

# 毛乌素沙地地膜—地布覆盖下土壤水势动态

任涛<sup>1,2</sup>, 贾志峰<sup>1,2,3</sup>, 王智<sup>1,2,3,4,5</sup>, 钟哲<sup>1,2</sup>

(1.长安大学水利与环境学院,西安 710054;2.长安大学旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室,西安 710054;3.长安大学水与发展研究院,西安 710054;4.西北农林科技大学水利工程与建筑工程学院,陕西 杨凌 712100;5.美国加利福尼亚州立大学弗雷斯诺分校地球与环境科学系,美国 加州弗雷斯诺 93740)

**摘要:**在毛乌素沙地东南缘风沙滩区进行为期1年的野外连续定位观测试验,设置3组覆盖沟渗处理,即地膜加防草地布覆盖(MB)、防草地布覆盖(DB)和无覆盖对照(CK)。利用MPS-6水势温度传感器监测沟表下5,15,30 cm深度30 min间隔的土壤水势和土壤温度。结果表明:(1)3组处理的土壤水势日变化均呈现余弦曲线变化特征,在5 cm土层处土壤水势日变幅较大,土壤水势值为-600~-120 kPa,呈MB>CK>DB;在15 cm土层处,土壤水势较高且变幅较小,变化在-180~-90 kPa,呈DB>CK>MB;在30 cm土层处,土壤水势保持基本稳定,MB与DB处理的水势较高,稳定在-100 kPa左右,CK较低,稳定在-285 kPa左右;(2)土壤水势年内变化存在2个低谷,主要发生在土壤水处于冻结状态的冬季和蒸发强烈的夏季;3组处理土壤水势年均值表现为:5 cm处,MB>CK>DB;15 cm处,DB>CK>MB;30 cm处,MB=DB>CK,主要原因是覆盖条件下,白天土壤积温较高,夜间向上的温度梯度大,15 cm处土壤水分上移速度较快,地表膜布下积水,无膜布则蒸发,故表现为地表以下5 cm处MB水势较大,15 cm处水势较小;同时,MB条件下降雨入渗量最大,表层水分大;30 cm处MB和DB条件下,水势近似相同,但都大于裸地,主要原因是该地区降雨量较小,大部分降雨在无覆盖条件下不能下渗至30 cm处;(3)3组处理在0~30 cm土层,冻融期土壤水势受大气相对湿度及风速影响较大,非冻融期土壤水势受风速影响最大,其次是大气温度与相对湿度。试验表明5 cm土层MB保湿效果更好,而15 cm土层DB的保湿效果更好,30 cm土层MB和DB条件下水势接近,此结果可为沙漠地区固沙和植被恢复提供参考。

**关键词:**地膜—地布覆盖;土壤水势;冻融期;毛乌素沙地

**中图分类号:**S152.7      **文献标识码:**A      **文章编号:**1009-2242(2020)04-0078-07

**DOI:**10.13870/j.cnki.stbcxb.2020.04.012

## Dynamics of Soil Water Potential Under Plastic Membrane and Geotextile Cloth Mulching in Mu Us Desert Land

REN Tao<sup>1,2</sup>, JIA Zhifeng<sup>1,2,3</sup>, WANG Zhi<sup>1,2,3,4,5</sup>, ZHONG Zhe<sup>1,2</sup>

(1.School of Water and Environment, Chang'an University, Xi'an 710054; 2.Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effects in Arid Region, Ministry of Education, Chang'an University, Xi'an 710054; 3.Institute of Water and Development, Chang'an University, Xi'an 710054;

4.College of Water Resources and Architectural Engineering, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100;

5.Department of Earth and Environmental Sciences, California State University, Fresno, California, USA 93740)

**Abstract:** A one-year continuous field monitoring study at fixed observation positions was conducted on a sand belt site in the southeast edge of Mu Us desert land, with continuous monitoring of soil water potential and temperature. With the sand surface first reshaped into furrow-and-ridge form, the in-situ field test had 3 treatments, i.e., the ridge section one was covered with plastic membrane plus weed-blocking geotextile (MB); section two covered with weed-blocking geotextile only (DB); and section three exposed or uncovered to serve as the blank contrast (CK). Soil water potential and temperature were monitored using MPS-6 probes at 5, 15, 30 cm below the furrow surface, at 30 minute intervals, along with meteorological data above the soil surface. Results showed that: (1) The daily variations of soil water potential under the 3 treatments all showed characteristics of a Cosmic function, the daily soil water potential at the 5 cm depth

was the most varied in the three groups, varying between  $-600$  and  $-120$  kPa, and showing  $MB > CK > DB$ . At the 15 cm depth, the value was higher with smaller variation between  $-180$  and  $-90$  kPa, showing  $DB > CK > MB$ . At the 30 cm depth, the soil water potential is virtually stable, with high water potentials for MB and DB stabilized at about  $-100$  kPa, and much lower stable potentials for CK at about  $-285$  kPa; (2) The annual variation of soil water potential showed two valleys, including the freezing-thawing period in the winter and the strong evaporation period in the summer. The annual averages among the 3 groups show that: at 5 cm  $MB > CK > DB$ , at 15 cm  $DB > CK > MB$ , and at 30 cm  $MB = DB > CK$ . The main reasons are that under the condition of MB and DB, the accumulated heat in the soil during the day time is higher, and the upward temperature gradient at night is higher, then the soil water at 15 cm depth moves up and accumulates under the surface membrane and it would be evaporated without the membrane. Therefore, the water potential at 5 cm below the surface is larger, while the water potential at 15 cm is smaller. At the same time, under the condition of MB, the rainfall infiltration depth is the largest, so is the surface water content; Under MB and DB conditions at 30 cm, the water potential is approximately the same, but both are larger than that under CK. The predominant reason is that the rainfall in this area is small, and most rainfall cannot infiltrate to 30 cm depth without mulching; (3) When the 3 groups were analyzed for the total 0—30 cm soil layer, the soil water potential was greatly affected by relative humidity and wind speed of the atmosphere during freezing-thawing period. In the non-freezing-thawing period, soil water potential was most influenced by wind speed, followed by atmospheric temperature and relative humidity. It can be concluded that the moisture retention effects at 5 cm soil depths was better with MB treatment, while DB was better for 15 cm soil depth, and both MB and DB were better for 30 cm soil depth. These results could be used as a reference for sand fixation and revegetation in the desert area.

**Keywords:** plastic membrane-geotextile ground cover; soil water potential; freezing-thawing period; Mu Us sandy land

毛乌素沙地是中国典型的土地荒漠化地区,随着山川秀美工程和西部大开发战略等诸多措施的实施,毛乌素沙地得到有效治理,植被生长得到极大改善<sup>[1]</sup>。然而,该地区降雨量少,水资源短缺,严重制约了沙区植被的生长<sup>[2-3]</sup>。在干旱地区露水作为仅次于降雨的第二大水源,是表层土壤水的重要补给源之一,有效利用雨露资源,成为了该地区固沙植被生长的重要途径<sup>[4-6]</sup>。

地膜覆盖能够起到增温、保墒、集雨等作用,在旱区农业和植被恢复中被广泛使用<sup>[7]</sup>。然而,地膜易破碎、经济成本高、土壤污染等问题严重,而防草地布<sup>[8-9]</sup>可避这些短处。目前在固沙工程中,鲜有采用防草地布的覆盖方式,因此,本文引入防草地布材料,以毛乌素沙地东南缘风沙滩区为研究对象,采用地布、地膜等材料对微垄进行覆盖(垄沟收获水分),研究不同覆盖方式下土壤水势的变化规律,以便明确地布—地膜覆盖是否对该地区植被生长有益,也在此基础之上,寻找科学的提高固沙植被成活率的可用方法,以期为沙区生态修复提供科学依据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

试验点设在国家林业局榆林荒漠生态站(38.363°N,

109.701°E),海拔高度为1 114 m,位于陕西省榆林市榆阳区、毛乌素沙地东南缘风沙滩区,是黄土高原与鄂尔多斯高原过渡地带,属于暖温带半干旱区(图1)<sup>[10-11]</sup>。研究区年内平均气温10 °C,全年无霜期150 d左右;光照充足,多年平均日照时间2 900 h;多年平均降水量400 mm,主要集中于7—9月,占全年降水70%,尤以8月为多<sup>[12]</sup>;多年平均蒸发量1 611 mm,全年以西北风和东南风为主,地下水水位埋深约9 m<sup>[13-15]</sup>。

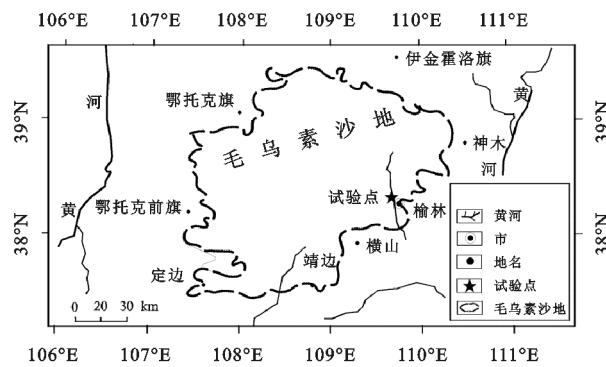


图1 试验点地理位置

采用环刀采集试验地0—10,10—20,20—30 cm深度的原状土样,每层土壤采3次重复样。采用烘干称重法对土壤容重进行测量,并用Bettersize 2000激光粒度分布仪(丹东百特仪器有限公司,中国)对土壤颗粒进行分析。由表1可以看出,0—20 cm土层砂粒含量超过

90%,按照美国农部制(1951 年)土壤分类标准,该深度土壤层为质地均匀的砂土,20—30 cm 土层粉粒含量为

75.90%,砂粒含量为 19.98%,为质地均匀的粉壤土。0—30 cm 土层土壤容重约为 1.65 g/cm<sup>3</sup>。

表 1 试验点土壤颗粒组成、容重及土质

土层深度/cm	土壤颗粒组成/%			容重/(g·cm <sup>-3</sup> )	土质
	黏粒 (0.01~2.00 μm)	粉粒 (2.00~50.00 μm)	砂粒 (50.00~2 000.00 μm)		
0—10	2.88	4.11	93.01	1.63	砂土
10—20	1.30	2.23	96.47	1.67	砂土
20—30	4.12	75.90	19.98	1.65	粉壤土

## 1.2 研究方法

1.2.1 试验设计 本研究采用微垄沟技术,垄宽为 100 cm,沟宽为 60 cm,垄高为 10 cm。垄上设置 2 组不同覆盖处理方式,即地膜上加防草地布覆盖(MB)、防草地布覆盖(DB),另外设置 1 组无覆盖裸垄作为空白对照(CK),见图 2(a)。在 3 组处理的垄沟中心处,地表以下 0—30 cm 土层中埋设土壤水势温度传感器(MPS-6, Decagon, USA),每隔 30 min 监测记录土壤水势、土壤温度,监测剖面示意图见图 2(b)。此外对当地降雨、露水、大气温度、相对湿度、风速等气象因子进行监测。

所有监测数据均由 EM50(Decagon 公司, USA)数据采集器自动采集,时间步长为 30 min,以上相关设备型号、安装位置及精度见表 2。

表 2 设备型号、安装位置及精度

设备名称	型号	安装位置	精度
雨量计	ECRN-100	地面以上 200 cm	±0.2 mm
露水仪	LWS	地面以上 20 cm	±0.02 mm
风速仪	Davis Cup	地面以上 240 cm	风速: ±0.45 m/s
大气温湿度仪	VP-3	地面以上 20 cm	温度: ±0.1 °C, 最小相对湿度: ±2%
土壤水势温度传感器	MPS-6	距地表 5, 15, 30 cm 土层深度处	土壤水势: 0.1 kPa, 土壤温度: ±1 °C
数据采集器	EM50	地面以上 100 cm	—

设参考数列为  $X_0 = \{X_0(k) | k = 1, 2, \dots, n\}$ , 比较数列为  $X_i = \{X_i(k) | k = 1, 2, \dots, n\} (i = 1, 2, \dots, m)$ , 则  $X_i(k)$  与  $X_0(k)$  的关联系数为:

$$\epsilon(k) = \frac{\min_i \min_k |x_0(k) - x_i(k)| + \rho \max_i \max_k |x_0(k) - x_i(k)|}{|x_0(k) - x_i(k)| + \rho \max_i \max_k |x_0(k) - x_i(k)|} \quad (1)$$

式中:  $\rho$  为分辨系数,一般取值为 0.5;  $x_0(k) - x_i(k)$  表示  $X_0$  与  $X_i$  第  $k$  个值的绝对差;  $\min_i \min_k |x_0(k) - x_i(k)|$  和  $\max_i \max_k |x_0(k) - x_i(k)|$  分别表示极小差和极大差。

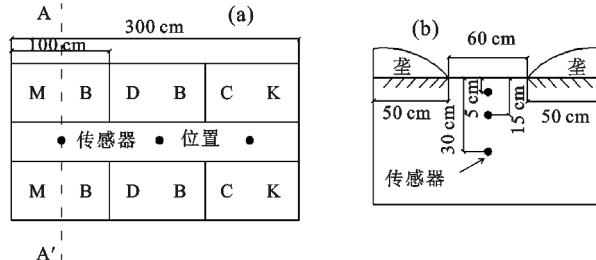
由此可得  $X_i(k)$  与对应  $X_0(k)$  关联系数:

$$\epsilon = \{\epsilon(k) | k = 1, 2, \dots, n\} \quad (2)$$

$r(x_0, x_i)$  为比较数列对参考数列的灰关联度,简记为  $r_i$ 。

$$r_i = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \epsilon(k) \quad (3)$$

$r_i$  值越接近 1, 关联程度越密切。



注:(a) 为田间地表方案布设;(b) 为田间地下试验设备布设(A—A'剖面)。

图 2 试验设计示意

1.2.2 灰度关联法 采用 Microsoft Excel 2016 软件进行数据统计整理,利用 Origin 8.5 进行绘图。数据分析采用灰度关联法,衡量各因素之间发展趋势的相似或相异程度<sup>[16-17]</sup>。

## 2 结果与分析

### 2.1 气象因子分析

试验期内降雨、露水量的动态变化见图 3。年累积降雨量为 634.2 mm,降雨季节分布不均,8 月累积降雨量最大(219.8 mm),7 月次之(178.8 mm),7,8 月累积降雨量占年降雨量的 62.9%。年露水量为 25.67 mm,9 月累积露水量最大(6.29 mm),8 月次之(4.48 mm),8,9 月露水量占年露水量的 41.96%。研究时段内降雨量为夏季(418.0 mm)>春季(128.6 mm)>秋季(87.2 mm)>冬季(0 mm);露水量为秋季(11.05 mm)>夏季(9.49 mm)>春季(4.82 mm)>冬季(0.31 mm)。

大气温度、湿度以及风速动态变化见图 4。大气温度月变化呈余弦函数变化特征,1 月到达谷值(-11.45 °C),7 月到达峰值(24.36 °C)。相对湿度在 2 月到达谷值(43.7%),8 月到达峰值(73.3%)。风速在 12 月到达谷值(0.9 m/s)在 4 月到达峰值(1.9 m/s)。大气温度为:夏季(23.10 °C)>春季(12.03 °C)>秋

季( $5.96^{\circ}\text{C}$ )>冬季( $-9.68^{\circ}\text{C}$ );相对湿度为:夏季(66.8%)>秋季(63.6%)>冬季(54.7%)>春季(51.7%);风速为:春季(1.7 m/s)>夏季(1.4 m/s)>秋季(1.1 m/s)>冬季(1.0 m/s)。

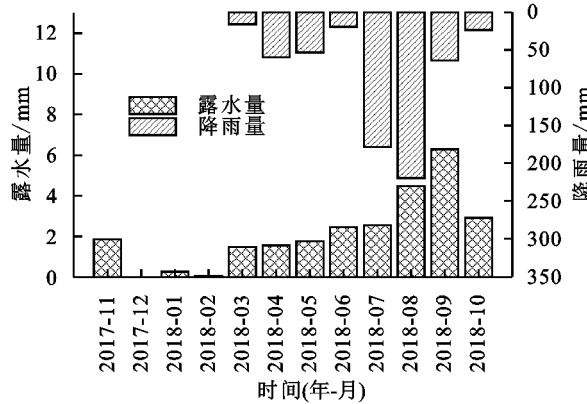


图3 降雨、露水量动态变化

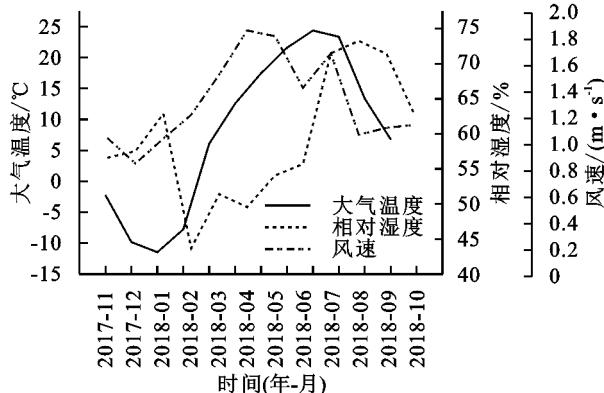


图4 大气温度、湿度以及风速动态变化

## 2.2 土壤水势动态变化特征

2.2.1 日变化特征 不同土层深度下各处理土壤水势的日变化曲线见图5。在5 cm土层处,3组处理土壤水势日变化均呈现为余弦曲线状,夜间减小,白天增大,表明白天有土壤水分(包括汽态水)向地表转移,土壤水势值为 $-600\sim-120$  kPa,总体MB处理的土壤水势最大,CK次之,DB处理最小。这可能是由于地表温度的变化引起,地表温度升高,土壤蒸发增大,而起垄处理使土壤水分在土壤温度及水势梯度作用下,由垄上向沟内侧向入渗,沟内土壤蒸发量小于垄上水分侧向入渗补给量,土壤水分趋于增大;地表温度降低,土壤蒸发减小,土壤水分在土壤温度及水势梯度的驱使下,土壤水分侧向入渗减弱,土壤蒸发量大于垄上水分侧向入渗补给量,土壤水分趋于减小,该层处土壤水势趋势为MB>CK>DB,表明MB处理保墒性最好。在15 cm土层处,3组处理土壤水势日变化波动幅度较小,土壤水势值为 $-180\sim-90$  kPa,DB处理的土壤水势最大,CK次之,MB处理最小。在30 cm土层处,3组处理土壤水势日变化基本不变,MB与DB处理土壤水势值较大,稳定在 $-100$  kPa,CK土壤水势值较小,稳定在 $-285$  kPa。

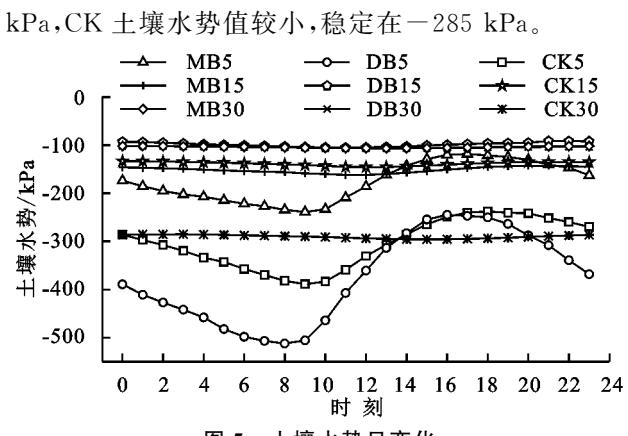


图5 土壤水势日变化

2.2.2 年内变化特征 3组处理不同土层深度处土壤水势年内变化见图6。土壤水势年内有2个明显的低谷,其一为2017年11月至2018年3月,该时段为土壤冻融期,11月土壤开始冻结,土壤水势骤降,12月至翌年2月,即冬季土壤均处于冻结状态,土壤水势处于较低值,3月土壤开始消融,土壤水势又开始骤升;其二为2018年6—8月,该时段处在夏季,大气温度较高,沙区砂土吸热性较高,土壤水分急剧减小,土壤水势也相应急剧下降,但该时段末,降雨量增多,水势维持于较高值。整体上分析可知,同一土层深度处,3组处理土壤水势年均值大小为:5 cm处,MB( $-176$  kPa)>CK( $-304$  kPa)>DB( $-376$  kPa);15 cm处,DB( $-98$  kPa)>CK( $-138$  kPa)>MB( $-151$  kPa);30 cm处,DB( $-104$  kPa)=MB( $-104$  kPa)>CK( $-290$  kPa)。由此可见,MB处理可以更好地保留土壤表层和深层水分,而DB处理对中深层土壤水分的保持更有效,裸地更易出现深层土壤水势大幅下降的干旱状态。

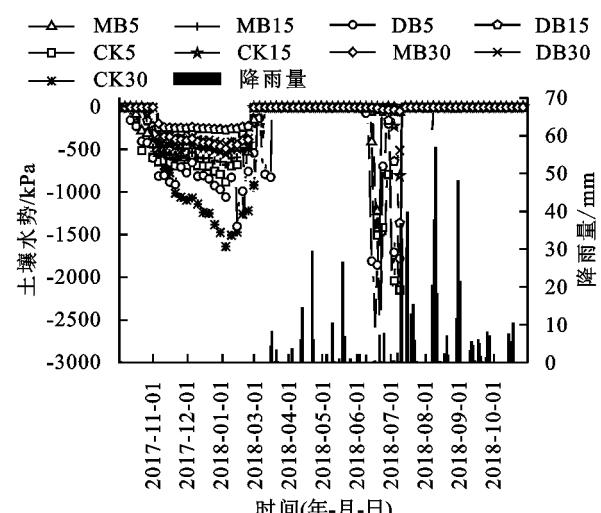


图6 土壤水势年内变化

2.2.3 月变化特征 3组处理的土壤水势月动态见图7。各处理的土壤水势变化曲线在年周期内均呈现为“下降—上升—再下降—再上升”的季节性变化规律。这主要是因为11—12月降雨量小,且气温降

至 0 ℃以下,土壤液态水转化为固态水(冰),土壤水势也随之下降;1—3月土壤由冻结状态向消融状态转变,土壤前期储水量由固态转变为液态,土壤水分逐渐增加,土壤水势逐渐增大;非冻融期内,4—5月降雨量增加,土壤水分增大,水势也随之增大;6—7月气温升高至全年最高,地表蒸发最为强烈,6月降雨量较小,土壤水分也急剧下降,水势降低,7月降雨量较大,降雨大部分蒸散,少部分入渗进入土壤,入渗的水分不能弥补蒸散消耗的土壤水分,土壤水势较低;8—10月气温仍然较高,蒸散较为强烈,但由于8月降雨量最大,且9月露水量最大,降雨及露水蒸散作用减弱,大部分入渗补给土壤水分,土壤水势上升。整体上,同一处理在0—30 cm土层处,春、夏、秋、冬季的土壤水势季节均值大小比较为:春季,MB(-15 kPa)>CK(-25 kPa)>DB(-110 kPa);夏季,MB(-56 kPa)>CK(-173 kPa)>DB(-207 kPa);秋季,MB(-29 kPa)>CK(-35 kPa)>DB(-39 kPa);冬季,MB(-481 kPa)>DB(-519 kPa)>CK(-752 kPa)。可见,MB处理的土水势明显为各季最高,除冬季外,其值接近或高于田间土壤最大持水量之水势(-33 kPa),非常适宜植物生长。

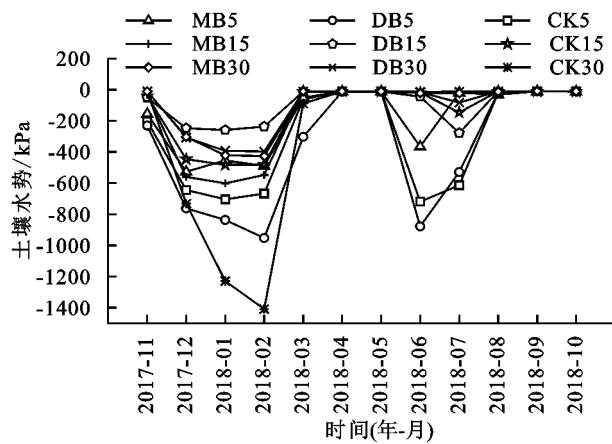


图 7 土壤水势月动态

采用灰度关联法对冻融期和非冻融期的土壤水势分析。在非冻融期内,由于4月处于土壤完全消融之后的稳定期,其水势的变化可以作为冻融期内土壤水势的初始值,因此,在计算非冻融期内各月土壤水势灰关联度时,以4月为参考数列  $X_0 = \{X_0(k) | k = 1, 2, 3\}$ ,  $k$  表示0—30 cm划分为3个层次。5—10月的土壤水势作为比较数列  $X_5, X_6, \dots, X_{10}$ ,根据公式(1)、公式(2)、公式(3)计算得灰关联度:CK处理,  $R_{08}(0.77) > R_{06}(0.77) > R_{09}(0.76) > R_{10}(0.75) > R_{05}(0.74) > R_{07}(0.68)$ , 土壤水势8,6,9,10,5月变化态势与4月较为接近;7月接近程度较差。DB处理,  $R_{05}(0.89) > R_{08}(0.76) > R_{06}(0.76) > R_{10}(0.73) >$

$R_{09}(0.70) > R_{07}(0.69)$ , 土壤水势5,8,6,10,9月变化态势与4月较为接近;7月接近程度较差;MB处理,  $R_{08}(0.77) > R_{06}(0.76) > R_{10}(0.75) > R_{09}(0.65) > R_{07}(0.61) > R_{05}(0.60)$ , 土壤水势8,6,10,9月变化态势与4月较为接近;7和5月接近程度较差。通过灰关联度分析非冻融期内3组处理各土层土壤水势的月动态,与通过实测数据作图分析,得到的结论一致,表明在非冻融期可以采用灰度关联法分析土壤水势年内动态变化。冻融期内,1月土壤处于完全冻结状态,因此,其水势的变化较为稳定,令1月的土壤水势作为冻融期内土壤水势的参考数列即  $X_0 = \{X_0(k) | k = 1, 2, 3\}$ ,  $k$  表示0—30 cm划分为3个层次。2—3月和11—12月的土壤水势作为比较数列  $X_2, X_3, X_{11}, X_{12}$ ,根据公式(1)、公式(2)、公式(3)计算得灰关联度:CK处理,  $R_{11}(0.84) > R_{03}(0.82) > R_{12}(0.77) > R_{02}(0.69)$ , DB处理,  $R_{03}(0.81) > R_{11}(0.77) > R_{02}(0.71) > R_{12}(0.62)$ , MB处理,  $R_{03}(0.93) > R_{11}(0.84) > R_{12}(0.78) > R_{02}(0.63)$ , 3组处理均表现为11月和3月土壤水势的变化态势与1月较为接近;12月和2月接近程度较差。通过灰关联度分析冻融期3组处理各土层土壤水势的月动态,与通过实测数据作图分析,得到的结论不一致,表明在冻融期不能采用灰度关联法分析土壤水势年内动态变化。

### 2.3 大气温湿度、风速对土壤水势的影响

采用灰度关联法计算大气温湿度、风速与土壤水势的关联度,计算结果见表3。由表3可知,在冻融期5 cm土层,3组处理土壤水势受相对湿度的影响最严重,其次是风速;15 cm土层,CK与MB处理的土壤水势受风速影响最严重,相对湿度次之,而DB处理的土壤水势受相对湿度最严重,风速次之;30 cm土层,3组处理的土壤水势均受风速影响最严重,其次是相对湿度。这是因为进入冻融期,大气温度降低,土壤温度也随之降低,土壤水分由液态逐渐向固态转化,但由于地膜加防草地布覆盖和防草地布覆盖对土壤有一定的保温保墒效果,大气温度对土壤水势影响力减弱。受沙地风沙影响,该时期内土壤表层本身所具有的水分较少,基本无降雨发生,土壤水主要由大气水汽、露水、霜及融雪等补给,空气相对湿度越高,越有利于露水及霜的形成;同时,风速的变化影响空气中水汽的变化,土壤水势也会随之变化。

非冻融期内0—30 cm土层,3组处理土壤水势均受风速影响最严重,这是因为毛乌素沙地风沙较大,风速的变化影响着表层土壤水势的变化。因此,考虑除了风速影响以外其他气象因子对土壤水势的

影响程度,具体表现为:5 cm 土层,3 组处理土壤水势受大气温度影响最严重;15 cm 土层,CK 与 DB 处理的土壤水势受大气温度影响最严重,而 MB 处理的土壤水势受相对湿度影响最严重;30 cm 土层,CK 与 MB 处理的土壤水势受相对湿度影响最严重,DB 处理的土壤水势受大气温度影响最严重。这是由于非冻融期气温较高,蒸发较大,土壤水势变化较为强烈。

表 3 大气温湿度、风速与土壤水势的灰关联度

研究时段	深度/cm	处理	大气温度/℃	相对湿度/%	风速/(m·s <sup>-1</sup> )
冻融期	5	CK	0.591	0.597	0.596
		DB	0.597	0.610	0.599
		MB	0.574	0.589	0.582
		CK	0.600	0.617	0.620
	15	DB	0.573	0.616	0.611
		MB	0.617	0.628	0.633
		CK	0.657	0.665	0.665
		DB	0.617	0.641	0.648
	30	MB	0.632	0.651	0.660
		CK	0.924	0.917	0.934
		DB	0.923	0.916	0.931
		MB	0.954	0.942	0.969
非冻融期	5	CK	0.947	0.928	0.975
		DB	0.949	0.934	0.967
		MB	0.682	0.753	0.908
		CK	0.707	0.762	0.902
	15	DB	0.933	0.909	0.977
		MB	0.737	0.770	0.923

### 3 讨论

毛乌素沙地水资源匮乏,降雨季节分布不均,固沙植被生长受到较大胁迫<sup>[18]</sup>。本研究发现,在 5 cm 土层处,3 组处理的土壤水势日变化均呈现为余弦曲线状,与该层各处理对应的土壤温度日变化曲线基本一致,各时段对应的土壤水势表现为 MB>CK>DB;在 15 cm 土层处,3 组处理土壤水势日变化波动幅度较小,对应的土壤水势表现为 DB>CK>MB;在 30 cm 土层处,3 组处理土壤水势日变化基本不变,表现为 MB=DB>CK。王冬梅<sup>[19]</sup>在台安试验站研究发现,地表处土壤水势变化剧烈,随着土层深度的增加,土壤水势较为稳定,与本研究基本一致。

土壤水势年内变化存在 2 个低谷,主要发生在冬季和夏季,出现这 2 个低谷的主要原因是前者大气温度、土壤温度降低,土壤发生冻结,造成土壤液态水急剧减少,土壤水势发生下降;后者大气温度较高,土壤蒸发增大,造成沙区土壤含水量下降,土壤水势发生下降。伍永秋等<sup>[20]</sup>在毛乌素沙地南缘研究发现,固定沙丘、半流动沙丘和流动沙丘平均土壤含水量大体

表现为秋季>春季>夏季,这与本研究基本一致。同一深度处,3 组处理土壤水势年均值大小比较:5 cm 处为 MB>CK>DB;15 cm 处为 DB>CK>MB;30 cm 处为 MB=DB>CK。MB 处理下,白天土壤积温较高,夜间向上的温度梯度大,15 cm 土壤水分上移速度较快,地表膜下积水,致使地表以下 5 cm 处水势较高,而 15 cm 处水势较低,同时,降雨侧向入渗至垄沟处,表现为地表 MB 处理较 DB 处理水势更高。30 cm 处 MB 和 DB 处理下,水势近似相同,但都大于裸地,主要原因是该地区降雨量较小,大部分降雨不能入渗至 30 cm 处。整体上可以看出,5 cm 土层 MB 处理保湿效果更好,而 15 cm 土层 DB 处理的保湿效果更好,30 cm 土层 MB 和 DB 处理下水势接近。

土壤水势季节内均值大小表现为:春、夏、秋季的土壤水势季节内均值以 MB 处理最大,CK 次之,DB 处理最小,而冬季土壤水势季节内均值以 MB 处理最大,DB 处理次之,CK 最小。伍永秋等<sup>[20]</sup>将沙丘土壤含水量变化分为 4 个时期:春季缓慢积累期、夏季消耗期、秋季积累期和冬季稳定期。本研究发现,土壤水势月变化曲线在年周期内均呈现“下降—上升—再下降—再上升”的双峰双谷规律,即春季进入缓慢积累期,夏季蒸散量大,进入消耗期,秋季进入积累期,冬季稳定期,与伍永秋等<sup>[20]</sup>的研究结果基本一致。对 3 组处理各土层土壤水势月变化采用灰度关联法进行分析,其结果与实测数据作图对比显示,非冻融期内结论一致,冻融期内不一致,表明在非冻融期可以通过采用灰度关联法分析土壤水势年内动态变化。肖恩邦等<sup>[21]</sup>研究发现,4—10 月陕北黄土区人工刺槐林地土壤水势的月变化可以用灰度关联法进行分析,与本研究结果基本一致。

田原<sup>[22]</sup>在兴安落叶松林研究发现,土壤水势响应降雨、季节性冻土融水、土壤温度、大气相对湿度的变化;吴春东<sup>[23]</sup>在东北农业大学节水灌溉试验做不同覆盖处理下冻融期内土壤水分的研究时发现,大气温度对土壤水分的影响最为显著,除大气温度的影响以外,10—20 cm 处受风速影响最严重,这与本研究结果不一致,主要原因可能是本研究采用的地膜—防草地布相结合的覆盖方式,其增温保墒的作用较为显著,大气温度变化对土壤的影响具有一定的滞后作用,使得大气温度的变化对土壤温度影响效果减弱,对土壤水分的影响也变弱,而在毛乌素沙地常年风沙较大,与哈尔滨市有着不同的地理环境和地质条件,因此,造成本研究中风速的影响成为较为显著的影响因子。

### 4 结论

(1) 3 组处理的土壤水势日变化均呈现余弦曲线

变化特征,在 5 cm 土层处土壤水势日变幅较大,土壤水势值为  $-600 \sim -120$  kPa,各时段表现为 MB>CK>DB;在 15 cm 土层处,土壤水势变幅较小,其值为  $-180 \sim -90$  kPa,表现为 DB>CK>MB;在 30 cm 土层处,土壤水势基本稳定不变,MB 与 DB 处理稳定在  $-100$  kPa,CK 稳定在  $-285$  kPa。

(2) 土壤水势年内变化呈现“下降—上升—再下降—再上升”的双峰双谷规律,谷值出现在土壤水处于冻结状态的冬季和蒸发强烈的夏季。3 组处理土壤水势年均值 5 cm 处表现为 MB>CK>DB,15 cm 处表现为 DB>CK>MB,30 cm 处表现为 MB=DB>CK,表明 MB 处理覆盖对表层土壤保湿效果显著。

(3) 3 组处理在 0—30 cm 土层处,冻融期土壤水势受相对湿度及风速影响较大;非冻融期土壤水势受风速影响最大,其次是大气温度与相对湿度。

致谢:感谢长安大学研究生院、长安大学水与发展研究院、国家林业局榆林荒漠生态站对本试验项目的支持;感谢长安大学卢玉东教授、刘秀花教授、王浩工程师、苏凤梅博士在试验及数据分析过程中提供的帮助。

#### 参考文献:

- [1] 高国雄.毛乌素沙地东南缘人工植被结构与生态功能研究[D].北京:北京林业大学,2007.
- [2] 包含,张国彪,侯立柱,等.毛乌素沙地地下水浅埋区田间水分动态[J].地球环境学报,2018,9(4):372-382.
- [3] 包含,侯立柱,沈建根,等.毛乌素沙地农田土壤水分动态特征研究[J].中国生态农业学报,2014,22(11):1301-1309.
- [4] Jia Z F, Zhao Z Q, Zhang Q Y, et al. Dew yield and its influencing factors at the Western edge of Gurbantunggut Desert, China[J]. Water, 2019, 11(4):733-749.
- [5] Jia Z F, Wang Z, Wang H. Characteristics of dew formation in the semi-arid loess plateau of central Shaanxi Province, China[J]. Water, 2019, 11(1):126-143.
- [6] 王浩.陕北黄土丘陵区露水凝结特征研究[D].西安:长安大学,2018.
- [7] Wang Q, Ren X, Song X Y, et al. The optimum ridge-furrow ratio and suitable ridge-covering material in rainwater harvesting for oats production in semiarid regions of China[J]. Field Crops Research, 2015, 172: 106-118.
- [8] 苏凤梅,贾志峰,王智.地布—地膜覆盖对渭北旱塬区土壤水分的影响[J].水土保持通报,2018,38(5):97-102.
- [9] 李佳旸.黄土高原山地苹果园土壤水分动态及蒸散研究[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2017.
- [10] 冯伟.毛乌素沙地东北缘土壤水分动态及深层渗漏特征[D].北京:中国林业科学研究院,2015.
- [11] 孙建国,王涛,颜长珍.气候变化和人类活动在榆林市荒漠化过程中的相对作用[J].中国沙地,2012,32(3):625-630.
- [12] 王彦武.榆林毛乌素沙地固沙林地土壤质量演变机制[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2008.
- [13] 杨路明.毛乌素沙地地表凝结水形成过程及其环境影响因子[D].北京:北京林业大学,2016.
- [14] 崔利强,吴波,杨文斌,等.毛乌素沙漠东南缘不同植被盖度下土壤水分特征分析[J].干旱区资源与环境,2010,24(2):177-182.
- [15] 王玉才.陕西地区参考作物蒸发蒸腾量空间分布特征[J].甘肃科技,2015,31(8):138-140.
- [16] Ren R, Ma J J, Cheng Q Y, et al. An investigation into the effects of temperature gradient on the soil water-salt transfer with evaporation[J]. Water, 2017, 9:456-475.
- [17] 任荣.非等温条件下土壤水热耦合迁移数值模拟研究[D].太原:太原理工大学,2018.
- [18] 马雄德.毛乌素沙地裸土蒸发的动力学过程[D].西安:长安大学,2018.
- [19] 王冬梅.水田土壤水势变化规律分析[J].内蒙古水利,2017(10):21-23.
- [20] 伍永秋,张健枫,杜世松,等.毛乌素沙地南缘不同活性沙丘土壤水分时空变化[J].中国沙地,2015,35(6):1612-1619.
- [21] 肖恩邦,孙保平,陈串,等.陕北黄土区人工刺槐林地土壤水势特征[J].水土保持学报,2017,31(3):129-133.
- [22] 田原.兴安落叶松林生长季土壤水势动态变化特征[D].呼和浩特:内蒙古农业大学,2017.
- [23] 吴春东.冻融期不同秸秆覆盖厚度下土壤水热动态变化规律研究[D].哈尔滨:东北农业大学,2016.

(上接第 77 页)

- [24] 陈奕汀,程红光,蒲晓,等.冻融作用对旱地土壤中不同吸附形态铵根离子的影响[J].安徽农业科学,2012,40(19):10094-10097.
- [25] 申东.紫色土丘陵区农业小流域氮磷与离子迁移特征研究[D].四川 绵阳:绵阳师范学院,2017.
- [26] 陈法锦,贾国东,陈建芳,等.河流可溶性有机氮研究进展[J].矿物岩石地球化学通报,2010,29(1):83-88.
- [27] 华玲玲,李文超,翟丽梅,等.三峡库区古夫河小流域氮磷排放特征[J].环境科学,2017,38(1):138-146.
- [28] 闫瑞,闫胜军,赵富才,等.黄土丘陵区岔口小流域暴雨条件下氮素随地表径流迁移特征[J].水土保持学报,2014,28(5):82-86.