickness

项目	孔隙率 (%)	粒度 /mm	球度	毛管带厚度 /cm	
				计算值	经验值*
粗砂	30	1.0	0.80	2.8	2~5
中砂	33	0.3	0.75	22.5	12~35
细砂	35	0.1	0.70	58.5	35~70
粉砂	45	0.03	0.60	110.0	70~150
粘土	55	0.002	0.50	920.4	>200

* 经验值据 [6,7]

3 毛管以上带的平衡状态分析

3.1 水的形式及受力状态分析

毛管带以上水的形式以吸湿水、薄膜水和悬着水为主 , 水分持力主要为颗粒—水分子吸附力和水分子之间的引力 . 水分子之间的引力在水膜形成时表现为水表面张力 , 为常量 . 颗粒分子吸附力则随高度的增加、土壤水分的减少而增大 . 处于平衡状态时 , 水分所受的力 , 包括分子吸附力、表面张力和重力的合力为零 . 如果某高度的水分在重力作用下下移一定的量 , 使该水平的水膜厚度减少 , 该水平的分子吸附力将增大一定量 , 记为 df , 使得上部相邻的水分向该水平运移 , 如此层层上移 , 直至地表 . 下移的力 df 正好等于最初下移水分的重力 . 可见重力可以层层向上传递 , 当然也可以横向传递 . 对每一水平 , 水膜最外层水分子所受的分子吸附力相等且等于该水平以下 , 潜水面以上所有非晶格水分的重力之和 , 而对于地表土壤中的水膜 , 其最外层水分子所受的吸附力等于包气带水分的重力之和 .

3.2 厚度

分子吸附力 F_a 可表示为 $F_a = m_1 m_2 / r^2$, r 为水膜厚度 , γ 为引力常数 , m_1 、 m_2 分别为颗粒和水分子的静电 , 对所有水分而言可认为是常数 . 故水平截面上单位面积区域内的水膜最外层水分子所受的分子吸附力之和可表示为 $F_a = ZL / (r^2 S_c)$, 其中 Z 为常数 .

上升水重力等于毛管水和毛管以上带水重力之和 , 可表示为
 $W = \int_0^h dg r (L / S_c) dh + W_m$
 h 为毛管以上带厚 , W_m 为毛管水重力 , 等于水表面强力 . 平衡时 $F_a = W$, 即
 $ZL / (r^2 S_c) = dg (L / S_c) \int_0^h r dh + W_m$

先微分后积分得 $1/h^3 = 3dg h / (2Z) + c$ (5)

为求 Z , 考虑地表面与毛管带顶面重合时的情况, 该情况下地表土壤分子吸附力等于水表面张力, 即 $Z/r_1^3 = \gamma_c \cos \theta$, $Z = r_1^3 / \gamma_c \cos \theta$, r_1 为地表面与毛管带顶面重合时的水膜厚度.

因为吸力可以横向传递, 所以同一水平含水率只与吸附力总量有关, 即取决于 L/S , 而不受孔隙形状的影响, 含水率可表示为 $V_w = rL/S_c$. 此时 $V_w = U$, 即有

$$r_1 = U S_c / L \quad (6)$$

代入上式得 $Z = \gamma_c \cos \theta (U S_c / L)^2$ (7)

此时毛管以上带厚度 $h = 0$, 故 (5) 式中的常数

$$c = L^3 / (U S_c)^3 \quad (8)$$

因为毛管带顶面与地面重合时土壤水重力等于表面张力, 即 $dg U h_c = r_c \cos \theta L / S_c$, 可得

$$L / S_c = dg U h_c / (r_c \cos \theta) \quad (9)$$

一般情况下, 地表含水率 V_c 可表示为

$$V_c = rL / S_c \quad (10)$$

将 (7)~(10) 式代入 (5) 式后可得计算毛管以上带厚度的公式为

$$h = (2/3) U^3 h_c (1/V_c^3 - 1/U^3) \quad (11)$$

3.3 地表土壤含水量

从以上分析可知, 公式 (11) 也适合于地表以下的毛管以上带中土壤的情况. 设地表以下深度为 h_w 处土壤的含水率为 V_w , 则有

$$h - h_w = (2U^3 h_c / 3) (1/V_w^3 - 1/U^3)$$

将 (11) 式代入后整理得

$$V_w = V_c U^3 (2h_c / (2h_c U^3 - 3h_w V_c^3))^{1/2} \quad (12)$$

该式即为计算毛管以上带中任意深度土壤含水率公式.

4 潜水面埋深及包气带含水容水量

4.1 潜水面埋深

潜水面埋深等于毛管带厚度和毛管以上带厚度之和, 即 $H = h + h_c$, 将 (11) 式代入得

$$H = (2/3) U^3 h_c (1/V_c^3 - 1/U^3) + h_c \quad (13)$$

当潜水面埋深小于毛管带厚度 h_c 时, 有 $(Z/r^2)(L/S_c) = H dg$

将 (7), (9) 和 (10) 代入得

$$H = h_c (U/V_c)^2 \quad (14)$$

此时若不发生蒸发作用, 地表含水率将大于田间容量, 因此, 潜水面埋深的算式为

$$\begin{cases} H = (2/3) U^3 h_c (1/V_c^3 - 1/U^3) + h_c & (V_c < U) \\ H = h_c (U/V_c)^2 & (V_c \geq U) \end{cases}$$

4.2 包气带含水量和容水量

因为地表土壤水膜最外层水分子所受的分子吸附力等于该点以下所有土壤水重力之和, 所以如设单位面积的包气带含水量为 W_c , 则有 $W_c = LZ / (r^2 dg S_c)$, r 为地表土壤水膜的平均厚度. 将 (7), (9) 和 (10) 代入得

$$W_c = h_c U^3 / V_c^2 \quad (15)$$

单位面积包气带容水量 V_k 等于所有孔隙减去所含水量 W_c , 即

$$V_k = H_e - W_c \quad (16)$$

利用地表土壤含水率和土壤孔隙率、最大田间容水量、颗粒粒度和球度等土壤基本特性参数,就可以计算处于平衡状态时无结构土壤中的潜水面埋深、毛管带厚度、不同深度的含水量,以及整个包气带的含水量和容水量等重要水文参量。

处于平衡状态中的无结构土壤具有以下水文性质:①包气带中土壤层的含水状态取决于粒度、颗粒球度、孔隙率和最大田间容水量等土壤基本特征值及潜水面的埋深,其宏观函数关系可用统计的方法求得。②潜水面埋深较大时,毛管带厚度是土壤基本特征值的函数,并与粒度成反比,与球度成正比,随孔隙率的增加而递减。③毛管带中土壤的含水率稳定,等于土壤最大田间容量,毛管带以上土壤含水率随高度的增加而递减。④地表土壤含水率与深部土壤含水率的分布存在统计上的函数关系,在土壤基本特征参数已知的情况下,可根据地表含水率计算不同深度土壤含水率和潜水面埋深等重要水文参数。

参 考 文 献

- 1 王印杰,王玉珉.非饱和土壤水分函数解析与 Richards 方程入渗新解.水文,1996(2): 1~ 3
- 2 希勒尔,D 著.土壤和水.华孟,叶和才译.北京:农业出版社,1981. 164~ 169
- 3 徐世大,朱绍容,雷万清.实用水文学.台北:台湾华东书局股份有限公司,1990. 64~ 69
- 4 陈振铎.土壤水之理论与应用.台北:台湾编译馆,1990. 91~ 94
- 5 刘宝珺.沉积岩石学.北京:地质出版社,1979. 106~ 108
- 6 任天培,彭定邦,周柔嘉,等.水文地质学.北京:北京地质出版社,1985. 17~ 19
- 7 雅贝尔著,地下水水力学,许涓铭译.北京:地质出版社,1985. 59~ 60

Analysis of Balance State of Vertical Soil Water Distribution

Deng Ruru^{*}

Abstract Soil water distribution in balance state is studied by using statistical methods, based on the theory of molecular mechanics. The relationship between thickness of capillary zone, depth of water table and soil physical characteristics such as porosity, granularity, field capacity is analyzed and discussed. Formulas describing the relationships are derived accordingly. The work makes it possible to calculate soil moisture content in different depths, depth of water table and thickness of capillary zone only according to surface soil moisture content and basic soil physical characteristics.

Keywords soil water content, balance state, capillary zone, molecular absorbent force, water table

^{*} Center for Remote Sensing, Zhongshan University, Guangzhou 510275