砂丘砂ソルガム圃場における バルク輸送係数と蒸発効率の推定

木村玲二*・近藤純正*・大槻恭一**・神近牧男**

(* 東北大学理学部地球物理学教室
** 鳥取大学乾燥地研究センター)

Estimation of Bulk Transfer Coefficient and Surface Moisture Availability on a Sorghum Field in Sand Dune

Reiji KIMURA*, Junsei KONDO*, Kyoichi OTSUKI** and Makio KAMICHIKA**

(* Geophysical Institute, Tohoku University, Sendai, 980-77 Japan
** Arid Land Research Center, Tottori University, Hamasaka, Tottori, 680 Japan)

Abstract

The bulk transfer method combined with the heat balance equation of the surface requires the bulk transfer coefficient for sensible heat flux $C_H U$ and the surface moisture availability β (evapotranspiration efficiency) to evaluate the surface temperature T_s , sensible heat flux H and latent heat flux LE , respectively. This paper examines relations between these coefficients and various factors (soil moisture content, solar radiation).

Meteorological observations on a sorghum field in Tottori sand dune were carried out for 6–28 August, 1994. Significant results of the observations are the followings:

- ① The value of bulk transfer coefficient varied with the atmospheric stability.
- ② The value of β increased with increasing solar radiation, and tended to a constant value ($\beta=0.35$) when the solar radiation exceeded about 600 Wm^{-2} .
- ③ The value of β increased according to the soil moisture content.

Observations of T_s , H and LE were compared with the simulations with the single source model (Kondo and Watanabe, 1992). This model simulates well the observed values of the daily mean of T_s , H and LE within an error of about $\pm 20 \text{ Wm}^{-2}$, $\pm 20 \text{ Wm}^{-2}$ and $\pm 1.1^\circ\text{C}$, respectively.

Key words: Bulk transfer coefficient, Heat balance, Surface moisture availability.

キーワード: 蒸発効率, 熱収支, バルク輸送係数

1. はじめに

陸地のかなりの部分は植生で覆われており、植生上の熱収支を明らかにすることは気候学上重要である。地表面上におけるフラックスを推定するバルク法は主に水面、積雪面を対象にして発展してきた (Kondo, 1975; 1986)。植被面のバルク式に関しては Kondo and Watanabe (1992) によって、葉面抵抗係数や葉面積指数等のパラメーターを用いて群落と大気との顕熱輸送に対するバルク係数 C_H を評価することが試みられている。

一般に、植生面における地表面温度 T_s 、顕熱フラックス H 、潜熱フラックス LE を熱収支的に計算する場合、

1996年11月29日 受付, 1997年3月13日 受理

顕熱に対するバルク係数 C_H と蒸発効率 β の値が既知であれば、日射量、大気長波放射量、大気側の風速、比湿、気温のデータを用いて推定することができる。したがって、この方法によって熱収支を評価する場合、 C_H や β が土壌水分、作物の種類、気象条件によってどのように変化するかを明らかにすることが当面の課題である。

近藤・徐 (1995) によれば、鳥取砂丘砂の裸地面からの蒸発量は、降雨翌日には土壌表層が乾燥し始め、蒸発の抑制効果が現れ、蒸発量は 1 mm d^{-1} 前後またはそれ以下になるとしている。一般に、湿潤土壌では蒸発量は風速、気温、日射量、比湿に支配され、土壌パラメーターにはほとんど無関係であるが、乾燥化が進むと大気の比湿や土壌パラメーターに強く依存するようになる。し

かし、植生がある場合、根によるやや厚い土壌層全体からの水の吸い上げがあるため、裸地面の場合とは異なると思われる。

最近では、裸地面に対する日平均蒸発量の季節変化の研究が行われている(例えば近藤ら, 1995)。これらは、気象ルーチンデータをもとにしたモデル計算が観測値をどれだけ再現できるかについて検討したものである。将来は、植生地においても裸地面の場合と同様に、特別な微気象観測が行われていない地点の熱収支量を気象ルーチンデータとモデルを併用して推定する試行が行われる必要がある。

本研究では、砂丘地のソルガム圃場において蒸発散量などを観測し、それらをもとにバルク係数 C_H と蒸発効率 β を推定する。さらに、Kondo and Watanabe (1992) による単層モデルに日中の平均的な β の値を代入して、地表面温度、顕熱・潜熱フラックスを計算し、観測結果がどの程度まで再現できるかを調べる。

2. 観 測 概 況

微気象観測は、1994年8月6日～8月28日の期間に鳥取大学乾燥地研究センター内のソルガム圃場で行った(Fig. 1)。実験圃場は砂丘砂からなり、広さは概略100 m × 100 mで、図に見られるように周辺は裸地(同様に砂丘砂)や防風林である。ソルガムは畝間0.6 m、株間0.2 mの間隔で、南東から北西の向きに栽培されていた。観測期間中のソルガムの生長はほとんどなく、平均植被高は1.1 m、葉面積指数(LAI)は2.5であった。この期間のソルガムの根系の大部分は土壌の深さ0～0.3 mにあった。なお、日中の卓越風は北であったが、夜間は南よりの陸風が卓越した。

観測地点は圃場の北角から70 m、110 mの2地点(以下、A地点、B地点と呼ぶ)に設置した。風速計はA地

点では土壌面から1.2 m、2.0 m、3.1 m、4.0 m、6.0 mの高度、B地点では1.1 m、2.0 m、4.0 mの高度に設置した。通風乾湿計はB地点の土壌表面から1.1 m、1.25 m、1.4 m、1.55 mに設置した。なお、8月11日と13日は湿球温度のデータは欠落している。下向きおよび上向きの日射計はB地点の土壌表面から2.0 mの高度に設置した。データは10秒ごとに採取したものを60分間平均して用いた。なお、降雨のあった8月19日～8月23日までのデータは、降雨や雷による電氣的障害で欠落している。灌漑はスプリンクラーによって、夕方の18時以降、または朝方に適宜2時間程度行った。

土壌含水率は、正午に圃場の2地点をランダムに選び、0.05 m、0.15 m、0.25 mの深さからそれぞれ3つずつ土壌をサンプリングして測定したものを平均し、最終的に2地点で平均したものを用いた。これら3つの深さの含水率の平均値 θ を解析に用いる。なお、砂丘砂の浸透性は高く、飽和透水係数は $1.62 \times 10^{-4} \text{ m sec}^{-1}$ であり、また、保水力に乏しく、圃場容水量は体積含水率にして $0.085 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ である(神近, 1988)。

風速に対する粗度長 z_0 と地表面修正量 d はA地点の風速鉛直分布のデータから算定し、 $z_0 = 0.175 \text{ m}$ 、 $d = 0.85 \text{ m}$ を得た。なお、本研究では下向きの長波放射量と植被の有効温度(地表面温度)は観測していないので、推定値を用いることにした。

アルベドはB地点で測定した下向きおよび上向き日射量から算定した。なお、上向き日射量は日射計を下向きに取り付けて観測したものである。Fig. 2 にアルベド ref の時間変化を示す。縦線はばらつきの標準偏差を示している。図中のカーブはアルベドの経時変化を示しており、次式で表すことができる。

$$ref = 0.2 + 0.2 [0.15 | t - t_0 |]^3 \quad (1)$$

$$t_0 = 12.1 \times 3600$$

Fig. 1. A synopsis of experimental field.

Fig. 2. Time variation in albedo. plot: observation, curve: Eq. (1).

ここで、 t は時間(s)、 t_0 は南中時刻である。プロットで示したアルベドの観測値は、南中時刻(12:06)を境に左右対称になっておらず、(1)式による曲線とずれが生じている。これは、①上向きおよび下向き日射計は付属の水準器が水平になるように取り付けしたが、受感部が真に水平になっていない可能性があること、②圃場の地形自体が水平ではない可能性があること、等に起因すると考えられる。Fig. 3 の上段に日射量の観測値(プロット)と計算値(曲線)を示す。この図では細部がわからないので、拡大して調べてみると、プロットで示した日射量の観測値が南中時刻を境に左右対称になっておらず、午後に若干の過大評価が見られる。また、図には示していないが、上向き日射量だけを見ると、南中時刻を境に左右対称になっておらず、午後に若干の過大評価が見られた。したがって、アルベドの観測値が図に示したように非対称性になったのは①②が主な原因と考えられるため、本研究では上式を用いて熱収支の計算を行う。

3. 熱収支量の計算方法

3.1 放射量

日射量 $S\downarrow$ は日平均日射量の観測値 $S_{M\downarrow}$ を用い、次式(近藤, 1995)で与えた。

$$S\downarrow = S_{M\downarrow} \{1 - 1.5 \cos(\omega t) + 0.59 \cos(2\omega t) - 0.09 \cos(3\omega t)\} \quad (2)$$

ここに、 $\omega = 2\pi/\tau$ 、 τ は1日の周期(86400 s)である。Fig. 3 の上段に示した日射量の計算値(曲線)は日中滑らかな変化になる。観測値は、雲のある日は激しく変動するため、各時刻では一致しないが、日平均値では一致するようになっている。

大気からの下向き長波放射量 $L\downarrow$ は観測していないので、 $S_{M\downarrow}$ から計算した(近藤, 1994, p. 90~91)。快晴日の $L\downarrow$ は、日変化の振幅が10~20 W m^{-2} 程度なので(近藤, 1994, p. 74)、日変化しないと仮定した。熱収支の計算をする際に、日射量、反射量、長波放射量は観測値を用いるべきであるが、このように実験式を用いて日変化を表したのは次の理由による。①本研究の観測期間の天気は快晴または快晴に近い日が多かったこと、②長波放射量の観測を行っていないこと、③前に示したように日射量やアルベドの観測値が正しく測れていないこと、また、アルベド測定用の下向きに取り付けた取り付け高度が植被高に比べて低く、局所的な上向き短波放射を測定したことになり、圃場の平均的なアルベドを測っていない可能性があること、④本研究の目的

の一つとしているように、将来、特別な微気象観測が行われていない地点の熱収支量をルーチン気象資料から推定する試行を行うこと(例として近藤・徐, 1995)、等による。

地表面からの上向き長波放射量 $L\uparrow$ は次式によって推定した。

$$L\uparrow = \sigma T_s^4 \quad (3)$$

ここに、 σ はステファンボルツマン定数($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)、 T_s は気温に対する粗度長 z_T における粗度高温度である。 z_T はWatanabe(1994)によるモデルによる実験式を用いて推定した。その際に必要となる葉面抵抗係数 c_d 、顕熱に対する葉面バルク係数 c_h 、および植被下の土壌面の空気力学的粗度長 z_{0s} と気温に対する粗度長 z_{Ts} は多くの植生で見られる値を参考にし、Table 1 に示した値を仮定した(近藤, 1994)。これらの値を仮定すると $z_T = 0.034 \text{ m}$ となる。この z_T を仮定し、観測した4高度の気温プロファイルに最もフィットするような、安定度を考慮したプロファイル曲線(次章参照)を高度 z_T に外挿することにより粗度高温度 T_s を推定した。 T_s の推定誤差が1℃の場合、 $L\uparrow$ の誤差は5 W m^{-2} 程度である。

上記のようにして求めた各放射量から、正味放射量 R_n を次式で与えた。

$$R_n = (1 - \text{ref}) S\downarrow + (L\downarrow - L\uparrow) \quad (4)$$

なお、観測では正味放射計による R_n が計測されているが、 $\pm 50 \sim 100 \text{ W m}^{-2}$ 程度の測定誤差があると考えられるため、本研究では用いないことにした。正味放射計を使用する場合の注意点は近藤(1996)に示されている。

3.2 顕熱フラックス

顕熱フラックスは傾度法とボーエン比法を用いて求めた。

(1) 傾度法

傾度法によって顕熱フラックスを求める場合、安定度を考慮した(近藤, 1994, p. 104~107)。具体的には、風

Table 1 Parameters used in the present study.

Element	Value
Plant height $h(\text{m})$:	1.1
Zero-plane displacement $d(\text{m})$:	0.85
Roughness length for momentum $z_0(\text{m})$:	0.175
Roughness length for sensible heat $z_T(\text{m})$:	0.034
Roughness length of the ground surface for momentum $z_{0s}(\text{m})$:	0.001
for sensible heat $z_{Ts}(\text{m})$:	0.001
Surface moisture availability β (Maximum):	0.35
Drag coefficient of an individual leaf element c_d :	0.2
Bulk heat transfer coefficient of an individual leaf element c_h :	0.06
Minimum leaf stomatal resistance $r_{st}(\text{sm}^{-1})$:	30~240

速と気温の観測プロファイルをそれぞれ滑らかな曲線で結び、モニソーオブコフ長 l と摩擦速度 u_* を算定する。この滑らかな曲線上の2点の気温と風速を用いて顕熱フラックス H を推定する。ここでは気温に関しては1.1 mと1.55 mの2点、風速に関しては1.1 mと2.0 mの2点を選んだ。なお、ここでは風速計の高度になるべく近い1.1 mと1.55 mの2点を選んだが、曲線上であればどの2点を用いても u_* や摩擦温度 T_* は一定である。

(2) ボーエン比法

ボーエン比法では顕熱フラックスと潜熱フラックスが同時に算定される。本研究では傾度法の高度にあわせて1.1 mと1.55 mの2高度の気温差と比湿差のデータを用いた。なお、他のいろいろな高度間の組み合わせから、顕熱および潜熱フラックスの誤差を評価したところ、 $\pm 16 \text{ W m}^{-2}$ 程度を得た。

3.3 潜熱フラックス

本研究では、比湿の鉛直分布の観測精度が気温のそれに比べて悪かったので、潜熱フラックスは傾度法を用いず、ボーエン比法と残差法を用いて計算した。ボーエン比法は前記の通りである。残差法による潜熱フラックス IE は傾度法による顕熱フラックス H 、地中伝導熱フラックス G 、正味放射量 R_n を用いて、

$$IE = R_n - G - H \quad (5)$$

から算定した。

なお、ボーエン比法と残差法による IE の評価誤差はともに $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$ と考えられる。

3.4 地中伝導熱フラックス

粗度高温度 T_s を地表面温度とみなし、それを2波の余弦関数で表したときの振幅を A_1, A_2 、位相を ϕ_1, ϕ_2 、 T_s の日平均値を $T_{s,M}$ として、次式で与える。

$$T_s = T_{s,M} + A_1 \cos(\omega t - \phi_1) + A_2 \cos(2\omega t - \phi_2) \quad (6)$$

すると、地中伝導熱フラックス G は次式で表される(近藤, 1994, p. 150~151)。

$$G = G_1 \cos(\omega t - \phi_1 + \pi/4) + G_2 \cos(2\omega t - \phi_2 + \pi/4) \quad (7)$$

$$G_1 = A_1 \omega^{1/2} (c_G \rho_G \lambda_G)^{1/2}$$

$$G_2 = A_2 (2\omega)^{1/2} (c_G \rho_G \lambda_G)^{1/2}$$

ここに、 $c_G \rho_G$ は地表面層の体積熱容量、 λ_G は地表面層の熱伝導率である。 $c_G \rho_G$ および λ_G は鳥取砂丘における次の実験式を用いた(近藤・徐, 1995)。

$$c_G \rho_G = (1 - \theta_{sat}) \times c_s \rho_s + c_w \rho_w \theta \quad (8)$$

$$c_s \rho_s = 2.4 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$$

$$c_w \rho_w = 4.2 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$$

$$\lambda_G = 0.35 + 2 \times \theta \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (9)$$

ここに、 $c_s \rho_s$ は土壌の体積熱容量、 $c_w \rho_w$ は水の体積

熱容量、 θ_{sat} は飽和体積含水率($0.425 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)、 θ は体積含水率である。 θ は実際、毎日の観測値を用いるべきであるが、本研究では毎日測定されていないので、後述のように θ の観測値が $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 前後にあることから、 θ を $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ として G の計算に用いた。このようにして推定した G には $\pm 6 \text{ W m}^{-2}$ 程度の誤差があると考えられる。また、快晴の日を例にとると G の日中の最大値は 70 W m^{-2} 、夜間における最小値は -40 W m^{-2} 程度である。

4. 解析結果

4.1 熱収支および水収支

Fig. 3に、風速、顕熱フラックス、および潜熱フラックスの経時変化を示す。横軸のTimeは8月6日午前0時から24時間の時間を示している。顕熱フラックス H は傾度法とボーエン比法、潜熱フラックス IE はボーエン比法と残差法について示した。精度の悪いデータを除くためにボーエン比法では気温差、水蒸気圧差、および $R_n - G$ の絶対値がそれぞれ 0.2°C 、 0.5 hPa 、 20 W m^{-2} 以下のときのデータはプロットしていない。また、残差法による潜

Fig. 3. Day to day variations in the observed elements for 6–28 August, 1994. $S_{\downarrow}$: solar radiation, U : wind velocity, H : sensible heat flux, IE : latent heat flux, β : surface moisture availability, Bowen: Bowen ratio method, Gradient: gradient method.

熱フラックスは $R_n - G$ の絶対値が 10 W m^{-2} 以下の場合のデータのみ省いて解析した。

Fig. 3 より、顕熱フラックスは日中最大 100 W m^{-2} 程度である。8月10日 18:00 (Time=114 hr) と 16日 7:00 (Time=247 hr) に顕熱フラックスの値が急におちこんでいるが、これは灌漑の時間帯である。潜熱フラックスについては、残差法による値とボーエン比法による値はほぼ同じ傾向を示し、日射量の変化にほぼ追従している。なお、本研究では熱収支が保証されているかどうか検討する意味でも傾度法を用いたわけだが、傾度法による H と熱収支ボーエン比法による H はほぼ同じ値を示しているため、熱収支は保証されていると考えてよいであろう。

次に、土壌水分との関係をみてみよう。Fig. 4 は上から残差法による日蒸発散量 E 、体積含水率 θ 、および供給水量 Pr (灌漑：8月6, 10, 12, 14, 16日、降水：8月19, 20, 21, 22, 23日) を示したものである。 θ は各層 (0.05 m, 0.15 m, 0.25 m) のデータを平均したものである。 θ の右側に目盛りした土壌水分貯留量は体積含水率の各層平均値を深さ 0.3 m (主根群域) までの水分量に換算した値である。 θ の値は、 $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 前後でかなり乾燥しており、降雨 (8月21日) の後では明確な増加を

示したが、灌漑 (8月6, 10, 12, 14, 16日) の後では大きな変化は示していない。これは、夏期の水不足のため、あまり灌漑量を増やせなかったことと、 LAI が 2.5 ということもあり、灌漑水の一部 (1 mm 程度) が葉に遮断され、土壤に浸透する分が少なかったためであると思われる。しかし、日蒸発散量 E は灌漑や降水後においても目立った変化がなく、日射量の変化に依存した変化 (Fig. 3) を示している。したがって、土壤表面からの蒸発抑制効果はあったと考えられるものの、植物体はあまり水ストレスを受けなかったことが示唆される。

次に、この期間の水収支について考える。体積含水率やその他の欠測日があるため、連続データの得られた次の2期間について検討する。

期間①：8月9日 12:00～8月18日 12:00 (9日間)

期間②：8月24日 12:00～8月27日 12:00 (3日間)
12:00 としたのは、体積含水率を測定した時間が 12:00 であったためである。

(降水量および灌水量) - (蒸発散量) - (含水量の増加) = (流出量) とすると、

期間①： $(42) - (33.94) - (2.22) = (5.84) \text{ mm}$

期間②： $(0) - (10.81) - (-12.06) = (1.25) \text{ mm}$
となる。期間①では、 $5.84 \text{ mm} = 0.65 \text{ mm d}^{-1}$ 、期間②では $1.25 \text{ mm} = 0.42 \text{ mm d}^{-1}$ の量が 0.3 m で深へ流下していることになるが、降水量、灌水量、蒸発散量の観測に誤差があったと考えると、0.3 m の主根群域内で水が土壤や根によって保持され、流出はそれほどなかったと考えることもできる。

4.2 バルク交換速度

バルク交換速度 $C_H U$ は傾度法による顕熱フラックス H と粗度高温の推定値 T_s を用い、次式によって算定した。

$$C_H U = H / c_p \rho (T_s - T) \quad (10)$$

ここに、 $c_p \rho$ は空気熱容量、 U と T はそれぞれ基準高度 1.55 m における風速と気温である。高度 1.55 m における風速は実測していないため、安定度を考慮して観測値にフィットさせた曲線上から 1.55 m の風速 U を読みとった。Fig. 5 は風速 U とバルク交換速度 $C_H U$ の関係である。白丸、黒丸および三角印はそれぞれ大気安定度が不安定、中立、安定状態であることを示している。なお、中立条件は粗度高温と気温の仮温度差の絶対値が 0.03°C 以下のときとした。Matsushima and Kondo (1997) は大気安定度を考慮した群落多層モデルを用いた数値解析により、稲群落における $C_H U$ を求めている。その結果を、葉面積指数 LAI 、植被面上の風速 U 、および地表面と大気の仮温度差 ΔT_v を用い、実験式で表すと以下のようなになる。

Fig. 4. The result of water budget measurement for 6–28 August, 1994. E : evapotranspiration by heat balance method, θ : volumetric water content, Pr : precipitation.

Fig. 5. The relationship between bulk exchange velocity $C_H U$ and wind velocity U . open circle: unstable, closed circle: neutral, triangle: stable, line: best fitting for each air stability.

$$C_H U = C_H U_n + C_H U_s \quad (11)$$

$$C_H U_n = a U^b - c \quad (12)$$

$$C_H U_s = p \exp(-qU) \tanh(rU/p) : \text{不安定} \\ = x U^{-y} \tanh(-C_H U_n U^y/x) : \text{安定} \quad (13)$$

$$p = p_1 \Delta T_v^{p_2} \quad (14)$$

$$q = q_1 \Delta T_v^{q_2} \quad (15)$$

$$x = x_1 |\Delta T_v|^{x_2} \quad (16)$$

$$y = \exp(y_1 + y_2 / |\Delta T_v|) \quad (17)$$

ここに、 $C_H U_n$ は大気安定度が中立のときの $C_H U$, $C_H U_s$ は大気安定度が中立でないときの $C_H U$, p_1 , p_2 , q_1 , q_2 , x_1 , y_1 , r は LAI によって変化するパラメーターである。その論文では、 a , b , c は高度 10 m の風速を用いて決められたものであり、 $LAI=2.5$ のとき $a=6.2$, $b=0.84$, $c=1.87$ である。これらの値を用いて $C_H U$ を計算し、本研究における基準高度 (1.55 m) に換算した値と、(10) 式による値とを比較してみると後者が 40% ほど大きい。この違いは、①パラメーター a , b , c が葉面積密度の高度分布や植生の種類に依存すること、②今回の T_s が観測されたものではなく推定値を用いたためだと考えられる。したがって、本研究では Fig. 5 の黒丸(中立状態)に最も合うように $a=0.01$, $b=1.1$, $c=0$ を決めた。この a , b , c を用いて計算した $C_H U$ と観測から求めた $C_H U$ の関係を Fig. 6 に示す。多少のばらつきはあるが (標準誤差 $\pm 0.003 \text{ ms}^{-1}$)、両者はよく対応している。したがって、第 5 章の解析ではこれら a , b , c を使い (11)~(17) 式によって算出した $C_H U$ を用いて熱収支量の日変化を再現する。

4.3 蒸発効率 β

蒸発効率 β は以下の式から計算した。

$$\beta = E / \rho C_H U [q_{\text{sat}}(T_s) - q] \quad (18)$$

Fig. 6. The relationship between observed bulk exchange velocity $C_H U$ and calculated one.

ここに、 E はボーエン比法または残差法による蒸発散量の観測値、 q_{sat} は粗度高温度に対する飽和比湿、 q は基準高度 1.55 m における比湿である。Fig. 3 の最下段はボーエン比法、残差法による β と (18) 式によって算定した β の経時変化を示す。ただし、誤差の少ないもののみを見るために気温差、水蒸気圧差、 $R_n - G$ の絶対値がそれぞれ 0.2°C , 0.5 hPa , 20 W m^{-2} 以下の場合のデータは除いてある。図より、残差法とボーエン比法による β はほぼ同じ傾向を示し、日射量のカーブに似たような経時変化を示している。

このことについて詳しくみるために、Fig. 7 に日射量 $S \downarrow$ と蒸発効率 β の関係を示す。なお、風速との関係も

Fig. 7. The relationship between surface moisture availability β and solar radiation $S \downarrow$. (a): Bowen ratio method, (b): heat balance method, a solid line: Eq. (19).

Fig. 8. The relationship between surface moisture availability β and volumetric water content θ . (a): Bowen ratio method, (b): heat balance method.

検討するため、風速の範囲を $0 \sim 2.5$, $2.5 \sim 3.5$, $3.5 \sim 4.5$ ms^{-1} に分けてプロットした。 β は日射量の増加に対し増加するが、概略 $S \downarrow > 600 \text{ W m}^{-2}$ で一定値に近づく。また、風速の増加に対し、 β は減少する傾向にある。この理由は、 β は

$$\beta = 1 / r_E C_{H,U}$$

(r_E は水蒸気に対する輸送抵抗) で定義され、風速が大きくなるに従い減少するためである。この傾向は多層キャノピーモデルによる計算結果でも示されている (Kondo and Watanabe, 1992, Fig. 15)。

次に、平均体積含水率 θ と β の関係を Fig. 8 に示す。データの欠測のため、5 日分しか解析できなかった。図中の白丸プロットは 10:00 から 12:00 までの、黒三角は 13:00 から 15:00 までの関係であるが、午前と午後の β は平均するとさほど差異は認められない。全体的にみると、 θ の増加に対して β は増加する傾向を示している。

5. 単層モデルによる熱収支の計算

これまででは、観測値をもとに $C_{H,U}$ や β の値を推定してきた。実際、 β は複雑な日変化をするが (Fig. 3), ここでは日中の代表的な β の値や日射量の関数で表した β を用い、観測値をどれだけ再現できるかを調べる。

5.1 一定の β を用いた計算

Kondo and Watanabe (1992) による単層モデルでは、 $C_{H,U}$ と β の値が既知であれば、日射量、大気長波放射量、大気側の風速、比湿、気温のデータを用いて逐次近似の方法によって地表面温度 T_s 、顕熱フラックス H 、

Fig. 9. The comparison between observed elements and calculated one. Bowen: Bowen ratio method, Balance: balance method, $\beta=0.35$: calculated elements as $\beta=0.35$.

潜熱フラックス LE を同時に決めることができる。

もっとも簡単な場合として、日中の平均的な値として得た $\beta=0.35$ の一定値を用いる。ただし、夜間、日射量が 0 になった場合、 $\beta=0$ とした。Fig. 9 に LE , T_s , H の観測値と計算値の比較を示す。図に見られるように、 LE の計算値は観測値によく対応しているが、 T_s と H については、特に夜間については差が大きい。これは、夜間の気温プロファイルの観測値がほぼ等温であり、このプロファイルから推定した T_s の値が気温と大きな差がないためである。ほぼ快晴であるにもかかわらず、夜間の気温プロファイルの観測値がほぼ等温であるのは、夜間は主として南よりの風が吹き、測器の位置 (Fig. 1 の B 地点) のフェッチが短かすぎたことによるのかもしれない。実際の圃場では、衣服が濡れるほどの露がついており、夜間における T_s は熱収支的に計算された地表面温度 (Fig. 9 の実線、破線) と同様に低い値を示していたと考えられる。

5.2 β の日射量依存性を考慮した計算

計算の精度を上げるために、 β を日射量 $S \downarrow$ の関数として次式で与えた (Fig. 7 の実線)。

$$\beta = 0.35 \tanh(0.002 S \downarrow) \quad (19)$$

上式による β を用いて潜熱・顕熱フラックスおよび地表

面温度の日変化を求めた(図は省略)。結果は Fig. 9 とほとんど見分けがつかない。そこで、日平均値について観測値と比較し、Fig. 10 に示した。図の(a)は夜間を含めた日平均値、(b)は夜間を含まない日中の7:00から19:00までの日平均値である。このように日中のみを解析に用いたのは、①夜間における T_s は前項で示したように実際は、観測値よりも低い値を示していた可能性があること、②夜間における観測値の H は $0 \sim -10 \text{ W m}^{-2}$ 、平均して -5 W m^{-2} 程度であり、非常に小さいためである。一般的な例として、仙台の草地では、 $-10 \sim -30$

W m^{-2} 程度の H が観測されている(Kondo, 1962)。また、冷気湖のできるような盆底では、夜間ほとんど風がないような場合でも、平均して -3 W m^{-2} 程度の H が輸送されている(近藤, 1994, p.269)。したがって、実際、夜間の本研究の圃場における H は前項で示した計算値 $-10 \sim -40 \text{ W m}^{-2}$ に近い値を示している可能性があること、等による。観測値と計算値のばらつき標準偏差は(a)では IE, H, T_s でそれぞれ $\pm 17 \text{ W m}^{-2}$, $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$, $\pm 1.2^\circ\text{C}$ で(b)では $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$, $\pm 24 \text{ W m}^{-2}$, $\pm 0.8^\circ\text{C}$ である。

Table 2 に IE, H, T_s の観測値と計算値の期間平均値(18日間)について示す。ここでも夜間を含めたものと、夜間を含まない日中の7:00～19:00までのものを分けて示す。どちらにおいても、 β を日射量の関数で表すことによって、全期間 β を一定の0.35としたときより精度はよく、特に日中のみを扱うことによって、 H と T_s の差が改善されている。

水収支の面から考えると、 β として式(19)を用いた場合には、期間①では蒸発散量は 37.58 mm 、流出量は 2.2 mm (0.24 mmd^{-1} 、熱量にして 7 W m^{-2})、期間②では蒸発散量は 10.54 mm 、流出量は 1.5 mm (0.5 mmd^{-1} 、熱量にして 14 W m^{-2})であった。流出量の値は $7 \sim 14 \text{ W m}^{-2}$ の熱量に相当し、これは観測および計算の誤差の範囲内である。

5.3 敏感度について

ここでは、 $C_H U$ や β の値が熱収支計算にどれだけの影響を与えるかを調べる。Matsushima and Kondo (1997)による水田におけるパラメータを用いると $C_H U$ に40%ほどの誤差ができることを前に述べたが、仮にその $C_H U$ を用いて計算した IE, H, T_s の18日間の期間平均値と、観測値の $C_H U$ を用いた場合の計算値との差はそれぞれ 18 W m^{-2} , -20 W m^{-2} , -0.2°C 、日平均値の差の標準偏差は $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$, $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$, $\pm 0.2^\circ\text{C}$ となる。また、 $C_H U$ を観測値の2倍として計算すると期間平均値の差は 44 W m^{-2} , -40 W m^{-2} , -0.3°C 、日平均値の差の標準偏差は $\pm 40 \text{ W m}^{-2}$, $\pm 40 \text{ W m}^{-2}$, $\pm 0.3^\circ\text{C}$ となる。これらより、本研究のような長期的観測の場合、バルク交換速度 $C_H U$ の誤差にあまり敏感ではないことがわかる。

次に、熱収支計算における β の影響を検討する。日中の平均的な値 $\beta = 0.35$ を用いて計算された IE, H, T_s の18日間の期間平均値と、小さめの値 $\beta = 0.15$ を用いて計算した場合の値との差は 44 W m^{-2} , -36 W m^{-2} , -1.1°C 、日

Fig. 10. The comparison between observed elements and calculated one. (a): night and day, (b): only day time (7:00–19:00).

Table 2 The 18 days means of the observation and calculation, and differences of the observation and calculation. (a): night and day, (b): only day (7:00–19:00).

	① Observation	② $\beta=0.35$	③ $\beta(\text{Eq.(19)})$	①–②	①–③
(a)					
$IE (\text{W m}^{-2})$	107	121	106	-14	1
$H (\text{W m}^{-2})$	18	-11	0.5	29	17.5
$T_s (^\circ\text{C})$	29.2	27.7	28.1	1.5	1.1
(b)					
$IE (\text{W m}^{-2})$	207	224	197	-17	10
$H (\text{W m}^{-2})$	35	5	26	30	9
$T_s (^\circ\text{C})$	32	31	31.8	1.0	0.2

平均値の差の標準偏差はそれぞれ $\pm 40 \text{ Wm}^{-2}$, $\pm 40 \text{ Wm}^{-2}$, $\pm 1.0^\circ\text{C}$ 程度である。また、本研究では、 $S\downarrow$ が 0 Wm^{-2} のときに $\beta=0$ としているが、 β を夜間も含めすべて一定の 0.35 として計算した場合の期間平均値の差は -10 Wm^{-2} , -5 Wm^{-2} , -0.2°C 、日平均値の差の標準偏差は $\pm 10 \text{ Wm}^{-2}$, $\pm 5 \text{ Wm}^{-2}$, $\pm 0.2^\circ\text{C}$ 程度である。これらの結果より、 β は日中の値が重要であり、厳密な β の経時変化または日変化を追求しなくても、今回利用した熱収支的な方法を用いれば比較的よい精度で長期間における LE , H , T_s を推定できると思われる。

6. 最小気孔抵抗 r_{sm}

Kondo and Watanabe (1992)によると、 β は LAI , h , 葉面抵抗係数 c_d , 顕熱に対する葉面バルク係数 c_h , 潜熱に対する葉面バルク係数 c_e の関数である。 c_e は気孔抵抗の関数であり、本研究のように日中の代表的な β を知る上で最小気孔抵抗 r_{sm} は重要なパラメーターである。ここでは推定された β の値をもとに、ソルガム圃場における最小気孔抵抗がどのような値を示すか検討する。

近藤・渡辺(1991)は水蒸気に対する葉面交換係数 c_e を次式で表した。

$$c_e = c_h / A \quad (20)$$

$$\begin{aligned} A &= 1 + c_h U_{\text{mean}} r_{sm} \{1 + (S_{abm} / S_{ab})\} \\ S_{ab} &= (1 - ref) S\downarrow \{1 - \exp(-f \cdot LAI)\} / LAI \\ U_{\text{mean}} &= (U_h / r_m h) \{1 - \exp(-r_m h)\} \\ U_h &= U / \{1 + \ln[r_m(z-h) + 1]\} \\ r_m &= c_d a / 2 k^2 \end{aligned} \quad (21)$$

ここに、 c_h は顕熱に対する葉面交換係数、 U_{mean} は植物群落内の平均風速、 r_{sm} は最小気孔抵抗、 S_{ab} は単位面積の葉が吸収する日射量、 S_{abm} は気孔抵抗 r_s が $2 r_{sm}$ のときの S_{ab} 、 f は葉の傾きを表すファクター、 U_h は植被高における風速、 a は葉面積密度、 k はカルマン定数である。さらに、植生が十分に密の場合の次式を仮定する (Kondo, 1972)。

$$r_m(h-d)=1 \quad (22)$$

すると、 β は次式で与えられる。

$$\beta = \{r_m / r_h + \ln[r_m(z-h) + 1]\} / \{r_m / r_e + \ln[r_m(z-h) + 1]\} \quad (23)$$

$$r_h = [-1 + (1 + 8 c_h / c_d)^{0.5}] r_m / 2 \quad (24)$$

$$r_e = [-1 + (1 + 8 c_e / c_d)^{0.5}] r_m / 2 \quad (25)$$

本研究では β の値がわかっているため、(20)~(25)式より r_{sm} が推定できる。この場合、 $c_d = 0.02$, $c_h = 0.06$, $f = 0.5$, $S_{abm} = 100 \text{ Wm}^{-2}$ とし、(21)式から計算される r_m を用いると、 $r_{sm} = 30 \text{ sm}^{-1}$ となる。一方、(21)式の代わりに(22)式から得られる $r_m = 4$ を用いると、 $r_{sm} = 240 \text{ sm}^{-1}$ となる。ソルガムに似たトウモロコシの r_{sm}

の目安は 175 sm^{-1} であり (近藤, 1994, p. 216), 今回の 30 sm^{-1} と 240 sm^{-1} の間にある。本研究では、植物群落内の風速分布は直接的に観測しなかったため、風速の減衰係数 r_m と平均風速 U_{mean} は推定値を用いたが、今後はそれらの観測を行うべきだと考えている。

7. おわりに

本研究では、砂丘砂ソルガム圃場における蒸発散量を観測し、バルク交換速度 $C_H U$ 、蒸発効率 β の算定を行った。その結果、体積含水率 θ は $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 前後でかなり乾燥していたが、蒸発散量は日射量の変化に追随していた。 β は日射量の増加とともに増加するが、日射量 $S\downarrow > 600 \text{ Wm}^{-2}$ の範囲では一定値に近づき、 $\beta = 0.35$ 程度となった。また、風速の増加に対し、 β は減少する傾向にあった。さらに、 $\theta = 0.015 \sim 0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の範囲で θ の増加に対し、 β は増加する傾向を示した。

単層モデルによる熱収支的な方法によって顕熱・潜熱フラックスの計算をおこなった。日中に重点をおいて $\beta = 0.35$ の一定値を仮定しても、観測値の LE , H , T_s の期間平均値と計算値との差はそれぞれ -14 Wm^{-2} , 29 Wm^{-2} , 1.5°C であった。 β を日射量の関数として表わすと精度はよくなり、観測値との差はそれぞれ、 1 Wm^{-2} , 17.5 Wm^{-2} , 1.1°C となった。

最後に観測値の β から最小気孔抵抗 r_{sm} を求めた。 r_{sm} はパラメーター r_m の推定値によって変化するが、 $r_{sm} = 30 \sim 240 \text{ sm}^{-1}$ を得た。

謝 辞

鳥取大学乾燥地研究センターの山口洋司君には、観測やデータ整理において大変お世話になった。また、研究室の石田祐宣さん、松島大助手、徐健青さんには、熱収支等の解析において懇切丁寧な御指導をいただいた。

引用文献

- 神近牧男, 1988: 砂丘地の土壌環境とマルチによる地温制御に関する研究. 鳥取大学農学部付属砂丘利用研究施設.
- Kondo, J., 1962: Observation on wind and temperature profiles near the ground. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **14**(2), 41–56.
- Kondo, J., 1972: On a product of mixing length and coefficient of momentum absorption within plant canopies. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **50**, 487–488.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, **9**, 91–112.
- 近藤純正(編著), 1994: 水環境の気象学. 朝倉書店, pp.

348.

近藤純正, 1996: 放射量の観測. 農業気象, **52**(2), 171-174.

Kondo, J. and H. Yamazawa, 1986: Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, **34**, 123-135.

近藤純正・渡辺 力, 1991: 広域陸面の蒸発-研究の指針-. 天気, **38**(11), 699-710.

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**(23), 2183-2199.

近藤純正・徐 健青, 1995: 火山灰土壌及び砂丘砂の裸地からの蒸発量の計算. 農業気象, **51**(3), 219-228.

Matsushima, D. and J. Kondo, 1997: A proper method for estimating sensible heat flux above a rice canopy using radiometric surface observations. *J. Appl. Meteorol.* (in press).

Watanabe, T., 1994: Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Boundary-Layer Meteorol.*, **70**, 13-35.