

蒸発計蒸発量と日照時間から推定した放射量*

近藤 純正**・徐 健青***

要 旨

小型蒸発計からの蒸発量が日射量に敏感であることを利用して、中国大陸のルーチン気象資料から日射量と大気放射量の日平均値を推定する方法を示した。この方法は、黄砂などの砂塵で太陽の散乱光は強いが直達光が弱くて、日照計（中国ではジョルダン日照計、またはカンベル日照計）が感じにくいときに利用できる。

中国乾燥域における日射量の観測値と、本研究による計算値との比較では、観測誤差や場所による違いの範囲内でほぼ一致した。しかし、大気放射量では、観測値が大きい場合と小さい場合がある。

1. はじめに

ルーチン的な観測では、日射量と大気放射量の観測精度は高くないと考えられている。日本の気象官署における日射量の観測は、1980年代以後、観測精度は向上したと思われるが、それ以前には10%程度の系統的誤差と、10%以上の誤差があった(近藤, 1981)。それゆえ、日射計の基準器が無い場合、日射計を簡単にチェックする一方法が提案された(近藤・三浦, 1983)。一方、大気放射用の放射計では、工夫すれば、 10 Wm^{-2} 程度の誤差で観測が可能とされている(塩原・浅野, 1992)。最近では $\pm 2 \text{ Wm}^{-2}$ の精度で測れるという報告もある(Philipona *et al.*, 1995)。しかし、現実には精度の高いルーチン的な観測は困難である。

その例を上げると、Mikami *et al.* (1995)によると、中国タクラマカン砂漠南縁にあるチラ(策勒: Qira)の近くのゴビ上でノルウェーの ANNDERAA 社製の放射計を用いた観測では、気温が高いときの向上き長波放射量は真値($=\sigma T_s^4$, σ : ステファン・ボルツマン定数, T_s : 地表面温度)よりも 160 Wm^{-2} 程度も小さく、逆に低温時は 120 Wm^{-2} 程度も大きくなったので、彼らは上向き長波放射量と下向き長波放射量(=大気放射量)の観測値を気温の関数として補正している。

最近の、シリコン製ドーム(フィルター)を被せた長波用放射計では、日射がカットされ日中の大気放射量が観測できるとされている。しかし、実際にはドームが日射の一部を透過したり、あるいは吸収して温まり受感部に向かって長波放射を放射し、数十 Wm^{-2} の観測誤差が生じることがある。この誤差は測器ごとに異なり、日射量、太陽高度、風速の関数で複雑である。かような現状から、日射量と大気放射量を推定する経験式も捨て難い。日照時間から日射量を推定し、さらにその日射量から大気放射量を推定することが行なわれている。

筆者らが中国の各地点について、日照時間を用いて日射量と大気放射量を推定し、顕熱・潜熱輸送量、融雪量などを計算する作業中に、次のことに気付いた。気象通報式の「現在天気」ww=06は、遠方からやってきた黄砂などの砂塵が空中広く浮遊している場合を表わし、ww=07は現在観測所付近から風に巻き上げられた砂塵が浮遊しているが発達した「砂塵あらし・塵旋風」はない場合を表わす記号である。中国における観測資料「中国地面資料月報」(中国国家気象局気象出版社発行)を見ると、ww=06の日、日照時間はゼロまたは小さい値で記録されているが、小型蒸発計蒸

筆者らが中国の各地点について、日照時間を用いて日射量と大気放射量を推定し、顕熱・潜熱輸送量、融雪量などを計算する作業中に、次のことに気付いた。気象通報式の「現在天気」ww=06は、遠方からやってきた黄砂などの砂塵が空中広く浮遊している場合を表わし、ww=07は現在観測所付近から風に巻き上げられた砂塵が浮遊しているが発達した「砂塵あらし・塵旋風」はない場合を表わす記号である。中国における観測資料「中国地面資料月報」(中国国家気象局気象出版社発行)を見ると、ww=06の日、日照時間はゼロまたは小さい値で記録されているが、小型蒸発計蒸

* Estimating radiation fluxes from pan-evaporation and sun-shine duration measurements.

** Junsei Kondo, 東北大学理学部.

*** Jianqing Xu, 東北大学理学部.

—1996年4月4日受領—

—1996年6月29日受理—

発量は 10 mmd^{-1} 以上もあり、また、地表面温度の日較差は 30°C 前後もある。このような日は、日射量はかなりの大きさであると思われるが、散乱光が相対的に直達光より強いために、日照計の記録紙に強い焦点が結ばれず、感光しないと考えられる。したがって、日照時間から日射量は推定できなくなる。

そこで、小型蒸発計蒸発量の観測資料を用いて日射量が推定できるのではないかと考えたのがこの研究の動機である。小型蒸発計からの蒸発量は自然の地表面からの蒸発量と異なることは言うまでもないが、小型蒸発計は放射計と同等の熱収支計であり、日射量に敏感である。平均的には、小型蒸発計からの蒸発量は広い水面からの蒸発量の約1.5倍であるが(近藤・桑形, 1992)、風速依存性が小さいのが特徴である。広い地表面からの蒸発量を表わす場合と同様に、小型蒸発計蒸発量についてもバルク式が用いられるが、両者ではバルク係数が異なることに注意のこと。

本研究では、まず、中国の気象観測資料から小型蒸発計蒸発量の交換速度を求める。その交換速度を用いて小型蒸発計蒸発量を熱収支的に計算し、観測値と比較し、ばらつきが小さいことを確かめる。こんどは逆に、小型蒸発計蒸発量から日射量と大気放射量(=下向き長波放射量)を推定する。このようにして推定した放射量と、Mikami *et al.* (1995) や Tsukamoto *et al.* (1995) による放射量の観測値を比較する。本研究では「放射量」を日射量と長波放射量の総称、「放射計」を日射計と長波放射計または短波・長波放射量の同時測定器の総称として用いる。

最近、中国などの近隣諸国に出かけて行なう観測的研究プロジェクトが数多く計画されている。この小文が参考になれば幸いである。

2. 熱収支計としての共通の原理

放射計、熱線風速計、乾湿計、蒸発計は共通の熱収支式を利用した測器である(近藤, 1982)。ある物体を想定したとき、それに入る熱フラックス(放射量と与える電気エネルギー)と温度上昇量との関係は、対流や伝導熱によって感部から失う熱フラックスによって決まる。ここに温度上昇量とは、感部と周辺との温度差のことである。日射計や長波放射計では、温度上昇量を測って入力放射量を求める。この際、周辺温度として放射計内部の温度が代用されるが、放射計本体は日射等によって昇温する。これが誤差の原因となる。日射量と大気放射量の和を同時に測る放射計では、感

部の吸収率が日射と大気放射に対して異なることから放射量を正確に測ることは簡単ではない。ドームを被せた放射計では、感部の熱収支はさらに複雑となる。便宜的に、検定定数は日射量の関数として表わす場合もある(Sato, 1983)。

熱線風速計は、感部から対流によって失う熱フラックスが風速の関数であることを利用して、風速を求める測器である。乾湿計では、温度下降量が湿度と風速の関数であることを利用して湿度を求める。放射計を付けた通風式乾湿計の場合、日射量はほとんどカットされるが、通風筒の温度(近似的に気温:乾球温度)と湿球温度の差で決まる正味の長波放射量は入力する。太陽光に露出のままの乾球温度計と、通風筒に入れた乾球温度計の温度差から日射量(一部大気放射量も含む)を測ることができる。

同様に、蒸発計蒸発量から放射量(日射量+大気放射量)を求めることができるわけである。小型蒸発計は、ドームを付けていない点では放射計よりも構造が単純であり、放射量測定器として利用できる。

小型蒸発計を日射計(一部大気放射量を含む)として利用する場合、風速の影響を多少受ける。この影響を少なくするためには、側壁を高くして、太陽光の方向へ傾ければよい。これは、アポットの考案した直達日射量測定用の標準器「水攪拌式日射計: water-stir pyrheliometer」である(近藤, 1994, p. 80)。この標準器では魔法びんの中の水の温度上昇を測るようになっている。

3. 小型蒸発計蒸発量から放射量を求める方法

小型蒸発計を理想化し、単位面積の水平面を考える。日射量を S^{\downarrow} 、大気から下向きに入る大気放射量を L^{\downarrow} 、短波長波の入力放射量を R^{\downarrow} 、蒸発計のアルベードを ref_{PAN} 、長波放射に対する射出率を ϵ_{PAN} 、蒸発量を E_{PAN} 、気温を T 、水面の温度を T_w 、空気の比湿を q 、 T_w に対する飽和比湿を q_w とすると、次の熱収支式が成立する。

$$c \frac{dT_w}{dt} = R^{\downarrow} - \epsilon_{PAN} \sigma T_w^4 - H - l E_{PAN} - G \quad (1)$$

$$R^{\downarrow} = (1 - ref_{PAN}) S^{\downarrow} + \epsilon_{PAN} L^{\downarrow} \quad (2)$$

ここに、 c は蒸発計内の水の単位面積当たりの熱容量、 $\epsilon_{PAN} \sigma T_w^4$ は水面が失う長波放射量、 G は容器の底と側壁を通して出ていく伝導熱、 l は水の気化の潜熱である。以下では、日平均値について考え、準定常状態($dT_w/dt=0$)を想定し、 $G=0$ とする。同様に、 $\epsilon_{PAN} =$

1 と仮定する。蒸発計内の水面から出る顕熱・潜熱輸送量 (H, IE) は次のバルク式で与えられる。

$$H = c_p \rho C_H U (T_w - T) \quad (3)$$

$$IE_{PAN} = l \beta C_H U (q_w - q) \quad (4)$$

ただし、 c_p と ρ は空気の定圧比熱と密度である。 $C_H U$ は小型蒸発計の交換速度であるが、実際は G の効果も含まれている。蒸発効率 β は近似的に 1 と仮定する。小型蒸発計における β は実際には複雑な関数となるが、ここでは理想化し水平な水の面 ($\beta=1$) を仮定している。

式(1)(3)(4)の3式から、3つの未知量を求めることができる(近藤, 1994, p.135)。未知量として、(イ) H と E_{PAN} と T_w 、(ロ) H と T_w と R^+ 、(ハ) $C_H U$ と H と T_w 、の場合などがある。その場合、3式を逐次近似の試行錯誤法で解くことができる。一方、近似解を求める場合、次の近似式を用いる。

$$T_w^* = T^* + 4T^* \delta T \quad (5)$$

$$q_w = q_{SAT} + \Delta \delta T \quad (6)$$

ただし、

$$\delta T = T_w - T \quad (7)$$

q_{SAT} は気温 T に対する飽和比湿、 $\Delta = dq_{SAT}/dT$ は飽和比湿の気温に対する微係数である。それらの具体的な式は近藤(1994, p.130)を参照。

以下では、次の3つのことを行なう。①蒸発量の観測値 E_{PAN} と入力放射量 R^+ が既知の場合、小型蒸発計の交換速度 $C_H U$ と δT の2つを求める。その際、 $C_H U$ は風速 U の関数とする。ここに、 R^+ が既知の場合とは、後述の式(25)(26)から日射量 S^+ を求め、さらに式(15)~(24)から大気放射量 L^+ が求められた場合である。②求められた $C_H U$ と R^+ から E_{PAN} と δT を計算する。この E_{PAN} を蒸発計蒸発量の計算値と呼ぶことにする。この計算値と蒸発計蒸発量の観測値を比較し、ばらつきが小さいことを確認する。つまり、蒸発計蒸発量の観測値から放射量が推定できることを確認する。もし、ばらつきが大きい場合は、蒸発計蒸発量の観測値から推定した放射量に大きな誤差が含まれ、利用できないことを意味する。③日照時間から放射量が推定できない条件の日について、蒸発計蒸発量の観測値から日射量と大気放射量の日平均値を推定する。

いずれの場合も、 T, q, E_{PAN}, R^+ は日平均値を使うので、 $C_H U$ は日平均的な意味をもつ。もともとバルク式(3)(4)は、観測時間10分~1時間の熱収支量に成り立つ関係式である。観測時間が長くなると、一般に

は、 $C_H U$ と $(T_w - T)$ 、 $C_H U$ と $(q_w - q)$ の間の相関関係によってバルク式の精度は悪くなる。しかし、このことは上述の②で確かめ、小型蒸発計蒸発量の1日平均値が放射量の日平均値の推定に使えることを示す。

3.1 小型蒸発計の交換速度 $C_H U$ と蒸発量の計算

この計算は、日照時間の観測値が日射量をよく表現すると考えられる日について行なう。上記①と②の具体的な計算手順は次の通り。まず、交換速度として次式を仮定する。

$$C_H U = a + bU \quad (8)$$

$$U = 0.7 \times U_{OBS} \quad (9)$$

ただし、 U は小型蒸発計が設置されている観測露場の高度1mの風速、 U_{OBS} はルーチン観測の高度10~12mにおける日平均風速である。係数0.7は風速計の設置高度が10m、地表面の粗度 $z_0 = 0.005$ mで、風速がいわゆる「対数分布」のときに考えられる値である。

現実には、観測所ごとに露場とその周辺状況は違うので、この係数は異なる。そのため、式(8)の係数 a, b は観測所ごとに違うことが予想される。厳密に言うと、係数 a は小型蒸発計の水温と気温の差 δT の関数として表すべきであるが、単純化により一定とする。

蒸発計内の水面の有効なアルベードとして次式を仮定する。

$$ref_{PAN} = 0.45 - 0.35 \cos [2(\phi - \delta)] \quad (10)$$

ただし、 ϕ は緯度、 δ は太陽の赤緯、 $(\phi - \delta)$ は太陽南中時の天頂角である。具体的な計算式は近藤(1994, p.57)を参照。上式によると、太陽南中時の天頂角が0度の場合には $ref_{PAN} = 0.1$ となり、天頂角が $\pi/2$ (すなわち90度) の場合には $ref_{PAN} = 0.8$ となる。太陽高度が低い冬期、日射量の大部分は蒸発計の側壁を加熱することになり、有効なアルベードは小さいと考える。さらに、式(8)の係数 a は自然対流の効果を含み、冬期には夏期に比べて小さくなると考えられるので、この効果も ref_{PAN} に含めてある。

この計算では、式(8)の係数 a, b を適当に仮定して下記の方法によって E_{PAN} を計算し、観測値の小型蒸発計蒸発量と比較する。そうして両者の差が最小になるように a, b の最適値を決定する。

式(1)~(7)の関係式から次の2式を得る。

$$\delta T = \frac{R^+ - \sigma T^4 - l \rho C_H U [q_{SAT} - q]}{4\sigma T^3 + c_p \rho C_H U + l \rho C_H U \Delta} \quad (11)$$

$$E_{PAN} = \rho C_H U [q_{SAT} - q + \Delta \delta T] \quad (12)$$

小型蒸発計蒸発量の計算値 E_{PAN} を得るには、まず、

式 (11) の Δ として気温 T における値 Δ_0 を仮定し、第 1 近似の δT を計算する。次に、 Δ として $T + \delta T / 2$ における値 Δ_1 を使って、第 2 近似の δT を計算する。さらに $T + \delta T$ における新しい Δ_2 を使う。これを数回繰り返すと収束値の δT を得る。そうして式 (12) から小型蒸発計蒸発量 E_{PAN} を計算する。

3.2 放射量 R^i , S^i , L^i の計算

日照時間の観測値が日射量を表現できないと思われる日については、小型蒸発計蒸発量の観測値から日射量と大気放射量を推定する。この日は、次の (a) (b) (c) (d) の 4 条件のそろった日とする。

- (a) 日照時間の観測値を N 、可照時間を N_0 として、 $N/N_0 < 0.85$ の日
- (b) 日照時間から計算した日射量 S^i と、その S^i から推定した大気放射量 L^i を用いて式 (12) から求めた小型蒸発計蒸発量の計算値 E_{PAN} [計算] と観測値 E_{PAN} [観測] を比べて、 E_{PAN} [計算] $< 0.85 E_{PAN}$ [観測] の日
- (c) 日平均気温 $> 0^\circ\text{C}$
- (d) E_{PAN} [観測] $> 3 \text{ mmd}^{-1}$

条件 (a) (b) の数値 0.85 は小型蒸発計による観測値にもばらつきがあることを考慮したものである。条件 (c) は、蒸発計内の水が凍結し難い日と考える。凍結・融解がある場合は蒸発量の計算が複雑になる。また、中国における凍結時の観測法が不明であるので、この場合の蒸発量の観測値は放射量の計算に使用しない。昔の日本の観測法では、凍結時は新しい水に取り替えて翌日までの蒸発量を測ることになっている。この場合は、融解の潜熱を人工的に加えることに等しく、自然状態の小型蒸発計からの蒸発量よりも大きい蒸発量を観測することになる。条件 (d) は、小型蒸発計蒸発量の観測値が小さい日はその値の相対誤差が大きいので設定した。大雨の日などは、小型蒸発計蒸発量の観測値はゼロと記載されていることもある。

上記の 4 条件の日は、次式によって入力放射量 R^i を計算する。

$$\delta T = \frac{1}{\Delta} \left[\frac{E_{PAN}}{\rho C_H U} - (q_{SAT} - q) \right] \quad (13)$$

$$R^i = \sigma T^4 + \{E_{PAN} + (4\sigma T^3 + c_p \rho C_H U) \delta T\} \quad (14)$$

これら 2 式は、式 (1) (3) (4) から式 (11) (12) を導出したのと同様な方法で得られる。式 (13) の δT は、前記と同様に繰り返し法で求め、そうして R^i を算出する。

R^i が算定された後、日射量と大気放射量の日平均

値 (S^i と L^i) は以下の式で分配する (近藤, 1994, p. 90-p. 91)。

$$L^i = \sigma T^4 \left[1 - \left(1 - \frac{L_t^i}{\sigma T^4} \right) C \right] \quad (15)$$

($0 < A \leq 1$ のとき) :

$$C = 0.826 A^3 - 1.234 A^2 + 1.235 A + 0.298 \quad (16 a)$$

$$\frac{S^i}{S_0^i} = 0.179 + 0.32 \left(1 - \frac{p}{1000} \right) + 0.55 A \quad (17 a)$$

($A = 0$ のとき) :

$$C = 0.2235 \quad (16 b)$$

$$\frac{S^i}{S_0^i} = 0.114 + 0.32 \left(1 - \frac{p}{1000} \right) \quad (17 b)$$

ただし、

$$\frac{L_t^i}{\sigma T^4} = 0.74 + 0.19 x + 0.07 x^2 \quad (18)$$

$$x = \log_{10} w^* \quad (19)$$

$$A = N'/N_0 \quad (20)$$

p は観測所の年平均気圧 (hPa) である。式 (17 a, b) は近藤ほか (1996) に基づく。式 (18) の T は日平均気温、 L_t^i は快晴日の大気放射量 (近藤, 1994, p. 88)、 S_0^i は大気上端における水平面日射量の日平均値である (近藤, 1994, p. 57)。 N' ($= N + \delta N$) は、式 (2) と (14) が同時に満足する L^i と S^i を与える日照時間の修正値である。具体的には δN を 0.05 時間ずつ増加させて式 (2) と (14) が満足できたときの日照時間である。 w^* (単位: cm) は地上から大気上端までに含まれる有効水蒸気全量であり、高層気象資料から計算できる (近藤, 1994, p. 71)。高層気象資料がない場合は地上の露点温度の日平均値 T_{DEW} (単位: $^\circ\text{C}$) から次式によって推定する (近藤・徐, 1996)。

$T_{DEW} < -5^\circ\text{C}$ で :

$$x = \log_{10} w_{TOP}^* \\ = 0.027 T_{DEW} - 0.15 - x_0 \quad (21)$$

$-5^\circ\text{C} \leq T_{DEW} < 23^\circ\text{C}$ で :

$$x = 0.031 T_{DEW} - 0.13 - x_0 \quad (22)$$

$23^\circ\text{C} \leq T_{DEW} < 30^\circ\text{C}$ で :

$$x = 0.015 T_{DEW} + 0.238 - x_0 \quad (23)$$

ただし

$$x_0 = 1 - (p/p_{STD})^{0.5} \quad (24)$$

p_{STD} ($= 1013 \text{ hPa}$) は標準気圧である。観測所の標高が 500 m 以下なら $x_0 \approx 0$ と見なしてよい。

要約すると、放射量の計算は、式 (10) を考慮し、式 (2) (14) (15) (17 a, b) を同時に満足するように、つまり小型蒸発計からの蒸発量から推定した R^i を S^i

と L^1 に分配するわけである。

(注) 上記は基本式 (1) において、蒸発計を熱収支的に準定常状態 ($dT_w/dt=0$) として日射量を求める原理である。一方、蒸発計を最初、気温と等しい温度 ($T_w=T$) にしておいて、 $t \geq 0$ で日射を当て、水温の時間変化 (dT_w/dt) を測定して日射量を求める原理が前記のアボットの水攪拌式日射計である。この日射計では、式 (1) 右辺の R^1 以外の項は熱損失量の補正項であり、あらかじめ実験的に定めておくことになっている。このように考えると、放射計の標準器も一種の蒸発計で、風速の影響を小さくしたものと見なされる。

前記の条件 (a)(b)(c)(d) 以外の普通の日の放射量は、日照時間の観測値 N から $A=N/N_0$ として、以下の式を用いて計算する (近藤ほか, 1996)。

($0 < A \leq 1$ のとき) :

$$\frac{S^1}{S_0^1} = 0.179 + 0.32 \left(1 - \frac{p}{1000}\right) + 0.55 A \quad (25)$$

($A=0$ のとき) :

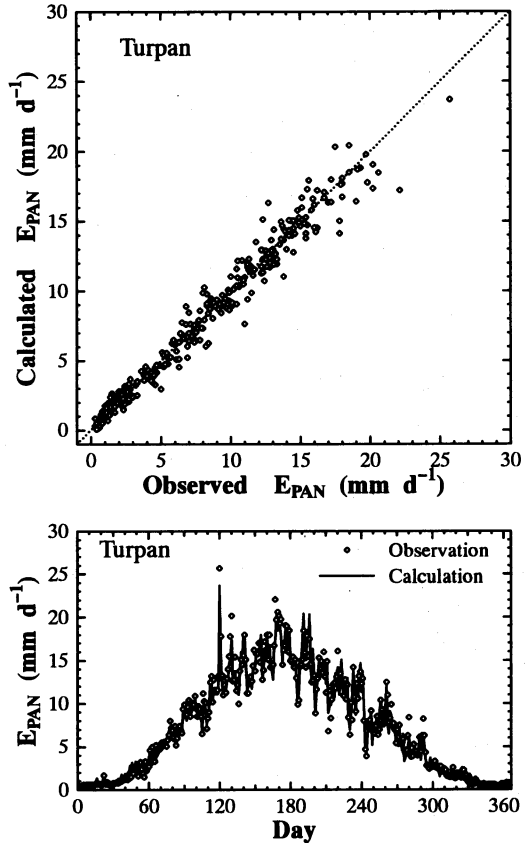
$$\frac{S^1}{S_0^1} = 0.114 + 0.32 \left(1 - \frac{p}{1000}\right) \quad (26)$$

上式は「ジョルダン式日照計」に適用できる (近藤, 1994, p. 89)。また、大気放射量 L^1 は、日照時間の観測値 N から求めた $A=N/N_0$ を式 (16 a, b) に代入し、式 (15)(18) により計算する。

4. 小型蒸発計の交換速度 $C_H U$

小型蒸発計の交換速度 $C_H U$ は、日平均気温が概略 10°C 以上の温暖期で、かつ日照時間が7時間以上の日の気象資料から求める。そのうち、年間の全データについて、小型蒸発計蒸発量の計算値と観測値がよく対応するかを見る。

第1図の上段は、年間の小型蒸発計蒸発量が非常に多いトルファンについて、小型蒸発計蒸発量の観測値 (横軸) と計算値 (縦軸) との比較である。下段は同じ値を1年間の日々について比較したものである。day=1 は1月1日、day=182 は7月1日である。トルファンの小型蒸発計による年蒸発量 2723 mm y^{-1} ($=7.5 \text{ mmd}^{-1}$) に対し、両者の差の標準偏差は $\pm 0.90 \text{ mmd}^{-1}$ (蒸発の潜熱輸送量で $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$) である。両者の差が小さいことから、放射量の推定が可能と考えられる。



第1図 上段：トルファンにおける小型蒸発計蒸発量の観測値 (横軸) と計算値 (縦軸) の比較。下段：1年間の日々の同比較、プロットは観測値、実線は計算値。

第1表は中国の30地点の位置などを示す。地点名の最初に付けた記号はおおよその地点区分を示すもので、[S]は冬期の積雪域、ただし1月1日現在に根雪が積もっている地点、[C]は大都市 (人口100万人以上、周辺を含めて200万人以上の都市: 1982年の統計)、[A]は砂漠・半砂漠のある乾燥域、[R]は地方、[T]はチベット高原である。表の右2~4列は、1981年の観測資料から得た交換速度 (式 (8)) の係数 a , b , 及びそれを求めた風速 U の範囲である。なお、これら係数は次章の最初に述べる不適当な日は除外して得た結果である。また、右端の列は山岳などの影響を受けた観測所における日の出・日没時の太陽高度 ϵ である。 $\epsilon > 2^\circ$ の場合は日照率の補正が必要となる (近藤ほか, 1996, 参照)。

小型蒸発計蒸発量の観測値と計算値の対応性は同程度であるが、蒸発量が少なくなる地点ほど両者の差は

第1表 中国の地点名, 位置, 小型蒸発計の交換速度の係数 (a, b) とそれを決めた風速 U の範囲. 気圧は1981年の年平均気圧, E_{PAN} は1981年の小型蒸発計蒸発量の観測値, ϵ は日照時間の記録から求めた日の出日没時の太陽の高度. 最初につけた記号[S]: 冬期積雪域, [C]: 大都市, [A]: 乾燥域, [R]: 地方, [T]: チベット高原.

番号	観測所名	国際地点番号	緯度 ° N	経度 ° E	標高 m	気圧 hPa	E_{PAN} mm/y	a m/s	b	U m/s	ϵ deg
(1) [S]	ハイラル(海拉爾: Hailar)	50527	49.2	119.8	613	942	1133	0.020	0.0022	0-6	<2
(2) [S]	ブグト(博克図: Bugt)	50632	48.8	121.9	739	926	1323	0.024	0.0031	0-6	<2
(3) [S]	ハルビン(哈爾濱: Harbin)	50953	45.8	126.8	142	997	1445	0.016	0.0051	0-7	<2
(4) [S]	アルタイ(阿勒泰: Altay)	51076	47.7	88.1	735	934	1632	0.018	0.0022	0-5	<2
(5) [S]	フーユン(富蘊: Fuyun)	51087	47.0	89.5	824	926	2446	0.024	0.0043	0-6	<2
(6) [S]	ウルムチ(烏魯木齊: Urumqi)	51463	43.8	87.6	918	915	2281	0.024	0.0032	0-6	<2
(7) [A]	トルファン(吐魯番: Turpan)	51573	42.9	89.2	35	1013	2723	0.015	0.0033	0-4	<2
(8) [A]	ホータン(和田: Hotan)	51828	37.1	79.9	1375	863	2974	0.022	0.0040	0-4	<2
(9) [A]	アンディル(民豊安得河: MA*)	51848	37.9	83.6	1263	874	2767	0.017	0.0040	0-3	<2
(10) [A]	トゥンホワン(敦煌: Dunhuang)	52418	40.2	94.7	1139	888	2348	0.019	0.0036	0-10	<2
(11) [A]	チウチュワン(酒泉: Jiuquan)	52533	39.8	98.5	1477	853	1825	0.016	0.0036	0-5	<2
(12) [C]	ランチョウ(蘭州: Lanzhou)	52889	36.1	103.9	1517	848	1532	0.015	0.0041	0-3	<2
(13) [R]	ソニドユウチー(蘇尼**: Jurh)	53276	42.4	112.9	1151	886	2701	0.019	0.0051	0-10	<2
(14) [C]	シェンヤン(瀋陽: Shenyang)	54342	41.8	123.4	42	1011	1548	0.017	0.0020	0-6	<2
(15) [C]	ペキン(北京: Beijing)	54511	39.9	116.3	54	1011	1959	0.017	0.0020	0-4	<2
(16) [C]	チーナン(済南: Jinan)	54823	36.7	117.0	52	1010	2431	0.012	0.0044	0-7	<2
(17) [C]	シーアン(西安: Xi'an)	57036	34.3	108.9	397	971	1488	0.017	0.0027	0-4	<2
(18) [R]	ルーシー(廬氏: Lushi)	57067	34.0	111.0	569	952	1273	0.015	0.0019	0-3	<2
(19) [C]	チャンシャー(長沙: Changsha)	57679	28.2	113.1	45	1010	1279	0.014	0.0023	0-4	<2
(20) [R]	ポーシェン(亳県: Boxian)	58102	33.9	115.8	38	1013	1845	0.016	0.0040	0-6	<2
(21) [R]	トンタイ(東台: Dongtai)	58251	32.9	120.3	4	1017	1304	0.015	0.0023	0-5	<2
(22) [R]	ホーフェイ(合肥: Hefei)	58321	31.9	117.2	28	1013	1715	0.017	0.0036	0-6	<2
(23) [R]	ナンピン(南平: Nanping)	58834	26.7	118.2	126	1000	1372	0.015	0.0020	0-3	<2
(24) [C]	コワンチョウ(広州: Guangzhou)	59287	23.1	113.3	7	1013	1460	0.017	0.0035	0-4	<2
(25) [T]	ビェンコン(班戈: Baingoin)	55279	31.4	90.0	4700	571	1922	0.022	0.0034	0-7	5
(26) [T]	シガゼ(日喀則: Xigaze)	55578	29.3	88.9	3836	638	1983	0.018	0.0034	0-6	<2
(27) [T]	ラサ(拉薩: Lhasa)	55591	29.7	91.1	3649	652	2329	0.023	0.0031	0-4	<2
(28) [T]	トゥオトゥオホー(格爾+)	56004	34.2	92.4	4533	585	1680	0.027	0.0036	0-5	<2
(29) [T]	マドォ(瑪多: Madoi)	56033	34.9	98.2	4272	604	1366	0.014	0.0050	0-5	<2
(30) [T]	デチェン(德欽: Deqen)	56444	28.5	98.9	3485	669	1594	0.028	0.0023	0-6	11
平均		-	-	-	-	-	1856	0.018	0.0033	0-5	-

* MAの正式名は「Minfeng-Andirlangar」.

** 蘇尼の正式名は「蘇尼特右旗・朱日和」.

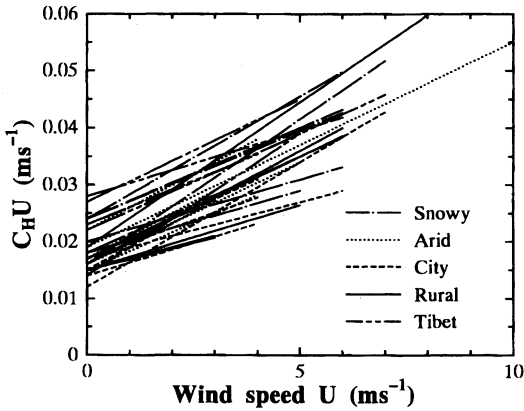
+ 格爾の正式名は「格爾木托托河: Tuotuohe」.

小さくなる. 例えば, ランチョウでは, 小型蒸発計蒸発量の観測値 $1532 \text{ mm y}^{-1} = 4.2 \text{ m m d}^{-1}$ に対し, 両者の差の標準偏差は $\pm 0.55 \text{ m m d}^{-1}$ (潜熱輸送量で $\pm 16 \text{ W m}^{-2}$) である.

第2図は小型蒸発計の交換速度 $C_H U$ と高度1mの風速 U (式8) の関係である. 線の種類は地点区分ごとに違えてある. 交換速度のばらつきは, $\pm 20\%$ 程度である.

5. 放射量の計算結果

地上気象の観測資料を調べて, 1日4回観測中の「現在天気」が $ww=6$ または $ww=7$ で, 日照時間は少ないが, 蒸発計蒸発量はかなりあり, かつ地表面温度の日較差がかなり大きい日を見つけることができる. 多くの地点ではこのような日は年間数日あるが, ホータン(和田: Hotan)の1981年の資料には特に多く, 合計50日もある(2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10月にそれぞれ2, 3, 8, 21, 1, 7, 2, 1, 5回). なお, 冬期の日平均気温 $\leq 0^\circ\text{C}$ でかつ $ww=06$ または $ww=07$ の条件

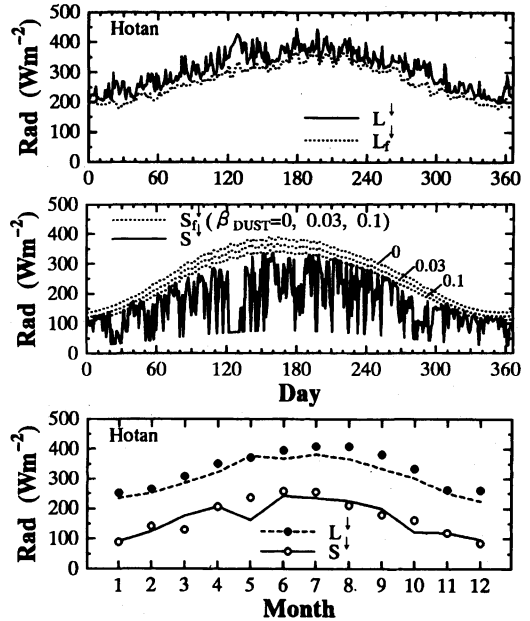


第2図 小型蒸発計の交換速度 $C_H U$ と高度 1 m の風速 U との関係、各線の長さは a , b を決めた風速の範囲。記号 [S: Snowy] は冬期の積雪域, [A: Arid] は乾燥域, [C: City] は大都市, [R: Rural] は地方, [T: Tibet] はチベット高原の観測所を示す(第1表参照)。

(3.2節の条件cではない日)はホータンではなかった。

第3図は、3.2節の計算法にしたがって求めた1981年のホータンにおける放射量の計算結果である。上段は大気放射量 L^{\downarrow} の年変化である。点線は快晴日に期待される値 L_r^{\downarrow} である。中段の図は日射量 S^{\downarrow} の年変化である。3本の点線は、ロビンソンの混濁係数が $\beta_{DUST}=0, 0.03, 0.1$ としたときの、晴天日に期待される日平均日射量 S_r^{\downarrow} である(近藤, 1994, p. 88)。混濁係数は地上から大気上端までに含まれるエアロゾルの全量を表わすパラメータで、エアロゾルが多ければ混濁係数が大きく、日射量は少なくなる。混濁係数として、Yamamoto *et al.* (1968) と Robinson (1966) によるものがあり、後者では相対的に値が小さく出る(近藤, 1994, p. 64)。本研究では後者を用いている。大気がよく澄んだ日は $\beta_{DUST} < 0.05$ 、かなり濁った日は $\beta_{DUST} > 0.2$ であることを考慮して、 S^{\downarrow} の最大値の包絡線と比較してみよう。冬期には、包絡線は下2つの点線の間にあるので、 $\beta_{DUST} \approx 0.03 \sim 0.1$ と推定できる。day=60~180(3~6月)に混濁係数が大きく、特に、春期の混濁係数は0.1以上で大きい。

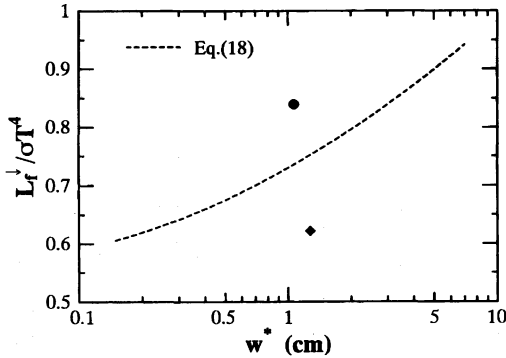
第3図の下段は月平均値について、日射量と大気放射量の年変化である。5月の日射量が少ないのは、砂塵が21日間あったことによる。三上正男博士の私信によれば、この近辺では大気の擾乱があると砂塵で空が不透明になる。プロットは Mikami *et al.* (1995) がホータンから 110 km 東にあるチラ(策勒)のゴビ上



第3図 ホータン(和田)における放射量(計算値と観測値)の年変化。計算値は1981年。上段：大気放射量 L^{\downarrow} 、点線は晴天日に期待される大気放射量 L_r^{\downarrow} 。中段：日平均日射量 S^{\downarrow} 、点線は混濁係数が $\beta_{DUST}=0, 0.03, 0.1$ としたときの晴天日に期待される日射量 S_r^{\downarrow} 。下段：月平均放射量の年変化、黒丸印と白丸印のプロットは東方 110 km の砂漠で得た Mikami *et al.* (1995) による1991年11月~1992年10月の観測値。

で1991年11月~1992年10月にかけて得た観測値(ただし補正值)である。日射量については、年々変動と場所の違いから生じる差の範囲内ではほぼ一致していると思われるだろう。大気放射量 L^{\downarrow} については、どちらが正しいかは断言できないが、観測値のほうが年間を通して $20 \sim 50 \text{ Wm}^{-2}$ 大きい。

この問題について検討しよう。例として7月を調べる。彼らによると1992年7月の平均値は、 $L^{\downarrow} = 409 \text{ Wm}^{-2}$ 、比湿 $q = 11.3 \times 10^{-3} \text{ kg kg}^{-1}$ 、気圧 $P = 845 \text{ hPa}$ 、露点温度 $= 13.3^{\circ}\text{C}$ 、気温 $T = 27.2^{\circ}\text{C}$ である。したがって $\sigma T^4 = 462 \text{ Wm}^{-2}$ より、大気放射の射出率は $L^{\downarrow} / \sigma T^4 = 0.89$ となり非常に大きい。射出率が0.89になるためには、毎日快晴とすると大気中の有効水蒸気全量は $w^* = 4 \sim 4.5 \text{ cm}$ 程度でなければならない(近藤, 1994, p. 90)。この値は湿潤域の夏の水蒸気量に相当する。さらに、彼らの30分ごとのデータを借用して検討した。1992年7月の快晴日9日分について調べると、

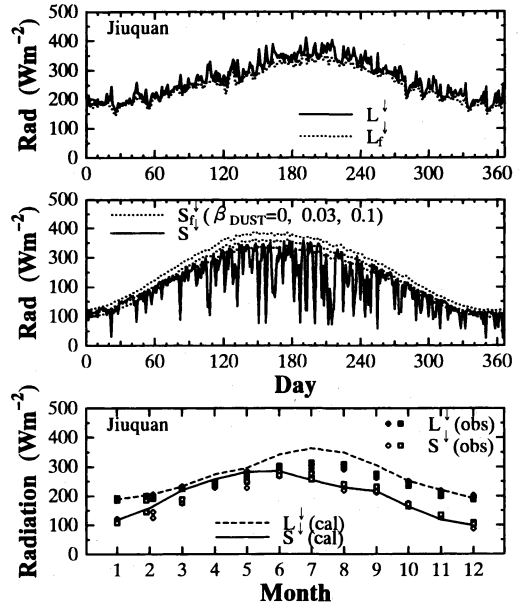


第4図 快晴日における大気放射の射出率(縦軸)と有効水蒸気量(横軸)の関係。黒丸プロットは Mikami *et al.* (1995) による快晴日の観測に基づく値, 黒ダイヤ印は Tsukamoto *et al.* (1995) による快晴日の観測に基づく値, 破線は式(18)を示す。

平均値として, $L_r^{\downarrow} = 391 \text{ Wm}^{-2}$, 日平均気温 $T = 27.8^\circ\text{C}$ である。これより $L_r^{\downarrow} / \sigma T^4 = 391 / 465 = 0.84$ を得る。一方, 観測年は異なるが民豊安得河 (Minfeng-Andirlangar) における1988年7月の高層気象資料から快晴5日間の有効水蒸気量 (近藤, 1994, p. 71) を計算すると, $w^* = 1.07 \text{ cm}$ を得る。そうして $L_r^{\downarrow} / \sigma T^4$ と w^* の関係を第4図の黒丸印でプロットした。図中の破線は式(18)で表わされる快晴日の関係である。プロットは破線と比べると縦軸の値で約14%大きい。

第5図は中国甘肅省河西回廊地域のチウチュワン(酒泉: Jiuquan) についての計算結果である。中段の図を見ると, ここでも混濁係数は冬期には $\beta_{\text{DUST}} < 0.03$, 春期には $\beta_{\text{DUST}} = 0.03 \sim 0.1$ と推定できる。day = 180 以後では $\beta_{\text{DUST}} = 0.03$ またはそれ以下と推定できる。

下段の図中のプロットは, チウチュワンから東 120 km の HEIFE 臨沢砂漠観測点と, 南東 200 km のチャンイエ (張掖: Zhangye) のオアシスで Tsukamoto *et al.* (1995) による1990年10月~1992年10月に行なわれた観測値である。砂漠観測点とオアシスにおける値はほとんど差はない。観測と計算では年と場所が異なるので注意しなければならないが, 日射量の計算値(1981年)と観測値はおおよそ一致している。中段の S^{\downarrow} の計算値に見られるギザギザの度合いから, 1981年のチウチュワンでは, day < 120 では快晴日が多いがそれ以後では曇天日が多いことが分かる。3~5月は計算値が大きい。この差は快晴日数が両地点で異なるこ



第5図 第3図に同じ, ただしチウチュワン(酒泉)における1981年の計算値。下段の L_r^{\downarrow} (obs) と S^{\downarrow} (obs) のプロットは東方 120 km の砂漠(四角印)と南東 200 km のチャンイエ(張掖)のオアシス(丸印)において Tsukamoto *et al.* (1995) による1990年10月~1992年10月の観測値。

とによって生じたのかもしれない。

大気放射量 L_r^{\downarrow} は, 10~3月の寒候期には計算値と観測値はほぼ一致しているが, 4~9月の暖候期には観測値が系統的に小さい。

1991年7月について検討しよう。チャンイエのオアシスにおける観測値の月平均値は $L_r^{\downarrow} = 304 \text{ Wm}^{-2}$ である (Tsukamoto *et al.* 1995)。チャンイエ気象台における同年7月の平均気温 $T = 23.2^\circ\text{C}$, 同露点温度 = 10.5°C である (季・鄒, 1994)。これより $L_r^{\downarrow} / \sigma T^4 = 304 / 437 = 0.70$ となる。曇天日を含むこの月平均値0.70は第4図の破線で示す快晴日の値(式(18))にほぼ近い。さらに, Tsukamoto *et al.* (1995) による観測資料を借用し調べてみると, 1992年6月下旬~7月上旬期間の快晴日の大気放射量の観測値は $L_r^{\downarrow} = 275 \text{ Wm}^{-2}$ 前後である。年は異なるが1988年7月のチャンイエ気象台の高層気象資料から快晴日4日分について北京時8時と20時の有効水蒸気量の平均値を求めると $w^* = 1.28 \text{ cm}$ を得る。同気象台におけるこの快晴4日間の地上の日平均気温は $T = 24.5^\circ\text{C}$ である。これより $L_r^{\downarrow} / \sigma T^4 = 275 / 445 = 0.62$ となる。これを第4図の黒

ダイヤ印で示した。

筆者らは現在、中国各地について日射量と大気放射量のほか、裸地面上の正味放射量、上向き長波放射量、顕熱・潜熱輸送量も同時に計算している。そこで、上向き長波放射量についても観測値と比較できる。Tsukamoto *et al.* (1995) によると砂漠観測点での6~8月の平均値は、上向き長波放射量 $L' = 412 \text{ Wm}^{-2}$ (地表面の有効な温度 $T_s = 18.8^\circ\text{C}$ に相当) である。一方、チウチュワンにおける裸地の地表面温度の6~8月の観測値の平均は、「中国地面資料月表1981年」によれば、 $T_s = 25.6^\circ\text{C}$ である。この温度の黒体放射量は $L' = \sigma T_s^4 = 452 \text{ Wm}^{-2}$ となり、彼らの値は 40 Wm^{-2} 小さい。ただし観測年が異なることに注意すべきであるが、以上より、彼らによる上向き下向きとも長波放射量の観測値は小さめである可能性が大きい。

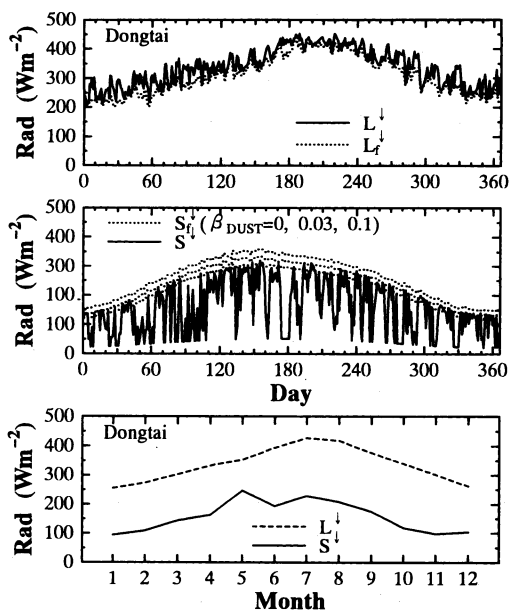
チウチュワンについてまとめると、冬の期間については、日射量と大気放射量とも観測値と計算値は合っている。しかし、夏の期間については、下向き上向きとも長波放射量は、観測値のほうが計算値よりも小さい。ただし、上向き長波放射量の比較は場所が異なり、地表面温度の6~8月の平均値がチウチュワンの裸地と臨沢砂漠観測点で 6.8°C ($=25.6 - 18.8$) 前後違うかも知れないので、明確な結論ではない。

第3図と第5図に示した地点は、ほぼ同じ標高の乾燥域にある。両図で、晴天日の放射量の計算値(上段と中段の図の点線)を比較するとほぼ同じ値で季節変化をしている。しかし、チウチュワンの第5図の月平均値の図(下段)において1~5月の日射量と大気放射量がホータンの第3図に比べて近づいているのは、チウチュワンでは晴天日が多いことによる。つまり晴天日には日射量は大きくなるのに対し、大気放射量は小さくなるからである。

第6図は中国東部平野の湿潤地帯に属し、緯度 32.9°N に位置するトンタイ(東台: Dongtai) についての計算結果である。乾燥域(第3, 5図)と比べて明らかな特徴がある。それは、上段の図において、夏の day = 180~240 の L' と L'_d の差が小さい。これは、水蒸気量が多いときは、下向き大気放射量は雲の存在に敏感でなくなることによる。

6. まとめ

黄砂などの砂塵が空中広く浮遊しているような日は、日照時間から推定する日射量の精度は悪くなる。このような日について、小型蒸発計蒸発量の観測値を



第6図 第3図に同じ、ただしトンタイ(東台)における1981年の計算値。

補足的に用いて日平均日射量と日平均大気放射量を推定する方法を示した。

(1) 小型蒸発計の交換速度を $C_n U = a + bU$ (U : 高度 1 m の風速) で表したとき、係数 a, b は観測所ごとに多少異なる。これは、風速計高度、露場周辺の状況などの違いによって生じるものと考えられる。

(2) 日照時間の観測値から推定した日射量 S^i と大気放射量 L^i を用いて小型蒸発計蒸発量の計算値を求めることができる。この計算値が小型蒸発計蒸発量の観測値に比べて小さく、かつ日照率 $N/N_0 < 0.85$ の日については、日照時間から日射量を推定すると精度は悪くなる。かような条件の日については、小型蒸発計蒸発量の観測値を満足するように日射量 S^i と大気放射量 L^i を算定する。ただし、小型蒸発計蒸発量 $< 3 \text{ mmd}^{-1}$ の日は誤差が大きくなるので計算しないこと。

(3) 中国の各地について、日射量と大気放射量を計算し、これまで報告されている放射量の観測値と比較した。日射量については、年々変動と場所による違いの範囲内で両者はほぼ一致した。しかし、大気放射量については、観測値が年間を通して $20 \sim 50 \text{ Wm}^{-2}$ 大きめに出るところと、暖候期だけ逆に $20 \sim 50 \text{ Wm}^{-2}$ 小さく出るところがある。

観測上の注意: 大気放射量観測用のシリコン製ド

ムを被せた、ある種の放射計では、原理的に分かりにくい量の出力から放射量を求めるようになっている。最大 100 Wm^{-2} の補正量は日射量、太陽高度、風速、気温の関数となり非常に複雑である。回路の原理は単純化し、受感部の温度と本体内部の温度（または受感部の温度と、受感部と本体内部の温度差）の2つを別々に出力させると分かりやすいし、補正が容易になる。

謝 辞

岡山大学の塚本 修教授、気象研究所の上上正男博士と塩原匡貴博士、東北農業試験場の桑形恒男博士には、貴重な資料とコメントを頂戴した。

参 考 文 献

- 季 国良, 鄒 基玲, 1994: 干旱地区緑洲和沙漠輻射収支的季節变化, 高原気象, 13(3), 323-329.
- 近藤純正, 1981: 数値シミュレーションによる水温・蒸発・蒸散量の推定, 水温の研究, 25(2), 15-43.
- 近藤純正, 1982: 大気境界層の科学, 東京堂出版, pp. 219.
- 近藤純正(編著), 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 337 pp.
- 近藤純正, 桑形恒男, 1992: 日本の水文気象 (1)—放射量と水面蒸発, 水文・水資源学会誌 5 (2), 13-27.
- 近藤純正, 徐 健青, 1996: 可降水量を地上の露点温度から推定する実験式, 水文・水資源学会誌, 9 (5), 463-467.
- 近藤純正, 徐 健青, 萩野谷成徳, 1996: 高地における日照時間と日射量の関係式, 水文・水資源学会誌, 9 (5), 468-472.
- 近藤純正, 三浦 章, 1983: 地表面日射量の実験式と日射量をチェックする簡便な方法, 天気, 30, 469-475.
- Mikami, M., T. Fujitani and X. Zhang, 1995: Basic characteristics of meteorological elements and observed local wind circulation in Taklimakan Desert, China, J. Meteor. Soc. Japan, 73, 899-908.
- Philippa, R. C. Froehlich and Ch. Betz, 1995: Characterization of pyrgeometers and the accuracy of atmospheric long-wave radiation measurements, Appl. Optics, 34, 1598-1605.
- Robinson, N. (ed.), 1966: Solar radiation, Elsevier, 347 pp.
- Sato, T., 1983: A method to measure the daytime long wave radiation, J. Meteor. Soc. Japan, 61, 301-305.
- 塩原匡貴, 浅野正二, 1992: シリコン製ドーム付赤外放射計のドーム効果の定量化と測定誤差について, Pap. Meteor. Geophys., 43, 17-31.
- Tsukamoto, O., K. Sahashi and J. Wang, 1995: Heat budget and evapotranspiration at an oasis surface surrounded by desert, J. Meteor. Soc. Japan, 61, 925-935.
- Yamamoto, G., M. Tanaka and K. Arao, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements, J. Meteor. Soc. Japan, 46, 287-300.

第11回 IGBP/GAIM 研究会のお知らせ

日 時: 1996年10月12日 (土) 13:00~17:00

場 所: 滋賀県立大学・環境科学部 (滋賀県彦根市)

参加費: 無料

上記の日程で第11回の GAIM 研究会を開催します。地球圏と生物圏の相互作用について関心のある方は御参加下さい。

世話人: 及川武久 (筑波大学生物科学系)

木田秀次 (京都大学理学部)

問い合わせ先:

〒305 つくば市天王台1-1-1

筑波大学・生物科学系 及川武久

TEL & FAX 0298-53-6661

e-mail:

toecolog@sakura.cc.tsukuba.ac.jp