



衛星データを用いた生駒山地における森林熱収支の 季節変化の評価

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2010-12-16 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 青野, 靖之, 工藤, 友美, 文字, 信貴 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10466/11160

衛星データを用いた生駒山地における 森林熱収支の季節変化の評価

青野靖之・工藤友美*・文字信貴

(大阪府立大学農学部大気環境学研究室)

Seasonal Change of Heat Budget in Ikoma Mountain Forest Estimated from Satellite-derived Data

Yasuyuki AONO, Tomomi KUDO and Nobutaka MONJI

(Lab. of Atmospheric Environment, College of Agriculture,
Osaka Prefecture University, Gakuen-cho 1-1, Sakai, 599-8531 Japan)

Abstract

The seasonal and spatial changes in heat budget terms in the forest in Mt. Ikoma area, located at the boundary of Osaka and Nara Prefectures, were estimated using LANDSAT/TM data, sensed in April, June, August and December. Sensible and latent heat fluxes were calculated using the bulk transfer equation for heat and for moisture, respectively. In the bulk equation for sensible heat transfer at each pixel, surface temperature (from TM band 6), air temperature (interpolated according to elevation) and wind speed (interpolated distribution using a variational method with consideration of complexity of the terrain) were used as variables. In the bulk equation for latent heat transfer, the moisture availability, wind speed, specific humidity of the air and saturation specific humidity at the surface temperature were used. The bulk transfer coefficient was corrected for diabatic conditions for each pixel. The moisture availability for each day was calculated, considering the normalized difference vegetation index (NDVI).

The distribution pattern of estimated sensible heat flux showed a strong contrast between the east and west sides of the ridge line. This contrast became stronger under strong wind conditions. In summer, the value of sensible heat flux was estimated as 160 W m^{-2} under a calm condition, while it exceeded 200 W m^{-2} in the case with more than 3 m s^{-1} of mean wind speed. The estimations of latent heat flux fell within the range of 350 (summer)– 100 W m^{-2} (winter). The moisture availability varied in the range of 0.15 – 0.53 , according to wind speed and humidity. It was clear from this analysis that accurate interpolations of meteorological variables such as wind speed and air temperature distributions are important for deducing each heat flux, even with satellite-derived data.

Key words: Bulk transfer method, Forest, Heat budget, LANDSAT/TM data, Variational method.

キーワード: 森林, 熱収支, バルク法, 変分法, ランドサットTMデータ

1. はじめに

人工衛星によるリモートセンシングデータを用いた森林の熱収支解析は, これまで Brutsaert *et al.* (1993), 金子・日野 (1994) などにより試みられてきた。これら

の研究では, モニオブコフ相似則やバルク法に基づいて計算した森林の顕熱または潜熱フラックスのいずれか一方と, 純放射量・地中熱フラックスの計算値を併用して, 残差項から残りの熱フラックスを推定するものである。

日本の場合, 大部分の森林は複雑地形地にあり, そうした地域での熱収支解析の手法の開発が必要となる。青野ら (1996) は, 衛星データと地上の気象観測値を熱・

1997年6月7日 全国大会にて一部発表

1997年10月9日 受付, 1998年2月25日 受理

* 現在, 株式会社ウエスコ環境調査部

水蒸気に関するそれぞれのバルク輸送式に適用して、山地森林の顕熱・潜熱フラックスの分布を推定する方法について述べた。盛夏時を対象としたこの解析の結果では、撮像時刻の午前中に日射がよく当たる側の斜面で顕熱・潜熱フラックスの推定値が高くなる分布が得られた。

しかしながら、山地の熱フラックスの分布は季節や気象条件によって当然変化する。また潜熱フラックスを推定するためのバルク式中の蒸発散効率と呼ばれるパラメータも、気象条件により大きく変わる。さまざまな条件下における熱収支の解析結果を蓄積することは、熱フラックスの分布や蒸発散効率の変化と気象条件との関係を把握することにつながる。

本研究では、大阪府・奈良県境に位置する生駒山の森林を対象に、季節の異なる4つの事例における各熱収支項の分布を推定した。解析には地球観測衛星ランドサットのTMデータと地上の気象観測値を併用した。顕熱・潜熱フラックスの推定には、熱と水蒸気の輸送量を表すそれぞれのバルク式を用いた。推定に必要な気温などの気象要素の分布は、気象台やアメダスによる地上気象観測値を用いて推定した。山地内で複雑とみられる風速の分布については、物理的な条件を考慮し変分法を用いた内挿法の一つであるMATHEWモデル(Shermann, 1978)を用いて推定した。以上のようにして得られた各熱収支項の分布やその変化、また推定方法の精度について考察する。さらに計算の過程で得られた蒸発散効率の変化の理由について検討する。

2. データおよび解析方法

2.1 対象地域と使用衛星データ

本研究の熱収支の解析には、1988年12月6日、1990年4月16日、同年6月19日、同年8月6日のそれぞれ午前9時50分に撮像されたランドサット5号によるTMデータ(パス-ロウ:110-36)を用いた。このTMデータは可視光(バンド1~3)、近赤外(バンド4)、中赤外(バンド5, 7)、そして熱赤外(バンド6)の7つの波長帯における反射(放射)輝度を0~255のデジタル値で表したもので、1画素の分解能はおおよそ30m(熱赤外バンドは120m)四方に相当する。用いた画像の切り出し範囲をFig.1に示す。解析に先立ち、画素の並びを東西に合わせることを

を目的とした幾何補正を最近接法により行った。幾何補正後の画素のサイズは東西31.8m、南北30.8mに相当する。

4つの画像のうち4月16日のものは対象地域の北側4分の1程度が雲に覆われていたため、この範囲については解析の対象から除外した。他の3つの事例については雲や積雪は見られなかった。

Fig.1に示した森林の範囲は、1990年8月6日のTMデータに基づいた最尤法による土地被覆分類から決定した。分類はバンド1(0.45~0.52 μm)、2(0.52~0.60 μm)、3(0.63~0.69 μm)、4(0.76~0.90 μm)の各々の輝度値を用いて行った。区分精度は平均97%であった。本研究では熱収支解析をこの森林の範囲に限定して行った。この森林はアカマツ、コナラなどの優占する二次林代償植生からなる。対象範囲内を標高300~650mの尾根がほぼ南北に走る。

2.2 熱収支計算の基本的手順

地表面における一般的に熱収支式は、純放射量 R_n (W m^{-2})、顕熱フラックス H (W m^{-2})、潜熱フラックス λE (W m^{-2})、地中熱フラックス G (W m^{-2})により次のように表せる。

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (1)$$

純放射量 R_n については次の式より推定するものとした。

$$R_n = (1 - A_g) R_s + \epsilon R_L - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (2)$$

ここで R_s は下向き短波放射(W m^{-2})、 A_g は森林表面のアルベド、 R_L は下向き長波放射(W m^{-2})、 ϵ は森林の射出率(本研究では川島(1986)にならいう0.986を使用し、右辺第二項の R_L の吸収率としても等しく適用)、 σ はStefan-Boltzmann定数($5.67 \times 10^{-8} \text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$)、 T_s

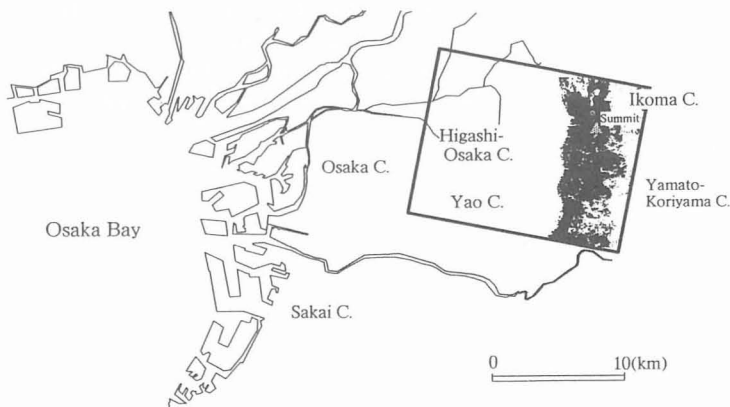


Fig. 1. Scene of LANDSAT TM used in estimations of heat budget terms of Ikoma mountain. Rectangular shows the coverage of TM image used in this study. Black color area indicates the forest determined by the result of ground cover classification using maximum likelihood classifier.

は表面温度(K)である。 R_L については、以下のSwinbank (1963)の計算式を用いた。

$$R_L = 1.2\sigma T_a^4 - 171 \quad (3)$$

ここで、 T_a は気温(K)である。

地中熱フラックス G については、推定した純放射量 R_n を基にして一定の G/R_n 比から求めた。本研究では古藤田ら(1984)にならいうこの比を0.08として計算した。

顕熱フラックス H 、潜熱フラックス λE は、以下のよ
うなバルク輸送式に基づいてそれぞれ表せる。

$$H = C_p \rho C_h U (T_s - T_a) \quad (4)$$

$$\lambda E = \lambda \rho C_e U \beta (q_{sat} - q_a) \quad (5)$$

ここで C_p は大気定圧比熱($J kg^{-1} K^{-1}$)、 ρ は大気密度($kg m^{-3}$)、 C_h は顕熱輸送のバルク係数、 U は風速($m s^{-1}$)、 λ は水の気化熱($J g^{-1}$)、 C_e は水蒸気輸送のバルク係数、 β は蒸発散効率、 q_a は大気比湿($g kg^{-1}$)、 q_{sat} は表面温度に対する飽和比湿($g kg^{-1}$)である。

これら(2)~(5)式に、後に述べる表面アルベド A_g 、下向き短波放射量 R_S 、風速 U 、表面温度 T_s 、気温 T_a 、比湿 q_a の推定値、大気の安定度を用いて推定したバルク係数 C_h 、 C_e 、さらに撮像当日について推定した蒸発散効率 β を当てはめて、各熱収支項を画素ごとに計算した。

2.3 基本となる変数の計算および設定

(1) 表面温度 各熱収支項の計算に必要な表面温度 T_s の分布は、TMデータの熱赤外波長域(バンド6:10.4~12.5 μm)の輝度値から推定した。熱赤外バンドの輝度値の較正には、大阪府立水産試験場が大阪湾内で撮像日当日と翌日の10~16時に観測した深さ10cm以内での表層海水温データを用いた。解析対象の撮像当日の大阪湾全域を含む画像から、海水温の日変化の幅が小さく河川からの影響も少ないと思われる水深15m以上の沖合いの海水温観測点に対応する画素の輝度値を読み取った。解析する4つの事例のうち、1990年8月6日の場合に最も多くの点(12ヶ所)で比較可能となった。この日のバンド6の輝度値 V_6 と、各点の海水と同等の放射量を伴う黒体の温度 T_B (K)との間で次の関係式を得た。

$$T_B = 0.408 V_6 + 234.28 \quad (r=0.92) \quad (6)$$

この較正式の傾きは、同様の方法による他の研究の結果(たとえばLathrop and Lillesand, 1987; 富田・佐橋, 1995)に近い。一方、1990年4月16日、6月19日には対照可能な海水温測定点が3~5ヶ所と少なかった。また1988年12月6日の場合には測定点の水温の範囲が狭く、また T_B と V_6 との回帰式の傾きが0.22と、前述した既往の研究結果による値に比べかなり小さくなった。そこで本研究では8月6日に関する(6)式の傾きのみを、他の撮像日にも適用し、それぞれの輝度値を用いて残差が最小になる定数項を決定した。 T_B と表面温度 T_s (K)の間

の換算に用いる各土地被覆表面の射出率は川島(1986)にならいう、水域で0.993、森林では0.986とした。

(2) 森林表面のアルベド 森林表面のアルベドについては、青野ら(1996)と同様の方法により求めた。これはランドサットMSSにおいて0.5~1.1 μm の狭帯域地表面アルベドを算出する中川・大井(1992)の方法を、TMの場合に置き換えたものである。この方法では、Lacis and Hansen(1974)およびLiou and Sasamori(1975)の提案したパラメタリゼーションにより、撮像当時のオゾンおよび水蒸気による吸収とレーリー散乱の効果を考慮しながら、TMデータの絶対輝度から得られる惑星アルベドに対する地表面アルベドの関係を一次式として近似的に求める。そしてこの関係を画素ごとに適用することになる。解析には撮像時刻の大阪における地上気温と水蒸気圧の値、そして当時のオゾン全量(鹿兒島と館野における月平均値の平均)を用いた。

解析の結果、各事例の森林表面のアルベドは平均0.07~0.12と変化していた(Table 1)。また山地の西側斜面よりも東側斜面でアルベドが大きくなる傾向が全ての事例で見られたが、両側の植生のタイプには差がほとんどない。両側の斜面間で森林の反射特性に差がないと考えると、計算の結果得られたアルベドの差は、斜面と太陽の入射方向の影響によって、真上から見た一定面積の斜面が受ける短波放射量が変化して生じたと思われる。本研究では森林表面のアルベドを一定と考え、東西の両斜面で得られたそれぞれの最頻値を平均した値を各撮像日の A_g として(2)式の計算に一律に用いた。

(3) 下向きの短波放射量 上に述べたように、森林全体のアルベドを一定と考えた場合、絶対反射輝度に基づいて計算した画素ごとのアルベドの相対的な変化が、斜面に入射する下向きの短波放射量 R_S ($W m^{-2}$)の画素ごとの違いに対応すると考えられる。これに基づき、森林の斜面に入射する画素ごとの R_S の値を、画素ごとのアルベド計算値 A_{gp} と森林のアルベド平均値 A_g を使って(7)式のように求めた。

$$R_S = \frac{R_{So} \cdot A_{gp}}{A_g} \quad (7)$$

ここで R_{So} は、大阪管区気象台と奈良地方気象台の午前10時の時間別全日射量の平均値である。なお、本研究では森林における反射輝度の高いバンド4の輝度値を対照しながら、画像上で山の陰にあたる(直達日射がない)と判断できた部分における A_{gp} の最大値を計算し、これを(7)式に代入して散乱日射量とした。こうした直達日射のない部分については、この散乱日射量を一律に R_S にあてはめて計算に用いた。

(4) 粗度などの変数の設定 Table 1に、本研究の解

Table 1 Variables and parameters used in estimations of heat fluxes on each day.

(surface parameters)				
reference height; z				21.5 m
mean height of trees; h				11.5 m
zero plane displacement; d_0				9.2 m
roughness length for wind; z_0				1.01m
roughness length for temperature; z_h				0.08m
(meteorological variables)				
dates	Aug. 6, 1990	Jun. 19, 1990	Apr. 16, 1990	Dec. 6, 1988
mean surface albedo; A_g	0.102	0.113	0.103	0.078
downward short wave radiation; R_{So}	684.7	690.3	605.6	354.2 Wm^{-2}
diffused short wave radiation; R_d	218.5	219.9	213.7	196.8 Wm^{-2}
air pressure; P	994.7	1009	1003.9	1016.9 hPa
specific humidity; q_a	16.35	13.45	6.14	3.60 $g\ kg^{-1}$
wind speed*; U	1.1	2.5	1.0	4.8 ms^{-1}

*; mean values interpolated through MATHEW model over forest area.

析に用いた主な変数やパラメータをまとめた。本研究では二度の現地調査(1994年9月, 1996年7月)で得た山頂付近の平均樹高 h (11.5 m) の 10 m 上方すなわち 21.5 m を, 熱収支解析の対象面の高さ z (m) とした。地面修正量 d_0 は Arya (1988) にならい 0.8 h , すなわちここでは 9.2 m と仮定した。また, 本研究では風速の粗度長 z_0 を 1.01 m としたが, これは 1994 年の盛夏時に行った滋賀県内の針葉樹林内における観測において, 中立に近い場合の顕熱輸送のバルク係数 C_h が 0.027 になったことから決めた値である(観測方法については, 文字ら(1994)を参照)。森林における温度の粗度長 z_h は Garratt (1978) にならい $z_0/12$, すなわち本研究では 0.08 m とした。

(5) 比湿 本研究では, 1930 年代に観測されていた午前 10 時の大阪市内と生駒山麓(四條畷市田原)における各月の平均相対湿度と平均気温, ならびに大阪市内における水蒸気圧の最近の都市効果(巖, 1994)に基づいて, 市街地-森林間の比湿の平均的な差を月ごとに計算した。そしてこれを大阪と奈良における撮像当時の観測値による比湿の平均に加えた値を森林内で一律に用いた (Table 1)。

(6) 気温分布 本研究では地上からの高さにより山頂の観測値を補正し, さらにこれに基づいて気温の地理的分布を海拔高度に従って内挿した。最初に尾根近くの開けた草地上にあるアメダス生駒山観測所での観測値を $z = 1.5$ m における気温, TM データにより得られたその場所の表面温度を温度の粗度長 z_h の高さ (0.08 m) における気温と考える。ここで気温の鉛直プロファイルが対数分布しており, z_1, z_2 と異なる地上高の気温 $T_a(z_1), T_a(z_2)$ を用いた $\{T_a(z_1) - T_a(z_2)\} / (\ln z_1 - \ln z_2)$ の値が観測所周辺で一定と仮定し, 観測所における高さ 21.5 m における気温を外挿した。次に海拔高度に対する気温の変化率をアメダス生駒山観測所と大阪管区気象台の気温の観測値から把握し, 海拔高度の分布に応じて

21.5 m の高さの気温分布を内挿した。海拔による気温分布の内挿方法は青野ら(1996)に準じた。

(7) 風速分布 バルク法による熱収支の推定では, 水平風速が重要な変数になる。ところが生駒山周辺のように地形が複雑な地域では風速を一樣と見なすことができない。そこで本研究では, こうした地域でもよく適用される風速分布の内挿方法の一種である変分法を用いることにした。一般的にマスコン(Mass Consistent)モデルとも呼ばれるこの方法は, 理論的には Sasaki (1958) によって開発されたもので, 一定の厚さの境界層よりも下の高度に設けた各格子点で流れの質量保存則が満たされるように, 観測値から得られた流れの場全体を変分しながら修正させる方法である(詳細については鈴木(1992)を参照)。このモデルは用いる境界条件により Dickerson (1978) の MASCON モデルや Shermann (1978) の MATHEW モデルがあるが, 本研究では後者を用いた。

風速分布の内挿では, 生駒山を中心に東西 45.8 km, 南北 36.8 km と熱収支解析の対象地域よりもかなり広い領域を考えた。この領域内に東西 2290 m, 南北 1840 m 間隔 (21 × 21 格子), 鉛直方向では 200 m 間隔に格子点を設定した。Shermann (1978) はこのモデルを最大 1450 m の高度までについて適用しているが, そこで使われた格子の鉛直方向の間隔が 50 m と短いことから, 本研究ではさらに 200 m (一段に相当) だけ格子の並びを増やして, 1620 m の高さまでを考慮し, これを境界層の高さと考えた。地上で 4 つの格子点により囲まれる面積は, 国土数値情報の基準地域区画メッシュ 4 つ分に相当する。

この領域内に位置する生駒山と周辺 6 ケ所(大阪, 堺, 豊中, 枚方, 奈良, 田辺)のアメダス観測点による風速の観測値を用いて, まずそれぞれの格子点における風速の東西・南北成分を, 各観測点からの距離の 2 乗の逆数の和により重みづけた平均値として求めた。風速成分の

地上からの高さによる変化は、1/5乗則により推定した。このときの鉛直成分は、風が斜面に対し平行に吹くと仮定して水平成分を基に計算した。

MATHEWモデルは、こうして得られた風速分布を地形に合わせて、より滑らかにするための内挿方法である。このモデルでは、こうして求めた風系の東西、南北、鉛直の成分(u_0, v_0, w_0)に海拔高度の情報を加えて修正した成分(u, v, w)が求められる。その際に、i) 各格子点上で質量保存則が成り立つ、すなわち、

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

さらに、ii) 体積 V について積分して得られる修正量の総量 E_r

$$E_r = \int_V [\alpha_1^2 (u-u_0)^2 + \alpha_1^2 (v-v_0)^2 + \alpha_2^2 (w-w_0)^2] dV \quad (9)$$

が最小になる、という2つの束縛条件をかける。ここで α_1, α_2 はそれぞれ水平の修正成分と鉛直の修正成分との比を表す重み係数である。Shermann (1978)は中立条件下の α_1^2/α_2^2 の値を 10^{-4} としているが、実際にこれを確かめることは難しく、本研究では大気が不安定な事例を扱うことが多いことから、ここでは α_1^2/α_2^2 を0.01とした。この後の推定の手順としては、上の(9)式をラグランジェの未定乗数 λ_c が入った式に改め、さらにその両辺を微分した形式

$$\begin{aligned} \delta E_r(u, v, w, \lambda_c) = & \int_V \left[2\alpha_1^2 (u-u_0) - \frac{\partial \lambda_c}{\partial x} \right] \delta u \\ & + \left[2\alpha_1^2 (v-v_0) - \frac{\partial \lambda_c}{\partial y} \right] \delta v + \left[2\alpha_2^2 (w-w_0) - \frac{\partial \lambda_c}{\partial z} \right] \delta w \\ & + \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] \delta \lambda_c \Big] dx dy dz \\ & + \int [\lambda_c \delta u] dy dz + \int [\lambda_c \delta v] dx dz \\ & + \int [\lambda_c \delta w] dx dy \end{aligned} \quad (10)$$

の右辺各項(第一項の大括弧内の4つの各項を含む)が全て0となるように、つまり E_r の極小にあたるように格子点ごとの修正後の成分(u, v, w)を変分しながら解いた。

Fig. 2に強風時(1990年6月19日)と弱風時(1990年4月16日)における、MATHEWモデルによる修正後の水平風速分布をベクトルにより示す。6月の場合には森林全体における平均風速は 2.5 m s^{-1} と強く、海拔を考慮したことにより山地の特に尾根付近では 3 m s^{-1} 以上の風速が推定された。また標高が400m以上と高い地域を避けるように、回り込むような風ベクトルが推定結果に現れた。ここでは、各撮像日について得られた風速分

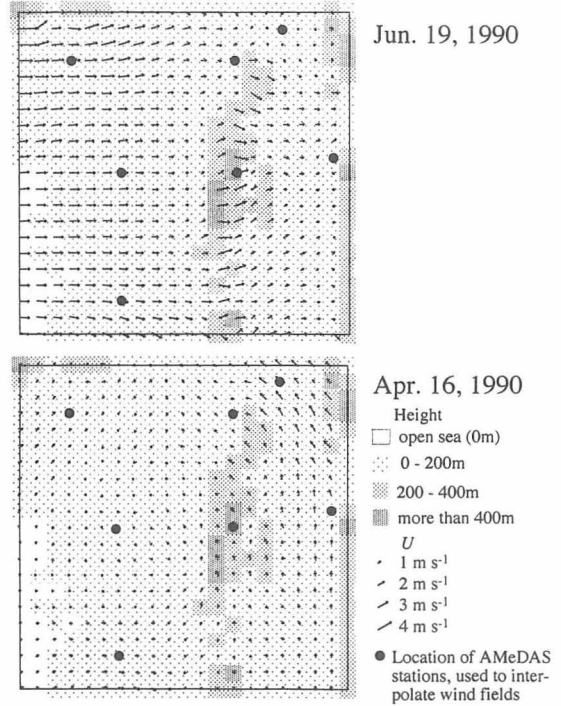


Fig. 2. Wind fields interpolated using MATHEW model at 0950 JST on Jun. 19 and Apr. 16, 1990. The intervals of grid points are 2290 m in E-W and 1840 m in N-S arrays.

布結果のうち、 $z=21.5 \text{ m}$ における格子点ごとの水平風速をもとに最終的な内挿を行った。そして4つの格子で囲まれた長方形を対角線で二分した三角形の面を使ってTMデータの画素ごとの風速内挿値を求めた。

2.4 バルク係数と顕熱フラックスの推定

顕熱フラックス H の計算では、画素ごとにあらかじめ計算した風速 U 、表面温度 T_s 、気温 T_a を(4)式に代入することになる。また顕熱輸送のバルク係数 C_h については大気の安定度により補正した画素ごとの値を用いる。風速プロファイルの普遍関数積分値 Ψ_m 、温度プロファイルの普遍関数積分値 Ψ_h を使うと、 C_h は次のように表すことができる。

$$C_h = \frac{\kappa^2}{[\ln\{(z-d_0)/z_0\} - \Psi_m] \cdot [\ln\{(z-d_0)/z_h\} - \Psi_h]} \quad (11)$$

ここで κ はカルマン定数(本研究では0.41を使用)である。 z, d_0, z_0, z_h については前述した値(Table 1)を適用した。 Ψ_m, Ψ_h の計算には、大気安定度のパラメータ ζ を求める必要がある。画素ごとの Ψ_m, Ψ_h の計算に際しては、 T_a, T_s, U を用いてバルクリチャードソン数を求め、それを基に ζ を推定し、さらにこれをPaulson

(1970) による普遍関数積分値の計算式に当てはめる方法を用いた(詳細については青野ら(1996)を参照)。

2.5 蒸発散効率と潜熱フラックスの推定

ここでは潜熱フラックス λE の計算に用いるバルク係数 C_e を C_h と同じと仮定した。 λE を(5)式で評価するのに必要な蒸発散効率 β は、金子・日野(1994)にならって森林地域における気孔開度 β_s と画素ごとに計算できる蒸発散面積率 α_{NDVI} の積として表されるものとした。

α_{NDVI} は、正規化差植生指数 NDVI から求める。 TM の場合、 NDVI は赤色波長光バンド 3 と近赤外波長光バンド 4 の輝度値から計算され、植生が多い画素ほど +1 に近い値で評価される。 α_{NDVI} は上空から見える蒸発散可能な被植面積の割合を示すもの(金子・日野, 1994)で、あらかじめ計算した各画素の NDVI を次のように正規化して求める。

$$\alpha_{NDVI} = \frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_{100} - NDVI_0} \quad (12)$$

ここで $NDVI_0$ は蒸発散面積率を 0% と考えた地点の NDVI の値で、本研究では市街地における最低値に近い -0.1 を全画像で共通に用いた。また $NDVI_{100}$ は同じくこれが 100% と考えられた地点の NDVI の値で、森林における最高値(6月は 0.75, 8月は 0.70, 4月および 12月の場合は 0.50)とした。

気孔開度 β_s は $(R_n - G)$ と $(H + \lambda E)$ との残差分を分析することにより最終的に決定した。具体的には $(R_n - G)$, H , さらに $\lambda E / \beta_s$ (計算上は $\beta_s = 1$ とした λE) を画素ごとに計算し、うち $\lambda E / \beta_s$ に様々な値の β_s を掛けて画素ごとの熱収支の残差 $(R_n - G) - (H + \lambda E)$ を求め、この残差分の、 $(H + \lambda E)$ の分散に対する相対比 r_s を最小とするような β_s を見いだすものである。青野ら(1996)は森林全体について上記の解析を行い、平均

的な β_s を決定した後、森林全体について一律に適用した。しかしながら、 β_s は同じ山地内でも場所により異なるとも考えられる。実際にこれを適用すると、森林全体の熱収支項の平均値の残差は少なくなるものの、画素ごとに見れば依然誤差が大きな場合も多く残る。

本研究では画素ごとに見た熱収支項の残差もなるべく減らす目的で、顕熱フラックス H の計算値に 4 つの階級区分(100~200, 200~300, 300~400, 400 $W m^{-2}$ 以上)を設け、それぞれの区分別に、上記の方法を適用して β_s を決定した。なお、中立に近く 100 $W m^{-2}$ 以下の顕熱フラックス H を伴う画素については、表面温度や気温の小さな推定誤差が β_s の評価結果を大きく左右する可能性がある。従って、これらの画素は β_s の決定のための解析から除外し、 λE の計算の際には $H = 100 \sim 200 W m^{-2}$ の区分で求めた β_s の値をそのまま適用した。

3. 結果及び考察

3.1 純放射量・地中熱フラックス

本研究では純放射量 R_n と地中熱フラックス G について、 $R_n - G$ とした 1 つの値により表す。 Table 2 にはこれを含めた各熱収支項の森林全体における平均値を示す。 $R_n - G$ の平均値は 8月 6日 が最も大きく 527 $W m^{-2}$, 6月 19日 で 466 $W m^{-2}$, 4月 16日 で 419 $W m^{-2}$, 12月 6日 には 234 $W m^{-2}$ であった。 R_n 及び G の値は Table 2 にある通りである。

Table 2 Mean values of estimations of heat budget terms and moisture availability β on each day.

dates	R_n ($W m^{-2}$)	G ($W m^{-2}$)	$(R_n - G)$ ($W m^{-2}$)	H ($W m^{-2}$)	E ($W m^{-2}$)	β
Aug. 6, 1990	573	46	527	159	350	0.30
Jun. 19, 1990	506	41	466	246	233	0.15
Apr. 16, 1990	455	36	419	158	272	0.53
Dec. 6, 1988	254	20	234	129	108	0.37

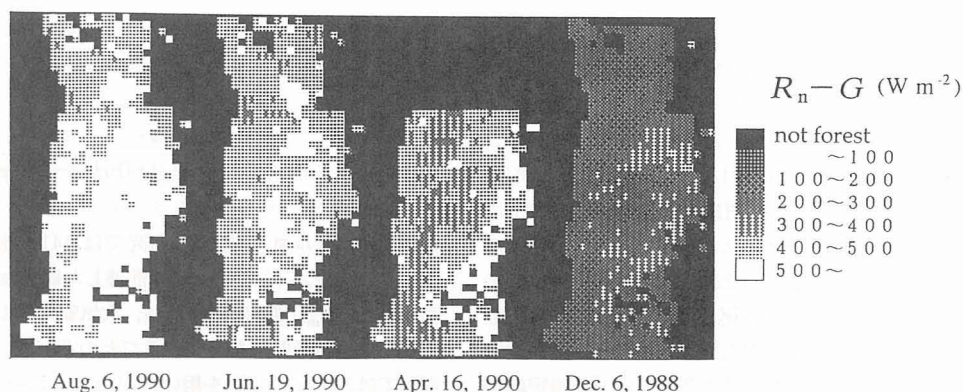


Fig. 3. Distribution of estimated $R_n - G$ for each day.

Fig. 3 に各事例について推定した $R_n - G$ の分布を示す。いずれの場合も山地を南北に走る尾根線より東側の斜面で大きくなっている。たとえば8月の場合には、計算値が 500 Wm^{-2} 以上の範囲が東側斜面のほぼ全体を覆った。これは前にも述べたように、真上から見た単位面積当りの斜面が受けた R_s の差に起因するものである。この東西間差は撮像当時の太陽高度によって変化した。太陽高度が 60° の6月19日には東西差が平均 36 Wm^{-2} 、 55° の8月6日で 65 Wm^{-2} 、 53° の4月16日で 75 Wm^{-1} となり、太陽高度が低いほど広がる傾向にあった。

ただし太陽高度が 27° と最も低い12月6日の場合は 58 Wm^{-2} とその差が再び小さくなるが、これは山の陰に当たる部分の下向き短波放射量 R_s として一定の散乱日射量 (197 Wm^{-2}) を適用したことによる。他の事例と異なり、この日は山地の陰となっている範囲が西側斜面のみならず東側でも存在したことから、下向き短波放射量 R_s の東・西斜面間の差が小さくなった。

3.2 顕熱フラックス

森林全体で計算した顕熱フラックス H の平均値は8月6日で 159 Wm^{-2} 、6月19日で 246 Wm^{-2} 、4月16日では 158 Wm^{-2} 、そして12月6日には 129 Wm^{-2} とかなり変化した (Table 2)。顕熱輸送のバルク式 (4) から分かるように、計算上は風速の強弱が H の値をかなり左右する。4つの事例のうち最大の H が得られた6月19日には、森林全体で平均して 2.5 ms^{-1} の風速 U の内挿値を用いたことから、これが 1 ms^{-1} 前後と小さい4月、8月の事例に比べ、顕熱フラックスが大きくなった。12月6日の風速内挿値は平均して 4.8 ms^{-1} とかなり大きい、気温と表面温度の差 ($T_s - T_a$) が他の事例に比べてきわめて小さく、結果として、顕熱フラックス H が小さくなった。また、今回求めた8月6日の H ならびに潜熱フラックス λE の平均値は前報 (青野ら, 1996) での同日の計算結果に対して 100 Wm^{-2} 程度異なる。両者の

違いについては3.4節で述べる。

Fig. 4 に、各撮像日における顕熱フラックス H の推定分布を示す。いずれの事例も西側斜面でより東側斜面で H が大きくなる傾向が見られた。6月19日の場合、東側斜面の半分以上が 300 Wm^{-2} 以上の範囲、風速の強い山頂付近では 400 Wm^{-2} 以上となった。これに対して西側斜面は $100 \sim 200 \text{ Wm}^{-2}$ の範囲でほとんど占められた。全般に風の弱い8月6日の場合にも東・西斜面間でコントラストは見られるが、6月19日ほど顕著ではない。4月16日の場合は風速の強い尾根付近で 200 Wm^{-2} を超えるものの、大部分の画素では 100 Wm^{-2} 台の推定結果となっておりコントラストは余り見られない。12月の場合には西側斜面のほぼ全域で 100 Wm^{-2} 以下と評価されているのに対し、東側では 200 Wm^{-2} を越える部分も見られた。総じて見ると、風速の強い場合 (特に6月) には、弱い場合 (8月、4月) に比べて、顕熱フラックス H の推定分布に東西斜面間のコントラストが顕著に現れている。風速がこの程度の範囲内で増加した場合、バルク係数 C_h は幾分小さくなるものの、表面温度と気温の差 ($T_s - T_a$) が同じであれば、 H は結局大きく評価される。東西斜面間に同程度の ($T_s - T_a$) の値のコントラストがあっても、風速次第で H のコントラストが変化することを反映している。したがって風速分布の内挿精度はフラックスの推定精度を大きく左右することになる。風速の内挿精度および顕熱フラックスの推定精度については3.4節で考察する。

3.2 潜熱フラックス

各撮像日において決定した蒸発散効率 β の平均値は、8月6日で0.30、6月19日で0.15、4月16日で0.53、12月6日で0.37と大きく変化した。 β の推定値の変化の原因や、この気象条件との関係については後に考察する。最終的に決定した β を用いた潜熱フラックス λE の計算値の平均は8月6日には 350 Wm^{-2} 、6月19日で

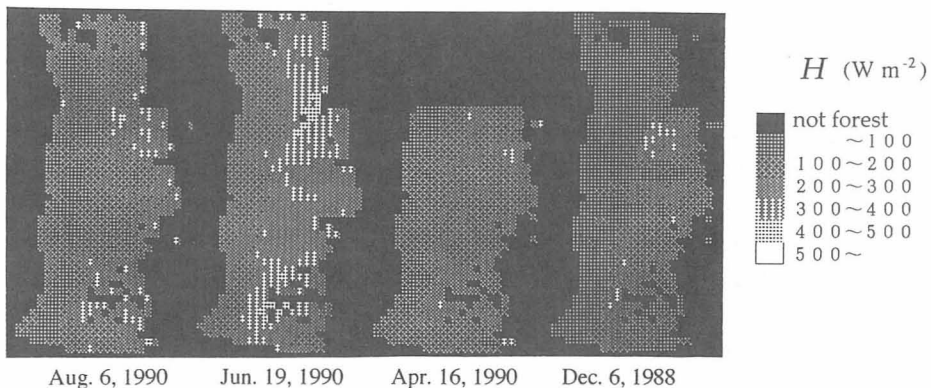


Fig. 4. Distribution of the sensible heat flux H estimated for each day.

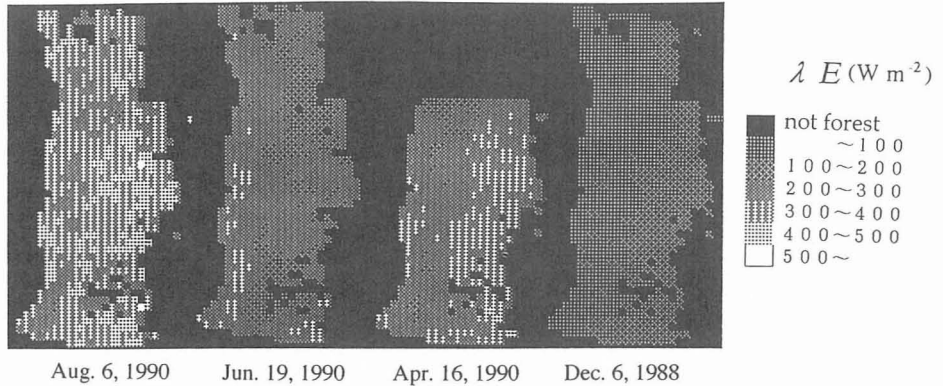


Fig. 5. Distribution of the latent heat flux λE estimated for each day.

233 W m^{-2} , 4月16日には 272 W m^{-2} , 12月6日には 108 W m^{-2} となり, 夏季の方が冬季に比べ大きくなった。

Fig. 5に, 解析した4つの事例に関する潜熱フラックス λE の推定分布を示す。8月の場合には山地のほぼ全域で 300 W m^{-2} 以上となり, また 300 W m^{-2} 以下の範囲の多くは尾根よりも西側に見られ, 顕熱フラックスと同様に東側斜面の方が相対的に大きくなるコントラストが見られた。4月の場合にも, 300 W m^{-2} 以上の範囲で覆われた東側斜面の方が $200 \sim 300 \text{ W m}^{-2}$ となった西側よりも大きくなっている。12月でも値自体は小さいものの, 東西斜面間の差の同様の傾向は見られる。

これに対して6月19日の場合には, 逆に西側斜面で潜熱フラックスが高く評価されている。これは後にも述べるが, 山頂, 尾根部分を中心に風速の内挿値が実際よりも大きくなり, これが顕熱フラックスの推定値自体, さらに東西斜面間の差の過大評価を引き起こし, $R_n - G$ の東西間の差を上回った結果により, 計算上こうした推定分布になったことによる。

3.4 推定方法・精度の検討

Fig. 6に各熱収支項の森林全体で計算した平均値を, 比較のため柱状グラフにより示す。各事例とも平均値の残差は 20 W m^{-2} 以内となった。1990年の3つの事例のうち, 6月19日については潜熱フラックス λE より顕熱フラックス H の占める割合が比較的大きくなったが, これは前にも述べたように, 森林全体の風速内挿平均値が 2.5 ms^{-2} と大きく, H の推定値がかなり大きくなったことによる。

ところで前報(青野ら, 1996)において述べた結果では, 1990年8月6日の同地域における顕熱フラックス H の平均値が 269 W m^{-2} となり, 本研究での結果はこれより 110 W m^{-2} 小さい。この両者の違いは, 主として式(4)の顕熱のバルク輸送係数 C_h が, 本研究の方では全般的に小さかったことに起因する。これは中立時の C_h を前

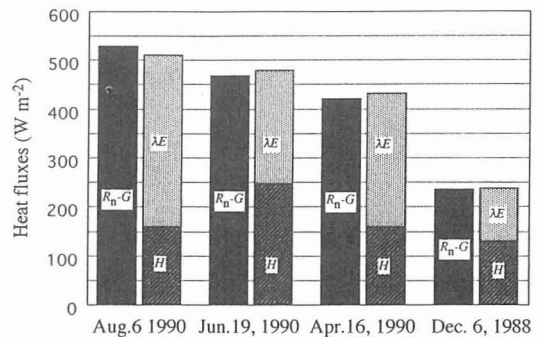


Fig. 6. Comparison of the mean values of $R_n - G$ and $H + \lambda E$ for each day.

報での場合(0.05)より小さな値(0.027)に設定したことに加え, 本研究の z, z_0, z_h を, より一般的な値に改めて設定したことから, 仮に T_s と T_a の差が広がり不安定の度が増しても C_h が前報の場合ほど増加しなかったことによる。一方, $R_n - G$ については前報の結果とそれほど変わらない。本研究では水蒸気のパルク輸送係数 C_e を C_h と同じ値と仮定しており, また潜熱フラックス λE や蒸発散効率 β については残差分散を解析することにより最終的に決定していることから, λE や β の値は, H とは逆に前報での場合に比べて大きく評価される結果となった。

画素ごとの残差の大きさを確認するために, 4つの事例について $(R_n - G)$ と $(H + \lambda E)$ の散布図を描いた (Fig. 7)。プロットが重なり判別し難いが, 8月, 6月, 4月の場合には, プロット群が東・西斜面でいずれも 1:1 の直線付近に集中した。残差の RMS は, 6月19日で 84 W m^{-2} と最も小さく, 4月16日で 99 W m^{-2} , 8月6日で 126 W m^{-2} となった。12月6日の場合, $R_n - G$ のプロットが約 100 W m^{-2} 以下で途切れているように見えるが, これは R_n の計算に用いた下向き短波放射量 R_g に

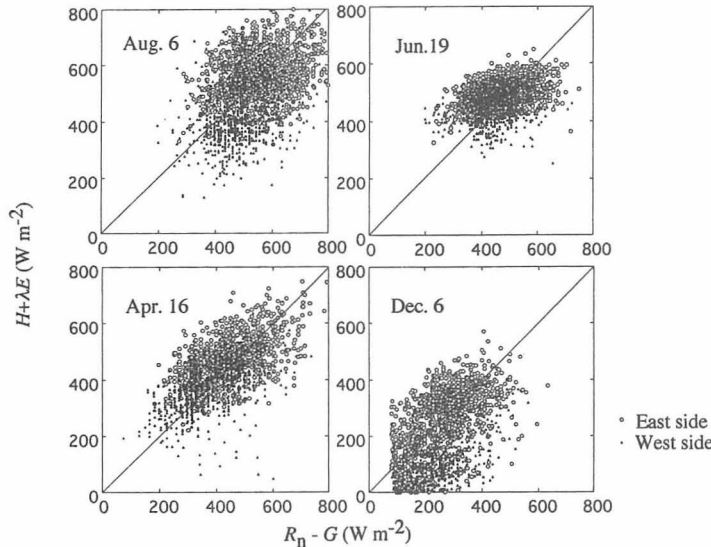


Fig. 7. Scatter diagram of $R_n - G$ versus $H + \lambda E$ on the pixel base.

一定の散乱日射の値(197 W m^{-2})を用いたことによる。また、特にフラックスの小さな領域では残差が多くなっており、残差のRMSも 135 W m^{-2} と他の3事例より大きくなった。

前にも述べたように、本研究では画素ごとの熱収支項の残差を減少させる目的から、顕熱フラックス H で分けた4つの階級区分ごとに β_s を決定し、これを潜熱フラックス λE の計算に用いている。森林全体で一定の気孔開度 β_s を決定して潜熱フラックス λE を求めた場合と比較すると、今回用いた方法による熱収支項の残差のRMSはいずれも小さい。残差のRMSの減少は8月6日が 91 W m^{-2} と最も多く、その他の全ての事例については $15 \sim 42 \text{ W m}^{-2}$ の範囲となった。

この解析における熱収支項推定値の残差はさまざまな理由により生じたと考えられる。計算の過程に注目すると、まず熱収支計算のための基本的なデータである風速、気温の推定方法の精度が問題となる。風速については複雑地形地で滑らかな風速分布を得る目的から、変分法による内挿を試みたわけである。ここでアメダス観測点の位置に当たる格子点で得られた最終的な風速の内挿値を、変分法を適用する前の初期値と比較してみた。その結果、大阪市など平地にある点や、奈良市といった山地の麓に位置する点では両者の風速の差は 0.3 ms^{-1} 以内と比較的小さいことが分かった。生駒山頂における両者の比較の場合も、平均して 1 ms^{-1} 程度と風の弱い事例(1990年4月16日、8月6日)では、他の地点と同様の差しか認められなかった。しかしながら 2 ms^{-1} を越えた1990年6月19日、1988年12月6日の内挿値は初期値に対し、

それぞれ1.4, 1.6倍(差は各々1.0, 2.5 ms^{-1}) 過大評価されていた。このように風速の内挿値が観測された値よりも大きくなると、6月19日のように表面温度と気温との差が大きな場合ほど、顕熱フラックスの過大評価が生じることになる。6月19日に関する計算の過程で変分法による風速分布内挿値をすべて1.4で除し実際に近い値を用いると、山地全体で顕熱フラックスは平均 31 W m^{-2} 少なくなる。6月19日の場合には、顕熱フラックスが最高この程度まで過大評価されている可能性が高い。

一方、気温については本研究の解析では画素ごとの海拔高度を用いた内挿にとどまっている。前に述べたように、撮像が午前中であることから

尾根の西側では斜面に入射する短波放射が小さくなり、加えて太陽高度が低い季節には直達日射の当たらない範囲が現れる。これによる東西斜面間の温度差は表面温度 T_s のみならず気温 T_a にも存在した可能性がある。両者の差($T_s - T_a$)はバルク式(4)においては直接顕熱フラックス H の計算に掛かることから、少しの T_a の内挿誤差でも H の推定誤差につながる。

気温の内挿の基準点の1つとしたアメダス生駒山観測所のある画素は、今回用いた4画像全てで直達日射があったことが確かめられた。気温 T_a の東西間差の影響を検討する目的で、西側斜面にあたる画素の気温を一定値引き下げ、その時の熱収支項の残差のRMSを求めてみた(ただし顕熱フラックス H の各区分に対応する気孔開度 β_s については、そのままの値を用いた)。その結果、最も太陽高度の低かった12月6日の場合には、東側の同海拔の画素での気温の値に対して西側の気温を $2.0 \text{ }^\circ\text{C}$ 低くした場合に残差のRMSが 39 W m^{-2} 減少し、最小値を示すことがわかった。他の事例でも尾根の西側の気温として $0.2 \sim 1.2 \text{ }^\circ\text{C}$ 低い値を用いることにより残差のRMSは減少したものの、その量は $2 \sim 13 \text{ W m}^{-2}$ に過ぎなかった。今回の推定方法では、太陽高度が低く西側斜面の広い範囲で直達日射のなかった場合に内挿された気温が実際以上に高くなり、これが($T_s - T_a$)の値の減少、さらには顕熱フラックスの過小評価につながったと言える。このように解析に用いる気温の取扱いについては、海拔高度の他に、斜面への入射が及ぼす影響に対しても留意する必要があることがわかった。

3.5 蒸発散効率の変化

前にも述べたように、蒸発散効率 β の森林全体で計算した平均値は、結果的に0.15~0.53の間で大きく変化した。近藤ら(1994)が示した夏季の森林の例では $\beta=0.26$ となっているが、本研究における8月6日の値(0.30)自体はこれに近い。こうした β の推定値の大きな変化が生じた理由について事例ごとに把握する必要がある。

Table 3に各撮像日の β ならびに β_s の平均値と、その変化に関係すると思われる主な気象要素をまとめた。本研究では β を蒸発散可能な面積の割合 α_{NDVI} と気孔開度 β_s との積と定義したが、このうち α_{NDVI} については、撮像日ごとのNDVIの最大値、最小値の範囲内で相対化した蒸発散面積率としてここでは扱った。このため、 α_{NDVI} の値は撮像日ごとの β の相対的な地理的变化には影響する。しかし対象領域がアカマツを中心とした森林であるため、植生量のパターンは季節変化があまりなく撮像日間の β の変化には直接影響しなかったと考えられる。

これに対して気孔開度 β_s の変化については、まず前の項で述べた6月19日における風速分布の内挿値の過大評価、12月6日における尾根西側斜面の気温の過大評価の影響を除去することで正確な考察が可能になる。6月19日の場合には山地風速の過大評価が実際以上に高い顕熱フラックス、さらには小さな β あるいは β_s の推定値につながった。前節ではこの理由により顕熱フラックスが最高 31 W m^{-2} 過大評価された可能性があるとしたが、仮にこれに基づくと β は0.17(β_s は0.21)と概算される。

一方、12月6日の場合は6月19日、8月6日に比べて β が0.37と大きくなっているが、通常こうした冬季に蒸発散効率が夏季より大きくなるとは考え難い。これは前にも述べたように西側斜面の気温に実際より高いと思われる値を用いたことから、西側のほぼ全体の顕熱フラ

ックス H が小さく評価され、 β の過大評価に至ったことによる。先に記したように、東側に比べ全般に 2.0°C 低い気温を用いて β を概算してみると、森林全体の平均値は0.18(β_s は0.25)となり、大きく減少する。

β_s の値に影響し得る要素としては、湿度、日射量、風速などが考えられる。本研究の夏季の2事例の β_s は8月6日で0.35、6月19日で0.21(顕熱フラックスの過大評価の補正後)である。この両事例の日射量は共に $680 \sim 690 \text{ W m}^{-2}$ とほぼ同じであった。これに対し森林全体で計算した相対湿度の平均値は8月6日が72%で、6月19日の67%より幾分高くなっている。これに加えて6月19日の場合は風速の過大評価分を差し引いても、8月6日に比べればまだこれが強い条件下にある。矢吹・宮川(1970)は、風速が約 0.5 m s^{-1} 以上の範囲内で強くなるに従い、植物の気孔開度が減少する可能性を指摘した。夏季の2事例の β ならびに β_s の差は、こうした植物側の反応も一因となって生じた可能性もある。

4月16日の β は0.53、 β_s は0.78と4事例中最も大きくなった。この日を山地全体の平均風速が同じで、また日射量も 100 W m^{-2} 程度しか変わらない8月6日とで比較すると、撮像前日までの降水量の点が最も異なっていた。当日の相対湿度は4月16日で70%、8月6日で72%と大差はなかった。しかしながら4月16日の場合、撮像前日まで3日間連続して合計24mmの降水があり、日照時間もこの時期で計8時間と少なかったのに対し、8月6日の場合には撮像日まで8日間降水がなく晴天続きであったため、両者には森林全体の乾燥の度合の点で相当な差があったものと推察される。8月6日、4月16日の事例の間にみられた β の差は、こうした森林全体の乾燥状態の差によって生じた可能性が高い。

気温の内挿誤差による顕熱フラックスの過小評価を補正して得られた12月6日の β_s は0.25であったが、日射量が少ないこうした季節における値としては、これで

Table 3 Mean values of moisture availability β and stomatal aperture β_s in the forest, and some meteorological factors averaged over the forest area when remote sensing was done. β and β_s are corrected after eliminating over- and understimation of sensible heat fluxes on Jun. 19, 1990 and Dec. 6, 1988 respectively.

dates	Aug. 6, 1990	Jun. 19, 1990	Apr. 16, 1990	Dec. 6, 1988
(moisture availability β)				
without correction	0.30	0.15	0.53	0.37
with correction	—	0.17	—	0.18
(stomatal aperture β_s)				
without correction	0.35	0.18	0.78	0.49
with correction	—	0.21	—	0.25
(variables when TM data was sensed)				
relative humidity (%)	72	67	70	63
downward solar radiation (W m^{-2})	684.7	690.3	605.6	354.2
wind speed (m s^{-1})	1.1	2.5	1.0	4.8
air temperature ($^\circ\text{C}$)	27.1	25.2	12.0	5.9

もなお過大評価されている可能性がある。

本節の内容をまとめると、1) 蒸発散効率 β の値は 1ms^{-1} 内外の風の比較的弱い夏季では0.30程度であること、2) 夏季では大気湿度が減少するほど、また風速が強いほど β が小さくなる傾向のあること、3) β は降水などの影響による森林全体の乾燥の状態でも変化し、湿潤な条件下では β が大きな値として評価される傾向があること、4) 日射量や風速ともなって変化する β の定量的な把握、ひいては熱収支分布自体を高い精度で推定するためにも、山地の気温や風速の分布の内挿に、より細心の注意を払う必要があること、の4点に集約することができる。

4. ま と め

本研究では、ランドサットTMデータと地上気象観測値とを併用しながら、複雑地形地にある森林の熱収支を推定し、気象条件によるこれらの変化を考察した。顕熱・潜熱フラックスの推定には、それぞれに関するバルク輸送式を用いた。山地における風速分布の内挿には、変分法の一つMATHEWモデルを適用した。

顕熱フラックスの推定値は、山頂付近で 3ms^{-1} 以上の風速の下で、夏季には 200Wm^{-2} を超えたが、これが冬季になると 130Wm^{-2} 程度となった。また山地の平均風速が 1ms^{-1} 内外と比較的弱い場合には、夏季でもこれが 160Wm^{-2} 程度に収まった。推定結果は、各撮像日における表面温度-気温差と風速によって大きく左右された。また、斜面に対して入射する日射量が多い東側斜面では、西側より顕熱フラックスが高くなるコントラストが見られ、これは風速が強くなるほど顕著となった。

一方、潜熱フラックスの推定値は、8月の盛夏時には 350Wm^{-2} と4事例中最大に、また冬季にはこれが 100Wm^{-2} 程度と最も少なくなった。結果的に強風時には潜熱フラックスが減少する傾向が得られた。潜熱フラックスの計算に必要な蒸発散効率 β の平均値は、乾燥した風の弱い夏季においては0.3程度、また日射量・風速がほぼ同じでも森林が湿潤な場合はこれよりも大きくなることがわかった。

今回の解析では、強風時における山頂・尾根付近の風速、また直達日射の少ない側の斜面における気温に関する内挿精度に問題が見られ、これが顕熱・潜熱フラックスや β の推定値に影響を及ぼした。撮像時や撮像前の諸条件と各熱フラックスや β の変化との関係の定量的な把握にとって、さらに多くの事例の解析もさることながら、解析に使う気象要素、とくに風速と気温の分布の内挿計算のさらなる精度の向上も必要である。

引用文献

- 青野靖之・神田英之・張 暁川・文字信貴, 1996: ランドサットTMデータを用いた山地森林の熱収支解析. 農業気象, **52**, 221-231.
- Arya, S. P., 1988: Introduction to micrometeorology. p. 151, Academic Press.
- Brutsaert, W., Hsu, A. Y. and Schmugge, T. J., 1993: Parameterization of surface heat fluxes above forest with satellite thermal sensing and boundary-layer soundings. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 909-917.
- Dickerson, M. H., 1978: MASCON-a mass consistent atmospheric flux model for regions with complex terrain. *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 241-253.
- Garratt, J. R., 1978: Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*, **104**, 491-502.
- 金子大二郎・日野幹夫, 1994: TM植生指標と気象台ルーチンデータを用いた広域森林における熱収支の算定法の提案と検討. 水文・水資源学会誌, **7**, 10-21.
- 川島茂人, 1986: 航空機MSSデータによる地表面熱収支分布の評価. 天気, **33**, 333-344.
- 近藤純正編著, 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支. p.229, 朝倉書店, 東京.
- 古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治・吉野正敏・星 仰・武田 要・関 利孝, 1984: ランドサットデータによる土地利用区分と広域蒸発散量算定手法の開発に関する研究. 筑波大学水理実験センター報告, **8**, 57-66.
- Lacis, A. A. and Hansen, J. E., 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's surface. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.
- Lathrop, Jr. R. G. and Lillesand, T. M., 1987: Calibration of thematic mapper thermal data for water surface temperature mapping: Case study on the Great Lakes. *Remote Sens. Environ.*, **22**, 297-307.
- Liou, K.-N. and Sasamori, T., 1975: On the transfer of solar radiation in aerosol atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2166-2177.
- 文字信貴・鯉谷 憲・奥田純二, 1994: 針葉樹林の蒸発散効率の測定. 日本農業気象学会 1994年度全国大会講演要旨, 266-267.
- 中川清隆・大井祐成, 1992: 新潟県長岡市街地およびその周辺におけるLANDSAT/MSS波長域地表面アルベドの分布とその季節変化. 地理学評論, **65A**, 769-790.
- Paulson, C. A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl.*

- Meteorol.*, 9, 857–861.
- Sasaki, Y., 1958: An objective analysis based on the variational method. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 36, 77–88.
- Shermann, C. A., 1978: A mass-consistent model for wind fields over complex terrain. *J. Appl. Meteorol.*, 17, 312–319.
- 鈴木基雄, 1992: 変分法による風系推定モデル. 大気環境シミュレーション—大気の流れと拡散—, p. 112–131, 白亜書房, 東京.
- Swinbank, W. C., 1963: Long-wave radiation from clear skies. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*, 89, 339–348.
- 富田圭一・佐橋 謙, 1995: LANDSAT-TM熱赤外バンドデータと実測水表面温度との比較. 日本気象学会関西支部大会講演要旨, 11–14.
- 巖 香姫, 1994: 大都市における湿度の変化に関する気候学的研究. 大阪府立大学農学研究科博士論文, 117 pp.
- 矢吹万寿・宮川秀夫, 1970: 風速と光合成に関する研究 (第2報) 風速と光合成の関係. *農業気象*, 26, 137–141.