第34卷 第2期　　土 壤 学 报　　Vol.34, No.2
1997 年 5 月　　ACTA PEDOLOGICA SINICA　　May, 1997

温度对土壤水分保持影响的研究*

张富仓　张一平　张君常
（西北农业大学，陕西　杨陵　712100）

摘　　要

本文对陕西省四种典型土壤持水曲线的温度效应进行了定量研究。结果表明，表征土壤水势温度效应的水势温度系数，随土壤质地加重而增大，随含水量增加而降低；脱湿过程水势温度系数大于吸湿过程的相应数值；低温段（5℃ — 20℃）土壤水势温度系数大于高温段（20℃ — 50℃）；温度升高，土壤水分特征曲线的滞后效应有降低趋势。表面张力－粘滞流理论（STVF）适于描述温度对质地较轻土壤水势的影响，$G(\theta)$ 函数可用以描述温度对包括质地较轻土壤水势的影响，并可取得满意的结果。

关键词　水势温度系数，STVF 理论，$G(\theta)$ 函数

土壤水分性状受多种因素的影响，其中有关温度对土壤水分保持影响的研究，很早就引起了研究者的重视。一些研究者认为土壤的持水量，降雨径流量与降雨量比率以及土壤的侵蚀速率等与土壤温度有较高的相关关系[1][3][4]。土壤温度变化引起土壤持水性质的变化在干旱和半干旱地区表现尤为显著[2]，因为这些地区的表层土壤每日的，季节的温度变化极为强烈。本文以陕西省 4 种典型土壤为供试土样，就土壤持水曲线的温度效应进行了定量研究，并结合 Nimmo[5] 的表面张力－粘滞流理论（STVF, Surface－tension and vircous－flow）及 $G(\theta)$ 函数模型，分析了其温度效应的机理。

1　材料和方法

1.1　材　料

供试土样为陕西省的主要土类：黄绵土、黑垆土、塿土和黄褐土，四种土壤的质地分别为轻壤土、中壤土、重壤土和轻粘土（表 1）。

1.2　方　法

用压力膜（仪）测定，为便于控温，采用小型压力室（美国土壤水分公司生产）。室内环刀直径 5.36cm，高度 3cm，按容重 1.3g /cm³（黄褐土为 1.4g /cm³）装入通过 1mm 筛孔的土样，浸入蒸馏水中在恒温箱中饱和 24 小时，封闭压力室上下端，其进气孔与三通管相连（三个三通管相联，可同时接入四个小型压力室）。压力室陶土板下出水口与刻度移液管间用充水的橡皮管连接。压力室内土壤样品含水量的变化可用移液管内水面高度的变化表示。为避免减压（吸湿过程）时土样内空气排出形成气泡的

* 国家自然科学基金资助项目。
收稿日期：1994－10－19；收到修改稿日期：1996－03－08

影响，每次减压时在移液管上口用手动抽气机除去气泡。试验完毕，用烘干法测定最终含水量，整套装置置于恒温箱内(控温范围为－10℃ — 55℃，精度±0.2℃)，每一压力下平衡24小时，小压力室的陶土板承压范围0— 100Kpa。

表1　供试土壤的机械组成

Table 1　Mechanical compostition of the soils tested

土壤 Soil	地点 Location	深度 (cm) Depth	各级颗粒含量 (%，粒径：mm) Mechanical composition (%, Particle size: mm)					
			1— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	<0.001
黄绵土	陕西延安	0— 20	2.64	17.1	56.5	5.3	8.4	10.1
黑垆土	陕西洛川	0— 20	1.08	2.4	57.0	8.6	17.7	13.2
塿　土	陕西杨陵	0— 20	0.51	7.2	48.0	12.0	18.1	21.4
黄褐土	陕西城固	0— 20	0.94	7.7	31.1	5.0	15.0	40.3

2　结果与讨论

2.1　温度对供试土壤持水曲线的影响

图1，2，3，及4分别为黄绵土、黑垆土、塿土及黄褐土四种土壤在5℃、20℃及50℃的水分特征曲线。各图中实线及虚线分别代表各土壤在不同温度下的脱湿线及吸湿线，图中标号系实测值，实线和虚线系适用于大多数土壤的Van Genuchten模式[6]$\left(Se=\frac{\theta-\theta r}{\theta s-\theta r}=[1+|\alpha h|^{n}]^{-m}\right.$，$Se$为有效饱和度，$h$为土壤水势(水头表示)，$\theta$，$\theta r$和$\theta s$分别为土壤含水率，残留含水率和饱和含水率($Vol/Vol$)，$a$、$n$和$m$为拟合参数，且$\left.m=1-\frac{1}{n}\right)$拟合所得曲线，该模式对不同土壤及不同温度下实测结果拟合程度均很好，相关系数r达到0.974— 0.998。

图1－4显示，温度对四种土壤的水势具有明显的影响，温度升高，土壤水分特征曲线(含吸湿线和脱湿线)均有下移和变平缓的趋势。说明随温度升高，土壤水势增加，呈现温度对水势规律性影响的土壤水势温度效应现象，而在同一水势条件下，土壤持水量随温度的提高而降低。说明随温度升高，土壤水分能量提高，达一定水势所需的持水量相应降低。

2.2　土壤水势的温度系数

土壤水势温度效应可用土壤水势的温度系数$\left(\frac{\partial h}{\partial T}\right)_{w}$定量表示。即在一定含水率下，单位温度变化所引起的土壤水势的变化量。由不同温度的土壤水分特征曲线可计算

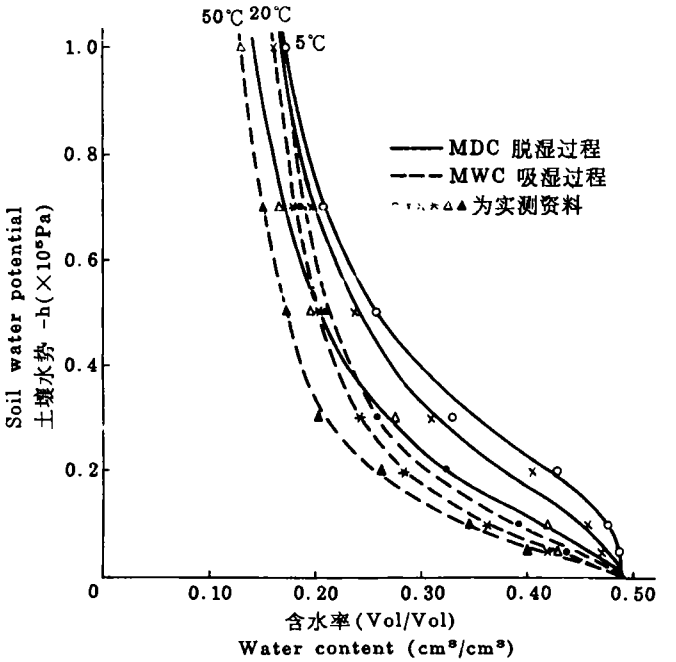

图1 黄绵土在不同温度下水分特征曲线

Fig.1 Water characteristic curves for loessial soil at different temperature

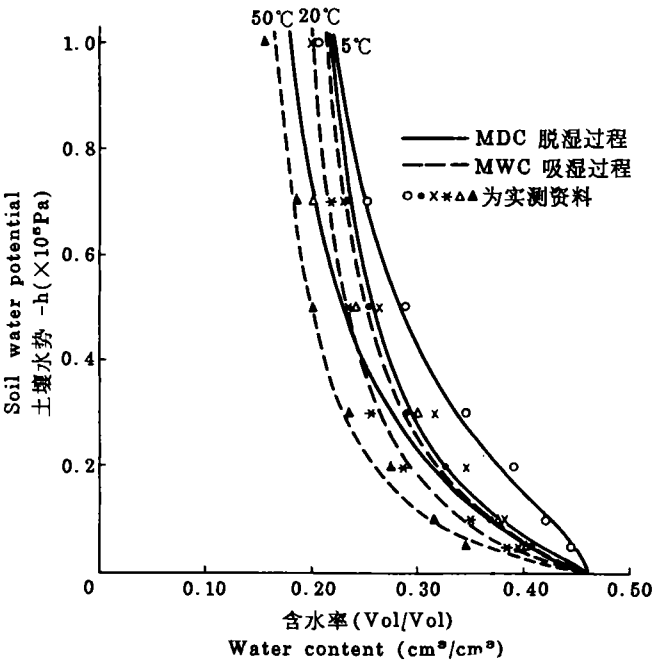

图2 黑垆土在不同温度下水分特征曲线

Fig.2 Water characteristic curves for Heilu soil at different temperature

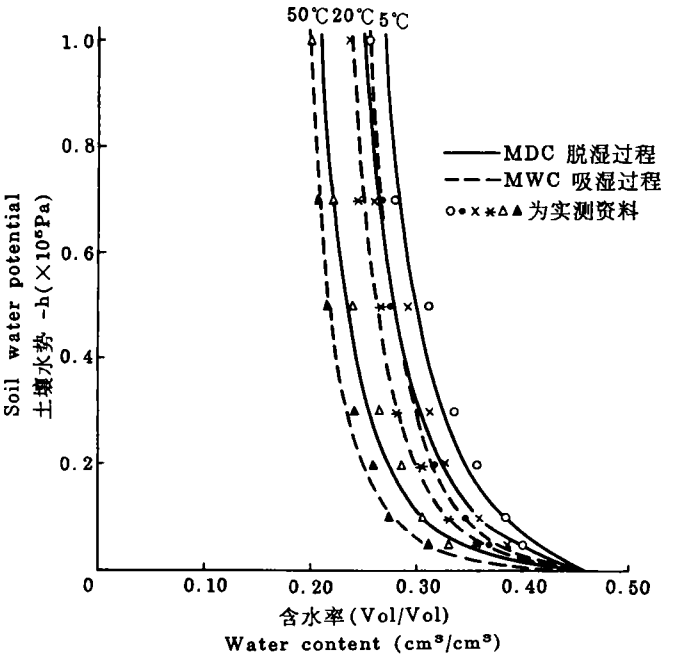

图3　塿土在不同温度下水分特征曲线

Fig.3　Water characteristic curves for lou soil at different temperature

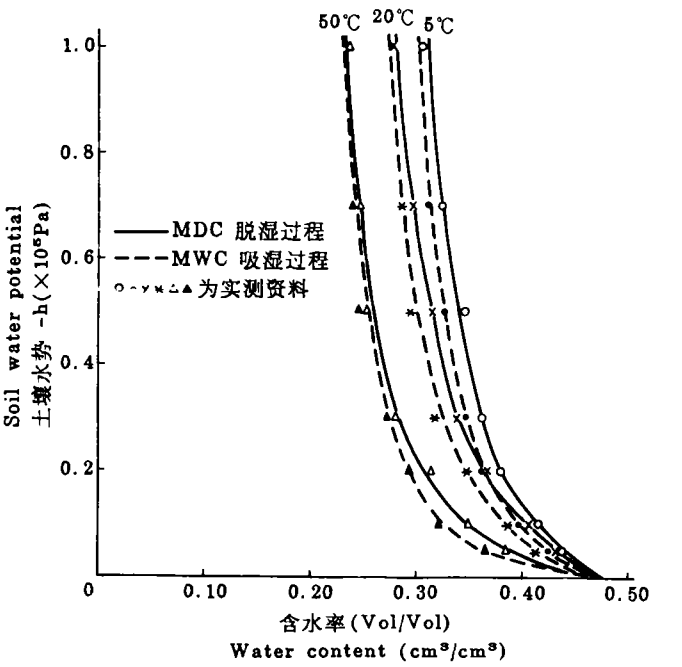

图4　黄褐土在不同温度下水分特征曲线

Fig.4　Water characteristic curves for yellow Cinnamon soil at different temperature

5 ℃ — 20 ℃及 20 ℃ — 50℃二个温区不同含水率下水势的温度系数，表 2 表明，温度系数与土壤含水量拟合式符合指数函数即 $\left(\frac{\partial h}{\partial T}\right)w=ae^{b}\theta$ 关系，其相关系数均达到极显著水平。

表 2 土壤水势温度系数(Y)与含水量(θ)的关系

Table 2 Relation between water content (θ) and temperature coefficient of the soil potential(Y)

土壤 Soil	温区 Temperature range	指数方程 $Y=ae^{b\theta}$ 脱湿过程 Drying process	相关系数 Correlation coefficient	吸湿过程 Wetting process	相关系数 Correlation coefficient
黄绵土	5 ℃ —20 ℃	$Y=20.11e^{-8.28\theta}$	−0.967	$Y=33.35e^{-8.04\theta}$	−0.975
	20 ℃ —50 ℃	$Y=18.32e^{-5.78\theta}$	−0.942	$Y=67.02e^{-13.22\theta}$	−0.989
黑垆土	5 ℃ —20 ℃	$Y=1.71\times10^{2}e^{-12.20\theta}$	−0.989	$Y=3.76\times10^{2}e^{-13.48\theta}$	−0.996
	20 ℃ —50 ℃	$Y=2.21\times10^{2}e^{-15.13\theta}$	−0.994	$Y=3.78\times10^{2}e^{-18.22\theta}$	−0.992
塿 土	5 ℃ —20 ℃	$Y=2.10\times10^{4}e^{-24.26\theta}$	−0.992	$Y=5.64\times10^{4}e^{-30.31\theta}$	−0.998
	20 ℃ —50 ℃	$Y=4.38\times10^{3}e^{-21.73\theta}$	−0.981	$Y=6.61\times10^{3}e^{-29.21\theta}$	−0.998
黄褐土	5 ℃ —20 ℃	$Y=1.07\times10^{6}e^{-33.46\theta}$	−0.999	$Y=1.78\times10^{6}e^{-35.69\theta}$	−0.995
	20 ℃ —50 ℃	$Y=6.32\times10^{3}e^{-20.16\theta}$	−0.994	$Y=1.30\times10^{4}e^{-23.07\theta}$	−0.993

由表 2 可见：(1) 在一定含水量条件下吸湿及脱湿过程，四种土壤水势的温度系数值随质地加重而增大，即黄褐土 > 塿土 > 黑垆土 > 黄绵土，且随含水量的增加而下降。表 2 方程中参数 b 值代表曲线的陡度，5 ℃ — 20 ℃温区，四种土壤 b 绝对值大小顺序为：黄褐土 > 塿土 > 黑垆土 > 黄绵土，说明在此温度段黄褐土水势的温度系数随含水量增加以较快的速度降低，塿土次之，黄绵土变化最慢。在 20 ℃ — 50 ℃ 温区，黄褐土绝对值低于塿土但仍明显大于黑垆土和黄绵土。(2) 就一给定温区，脱湿过程的水势温度系数值大于吸湿过程。如 5 ℃— 20 ℃含水量为 30% 时四种土壤水势温度系数，脱湿过程比吸湿过程分别增加 14.67%、32.83%、56.23% 及 14.71%。(3) 两个温区水势的温度系数亦有不同，四种土壤呈现 5 ℃ — 20 ℃ 温区大于 20 ℃— 50 ℃，并且随质地加重，这种差别逐渐加大，例如对脱湿过程当含水量为 30% 时，黄绵土、黑垆土、塿土及黄褐土 5 ℃— 20 ℃比 20 ℃— 50 ℃温区的水势温度系数分别增加 7.56%、46.55%、55.42% 及 67.93%。说明温度较高时，水势温度效应相对减弱。

2.3 温度对土壤水分滞后特性的影响

表 3 列出了四种土壤不同温度下土壤滞后特征。从表 3 可以看出，土质愈轻，滞后影响愈大。四种土壤的滞后回路面积以及主吸湿过程和主脱湿过程的最大含水率差值简称最大含水率差 $\Delta\theta_h$(指同一土壤水势下)均随质地加重而降低，以最大含水率差 $\Delta\theta_h$ 和饱和含水率与残留含水率之差值 Δ_s(简称饱和差值)的比值看，更能说明问题，以 5 ℃为例，黄绵土 $\Delta\theta_h$ 竟占饱和差值的 30.2%，黑垆土就显著减小，而黄褐土只有 6.1%。

从表3还可看出，随温度升高，四种土壤的滞后回路面积均降低；最大含水率值 $\Delta\theta h$ 以及 $\Delta\theta h / \Delta\theta$ 也随温度升高有降低趋势且随质地加重表现愈不明显。总的来看，温度升高，土壤水分滞后效应有降低趋势。

2.4 土壤水势温度效应机制的探讨

如前所述，温度对给定含水量下的水势产生一定影响，即温度升高，土壤水势增加。产生这种影响的原因目前有两种解说，一种是温度影响土壤水的特性，即许多学者提出的STVF理论(表面张力－粘滞流理论)，该理论指出温度改变导致土壤水的表面张力和粘滞度发生变化，从而引起土壤水势发生变化。第二种是温度变化不仅改变了土壤水的性质，而且引起土壤基质本身性质的变化，如土壤结构、膨胀性及电性等。下面就这两方面给予分析探讨。

STVF理论模式把温度对土壤水势的影响归结于温度影响水的表面张力，可用下式描述：

$$h_T(\theta) / \sigma(T) = h_{Tre}(\theta) / \sigma_{Tre} = h_s^*(\theta) \tag{1}$$

式中 $h_T(\theta)$ 和 $h_{Tre}(\theta)$ 分别为任一温度及参考温度的土壤水势，$\sigma(T)$ 和 σ_{Tre} 分别为任一温度及参考温度水的表面张力。$h_s^*(\theta)$ 为规格化函数，它与含水量有关而与温度无关，用它可描述任一温度下土壤的持水性。

将四种土壤在不同温度不同含水量下实测的水势分别除以该温度下水的表面张力，就得到了 $h_s^*(\theta)$ 函数，对不同温度不同湿度的 $h_s^*(\theta)$ 值用Van Genuchten模式分别就脱湿和吸湿过程进行拟合，其拟合参数如表4所示。

表3　不同温度土壤滞后特征

Table 3　The hysteresis characteristics under different temperature conditions

土壤 Soil	温度 Temperature (℃)	滞后回路面积 Hysteresis loop area(cm²)	最大含水率差 $\Delta\theta_h$ (%) (Vol /Vol) Maximum water content difference	饱和差 $\Delta\theta$ (%) $\Delta\theta=\theta s-\theta r$ (vol /vol)	$\Delta\theta_h / \Delta\theta$ (%)
黄绵土	5	8.65	11.5	38	30.2
	20	8.13	9.5	40	23.8
	50	6.92	7.0	44	15.7
黑垆土	5	6.46	5.8	34	16.9
	20	6.38	4.8	36	13.3
	50	6.29	4.4	40	11.0
塿　土	5	4.46	3.8	33	11.5
	20	3.47	3.3	35	9.4
	50	3.12	3.0	38	7.9
黄褐土	5	2.72	1.8	29	6.1
	20	2.50	1.75	32	5.4
	50	1.74	2.0	34	5.8

表 4 $h_s^*(\theta)$ 函数用 Van Genuchten 模式拟合参数

Table 4 Parameters of $h_s^*(\theta)$ function fitted with Van Genuchten model

土壤 Soil	脱湿过程 Drying process					吸湿过程 Wetting process				
	θs	θr	n	α	r	θs	θr	n	α	r
黄绵土	0.490	0.083	2.051	0.349	0.955	0.490	0.083	1.691	0.930	0.974
黑垆土	0.460	0.093	2.580	0.553	0.931	0.460	0.093	1.449	1.332	0.935
楼 土	0.460	0.107	1.282	2.288	0.845	0.460	0.107	1.247	5.471	0.828
黄褐土	0.473	0.153	1.372	1.202	0.860	0.473	0.153	1.316	2.107	0.839

表 4 可看出，用 STVF 模式反映温度对 $h(\theta)$ 的影响，不同土壤有较大差别，以质地较轻的黄绵土，$h_s^*(\theta)$ 函数 Van Genuchten 模式拟合结果的相关系数(r)为 0.955 及 0.974 较高，表明 STVF 理论模式可以用来描述温度对黄绵土水势的影响。而黑垆土、楼土及黄褐土，$h_s^*(\theta)$ 的 Van Genuchten 模式拟合结果的相关系数与黄绵土比较大为降低，且低于每一温度下 Van Genuchten 模式所得 $h(\theta)$ 函数的相关系数(0.974 — 0.998)。因此，对质地较粘重的土壤如黑垆土、楼土及黄褐土，STVF 模式不适于用来解释温度对土壤水势的影响，表明这几种土壤水势随温度的变异并非仅为温度对水表面张力的影响所致。

为弥补 STVF 模式的不足，Nimmo(1986) 提出了 $G_h(\theta)$ 函数模型:

$$G_h(\theta)=\{[h_T(\theta)/h_{Tre}(\theta)]-1\}/\{[\sigma(T)/\sigma_{Tre}]-1\} \quad (2)$$

$$(Tre>T)$$

$G_h(\theta)$ 值意义为任一温度(T)与参考温度(Tre)土壤水势的相对变量与水表面张力的相对变量之比。$G_h(\theta)$ 大小反映土壤水势温度效应的程度，式(2)可写为:

$$h_T(\theta)/[\sigma_{Tre}(1+G_h(\theta)\{[\sigma(T)/\sigma_{Tre}]-1\})]=h_{Tre}(\theta)/\sigma_{Tre} \quad (3)$$

令

$$\sigma_{ap}(T)=\sigma_{Tre}(1+G_h(\theta)\{[\sigma(T)/\sigma_{Tre}]-1\}) \quad (4)$$

式(4) $\sigma_{ap}(T)$ 定义为任一温度(T)下表观表面张力，它反映在基质影响下，一定温度时土壤水的表面张力，则式(2)可写为:

$$h_T(\theta)/\sigma_{ap}(T)=h_{Tre}(\theta)/\sigma_{Tre}=h_G^*(\theta) \quad (5)$$

式(5)表明，对于某一含水量任一温度的水势与其温度下水表观表面张力之比等于其参考温度下的水势与该温度的水的表面张力之比，且它们的比值为一与温度无关的规格化函数 $h_G^*(\theta)$。

$G_h(\theta)$ 值除为含水量的函数外，对于给定的参考温度(如 50 ℃)，$G_h(\theta)$ 值大小还与选择的温度(如 5 ℃ 或 20 ℃)不同有所差异，图 5 表示选择 20 ℃ 所计算的 $G_h(\theta)$ 值，图中虚线代表 STVF 模式线($G_h(\theta)=1$)。$G_h(\theta)$ 可用幂函数拟合，其拟合参数见表 5 所示。

由图 5 可知，$G_h(\theta)$ 随含水量增加成幂函数衰减，$G_h(\theta)$ 值随质地加重而增大，三种土壤吸湿过程 $G_h(\theta)$ 值都明显地大于脱湿过程，不论是吸湿或脱湿过程，三种土壤的 $G_h(\theta)$ 值均大于 STVF 模式值，再次证明了前述此三种质地较重土壤偏离 STVF 模式的结论。

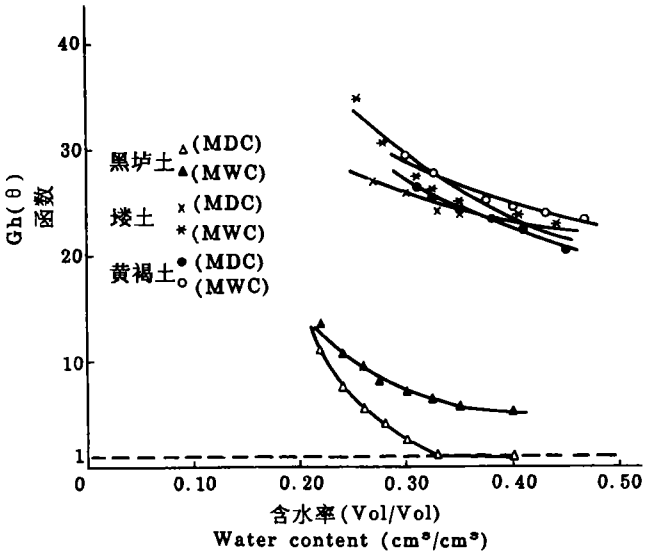

图5　*Gh* 因子与含水量的关系曲线

Fig.5　Relation curves between gain factor *Gh* and water content for the three soils

表5　$G_h(\theta)$ 函数的幂函数($G_h(\theta)=a\theta^{-b}$)的拟合参数

Table 5　Parameters of *Gh* (θ) function fitted with power function

土　壤 Soil	脱湿过程 Drying process			吸湿过程 Wetting process		
	a	b	*r*	a	b	*r*
黑垆土	0.020	4.14	−0.973	1.40	1.42	−0.991
塿　土	16.7	0.36	−0.940	11.3	0.79	−0.975
黄褐土	12.51	0.64	−0.994	15.9	0.46	−0.972

根据表5及式(4)可计算不同温度下土壤水的表观表面张力 $\sigma_{ap}(T)$，然后用式(5)计算 $h_G^*(\theta)$ 函数，不同温度下的 $h_G^*(\theta)$ 用 Van Genuchten 模式进行拟合，其拟合参数见表6所示。

表6表明，三种土壤 $h_G^*(\theta)$ 用 Van Genuchten 模式拟合结果相当好，其脱湿过程及吸湿过程的相关系数(*r*)与各温度下 $h(\theta)$ 函数拟合的相关系数(0.974 — 0.998)相当，其原因显然与式(5) $h_T(\theta)=\sigma_{ap}(T)\ h_G^*(\theta)$ 中表观表面张力 $\sigma_{ap}(T)$ 的作用有关。而 $\sigma_{ap}(T)$ (式(4))除涉及表面张力外，还包括 $G_h(\theta)$ 函数。对式(2)可写为:

$$G_h(\theta)=\frac{h_T(\theta)-h_{Tre}(\theta)}{\left(\dfrac{\sigma_T-\sigma_{Tre}}{\sigma_{Tre}}\right)\cdot\ h_{Tre}(\theta)} \tag{6}$$

式中表明 $Gh(\theta)$ 值大小反映了土壤水势温度效应相对于用 STVF 模式预计的程度，

表 6 $h_G^*(\theta)$ 函数用 Van Genuchten 模式拟合参数

Table 6 Parameters of $h_G^*(\theta)$ function fitted with Van Genuchten model

土 壤 Soil	脱湿过程 Drying process					吸湿过程 Wetting process				
	θs	θr	n	α	r	θs	θr	n	α	r
黑垆土	0.460	0.093	1.619	0.653	0.981	0.460	0.093	1.468	10.48	0.995
塿 土	0.460	0.107	1.282	5.036	0.996	0.460	0.107	1.265	10.39	0.997
黄褐土	0.473	0.153	1.395	2.194	0.998	0.473	0.153	1.341	4.041	0.998

它不仅包括了水表面张力的变化对土壤水势的影响$\left[\left(\frac{\sigma_T-\sigma_{Tre}}{\sigma_{Tre}}\right)\cdot h_{Tre}(\theta)\right]$，而且反映了土壤基质作用而导致的实测土壤水势的变异$[h_T(\theta)-h_{Tre}(\theta)]$。因此，$G_h(\theta)$ 函数模型在预测不同质地土壤水势温度效应上有更广泛的应用性。

相应若 $G_h(\theta)=1$，则式(6)分子分母相等变为式(1)，表明此条件下，温度对土壤水势的影响可归之于温度对水表面张力的作用，即归之于 STVF 模型。但前述图 5 所示，三种质地较重土壤 $G_h(\theta)$ 值均大于 1，且 $G_h(\theta)$ 值随质地加重而增大的事实，说明质地较粘重土壤，水势温度效应不能单归之于水表面张力，而与随温度变化土壤基质性状发生变异有关，即证实了$G_h(\theta)$ 函数可反映基质对土壤水势温度效应的贡献。至于温度影响基质哪些性状，从而导致土壤水势变异有待进一步研究。

总之，温度对土壤水势的影响依赖于土壤类型，对于质地较轻的土壤如黄绵土，土壤水势的温度效应可近似地归结于温度对水表面张力的影响，而对于质地较重的土壤如黑垆土，塿土和黄褐土还与土壤基质本身有关，$G_h(\theta)$ 函数理论模型可更好地用来描述温度对包括质地较轻土壤水势的影响。

参 考 文 献

1. 张一平，白锦鳞等，1990：温度对土壤水势影响的研究。土壤学报，第 27 卷 4 期，454—458
2. 王积强，李国振等，1992：土壤水分不停运动和转化不存在零通量面(一)。干旱区地理，第 15 卷 49 期，92—99
3. Hopmans. J. W., and J. H. Dane., 1986: Temperature dependence of soil retention curves. Soil Sci. Soc. Am. J., 50: 562—567
4. Jaynes. D. B., 1990: Temperature variations effect on field measured infiltration. Soil Sci. Soc. Am. J., 54: 305—312
5. Nimmo. J. R., and E. E. Miller., 1986: The temperature dependence of isothermal moisture vs. potential characteritics of soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 50: 1105—1113
6. Van Genuchten. M. T., 1980: A closed-form equation for prediction the hydraulic conductivity of unsatured soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 44: 892—898

TEMPERATURE EFFECT ON SOIL WATER RETENTION

Zhang Fucang Zhang Yiping and Zhang Junchang

(*Northwestern Agricultural University, Yangling, Shanxi* 712100)

Summary

The temperature effect on water retention curves for four typical soils in Shaanxi Province were studied quantitatively in the work. The results showed that the temperature coefficients of water potential increased with the increase of soil clay content and decreased with the increase of soil water content; there were larger temperature coefficients of water potential in the drying process than in the wetting; in the low temperature range (5℃—20 ℃), the temperature coefficients of water potential were greater than the high temperature range (20 ℃ — 50 ℃); the hysteresis effect on water retention curves tended to decrease with increasing temperature; for the light texture soils, the effect of temperature on the soil water potential can be explained with the STVF model; for fine-textured soil (include the light texture soils), the Gain factor model seemed to perform satisfactorily.

Key words Temperature coefficients of water potential, STVF model, Gain factor.