

# 気象データ収録値の解説 (日別値)

Ver. 1.0 (20 Feb. 2009)

農業環境技術研究所 大気環境研究領域 桑形恒男 (編著)

## 1 気温

アメダス・気象官署とも、観測地点における実測値 (日最高、日最低、日平均とも) をそのまま使用する。

## 2 降水量

アメダス・気象官署とも、観測地点における実測値をそのまま使用する。

## 3 気圧

アメダス地点における日平均地上気圧  $p_s$  (hPa) の推定値は、次式によって計算する。

$$p_s = p_{s(K)} \times \exp[-(z_{(A)} - z_{(K)})g/(R\bar{T})], \quad (1)$$

$$= p_{s(K)} \times \exp\left[-\frac{0.0342}{(273.15 + (T_{(A)} + T_{(K)})/2)}(z_{(A)} - z_{(K)})\right], \quad (2)$$

ここで、 $z_{(A)}$  (m) はアメダス地点の海拔、 $z_{(K)}$  (m) は近隣の気象官署の海拔 (気圧計の海拔高度)、 $T_{(A)}$  ( ) はアメダス地点の日平均気温、 $T_{(K)}$  ( ) は気象官署の日平均気温、 $p_{s(K)}$  (hPa) は気象官署の日平均地上気圧である。さらに、 $\bar{T} \equiv 273.15 + (T_{(A)} + T_{(K)})/2$ 、 $g/R \simeq 0.0342 \text{ Km}^{-1}$  である ( $g$ : 重力加速度、 $R$ : 湿潤空気の気体定数)。なお、気象官署の日平均気温が欠測の場合は、アメダス地点の日平均気温で代用する。

気象官署における日平均地上気圧  $p_s$  (hPa) は、実測値をそのまま使用する。

## 4 水蒸気圧・湿度・飽差

アメダス地点における水蒸気圧  $e$ 、飽差 (日平均値) VPD と相対湿度  $Rh$  (いずれも日平均値) の推定値は、次式によって計算する。

$$e = \min[e_{(K)}, e_{sat}(T_{(A)})], \quad (3)$$

$$\text{VPD} = e_{sat}(T_{(A)}) - e, \quad (4)$$

$$Rh = 100 \times e/e_{sat}(T_{(A)}), \quad (5)$$

ここで  $T_{(A)}$  ( ) はアメダス地点における日平均気温、 $e_{(K)}$  は近隣の気象官署における水蒸気圧 (日平均値) の測定値である。 $e_{sat}(T)$  は日平均気温  $T$  に対する飽和水蒸気圧で、次式で表される。

$$e_{sat}(T) = 6.108 \times 10^{(7.5T/(237.5+T))} \text{ (hPa)}. \quad (6)$$

アメダス地点における最低相対湿度  $Rh_{min}$  については、気象官署の測定値をそのまま使用する。

気象官署における水蒸気圧は、実測値をそのまま使用し、気象官署における飽差・湿度は、水蒸気圧をもとに、式(4)(5)において  $T_{(A)}$  を  $T_{(K)}$  に置き換えた上で計算する。

## 5 風速

アメダス地点における高さ 2.5m の日平均風速  $u_{(2.5m)}$  と日最大風速  $u_{10max(2.5m)}$  (比較的開けた水田地帯を想定) は次式より計算する。

$$u_{(2.5m)} = f_{(2.5m)} \times u_{obs}, \quad (7)$$

$$u_{10max(2.5m)} = f_{(2.5m)} \times u_{10max\ obs}, \quad (8)$$

ここで、 $u_{obs}$  と  $u_{10max\ obs}$  はアメダス地点における日平均風速と日最大風速の測定値、 $f_{(2.5m)}$  は高さ 2.5m の風速に変換するための補正係数(地点ごとに異なる値、脚注<sup>1</sup>)である。

気象官署における風速も、同様の手法により計算する。

## 6 日照時間

アメダス・気象官署とも、観測地点における実測値をそのまま使用する。

## 7 日射量

本作物気象データベースでは、全天日射量  $S_d$  として、次の2種類の値を併記して収録している。

- (近隣の) 気象官署における全天日射量の観測値

---

<sup>1</sup> 地表面高度を異にした風速の変換

風速の高度変化は、地表面からの高さに対する対数関数で近似される。この法則を利用して、地面からの高さ  $z_{obs}$ (m) で観測された風速  $u_{obs}$  から、基準高度 (100m) における風速  $u_{(100m)}$

$$u_{(100m)} = u_{obs} \frac{\ln(100/z_0)}{\ln(z_{obs}/z_0)} \quad (9)$$

を推定する。パラメータ  $z_0$  は粗度と呼ばれ、観測地点に固有の値をとる。次に、地面からの高さ  $z_i$ (m) における風速  $u_{(z_i)}$

$$u_{(z_i)} = u_{(100m)} \frac{\ln(z_i/z_{0i})}{\ln(100/z_{0i})} \quad (10)$$

を推定する。すなわち、変換係数  $f_{(z_i)}$  は、

$$f_{(z_i)} = \frac{\ln(z_i/z_{0i}) \ln(100/z_0)}{\ln(100/z_{0i}) \ln(z_{obs}/z_0)} \quad (11)$$

で与えられる。

また、地面からの高さ  $z_i$  および風速  $u_{(z_i)}$  を求めるために使用する粗度  $z_{0i}$  は、計算対象により異なり、本データベースでは以下の値を採用する。

計算対象項目	$f_{(z_i)}$	$z_i$ (m)	$z_{0i}$ (m)
平均風速高度 2.5m(5章)、水田水温(11章)	$f_{(2.5m)}$	2.5	0.05
ポテンシャル蒸発量(9章)	$f_{(1m)}$	1	0.005
FAO 基準蒸発量(10章)	$f_{(2m)}$	2	0.05

- 日照時間の観測値から求めた全天日射量の推定値

これに対応して、日射量を用いて算出される「下向き長波放射量」「ポテンシャル蒸発量」「FAO蒸発散量」「水田水温」の計算結果についても、2種類の日射量に対する値を併記している。

全天日射量(観測値)は、実測値をそのまま収録している。一方、日照時間の観測値から求めた全天日射量は、以下に述べる方法により推定値を算出する。

## 7.1 大気上端の水平面日射量(日平均)

大気上端の水平面日射量(日平均) $S_{d0}$ を、次式によって計算する。

$$S_{d0} = \frac{I_{00}}{\pi} \left( \frac{d_0}{d} \right)^2 (h \sin \phi \sin \delta + \sin h \cos \phi \cos \delta), \quad (12)$$

$$h = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta), \quad (13)$$

$$(d_0/d)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \eta + 0.00128 \sin \eta + 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta, \quad (14)$$

$$\delta = \sin^{-1}(0.398 \times \sin a_2), \quad (15)$$

$$a_2 = 4.871 + \eta + 0.033 \sin \eta, \quad (16)$$

$$\eta = (2\pi/365) \times DOY. \quad (17)$$

ここで $\phi$ は観測地点の緯度, $\delta$ は太陽の赤緯, $I_{00}$ は太陽定数( $=1367 \text{ W m}^{-2} = 118.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), $d$ と $d_0$ は太陽・地球間の距離とその平均値, $DOY$ は1月1日からの通算日数である。

赤緯 $\delta$ (rad)は、他の近似式によっても表すことができるので、それらを使用してもよい。

## 7.2 可照時間

可照時間 $N_0$ (h)は、次式によって計算できる。

$$N_0 = 2H/0.2618, \quad (18)$$

$$\sin(H/2) = [A' / (\cos \phi \cos \delta)]^{1/2}, \quad (19)$$

$$A' = \sin(\pi/4 + (\phi - \delta + r)/2) \sin(\pi/4 - (\phi - \delta - r)/2). \quad (20)$$

ここで $H$ (rad)は、地平大気差 $r$ ( $=0.01\text{rad}$ )を考慮した日の出から南中までの時角である。なお、式(13)の $h$ と式(19)の $H$ は、いずれも日の出から南中までの時角であるが、後者は地平大気差を考慮している点に違いがある。両者の違いはわずかなので、大気上端の水平面日射量 $S_{d0}$ の計算において、 $h$ の代わりに $H$ を用いてもかまわない。

## 7.3 日照時間を用いた全天日射量(日平均)の推定

観測された日照時間 $N$ (h)にもとづき、全天日射量(日平均) $S_d$ は次式により推定される。

$$S_d/S_{d0} = \alpha_1 + \alpha_2(N/N_0) \quad 0 < N/N_0 \leq 1, \quad (21)$$

$$= \alpha_3 \quad N/N_0 = 0. \quad (22)$$

パラメータ $\alpha_i$ ( $i=1,3$ )については、以下の値を用いる。

観測所	日照計の種類	観測開始年	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\alpha_3$
アマダス	旧型太陽電池式		0.113	0.607	0.086
	新型太陽電池式	1985	0.244	0.511	0.118
	回転式	2005	0.244	0.511	0.118
気象官署	ジョルダン式		0.179	0.550	0.114
	回転式	1986	0.244	0.511	0.118
	直達式	1996	0.244	0.511	0.118

なお、新型太陽電池式日照計で測定された日照時間は、暖候期の特定な気象条件において、回転式や直達式日照計による測定値に比べて過小評価となることが知られている。ここでは、とりあえずそれらの影響を考慮せずに、同様なパラメータ  $\alpha_i$  を用いて日射量を推定することができるとした。(そのため、データの扱いには注意を要する。)

## 8 下向き長波放射量

下向き長波放射量  $L_d$  の推定法について説明する。手順としては、始めに可降水量と有効水蒸気量を推定する。次に快晴日の全天日射量を、可降水量と大気上端の水平面日射量より計算する。さらに快晴日の下向き長波放射量を有効水蒸気量と気温より計算し、これに日射量推定値と快晴日の全天日射量を用いて、実際の下向き長波放射量(日平均)を推定する。

### 8.1 可降水量と有効水蒸気量

下向き長波放射量の推定に必要な、可降水量  $\omega$  (cm) と有効水蒸気量の全量  $\omega_{TOP}^*$  (cm) は、次の実験式から求めることができる。

$$\log_{10} \omega = 0.0312T_{DEW} - 0.0963, \quad (23)$$

$$\log_{10} \omega_{TOP}^* = 0.0315T_{DEW} - 0.1836, \quad (24)$$

ただし  $T_{DEW}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) は露点温度の日平均値で、次式で表される。

$$T_{DEW} = \frac{237.3 \times \log_{10}(e/6.108)}{7.5 - \log_{10}(e/6.108)}, \quad (25)$$

ここで  $e$  (hPa) は、水蒸気圧(日平均)の推定値である。

### 8.2 快晴日の全天日射量

快晴日の全天日射量  $S_{df}$  (日平均) を、次式より計算する。なお、大気上端の全天日射量(日平均)  $S_{d0}$  は、式(12)によって与えられる。

$$S_{df}/S_{d0} = (C' + 0.7 \times 10^{-m_a F_1})(1-i)(1+j), \quad (26)$$

$$C' = 0.21 - 0.2\beta_D, \quad \beta_D \leq 0.3$$

$$= 0.15, \quad \beta_D \geq 0.3$$

$$F_1 = 0.056 + 0.16\sqrt{\beta_D},$$

$$\begin{aligned}
i &= 0.014(m_d + 7 + 2\log_{10}\omega) \log_{10}\omega \\
j &= (0.066 + 0.34\sqrt{\beta_D})(A - 0.15), \\
m_d &= (p_s/p_0) k_3 m_N, \quad (p_0 = 1013\text{hPa}) \\
m_N &= \sec(\phi - \delta), \quad \phi - \delta < \pi/2, \\
&= \infty, \quad \phi - \delta \geq \pi/2, \\
k_3 &= 1.402 - 0.06 \log_{10}(\beta_D + 0.02) - 0.1\sqrt{m_N - 0.91}.
\end{aligned}$$

ここで  $\beta_D$  は大気混濁度、 $A$  は周辺の平均的なアルベドであり、ここでは  $\beta_D=0.1$ 、 $A=0.2$  を使用する。さらに  $p_s$  (hPa) は地上気圧 (日平均) の推定値である。

### 8.3 下向き長波放射量

下向き長波放射量  $L_d$  (日平均) は、次の実験式より推定する。

$$L_d = \sigma T'^4 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{L_{df}}{\sigma T'^4} \right) C \right], \quad (27)$$

ここで、 $T'$  ( $=T+273.15$ ) はケルビン単位系で表した日平均気温、 $L_{df}$  は快晴日の下向き長波放射量、 $C$  は長波放射に対する雲の影響を表す係数である。

$L_{df}$  および  $C$  は、次式より計算する。

$$L_{df}/(\sigma T'^4) = 0.74 + 0.19x + 0.07x^2, \quad (28)$$

$$x \equiv \log_{10} \omega_{TOP}^*,$$

$$C = 0.03B^3 - 0.30B^2 + 1.25B - 0.04, \quad B \geq 0.0323 \quad (29)$$

$$= 0, \quad B < 0.0323 \quad (30)$$

$$B \equiv S_d/S_{df},$$

$S_d$  は全天日射量 (日平均) である。快晴日の全天日射量 (日平均)  $S_{df}$ 、および有効水蒸気量の全量  $\omega_{TOP}^*$  (cm) (ただし  $0.1 \text{ cm} < \omega_{TOP}^* < 6 \text{ cm}$  の範囲で成立) については、前述の方法で推定する。また  $\sigma$  は Stefan-Boltzmann 定数 ( $=5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) である。

## 9 ポテンシャル蒸発量

### 9.1 ポテンシャル蒸発量の定義

近藤・徐のポテンシャル蒸発量 (文献脚注<sup>2</sup>) は、地中伝導熱がゼロの黒い湿った仮想面における蒸発量として定義される。この仮想面における空気力学的粗度は  $0.005\text{m}$ 、気温分布の粗度は  $0.0003\text{m}$  とする。また仮想面のアルベド  $A$  を  $0.06$  (水面に相当)、赤外射出率  $\epsilon$  は  $0.98$  (森林に相当)、蒸発効率  $\beta$  は  $1$  (水面) と仮定する。

ポテンシャル蒸発量  $E_p$  は、以下の熱収支式によって記述される。

$$R_d = H + lE_p + \epsilon\sigma T_s'^4, \quad (31)$$

<sup>2</sup>参考文献

近藤純正, 徐健青, 1997: ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度, 天気, 44, 875-883.

徐健青, 2001: ポテンシャル蒸発量から見た東アジアにおける近年の気候変化, 水文・水資源学会誌, 14, 151-170.

$$H = c_p \rho g_H (T_s - T), \quad (32)$$

$$lE_p = l\rho g_E (q_{sat}(T_s) - q). \quad (33)$$

ここで、

$$R_d \equiv (1 - A)S_d + \epsilon L_d, \quad (34)$$

$$\beta \equiv g_E/g_H = 1. \quad (35)$$

式 (31) は地表面 ( 仮想面 ) の熱収支を表しており、式 (32) ~ (33) は顕熱・潜熱輸送 ( $H, lE_p$ ) に対するバルク式と呼ばれる。ここで、 $T'_s (=T_s+273.15)$  はケルビン単位系で表した地表面温度である。式 (34) において、 $S_d, L_d$  はそれぞれ全天日射量と下向き長波放射量 ( いずれも日平均値 ) である。式 (31), (32), (33) は、( $H, lE_p, T_s$ ) の 3 変数を未知量として解くことができる。

交換速度  $g_H (= g_E)$  は次式で表される。

$$g_H = g_E = \max[ a + bu_{(1m)}, c(T_s - T)^{1/3} ] \quad (36)$$

ここで  $a = 0.0027 \text{ m s}^{-1}$ 、 $b = 0.0031$ 、 $c = 0.0036 \text{ m s}^{-1} \text{ K}^{-1/3}$  を使用する。高さ 1m の日平均風速  $u_{(1m)}$  は、式 (7) と同様に

$$u_{(1m)} = f_{(1m)} \times u_{obs}, \quad (37)$$

で与えられる。ここで、 $f_{(1m)}$  は高さ 1m の風速に変換するための補正係数 ( 地点ごとに異なる値、5 章脚注参照 ) である。

一方、 $q_{sat}(T_s)$  は地表面温度  $T_s$  ( ) における飽和比湿であり、次式で計算する。

$$q_{sat}(T_s) = 0.622e_{sat}(T_s)/(p_s - 0.378e_{sat}(T_s)). \quad (38)$$

ここで、 $e_{sat}(T_s)$  (hPa) は地表面温度  $T_s$  ( ) における飽和水蒸気圧であり、

$$e_{sat}(T_s) = 6.108 \times 10^{(7.5T_s/(237.5+T_s))} \text{ (hPa)}. \quad (39)$$

で与えられる。

空気の定圧比熱  $c_p$  は  $1.01 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  であり、大気密度  $\rho$  ( $\text{kg/m}^3$ ) と水の気化熱  $l$  ( $\text{J/kg}$ ) は、次式によって計算する。

$$\rho = 1.293 \times 273.15 / (273.15 + T)(p_s/1013.25)(1 - 0.378e/p_s), \quad (40)$$

$$l = 2.50 \times 10^6 - 2400T. \quad (41)$$

ここで、 $T$  ( )、 $p_s$  (hPa) ならび  $e$  (hPa) は、それぞれ気温、地上気圧ならび水蒸気圧 ( いずれも日平均値 ) である。

## 9.2 ポテンシャル蒸発量の計算法

熱収支式 (31) に式 (32)~(33) を代入すると、次式が得られる。

$$(1 - A)S_d + \epsilon L_d = c_p \rho g_H (T_s - T) + l\rho g_E (q_{sat}(T_s) - q) + \epsilon \sigma T_s^4. \quad (42)$$

式 (42)、(37) と (36) に観測地点における日平均気象データ ( $T, q, u_{obs}, S_d, L_d$ ) を入力すれば、仮想面の地表面温度  $T_s$  が求まり、式 (33) を用いて、ポテンシャル蒸発量  $E_p$  を求めることができる。

## 10 FAO 基準蒸発散量

### 10.1 FAO 基準蒸発散量の計算法

FAO 基準蒸発散量  $E_{T0}$  は次式 (FAO Penman-Monteith 式の改良版) によって計算する。アルベド  $A$  (地表面の日射反射率) は 0.23 に設定する。

$$\delta T \equiv T_s - T = \frac{Q - \sigma T'^4 - l\rho(1 - Rh)q_{sat}(T)/(r_A + r_C)}{4\sigma T'^3 + \rho[c_p + l\Delta r_A/(r_A + r_C)]/r_A}, \quad (43)$$

$$E_{T0} = \rho[(1 - Rh)q_{sat}(T) + \Delta\delta T]/(r_A + r_C), \quad (44)$$

$$Q \equiv (1 - A)S_d + L_d - G. \quad (45)$$

$T_s$  は基準蒸発散量に対応した地表面温度であり、 $\Delta$  ( $\equiv dq_{sat}/dT$ ) は次式で表される。

$$\begin{aligned} \Delta &\equiv \frac{dq_{sat}}{dT}, \\ &= \frac{de_{sat}}{dT} \times \frac{0.622p_s}{(p_s - 0.378e_{sat}(T))^2}, \\ &= \frac{0.622p_s}{(p_s - 0.378e_{sat}(T))^2} \times \frac{4098.03}{(237.3 + T)^2} \times e_{sat}(T). \end{aligned} \quad (46)$$

ここで、 $p_s$  (hPa) は地上気圧である。 $e_{sat}(T)$  (hPa) は観測地点の日平均気温  $T$  ( ) に対する飽和水蒸気圧 (日平均) であり、 $T$  ( ) の関数として式 (6) で与えられる。また、 $q_{sat}(T)$  は日平均気温  $T$  ( ) に対する飽和比湿 (日平均) であり、次式 (47) で与えられる。

$$q_{sat}(T) = 0.622e_{sat}(T)/(p_s - 0.378e_{sat}(T)). \quad (47)$$

さらに (43)~(45) において、 $Rh$  は相対湿度 (0~1、日平均)、 $S_d$ 、 $L_d$  および  $G$  は、それぞれ全天日射量、下向き長波放射量および地中伝導熱 (いずれも日平均) である。ここでは  $G=0$  と仮定する。

空気力学的抵抗  $r_A$  と群落抵抗  $r_C$  は次式より計算する。

$$r_A = 208/u_{(2m)}, \quad (48)$$

$$r_C = 70 \text{ (s/m)}. \quad (49)$$

ここで、 $u_{2m}$  (m/s) は観測地点における高度 2m の風速 (日平均) であり、式 (7) と同様に

$$u_{(2m)} = f_{(2m)} \times u_{obs}, \quad (50)$$

で与えられる。ここで、 $f_{(2m)}$  は高さ 2m の風速に変換するための補正係数 (地点ごとに異なる値、5 章脚注参照) である。

空気の定圧比熱  $c_p$  は  $1.01 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  であり、大気密度  $\rho$  ( $\text{kg/m}^3$ ) と水の気化熱  $l$  ( $\text{J/kg}$ ) は、式 (40)~(41) によって計算する。

なお、 $lE_{T0}$  は (51) (脚注<sup>3</sup>) の形でも書けるので、(43)~(44) に代わりにこちらを利用しても

<sup>3</sup>FAO Penman-Monteith 式の別表現

(43)~(44) は次のように変形できる。

$$lE_{T0} = \frac{\Delta(Q - \sigma T'^4) + c_p\rho[1 + r_A \times 4\sigma T'^3/(c_p\rho)](1 - Rh)q_{sat}(T)/r_A}{\Delta + (c_p/l)(1 + r_C/r_A)[1 + r_A \times 4\sigma T'^3/(c_p\rho)]}. \quad (51)$$

FAO Penman-Monteith 式は、通常 (51) の形式で書かれることが多い。ただし、(51) はオリジナルの式から、若干の改良がなされている。オリジナルの FAO Penman-Monteith 式では、分母の  $(Q - \sigma T'^4)$  の代わりに  $(Q - \sigma T_s'^4)$  を使用し ( $T_s' = T_s + 273.15$ )、分母と分子にある 2 つの  $r_A \times 4\sigma T'^3/(c_p\rho)$  の項は存在しない。

よい。

## 11 水田水温

### 11.1 イネがない水田水面 (LAI=0) の日平均水温

イネがない水田水面の日平均水温  $T_{w0}$  は、地中伝導熱をゼロと仮定した地表面熱収支式によって計算される。水田水面のアルベド  $A$  は土の種類によって異なるが、黒ボク土のような黒い土の場合で 0.05、白っぽい土の場合は 0.12 程度の値を取る (デフォルト値としては 0.05 を設定しておく)。また水田水面の赤外射出率  $\epsilon$  は 1.00、蒸発効率  $\beta$  は 1 とおく。

イネがない水田水面 (LAI=0) の日平均水温  $T_{w0}$  は、以下の熱収支式によって記述される。

$$R_d = H + lE + \epsilon\sigma T_{w0}^4, \quad (52)$$

$$H = c_p \rho g_H (T_{w0} - T), \quad (53)$$

$$lE = l \rho g_E (q_{sat}(T_{w0}) - q). \quad (54)$$

ここで、

$$R_d \equiv (1 - A)S_d + \epsilon L_d, \quad (55)$$

$$\beta \equiv g_E / g_H = 1. \quad (56)$$

式 (52) はイネがない水田水面の熱収支を表しており、式 (53) ~ (54) は顕熱・潜熱輸送 ( $H, lE$ ) に対するバルク式である。ここで、 $T'_{w0} (=T_{w0} + 273.15)$  はケルビン単位系で表した水田水面の温度である。式 (52), (53), (54) は、( $H, lE, T_{w0}$ ) の 3 変数を未知量として解くことができる。

交換速度  $g_H (=g_E)$  は次式で表される。

$$g_H = g_E = \max[a + bu_{(2.5m)}, c(T_{w0} - T)^{1/3}] \quad (57)$$

ここで  $u_{(2.5m)}$  はアメダス地点における地上からの高さ 2.5m の日平均風速 (5 章参照) で、 $a = 0.001703 \text{ m s}^{-1}$ 、 $b = 0.00218$ 、 $c = 0.0012 \text{ m s}^{-1} \text{ K}^{-1/3}$  を使用する。

空気の定圧比熱  $c_p$  は  $1.01 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  であり、大気密度  $\rho$  ( $\text{kg/m}^3$ ) と水の気化熱  $l$  ( $\text{J/kg}$ ) は、式 (40) ~ (41) によって計算する。

熱収支式 (52) に式 (53) ~ (54) を代入すると、次式が得られる。

$$(1 - A)S_d + \epsilon L_d = c_p \rho g_H (T_{w0} - T) + l \rho g_E (q_{sat}(T_{w0}) - q) + \epsilon\sigma T_{w0}^4. \quad (58)$$

式 (58) と (57) に日平均気象データ ( $T, q, u_{(2.5m)}, S_d, L_d$ ) を入力すれば、イネがない水田水面 (LAI=0) の日平均水温  $T_{w0}$  を求めることができる。

### 11.2 群落が極端に密な場合 (LAI= $\infty$ ) の日平均水田水温の平衡値

群落が極端に密な場合の日平均水田水温の平衡値  $T_{w(inf)}$  は、イネがない水田水面 (LAI=0) の日平均水温  $T_{w0}$  の場合と同様、地中伝導熱をゼロと仮定した地表面熱収支式によって計算される。水田水面のアルベド  $A$  は土の種類によって異なるが、ここでは日射量がゼロの場合を想定しているので (式 (64))、どんな値を用いても結果には影響しない。また水田水面の赤外射出率  $\epsilon$  は 1.00、蒸発効率  $\beta$  は 1 とおく。

群落が極端に密な場合の日平均水田水温の平衡値  $T_{w(inf)}$  は、以下の熱収支式によって記述される。

$$R_d = H + lE + \epsilon\sigma T_{w(inf)}^4, \quad (59)$$

$$H = c_p\rho g_{H\infty}(T_{w(inf)} - T), \quad (60)$$

$$lE = l\rho g_{E\infty}(q_{sat}(T_{w(inf)}) - q). \quad (61)$$

ここで、

$$R_d \equiv (1 - A)S_{d\infty} + \epsilon L_{d\infty}, \quad (62)$$

$$\beta \equiv g_{E\infty}/g_{H\infty} = 1. \quad (63)$$

熱収支式で使用される日射量  $S_{d\infty}$ 、長波放射量  $L_{d\infty}$  には、群落が極端に密な場合を想定し

$$S_{d\infty} = 0, \quad (64)$$

$$L_{d\infty} = \sigma T'^4 \quad (65)$$

を使用する。 $T'$  ( $=T+273.15$ ) はケルビン単位系で表した気温である。

式 (59) は群落が極端に密な場合の水田水面の熱収支を表しており、式 (60)~(61) は顕熱・潜熱輸送 ( $H, lE$ ) に対するバルク式である。 $T'_{w(inf)}$  ( $=T_{w(inf)}+273.15$ ) はケルビン単位系で表した水田水面の温度である。式 (59), (60), (61) は、( $H, lE, T_{w(inf)}$ ) の 3 変数を未知量として解くことができる。

交換速度  $g_{H\infty}$  ( $=g_{E\infty}$ ) は次式で表される。

$$g_{H\infty} = g_{E\infty} = \max[a, c(T'_{w(inf)} - T)^{1/3}] \quad (66)$$

ここで  $a = 0.001703 \text{ m s}^{-1}$ 、 $c = 0.0012 \text{ m s}^{-1} \text{ K}^{-1/3}$  を使用する。なお、この式は、前節「イネがない水田水面 (LAI=0) の熱収支式」の式 (57) において、群落が極端に密な場合を想定し、

$$u_{(2.5m)} = 0 \text{ m s}^{-1} \quad (67)$$

を代入したことに相当する。

空気の定圧比熱  $c_p$  は  $1.01 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  であり、大気密度  $\rho$  ( $\text{kg/m}^3$ ) と水の気化熱  $l$  ( $\text{J/kg}$ ) は、式 (40)~(41) によって計算する。

熱収支式 (59) に式 (60)~(62) を代入すると、次式が得られる。

$$(1 - A)S_{d\infty} + \epsilon L_{d\infty} = c_p\rho g_{H\infty}(T_{w(inf)} - T) + l\rho g_{E\infty}(q_{sat}(T_{w(inf)}) - q) + \epsilon\sigma T_{w(inf)}^4. \quad (68)$$

式 (68) と (66) に日平均気象データ ( $T, q$ ) と式 (64)~(67) を入力すれば、群落が極端に密な場合の日平均水田水温の平衡値  $T_{w(inf)}$  を求めることができる。

## [付録] 本解説文書で頻繁に使用した記号

$A$	アルベド ( 反射率 )
$c_p$	空気の定圧比熱 ( $= 1.01 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )
$e, e_{sat}$	水蒸気圧, 飽和水蒸気圧
$f(z')$	地面からの高さ $z'$ (m) における風速を推定するための変換係数
$G$	地中伝導熱 ( 下向きを正 )
$H$	地表面における顕熱 ( 上向きを正 )
$l$	水の気化熱 ( $= 2.44 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ at 25 )
$lE$	地表面における潜熱 ( 上向きを正 )
$E_p$	ポテンシャル蒸発量
$E_{T0}$	FAO 基準蒸発散量
$L_d$	下向き長波放射 ( 大気放射 ) 量
$L_{df}$	快晴日の下向き長波放射 ( 大気放射 ) 量
$p_s$	地上気圧
$q, q_{sat}$	比湿, 飽和比湿
$Rh$	相対湿度
$S_d$	全天日射量
$S_{df}$	快晴日の全天日射量
$S_{d0}$	大気上端の全天日射量
$T$	気温 ( )
$T_s$	地表面温度 ( )
$T', T'_s$	ケルビン単位系 (K) で表した $T$ と $T_s$
$T_{DEW}$	露点温度 ( )
$T_{w0}, T_{w(inf)}$	水田水温の日平均値 ( イネがないとき、群落が極端に密なとき )
$u_{obs}$	風速 ( 観測値 )
$u(z')$	地面からの高さ $z'$ (m) における風速
$z$	観測地点の標高
$\beta$	蒸発効率
$\beta_D$	大気混濁度
$\epsilon$	地表面の射出率
$\rho$	大気密度 ( $= 1.20 \text{ kg m}^{-3}$ for 20 , 1 気圧)
$\sigma$	Stefan-Boltzmann 定数 ( $= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )
$\phi$	緯度
$\omega$	可降水量
$\omega_{TOP}^*$	有効水蒸気量

ここに掲載しなかった記号については、本文の該当箇所を参照のこと。