

## 1. 陸面過程と衛星リモートセンシング\*

近藤 純正\*\*

## 1. はじめに

地球規模ならびに局地規模のエネルギー・水循環の実態把握の研究が盛んである。

その基礎としての陸面過程の研究には、(1)大気大循環用、(2)局地気象用、(3)試験地用などがあるが、取り組み方に姿勢の違いがある。

われわれが知りたいのは、地表面に注がれている入力放射量が、顕熱と潜熱および地表面の放つ長波放射量の3つに配分される際の比率である。その配分比率は地表面の条件と大気の状態に依存する。

ここでは主として、熱収支法によって、地表面フラックスを求める際に、何を測ればよいかを考えたい。衛星からすべてを知ることは不可能であり、基本的には

地上データが重要で、衛星データを補助的に利用する。

## 2. 熱収支の理解

まず具体例を理解するために、地表面の蒸発効率 $\beta$ とアルベード $ref$ 以外の条件が同じとした場合について、地表面温度の日変化の違いを第1図に示した。

蒸発ゼロのアスファルト面では、草地に比べて温度が上昇し、最大 $15^{\circ}\text{C}$ も高くなる。また、白いコンクリート面では日射の吸収が少ないので、草地とほとんど同じような日変化をする。アルベードの0.4の違いは、 $\beta$ の0.4の違いに相当する。

●地表面温度だけでは熱収支は計算できない。

熱収支の配分比( $H/\epsilon E$ )と地表面温度を決める地表面パラメータは蒸発効率 $\beta$ (蒸発のしやすさ、水面で $\beta=1$ 、乾燥地で $\beta<0.1$ )、交換速度 $C_H U$ (バルク輸送係数と風速の積、高度依存性は小)、アルベード $ref$ 、および地表層の熱物理係数 $c_g \rho_c \lambda_g$ (体積熱容量と熱伝導係数の積)である。植生地ではほかに無次元植生密度 $c_v$ (葉面積指数 $LAI$ と個々の葉の低抗係数 $c_d$ の積)が重要である。

## 2.1 基本式

地表面の熱収支式:

$$R \downarrow = \sigma T_s^4 + H + \epsilon E + G \quad (1)$$

顕熱輸送量のバルク式:

$$H = C_H \rho C_H U (T_s - T) \quad (2)$$

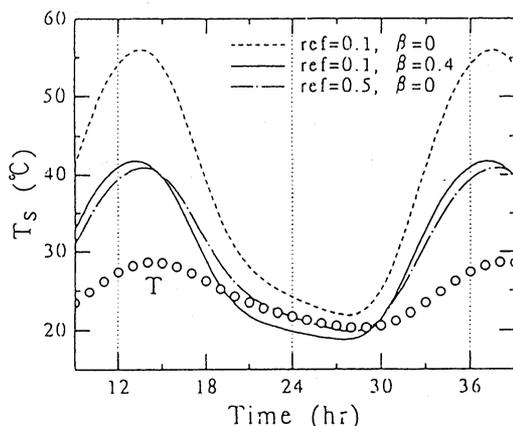
潜熱輸送量のバルク式:

$$\epsilon E = \rho \beta C_H U (q_{SAT}(T_s) - q) \quad (3)$$

ここに、入力放射量: $R \downarrow = (1 - ref) S \downarrow + L \downarrow$ ,  $S \downarrow$ :日射量,  $L \downarrow$ :下向き大気放射量,  $T_s$ :地表面温度,  $T$ :気温,  $q_{SAT}(T_s)$ : $T_s$ に対する飽和比湿,

$q$ :比湿,  $\beta (=C_E/C_H)$ :蒸発効率,  $C_H$ と $C_E$ :それぞれ顕熱と潜熱に対するバルク輸送係数である。地中伝導熱 $G$ は他のパラメータ化の方法で推定可能である。

式(1)~(3)において、地表面パラメータ( $\beta, C_H, ref$ )がわかっているならば、気象条件( $R \downarrow, U, T, q$ )を入力データとして、3つの未知量( $T_s, H, \epsilon E$ )を解くことがで



第1図 蒸発効率 $\beta$ とアルベード $ref$ の違う草地(実線)、アスファルト(破線)、白いコンクリート(一点鎖線)の表面温度の日変化の例、夏の条件(近藤, 1992)。

\* Land-surface processes and satellite remote sensing.

\*\* Junsei Kondo, 東北大学理学部.

© 1995 日本気象学会

きる。

まず熱収支の特徴を知るために、特殊な条件に対する結果を見ておこう(近藤, 1984)。

2.2 空気が飽和湿度 (rh=1) のとき

大気が飽和湿度 (rh=1) 場合、次の関係式が得られる。

$$\frac{H}{\epsilon E} = \frac{c_p}{\beta \epsilon \Delta} \tag{4}$$

$c_p/\epsilon \Delta$  (ここに  $\Delta = dq_{SAT}/dT$ ) は気温だけの関数で、気温の増加とともに小さくなる ( $-20^\circ\text{C}$  で 5.94,  $40^\circ\text{C}$  で 0.173)。したがって、寒冷域では顕熱輸送量  $H$  は  $\beta$  にほとんど無関係であり、入力放射の大部分が  $H$  になる。逆に熱帯域では  $\beta$  が重要であり、 $\beta$  の大きいとき大部分のエネルギーは蒸発の潜熱  $\epsilon E$  になる。熱帯域で蒸発量が多いのはこの理由による。この性質を「ボエン比の温度依存性」という。

この条件において、温度差 ( $T_s - T$ )、顕熱輸送量、潜熱輸送量は共に有効エネルギー ( $Q - \sigma T^4$ ) に比例する。ここに  $Q \equiv R \downarrow - G$  である。

●入力放射量  $R \downarrow$  を正しく知らねばならない。

2.3 有効エネルギーがゼロ ( $Q - \sigma T^4 = 0$ ) のとき

これは曇天時や森林内に相当する。 $C_H U \rightarrow$  大とする

$$T_s - T \doteq \frac{(1 - rh) q_{SAT}(T)}{(c_p/\beta \epsilon) + \Delta} \tag{5}$$

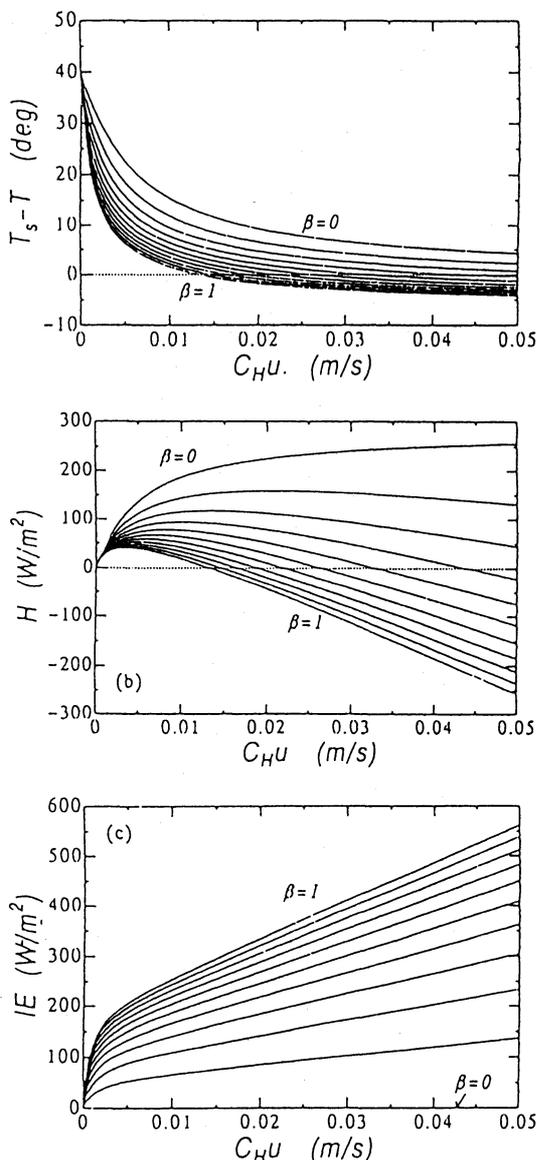
$$\frac{H}{\epsilon E} \doteq -1, \quad (C_H U \rightarrow \text{大のとき}) \tag{6}$$

$C_H U$  が大きく有効エネルギーがゼロのとき、地表面温度は気温より低くなり、大気から地表面へ顕熱が供給され、これが蒸発を起こす熱源となる。

2.4 一般条件のとき

蒸発効率  $\beta$  をパラメータとした関係を第2図に示した。 $\beta = 0.5$  (草地) の場合を見ると、潜熱輸送量  $\epsilon E$  は  $C_H U$  の増加にしたがって単調に増加するが、顕熱輸送量  $H$  はある  $C_H U$  のところで極大値をもつ。これは、風速が大きくなると熱交換が大きくなり、地表面は冷却され、やがて  $T_s < T$  となる。そのため顕熱輸送量はマイナス、つまり大気から地表面へ入るようになる。 $\beta$  が小さいほど、顕熱輸送量の極大値をとる  $C_H U$  が大きくなる。また、 $T_s < T$  となる  $C_H U$  も大きい。この図は熱収支の理解に役立つ。

● $C_H U$  は他の研究から知り、衛星放射温度から  $\beta$  を推定すれば熱収支が求められる。この場合、日平均地表面温度、あるいは瞬間の地表面温度と気温の差の



第2図 (上) 温度差  $T_s - T$ , (中) 顕熱輸送量  $H$ , (下) 潜熱輸送量  $\epsilon E$  と交換速度  $C_H U$  の関係, パラメータは蒸発効率  $\beta$  の 0.1 さま (Kondo and Watanabe, 1992)。

データがあればよい。近藤 (1992) 参照。

3. 微風時の水面では  $T_s - T$  を正しく測る

第2図に示すように、 $C_H U$  が小さいとき(微風)、温度差、顕熱輸送量、潜熱輸送量は  $C_H U$  に敏感である。この場合、バルク輸送係数  $C_H$  と風速  $U$  を正確に知らねばならないかということ、そうではない。以下、水面

第1表 熱帯海洋(微風,  $T_s=28^\circ\text{C}$ , 塩分=35パーミル,  $q_s=0.98 \times q_{\text{SAT}}(T_s)=23 \times 10^{-3}$ , 相対湿度=80%), を想定したときの熱輸送量Hと $\epsilon E$ .

$T_s - T$ °C	$q_s - q$ $\times 10^{-3}$	$(T_s - T)_v$ °C	$10^{-3} C_H U$ $\text{ms}^{-1}$	H $\text{Wm}^{-2}$	$\epsilon E$ $\text{Wm}^{-2}$
0	4.2	0.8	1.10	0.0	13.9
1	5.3	2.0	1.51	1.8	24.0
2	6.3	3.2	1.76	4.3	33.3
4	8.2	5.5	2.12	10.3	52.2

を対象とする。熱帯海洋上などでは  $T_s - T > 0$  のことが多く、微風時は非常に不安定である。そのため微風時でも顕熱輸送量はかなりある(第1表)。

微風時の  $C_H$  は近似的に風速に逆比例する(Kondo, 1976)。それゆえ、 $C_H$  と  $U$  を別々にではなく、 $C_H U$ (交換速度)として考える。次の式が利用できる。 $U < 0.7 \text{ ms}^{-1}$  に対して:

$$C_H U \doteq C_E U = 1.2 \times 10^{-3} (T_s - T)^{1/3} \quad (7)$$

ただし

$$(T_s - T)_v = (T_s - T) + 0.61 T (q_s - q) \\ \doteq (T_s - T) + 0.11 (e_s - e) \quad (8)$$

$$(T : \text{K}, q_s - q : \text{kg kg}^{-1}, e_s - e : \text{hPa})$$

式(7)は Bradley *et al.* (1991) の観測も説明できる。

●バルク式を用いて微風時の水面フラックスを求めるには、風速は概略値でよく、水面温度と気温の差の測定は正確でなければならない。

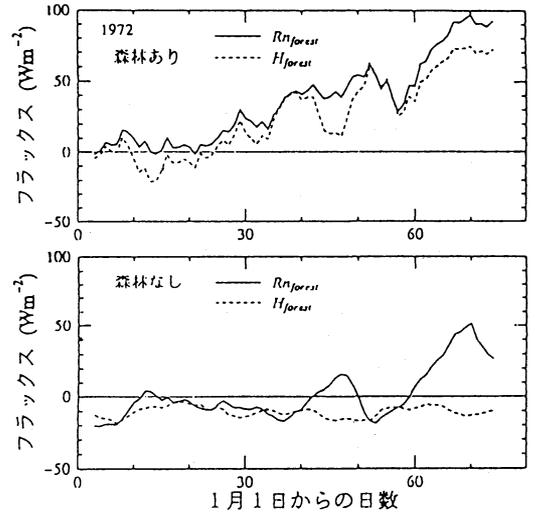
#### 4. 積雪地では何が重要か

積雪面の熱収支において、低温時はアルベード、高温時は風速・気温・比湿が重要である。

しかし、積雪の上に樹木があれば、日射量の大部分は樹体に吸収される。その樹体は長波放射を積雪面に注ぎ、積雪面は多くの熱を獲得できる。この際、積雪のアルベード、森林密度、気温、風速の条件によって熱収支状態はいろいろ変わる。

積雪 ( $T_s \leq 0$ ) だけの場合、大気は加熱されなくても、森林があれば、大気は大きな加熱を受ける(Yamazaki and Kondo, 1993)。

山形県釜淵試験地における熱収支が第3図に示されている。上の図は森林がある場合、下の図は森林のない積雪面だけの場合である。森林がなければ、正味放射量(実線)は小さく、顕熱(破線)は大気から積雪面へ向かう。現実の森林域では、樹体による日射の吸収が大きく、正味放射量は正、顕熱輸送量もほとんど



第3図 山形県釜淵試験地における冬期間の熱収支、森林あり(上)となし(下)の比較(山崎ほか, 1993)。

正で、冬期間でも大気は加熱される。

●長期の熱・水収支の予測には、初期の積雪水量(水に換算した深さ)を測り、その後の気象条件が与えられればよい。

融雪量と森林密度の関係を調べてみると、アルベード大(きれいな積雪)の場合は、森林の密度が大きいくほど融雪量は増加する。しかし、アルベード小(汚れた積雪)の場合は、融雪量はいったん森林密度の増加に対し減少したのち、再び増加する。森林密度が非常に大きくなると、積雪面のアルベードは熱収支に無関係になる(Yamazaki and Kondo, 1992)。

●森林域では葉面積指数、つまり風速や放射が積雪面までいくらく入るかが重要である。積雪の白いことを利用して、衛星データから植生密度を求める。

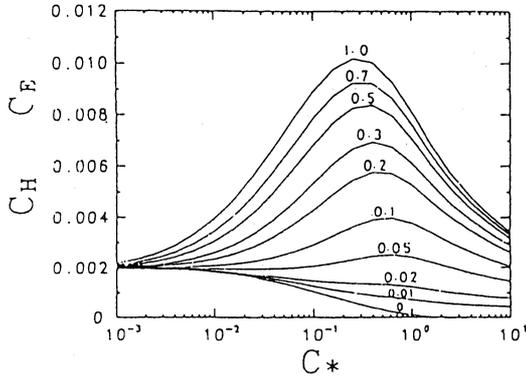
#### 5. 植生地では何を測るか

##### 5.1 バルク輸送係数

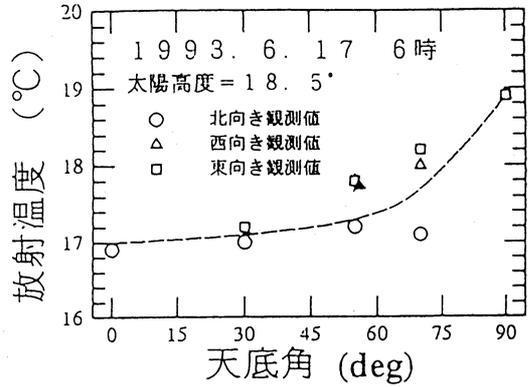
バルク輸送係数 ( $C_H$  と  $C_E$ ) と無次元植生密度  $c_*$  との関係が第4図に示されている。適当な植生密度のところに、バルク輸送係数の極大値がある。この極大値のところで、エネルギー交換が最も盛んである。

##### 5.2 放射温度の利用上の問題点

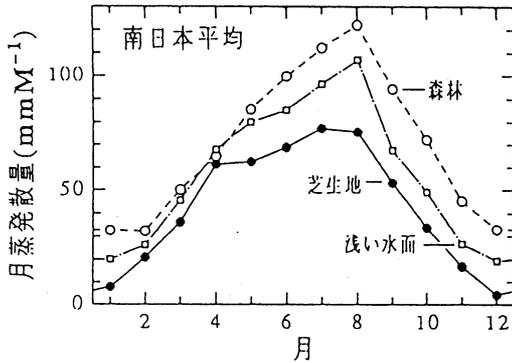
植被層は厚く、葉面温度は高度分布をもつ。そのため、放射温度  $T_R$  は葉面と林床のある平均温度を代表する。しかし、熱交換量はそれと異なる温度  $T_e$  で行なわれる。植生密度が非常に大きい場合と非常に小さ



第4図 バルク輸送係数と  $c^*$  ( $=c_d \times LAI$ ) の関係、パラメータは個々の葉の顕熱(または潜熱)交換係数と抵抗係数の比(Kondo and Watanabe, 1992).



第5図 水田で観測した放射温度と天底角の関係。



第6図 南日本(30地点平均)における森林、浅い湖、芝生地の蒸発量の季節変化(近藤・中園, 1992).

mm  $d^{-1}$  以上の降水日数は概略100日、その日に濡れた樹体から3~4 mm  $d^{-1}$  の蒸発が起こる。そのため年間300~400 mm の水が降水日に地表面から大気へ還されている。日射のほとんどない降水日に年間量の約半分の潜熱が地表面から大気へ輸送されている。それを生む熱源は下層大気の顕熱である(式6参照)。この水循環は大気・地表面間で起こる「早い循環」である。遮断蒸発量を評価する計算方式が開発され実測データにより確かめられた(近藤・渡辺・中園・石井, 1992)。

一方、晴天日の蒸散は、地中に浸透した水が気孔を通して大気へ流れる「遅い水循環」である。このように、森林は早い水循環と遅い水循環の両方の役割をもつ。

森林流域の蒸発・流出量が熱収支法・新バケツモデル・水収支法の組み合わせにより評価された(近藤・渡辺・中園, 1992; ほか)。

●この手法を他の流域にも適用する。

## 6. 裸地では何が重要か

### 6.1 短期的変動

比較的湿潤条件では、 $\beta$  法か  $h\beta^*$  法を用いて蒸発量を評価する。

$\beta$  法:

$$E = \rho C_E U \beta [q_{SAT}(T_s) - q] \quad (9)$$

$h\beta^*$  法:

$$E = \rho C_E U \beta^* [h q_{SAT}(T_s) - q] \quad (10)$$

$\beta$  と  $\beta^*$  はある関係で結ばれており、いずれも同じ結果を得る方法である(近藤, 1993a)。この際、表層土壌(2 cm とか 5 cm 平均)の体積含水率  $\theta$  と土壌種類がわかっているならばよい(Kondo・Saigusa・Sato,

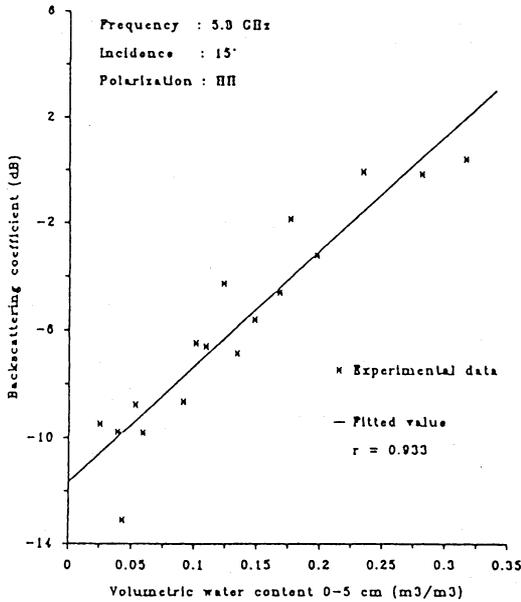
い場合は、両温度はほぼ等しいが、中間的な植生密度ではかなりの差がある。そのため放射温度を単純に利用するだけでは、よい結果は得られない。

第5図は水田における温度  $T_r$  と天底角の関係である。この測定から、植被の温度  $T_c$  分布とその下の地面温度  $T_g$  を分離する(Kondo and Watanabe, 1992; Yamazaki *et al.*, 1992)。

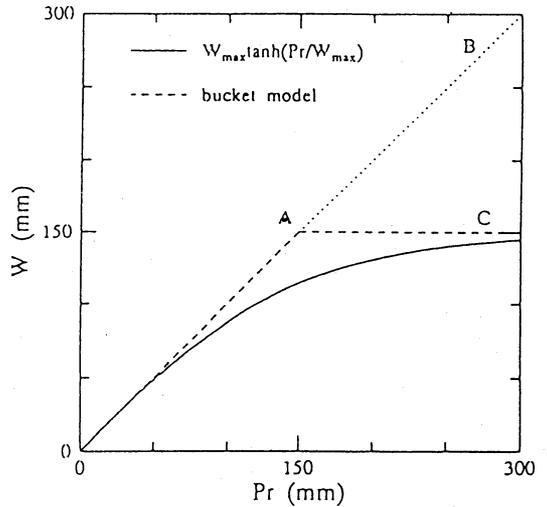
●角度を変えた放射温度の測定から、植物体温  $T_c$  の鉛直分布とその下の地面温度  $T_g$  を知り、蒸発効率  $\beta$  を求める。

### 5.3 水収支における森林の役割

日本では森林の年間蒸発量は湖の年間蒸発量を上回る(近藤・渡辺, 1991)。森林で蒸発散量が多いのは、降水日の濡れた樹体からの蒸発量による。日本では5



第7図 表層土壌5 cmの平均体積含水率(横軸)とマイクロウェーブの反射係数(縦軸)(Bruckler and Witono, 1989).



第8図 空間平均の表層土壌含水量Wと降水量Prの関係、バケツモデル(破線OAC)と新バケツモデル(曲線)の比較、ただし  $W_{MAX}=150$  mm,  $W_0=0$ ,  $E=0$  の場合(近藤, 1993 b).

1990). 数値モデルと組み合わせるなら1~5日に1回の間隔で $\theta$ が観測されればよい。マイクロウェーブによる $\theta$ の測定例を第7図に示した。

砂漠などの乾燥地( $\beta < 0.1$ )では、蒸発量は小さく従来の多くの方法では観測できないし、また従来のパラメータ化は利用できない。土壌3層モデル(近藤, 1993 a)が利用できる。土壌3層モデルは全条件に通用する。この場合は5~10日に1回の間隔で $\theta$ がわかればよい。

●頭熱輸送量は  $C_H U$  の大きいとき  $C_H U$  に敏感でない。蒸発量は風速とほとんど無関係になり、大気比湿に強く依存する。大気比湿と土壌水分が平衡になるような方向へ水蒸気輸送が起こる。この際、地温の測定誤差が $5^\circ\text{C}$ 程度あってもよい。

6.2 長期的変動(砂漠など乾燥域)

1か月以上の長期の水収支変動を知るには、地下水面(湿潤面)の深さを知らねばならない。10年以上の長期的変動では、たとえば深さ10 mにある地下水面の深さをリモートセンシングできればよい。地下水面の深さを  $Z_{WATER}$ 、その温度を  $T_{WATER}$  としたとき、地中の水蒸気輸送の抵抗(分子拡散距離)は近似的に  $3 \times Z_{WATER}$  であり、地表面上の長期平均蒸発速度  $E_M$  は次式で見積ることができる(近藤, 1993 a)。

$$E_M \doteq \frac{\rho D}{3 Z_{WATER}} [q_{SAT}(T_{WATER}) - q] \quad (11)$$

ただし  $\rho$  は空気密度、 $D$  は水蒸気の分子拡散係数である。 $Z_{WATER}=10$  m とすれば、この  $E_M$  は湿潤地の蒸発量の $10^{-4}$ 倍も小さいが、気候変動では重要であると考えられる。

7. 新バケツモデルで精度の向上

バケツモデル(Manabe, 1969)は非常に簡単なことが特徴であるが、流出量がうまく表現できない。一方、タンクモデル(菅原, 1952~1985)は刻々の流出量を正確に計算できるが、パラメータ数が非常に多い。流域の1日単位の水収支を目的とする場合に、両者の特徴を活かした「新バケツモデル」が提案され、各種土壌構造について詳細な数値計算によって確かめられた(近藤, 1993 b)。「新バケツモデル」で必要なパラメータは、初期の空間平均の表層土壌含水量  $W_0$  と表層土壌の最大貯水容量  $W_{MAX}$  (バケツの深さ、1か月以内の蒸発に関係する表層土壌の厚さ) である。 $W_{MAX}$  は水文データから求められる。

参考文献

Bradley, E. F., P. A. Coppin and J. S. Godfrey, 1991: Measurements of sensible and latent heat flux in

- the western equatorial Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3375-3389.
- Bruckler, L. and H. Witono, 1989: Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling 2. Estimating soil water balance, *Water Resour. Res.*, **25**, 2437-2447.
- 近藤純正, 1984: 複雑多様な地表面の熱収支 — 研究の指針一, *天気*, **31**, 573-581.
- 近藤純正, 1992: 地表面温度と熱収支の周期解及びその応用, *農業気象*, **48**, 265-275.
- 近藤純正, 1993 a: 乾燥域における地表面熱収支の研究 指針 (1) モデル, (2) 計算結果, *水文・水資源学会誌*, **6**, No. 3.
- 近藤純正, 1993 b: 表層土壌水分量予測用の簡単な新パケツモデル, *水文・水資源学会誌*, **6**, No. 4, 印刷中.
- 近藤純正, 中園信, 1993: 日本の水文気象(4): 地域代表風速, 熱収支の季節変化, 舗装地と芝生地の蒸発散量, *水文・水資源学会誌*, **6**, 9-18.
- 近藤純正, 渡辺力, 1991: 広域陸面の蒸発 — 研究の指針一, *天気*, **38**, 699-710.
- 近藤純正, 渡辺力, 中園信, 1992: 日本各地の森林蒸発散量の熱収支の評価, *天気*, **39**, 685-695.
- 近藤純正, 渡辺力, 中園信, 石井正典, 1992: 森林における降雨の遮断蒸発量のモデル計算, *天気*, **39**, 159-167.
- Kondo, J., N. Saigusa, T. Sato, 1990: A parameterization of evaporation from bare soil surfaces, *J. Appl. Meteor.*, **29**, 385-389.
- Kondo, J. and T. Watanabe, 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2183-2199.
- Manabe, S., 1969: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-774.
- Yamazaki, T. and J. Kondo, 1992: The snowmelt and heat balance in snow-covered forested area, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1322-1327.
- Yamazaki, T., J. Kondo, T. Watanabe, and T. Sato, 1992: A heat-balance model with a canopy of one or two layers and its application to field experiments, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 98-103.
- Yamazaki, T. and J. Knodo, 1993: The atmospheric heating over snow-covered forested areas and snowmelt, *IHS*.
- 山崎剛, 田口文明, 近藤純正, 1993: 積雪のある森林小流域における熱収支の評価, *天気*, **41**, 71-77.

406:412 (陸面水文過程; 衛星リモートセンシング)

## 2. 「陸面過程と衛星リモートセンシング」に対するコメント\*

佐藤 信夫\*\*

筆者は、数値予報を専門としているので、数値予報からみたりリモートセンシング一般、次に陸面のリモートセンシングについてコメントする。ただしここでは、主として大気の数値予報を念頭においている。

数値予報における衛星観測データの利用は予報モデルの初期値(気温や水蒸気, 風など)あるいは地表面境界値(海面水温・積雪深・アルベドなど)として日々のルーチン予報に直接利用する場合と、解析・予報の

検証や放射や湿潤対流など予報モデルの物理過程の検証に利用される場合の2とおりがある。

現行の数値予報モデルに初期条件・境界条件や気候値として観測によって与えなければならない物理変数を第1表にまとめた。物理的な大気現象など変化の時間スケールが短く、初期条件を与えるために用いられる観測データは遅くとも数時間以内に数値予報センターに届く必要がある。数値予報関係者は、このようなデータ入手をリアルタイムと呼ぶことが多い(衛星関係者は受信信号の即時的伝達・処理をリアルタイムと呼ぶらしい)。

海面水温や広域の土壌水分などはその時間変化が緩

\* Comment on "Land-surface processes and satellite remote sensing".

\*\* Nobuo Sato, 気象庁数値予報課.

© 1995 日本気象学会