

黄土丘陵区林地干化土壤降雨入渗及水分迁移规律

张敬晓¹, 汪星², 汪有科^{1,2}, 靳姗姗¹, 董建国², 汪治同³

(1. 西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 陕西 杨凌 712100; 2. 中国科学院水利部水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100; 3. 内蒙古自治区阿拉善左旗农牧局, 内蒙古 阿拉善左旗 750300)

摘要: 基于近年来黄土丘陵区林地形成大规模土壤干层的事实, 为了探索降雨在黄土丘陵区枣林地干化土壤中的入渗、迁移规律, 明确干化土壤的修复能力, 在陕北米脂试验站建立野外 10 m 大型土柱模拟枣林地干化土壤, 采用 CS650—CR1000 土壤水分自动监测系统对其进行连续定位观测。观测数据分析表明: (1) 独立降雨的入渗、迁移深度主要取决于降雨量, 大、中、小雨的水分影响深度分别达 90~140, 70~80, 40 cm, 降雨量一定时还与降雨强度、初始土壤含水量等因素有关, 降雨强度越大、初始土壤含水量越高, 水分的入渗深度及迁移深度也越大。(2) 间歇降雨中几次降雨交互对水分的入渗、迁移产生促进作用。相同雨量下, 其入渗深度较独立降雨可提高 100%~160%, 迁移深度可提高 91%~197%。(3) 黄土丘陵区并非所有降雨都对土壤水分有影响。观测期内降雨次数与降雨量的有效率分别为 36.4% 和 72.7%。(4) 土壤垂向剖面在多次降雨的累积作用下具有层次性, 本试验期间降雨影响范围内的土壤剖面主要可以分为 3 层, 0—90 cm 为降雨入渗敏感层, 90—160 cm 为降雨入渗迟缓层, 160—240 cm 为雨水迁移层。研究结果对于促进黄土丘陵区林地干化土壤的治理与修复, 加强土壤水分的科学管理与改善具有重要的理论和实践意义。

关键词: 降雨; 入渗; 迁移; 湿润锋; 土壤水分

中图分类号: S157.2; TV93 文献标识码: A 文章编号: 1009-2242(2017)03-0231-08

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2017.03.039

Regularities of Rainfall Infiltration and Water Migration in Woodland Drying Soil in the Loess Hilly Region

ZHANG Jingxiao¹, WANG Xing², WANG Youke^{1,2}, JIN Shanshan¹, DONG Jianguo², WANG Zhitong³

(1. College of Water Resources and Architecture Engineering, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100;
2. Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100;
3. Farming and Animal Husbandry Bureau of Alashan League in Inner Mongolia, Alxa Left Banner, Inner Mongolia 750300)

Abstract: Based on the fact of the formation of large-scale soil dry layers in recent years, a field soil column up to 10 m was established to simulate the drying soil in jujube forests at the Mizhi experimental station, which is located in the north of Shaanxi Province. The purpose was to explore the regularities of rainfall infiltration and water migration, also to clarify the infiltration capability of dry loess. By using the CS650-CR1000 automatic system, changes of soil moisture within different depths were observed continuously under natural conditions. Meanwhile, the precipitation during the monitoring period was recorded by an automatic weather station. The results showed that both of the depths of infiltration and migration under independent rainfall mainly depended on the precipitation. The depths could reach up to 90—140 cm, 70—80 cm, and 40 cm, respectively, when influenced by heavy rain, middle rain, and light rain. With the same precipitation, it was affected by other factors such as rainfall intensity and initial soil water content. The greater the rainfall intensity and the higher the initial soil water content was, the deeper the depths were. Under intermittent rainfall conditions, several rainfall events promoted infiltration and migration interactively. Compared with independent rainfall, the intermittent rainfall could significantly increase the infiltration depth by 100%—160%, and the migration depth by 91%—197% with the same precipitation. In the loess region, not all the rainfall events could influence the soil. During the observation periods, the effectiveness of the rainfall fre-

收稿日期: 2017-01-07

资助项目: 陕西省科技统筹项目“红枣优质高效生产关键技术集成与示范”(2014KTG01-03); 国家科技支撑计划项目“陕北水蚀区植被功能调控技术与示范”(2015BAC01B03); 陕西省科技统筹项目“陕北风沙区设施枣树节水提质增效技术研究”(2016KTZDNY-01-05)

第一作者: 张敬晓(1987—), 男, 硕士研究生, 主要从事水资源高效利用。E-mail: zhangjingxiao198704@126.com

通信作者: 汪有科(1956—), 男, 研究员, 博士生导师, 主要从事作物高效率高用水及水土保持研究。E-mail: gizwyk@vip.sina.com

quency and amount were 36.3%, 72.7% respectively. Under the influence of multiple rainfall events, the soil profile tended to be layered. According to the changes of soil moisture, the affected soil could be mainly divided into three levels, i. e. the sensitive layer of rainfall infiltration within 90 cm, the delayed layer of rainfall infiltration between 90 cm and 160 cm, and the migrating layer of rainfall between 160 cm and 240 cm. The results are of great theoretical and practical significance to the restoration of woodland drying soil and scientific management of soil moisture in the loess hilly region.

Keywords: rainfall; infiltration; migration; wetting front; soil moisture

土壤水分是影响黄土丘陵半干旱区植被生长发育和生态环境恢复的主要因子^[1]。国家实施退耕还林(草)工程十多年来,林草植被建设飞速发展,致使当地土壤水分被利用过度,林地土壤出现了不同程度的干层,甚至是永久性干层^[2-3]。土壤干化问题的治理与修复成为生态学科和土壤学科关注的热点问题^[4]。

近年来,国内外众多学者围绕土壤干层的成因、特征、分布、评价指标、危害及缓解政策等进行了大量研究^[5]。李玉山等^[6]通过黄土高原森林植被对陆地水循环的影响,对该区土层干燥化的成因及影响做了分析和阐述。刘晓丽等^[7]通过对黄土丘陵半干旱地区枣林深层土壤水分消耗特征研究指出,枣林生长第 9 年后,2—4 m 土层几乎没有可以被利用的水分,土壤趋于干燥化,且随着林龄的增长,深层土壤水分消耗深度也在逐渐加深。卫新东等^[8]、魏新光等^[9]通过对黄土丘陵区枣林 10 m 土壤水分观测研究,均得出 12 a 枣林土壤干燥化深度可达 600 cm,其中 0—260 cm 为土壤水分变化层,260—600 cm 为土壤水分干层。当林地土壤被干化形成深度干层后,土壤水库的调节功能就减弱甚至消失,土壤的干燥化效应已经成为制约黄土丘陵半干旱区生态发展的严重隐患。由于黄土丘陵区地形特殊,不具备大规模的灌溉条件,外加该地区土层深厚,地下水埋深一般超过 60 m,水资源短缺现象严重,大气降水成为当地土壤水分补给的唯一来源^[4]。因此,了解自然降雨在干化土壤中的入渗、迁移规律对于提高雨水利用效率和促进干化土壤的水分恢复具有十分重要的意义。

目前有关黄土丘陵半干旱地区土壤水分的研究,多为一次调查取样或间断取样研究,缺乏连续性,且自然状况下的降雨变化不定,影响因子众多,关于降雨对林地干化土壤水分修复的时效性与针对性研究也相对较少。本文采用野外 10 m 大型土柱模拟枣(*Ziziphus jujube* Mill.)林地干化土壤,通过对自然状况下土柱内不同深度的土壤含水量进行长期定位观测来研究降雨后水分在干化土壤中的入渗、迁移规律,以期深入理解降雨对林地干化土壤的修复能力,明确干化黄土的入渗性能,为林地干化土壤的修复及合理利用降水资源,改善生态环境提供参考依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区域位于陕西省米脂县银州镇(109.47 E, 37.18 N)远志山红枣栽培试验基地,该区处于黄土高原腹地,是典型的黄土丘陵沟壑区。根据米脂多年气象数据,年均温 8.8 °C, ≥ 10 °C 积温 3 281 °C,无霜期 160~170 d,年均降雨量 451.6 mm,降雨多集中于 7—9 月,最大年降雨量 704.8 mm,最小年降雨量 186.1 mm,属于中温带半干旱气候。试验区土壤为黄绵土,田间持水量为 23.4%,饱和含水量为 39.8%,土壤容重(1.3±0.05)g/cm³,剖面发育不明显,土壤较为贫瘠。

试验前,对研究区土壤颗粒级配进行了取样测定,测定结果为粉粒含量最高,为 46.28%~63.47%,为众数粒径;其次为砂粒,为 27.79%~47.44%;粘粒含量最低,为 5.89%~8.74%。

1.2 研究方法

1.2.1 土柱建造 研究区主要林种是退耕还林工程形成的大面积山地枣林,汪星等^[10]、白一茹等^[11]通过对相同区域枣林地土壤水分特性研究指出该区干化土壤水分约为 7%,干层深度约为 0—600 cm。因此本试验土柱是模拟枣林地干化土壤。试验土柱建造在山坡中部的水平梯田,直径 80 cm,深 10 m(图 1)。土柱采用开挖后回填,开挖时按照之前测定的土壤质地层次分层开挖,并将各层土壤分别堆放保存,以保证按原来的土壤质地层次分层回填。回填前,用厚约 1 mm 的大棚塑料膜铺设在土柱井壁,使柱体土壤与外界土壤隔离,避免土柱内外水分交流扩散。回填时,一方面按照之前测得的土壤质地分层回填,逐层压实;另一方面重点控制回填土的土壤容重((1.3±0.05)g/cm³)和含水量(7%左右),从而最大程度的模拟旱作枣林地干化土壤。回填后,静置 130 d,使土体经过自然沉降,以保证最大程度的接近原状土壤。

对比土柱模拟干层水分($y, \%$)与 12 a 枣林实测干层水分($x, \%$),如图 2,对其进行回归分析,结果为线性相关: $y=1.1804x-0.7738(R^2=0.91)$ 。土壤水分的主要差异出现在 0—150 cm 土层,原因是 12 a 枣林受树冠截留和自身耗水影响较大,土柱则无地表植物耗水,因此该层次内降雨对土柱土壤水分增加较大。这

在一定程度上也反应了土柱模拟土壤干层的可靠性。土柱内无根系,无作物种植,不产生冠层截留。

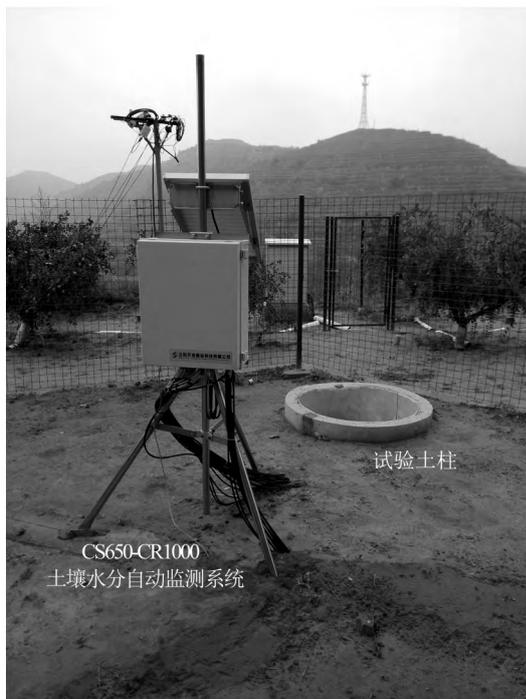


图 1 野外土柱布设状况

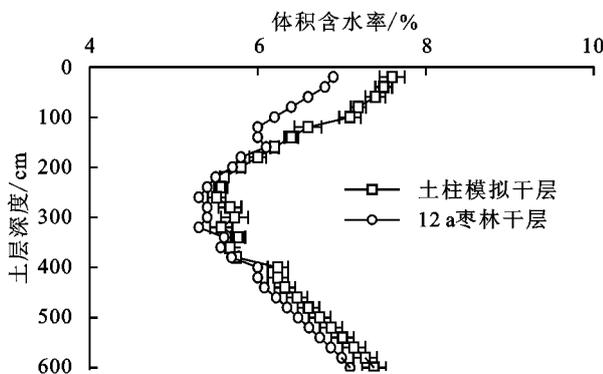


图 2 土柱模拟干层和 12 a 枣林实测干层土壤水分

1.2.2 土壤水分测定 在土柱内埋设 CS650 型土壤水分探头对土壤水分进行监测,其工作原理是通过测量土壤的介电常数得到土壤的体积含水量。考虑到水分下渗后上部土层的土壤含水量变化较下部土层大,故探头按照上密下疏的原则布置。从地面以下 0.1 m 开始,1 m 内间距 0.1 m,1~3 m 间距 0.2 m,3~6 m 间距 0.5 m,6~10 m 间距 1 m,共计埋设 30 个水分探头(图 3)^[12]。在土柱外安装 CR1000 数据采集器,与柱体内的 30 个水分探头相连,以定时记录各探头数据,频率为 30 min/次。

在 30 个探头埋设深度采取土样,用烘干法($x, \%$)对自动监测系统($y, \%$)可靠性进行检验,2 种方法所测土壤水分数据的拟合方程为: $y=1.039x-1.901(R^2=0.988)$ 。因此自动监测系统可以反应真实情况,试验中的土壤水分数据均采用自动监测系统标定后测得的数据。

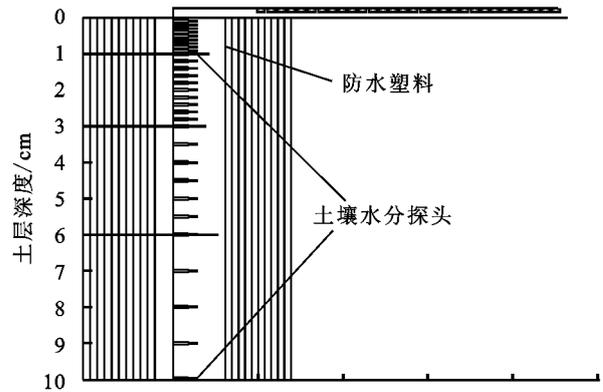


图 3 土壤水分探头布置

1.2.3 气象因子测定 在试验区土柱东侧 5 m 处架设 BLJW-4 小型综合气象观测站用于测定气象因子,每隔 30 min 采集一次数据。

1.2.4 相关概念 降雨条件下的土壤水分运动过程分为入渗和迁移 2 个阶段。水分的入渗和迁移是一个连续过程。入渗深度为降雨停止时雨水的瞬时影响深度,依据降雨结束时水分在土壤剖面增加的范围进行判断;迁移深度为降雨结束后水分在土壤中的迁移最大深度,依据土壤水分监测值的动态增量范围进行判断,至某深度土壤水分不再随时间呈增加变化时,该次降雨的迁移深度达到最大。本研究中,分别对独立降雨、间歇降雨和有效降雨做了如下规定:

独立降雨为一次降雨发生后其入渗深度范围内的土壤水分又恢复到之前水平的单次降雨。

间歇降雨为一次降雨发生后其入渗深度范围内的土壤水分未恢复至降雨之前的初始水平时又发生了新的降雨,包含 2 次以上的连续降雨。

有效降雨为水分迁移深度超过 10 cm 的降雨(土壤水分探头埋深最浅为 10 cm)。对于降雨有效性的计算可以分为降雨次数有效率和降雨量有效率。其中,降雨次数有效率为观测期内有效降雨的次数占该时期总降雨次数的百分比,降雨量有效率为观测期内累积有效降雨量所占该时期总降雨量的百分比。

试验中,取各次降雨前表层 10 cm 处的体积含水量为初始土壤含水量。

1.3 数据处理

试验所有数据均采用 SPSS 18 进行数据统计分析,利用 Origin 9.0 进行绘图。

2 结果与分析

2.1 典型独立降雨入渗及水分迁移规律

依据中国气象局资料,日降雨量在 10.0 mm 以下的降雨为小雨,10.0~24.9 mm 为中雨,25.0~49.9 mm 为大雨^[13]。选择试验期间最符合 3 种雨型的独立降雨 6 次(大、中、小雨各 2 次)分别代表不同的降雨状况(表 1),并分析这 6 次典型降雨入渗和迁移过程的土壤剖面水分变化(图 4)。

表 1 典型独立降雨数据统计

降雨编号	降雨时间	降雨量/mm	降雨历时/h	降雨强度/(mm·h ⁻¹)	初始土壤含水量(10 cm 处)/%	雨型
1	2014-09-16 05:00—2014-09-16 14:00	33.6	9.0	3.73	19.6	大雨
2	2015-09-09 00:00—2015-09-09 13:00	31.4	13.0	2.42	17.0	大雨
3	2015-09-17 16:00—2015-09-17 22:00	20.0	6.0	3.33	17.0	中雨
4	2015-09-03 22:30—2015-09-04 08:30	19.0	9.0	2.11	16.1	中雨
5	2014-09-23 07:30—2014-09-23 10:00	4.6	2.5	1.84	20.7	小雨
6	2014-08-17 22:00—2014-08-18 01:00	5.2	3.0	1.73	16.3	小雨

由图 4 可知,降雨量为 33.6,31.4,20.0,19.0,4.6,5.2 mm 的 6 次降雨的入渗深度依次为 80,50,30,30,20,20 cm。降雨结束时,在土壤垂向方向上形成了较大的重力势梯度和基质势梯度,水分将继续向下迁移,至湿润锋运移停止,迁移深度达到最大,6 次降雨的最大迁移深度依次为:140,90,80,70,40,40 cm。很明显,水分的入渗深度与迁移深度随降雨量增加而逐渐增大。统计米脂近 16 年(2000—2015 年)的降雨状况,平均每年发生大雨 3 次,中雨 20 次,小雨 48 次,因此当地年内降雨影响深度约 3 次大致可达 90~140 cm,20 次达 70~80 cm,48 次达 40 cm。

由表 1 和图 4 可知,2 次大雨(降雨 1、降雨 2)雨量分别为 33.6,31.4 mm,数值接近,而其入渗深度分别为 80 cm 和 50 cm,相差 30 cm,迁移深度分别为 140 cm 和 90 cm,相差 50 cm(图 4a、图 4b)。2 次中雨(降雨 3、降雨 4)雨量分别为 20.0,19.0 mm,入渗深度均为 30 cm,迁移深度分别为 80 cm 和 70 cm,相差 10 cm(图 4c、图 4d)。2 次小雨(降雨 5、降雨 6)雨量分别为 4.6,5.2 mm,入渗深度均为 20 cm,迁移深度均为 40 cm(图 4e、图 4f)。因此,降雨量一定时,2 次降雨的入渗深度与迁移深度仍存在较大差别,所以

独立降雨的入渗与迁移还受其他因素影响,如降雨强度、初始土壤含水量等。已有研究认为,在低于入渗容量的范围内,降雨强度越大,入渗量越多^[14],这与本试验结果一致。但是,我们认为初始土壤含水量对入渗与迁移影响更加明显,这是因为高含水量一方面更容易使土壤达到饱和,另一方面增强了土壤中的气体效应,更有助于湿润锋向下运移。6 次降雨的初始土壤含水量顺序为降雨 1(19.6%)>降雨 2(17.0%),降雨 3(17.0%)>降雨 4(16.1%),降雨 5(20.7%)>降雨 6(16.3%),这与上述降雨入渗深度及迁移深度的顺序十分一致。需要说明的是,本试验土壤水分探头布置的最小步长为 10 cm,对于变化差值小于 10 cm 的深度我们无法判读,如 2 次小雨(降雨 5、降雨 6),其入渗深度与迁移深度很有可能由于降雨强度及初始土壤含水量的差异导致不同,但由于差值小于 10 cm,试验读取的结果为入渗深度相同(20 cm),迁移深度也相同(40 cm)。总体来看,独立降雨的入渗和迁移深度不仅受降雨量影响明显,还与降雨强度及初始土壤含水量有关,降雨量一定的情况下,降雨强度越大,初始土壤含水量越高,水分的入渗深度和迁移深度也越大。

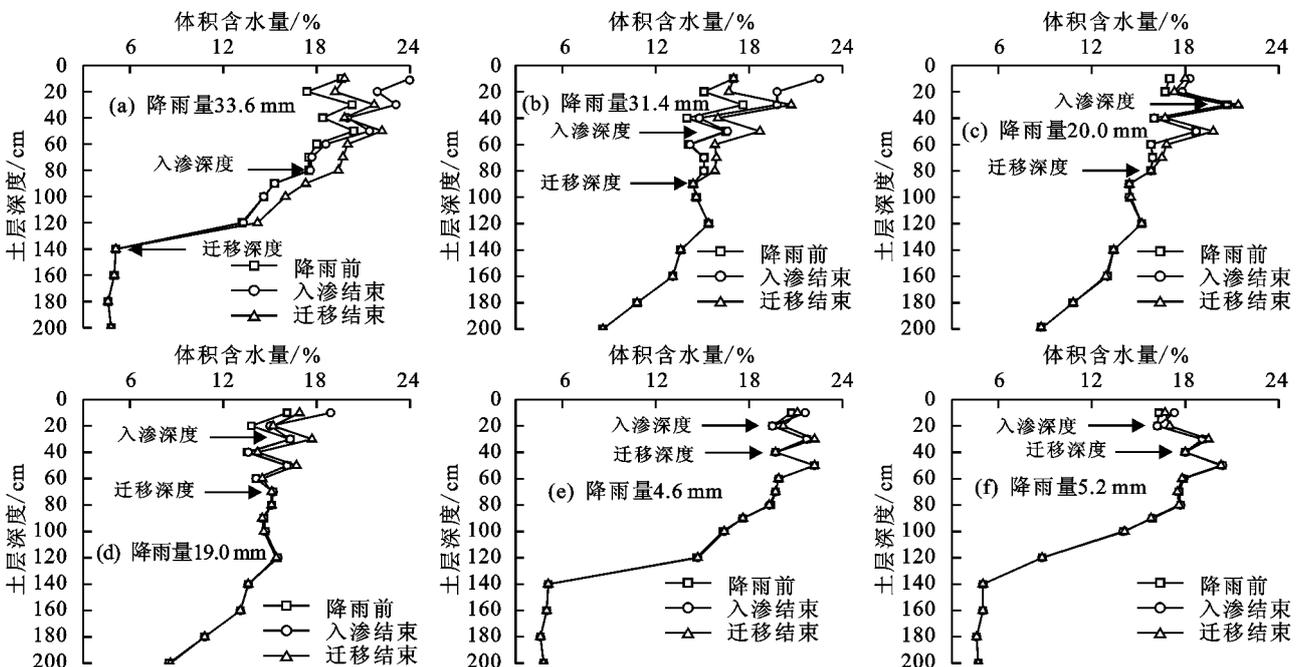


图 4 典型独立降雨下土壤剖面水分变化

2.2 典型间歇降雨入渗及水分迁移规律

间歇降雨中土壤水分的入渗、迁移交替进行,前次降雨为后次降雨储存了水量,后次降雨在前次降雨的基础上产生新的入渗和迁移,因此一组间歇降雨中后续降雨的初始土壤含水量总是高于前一次。根据气象系统监测数据,选取最为典型的包含 4 次降雨的一组间歇降雨(表 2),分析降雨前及逐次降雨下水分入渗和迁移过程的土壤剖面水分变化(图 5)。

由图 5a 可知,4 次降雨的雨量依次为 18.8,5.8,7.0,3.0 mm,其引发的入渗深度依次为 20,40,50,10 cm。与独立降雨入渗规律不同,其入渗深度较同等独立降雨量大致提高了 100%~160%。为了更直观的反应间歇降雨下的入渗规律,本研究通过观察单位雨量引发的入渗深度(即入渗速率)变化情况进行分析。4 次降雨的入渗速率依次为 1.06 cm/mm(降雨 1),6.90 cm/mm(降雨 2),7.14 cm/mm(降雨 3),3.33 cm/mm(降雨 4)。降雨 1 的雨量最大而入渗速率最小,后续的降雨 2、降雨 3、降雨 4 则遵循雨量小、入渗速率大的规律。原因是前次降雨提高了土壤含水量,使之更接近于饱和含水量,增强了土壤中的气体效应,进而不断促进后续降雨的入渗,入渗深度逐渐加深。这与独立降雨中初始土壤含水量的影响类似,更突出间歇降雨中前次降雨的作用。

间歇降雨中每次降雨结束至下次降雨发生前,水分都会在土壤内发生垂向迁移,降雨前及 4 次降雨后

水分迁移过程的土壤剖面水分变化如图 5b,降雨 1、降雨 2、降雨 3、降雨 4 的迁移深度依次为 30,40,90,20 cm。可以发现,降雨 1 雨量为 18.8 mm,与独立降雨中降雨 4 的雨量基本相同,而迁移深度却仅为 30 cm,这是因为降雨 1 的迁移过程正在进行时降雨 2 发生,因此 30 cm 为其瞬时迁移深度,并非最终迁移深度,同样 40,90 cm 均为瞬时迁移深度。新的降雨一方面使降雨 1 入渗深度范围内的土壤水分进一步增大,另一方面湿润锋运移深度继续增加,形成新的入渗深度。降雨 1 为降雨 2 储存了水量,在降雨 1 的影响下,降雨 2 入渗结束后,水分的迁移湿润锋继续向下运移,当其运移至 40 cm 时,降雨 3 发生。与降雨 2 类似,降雨 3 形成新的入渗深度,且在降雨 1、降雨 2 储存水量的基础上,湿润锋持续向下运移,至降雨 4 发生时,迁移深度已达 90 cm。而降雨 4 由于雨量过小,在迁移历时内其最终迁移深度仅为 20 cm,但 20 cm 深度范围内土壤水分的再次增加可以有效缓解蒸发作用对下层土壤水分运移的影响,因此对下层土壤水分的迁移仍起促进作用。至降雨 4 结束后的第 16 天,降雨 3 的水分迁移过程结束,迁移深度达到最大,为 140 cm。由此可知,间歇降雨的水分迁移过程是在几次降雨的综合交互作用下持续进行的,迁移深度较同等独立降雨条件下大致提高了 91%~197%。这也说明间歇性降雨更有利于促进黄土丘陵区林地干化土壤的修复,修复深度较同等独立降雨更深。

表 2 典型间歇降雨数据统计

降雨编号	降雨时间	降雨量/mm	降雨历时/h	初始土壤含水量(10 cm 处)/%
1	2015-09-08 22:30—2015-09-09 13:30	18.8	15.0	16.9
2	2015-09-10 02:00—2015-09-10 08:00	5.8	6.0	20.9
3	2015-09-10 10:30—2015-09-10 17:00	7.0	6.5	21.7
4	2015-09-11 03:30—2015-09-11 06:30	3.0	3.0	21.9

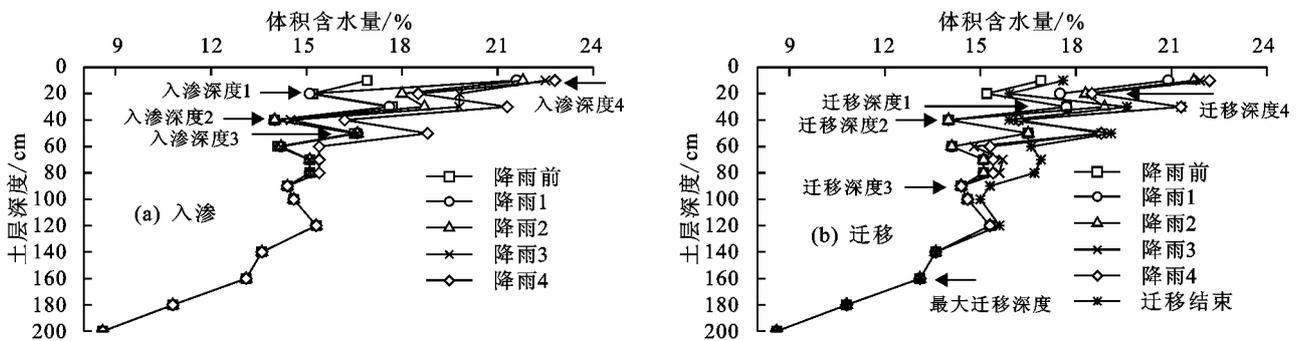


图 5 典型间歇降雨下土壤剖面水分变化

2.3 降雨有效性与土壤剖面水分特征

以上讨论了单次独立降雨和连续性间歇降雨的水分入渗和迁移深度变化规律。事实上,降雨在土壤中的运移不仅与降雨类型有关,还与逐次降雨的累积及时间作用关系紧密。自然条件下,降雨量与降雨次数具有季节性、周期性变化,并导致其影响下的水分

运移在土壤剖面内具有层次性。当降雨量过小时,水分仅能短暂的存蓄在土壤表层,很容易在蒸发作用的影响下快速散失,常常被视为无效降雨;而降雨量较大时,水分可以入渗、迁移至较深的土层,为有效降雨。将试验区 2014 年 8 月—2015 年 12 月间全部降雨的有效性进行统计分析,结果为有效降雨 104 次,累积有

效降雨量 428.6 mm, 降雨次数与降雨量的有效率分别为 36.4% 和 72.7%。结果表明, 黄土丘陵区多为脉冲降雨, 即降雨次数多, 雨量小。运用 SPSS 软件对有效降雨的雨量 (P , mm) 与其迁移深度 (Z , cm) 进行回归分析, 两者呈二次函数关系: $Z = 0.0027P^2 + 2.6016P + 11.733$ ($R^2 = 0.57$)。因此, 在立地条件(土壤质地和结构等)一定, 其他因素随机影响的情况下, 降雨量对土壤水分的迁移深度起重要作用。

由图 6 可知, 监测期内研究区表层土壤水分与逐次降雨雨量表现出高度一致性, 随着深度的增加, 土壤剖面中水分对于单次降雨的反应变得越来越迟缓, 土壤水分对于降雨反应的波动逐渐变为多次降雨的综合作用, 波动时间也逐渐延后。如 2014 年 9 月 11 日一次降雨量为 20.4 mm 的中雨使 30 cm 深度土壤水分曲线在当天出现跳跃, 由 18.3% 骤升至 23.3%, 至 9 月 15 日湿润锋运移至 60 cm 处, 该层土壤水分增幅较大, 由 17.5% 跳跃至 20.4%, 时间滞后 4 d。此后, 湿润锋不断向下运移, 更深层次的土壤水分出现明显增加的时间逐渐延迟, 水分曲线自上而下依次出现跳跃现象。可以看出, 湿润锋向下运移至 90, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220, 240 cm 依次出现在观测期内的第 51, 53, 56, 64, 82, 124, 240, 322, 416 天。结果表明, 随着湿润锋运移深度的加深, 土壤水分提高的时间越来越晚, 即降雨发生后, 水分由上向下运移时, 湿润锋运动存在明显的滞后现象, 其运移至 240 cm 深度需要 1 a 以上的时间。因此, 在没有植被消耗水分的情况下, 降雨对于干化土壤的水分修复是一个持续、缓慢的过程。

在逐次降雨的累积作用下, 随着观测时间延长, 不同深度土壤水分呈现不同的动态变化特征, 土壤垂向剖面具有层次性。由图 6 可知, 在整个观测期内, 降雨对 0—90 cm 深度范围内的土壤水分有较明显的影响, 即土壤水分随降雨量大小不断波动, 说明该层范围内土壤水分蒸发和降雨入渗比较活跃, 我们称 0—90 cm 深度范围为降雨入渗敏感层。90 cm 以下土壤水分波动迟缓, 受蒸发作用的影响极小, 说明降雨入渗不能很快到达 90 cm 以下的土层, 至 160 cm 深度基本显示为台阶式直线, 我们称 90—160 cm 深度范围为降雨入渗迟缓层。160 cm 以下的土壤水分呈现出随时间抬升的斜线趋势, 说明 160 cm 深度以下以土壤水分迁移为主, 这种土壤水分迁移至约 240 cm 时结束, 我们称 160—240 cm 深度范围为雨水迁移层。260 cm 深度处的土壤水分一直处于水平状态, 说明 260 cm 及以下深度没有受到降雨入渗及迁移的影响, 所以 260 cm 及以下为土壤水分稳定层。在观测期内多次降雨的影响下, 降雨入渗敏感层、降雨入渗迟缓层、雨水迁移层土壤均得到了不同程度的水分修复, 至

本观测期末, 土壤水分的修复深度大致为 240—260 cm。

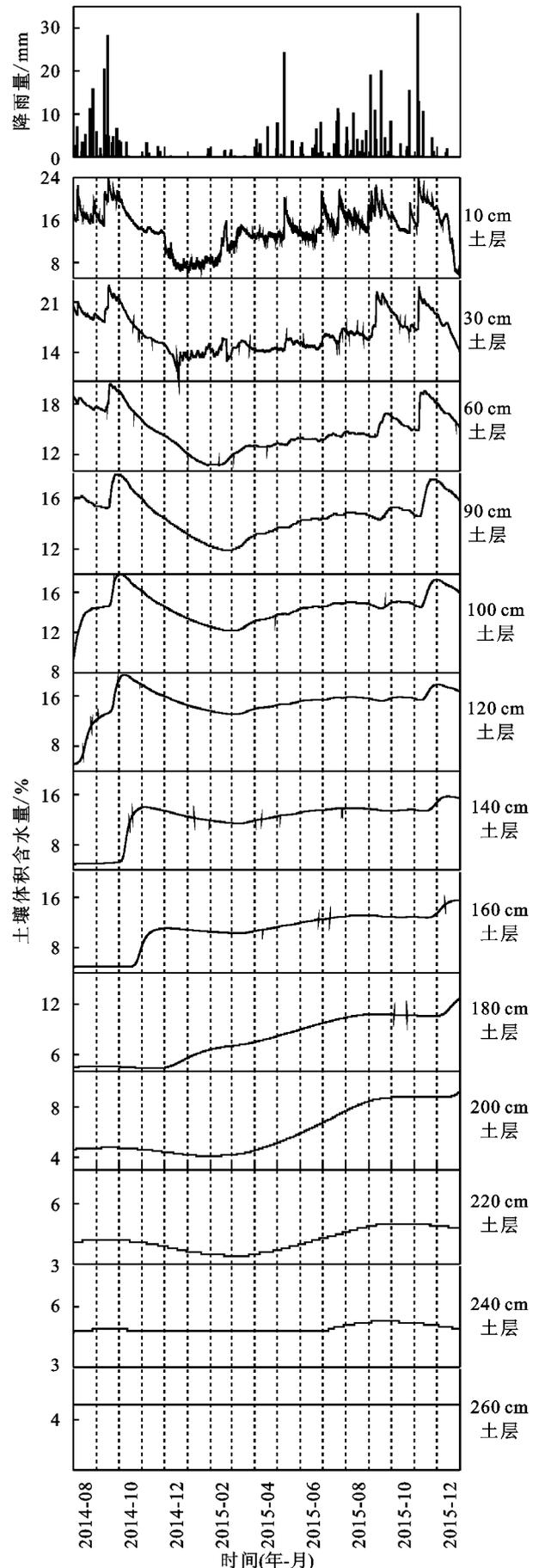


图 6 研究区降雨分配及土壤剖面水分变化状况

3 讨论

为了使研究结果更接近当地枣林地实际,本试验在野外山地布设了模拟枣林地干化土壤的10 m大型土柱,并在完全自然降雨条件下对其进行长期定位观测。该试验布设较室内模拟试验土柱直径更大、深度更深,对于反应温度、辐射、风速等自然因子对降雨入渗及水分迁移的影响作用更加真实。土柱处在地面以下,经过自然沉降,也更能反映在当地环境下降雨与水分运移的规律,对于探索天然降雨对干化土壤的修复能力与技术具有积极的参考意义。虽然野外土柱具备室内试验难以模拟的自然环境,但其仍是一种接近目前枣林干化土壤的模拟状态,与真实的枣林干化土壤仍不能完全等同,如土壤质地、容重、剖面含水量分布等均存在一定误差。另外,在黄土丘陵区不同的立地环境及不同植被下的土壤水分也有所差异,本试验研究只能是反映当地干化土壤在无植被条件下土壤水分修复的特例,从深层土壤水分迁移的角度考虑,本试验时间还较短,需要更多降雨年份和更长观测期限来证实。

自然条件下的降雨状况随机多变,降雨类型主要分为独立降雨和间歇降雨。其中,独立降雨情况下,水分的入渗、迁移深度主要取决于降雨量、降雨强度及初始土壤含水量等影响因子,各场次降雨之间互不影响;而间歇降雨情况下,水分的入渗及迁移深度除了受以上因子影响外,还受其自身包含的多次降雨之间的交互作用影响,这也是2种降雨类型下土壤水分变化产生差异的主要原因。间歇降雨中各次降雨交互促进,使其入渗深度和迁移深度较同等独立降雨分别可以提高100%~160%和91%~197%,对干化土壤的修复深度更深,修复作用更强。

降雨对土壤水分的补给深度是林地干化土壤修复的关键,Tu等^[15]、Li等^[16]、李萍等^[13,17]等先后做过人工降雨试验认为水分在黄土中的最大迁移深度只有4 m。而本研究通过观测证明水分迁移具有漫长的过程,随着后续观测年限的延长和逐年降雨的累积,水分在深层土壤的迁移深度会持续增加,但增速十分缓慢。降雨与蒸发同时对水分的入渗、迁移产生影响,本研究分析了大埋深条件下(1 000 cm深度以内)土壤水分运动的垂向动态变化特征,并对土壤剖面进行了层次划分:0—90 cm为降雨入渗敏感层,90—160 cm为降雨入渗迟缓层,160—240 cm为雨水迁移层,260 cm以下为土壤水分稳定层,这与李曼等^[18]对太行山前的平原土壤分带结果类似,但由于观测时间、观测地点不同,所得结果略有差异。在黄

土丘陵地区,这个分层具有一定代表性。关于无效降雨,农业气象学中以降水量2~6 mm为标准做出了规定,据此标准可以得到研究区在理论情况下的无效降雨发生次数213~258次,累积无效降雨量94.2~242 mm,该结果较本试验实际观测结果偏大。其原因可能是农业气象学对于无效降雨的定义标准具有普适性、广泛性,而对于黄土丘陵半干旱地区这一特定区域的针对性相对较弱,导致该地区无效降雨的理论结果大于实际观测结果。相对而言,本研究以10 cm水分迁移深度为标准是基于该地区特殊地形下的实际状况做出的规定,尽管该标准有待深入研究,精度有待提高,但在半干旱黄土丘陵区仍具有一定的参考价值。

总体上,研究结果对于促进黄土丘陵区林地干化土壤的治理与修复,加强该地区土壤水分的科学管理与改善具有重要的理论和实践意义。另外,受试验条件所限,土壤水分探头布设的间距依次为10,20,50,100 cm,随着观测年限的延长,深层土壤水分的观测精度越来越低,这也是本试验的不足之处,有待于后续试验作进一步完善。

4 结论

(1)独立降雨的入渗、迁移深度主要取决于降雨量,大、中、小雨的水分影响深度分别为90~140,70~80,40 cm,降雨量一定时还与降雨强度、初始土壤含水量等因素有关,降雨强度越大、初始土壤含水量越高,水分的入渗深度及迁移深度也越大。

(2)间歇降雨中几次降雨交互对水分的入渗、迁移产生促进作用。相同降雨量下,其入渗深度较独立降雨可提高100%~160%;迁移深度可提高91%~197%。

(3)黄土丘陵区并非所有降雨都对土壤水分有影响。整个观测期内降雨次数与降雨量的有效率分别为36.4%和72.7%,有效降雨的水分迁移深度(Z , cm)与降雨量(P , mm)呈二次函数关系: $Z=0.0027P^2+2.6016P+11.733(R^2=0.57)$ 。

(4)土壤垂向剖面在多次降雨的累积作用下具有层次性。本试验期间降雨影响范围内土壤剖面主要可以分为3层:0—90 cm为降雨入渗敏感层,90—160 cm为降雨入渗迟缓层,160—240 cm为雨水迁移层。天然降雨对干化土壤的治理与修复是一个持续、缓慢的过程。

参考文献:

- [1] 蔺君,汪有科,卫新东,等.黄土丘陵区竹节式聚水沟的蓄水特性[J].应用生态学报,2013,24(12):3373-3380.
- [2] Chen H, Shao M, Li Y. Soil desiccation in the Loess Plateau

- of China[J]. *Geoderma*, 2008, 143(1/2): 91-100.
- [3] 王晗生. 旱区经营人工植被对土壤干化过程的调控[J]. *自然资源学报*, 2011, 26(4): 562-577.
- [4] 周玉红, 董建国, 汪有科, 等. 几种典型覆盖下的土壤水分恢复研究[J]. *水土保持研究*, 2015, 22(2): 334-339.
- [5] 缪凌, 董建国, 汪有科, 等. 黄土丘陵区不同土地利用类型下的深层土壤水分变化特征[J]. *水土保持研究*, 2016, 23(2): 13-18.
- [6] 李玉山. 黄土高原森林植被对陆地水循环影响的研究[J]. *自然资源学报*, 2001, 16(5): 427-432.
- [7] 刘晓丽, 马理辉, 杨荣慧, 等. 黄土半干旱区枣林深层土壤水分消耗特征[J]. *农业机械学报*, 2014, 45(12): 139-145.
- [8] 卫新东, 汪星, 汪有科, 等. 黄土丘陵区红枣经济林根系分布与土壤水分关系研究[J]. *农业机械学报*, 2015, 46(4): 88-97.
- [9] 魏新光, 聂真义, 刘守阳, 等. 黄土丘陵区枣林土壤水分动态及其对蒸腾的影响[J]. *农业机械学报*, 2015, 46(6): 130-140.
- [10] 汪星, 周玉红, 汪有科, 等. 黄土高原半干旱区山地密植枣林土壤水分特性研究[J]. *水利学报*, 2015, 46(3): 263-270.
- [11] 白一茹, 汪有科. 黄土丘陵区土壤粒径分布单重分形和多重分形特征[J]. *农业机械学报*, 2012, 43(5): 43-48.
- [12] 白盛元, 汪有科, 马建鹏, 等. 黄土高原半干旱区降雨入渗试验研究[J]. *干旱地区农业研究*, 2016, 34(2): 218-223.
- [13] 李萍, 李同录, 王阿丹, 等. 黄土中水分迁移规律现场试验研究[J]. *岩土力学*, 2013, 34(5): 1331-1339.
- [14] 包含, 侯立柱, 刘江涛, 等. 室内模拟降雨条件下土壤水分入渗及再分布试验[J]. *农业工程学报*, 2011, 27(7): 70-75.
- [15] Tu X B, Kwong A K L, Dai F C, et al. Field monitoring of rainfall infiltration in a loess slope and analysis of failure mechanism of rainfall-induced landslides[J]. *Engineering Geology*, 2009, 105(1/2): 134-150.
- [16] Li A G, Yue Z Q, Tham L G, et al. Field-monitored variations of soil moisture and matric suction in a saprolite slope. [J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 2005, 42(1): 13-26.
- [17] 李萍, 李同录, 付昱凯, 等. 非饱和黄土中降雨入渗规律的现场监测研究[J]. *中南大学学报(自然科学版)*, 2014, 45(10): 3551-3560.
- [18] 李曼, 何雨江, 蔺文静, 等. 太行山前平原田间土壤水分运移机理研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2014, 28(3): 101-106.
- [30] Adesodun J K, Mbagwu J S C, Oti N. Distribution of carbon, nitrogen and phosphorus in water-stable aggregates of an organic waste amended Ultisol in southern Nigeria [J]. *Bioresource Technology*, 2005, 96(4): 509-516.
- [31] 李龙, 姚云峰, 秦富仓, 等. 半干旱区不同土层深度土壤有机碳变化[J]. *水土保持通报*, 2014, 34(4): 118-122.
- [32] 曹生奎, 曹广超, 陈克龙, 等. 青海湖高寒湿地土壤有机碳含量变化特征分析[J]. *土壤*, 2013, 45(3): 392-398.
- [33] 何淑勤, 郑子成. 不同土地利用方式下土壤团聚体的分布及其有机碳含量的变化[J]. *水土保持通报*, 2010, 30(1): 7-10.
- [34] 汪景宽, 冷延慧, 于树, 等. 不同施肥处理下棕壤有机碳库对团聚体稳定性的影响[J]. *土壤通报*, 2009, 40(1): 77-80.
- [35] 刘中良, 宇万太, 周桦, 等. 不同有机肥输入量对土壤团聚体有机碳组分的影响[J]. *土壤学报*, 2011, 48(6): 1149-1157.
- [36] 李娟, 廖洪凯, 龙健, 等. 喀斯特山区土地利用对土壤团聚体有机碳和活性有机碳特征的影响[J]. *生态学报*, 2013, 33(7): 2147-2156.

(上接第 230 页)