

温度对非饱和土壤水分运动的影响

刘思春, 张一平, 朱建楚, 马爱生

S152.72

(西北农林科技大学 资源与环境科学系, 陕西 杨陵 712100)

[摘要] 研究了不同温度下, 土壤水势(ψ)和土壤含水量对土壤水分运动的影响。结果表明, 在相同温度下, 提高 ψ (或增加土壤含水量) 可提高非饱和土壤导水率(K), 并有黄绵土> 棧土的趋势。根据 K 的对数值与 ψ 拟合出线性方程, 在生产实践中测定 ψ 值, 用此方程可计算出 K 值, 随着土壤含水量增加, K 也提高, 且呈正相关, 在同一土壤含水量条件下, 增加温度可提高 K , 增加幅度棧土> 黄绵土。由 K 对数值与温度(t)回归出线性方程可看出, 棧土和黄绵土的水势温度效应($d\psi/dt$)与 K 温度效应($d\ln K/dt$)随 ψ 增加而降低。

[关键词] 非饱和导水率; 土壤水势; 温度; 导水率温度效应($d\ln K/dt$) 土壤水分运动

[中图分类号] S152.7+2 **[文献标识码]** A

目前对土壤水分能量的研究, 不只是着眼于土壤本身, 而是把土壤—植物—大气作为一个连接体系, 统一考虑其能量关系, 这是土壤水分能量研究的必然趋势^[1~3]。在土壤水分运动研究中, 有关土壤水分运动参数与土壤水势关系的研究虽有报道, 但均未考虑温度因素, 达西定律也未考虑由于温度不同所导致的水流通量变化^[4,5]。但非饱和流是土壤中常见的水分运动方式, 特别在干旱、半干旱地区更是如此。由于这些地区气温日变幅较大, 相应土壤上下层温差大(即土壤垂直方向温度梯度较大), 因此, 在这些地区的土壤水分研究中, 更应重视温度对土壤水分运动的影响^[6]。本研究利用稳态流法测定非饱和土壤导水率, 对棧土、黄绵土在不同温度条件下, 重点就非饱和土壤水分运动参数与水势(含水量)的关系进行了初步研究。

1 材料和方法

1.1 材料

选择陕西省杨陵棧土和延安黄绵土两种土壤作为供试土样, 其基本性质见表1。

表1 供试土样的基本性质

土样	深度/ cm	有机质/ (g·kg ⁻¹)	比表面/ (m ² ·g ⁻¹)	各级颗粒含量/(g·kg ⁻¹)					
				1.0~ 0.25	0.25~ 0.05	0.05~ 0.01	0.01~ 0.005	0.005~ 0.001	<0.001
棧土	0~20	11.4	278	9.6	74.0	403.0	136.0	176.0	201.4
黄绵土	0~20	7.15	246	27.0	181.0	529.0	64.0	87.0	116.0

注: 有机质用重铬酸钾容量法测定; 比表面用乙二醇醚吸附法测定; 颗粒含量用六偏磷酸钠为分散剂的吸管法测定。

[收稿日期] 1999-08-04

[基金项目] 国家自然科学基金资助项目(48970035)

[作者简介] 刘思春(1962—), 男, 农艺师。

1.2 方法

用直径 80 mm, 长 138 mm 的塑料筒, 装入通过 2 mm 筛孔的土样, 制成长 130 mm 的人工土柱, 土柱容重 1.35 g/cm^3 , 将每个土样土柱的起始含水量配成 240 g/kg , 在塑料筒上的两小园孔中插入水银张力计(南京土壤研究所物理室 U 型管式), 筒上下加盖密封, 放入恒温箱内, 使张力计的上部露于箱外, 同时在箱内放置一温度计, 在恒温下平衡。平衡后, 示差张力计一端的密封盖换为有孔盖, 用以控制蒸发速率, 使蒸发速率保持相对稳定, 土柱中的水即会由于蒸发而向蒸发面流动。用称重法确定土柱内水分含量变化, 分别记录同一温度下, 含水量为 240, 235, 230, 220, 210, 200, 190, 180 和 175 g/kg 时的张力计读数, 以及各含水量变化阶段所需时间及土壤水分质量减少量。恒温箱用日本岛津公司 WMNK-402 型温度指示控制仪控温。

土壤非饱和水与饱和水的运动规律一样, 也符合达西定律, 即土壤水流量与作用的水势梯度成正比。在一短水平土柱中, 土柱的一端保持相对稳定的蒸发条件, 水流便通过一定长度的土柱以稳定流速向蒸发面传去。土壤非饱和导水率 $K(\mu\text{m} \cdot \text{d}^{-1})$ 公式为^[7]:

$$K = \frac{\Delta W \cdot 24 \cdot L}{\Delta t \cdot S \cdot 2\Delta h}$$

式中, ΔW 为两次称重差(g); L 为张力计两陶瓷头之间距离(cm); Δt 为两次称重段间隙时间(h); S 为蒸发面积(cm^2); Δh 为两陶瓷头间吸力差(kPa)。

2 结果与讨论

2.1 温度与土壤水势和导水率的关系

温度与土壤水势和导水率的关系见图 1, 2。温度对土壤水势具有明显的影响, 在一定含水量时, 壤土、黄绵土皆呈现随温度升高土壤水势增大的趋势, 在测定的含水量范围内, 温度与土壤水势之间呈线性极显著的正相关(图 1, 2), 相关系数(r)壤土为 $0.988 \sim 0.999$, 黄绵土为 $0.998 \sim 0.999 (n=5)$, 其温度与土壤水势间回归方程如表 2 所示。因此, 温度升高有助于土壤水分能量的提高。

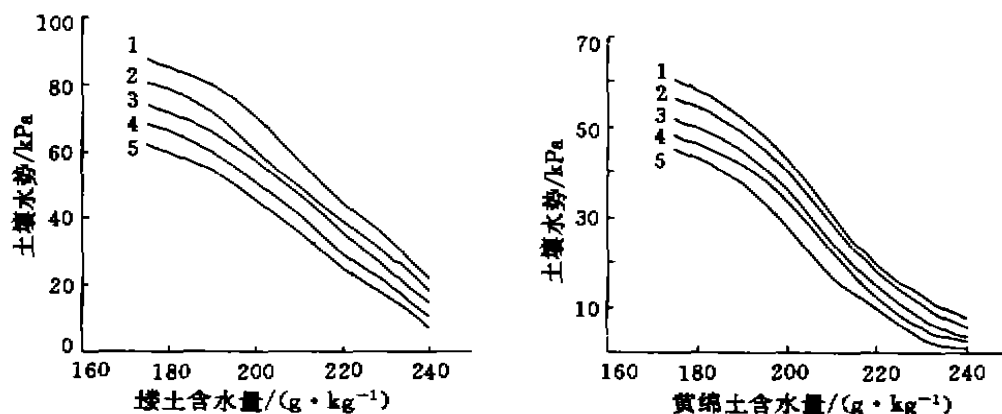


图1 土壤水分特征曲线

1. 15 °C; 2. 20 °C; 3. 25 °C; 4. 30 °C; 5. 35 °C (图4同)

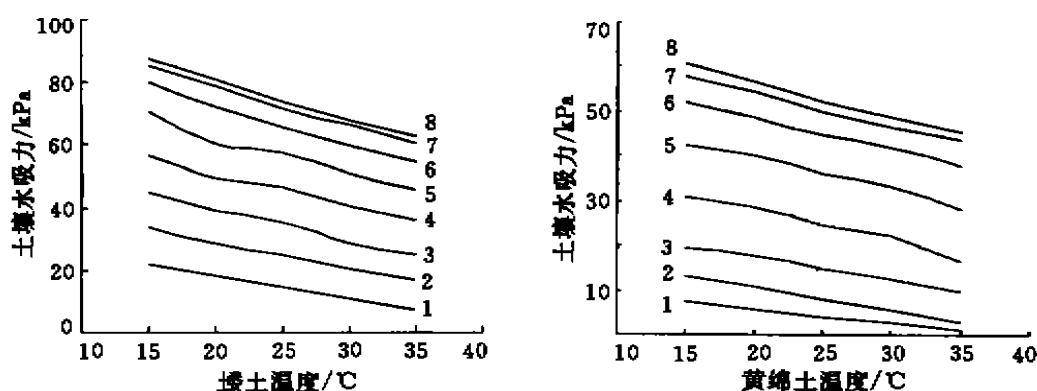


图 2 温度对土壤水势的影响

1. 175 g/kg; 2. 180 g/kg; 3. 190 g/kg; 4. 200 g/kg; 5. 210 g/kg; 6. 220 g/kg; 7. 230 g/kg; 8. 240 g/kg

表 2 温度(t)与土壤水势(ψ)的回归方程

土 壤	土壤含水量/ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	回归方程	相关系数	土 壤	土壤含水量/ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	回归方程	相关系数
壤 土	175	$\psi = -105.95 + 1.26 t$	0.998 6	黄 绵 土	175	$\psi = -72.55 + 0.79 t$	0.998 7
	180	$\psi = -103.38 + 1.25 t$	0.999 2		180	$\psi = -69.08 + 0.74 t$	0.998 1
	190	$\psi = -97.01 + 1.27 t$	0.966 9		190	$\psi = -62.93 + 0.71 t$	0.999 0
	200	$\psi = -86.39 + 1.18 t$	0.988 2		200	$\psi = -53.94 + 0.72 t$	0.991 3
	210	$\psi = -71.27 + 1.02 t$	0.992 3		210	$\psi = -41.81 + 0.68 t$	0.986 0
	220	$\psi = -59.20 + 0.99 t$	0.996 5		220	$\psi = -28.30 + 0.54 t$	0.996 0
	230	$\psi = -46.51 + 0.86 t$	0.998 2		230	$\psi = -20.82 + 0.51 t$	0.998 7
	235	$\psi = -39.56 + 0.78 t$	0.998 2		235	$\psi = -16.06 + 0.42 t$	0.996 2
	240	$\psi = -32.96 + 0.74 t$	0.999 4		240	$\psi = -12.00 + 0.32 t$	0.995 5

在研究土壤含水量范围,随温度升高,土壤非饱和导水率也随之增大,导水率对数值与温度呈线性正相关(表 3)。这是因为温度升高时,水的粘滞度和表面张力降低所致。

壤土和黄绵土的水势和导水率温度效应^[3]总的趋势是随含水量增加,水势温度效应和导水率温度效应均降低。两种土壤比较,壤土比黄绵土水势温度效应相对较高,表明壤土水势对温度的反应更为灵敏,随温度升高土壤水分有效性提高较大,这与壤土质地较重,有机质含量较高有关。

由表 3 还可看出,两种土壤导水率温度效应($\frac{d \ln K}{dt}$)随土壤含水量增加呈降低趋势,相同含水量时, $\frac{d \ln K}{dt}$ 均为壤土>黄绵土,在含水量为 175~235 g/kg 时,壤土 $\frac{d \ln K}{dt}$ 为 0.049 0~0.076 9,而黄绵土为 0.019 9~0.031 1。这与壤土粘粒、有机质含量较高,比表面较大,导致土壤孔隙表面水粘度较大,而升温对降低水粘度起较大作用有关。由导水率对数值与温度(t)进行线性回归,得到 $\ln K$ 与 t 的相关方程(表 3)。由表 3 可见,两种土壤 $\ln K-t$ 均呈显著、极显著正相关;在相同含水量条件下,导水率(K)的试验所得方程计算值与测定值差异很小。这表明在一定土壤含水量条件下,研究的温度范围内 $\ln K-t$ 相关方程有良好的适应性,可为供试土壤利用某一温度下土壤水势换算导水率提供方便。

表 3 土壤导水率(K)与温度的相关方程及 K 的计算和测量值的比较

土 样	含水量/ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	相 关 方 程	相关系数	K_1 / ($\mu\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)	K_2 / ($\mu\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)	(K_2-K_1)/ ($\mu\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)
楼 土	175	$\ln K = -70.257 + 0.769t$	$r = 0.986$	69.614	70.140	0.526
	180	$\ln K = -67.408 + 0.694t$	$r = 0.996$	75.156	89.608	0.178
	190	$\ln K = -63.066 + 0.601t$	$r = 0.986$	89.526	89.608	0.082
	200	$\ln K = -60.152 + 0.553t$	$r = 0.989$	104.850	104.884	0.034
	210	$\ln K = -59.846 + 0.629t$	$r = 0.994$	133.948	133.636	-0.312
	220	$\ln K = -57.890 + 0.707t$	$r = 0.994$	202.734	202.466	-0.268
	230	$\ln K = -49.585 + 0.516t$	$r = 0.991$	295.914	295.894	-0.020
	235	$\ln K = -46.169 + 0.490t$	$r = 0.986$	357.950	356.990	-0.960
黄绵土	175	$\ln K = -48.377 + 0.263t$	$r = 0.996$	155.588	155.612	0.024
	180	$\ln K = -47.316 + 0.245t$	$r = 0.998$	165.094	165.042	-0.052
	190	$\ln K = -46.325 + 0.251t$	$r = 0.995$	185.144	185.024	-0.020
	200	$\ln K = -44.963 + 0.297t$	$r = 0.998$	239.260	239.482	0.222
	210	$\ln K = -40.580 + 0.288t$	$r = 0.998$	363.846	363.486	-0.360
	220	$\ln K = -37.929 + 0.300t$	$r = 0.996$	502.932	502.196	-0.736
	230	$\ln K = -22.919 + 0.229t$	$r = 0.997$	667.042	667.818	0.760
	235	$\ln K = -30.873 + 0.199t$	$r = 0.997$	756.984	757.906	0.922

注: K_1 为恒定含水量下不同温度土壤的导水率测定值; K_2 为恒定含水量下不同温度利用 $\ln K-t$ 关系式计算的导水率平均值。

2.2 土壤水势与非饱和导水率的关系

从图 1 可看出,不同温度条件下,楼土、黄绵土的水分特征曲线皆呈现一定的规律性,在相同含水量条件下,土壤水势楼土<黄绵土,说明在同一含水量条件下,土壤水分能量黄绵土>楼土,土壤水分有效性也是黄绵土高,这与楼土的粘粒含量高,比表面较大有关,与一般的结论相符^[9,10]。土壤水势反映土壤水的能量状态,土壤水势梯度是非饱和土壤水分运动的驱动力。

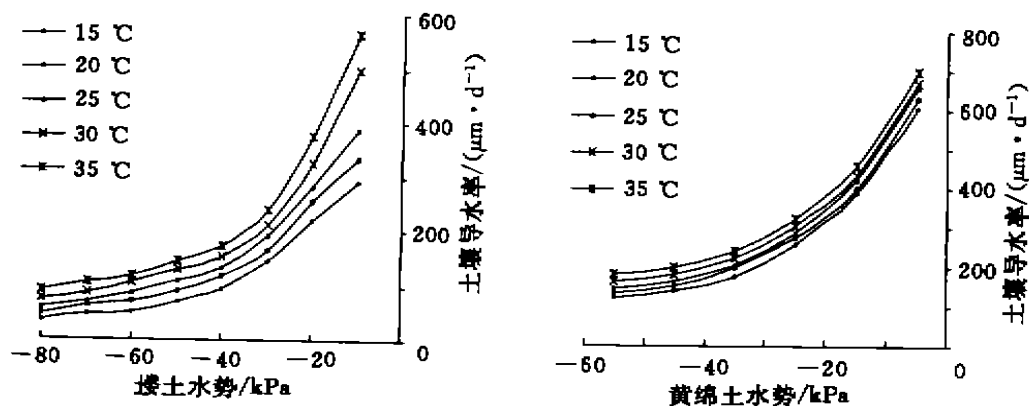


图 3 楼土和黄绵土水势与导水率关系曲线

由图 1,3 可看出,在一定温度条件和研究的含水量范围内,两种土壤水势与导水率均呈正相关。并且在不同温度下,同一土壤水势条件,非饱和土壤导水率黄绵土明显大于楼土,例如:在温度 25 °C 条件下,楼土水势 $\psi = -30.24 \text{ kPa}$, $K = 262.7 \mu\text{m/d}$; 黄绵土

$\psi = -30.89 \text{ kPa}$, $K = 299.6 \mu\text{m/d}$ 。这与黄绵土质地轻,大孔隙多、水分能量高等有关^[10]。

在同一温度相应含水量条件下,对平均土壤水势与导水率的自然对数进行线性回归,得 $\ln K - \psi$ 相关方程(见表4)。从表中回归方程可以看出,两种土壤的 $\ln K$ 与 ψ 均呈显著、极显著正相关,而且,在不同温度条件下,导水率(K)试验所得方程的计算值与测量值在土壤含水量 $< 210 \text{ g/kg}$ 时的差异很小。例如:含水量 $< 210 \text{ g/kg}$ 时, 20°C 楼土 K_3 与 K_4 相差 $0.024 \sim 0.96 \mu\text{m/d}$,这说明在试验温度和土壤低含水量范围内, $K - \psi$ 的相关方程有很好的适应性。可以通过此方程,在田间用张力计测得土壤水势条件下,大约计算出相应条件下土壤非饱和导水率,为确定土壤水分运动提供参考。

表4 土壤导水率(K)与水势 ψ 相关方程及 K 的测定值和计算值比较

土样	温度/ $^\circ\text{C}$	相 关 方 程	相关系数	$K_3 /$ ($\mu\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)	$K_4 /$ ($\mu\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)	$(K_4 - K_3) /$ ($\mu\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)
楼 土	15	$\ln K = -33.031 + 0.307\bar{\psi}$	$r = 0.978$	82.813	80.528	-2.285
	20	$\ln K = -31.684 + 0.288\bar{\psi}$	$r = 0.979$	121.955	117.561	-4.396
	25	$\ln K = -31.356 + 0.280\bar{\psi}$	$r = 0.978$	144.425	141.713	-2.712
	30	$\ln K = -28.929 + 0.280\bar{\psi}$	$r = 0.972$	210.041	206.756	-3.285
	35	$\ln K = -26.820 + 0.307\bar{\psi}$	$r = 0.981$	271.828	267.335	-4.493
黄绵土	15	$\ln K = -27.209 + 0.318\bar{\psi}$	$r = 0.965$	288.319	279.990	-8.329
	20	$\ln K = -26.149 + 0.325\bar{\psi}$	$r = 0.983$	330.994	325.665	-5.329
	25	$\ln K = -25.664 + 0.335\bar{\psi}$	$r = 0.985$	377.215	371.800	-5.415
	30	$\ln K = -25.052 + 0.350\bar{\psi}$	$r = 0.986$	421.113	415.115	-6.015
	35	$\ln K = -24.793 + 0.359\bar{\psi}$	$r = 0.985$	479.225	472.826	-6.399

注: K_3 为定温下不同含水量土壤导水率测定值; K_4 为定温下不同含水量利用 $\ln K - \bar{\psi}$ 关系式计算的导水率平均值。

楼土和黄绵土含水量与导水率关系见图4。由图4可以看出,随着土壤含水量的增加,土壤非饱和导水率也提高,土壤含水量与导水率呈现正相关。两种土壤相比,同一含水量、温度下,黄绵土导水率明显大于楼土,这与前述黄绵土的性质有关。

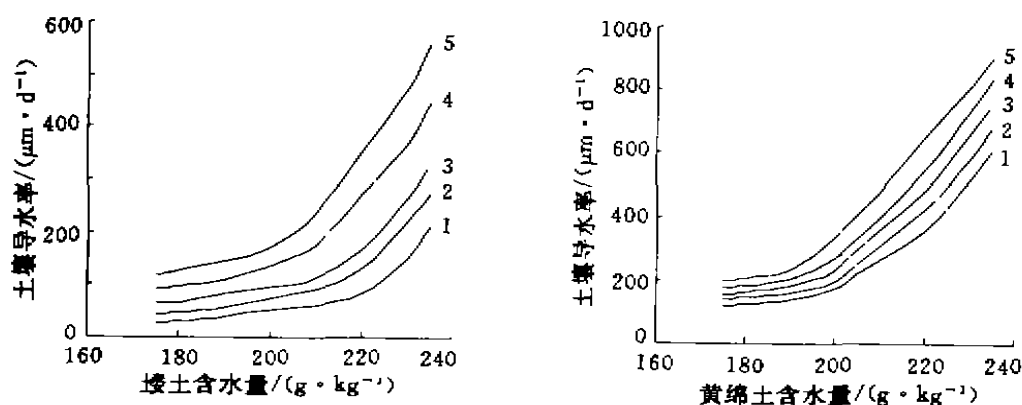


图4 楼土和黄绵土含水量与导水率关系曲线

[参考文献]

- [1] 朱祖祥. 土壤水分能量概念及其意义[J]. 土壤学进展, 1979, (1): 1—21.
- [2] 张君常. 运用能量概念研究土壤及生物科学是今后发展必然趋势[J]. 陕西农业科学, 1980, (6): 12—16.
- [3] 张一平, 白锦麟, 张君常, 等. 土壤水分热力学函数研究[J]. 西北农业大学学报, 1990, (3): 43—49.
- [4] Giakoumakis S G, Tsakiris G P. Eliminating the effect of temperature from unsaturated soil hydraulic functions [J]. Journal of Hydrology, 1991, 129: 109—125.
- [5] Hopmans J W, Dane J H. Effect of temperature-dependent Hydraulic properties on soil water Movement [J]. Soil Sci Soc Am J, 1985, 49: 51—58.
- [6] 高俊凤, 白锦麟, 张一平, 等. 温度梯度对非饱和土壤水分运动的影响[J]. 西北农业大学学报, 1994, (1): 44—49.
- [7] 陈志雄, 于德芬. 稳定流法测定非饱和土壤导水率[A]. 重庆全国土壤物理专业委员会学会论文集[C], 1989, 10: 112—118.
- [8] 刘思春, 白锦麟, 张一平, 等. 不同水分状况下 SPAC 水分热力学函数特征和水势温度效应[J]. 西北农业大学学报, 1990, (4): 51—55.
- [9] 袁剑航. 土壤水分特征曲线和土壤水分的滞后现象[J]. 土壤通报, 1986, (1): 43—47.
- [10] 张一平, 白锦麟, 张君常, 等. 温度对土壤水势影响的研究[J]. 土壤学报, 1990, (4): 454—458.

Effect of temperature on unsturated soil water movement

LIU Si-chun, ZHANG Yi-ping, ZHU Jian-chu, MA Ai-sheng

(Department of Resources and Environmental Science, Northwest Science and Technology
University of Agriculture and Forestry, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract The effect of temperature on unsaturated soil water movement is studied in this paper. The results indicate: (1) At the same temperature, unsaturated soil water conductivity is increased as soil water potential increases, which shows a positive correlation. The increment in Huangmian soil is more than that in Lou soil. There is a linear relation between soil water potential and unsaturated soil water conductivity logarithm. Thus, the unsaturated soil water conductivity can be calculated with observed soil water potential by this way. (2) At the same soil water content, unsaturated soil water conductivity is decreased as the temperature increases. The increment in Luo soil is more than that in Huangmian soil. The soil water potential temperature effect ($\frac{d\psi}{dt}$) and unsaturated soil water conductivity temperature effect ($\frac{d \ln K}{dt}$) of these two soils are decreased with soil water content increasing.

Key words: unsaturated water conductivity; soil water potential; temperature; conductivity temperature effect ($\frac{d \ln K}{dt}$)