

京都大学大学院 学生員 ○ 林祐樹
京都大学大学院 正員 田中賢治
京都大学大学院 正員 椎葉充晴

1 諸言 陸面過程モデルは大気大循環モデル (GCM) の大気下面境界条件を与えており、正確な予報のためには、陸面過程モデルの精度を上げることが必要である。最新の陸面過程モデルに現実的な光合成過程を取り入れた SiB2[1] がある。

アジア・モンスーン地域に存在する植生の中で水田の占める割合は大きい。SiB2 では水田を小麦畑として扱っており、水体が熱・水収支に与える影響が考慮されていない。そのため、アジア・モンスーン地域の子報を行う場合には、水田モデルを導入することが精度の高い子報につながると思われる。

本研究では、最新の陸面過程モデルの一つである SiB2 をベースとして水田モデルを構築し、水田における熱・水収支の再現を目指す。

2 水田モデルの導入と適用 水田モデル (P-SiB2) では土壌表層の上に温度を持った一層の水体を加え、その温度を T_w 、深さを D_w とする。水田の水は濁っている、上からの短波・長波放射は水体で完全に吸収されると仮定した。改良後のキャノピー層・水層・土壌表層の熱収支式を式 (1)~(3) に、熱収支の概念図を図 1 に示す。また、水が張ってある場合は常に土壌は飽和状態だと考えて、土壌 3 層の飽和度は全て 1 とした。

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_{nc} - H_c - lE_c \tag{1}$$

$$C_w D_w \frac{\partial T_w}{\partial t} = R_{nw} - H_w - lE_w - \lambda_{water} \frac{T_w - T_g}{D_w/2} \tag{2}$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = \lambda_{water} \frac{T_w - T_g}{D_w/2} - \frac{2\pi C_d}{\tau_d} (T_g - T_d) \tag{3}$$

モデルを実行するのに必要な観測値は、琵琶湖プロジェクトと東北大学大気境界層観測所で得られたデータの 2 つを使用する。まず最初にオリジナルの SiB2 を使って計算を行なった。その結果、水体が考慮されてないために地表面の乾燥が進み、観測値に比べて潜熱 (lE) が過小に、顕熱 (H) が過大に、地温 (T_g) の振幅がかなり過大に計算された。

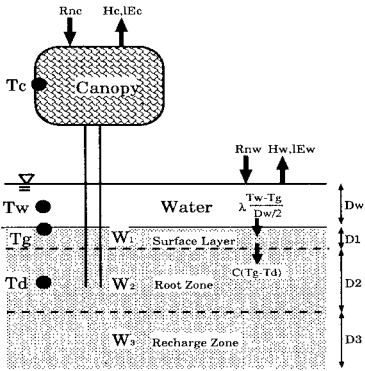


図 1 改良モデルの熱収支の概念図

次に、実際に観測された水深 (D_w) を使って計算を行った。図 2 は 7/4~7/8 における熱収支 (上)・温度 (下) の P-SiB2 と観測値との比較である。潜熱は P-SiB2 が SiB2 に比べて大きめに計算されるようになった。特に午後における潜熱が大きく計算されるようになり、観測値をほぼ再現できている。これは P-SiB2 の方が SiB2 に比べて地表面が湿潤であるためであり、水層を入れた効果が現われている。顕熱・地中熱伝導 (G) も観測値をほぼ再現できている。また、P-SiB2 の地温 (T_g) は SiB2 に比べて振幅がかなり小さくなっており、水体による温度緩和の効果が出ていることが分かる。

3 水深と人為的操作についての検討 ここでは、モデル内で水深を計算することを考える。まず、水体と土壌内に含まれる水の総貯水量 $M(m)$ (式 (4) で表す) を導入する。土壌が完全に飽和した時の土壌層内の総貯水量 $S(m)$ は $S = \theta_s D_1 + \theta_s D_2 + \theta_s D_3$ であり、水深 D_w は $D_w = M - S$ で計算できる。 (θ_i :各層の空隙率 ($i=1\sim3$), θ_s :飽和時の空隙率, W_i :飽和度, D_i :土層厚, D_d :キャノピーを通過する雨量, D_c :キャノピーから排水される雨量, R_o :表面流出, Q_3 :土壌最下層からの排

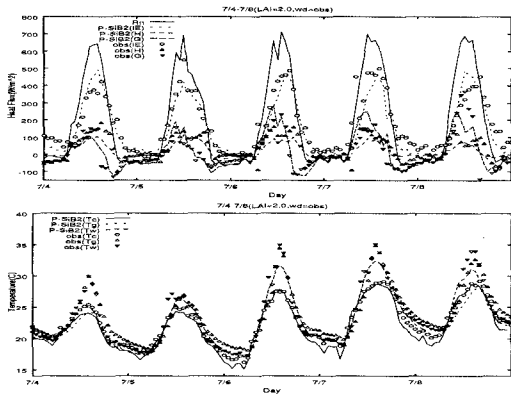


図2 7/4~7/8でのP-SiB2と観測値の比較(琵琶湖)

水, W_{in} :取水強度, W_{out} :排水強度)

$$M = \theta_s W_1 D_1 + \theta_s W_2 D_2 + \theta_s W_3 D_3 + (D_d + D_c - \frac{E_{wi}}{\rho_w} - \frac{E_{ct}}{\rho_w} - R_o - Q_3 + W_{in} - W_{out}) \Delta t \quad (4)$$

取水・排水については観測していないため、観測値の水深・潜熱・降水量から(5)式を使って人為的操作量(O)を推定した。Oが正なら取水、負なら排水が行なわれたことを表す。(D_w^t:時刻tでの水深, P:降水量, E:蒸発散量, P₁ 土壌最下層からの排水)

$$O = (D_w^{t+1} - D_w^t) - (P - E - P_1) \quad (5)$$

(5)式で求めたOの時系列や、水田での一般的な水管理方法を参考にして、水田における人為的操作のルール化を行なった。水田では大雑把に言って、田植え→中干し→間断灌溉→落水という流れで水が管理されている。モデル内でこれらの水管理を再現するために、「田植え開始日(T₁)」「中干し開始日(T₂)」「中干し期間(T₃)」「間断灌溉時での排水終了から取水開始までの期間(T₄)」「落水日(T₅)」「湛水時に取水を開始する水深(H₁)」「湛水時における取水の目標水深(H₂)」「間断灌溉時における取水の目標水深(H₃)」の8個のパラメータを設定した。モデル内ではこの8個のパラメータで水田での水管理の時期を判断し、取水・排水はそれぞれ取水強度(W_{in}), 排水強度(W_{out})で行なう。これらのパラメータは、水深の観測値と、(5)式で求めたOの傾向から推定した。決定したパラメータを表1に示す。

東北の5,6月における「水深の計算結果と観測値との比較(上)」と「水深の観測値を使って計算した結果と、ルール化した水深を使った計算結果との差(下)」

表1 ルール化に必要なパラメータ

パラメータ	琵琶湖の値	東北での値
$W_{in}(\text{mm/hour})$	4.5	12.5
$W_{out}(\text{mm/hour})$	1.4	1.4
$H_1(\text{mm})$	10	20
$H_2(\text{mm})$	30	50
$H_3(\text{mm})$	30	30
T_1	5/15 10時	5/12 10時
T_2	7/4 11時	6/21 10時
$T_3(\text{日})$	10	18
$T_4(\text{日})$	3	3
T_5	8/18 11時	8/16 14時

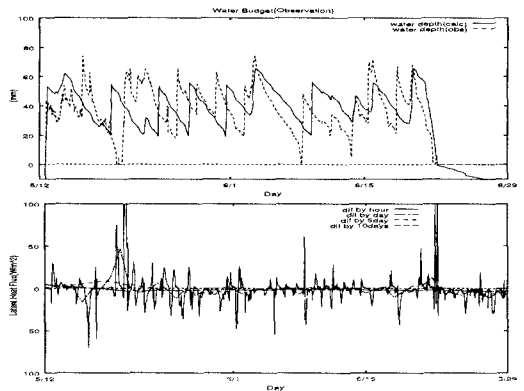


図3 ルール化したモデルによる水深・潜熱(東北)

を図3に示す。このモデルでは水管理を単純化してルール化しているために、水深の日変化を厳密に再現するのは難しい。潜熱については時間変化では最大で100(Wm⁻²)近い差が出ているが、日平均の差を見ると最大でも10(Wm⁻²)程度に収まっており、さらに5日・10日平均で見ると差はほとんどない。

4 結語 P-SiB2は水深の観測値を使った計算では観測値をほぼ再現できた。また、単純なルール化によって求めた水深を使った計算では、フラックスや温度の5日~10日平均値に関しては観測をかなり厳密に再現できた。今後は本研究で構築した水田モデルを大気モデルと結合し、モデルに水田を組み入れたことによる影響を評価したい。

参考文献

- [1] P.J.Sellers et al.:A Revised Land Surface Parameterization(SiB2) for Atomospheric GCMs.PartI:Model Formulation *J.Climate.*,9,676-705,1995.