

王海梅,侯琼,冯旭宇,等.自然降雨过程对典型草原土壤水分的影响研究[J].干旱气象,2016,34(6):1010-1015. [WANG Haimei, HOU Qiong, FENG Xuyu, et al. Effect of Different Magnitude Rainfall Process on Soil Moisture in Typical Grassland of Xilinhot of Inner Mongolia[J]. Journal of Arid Meteorology, 2016, 34(6):1010-1015], DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-06-1010

自然降雨过程对典型草原土壤水分的影响研究

——以锡林浩特为例

王海梅,侯琼,冯旭宇,云文丽

(内蒙古自治区生态与农业气象中心,内蒙古 呼和浩特 010051)

摘要:利用内蒙古锡林浩特气象站2013—2015年生长季自动土壤水分逐时观测数据及逐日降水量数据,分析北方典型草原降雨过程前后各层土壤水分的变化特征。结果表明,随着雨量的增加,各层土壤水分变化规律不同。0—10 cm、10—20 cm 土层土壤水分增量与降雨量之间存在二项式回归关系,要使这两层土壤水分稳定增加,至少分别需要约10.0 mm、17.0 mm 的降雨量;>25.5 mm 的降雨过程才能引起20—30 cm 土层土壤水分的稳定增加;29.0 mm 以上的降雨过程能使30—40 cm 土层的土壤水分稳定增加;极端降水过程(70.2 mm)能引起40 cm 以下土层土壤水分的稳定增加。对5.0 mm以上降水过程的统计分析表明,随着土层的加深,各层平均土壤水分增量呈减少趋势,60 cm 以下土层土壤水分受天然降水的影响较小。

关键词:自然降雨过程;土壤水分;典型草原

文章编号:1006-7639(2016)-06-1010-06 DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-06-1010

中图分类号:P426.68

文献标识码:A

引言

我国北方典型草原地处大陆性干旱、半干旱季风气候区,水是干旱、半干旱区植被生长最大的生态限制因子,对植被恢复和长期稳定发展有着重要影响。土壤水分是土壤—植物—大气连续体的一个关键因子,它又是水循环的一个主要环节。在干旱、半干旱地区,土壤水分是控制生物群落生物多样性和生态系统功能的重要因素,对气候变化较为敏感。

天然降水是北方草原土壤水分唯一补给来源,不同的降雨量级、土壤质地、基础土壤水分含量、植被状况等均影响天然降水的下渗过程,从而影响植被对降雨的有效利用。近年来,国外学者就土壤水分入渗等问题做了大量研究,Richards^[1]、Matsui^[2]等研究了土壤水分入渗与土壤含水量的关系,建立了土壤水分入渗速率与时间的数学表达式;国内也开展了大量的土壤初始状况对入渗的影响、降雨与坡面径流特征、降雨与入渗深度等相关研究^[3-9],但

针对北方草原区的相关研究较少。当前牧业气象业务服务提供雨情和土壤墒情监测,缺乏对降雨入渗深度、速度等的深入分析^[10-11],难以基于天气预报结论对未来土壤水分变化情况做出准确的预测服务。因此,本文利用锡林浩特自动观测站的土壤水分逐时数据及日降雨量数据,分析天然降水过程的渗透深度及其影响因素,探索不同量级降雨过程对土壤水分的影响规律,为深入理解典型草原干旱持续及缓解特征提供依据。

1 研究区概况、资料及方法

锡林郭勒盟是我国最典型的草原分布区,以高原、平原为主体,平均海拔在1 000 m 以上,属于中温带半干旱大陆性气候,春秋短暂,夏无酷暑,冬季漫长,四季分明。年平均气温1~2℃,年降水量150~400 mm,由东南向西北递减。由于地域广阔且东西跨度较大,自然地理条件的区域差异导致该盟由西到东跨越3个地带性植被类型(荒漠草原、

收稿日期:2016-05-23;改回日期:2016-06-22

基金项目:公益性行业(气象)科研重大专项(GYHY201506001-3)资助

作者简介:王海梅(1976-),女,博士,高级工程师,主要从事农业气象、生态气象科研工作。E-mail:wanghmuhe@126.com

通讯作者:侯琼,女,硕士,研究员,主要从事草原气象研究。E-mail:nmg-hq@qq.com

典型草原、草甸草原)以及 1 个隐域性沙地植被类型——沙地草原,见图 1。

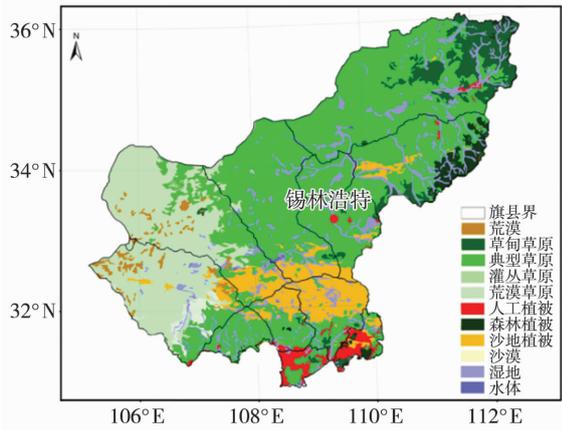


图 1 研究区地表土地覆盖类型及实验站点的位置

Fig. 1 The landcover types in study area and the location of experimental meteorological station

选取典型草原代表站锡林浩特气象站(116.07°E, 43.57°N, 海拔 1 030 m),利用该站 2013—2015 年 4—9 月(生长季)校准的自动土壤水分 8 层逐时观测数据及逐日降水量观测数据,采用滑动平均、相关分析等方法,分析不同量级降雨过程对土壤水分的影响规律^[12-14]。日降雨量的统计时段为前一天 20:00(北京时,下同)至当天 20:00,将连续出现 >0.1 mm 的连续降雨日视为一次降雨过程。以降雨过程开始前一天 20:00 土壤水分为基础,统计降雨过程结束当天、后 1 天(24 h 后)、后 2 天(48 h 后)、后 3 天(72 h 后)20:00 土壤水分的变化情况,探讨不同量级降雨过程结束后,土壤水分下渗对不同深度土层土壤的影响及其时间效应。土壤水分为体积含水率(单位:%)。

2 结果分析

2.1 不同量级降雨过程对各层土壤水分的影响

2.1.1 0—10 cm 土层

由表 1 及图 2a 可以看出,4 个时段内过程雨量与 0—10 cm 土层土壤水分增量之间均存在二项式回归关系,拟合方程均通过 F 检验($P < 0.01$),说明过程雨量的大小决定了 0—10 cm 土层土壤水分增量的多寡。然而,不同时段方程的拟合效果不同,降水过程结束后 24 h 方程的拟合效果最佳,决定系数 R^2 达 0.749,即该拟合模型能解释因变量 74.9% 的变化;随后,随着降雨过程结束时间的推移,模型拟合效果越来越差,到 72 h 后,拟合模型仅能解释因变量 52.8% 的变化(表 1)。从图 2a 可看出,当过程雨量 <10.0 mm 左右时,当天及 24 h 后的 0—10 cm 土层土壤水分增量基本为负,且随雨量增加波动变化,无稳定变化趋势,而后转为正值,且随雨量增加显著增大;而 48 h 和 72 h 后的土壤水分增量由负值转为正值的拐点在 15.0 mm 左右。此外,随着降雨过程结束时间的推移,土壤水分增量的波动整体逐渐增大。可见,0—10 cm 土层的土壤水分受蒸发、下渗过程等水分流失的影响较大,使得该层土壤水分增量随着降雨过程结束时间的推移存在显著不同的变化规律。

2.1.2 10—20 cm 土层

由图 2c 和表 1 可以看出,拟合方程均通过 F 检验($P < 0.01$)。4 个时期内过程雨量与 10—20 cm 土层土壤水分增量之间仍存在二项式回归关系,但与 0—10 cm 土层相比,方程拟合效果明显下降。表 1 显示,降雨过程结束后 24 h,过程雨量与 10—20 cm 土层土壤水分增量之间的二项式回归关系最

表 1 2013—2015 年锡林浩特站生长季不同时段 0—10 cm、10—20 cm 土层土壤水分增量随降雨量变化的拟合方程

Tab. 1 The fitting equations of soil moisture increment at 0 - 10 cm, 10 - 20 cm depths for different time periods of the growing season with precipitation change in Xilinhot station of Inner Mongolia during 2013 - 2015

土层	时段	回归方程	R^2	F	P
0—10 cm	当天	$Y = -0.004x^2 + 0.350x - 2.005$	0.541	44.167	0.01
	24 h	$Y = -0.004x^2 + 0.463x - 1.669$	0.749	111.880	0.01
	48 h	$Y = -0.004x^2 + 0.407x - 1.947$	0.679	79.225	0.01
	72 h	$Y = -0.004x^2 + 0.354x - 1.948$	0.528	41.984	0.01
10—20 cm	当天	$Y = 0.001x^2 + 0.152x - 0.778$	0.513	39.483	0.01
	24 h	$Y = -0.001x^2 + 0.192x - 0.979$	0.555	46.797	0.01
	48 h	$Y = -0.001x^2 + 0.198x - 1.236$	0.534	43.016	0.01
	72 h	$Y = -0.001x^2 + 0.185x - 1.327$	0.468	32.968	0.01

注:Y 代表土壤水分增量(%),x 代表过程雨量(mm),样本数为 80

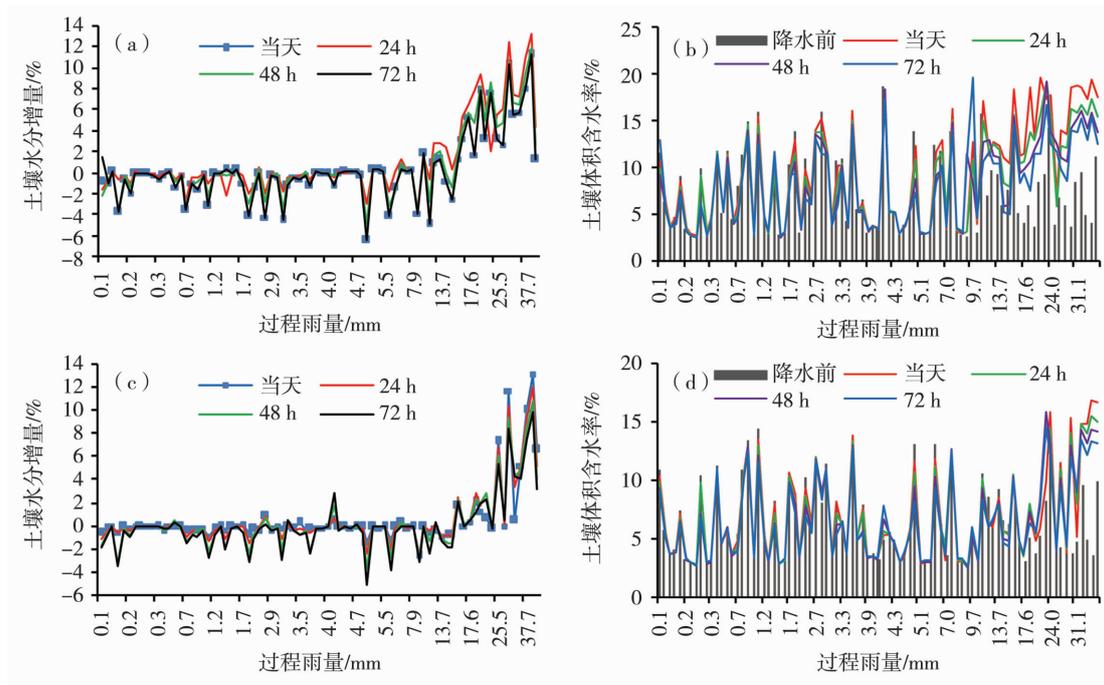


图2 2013—2015年锡林浩特站生长季0—10 cm(a,b)与10—20 cm(c,d)土层土壤水分增量(a,c)及土壤体积含水量(b,d)随降雨量的变化

Fig. 2 Changes of soil moisture increment (a, c) and soil volume water content (b, d) at 0—10 cm (a, b) and 10—20 cm (c, d) depths with precipitation change during the growing season in Xilinhot station of Inner Mongolia from 2013 to 2015

显著,决定系数 R^2 达 0.555,即拟合模型能解释因变量 55.5% 的变化,表明降雨过程对 10—20 cm 土层土壤水分的影响存在时滞效应,即降雨过程结束 24 h 后,土壤水分才充分下渗至 10—20 cm 土层,导致该层的土壤水分增加显著;降雨过程结束后 72 h 和结束当天的模型拟合效果均较差,其原因是降雨过程结束当天土壤水分没有完全下渗到该层,降雨过程结束 24 h 后该层土壤水分变化最大,至 48 h、72 h 后,随着土壤水分进一步下渗流失,10—20 cm 土层土壤水分损失明显。另外,对比图 2a 和图 2c 发现,2 个土层土壤水分增量由负转正的拐点位置大致相同,但显著增加的过程雨量不同,过程雨量浅层小于深层,分别在 17.0、25.0 mm 左右;随着土层加深,4 个时段土壤水分增量的差异减小。

综合图 2b 和图 2d 可以看出,与降雨前的基础土壤水分状况相比,随着降雨过程结束时间的推移,0—10 cm 和 10—20 cm 土层土壤水分含量总体呈下降趋势,即降雨过程结束当天土壤水分增加最明显,且前者的土壤水分增加量比后者显著。

2.1.3 20—30 cm 土层

由图 3 可知,与 0—10 cm、10—20 cm 土层相比,20—30 cm 土层土壤水分增量随过程雨量变化由负值转为正值的拐点更大,出现在 25.5 mm 附

近, <25.5 mm 的降雨过程对该层土壤水分影响不明显,土壤水分呈波动变化; >25.5 mm 的降水过程才能引起该层土壤水分的稳定增加,且随过程雨量的增加土壤水分增量呈显著增加趋势。

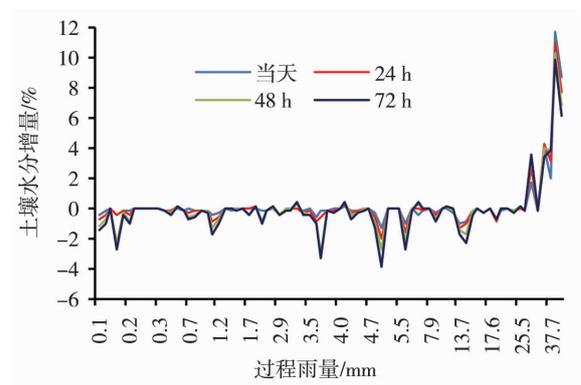


图3 2013—2015年锡林浩特站生长季20—30 cm 土层土壤水分随雨量的变化
Fig. 3 Changes of soil moisture increment at 20—30 cm depth with precipitation change during the growing season in Xilinhot station of Inner Mongolia from 2013 to 2015

2.1.4 30—40 cm 及以下土层

经统计,30—40 cm 土层仅受过程雨量 >29.0 mm 降雨的影响,29.0 mm 以下降水对该土层影响不显

著,但 29.0 mm 以上的降雨过程仅 4 次,无法用方程拟合。40—50 cm、50—60 cm、70—80 cm、90—100 cm 土层变化规律一致,仅 1 次极端降雨过程(70.2 mm)后土壤水分明显上升,其余降雨过程均未对以上层次的土壤水分产生稳定影响。

2.2 各层土壤水分稳定增加的临界雨量

利用气候上常用的 5 次滑动平均方法,先确定出第一个土壤水分增量大于 0,并在其后不再出现土壤水分增量低于 0 的连续 5 个降雨过程值,并在以上的 5 个雨量中,挑选出第一个大于土壤水分增量零值的降雨过程,作为各层土壤水分稳定增加时的临界过程雨量。该方法稳定性较好,为农业、气象部门普遍使用。表 2 给出 2013—2015 年锡林浩特站生长季各层土壤水分稳定增加的临界过程雨量。可看出,若要使 0—10 cm 土层在降雨过程结束当天、24 h、48 h、72 h 后土壤水分稳定增加,分别至少

需要 9.7 mm、9.9 mm、15.0 mm、15.0 mm 的过程雨量,总体看来,随着降雨过程结束时间的推移,该层土壤水分稳定增加所需雨量越大,其原因是 0—10 cm 土层与大气层及下层土壤间存在活跃的水分交换,下渗、蒸发等作用强烈影响该层的土壤水分含量,因此,若要该层土壤水分增加保持的时间越长,则所需过程雨量越大。10 cm 以上的同一土层 4 个时段的土壤水分稳定增加所需的临界过程雨量相同;在 10—40 cm 深度内,随着土层加深,同一时期土壤水分稳定增加所需的临界过程雨量逐渐增大。

常规的自然降水过程仅能影响 40 cm 以上土层,更深层的土壤仅受极端降水过程的影响。由表 2 可知,只有 1 次极端降水过程(70.2 mm)引起 40 cm 以下土层土壤水分的稳定增加。根据气象上降雨量级的规定,70.2 mm(24 h)已属于暴雨,在干旱半干旱典型草原区,暴雨极少发生。

表 2 2013—2015 年锡林浩特站生长季各层土壤水分稳定增加的临界过程雨量(单位:mm)

Tab.2 The threshold of total precipitation for soil moisture steady increase at different depths during the growing season in Xilinhot station of Inner Mongolia from 2013 to 2015 (Unit:mm)

时段	0—10 cm	10—20 cm	20—30 cm	30—40 cm	40—50 cm	50—60 cm	70—80 cm	90—100 cm
当天	9.7	16.7	25.0	29.0	70.2	70.2	70.2	70.2
24 h	9.9	16.7	25.0	29.0	70.2	70.2	70.2	70.2
48 h	15.0	16.7	25.0	29.0	70.2	70.2	70.2	70.2
72 h	15.0	16.7	25.0	29.0	70.2	70.2	70.2	70.2

2.3 不同降雨量级与土壤水分增量的关系

将降雨量级按区间划分,并与不同深度土层的土壤水分增量进行相关分析(表 3),可以看出,降雨过程结束当天,除 0—10 cm 土层外, < 10.0 mm 的降雨与其余各层土壤水分增量之间存在负相关关系,且 40—80 cm 范围负相关显著; > 10.0 mm 的降雨过程与 0—80 cm 土层土壤水分增量之间呈现极显著的正相关关系($P < 0.01$),且 40 cm 以上相关性随着深度增加而逐渐增大,而 40 cm 以下正相反,表明随着过程雨量的增加,0—80 cm 土层土壤水分呈现增加趋势。

降雨过程结束 24 h 后, > 10.0 mm 的降雨过程与 10—80 cm 土层土壤水分增量之间呈现极显著正相关关系($P < 0.01$),但与表层 0—10 cm 土壤水分正相关不显著,表明降雨过程结束 24 h 后,0—10 cm 表层土壤水分受下渗或蒸发影响,土壤水分损失严重。此外还发现,30 cm 及以上土层在 10.0 mm 以上降雨过程结束后 24 h 的相关系数较当天偏小,而

30 cm 以下土层 24 h 后的相关系数较当天偏大,说明随着降雨过程结束时间的推移,深层土壤水分受下渗作用的影响逐渐增大。

降雨过程结束当天,所有过程与 0—60 cm 土层土壤水分增量呈极显著正相关关系($P < 0.01$),但 70 cm 以下土层二者之间无显著相关关系;降雨过程结束 24 h 后,所有降雨过程与 0—80 cm 土层土壤水分增量呈极显著正相关关系($P < 0.01$),而与 90—100 cm 土层无显著相关关系。另外,60 cm 以上土层土壤水分增量与当天所有降雨过程的相关系数均高于 24 h 后的。

2.4 土壤湿度的垂直变化规律

为了分析土壤湿度的垂直变化规律,以降雨过程结束 24 h 后为例,分析不同层次土壤水分增量随降雨量级的变化规律(图 4),可以看出,0—80 cm 土壤各层的土壤水分均在降雨量级达到一定值后,表现出显著增加趋势,而 90—100 cm 土层极端降雨过程也不能影响其土壤水分;随着土层的加深,土壤

表3 2013—2015年锡林浩特站生长季降雨量级与土壤水分增量的相关关系
Tab.3 Correlation coefficients between rainfall and soil moisture increment during the growing season in Xilinhot station of Inner Mongolia from 2013 to 2015

时段	降雨量级	样本数	0—10 cm	10—20 cm	20—30 cm	30—40 cm	40—50 cm	50—60 cm	60—80 cm	70—90 cm	80—100 cm
当天	<10.0 mm	74	0.141	-0.218	-0.014	-0.104	-0.345**	-0.322**	-0.262*	-0.128	
	>10.0 mm	23	0.446*	0.665**	0.764**	0.817**	0.767**	0.710**	0.541**	0.205	
24 h	<10.0 mm	74	0.063	0.021	-0.003	-0.017	-0.235*	-0.295*	-0.188	0.111	
	>10.0 mm	23	0.411	0.623**	0.762**	0.818**	0.777**	0.710**	0.702**	0.206	
当天	所有降水过程	97	0.789**	0.686**	0.577**	0.583**	0.515**	0.521**	0.169	-0.06	
24 h	所有降水过程	97	0.718**	0.667**	0.564**	0.581**	0.502**	0.507**	0.372**	-0.049	

注：* 和 ** 分别通过0.05 和 0.01 的显著性检验

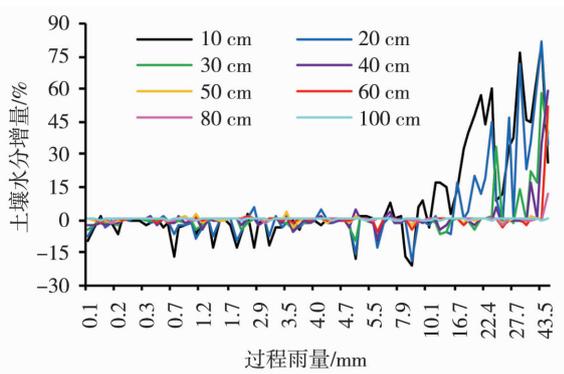


图4 2013—2015年锡林浩特站生长季降雨过程结束24 h后土壤水分的垂直变化规律
Fig.4 The vertical variation of soil moisture increment for 24 hours after the end of the rainfall process during the growing season in Xilinhot station of Inner Mongolia from 2013 to 2015

水分增量整体呈现降低趋势,其中0—10 cm 土层土壤水分增加最为明显,40—80 cm 土层土壤水分仅受几次极端降雨过程影响而稳定增加。可见,一般自然降雨过程(小雨、中雨、大雨)对0—50 cm 土层的土壤水分含量影响比较显著,更深层的土壤含水量变化甚微。通过对5.0 mm 以上降雨过程的统计发现,0—10 cm、10—20 cm、20—30 cm、30—40 cm 土层平均土壤水分增量最大,分别为2.9%、1.4%、0.8%、0.5%;40—50 cm 和50—60 cm 土层平均土壤水分增量相当,约为0.1%,而70—80 cm、90—100 cm 土层平均土壤水分增量为0%,表明60 cm 以下土层土壤水分受天然降水的影响较小。

2.5 初始土壤体积含水率对降雨过后土壤水分增量的影响

为了探讨初始土壤体积含水率对降雨过后土壤水分增量的影响,以0—10 cm 土层为例,将降雨过程开始前一天20:00 的土壤水分含量为初始值,对

比降雨过程结束24 h 后土壤水分含量的变化情况(单位降雨量引起的土壤水分增量的变化)。图5 给出锡林浩特站0—10 cm 土层初始土壤体积含水率对5.0 mm 以上降雨过后24 h 土壤水分增量的影响。可以看出,初始土壤含水率与单位降雨量引起的土壤水分增量之间存在二项式回归关系,拟合方程为:

$$y = -0.005x^2 + 0.078x - 0.040$$

(P < 0.01, F = 5.472) (1)

初始土壤体积含水率在5% ~ 10% 之间时,单位降雨量引起的土壤水分增量最大,平均每毫米降水能导致土壤体积含水率增加0.26%;初始土壤体积含水率 < 5% 和介于10% ~ 15%,都不利于土壤对降雨的吸收,单位降雨量引起的土壤水分增量分别为0.18% 和 0.09%;土壤初始含水率 > 15% 时,土壤体积含水量接近饱和状态,降雨量已不能引起土壤水分增加;而过于干燥的土壤,天然降水落到土壤表层后,由于蒸发、植被蒸腾等作用,水分散失比较严重,也不利用土壤水分含量的增加。

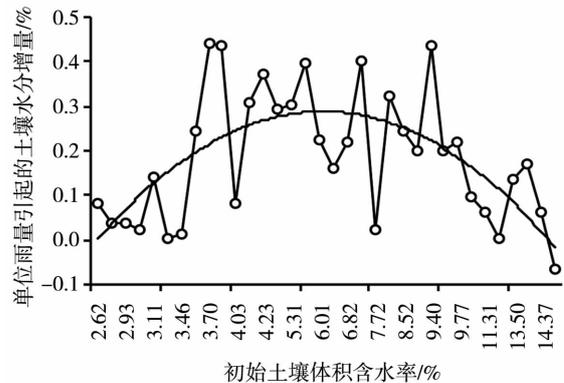


图5 2013—2015年锡林浩特站生长季0—10 cm 土层初始土壤体积含水率对土壤水分增量的影响
Fig.5 The effect of initial soil volume water content on soil moisture increment at 0-10 cm depth during the growing season in Xilinhot station of Inner Mongolia from 2013 to 2015

3 结论与讨论

(1)要使0—10 cm、10—20 cm、20—30 cm、30—40 cm 土层土壤水分稳定增加,分别至少需要约10.0 mm、17.0 mm、25.5 mm、29.0 mm 的降雨量。

(2)0—10 cm 和 10—20 cm 2 个土层土壤水分增量与过程雨量之间均存在二项式回归关系;20—30 cm 及其以下土层,在达到各层所需临界雨量之前,各层土壤水分随降雨量增加呈波动变化,无明显规律,之后,各层土壤水分稳定增加。

(3)随着土层加深,相同降雨过程引起各层土壤水分增量呈降低趋势,0—10 cm 土层土壤水分增加最为明显,40—80 cm 土层的土壤水分仅受几次极端降雨过程的影响而稳定增加。

以上分析结果将应用于内蒙古牧业气象服务中,结合未来天气预报的降雨过程雨量及落区,推算不同量级降雨落区的土壤水分变化,预测未来土壤墒情变化情况,从而提供更加准确的牧业气象服务。干旱是内蒙古牧区发生最频繁的气象灾害,研究结果的应用可为解决典型草原区干旱持续或缓解提供重要的理论依据。

所选的锡林浩特气象站,经校验的土壤水分数据时段为2013—2015年,由于地处干旱半干旱气候区,平均每年生长季的降雨量约270.0 mm,降雨过程共82次,其中 ≥ 20.0 mm 降雨过程14次,占总数的17.07%, ≥ 30.0 mm 降雨过程5次,占总数的6.10%, ≥ 40.0 mm 降雨过程仅1次,占总数的1.22%,因此,能下渗至40 cm 及以下土层的降雨过程数量有限,统计模型及相关结论因数量限制而精度有限,在以后的研究中,通过选取更多典型草原气象站点的对

比分析,辅助野外人工降雨模拟试验等,详细阐述各量级降雨过程对土壤水分影响,对本次结果加以验证和修订。

参考文献

- [1] Richards L A. Capillary conduction of liquid in porous mediums [J]. Journal of Applied Physics, 1931,1(5):318-333.
- [2] Matsui T, Omasa K, Horie T. The difference in sterility due to high temperatures during the flowering period among japonica rice varieties [J]. Plant Production Science, 2001,4(2):90-93.
- [3] 李琪,苏欢,吴东丽,等. 降雨对郑州市土壤水分下渗的影响 [J]. 节水灌溉,2015(8):58-62.
- [4] 王新平,康尔泗,李新荣,等. 荒漠地区土壤初始状况对水平入渗的影响 [J]. 地球科学进展,2003,18(4):592-596.
- [5] 陈洪松,邵明安,张兴昌,等. 野外模拟降水条件下坡面降水入渗、产流试验研究 [J]. 水土保持学报,2005,19(2):5-8.
- [6] 易翔,曾新民,王宁,等. WRF 模式中土壤湿度对位势高度模拟影响的敏感性分析 [J]. 干旱气象,2016,34(1):113-124.
- [7] 冶林茂,薛昌颖,杨海鹰,等. 过程降雨入渗土壤深度的推算方法 [J]. 中国农业气象,2010,31(S1):66-69.
- [8] 王文玉,张强,阳伏林. 半干旱榆中地区最小有效降水量及降水转化率的研究 [J]. 气象学报,2013,71(5):952-961.
- [9] 张强,胡隐樵. 降水强迫对戈壁局地气候系统水、热输送的影响 [J]. 气象学报,1997,21(4):492-498.
- [10] 方文松,刘荣花,朱自玺,等. 农田降水渗透深度的影响因素 [J]. 干旱地区农业研究,2011,29(4):185-207.
- [11] 杨秋珍,李军,徐明. 农田典型土壤降水入渗特征研究 [J]. 高原气象,2008,27(增):175-182.
- [12] 杜军,胡军,索朗欧珠. 青藏高原农业界限温度的变化特征 [J]. 地理学报,2005,60(2):289-298.
- [13] 郭瑞鸽,刘寿东,杜筱玲. 江西气温稳定通过10℃初日变化及其对双季早稻物候期的影响 [J]. 中国农业气象,2011,32(1):12-16.
- [14] 郭建平. 气候变化对中国农业生产的影响研究进展 [J]. 应用气象学报,2015,26(1):1-11.

Effect of Different Magnitude Rainfall Process on Soil Moisture in Typical Grassland of Xilinhot of Inner Mongolia

WANG Haimei, HOU Qiong, FENG Xuyu, YUN Wenli

(Ecological and Agricultural Meteorological Center of Inner Mongolia, Huhhot 010051, China)

Abstract: In order to investigate the effects of different intensity rainfall process on soil moisture in typical steppe of Northern China, based on the hourly soil moisture automatic observation data and daily precipitation data in Xilinhot weather station of Inner Mongolia from 2013 to 2015, the variation characteristics of soil moisture before and after the rainfall process were analyzed. The results showed that the variation characteristics of each layer soil moisture at different stages after the rainfall process ended were different with the increase of precipitation. There was binomial regression relationship between soil moisture increment and precipitation at 0-10 cm and 10-20 cm depth soil layers. The precipitations were at least 10.0 mm, 17.0 mm, 25.5 mm and 29.0 mm to cause the stable increase of soil moisture at 0-10 cm, 10-20 cm, 20-30 cm and 30-40 cm depth soil layers, respectively, while the extreme precipitation could cause the stable increase of soil moisture below 40 cm depth soil layer, which indicated that the precipitation causing the stable rising of soil moisture increased gradually with the increase of soil depth. Moreover, the average soil moisture increment gradually decreased with the increase of soil depth during the rainfall process with precipitation more than 5.0 mm, and that was almost closed to 0% at 70-80 cm and 90-100 cm depth soil layers, which indicated that the effect of natural rainfall on the soil moisture below 60 cm depth was less.

Key words: natural rainfall process; soil moisture; typical steppe