

# 可能蒸散量动力学模型的改进及其 对辨识土壤水分状况的意义\*

刘多森 汪枏生

(中国科学院南京土壤研究所, 210008)

## 摘 要

本文提出了关于月可能蒸散量  $E_{Ti}$ (mm)动力学模型的改进形式:

$$E_{Ti} = \frac{22d_i(1.6 + U_i^{1/2})w_{oi}(1 - h_i)}{P_i^{1/2}(273.2 + t_i)^{1/4}}$$

式中,  $i$  是月份的编号,  $P_i$  是月平均气压(mb),  $t_i$  是月平均气温( $^{\circ}\text{C}$ ),  $d_i$  是月的天数,  $U_i$  是在 10—12m 高度处观测的月平均风速(m/s),  $w_{oi}$  是在温度为  $t_i$  时的饱和水汽压(mmHg), 而  $h_i$  是月平均相对湿度。月干燥度  $k_i = E_{Ti} / r_i$ , 其中  $r_i$  是月降水量(mm); 而年干燥度  $K = (\sum E_{Ti}) / r_a$ , 其中  $r_a$  是年降水量(mm)。当  $K < 1$  时, 土壤水分状况是湿润的; 当  $1 < K < 3.5$  时是半干润的; 当  $K > 3.5$  时是干旱的。如果包括 5—9 月份在内的 8—12 个月的  $k_i < 0.7$ , 而且其余月份的  $k_i > 1.5$ , 则土壤水分状况是常湿润的。

**关键词** 可能蒸散量, 干燥度, 土壤水分状况

土壤水分状况是土壤系统分类的重要诊断特性, 是分辨干旱土纲以及在铁铝土、变性土、均腐殖土、淋溶土、富铁土、锥形土等土纲中分辨亚纲的定量指标。鉴于土壤水分常年观测点极为稀少, 而气象台站又遍布各地, 因此在实用上有必要利用气候数据推算各地的土壤水分状况。

## 1 土壤可能蒸散量动力学模型的改进

土壤的可能蒸散量(也称为潜在蒸散量)是指在广阔地域上保持充分供给的土壤水分经土面蒸发和经植物蒸腾的总量。某些文献中所称的“可能蒸发量”<sup>[3, 5, 6]</sup>实质上包括了植物蒸腾的贡献, 其涵义等同于可能蒸散量。由于土壤的可能蒸散量在观测上的困难, 所以出现了许多利用气候数据计算可能蒸散量的方法。其中, Penman 公式<sup>[7-10]</sup>在我国比较

\* 本工作是中国科学院特别支持项目和国家自然科学基金重点资助项目“中国土壤系统分类研究”中的一部分。

流行,而且在土壤系统分类中也有应用<sup>[1]</sup>。然而,我们认为,以 Penman 公式为基础计算的年干燥度,在中国湿润与半干旱土壤水分状况的过渡带有比较普遍的偏高表现,从而不符合该过渡带的土壤类型以及自然景观的实际分布<sup>[3,4]</sup>。

以流体力学原理为基础,我们曾演绎建立了土壤月可能蒸散量  $E_{Ti}$ (mm)和年可能蒸散量  $E_{Ta}$ (mm)的动力学模型<sup>[3,4]</sup>:

$$E_{Ti} = \frac{670(1.6 + U_i^{1/2})w_{oi}(1 - h_i)}{P_i^{1/2}(273.2 + t_i)^{1/4}} \quad (1)$$

$$E_{Ta} = 670 \sum_{i=1}^{12} \frac{(1.6 + U_i^{1/2})w_{oi}(1 - h_i)}{P_i^{1/2}(273.2 + t_i)^{1/4}} \quad (2)$$

式中,  $i$  是月份的编号,  $P_i$  是  $i$  月份平均气压 (mb),  $t_i$  是  $i$  月份平均气温 ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $U_i$  是  $i$  月份在 10—12m 高度处观测的平均风速 (m/s),  $h_i$  是  $i$  月份以小数计的平均相对湿度, 而  $w_{oi}$  表示当温度等于  $t_i$  且  $t_i > 0^{\circ}\text{C}$  时与水面平衡的饱和水汽压 (mmHg), 或当温度等于  $t_i$  且  $t_i < 0^{\circ}\text{C}$  时与冰面平衡的饱和水汽压 (mmHg)。关于式 (1, 2) 的推导过程, 详见参考文献 [4]。

依据饱和水汽压测定资料<sup>[11]</sup>, 我们建立了饱和水汽压  $w_o$  (mmHg) 对于温度  $t$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) 的关系式:

$$w_o = \begin{cases} 1.3694 \times 10^9 \exp\left(-\frac{5328.9}{273.2 + t}\right), & \text{当 } 0^{\circ}\text{C} < t \leq 30^{\circ}\text{C} \\ 2.6366 \times 10^{10} \exp\left(-\frac{6139.8}{273.2 + t}\right), & \text{当 } -40^{\circ}\text{C} \leq t \leq 0^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (3)$$

$$w_o = \begin{cases} 1.3694 \times 10^9 \exp\left(-\frac{5328.9}{273.2 + t}\right), & \text{当 } 0^{\circ}\text{C} < t \leq 30^{\circ}\text{C} \\ 2.6366 \times 10^{10} \exp\left(-\frac{6139.8}{273.2 + t}\right), & \text{当 } -40^{\circ}\text{C} \leq t \leq 0^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (4)$$

计算  $w_{oi}$  时, 可视  $t_i$  的大小分别按式 (3) 或 (4) 进行。

大月与小月的天数虽然不等, 但所差天数占月天数的比例较小。其中 2 月份的天数虽然更少些, 但寒冷的 2 月份对年可能蒸散量的贡献甚小。基于这些情况, 式 (1, 2) 忽略了大小月天数不等对于月和年可能蒸散量带来的影响。为了获得更精确的数值, 本文将对此予以改进。在数十年中, 年的平均天数可取为 365.25 天, 月的平均天数则为 365.25 / 12 天。因此, 式 (1, 2) 中的参数 670, 可以由如下数值代替:

$$\frac{670d_i}{365.25} = 22d_i \quad (5)$$

式中,  $d_i$  为  $i$  月份的天数, 其中 2 月份的多年平均天数可取为 28.25 天。于是有:

$$E_{Ti} = \frac{22d_i(1.6 + U_i^{1/2})w_{oi}(1 - h_i)}{P_i^{1/2}(273.2 + t_i)^{1/4}} \quad (6)$$

$$E_{Ta} = 22 \sum_{i=1}^{12} \frac{d_i(1.6 + U_i^{1/2})w_{oi}(1 - h_i)}{P_i^{1/2}(273.2 + t_i)^{1/4}} \quad (7)$$

显然, 大月的可能蒸散量, 按式 (6) 计算将比按式 (1) 计算增大 1.79%; 2 月份的可能

蒸散量,按式(6)将比按式(1)算出者减小 7.24%;而其余小月的可能蒸散量,按式(6)将比按式(1)求得者减小 1.49%。由于各月可能蒸散量的正偏差与负偏差在一年中可部分地抵消,故年可能蒸散量按式(2)和(7)分别所得计算值的相对偏差平均仅为 1.9‰,而且可望有 97.7%的地点的相对偏差不超过 4.2‰,两者差异甚微。

按定义:月干燥度  $k_i = E_{Ti} / r_i$ , 年干燥度  $K = (\sum E_{Ti}) / r_a$ , 式中的  $r_i$  是  $i$  月份的降水量(mm),  $r_a$  是年降水量(mm)。因此,以式(1)和(6)为基础分别计算的月干燥度的相对偏差,与月可能蒸散量的上述相对偏差是相等的;以式(2)和(7)为基础分别计算的年干燥度的相对偏差,与年可能蒸散量的上述相对偏差也是相等的。就我们研究的中国 669 个地点而言,如果将年干燥度值取至小数点后 2 位,则云南的泸水、元谋、大理、蒙自,西藏的拉萨、尼木,四川的木里以式(7)为基础计算的年干燥度比以式(2)为基础计算者减小 0.01,而其余 662 个地点以式(7)为基础计算的年干燥度都略大于或等于以式(2)为基础计算的年干燥度。

## 2 按改进的模型计算的土壤可能蒸散量与水面蒸发量的关系

土壤的可能蒸散量与水面蒸发量的关系不是严格线性的,但两者之间应当有较高的相关系数。根据宜兴站 1988—1989 年 23 个月的资料<sup>1)</sup>,按式(6)计算的月可能蒸散量与 100m<sup>2</sup> 蒸发池月水面蒸发量观测值之间的相关系数为 0.9252;如按式(1)计算月可能蒸散量,则相应的相关系数为 0.9202。另据官厅站 1964—1970 年 4—10 月份 44 个月的资料(11—3 月份均未观测水面蒸发)<sup>2)</sup>,按式(6)计算的月可能蒸散量与 20m<sup>2</sup> 蒸发池月水面蒸发量观测值之间的相关系数为 0.9209;如按式(1)计算月可能蒸散量,则相应的相关系数为 0.9175。上述相关系数在 0.001 水平上都是显著的,而且以式(6)计算月可能蒸散量所得的相关系数比按式(1)所得者更高些。可以预料:由于年值变差小于月值变差,所以年可能蒸散量计算值与大型蒸发池年水面蒸发量观测值之间将具有更高的相关性。

土壤的可能蒸散量  $E_T$  与水面蒸发量  $E_o$  之比,相当于 Penman 建议的系数  $f$ (他提出  $E_T = fE_o$ )<sup>[7]</sup>。根据宜兴站前述共 23 个月的资料,该站按式(6)计算的各月可能蒸散量与同月水面蒸发量之比的平均值和变差系数分别为:3—4 月份 0.63 和 0.05,5—8 月份 0.62 和 0.18,9—10 月份 0.52 和 0.17,11—2 月份 0.60 和 0.14。根据官厅站前述共 44 个月的资料,该站按式(6)计算的各月可能蒸散量与同月水面蒸发量之比的平均值和变差系数分别为:4 月份 0.87 和 0.09,5—8 月份 0.85 和 0.17,9—10 月份 0.75 和 0.11。依据 Penman 发表的  $E_T / E_o$  值的 19 个数据<sup>[7]</sup>,我们分季进行了统计,所得平均值和变差系数分别为:5—8 月份 0.81 和 0.12,9—10 月份 0.63 和 0.20,11—2 月份 0.102 和 3.68,3—4 月份的  $E_T / E_o$  值只有 2 个数据,其平均值为 0.89,但其变差系数已无统计意义。从上述  $E_T / E_o$  值的季节变化及其数据的离散程度看来,按式(6)计算月可能蒸散量是可以接受的。同一季节官厅站的  $E_T / E_o$  值大于宜兴站,与官厅站日照时数较长有关。我们认为:Penman

1) 中科院南京地理与湖泊所宜兴湖泊站:水面蒸发观测资料汇编(1988—1989)。

2) 官厅蒸发实验站:1964—1970年官厅水库水面蒸发、气象资料。

把不同地区同一季节的 $f$ 值取为常数是不妥当的。事实上,他曾注意到: $E_T/E_0$ 值(也就是 $f$ 值)可随日照时数以及表面最小温度与露点之差的变化而变化<sup>[7]</sup>。

### 3 按改进的模型计算的干燥度及其与土壤水分状况的关系

从第一节的讨论可知:按式(2)和(7)分别计算的年可能蒸散量以及相应的年干燥度彼此相差甚微;但按式(1)和(6)分别所得的月可能蒸散量以及相应的月干燥度则有不宜忽视的偏差。式(6)作为对式(1)月可能蒸散量计算方法的改进,对于用各月干燥度辨识常湿润土壤水分状况时将具有一定意义。

从干燥度辨识土壤水分状况可以用两种方法:1.利用有关气象记录的多年平均值计算各月和年的干燥度,再由这种具有平均意义的干燥度值识别土壤水分状况;2.利用历年各月有关气象记录计算历年各月和历年的干燥度,再由一定干燥度在记录年代中的分布频率识别土壤水分状况。我们认为,由于自然界特别是无生命自然界的随机变量是下限为零而上限为无限大或上限很大的分布,以致大多数不是正态分布,而是正偏态分布<sup>[2]</sup>,因此用第2种方法比用第1种方法更为合理。但是,第2种方法所需要的数据个数至少是第1种方法的10倍以上(记录年代 $>10$ 年才是有意义的)。为了减小工作量,采用第1种方法特别是采用第1种方法的年干燥度仍然是可行的。因为随机变量的变差及分布偏度可随所取时段的加长而减小,所以年干燥度的变差及分布偏度均小于月干燥度的相应表现。

根据中国669个气象台站有关记录1951—1980年的平均值<sup>1)</sup>,我们以本文改进的模型即式(6)和(7)为基础,计算了这些地点的各月和年的干燥度。我们注意到,以有关气象记录多年平均值计算的年干燥度 $K$ 与土壤水分状况(灌溉水、地下水和滞水的影响,另作考虑)的关系为: $K < 1$ ,相当于湿润土壤水分状况; $1 < K < 3.5$ ,相当于半湿润土壤水分状况; $K > 3.5$ ,相当于干旱土壤水分状况。以式(2)为基础的中国年干燥度分布图已被发表<sup>[4]</sup>。由于以本文式(7)为基础算出的年干燥度与以式(2)为基础所算出者相对偏差很小,以致不可能在小比例尺图幅上显示出两者的差异,因此本文将不再给出中国年干燥度分布图。

按照我们的研究,对于以有关气象记录多年平均值计算的月干燥度而言,如在包括暖季5—9月份在内的 $>8$ 个月中的月干燥度都 $<0.7$ ,而且其余 $<4$ 个月的月干燥度都 $>1.5$ ,则相当于常湿润土壤水分状况。干燥度仅反映了可能蒸散量与降水量的相对大小,而不反映两者之差的绝对大小。显然,当暖热月份与冷凉月份的月干燥度都等于某个 $<1$ 的数值例如0.5时,则暖热月份降水量超过可能蒸散量的mm数必将远远大于冷凉月份的相应数值,以致暖热月份在确定常湿润土壤水分状况时起着比冷凉月份更大的作用。因此,在上述月干燥度 $<0.7$ 的 $>8$ 个月中规定包括暖热季节的5—9月份在内。至于上述 $>8$ 个月的月干燥度规定 $<0.7$ ,而不是规定 $<1$ ,主要是因为同一月份的降水量在多年中的分布是正偏态的,即历年同月降水量的中值小于算术平均值。如上述月干燥度

1) 北京气象中心资料室:1951—1980年中国地面气候资料。

表 1 中国某些地点的干燥度

Table 1 The aridity of some sites in China

地点 Sites	月干燥度 Monthly aridity												年干燥度 Annual
	1月 Jan.	2月 Feb.	3月 March	4月 April	5月 May	6月 June	7月 July	8月 Aug.	9月 Sept.	10月 Oct.	11月 Nov.	12月 Dec.	Annual
厦 门 Xiamen	1.43	0.62	0.59	0.41	0.38	0.28	0.64	0.69	1.16	3.91	3.40	2.61	0.79
莱 阳 Laiyang	2.11	1.97	2.40	1.54	1.90	1.00	0.30	0.33	0.56	1.25	1.10	1.87	0.76
淄 博 Zibo	3.35	2.62	3.40	2.52	3.60	2.14	0.59	0.55	1.14	1.63	1.56	2.61	1.39
济 南 Jinan	5.26	3.63	4.70	3.71	4.97	2.60	0.57	0.66	1.72	2.43	2.36	4.37	1.72
青 岛 Qingdao	3.07	2.13	1.96	1.35	1.55	0.57	0.24	0.43	0.92	1.89	1.93	3.60	0.89
莒 县 Juxian	2.39	1.97	2.07	1.60	2.03	0.83	0.22	0.32	0.71	1.54	1.35	2.19	0.74
郑 州 Zhengzhou	3.80	2.64	2.00	1.60	3.07	2.73	0.71	0.70	1.11	1.52	1.48	3.78	1.47
西 峡 Xixia	2.46	1.69	1.33	0.82	1.22	1.79	0.49	0.60	0.71	0.90	1.24	2.73	0.94
南 阳 Nanyang	1.87	1.70	1.35	0.90	1.36	1.45	0.47	0.64	0.90	1.22	1.23	2.54	0.96
遵 义 Zunyi	0.72	0.81	0.81	0.45	0.30	0.28	0.57	0.53	0.53	0.28	0.39	0.68	0.44
安 顺 Anshun	1.13	1.14	1.46	0.61	0.25	0.22	0.26	0.34	0.46	0.38	0.69	0.88	0.38
腾 冲 Tengchong	1.88	1.62	1.61	0.97	0.41	0.13	0.10	0.12	0.21	0.20	0.74	1.55	0.33
昆 明 Kunming	4.05	5.21	5.97	5.20	1.14	0.35	0.24	0.21	0.34	0.48	1.00	2.99	0.72
元 江 Yuanjiang	6.76	8.49	9.40	4.50	2.01	1.03	1.04	0.69	1.39	1.28	2.00	3.46	1.86
乌鲁木齐 Wulumuqi	0.45	0.44	0.61	2.10	4.11	4.73	10.37	8.93	5.39	2.41	0.67	0.33	3.86

注:干燥度均以有关气象记录的多年平均值计算。

规定  $< 1$ , 则某些月份的月干燥度在多年中  $< 1$  的频率将不足 50%。显然, 规定  $< 0.7$  必有助于加大常湿润条件的保证率。

表 1 所列 15 个地点的干燥度, 从平均意义上反映了这些地点的干湿状况。表 1 中贵州省的遵义、安顺分别有 9 和 8 个月的月干燥度  $< 0.7$ , 其余 3 和 4 个月的月干燥度都  $> 1.5$ , 而且  $> 0.7$  的月干燥度仅出现于冷凉季节, 因此遵义、安顺应属常湿润土壤水分状况控制的地区。

### 参 考 文 献

1. 中科院南京土壤所土壤系统分类课题组、中国土壤系统分类课题研究协作组, 1991: 中国土壤系统分类(首次方案)。科学出版社, 共 112 页。
2. 刘多森、曾志远, 1987: 土壤和环境研究中的数学方法与建模。农业出版社, 共 399 页。
3. 刘多森、汪枏生, 1995: 可能蒸发量的动力学建模与中国干燥度的计算。土壤学进展, 第 23 卷 2 期, 第 54—56 页。
4. 刘多森、汪枏生, 1995: 可能蒸散量的动力学模型及其在土壤系统分类上的意义。土壤学报, 第 32 卷增刊 1, 第 184—192 页。
5. 朱岗崑、杨纫章, 1955: 气象记录在经济建设中的应用(II)中国各地蒸发量的初步研究。气象学报, 第 26 卷 1—2 期, 第 1—23 页。
6. 钱纪良、林之光, 1965: 关于中国干湿气候区划的初步研究。地理学报, 第 31 卷 1 期, 第 1—14 页。
7. Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. A, 193: 120—145.
8. Penman, H. L., 1949: A general survey of meteorology in agriculture and an account of the physics of irrigation control. Quart. J. Roy. Met. Soc., 75: 293—302.
9. Penman, H. L., 1950: Evaporation over the British Isles. Quart. J. Roy. Met. Soc., 76: 372—383.
10. Penman, H. L., 1962: Woburn irrigation, 1951—59. J. Agric. Sci., 58: 343—379.
11. Weast, R. C. (Editor-in-Chief), 1971: Handbook of Chemistry and Physics (51 st edition). CRC, Cleveland, Section D—222pp.

# AN IMPROVEMENT ON THE KINETIC MODEL OF POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION AND ITS SENSE TO THE IDENTIFICATION OF SOIL MOISTURE REGIMES

Liu Duosen and Wang Zongsheng

(Institute of Soil Science, Academia Sinica, Nanjing 210008)

## Summary

This paper propounds an improved kinetic model of monthly potential evapotranspiration  $E_{T_i}$  (mm):

$$E_{T_i} = \frac{22d_i(1.6 + U_i^{1/2})w_{oi}(1 - h_i)}{P_i^{1/2}(273.2 + t_i)^{1/4}}$$

where  $i$  is a number of month,  $P_i$  the monthly mean atmospheric pressure (mb),  $t_i$  the monthly mean air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $d_i$  the number of days in a month,  $U_i$  the monthly mean wind velocity measured at height 10—12m (m/s),  $w_{oi}$  the saturated water vapour pressure at  $t_i$  (mmHg), and  $h_i$  the monthly mean relative humidity. The monthly aridity  $k_i = E_{T_i} / r_i$ , where  $r_i$  is the monthly precipitation (mm); and the annual aridity  $K = (\sum E_{T_i}) / r_a$ , where  $r_a$  is the annual precipitation (mm). The soil moisture regime is udic when  $K < 1$ , ustic when  $1 < K < 3.5$ , and aridic when  $K > 3.5$ . If  $k_i < 0.7$  for 8—12 months including May—September and  $k_i > 1.5$  for other months, then the soil moisture regime is perudic.

**Key words** Potential evapotranspiration, Aridity, Soil moisture regime