

基于水分平衡原理的内蒙古典型 草原土壤水动态模型研究

侯 琼¹, 王英舜², 杨泽龙¹, 师桂花²

(1. 内蒙古气象科研所, 内蒙古 呼和浩特 010051; 2. 锡林浩特国家气候观测台, 内蒙古 锡林浩特市 026000)

摘 要: 建立水分平衡动态模型是研究草原生态系统水循环的主要方法和内容。本文利用锡林浩特观测台多年观测资料和 2008~2009 年野外试验资料, 基于 SPAC 原理, 依托农田水分平衡方程建立了 0~100 cm 土层的土壤水分平衡模型, 提出初始土壤贮水量、实际蒸散量、渗漏量和植被截留量等参数的计算方法及植物根系层深度确定的依据; 通过 2008~2009 年实测资料的验证, 平均相对误差 8.2%, 变幅 0.3%~23%, 经 t 检验未达到 0.05 的显著水平, 所建模型可以用来描述典型草原区水分平衡和进行土壤水分模拟计算, 为动态监测土壤水分变化和开展草原干旱监测预测工作提供方法。

关键词: 土壤水; 动态模型; 典型草原; 水分平衡原理; SPAC 系统

中图分类号: S152.7 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-7601(2011)05-0197-07

生态系统水循环研究具有明显的区域性和实用性。草原覆盖着地球近五分之一的面积, 是世界上分布最广泛的植被类型之一, 它在全球碳循环和初级生产量研究中起着非常重要的作用。典型草原是欧亚草原区东端的一种优势草原类型, 也是我国温带最重要的牧场, 具有草质好、生产力高、适于刈割和适口性强等特点。但随着全球气候变化、干旱发生频繁, 水资源短缺已成为典型草原区限制植物生长的主要因素。区域水文循环和水分平衡与气候变化密切相关, 气候变化通过影响区域降水量、蒸散量而引起水资源供需平衡的变化, 从而影响区域水资源可持续利用与农牧业可持续发展。因此, 研究气候变化背景下典型草原水分平衡特征在草原生态系统研究中占有重要的地位。

建立水分动态平衡(模拟)方程是研究生态系统水循环采取的主要方法之一。基于水分平衡理论建立农田土壤水动态模型在农田生态系统中已广泛开展, 许多模型在生产实际中得到应用。对于草原生态系统土壤水分平衡模型的研究尚不多见。近年来运用地—气相互作用理论和从土壤—植被—大气连续体角度开展草原生态系统水热平衡研究逐步受到重视^[1~5]。本文以锡林浩特国家气候观测台观测资料为基础, 分析土壤水分收支特性, 依托农田水分平衡基本方程, 建立了典型草原水分动态模型, 以确定影响该区域土壤水分循环的关键因子及其计算方法, 揭示气候变化对草原植被水分循环的影响, 为干

旱监测和进一步认识草原生态系统退化成因及畜牧业可持续发展提供方法和科学依据。

1 研究区概况

锡林浩特国家气候观测台野外试验研究基地位于典型草原区的中心地带(43°07'58"N, 116°19'50"E, 海拔 1 030 m), 属中温带半干旱大陆性气候区, 年平均气温 2.6℃, >0℃积温 2 972℃, 无霜期 100~120 d, 年降水量 286.6 mm, 年蒸发量 1 830.9 mm, 平均相对湿度 57%; 年平均风速 3.5 m/s, 年日照时数 2 969.8 h。土壤主要为典型栗钙土。地带性植被为典型草原, 克氏针茅 + 羊草 (*Stipa krylovii* + *leymus chinensis*) 为群落的优势种, 并伴生有大针茅 (*Stipa grandis*)、冷蒿 (*Artemisia frigida*)、阿尔泰狗娃花 (*Heteropappus Altaicus*)、矮葱 (*Allium anisopodium ledeb*) 等物种。

所用资料为锡林浩特观测台近 57 a (1953~2009 年) 地面常规观测气象资料, 1983~2009 年土壤水分观测资料, 及 2008 和 2009 年野外试验资料, 包括围封 (10 a) 样地和放牧样地的覆盖度、LAI、土壤水分等资料。

2 模型描述与建立

2.1 农田水分平衡基本方程

天然状态下, 影响植被水分平衡的主要因子包括降水、气温、日照、湿度等气象要素和植被类型等

收稿日期: 2011-04-06

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (30760102); 国家社会公益研究专项基金项目 (2004DIB4J170)

作者简介: 侯 琼 (1960—), 女, 河北行唐人, 正研级高工, 硕士, 主要从事草原生态和农业干旱研究。E-mail: qiong_hou@sina.com。

自然和社会经济因素。农田水分在土壤—作物—大气连续体内,通过降水、入渗、蒸发、蒸腾等形式周而复始地循环,其过程十分复杂。在无人干扰的情况下,土壤—植被—大气系统的水分平衡基本方程可采用下述公式描述^[6]:

$$\Delta W = W_{i+1} - W_i = P + G_u + R_{in} - (Et_a + G_d + R_{out} + IC_{store}) \quad (1)$$

式中, ΔW 为土体贮水变化量; W_i 和 W_{i+1} 分别为时段始、末土壤贮水量; P 为降水量; G_u 和 G_d 分别为地下水毛管上升量和土壤水渗漏量; Et_a 为实际蒸散量; R_{in} 和 R_{out} 分别为入和出径流量; IC_{store} 为植被截流量。(1) 式中前三项为水分来源项,后四项为水分支出项,各分量的单位均为(mm)。

内蒙古典型草原区大部分地区地势较平坦,年降水量较少,研究区内年降水量 290 mm,且降水强度小,日降水量 ≥ 10 mm 的日数为 7.4 d,因此,水分循环以垂直方向的水量交换为主,绝大部分降水被蓄积在土壤中,尽管在遇到较大降水时会产生局地径流,但仍在整个草原区域内,其出入径流可视为相等,降水产生的径流量一般情况下可不考虑。

据研究,当地下水埋深大于 4 m 后,河北麦田中毛管上升水对 2 m 土壤水分循环的作用很小^[7]。本研究区地下水埋藏较深,多在三、四十米以下,地下水毛管上升量对根系层的补给量也可忽略。若将春季化冻后的土壤水分测定结果作为初始值,则 $W_i = W_0$,故(1)式可以简化为:

$$W_{i+1} = P + W_0 - (Et_a + G_d + IC_{store}) \quad (2)$$

(2) 式即为典型草原土壤水分动态模型。

2.2 模型参数的确定

2.2.1 土壤水分变化厚度的确定

农田水分平衡是指一定时间内,作物根系层一定深度范围内水分的收支关系^[6]。土体厚度,即植被根系层深度在一定程度上决定了水分平衡的参数项。在典型草原区降水是土壤水分的唯一来源,降水通过地表向下流动进入土壤、在土壤中运动和存储,形成土壤水^[8]。土壤水的入渗是水分在土体里流动而不断深入的过程,其入渗深度与降水量、土壤性质和地表植被等密切相关。分析不同降水量级下土壤水分的变化特征有助于了解研究区土壤水分变化的土体厚度,也是确定土壤水分变化下边界层的依据。从锡林浩特历年不同量级的降水概率分布(图 1)中可以看出,年降水量主要集中在 200 ~ 300 mm 之间,出现概率 58.5%,年降水量 ≥ 400 mm 和 ≤ 200 mm 的年份很少,出现概率仅为 9.4% 和 11.3%,降水量 350 mm 以下的年份出现概率 83.1%。

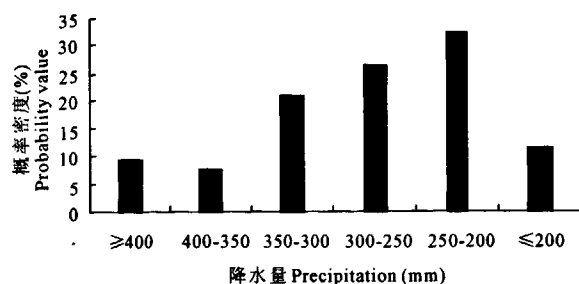


图 1 锡林浩特不同降水量级的概率分布

Fig.1 Distribution of probability values of precipitation in Xilinhot

通过分析研究区近 27 年生长季 100 cm 土体土壤水分变化规律得出,年降水量 ≤ 350 mm 年份的土壤水分入渗深度很少有超出 100 cm 的现象,干旱年份(年降水量 ≤ 200 mm 的年份)渗透深度不足 30 cm。年降水量 431.3 mm 和 403.8 mm 的 1993 年、1998 年土壤水分最大渗透深度均超过 100 cm,且 1993 年十分明显,出现的时段在 8、9 月间(240 ~ 270 d)(见图 2a-b),并在时域上滞后于降水 20 ~ 30 d。说明降水量在 400 mm 以上时,土壤水的入渗深度可达到 100 cm 以下。而在年降水量 390.4 mm 的 2003 年土壤水分最大渗透深度仅为 70 cm(见图 2c),入渗深度明显减小,其原因一是降水量比 1998 年少 10 mm,另一方面上一年(2002 年)的降水量仅为 183.7 mm,明显偏少,土壤干旱严重。反映出土壤水的入渗深度既与降水量有关,也受前期土壤含水量的影响。已有的研究也表明,多年垂直向土壤水分变化主要发生在 60 cm 以上,90 ~ 100 cm 时土壤水分几乎没有变化^[9]。由此,考虑到大多数年份雨水的入渗深度和实际应用的方便,本研究将土壤水分变化土体厚度确定为 100 cm。

2.2.2 下边界层渗漏量的计算

在典型草原区,径流和渗漏都很微弱,降水和蒸散代表了水分收支的绝大部分^[10]。研究区有 85% 以上的年份土壤水分最大渗透深度难以达到 100 cm 的下边界层。尽管如此,仍有近 15% 的年份土壤水分入渗深度会超出下边界层而产生渗漏。宋炳煜等对羊草群落土壤水分研究得出 0 ~ 40 cm 是蒸散与降水相互作用层;40 ~ 120 cm 为主要贮水层;120 cm 以下为水分相对稳定/平衡层^[11]。因此,在降水多的年份有必要考虑下边界层的渗漏量。本研究将超出土壤最大有效贮水量的水分作为渗漏量来考虑,土壤最大有效贮水量的计算式为:

$$W_e = 0.1(W_f - W_c) \times \gamma \times n \quad (3)$$

式中, W_e 为土壤有效贮水量(mm); W_f 为一定土层

的田间持水量(%); W_c 为一定土层的凋萎湿度(%); γ 为土壤的平均容重(g/cm^3); n 为土层厚度(cm)。

$$G_d = W_i - W_c \quad (4)$$

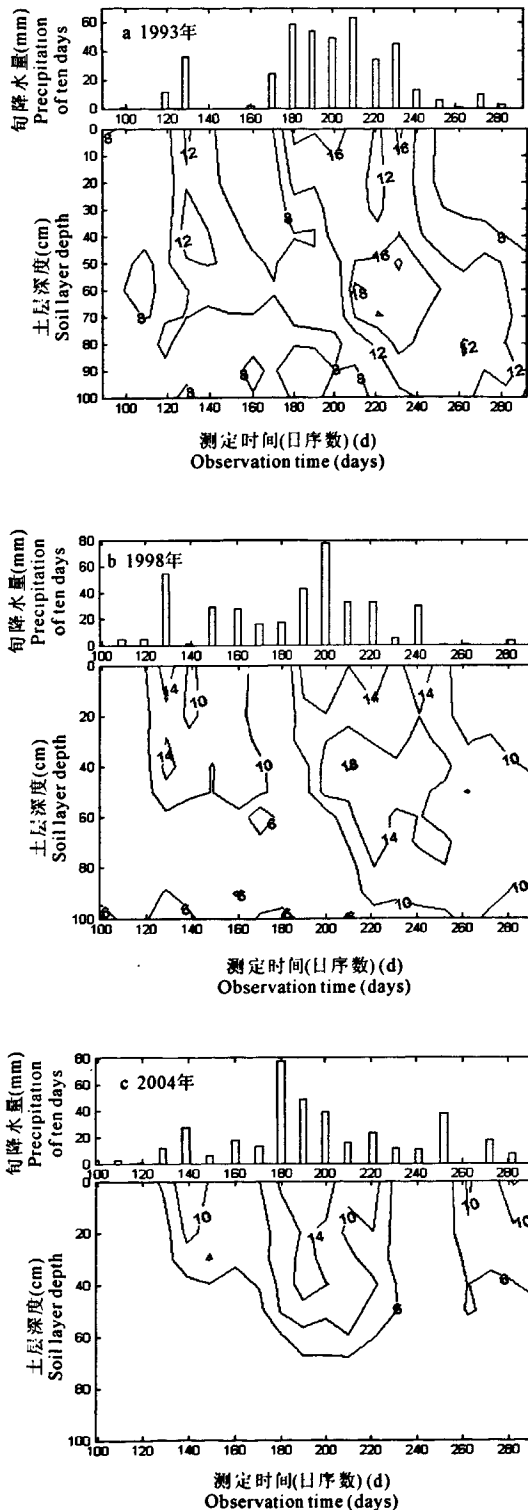


图2 降水丰沛年生长季土壤水分时空分布

Fig.2 Temporal and spatial distribution of soil water in growing seasons in year with plenty precipitation

式中, W_i 为土壤贮水量(mm)。本研究中 $n = 100 \text{ cm}$, $\gamma = 1.475$, $W_f = 13.82\%$, $W_c = 2.32\%$, W_c 则为169.6 mm。当100 cm土体内土壤有效水分超出170 mm时,多余部分即为渗漏量。

2.2.3 植被截流量的计算 植被截流量与降水量、植被覆盖度、叶面积指数(LAI)等密切相关。植被覆盖度(Vegetation coverage)是植物群落覆盖地表状况的一个综合量化指标,能够直观反映地表植被的丰度。降水量小、植被覆盖度高、LAI大时植被截流量大。Merriam提出的指数模型具有一定的物理基础,参数容易获取而被广泛应用^[12],其表达式为:

$$IC_{store} = c_p IC_{max} [1 - \exp(-kR_{cum}/IC_{max})] \quad (5)$$

式中, IC_{store} 为植被截流量(mm); c_p 为植被覆盖率; IC_{max} 特定植被的最大截流量(mm); k 为植被密度校正因子,与LAI有关; R_{cum} 为累积降雨量(mm)。 IC_{max} 可以通过LAI来估算:

$$IC_{max} = 0.935 + 0.498 \cdot LAI - 0.00575 \cdot LAI^2 \quad (6)$$

叶面积指数与植被类型和生长时段有关,是一个分布式的时变参数。在人工补水条件下典型草原的叶面积指数和植被覆盖度最大可以达到2.7%和90%,随生长时间呈三项式曲线变化^[13]。但在自然条件下,草原植被常处于水分胁迫状态,LAI一般都低于2。在干旱的2008年和2009年(降水距平百分率分别为-20.2%和-42.6%),实测最大LAI是1.5和0.97。王永芬等曾研究得出降水充沛的2003年8月平均LAI达到1.77^[14]。根据试验资料计算出水分适宜条件下各生长时期最大LAI和覆盖度及由公式(6)计算的植被最大截留量, k 值根据经验给出,见表1,并利用(5)式模拟计算出草原区可能产生的植被截流量和截留率(截留量占降雨量的百分比),如图3。

从图3可以看出,随着LAI或覆盖度增加,植被截流量增多,LAI由0.5→2.5时,截流量最大可达到0.4~1.9 mm;降水量在7 mm以内截流作用明显,且随LAI增加截流速度加快。当降水量5 mm时,稀疏植被(LAI=0.5)可截流0.3 mm的降水,而茂密植被(LAI=2.5)的截流量接近1.7 mm。降水量小的过程被截留雨量所占的比例较大,并随LAI增大而增加,如LAI=1时,1 mm、3 mm、5 mm的降水产生的截留率分别为38%、22%和15%;而当LAI=2时,1 mm、3 mm、5 mm的降水产生的截留率分别达到65%、42%和30%。尽管典型草原覆盖度和LAI小,但过程降水量也小,小于5 mm的降水在典型草原区占有较大比例,如2008年4~10月有29次降水过程,其中小于5 mm的有21次,占到总降水次数

的 72.4%, 5~10 mm 的过程有 2 次, 占 6.9%。频繁而量小的降水过程增加了植被截流的几率, 使累积截流量占降水量的比例增大。因此, 在计算典型草原区水分平衡时有必要考虑植被截流量的影响。

表 1 不同生长时段最大 LAI、覆盖度和草原植被最大截流量(mm)

Table 1 Max LAI, coverage degree and maximum water interception of vegetation on different growing stage (mm)

项目 Item	中、下旬/8月 Middle and last ten days in August	下旬/7月-上旬/8月 Last ten days in July and first ten days in August	上、中旬/7月 First and middle ten days in July	下旬/6月 Last ten days in June	上旬/6月 First ten days in June
LAI	2.5	2	1.5	1	0.5
覆盖度 Coverage degree	0.9	0.8	0.7	0.5	0.3
k	1	0.9	0.8	0.6	0.4
IC _{max}	2.14	1.91	1.67	1.43	1.18

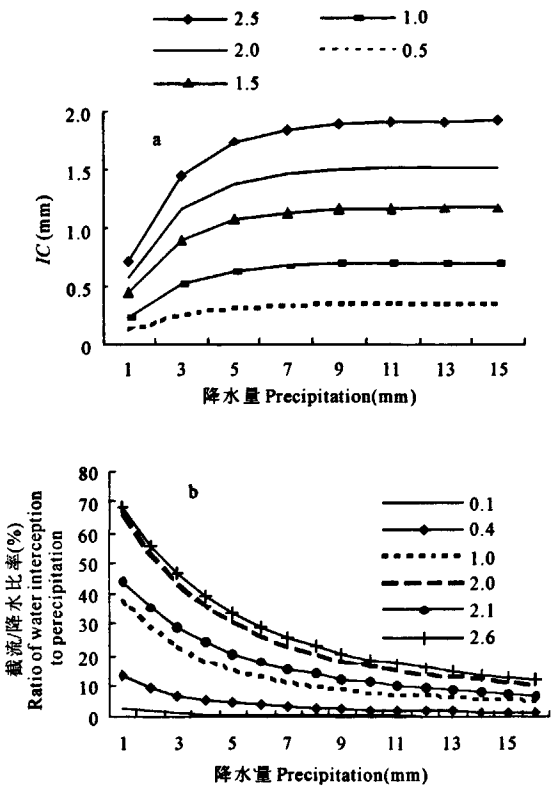


图 3 不同 LAI 下植被截流量随降水量变化
及其与降水量的比率

Fig.3 Water interception changed with precipitation and
its ratio to precipitation on different LAI levels

LAI 可以用叶面积仪进行实测, 也可通过遥感手段获得^[10]:

$$LAI = a \cdot \exp(k \cdot NDVI) \tag{7}$$

式中, a, k 为系数; NDVI 为归一化植被指数。

2.2.4 实际蒸散量的计算 蒸散量是区域农田水分平衡的主要失水因子, 它是大气温度、湿度、太阳辐射、风速等多种气象因子和地表植被综合作用的结果。基于参考作物蒸散量计算实际蒸散量的方法是在实践中应用十分普遍的方法, 其表达式为:

$$Et_a = K_c \cdot ET_0 \tag{8}$$

式中, K_c 为作物系数; ET_0 为参考作物蒸散量, 采用 FAO-56 推荐的 Penman-Montieth 公式计算, 它是 FAO 推荐估算潜在蒸散量的唯一标准方法^[15], 表达式如下:

$$ET_0 = \frac{0.408 \times \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} \times U_2 VPD}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \tag{9}$$

式中, R_n 为净辐射 [$MJ/(m^2 \cdot d)$]; G 为土壤热通量 [$MJ/(m^2 \cdot d)$]; T 为平均气温 ($^{\circ}C$); U_2 为 2 m 高处风速 (m/s); VPD 为水汽压差 (kPa), 即饱和水汽压与实际水汽压之差; Δ 为温度-饱和水汽压关系曲线上 T 处的切线斜率 ($kPa/^{\circ}C$); γ 为湿度表常数 ($kPa/^{\circ}C$)。

K_c 采用以下方法计算^[16]:

$$K_c = K_{c_i} \times K_{c_l} \times K_{c_g} \tag{10}$$

式中, K_c 为受水分胁迫影响下的作物系数; K_{c_i} 为受热量影响的标准作物系数; K_{c_l} 为由湿润指数修正的作物系数; K_{c_g} 为由覆盖度修正的作物系数。

$$K_{c_i} = -1.6 \times 10^{-10} \cdot T_j^3 + 6.33 \times 10^{-7} \cdot T_j^2 - 0.000346 \cdot T_j + 0.4666 \tag{11}$$

$$K_{c_l} = I_w^{0.4} \tag{12}$$

$$K_{c_g} = 0.16 \times e^{1.8 \times \frac{GD}{GD_d}} \tag{13}$$

式中, T_j 表示大于 $0^{\circ}C$ 积温, $50^{\circ}C < T_j < 3000^{\circ}C$; I_w 为丰水年湿润指数; GD_d 为水分适宜条件下的期望盖度; GD 为实测盖度, 当相对盖度 (GD/GD_d) 大于 1 时, 取值为 1。

由于植被盖度是影响蒸散系数的一个重要变量, 与 LAI 有很高的相关性, 相关程度可达 0.88 ($n = 66$), 且数据易于获取, 常被用作反映植被状况的参数。研究区水分适宜时的期望盖度可用下式表示:

$$GD_d = -1.9 \times 10^{-5} \cdot T_j^2 + 0.09 \cdot T_j - 25 \tag{14}$$

3 模型的验证

利用 2008、2009 年的实测土壤水分、植被盖度、

LAI 和气象资料,采用上述系列公式模拟计算了 2 个试验区生长季逐旬或逐月 100 cm 土体的土壤水分,并与实测值进行了比较,计算中初始值取春季(4 月份)第一、二次土壤水分测定结果的平均值。

首先对实测土壤水分渗漏量和植被截留量进行了计算,2008 年除 6 月 30 日围封和放牧样地分别有

13.2 mm 和 3.1 mm 的渗漏外,其余时段均无渗漏现象。2008、2009 年 5~9 月累计植被截留量(IC_{store})分别为 6.0 mm 和 3.8 mm。表 2 是以 2008 年放牧样地为例模拟计算生长季各旬土壤水分中涉及相关参数。

表 2 2008 年 5~9 月放牧样地部分观测数据和相关参数计算结果

Table 2 Calculated results of partial observation data and related parameters of grazing sites in May to September in 2008

测定时间 Observation time (M - d)	覆盖度 Coverage degree	<i>LAI</i>	降水量 Precipitation (mm)	> 0℃ 积温 Accumulative temperature above 0℃	IC_{store}	K_c	K_{c1}	K_{c2}	K_c	ET_0	E_t
05 - 10	3	0.25	3.3	343.3	0.017	0.416	0.549	0.968	0.22	53.21	11.76
05 - 20	3.3	0.33	0	450.7	0	0.425	0.915	0.267	0.11	44.85	4.65
05 - 31	5	0.43	6.6	578.4	0.052	0.447	0.379	0.247	0.04	50.47	2.12
06 - 10	11	0.42	10.5	762.6	0.127	0.500	0.652	0.294	0.10	56.86	5.45
06 - 20	20	0.56	15.7	969.6	0.253	0.580	0.593	0.360	0.12	56.25	6.97
06 - 30	29	0.60	62	1167.3	0.413	0.671	1.237	0.419	0.35	51.80	18.03
07 - 10	35	0.85	0.9	1406.8	0.111	0.787	1.052	0.428	0.36	62.24	22.07
07 - 20	45	0.77	0.5	1618.1	0.155	0.886	0.909	0.502	0.40	53.96	21.81
07 - 31	36.7	0.75	25.3	1879.1	0.705	0.990	0.615	0.377	0.23	69.11	15.86
08 - 10	25	0.96	28.9	2135.5	0.513	1.057	0.731	0.280	0.22	60.87	13.16
08 - 20	40	1.45	3.4	2325.8	0.772	1.074	0.523	0.387	0.22	43.16	9.37
08 - 31	63.3	1.63	29.8	2498.3	1.390	1.059	0.566	0.651	0.39	48.10	18.77
09 - 10	33.3	1.50	5.6	2668.7	0.712	1.011	0.971	0.339	0.33	40.14	13.36
09 - 20	45	0.98	1.3	2826.4	0.431	0.934	1	0.454	0.42	37.85	16.06
09 - 30	40	1.11	1.2	2923.3	0.386	0.868	0.784	0.290	0.20	30.86	6.09
平均值 Average value	30	0.84	195		6.040	0.780	0.765	0.418	0.25	50.65	12.37

根据表 2 中 E_{t_a} 、 IC_{store} 、降水量数据和实测初始土壤含水量(围封样地为 130 mm,放牧样地为 111 mm),采用(2)式计算出各旬土壤水分,并与实测结果进行比较,可以看出二者的变化趋势基本一致(图 4),7、8 月份(182 d 以后)的模拟效果好于前期的 5、6 月份,且大多数实测结果普遍大于计算值,这可能与春季地表蒸发强烈、变率大,而 K_c 对蒸发影响考虑不足,同时土壤存在返浆现象,根系下层水分有对上层的补给等因素有关。2 区平均相对误差 8.35%,误差 $\leq 5\%$ 和 $\leq 10\%$ 的概率分别为 41% 和 66%,误差 $\geq 20\%$ 的概率仅 9.4%(3 次),出现在放牧区,围封样地的模拟结果好于放牧样地,见表 3。

对 2009 年生长季各月土壤水分模拟结果显示,2 个试验地的平均相对误差为 8.05%,误差 $\leq 10\%$ 的概率占到 58%,误差在 10%~20% 的概率占到 42%,模拟准确率均在 80% 以上,同样表现出围封

样地的模拟结果好于放牧样地(见表 4),说明模型对放牧等人为干扰比较敏感。

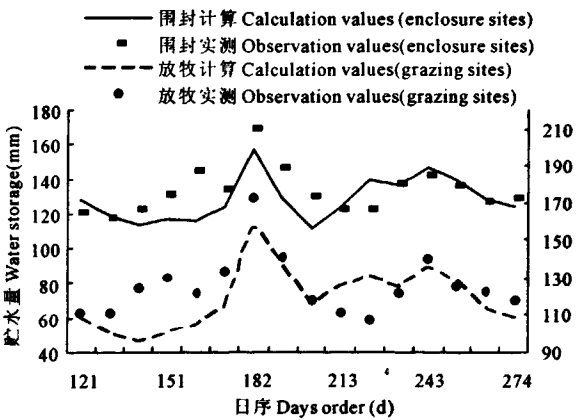


图 4 2008 年围封和放牧区 1 m 土体水分模拟值与实测值比较
Fig.4 Simulated values of soil water in depth of 1 m compared with actual observation values between enclosure sites and grazing sites in 2008

表 3 2008 年土壤水分模拟检验结果
Table 3 Simulation test results of soil water in 2008

测定区域 Observation area	平均相对误差 Average relative error (%)	相对误差 ≤5% 的频率 Frequency of relative error lower or equal 5%	相对误差 5% ~ 10% 的频率 Frequency of relative error between 5% to 10%	相对误差 10 ~ 15% 的频率 Frequency of relative error between 10% to 15%	相对误差 ≤20% 的频率 Frequency of relative error lower or equal 20%
围封区 Enclosure area	7.0	0.4375	0.2500	0.2500	1.00
放牧区 Grazing area	9.7	0.3750	0.2500	0.1875	0.8125
2 区平均 Average of two area	8.35	0.406	0.25	0.2188	0.9063

表 4 2009 年生长季各月土壤水分模拟检验
Table 4 Simulation test of soil water in growing seasons in 2009

月份 Month	围封样地 Enclosure Sites			放牧样地 Grazing Sites		
	实测土壤水量 Soil water storage of actual observation (mm)	模拟土壤水量 Soil water storage of simulation (mm)	相对误差 Relative error (%)	实测土壤水量 Soil water storage of actual observation (mm)	模拟土壤水量 Soil water storage of simulation (mm)	相对误差 Relative error (%)
4	166.6	166.1	0.307	170*	169.8	0.143
5	124.9	132.8	- 6.298	137.4	139.8	- 1.718
6	125.9	139.7	- 10.994	129.7	146.7	- 13.118
7	107.8	108.2	- 0.373	101.6	115.2	- 13.369
8	110.2	103.9	5.655	103.0	110.9	- 7.680
9	110.3	90.0	18.409	118.1	97.0	17.872
绝对值平均 Average of absolute value	123.45	124.28	7.006	130.45	127.39	8.98

注:带 * 数据表示:实测数据为 174.5 mm 超出贮水量 170 mm,减去渗漏 4.5 mm,故取 170。
Note: The data with ‘*’ was a value which was subtracted leakage amount (4.5 mm) from observation data (174.5 mm) .

进一步对 2008 年生长季旬土壤含水量进行 t 检验,围封区和放牧区实测土壤水分和模拟值之间的 t 值分别为 -1.16 和 -1.15,绝对值小于 $t_{0.05} = 2.04$ 的水平值。同理,对 2009 年生长季各月土壤含水量进行 t 检验,2 区的 t 值分别为 -0.052 和 0.196,绝对值小于 $t_{0.05} = 2.23$ 的水平值,可以认为模拟和实测的土壤含水量之间没有显著性差异。因此,该模型对典型草原 100 cm 土壤水分的模拟结果是可信的。

4 结论与讨论

基于水分平衡原理对草原植被水循环进行模拟研究时,模型参数及其计算方法的确定是关键环节。本文利用常规观测气象资料和野外试验资料,针对研究区气候、植被和土壤特点建立了 0 ~ 100 cm 土层的土壤水分模拟模型,涉及的参数包括初始土壤贮水量、降水量、实际蒸散量、渗漏量和植被截留量 5 项,提出了植物根系层深度,即土体的下边界层确定的依据和各参数的计算方法;通过 2008 ~ 2009 年实测资料的验证,平均相对误差 8.2%,变幅 0.3% ~ 23%,未达到 0.05 的显著水平。模型可以用来模

拟计算 100 cm 土层的土壤水分,并能描述典型草原区的水分平衡。

水分平衡基本方程中给出了影响水分循环的各种参数,但在实践中都存在简单化的倾向^[17],本文的模型也不例外。由于地下水埋藏较深、降雨强度小、地势较平坦和数据获取困难,忽略了径流、渗漏、地下水补给的影响。对于植被截留量多数模型不予考虑^[4,7,10]。在森林生态系统中,冠层是影响降水传输的第一个作用层,降水量 500 ~ 600 mm 的北方林木中冠层截留率多在 10% ~ 20% 范围内变化,其大小受多种气候因子、林冠因子和林地因子的影响^[18,19]。尽管草本植物冠层截留率无法与林冠相比,但通过研究发现,与农田比较草原地表的枯落物较多,空气干燥,过程雨量小时许多水分被截留或蒸发而未入渗到土壤中,且小雨(降水量 ≤ 5 mm)出现的概率比较多,据测算累计截留量可占到降水量的 3% ~ 5%。如降水偏少的 2008 和 2009 年生长季植被截留量累计为 6.0 mm 和 3.8 mm,分别占降水量的 3.1% 和 4.1%,降水正常年份可截留雨量 8 ~ 12 mm,对于干旱缺水的典型草原来说,是一种不可忽视的水分损失,在一定程度上也是影响土壤水分模

拟精度提高的一个方面。

初始土壤水分含量是一个固定值,始终参与计算过程,对土壤水分模拟结果产生重要影响。春季,土壤在冻融交替过程中常出现返浆现象,土壤水分波动较大,需要多点多次测定来确定其平均状况,以增强 W_0 的代表性和准确性。另外一个影响因子是根系层以下水分的补给量,本文中被忽略。但研究中发现,在上一年降水多蓄墒好的翌年春季和降水充沛的雨季,土壤水分稳定层超出 100 cm,下层水分通过毛管上升作用补给到上层的现象是存在的。因此,边界层以下土壤水分的上升补给及计算方法需要在以后的研究中考考虑。

参考文献:

- [1] 王兵,刘世荣,崔向慧,等.全球陆地生态系统水热平衡规律研究进展[J].世界林业研究,2002,15(1):19—28.
- [2] 吕达仁,陈佐忠,陈家宜,等.内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用综合研究[J].气象学报,2005,63(5):571—592.
- [3] 刘树华,蒲洪涛,胡非,等.土壤-植被-大气系统水分散失机理的数值模拟[J].干旱气象,2004,22(3):1—9.
- [4] 胡广录,赵文智.干旱半干旱区植被生态需水量计算方法[J].生态学报,2008,28(12):6282—6289.
- [5] 郑和祥,郭克贞,史海滨,等.锡林郭勒草原饲草料作物需水量计算方法比较及相关性分析[J].干旱地区农业研究,2010,28(6):51—57.
- [6] 李保国,龚元石,左强,等.农田土壤水的动态模型及应用[M].北京:科学出版社,2003:40—43.
- [7] 陈皓锐,黄介生,伍靖伟,等.冬小麦根层土壤水量平衡的系统动力学模型[J].农业工程学报,2010,26(10):21—28.
- [8] 李卓,吴普特,冯浩,等.容重对土壤水分入渗能力影响模拟试验[J].农业工程学报,2009,25(6):40—45.
- [9] 侯琼,沈建国,乌兰巴特尔.典型草原区土壤水分变化特征及影响因素分析[J].自然资源学报,2005,20(6):836—842.
- [10] 陈佐忠.中国典型草原生态系统[M].北京:科学出版社,2000.
- [11] SONG Bing-Yu, YANG Jie, XU Ri, et al. Water use of *leymus chinensis* community[J].植物学报(Acta Botanica Sinica),2003,45(10):1245—1250.
- [12] 李辉,陈晓玲,马文杰,等.面向地表过程模拟的降雨径流模型开发与应用[J].农业工程学报,2010,26(2):123—128.
- [13] 侯琼,王英舜,师桂花,等.锡林郭勒典型草原牧草生长特性与主要生态因子分析[J].中国农学通报,2010,26(14):1—7.
- [14] 杨小利,姚小英,蒲金涌.陇东南干旱区农田土壤水分蒸散变化特征[J].干旱地区农业研究,2010,28(4):14—18.
- [15] 王永芬,莫兴国,郝彦宾,等.基于VIP模型对内蒙古草原蒸散季节和年际变化的模拟[J].植物生态学报,2008,32(5):1052—1060.
- [16] 侯琼,王英舜,杨泽龙,等.内蒙古典型草原作物系数的动态模拟与确定[J].植物生态学报,2010,34(12):1414—1423.
- [17] 张莉,郑元润.中国北方草地植物群落季节生长格局模拟[J].应用生态学报,2008,19(10):2161—2167.
- [18] 徐丽宏,时忠杰,王彦辉,等.六盘山主要植被类型冠层截留特征[J].应用生态学报,2010,21(10):2487—2493.
- [19] 盛丽娟,王曙光,关德新,等.辽宁东部山区落叶松人工林林冠降雨截留观测及模拟[J].应用生态学报,2010,21(12):3021—3028.

Establishing soil water dynamic model for typical steppe based on water balance principle

HOU Qiong¹, WANG Ying-shun², YANG Ze-long¹, SHI Gui-hua²

(1. Inner Mongolia Meteorological Institute, Huhhot 010015, China;

2. Xilinhot National Climate Observatory, Xilinhot, Inner Mongolia 026000, China)

Abstract: Establishing model of water balance dynamic is a main research method and content in the study of water cycle of grassland ecosystem. By using data of meteorological observation and field experiment of water at Xilinhot Climate Observatory in 2008 ~ 2009, model of water balance of 0 ~ 100 cm soil layer was set up with water balance equation of farmland and SPAC principle. The method to calculate the parameters of initial soil water storage, actual evapotranspiration, infiltration capacity, and vegetation interception were put forward through the research, and the rules for root depth identification was obtained, too. It was showed that the model was good at soil water simulation in the test (the average relative error was 8.2%; the fluctuation range was at 0.3% ~ 23%; the significance level of T-test was less than 0.05) with data of actual observation in 2008 ~ 2009. Based on this we conclude that the model was an appropriate measure for monitoring soil water changes and for forecasting grassland drought in steppe zone.

Keywords: soil water; dynamic model; typical steppe; water balance principle; SPAC