

干旱内陆河灌区田间土壤水分利用效率

王 俊¹, 姜卉芳¹, 肖 俊², 马亚丽³

(1. 新疆农业大学 水利与土木工程学院, 乌鲁木齐 830052; 2. 新疆水利水电勘测设计研究院, 乌鲁木齐 830000;
3. 新疆教育学院, 乌鲁木齐 830043)

摘 要: 通过负压计、中子仪、地下水埋深监测研究, 得出生育期田间水分变化规律及土壤水分利用效率; 5 次灌水均有深层渗漏, 土壤都能达到饱和; 在生育期间, 土壤水和地下水相互转换关系活跃。

关键词: 生育期; 田间水分变化; 水分利用效率; 深层渗漏

中图分类号: S152. 7 文献标识码: A 文章编号: 1005-3409(2007) 06-0167-03

Moisture Use Efficiency in Irrigation Area of Arid Inland River

WANG Jun¹, JIANG Huifang¹, XIAO Jun², MA Yali³

(1. College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural University, Urumqi 830052, China; 2. Xinjiang Water Conservancy and Hydroelectric Power Survey and Design Institute, Urumqi 830000, China; 3. Xinjiang Education College, Urumqi 830043, China)

Abstract: With negative pressure gauge, neutron instrument and monitor research for depth of embedment of groundwater, we can obtain the changeable regulation of the soil moisture change in field and water use efficiency in field at growth period; in five irrigation water, every time has deep seepage, and the soil all can reach saturation; in the whole growth period, the mutual change relation of irrigation water and groundwater is active.

Key words: growth period; soil moisture change in field; water use efficiency; deep seepage

水资源亏缺已成为世界性的问题, 中国庞大的人口基数使水资源面临严峻挑战, 我国农业用水占总用水量的 60%~80%, 水分利用效率低, 农业节水具有较大的潜力^[1-2]。水分是植物生长和发育的必要条件之一, 节约用水, 提高灌区田间土壤水分利用效率势在必行。关于水分利用效率, 国内外已进行了许多研究, 都经历了从宏观到微观的不断深入, 研究结果表明, 充分利用环境水和最大限度地节约作物本身用水是提高水分利用效率的途径, 因此水分利用效率的应用基础研究无论对明确作物耗水的生理生态过程, 还是进一步明晰提高水分利用效率的生理机制, 以及水分利用效率的水分管理, 均具有重要的理论与实践意义。同时这对节水灌溉和农业高效用水也具有十分重要的意义。

1 试验概况与研究方法

1.1 自然条件

试验区地处塔里木盆地西北边缘阿瓦提县西南部, 东经 80°12′-80°20′, 北纬 40°20′-40°38′, 海拔高程 1 041~1 054 m。西侧为艾西曼湖等低洼地与荒漠区, 南临阿克苏河、叶尔羌河、和田河三河冲积平原交汇区, 是典型的干旱内陆河灌区。年平均降水量仅 25~80 mm, 蒸发量却高达 1 700~2 900 mm, 蒸发与降水比在 24 以上, 空气湿度只有 40%~58%。年平均气温 10.4~11.5℃, 日照长、温差大, 丰富的光热资源有利于农业生产。

1.2 试验布设

试验区供试品种为长绒棉“新海 14”。在整个生育期, 采用 CNC 503 DR 型中子水分仪和 WM-2 型负压计装置, 定

时定点观测土壤水分动态变化和监测土壤剖面水分势能变化情况, 同时布设地下水井, 对地下水埋深变化进行监测。其布置见图 1。结合试验区当地的情况, 在棉花的整个生育期内, 共灌水 5 次, 每次灌水时间分别为: 6 月 18 日、7 月 3 日、7 月 20 日、8 月 5 日、9 月 2 日。

1.3 测定项目及计算方法

1.3.1 土壤含水量测定

在整个生育期, 采用 CNC 503 DR 型中子水分仪(中子水分仪的探头埋深分别为 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220, 240, 260, 280 cm), 定时定点观测土壤水分动态变化, 灌水后加密观测。

1.3.2 土壤水势测定

采用 WM-2 型负压计装置, 根据土壤特性, 见表 1, 负压计陶土头埋深分别为 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 250, 300 cm, 观测时间为灌前 1 d 和灌后 1, 2, 3, 5, 10, 15 d, 监测土壤剖面水分势能变化情况, 分析研究土壤水-地下水运动规律^[3]。

表 1 土壤特性							
土层深度/ cm	0- 50	50- 90	90- 100	100- 140	140- 160	160- 190	190- 300
土壤结构	亚砂土	粉土	亚黏土	粉砂	粉土	粉砂	黏土

1.3.3 灌溉水深渗漏分量及潜水补给量计算

一次灌水能蓄积在土层中的水量即灌水过程中土层含水量的增量称为灌溉水土壤蓄积分量。灌水前后土湿的差值即为灌溉水留在土层中的有效水量。在实际分析计算中,

*收稿日期: 2006-11-30
基金项目: 国家“863”计划(2002AA2Z4201); 新疆水利水电工程重点学科资助
作者简介: 王俊(1981-), 男, 河南信阳人, 研究生, 主要从事水资源利用与水土保持研究。
通信作者: 姜卉芳(1957-), 女, 新疆乌鲁木齐人, 博士生导师, 主要从事水文水资源研究。

将地下水位以上整个土层,自上而下分层,见图 2,根据各时段土水势表征的土壤水运动方向,参考零通面^[4]位置,结合中子水分仪测定的各层土壤水分数据,采用分层差分求和法,推求出不同时段灌水后各层水量、入渗水量、地下水对土壤的补给水量。离散函数的表达方式为

$$\Delta W_i = \left(\frac{D_{i-1} + D_i}{2} - \frac{C_{i-1} + C_i}{2} \right) \cdot \Delta h_i$$
$$= \sum_{i=1}^n (\theta_{2i} - \theta_{1i}) \cdot \Delta h$$

(1)

整个计算土层蓄水量增量计算公式:

$$W = \sum_{i=1}^n \Delta W_i$$

(2)

灌水或降水后每公顷面积土层增加蓄水量:

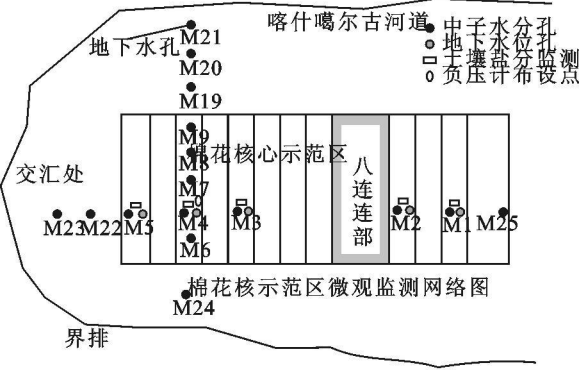


图 1 试验区布置图

2 结果与分析

2.1 灌水土壤水分变化分布分析

在棉花的全生育期里,通过中子水分仪观测,得出土壤水分变化过程,以测点 M4 为例,见图 3。可以看出:由于棉花根系发育较强,有效浸润土壤深度可达 100 cm;在 100 cm 以上的土壤含水量由于受灌水、蒸腾和作物根系吸水影响,灌水前后土壤体积含水量变化明显。在土层深度 100 cm 下,由于毛细水带的存在,土壤处于饱和状态,土壤体积含水量无明显变化;但在 100 cm 以下至地下水位层段土壤水分变化明显,表明灌水量较大,灌溉深层渗漏补给地下水现象明显;灌水后由于地下水位的上升,深层土壤(2.0 m 左右)至地下水位处,土壤含水量接近饱和状态。

结合土壤水分变化,根据式(1),(2),(3)可求出各次灌水土壤水蓄积量。各次灌水土壤水蓄积量见表 2。

表 2 灌溉期各次灌水土壤蓄水量 m^3/hm^2

灌水时间	06-18	07-03	07-20	08-05	09-02	合计
土壤水蓄积量	1335	1650	1140	1155	870	6150

由表 2 看出:从上一冬灌到棉花春播以来,虽然有少许积雪融水补给土壤,但由于无灌溉,加上几乎无降雨,土质相对较疏松,土壤蓄水能力较强,同时地面棉花覆盖率相对较低,随着气温的逐渐升高,作物不断生长,蒸发不断加大,需水量也不断加大,因此第一次灌水土壤水蓄积量相对较大;随着气温继续升高,棉花进一步生长,地面棉花覆盖率快速增加,大部分地面被覆盖,根系也不断壮大加深,此时棉花处于生育花蕾期,需水量和蒸散发急剧上升,同时加上地下水埋深较浅,可以通过毛管上升水补给土壤水,土壤深层的

$$W_{0.07\text{hm}^2} = 666.67 \times W$$

(3)

式中: C_i ——灌水前各土层土湿值,%; D_i ——灌水后各土层土湿值,%; θ_{2i} ——灌水后监测土壤各层含水量,%; θ_{1i} ——灌水前监测土壤各层含水量,%; Δh_i ——监测土壤各层深度, m; ΔW_i ——各层土层灌溉土壤蓄积量, hm^2 ; W ——土层灌溉土壤蓄积总量, hm^2 。

由于地面灌溉棉花种植,根系发育较强,灌水浸润深度较大,通过实验得出,有效浸润土壤深度可达 100 cm;通常情况下,把入渗到 100 cm 以下土层中的水分计为灌溉深层渗漏量,100 cm 以上土层中的土壤水蓄积量计为有效土壤蓄积量。

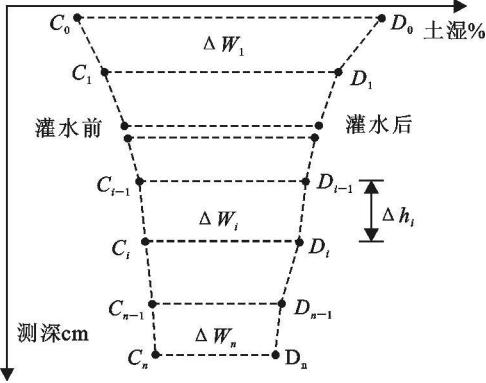


图 2 土壤蓄积量计算示意图

水分不断通过毛管传输给作物供作物生长及蒸发,土壤中水分越来越少,故在第二次灌水时土壤需水就相对较大,蓄积量也大了;伴随着棉花的不断生长,其地面覆盖率基本覆盖整个地面,此时为棉花生育蕾铃期,蒸散发主要为作物散发,其需水量也逐渐趋于稳定,故土壤水蓄积量没有太大变化。随着棉花的成熟,需水量慢慢变小,有的甚至趋于停止,加之气温的降低,故土壤水蓄积量不大,达到全生育期最低。

2.2 灌水水分利用效率及土壤水与地下水的相互转化分析

在灌溉期,由于灌溉水的入渗和蒸发作用,将会引起田间土壤内的水势变化,通过负压计监测土壤水势的变化过程,以测点 M4 为例,见图 4,可以分析出土壤水分的运动状态和零通量面的形成发育变化过程及土壤水与地下水的相互转化。

土壤中任一点的土壤水分通量由达西定律 $q = K(\phi_m) \cdot \frac{\partial \phi}{\partial z}$ 给出,当水势梯度 $\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0$ 时,该处的通量 $q = 0$,则称该处的水平面为零通量面 ZFP^[4]。利用 ZFP 可以了解土壤水分运移和消耗规律。由图 4 可以看出:在干旱内陆河灌区,零通量面形成发育深度最浅在 90 cm 处,最深可达 260 cm。从灌水前到冬灌,零通量面的形成发育和土壤水的运动形式各不相同。作物生育期灌前和灌溉初期, ZFP 存在期较长且稳定;灌溉中后期,具有多个 ZFP,入渗、蒸发交替出现,土壤水-地下水相互双向交换频繁;基本上全年存在 ZFP^[5]。各次灌水后土壤水均对地下水进行补给,灌溉形成土壤水对地下水迅速补给,灌水停止后,在农田蒸腾蒸发作用下,地下水又通过毛细管转化为土壤水构成潜水蒸发过程,这样就形成了灌溉水-土壤水-地下水-土壤水-植物水-大气水的连续水分运动过程。

进入田间的水量可以分为土壤蓄积(保持在土层中可被

植物吸收的水分)、深层渗漏(到达地下水位的水量)、植株吸收、灌水期间蒸散发 4 部分;在灌水一段时间以后,由于土层有效蓄积水分消耗殆尽,又会有潜水补给作物根系层土壤水。每次灌水持续时间都在一天以内,植株吸收、灌水期间蒸散发两部分水量可以忽略不计,这样只要计算出土壤蓄积、深层渗漏以及潜水补给量就可以清楚田间水分的再分配情况。利用式(3),结合中子水分仪进行的土壤含水量监测数据和负压计监测土壤水势的变化,可以计算出灌溉水土壤有效积蓄量、土壤的深层渗漏、地下水向上补给量等,其计算结果见表 3。同时可以较准确地描述干旱内陆河灌区灌溉水的转化过程,为灌区灌溉提供了一定的指导思想。

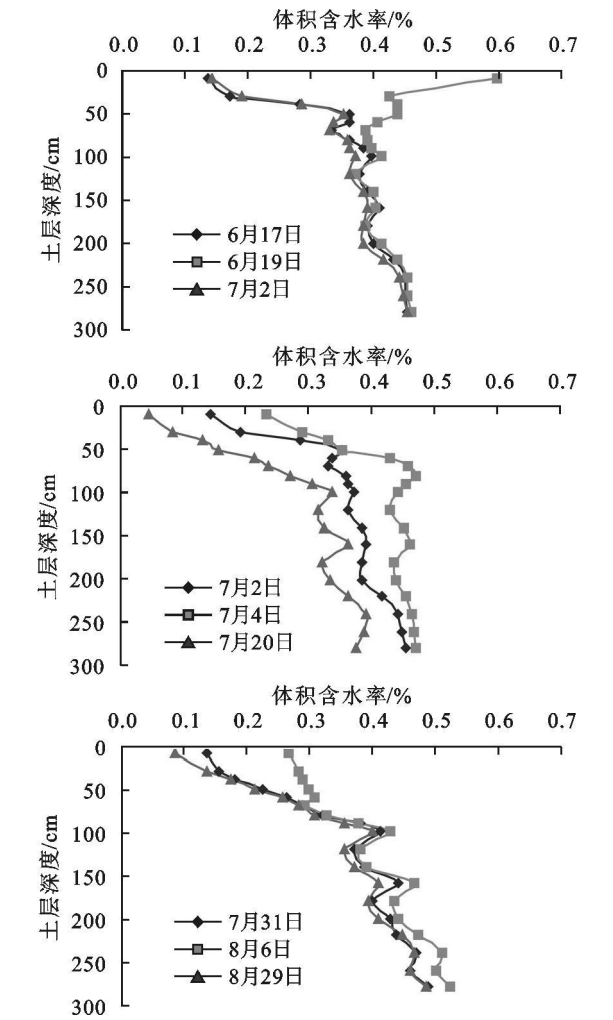


图 3 灌水前后土壤水分变化

表 3 灌溉期土壤水分运动分量 m^3/hm^2

灌水时间	06-18	07-03	07-20	08-05	09-02	合计
灌溉水土壤积蓄量	1335	1650	1140	1155	870	6150
灌溉水土壤有效积蓄量	1260	795	840	615	735	4245
水入渗补给量(深层渗漏)	75	855	300	540	135	1905
地下水向上补给量	0	0	990	1035	0	2025
向上净补给量	-75	-855	690	495	-135	120

注:把入渗到 100 cm 以下土层中的水分计为灌溉深层渗漏量,100 cm 以上土层中的土壤水积蓄量计为有效土壤积蓄量。

由表 3 可以看出:在棉花全生育期里,灌溉水土壤积蓄量为 $6150 \text{ m}^3/\text{hm}^2$;灌溉水土壤有效积蓄量为 $4245 \text{ m}^3/\text{hm}^2$;灌溉水入渗补给量(深层渗漏)为 $1905 \text{ m}^3/\text{hm}^2$,五次

灌水均有深层渗漏;地下水向上补给量 $2025 \text{ m}^3/\text{hm}^2$;向上净补给量 $120 \text{ m}^3/\text{hm}^2$;纯灌溉水入渗补给系数 $\beta_{\text{纯灌}} = \text{年灌溉水入渗补给量}/\text{灌溉水土壤积蓄量} = 1905/6150 = 0.31$;灌溉效率 $\eta = \text{灌溉水土壤有效积蓄量}/\text{灌溉水土壤积蓄量} = 4245/6150 = 0.69$,灌溉效率还比较低。

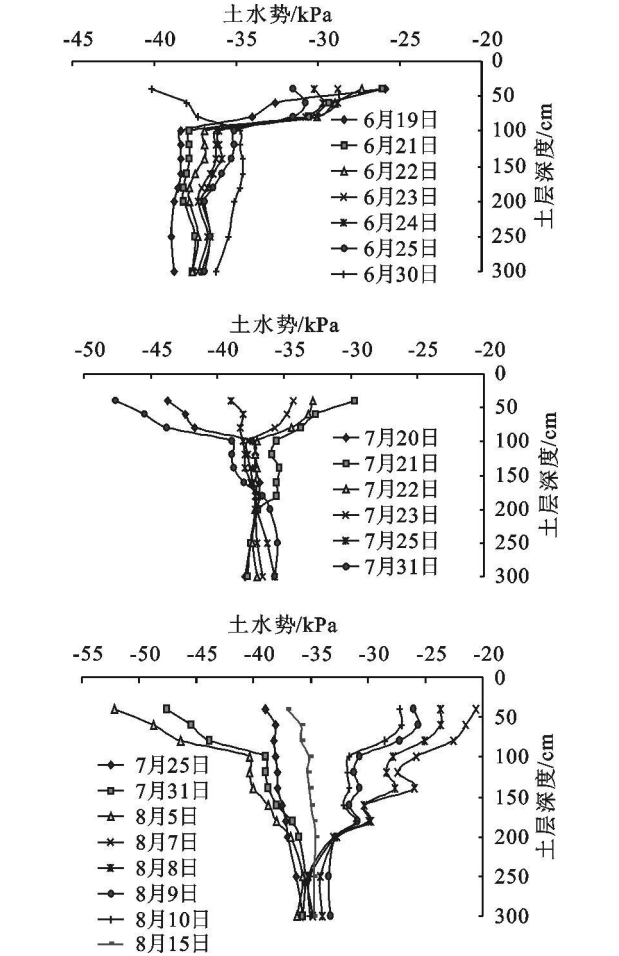


图 4 灌水前后土壤土水势变化

3 结 论

(1) 在 100 cm 以上的土壤含水量由于受灌水、蒸腾和作物根系吸水影响,灌水前后土壤体积含水量变化明显。100 cm 以下,土壤几乎处于饱和状态,土壤体积含水量无明显变化。因此,土壤水分垂直变化可以划分为活跃层(0-100 cm)和相对稳定层(100-300 cm);

(2) 在干旱内陆河灌区,基本上全年存在零通量面 ZFP。作物生育期灌前和灌溉初期,零通量面 ZFP 存在期较长且稳定;灌溉中后期,具有多个零通量面 ZFP,入渗、蒸发交替出现,地下水与土壤水转换关系十分活跃,其水量交换是双向的,动态的;利用零通量面,结合中子水分观测,可以较准确地描述灌溉水在土壤中的分布运动情况及地下水与土壤水的相互转化关系,同时可以较准确地计算出灌溉水的入渗补给量和地下水对土壤水的补给量,为灌溉提供一定的依据,具有现实意义;

(3) 通过观测计算,灌溉效率为 0.69,水分利用效率还比较低;五次灌水均有深层渗漏,可知每次灌水土壤都能达到饱和;为了提高水分利用效率,节约水资源,应尽量减少灌溉深层渗漏;

(下转第 194 页)

表 3 气孔计与整株称重法测定叶片蒸腾速率回归关系

月份	侧柏			
	土壤水分/ %	回归方程	r^2	F 值
8	7±1	$Y=0.2484x+0.0026$	0.8903	64.909
	10±1	$Y=0.2922x+0.002$	0.9599	191.477
	14±1	$Y=0.3165x+0.003$	0.9408	127.114
	20±1	$Y=0.5792x-0.0068$	0.8873	62.996
10	7±1	$Y=1.2629x-0.0041$	0.9066	77.627
	10±1	$Y=1.2488x-0.0057$	0.8395	41.835
	14±1	$Y=1.4038x-0.0069$	0.9662	228.794
	20±1	$Y=0.8257x-0.0014$	0.9165	87.871

月份	油松			
	土壤水分/ %	回归方程	r^2	F 值
8	7±1	$Y=0.8218x-0.0011$	0.8737	55.331
	10±1	$Y=0.3718x+0.0022$	0.9225	92.280
	14±1	$Y=0.2038x+0.0059$	0.8818	59.697
	20±1	$Y=0.3549x+0.0023$	0.9631	208.773
10	7±1	$Y=0.6065x-0.0021$	0.9137	84.725
	10±1	$Y=0.6084x+0.0019$	0.9202	92.229
	14±1	$Y=0.4446x+0.0035$	0.9726	284.497
	20±1	$Y=0.8473x-0.0051$	0.8965	69.332

月份	刺槐			
	土壤水分/ %	回归方程	r^2	F 值
7	7±1	$Y=0.3038x+0.0028$	0.9544	167.322
	10±1	$Y=0.5723x+0.019$	0.8503	45.425
	14±1	$Y=0.1766x+0.0059$	0.9091	80.054
	20±1	$Y=0.2526x+0.0031$	0.9385	122.006
10	7±1	$Y=0.6398x+0.0016$	0.9103	84.725
	10±1	$Y=0.8435x-0.0039$	0.8811	59.269
	14±1	$Y=1.0092x-0.0048$	0.9194	91.307
	20±1	$Y=0.705x-0.004$	0.9271	101.677

月份	沙棘			
	土壤水分/ %	回归方程	r^2	F 值
7	7±1	$Y=0.3038x+0.0028$	0.9544	167.322
	10±1	$Y=0.441x-0.0102$	0.8730	92.902
	14±1	$Y=0.4382x-0.0171$	0.9206	92.860
	20±1	$Y=0.3974x-0.0093$	0.9627	206.396
10	7±1	$Y=0.4777x+0.0009$	0.8673	52.296
	10±1	$Y=0.3141x+0.0149$	0.9060	77.107
	20±1	$Y=0.3328x+0.0199$	0.9470	143.007

注: Y ——称重法测定值; x ——稳定气孔计测定值; r ——相关系数。

4 结论与讨论

在黄土半干旱区, 降水、气温、光照强度、空气相对湿度等气候因子和植物生长季节性变化, 会引起林地土壤水分发生相应变化。利用稳定气孔计测定大田条件下林木叶片蒸腾速率时, 由于受到林地土壤水分动态变化的影响, 在一定程度上限制了稳定气孔计在田间测定值的校准。野外林地土壤水分是无法人为控制的, 但在盆栽过程中人为调控环境因子如土壤水分调控, 是野外条件下做不到的。所以, 利用盆栽试验, 人为调控土壤水分, 进行稳态气孔计法与整株称重法蒸腾测值的比较分析, 对于林地不同土壤水分条件下稳定气孔计测定值的校准有一定的应用价值。

稳定气孔计蒸腾速率测定值恒高于整株称重法测定值, 呈线性相关, 存在极显著的相关关系, 相关系数均达到 0.8 以上。鉴于气孔计小巧轻便, 易于观测, 可以用气孔计测定树木蒸腾之后, 再用校正系数进行校正, 使蒸腾耗水值接近实际。7 月, 气孔计测定值与整株称重测值之比, 刺槐平均为 2.50, 沙棘为 2.57; 8 月, 侧柏为 2.48, 油松为 2.28; 10 月, 侧柏为 1.19, 油松为 1.86, 刺槐为 1.53, 沙棘为 1.97。

参考文献:

[1] 刘奉觉, 郑世锴, 巨关升. 树木蒸腾耗水测算技术的比较研究[J]. 林业科学, 1997, 33(2): 117- 126.

[2] 杨文斌, 蒋士梅. 半干旱地区四种针叶林蒸腾作用的研究[J]. 生态学杂志, 1991, 10(3): 18- 21.

[3] 刘奉觉. 用快速称重法测定杨树蒸腾速率的技术研究[J]. 林业科学研究, 1990, 3(2): 162- 165.

[4] 巨关升, 刘奉觉, 郑世锴, 等. 稳态气孔计与其它 3 种方法蒸腾测值的比较研究[J]. 林业科学研究, 2000, 13(4): 360- 365.

[5] 孙鹏森, 马履一. 水源保护林树种耗水特性研究与应用[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 2002: 68- 75.

(上接第 169 页)

(4) 在灌溉过程中, 尽可能的将灌溉水变为毛管水, 使其能被作物利用。即将灌水量尽量控制在: 灌水量 $\leq (W_M - W_0)$, (W_M 为土壤最大蓄水量, W_0 为土壤初始蓄水量)。

参考文献:

[1] 沈彦俊, 于沪宁. 土壤水分调控对冬小麦产量和水分利用效率的影响[J]. 地理科学进展, 1998, 17(增刊): 85- 89.

[2] 高明, 王子芳, 魏朝富, 等. 重庆水资源的农业利用及节水农业的发展对策[J]. 西南农业大学学报(自然科学

版), 2004, 26(6): 727- 730.

[3] 王政友, 陈建峰. 利用零通量面方法计算土壤水均衡要素的探讨[J]. 地下水, 2002(9): 141- 1.

[4] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988.

[5] 周金龙, 董新光, 艾克日木·阿不都拉. 天山北坡平原区零通量面形成发育规律研究[J]. 新疆农业大学学报, 2003, 26(1): 62- 65.