

灌丛化的蒸散耗水效应数值模拟研究——以内蒙古灌丛化草原为例

王芑丹¹ 杨温馨¹ 黄洁钰¹ 徐 昆¹ 王 佩^{1,2*}

¹北京师范大学地理科学学部资源学院, 北京 100875; ²北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875

摘 要 灌丛化是干旱半干旱草原一种常见的全球性变化现象, 由于野外土壤、灌丛和草本的蒸散耗水难于拆分的限制, 关于灌丛化蒸散耗水效应的研究较少。该文将已有的二源模型应用于我国内蒙古灌丛化草原估算其蒸散发, 并用波文比系统观测结果对模型进行了率定。研究结果表明改进的模型可以较好地重建灌丛化草地的蒸散发特征; 敏感性分析结果表明模型输入变量及参数对蒸散发组分拆分结果产生的误差较小。在此基础上进行了灌丛化的情景模拟, 研究其耗水效应。结果表明: 灌丛化对蒸散发总量影响较小, 而对蒸散发组分影响较大。灌丛化初期盖度5%、中期盖度15%及后期盖度为30%的情境下, 对应的生长季内蒸散发(ET)平均值分别为182.97、180.38和176.72 $W \cdot m^{-2}$; 土壤蒸发(E)占蒸散发比率(E/ET)平均值分别为52.9%、53.9%和55.5%。灌丛化从初期到中期、中期至后期, 蒸散发降幅平均值分别为0.34%和0.44%, E/ET 升幅分别达2.04%及3.25%。该研究结果表明在内蒙古太仆寺旗站点灌丛化导致的土壤水分差异并不明显, 但随着灌丛化加剧, 灌丛逐渐替代草本, 改变了原有的生态系统结构, 植被叶面积指数变小, 导致冠层湿度降低。研究结果强调我国半干旱草原区灌丛化加剧对生态系统总蒸散耗水量影响不大, 但其土壤蒸发无效损耗快速增加会导致系统水分利用效率降低。

关键词 灌丛化; 生态水文效应; 蒸散发; 二源模型; 数值模拟

引用格式: 王芑丹, 杨温馨, 黄洁钰, 徐昆, 王佩 (2017). 灌丛化的蒸散耗水效应数值模拟研究——以内蒙古灌丛化草原为例. 植物生态学报, 41, 348–358. doi: 10.17521/cjpe.2016.0236

Shrub encroachment effect on the evapotranspiration and its component—A numerical simulation study of a shrub encroachment grassland in Nei Mongol, China

WANG Qi-Dan¹, YANG Wen-Xin¹, HUANG Jie-Yu¹, XU Kun¹, and WANG Pei^{1,2*}

¹School of Natural Resources, Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; and ²State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Beijing Normal University, Beijing 100875, China

Abstract

Aims Shrub encroachment is a common global change phenomenon occurring in arid and semi-arid regions. Due to the difficulty of partitioning evapotranspiration into shrub plants, grass plants and soil in the field, there are few studies focusing on shrub encroachment effect on the evapotranspiration and its component in China. This study aims to illustrate shrub encroachment effect on evapotranspiration by the numerical modeling method.

Methods A two-source model was applied and calibrated with the measured evapotranspiration (ET) by the Bowen ratio system to simulate evapotranspiration and its component in a shrub encroachment grassland in Nei Mongol, China. Based on the calibrated model and previous shrub encroachment investigation, we set three scenarios of shrub encroachment characterized by relative shrub coverage of 5%, 15% and 30%, respectively, and quantified their effects caused by shrub encroachment through localized and calibrated two-source model.

Important findings The two-source model can well reconstruct the evapotranspiration characteristics of a shrub encroachment grassland. Sensitivity analysis of the model shows that errors for the input variables and parameters have small influence on the result of partitioning evapotranspiration. The result shows that shrub encroachment has relatively small influence on the total amount of ET , but it has clear influence on the proportion of the components of evapotranspiration (E/ET). With shrub coverage increasing from 5% to 15% and then 30%, the evapotranspiration decreased from 182.97 to 180.38 and 176.72 $W \cdot m^{-2}$, decreasing amplitude values of 0.34% and 0.44%, respectively. On average, E/ET rises from 52.9% to 53.9% and 55.5%, increasing amplitude values to

收稿日期Received: 2016-07-12 接受日期Accepted: 2016-12-25

* 通讯作者 Author for correspondence (E-mail: peiwan@bnu.edu.cn)

2.04% and 3.25%. Data analysis indicates that shrub encroachment results in smaller soil moisture changes, but clear changes of ecosystem structure (decreasing ecosystem leaf area index while increasing vegetation height) which lead to the decrease of transpiration fraction through decreasing canopy conductance. The research highlights that, with the shrub encroachment, more water will be consumed as soil evaporation which is often regarded as invalid part of evapotranspiration and thus resulting in the decrease of water use efficiency.

Key words shrub encroachment; eco-hydrological effect; evapotranspiration; two-source model; numerical simulation

Citation: Wang QD, Yang WX, Huang JY, Xu K, Wang P (2017). Shrub encroachment effect on the evapotranspiration and its component—A numerical simulation study of a shrub encroachment grassland in Nei Mongol, China. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 41, 348–358. doi: 10.17521/cjpe.2016.0236

灌丛化是当今干旱半干旱草原的一种常见全球变化现象,是指在干旱半干旱草原生态系统中出现草本植物退化,原生灌木或木本植物的植株密度、盖度和生物量增加的现象(van Auken, 2000; 陈蕾伊等, 2014)。灌丛化的发生对于区域生态过程具有较大影响,包括植物多样性的改变、碳循环等过程的变化(高琼和刘婷, 2015)。灌丛化会导致木本植物多度的增加,进而影响到这些地区植被的组成,改变生态系统的结构和功能(李宗超和胡霞, 2015),进而会对生态系统的水文过程产生影响(Li *et al.*, 2013; 彭海英等, 2014)。灌丛化的生态水文效应研究是生态学、水文学等学科研究的前沿与热点。在干旱半干旱生态系统中,蒸散发是水量和能量平衡中关键的组分,然而灌丛化的蒸散耗水效应由于受到野外土壤、灌丛及草本的蒸散耗水难于拆分的限制,目前研究还较少。蒸散发一般包括土壤蒸发和植物蒸腾部分,将其拆分为土壤蒸发与植被蒸腾是很有必要的。它一方面有助于我们提高对水分从土壤—植物—大气连续体传输机制的认知;另一方面,在水文学中,植被蒸散的水也被称为“绿水”,对农业系统有着重要的作用。土壤蒸发的水分也被称为“白水”,是一种水资源无效损耗(Yamanaka, 2009)。因此,探讨灌丛化的蒸散耗水效应,对灌丛化组分进行拆分研究对于水资源的管理有着积极意义。

在我国,关于灌丛化的生态水文学效应研究较少。Li等(2013)对内蒙古灌丛草地下垫面灌丛斑块及草地斑块的土壤水分动态进行了长期观测,并指出内蒙古太仆寺旗站点的灌丛斑块与草地斑块土壤水分动态无显著季节差异。Peng等(2013)对不同程度的人类干扰下灌丛化梯度的生物量、群落特征、水分可利用性等进行了比对研究。Zhang等(2013)对不同灌丛化梯度下草地的土壤有机质、土壤全氮、

土壤全磷、土壤孔隙度、土壤质地、土壤饱和导水率进行了对比研究。高琼和刘婷(2015)曾研究解释我国半干旱区灌丛化形成的机理。张宏等(2001)研究了灌丛化空间分布对土壤异质性的响应。蒸散发是水文及能量循环中的重要组分,然而在野外环境下,土壤、灌丛和草地的蒸散耗水往往混杂在一起,难以拆分。因此,针对灌丛化的蒸散耗水效应研究相对较少。在前人的研究中,有许多拆分蒸散发的方法,其中包括物理分析方法、化学同位素分析方法(Scott *et al.*, 2006; Moran *et al.*, 2009)、模型分析法(Brenner & Incoll, 1997; Reynolds *et al.*, 2000)。同位素方法可以较好地拆分蒸散发(Wang *et al.*, 2015, 2016),但是难以用来情景化分析。模型分析法由于可以运用的时间尺度较长,且可适用的空间广度相对较大,已得到了广泛的应用。二源模型尽管相对简单,但仍能较为准确地把握土壤蒸发与植被蒸散的通量,而且在复杂多变的气候条件下,二源模型已被验证可以提供合理的蒸散发组分的估算(Anderson *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2008),并且模型较为适合情景化效应分析。因此,二源模型对于准确量化并拆分陆地生态系统蒸散发具有较好的实用性。本文以中国内蒙古草原灌丛化区域为例,利用已有的二源模型对蒸散发进行估算并拆分(Wang & Yamanaka, 2014),针对内蒙古地区的情况并结合前人研究,对已有二源模型进行相关参数本地化率定,通过波文比能量收支平衡方程计算出的潜热通量(*IET*)与模型输出值进行对比验证,使其能够准确重建内蒙古灌丛化草地蒸散发动态。在此基础上结合先前灌丛化的调查,进行灌丛化的情景模拟,进一步量化分析灌丛、草地、土壤三者对蒸散发的贡献度,从而对灌丛化的蒸散耗水效应进行阐述,旨在为草地的退化管理、修复等提供一定的科学依据。

1 研究区域和研究方法

1.1 研究区域

研究区位于内蒙古自治区太仆寺旗境内的北京师范大学农田-草地生态观测实验站附近(114.85°–115.82° E, 41.58°–42.17° N), 属于典型的温带半干旱大陆性气候, 年平均气温1.6 °C, 年降水量407 mm, 年蒸发量1 900 mm。太仆寺旗属内蒙古典型草原区, 以小叶锦鸡儿(*Caragana microphylla*)为主的灌丛呈斑块状或岛状广泛散布在草原上, 灌丛斑块优势种为小叶锦鸡儿, 草地斑块的优势种为羊草(*Leymus chinensis*), 小叶锦鸡儿灌丛盖度为15%。土壤类型以栗钙土为主, 有机质含量低, 土壤较贫瘠。

1.2 数据观测及实地调查

气象数据由北京师范大学太仆寺旗野外实验气象站提供。该气象站可提供持续的微气象观测数据, 观测项目有太阳总辐射, 长波辐射量, 距离地表2.1 m及2.6 m处相对应的温度、湿度、水汽分压、大气压以及0.05 m、0.20 m埋深的土壤温度。数据测量时间间隔为10 min, 将10 min观测数据以小时为单位进行算术平均处理(即一个小时对应于6个数据, 对其进行算术平均处理), 作为模型输入驱动变量。在2013年生长季内(5–9月)对叶面积指数(LAI)进行了调查, 每月采样一次, 采集1 m × 1 m的样地(3个随机重复)里的所有草本进行LAI的测量。灌丛斑块随机选择3个灌丛, 每个灌丛按照长势随机采取3个长势不同的枝, 摘取所有叶片进行LAI的测量实验。利用描形称重法将每个样地采集的植被称取质量, 并重复3次称取对应样品中的1 g叶片进行扫描, 计算其叶面积。根据1 g对应的叶面积推算对应样地的LAI。在灌丛斑块主要测量小叶锦鸡儿和共生草本中优势种羊草的高度。在草地斑块测量优势种羊草的高度。在各斑块随机选择3株, 20次测量后取平均值。土壤含水量的测量方法利用烘干法, 分别在灌丛斑块和草地斑块重复3次进行土钻采样, 采样深度分别为0–10 cm、10–20 cm、20–40 cm、40–60 cm和60–100 cm, 并用铝盒密封。将土样放在105 °C的烘箱里烘干至质量不变(约需24 h), 比较烘干前后的土壤质量, 用来测定土壤质量含水量, 并依据已有的土壤容重, 转化为土壤体积分含水量。

1.3 蒸散发观测及其估算

波文比-能量平衡法(BREB)是Bowen于1926年

提出的(Bowen, 1926), 用于估算潜热通量(IET)与显热通量, 是基于地表能量平衡原理计算蒸散发的方法。

根据能量守恒定律, 陆地表层能量平衡方程为:

$$R_n = IET + H + G \quad (1)$$

式中, R_n 为太阳净辐射($W \cdot m^{-2}$), IET 为潜热通量($W \cdot m^{-2}$), H 为显热通量($W \cdot m^{-2}$), G 为土壤热通量($W \cdot m^{-2}$)。其中 R_n 和 G 值可以通过实测得到。

波文比(简称 β), 为某一界面上显热通量与蒸散发的比值, 可以表示为垂直方向上温度差与湿度差的函数。根据莫宁-奥布霍夫(Monin-Obukhow)的相似理论, 假定热量湍流交换系数(K_w)和水汽湍流交换系数(K_h)相等, 即 $K_w = K_h$, β 可以定义为:

$$\beta = \frac{H}{IET} = \frac{\rho \times C_p \times K_h \times \frac{\Delta T}{\Delta z}}{(\varepsilon \times l) / P \times \rho \times K_w \times \frac{\Delta e}{\Delta z}} = \frac{C_p \times \Delta T}{l \times \Delta q} = \gamma \times \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (2)$$

式中, ρ 为空气密度($kg \cdot m^{-3}$), C_p 为空气定压比热($kJ \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$), l 为水的汽化潜热系数($J \cdot kg^{-1}$), γ 为干湿表常数($hPa \cdot K^{-1}$), 是大气压 P (kPa)的函数, 可表示为 $\gamma = C_p \times P / (\varepsilon \times l) = 0.65 \times 10^{-3} P$, 式中 $\varepsilon = 0.622$ 为水汽和干燥空气的分子量之比, ΔT 为上下层空气温度差, Δe 为上下层水汽压差, Δq 为上下层湿度差, Δz 为测量的高度差。

根据 β 可以计算出 IET 和 H 的值:

$$IET = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (3)$$

$$H = \frac{\beta(R_n - G)}{1 + \beta} \quad (4)$$

1.4 模型模拟

本文使用已有二源模型估算和拆分蒸散发。该模型在日本湿润草地和我国黑河流域农田生态系统都取得了较好的估算及拆分(Wang & Yamanaka, 2014; Wang *et al.*, 2016)。模型中涉及蒸散发与潜热估算的重要公式和方法简介如下:

本文所涉及的二源模型以土壤层与植被冠层的能量平衡为基本原理, 考虑冠层和土壤层间的能量交互作用。

在假设植物光合作用的能量与空气流动实现的热量交换可被忽略的情况下, 可建立如下的植被

冠层与地表的能量平衡方程:

$$R_{nV} = (1 - f_V)[(1 - \alpha_V) \times S_d + L_d + \sigma T_G^4 - 2\sigma T_L^4] = H_V + l \times T \quad (5)$$

$$R_{nG} = f_V[(1 - \alpha_G) \times S_d + L_d] + (1 - f_V) \times \sigma T_L^4 - \sigma T_G^4 = G + H_G + l \times E \quad (6)$$

这里, R_{nV} 代表植被冠层的净辐射($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), H_V 为来自植被冠层的显热通量, T 为植被蒸散量($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), f_V 为植被冠层的介电常数, α_V 为植被冠层反照率, S_d 是来自太阳的短波辐射($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), L_d 为向下的长波辐射($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), σ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数, 其值为 $5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$, T_G 为地表温度($^{\circ}\text{C}$), T_L 为叶片温度($^{\circ}\text{C}$), R_{nG} 是地表净辐射通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), G 为土壤热通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), H_G 为来自地表的显热通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), E 为土壤蒸发量($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), α_G 为地表反照率。模型中单位面积的总通量由植被冠层与土壤表面的通量组成, 也就是在计算过程中, $R_n = R_{nV} + R_{nG}$, $H = H_V + H_G$; $lET = l(E + T)$ 。

在植被冠层与地表能量平衡方程中, f_V 为经验系数, 可根据研究区具体情况做一定修正。

具体计算公式为:

$$f_V = 1 - \tanh(c_{LAI} LAI) \quad (7)$$

c_{LAI} 为冠层集聚度参数。本文采用经验常数为1, α_V 、 α_G 在本文中依据内蒙古灌丛化区域实际情况各自取值为0.22、0.12。

在结果分析中涉及的 E 与 T 的计算方式如下:

$$T = \rho_a [q_{\text{sat}}(T_L) - q_a] / (r_{aV} + r_{ss}) \quad (8)$$

$$E = \rho_a [q_{\text{sat}}(T_G) - q_a] / (r_{aG} + r_{ss}) \quad (9)$$

$q_{\text{sat}}(T_L)$ 为叶片温度修正下的冠层饱和比湿; $q_{\text{sat}}(T_G)$ 为地表温度修正下的地表饱和比湿; q_a 为空气比湿。 r_{aV} 为植被冠层阻抗($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$), r_c 为植被冠层的气孔导度($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$), r_{aG} 为地表对空气阻抗($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$), r_{ss} 为表层土壤阻抗系数($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$); $r_c = r_{st}/LAI$; r_{st} 是叶片气孔阻抗。尽管目前已有多位学者提出将 r_{st} 参数化的一些方法, 但在此二源模型中采用以下计算方法:

$$r_{st} = \frac{r_{st_min}}{c_{sw}} + \frac{r_{st_max} - r_{st_min}}{c_{sw}} \left\{ 1 - \tanh\left(\frac{S_d}{c_{sd}}\right) \right\} \quad (10)$$

r_{st_min} 与 r_{st_max} 分别代表在土壤含水量达到饱和时, 叶片最小及最大的气孔阻抗。通过试错法最终设定 $r_{st_min} = 100$, $r_{st_max} = 10\,000$, 使得实测值与模型预测值的差异最小化, 从而提高模型输出结果的准确

性。气孔阻抗除以 LAI 可近似为冠层阻抗, 其倒数可视为冠层导度。按照同样的方法来确定经验参数: $c_{sw} = \theta/\theta_{\text{max}}$ (θ 为单位体积土壤含水量, $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 在内蒙古研究区根据实际情况率定这一参数, 修正结果为 $\theta_{\text{max}} = 0.35 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, $c_{sd} = 25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

关于表层土壤阻抗系数的确定根据如下公式:

$$r_{ss} = a(\theta_s / \theta)^b + c \quad (11)$$

式中, θ_s 是饱和含水量($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)。其中 a 、 b 、 c 为经验系数, 根据实际情况, 最终设定 $a = 3.5$, $b = 2.3$, $c = 433.5$ 。

在该研究中, 为解决方程(1) (2)中的位置关键变量, 运用了牛顿迭代法, 该算法将能量平衡方程转化为函数的求解问题, 可以同时估算 T_L 和 T_G (Wang & Yamanaka, 2014)。如果我们有实测的 S_d 、 L_d 、水平风速(u)、相对湿度(h_a)、 LAI 值, 即可得到 T_L 和 T_G , 从而可计算所需的所有潜热通量的数值。

该模型的输入变量及参数参见表1, 输入量有气象参数、植被参数及土壤参数。针对我国内蒙古灌丛化草原生态系统的植被特征, 生态系统的 LAI 、植被高度以及土壤含水量等系统的输入变量, 该研究中以灌丛加权(灌丛15%, 草地85%)平均值来代表灌丛化草原生态系统的植被属性及动态特征, 进而将其输入以上二源模型中, 以估算蒸散发及其组分。

$$LAI = (1 - f) LAI_{\text{grass}} + f LAI_{\text{shrub}} \quad (12)$$

LAI_{grass} 和 LAI_{shrub} 分别代表草地和灌丛的 LAI , f 为灌丛盖度, 该研究中 f 为15%。

$$Z_V = (1 - f) Z_{V\text{-grass}} + f Z_{V\text{-shrub}} \quad (13)$$

式中, Z_V 表示植被冠层高度, $Z_{V\text{-grass}}$ 和 $Z_{V\text{-shrub}}$ 分别代表草地和灌丛的冠层高度。

对土壤水分而言, 灌丛的加权平均代表生态系统土壤含水量 θ :

$$\theta = (1 - f) \theta_{\text{grass}} + f \theta_{\text{shrub}} \quad (14)$$

θ_{grass} 和 θ_{shrub} 分别代表草地斑块和灌丛斑块的平均土壤含水量。

然而, 灌木和草本用水来源及适应策略各异。利用同位素示踪灌草水分来源, 草本利用浅层(至地表以下20 cm)的土壤水分, 而灌丛可以同时使用浅层及深层(至地表以下100 cm处)的土壤水分(未发表数据)。郑肖然等(2015)对小叶锦鸡儿灌丛的土壤用水来源进行了估算, 指出自然状态下, 小叶锦鸡儿灌丛对土壤水分各层的吸收较为均衡。因此, 如表2

表1 双源模型的输入变量、参数及输出
Table 1 List of input variables, parameters, and outputs for the two-source model

| 输入变量 Input variables | 参数 Parameter | 参数物理意义 Physical meaning of parameters | 单位 Unit |
|--|----------------|--|--------------------------------|
| 气象数据 Meteorological data | S_d | 向下短波辐射 Downward short-wave radiation, | $W \cdot m^{-2}$ |
| | h_a | 相对湿度 Relative humidity | % |
| | L_d | 向下长波辐射 Downward long-wave radiation | $W \cdot m^{-2}$ |
| | P | 大气压 Air pressure | hPa |
| | T_a | 气温 Air temperature | $^{\circ}C$ |
| | u | 水平风速 Horizontal wind speed | $m \cdot s^{-1}$ |
| 植被属性 Vegetation property | LAI | 叶面积指数 Leaf area index | $m^2 \cdot m^{-2}$ |
| | Z_v | 植被高度 Vegetation height | m |
| 土壤属性 Soil property | T_{soil} | 土壤热通量测量深度土壤温度 Soil temperature at depth Z_{soil} | $^{\circ}C$ |
| | θ | 根系层土壤含水量 Volumetric soil water content of root layer | $m^{-3} \cdot m^{-3}$ |
| 常数 Constant | C_{LAI} | 冠层集聚度 Clumping factor for permittivity of canopy | 无量纲 Dimensionless |
| | θ_s | 土壤饱和含水量 Saturated soil water content | $m^{-3} \cdot m^{-3}$ |
| | r_{st_min} | 最小气孔阻抗 Minimum stomata resistance | $s \cdot m^{-1}$ |
| | r_{st_max} | 最大气孔阻抗 Maximum stomata resistance | $s \cdot m^{-1}$ |
| | Z_{soil} | 土壤热通量测量深度 Depth of ground heat flux measurement | m |
| | α_G | 地表反照率 Albedo of ground surface | 无量纲 Dimensionless |
| | α_V | 植被冠层反照率 Albedo of vegetation canopy | 无量纲 Dimensionless |
| | λ_{ss} | 土壤表层热传导系数 Thermal conductivity of surface soil | $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ |
| | σ | 斯蒂芬玻尔兹曼常数 Stefan-Boltzmann constant | $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ |
| | | 潜热通量 Latent heat flux | $W \cdot m^{-2}$ |
| 植被冠层输出 Output vegetation canopy layer | T_L | 植被冠层温度 Vegetation canopy temperature | $^{\circ}C$ |
| | T | 植物蒸散量 Plant evapotranspiration | $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ |
| 土壤层输出 Output of soil layer | T_G | 10 cm土壤温度 Soil temperature at 10 cm depth | $^{\circ}C$ |
| | E | 土壤蒸发量 Soil transpiration | $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ |

所示, 本文草本斑块的土壤水分用实地观测的20 cm处的土壤水分平均值来替代。而灌丛斑块的土壤水分使用在10、20、40、60、100 cm处的土壤含水量算数平均值来替代。由于模型对 LAI 及土壤含水量的高度敏感性, 本研究采用实测的叶面积、株高, 以及土壤含水量为模型输入, 我们选择各月实际观测日为模拟时间, 为了提高波文比系统的率定效果, 我们选择了9:00–16:00为模拟时间, 以小时为时间长度进行模拟, 以减少对未来灌丛化情景模拟的误差。

1.5 灌丛化情景设置

灌丛化会引起植被群落结构的一系列变化, 最为显著的是灌丛盖度的变化, 导致生态系统植被冠层结构的改变, 进而引起 LAI 、冠层高度、根深等一系列的变动。本研究参照先前对内蒙古太仆寺旗草地灌丛化的实际调查结果(彭海英, 2012; Peng *et al.*, 2013), 以此为依据, 进行了灌丛化程度的情景设置: 即轻度灌丛化(灌丛覆盖度为5%)、中度灌丛化(15%,

即本站点实际灌丛盖度)和重度灌丛化(30%)。利用已率定好的二源模型, 根据不同灌丛化程度, 在模型中改变其权重 f , 因此在不同的灌丛化情境下, 在模型中相应改变了变量的 LAI 、 θ (不同深度灌丛加权平均)和 Z_v 这3个关键变量, 具体数据如表2及图1所示。可以看出, 灌丛化引起了生态系统结构变化, 表现为 LAI 降低, 冠层高度增加, 灌丛化引起的土壤水分变动并不显著(图1)。

2 研究结果

2.1 蒸散发的模拟

图2对比了灌丛化草地波文比观测蒸散及模型模拟值。结果发现实测值与模型输出值有较好的1:1线性拟合关系, 相关性高达0.95。二者季节动态呈现较一致的变化规律。以上波文比实测值与模型模拟值的对比结果说明该模型对于模拟内蒙古灌丛化草原蒸散发季节动态的重建是有效的, 为灌丛化情景模拟奠定了基础。

表2 实际观测灌丛及草本斑块的体积土壤含水量(%)及其模型中不同灌丛化情景下的加权处理
Table 2 Summary of measured soil moisture in shrub and grassland patches and representation of averaged soil water in each scenarios of shrub encroachment under each observation day

| 日期 Date | 土壤水观测 深度 Depth of observed soil moisture (cm) | 灌丛斑块观测土壤 体积含水量 Observed multilayer volumetric soil moi- sture at the shrub pat- ches (%) | 草地斑块观测土壤 体积含水量 Observed multilayer volumetric soil moi- sture at the grass pat- ches (%) | 灌丛可利用的土 壤体积含水量 Available volu- metric water con- tent by shrub (%) | 草本可利用土 壤体积含水量 Available soil volumetric wa- ter content by grass (%) | 不同灌丛化情景下植被可利用土壤体积含水量 Available volumetric water content by plant under three scenarios of shrub encroachment (%) | | |
|---------------------|--|---|---|--|---|--|-----------------------|-----------------------|
| | | | | | | 5%盖度 5% coverage | 15%盖度 15% coverage | 30%盖度 30% coverage |
| 6月16日 June 16th | 0-10 | 30.1 | 30.0 | 18.1 | 22.6 | 22.42 | 21.97 | 21.30 |
| | 10-20 | 22.2 | 22.6 | | | | | |
| | 20-40 | 10.0 | 8.8 | | | | | |
| | 40-60 | 10.7 | 9.8 | | | | | |
| | 60-100 | 17.7 | 15.5 | | | | | |
| 7月14日 July 14th | 0-10 | 9.3 | 9.4 | 11.6 | 9.0 | 9.0 | 9.3 | 9.7 |
| | 10-20 | 10.2 | 9.0 | | | | | |
| | 20-40 | 8.1 | 8.3 | | | | | |
| | 40-60 | 13.3 | 8.1 | | | | | |
| | 60-100 | 17.0 | 12.7 | | | | | |
| 8月11日 Aug. 11th | 0-10 | 8.9 | 7.9 | 9.7 | 7.4 | 7.5 | 7.8 | 8.1 |
| | 10-20 | 8.6 | 7.4 | | | | | |
| | 20-40 | 6.9 | 7.3 | | | | | |
| | 40-60 | 8.8 | 7.7 | | | | | |
| | 60-100 | 15.4 | 11.8 | | | | | |
| 9月13日 Sept. 13th | 0-10 | 8.7 | 8.8 | 11.2 | 8.5 | 8.6 | 8.9 | 9.3 |
| | 10-20 | 8.8 | 8.5 | | | | | |
| | 20-40 | 9.1 | 10.4 | | | | | |
| | 40-60 | 12.1 | 12.4 | | | | | |
| | 60-100 | 17.5 | 15.9 | | | | | |

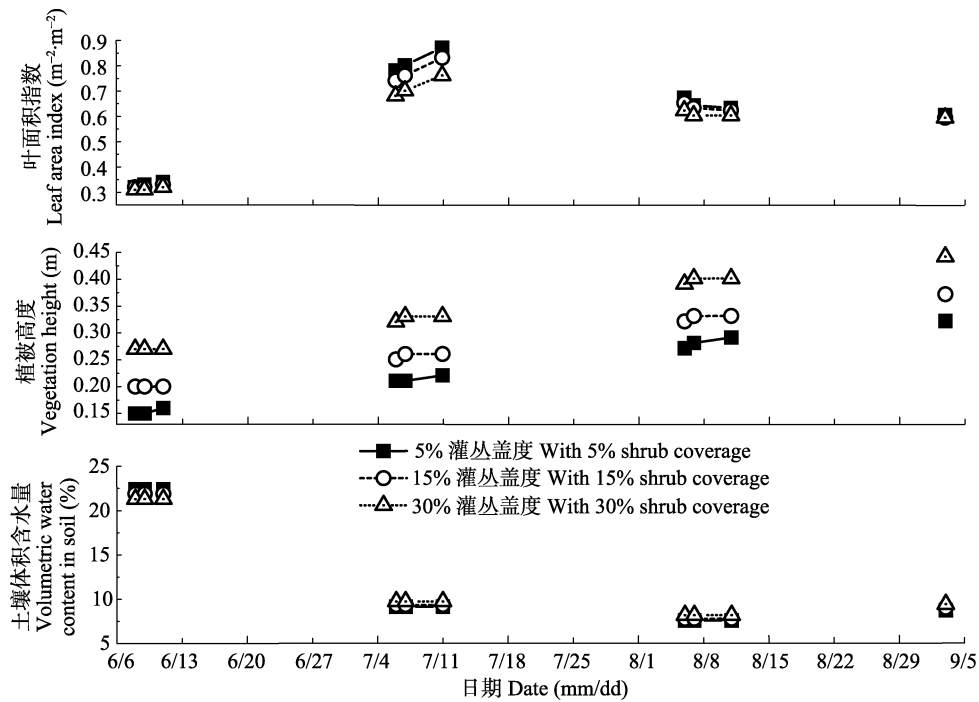


图1 不同灌丛化情景下草原生态系统加权平均叶面积指数、植被高度、土壤体积含水量的变化。
Fig. 1 Weighted mean leaf area index, vegetation height and volumetric water content in soil of grassland ecosystem under three shrub encroachment scenarios.

doi: 10.17521/cjpe.2016.0236

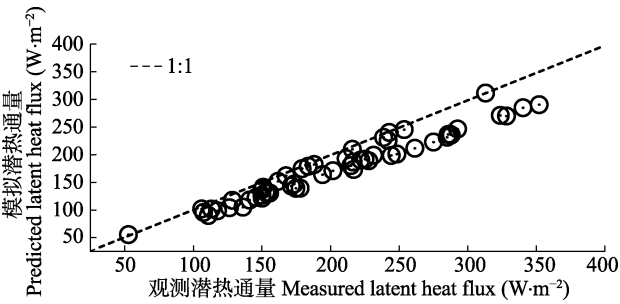


图2 波文比实测值与模拟输出蒸散发(潜热)值对比。
Fig. 2 Comparison of evapotranspiration (express as latent heat flux) between measured by the energy balanced Bowen ratio system and predicted during measurement period.

2.2 模型的T/ET敏感度分析

为了评估指定模型参数或测量变量中可能造成的误差,对模型的输入项进行了敏感性分析(Beven, 1979; Qiu *et al.*, 1998)。对于模型中驱动变量及参数对蒸散发及其组分的影响,可以定义一个敏感性参数:

$$S_i = \frac{\partial O}{\partial p_i} \frac{p_i}{O} \tag{15}$$

其中, p_i 是第*i*个可以影响输出结果(*O*, 如*IET*或*T/ET*)的驱动参数及变量。其偏导 $\partial O/\partial p_i$ 的具体算法如下:

$$\frac{\partial O}{\partial p_i} = \frac{O_p^* - O_p}{p_i^* - p_i} \tag{16}$$

其中, O_p^* 是预先假设 p_i (如 p_i^*)情况下模型预测出的结果, O_p 是用模型中指定或测量的 p_i 预测出的结果。

$S_i = 0.1$ 意味着 p_i 增加1%会引起输出结果*O*的0.1%的增加。负的敏感型参数表示输出结果*O*的减少是由 p_i 的增加引起的,反之亦然。简言之, S_i 给予了特定参数在可能变化范围内及与其他参数组合时对模型输出变量(蒸散发及其组分)变化程度的度量。

表3总结了*IET*和*T/ET*对模型输入参数的敏感性分析结果。结果表明: r_{st_min} 对*IET*的改变影响最大,其30%的误差可引起*IET*平均8.4%的误差,对*T/ET*产生2.4%的误差。其他参数对于*T/ET*的敏感性指数相对较小。对输入变量的敏感性分析表明:相对湿度(h_a)对改变*IET*的影响最大,其5%的误差可引起*IET*多至7%的误差,对*T/ET*产生0.6%的误差。这种误差范围在实际精确观测的情况下是可以忽略的。因此,尽管在指定模型参数和(或)测定参数中可能存在误差,但是对*IET*和*T/ET*的估计值还是十分可信且可接受的。

2.3 灌丛化对蒸散发的影响

如图3所示,整体来看,3个灌丛情境下的蒸散发对应的3条曲线重合度较高,变化趋势接近一致,说明灌丛化的增加对蒸散发(*ET*)影响不大。随着灌丛化程度的增加(灌丛盖度从初期5%增至中期15%乃至后期30%),生态系统蒸散发总量的变动较小,蒸散发量平均值及变幅从(182.97 ± 51.49) W·m⁻²降低为(180.38 ± 49.92) W·m⁻²,再降低至(176.72 ± 47.79) W·m⁻²,初期至中期,中期至后期*ET*降幅为

表3 指定模型参数及测量参数对蒸散发(*ET*)和蒸散比率(*T/ET*)敏感性系数(S_i)的平均值±标准偏差(*SD*)
Table 3 Mean and standard deviation (*SD*) of the sensitivity coefficients (S_i) of evapotranspiration (*ET*) and transpiration fraction (*T/ET*) to the assigned model parameters and measured parameters (mean ± *SD*)

| 参数符号 Parameter code | 参数名称 Parameter name | <i>IET</i> | <i>T/ET</i> |
|---------------------|--|--------------|--------------|
| r_{st_min} | 最小气孔阻抗 Minimum stomata resistance | -0.28 ± 0.14 | -0.08 ± 0.02 |
| r_{st_max} | 最大气孔阻抗 Maximum stomata resistance | -0.01 ± 0.08 | 0.00 ± 0.01 |
| α_v | 植被冠层反照率 Albedo of vegetation canopy | -0.17 ± 0.23 | -0.02 ± 0.03 |
| α_G | 地表反照率 Albedo of ground surface | -0.01 ± 0.06 | 0.01 ± 0.01 |
| <i>CLAI</i> | 冠层集聚度 Clumping factor for permittivity of vegetation | 0.02 ± 0.01 | 0.06 ± 0.03 |
| λ_{ss} | 土壤表层热传导系数 Thermal conductivity of surface soil | -0.05 ± 0.02 | 0.06 ± 0.02 |
| S_d | 向下短波辐射 Downward short-wave radiation, | 0.72 ± 0.31 | 0.00 ± 0.20 |
| L_d | 向下长波辐射 Downward long-wave radiation | 0.84 ± 0.58 | -0.03 ± 0.04 |
| <i>u</i> | 水平风速 Horizontal wind speed | 0.08 ± 0.15 | 0.00 ± 0.03 |
| T_a | 气温 Air temperature | 0.74 ± 0.64 | 0.21 ± 0.19 |
| h_a | 相对湿度 Relative humidity | -1.31 ± 1.02 | 0.12 ± 0.22 |
| <i>P</i> | 大气压 Air pressure | -0.04 ± 0.15 | -0.01 ± 0.03 |
| <i>LAI</i> | 叶面积指数 Leaf area index | 0.42 ± 0.26 | 0.26 ± 0.25 |
| Z_v | 植被高度 Vegetation height | 0.23 ± 0.53 | 0.03 ± 0.09 |
| T_{soil} | 土壤热通量测量深度土壤温度 Soil temperature at depth Z_{soil} | 0.24 ± 0.14 | -0.17 ± 0.10 |
| θ | 土壤体积含水量 Volumetric soil water content | 0.42 ± 0.43 | 0.12 ± 0.11 |

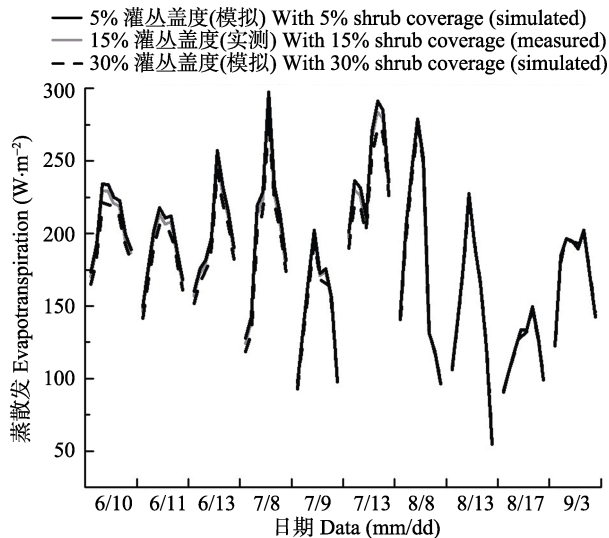


图3 不同灌丛化情景下的蒸散发时间序列。每个日期的数据包含了从9:00至16:00的每小时蒸散发数据。

Fig. 3 The temporal series of evapotranspiration under three shrub encroachment scenarios. For each day, there is hourly-mean evapotranspiration from 9:00 to 16:00.

$0.34\% \pm 0.51\%$ 及 $0.44\% \pm 0.71\%$ 。从白天的变化过程来看, 蒸散发量逐渐增大, 在11:00–12:00达到峰值, 而后呈下降趋势; 其日变化趋势可能与太阳辐射日变化相关; 从季节尺度来看, 蒸散发量从6月逐渐上升, 7月达到最大, 至8、9月有所下降。整体季节波动较大。以上季节动态可能是月降水量及植被动态共同作用的结果。灌丛化使得蒸散发量下降, 主要原因可能是降低了整体 LAI 及改变了土壤含水量。

2.4 灌丛化对蒸散发组分的影响

整体来看, 3个灌丛情境下的蒸散发组分(E/ET 或 T/ET)较为分散, 表明灌丛化对蒸散发的组分影响相对较大, 且各月表现不一(图4)。随着灌丛化盖度从5%增至15%, 最终增至30%, 对生态系统蒸散发组分的影响逐渐增大。整体来看, 3个情景下的蒸散比值在生长季总的变化趋势较为一致, 当灌丛覆盖度由5%增加到15%时, T/ET 值整体平均降低2.07%。在6、7月降低较为明显, 降低幅度平均可达3.14%; 当由5%增加至30%时, T/ET 值整体平均降低5.34%左右。6、7月平均降低的幅度可达7.86%。土壤蒸发占蒸散发总量(平均及变幅)从轻度灌丛化对应的 $52\% \pm 0.08\%$ 上升至重度灌丛化对应的 $56.00\% \pm 0.07\%$, 升幅达 $2.04\% \pm 1.58\%$ (轻度至中度)及 $3.25\% \pm 2.59\%$ (中度至重度)。从白天的变化过程来看, 整体而言, T/ET 日变动幅度较小, 在11:00–12:00达到峰值, 而后呈下降趋势; 其日变化可能与太阳辐射日变化相关; 从季节尺度来看, 6月

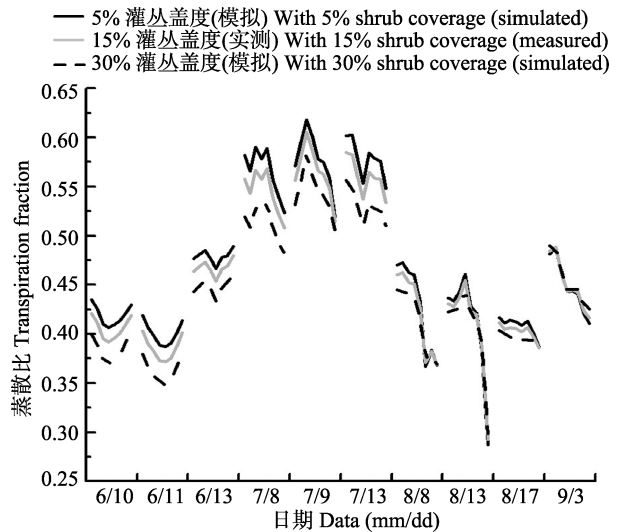


图4 不同灌丛化情景下的蒸散发组分时间序列。每个日期的数据包含了从9:00至16:00的每小时蒸散发组分数据。

Fig. 4 The temporal series of evapotranspiration components (T/ET) under three shrub encroachment scenarios. For each day, there is hourly-mean T/ET from 9:00 to 16:00.

起开始增加, 到7月达到最大值后开始下降, 9月基本回到与6月一致的水平。以现实灌丛化情景为例, 6月初灌丛化程度为41.94%, 随时间呈现增大趋势, 于7月份达到顶峰, 可达60.56%, 此后开始减少, 至9月份基本稳定在45.06%左右。从图4可以明显看出, 当灌丛化程度达到30%时, 在7月的 T/ET 下降速率显著低于前两种灌丛化程度, 8月3个情景下的 T/ET 下降速率一致, 但重度灌丛化对应的 T/ET 数值低于另外两种情况, 说明灌丛化对蒸散发组分所占比例影响较大, 且与季节有关, 7月最为明显, 重度灌丛化情景下, 土壤蒸散占蒸散发比例增大, 在某一时间内可高达80%, 说明生态系统的无效耗水增多、水分利用效率降低。

以上季节动态可能由植被动态及降水量共同决定。灌丛化使得土壤无效蒸发增加, 主要可能与其降低整体 LAI 最为相关。前人已有研究表明, T/ET 比值大小与植被 LAI 存在一定的相关关系, 当灌丛化加剧时, 草原上草地被叶面积相对较少的灌丛取代。因此, 加权后的平均 LAI 有所下降, 直接导致植被蒸散量较为显著地下降, 这是整体比值下降的原因。通过对以上数据计算发现: 当处于植物生长旺季(6、7月)时 T/ET 大小降低幅度尤其明显, 而这段时间也是植物 LAI 变化幅度相对较大的时期, 这从另一方面也验证了 LAI 对 T/ET 的影响。6月初至七月初, LAI 由0.345增加到0.847, 在植被生长初期, 蒸腾作用增加显著, 由此造成的蒸散比值上下波动也相对

较大。 E/ET 比值大概为 $58.1\% \pm 3.6\%$ 。7月份水热同步,是植被生长旺季,植被蒸腾处于最高峰,蒸散比值平均值及变幅为 $55.7\% \pm 2.3\%$,最高可达 60.6% 。8、9月是生长末期,植被 LAI 呈下降趋势,土壤蒸发所占比例逐渐增大,平均值基本为 $45.06\% \pm 2.44\%$ 。以上结果表明,随着灌丛覆盖度增加,蒸散占蒸散总量的比例下降。灌丛化程度越高,蒸散发组分占蒸散发总量的比值下降越快,说明在生态系统中由于土壤蒸发造成的耗水在增多,对蒸散发组分占蒸散发总量的比值整体影响较大。

3 讨论

灌丛化会导致生态系统结构发生变化,进而改变一系列的生态水文过程,如降水再分配、下渗、产流等过程,也会对蒸散发及其组分(E/ET 或 T/ET)产生影响(Huxman *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2013)。如Loik等(2004)所述,灌丛化对蒸散组分的影响可能受到气候系统的驱动。如在灌丛化情境下,降水量的增加会增大深层的土壤水分,进而会导致土壤蒸发的减少。本研究中,7月的累计降水量最大,6月次之,8、9月降水总量较小。总体上7月具有最大的蒸散比值(平均值为 55.6%),这可能与较大的降雨增加深层的水分储存,进而减少了土壤蒸发有关。6月降水量也较丰富,但蒸散发比例适中(平均值为 41.0%),与8月蒸散所占比例较为类似。由此可见,除了降雨事件还有其他的因子影响蒸散组分的变动。统计结果发现 T/ET 的季节变化趋势和冠层导度有很高的相关性,冠层导度是 LAI 、土壤含水量及太阳辐射共同作用的结果。先前的研究表明灌丛化可以从土壤深层吸水,进而会增加蒸腾比例(Walter, 1971; Breshears & Barnes, 1999; House *et al.*, 2003)。本研究同位素示踪结果也表明小叶锦鸡儿灌

丛可从土壤浅层和深层吸收水分,灌丛斑块及草地斑块的土壤含水量有些许差异(表2),然而在整个生态系统尺度,不同灌丛化程度下,生态系统土壤平均含水量几乎没有显著差异(图1)。以上结论与Li等(2013)在太仆寺旗站点对不同灌丛及草地斑块观测的土壤水分动态结果类似,认为灌丛化导致的土壤含水量的差异并不明显,而与该站点深层的土壤钙积层关联度较大。分析表明 T/ET 与土壤含水量的季节变化趋势不一致。同降水事件分析类似,结合降水时间间隔、月降水总量的季节变动也不能很好地解释说明蒸发及其组分的季节动态(表4)。灌丛化可能增大植被盖度,减少到达地面的太阳辐射,进而减少土壤蒸发(Schlesinger *et al.*, 1990; Martens *et al.*, 2000)。本研究站点的植被总盖度保持不变,只是植被结构(灌丛化盖度)发生改变。本研究发现,小叶锦鸡儿灌丛的 LAI 较草本略小,灌丛化导致小叶锦鸡儿与草本整体生态系统叶面积整体减小,因此灌丛化导致植被盖度增大,其遮盖吸光效应导致的土壤表层辐射减小在该站点并不成立。随着灌丛化加剧,灌丛逐渐替代草本,改变原有的生态系统结构。本文研究站点灌丛化主要提高了植被冠层高度,降低了 LAI 。敏感度分析结果也表明, LAI 对拆分结果具有最高的敏感度,而冠层高度影响几乎可以忽略(表3)。小叶锦鸡儿灌丛的 LAI 较草本小,灌丛化导致冠层导度降低,进而使 T/ET 减少,相应地增加了土壤蒸发比率。本文结果与Huxman等(2005)的研究结果较为一致,认为在半干旱区灌丛化会导致土壤蒸发增加。进一步分析发现 T/ET 和 LAI 具有很好的对应性,如6、7月随着植被增长, T/ET 快速增加,8月受人工割草影响有显著下降,9月逐步恢复。基于以上情景化模拟分析结果得出,灌丛化引起灌进草退,及灌丛盖度增大,草本盖度相应地减少,进而导致生态系

表4 降雨事件蒸散比例及其特征统计
Table 4 Statistics data of precipitation and transpiration fraction (T/ET) in each observation day

| | 6月10日 June 10th | 6月11日 June 11th | 6月13日 June 13th | 7月8日 July 8th | 7月9日 July 9th | 7月13日 July 13th | 7月8日 July 8th | 8月13日 Aug. 13th | 8月17日 Aug. 17th | 9月3日 Sept. 3rd |
|--|--------------------|--------------------|--------------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------|--------------------|-------------------|
| 降水量 Precipitation (mm) | 6.6 | 6.6 | 6.6 | 14.4 | 14.4 | 1.2 | 6.2 | 1.2 | 6 | 0.2 |
| 降雨时间间隔 Interval between rainfall events (d) | 1 | 2 | 4 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 2 |
| 月降水量 Monthly precipitation (mm) | 135.6 | 135.6 | 135.6 | 142.3 | 142.3 | 142.3 | 80.9 | 80.9 | 80.9 | 51.3 |
| 蒸散比(平均值±日变化) Transpiration fraction (mean ± diurnal variation) | 0.41 ± 0.01 | 0.39 ± 0.01 | 0.47 ± 0.01 | 0.55 ± 0.02 | 0.57 ± 0.03 | 0.56 ± 0.02 | 0.42 ± 0.04 | 0.41 ± 0.05 | 0.40 ± 0.01 | 0.45 ± 0.03 |

统冠层结构改变, 导致 LAI 减小, 成为引发生态系统尺度上水分无效蒸发增加的主导原因。

4 结论

在已有二源模型基础上对内蒙古草原灌丛化草原的特征进行了本地化参数的率定, 从而使其更好地估算灌丛化草原的蒸散发特征, 并通过实地波文比观测进行了率定。结合先前的灌丛化实地调查, 设计了内蒙古草原灌丛化情景, 并应用率定后的模型对蒸散发及其组分进行了模拟及比对分析, 从而量化说明灌丛化的生态水文效应。结果表明: 二源模型能够较好地模拟典型天气条件下内蒙古灌丛化草地的蒸散发及其组分的动态特征; 误差分析结果表明对蒸散发组分的估算较为合理。情景模拟结果表明, 灌丛化对蒸散发耗水影响较小, 但是对蒸散发组分结构影响较大, 表明灌丛化不会显著改变生态系统的耗水总量, 但是会改变蒸散发组分比例。究其原因可总结为灌进草退, 即: 随着灌丛化加剧, 灌丛逐渐替代草本, 改变了原有的生态系统结构(叶面积、冠层高度), 植被 LAI 变小, 导致冠层导度降低。在半干旱半湿润区的内蒙古灌丛化草原, 随着灌丛化的发展, 生态系统的无效蒸发损耗会增多, 并且随着灌丛化程度增加, 其增加无效蒸发的效应会逐步增强。

基金项目 国家自然科学基金(41671019、91425301和41301014)和北京市本科生基金项目。

致谢 北京师范大学本科生基金项目。

参考文献

- Anderson MC, Norman JM, Mecikalski JR, Torn RD, Kustas WP, Basara JB (2004). A multiscale remote sensing model for disaggregating regional fluxes to micrometeorological scales. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 343–363.
- Breshears DD, Barnes FJ (1999). Interrelationships between plant functional types and soil moisture heterogeneity for semiarid landscapes within the grassland/forest continuum: A unified conceptual model. *Landscape Ecology*, 4, 465–478.
- Beven K (1979). A sensitivity analysis of the Penman-Monteith actual evapotranspiration estimates. *Journal of Hydrology*, 44, 169–190.
- Bowen IS (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 27, 779–787.
- Brenner AJ, Incoll LD (1997). The effect of clumping and stomatal response on evaporation from sparsely vegetated shrublands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 84, 187–205.
- Huxman TE, Wilcox BP, Breshears DD, Scott RL, Snyder KA, Small EE, Hultine K, Pockman WT, Jackson RB (2005). Ecohydrological implications of woody plant encroachment. *Ecology*, 86, 308–319.
- Gao Q, Liu T (2015). Causes and consequences of shrub encroachment in arid and semiarid region: A disputable issue. *Arid Land Geography*, 38, 1202–1212. (in Chinese with English abstract) [高琼, 刘婷 (2015). 干旱半干旱区草原灌丛化的原因及影响——争议与进展. 干旱区地理, 38, 1202–1212.]
- Chen LY, Shen HH, Fang JY (2014). Shrub-encroached grassland: A new vegetation type. *Chinese Journal of Nature*, 36, 391–396. (in Chinese with English abstract) [陈蕾伊, 沈海花, 方精云 (2014). 灌丛化草原: 一种新的植被景观. 自然杂志, 36, 391–396.]
- House JI, Archer S, Breshears DD, Scholes RJ (2003). Conundrums in mixed woody-herbaceous plant systems. *Journal of Biogeography*, 30, 1763–1777.
- Li S, Kang SZ, Zhang L, Li FS, Zhu ZL, Zhang BZ (2008). A comparison of three methods for determining vineyard evapotranspiration in the arid desert regions of northwest China. *Hydrological Processes*, 22, 4554–4564.
- Li XY, Zhang SY, Peng HY, Hu X, Ma YJ (2013). Soil water and temperature dynamics in shrub-encroached grasslands and climatic implications: Results from Inner Mongolia steppe ecosystem of north China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 171–172, 20–30.
- Li ZC, Hu X (2015). Effects of shrub (*Caragana microphylla*) encroachment on soil porosity of degraded sandy grassland. *Acta Pedologica Sinica*, 52, 242–248. (in Chinese with English abstract) [李宗超, 胡霞 (2015). 小叶锦鸡儿灌丛化对退化沙质草地土壤孔隙特征的影响. 土壤学报, 52, 242–248.]
- Loik ME, Breshears DD, Lauenroth WK, Belnap J (2004). A multi-scale perspective of water pulses in dryland ecosystems: Climatology and ecohydrology of the western USA. *Oecologia*, 141, 269–281.
- Moran MS, Scott RL, Keefer TO, Emmerich WE, Hernandez M, Nearing GS, Paige GB, Cosh MH, O'Neill PE (2009). Partitioning evapotranspiration in semiarid grassland and shrubland ecosystems using time series of soil surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 59–72.
- Martens SN, Breshears DD, Meyer CW (2000). Spatial distributions of understory light along the grassland/forest continuum: Effects of cover, height, and spatial pattern of tree canopies. *Ecological Modeling*, 126, 79–93.
- Wang P, Yamanaka T (2014). Application of a two-source

- model for partitioning evapotranspiration and assessing its controls in temperate grasslands in central Japan. *Ecohydrology*, 7, 345–353.
- Wang P, Yamanaka T, Li XY, Wei ZW (2015). Partitioning evapotranspiration in a temperate grassland ecosystem: Numerical modeling with isotopic tracers. *Agricultural and Forest Meteorology*, 208, 16–31.
- Wang P, Li XY, Huang YM, Liu SM, Xu ZW, Wu XC, Ma YJ (2016). Numerical modeling the isotopic composition of evapotranspiration in an arid artificial oasis cropland ecosystem with high-frequency water vapor isotope measurement. *Agricultural & Forest Meteorology*, 230–231, 79–88.
- Walter H (1971). *Ecology of Tropical and Subtropical Vegetation*. Oliver and Boyd, Edinburgh. 207–236.
- Walker J, Bullen F, Williams BG (1993). Ecohydrological changes in the Murray-Darling Basin. I. The number of trees cleared over two centuries. *Journal of Applied Ecology*, 30, 265–273.
- Peng HY, Li XY, Li GY, Zhang ZH, Zhang SY, Li L, Zhao GQ, Jiang ZY, Ma YJ (2013). Shrub encroachment with increasing anthropogenic disturbance in the semiarid Inner Mongolian grasslands of China. *Catena*, 109, 39–48.
- Peng HY, Li XY, Tong SY (2014). Advance in shrub encroachment in arid and semiarid region. *Acta Prataculturae Sinica*, 23(2), 313–322. (in Chinese with English abstract) [彭海英, 李小雁, 童绍玉 (2014). 干旱半干旱区草原灌木化研究进展. 草业学报, 23(2), 313–322.]
- Peng HY (2012). *Spatial Pattern of Shrub Patches and Its Ecohydrological Mechanism at the Typical Steppe in Inner Mongolia*. PhD dissertation, Beijing Normal University, Beijing. (in Chinese with English abstract) [彭海英 (2012). 内蒙古典型草原小叶锦鸡儿灌木丛空间分布格局及其生态水文机理. 博士学位论文, 北京师范大学, 北京.]
- Qiu GY, Yano T, Momii K (1998). An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil surface. *Journal of Hydrology*, 210, 93–105.
- Reynolds JF, Kemp PR, Tenhunen JD (2000). Effects of long-term rainfall variability on evapotranspiration and soil water distribution in the Chihuahuan Desert: A modeling analysis. *Plant Ecology*, 150, 145–159.
- Schlesinger WH, Reynolds JF, Cunningham GL, Huenneke LF, Jarrell WM, Virginia RA, Whitford WG (1990). Biological feedbacks in global desertification. *Science*, 247, 1043–1048.
- Scott RL, Huxman TE, Cable WL, Emmerich WE (2006). Partitioning of evapotranspiration and its relation to carbon dioxide exchange in a Chihuahuan Desert shrubland. *Hydrological Processes*, 20, 3227–3243.
- van Auken OW (2000). Shrub invasions of North American semiarid grasslands. *Annual Review of Ecology & Systematics*, 31, 197–215.
- Yamanaka T (2009). Interdisciplinary perspectives on hydrological cycle in arid zones. *Annals of Arid Zone*, 48, 341–357.
- Zhang ZH, Li XY, Jiang ZY, Peng HY, Li L, Zhao GQ (2013). Changes in some soil properties induced by re-conversion of cropland into grassland in the semiarid steppe zone of Inner Mongolia, China. *Plant & Soil*, 373, 89–106.
- Zhang H, Shi PJ, Zheng QH (2001). Research progress in relationship between shrub invasion and soil heterogeneity in a natural semiarid grassland. *Acta Phytocologica Sinica*, 25, 366–370. (in Chinese with English abstract) [张宏, 史培军, 郑秋红 (2001). 半干旱地区天然草地灌木化与土壤异质性关系研究进展. 植物生态学报, 25, 366–370.]
- Zheng XR, Zhao GQ, Li XY, Li L, Wu HW, Zhang SY, Zhang ZH (2015). Application of stable hydrogen isotope in study of water sources for *Caragana microphylla* bushland in Inner Mongol. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 39, 184–196. (in Chinese with English abstract) [郑肖然, 赵国琴, 李小雁, 李柳, 吴华武, 张思毅, 张志华 (2015). 氢同位素在内蒙古小叶锦鸡儿灌木丛水分来源研究中的应用. 植物生态学报, 39, 184–196.]

责任编辑: 陈世莘 责任编辑: 王 葳



扫码向作者提问