

文章编号: 1000-0585(1999)01-0024-07

土壤水分及土壤-大气界面 对麦田水热传输的作用

刘苏峡¹, 莫兴国¹, 李俊¹, 刘伟东²

(1. 中国科学院地理研究所, 北京 100101; 2. 中国农业大学, 北京 100094)

摘要: 文章根据1996年在中国栾城农业生态试验站观测的田间试验资料, 分析了土壤水分和土壤-大气界面对麦田水热传输的抑制和加速作用。对于显热和潜热输送, 土壤水分起决定作用, 土壤水分越小, 显热通量越大, 潜热通量越小, 反之亦然。只在土壤水分较小时界面厚度对显热和潜热输送作用较大。对于土壤热输送, 界面厚度起决定作用, 界面厚度越大土壤热通量越小。分析还发现60 cm深处土壤水势与叶水势和大气水势的相关系数较其它深度处的土壤水势大。0~60 cm土层是确定土壤水分运动对界面水热传输影响的一个良好的指示层。

关键词: 土壤水分; 麦田土壤-大气界面; 波文比; 水热传输; 土壤水势

中图分类号: S152.7 **文献标识码** A

麦田土壤-大气界面以冠层顶为上边界, 以地表为下边界。其厚度为(绿)叶面积指数的正比函数。界面内部及界面上下两侧的物质传输过程包括降雨、凝结、土壤蒸发、地表下渗、重力排水、土壤水分运动和根系吸水等水分通过过程和截留等水分贮存过程。其能量传输过程包括辐射传输、动能传输(风和湍流)及内能传输(潜热输送、显热输送和土壤热输送)等。由于地心吸引力等作用, 界面上侧(大气)的水分向界面运动(降雨), 加上界面上水分人为增加(灌水)以及界面下侧深处的水分向上运动(潜水蒸发), 导致土壤水分增加。另一方面根据“水分总是从水势高处流向水势低处”的原理, 具有较高水势的土壤水分总是趋向于顺着根系, 或者直接释放到大气, 导致土壤水分减少。作为水分传输过程之一的蒸散过程由于其本身包含液态水向汽态水转化的相变过程, 也是一种能量传输过程(潜热输送)。土壤水分的这些变化与土壤-大气界面共同影响着麦田水热传输。

本文根据1996年在中国科学院栾城农业生态试验站观测的田间试验资料, 对土壤水分和土壤-大气界面对麦田水热传输的作用加以探讨。

1 试验设计

试验地位于太行山前平原的中国科学院栾城农业生态试验站(37.8°N, 114.7°E, 海拔

收稿日期: 1997-06-17; 修订日期: 1998-07-02

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49391600, 49471016)

作者简介: 刘苏峡(1965-), 女, 博士, 中国科学院地理研究所副研究员, 主要从事陆地界面水文过程研究。在国内外学术刊物发表论文30余篇。

50.1 m)。属暖温带半湿润半干旱气候, 土壤为褐土类灰黄土, 有机质含量 1% ~ 1.2%。地下水埋深 22 m 左右, 供试品种为冀麦高优 503。本试验期在 1996 年冬小麦返青期至成熟期, 期间降水 65.1 mm, E601 蒸发量为 172.3 mm, 灌溉量为 138 mm。降雨和灌溉资料详见表 1。

表 1 栾城站 1996 年冬小麦观测期间降雨和灌水统计
Tab. 1 The data of precipitation and irrigation during the experimental period of 1996 at Luancheng Station

DOY	102	103	113	118	119	121	126	128	142	147
日期	11/4	12/4	22/4	27/4	28/4	30/4	5/5	7/5	21/5	26/5
降雨量/mm	5.6	4.8	1.0	11.2	2.8	2.8	3.9	1.6	0.0	31.5
灌溉量/mm	0.0	0.0	71	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	67	0.0

为了综合反映土壤水分状况, 本文用有效水分 (Available Soil Moisture, 简称 ASM) 来表征土壤水分, 并推导出计算公式:

$$ASM = \sum_{i=1}^I (\theta_i - \theta_w) d_i \tag{1}$$

式中 ASM 为计算土层内的有效水分 (cm); $i = 1, \dots, I$, 为第 i 个土层深度; θ_w 为第 i 层凋萎体积含水量 (%); d_i 为第 i 层土壤深度 (cm); θ_{gi} 为第 i 层体积含水量 (%), 其计算公式为:

$$\theta_{gi} = \theta_{gi} (Y_s / \rho_w) \tag{2}$$

式中 θ_{gi} 为由土钻取土得到的土壤重量含水量 (%). 每 5 天取土一次, 联合观测期与降雨灌溉后加测, 观测深度为 0 ~ 5 cm, 5 cm ~ 10 cm, 10 cm ~ 20 cm, 以后每 20 cm 为一层, 直到 100 cm。 Y_s 为土壤干容重 (g/cm^3), ρ_w 为水的密度 (g/cm^3)。

麦田生态系统土壤-大气界面能量传输的平衡方程为:

$$R_n = H + LE + G \tag{3}$$

显热和潜热的垂直输送方程为:

$$H = - \rho C_P K_H (\partial T / \partial z) \tag{4}$$

$$LE = - (\rho C_P / Y) K_w (\partial e / \partial z) \tag{5}$$

式中 R_n 为到达冠层表面上的净辐射, G 为土壤热通量, H 为显热通量, LE 为潜热通量, 它们的单位均为 W/m^2 。 L 为水汽汽化潜热 (取 $2.5 \text{ J}/\text{kg}$), ρ 为空气密度 (g/cm^3), C_P 为空气定压比热 (取 $1.005 \text{ J}/\text{g}$), K_w 和 K_H 分别为潜热和显热通量的湍流交换系数 (m^2/s), T 和 e 分别为空气温度 () 和水汽压 (mb)。 Y 为干湿球温度表方程中常数 (取 0.647)。引入波文比 β , 即显热和潜热之比, 由上三式并以有限差分形式取代偏微分, 且假设 $K_w = K_H$ 得:

$$\beta = Y (\Delta T / \Delta e) \tag{6}$$

由式 (3) 得:

$$LE = (R_n - G) / (1 + \beta) \tag{7}$$

采用中国科学院地理所波文比装置, 测冠层上方 1.5 m 处的净辐射。通过测冠层上方 0.5 m 与 2 m 处的干湿球温度, 由式 (6) 得到波文比 β 。同时测量土壤热通量。土壤热通

量板埋深 2 cm。分别埋于行间和株间, 这些量均由澳产 DATA-TAKER 监测, 每 5 分钟输出一组数据。由实测的 R_n 和 G 以及算出的 β 根据式 (7) 得到 LE 。再由式 (3) 得到 H 。

为了研究土壤水分的运动对麦田水热传输的作用, 我们观测了土壤水势、叶水势和大气水势, 并分析它们的相互关系。试验布设直式负压计^[1]测定土壤水势, 负压计埋深分别为 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm, 60 cm, 80 cm, 100 cm, 150 cm, 早晚各测一次。

叶水势测定方法见^[2]。大气水势用公式:

$$\Psi_a = - (RT/V_w) \ln(e/e_s)$$

(8)

式中 V_w 为水的克分子体积, 取 $0.018 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{mol}$; R 为气体常数, 取 $8.312703 \text{ Pa} \cdot \text{m}^3/(\text{mol} \cdot \text{K})$, T 为大气绝对温度 (K), 这里取波文比观测中上下两组干球温度的平均值; e 为实际水汽压 (mb), 用下式计算:

$$e = e_s(T_w) - \gamma(T_d - T_w)$$

(9)

其中:

$$e_s(T_w) = 6.1078 \exp[17.27T_w/(237.3 + T_w)]$$

(10)

式中 T_w 和 T_d 分别为波文比中上下两组湿球、干球温度的平均值, e_s 为饱和水汽压 (mb), 用 $e_s = e_s(T_d)$ 计算。

2 结果与分析

2.1 土壤水分对界面各水热传输分量的作用

选取 4 月 10 日 (计为 DOY101, DOY 为英文 Day of Year 的缩写, 即一年中的日序, 从 1 月 1 日起算)、5 月 7 日 (DOY128) 和 5 月 24 日 (DOY145) 作为起身期、抽穗期和灌浆期的代表, 分析土壤水分对界面各水热传输分量的作用, 有关各量列于表 2。如表 2 所示, 4 月 10 日小麦处于早期生长阶段, 叶面积指数 LAI 较小, 棵间蒸发对潜热通量贡献大。由于土壤水分较少, 对地表蒸发起制约作用, 导致潜热通量较小。另外, 虽然土壤水分含量越小, 热传导系数越小, 土壤热通量越小; 但由于此时 LAI 很小, 界面厚度很小, 土壤热通量在小麦生长阶段相对较高。显热通量极大地受土壤水分制约, 土壤水分越小, 显热通量越大。与 4 月 10 日土壤水分相似的 5 月 7 日, LAI 达到最大, 界面厚度达到最大, 界面起减缓物质传输作用。小的地表水分含量和大的界面厚度共同导致土壤热通量较小。另一方面, 虽然小的地表土壤水分限制了地表蒸发, 但此时植物根系发达, 根系吸水能力强,

表 2 麦田土壤水分、叶面积指数、净辐射和能量通量与净辐射的比值
Tab.2 Available soil moisture, leaf area index, net radiation and the ratio
of heat fluxes to net radiation

日期	DOY	ASM 20/ cm	ASM 60/ cm	LE/ R _n	G/ R _n	H/ R _n	LAI	R _n / W/ m ²
1996-04-10	101	3.4	11.5	0.30	0.09	0.62	2.0	111.70
1996-05-07	128	3.6	11.8	0.61	- 0.01	0.40	5.8	164.96
1996-05-24	145	5.3	15.7	0.72	0.03	0.25	4.1	139.88
平均值		4.1	13.0	0.54	0.04	0.42	4.0	138.85
σ		1.04	2.34	0.22	0.05	0.18	1.9	26.65

可从土壤深层获得水分，植物蒸腾很大，因而总蒸散增大。虽然小的地表水分含量导致显热通量较大，但由于总蒸散较大，地面温度降低，显热通量减小。

到了 5 月 24 日，小麦下部叶片衰老，界面厚度减小，植物蒸腾能力减弱，但由于土壤水分含量较高，土壤蒸发较大，总蒸散在小麦生长阶段最大。土壤水分含量较高导致土壤热通量比 5 月 7 日的要大，但由于界面厚度比 4 月 10 日大，所以土壤热通量比与 5 月 7 日土壤水分相似的 4 月 10 日要小。而显热通量则由于地表水分含量较高而较小。

可见，土壤水分对垂直于界面的水分和能量传输过程有重要的抑制或加快作用。对于显热和潜热输送，土壤水分起决定作用，土壤水分越小，显热通量越大，潜热通量越小，反之亦然。界面厚度只在土壤水分较小时对显热和潜热输送的作用较大。对于地表与大气的热通量输送，界面厚度起决定作用，界面厚度越大其值越大。需要强调的是，这里说的能量传输均指其相对意义，即能量传输与净辐射的比值。以上的分析可通过图 1 清晰地表现出来，为了便于比较，图象中的各量均进行了标准化处理，即通过：

$$x_i = (x_i - \bar{x}) / \sigma$$

(11)

将变量 x_i 变成 x_i 。式中 \bar{x} 为 $i = 1, \dots, n$ 序列 x_i 的平均值， σ 为标准均方差。纯数学上讲，对三个样本而言标准均方差毫无意义。但这里我们只用它做一数学变换，旨为使量级相差太大的变量在玫瑰图（图 1）上显示出来。

2.2 土壤水分、叶面积指数和波文比的关系

影响波文比的因素很多，土壤水分只其中之一，观测期 0~60 cm 和 0~20 cm 土层土壤有效水分与波文比及叶面积指数的日际变化过程线（本文从略）的变化规律无一致性。我们改绘土壤有效水分、叶面积指数与波文比的三维关系（图 2）。当 LAI 不变时，随着土壤水分的增加，波文比有随之下落的趋势。即土壤水分增加，蒸散发占净辐射的比例增加，显热的比例减小，因而其比值波文比减小。这与图 1 显示的一致。当土壤水分本身值较小时，界面厚度对波文比影响较大，而当土壤水分本身值较大时，界面厚度对波文比的作用降低。由于所选资料包括叶面积指数增加和减少两种情形，而这两种情形波文比与土壤水分的相

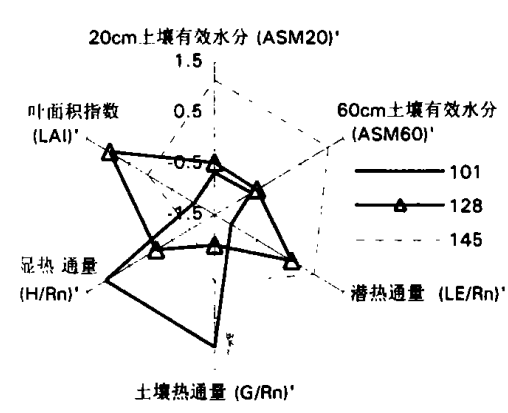


图 1 土壤水分、界面厚度与各能量通量的大小变化关系

Fig. 1 The relationship among soil moisture, interface depth and energy transfer fluxes

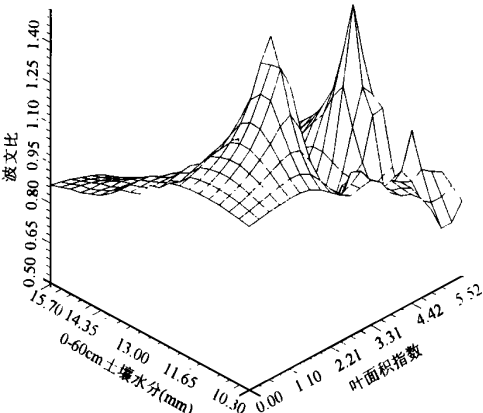


图 2 土壤水分、界面厚度与波文比的关系

Fig. 2 The relationship between soil moisture and interface depth with Bowen ratio

关系数迥异, 界面厚度如何影响波文比比较复杂。当 LAI 很小, 水分也小时, 蒸发很小, 显热较大, 波文比很大; 当 LAI 很大, 而水分较小时, 蒸散因蒸腾大而大, 显热较小, 波文比很小。但在界面厚度由最大变小时 (绿叶枯黄), 若土壤水分很小, 总蒸散会因蒸腾减弱而变小, 显热相对增大, 从而波文比增大。如上的机理导致在土壤水分很小时, 界面厚度对波文比的影响呈“双峰”型。

选择 ASM 60 与波文比和 LAI 建立关系的原因是, 相对而言, ASM 60 与波文比的相关系数较大 ($r = -0.47$)。

以上的分析再一次表明, 土壤水分对界面水热传输起抑制或加强作用。当土壤水分较大时, 这种作用非常明显, 当其较小时, 界面厚度起主导作用。

2.3 土壤水分的运动对界面的作用

早在 1966 年 Philip^[3] 就认识到土壤—植被—大气是一水势连续的连接体。土水势与叶水势和大气水势在物理上存在直接和间接的相关。建立如表 3 所示的叶水势和大气水势分别与各埋深土壤水势之间的相关关系, 可发现一个有趣的现象, 即在各个关系中, 均是 60 cm 埋深处土壤水势与叶水势和大气水势的相关系数最大。限于我们资料的代表性, 还不能贸然得出用 0.6 m 埋深处土壤水势作为土层平均水势的断然结论。但这一现象值得做进一步研究。在我们的研究中, 用它作为代表土壤水势。

表 3 叶水势和大气水势分别与各埋深土壤水势之间的相关系数

Tab. 3 The correlation between atmospheric potential, leaf potential and soil moisture potential

	ψ_{10}	ψ_{20}	ψ_{30}	ψ_{40}	ψ_{60}	ψ_{80}	ψ_{100}	ψ_{150}
Ψ_{leaf}	-0.58	-0.61	-0.64	-0.70	-0.74	-0.70	-0.71	-0.64
Ψ_{atm}	-0.47	-0.48	-0.54	-0.61	-0.62	-0.59	-0.61	-0.58

选择扬花期 (5 月 2 日~5 月 5 日) 和灌浆期 (5 月 23 日~5 月 25 日) 各天观测的土壤水势资料, 绘出水势剖面序列图 (图 3)。土壤水分的运动无不受界面其它条件的影响。如图 3a 所示, 经过 4 月 27 日~4 月 30 日连续阴雨, 5 月上旬天气晴好, 土壤水分向上运动, 表现为地表蒸发过程强烈。越往后, 水势剖面越向水势低的方向运动, 表示蒸发持续消耗土壤水分。而图 3b 显示的是一次大的灌水后 (5 月 21 日) 的水势剖面序列。灌水水量大, 土壤水分增加, 整个剖面, 尤其是上层, 水势明显增大, 随着天气晴好, 60 cm 以上土壤水分向上运动, 水势自下而上降低, 而 60 cm 以下仍保持着因灌水而带来的重力排水的记忆, 水势自下而上增加。土壤水分向下运动。60 cm 深处存在一零通量面。同图 3a 一样, 时间越往后, 整个水势剖面越向水势低的方向运动。值得注意的是零通量面的位置。由前所述, 60 cm 土层有效水分与波文比相关系数相对最大。另外 60 cm 埋深处土壤水势与叶水势和大气水势的相关系数均为最大。毋庸置疑, 60 cm 土层在研究土壤水分的运动对界面的作用中是一个良好的指示层。由相应的叶水势、大气水势和 60 cm 埋深土壤水势的时间变化 (图 4) 可见, 三个水势的大小差一到两个数量级。大气水势数值上最低, 但变幅最大, 叶水势其次。它们都有明显的日变化。土壤水势相对而言变化较为平稳。这在一定程度体现了土壤水分的运动对界面的作用的放大机制, 即土壤水势的微小变化, 隐含着界面内部和界面上侧水分运动过程的较大变化。

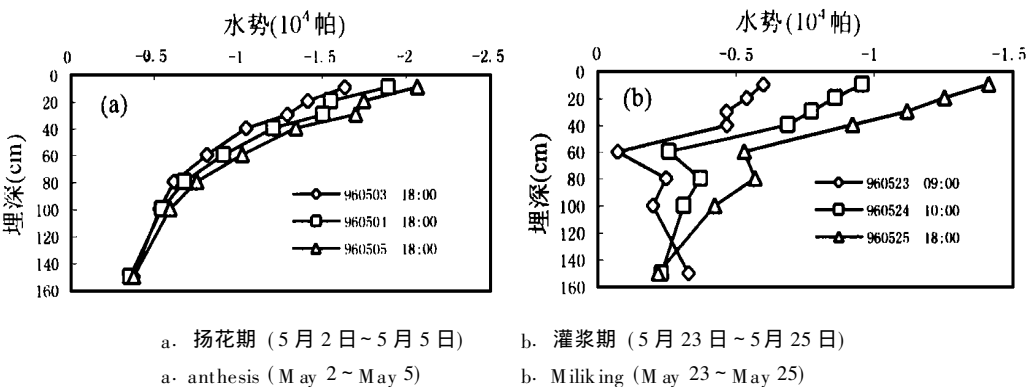


图 3 土壤水势剖面序列图

Fig. 3 The profiles of soil moisture matrix potential

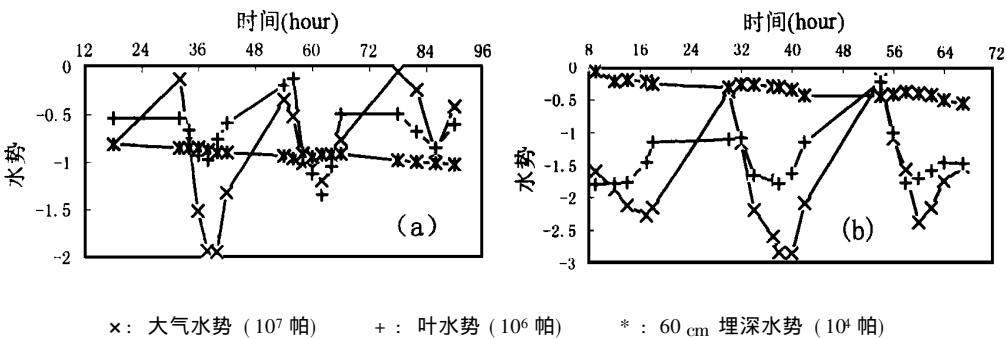


图 4 60 cm 埋深处土壤水势与叶水势和大气水势的时间变化。

Fig. 4 The temporal variation of atmospheric potential, leaf water potential and soil moisture matrix potential at depth 60 cm

本文把土壤-小麦-大气连续系统概化成以冠层顶为上边界,以地表为下边界,其厚度为(绿)叶面积指数的正比函数的麦田土壤-大气界面。通过对土壤水分、叶面积指数和能量平衡各分量的分析,发现:

(1) 土壤水分对垂直于界面的水分和能量传输过程有重要的抑制或加快作用。对于显热和潜热输送,土壤水分起决定作用,土壤水分越小,显热通量越大,潜热通量越小,反之亦然。界面厚度只在土壤水分较小时对显热和潜热输送的作用较大。对于土壤热输送,界面厚度起决定作用,界面厚度越大土壤热通量越小。

(2) 60 cm 埋深处土壤水势与叶水势和大气水势的相关系数较其它埋深处的水势与之的相关系数大。60 cm 土层在研究土壤水分的运动对水热传输的作用中是一个良好的指示层。土壤水分的运动对界面的作用存在放大机制,即土壤水势的微小变化,会引起界面内部和界面上侧水分运动过程的较大变化。

参考文献:

- [1] 刘苏峡, 李俊, 莫兴国等. 土壤水分与 SWAC 系统中的水热传输. 刘昌明等主编. 土壤作物大气系统水分运动试验研究. 北京 气象出版社, 1997. 59 ~ 69.
- [2] 张喜英. 夏玉米生长期土壤-作物-大气系统水分传输势能及其阻力的变化规律. 刘昌明等主编. 土壤-作物-大气系统水分运动试验研究. 北京 气象出版社, 1997. 59 ~ 69.
- [3] Philip J R. Plant water relations: some physical aspects. Ann. Rev. Plant Physiol, 1996, 17 245 ~ 268.

The effects of soil moisture and soil-atmosphere interface on water-heat transfer in winter wheat field

LIU Su-xia¹, MO Xing-guo¹, LI Jun¹, LIU Wei-dong²

(1. Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

2. University of Agriculture of China, Beijing 100094, China)

Abstract: Soil-wheat-atmosphere continuum is conceptualized as the interface between soil and atmosphere in winter wheat field, with canopy and soil surface being top and bottom boundary respectively. The depth of the interface is defined as the function proportional to (green) leaf area index. Based on the experiments conducting at Luancheng Agro-ecologic Experimental Station, Chinese Academy of Sciences, from April to June, 1996, the effects of soil moisture and soil-atmosphere interface on water-heat transfer in winter wheat field are analyzed. Soil moisture plays an important role in latent and sensible heat transfer. The drier the soil, the higher the sensible heat flux and the smaller the latent heat flux, and vice versa. This feature is especially remarkable when soil is wet. When soil is very dry, the depth of the interface dominates the two transfers. For soil heat transfer at land surface, the depth of the interface is a more prominent influential factor than soil moisture. The analysis shows that the relationship between leaf water potential and atmosphere potential with the soil moisture matric potential at 60 cm depth is closer than the relationship between the two potentials with the soil moisture matric potentials at the other depths of soil. The soil layer of top 60 cm is a good index to study the effects of soil moisture and soil-atmosphere interface on water-heat transfer. It is also shown that the change of soil moisture potential acts as a macroscope of the variation of the water movement within the interface and above the interface.

Key words: soil moisture; soil-atmosphere interface in winter wheat field; water and heat transfer Bownen Ratio; Soil moisture potential