

互补相关蒸散发理论与应用研究

郭生练 朱英浩

(武汉水利电力大学)

提 要: 本文提出和建立了一个计算蒸散发能力和饱和湿润表面蒸散发量的经验公式,并把互补相关模型应用到湖北省十六个流域,江汉平原水网区和东湖的蒸散发估计。模型的计算值同水量估计值以及蒸发的研究和计算提供了另一条简便易行的途径。

主题词: 蒸散发 互补相关 模型 估计

蒸散发在水文循环,流域水资源规划管理,农作物需水量的研究中举足轻重,且影响因素众多,在现有的科技水平条件下,还无法在大范围内进行直接测定,而且不同类型仪器的比较也很困难,因而还不得不求助于其它方法来计算蒸散发量,如大家熟悉的凯江,彭曼和布迪科公式。这些公式都是从气候学角度来计算蒸散发能力,即在充分供水条件下(饱和湿润表面)的蒸散发量。对于非饱和表面,实际蒸散发常假定为蒸散发能力和土壤含水量的函数关系(如新安江模型和萨克门托拉模型中的蒸散发部分)。由于土壤含水量的地区分布很不均匀,现有的观测资料又不多,使这些公式和模型的使用范围有一定的局限性,其精度尚不如人意。国外一些学者在多年研究的基础上,提出互补相关蒸散发模型,并逐步完善^[1]。

1. 互补相关蒸散发理论

在土壤-植被-大气系统中,三者是互相作用和互相影响的。波契特(Bouchet)^[2]在1963年首次提出互补相关的概念。对某一特定的区域,在给定时段内,得到的太阳辐射量是一常数,并主要用于地表的蒸散发以及增加土温和气温的耗能。对于大面积(流域)而言,可以忽略平流的影响,则沿垂直方向的热平衡方程为

$$R = LE + Q + B_s \quad (1)$$

式中, R 为地面辐射差额, LE 为蒸散发耗能, E 为蒸散发量, L 为汽化潜热, Q 为地表与大

* 本文1993年1月20日收到,1993年2月24日收到修改稿。

国家自然科学基金资助项目。

气之间的湍流热通量, B_s 为储热量的变化。对于长时段, B_s 和其它各项相比要小得多, 可忽略不计。当表面湿润不足时, 实际蒸散发耗能将减少, 多余的热量将提高大气温度, 降低湿度, 而大气温度的上升和湿度的下降会使蒸散发能力加大。波契特假定实际蒸散发的减少率 (δE_r) 等于蒸散发能力的增加率 (δE_{Tp}), 反之亦然, 即

$$\delta E_r = -\delta E_{Tp} \quad (2)$$

对上式积分可得

$$E_r + E_{Tp} = C \quad (3)$$

式中, C 为积分常数, 可由边界条件确定。假定在充分供水(饱和湿润表面)条件下的蒸散发量为 E_{Tw} , 则有 $E_r = E_{Tp} = E_{Tw}$, 可求得 $C = 2E_{Tw}$, 代入上式得

$$E_r + E_{Tp} = 2E_{Tw} \quad (4)$$

或

$$E_r = 2E_{Tw} - E_{Tp} \quad (5)$$

这种实际蒸散发与蒸散发能力之间的互补关系是以低层大气中温度与湿度的相互影响为依据的。图 1 给出当辐射能量一定时, 实际蒸散发和蒸散发能力的互补相关示意图, 其中, 纵坐标代表蒸散发, 横坐标代表土壤—植被表面的供水。当无水供给蒸散发(十分干燥)时, 实际蒸散发 $E_r = 0$, 蒸散发能力 $E_{Tp} = 2E_{Tw}$, 达到最大值; 随着供水逐步增加, E_r 和 E_{Tp} 逐渐趋近于 E_{Tw} , 当供水充分(达到饱和表面)时, $E_r = E_{Tw}$ 。莫顿(Morton)^[1]等人用大量的实际资料证明蒸散发能力与实际蒸散发之间的互补关系确定存在, 且两者成负指数关系。理论的提出, 澄清了多年来人们总认为实际蒸散发与蒸散发能力成正比的错误概念。纳西(Mash)教授^[3]认为互补相关蒸散发理论同彭曼公式一样, 是对近代水文学理论的一个重大贡献。

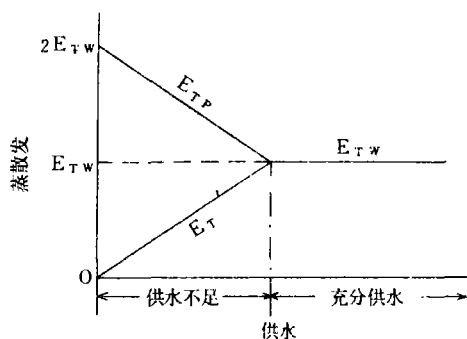


图 1 实际蒸散发和蒸散发能力的互补相关示意图

Sketch of the complementary relationship between real and potential evapotranspiration

从式(5)可知, 实际蒸散发量可通过计算蒸散发能力和湿润环境下的蒸散发量来间接求得。该模型成功地避开了复杂的土壤—植被—大气系统, 只以常规的气象资料为输入, 便可计算不同时间段的蒸散发量。因此, 如何计算 E_{Tp} 和 E_{Tw} , 成为该模型的关键。莫顿在多

年的研究基础上,提出了一套计算 E_{TP} 和 E_{TW} 的公式和方法,以及互补相关陆面蒸散发(CRAE)模型,互补相关湿润表面蒸散发(CRWE)模型和互补相关湖泊(CRLE)蒸发模型,并在世界各地推广应用。

2 互补相关蒸散发模型的率定和计算

莫顿提出的互补相关蒸散发模型(CRAE、CRWE 和 CRLE)是以北美和西欧的观测资料为基础,该模型在这些区域的应用效果不错,但应用在我国湖北省时,实际蒸散发的估计值系统偏大 30—40%。经分析造成偏差的主要原因是:1)地理位置和下垫面因素不同;2)使用的观测资料不同,西欧和北美观测露点温度以反映空气湿度,而我国观测实际水汽压(绝对湿度),露点温度和水汽压之间的换算关系是非线性的,必然带来一些误差。因此在用该模型时,应根据各地的实际情况和资料,对模型结构和参数进行修正和率定。本文利用湖北省现有的观测资料,提出蒸散发能力 E_{TP} 和饱和湿润表面蒸散发 E_{TW} 的计算方法和经验公式。

2.1 E_{TP} 的计算

蒸散发能力定义为在一定的气象条件下,下垫面充分供水时的最大蒸散发量。当供水不充分时,必须把供水不充分条件的气温 T 折算到相应的供水充分条件下的气温 T_p (称平衡气温)。所谓平衡气温是指在此温度下由能量平衡方程和由水汽输送方程计算的蒸散发结果相同。因此, T_p 可通过联立求解能量平衡方程和水汽输送方程组得到,即

$$E_{TP} = R_T - \lambda_p f_r (T_p - T) \quad (6)$$

$$E_{TP} = f_r (e_p - e_a) \quad (7)$$

式中, f_r 为水汽输送系数, λ_p 为热传导系数, e_p 为平衡温度 T_p 下的饱和水汽压, e_a 为露点温度下的饱和水汽压, R_T 为地面净辐射,可由下式计算

$$R_T = (1 - \alpha)G - B \quad (8)$$

其中 α 为反射率, G 和 B 分别为总辐射和有效辐射。

根据武汉市日射站的辐射资料和东湖蒸发站的气象与蒸发资料(1965—1985年),通过回归分析求得计算 G 和 B 经验公式为

$$G = Q(0.154 + 0.50 n/N) \quad (9)$$

$$B = \sigma T_s^4 (0.454 - 0.063 \sqrt{e_a}) (0.1 + 0.9 n/N) \quad (10)$$

它们的相关系数分别为 0.904 和 -0.744。式中 Q 为天文辐射日总量, n/N 为日照率(n , N 分别为实际、可能日照时间), σ 为灰体辐射系数, σ 为斯蒂芬—波尔兹曼常数, T_s 为绝对温度, e_a 为空气水汽压。有关反射率 α , 热传导系数 λ_p 和天文辐射 Q 的计算,可参见文献^[1]。假定平衡气温 T_p 的初值为气温 T , 代入式(6)或式(7), 求出 T'_p 值, 再计算修正值 $\delta T_p = T'_p - T_p$, 重复进行上述迭代计算, 直到所求得的 δT_p 小于 0.01, 这时的 T_p 即为平衡温度, 代入式(6)便可求出蒸散发能力的估计值。

2.2 E_{TW} 的计算

帕瑞斯特(Priestley)^[2]应用水面和湿地的长期日平均观测资料, 提出计算无对流饱和表面的蒸散发公式为

$$E_{TW} = 1.26R_T / (1 + \gamma_p / \Delta) \quad (11)$$

式中 γ 为干湿表常数, Δ 为饱和水汽压曲线在 T 处的斜率。 $p = P/P_s$ 为本站大气压 P 与海平面大气压 P_s 之比。由上述的互补蒸散发理论可知, 气温将随蒸散发供水的变化而改变, 而 Δ 和 R 又与气温 T 有关。因此改用 T_p 来确定式(11)中的 Δ 和 R , 比较合理。另外, 当净辐射小且不考虑对流影响时, 用上式计算 E_{TW} 将产生较大的误差。因此不能直接采用式(11)计算饱和湿润表面的蒸散发量, 但从帕瑞斯特的研究结果可知, 充分供水条件下的蒸散发同 $(R_{TP} / (1 + \gamma_p / \Delta_p))$ 成某种函数关系, 即

$$E_{TW} = f(R_{TP} / (1 + \gamma_p / \Delta_p)) \quad (12)$$

式中, Δ_p 为饱和水汽压曲线在平衡温度 T_p 下的斜率, R_{TP} 为平衡温度条件下的净辐射。

根据东湖蒸发站 1982—1990 年的月平均气象资料(气温、水汽压和日照), 计算各月的 $R_{TP} / (1 + \gamma_p / \Delta_p)$ 值, 可把 20m² 蒸发池的观测值作为 E_{TW} (在充分供水条件下, 由互补理论可知, $E_T = E_{TP} = E_{TW}$), 点绘 $R_{TP} / (1 + \gamma_p / \Delta_p)$ 与 E_{TW} 的关系。从图 2 可看出两者成指数函数关系。通过回归分析, 求得充分供水条件(饱和湿润表面)下的蒸散发计算公式为

$$E_{TW} = 30.123 \exp[0.0133 R_{TP} / (1 + \gamma_p / \Delta_p)] \quad (13)$$

其相关系数 $R = 0.945$ 。当 E_{TP} 和 E_{TW} 的计算公式确定后, 便可由式(5)估计实际蒸散发量 E_T 。

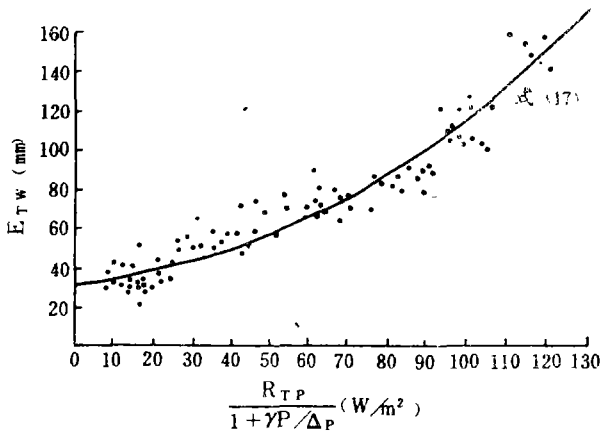


图 2 $R_{TP} / (1 + \gamma_p / \Delta_p)$ 与 E_{TW} 的关系图

Relationship between $R_{TP} / (1 + \gamma_p / \Delta_p)$ and E_{TW}

3 互补相关蒸散发模型在湖北省流域中的应用

采用互补相关模型计算蒸散发量, 仅需要输入常规的气象资料, 包括时段平均气温、平均湿度(水汽压)、平均日照率, 以及表征测站特性的纬度、海拔高度和多年平均降水量。本文以月为计算时段, 输出以 mm 为单位的月累积蒸散发量。下面将根据不同的下垫面, 探讨互补相关模型的应用。

3.1 非饱和表面(流域)蒸散发的计算

为检验互补相关模型的可行性,从湖北孝感、咸宁、襄樊、宜昌四个地区中任选十六个流域作为分析研究的对象。由于目前尚无法得到实测的流域蒸散发资料,故采用水量平衡法求出流域多年平均蒸散发量,作为模型比较的参考值。考虑到计算和比较的方便,选择 1971 年至 1980 年的月平均气温、水汽压和日照率作为互补相关模型的输入,应用修正后的 CRAE 模型分别计算各月累积蒸散发量以及年和多年平均蒸散发量,表 1 仅给出模型的多年平均估值。表中的水量平衡估计值取自于文献^[5]。可以看出,互补相关模型的多年平均估值同水量平衡估值相对误差大都小于 5%。我们知道,应用水量平衡方程计算流域蒸散发量,不仅需要精度较高的降水径流资料,而且还要计算时段始、末流域蓄水量 ΔW 。由于 ΔW 计算困难,平衡计算时只能按缺项考虑,造成流域蒸散发量于实际不符,但在多年条件下(认为蓄水量为零),可认为降水量减去径流量即为流域蒸散发量。研究结果还表明年际之间的蒸散发量是变化的,并取决于当年的气象和下垫面因素;蒸散发年内分配符合一般规律,模型的计算值同实测值的吻合良好。

表 1 湖北省十六个流域 CRAE 模型和水量平衡估计值(mm)
CRAE model and water balance estimates of 16 catchments in Hubei province

测站	CRAE	水量平衡	相对误差(%)	测站	CRAE	水量平衡	相对误差(%)
应山	644.9	660.8	2.4	咸宁	665.7	--	
安陆	709.6	695.5	-2.0	通山	683.8	657.6	-4.0
大悟	672.5	657.4	-2.3	崇阳	658.2	653.8	-0.7
应城	709.2	717.0	1.1	蒲圻	673.7	683.8	2.2
随县	642.7	673.4	4.6	通城	724.0	--	
保康	571.7	587.0	2.6	利川	561.2	600.0	6.0
南漳	629.4	--		恩施	581.4	556.0	-4.6
阳新	714.2	726.3	1.7	建始	584.3	--	

3.2 饱和湿润表面蒸散发的计算

江汉平原水网区的地势平坦,河网纵横交错,人类活动影响频繁,流向不定,断面内可测到的资料不能反映流域的真实水文规律,所以在水资源评价工作中,普遍存在着水帐不清等问题。另外,该区地下水位高,土壤含水量常年处于饱和或接近饱和的湿润状态,因此可用本文修正的 CRWE 模型来计算其蒸散发量。根据汉川实验站 1961—1969 年的月平均气温、水汽压和日照率,计算各月的蒸散发量。表 2 仅给出各年的估计值和 E601 蒸发皿实测值。据文献^[5],把 E601 观测值乘上 0.98 即为水面蒸发量。由于平原水网区的蓄水量变化不定,很难用传统的水量平衡方法计算陆面蒸散发量。但可从湖北省陆面蒸散发的等值线图^[6]中查得,江汉平原水网区的年水面蒸发为 900mm,陆面蒸散发为 800mm,同模型的计算结果十分接近。

表 2 汉川实验站蒸散发计算值和 E601 蒸发皿观测值(mm)

CRWE model estimates and E601 Pan Data at Hanchuan

年	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	平均
E601	919.5	792.4	905.4	926.3	960.0	966.8	876.3	935.5	912.1	921.1
E _{水面}	901.1	776.6	887.3	907.8	940.8	947.5	858.8	916.8	893.8	902.7
CRWE	830.2	815.1	808.9	801.7	753.2	891.9	855.1	847.5	786.6	818.9

3.3 水面(湖泊水库)蒸发的计算

输入东湖蒸发站 1982—1990 年同期的月平均资料(气温、湿度和日照率),应用 CRLE 模型的修正式估计水面蒸发量,并同 20m² 蒸发池的观测值进行比较。由于篇幅有限,表 3 仅列出各年的蒸发量及相对误差,可以看出,模型具有相当高的计算精度,平均相对误差仅为 1.6%。

互补相关蒸散发模型成功地避开了关系复杂的土壤—植被—大气系统,只需简单的气象资料便可计算蒸散发量。模型的实质就是能量平衡方程,并忽略平流和表面吸放热的影响。尽管蒸散发能力的增加率在数值上并不一定恰好等于实际蒸散发的减少率,但大量的试验和资料表明这种互补关系确实存在。作者已建立适合于我国实际情况的互补相关蒸散发模型,并研制了一套计算机软件,只需输入一些基本资料,便可求出该站的蒸散发量。本文的主要结论可归纳为下列四条:1) 互补相关蒸散发模型具有一定的理论基础,原理简单明了,可用来计算周、旬、月、年的蒸散发量。互补相关模型理论为蒸散发的研究和计算提供了一条新途径。2) 只需输入气温,水汽压,日照率三个参数便可计算蒸散发量。模型便于推广应用和具有实用价值。3) 对于大中型流域,应尽可能利用流域中的气象观测资料,计算当地的蒸散发量,然后按面积加权平均,求出整修流域的蒸散发量。4) 湖北省十五个流域,平原水网区和东湖的应用结果表明,互补相关蒸散发模型具有较高的计算精度。

表 3 东湖蒸发的实测值和模型估计值(mm)

CRLE model estimates and 20m² evaporation pool data at Donghu

年	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	平均
20m ² 观测值	754.9	849.2	858.0	839.7	901.1	811.9	896.5	776.8	878.8	840.7
CRLE 估计值	755.4	811.9	853.0	821.9	869.6	763.5	885.2	770.9	911.4	827.0
相对误差(%)	0	4.4	0.6	2.1	3.5	6.0	1.3	0.8	-3.7	1.6

参 考 文 献

- [1] Merton F. F. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology, Journal of Hydrology, Vol. 66, 1923.
- [2] Bouchet R. J. Evapotranspiration Reelle et potentielle, signification climatique, Int. Assoc. Sci. Hydrol., 1963.
- [3] Nash J. E. Potential evaporation and the complementary relationship, Journal of Hydrology, Vol. 111, 1989.
- [4] Priestley C. H. B. and Taylor R. J. On the assessment of the surface of the heat flux and evaporation using large-scale parameters, Mon. Weather Rev., 1972.
- [5] 湖北省水文总站. 湖北省水资源上册——地表水资源. 湖北省水利厅, 1986.

COMPLEMENTARY RELATIONSHIP EVAPOTRANSPIRATION THEORY AND ITS APPLICATION

Guo Shenglian Zhu Yinghao

(Wuhan University of Hydraulic and Electric Engineering)

Subject terms: Evapotranspiration, Complementary relationship,
models, estimation.

Abstract

The complementary relationship evapotranspiration theory and models are discussed and explored. Based on the long-term observed solar radiation, evaporation and meteorological data in Hubei Province, the formulas for calculating potential and wet surface evapotranspiration are proposed and established. Morton models (CRAE, CRWE and CRLE) are modified and used to estimate catchment evapotranspiration and lake evaporation. It is shown that the model estimators are very close to the Pan data and water balance estimator. The modified models provide a fairly reliable estimate of monthly and annual evaporation. The complementary relationship theory provides another way for the research and the estimation of evapotranspiration.

黄山第四纪季风型冰缘环境国际性综合考察顺利完成

由安徽师范大学地理系周秉根、王长荣副教授主持的“黄山第四纪季风型冰缘环境研究”课题,得到英国“地球观察”(Earthwatch)1993年的资助。1993年6月4日—8月20日,地球观察选派了16位来自美国、澳大利亚、德国和瑞士的志愿参加者,分四批来黄山,协同安徽师范大学四位地理工作者,对黄山第四纪古地理环境进行了综合考察。

本次考察内容包括:1)调查了古冰缘地貌的类型(寒冻风化碎屑堆积物、夷平阶地、泥流阶地、不对称谷地、古石河、冰缘岩柱分布和组合特征;2)新构造运动的表现特征和构造强度。从齐云红层地貌特征、河流阶地和裂点、夷平阶地,以及石臼(即“丹”臼),冰井四个方面入手;3)调查了第四纪泥砾沉积物,量测了砾石的粒径和产状,分析沉积剖面特征,并进行了剖面 and 取样工作;4)调查了古生物(银杏、鹅掌楸、扬子鳄)的生境条件和环境意义。本次调查发现了位于凤凰源、百花源和松谷庵的几条较大规模的古石河。在黄山大门右侧河谷上方的建筑工地,找到了一个完整的剖面,初步认为是泥石流沉积。

通过考察,根据黄山地区的古地貌特点,沉积物和古生物特征,中外学者一致认为第四纪冰期时黄山不具备发育冰川的条件,而是一个季风型冰缘环境。第四纪泥砾沉积物是间冰缘期泥石流沉积,其形成过程与冰缘环境有关。

本次考察得到安徽师范大学、安徽省科学技术委员会、安徽省人民政府外事办公室和黄山市有关单位的大力支持。外籍学者对本次考察的组织、生活和学术交流等方面感到满意。

季 冰