アラスカ北極域ツンドラにおける熱収支解析

近 藤 純 正

(東北大学名誉教授)

Preliminary Analysis of Heat Budget over the Arctic Tundra

Junsei KONDO

(Emeritus Professor of Tohoku University,
Tsunogoro 1-12-20, Aoba-ku, Sendai, 980-0874 Japan)

Abstract

Using the micrometeorological data (Harazono *et al.*, 1995) obtained at the Arctic Tundra at Barrow, Alaska in the summer of 1993, preliminary analysis was made and the daily and seasonal variations of evapotranspiration, radiation, ground heat flux, and surface temperature were estimated.

On fine days, the value of sensible and latent heat fluxes increased to maximums of approximately 200 to 300 Wm⁻² during the midday, then decreased to about zero (sensible heat flux) and -30 to -80 Wm⁻² (latent heat flux) around the time of the sun's northing. It is found that the surface evaporation efficiency β , having a mean value of 0.3, decreases with increasing wind speed. Using a model calculation, it is obtained that the mean value of evapotranspiration at the IBP site for 71 days, from 16 July to 25 August, is 0.89 mmd⁻¹ which is 40% of the potential evaporation (defined by Kondo and Xu, 1997a).

Key words: Arctic tundra, Heat budget, Micrometeorology, Potential evaporation, Radiation.

キーワード: 熱収支, 微気象, 放射量, ポテンシャル蒸発量, 北極域ツンドラ

1. は し が き

近年, 地球の温暖化や砂漠化, あるいは水資源問題が注目されており, 世界のいろいろな気候条件にある各種地表面上において熱収支・水収支の実態把握のための微気象観測が行われている。通常の気象ルーチン観測と違って, これら微気象観測では種々の制約から, 観測資料を長期間にわたって取得することは困難であり, 欠測も生じがちである。一方, ルーチン気象資料を用いて熱収支・水収支, 及び地温の時間変化を計算するパラメータ化の方法も開発され, 実用化されている。例えば裸地面については, 中国各地の熱収支, 土壤水分, 地温, 放射収支量の日変化・季節変化が得られている (Kondo and Xu, 1997b)。また火山灰土壤における土壤水分と地温と蒸発量の観測結果 (奥山, 1988) がモデル計算によって検証され (近藤・徐, 1995), さらに水田における熱収支観測結果 (石田ほか, 1997) がアメダスデータを用いたモデル計算とよく対応している (Kimura and Kondo, 1998)。

それゆえ, 長期熱収支観測では, モデル計算を併用して欠測期間を補完することが可能である。

本報告では, アラスカ北極域ツンドラで1993年夏季に行われたHarazono *et al.* (1995)の観測資料について熱収支解析を行う。その最初の解析は, すでに吉本ほか (1996) が報告しているが, 本研究では彼らの微気象観測の欠測期間はバロウ気象台におけるルーチン観測資料を用いて補完し, 連続的な結果を求める。あとで述べるように, このツンドラ地では夏の顕熱・潜熱輸送量の日平均値は50 Wm⁻²程度, 蒸発散量で1~2 mmd⁻¹と小さいので, 乾球・湿球温度の鉛直勾配の観測値から, 「従来法」の傾度法やボーエン比法によって熱収支量を求めるのは精度の点で多少難しい。また, 正味放射量は50~150 Wm⁻²で, これに誤差が±30 Wm⁻²も含まれると結果は20~60%も変わる。そのため, 精度の高い結果を得ようとする観測時の注意はもとより, データ解析は丹念に行う必要がある。今後, 各地において, この種の貴重な長期観測データは蓄積されていくと考えられるが, それらをより有効に解析する例を示す目的で, 本

1997年8月12日 受付, 1997年12月9日 受理

研究の第2章では最初に、観測資料の生データに含まれる誤差について検討し、同時に計算上必要なパラメータを算出する。第3章では補正データに基づいて顕熱・潜熱輸送量(蒸発散量)と地表面温度を解析し、蒸発効率を求める。第4章では簡単なモデルを用いて、日平均熱収支量と地表面温度の季節変化を計算し、観測結果と比較する。第5章では、観測やモデル計算で得られた蒸発散量と新しく定義されたポテンシャル蒸発量(近藤・徐, 1997a)との比較を行う。続報では、ルーチン気象観測の日平均値と最高・最低気温を入力データとして用い、熱収支と地温の日変化・季節変化を詳細に調べる予定である。

2. 観測資料の基礎解析とパラメータの算定

2.1 観測資料と主な記号

Harazono *et al.* (1995)は米国アラスカ州最北端の北極海に面した人口4000人のバロウ市(Barrow: 71.3 N, 156.8 W) 郊外の海岸性ツンドラの2地点で1993年6～8月に微気象観測を実施している。一カ所はバロウ市街中心から約3 km東に位置する地点(IBPサイト)、他はそれより約3 km北東に位置する地点(Marshサイト)である。彼らの資料集によれば、ほぼ連続的にデータが得られた期間は、IBPサイトでは6月16日～8月25日、Marshサイトでは7月20日～8月7日である。しかし、測定装置の台数の都合その他の事情により、IBPサイトでは7月19日～8月8日は風速が欠測となっており、そのほか時々欠測がある。IBPサイトでのデータ採取期間が長いので、本報告では主としてIBPサイトについて調べる。

吉本ら(1996)によると、このツンドラ地は平均高さ約0.1 mの枯れた草本植物の茎葉で覆われ(Harazono *et al.*, 1995, の写真では緑の新葉も見える)、その下層はスポンジ状の厚い地衣類であり、さらに下層には凍土層が存在する。IBPサイトのアルベドは 0.15 ± 0.01 で、やや小さい。

その資料集では夏時間が使用され、時間はAKST (Alaska Standard Time)で表示されている。AKSTはGMT (Greenwich Mean Time)より8時間の遅れである。この時刻と、太陽の南中を12時と定義する地方時(以後 Local timeと表示)の関係を見ておこう。①資料集の時刻AKSTは、例えば0時00分の欄に示す観測値は0～30分(中心時刻15分)の平均値、0時30分の欄に示す観測値は30～60分(中心時刻45分)の平均値と定義されていること、②バロウの西経は 156.8° であること、③観測期間のほぼ中間の7月中旬～下旬における太陽の均時差は $-5.5 \sim -6.5$ 分すなわち平均0.1時間の遅

れであること(国立天文台編: 理科年表)、からデータに表示のAKSTと地方時の違いは2.35時間となる。したがって、AKST=2時30分と表示されたデータは地方時の23.55時、AKST=14時30分と表示されたデータは地方時の11.55時のデータと見なす。本報告では主として地方時で示す。また日付については1月1日をday=1、7月1日をday=182、8月1日をday=213とする1年365日の日番号(以後day)でも表示する。

その他の主な記号は次のとおりである。気温 T 、地表面温度 T_s への添え字「M」は日平均値を意味する。数値は本報告で用いるIBPサイトでの値である。

$C_H U$: 顕熱輸送に対する交換速度(m s^{-1})

$c_p \rho$: 空気の体積熱容量($\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$)

H : 顕熱輸送量(W m^{-2})

$L^\downarrow$: 下向きの大気放射量(W m^{-2})

$L^\uparrow = \epsilon \sigma T_s^4$: 上向き長波放射量(W m^{-2})

ϵE : 潜熱輸送量(W m^{-2})

q : 比湿(kg kg^{-1})

$q_{\text{SAT}}(T)$: 気温 T に対する飽和比湿(kg kg^{-1})

ref: 地表面のアルベド(0.15)

$R_n = (S^\downarrow - S^\uparrow) + (L^\downarrow - L^\uparrow)$: 正味放射量(W m^{-2})

$S^\downarrow$: 日射量(W m^{-2})

$S^\uparrow$: 上向き日射量(W m^{-2})

T : 気温($^\circ\text{C}$ または K)

T_s : 地表面温度, z_T に外挿した気温($^\circ\text{C}$ または K)

t : 太陽の南中時を12時とする地方時(sまたはhr)

U : 風速(ms^{-1})

z_0 : 地表面の空気力学的な粗度高(0.01 m)

z_T : 気温分布に対する粗度高(0.001 mを仮定)

β : 蒸発効率(一般に $0 < \beta < 1$, 水面で $\beta \approx 1$)

ϵ : 地表面の長波放射に対する射出率(0.98を仮定)

ϵ : 水の気化の潜熱(J kg^{-1})

ρ : 空気の密度(kg m^{-3})

$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$: ステファン・ボルツマン定数

$\omega = 7.272 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$: 日変化の角速度

2.2 日射量

Harazono *et al.* (1995)の資料集に掲載された日射量から判断して6月28日～29日(day=179, 180)と7月11日～12日(day=192, 193)はほぼ快晴と思われるので、この4日間について検討する。快晴日の日射量の日変化を近藤(1994a, p.87)の式によって計算する。この際、地表面のアルベドref=0.15、大気の混濁係数 $\beta_{\text{DUST}}=0.01$ とする。資料集より気温と絶対湿度の日平均値を用いた計算結果はFig. 1の実線と破線の曲線で示した。横軸のLocal timeはday=179の0時、またはday=192の0時からの時間である。丸印とプラス印は

Fig. 1. Daily variations of observed solar radiation (symbols) and calculated solar radiation on fine day (lines). Circle and solid line: from 28 to 29 June, cross and dashed line: from 11 to 12 July, 1993.

観測値である。ここは北極圏にあり、夏には太陽は沈まない。プロットが曲線より小さくなっている時間帯は雲があるときと判断される。この傾向とは逆に、太陽が真北に来る Local time = 0 hr, 24 hr, 48 hr の前後、観測値に比べて約 20 W m^{-2} 大きい傾向がある。その原因として、①日射計の感度の太陽高度依存性、②受光面のわずかな傾き、③太陽から離れたところに散在する雲による散乱光の増加、④計算式の誤差、等が考えられる。①については、いわゆる「遮蔽法」と日射計を傾けて検定する方法、②については日射計の水準器を水平に保ったまま、日射計の設置方位角を $\pm 90^\circ$, 180° 回転させて検査できる。今後、現地で日射計を設置した状態で検査することが望ましい(近藤, 1994 a, pp. 79–86; 近藤, 1996)。

上述のように原因不明の微小な問題はあるが、快晴と思われる時間帯においては観測値と計算値の違いは大きくはない。よって日射量の観測精度は十分と見なしてよいだろう。

混濁係数 $\beta_{\text{DUST}} = 0.01$ とした計算結果が観測値とよく一致するので、以下ではこの値を用いる。なお、この値は黄砂の生じる春季を除いた時期のチベット高原において推定された混濁係数(近藤・徐・荻野谷, 1996)とはほぼ一致し、ここは非常に澄んだ大気と見なされる。

2.3 正味放射量と下向き大気放射量

正味放射量や大気放射量を誤差 $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$ 以内の精度で観測することは普通には困難である。ときには $\pm 100 \text{ W m}^{-2}$ 以上の狂いがあり、また、 $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ 程度の誤差はいろいろな報告書に見られる(近藤・徐, 1996b, 第4図参照)。 $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$ は年蒸発量 $\pm 386 \text{ mm y}^{-1}$ に相当するので、最近では、これ以内の精度が要求されている。

Fig. 2 の+印のプロットで示されるように、7月11日～12日のうち、Local time = 12.05～35.55 hr (11日

Fig. 2. Daily variations of solar radiation $S^\downarrow$ (cross), atmospheric radiation $L^\downarrow$ (solid circle) and blackbody radiation at the air temperature σT^4 (dashed line), for the period from noon of 11 (local time=12hr) to noon of 12 (local time=36 hr) July, 1993.

AKST=14時30分～12日AKST=14時00分)の24時間はほぼ快晴と判断されるので、この1日分を調べる。資料集から観測値の日平均値が次のように求められる。

$$\text{日射量: } S^\downarrow = 315.5 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{上向き日射量: } S^\uparrow = 53.7 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{正味放射量: } R_n = 194.4 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{気温: } T_M = 9.58^\circ\text{C}$$

$$(\sigma T_M^4 = 362.3 \text{ W m}^{-2})$$

$$\text{絶対湿度: } AH = 7.2 \text{ g m}^{-3}$$

$$(\text{水蒸気圧} = 9.4 \text{ hPa, 露点温度} = 6.1^\circ\text{C})$$

また、後述の式(23)を用いて、気温の鉛直分布の観測データから地表面温度 T_s ($=13.1^\circ\text{C}$) を推定し、計算すると次の値をうる。

$$\begin{aligned} \text{上向き長波放射量: } L^\uparrow &= \epsilon \sigma T_s^4 \\ &= 373.1 \text{ W m}^{-2} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{下向き大気放射量: } L^\downarrow &= R_n - (S^\downarrow - S^\uparrow) + L^\uparrow \\ &= 305.7 \text{ W m}^{-2} \end{aligned}$$

$$\bullet \text{大気の射出率: } L^\downarrow / \sigma T_M^4 = 0.843$$

大気の射出率 0.843 は、快晴日なら水蒸気量の多い中緯度で観測される値である。上記の気象条件を用い、大気の有効水蒸気量 w^* の推定式(近藤・徐, 1996a, 式7～10)によって計算してみると、 $w^* = 1.15 \text{ cm}$ となる。この場合を計算すると(近藤, 1994a, p.90),

$$\text{下向き大気放射量: } L_f^\downarrow = 272.3 \text{ W m}^{-2}$$

$$\bullet \text{大気の射出率: } L_f^\downarrow / \sigma T_M^4 = 0.752$$

下向き放射量の観測値は計算(推定)値と比べて12% (33.4 W m^{-2})大きい。正味放射量も同じ大きさだけ大きく、比率では $33.4/194.4 = 17.2\%$ 大きいことになる。

Fig. 2 の黒丸印は上述の快晴時24時間における下向き大気放射量 $L^\downarrow$ の観測値(正味放射量の観測値から求めた値)の日変化である。点線は各時刻の気温 T に対する

σT^4 である。大気放射の特徴から考えると、快晴時の $L^{\downarrow}$ の時間変化は、上空の大気条件に大きな変化がなければ、 σT^4 の時間変化より小さいはずである。つまり、 $L^{\downarrow}$ は大気の高高度に含まれる水蒸気や二酸化炭素の射出・吸収による赤外放射量の積分値であり、大気の射出率($=L^{\downarrow}/\sigma T_M^4$)は中・高緯度では0.6~0.8程度で、日変化は小さい(近藤, 1994, pp. 70~74)。ところが Fig. 2 によると、Local time=12~24 hr 付近の下向き大気放射量の観測値の時間変化が大きい。特に14~18 hr での大気の射出率は0.9~0.95で異常値と思われる。中・高緯度では0.9~0.95は降雨時ないし低い厚い雲で覆われた時に観測される値である。図の時間変化の特徴から想像すると、当地で使用した正味放射計(MF-11, Eko社製、通風式)の感度は日射量、太陽高度、風速、気温の複雑な関数であるのかもしれない。なお、同じ会社製のものであっても、大気放射量がかかなり小さめに観測されることもある(近藤・徐, 1996b, 第4図)。

もし、ラジオゾンデによる上空の気温と水蒸気量の観測資料があれば、詳細な検討ができるが、今回はその資料が入手できなかったため、別の検討を行う。Harazono *et al.* (1995)によれば、IBP サイトより約3 km 北東の Marsh サイトでも放射量の観測が行われた。両地点で欠測がなく同時にデータがとれたのは、1993年7月の20, 21, 25, 27, 28, 29, 31日である。この7日間の正味放射量の平均値は 103.4 W m^{-2} (IBP サイト)、 81.4 W m^{-2} (Marsh サイト) である。この違いの一つには、両サイトの地表面状態が異なることによる。そこで、両サイトにおける気温の鉛直分布からそれぞれの地表面温度 T_s を推定し、この7日間の下向き大気放射量の平均値を比較すると、それぞれ 330.4 W m^{-2} (IBP サイト)、 302.3 W m^{-2} (Marsh サイト) であり IBP サイトでの値が 28.1 W m^{-2} (9%) 大きい。Marsh サイトで使用した正味放射計(Q-6, Campbell 社製、非通風式)は正しいとは言えないが、以上の検討から本報告では、暫定的に IBP サイトでの正味放射量の観測値(生の数値)から 30 W m^{-2} を引き算した値を修正値と見なす。

なお、上記7日間の $S^{\downarrow}$ と $S^{\uparrow}$ を両地点で比較すると、IBP サイトでは $S^{\downarrow} = 136.7 \text{ W m}^{-2}$ 、 $S^{\uparrow} = 24.4 \text{ W m}^{-2}$ であり、Marsh サイトに比べてそれぞれ 8.6 W m^{-2} (6%)、 6.4 W m^{-2} (26%) 小さい。前者は有意な差ではなく、後者

は主として両サイトのアルベドの違いによるものと思われる。

2.4 気温・風速の日変化パターン

7月10~17日の8日間の高度1.2 mにおける気温の観測値から、平均パターンを求めると Fig. 3 (左上) となった。ただし、0時と24時の値が一致するようにトレンドは除去してある。このパターンは夜間に日射のない中緯度におけるものと違って、平均的には Local time の0時ころ最低気温が生じている。なお、この図は晴天8日間の平均パターンであって、毎日の気温がこの図のように変化しているわけではないことに注意されたい。つまり、高緯度のこの観測地点は、北西2 km 余と北東約5 km に北極海があり、東~南は広い陸面となっており、風速・風向変化によって気温が不連続的に変化するところである。

気温の日変化は次の波数1の余弦関数で近似できる。すなわち、1日の Local time = t における気温は、

$$T(t) = T_M + B_1 \cos(\omega t) \quad (1)$$

$$B_1 = -(T_{\text{MAX}} - T_{\text{MIN}})/2 \quad (2)$$

ただし、 T_M は日平均気温、 T_{MAX} と T_{MIN} は最高気温と最低気温である。

Fig. 3 (右上) は同じ8日間について求めた、高度1.3 m の風速の日変化である。Fig. 3 (左下) は地表面温度と高度1.2 m の気温の差である。ただし、地表面温度は気温の鉛直分布の観測資料から粗度高 $z_T (=0.001 \text{ m})$ に外挿して得られる温度である。その計算式は第3章の式(23)である。Fig. 3 (右下) は第3章のデータ解析による熱収

Fig. 3. Mean daily variations of air temperature (left top), wind speed (right top), temperature difference between the ground and the air (left bottom) and heat fluxes (right bottom), E : latent heat flux, H : sensible heat flux, $S^{\downarrow}$: solar radiation, $L^{\downarrow}$: atmospheric radiation.

支各項の日変化パターンである(後述)。

2.5 地中の熱物性係数

地温の日変化が顕著な、日射量の多い6月28, 29日と7月9~12日の6日間について、深さ0.01, 0.05, 0.1 mにおける地中温度の日変化の平均パターンを求め、Fig.4に示した。トレンドは除去してある。各深さにおける振幅と位相の変化から、地中の温度拡散係数 $a (= \lambda_G / c_G \rho_G)$ を求めると、振幅の変化から $2.15 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、位相の変化から $2.33 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ となる(近藤, 1994a, p.150 参照)。両者の平均をとり、

$$\text{温度拡散係数: } a = 2.2 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad (3)$$

を採用する。

スポンジ状の表層土壌の体積熱容量については、間隙率が大きい土壌に相当するとして、

$$\text{体積熱容量: } c_G \rho_G = 1.8 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-3}$$

を仮定すれば、次の値を得る。

$$\text{熱伝導係数: } \lambda_G = 0.4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$\text{熱物性係数: } c_G \rho_G \lambda_G = 0.72 \times 10^6 \text{ W}^2 \text{ s K}^{-2} \text{ m}^{-4} \quad (4)$$

以上は地温が日変化する深さ、概略0~0.2 m層に対する熱物性係数である。深層は夏季の短期間を除くとほとんど1年中凍結しているので、単純に氷に対する次の値を仮定する。

$$\text{熱物性係数: } (c \rho \lambda)_Y = 4.32 \times 10^6 \text{ W}^2 \text{ s K}^{-2} \text{ m}^{-4} \quad (5)$$

2.6 地中伝導熱の日変化・季節変化

本研究では熱収支量の日平均値の季節変化を知ることが最終的な目的である。そのため、日平均値としてみれば小さな値となる地中伝導熱は解析的に与える。地中伝導熱は次式のように日変化成分 G_D と季節変化成分 G_Y 、及び日ごとに不規則に変化する成分 G_{DD} で表す。

$$G = G_D + G_Y + G_{DD} \quad (6)$$

(1) 日変化成分

地表面温度の日変化を次の余弦関数で与える(正確な地表面温度は第4章の方法で計算するが、ここでは G を与えるためだけのもの)。

$$T_s(t) = T_{sM} + A_1 \cos(\omega t - \phi_1) \quad (7)$$

すると地中伝導熱は次式で表される(近藤, 1994a, p.151)。

$$G_D(t) = G_1 \cos(\omega t - \phi_1 + \pi/4) \quad (8)$$

$$G_1 = A_1 (\omega)^{1/2} (c_G \rho_G \lambda_G)^{1/2} \quad (9)$$

振幅 A_1 と位相差 ϕ_1 は、放射の日変化の振幅 R_1 と気温の日変化の振幅 B_1 の関数で表される(近藤, 1992; 近藤, 1994a, pp.154-155)。この夏のツンドラ地では、放射量と気温の日変化は波数1の成分でのみ近似できるので、 $G_D(t)$ の日変化も波数1のみで近似できる。

Fig. 4. Daily variations of soil temperature at depths of 0.01 m (circle), 0.05 m (cross), and 0.1 m (triangle).

前節で求めた値を代入すると、 $(\omega c_G \rho_G \lambda_G)^{1/2} = 7.23 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ となる(バロウでは A_1 はマイナス)。日変化では $\pi/4$ radian=3 時間であるので、 G_D は地表面温度が最高になる3時間前に最大値をもつ。

(2) 季節変化成分

地表面温度の季節変化の振幅と位相はバロウ気象台の気温の気候値の年変化の振幅と位相にほぼ等しいと仮定する。気温の年変化を近似式に当てはめると、

バロウの気温 $= -12.5 - 17 \cos((2\pi/365) \text{ day} - 0.5)$ となる(数値の単位は $^{\circ}\text{C}$; 位相は radian)。したがって、

$$G_Y = G_{Y1} \cos((2\pi/365) \text{ day} - 0.5 + \pi/4) \quad (10)$$

$$G_{Y1} = -17 (\omega/365)^{1/2} (c \rho \lambda)_Y^{1/2} \quad (11)$$

式(5)の深層の値 $(c \rho \lambda)_Y$ を代入すると振幅は $G_{Y1} = -15.8 \text{ W m}^{-2}$ となる。したがって、 G_Y は day=166 (6月15日)に最大値(15.8 W m^{-2})となり、day=257 (9月14日)にはゼロとなる。

(3) 日ごとに不規則に変化する成分

例えば、前日は曇天で地温が低下していたが、当日は日射量が大きくなり地温が急激に上昇する場合には、地表面への入力放射量の相当部分が地中伝導熱となり地温を上昇させるわけで、当日の G_{DD} は前日に比べて階段的に大きくなる。次の近似式を用いる(近藤, 1994b)。

$$G_{DD} = F [T_{s,A}(j) - T_{s,A}(j-1)] \quad (12)$$

ただし、

$$F = (c_G \rho_G \lambda_G / (2 t_1))^{1/2} \quad (13)$$

$$t_1 = 86400 \text{ s (1日の長さ)}$$

$T_{s,A}(j)$ と $T_{s,A}(j-1)$ は次式で示す当日と前日の地表面温度の「熱収支的平衡温度の近似値」である(近藤, 1994, p.135)。

$$T_{s,A} = \frac{R^{\downarrow} - \sigma T_M^4 - \epsilon \rho \beta C_H U [q_{\text{SAT}}(T_M) - q]}{4 \sigma T_M^3 + c_P \rho C_H U + \epsilon \rho \beta C_H U \Delta} \quad (14)$$

ただし、

$$R^{\downarrow} = (1 - \text{ref}) S^{\downarrow} + \epsilon L^{\downarrow} \quad (15)$$

は入力放射量、 $d = (dq_{\text{SAT}}/dT)$ は飽和比湿の気温に対する微係数である。

2.7 粗 度

IBPサイトの高度4.7, 1.3, 0.32 mにおいて連続的に風速が観測された6月18日～7月18日の風速を単純に平均すると、それぞれ4.29, 3.39, 2.48 ms^{-1} である。この風速は、いわゆる「対数分布」になっており、空気力学的な粗度高 $z_0 = 0.0085 \text{ m}$ 、ゼロ面変位 $d = 0$ を得る。また、大気安定度が中立に近く、かつ強風時のデータのみを選んで求めると $z_0 = 0.0055 \sim 0.017 \text{ m}$ の範囲にある。これらを考慮して次のように定める。

風速分布に対する粗度： $z_0 = 0.01 \text{ m}$

気温分布に対する粗度高 z_T を植生地について決めることは、一般には非常に難しい問題である(Kondo and Watanabe, 1992; Matushima and Kondo, 1997)。しかし、ここでは長期的な平均熱収支量の算定を最終的な目的としているので、厳密には考えない。一般には、地表面温度を放射温度計で時々観測して z_T を求めるが、本研究では推定値を用いる。

植生地では、葉面積指数や植生高が既知であれば気温分布に対する粗度高 z_T を推定することができる(Watanabe, 1994)。しかし、このツンドラ地では地衣類がスポンジ状になっているので、植生高の下面の定義が難しく、また枯れ草と新葉のみで定義される葉面積指数 LAI では「canopy layer」の定義が難しい。この考えは次の解析から生じた。

夏季には、平均的には深さに対してほぼ直線的に低下している地中温度の分布を地表面($z = -0 \text{ m}$)に外挿した温度を $T_{G,0}$ とする。一方、気温の鉛直分布から高度

Fig. 5. The temperature difference between T_s (estimated from air temperature profile) and $T_{G,0}$ (estimated from soil temperature profile) versus the daily mean solar radiation $S^{\downarrow}$.

$z_T = 0.001 \text{ m}$ に外挿した温度を T_s とする。Fig. 5の縦軸は T_s と $T_{G,0}$ の差の日平均値、横軸は日平均日射量である。裸地の場合や、植生高の下面に十分な日射が当たるならば縦軸の値は平均的にゼロになるが、日射量が 250 Wm^{-2} 以上の日にはこの温度差は平均 5°C 程度となっている。このことから、IBPサイトの実効的なLAIは大きく、日本の芝生地と同程度の値をもつものと考え、気温分布に対する粗度高として $z_T = 0.001 \text{ m}$ を仮定した(木村ほか, 1997b, 参照)。

3. 熱収支量と地表面温度の解析

3.1 解析に用いる式

Harazono *et al.* (1995)の資料集に掲載された観測値を検討すると、気温の鉛直分布に比べて湿度の鉛直分布の観測精度は低いことがわかった。したがって、顕熱輸送量は大気安定度を考慮した「傾度法」で求め、潜熱輸送量(蒸発散量)は熱収支式の残差として求める。

ここでは、一般的な観測状況を考慮し、風速を測る高度と気温を測る高度が異なる場合を想定する。 U_a を高度 z_a における風速、 θ_e と θ_f をそれぞれ高度 z_e と z_f における温位とする。実際には、気温の観測高度は数m以下なので、温位の代わりに気温 T_e 、 T_f を用いる。無次元プロファイル関数(積分普遍関数) Ψ_M, Ψ_H を用いると、摩擦速度 u_* と顕熱輸送量 H は次式で表される(近藤, 1994a, pp.104–107)。

$$u_* = k U_a / \Psi_M(\zeta_a) \quad (16)$$

$$H / c_p \rho = k u_* (T_f - T_e) / [\Psi_H(\zeta_e) - \Psi_H(\zeta_f)] \quad (17)$$

$\Psi_M = \Psi_M(\zeta)$, $\Psi_H = \Psi_H(\zeta)$ は無次元高度 $\zeta = z/L$ の関数である。 L はモニン・オブコフの安定度スケールである。

$$L = -u_*^3 (T/k_g) / [(H/c_p \rho) + 0.608 T E / \rho] \quad (18)$$

$$\zeta_a = z_a/L, \zeta_e = z_e/L, \zeta_f = z_f/L,$$

ここに、 T は気温の絶対温度、 $k (= 0.4)$ はカルマン定数、 g は重力加速度である。

$\Psi_M(\zeta)$, $\Psi_H(\zeta)$ については、大気安定度の広範囲に適用できるものを使用する。安定時は式(19)、(20)(近藤, 1994a, p.107)を、不安定時は最近、Kondo and Ishida (1997)によって確かめられた式(21)、(22)を用いる。

安定時：

$$\begin{aligned} \Psi_M = & \ln(z/z_0) \\ & + \tau_M \cdot \ln[(1 + \alpha_M \zeta + \beta_M \zeta^3) / (1 + \alpha_M \zeta_0 + \beta_M \zeta_0^3)] \end{aligned} \quad (19)$$

$$\Psi_H = \ln(z/z_T) + r_H \cdot \ln[(1 + \alpha_H \zeta + \beta_H \zeta^2)/(1 + \alpha_H \zeta_T + \beta_H \zeta_T^2)] \quad (20)$$

ただし、係数については $\alpha_M = 3$, $\beta_M = 10$, $r_M = 7/3$, $\alpha_H = 7/400$, $\beta_H = 0.005$, $r_H = 400$ である。

不安定時:

$$\Psi_M = \ln(z/z_0) + \ln[(x_0^2 + 1)(x_0 + 1)^2] - \ln[(x^2 + 1)(x + 1)^2] + 2(\tan^{-1} x - \tan^{-1} x_0) \quad (21)$$

$$\Psi_H = \ln(z/z_T) + 1.2 \ln[(0.33 + y_T^{0.78})/(0.33 + y^{0.78})] \quad (22)$$

ただし $x = (1 - 16\zeta)^{1/4}$, $x_0 = (1 - 16\zeta_0)^{1/4}$, $x_T = (1 - 16\zeta_T)^{1/4}$, $y = -\zeta$, $y_T = -\zeta_T$, $\zeta_0 = z_0/L$, $\zeta_T = z_T/L$ である。式(19), (20)は Kondo *et al.* (1978) の観測, 式(21)は Dyer and Hicks (1970) の観測, 式(22)は Kadar and Yaglom (1990) の観測に基づいて作られたものである。

観測値 U_a , T_e , T_f から u_* , H , T_s を計算する方法は, 最初に中立時の $\Psi_M = \ln(z/z_0)$, $\Psi_H = \ln(z/z_T)$ を仮定し u_* , H を計算する。次いで, 得られた L を用いて第2近似値 u_* , H を計算する。同様に, 10回の繰返しにより u_* , H の収束値を得る。それを次式に代入し地表面温度 T_s をもとめる。

$$T_s = T_e + (H/c_p \rho) \times \Psi_H(\zeta_e)/ku_* \quad (23)$$

以上の結果を以下の式に代入し, 顕熱交換速度 $C_H U$ と蒸発効率 β を求める。

$$C_H U = (H/c_p \rho)/(T_s - T_e) \quad (24)$$

$$\beta = c_p (E/H)(T_s - T_e)/(q_s - q) \quad (25)$$

$z_a = 1.3$ m, $z_e = 1.2$ m, $z_f = 0.3$ m として, 7月10日~17日を解析して $C_H U$ と β を求めた。誤差を少なくするために, $C_H U$ については $|T_s - T_{1.2m}| > 1^\circ\text{C}$, β については $\epsilon E > 50 \text{ W m}^{-2}$, $H > 50 \text{ W m}^{-2}$ の場合のみを求めた。

3.2 解析の結果

Fig. 6 (上) は顕熱輸送量 H と潜熱輸送量 ϵE , Fig. 6 (下) は地表面温度と気温の差の日変化の8日分である。横軸の 0 hr は 7月10日の地方時 0 時から時間である。この8日間, H と ϵE の日中の最大値は 300 W m^{-2} 程度, 夜間は $-30 \sim -80 \text{ W m}^{-2}$ 程度である。 $T_s - T_{1.2m}$ は日中の最大で $5 \sim 9^\circ\text{C}$, 夜間は -1°C 程度である。

その他の要素は図示していないが, 8日間の平均値については, $T_s - T_{1.2m} = 2.34^\circ\text{C}$, $T_{1.2m} = 9.47^\circ\text{C}$, $T_{0.3m} = 9.88^\circ\text{C}$, $U_{1.3m} = 3.73 \text{ ms}^{-1}$, $G = 25.3 \text{ W m}^{-2}$, $S^\downarrow = 246.5 \text{ W m}^{-2}$, $L^\downarrow = 295.5 \text{ W m}^{-2}$, $H = 63.8 \text{ W m}^{-2}$, $\epsilon E = 45.9 \text{ W m}^{-2}$ ($E = 1.62 \text{ mm d}^{-1}$) である。これらは観測値とする。

Fig. 7 (上) は高度 1.3 m の風速 $U_{1.3m}$ と $C_H U$ の関係で

Fig. 6. Time series of heat fluxes (top: latent heat flux ϵE and sensible heat flux H) and temperature difference between the ground surface and the air (bottom) for the period from 10 to 17 July, 1993, at the IBP site.

Fig. 7. The relationship between the wind speed at a height of 1.3 m $U_{1.3m}$ and the exchange speed $C_H U$ (top), and that between $U_{1.3m}$ and the surface evaporation efficiency β (bottom).

ある。風速が 3 ms^{-1} 以上ではプロットの大部分は次式の直線上に並んでいる。ただし単位は ms^{-1} で表す。

$$C_H U = 0.002 + 0.00445 U_{1.3m} \quad (26)$$

Fig. 7 (下) は蒸発効率 β と高度 1.3 m の風速 $U_{1.3m}$ の関

係である。各瞬間値(小さい黒印記号)のプロットではばらつきが大きいので、見やすくするために風速範囲ごとに9~16個を平均し標準偏差(縦棒)をつけて大きい白丸印で示した。風速が増加すると β は減少する傾向にある。植生地におけるこの性質は、よく知られた関係である(Kondo and Watanabe, 1992; 木村ほか, 1997a)。図より β は、 $U_{1.8m}=3\sim 4.5\text{ ms}^{-1}$ で0.4程度、 $U_{1.8m}=5.5\sim 8\text{ ms}^{-1}$ で0.2程度、平均的に0.3程度である。

植生地における β は、植生群落の気孔抵抗と土壌からの水蒸気輸送の抵抗の合成抵抗で表されるので、一般には β は日射量の関数となる(Kondo and Watanabe, 1992, Fig. 18; Table 1)。しかし、今回の観測結果からはこの関係はほとんど見出せなかった。その理由は、この夏のツンドラ地では日没がなく日射量の日変化が中緯度におけるように大きくないこと、及び植生下面のスポンジ層からの蒸発の寄与も大きいことに因と思われる。

3.3 熱収支量の観測誤差の検討

本解析では、水蒸気量の鉛直勾配は使用せず、気温の鉛直勾配を用いて顕熱輸送量を求め、その結果を後述の熱収支式(27)に代入し、潜熱輸送量は残差として求めた。そこで、高度1.2mの気温に $\pm 0.1^\circ\text{C}$ の誤差があるとした場合、前述と同様に解析すると、8日分の平均値として以下を得た。ただし、用いた資料のときを誤差なしとする。

誤差なしのとき：

$$H=63.8\text{ W m}^{-2},$$

$$\epsilon E=45.9\text{ W m}^{-2}$$

$$(E=1.62\text{ mm d}^{-1})$$

+0.1 $^\circ\text{C}$ の誤差があるとき：

$$H=51.2\text{ W m}^{-2} \dots\dots\dots -20\%$$

$$\epsilon E=58.5\text{ W m}^{-2} \dots\dots\dots +27\%$$

$$(E=2.06\text{ mm d}^{-1})$$

-0.1 $^\circ\text{C}$ の誤差があるとき：

$$H=76.9\text{ W m}^{-2} \dots\dots\dots +21\%$$

$$\epsilon E=32.7\text{ W m}^{-2} \dots\dots\dots -29\%$$

$$(E=1.16\text{ mm d}^{-1})$$

実際には、気温以外の正味放射量その他の観測値にも誤差が含まれるので、求められた熱収支量にはこれ以上の誤差が含まれるものと考えられる。したがって、厳しい条件下ではモデル計算も併用して、より真実に近い結果を知ることが重要となる。モデル計算は、熱収支的に熱収支各成分と地温が矛盾しないように算定される。

4. 季節変化のモデル計算

日変化の詳細な計算は続報で行うこととして、この章では日平均熱収支式から顕熱・潜熱輸送量と地表面温度

の日平均値を計算する。資料はIBPサイトで得られた1高度の気温、比湿、日射量の「日平均値」を用いる。欠測時はMarshサイトのデータで補完する。風速はこの2サイトでは連続データが得られていないので、全期間、バロウ気象台のルーチン観測風速を用いる。

地表面の熱収支式とバルク式は次のように表される。

$$R^{\downarrow} - (G_Y + G_{DD}) = \epsilon \sigma T_S^4 + H + \epsilon E \quad (27)$$

$$H = c_p \rho C_H U_1 (T_S - T) \quad (28)$$

$$\epsilon E = \epsilon \rho \beta C_H U_1 (q_s - q) \quad (29)$$

ただし $R^{\downarrow}$ (式15)は既知の入力放射量である。 $S^{\downarrow}$ は観測値を用いる。 $L^{\downarrow}$ は実験式を用いて推定する(近藤, 1994a, pp.90~91)。地中伝導熱 G_Y と G_{DD} は式(10)、(12)によって与える。ここでは日平均熱収支を考慮するので、日変化成分 G_D は含まない。 q は大気比湿(観測値)、 q_s は温度 T_s (計算値)に対する飽和比湿である。 U_1 は高度1mの風速で、バロウ気象台における日平均風速 U_B を用いて次式によって推定する。

$$U_1 = 0.67 \times U_B \quad (30)$$

係数0.67は、粗度高 $z_0=0.01\text{ m}$ の地表面上で風速の「対数分布」を仮定したとき、高度1mと10mにおける風速の比である。交換速度 $C_H U_1$ は式(26)とし、 $\beta=0.3$ を用いる。

式(27)~(29)の3式から、3つの量(T_s , H , ϵE)を求めることができる。本研究では「厳密解法」(近藤, 1994a, pp.134~135)によって計算する。

計算結果はFig. 8に示した。この図の実線は計算値、プロットは観測値である。day=170は1993年6月19日、day=230は8月18日である。最上段の日射量 $S^{\downarrow}$ のプロットのみ、計算に入力した観測値である。参考のために描いた点線は大気の混濁係数 β_{DUST} が0, 0.01, 0.05とした場合の快晴日の日射量である。上から2段目は正味放射量の比較である。全体的に観測値と計算値は一致している。観測値は -30 W m^{-2} 補正してある。なお、正味放射量の補正として -15% を引き算することも考えられるが、この場合は正味放射量の日変化が合理的なカーブを示さなかったため、今回は -30 W m^{-2} の補正を行った。もし、正味放射計の受光面の温度、カバー(フィルター)の温度、受光面内の温度差の生データがあれば、詳細に検討することができる(近藤・徐, 1996b, の6章まとめの最後を参照)。

第3段目は地中伝導熱の比較である。day=221~224の観測値は欠測である。計算値は全体的な傾向を再現できている。地中伝導熱は熱流板を用いて深さ0.005mの2場所で観測され、資料集にはそれらの平均値が記載されている。図の観測値はこの平均値である。もし、2場所の値が記載されていれば、2場所間の違いと、この図

の計算値との違いの意味が明らかになる。今後、可能ならば、資料集には平均をしない生データが並列して掲載されれば、情報としての価値は大きくなる。

第4段目は地表面温度と気温の差の比較である。ばらつきはあるものの、全体としてはほぼ対応している。な

Fig. 8. Seasonal variations of calculated and observed daily mean values for the period from 16 June (day=167) to 25 August (day=237) at the IBP site. Top panel: observed solar radiation (circle) and calculated solar radiation on fine day (dotted lines), 2nd panel: net radiation, 3rd panel: soil heat flux, 4th panel: difference between the surface temperature and the air temperature, bottom panel: evapotranspiration (solid line: calculated, circle and cross: observed results by Yoshimoto *et al.*, 1996) and potential evaporation (defined by Kondo and Xu, 1997a: dotted line).

お、第3章で説明したように、観測値の地表面温度 T_s は気温の鉛直分布から安定度を考慮して粗度高 z_T に外挿して得たものである。

Fig. 8 の最下段は蒸発散量である。丸印は 3.2 項で得た 8 日分の解析結果(観測値)である。参考のために、吉本ら(1996)の解析結果(観測値)を×印(IBP サイト)とダイヤ印(Marsh サイト)で示した。点線は次章で説明するポテンシャル蒸発量である。×印を除けば、プロットと実線で示す計算値は全体として合致している。計算値と観測値(丸印とダイヤ印)の違いは、一見、ばらつきは大きいようだが、値そのものは小さい。ばらつきは蒸発散量で $\pm 0.5 \text{ mmd}^{-1}$ ($= \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$) 程度である。

5. ポテンシャル蒸発量との比較

近藤・徐(1997a)は、地表面の種類によらず地域の気候条件だけで決まる新しいポテンシャル蒸発量 E_p を定義した。 E_p は空気力学的にやや粗な湿った黒い仮想面 ($z_0=0.005 \text{ m}$, $z_T=0.0003 \text{ m}$, $\beta=1$, $\text{ref}=0.06$, $\epsilon=0.98$) からの蒸発量であり、入力放射量 $R^\downarrow$ (式 15) を用いて計算される。その定義にしたがって日々のポテンシャル蒸発量 E_p を計算し、Fig. 8 の最下段に点線で示した。このツンドラ地では、蒸発散量 E はポテンシャル蒸発量の約半分である。日本の森林における比 $E/E_p=0.7\sim 0.9$ (近藤, 1997) に比べれば小さい。

Table 1 はまとめである。①と②の蒸発散量 E は吉本ら(1996)の結果であり、欠測日は除いてある。③は 3.2 項で得た結果である。④は Fig. 8 に示した 6 月 16 日～8 月 25 日までの連続した 71 日分である。

Table 1 Estimated values of evapotranspiration E (mmd^{-1}) and potential evaporation E_p (mmd^{-1}).

Period	E	E_p	E/E_p
① 1 July – 8 August, 35 days, IBP site	1.09	2.39	0.46
② 20 July – 7 August, 14 days, Marsh site	0.94	1.71	0.55
③ 10 July – 17 July, 8 days	1.63	4.04	0.40
④ 16 June – 25 August, 71 days	0.89	2.25	0.40

無次元蒸発散量 E/E_p として 0.40～0.55 が得られたが、これは日本の芝生地や草地における夏季の値(0.45～0.64)にはほぼ匹敵している(近藤, 1998)。植生その他の条件によって、無次元蒸発散量に差があるかどうかを明らかにするには、今後、精度の高い観測と丹念な資料解析が重要となってくる。

6. ま と め

ツンドラ地における Harazono *et al.* (1995) の微気

象観測資料を解析し、熱収支量と地表面温度を求めた。

(1) 資料解析の結果、日射量の観測値はほぼ正しいと思われるが、IBPサイトにおける正味放射量は平均して約 30 W m^{-2} 大きめであると判断される。したがって、本研究では暫定的に、正味放射量の観測値から 30 W m^{-2} を引き算したものを修正値として用いた。

(2) 乾湿計による乾球温度の観測に比べて、湿球温度の観測は誤差が大きいと判断される。それゆえ、本研究では、顕熱輸送量は空気力学的な「傾度法」で求め、潜熱輸送量(蒸発散量)は熱収支式の残差として求めた。

(3) 地温の時間変化の資料から表層 $0 \sim 0.2 \text{ m}$ 深の地中の熱物理係数、 $c_G \rho_G \lambda_G = 0.72 \times 10^6 \text{ W}^2 \text{ s K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ を得た。それより深層は夏季の短期間を除くとほとんど1年中凍結しているので、単純に氷に対する値として、 $(c \rho \lambda)_Y = 4.32 \times 10^6 \text{ W}^2 \text{ s K}^{-2} \text{ m}^{-4}$ を仮定した。これらを用いて、熱収支の日々変化と季節変化を計算すると、地中伝導熱の観測結果はほぼ再現できた。

(4) 蒸発効率 β は風速の増加と共に減少する結果を得た。これは、よく知られた傾向と矛盾しない。風速 $U_{1.5 \text{ m}} = 3 \sim 8 \text{ ms}^{-1}$ で $\beta = 0.2 \sim 0.4$ 、平均的に $\beta \approx 0.3$ を得た。

(5) 1 高度の気温に $\pm 0.1^\circ \text{C}$ の誤差が含まれるとした場合、顕熱・潜熱輸送量には $\pm 13 \text{ W m}^{-2}$ (蒸発散量で $\pm 0.45 \text{ mmd}^{-1}$) 程度の誤差が生じることがわかった。

(6) IBPサイトの欠測期間はMarshサイトの観測値を、風速はバロウ気象台の風速データを利用して、1993年6月16日～8月25日までの71日間の熱収支量と地表面温度をモデル計算によって推定した。潜熱輸送量の平均として 25.2 W m^{-2} (蒸発散量で 0.89 mmd^{-1}) を得た。

(7) 蒸発散量とポテンシャル蒸発量の比として、 $0.4 \sim 0.5$ 程度の値を得た。

謝 辞

農業環境技術研究所の原藺芳信博士と吉本真由美博士には熱収支解析の資料の提供を受け、また、原稿を読んで頂きコメントを頂戴した。

引 用 文 献

石田祐宣・石田智美・近藤純正, 1997: 水田地帯における熱収支の季節変化. 水文・水資源学会誌, **10** (2), 123-132.
Dyer, A. J. and B. B. Hicks, 1970: Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 715-721.
Harazono, Y., Yoshimoto, M., Miyata, A., Uchida, Y., Vourlitis, G. L. and Oechel, W. C., 1995: Micrometeorological data and their characteristics over the arctic tundra at Barrow, Alaska

during the summer of 1993. *Misc. Publ. Natl. Inst. Agro-Environ. Sci.*, No. 16, 215pp.
Kadar, B. A. and A. M. Yaglom, 1990: Mean fields and fluctuation moments in unstable stratified turbulent boundary layers. *J. Fluid Mech.*, **212**, 637-662.
Kimura, R. and Kondo, J., 1997: Seasonal variations of evapotranspiration on a paddy field. *Boundary-Layer Meteorol.*, (submitted).
木村玲二・近藤純正・大槻恭一・神近牧男, 1997a: 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. 農業気象, **53** (2), 131-140.
木村玲二・近藤純正・大槻恭一・木原康孝, 1997b: 潜熱輸送に対する葉面バルク係数のモデル化と芝生圃場への適用. 農業気象, **53** (4), 307-314.
国立天文台(編), 1991: 理科年表. 丸善, pp.1040.
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** (3), 265-275.
近藤純正(編著), 1994a: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—. 朝倉書店, pp.348.
近藤純正, 1994b: 裸地面蒸発の季節変化(1)モデル. 水文・水資源学会誌, **7** (5), 378-385.
近藤純正, 1996: 放射量の観測. 農業気象, **52** (2), 171-174.
近藤純正, 1997: 日本の水文気象(5): ポテンシャル蒸発量と気候湿度. 水文・水資源学会誌, **10** (5), 450-457.
近藤純正, 1998: 地表面熱収支・水収支の気候学的関係—研究の指針—. 天気, 印刷中.
Kondo, J. and Ishida, S., 1997: Sensible heat flux from the earth's surface under natural convective conditions. *J. Atmos. Sci.*, **54** (4), 498-509.
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.
近藤純正・徐 健青, 1996a: 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, 1996b: 蒸発計蒸発量と日照時間から推定した放射量. 天気, **43** (9), 613-622.
近藤純正・徐 健青, 1997a: ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿度. 天気, **44** (12), 875-883.
Kondo, J. and Xu, J., 1997b: Seasonal variations in heat and water balances for non-vegetated surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **36** (12), 1676-1695.
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.
Kondo, J. and Watanabe, T., 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. *J. Atmos. Sci.*, **49** (23), 2183-2199.
Kondo, J., Kanechika, O., Yasuda, N., 1978: Heat and momentum transfers under strong stability

- in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **35**(6), 1012–1021.
- Matsushima, D. and Kondo, J., 1997: A proper method for estimating sensible heat flux above a crop canopy using radiometric surface observations. *J. Appl. Meteorol.*, **36**(12), 1696–1711.
- 奥山富子, 1988: 畑土壌水収支の年変化と気候条件. 農業気象, **44**, 27–31.
- Watanabe, T., 1994: Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Boundary-Layer Meteorol.*, **70**(1), 13–35.
- 吉本真由美・原蘭芳信・宮田 明・Walter C. Oechel, 1996: アラスカ州バロウの北極域ツンドラにおける1993年夏季の微気象及び熱収支特性. 農業気象, **52**(1), 11–20.