

估算区域蒸发的能量法研究*

聂松媛 徐 丰

(中国科学院力学研究所)

摘要 本文介绍了有关估算区域尺度蒸发的模型研究。通过对我国分别为18780, 318161, 866559km²的三个区域蒸发的估算, 验证了Budyko能量模型的适用性。用该模型分别计算的三个区域蒸发结果与相应区域实测结果比较表明, Budyko的能量模型可以应用于我国不同气候条件和较大尺度区域蒸发的估算。本文对数据处理和区域选择也进行了研究。

关键词 区域蒸发, 辐射干旱指数, 能量模型

1 引言

对区域尺度的水资源研究, 主要困难之一是对地面蒸腾蒸发量的估计, 就其物理过程本身而言, 它涉及降水、辐射能、土壤、植被、大气等相互作用着的诸因素构成的复杂系统。尽管学术界对这个系统进行着大量积极的探索, 但其机制与规律远未清楚^[1]; 从实际测量而言, 也存在水文气象台站不足和测量方法不统一的问题。

70年代以来, 国际水文界、气候学界、水资源管理界积极开展研究, 探索区域水文气候模式的工作^[2, 3, 8], 力图在分析实际资料基础上, 提出经验与半经验的模式, 以便依赖尽可能少的气象常规观测, 得出关于区域尺度蒸发蒸腾量的估算方法。

沙特尔沃思^[4]探讨了蒸发蒸腾和温度的关系, 开始提出蒸发蒸腾的气候学处理思想。普里斯特利^[5]从地表与低层大气空间湍流交换特点出发, 提出饱和蒸发与可资用辐射能的关系; 莫特^[6]提出潜蒸发与实际蒸发的互补假设, 建立了一套自恰的区域蒸发量估计方法。但这些方法的输入信息量仍要求

较多。苏联气候学家Budyko^[7]在总结近年来诸多模型基础上, 用能量法估算蒸发量, 提出了辐射干旱指数概念, 并根据能量平衡导出可估算万平方公里区域的蒸发量的模式并进行了广泛的研究与验证, 其计算误差均在10%以内, 引起国际同行的普遍关注。

本文的目的在于将能量法实际地应用于我国典型区域, 以考察它在我国的适用性及简化的可能性。

2 应用能量法估算蒸发量的基本方法

年径流量的多少, 除降雨外, 在很大程度上依赖于蒸发过程。Budyko认为蒸发量是由年降雨量和蒸发过程所需太阳辐射能的供给决定的, 即陆地表面的蒸发量E依赖于降雨量r和太阳能的输入量——辐射平衡值R。当降雨量r和辐射平衡值R增加, 则蒸发量E亦随之增加。因此, Budyko引入了辐射干旱指数的概念并说明径流量、径流系数和能量平衡之间的关系。辐射干旱指数 $R/(Lr)$ 表明辐射平衡值与蒸发降雨所需热的比值。Budyko对 R/Lr 和 E/r 值进行了大量的实测和研究^[7], 从不同陆地区域进行了统计比较后, 得出如下的半经验公式:

*国家自然科学基金资助项目

$$E/r = \sqrt{(R/Lr) \tanh(Lr/R) [1 - \cosh(R/Lr) + \sinh(R/Lr)]} \quad (1)$$

或

$$E = \sqrt{(Rr/L) \tanh(Lr/R) [1 - \cosh(R/Lr) + \sinh(R/Lr)]} \quad (2)$$

该公式表明,当降雨 r 作为已知输入量时,蒸发是辐射平衡值 R 的函数关系。 R 是辐射到地面的太阳能流,决定于太阳辐射能、地球表面的反射率以及地球表面的长波辐射,该值可通过水文气象站的常规观测量计算求得, L 为蒸发热。

为能验证和比较用能量法计算的区域水资源量,应选择能找出流域界限的天然河流域,有确定的集水汇流面积,有区域入水出水控制站,以及分布在流域内足够量的长系列常规水文气象观测资料。计算中所有的水文气象量均采用年均值,气象台站的数

$$f = r - \sqrt{(Rr/L) \tanh(Lr/R) [1 - \cosh(R/Lr) + \sinh(R/Lr)]}$$

对选定的具体区域有已知固定的集雨汇流面积和逐年实测区域年均出流量, f 为能量法计算的年径流量值,从而可推算出区域产水量,再和实测逐年年均流量值对应的产水值进行验证和比较。

3 区域水资源计算

本文在上述能量法的基础上,根据实测水文气象资料,计算了洞庭湖区1959~1977年、长江上游寸滩以上1961~1985年以及华北地区海滦河流域1961~1980年的三个不同地理环境的逐年区域产水量,并分别进行了概率统计计算,最后用实测结果验证比较。

(1)洞庭湖区总面积为18780km²,湖区水量充沛,实测多年均径流系数达0.416^[8],湖区大小入湖流量控制站共16个,而出湖水量总控制则仅有城陵矶一站,均有同步期实测资料。能量法计算中的各水文气象量是统计湖区20个水文气象站逐年实测年均值,用有权平均方法计算求得。计算结果列于表1。最后用能量法所得湖区产水量值与实测值进行比较^[8],对同步期的两组数据拟合的结果见图1,其拟合优度为0.710,相关系数为

量应尽可能多并具有代表性,如台站分布不均匀则采用有权平均的方法求出年均值。本文计算中的气象数据一律由国家气象局提供。

水量平衡分析的目的是为检查水资源计算结果的合理性。流域水平衡方程:

$$r = E + f + G$$

式中 G 为地下蓄水量的年际变化, $f + G$ 称为天然产水量,对具体流域而言,如取年均值,则 $G \approx 0$,故地表径流量为:

$$f \approx r - E \quad (3)$$

将公式(2)代入公式(3)得:

0.761。能量法计算产水量的湖区径流系数为0.408。实测同步期的径流系数为0.416,实测多年均径流系数为0.412。按干旱程度划分属湿润地区。

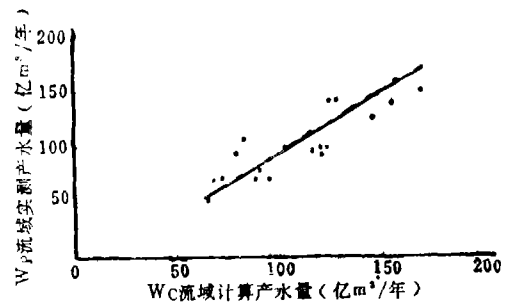


图1 洞庭湖流域能量法计算与实测产水量拟合曲线

(2)长江上游寸滩以上的流域面积为866559km²,1961~1985年有较全的流量降雨等水文系列资料。计算中用该流域25个主要水文气象站的实测年均资料,有权平均计算求得,同前述其计算结果列于表1,所得结果与实测年均流量所对应的产水量值进行拟合和相关计算,拟合优度为0.873(图2),相关系数为0.773,径流系数为0.416,同步期实

测径流系数为0.410, 实测多年均径流系数为0.409。按干旱程度划分亦属湿润地区。

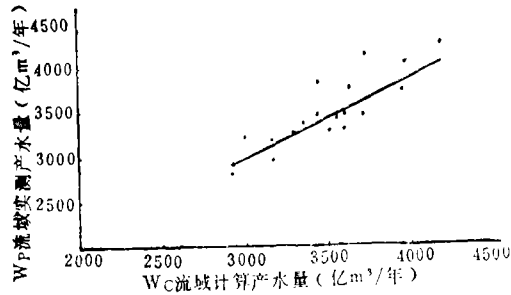


图2 寸淮流域能量法计算与实测产水量拟合曲线

(3) 华北地区的海滦河流域总面积为318161km², 占华北地区总面积的74.4%, 计算采用了海滦河流域中的22个主要水文气象站的资料, 计算结果列于表1。由于气象台站相对于流域面积而言数量较多, 故计算结果与实测值比较误差较小^[9]。拟合优度0.897 (图3), 相关系数0.804, 径流系数0.150, 实测同步期径流系数为0.153, 按干旱程度划分属半湿润并接近半干旱地区。

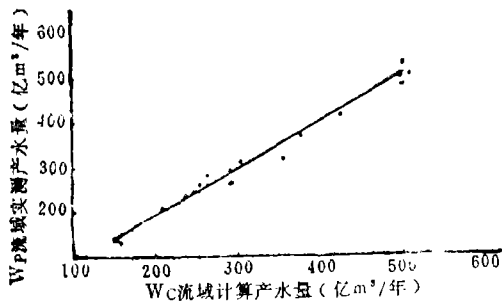


图3 海滦河流域能量法计算与实测产水量拟合曲线

4 讨论和结论

(1) 为探讨使目前模式中输入的气象参数量进一步减少的可能性, 本文分别用多年均气象量代替各年年均值, 每次计算只简化一个气象输入量逐一进行计算, 再与用逐年均均值计算结果相比较, 这三个流域的计算结果均表明用多年均水汽压值代替逐年均均值计算区域的产水量, 其相对误差均在0.1%~3.4%之间, 其他气象量简化结果

误差较大。从区域尺度产水量计算考虑认为简化逐年均水汽压量代之以多年均一固定量是可行的。

(2) 能量法的关键物理量是辐射干旱指数 R/Lr , 区域产水量的重要标志之一是径流系数 f/r , 考察并统计三个流域辐射干旱指数和径流系数的关系及其变化规律, 可以证实能量因素对区域产水量值的重要作用。图4为三个流域用能量法计算其径流系数和辐射干旱指数的对应关系。可以明显看出华北地区海滦河流域径流系数小, 而辐射干旱指数较大, 这与该地区多年均降雨只556mm, 多年均蒸发为428.7mm, 地表径流量小, 接近半干旱地区的实际情况是符合的。洞庭湖和寸淮以上流域水量充沛, 多年均降雨分别为1397mm和1181mm, 多年均蒸发分别为645.2mm和588.6mm, 故径流系数大而辐射干旱指数较小, 且各年水文气象量较为均衡, 故图中的计算点据分布较为集中, 其计算结果和实际情况都符合较好。从三个流域的计算结果和实测数据在长系列年的符合情况表明, 采用能量法估算我国水资源量的途径较为简便, 且模式结构的物理思路清晰明了, 切实可行, 具有很好的参考价值 and 实用意义。

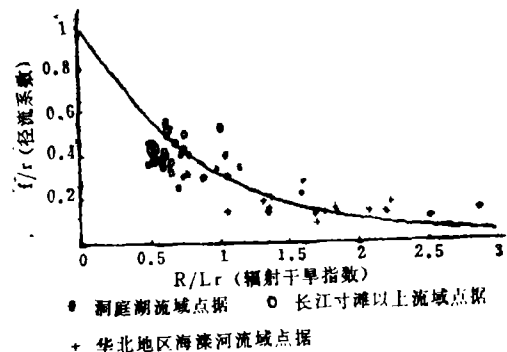


图4 三计算流域辐射干旱指数与径流系数对应关系比较

(3) 用能量法计算区域产水量应有足够多的水文气象台站资料。根据地理和水文气象条件采用有权平均的方法, 在此基础上

表1 能量法计算洞庭湖区、长江寸滩流域、海滦河流域产水量与实测产水量比较

| 年份 | 产水量 $10^8\text{m}^3/\text{a}$ | 年径流 系数 | 实测产水量 $10^8\text{m}^3/\text{a}$ | 产水量 $10^8\text{m}^3/\text{a}$ | 年径流 系数 | 实测产水量 $10^8\text{m}^3/\text{a}$ | 产水量 $10^8\text{m}^3/\text{a}$ | 年径流 系数 | 实测产水量 $10^8\text{m}^3/\text{a}$ |
|------|----------------------------------|-----------|------------------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------------------|----------------------------------|-----------|------------------------------------|
| 1959 | 78.0 | 0.352 | 89.8 | | | | | | |
| 1960 | 72.4 | 0.351 | 70.6 | | | | | | |
| 1961 | 120.8 | 0.422 | 94.1 | 3024 | 0.448 | 3753 | 252.8 | 0.140 | 261.1 |
| 1962 | 123.3 | 0.424 | 98.7 | 3441 | 0.421 | 3816 | 290.4 | 0.178 | 289.2 |
| 1963 | 64.7 | 0.390 | 50.6 | 2763 | 0.428 | 3470 | 469.1 | 0.235 | 499.5 |
| 1964 | 83.1 | 0.342 | 104.3 | 3978 | 0.432 | 4070 | 500.9 | 0.208 | 527.6 |
| 1965 | 115.5 | 0.403 | 112.5 | 3924 | 0.402 | 4195 | 166.7 | 0.135 | 154.1 |
| 1966 | 90.5 | 0.371 | 78.3 | 3951 | 0.473 | 3753 | 240.4 | 0.136 | 234.5 |
| 1967 | 128.1 | 0.464 | 140.4 | 3717 | 0.390 | 3470 | 262.3 | 0.137 | 262.4 |
| 1968 | 66.8 | 0.330 | 63.6 | 4167 | 0.429 | 4260 | 160.2 | 0.100 | 133.5 |
| 1969 | 159.2 | 0.490 | 149.4 | 2907 | 0.368 | 2835 | 301.5 | 0.152 | 310.0 |
| 1970 | 124.9 | 0.452 | 140.5 | 3330 | 0.387 | 3248 | 214.7 | 0.128 | 205.9 |
| 1971 | 88.2 | 0.380 | 72.0 | 3465 | 0.369 | 2961 | 236.2 | 0.128 | 228.1 |
| 1972 | 95.4 | 0.410 | 70.4 | 3249 | 0.320 | 2780 | 155.6 | 0.107 | 133.9 |
| 1973 | 131.7 | 0.340 | 163.0 | 3807 | 0.345 | 3311 | 385.1 | 0.143 | 318.8 |
| 1974 | 116.9 | 0.431 | 99.1 | 3742 | 0.407 | 4131 | 245.9 | 0.146 | 247.4 |
| 1975 | 144.9 | 0.427 | 125.4 | 3411 | 0.397 | 3406 | 209.3 | 0.139 | 205.0 |
| 1976 | 120.3 | 0.452 | 97.4 | 3285 | 0.416 | 3260 | 251.2 | 0.139 | 260.8 |
| 1977 | 154.8 | 0.566 | 139.1 | 3897 | 0.302 | 3140 | 452.4 | 0.201 | 415.7 |
| 1978 | | | | 3168 | 0.431 | 3190 | 253.6 | 0.169 | 298.7 |
| 1979 | | | | 3555 | 0.376 | 3140 | 298.5 | 0.198 | 264.3 |
| 1980 | | | | 3609 | 0.407 | 3460 | 176.4 | 0.090 | 123.7 |
| 1981 | | | | 3888 | 0.480 | 3780 | | | |
| 1982 | | | | 3564 | 0.375 | 3280 | | | |
| 1983 | | | | 3690 | 0.425 | 3582 | | | |
| 1984 | | | | 3564 | 0.409 | 3416 | | | |
| 1985 | | | | 3627 | 0.436 | 3753 | | | |

才能求得较为准确合理的年均值,即计算精度取决于计算时所采用的测站数量和合理的计算方法。

(4)当区域水文气象资料不足,数据系列不够长或者不匹配时,可考虑用随机模拟方法,以合理补充或延长系列资料。

(5)为探求适用于我国大区域水资源的分析计算方法,并向不同地理区域推广提供有价值的参考借鉴,本文仅对能量法对我国的适用情况做了初步的验证。今后有待于在更多地理区域的不同条件,进一步研究探索简化和改进的途径。

参考文献

- 1 Y. Mints. The sensitivity of Numerocally Simulated climates to Land Surface Conditions, The Global Change, Cambridge University Press, 79~105, 1984
- 2 P. H. Gleick, Climate Change, Hydrology and Water Resources, Reviews of Geophysics 1989 (27) 329~334
- 3 W. Brutsaert, An Advection-Aridity Approach in Estimate Actual Regional Evapotranspiration, Water Resources Research, 1979(2)443~450
- 4 Skuttleworth W. S., Evaporation Models in the Global Water Budget, Edited by A. Stret-errott et al., D. Reidel Pule, Comp. 1983
- 5 C. H. B. Priestley, R. J. Taylor, On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters, Monthly Weather Review 1972, 100 (2) 81~92
- 6 F. I. Mortor · Climatological Estimates of Evapotranspiration, Journal of Hydrol, Div · Proc. ASCE. 1976. (102) 275~271
- 7 Budyko, M. J. The Evolution of the Biosphere, D. Reidel Publishy Company 1986. 71~86
- 8 洞庭湖区天然年产水量的估算. 湖南省水利厅水资源水利区划办公室. 1982, 9
- 9 华北地区水资源评价, 水利电力部国家“六五”攻关成果汇编. 1987, 12

ESTIMATION OF REGIONAL EVAPOTRANSPIRATION BY ENERGY MODEL

Nie Songyuan Xu Feng

(Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

Presented in this paper is a model study on regional evapotranspiration. Budyko's Energy Model was applied, tested and adapted to estimate regional evaporations of 3 river basin regions of China, The area of tested regions was 18780km², 318161km² and 866559km². The computational results of regional evaporation by energy model were compared with the corresponding hydrological measurements of the 3 selected regions. The comparisons show that the Energy Model of Budyko could be applied to much greater regions than previously studied and to regions of more diverse humidity conditions. Some practical experiences of data procession and region selection were also reported.

Key words regional evapotranspiration, energy model, radiation drought index