

积水入渗条件下土壤水分动态变化的 野外观测与分析*

——以内蒙古敖包小流域为例

康 绍 忠

(中国科学院黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室·陕西杨陵·712100)

张书函 张富仑 胡笑涛

史世斌 郭志宏 聂光镛

(西北农业大学农业水土工程研究所)

(内蒙古自治区水利科学研究所)

摘 要 结合野外积水入渗试验,利用时域反射仪和中子仪进行了积水入渗条件下土壤水分动态变化的观测,并把时域反射仪和中子仪测定的土壤含水率与烘干法进行了对比;分析了入渗过程中土壤水分动态变化规律及入渗后土壤水分再分布规律。

关键词: 入渗 土壤水分动态 时域反射仪 中子仪 土壤水分再分布

Observation and Analysis of Soil Moisture Dynamic State During Infiltration Period in Aobao Water Basin of Inner Mongolia

Kang Shaozhong

(State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on Loess Plateau, 712100, Yangling, Shaanxi)

Zhang Shuhan Zhang Fucang Hu Xiaotao Shi Shibin Gou Zhihong Ni Guangru

(Northwestern Agricultural University)

(Inner Mongolia Institute of Water Conservancy)

Abstract Observation of soil moisture dynamic state during infiltration period and after infiltration has been made in natural condition by Time-Domain Reflectometer(TDR) and Neutron Probe, and the soil moisture content data measured by TDR, Neutron Probe and drying oven have been compared, the laws of soil water dynamic state during infiltration period and soil water redistribution after infiltration have been analysed.

Keywords: infiltration; soil moisture dynamic state; Time-Domain Reflectometer; Neutron Probe; soil water redistribution.

1 引 言

土壤渗是指水分进入土壤形成土壤水的过程,它是降水、地面水、土壤水和地下水相互转化过程中的一个重要环节。正是因为土壤入渗过程的研究具有重要意义,多年来许多研究者在

土壤入渗试验研究方面做了大量的工作,并取得了许多重要的成果。但由于试验研究条件的限制,对于入渗条件下土壤水分动态的研究,主要集中在实验室条件下人工扰动土柱或原状土柱的试验,在野外条件下进行入渗过程中土壤水分动态变化和渗后土壤水分再分布的连续定位观测研究还很少。本文正是利用时域反射仪(Time-Domain Reflectometer,简称 TDR)和中子仪等国际目前最先进的土壤水分测定仪器,与积水入渗试验相结合,进行入渗过程中土壤水分动态变化和渗后土壤水分再分布过程野外连续定位观测,以了解入渗过程中的土壤水分动态变化规律,为进一步揭示敖包小流域入渗、产流的物理规律和水量转化关系及正确评价当地水资源状况,提供准确可靠的野外第一手试验资料。

2 试验研究方法

2.1 试验观测仪器

野外积水入渗试验采用西安理工大学研制的野外积水入渗试验装置观测,其测定原理和仪器构造如文献^[1]。入渗过程中和渗后的土壤水分动态采用 TDR 和中子水分仪观测。

2.2 中子水分仪的测定原理与野外标定

土壤中含有大量的水,将快中子源放入土壤中使中子与氢发生弹性碰撞,并利用在中子源的周围物质中所形成热中子云密度分布与被测土壤中水分含量的相对应关系,从而通过测定热中子密度分布来确定土壤中水分含量的多少。中子仪的标定是中子测水技术的基础,其标定方法是用中子仪测计数率的同时,在中子仪测孔附近相应深度用土钻取土,有烘干法测定土壤的容积含水率 θ ,进行直线回归,所得方程即为标定方程。根据标定方程,即可由实测计数率换算为土壤容积含水率 θ 。我们在敖包山西南侧坡面进行了中子仪现场标定,选取两个测点,用土钻打孔,同时用土盒取土,然后分别下装 1.35m 长的铝管,地表外留有 5cm;用中子仪在不同深度测定其计数率。不同测点和不同土层深度的计数率与容积含水率测定结果一一对应,点绘于图 1 中,由于近地表用中子仪测定土壤水分的精度不能保证,图 1 中未能包括 20cm 以上土层。从图 1 可看出,尽管层次和测点不同,但所有的实测点都较好的落在同一直线上。为了进一步检验用中子仪测土壤含水率的精度,在不同地点用中子仪测定 20cm 以下土壤不同层次的计数率,并用图 1 中标定结果计算实测点不同深度的含水率。结果表明,用中子仪测定的含水率与烘干法比较,21 个点的总体平均绝对误差为 $0.01685\text{cm}^3/\text{cm}^3$,具有较高的精度,但不适用于 20cm 以上的土层。

2.3 TDR 的测定原理及其在野外的检验

TDR 是将高频电磁脉冲的传输时间转换为容积含水率,它产生一快速上升的脉冲信号,并将其沿传输线以光速传出去,传输线由插入或埋入土壤中的两个平行波导构成,土壤中 3GHz 的高频宽带波的传输速度主要由含水量决定,高频波从波导开端反射回来并沿原路径返回,通过微处理器,高频波的传播时间直接用来计算土壤的介电常数,实际的时间延迟和相应的容积含水率也以数字形式显示在屏幕上。TDR 是智能化程度较高的测试仪器,不需要现场标定即可直接使用。但为了准确可靠,在用 TDR 进行入渗过程中土壤水分动态观测之前,仍对 TDR 的测定精度在野外进行了检验,即把 TDR 测定的容积含水率和烘干法测定的重量含水率乘以用环刀法测定的土壤容重进行对比,经 34 个实测点的资料点绘图 2,从图 2 可看出,两者基本一致。由 34 个实测点分析,用 TDR 测定的容积含水率与用烘干法和环刀法相结合测定的容积含水率之间,其总体平均误差为 $0.0172\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 。因此,TDR 是野外土壤水分动

态观测最简便, 且准确的方法。

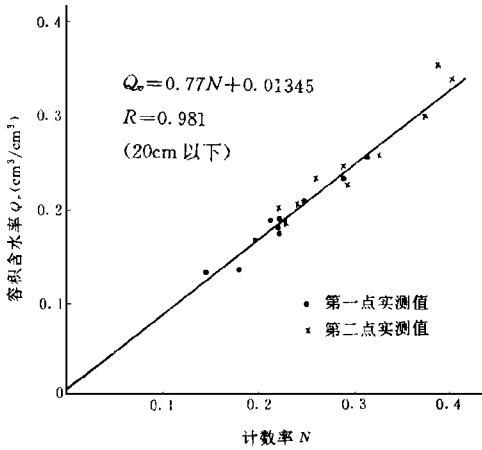


图 1 敖包小流域中子水分仪的标定

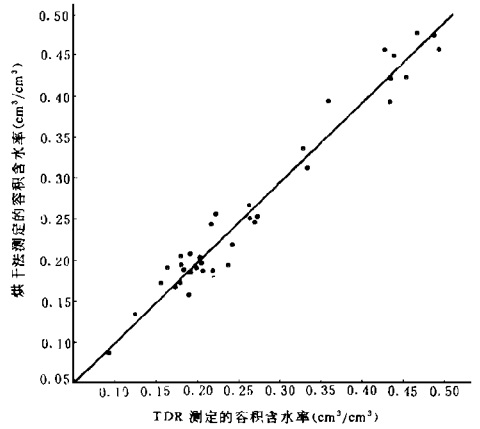


图 2 用 TDR 测定的容积含水率与烘干法之比较

2.4 试验观测方法

入渗开始前, 在入渗环一侧挖一长 2m、宽 0.8m、深 1.5m 的观测坑, 在剖面上从地表向下每 10cm 设一个测点, 水平插入两根平行的波导, 观测到 80cm 深, 首先用 TDR 测出土壤含水率初始剖面, 然后开始入渗, 在入渗过程中每隔一定时间纪录入渗仪上的马氏桶读数, 并用 TDR 自动记录不同时间、不同深度的容积含水率, 入渗结束后, 继续用 TDR 进行土壤水分再分布的观测。为了校核, 有时也用中子水分仪同时观测不同深度的含水率。

3 入渗过程中土壤水分动态变化规律分析

3.1 不同水土保持措施入渗过程中土壤水分动态变化规律

我们在敖包小流域测定了 6 种不同水土保持措施(1. 水平梯田, 沟垄耕作, 大豆前茬; 2. 水平梯田, 普通耕作, 大豆前茬; 3. 水平坑间坡耕地; 4. 乔(杨树)灌(沙棘)混交林地; 5. 水平坑栽种的杨树林地; 6. 松树林地)在积水入渗条件下土壤剖面上 10cm 深度处的容积含水率动态变化, 每 2min 纪录一次读数, 因为在入渗过程中 10cm 以上土层的土壤水分变化最为剧烈。从入渗时间 $t = 0$ 开始, 到入渗供水停止为止, 其 10cm 深度处的土壤水分动态变化如图 3 所示。相应地, 把不同条件下的土壤容重、初始含水率和有关由入渗仪测得的入渗参数列于表 1。

从图 3 可看出, 在入渗过程中 10cm 深度的土壤水分的动态变化可划分为 3 个阶段。第一阶段的时间较短, 一般为 10~20min, 即为土壤含水率稳定不变的阶段; 第二阶段为土壤含水率急剧增大阶段, 此阶段一般维持到入渗后 50~80min; 第三阶段为土壤含水率缓慢增大阶段。第一阶段所经历的时间长短与土壤容重、初始含水率、入渗性能等有关。水平梯田(沟垄耕作、大豆前茬), 水平梯田(普通耕作、大豆前茬), 水平坑间坡耕地, 乔(杨树)灌(沙棘)混交林地, 水平坑种杨树林地, 松树林地, 其第二阶段开始的时间分别为 10、20、12、17、15、16min, 分别维持到维持到 50、60、50、73、79、60min 结束。沟垄耕作的水平梯田和水平坑间坡耕地及水平梯田和水平坑间坡耕地的入性性能好, 所以入渗水到达某一深度的时间短, 水平梯田(沟垄耕作)、水平坑间坡耕地、松树林地的初始含水率高, 且入渗性能好, 因此, 10cm 深度处土壤含

表 1 不同条件下的土壤容重、初始土壤含水率和入渗参数

水土保持措施	表层土壤容重(g/cm^3)	初始含水率(cm^3/cm^3)		第 10min 末的入渗速率(cm/min)	稳渗率(cm/min)	前 30min 的累积入渗量(mm)
		表面	10cm			
水平梯田(沟垄耕作、大豆前茬)	1.355	0.0619	0.172	0.211	0.126	62.89
水平梯田(普通耕作、大豆前茬)	1.409	0.0286	0.158	0.220	0.113	59.01
水平坑间坡耕地	1.191	0.0679	0.210	0.289	0.170	86.40
乔(杨树)灌(沙棘)	1.254	0.0258	0.090	0.108	0.096	34.29
混交林地	1.254	0.0206	0.117	0.121	0.101	36.35
水平坑种杨树林地	1.315	0.0260	0.077	0.202	0.142	61.25

水率达到稳定的时间短。另外沟垄耕作的水平梯田,入渗从开始到达稳定,10cm 深度处的含水率由 0.172 变到 $0.550cm^3/cm^3$;水平坑间坡耕地由 0.210 变到 $0.495cm^3/cm^3$;普通耕作、土质较硬的水平梯田由 0.158 变到 $0.410cm^3/cm^3$;生长 10 年的松树林地由 0.077 变到 $0.400cm^3/cm^3$;乔灌混交林地由 0.090 变到 $0.394cm^3/cm^3$ 。这说明沟垄耕作的水平梯田,其土壤的持水保水能力最强,松树林地和乔灌混交林地土壤的持水保水能力最差。

3.2 入渗过程中不同积水深度条件下的土壤水分动态变化规律

在自然坡面枯草地上进行了不同积水深度条件下土壤水分动态变化规律的研究。设置的积水深度有 2cm, 3cm, 4cm, 5cm, 7cm 等 5 个处理。图 4 中给出了 3cm 和 7cm 水层深度入渗条件下的土壤水分动态变化过程。从图中可看出,入渗对上层土壤水分动态影响最大,10cm 以上土壤水分变化最剧烈;而 50cm 以下的变化则非常平缓。从图 4 中 a, b 两种情况对比可看出,积水深度越大,同一深度处土壤水分的变化越剧烈;相同的入渗时间内所湿润的深度也

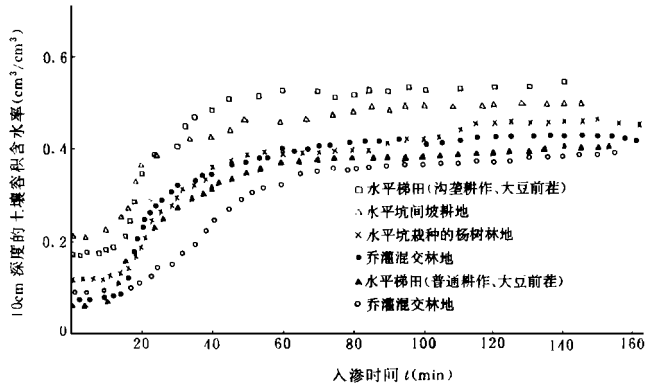


图 3 入渗过程中土壤剖面 10cm 深度处容积含水率的变化

大。根据不同积水深度条件下的入渗湿润锋距地表的深度 Z_f 与入渗时间 t 的资料,经回归分析可看出,湿润锋随时间而向下延伸的规律呈指数关系,且与积水深度有关。对于积水深度为 3cm, 7cm 的两种情况,其具体的回归方程如下:

$$Z_f = 5.026t^{0.4577} \quad (\text{积水深度 } 3\text{cm}), \text{ 相关系数 } R = 0.9930 \quad (1)$$

$$Z_f = 5.550t^{0.5116} \quad (\text{积水深度 } 7\text{cm}), \text{ 相关系数 } R = 0.9249 \quad (2)$$

式中: t —入渗时间(min); Z_f —入渗湿润锋距地表的深度(cm)。

从上述可以看出,不同积水深度对剖面含水率的变化和入渗锋的推移具有明显的影响,过去许多根据室内试验得到的入渗计算模型都忽视了积水深度的影响,这在野外条件下会与实际的有明显的差异,今后在入渗产流计算中应考虑积水深度的影响。

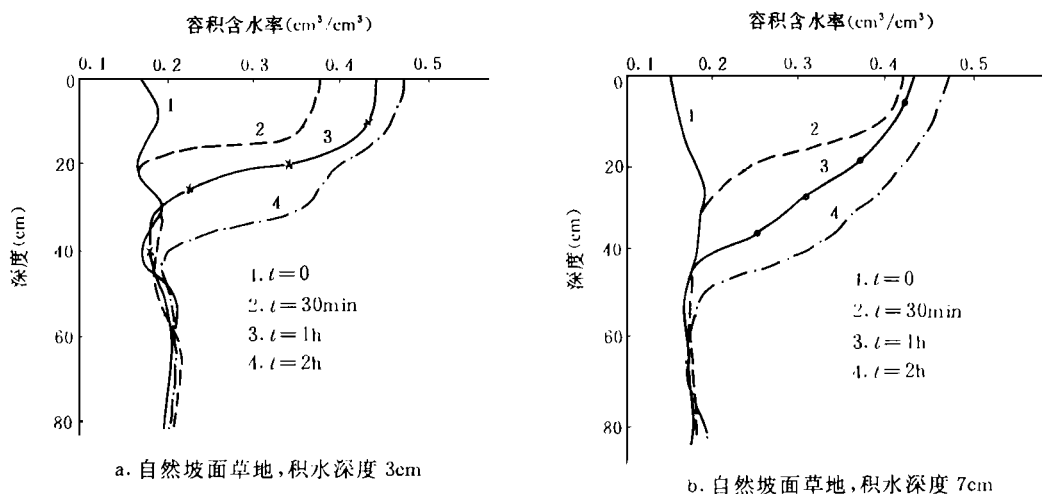


图 4 入渗过程中不同积水深度条件下的土壤水分动态变化

4 入渗后土壤水分再分布规律的分析

入渗供水停止后, 地表积水因蒸发和入渗而耗尽时, 入渗过程即告结束, 然而在土壤剖面内, 水分垂直向下的移动并不会立即停止, 还可以持续较长一段时间, 在此时段内水分在剖面上进行再分布。在入渗过程中, 湿润到接近饱和程度的土层并没有保留其含水量, 有一部分水在重力与土壤水吸力梯度的影响下, 向更深的土层移动。为了研究入渗后土壤水分再分布规律, 我们在野外进行了 5 组积水深度为 2cm 的入渗试验, 并分两种情况。一是在入渗停止后立即用薄膜覆盖其表面, 隔绝蒸发; 二是渗后自然蒸发。其土壤水分动态如图 5 所示。

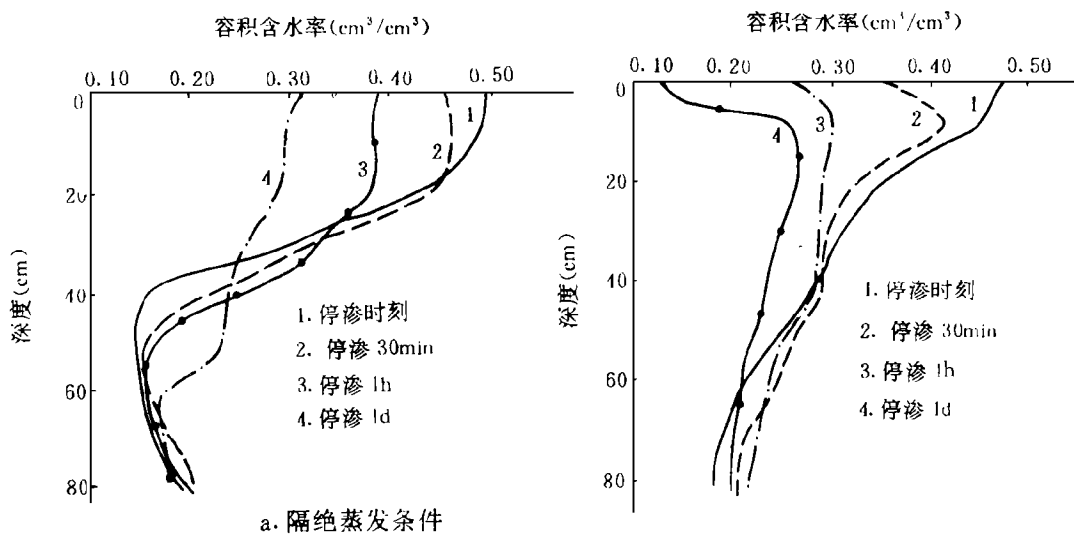


图 5 入渗后土壤剖面水分再分布过程 a. 隔绝蒸发条件 b. 有蒸发条件

从图 5 可得到三个方面的规律: ①入渗后土壤水分再分布规律是, 随着供水停止后时间的延长, 表层 0~10cm 内土壤含水率急剧减少, 20~50cm 土层的含水率开始有增大趋势, 然后再

逐渐减小。60cm 以下土层的含水率略有变化, 随时间的延长, 湿润锋面的下移速度愈来愈小, 且湿润锋面的位置愈不明显。这是因为当湿润层水分减小, 干燥层水分增加后, 两土层间的吸力梯度减小了, 且由于初始湿润层脱水后, 其导水率也相应地下降了, 当吸力梯度与导水率同时都减少时, 水流通量就迅速下降, 相应地湿润锋的移动速度也减缓了, 在入渗期间颇为鲜明的湿润锋在再分布过程中就逐渐消散了。②在有蒸发条件下渗后土壤水分再分布过程与绝隔蒸发条件有明显的差异, 无覆盖条件下上层土壤水分减少幅度大, 而下层水分增加不显著, 由于气象因素作用, 上层土壤水分蒸发, 而下层继续垂直向下运动, 所以, 土壤含水率分布在垂直剖面上有明显的拐点, 即有明显的土壤水运动零通量面, 且随时间延长, 零通量面的位置向下移动。③在野外条件下, 入渗后土壤水分动态变化过程十分复杂, 在土壤剖面不同深度不会是单一的吸水过程或脱水过程; 而且某一深度是吸水过程, 另一深度会是脱水过程; 对于同一深度某一时刻前可能是吸水过程, 某一时刻后则会脱水过程。因此, 在土壤水分动态模拟中考虑滞后作用时, 应建立更为符合实际模型。

5 结 论

(1) TDR 是一种在野外进行土壤水分动态变化过程连续定位观测的先进仪器, 其操作简便, 精度较高, 据大量实测资料表明用 TDR 测定的含水率与烘干法比较, 其总体平均误差为 $0.0172\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 。

(2) 在入渗过程中, 某一深度的含水率变化经历稳定不变, 急剧上升和缓慢增大三个阶段, 每一阶段经历的时间长短与土壤容重、初始含水率、入渗性能及距地表面的深度等因素有关。水平梯田(沟垄耕作、大豆前茬)的入渗性能最好, 经历第一阶段的时间最短, 且最快进入第三阶段; 而水平梯田(普通耕作、大豆前茬)的土壤容重最大, 经历第一阶段的时间较长。

(3) 由入渗过程中土壤水分变化的幅度可知, 沟垄耕作的水平梯田, 其土壤的持水保水能力最强; 而乔灌混交林地和松树林地土壤的持水保水能力较差。

(4) 地表积水深度对入渗过程中土壤水分动态变化规律有明显的影响, 在今后的入渗计算模型和入渗产流计算中应考虑积水深度的影响。

(5) 入渗后土壤水分再分布规律是, 在表层 $0\sim 10\text{cm}$ 内土壤含水率急剧减小, $20\sim 50\text{cm}$ 的土壤含水率开始有增大趋势, 然后再逐渐减小, 60cm 以下的含水率略有变化。在有蒸发条件的土壤水分再分布剖面有明显的水流零通量面存在。

参 考 文 献

1. 王文焜、张建丰. 田间土壤入渗试验装置的研究. 《水土保持学报》, 1991, (4)
2. 萧树铁. 地面入渗水分在包气带的运动. 《水文地质与工程地质》, 1982, (1)
3. Gardner, W R, Hillel D, Benyamini Y. Post irrigation movement of soil water: I Redistribution. Water Resour. Res. 6, 1970, 851~861.
4. Gardner W R, Hillel D, Benyamini Y. Post irrigation movement of soil water: Simultaneous redistribution and evaporation. Water Resour. Res. 6, 1970, 1148~1153.
5. Singh V P, Yu F X. Derivation of infiltration equation using systems approach. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 116(6): 837~858.