

II-119

3次元蒸発散モデルの構築と実流域への適用

京都大学防災研究所 正員 葛葉泰久

京都大学防災研究所 正員 池淵周一

1. 序論: 著者らは複合的な利用形態を持つ広域場からの蒸発散量を推定する手法を得ることを目的に、研究を進めてきた¹⁾。広域場からの蒸発散を扱うためには、リモートセンシングデータを利用する方法が有望視されているが、現段階では従来の方法(主にポイント観測)を有効活用するのがベストであり、またリモセンデータについては、その利用方法について多くの研究者によって様々な試みがなされている現状である。それら両方に資する知見を得るため、気象学で通常用いられている3次元局地循環モデルを用い、実流域を対象とした数値シミュレーションを行うことにした。

2. モデルの概要: 大気については、地形の起伏を考慮するため、Kikuchi et al.²⁾が開発し、Kimura³⁾が改良した z^* 座標系による局地循環モデルを参考にした。その主な基礎式を図1に示す。気象学では(FRM)Force Restore Methodを用いて土中と大気の相互作用を考慮することが多いが、我々は土中水の挙動にも興味があり、土中モデルとして従来通り¹⁾メッシュ分割して差分法を適用したケースも検討した。その土中モデルについては文献¹⁾等を参照されたい。

3. 適用流域: 著者らは、琵琶湖を中心とした複合場のモデル化を目標としている。しかし、関東の局地気象が中部地方の山脈の影響を大きく受けるのと同様、琵琶湖流域をモデル化するためには対象領域をかなり広くとる必要がある。そこで計算機的能力等を勘案し、琵琶湖流域を対象とする前に、テスト的に沖縄付近を対象としたシミュレーションを行い、モデルの検証をすることにした。沖縄付近を選定した理由は、水平方向の境界条件として、重力波の影響を除去するRadiative conditionを使用することにした。これは境界付近に鉛直流があるとうまくゆかないことがあり、沖縄近辺ではまわりが平坦な海で都合がよいことである。本稿では4ケースの計算結果を用いるが、それらの主な条件等は表1にまとめたとおりである。

4. 結果と考察: 現在、3次元モデルは完成したが、結果に大きく影響を与える境界条件について、試行錯誤中である。また、観測データを用いたモデル検証は現在行いつつある。そこで本稿では簡単な定性的検証のみにとどめ、アメダスデータ等を用いた詳細な検証結果については講演時発表することにする。各ケースとも、春秋分の短波放射をシミュレーション開始時を日の出として与えた。そして、原則的に初期条件の影響が強く出ないように、24~48時間後のデータを1日分として用いた。図3~図5の横軸は、実現象と対応させるために24時間後を6時と表示してある時間軸である。図2は、Case.2について、地上20m平面における6時の風速場を示したものである。沖縄本島(等高線で示してある)を境に北西と南東でかなり様子が異なっているが、この傾向は多少の差異はあるものの、どの時間帯でも見られた。また、一般風を与えないCase.1でも、風速は小さいものの同様の傾向が見られた。比較のため、全面海域の場合について計算した(Case.3)。24時間後以降も、場所によって大きさに少し差異はあるが、ほぼ全域にわたって南東の風がきれいに吹いている。そこで上述のCase.2の特徴は、陸域の地表面粗度の違い、また陸域を表現するメッ

$$\begin{aligned} \frac{\partial h u}{\partial x} + \frac{\partial h v}{\partial y} + \frac{\partial h w^*}{\partial z^*} &= 0 \quad (1), \quad \frac{\partial h u}{\partial t} + \frac{\partial h u v}{\partial x} + \frac{\partial h u w^*}{\partial z^*} = f h v - h \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + g h \frac{\partial'}{\partial z^*} \frac{z_T - z^*}{z_T} \frac{\partial z_G}{\partial x} + D \quad (2), \\ \frac{\partial h v}{\partial t} + \frac{\partial h v u}{\partial x} + \frac{\partial h v v}{\partial y} + \frac{\partial h v w^*}{\partial z^*} &= -f h u - h \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + g h \frac{\partial'}{\partial z^*} \frac{z_T - z^*}{z_T} \frac{\partial z_G}{\partial y} + D \quad (3), \\ \frac{\partial h w^*}{\partial t} + \frac{\partial h w^* u}{\partial x} + \frac{\partial h w^* v}{\partial y} + \frac{\partial h w^* w^*}{\partial z^*} &= D \quad (4), \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial \theta u}{\partial x} + \frac{\partial \theta v}{\partial y} + \frac{\partial \theta w^*}{\partial z^*} = D \quad (5), \\ \frac{\partial \pi'}{\partial z^*} &= \frac{h}{z_T} \frac{g \theta'}{\Theta} \quad (6), \quad h = z_T - z_G \quad (7), \quad z^* = z_T \frac{z - z_G}{z_T - z_G} \quad (8), \quad w^* = \frac{dz^*}{dt} \quad (9), \end{aligned}$$

CFL

$$\tau = -\rho \frac{\kappa^2 u^2}{(\ln(z/z_{0m}) - \Psi_m)^2} \quad (10), \quad u_* = \sqrt{-\tau/\rho} \quad (11),$$

$$E = -\rho \beta (q - q_{0sat}) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0g}) - \Psi_g} \quad (\beta \text{ 法}) \quad (12),$$

$$E = -\rho (q - \alpha q_{0sat}) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0g}) - \Psi_g} \quad (\alpha \text{ 法}) \quad (13),$$

$$H = -\rho C_p (\theta - \theta_0) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0g}) - \Psi_g} \quad (14)$$

主な変数の定義

z_T ... 解析領域高さ, z_G ... 地表面高さ, θ ... 温位, Θ ... 総観場の温位, π ... エクスター関数, q ... 比湿, D ... 垂直・水平拡散項, τ ... 運動量フラックス, E ... 水蒸気フラックス, H ... 熱フラックス, ρ ... 空気密度, C_p ... 定圧比熱, Ψ ... 積分普遍関数, z_{0m} ... 地表面粗度, κ ... カルマン定数
 サフィックス: m ... 運動量, θ ... 熱, 0 ... 地表面, sat ... 飽和, $'$ (プライム)... 総観場の値からの偏差

図1 主な基礎式と変数

表1 各ケースの主な条件

	次元	一般風	水界境界条件	陸域の粗度(運動量)
Case.1	3次元	なし	R.C.	0.01m 0.0001m
Case.2	3次元	3m/s(se)	R.C.	0.1m 0.0001m
Case.3	3次元	3m/s(se)	R.C.	0.0001m
Case.4	2次元	初期条件3m/s	1回積分=0	0.1m 0.0001m

備考 R.C. Radiative boundary condition
 $\Delta x = \Delta y = 6$ (km), 上層境界条件は外気環境による圧力補正

シュ点が少ないため陸海風等は起こらないが、温度場、圧力場の影響、地表面の起伏が原因、すなわち沖縄本島があるために起こる現象と考えられる。つぎに、地表面から $z^*=20\text{m}$ までを Constant Flux Layer として計算を行ったが、その高さまでは各フラックスが全く変化しないと仮定し、式(14)等から地表（海）面上 2m 位置での温度を計算した結果が、図3である。陸域については本島南部の9ポイントについて経時変化を示してある。この季節としては、妥当な気温変化を示していると思われる。海域についても陸域の南東・北西の2点について同様に示したが、こちらは日変化がほとんどなかった。今後、観測データを用いてこのような傾向の妥当性を調べるつもりである。次に、図4は本島中心近くと、本島からみて上流、下流海域の合計3点での蒸発量の経時変化を示したものである。ここで、陸域では式(12)の β （蒸発効率）を低く(0.25)設定したものの、特に昼間に海域よりかなり大きな蒸発量を示した。この理由は、①飽和水蒸気圧は温度上昇とともに急激に上昇し、昼間、地表面は熱容量の大きな海域と比較してそれがかなり大きい。②式(12)からわかるとおり、地表面粗度は蒸

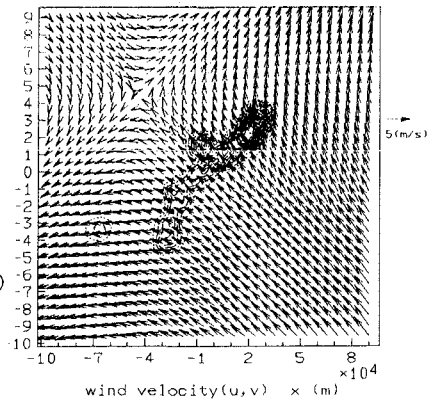


図2 風速場

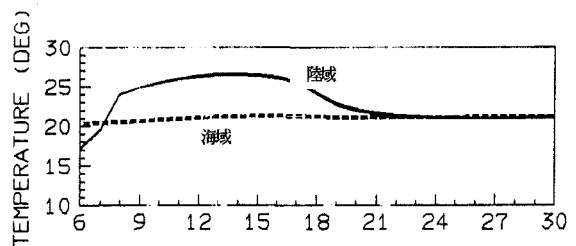


図3 気温(2m)の経時変化

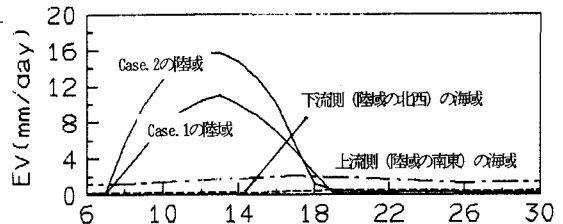


図4 蒸発量の経時変化

発量に大きく影響する。自然対数を介しているとはいえ、計算で用いた陸域のそれは海域の1000倍である。しかし、半乾燥地がまわりの水体の数倍の蒸発量を示すという結果には疑問を感じる。現段階での挙動の妥当性、原因が不明なため、陸域のみ差分法を用いた土中モデルを用い、含水率が時間とともに変動する場合(Case. 4)について検討を行った。土中モデルが計算時間を要するので2次元モデルを用いたが、Case. 2と比較するため解析領域は海域-陸域-海域とし、初期条件、地表面粗度等も同じものを用いた。その結果について、図4と同様の図が図5である(計算開始時(-18時)より表示)。ここで陸域の初期含水状態は、地下水位10mの脱水平衡状態とした。蒸発量算定には α 法を用い、 α として、Kelvinの相対湿度を用いた。このケースでは、陸域でそれほど大きな蒸発量を示していない。図には地表面含水率の経時変化も示したが、初期条件の影響を大きく受ける1日目には地表面含水率が大きく減少し、それとともに β もかなり変動する。2日目には β も安定していることが予想される。今回は β を固定して計算を行ったが、この結果をふまえ、今後は含水率がほとんど変化しないと思われる場合を除き、 β を含水率との関係

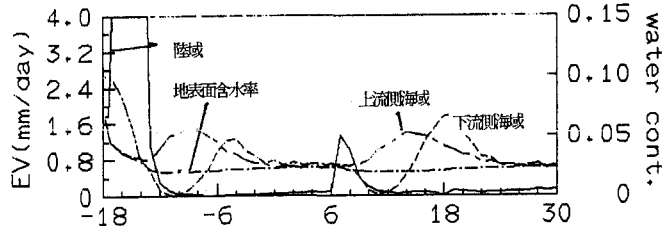


図5 蒸発量と地表面含水率

で可変にしたモデルを用いるつもりである。また含水率、 α 、 β の関係の検討するとともに、現在はモデルのテスト段階であるということをふまえ、上述Case. 2の挙動の妥当性、原因を調べるつもりである。

□参考文献□1)葛葉・池淵ら:例えば京大防災年報35号 2)Kikuchi et al.:J. Meteor. Soc. Japan, Vol.59 3)例えば Kimura et al.:Atmos. Environ., Vol.25B.