

陸面過程モデルにおける土壌水分量の役割

Role of Soil Moisture in Land-Surface Scheme

田中 賢治¹・中村 忠則²・椎葉 充晴³・池淵 周一⁴

Kenji TANAKA, Tadanori NAKAMURA, Michiharu SHIIBA and Shuichi IKEBUCHI

¹正会員 京都大学助手 工学研究科土木システム工学専攻 (〒 606 京都市左京区吉田本町)

²学生会員 京都大学大学院工学研究科土木システム工学専攻 (〒 606 京都市左京区吉田本町)

³正会員 京都大学教授 工学研究科土木システム工学専攻 (〒 606 京都市左京区吉田本町)

⁴正会員 工博 京都大学教授 防災研究所水資源研究センター (〒 611 宇治市五ヶ庄)

Initialization of soil moisture is a very important problem in numerical weather prediction models. In this study, we evaluate the role of soil moisture in land surface processes by SiBUC model. We carried out several kinds of numerical simulations by using same atmospheric forcing and changing the initial value of the soil moisture.

The key factor that controls heat balance is a relative humidity of soil surface(f_h) for bare soil case, and matric potential in rooting zone(ψ_2) for vegetation case. And these two variables change so rapidly in narrow and different range of soil moisture depending on soil type, which leads to complicated reaction of land surface heat budget to soil moisture.

Key Words : LSP, soil moisture, land surface-atmosphere interaction

1. 序論

陸域表層の水分(表層土壌水分、積雪)が、大気とのエネルギー・水交換過程を通して、気候の形成やその変動、及び異常気象の発生をコントロールしていることが指摘されている。土壌水分量は、地表面の各種フラックスを調整し、地表付近の大気場に大きな影響を与え、さらには降水にまで影響を及ぼすことが様々な研究によって示されている。土壌水分量が変動する時間スケールは非常に長いため、初期値を誤ると長期間にわたり予報精度に影響を及ぼすことになる。ところが、土壌水分量の観測が行なわれている地点は限られており、また計測されているとしてもモデルで表現している格子スケールの平均量を観測しているわけではないので、数値予報において、土壌水分量の初期化が非常に重大な課題となっている。全球土壌水分プロジェクト(GSWP)phaseIでは様々な陸面過程モデルに2年分の気象外力を与えて土壌水分(および積雪)の全球分布と季節変化が推定された⁵⁾。

土壌が乾いていると、顕熱は大きく潜熱は小さくなり、気温は高く湿度は低くなる。また、逆もそうである。このメカニズムを利用して、地表付近の気温と湿度の予報誤差の線形結合により土壌水分量を修正する手法(最適内挿法)が開発され、ECMWFとMeteo France

の現業モデルで試験運用されている¹⁾²⁾³⁾。

さて、土壌水分の影響の現れ方は陸面過程モデルの構成の仕方により様々である。例えばバケツモデルのように土壌水分を蒸発抑制としてだけ利用する場合(蒸発効率を土壌水分の関数にする)、土壌水分が少なくなればなるほど、顕熱が大きくなるという単純なメカニズム¹ だけですむ。ところが、陸面過程をより現実的に表現した多くのSVATS (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Scheme) ではモデルは少し複雑になり、地表面の熱容量を土壌水分により変化させたり、植生が存在する場合などには、土壌水分がモデルの中の様々な物理量に直接的、あるいは間接的に作用して、効果の現れ方が予測しがたい場合もある。例えば田中ら(1997)¹⁰⁾ では、土壌水分が蒸発に対して2つの効果(熱的な効果とストレスとしての効果)を持つことを指摘している。

そこで本研究では、陸面過程モデルSiBUC⁹⁾を用いて、モデルで表現されている個々の物理プロセスをたどり、実際に土壌水分量と他の状態量やフラックスがどのようなメカニズムで関係するかを明らかにし、数値予報モデルの土壌水分量の同化システムの開発に向

¹ 土壌水分のコントラストがそのまま潜熱・顕熱に反映され、フラックスをコントロールしやすい。その意味でバケツモデルは非常に有効であるといえる。

けた有力な情報を提示することを目的とする。

2. SiBUC モデルにおける土壌水分量

SiBUCでは1つのグリッドには、主に3つの地表面状態(緑地・都市・水面)が混在する。地中については緑地の部分だけを取り扱っており、都市や水体の下に存在する水分量には変化がないものと仮定している(水体では常に飽和状態であり、都市部では揚水や漏水などの問題があり、現在のところモデルには組み込めない)ため、本研究の目的である土壌水分量の修正は、緑地の地表面状態でのみ行なう。また遮断水分量も熱収支を大きく左右するが、その存在する時間スケールは数時間と短いため、修正の対象とはしない(初期値化よりもむしろ降雨の予報精度の問題である)。なお、緑地の部分はSiB⁶⁾と同様である。

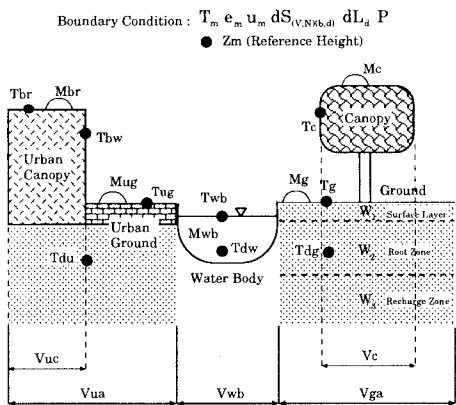


図-1 SiBUC の大気境界条件、予報変数

表-1 SiBUC モデルのスペック (緑地のみ)

気象外力	風速・気温・水蒸気圧・下向き短波、長波・降水強度 (HUBEX 予備観測 (1997 年 8 月 11 日 0:00~24:00))
予報変数	温度 (キャノピー (T_c), 地表面 (T_g), 地中 (T_d)) 遮断水分 (キャノピー (M_c), 地表面 (M_g)) 土壌水分量 (表層 (W_1), 根層 (W_2), 再補給層 (W_3))
診断変数	顕熱 (H)・潜熱 (LE)・上向き短波 ($S^{\uparrow}$)・長波 ($L^{\uparrow}$) キャノピー空間気温 (T_{ag})・水蒸気圧 (e_{ag})

3. 土壌水分の初期値の設定

本研究では湿潤から乾燥にかけて 20 通りの設定でシミュレーションを実行する。土壌物理特性として Clapp and Hornberger の関係式 (1) を用い、3 層の土壌水分の初期値を設定する際には、土壌のマトリックポテンシャル (ψ) を深さ方向への線形関係式 (2) (重力と釣り合う状態) で表現する。なお、本研究で扱う土壌水分量とはいわゆるウェットネス (含水率/空隙率) と呼ばれるものであり、飽和時に 1 の値をとる。

- (a) もっとも湿潤な状態として、第 3 層の底に地下水面が存在している場合を想定し ($gw = z_t$)、式 (2) から第 1 層のポテンシャル ($\psi_{1,wet}$)、式 (1) から土壌水分 ($W_{1,wet}$) を求める。
- (b) これを基準として、各ケースに対する W_1 の初期値を最小値 (W_{min}) との間で 20 等分して変化させる ($W_{1,j} = W_{min} + (W_{1,wet} - W_{min}) \times (j/20)$, $j=1 \sim 20$)。
- (c) 次に各ケースに対する $W_{1,j}$ からポテンシャル $\psi_{1,j}$ を求め、式 (2) より地下水面 gw_j を計算する。
- (d) 最後に各ケースに対する gw_j から第 2 層、第 3 層のポテンシャル ($\psi_{2,j}, \psi_{3,j}$)、土壌水分量 ($W_{2,j}, W_{3,j}$) を計算し、初期値とする。

$W_i = (\psi_s / \psi_i)^{1/B} \quad (i = 1, 2, 3) \quad (1)$

$\psi_i = (z_i - gw) + \psi_s \quad (i = 1, 2, 3) \quad (2)$

z_i : 各層の中心の深さ (m)、 gw : 地下水面の深さ (m)

ψ_s : 飽和時の ψ 、 B : 定数 (土壌タイプ別)

土壌水分と各種物理量との関係を明確にするために、上記の 20 通りの初期値に対して、共通の気象データを外力として SiBUC をドライブし、土壌水分量の影響分析を行った。使用した気象データは 1997 年 8 月 11 日に HUBEX 夏期予備観測として淮河流域で取得されたものであり、良く晴れた日の水田での観測値である。本研究では、まず裸地において土壌水分量がどのようなメカニズムで各状態量 (及び診断変数) に影響を及ぼすかを調べ、さらに植生が存在する場合についても検討する。

4. 裸地における影響評価

(1) 潜熱フラックスに対する影響

裸地における潜熱フラックス (E_g) は式 (3)~(5) で表現され、相対湿度 f_h が小さくなるほど式 (4) の蒸発効率 h_s が小さくなり、 E_g は小さな値となる。

$f_h = \exp\left[\frac{\psi_1 g}{R_w T_g}\right] \quad (3)$

$h_s = \frac{f_h e_*(T_g) - e_{ag}}{e_*(T_g) - e_{ag}} \quad (4)$

$E_g = \frac{h_s}{r_{surf} + r_d} \frac{\rho C_p}{\gamma} [e_*(T_g) - e_{ag}] V_{ga} \quad (5)$

R_w : 水蒸気的气体定数 ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 g : 重力加速度 (m/s^2)、 γ : 乾湿球定数 (mbK^{-1})、 ρ : 空気密度 (kgm^{-3})、 C_p : 空気の比熱 ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)、 $e_*(T)$: 温度 T の飽和水蒸気圧 (mb)、 e_{ag} : キャノピー空間の水蒸気圧 (mb)、 r_{surf} : 土壌表面抵抗 (sm^{-1})、 r_d : 地面からキャノピー空間への空気力学的抵抗 (sm^{-1})

式(1)、(3)で表現されるマトリックポテンシャル(ψ)・相対湿度(f_h)と土壌水分量(W)の関係を土壌タイプ別に表-2に示す。ただし、式(3)では T_g を303Kとして計算している。

表-2 土壌水分量と相対湿度・ポテンシャルの関係

土壌タイプ	$f_h=0.99$	$f_h=0.01$	$\psi=-100(\text{m})$	$\psi=-300(\text{m})$
sand	$W=0.133$	$W=0.029$	$W=0.145$	$W=0.111$
sandy loam	$W=0.211$	$W=0.060$	$W=0.227$	$W=0.182$
loam	$W=0.280$	$W=0.090$	$W=0.299$	$W=0.244$
clay loam	$W=0.370$	$W=0.156$	$W=0.389$	$W=0.333$
clay	$W=0.495$	$W=0.241$	$W=0.5176$	$W=0.454$

土壌タイプごとに蒸発抑制が起こる土壌水分の値は異なるが、相対湿度が $f_h=0.01\sim0.99$ と変動するのはいずれも狭い範囲(sandで0.104, clayで0.254)に限られているのが特徴である。

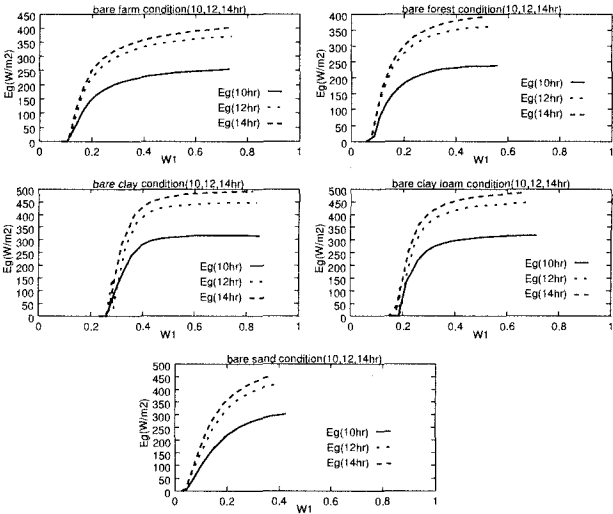


図-2 土壌水分量と潜熱フラックスの関係 (10,12,14 時)

そこで、10,12,14 時の潜熱フラックスと土壌水分の関係(図-2)を見てみると、各土壌タイプで蒸発抑制が起こる土壌水分量と、潜熱が急激な変化をする土壌水分量が一致していることがわかる。潜熱が急激に変化することは、熱収支式も急激に変化することに他ならない。すなわち、熱収支が変化する土壌水分の値は土壌タイプ別に異なるが、いずれも土壌水分の変化範囲が0.1~0.2程度で急激に変化し、それより湿潤側ではほとんど熱収支は崩れない。土壌水分量と熱収支の関係は極めて非線形性が強いといえる。

(2) 土壌水分量が直接影響する変数

土壌水分量が変化することで直接的に影響するものとして、 f_h, ψ の他に熱容量(C_g)と土壌表面抵抗(r_{surf})がある。この関係(式(6)~式(9))を図-3に示す。熱容量は土壌の熱拡散係数(H_s)、比熱(C_{soil})を介して変化するものであるが、図-3で見える限り W_1 と C_g には

式(10)で表現できるような直線関係が成立している。なお、土壌タイプがfarmの場合についてのみ考察したが、違う土壌でも同様のことがいえる。

$$r_{surf} = d_1 + d_2 W_1^{-d_3} (\text{s/m}) \tag{6}$$

$$H_s = 0.4186 \times \frac{1.5(1 - \theta_s) + 1.3\theta_s W_1}{0.75 + 0.65\theta_s - 0.4\theta_s W_1} (\text{W/mK}\Upsilon) \tag{7}$$

$$C_{soil} = [0.5(1 - \theta_s) + \theta_s W_1] 4.186 \times 10^6 (\text{J/m}^3\text{K}) \tag{8}$$

$$C_g = 0.5 \left(\frac{86400 H_s C_{soil}}{\pi} \right)^{1/2} (\text{J/m}^2\text{K}) \tag{9}$$

$$C_g = k W_1 + C_{g0} \quad \frac{\partial C_g}{\partial W_1} = k \tag{10}$$

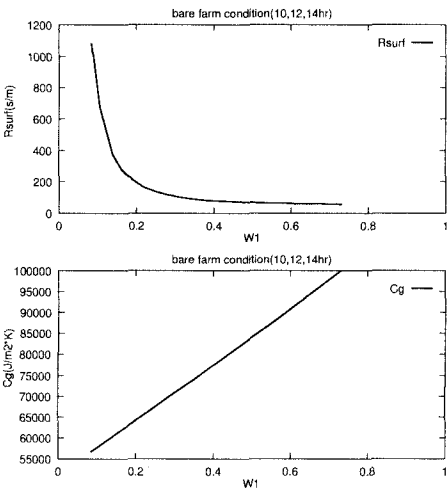


図-3 地表面抵抗と地表面熱容量 (土壌水分の関数)

(3) 顕熱フラックスと土壌水分量の関係

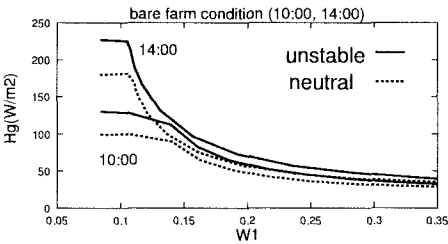


図-4 顕熱に対する安定度の効果 (10,14 時)

地表面からの顕熱フラックス(H_g)は式(11)で表される。図-4に大気安定度の効果を考慮した場合(unstable)と考慮しない場合(neutral)の H_g と W_1 の関係を示した。空気力学的抵抗(r_d)は主に風速に支配されるもので、大気が不安定になる場合を除いて土壌水分量の大气安定度を介した影響は現われない。安定度の効果は抵抗値で5(s/m)、フラックスで40(W/m²)程度と比較的小さいので、土壌水分量の r_d に対する(温度を介した)間接的な影響を無視して議論しても差し支えない。

さて、式(11)において土壌水分量の影響を受けるのは、地表面温度(T_g)とキャノピー空間気温(T_{ag})である。 T_{ag} は、地表面(及びキャノピー)から出てきたフラックスが全て大気第1層に渡される(キャノピー空間内の貯留はなし)という条件から診断的に求められる(式(12))。ところが、 T_g は状態量であり、同じ状態量である土壌水分量の関数として表現するわけにはいかず、土壌水分量の増減に応じて、顕熱がどの程度増減するかを定式化できない。

$$H_g = \rho C_p \frac{T_g - T_{ag}}{r_d} V_{ga} \quad (11)$$

$$T_{ag} = \frac{T_g \frac{1}{r_d} + T_m \frac{1}{r_a}}{\frac{1}{r_d} + \frac{1}{r_a}} \text{ (裸地)} \quad (12)$$

$$T_{ag} = \frac{T_c \frac{2}{r_b} + T_g \frac{1}{r_d} + T_m \frac{1}{r_a}}{\frac{2}{r_b} + \frac{1}{r_d} + \frac{1}{r_a}} \text{ (植生地)} \quad (13)$$

r_b : キャノピーからキャノピー空間、
 r_d : 地面からキャノピー空間、
 r_a : キャノピー空間から参照レベル
 の空気力学的抵抗

$$R_{ng} = (1 - \alpha) S^{\downarrow} + L^{\downarrow} - \sigma T_g^4 \quad (14)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_{ng} - H_g - E_g - \omega C_g (T_g - T_d) \quad (15)$$

ω : 角振動数 ($2\pi/86400(\text{s}-1)$)、 T_d : 地中温度

土壌水分量(W_1)と顕熱(H_g)の関係をみると、乾燥側では地表面温度の上昇により顕熱は急激に大きくなっているが、湿潤側ではあまり変化がないことは、潜熱(E_g)の場合と同様であり、 W_1 が0.1~0.15の範囲で変動が激しい。

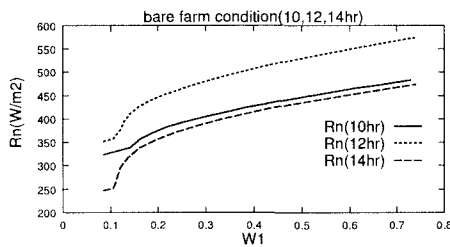


図-5 純放射量 (10,12,14 時)

また W_1 と純放射量 (R_{ng}) の関係をみると、アルベド (α) の増加 (地面が乾燥すると白っぽくなる) 効果と T_g の上昇に伴う上向き長波放射の増加効果の相乗効果により、 R_{ng} は乾燥側で急激に小さくなる。このように R_{ng} も W_1 の影響を受けているため、 E_g が減少した分を H_g が補うといった単純な図式ではないことがわかる。

式(15)は地表面温度(T_g)の予報方程式である。上で述べた通り、潜熱(E_g)、顕熱(H_g)、純放射量(R_{ng})はいずれも土壌水分量のみならず、温度にも大きく関係

している。すなわち、予報方程式は2つ以上の独立な状態変数の関数となる。

$$T_g(t + \Delta t) = f(T_g(t), W_1(t), \dots) \quad (16)$$

結局、比較的機構が単純な裸地においてでさえ、土壌水分量と地表面温度という2つの状態変数同士の複雑な相互作用を見ることができる。ただ、乾燥側での状態変数や診断変数の大きな変化をもたらす決定的なものが、裸地の場合は相対湿度(f_h)であるということを確認することができた。また土壌水分に対する感度が大きくなる範囲が非常に限られていることも理解できた。

「卵が先か鶏が先か」の議論ではないが、これまでに見てきた乾燥側での T_g や H_g と W_1 の関係はまず蒸発抑制が働き、その結果顕熱としてエネルギーを放出すべく地温が増加するというメカニズムが存在する。さらに土壌の熱物性値が小さくなることで温度の増加を助けることになり、ますます非線形性が増すことになる。

さらに、湿潤側では地表面温度は様々な要因の結果としてほとんど変化しないので(図-6)、純放射の増加傾向はアルベドの効果が反映されたことになる。 W_1 が増えれば増えるほど、 r_{surf} は小さくなり、それだけ蒸発に有利に働くが、 r_d も T_g もほとんど変化しないので、顕熱には有利にも不利にも働かない。その結果純放射の増加分は全て潜熱にまわることになる。

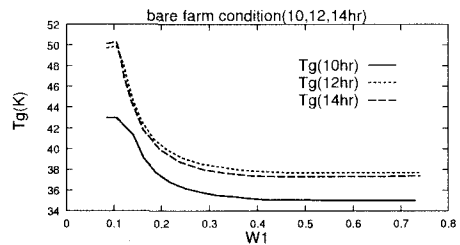


図-6 地表面温度 (10,12,14 時)

5. キャノピー含めた影響評価

次に、植物キャノピーを含めた場合、裸地面のみと比較してどれほど複雑になるか検証する。キャノピーにおける土壌水分量の影響は、蒸散に対する水分ストレス効果や地表面からの短波・長波放射との相互作用に現われる。そこで、一例として、土壌・植生タイプ共に畑地(farm)で、最も単純なキャノピーカバー率 $V_c = 1.0$ の場合について検討する。

(1) キャノピーを含めた場合のフラックス

キャノピーを含めた場合、新たに状態量としてキャノピー温度(T_c)が加わる。この場合地面からキャノピー空

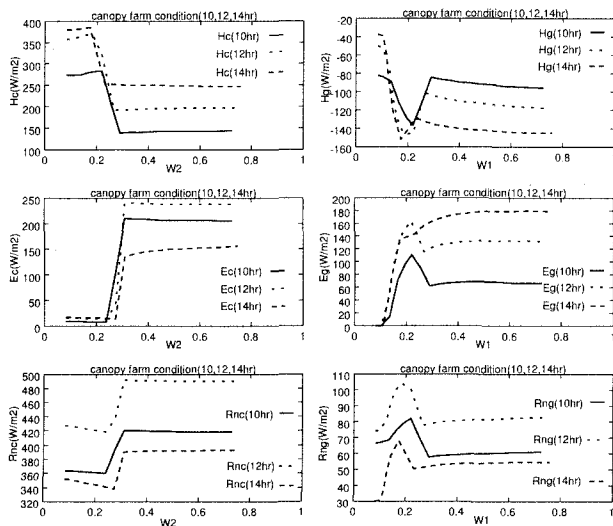


図-7 キャノピー・地表面からの顕熱・潜熱・純放射と土壌水分の関係 (10,12,14 時)

間へのフラックス (R_{ng} , H_g , E_g) とキャノピーからキャノピー空間へのフラックス (R_{nc} , H_c , E_c) の合計が大気側への出力となる。 H_c は式 (17) で表現され、裸地の場合と同じくキャノピーからキャノピー空間の空気力学的抵抗 (r_b) への土壌水分の影響を無視しても差し支えない。

よって、式 (17) 中、土壌水分量と関係があるのはキャノピー温度 (T_c) とキャノピー空間気温 (T_{ag}) (式 (13)) となる。式 (18) は T_c の予報方程式である。熱容量 (C_c) は葉面積指数 (L_t) だけで決まる量であり、土壌水分量とは無関係である。

$$H_c = \rho C_p \frac{T_c - T_{ag}}{r_b} V_c V_{ga} \quad (17)$$

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_{nc} - H_c - E_c \quad (18)$$

ここでも、裸地の場合と同じく土壌水分量と R_{nc} , H_c , E_c の関係も必要になる (図-7)。この図から、 H_g の変化の仕方が $W_1 = 0.2$ あたりで湿潤側より小さく不自然である。そもそも湿潤、乾燥いずれの場合にも H_g が負の値をとっていること自体が不自然に見えるが、これはキャノピー被覆率が 1.0 であり、日射がほとんど地面に到達せず、 T_g が T_c や T_{ag} よりも低くなり、熱的にシンクとなっているのである。このことは樹木の生い茂った森の中の涼しさを想像すれば理解できる。

さて、 H_g の W_1 に対する変化の様子を追っていく。まず湿潤側では図には示さないが T_g はほぼ一定であり、 W_1 の減少に伴う r_{surf} の増加 (式 (6)) を反映して E_g がわずかではあるが減少し、それを補うかのように H_g が増加する。

また R_{ng} も減少しているので、 E_g と H_g がバランスしているのは変であるが、これは C_g の減少による地中熱伝導の減少で説明できる。本当はこれらの現象が全

て絡み合っているが、結果としてのエネルギー配分は上のように整理することができる。

次に $W_1 \approx W_2 = 0.3$ 付近で様子が一変するが、これはキャノピーの熱収支の変化の影響を受けたものであり、キャノピーの蒸散 (気孔抵抗) については後述する。とにかくまずキャノピーの蒸散が $W_2 = 0.3$ 付近からストレスを受け始め $W_2 = 0.22$ 付近で完全に停止している。この結果キャノピー空間の気温 (T_{ag})、水蒸気圧 (e_{ag}) が大きく変化し、 E_g と H_g も変化している。

さらに $W_1 = 0.2$ 付近からまた別の段階に入るが、これは土壌自身の問題で、相対湿度 (f_h) が急激に減少することに対応している (表-2 参照)。なお、純放射の挙動はそれぞれキャノピー温度の上昇 (R_{nc} 減少, R_{ng} 増加)、地表面温度の上昇 (R_{nc} 増加, R_{ng} 減少) で説明できる。

このように植生地では温度と土壌水分との相互作用に加えて、キャノピーと地表面との相互作用も絡んだ非常に複雑な機構になっていることが理解できる。

(2) 気孔抵抗についての検討

キャノピーからの潜熱フラックス (E_c) は、式 (19) で表現され、ここで着目すべき変数は、植物の気孔の生理的調節機能を表現したキャノピー気孔抵抗 (r_c) である。

$$E_c = \frac{1}{r_c + r_b} \frac{\rho C_p}{\gamma} [e_*(T_c) - e_{ag}] V_c V_{ga} \quad (19)$$

r_c は式 (20) で表現される ($o(\xi, \theta)$: 葉の方位分布、 ξ, θ 葉の方位角)。

$$\frac{1}{r_c} = f(\Sigma) N_c \int_0^{L_t} \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} \frac{o(\xi, \theta)}{r_s(PAR, \kappa, \xi, \theta)} \times \sin \theta d\xi d\theta dL \quad (20)$$

$$f(\Sigma) = f(T_c) f(\delta e) f(\psi_{leaf})$$

PAR とは可視光のことであり、これは境界条件として与えられる。ストレス項 $f(\Sigma)$ 以外の積分の部分は植物の葉の分布や量で決まるものであり、土壌水分量とは無関係である。大気の飽差 (δe) に関するストレスは、 T_{ag} における飽和水蒸気圧と e_{ag} の差によるストレスで空気乾燥時に必要以上に水蒸気が奪われることを防ぐものである。葉面温度 (T_c) と葉の水分ポテンシャル (ψ_{leaf}) に関するストレスは、それぞれ光合成活動に関する酵素の活性温度と植物体内の水分欠乏に関するものである。なお、 ψ_{leaf} は式 (21) で算出されるが、ほぼ根層のポテンシャル ($\psi_r \approx \psi_2$) と近い値をとる。

$$\psi_{leaf} = \psi_r - ha - \frac{1}{\rho} \frac{E_c}{\lambda} (r_{plant} + r_{soil}) \quad (21)$$

ha : 蒸散源の高さ、
 r_{plant} : 植物の導管の抵抗、
 r_{soil} : 植物の根と土壌の間の抵抗

土壌水分量と各ストレス項、気孔抵抗の関係を図-8に示す。乾燥側では、ストレス項がほぼ 0 になるた

め上限値として設定した $r_c = 9999(s/m)$ となっている。気孔抵抗の目立った変化が見られるのは、土壤水分量 $W_2 = 0.30$ 付近からであり、これは表-2で ψ_2 が-100(m)となる土壤水分量に相当する。また $f(\psi_{leaf})$ が W_2 のわずかな変化で1から0まで変化していることから、 r_c を支配している決定的なものは ψ_{leaf} であると言える。上で述べた通り、 ψ_{leaf} は ψ_2 と同程度であるため、気孔抵抗に対する感度が大きいのは $\psi_{c1} \geq \psi_2 \geq \psi_{c2}$ の範囲となる(ただし、 ψ_{c1}, ψ_{c2} : 気孔が閉じ始める時、気孔が完全に閉じる時の ψ_{leaf})。

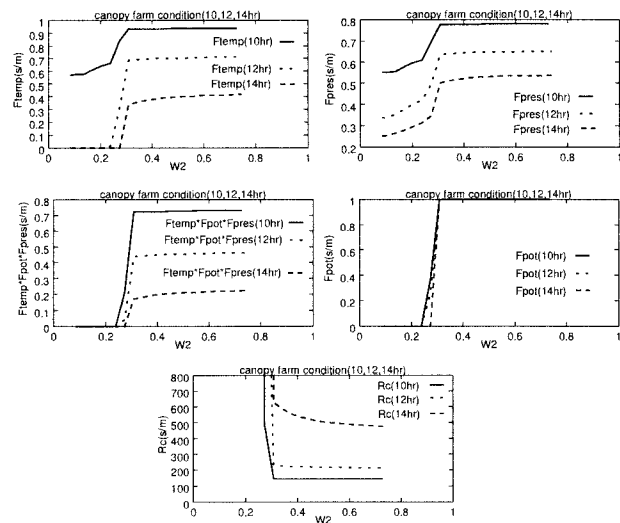


図-8 気孔抵抗のストレス項と土壤水分の関係 (10,12,14 時)

繰り返しになるが、各種フラックスおよび状態量を支配しているものは裸地(地表面)では相対湿度(f_h)であり、植生地(キャノピー)では葉の水分ポテンシャル(ψ_{leaf})となり、それぞれの感度が出る範囲が狭くしかも少しずれていることが現象を複雑にしている。

6. 結論

本研究では陸面過程モデル(SiBUC)を使ったシミュレーションにより、土壤水分量の変化に対して各状態量、フラックスがどのように関連しているかを検討し、モデルの中での土壤水分の役割を明らかにした。

その結果

- 土壤水分量の正確な値が必要な(つまりフラックスに対する感度が大きい)範囲は限定されており、修正をするならばこの範囲でのみ可能である
- 湿潤側では土壤水分がどのような値でもフラックスにあまり差が出ず、土壤水分を修正するのは困難であり、また修正する必要もない

ことが理解できた。

陸面過程モデル(SiB)における土壤水分の影響は次の3つの流れに大別して議論できる。

裸地の場合

- 水分ポテンシャルの影響

$$\begin{aligned} W_1 &\rightarrow r_{surf} \\ W_1 &\rightarrow \psi_1 \rightarrow f_h, h_s \\ r_{surf}, h_s &\rightarrow E_g \end{aligned}$$

- 熱的影響

$$\begin{aligned} W_1 &\rightarrow H_s, C_{soil} \rightarrow C_g \rightarrow T_g \\ T_g &\rightarrow \text{ポテンシャル差} \rightarrow E_g, H_g \end{aligned}$$

- 放射収支への影響

$$\begin{aligned} W_1 &\rightarrow \text{アルベド} \rightarrow \text{短波収支} \\ W_1 &\rightarrow T_g \rightarrow \text{長波収支} \end{aligned}$$

植生地の場合

- 水分ポテンシャルの影響

$$\begin{aligned} W_2 &\rightarrow \psi_2 \rightarrow \psi_{leaf} \\ \psi_{leaf} &\rightarrow r_c \rightarrow E_c \end{aligned}$$

- 熱的影響

$$E_c \rightarrow T_c \rightarrow f(T_c), f(\delta e) \rightarrow r_c$$

- 放射収支への影響

$$T_c \rightarrow (\text{長波収支}) \rightarrow T_g$$

参考文献

- 1) Mahfouf, J.F., Analysis of soil moisture from near-surface parameters: A feasibility study, *J. Appl. Meteor.*, 30, 1534-1547, 1991.
- 2) Giard, D., and E. Bazile, Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model, *Mon. Wea. Rev.*, submitted.
- 3) Douville, H., P. Viterbo, J.-F. Mahfouf, and A.C.M. Beljaars, Sequential soil moisture analysis in the presence of internal and prescribed errors using the ECMWF single column model, *Mon. Wea. Rev.*, submitted.
- 4) Kalman, R.E.: A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems, *J. Basic Eng.*, vol. 82D, No. 1, 35-45, 1960.
- 5) Koike, T et.al.: Global Soil Wetness Project, A Special Issue of the JMSJ, 1999.
- 6) Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531, 1986.
- 7) Sellers, P.J., D.A. Randall, G.J. Collatz, J.A. Berry, C.B. Field, D.A. Dazlich, C. Zhang, G.D. Collelo, and L. Bounoua, A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I, Model formulation, *J. Clim.*, 9, 676-705, 1996.
- 8) 田中賢治・池淵周一: 都市域・水体をも考慮した蒸発散モデルの構築とその琵琶湖流域への適用, 京大防災年報, 第37号, B-1, pp299-313, 1994.
- 9) 田中賢治・中北英一・池淵周一: 琵琶湖プロジェクトの陸面過程モデリング, 水工学論文集, 第42巻, pp. 79-84, 1998.
- 10) 田中賢治他: 陸域水・熱フラックスに対する地表面起伏効果, 京大防災年報, 第40号, B-2, pp135-154, 1997.
- 11) 田中賢治他: SiBUC-JSM88 結合モデルのテストラン, 京大防災年報, 第41号, B-2, pp135-154, 1998.

(1999.9.30 受付)