

5. 中子减速器

原子能以中子探头的形式被用来测量土壤含水量。此仪器组成如下：（1）包括一个快中子源和一个慢中子检测器的探头，（2）在测量时间内显示检测到的慢中子数的计数器（图 2.11）。

此探头通过铝制导管放到要测的土壤深度上。快中子被辐射到土壤中，并同各种原子核发生碰撞，从而逐渐失去部分动能。同质量近似与中子相等的氢原子核碰撞时，此种能量损失最大，并使中子减速。某些慢中子折回此探头处，由慢中子检测器计数。因为使这些快中子减速的主要是氢，慢中子检测速率同探头附近的氢原子核浓度成正比。由于同土壤中水分有关的氢的数量大于其他来源的氢的数量，因此，检测到的慢中子数同受到影响的土壤体积（湿土中直径约 15 厘米的一个球体，在干土中直径可达 50 厘米）中的含水量成正比。将慢中子数换算成土壤体积含水量时，要对特定土壤进行标定（详见 [10] 或 [11]）。

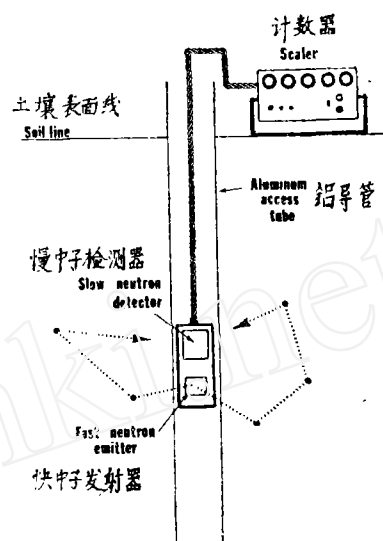


图 2.11 用以确定土壤含水量的中子减速器

符 号 表

$\psi_{\text{总}}$ 土壤总水势	ψ_m 基质势
ψ_s 溶质势	ψ_g 重力势

参 考 文 献 (略)

匿名文译自: Crop-Water Relations (Eds: J.D. Teare, M.M. Peet), John-Wiley-Sons, N.Y. (1983): 45—72. (董务民校)

土壤中水和热交换的动态分层平衡模型

V.D. Aleshin A.I. Brezhnev
R.A. Poluektov E.D. Khlopotnikov

本文所提出的土壤中水和热交换的数学模型，预期可以解决农田中水和热状况的预测与控制等实际问题。此模型可用于确定所计划的土壤改良系统的参数，选择灌溉的方法，并制定出农田作物生产过程中的综合动态模型。

根据“土壤-植物-大气”系统中，能量传递和质量传递的定量描述来建立关于种植能力

和 r 量的数学模型, 是一项重要的工作。本文提出一种分层平衡的方法以建立土壤中水和热交换的模型, 它可用于建立关于种植能力的综合动态模型, 以便解决控制生产过程的实际问题和确定所计划的土壤改良系统及最佳灌溉方式的参数。使用本方法可以大大减少所需机时。而且, 把这种模型用于实时管理时, 尤其重要。

实际上, 在试图描述水和热的交换时, 本方法把土壤当作具有集中参数的系统来处理。

在本方法中, 把向下直达某一深度 H 的上层分成厚度为 h_j 的 n 层, $j = 1, 2, \dots, n$ (各层的次序由上到下)。假定各层整个厚度上的含水量都是均匀的, 并且含水量仅随时间而变化; 假定各层中水分的再分配是瞬时发生的, 对每层写出的平衡方程: 为提高第 j 层的含水量而必须供给该层的水量 Δw_j 等于流入和流出 (计及由根系吸收, 通过蒸腾作用而移走的水量) 该层的水量之差。从这些平衡关系出发, 用下列常微分方程组 (精确到二阶无穷小项) 来描述土壤中水的输运^[1]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dw_1}{dt} &= \frac{1}{h_1} \left\{ V_0 - \bar{K}_1 \left[\frac{2(P_1 - P_2)}{h_1 + h_2} + \rho g \right] \right\} + \bar{f}_1 \\ \frac{dw_j}{dt} &= \frac{1}{h_j} \left\{ \bar{K}_{j-1} \left[\frac{2(P_{j-1} - P_j)}{h_{j-1} + h_j} + \rho g \right] - \bar{K}_j \left[\frac{2(P_j - P_{j+1})}{h_j + h_{j+1}} + \rho g \right] \right\} + \bar{f}_j \\ & \quad j = 1, 2, \dots, n \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

式中 ρ 为孔隙中水的密度; g 为重力加速度; w_j 为含水量; P_j 为毛管势; \bar{f}_j 为在厚度为 h_j 的第 j 层中源 (径流) 的加权平均流量; \bar{K}_j 为第 j 层和第 $(j+1)$ 层之间水传导率的加权平均系数。源 (径流) 函数, 例如可利用 Nerpin 等人^[3] 提出的关系式去近似。在这种情况下, 我们已从前文[1]中得到了 \bar{f}_j 的显表达式。使方程组 (1) 封闭的函数 $P = \varphi_1(w)$ 和 $k = \varphi_2(P)$ 的具体形式取决于用本模型所要解决的那些问题的种类。

把水流量 $V_0 = BR - ES$ 规定为土壤表面处的边界条件, 式中 BR 是降水量, ES 是土壤表面的蒸发量。依照所要解决的问题而定, 其下边界条件或者是下边那些层的水流量为零 ($V_n = 0$), 或者是压力等于常数 ($P_{n+1} = \text{const}$)。具有上述边界条件的方程组 (1) 还要补充初始条件 (水分分布剖面)。

土壤中的热交换以类似的方式来描述。在本情况下, 常微分方程组具有如下形式:

$$c_p(w_j, \rho_j^*) \frac{dT_j}{dt} = \frac{1}{h_j \rho_j^*} \left\{ k_j \frac{2(T_{j-1} - T_j)}{h_{j-1} + h_j} - k_{j+1} \frac{2(T_j - T_{j+1})}{h_j + h_{j+1}} \right\}, \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

式中 T_j 和 ρ_j^* 分别为第 j 层土壤的温度和密度; $c_p(w_j, \rho_j^*)$ 为第 j 层土壤的比热; k_j 为第 j 层和第 $(j+1)$ 层之间有效热导率的加权平均系数。在深度 H 处的边界条件是 $T_{n+1} = \text{const}$ 。土壤表面处的边界条件, 可有 I, II 或 III 的类型。很容易将方程组 (2) 加以修改, 使其适

表 1 不同土层的函数 $P = \varphi_1(w)$ 和 $k = \varphi_2(w)$ 的参数

H(米)	P_s (米, 空气柱)	w_s (%)	k_f (米/天)	m	d
0.00—0.20	0.432	49.6	1.00	2.1	10.57
0.20—0.60	0.345	55.8	0.20	2.1	16.38
0.60—0.80	0.027	52.4	0.20	2.1	12.62
0.80—1.50	0.662	46.2	1.00	2.1	7.47

应于上述各种情况。应把温度分布剖面规定为初始条件。

应注意，当参数是常数并且土壤各层等厚时，方程组(1)和(2)就与线性化方法(此方法是用偏导数求解)中用的方程组相同。在后一种情况下，用差分关系式代替对空间坐标的导数，获得的结果精确到二阶无穷小项^[2]。

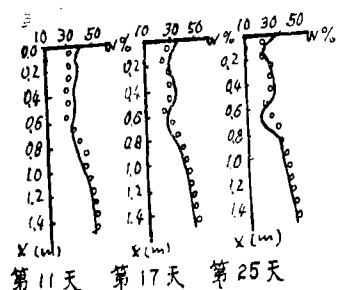


图1 实验和计算得到的第11, 17, 25天的土壤含水量剖面

○ 实验数据 — 计算数据

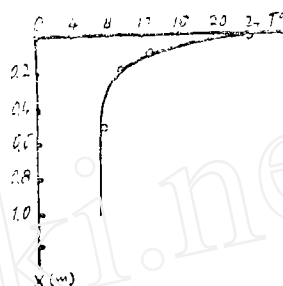


图2 实验和计算得到的土壤温度剖面

○ 实验数据 — 计算数据

根据我们提出的模型，给出了土壤中水和热状况的数学模拟方法。为了验证此方法的有效性，我们进行了一系列的计算机计算，并把它们与实验结果作了比较。

土壤含水量的动态特性适合于用渗水计(用苜蓿)所进行的水平衡研究的数据^[5]。函数 $P(w)$ 和 $k(P)$ 具有如下形式：

$$P = P_s(w_s/w)^d, \quad k = k_f(P_s/P)^m$$

式中 P_s 是对应于全饱和状态的压力； w_s 是全饱和土的含水量； k_f 是渗透常数。表1给出了这些参数的数值^[5]。此模型的基本时间间隔是1天。图1表示实验开始后，由实验和计算得到的第11, 17, 25天的土壤含水量曲线。深度的间隔是0.1米。这个例子说明，在整个实验时间内，计算数据与实验数据吻合得很好。

土壤热交换的模型从 Shopski 等人^[4]的研究所得到的实验数据中得到验证。图2表示计算和实验所得的土壤温度剖面。

因为对于常微分方程描述的系统来说，动态系统最佳控制理论的方法已作了充分的研究，所以本文所提出的土壤中水和热交换的动态分层平衡模型，可用来解决农田中水和热状况所具有的最佳控制的实际问题。

参 考 文 献 (略)

张秀琴译自：Doklady Vsesoyuznoi Ordena Lenina Akademii Sel'skokhozy
aistvennykh Nauk Im. V.I.Lenina, No.12 (1981); 38--39.