

乌兰布和沙漠可能蒸散的研究

何炎红, 田有亮, 郭连生

(内蒙古农业大学林学院, 内蒙古 呼和浩特 010019)

摘 要:在测定该区 2000~2005 年气象因子的基础上, 分析研究了乌兰布和沙漠沙地可能蒸散的月变化特点, 比较分析了应用 Penman 方程、Thornthwaite 公式和 Holdridge 3 种方法计算的可能蒸散。结果指出 Penman 方程计算的可能蒸散和水面蒸发量具有显著的直线性相关, 可应用 Penman 方程计算所得的可能蒸散评价该区的水分蒸发特点。研究指出可能蒸散月变化与月平均温度的变化基本一致, 全年最大的月份是 7~8 月, 全年累计可能蒸散量为 3 041 mm。

关键词:乌兰布和沙漠; 可能蒸散; Penman 方程

中图分类号:P426.2

文献标识码:A

引 言

可能蒸散是生态系统中水分循环的重要组成部分, 也是导致干旱半干旱地区环境水分亏缺的重要因子, 其作为水资源利用研究中的消耗项成为干旱半干旱地区植被建设中的一个焦点问题^[1-3]。可能蒸散是水分蒸发研究的基础, 其反映了特定环境条件下气象因子的综合作用^[4], 所以可能蒸散研究有时又称为蒸发力研究。乌兰布和沙漠是我国 8 大沙漠之一, 位于我国西北干旱荒漠区的东缘, 该区降雨量少, 可能蒸散大, 成为该区水分亏缺严重、植被稀疏、植物种类结构组成简单的直接原因。研究该区可能蒸散, 为该区水分蒸发(蒸散)研究、水分与植被的关系研究以及水资源利用研究等方面提供基础, 对于全面、正确地分析乌兰布和沙漠气候特征、成因和气候资源具有重要的意义, 对乌兰布和沙漠环境的治理与植被建设也具有重要的作用。

1 研究区自然概况和研究方法

1.1 自然概况

研究区位于乌兰布和沙漠东北缘, 东经 106°50', 北纬 40°30', 海拔 1 052 m。地势呈西北高东南低, 由流动沙地向半固定、固定沙地和水塘过渡。试

验地下伏地面为古河床冲积平原, 地带性土壤为灰漠土, 兼有风沙地、盐化草甸土(水塘)等, 土壤干燥贫瘠。气候属亚洲中部温带荒漠气候, 兼有大陆性和季风降雨的气候特点, 根据中国林业科学院沙漠林业实验中心近 10 a 的气候资料得知该区年平均气温 7.8℃, 1 月平均气温 -10.8℃, 7 月平均气温 23.8℃, 最高气温 38.9℃, 最低气温 -27.3℃, $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温 3 222.2℃, 日照时数 3 000 h 以上; 年均降水量 142.7 mm, 集中在 7、8、9 月, 年均蒸发量 2 351.9 mm, 年平均相对湿度 47%, 无霜期 168 d; 终年盛行西南风, 西北风为主要灾害风, 年均风速 3.7 m/s, 最大风速为 15 m/s。

试验地属于荒漠化草原向草原化荒漠过渡地带, 荒漠植被占主导地位, 以干旱性灌木、半灌木和沙生植物种类为主, 优势种有白刺(*Nitraria tangutorum*)、沙冬青(*Pitanthus mongolicus*)、油蒿(*Artemisia ordosica*)、沙竹(*Psammochloa villosa*)等。试验地流动沙丘呈链状、格状, 白刺呈灌丛着生在沙丘和丘间低地上, 白刺灌丛沙堆高一般为 1~3 m。

1.2 研究方法

在样地附近空旷地布设简易小气候观测架, 架高 2 m, 使用 Li-1400 自记气象站测定 2003~2005 年气象因子的变化, 主要测定因子有太阳辐射、气

收稿日期:2007-05-22; 改回日期:2007-06-15

基金项目:国家自然科学基金重点项目“干旱半干旱地区森林与水源的相互影响及合理调控机理”(30230290)资助

作者简介:何炎红(1979-), 女, 内蒙古呼和浩特人, 讲师, 主要从事水土保持与荒漠化防治研究。E-mail:hyh20012008@yahoo.com.cn

温、地温及相对湿度、降雨量等,自动气象站每 1 h 自动采集一次数据,利用计算机将数据导出。采用直径为 20 cm 的小型铜制蒸发皿观测水面蒸发,最后结果按水文气象部门提出的水面蒸发折算系数加以校正。2000 ~ 2003 年数据由中国林业科学研究院沙漠林业实验中心提供。

1.3 几种可能蒸散的计算方法

Penman 公式^[5]及其改进形式

Penman 在 1948 年根据热量平衡和湍流扩散原理推导出了适合于水体表面的蒸发计算公式:

$$E_0 = (\Delta A + \gamma E_a) / (\Delta + \gamma)$$

式中: E_0 为水面蒸发量(mm/d), Δ 为平均气温下饱和水汽压曲线的斜率($\text{kPa} \cdot \text{K}^{-1}$), A 为地面净辐射量(mm/d), γ 为干湿表常数($0.067 \text{ kPa} \cdot \text{K}^{-1}$), E_a 为空气干燥力(mm)。

美国和联合国教科文组织(UNESCO)采用桑斯威特(C. W. Thornthwaite)即 Thornthwaite 方法^[6],其计算公式如下:

$$E_0 = 16 \times (10T/I)^a, APE = E_0 \times CF$$

E_0 为标准月份最大蒸散量, I 是 12 个月总和的热量指标, T 为月均温($^{\circ}\text{C}$), a 是因地而异的常数,是 I 的函数, APE 为可能蒸散值, CF 是按纬度的日长时数与每月日数的系数。

目前在国内外应用较多的是 Holdridge 生命地带分类系统^[7]中的可能蒸散计算方法^[8]。Holdrige 的计算方法是一个通过温度来获得可能蒸散量的经验公式,可能蒸散量是温度的函数。公式如下: $PE = 58.93 \times ABT$ 。 ABT 是年生物温度($^{\circ}\text{C}$),指出现植物营养生长范围内的平均温度,一般认为在 $0 \sim 30^{\circ}\text{C}$ 之间,日均温 $< 0^{\circ}\text{C}$ 与 $> 30^{\circ}\text{C}$ 者均排除在外, $>$

30°C 的平均温度按 30°C 计算, $< 0^{\circ}\text{C}$ 的均按 0°C 计算。 ABT 计算式如下: $ABT = (\sum t_i) / 12$ 。

2 结果与分析

2.1 乌兰布和沙漠主要气象因子变化特点

研究区 2000 ~ 2005 年主要气象指标变化情况见表 1,年平均气温 2001 年最高,2005 年最低,从 2001 年到 2005 年呈下降趋势。年平均地表温度的年际变化与年均温度的变化基本一致,2000 ~ 2005 年年平均气温变幅为 1.4°C ,年平均地表温度变幅为 1.5°C ,说明地表温度与气温的直接关联性,年气温最高值和年气温最低值年际变化较大,变幅分别为 8.0°C 和 9.5°C 。相对湿度 6 a 的变化幅度为 12.7%,其最大值和最小值出现年份与年平均气温相同,除 2003 年外,相对湿度呈下降趋势,说明大气湿度变化既受气温的影响,也受到其他因子的影响。同温度、湿度一样,风速、日照时数也是影响水面蒸发的重要气象因子。风速大小影响边界层厚度,进而影响空气干燥力大小,日照时数通过温度、湿度等气象因子的作用影响蒸发。从表 1 看出,6 a 年平均风速的变幅较小,为 0.4 m/s ,年平均日照时数年际变化也较小,为 0.9 h 。年蒸发量有随年平均风速、日照时数增加而增加的趋势,而随着日照时数增加,降雨呈下降趋势,说明降雨可能是影响该区日照时数变化的主要因子。由于该区降水较少,年平均日照时数年际变化较小。

表 1 2000 ~ 2005 年主要气象指标值

Tab. 1 The main meteorological indexes from 2000 to 2005

年	T / $^{\circ}\text{C}$	$T_{\max}$ / $^{\circ}\text{C}$	$T_{\min}$ / $^{\circ}\text{C}$	T_g / $^{\circ}\text{C}$	RH /%	W / $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	E_w / mm	R / mm	日照时数 /h	T_A / $^{\circ}\text{C}$	R_A / mm	R_A/R
2000	8.6	34.4	-31.5	9.6	62.8	3.6	2 850.0	109.8	8.0	3 806.6	100.9	0.92
2001	9.3	39.4	-24.0	11.1	63.2	3.8	3 269.9	87.5	8.6	3 867.8	87.5	1.00
2002	9.2	39.0	-33.5	10.9	58.3	3.4	2 829.1	127.3	7.7	3 732.5	121.6	0.96
2003	9.0	40.0	-33.5	10.5	61.4	3.6	2 982.2	108.2	8.1	3 742.1	103.3	0.96
2004	8.4	37.6	-33.5	10.5	53.4	3.6	2 982.2	119.8	7.9	3 405.6	115.0	0.96
2005	7.9	42.4	-26.5	10.5	50.5	3.7	2 982.2	78.8	7.9	3 679.5	114.2	1.00
平均	8.7	38.8	-30.4	10.5	58.3	3.6	2 982.6	105.2	8.0	3 705.7	107.1	1.0

注: T 为年平均气温; $T_{\max}$ 为年气温最高值; $T_{\min}$ 为年气温最低值; T_g 为年平均地表温度; RH 为年平均相对湿度; W 为年平均风速; E_w 为水面蒸发的年蒸发量; R 为年降雨量; T_A 为日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温; R_A 为日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的降水量。

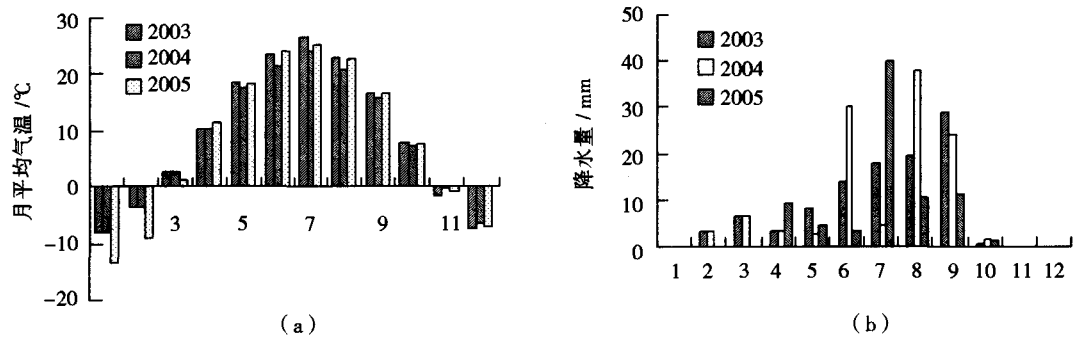


图1 月平均气温(a)和降水(b)的月变化

Fig.1 Monthly mean temperature (a) and rainfall (b) during 2003-2005

大气降水特征包括降水量、降水强度、降水时间、降水分布等。从表1可以看出2000~2005年年降水量在78~128 mm之间,6 a平均降水量为105.2 mm。年内降水量分配不均,由图1和表1可知,在1 a中,80%以上的降水集中在6~9月,日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的降水占全年降水的92%以上。6~9月是植物年生长的主要时期,降水量大,对植物生长具有重要的意义;另一方面6~9月气温较高,水分

消耗大。由图2可以看出2004、2005年的最大降雨强度和平均降雨强度都较小,2 a内仅7月有一场雨 $>5\text{ mm/h}$ 。从降雨时间与降雨量关系(图3)看出,日降雨量 $<20\text{ mm}$ 时,降雨持续时间与降雨量近似直线,当降雨量 $>20\text{ mm/d}$ 时,持续降雨时间短,降雨强度大。从图上也可看出,试验地降雨量 $>15\text{ mm/d}$ 的降雨较少,大多 $<10\text{ mm/d}$ 。

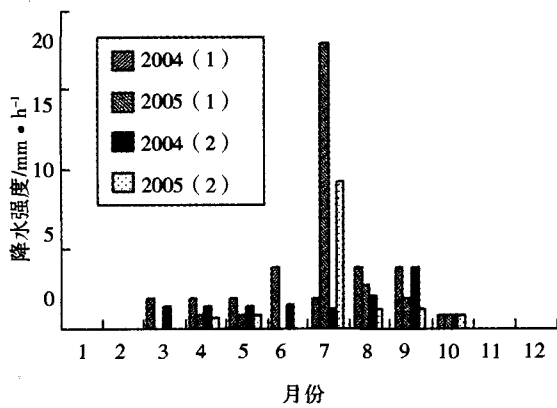


图2 各月最大降雨强度(2004(1)和2005(1))
和平均降雨强度(2004(2)和2005(2))

Fig.2 The monthly maximum and average rainfall intensity in 2004 and 2005

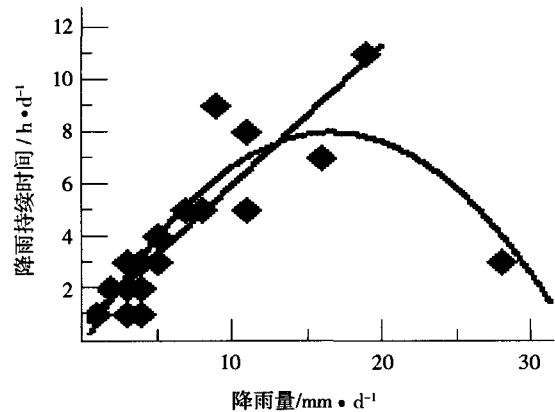


图3 2004年日降雨持续时间与日降雨量
($y=0.657+0.535x, R=0.926, s=0.949$

$$y=-0.1945+0.991x-0.030x^2, R=0.909, s=1.039)$$

Fig.3 The daily rainfall duration and rainfall in 2004

2.2 可能蒸散研究

2.2.1 水面蒸发的特点

2000~2005年的水面蒸发量见表1,6 a的平均蒸发量为2982.6 mm。从表中看出,年蒸发量是降雨量的25~39倍。一般年平均温度高、相对湿度小,年蒸发量大,2003~2005年年平均温度、相对湿度有降低的趋势,但年蒸发量基本不变,反映了蒸发

量受诸多因子的影响,主要影响因子温度、湿度、风速等的变化较小而未导致蒸发量有较大的变化。

2.2.2 PM可能蒸散

根据Penman方程计算了2000~2005年的可能蒸散(E_0),PM可能蒸散与水面蒸发月蒸散量的关系见图4,二者回归参数列于表2。

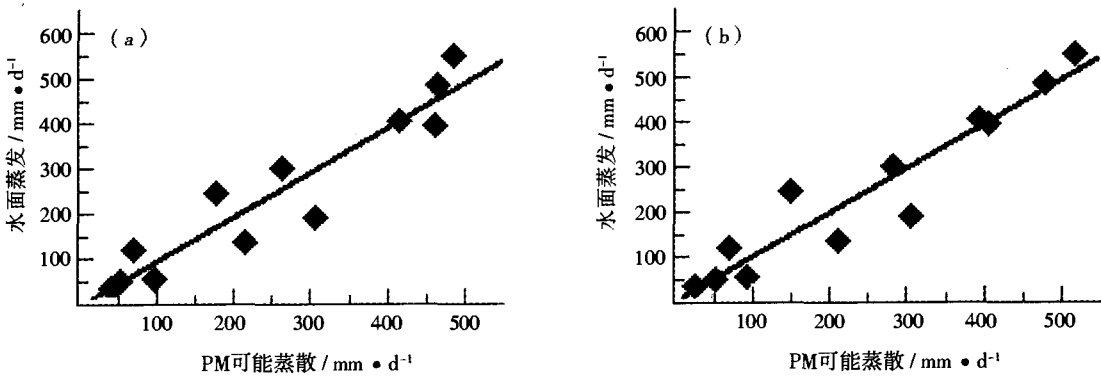


图 4 2003 年(a)、2004 年(b)水面蒸发与 PM 可能蒸散的关系

Fig. 4 The relationship between the water surface evaporation and the PM potential evaporation in 2003 (a) and 2004 (b)

表 2 水面蒸发与 PM 可能蒸散直线回归方程参数

Tab. 2 The parameters of linear equation between the surface evaporation and the PM potential evaporation

年	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>N</i>	<i>R</i>	<i>S</i>
2000	-12.05	1.01	12	0.82	114.34
2001	-30.41	1.11	12	0.95	63.28
2002	42.19	0.81	12	0.97	32.42
2003	-4.38	0.99	12	0.94	56.43
2004	2.45	0.98	12	0.95	52.75
2005	16.91	0.91	12	0.95	54.68

注:回归方程, $y=a+bx$; y 为水面蒸发, x 为 PM 可能蒸散, N 为样本数。

由图 4 和表 2 看出,PM 可能蒸散(E_0)与水面蒸发(E_w)的月蒸发量之间呈直线性相关,直线斜率近似为 1,直线截距小于回归标准差,说明 PM 可能蒸散与水面蒸发(E_w)的月蒸发量基本一致,这与 F. H. S. Chiew 和 T. A. McMahon 所得结果一致^[9]。

PM 可能蒸散的年蒸发量列于表 3,水面蒸发 E_w 的年蒸发量列于表 1,为了与实测水面蒸发进行比较,由公式 $\chi^2 = \sum (E_w - E_0)^2 / E_0$ 获得 χ^2 检验值为: $\chi^2 = 9.3847$,其小于检验临界值 $\chi^2_{0.05}(5) = 11.070$,检验结果说明 E_w 和 E_0 无差异。

表 3 年可能蒸散和干燥度

Tab. 3 The annual potential evaporation and aridity

	K_{10}	$E_0/\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$	K_P	$APE/\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$	I_m	K_T	$PE/\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$	K_H
2000	6.04	2 970.89	4.33	696.34	-50.54	6.34	560.57	5.11
2001	7.07	3 284.77	6.01	739.55	-52.90	8.45	630.32	7.20
2002	4.91	2 870.18	3.61	636.81	-48.01	5.00	604.04	4.75
2003	5.79	3 066.03	4.26	688.77	-50.57	5.98	615.12	5.34
2004	4.74	3 005.71	4.01	677.75	-49.39	5.66	574.09	4.79
2005	5.15	3 046.04	6.20	702.77	-50.25	8.94	600.72	7.63
平均值	5.62	3 040.60	4.74	690.33	-50.28	6.73	597.48	5.80

注:(1)可能蒸散量, E_0 为 Penman 方程计算值, APE 是 Thornthwaite 方法计算值, PE 为 Holdrige 方法计算值。(2)气候湿度指标 I_m , Thornthwaite 方法计算值。(3)干燥度: $K_{10} = 0.16 \sum T_{\geq 10^\circ\text{C}} / \sum P_{\geq 10^\circ\text{C}}$, $K_P = 0.16 E_0 / P$; $K_T = APE / P$; $K_H = PE / P$, P 为降水量。

2.2.3 几种可能蒸散的比较

表 3 列出了几种计算可能蒸散方法的结果,从中看出,使用 Thornthwaite 和 Holdrige 方法计算所得的可能蒸散量相差约 100 mm/a,而两者远小于 Pen-

man 方程的计算结果,图 5 比较了 2000 ~ 2005 年 Thornthwaite 公式和 Penman 方程 2 种方法计算的可能蒸散的月变化,结果指出 Penman 方程方法计算的可能蒸散与试验地气温、湿度的月变化更一致。

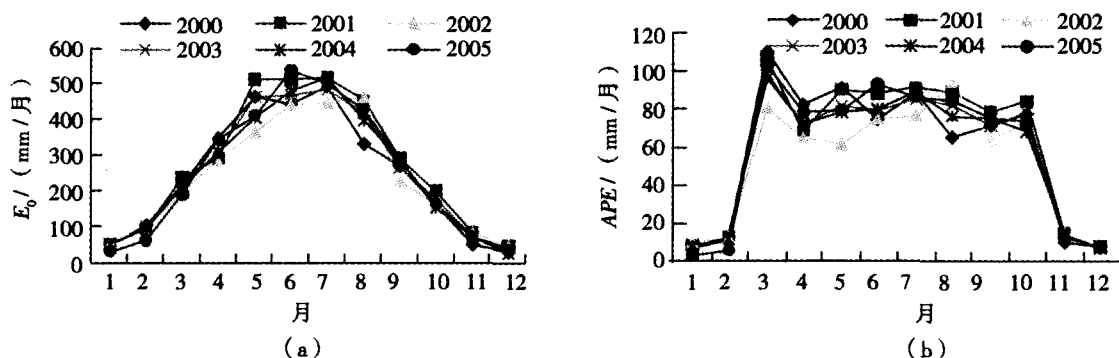


图 5 PM 可能蒸散(a)与 APE(b)的月变化
Fig. 5 Monthly changes of E_0 (a) and APE (b)

3 几种干燥度计算方法的比较

评价地区气候湿度状况是 Penman 方程、Thornthwaite 方法^[6]和 Holdridge 所计算的可能蒸散的基本应用方面,并应用于干湿气候区划中。关于干湿气候区划的指标有多种,我国一直沿用干燥度(K)。自 1900 年以来,中外学者陆续提出了 22 种干燥度的计算方法^[10-12],简单的是以经验公式如降水和气温的比值来表达,复杂的则是通过计算可能蒸散量,以降水与可能蒸散的对比关系获得干燥度,目前以可能蒸散量计算干燥度的方法在国际上最为流行。

我国划分气候干湿指标的计算方法为修正的谢良尼诺夫公式^[12]: $K_{10} = 0.16 \times (\text{全年} \geq 10^\circ\text{C 的积温} / \text{全年} \geq 10^\circ\text{C 期间的降水量})$ 。表 3 列出了 2000~2005 年试验地 K_{10} 的计算值,6 a K_{10} 的平均值为 5.62, I_m 为 -50.28,属于干旱气候湿度类型^[11-12]。表 3 还列出了根据 Penman 方程、Thornthwaite 公式、Holdridge 公式计算的干燥度,从表中看出,Thornthwaite 公式、Holdridge 公式计算的干燥度在值上更近于 K_{10} ,而使用 Penman 方程计算所得的可能蒸散与降水量计算所得到的干燥度明显 $> K_{10}$,而通过使用 0.16 修正后的值与 K_{10} 接近。图 6 比较了 K_{10} 与其他计算蒸散量的方法计算所得的干燥度,从图看出, K_{10} 与 K_p 直线相关性最好,其次为 K_H 。结果一方面反映了通过 Penman 方程获得水面蒸发的适用性,另一方面反映了 K_H 与 K_{10} 都是基于植物与温度的关系的计算结果,因而二者在值上基本一致,直线相关性也较高。

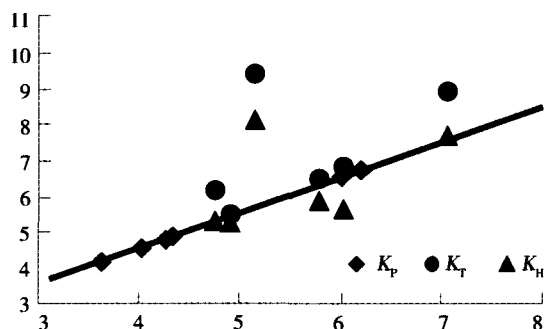


图 6 几种干燥度计算方法的比较
Fig. 6 Comparison among aridities calculated by different methods

4 结论与讨论

(1) 试验地年降水量 105.2 mm, 日平均气温 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的降水占全年降水的 92% 以上,年蒸发量是降雨量的 25~39 倍(6 a 平均为 28.35 倍)。研究结果指出该区蒸发量大,降水少,降雨持续时间短,气候干燥,气候水分条件为干旱气候湿度类型。由于自然降水是该区水分的主要来源,降雨量少、蒸发量大成为该区气候干燥和植物可利用水资源贫乏的主要原因。

(2) 对几种可能蒸散的计算结果比较指出,由于 PM 可能蒸散和水面蒸发量的直线性关系,且直线斜率近似为 1,使用 Penman 方程计算的可能蒸散更适合于该区水分蒸发的研究。

(3) 应用 Penman 方程计算结果评价该区可能蒸散的变化,结果指出该区可能蒸散月变化与气温

月平均的变化基本一致,全年7~8月最大。可能蒸散受多种因子影响,降雨可通过影响光照、温度、湿度等进而影响可能蒸散。该区7~8月降雨较多,但可能蒸散在7~8月没有出现大幅度下降,可能是由于雨量较少、降雨持续时间较短、易蒸发,降雨对可能蒸散的影响相对较小。

参考文献:

- [1] 付新峰,杨胜天,刘昌明.雅鲁藏布江流域潜在蒸散量计算方法[J].水利水电技术,2006,37(8):5-8.
- [2] 靳立亚,李静,王新,等.近50年来中国西北地区干湿状况时空分布[J].地理学报,2004,59(6):847-854.
- [3] 曾燕,刘昌明,邱新法.从气候角度分析西北地区水资源状况[J].中国科学院研究生院学报,2003,20(4):458-463.
- [4] Amin Haque. Estimating actual areal evapotranspiration from potential evapotranspiration using physical models based on complementary relationships and meteorological data[J]. Bull Eng Geol Env, 2003(62):57-63.
- [5] 张新时.植被的PE(可能蒸散)指标与植被—气候分类(一)[J].植物生态学与地植物学学报,1989a(13):1-9.
- [6] 张新时.植被的PE(可能蒸散)指标与植被—气候分类(二)——几种主要方法与PEP程序介绍[J].植物生态学与地植物学学报,1989b(13):197-207.
- [7] 孟猛,倪健,张治国.地理生态学的干燥度指数及其应用评述[J].植物生态学报,2004,28(6):853-861.
- [8] VPenman H L. Estimating evaporation[J]. Trans Amer Geophy Union, 1956,37(1):43-50.
- [9] Thornthwaite C W. An approach toward a rational classification of climate[J]. Geogr Rev, 1948, 38(1):57-94.
- [10] Holdridge L R. Life Zone Ecology[M]. San Jose, Costa Rica: Tropical Science Center, 1967.
- [11] 倪健,宋永昌.亚热带常绿阔叶林若干树种分布与Penman指标关系的探讨[J].植物学报,1998,40(7):647-656.
- [12] Chiew F H S, McMahon T A. An Australian comparison of Penman's potential evapotranspiration estimates and class a evaporation Pan data[J]. Aust J Soil Res, 1992(30):101-112.

Potential Evapotranspiration in Ulan Buh Desert

HE Yanhong, TIAN Youliang, GUO Liansheng

(Forestry College, Inner Mongolia Agricultural University, Huhhot 010019, China)

Abstract: The monthly change of the potential evapotranspiration was analyzed based on the meteorological observations during 2000-2005 in the Ulan Buh Desert. The potential evapotranspiration calculated by Penman equation, Thornthwaite formula and Holdridge method were compared and analyzed, and the result indicated that the potential evapotranspiration calculated by Penman equation was conspicuously correlated to the water surface evaporation, and it could be used to evaluate the water evaporation characteristic. The research showed that the monthly change of the potential evapotranspiration was similar to the monthly average temperature, the largest value appeared in July and August, and the total potential evapotranspiration in a year was 3 041 mm.

Key words: Ulan Buh Desert; potential evapotranspiration; Penman equation