

3次元蒸発散モデルの琵琶湖流域への適用と2,3の基礎的検討

Application of Three dimensional Evapotranspiration Model
to the Basin of Lake Biwa and Fundamental Considerations

葛葉泰久*, 池淵周一**, 田中賢治***

By Yasuhisa KUZUHA, Shuichi IKEBUCHI and Kenji TANAKA

In this paper, a three dimensional numerical evapotranspiration model was applied to the basin of Lake Biwa.

To compare the results by simulation with other studies, the numerical model was considered to be valid. Moreover, the basic knowledge to estimate evapotranspiration from a large field was obtained, such that, for water surface, daily evapotranspiration was closely related to the wind speed averaged over the day. As for land surface, except for forest, daily evapotranspiration was also related to the average wind speed influenced by the radiation.

Keywords: Evapotranspiration, Numerical simulation, Lake Biwa, Wind speed

1. 序論

著者らは、従来より、複合的な土地利用がなされた広域場からの蒸発散量を、精度良く、また効率的に推定する手法を確立することを目的とし、おもに数値シミュレーションによる研究を行ってきた。シミュレーションモデルとして、最初は地中の挙動を重視した鉛直1次元モデルを用いていたが、さらにそれを、卓越風向をx軸、鉛直方向をz軸とする鉛直断面2次元モデルへと発展させ、移流効果を考慮できるモデルを構築した。しかし、真に広域場からの蒸発散の時・空間的挙動を調べるためには、SPAC(Soil-Plant-Atmosphere Continuum)的な考えに基づいた3次元モデルを用いる必要があると考え、3次元蒸発散モデルの構築に取り組んできた。

以上のような目的、背景で研究を継続中であるが、本稿では、以下の2点に絞って研究結果の報告を行う。すなわち、①シミュレーションモデルの妥当性確認のために、モデルを琵琶湖流域に適用したが、その結果について、②モデルを琵琶湖流域に適用することにより得られた、本来の研究目的に資するような基礎的知見について、の2点である。

* 正会員 工修 京都大学研修員 防災研究所

** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所

(〒611 京都府宇治市五ヶ庄)

*** 学生会員 京都大学大学院工学研究科修士課程

2. シミュレーションモデル

著者らが現在研究で用いている3次元モデルは、①地中の水分・熱移動も詳細に取り扱ったモデル、②後述する Force-restore method(FRM)を用いて地表面温度のみを解き、地中の水分・熱移動は考慮しないモデル、の2種類である。今回、琵琶湖流域を対象とするにあたり、領域内の地中パラメータがすべて詳細に分かっているわけではないことから、②のモデルを用いることにした。

2. 1 主な基礎式

大気モデルは、Kikuchi et al.¹⁾が開発し、Kimura^{例えば2)}が改良してきた局地循環モデルになったものである。基礎式は全く同一のものを用い、計算スキーム等も、かなりの部分で参考にした。基礎式は、Boussinesq 近似、静力学平衡を仮定したもので、座標系は、デカルト直交座標系ではなく、地表面に沿った z^* 系を用いた(図-1)。ここで、 z_0 は基準面(例えば海面)からの地表(海)面高度、 z_T は解析領域上端の高度(6000m)である。 h (基礎式で用いる)、 z^* 、 z_0 、 z (デカルト座標での鉛直座標)の関係は、

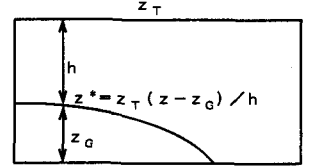


図-1 z^* 座標系

$$h = z_T - z_0 \quad (1) \quad z^* = z_T \frac{z - z_0}{h} \quad (2) \quad \text{である。また、} w^* = \frac{dz^*}{dt} \quad (3) \text{とすると、}$$

運動量・熱・比湿の輸送式は、

$$\frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial hu u}{\partial x} + \frac{\partial hu v}{\partial y} + \frac{\partial hu w^*}{\partial z^*} = fhv - h\Theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + gh \frac{\theta'}{\Theta} \frac{z_T - z^*}{z_T} \frac{\partial z_0}{\partial x} + \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_{zm} \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) + D_{hu} \quad (4)$$

$$\frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial hv u}{\partial x} + \frac{\partial hv v}{\partial y} + \frac{\partial hv w^*}{\partial z^*} = -fhu - h\Theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + gh \frac{\theta'}{\Theta} \frac{z_T - z^*}{z_T} \frac{\partial z_0}{\partial y} + \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_{zm} \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) + D_{hv} \quad (5)$$

$$\frac{\partial h\theta'}{\partial t} + \frac{\partial h\theta' u}{\partial x} + \frac{\partial h\theta' v}{\partial y} + \frac{\partial h\theta' w^*}{\partial z^*} = \frac{z_T^2}{h} \left(K_{ze} \frac{\partial \theta'}{\partial z^*} \right) + D_{h\theta} \quad (6)$$

$$\frac{\partial hq}{\partial t} + \frac{\partial hqu}{\partial x} + \frac{\partial hqv}{\partial y} + \frac{\partial hqw^*}{\partial z^*} = \frac{z_T^2}{h} \left(K_{qe} \frac{\partial q}{\partial z^*} \right) + D_{hq} \quad (7)$$

$$\text{の様になり、連続式は、} \quad \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} + \frac{\partial hw^*}{\partial z^*} = 0 \quad (8)$$

$$\text{静力学平衡式は、} \quad \frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = \frac{h}{z_T} \frac{g\theta'}{\Theta^2} \quad (9)$$

となる。以上の式では、圧力項に Exner 関数 π を用いている。また、一般風は考慮していない。

2. 2 その他の諸式

差分化の方法は以下のとおりである。すなわち、 x - y - z^* 座標系において、大気中に適当な数の差分格子点

表-1 主な変数

u	風速のx成分
v	風速のy成分
θ	温位
q	比湿
K_z	鉛直拡散係数
D_h	水平拡散項
f	コリオリパラメータ
Θ	総観場の θ
θ'	総観場の値との差
Ψ	積分普遍関数
ρ_a	空気密度
z_0	地表面粗度
ζ	z/L
L	モントギョー長
常識的なもの、文中で説明しているものは省略した	

を配置し、地表面からその1つ上の格子点までを、Constant Flux Layer(CFL)と考え、そこより鉛直上方では Mellor & Yamada³⁾ の PBL MODEL を用いて鉛直渦拡散係数を求めた。

CFL 内の運動量、熱、水蒸気の各フラックスは、接地境界層理論に基づき、

$$\tau = -\rho_a \frac{\kappa^2 u^2}{\{ \ln(z/z_{0m}) - \Psi_m(\zeta) \}^2} \quad (11)$$

$$H = -\rho_a C_p (\theta - \theta_0) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0\theta}) - \Psi_\theta(\zeta)} \quad (12)$$

$$E = -\rho_a (q - q_0) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0q}) - \Psi_q(\zeta)} \quad (13)$$

の3式を用いた。ただし通常地表面の比湿 q_0 は、直接に評価することは非常に困難な物理量であり、 q_{0sat} を地表面温度から求めた飽和比湿とすると、式(13)は、

$$E = -\rho_a (q - \alpha q_{0sat}) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0q}) - \Psi_q(\zeta)} \quad (14)$$

$$E = -\rho_a \beta (q - q_{0sat}) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0q}) - \Psi_q(\zeta)} \quad (15)$$

の様に補助変数 α または β を用いた形に変形されることが多い。本稿では β (蒸発効率)をパラメータとする式(15)を用いることにした。下向け短波放射量は、10月上旬の赤緯を用い、斜面効果も考慮して計算し、長波放射量は通常の Stefan-Boltzmann 式を用いて算定した。

地表面温度 T_0 は、FRMを用いて求めた。これは、地表面温度が1日周期で正弦波的に変化する場合は土壌中の熱拡散式から求められたもので、地表面温度 T_0 と地中平均温度 T_z との2つの変数を用い、 T_z は別に予報するか、データとして与えるものである。

2. 3 おもな境界・初期条件等

(a) 境界条件等

木村⁴⁾によれば、関東地方を対象に z^* 系座標を用いたシミュレーションを行う場合、中部山岳地帯が解析領域に含まれていないと、細部で実現象を忠実に再現しない。琵琶湖流域を解析領域とする場合も、ある程度の距離を持った地域に、高高度の山岳地が存在し、それらが琵琶湖周辺の局地風系に影響を与えていると考えられる。そこで、粗い格子点間隔で、解析領域を広くとったモデル(coarse model)、細かい格子点間隔で、解析領域を狭く限定したモデル(fine model)の2つのモデルによるシミュレーションを行うことにした。coarse modelの側方境界には放射条件を用い、fine modelのそれには、放射条件を応用してはいるがcoarse modelでの計算結果が反映される条件を用いた。この方法は、ワンウェイネスティングと呼ばれるものである。上端の境界条件は、いずれのモデルも Klemp & Durran⁵⁾等の方法を用い、解析領域上端での波の反射が起こらないようにした。

解析領域は、coarse modelが琵琶湖を中心とした279km×279kmの領域、fine modelが同じく63km×63kmの領域とした。差分格子点の水平配置は、前者が9km間隔で32個×32個、後者が3km間隔で22個×22個とした。後者については、図-3を参照されたい。

(b) おもな初期条件

大気の初期温度場については、 $\partial \theta / \partial z = 3.3/1000$ で規定されるとし、初期地表面温位は、初期温度場の温位の勾配に合わせ、地表面の海拔高度を z_0 とすると、 $\theta_0 = \theta_{0ini} + 3.3/1000 \times z_0$ で表せるとした。ここで、 θ_{0ini} は海拔0mでの地表面温位の初期値である。比湿については、相対湿度が50%になるようにした。

2. 4 おもなパラメータ

(a) coarse model

coarse modelにおいては、詳細な土地パラメータを各格子点で決定するだけの資料がなかったので、陸域では、各種文献⁶⁾を参考にして、陸域として平均的と考えられる値を一律に採用した。具体的には、蒸発効率 β を0.3、地表面粗度を0.5mとした。海域、琵琶湖に関しては、 β を1.0、地表面粗度を 10^{-4} mとした。

(2) fine model

fine modelでは、まず、土地利用形態を、3つに分類した。文献7)中の滋賀県の土地利用形態図と、標高分布図を参考に、標高200m以下の土地を①水田、畑地、市街地等、200m以上は、②森林と考えることにした。また、もう1つの利用形態は、③水域である。①については、 β を0.2、地表面粗度を0.1mとし、②については、 β を0.4、地表面粗度を1.0mとした。③については、coarse modelと同様である。本稿ではこのようにかなり粗いカテゴリ分割をしたが、現在さらに詳細な土地利用分布データを作成中である。

(3) 両モデルに共通のその他のパラメータ、条件

FRMのパラメータとして、熱伝導率 k と熱容量 c があるが、水域では $k=10\text{cal}/(\text{cm}\cdot\text{s}\cdot\text{K})$ 、 $c=1\text{cal}/(\text{cm}^3\cdot\text{K})$ 、陸域についてはそれぞれ、 $0.0026\text{cal}/(\text{cm}\cdot\text{s}\cdot\text{K})$ 、 $0.49\text{cal}/(\text{cm}^3\cdot\text{K})$ とした²⁾。

3. 結果と考察

3. 1 モデル検証

気象データを伴った琵琶湖流域の日蒸発散量分布等の詳細なデータを現時点では保有していないので、種々の琵琶湖周辺を対象とした観測的研究から、部分的に研究成果を抜粋して本結果と比較することにより、検証を試みた。結果の概要は、以下のとおりである。

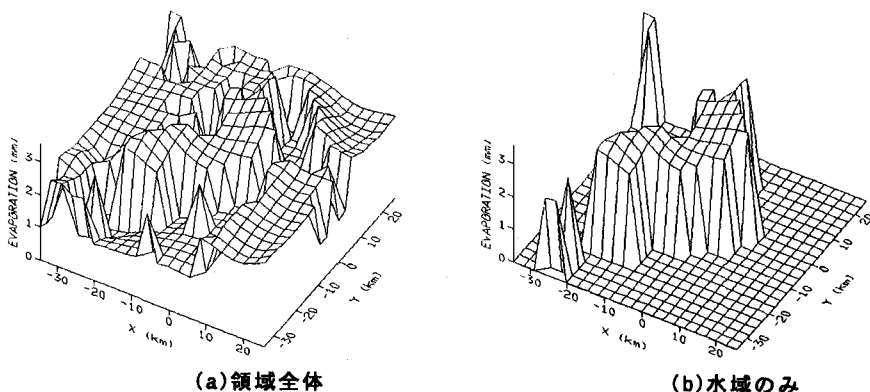


図-2 日蒸発散量

①図-2は、全領域、水域の日蒸発散量分布を示したものであるが、双方とも、他の観測的研究と比較してほぼ妥当な結果を出力している。

②3.2で後述するように、水域で、日蒸発量と平均風速が比例関係にあるという結果が出た。それを前提として良好な結果を得ている池淵らの研究⁸⁾があることから、この比例関係は妥当な結果である。

③中島ら⁹⁾によると、琵琶湖では、昼に湖風が北湖の中心から吹送する。本結果も、そのような結果を示している(図-3)。

④同じく中島らは、琵琶湖沿岸各地点での季節ごとの風配図の時間変化図を示している。その中で、比叡山山

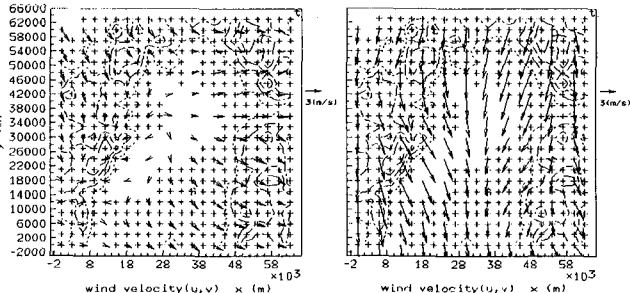


図-3 風速場(正午) 図-4 風速場(夜0時)

頂では、秋には、北西方向の強風が常時卓越している。すなわち、これは、一般風に関係なく地形的要因で北西方向の強風が吹送していることを意味する。本シミュレーションの結果も、北西風が常時吹送している（図-3、4）。

⑤池淵ら⁸⁾の結果は、春期のものであるが、北系の風が吹送している場合についてのものである。本シミュレーション結果も、季節は異なるが、北系の風系を示している。池淵らの湖面蒸発の局地性を見ると、琵琶湖北端、東端、北湖の西岸中央部近辺から北湖の南端に至るあたりが、大きな蒸発量を示している。本シミュレーションでも、ほぼそのような傾向を示している（図-2）。

以上の結果より、比較材料は少ないが、本シミュレーションの結果は、妥当なものであると判断する。

3. 2 日蒸発散量と平均風速の関係

著者らは、時・空間的に間欠性のあるデータを用い、広域場からの蒸発散量を推定する方法（時・空間的平均化）を開発するために、従来より様々な検討を行ってきた。そこでは、蒸発散量と放射量との関係を重視してきたが、本稿では風速との関係を調査することにした。図-5は、水域表面近くの、日平均風速の分布図である。図-2(b)と比較すると、その密接な関係が分かる。そこで、3つの土地利用形態ごとに、平均風速と、日蒸発散量との関係を調べた（図-6）。(a)～(d)は、具体的には以下のような図である。

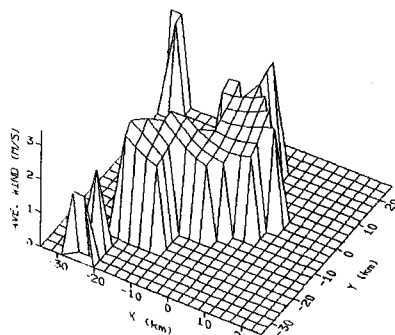


図-5 水域での平均風速

(a) 水域（琵琶湖と海域）を対象としている。水域では1日

中蒸発が生起しているので、平均風速には日平均値を用い、(b)以下の様に純放射量で重み付けはしていない。

(b) 低地（200m以下の領域）を対象とし、平均風速には、1時間位相をずらした純放射量で重み付けをしたものを用いた。具体的には、以下のような操作を加えることを意味する。すなわち、平均風速を求める際に、ある時間の風速値を、風速値×その時間の純放射量／日平均純放射量と考えた。ここで、純放射量のデータは、位相を1時間ずらせたものを用いている。仮想陸域を対象とした他のシミュレーション例で、このような処理をした平均風速を用いた結果、良好な結果を得たため、ここでもそれを用いた。ただし、短波放射がない時間帯については、純放射を0とみなしている。これらの処理は、純放射量と蒸発散量の時間変化曲線の形状がよく似ていることが多いこと、ただし両者には位相のずれがあること、陸域では昼間と比較して夜間の蒸発散量が小さいこと、の3つに起因するものである。

(c) 森林を対象とし、平均風速には、(b)と同様のものを用いている。

(d) 同じく森林を対象とし、平均風速は、7時～18時の単純平均値を用いている。

これらの図から、以下のようなことが分かる。

①水域については、両者に原点を通る線形関係がほぼ見られる。これは、風速比を用いて湖面蒸発量を求めた池淵ら⁸⁾の方法の前提条件となるものである。

②低地については、純放射量で重み付けをした平均風速と日蒸発散量の関係は、1価関数になることを示している。

③しかし、森林地については、純放射量で重み付けをすることで多少の改善がみられるものの、ばらつきが多く、明確な関係は得られなかった。

以上の結果より、時・空間的に間欠性をもったデータから時・空間的平均化手法によって、蒸発散量を推定する際に、放射量とともに、風速値も重要な役割を果たす気象変量である可能性が示唆されている。

4. 結論

以上、局地循環モデルを用いた3次元蒸発散モデルを琵琶湖流域に適用した。その結果、①データに限り

あったが、その制約内でモデルの検証ができたと考える。②研究の目的である広域場からの蒸発散量推定手法に資するような知見（風速と蒸発散量との関係）が得られた。ただし、a) 地表面状態によっては関係が見いだせなかった場合もあったこと、b) 我々は風速を最も重視しているわけではなく、多くの気象変量のうち、今回は風速を用いて検討を行ったこと、c) 今回はテスト的に純放射量を補助変量として用い、平均操作において位相をずらす場合、一律に1時間という値を用いたが、これらについても下向け放射量等、他の放射量を用いた検討、また位相のずれを地表面状態ごとに変えた検討、をさらに行う必要があると考えていることを、断っておく。最後に、多くのご教授を戴いた東北大学理学部気象学講座の木村富士男助教授に深謝致します。

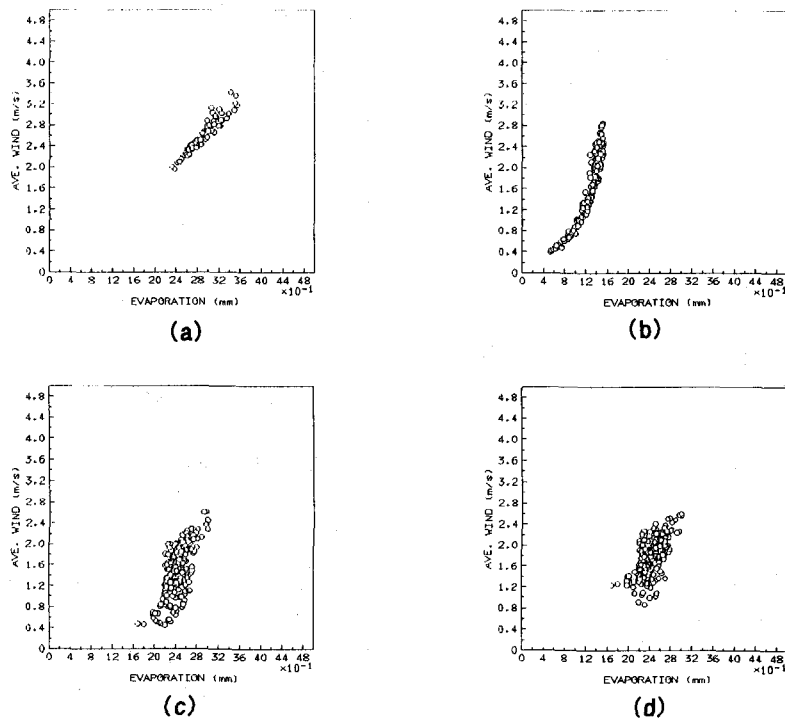


図-6 日蒸発散量と平均風速の関係

参考文献

- 1) Kikuchi, Y., S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki, and Y. Nagano: Numerical Study on the Effects of Mountains on the Land and Sea Breeze Circulation in the Kanto District, J. Meteor. Soc. Japan, 1981, pp. 723-738.
- 2) Kimura, F., S. Takahashi: The Effects of Land-use and Anthropogenic Heating on the Surface Temperature in the Tokyo Metropolitan Area: A Numerical Experiment, Atmospheric Environment, Vol. 25B, No. 2, 1991, pp. 155-164.
- 3) Mellor, G. L., T. Yamada: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers, J. Atmos. Sci., Vol. 31, 1974, pp. 1791-1806.
- 4) 木村富士男: 局地循環の数値シミュレーション, 気象研究ノート, 第163号第3章, 日本気象学会, 1988, pp. 39-60.
- 5) Klemp, J. B., D. R. Durran: An Upper Boundary Condition Permitting Internal Gravity Wave Radiation in Numerical Mesoscale Models, Mon. Weather Rev., Vol. 111, 1983, pp. 430-444.
- 6) 竹内清秀, 近藤純正 大気科学講座1 地表に近い大気, 東京大学出版会, 1981.
- 7) 滋賀県環境アトラス (フロッピー版): 琵琶湖研究所, 1988.
- 8) 池淵周一・竹林征三・大藤明克: 琵琶湖湖面蒸発量の観測と評価, 第30回水理講演会論文集, 1986, pp. 1-6.
- 9) 中島暢太郎・後町幸雄・井上治郎: 琵琶湖周辺の気象 (I), 京都大学防災研究所年報, 第20号 B-2, 1977, pp. 553-569.