

# 半干旱榆中地区最小有效降水量及降水转化率的研究<sup>\* 1</sup>

王文玉<sup>1,2</sup> 张强<sup>1,2,3</sup> 阳伏林<sup>2,3</sup>

WANG Wenyu<sup>1,2</sup> ZHANG Qiang<sup>1,2,3</sup> YANG Fulin<sup>2,3</sup>

1. 兰州大学大气科学学院,兰州,730000
2. 中国气象局兰州干旱气象研究所,甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室,中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室,兰州,730020
3. 甘肃省气象局,兰州,730020

1. *College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China*
2. *Institute of Arid Meteorology, CMA; Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province; Key Open Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of CMA, Lanzhou 730020, China*
3. *Gansu Provincial Meteorological Bureau, Lanzhou 730020, China*

2013-01-23 收稿,2013-06-09 改回.

王文玉,张强,阳伏林. 2013. 半干旱榆中地区最小有效降水量及降水转化率的研究. 气象学报, 71(5): 952-961

Wang Wenyu, Zhang Qiang, Yang Fulin. 2013. Study of the minimum available precipitation and the precipitation conversion rate in the semi-arid Yuzhong region. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(5): 952-961

**Abstract** Available precipitation is a very important concept for the complement of soil moisture and crop growth. Generally rainfall greater than 5 mm is considered as available precipitation. There are many factors influencing available precipitation. In different regions and weather conditions, the minimum available precipitation will be different. From the point of view of soil moisture change and according to the definition of available precipitation, a preliminary study of the minimum available precipitation in Yuzhong was made, with the data measured during June 2006 to March 2011 provided by the Semi-Arid Climate Observatory and Laboratory. By analyzing the minimum available precipitation of different soil depths in the different seasons, under different temperature and vegetation conditions, we found that the minimum available precipitation of 5 cm, 10 cm, 20 cm soil layers are 4 mm, 5 mm, 8 mm. As for the seasonal distribution, the minimum available precipitations in summer are the highest of all soil layers. In spring and autumn the values are closer to each other. In the warmer year the minimum available precipitation is higher than that of the low temperature year; in the growing season it is higher than the value of the non-growing season. With the increase of the amount of precipitation, soil moisture increment exponentially increases when precipitation is larger than the minimum available precipitation and of small magnitude. Then precipitation conversion is higher. And when precipitation reaches a certain level, at which the rainfall intensity is larger than the soil infiltration rate, the water loses in the form of runoff, the rate of the soil moisture increment reduces, and the conversion rate of the precipitation tends to a constant value. The conversion rate of precipitation in 0–20 cm soil layer reaches 70%.

**Key words** Minimum available precipitation on land surface, Soil moisture, Precipitation conversion rate

**摘 要** 有效降水对于土壤水分的补充和农作物的生长来说是一个很重要的概念。通常认为大于 5 mm 的降水即为有效降

\* 资助课题:国家自然科学基金重点项目“黄土高原陆面过程观测与试验研究”(40830957)、国家公益性行业(气象)科研专项“西北地区旱作农业对气候变暖的响应特征及其预警和应对技术研究”(GYHY200806021)、中国气象局兰州干旱气象研究所科研项目(KYS2012BSKY01)。

作者简介:王文玉,主要从事陆面过程等研究。E-mail:wangwylzu@163.com

水。但是有效降水的影响因素很多,在不同的地理环境和气候背景条件下,最小有效降水量也会有所不同。利用2006年6月—2011年3月兰州大学半干旱气候与环境观测站资料,从土壤湿度变化的角度出发,根据有效降水的定义,对甘肃榆中地区的最小有效降水量做了初步研究。通过分析该地区不同季节、温度和植被条件下不同土壤深度最小有效降水量,发现5、10、20 cm土壤层的最小有效降水量分别为4、5、8 mm。季节分布上,各层土壤最小有效降水量均为夏季最高,春季和秋季值较为接近。高温年的最小有效降水量高于低温年的值,生长季高于非生长季。在降水超过最小有效降水量并且量级较小时,随着降水量的增大,土壤湿度增量呈指数形式增大,这时降水的转化率也较高;而当降水达到一定量级时,超过了土壤的入渗率,水分以径流的形式损失,土壤湿度增量的变化率减小,降水的转化率也趋于一定值。0—20 cm土壤层降水转化率达到70%。

**关键词** 陆面最小有效降水量,土壤湿度,降水转化率

**中图法分类号** P426 P463.23

## 1 引言

土壤湿度是最主要也是最活跃的陆面过程特征量之一,它通过改变地表的热容量、反照率和向大气输送的感热、潜热等而影响气候变化(马柱国等,1999,2001;王磊等,2008)。气候对陆面过程的影响主要通过降水变化对土壤湿度的改变来实现,降水与土壤湿度的关系作为气候变化研究中的一个重要物理量而备受关注。同时,土壤水分也是植物生长的关键,特别是在干旱半干旱区,水分成为山地植物生长的主要限制因子(何其华等,2003;陈少勇等,2012;秦红灵等,2006;李和平等,2008)。因此,在这些地区开展土壤水分动态变化的研究是十分必要的。

小量级的频繁降水只能湿润地表,对深层土壤蓄水、改善土壤墒情和农作物生长没有明显作用,只有当降水转化为根系层土壤水分后,才能成为有效降水。有效降水(顾均禧,1994)指自然降水中补充到植物根系分布层的部分。很多有关有效降水的研究主要针对其生态效应而言,而实际上有效降水的本质是:首先降水渗入土壤,然后通过土壤水分间接被植被利用或对其他生态环节产生影响。因此,从土壤水分变化的角度去研究有效降水能更好地理解这一概念。对土壤水分而言,最小有效降水量是指一次降水过程中能使土壤相对湿度稳定增加的最小降水量。关于最小有效降水的大小,一般认为5 mm以上的降水大都是有效降水,而在农业上将日降水量超过10 mm的降水称为有效降水(苑文华等,2010)。这种方法能简便地计算出某一时期内理论上总的有效降水量,据此进行土壤湿度动态变化的研究,同时在判断、评价不同等级的降水量对提高土壤墒情、解除旱情的作用时,可靠性和实用性更高

(罗振堂等,2009;李凤霞等,2005)。但这种一概而论的阈值也存在一些问题。首先有效降水的大小受降水特征、土壤特性、植被生长状况等因素的影响,不同时间、不同地区的最小有效降水是不同的(霍竹等,2005);其次由于不同植被的耕种或根系吸收水分的土壤层深度不同,即使降水量一样,对不同深度土壤层的水分补给效果也是不同的。因此,从土壤湿度变化的角度研究不同时期不同土壤层深度最小有效降水量的大小是很有意义的。

目前关于有效降水的研究主要集中在总的有效降水量(杨燕山等,2004;徐凤琴,2009;吉中礼,1985;刘战东等,2007),从土壤湿度变化的角度出发,针对最小有效降水的研究较少。也有不少学者从降水下渗的角度进行研究,杨新民(2001)认为小于10 mm的降雨从地表迅速蒸发,故对于土壤水分补充来讲是无效降水。原鹏飞等(2008)认为0—5 mm的降雨不能被沙区植被所利用,5—10 mm降雨虽属有效水,但只能被一些浅根性草本植物所利用;当降雨量大于10 mm时,才能在沙地近地表水分循环中起到非常重要的作用。魏雅芬等(2008)通过比较降水量和蒸发耗散以及实地观测,发现5 mm以上的降水可使表层土壤达到饱和后继续下渗,有效补充根层水分。刘冰等(2011)研究黑河流域荒漠区土壤水分对降水的响应后发现,小于5 mm降水对浅根植物生存有重要意义,而大于5 mm降水能有效补充根层水分。但是这些研究或是资料时间较短,或是通过人工控制实验而非自然降水条件下得出的结论,对于不同深度土壤层最小有效降水量也没有加以区分,缺乏更深入的讨论。本研究利用5年的土壤湿度及降水资料,分别计算由过程降水引起的土壤含水量变化,从而确定半干旱气候地区不同深度土壤层以及不同时间的最小有效降水

量,为以后进一步研究提供参考。

## 2 材料与方 法

### 2.1 研究区域概况

兰州大学半干旱气候与环境观测站位于兰州大学榆中校区海拔 1961 m 的翠英山顶,地理位置为 (35.946°N, 104.137°E),是“黄土高原陆面过程试验研究(LOPEX)”项目(张强等,2008,2009)的代表性观测点之一,已被批准加入国际协同强化观测计划(CEOP),并作为参加此项计划的全球协同加强观测站之一。观测场占地约 8 hm<sup>2</sup>,下垫面属于典型的黄土高原地貌,土壤以黄壤为主,塬面梁峁基本为原生植被,植被主要为低矮草地植被,生长圆蕨叶草、艾蒿、碱蓬等植被群落。年平均气温 6.7℃,7 月平均气温 19℃,年平均降水量 381.8 mm,相对湿度 63%。山顶的环境基本属于自然状态,受人类活动的影响较小,观测站的气候状况可代表甘肃榆中地区方圆几百千米黄土高原半干旱区平均的气候状况。

### 2.2 数据资料来源

本研究土壤湿度(体积含水量)观测共分为 5 层,采用时域反射(TDR)的土壤水分仪(CS616-L,美国 Campbell 公司),根据时域反射方法间接测量土壤体积含水量,探头埋深分别为 5、10、20、40 和 80 cm,分辨率为 0.1%,精度为 ±2.5%,其主要技术指标见 Huang 等(2008)文章。利用数据采集器(CR23X,美国 Campbell 公司)对要素进行原始数据采样,频率为 2 Hz,每隔 30 min 计算平均值存储。资料时段为 2006 年 5 月至 2011 年 3 月,其中,2006 年 6 月 6—23 日资料缺失。同时获取 2006 年 1 月—2011 年 12 月的降水和气温资料,包括日降水量、逐时降水量、日最高最低气温、日平均气温。

### 2.3 资料处理及方法

根据张强(2002)的研究,土壤湿度存在水分“呼吸”现象,即白天土壤损失水分、夜间获得水分而表现出以日为单位的周期性变化。从榆中观测站典型晴天(2006 年 7 月 16 日)土壤湿度的日变化曲线(图 1)可见,5、10、20 cm 层土壤水分的日循环变化明显,土壤湿度存在峰值、谷值变化,越往深层日循环越不明显。

出现这种现象的原因主要是因为在没有降水的晴天,浅层土壤的水分由于上边界大气水分的凝结、吸收和蒸发产生周期性变化,而深层土壤湿度由于

没有水分来源而基本保持不变。这种变化表明非降水性陆面水分对土壤水分变化趋势影响的重要性,已有学者对此进行相关研究(张强等,2010a,2010b)。当有降水发生时,土壤湿度则会产生响应,迅速增大,至雨后由于蒸发耗散或下渗逐渐恢复。而榆中观测站山顶的环境为自然状态,无人为灌溉的情况,土壤水分的直接来源为自然降水。为了排除这种土壤湿度本身的水分“呼吸”的影响,得到最小有效降水量,根据逐时降水资料判断每一次降水的起始和结束时间,当降水结束后,当日(结束时间在前期土壤湿度日峰值前)或次日(结束时间在前期土壤湿度日峰值后)的土壤湿度峰值减去降水起始当日(起始时间在前期土壤湿度日峰值后)或前一日(在前期土壤湿度日峰值前)的土壤湿度峰值,通过每次降水前后不同深度层土壤湿度日峰值的差值变化,反映一次降水过程中渗入土壤的水分。当某一量级降水发生后土壤湿度日峰值增加量的统计平均值大于无降水时土壤水分“呼吸”日峰值差值波动的平均值时,说明此时土壤湿度的变化不仅仅是由于土壤湿度的“呼吸”效应,更是因为降水渗透到了该层土壤,该量级的降水可认为是该土壤层有效降水的阈值。

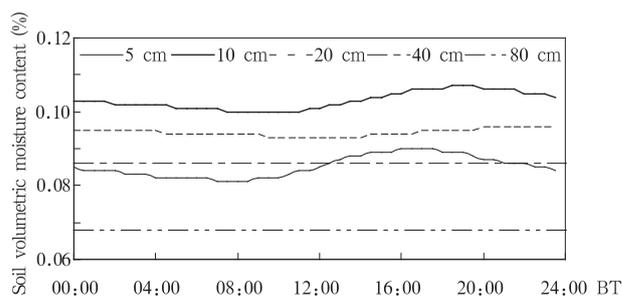


图 1 2006 年 7 月 16 日榆中站典型晴天各层土壤湿度的日变化

Fig. 1 Diurnal variation of the soil moisture in each layer in a clear sky (on 16 July 2006) from the Yuzhong station

在确定最小有效降水量的同时,进一步探讨过程降水量与土壤湿度增量的关系。二者的关系可用下列函数表示

$$\Delta W_v = a(x - b)^c \quad (1)$$

式中, $\Delta W_v$  表示降水引起的土壤体积含水量增量(%), $x$  表示过程降水量(mm), $b$  表示最小有效降水量(mm), $(x - b)$  表示超出最小有效降水量的降水量(mm),即理论上的有效降水量。通过数学换算及求导

$$\frac{d(\Delta W_v)}{d(x-b)} = \frac{ac e^{\ln(x-b)}}{x-b} \quad (2)$$

该式反映了有效降水量转化为土壤水分的比例,因此, $a$ 、 $c$  值也就间接反映了有效降水的转化率。在拟合曲线时,将小于最小有效降水量的降水视作对一定深度的土壤湿度不产生影响,即土壤湿度增量为 0。

在一次降水过程中,土壤湿度的变化可以分为增大、恢复、近平衡态 3 个阶段。王胜等(2004)研究指出,在降水发生后的 2—4 天为恢复阶段,土壤湿度迅速减小。当降水量比较大时,降水发生后的几天内辐射增强,温度升高,土壤蒸发量较大,在这个恢复期内即使发生小降水事件,仍可能出现小量级降水不足以抵消较大的蒸散耗水量导致土壤湿度较降水前持续下降的情况(魏亚芬等,2008),土壤湿度日峰值差值仍可能出现负值。通过对榆中站资料的观察,该地区的确存在这种现象。为了消除这种影响,在对资料进行处理时,对大降水事件发生后一周内的小降水事件剔除,不作考察。

对于有效降水量阈值来说,降水的量级都较小,时间尺度较短,可认为没有产生地表径流,降水除蒸发和截留的部分都渗入土壤,因此,对于最小有效降水量主要考虑过程降水的量级。本研究通过上面介绍的方法统计得到 5、10、20 cm 层土壤最小有效降水量,同时分析最小有效降水量的季节变化以及温度和植被生长对其的影响,得到不同降水量所能引起的土壤湿度变化的函数关系,计算降水转化为土壤水分的比例。

另外,榆中观测站的植被为低矮草地,根系较浅,而张婕等(2012)对榆中观测站土壤湿度变化的研究也指出该地区 5—40 cm 的土壤湿度季节变化较为明显。同时在农业中 0—20 cm 土壤层是较为重要的耕作层(刘可群等,2009),并且,土壤表层(0—20 cm)水分直接来源于自然降水,其他层土壤水分是降水通过该层逐步渗透而获得。综合以上因素,本文目前只对 5、10、20 cm 层土壤最小有效降水量进行研究。

### 3 结果与分析

#### 3.1 各土壤层最小有效降水量的比较

通过分析资料发现无降水时,5 和 10 cm 层土

壤体积含水量日峰值增量的变化范围为 0.1%—0.8%,平均值分别为 0.25% 和 0.22%,20 cm 土壤层体积含水量日峰值增量平均值为 0.13%。降水发生后,若土壤湿度日峰值增量大于无降水时期的统计平均值,则将该量级降水视为最小有效降水量。5 cm 层最小有效降水量最小,为 4 mm;10 cm 层最小有效降水量稍大,为 5 mm;而 20 cm 层最小有效降水量较浅层更大,为 8 mm。土壤水分的补给和调控主要受到降水和蒸发过程的影响。当降水小于该最小有效降水量时,水分由于蒸发等因素无法下渗,只能湿润很浅的表层,且很快蒸发进入空气中,土壤湿度变化很小,甚至由于蒸发较大,土壤湿度反而减小。这种降水发生频率较高(Dougherty, et al, 1996; Sala, et al, 1982),但作物不能有效利用,对于农业生产作用不大。而当降水大于该最小有效降水量时,水分下渗,土壤湿度增大。降水越大,所能下渗的深度越深。通过统计分析可以看出,4 mm 的降水可以渗入的平均深度为 5 cm 土壤层,而越往下层,下渗达到该层所需的降水量也越大,10 cm 层为 5 mm,20 cm 层为 8 mm。

5、10、20 cm 土壤层影响最小有效降水量的平均降水强度和多次降水统计的平均最大降水强度分别为:1.4 和 2.1 mm/h、1.2 和 2.6 mm/h、0.9 和 3.6 mm/h。降水历时的平均值依次为 3.6、5.6 和 8.3 h。可见随着降水量的增大,最大降水强度和降水时间逐渐增大,而平均降水强度由于降水时间的延长,可能会出现暂时减小的情况。如果过程降水量级达到最小有效降水量,但降水时间过长或者降水强度过小,降水大部分蒸发因而也不能成为有效降水。

图 2 分别为各层土壤湿度变化与过程降水量的关系,表 1 则给出了各自的拟合参数。通过比较各土壤层拟合曲线的  $a$ 、 $c$  值发现,5 cm 土壤层有效降水的转化率是最高的,随着深度增加,转化率也逐渐减小,20 cm 层的转化率是最低的。通过观察图 2 也可以得出同样的结论,在相同的有效降水量级下,在 3 个深度的土壤层中所能引起的土壤湿度增加量是逐渐减小的,至 20 cm 层,30—40 mm 的降水只能引起土壤湿度增加 5%—10%。而转化率的变化率则是 10 cm 层的最大,5 cm 层的最小。

#### 3.2 最小有效降水量的季节变化

分别统计不同季节的最小有效降水量。由于所

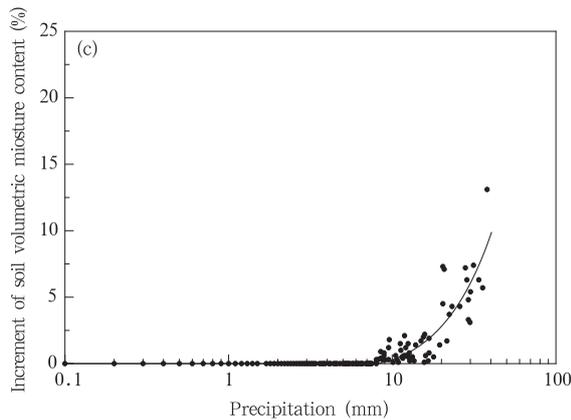
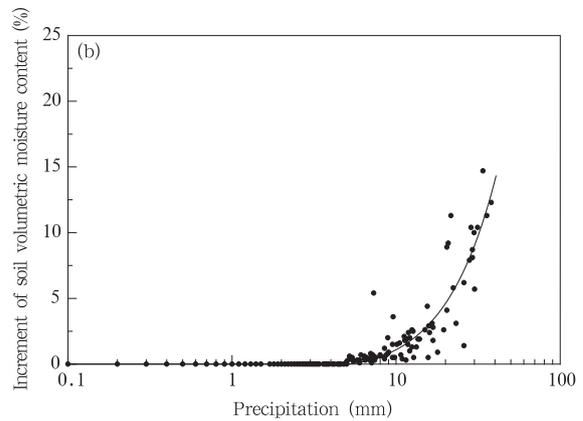
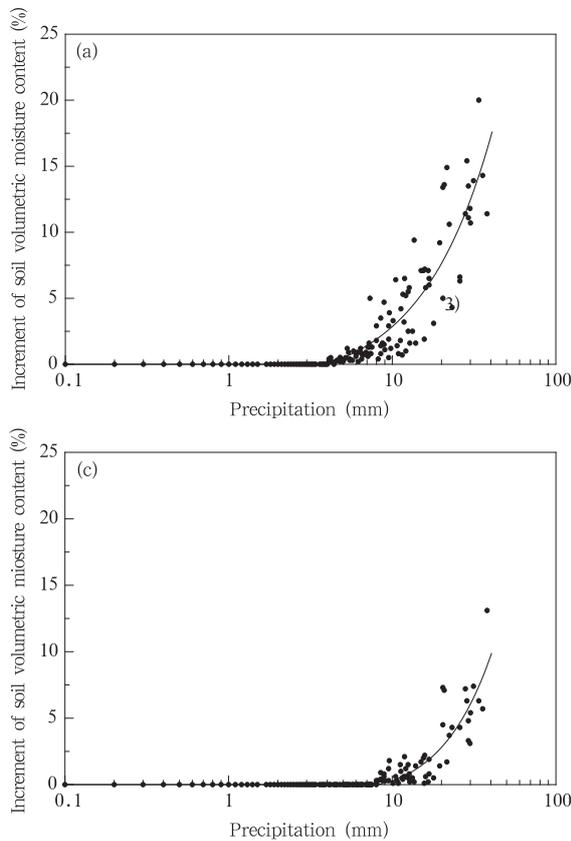


图2 土壤 5 cm (a)、10 cm (b)、20 cm (c) 各层湿度变化与过程降水量的关系  
Fig. 2 Relationship between soil moisture change and precipitation of each layer at the soil depths of 5 cm (a), 10 cm (b) and 20 cm (c)

表1 各层土壤湿度与过程降水量关系拟合曲线参数  
Table 1 Fitting parameters for the fitted relationship between soil moisture change and precipitation of the various of soil

土层深度(cm)	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>
5	0.467319	4	1.00339	0.78664
10	0.13605	5	1.30329	0.78214
20	0.121	8	1.26527	0.72641

注:模型均通过 0.001 的显著性检验。

用资料期间内冬季降水共 49 次,其中,小于 1 mm 降水 39 次,1—2 mm 降水 7 次,2.6 mm 降水 1 次,3.6 mm 降水 1 次,6.5 mm 降水 1 次。冬季可利用分析的数据较少,且冬季降水量小,引起的土壤湿度变化不大,因此,没有分析冬季的有效降水量。

从图 3 中可以看出,5、10、20 cm 土壤层夏季的最小有效降水量较大,分别为 5、6、10 mm。而春季和秋季的最小有效降水量则较小。这是由于夏季温度较高,水分蒸发也较大。降水发生后,水分更容易以水汽形式进入空气中,而不是进入土壤中,因此,下渗到一定深度土壤层所需的降水量大。而春季和夏季则相反,温度较夏季低,蒸发的部分较小,最小有效降水量较小,比全年的最小有效降水量分别小

1、1 和 2 mm。同样比较 *a*、*c* 值可以得到相似的结论。除 5 和 10 cm 的秋季有效降水量较大外,都是夏季的有效降水转化率最大,春季次之,秋季最小。注意到 5 和 20 cm 层秋季的 *c* 值小于 1,说明在降水为 40 mm 时,浅层的土壤已经逐渐趋于饱和,土壤湿度增量已经达到最大值。

从各层土壤各季最小有效降水量的降水特征(表 3)可以看出,不论是降水量级还是降水强度,浅层土壤的最小有效降水量都是小雨级别,说明大于最小有效降水量的小雨对于缓解土壤旱情有重要的作用。最大降水强度可能达到中雨级别,但是这种强度的降水时间很短,一般短于 1 h。

### 3.3 气温和作物生长对最小有效降水量的影响

降水被植被截留后到达地面,一部分在雨期蒸发,一部分下渗到土壤中或形成地表径流。对于最小有效降水量来说,其影响因素除降水外,还包括雨期蒸发和植被截留。影响蒸发的最主要气象因素是气温,而植被截留与植被生长状况密切相关。下面分别对气温和作物生长对最小有效降水量的影响进行讨论。

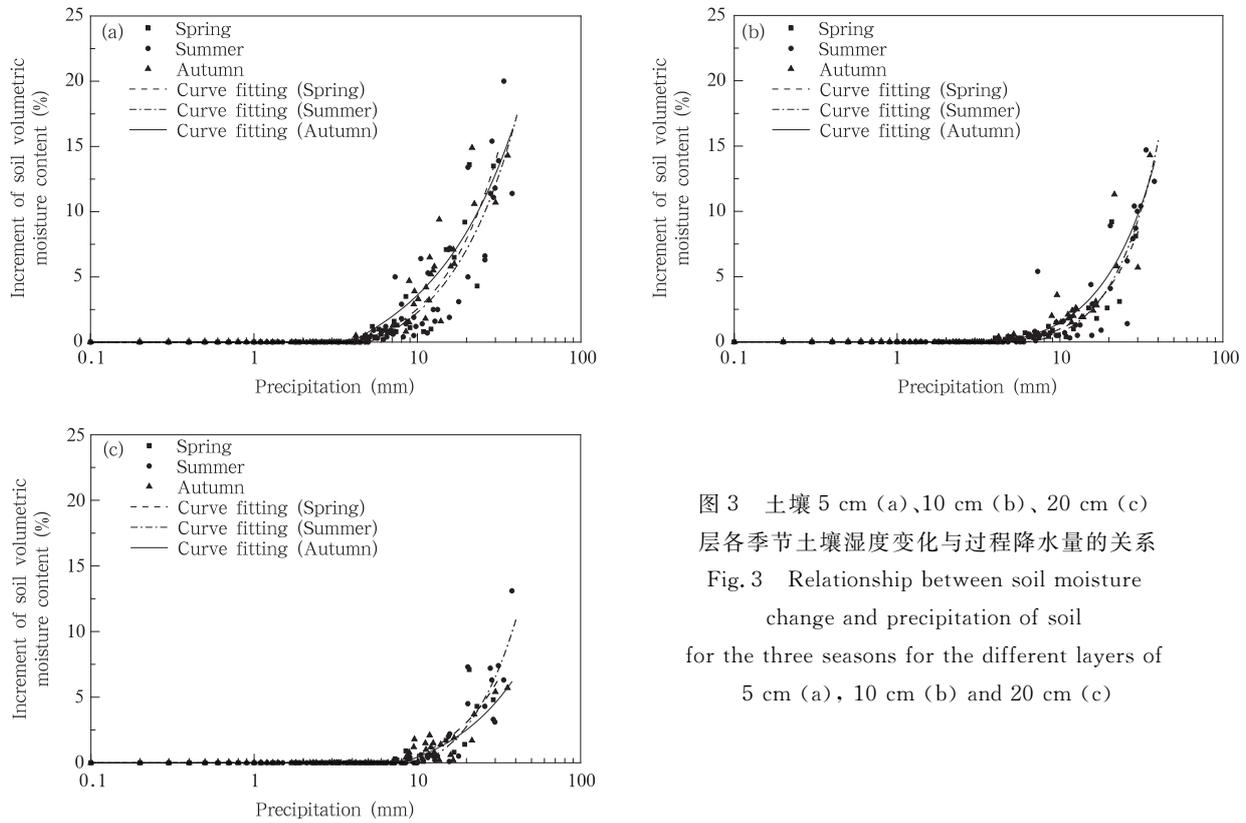


图3 土壤5 cm (a)、10 cm (b)、20 cm (c) 层各季节土壤湿度变化与过程降水量的关系  
 Fig.3 Relationship between soil moisture change and precipitation of soil for the three seasons for the different layers of 5 cm (a), 10 cm (b) and 20 cm (c)

表2 各季节各层土壤湿度与过程降水量关系拟合曲线参数

Table 2 Fitting parameters for the fitted relationship between soil moisture change and precipitation of the various layers of soil for the three seasons

土层深度 (cm)	季节	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>
5	春季	0.32302	4	1.15397	0.78737
	夏季	0.42851	5	1.03661	0.77004
	秋季	0.76086	4	0.86817	0.79571
10	春季	0.0742	4	1.4507	0.73955
	夏季	0.09353	6	1.44634	0.80154
	秋季	0.14809	4	1.2836	0.77962
20	春季	0.16366	7	1.14707	0.6576
	夏季	0.15587	10	1.24733	0.73663
	秋季	0.21695	8	0.98542	0.71818

注:模型均通过 0.001 的显著性检验。

表3 最小有效降水量的降水特征

Table 3 The precipitation characteristics of the minimum available precipitation for the three seasons

土层深度 (cm)	季节	最小有效降水量 (mm)	平均降水强度 (mm/h)	最大降水强度 (mm/h)	降水历时 (h)
5	春季	4	1.3	2.3	3
	夏季	5	0.8	2.1	6
	秋季	4	0.6	1.2	7.5
10	春季	4	1.3	2.3	3
	夏季	6	1.1	2.7	6.5
	秋季	4	0.6	1.2	7.5
20	春季	7	0.7	2.0	7.5
	夏季	10	1.3	3.6	8
	秋季	8	0.9	2.9	10

### 3.3.1 气温对最小有效降水量的影响

由于冬季降水量小,降水频次低,对全年的过程降水量与土壤湿度变化的关系相对影响很小,因此,研究高、低温年最小有效降水量的不同时,主要考虑非冬季(3—11月)的气温。统计资料完整的2007—2010年日平均气温的年平均值,得到高、低温年分别为2008年(11.92℃)、2007年(11.43℃)。通过分析,各土壤层高温年的最小有效降水量要大于低温年的最小有效降水量。5、10、20 cm土壤层高温年最小有效降水量分别为5、5、8 mm,而低温年的较小,分别为3、4、7 mm。高温年气温较高,引起蒸发较大是导致这种差异的重要原因之一。

从各层土壤湿度变化与过程降水量的关系(图3)及拟合参数(表4)可以看出,随着土壤深度的增大,高温年和低温年的最小有效降水量之差的相对大小减小。这表明深度增大,降水所能下渗的水分越少,引起的土壤湿度变化也随之变小,深层土壤对降水脉动的响应越小,此时与大气降水有关的温度引起的蒸发或植被引起的截留对最小有效降水量的影响已经相对很小。

### 3.3.2 作物生长对最小有效降水量的影响

除蒸发外,地表植被截留也是影响最小有效降水量的一个重要因素。观测场下垫面为黄土高原地貌,塬面梁基本为原生植被,生长季为4—9月,非生

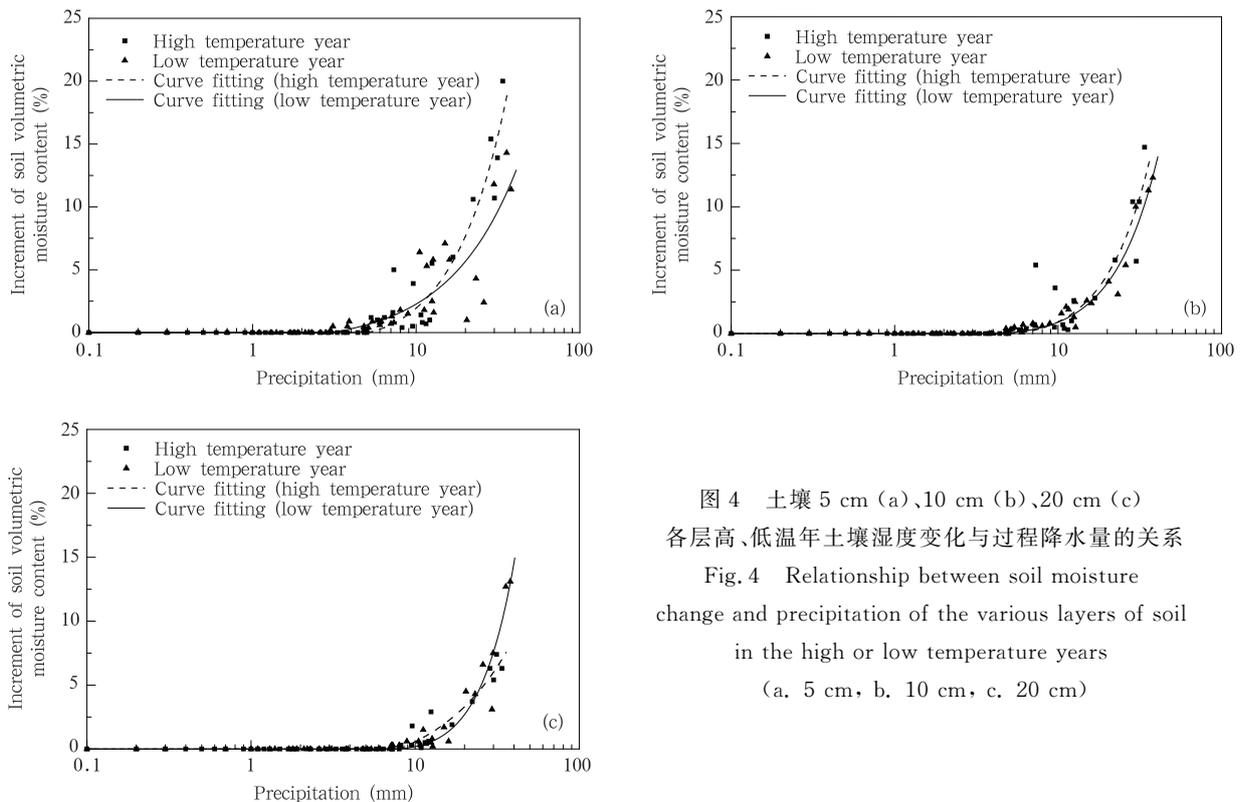


图4 土壤5 cm (a)、10 cm (b)、20 cm (c) 各层高、低温年土壤湿度变化与过程降水量的关系  
Fig. 4 Relationship between soil moisture change and precipitation of the various layers of soil in the high or low temperature years (a. 5 cm, b. 10 cm, c. 20 cm)

表4 高、低温年各层土壤湿度与过程降水量关系拟合曲线参数

Table 4 Fitting parameters for the fitted relationship between soil moisture change and precipitation of the various layers of soil in the high or low temperature years

土层深度(cm)	时期	a	b	c	R <sup>2</sup>
5	高温年	0.26145	5	1.24784	0.88471
	低温年	0.30518	3	1.0311	0.70263
10	高温年	0.08639	5	1.47099	0.80076
	低温年	0.05991	4	1.51252	0.95397
20	高温年	0.2878	8	0.98241	0.90547
	低温年	0.02653	7	1.80499	0.912

注:模型均通过0.001的显著性检验。

长季为 10 月至次年 3 月。

图 5 是生长季和非生长季土壤湿度增量与过程降水量的关系,表 5 为拟合曲线的参数。结合图 5 和表 5 分析,生长季各层土壤最小有效降水量分别为 4、5、8 mm,非生长季最小有效降水量分别为 3、4、5 mm。这是因为生长季期间植被正处于旺盛生长阶段,枝叶较为繁盛,对降水的截留作用也大,一部分水分留在植被枝叶表面,没有落到地表土壤,更无法下渗,因此生长季的最小有效降水量较大。而非生长季植被逐渐枯萎,截留作用减小,该时期的最小有效降水量较小(柴雯等,2008)。

由于雨量大、强度大、频率高的降水多发生在生

长季,这期间土壤湿度较大,降水前土壤就含较多的水分,因此生长季的降水有效性降低。而且生长季较非生长季,处在春末至秋初,气温较高,蒸发量较大,也会造成生长季最小有效降水量较非生长季高。

### 3.4 降水的转化率

图 6 是 0—20 cm 土壤层的降水转化率。转化率与降水量的函数关系可表示为

$$\alpha = 65.14 - 57.50e^{-0.06497(x-5)} \quad (3)$$

其中,  $\alpha$  表示降水转化率(%),  $x$  表示降水量(mm)。决定系数达到 0.63272,模型通过 0.001 的显著性检验。在降水量大于有效降水时,降雨下渗到土层中,但由于径流、截留等影响,降水不可能 100% 转

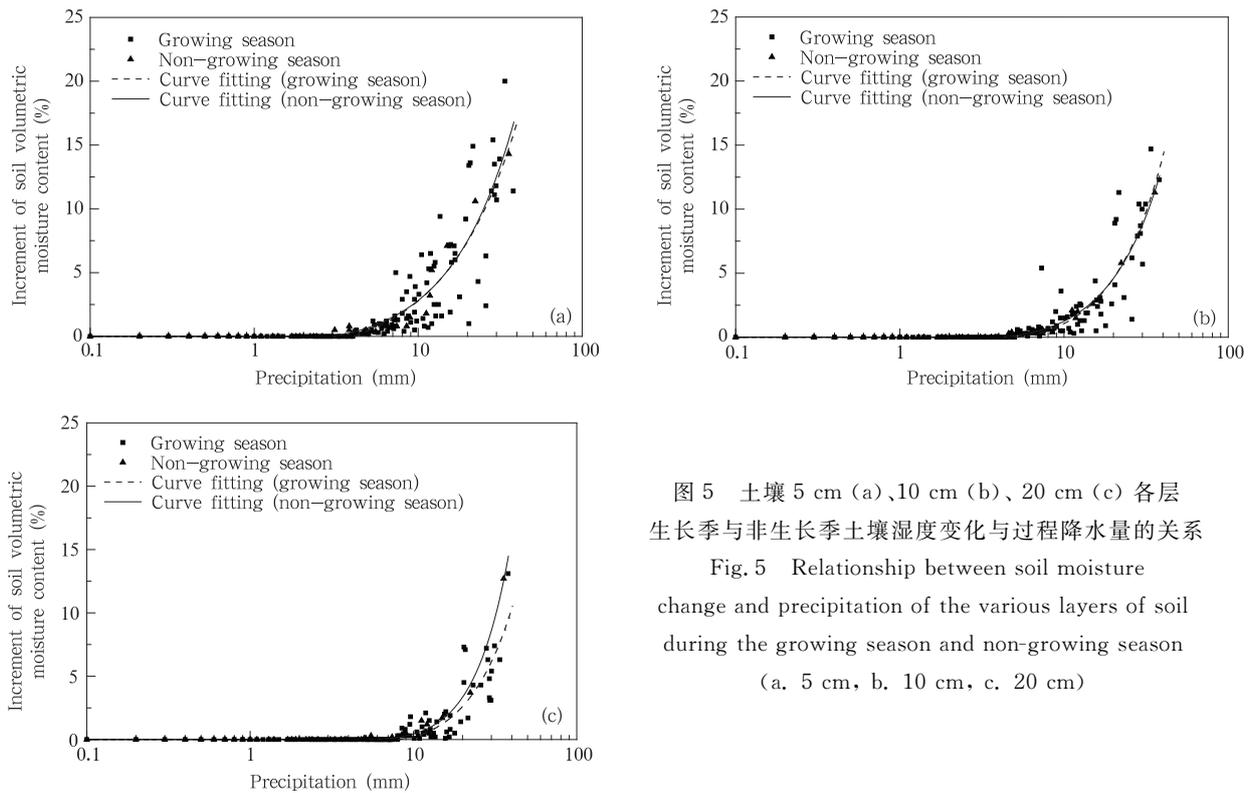


图 5 土壤 5 cm (a)、10 cm (b)、20 cm (c) 各层生长季与非生长季土壤湿度变化与过程降水量的关系  
Fig. 5 Relationship between soil moisture change and precipitation of the various layers of soil during the growing season and non-growing season (a. 5 cm, b. 10 cm, c. 20 cm)

表 5 生长季与非生长季各层土壤湿度与过程降水量关系拟合曲线参数

Table 5 Fitting parameters for the fitted relationship between soil moisture change and precipitation of the various layers of soil during the growing season and non-growing season

土层深度(cm)	时期	a	b	c	R <sup>2</sup>
5	生长季	0.46202	4	1.00169	0.71084
	非生长季	0.32886	3	1.10348	0.93351
10	生长季	0.12689	5	1.32583	0.75255
	非生长季	0.11634	4	1.32627	0.99172
20	生长季	0.08007	8	1.140307	0.7112
	非生长季	0.02252	5	1.84667	0.98779

注:模型均通过 0.001 的显著性检验。

化为土壤水分。在降水较小时,被截留的降水占降水总量的比重较大,这时降水的转化率较低,只有10%左右。截留的水分部分被植被叶表吸收,其他则可以提高空气湿度,但是不能形成土壤水分。随着降水量的增大,被截留的降水占总降水量的比重小,转化率增大,达到60%—70%。这一阶段降水转化率的变化率也较小。当降水量从5 mm增大至15 mm时,转化率从最初的1%增大到50%,而当降水量从15 mm增大至25 mm时,转化率从30%增大到70%,降水量增至35 mm时,转化率的变化幅度只有25%。转化率的变化率减小表明0—20 cm土壤层正在逐渐接近其最大贮水量。这个过程中也存在径流等损失,但是比例较小。由于土壤在短时间内所能存蓄的水分有限,当降水量继续增大时,多余的水分只能以径流的方式流走,此时径流损失的比例增大,而且,当根层土壤水分超过饱和水分含量以后,水分将继续下渗,产生深层渗漏。这部分水分虽然可以补充根系较深的植物的水分,但对于20 cm左右根系的植物来说已经没有直接作用。因此,降水到达一定量级后转化率不会再增大,甚至可能会减小。

大于最小有效降水量的降水并不一定全部能成为有效降水,只能表明大于该量级的降水才能下渗到一定深度的土壤中。郭柯等(2000)研究指出,能正好湿润根系层的雨量的可利用率最高。

最小有效降水量存在季节差异,降水的转化率也有季节变化。图7给出了0—20 cm土壤层各季节降水的转化率随降水量大小的变化。与图6的分

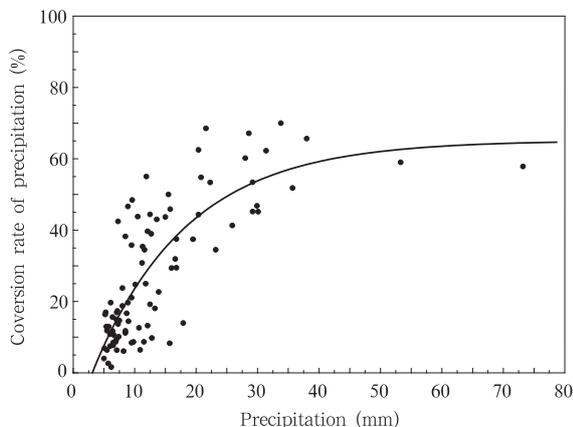


图6 0—20 cm土壤层的降水转化率

Fig. 6 Conversion rate of precipitation of the 0—20 cm soil layer

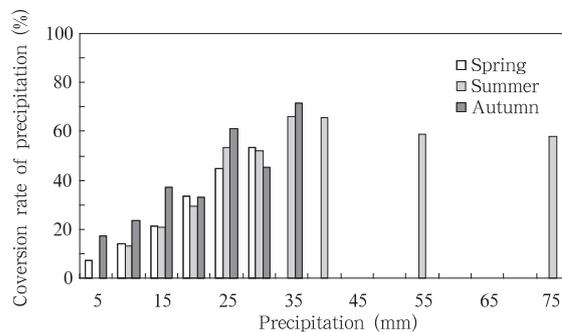


图7 0—20 cm土壤层各季节的降水转化率

Fig. 7 Conversion rate of precipitation of the 0—20 cm soil layer for the three seasons

析一致,随着降水量的增大,各季降水转化率也逐渐增大。夏季降水量大于35 mm时,降水转化率趋于不变,而春季和秋季的降水转化率在降水量小于35 mm时均呈增大的趋势。在降水量小于35 mm时,秋季的降水转化率最大,较夏季的降水转化率高3%—17%,较春季高出9%—16%。春季和夏季的降水转化率相差1%—9%。3—11月日平均气温的标准差为53.55℃,日平均风速的标准差为0.67 m/s,因此造成季节间最小有效降水量及降水转化率不同的主要原因是季节之间气温差异较大。而季节内,气温对最小有效降水量的影响相对减小,但仍是主导因子。

#### 4 结论与讨论

土壤性质、气温、植被是影响有效降水的重要因素。本研究根据甘肃省榆中观测站土壤湿度变化的规律,通过统计分析得到该地区不同土壤湿度以及不同时期的最小有效降水量。就全年来看,5、10和20 cm土壤层最小有效降水量分别为4、5和8 mm。受气温和植被的影响夏季的最小有效降水量较大,分别为5、6和10 mm。进一步探究气温和植被对最小有效降水量的影响,高温年各深度层的最小有效降水量均比低温年的值要大,生长季各深度土壤层的最小有效降水量均比非生长季的值要大,且随着土壤深度的增大,高温年和低温年的最小有效降水量之差的相对大小减小。一般来讲,小量级的降水引起小的土壤湿度变化,大量级的降水引起大的土壤湿度脉动响应。降水进入土壤后,浅层的土壤能含蓄更多的水分,当浅层土壤饱和后,水分下渗进入深层土壤,但是,水分进入深层土壤的频次较浅层

少,因此,深层土壤能含蓄的水分较少。就0—20 cm 层土壤柱来讲,降水量较小时,只有10%—20%的降水最终转化为土壤水分,随着降水量增大,水分损失所占的比重较小,更多的水分进入土壤中,转化率能达到70%。

通过土壤体积含水量变化对最小有效降水量进行深度研究,对于干旱半干旱区认识小降雨事件的价值及其土壤水分效应提供了新的参考方法。通过对不同深度土壤层最小有效降水量的分析,可以针对不同植被分析其有效降水量,对水分资源进行评价;而不同季节的最小有效降水量能帮助分析植被不同生理期的有效降水,由于资料限制,本研究只讨论了生长季与非生长季的差异。同时对降水量与土壤湿度增量的函数关系的研究也有助于更好地理解降水对土壤湿度变化的影响,为土壤墒情的判断及早情的预警提供参考。

非降水性陆面液态水对土壤湿度的变化也产生非常重要的影响,但在降水发生时该部分水分的比重很小,在本研究中未加考虑。在计算土壤湿度日峰值增量时,由于日峰值出现的时间不完全一样,可能会导致结果有一定的偏差,但利用峰值的变化仍可代表土壤水分的外界来源。由于只考察了20 cm层,降水的转化率偏低。如果考虑更厚的土柱,所得到的转化率结果可能会更大。

**致谢:**兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL)提供了陆面过程资料,甘肃省气象局信息中心的陆登荣老师提供了常规气象资料,在此一并表示感谢。

## 参考文献

柴雯,王根绪,李元寿等. 2008. 长江源区不同植被覆盖下土壤水分对降水的响应. 冰川冻土, 30(2): 329-337

陈少勇,郭玉珍,郑延祥等. 2012. 甘肃旱作农业区降水对土壤水分的影响. 中国沙漠, 32(1): 155-162

顾钧禧. 1994. 大气科学辞典. 北京: 气象出版社, 739pp

郭柯,董学军,刘志茂. 2000. 毛乌素沙地沙丘土壤含水量特点:兼论老固定沙地上油蒿衰退原因. 植物生态学报, 24(3): 275-279

何其华,何永华,包维楷. 2003. 干旱半干旱区山地土壤水分动态变化. 山地学报, 21(2): 149-156

霍竹,邵明安. 2005. 黄土高原水蚀风蚀交错带降水及灌木林冠截留特性研究. 干旱地区农业研究, 23(5): 88-92

吉中礼. 1985. 干旱半干旱地区的有效雨量及其确定方法. 干旱地区农业研究, (1): 100-107

李凤霞,颜亮东,周秉荣等. 2005. 青海省降水与旱地土壤水分关系的研究. 青海气象, (4): 2-16

李和平,牛海,赵萌莉等. 2008. 毛乌素沙地土壤水分日动态变化

分析. 灌溉排水学报, 27(4): 102-105

刘冰,赵文智,常学向等. 2011. 黑河流域荒漠区土壤水分对降水脉动响应. 中国沙漠, 31(3): 716-722

刘可群,刘志雄,梁益同等. 2009. 基于前期有效降水推算耕作层土壤湿度的方法. 中国农业气象, 30(3): 365-369

刘战东,段爱旺,肖俊夫等. 2007. 旱作物生育期有效降水量计算模式研究进展. 灌溉排水学报, 26(3): 27-34

罗振堂,李凤霞,周秉荣等. 2009. 青海省东部浅山农业区春季干旱预报方法研究. 青海科技, 16(5): 25-30

马柱国,魏和林,符淙斌. 1999. 土壤湿度与气候变化关系的研究进展与展望. 地球科学进展, 14(3): 299-305

马柱国,符淙斌,谢力等. 2001. 土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题. 地球科学进展, 16(4): 563-566

秦红灵,李春阳,高旺盛等. 2006. 干旱区保护性耕作对土壤水分的影响研究. 干旱区资源与环境, 20(4): 166-169

王磊,文军,韦志刚等. 2008. 中国西北部西部土壤湿度及其气候响应. 高原气象, 27(6): 1257-1266

王胜,张强,卫国安等. 2004. 降水对荒漠土壤水热性质强迫研究. 高原气象, 23(2): 253-259

魏雅芬,郭柯,陈吉泉. 2008. 降雨格局对库布齐沙漠土壤水分的补充效应. 植物生态学报, 32(6): 1346-1355

徐凤琴. 2009. 有效降水量浅析. 气象水文海洋仪器, 26(1): 96-100

杨新民. 2001. 黄土高原灌木林地水分环境特性研究. 干旱区研究, 18(1): 8-13

杨燕山,陈渠昌,郭中小等. 2004. 内蒙古西部风沙区耕地有效降雨量适宜计算方法. 内蒙古水利, (1): 67-70

原鹏飞,丁国栋,王炜炜等. 2008. 毛乌素沙地降雨入渗和蒸发特征. 中国水土保持科学, 6(4): 23-27

苑文华,张玉洁,孙茂璞等. 2010. 山东省降水量与不同强度降水日数变化对干旱的影响. 干旱气象, 28(1): 35-40

张婕,张文煜,王晓妍等. 2012. 半干旱地区土壤湿度变化特征. 兰州大学学报(自然科学版), 48(2): 57-61

张强. 2002. 临近绿洲的荒漠表层土壤水分呼吸现象. 自然杂志, 24(4): 227-231

张强,王胜. 2008. 关于黄土高原陆面过程及其观测试验研究. 地球科学进展, 23(2): 167-173

张强,胡向军,王胜等. 2009. 黄土高原陆面过程试验研究(LOP-EX)有关科学问题. 地球科学进展, 24(4): 363-371

张强,王胜,曾剑. 2010a. 论干旱区非降水性陆面液态水分分量及其与土壤水分的关系. 干旱区研究, 27(3): 392-400

张强,王胜,问晓梅等. 2010b. 黄土高原陆面水分的凝结现象及收支特征试验研究. 气象学报, 70(1): 128-135

Dougherty R L, Lauenroth W K, Singh J S. 1996. Response of a grassland cactus to frequency and size of rainfall events in a North American shortgrass steppe. J Ecol, 84(2): 177-183

Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. 2008. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau. Adv Atmos Sci, 25(6): 906-921

Sala O E, Lauenroth W K. 1982. Small rainfall events: An ecological role in semiarid regions. Oecologia, 53(3): 301-304