

季节性干旱区紫色土坡耕地土壤水分对降雨的响应

徐露^{1,2}, 张丹¹, 向宇国^{1,2}, 陈凡³, 陈玉蓝³, 黄田钊⁴

(1.中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所,成都 610041;2.中国科学院大学,北京 100049;
3.四川省烟草公司凉山州公司,四川 西昌 615000;4.中国科学院成都生物研究所,成都 610041)

摘要:以金沙江下游季节性干旱区紫色土坡耕地为研究对象,使用 PR2/6 土壤剖面水分测定仪和翻斗式雨量计对雨季 0—100 cm 土层的土壤含水量和降雨量进行连续观测,分析雨季紫色土土壤水分对降雨的响应。结果表明:每月平均土壤含水量之间存在显著差异,0—20 cm 土壤含水率表现为 9 月>8 月≈7 月>6 月,在整个雨季呈累加上升趋势。降雨量大小是影响土壤水分补给深度的决定因素。小雨(6.4 mm)只对 10 cm 土层土壤水分产生影响,平均提高 12.35%;中雨(23 mm)对 30 cm 以上土层土壤水分产生影响,10, 20, 30 cm 分别提高 21.16%, 17.77%, 8.22%;大雨(49 mm)和暴雨(112 mm)均可影响 60 cm 以上土层土壤水分,49 mm 提高 7.18%~31.12%, 112 mm 提高 34.12%~49.18%。0—40 cm 土壤含水量增加量与降雨量和降雨历时在 0.01 水平上显著相关;0—20 cm 土层土壤含水量增加量与前期干旱天数在 0.05 水平上显著负相关;30—40 cm 土层土壤含水量增加量与 3 天前期累积降雨量呈显著相关。紫色土超过 70% 的土壤水分存储在 60, 100 cm 土层中,分别占土壤总储水量的 15.82% 和 58.39%。不同土层土壤储水量对降雨的响应规律不同,雨季初期 6 月 0—30 cm 表层土壤储水量变化最大,此时 60—100 cm 深层土壤储水量较为稳定,而 7—9 月深层土壤储水量变化幅度大于表层土壤。

关键词: 降雨; 土壤含水量; 紫色土; 季节性干旱区

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2020)06-0037-09

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2020.06.006

Response of Soil Moisture to Rainfall in Sloping Farmland with Purple Soil in the Seasonal Arid Area

XU Lu^{1,2}, ZHANG Dan¹, XIANG Yuguo^{1,2}, CHEN Fan³, CHEN Yulan³, HUANG Tianfang⁴

(1. *Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049; 3. Tobacco Company of Liangshan, Xichang, Sichuan 615000; 4. Chengdu Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Chengdou 610041)*

Abstract: Taking the purple soil sloping farmland in the seasonal arid area of the lower Jinsha river as the research object, the PR2/6 soil profile moisture analyzer and tipping rain gauge were used to continuously observe the soil moisture content of 0—100 cm soil layers and rainfall during the rainy season, and the purple soil moisture dynamics and its response to rainfall were analyzed. The results showed that there was a significant difference in the monthly average soil moisture content. The soil moisture content of 0—20 cm was as follows: September>August≈July>June, showing an increasing trend throughout the rainy season. The amount of rainfall was the major factor affecting the depth of water supply in soil. Light rain (6.4 mm) only affected soil moisture content above 10 cm, which increased 12.35%; moderate rain (23 mm) affected soil moisture content above 30 cm, and 10, 20, and 30 cm increased by 21.16%, 17.77% and 8.22% respectively; heavy rain (49 mm and 112 mm) affected soil moisture above 60 cm, 49 mm increased by 7.18%~31.12%, 112 mm increased by 34.12%~49.18%. The increased amount of soil moisture in 0—40 cm was significantly correlated with the amount of rainfall and rainfall duration at the level of 0.01; meanwhile, the increased amount of soil moisture in 0—20 cm soil layers was significantly negatively correlated with the drought interval at the level of 0.05; the increased amount of soil moisture in 30—40 cm was significantly correlated with the accumulated rainfall in the previous 3 days. More than 70% of the soil water of purple soil was

收稿日期: 2020-04-24

资助项目: 中国烟草总公司四川省公司重点科技项目(SCYC201802); 四川省重点研发项目(2019YFG0332)

第一作者: 徐露(1994—), 女, 在读博士研究生, 主要从事土壤修复与水土保持研究。E-mail: 1179313196@qq.com

通信作者: 张丹(1962—), 女, 研究员, 主要从事土壤修复与水土保持研究。E-mail: daniezhang@imde.ac.cn

stored in 60 cm and 100 cm soil layers, accounting for 15.82% and 58.39% of the total soil water storage, respectively. The respond of soil water storage in different soil layers to rainfall was different. The soil water storage of 0—30 cm changed the most in June, the soil water storage of 60—100 cm was relatively stable, while the soil water storage of 60—100 cm changed more than that of 0—30 cm from July to September.

Keywords: rainfall; soil moisture content; purple soil; seasonal arid area

土壤水分作为地下水、地表水、大气水联系的纽带,在水资源形成、转换、消耗和循环方面起着重要作用^[1]。长期以来,土壤水分一直是制约干旱半干旱地区农业生产和植物生长的关键因子^[2]。土壤水分对降雨的响应是水文循环过程的重要组成部分,因此研究土壤水分与降雨之间的关系尤为重要。同时,研究土壤水分对降雨的响应对解释降雨—径流产生机制^[3-4]、土壤水分再分布^[5]、非点源污染物迁移^[6]以及水文和溶质运动过程的准确模拟^[7]都有至关重要的作用。

土壤水文特性和降雨特性是影响土壤水分的关键因素,但由于气候条件、土壤质地等差异,在不同地区土壤水分对于降雨的响应关系明显不同。赵荣玮等^[8]对晋西黄土区人工林地土壤水分研究发现,在小雨、中雨、暴雨 3 种降雨条件下,降雨的响应深度随降雨量的增加而增加,土壤含水量对单场降雨的响应程度随土层深度的增加而减弱;李新乐等^[9]对乌兰布和沙漠典型白刺沙包土壤水分研究发现,<10 mm 的降雨只能对 10 cm 以上土层水分产生影响,10~20 mm 的降雨可以对 20 cm 以上土层产生影响,20~30 mm 降雨能够对 30 cm 以上土层产生影响,>30 mm 的降雨可以影响到 50 cm 以上土层的土壤水分;王思砚等^[10]和张川等^[11]对喀斯特地区土壤水分研究发现,雨强适中、历时长且降雨量大的降雨过程对土壤水分有一个充分补给的过程,土壤含水率稳定时间较长,而短时的暴雨条件下土壤水分大部分雨水通过落水洞、大的岩石管道裂隙排出,对土壤水分亏缺的补偿作用较小。

位于金沙江下游的季节性干旱区是一类特殊的干旱半干旱地区,也是我国西南地区典型的生态脆弱区。该地区雨热资源丰富,降水量大,但时空分布不均,蒸发量明显大于降水量,土壤水分总体上处于亏缺状态,易形成季风气候条件下独特的干旱现象^[2]。紫色土是该地区第一大类土壤类型,由于典型的土—岩二元结构,其水文过程与其他地区也有明显差异^[12]。近年来,国内学者对于土壤水分的研究主要集中于黄土高原丘陵地区、西北干旱绿洲地区及荒漠地带、东北黑土地区以及西南喀斯特地区,而有关金沙江下游季节性干旱区的土壤水分研究则较缺乏^[13]。因此,本研究在金沙江下游季节性干旱区选取典型紫色土坡面,采用 PR2/6 土壤剖面水分测定仪,对土壤剖面水分进行连续原位观测,研究降雨过

程中土壤水分动态变化,阐明土壤剖面水分对降雨的响应过程,为季节性干旱区紫色土坡面水资源高效利用及水土流失的治理提供科学依据与理论指导。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

本次试验所在地为位于金沙江下游北岸的凉山彝族自治州会东县境内(26°33′42″N,102°27′53″E),受河谷深切和大气环流影响,该区域属季节性干旱区。年平均气温 16.2℃,≥10℃积温为 5 249℃,无霜期 268 d,年日照时间 2 288.6 h,年均蒸发量为 2 002.7 mm,年均降水量为 1 111.6 mm,且降雨时空分布极其不均,雨季 6—10 月降雨量占年降雨量 95%左右,多为暴雨,有雨热同季、干湿分明的特点。县内干旱频发,春旱出现的时段为 3 月下旬至 4 月,夏旱出现的时段为 5 月,伏旱出现的时段为 7—8 月。凉山州耕地类型以坡耕地为主,土壤类型以紫色土为主,是该地区第一大类土壤。本次试验选取了 3 个典型紫色土剖面 S1、S2 和 S3 作为水分监测点,监测点基本情况见表 1。

表 1 水分监测点基本情况

水分 监测点	土壤 类型	海拔/ m	坡度/ (°)	坡向/ (°)	作物 类型
S1	紫色土	1825	10	南偏西 12	烟草
S2	紫色土	1853	14	南偏西 10	烟草
S3	紫色土	1837	13	南偏东 15	烟草

1.2 研究方法

1.2.1 土壤物理性质 土壤的物理性质对土壤中水分的运移有重要影响,在试验前,测定 3 个监测点不同层次土壤物理性质。采用环刀法^[14]测定容重、孔隙度、饱和含水量和田间持水量;采用英国的马尔文激光粒度仪 MS2000 测定粒径组成;采用室内环刀定水头法测定土壤饱和和导水率;采用饱和蒸气压法测定吸湿系数,凋萎系数由吸湿系数换算得到。3 个监测点不同土层的土壤物理性质见表 2。

1.2.2 土壤水分及降雨监测 使用英国 Delta-T Devices 公司生产的 PR2/6 土壤剖面水分测定仪,对土体剖面水分进行连续定点监测。已有研究^[15]表明,PR2/6 水分测定仪在获取土壤水分数据方面具有较好的效果。PR2/6 水分测定仪的测定原理属于介电特性法,测量精度±3%,测量深度包括地表以下 10,

20,30,40,60,100 cm 6 个层面。测定时间为每天下午 19:00,若当日有降雨,雨后及时补测 1 次。土壤水分观测期为 2019 年 6 月 1 日至 9 月 30 日。PR2/6 测定的土壤含水率均为体积含水率(%)。

表 2 水分监测点不同层次土壤物理性质

土层 深度/cm	水分 监测点	容重/ (g·cm ⁻³)	孔隙度/%	砂粒/%	粉粒/%	黏粒/%	饱和导水率/ (mm·min ⁻¹)	饱和 含水率/%	田间 持水量/%	凋萎 系数	吸湿 系数
0—20	S1	1.14	56.9	76.9	12.3	10.8	0.70	38.8	30.3	5.58	3.72
	S2	1.31	50.5	50.3	19.9	29.9	0.18	49.7	35.6	5.06	3.37
	S3	1.21	54.3	36.4	19.9	43.7	0.36	45.2	33.2	3.37	2.80
20—30	S1	1.51	43.0	46.0	27.2	26.8	0.24	48.0	29.3	6.17	4.11
	S2	1.49	43.6	49.5	22.3	28.2	0.32	42.0	34.2	5.69	3.79
	S3	1.50	43.2	44.3	15.7	40.0	0.25	40.3	21.5	3.52	2.34
30—40	S1	1.41	47.0	61.9	21.2	16.9	0.89	46.3	32.6	5.78	3.85
	S2	1.41	46.7	49.3	25.4	25.2	0.98	48.2	36.8	5.42	3.61
	S3	1.44	45.6	55.5	14.9	29.7	1.32	34.4	21.9	4.47	2.98
40—60	S1	1.32	50.4	45.2	27.5	27.2	0.54	56.9	38.6	5.50	3.66
	S2	1.31	50.4	60.9	18.8	20.3	0.73	51.3	30.1	5.51	3.67
	S3	1.44	45.7	55.5	13.4	31.1	1.32	43.0	32.1	4.27	2.85
60—100	S1	1.45	45.3	62.0	18.7	19.4	0.84	45.7	33.5	5.70	8.55
	S2	1.43	46.0	61.3	17.1	21.6	0.95	47.3	35.7	5.57	8.36
	S3	1.46	44.9	38.4	19.0	42.6	1.21	33.8	25.6	4.65	6.98

使用 JBD—2 型翻斗自记雨量计,实时记录降雨过程,以雨量桶进行校验。根据年降雨量观测结果(图 1),研究区 2019 年降雨量为 1 058 mm,降雨主要集中在 6—9 月,降雨 57 次,累计降雨量为 906.7 mm,占全年降雨量的 85.7%。依据中国气象局资料^[16],24 h 降雨量在 10 mm 以下称为小雨,24 h 降雨量在 10~24.9 mm 称为中雨,24 h 降雨量在 25~49.9 mm 为大雨,24 h 降雨量超过 50 mm 为暴雨。研究区 2019 年雨季 6—9 月小雨发生 32 次,中雨 15 次,大雨 6 次,暴雨 4 次,对应降雨总量分别为 133.9, 250,205.8,317 mm,占雨季总降雨量的 14.8%,27.6%, 22.7%,35.0%,表明研究区 2019 年雨季超过 1/2 的降

雨通过大雨和暴雨的形式发生,且观测期内最大日降雨量达到 112 mm。

1.2.3 数据处理 土壤水分的标准差(*s*)和变异系数(*Cv*)反映了各土层土壤水分运动的活跃程度,二者越大,意味着该层土壤水和大气水交替变换越频繁^[11]。变异系数 *Cv* 和标准差 *s* 的计算公式为:

$$Cv=\frac{s}{x}\times 100\%$$

(1)

$$s=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^n(x_i-\bar{x})^2}$$

(2)

式中:*n* 为样本总个数;*x_i* 为第 *i* 个土壤含水量; $\bar{x}$ 为土壤含水量平均值。

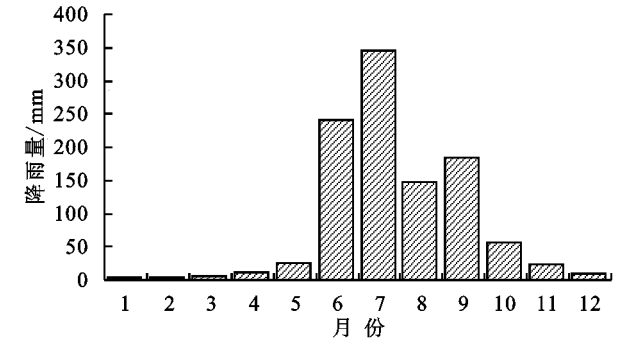


图 1 研究区 2019 年降雨量

某一监测点某土层的月平均含水量的计算公式为^[17]:

$$\overline{\omega_{rk}}=\frac{1}{N_j}\sum_{j=1}^{N_j}\omega_{rjk}$$

(3)

式中: ω_{rjk} 为监测点 *r*、监测时间 *j* 和监测深度 *k* 的土壤体积含水量(%);*N_j* 为当月总天数。

土壤储水量(SWS,mm)为一定厚度土壤中所含的水量^[18],计算公式为:

$$SWS_i=\theta_i\cdot h_i$$

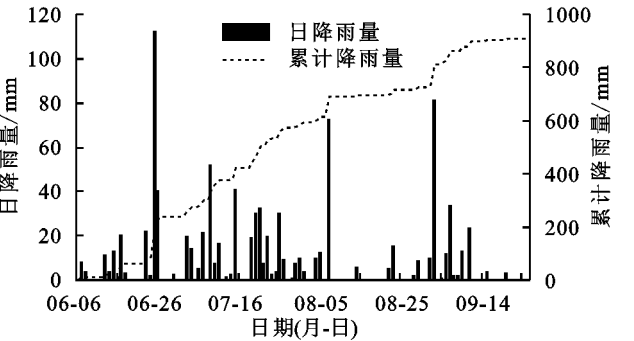
(4)

$$SWS=\sum_i^mSWS_i$$

(5)

式中:SWS_{*i*} 为每层土壤储水量(mm); θ_i 为土壤体积含水量(%);*h_i* 为土层厚度(mm);*m* 为土壤层序号;SWS 为土壤总储水量(mm)。

采用 Excel 2010 和 SPSS 20.0 等统计软件对数据进行统计分析和图表绘制。在数据正态分布检验



和数据转换的基础上,计算平均值和标准差。土壤含水量与降雨特征的相关性分析采用 Pearson 相关分析,处理间差异显著性检验采用单因素方差分析,多重比较采用 Duncan 法,显著水平为 $p<0.05$ 。

2 结果与分析

2.1 土壤剖面水分特征

由表 3 可知,不同土层间的土壤含水率存在显著差异。对于 S1 监测点,6—9 月土壤含水率为 10.34%~32.25%,其中 20 cm 土层处平均含水率最低,且显著低于其他土层,为(12.20±1.90)%;100 cm 土层处平均含水率最高,且显著高于其他土层,为(29.74±2.68)%。对于 S2 监测点,6—9 月土壤含水率为 5.19%~35.45%,其中 30 cm 土层处含水率较低,且显著低于其他土层,为(9.33±2.32)%;100 cm 土层处含水率最高,且显著高于其他土层,为(34.00±2.00)%。对于 S3 监测点,6—9 月土壤含水率为 6.01%~28.12%,其中 20 cm 土层处平均含水率最低,且显著低于其他土层,为(9.42±

1.90)%;100 cm 土层处平均含水率最高,且显著高于其他土层,为(26.53±2.33)%。从变异性来看,坡耕地表层 10 cm 处土壤水分变异系数最大,为 19.01%~51.17%,而深层次 100 cm 处土壤变异系数均降低到 10%以下,为 5.88%~9.01%,总体上呈现出随着土层深度增加而减小的趋势。

不同月份间土壤含水率也存在显著差异。对于 0—20 cm 浅层土层,3 个监测点 6,7,8,9 月土壤含水率均表现为 9 月>8 月≈7 月>6 月,土壤含水率在整个雨季表现为累加上升趋势。对于中层土层(S1 监测点的 40—60 cm 土层、S2 监测点的 30 cm 土层和 S3 监测点的 60 cm 土层),均表现为 7 月含水率显著高于其他月份,6 月含水率显著低于其他月份。这可能是因为研究区 7 月降雨量最大且降雨集中,在中层土层处产生了优先流,因此 7 月土壤含水率较高。对于 100 cm 深层土层,土壤含水率最高出现在 8 月,出现时间滞后于中层土层,6 月含水率最低,且显著低于其他月份。

表 3 土壤体积含水率特征

监测点	土层 深度/cm	土壤含水率/%					变异 系数/%
		6 月	7 月	8 月	9 月	平均	
S1	10	13.39±2.28Bc	17.47±1.51Ac	14.39±3.18Bc	16.72±2.56Ad	15.51±2.95c	19.01
	20	10.34±0.99Ce	12.38±0.73Be	11.64±1.50Bd	15.02±0.98Ae	12.20±1.90d	15.55
	30	12.30±1.98Dd	16.01±0.87Bd	14.84±2.60Cc	22.82±2.07Ab	16.11±4.02c	24.97
	40	17.94±2.89Cb	22.99±1.37Ab	19.75±3.22Bb	20.34±2.00Bc	20.40±3.09b	15.15
	60	17.27±0.68Cb	22.76±2.38Ab	20.87±3.43Bb	17.15±1.11Cd	19.91±3.32b	16.67
	100	26.90±0.19Da	28.84±2.88Ca	32.25±1.13Aa	30.66±1.35Ba	29.74±2.68a	9.01
S2	10	5.74±1.61Dc	8.42±1.52Cd	10.93±3.51Be	20.26±2.47Ab	10.78±5.52d	51.17
	20	6.83±1.77Db	10.57±2.06Cc	16.12±4.09Bc	20.87±2.44Ab	13.29±5.73c	43.12
	30	6.84±1.30Cb	10.88±2.10Ac	9.67±2.26Be	9.40±0.80Be	9.33±2.32e	24.82
	40	5.19±0.55Cc	10.37±3.22Bc	13.37±3.03Ad	10.92±0.89Bd	10.18±3.83de	37.57
	60	7.43±1.48Cb	20.95±6.97Ab	19.96±3.98Ab	14.51±0.38Bc	16.39±6.92b	42.23
	100	32.20±0.22Ca	34.04±2.08Ba	35.45±1.93Aa	33.86±1.34Ba	34.00±2.00a	5.88
S3	10	11.06±4.81Bbc	17.06±2.38Ab	16.04±3.58Ab	17.89±2.12Ab	15.56±4.19b	26.94
	20	6.98±2.05Cd	10.57±0.75Ae	9.71±1.40Be	10.10±0.75ABe	9.42±1.90e	20.19
	30	6.01±2.32Cd	12.04±1.96Bd	11.28±1.69Bd	14.64±1.43Ac	10.94±3.47d	31.69
	40	11.63±2.37Bb	17.32±1.21Ab	16.34±1.79Ab	17.25±1.18Ab	15.73±2.82b	17.93
	60	9.90±1.83Cc	14.02±1.04Ac	13.39±1.88ABc	12.58±1.83Bd	12.63±2.26c	17.89
	100	23.92±0.39Ca	27.10±2.73Ba	28.12±1.47Aa	26.34±1.08Ba	26.53±2.33a	8.78

注:表中数据为平均值±标准差;同列不同小写字母表示不同土层之间在 0.05 水平上存在显著差异;同行不同大写字母表示不同月份之间在 0.05 水平上存在显著差异。

2.2 土壤剖面含水率对次降雨的响应

降水是干旱半干旱区环境中唯一的水分来源,降水事件引起土壤水分含量的变化,且在不同量级的降雨事件下引起的土壤水分含量的变化不尽相同^[19]。土壤水分对降雨的响应不仅受降雨的影响,还受前期土壤含水率和土壤结构特征的影响。为了研究土壤水分对不同量级降雨的响应,选择降雨前后均无明显降雨的 4 场单场降雨,分别是小雨(6.4 mm)、中雨

(23 mm)、大雨(49 mm)和暴雨(112 mm),分析了降雨前土壤含水量、降雨后各层土壤含水量最大值和降雨后第 7 天土壤含水量的变化。由图 2 可以看出,6.4 mm 的降雨只对 10 cm 土层土壤水分产生影响,使 S1、S2 和 S3 监测点 10 cm 土层土壤含水量分别提高 14.94%、12.62%和 9.49%;23 mm 的降雨对 30 cm 以上土层土壤水分产生影响,使 S1、S2 和 S3 监测点 10 cm 土层土壤含水量提高 20.20%、20.76%和

22.52%, 20 cm 土层土壤含水量提高 12.26%, 14.14% 和 14.92%, 30 cm 土层土壤含水量提高 3.63%, 9.97% 和 11.06%; 49, 112 mm 的降雨均可影响 60 cm 以上土层土壤水分, 112 mm 降雨下土壤水分变化幅度更大。49 mm 降雨使 3 个监测点平均土壤含水量提高 31.12% (10 cm), 21.06% (20 cm), 11.75% (30 cm), 7.18% (40 cm), 11.60% (60 cm); 112 mm 降雨使 3 个监测点平均土壤含水量提高 34.12% (10 cm),

41.24% (20 cm), 49.18% (30 cm), 48.65% (40 cm), 37.58% (60 cm)。同时, 6.4, 23, 49 mm 降雨后第 7 天含水量均低于或约等于降雨前含水量, 而 112 mm 降雨后 3 个监测点第 7 天平均土壤含水量高于雨前 - 8.05% (10 cm), 24.38% (20 cm), 38.21% (30 cm), 39.02% (40 cm), 33.73% (60 cm)。由此可知, 随着降雨量的增加, 土壤水分影响的深度越大, 且越能长时间保持较高的土壤含水量。

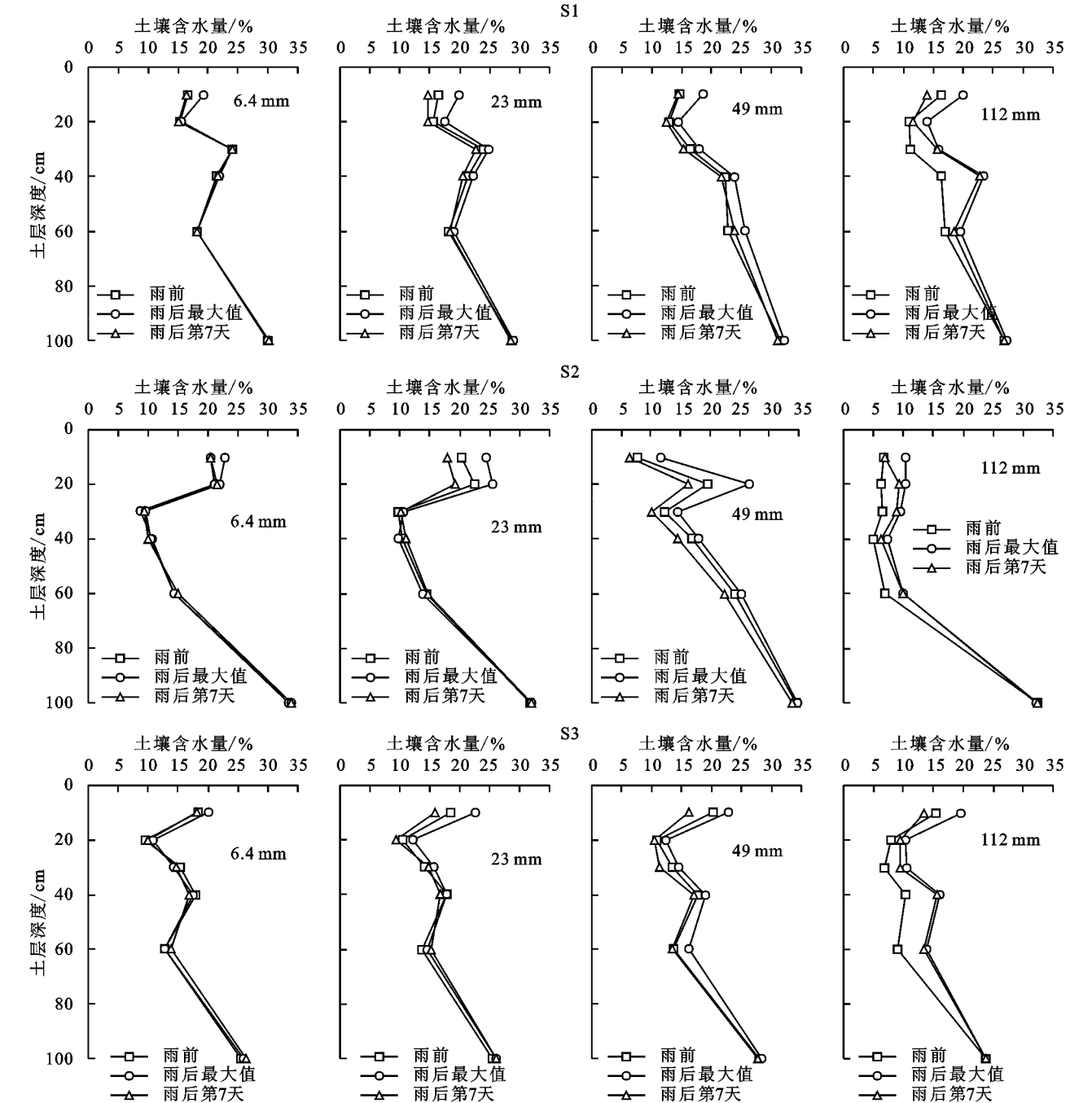


图 2 不同降雨量前后土壤含水量变化

2.3 土壤含水量的增量对降雨的响应

土壤水分增量是一个重要的参数,是指降雨前后土壤含水量的累计变化量,可以用来评估土壤含水量对降雨的响应^[20-21]。S1、S2 和 S3 监测点土壤水分增量的变

化趋势基本一致,因此本文以 S1 监测点为例。从图 3 可以看出, S1 监测点不同土层土壤水分增量对降水的响应存在较大差异,总体表现为随着土层深度的增加响应趋势减弱。当研究区降雨量 > 20 mm 时, 10, 20, 30 cm

含水量均有显著增加,且增幅逐层减弱;当日降雨量>20 mm且前期干旱天数≤1天时,40 cm 深度处的含水量才有变化。7月10日至8月10日60 cm 土层土壤水分增量变化较大,这是因为这段时间几乎每天都有降雨

发生,日均降雨量为 11.61 mm,日均前期干旱天数为 0.37天,土壤含水量高,可能在 60 cm 土岩分界处形成了壤中流,因此该土层土壤水分增量变化较大。整个雨季,100 cm 土层水分增量均无明显变化。

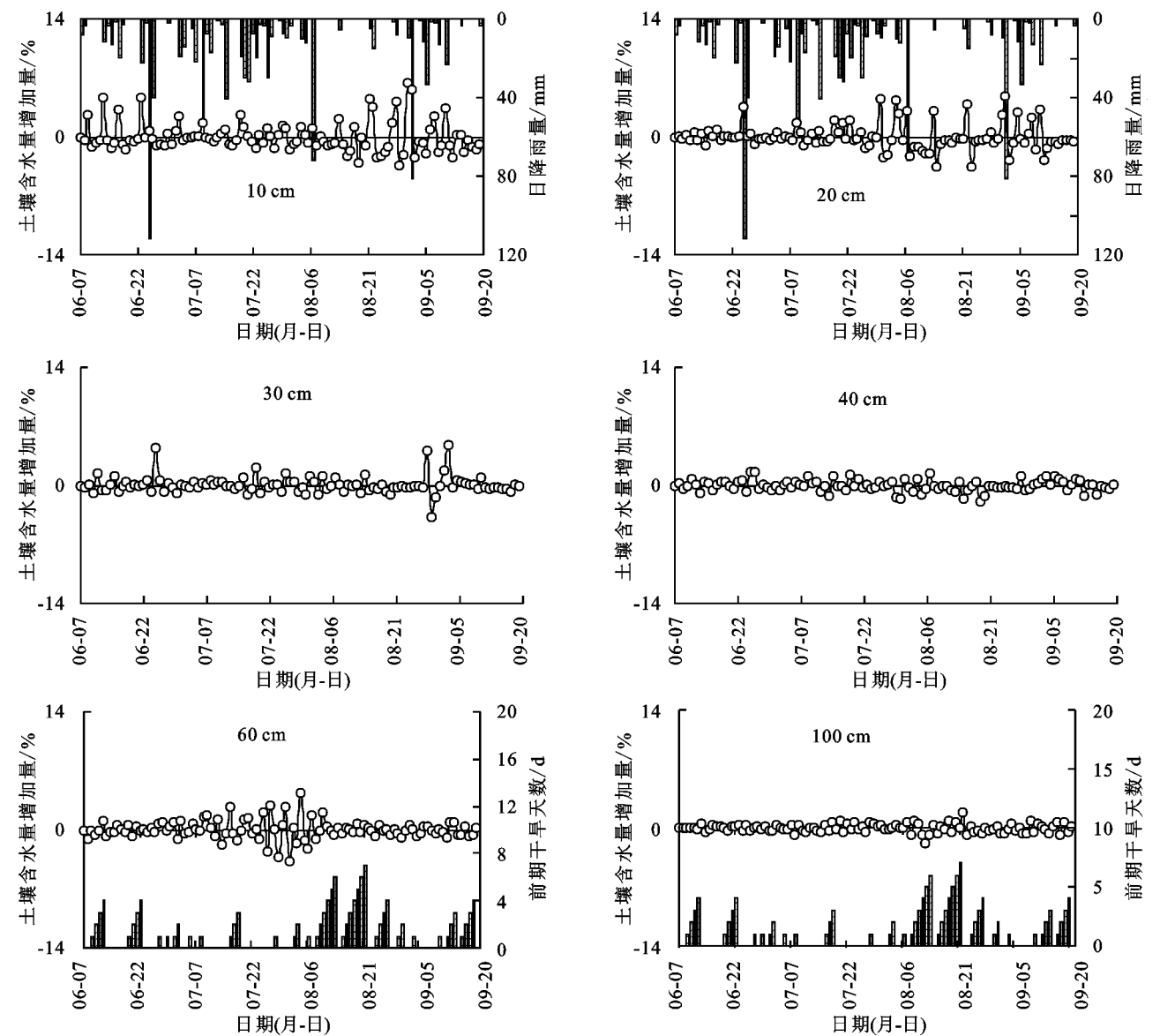


图3 不同土层日土壤含水量的增加量变化

表4为不同深度土层含水量的增加量与降雨特征值之间的 Pearson 相关系数,结果表明,S1、S2 和 S3 监测点 0—40 cm 土层土壤含水量增加量均与降雨量以及降雨历时在 0.01 水平上显著相关,其余土层没有显著相关性。其中,土壤含水量增加量与降雨量的相关系数 r 为 0.312~0.724,土壤含水量增加量与降雨历时的相关系数 r 为 0.260~0.646。S1、S2 和 S3 监测点 10 cm 土层土壤含水量增加量与前期干旱天数在 0.01 水平上显著负相关,相关系数分别为 -0.358, -0.298 和 -0.369。S1 监测点 20, 30, 40 cm 土层以及 S2 和 S3 监测点 20, 60 cm 土层土壤含水量增加量与前期干旱天数均在 0.05 水平上显著负相关。S1 监测点仅 30, 40 cm 土层土壤含水量增加

量与 3 天前期累积降雨量显著相关,相关系数分别为 0.239 和 0.411;而 S2 和 S3 监测点 30—60 cm 土层均与其显著相关,相关系数为 0.207~0.455。

2.4 土壤储水量动态对降雨的响应

土壤储水量是一个重要的参数,是降雨量、土壤蒸发和植物蒸腾变化三者共同作用的结果,可以用来评估土壤水分状况以及干旱造成的危害^[22]。由图 4a~图 4c 可知,3 个监测点 10, 20, 30, 40, 60, 100 cm 土层土壤储水量分别为 3.20~24.43, 3.96~26.73, 4.00~24.76, 4.60~24.43, 12.33~59.10, 92.93~168.80 mm, 平均土壤储水量分别为 13.94, 11.63, 12.13, 15.43, 32.61, 120.37 mm, 总体上紫色土超过 70% 的土壤水分存储在深层(60, 100 cm)土壤中, 60, 100 cm 土层土壤储水量分别占土壤总储水

量的15.82%和58.39%。由图4a~图4c可知,不同层次土壤储水量对降雨的响应不同,主要表现为雨季初期0—30 cm表层土壤储水量随降雨量的变化表现为骤升骤降的脉冲式变化,此时60—100 cm深层土壤储水量较为稳定,几乎没有波动,而雨季中后期深层土壤储水量波动幅度大于表层土壤,基本上在雨季中期8月达到

峰值,然后波动式下降。由图4d可知,整个雨季3个监测点的土壤总储水量之间虽然存在显著差异,表现为S1(222.99 mm) > S2(212.37 mm) > S3(183.04 mm),但3个监测点土壤总储水量变化均随降雨量变化呈现出一致的波动特征,总体表现为6,7月土壤总储水量逐渐升高,8月急剧下降,9月略有回升。

表4 不同土层土壤含水量增加量与降雨特征值的 Pearson 相关分析

监测点	降雨特征值	土壤含水量增加量					
		10 cm	20 cm	30 cm	40 cm	60 cm	100 cm
S1	降雨量	0.372**	0.374**	0.312**	0.461**	0.151	−0.008
	降雨历时	0.445**	0.458**	0.260**	0.358**	0.139	−0.027
	降雨强度	0.357**	0.187	0.265**	0.235*	0.112	−0.103
	前期干旱天数	−0.358**	−0.199*	−0.194*	−0.217*	−0.089	−0.157
	3天前期累积降雨量	0.066	0.119	0.239*	0.411**	0.161	0.050
S2	降雨量	0.387**	0.598**	0.368**	0.391**	0.187	0.040
	降雨历时	0.432**	0.646**	0.455**	0.299**	0.182	0.021
	降雨强度	0.341**	0.343**	0.106	0.021	0.120	0.180
	前期干旱天数	−0.298**	−0.293*	−0.151	−0.151	−0.194*	0.088
	3天前期累积降雨量	0.089	0.130	0.235*	0.207*	0.260**	−0.052
S3	降雨量	0.503**	0.500**	0.602**	0.724**	0.150	0.072
	降雨历时	0.549**	0.560**	0.559**	0.640**	0.174	−0.090
	降雨强度	0.377**	0.246*	0.282**	0.253**	0.133	0.008
	前期干旱天数	−0.369**	−0.243*	−0.183	−0.286**	−0.162*	0.019
	3天前期累积降雨量	0.068	0.186	0.308**	0.455**	0.212*	−0.001

注: * 表示显著性水平为 $p < 0.05$; ** 表示显著性水平为 $p < 0.01$ 。

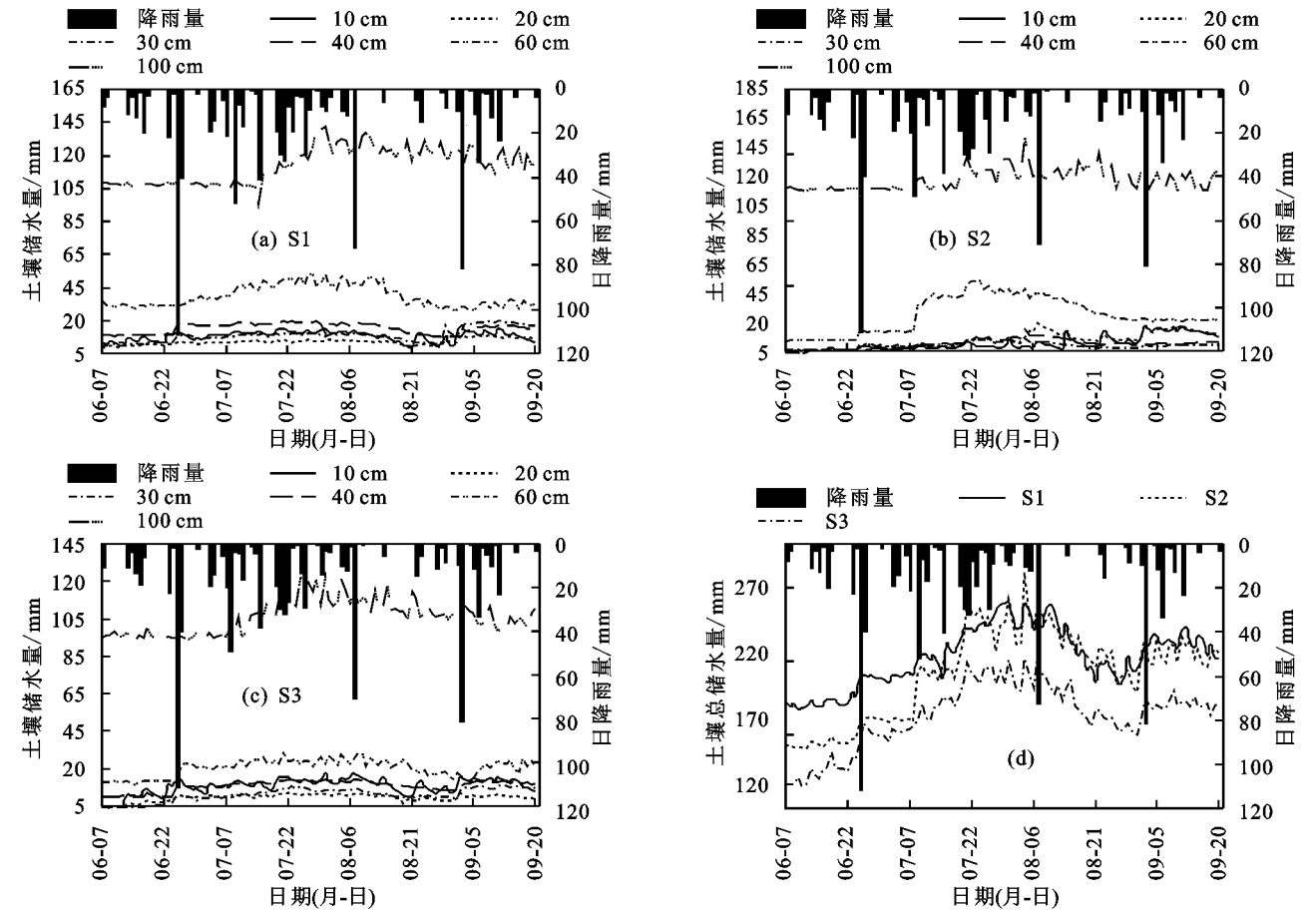


图4 紫色土剖面(0—100 cm)土壤储水量动态变化

3 讨论

3.1 季节性干旱区紫色土坡耕地土壤水分特征

土壤水分特征受海拔、气候、地形、土壤类型、土壤结构等众多因素的影响^[23],具有强烈的地域性差异。季节性干旱区紫色土坡耕地土壤含水量自上而下表现出先下降后增大的趋势,20 cm 土层土壤含水量最低,100 cm 土层土壤含水量最高,这与黄艳丽等^[24]和邱野等^[17]的研究结果一致,这主要受土壤蒸发和作物根系吸收水分的影响。本研究还与紫色土的土壤结构有关,3 个监测点 20—30 cm 土层可能存在犁底层,土壤容重均较高,为 1.49~1.51 g/cm³,对应土层的土壤孔隙度和饱和导水率均较低,分别为 43.0%~43.6%,0.24~0.32 mm/min,导致土壤透水性变差,土壤含水量低。土壤含水量变异系数随着土层深度的增加而减小,10 cm 处土壤水分变异系数最大,100 cm 处最小,这与吴巍等^[25]和王帅兵等^[26]的研究结果一致。

降雨的分布具有季节性特征,从而导致月土壤含水量也存在季节性特征。侯贵荣等^[27]研究了北京山区典型林地月平均土壤水分变化表明,栓皮栎林地和油松林地月平均土壤水分并没有随降雨量的变化而变化,在整个雨季表现为累加现象,呈上升趋势。与本文 0—20 cm 浅层土层的月土壤含水量变化趋势一致,3 个监测点 6,7,8,9 月土壤含水率均表现为 9 月>8 月≈7 月>6 月,土壤含水率在整个雨季表现为累加上升趋势,出现这种现象的原因可能与土壤水分的再分布有关^[28];同时地表枯落物可以有效减缓土壤蒸发,延长水分在土壤中存储时间。而对于 30—60 cm 土层,均表现为 7 月含水率显著高于其他月份,这可能是因为研究区 7 月降雨量最大且降雨集中,在中层土层处产生了优先流,因此 7 月土壤含水率较高。对于 100 cm 深层土层,土壤含水率最高出现在 8 月,出现时间滞后于中层土层,这可能是由于土壤水分输送的距离较长,从而导致土壤水分变化具有明显的滞后现象^[21]。

3.2 季节性干旱区紫色土坡耕地土壤水分对降雨的响应

降雨是金沙江下游紫色土坡耕地土壤水分的主要来源,降雨量大小是影响浅层土壤水分补给深度的决定因素^[9]。本研究表明,随着降雨量的增多,土壤水分补给深度逐渐加深。小雨(6.4 mm)只对 10 cm 土层土壤水分产生影响,平均提高 12.35%;中雨(23 mm)对 30 cm 以上土层土壤水分产生影响,10,20,30 cm 分别提高 21.16%,17.77%和 8.22%;大雨(49 mm)和暴雨(112 mm)均可影响 60 cm 以上土层土壤水分,49 mm 提高 7.18%~31.12%,112 mm 提高 34.12%~49.18%。不同区域的土壤水分对于降雨

的响应具有明显的差异性。Jia 等^[29]在北京鹫峰国家森林公园的研究结果表明,水分渗透到 20,40,60,80,100,120,160 cm 土层,分别需要 1,5,20,37,46,52,61 mm 的降水;刘冰等^[30]在黑河流域研究发现,≥5 mm 的降雨能影响 20 cm 以上的土壤水分,这主要是源于土壤水分蒸散作用的差别。金沙江下游季节性干旱区雨热同季,土壤水分蒸散作用较强,小雨条件下,补充到表层的降雨在降雨结束后很快被蒸发掉,土壤水分很难下渗到地表 10 cm 以下,因此小雨对土壤水分的补给作用较小。

不同深度的土壤水分对降雨的响应是个复杂的过程,降雨量、降雨历时、降雨强度、前期干旱时间,前期累计降雨量都会影响这一过程^[31]。总体上,紫色土坡耕地土壤含水量尤其是表层土壤含水量动态变化与降雨变化是一致的。本文研究发现,0—40 cm 土层土壤含水量增加量与降雨量和降雨历时在 0.01 水平上显著相关,而 40—100 cm 土层相关性不明显。10,20 cm 土层土壤含水量增加量与前期干旱天数在 0.05 水平上显著负相关,徐冉等^[22]研究表明,放牧区土壤含水量增加量随着干旱间隔持续时间的增加而减小,这是由于放牧区根系吸水和土壤持水能力较弱,降雨又使蒸散加剧,因此干旱时间越长,降雨消耗量比干旱时间短时更多。30,40 cm 土层土壤含水量增加量与 3 天前期累积降雨量呈显著相关。刘希林等^[15]对比研究 1,3,7 天前期累积降雨量与土体含水率之间的关系发现,7 天前期累积降雨量对土体含水率有显著影响。而本文发现,3 天前期累积降雨量与深层(40—60 cm)土壤含水量增加量之间的关系更加密切,这主要与研究区日照强、土壤水分蒸发强烈有关。

4 结论

(1)土壤含水量自上而下表现出先下降后增大的趋势,20 cm 土层土壤含水量最低,100 cm 土层土壤含水量最高。土壤含水量变异系数随着土层深度的增加而减小,10 cm 处土壤水分变异系数最大,100 cm 处最小。每月土壤含水量之间存在显著差异,对于 0—20 cm 浅层土层,3 个监测点 6,7,8,9 月土壤含水率均表现为 9 月>8 月≈7 月>6 月,土壤含水率在整个雨季表现为累加上升趋势。对于 30—60 cm 中层土层,基本表现为 7 月含水量最高,6 月含水量最低。对于 100 cm 深层土层,8 月含水率最高,6 月含水量最低。

(2)随着降雨量的增加,土壤水分补给深度逐渐加深。小雨只对 10 cm 土层土壤水分产生影响;中雨对 30 cm 以上土层土壤水分产生影响;大雨和暴雨均可影响 60 cm 以上土层土壤水分。

(3)0—40 cm 土层土壤含水量增加量与降雨量和降雨历时在 0.01 水平上显著相关;0—20 cm 土层

土壤含水量增加量与前期干旱天数在 0.05 水平上显著负相关;30,40 cm 土层土壤含水量增加量与 3 天前期累积降雨量显著相关。

(4)不同土层土壤储水量对降雨的响应规律不同,雨季初期 6 月 0—30 cm 表层土壤储水量变化最大,此时 60—100 cm 深层土壤储水量较为稳定,而雨季中后期 7—9 月深层土壤储水量变化幅度大于表层土壤,基本在 8 月达到峰值,且超过 70% 的土壤水分存储在深层土层中。

参考文献:

- [1] Yang L, Chen L D, Wei W, et al. Comparison of deep soil moisture in two re-vegetation watersheds in semi-arid regions [J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 513(1): 314-321.
- [2] 何其华,何永华,包维楷.干旱半干旱区山地土壤水分动态变化[J]. *山地学报*, 2003, 21(2): 149-156.
- [3] Leitinger G, Tasser E, Newesely C, et al. Seasonal dynamics of surface runoff in mountain grassland ecosystems differing in land use [J]. *Journal of Hydrology*, 2010, 385: 95-104.
- [4] Tayfur G, Zucco G, Brocca L, et al. Coupling soil moisture and precipitation observations for predicting hourly runoff at small catchment scale [J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 510: 363-371.
- [5] 孙媛,董晓华,郭梁锋,等.不同降雨条件下土壤水运动及再分布模拟研究[J]. *灌溉排水学报*, 2018, 37(增刊 2): 74-80.
- [6] 邓雄.农业非点源污染的研究进展、存在的问题及发展[J]. *中山大学学报(自然科学版)*, 2007(增刊 2): 244-247.
- [7] Van Verseveld W J, McDonnell J J, Lajtha K, et al. A mechanistic assessment of nutrient flushing at the catchment scale [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 358(3): 268-287.
- [8] 赵荣玮,张建军,李玉婷,等.晋西黄土区人工林地土壤水分特征及其对降雨的响应[J]. *水土保持学报*, 2016, 30(1): 178-183.
- [9] 李新乐,吴波,张建平,等.白刺沙包浅层土壤水分动态及其对不同降雨量的响应[J]. *生态学报*, 2019, 39(15): 5701-5708.
- [10] 王思砚,苏维词,范新瑞,等.喀斯特石漠化地区土壤含水量变化影响因素分析:以贵州省普定县为例[J]. *水土保持研究*, 2010, 17(3): 171-175, 180.
- [11] 张川,陈洪松,聂云鹏,等.喀斯特地区洼地剖面土壤含水率的动态变化规律[J]. *中国生态农业学报*, 2013, 21(10): 1225-1232.
- [12] 李馨欣,王小燕,蔡崇法,等.紫色土水分和壤中流对降雨强度的响应[J]. *水土保持学报*, 2017, 31(5): 25-31.
- [13] 肖德安,王世杰.土壤水研究进展与方向评述[J]. *生态环境学报*, 2009, 18(3): 1182-1188.
- [14] 中国科学院南京土壤研究所土壤物理研究室.土壤物理性质测定法[M].北京:科学出版社,1978.
- [15] 刘希林,张大林.崩岗土体剖面水分分布特征及变化规律:以广东五华县莲塘岗崩岗为例[J]. *热带地理*, 2015, 35(3): 291-297.
- [16] 白盛元.黄土土柱降雨特征与土壤水分入渗过程研究[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2015.
- [17] 邱野,王瑄.耕作模式对坡耕地土壤水分和大豆产量的影响[J]. *农业工程学报*, 2018, 34(22): 128-137.
- [18] 张瑜,黄明斌.黄土高原不同降雨年型乔、灌木蒸散特征与影响因素[J]. *水土保持通报*, 2013, 33(6): 207-212.
- [19] 王正安,邸利,王彦辉,等.六盘山半干旱区华北落叶松林土壤水分对降雨的响应[J]. *干旱区资源与环境*, 2018, 32(4): 144-151.
- [20] Ojha R, Morbidelli R, Saltalippi C, et al. Scaling of surface soil moisture over heterogeneous fields subjected to a single rainfall event [J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 516: 21-36.
- [21] He Z B, Zhao W Z, Liu H, et al. The response of soil moisture to rainfall event size in subalpine grassland and meadows in a semi-arid mountain range: A case study in northwestern China's Qilian Mountains [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 420/421: 183-190.
- [22] 徐冉,张圣微,朱仲元,等.放牧对典型草原区土壤水分及其对降雨响应规律的影响[J]. *中国草地学报*, 2019, 41(3): 59-66.
- [23] 吴汉,熊东红,张宝军,等.金沙江干热河谷冲沟发育区不同部位土壤水分的时空变化特征[J]. *西南农业学报*, 2018, 31(2): 284-392.
- [24] 黄艳丽,李占斌,苏辉,等.人工林对黄土高原小流域上下游不同坡面土壤水分的影响[J]. *农业工程学报*, 2018, 34(15): 108-116.
- [25] 吴巍,陈雨海,李全起,等.垄沟耕作条件下滴灌冬小麦田间土壤水分的动态变化[J]. *土壤学报*, 2006, 43(6): 1011-1017.
- [26] 王帅兵,王克勤,宋娅丽,等.不同时间尺度反坡台阶红壤坡耕地土壤水分动态变化规律[J]. *农业工程学报*, 2019, 35(8): 195-205.
- [27] 侯贵荣,余新晓,刘自强,等.不同降雨强度下北京山区典型林地土壤水分时空变化特征[J]. *水土保持学报*, 2017, 31(3): 209-215.
- [28] 鲍彪,毕华兴,云雷,等.晋西黄土区刺槐林地土壤水分对降雨的响应[J]. *北京林业大学学报*, 2012, 9(2): 84-89.
- [29] Jia J B, Yu X X, Li Y T. Response of forestland soil water content to heavy rainfall on Beijing Mountain, northern China [J]. *Journal of Forestry Research*, 2016, 27(3): 541-550.
- [30] 刘冰,赵文智,常学向,等.黑河流域荒漠区土壤水分对降水脉动响应[J]. *中国沙漠*, 2011, 31(3): 716-722.
- [31] Reynolds J F, Kemp P R, Ogle K, et al. Modifying the 'pulse-reserve' paradigm for deserts of North America: Precipitation pulses, soil water, and plant responses [J]. *Oecologia*, 2004, 141(2): 194-210.