

E-3 熱帯林の環境形成作用の解明に関する研究

(1) 熱帯林の微気候形成作用の解明に関する研究

研究代表者 森林総合研究所森林環境部気象研究室 谷 誠

農林水産省 林野庁 森林総合研究所

森林環境部 防災科	気象研究室	谷 誠・大谷 義一・渡辺 力
	森林災害研究室	岡野 通明
	防災林研究室	山野井克己
水土保全科	水流出管理研究室	野口 正二
	治山研究室	三森 利昭

環境庁 国立環境研究所

地球環境研究グループ	上席研究官	古川 昭雄
	森林減少・砂漠化研究チーム	可知 直毅（現在、東京都立大学）

マレーシア森林研究所

Abdul Rahim Nik
Zulkifli Yusop
Baharuddin Kasran
Saifuddin Sulaiman
Chan Hung Tuck
Yap Son Kheong

マレーシア農科大学

Muhammad Awang
Ahmad Makmom Abdullah

平成5～7年度合計予算額 49,904千円

（平成7年度予算額 15,323千円 国立環境研究所7,576千円、森林総合研究所7,747千円）

[要旨]

気候形成作用にかかわる、森林の微気象要素、森林-大気間のエネルギー・水・二酸化炭素などの交換量について、マレーシアのPasoh森林保護区に設置されたタワーにおいて観測を行った。その結果、複雑な樹冠構造をもつ熱帯雨林の気温、湿度、風速の鉛直分布特性、アルベドの季節変化やそれに対する太陽高度の影響などが明らかになった。地上高の高い熱帯林群落でのエネルギー交換量の推定には、群落内貯熱量の推定が不可欠と考えられたので、気温・湿度の鉛直分布の観測値からこれを推定するとともに、群落上での気温・湿度変化から簡単に群落内貯熱量を推定できる実験式を作成した。次に、顕熱、水蒸気潜熱へのエネルギーの配分について検討し、潜熱成分の割合が大きい傾向があるが、無降雨日が続くと配分割合が60%程度に低下すること、降雨があると放射エネルギーに顕熱が蒸発潜熱のエネルギー供給源になることがわかった。さらに、乱流変動観測を行って、エネルギー等の交換をもたらす乱流の特性について検討した。乱流変動法による直接的な交換量把握が難しいことがわかり、補正を加える必要があったが、この補正によって日中の下向きの二酸化炭素の輸送量を推定することができた。

[キーワード] 熱帯林、微気象、エネルギー交換、乱流変動法、群落内貯熱量

1. はじめに

かつて湿潤熱帯地域を広くおおっていた森林が減少し、地表面と大気間のエネルギーや水・二酸化炭素などの物質交換量が変化してきていることが推測されている。そのため、小規模の空間スケールにおいては、例えば地面が日射に直接さらされることによる地表面の乾燥、蒸発散の減少による局地的な気温上昇などが生じる。これは、森林の再生や農業の安定を図る上で、好ましくない影響を及ぼすことにつながる。さらに、森林の減少が広大な面積に至っていることから、より大きな空間スケールにおいて、陸地面と大気間の交換作用の変化が地球規模の大気循環に影響を及ぼすことが問題となっている。大気大循環モデル (GCM) によるシミュレーションの結果によると、南米アマゾン熱帯雨林の伐採は、単なる気温上昇のみならず、極端な降雨減少をもたらすことが予測されている。また、アジア地域においてその気候を特徴づけているモンスーンは、多様な陸地面での交換過程の影響を受けて変動することが推測されている。

このような背景において、熱帯雨林における微気象特性、大気とのエネルギー等の交換特性を明らかにすることは、あらゆる空間スケールにおける気候を問題とする上で重要といえる。そのため、本研究においては、半島マレーシアの熱帯林試験地に設置された52mの観測タワーで、気象観測、エネルギー等の交換量の観測を実施した。その結果、エネルギー・水・二酸化炭素の交換量の推定が可能になったので、これを中心とし、林内の微気象特性などととも報告する。

2. 観測方法

本研究の観測は、半島マレーシア、ネグリセンビラン州 (Negri Sembilan) にある、マレーシア森林研究所のパソー森林保護区 (Pasoh Forest Reserve) に設置された観測タワー地点で実施している。当保護区は、北緯 $2^{\circ}58'$ - $2^{\circ}59'$ 、東経 $102^{\circ}17'$ - $102^{\circ}20'$ 、クアラルンプールの南東140kmに位置する。全体面積2450haのうち約650haが平地天然林でおおわれ、標高75-150mの起伏の緩い地形となっている (Soepadmo, 1978)。雨量は、モンスーンの影響を受けて、4-5月、10-12月に多く、1-3月、7-8月に少ないが、どの月も数10mm程度の雨量がある。年雨量の平均は2054mm (Soepadmo, 1978) で、熱帯雨林気候としては少ない方である。年平均気温は 24.8° で季節変化に乏しい。

当初、観測タワーは、高さ40mのタワー1本と30mのタワー2本を、高さ30mにかかる長さ約20mのブリッジをつないだシステムとして建設され、40mの高さに1993年4月に気象観測装置を設置して、観測を開始した。観測項目は、下向き短波放射量、上向き短波放射量、純放射量、雨量、気温、湿度、風向、風速であるが、同時に林内1.2mでも気温、湿度を、地表面下2cmで地中熱流量、10cm、30cmで地温を測定した。これにより、樹幹上部と林内の微気象の比較などの研究を行ったのははじめ、熱帯林生態系研究の基礎的な気象資料の提供を行っている。しかしながら、森林と大気間のエネルギーや物質の交換過程の推定に関しては、40mを超えるエマージェントツリーが存在することから、タワーの高さが不足し、大きな問題となっていた。

そこで、40mのタワーを52mに延伸することとし、1995年3月より気象観測装置を52.6mの高さに移設して観測を開始した。これにより、最も高い48m程度のエマージェントツリーよりも上部に達したので、大気森林間の交換量を推定する条件が整った。本報告では、その後の観測結果について述べることにする。

観測タワーにおける継続的な測定項目は、上向きと下向き短波放射量、純放射量、雨量、気温・相対湿度、風向・風速である。いずれも、高さ52.6mに測器を設置した。また、気温と絶対湿度（水蒸気圧）の2点間の差から顕熱と蒸発散潜熱を推定することを目的にして、高さ52.6mと43.6mに取り付けた通風乾湿計を設置し、随時測定した。このほか、地表面下2cmの地中熱流量、10cm、30cmの地温（熱電対）を継続測定した。

風速・気温・湿度の鉛直分布の観測は、1995年3月4-5日に、風速計、通風乾湿計を高さ52.6、49.1、41.5、33.0、17.0、1.0mの6点に取り付けて実施した。

これとは別に、森林群落のエネルギー交換と炭酸ガスフラックスを直接的に求めることを目的とした乱流変動観測を実施した。この観測では、比較的時定数の小さい測器を使用して、風速、気温、湿度、炭酸ガス濃度の時間変動を測定する必要がある。そのため、このタワーの最上部に3次元の超音波風速・温度計(DAT-600, KAIJO)、赤外線水蒸気・炭酸ガス変動計(E-009A, ADVANET)を設置して観測を行ない、乱流変動法による解析から乱流フラックスの時間変化を求めた。測器には、タワー基部に設置した発電機から100Vの商用電源を供給し、データは光磁気ディスク式のデータロガーに10Hzの周波数(每秒10回)で記録した。乱流観測の測器を設置したのと同高度に、通風乾湿計、赤外線ガス分析計(NDIR)を設置し、乾・湿球温度と炭酸ガス濃度の平均値を1分毎に観測・記録した。乱流変動観測に使用する測器は商用電源の使用が前提となるため、通常商用電源が供給されていないパソ-試験地では観測を継続して行うことは出来ない。そのため観測期間は限られ、今回の解析では1995年3月21日から28日の間に測定されたデータを使用した。この期間はパソ-試験地では乾季に相当し、降水量は比較的少ない。

観測対象とした熱帯降雨林のバイオマス・葉面積指数は、タワー設置場所を含む周辺の約6haの毎木調査の資料(新山ら、未発表)から、以下のように推定された。まず、観測資料からタワー周辺における胸高直径分布(図-1)が得られた。また、パソ-熱帯降雨林でKato et al. (1978)によって求められた樹高推定式を用いて、タワー周辺の樹高分布を求めた(図-2)。さらに、Kato et al. (1978)に示された経験式を用いて、樹幹、枝、葉それぞれの乾物重量を計算した。その結果は表1のようになり、観測対象の森林の葉面積指数は6.52と推定された。

表1 試験地周辺森林のバイオマスと葉面積指数

	(t ha ⁻¹)	(t ha ⁻¹)	(t ha ⁻¹)		文献
	幹	枝	葉	LAI	
バイオマス	370.1	86.2	7.3	6.52	新山ら(未発表)より
バイオマス	380.6	86.2	8.3	7.3	Kato et al. (1978)

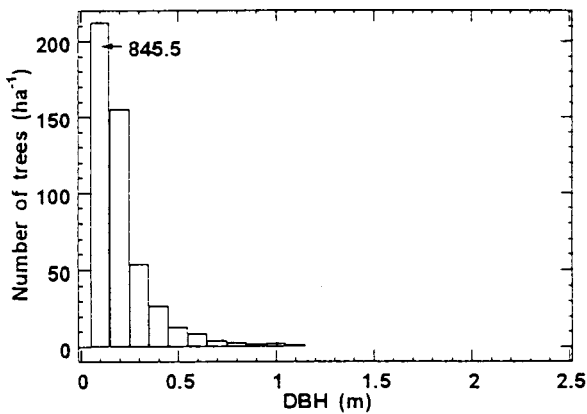


図-1 タワー周辺の樹木の胸高直径分布
(DBH ≥ 0.05 m) (新山ら, 未発表から作図)

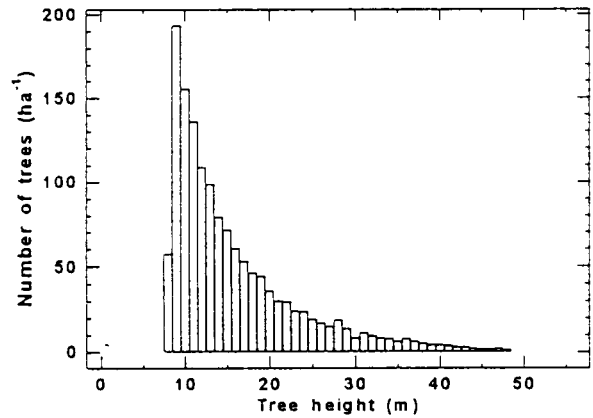


図-2 タワー周辺の樹木の樹高分布
(DBH ≥ 0.05 m) (新山ら, 未発表から作図)

3. 観測結果および解析

(1) 気象要素の鉛直分布

無降雨であった1995年3月4-5日における、風速、気温、水蒸気圧の鉛直分布について、ここでは検討する。気温については、各測定点の時間変化と主な時刻の鉛直分布とを、図-3に示した。図をみると、マレーシアの現地時間は約1時間の遅れがあり、太陽の南中が13時頃になることを反映して、最低気温は7-8時頃に、最高気温は15-17時頃に生じている。鉛直方向の分布においては、1.0mが他の高さに比べて較差が小さいことが目立つ。夜間から朝にかけては17.0mより上部ではほとんど等温であり、4日においては1.0mが0.5度高くなっている。日中は、1.0mの気温の上昇が遅れ、他よりかなり低い。17.0m以上の差を細かくみると、33.0、41.5mの気温が早く昇温する。49.1、52.6mの気温はこれより遅れるが、4日には41.5mが16時頃に、33.0、41.5mよりむしろ高くなっている。33.0mより下方では、17.0、1.0mにゆくにしたがい、上昇がおこなわれている。日変化の傾向から、日中高さ30以上の樹冠層がほぼ一様に加熱され、樹冠層下部17.0mから1.0mにかけての温度変化が大きいことがわかる。日中、樹冠層の加熱のため林内の大気が安定条件になり、温度差が大きくなるのに対して、夕方から早朝にかけては樹冠層での温度低下に伴って林内大気は中立となり温度差がなくなることは、一般的な森林微気象の性質である。今回得られた結果の特徴としては、多層にわたる複雑な樹冠層を反映してその内部の温度差は小さく、樹冠の密度が乏しくなる17m以下でやや大きな温度勾配がみられるということであろう。

南米アマゾンの熱帯雨林での観測結果 (Roberts et al., 1990) は、平均樹高30m、エマージェントが40mとパソニーよりも低い、今回得られたものと類似した結果となっている。すなわち、日中、樹冠層上部 (35.69m) の気温が最も高くなるが、その上下、すなわち樹冠より上方 (44.66m) と樹冠層下部 (23.25m) との温度差はせいぜい1°で小さく、その下方での変化が大きく林床付近 (1.45m) の気温が2°程度低くなっている。熱帯雨林の多層の樹冠層の特性を反映した結果として共通した特徴をもっているようである。

湿度について、水蒸気圧の各測定点の時間変化を、図-4に示す。気温と同様、樹冠層内の差は小さく、林床付近が上部と異なる値で推移している。各水蒸気圧については、日中夜間を通じ、おおむね林床面から樹冠、上空へと低くなっていて、群落内の水蒸気輸送が顕熱と異なり、常に上向きであることがわかる。

風速については1時間平均値を計算し、樹冠上の気温分布から大気不安定度が中立時の鉛直分布を図-5に示した。ここで、52.6、49.1、41.5mの各高さの1時間平均気温の差が 0.1°C 以内の場合に中立とみなした。林床に近い1.0mの風速はたいへん弱く、風杯が回転しない場合が多いため、これを表示することができなかった。風速は49.1mから41.5mにかけて急激に小さくなり、41.5m付近で分布に折れがみられる。おおむね、41.5mより下部が樹冠層内、上部が接地境界層とみられる。今後の熱交換解析などでは、多層複雑なタワー周辺の熱帯雨林の平均的な群落高さを41.5mの付近にあるとみなすことにする。

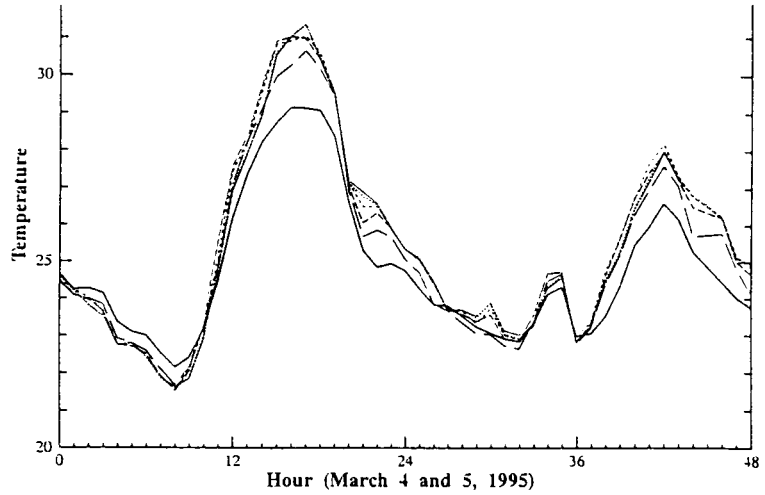


図-3 3月4-5日の各観測高さの気温変化

—— 52.6m 49.1m - - - 41.5m
 - · - · 33.0m - - - 17.0m —— 1.0m

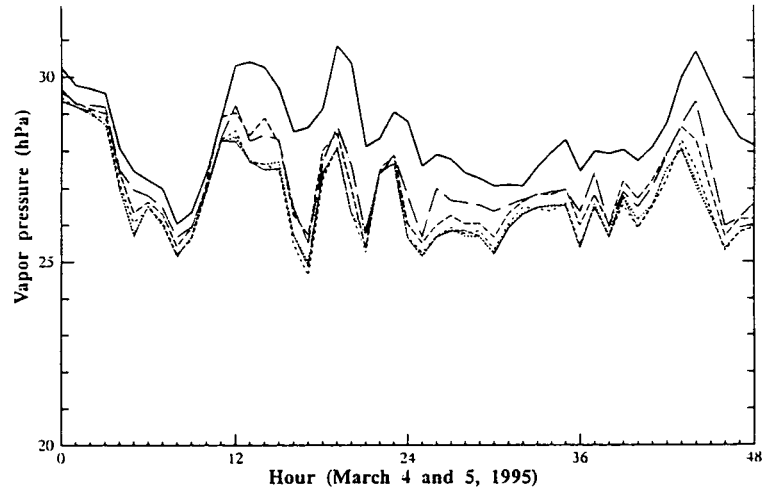


図-4 3月4-5日の各観測高さの水蒸気圧変化
 (凡例は図-3に同じ)

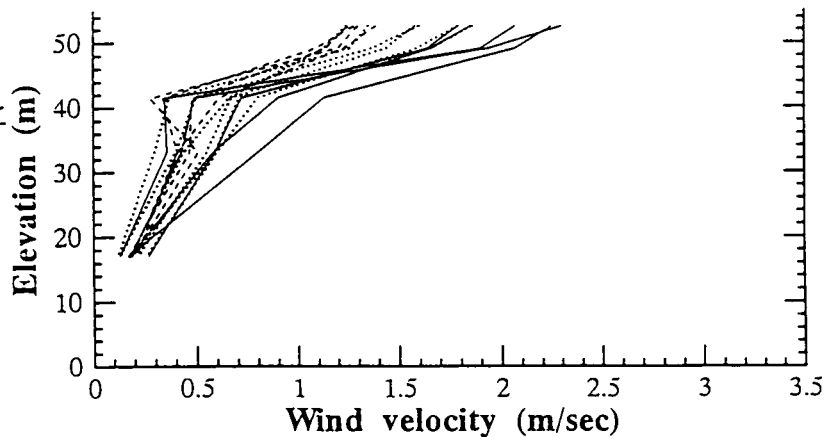


図-5 3月3-5の大気不安定度が中立である時の風速の鉛直分布—— 3日19-23時
 - - - 4日4-8時 4日23-5日4時

(2) アルベドの特性

短波放射量の反射率であるアルベドは、植生群落のエネルギー交換の基礎を決定するものとして重要である。図-6は、タワーを40mから52mに延伸して以降の下向き短波放射量と大気上端日射量の日量とともに、アルベドの変化を示したものである。アルベドは、日合計短波放射量における上向きと下向きの比のほか、太陽高度の高い時間の平均（ローカルタイムが1時間遅れのため10時から16時）、その時間のうち下向き短波放射量が多い（ $>0.8\text{kw/m}^2$ ）ものの平均を示した。赤道直下のため、大気上端日射量の季節変化が小さく、そのため下向き短波放射量の観測値の季節変化も小さくなっている。

アルベドをみると、6-7月（1月1日からの日数であるJulian dayで表すと182-212、以下同じ）の値が大きく、4月（91-120）、10-11月（274-334）の値が小さい傾向がみられる。月平均値は、0.125から0.139であり、タイの熱帯常緑林の0.120-0.147（Pinker et al., 1980）、ナイジェリアの熱帯雨林の0.12-0.13（Oguntoyinbo, 1970）と同じ程度である。また、アマゾンでは0.1225の平均値が示されており、季節変化の幅がわからないが、類似した値とみなせる。パソアの値は熱帯林で普通のものと考えられる。

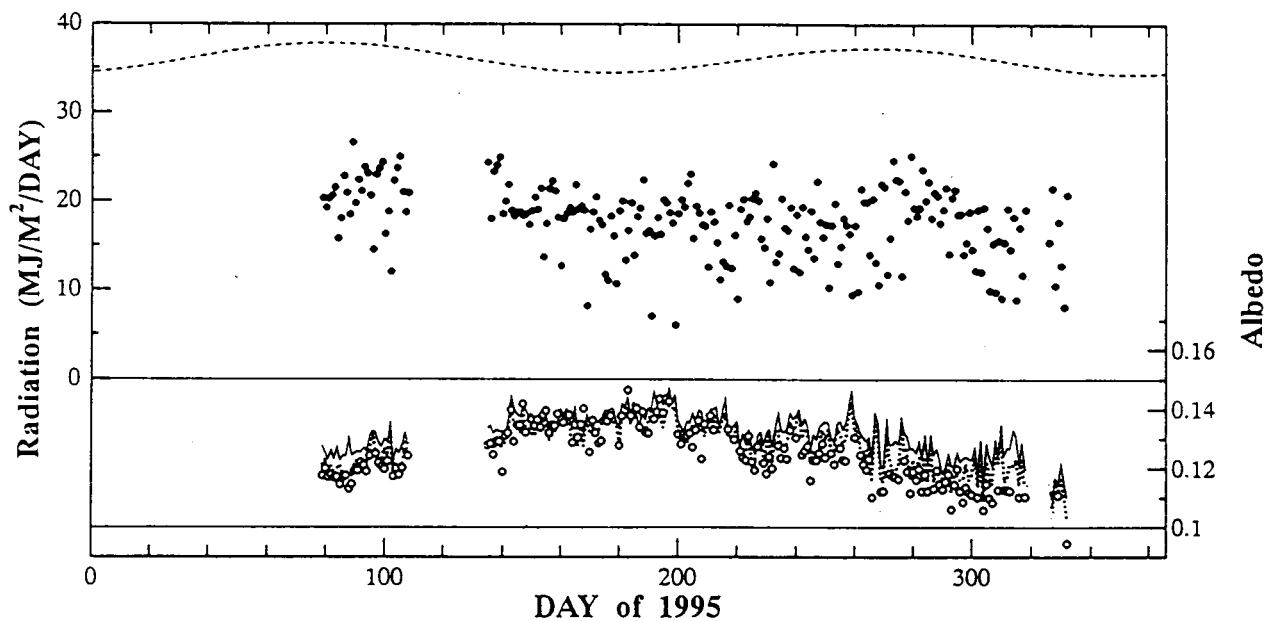


図-6 下向き短波放射量、大気上端日射量、アルベドの長期変化

- : 下向き短波放射量、 - - - - : 大気上端日射量
- : 日平均アルベド、- - - - : 10時から16時までの平均アルベド
- : 10時から16時までで、かつ、下向き短波放射が 0.8kw/m^2 より大きい場合の平均アルベド

(3) 群落内貯熱量とそのパラメータ化

① 群落内貯熱量の推定法

群落のエネルギー収支は(1)式、(2)式で示される。

$$R_n - Q_s = H + I E \quad (1)$$

$$Q_s = Q_a + Q_w + Q_v + Q_g \quad (2)$$

ここに、 R_n 、 Q_s 、 H 、 $I E$ は、正味放射量、群落内貯熱量、顕熱、潜熱をそれぞれ表す。 $R_n - Q_s$ は有効エネルギー(available energy)と呼ばれ、群落によって顕熱、潜熱への変換に使用される量である。さらに、群落内貯熱量は、群落内大気の顕熱貯熱(Q_a)、群落内大気潜熱貯熱(Q_w)、バイオマス貯熱(Q_v)、土壌貯熱(Q_g)で構成され、それぞれ(3)、(4)、(5)、(6)式で表される。

$$Q_a = \int_0^{z_r} C_p \rho (dT_a / dt) dz \quad (3)$$

$$Q_w = \int_0^{z_r} C_p \rho / \gamma (de / dt) dz \quad (4)$$

$$Q_v = \int_0^h C_v \rho_v (dT_v / dt) dz \quad (5)$$

$$Q_g = Q_g(z) + \int_0^{z_r} C_s \rho_s (dT_s / dt) dz \quad (6)$$

ここに、 C_p 、 ρ は大気定圧比熱と密度、 C_v 、 ρ_v はバイオマスの比熱と密度、 C_s 、 ρ_s は土壌の比熱と密度を表す。また、 T_a は気温、 e は水蒸気圧、 T_v はバイオマスの温度、 T_s は土壌の温度を、さらに γ は乾湿計定数をそれぞれ表す。積分の上限の h 、 z_r はそれぞれ樹幹長、基準高度(reference height)を表す。基準高度は、エネルギー収支を考える際の基準面となる高さである。

群落内の顕熱と潜熱貯熱量は、群落内外の6高度(1m, 17m, 33m, 41.5m, 49.1m, 52.6m)に設置した通風乾湿計のデータから直接計算される。また、土壌貯熱量は群落内土壌の深さ2cmに埋設した地中熱流板によって観測し、それより上側の貯熱変化は無視した。

群落内のバイオマス貯熱は、次の方法によって計算した。すなわち、1) 新山ら(1995)の毎木調査によって測定された胸高直径データから、Kato et al. (1978)を用いて樹高を求め、これから樹幹形状を円錐台と仮定して高度別の樹幹直径分布を計算し、2) 通風乾湿計により測定した群落内

の気温を内挿して、高度別の気温分布の時間変化を樹幹表面温度として与え、円筒座標の熱伝導方程式を解いて求めた。葉温や枝の温度は、気温変化に対して速やかに追従して変化するものと仮定して無視した。

②貯熱量の推定結果

森林群落上のエネルギー収支(1), (2)式において、(1)式の左辺は有効エネルギーで、群落上の正味放射量から測定高度以下の気層、植物体、土壤に貯熱されるエネルギーを差し引いた値で表される。正味放射量は観測により得られているので、群落内貯熱量を評価することによって有効エネルギー量を明らかにすることができる。有効エネルギーは、乱流変動法による顕熱、潜熱フラックスの大きさをチェックするために、またボーエン比法により顕熱、潜熱を分配するときの基本量として重要である。背の低い群落では貯熱量のほとんどが土壤貯熱に配分されるが、観測を行ったパソ熱帯林では樹高が高いことから、群落内の気層、植物体に貯熱されるエネルギー量も比較的大きいことが予想された。逆に土壤貯熱量は一日を通して正味放射量の1%程度であることが観測から分かっており、通常正味放射量の3%未満(Jarvis et al., 1976)といわれる光合成に使われる熱量とともに、これを無視した。

図-7に群落内の顕熱、潜熱、バイオマス貯熱量の日変化を示す。顕熱は、日の出から午後の早い時間まで、また潜熱は11時頃まで群落内の気層に貯熱される。その後は顕熱、潜熱とも、スコールをもたらすような小擾乱によるとおもわれる気団の入れ替わりに対応して、貯熱、放熱を繰り返している。一方、バイオマス貯熱は顕熱貯熱と似た変化を示すが、顕熱貯熱量に比べて位相が2時間ほど遅れており、緩やかに変化している。

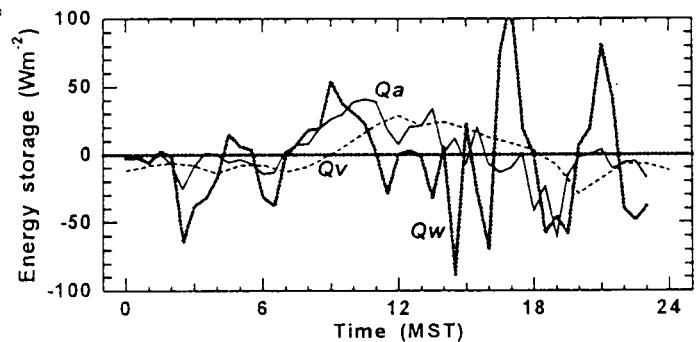


図-7 群落内貯熱量の日変化

② 貯熱量のパラメータ化

群落内の気温、湿度鉛直分布が観測されていれば、群落内の顕熱、潜熱、バイオマス貯熱が計算できることを前節で示したが、バイオマス貯熱については計算に多くの時間を必要とする。また、測器が限られている場合には、恒常的に群落内の気温、湿度の鉛直分布の観測を行えない場合も生ずる。土壤貯熱を除く群落内の各貯熱量は、群落上端の気温、湿度の時間変化から推定出来ることがAston(1985)、Moore and Fisch(1986)、McCaughey and Saxton(1988)らによって示されており、この方法を検討した。具体的には、1時間単位の群落内各貯熱量と52mの高さでの気温、湿度の時間変化との関係について回帰分析を行い、推定式を作成した。

群落外(52.6m)の気温時間変化と、観測及びモデルによる群落内の顕熱、バイオマス貯熱量の関係を図-8、図-9に、また群落外の水蒸気圧時間変化と、観測による群落内の潜熱貯熱量との

関係を図-10に示す。回帰分析を行った結果、1時間当たりの気温、水蒸気圧変化をパラメータに以下の経験式が導かれた。

$$Q_a = 15.8 (dT/dt) \quad \text{Wm}^{-2} \quad (7)$$

$$Q_w = 21.5 (de/dt) \quad \text{Wm}^{-2} \quad (8)$$

$$Q_v = 11.6 (dT/dt) \quad \text{Wm}^{-2} \quad (9)$$

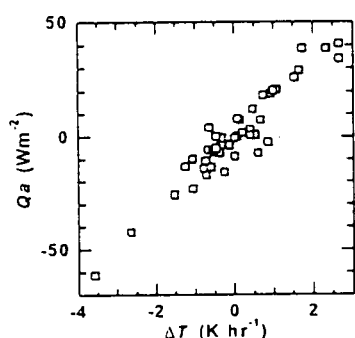


図-8 樹冠上の気温変化と
群落内顕熱貯熱量の関係

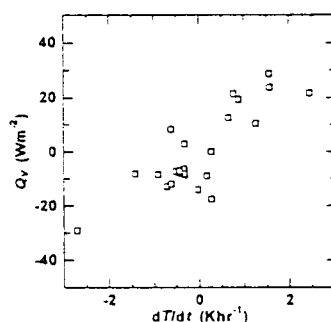


図-9 樹冠上の気温変化と
群落内樹体貯熱量の関係

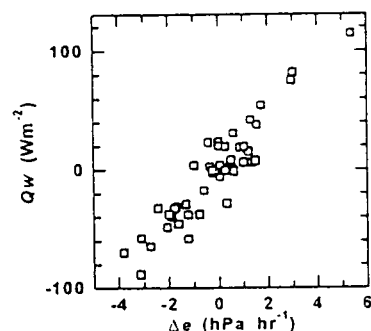


図-10 樹冠上の水蒸気圧変化
と群落内潜熱貯熱量の関係

Aston(1985)、McCaughey and Saxton(1988)、Moore and Fisch(1986)が行った森林の群落内貯熱に関する研究では、表2のような経験式が示されている。積分の上限高度は明示されていないが、Aston(1985)、McCaughey and Saxton(1988)が対象とした森林の平均樹高はそれぞれ10m、20mである。また、Moore and Fisch(1986)のアマゾンの熱帯降雨林の貯熱推定では、積分の上限は41mにとられている。パソアの森林における群落内顕熱・バイオマス貯熱量は、Aston(1985)、McCaughey and Saxton(1988)より大きく、Moore and Fisch(1986)より小さい。観測を行った森林の樹高、バイオマスの違いが、このような結果をもたらしたと推察される。

表2 群落内顕熱、バイオマス貯熱量推定式の比較

(顕熱+バイオマス貯熱量)推定式	Biomass (kgm-2)	文献
$(Q_a + Q_v) = 10.29 (dT/dt) + 1.15$	14	Aston (1985)
$(Q_a + Q_v) = 16.31 (dT/dt) - 0.17$	21	McCaughey and Saxton (1988)
$(Q_a + Q_v) = 29.3 (dT/dt)$	70	Moore and Fisch (1986)
$(Q_a + Q_v) = 27.4 (dT/dt)$	46	本報告(1996)

(4) ボーエン比法によるエネルギー・水交換量の推定

① ボーエン比法による推定法

微気象観測に基づいて植生と大気間のエネルギー、水の交換量を推定する手法として、供給エネルギーを、接地境界層内の2点間の気温水蒸気圧差の測定値により、顕熱と潜熱に配分するボーエン比がよく用いられている。ボーエン比法では、森林におけるエネルギー収支(1式)を基礎に用いる。(1)式は、有効放射量($R_n - Q_s$)を Q で表すと、

$$Q = H + \lambda E \quad (10)$$

となる。 Q_s を構成する(2)式の左辺各貯熱項のうち、すでに述べたように土壌貯熱量が無視できるから、 Q は(2)式に、(8)、(9)、(10)を代入して得られた Q_s の値と R_n の観測値から求められる。次に、ボーエン比 β を、

$$\beta \equiv H / \lambda E \quad (11)$$

で定義すると、 β は2高度の気温 T 及び水蒸気圧 e の測定値から、

$$\beta = \gamma (T_1 - T_2) / (e_1 - e_2) \quad (12)$$

で求められる。(11)式を(10)式に代入すると、 S と λE が次式で計算できる。

$$H = \beta Q / (1 + \beta) \quad (13)$$

$$\lambda E = Q / (1 + \beta) \quad (14)$$

③ 推定結果

2高度を43.6m、52.6mとしてボーエン比法による交換量の推定計算を行った。8月31日(Julian day243)から11月12日(Julian day=316)の期間の日量の変化を、潜熱輸送量の有効エネルギーに対する比、日雨量の変化とともに図-11に示す。通風乾湿計の湿球のガーゼが乾いたことによる欠測期間があり連続した結果になっていないが、潜熱の降雨の多い10月下旬から11月にかけてはほとんどの供給エネルギー(純放射量に群落内貯熱変化を考慮して加えた熱量)が水蒸気潜熱に配分されていること、無降雨日が続くと、潜熱の供給エネルギーに対する比($\lambda E / Q$)が0.6程度に低下する傾向がみられた。

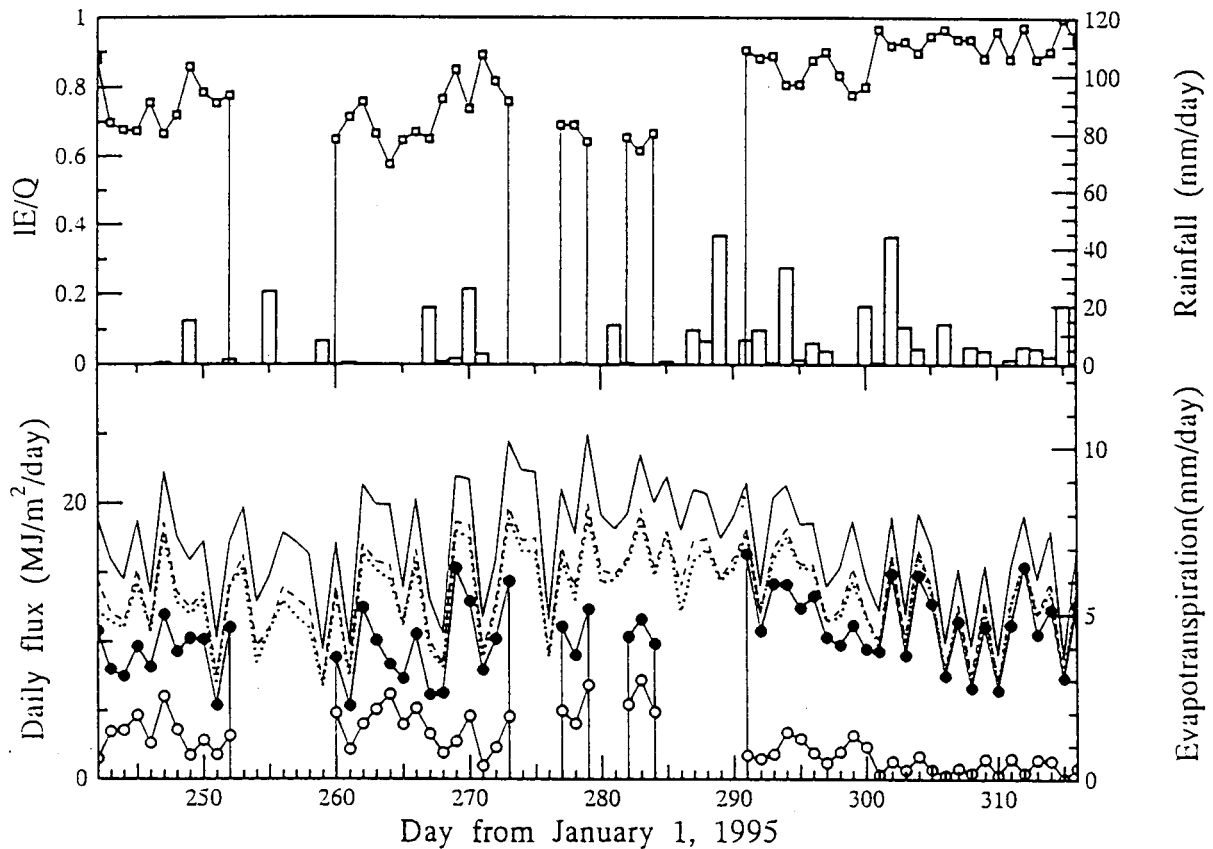


図-11 ポーエン比法による顕熱・潜熱の日量、潜熱の有効エネルギーに対する比などの変化
 ——— 下向き短波放射量 (S_d)、- - - 純放射量 ($S_d > 0$ の場合の合計)
 ····· 有効エネルギー ($S_d > 0$ の場合の合計)、○：顕熱、●：潜熱
 □：潜熱の有効エネルギーに対する比、棒グラフ：日雨量

図-12、13に、9月4日(247)と10月30日(303)の有効エネルギー Q 、顕熱 H 、潜熱 λE 、52.6mと43.6mの気温、水蒸気圧、及びその差、ポーエン比、雨量、風速の日変化を示す。9月4日は、2時に0.5mmの雨があるがおおむね晴天であり、先行降雨量は、5日間で2mm、15日間でも5mmで、比較的乾いた条件の日である。午後に、飽差が大きくなるとともに、潜熱が低下して顕熱が大きくなる傾向がみられる。乾燥時に、気孔の働きによって午後に蒸散潜熱が低下する傾向は一般的なものである(服部、1993)が、得られた結果はそれほど顕著なものではない。より乾燥した条件でのデータを待つとともに、土壤水分の観測を実施して、今後検討する予定である。一方、10月30日は雨季の最中であり、先行雨量は、5日間で64.5mm、15日間で185mmとなっている。この日のみならず、雨季には有効エネルギーのほとんど全部が潜熱に配分されている(図-11参照)。この日は14時以降に降雨があり、樹冠に雨水が付着する状態になっている筈である。図-13においては、15時頃から気温差の正負が逆転し、下の方が低温になっており、顕熱量がマイナスに、潜熱量が有効エネルギーを上回っている様子がみられる。風速も大きく、飽差も0でないため、付着した雨水が放射エネルギーの他に顕熱エネルギーを得て、さかんに蒸発しているという結果である。このような降雨後の微気象環境は、森林で遮断蒸発が多いという一般的傾向を裏付けるものである。なお、夕方の降雨による気温の逆転については、アマゾンの熱帯雨林でも観測されている(Shuttleworth et al., 1985)。

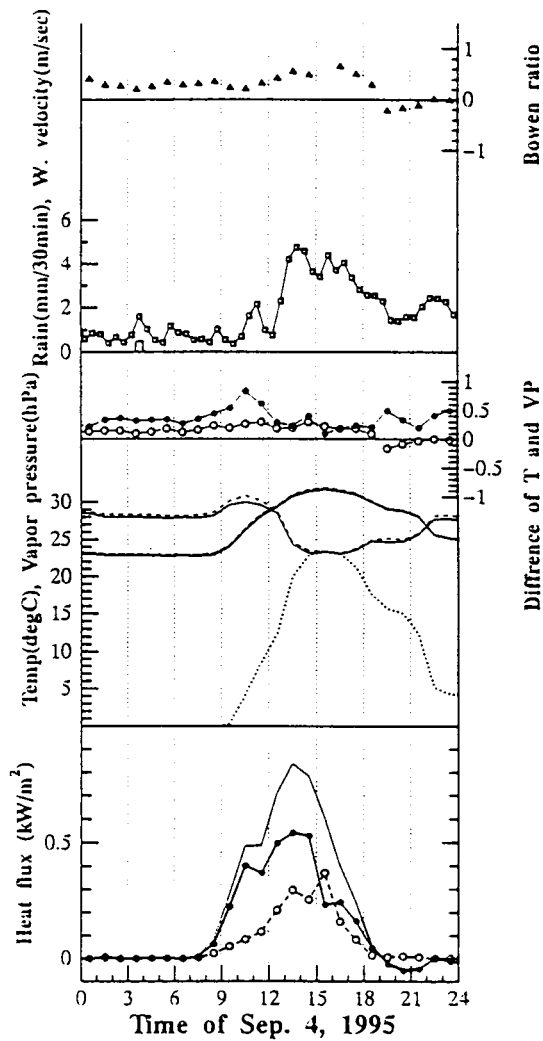


図-12 1995年9月4日のエネルギー交換の日変化

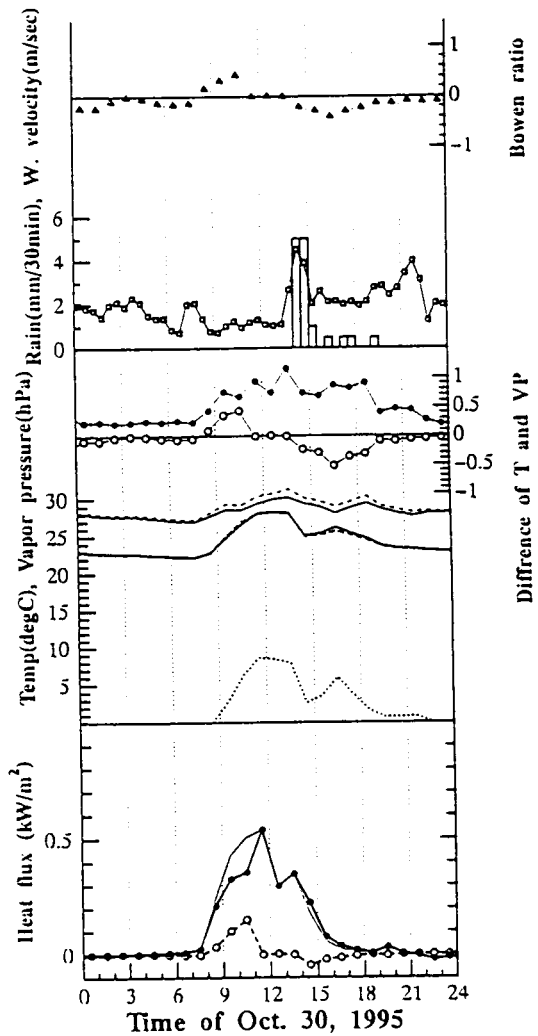


図-13 1995年10月30日のエネルギー交換の日変化

△：ボーエン比、□：風速 (m/sec)、棒グラフ：雨 (mm/30分)、
 ○—○：52.6mと43.6mの気温差、●—●：52.6mと43.6mの水蒸気圧差
 ○—○：顕熱、●—●：潜熱、..... 飽差
 —：52.6m気温、- - -：43.6m気温、——：52.6m水蒸気圧、- - -：43.6m水蒸気圧

(5) 乱流フラックス観測

① 乱流変動法によるフラックスの推定

乱流変動法による解析では、まず超音波風速計によって観測された3次元の風速データに対して座標変換を行う必要があり、1)水平の座標軸を主風の方に一致させ、2)測器の設置、あるいは地形、地物など局所的な原因による吹き上げ、吹き下げの影響を除去し、解析の前提となる風速の鉛直成分の平均が0になるように、変換した(Kaimal, 1988)。また、超音波風速計の風速測

定における温度補正(Kaimal and Gaynor, 1991)を行い、解析に使用するデータを準備した。

乱流変動法におけるフラックスは、風速の鉛直成分と、気温、比湿、炭酸ガス濃度などのスカラー量、それぞれの変動値の積から求めることができる。したがって、観測値から平均値と変動値を分離する必要がある。平均時間は、森林群落を対象とした観測では15分から30分程度にとられ、通常は算術平均が用いられる。しかし、この観測時間内でバックグラウンドの値が変化する、すなわち平均値が時間変化するような場合には、何らかの方法でこの変化を近似する必要がある。パソーにおける観測では、観測時刻によっては、比湿と炭酸ガス濃度の測定値にこのような非定常性が見られた。このようなデータの非定常性から逃れるために、ここではMcMillen(1987)が用いた再帰型のローパスフィルタを使用した。さらに、潜熱、炭酸ガスフラックスの計算にあたっては、水蒸気による質量輸送を補正するWebb et al.(1980)を採用した。Webb et al.(1980)の補正は、水蒸気、炭酸ガスの変動値を測定する測器が、湿潤乾燥空気に対する重量比を出力するために生じる問題を修正するために必要な手順である。

② 乱流変動法の観測値への適用

データを1次解析した結果、虫の飛来等による外来ノイズの影響が少なかった3月24日の観測記録について解析を行った。超音波風速計のデータ処理では、3次元の風速場における座標変換を行い、上記2回の変換に加え、本来鉛直に向かうべきフラックスのずれを補正する変換を行った。その結果、3回の変換のうち、吹き上げやフラックスのずれを補正するための角度が大きく変動し、観測点の風速場が非常にねじれた構造であることがわかった。

このように観測で得られた風速データが乱流変動法の観測に適さない原因として、1)観測を行った地点では一般風が非常に弱いこと、さらに、2)熱帯降雨林の樹冠構造が非常に複雑であること、などをあげることが出来る。しかしこれらは直感的、定性的理解に過ぎず、今後乱流変動法の適用限界を明らかにして行くためには、大気安定度と風速場の関係等を定量的に解析する必要がある。

さらに、観測値から平均値と変動値を、再帰型低減フィルタによって分離した。観測された気温、比湿、炭酸ガス濃度の平均値には非定常性が現れていたが、この方法によってバックグラウンドの変化を除去することができた。なお、カットオフ周波数は試験的に切り出した観測データの平均値にはフラックスが最大になるよう繰り返し計算を行って決定した。

以上のような手順を経て乱流変動法で計算された日中の顕熱・潜熱フラックスを図-14に示す。顕熱・潜熱フラックスの値は、 100Wm^{-2} から 200Wm^{-2} 程度となったが、両者を加えても有効エネルギーの50%程度にしかならない。その原因としては、観測時の平均風速が 1ms^{-1} から 2ms^{-1} と非常に小さいことと、熱帯林特有の複雑な樹冠構造の影響

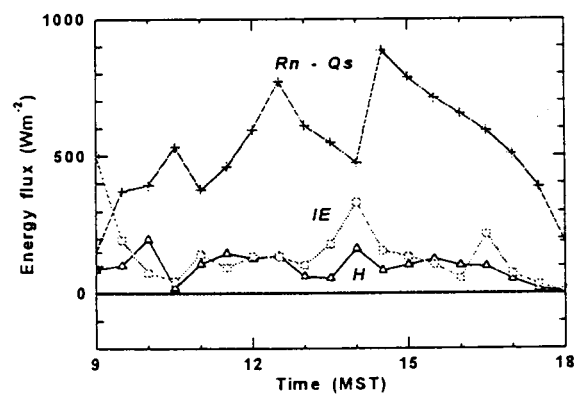


図-14 乱流変動法による顕熱・潜熱フラックス

を受けて、一般的な群落上境界層内の風速場とは異なる構造を持っていたことが推察される。解析の結果、と相関を持つべきスカラーの変動値が、時にと相関を持ってしまうような現象が生じており、これにより鉛直フラックスが過小に評価されたと考えられる。

③乱流共分散ボーエン比法による推定法

乱流変動法によるフラックス測定は、フラックスの直接測定法とも呼ばれ、本来はエネルギー収支とは独立して顕熱、潜熱のフラックスを求めることができる。乱流変動法は本来、他の微気象学的なフラックス推定法と異なり、仮定の少ない直接的なフラックス測定法として推定値の検証などにも用いられる。しかし、パソー試験地で得られた乱流データを解析した結果、乱流変動法で計算された顕熱と潜熱の和は有効エネルギーよりかなり小さい値を取り、(1)式を満たさなかった。ここでは問題を含む観測データからエネルギー収支を閉じ、顕熱、潜熱、炭酸ガスフラックスを推定する方法について述べる。

顕熱、潜熱が同じメカニズムで輸送されていると仮定すると、乱流観測で得られたデータから求めたボーエン比は(13)式で表すことができる。

$$B_{Ec} \equiv H / 1 E = (C_p / 1) (w' T' / w' q') \quad (15)$$

ここに、 B_{Ec} は通常の乱流変動法により求めた潜熱と顕熱の比、すなわち乱流共変動に基づくボーエン比を表す。 B_{Ec} で有効エネルギーを配分することによって、(16)式、(17)式からエネルギー収支を閉じるような条件下での顕熱 H^* と潜熱 $1 E^*$ を求めることができる。

$$H^* = B_{Ec} Q / (1 + B_{Ec}) \quad (16)$$

$$1 E^* = Q / (1 + B_{Ec}) \quad (17)$$

炭酸ガスについても同様の仮定が成立すれば、修正された潜熱フラックスと未修正の潜熱フラックスとの比でもとの炭酸ガスフラックス F_c を補正することにより、(18)式から修正後の炭酸ガスフラックス F_c^* を求めることができる。

$$F_c^* = F_c \cdot 1 E^* / 1 E \quad (18)$$

この推定手続きを、乱流共分散ボーエン比法と呼ぶことにする。

③乱流共分散ボーエン比法による推定結果

以上の方法によって求めた顕熱・潜熱フラックスを図-15に示した。また同様の考え方で補正した日中の炭酸ガスフラックスを図-16に示した。図-16によれば、日中の炭酸ガスフラックスは、下向きに $2 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 程度の値で輸送されており、夕方の擾乱が起こった時間帯に大きな上向きフラックスが観測されていることがわかる。

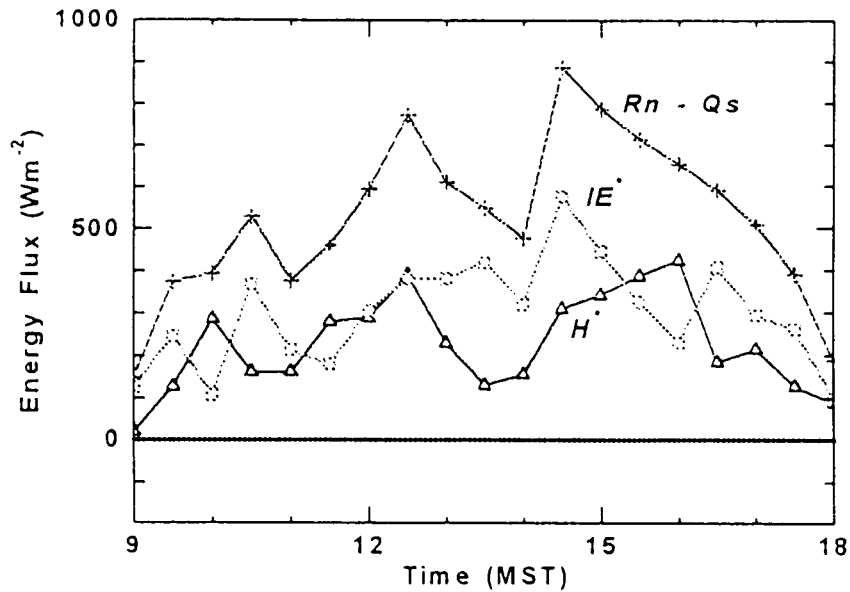


図-15 乱流共分散・ボーエン比法による群落上の顕熱・潜熱フラックス
Mar.24,1995, Pasoh

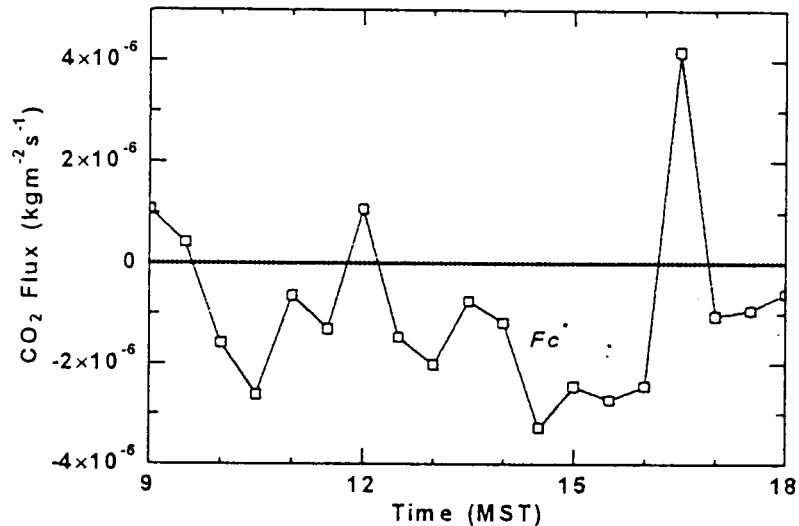


図-16 乱流共分散・ボーエン比法による群落上の炭酸ガスフラックス

引用文献

Aston, A.R. (1985): Heat storage in a young Eucalypt forest. *Agric. Forest Meteorol.* 35, 281-297

服部重昭・玉井幸治・阿部敏夫(1993): ヒノキ林における土壌水分と飽差が蒸発散に及ぼす影響、*日林誌*75(3)、216-224、1993。

Jarvis, P. G., James, G. B. and Landsberg, J. J. (1976): Coniferous forest. In: Monteith, J.L. (Editor), *Vegetation and the atmosphere*, Vol.2. Academic Press, New York, pp.171-236.

Kaimal J. C. (1988): The atmospheric boundary layer -Structure and measurement- (光田訳), 技報堂, pp. 116.

Kaimal J. C. and Gaynor, J. E. (1991): Another look at sonic thermometry. *Boundary-Layer Meteorol.* 56, 401-410.

Kato, R., Tadaki, Y. and Ogawa, H. (1978): Plant biomass and growth increment studies in Pasoh forest, *The malayan nature journal*, 30(2), 211-224

McCaughey, J. H. and Saxton W. L. (1988): Energy balance storage terms in a mature mixed forest. *Agric. For. Meteorol.*, 44, 1-18.

McMillen, R. T. (1987): An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* 43, 231-245.

Moore, C. J. and Fisch, G. (1986): Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. *Agric. and Forest Meteorol.*, 38, 147-169

新山馨・飯田滋生 (未発表) : 熱帯林構成種の群集動態に関する研究 (地球環境研究総合推進費 E-1(1)研究成果)

Oguntoyinbo, J. S. (1970): Reflection coefficient of natural vegetation, crops and urban surfaces in Nigeria. *Quart. J. Met. Soc.* 96, 430-441.

Pinker, R. T., Thompson, O. E. and Eck, T. F. (1980): The albedo of a tropical evergreen forest. *Quart. J. R. Met. Soc.* 106, 551-558

Roberts, J., Cabral, O. M. R. and Aguiar, L. F. (1990): stomatal and boundary-layer conductances in an Amazonian terra firme rain forest. *J. Appl. Ecol.* 27, 336-353.

Shuttleworth, W. J., Gash, J. H. C., Lloyd, C. R., Moore, C. J., Roberts, J., Marques Filho, A. O., Paula Silva Filho, V., Nazare Goes Ribeiro, M., Molion, L. C. B., Abreu Sa, L. D., Nobre, J. C., Cabral, O. M. R., Patel, S. R., Moraes, J. C. (1985): Daily variations of temperature and humidity within and above Amazonian forest. *Weather*, 102-105.

Soepadmo, E. (1978): Introduction to the Malaysian I.B.P. Synthesis Meeting. *Malay. Nat. J.* 20(2), 119-124.

Webb, E. K., Pearman, G. T. and Leuning, R. (1980): Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. Quart. J. R. Met. Soc. 106, 85-100.

[国際共同研究等の状況]

本研究は、「FRIM-NIES-UPM Joint Research Project on Tropical Forest Ecology and Biodiversity」として、マレーシア森林研究所 (FRIM)、マレーシア農科大学との共同研究として行われている。FRIMのパゾー森林保護区の利用に際しては、ネグリセンビラン州森林局 (Forest Department of Negri Sembilan) のご厚意を得ている。また、観測においては、FRIMの水文研究室の全面的な協力をいただいている。ここに厚く感謝する次第である。

[研究発表の状況]

(論文)

Tani, M., Ohtani, Y., Okano, M., Yamanoi, K. and Abdul Rahim Nik (1995): Characteristics of micrometeorology monitored in a tropical rainforest of Peninsular Malaysia. Research Report of FRIM/NIES/UPM Joint Research Project for 1994, 113-120.

Tani, M. and Abdul Rahim Nik (1995): Characteristics of micrometeorology monitored in a tropical rainforest of Peninsular Malaysia. Proc. the Second International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME, 343-346.

Tani, M., Ohtani, Y., Okano, M., Yamanoi, K., Watanabe, T. and Abdul Rahim Nik (1996): Micrometeorology and energy exchange monitored in a tropical rainforest of Peninsular Malaysia. Research Report of FRIM/NIES/UPM Joint Research Project for 1995, 113-120.

(学会等)

谷誠・Abdul Rahim Nik・大谷義一・岡野通明・山野井克己・渡辺力・安田幸生(1996): マレーシア熱帯雨林における熱収支観測 - ボーエン比法によるフラックスの推定について -、第107回日本林学会大会講演要旨集、p. 239

大谷義一・岡野通明・山野井克己・谷誠・渡辺力・Abdul Rahim Nik(1996): マレーシア熱帯雨林における乱流フラックス観測、第107回日本林学会大会講演要旨集、p. 240