水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 16, No. 2 (2003) pp. 170-182

熱赤外リモートセンシングと熱収支法に基づいた 植生面上の熱フラックス推定法

Estimation methods for heat fluxes over vegetation surfaces based on thermal-infrared
remote sensing combined with heat budget method

松島 大* (東北大学大学院理学研究科)

Dai MATSUSHIMA Graduate School of Sci., Tohoku University

浅沼 順** (筑波大学陸域環境研究センター)

Jun ASANUMA Terrestrial Environment Research Center (TERC) University of Tsukuba

檜山哲哉*** (名古屋大学地球水循環研究センター)

Tetsuya HIYAMA Hydrospheric Atmospheric Research Center (HyARC) Nagoya University

玉川一郎† (岐阜大学流域圏科学研究センター)

Ichiro TAMAGAWA River Basin Research Center, Gifu University

Surface temperature is one of key physical variables in estimating surface heat fluxes using heat budget method. Therefore, a lot of researches have estimated heat fluxes using thermal-infrared remote sensing data of the 8 ~ 14 μm atmospheric window region, namely, thermal-infrared temperature. In this paper, we focus on issues which have occurred in investigating the relationship between thermal-infrared temperature and sensible and latent heat fluxes, especially over vegetated surfaces as well as some solution to the issues. Additionally, methods for the atmospheric correction and emissivity correction are described. The former often comes up to problems especially in satellite remote sensing. Combination of remote sensing and numerical models, which is expected to be developed in the near future, is briefly described.

Key words : thermal-infrared temperature, sensible and latent heat fluxes, aerodynamic temperature, radiometric roughness length

熱収支法を用いて地表面の熱フラックスを推定するに当たって地表面温度は鍵になる物理量である。そこで、大気の窓領域 (8 ~ 14 μm) における熱赤外域のリモートセンシングデータ (放射温度) を用いてフラックス推定を行おうとする試みが多く行われてきた。本論文では特に、植生に覆われた地表面において、放射温度と顕熱・潜熱フラックスを結びつけようとして生じた問題と、その解決法として提案されているいくつかの方法を中心に解説する。また、特に衛星リモートセンシングで問題になる大気補正、および射出率の問題、そして、今後多くの展開が予想されるリモートセンシングと数値モデルとの結合についても概要を述べる。

キーワード : 放射温度, 顕熱・潜熱フラックス, 空気力学的地表面温度, 放射粗度長

* 東北大学大学院理学研究科 〒980 - 8577 仙台市青葉区荒巻字青葉

Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba, Aramaki-aza, Aoba-ku, Sendai, Miyagi, Japan, 980 - 77

** 筑波大学陸域環境研究センター 〒305 - 8577 つくば市天王台 1 - 1 - 1

Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba, Ten-nodai 1 - 1 - 1, Tsukuba, Ibaraki, Japan

*** 名古屋大学地球水循環研究センター 〒464 - 8601 名古屋市中種区不老町

Hydrospheric Atmospheric Research Center (HyARC), Nagoya University, Chikusa-ku Furo-cho, Nagoya, Aichi, Japan, 464 - 8601

† 岐阜大学流域圏科学研究センター 〒501 - 1193 岐阜市柳戸 1 - 1

River Basin Research Center, Gifu University, 1 - 1 Yanagido, Gifu, Gifu, Japan

I. はじめに

リモートセンシング技術が地球観測のために用いられるようになってからすでに久しい年月が経過している。特に、衛星計測の発達が目覚ましく、衛星データは日々の天気予報や地図製作などの現業にも不可欠な存在になっている。可視・赤外域から始まった衛星計測はマイクロ波や紫外域など、より広範な波長帯に範囲を広げ、空間分解能や波長分解能も飛躍的に向上した。また大気計測においては単に地球表面を見るだけでなく、発光器と受光器との組み合わせで大気上層をトレースする光路を設定するなど、さまざまな技術が開発されてきた。また、衛星計測ばかりでなく地上計測用にも放射温度計や分光放射計などが次々と開発されて、多くの研究観測や現業に用いられてきた。しかし、こうした計測技術や画像処理技術の目覚ましい発達とは裏腹に、得られた数値データを用いて、本稿で述べるような地表面の熱フラックス・蒸発量など、さらに発展させた物理量を導くことには多くの困難が伴った。本稿の目的は赤外線・熱赤外域の中でも波長8~14 μm 付近の窓領域と呼ばれる波長帯を主に用い、熱収支法やバルク法を基礎においた地表面熱フラックスの推定法について検討することである。ここでは、放射温度の測定角と植物群落内の幾何学的特徴および表面温度分布の特徴との関係や、放射温度を顕熱・潜熱フラックス推定に結びつけるための陸面過程モデルの問題を中心に考察する。また、放射温度測定で必ず問題になる大気補正と射出率に関する問題も簡単に取り上げる。Ⅲ節以降では上記の問題に対して提案された様々な方法が登場するが、それらはいずれも言わば確立された手法というものではない。本文中では筆者の推論として利用に際しての指針をある程度述べているものの、いずれもブラックボックス的に利用できるものではないことにご注意いただきたい。

本稿では、可視・近赤外域によるNDVI (Normalized Difference Vegetation Index) と地表面温度の関係を用いた蒸発散量の推定法については取り上げない。これについては、すでに西田ほか(2000)に詳しく考察されている。また、蒸発散量の推定法として提案されている補完法とリモートセンシングデータを用いた方法(例えば、金子・日野, 1997)についても本稿では触れない。以上の内容も一部含んだ概括的なレビューがKustas and Norman (1996)に

まとめられている。

放射に関する物理量の呼称は、放射伝達の経路、測定視野(立体角)、波長帯などによってさまざまで大変複雑である。本稿で主に取り上げるのは、地表面からの狭視野で測定された熱赤外放射を温度に換算したものである。厳密には「熱赤外放射輝度温度」と呼ばれるべきものかもしれないが、本稿では簡単に「放射温度」と呼ぶことにする。これらの呼称に関しては、会田(1982)や、日本リモートセンシング研究会(1991)を参照することができる。

II. フラックス推定法の概略

本節では、本稿での地表面熱フラックス推定法の基礎となる熱収支式とバルク法についてその概略を述べる。

水平一様を仮定した地表面における熱収支式は次のように表される。

$$R_{net} - G = H + LE, \quad (1)$$

ただし、 R_{net} は正味放射量、 G は地中伝導熱、 H は顕熱、 LE は潜熱を表す。また、潜熱フラックス LE において、 l は単位質量当たりの気化の潜熱、 E は蒸発量を表す。このほかに植生面の場合は光合成に関わる項を加えることもあるが、他の項に比して量的に小さいので省略することが多い。水体や植物群落(キャノピー)内の貯熱を考える場合には、式(1)に独立の項を加えるか、または地中伝導熱 G の成分として考えることがある。植生面について式(1)だけで熱収支を表すときは、植物群落とその下の土壌面を併せて一つの地表面と見なしていることを示し、'big leaf'や1層モデルなどと呼ばれる。この二つをそのまま2層の面としたり(2層モデル)、群落をさらに多層に分けて取り扱う場合もある(多層モデル)。

顕熱 H 、潜熱 LE の推定にはバルク式と呼ばれる以下のようなパラメタリゼーションが広く用いられている。

$$H = c_p C_H U (T_s - T_a) \quad (2)$$

$$LE = l C_E U (q_s - q_a) \quad (3)$$

ただし、 c_p は空気の定圧比熱と密度、 T_s 、 q_s は地表面における温度と比湿、 U 、 T_a 、 q_a は接地境界層内の同一高度における風速、気温、比湿である。また、 C_H 、 C_E は顕熱、潜熱の輸送効率を示す係数で、バルク係数と呼ばれる。これらの係数は地表面粗度、大気安定度、および気温などの測定高度の関数であ

り, C_E についてはさらに地表面湿潤度の関数になる。また, $C_H U = g_a / r_a$ として g_a は aerodynamic conductance, r_a は空気力学的抵抗と定義することもある。 C_E は $C_E = C_H$ と表されることがあり, C_E は蒸発効率と呼ばれる。 C_H は主に表層土壌水分や気孔抵抗の関数になる。バルク係数 C_H はモニン・オブコフの相似則 (以下「相似則」) を用いて次式のように地表面粗度と対応づけられる。

$$C_H = \frac{k^2}{\ln\{(z - d)/z_0\} \ln\{(z - d)/z_T\}} \quad (4)$$

ただし, k はカルマン定数, z_0 , z_T はそれぞれ運動量輸送と顕熱輸送に対する地表面粗度である。以上についての詳細は近藤 (1994) 等の教科書を参照することができる。

実際に提案されている推定法では, IV節で述べるように式(2), (4)を組み合わせて顕熱フラックスを推定する例が多い。また, V節で述べるように熱収支式(1)と式(2)~(4)を組み合わせてフラックス推定を行う例も多い (ボーエン比法など)。前者の場合, 熱収支式(1)を直接用いていないが, 潜熱フラックスを計算するときに放射量や地中伝導熱の項を別に測り, 式(1)の残差で求めることがある。本稿で熱収支法と呼ぶものは特定の方法に限定したのではなく, 上記の範囲に含まれるものの総称である。

以上の式中に表れる様々な物理量をリモートセンシングデータから得る努力がなされているが, 本稿では主に地表面温度 T_s を放射温度から求めることに焦点を当てることにする。地表面 (特に本稿で注目する植生面) を計測して得られた放射温度は即ち地表面温度 T_s と翻訳されそうであるが, 一般にいくつかの理由でそうはならない。次節以降ではその理由を項目ごとに検討していくことにするが, III節では放射過程に関する問題, IV, V節では放射と陸面過程との関わりの中で生じる問題を取り上げる。後者のうち, IV節では主に1層モデル, V節では2層モデルでの問題について議論する。なお, 本稿の例では, 地表面温度以外の日射量や気温などの物理量は地上観測データを用いることがほとんどである。また, バルク係数や地表面粗度等のパラメータは相似則を用いて求めることになる。

III. 大気補正, 射出率

前節で説明したバルク式を用いる場合に重要になるのは地表面と大気との間の物理量の差である。顕熱の場合を例にとると, それは地表面温度と気温と

の差であるが, バルク法を単独で用いる場合はこの温度差の誤差がフラックスの推定値に直ちに影響することになる。植生地の場合では, 地表面温度と気温との差は大きくても10~20程度で多くの場合は10以下である。ところが, 地表面の放射温度を「変質」させる大気中の吸収物質による誤差は大きい場合に5~10程度にまでなり, 上記の温度差と比較すると決して無視できる量ではない。また, 射出率による地表面温度の誤差はやはり大きい場合に1~2程度であり, 温度差があまり大きくない場合は必ずしも無視できない。本節では, フラックス推定に関する詳細に入る前に放射温度の大気補正と射出率に関する補正について述べることにする。

1. 大気補正

一般に, 放射温度を測定する際には, 地表面から射出された放射量とセンサーが受け取る放射量は異なっている。これは, 地表面とセンサーの間に放射を吸収, 射出, 散乱させる物質が存在し, 放射と物質との相互作用 (放射伝達過程) によって放射量に変化するからである。大気補正とは, このような物質 (一般に吸収物質と呼ばれる) による影響を取り除き, 地表面で射出された放射量そのものを推定する手続きのことを指す。そして, 放射温度の補正後の値と測定値の差を大気補正量と呼ぶ。熱赤外領域について, 大気補正の対象となる物質は大部分が水蒸気および水滴 (雲粒) であり, 残りのほとんどは二酸化炭素である。その効果はほとんどが吸収と射出で散乱はごくわずかである。大気補正には大きく分けて二つの方法があり, 一つは放射伝達モデルによる方法, もう一つは split-window 法と呼ばれるものである。放射伝達モデルによる方法は, 放射伝達過程を大気中の放射伝達を記述する方程式と吸収物質に関する多くのデータに基づいて計算する方法である。大気中の放射伝達に関する基礎理論の詳細については会田 (1982) などを参照していただきたいが, この方法による補正の精度はモデルそのものの精度とともに気温と吸収物質の鉛直分布がどの程度把握できているかに依る。近年では, 計算機資源の急速な発達により, かなり詳細な計算ができるようになってきている。アメリカ合衆国空軍地球物理学研究所による LOWTRAN, MODTRAN と名付けられたシリーズは一般にもかなり普及している (Kneizys *et al.*, 1988; Berk, 1998)。これらは放射モデルと吸収物質に関するデータが1つのパッケージになったも

のである。LOWTRANのシリーズはLOWTRAN7 (Kneizys *et al.*, 1988) まであり、パソコンでもごく短時間に計算できる。LOWTRANを発展させたMODTRANのシリーズは現在MODTRAN4まであり、LOWTRANほどではないが、比較的短時間に計算することができる。これらのモデルによって補正された地表面温度の誤差はだいたい1~2程度である (Humes *et al.*, 1997; Matsushima and Kondo, 1997)。また, Seguin *et al.* (1999) はMODTRANによって波長別の大気補正量を、夏の半乾燥地を例にして詳しく計算した結果、10.4~10.8 μm の間で最も大気補正量が小さくなることを見出した。

一方、split-window法は窓領域(波長8~14 μm)における二つの狭い波長帯について、水蒸気の吸収率がわずかに異なることを用いて大気補正量を推定しようとするものである。例えば、アメリカ合衆国海洋大気局の気象衛星NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration) のAVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) センサーでは10 μm と11 μm の二つの波長帯を用いている。二つの波長帯の吸収率の違いは輝度温度の差となって表れるが、split-window法ではこの温度差と大気補正量とを統計的に回帰させるモデルがほとんどで、いったん回帰モデルができれば大変容易に適用することができる。しかし、これまでに数多くの研究があるものの、それらの結果が必ずしも一致して一般性を持っているわけではない。これは、対象領域によって大気温度や水蒸気量の鉛直分布が異なっているためであろう。同じ対象領域であっても、スナップショットごとに大気の状態は異なってくるので、回帰誤差が大きくなるのも難点の一つである。多くの研究において地表面温度の推定誤差は2~3℃がそれ以上であるが、1℃程度の誤差で収まっている場合もある (Kerr *et al.*, 1992; Boni *et al.*, 2001)。

以上の二方法を選択する指針としては、以下のことが考えられる。まず、十分な大気データ(気温と湿度の鉛直分布)を利用できる場合は放射伝達モデルを用いる方が誤差も小さく便利だろう。LOWTRANなどでは次項に示す射出率補正も同時に計算できる。一方、十分な大気データが得られない場合はsplit-window法によることになる。しかし、回帰モデルのパラメータをそのまま目的の解析対象に用いることは大きな誤差を招きやすいので避けた方がよいだろう。解析対象に適うパラメータを導くために、検証のための地上観測データは欠かせない。

2. 射出率補正

地表面からの赤外放射をとらえることでその温度を測定できるのは、地表面がほぼ黒体であると近似できるためである。もし地表面が黒体でなければ、黒体放射よりも少ないエネルギーしか放射しないので、実際の地表面温度と放射温度に誤差を生じることになる。波長 λ の放射 E を射出している面について、その射出率(または放射率) ϵ は次のように定義される。

$$E_d = B_d \quad (5)$$

ただし、 B は波長 λ における黒体放射量である。式(5)から明らかなように、射出率は0から1の値をとる。熱赤外放射について、地球表面に存在する放射面のうち、金属光沢のある場合を除く大半の射出率は0.9~1の間の値であり、例えば、平らな水面の値はほぼ0.98である (Salisbury and D'Aria, 1992a)。

多くの場合、地表面温度計測において射出率の影響は比較的小さいが、大気中の水蒸気などの吸収物質による下向き熱赤外放射量が小さいほど、その重要性が増す。これは射出率が1でない場合、大気からの下向き放射が地表面で反射されるためである。式(5)に下向き大気放射 F_d の項を加えると次のようになる。

$$E_d = B_d + (1 - \epsilon) F_d \quad (6)$$

式(6)において、 $\epsilon = 1$ であれば大気放射 F による寄与は無い。また、 $\epsilon = 1$ であっても、地上計測の場合には上空が雲で覆われているなど F に相当する部分が大きいと、 E はほぼ黒体放射量 B になる。一方、よく晴れて大気が乾燥するほど、特に窓領域で放射温度を計測する場合は、 F_d が小さいために、黒体放射の減少分がそのまま E_d に効いてくる。このような場合に B を計算するには測定対象面の射出率 ϵ および下向き大気放射量 F をあらかじめ知っておくか、測定によって推定しておく必要がある。

実際の射出率の測定値については、裸地面について Salisbury and D'Aria (1992a, b) が参照できる。ここでは、8~14 μm でのさまざまな土壌・岩石・植生の平均および分光射出率の測定値が紹介されている。また、土壌面の射出率の含水率による変化も測定されており、重量含水率が9~14%を越えると、ほぼ水面の射出率になるとしている。裸地面の分光射出率については Seguin *et al.* (1999) も参考になる。

射出率の推定法としては式(6)を用いた次のような

方法がある．それは測定対象面上に十分な大きさの放射の遮蔽物をかざした場合とかざさない場合で放射温度の測定値 (E に相当) が異なることを利用したものである．この二つの場合では, F が異なるために E と B を未知数として連立方程式を組むことができ, その解として射出率と地表面温度 (B に相当) を同時に求めることができる．これは地上計測の場合に適用しやすい比較的簡便な方法である．Chen and Zhang (1989) はこの方法によって小麦畑の射出率を測定しており, 同様の方法で, Labed and Stoll (1991) は土壌・植生などさまざまな面の射出率を測定している．ただし, F は地上計測以外では容易に測定できないため, その場合に F を直接求めるには放射伝達モデルを用いて計算することになる．Schmugge *et al.* (1991) は航空機に熱赤外域の MSS (Multi-Spectral Scanner) を搭載し, 裸地や植生などさまざまな面について, LOWTRAN7 を用いることで大気補正も考慮して射出率を求めている．

植生地については単葉の面の射出率よりも群落としての射出率の方が大きくなることが知られている．例えば, 単葉面では0.95程度であるのが, 群落では0.98~0.99程度になる．これは, 群落内に入った下向き大気放射が多くの葉面で反射されるたびに葉面に吸収されるという多重散乱が起きるためである (Salisbury and D'Arrigo, 1992a)．

射出率は放射面に対して射出される角度にも依存している．平らな水面では天頂角が50度より大きくなると徐々に射出率は小さくなり, 70度では0.90, 80度では0.70になる (Matsushima and Kondo, 1997)．面に対して平行に近い角度で測定する場合は注意が必要である．

IV. 「地表面温度」のモデル化と放射温度

植生面の放射温度は約20年前から放射温度計の測定角によって異なることが知られるようになった．Kimes *et al.* (1980) は小麦畑で日中に群落面の放射温度を測定し, 放射温度計を真下に向けた場合に比べて, 真下から80度離れた角度(天底角80度)で13%も低くなる場合があることを見出した．この測定結果は植生と地面の温度を与えた簡単なモデル計算の結果とも一致した．また, 植生面において顕熱・潜熱フラックスを推定するために, 群落を真上に近い角度から見た放射温度を相似則またはバルク法に地表面温度として適用すると, 日中のデータでは多く

の場合にフラックスが過大評価になることも知られるようになった．このような問題を解決するために, 主に二つの方法が提案されてきた．それは, 放射粗度長を定義する方法と, 放射温度と空気力学的地表面温度との関係を求める方法である．放射粗度長とは顕熱輸送に対する地表面粗度 (以下「熱粗度」) のことであるが, 従来の定義とは違って, 地表面温度として放射温度を用いる場合に限って定義されるものである．一方, 空気力学的地表面温度は植生地において顕熱輸送にとって代表的な地表面温度として, 相似則やバルク式から放射温度とは関係なく定義されるものである．本節では, これら二つの方法の有効性を検討していくことにする．なお, 本稿では上記の意味の「空気力学的地表面温度」を英文の論文で一般に見られる aerodynamic temperature の訳語として用いることにする．勝山ほか (2002) は「空気力学的温度」としているが, 地表面温度を代表するという意味を明示するためにこのような訳語とした．

1. 空気力学的地表面温度

空気力学的地表面温度 (aerodynamic temperature) は, 植生面など裸地面や水面とは違って「地表面」を簡単には同定できないような場合について, 顕熱フラックスなど乱流による熱輸送にとって有効である代表的な温度として考え出された．空気力学的地表面温度の定義は研究によって必ずしも一定していないが, おおよそは次の二通りの方法で定義されている (Mahrt *et al.*, 1997)．すなわち, [1] 相似則を用いて接地層における気温の鉛直分布を運動量輸送 (風速) に対する地表面粗度の高さまで外挿する (Thom, 1975; Huband and Monteith, 1986a) [2] 式(2)を変形して与える．すなわち,

$$T_s = \frac{H r_a}{c_p} + T_a \quad (7)$$

この T_s が空気力学的地表面温度である．ただし, r_a ($= C_H U$) は相似則から求めることになる (Choudhury *et al.*, 1986; Kustas, 1990; Sun, 1999 など)．図-1に二通りの空気力学的地表面温度の定義を図示した．[2]において群落内の表面温度 T_c が図に示された鉛直分布であるときに, T_s は同じ顕熱フラックス H を放出するような仮想的で均様な表面温度である (Kondo and Watanabe, 1992)．

図 - 1 空気力学的地表面温度の定義の模式図。
Fig. 1 Schematic illustrations of definitions of the aerodynamic temperature.

2. 放射粗度長

Kustas *et al.* (1989) と Sugita and Brutsaert (1990) は真下に向けた放射温度計で測定された放射温度を地表面温度の代表値と見なし、同時に測定された顕熱フラックスや気温などのデータを相似則に代入し、新たな熱粗度を定義した。これが放射粗度長 (radiometric scalar roughness) と呼ばれるもので、 z_{Tr} のように表記する。すなわち、式(2)、(4)を組み合わせると、気温・放射温度・風速・地表面粗度 (z_0) が既知ならば、顕熱フラックスを測定することで z_{Tr} を計算できる。逆に、 z_{Tr} が既知ならば顕熱フラックスを推定できることになる。放射粗度長 z_{Tr} は風速に対する粗度 z_0 との比として、

$$kB^{-1} = \ln \frac{z_0}{z_{Tr}} \quad (8)$$

のようにも表記される。ここで、 B は底層スタントン数とも呼ばれるが、最近では kB^{-1} の表記がほとんどである。

Sugita and Brutsaert (1990) はこの放射粗度長が太陽高度、群落高、葉面積指数と相関があり、これ

ら諸量を用いて日中の放射粗度長が回帰式で表されることを示した。これに続く研究は多数にのぼり、放射粗度長とロスビー数相似則を用いた顕熱・潜熱フラックスの推定 (Brutsaert and Sugita, 1991)、半乾燥地を対象としたもの (Kohsiek *et al.*, 1993)、草原の放射粗度長を太陽高度、葉面積指数、粗度レイノルズ数によってパラメータ化したもの (Kubota and Sugita, 1994; Qualls and Brutsaert, 1996) などがある。Kustas *et al.* (1995) は植生の条件が似ている別の観測で得られた放射粗度長を用いて顕熱・潜熱フラックスの推定を行い、地上観測値に近い結果を得た。このように、放射粗度長は広く用いられることになり、葉面積指数等の物理量についてパラメタリゼーションが整備されてきたが、問題も残っていた。Sun and Mahrt (1995) は放射粗度長を用いるとバルク係数が負の値になることがあることを示した。また、放射粗度長は同じ観測サイトで日射・植生・時刻などの条件が似通っていても日によって値のばらつきが大きい (Verhoef *et al.*, 1997)、日変化が大きく、これらを太陽高度などでパラメータ化しようとしても必ずしも再現性がよくない (Sun, 1999)、といったことが問題になった。Brutsaert and Sugita (1996) は植生地において放射温度の測定角が真下に近いときに放射粗度長の日変化が大きいのに対し、測定角がかなり水平に近い斜めのとき (天底角60度) に日変化が小さくなることに着目し、測定角を斜めにすることを提案した。このような測定角による相違の原因は、土壌面を含む群落内の表面温度の鉛直分布が必ずしも等温ではなく、日射量が多い場合には土壌面に近いほど著しく高温になることにある (Brutsaert and Sugita, 1996)。つまり、測定角が真下付近の場合、放射温度は大気との熱交換が盛んな群落上部の葉面温度に比べ、熱交換にあまり関わりがなく葉面温度よりも高い土壌面付近の温度に影響される。一方、斜めの測定角の場合は群落上部の葉面温度に大きく影響されるが、ここでは大気との熱交換が著しいために放射温度は空気力学的地表面温度に近い値をとる。このために、測定角が真下に近い場合は顕熱フラックスに帳じりを合わせるためには放射粗度長を必要以上に小さくしなければならなくなる (Malhi, 1996)。なお、Sugita and Brutsaert (1996) は相似則やバルク法では顕熱フラックスが気温と放射温度の差に比例するが、斜めに向けて測定された放射温度は群落直上の気温とあまり差がないため、温度測定の誤差がフラックス推

定値に影響しやすくなるとして、放射粗度長の日変化と温度誤差のトレードオフを取ることが最適なフラックス推定法であると提案した。最近になって Lhomme *et al.* (2000) は kB^{-1} が葉面積指数と測定天底角に強く依存することを示した。この結果も上述の議論の反映であると考えられる。

ところで、裸地面についても滑らかな面の場合には植生面と同じように天底角が大きいほど放射温度が低くなる傾向が測定されている(谷, 1995; Lagouarde *et al.*, 1995)。しかし、同じ裸地面でもよく耕された場合にはこのような傾向がはっきりしないため(Lagouarde *et al.*, 1995)、この原因は植生面とは異なり、射出率補正の項で述べた射出率の天頂角依存性によると考えられる。

3. 放射温度と空気力学的地表面温度の関係

Huband and Monteith (1986a) は成長した小麦畑での放射温度観測に基づいて、放射温度と空気力学的地表面温度との関係を調べた。そして、放射温度の測定角が天底角55度で太陽に対して直角の方位角のときに、放射温度と空気力学的地表面温度は1のバイアスが残るものの最も対応がよいことを見出した。続く論文(Huband and Monteith, 1986b)ではこの方法を用いて顕熱・潜熱フラックスの推定が行われ、ボーエン比法によるフラックス値とよく一致する結果を得たが、射出率に敏感なことも同時に示された。その後、これに続く方法は放射粗度長による方法と並行して開発されていった。Vining and Blad (1992) は草原を対象としたが、最適な放射温度の測定角は風速によって変化し、風速が 5 ms^{-1} 以上では天底角 $0 \sim 20$ 度であり、風速 4 ms^{-1} 以下では天底角 $40 \sim 60$ 度であるとした。以上の研究ではほとんど成長した植生を対象としているが、Matsushima and Kondo (1997) は水稻群落について田植え直後から成熟期までの期間を対象に、放射温度の最適な測定角を調べた。その結果、葉面積指数の値や日変化に関わらず、天底角 $50 \sim 70$ 度において放射温度と空気力学的地表面温度がほぼ一致することを見出した。また、葉面積指数が1くらいの中程度の場合に、日中における真下で測定された放射温度と空気力学的地表面温度の差は最大になり、それより葉面積指数が小さくても大きくてもその差は減少することが見出され、このことが顕熱フラックスの推定値にもそのまま影響することも示された。

以上のように、顕熱フラックス推定に最適な放射

温度の測定角は真下よりもむしろ水平に近い角度になっている。これも前項で述べたように、斜めに測定した方が熱交換の盛んな群落上部の表面温度を捉えやすいことを反映している。前項では、真下で測定された放射温度を補正するために粗度長をチューニングしたが、一方では、放射温度そのものを補正すればいいという考えも出てきた。

Lhomme *et al.* (1994a, b) はサヘルまたはサバンナのような植生の疎らな地表面を対象にして放射温度観測を行い、顕熱フラックスの推定を行った。この研究で特徴となるのは、日中の放射温度が空気力学的地表面温度より高くなることを補正するために、放射温度 T_r と群落上の気温 T_a の差 ($T_r - T_a$) 自体を補正した点にある。ただし、 T_r は真下かそれに近い向きで測定された放射温度とする。さらに、補正すべき分の温度は、植生と地面の2層モデルや観測結果による経験式を通じて最終的には対象期間全体(6週間、葉面積指数の変化なし)のデータについて ($T_r - T_a$) にほぼ比例していることが示された。この方法に基づいて推定された顕熱フラックスは、 kB^{-1} のみを用いた1層モデルによる結果に比べて、ボーエン比法による観測値と良い相関にあることが示された。これに類する方法は、やはりサヘルまたはサバンナを対象とした研究に用いられた(Chehbouni *et al.*, 1996; Chehbouni *et al.*, 1997; Troufleau *et al.*, 1997)。Matsushima and Kondo (2000) は水稻群落を対象として放射温度の補正量が ($T_r - T_a$) にほぼ比例していることを示したが、比例係数は葉面積指数によって変化し、また、補正量が大きくなると両者の関係が非線型になることを示した。また、ごく最近ではSuleiman and Crago (2002) が Brutsaert and Sugita (1996) による植物群落内部の表面温度鉛直分布に関するモデルを適用して、放射温度と空気力学的地表面温度との関係を求めた。

Chehbouni *et al.* (2001) は二つの天底角 (0 度と 55 度) で同じ対象の放射温度を同時に測定し、この二つの放射温度の差が空気力学的地表面温度と気温の差に比例していることを見出した。この研究でも、植生密度によって比例係数が変化していることが示された。

以上のように、放射温度と空気力学的地表面温度との関係を求めて放射温度の補正量を経験的に決め、空気力学的地表面温度を求める方法は、パラメータ(比例係数)が葉面積指数などに影響されるものの、放射粗度長による方法よりも少なくとも日変化の影

響をあまり受けない。Sun (1999) はこの点をとらえて放射粗度長による方法より空気力学的地表面温度を求める方法が安定しているとした。

本節で論じた二つの方法について、利用する観点から比較すると次のようなことが考えられる。地上計測では、空気力学的地表面温度に近い温度を捉え、放射粗度長の日変化を軽減させる意味から、測定角を天底角50~70度にするのが適当だろう(角度は葉面積指数による)。この場合、二方法の結果に大きな差異は生じないと考えられる。衛星計測のようにそのような測定角が実現しにくい場合には、放射温度の補正や放射粗度長の適用が必要になる。この場合、放射粗度長の適用は日変化による変動幅が大きい点を特に注意すべきだろう。また共通して言えるのは、両方法ともこれまでの研究では種々の植生についての横断的な結果があまり得られていないことで、目的の解析対象に適用するには各研究で得られたパラメータをそのまま適用することは避けた方がよい。

4. 地表面温度の代表性

これまでの議論から地表面温度の代表性についてある程度考察を行うことができるだろう。地表面の放射温度の測定値は、すなわち地表面温度と思われがちだが、以上に述べてきたように放射温度は本来必要となる空気力学的地表面温度(または対応する熱粗度)と必ずしも一致しない。このような差異は、代表的な「地表面温度」が目的に適うように定義されるものであり、測定される温度は必ずしもその代表的な温度ではないことによると言えるだろう。つまり、顕熱・潜熱フラックスを定量化するための温度(空気力学的地表面温度)は陸面過程モデルによって定義されており、それは乱流輸送にとって代表的な温度であるのに対し、放射温度は乱流過程の結果を含んではいるものの、それとは異なる物理過程によって捉えられるためである。

V. 2層モデル・数値モデルへのリモートセンシングデータの適用

1. 2層モデル

陸面過程モデルにおける2層モデル(double-source model)とは、植物群落と群落下の裸地面(丈の低い草原の場合もある)の2層によって植生面を近似したモデルのことである。表面温度や土壌水分などの未知数または予報変数は各層について定義さ

Single-Source Model

Double-Source Model

図-2 1層モデルと2層モデルの模式図。丸印は温度などの状態量を定義する高さを示す。丸印を結ぶジグザグは空気力学的抵抗・気孔抵抗・土壌の水蒸気拡散抵抗を示す。

Fig. 2 Schematic illustrations of a single-source model and double-source models. Circles denote the heights where quantities of state, such as temperature, are defined. Zigzags connecting circles denote resistances of aerodynamics, stomata, and soil for water vapor.

れる。つまり、熱収支式(1)を各層について立て、連立方程式とすることになる。これに対してIV節で議論された方法は植生と群落下の裸地面を一括して地表面と見なすために1層モデル(single-source model)と呼ばれる。図-2に各モデルの模式図を示す。2層モデルではフラックスの表現法に二種類あるが、多くはserialタイプである。以上についての詳細はKondo and Watanabe (1992)やOlioso *et al.* (1999)を参照できる。それぞれのモデルで顕熱

フラックスを推定する場合、1層モデルではIV節で述べたような放射温度または熱粗度の補正が必要になる。一方、2層モデルでは、[1]各層の放射温度を工夫して測定し、これをそのまま各層の表面温度と見なす(V-1項)、[2]同じ点の異なる測定角からの放射温度を用いて各層の表面温度を推定する(V-2項)、[3]熱収支モデル等による各層の表面温度の予測値から放射温度を計算し、これを観測値と比較する(主にV-3項)といった方法に大別される。

Kustas (1990) は放射温度測定値を1層モデルと2層モデルにそれぞれ適用し、粗度レイノルズ数を用いた1層モデルによる推定法がよいとした。前出の Lhomme *et al.* (1994a, b) は2層モデルから空気力学的地表面温度を植生と群落下の草原の温度で表し、さらに、群落上から測定された放射温度と気温の差によって近似的にパラメータ化した。その結果、1層モデルでは誤差が観測値の数倍以上にもなったのに対し、2層モデルによる結果はRMS誤差が観測値の50%程度と必ずしも小さいとは言えないものの比較的改善された。一方、2層モデルを用いたものの十分な推定値が得られなかった場合もある (Cooper *et al.*, 1995; Friedl, 1995)。これらの研究では放射温度の測定角に対する考慮の不備がフラックス推定が不調だった主な原因と思われる。1層モデルと2層モデルでどちらが放射温度を用いたフラックス推定に有利であるかについては、Zhan *et al.* (1996) と Li and Lyons (1999) が比較を行っている。Zhan *et al.* (1996) は1層と2層それぞれ2つずつ、計4個のモデルによる顕熱フラックスの推定値を比較した結果、Norman *et al.* (1995) による2層モデルが最も推定精度が良く1層モデルの方は改善の余地があまり無いと結論した。一方、Li and Lyons (1999) は1層、2層、および植生指標 (SAVI: Soil Adjusted Vegetation Index) を用いたモデルの計3個による蒸発散量の推定値を比較した。ただし、1層および2層モデルについては顕熱フラックスしか計算できないために、熱収支式と観測値から蒸発散量を残差として算出した。この研究では、先ほどとは逆に2層モデルは1層モデルと植生指標モデルに及ばないことが示された。このように結論が分散する理由には主に次のようなことが考えられる。[1]モデルの制作者によって適用した植生などの条件が異なるために、別の条件に適用したときにモデルの計算結果に不調が生じる。[2]放射温度計の仕様

(特に測定視野)、放射温度の測定角、放射温度の空気力学的地表面温度への補正法、特に航空機計測や衛星計測の際に問題になる大気補正の方法など、放射温度の取り扱いが研究によって必ずしも一致していない。

2. 二つの測定角を用いる方法

この方法は簡単に言えば、植物群落と群落下の裸地面の2層からなる陸面過程モデルを用い、未知数となる各層の表面温度を求めるために、二つの異なる測定角の放射温度によって方程式系を閉じるようにしたものである。これには主に Norman と Kustas を中心としたグループにより開発されてきた一連の研究がある (Kustas and Norman, 1997; Norman *et al.*, 2000; Chehbouni *et al.*, 2001)。ところで、衛星計測の立場からすると、同じ地点の放射温度を二つの測定角でほぼ同時に測定するのはかなり難しく思われる。ところが、ERS-1 (first-, second- European Remote sensing Satellite) には ATSR (Along Track Scanning Radiometer) という衛星の進行経路に沿ってスキャンする形式のセンサーが搭載されて、複数の測定角による放射温度を用いたフラックス推定が実現できるようになった。まだ、この衛星データを本格的に用いた研究結果は発表されていないが、次節の時間発展モデルを用いた方法の一つとしても発展すると思われる。

3. 衛星データと数値モデルとの結合

ここまでの議論では、比較的狭い対象領域において、携帯型の放射温度計を群落直上に設置、または航空機に搭載して放射温度を計測し、フラックス推定に用いた研究がほとんどであった。しかし、リモートセンシングを用いる方法は、広範囲のデータを同時に取得できる人工衛星によるデータを活かした上で最も有効性が発揮されと考えられる。近年になって、衛星データと数値モデルを併用して地表面フラックスの広域分布を推定した研究が多く発表されるようになった。この場合の数値モデルとはほとんどが2層の陸面過程モデルであり、force-re-store モデルを組み込むなどして各層の表面温度について時間微分の項が加わり、フラックスの時系列を直接計算できるようになっていることに特徴がある。これらの研究の多くは、衛星データによる放射温度等のデータを適当に補正した上で、数値モデルの対応する出力と比較し、必要な陸面過程に関わる

パラメータを最適化して地表面フラックスの時系列(一部の研究はさらに広域分布)を算出するという方法をとっている(Olioso *et al.*, 1999). 最も多くの注意が払われているパラメータは気孔抵抗(Crosson *et al.*, 1993)と土壌水分(Olioso *et al.*, 1999; Boni *et al.*, 2001), そして葉面積指数(または植被率)である(Cayrol *et al.*, 2000a, b). これらはいずれも地表面からの顕熱・潜熱両フラックスの分離の割合を決めるために鍵になるパラメータである. 現時点ではいずれの研究においても必ずしも定量的に満足のいく結果は得られていない. これには, 特に土壌水分や気孔抵抗の定量化に関する陸面過程モデルの不備と, リモートセンシングデータ(以下「リモセンデータ」)の補正法のいずれにも原因が求められると考えられる. これらについては純粋な陸面過程モデルの問題として, 個々のパラメタリゼーションやスケールアップ(例えば個葉から群落へ)の問題もあるが, リモセンによる葉面積指数の推定が不調なために, 土壌水分予測が不調になるといった相互作用する問題もある. また, このような問題点は数値モデル固有のものではなく, 診断的な1・2層モデルとも共通の問題と言えるだろう.

Albertson *et al.* (2001) は large-eddy simulation (LES) を植生と土壌の2層からなる陸面過程モデルと結合させたモデルに地表面のリモセンデータを適用して, 日中の大気境界層の構造を計算した. ここでリモセンデータには航空機観測で得られた放射温度と土壌水分(マイクロ波輝度温度による), および Landsat TM (Thematic Mapper) による NDVI を用いている. この計算ではリモセンデータによる物理量はパラメータの最適化に使われることなく, そのまま地表面の境界条件として用いられており, 数値計算の結果は航空機観測が行われた時点での大気の定常場である. 計算結果からは地表面粗度や NDVI などの分布が一樣ではない地表面上で, 地上気温の水平分布について500~1000m以上のスケールが卓越していることが示されており, 今後, 水平一樣ではない地表面上での大気境界層の構造を明らかにする研究の方向性を示すものの一つとして注目される.

VI. おわりに

放射温度と熱収支法を用いた地表面の顕熱・潜熱フラックスの推定法について概観してきたが, この方法が放射温度自体の取り扱いばかりでなく, 陸面

過程モデルに深く関わっていることがこれまでの研究の進展を振り返ることでよく理解される. 近年, 可視・近赤外域を用いた NDVI より精密な植生指標が提案されてきている(斎藤・山崎, 1999; Kimura and Kondo, 1999). またマイクロ波輝度温度を用いた地表面付近の土壌水分量の推定も行われており, 既にこのようにして計測された土壌水分を放射温度とともに陸面過程モデルに適用しフラックス推定を行った研究も報告されている(Kustas *et al.*, 1998, 1999). また, MODIS, ADEOS-2/GLI imager のような周波数帯域が多くて精密な衛星搭載センサーが今後多くでてくることが予想されることから, さらに多数の波長帯のデータによって陸面過程モデルを最適化するようなモデルが開発されるだろう. ただし, これだけでは不十分で, 土地被覆が非一様である領域での代表性のあるフラックスの評価法や, 複雑地形上における広域のフラックスのパラメタリゼーションなど, 直接リモートセンシングには関わらないものの, 陸面過程モデルの本質的な部分の発展も重要であると考えられる.

謝辞: 本研究は水文・水資源学会平成12年度研究助成研究グループ「広域乱流研究会」の研究成果の一部である.

参考文献

- 会田 勝 (1982): 大気と放射過程, 東京堂出版, 280pp.
- Albertson, J. D., W. P. Kustas and T. M. Scanlon (2001): Large-eddy simulation over heterogeneous terrain with remotely sensed surface conditions, *Water Resour. Res.*, **37**, pp. 1939-1953.
- Berk, A., L. S. Bernstein, G. P. Anderson, P. K. Acharya, D. C. Robertson, J. H. Chetwynd and S. M. Adler-Golden (1998): MODTRAN cloud and multiple scattering upgrades with applications to AVIRIS, *Remote Sens. Environ.*, **65**, pp. 367-375.
- Boni, G., D. Entekhabi and F. Castelli (2001): Land data assimilation with satellite measurements for the estimation of surface energy balance components and surface control on evaporation, *Water Resour. Res.*, **37**, pp. 1713-1722.
- Brutsaert, W. and M. Sugita (1991): A bulk similarity approach in the atmospheric boundary layer using radiometric skin temperature to determine re-

- gional surface fluxes, *Boundary-layer Meteor.*, **55**, pp. 1-23.
- Brutsaert, W. and M. Sugita (1996) : Sensible heat transfer parameterization for surfaces with anisothermal dense vegetation, *J. Atmos. Sci.*, **53**, pp. 209-216.
- Cayrol, P., A. Chehbouni, L. Kergoat, G. Dedieu, P. Mordelet and Y. Nouvellon (2000a) : Grass land modeling and monitoring with SPOT-4 VEGETATION instrument during the 1997-1999 SALSA experiment, *Agric. For. Meteorol.*, **105**, pp. 91-115.
- Cayrol, P., L. Kergoat, S. Moulin, G. Dedieu and A. Chehbouni (2000b) : Calibrating a coupled SVAT-vegetation growth model with remotely sensed reflectance and surface temperature-A case study for the HAPEX-Sahel grassland sites, *J. Appl. Meteor.*, **39**, pp. 2452-2472.
- Chebouni, A., D. L. Seen, E. G. Njoku and B. M. Monteny (1996) : Examination of the difference between radiative and aerodynamic surface temperatures over sparsely vegetated surfaces, *Remote Sens. Env.*, **58**, pp. 177-186.
- Chebouni, A., D. L. Seen, E. G. Njoku, J. P. Lhomme, B. Monteny and Y. H. Kerr (1997) : Estimation of sensible heat flux over sparsely vegetated surfaces, *J. Hydro.*, **188-189**, pp. 855-868.
- Chebouni, A., Y. Nouvellon, J. P. Lhomme, C. Watts, G. Boulet, Y. H. Kerr, M. S. Moran and D. C. Goodrich (2001) : Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature, *Agric. For. Meteorol.*, **108**, pp. 55-65.
- Chen, J. M. and R. H. Zhang (1989) : Studies on the measurements of crop emissivity and sky temperature, *Agric. For. Meteorol.*, **49**, pp. 23-34.
- Choudhury, B. J., R. J. Reginato and S. B. Idso (1986) : An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux, *Agric. For. Meteorol.*, **37**, pp. 75-88.
- Cooper, H. A., E. A. Smith and W. L. Crosson (1995) : Limitations in estimating surface sensible heat fluxes from surface and satellite radiometric skin temperatures, *J. Geophys. Res.*, **100**, pp. 25419-25427.
- Crosson, W. L., E. A. Smith and H. J. Cooper (1993) : Estimation of sensible heat and moisture fluxes over a prairie grassland, 4. Impact of satellite remote sensing of slow canopy variables on performance of a hybrid biosphere mode, *J. Geophys. Res.*, **98**, pp. 4979-4999.
- Friedl, M. A. (1995) : Modeling land surface fluxes using a sparse canopy model and radiometric surface temperature measurements, *J. Geophys. Res.*, **100**, pp. 25435-25446.
- Huband, N. D. S. and J. L. Monteith (1986a) : Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy, : Comparison of radiative and aerodynamic canopy temperature, *Boundary-layer Meteor.*, **36**, pp. 1-17.
- Huband, N. D. S. and J. L. Monteith (1986b) : Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy. Estimating fluxes of sensible and latent heat, *Boundary-layer Meteor.*, **36**, pp. 107-116.
- Humes, K. S., W. P. Kustas and D. C. Goodrich (1997) : Spatially distributed sensible heat flux over a semiarid watershed. part : Use of radiometric surface temperatures and a spatially uniform resistance, *J. Appl. Meteor.*, **36**, pp. 281-292.
- 金子大二郎, 日野幹雄 (1997) : リモートセンシングデータを用いた分布型広域補完法の提案 - 気温推定法を応用した補完法による広域実蒸発散量の算定 -, *水文・水資源学会誌*, **10**, pp. 337-348.
- 勝山滋郎, 神田学, 河合徹, 中川清隆 (2002) : 3次元都市キャノピーのスケールモデル実験, *水工学論文集*, **46**, pp. 85-90.
- Kerr, Y. H., J. P. Lagouarde and J. Imbernon (1992) : Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm, *Remote Sens. Env.*, **41**, pp. 197-209.
- Kimes, D. S., S. B. Idso, J. P. J. Pinter, R. J. Reginato and R. D. Jackson (1980) : View angle effects in the radiometric measurement of plant canopy temperatures, *Remote Sens. Env.*, **10**, pp. 273-284.
- Kimura, R. and J. Kondo (1999) : Studies on the relationships among the leaf transfer coefficient for water vapor, soil water content, and spectral reflectance, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, pp. 873-886.
- Kneizys, F. X., E. P. Shettle, L. W. Abreu, J. H. Chetwynd, G. P. Anderson, W. O. Gallery, J. E. A. Selby

- and S. A. Clough (1988): Users guide to LOWTRAN7, Technical Report AFGL-TR-88-0177, Air Force Geophysical Laboratory.
- Kohsiek, W., H. A. R. D. Bruin, H. The and B. V. D. Hurk (1993): Estimation of the sensible heat flux of a semi-arid area using surface radiative temperature measurements, *Boundary-layer Meteor.*, **63**, pp. 213-230.
- 近藤純正 (編著) (1994): 水環境の気象学, 朝倉書店, 348pp.
- Kondo, J. and T. Watanabe (1992): Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budbet model, *J. Atmos. Sci.*, **49**, pp. 2183-2199.
- Kubota, A. and M. Sugita (1994): Radiometrically determined skin temperature and scalar roughness to estimate surface heat flux. Part 1: Parameterization of radiometric scalar roughness, *Boundary-layer Meteor.*, **69**, pp. 397-416.
- Kustas, W. P. (1990): Estimates of evapotranspiration with a one-and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover, *J. Appl. Meteor.*, **29**, pp. 704-715.
- Kustas, W. P. and J. M. Norman (1996): Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces, *Hydro. Sci. J.*, **41**, pp. 495-516.
- Kustas, W. P. and J. M. Norman (1997): A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations, *Water Resour. Res.*, **33**, pp. 1495-1508.
- Kustas, W. P., B. J. Choudhury, M. S. Moran, R. D. J. R. J. Reginato, L. W. Gay and H. L. Weaver (1989): Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data, *Agric. For. Meteor.*, **44**, pp. 197-216.
- Kustas, W. P., L. E. Hipps and K. S. Humes (1995): Calculation of basin-scale surface fluxes by combining remotely sensed data and atmospheric properties in a semiarid landscape, *Boundary-layer Meteor.*, **73**, pp. 105-124.
- Kustas, W. P., X. Zhan and T. J. Schmugge (1998): Combining optical and microwave remote sensing for mapping energy fluxes in a semiarid watershed, *Remote Sens. Env.*, **64**, pp. 116-131.
- Kustas, W. P., X. Zhan and T. J. Jackson (1999): Mapping surface energy flux partitioning at large scales with optical and microwave remote sensing data from Washita'92, *Water Resour. Res.*, **35**, pp. 265-277.
- Labeled, J. and M. P. Stoll (1991): Spatial variability of land surface emissivity in the thermal infrared band: Spectral signature and effective surface temperature, *Remote Sens. Env.*, **38**, pp. 1-17.
- Lagouarde, J. P., Y. H. Kerr and Y. Brunet (1995): An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils, *Remote Sens. Env.*, **77**, pp. 167-190.
- Lhomme, J. P., B. Monteny and M. Amadou (1994a): Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet, *Agric. For. Meteorol.*, **68**, pp. 77-91.
- Lhomme, J. P., B. Monteny, A. Chehbouni and D. Troufleau (1994b): Determination of sensible heat flux over Sahelian fallow savannah using infra-red thermometry, *Agric. For. Meteorol.*, **68**, pp. 93-105.
- Lhomme, J. P., A. Chehbouni and B. Monteny (2000): Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: Parameterizing b^{-1} , *Boundary-layer Meteor.*, **97**, pp. 431-457.
- Li, F. and T. J. Lyons (1999): Estimation of regional evapotranspiration through remote sensing, *J. Appl. Meteor.*, **38**, pp. 1644-1654.
- Mahrt, L., J. Sun, J. I. MacPherson, N. O. Jensen and R. L. Desjardins (1997): Formation of surface heat flux: Application to BOREAS, *J. Geophys. Res.*, **102**, pp. 29641-29649.
- Malhi, Y. (1996): The behavior of the roughness length for temperature over heterogeneous surfaces, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, pp. 1095-1125.
- Matsushima, D. and J. Kondo (1997): A proper method for estimating sensible heat flux above a horizontal-homogeneous vegetation canopy using radiometric surface observations, *J. Appl. Meteor.*, **36**, pp. 1696-1711.
- Matsushima, D. and J. Kondo (2000): Estimating regional distribution of sensible heat flux over vegetation using satellite infrared temperature with viewing angle correction, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**,

- pp. 753-763.
- 日本リモートセンシング研究会 (編) (1991): 図解リモートセンシング, (社)日本測量協会, 308pp.
- 西田顕郎, 樋口篤志, 近藤昭彦, 松田咲子 (2000): 分光植生指標と表面温度に基づく地表面過程のリモートセンシング手法の検討, 水文・水資源学会誌, **13**, pp. 304-312.
- Norman, J. M., W. P. Kustas and K. S. Humes (1995): A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature, *Agric. For. Meteorol.*, **77**, pp. 263-293.
- Norman, J. M., W. P. Kustas, J. H. Prueger and G. R. Diak (2000): Surface flux estimation using radiometric temperature: A dual temperature-difference method to minimize measurement errors, *Water Resour. Res.*, **36**, pp. 2263-2274.
- Olioso, A., H. Chuaki, D. Courault and J. P. Wigneron (1999): Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models, *Remote Sens. Env.*, **68**, pp. 341-356.
- Qualls, R. J. and W. Brutsaert (1996): Effect of vegetation density on the parameterization of scalar roughness to estimate spatially distributed sensible heat fluxes, *Water Resour. Res.*, **32**, pp. 645-652.
- 斎藤篤思, 山崎 剛 (1999): 積雪のある森林域における分光反射特性と植生・積雪指標, 水文・水資源学会誌, **12**, pp. 28-38.
- Salisbury, J. W. and D. M. D'Aria (1992a): Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window, *Remote Sens. Env.*, **42**, pp. 83-106.
- Salisbury, J. W. and D. M. D'Aria (1992b): Infrared (8-14 μm) remote sensing of soil particle size, *Remote Sens. Env.*, **42**, pp. 157-165.
- Schmugge, T. J., F. Becker and Z. L. Li (1991): Spectral emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements, *Remote Sens. Env.*, **35**, pp. 95-104.
- Seguin, B., F. Becker, T. Phulpin, X. F. Gu, G. Guyot, Y. Kerr, C. King, J. P. Lagouarde, C. Ottlé, M. P. Stoll, A. Tabbagh and A. Vidal (1999): IRSUTE: A minisatellite project for land surface heat flux estimation from field to regional scale, *Remote Sens. Env.*, **68**, pp. 357-369.
- Sugita, M. and W. Brutsaert (1990): Regional surface fluxes from remotely sensed skin temperature and lower boundary layer measurements, *Water Resour. Res.*, **26**, pp. 2937-2944.
- Sugita, M. and W. Brutsaert (1996): Optimal measurement strategy for surface temperature to determine sensible heat flux from anisothermal vegetation, *Water Resour. Res.*, **32**, pp. 2129-2134.
- Suleiman, A. and R. Crago (2002): Analytical land-atmosphere radiometer model, *J. Appl. Meteorol.*, **41**, pp. 177-187.
- Sun, J. (1999): Diurnal variations of thermal roughness height over a grassland, *Boundary-layer Meteorol.*, **92**, pp. 407-427.
- Sun, J. and L. Mahrt (1995): Determination of surface fluxes from the surface radiative temperature, *J. Atmos. Sci.*, **52**, pp. 1096-1106.
- 谷 宏 (1995): 赤外放射温度計の測定に対する放射率の影響について, 日本農業気象学会局地気象研究会講演論文集, **11**, pp. 11-19.
- Thom, A. S. (1975): Momentum, mass and heat exchange of plant communities, J. L. Monteith, Ed., *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1, Academic Press, pp. 57-109.
- Troufleau, D., J. P. Lhomme, B. Monteny and A. Vidal (1997): Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. An experimental analysis of the kB^{-1} parameter, *J. Hydro.*, **188-189**, pp. 815-838.
- Verhoef, A., H. A. R. D. Bruin and B. J. J. M. V. D. Hurk (1997): Some practical notes on the parameter kB^{-1} for sparse vegetation, *J. Appl. Meteorol.*, **36**, pp. 560-572.
- Vining, R. C. and B. L. Blad (1992): Estimation of sensible heat flux from remotely sensed canopy temperatures, *J. Geophys. Res.*, **97**, pp. 18951-18954.
- Zhan, X., W. P. Kustas and K. S. Humes (1996): An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature, *Remote Sens. Env.*, **58**, pp. 242-256.

(受付: 2002年6月10日, 受理: 2002年10月21日)