

文章编号:1006-7639(2005)-02-0008-05

甘肃黄土高原帕尔默旱度模式的修订

杨小利^{1,2},刘庚山³,杨兴国⁴,王若升²

(1.兰州大学大气科学学院,甘肃 兰州 730000; 2.甘肃省平凉市气象局,甘肃 平凉 744000;
3.中国气象科学研究院,北京 100081; 4.中国气象局兰州干旱气象研究所,甘肃 兰州 730020)

摘 要: 干旱是甘肃黄土高原雨养农业区最主要的气象灾害,干旱的发生包含许多复杂过程和条件,因而研究一个考虑因子较为全面的干旱指标较为困难。本文在美国帕尔默旱度模式和中国修正的帕尔默旱度模式的基础上,根据本区特点,从建模资料站点、可能蒸散计算、土壤田间持水量和径流计算等几个方面进行了修正,并利用甘肃黄土高原12个站点的资料,建立了适用于本区的旱度模式,以期为本区的干旱研究提供一种有效的工具。

关键词: 甘肃黄土高原;帕尔默旱度模式;修订

中图分类号: S166

文献标识码: A

干旱是由于水分的收支或供求不平衡而造成水分短缺现象,是我国的主要自然灾害之一,也是甘肃黄土高原雨养农业区危害最为严重的气象灾害,其出现频率之大,持续时间之长,影响程度之重居各种气象灾害之首。研究干旱最关键的问题是明确干旱定义和确定干旱指标,干旱指标是监测、评价、研究干旱并采取相应措施减轻干旱影响的首要条件。不同领域由于侧重点不同,所制定的干旱指标也有所不同,在气候干旱方面,已有的各种干旱指标在具体应用时,有其针对性也不同程度地存在某些局限性。本文试图通过对原有的帕尔默旱度模式的部分修正,建立起一个适用于本区实际的考虑因素较为全面的,具有时空可比较性的旱度评价模式。

1 帕尔默旱度模式的简要介绍

帕尔默干旱指标是一个广泛用于评估旱情程度的指标。在美国,作物生长季节期间的帕尔默指数定期发布在《每周天气和作物公报》中,另外,还被应用于旱情比较、旱情时空分布特征分析、气候评价、干旱面积统计等许多方面,在其它国家,这种指标也被广泛应用,早在20世纪70年代,PDSI方法就引入

中国,80年代安顺清等人对帕尔默模式进行了修正,建立了我国的帕尔默旱度模式^[1],其后,很多文献对帕尔默旱度模式都有不同的涉及^[2-3]。帕尔默干旱指标是在20世纪60年代中期,W.C.帕默尔提出的“当前情况下气候上适应的”降水即CAFEQ (climatically appropriate for existing conditions) 降水概念的基础上推导出一套分析计算干旱严重程度的完整方法。帕尔默认为,干旱的严重程度是干旱持续时间和水分短缺大小的函数,干旱取决于前期和现在的气候条件,通过对实际降水与CAFEQ降水偏差的适当限制,可以得到进行时空对比的旱度指标。

帕尔默气象旱度模式的计算步骤大致可分两步:一是根据水分平衡原理,考虑蒸散(发)、径流和土壤含水量等因素,计算得出气候适宜降水量,进而计算出水分距平指数,二是再考虑时间持续因子的影响,最后综合得出旱度模式。

2 存在问题及修正

本文在将帕尔默旱度模式应用于甘肃黄土高原时,针对其中存在的问题做了部分修正:

(1) 帕尔默旱度模式和我国修正的帕尔默旱度

收稿日期:2005-02-18;改回日期:2005-05-25

基金项目:中国气象局新技术应用推广项目(CMATG2005M22),科技部科研院所社会公益研究专项(2005DIB5J192)共同资助

作者简介:杨小利(1967-),女,陕西凤翔人,高级工程师,主要从事应用气象研究及服务。E-mail:plyxl1@sohu.com.

模式在建模时包含范围较大,因而适用于较大范围的干旱,对于甘肃黄土高原这一较小的区域,其应用会受到限制。

(2) 原有的模式在建模时,因范围较大,站点选取间距较大,为了更精确地将该模式应用于本区,本文选取了区内12个站点的资料,建模时选用4个站点,修正时选用8个站点,资料选取的密度加大,另外,针对原有模式资料年代较短,难以反映后期干旱情况的特点(我国修正的模式到20世纪80年代),补充了近几十年的资料。

(3) 原有的帕尔默模式计算可能蒸散时采用桑斯威特方法,只考虑了温度因素,且假设温度低于零度时没有蒸散,这不符合本区的实际,因此在应用时,我们采用了FAO penman-Monteith公式进行计算。

(4) 我国修正的帕尔默模式在田间持水量的划分上过于粗糙,仅以一个较大的范围来假定一个值,本文尽量以各站的田间持水量的实测值代替原有的估计值,更接近于实际。

(5) 帕尔默旱度模式和我国修正的帕尔默旱度模式在径流的处理上,均假定当土壤水达到饱和时即上、下层均达到田间持水量时才有径流产生^[3],而本区的实际是当降水强度大于入渗速度时即有径流产生,因此采用 $RO=\rho P$ 计算径流。

3 本区旱度模式的修订

3.1 资料的选取

依据旱情记录、地理分布、土壤常数资料及气候资料的全面性的原则,选取西峰、平凉、定西、天水4个站进行建模,又选取环县、正宁、泾川、静宁、华家岭、通渭、秦安、清水等站修订权重因子,资料年限均由1961年至2000年。资料包括各站的站点信息资料、日平均气温、日平均日照时数、日平均水汽压、日降水量、可能日照时数、日最高温度和日最低温度等的逐日资料、各地土壤状况(包括土壤田间有效持水量、初始土壤有效含水量等(1960年12月))资料、各地的1960~2000年的旱情记录。

3.2 建立水文帐

根据水分平衡的原理利用长期资料统计水分平衡各分量的实际值和可能值,将土壤分为0~20 cm和20~100 cm两层,分别求取逐月降水 P ,分层土壤含水量 S_s 、 S_u ,分层土壤水分变化量 ΔS_s 、 ΔS_u ,整层土壤含水量 S^* ,补水量 R ,失水量 L ,蒸散量 ET ,径流量 RO ,可能补水量 PR ,可能失水量 PL ,可能蒸散量 PE ,可能

径流量 PRO 等。

可能蒸散量的计算采用 penman-Monteith 公式进行计算^[4]:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (1)$$

式中 ET_0 为可能蒸散量(mm/d), R_n 为作物表面净辐射(MJ/m²·d), G 为土壤热通量(MJ/m²·d), U_2 为2 m高度处24 h平均风速(m/s), Δ 为饱和水汽压斜率(kPa/°C), γ 为干湿球常数(kPa/°C)。

$$\text{土壤失水量 } L = L_s + L_u \quad (2)$$

$$\text{其中 } \begin{cases} L_s = \min(S'_s \text{ 或 } PE - P) \\ L_u = (PE - P - L_s)S'_u / AWC \quad L_u \leq S'_u \end{cases} \quad (3)$$

式中 L_s 、 L_u 分别为上、下两层的土壤水分散失量(mm), S'_s 、 S'_u 为月份开始时贮存在上、下层的土壤有效水量(mm), P 、 PE 分别为月降水量和可能蒸散量(mm), AWC 为整层土壤田间有效持水量(mm)。

土壤补水量

$$\begin{cases} R = \Delta S_s + \Delta S_u & \Delta S_s > 0, \Delta S_u > 0 \\ R = 0 & \Delta S_s \leq 0, \Delta S_u \leq 0 \end{cases} \quad (4)$$

$$\text{实际蒸散量 } \begin{cases} ET = PE & PE \leq P \\ ET = P - (\Delta S_s + \Delta S_u) & PE > P \end{cases} \quad (5)$$

$$\text{径流量 } RO = \rho P \quad (6)$$

式中 ρ 为径流系数,采用各地的试验数据^[5],本区的有效降水量一般>2.0 mm,因此过滤掉过小的降水量, $P1$ 为逐日降水量中>2.0 mm降水量的月合计值,另外,冬季(12~2月)的径流量作为0来处理。

$$\text{可能失水量 } PL = PL_s + PL_u \quad (7)$$

$$\text{其中 } \begin{cases} PL_s = \min(S'_s \text{ 或 } PE) \\ PL_u = (PE - PL_s)S'_u / AWC \end{cases} \quad (8)$$

式中 PL_s 、 PL_u 分别为上、下层可能失水量

$$\text{可能补水量 } PR = AWC - (S'_s + S'_u) \quad (9)$$

$$\text{可能径流量 } PRO = AWC - PR = S' \quad (10)$$

根据以上公式,计算水分平衡有关分量,建立各代表站的水文帐,以平凉为例,表1为平凉水分平衡各分量逐月多年平均值。

3.3 计算各气候系数

各气候系数为水分平衡各分量的平均值与可能值之比,蒸散系数 α 、补水系数 β 、径流系数 γ 、失水系数 δ 的计算公式分别如下:

$$\alpha = \overline{ET} / \overline{PE} \quad (11)$$

$$\beta = \overline{R} / \overline{PR} \quad (12)$$

表1 平凉水分平衡各分量逐月多年平均值

Tab.1 The monthly average value of the main part of moisture balance in Pingliang

月份	$\overline{R}$	$\overline{PR}$	$\overline{ET}$	$\overline{R}$	$\overline{PR}$	$\overline{RO}$	$\overline{PRO}$	$\overline{L}$	$\overline{PL}$
1	2.79	8.4652	30.2357	0	206.6897	0.0198	38.3102	5.6752	6.0529
2	4.205	9.1949	41.1602	0	212.3649	0.0598	32.6351	4.9899	5.4217
3	14.3975	20.6799	69.5817	0	217.3548	0.9978	27.6452	6.2824	7.8768
4	32.9725	38.7901	102.5898	0	223.6373	2.6891	21.3627	5.8176	8.6018
5	45.6325	50.6735	129.4147	0.915	229.4548	3.9103	15.5452	5.956	8.5253
6	61.3175	63.3368	138.1462	2.1518	234.4958	5.2734	10.5041	4.1711	6.2629
7	111.96	97.9554	136.3813	16.753	236.5153	9.803	8.4848	2.7484	5.2349
8	101.3325	87.8154	120.2227	20.1262	222.5106	8.8639	22.4894	6.6092	13.4373
9	75.355	59.0675	80.2033	21.2938	208.9936	6.5306	36.0064	5.0378	18.3526
10	40.9025	43.8057	57.8835	6.7665	192.7376	3.3868	52.2624	9.6697	22.5243
11	11.8600	21.3950	39.4823	0.3853	195.6408	0.5904	49.3592	9.9202	14.6403
12	2.2125	8.7207	31.3272	0	205.1758	0.0596	39.8242	6.5082	7.2897

表2 西峰、平凉、定西、天水4个站各月的气候系数

Tab.2 The monthly climatic coefficient in Xifeng ,Pingliang, Dingxi and Tianshui station

		1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
定西	α	0.1731	0.1359	0.2019	0.3079	0.3654	0.4241	0.5512	0.6642	0.6301	0.6150	0.2431	0.1073
	β	0	0	0	0	0.0014	0	0.0256	0.0155	0.0261	0.0045	0.0005	0
	γ	0	0	0.0606	0.2106	0.4795	0.8489	2.0128	0.5203	0.3661	0.1260	0	0
	δ	0.9492	0.8505	0.7082	0.7236	0.7399	0.6727	0.4946	0.6868	0.4623	0.5672	0.6557	0.9783
平凉	α	0.2800	0.2234	0.2972	0.3781	0.3916	0.4585	0.7182	0.7304	0.7365	0.7568	0.5419	0.2784
	β	0	0	0	0	0.004	0.0092	0.0708	0.0905	0.1019	0.0351	0.0020	0
	γ	0.0005	0.0018	0.0361	0.1259	0.2515	0.5020	1.1554	0.3941	0.1814	0.0648	0.0120	0.0015
	δ	0.9376	0.9204	0.7976	0.6763	0.6986	0.6660	0.5250	0.4919	0.2745	0.4293	0.6776	0.8928
西峰区	α	0.3532	0.2956	0.3973	0.4306	0.4564	0.4570	0.7044	0.7182	0.7493	0.7597	0.6639	0.3609
	β	0	0	0.0009	0.0042	0.0053	0.0003	0.0716	0.1067	0.1571	0.0472	0.0049	0
	γ	0.0006	0.0008	0.0423	0.1151	0.2170	0.3475	1.1848	0.4217	0.2202	0.0606	0.0020	0.0005
	δ	0.8894	0.8079	0.7367	0.5849	0.6014	0.6488	0.4392	0.5380	0.2062	0.3845	0.6162	0.8478
天水	α	0.4254	0.2880	0.3743	0.4915	0.4955	0.5511	0.6810	0.6565	0.8389	0.8707	0.7204	0.5082
	β	0	0	0	0	0.0038	0.0126	0.0371	0.0543	0.1181	0.0480	0.0027	0
	γ	0	0.0002	0.0378	0.1276	0.2134	0.3542	0.5265	0.3301	0.2750	0.0768	0	0
	δ	0.8878	0.8427	0.7578	0.5218	0.5452	0.4661	0.3358	0.5379	0.1067	0.2039	0.6235	0.8587

$$\gamma = \overline{RO} / \overline{PRO} \quad (13)$$

$$\delta = \overline{L} / \overline{PL} \quad (14)$$

根据以上公式计算各代表站的气候系数如表2。

3.4 计算各气候适宜值

由各气候常数, 可以计算出任何月份各水分平衡分量的气候适宜值(CAFEC), 包括气候适宜蒸散量 $\hat{ET}$ 、气候适宜补水量 $\hat{R}$ 、气候适宜径流量 $\hat{RO}$ 、气候适宜失水量 $\hat{L}$ 和气候适宜降水量 $\hat{P}$ 。

$$\hat{ET} = \alpha PE \quad (15)$$

$$\hat{R} = \beta PR \quad (16)$$

$$\hat{RO} = \gamma PRO \quad (17)$$

$$\hat{L} = \delta PL \quad (18)$$

$$\hat{P} = \hat{ET} + \hat{R} + \hat{RO} - \hat{L} \quad (19)$$

3.5 计算水分距平值和水分距平指数

水分距平值 d 反映了实际天气和正常天气状况下的水分偏差, 其计算公式为:

$$d = P - \hat{P} \quad (20)$$

为了使水分距平值具有时空可比性,帕尔默引入了气候特征值 k 的概念,对距平值 d 加以权重,得出可进行时空比较的水分异常指标。帕尔默定义的气候特征值 k 的公式为:

$$k=(\overline{PE}+\overline{R})/(\overline{P}+\overline{L}) \quad (21)$$

k 为 K 的第一近似值,因此各月未经修订的水分距平 z 值为:

$$z = kd \quad (22)$$

z 值的正负可以反映气候水分的正负异常状况。

3.6 帕尔默干旱指数计算公式的建立

选取西峰、平凉、定西、天水历史时期中不同持续时期最早时段的累积 z 值(表3)。

表3 各站历史时期最早时段持续时间及累积 z 值

Tab.3 The duration and accumulative z value of the extreme drought period in history

站 名	起止时间	持续月数	Σz 值
平凉	1997.5~1997.7	3	-307.50
定西	2000.4~2000.7	4	-364.32
定西	1982.4~1982.8	5	-382.22
天水	1969.5~1969.10	6	-418.94
定西	1997.3~1997.10	8	-469.12
平凉	1991.7~1992.4	10	-551.33
平凉	1982.4~1983.3	12	-601.59
西峰	1965.5~1966.6	14	-639.91
西峰	1972.4~1973.7	16	-711.35
天水	1996.4~1997.9	18	-749.17
定西	1996.5~1998.1	21	-799.49
西峰	1998.9~2000.7	23	-1001.00
西峰	1994.5~1996.6	26	-1078.27
西峰	1995.3~1997.8	30	-1244.02

将表中的 Σz 值与时间点绘于图1中,得到一条回归直线(实线),这条直线表示各种时间尺度的极

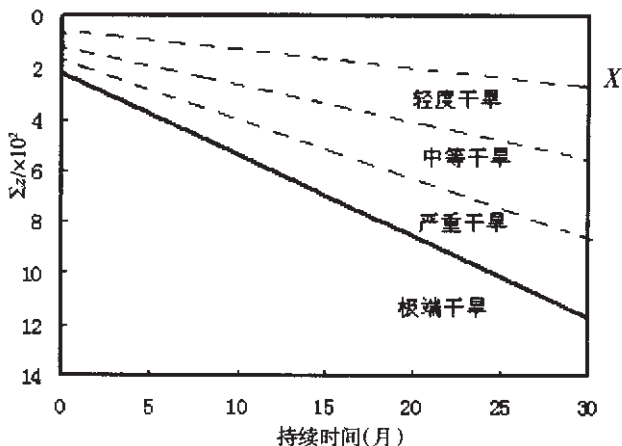


图1 干旱等级与水分距平指数累积值和持续时间的关系

Fig.1 The relation between drought grade, z value and the duration

端干旱,旱度值 $X=-4.0$,另外做3条处于这条直线上方的直线(虚线),分别代表了轻微、中等和严重干旱的上限,旱度值 X 分别为-3.0、-2.0、-1.0,干湿等级的划分如表4。

表4 帕尔默干旱指数干湿等级划分标准

Tab.4 The grade criterion for Palmer Drought Index

指数值(X)	等 级
≥ 4.0	极端湿润
3.00~3.99	严重湿润
2.00~2.99	中等湿润
1.00~1.99	轻微湿润
0.99~0.99	正 常
-1.00~-1.99	轻微干旱
-2.00~-2.99	中等干旱
-3.00~-3.99	严重干旱
≤ -4.00	极端干旱

由图1可得到干旱等级 x_i 与持续时间和水分亏缺量 Σz 的关系式,即:

$$x_i = \sum_{t=1}^i z_t / (8.19t + 51.13) \quad (23)$$

方程(23)仅是不同时期指标值 z 的代数和,持续时间 t 和旱度值 x_i 并不能看作简单的线性关系,令 $i=1$, $t=1$,则 $x_1 = z_1 / 63.33$,并设这个月是干旱期的开始,则可得

$$x_1 - x_0 = \Delta x_1 = z_1 / 59.32 \quad (24)$$

如果要维持上月的旱度,随着 t 的增加, Σz 必需增加,但 t 的增量是定值,即每月增加1,因此,要维持上月旱度值所需要增加的 z 值取决于 x 值,故令

$$\Delta x_i = z_i / 59.32 + C x_{i-1} \quad (25)$$

由方程(23)可得到使 x 保持一定值的 z_i 值表(略),代入方程(25),得到 $C=-0.1380$

则得到最后的方程

$$x_i = z_i / 59.32 + 0.8619 x_{i-1} \quad (26)$$

此式即为计算旱度的基本式,虽然其中没有出现时间因子,但 $0.8619 x_{i-1}$ 实际上为前期时段对本期旱度的累积影响。

3.7 修订权重因子 K

(26)式是由4个站点的资料建立的,要用于其它地区,就需要对权重因子加以修订,假设1 a中每个月 $x=-4.0$,即假设全年各月都为极端干旱,则 $\Sigma z=-597.64$,而实际上各站的实际累积值并非这个数值,因而两者之比即为各站12个月期间的极端干旱的权重因子:

$$\bar{K} = -597.64 / \sum_{i=1}^{12} d \quad (27)$$

由 (21) 式知, 气候特征值与平均水分需要和平均水分供给有关, 平均水分需要与平均可能蒸散 $\overline{PE}$ 、平均水分补给量 $\overline{R}$ 和平均径流量 $\overline{RO}$ 有关, 此外 K 还与 d 的绝对值平均 $\overline{D}$ 成反相关。用各站的 $\bar{K}$ 值与对应的 $\frac{\overline{PE} + \overline{R} + \overline{RO}}{(\overline{P} + \overline{L})\overline{D}}$ 建回归方程如下:

$$K' = 2.0049 \lg \frac{\overline{PE} + \overline{R} + \overline{RO}}{(\overline{P} + \overline{L})\overline{D}} + 4.03 \quad (28)$$

把各站逐月的 $\overline{P}$ 、 $\overline{PE}$ 、 $\overline{R}$ 、 $\overline{RO}$ 、 $\overline{L}$ 、 $\overline{D}$ 的值代入 (28),

可得到各站逐月的 K' 值, 各站的 $\sum_1^{12} DK'$ 值差异较大, 最大的环县为 489.193, 最小的清水为 387.196, 各站的年平均总和为 433.26, 为使结果更具有可比较性, 则订正后的权重因子方程为

$$K = \frac{433.26}{\sum_1^{12} DK'} K' \quad (29)$$

故经最后权重的 z 值写为 Z , $Z = Kd$ 即为最后所用的水分距平指数值。

4 小 结

因帕尔默旱度模式是在半干旱半湿润地区气候干旱的背景下建立的, 因而在理论上也应适用于本区, 经过本地化的修订, 得到结合本区实际的旱度模式, 对经修订后的旱度模式计算的旱度值与历史旱情记录比较, 具有较好的吻合性, 进一步说明该模式的可靠性。修订后的模式与本区原有的一些干旱指标相比, 考虑因子全面, 时空可比性强, 能更好地反映本区的旱情, 但从本质上它仍是一个气象旱度模式, 要应用于农业干旱的评价, 就必须与农作物不同生长期的水分供需关系及人为活动相结合, 这也是今后我们努力的方向。

参考文献:

- [1] “华北平原作物水分胁迫与干旱研究”课题组. 作物水分胁迫与干旱研究[M]. 郑州: 河南科学技术出版社, 1991. 173-213
- [2] 刘巍巍. 帕尔默旱度模式的进一步修正 [J]. 应用气象学报, 2004, 15(2): 208-216.
- [3] 黄妙芬. 黄土高原西北部地区的旱度模式[J]. 气象, 1990, 17(1): 23-27.
- [4] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration[Z]. FAO Irrigation and Drainage paper, Rome, 1998. 24
- [5] 杨兴国, 张旭东, 杨启国, 等. 黄土高原雨养农业区雨水集蓄研究[J]. 自然资源学报, 2004, 19(3): 300-306.

The Modification of Palmer Drought Severity Model for Gansu Loess Plateau

YANG Xiao-li^{1,2}, LIU Geng-shan³, YANG Xing-guo⁴, WANG Ruo-sheng²

(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. Pingliang Meteorological Bureau, Pingliang 744000 Gansu, China; 3. Chinese Academy of Meteorological Sciences, CMA, Beijing 100081, China; 4. Lanzhou Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020, China)

Abstract: Drought is the most serious meteorological disaster in Gansu loess plateau. It is difficult to develop a drought index considering meteorological factors comprehensively because of the complexity of drought. On the base of the Palmer Drought Severity Model of America and the modified Palmer Drought Severity Model for China, we further modified the model in stations, the calculation of potential evapotranspiration and runoff, etc. As a result, a revised model of drought severity has been established in this paper which is expected to be applicable for drought research on this region.

Key words: Gansu loess plateau; Palmer Drought Severity Model; modification