

干旱区高盐度潜水蒸发试验研究

栗现文¹, 周金龙^{1,2}, 靳孟贵¹, 刘延锋¹

(1. 中国地质大学 环境学院, 湖北 武汉 430074; 2. 新疆农业大学 水利与土木工程学院, 新疆 乌鲁木齐 830052)

摘要: 干旱区高盐度潜水蒸发试验研究国内外少有涉及。为分析干旱区高盐度潜水电蒸发规律, 开展了不同矿化度(3、30、100、250 g/L)潜水蒸发试验, 着重分析不同处理潜水累积蒸发动态、日间蒸发动态及昼夜变化规律。结果表明: 潜水累积蒸发量与时长、土壤剖面面积盐量与矿化度均显著线性正相关; 潜水蒸发相对于 $E_{\phi 20}$ 水面蒸发变化存在明显滞后; 水面与潜水蒸发动态均表现为夜间变化强烈, 不同矿化度潜水平均夜间蒸发量占日蒸发较大份额, 除 3 g/L 处理外, 均达 60% 左右。高盐度潜水蒸发过程对土质的影响呈非线性且非单一方向; 夜间潜水蒸发的驱动因素为白天大气蒸发能力的延迟驱动及夜间水汽凝结产生的负压驱动。

关键词: 高盐度潜水; 矿化度; 潜水蒸发; 干旱区

中图分类号: P345

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2012)05-0006-05

Experiment on evaporation of high – TDS phreatic water in arid area

LI Xianwen¹, ZHOU Jinlong^{1,2}, JIN Menggui¹, LIU Yanfeng¹

(1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;

2. College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural University, Urumqi 830052, China)

Abstract: Experiments on evaporation of High – TDS phreatic water in arid area are rarely investigated in home and abroad. Experiments on evaporation of different TDS (3, 30, 100, 250 g/L) phreatic water were carried out to research evaporation rule of High – TDS phreatic water in arid area. Results show that there is significant linear positive correlation between cumulative evaporation and time duration under the research condition, also the same relationship between TDS of phreatic water and cumulative salinity in soil profile. The variation of phreatic water evaporation is lag behind the change of surface measured by $E_{\phi 20}$ equipment, but both of them are more drastic at nighttime than the daytime. Except the treatment of 3g/L TDS, the nighttime evaporation contribution to the whole day evaporation of phreatic water in other treatments achieved sixty percent. The research shows that the daytime evaporation capacity has significant effect on nighttime evaporation, and the soil water, vapor condense at profile also is an important driving factor for the nighttime evaporation.

Key words: high-salinity ground water; degree of mineralization; phreatic water evaporation; arid area

潜水蒸发是指当地下水埋深较浅时, 地下水对土壤水的补给, 是四水转化中的重要一环^[1]。研究干旱区潜水蒸发对于干旱区水资源评价、盐碱地治理、灌区改造及生态需水量计算等方面都有十分重要的意义^[2]。多位学者在潜水蒸发研究的试验手段^[3-5]、潜水蒸发的影响因素^[6-9]及潜水蒸发量的计算方面^[10-17]等方面做了大量研究。有些学者还

考虑到地下水矿化度对潜水蒸发的影响^[2], 如刘广明等^[18]通过室内模拟试验分析认为地下水矿化度越低, 地下水累积蒸发量对地下水矿化度的变动越敏感。Jorenush 等^[19]应用改进的 TSAM 模型模拟分析了灌溉和非灌溉条件下, 不同潜水埋深(0.3 m ~ 1.20 m) 和不同盐度(0.5 ~ 13.0 ds/m) 条件下的毛细水上升高度和土壤盐度的变化规律。但上述研

收稿日期: 2012-05-21

基金项目: 国家自然科学基金项目(51069016、50969010); 国土资源部公益性行业科研专项经费项目(200911004); 新疆自治区水文学及水资源重点学科基金(xjswszyzdxk20101202)

作者简介: 栗现文(1985-), 男, 河北邯郸人, 博士生, 主要从事灌区土壤水-盐运移监测与模拟方面研究。

通讯作者: 周金龙(1964-), 男, 浙江省龙游人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事干旱区地下水利用与保护、灌区土壤水-盐运移监测与模拟等研究。

究均是基于地下水为淡水或矿化度一般小于 10 g/L 的条件,而在极端干旱区潜水矿化度常常达到 $n \times 10$ g/L,甚至高达 $n \times 100$ g/L,目前关于极端干旱区高盐度潜水蒸发方面的试验研究还较少^[2]。高矿化度对砂性土毛细水上升规律的影响笔者曾开展过研究,表明其不仅改变毛细水重力,也使得土壤孔隙结构发生不同程度变化^[20]。因此,开展高盐度潜水蒸发试验研究,对于深入研究干旱区高盐度潜水蒸发机理及计算方法,明晰高盐度土壤水盐运移规律,指导盐荒地开发与水盐调控具有重要的理论及现实意义。本文通过位于新疆巴音郭楞蒙古自治州尉犁县西尼尔镇的水利部重点灌溉试验站(以下简称“巴州灌溉试验站”)内的蒸渗仪蒸发试验,着重分析不同矿化度潜水累积蒸发特征、日间蒸发动态及昼夜变化规律,所进行的研究是深入探讨干旱区高盐度潜水蒸发机理及其计算方法的必要前提,具有重要意义。

1 试验方法及材料

1.1 试验站气象条件

巴州灌溉试验站为水利部重点灌溉试验站,位于新疆巴音郭楞蒙古自治州(以下简称“巴州”)首府库尔勒市以南 15 km,海拔 886 m,处于天山南麓塔里木盆地边缘孔雀河冲积平原带,属暖温带大陆性荒漠气候,干旱少雨,蒸发强烈,昼夜温差大,多年平均降水量 58.6 mm,潜在蒸发量 2 788.2 mm,日照时数 3 036.2h,年平均气温 11.5℃, $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温 4 121.2℃,无霜期 191 d。本研究利用 4 组直径为 1 m 的蒸渗仪开展不同矿化度(3、30、100、250 g/L)潜水条件下的蒸发试验,并以直径 20 cm 蒸发器的水面蒸发量 $E_{\phi 20}$ 来表征大气蒸发能力。

1.2 试验用蒸渗仪

蒸渗仪是研究包气带水、热及溶质传输的重要工具。本研究所用蒸渗仪主要由土体、供水系统及附带的监测装置组成,高 1.8 m,底部铺有 30 cm 砂砾反滤层,顶部与地面齐平,为裸地。供水系统主要由改进的马氏瓶组成,并控制各组蒸渗仪水位埋深为 1.4 m,来模拟恒定的地下水位。利用置于地面的供水装置供给不同矿化度水样,通过观测各组马氏瓶内液面变化来测定不同矿化度潜水蒸发量,观测精度为 0.01 mm。

4 组蒸渗仪的初始土体构成完全相同,土质为粉质粘土,通过比重计法对土样进行颗粒分析,测定其颗粒组成见表 1,其土壤为粉质粘土。试验前测

定土样含盐量背景值为 0.9%,将风干后的土样,磨细、去杂,过 2 mm 孔径标准筛并搅拌混合均匀,参考天然状态土体容重,按 1.755 g/cm³ 的设定容重均匀装填。

Cl-Na 型水是干旱区较常见的高盐度潜水水化学类型。因此,本试验配置不同浓度的 NaCl 溶液与野外水化学类型相对应。试验测定监测期内不同矿化度(3、30、100、250 g/L)处理潜水蒸发量动态变化。

表 1 试验土样颗粒组成

颗粒组成/%			定名
砂粒组	粉粒组	粘粒组	粉质粘土
46.4	38.5	15.1	

2 试验结果及分析

试验监测时段为 2010 年 7 月 30 日至 2010 年 10 月 10 日,计 73 d,为干旱区典型蒸发时段,气候干燥、蒸发强烈且昼夜温差大。测定每日不同矿化度潜水蒸发量及 $E_{\phi 20}$ 蒸发器水面蒸发量,观测时间为北京时间每日 20:00。其中 8 月 26 日至 9 月 9 日,计 15 d,测定潜水及 $E_{\phi 20}$ 蒸发器每日昼、夜蒸发量,观测时间为北京时间每日 20:00 及 8:00。本研究分析时以 $E_{\phi 20}$ 水面蒸发量来表征大气蒸发能力。

2.1 $E_{\phi 20}$ 及不同矿化度潜水累积蒸发动态

潜水累积蒸发量动态可以清楚地揭示潜水蒸发的一般规律^[18]。如图 1 所示,观测期内 $E_{\phi 20}$ 及不同矿化度潜水累积蒸发量与试验时长呈显著线性正相关关系,拟合各组曲线可得累积蒸发量动态模型(表 2)。

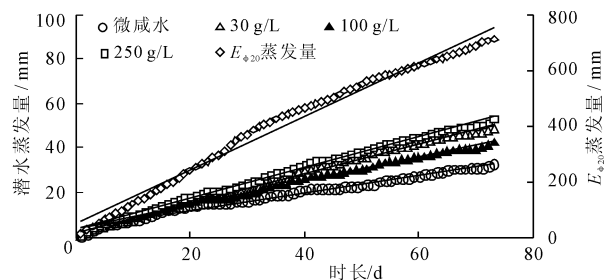


图 1 观测期 $E_{\phi 20}$ 及不同矿化度潜水累积蒸发量动态

如图 1,2010 年 7 月 30 日至 2010 年 10 月 10 日,计 73 d, $E_{\phi 20}$ 累积蒸发量达 711 mm,远大于各不同矿化度处理潜水累积蒸发量。各处理潜水累积蒸发量由大至小为:250、30、100、3 g/L。潜水蒸发的影响因素主要为大气蒸发能力、土质及水位埋深^[11]。试验中各处理潜水具有相同的气象及水位

埋深条件,且除潜水矿化度不同外,其他初始试验条件也是相同的。因此,各组潜水累积蒸发动态的不同表现规律,应是各不同矿化度处理土质差异所致,而试验初始土质条件是相同的,由此可知,必然是试验过程中不同潜水矿化度对初始土质产生差异性影响,进而影响潜水蒸发量,产生不同变化规律。同时这种影响并不随矿化度变化而呈单一方向变化,其作用机理复杂,涉及土壤的微观结构变化等,需进行更深入的研究探讨。

干旱区地下水中的盐分,是导致土壤盐渍化的重要因素,进入土体盐分的多少,决定了土壤盐渍化的发生程度^[18]。由各组矿化度(3、30、100、250 g/L)潜水累积蒸发量可求得观测期单位面积(cm^2)土壤剖面面积盐量分别为:0.098、1.47、4.275、13.325 g。如图2所示,土壤剖面面积盐量与矿化度间呈显著线性正相关关系,相关系数达0.996($r_{n-2,\alpha} = r_{2,0.05} = 0.95$)。

表2 $E_{\phi 20}$ 及不同矿化度潜水累积蒸发量与时长关系

项目	方程	r	N
$E_{\phi 20}$ 蒸发	$y = 9.74x + 44.11$	0.992	73
3 g/L	$y = 0.39x + 4.49$	0.991	73
30 g/L	$y = 0.67x + 1.90$	0.998	73
100 g/L	$y = 0.54x + 3.72$	0.997	73
250 g/L	$y = 0.69x + 3.74$	0.997	73

注:方程中 y 为累积蒸发量,mm; x 为时长,d; N 为样本数, $r_{n-2,\alpha} = r_{71,0.05} = 0.23$ 。

值得注意的是,本部分(2.1)所论述的不同矿化度潜水累积蒸发量随时长变化规律及各组间差异仅表明在一定土质、水位埋深及土壤剖面相对较低含盐量背景条件下,在高矿化潜水蒸发一定时期内所具有。此时土壤剖面面积盐量尚小(积盐量与矿化度线性正相关,如图2所示),表现为观测期内各矿化度处

理潜水累积蒸发量由大至小为:250、30、100、3 g/L(图1)。但当各组高矿化潜水蒸发一定时期后,随着土壤剖面面积盐量增加至一定程度,矿化度对土质的影响规律可能又有不同,潜水蒸发生态也将发生变化。同时,高矿化潜水蒸发受潜水位埋深影响也较大,根据在实验室的观测结果,当潜水位埋深为5 cm时,短期内250 g/L处理土体表层便可积盐形成盐壳抑制蒸发,同时段潜水累积蒸发量远小于其他三组。

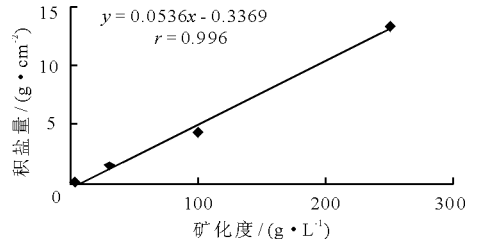


图2 土壤剖面面积盐量与矿化度相关关系

2.2 不同矿化度潜水日蒸发变化动态

由表3及图3可以看出,观测期(2010年8月26日-2010年9月9日)不同矿化度处理日潜水蒸发量差异明显,大体表现为250 g/L处理与30 g/L处理相近,且一般大于100及3 g/L处理,3 g/L处理日潜水蒸发量最小。从表3日间潜水蒸发量动态变化统计特征来看,各不同矿化度处理潜水日平均蒸发量由大至小为:250、100、30、3 g/L;不同处理日蒸发量最大偏离均值幅度表现为100及250 g/L处理最大,3 g/L处理次之,30 g/L处理最小;日蒸发量平均偏离均值幅度以30 g/L处理为最小,且其日蒸发量变化极差也是最小的,这表明30 g/L处理日蒸发量变化相对最为平缓。潜水日间蒸发量最大变幅各不同处理表现为:100 g/L > 3 g/L ≈ 250 g/L > 30 g/L,这也说明,100 g/L处理日间潜水蒸发量变化较为剧烈,而30 g/L处理变化则相对平缓。

表3 潜水日间蒸发动态统计特征

项目	mm, g/L						
	日蒸发量变化极差	日平均蒸发量	最大偏离均值幅度	最小偏离均值幅度	平均偏离均值幅度	日间蒸发量最大变幅	
$E_{\phi 20}$ 蒸发	9.80	9.87	6.33	0.27	2.43	7.20	2010-08-29
3	1.05	0.42	0.68	0.02	0.24	1.05	2010-09-05
30	0.80	0.80	0.55	0.00	0.17	0.75	2010-09-05
100	1.35	0.66	0.79	0.06	0.30	1.35	2010-09-05
250	1.15	0.81	0.79	0.04	0.24	1.05	2010-09-05

注:日蒸发量极差:日蒸发量最大值与最小值之差;日间蒸发量最大变幅:相邻两日蒸发量之差的最大绝对值。

如图3所示,与 $E_{\phi 20}$ 水面蒸发量变化动态比较,不同矿化度处理日潜水蒸发生态在曲线形态上存在一定的滞后。从表3统计特征值中也可看出,

$E_{\phi 20}$ 日间蒸发量最大变幅对应日期为2010年8月29日,如图3,此日蒸发量较前日有大幅增加,而对应日期的各处理潜水蒸发量变幅不明显,但在2日

后(8月31日)却有大幅增加。因此,潜水蒸发动态对大气蒸发强度变化的响应,是存在一定时间滞后的。这是因为基于大气蒸发能力变化的刺激,地表至潜水位之间存在的土壤水对潜水蒸发具有一定的“调蓄”作用,从而缓冲了潜水蒸发对大气蒸发能力变化的响应速度,引起滞后。地表的变化情况,要经过一定时间的土壤水热扩散,才能影响到地下水位处^[10]。但除潜水蒸发量变化幅度大小不同外,不同矿化度处理潜水蒸发动态规律是基本一致的,矿化度差异对不同处理潜水蒸发的日间迟滞作用并不明显。另外值得关注的是,各不同处理潜水蒸发量的日最大变幅均出现在2010年9月5日,而在图3中可以看出,此日所对应的 $E_{\phi_{20}}$ 水面蒸发量在此前5日内并无大幅波动。分析其原因为,试验区在2010年9月3日至5日间出现大风降温,土壤表层温度也随之骤降,使得土壤剖面内存在水汽凝结,土壤水吸力增加,因此驱动潜水补给土壤水的能力增强,潜水蒸发量增幅较大。这说明基于外界刺激响应的剖面土壤水“调蓄”作用对短期潜水蒸发动态影响显著,不过从长时间作用来看,大气蒸发能力仍是从根本上控制潜水蒸发的重要因素。潜水蒸发系数是潜水蒸发量与水面蒸发量(本研究为 $E_{\phi_{20}}$ 蒸发量)的比值^[7],以潜水日蒸发量与 $E_{\phi_{20}}$ 水面蒸发量之比作为潜水蒸发系数,不同矿化度处理潜水蒸发系数随 $E_{\phi_{20}}$ 增大而减小,但不具有显著相关性(图4)。

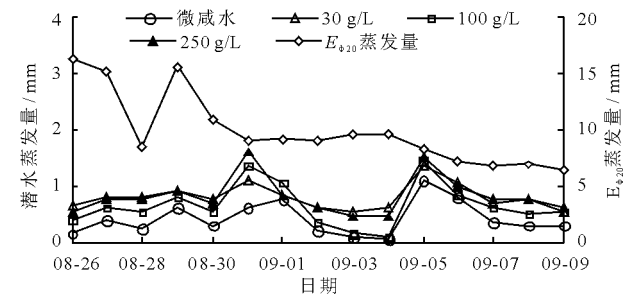


图3 $E_{\phi_{20}}$ 及不同矿化度潜水日间蒸发动态

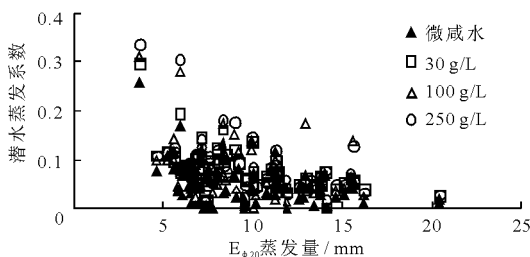


图4 不同处理潜水日蒸发系数与 $E_{\phi_{20}}$ 蒸发量关系

2.3 不同矿化度处理潜水蒸发的昼夜变化

由表4可以看出, $E_{\phi_{20}}$ 及不同矿化度处理潜水蒸发量昼夜变化极差均表现为夜间大于白天,蒸发

量平均偏离均值程度除100 g/L处理外,也表现为夜间大于白天,这说明夜间水面蒸发及潜水蒸发量变化的剧烈程度大于白天,对气象条件变化更为敏感,昼夜蒸发量的最大偏离均值幅度也说明了这点。从昼夜平均蒸发量来看, $E_{\phi_{20}}$ 水面蒸发主要在白天进行,这是因为白天气温较高,大气蒸发能力较强。但除3 g/L处理(平均昼夜蒸发量相近)外,其他三组不同矿化度处理潜水夜间平均蒸发量均大于白天。 $E_{\phi_{20}}$ 及各不同矿化度潜水夜间蒸发量占全天蒸发份额分别为26.2% ($E_{\phi_{20}}$)、47.6% (3 g/L)、61.2% (30 g/L)、60% (100 g/L)、59.2% (250 g/L)。如前所述,试验区气候干燥,昼夜温差大,白天气温高,大气蒸发能力强,土壤表层温度也较高,土壤水分由液态转为汽态蒸发散失,剖面含水量变小使得土壤水吸力增加,驱动潜水向上运移补给土壤水,即产生潜水蒸发。但潜水向上运移补给土壤水分亏缺,需要一个时间过程,因此会滞后于大气蒸发能力变化。这样在夜间,潜水也会持续补给因白天蒸发作用造成的土壤水分缺失。但同时,夜间气温骤降,土壤表层温度也迅速降低,使得水汽在土壤温差较大部位凝结,下层土壤水分向上运移,相应部位土壤水吸力增加,潜水蒸发驱动力增强。因此,夜间潜水蒸发的驱动因素是由两部分组成的,即白天大气蒸发能力的延迟驱动及夜间水汽凝结产生的负压驱动。在上述综合作用下,夜间潜水蒸发量占日潜水蒸发量的较大份额(3 g/L处理接近50%,30、100及250 g/L处理均达到60%左右)。

表4 $E_{\phi_{20}}$ 及不同矿化度潜水昼夜蒸发对比 mm, g/L

项目	平均蒸发量	蒸发量变化极差	平均偏离		
			均值幅度	最大偏离均值幅度	
$E_{\phi_{20}}$	夜	2.59	6.80	1.91	4.61
	昼	7.28	5.00	1.35	2.88
3	夜	0.20	0.95	0.19	0.75
	昼	0.22	0.50	0.09	0.33
30	夜	0.49	0.85	0.13	0.61
	昼	0.31	0.55	0.08	0.39
100	夜	0.39	1.25	0.20	0.86
	昼	0.26	1.00	0.30	0.84
250	夜	0.48	1.05	0.14	0.72
	昼	0.33	1.00	0.12	0.87

注:观测时段为2010年8月26日~2010年9月9日。

3 结 语

通过不同矿化度(3、30、100、250 g/L)处理的潜水蒸发对比试验,得出以下初步结论,对于进一步研

究干旱区高盐度潜水蒸发机理,指导水盐调控具有重要意义。

(1)在本文试验条件下,观测期内潜水蒸发过程中土壤剖面盐量与潜水矿化度、不同处理潜水累积蒸发量与时长间均呈显著线性正相关。潜水矿化度在蒸发过程中会对土质产生影响进而影响潜水蒸发量,且这种影响随矿化度变化表现为非单一方向,其作用机理复杂,需进一步研究探讨。

(2)根据不同矿化度潜水日蒸发动态及进行的统计特征分析,相对于 E_{020} 蒸发器水面蒸发动态,不同处理潜水日蒸发均存在一定时间滞后,但不同潜水矿化度处理日间滞后差异不明显,30 g/L 处理相对于其他几组处理变化较为平缓。

(3)不同矿化度潜水蒸发系数随 E_{020} 增大而减小,但不具有显著相关性(图4)。

(4)从昼夜蒸发量对比来看,水面蒸发及潜水蒸发均表现为夜间动态变化较为剧烈。 E_{020} 蒸发主要在白天进行,夜间蒸发量仅占日蒸发量的26.2%。而不同矿化度处理潜水日蒸发量中,夜间蒸发量(平均)占较大份额(3 g/L 处理接近50%,30、100及250 g/L 处理均达到60%左右)。夜间潜水蒸发的驱动因素由两部分组成:白天大气蒸发能力的延迟驱动及夜间水汽凝结产生的负压驱动。

致谢:张吉胜工程师、郭晓静、赵玉杰同学等参与了试验的设计监测工作,谨表谢意!

参考文献:

[1] 雷志栋,尚松浩,杨诗秀,等. 土壤冻结过程中潜水蒸发规律的模拟研究[J]. 水利学报,1999,30(6):6-10.

[2] 栗现文,周金龙. 高盐度潜水蒸发试验研究现状及展望[J]. 地下水,2011,33(2):11-14.

[3] 吴运卿,罗金耀,王富庆. 智能化称重式蒸渗仪系统的研制与实现[J]. 实验室研究与探索,2006,25(4):432-434,438.

[4] Meissner R, Rupp H, Seyfarth M. Advances In Out Door Lysimeter Techniques[J]. Water Air Soil Pollut: Focus, 2008,8:217-225.

[5] Unold Gv, Fank J. Modular Design of Field Lysimeters for Specific Application Needs[J]. Water Air Soil Pollut: Focus,2008,8:233-242.

[6] Yang Jianfeng, Li Baoqing, Liu Shiping. A large weighing lysimeter for evapotranspiration and soil water-groundwa-

ter exchange studies[J]. Hydrological Processes, 2000, 14: 1887-1897.

[7] 周金龙,董新光,王斌. 新疆平原区潜水蒸发研究[J]. 工程勘察,2003,(5):23-27.

[8] Zhou Hongwei, Li Shengyu, Sun Shuguo, et al. Effects of natural covers on soil evaporation of the shelterbelt along the Tarim Desert Highway[J]. Chinese Science Bulletin, 2008, 53(Supp. II): 137-145.

[9] 樊自立,马英杰,张宏,等. 塔里木河流域生态地下水位及其合理埋深确定[J]. 干旱区地理,2004,27(1):8-13.

[10] 毛晓敏,杨诗秀,雷志栋,等. 叶尔羌河流域裸地潜水蒸发的数值模拟研究[J]. 水科学进展,1997,8(4):313-320.

[11] 毛晓敏,雷志栋,尚松浩,等. 作物生长条件下潜水蒸发估算的蒸发面下降折算法[J]. 灌溉排水,1999,18(2):26-29.

[12] 王振龙,刘森,李瑞. 淮北平原有无作物生长条件下潜水蒸发规律试验[J]. 农业工程学报,2009,25(6):26-32.

[13] Yanful E K, Mousavi S M, and Yang M. Modeling and Measurement of Evaporation in Moisture-retaining Soil Covers[J]. Advance in Environmental Research, 2003(7):783-801.

[14] Lautz L K. Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone[J]. Hydrogeology Journal, 2008,16:483-497.

[15] Lhomme J P, Guilioni L. On the link between potential evaporation and regional evaporation from a CBL perspective[J]. Theor Appl Climatol, 2010,101:143-147.

[16] 付秋萍,张江辉,王全九. E_0 值对潜水蒸发计算精度影响分析[J]. 干旱区地理,2007,30(6):820-825.

[17] 史建康,包安明,刘海隆,等. 塔里木河流域环境信息系统开发研究[J]. 干旱区研究,2009,26(3):347-353.

[18] 刘广明,杨劲松,李冬顺. 地下水蒸发规律及其与土壤盐分的关系[J]. 土壤学报,2002,39(3):384-389.

[19] Jorenush M H, Sepaskhah A R. Modelling capillary rise and soil salinity for shallowsaline water table under irrigated and non-irrigated conditions[J]. Agricultural Water Management, 2003,61:125-141.

[20] 栗现文,周金龙,赵玉杰,等. 高矿化度对砂性土毛细水上升影响的试验[J]. 农业工程学报,2011,27(8):84-89.