

高寒草甸蒸散量及作物系数的研究*

刘安花^{1,2}, 李英年^{1**}, 薛晓娟^{1,3}, 王建雷^{1,3}, 张法伟¹

(1. 中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810008; 2. 青海省生态环境研究指导中心, 西宁 810007;
3. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要:利用 FAO Penman-Monteith 算法 (FAO P-M 法)、Penman 修正公式法 (P 法)、Irmak-Allen 拟合公式法 (I-A 法) 分别计算了海北高寒草甸参考作物蒸散量, 并以 FAO P-M 法计算结果为标准, 与其它两种方法的结果进行比较。结果表明, 海北高寒草甸地区年参考作物蒸散量为 812.0mm, 其中植物生长季的 5-9 月为 500.9mm。FAO P-M 法计算参考作物蒸散量较为合理, 造成其他两种方法计算结果偏差的原因主要是辐射项的选取及土壤热通量的影响。利用实测土壤含水量资料和水量平衡方法计算的植物生长期的 5-9 月植被实际蒸散量为 425.5mm, 与 FAO P-M 法得到的参考作物蒸散量相比计算作物系数, 得到植物生长初期、中期和末期的作物系数分别为 0.51、0.96 和 0.87。

关键词:参考作物蒸散量; 作物系数; FAO Penman-Monteith 算法 (FAO P-M 法); Penman 修正公式法 (P 法); Irmak-Allen 拟合公式法 (I-A 法)

Study on Evapotranspiration and Crop Coefficient of the Alpine Meadows in the Haibei Area

LIU An-hua^{1,2}, LI Ying-nian¹, XUE Xiao-juan^{1,3}, WANG Jian-lei^{1,3}, ZHANG Fa-wei¹

(1. Northwest Institute of Plateau Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China; 2. Qinghai Environmental Protection Bureau, Xining 810007; 3. Graduate University of the Chinese Academy of Science, Beijing 100049)

Abstract: The reference evapotranspiration of the Alpine Meadows in the Haibei area was estimated by using the FAO P-M equation, Penman equation and Irmak-Allen equation. Calculations from the first method was considered as the standard to compare with those from other two methods. Results showed that the reference evapotranspiration was about 812.0mm in the Haibei alpine meadow, while it was 500.9mm in plant growing season from May to September. The comparison also suggested that the calculated reference evapotranspiration by FAO P-M was more reasonable, for there might be deviations by using the other 2 methods due to the influence of radiation and soil heat flux. Furthermore, the actual evapotranspiration was calculated by water balance, which was 425.5mm in plant growing season. Crop coefficient was the ratio between the actual and the reference evapotranspiration (by FAO P-M method), which was 0.51, 0.96 and 0.87 in the beginning, middle and end of the growing season, respectively.

Key words: Reference evapotranspiration; Crop coefficient; FAO P-M equation; Penman equation; Irmak-Allen equation

蒸散是水文循环过程中十分重要的环节,也是陆面过程的主要研究内容。随着全球气候变化及人类活动的加剧,绝大多数地区水资源已成为制约农牧业发展的重要因素之一^[1,2]。目前,对下垫面蒸散直接进行测定还有一定困难,一般情况下是通过估算参考

作物蒸散量来实现的。参考作物蒸散量反映了气象条件对作物需水量的影响,作物系数反映了不同植被类型需水量的差异。计算参考作物蒸散量的方法很多,归纳起来大致可分为经验公式法、水汽扩散法、能量平衡法和综合法等几大类^[3,4]。经比较,1998 年联

* 收稿日期:2009-06-10 ** 通讯作者。E-mail: ynli@nwipb.ac.cn

基金项目: 中国科学院西部行动计划项目 (KZCX2-XB2-06-01); 国家科技部支撑项目 (2006BAC08B02)

作者简介: 刘安花 (1979-), 女, 青海互助人, 硕士, 研究方向为植物生态学。

联合国粮农组织(简称 FAO)推荐 FAO P-M 法作为计算参考作物蒸散量的可行的标准方法。国内学者根据中国的气候、地理等实际情况,提出了更加适合的彭曼修正公式。1995 年,宋炳煜^[5]采用“土柱称重法”对典型草原群落蒸散进行了研究,吴锦奎等^[6]利用 FAO P-M 法估算并分析了黑河中游低湿牧草的参考作物蒸散量,而对高寒草甸地区植被表面的蒸散研究涉及较少^[7]。本文拟运用 FAO P-M 法与 P 法及 I-A 法对海北高寒草甸 2005 年的参考作物蒸散量进行计算。由于 FAO P-M 法较为全面地考虑了影响蒸散的各种气象因素,且在实际应用中也取得了较好的结果^[8-9],加之本文所需气象资料均是直接观测的,因此本文以 FAO P-M 法计算的参考作物蒸散量为基准,评价 P 法及 I-A 法的计算结果,同时与水量平衡法计算的植物生长期 5-9 月实际蒸散量比较,计算高寒草甸植被的蒸散系数,以期在这方面研究提供丰富的资料。

1 资料和方法

1.1 试验区自然条件

研究在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站(海北站)矮嵩草(*Kobresia humilis*)草甸进行。海北站地处青藏高原东北隅的青海海北藏族自治州门源回族自治县境内,祁连山北支冷龙岭东段南麓坡地的大通河河谷西段,地理位置为 37°29′-37°45′N, 101°12′-101°23′E,海拔 3200-3600m。该地区位于亚洲大陆腹地,具明显的高原大陆性气候,东南季风及西南季风微弱。受高海拔条件制约,气温极低,无明显四季之分,仅有冷暖季之别,干湿季分明;地区年平均气温 -1.7℃;年平均降水量 560mm 左右^[10]。土壤以洪积-冲积物、坡积-残积物及古冰川沉积物在不同水热条件及植被影响而形成的草毡寒冻锥形土(多在滩地、阳坡)、暗沃寒冻锥形土(多在阴坡)为主,土壤发育年青、土层浅薄、有机质含量丰富^[11]。实验的矮嵩草草甸主要分布在滩地、阳坡。草层高度为 10-20cm,植物群落外貌整齐、均匀,植被总盖度较高(多在 90%)。除以矮嵩草为建群种外,主要优势种为异针茅(*Stipa aliena*),次优势种有麻花苳(*Gentiana straminea*)、甘肃棘豆(*Oxytropis kansuensis*)、紫羊茅(*Festuca rubra*)、伴生种有瑞玲草(*Saussurea nigrescens*)、青海凤毛菊(*Saussurea kokonorensis*)、垂穗披碱草(*Elymus nutans*)等^[12]。

1.2 研究资料

实验样地位于海北站高寒矮嵩草草甸草场综合实验地。在 2005 年植物生长发育期及后期的 5-10

月,每隔 5 日用土钻按 0-10cm、10-20cm、20-30cm、30-40cm、40-50cm 和 50-60cm 等 6 个层次取 6 个重复土样(若遇雨天则延后 2~3d),用烘箱 80℃ 烘干至恒重,测定土壤质量含水量(以占干土重的百分比表示,%)。气象资料沿用海北站同期人工气象观测资料。

1.3 计算方法

1.3.1 实际蒸散量的计算

地表水分平衡公式为

$$ET = P - f + R - \Delta W + \Delta Q \quad (1)$$

式中:ET 为实际蒸散量(mm);P 为时段降水量(mm);f 为地表径流(mm);R 为灌溉量(mm); ΔW 为时段土壤贮水量的变化量(mm); ΔQ 为某一土壤深层水分渗漏或地下水补充量(mm)。海北高寒草甸植物根系主要分布在 0-20cm^[13],40cm 以下根系分布很少,草毡表层滞水性强,降水下渗不易超过根层,土壤 60cm 处为石质接触面,60cm 以下为含砾母质的砾石层,地下水位 3m 左右,土壤毛管比例极低,地下水对土壤水补给较少,取 $\Delta Q = 0$ 。在高寒草甸地区受自然条件和生产方式的限制,无灌溉($R = 0$),从而认为,降雨是土壤水分的主要来源,即土壤湿度的变化主要受降水的影响。另外,由于实验地地形平坦,地表植物生长茂密,枯落物常存在并覆盖地面,地表径流发生弱,故可忽略地表径流($f = 0$)。表现出植被蒸腾消耗及土壤蒸发主要是表层土壤中的水分变化。而土壤贮水量变化

$$\Delta W = E_{L_1} - E_{L_2} \quad (2)$$

$$E = 0.1 \times M \times R \times H \quad (3)$$

(3)式中:E 为每 10cm 土层的贮水量(mm);M 为土壤含水量(%);R 为土壤容重($g \cdot cm^{-3}$),采用曹广民等^[14]所测结果;H 为土层深度(10cm)。(2)式中 E_{L_1} 和 E_{L_2} 为第 L 层计算时段初、末的土壤贮水量(mm)。

1.3.2 参考作物蒸散量的计算

1.3.2.1 FAO P-M 法^[15-17]

$$ET_{pm} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (4)$$

式中, ET_{pm} 为 FAO P-M 法计算的作物参考蒸散量($mm \cdot d^{-1}$); R_n 为冠面净辐射($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$);G 为土壤热通量($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$); γ 为干湿表常数($kPa \cdot ^\circ C^{-1}$); U_2 为 2m 高处的风速($m \cdot s^{-1}$); e_a 为饱和水汽压(kPa); e_d 为实际水汽压(kPa); Δ 为饱和

水汽压与气温的斜率 ($\text{kPa} \cdot \text{°C}^{-1}$), $\Delta = \frac{4098e_a}{(T+237.3)^2}$ 。其中 $\gamma = 0.00163 \frac{P}{\lambda}$; $\lambda = 2.501 - 0.002361T$; P 为气压 (kPa)。(4)式可分为两部分,前一项为辐射项,后一项为空气动力学项。

1.3.2.2 P 法^[18]

$$ET_p = \frac{\Delta R_n + 0.16\gamma(1 + 0.41U_{10})(e_a - e_d)}{\Delta + \gamma} \quad (5)$$

式中, ET_p 为 P 法计算的作物参考蒸散量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$); U_{10} 为 10m 高处的风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); 其它符号意义同上。(5)式同样可分为辐射项和空气动力学项。

1.3.2.3 I-A 法^[3]

$$ET_{AI} = 0.489 + 0.289R_n + 0.023T \quad (6)$$

式中, ET_{AI} 为 I-A 法计算的作物参考蒸散量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$); 其他符号意义同上。

1.3.3 作物系数(植被蒸散系数)的确定

$$K_c = \frac{ET}{ET_0} \quad (6)$$

式中, K_c 为作物系数; ET 为实际蒸散量 (mm); ET_0 为参考作物蒸散量 (mm)。

2 结果与分析

2.1 降水和土壤湿度的变化

降水和土壤湿度状况是影响区域蒸散量大小及其变化的重要限制因素。研究区降水主要由东南、西南夏季风的暖湿气流顺大通溯源而上,动力爬坡抬升及环境的热力作用而形成。因此年际间差异明显,年内波动较大。多年平均年降水量为 560.0mm,5-9 月降水量为 444.6mm,占年降水量的 79%^[10]。2005 年降水量为 443.9mm,5-9 月降水量为 373.1mm,均比多年平均值低。从图 1 可看出,2005 年 7 月降水量最丰富,为 138.1mm,其它月份都很低。整体上土壤湿度的变化与降水量有显著的关系,但是由于土壤湿度的变化受植被盖度、叶面积以及土壤冻融影响,导致土壤湿度发生明显的季节变化。5、6 月份土壤季节冻层融化不久,深层冻土维持,加之融冻水补给作

用,土壤湿度较大,6 月以后虽然降水增多,但期间温度在年内最高,植物处于生长旺盛期,植被叶面积大,蒸腾强烈,耗水量大,土壤湿度较低,8 月份成为生长季土壤湿度最低时期,而到 9 月份,植被枯黄,植被表面被较厚的枯草所覆盖,土壤蒸发受到抑制,加之植物基本停止生长,蒸腾下降,土壤湿度又开始回升。

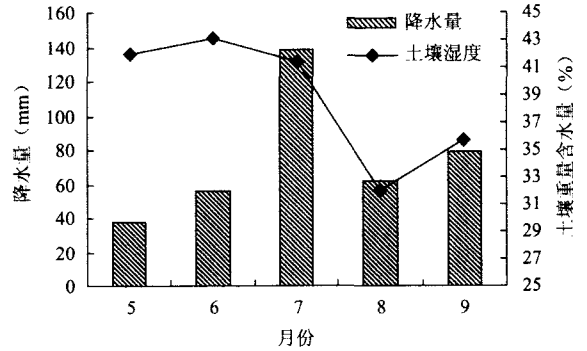


图 1 2005 年 5-9 月高寒草甸降水量及土壤湿度的月变化

2.2 参考作物蒸散量和实际蒸散量的变化

表 1 给出不同方法计算的 2005 年 1-12 月各月的日平均参考作物蒸散量和 5-9 月日平均实际蒸散量的变化过程。由表 1 可看出,3 种方法计算的参考作物蒸散量的季节变化趋势一致,在植物旺盛生长期的 6、7 月较高,寒冷的 1、12 月低,呈单峰曲线变化。FAO P-M (ET_{PM})、P 法 (ET_p)、I-A 法 (ET_{AI}) 计算的年参考作物蒸散量分别为 812.0mm、1437.8mm 和 882.1mm。由于 12 月、1 月气温极低,日均净辐射往往小于 0,故利用 I-A 法得到的植被蒸散量呈现负值,此时按 0 计算。由表 1 看到,气温 (T) 和净辐射 (R_n) 在年内呈非生长季低、生长季高的单峰变化过程,与参考作物蒸散量的季节变化相同,说明参考作物蒸散量主要受各公式中涉及的温度和辐射的年内变化的影响,而风速的影响相对较小。

植物生长季 5-9 月实际蒸散量也呈现单峰曲线变化过程,其中日均实际蒸散量在 7 月最大。7 月温度最高、降水丰富,植物生长旺盛,植被的耗水和土壤蒸发均较强烈。之前温度低,植被矮小,植物蒸腾量

表 1 2005 年各种方法计算的蒸散量及主要影响因子的季节变化

	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
实际 $ET(\text{mm} \cdot \text{d}^{-1})$	-	-	-	-	1.68	2.28	4.11	3.61	2.19	-	-	-
$ET_{PM}(\text{mm} \cdot \text{d}^{-1})$	0.71	1.15	1.92	2.72	3.31	3.72	3.46	3.34	2.53	1.82	1.16	0.79
$ET_p(\text{mm} \cdot \text{d}^{-1})$	0.71	1.35	3.29	4.73	6.26	7.36	7.25	6.78	4.71	2.79	1.27	0.59
$ET_{AI}(\text{mm} \cdot \text{d}^{-1})$	0	0.16	1.91	2.95	3.96	4.70	4.84	4.61	3.44	1.91	0.36	0
$T(\text{°C})$	-12.50	-10.10	-2.42	1.42	5.69	9.37	11.98	11.36	7.51	0.21	-7.09	-12.75
$R_n(\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1})$	1.91	3.38	5.99	7.87	9.47	10.38	9.72	9.18	6.86	4.82	2.71	1.64
$U_2(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	1.36	1.95	2.12	1.88	2.06	1.81	1.67	1.67	1.55	1.57	1.37	1.41

小;之后植物生长速率降低,植被蒸腾降低,覆盖物增厚后土壤蒸发减小,植被的耗水量也减小。

由表 1 看到,植被实际蒸散量峰值的出现时间与参考作物蒸散量有一定差异。FAO P-M 法、P 法计算的参考作物蒸散量日平均值最高在 6 月,比实际蒸散量峰值出现的早。实际蒸散量峰值的出现时间与 I-A 法计算的日平均参考作物蒸散量峰值时间一致。这主要是由于实际蒸散量的影响因素除了气象因素外,还与植物生长状况、土壤湿度等有关。FAO P-M 法、P 法计算的参考作物蒸散量主要受净辐射的影响。5-6 月海北高寒草甸地区因下垫面植被稀少,降水较少,空气干燥,但土壤潮湿(随消融过程),地面长波辐射减小,致使净辐射增

加明显,从而导致 ET_{PM} 和 ET_p 计算结果偏高。从表 1 中也可看出,P 法计算的参考作物蒸散量与实际蒸散量的差值明显大于 I-A 法和 FAO P-M 法。而且,FAO P-M 法(ET_{PM})是世界粮农组织所推荐,应用广泛,符合 Penman 早期计算可能蒸散量或潜在蒸散量的定义,同时计算自变量因子物理意义严谨,计算过程明晰,与其它两种方法比较有一定代表性。其计算结果与水量平衡法计算的结果比较有一定的合理性(年可能蒸散量在 812.0mm、5-9 月可能蒸散量为 500.9mm)。由图 2 可见,P 法、I-A 法计算结果与 FAO P-M 法计算结果均有极显著的相关性,其中,P 法与 FAO P-M 法计算结果的相关系数更大一些。

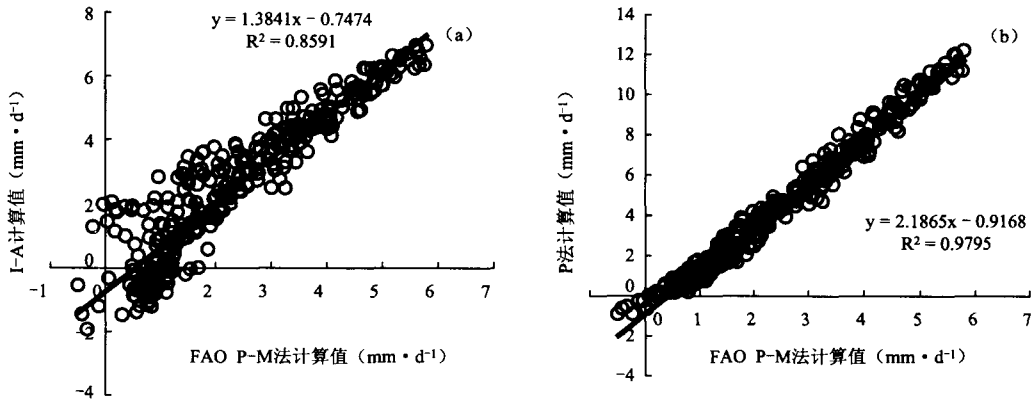


图 2 不同方法计算结果与 FAO P-M 的对比

2.3 影响参考作物蒸散量因素分析

以 FAO P-M 法计算结果为标准,分别利用 P 法和 I-A 法计算各月的参考作物蒸散量的结果与其差值,见图 3。由图中可见,相同月份 3 种方法计算结果均存在差异,其中 I-A 法与 FAO P-M 法计算结果在植物生长季较为接近,而 P 法计算结果偏大。计算结果的绝对偏差(ΔET)逐月呈“U”型变化过程,发现 11 月-翌年 2 月绝对偏差较小,7 月绝对偏差最大,分别为 $3.79\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $1.39\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。年平均分别为 $-1.71\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $-0.08\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$;其中植物生长期的 5-9 月分别为 $-3.00\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $-0.90\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$;I-A 法的 ΔET 在 3 月和 10 月为全年中最小,分别为 $0.01\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $-0.09\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$,而 P 法的 ΔET 在 1 月和 11 月最小,分别为 $-0.01\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $-0.12\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

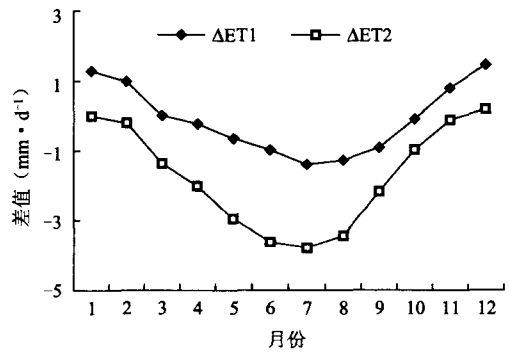


图 3 与 FAO P-M 法计算结果绝对偏差 ΔET 的逐月变化 ($\Delta ET1 = ET_{PM} - ET_{AL}$, $\Delta ET2 = ET_{PM} - ET_p$)

t 检验表明(表 2),P-M 法与 I-A 法计算结果在 3 月、4 月和 10 月没有显著性差异,而其他月份差异极显著。P-M 法与 P 法计算结果在 1 月、2 月和 11 月差异不显著,而在其它月份差异显著。

表 2 P-M 法与其它两种方法计算逐月参考作物蒸散量差异的 t 检验(P 值)

	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
P 法	0.968	0.127	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.000*	0.001*	0.727	0.001*
I-A 法	0.000*	0.000*	0.954	0.475	0.012 ^b	0.002*	0.007*	0.002*	0.007*	0.637	0.000*	0.000*

注:a 差异极显著;b 差异显著。

I-A 法与 FAO P-M 法计算结果的偏差显然是因 I-A 法是简单的线性拟合引起的,而 P 法与 FAO P-M 法计算结果的偏差是由于公式中辐射项和空气动力学项中选用参数的不同引起的。由于四季的气候条件不断变化,从而使辐射项和空气动力学项对蒸散量的贡献也随季节发生变化。图 4 显示了 P 法与 FAO P-M 法辐射项和空气动力学项偏差在年内的变化规律。由图可见,空气动力学项在年内的变化基本是一致的,说明它对参考作物蒸散量偏差的影响很小;辐射项偏差在年内的变化规律与参考作物蒸散量偏差的年内变化规律一致,表明参考作物蒸散量偏差主要是由辐射项偏差引起的。辐射项偏差在 3-10 月更为突出,辐射系数的不同直接导致参考作物蒸散量偏差。另外,FAO P-M 法的辐射项中考虑了土壤热通量,而 P 法则没有考虑,这也是导致辐射项偏差大的一个因素。

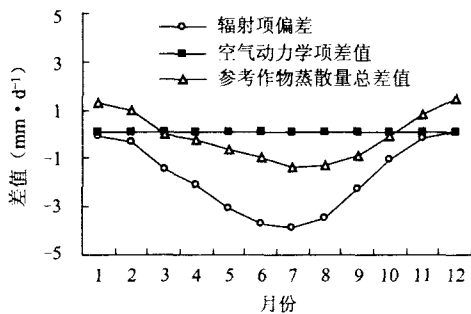


图 4 参考作物蒸散量、辐射项、空气动力学项的月偏差

2.4 海北高寒草甸作物系数

根据 FAO P-M 公式计算结果得到的海北高寒矮嵩草草甸植被作物系数见表 3。

表 3 高寒草甸作物系数季节变化

	5月	6月	7月	8月	9月
K_s	0.51	0.61	1.19	1.08	0.87

由于海北高寒草甸植物于日平均气温 $\geq 0^\circ\text{C}$ 时开始萌动发芽(约在 4 月下旬初),而在日平均气温 $\geq 5^\circ\text{C}$ 结束时绝大部分植物停止生长,逐渐转入枯黄。因此,可以将高寒草甸的生长初期定为 5 月,生长中期定为 6、7、8 月,生长末期定为 9 月。则高寒草甸植物的生长初期、生长中期、生长末期作物系数分别为 0.51、0.96 和 0.87。世界粮农组织^[19]推荐牧草初始生长期、生长中期和生长后期的作物系数分别为 0.40、1.05、0.85。由于青藏高原的特殊性,虽然计算值有一定出入,但与推荐值比较接近,基本能反映高寒草甸的作物系数。5 月植物进入生长初期,无论是植被盖度还是叶面积都较低,因此作物系数也是研究

月份中最小的。以后随气温升高,植物生长速率的增大,叶面积增加,作物系数逐渐增大,在植物生长速率最快,叶面积指数较大^[20]的 7 月作物系数达到最大(1.19),随后伴随着植物生长的减缓直至停止,作物系数也逐渐降低。

3 结论与讨论

(1)用 FAO P-M 法、P 法和 I-A 法计算的参考作物蒸散量差异较大,植物生长季其日均值分别为 3.27mm、6.47mm、4.31mm。相关性分析得出,P-M 法与其它两种方法相关性较好,且由于 P-M 法与 P 法的机理相近,两者的相关性更好。从参考作物蒸散量的月值序列来看,FAO P-M 法与 P 法的结果在 1 月、2 月和 11 月份的差异不显著,与 I-A 法计算结果在 3 月、4 月和 10 月份的差异不显著。P 法与 FAO P-M 法计算结果偏差的主要原因是辐射项中采用不同的系数及是否考虑土壤热通量引起的,而空气动力学项的差异较小。

(2)FAO P-M 法计算的北海高寒草甸地区年可能蒸散量在 812.0mm 左右,其中在植物生长季的 5-9 月可能蒸散量约为 500.9mm,植物生长期的 5-9 月实际蒸散量约为 425.5mm。这一结果与吴锦奎等^[6]在黑河中游低湿牧草计算的年可能蒸散量和实际蒸散量分别为 1193.9mm、962.0mm 有一定的差距,主要因为两地的气候条件差异较大,如干旱、湿润、风速或太阳辐射强度等不同,此外,植物种类的不同也会造成蒸散量的不同。但可认为,在高寒草甸地区这个结果是合理的。

(3)确定高寒草甸植物的生长初期、生长中期、生长末期的作物系数分别为 0.51、0.96、0.87,具有明显的季节变化,这一变化与高野等^[21]对嫩江中游草原作物系数的研究结论一致。作物系数与世界粮农组织^[19]推荐牧草初始生长期、生长中期和生长后期的作物系数有一定出入;与黑河中游地区对应同期的作物系数(0.40、0.90、0.88)基本接近^[6],但明显低于鲁北地区的主要农作物的值^[22],主要是青藏高原植被特殊,气候环境显著不同所致。

参考文献:

- [1] 王会肖,刘昌明. 作物水分利用效率内涵及研究进展[J]. 水科学进展,2000,11(1):99-104.
- [2] 陈兴鹏,康尔泗. 河西走廊绿洲生态经济系统良性循环的水资源问题[J]. 中国沙漠,2000,20(1):90-95.
- [3] 彭世彰,徐俊增. 参考作物蒸发蒸腾量计算方法的应用比较[J]. 灌溉排水学报,2004,23(6):5-9.
- [4] 毛飞,张光智,徐祥德. 参考作物蒸散量的多种计算方法及

其结果的比较[J]. 应用气象学报, 2000, 11(增): 128-136.

[5] 宋炳煜. 草原不同植物群落蒸发蒸腾的研究[J]. 植物生态学报, 1995, 19(4): 319-328.

[6] 吴锦奎, 丁永建, 沈永平, 等. 黑河中游地区湿草地蒸散量试验研究[J]. 冰川冻土, 2005, 27(4): 582-590.

[7] 戚培同, 古松, 唐艳鸿, 等. 三种方法测定高寒草甸生态系统蒸散比较[J]. 生态学报, 2008, 28(1): 202-211.

[8] Martin S. The application of climatic data for planning and management of sustainable rainfed and irrigated crop production [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 103: 99-108.

[9] 李晓军, 李取生. 东北地区参考作物蒸散确定方法研究[J]. 地理科学, 2004, 24(2): 212-216.

[10] 李英年, 赵新全, 曹广民, 等. 海北高寒草甸生态系统定位站气候、植被生产力背景的分析[J]. 高原气象, 2004, 23(4): 558-566.

[11] 乐炎舟, 左克成, 张金霞, 等. 海北高寒草甸生态系统定位站的土壤类型及其基本特点[A]. 高寒草甸生态系统[C]. 兰州: 甘肃人民出版社, 1982: 19-33.

[12] 杨时海, 李英年, 蒲继延, 等. 三种高寒草甸植被类型植物群落结构及其土壤环境因子研究[J]. 草地学报, 2006, 14(1): 77-83.

[13] 王启基, 王文颖, 邓自发. 青海海北地区高山嵩草草甸植物群落生物量动态及能量分配[J]. 植物生态学报, 1998, 22(3): 222-230.

[14] 曹广民, 李英年, 鲍新奎. 高寒地区寒冻锥形土的持水特性[J]. 土壤, 1998, 30(1): 27-30.

[15] 刘钰, Pereira L S, Teixeira J L, 等. 参照腾发量的新定义及计算方法对比[J]. 水利学报, 1997, (6): 28-34.

[16] 龚元石. Penman-Monteith 公式与 FAO-PPP-17 Penman 修正正式计算参考作物蒸散量的比较[J]. 北京农业大学学报, 1995, 21(1): 68-75.

[17] 刘晓英, 林而达, 刘培军. Priestley-Taylor 与 Penman 法计算参考作物腾发量的结果比较[J]. 农业工程学报, 2003, 19(1): 32-36.

[18] 沈卫明, 姚德良, 李家春. 阿克苏地区陆面蒸发的数值研究[J]. 地理学报, 1993, 48(5): 457-466.

[19] Allen R G, Pereira I S, Raes D, et al. FAO Irrigation and Drainage Paper (No. 56) [R]. Rome: FAO, 1998.

[20] 李英年, 张法伟, 刘安花, 等. 矮嵩草草甸土壤温湿度对植被盖度变化的响应[J]. 中国农业气象, 2006, 27(4): 265-268.

[21] 高野, 李树森, 王立刚, 等. 嫩江中游段草原耗水量的试验[J]. 防护林科技, 2007, (1): 32-33.

[22] 左家宝, 田昌玉, 唐继伟, 等. 鲁北地区主要作物不同生育期需水量和作物系数的试验研究[J]. 中国农业气象, 2009, 30(1): 70-73.

(上接第 58 页)

[10] 李春芳. 阿勒泰地区春季寒潮天气的热力和动力条件分析[J]. 新疆气象, 2001, 24(1): 11-13.

[11] 庄晓翠, 郭城. 阿勒泰地区气候变化特征分析[A]. 气候变化与气候变异: 生态 - 环境演变及可持续发展论文集[C]. 北京: 气象出版社, 2006: 285-290.

[12] 谢新民, 郭洪宇, 尹明万, 等. 我国华北地区蒸发能力及其变化趋势分析[J]. 水利规划设计, 2001, (4): 24-33.

[13] 丁裕国, 江志红. 气象数据时间序列信号处理[M]. 北京: 气象出版社, 1998: 194-201.

[14] 张家宝, 史玉光. 新疆气候变化及短期气候预测研究[M]. 北京: 气象出版社, 2002.

[15] 王娇, 任宜勇. 新疆降水与环流场演变研究[J]. 干旱区研究, 2005, 22(3): 326-331.

[16] 符宗斌, 王强. 气候突变的定义和检验方法[J]. 大气科学, 1992, 16(6): 482-493.

[17] 丁一汇, 戴晓苏. 中国近百年来的温度变化[J]. 气象, 1994, 20(12): 19-26.

[18] 韩路, 王海珍, 曹新川. 塔里木灌区近 40 年来气候变化特征[J]. 气象, 2002, 28(2): 53-56.