

利用热脉冲技术研究石子覆盖对土壤内部蒸发的影响*

米美霞¹ 樊军^{1,2} 邵明安^{2†}

(1 西北农林科技大学资源环境学院, 陕西杨凌 712100)

(2 中国科学院水利部水土保持研究所黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西杨凌 712100)

摘要 地表覆盖能够减少土壤蒸发, 对土壤保水、保墒有重要意义。本文基于显热平衡原理, 探究了石子覆盖对近表层土壤内部蒸发的影响。应用热脉冲技术测定的热参数和土壤温度得到土壤内部蒸发速率、显热通量、土层上下部显热通量差、潜在汽化热和显热贮藏量变化。与裸土相比, 石子覆盖以后近表层显热贮藏量无明显变化, t 检验 3 ~ 9 mm、15 ~ 21 mm、27 ~ 33 mm p 值分别为 0.439、0.100 和 0.096, 均大于 0.05, 显热通量减小, t 检验 3 mm、15 mm、27 mm p 值分别为 0、0、0.005, 均小于 0.05, 土层上下部显热通量差明显减小, t 检验 3 ~ 9 mm、15 ~ 21 mm p 值均为 $0 < 0.05$, 27 ~ 33 mm p 值为 $0.059 > 0.05$, 潜在汽化热增加, t 检验 3 ~ 9 mm、15 ~ 21 mm、27 ~ 33 mm p 值均为 $0 < 0.05$, 所以用于土壤蒸发的能量减小, 致使土壤蒸发速率降低, t 检验 3 ~ 9 mm、15 ~ 21 mm p 均为 $0 < 0.05$, 27 ~ 33 mm p 值为 $0.100 > 0.05$ 。土壤蒸发速率变化趋势与土壤显热通量差变化趋势一致: 与裸土相比, 石子覆盖以后土壤蒸发速率和土层上下部土壤显热通量差的峰值出现的时间滞后, 3 ~ 9 mm、15 ~ 21 mm 峰值出现的时间均滞后两天。因此石子覆盖以后土壤蒸发的变化主要表现在土壤蒸发速率减小且蒸发速率峰值出现时间滞后。

关键词 土壤蒸发; 石子覆盖; 热脉冲; 黄土高原

中图分类号 S152.7+3

文献标识码 A

土壤水分蒸发既是能量平衡的一部分, 也是水平衡的一部分^[1]。土壤中的水分以水蒸气形式扩散到大气中这一过程, 对于土壤水分的保持和损失都有很大影响^[2]。干旱地区, 农业生产中广泛应用砾石^[3]、砂石^[4]、秸秆^[5]、地膜^[6]等覆盖措施来减少土壤水分蒸发, 提高产量。但是, 覆盖措施减少土壤蒸发的内在原因尚需明确。崔向新等^[3]采用称重法对砾石覆盖后的土壤蒸发进行研究, 认为覆盖条件下土壤蒸发前期快后期慢, 并将这一过程分为两个阶段, 第一阶段的蒸发速率由覆盖物的特性决定, 第二阶段影响蒸发速率的主要是土壤含水量。测定土壤蒸发常用方法是微蒸渗仪法, 需要进行原状土取样测定, 并定期更换土样, 对表层土壤有一定的扰动, 而且不能监测土壤蒸发在不同时间和不同土层深度的动态变化。Heitman 等^[7-8]基于 Gardner 和 Hanks 的显热平衡理论, 使用三针热脉冲探头对表层 3 mm 以下各层不同时间土壤蒸发速率进行了测定, 揭示了土壤水分蒸发的动态过程, 热脉冲

法与蒸渗仪法和波文比法测定结果呈现显著相关。Xiao 等^[9]的研究进一步表明, 热脉冲探头能够测定自然干湿循环过程中的土壤蒸发。Zhang 等^[10]利用 11 针热脉冲探头对 1.5 mm 以下土壤蒸发进行了测定, 认为 11 针热脉冲探头能够更好的测定近地表不同时间不同深度土壤蒸发的动态变化。本文使用 11 针热脉冲探头, 对裸土和石子覆盖条件下土壤蒸发的动态变化进行对比观测, 以揭示石子覆盖条件下近表层土壤蒸发的动态变化及石子覆盖对内部土壤蒸发的影响, 为覆盖技术的应用提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 试验区概况

试验于 2011 年 8 月 27 日至 10 月 6 日间在神木侵蚀与环境试验站原状土上进行。该试验站位

* 国家自然科学基金项目 (No. 40601041 和 No. 91025018) 资助

† 通讯作者: 邵明安, 研究员, 博士, E-mail: mashao@ms.iswc.ac.cn

作者简介: 米美霞 (1986—), 女, 陕西榆林人, 硕士研究生, 研究方向为土壤物理。E-mail: meixiami@126.com

收稿日期: 2012-02-06; 收到修改稿日期: 2012-06-15

110°21' ~ 110°23', 北纬 38°46' ~ 38°51'), 海拔为 1 094 ~ 1 274 m。本区属于中温带半干旱气候, 年均气温为 8.4℃, $\geq 10^\circ\text{C}$ 活动积温为 3248.0℃, 年总太阳辐射量为 5 922 MJ m⁻², 多年平均降水量 437 mm。供试土壤为沙黄土, 试验前 0 ~ 5 cm 土壤容重为 1.29 g cm⁻³, 土壤含水量为 0.20 cm³ cm⁻³。土壤颗粒组成为黏粒 (< 0.002 mm) 16%, 粉粒 (0.002 ~ 0.05 mm) 44%, 砂粒 (> 0.05 mm) 40%。

1.2 测定原理

本研究所用的 11 针热脉冲探头与 Zhang

等^[10]使用的探头结构相同, 如图 1 所示。探头由 4 根加热针 (第 4、6、8、10 针) 和 7 根热电偶针 (第 1、2、3、5、7、9、11 针) 组成, 加热针长 40 mm, 热电偶针长 20 mm。前 3 根热电偶针垂直间距为 1 mm, 1、2、3 针与 4 针均为 6 mm, 其他相邻针间距为 6 mm, 探针直径为 1.3 mm。探针由不锈钢外套及其内的 T 型热电偶组成, 热电偶线与不锈钢外套之间的空隙用高导电性的硅胶填充。加热针内还装有一根电阻丝, 以提供一定时长的热脉冲。

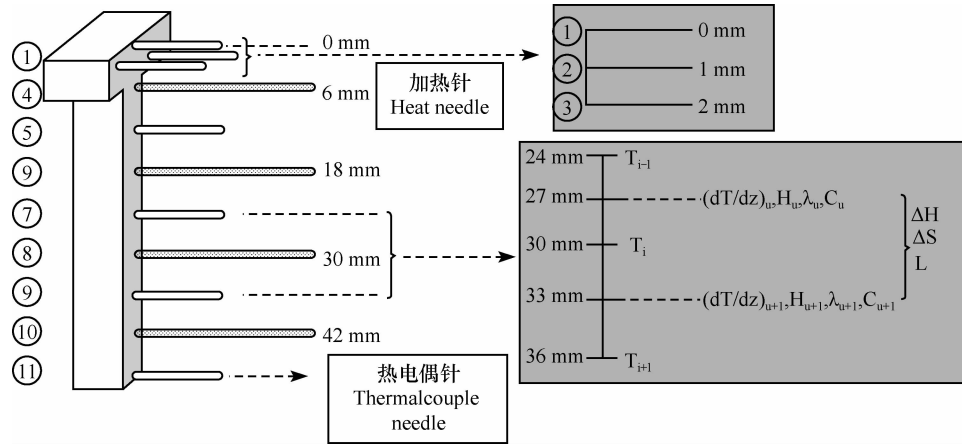


图 1 热脉冲探头结构示意图

Fig. 1 Schematic structure of the 11-needle heat pulse probe

探头工作原理与 Bristow 等^[11]和任图生等^[12]描述的多针热脉冲原理相同。在一个无限大的均匀等温介质中, 线性热源发出的热脉冲呈放射状向周围传导, 土壤中距线性热源的某一点的温度会经过先升高后降低的变化, 那么这一点的温度会有一个最大温度升高值 (ΔT_m , °C) 及其对应的时间 (t_m , s)。根据下面公式计算土壤热扩散系数 (α , m s⁻¹) 和土壤热容量 (C , J m⁻³ °C⁻¹):

$$\alpha = \frac{r^2}{4t_m} \left\{ \frac{t_0/(t_m - t_0)}{\ln[t_m/(t_m - t_0)]} \right\} \quad (1)$$

$$C = \frac{q'}{4\pi\alpha\Delta T_m} \left[Ei \left(\frac{-r^2}{4\alpha(t_m - t_0)} \right) - Ei \left(\frac{-r^2}{4\alpha t_m} \right) \right] \quad (2)$$

式中, t_0 为热脉冲加热时长 (s), r 为上述土壤中某一点距离线性热源的距离 (m), q' 为单位长度线性热源所发出的热量 (W m⁻¹)。式 (2) 中有指数积分, 为计算带来不便。这里根据 Knight 和 Kluitenberg 等的计算方法来计算热容量^[13], 即

$$C = \frac{q't_0}{e\pi r^2 \Delta T_m} \left(1 - \frac{1}{24}\varepsilon^2 - \frac{1}{24}\varepsilon^3 - \frac{5}{128}\varepsilon^4 - \frac{1}{192}\varepsilon^5 \right) \quad (3)$$

式 (3) 中, $\varepsilon = t_0/t_m$, 即线性热源加热时长与达到最高温度所需要时长的比值。土壤热导率 (λ , W m⁻¹ °C⁻¹) 是土壤热容量和热导率的乘积:

$$\lambda = \alpha C \quad (4)$$

土壤蒸发速率是根据土壤中某一土层的显热平衡方程^[8-10]计算得到。土层描述见图 1, 显热平衡方程为

$$\Delta H = LE + \Delta S \quad (5)$$

式 (5) 中, $\Delta H = H_u - H_{u+1}$, H_u 、 H_{u+1} 分别为指定土层上下部的显热通量 (W m⁻²), ΔS 为具有一定厚度土层显热贮藏量的变化值 (W m⁻²), LE 为潜热通量, L 为潜在汽化热 (J m⁻³), E 为土壤蒸发速率 (m s⁻¹)。根据 Fourier 定律计算显热通量 H ^[14]:

$$H_u = -\lambda_u \frac{T_{i,j} - T_{i-1,j}}{z_i - z_{i-1}} \quad (6)$$

$$H_{u+1} = -\lambda_{u+1} \frac{T_{i+1,j} - T_{i,j}}{z_{i+1} - z_i} \quad (7)$$

结合图 1, $(dT/dz)_u = (T_i - T_{i-1}) / (z_i - z_{i-1})$, $(dT/dz)_{u+1} = (T_{i+1} - T_i) / (z_{i+1} - z_i)$, u 为图 1 中对应的土层数(本研究中土层数对应关系为 3 mm:1, 9 mm:2, 15 mm:3, 21 mm:4, 27 mm:5, 33 mm:6), i 分别代表图 1 中对应的深度指数(本研究中对应关系 0 mm:1, 6 mm:2, 12 mm:3, 18 mm:4, 24 mm:5, 30 mm:6, 36 mm:7), j 土壤温度时间数(即 0、1、2...23 h)。 $z_i - z_{i-1}$ 代表土层深度差, 由对应深度实际探针间距得到。 dT/dz 为相邻探针间的温度差(温度为间隔 1 h 的平均值)与这两个探针间距的比值, ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$)。 Ochsner 等^[15] 根据温度和热容量对土壤显热储量变化值(ΔS)的估算。 本研究利用下式计算图 1 中各土层显热储量的变化:

$$\Delta S = C_{\bar{u}} \frac{T_{i,j} - T_{i,j-1}}{t_j - t_{j-1}} \Delta z \quad (8)$$

对应图 1, 这里 $C_{\bar{u}}$ 为 C_u 和 C_{u+1} 的平均值, C_u 为加热针所在深度 z_i 至相邻热电偶针所在深度 z_{i-1} 的土壤热容量, C_{u+1} 为加热针所在深度 z_i 至相邻热电偶针所在深度 z_{i+1} 的土壤热容量。 式中 Δz 土壤深度差(图 1 中 ΔS 对应的土层)。

L 根据以下公式计算^[16]:

$$L = 2.49463 \times 10^9 - 2.247 \times 10^6 T_h \quad (9)$$

此处 T_h 为探针相邻时间即 $T_{i,j}$ 与 $T_{i,j-1}$ 的平均值。 此外, 本文中未使用探针 2 和探针 3 的结果。

1.3 测定方法

试验装置由六个 11 针热脉冲探头(3 次重复), 一个 CR1000 数据采集器、两个 AM-25T 扩展板(Campbell Scientific, Logan, UT, USA)、一个控制加热电压的电路板及供电模块组成。 本研究用每个探头的前 9 根针进行测定。 CR1000 数据采集器和测定程序来控制热脉冲加热热量、加热时长, 并进行加热针之间的切换, 同时采集温度和时间数据。 探头安装前平整土地, 清除地表杂草, 然后挖深 10 cm 的小槽, 将探头垂向插到土壤剖面, 填埋土槽。 第 1 至 11 针的位置对应土壤剖面 0~48 mm 深度的位置, 实际测定深度至 36 mm。 小区覆盖石子为料姜石, 平均直径为 2.5 cm 左右, 覆盖度在 80% 左右。 热脉冲每次加热时长 10 s, 共采集 180 s 的温度。 每次加热控制一组加热针(如所有探头的第 4 根针)共 3 组加热针, 每组加热时间间隔一个小时, 即对于一组加热针每 3 个小时可得到一个热参数值。 用热脉冲加热之前测定的温度值来校正环境引起的温度漂移。 此外, 每隔 1 h 测定一次各深度(0、1、2、6、12、18、24、30、36 mm)土壤温度(探针 0、

1、2 的温度未使用)。 采用 Hydra Probe II (SDI-12 / RS485) 测定降雨后土壤 0~6 cm 的平均体积含水量。

2 结果与分析

2.1 环境条件

太阳辐射、湿度、温度、风速等各气象条件不同, 观测得到的土壤蒸发不同。 本研究取 8 月 27 日为第 1 天, 10 月 6 日为第 40 天来进行分析。 1~40 d 期间气温变化范围为 3.1~29.0 $^{\circ}\text{C}$ 、平均气温为 15.0 $^{\circ}\text{C}$; 相对湿度变化范围为 11.1%~94.4%、平均相对湿度为 60.0%; 风速变化范围为 0.2~5.8 m s^{-1} 、平均风速为 2.0 m s^{-1} 。 1~40 d 太阳辐射变化趋势、降雨和土壤含水量见图 2。 试验期间平均太阳辐射为 182.8 $\text{W m}^{-2} \text{h}^{-1}$, 共经历了 3 次比较完整的干湿循环。 第 8 天、第 14 天和第 21 天降雨, 降雨量分别为 19.5 mm、5.2 mm 和 6.7 mm, 降雨后裸土 0~6 cm 平均含水量分别为 0.21 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ 、0.22 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ 和 0.15 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, 石子覆盖土壤 0~6 cm 平均含水量分别为 0.20 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ 、0.22 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ 和 0.17 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ 。 随着降雨后蒸发的进行, 裸土水分含量低于石子覆盖条件下土壤含水量。 裸土与覆盖条件下 0~36 mm 平均土壤温度分别为 17.06 $^{\circ}\text{C}$ 和 16.21 $^{\circ}\text{C}$, 相差 0.85 $^{\circ}\text{C}$, 最高温差为 7.4 $^{\circ}\text{C}$, 最低温差为 -1.7 $^{\circ}\text{C}$ (图 1a、图 1b)。 此外, 石子覆盖以后土壤表层及土壤内部最高温度明显降低, 最低温度升高, 昼夜温差减小, 温度变化相对于裸土更稳定, 且表层土壤温度变化较裸土相对稳定。

2.2 石子覆盖对土壤蒸发的影响

对第 22 天至第 30 天(9 月 17 日 - 9 月 25 日)石子覆盖和裸土条件下的结果进行比较。 选取每天 7:00 - 18:00 期间 3~9 mm、15~21 mm 和 27~33 mm 三个土层的蒸发速率(E)、热通量差(ΔH)、潜在汽化热(L)、显热贮藏量变化(ΔS)进行分析, 采用 SPSS13.0 统计软件进行成对数据 t 检验。

2.2.1 土壤蒸发速率变化 降雨后土壤中水分充足, 土壤蒸发速率的主要限制因子是大气蒸发力, 土壤蒸发的位置由表层开始逐渐向下, 在土表至土壤内部的一个区域内进行。 土壤中的水分随蒸发而损失, 含水量迅速减少, 土壤孔隙中的水分逐渐被气体代替。 当土壤蒸发速率达到峰值以后, 开始越来越小。 第 21 天(9 月 16 日)降雨量为 6.7 mm, 随降雨后土壤干燥, 土体各层蒸发速率的峰值出现先逐

渐增大,后逐渐减小的趋势(图3)。石子覆盖条件下土壤蒸发速率的变化整体趋势(图3a)与裸土类似(图3b),但是蒸发速率峰值比对应土层的裸土小,而且出现了峰值时间滞后。对于裸土,降雨之后蒸发速率的峰值在3 mm以上,而3~9 mm蒸发速率很小;直至第24天3~9 mm的蒸发速率才达到最大(0.30 mm h⁻¹);15~21 mm在第28天达到最大(0.20 mm h⁻¹)。石子覆盖条件下,3~9 mm土层蒸发速率峰值在第26天出现(0.10 mm h⁻¹),

15~21 mm在第30天出现峰值(0.10 mm h⁻¹),峰值出现较裸土均滞后两天;27~33 mm蒸发速率很小,没有出现明显的峰值。对石子覆盖和裸土蒸发速率的t检验结果表明,3~9 mm和15~21 mm石子覆盖条件下土壤蒸发速率显著小于裸土蒸发速率(表1),但二者在27~33 mm差异不显著。此外,对于图3中土壤蒸发速率出现小于零的情况,Heitman等^[7]认为可能来自于土壤深度及对应深度温度测定误差,也可能是水汽凝结现象引起的。

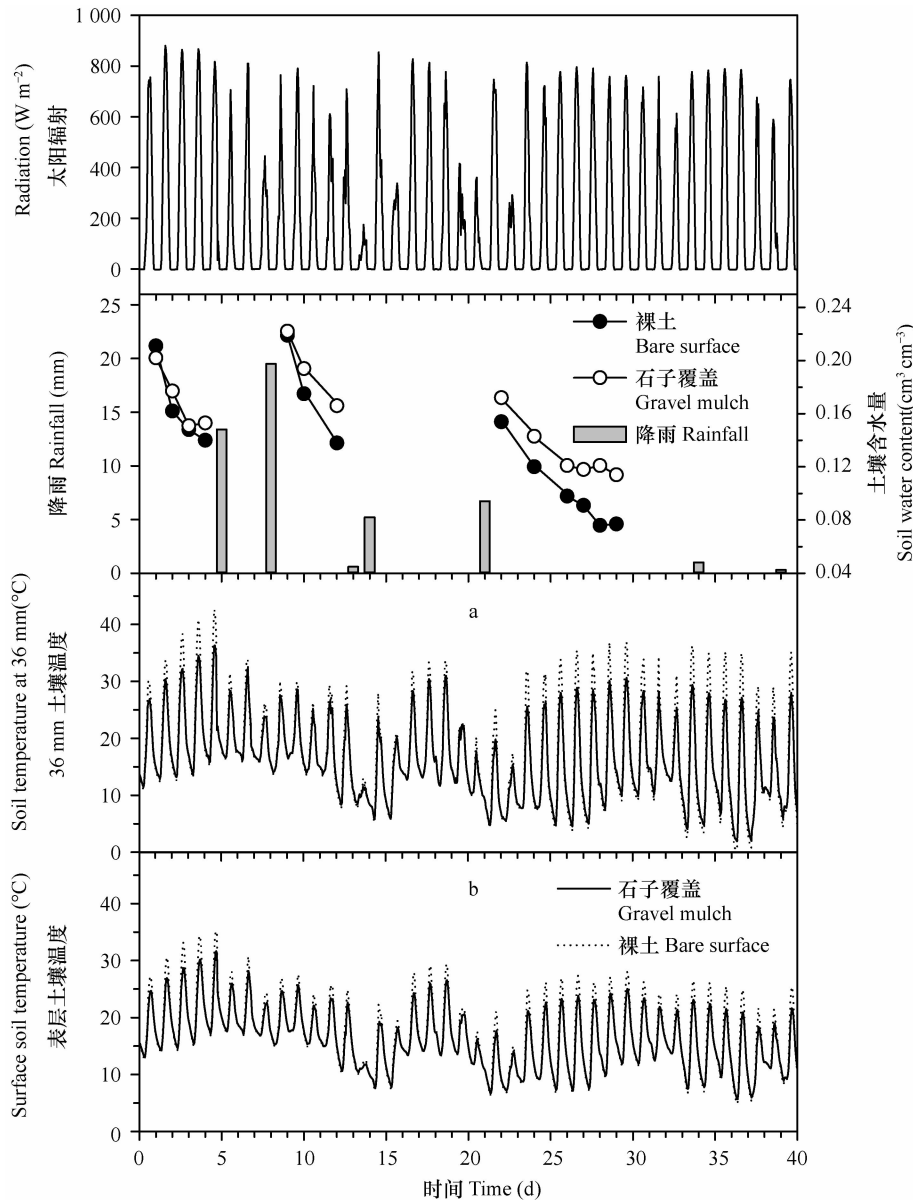


图2 实验期间太阳辐射变化、降雨状况、0~6 cm土壤平均容积含水量、表层(a)及36 mm(b)土壤温度变化(图中a、b图例相同)

Fig. 2 Solar radiation, rainfall, soil volumetric water content of the 0~6 cm soil layer, soil temperature at the surface (a) and 36 mm in depth (b) during the test (the legends in Sections a and b of the figure are the same)

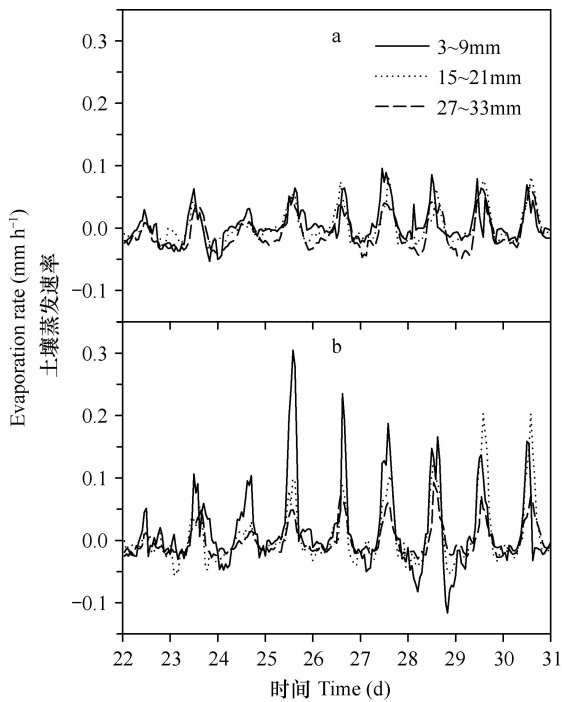


图3 实验第21天降雨后石子覆盖(a)蒸发和裸土(b)下土壤蒸发

Fig. 3 Evaporation of soil under gravel mulch (a) and bare soil (b) after rainfall on the 21st day of the experiment

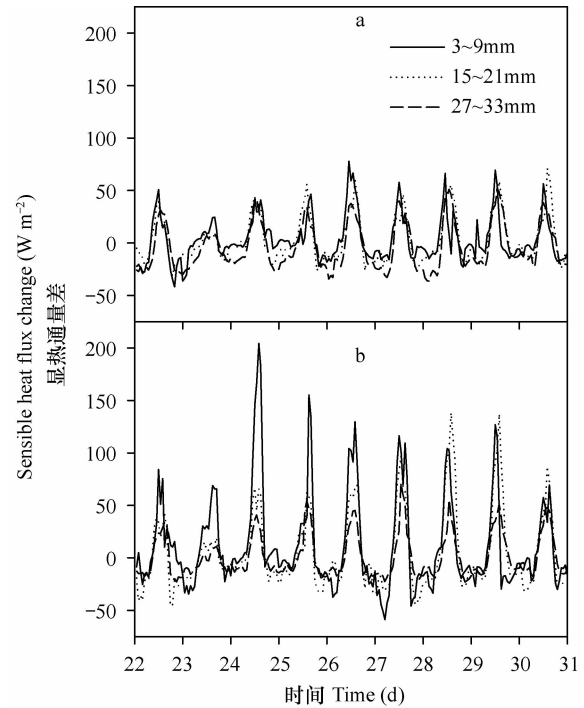


图4 实验第21天降雨后石子覆盖(a)和裸土土层(b)上下部显热通量差

Fig. 4 The difference between the upper and lower parts of soil layers in sensible heat flux under gravel mulch (a) and bare soil (b) after rainfall on the 21st day of the experiment

表1 石子覆盖与裸土条件下结果比较

Table 1 Comparison between soil under gravel mulch and bare soil

土层 Soil layer (mm)	t 检验结果 (p)		
	3~9	15~21	27~33
土壤蒸发 Soil evaporation (E)	0.000	0.000	0.100
显热通量差 Difference in sensible heat flux (ΔH)	0.000	0.000	0.059
显热贮藏量变化 Variation of sensible heat storage (ΔS)	0.439	1.000	0.096
潜在汽化热 The latent heat of vaporization (L)	0.000	0.000	0.000
深度 Depth (mm)	3	15	27
显热通量 Sensible heat flux (H)	0.000	0.000	0.005
温度梯度 Temperature gradient (dT/dz)	0.000	0.000	0.000

注:(1) p 为第21天降雨后裸土与石子覆盖两处理t检验结果, $p > 0.05$ 差异不显著, $p < 0.05$ 差异显著 Note: (1) p stands for t test results obtained from bare soil and soil under gravel mulch after rainfall on the 21st day of the experiment. " $p > 0.05$ " is not significant in difference. " $p < 0.05$ " is significant in difference

2.2.2 影响石子覆盖条件下土壤蒸发改变的因素 覆盖以后土壤蒸发速率大小和时间的变化

可从两个方面来分析原因:一是覆盖引起的土壤表层以上微气候的改变^[17],二是土壤内部蒸发的改变,本文主要从后一方面进行分析。由上述显热平衡方程可知,土壤蒸发速率由显热通量差 ΔH 、显热贮藏量变化 ΔS 和潜在汽化热 L 共同决定。由表1中结果,石子覆盖以后3~9mm和15~21mm的显热通量差 ΔH 与裸土的 ΔH 差异显著,前者小于后者,但27~33mm差异不显著,土层越深,差异越小,与土壤蒸发的结果一致。图4为显热通量差随时间的变化趋势,石子覆盖以后显热通量差峰值的滞后与图3中土壤蒸发速率的变化趋势基本一致。石子覆盖下 ΔS 与裸土 ΔS 差异不明显。三个土层 L 差异显著:石子覆盖的 L 大于裸土的 L 。因此,石子覆盖以后显热通量差减小,潜在汽化热增加,由显热平衡方程得出,土壤蒸发速率减小。

土壤含水量的变化亦说明石子覆盖以后因蒸发损失的水分减少。图1中三次降雨之后(第8天、第14天、第21天)0~6cm土壤水分变化规律表明,刚降雨之后石子覆盖与裸土处理土壤水分均下降较快,之后比较稳定,随土壤蒸发的进行,二者的水分差异越来越明显。试验第22天至第30天石子

覆盖条件下土壤含水量下降了 34%, 裸土水分下降了 61%。在大气蒸发力控制土壤蒸发的阶段, 土壤内部水分不断供给表层蒸发, 土壤水分下降很快。石子覆盖以后, 改变了近地表的气象条件(辐射强度、风速等), 初始蒸发速率减小, 水分向土体内部运动, 使土壤内部因蒸发损失的水分减小。

为进一步探明石子覆盖以后土壤蒸发及能量发生变化的原因, 对裸土、石子覆盖条件下温度、热参数等的变化进行分析。由式(6)可知土壤显热通量 H 由土壤热导率 λ 和温度梯度 dT/dz 决定。根据 t 检验结果(表 1)及图 5 温度梯度变化趋势, 石子覆盖以后 3 mm、15 mm 和 27 mm 各土层的 dT/dz (负值) 大于对应裸土各土层的 dT/dz 。图 6 是第 21 天降雨后石子覆盖和裸土 0~36 mm 平均热容量 C 和热导率 λ 变化。结果显示, C 和 λ 变化趋势与土壤水分变化一致。随降雨之后蒸发的进行, 土壤水分含量减小, C 和 λ 均逐渐减小, 但石子覆盖下的 C 和 λ 总体上高于裸土的 C 和 λ 。例如, 第 22 至第 30 天 3 mm、15 mm、27 mm 石子覆盖以后 λ 的平均值分别为 0.64、0.89 和 0.89 $\text{W m}^{-1}\text{C}^{-1}$, 裸土 λ 的平均值分别为 0.60、0.84 和 0.83 $\text{W m}^{-1}\text{C}^{-1}$ 。与两处理各深度的 dT/dz (石子覆盖以后 3 mm、15 mm、27 mm 平均 dT/dz 分别为 -132、-70 和 -50 $^{\circ}\text{C m}^{-1}$,

裸土平均 dT/dz 分别为 -200、-109 和 -69 $^{\circ}\text{C m}^{-1}$) 相比, λ 值很小(比 dT/dz 小 1~3 个数量级), 对于 H 值的影响相对较小, 说明土壤温度梯度大小是显热通量的主要控制因素。土壤显热通量差 ΔH 为土层上下部土壤显热通量的差值, 显然温度梯度的变化对 ΔH 的变化起主导作用, 对石子覆盖和裸土土层上下部土壤温度梯度差进行比较, 两处理 3~15 mm、15~27 mm 土壤温度梯度差进行 t 检验, p 值均为 0, 小于 0.05, 对图 5 第 22 至第 30 天 3 mm、15 mm、27 mm 土壤温度梯度进行纵向比较, 3~15 mm、15~27 mm 裸土温度梯度差异比石子覆盖土壤温度梯度差异明显(如在第 28 天 3~15 mm、15~27 mm 石子覆盖以后温度梯度峰值的差值分别为 -249、-62 $^{\circ}\text{C m}^{-1}$, 裸土土壤温度梯度峰值的差值为 -381、-149 $^{\circ}\text{C m}^{-1}$, 第 29 天 3~15 mm、15~27 mm 石子覆盖以后温度梯度峰值的差值分别为 -254、-72 $^{\circ}\text{C m}^{-1}$, 裸土土壤温度梯度峰值的差值为 -349、-161 $^{\circ}\text{C m}^{-1}$), 而且 15~27 mm 土壤温度梯度差差异小于 3~15 mm 土壤温度梯度差异, 所以石子覆盖土层上下部土壤温度梯度差异小于裸土对应土层上下部温度梯度差异, 随深度增加, 差异减小, 因此, 石子覆盖以后土层上下部土壤显热通量差值亦小于裸土。同时, 石子覆盖以后, 由 2.1 中

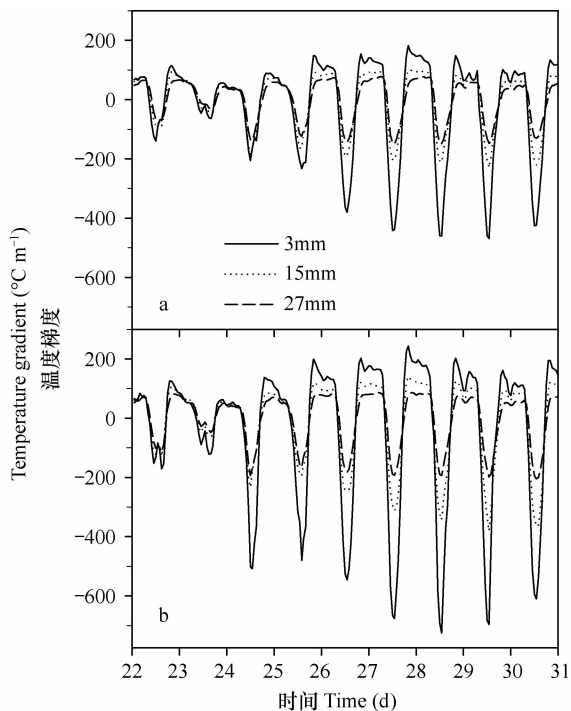


图 5 实验第 21 天降雨后石子覆盖 (a) 和裸土 (b) 土壤温度梯度

Fig. 5 Temperature gradient obtained from soil under gravel mulch (a) and bare soil (b) after rainfall on the 21st day of the experiment

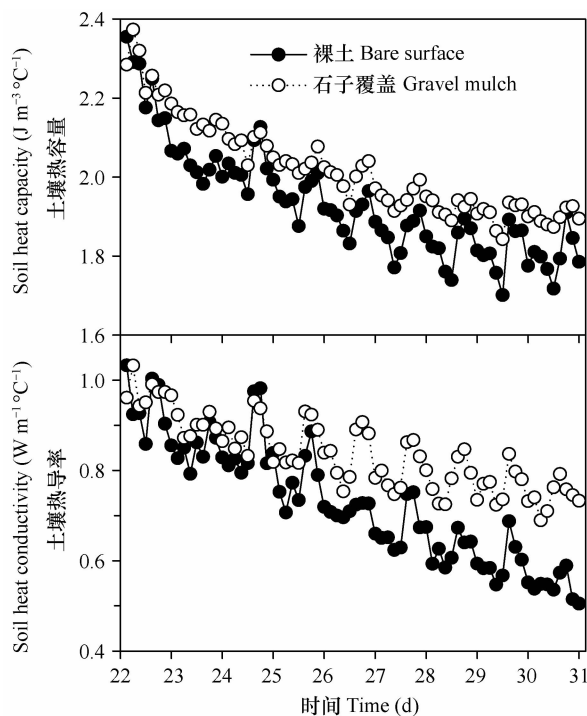


图 6 实验第 21 天降雨后裸土和石子覆盖土壤热导率和热容量

Fig. 6 Soil heat conductivity and heat capacity obtained from soil under gravel mulch and bare soil after rainfall on the 21st day of the experiment

0~36 mm 两处理平均温度可知,土壤平均温度降低,由式(9)可知土壤温度降低导致土壤潜在汽化热 L 增加。因此,由式(5)可知,覆盖降低了土壤蒸发速率。

热脉冲方法基于显热平衡原理和热传导定律测定土壤蒸发。其优点是能获取原状土壤热的参数,可连续定点监测土壤温度、热通量和蒸发过程。相关研究表明,该方法测定的土壤蒸发有较高的精度^[7-10]。然而,热脉冲测定土壤蒸发也存在设备复杂和影响因素众多等不足。Sakai 等^[18]模拟的模拟表明,土壤热导率的精度对蒸发结果的影响要大于土壤热容量;利用加热针上层(u)热导率

λ_u 和下层($u+1$)热导率 λ_{u+1} 来计算显热通量比采用平均热导率 $(\lambda_u + \lambda_{u+1})/2$ 的结果更为准确;而且该方法在质地较粗土壤的表现要优于细质地土壤。此外,相对于微型蒸渗仪,热脉冲方法可以应用于田间原位长期动态监测,也可以测定稀疏植物间的土壤蒸发。本文主要对石子覆盖对蒸发的影响进行了比较分析,该方法在不同气候与土壤条件下的应用效果还有待进一步验证。

4 结 论

本文通过对石子覆盖和裸土两种条件下近表层不同深度土壤蒸发速率进行了比较,主要基于能量平衡原理分析了石子覆盖对土壤内部蒸发的影响。相对于裸土,石子覆盖后土壤含水量增加,近表层土壤平均温度降低,土壤各层的温度梯度降低,热导率和热容量增加,这些变化导致石子覆盖后显热通量减小,土层上下部的显热通量差减小,潜在汽化热增加,即用于土壤蒸发的能量减小,土壤蒸发速率降低。其中,土壤温度梯度对土壤显热通量的大小起主要作用。石子覆盖以后土壤蒸发速率随时间变化的趋势与裸土类似,但蒸发速率峰值出现了时间滞后。土壤显热通量对田间土壤蒸发速率的动态起主导作用。

参 考 文 献

[1] 孟春雷. 土壤蒸发及水热传输研究综述. 土壤通报, 2007, 28(2): 374—376. Meng C L. A review of soil evaporation and moisture and heat transport (In Chinese). Chinese Journal of Soil Science, 2007, 28(2): 374—376

[2] 汪增涛, 孙西欢, 郭向红, 等. 土壤蒸发研究进展. 山西水利, 2007, 23(1): 76—78. Wang Z T, Sun X H, Guo X H, et al. Advances in soil evaporation (In Chinese). Shanxi Water Re-

sources, 2007, 23(1): 76—78

[3] 崔向新, 蒙仲举, 高永新, 等. 不同粒径砾石覆盖对土壤水分蒸发的影响. 中国农村水利水电, 2009(3): 21—23. Cui X X, Meng Z J, Gao Y X, et al. Effect of different grain size gravel covered on soil evaporation (In Chinese). China Rural Water and Hydropower, 2009(3): 21—23

[4] 原翠萍, 张心平, 雷廷武, 等. 砂石覆盖粒径对土壤蒸发的影响. 农业工程学报, 2008, 24(7): 25—27. Yuan C P, Zhang X P, Lei T W, et al. Effects of mulching sand and gravel size on soil moisture evaporation (In Chinese). Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2008, 24(7): 25—27

[5] Zhang X Y, Pei D Y, Chen S Y, et al. Evapotranspiration, yield and crop coefficient of irrigated maize under straw mulch. Pedosphere, 2005, 15(5): 576—584

[6] 张源沛, 张益明, 周会成, 等. 半干旱地区春小麦不同种植方式土壤水分变化规律研究初探. 土壤, 2003, 35(2): 168—170. Zhang Y P, Zhang Y M, Zhou H C, et al. Preliminary of soil water variation under spring wheat cultivation with different planting patterns in semiarid regions (In Chinese). Soils, 2003, 35(2): 168—170

[7] Heitman J L, Horton R, Sauer T J, et al. Sensible heat observations reveal soil water evaporation dynamics. Hydrometeorol, 2008, 9: 165—171

[8] Heitman J L, Xiao X, Horton R, et al. Sensible heat measurements indicating depth and magnitude of subsurface soil water evaporation. Water Resour Res, 2008, 44: W00D05

[9] Xiao X, Horton R, Sauer T J, et al. Cumulative soil water evaporation as a function of depth and time. Vadose Zone Journal, 2011, 10: 1016—1022

[10] Zhang X, Lu S, Ren T S, et al. Measuring subsurface soil-water evaporation with an improved heat-pulse probe. Soil Sci Soc Am J, 2012, (in press)

[11] Bristow K L, Kluitenberg G J, Horton R. Measurement of soil thermal properties with a dual-probe heat-pulse technique. Soil Sci Soc Am J, 1994, 58: 1 288—1 294

[12] 任图生, 邵明安, 巨兆强, 等. 利用热脉冲-时域反射技术测定土壤水热动态和物理参数 I. 原理. 土壤学报, 2004, 41(2): 225—229. Ren T S, Shao M A, Ju Z Q, et al. Measurement of soil physical properties with thermo-time domain reflectometry I. Theory (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2004, 41(2): 225—229

[13] Knight J H, Kluitenberg G J. Simplified computational approach for the dual-probe heat-pulse method. Soil Sci Soc Am J, 2004, 68: 447—449

[14] Ochsner T E, Sauer T J, Horton R. Field tests of soil heat flux plates and some alternatives. Agron J, 2006, 98: 1 005—1 014

[15] Ochsner T E, Sauer T J, Horton R. Soil heat storage measurements in energy balance studies. Agron J, 2007, 99: 311—319

[16] Forsythe W E. Smithsonian physical tables. Publ. 4169. Washington, DC: Smithsonian Inst., 1964

[17] 方文松, 朱自玺, 刘荣花, 等. 秸秆覆盖农田的小气候特征和增产机理研究. 干旱地区农业研究, 2009, 27(6): 123—127. Fang W S, Zhu Z H, Liu R H et al. Study on microclimate char-

acters and yield-increasing mechanism in straw mulching field (In Chinese). *Agricultural Research in the Arid Areas*, 2009, 27 (6): 123—127

[18] Sakai M, Jones S B, Tuller M. Numerical evaluation of subsur-

face soil water evaporation derived from sensible heat balance. *Water Resour Res*, 2011, 47: W02547, doi: 10.1029/2010WR09866

STUDY OF EFFECTS OF GRAVEL MULCH ON SOIL EVAPORATION USING HEAT PULSE TECHNOLOGY

Mi Meixia¹ Fan Jun^{1,2} Shao Ming'an^{2†}

(1 *College of Resources and Environment, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China*)

(2 *State Key Laboratory of Soil Erosion and Dry land Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and the Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100, China*)

Abstract Mulch on soil surface can reduce soil evaporation, which is of important significance to soil water conservation. Based on the principle of sensible heat balance, effect of gravel mulch on evaporation from the near-surface soil layer was explored. Using the heat pulse technology, measurement and calculation was done of soil evaporation rate, sensible heat flux, difference in sensible heat flux between the upper and lower layers, the latent heat of vaporization, and change in sensible heat storage. Results show that the sensible heat flux and the difference in sensible heat flux between the upper layer and lower layer was lower in soil under gravel mulch than in bare soil. As compared with the latter, the former did not show much change in sensible heat storage in the near-surface soil layer, so of the 3 ~ 9 mm, 15 ~ 21 mm and 27 ~ 33 mm soil layer, p value of the t test was 0.439, 0.100 and 0.096, respectively, all > 0.05 ; the sensible heat flux was decreasing with the p value of the t test of the soils at 3 mm, 15 mm and 27 mm, being 0, 0 and 0.005, respectively, all < 0.05 ; the difference between the upper and lower parts of a soil layer in sensible heat flux was narrowing with the p value of the t test of the 3 ~ 9 mm and 15 ~ 21 mm soil layers, being both $0 < 0.05$ and of the 27 ~ 33 mm soil layer, being 0.059 > 0.05 ; the latent heat of vaporization was increasing with the p value of the t test of the 3 ~ 9 mm, 15 ~ 21 mm and 27 ~ 33 mm soil layers, all being $0 < 0.05$; as the energy used for soil evaporation was decreasing, soil evaporation rate was also declining with the p value of the t test of the 3 ~ 9 mm and 15 ~ 21 mm soil layers being both $0 < 0.05$ and of the 27 ~ 33 mm soil layer being 0.100 > 0.05 . The soil evaporation rate changed in the same way as the soil sensible heat flux did. Compared with bare soil, the gravel-mulched soil would have delayed peaks of soil evaporation rate and difference between the upper and lower parts of the soil layer in sensible heat flux. In the 3 ~ 9 mm and 15 ~ 21 mm soil layers, the peaks would appear 2 days later than that in the bare soil. Therefore, mulching of gravel on the land surface may affect soil evaporation, which is mainly embodied in reduction of soil evaporation rate and delay of the appearance of its peak.

Key words Soil evaporation; Gravel mulch; Heat pulse; The Loess Plateau

(责任编辑:过 园)